

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد تکتونیک

بررسی خصوصیات ساختاری منطقه کیاسر و نقش آن در بروز ناپایداری شیبی

نگارنده: مطهره خانلری

استاد راهنما:

دکتر رمضان رضانی

استاد مشاور:

دکتر عزیزالله طاهری

بهمن ۱۳۹۷

تقدیم به ساحت مقدس صاحب الزمان آقام حضرت مهدی (عج) که سرچشمه، هستی دو عالمند.

و تقدیم بابوسه بردستان دو کوهر فروزان زندگی ام

پدر بزرگوارم و مادر مهربانم

آنان که دریای بیکران مهر خود را بر من ارزانی داشتند، امید آن که قطره‌ای از دریای محبتشان را

پاسخگو باشم.

و، همچنین خواهر عزیزم و، همسر عزیزشان، همراهان، همیگی و پشتوانه زندگی‌م.

مشکر و قدردانی

سپاس خدایی را سزااست که بر بنده منت نهاد، هستی ام بخشد و توفیق ام داد تا در مسیر کسب علم و تجربه قرار گیرم. اکنون که به فضل خداوند در این موقعیت قرار گرفته‌ام بر خود لازم می‌دانم از کلیه عزیزانی که از راهنمایی‌ها، مشورت‌ها و مساعدت‌هایشان در انجام این تحقیق بهره برده‌ام، قدردانی نمایم.

در ابتدا از خانواده عزیزم که در طول دوران تحصیل همواره یار و یاور من بوده‌اند از صمیم قلب سپاسگزارم و سلامتی ایشان را از درگاه خداوند متعال خواهانم. از پدر ماد عزیزتر از جانم که همیشه حامی و مشوق من بودند مشکر میکنم و من امیدوارم بتوانم قطره‌ای از محبت‌ها و زحمات شما را جبران کنم و از صمیم قلب بوی اندازه دوستان دارم. از جناب دکتر رضائی، استاد راهنمای فریخته و بزرگوارم که اولین روشنی بخش و راهنمای این راه بودند و بدون راهنمایی‌های ارزنده ایشان، به پایان رساندن این تحقیق ممکن نبود، و همچنین از جناب آقای دکتر طاهری و بخصوص جناب آقای دکتر مومنی که خالصانه بوی اندازه حمایت کردند، کمال مشکر و سپاسگزاری را دارم.

از زحمات تمامی اساتید ارجمند و دلسوز گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم زمین به ویژه جناب آقای دکتر امیدی که همیشه بنده را مورد لطف و عنایت خویش قرار داده و از هیچ کونه کمک و راهنمایی دریغ ننموده و بنده

افتخار شکر دمی ایشان را داشتم و جناب آقای دکتر حافظی مقدس که داوری را قبول زحمت کردند، شکر و
قدردانی می‌نمایم. بدون شک جایگاه و منزلت معلم، اجل از آن است که در مقام قدردانی از زحمات
بی‌شائبه‌ی او، بازبان قاصر و دست ناتوان، چیزی بخاریم اما از آنجایی که تجلیل از معلم، پاس از انسانی
است که هدف و غایت آفرینش را تأمین می‌کند و سلامت امانت‌هایی را که به دستش سپرده‌اند تضمین؛
بر حسب وظیفه و از باب "من لم یشکر المنعم من المخلوقین لم یشکر الله عزوجل"

و کر هزاران بار شکر و قدردانی به عمل آورم باز هم کم است.

پاس فراوان از دوستان عزیز و با محبت خانم مهندس فهیمه خالقی و جناب آقای بابک عابدی.

تعهد نامه

اینجانب **مطهره خانلری** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته **تکتونیک** دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه بررسی تاثیر تکتونیک بر ایجاد و تشدید **بررسی خصوصیات ساختاری منطقه کیاسر و نقش آن در بروز ناپایداری شیبی (بصورت مطالعه موردی)** تحت راهنمایی دکتر **رمضان رضانی** متعهد می شوم.

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود. استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

منطقه مورد مطالعه بخشی از زون البرز از منطقه تلمادره تا کیاسر از توابع استان مازندران می‌باشد. جهت تعیین خصوصیات ساختاری و نقش آن بر ناپایداری شیبی و همچنین تعیین مکانسیم زمین لغزش و عوامل تکتونیکی موثر در وقوع آن منطقه مورد بررسی قرار گرفت. مطالعات چینه‌نگاری وجود واحدهای سنگی پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک با راستای کلی شمال‌خاوری- جنوب‌باختری را تأیید می‌نماید. سیمای زمین ریختی منطقه به طور عمده تحت تأثیر عوامل ساختاری (چین‌ها و گسل‌ها) و جنس واحدهای سنگی می‌باشد. چین‌های مورد مطالعه شده، طبق رده‌بندی (Fluty 1964) بر مبنای زاویه بین دو یال، عمدتاً در رده باز (Open) و (Gentle) ملایم و به تعداد محدودتر در رده بسته (Close) قرار دارند. طبق رده‌بندی دیگر (Fluty 1964) در بررسی وضعیت هندسه چین‌خوردگی‌ها بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا، چین‌های منطقه به طور عمده در رده SubHorsental.Upright و تعدادی در رده Recumbent.SubHorsental قرار می‌گیرند. گسل‌های اصلی با راستای شمال‌خاوری- جنوب‌باختری همچون گسل لنگر و که دارای سازوکار معکوس چپ‌بر می‌باشند. گسل‌های فرعی مورد مطالعه از نوع معکوس و نرمال و امتداد لغز بوده و باروندهای متفاوت که ممکن است بیانگر تغییر فاز تکتونیکی بطور محلی در این محدوده باشد. سپس زمین لغزش مورد نظر را بررسی کرده که از نوع چرخشی می‌باشد. این زمین لغزش با توجه به حرکت‌های مداوم و با خراب کردن گابیون‌های کنار جاده یک زمین لغزش فعال می‌باشد. محل رخ داد آن کناره جاده اصلی دامغان-کیاسر در سازند مبارک و جهت ریزش شمال‌غربی می‌باشد. پهنه گسلی در نقطه لغزش اولاً با ایجاد دره و در نتیجه شیب‌دار کردن دامنه و همچنین با خرد کردن لایه‌های سازند مبارک و کمک به افزایش فرسایش زمینه برای ناپایداری شیبی فراهم کرده است. منطقه مورد مطالعه از نظر لرزه خیزی (با توجه به گسل‌های اصلی خرز و شمال البرز و .. که در اطراف منطقه فعالیت می‌کنند)، نیز منطقه ای فعال بوده و لرزش‌های متعدد رخ داده می‌تواند در تشدید ناپایداری شیبی بسیار موثر باشند.

کلمات کلیدی: تکتونیک، زمین لغزش، کیاسر، خصوصیات هندسی، چین.

مقالات مستخرج از این پایان نامه:

خانلری، م.، رمضانی اومالی، ر.، طاهری، ع.، (۱۳۹۷)، بررسی خصوصیات هندسی چین خوردگی لایه-ها در مسیر جاده دامغان -کیاسر، بیست و یکمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.

فهرست مطالب

صفحه

عنوان

فصل اول: مقدمه

- ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی منطقه..... ۲
- ۱-۲- تعریف مسأله و هدف و ضرورت تحقیق..... ۲
- ۱-۳- تاریخچه مطالعات پیشین..... ۴
- ۱-۴- روش مطالعه و انجام تحقیق..... ۷

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی

- ۱-۲- تکوین زمینساختی پهنه ساختاری البرز..... ۱۲
- ۲-۲- ویژگی‌های ساختاری و ریخت زمین ساخت منطقه ۱۶
- ۲-۳- چینه‌شناسی..... ۱۹
- ۲-۳-۱- واحدهای سنگی پالئوزوئیک..... ۱۹
- ۲-۳-۱-۱- سازند خوش‌یبلق..... ۱۹
- ۲-۳-۱-۲- سازند مبارک..... ۲۰
- ۲-۳-۱-۳- سازند دورود..... ۲۱
- ۲-۳-۱-۴- سازند روته..... ۲۱
- ۲-۳-۲- واحدهای سنگی مزوزوئیک..... ۲۲
- ۲-۳-۲-۱- سازند الیکا..... ۲۲
- ۲-۳-۲-۲- سازند شمشک..... ۲۳
- ۲-۳-۳- واحدهای سنگی سنوزوئیک..... ۲۴
- ۲-۳-۳-۱- نهشته‌های کواترنری..... ۲۴

فصل سوم: زمین شناسی ساختمانی

- ۲۹.....۳-۱-۱ چین خوردگی.....
- ۳۰.....۳-۱-۱ تاقدیس Fo1.....
- ۳۱.....۳-۱-۲ ناودیس Fo2.....
- ۳۱.....۳-۱-۳ تاقدیس Fo3.....
- ۳۳.....۳-۱-۴ ناودیس Fo4.....
- ۳۳.....۳-۱-۵ تاقدیس Fo5.....
- ۳۴.....۳-۱-۶ چین Fo6.....
- ۳۵.....۳-۱-۷ ناودیس Fo7.....
- ۳۶.....۳-۱-۸ تاقدیس Fo8.....
- ۳۷.....۳-۱-۹ تاقدیس Fo9.....
- ۳۸.....۳-۱-۱۰ تاقدیس Fo10.....
- ۳۹.....۳-۱-۱۱ ناودیس Fo11.....
- ۴۰.....۳-۱-۱۲ چین خنثی Fo12.....
- ۴۱.....۳-۱-۱۳ چین خنثی Fo13.....
- ۴۲.....۳-۱-۱۴ چین خنثی Fo14.....
- ۴۳.....۳-۱-۱۵ چین خنثی Fo15.....
- ۴۴.....۳-۱-۱۶ تاقدیس Fo16.....
- ۴۵.....۳-۱-۱۷ چین Fo17.....
- ۴۷.....۳-۱-۱۸ ناودیس Fo18.....
- ۴۸.....۳-۱-۱۹ ناودیس Fo19.....

۴۹.....	۳-۱-۲۰- تاقدیس Fo2o.....
۵۱.....	۳-۲-گسلش.....
۵۳.....	۳-۲-۱- گسل اصلی لنگر.....
۵۴.....	۳-۲-۲- گسل F1.....
۵۵.....	۳-۲-۳- گسل F2.....
۵۶.....	۳-۲-۴- گسل F3.....
۵۷.....	۳-۲-۵- گسل F4.....
۵۸.....	۳-۲-۶- گسل F5.....
۵۹.....	۳-۲-۷- گسل F6.....
۶۰.....	۳-۲-۸- گسل F7.....
۶۱.....	۳-۲-۹- گسل F8.....
۶۲.....	۳-۲-۱۰- گسل F9.....
۶۳.....	۳-۲-۱۱- گسل F10.....
۶۴.....	۳-۲-۱۲- گسل F11.....
۶۵.....	۳-۲-۱۳- گسل F12.....

فصل چهارم: زمین لغزش و تاثیر تکتونیک بر تشکیل و تشدید آن

۷۴.....	۴-۱- مقدمه.....
۷۴.....	۴-۲- تاریخچه مطالعات زمین لغزش در ایران.....
۷۵.....	۴-۳- تاثیرات مثبت زمین لغزشها.....
۷۶.....	۴-۴- تعریف زمین لغزش.....
۷۸.....	۴-۵- رده بندی زمین لغزشها.....
۷۹.....	۴-۶- انواع زمین لغزشها.....

- ۷۹-۴-۶-۱- ریزش‌ها.....
- ۷۹-۴-۶-۲- زمین لغزه‌های چرخشی.....
- ۸۰-۴-۶-۳- لغزش‌های انتقالی.....
- ۸۲-۴-۶-۴- روانه‌ها.....
- ۸۴-۴-۷-۱- طبقه بندی پایداری شیب‌ها و لغزش‌ها.....
- ۸۴-۴-۷-۱- شیب‌های ناپایدار.....
- ۸۴-۴-۷-۲- شیب‌های با زمین لغزه‌های غیرفعال.....
- ۸۴-۴-۷-۳- شیب‌های با پتانسیل فعال بودن.....
- ۸۵-۴-۸- تاثیر عوامل ساختاری بر ناپایداری شیبی.....
- ۸۶-۴-۹- زمین لغزش مورد بررسی در منطقه.....
- ۸۹-۴-۱۰- چگونگی نقش تکتونیک در تشکیل زمین لغزش مورد مطالعه.....

فصل پنجم: بحث و نتیجه گیری

- ۹۶-۵-۱- بررسی هندسه و سازوکار گسل‌ها.....
- ۹۷-۵-۱-۱- گسل لنگر.....
- ۹۸-۵-۲- چین‌ها.....
- ۹۹-۵-۳- تاثیر تکتونیک بر زمین لغزش.....
- ۱۰۳-۵-۴- پیشنهادات.....

پیوست‌ها..... ۱۰۵

منابع..... ۱۰۹

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱- راه‌های دسترسی و موقعیت جغرافیایی منطقه که در کادر سبز مشخص شده است..... ۲
- شکل ۲-۱- تصویر SRTM از رشته کوه البرز در شمال ایران..... ۱۳
- شکل ۲-۲- تکامل ساختاری البرز در طی پرمین آغازین- سانتونین پیشین..... ۱۵
- شکل ۲-۳- تکامل ساختاری البرز در اواخر دوران سنوزوئیک..... ۱۷
- شکل ۲-۴- تصویر سه بعدی از منطقه مورد مطالعه..... ۱۷
- شکل ۲-۵- نقشه گسل‌های ایران و جایگاه منطقه مورد بررسی..... ۱۸
- شکل ۲-۶- تصویری از رخنمون سازند خوش‌یلاق در شمال تلمادره..... ۲۰
- شکل ۲-۷- رخنمون مربوط به سازند مبارک..... ۲۱
- شکل ۲-۸- ستون چینه‌شناسی سازندهای پالئوزوئیک (بدون مقیاس)..... ۲۲
- شکل ۲-۹- رخنمون سازند شمشک اطراف روستا ایول..... ۲۴
- شکل ۲-۱۰- ستون چینه‌شناسی مربوط به سازندهای مزوزوئیک (بدون مقیاس)..... ۲۴
- شکل ۲-۱۱- رسوبات آبرفتی نهشته‌های کواترنری در منطقه مورد مطالعه..... ۲۵
- شکل ۲-۱۲- ستون چینه‌شناسی مربوط به سازندهای سنوزوئیک (بدون مقیاس)..... ۲۵
- شکل ۳-۱- دیاگرام مربوط به رده بندی‌های چین (Fleuty 1964)..... ۲۹
- شکل ۳-۲- تاقدیس Fo1 در واحدهای ماسه سنگی مبارک..... ۳۰
- شکل ۳-۳- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از تاقدیس..... ۳۰
- شکل ۳-۴- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از تاقدیس Fo2..... ۳۱
- شکل ۳-۵- نمای صحرایی از چین‌های سازند درورد در مسیر اصلی بین لنگر و جمال الدین کلا..... ۳۲
- شکل ۳-۶- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از تاقدیس Fo3..... ۳۲
- شکل ۳-۷- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از ناودیس Fo3..... ۳۳
- شکل ۳-۸- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از تاقدیس Fo5..... ۳۴

- شکل ۳-۹- تصویری از چین Fo6 در سازند مبارک.....۳۴
- شکل ۳-۱۰- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین Fo6.....۳۵
- شکل ۳-۱۱- تصویر صحرایی از دو چین ناودیس Fo7 و تاقدیس Fo8 در سازند الیکا.....۳۶
- شکل ۳-۱۲- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از ناودیس Fo7.....۳۶
- شکل ۳-۱۳- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین Fo8.....۳۷
- شکل ۳-۱۴- تصویر رخنمون چین تاقدیس Fo9 در جاده دامغان-کیاسر سازند خوش ییلاق.....۳۸
- شکل ۳-۱۵- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از تاقدیس Fo9.....۳۸
- شکل ۳-۱۶- تصویری از رخ نمون تاقدیس Fo10 و ناودیس Fo11.....۳۹
- شکل ۳-۱۷- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از تاقدیس Fo10.....۳۹
- شکل ۳-۱۸- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از تاقدیس Fo10.....۴۰
- شکل ۳-۱۹- تصویر صحرایی چین خنثی در سازند مبارک Fo12.....۴۱
- شکل ۳-۲۰- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین خنثی Fo12.....۴۱
- شکل ۳-۲۱- تصویر صحرایی چین Fo13 و Fo14 در سازند الیکا.....۴۲
- شکل ۳-۲۲- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین خنثی Fo13.....۴۲
- شکل ۳-۲۳- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین خنثی Fo14.....۴۳
- شکل ۳-۲۴- تصویر صحرایی چین خنثی Fo15 در سازند الیکا.....۴۴
- شکل ۳-۲۵- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین خنثی Fo15.....۴۴
- شکل ۳-۲۶- تصویر صحرایی چین تاقدیس نما Fo16 در سازند الیکا.....۴۵
- شکل ۳-۲۷- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین تاقدیس Fo16.....۴۵
- شکل ۳-۲۸- تصویر صحرایی چین Fo17 در سازند الیکا.....۴۶
- شکل ۳-۲۹- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین Fo17.....۴۶
- شکل ۳-۳۰- تصویر صحرایی چین Fo18 در سازند مبارک.....۴۷

- شکل ۳-۳۱- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین Fo18.....۴۸
- شکل ۳-۳۲- تصویر صحرایی چین Fo19 در سازند دورود.....۴۸
- شکل ۳-۳۳- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین Fo19.....۴۹
- شکل ۳-۳۴- تصویر صحرایی چین Fo20 در سازند دورود.....۴۹
- شکل ۳-۳۵- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین Fo20.....۵۰
- شکل ۳-۳۶- تصویر رزدياگرام سطح محوری چین‌ها مورد مطالعه.....۵۰
- شکل ۳-۳۷- رخنمون گسل لنگر و نمای نزدیک از صفحه گسل.....۵۴
- شکل ۳-۳۸- رخنمون گسل F1. نمای نزدیک از صفحه گسل و خش لغز.....۵۵
- شکل ۳-۳۹- رخنمون گسل F2 و نمای نزدیک از صفحه گسل و خش لغز.....۵۶
- شکل ۳-۴۰- رخنمون گسل F3 و نمای نزدیک از صفحه گسل و خش لغز.....۵۷
- شکل ۳-۴۱- رخنمون گسل F4 نمای نزدیک از صفحه گسل و خش لغز.....۵۸
- شکل ۳-۴۲- رخنمون گسل F5 نمای نزدیک از صفحه گسل و خش لغز.....۵۹
- شکل ۳-۴۳- رخنمون گسل F6 نمای نزدیک از صفحه گسل و خش لغز.....۶۰
- شکل ۳-۴۴- رخنمون گسل F7 نمای نزدیک از صفحه گسل و خش لغز.....۶۱
- شکل ۳-۴۵- رخنمون گسل F8 نمای نزدیک از صفحه گسل و خش لغز.....۶۲
- شکل ۳-۴۶- رخنمون گسل F9 نمای نزدیک از صفحه گسل و خش لغز.....۶۳
- شکل ۳-۴۷- رخنمون گسل F10 در سازند خوش ییلاق در غرب منطقه مورد مطالعه.....۶۴
- شکل ۳-۴۸- رخنمون گسل F11 در سازند درور در در شرق روستای جمال الدین کلاه.....۶۵
- شکل ۳-۴۹- رخنمون در سازند شمشک در شمال روستای لنگر در ترانشه.....۶۶
- شکل ۳-۵۰- رزدياگرام حاصل از سطح گسل‌های منطقه.....۶۶
- شکل ۳-۵۱- گسل‌هایی که به علت پوشش گیاهی قادر به مشاهده سطح گسل نیستیم.....۶۷
- شکل ۳-۵۲- منطقه مورد مطالعه که با کادر سبز مشخص شده در ناحیه مورد مطالعه.....۶۸

- شکل ۳-۵۳- موقعیت منطقه مورد مطالعه که با کادر زرد مشخص شده نسبت به گسل های منطقه.....۶۸
- شکل ۳-۵۴- لرزه های ۱۸۳۰ میلادی تا ۱۹۵۷ میلادی.....۷۰
- شکل ۳-۵۵- نقشه ساختاری تهیه شده از منطقه مورد مطالعه.....۷۲
- شکل ۴-۱- انواع لغزش های چرخشی.....۸۱
- شکل ۴-۲- انواع لغزش های انتقالی.....۸۲
- شکل ۴-۳- انواع لغزش ها بصورت بلوک دیاگرام.....۸۳
- شکل ۴-۴- تصویر ماهواره ای زمین لغزش مورد نظر۸۷
- شکل ۴-۵- تصویری صحرایی از زمین لغزش مورد بررسی دید به سمت غرب.....۸۷
- شکل ۴-۶- لغزش های فرعی اطراف بدنه اصلی دید به سمت شمال غربی.....۸۸
- شکل ۴-۷- لغزش با کادر قرمز مشخص شده و با توجه به زمان مشخص شده لغزش آغاز شد.....۸۹
- شکل ۴-۸- شکل بلوک دیاگرام از زمین لغزش از نوع چرخشی و معرفی قسمت های آن.....۸۹
- شکل ۴-۹- تصویری از دیواره های زمین لغزش و دیواره های سنگی اطراف آن.....۹۱
- شکل ۴-۱۰- دیواره های اطراف زمین لغزش و ساختارهای تکتونیکی.....۹۱
- شکل ۴-۱۱- گسل کنار لغزش که به علت پوشش گیاهی هندسه سطح آن دسترس نبوده است.....۹۲
- شکل ۴-۱۲- تصویر سه بعدی برگرفته از Google Earth نشان دهنده دره.....۹۲
- شکل ۴-۱۳- منطقه مورد مطالعه که با کادر سبز مشخص شده در ناحیه مورد مطالعه.....۹۳
- شکل ۵-۱- نمودار گل سرخی امتدادی که روند غالب شمال باختر- جنوب خاور برای گسل ها.....۹۶
- شکل ۵-۲- تصویر رز دیاگرام سطح محوری چین ها مورد مطالعه.....۹۸
- شکل ۵-۳- رده بندی چین ها براساس شیب سطح محوری و میل لولای چین (فلوتی، ۱۹۶۴).....۹۹
- شکل ۵-۴- نقشه زمین شناسی تهیه شده از منطقه مورد مطالعه.....۱۰۱
- شکل ۵-۵- نقشه ساختاری تهیه شده از منطقه مورد مطالعه.....۱۰۲
- شکل ۵-۶- شکل شماتیک تقسیم بندی زمین لغزش به ۲ ناحیه ۱ و ۲.....۱۰۳

فهرست جدول‌ها

جدول ۳-۱- نحوه تقسیم‌بندی بعد فرکتالی گسلش و زمین لرزه و تعیین درجه فعالیت.....۶۹

جدول ۳-۲- درجه فعالیت گسل‌های محدوده مورد مطالعه بر اساس بعد فرکتالی.....۷۰



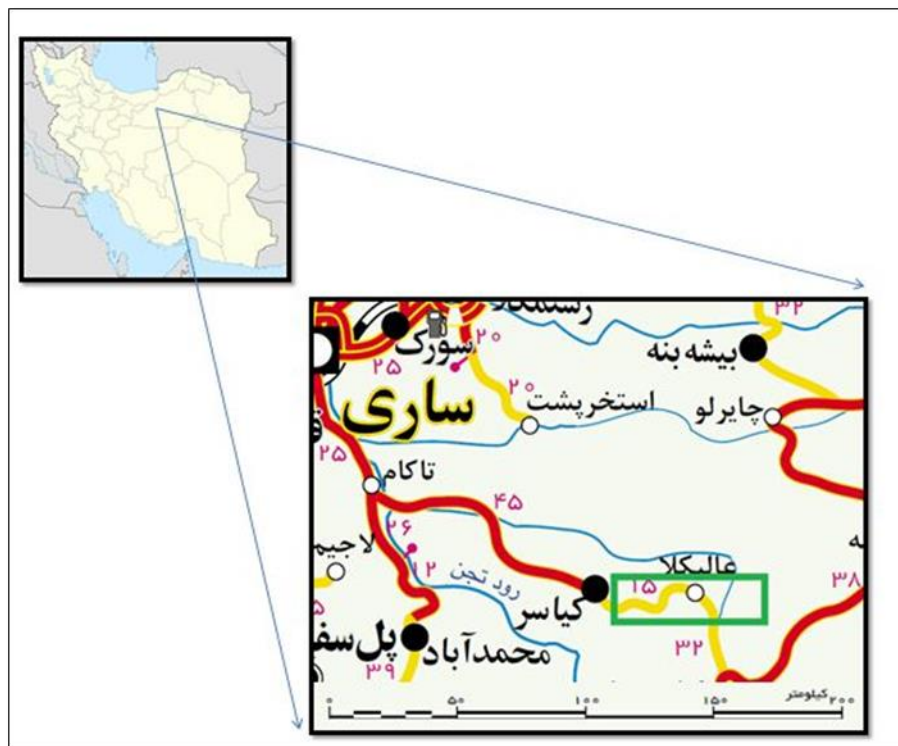
فصل اول

مقدمہ



۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی منطقه

منطقه مورد مطالعه بخشی از زون البرز (حاشیه جنوبی قسمتی از البرز خاوری و البرز مرکزی) واقع در شرق شهرستان کیاسر از توابع استان مازندران می‌باشد که در موقعیت جغرافیایی ۳۶ درجه و ۱۲ دقیقه الی ۳۶ درجه و ۱۵ دقیقه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۳۱ دقیقه الی ۵۳ درجه و ۴۳ دقیقه طول شرقی کشور واقع شده است. راه‌های دسترسی منطقه، جاده آسفالت‌ده دامن ساری و راه‌های فرعی منتهی به آن می‌باشد (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱- راه‌های دسترسی و موقعیت جغرافیایی منطقه که در کادر سبز مشخص شده است.

۱-۲- تعریف مساله و هدف تحقیق

رشته کوه البرز به عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا، بلندی‌های شمال ایران را تشکیل می‌دهد که از نگاه ریخت شناسی و نیز سرگذشت ساختاری و چینه ای، در همه جا یکسان نیست و پچیدگی‌های ساختاری این رشته کوه باعث شده بخش‌های مختلف البرز به طور جداگانه مورد بررسی

قرار گیرد. منطقه مورد مطالعه از نظر زمین‌شناسی بخش کوچکی از دامنه ی جنوبی قسمت خاوری و مرکزی زون رسوبی ساختاری البرز می‌باشد و از نظر جغرافیایی در شرق شهر کیاسر واقع شده است. واحدهای سنگی رسوبی این منطقه که دچار چین‌خوردگی و گسلش شده است متعلق به دوره مزوزوئیک و پالئوزوئیک می‌باشند.

زمین‌لغزش یکی از پدیده‌های طبیعی است که در ناحیه مورد اشاره هر از چندگاهی خساراتی به جاده و زمین کشاورزی وارد می‌کند. زمین‌لغزش زمانی رخ می‌دهد که شرایط یک شیب از حالت پایدار به ناپایدار تغییر پیدا می‌کند. طعوامل موثر در این تغییر حالت به دو گروه عوامل مستعدکننده لغزش و عوامل محرک لغزش تقسیم می‌شوند. عوامل مستعدکننده لغزش یا عوامل درونی شامل ویژگی‌های طبیعی یک منطقه مانند ویژگی‌های مورفولوژی، لیتولوژی، شرایط آب و هوایی، وضعیت ساختاری (جهت و شیب لایه بندی و دامنه) وجود گسل می‌باشد. عوامل محرک یا عوامل خارجی در اثر تغییر شرایط محیط منجر به افزایش نیروی برشی روی دامنه‌ها می‌شوند مانند نیروی ناشی از زلزله، فرسایش پای شیب، تغییر کاربری اراضی، احداث ترانشه یا خاکریزی در دامنه‌ها (شعاعی ۱۳۹۵).

لغزش‌ها بر اساس ویژگی‌هایی مثل مورفولوژی لغزش، میزان مواد جابجا شده، سرعت حرکت تشکیلات به سمت پایین و عمق لغزش طبقه بندی می‌شوند.

لغزش‌ها را از نظر حرکتی به ۴ گروه سقوط، لغزش چرخشی، لغزش انتقالی و روانه میتوان طبقه بندی نمود. تکتونیک یکی از عوامل ایجاد و تشدید زمین‌لغزش می‌باشد. عملکرد گسل‌ها باعث بهم ریختگی تشکیلات سنگی (به لحاظ زمانی) و ایجاد درز و شکاف‌های فراوان در آنها شده است که نتیجه آن ایجاد مسیرهایی برای نفوذ آب به داخل تشکیلات و افزایش فشار آب منفذی شده که این امر می‌تواند عاملی در تشدید زمین‌لغزش‌ها به حساب آورد. همچنین شیب توپوگرافی منطقه که یک امر ضروری در رخداد زمین‌لغزش می‌باشد، می‌توان حاصل فعالیت گسل و یا چین‌خوردگی باشد (ناجی ۱۳۸۵).

طی بررسی های صورت گرفته پیشین در ناحیه مورد مطالعه، چینه نگاری و ساختارهای کلی منطقه معرفی شده و هیچ بررسی تفصیلی بر روی ساختارها، به ویژه سازوکار چین خوردگی، سبک هندسی و اختصاصات سینماتیک گسلها انجام نشده است و با در نظر گرفتن اهمیت این محور که راه اصلی ارتباطی استان سمنان و مازندران می باشد و با توجه به رخداد پدیده لغزش و خسارات ناشی از آن در جاده، در این مطالعه و تحقیق به منظور تکمیل مطالعات زمین شناسی منطقه، به بررسی خصوصیات ساختاری و همچنین بررسی زمین لغزش (بصورت موردی) و نقش عوامل ساختاری در ناپایداری شیبی خواهیم پرداخت.

۱-۳- تاریخچه مطالعات پیشین

زمین شناسی رشته کوه البرز تاکنون توسط محققان زیادی و از دیدگاههای مختلف از قبیل زمین ساخت، چینه شناسی و سنگ شناسی مورد بررسی قرار گرفته که اکثر این مطالعات کلی بوده و کمتر به جزئیات ساختاری منطقه پرداخته شده است که در اینجا به تعدادی از آنها اشاره می کنیم. از این رو با توجه به اینکه در منطقه مورد پژوهش، مطالعه ساختاری و تاثیر آن بر زمین لغزشهای منطقه تاکنون مورد توجه قرار نگرفته، بدیهی است دستاوردهای این پژوهش برای مطالعات مورد استفاده قرار خواهد گرفت.

ناجی (۱۳۸۵) پهنه بندی خطر زمین لغزش را در محور ساری_کیاسر را مورد بررسی قرار دادند و وجود لیتولوژی سست، عبورگسل فعال البرز و ایجاد پهنه گسلی خرد شده در کنار تغییرات دامنه ای در اثر احداث جاده به فعال شدن لغزشهای قدیمی و ایجاد چند لغزش جدید کمک کرده است.

صیادی و هنر دوست (۱۳۸۳) پهنه بندی خطر لغزش به روش حایری _ سمیعی را در حوزه آبخیز در استان گلستان در مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ بررسی کردند و لیتولوژی، زاویه شیب، عوامل ساختاری و طول گسل، شدت بارندگی و زمینلرزه را بعنوان عوامل محرک اعلام کردند.

غومیان و همکاران (۱۳۸۱) با استفاده از روش تصمیم‌گیری چند فازی (منطقه رودبار گیلان) و با در نظر گرفتن رده‌های لیتولوژی، فاصله از گسل، بارندگی، شتاب زلزله و پوشش گیاهی به عنوان فاکتورهای موثر در بروز لغزش‌های منطقه نقشه پهنه بندی خطر لغزش راتهمیه کردند.

کریمی نظر و همکاران (۱۳۸۷) مطالعه بر روی عوامل زمین‌شناسی و تکتونیکی بر زمین لغزش (بصورت موردی حوزه نرماب مینو دشت) داشتند که نتایج آن حاکی از آن بود که لغزش بیشتر در منطقه دارای سازند پادها، چمن‌بید و هزاردره رخ داده است و همچنین مطالعه تکتونیک منطقه بیانگر تاثیر روند خاوری باختری گسل‌های موجود بروی زمین لغزش‌های منطقه می‌باشد.

ارومیه ای و همکاران (۱۳۸۷) تاثیر سازندهای زمین‌شناسی در ناپایداری دامنه‌های حوضه آبریز بابلرود را مورد بررسی قرار دادند و بیان داشتند که با توجه به بالا بودن میزان بارندگی سالانه در منطقه هر چه درصد کانی رسی در یک واحد سنگ شناسی بیشتر باشد استعداد زمین لغزش بیشتر می‌شود.

عباسی و همکاران (۱۳۸۶) با اندازه‌گیری‌هایی که در بخش‌هایی از کیاسر و جنوب کیاسر انجام دادند، راستای عمومی گسل‌ها را در جنوب کیاسر، خاوری_باختری و در کیاسر، شمال خاوری- جنوب باختری تعیین کرده‌اند.

طلایی‌دولق و غیومیان (۱۳۸۱) با بررسی عوامل موثر در لرزه خیزی روستاهای جنوب غرب خلخال، به این نتیجه رسید که وجود رس در سازندهای حساس منطقه با جذب آب و اثر خاصیت تورم و خاصیت خمیری عوامل اصلی حرکت دامنه‌ها می‌باشد.

پارسایی و همکاران (۱۳۸۳) به بررسی نقش کاربری اراضی در ناپایداری اراضی شیب دار درحوزه ی آبخیز سیدکلاته رامیان پرداختند، نتیجه تحقیق به این صورت است که بارندگی و از بین رفتن پوشش گیاهی از مهمترین عوامل ایجاد زمین لغزش‌ها در این حوزه می‌باشد.

حافظی و مهدیزاده (۱۳۷۵) اقدام به پهنه بندی خطر لغزش در منطقه ی اولنگ کرده و به این نتیجه رسیده است که احداث جاده‌ها برای بهره برداری از معادن موجود در منطقه ی اولنگ و به ویژه در منطقه ملج آرام نقش مهمی در بروز ناپایداری شده و علت اصلی وقوع زمین لغزش می باشد.

حسینی و همکاران (۱۳۷۶) با بررسی روی زمین لغزش‌ها در جاده‌های جنگلی، به این نتیجه رسیدند که وجود سنگ بستر مارنی و لایه‌های رسی در مقطع خاک در طی بارندگی با افزایش رطوبت موجب افزایش لغزش در جاده‌های جنگلی و کوهستانی گردیده است که ایجاد زهکشی عمقی می تواند کم کننده باشد.

حائری و سمیعی (۱۳۷۶) در استان مازندران و گلستان اقدام به پهنه بندی خطر زمین لغزش در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ نمودند. عامل زمین لرزه و شدت بارندگی را به عنوان عوامل محرک در نظر گرفته و نقشه ی پهنه بندی خطر زمین لغزش را تهیه نمودند.

شادفر و همکاران (۱۳۸۴) عدم اعمال مدیریت صحیح و بهره برداری اصولی از منابع موجود را از عوامل موثر بر لغزش دانسته که کاربری مرتع بیشترین ناپایداری را به خود اختصاص داده است.

الماسیور و همکاران (۱۳۸۴) به پهنه بندی حوزه ی قزلچه از حوزه ی رود اهرچای توسط GIS پرداخت و دریافت که عوامل شیب، جهت شیب، کاربری اراضی، پوشش اراضی، فاصله از جاده و بارندگی تاثیر بیشتری بر وقوع زمین لغزش دارند.

ذولفقاری و همکاران (۲۰۰۷) با استفاده از GIS و با در نظر گرفتن پارامترهایی مثل خصوصیات خاک، سطح آب زیرزمینی، زلزله و بار اضافی روی دامنه وقوع زمین لغزش را بررسی کردند و مشخص شد که وقوع زمین لغزش با احتمال پراکنش این فاکتور رابطه دارد.

شهریاری و همکاران (۱۳۸۴) تکامل ساختاری البرز را در سه مرحله تریاس- ژوراسیک پیشین (کوهزایی سیمیرین)، کرتاسه یپسین- پالئوسن پیشین (کوهزایی آلپ میانی) و نئوژن (کوهزایی آلپ پسین) معرفی کرده‌اند.

Allen و همکاران (۲۰۰۳) بر اساس مشاهدات صحرایی و لرزه خیزی البرز، واتنش در این بخش را به دو مؤلفه‌ی شیب لغز (راندگی‌ها) و راستالغز تقسیم بندی نموده‌اند.

بر پایه‌ی داده‌های GPS، ± 6 میلی متر در سال میلی متر در سال برش چپ بر و ± 7 میلی متر، کوتاه شدگی شمالی- جنوبی برآورد شده است (Vernant et al 2004).

غربی (۱۳۹۲) خمیدگی‌های ساختاری و مدل جنبشی گسل‌های منطقه تلمادره را مورد مطالعه قرار دادند و الگویی برای گسل‌ها و چین‌های منطقه ارائه دادند.

۱-۴- روش مطالعه و انجام تحقیق

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 شده‌است. مطالعات انجام شده با برداشت‌های صحرایی و پیمایش ایستگاهی جهت بررسی ساختارها صورت گرفت. داده‌های بدست‌آمده از برداشت‌های صحرایی با استفاده از روش‌های پایه‌ای و به کمک نرم افزارهای موجود، پردازش و مورد تجزیه و تحلیل قرار داده‌شد. در نهایت پس از تلفیق مطالعات صحرایی و نتایج حاصل از تفسیر و تحلیل داده‌ها، اثرتکتونیک را بر روی زمین‌لغزش بررسی کردیم. به طور کلی این تحقیق در چهار مرحله انجام گرفته است:

-مطالعات تئوری

الف) مطالعات کتابخانه ای جهت جمع آوری و استخراج نکات تئوری و مهم از کتابها و مقالات داخلی و خارجی موجود در سایتها و کتابخانهها پیرامون موضوع مرتبط با شاخصهای ریخت شناسی سطح گسل و عناصر ساختاری همچون چینها، انواع زمین لغزشها و عوامل موثر در پیدایش آنها.

ب) بررسی منطقه مورد مطالعه با استفاده از نقشههای زمین شناسی سازمان زمین شناسی کشور (۱:۲۵۰۰۰۰ ساری (وحدتی و سعیدی، ۱۳۷۳)، و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر(اکبرپور و سعیدی، ۱۳۷۵) جهت آشنایی با موقعیت عکسهای هوایی و تصاویر ماهواره ای لندست وضعیت جغرافیایی، توپوگرافی، زمین شناسی و نحوه گسترش ساختارها.

- مطالعات صحرایی

پیمایش و برداشت صحرایی این تحقیق طی ۳۲ روز ناپیوسته جهت شناسایی و بررسی زمین لغزشهای مورد نظر، واحدهای سنگی وسازندها، اندازه گیری موقعیت لایه بندی ، سطوح شکستگی و ارتباط عناصر ساختاری با زمین لغزش صورت گرفت. شایان ذکر است که مطالعات میدانی جهت برداشتهای صحرایی به این صورت انجام پذیرفته است: برداشت ویژگیهای لایه بندی، شناسایی سطوح گسلش و تعیین سازوکار آنها با استفاده از چینه شناسی و ریخت شناسی سطوح گسل و مشاهده و بررسی زمین لغزشهای رخ داده در مسیر پیمایش. در این راستا موقعیت هندسی عناصر ساختاری برداشت شده در صحرا به صورت شیب، جهت شیب (Dip, Dip direction) برای عناصر صفحه ای و به صورت جهت میل و میل (Trend plunge) برای عناصر خطی در جداول و پیوست ها بیان شده است.

- تحلیل دادههای ساختاری

تجزیه و تحلیل دادههای حاصل از مشاهدات و برداشتهای صحرایی، توسط نرم افزارهای زمین شناسی و تطبیق دادهها با تئوریهای موجود صورت گرفته است. به منظور آشکار سازی وضعیت هندسی چینها و تعیین رده آنها از منظر موقعیت محور، سطح محوری و زاویه بین دو یال از روش Fleuty

(1964) استفاده شده است. در ارتباط با گسل‌ها پس از برداشت و تشخیص نحوه حرکت آنها با استفاده از روش‌های چینه‌شناسی، شاخص‌های ریخت‌شناسی سطح گسل به منظور تعیین وضعیت هندسه و سازوکار گسل، تحلیل سینماتیکی صورت گرفته است. در مرحله بعد با بررسی زمین‌لغزش‌ها مورد نظر و تعیین نوع و خصوصیات آنها و تاثیر تکتونیک بر ایجاد و تشدید زمین‌لغزش‌ها بررسی شد. به منظور تحلیل داده‌های ساختاری، از نرم‌افزارهای موجود، بخصوص نرم‌افزارهای استریوگرافیک مانند: Dips، Wintensor، corel، Tectonic FP استفاده شده است.

-تدوین پایان نامه

تدوین پایان‌نامه و تهیه نقشه زمین‌شناسی (شکل ۵-۴) و نقشه ساختاری منطقه (شکل ۵-۵) با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ با ترسیم عوارض و ساختارهای زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه که حاصل دستاوردهای این پژوهش است، از طریق تلفیق اطلاعات، بدست آمده به انجام رسیده است. این اطلاعات از نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای، برداشت‌های صحرایی و نقشه‌های توپوگرافی با استفاده از نرم‌افزارهای مرتبط مانند Arc GIS، Global Mapper فراهم گردیده و در پایان به صورت یک گزارش نهایی ارائه شده است.



فصل دوم

زمین -



شناسی عمومی

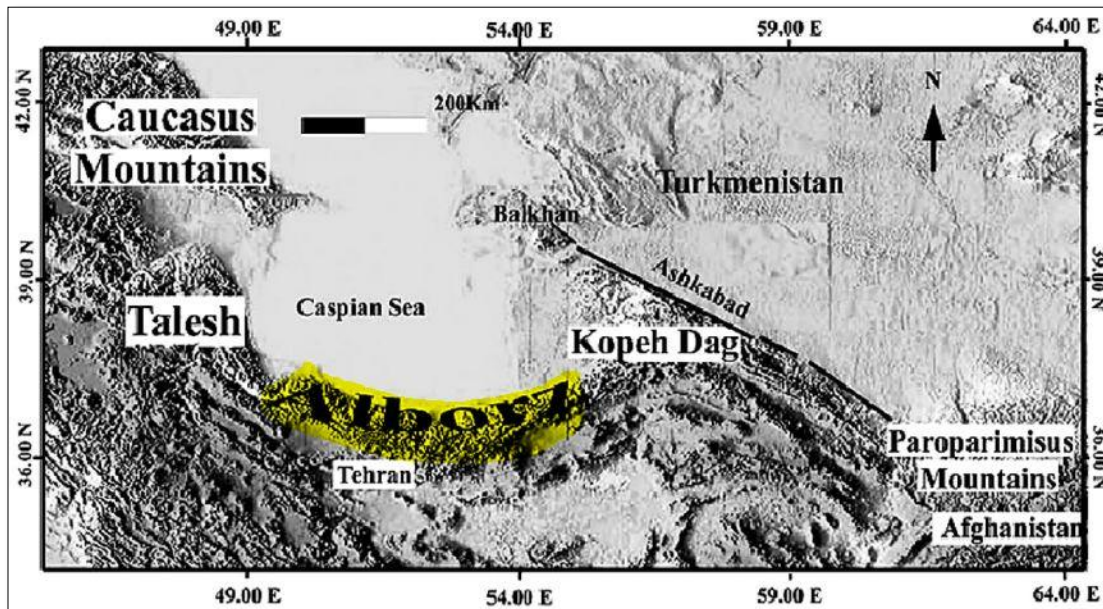
ارائه الگویی که توجیه‌کننده ساختارهای موجود در محدوده مورد مطالعه باشد، بدون انطباق با دستاوردهای حاصل از نحوه تکامل ساختاری البرز امکان پذیر نیست، چرا که محدوده مورد مطالعه بخشی از این کوهزاد محسوب می‌گردد و تکامل ساختاری آن نمی‌تواند جدای از تکامل ساختاری رشته کوه البرز باشد. بنابراین اشاره ای به مکانیسم‌های احتمالی ایجادکننده این رشته کوه به نظر لازم می‌آید. به همین لحاظ در این فصل اول بطور کلی تاریخچه زمین‌ساختی البرز پرداخته و سپس بطور محلی ویژگی ساختاری منطقه مورد نظر و همچنین چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه مورد بحث قرار می‌گیرد.

۲-۱- تکوین زمین‌ساختی پهنه ساختاری البرز

پهنه رسوبی ساختاری البرز شامل بلندی‌های شمال صفحه ایران است که به شکل تاقدیسی مرکب در یک راستای عمومی خاوری-باختری، از آذربایجان تا خراسان امتداد دارد (آقناباتی، ۱۳۸۳). از دیدگاه علوی (۱۹۹۶) رشته کوه البرز بخشی از سلسله جبال آلپ-همیالیا می‌باشد که با طولی حدود ۲۰۰۰ کیلومتر، از کوه‌های قفقاز کوچک در جمهوری‌های ارمنستان و آذربایجان تا کوه‌های پاراپامیسوس در شمال افغانستان امتداد یافته است. این رشته کوه در بخش باختری روند کلی شمال باختری-جنوب خاوری و در بخش خاوری، روند شمال خاوری-جنوب باختری دارد. البرز مرکزی نیز که محل همگرایی این دو امتداد است، دارای روند خاوری-باختری می‌باشد. رشته کوه البرز یک کمربند چین‌خورده رانده می‌باشد که در نتیجه عملکرد گسل‌های راندگی به شکل تجمع‌های تاقدیس‌گون درآمده است (شکل ۲-۱).

Jacson (2002) رشته کوه البرز را کمان مرتفعی در شمال ایران معرفی می‌کنند که از انتهای تالش در باختر تا تقاطع آن با کپه داغ در خاور گسترده شده است. پوسته البرز حدود ۳۵ کیلومتر ضخامت دارد و شامل ردیف‌های ضخیمی از سنگ‌های پرکامبرین پسین تا عهد حاضر می‌باشد (2001 Tatar)

(. در اواخر دوران پالئوزوئیک تا ابتدای مزوزوئیک، البرز و ایران مرکزی از گندوانا جدا شد و با حرکت، تدریجی به سمت شمال طی تریاس پسینبه ورقه شمالی برخورد کرده است (Sengor 1988)).



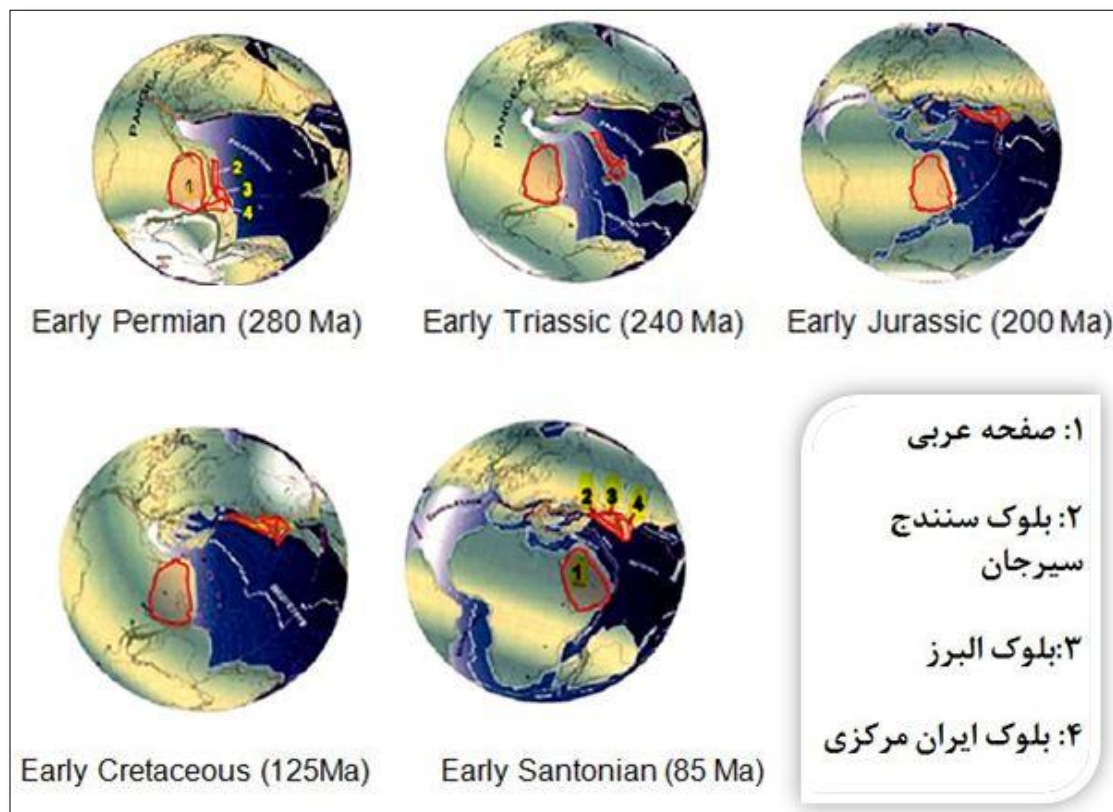
شکل ۲-۱- تصویر SRTM از رشته کوه البرز در شمال ایران (احتشامی و یساقی، ۲۰۰۶).

(شکل ۲-۲) و زمین درز تتیس کهن را به وجود آورده اند (بربریان، ۱۹۸۱). از نظر شهریاری و همکاران (۱۳۸۲)، البرز پیش از تریاس پسین بخشی از حاشیه واگرایی کرانه جنوبی اقیانوس پالئوتتیس بوده است. علوی (۱۹۹۶) البرز را یک کمربند چند کوهزادی میداند که توسط کوهزایی های سیمیرین و آلپی، از تریاس پسین تا الیگومیوسن متأثر شده است. تصادم میان خرد ورق ایران و ورق توران با نزدیکی به تریاس پسین، آخرین مراحل تکامل خود را سپری کرده است. با تکمیل بیشتر فرآیندهای تصادم، مجموعه فزاینده ای که در این مرحله ورقه‌هایی از مجموعه رسوبات حاشیه غیرفعال را نیز به خود ملحق نموده، به تدریج بر روی فلات قاره جایگزین شده است. در نتیجه این جایگزینی به سمت جنوب، بخش‌هایی از فلات قاره که تا این زمان مکان رسوبگذاری نهشته‌های دریایی تریاس بوده‌اند، به صورت متوالی از آب خارج و در معرض فرسایش قرار گرفته‌اند. این بخش‌ها با گذر

برآمدگی حاشیه‌ای، مجدداً توسط حوضه فورلند پوشیده شده و رسوبات رودخانه ای-دلتایی شمشک با یک سطح ناپیوستگی بر روی آنها نهشته شده‌اند (رحیمی، ۱۳۸۱). پیامد کم‌شدگی تحرک نوار چین‌خورده-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 (Vail و همکاران، ۱۹۷۷) در این دوره باعث برقراری محیط رسوبی دریایی در حوضه فورلند شده است. فرونشینی لیتوسفر با تشکیل و انتقال برآمدگی حاشیه‌ها به سمت نوار چین‌خورده-گسلیده البرز همراه بوده است. این فرآیند باعث افزایش عمق حوضه دریایی فورلند در نزدیکی نوار کوهزایی البرز و کاهش عمق حوضه دریایی بر روی برآمدگی حاشیه‌ها شده است. با نزدیک شدن به پایان کرتاسه و شروع حرکات آلپ میانی، در نتیجه تصادم ورق عربستان و خرد ورق ایران، نیروهای بر لیتوسفر قاره‌های ایران اعمال شده است. این فرآیند، کوتاه‌شدگی پوشش رسوبی در حاشیه شمال ایران و پیامد آن تشکیل گسل‌های رورانده جدید و فعالیت مجدد نوار چین‌خورده-گسلیده البرز را سبب شده است. در این مرحله فعالیت، بخشی از رسوباتی که در مراحل قبل در حوضه فورلند ته‌نشین شده‌اند، به فرم ورقه‌های رورانده به مجموعه کوهزایی ملحق شده و مجموعه کوهزایی با پیوستن ورقه‌های جدید، به سمت حوضه فورلند حرکت کرده است. این تغییرات ساختاری با بالآمدگی نوار چین‌خورده-گسلیده البرز، پسروی دریا به سمت جنوب در حوضه فورلند، تجدید حیات فرآیندهای فرسایشی در آن و هجوم مواد آواری به سمت جنوب همراه بوده است (رحیمی ۱۳۸۱).

به دنبال رسوبگذاری نهشته‌های آواری پالئوسن و کاهش فعالیت گسل‌های رورانده 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 کربناته و دریایی کم عمق 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 (علوی ۱۹۹۶).



شکل ۲-۲- تکامل ساختاری البرز در طی پرمین آغازین - سانتونین پیشین خرد قاره ایران مرکزی و خاوری، کوه‌های البرز و شمال باختر ایران، در پرمین پیشین با جدا شدن از حاشیه شمال خاوری گندوانا و حرکت به سمت شمال، بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس را در پی داشته است. برخورد این خرد قاره با اوراسیا در اواخر دوره تریاس صورت گرفته است (Stampfli and Bore 2002).

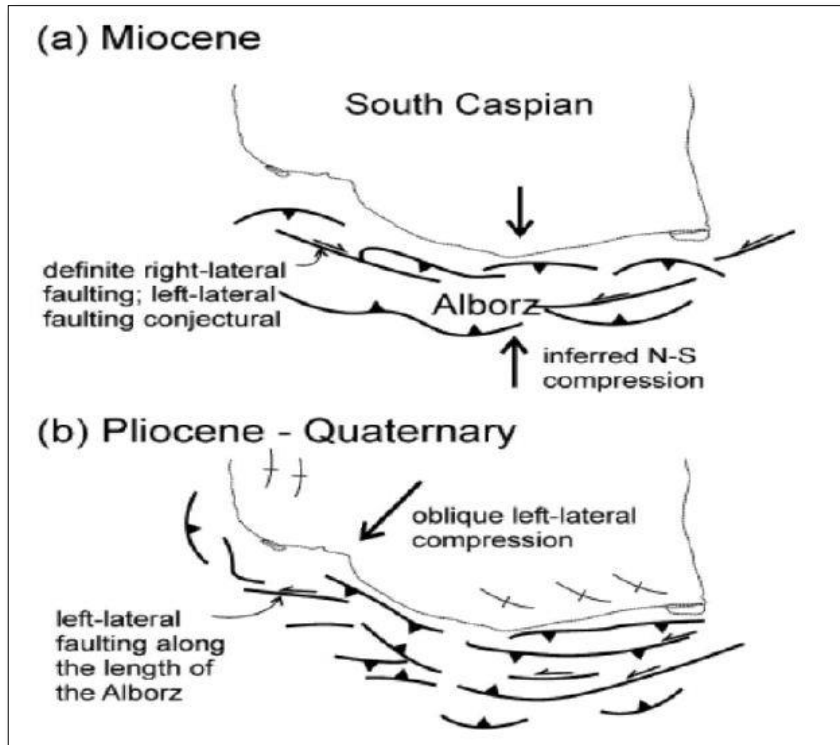
بعد از آنکه حوضه فورلند دریایی البرز در آغاز نئوژن به دلیل بالآمدگی فلات ایران و نیز آفت سطح جهانی آب‌ها به یک فورلند غیر دریایی تبدیل شده است. توالی رسوبات از نئوژن تا عهد حاضر در این پهنه، به طور عمده از نوع آواری و پلایایی است. رسوبات متعلق به این بازه از چندین سیکل از رسوبات آواری ضخیم شونده و درشت شونده به سمت بالا تشکیل شده‌است. این سیکل‌های آواری توسط

مجموعه‌هایی از رسوبات پلایایی از یکدیگر جدا می‌شوند. سیکل‌های آواری، مجموعه‌های همزمان با کوهزایی هستند که در نتیجه فعالیت نوار چین‌خورده گسلیده البرز، پیوستن ورقه‌های جدید از پوشش رسوبی فورلند، بالآمدگی و متعاقب آن تجدید حیات فرسایش، تشکیل شده‌اند (رحیمی، ۱۳۸۱). تکامل پوسته البرز در اواخر دوران سنوزوئیک را می‌توان اینگونه بیان کرد که در میوسن تغییر شکل احتمالاً بیشتر فشارشی و همراه با حرکت عموماً راستالغز بوده است. حرکت فشارشی بعد از میوسن، که تاکنون نیز ادامه دارد، سبب جابجایی چپ بر شده است (شکل ۲-۳). حرکت به سمت غرب پی سنگ خزر جنوبی نسبت به ایران دلیل این جابجایی چپ بر می‌باشد (Allen et al., 2003). 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 نوارراندگی به همراه چین‌خوردگی‌های غیر فعال دانست که از تأثیر مؤلفه کوتاه‌شدگی مایل ایجاد شده است (تغییر شکلهای حاصل از تکتونیک ترا فشارشی). بنا بر نظر Jackson و همکاران (۲۰۰۲)، رشته کوه البرز در حال حاضر تحت کوتاه‌شدگی چپ بر مایل قرار دارد، ضمن آنکه ساختارهای مبین حرکت امتدادلغز چپ بر در البرز خاوری بیشتر از البرز باختری است (Harland et al., 1971).

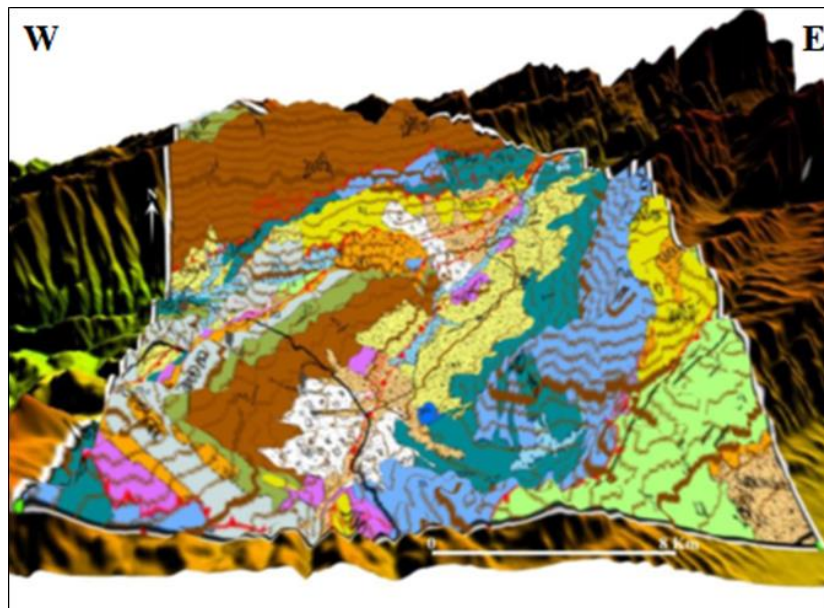
۲-۲- ویژگی‌های ساختاری و ریخت زمین ساخت منطقه

ریخت‌شناسی پهنه مورد بررسی تابعی از آب و هوا، عناصر ساختاری و ویژگی‌های سنگ‌شناسی است. فرایندهای فرسایشی که عامل موثری در تشکیل اشکال زمین ریختی است، در بخش شرقی منطقه به دلیل به دلیل آب و هوای مرطوب، بارندگی زیاد و پوشش گیاهی متراکم، بیشتر از نوع شیمیایی و در بخش غربی منطقه به علت آب و هوای خشکتر و بارندگی کمتر نسبت به بخش غربی از نوع فیزیکی می‌باشد. به همین علت ارتفاعات در بخش غربی بصورت مدور و در قسمت شرقی عمدتاً تیز و زاویه دارند. قسمت مرکزی منطقه پست‌تر و هر چه از مرکز به طرف غرب می‌رویم مرتفع تر می‌شود. ارتفاعات به فرم خطی، عموماً موازی با روند کلی ساختار بوده و دره‌ها نیز در امتداد گسل‌ها تشکیل

شده‌اند. در واقع فعالیت تکتونیکی باعث شیب دار شدن سطوح منطقه شده که عامل اصلی در ناپایداری شیپی منطقه می‌باشد (شکل ۲-۴).



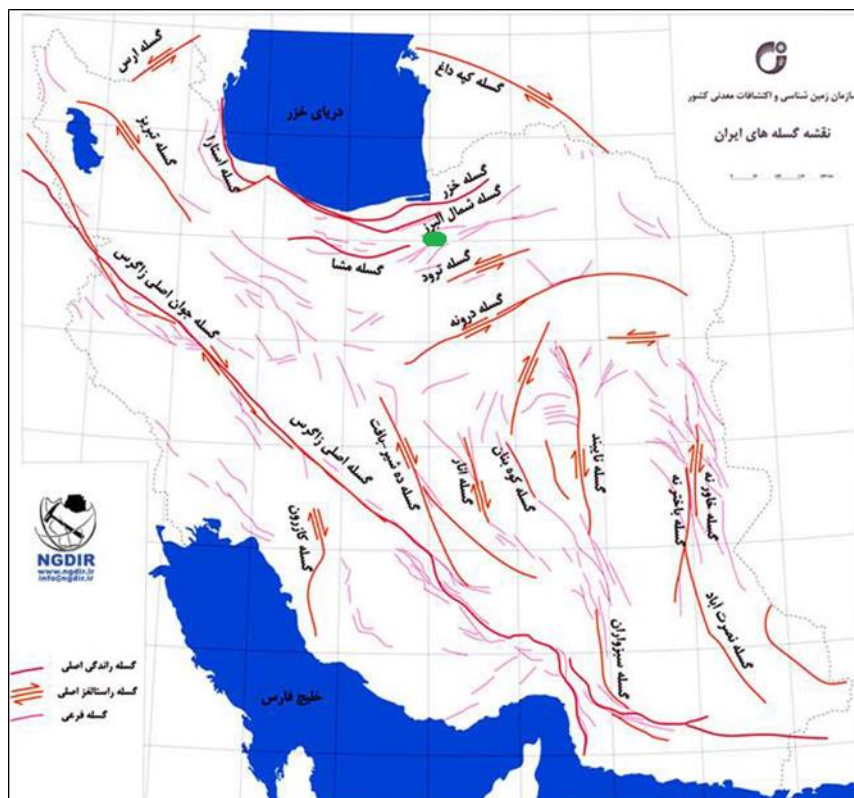
شکل ۲-۳- تکامل ساختاری البرز در اواخر دوران سنوزوئیک؛ تغییر شکل در میوسن بیشتر به صورت فشارشی همراه با حرکات راستالغز و بعد از میوسن به سبب جابجایی به سمت باختر خزر جنوبی، حرکات غالب به طور عمده نوع چپ بر می‌باشد. (Allen et al., 2003)



شکل ۲-۴- تصویر سه بعدی از منطقه مورد مطالعه (تلفیقی از داده‌های SRTM و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر).

منطقه مورد مطالعه بخشی البرز خاوری و مرکزی می‌باشد و تحت تاثیر گسل‌های اصلی چون گسل شمال البرز، گسل خزر، گسل بادله (در فصل ۳ به توضیح گسل‌ها می‌پردازیم) می‌باشد (شکل ۲-۵). در نیمه شمالی البرز خاوری روند ساختار از روند چیره البرز خاوری تبعیت می‌نمایند ولی در بخش جنوبی از جمله در محدوده تلمادره و کیاسر خمیدگی‌هایی با روند نسبتاً مورب و جهت‌گیری شمالی‌تری نسبت به روندهای اساسی البرز و همچنان گسل‌هایی با هندسه متفاوت با هندسه گسل‌های اصلی مشاهده می‌شود که حاکی از رخداد دگرریختی محلی در سازندهای مختلف می‌باشد (غربی، ۱۳۹۴).

باتوجه به هدف این پژوهش، بررسی سازندها (از نظر سن و جنس) از عوامل مهم و قابل بررسی می‌باشد، لذا در ابتدا به بررسی چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه پرداخته و در ادامه به تاثیر عامل چینه‌شناسی بر ناپایداری شیبی بحث خواهیم کرد.



شکل ۲-۵- نقشه گسل‌های ایران و جایگاه منطقه مورد بررسی با علامت سبز مشخص شده است.

۲-۳- چینه‌شناسی

بر اساس نتایج حاصل از مطالعات صورت گرفته پیشین، به ویژه نقشه‌های سازمان زمین‌شناسی کشور ۱:۲۵۰۰۰۰، ۱:۱۰۰۰۰۰ (وحده‌تی و سعیدی، ۱۳۷۳)، و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (اکبرپور و سعیدی، ۱۳۷۵) و مطالعات چینه‌نگاری صورت گرفته در منطقه وجود توالی سنگ‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک با راستای کلی خاوری باختری در منطقه مورد مطالعه به اثبات رسیده است. سازند خوش ییلاق به سن دونین بالایی و میانی قدیمی‌ترین و نهشته‌های کواترنری، جدیدترین واحدهای رخنمون یافته منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. توالی مربوط به پالئوزوئیک این منطقه، شامل سازندهای خوش ییلاق، مبارک، دورود و روته می‌باشد. سازندهای الیکا و شمشک توالی مزوزوئیک این منطقه را تشکیل می‌دهند. واحدهای مربوط به سنوزوئیک شامل نهشته‌های کواترنری می‌باشد.

۲-۳-۱ واحدهای سنگی پالئوزوئیک

۲-۳-۱-۱ سازند خوش ییلاق

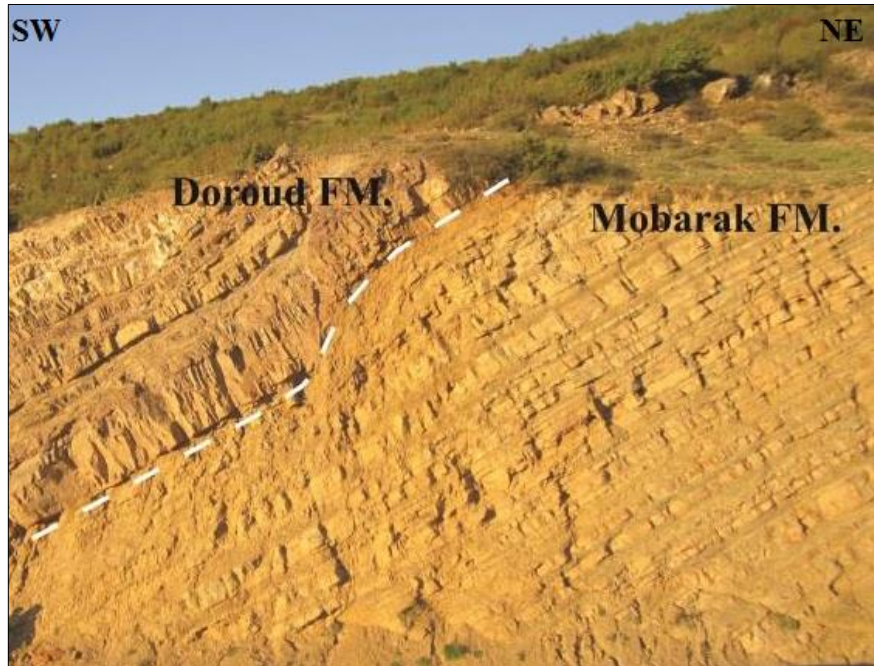
سازند خوش ییلاق که در بخش‌های خاوری و باختری منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود، یکی از سستبرترین ردیف‌های دونین میانی و بالایی البرز است (شکل ۲-۶). این سازند همچنین شامل تناوب سنگ آهک خاکستری تیره تا سیاه، نازک لایه تا ضخیم لایه و شیل‌های آهکی خاکستری و سبز حاوی براکیوپود-کرینوئید است.



شکل ۲-۶- تصویری از رخنمون سازند خوش بیلاق در شمال تلمادره.

۲-۳-۱-۲- سازند مبارک

سنگ‌های کربونیفر ایران، بیشتر به سن کربونیفر زیرین تا اوایل کربونیفر بالایی هستند. از این رو اعتقاد وجود دارد در اوایل کربونیفر بالایی با آغاز جنبش‌های زمین‌ساختی هم‌ارز هرسی‌نین با دیگر نقاط، ناحیه ای سبب حرکت‌های خشکی‌زایی و بالآمدگی وسیع شده، به طوری از پلاتفرم ایران در معرض قرار گرفته است (آقانباتی، ۱۳۸۳). سازند مبارک در منطقه ی مورد مطالعه، از سنگ آهک‌های نازک و متوسط لایه به رنگ خاکستری تیره، آهک ورقه ای شیلی ورقه‌ای و شیل‌های سیاه رنگ تشکیل شده و در بخش‌های شمالی و باختری این منطقه رخنمون دارد (شکل ۲-۷).



شکل ۲-۷- رخنمون مربوط به سازند مبارک در شمال غربی تلمادره.

۲-۳-۱-۳- سازند دورود

این سازند در منطقه مورد مطالعه شامل رخساره‌های آواری (کنگومرا، ماسه سنگ، ارتوکوارتزیت و شیل) و کربناته (سنگ‌های آهکی) است و در فاصله‌ی زمانی آسلین نهشته شده است. رخنمون این سازند به طور پراکنده در بخش‌های باختری و شمال باختری منطقه قابل مشاهده است.

۲-۳-۱-۴- سازند روته

سازند آهکی روته را می‌توان در گستره‌های وسیعی از البرز خاوری و البرز مرکزی دید. برخلاف باور آسرتو (Assereto, 1963)، مرز زیرین سازند روته در همه جا ناپیوسته ولی هم‌شیب و ممکن است به سنگ‌های گوناگونی باشد. جدا از سطوح فرسایشی، بین سازند دورود (در زیر) و روته، یک واحد لاتریتی وجود دارد که اشتامفلی (Stamflim, 1978) آن را به نبود رسوبات مربوط به آرتنسکین (Artinskian) می‌داند. سطوح پایانی سنگ آهک‌های روته همواره نشانگر یک سطح فرسایشی - کارستی است که ممکن است با گدازه‌های آتشفشانی و یا عدسی‌های بوکسیت-لاتریت مشخص باشد (آقناباتی، ۱۳۸۳). این سازند در منطقه مورد نظر در جنوب روستای جمال الدین کلاه رخنمون دارد.

Erathem	System	Seri	Formation	Lithology	Description
Paleozoic	Permian	Middle	Ruteh		Fusulina Limestone, Dolomitic Limestone
		Lower	Doroud		Conglomerate, Sandstone, Shale, Limestone, Quartzite
	Carboniferous	Lower	Mobarak		Thin to medium banded Limestone changing upward to Black Shale
	Devonian	Upper	Khoshyeilagh		Conglomerate, Shale, Limestone, Sandstone, Dolomite, Quartzite
		Middle			

شکل ۲-۸ - ستون چینه‌شناسی سازندهای پالئوزوئیک (بدون مقیاس).

۲-۳-۲- واحدهای سنگی مزوزوئیک

۲-۳-۲-۱- سازند الیکا

سازند الیکا در این ناحیه مشابه مقطع تیپ، شامل دو بخش زیرین و بالایی است. بخش زیرین به سن تریاس پیشین و بطور عمده از سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه، دارای آثار زیستی فراوان (آهک ورمیکوله) می‌باشد. بخش بالایی آن به سن تریاس میانی، شامل تناوبی از سنگ آهک دولومیتی و دولومیت متوسط تا ضخیم لایه است. این سازند در قسمت شرقی منطقه مورد مطالعه دارای رخنمون

است. مرز زیرین سازند روته و مرز بالایی آن با سازند شمشک هر دو با یک افق فرسایشی مشخص می‌شوند. (شهرابی، ۱۳۷۸).

۲-۳-۲-۲ - سازند شمشک

در اکثر نقاط البرز گذر تریاس میانی به بالایی، ناپیوسته و بیانگر شواهدی از رویداد زمین‌ساختی سیمین پیشین است که با پایان گرفتن شرایط پلاتفرمی تریاس میانی همراه بوده است. در تریاس پسین پهنه البرز به یک دشت آبرفتی دلتایی تبدیل شده که گاه در آن مرداب‌هایی نیز شکل می‌گرفته است. نهشته‌های این زمان در البرز ردیف‌هایی به نسبت همگنی از شیل و ماسه سنک بوده که با داشتن لایه‌های ذغالسنگی شاخص می‌باشد. این شرایط در زمان زوراسیک زیرین و میانی نیز ادامه داشته تا جایی که تفکیک نهشته‌هایی تریاس بالایی از زوراسیک زیرین و میانی ممکن نیست (آقابات، ۱۳۷۷).

Assereto (1966) برش الگوی این سازند را شمال تهران معرفی نمود. وی این سازند را به چهار بخش تقسیم کرده که بترتیب از پایین به بالا شامل ماسه سنگ پایینی، سری ذغال‌دار پایینی، ماسه سنک بالایی و سری ذغال‌دار بالایی می‌باشد. اختصاصات رسوبات این سازند مشابه سایر نقاط البرز، نشان دهنده‌ی رسوبگذاری در یک سیستم رودخانه-دلتایی است (آقابات، ۱۳۷۷). در منطقه مورد مطالعه، سازند شمشک در بخش‌های مرکزی و جنوبی رخنمون داشته و در یک نگاه کلی از ماسه سنگ، شیل‌های خاکستری تیره تا سیاه، سیلتستون، کنگلومرا و رگه‌های ذغال تشکیل شده است (شکل ۲-۹).

(۹).



شکل ۲-۹- رخنمون سازند شمشک شمال روستای ایول دید به سمت شمال.

Erathem	System	Seri	Formation	Lithology	Description
Mesozoï	Jurassic	Liassic	Shemshak		Sandstone, Shale, Siltstone, Conglomerate, Coaly Shale, Coal
		Upper			
	Triassic	Middle	Elika		Medium to thick bedded Dolomite Limestone and Dolomite
		Lower			

شکل ۲-۱۰- ستون چینه شناسی مربوط به سازندهای مزوزوئیک (بدون مقیاس).

۳-۳-۲- واحدهای سنگی سنوزوئیک

۳-۳-۱- نهشته‌های کواترنری

جوان ترین رسوبات در منطقه ی مورد مطالعه، نهشته های کواترنری می باشد که بصورت رسوبات منفصل و یا با فشردگی اندک می باشند که در ولویه پایین در جنوب شرق تلمادره رخ نمون دارد. (شکل ۲- ۱۱). نهشته های گراولی کواترنری که شامل کنگلومرا و مارن می باشند. در بعضی افق ها، کنگلومرا دارای سیمانی سست می باشند. رسوبات آبرفتی دشت ها که بطور معمول زمین های کشاورزی را تشکیل می دهند و معمولا ریزدانه تر از کنگلومرا بوده و تقریبا فاقد سیمان می باشند.



شکل ۲- ۱۱- رسوبات آبرفتی نهشته های کواترنری در جنوب شرق تلمادره دید به سمت جنوب شرقی.

Erathem	System	Seri	Formation	Lithology	Description
Cenozoic	Quaternary				Conglomerate and alluvium and gravel fans
					Conglomerate and fill valley sediments including Marl, Loose Sand
					Conglomerate and fill valley sediments including Marl, Loose Sand

شکل ۲- ۱۲- ستون چینه شناسی مربوط به سازندهای سنوزوئیک (بدون مقیاس).

با توجه به بررسی های انجام داده در مناطقی مثل منطقه مورد مطالعه که در محیطی مرطوب و با پوشش جنگلی می باشد زمین لغزش ها در سازندهایی با مقاومت کمتر رخ خواهند داد. ناپایداری شیبی در سازندها با مقاومت کمتر بیشتر از سازندهای مقاوم می باشد. با توجه به بررسی چینه شناسی منطقه

انتظار می‌رود لغزش‌ها بیشتر در سازندهایی با مقاوم کمتر مثل شمشک رخ دهد و چنانچه لغزشی (از نوع خاکی) در سازند مقاوم از جنس آهک رخ دهد بدون شک عامل مهمی به جز سطح شیبدار و رطوبت که از شرایط تشکیل یک لغزش خاکی می‌باشند را باید جستجو کرد که در فصل ۴ به آن می‌پردازیم.



فصل سوم

زمین-



شناسی ساختمانی

ساختارهایی چون چین‌ها و گسل‌ها به عنوان محصول فرایند دگرریختی کلید دستیابی به الگوی دگرشکلی هر ناحیه محسوب می‌گردد. نیروهای ناشی از حرکات قطعات لیتوسفری در زمان‌های مختلف در بخش‌های مختلف پوسته، موجب ایجاد میدان‌های مختلف تنش گردیده و باعث رخداد دگرریختی در سنگ‌ها می‌شود و در نتیجه ساختارها و یا اشکال ساختمانی مختلفی شکل می‌گیرند. بنابراین ساختارها و سیمای زمین نحوه دگرریختی و تنش‌های وارده را نمایان می‌سازد. به طور کلی این مطالعات به مشاهده سیمای ساختارها و اندازه‌گیری آن‌ها در مقیاس رخنمون بستگی دارد. بنابراین با تعیین وضعیت هندسی ساختارها، فرآیندهای دگرریختی رخ داده را می‌توان بررسی و مشخص کرد. الگوی هندسی تفسیر سه بعدی و جهت‌یافتگی ساختارها می‌باشد.

در محدوده مورد مطالعه گسل‌ها و چین‌خوردگی واحد سنگی مزوزوئیک و سنوزوئیک از مهمترین عناصر ساختاری موجود هستند. لازم به یادآوری است که منطقه مطالعاتی بخشی از البرز جنوبی در بخش خاوری و مرکزی می‌باشد که روند ساختاری چیره آن به صورت شمال‌خاوری- جنوب باختری و خاوری- باختری می‌باشد. در این راستا عناصر ساختاری که برداشت شده مورد تجزیه و تحلیل هندسی قرار می‌گیرند که شامل چین‌ها و گسل‌ها می‌باشند.

الف: پارامترهای لازم جهت تحلیل هندسی گسل‌ها

۱) امتداد و شیب سطح گسل ۲) زاویه ریک خطواره روی سطح گسل ۳) جهت حرکت گسل

ب: پارامترهای ضروری برای تحلیل چین‌ها

۱) شیب و امتداد لایه‌ها ۲) تعیین موقعیت محور چین ۳) تعیین سطح محوری چین

۴) تعیین زاویه بین یالی

۳-۱- چین خوردگی

قبل از پرداختن به چین‌های موجود در منطقه لازم به ذکر است برای بررسی چین‌های منطقه، پس از مطالعات اولیه بروی نقشه و تصاویر ماهواره‌ای، طی چندین عملیات صحرایی و پیمایش موقعیت جغرافیایی آن‌ها توسط GPS و خصوصیات هندسی با کمپاس اندازه‌گیری و ثبت صورت Dip. Dipdirection بیان شده است. لازم به ذکر است این چین‌ها در ترانسه جاده دامغان به کیاسر مشاهده و مورد بررسی قرار گرفته و موقعیت آن‌ها در نقشه ساختاری منطقه آورده شده است (شکل ۵-۵). بطور کلی اندازه چین‌ها در مقیاس صحرایی از چین به اندازه ۱ متر تا ۲۰ متر بوده و از تنوع ساختاری برخوردار بوده در منطقه مشاهده و بررسی شده است. با استفاده از داده‌های برداشت شده و به کمک نرم افزارهایی استریوگرافیک، خصوصیات هندسی چین‌ها و جایگاه آن‌ها در طبقه بندی‌های مختلف مانند طبقه‌بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین یال‌ها (Fluty (1964) و تقسیم بندی (Fluty (1964) بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری مشخص گردیده و نتایج بدست آمده در ادامه بیان شده است (شکل ۳-۱).

Description of fold	Interlimb angle
Gentle	120-180
Open	70-120
Close	30-70
Tight	0-30
Isoclinal	0
Mushroom	Negative values

الف
ب

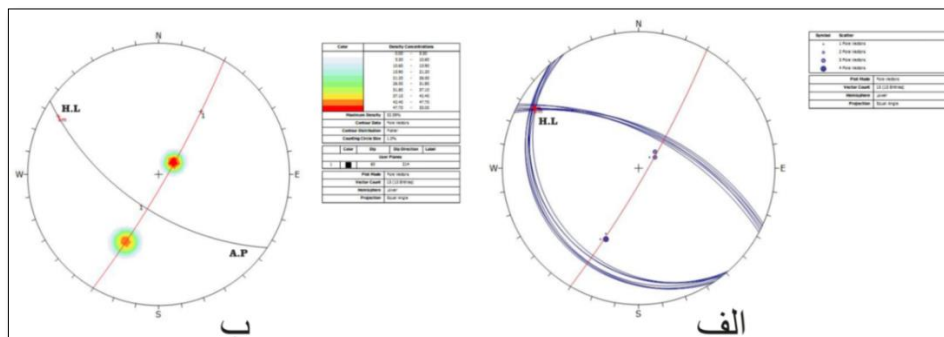
شکل ۳-۱- الف: دیاگرام مربوط به رده‌بندی چین‌ها بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری. ب: بر اساس زاویه بین یال‌ها (Fluty (1964).

۳-۱-۱-۱-۱ - تاقدیس Fo1

این تاقدیس در حاشیه جاده دامغان - کیاسر در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۳ دقیقه و ۰,۳۸ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۳۵ دقیقه و ۶۳,۸ ثانیه طول شرقی شناسایی شده است. این تاقدیس در اثر چین خوردگی لایه‌های ماسه سنگی سازند مبارک بوجود آمده است (شکل ۳-۲). بر اساس استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده، این چین دارای زاویه بین یالی ۱۰۶ درجه می‌باشد بنابراین در تقسیم بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین دو یال Fleuty (1964) در رده چین‌های باز (open) قرار می‌گیرد. با بررسی نمودار β و π حاصل از داده‌های صحرائی، خط لولای این چین دارای موقعیت ۰۷/۳۰۰ و سطح محوری آن دارای موقعیت ۶۰/۲۱۴ می‌باشد (شکل ۳-۳) و در تقسیم‌بندی براساس میل خط لولا و شیب سطح محوری در رده چین‌های steeply inclined Gently plunging قرار می‌گیرد.



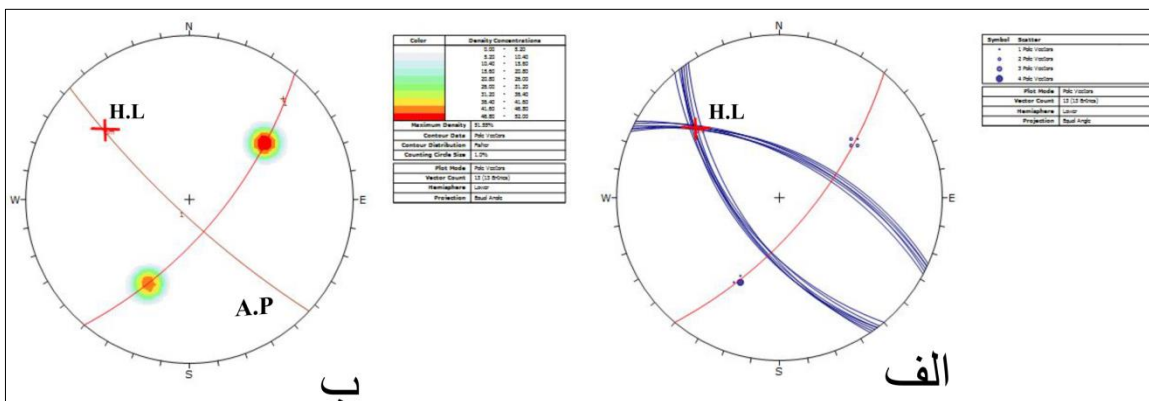
شکل ۳-۲ - تاقدیس Fo1 در واحدهای ماسه سنگی مبارک.



شکل ۳-۳ - استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از تاقدیس Fo1. الف: نمودار β و تعیین خط لولا (۰۷/۳۰۰). ب: نمودار π و کنتور قطب یال‌های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۶۰/۲۱۴) و تعیین زاویه بین دو یال (۱۰۶ درجه).

۳-۱-۲ - ناودیس Fo2

ناودیس Fo2 نیز در حاشه جاده دامغان-کیاسر در سازند مبارک در ادامه و موقعیت ناودیس Fo1 مشاهده و مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۳-۲). بر اساس استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده، این چین دارای زاویه بین یالی ۶۶ درجه می‌باشد بنابراین در تقسیم بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین دو یال در رده چین‌های بسته (close) قرار می‌گیرد. با بررسی نمودار β و π حاصل از داده‌های صحرائی، خط لولای این چین دارای موقعیت ۲۲/۳۱۰ و سطح محوری آن دارای موقعیت ۸۰/۲۲۳ می‌باشد (شکل ۳-۴) و در تقسیم‌بندی بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری در رده چین‌های steeply inclined. Gently plunging قرار می‌گیرد.



شکل ۳-۴ - استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از ناودیس Fo2. الف: نمودار β و تعیین خط لولا (۲۲/۳۱۰). ب: نمودار π و کنترل قطب یال‌های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۸۰/۲۲۳) و تعیین زاویه بین دو یال (۶۶ درجه).

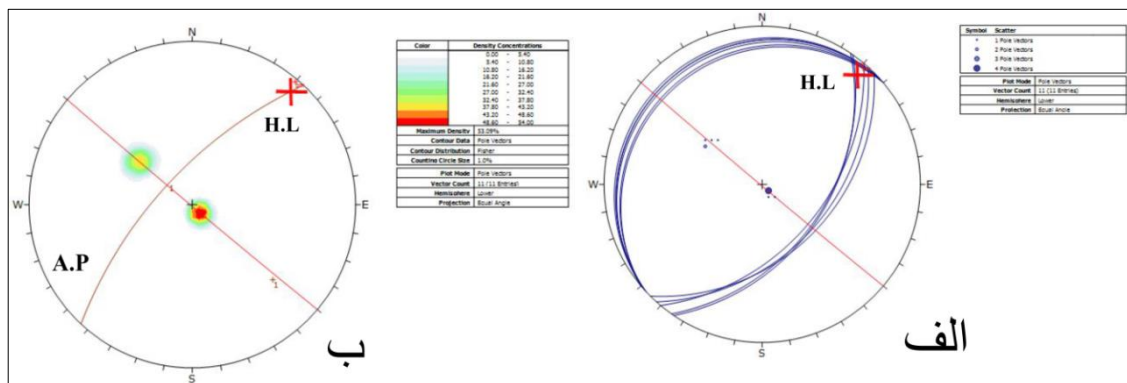
۳-۱-۳ - ناودیس Fo3

این چین تاقدیس در دیواره سمت راست ترانسه جاده دامغان-کیاسر بین لنگر و جمال‌الدین کلاه در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۴ دقیقه و ۵۶,۴ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۴۱ دقیقه و ۴۱,۱۲ ثانیه طول شرقی شناسایی شده و بر اثر چین خوردگی آهک سازند مبارک بوجود آمده است (شکل ۳-۵). بر اساس استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده، این چین دارای زاویه بین یالی ۱۳۵ درجه می‌باشد بنابراین در تقسیم بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین دو یال Fleuty (1964) در رده چین‌های ملایم (gentle) قرار

می‌گیرد. با بررسی نمودار β و π حاصل از داده‌های صحرایی، خط لولای این چین دارای موقعیت $04/043$ و سطح محوری آن دارای موقعیت $69/313$ می‌باشد (شکل ۳-۶) و در تقسیم‌بندی بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری (Fluety (1964) در رده چین‌های steeply inclined. Sub Horizontal قرار می‌گیرد.



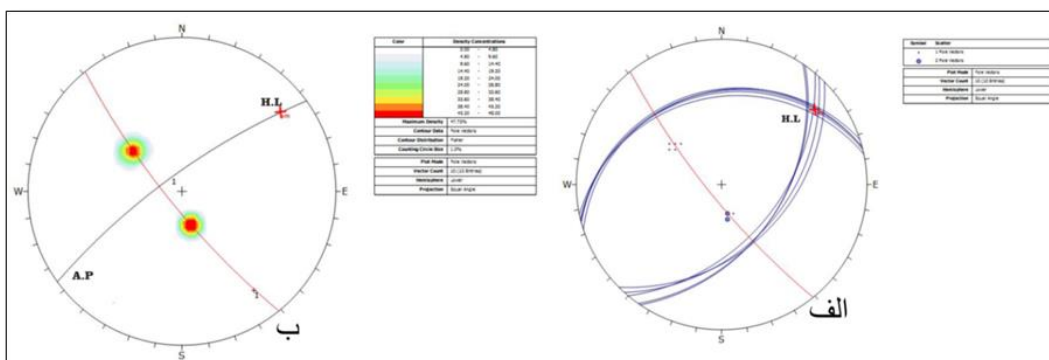
شکل ۳-۵ - نمای صحرایی از چین‌های سازند درورد در مسیر اصلی بین لنگر و جمال الدین کلا.



شکل ۳-۶ - استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از تاقدیس F03. الف: نمودار β و تعیین خط لولا ($04/043$). ب: نمودار π و کنتور قطب یال‌های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت ($69/313$) و تعیین زاویه بین دویال (135 درجه).

۴-۱-۳- ناودیس Fo4

همانطور که در شکل (۳-۵) مشاهده می‌شود ناودیس Fo4 در ادامه چین قبلی در آن مختصات جغرافیایی در سازند آهکی مبارک به چشم می‌خورد. استریوگرام زیر (شکل ۳-۷) حاصل برداشت‌های صحرای از این چین است که با توجه به آن زاویه بین یالی چین ۱۱۲ درجه و همانطور که مشاهده می‌شود این چین دارای خط لولایی با موقعیت ۱۱/۰۵۱ و سطح محوری با موقعیت ۷۷/۳۲۵ می‌باشد. بنابراین در تقسیم بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین دو یال (Fluety(1964) از نوع چین‌های باز (open) و در تقسیم‌بندی بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری (Fluety(1964) در رده چین‌های Gently plunging.steeply Inclined قرار می‌گیرد.

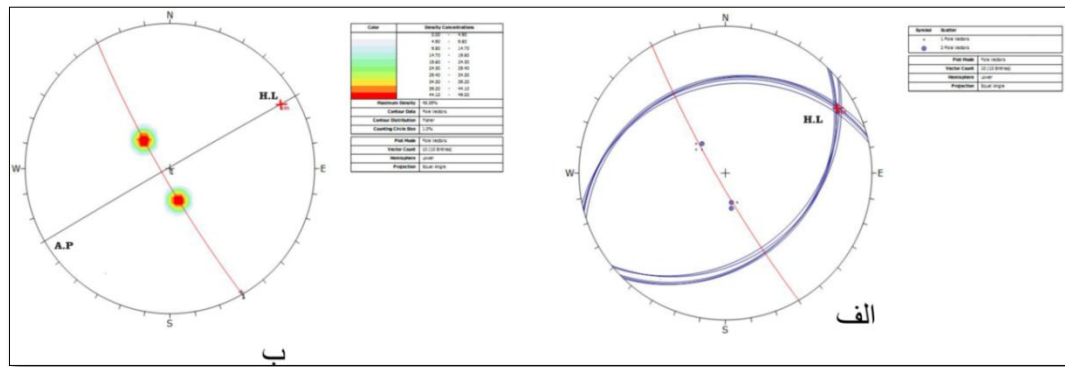


شکل ۳-۷- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از ناودیس Fo3. الف: نمودار β و تعیین خط لولا (۱۱/۰۵۱). ب: نمودار π و کنتور قطب‌یال‌های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۷۷/۳۲۵) و تعیین زاویه بین دو یال (۱۱۲ درجه).

۵-۱-۳- تاقدیس Fo5

تاقدیس Fo5 در سازند مبارک در جاده دامغان-کیاسر در ادامه ناودیس Fo4 در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۴ دقیقه و ۵۶،۴ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۴۱ دقیقه و ۴۱،۱۲ ثانیه طول شرقی مشاهده شده است (شکل ۳-۵). با توجه به استریوگرام حاصل از داده‌ها، این چین دارای زاویه بین یالی ۱۱۳ است که در تقسیم بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین دو یال (Fluety(1964) در رده چین‌های باز (open) قرار می‌گیرد. با بررسی نمودار β و π حاصل از داده‌های صحرایی، خط لولای این چین دارای موقعیت ۷/۰۶۰

و سطح محوری آن دارای موقعیت $۸۶/۳۳۰$ می‌باشد (شکل ۳-۸) و در تقسیم‌بندی بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری (Fluety(1964) در رده چین‌های Sub Horizontal.upright قرار می‌گیرد.



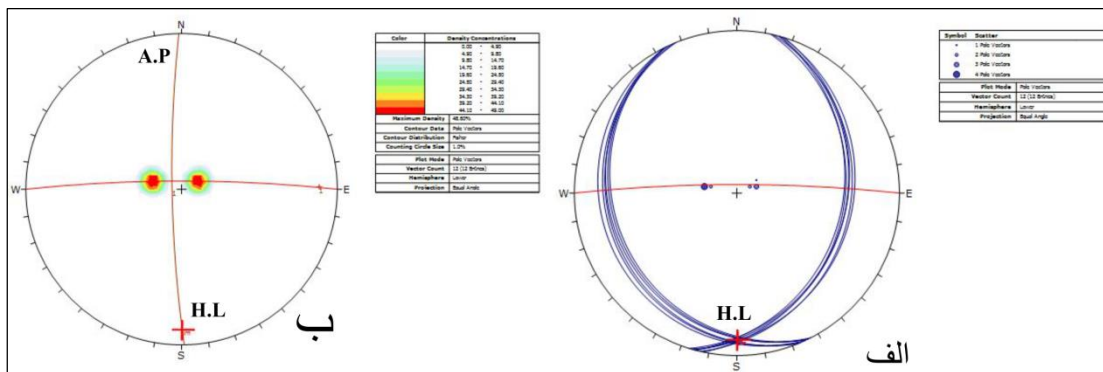
شکل ۳-۸ - استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از تاق‌دیس Fo5. الف: نمودار β و تعیین خط لولا ($۷/۰۶۰$). ب: نمودار π و کنتور قطب‌یال‌های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت ($۸۶/۳۳۰$) و تعیین زاویه بین دو یال (۱۱۳ درجه).

۳-۱-۶ - چین Fo6

چین Fo6 در مسیر جاده دامغان-کیاسر در سازند مبارک در موقعیت ۳۱ درجه ۱۴ دقیقه و $۴۷,۸$ ثانیه عرض شمال و ۵۳ درجه و ۴۱ دقیقه و $۰۰,۷$ ثانیه طول شرقی می‌باشد (شکل ۳-۹). بر اساس استریوگرام بدست آمده از برداشت موقعیت‌های دو یال این چین (شکل ۳-۱۰) نتایج زیر حاصل شد. باتوجه به اینکه زاویه بین یالی ۱۲۲ درجه بدست آمده در نتیجه در رده بندی (Fluety(1964) بر اساس زاویه بین یالی جزو چین‌های ملایم (Gentel) محسوب می‌شود. موقعیت خط لولا $۰۶/۱۷۸$ و سطح محوری $۸۳/۲۶۹$ می‌باشد در نتیجه آن در تقسیم‌بندی (Fluety(1964) بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری در رده چین‌های Sub Horizontal Upright قرار می‌گیرد.



شکل ۳-۹- تصویری از چین F06 در سازند مبارک.



شکل ۳-۱۰- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین خوابیده F06. الف: نمودار β و تعیین خط لولا (۰۶/۱۷۸). ب: نمودار π و کنتور قطب یال‌های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۸۳/۲۶۹) و تعیین زاویه بین دو یال (۱۲۲ درجه).

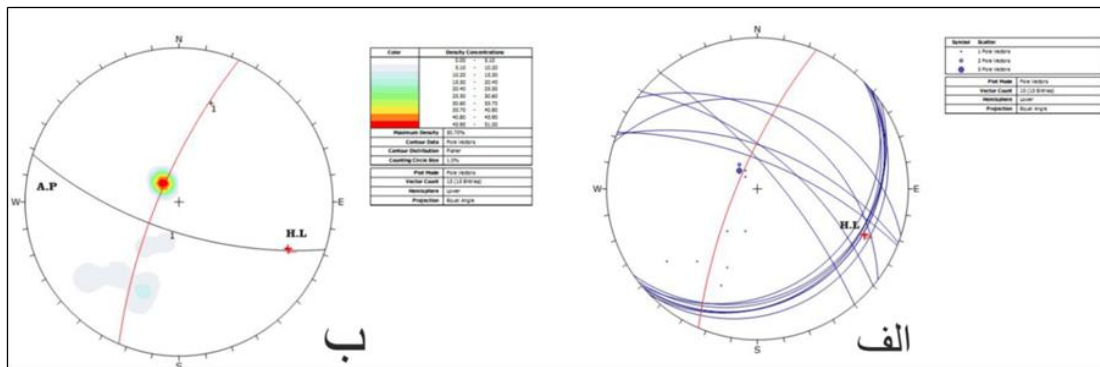
۳-۱-۷- ناودیس F07

این چین ناودیس در حاشیه جاده دامغان- کیاسر در موقعیت ۳۶ درجه ۱۴ دقیق و ۵۶٫۴ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۴۱ دقیقه و ۴۱٫۱ ثانیه طول شرقی شناسایی شده است. این ناودیس نما در اثر چین خوردگی لایه‌های آهکی سازند الیکا بوجود آمده است (شکل ۳-۱۱). بر اساس استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده، این چین دارای زاویه بین یالی ۱۱۸ درجه می‌باشد بنابراین در تقسیم بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین دو یال (Fluety (1964) در رده چین‌های باز (open) قرار می‌گیرد. با بررسی نمودار β و π حاصل از داده‌های صحرایی، خط لولای این چین دارای موقعیت ۱۵/۱۱۳ و سطح محوری آن دارای موقعیت ۶۸/۱۹۸ می‌باشد (شکل ۳-۱۲) و در تقسیم بندی بر اساس میل

خط لولا و شیب سطح محوری (Fluety, 1964) در رده چین های steeply inclined. Gently plunging قرار می گیرد.



شکل ۳-۱۱- تصویر صحرایی از دو چین ناودیس Fo7 و تاقدیس Fo6 در سازند الیکا.

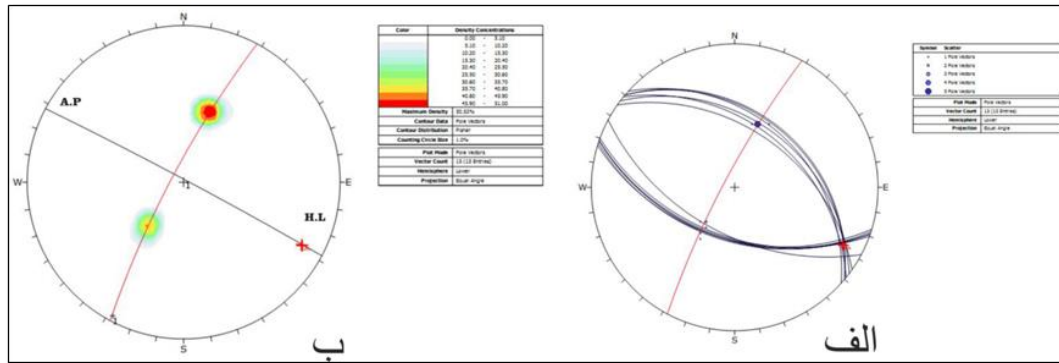


شکل ۳-۱۲- استریوگرام حاصل از داده های برداشت شده از ناودیس Fo7 الف: نمودار β و تعیین خط لولا (۱۵/۱۱۳). ب: نمودار π و کنتور قطب یال های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۶۸/۱۹۸) و تعیین زاویه بین دویال (۱۱۸ درجه).

۳-۱-۸- تاقدیس Fo8

همان طور که در شکل (۳-۱۱) مشاهده می شود این چین تاقدیس در ادامه ناودیس Fo7 در همان موقعیت در مسیر جاده دامغان-کیاسر در سازند الیکا رخمون دارد. پس از برداشت های صحرایی و تحلیل داده های برداشت شده استریوگرام زیر (شکل ۳-۱۳) حاصل شده که زاویه بین یالی آن ۹۲ درجه است که در رده بندی (Fluety, 1964) براساس زاویه بین یالی جزو چین های باز (open) محسوب می

شود. موقعیت خط لولا ۹/۱۱۸ و موقعیت سطح محوری ۸۶/۰۲۸ بدست آمده که باتوجه به میل خط لولا و شیب سطح محوری در تقسیم بندی (1964) Fluety جزو چین‌های Sub.horizontal upright می‌باشد.



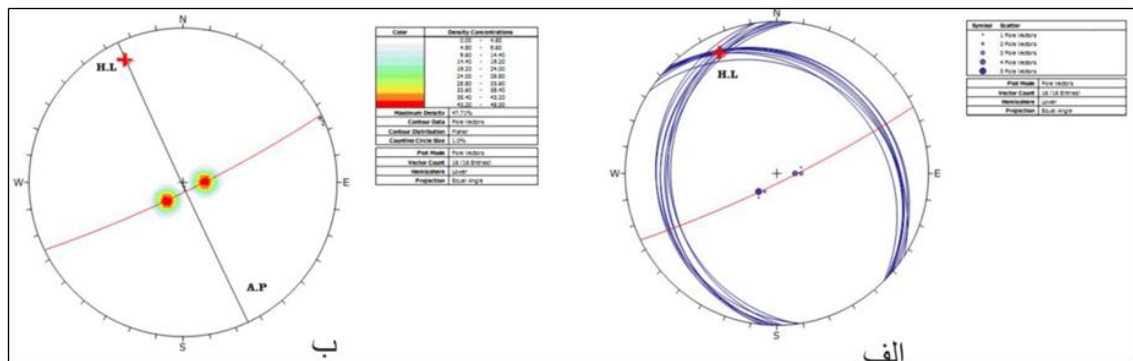
شکل ۳-۱۳- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین خوابیده F06. الف: نمودار β و تعیین خط لولا (۹/۱۱۸). ب: نمودار π و کنتور قطب یال‌های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۸۶/۰۲۸) و تعیین زاویه بین دویال (۹۲ درجه).

۳-۱-۹- تاقدیس F09

تاقدیس F09 در سازند خوش ییلاق در دیواره سمت راست ترانشه جاده دامغان - کیاسر در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۳ دقیقه و ۵۶ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۳۳ دقیقه و ۹۵,۳ ثانیه طول شرقی رخنمون دارد (شکل ۳-۱۴). پس از تحلیل برداشت‌های صحرایی استریوگرام (شکل ۳-۱۵) بدست آمده که باتوجه به آن چین مورد نظر دارای خط لولا با موقعیت ۷/۳۳۴ و سطح محوری با موقعیت ۸۷/۲۴۵ می‌باشد. با در نظر گرفتن میل خط لولا و شیب سطح محوری در تقسیم بندی (Fluety 1964) در رده چین‌های Sub Horizontal Upright قرار دارد. زاویه بین یالی آن ۱۴۸ درجه است در نتیجه در رده بندی بر اساس زاویه بین یالی جزو چین‌های ملایم (Gently) می‌باشد.



شکل ۳-۱۴- تصویر رخنمون چین تاقدیس Fo9 در جاده دامغان-کیاسر سازند خوش بیلاق.



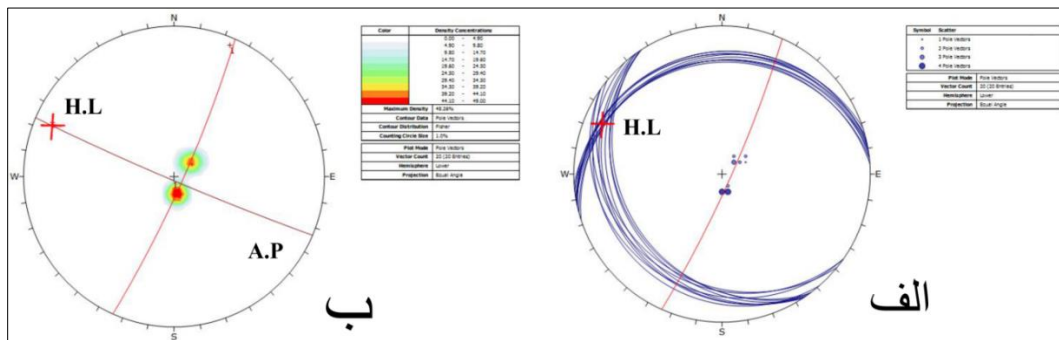
شکل ۳-۱۵- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از تاقدیس Fo9. الف: نمودار β و تعیین خط لولا (۷/۳۳۴). ب: نمودار π و کنترل قطب یال های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۸۷/۲۴۵) و تعیین زاویه بین دویال (۹۲درجه).

۳-۱-۱۰- تاقدیس Fo10

تاقدیس مورد نظر در ترانشه جاده دامغان-کیاسر بر اثر چین خوردگی لایه‌ها در سازند خوش بیلاق در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۳ دقیقه و ۴۶٫۶ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۳۴ دقیقه و ۰٫۳۶ ثانیه طول شرقی بوجود آمده است (شکل ۳-۱۶). با در نظر گرفتن نتایج حاصل از تحلیل داده‌های برداشت صحرائی این چین (شکل ۳-۱۷) موقعیت ۷/۲۹۴ برای خط لولا و ۸۸/۲۰۳ برای سطح محوری بدست آمده است. باتوجه به میل خط لولا و شیب سطح محوری در تقسیم بندی (1964) Fluty جزو چین-های Sub Horizontal.Upright می‌باشد. زاویه بین یالی ۱۵۴ درجه بدست‌آمده که در رده‌بندی (1964) Fluty چین‌ها بر اساس زاویه بین یالی جزو چین‌های ملایم (Gently) قرار گرفته است.



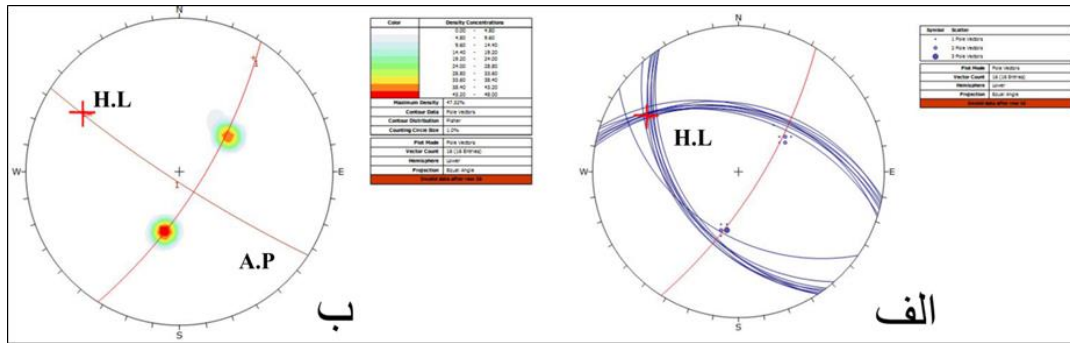
شکل ۳-۱۶- تصویری از رخ نمون تاقدیس Fo10 و ناودیس Fo11 در ترانشه جاده دامغان-کیاسر در سازند خوش بیلاق.



شکل ۳-۱۷- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از تاقدیس Fo10 الف: نمودار β و تعیین خط لولا (۷/۲۹۴). ب: نمودار π و کنتور قطب یال‌های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۸۸/۲۰۳) و تعیین زاویه بین دویال (۱۵۴ درجه).

۳-۱-۱۱- ناودیس Fo11

همانطور که در شکل (۳-۱۶) ناودیس Fo11 در ادامه تاقدیس Fo10 در سازند خوش بیلاق در همان موقعیت در جاده دامغان-کیاسر رخنمون دارد. باتوجه به استریوگرام حاصل از داده‌ها برداشت شده از این چین (شکل ۳-۱۸) دارای خط لولا با موقعیت $۱۷/۳۰۲$ و سطح محوری با موقعیت $۸۵/۲۱۳$ می‌باشد که در تقسیم بندی (Fluety 1964) بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری جزو چین‌های Sub Horizontal Upright است. باتوجه به زاویه بین یالی که ۱۶۱ درجه بدست آمده، در تقسیم‌بندی (Fluety 1964) بر اساس زاویه بین یالی جزو رده چین‌های ملایم (Gently) می‌باشد.



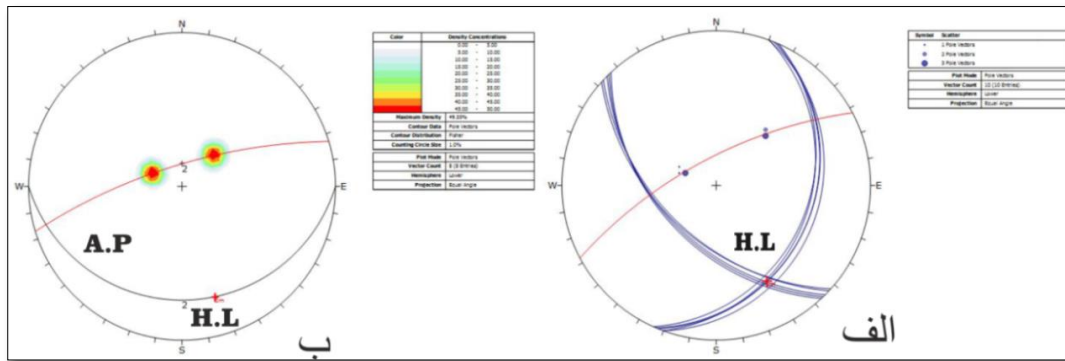
شکل ۳-۱۸- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از تاقدیس **Fo10** الف: نمودار β و تعیین خط لولا (۱۷/۳۰۲). ب: نمودار π و کنتور قطب یال‌های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۸۵/۲۱۳) و تعیین زاویه بین دویال (۱۶۱درجه).

۳-۱-۱۲- چین خنثی Fo12

چین مورد نظر یک چین خنثی است که حاصل چین خوردگی لایه‌های سازند الیکا در دیواره ترانشه در وضعیت ۳۶ درجه و ۱۴ دقیقه و ۸۷٫۱ ثانیه عرض شمالی ۵۳ درجه و ۴۱ دقیقه و ۷۸٫۸ ثانیه طول شرقی در جاده دامغان-کیاسر می‌باشد (شکل ۳-۱۹). پس از برداشت داده‌ها و تحلیل آن‌ها نتایج زیر حاصل شد (شکل ۳-۲۰). با توجه به نمودار استریوگرام بدست آمده از داده‌ها، با استفاده از نمودار β خط لولای چین دارای موقعیت ۱۶/۱۶۳ و با استفاده از نمودار π و کنتور قطب یال‌های چین سطح محوری دارای موقعیت ۱۷/۱۸۹ می‌باشند که در طبقه بندی (Fluety 1964) در رده چین‌های Gently Plunging، Gently Inclined قرار می‌گیرد. با توجه به اینکه زاویه بین یالی ۴۴ بدست آمده در طبقه بندی (Fluety 1964) بر اساس زاویه بین یالی جزو چین‌های بسته (Cloes) می‌باشد.



شکل ۳-۱۹- تصویر صحرایی چین خنثی در سازند مبارک.



شکل ۳-۲۰- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین خنثی. الف: نمودار β و تعیین خط لولا (۱۶/۱۶۳). ب: نمودار π و کنتور قطب یال‌های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۱۷/۱۸۹) و تعیین زاویه بین دو یال (۴۴ درجه).

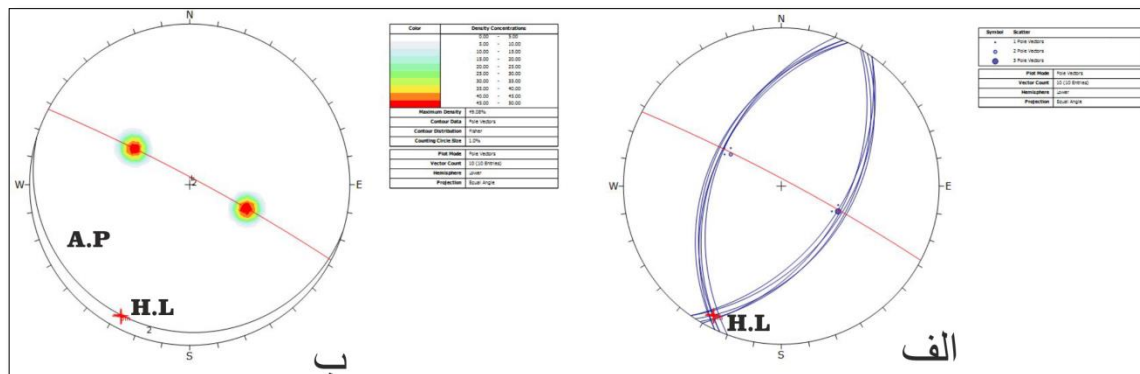
۳-۱-۱۳- چین خنثی Fo13

این چین نیز نمونه یک چین خنثی در سازند الیکا در مسیر جاده دامغان به کیاسر می - کیاسر سناسایی در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۴ دقیقه و ۵۳،۷ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۴۱ دقیقه و ۷۴ ثانیه طول شرقی مشاهده شده است (شکل ۳-۲۱). بر اساس استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده، این چین دارای زاویه بین یالی ۸۶ درجه می‌باشد. بنابراین در تقسیم‌بندی چین‌ها براساس زاویه بین دو یال (Fluety (1964) در رده چین‌های باز (open) قرار می‌گیرد. با بررسی نمودار β و π حاصل از داده‌های صحرایی، خط لولای این چین دارای موقعیت ۵/۲۰۸ و سطح محوری آن دارای موقعیت

۶/۱۹۸ می باشد (شکل ۳- ۲۲) و در تقسیم بندی (Fluety (1964 بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری در رده چین های Sub Horizontal.Recumbent قرار می گیرد.



شکل ۳- ۲۱- تصویر صحرایی چین Fo13 و Fo14 در سازند الیکا.

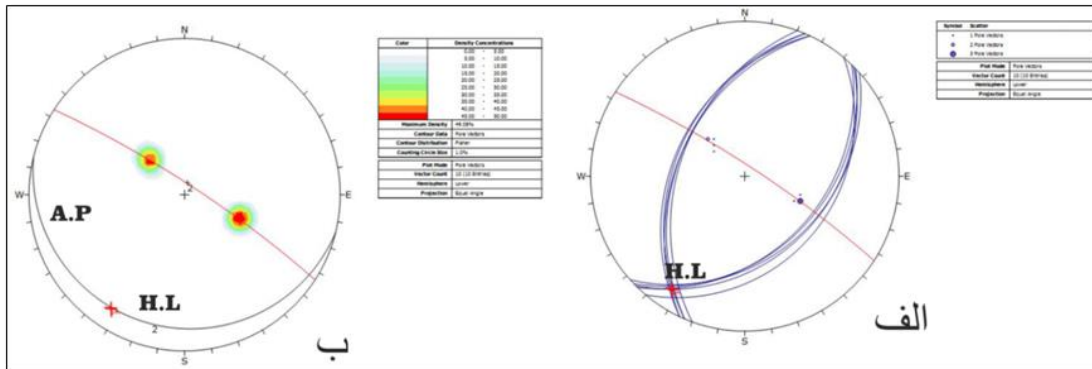


شکل ۳- ۲۲ - استریوگرام حاصل از داده های برداشت شده از چین خنثی Fo13 الف: نمودار β و تعیین خط لولا (۵/۲۰۸). ب: نمودار π و کنتور قطب یال های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۶/۱۹۸) و تعیین زاویه بین دو یال (۸۶ درجه).

۳-۱-۱۴- چین خنثی Fo14

همانطور که در شکل (۳- ۲۱) مشاهده می شود در ادامه چین Fo13 و در همان موقعیت شاهد چین خنثی Fo14 هستیم. پس از برداشت داده ها و تحلیل آن ها نتایج زیر حاصل شد (شکل ۳- ۲۳). باتوجه به نمودار استریوگرام بدست آمده از داده ها، با استفاده از نمودار β خط لولای چین دارای موقعیت ۸/۲۱۳ و با استفاده از نمودار π و کنتور قطب یال های چین سطح محوری دارای موقعیت ۹/۱۹۴ می باشند که در طبقه بندی (Fluety (1964 در رده چین های Sub Horizontal.Recumbent

قرار می‌گیرد. با توجه به اینکه زاویه بین یالی ۷۸ درجه بدست آمده در طبقه بندی بر اساس زاویه بین یالی جزو چین‌های باز (Open) محسوب می‌شود.



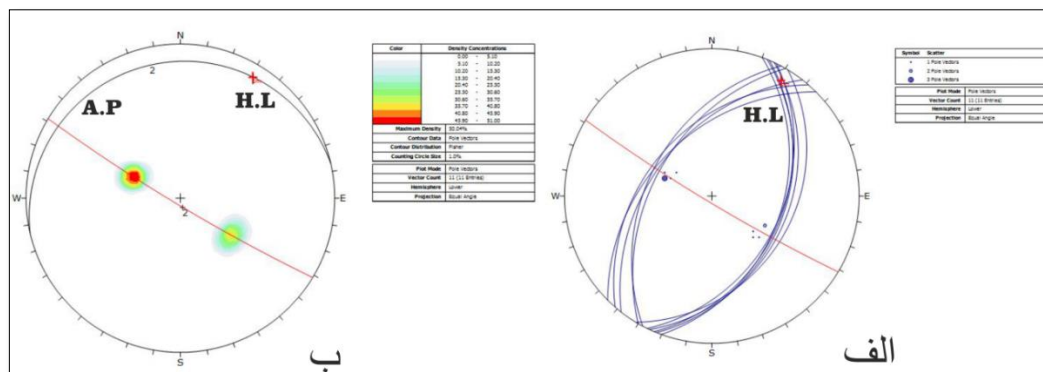
شکل ۳-۲۳- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین جناغب خوابیده. الف: نمودار β و تعیین خط لولا (۹/۱۹۴). ب: نمودار π و کنتور قطب یال‌های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۸/۲۱۳) و تعیین زاویه بین دویال (۷۸ درجه).

۳-۱-۱۵- چین خنثی Fo15

این چین نیز نمونه یک چین خنثی در سازند الیکا در مسیر جاده دامغان به کیاسر می - کیاسر در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۴ دقیقه و ۵۳٫۷ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۴۱ دقیقه و ۴۰٫۱ ثانیه طول شرقی شناسایی شده است (شکل ۳-۲۴). بر اساس استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده، این چین دارای زاویه بین یالی ۸۳ درجه می‌باشد بنابراین در تقسیم بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین دو یال (Fluety 1964) در رده چین‌های باز (open) قرار می‌گیرد. با بررسی نمودار β و π حاصل از داده‌های صحرايي، خط لولای این چین دارای موقعیت ۶/۰۳۰ و سطح محوری آن دارای موقعیت ۷/۳۳۷ می‌باشد (شکل ۳-۲۵) و در تقسیم بندی بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری (Fluety 1964) در رده چین‌های Sub Horizontal.Recumbent قرار می‌گیرد.



شکل ۳-۲۴- تصویر صحرایی چین خنثی Fo15 در سازند الیکا.



شکل ۳-۲۵- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین خنثی. الف: نمودار β و تعیین خط لولا (۶/۰۳۰). ب: نمودار π و کنتور قطب یال‌های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۷/۳۳۷) و تعیین زاویه بین دو یال (۷۸ درجه).

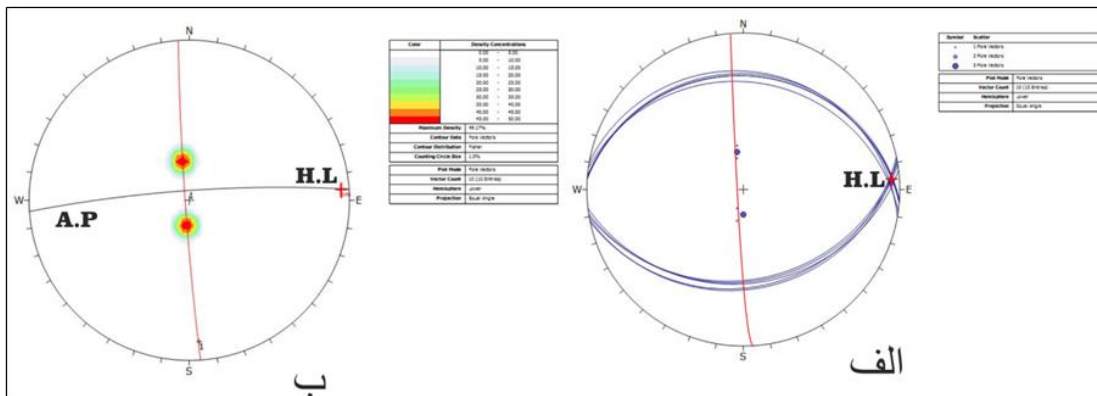
۳-۱-۱۶- تاقدیس Fo16

این چین تاقدیس نیز در مسیر جاده دامغان-کیاسر در سازند الیکا در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۴ دقیقه و ۳۲,۵ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۴۱ دقیقه و ۲۰,۵ ثانیه طول شرقی مشاهده شده است (شکل ۳-۲۶). بر اساس استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده، این چین دارای زاویه بین یالی ۱۳۴ درجه می باشد. بنابراین در تقسیم بندی چین ها بر اساس زاویه بین دو یال (Fluety (1964) در رده چین های ملایم (Gentel) قرار می گیرد. با بررسی نمودار β و π حاصل از داده‌های صحرایی، خط لولای این چین دارای موقعیت ۳/۰۸۶ و سطح محوری آن دارای موقعیت ۸۳/۳۵۶ می باشد (شکل

۳- ۲۷) ودر تقسیم بندی بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری (Fluety 1964) در رده چین های Sub Horizontal.upright قرار می گیرد.



شکل ۳- ۲۶- تصویر صحرایی چین تاقدیس F016 در سازند الیکا.



شکل ۳- ۲۷- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین تاقدیس F016 الف: نمودار β و تعیین خط لولا (۳/۰۸۶). ب: نمودار π و کنتور قطب یال‌های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۸۳/۳۵۶) و تعیین زاویه بین دویال (۱۳۴درجه).

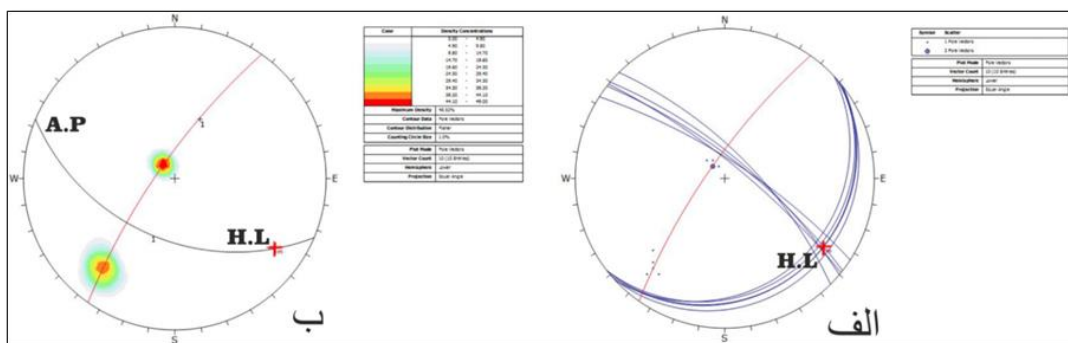
۳-۱-۱۷- چین F017

چین مورد نظر F017 نیز بر اثر چین خوردگی لایه‌ها در سازند الیکا در مسیر جاده دامغان-کیاسر در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۴ دقیقه و ۳۶،۶ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۴۱ دقیقه و ۴۳،۶ ثانیه طول

شرقی بوجود آمده است (شکل ۳- ۲۸). با تحلیل داده‌ها برداشت شده به این نتایج رسیدیم که زاویه بین یالی این چین ۷۸ درجه است که با توجه به تقسیم بندی (Fluety (1964 بر اساس زاویه بین یالی، در رده چین های باز قرار دارد. با توجه به استریوگرام حاصله (شکل ۳- ۲۹)، خط لولای چین دارای موقعیت ۱۳/۱۲۵ و سطح محوری دارای موقعیت ۴۶/۲۰۳ می باشد که با توجه به میل خط لولا و شیب سطح محوری در رده بندی (Fluety (1964 جزو چین های Gently Plunging. Moderately Inclined می باشد.



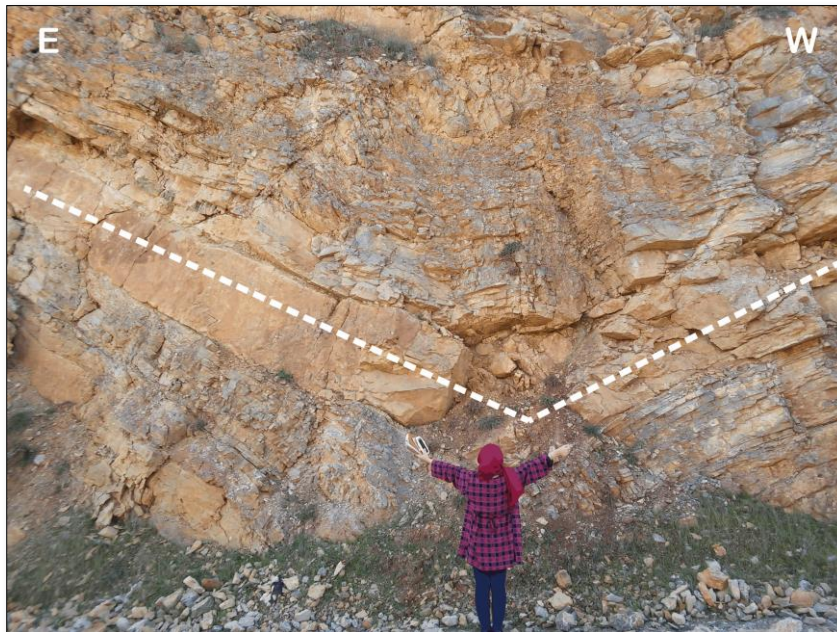
شکل ۳- ۲۸- تصویر صحرایی چین F017 در سازند الیکا.



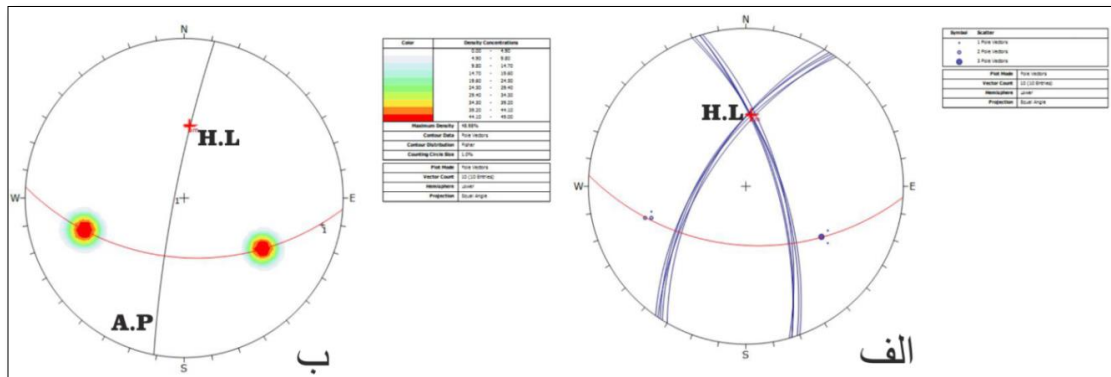
شکل ۳- ۲۹- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین F017. الف: نمودار β و تعیین خط لولا (۱۳/۱۲۵). ب: نمودار π و کنتور قطب یال‌های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۴۶/۲۰۳) و تعیین زاویه بین دو یال (۷۸ درجه).

۳-۱-۱۸ - ناودیس Fo18

ناودیس مورد نظر در ترانشه جاده دامغان-کیاسر بر اثر چین خوردگی لایه‌ها در سازند مبارک در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۳ دقیقه و ۰,۲۹ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۳۵ دقیقه و ۶۴,۸ ثانیه طول شرقی بوجود آمده است (شکل ۳-۳۰). با در نظر گرفتن نتایج حاصل از تحلیل داده‌های برداشت صحرائی این چین (شکل ۳-۳۱) موقعیت ۴۱/۰۰۴ برای خط لولا و ۸۳/۲۸۱ برای سطح محوری بدست آمده است. باتوجه به میل خط لولا و شیب سطح محوری در تقسیم بندی (Fluety (1964 جزو چین‌های *Plunging.Upright Moderately* می‌باشد. زاویه بین یالی ۱۲۱ درجه بدست آمده که در رده بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین یالی جزو چین‌های ملایم (*Gently*) قرار گرفته است.



شکل ۳-۳۰ - تصویر صحرائی چین Fo18 در سازند مبارک.



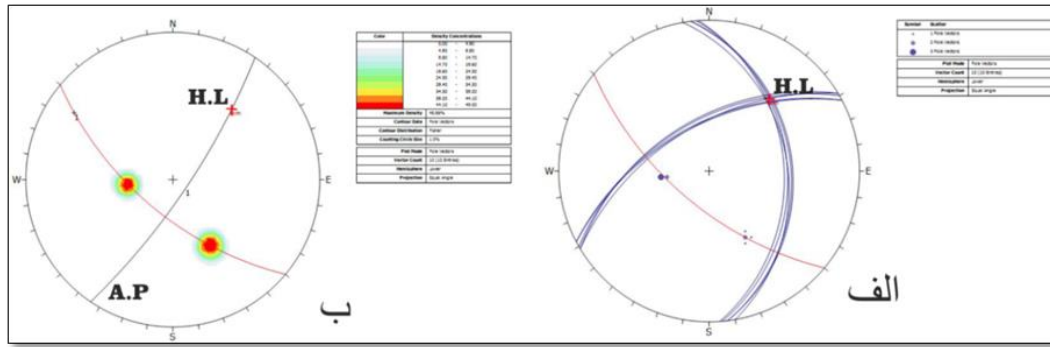
شکل ۳-۲۱- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین Fo18. الف: نمودار β و تعیین خط لولا (۴۱/۰۰۴). ب: نمودار π و کنتور قطب یال‌های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۱۳/۲۸۱) و تعیین زاویه بین دو یال (۱۲۱درجه).

۳-۱-۱۹- ناودیس Fo19

چین ناودیس Fo19 بر اثر چین خوردگی لایه‌ها در سازند مبارک در مسیر جاده دامغان-کیاسر در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۳ دقیقه و ۰,۱۶ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۳۵ دقیقه و ۶۶,۸ ثانیه طول شرقی بوجود آمده است (شکل ۳-۳۲). با تحلیل داده‌ها برداشت شده نتایج زیر بدست آمده است. زاویه بین یالی این چین ۷۳ درجه است که باتوجه به تقسیم بندی (1964) Fluty بر اساس زاویه بین یالی، در رده چین‌های باز (Open) قرار دارد. با توجه به استریوگرام حاصله (شکل ۳-۳۳)، خط لولای چین دارای موقعیت ۲۶/۰۴۰ و سطح محوری دارای موقعیت ۸۰/۱۲۴ می باشد که با توجه به میل خط لولا و شیب سطح محوری در رده چین‌های Gently Plungign.Upright می باشد.



شکل ۳-۳۲- تصویر صحرایی چین Fo19 در سازند دورود.



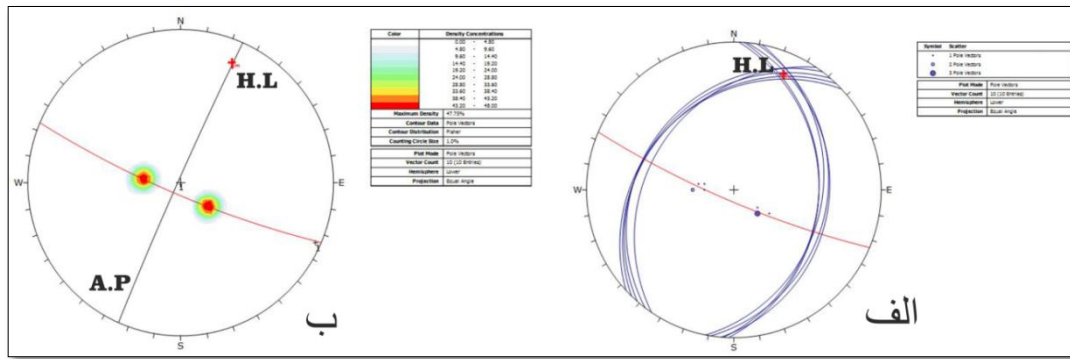
شکل ۳-۳۳ - استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین Fo19. الف: نمودار β و تعیین خط لولا (۲۶/۰۴۰). ب: نمودار π و کنتور قطب یال‌های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۸۰/۱۲۴) و تعیین زاویه بین دویال (۷۳ درجه).

۳-۱-۲۰ - ناقدیس Fo20

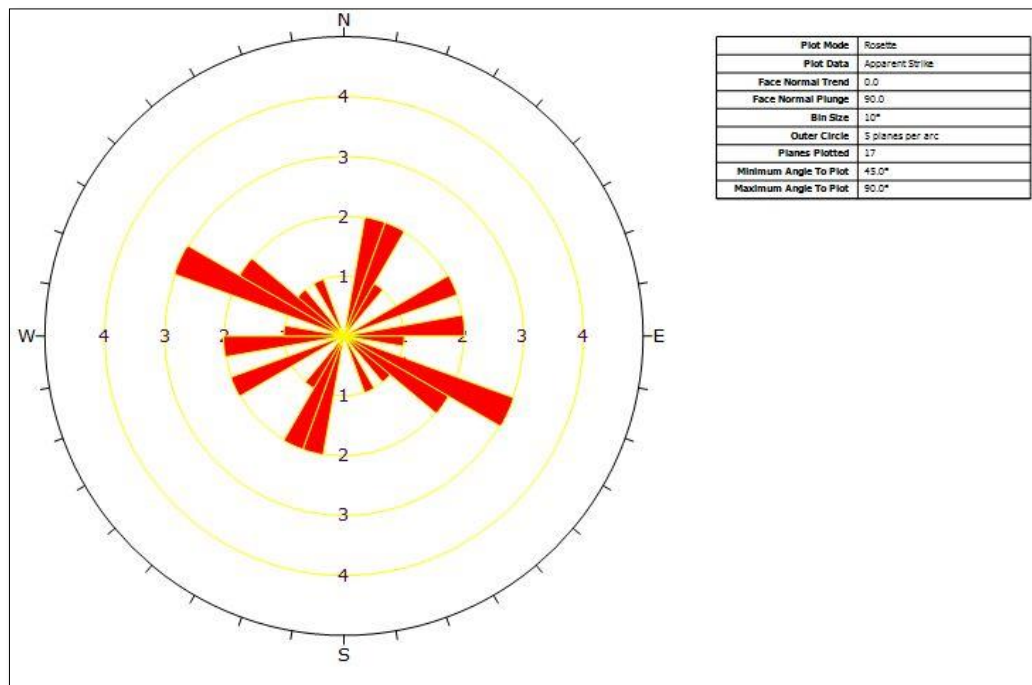
این چین ناقدیس در مسیر جاده دامغان-کیاسر در سازند مبارک در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۲ دقیقه و ۹۷،۵ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۳۵ دقیقه و ۷۳،۶ ثانیه طول شرقی مشاهده شده است (شکل ۳-۳۴). بر اساس استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده، این چین دارای زاویه بین یالی ۱۲۸ درجه می‌باشد بنابراین در تقسیم بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین دو یال در رده چین‌های ملایم (Gentel) قرار می‌گیرد و خط لولای این چین دارای موقعیت ۹/۰۲۳ و سطح محوری آن دارای موقعیت ۸۸/۲۹۴ می‌باشد (شکل ۳-۳۵) و در تقسیم بندی بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری در رده چین‌های Sub Horizontal.upright قرار می‌گیرد.



شکل ۳-۳۴ - تصویر صحرایی چین Fo20 در سازند دورود.



شکل ۳-۳۵ - استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از چین Fo 20. الف: نمودار β و تعیین خط لولا (۹/۰۲۳). ب: نمودار π و کنتور قطب یال‌های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۸۸/۲۹۴) و تعیین زاویه بین دو یال (۱۲۸ درجه).



شکل ۳-۳۶ - نمودار گل‌سرخ‌ی امتدادی سطح محوری چین‌ها مورد مطالعه.

در منطقه مورد مطالعه چین‌ها را بررسی کرده و در نهایت نمودار گل‌سرخ‌ی امتدادی سطح محوری چین‌ها را بدست آوردیم (شکل ۳-۳۶). با توجه به این رزیدیاگرام سه روند چین خوردگی به جهات شمال غربی - جنوب شرقی که این روند غالب می باشد و شمال شرقی - جنوب غربی و تقریباً شرقی - غربی مشاهده می شود.

همانطور که مشاهده کردید چین‌های منطقه را در رده بندی‌های مختلف مورد تحلیل قرار دادیم و به نتایج زیر دست یافتیم. اکثر چین‌های منطقه در رده بندی Fluty (۱۹۶۴) بر اساس زاویه بین یالی جزو چین‌های باز تا ملایم قرار دارند. در تقسیم بندی بر اساس شیب سطح محوری و پلانج خط لولا بیشتر در رده چین‌های SubHorizontal.Upright می‌باشند.

۳-۲- گسلش

شکستگی‌های پوسته جامد زمین که در امتداد آن‌ها جابجایی و حرکت رخ میدهد گسل نامیده می‌شود. این شکستگی‌ها بر اثر انباشت تنش‌های ناشی از جنبش ورقه‌ها نسبت به یکدیگر و جنبش‌های درون‌گوشته بالایی زمین روی می‌دهد (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱). گسل‌های ایران را می‌توان بر اساس زمان پدایش، زمان آخرین حرکت و پراکندگی جغرافیایی دسته بندی کرد. در نقشه لرزه زمین ساخت ایران گسل‌های ایران به سه دسته عمده ی زیر تقسیم شده اند (بربریان ۱۹۷۶).

۱- گسل‌های زمین‌لرزه‌ای جوان که در طی رویدادهای زمین‌لرزه‌ای و مخرب زمان حال به وجود آمده اند یا دوباره فعال شده اند.

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

۳- گسل‌های پیش از کواترنری که سنی پیش از دو میلیون سال دارند ولی احتمالاً از زمان جنبش‌های آلپ پایانی تاکنون حرکتی نداشته اند. با این حال نباید این گسل‌ها رو مرده تصور کرد چون ممکن است حرکت‌های جوان آن‌ها ناشناخته باشد. در ضمن، در بسیاری از حالات، ممکن است در اثر فرسایش، پوشش گیاهی و یا عملکرد انسان، نشانه‌ی حرکت‌های جوان این گسل‌ها از بین رفته باشد. لذا هرگز نباید اهمیت این گسل‌ها را نادیده گرفت.

در ادامه با توجه به هدف پژوهش که بررسی خصوصیات ساختاری منطقه و تاثیر آن‌ها در ناپایداری شیئی بوده، بطوری محلی به گسل‌های مشاهده شده در منطقه و بیان هندسه آن‌ها و چگونگی تاثیر آن‌ها در ناپایداری شیئی (در فصل ۴) خواهیم پرداخت.

گسل‌های مورد مطالعه دارای روند‌های متفاوتی هستند. از گسل بزرگ منطقه می‌توان گسل لنگر که دارای روند شمال شرق- جنوب غرب می‌باشد نام برد. در منطقه مورد نظر تعدادی گسل مورد بررسی قرار گرفته که تحت تاثیر تکتونیک منطقه رخ دادند و روندها و مکانیسم متفاوتی دارند و طول اعلام شده از آن‌ها اندازه‌ای بود که در عملیات‌های صحرایی در سازند مورد نظر در ترانسه جاده برای ما قابل مشاهده بوده است. برداشت‌های صحرایی به روش Dip, Dipdirection بوده است. نتایج بدست‌آمده از بررسی گسل‌ها در ادامه بیان می‌کنیم.

در این قسمت ابتدا به توضیح گسل‌های اصلی منطقه که قبلاً بطور کامل بررسی و معرفی شدند بطور خلاصه می‌پردازیم و سپس به تحلیل هندسی گسل‌های که در عملیات‌های صحرایی مشاهده شده خواهیم پرداخت و موقیت این گسل‌ها را در نقشه ساختاری تهیه شده از منطقه نشان داده‌ایم (شکل ۵-۵).

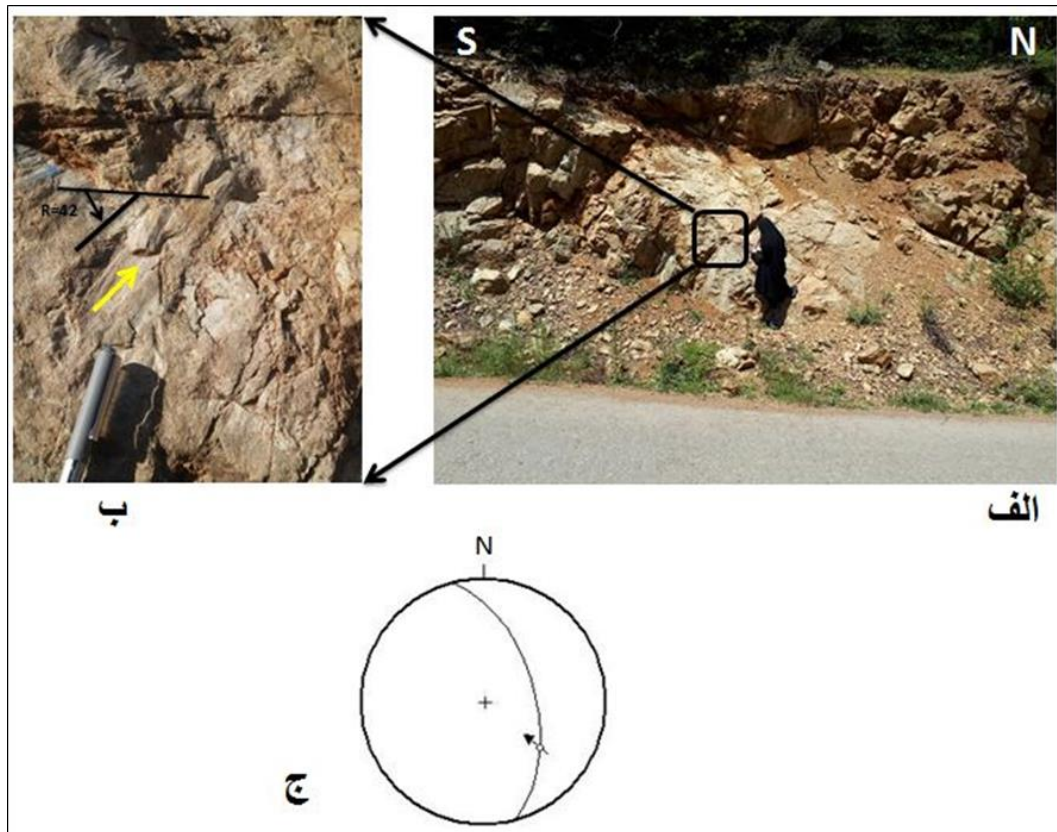
یکی از گسل‌های اصلی، گسل شمال البرز می‌باشد که مرز کوه‌های البرز را تشکیل می‌دهد و روند نامنظمی دارد. این گسل در دامنه شمالی البرز به طول تقریبی ۵۵۰ کیلومتر، از لاهیجان تا جنوبگنبدکاووس و موازی ساحل خزر کشیده شده و در ناحیه البرز مرکزی و حدود طولجغرافیایی ۲۳ درجه خاوری خمیده شده است. سازوکار اصلی آن در بخش خاوری به صورت معکوس همراه با مؤلفه کوچک راستالغز راستبر و در بخش مرکزی جنبش راستالغز کوچک آن به چپبر تغییر می‌کند. جایجایی در طول آن بیش از ۲ کیلومتر وجود میلونیت در برخی مناطق در حاشیه این گسل نشان دهنده آغاز فعالیت در پلیوسن یا زمان‌های جلوتر می‌باشد و تا پلیستوسن فعالیت آن خاتمه یافته است (Shtooklin, 1974).

گسل خزر با درازای نزدیک به ۴۵۰ کیلومتر جزو گسل‌های اصلی است که در مرز شمالی البرز و دشت جنوبی حوضه کاسین با سازوکار معکوس قرار دارد از این گسل با عنوان گسل‌های فشاری با شیب به سوی جنوب یاد می‌کنند و با افراز آشکار سبب شکل‌گیری بنلدی البرز در لبه جنوبی شده است (بربریان و همکاران ۱۳۷۱).

گسل بادله با راستای عمومی شمال‌خاوری - جنوب‌باختری، در بخش شمالی منطقه از کسل‌های اصلی به حساب می‌آید. درازای آن در حدود ۷۰ کیلومتر میباشد که بلوک فرادیواره آن در برگیرنده واحد سنگی دونین است که بروی شیل‌های ژوراسیک در بلوک فرودیواره رانده شده‌اند. مشاهدات صحرایی و خراش‌های گسلی موجود بر روی سطوح گسلی نشان دهنده زاویه زیک ۷۰ درجه پادساعتگرد بروی فرودیواره سطح گسل است، سازوکار معکوس چپ‌بر را نشان می‌دهد (غربی ۱۳۹۲).

۳-۲-۱- گسل لنگر

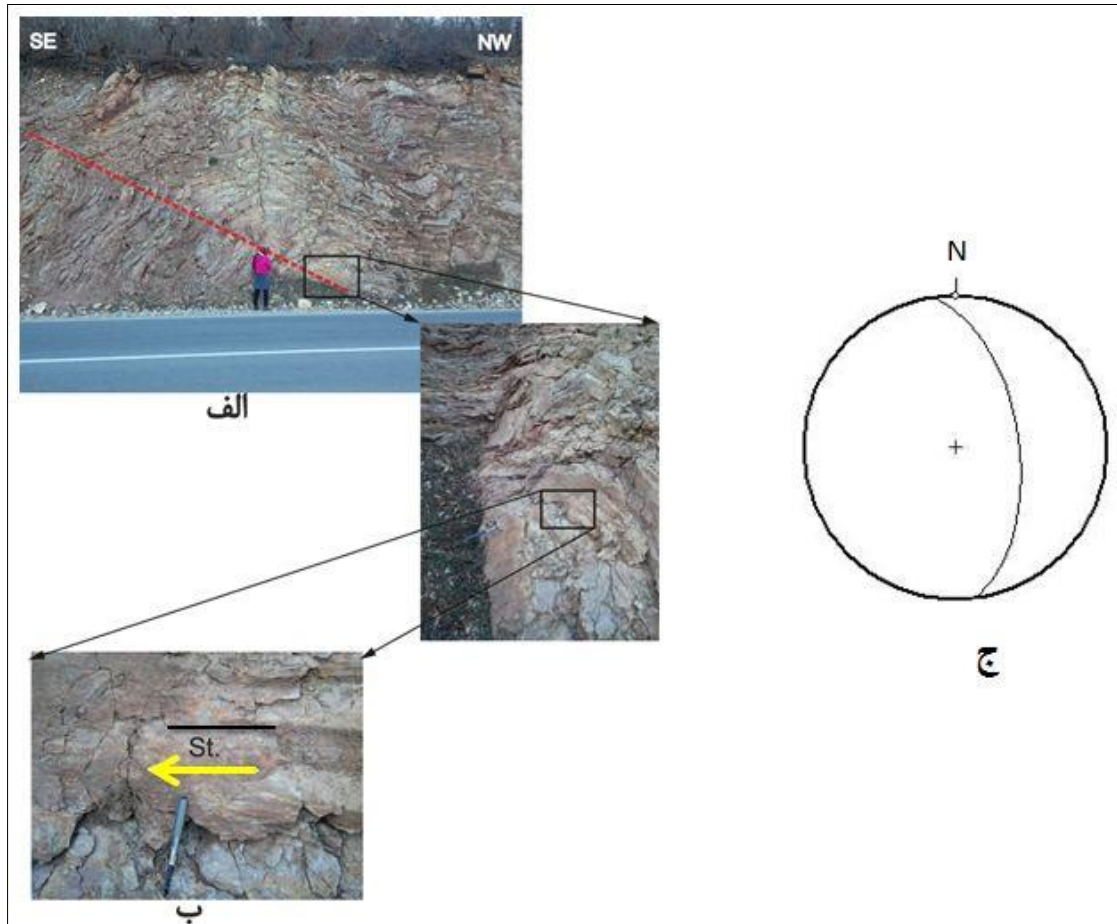
این گسل در شرق منطقه مورد مطالعه قرار دارد و به علت عبور از روستای لنگر در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۴ دقیقه و ۵۳ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۴۰ دقیقه و ۳۵,۸ ثانیه طول شرقی به این اسم شناخته شد است. این گسل در سازند شمشک رخ داده با طولی حدود ۱۵ کیلومتر دارد و با روند شمال‌خاوری- جنوب‌باختری و شیبی به سمت جنوب‌خاور، سبب رانده شدن روته بروی سازند فجن و کرج شده است (غربی، ۱۳۹۲). عملیات صحرایی برای بررسی این گسل منجر به یافتن سطح گسلی با هندسه ۵۵/۰۷۵ در جنوب شرق روستای ایول شد (شکل ۳-۳۷). با توجه به برداشت‌ها از سطح گسل که از فرو دیواره بوده، خش‌لغز و جهت حرکت، این گسل گسلی معکوس با مولفه امتدادلغز چپ‌بر و با ریکی ۴۴ درجه در جهت پادساعتگرد می‌باشد.



شکل ۳-۳۷-الف) رخنمون گسل لنگر. ب) نمای نزدیک از صفحه گسل و خش لغز که با فلش زرد رنگ جهت حرکت مشخص شده و خط مشکی که نشان دهنده خط افق و باتوجه به آن ریک ۴۴ درجه پادساعتگرد داریم (برداشت از فرو دیواره). ج) استریوگرام سطح گسل نشان دهنده گسل معکوس چپ‌بر.

۳-۲-۲-۳- گسل F1

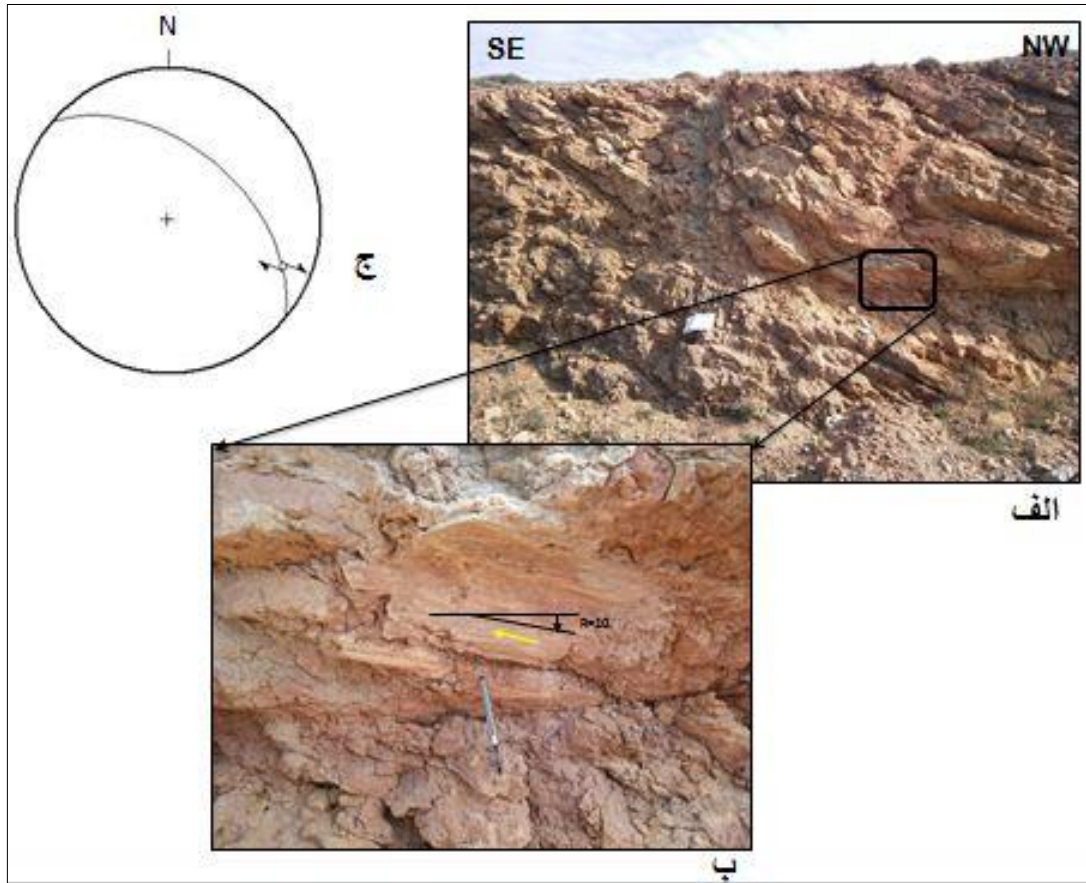
گسل F1 بروی سازند دورود درموقعیت ۳۶ درجه و ۱۳ دقیقه و ۰,۳۸ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۳۵ دقیقه و ۴۲,۲۰ ثانیه طول شرقی مشاهده شده است. باتوجه به مشاهده خش لغزهایی با ریک افقی (شکل ۳-۳۶-ب) و جهت حرکت بروی سطح گسل با هندسه $0.82 / 55$ ، که با فلش زرد رنگ مشخص شده است، درنتیجه سازوکار گسل F1 امتدادلغز چپ‌بر می‌باشد (شکل ۳-۳۸).



شکل ۳-۲۸-الف) رخنمون F1. ب) نمای نزدیک از صفحه گسل و خشلغز، با فلش زرد رنگ جهت حرکت مشخص شده و خط مشکی که نشان دهنده خط افق و باتوجه به آن ریک افقی داریم (برداشت از فرود یواره). ج) استریگرام سطح گسل امتداد لغز با هندسه ۵۵/۰۸۲.

۳-۲-۳- گسل F2

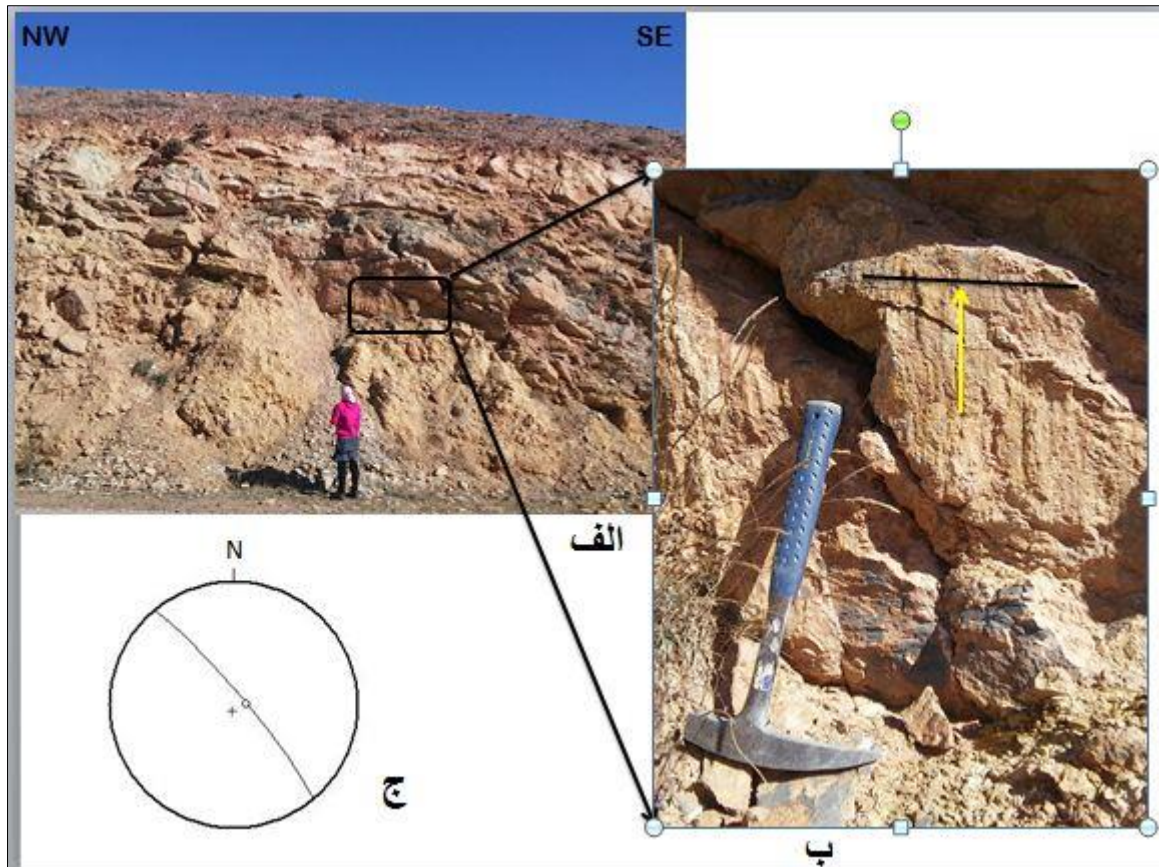
این گسل بروی آهک‌های سازند خوش ییلاق و در در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۴ دقیقه و ۳۵,۹۶ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۴۳ دقیقه و ۲۰,۶۹ ثانیه طول شرقی در منطقه مورد مطالعه مشاهده شد. با توجه به داده‌های برداشت شده، سطح گسل دارای هندسه ۵۰/۰۴۰ و ریک ۱۰ درجه پادساعتگرد (با توجه به این که برداشت از فرادیواره بوده است) می باشد. با توجه به داده‌ها و تحلیل آن گسل مورد نظر یک گسل امتداد لغز با مولفه راست بر می باشد (شکل ۳-۳۹).



شکل ۳-۲۹- الف) رخنمون گسل F2 (ب) نمای نزدیک از صفحه گسل و خش‌لغز، با فلش زرد رنگ جهت حرکت مشخص شده و خط مشکی که نشان دهنده خط افق و با توجه به آن ریک ۱۰ درجه پادساعتگرد داریم (برداشت از فرادیواره). ج) استریوگرام سطح گسل نشان دهنده گسل امتداد لغز راست‌بر.

۳-۲-۴- گسل F3

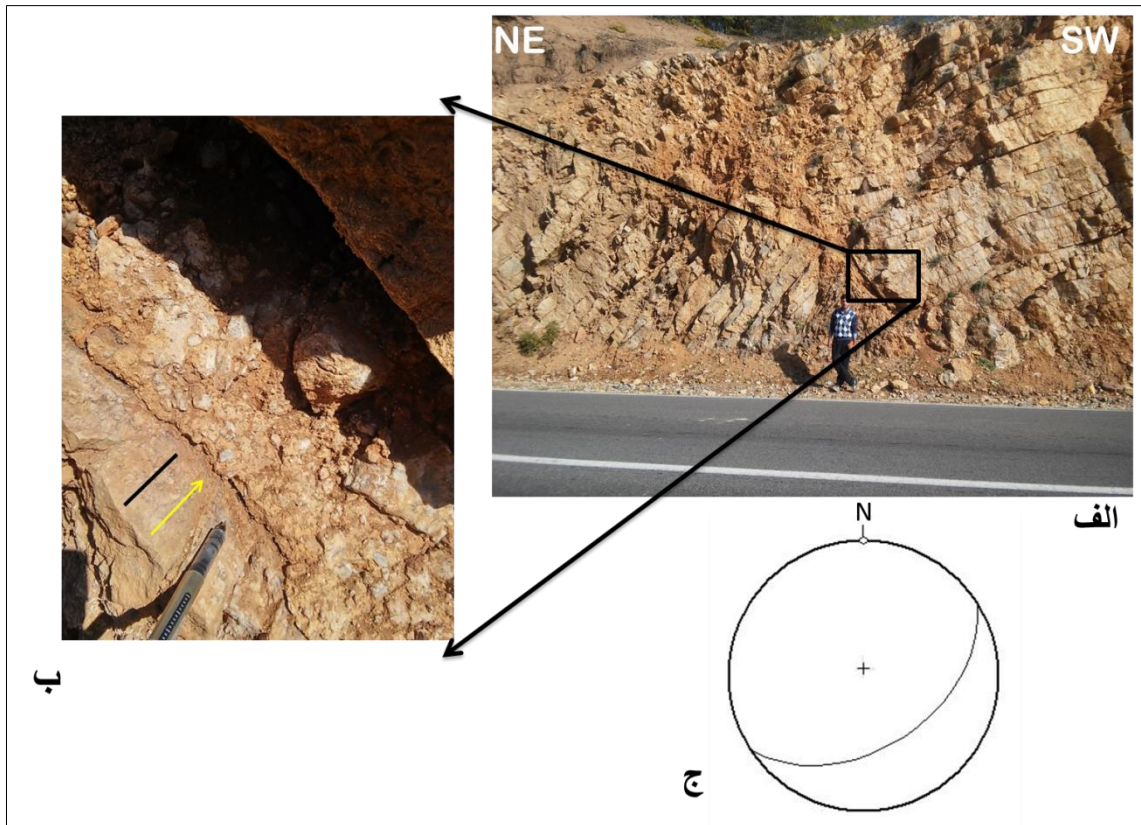
گسل F3 نیز در آهک‌های سازند خوش ییلاق در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۴ دقیقه و ۳۷,۲۷ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۴۳ دقیقه و ۱۸,۲۴ ثانیه طول شرقی رخنمون دارد (شکل ۳-۴۰). هندسه سطح گسل ۸۴ / ۰۵۰ و خش‌لغز ۸۱ / ۰۹۰ می‌باشد. با توجه به این که برداشت از فرودیواره بوده و جهت حرکت که با فلش زرد رنگ نشان داده شد، این گسل یک گسل معکوس می‌باشد.



شکل ۳-۴۰- الف) رخنمون گسل F3 (ب) نمای نزدیک از صفحه گسل و خش لغز . با فلش زرد رنگ حرکت مشخص شده و خط مشکی که نشان دهنده خط افق و باتوجه به آن یک خش لغز قائم داریم. (برداشت از فرو دیواره). ج) استریوگرام سطح گسل نشان دهنده گسل معکوس محض.

۳-۲-۵- گسل F4

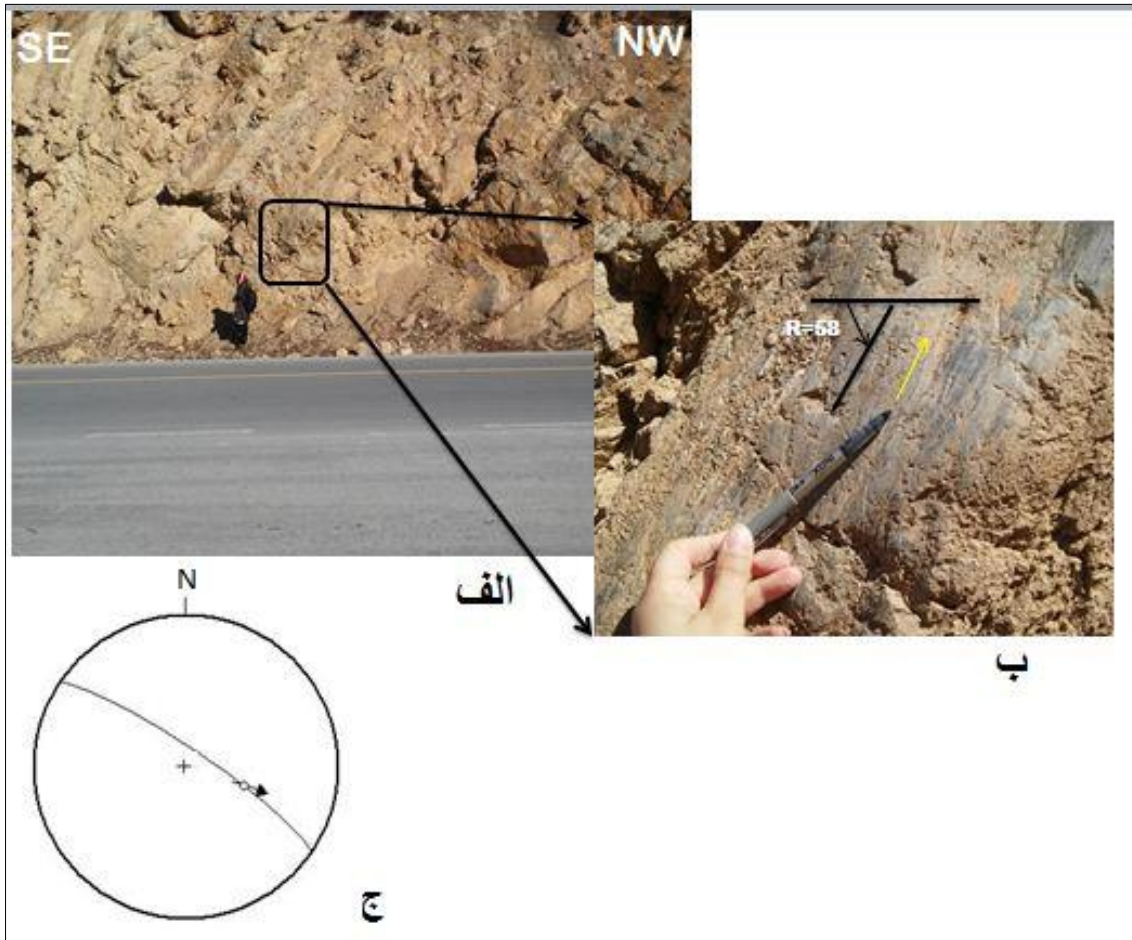
گسل F4 در سازند خوش ییلاق در غرب منطقه مورد در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۳ دقیقه و ۳۱،۵۲ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۳۳ دقیقه و ۵۸،۵۷ ثانیه طول شرقی نظر مشاهده شده است. هندسه سطح گسل ۴۵ / ۱۴۵ و برداشت از فرود دیواره بوده است (شکل ۳-۴۱). با توجه به خط افق که با خط مشکی نشان داده شد، خش لغز افقی می‌باشد و با در نظر گرفتن جهت حرکت (فلش زرد رنگ) سازوکار امتداد لغز چپ‌بر برای گسل تشخیص داده شده است.



شکل ۳-۴۱- الف) رخنمون گسل F4 (ب) نمای نزدیک از صفحه گسل و خش لغز. با فلش زرد رنگ حرکت مشخص شده و خط مشکی که نشان دهنده خط افق است و با توجه به آن خش لغز افقی می باشد. (برداشت از فرودپواره). ج) استریگرام سطح گسل نشان دهنده گسل امتداد لغز چپ بر.

۳-۲-۶- گسل F5

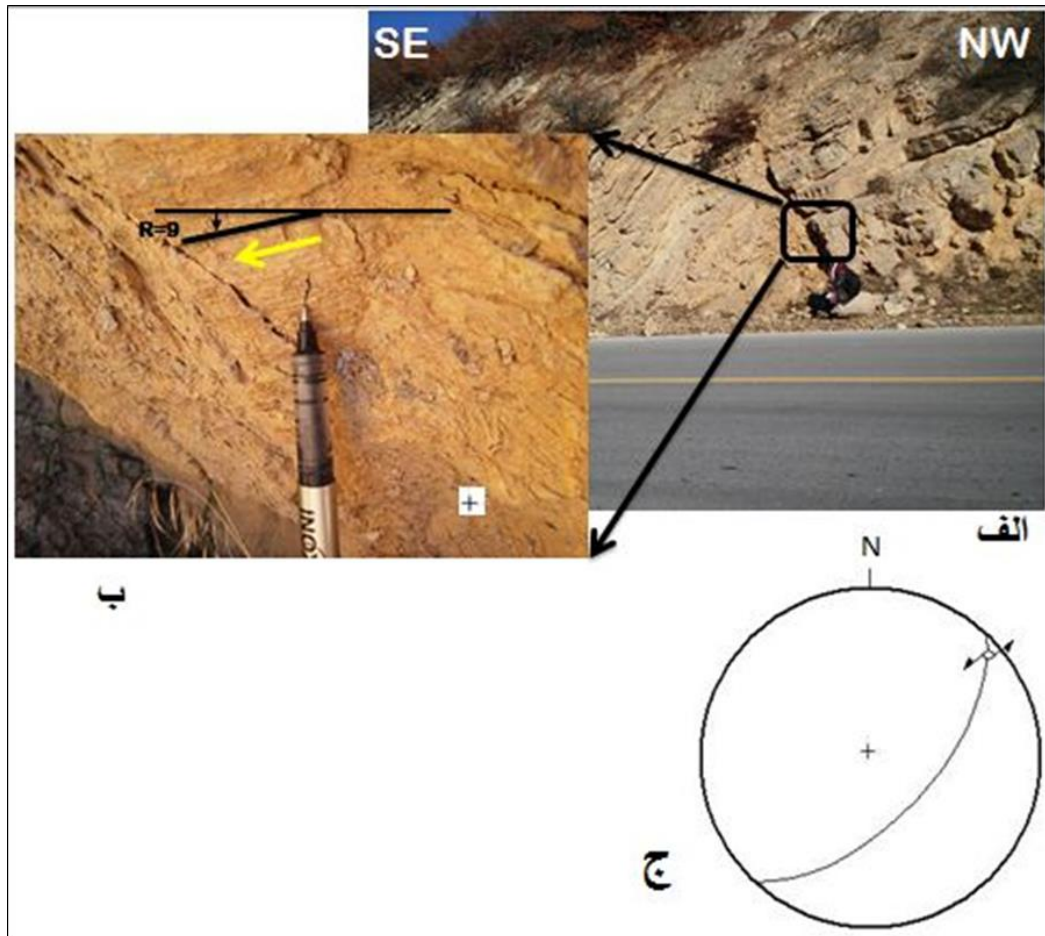
گسل مورد نظر در سازند مبارک در مرکز منطقه مورد مطالعه در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۳ دقیقه و ۳۵،۶۲ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۳۳ دقیقه و ۱۷،۱۸ ثانیه طول شرقی مشاهده شده است. هندسه سطح گسل و خش لغز به ترتیب ۸۰ / ۰۴۳ و ۶۸ / ۳۲۵ برداشت شده است (برداشت از فرو دیواره). با توجه به جهت حرکت که با فلش زرد رنگ مشخص شده سطح گسل دارای ریک ۵۸ درجه پادساعتگرد می باشد. گسل F5 دارای سازوکار معکوس با مولفه چپ بر می باشد (شکل ۳-۴۲).



شکل ۳-۴۲- الف) رخنمون گسل F5 (ب) نمای نزدیک از صفحه گسل و خش لغز. با فلش زرد رنگ جهت نرمی و حرکت بلوک مشخص شده و خط مشکی که نشان دهنده خط افق و با توجه به آن ریک ۵۸ درجه پادساعتگرد داریم. (برداشت از فرو دیواره). ج) استریگرام سطح گسل نشان دهنده گسل معکوس چپ‌بر.

۳-۲-۷- گسل F6

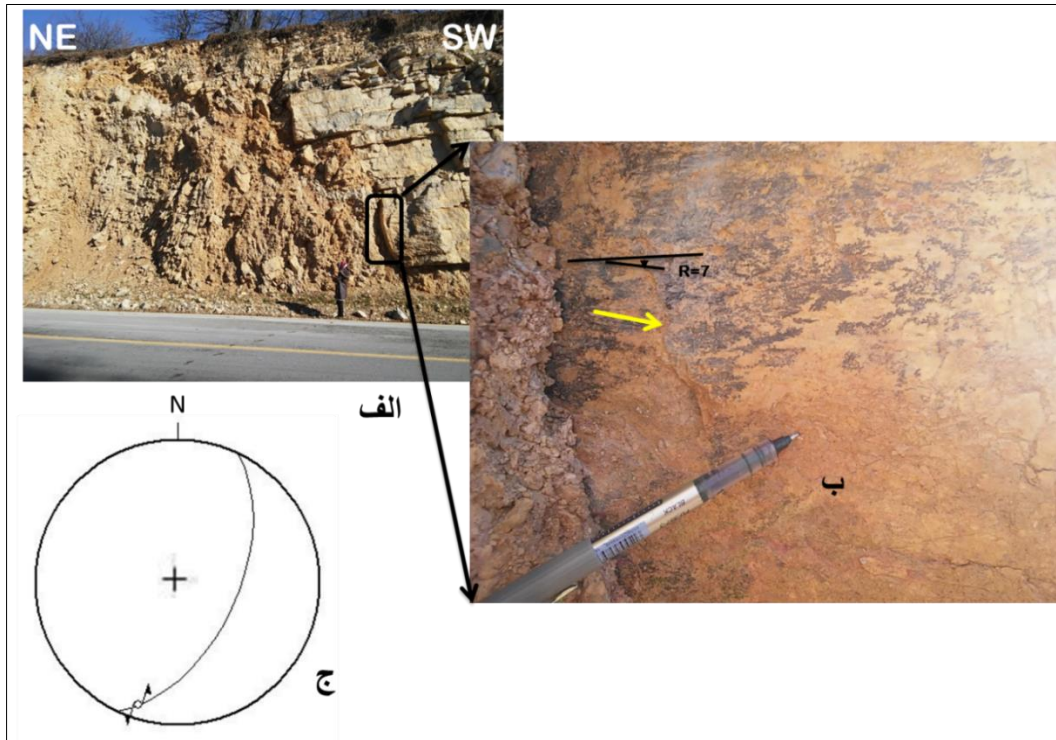
گسل مورد نظر در سازند مبارک مبارک در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۳ دقیقه و ۴۲،۷۰ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۳۳ دقیقه و ۸،۲۸ ثانیه طول شرقی منطقه مور مطالعه رخنمون دارد. هندسه سطح گسل و خش لغز به ترتیب ۶۰ / ۱۳۳ و ۱۴ / ۲۲۵ بدست آمده است (برداشت از فرادیواره). با توجه به جهت حرکت که با فلش زرد رنگ مشخص شده و ریک ۹ درجه ساعتگرد، سازوکار امتدادلغز و چپ‌بر برای گسل F6 تشخیص داده شد (شکل ۳-۴۳).



شکل ۳-۴۳- الف) رخنمون گسل F6 ب) نمای نزدیک از صفحه گسل و خش لغز. با فلش زرد رنگ حرکت مشخص شده و خط مشکی که نشان دهنده خط افق و باتوجه به آن ریک ۹ درجه ساعتگرد داریم. (برداشت از فرو دیواره). ج) استریوگرام سطح گسل نشان دهنده گسل امتدادلغز چپ‌بر.

۳-۲-۸- گسل F7

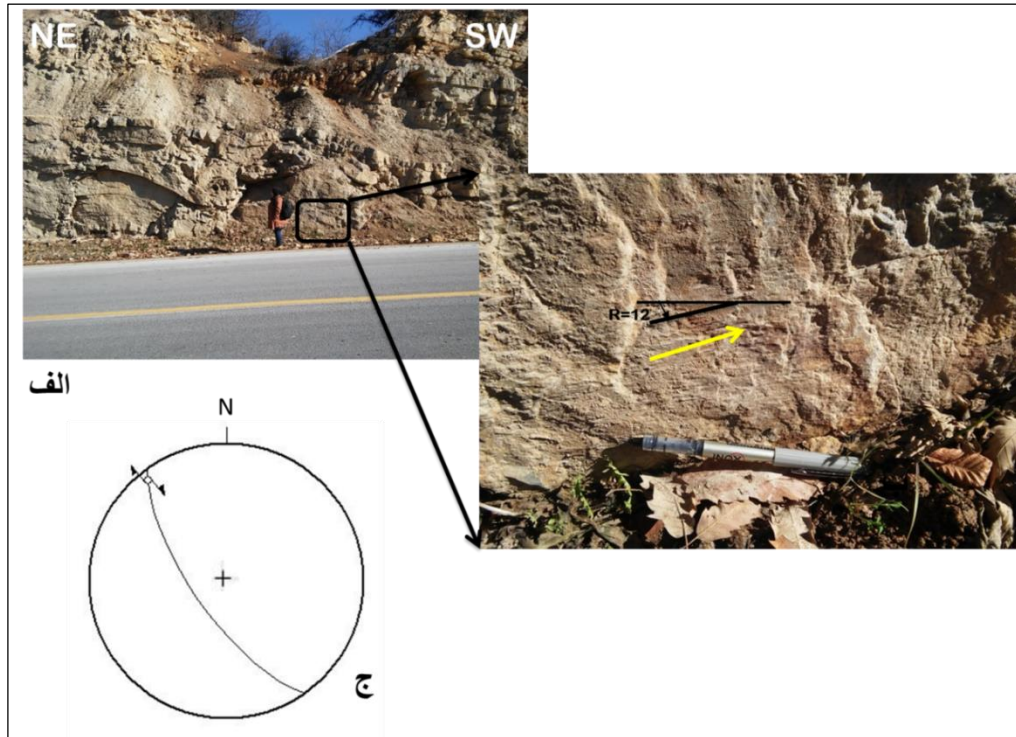
این گسل بروی آهک های سازند خوش ییلاق در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۳ دقیقه و ۲۷ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۳۴ دقیقه و ۱۴ ثایه طول شرقی مشاهده شد. با توجه به دادهای برداشت شده، سطح گسل دارای هندسه ۵۵/۱۱۵ و خش لغزی با هندسه ۱۱/۱۹۸ و ریک ۷ درجه پادساعتگرد (با توجه به این که برداشت از فرادیواره بوده است) می باشد. با توجه به دادهها و تحلیل آنها گسل مورد نظر یک گسل امتداد لغز با مولفه چپ‌بر می‌باشد (شکل ۳-۴۴).



شکل ۳-۴۴ - الف) رخنمون گسل F7 ب) نمای نزدیک از صفحه گسل و خش لغز . با فلش زرد رنگ جهت و حرکت مشخص شده و خط مشکی که نشان دهنده خط افق و باتوجه به آن ریک ۷ درجه پادساعتگرد داریم. (برداشت از فرادیواره). ج) استریگرام سطح گسل نشان دهنده گسل امتدادلغز چپ‌بر.

۳-۲-۹- گسل F8

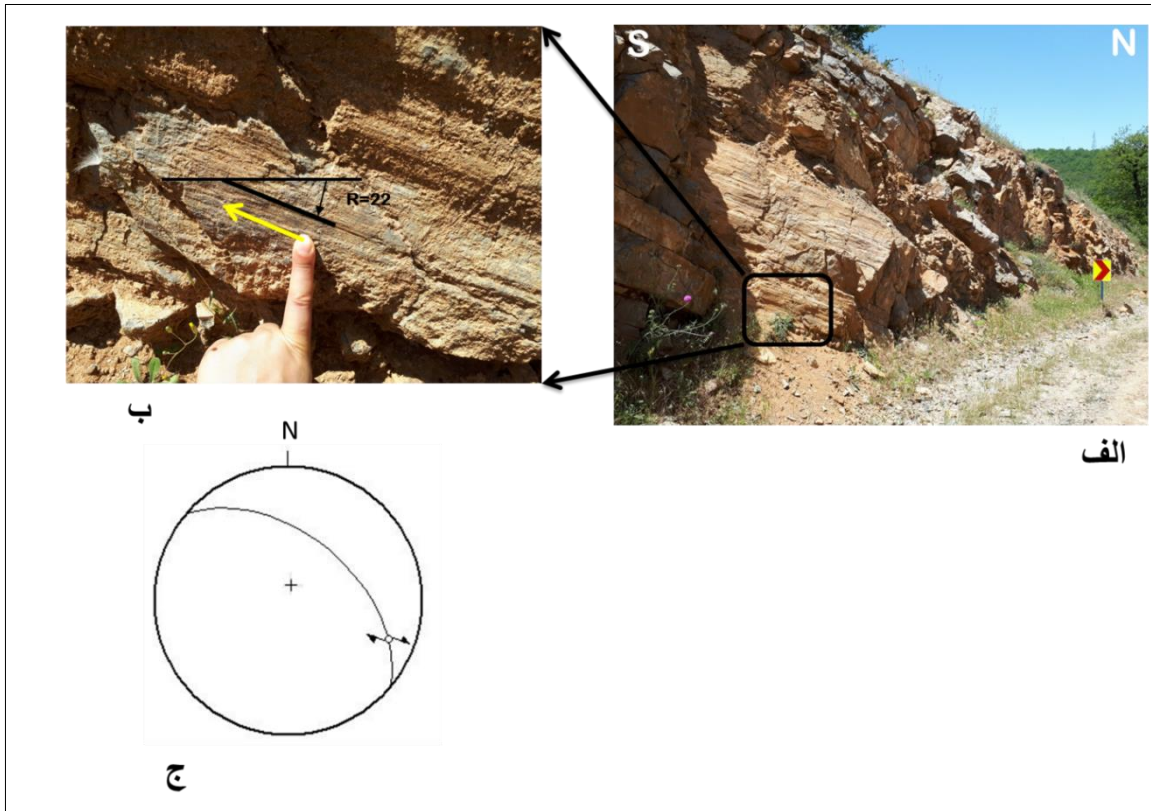
گسل مورد نظر در سازندخوش بیلاق در شرق منطقه مور مطالعه در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۳ دقیقه و ۱۵,۹۲ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه ۳۴ دقیقه و ۵,۴۳ ثانیه طول شرقی مشاهده شده است. هندسه سطح گسل و خش لغز به ترتیب ۷۰ / ۲۳۵ و ۸ / ۳۲۲ بدست آمده است (برداشت از فرادیواره). با توجه به جهت حرکت که با فلش زرد رنگ مشخص شده و ریک ۱۲ درجه پادساعتگرد، سازوکار گسل امتدادلغز با مولفه راست‌بر برای گسل F8 تشخیص داده شد (شکل ۳-۴۵).



شکل ۳-۴۵ - الف) رخنمون گسل F8 (ب) نمای نزدیک از صفحه گسل و خش لغز که با فلش زرد رنگ جهت حرکت مشخص شده و خط مشکی که نشان دهنده خط افق و باتوجه به آن ریک ۱۲ درجه پادساعتگرد داریم. (برداشت از فرادپواره). ج) به ترتیب از راست به چپ نشان دهنده سطح گسل و رزدیگرام امتدادی و شیبی. د) استریگرام سطح گسل نشان دهنده گسل امتدادلغز راست‌بر.

۳-۲-۱۰ - گسل F9

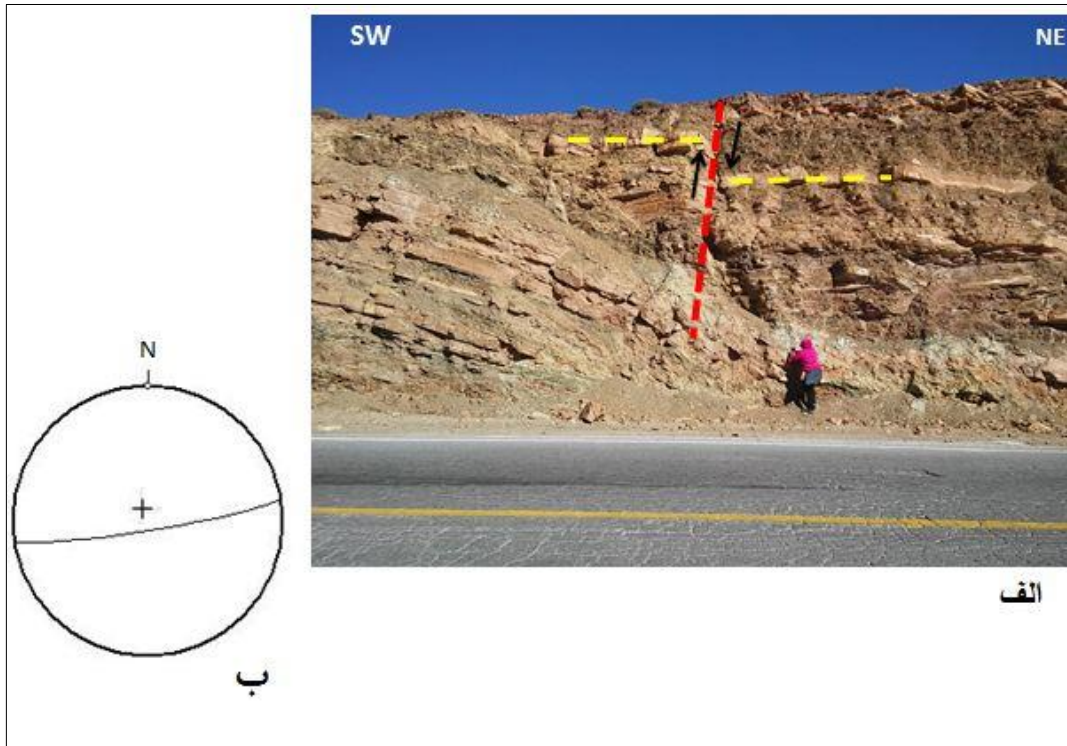
این گسل بروی آهک های سازند خوش ییلاق در شرق منطقه مورد مطالعه و در شمال شرق روستای باجان در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۳ دقیقه و ۸,۹۵ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۴۳ دقیقه و ۱۱,۳۵ ثانیه طول شرقی مشاهده شد. با توجه به داده‌های برداشت شده، سطح گسل دارای هندسه ۵۰/۰۴۰ و خش لغزی با هندسه ۲۰/۱۱۲ و ریک ۱۰ درجه پادساعتگرد (با توجه به این که برداشت از فرادپواره بوده است) می باشد. با توجه به داده‌ها و تحلیل آن‌ها گسل مورد نظر یک گسل معکوس لغز با مولفه راست‌بر معرفی می‌شود (شکل ۳-۴۶).



شکل ۳-۴۶ - الف) رخنمون گسل F9 ب) نمای نزدیک از صفحه گسل و خش لغز با فلش زرد رنگ جهت حرکت مشخص شده و خط مشکی که نشان دهنده خط افق و باتوجه به آن ریک ۲۲ درجه پادساعتگرد داریم. (برداشت از فرادیواره). ج) سطح گسل نشان دهنده گسل امتدادلغز راست‌بر.

۳-۲-۱۱- گسل F10

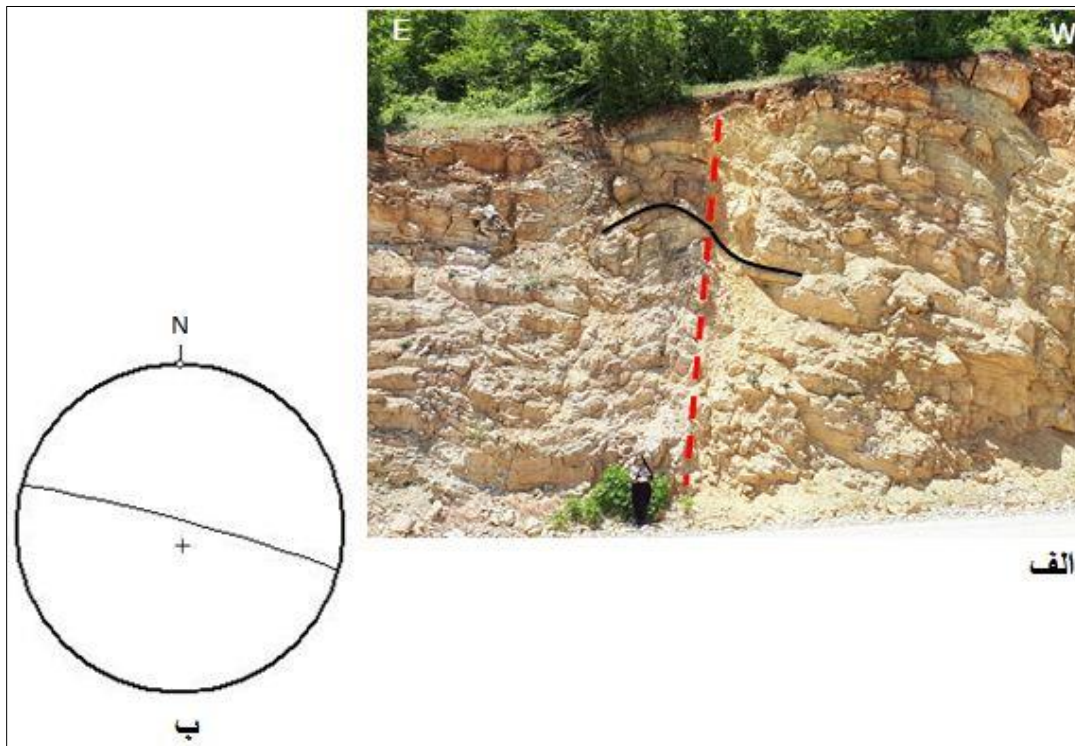
این گسل بروی آهک‌های سازند خوش بیلاق در غرب منطقه مورد مطالعه و در شمال شرق روستای باجان در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۴ دقیقه و ۴۱،۴۰ عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۴۳ دقیقه و ۱۱ ثانیه طول شرقی مشاهده شد. با توجه به تصویر صحرائی گسل مورد نظر (شکل ۳-۴۷) فرادیواره به سمت بالا حرکت کرده که خط چین زرد نشانگر لایه جابجا شده توسط گسل با هندسه ۷۹/۱۷۰ می‌باشد. جابجایی در گسل مورد نظر تقریباً ۱ متر و ۵۰ سانتیمتر می‌باشد و سازکار گسل از نوع معکوس تشخیص داده شد.



شکل ۳-۴۷- الف) رخنمون در سازند خوش بیلاق در غرب منطقه مورد مطالعه. باتوجه به خط چین زردرنگ نشانگر حرکت فرادیواره . ب) استریوگرام سطح گسل با هندسه ۷۹/۱۷۰.

۳-۲-۱۲- گسل F11

از گسل F11 رخنمون در سازند دورود در شرق روستای جمال الدین کلاه در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۳ دقیقه و ۶۰،۳۸ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۳۵ دقیقه و ۸۷،۲۰ ثانیه طول شرقی مشاهده شد. باتوجه به شکل (۳-۴۸) این گسل باعث چین خوردگی لایه‌های کناری شده است که با خط مشکی نشان داده شد. با توجه به خمیدگی لایه کنار فرادیواره می‌توان نتیجه گرفت فرادیواره به سمت پایین حرکت کرده است و گسل دارای سطح گسل با هندسه ۸۶/۰۱۵ و سازوکار نرمال می‌باشد.

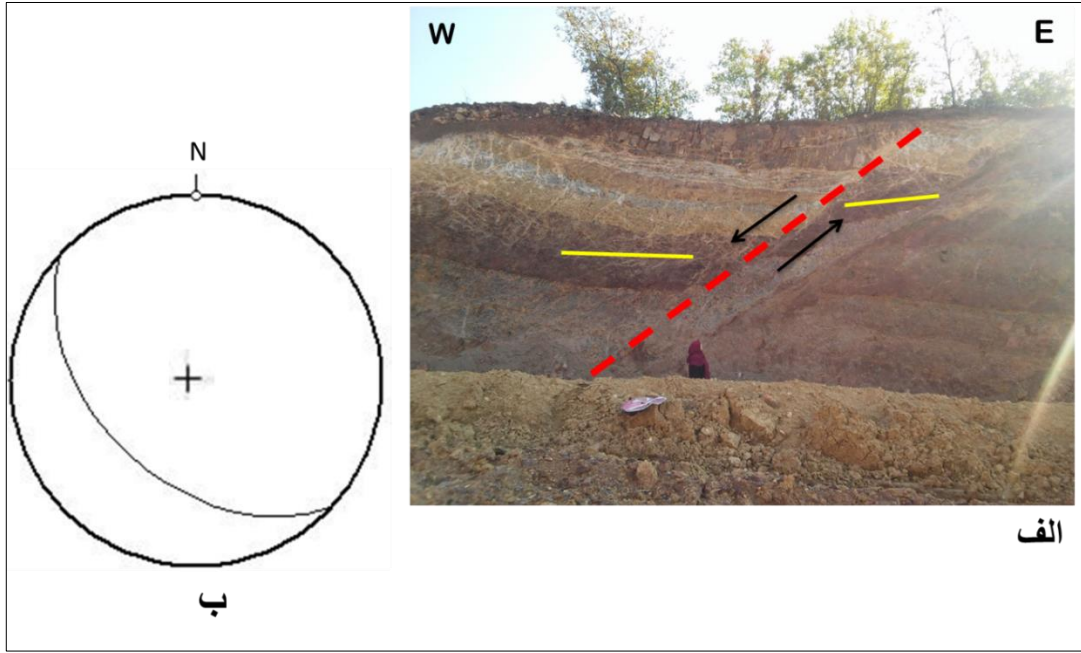


شکل ۳ - ۴۸ الف) رخنمون در سازند درور در شرق روستای جمال الدین کلاه. لایه‌های چین‌خورده در اثر فعالیت گسل که با خط مشکی نشان داده شد بلوک فرادیواره به سمت پایین حرکت کرده است. ب) استریگرام سطح گسل با هندسه ۸۶/۰۱۵.

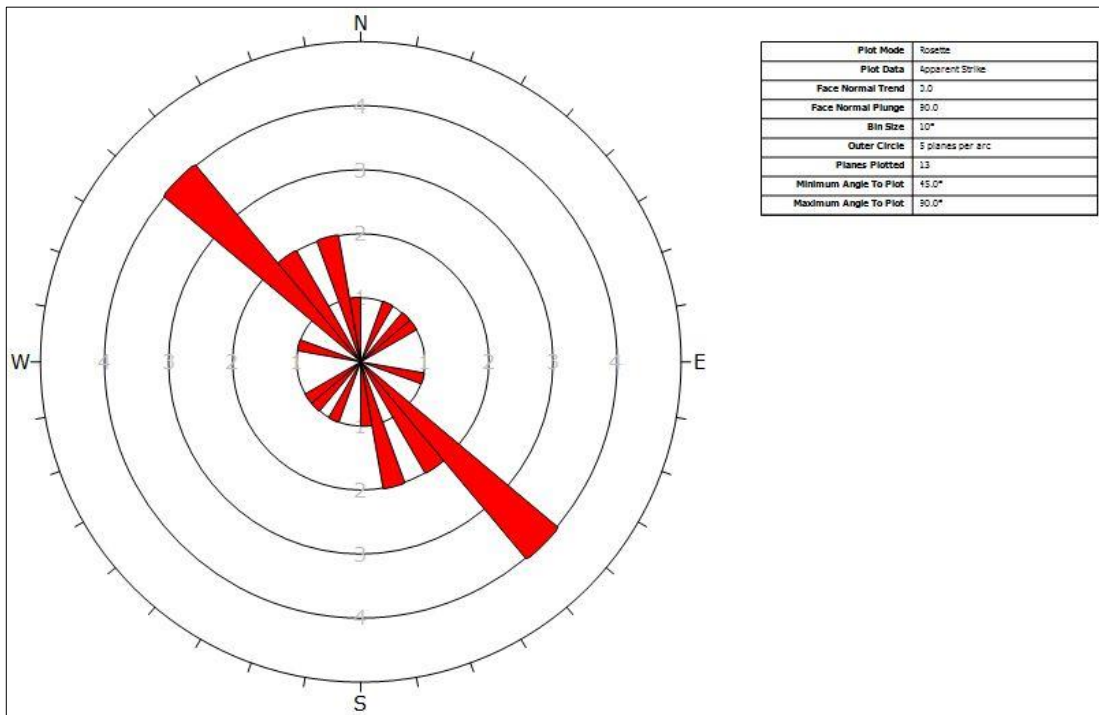
۳-۲-۱۳ - گسل F12

این گسل بروی سازند شمشک در شمال روستای لنگر در ترانشه ای که برای انتقال لوله گاز ایجاد شده بود در موقعیت ۳۶ درجه و ۱۳ دقیقه و ۴،۴۲ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه ۳۶ دقیقه و ۴۴،۲۳ ثانیه طول شرقی رخنمون دارد. با توجه به تصویر صحرایی گسل مورد نظر (شکل ۳-۴۹) فرادیواره نسبت به فرودیواره به سمت پایین حرکت کرده که خط چین زرد نشانگر لایه جابجا شده توسط گسل می‌باشد. جابجایی در گسل مورد نظر تقریباً ۲ متر می‌باشد و با توجه به حرکت لایه‌ها در نتیجه فعالیت گسل با هندسه ۴۷/۲۲۵، سازرکار گسل از نوع نرمال تشخیص داده شد.

باتوجه به نمودار گل‌سرخ‌ی امتدادی سطح گسل‌های بررسی شده (شکل ۳-۵۰)، ۳ روند کلی شمال غربی - جنوب شرقی که روند غالب و شمال شرقی - جنوب غربی و شمالی - جنوبی برای گسل‌ها بدست آمده است.



شکل ۳-۴۹ - الف) رخنمون در سازند شمشک در شمال روستای لنگر در ترانشه. با توجه به فلش مشکی که نشانگر حرکت بلوک فرادیواره به سمت پایین در نتیجه گسل نرمال می باشد. ب) استریوگرام گسل نرمال با هندسه ۴۷/۲۲۵.



شکل ۳-۵۰ - رزداگرام امتدادی سطح گسل های منطقه.

ساختارهای در البرز خاوری دارای امتداد شمال‌خاوری - جنوب‌باختری و در قسمت باختری شمال باختری - جنوب‌خاوری می‌باشد که عواملی چون برخورد صفحه ایران و توران و همچنین عملکرد گسل امتداد لغز در این دو قست در جهت این روندها نقش دارند (آقاناتی ۱۳۸۳). پیروی نکردن روند عوارض ساختمانی مورد مطالعه می‌تواند بخاطر تغییر فاز تکتونیکی محلی در منطقه مورد مطالعه باشد.

با مطالعات تصاویر ماهواره ای از منطقه، گسل‌هایی شناسایی شدن که با توجه به پوشش جنگلی حاکم بر منطقه قادر به مشاهده سطح گسل یا اثری از آن نشدیم و با توجه به عوامل مورفولوژی همراه با فعالیت گسل‌ها همچون دره و ایجاد پهنه‌های گسلی قادر به تعیین این گسل‌ها شده‌ایم (شکل ۳-۵۱).

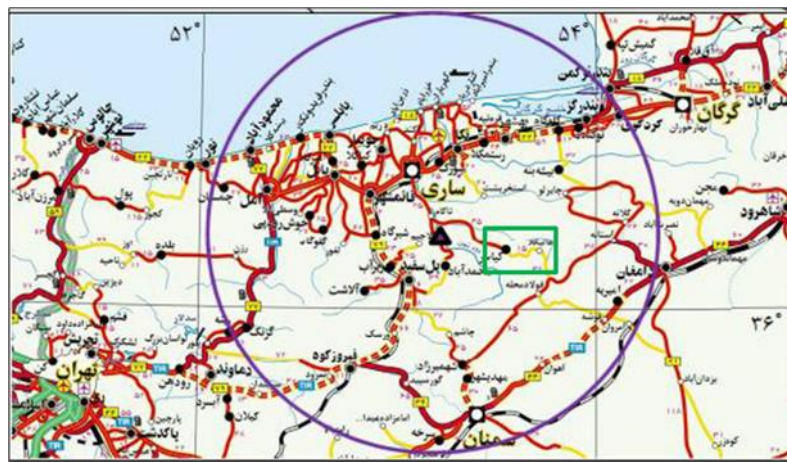


شکل ۳-۵۱- گسل‌هایی که به علت پوشش گیاهی قادر به مشاهده سطح گسل نیستیم. الف) با توجه به دره‌ها و ب) با توجه به پهنه‌خرد شده در نتیجه می‌توان نتیجه گرفت خطواره‌ای که بارنگ قرمز مشخص شده گسل می‌باشند.

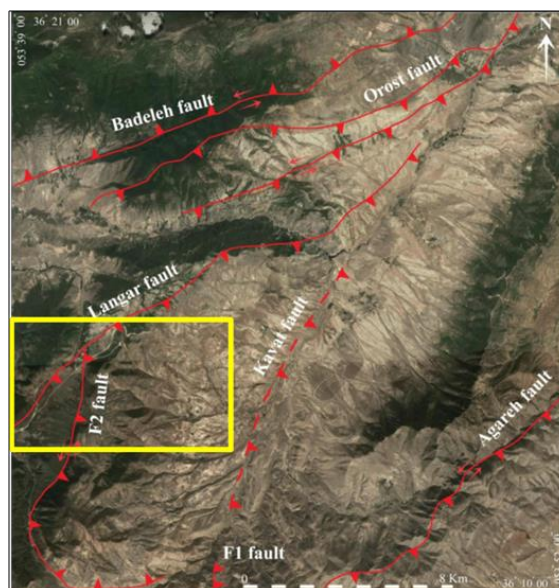
باتوجه به مطالعات انجام شده و موقعیت مکانی برداشت چین‌ها و گسل‌ها که هم در متن و هم در نقشه ساختمانی (شکل ۵-۵) آمده است، چین‌ها بصورت محلی و بر اثر فعالیت گسل‌ها و همچنین

متاثر از لیتولوژی منطقه که عموماً تناوبی از آهک نازک لایه و مارن می باشد (البته در سازندهایی که چین ها رخمون دارند) رخ داده اند.

برای بررسی لرزه زمین ساخت منطقه، باید بصورت ناحیه ای مطالعه شود و باتوجه به شکل (۳-۵۲) منطقه مورد مطالعه که باکادر سبز مشخص شده در دایره مطالعاتی لرزه ای (رضانی و همکاران، ۱۳۹۳) قرار دارد. از گسل های فعال منطقه می توان گسل شمال البرز، گسل خزر، گسل آستانه، گسل دامغان، گسل تلمادره، گسل بادله، گسل کوات، گسل لنگر، گسل اورست نام برد (شکل ۳-۵۳ و شکل ۲-۵).



شکل ۳-۵۲- منطقه مورد مطالعه که با کادر سبز مشخص شده در ناحیه مورد مطالعه (توسط رضانی و همکاران ۱۳۹۳) که با دایره مشخص شد.



شکل ۳-۵۳- موقعیت منطقه مورد مطالعه که با کادر زرد مشخص شده نسبت به گسل های خیلی نزدیک به منطقه.

از زلزله های منطقه می‌توان به زمین‌لرزه‌های گسل البرز و خزر اشاره کرد. داده‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و عهد حاضر، دلالت بر جنبش بخش‌های خاوری گسل البرز دارد و زمین‌لرزه‌ی سال ۱۱۲۷ میلادی فریم- چهاردانگه (شمال کیاسر) با بزرگی $M_s=6.8$ و زمین‌لرزه کسوت در ۱۱ آوریل ۱۹۳۵ بربریان (۱۹۸۱) به این گسل نسبت داده شده است. زمین لرزه های ۸۷۴ میلادی گنبدکاووس با بزرگی $M_s=6$ و گرگان با بزرگی $M_s=5.2$ و زمین‌لرزه نهم اوت ۱۹۷۱ با بزرگی $(M_s)5.5$ بابل‌کنار نیز به گسل خزر نسبت داده‌شد.

جداول زیر نشان دهنده تعیین درجه فعالیت با توجه به تقسیم بندی بعد فرکتالی (رمضانی و همکاران ۱۳۹۳) می‌باشد و در جدول گسل‌های منطقه رو با نشان قرمز مشخص کرده‌ایم با توجه به این داده‌ها می‌توان نتیجه گرفت منطقه از نظر لرزه خیزی فعال می‌باشد.

با توجه به مقدار لغزش کلی به‌دست آمده از روش گشتاور لرزه‌ای (۶٫۵ میلی نتر در سال) و میزان لغزش کلی بیان شده برای منطقه (۸ میلیمتر در سال) مشخص می‌شود که میزان لغزش کلی منطقه منتسب به گسل‌های اصلی منطقه نیست و حدود ۱٫۵ میلی‌متر را میتوان متأثر از سایر ساختارهای زمین شناسی از جمله گسل‌های فرعی و پنهان دانست (رمضانی و همکاران ۱۳۹۳).

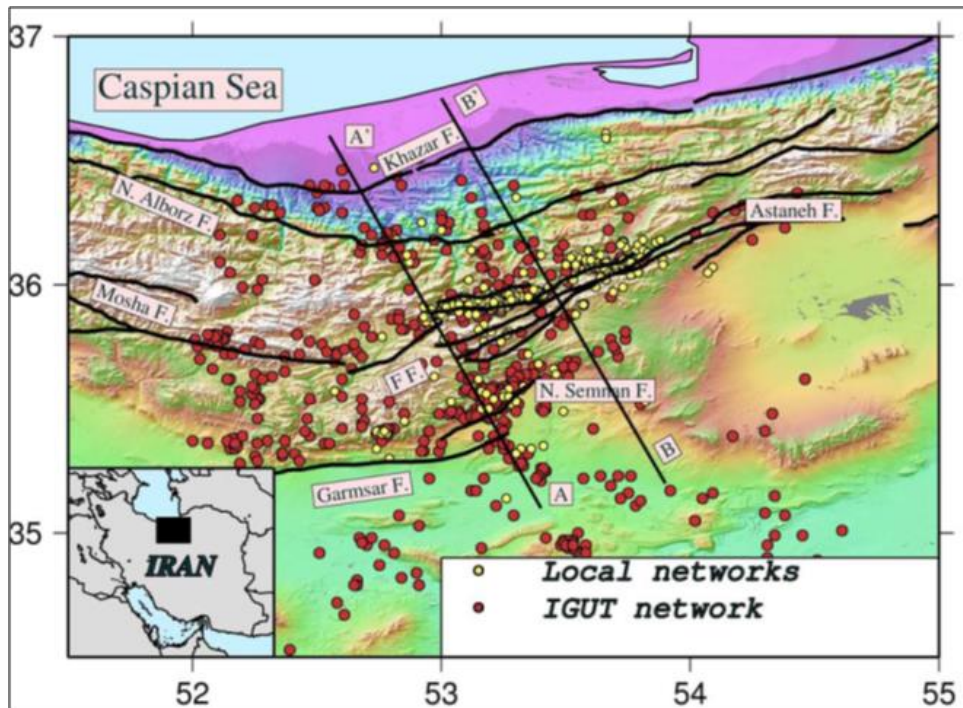
راستای بردارهای تنش لرزه ای، که از سازوکار خردلرزه‌های منطقه البرز خاوری و میانی برگرفته شده اند (شکل ۳-۵۴)، با راستاهای جابه‌جایی اصلی منطقه هم‌خوانی دارند. این بردارها نیروی کششی را در راستای شمال غربی - جنوب شرقی و راستای فشار عمود بر آن نشان می‌دهند (نعمتی و همکاران ۱۳۹۰).

جدول ۳-۱- نحوه تقسیم‌بندی بعد فرکتالی گسلش و زمین‌لرزه و تعیین درجه فعالیت (رمضانی و همکاران ۱۳۹۳)

درجه فعالیت Activity grade(A.g)		بعد فرکتالی زمین‌لرزه	
		C ($D < 0.4$)	D ($D > 0.4$)
بعد فرکتالی گسلش	A ($D < 0.4$)	AC (کم)	AD (متوسط)
	B ($D > 0.4$)	BC (زیاد)	BD (خیلی زیاد)

جدول ۳-۲- درجه فعالیت گسل‌های محدوده مورد مطالعه براساس بُعد فرکتالی (رمضانی و همکاران ۱۳۹۳).

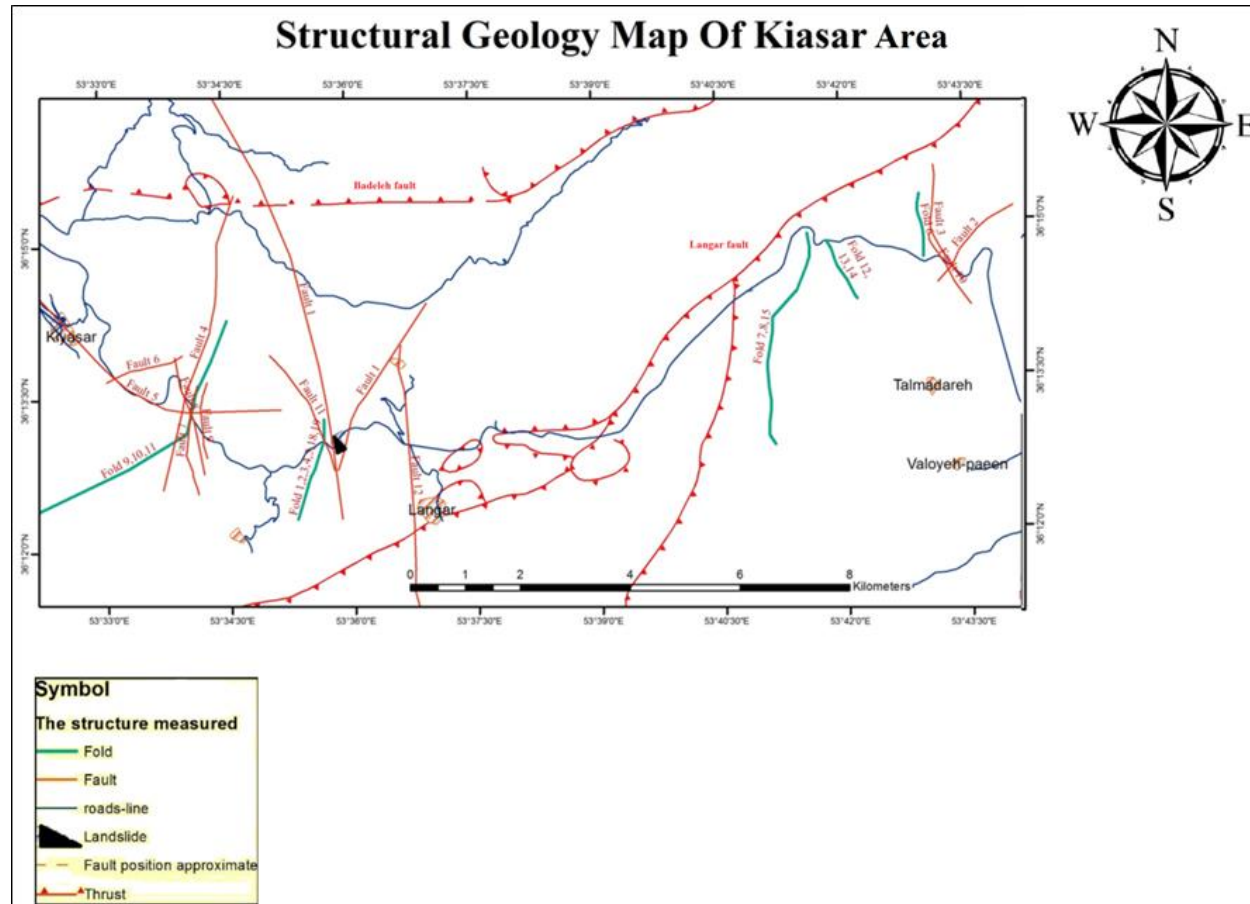
گسل	درجه فعالیت	گسل	درجه فعالیت	گسل	درجه فعالیت
قطعه ۱ شمال البرز	BD	قطعه ۱ خزر	AC	قوشه ۱	AD
قطعه ۲ شمال البرز	BD	قطعه ۲ خزر	BD	قوشه ۲	AC
قطعه ۳ شمال البرز	BC	قطعه ۳ خزر	BD	نوا	AD
قطعه ۱ دامغان	BD	قطعه ۱ مشا	AC	کرات	AD
قطعه ۲ دامغان	BC	قطعه ۲ مشا	AC	خرم آباد	AD
قطعه ۳ دامغان	AD	چشم	AC	اوریم	AC
قطعه ۴ دامغان	AD	سرخه	AD	بادله	BD
آستانه	AD	دیکتاش	AD	جورجاده	AD
عطاری	BC	سفیدآب	AD	مرکاو	AD
سرخه سرا	BD	لنگر	AD	مهتاب	AD
لله بند	BD	سمنان	AD	دریاچه ساهون	AC
رودبارک	BC	صبور	AD	هیکو	AD
بشم	AD	گرمار	BD	رمه	AD
چشمه علی	AD	سفیدکوه	BD	میلا	AD
اورست	AD	زیرآب	AD	نلمادره	AD



شکل ۳-۵۴- لرزه‌های ۱۸۳۰ میلادی تا ۱۹۵۷ میلادی. دایره قرمز لرزه با عمق کانونی کمتر از ۵ کیلومتر و دایره قرمز با عمق کانونی کمتر از ۳ کیلومتر

باتوجه به مطالعات انجام شده در منطقه از نظر لرزه‌خیزی، منطقه از مناطق فعال از نظر لرزه‌خیزی محسوب می‌شود. با توجه به مطالعات ساختاری منطقه بطور کلی برای جمع بندی بررسی‌های انجام

شده نقشه ساختاری (شکل ۳-۵۵) تهیه شده که در آن موقعیت گسل‌ها و چین‌ها مشخص شده که همانطور که مشاهده می‌شود، چین‌های منطقه تحت تاثیر فعالیت گسل‌ها رخ داده و همچنین فعالیت گسل‌ها در منطقه باعث خرد شدن پهنه‌های گسلی و افزایش فرسایش شده است.



شکل ۳-۵۵- نقشه ساختاری تهیه شده از منطقه مورد مطالعه.



فصل چهارم

زمین لغزش و تاثیر تکنیک رنایداری بر

رنایداری شی



توجه به اینکه در این مطالعه قصد داریم تاثیر تکتونیک بر ناپایداری شیبی در منطقه بطور موردی بررسی کنیم، در مرحله اول باید به توضیح و توصیف زمین لغزش بپردازیم و زمین لغزش مورد مطالعه را کامل شرح دهیم. در ادامه به بیان کلی عواملی که در اثر فعالیت زمین ساختی در بروز زمین لغزش و تشدید آن، موثر هستند پرداخته و آن‌ها را در زمین لغزش مورد نظر بررسی کردیم و نتایج زیر حاصل شد.

۴-۱- مقدمه

زمین لغزش یکی از بلایای طبیعی مهم و عامل بروز تلفات جانی و خسارات اقتصادی زیادی در جهان است. زمین لغزش‌ها علاوه بر وارد کردن خسارات مختلف به منطق مسکونی و صنعتی و در بعضی موارد بروز تلفات جانی به مردم و حیوانات، موجب ایجاد خسارات جبران ناپذیری به عرصه های منابع طبیعی در مقیاس گسترده نیز می شود. حرکت زمین لغزش در خیلی از مناطق موجب به خوردن شبکه های زهکشی طبیعی سطحی و همچنین روند طبیعی آب های زیر زمینی می شود که نتیجه آن تغییر در کیفیت و کمیت منابع آبی یک منطقه می تواند باشد. به همین دلیل جهت کاهش خسارات ناشی از برخی حوادث مرتبط با ی حادثه اصلی، ضرورت دارد مجموعه ای از حوادث متصل

به هم مورد توجه قرار گیرد و برای پرهیز از مخاطرات هر کدام، برنامه مستقل و مرتبط با برنامه جامع مدیریت خطرهای طبیعی منطقه تدوین گردد.

۴-۲- تاریخچه مطالعات زمین لغزش در ایران

بررسی نحوه‌ی انتخاب محل استقرار آبادی‌ها در ایران، نشان می‌دهد که پدیده زمین لغزش و ناپایداری دامنه‌ها از دیرباز مورد توجه اقوام و ساکنان این مرز و بوم بوده است. ولی سابقه مکتوب و مشخصی در مورد تاریخچه آن در ایران بدست نیامده است. اولین گزارش‌های مستند در مورد زمین لغزش‌ها در کشور، به زمان آغاز مطالعات زمین‌شناسی ایران مربوط می‌شود که با هدف اکتشافات نفتی در غرب کشور در نواحی زاگرس آغاز شد. در این گزارش‌ها به پدیده زمین لغزش با اصطلاحات Lanslide و Lanslip، MAS Movement اشاره شده است. یکی از قدیمی‌ترین مدارک، مقاله‌ای است که توسط Harrison و همکاران در سال (۱۹۳۵) ارائه شده و در آن چند زمین لغزش بزرگ در زاگرس مطرح شده است. در یکی از مطالعات به زمین لغزش سیمره به عنوان یکی از بزرگترین زمین لغزش‌های کره خاکی اشاره شده است. در اکثر مطالعات، علت اصلی وقوع این زمین لغزش را یک زلزله بزرگ ذکر کرده‌اند. می‌توان گفت که توجه جدی به مطالعات و تحقیقات زمین لغزش در ایران همزمان با رشد و توسعه‌ی رشته زمین‌شناسی و مهندسی در کشور و در سه دهه اخیر اتفاق افتاده است که سبب گردیده بخش قابل توجهی از تحقیقات و پایان‌نامه‌های دانشگاهی بر روی آن معطوف شود. در سال ۱۳۶۹ وقوع بالغ بر ۱۴۵ نوع زمین لغزش در جریان زلزله منجیل، توجه محققان بیشتری را به این موضوع جلب کرد. مراکز تحقیقاتی و دانشگاهی فعالیتهای در خور تحسینی را پیرامون مطالعه لغزش‌ها در غالب موضوعاتی نظیر بررسی علل، ارزیابی سازوکار و طرح‌های پهنه‌بندی خطر وقوع لغزش‌ها به عمل آوردند (کمک پناه، ۱۳۷۱). توسعه‌ی مطالعات و تحقیقات در دهه ۶۰ باعث شد که پدیده زمین لغزش نیز به عنوان یکی از پدیده‌های پر خطر در برنامه کمیته ملی کاهش اثرات بلایایی طبیعی در دستور کار و برنامه‌ریزی قرار گیرد.

۴-۳- تاثیرات مثبت زمین لغزش ها

از دیدگاه چرخه های ژئومورفولوژی و زمین شناختی، زمین لغزش ها یکی از عوامل مهم در چرخه فرسایش و رسوب و شکل گیری وضعیت فعلی قاره ها هستند. به همین دلیل زمین لغزش ها موجب تسریع در روند فرسایش و کمک به شکل گیری پهنه های پایدار امروزی که مورد استفاده انسان ها برای سکونت و کشاورزی است می شوند. در ایران نیز موارد متعددی از تشکیل سدهای زمین لغزشی که بر اثر رانش های طبیعی اتفاق افتاده، گزارش شده است که امروزه از آن بهره برداری می شود. لغزش سمیره که به آن اشاره شد موجب تشکیل چندین دریاچه گردید که اکنون از آن ها به عنوان تفریحگاه و منبعی برای تامین آب شرب روستاها و تاسیسات صنعتی استفاده می شود (شعاعی ۱۳۹۵).

۴-۴- تعریف

معادل واژه زمین لغزش در زبان انگلیسی Landslide یا Landslip است و به حرکاتی از زمین اطلاق می شود که اولاً، وزن و گرانش (نیروی ثقل) عامل رانش آن است و معمولاً یک یا چند عامل شروع کننده، علت وقوع آن می شود. زمین لغزش زمانی رخ می دهد که شرایط یک شیب از حالت پایدار به ناپایدار تغییر پیدا می کند. این تغییر حالت تحت تاثیر عملکرد مجموعه ی متنوعی از مولفه ها روی می دهد. تغییر سطح آب زیرزمینی، کاهش پوشش گیاهی، پیشرفت فرسایش، تغییر در میزان اشباع شدگی توده خاک، حرکات زلزله، فعالیت های تکتونیکی، فعالیت های انسانی نظیر تغییر در مورفولوژی شیب، جنگل تراشی یکسره و تغییر کاربری زمین، بارگذاری های مصنوعی نظیر ترافیک و ساخت و سازها از مهمترین عوامل تحریک شیب ها هستند. تعاریف متعددی باوجه مشترکات و یا یکسان از نظر مفهوم با محدوده های کاربردی کم و بیش مشابه توسط مولفین و محققین به کار برده شده است.

زمین لغزش با واژه های مختلفی از جمله حرکت توده ای و حرکت شیب و زمین لغزه نامیده اند که واژه ی زمین لغزش مناسب و کاربردی تر است. زمین لغزش عبارت است از کلیه حرکات توده ای در

شیب‌هاست و شامل افتانها، واژگونی و سیلان‌های واریزه‌ای نیز می‌شود (ترزاقی، ۱۹۵۰، Sharpe, 1938).

تعاریف متعددی باوجه مشترکات وپایکسان از نظر مفهوم با محدوده های کاربردی کم و بیش مشابه توسط مولفین و محققین به کار برده شده است. از جمله اصطلاحاتی که برای تشریح و توصیف این پدیده ذکر شده، می توان به اصطلاحات حرکت توده ای (Mass movement)، حرکت شیب (Slope movement) و زمین لغزش (Landslide) اشاره نمود. حرکت های توده ای شامل همه حرکت هایی است که تحت تاثیر وزن توده حادث می شود. مواردی که مستقیما به وسیله عوامل منتقل کننده مانند یخ، آب یا باد حمل می شوند، فرآیند انتقال توده (Mass transport) نامیده می شود.

ترزاقی (۱۹۵۰) در این زمینه بیان می کند: اصطلاح زمین لغزش عبارت از کلیه حرکات توده ای در شیب ها است و شامل افتان ها (Rock Falls)، واژگونی ها (Topples) و سیلان های واریزه ای (Debris flows) نیز می شود. جابجایی سریع توده ای از سنگ، خاک یا رسوب موجود بر روی شیب، به طوری که مرکز ثقل توده جابه جا شده به سمت پایین حرکت کند.

در این رابطه Sharp (1938) می گوید: زمین لغزش عبارت از لغزش زمین در جهت شیب و یا سقوط یک توده سنگ و یا مخلوطی از سنگ و خاک یا ریزش محسوس توده نسبتا خشک خاک یا سنگ و یا مخلوطی از هر دو به سمت پایین دامنه.

تعریف Vaernez در سال ۱۹۸۵ و ۱۹۷۲: حرکت مواد تشکیل دهنده شیب، شامل صخره های طبیعی، خاک، انباشته های مصنوعی و یا مخلوطی از آنها که توسط نیروی ثقل به سمت پایین جابه جا می شوند.

برای روشن شدن وسعت معانی اصطلاح زمین لغزش، Coates در ۱۹۷۷ نکات اصلی و مثبت موجود در بین تعاریف ارائه شده در ۲۸ مقاله رابه شرح زیر لیست کرده است:

۱- زمین لغزش ها نشان دهنده پدیده ای هستند که به طور کلی تحت عنوان حرکت توده ای (Mass movement) مطرح می شود.

۲- وزن؛ نیروی اصلی ناپایداری شیب در پدیده مورد بحث است.

۳- حرکت توده گسیخته شده معمولاً سریع می باشد.

۴- حرکت توده ای می تواند شامل سقوط (Falling)، لغزش (Sliding)، و جریان (Flowing) باشد.

۵- صفحه یا پهنه لغزش با صفحه گسل یکی نیست.

۶- حرکت بایدروبه پایین به سمت خارج باشد.

۷- موادجا به جا شده دارای مرزهای تعریف شده هستند.

بنابراین به کلیه حرکات و گسیختگی های شیبی یا دامنه ای نسبتاً سریع که با کاهش ناگهانی ضریب اطمینان به سطح پایین تر از واحد (یک) تحت تأثیر غلبه نیروهای مخرب، محرک یا مهاجم بر نیروهای مقاوم در سطح شیبدار به وقوع می پیوندند. در بیشتر زمین لغزشها مرزهای گسیختگی بارز و مشخص اند. در زمین لغزشهای قدیمی حتی، منطقه لغزشی مورفولوژی خاص خود را دارد و کاملاً قابل تمایز است.

۴-۵- رده بندی زمین لغزشها

سیستم درست رده بندی می تواند کمک زیادی برای مهندسين و زمین شناسان باشد. به طور کلی شناسایی حرکتهای توده ای گام اول در روشهای علاج بخشی و کنترلی است و ابزار مناسب جهت شناخت انواع حرکت توده ای مواد با طبقه بندی زمین لغزشها امکان پذیر می گردد، البته طبقه بندی زمین لغزشها بر اساس معیارها و ضوابط مختلفی صورت می گیرد (نیک اندیش، ۱۳۷۳)، که محققین هر یک معیار خاصی را برای رده بندی به کار گرفته اند برخی از این معیارها عبارت است از:

- نوع و اندازه مواد

- ریخت‌شناسی (مورفولوژی مواد نهشته شده و سطح گسیختگی)

- درجه فعالیت

- سرعت حرکت

- خواص ژئوتکنیکی

- محل وقوع

- علل و مکانیسم شروع

- نوع حرکت، علل حرکت و مکانیسم‌های فعال کننده

- شرایط زمین‌شناسی

- نوع آب و هوا

۴-۶- انواع زمین لغزش‌ها

۴-۶-۱ ریزش‌ها

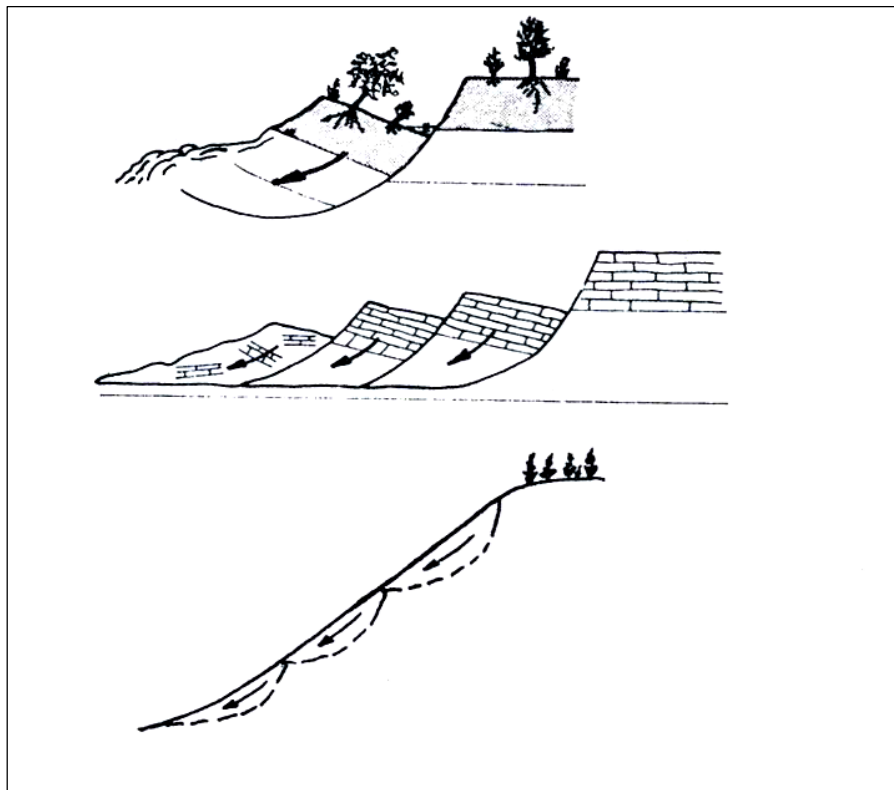
سقوط خاک یا سنگ افت اغلب زمانی که یک لایه نرم فرسا در زیر یک ماده مقاوم در برابر فرسایش قرار بگیرد اتفاق می‌افتد مانند حالتی که یک لایه ماسه تمیز یا سیلت در زیر یک لایه رسی فوق تحکیم یافته قرار بگیرد. افتان‌ها یکی از مکانیزم‌های اصلی فرسایش در رس‌های فوق تحکیم یافته هستند. (شعاعی ۱۳۹۵).

۴-۶-۲ زمین لغزش‌های چرخشی

لغزش دایره‌ای یا چرخشی عمدتاً در دامنه‌های خاکی و خرده سنگی طبیعی و مصنوعی و به مقدار کمتر در دامنه‌هایی که از سنگ خرد شده یا ضعیف و هوازده ساخته شده‌اند، دیده می‌شود. در این حالت گسیختگی در راستای سطوحی منحنی و قاشقی شکل، که حداکثر تنش برشی را تحمل می‌کنند، صورت می‌گیرد. برای ایجاد یک لغزش دایره‌ای معمولاً نیاز به شرایط زمین شناسی ویژه و گسستگیهای ساختی نیست. انواع مختلف زمین لغزه چرخشی را می‌توان بنامهای زمین لغزه‌های تک لغزشی، زمین لغزه‌های چرخشی چندگانه، شناسایی کرد، زمین لغزه‌های چرخشی تک لغزشی در شیل و رس‌های همگن در طول گسیختگی دایره‌ای رخ می‌دهند. وقتی که خاکها همگن نباشد، سطح گسیختگی به ندرت دایره‌ای است زیرا شکل آن متأثر از سطوح ناپیوستگی‌ها است. زمین لغزه‌های چرخشی با یک لغزش محلی و اولیه شروع می‌شوند. این نوع لغزشها به تدریج توسعه یافته و به سوی عقب و در طول یک سطح گسیختگی قاعده‌ای گسترش می‌یابد مهمترین این نوع زمین لغزه‌های چرخشی تک لغزشی با تغییر شکل جزئی هستند که در طول سطوح گسیختگی خمیده با تفرع به سمت بالا اتفاق می‌افتند. در اسلامپها حرکت تنها در طول سطوح لغزش داخلی صورت می‌گیرد. ترکهایی بر روی توده جابه جا شده تشکیل می‌گردد که متحدالمرکز و دارای تفرع در جهت حرکت هستند. در بسیاری از اسلامپها سطح گسیختگی زیرین و پرتگاه بیرون زده و به صورت قاشقی شکل می‌باشد، در اسلامپها حرکت کم و بیش چرخشی در حول یک محور موازی با دامنه روی می‌دهد. (شکل ۳-۵). در قسمت رأس ممکن است توده تقریباً به صورت کامل به سمت پایین حرکت کند و چرخش ظاهری ناچیزی داشته باشد. اما سطح زمین اولیه بالای هر واحد خاکی معمولاً به سمت عقب متمایل می‌گردد، در قسمت پنجه لغزش در اثر بالا آمدن توده ممکن است در پرتگاههای جانبی آثار لغزشی دیده شود، آب‌هایی که به قسمت رأس لغزش راه پیدا کنند ممکن است در اثر چرخش به سمت عقب توده با بی‌نظمی‌های ایجاد شده در توپوگرافی اولیه باقی بمانند و حالت ماندابی ایجاد کنند. (نیک اندیش، ۱۳۷۳).

۴-۶-۳- زمین لغزش‌های انتقالی

در لغزش انتقالی توده در طول یک سطح کم و بیش صفحه‌ای یا جزیی موجدار به سمت پایین و خارج دامنه حرکت می‌کند و دارای حرکت چرخشی و کج‌شدگی ناچیز به سمت عقب می‌باشند. توده متحرک معمولاً به سمت خارج بر روی زمین اولیه لغزش می‌کند. این نوع لغزش می‌تواند به صورت بلوکی، تخته‌ای، چندگانه مشاهده شوند. (شکل ۳-۶). لغزش‌های انتقالی به طور متداول به وسیله سطوح ضعیف ساختمانی



شکل ۴-۱- انواع لغزش‌های چرخشی (شریعت جعفری، ۱۳۷۵).

مانند گسل‌ها، درزه‌ها، سطوح لایه‌بندی، تغییرات در مقاومت برشی بین لایه‌های نهشته‌های مطبق یا بهوسیله سطح تماس بین سنگ بستر سخت و مصالح منفصل رویی کنترل می‌شوند (نیک‌اندیش میرصانعی، ۱۳۷۶).

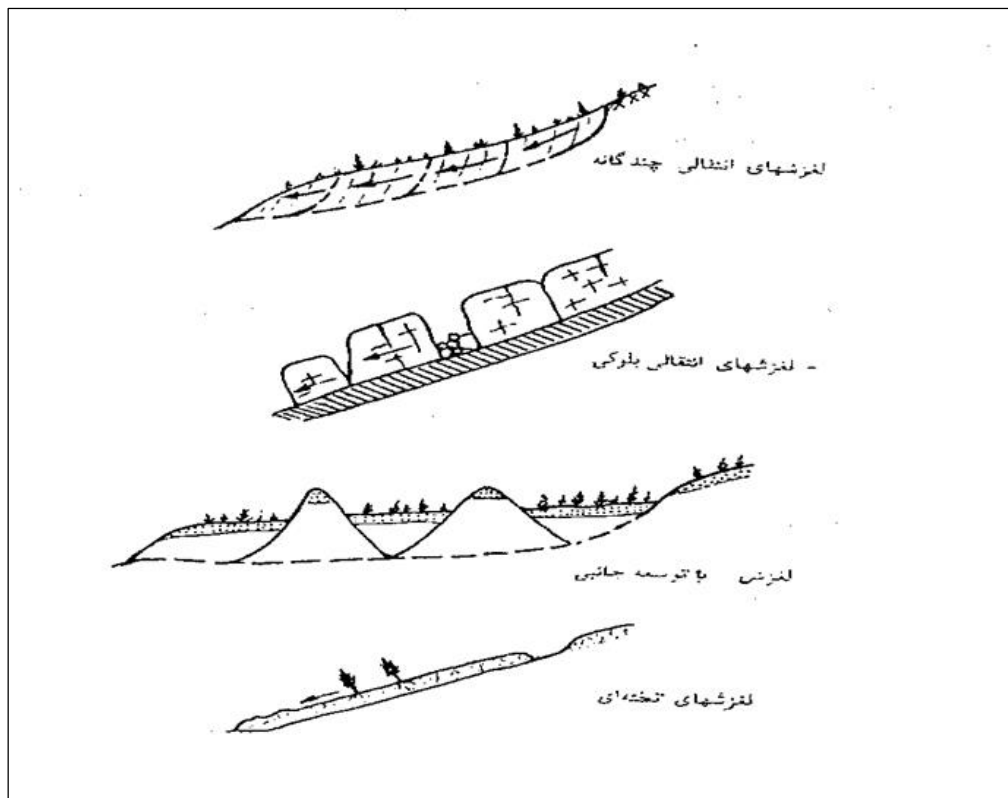
دو نوع گسترش جانبی قابل تفکیک شناسایی شده است:

۱- حرکت‌های توزیع شده که منجر به ایجاد شکافهای کششی اما بدون سطح برشی قاعده‌ای مشخص می‌گردند. این نوع لغزش غالباً در سنگ بستر به ویژه در خط‌الرأس‌ها و ستیغ‌ها روی می‌دهند. ساز و کار حرکتها به خوبی شناخته نشده است.

۲- این نوع حرکت شامل شکاف برداشتن و کشش مصالح چسبنده، سنگی یا خاکی در اثر روان‌گونگی یا جریان پلاستیک مصالح زیرین می‌باشد. واحد چسبنده رویی ممکن است فرو بنشیند، جابه جا گردد، بچرخد، یا متلاشی گردد و یا روان شده جریان یابد، از آنجا که ساز و کار گسیختگی می‌تواند شامل اجزایی با حرکت چرخشی، انتقالی و جریانی باشد، لغزش‌هایی از این نوع به عنوان یک نوع پیچیده در نظر گرفته می‌شود. اگر پهنه متحرک زیرین ضخیم باشد، بلوک‌های موجود در راس ممکن است به صورت فروزمین به داخل فرو بروند و در پنجه به سمت بالا و خارج بیرون آیند حرکت معمولاً به طور ناگهانی بدون هشدار قابل توجه شروع شده و با سرعت زیاد تا بسیار زیاد ادامه می‌یابد (نیک‌اندیش، ۱۳۷۳).

۴-۶-۴ - روانه‌ها

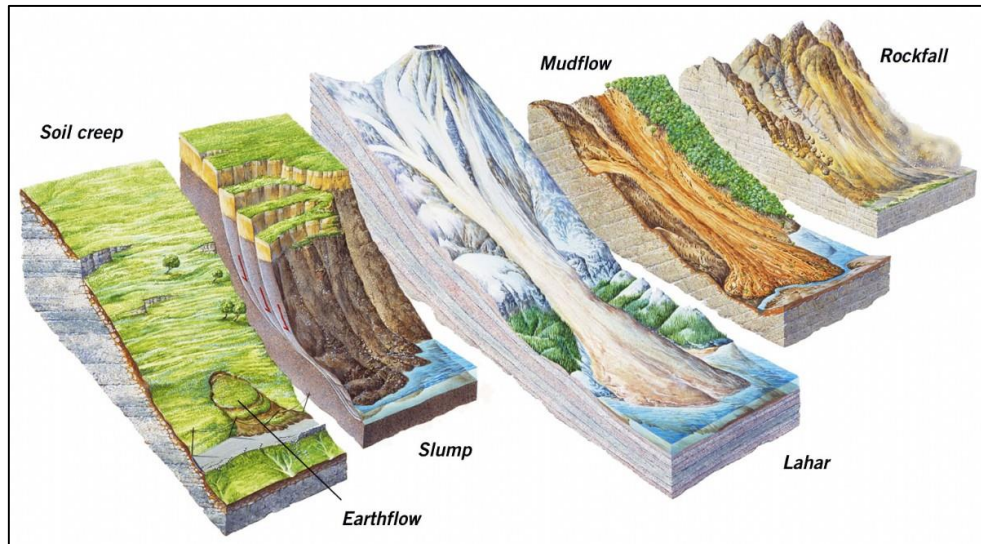
از ویژگی‌های روانه این است که مصالح در حین حرکت روی دامنه خرد شده و به صورت سیال به جریان درمی‌آید. چندین نوع مختلف روانه قابل تشخیص است از جمله روانه خاک، گل‌روان، روانه واریزه را می‌توان معرفی کرد. تفاوت بین روانه‌های مختلف در سرعت حرکت و نوع مواد آنهاست. سرعت حرکت در گل روان بیشتر از روانه واریزه است.



شکل ۴-۲- انواع لغزش‌های انتقالی (شریعت جعفری، ۱۳۷۵).

گروهی از محققین روانه خاک را به حرکت آرام مصالح هوازده و نرمی که در پنجه زمین لغزه توسعه می‌یابد، نسبت می‌دهند. معمولاً لغزش‌ها در قسمت‌های انتهائی حرکت بصورت روانه های خاکی به حرکت ادامه می‌دهند. روانه خاک در خاک‌های رسی و سیلتی، اغلب در خلال یا بعد از بارندگی سنگین رخ می‌دهد. گسیختگی‌ها بر اثر افزایش تدریجی فشار منفذی و کاهش مقاومت برشی خاک اتفاق می‌افتد. میزان جابه‌جایی در یک روانه خاک از کند تا بسیار سریع بسته به شیب دامنه و رطوبت خاک متغیر است. گل‌روان در مناطقی که شیب سطحی دامنه عموماً بین ۱۵-۵ درجه است، توسعه می‌یابد. روانه‌هایی که در مصالح درشت دانه رخ می‌دهد، معمولاً روانه واریزه می‌نامند چنین روانه‌هایی اغلب در نواحی خشک و نیمه خشک، جایی که زمین فاقد پوشش گیاهی است یا در دامنه های واریزه‌ای یا تنگه‌هایی که انباشته از واریزه هستند و فاقد پوشش گیاهی هستند، اتفاق می‌افتد. روانه‌واریزه معمولاً در حین بارندگی‌های سنگین یا سیلاب‌های ناگهانی شروع می‌شود بدلیل آنکه اغلب بستر مسیلهای قدیمی را دنبال می‌کنند. روانه واریزه معمولاً دراز و باریک است. دره می‌تواند عمیقاً بوسیله‌ی جریان مصالح و به خاطر

چگالی (دانسیته) بالای آن فرسایش یابد و روانه ممکن است برای کیلومترها ادامه یابد. میزان جابه جایی از بسیار آرام تا بسیار سریع متغیر است و توده واریزه ای با حرکت به پایین دامنه خرد می شود. رطوبت توده واریزه در حال حرکت معمولاً حدود ۱۰۰ درصد است.



شکل ۴-۳ - انواع لغزشها بصورت بلوک دیاگرام. (Cees van Westen 2011).

۴-۷ - طبقه بندی پایداری شیبها و لغزشها

این طبقه بندی براساس طبقه بندی: (crozier 1984) می باشد.

۴-۷-۱ - شیبهای ناپایدار:

زمین لغزه های فعال: مواد اخیراً حرکت داشته و اشکال زمین لغزش مشخص و تعریف شده است

زمین لغزه های دوباره فعال شده: مواد اخیراً حرکت داشته و بیانگر زمین لغزه ای جدید با اشکال

مشخص می باشد، اشکال قدیمیتر زمین لغزه نیز ممکن است مشاهده شوند.

زمین لغزه های معلق: شیب نشان از فعالیت زمین لغزه ای در خلال سال قبل دارد، اشکال زمین لغزه

مشخص و قابل تعریف است.

۴-۷-۲ - شیبهای با زمین لغزه های غیرفعال:

زمین لغزه‌های غیر فعال معاصر: شیب‌ها اثراتی از فعالیت‌های زمین لغزه قدیمی را نشان می‌دهند که آخرین حرکت مواد در طی صد سال اخیر رخ داده است.

زمین لغزه‌های غیر فعال جوان: شیب‌های با علائم لغزش که در خلال ۱۰۰ تا ۵۰۰۰ سال (اواخر هولوسن) اخیر حرکت داشته‌اند.

زمین لغزه‌های غیر فعال بالغ، شیب‌های با علائم زمین لغزه که در خلال یک دوره زمانی ۵۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ ساله (هولوسن پیشین) فعال بوده‌اند.

زمین لغزه‌های غیر فعال قدیمی، شیب‌های با علائمی از حرکات قبلی زمین لغزه که از ۱۰۰۰۰ سال پیش وجود آمده‌اند.

۴-۷-۳- شیب‌های با پتانسیل فعال بودن:

شیب‌هایی که اثری از فعالیت‌های زمین لغزه‌ای قبلی نشان نمی‌دهند اما احتمال وقوع زمین لغزه در آینده بر روی آن‌ها می‌رود، پتانسیل وقوع زمین لغزه با توجه به مقایسه عوامل موجود پیش‌بینی می‌گردد.

زمین لغزه‌های تثبیت شده؛ شیب‌هایی با نشانه‌های از فعالیت‌های زمین لغزه‌های قدیمی که بوسیله روش‌های مصنوعی تثبیت شده‌اند.

زمین لغزه‌های خنثی: شیب‌هایی با علائمی از فعالیت‌های قدیمی اما پایدار شده در نتیجه تغییر و از بین رفتن نیروهای خارجی بوجود آورنده زمین لغزه‌ها.

زمین لغزه فسیل؛ شیب‌هایی با علائم زمین لغزه‌های قبلی که بطور مشخص در تحت شرایط ژئومورفولوژیک و آب و هوایی اتفاق افتاده که امروز دیگر موجود نیست.

نیک اندیش ۱۳۷۳ طبقه‌بندی خود را براساس تاریخ تکوین زمین لغزشها ارائه نموده و آن را به چهار دسته تقسیم کرده است:

۱- لغزش سنگی (مرحله طفولیت) ۲- لغزش سنگ‌های هوازده (مرحله جوانی)

۳- لغزش واریزه‌ها (مرحله بلوغ) ۴- لغزش خاک‌های رسی (مرحله پیری)

هم چنین زمین لغزشها را می‌توان برحسب عمق آن‌ها به شرح ذیل رده‌بندی کرد: (varnes.1984)

۱- لغزش‌های سطحی: عمق کمتر از ۱/۵ متر ۲- لغزش‌های کم عمق: ۱/۵ تا ۵ متر

۳- لغزش‌های عمیق: ۵ تا ۲۰ متر ۴- لغزش‌ها بسیار عمیق: بیش از ۲۰ متر

۴-۸- تاثیر عوامل ساختاری بر ناپایداری شیبی

عوامل مختلفی در ایجاد و یا دوباره فعال شدن یک زمین لغزش دخیل هستند. در واقع می‌توان گفت که میزان پایداری یک توده تابعی از استحکام مواد تشکیل دهنده، شیب طبیعی زمین، مولفه‌های نیروی وزن اعمالی بر سطح لغزشی و همچنین وجود عوامل تسریع کننده نظیر حرکات تکتونیکی، زلزله، میزان بارندگی و فرسایش خواهد بود. تاکنون در بیشتر مقالات مربوط به زمین لغزش، موثرترین عوامل را معمولاً در عوامل مهندسی نظیر نیروی وزن اعمالی، میزان بارندگی، نزدیکی سطح آب زیر زمینی ... جستجو می‌کنند و نقش عوامل تکتونیکی را به عنوان یک عامل بالقوه و نه یک عامل اساسی در نظر می‌گیرند. در صورتی که مطالعاتی که در بعضی نقاط جهان انجام شده (1996) Kozlova و Zietara (1966) موید آن است که در بسیاری از موارد عوامل تکتونیکی نقش اساسی و اولیه در ایجاد و ادامه زمین لغزش را دارند.

مهمترین تاثیرات عوامل ساختاری:

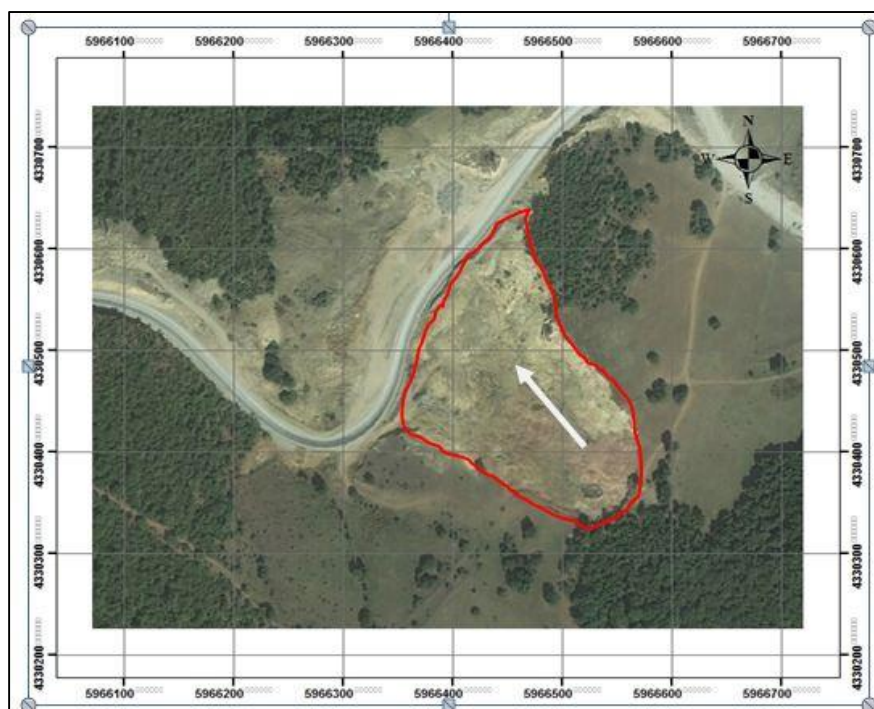
۱- شکستگی‌ها که باعث نفوذ آب و کاهش مقاومت سازند می‌شود.

- ۲- فعالیت گسل‌ها که باعث خوردشدگی و افزایش میزان هوازدهی و تشکیل خاک می‌شود.
- ۳- شیب حاصل از فعالیت تکتونیک که از عوارض مورفولوژی همراه با فعالیت گسل‌ها هستند.
- ۴- زمین‌لرزه که با تکان‌های لرزه‌ای باعث ناپایداری شیبی و سقوط دامنه به پایین می‌شوند.

۴-۹- زمین لغزش مورد بررسی در منطقه

با توجه به اینکه هدف این تحقیق بررسی تاثیر تکتونیک بر زمین لغزش‌های منطقه (بصورت بررسی موردی) می‌باشد در این بخش به توضیح زمین لغزش مورد نظر می‌پردازیم.

زمین لغزش مورد نظر در مسیر جاده دامغان-کیاسر در شمال شرقی روستای جمال الدین کلاه با موقعیت جغرافیایی $36^{\circ} 13' 1,0''$ عرض شمالی و $53^{\circ} 35' 47,7''$ طول شرقی در سازند مبارک با جنس آهک نازک و متوسط لایه رخ داده است (شکل ۴-۴).



شکل ۴-۴ - تصویر ماهواره ای زمین لغزش مورد نظر بر گرفته از Google.Earth2016.

این زمین لغزش در حال حاضر نیز فعال می‌باشد و این فعالیت به صورت تخریب سازه نگهدارنده گابیونی خود را نشان می‌دهد (شکل ۴-۵). مکانیسم این زمین لغزش از نوع زمین لغزش چرخشی (دورانی) دارای

۱۸۰ متر ارتفاع و بیش از ۲۰۰ متر طول است. اطراف بدنه اصلی لغزش چندین لغزش فرعی به سمت مرکز دیده می شود (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۵ - تصویری صحرائی از زمین لغزش مورد بررسی دید به سمت غرب.



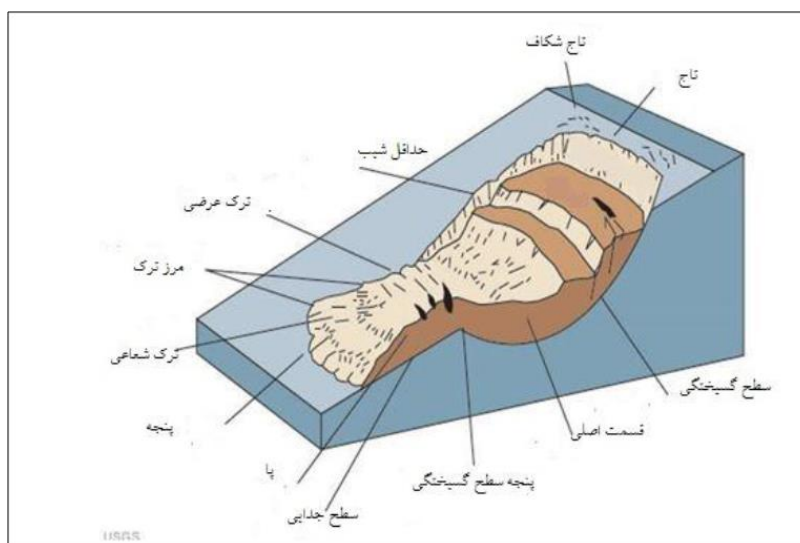
شکل ۴-۶ - لغزش های فرعی اطراف بدنه اصلی دید به سمت شمال غربی.

با توجه به توضیحات و طبقه بندی های ارائه شده، زمین لغزش مورد نظر یک زمین لغزش چرخشی فعال می باشد (شکل ۴-۸). زمان رخ داد این لغزش با توجه به عکس های هوایی بررسی شده در سال

۲۰۰۳ میلادی آغاز شده است و تا کنون ادامه دارد. با توجه به عکس (۴-۷) موقعیت لغزش را با کادری قرمز مشخص کردیم و همانطور که در تصویر مشاهده میشود در ماه ۱۱ از سال ۲۰۰۳ هنوز لغزشی رخ نداده بود ولی در ماه بعد یعنی ماه ۱۲ همان سال نشان‌هایی از لغزش مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۷- لغزش مورد نظر با کادر قرمز مشخص شده و با توجه به زمان مشخص شده لغزش در ماه ۱۲ سال ۲۰۰۳ آغاز شد.



شکل ۴-۸ بلوک دیاگرام از زمین لغزش از نوع چرخشی و معرفی قسمت های آن (Boulton 2013).

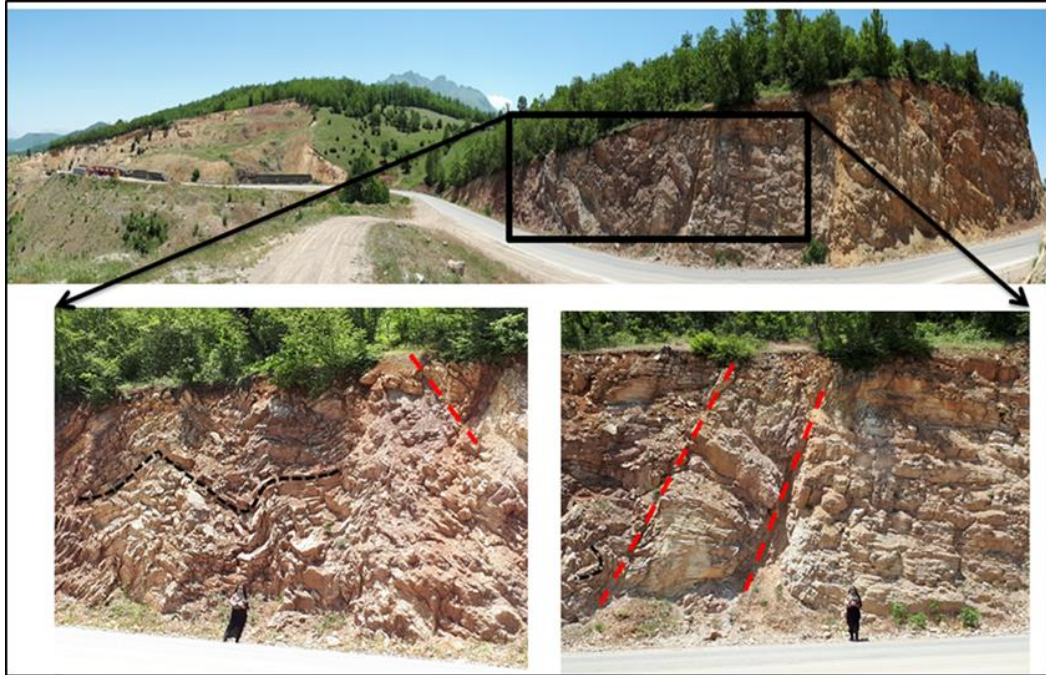
۴-۱۰- چگونگی تاثیر تکتونیک در ناپایداری شیبی در زمین لغزش مورد مطالعه

همانطور که در شکل (۴-۹) مشاهده می‌شود دیواره‌های زمین لغزش مورد نظر، از ارتفاع قابل توجهی خاک تشکیل شده است (شکل ۴-۹-الف) و دیواره بعد از زمین لغزش در هر دو سمت آن کاملاً سنگی بوده و یک لایه نازکی از خاک روی آن را پوشانده است (شکل ۴-۹-ب و ج). باتوجه به این که این زمین لغزش از نوع خاکی و در سازند مبارک رخ داده است، در اینجاست که می‌توان نقش تکتونیک را در ناپایداری شیبی (با خوردن پهنه‌های مقاوم) را بیان کرد. بیشترین نرخ وقوع لغزش مربوط به دامنه‌های با ضخامت خاک بیشتر از ۵ متر می‌باشد. ضخامت خاک در دامنه‌ها تابع میزان رطوبت، بارندگی و میزان مقاومت تشکیلات روی دامنه در مقابل فرسایش است. بالا بودن ضخامت خاک روی دامنه‌های منطقه تحت تاثیر دو عامل می‌باشد: اول وجود لیتولوژی سست در شرایط آب و هوای گرم و مرطوب منطقه و دوم افزایش ضخامت خاک نزدیک پهنه گسلی (ناجی ۱۳۸۵). فعالیت تکتونیکی باعث خرد شدگی و تسریع در روند فرسایش و در نتیجه تشکیل ارتفاع قابل توجهی از خاک در دامنه شده است. وجود لایه نازکی از خاک در دیواره‌های سنگی دو طرف زمین لغزش (با توجه به اینکه این دیواره‌ها و زمین لغزش در یک سازند با یک جنس رخ داده است) گویای این نکته است که این ضخامت از خاک در این قسمت از دامنه حاصل فعالیت تکتونیکی در این قسمت می‌باشد که اگر غیر باشد باید ضخامت لایه خاکی در این قسمت‌ها یکسان باشد. با توجه به شکل (۴-۹) این ضخامت یکسان نبوده و در نتیجه دیواره خاکی زمین لغزش بر اثر فعالیت یک پهنه گسلی بوجود آمده و زمینه ساز لغزش در این نقطه شده است. باتوجه به شکل (۴-۱۰) در اطراف زمین لغزش مورد نظر ساختارهای تکتونیکی داریم (در فصل ۳ به بررسی آن‌ها پرداختیم) و همچنین گسل‌هایی در کنار لغزش رخ داده ولی به علت پوشش جنگلی کامل هیچ گونه اثری از سطح گسل یافت نکرده‌ایم (شکل ۴-۱۱).

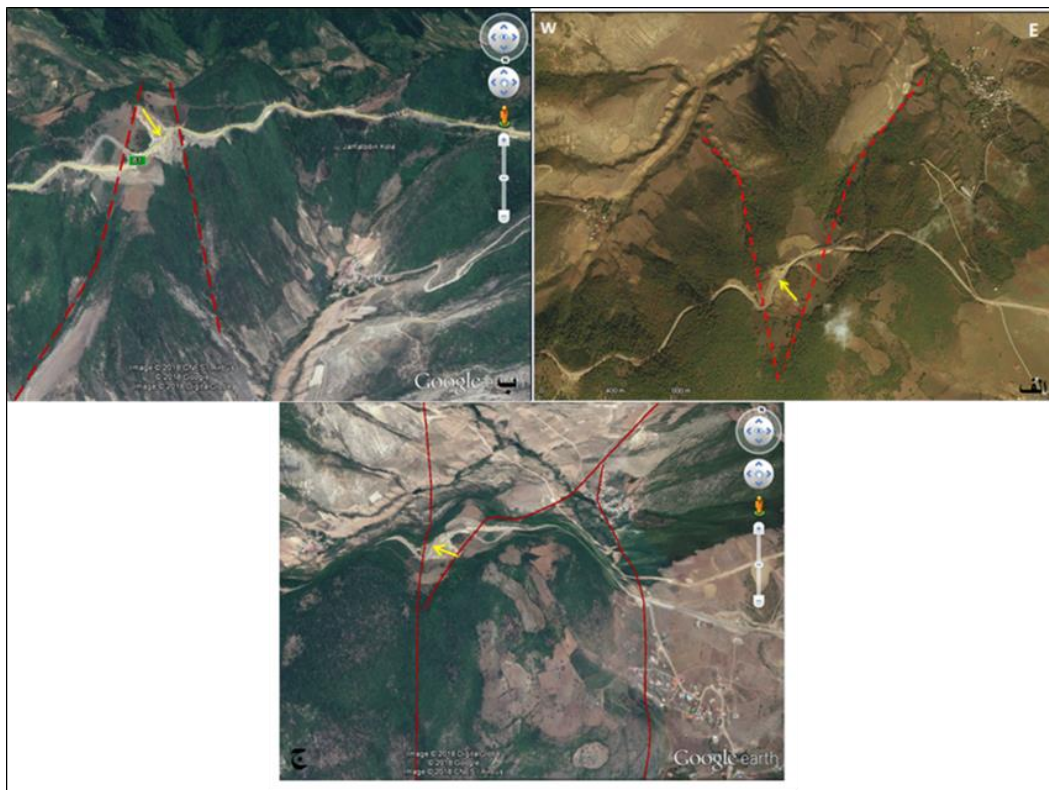
یکی از شرایط رخ داد پدیده لغزش وجود دامنه با شیب مناسب می باشد. یعنی بدون وجود سطح شیبدار، ناپایداری و لغزش صورت نمی گیرد. از عوارض موفولوژی حاصل از فعالیت گسل دره ها می باشند که باعث ایجاد شیب در دامنه می شود. با توجه به شکل (۴-۱۲) گسلی که در کنار لغزش مشخص شده باعث شیبدار شدن دامنه و فراهم کردن زمینه برای لغزش شده است.



شکل ۴-۹ - تصویری از دیواره های زمین لغزش و دیواره های سنگی اطراف زمین لغزش دید به سمت شرق.



شکل ۴-۱۰- دیواره های اطراف زمین لغزش و ساختارهای تکتونیکی آن.

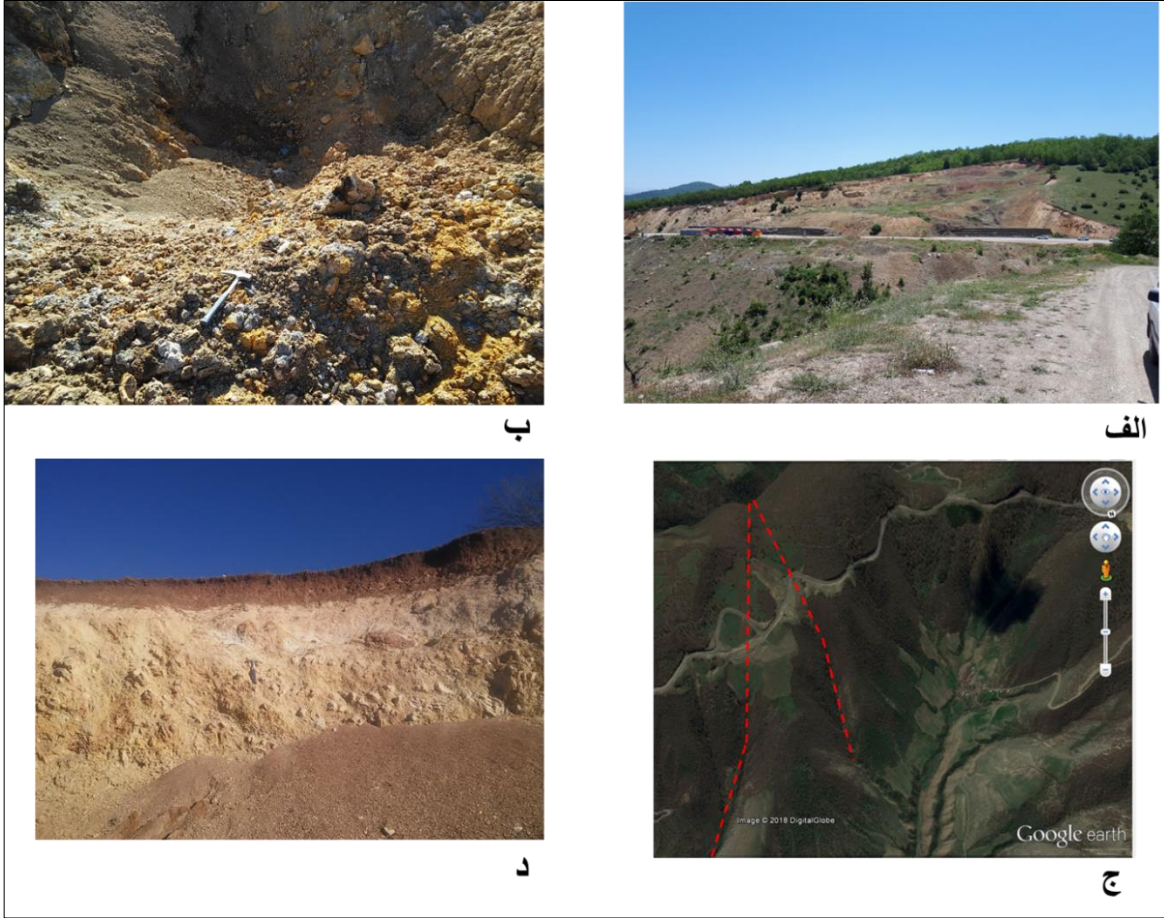


شکل ۴-۱۱- تصویر گسل های اطراف لغزش مورد نظر. الف دید از بالا. ب. و ج تصویر سه بعدی از گسل و لغزش.



شکل ۴-۱۲ - تصویر سه بعدی برگرفته از Google Earth نشان دهنده دره حاصل از فعالیت گسل می باشد.

بطور کلی با توجه به مطالعات انجام شده زمین لغزش مورد بررسی (شکل ۴-۱۳) تحت تاثیر عوامل مستعد کننده ای همچون شیب لایه بندی، شیب توپوگرافی، خردشدگی گسلی و هوازدگی زون گسله، لرزه خیزی فعال منطقه که همگی متاثر از فعالیت تکتونیکی می باشند و همچنین عوامل تحریک کننده ای چون احداث ترانشه جاده، عدم زهکشی آب زیرزمینی منطقه و.. می باشد.



شکل ۴-۱۳- تصویر عوامل مستعد کننده و تحریک کننده، الف) احداث ترانشه جاده، ب) چشمه‌های زهکشی نشده در بدنه اصلی لغزش، ج) شیب توپوگرافی حاصل از فعالیت گسل‌ها، د) زون و پهنه خرد شده گسلی.



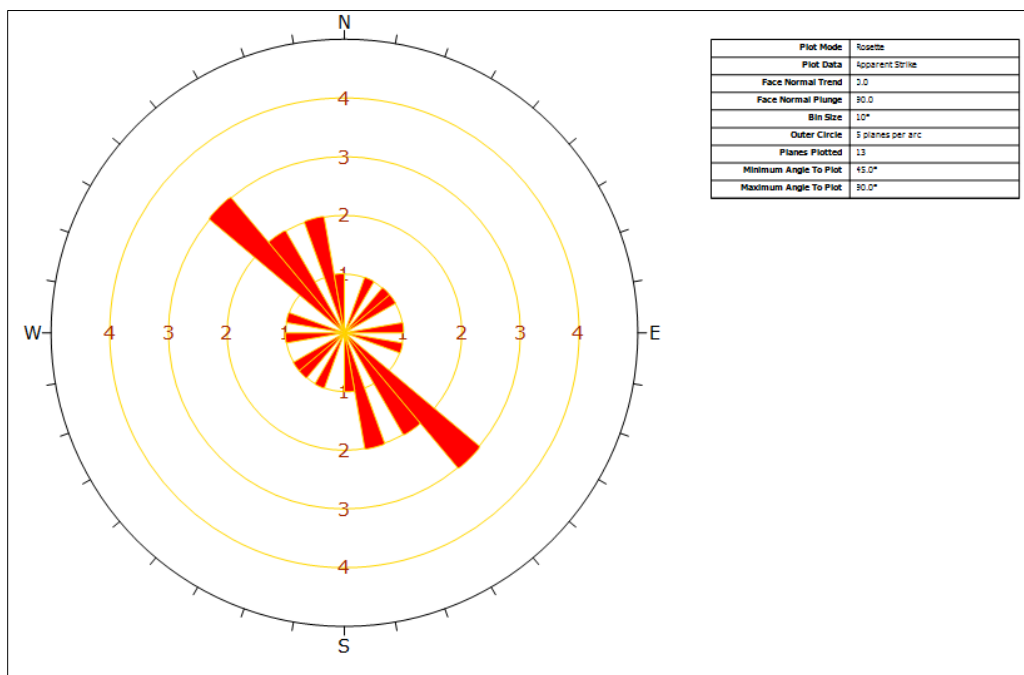
فصل پنجم بحث و نتیجه گیری



با توجه به هدف تحقیق، خصوصیات ساختاری منطقه از جمله خصوصیات هندسی چین ها و همچنین هندسه و سازوکار گسل ها مورد بررسی قرار گرفت و سپس بزرگترین زمین لغزش را برای مطالعه انتخاب کرده و سازوکار آن را تعیین، سپس تاثیر عوامل تکتونیکی بر ناپایداری شیبی را بحث کرده که نتایج حاصل بصورت زیر می باشد.

۵-۱- بررسی هندسه و سازوکار گسل ها

با توجه به مطالعات صحرایی و اندازه گیری چندین صفحه گسل از منطقه مورد مطالعه این عناصر ساختاری در ۲ روند شمال غربی - جنوب شرقی (البته در بعضی موارد روندی نزدیک به شمالی - جنوبی) که روند غالب می باشد و شمال شرقی - جنوب غربی جای گرفته اند (شکل ۵-۱).



شکل ۵-۱- نمودار گل سرخی امتدادی که روند غالب شمال باختر - جنوب خاور را برای گسل ها نشان می دهد.

۵-۱-۱- گسل لنگر

این گسل در شرق منطقه مورد مطالعه قرار دارد و طولی حدود ۱۵ کیلومتر دارد و با روند شمال شرقی- جنوب غربی و شیئی به سمت جنوب غرب، سبب رانده شدن روته بروی سازند فجن و کرج شده است (غربی ۱۳۹۲). عملیات صحرائی برای بررسی این گسل منجر به یافتن سطح گسلی با هندسه ۵۵/۰۷۵ در جنوب شرق روستای ایول شد. با توجه به برداشت ها از سطح گسل که از فرو دیواره بوده، خش لغز و جهت حرکت، این گسل گسلی معکوس با مولفه امتدادلغز چپ بر و با ریگی ۴۴ درجه در جهت پادساعتگرد با روند شمال شرقی - جنوب شرقی می باشد.

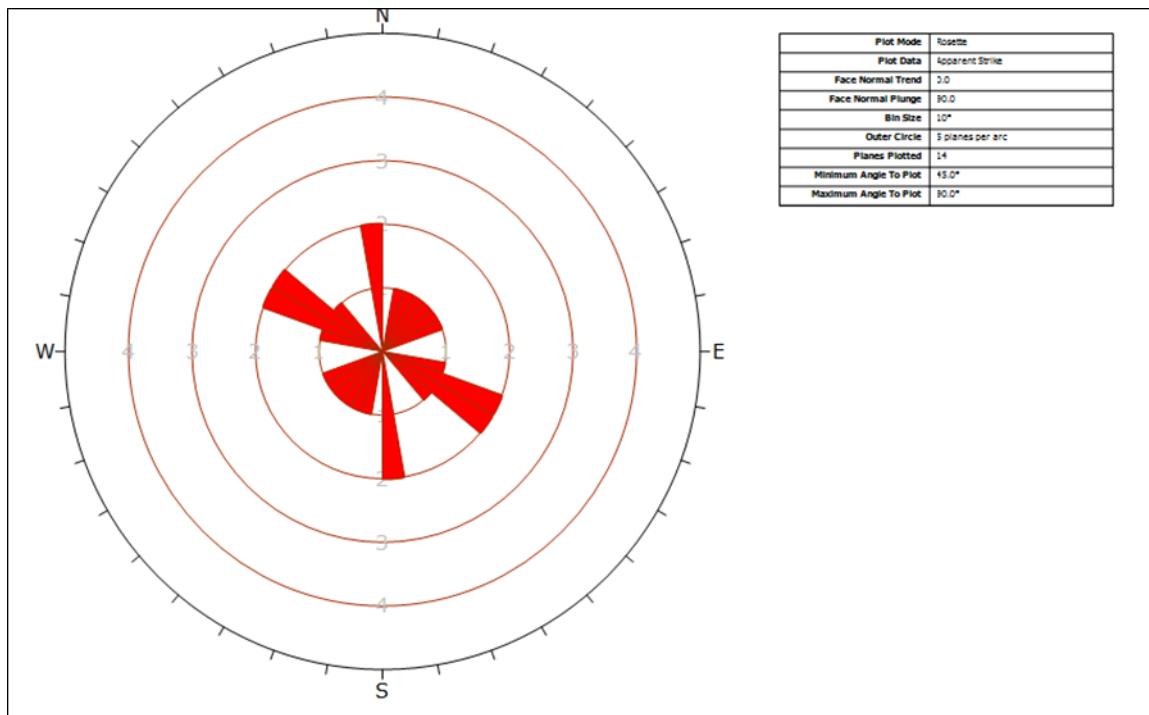
باتوجه به بررسی های انجام شده، گسل های برداشت شده و مورد بررسی در سازندهای خوش بیلاق و دورود و مبارک و شمشک رخنمون داشته اند.

با توجه به نقشه زمین شناسی منطقه (شکل ۵-۴) سازند خوش بیلاق در دو بخش شرقی و غربی منطقه رخنمون دارد. گسل امتدادلغز راست بر F2 با روند شمال غربی- جنوب شرقی، گسل معکوس F3 با روند شمال غربی- جنوب شرقی، گسل امتدادلغز راست بر F8 با روند شمال غربی- جنوب شرقی، گسل معکوس F9 با روند شمال غربی- جنوب شرقی در قسمت شرقی و با روند یکسانی رخنمون دارند ولی گسل امتدادلغز چپ بر F4 با روند شمال شرقی - جنوب غربی، ولی گسل امتدادلغز چپ بر F7 با روند شمال شرقی - جنوب غربی، ولی گسل معکوس F10 با روند شمال شرقی - جنوب غربی با روندی یکسان و متفاوت با قسمت شرقی منطقه، در غرب منطقه رخنمون دارند.

گسل F12 با سازوکار نرمال و با روند شمال غربی- جنوب شرقی در سازند شمشک و گسل F6 با سازوکار امتدادلغز و روند شمال شرقی- جنوب غربی و همچنین گسل F5 با سازوکار معکوس و روند شمال غربی- جنوب شرقی در سازند مبارک و گسل F11 با سازوکار امتدادلغز چپ بر و روند شمال غربی- جنوب شرقی و گسل F1 با سازوکار معکوس و روند شمال غربی- جنوب شرقی در سازند دورود رخنمون دارند.

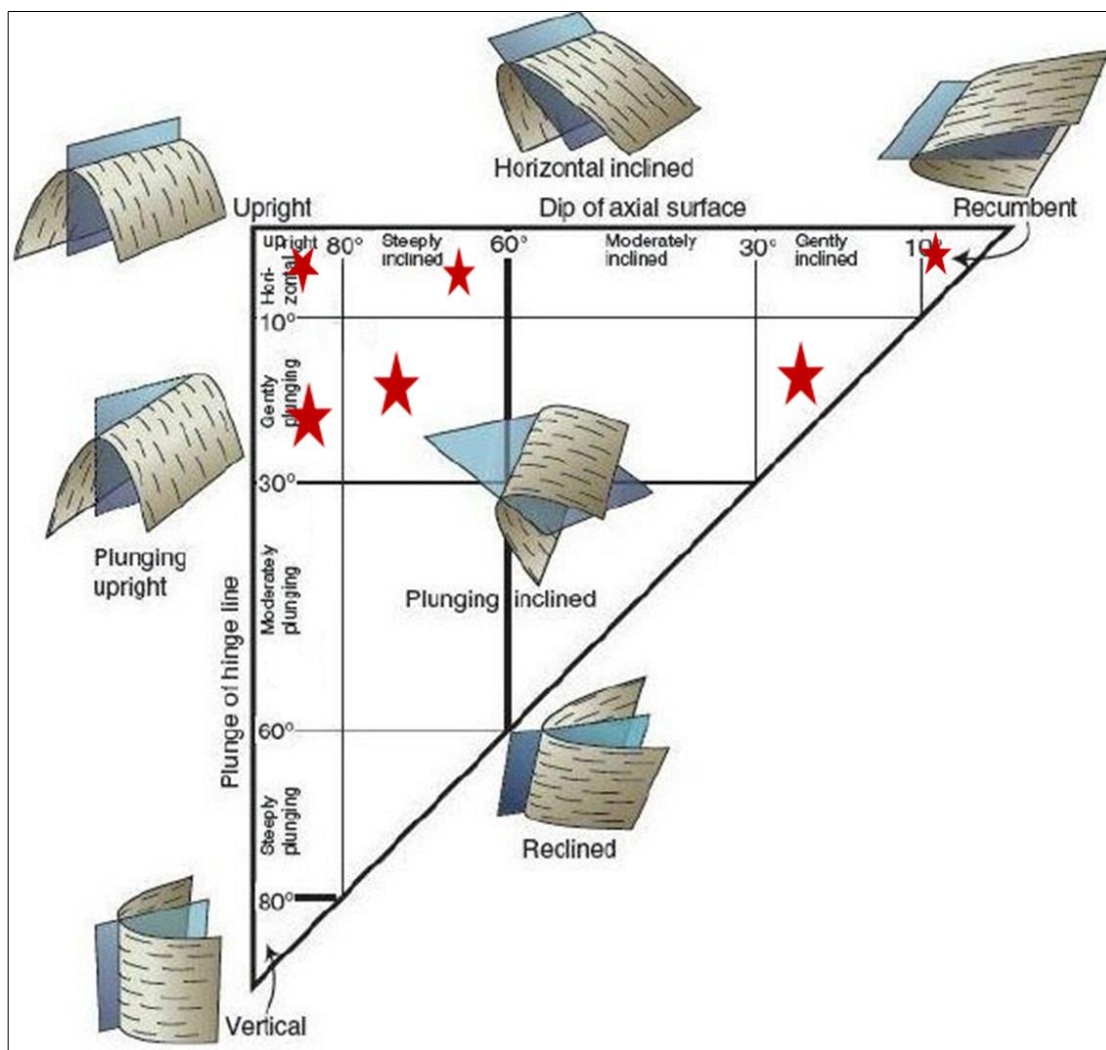
۵-۲- چین ها

نتایج بررسی وضعیت چین های منطقه و ترسیم نمودار گل سرخی امتدادی مربوط به سطوح محوری آن ها بیان می دارد که سه روند چین خوردگی به جهات شمال غربی- جنوب شرقی که این روند غالب می باشد و شمال شرقی- جنوب غربی و شرقی- غربی مشاهده می شود.



شکل ۵-۲- نمودار گل سرخی امتدادی سطح محوری چین ها مورد مطالعه.

مطالعه وضعیت چین خوردگی در منطقه مورد مطالعه نشان میدهد که چین ها، در رده بندی Fluty (1964) بر مبنای زاویه بین دو یال، عمدتاً در رده باز (Open) و به تعداد محدودتر (Gentle) ملایم و به تعداد محدودتر در رده بسته (Close) قرار دارند. طبق رده بندی دیگر Fluty (1964) در بررسی وضعیت هندسه چین خوردگی ها بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا، چین های منطقه به طور عمده در رده SubHorsental.Upright و تعدادی در رده Recumbent.SubHorsental قرار می گیرند.



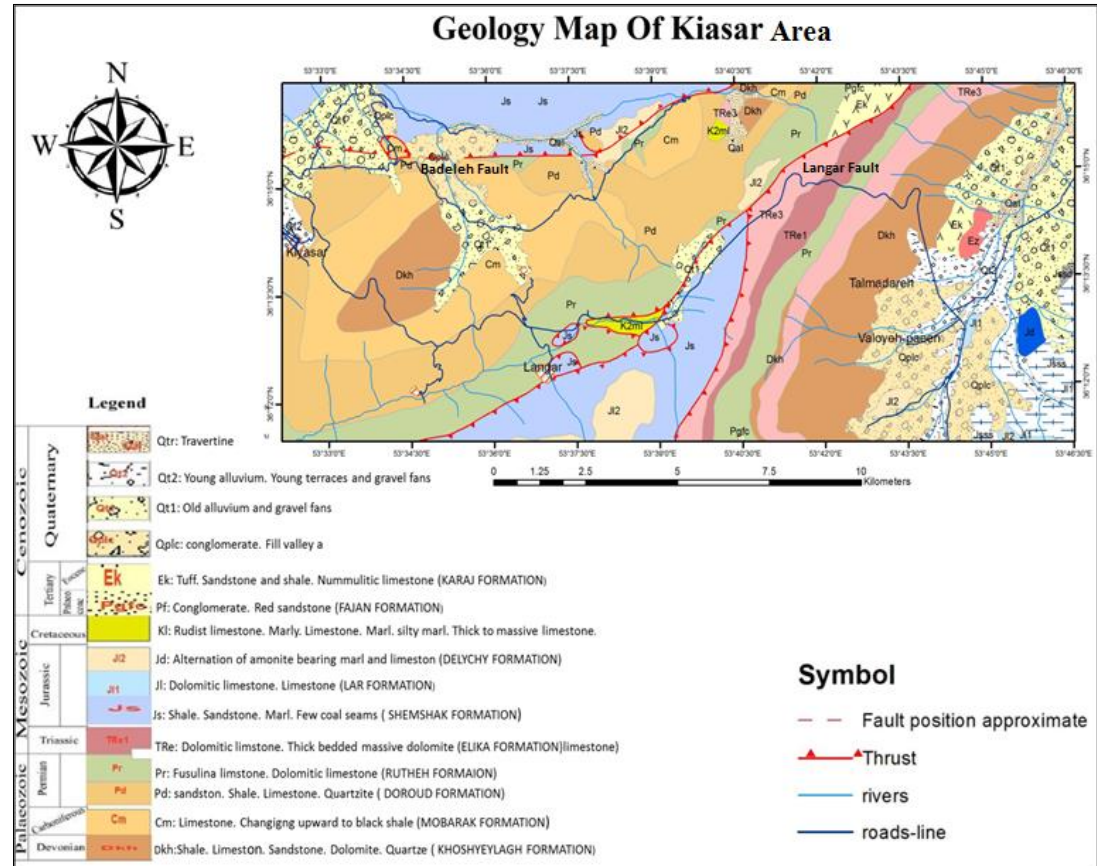
شکل ۵-۳- رده‌بندی چین‌ها براساس شیب سطح محوری و میل لولای چین (Fluty, 1964) جایگاه چین‌های منطقه مورد مطالعه در این رده‌بندی، با ستاره رنگ قرمز مشخص شده است.

۵-۳- تاثیر تکتونیک بر زمین لغزش

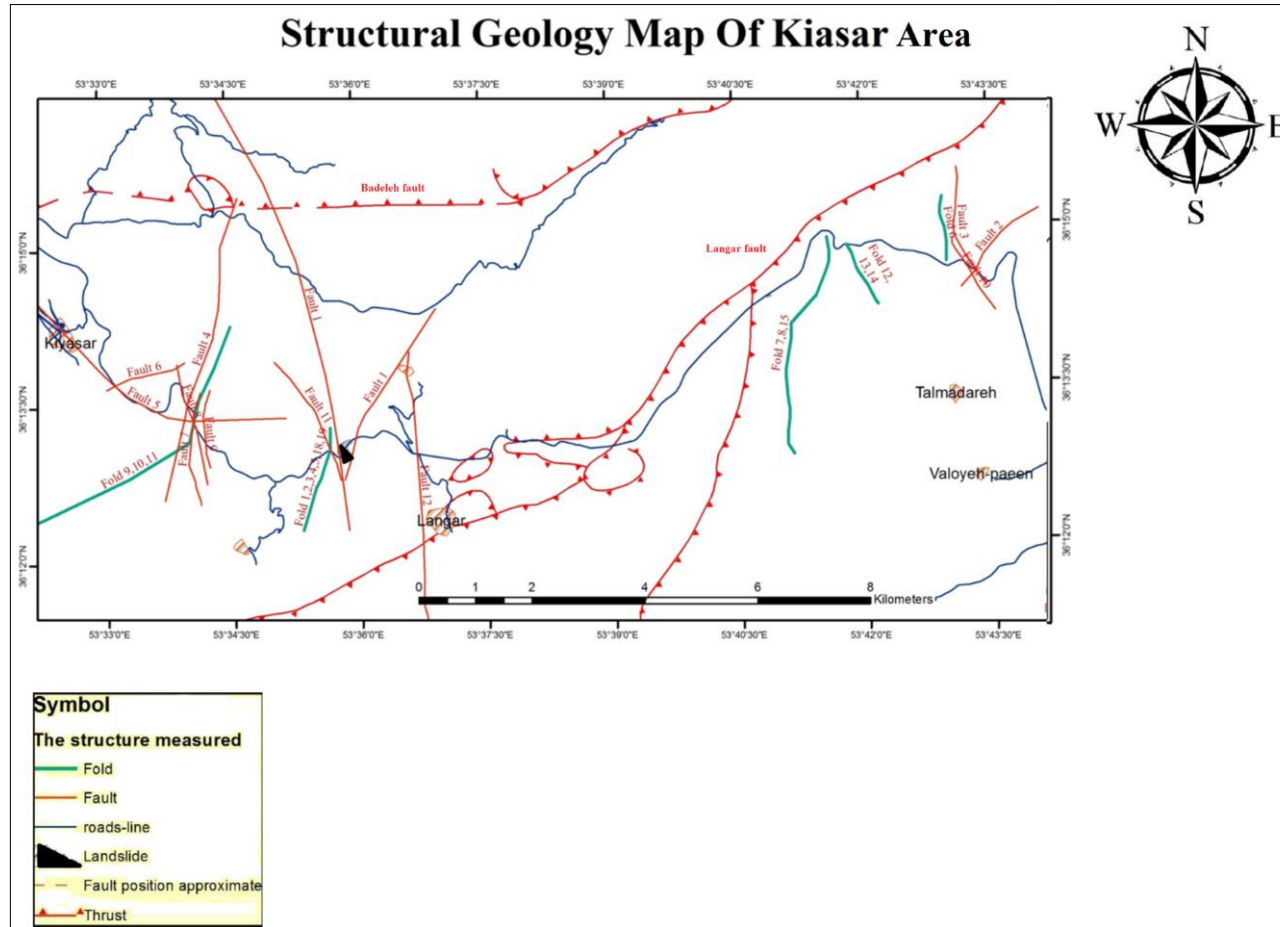
زمین لغزش مورد نظر در فاصله ۱۰ کیلومتری در مسیر جاده دامغان- کیاسر در شمال شرقی روستای جمال الدین کلاه به عرض ۱۸۰ متر در مصالح مارن، شیل و سنگ آهک مارنی در سازند مبارک در موقعیت ۵۳ درجه و ۳۵ دقیقه و ۴۷٫۷ ثانیه طول شرقی و ۳۶ درجه و ۱۳ دقیقه و ۱۰ ثانیه عرض شمالی رخ داده است. مکانیسم این لغزش دورانی می‌باشد که دارای ۱۸۰ متر ارتفاع و بیش از ۴۰۰ متر در کناره جاده طول دارد. اطراف بدنه اصلی لغزش چندین لغزش فرعی به سمت مرکز دیده می‌شود. ضخامت در دو طرف دامنه به طور ناگهانی افزایش می‌یابد که نتیجه عبور پهنه گسلی از آنجا می‌باشد.

با توجه به توضیحات و طبقه بندی‌های ارائه شده زمین لغزش مورد نظر یک زمین لغزش چرخشی فعال می‌باشد. دیواره‌های زمین لغزش مورد نظر، از ارتفاع قابل توجهی خاک تشکیل شده است و دیواره‌های بعد از آن در هر دو طرف لغزش در ترانشه جاده کاملاً سنگی بوده و یک لایه نازک از خاک روی آن را پوشانده است. باتوجه به این که این لغزش از نوع خاکی می‌باشد علت اصلی تشکیل خاک، عبور پهنه گسلی از این منطقه می‌باشد و این پهنه خرد شده حاصل از فعالیت گسل‌ها می‌باشد. باتوجه به گسل عبوری از کنار این لغزش می‌توان اذعان نمود عبور این گسل، باعث شیب‌دار شدن دامنه و فراهم کردن زمینه لغزش شده است. باتوجه به موارد بیان شده فعالیت تکتونیکی با خورد کردن منطقه و ایجاد شیب و لرزش باعث رخداد لغزش مورد نظر شده است.

نتیجه تحقیق و بررسی در منطقه مورد مطالعه علاوه بر نتایج بیان شده، در دو نقشه زمین‌شناسی (شکل ۴-۵) و نقشه ساختاری منطقه (شکل ۵-۵) آورده شده است. در تهیه نقشه ساختاری، برای مشخص کردن طول گسل‌ها از تصاویر ماهواره‌ای و نرم افزار ژئوماتیکا که خروجی آن خطواره‌های منطقه مورد نظر است استفاده کرده و با توجه به مخنصات گسل‌ها و تطابق آن با خطواره، طول احتمالی گسل‌ها را پیدا کرده و با توجه به مقیاس در نقشه آوردیم.



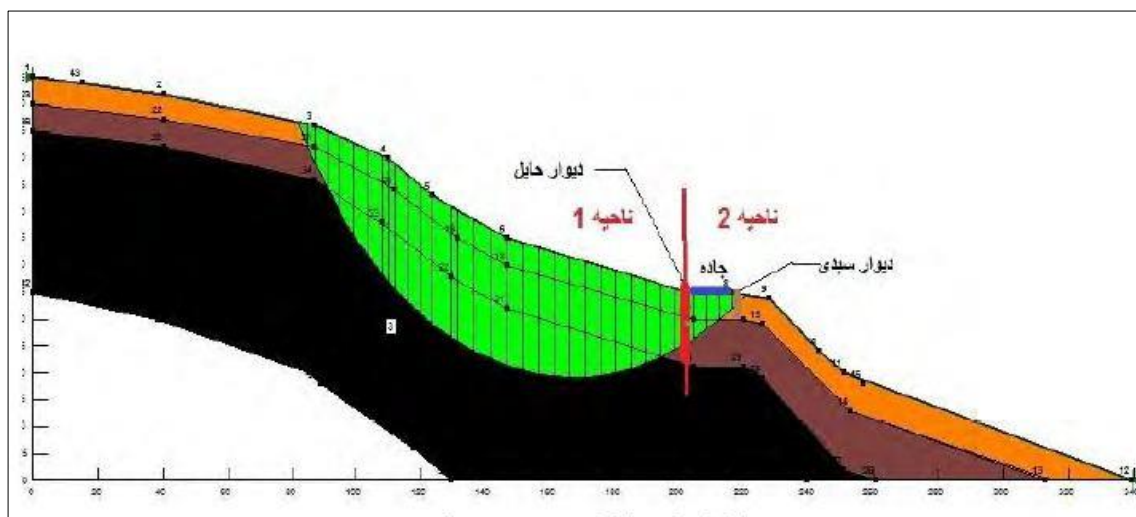
شکل ۵-۴ - نقشه زمین شناسی تهیه شده از منطقه مورد مطالعه با توجه به نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ نقشه کیاسر (اکبرپور وسعیدی، ۱۳۷۵).



شکل ۵ - ۵ - نقشه ساختاری تهیه شده از منطقه مورد مطالعه

۵-۴- پیشنهادات

۱- با توجه به اهمیت محور ارتباطی جاده دامغان به ساری، پس مطالعه های انجام شده از عوامل موثر بر تشکیل آن به عوارض ساختاری اشاره کردیم. این عوارض طبیعی بوده مانند زلزله در نتیجه برای کنترل پیشرفت زمین لغزش و جلوگیری از خسارات وارده باید از راهکارهای ایمنی استفاده کرد. همانطور که در شکل ۵-۶ مشاهده می کنید می توان محدوده لغزش و جاده را به دو قسمت مجزا تقسیم کرد و برای هر ناحیه روشی مجزا بکار برد که منطقه ای پایدار را در پی خواهند داشت. در ناحیه ۱ که درست قبل از جاده قرار دارد عمق معینی از توده لغزشی وجود دارد که می توان با طراحی و احداث دیوار حایل همراه با زهکش مانع حرکت این ناحیه از توده شد. دیوار سبیدی یا گابیون معمولاً از توری سیمی بافته شده و داخل آن با سنگ شکسته و مصالح رودخانه ای به قطر ۱۳ الی ۱۶ سانتی متر پر می شود. از این دیوار می توان در پای دامنه ناحیه ۲ منطقه مورد مطالعه به منظور افزودن به نیروهای مقاوم و پیشگیری از لغزش و کنترل قطعات ریزشی استفاده کرد.



شکل ۵-۶- شماتیک تقسیم بندی زمین لغزش به ۲ ناحیه (۱ و ۲).



پوستہ



ID	Dip	Dip Direction
1	07	318
2	08	320
3	10	319
4	11	320
5	06	318
6	07	317
7	45	124
8	48	130
9	44	132
10	42	135
11	46	125

پیوست ۳- داده‌های برداشت شده از
Fo3

ID	Dip	Dip Direction
1	32	140
2	29	134
3	28	135
4	30	141
5	29	136
6	28	348
7	24	345
8	25	342
9	25	345
10	26	346

پیوست ۲- داده‌های برداشت شده از
Fo2

ID	Dip	Dip Direction
1	15	230
2	15	236
3	16	237
4	14	233
5	60	25
6	61	26
7	58	25
8	57	24
9	18	229
10	20	232
11	18	230
12	62	28
13	59	27

پیوست ۱- داده‌های برداشت شده از
Fo1

ID	Dip	Dip Direction
1	20	103
2	22	105
3	23	102
4	19	106
5	24	105
6	22	107
7	10	245
8	13	248
9	16	244
10	14	243
11	15	244
12	12	247

پیوست ۶- داده‌های برداشت شده از
Fo6

ID	Dip	Dip Direction
1	60	230
2	59	233
3	59	235
4	61	232
5	62	236
6	58	234
7	57	233
8	60	025
9	61	026
10	58	025
11	57	024
12	62	028
13	59	027

پیوست ۵- داده‌های برداشت شده از
Fo5

ID	Dip	Dip Direction
1	28	348
2	24	345
3	25	342
4	25	345
5	26	346
6	45	124
7	48	130
8	44	132
9	42	135
10	45	125

پیوست ۴- داده‌های برداشت شده از
Fo4

ID	Dip	Dip Direction
1	13	261
2	18	276
3	13	269
4	15	271
5	20	268
6	17	273
7	15	275
8	19	262
9	17	042
10	18	043
11	15	037
12	21	033
13	17	044
14	15	040
15	19	041
16	22	045

پیوست ۹- داده‌های برداشت شده از
Fo9

ID	Dip	Dip Direction
1	54	208
2	50	199
3	50	199
4	49	198
5	51	199
6	52	200
7	50	197
8	40	37
9	35	40
10	46	35
11	38	42
12	43	39
13	36	40

پیوست ۸- داده‌های برداشت شده از
Fo8

ID	Dip	Dip Direction
1	13	136
2	17	138
3	20	145
4	18	135
5	23	140
6	17	139
7	19	142
8	31	18
9	69	22
10	75	50
11	40	37
12	59	21
13	63	40

پیوست ۷- داده‌های برداشت شده از
Fo7

ID	Dip	Dip Direction
1	30	130
2	38	134
3	35	138
4	37	136
5	34	135
6	44	290
7	43	293
8	40	295
9	41	293
10	43	295

پیوست ۱۲- داده‌های برداشت شده از

Fo12

ID	Dip	Dip Direction
4	43	373
5	46	374
6	44	375
7	43	370
8	40	371
9	41	236
10	43	237
11	46	237
12	42	229
13	45	215
14	44	235
15	43	233
16	40	234

پیوست ۱۱- داده‌های برداشت شده از

Fo11

ID	Dip	Dip Direction
1	15	349
2	15	356
3	11	347
4	13	342
5	11	348
6	12	353
7	16	354
8	14	345
9	12	350
10	15	351
11	22	236
12	17	237
13	20	237
14	11	229
15	13	215
16	15	235
17	14	233
18	21	234
19	18	219
20	16	215

پیوست ۱۰- داده‌های برداشت شده از

Fo10

ID	Dip	Dip Direction
1	10	138
2	15	142
3	13	140
4	17	137
5	13	142
6	75	38
7	70	45
8	78	39
9	76	33
10	73	40

پیوست ۱۵- داده‌های برداشت شده از

Fo15

ID	Dip	Dip Direction
1	18	365
2	17	364
3	21	368
4	16	370
5	18	364
6	25	169
7	29	171
8	28	173
9	26	168
10	30	170

پیوست ۱۴- داده‌های برداشت شده از

Fo14

ID	Dip	Dip Direction
1	37	112
2	35	115
3	39	110
4	32	121
5	38	113
6	39	116
7	45	315
8	47	300
9	43	298
10	42	311
11	46	308

پیوست ۱۳- داده‌های برداشت شده از

Fo13

ID	Dip	Dip Direction
1	30	103
2	32	105
3	36	100
4	31	101
5	30	102
6	10	245
7	12	244
8	15	240
9	10	244
10	11	243

پیوست ۱۸- داده‌های برداشت شده از

Fo18

ID	Dip	Dip Direction
1	35	080
2	37	086
3	33	083
4	35	085
5	32	083
6	56	329
7	53	330
8	55	332
9	52	329
10	56	332

پیوست ۱۷- داده‌های برداشت شده از

Fo17

ID	Dip	Dip Direction
1	65	70
2	68	73
3	66	71
4	65	74
5	69	73
6	60	305
7	63	304
8	59	303
9	61	300
10	60	302

پیوست ۱۶- داده‌های برداشت شده از

Fo16

ID	Dip	Dip Direction
1	24	110
2	22	123
3	20	118
4	21	115
5	27	120
6	26	275
7	25	269
8	20	273
9	21	270
10	25	267

پیوست ۲۰- داده‌های برداشت شده از
Fo20

ID	Dip	Dip Direction
1	30	103
2	32	105
3	36	100
4	31	101
5	30	102
6	10	245
7	12	244
8	15	240
9	10	244
10	11	243

پیوست ۱۹- داده‌های برداشت شده
از Fo19



منابع



منابع

- الماسپور، ف.، ۱۳۸۴ پهنه بندی خطر زمین لغزش با استفاده از GIS داده‌های ماهواره ای (منطقه مورد مطالعه: حوضه قزلچه اهرچای)، مجموعه مقالات کنفرانس بین‌المللی مخاطرات زمین، بلایبای طبیعی و راهکارهای مقابله با آنها، سال ۱۳۸۴، صفحات ۱۴۹ تا ۱
- حافظی، ن.، مهدی‌زاده، ح.، ۱۳۷۵، پهنه‌بندی خطر لغزش در منطقه اولنگ، طرح پژوهشی دانشگاه شاهرود
- حائری، م.، سمیعی، ا.، ۱۳۷۶، روش جدید پهنه‌بندی مناطق شییدار در برابر خطر لغزش زمین با تکیه بر بررسی‌های پهنه‌بندی استان مازندران، فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین، سال ۹۶ شماره ۲۳، صفحات ۱۶ تا ۲
- شادفر، ص.، یمانی، م.، نمکی، م.، ۱۳۸۴، پهنه بندی خطر زمین لغزش با استفاده از مدل- های ارزش اطلاعاتی، تراکم سطح و LNRF، در حوضه چاکرود، نشریه علمی و پژوهشی آب و آبخیز، شماره ۳ تابستان ۱۳۸۴، صفحات ۶۲ تا ۶
- غومیان، ج.، عقدا، ف.، عطایی، ا.، هادوی، م.، نوروزی، ع.، ۱۳۸۴، پهنه بندی خطر وقوع زمین لغزش با استفاده از روش تصمیم گیری چند مشخصه فازی، پژوهش و سازندگی شماره ۶۵ و ۶۷
- سعیدی، ع.، اکبرپور، م.، ۱۳۸۷، نقشه زمین‌شناسی کیاسر به مقیاس ۴:۴۸۸۸۸۸ سازمان زمین‌شناسی کشور
- صیادی، م.، هنردوست، ف.، ۱۳۸۴، پهنه بندی خطر زمین لغزش به روش حائری- سمیعی. همایش ملی فرسایش و رسوب ایران

- حسینی، ع.، ساریخانی، ن.، ۱۳۷۶. بررسی پدیده زمین‌لغزه در جاده های جنگلی کوهستانی.، مجموعه مقالات دومین سمینار زمین‌لغزه و کاهش خسارت‌های آن.، تهران، اردیبهشت ۱۳۷۶.، صفحات ۱۱۳ تا ۱۱
- طلایی‌دولق، ر.، غیومیان، ح.، ۱۳۸۱.، شناخت و بررسی عوامل موثر در لغزش خیزی جنوب-غرب خلخال.، مجموعه مقالات دومین کنفرانس زمین‌شناسی مهندسی و محیط‌زیست ایران.، دانشگاه تربیت مدرس تهران.، صفحات ۱۲۹ تا ۱۴۱
- شهریاری س.، موسوی حرمی ر.، و رحیمی ب.، ۱۳۸۲. "تکوین و تکامل ساختاری البرز و ۴- تحولات رسوب گذاری مرتبط با آن"، فصلنامه علوم دانشگاه تربیت معلم، شماره ۳. ۱۶۲
- رحیمی ب.، ۱۳۸۱.، پایان‌نامه دکتري: "مطالعات ساختاری رشته کوه البرز در شمال دامغان"، دانشگاه شهید بهشتی.
- آقاباتى س.ع.، و حامدى ا.، ۱۳۷۳.، نقشه زمین شناسی سمنان به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آقاباتى س.ع.، ۱۳۸۳.، "زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۴۵۵ ص ۱۳
- کمک پناه، علی. ۱۳۷۱.، پهنه بندی زمین‌لغزش در ایران و مروری بر زمین‌لغزش های ایران، انتشارات موسسه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.
- شعاعی، ضیاءالدین. ۱۳۹۵.، زمین‌لغزش ها شناخت، ارزیابی و کنترل، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- ناجی، سعیده. ۱۳۸۵.، پهنه‌بندی خطر لغزش در محور ساری- کیاسر
- غربی، محمد. ۱۳۹۲.، تحلیل خمیدگی‌های ساختاری و مدل جنبشی گسل‌ها در ناحیه تلمادره

▪ رمضانی، ر.، سعیدیان، م.، حافظی مقدس، ن. ۱۳۹۳.، ارزیابی خطر گلشش و رده بندی

گسل‌های فعال اطراف سد شهید رجایی ساری بر اساس میزان فعالیت، نشریه زمین‌شناسی

مهندسی، جلدنهم، شماره ۱ بهار ۹۴

▪ نعمتی، م. ۱۳۹۰.، ناپیوستگی‌های پوسته، لرزه زمین‌ساخت و ویژگی‌های لرزه‌ای البرز خاوری

و میانی، ایران، بررسی ساختار رزگون برا هندسه رزفی گسل‌ها ژرنال زمین‌فیزیکی سال ۲۰۰۲

انتشار ۳۸، شماره ۲

- ✓ **Alavi M., (1996)**, “Tectonostratigraphy synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran”, Journal of Geodynamic, Vol 21
- ✓ **Allen M.B., Ghassemi M.R., Shahrabi M., and Qorashi M., (2003)** “Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran”, Journal of Structural Geology, Vol 25, PP 627-659
- ✓ **Anderson E.M., (1951)**, “The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain”, Oliver and Boyd, Edinburgh, P 206 Jackson J, Priestly K, Allen M. and Berberian M., (2002), “Active tectonic of the South Caspian Basin”, Journal of Geophysical International, Vol 148.,
- ✓ **Tatar M., (2001)**, “Etude seismotectonique de deux zones de collision continental: Le Zagros Central et l' Alborz (Iran)”, PhD. Thesis, University de Joseph Fourier.
- ✓ **Harland W. B., (1971)**, “Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen Geology Magazine, Vol 108. PP 27- 42
- ✓ **Asserto R., (1966)**, “The Jurassic Shemshak formation in central Elburz (Iran) Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, Vol 72, PP 1133-1182
- ✓ **Vernant Ph., 2004** Nilforoushan F., Hatzfeld D., Abbassi M.R., Vigny C., Masson F Nankali H., Martinod J., Ashtiani A., Bayer R, Tavakoli F.,

- Chery J., (2004) East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman”, Journal of Geophysical International, Vol 157, PP 383-98
- ✓ **Sengor A. M. C. (1988)** Altiner D., Cin A., Ustamoglu T., and Hsu K. J. “Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East”, **Fleuty M.J, (1964)**, “The description of fold, Proceedings of the Geologist Association”, Vol 35, PP 461-492
 - ✓ **Rockfall, 2018** “World of Earth Science. . Encyclopedia.com. (July 10, 2018). <http://www.encyclopedia.com/science/encyclopedias-almanacs-transcripts-and-maps/rockfall>
 - ✓ **Varnes, D.J., 1984**, Landslide hazard zonation. IAEG Commission on landslides and other mass movement on slopes, United Nations Economic Series, No.3, 63 pp.
 - ✓ **Harrison, J. V., N. L. Falcon, P. B., Mailing 1935**. The geology of Lorestan from a reconnaissance NICO report No. 490.
 - ✓ **Casto, I. 1977**, Landslide at Tuve and the complex origin of clays in south-western. Reports of the Alma-Ata international seminar, October 1981. GKN5T Mosco, pp. 279-289
 - ✓ **Lumb, S.P. 1975.**, Spatial variability of soil. In Proc., International conference on Application of statistics and probability in soil engineering, Vol. 2, pp. 397-421
 - ✓ **Tructural Kozlova, T.V.; 1996.** " Structural – tectonic and lithogenetic features of rock massifs as factors of landslide processes". pp.245 -249
 - ✓ **Boulton, C., D. E. Moore, D. A. Lockner, V. G. Toy, J. Townend, and R. Sutherland (2014)**, Frictional properties of exhumed fault gouges

- ✓ **Vail P. R., Mitchum R. M. and Thompson III. S., (1977)**, “Seismic stratigraphy and global changes of sea level”, part 4. In: Global cycles of relative changes of sea level. AAPG Mem. Vol 26, PP 83-97
- ✓ **M.G. Audley charl. 2005**, Origin and Assembly of the Tethyside Orogenic collage at the expense of Gondwana Land, in: Gondwana and Tethys and Hahham), Society Geology London, Spicial paper 37, PP 119-181....
- ✓ **DFDP-1 cores 2013**, Alpine fault, New Zealand, Geophys. Res. Lett., 41, 356–362, doi:10.1002/GL058236

Abstract:

The study area is part of the Alborz Zone from Telmadrah to Kayasar from the province of Mazandaran. In order to determine the structural characteristics and its relation to the slope stability, as well as to determine the location of the landslide and effective tectonic factors in the occurrence of the area. Stratigraphic studies confirm the existence of Paleozoic, Mesozoic, and Cenozoic rock units with a general north-east-southwest direction. The geomorphology of the area is mainly affected by structural factors (folds and faults) and the genus of rock units. The studied folds, according to the classification Fluty (1964), are based on the angle between the two edges, are mostly open, gentle and more restricted in the closed category. According to another classification (Fluty, 1964), in the study of the position of the folding geometry based on the axial slope and the hinged line, the region's folds are mainly in the SubHorizontal,Upright and some in the Recumbent.SubHorizontal ridge. Main faults with north-east-southwest direction such as langar fault which have a left inverse mechanism. The sub faults studied are reversed, normal, and slipped, and different barons that may indicate a phantom change locally in this range. Then, check the landslide that is rotational. This landslide is an active landslide due to continuous movements and the destruction of roadside gabions. The site is located along the main road of Damghan-Kayasar in the Mubarak Formation and northwestern direction. The fault zone at the slipping point firstly created the valley and thus sloped the range, as well as crushing the Mubarak resistant layers and helping to increase the field erosion for the slope instability. The studied area is seismically (due to the main faults of Kharz and north of Alborz and ... around the region), is also an active region, and numerous vibrations can be very effective in increasing the slope instability.

Key words: Tectonic, Landslide, Kiasar, Geometric Properties.



Faculty of Earth Science

M.Sc. Thesis in Tectonic

**Evaluating the structural geology of kiyasar area and
its role in the occurrence of slop
instability(in case study)**

By:

Motahareh khanlary

Supervisor:

Dr Ramazan RamazaniOmali

Advisor:

Dr Azizollah Taheri

Janury 2018

