

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد تکنونیک

بررسی و تحلیل هندسی شکستگی ها در سازند میلا در برش دهملا، البرز شرقی

نگارنده: فاطمه احمدمهدی

اساتید راهنما:

آقای دکتر رمضان رمضانی اومالی

آقای دکتر مهدی جعفرزاده

مهرماه ۱۴۰۰



مدیریت تحصیلات تکمیلی

باسمه تعالی

فرمهای ارزشیابی پایان نامه کارشناسی ارشد
مربوط به ورودی‌های ۹۴ به بعد

شماره: ۳۴۲/۹۷

تاریخ: ۹۷/۲/۲۲

ویرایش:

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

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم فاطمه احمدمهدی با شماره دانشجویی ۹۵۳۳۷۳۴ رشته زمین شناسی گرایش تکتونیک تحت عنوان: بررسی و تحلیل هندسی شکستگی‌ها در سازند میلادر برش دهملا البرز شرقی که در تاریخ ۱۴۰۰/۰۷/۲۸ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار شد به شرح ذیل اعلام می‌گردد:

الف) درجه عالی: نمره ۱۹-۲۰ ☐ ب) درجه خیلی خوب: نمره ۱۸-۱۷/۹۹ ☐ ج) درجه خوب: نمره ۱۶-۱۷/۹۹ ☒ د) درجه متوسط: نمره ۱۵-۱۴/۹۹ ☐ ه) کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول و نیاز به دفاع مجدد دارد ☐ نوع تحقیق: نظری ☐ عملی ☐			
عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر رمضان رمضانی اومالی	دانشیار	
۲- استاد راهنمای دوم	دکتر مهدی جعفرزاده	استادیار	
۳- استاد مشاور			
۴- استاد داور اول	دکتر پرویز امید	استادیار	
۵- استاد داور دوم	دکتر عزیز الله طاهری	استاد	
۶- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر علی اکبر مومنی	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده:

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:



به پاس تعبیر عظیم و انسانی شان از کلمه ایشا و از خودگذشتگی

به پاس عاطفه سرشار و کرمای امید بخش وجودشان که در این سردترین روزگار ان بهترین پشتیبان است

به پاس قلب های بزرگشان که فریاد رس است و سرکردانی و ترس در پناہشان به شجاعت می گراید

و به پاس محبت های بی دریغشان که هرگز فروکش نمی کند

این مجموعه تقدیم به وجود

پدر و مادر عزیزم

خواهر و برادر مهربانم

دوست عزیزم خانم فاطمه شاطری

و نوید و حید عزیز... روح شاد

حمد و سپاس بیکران پروردگار میتاراکه، هستی مان بخشید و به طریق علم و دانش، نمونه‌مان شد و به هم نشینی رهبران علم و دانش مفتخرمان نمود.
این تحقیق ثمره راهنمایی‌های اساتید بزرگوار جناب آقای دکتر رمضان رمضان‌آقایی و آقای دکتر مهدی جعفرزاده بوده که در انجام این پژوهش یاری ام نموده‌اند، از ایشان به خاطر این زحمات صمیمانه قدردانی میکنم.

همچنین مراتب تقدیر از اساتید داور جناب آقای دکتر پرویز امیدی و آقای دکتر عزیزالله طاهری که قبول زحمت نمودند و داور این پایان نامه را بر عهده گرفتند، کمال تشکر را دارم. حضور ناینده محترم تحصیلات تکمیلی جناب آقای دکتر علی اکبر مومنی را ارج نهاده و سپاس می‌گویم.

و قدردانی از خانواد عزیزم که قلم از وصف مهر و محبت آنها ناتوان است...

بر خود لازم میدانم تا از راهنمایی و حمایت‌های بی‌دریغ جناب آقای دکتر کاوسی رئیس اداره چینه و رسوب شناسی مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران و جناب آقای دکتر غفوری رئیس اداره بخش اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، به پاس زحمات بی‌شائبه‌شان در طی انجام این پژوهش، تشکر و قدردانی داشته باشم.

از تمامی پرسنل محترم دانشکده علوم زمین به ویژه آقای مهندس میرباقری به پاس هم‌کاری‌های بی‌دریغ‌شان تشکر مینمایم.
سپاس فراوان بدیه به دوستان عزیزم خانم فاطمه شاطری و خانم مهندس حسینی به پاس همدلی و همراهی‌های بی‌دریغ‌شان...

فاطمه احمد مهدی، پائیز ۱۴۰۰

تعهد نامه

اینجانب **فاطمه احمد مهدی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته **تکتونیک** دانشکده زمین شناسی دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه "**بررسی و تحلیل هندسی شکستگی ها در سازند میلا در برش دهملا، البرز شرقی**" تحت راهنمایی **آقای دکتر رمضان رضانی اومالی و آقای دکتر مهدی جعفرزاده** متعهد می شوم:

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود 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 بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.



تاریخ ۱۴۰۰/۰۷/۲۸

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه 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 دهملا در بخش جنوبی البرز شرقی و در شمال جاده شاهرود-دامغان واقع شده است. ناحیه مورد بررسی از نظر ساختاری بخشی از رشته کوه‌های البرز در پهنه کوهزایی آلپ-همالیا است. واحدهای سنگی مختلف رسوبی با امتداد شرقی-غربی سازندهای مشخصی را در ناحیه دهملا ایجاد کرده‌اند که شامل سازندهای دوران پالئوزوئیک (سازندهای سلطانیه، باروت، زاگون، لالون، میلا، جیروود)، مزوزوئیک (سازندهای شمشک، دلیچای و لار) و رسوبات کواترنری می‌باشد. سازند میلا موضوع اصلی این تحقیق می‌باشد. این سازند معرف سنگ‌های کامبرین-اردوئین زیرین البرز است که شامل ۵ عضو است. عضو ۱ این سازند در منطقه دهملا شامل ۶۷ متر دولومیت‌های خاکستری رنگ توده‌ای تا ضخیم لایه همراه با ندول‌های چرتی و استروماتولیت‌های مسطح می‌باشد. عضو ۲ این سازند شامل ۹۵ متر آهک نازک تا متوسط لایه، آهک درشت بلور خاکستری و دولومیت‌های زردرنگ ضخیم لایه استروماتولیتی است. عضو ۳ سازند میلا دارای ۵۵ متر توالی ماسه‌سنگ، سنگ آهک و گاهی میان لایه‌های گل‌سنگ می‌باشد. ضخامت عضو ۴ سازند میلا ۲۳۱ متر است که در قسمت قاعده تناوبی از شیل سبز رنگ و آهک نازک تا متوسط لایه است. این عضو با یک افق قرمز رنگ به عضو ۵ این سازند می‌رسد که شامل ۱۲۱ متر لایه‌های ماسه‌سنگ با بین لایه شیل می‌باشد.

به لحاظ ساختاری گسل‌های منطقه شامل دو دسته گسل با دو روند متفاوت هستند. دسته اول گسل-هایی هستند که از روند ساختاری منطقه تبعیت کرده و دارای روند شمال شرقی-جنوب غربی می‌باشند. این گسل‌ها شامل گسل‌های F_1 ، F_3 ، F_4 ، F_5 و F_7 می‌باشند و گسل‌های عرضی منطقه که با روند شمال غربی-جنوب شرقی در منطقه شناسایی شدند، گسل‌های F_2 و F_6 با سازوکار امتدادلغز راست بر هستند. گسل‌های F_3 و F_5 ، گسل‌هایی با سازوکار معکوس می‌باشند.

با توجه به نمودار گل سرخی امتدادی ترسیم شده برای شکستگی‌های منطقه، ۳ سری شکستگی معرفی شده است. این شکستگی‌ها شامل شکستگی (J_1) با موقعیت میانگین ۶۵/۱۵۵، شکستگی (J_2) با موقعیت

میانگین ۷۰/۱۷۵ و شکستگی (J_3) با موقعیت میانگین ۷۲/۰۷۵ می باشند. دسته شکستگی های J_1 و J_2 دارای بیشترین درصد از شکستگی را شامل می شوند. این شکستگی ها در رده شکستگی های همسو با گسل جای دارند. شکستگی های J_3 با گسل F_7 زاویه ۷۵ درجه می سازند که در رده شکستگی های R' قرار می گیرند. این شکستگی ها جز شکستگی های ناهمسو با گسل F_7 می باشد.

کلمات کلیدی: دهملا، البرز شرقی، شکستگی، سازند میلا.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات	۱
۱-۱) مقدمه	۲
۲-۱) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی	۳
۳-۱) اهداف تحقیق	۵
۴-۱) سابقه موضوع	۵
۵-۱) ضرورت انجام تحقیق	۶
۶-۱) روش انجام تحقیق	۶
فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی	۹
۱-۲) مقدمه	۱۰
۲-۲) تکویم زمین‌ساختی پهنه ساختاری البرز	۱۰
۳-۲) ریخت زمین‌ساخت منطقه	۱۳
۴-۲) چینه‌شناسی	۱۵
۱-۴-۲) واحدهای سنگی پالئوزوئیک	۱۶
۱-۴-۲-۱) سازند سلطانیه	۱۶
۱-۴-۲-۲) سازند باروت	۱۷
۱-۴-۲-۳) سازند زاگون	۱۸
۱-۴-۲-۴) سازند لالون	۲۰
۱-۴-۲-۵) سازند میلا	۲۱
۱-۴-۲-۶) سازند لشکرک	۲۳
۱-۴-۲-۷) سازند جیروود	۲۳
۲-۴-۲) واحدهای سنگی مزوزوئیک	۲۵
۱-۲-۴-۲) سازند شمشک	۲۵
۲-۲-۴-۲) سازند دلچای	۲۶

۲۷.....	سازند لار (۳-۲-۴-۲)
۲۸.....	سازندهای سنوزوئیک (۳-۴-۲)
۲۸.....	رسوبات کواترنری (۱-۳-۴-۲)
۳۱.....	فصل سوم: چین‌شناسی سازند میلا
۳۲.....	مقدمه (۱-۳)
۳۲.....	مطالعات چین‌شناسی و رسوب‌شناسی قبلی بر روی سازند میلا (۲-۳)
۳۶.....	تاریخچه تکتونیک و رسوبگذاری گروه میلا در البرز (۳-۳)
۳۹.....	معرفی سازند میلا در برش الگو (۴-۳)
۴۱.....	سازند میلا در منطقه (۵-۳)
۴۱.....	مطالعات صحرایی بر روی سازند میلا (۱-۵-۳)
۴۲.....	مطالعات آزمایشگاهی بر روی سازند میلا (۲-۵-۳)
۴۲.....	نهشته‌های تخریبی کوارتزیت قاعده‌ای گروه میلا (سازند فشم) (۳-۵-۳)
۴۴.....	توصیف چین‌نگاری عضو ۱ میلا (۴-۵-۳)
۴۵.....	ساخت‌های رسوبی و فسیل‌ها در عضو ۱ میلا (۱-۴-۵-۳)
۴۹.....	محیط رسوبی عضو ۱ میلا (۲-۴-۵-۳)
۴۹.....	توصیف چین‌نگاری عضو ۲ میلا (۵-۵-۳)
۵۱.....	ساخت‌های رسوبی و فسیل‌ها در عضو ۲ میلا (۱-۵-۵-۳)
۵۶.....	محیط رسوبی عضو ۲ میلا (۲-۵-۵-۳)
۵۷.....	توصیف چین‌نگاری عضو ۳ میلا (۶-۵-۳)
۵۹.....	ساخت‌های رسوبی و فسیل‌ها در عضو ۳ میلا (۱-۶-۵-۳)
۶۰.....	محیط رسوبی عضو ۳ میلا (۲-۶-۵-۳)
۶۱.....	توصیف چین‌نگاری عضو ۴ میلا (۷-۵-۳)
۶۲.....	ساخت‌های رسوبی و فسیل‌ها در عضو ۴ میلا (۱-۷-۵-۳)
۶۹.....	محیط رسوبی عضو ۴ میلا (۲-۷-۵-۳)

۷۰.....	۳-۵-۸) توصیف چین‌نگاری عضو ۵ میلا.....
۷۲.....	۳-۵-۸-۱) ساخت‌های رسوبی و فسیل‌ها در عضو ۵ میلا.....
۷۳.....	۳-۵-۸-۲) محیط رسوبی عضو ۵ میلا.....
۷۴.....	۳-۵-۸-۳) مرز بالایی سازند میلا در برش دهملا
۷۵.....	فصل چهارم: زمین‌شناسی ساختاری.....
۷۶.....	۴-۱) مقدمه.....
۷۶.....	۴-۲) انواع شکستگی‌ها.....
۷۹.....	۴-۳) شناسایی انواع شکستگی‌ها
۸۰.....	۴-۴) ارتباط درزه‌ها با لایه‌بندی.....
۸۰.....	۴-۵) ارتباط شکستگی‌ها با پدیده‌های ساختاری.....
۸۱.....	۴-۵-۱) ایجاد شکستگی‌های همراه با چین خوردگی.....
۸۳.....	۴-۵-۲) سیستم شکستگی وابسته به گسلش.....
۸۷.....	۴-۶) گسل‌ها.....
۹۱.....	۴-۶-۱) گسل F1.....
۹۳.....	۴-۶-۲) گسل F2.....
۹۴.....	۴-۶-۳) گسل F3.....
۹۶.....	۴-۶-۴) گسل F4.....
۱۰۰.....	۴-۶-۵) گسل F5.....
۱۰۲.....	۴-۶-۶) گسل F6.....
۱۰۳.....	۴-۶-۷) گسل F7.....
۱۰۶.....	۴-۷) بررسی شکستگی‌ها (درزه‌ها) در منطقه.....
۱۰۶.....	۴-۷-۱) ایستگاه S1.....
۱۰۷.....	۴-۷-۲) ایستگاه S2.....
۱۰۹.....	۴-۷-۳) ایستگاه S3.....

۱۰۹.....	ایستگاه S4 (۴-۷-۴)
۱۱۰.....	ایستگاه S5 (۵-۷-۴)
۱۱۱.....	الگوی پراکنش شکستگی‌ها (۸-۴)
۱۱۳.....	فصل پنجم: نتیجه گیری
۱۲۱.....	منابع

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه..... ۴
- شکل ۱-۲) موقعیت البرز در پهنه برخوردی عربی- اوراسیا ۱۰
- شکل ۲-۲) تغییر جهت فشارش شمال-جنوبی در میوسن میوسن در پهنه البرز ۱۳
- شکل ۳-۲) تصویر سه بعدی SRTM از محدوده مطالعاتی جهت نمایش ریخت زمین ساخت منطقه..... ۱۵
- شکل ۴-۲) نمایی از سازند سلطانیه در برش دهملا..... ۱۷
- شکل ۵-۲) نمایی از سازند سلطانیه و باروت..... ۱۸
- شکل ۶-۲) نمایی از دولومیت‌های دارای ساخت لامیناسیون در سازند باروت..... ۱۸
- شکل ۷-۲) نمایی از سازند باروت و زاگون در برش دهملا..... ۱۹
- شکل ۸-۲) نمایی از سیلتستون‌های قرمز رنگ در سازند زاگون ۲۰
- شکل ۹-۲) نمایی از سازند لالون، تاپ کوارتزیت و عضو ۱ سازند میلا..... ۲۰
- شکل ۱۰-۲) ساخت رسوبی ریپین مارک‌های نامتقارن در ماسه سنگ‌های سازند لالون..... ۲۱
- شکل ۱۱-۲) نمایی کلی از پنج عضو سازند میلا..... ۲۲
- شکل ۱۲-۲) نمایی کلی از سازندهای پالئوزوئیک در منطقه دهملا ۲۳
- شکل ۱۳-۲) نمایی از سازند جیروود در منطقه دهملا..... ۲۴
- شکل ۱۴-۲) مرز بین سازند جیروود و سازند شمشک..... ۲۴
- شکل ۱۵-۲) ستون چینه شناسی مربوط به سازندهای پالئوزوئیک منطقه دهملا ۲۵
- شکل ۱۶-۲) نمایی از سازند شمشک در برش دهملا..... ۲۶
- شکل ۱۷-۲) رخنمون واحدهای لار، دلیچای و شمشک..... ۲۷
- شکل ۱۸-۲) ستون چینه شناسی مربوط به سازندهای مزوزوئیک..... ۲۸
- شکل ۱۹-۲) رسوبات کواترنری در برش دهملا..... ۲۹
- شکل ۲۰-۲) نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه مطالعاتی ۳۰
- شکل ۱-۳) الگوی جدید لیتواستراتیگرافی کامبرین ایران و تکوین آن..... ۳۶
- شکل ۲-۳) موقعیت صفحه ایران شامل البرز و ایران مرکزی در زمان پالئوزوئیک زیرین..... ۳۷

- شکل ۳-۳) جغرافیای دیرینه ایران در اردویسین همراه با زایش تتیس کهن..... ۳۸
- شکل ۳-۴) برش الگوی سازند میلا و عضوهای مختلف آن ۴۰
- شکل ۳-۵) نیمرخ توپوگرافی از سازندهای منطقه دهملای گسترش سازند میلا در البرز..... ۴۱
- شکل ۳-۶) مرز تاپ کوارتزیت و سازند لالون در منطقه..... ۴۳
- شکل ۳-۷) نمای کلی از تاپ کوارتزیت در منطقه ۴۳
- شکل ۳-۸) نمای نزدیک از ماسه سنگ توده‌ای در منطقه دهملای ۴۳
- شکل ۳-۹) مقطع میکروسکوپی مربوط به سنگ‌های تاپ کوارتزیت در برش دهملای ۴۴
- شکل ۳-۱۰) لایه‌بندی در عضو ۱ میلا..... ۴۵
- شکل ۳-۱۱) استروماتولیت‌های گنبدی در عضو ۱ میلا..... ۴۶
- شکل ۳-۱۲) دولومیت‌های توده‌ای همراه با چرت در عضو ۱ سازند میلا..... ۴۶
- شکل ۳-۱۳) لامیناسیون موازی در عضو ۱ میلا..... ۴۷
- شکل ۳-۱۴) تصاویر میکروسکوپی از دولومیت‌های عضو ۱ سازند میلا در دهملای ۴۸
- شکل ۳-۱۵) تصاویر میکروسکوپی از دولومیت‌های استروماتولیتی و چرت دار در عضو ۱ میلا ۴۸
- شکل ۳-۱۶) نمای کلی از عضو ۱ و ۲ میلا..... ۵۰
- شکل ۳-۱۷) تصاویر صحرایی از عضو ۲ سازند میلا..... ۵۱
- شکل ۳-۱۸) نمونه ای از ایکنوفسیل در آهک‌های عضو ۲ میلا..... ۵۲
- شکل ۳-۱۹) قالب دروغین نمک در عضو ۲ میلا..... ۵۲
- شکل ۳-۲۰) سین آرسیس در عضو ۲ میلا..... ۵۳
- شکل ۳-۲۱) استروماتولیت در عضو ۲ میلا..... ۵۳
- شکل ۳-۲۲) ساختمان فلاسر در عضو ۲ سازند میلا ۵۴
- شکل ۳-۲۳) لایه‌های توفانی و سطح فرسایشی در عضو ۲ سازند میلا..... ۵۴
- شکل ۳-۲۴) تصاویر میکروسکوپی از نمونه آهکی در عضو ۲ سازند میلا ۵۵
- شکل ۳-۲۵) تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های عضو ۲ سازند میلا در دهملای ۵۶
- شکل ۳-۲۶) نمایی از رخنمون عضو ۳ میلا در منطقه..... ۵۸

- شکل ۳-۲۷) ستون چینه شناسی عضوهای سازند میلا در منطقه..... ۵۹
- شکل ۳-۲۸) نمایی از فسیل براکیوپد در عضو ۳ میلا..... ۵۹
- شکل ۳-۲۹) فسیل کرینوئید در عضو ۳ میلا..... ۶۰
- شکل ۳-۳۰) تصاویر میکروسکوپی از عضو ۳ میلا..... ۶۰
- شکل ۳-۳۱) تصاویر صحرایی از توالی متخلف عضو ۴ سازند میلا..... ۶۲
- شکل ۳-۳۲) قالب‌های وزنی موجود در عضو ۴ میلا..... ۶۳
- شکل ۳-۳۳) ساخت استخوان جناغ ماهی در عضو ۴ سازند میلا..... ۶۴
- شکل ۳-۳۴) ندول‌های چرتی در عضو ۴ سازند میلا..... ۶۴
- شکل ۳-۳۵) شکل شماتیکی از ریپل مارک متقارن و نامتقارن..... ۶۵
- شکل ۳-۳۶) ریپل مارک نامتقارن در عضو ۴ میلا..... ۶۵
- شکل ۳-۳۷) ساخت‌های رسوبی اولیه فیزیکی در عضو ۴ سازند میلا..... ۶۶
- شکل ۳-۳۸) ساخت‌های رسوبی بیوژنیک موجود در عضو ۴ سازند میلا..... ۶۷
- شکل ۳-۳۹) لایه شل بد در عضو ۴ سازند میلا..... ۶۸
- شکل ۳-۴۰) تصاویر میکروسکوپی از عضو ۴ میلا..... ۶۸
- شکل ۳-۴۱) ستون استراتیگرافی عضو ۴ میلا..... ۶۹
- شکل ۳-۴۲) عضو ۵ سازند میلا به عنوان یک پاراسکانس..... ۷۱
- شکل ۳-۴۳) آهک قرمز رنگ در مرز بین عضو ۵ میلا و سازند قلی..... ۷۱
- شکل ۳-۴۴) ساخت‌های رسوبی عضو ۵ سازند میلا..... ۷۲
- شکل ۳-۴۵) تصاویر میکروسکوپی از عضو ۵ میلا..... ۷۳
- شکل ۳-۴۶) ستون لیتواستراتیگرافی عضو ۵ میلا..... ۷۴
- شکل ۴-۱) جهت‌گیری انواع شکستگی‌ها نسبت به تنش‌های اصلی..... ۷۷
- شکل ۴-۲) انواع شکستگی‌ها..... ۷۸
- شکل ۴-۳) مدهای ۱، ۲، ۳ و ۴ شکستگی..... ۷۸
- شکل ۴-۴) انواع شکستگی‌ها..... ۷۹

- شکل ۴-۵) انواع درزه‌ها در ارتباط با لایه‌بندی ۸۰
- شکل ۴-۶) توسعه انواع درزه‌های مرتبط با چین خوردگی ۸۲
- شکل ۴-۷) موقعیت شکستگی‌ها نسبت به گسل اصلی ۸۴
- شکل ۴-۸) نمایش بلوک دیاگرام شکستگی‌های برشی نوع R ۸۶
- شکل ۴-۹) نمایش بلوک دیاگرام شکستگی‌های برشی نوع R' ۸۶
- شکل ۴-۱۰) نمایش بلوک دیاگرام شکستگی‌های کششی ۸۷
- شکل ۴-۱۱) نشانگرهای جنبشی سطوح گسلی ۸۸
- شکل ۴-۱۲) نمایش بلوک دیاگرام شکستگی‌های کششی ۸۹
- شکل ۴-۱۳) شکل شماتیک ساختارهای V شکل ۸۹
- شکل ۴-۱۴) شکل شماتیکی از چین‌های کشیده در گسل‌های راندگی ۹۰
- شکل ۴-۱۵) موقعیت گسل F₁ بر روی Google Earth, 2021 ۹۱
- شکل ۴-۱۶) الف) نمودار سیکلوگرافیک صفحات گسلی اندازه‌گیری شده از سطح گسل F₁ ۹۲
- شکل ۴-۱۷) تصویر صحرایی از رخنمون گسل F₁ ۹۲
- شکل ۴-۱۸) موقعیت گسل F₂ بر روی Google Earth, 2021 ۹۳
- شکل ۴-۱۹) نمودار سیکلوگرافیک صفحات گسلی اندازه‌گیری شده از سطح گسل F₂ ۹۳
- شکل ۴-۲۰) تصویر صحرایی از رخنمون گسل F₂ ۹۴
- شکل ۴-۲۱) نمودار سیکلوگرافیک صفحات گسلی اندازه‌گیری شده از سطح گسل F₃ ۹۵
- شکل ۴-۲۲) رخنمون گسل F₃ در مرز بین عضو ۲ و ۳ میلا ۹۵
- شکل ۴-۲۳) نمای نزدیک از خش لغزهای سطح گسل F₃ ۹۶
- شکل ۴-۲۴) تصویر صحرایی از گسل F₄ در منطقه ۹۷
- شکل ۴-۲۵) نمودار سیکلوگرافیک صفحات گسلی اندازه‌گیری شده از سطح گسل F₄ ۹۸
- شکل ۴-۲۶) الف) رخنمون گسل F₄ در مرز بین عضو ۴ و ۵ سازند میلا در ایستگاه ۲ ۹۸
- شکل ۴-۲۷) رخنمون گسل F₅ در مرز بین عضو ۴ و ۵ میلا ۹۹
- شکل ۴-۲۸) سطح گسل F₅ ۱۰۱

- شکل ۴-۲۹) الف) نمودار سیکلوگرافیک صفحات گسلی اندازه‌گیری شده از سطح گسل..... ۱۰۱
- شکل ۴-۳۰) موقعیت گسل F6 بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۱۰۲
- شکل ۴-۳۱) رخنمون گسل F6 در منطقه ۱۰۳
- شکل ۴-۳۲) الف) نمودار سیکلوگرافیک صفحات گسلی اندازه‌گیری شده از سطح گسل F6..... ۱۰۳
- شکل ۴-۳۳) الف) تصویر سه‌بعدی از ترکیب نقشه زمین‌شناسی و تصویر SRTM از گسل F7..... ۱۰۴
- شکل ۴-۳۴) قرارگیری سازند شمشک در کنار سازند جیرود در امتداد گسل F7 ۱۰۴
- شکل ۴-۳۵) الف) سطح گسل F7 با موقعیت ۷۵/۳۳۲ بر روی سازند شمشک ۱۰۵
- شکل ۴-۳۶) نقشه زمین‌شناسی منطقه و موقعیت ایستگاه‌های برداشت درزه ۱۰۶
- شکل ۴-۳۷) نمودارهای وضعیت آماری درزه‌ها در ایستگاه ۱..... ۱۰۷
- شکل ۴-۳۸) نمودارهای وضعیت آماری درزه‌ها در ایستگاه ۲..... ۱۰۷
- شکل ۴-۳۹) تصاویری از درزه‌های برداشت شده از ایستگاه ۱ و ۲ ۱۰۸
- شکل ۴-۴۰) نمودارهای وضعیت آماری درزه‌ها در ایستگاه ۳..... ۱۰۸
- شکل ۴-۴۱) نمودارهای وضعیت آماری درزه‌ها در ایستگاه ۴..... ۱۰۹
- شکل ۴-۴۲) تصاویری از درزه‌های برداشت شده از ایستگاه ۳ و ۴..... ۱۰۹
- شکل ۴-۴۳) نمودارهای وضعیت آماری درزه‌ها در ایستگاه ۵ ۱۱۰
- شکل ۴-۴۴) تصاویری از درزه‌های برداشت شده از ایستگاه ۵ ۱۱۰
- شکل ۴-۴۵) استریوگرام شکستگی‌های برداشت شده از کل ایستگاه‌ها در سازند میلا ۱۱۱
- شکل ۴-۴۶) استریوگرام شکستگی‌های منطقه دهملا ۱۱۲
- شکل ۴-۴۷) نقشه ساختاری منطقه مطالعاتی ۱۱۲

فصل اول

کلیات

۱-۱) مقدمه

رشته کوه البرز در شمال ایران یک منطقه دگرشکل فعال در زون برخوردی عربی- اوراسیا می باشد. این رشته کوه با درازای در حدود ۶۰۰ کیلومتر و عرض ۱۰۰ کیلومتر در طول لبه جنوبی دریای خزر قرار دارد (Alavi, 1996). در گذشته البرز به عنوان یک ساختار ناودیسی با روند خاوری- باختری و پهلوهایی به طور عمیق گسل خورده و متأثر از رژیم زمین ساختی ضخیم پوسته (thick-skinned) یاد می کردند (Stocklin, 1968, Breddin, 1970). لیکن شواهد و مدل های ساختاری کنونی همگی مؤید یک رژیم زمین ساختی نازک پوسته (thin-skinned) با حداقل دخالت دگرشکلی پی سنگ است (Jackson et al., 2002, Brunet et al., 2003, Zanchi et al., 2006).

منطقه مورد مطالعه بخشی از ارتفاعات شمال دهملا است. این منطقه در دامنه جنوبی پهنه رسوبی- ساختاری البرز شرقی، در حدفاصل شهرهای دامغان (غرب) و شاهرود (شرق) واقع شده است. واحدهای سنگ چینه ای منطقه شامل تنوعی از سازندهای مربوط به زمان پرکامبرین تا عهد حاضر می باشد که البته، همراه با نبودهایی در توالی های رسوبی به ویژه، در دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک است. منطقه مطالعاتی از سنگ های دگرگونی تهی بوده و تنها می توان توالی های رسوبی را در آن مطالعه نمود.

رشته کوه البرز تحت تأثیر مراحل مختلف کوهزایی سیمین-آلپاین قرار گرفته است. از لحاظ چینه شناسی، منطقه دهملا دارای رخنمون هایی از سازندهای سلطانیه، باروت، زاگون، لالون، میلا، لشکرک، جیرو، شمشک، دلیچای و لار می باشد. در این منطقه قدیمی ترین سازند مشاهده شده، سازند سلطانیه است که دارای سن پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین می باشد و توسط سازندهای ماسه سنگی و شیلی باروت، زاگون و لالون پوشیده می شود.

بعد از این سازندها، سازند میلا که سازند اصلی مورد مطالعه در این پژوهش است و توسط لایه کوارتزیتی از سازند لالون مجزا شده است، دیده می شود و بر روی آن سازند لشکرک قرار گرفته که دارای گدازه های بازیک است. بعد از سازند لشکرک، سازند جیرو به سن دونین فوقانی قرار دارد و در

ادامه سازند ماسه سنگی و شیلی شمشک به سن تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین با کنتاکت گسله بر روی سازند جیروود جای گرفته است. واحدهای آهک مارنی نازک لایه سازند دلیچای (ژوراسیک میانی) در منطقه بر روی بخش بالایی سازند شمشک قرار دارد. سازند لار (ژوراسیک پسین) در این منطقه، متشکل از آهک توده‌ای تا لایه‌دار سفید تا خاکستری متبلور می‌باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳).

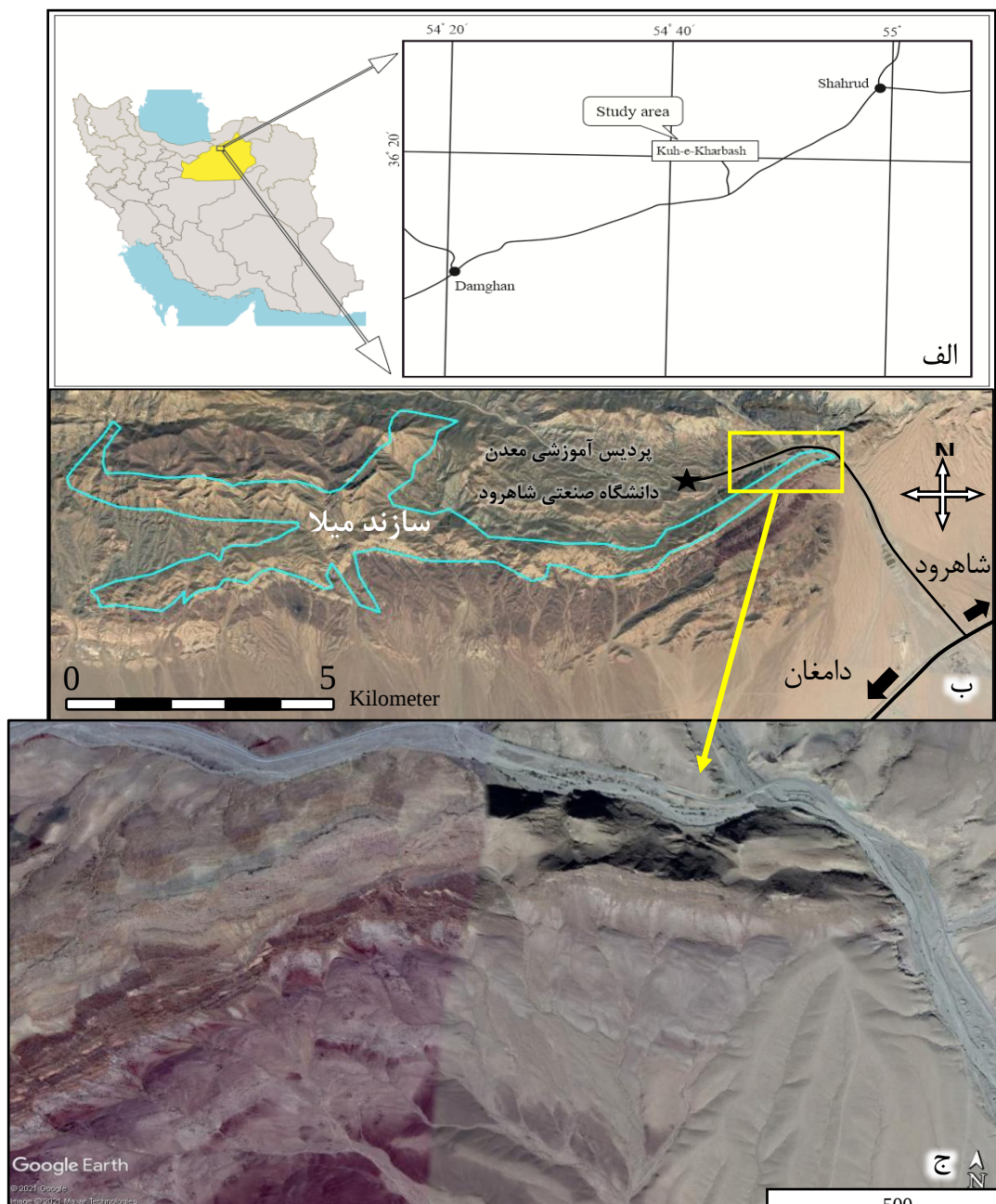
سازند میلا سنگ‌های کامبرین-اردوئیسین زیرین البرز است که به ۵ بخش زیر قابل تفکیک است:

عضو ۱ سازند میلا شامل دولومیت‌های بدون فسیل همراه با میان‌لایه‌های مارنی و شیلی زرد رنگ، عضو ۲ سازند میلا شامل سنگ‌آهک لایه‌لایه، کمی ماسه‌ای به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری تیره، که تناوب ناچیزی از مارن و آهک مارنی دارد. تریلوبیت‌ها و بازوپایان فراوان‌ترین سنگواره‌های این عضو هستند. عضو ۳ سازند میلا به عنوان بارزترین عضو این سازند، شامل سنگ‌آهک درشت بلور روشن رنگ، عضو ۴ سازند میلا از سیلتستون، ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک درشت‌بلور و مارن تشکیل شده که حاوی تریلوبیت کامبرین پسین است. عضو ۵ سازند میلا از شیل بدون فسیل، ماسه‌سنگ و سنگ آهک‌های نازک لایه تشکیل شده که یک واحد ماسه‌سنگ کوارتزیت سفید در قاعده آن وجود دارد (بایت‌گل و همکاران، ۱۳۹۴). لاسمی (۱۳۷۹) با توجه به رخساره و محیط رسوبی، بر این باور است که عضو ۵ سازند میلا در دریایی به نسبت ژرف و در پنجه‌های زیردریایی و دشت حوضه‌ای نهشته شده است. نهشته‌های تخریبی عضو ۵ سازند میلا در البرز مرکزی تحت عنوان سازند لشکرک نیز نامیده می‌شوند. بر مبنای مطالعاتی که تا کنون در این منطقه صورت گرفته است تا حدودی محیط رسوبی سازند میلا در این منطقه مشخص گردیده است (برای مثال، بایت‌گل و همکاران، ۱۳۹۴) اما در این مطالعه تمرکز اصلی بر مطالعات صحرایی و زمین‌شناسی ساختاری در منطقه دهملا و به ویژه سازند میلا می‌باشد.

۱-۲) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی

منطقه مطالعاتی شامل ارتفاعات شمالی دهستان دهملا، واقع در ۳۸۰ کیلومتری شمال شرق تهران و ۲۰ کیلومتری غرب شهرستان شاهرود است. این منطقه محدوده بین طول‌های جغرافیایی ۳۵° 54 تا

54° 48' خاوری و عرض‌های جغرافیایی 36° 19' تا 36° 21' شمالی را شامل می‌شود. یک جاده فرعی به طول ۸ کیلومتر این محدوده را به جاده اصلی شاهرود-دامغان متصل نموده است. در شکل (۱-۱)، موقعیت مکانی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است.



شکل (۱-۱) الف) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه ب) موقعیت سازند میلا در ارتفاعات شمال دهملا بر روی تصویر لندست برگرفته از Google Earth 2020. ج) محدوده مطالعاتی در تصویر ماهواره‌ای لندست برگرفته از Google Earth 2020.

۳-۱) اهداف تحقیق

اهداف اصلی از این مطالعه عبارتند از:

- ۱- ترسیم ستون چینه‌شناسی سازند میلا در برش دهملا
- ۲- تعیین مرزهای بالایی و پایینی سازند میلا و تفکیک عضوهای مختلف این سازند بر مبنای مطالعات صحرایی و پتروگرافی و نمایش سازند در نقشه زمین‌شناسی
- ۳- بررسی و برداشت زمین‌شناسی ساختاری شکستگی‌های موجود در سازند میلا در برش دهملا
- ۴- تعیین الگوی هندسی شکستگی‌ها
- ۵- بررسی منشأ شکستگی‌ها و تعیین نقش گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها در ایجاد آن‌ها

۴-۱) سابقه موضوع

نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهرود در سال ۱۳۸۰ توسط وزیری و مجیدی فر تهیه گردید. مطالعات زیادی بر روی تحلیل شکستگی‌ها در منطقه البرز شرقی صورت گرفته است. افلاکی و قاسمی (۱۳۸۲) به بررسی ریخت زمین‌ساختی زمین ساخت فعال در دامنه شمالی البرز شرقی پرداخته‌اند. نورافکن (۱۳۹۱) به بررسی چین‌خوردگی و گسلش در ناحیهٔ چهل دختر در شمال شرقی شاهرود پرداخته است. حسینی (۱۳۹۳) نیز به لحاظ ساختاری و دینامیکی شکستگی‌های واحدهای سنگی مزوزوئیک واقع در شمال شاهرود را مورد بررسی قرار داده است. باشام (۱۳۹۳) نیز با بررسی و تحلیل هندسی و ساختاری در ناحیه تیل آباد-غزنوی (البرز شرقی) نشان داده است که در این منطقه سازندهای پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک بر اثر فرآیندهای تکتونیکی مختلف تحت تأثیر چین‌خوردگی و گسلش قرار گرفته‌اند. آقاجانی عیسی‌لو (۱۳۹۵) نیز به بررسی و تجزیه و تحلیل ساختاری پهنه گسلی ناحیه ابر و شاهکوه پرداخته است.

از لحاظ محیط رسوبی نیز بایت گل و همکاران (۱۳۹۴) بخش‌های ۱ و ۲ سازند میلا در منطقه دهملا را مورد مطالعه قرار داده و با توجه به پوشش‌های میکروبی موجود در این سازند، محیط رسوبی آنرا دریایی کم عمق در نظر گرفته‌اند.

۱-۵) ضرورت انجام تحقیق:

پوسته زمین تحت تأثیر نیروهای مختلف مانند نیروی مغناطیسی، وزن لایه‌ها، عوامل زمین‌ساختی و ... قرار دارد که در جهات مختلف بر آن وارد می‌شوند. در اثر اختلاف تنش حاصل از نیروها در جهات مختلف و متناسب با خصوصیات فیزیکی-مکانیکی، سنگ‌ها تغییر شکل داده و شکل جدیدی از توزیع تنش را به خود می‌گیرد (Goodman, 1989). در اثر این نیروها، ساختارهای مختلفی با مقیاس متفاوت ایجاد گردیده تا وضعیت تنش-کرنش به پایداری لازم برسد. اگر تنش‌های وارد بر لایه‌ها فراتر از حد مقاومت سنگ باشد شکستگی در سنگ‌ها ایجاد خواهد شد (Nelson, 1985).

شکستگی‌ها به عنوان رایج ترین ساختارها در پوسته بالایی زمین، توسط نیروهای تکتونیکی کنترل می‌شوند. امروزه تردیدی نیست که شکستگی، آشکارکننده تغییر شکل شکننده موجود در سنگ‌هاست که بررسی و مطالعه دقیق آن‌ها نه تنها در زمین‌شناسی ساختاری به منظور تعیین ماهیت شکستگی‌ها و ارتباط آن‌ها با تنش‌های ایجاد کننده اهمیت دارد و تاریخچه‌ی ساختاری یک ناحیه را به نمایش می‌گذارد، بلکه در رشته‌های دیگر علوم و فنون مثل آب‌شناسی، معدن، نفت، عمران و... از مهم‌ترین ساختارهای زمین‌شناسی می‌باشند. روابط میان شکستگی‌ها و عوامل ایجاد کننده‌ی آن‌ها، ابزار مهمی را در اختیار زمین‌شناسان ساختمانی قرار می‌دهد که با استفاده از آن‌ها می‌توانند به وضعیت استرس و رفتار مکانیکی سنگ پی ببرند.

۱-۶) روش انجام تحقیق

مطالعات کتابخانه‌ای و بررسی مقالات مرتبط و نقشه‌های زمین‌شناسی از منطقه دهملا

✚ استفاده از عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره ای لندست منطقه مورد مطالعه به منظور تشخیص

پدیده‌های ساختاری منطقه و تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس مناسب

✚ مطالعات صحرایی و تعیین ضخامت حقیقی لایه‌ها به منظور ترسیم ستون چینه‌شناسی

مطالعات صحرایی و برداشت نمونه‌های سنگی به منظور تعیین لیتولوژی لایه‌ها جهت ترسیم

ستون چینه‌شناسی. اقدامات صورت گرفته در این بخش به اختصار عبارتند از تعیین مسیر

مناسب جهت پیمایش زمین‌شناسی، اندازه‌گیری و ثبت متر از ضخامت لایه‌ها، شیب و امتداد

آن‌ها، شیب توپوگرافی مسیر پیمایش، نمونه‌برداری از توالی مورد مطالعه با توجه به ضخامت

لایه، تغییرات لیتولوژی، رخساره‌ای، محتوای فسیلی، ساخت‌های رسوبی، پیمایشی طولی با

هدف بررسی تغییرات جانبی لایه‌ها، دقت در فرآیندهای ساختمانی نظیر گسل‌ها، چین-

خوردگی، فرسایش، تهیه تصاویر به ویژه ساخت‌های رسوبی با هدف بهره‌گیری در امر تفسیر

محیط رسوبی است.

✚ برداشت‌های زمین‌شناسی ساختاری در مطالعات صحرایی

✚ پردازش و تجزیه تحلیل داده‌های برداشت شده در صحرا جهت تعیین الگوی شکستگی‌ها

✚ نگارش پایان‌نامه

فصل دوم

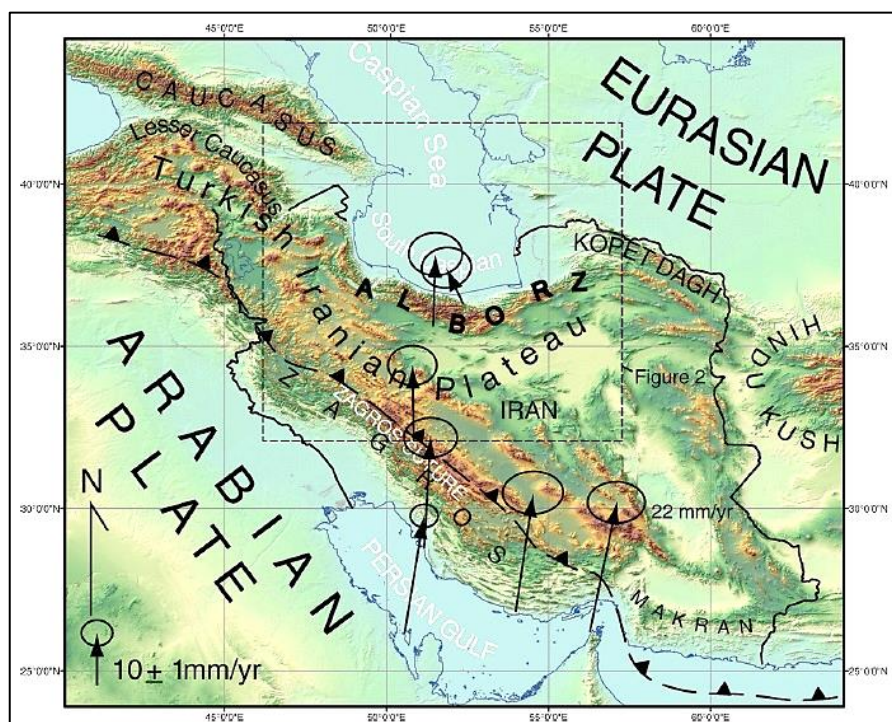
زمین شناسی عمومی

۲-۱) مقدمه

منطقه مورد مطالعه در پهنه ساختاری-رسوبی البرز شرقی واقع شده است و بخشی از حاشیه جنوبی آن را شامل می‌شود. در این فصل زمین‌ساخت البرز به ویژه البرز شرقی و همچنین ریخت زمین‌ساخت و چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه به اختصار بیان می‌شود.

۲-۲) تکوین زمین‌ساختی پهنه ساختاری البرز

رشته‌کوه البرز در بخش شمالی ایران با طولی حدود ۶۱۰ کیلومتر و پهنایی در حدود ۱۰۰ کیلومتر، منطقه‌ای با دگرشکلی فعال در حاشیه جنوبی دریای خزر می‌باشد. این رشته‌کوه شاخه‌ای از کمربند کوهزایی فعال آلپ-هیمالیا در آسیای غربی، یک گستره چین‌خورده و گسل خورده در اثر تصادم صفحات عربی و اوراسیا در تریاس پسین است. رشته‌کوه البرز دارای شکل سینوسی است که از قفقاز در جمهوری ارمنستان و آذربایجان در بخش شمال غربی، تا کوه‌های "پاراپامیوس" افغانستان در شرق کشیده شده است (شکل ۲-۱).



شکل ۲-۱) موقعیت رشته کوه البرز در پهنه برخوردی عربی- اوراسیا (Guest et al., 2007).

پهنه رسوبی-ساختاری البرز از شمال به گسل خزر، از جنوب به گسل‌های مشاء، طالقان، شمال قزوین، شمال تهران، فیروزکوه، آستانه و جاجرم، از غرب به کوه‌های طالش و از شرق به کوه‌های کپه‌داغ منتهی می‌شود. البرز در راستای شمالی- جنوبی به دلیل راندگی با بلوک ایران مرکزی از سمت جنوب، کوتاه شدگی ۲۱ میلی‌متر در سال دارد (Jackson et al., 2002).

بر اساس حوادث و پدیده‌های مختلف زمین‌شناسی، سرزمین ایران بعد از رسوبگذاری اینفراکامبرین یک دوره خشکی‌زایی را پشت سر گذاشته زیرا در اکثر بخش‌ها رسوبات قاره‌ای مانند شیل و دولومیت و آهک ماسه‌ای و ماسه‌سنگ برجای مانده است. این شرایط تا میلیون‌ها سال در بخش وسیعی از کشور برقرار بوده که از پرکامبرین پسین در ایران آغاز شده بود و در نتیجه سرزمین ما تحت تأثیر فرسایش شدیدی قرار داشته است. این شرایط تا پالئوزوئیک پسین ادامه داشته و به همین دلیل زمین‌شناسان معتقدند که طی اینفراکامبرین و پالئوزوئیک حالت پلاتفرمی داشته و بر روی این پلاتفرم رسوبات ماسه‌سنگی و شیلی قرمز رنگ کامبرین پیشین که خود از فرسایش زمین‌های دگرگونی و آذرین مرتفع ناشی از کوهزایی کاتانگایی و تهنشینی آن‌ها در شرایط قاره‌ای ایجاد شده جای گرفته است. در طی دوران مزوزوئیک کوهزایی‌های مهم سیمیرین پیشین، سیمیرین پسین و لارامید در ایران به وقوع پیوست و موجب چین‌خوردگی‌ها و دگرشیبی و دگرگونی و ماگماتیسم قابل توجهی در ایران گردید.

در این دوره ایران به خشکی اورازیا پیوست و حوضه‌های رسوبی کپه‌داغ و زاگرس تشکیل شدند. در شرایط آب و هوای گرم و مرطوب، حوضه‌های زغال سنگی ایران تشکیل شد. شکستگی‌های عمیق در پوسته ایران ایجاد شده که در امتداد این شکستگی‌ها اقیانوس‌های باریک و طویل تشکیل شدند. در نهایت در کرتاسه پیشین- پالئوسن این اقیانوس‌ها بسته و افیولیت ملانژها بر جای گذاشته شدند و سیمای زمین ساختی ایران که از نظر ریخت‌شناسی نزدیک به وضعیت کنونی آن است ایجاد شده است (درویش زاده، ۱۳۸۳).

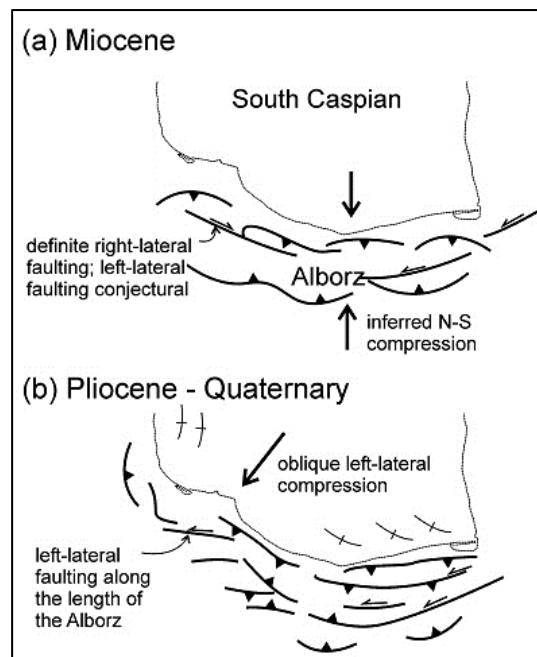
با نزدیک شدن به ژوراسیک میانی، البرز با الحاق ورقه‌هایی از پوشش رسوبی پالئوزوئیک-تریاس حاشیه شمالی ایران به حالت بحرانی رسیده است. در این زمان با کاهش فعالیت گسل‌های رورانده و ثبات نوار کوهزایی البرز بر حاشیه شمالی ایران، در اواخر ژوراسیک پیشین لیتوسفر قاره‌ای برای رسیدن به تعادل ایزوستازیک در زیر بار نوار کوهزایی البرز فرونشینی کرده است که با کاهش شدت فرسایش همراه بوده است با همراهی افزایش سطح جهانی آب‌ها، پیشروی مجدد محیط دریایی به سمت نوار کوهزایی و برقراری محیط دریایی در حوضه فورلند را سبب شده است. در این مرحله که با شروع یک دوره آرامش تکتونیکی همراه بوده است، توالی رسوبات آهکی ژوراسیک میانی تا کرتاسه پسین در حوضه فورلند را سبب شده‌اند. با نزدیک شدن به پایان کرتاسه و شروع حرکات آلپ میانی در نتیجه تصادم ایران و عربستان، نوار کوهزایی البرز فعالیت مجدد خود را در نتیجه اعمال تنش‌های فشارشی از زون تصادم و با تشکیل راندگی‌های جدید و الحاق ورقه‌هایی از پوشش رسوبی حاشیه شمالی ایران (نهمه‌های دوره آرامش ژوراسیک و کرتاسه) آغاز نموده است.

الحاق ورقه‌های جدید، بالآمدگی، تجدید حیات فرسایش، پیشروی نوار کوهزایی و متعاقب آن پسروری دریا به سمت جنوب و رسوب مواد آواری به شکل نهشته‌های آواری و قرمز رنگ سازند فجن در حوضه فورلند را سبب شده است. با کاهش نوار کوهزایی و فرونشینی لیتوسفر در زیر نوار کوهزایی البرز که با الحاق ورقه‌های جدید تنومند شده است، شدت فرسایش کاهش یافته و دریا مجدداً پهنه حوضه فورلند را پوشانیده است رخساره‌های دریایی ائوسن الیگوسن (سازندهای زیارت و معادل کرج) در این شرایط تهنشین شده‌اند.

با شروع نئوژن در نتیجه حرکات کوهزایی آلپ پسین، بالآمدگی در فلات ایران و نیز افت سطح جهانی آب‌ها حوضه فورلند دریایی به یک حوضه غیر دریایی تبدیل شده است. این تغییر شرایط رسوبگذاری با تشکیل نهشته‌های پلایایی در قاعده توالی آواری نئوژن همراه بوده است. شروع سومین مرحله از تکامل ساختاری البرز در این زمان با تشکیل راندگی‌های جدید و الحاق ورقه‌هایی از پوشش رسوبی،

تجدید حیات فرآیندهای فرسایشی، حمل و رسوب گذاری مواد آواری در حوضه فورلند و حوضه های بین کوهستانی را سبب شده است. مواد آواری حاصل از فرسایش پهنه های بالا آمده، بادزن های آبرفتی در پای ارتفاعات را تغذیه می کرده اند. حرکت ورقه های رورانده به سمت جنوب، پیشروی بادزن های آبرفتی در این جهت را سبب شده است و به این ترتیب توالی آواری نئوژن را سبب شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

از نظر Allen و همکاران (2003)، تکامل پوسته البرز در میوسن تغییر شکل ها بیشتر فشارشی و همراه با حرکت عموماً راستالغز بوده است. حرکت فشارشی بعد از میوسن، که تاکنون نیز ادامه دارد، سبب جابه جایی چپ بر شده است که علت آن حرکت پی سنگ خزر جنوبی نسبت به ایران به سمت غرب می باشد (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۲) تغییر جهت فشارش شمال-جنوبی در میوسن به شمال شرقی-جنوب غربی در الیگو میوسن در پهنه البرز. (a) میوسن؛ (b) پلیوسن-کواترنری (برگرفته از Allen et al., 2003).

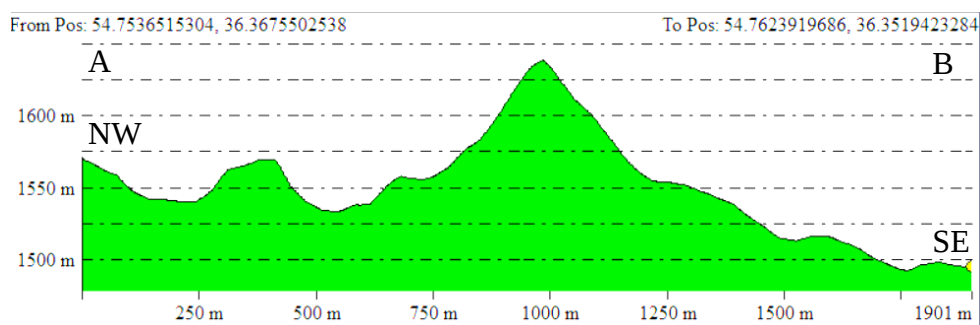
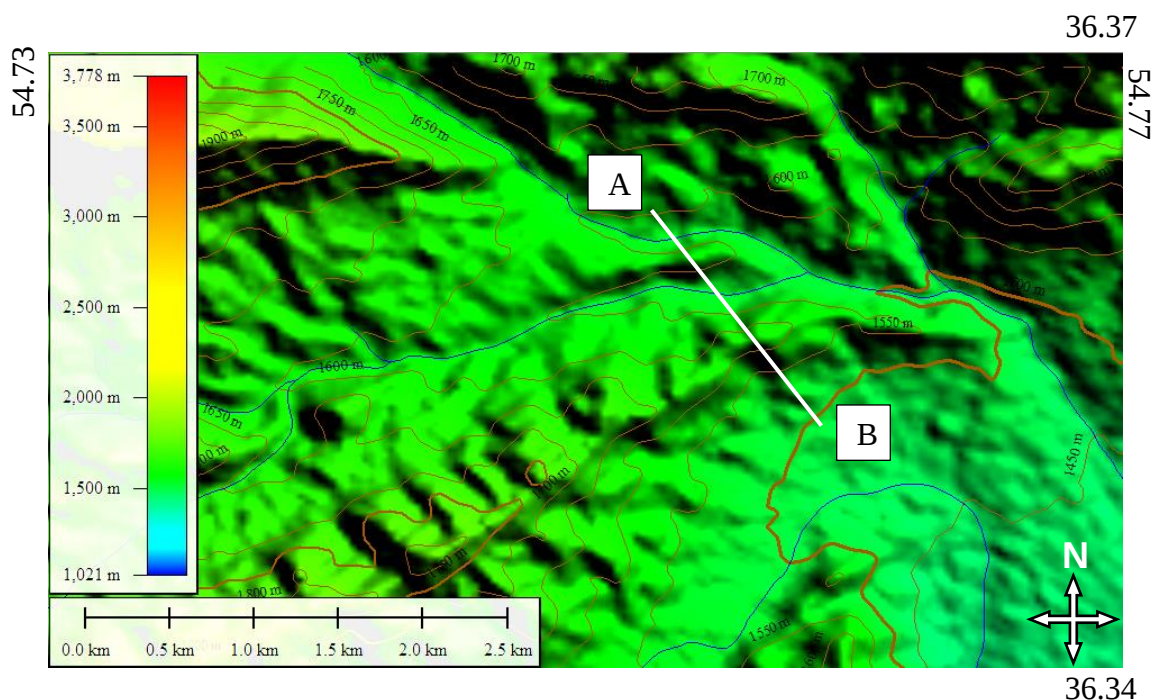
۲-۳) ریخت زمین ساخت منطقه

منطقه مورد مطالعه بخشی از ارتفاعات البرز شرقی است. بخش اعظم سنگ های رخنمون یافته از واحدهای رسوبی ایجاد شده اند که واحدهای آهکی در آن برجستگی های بلندی را بوجود آورده اند.

آهک‌های سازند دلیچای و لار مرتفع‌ترین نقاط منطقه را تشکیل داده‌اند که این واحدها دارای شیب توپوگرافی زیادی بوده و پرتگاه‌های متعددی را بوجود آورده‌اند.

بخش‌هایی نیز پست و کم ارتفاع می‌باشند که از واحدهای نرم نظیر شیل، مارن و کنگلومرا شکل گرفته است. به طور مثال شیل‌های سازند شمشک توپوگرافی نسبتاً صافی را ایجاد کرده‌اند. به سمت شرق سازند شمشک حذف شده و به جای آن به ضخامت سازند دلیچای و لار افزوده شده، به طوری که در شمال شاهرود ارتفاعات برجسته‌ای را ایجاد کرده‌اند. در قسمت جنوبی منطقه مخروط‌افکنه‌های بزرگی مشاهده می‌شود. به دلیل توپوگرافی نسبتاً زیاد منطقه، جریان‌های سیلابی دارای بار بستری زیادی بوده و رسوبات کواترنری را در خروجی حوضه ایجاد کرده‌اند.

سیلاب‌های موجود پس از عبور از خروجی حوضه وارد دشت می‌شوند و به دلیل کمی آب، مسیر زیادی را طی نمی‌کنند. در انتهای مسیر آب بندهایی هم ایجاد شده‌اند تا از بروز سیلاب‌های مخرب جلوگیری شود. چشمه‌های منطقه کم آب بوده و تأثیری بر مورفولوژی منطقه ندارند. به نظر می‌رسد که فعالیت‌های تکتونیکی در این ناحیه به صورت پراکنده عمل کرده است و منطقه زیاد تحت تأثیر این فعالیت‌ها نبوده است. به همین دلیل دارای مورفولوژی و توپوگرافی متنوعی است (شکل ۲-۳)، به صورتی که در بعضی از مناطق پیمایش به سختی صورت می‌گیرد و یا غیرممکن است. شیب بیشتر لایه‌ها عمدتاً به سمت شمال و در بعضی مواقع به سمت شمال شرق است و امتداد کلی لایه‌ها بصورت شرقی-غربی است (رحیمی، ۱۳۸۱).



شکل ۲-۳) تصویر سه بعدی SRTM از محدوده مطالعاتی جهت نمایش ریخت زمین ساخت منطقه.

۲-۴) چینه‌شناسی

بر اساس مطالعات صورت گرفته پیشین، به ویژه نقشه زمین‌شناسی شاهرود با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (وزیری و مجیدی فرد، ۱۳۷۸) و نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان (شهرابی، ۱۳۶۹)، رخنمون‌های سنگی محدوده دهملا متعلق به سازندهای سلطانیه، باروت، زاگون، لالون، میلا، جیرود، شمشک، دلیچای و لار است. امتداد کلی این لایه‌ها تقریباً شرقی-غربی و شیب آن‌ها بین ۶۰ تا ۷۰ درجه به سمت شمال می‌باشد. از نظر سنی این واحدها محدوده زمانی پرکامبرین تا ژوراسیک را شامل می‌شوند. در منطقه مطالعاتی رخدادهای زمین‌ساختی حاکم بر البرز کمتر باعث به هم‌ریختگی سازندها شده است.

همچنین رخنمون‌های سنگی اغلب بدون پوشش گیاهی و واریزه سطحی بوده و تشخیص جنس و سن آن‌ها به راحتی انجام می‌شود. در ادامه این بخش شرح مختصری از واحدهای چینه‌شناسی منطقه بیان شده است.

۲-۴-۱) واحدهای سنگی پالئوزوئیک

۲-۴-۱-۱) سازند سلطانیه

قدیمی‌ترین سازند مشاهده شده در منطقه سازند سلطانیه است که دارای سن پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین می‌باشد. این سازند برای اولین بار در کوه‌های سلطانیه زنجان مطالعه و معرفی شد (شکل ۲-۵-الف).

سازند سلطانیه به دلیل واقع شدن در مرز زمانی دو فصل از تاریخ زمین (پروتروزوئیک و پالئوزوئیک) در البرز از اهمیت دو چندانی برخوردار است. این سازند ۵ عضو دارد که دو عضو زیرین آن سن پرکامبرین و ۳ عضو بالایی آن سن کامبرین دارند.

۱) عضو دولومیتی پایینی: شامل ۲۵ متر دولومیت لایه‌ای چرت‌دار (شکل ۲-۵-ب)، خاکستری تیره و حاوی فسیل‌های پوسته‌دار.

۲) عضو شیل پایینی: شامل ۱۲۰ متر شیل‌های رسی-سیلتی میکا دار و گاهی ماسه ریزدانه که حاوی سنگ آهک سیلت‌دار.

۳) عضو دولومیت میانی: شامل ۴۰ تا ۷۲ متر سنگ‌های کربناتی است.

۴) عضو شیل بالایی: شامل ۴۰ تا ۲۱۲ متر شیل‌های رسی-سیلتی آهکی متمایل به سبز است.

۵) عضو دولومیت بالایی: شامل ۲۵۰ تا ۷۹۰ متر دولومیت‌های توده‌ای، متبلور صخره‌ساز با رنگ روشن تا خاکستری روشن است. جلبک‌های استروماتولیتی به فراوانی در این عضو دیده می‌شوند.

براساس مشاهدات صحرائی در منطقه مورد مطالعه این سازند در بخش بالائی توده‌ای از دولومیت و استروماتولیت مشاهده می‌شود. در دامنه کوه و بر روی سازند سلطانیه شیل‌های خاکستری تا سیاه رنگ و همچنین ندول‌های چرتی وجود دارند (شکل ۲-۴-ب)، که توده‌های دولومیت در میان آن‌ها نمایان است. طبق نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهرود فسیل‌های استروماتولیت در این سازند دیده می‌شود.



شکل ۲-۴ (الف) نمایی از سازند سلطانیه در برش دهملا، (دید به سمت شمال شرق). (ب) ندول‌های چرتی سازند سلطانیه.

۲-۴-۱-۲ سازند باروت

سازند سلطانیه به تدریج به مجموعه‌ای از شیل‌های رسی-سیلتی و ماسه‌ای ریز دانه، دارای میکا با رنگ ارغواتی تبدیل می‌گردد که در فرهنگ چین‌شناسی ایران با نام سازند باروت شناخته می‌شود. شیل‌های سازند باروت همچنین دارای میان لایه‌هایی از سنگ آهک و دولومیت، حاوی چرت و استروماتولیت نیز هستند. سن این سازند نیز کامبرین می‌باشد. در منطقه مورد مطالعه بعد از سازند سلطانیه، تداخل آهکی مشاهده می‌شود که از ویژگی‌های بارز این سازند می‌باشد (شکل ۲-۵). بخش‌های آغازین سازند

باروت از سنگ‌های دولومیتی تشکیل شده است که مهمترین ساخت رسوبی مشاهده شده در آن‌ها لامیناسیون است (شکل ۲-۶). به تدریج با دور شدن از قاعده این سازند از بخش‌های دولومیتی کاسته شده و بر بخش کربناته و شیلی، که دارای رنگ‌های متنوعی هستند افزوده می‌شود.



شکل ۲-۵) نمایی از سازند باروت (دید عکس به سمت شمال شرق).



شکل ۲-۶) نمایی از ماسه‌سنگ در سازند باروت.

۳-۱-۴-۲ سازند زاگون

سازند باروت به تدریج به مجموعه‌ای همگن از ماسه‌سنگ ریز دانه آرکوزی، سیلتستون میکا دار با رنگ متمایل به سرخ ارغوانی تبدیل می‌گردد (شکل ۲-۷). این سازند در فرهنگ چیه‌شناسی ایران به نام

"سازند زاگون" شناخته می‌شود. یکی از ویژگی‌های سازند زاگون تغییرات رخساره‌ای جانبی و تبدیل آن به سازند باروت است و به همین علت، ستبرای این سازند در هر نقطه‌ای که گزارش شده، متفاوت است.

به عقیده لاسمی (۱۳۷۹)، بخش زیرین این سازند به دلیل داشتن گلسنگ و سیلتستون سرخ رنگ (شکل ۲-۹) و سایر نشانه‌ها مربوط به یک محیط قاره‌ای خشک و به گمان قوی در یک محیط پلایایی تشکیل شده است. ولی سنگ‌های بالایی این سازند مربوط به محیط رودخانه‌ای ماندری می‌باشد. بر پایه مطالعات فسیل‌شناسی سن سازند زاگون معادل کامبرین پیشین در نظر گرفته می‌شود (درویش زاده، ۱۳۸۳).

در منطقه مورد مطالعه، با پیشروی به سمت شمال غرب بعد از گذشتن از آبراهه‌ها به واحدهای قرمز رنگ برخورد می‌کنید که بازگو کننده تبدیل شدن محیط دریایی به محیط قاره‌ای می‌باشد، این سازند به شکل تپه‌های ماهوری دیده می‌شوند، علت این امر وجود توالی سیلتستون و ماسه‌سنگ‌های سست می‌باشند که سیمان سفتی در بین آن‌ها وجود ندارد.



شکل ۲-۷) نمایی از سازند لالون و زاگون در برش دهملا (دید عکس به سمت جنوب غرب).



شکل ۲-۸) نمایی از سیلتستون‌های قرمز رنگ در سازند زاگون.

۲-۴-۱-۴) سازند لالون

این سازند که از ردیف رسوبی ماسه‌سنگ‌های کوارتزی و کوارتز آرنایت با لایه‌بندی نازک تا ستر و رنگ خاکستری تا سرخ و ارغوانی ظاهر می‌گردد. این سازند بدلیل سختی و استحکام از جمله سازندهای رخنمون‌ساز به شمار می‌آید. در بالاترین بخش این سازند نیز کوارتزیت سفید رنگی است که با نام "تاپ کوارتزیت" شناخته می‌شود که مرز این سازند با آخرین سازند کامبرین البرز به نام "سازند میلا" است (شکل ۲-۹).



شکل ۲-۹) نمایی از سازند لالون، تاپ کوارتزیت (دید عکس جنوب غرب).

ساختار رسوبی طبقه‌بندی مورب و ریپل مارک در ماسه سنگ‌های سازند لالون در منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۰).



شکل ۲-۱۰) ساخت رسوبی ریپل مارک متقارن در ماسه سنگ‌های سازند لالون.

۲-۴-۱-۵) سازند میلا

سازند میلا که سازند مورد مطالعه در این تحقیق می‌باشد، معرف سنگ‌های کامبرین میانی - بالایی البرز است که به ۵ بخش زیر تقسیم شده است:

عضو ۱ سازند میلا که شامل دولومیت بدون فسیل همراه با میان لایه‌های مارنی و شیلی زرد رنگ است.
عضو ۲ سازند میلا که شامل سنگ آهک لایه لایه، کمی ماسه‌ای به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری تیره است که تناوب ناچیزی از مارن و آهک مارنی دارد. تریلوبیت‌ها و بازوپایان فراوان‌ترین سنگواره‌های این عضو هستند.

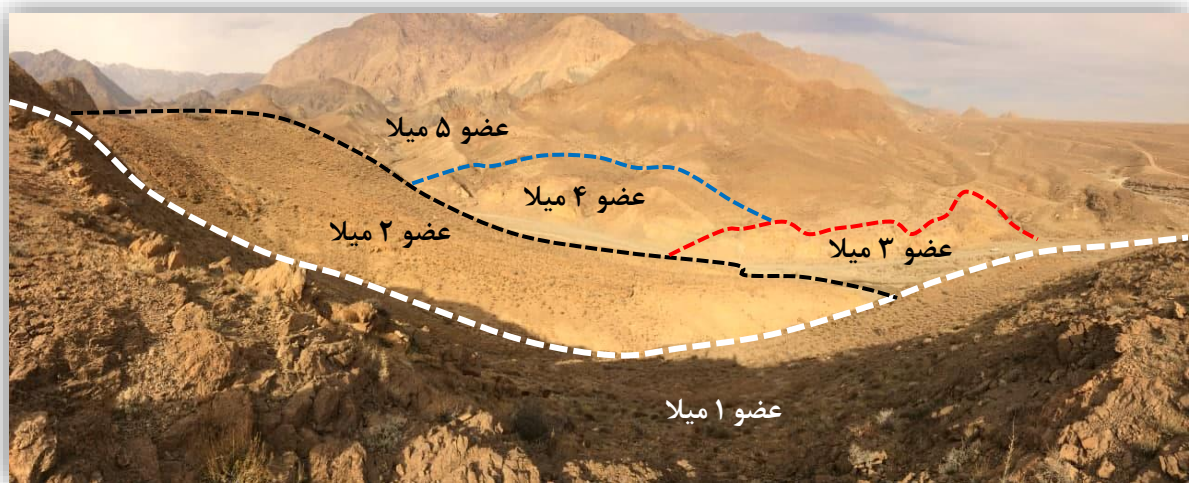
عضو ۳ سازند میلا که به عنوان بارزترین عضو این سازند قلمداد می‌شود، شامل سنگ آهک درشت بلور روشن رنگ است.

عضو ۴ سازند میلا از سیلتستون، ماسه‌سنگ، سنگ آهک درشت بلور و مارن تشکیل شده است که حاوی تریلوبیت کامبرین پسین است.

عضو ۵ سازند میلا که از شیل بدون فسیل، ماسه‌سنگ و سنگ آهک‌های نازک لایه تشکیل شده است که یک واحد ماسه‌سنگ کوارتزیت سفید در قاعده آن وجود دارد (بایت‌گل و همکاران، ۱۳۹۴).

لاسمی (۱۳۷۹) با بررسی رخساره‌های عضو ۵ سازند میلا بر این باور است که این رسوبات در دریایی به نسبت ژرف و در پنجه‌های زیردریایی و دشت حوضه‌ای نهشته شده‌اند. نهشته‌های تخریبی عضو ۵ سازند میلا در البرز مرکزی تحت عنوان سازند لشکرک نیز نامیده می‌شوند. (برای مثال، بایت‌گل و همکاران، ۱۳۹۴)

بر مبنای مطالعاتی که تا کنون در این منطقه صورت گرفته است تا حدودی محیط رسوبی سازند میلا در این منطقه مشخص گردیده است (برای مثال، بایت‌گل و همکاران، ۱۳۹۴) اما در این مطالعه تمرکز اصلی بر مطالعات صحرایی و زمین‌شناسی ساختاری در منطقه دهملا و به ویژه سازند میلا می‌باشد. در شکل (۱۱-۲) عضوهای این سازند نشان داده شده است.



شکل (۱۱-۲) نمایی کلی از پنج عضو سازند میلا (دید عکس به سمت شمال).

در شکل (۱۲-۲) نمای کلی از سازندهای پالئوزوئیک در منطقه دهملا نشان داده شده است.



شکل ۲-۱۲) نمایی کلی از سازندهای پالئوزوئیک در منطقه دهملا (دید عکس به جنوب شرق).

۲-۴-۱-۶) سازند لشکرک

توالی ضخیمی از ماسه‌سنگ، شیل و گاهی کربنات در مرز بین گروه میلا و سازند جیروود وجود دارد که به عنوان سازند لشکرک معرفی شده است (درویش زاده، ۱۳۸۳). با این وجود اشتوکلین و همکاران (۱۹۶۴) این توالی رسوبی را به عنوان بخش ۵ سازند میلا معرفی کرده‌اند. عضو ۵ سازند میلا یا رسوبات سازند لشکرک ۱۹۹ متر شیل بدون فسیل، ماسه‌سنگ و سنگ آهک‌های نازک لایه است که یک واحد ماسه‌سنگی کوارتزی سفید در قاعده آن وجود دارد. در میلاکوه این عضو فسیل ندارد اما، در نقاط دیگر ایران، تعلق این سازند به زمان اردووسین حتمی است. فرسایش پس از اردووسین سبب شده تا این عضو در همه جا وجود نداشته باشد (درویش زاده، ۱۳۸۳).

۲-۴-۱-۷) سازند جیروود

نام این سازند از روستای جیروود در شرق تهران گرفته شده است. سازند جیروود به سن دونین فوقانی و شامل ماسه‌سنگ، آهک، آهک مارنی و مارن می‌باشد.

سازند جیروود در برش دهملا دارای فسیل‌های فراوانی از بازوپایان، تریلوبیت‌ها، مرجان‌ها و شکم پایان می‌باشد که در این میان بازوپایان فسیل غالب هستند. در البرز مرکزی، بطور کلی سازند جیروود، از ماسه‌سنگ، گل‌سنگ، سنگ‌های کربناته، کنگلومرا، فسفریت و بازالت تشکیل شده است (درویش زاده، ۱۳۸۳) (شکل ۲-۱۳) و (شکل ۲-۱۴).

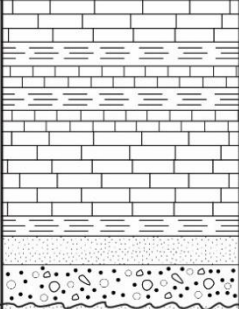
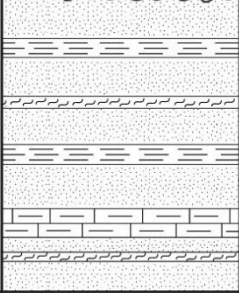
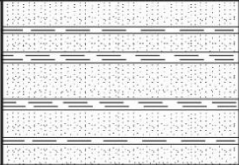
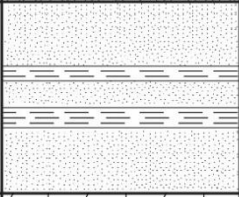
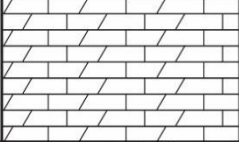
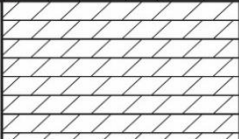
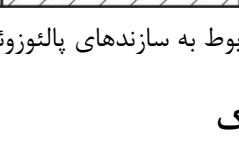


شکل ۲-۱۳) نمایی از سازند جیرود در منطقه دهملا (دید به سمت شمال).



شکل ۲-۱۴) مرز بین سازند جیرود و سازند شمشک (دید عکس به سمت شمال شرق).

ستون چینه‌شناسی سازندهای پالئوزوئیک منطقه در شکل (۲-۱۵) ترسیم شده است.

Erathem	System	Series	Formation	Lithology	Description
P A L E O Z O I C	DEVONIAN	Upper	JIRUD		Thin bedded limestone and shale with brachiopoda, thick bedded shale with intercalation of quartz sandstone.
					Dark grey dolomite, yellow shale and marl, grey limestone and shaly limestone, siltstone and quartz sandstone.
	CARBONIFER	MID. — LOW.	MILA		White, thick bedded quartzite.
					Thick bedded quartz sandstone with intercalations of purple, thin bedded argillaceous shale.
					Alternation of purple, thick bedded quartz sandstone, thin bedded argillaceous shale, conglomerate.
					Alternation of cherty dolomite limestone.
					Light brown to grey, massive cherty dolomite.

شکل ۲-۱۵) ستون چینه شناسی مربوط به سازندهای پالئوزوئیک منطقه دهمل (بدون مقیاس).

۲-۴-۲ واحدهای سنگی مزوزوئیک

۲-۴-۲-۱ سازند شمشک

سازند شمشک، مجموعه‌ای از رسوبات چند رخساره‌ای، تورب، ماسه‌سنگ‌ها و رسوبات آبرفتی-دلتایی است. این سازند در مقطع اصلی ۱۲۰۷ متر ضخامت دارد. این توالی از رسوبات شیلی و ماسه‌سنگی با سن تریاس پسین-ژوراسیک پیشین تشکیل شده است و قدیمی‌ترین واحد سنگی از واحدهای سنگی

مزوزوئیک می‌باشد. آسرتو (Assereto, 1966) این سازند را به چهار بخش تقسیم کرد که به ترتیب از پایین به بالا شامل ماسه‌سنگ پایینی، سری ذغال‌دار پایینی، ماسه‌سنگ بالایی و سری ذغال‌دار بالایی می‌باشد. این سازند در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهرود بر اساس تنوع سنگ‌شناسی به چهار واحد تقسیم شده است که در منطقه مورد مطالعه، سازند شمشک متشکل از شیل سیاه رنگ ذغال‌دار و ماسه‌سنگ سبز رنگ است که در زیر سازند لار با سطح تماس گسله قرار گرفته است (شکل ۲-۱۶).



شکل ۲-۱۶) نمایی از سازند شمشک در برش دهملا (دید عکس به سمت شمال شرق).

۲-۲-۴-۲ سازند دلیچای

در ژوراسیک میانی تا پسین، پیشروی گسترده دریا، سبب بوجود آمدن محیط غالباً دریایی و در نتیجه رسوبگذاری سازندهای کربناته شده است. از جمله این سازندها می‌توان به سازند دلیچای اشاره کرد. نام این سازند از رودخانه دلیچای در شرق شهرستان دماوند گرفته شده است. ضخامت این سازند در مقطع تیپ ۱۰۷ متر است و شامل آهک مارنی تا ماسه‌ای نازک لایه به رنگ سبز خاکستری با بین لایه‌ای از شیل مارنی است. مطالعات محیط رسوبی نشان می‌دهد که سازند دلیچای با یک رخساره ساحلی شروع شده و عمدتاً رخساره‌های آن مربوط به ناحیه نیمه عمیق دریا است. سازند لار (فاقد مارن) مرز بالایی این سازند را تشکیل می‌دهد. وجود مارن در سازند دلیچای سبب شده است که این سازند نسبت به فرسایش مقاومت کمتری داشته باشد و توپوگرافی ملایم‌تری نسبت به سازند لار از خود نشان دهد. از

فسیل‌های مشاهده شده در این سازند در محدوده مطالعاتی می‌توان به آمونیت‌ها که شاخص سنی ژوراسیک هستند اشاره کرد (آقانباتی، ۱۳۸۳).

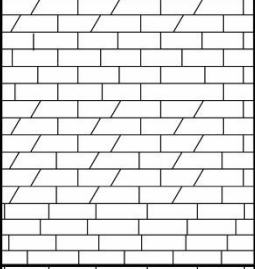
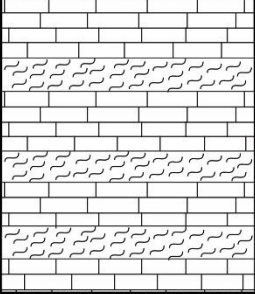
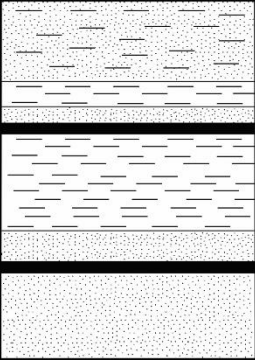
۳-۲-۴-۲ سازند لار

آسرتو (Assereto, 1966) با استفاده از نام دره لار، سازند لار را به سنگ‌های کوهساز با سن ژوراسیک پسین نسبت داده است که در نواحی وسیعی از البرز بر روی نهشته‌های زودفرسای ژوراسیک میانی (سازند دلیچای) و یا رسوب‌های ذغال‌دار گروه شمشک قرار گرفته است (آقانباتی، ۱۳۸۳). با توجه به تغییرات رخساره‌ای، این سازند به بخش‌های مختلفی تقسیم می‌گردد. پایین‌ترین بخش این سازند متشکل از سنگ‌های آهکی مارنی است که با رنگ خاکستری متمایل به سبز روشن بصورت هم شیب سازند دلیچای را می‌پوشاند. آمونیت‌های فراوان در این واحد، سن ژوراسیک میانی-پسین را نشان می‌دهد. پیکره اصلی سازند لار، شامل آهک‌های خاکستری روشن تا کرم رنگ ضخیم لایه توده‌ای است که با ریخت صخره‌ای در منطقه رخنمون دارد. در شکل (۲-۱۷) رخنمون واحدهای شمشک، دلیچای و لار در منطقه مشاهده می‌شود.



شکل ۲-۱۷) رخنمون سازندهای لار، دلیچای و شمشک در منطقه دهملا (دید به شمال).

در شکل (۲-۱۸) ستون چینه‌شناسی سازندهای مزوزوئیک در منطقه ترسیم شده است.

Erathem	System	Series	Formation	Lithology	Description
M E S O Z O I C	J u r a s s i c	Upper	L A R		Massive and thick-bedded limestone and Dolomitic limestone
		Middle	DALICHAI		Thin bedded limestone, marly limestone and marl
		Lower	SHEMESHAK		Sandstone, Shale, coal, Siltstone, Shale coal bearing,
	Tri.	Upper			

شکل ۲-۱۸) ستون چینہ شناسی مربوط به سازندهای مزوزوئیک در منطقه دهملا (بدون مقیاس).

۳-۴-۲) سازندهای سنوزوئیک

۱-۳-۴-۲) رسوبات کواترنری

واحدهای کواترنری در منطقه شامل واحدهای کواترنری کنگلومرای و نهشته های آبرفتی رودخانه ای است.

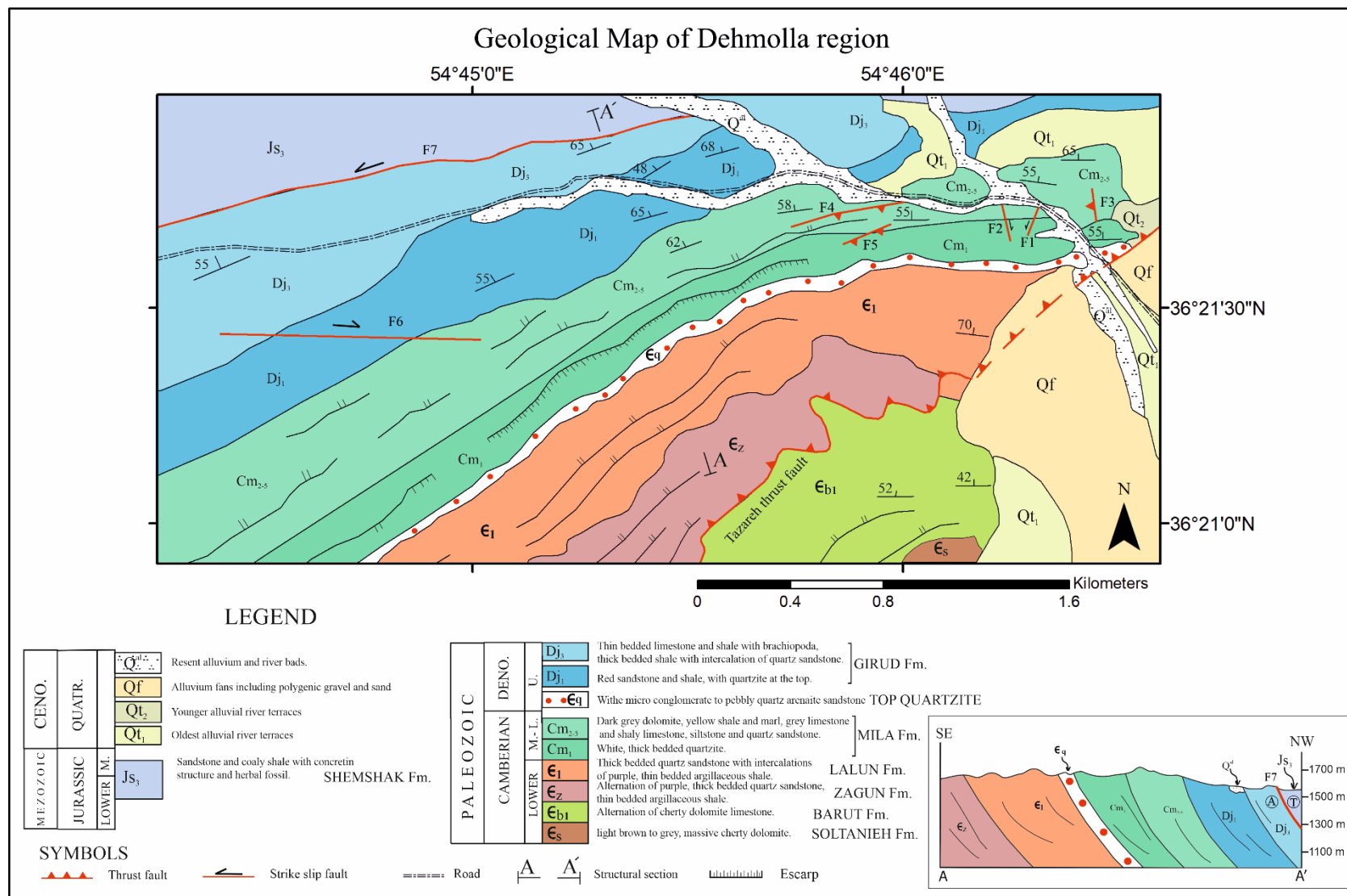
واحدهای کواترنری کنگلومرای: در منطقه مورد مطالعه واحدهای کواترنری کنگلومرای دیده می شود که به صورت افقی در کنار جاده و همچنین بر روی سازند شمشک قرار گرفته است. این کنگلومراها،

کنگلومرادهای پلی میکتیک یا چند منشائی هستند و با توجه به افقی بودن لایه و فقدان چین خوردگی، همانطور که بیان شد آن را به کواترنری نسبت می‌دهند (شکل ۱۹-۲ الف).
 نهشته‌های آبرفتی جوان: این نهشته‌ها توسط جریان رودخانه‌ای (دائمی یا موقت) و یا سیلاب‌های جاری در دره‌ها ته‌نشین شده است، نیز مربوط به زمان کواترنری می‌باشد که شامل گل و لای خاک رس تا ذرات درشت‌تر شن و ماسه و سنگریزه هستند. این نهشته‌ها فاقد سیمان سخت‌اند و دارای جورشدگی بد هستند (۱۹-۲ ب).



شکل ۱۹-۲ رسوبات کواترنری منطقه ده‌ملا. الف) واحدهای کواترنری کنگلومرای (دید به شمال غرب) ب) نهشته‌های آبرفتی جوان رودخانه‌ای در منطقه (دید به شمال).

در ادامه نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه در شکل (۲۰-۲) نشان داده شده است.



شکل ۲-۲۰ نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه مطالعاتی.

فصل سوم

چینه‌شناسی سازند میلا

۳-۱) مقدمه

سازند میلا، واحد سنگ چینه‌ای معرف سنگ‌های کامبرین میانی-بالایی در البرز، آذربایجان و دیگر نواحی ایران (به جز کرمان) است. از نظر جغرافیایی سازند میلا گستردگی زیادی در البرز، آذربایجان، ایران مرکزی و زاگرس دارد، اما به نظر می‌رسد که به طرف دامنه‌های شمالی البرز پس از کاهش ضخامت به تدریج حذف می‌شود. پایداری ویژگی‌های سازند میلا در نواحی گوناگون ایران می‌توان مؤید شرایط یکسان رسوبی حوضه‌های کامبرین میانی-بالایی در گستره‌های وسیعی از ایران باشد. سن این سازند کامبرین میانی تا اردوئیسین زیرین است (Kushan, 1978).

برش الگوی سازند میلا توسط Ruttner و همکاران (۱۹۶۳) در میلاکوه دامغان به ضخامت ۵۸۵ متر اندازه‌گیری و معرفی شد. نامبردگان به دلیل ناهمگنی موجود، سازند میلا را به ۵ عضو تقسیم کرده‌اند که کم و بیش در بسیاری از نقاط ایران قابل شناسایی است. در میلاکوه (برش الگو) عضو ۵ سنگواره ندارد ولی در دیگر نقاط ایران، تعلق عضو ۵ به زمان اردوئیسین حتمی است. به همین دلیل در بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی از سازند میلا به عنوان یک واحد سنگ چینه‌ای به سن کامبرین-اردوئیسین یاد شده است. فرسایش پس از اردوئیسین سبب شده است تا این عضو در همه جا وجود نداشته باشد (لاسمی، ۱۳۷۹).

۳-۲) مطالعات چینه‌شناسی و رسوب شناسی قبلی بر روی سازند میلا

مطالعات دیرینه‌شناسی سازند میلا در خور توجه است که از میان آن‌ها می‌توان به بررسی تریلوبیت‌های سازند میلا توسط Kushan (۱۹۷۸) در نواحی میلا کوه، شهمیرزاد، حسنک در ابهر و روستای چپقلو اشاره کرد. در این مطالعات، کوشان در سازند میلا ۷ زون زیستی جداگانه شناسایی کرد که مؤید سن کامبرین میانی تا اردوئیسین (ترمادوسین) است.

قویدل سیوکی (۱۹۹۴) بخش ۴ را به کامبرین بالایی و بخش ۵ را به اردوئیسین زیرین نسبت داده‌اند. بر اساس مطالعات لاسمی (۱۳۷۹) این سازند به پنج بخش دولومیت‌های زیرین (بخش ۱)، سنگ‌های

تخریبی و کربناته (بخش ۲)، آهک فسیل‌دار (بخش ۳) و سنگ‌های عمدتاً تخریبی بخش‌های ۴ و ۵ تقسیم شده است.

بخش ۴ سازند میلا از کوارتزآرنایت گلوکونیتی، شیل سبز رنگ و ماسه‌سنگ و کنگلومرای آهکی پدید آمده است. سنگ‌های کلسی آواری درشت دانه در این بخش به ظاهر همان سنگ‌های آهکی دریایی‌اند. رخساره‌های کلسی آواری و سیلیسی آواری در بخش‌های ۴ و ۵ سازند میلا بیشتر از تخریب بخش‌های قدیمی‌تر به هنگام پایین آمدن سطح آب دریا و بالآمدگی پی آمد گسترش پوسته قاره‌ای انباشته شده‌اند. رخساره‌های بخش ۵ دارای ساختمان‌های دانه‌بندی تدریجی طبیعی، چرخه‌های کلاسیک و ناقص و کامل بوما سکانس‌های نازک شونده و ضخیم شونده به سوی بالا و آثار فسیلی مربوط به بخش ژرف دریا هستند. ساخت‌های رسوبی یاد شده و تغییرات عمودی رخساره‌ها نشانگر آن است که بخش ۵ سازند میلا در دریایی به نسبت ژرف و با شیمی مناسب که برای ایجاد جریان‌های توربیدیتی و توده‌ای لازم است در بادبزنی‌های دریایی و دشت حوضه‌ای نهشته شده‌اند. سنگ‌های بخش زیرین سازند میلا پس از پسروری دریا و پیدایش ناپیوستگی مهم پیش از اردوئین (بالای بخش ۳) در زمان پیشروی دریا نهشته شده‌اند ولی سنگ‌های کلسی آواری قرمز تا صورتی رنگ روی آن فرسایش مناطق بالا آمده ناشی از گسترش پوسته قاره‌ای و شاید پس از پایین افتادن دوباره سطح دریاها در شرایط قاره‌ای حاصل شده‌اند (لاسمی، ۱۳۷۹).

Huber و Gansser در سال ۱۹۶۲ رسوبات سازند میلا را در ناحیه علم کوه مورد مطالعه قرار دادند. Assereto در سال ۱۹۶۳ رسوبات سازند میلا در ناحیه دره‌های جاجرود و لار را مورد مطالعه قرار داد. Stocklin و همکاران در سال ۱۹۶۴ مجموعه رسوبات فوق‌الذکر را به عنوان سازند میلا معرفی و آن را به پنج بخش تقسیم کردند و با توجه به فسیل‌ها، سن آن را کامبرو-اردوئین گزارش نمودند.

علوی نائینی در سال ۱۹۶۵ با گزارش تریلوبیت‌های سازند میلا در منطقه تکاب گسترش رسوبات دریایی کامبرین میانی و بالایی را در نواحی آذربایجان گزارش نمود.

افتخارنژاد در سال ۱۹۶۷ سازند میلا را در ناحیه مهاباد با ضخامتی کمتر از برش الگو آن گزارش نمود. Ruttner و همکاران در سال ۱۹۶۸ با تعقیب بخش‌های پنج‌گانه سازند میلا در مناطق شرقی و مرکزی ایران، سازند میلا را به مرتبه گروه ارتقا دادند و به جای بخش‌های پنج‌گانه سازند مزبور، سه سازند کالشانه، درنجال و شیرگشت را در آن گروه تفکیک کردند. این سازندها به ترتیب معادل بخش ۱، بخش های ۲، ۳، ۴ و بخش ۵ میلا شناخته شدند.

Clarke در سال ۱۹۷۱ برای فسیل‌های تریلوبیت یافت شده در بخش C سازند میلا در نواحی کوه دینا و زردکوه سن کامبرین میانی و بالایی را پیشنهاد کرد. بعدها ستوده‌نیا در سال ۱۹۷۲ فسیل‌های تریلوبیت کامبرین نواحی کوه دینار و زردکوه را اندازه‌گیری کرد و در ابتدا به نام سازند بازوفت معرفی کرد، که در سال ۱۹۷۵ آن را به سازند میلا تغییر نام داد و به سه بخش A، B و C تقسیم کرد.

خردپیر و نیکول در سال ۱۹۷۲ با جمع‌آوری تریلوبیت‌های سازند میلا در کوه گر در سلسله جبال زاگرس در جنوب غربی شهرستان اردل استان چهارمحال بختیاری را به سن کامبرین میانی و بالای نسبت دادند.

Muller در سال ۱۹۷۳ کنودونت‌های سازند میلا را در البرز و نیز سازندهای درنجال و شیرگشت از گروه میلا در شرق ایران مرکزی را مورد مطالعه قرار داد.

Kushan در سال ۱۹۷۸ با تطابق سازند میلا در ۶ برش چین‌شناسی از شرق تا غرب رشته‌کوه‌های البرز هفت زون تریلوبیتی متعلق به کامبرین میانی و بالایی را در این سازند برقرار نمود.

علوی نائینی و همکاران در سال ۱۹۸۲ سازند میلا را در منطقه تکاب در نزدیکی قزل قبر مورد مطالعه قرار دادند و با احتساب بخش ماسه‌سنگی کوارتزیت سفید رنگ به عنوان بخش قاعده‌ای سازند میلا و یا وجود فسیل‌های تریلوبیت و بازوپا، سن بخش فوقانی سازند را به اردوئیسین زیرین و بقیه آن را به

کامبرین میانی و بالایی نسبت دادند. آن‌ها هم چنین فسیل‌های گراپتولیت را در شیل‌های سیاه رنگ فرسایش یافته در رأس سازند میلا یافتند و با بخش ۵ سازند میلا معادل دانستند.

ویتکه در سال ۱۹۸۴ مطالعه مجددی بر روی تریلوبیت‌های سازند میلا به عمل آورده و بایوزوناسیون Kushan (۱۹۷۸) را مورد تأیید قرار داد.

قویدل سیوکی در سال ۱۳۶۹ سازندهای میلا، ایلک، زردکوه و فراقون را در ناحیه زردکوه مورد مطالعه قرار داد و براساس کیتینوزوآ و آکریتارک‌ها آن‌ها را با سکانس پالئوزوئیک ناحیه چالیشه و چاه دارنگ انطباق داد. وی سن آن‌ها را کامبرین بالایی - ترمادوسین پیشنهاد کردند.

قویدل سیوکی در سال ۱۳۷۳ رسوبات اردوئیسین و سازند فراقون در کوه سورمه را بر مبنای پالینولوژیکی تعیین سن نمود. او همچنین رسوبات پالئوزوئیک زیرین در تنگ زکین-کوه فراقون را مطالعه نمود و سازندهای سیاهو و سرچاهان را در حوضه زاگرس معرفی نمود.

قویدل سیوکی در سال ۱۹۹۳ رسوبات چالیشه در جنوب شرقی ایران را از نظر پالینولوژی مطالعه کرد و سن سازند میلا را با توجه به پالینولوژیکی، کامبرین میانی و بالایی-ترمادوسین تعیین نمود.

قویدل سیوکی در سال ۱۹۹۶ آکریتارک‌های رسوبات پالئوزوئیک حوضه زاگرس در جنوب ایران را مورد بررسی قرار داد و سن سازند میلا را کامبرین میانی و بالایی-ترمادوسین به دست آورد.

Bassett و همکاران در سال ۲۰۰۲ به بررسی فونای بازوپایان به سن کامبرین-اردوئیسین در سازندهای درنجال و شیرگشت در منطقه طبس پرداختند.

قویدل سیوکی در سال ۲۰۰۵ پالینوستراتیگرافی و پالئوژئوگرافی سازندهای میلا، لشکرک و قلی در جنوب غربی شاهرود (کوه خرباش نزدیک دهمل) به سن کامبرین-اردوئیسین را مورد مطالعه قرار دادند.

Popov و همکاران در سال ۲۰۰۹ بازوپایان لینگولیفورم به سن فورونگین بخش ۳ میلا در برش سیمه کوه واقع در شمال غربی دامغان را مورد مطالعه قرار دادند. آنان براساس بازوپایان سیفونوترئیدآ به اطلاعات جدیدی از کامبرین-اردوئیسین در سازندهای درنجال و شیرگشت دست یافتند.

بایت گل در سال ۱۳۹۳ بازنگری مجدد بر روی خصوصیات چینه سنگی نهشته‌های کامبرین-اردوئین البرز به نام سازند میلا انجام داد.

با مطالعه نهشته‌های کامبرین و اردوئین البرز توسط Geyer و همکاران (۲۰۱۴) و بایت گل (۱۳۹۳)، یک الگوی جدید لیتواستراتیگرافی برای نهشته‌های پالئوزوئیک زیرین البرز پیشنهاد شده است. بطوریکه نهشته‌های کامبرین-اردوئین البرز مرکزی تحت عنوان گروه میلا معرفی شده است که شامل سازندهای فشم (جدید)، معادل با کوارتزیت راسی یا قاعده ای، ده-صوفیان (جدید)، معادل با عضوهای ۱ و ۲ سازند میلا، ده‌ملا (جدید)، معادل با عضوهای ۳ و ۴ سازند میلا و سازند لشکرک معادل با عضو سازند میلا است (شکل ۳-۱).

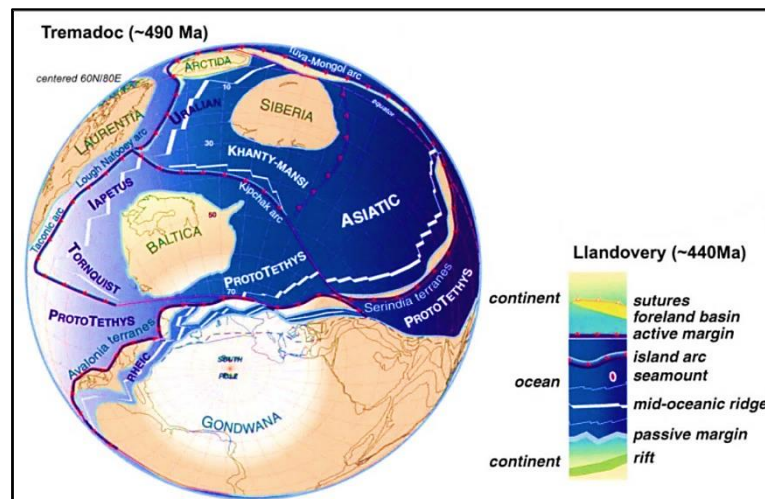
Assereto, 1963	Stöcklin et al., 1964	Ruttner et al., 1968	Kushan, 1978	Hamdi, 1995	Lasemi and Amin-Rasouli, 2003, 2007	Stratigraphic Chart of Iran	THIS ARTICLE
Mila Formation	Mila Formation	Mila Group	Mila Formation	[not covered]	[not covered]	Lashkerak Formation	Lashkerak Formation
							unnamed formation
							Deh-Molla Formation (new)
							Deh-Sufiyan Formation (new)
							Fasham Formation (new)
Lalun Sandstone	Lalun Sandstone	Lalun Formation	Lalun Fm.	Lalun Formation	Lalun Fm.	Base Quartzite	Lalun Formation
			Top Quartzite		Top Quartzite		
					Shale		
					Sandstone		

شکل ۳-۱) الگوی جدید لیتواستراتیگرافی کامبرین ایران و تکوین آن. گروه میلا در اینجا برای واحدهای چینه سنگی کامبرین میانی تا اردوئین که شامل سازندهای ده‌ملا، ده صوفیان، فشم و لشکرک است استفاده می شود (Geyer et al., 2014).

۳-۳) تاریخچه تکتونیک و رسوبگذاری گروه میلا در البرز

خرد ورقه ایران در زمان‌های پرکامبرین پسین-پالئوزوئیک زیرین همراه با صفحات عربستان، ترکیه، هندوستان و چین قسمت اعظم ابرقاره گندوانا (شکل ۳-۲) را شامل می‌شدند (Stampfli et al., 2002).

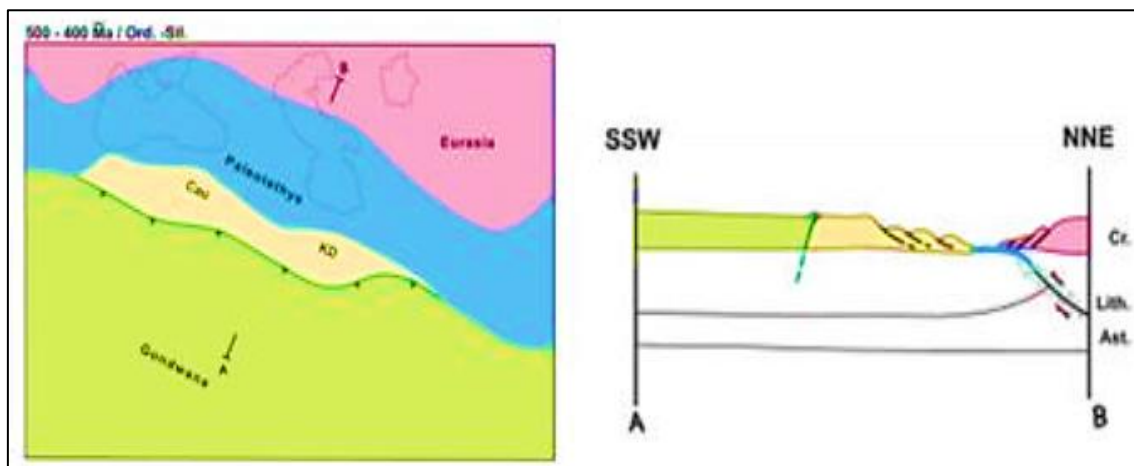
پهنه ساختاری البرز به عنوان یکی از نواحی پر حادثه‌ای است گاه در حد بین دو ابر قاره اورازیا و گندوانا سیر تکاملی خود را سپری کرده است. به طور کلی در منطقه البرز در گذر مرز پرکامبرین به کامبرین اثری از فاز تکتونیکی دیده نمی‌شود. براساس مطالعات حمدی (۱۳۷۴) فاز آسینتیک در نواحی شمالی ایران دیده نمی‌شود و حرکات کوهزایی (پان آفریکن) در این ناحیه تأثیری بر روی پهنه رسوبی-ساختاری البرز و نهشته‌های موجود در این پهنه نداشته است. مجموعه پی‌سنگی دگرگون شده حاصل از فاز کوهزایی‌های قدیمه قبل از پرکامبرین پسین در البرز بوسیله حوضه‌های قاره‌ای و دریایی کم عمق از پلاتفرم‌های کربناته با اولین آثار زیستی استروماتولیت‌ها سازندهای لالون، فشم و گروه میلا پوشیده می‌گردد (Clark et al, 1966; Nazari et al, 2004).



شکل ۳-۲) موقعیت صفحه ایران شامل البرز و ایران مرکزی در زمان پالئوزوئیک زیرین (Stampfli et al., 2002). یافته‌های دیرینه‌شناسی البرز نشان می‌دهد که غالب سرزمین‌های پرکامبرین و پالئوزوئیک زیرین در البرز مرکزی، بخشی از اثرات بجای مانده از فاز کوهزایی اواخر پرکامبرین حاصل بسته شدن اقیانوس پروتوتتیس هستند (Nazari et al., 2006). اثرات این فاز کوهزایی اواخر پرکامبرین موجب شکل‌گیری ساختار اولیه پهنه رسوبی ساختاری البرز در حوضه مابین گندوانا و اورازیا شده است (Nazari et al., 2004, Alavi, 1996). با توجه به شواهد موجود در نهشته‌های گروه میلا در البرز مرکزی و نهشته‌های کامبرین پیشین-پرکامبرین این نواحی می‌توان اظهار نمود که در حد فاصل پرکامبرین پسین تا اردو

یسین، پوسته قاره‌ای ایران و به ویژه پهنه رسوبی ساختاری البرز، جایگاه تکاملی حوضه دریایی کم عمقی پروتوتتیس بوده است (Alavi, 1996; Nazari et al., 2004; Laseini, 2001).

بر اساس مطالعات نظری و همکاران (۲۰۰۴) در اردوئیسین گسترش و تکامل حوضه‌های کششی در همبری توران و گندوانا سبب شکل‌گیری و زایش پالتوتتیس با راستای نسبی شرقی- غربی گردید (شکل ۳-۳).



شکل ۳-۳) جغرافیای دیرینه ایران در اردوئیسین همراه با زایش پالتوتتیس در اثر فرایند کافت‌زایی در اواخر اردوئیسین میانی و بالایی (Nazari et al., 2004).

بر اساس کارهای کاوسی و شامانی (Kavoosi and Shamani, 2016) نشانه‌های کشش در طی کامبرین و در پاره سازند ۱ میلا دیده می‌شود. همچنین آتشفشان‌های نوع آلکالن در اردوئیسین بیانگر بیشینه نیروهای کششی و پدیدار شدن پوسته اقیانوسی در حاشیه بلوکهای خاوری و در البرز خاوری است.

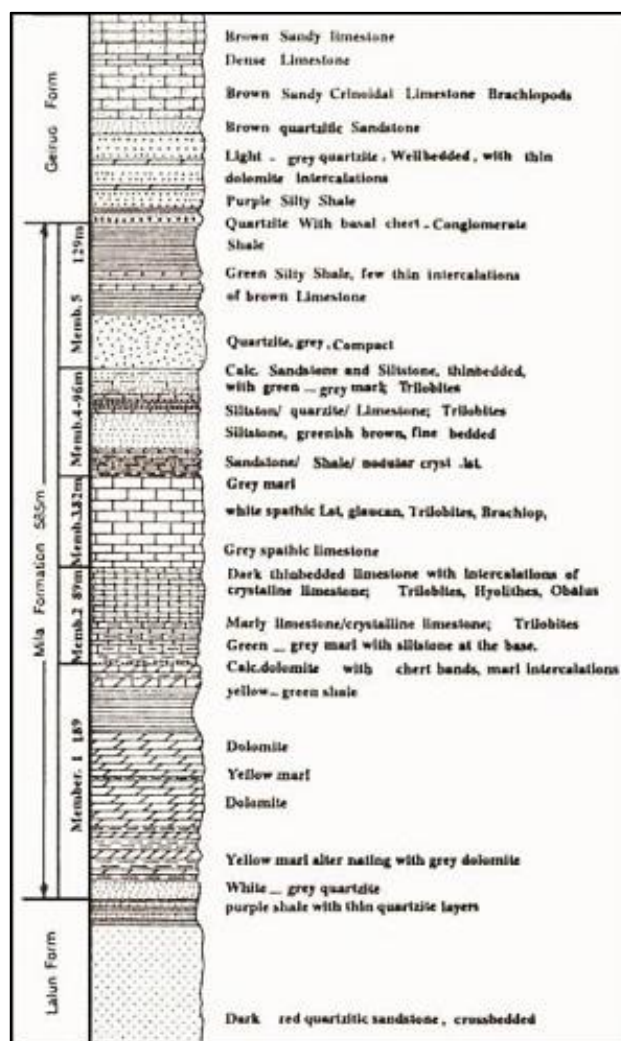
علوی (۱۹۹۶) اقیانوسی پالتوتتیس را متأثر از فروانش پشته میان اقیانوسی Rheic در زیر پوسته گندوانا به سوی جنوب و عملکرد سیستم Roll-back بقایای پوسته اقیانوس Rheic دانسته است که با زایش آن باریکه‌هایی از صفحات قاره‌ای در شمال گندوانا آغاز به جدا شدن از یکدیگر و آغاز پیدایش کافت کرده اند (Stampfli, 2000).

موقعیت تکتونیکی حاشیه قاره‌ای فعال ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های بالایی سازند لشکرک همراه با وجود بازالت‌های بخش بالایی این سازند تأییدی بر صحت این داده‌ها می‌باشد. اولین فاز تکتونیکی در سیکل

کالدونین در اواخر کامبرین پیشین در بسیاری از نقاط ایران عمل نموده و همچنین در ناحیه البرز دارای عملکرد ضعیفی بین دو سازند زاگون و لالون بوده است (حمدی، ۱۳۷۴). این چرخه با یک مرحله خشکی‌زایی در نواحی مختلف البرز همراه می‌باشد و فاز فرسایشی سبب اختلاف ضخامت در سازند زاگون (کامبرین) شده است. سپس البرز نیز دوباره زیر آب رفته و رسوباتی از جمله نهشته‌های کربناته رمپ و شلف لبه‌دار سازند ده صوفیان و دهملا مربوط به گروه میلا رسوبگذاری می‌کنند. سومین فاز کوهزایی مربوط به کالدونین که بر روی منطقه البرز تأثیر گذاشته است که نتیجه آن تغییرات بزرگ آب و هوایی بوده نه تکتونیکی که در نتیجه تشکیل یخچال‌ها پسروی دریا رخ داده است و رسوبات اردو یسین سازند لشکرک در این منطقه نهشته شده‌اند (Stampfli, 2000). در نهایت فاز ریفتی اواخر اردو یسین در بخش بالایی سازند لشکرک ایجاد شده است.

۳-۴) معرفی سازند میلا در برش الگو

برش الگوی سازند میلا توسط اشتوکلین و همکاران (۱۹۶۴) در میلا کوه دامغان، به ضخامت ۵۸۵ متر معرفی شده است. در برش الگو ناهمگنی توالی‌های رسوبی این سازند موجب شده است تا سازند میلا به ۵ عضو تقسیم گردد. نظرات متفاوتی در ارتباط با عضوهای مختلف سازند میلا وجود دارد، بطوریکه توافق کلی در ارتباط با مرز کامبرین پیشین و میانی (حد پایینی سازند میلا) در نهشته‌های پالئوزوئیک ایران وجود ندارد. همچنین آنان سازند میلا را به ۵ عضو در برش الگو تقسیم کرده‌اند (شکل ۳-۴). عضو ۱ (در پایین) بدون فسیل است و عضوهای ۴، ۳ و ۲ حاوی انواع گوناگون از فسیل‌های کامبرین میانی و پسین است. همچنین عضو ۵ نیاز در بعضی از برش‌های حاوی فسیل‌های به سن اردو یسین پیشین است (Peng et al., 1999).

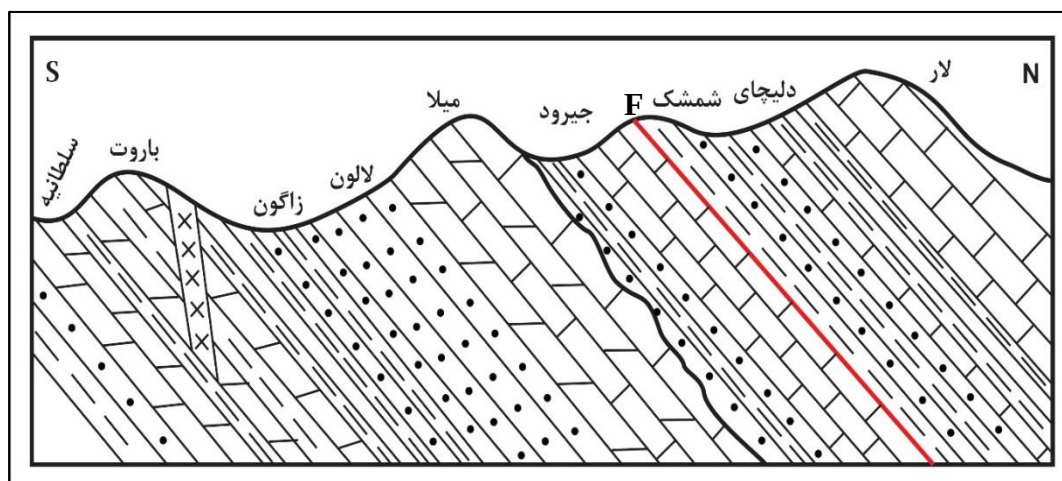


شکل ۳-۴) برش الگوی سازند میلا و عضوهای مختلف آن (Stocklin et al., 1964)

در منطقه دهملا سازند میلا به طور هم‌شیب بر روی سازند لالون قرار گرفته و دارای توالی‌های تخریبی در بخش‌های ۴ و ۵ و بخش‌هایی از بخش ۲، و توالی‌های کربناته در بخش‌های ۱ و ۳ می‌باشد. از اهداف پیش رو در این فصل ترسیم ستون چینه‌شناسی سازند میلا در برش دهملا، تعیین مرزهای بالایی و پایینی سازند میلا، تفکیک عضوهای مختلف این سازند بر مبنای مطالعات صحرایی و پتروگرافی و نمایش سازند در نقشه زمین‌شناسی است.

۵-۳ سازند میلا در منطقه

به طور کلی هم در سازند میلا (شمال ایران) و هم در گروه میلا (شرق ایران) سری رسوبات در قاعده با دولومیت شروع می‌شود و به دنبال آن آهک، شیل و ماسه‌سنگ تا انتها خاتمه می‌یابد. منطقه دهملا با مساحتی در حدود ۱۵۰ کیلومتر مربع در دامنه جنوبی البرز شرقی است که منطقه مورد مطالعه بخشی از این گستره را شامل می‌شود. در منطقه، فعالیت‌های تکتونیکی به طور هم زمان (فازهای کششی) در ته نشست رخساره‌های توریدایتی نقش عمده‌ای داشته‌اند (طاهری و همکاران، ۱۳۸۳). نیمرخ این بخش در شکل (۵-۳) مشاهده کرد.



شکل ۵-۳ نیمرخ چین‌شناسی از سازندهای منطقه دهملا (اقتباس از طاهری، ۱۳۸۳).

در این بخش از پژوهش با استفاده از نمونه‌های سنگی برداشت شده از منطقه، سازند میلا مورد بررسی قرار گرفت. این بررسی‌ها شامل مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است.

در بخش مطالعات آزمایشگاهی ۱۲ نمونه دستی تهیه شده در پیمایش صحرایی، مقاطع نازک تهیه شد و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان، مطالعات پتروگرافی بر روی مقاطع صورت گرفت. این مطالعات شامل بررسی کانی‌شناسی و تعیین فسیل‌های شاخص احتمالی و در نهایت طبقه‌بندی نمونه‌ها می‌باشد.

۳-۵-۳) نهشته های تخریبی کوارتزیت قاعده ای گروه میلا (سازند فشم)

سازند فشم شامل طبقات ماسه سنگی ضخیم لایه (بطور تقریبی با ضخامت ۸۰ تا ۱۰۰ سانتی متر) دانه ریز تا متوسط خوب جور شده با طبقه بندی مورب عدسی است. ضخامت میانگین این سازند در برش های مختلف بطور تقریبی ۲۵ تا ۴۰ متر است. این بخش در منطقه دهملا به ضخامت ۳۵ متر، به طور هم شیب بر روی ماسه سنگ لالون (شکل ۳-۶) و در زیر عضو ۱ میلا قرار گرفته است (شکل ۳-۷). لیتولوژی آن شامل کوارتز آرنایت های سفید رنگی است که نشان دهنده محیط های پر انرژی ساحلی است. عدهای این بخش را جزء سازند میلا در نظر گرفته اند. بر مبنای شواهد صحرایی (لایه بندی، جنس لایه، ساختمان رسوبی) و مترکشی انجام شده در منطقه، می توان توالی این بخش را به واحدهای زیر تقسیم نمود:

- ✓ کوارتز آرنایت ضخیم لایه به ضخامت ۱ متر
- ✓ ماسه سنگ نازک لایه به ضخامت ۱/۵ متر
- ✓ ماسه سنگ ضخیم لایه به ضخامت ۱ متر
- ✓ ماسه سنگ های متوسط لایه تا ضخیم لایه به ضخامت ۶/۵ متر
- ✓ ماسه سنگ توده ای به ضخامت ۲۵ متر

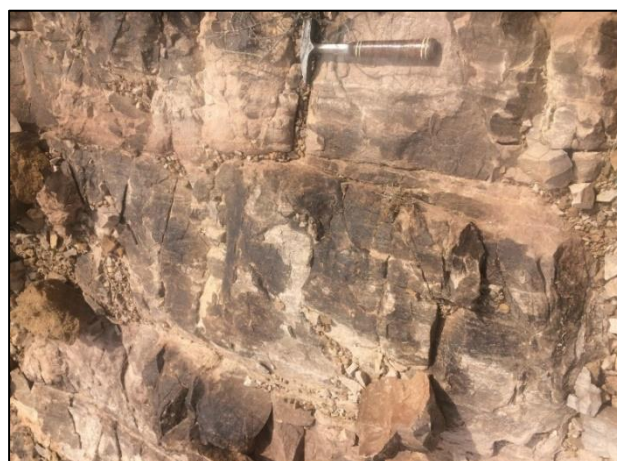


شکل ۳-۶) مرز تاپ کوارتزیت و سازند لالون در منطقه دهملا.



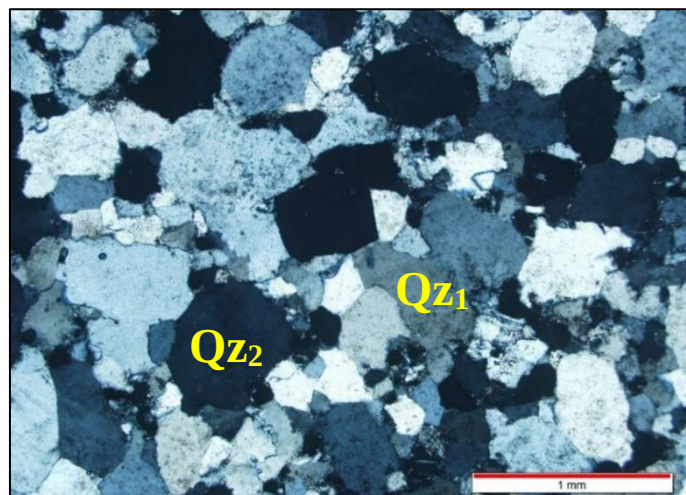
شکل ۳-۷) نمای کلی از تاپ کوارتزیت در منطقه (دید به شمال غرب).

در شکل (۳-۸) بخش ماسه‌سنگ توده‌ای تاپ کوارتزیت در منطقه ده‌ملا مشاهده می‌شود.



شکل ۳-۸) نمای نزدیک از ماسه‌سنگ توده‌ای در منطقه ده‌ملا.

مطالعات میکروسکوپی از نمونه برداشت شده از ماسه‌سنگ‌های این بخش نشان می‌دهد که این ماسه سنگ‌ها سرشار از کوارتز با جورشدگی نسبتاً خوب بوده و کوارتزهای موجود اغلب از دو نوع تک بلوری (دارای خاموشی مستقیم و موجی) می‌باشند و مقدار کمتری از کوارتز چند بلوری نیز دیده می‌شود. کوارتزها از نوع سیمان‌های سیلیسی رو رشدی، سیمان آهکی و دولومیتی می‌باشد (شکل ۳-۹).

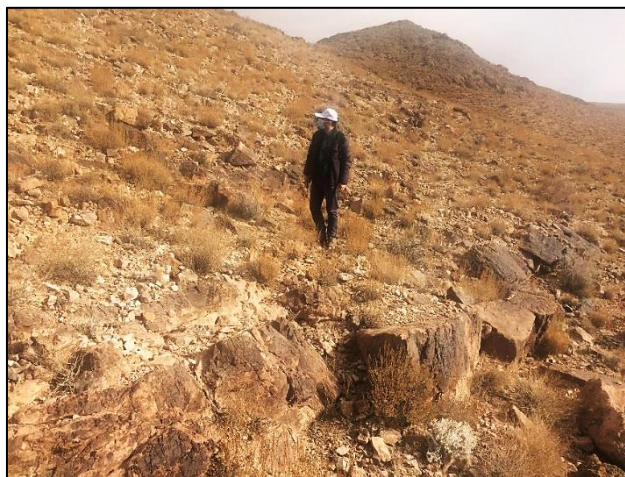


شکل ۳-۹) مقطع میکروسکوپی مربوط به سنگ‌های تاپ کوارتزیت در برش دهملا. (Qz1: کوارتز تک بلوری با خاموشی مستقیم. Qz2: کوارتز تک بلوری با خاموشی موجی).

۳-۵-۴) توصیف چین‌نگاری عضو ۱ سازند میلا

عضو ۱ سازند میلا شامل توالی آهکی با ضخامت حدود ۱۰۰ متر متشکل از استروماتولیت، دولوستون، مارن، دولوستون آنکوئیدی، شیل، شیل-سیلتی و سنگ آهک نازک لایه است که به صورت هم شیب و تدریجی بر روی واحدهای کوارتزیتی سفید رنگ سازند فشم قرار گرفته است. لیتولوژی این عضو شامل دولومیت‌های کرم رنگ تا قهوه‌ای روشن و تیره و مارن‌های کرم رنگ و آهک آنکوئیدی است. ضخامت این بخش ۶۷ متر اندازه‌گیری شده است (شکل ۳-۱۰). بر مبنای شواهد صحرایی (لایه بندی، جنس لایه، ساختمان رسوبی) و مترکشی انجام شده در منطقه، می‌توان توالی این بخش را به واحدهای زیر تقسیم نمود:

- ✓ دولومیت‌های استروماتولیتی لایه لایه، متوسط تا نازک لایه به ضخامت ۶ متر
- ✓ دولومیت‌های ضخیم لایه تا متوسط لایه به ضخامت ۸ متر
- ✓ دولومیت کرم رنگ توده‌ای حاوی چرت نودولی و لایه‌ای به ضخامت ۲۰ متر
- ✓ دولومیت‌های توده‌ای خاکستری رنگ به همراه ندول‌های چرتی و استروماتولیت‌های مسطح به ضخامت ۸ متر
- ✓ دولومیت‌های خاکستری رنگ توده‌ای به ضخامت ۲۵ متر



شکل ۳-۱۰) لایه‌بندی در عضو ۱ سازند میلا در ده‌ملا (دید به شمال).

۳-۵-۴) ساخت‌های رسوبی و فسیل‌ها در عضو ۱ سازند میلا

مهمترین ساختمان رسوبی مشاهده شده در این بخش شامل باندستون‌های استروماتولیتی می‌باشد که در برخی از آن‌ها چرت بصورت ندولی مشاهده می‌شود. این باندستون‌ها در اثر فعالیت جلبک‌های سبز آبی به وجود آمده‌اند و در بسترهای که مقدار زیادی رسوبات دانه ریز در آب شناورند. این جلبک‌ها تمایل به جمع‌آوری این ذرات داشته و ساخت‌های استروماتولیتی را ایجاد می‌کنند.

استروماتولیت: در پهنه‌های جزر و مدی یک نوع باکتری به نام سیانوباکتری زندگی می‌کند که این باکتری در اثر فعالیت میکروبیال یک لایه‌ی تیره میکرایتی را تشکیل می‌دهد، که این لایه‌ها همانند موکت یا فرش ناحیه را می‌پوشاند که به آن فرش جلبکی می‌گویند (Riding, 2000).

این لایه دارای پرزهای چسبناکی هست که باعث می‌شود ذرات رسوبی در لایه لای آن‌ها به دام می‌افتند و پس از مدتی سطح آن با لایه‌ای از رسوب پوشیده می‌شود و باعث مرگ موجود می‌گردد، بر روی سطح جدید لایه‌ی دیگری از این موجود ساخته می‌شود که تکرار آن باعث لامیناسیون تیره و روشن می‌شود ساخت‌های استروماتولیتی شامل استروماتولیت‌های گنبدی و مسطح (شکل ۳-۱۱) است. دولومیت‌های ضخیم لایه و دولومیت‌های همراه با چرت عضو ۱ سازند میلا را می‌توان در شکل (۳-۱۲)

مشاهده کرد. همچنین لامیناسیون موازی و مورب نیز از ساخت‌های مهم دیگری است که در منطقه مشاهده شده است (شکل ۳-۱۳).



شکل ۳-۱۱ الف) استروماتولیت‌های گنبدی در عضو ۱ سازند میلا. ب) استروماتولیت مسطح در عضو ۱ سازند میلا.

از این عضو دو نمونه از استروماتولیت (شکل ۳-۱۴) و دولومیت چرتی (۳-۱۵) برداشت شده و سپس مقطع نازک میکروسکوپی از آن تهیه گردید.



شکل ۳-۱۲ دولومیت‌های توده‌ای همراه با چرت در عضو ۱ سازند میلا.

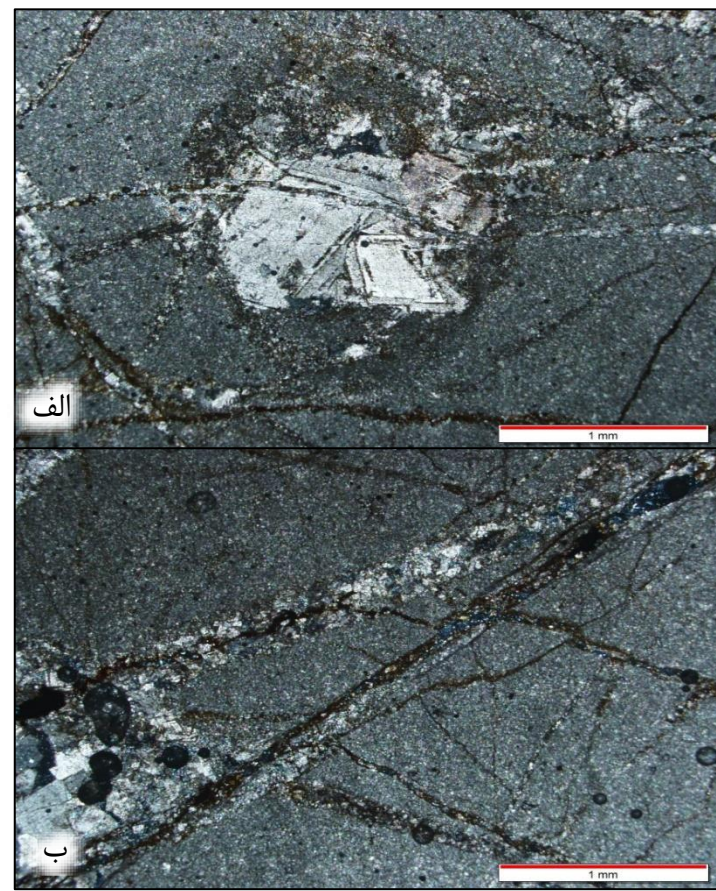
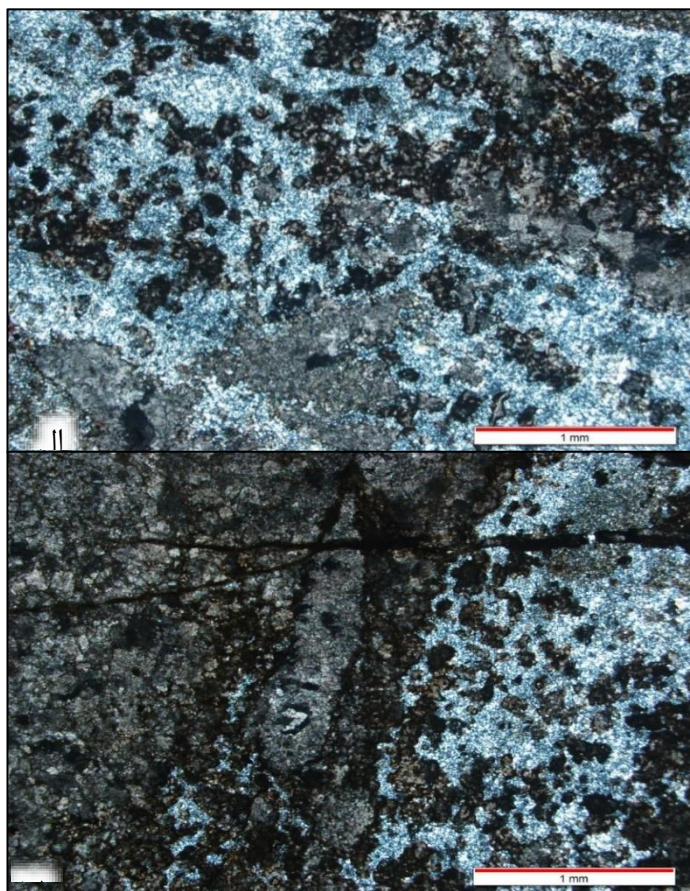


الف



ب

شکل ۳-۱۳) الف) لامیناسیون موازی در عضو ۱ سازند میلا. ب) لامیناسیون مورب در عضو ۱ سازند میلا.



شکل ۳-۱۴) تصاویر میکروسکوپی از دولومیت‌های عضو ۱ سازند میلا در دهملا. شکل ۳-۱۵) تصاویر میکروسکوپی از دولومیت‌های استروماتولیتی و چرت‌دار از عضو ۱ سازند میلا.

۳-۵-۴) محیط رسوبی عضو ۱ میلا

با توجه به ساختمان‌های رسوبی مشاهده شده در عضو یک سازند میلا می‌توان نتیجه گرفت که محیط تشکیل این عضو، پهنه جزر و مدی می‌باشد. علت این امر این است که جلبک‌ها موجوداتی فتوسنتز کننده می‌باشند و برای انجام عمل فتوسنتز نیاز به نور دارند و نهایتاً تا عمق ۶۰ متری قادر به ادامه حیات می‌باشند و این شرایط در مناطق جزر و مدی مهیا می‌باشد. این بخش شروع پیشروی آب دریا را در کامبرین میانی نشان می‌دهد.

۳-۵-۵) توصیف چینه‌نگاری عضو ۲ میلا

عضو ۲ سازند میلا در برش الگو به صورت دولومیت و آهک‌های ورقه‌ای سیاه رنگ حاوی تریلوپیت که گونه *Plethometopus cf convergens* در آن تشخیص داده شده و سنی برابر کامبرین پسین را مشخص می‌کند (خسرو تهرانی، ۱۳۸۴). ۸۹ متر سنگ آهک متبلور با لایه‌بندی منظم است که چند میان لایه مارنی در بالای آن وجود دارد (آقانباتی، ۱۳۸۷).

عضو ۲ میلا در منطقه دهملا متشکل از ۲۰۰ متر از سنگ‌های آهکی است که به دو دسته مجموعه توالی رسوبی تقسیم می‌شود. مجموعه توالی رسوبی پایینی عضو ۲ سازند میلا از شیل‌های سبز، مارن، استروماتولیت، دولوستون و سنگ‌آهک اسکلتی با میان لایه‌هایی از کربنات‌های نواری پهنه کشندی (Tidal Flat) و مجموعه توالی رسوبی بالایی از کربنات‌های نواری تشکیل شده است.

این بخش به طور هم شیب و پیوسته بر روی عضو ۱ میلا قرار می‌گیرد (شکل ۳-۱۶) ضخامت این بخش در برش پیمایش شده از منطقه ۹۵ متر اندازه‌گیری شده است. بر مبنای شواهد صحرایی (لایه بندی، جنس لایه، ساختمان رسوبی) و مترکشی انجام شده در منطقه، می‌توان توالی این بخش را به واحدهای زیر تقسیم نمود (شکل ۳-۱۷):

- ✓ سنگ آهک نازک لایه به ضخامت ۵ متر
- ✓ آهک درشت بلور به ضخامت ۱۰ متر
- ✓ آهک نازک لایه به ضخامت ۵ متر
- ✓ آهک درشت اینتراکلیست دار زیر آهک صورتی به ضخامت ۱۰ متر
- ✓ آهک درشت بلور خاکستری، صورتی به ضخامت ۵ متر (شکل ۳-۱۷-الف)
- ✓ سنگ آهک متوسط لایه تا نازک لایه، دارای میان لایه‌های ماسه قهوه‌ای و دارای لامیناسیون موازی به ضخامت ۳۰ متر
- ✓ دولومیت‌های زرد رنگ ضخیم لایه استروماتولیتی به ضخامت ۱۵ متر (شکل ۳-۱۷-ب)
- ✓ دولومیت، آهک متوسط لایه به ضخامت ۵ متر
- ✓ آهک نازک لایه دارای ساخت رسوبی قالب تبخیری به ضخامت ۱۰ متر



شکل ۳-۱۶) نمای کلی از عضو ۱ و ۲ میلا (دید به جنوب غرب).



شکل ۳-۱۷) تصاویر صحرایی از عضو ۲ سازند میلا. الف) آهک درشت بلور صورتی. ب) دولومیت های زردرنگ ضخیم لایه استروماتولیتی (ج) چرت در عضو ۲ سازند میلا.

۳-۵-۵-۱) ساخت‌های رسوبی و فسیل‌ها در عضو ۲ میلا

تریلوبیت، بازوپا، هیولیتیده فراوان ترین فسیل‌های این عضو هستند (آقانباتی ۱۳۸۳) و همچنین در این عضو انواع مختلفی از ایکنوفسیل مشاهده می گردد (شکل ۳-۱۸). در این بخش ساختمان‌های

رسوبی متنوعی از جمله قالب‌های دروغین نمک، ترک‌های سین آرسیس، ساختمان‌های فلاسر (Flaser)، استروماتولیت، لایه‌های توفانی، سطح زیرین فرسایشی ناودانی شکل (Gutter cast)، آثار حرکت تریلوبیت‌ها و فسیل‌های تریلوبیت دیده می‌شوند.



شکل ۳-۱۸) نمونه‌ای از ایکنوفسیل در آهک‌های عضو ۲ سازند میلا.

قالب‌های دروغین نمک: در شرایطی مناسب ممکن است بلورهای مختلفی از قبیل نمک در سطح رسوبات نرم تشکیل گردد. چنانچه شرایط محیط تغییر کند این بلورها ذوب می‌شوند و از بین می‌روند. سپس حفره‌های باقی مانده از رسوبات پر می‌شود و قالب‌های نمک را به وجود می‌آورد (موسوی حرمی، ۱۳۸۵) که نشان دهندهٔ بالا بودن درجه شوری محیط است (شکل ۳-۱۹).



شکل ۳-۱۹) قالب دروغین نمک در عضو ۲ سازند میلا.

ترک‌های سین آرسیس: این ترک‌ها از ساخت‌های رسوبی مشاهده شده در سطح لایه می‌باشند. ممکن است ترک‌هایی در سطح رسوبات گلی موجود در زیر توده‌های آبی تشکیل شود. این ترک‌ها بر اثر از دست دادن آب موجود در رسوبات به دلیل اتصال ذرات رسی به یکدیگر و یا اینکه تغییرات درجه شوری آب به وجود می‌آید. ترک‌های مزبور نسبت به ترک گلی کوچک‌تراند و توسط گل‌هایی که اندازه ذراتشان با رسوبات ترک‌دار یکی بوده و یا کمی درشت‌تر است پر می‌شوند (موسوی حرمی، ۱۳۸۵) (شکل ۳-۲۰).



شکل ۳-۲۰) سین آرسیس در عضو ۲ سازند میلا.

از دیگر ساخت‌های مشاهده شده در عضو ۲ سازند میلا در ده‌ملا می‌توان به باندستون استروماتولیت‌ها اشاره کرد (شکل ۳-۲۱).



شکل ۳-۲۱) باندستون استروماتولیت در عضو ۲ میلا.

ساختمان فلاسر: یک سری لایه‌بندی مورب در رسوبات ماسه‌ای که توسط ریپل‌ها ایجاد می‌شوند. ابتدا انرژی زیاد که سبب تشکیل طبقات مورب می‌شود، سپس در اثر کاهش انرژی، ذرات دانه ریز بین طبقات مورب ته‌نشست می‌یابد و این فرایند به صورت تناوبی عمل خواهد نمود و یکی از ساختمان‌های رسوبی فیزیکی شاخص پهنه‌های جزر و مدی می‌باشند (موسوی حرمی، ۱۳۸۵) (شکل ۳-۲۲).



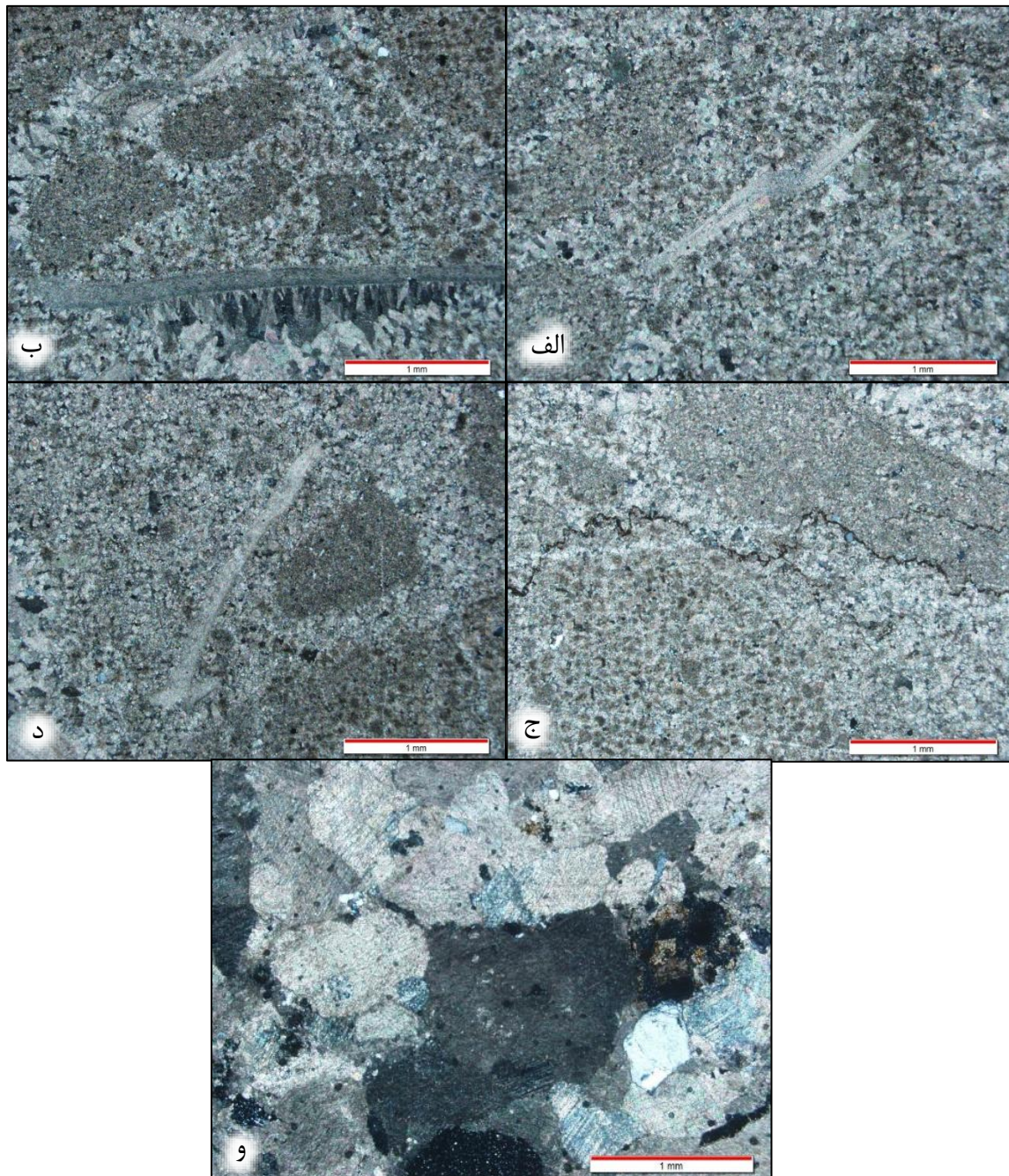
شکل ۳-۲۲) ساختمان فلاسر در عضو ۲ سازند میلا.

لایه‌های توفانی و سطح زیرین فرسایشی ناودانی شکل (Gutter cast) از دیگر ساخت‌های رسوبی است که در عضو ۲ میلا در منطقه مشاهده شده است (شکل ۳-۲۳).

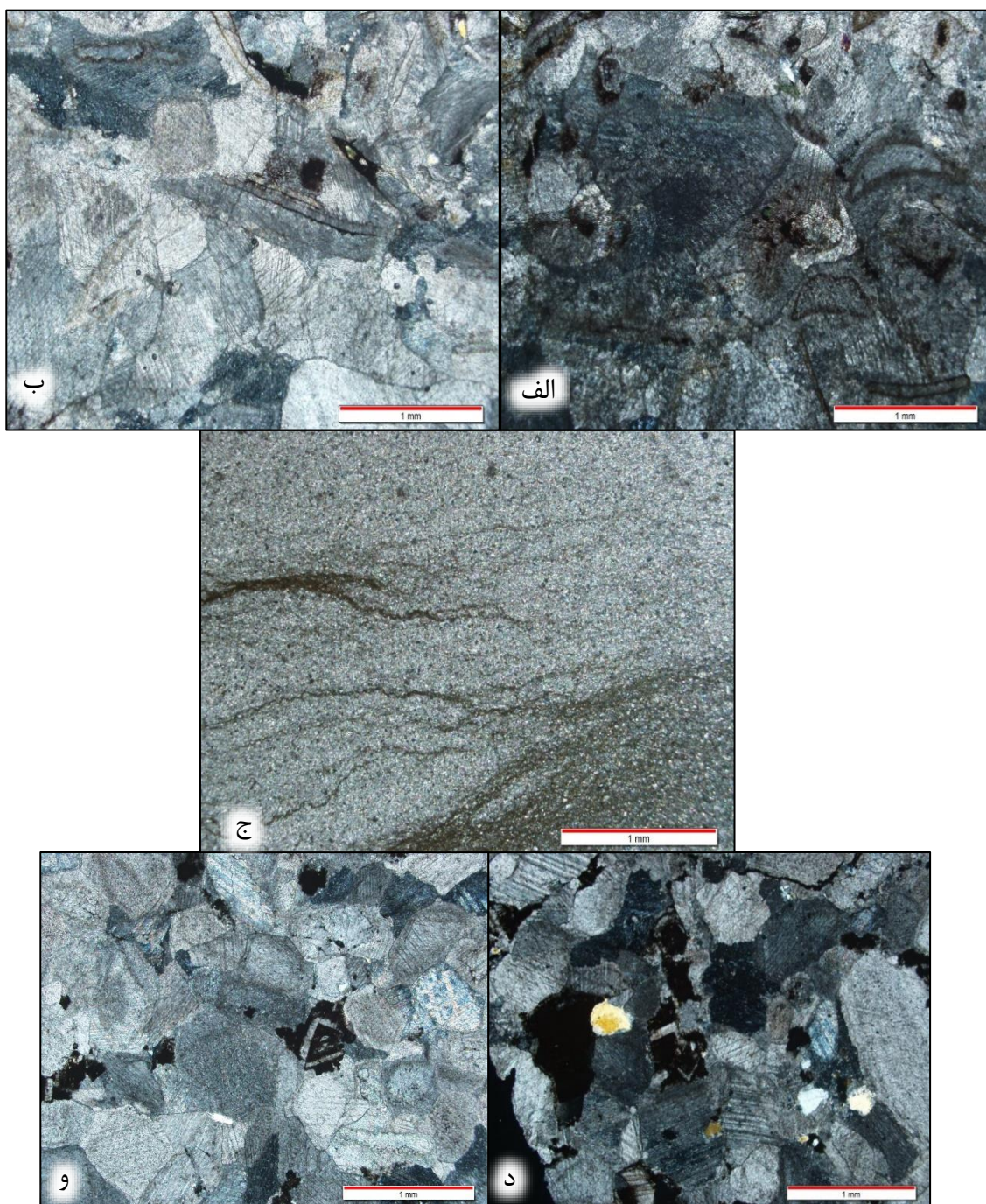


شکل ۳-۲۳) لایه‌های توفانی و سطح فرسایشی ناودانی شکل در عضو ۲ سازند میلا.

از این عضو ۵ نمونه (شکل ۳-۲۴) شامل دو نمونه از سنگ آهک، یک نمونه از سنگ آهک درشت بلور خاکستری-صورتی، یک نمونه از دولومیت آهک متوسط لایه و یک نمونه از آهک درشت بلور برداشت شده و سپس مقطع نازک میکروسکوپی از آن تهیه گردید (۳-۲۵).



شکل ۳-۲۴) تصاویر میکروسکوپی از نمونه سنگ آهکی در عضو ۲ سازند میلا. الف) گرینستون اینتراکلاستی دولومیتی، ب) گرینستون اینتراکستی بیوکلستی دولومیتی. ج) گرینستون اینتراکلاستی دولومیتی (Dolomitic intraclast grainstone). د) گرینستون اینتراکستی بیوکلستی دولومیتی. و) دولستون (Dolostone)



شکل ۳-۲۵) تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های عضو ۲ سازند میلا در دهملا. الف) و ب) دولستون. ج) دولومادستون با رگه های انحلالی. د) دولستون ماسه ای دارای تخلخل حفره ای. و) دولستون دارای تخلخل حفره ای.

۳-۵-۵-۲) محیط رسوبی عضو ۲ میلا

با توجه به ساختمان‌های رسوبی مشاهده شده در این عضو می‌توان نتیجه گرفت که میزان تبخیر در محیط به علت حضور قالب‌های دروغین نمک زیاد بوده و از طرفی وجود اینتراکلیست‌های درون سازندی

و ساختمان‌های فلاسر نشان دهنده پهنه جزر و مدی می‌باشند. بنابراین محیط تشکیل این بخش را می‌توان محیط تالاب و جزر و مدی در نظر گرفت. با توجه به تجمع فسیل‌های تریلوبیت می‌توان نتیجه گرفت که ارتباط تالاب با دریای باز به صورت بسته نمی‌باشد. همچنین سیکل‌های پری تایدال در این عضو نشانگر نوسانات جزئی سطح آب دریا می‌باشند.

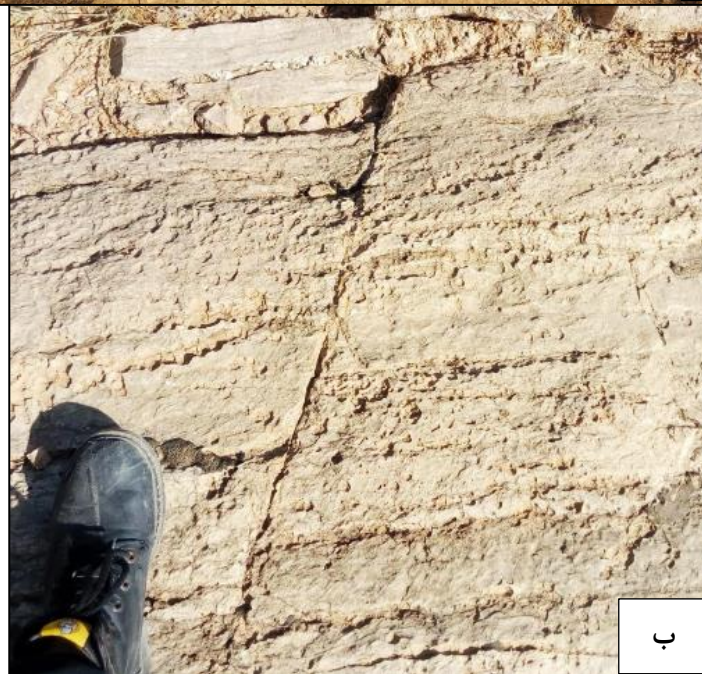
۳-۵-۶) توصیف چینه‌نگاری عضو ۳ سازند میلا

این عضو، شامل ۸۲ متر سنگ آهک دانه درشت روشن رنگ و بلورین گلوکونیت دار است (آقاناتی، ۱۳۸۳). تریلوبیت و بازو پایان نشانگر قسمت‌های زیرین یا میانی کامبرین پسین هستند. که در دریای کم عمق و پر انرژی ته نشست شده‌اند. به علت رسوبگذاری در محیط جزایر سری ضخامت لایه‌ها زیاد و سیمان از نوع اسپارایت است. از نظر خسروتهرانی (۱۳۸۲) این عضو شامل آهک گلوکونیت-دار با ماسه سنگ آهکی و شیل به طور محلی و فراوان حاوی خرده‌های صدف براکیوپود و تریلوبیت است و این بخش یک لایه خرد شده نامیده می‌شود. عضو ۳ سازند میلا در منطقه دهملا، دارای ۲۵ متر توالی ماسه‌سنگ، سنگ آهک و گاهی میان لایه‌های گل‌سنگ می‌باشد، ولی عمدتاً دارای رخساره سنگ آهک‌های اسپارایتی درشت بلور یا دانه شکری گلوکونیت‌دار است، به طوری که اگر هر کدام از سنگ‌های آهکی این عضو شکسته شود دانه‌های کلسیت کاملاً در آن مشخص خواهد بود. بر مبنای شواهد صحرایی (لایه‌بندی، جنس لایه، ساختمان رسوبی) و مترکشی انجام شده در منطقه، می‌توان توالی این بخش را به واحدهای زیر تقسیم نمود:

✓ آهک توده‌ای درشت بلور صورتی رنگ به ضخامت ۱۰ متر

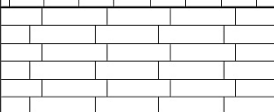
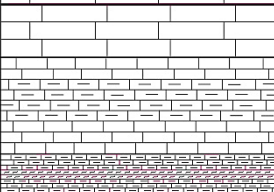
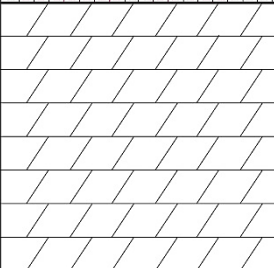
✓ آهک توده‌ای درشت بلور کرم و زرد رنگ به ضخامت ۱۵ متر

قطعات فسیل تریلوبیت و همچنین فسیل کامل تریلوبیت کامبرین میانی در این عضو دیده می‌شود. عضو ۳ میلا در منطقه به طور هم شیب و پیوسته بر روی عضو ۲ قرار می‌گیرد (شکل ۳-۲۶).



شکل ۳-۲۶) الف) نمایی از رخنمون عضو ۳ میلا در منطقه (دید به شمال).
 ب) آهک‌های اسپاریتی ضخیم لایه در عضو ۳ سازند میلا.

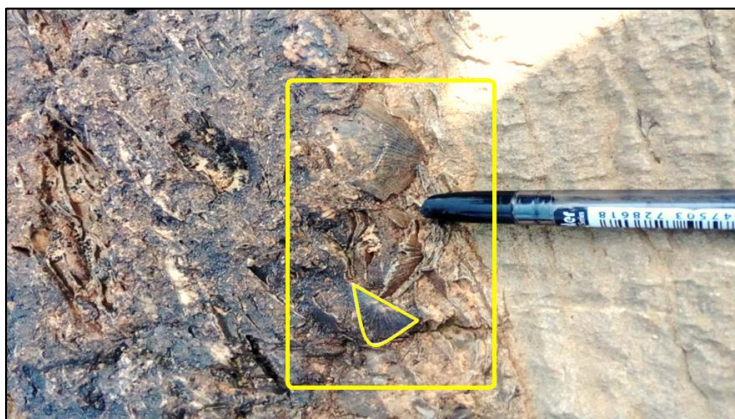
بر مبنای شواهد صحرایی (لایه‌بندی، جنس لایه، ساختمان رسوبی) و مترکشی انجام شده در منطقه، می‌توان توالی عضوهای ۱ تا ۳ سازند میلا را در ستون لیتواستراتیگرافی شکل (۳-۲۷) مشاهده نمود.

Erathem	System	Series	Formation	Lithology	Description	
P A L E O Z O I C	C a m b r i a n	Upper	M4		Shale, thick and medium bedded limestone	
			M3		Thick bedded limestone	
		Middle	M2		Thin bedded shaly limestone with intercalation yellow marl, and salt pseudomorphs and syneresis crack	
			M1		Thick bedded Dolomite	
		Lower				
		T. QZ				
LEGEND  Limestone  Limestone  Dolomite  Top QZ.  Marl  Shale						

شکل ۳-۲۷) ستون لیتواستراتیگرافی عضوهای ۱ تا ۳ سازند میلا در منطقه

۳-۵-۶-۱) ساخت‌های رسوبی و فسیل‌ها در عضو ۳ میلا

در عضو ۳ میلا فسیل‌های براکیوپد (شکل ۳-۲۸) و کرینوتید (شکل ۳-۲۹) وجود دارد. از اجزای کربناته غیراسکلتی موجود در آهک‌های عضو ۳ میلا، وجود قطعات درشت اینتراکلسیت می‌باشد که نشان دهنده شرایط تشکیل در پهنه‌های جزر و مدی توفانی است.

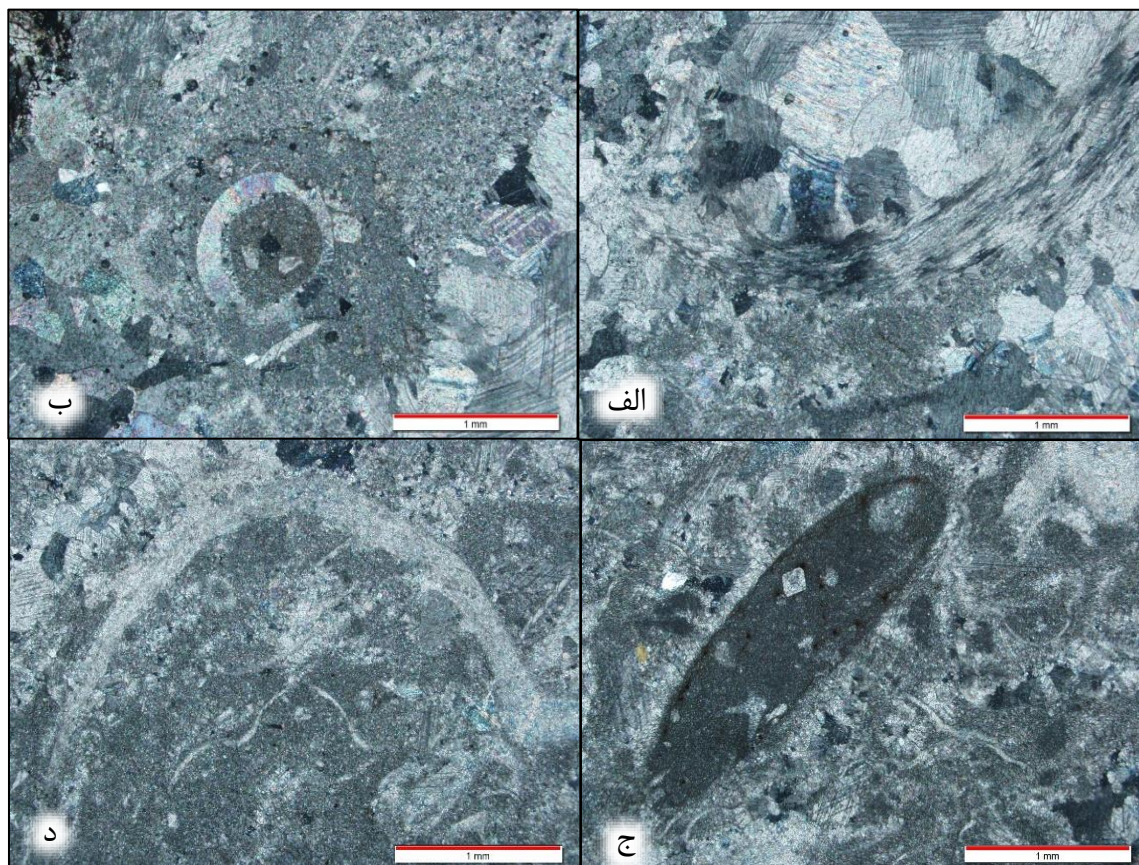


شکل ۳-۲۸) نمایی از فسیل براکیوپد در عضو ۳ سازند میلا.



شکل ۳-۲۹) فسیل کرینوتید در عضو ۳ سازند میلا.

از عضو ۳ میلا، دو نمونه برداشت شده و سپس مقطع نازک میکروسکوپی از آن تهیه گردید (۳-۳۰).



شکل ۳-۳۰) تصاویر میکروسکوپی از عضو ۳ سازند میلا. الف تا ج) پکستون بیوکلستی درشت دانه دربردارنده فسیل‌های پراکیوپد، نرم تنان و اینتراکلست.

۳-۵-۶-۲) محیط رسوبی عضو ۳ میلا

به علت حضور آهک‌های اسپارایتی توده‌ای و همچنین خرده‌های فسیلی مشاهده شده در این بخش می‌توان نتیجه گرفت که محیط تشکیل یک محیط پر انرژی بوده است که باعث حضور این خرده‌های

فسیلی شده است. همچنین با توجه به آهک‌های اسپارایتی می‌توان محیط رسوبی این بخش را محیط سد تا دریای باز کم ژرفا به حساب آورد.

۳-۵-۷) توصیف چینه‌نگاری عضو ۴ میلا

این بخش در برش الگو شامل ۹۶ متر سیلت سنگ، ماسه‌سنگ، آهک گلوکونیت دار درشت دانه و مارن است که حاوی تریلوبیت هیولیتیده کامبرین پسین است (آقانباتی، ۱۳۸۳). عضو ۴ سازند میلا شیل سبز و آهک نازک لایه به همراه شیل و بین لایه‌های ضخیمی از آهک اینتراکستی که در انتها متشکل از ماسه سنگ ضخیم لایه ارغوانی و شیل سبز می‌باشند. این عضو دارای دو بخش می‌باشد که محیط تشکیل بخش زیرین آن به دریایی کم عمق و محیط بخش بالایی آن را به محیط ساحلی نسبت می‌دهند، این بخش دارای ساختمان رسوبی و بیوژنیک فراوان می‌باشد (لاسمی، ۱۳۷۹). عضو ۴ میلا در منطقه به همراه عضو ۵ جز توالی‌های تخریبی میلا به شمار می‌روند. این عضو دارای سن اردوئیسین زیرین می‌باشد. عضو ۴ در منطقه و مسیر پیمایش دارای ضخامت ۲۳۱ متر می‌باشد و لیتولوژی آن در قسمت قاعده تناوبی از شیل سبز رنگ و آهک نازک تا متوسط لایه است که لایه‌هایی با ضخامت قابل توجه از آهک‌های اینتراکستی در بین آن‌ها وجود دارد. این شیل و آهک‌ها در قسمت بالایی به تدریج به ماسه‌سنگ و لایه‌های شیل و کوارتزآرنایت با ضخامت ۲۰ متر تشکیل شده‌اند. در نهایت یک افق قرمز رنگ در انتهای عضو ۴ آن را از عضو ۵ سازند میلا قرار تفکیک می‌نمایند. بر مبنای شواهد صحرایی (لایه‌بندی، جنس لایه، ساختمان رسوبی) و مترکشی انجام شده در منطقه، می‌توان توالی این بخش را به واحدهای زیر تقسیم نمود:

✓ شیل سبز به ضخامت ۲۱ متر (شکل ۳-۳۱-الف)

✓ آهک متوسط لایه به ضخامت ۱۳ متر (شکل ۳-۳۱-ج)

✓ آهک نازک لایه به ضخامت ۳۱ متر (شکل ۳-۳۱-ب)

✓ آهک ضخیم لایه با بین لایه‌هایی از شیل به ضخامت ۲۷ متر

✓ آهک متوسط لایه به ضخامت ۵۳ متر (شکل ۳-۳۱ ج)

✓ ماسه با بین لایه‌هایی از شیل به ضخامت ۸۲ متر

✓ شیل سبز با بین لایه‌هایی از ماسه به ضخامت ۱ متر

✓ شیل سبز به ضخامت ۳ متر



شکل ۳-۳۱) تصاویر صحرایی از توالی مختلف عضو ۴ سازند میلا. الف) شیل سبز بخش ابتدایی عضو ۴ در منطقه ب) آهک‌های نازک لایه تا متوسط لایه در عضو ۴ میلا (دید به شمال شرق). ج) نمایی از آهک متوسط لایه عضو ۴ سازند میلا در منطقه دهملا (دید به شمال).

۳-۵-۷-۱) ساخت‌های رسوبی و فسیل‌ها در عضو ۴ میلا

ساخت‌های رسوبی متعددی از قبیل ساخت‌های فیزیکی و بیوژنیک در این عضو از سازند میلا وجود دارد.

از ساخت‌های رسوبی اولیه فیزیکی موجود در عضو ۴ میلا در منطقه، می‌توان به قالب‌های وزنی (Load Cast)، چینه‌بندی مورب جناغی (Chevron)، (استخوان ماهی)، ندول‌های چرتی و ریپل مارک نامتقارن اشاره کرد.

قالب‌های وزنی: این ساخت در قاعده آهک‌های بخش قاعده‌ای این عضو مشاهده شده‌اند. این قالب‌ها به صورت برآمدگی‌های نامنظمی هستند که اندازه آن‌ها از چند میلیمتر تا بیش از یک متر متغیر بوده و از قاعده یک لایه نسبتاً سخت مثل آهک تخریبی یا ماسه‌سنگ به درون سنگ‌های نرمتر زیرین که معمولاً مارنی یا شیلی هستند، نفوذ می‌کنند. این ساخت پس از ته‌نشینی رسوبات و قبل از سنگ‌شدگی ایجاد می‌گردند که می‌توان آن را ناشی از نیروهای درون‌زاد دانست (موسوی حرمی، ۱۳۸۵). همچنین در اثر قرار گرفتن لایه‌ای از رسوبات دانه درشت با چگالی متفاوت بر روی نهشته‌های نرم و ریز دانه نیز به وجود می‌آیند (شکل ۳-۳۲).



شکل ۳-۳۲) قالب‌های وزنی موجود در عضو ۴ سازند میلا.

لایه‌بندی مورب (چینه‌بندی مورب جناغی): این ساخت نوعی از لایه‌بندی مورب می‌باشد. این لایه‌بندی در پهنه‌های جزر و مدی که دو نوع جهت جریان آب وجود دارد تشکیل می‌شود که یک دسته در موقع جزر و یک دسته دیگر در اثر مد به وجود می‌آید. سطح فرسایشی که ما بین این دسته‌ها تشکیل

می‌گردد، به نام سطح دوباره فعال شده است (موسوی حرمی، ۱۳۸۵). شکل کلی این دسته‌های لایه-بندی مورب به شکل استخوان ماهی می‌باشد (شکل ۳-۳۳).



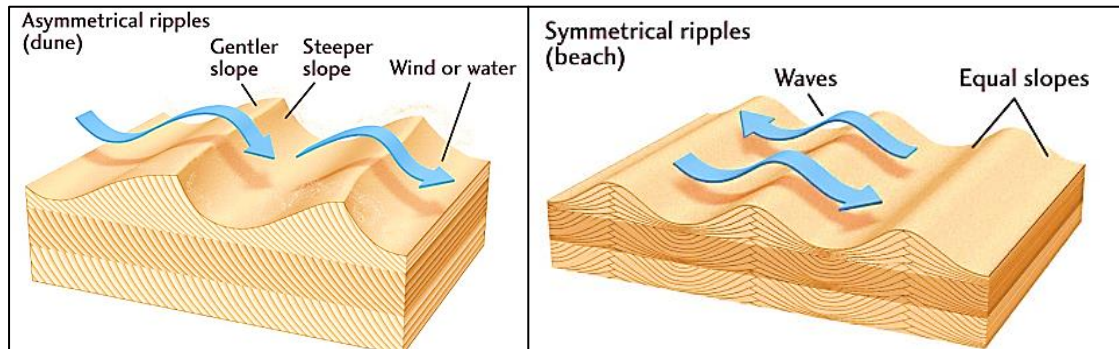
شکل ۳-۳۳ ساخت چین‌بندی مورب جناغی در عضو ۴ سازند میلا.

ندول‌های چرت: ساختمان دیگری که در این سازند مشاهده می‌شود ندول‌ها هستند که ساختمان‌های بسیار نامنظم بوده و از توده‌های متراکم سیلیس و غالباً فاقد ساختمان تشکیل شده‌اند. این توده‌های ندولی به صورت کروی شکل هستند و نحوه تشکیل و منشأ آن اپی ژنتیک می‌باشند (شکل ۳-۳۴).



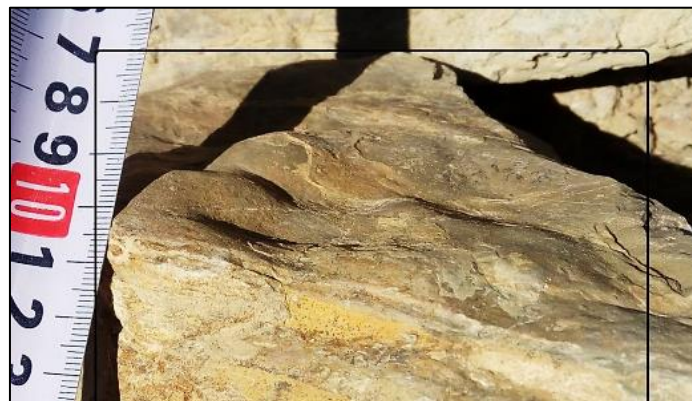
شکل ۳-۳۴ ندول‌های چرتی در عضو ۴ سازند میلا.

ریپل مارک: ریپل مارک‌ها ساختمان‌های موجی شکلی هستند که در اثر حرکت امواج آب یا حرکت بار بر روی سطوح ماسه‌ای محیط‌های خشکی حد راسط و دریایی تشکیل می‌گردند. ریپل مارک‌ها به دو صورت ریپل‌های متقارن و نامتقارن دیده می‌شوند (شکل ۳-۳۵).

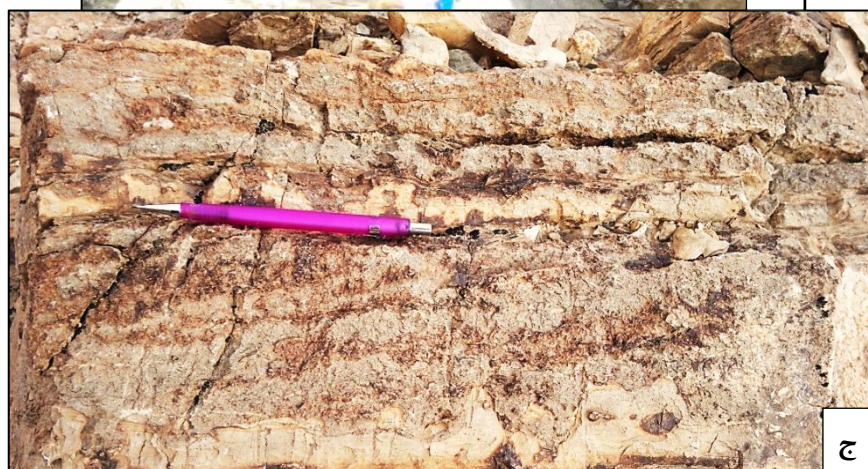
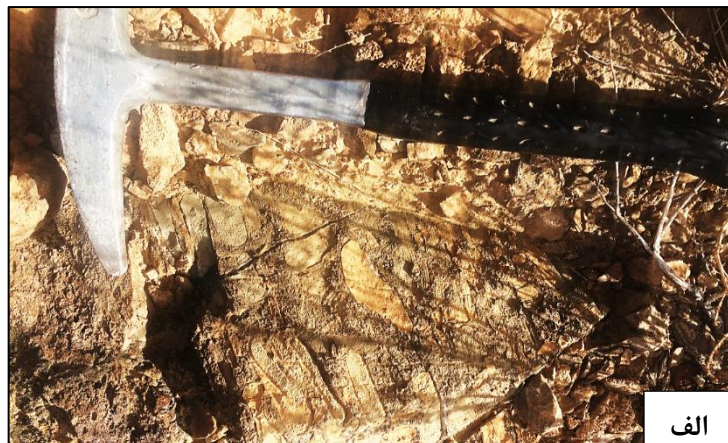


شکل ۳-۳۵) شکل شماتیکی از ریپل مارک متقارن و نامتقارن.

ریپل‌های نامتقارن، شیبی تند در جهت پایینی جریان و شیبی ملایم در جهت بالایی جریان دارند. به ریپل‌های نامتقارن، ریپل‌های جریانی نیز گفته می‌شود که در اثر حرکت جریان آب و یا باد ایجاد شده‌اند (موسوی حرمی، ۱۳۸۵). در این نوع ریپل، شیب دو طرف آن‌ها یک اندازه نمی‌باشد. بنابراین حضور ریپل مارک نامتقارن در عضو ۴ میلا، نشان از حضور جریان یک طرفه در محیط ته نشست این عضو است (شکل ۳-۳۶).



شکل ۳-۳۶) ریپل مارک نامتقارن در عضو ۴ سازند میلا.
از دیگر ساخت‌های رسوبی اولیه فیزیکی در عضو ۴ میلا می‌توان به اینتراکلیست‌ها، فلوت کست‌ها و آثار توفانی اشاره کرد (شکل ۳-۳۷).



شکل ۳-۳۷) ساخت‌های رسوبی اولیه فیزیکی در عضو ۴ سازند میلا. الف) اینتراکست موجود در عضو ۴ میلا. ب) فلوت کست و ج) آثار توفانی در موجود در عضو ۴ میلا.

از ساخت‌های رسوبی بیوژنتیک موجود در عضو ۴ میلا میتوان به ایکنوفسیل‌ها و آثار حرکتی متعددی از جانداران به خصوص در بخش قاعده‌ای این عضو اشاره کرد، که عبارتند از آشفستگی زیستی، اثر فسیل اسکولایتوس، آثار حرکتی تریلوبیت و کروزیانا اشاره کرد (۳-۳۸).



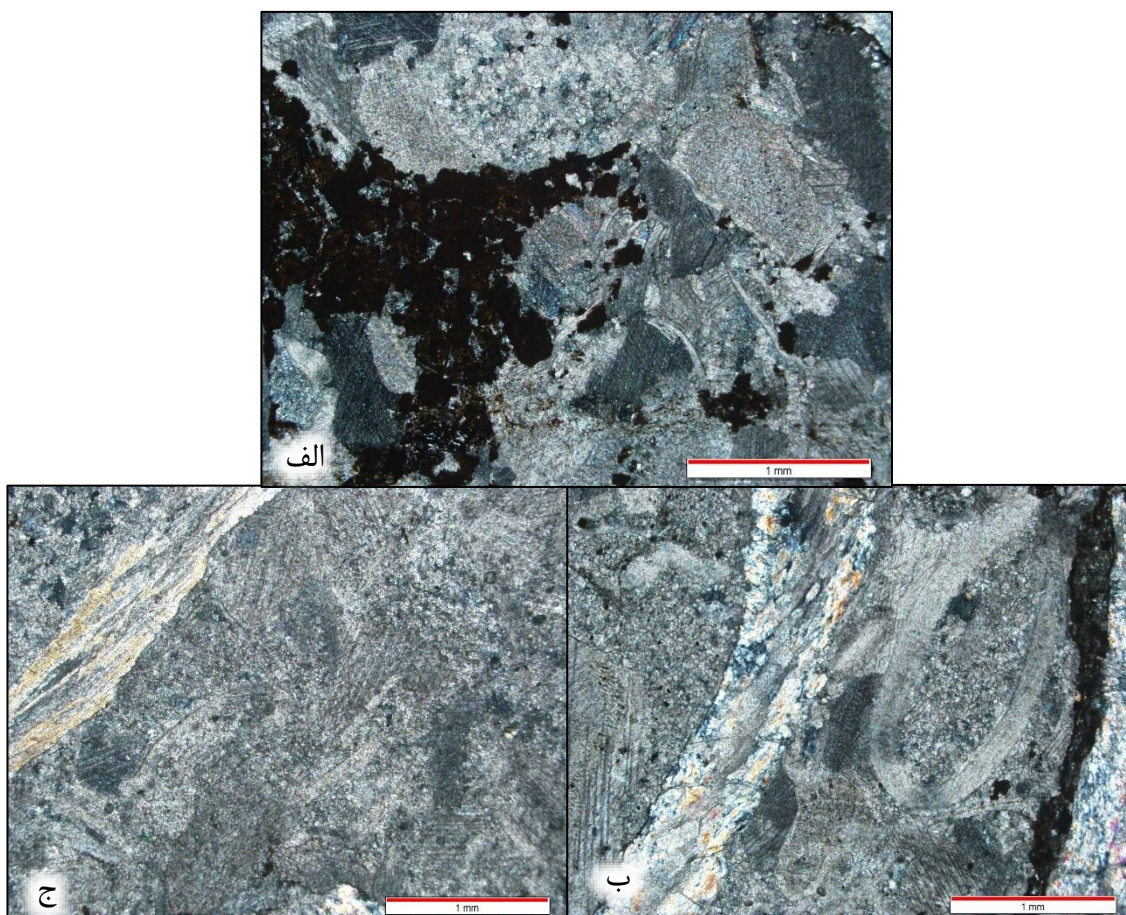
شکل ۳-۳۸) ساخت‌های رسوبی بیوزنتیک موجود در عضو ۴ میلا الف) آشفتگی زیستی
(ب) اسکولایتوس، ج) آثار فسیل کروزیانا در عضو ۴ سازند میلا.

لایه شل بد (Shell bed): در آهک‌های عضو ۴ میلا، قطعات براکیوپد به فراوانی دیده می‌شوند که اصطلاحاً به این لایه پر فسیل، شل بد می‌گویند. تصویری از این لایه در شکل (۳-۳۹) نشان داده شده است.



شکل ۳-۳۹) لایه شل بد در عضو ۴ سازند میلا.

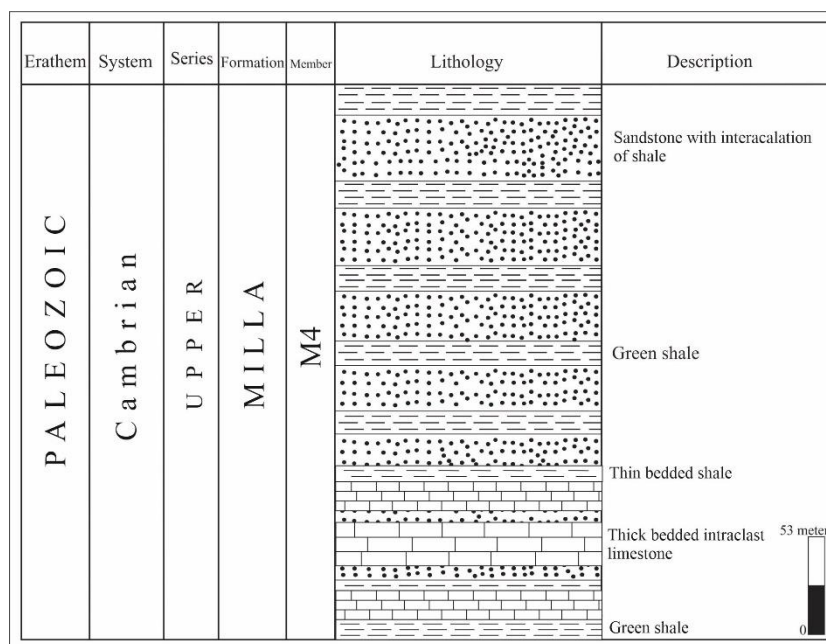
از عضو ۴ میلا، یک نمونه برداشت شده و سپس مقطع نازک میکروسکوپی از آن تهیه گردید (۳-۴۰).



شکل ۳-۴۰) تصاویر میکروسکوپی از عضو ۴ سازند میلا.

۳-۵-۷-۲) محیط رسوبی عضو ۴ سازند میلا

محیط رسوبی عضو ۴ سازند میلا را می توان با استفاده از لیتولوژی، ساخت های رسوبی و ایکنوفسیل های آن بررسی کرد. با توجه به شواهد موجود، سنگ های این بخش در یک رمپ کم شیب با شدت جزر و مدی ضعیف بوده است، که تحت نفوذ طوفان نهشته شده اند و با پایین آمدن سطح آب دریا، شیل و ماسه سنگ دارای آثار لایه بندی متقاطع قسمت فوقانی ته نشست شده است. در انتهای ترین بخش که ضخامت لایه ماسه سنگی نسبت به شیل بیشتر می شود. در نتیجه محیط نسبتاً پر انرژی شده است. همچنین می توان میزان درجه شوری نرمال دریا و اکسیژن محلول زیاد و سنگ را، با وجود ایکنوفسیل کروزینا نشان داد. با توجه به ساختمان های رسوبی و آثار فسیلی محیط رسوبی گذشته این بخش، محیط فلات قاره در نظر گرفته می شود. علت این امر مجموعه فسیل های کروزینا است که شاخص فلات قاره می باشد (لاسمی، ۱۳۷۹). لاسمی (۱۳۷۹) در بررسی خود بر روی سازند میلا در شهر شه میرزاد سمنان محیط تشکیل بخش های قاعده ای را دریایی کم عمق و بخش بالایی را محیط رودخانه ای در نظر گرفته اند. ستون استراتیگرافی عضو ۴ سازند میلا در شکل (۳-۴۱) نشان داده شده است.



شکل ۳-۴۱) ستون استراتیگرافی عضو ۴ سازند میلا.

۳-۵-۸) توصیف چینهننگاری عضو ۵ میلا

عضو ۵ میلا در برش الگو شامل شیل بدون فسیل، ماسه سنگ و سنگ آهک‌های نازک لایه است که یک واحد ماسه‌سنگ کوارتزی سفید در قاعده آن وجود دارد (آقانیاتی، ۱۳۸۳). در میلاکوه این عضو سنگواره ندارد، ولی در دیگر نقاط ایران تعلق عضو ۵ به زمان اردوئیسین حتمی است. رسوبات فرسایش یافته توسط جریان‌های آشفته به بخش‌های عمیق دریا منتقل شده و تشکیل عضو ۵ را داده‌اند. ساختمان‌های رسوبی از قبیل دانه‌بندی تدریجی، قالب‌های قاشقی شکل، قالب‌های شیاری، چرخه‌های ناقص و کامل بوما و ایکنوفاسیس نرئیتس تأییدی بر این امر است. بررسی‌های پتروگرافی و صحرایی سنگ‌های عضو ۵ در ناحیه دهملا، حاکی از ته‌نشست آن در اردوئیسین زیرین و در یک محیط عمیق دریایی توسط جریان‌های آشفته می باشد (طاهری، ۱۳۸۳). بر اساس بررسی‌های انجام شده ضخامت این عضو از سازند میلا در منطقه دهملا، ۱۲۱ متر می‌باشد. در این عضو لایه‌های ماسه‌سنگ با بین لایه شیل به صورت تدریجی به شیل سبز تبدیل شده‌اند. تناوب شیل و ماسه به طور متناوب تکرار شده است که می‌توان آن‌ها را به عنوان پاراسکانس در نظر گرفت (شکل ۳-۴۲). پاراسکانس‌ها سکانس‌های کوچکی هستند که ضخامت آن کم و در حدود ۱ تا ۴ متر است و حتماً کم عمق شونده به سمت بالا هستند. مرز پاراسکانس‌ها با یک پیشروی سریع جدا می‌شود. مبنای شواهد صحرایی از جمله بررسی لایه‌بندی، جنس لایه‌ها و ساختمان‌های رسوبی انجام شده در منطقه، می‌توان توالی این بخش را به واحدهای زیر تقسیم نمود:

✓ ماسه سنگ با بین لایه‌هایی از شیل به ضخامت ۳۷ متر

✓ شیل سبز رنگ به ضخامت ۳۴ متر

✓ ماسه‌سنگ به ضخامت ۵۰ متر



شکل ۳-۴۲) عضو ۵ سازند میلا به عنوان یک پاراسکانس.

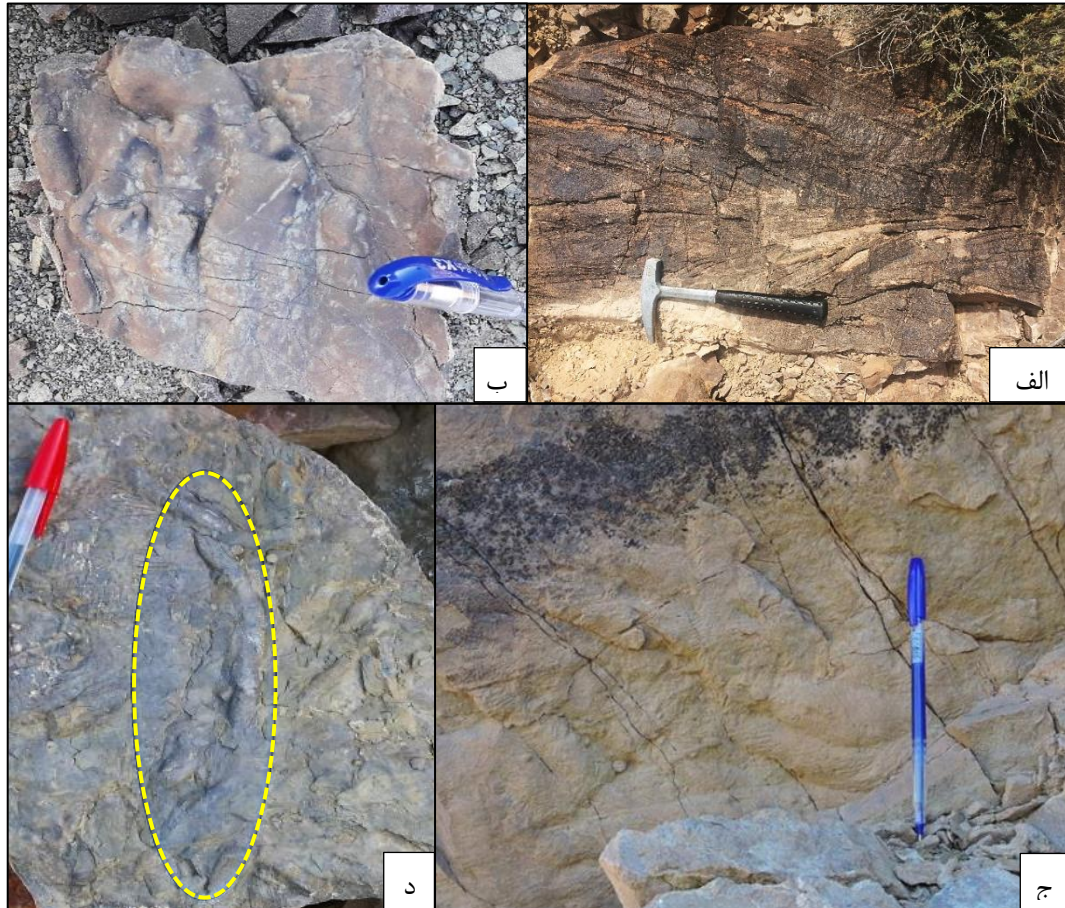
بعد از این توالی عضو ۵ سازند میلا در منطقه، آهک قرمز رنگ به ضخامت ۸ متر در بالای عضو ۵ سازند میلا و قاعده سازند قلی مشاهده شد (۳-۴۳) که با توجه به مقاطع نازک و بررسی‌های میکروسکوپی سنگ، تحت عنوان آهک بیومیکرایتی نامگذاری شد که قرمز رنگ است و دلیل آن به خاطر آغشته شدن با اکسید آهن می‌باشد و فسیل‌هایی نظیر کرینوتید، خارپوست و براکیوپد در آن مشاهده می‌شود که این آهک را می‌توان به ریفتینگ در زمان اردوئین که در سازند لشکرک صورت گرفته نسبت داد که نشان دهنده تشکیل آن در محیط عمیق دریا می‌باشد (رحیمی، ۱۳۹۶).



شکل ۳-۴۳) آهک قرمز رنگ در مرز بین عضو ۵ میلا و سازند قلی (دید به سمت غرب).

۳-۵-۸-۱) ساخت‌های رسوبی و فسیل‌ها در عضو ۵ سازند میلا

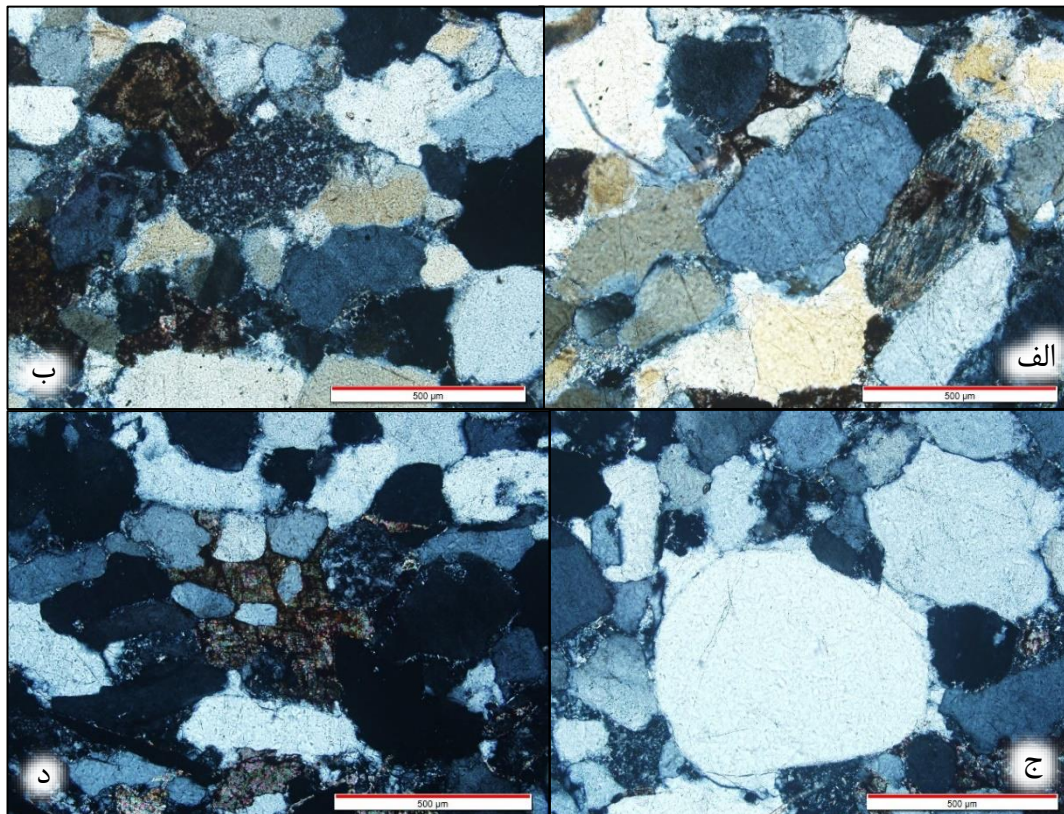
در ماسه سنگ‌های عضو ۵ سازند میلا می‌توان به چینه‌بندی متقاطع، فلوت کست و آثار حرکت تریلوبیت (کروزینا) دیده می‌شود (شکل ۳-۴۴).



شکل ۳-۴۴) ساخت‌های رسوبی عضو ۵ سازند میلا. الف) چینه‌بندی متقاطع. ب) فلوت کست در عضو ۵ سازند میلا. ج) اثر فسیل کروزینا در عضو ۵ میلا. د) اثر فسیل پلونسیتز در عضو ۵ میلا.

بررسیهای آزمایشگاهی بر روی ماسه سنگهای عضو ۵ سازند میلا، نشان داده است که این ماسه سنگها اغلب حاوی کوارتز از نوع تک بلوری با خاموشی مستقیم هستند. با اینحال به میزان کمتر کوارتزهای با خاموشی موجی نیز مشاهده شده است. فلدسپات پتاسیم دار و خرده سنگهایی از نوع رسوبی چرت و دگرگونی از دیگر اجزای شناسایی شده در ماسه سنگهای این عضو می باشند. بر اساس طبقه بندی فولک (۱۹۸۰)، این ماسه سنگها در دسته کوارتزآرنایت، ساب ارکوز و ساب لیتارنایتی قرار می گیرند.

از این عضو نیز یک نمونه برداشت شده و سپس مقطع نازک میکروسکوپی از آن تهیه گردید (شکل ۳-۴۵).



شکل ۳-۴۵) مقاطع میکروسکوپی از عضو ۵ سازند میلا. پتروفاسیس کوارتزآرنایت به سیمان کربناته که نشانگر رسوبگذاری در محیط پرانرژی مانند ساحلی تا کرانه ساحلی است.

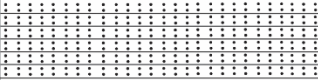
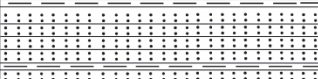
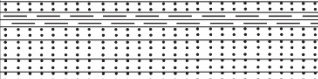
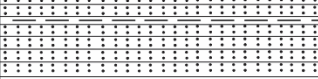
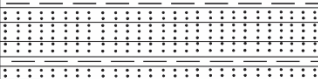
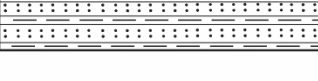
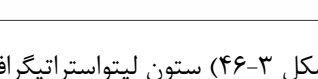
۳-۵-۸-۲) محیط رسوبی عضو ۵ میلا

در اردویسین بالایی شروع فاز کششی و ایجاد گسل‌هایی با سازوکار نرمال، سبب پر شدن انتهای پلتفرم گردیده است. همزمان با این حرکات پایین آمدن سطح جهانی آب دریا، سبب خروج پلاتفرم از آب و تخریب سنگ‌های قدیمی‌تر شده است که وجود افق قرمز رنگ بین عضو ۴ و ۵ سازند میلا دلیلی بر این امر است. رخساره‌های عضو ۵ دارای ساختمان‌های رسوبی اولیه فیزیکی و آثار فسیلی است که در دریایی به نسبت ژرف و با شیبی مناسب که برای ایجاد جریان توربیدایتی لازم است نوشته شده است (لاسمی، ۱۳۷۹).

بنابراین محیط رسوبی بخش ۵ میلا را می‌توان این گونه توصیف کرد که، بعد از پایین آمدن سطح آب دریا در زمان اردوئیسین زیرین برای مدت کوتاهی رسوبات از آب خارج شده و تحت فرسایش قرار گرفته اند (وجود افق قرمز رنگ). سپس در اثر نیروهای کششی موجود در منطقه در اردوئیسین بالایی، گسل-های نرمال بوجود آمده و باعث ایجاد محیط عمیق شده‌اند و رسوبات فرسایش یافته بصورت توربیدایت به محیط عمیق حمل شده و تشکیل توالی بخش ۵ میلا را داده‌اند. وجود گدازه‌های بازیک موجود در این توالی را، نیز می‌توان به وجود کافت (Rifting) در منطقه نسبت داد که بر اثر نیروهای کششی به وجود آمده است.

۳-۵-۹) مرز بالایی سازند میلا در برش دهملا

ممبر ۵ میلا توسط یک افق کنگلومرای پلی‌ژنتیک که نشان دهنده ناپیوستگی فرسایشی می‌باشد، از سازند جیروود جدا شده است. ستون چینه‌شناسی عضو ۵ میلا در شکل (۳-۴۶) نشان داده شده است.

Erathem	System	Series	Formation	Member	Lithology	Description
P A L E O Z O I C	O R D O V I C I A N	L O W E R	M i l a	M5		Thick bedded Sandstone with intercalation of Shale
						Thick bedding sandstone with brachiopod and cruziana fossil
						Thin bedding green shale
						Thick bedding sandstone with asymmetrical ripple mark
						Medium bedded sandstone
						Thin bedding shale
						Thin bedded sandstone with construction of groove
						Thin bedded sandstone with construction of groove
						Thin bedded sandstone with construction of groove
						Thin bedded sandstone with construction of groove

 Sandstone
  Shale

شکل ۳-۴۶) ستون لیتواستراتیگرافی عضو ۵ سازند میلا.

فصل چهارم

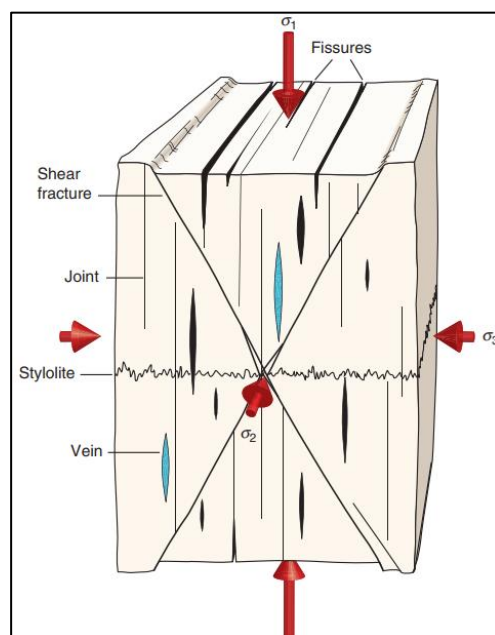
زمین شناسی ساختاری

واژه‌ی شکستگی (Fracture) یک اصطلاح کلی است که همه سطوح انفصال ثانوی ایجاد شده در سنگ‌ها را در برمی‌گیرد. شکستگی‌ها از معمول‌ترین ساختارهای زمین‌شناسی هستند، که بر اثر گسیختگی شکننده در سنگ‌ها ایجاد می‌شوند. در امتداد سطوح شکستگی، چسبندگی بین اجزای تشکیل دهنده سنگ کاهش یافته یا از بین می‌رود. این ساختارها از نظر اندازه تغییرات وسیعی دارند و از خطواره‌های بسیار بزرگ به طول صدها یا هزاران کیلومتر تا درزه‌های بسیار کوچک به طول یک تا چند میلی‌متر تغییر می‌کنند. شکستگی‌ها در انواع مختلفی از سنگ‌ها و محیط‌های تکتونیکی شکل می‌گیرند و معمولاً در ده کیلومتری بالایی پوسته‌ی زمین که در آن دما و فشارهای همه‌جانبه نسبتاً کم است از فراوانی بیشتری برخوردار می‌باشند (Twiss & Moores, 1992).

۴-۲) انواع شکستگی‌ها

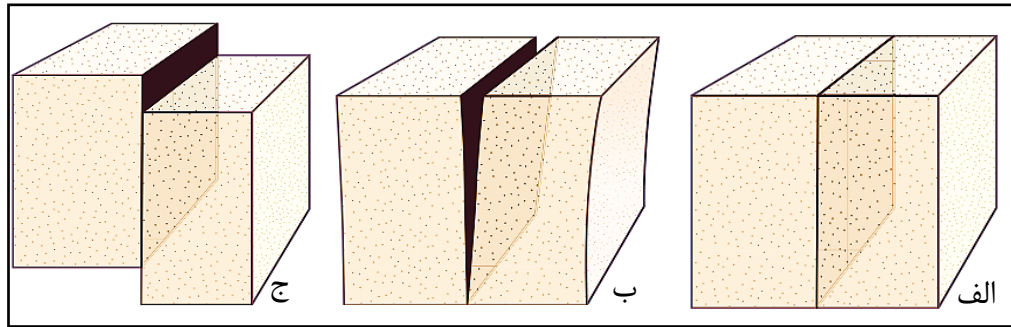
بر اساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی که بر روی سنگ‌ها و فرآیندهای تکامل آن‌ها صورت گرفته است، شکستگی‌ها به دو دسته‌ی شکستگی‌های ناشی از فرآیندهای زمین‌ساختی و شکستگی‌های غیر زمین‌ساختی تقسیم می‌شوند. از فرآیندهای غیر زمین‌ساختی ایجاد شکستگی‌ها می‌توان به عواملی مانند انقباض حاصل از سرد شدن یا خشک شدن سنگ‌ها، حرکات سطحی زمین، هوازگی، اثر متقابل جنس لایه‌ها، انفجار و شکستگی‌های ایجادشده در اثر حفاری اشاره کرد. شکستگی‌های زمین‌ساختی معمولاً در اثر تنش‌های زمین‌ساختی به وجود می‌آیند. روند کلی این دسته شکستگی‌ها به کمک جهت تنش‌های زمین‌ساختی محلی تعیین می‌شوند. بنابراین شکستگی‌های زمین‌ساختی را می‌توان به شکستگی‌های برشی و شکستگی‌های کششی (درزه‌ها، شکاف‌ها و رگه‌ها) تفکیک کرد. شکستگی‌های برشی یا سطح لغزشی، شکستگی‌هایی هستند که حرکت نسبی، موازی شکستگی است. واژه‌ی شکستگی برشی برای شکستگی‌هایی به کار برده می‌شود که جابه‌جایی اندکی در حدود میلی‌متر و یا کسری از میلی‌متر در راستای آن‌ها انجام شده باشد. در حالی که اگر طول شکستگی زیاد باشد و روی

سطح شکستگی جابه جایی و لغزش فراوانی صورت گرفته باشد، از واژه‌ی گسل برای شکستگی برشی استفاده می‌شود. فصل مشترک این دسته از شکستگی‌ها معمولاً در امتداد محور σ_2 به وجود می‌آیند. این شکستگی‌ها نسبت به محور σ_1 (حداکثر تنش) زاویه‌ی حاده (معمولاً ۳۰ درجه) می‌سازند و به عبارت دیگر محور σ_1 ، نیمساز زاویه‌ی حاده‌ی بین شکستگی‌های برشی است. نسبت به محور σ_3 (حداقل تنش) دارای زاویه منفرد (معمولاً ۱۲۰ درجه) هستند. زاویه بین شکستگی‌های برشی حدود ۶۰ درجه است و زاویه‌ی مزدوج خوانده می‌شود (شکل ۱-۴).



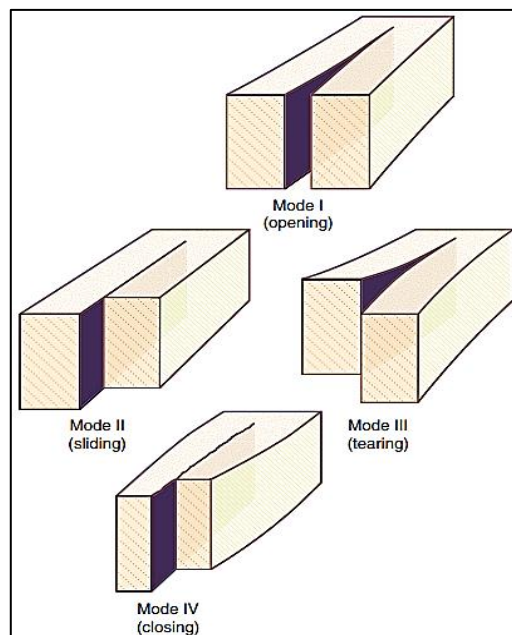
شکل ۱-۴) جهت‌گیری انواع شکستگی‌ها نسبت به تنش‌های اصلی (Fossen, 2010).

شکستگی‌های کششی شکستگی‌هایی هستند که کشش، جهت عمود بر دیواره‌ها را نشان می‌دهند. جابه جایی در راستای درزه‌ها اندک است و این جابه جایی به صورت ماکروسکوپی قابل شناسایی نیست. شکاف، شکستگی‌های کششی هستند که توسط هوا یا سیالات پر می‌شوند. شکستگی‌های کششی به موازات تنش افقی حداکثر (σ_1) ایجاد می‌شوند. در شکل (۲-۴) تصاویر این شکستگی‌ها نشان داده شده است.



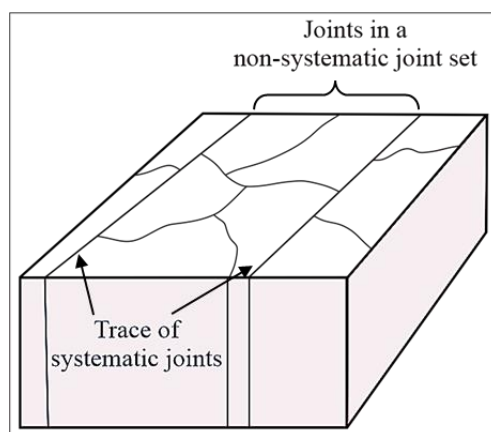
شکل ۴-۲) انواع شکستگی‌ها. الف) شکستگی کششی (درزه) ب) شکستگی کششی (شکاف) ج) شکستگی برشی (Fossen, 2010).

در حوزه مکانیک شکستگی، شکستگی‌های زمین‌ساختی را بر اساس نحوه جابجایی در سه مد مختلف طبقه‌بندی می‌کنند (شکل ۴-۳). مد ۱، مد بازشدگی (کششی) است که در این نوع از شکستگی‌ها، جابجایی عمود بر دیواره‌های ترک صورت می‌گیرد. مد ۲ (مد لغزشی)، لغزش عمود بر لبه را نشان می‌دهد و مد ۳ (مد گسیختگی)، لغزش موازی با لبه‌ی ترک را نشان می‌دهد. ترکیبی از شکستگی‌های برشی (مد ۱ یا مد ۲) و شکستگی‌های کششی تحت عنوان شکستگی‌های دورگه یا هیبریدی نامگذاری می‌شوند. گاهی اوقات اصطلاح مد ۴ برای شکستگی‌های تراکمی همچون استیلولیت‌ها به کار می‌رود. از لحاظ مکانیک شکستگی، درزه‌ها شکستگی‌های مد ۱ هستند و شکستگی‌های مد ۲ و مد ۳، گسل نامیده می‌شوند (Fossen, 2010).



شکل ۴-۳) مدهای ۱، ۲، ۳ و ۴ شکستگی (Fossen, 2010).

بر اساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی که بر روی سنگ‌ها و فرآیندهای تکامل آن‌ها صورت گرفته است، شکستگی‌ها به دو دسته شکستگی‌های سیستماتیک و غیر سیستماتیک (شکل ۴-۴) تقسیم می‌شوند. شکستگی‌های سیستماتیک بنابر تعریف صفحاتی صاف و بدون تقعرند و توزیع مرتبی از خود نشان می‌دهند، از جمله شاخص‌های این شکستگی‌ها موازی بودنشان است شکستگی‌های غیر سیستماتیک توزیع نامرتب و سطح به صورت منحنی دارند، این شکستگی‌ها با درزه‌های دیگر برخورد دارند اما از آن‌ها عبور نمی‌کنند و بیشتر تحت تأثیر فرسایش گسترش می‌یابند (Twiss & Moores, 1992).



شکل ۴-۴) بلوک دیاگرام انواع شکستگی‌ها (Twiss & Moores, 1992).

۳-۴) شناسایی انواع شکستگی‌ها:

تفکیک شکستگی‌های کششی و برشی به خصوص در مناطق تغییر شکل یافته مشکل است و هیچ طبقه‌بندی دقیقی برای تمایز این شکستگی‌ها وجود ندارد. به منظور تمایز این شکستگی‌ها از هم می‌توان به نکات زیر اشاره نمود (Singhal, & Gupta, R., 2010):

- ۱) شکستگی‌های برشی، دارای جابجایی به موازات سطح شکستگی می‌باشند.
- ۲) شکستگی برشی عمدتاً در دسته‌های مزدوج (conjugate) اتفاق می‌افتد، که توسط تحلیل آماری مشخص می‌شود؛ و شکستگی‌های کششی به صورت دسته‌های عمود بر هم و متقاطع قابل مشاهده هستند.

۳) به طور کلی شکستگی‌های کششی بازشدگی از خود نشان می‌دهند؛ و برشی‌ها تنگ و یا بدون بازشدگی می‌باشند.

۴) روی سطح شکستگی برشی خش لغزها و شاخص‌های دیگری از حرکت نسبی ممکن است مشاهده شود.

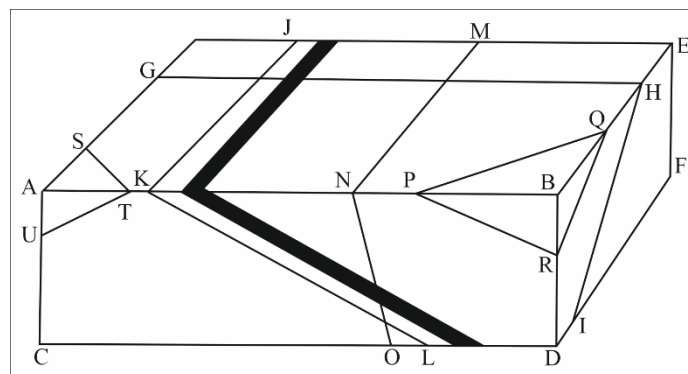
۴-۴) ارتباط درزه‌ها با لایه‌بندی

با توجه به موقعیت هندسی درزه‌ها نسبت به لایه‌بندی، شکستگی‌های سیستماتیک به انواع مختلفی تقسیم می‌شوند (Singhal & Gupta, 2010):

درزه‌های امتدادی: درزه‌هایی هستند که امتداد آن‌ها به موازات امتداد لایه‌بندی است.

درزه‌های شیبی: درزه‌هایی هستند که امتداد آن‌ها بر امتداد لایه‌بندی عمود است.

درزه‌های اریب یا مورب: این درزه‌ها زاویه‌ای بین موازی و عمود با امتداد لایه‌بندی در بردارنده آن‌ها می‌سازند (شکل ۴-۵).



شکل ۴-۵) انواع درزه‌ها در ارتباط با لایه‌بندی. درزه‌های امتدادی (MNO)، درزه‌های شیبی (GHI)، درزه‌های لایه بندی (JKL)، مایل یا مورب (PQR, STU). لایه سیاه رنگ لایه‌بندی را نشان می‌دهد (Mikhailov, 1987).

۴-۵) ارتباط شکستگی‌ها با پدیده‌های ساختاری

اصولاً شکستگی‌ها همراه با ساختارهای دیگر ایجاد می‌شوند و در صورتی که این ارتباط مستند شود، شکستگی‌ها می‌توانند اطلاعات با ارزشی در مورد ساختارهای مرتبط ارائه دهند.

با توجه به اینکه نیروهای عمل کننده بر سنگ‌ها و لایه‌های زمین موجب شکل‌گیری شکستگی‌ها می‌شوند، بنابراین می‌توان نحوه‌ی ارتباط شکستگی‌ها را با دیگر ساختارهای زمین در طی فرآیندهای دگرشکلی توده سنگ یا لایه، تعیین کرد و بر اساس روند، گسترش، مورفولوژی و رژیم زمین‌ساختی محلی آن را به دو دسته‌ی زیر تقسیم کرد:

❖ شکستگی‌های همراه با چین‌خوردگی

❖ شکستگی‌های همراه با گسلش

۴-۵-۱) ایجاد شکستگی‌های همراه با چین‌خوردگی

تاریخچه‌ی تنش-کرنش در طی ایجاد و رشد یک چین و سپس توسعه‌ی شکستگی‌ها در آن بسیار پیچیده است، اما الگوهای ساختاری حاکم بر هر منطقه و روابط حاکم بر این الگوها در شناخت و درک این عوامل بسیار سودمند هستند؛ بنابراین مادامی که وضعیت و شدت شکستگی‌ها با شکل و روند چین هم‌خوانی داشته باشد می‌توان آن‌ها را در رده‌ی شکستگی‌های مرتبط با چین قرار داد. در بسیاری از حالات شکستگی‌های متعددی در حوالی چین‌ها مشاهده می‌شوند. این شکستگی‌ها بر اثر نیروهایی که لایه‌ها را چین داده‌اند، به وجود آمده‌اند.

Hancock (1988) با روشی مشابه با تعیین اندیس میلر برای بلورها، شکستگی‌های موجود در چین‌ها را بر اساس محورهای تقارن تعریف نمود. سه جهت عمود بر هم a ، b ، c جهات محوری بر اساس مفاهیم تقارن است که معمولاً مرتبط با شکل‌های لایه‌بندی در چین‌ها است. محور a خطی است که بر هر نقطه از سطح لایه چین خورده عمود است. محور b منطبق بر سطح لایه چین خورده و موازی محور چین‌خوردگی است. محور c نیز خطی است که بر هر دو محور فرعی a و b عمود است. محل و موقعیت محورهای a و c برخلاف محور b بر اساس شکل چین‌خوردگی در مکان‌های مختلف متفاوت است (fossen, 2010). بنابراین می‌توان شکستگی‌های ایجاد شده در طی فرآیند چین‌خوردگی را که از آغاز دگرشکلی تشکیل و تا آخرین مراحل دگرشکلی با آن همراه هستند را به سه گروه عمده تقسیم نمود:

(۱) شکستگی‌های مزدوج یا مایل که نسبت به جهت حداکثر کوتاه شدگی زاویه‌ی کمتر از ۴۵

درجه و معمولاً در حد ۳۰ درجه می‌سازند و غالباً به صورت دو دسته شکستگی مزدوج تشکیل

می‌شوند که به صورت قرینه نسبت به محور چین خوردگی قرار می‌گیرند.

(۲) شکستگی‌های طولی یا کششی، شکستگی‌هایی هستند که به موازات سطح محوری چین و

عمود بر روند کوتاه‌شدگی به وجود می‌آیند.

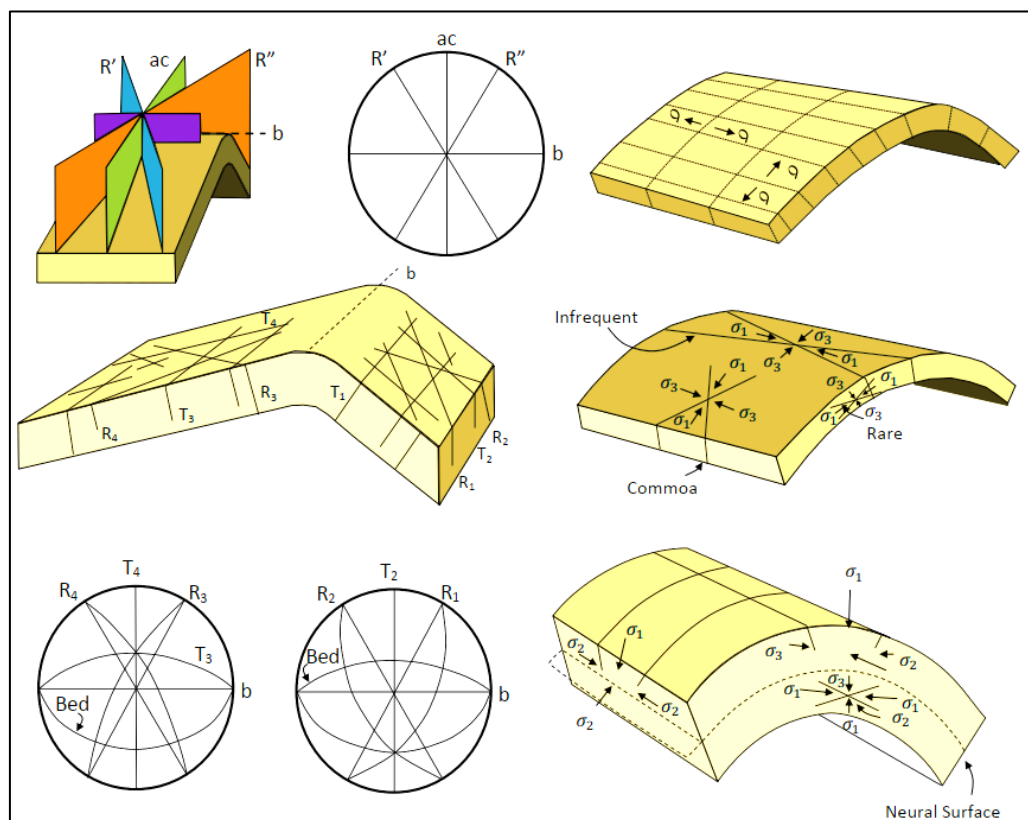
(۳) شکستگی‌های عرضی که روند آن‌ها عمود بر محور چین و به موازات روند حداکثر کوتاه‌شدگی

است. این شکستگی‌ها را می‌توان به عنوان شکستگی‌های کششی در نظر گرفت زیرا هنگامی

که طبقات، در جهت عمود بر محور چین تحت تأثیر فشارش قرار گرفته و چین‌ها را به وجود

می‌آورند، در امتداد محورچین تحت کشش واقع می‌شوند، بنابراین در امتداد عمود بر محور

چین، شکستگی‌های کششی به وجود می‌آید.



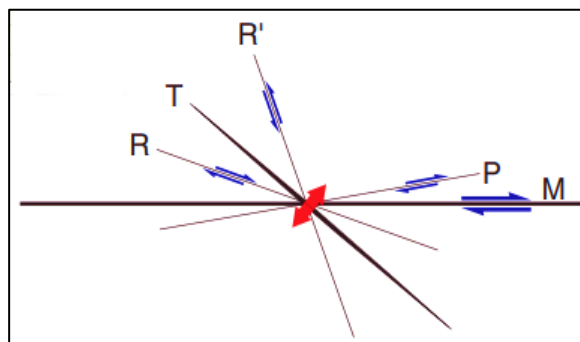
شکل ۴-۶) توسعه انواع درزه‌های مرتبط با چین خوردگی (Price, 1966).

۴-۵-۲) سیستم شکستگی‌های وابسته به گسلش

برخی از شکستگی‌ها می‌تواند ناشی از فعالیت گسل‌ها باشند و در مناطق گسلی بر روی واحدهای سنگی قابل رؤیت هستند. برخی از این شکستگی‌ها بدون جابجایی باقی مانده و برخی دیگر ممکن است به تبع فعالیت در منطقه گسل جابجایی‌هایی نه‌چندان بزرگ را متحمل شوند و گسل‌های کوچک و فرعی نسبت به گسل اصلی بسازند. با توجه به اینکه میدان‌های تنش ایجاد کننده‌ی گسل و شکستگی‌های مرتبط با آن مشابه می‌باشد، بنابراین ارتباط بین شکستگی‌ها و گسل‌ها می‌تواند عوامل مؤثری در جهت تعیین دقیق‌تر جهات تنش‌های مؤثر باشد. از انواع شکستگی‌های مرتبط با گسل می‌توان به موارد ذیل اشاره کرد:

در اکثر موارد شکستگی‌هایی که در اطراف گسل‌ها دیده می‌شوند بیشتر از انواع شکستگی‌های برشی هستند که سطوح آن‌ها به موازات سطوح گسل‌ها می‌باشد. گاهی دو دسته شکستگی که با یکدیگر زاویه‌ی تقریباً ۶۰ درجه می‌سازند، همراه برخی از گسل‌ها دیده می‌شوند. این شکستگی‌ها که فراوانی کمتری دارند، شکستگی برشی مزدوج نامیده می‌شوند. شکستگی‌های کششی از دیگر شکستگی‌هایی هستند که همراه گسل‌ها مشاهده می‌شوند. این دسته از شکستگی‌ها با زاویه‌ی حاده در بین شکستگی‌های مزدوج قرار می‌گیرند. از میان شکستگی‌های ثانویه‌ی همراه با گسل، شکستگی‌های برشی یکی از مهم‌ترین عوارضی هستند که در مناطق شکننده حضور دارند. این گروه از شکستگی‌ها نسبت به گسل اصلی معمولاً در زوایای خاصی قرار گرفته و ساز و کار حرکتی آن‌ها با ساز و کار گسل اصلی مرتبط است. این ارتباط را می‌توان در الگوهایی مانند برشی‌های ریدل مورد بررسی قرار داد. این برشی‌ها که همراه با گسل خوردگی ایجاد می‌شوند ممکن است در سطح لغزش، هندسه‌ی منظمی را از خود نشان دهند که در تعیین سمت حرکت گسل بسیار کارآمد خواهند بود. یک ویژگی مهم و عمومی شکستگی‌های ثانویه بر روی سطح گسل این است که این شکستگی‌ها روی سطح گسل تکرار می‌شوند و با سطح گسل اصلی زاویه می‌سازند. اثر این شکستگی‌ها به صورت یک خط بر روی سطح گسل نمایان

می‌شود، این خط ناشی از تقاطع شکستگی‌های ثانویه و سطح گسل است که بر روی سطح لغزش در جهتی تقریباً عمود بر خط خش‌ها توسعه می‌یابند (Doblas, 1997). شکستگی‌های ثانویه بر اساس اینکه نسبت به گسل اصلی، چه زاویه و چه سازوکاری داشته باشند، نام‌های مختلفی به خود می‌گیرند (Fossen, 2010) و به برشی‌های نوع R', P, R تقسیم می‌شوند (Petit, 1987). شکل (۳-۴) موقعیت شکستگی‌های مرتبط با یک گسل امتداد لغز راست‌بر را نمایش می‌دهد.



شکل (۴-۷) موقعیت شکستگی‌ها نسبت به گسل اصلی (Fossen, 2010).

شکل‌گیری شکستگی‌های ثانویه روی سطح گسل و نیز زاویه‌ای که این شکستگی‌ها با سطح گسل می‌سازند به خواص مکانیکی سنگ (زاویه اصطکاک داخلی و نیروی چسبندگی) و شرایط فیزیکی بستگی دارد.

در سنگ‌هایی با جنس‌های مختلف این شکستگی‌ها با زوایای خاصی نسبت به روند گسل اصلی قرار خواهند گرفت که این زاویه تابع زاویه اصطکاک داخلی سنگ (ϕ) می‌باشد. روابط زیر این ارتباط را به خوبی نشان می‌دهد.

$$R = \phi / 2 \quad \text{رابطه ۴-۱}$$

$$R' = 90 - \phi / 2 \quad \text{رابطه ۴-۲}$$

$$P = - \phi / 2 \quad \text{رابطه ۴-۳}$$

با قرار دادن مقدار زاویه اصطکاک داخلی برای سنگ‌ها در روابط فوق، می‌توان زاویه‌ای که این شکستگی‌ها با سطح گسل می‌سازند را به صورت تئوری محاسبه کرد.

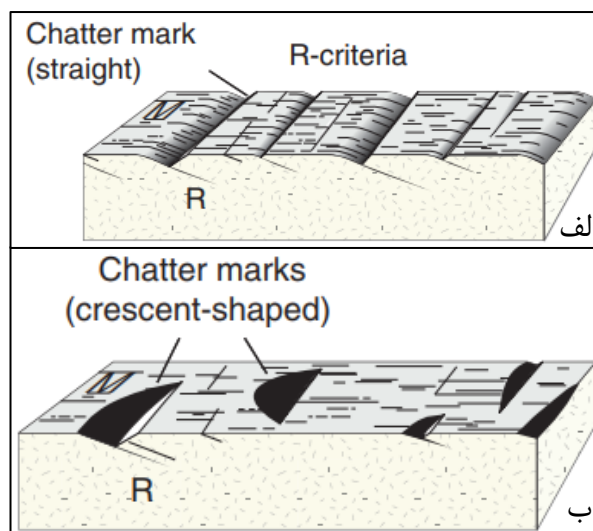
در الگوی کلی، زاویه‌ی اصطکاک داخلی متوسط برای توده سنگ‌ها معمولاً ۳۰ درجه در نظر گرفته می‌شود؛ بنابراین با قرار دادن زاویه‌ی ۳۰ درجه در روابط بالا، شکستگی‌های برشی نوع R و P با زاویه‌ی ۱۵ درجه و شکستگی‌های R' با زاویه‌ی ۷۵ درجه نسبت به گسل اصلی توسعه می‌یابند. این شکستگی‌ها به دو نوع مثبت و منفی تقسیم‌بندی می‌شوند.

شکستگی‌های نوع مثبت، شکستگی‌هایی هستند که حرکت دست روی سطح گسل در راستای حرکت بلوک گم‌شده آسان است و احساس نرمی می‌شود.

شکستگی‌های نوع منفی، شکستگی‌هایی هستند که حرکت دست روی سطح گسل در راستای حرکت بلوک گم‌شده آسان نیست و احساس زبری می‌شود. شکستگی‌های برشی نوع R در گروه مثبت و شکستگی‌های برشی نوع R' در گروه منفی طبقه‌بندی می‌شوند.

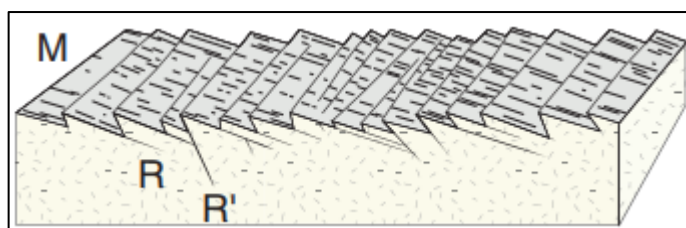
شکستگی‌های نوع R: گاهی اوقات بر روی سطح گسل اصلی، شکستگی‌های ثانویه‌ای که با سطح گسل زاویه‌ی کمی می‌سازند توسعه پیدا می‌کنند. این شکستگی‌ها که تقاطع آن‌ها با سطح گسل اکثراً عمود بر خراش‌های گسلی روی سطح گسل است، برشی‌های نوع R نام‌گذاری می‌شوند. این شکستگی‌ها برشی‌های هم‌سو با حرکت گسل هستند که با زاویه‌ای به اندازه $\phi/2$ نسبت به گسل اصلی توسعه می‌یابند.

گاهی اوقات برشی‌های R یک انحنای مقعر به سمت صفحه گسل دارند که در نتیجه آن، اشکال هلالی یا حفره‌ای فرورفته در سطح گسل ایجاد می‌شود (شکل ۴-۴) (Fossen 2010). سمت تحدب این اشکال هلالی (Crescent-Shaped) خلاف جهت حرکت بلوک گم‌شده را نشان می‌دهد (Petite, 1987).



شکل ۴-۸) نمایش بلوک دیاگرام شکستگی‌های برشی نوع R (Fossen, 2010).

شکستگی‌های برشی نوع R': شکستگی‌های نوع آنتی‌ریدل، برشی‌های غیرهمسو با حرکت گسل هستند که با فراوانی کمتر در پهنه‌های هم‌پوشانی شکستگی‌های نوع ریدل به وجود می‌آیند. این برشی‌ها با زاویه‌ای به اندازه‌ی $90 - \phi/2$ نسبت به گسل اصلی توسعه می‌یابند. مورفولوژی مژرس و دندان‌های بر روی سطح گسل، ناشی از حضور این برشی‌ها بر روی سطح گسل است (شکل ۴-۵). این برشی‌ها با برشی‌های نوع R زاویه‌ای حدود ۶۰ درجه می‌سازند و سیستم شکستگی‌های برشی مزدوج را تشکیل می‌دهند (Fossen, 2010). در مواقعی که پیدا کردن شاخص‌های حرکت بر روی R و R' غیرممکن باشد، این شکستگی‌ها بر اساس زاویه‌ای که با سطح گسل می‌سازند تفسیر می‌شوند.

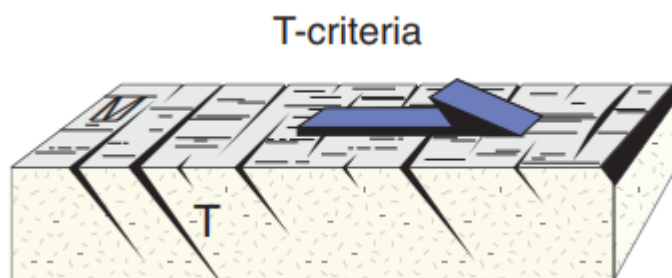


شکل ۴-۹) نمایش بلوک دیاگرام شکستگی‌های برشی نوع R' (Fossen, 2010).

پ - شکستگی‌های نوع T:

آن دسته از شکستگی‌های ثانوی روی سطح گسل که فاقد خراش هستند و معمولاً زاویه‌ی بین ۳۰ تا ۹۰ درجه با سطح گسل اصلی می‌سازند را شکستگی‌های نوع T می‌نامند. این شکستگی‌ها بازشدگی از خود نشان می‌دهند و گاهی اوقات توسط کانی‌های ثانوی مختلف پر می‌شوند. اثر آن‌ها در سطح گسل

می‌تواند به صورت خطی یا منحنی باشد. در صورتی که این شکستگی‌ها با سطح گسل زاویه‌ی ۹۰ درجه بسازند، اثرشان در سطح گسل به صورت منحنی ظاهر می‌گردد، در این صورت با نام شکستگی هلالی شکل (Crescentic Shape) معرفی می‌شوند که سمت تعقرشان جهت حرکت بلوک گم‌شده را نشان می‌دهد. این شکستگی‌ها به تنهایی بر روی سطح گسل حضور ندارند ولی معمولاً به صورت ردیفی بر روی سطح گسل نمایان می‌شوند و جهت حرکت بلوک گم‌شده را نشان می‌دهند (شکل ۴-۶) (Fossen, 2010).



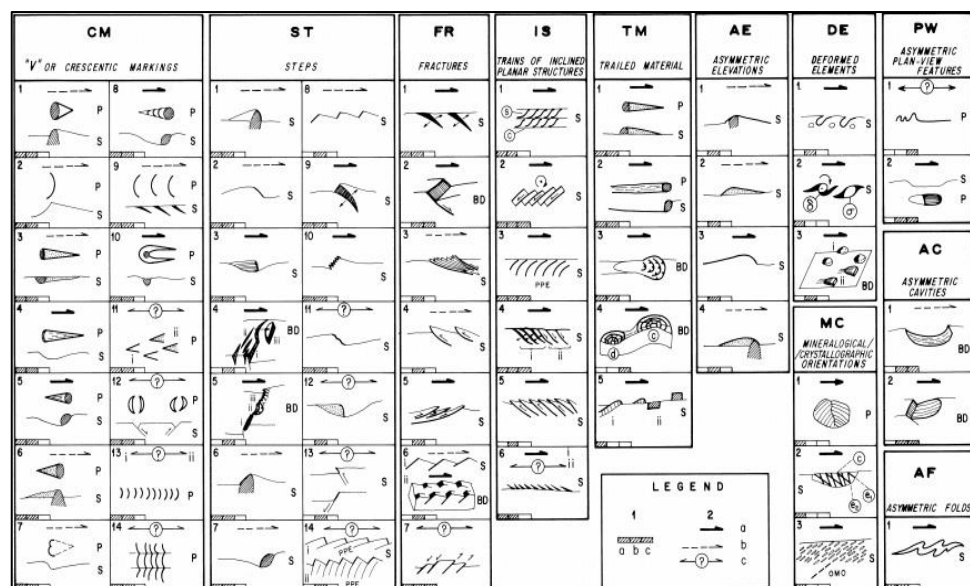
شکل ۴-۱۰) نمایش بلوک دیاگرام شکستگی‌های کششی (Fossen, 2010).

۴-۶) گسل‌ها

گسل به شکستگی‌هایی اطلاق می‌شود که سنگ‌های دو طرف شکستگی نسبت به یکدیگر حرکت کرده باشند. این جابجایی می‌تواند از چند میلی‌متر تا صدها متر باشد و به کمک همین مشخصه، می‌توان آن‌ها را از درزه‌ها تشخیص داد. حضور گسل در یک منطقه نشان می‌دهد که در زمان گذشته، در طول آن جابه‌جایی رخ داده است. این جابه‌جایی‌ها یا آرام هستند که اصولاً زمین‌لرزه‌ای ایجاد نمی‌کنند و یا ناگهانی هستند که عامل ایجاد اغلب زمین‌لرزه‌ها می‌باشند (قاسمی، ۱۳۸۷). بیشتر گسل‌ها غیر فعال اند و باقیمانده‌ای از تغییر شکل‌های گذشته هستند. در امتداد گسل‌های فعال، هنگام جابه‌جایی دو سطح، سنگ‌ها شکسته و فشرده می‌شوند و در سطح صفحات گسلی، سنگ‌ها صیقلی و شیاردار می‌شوند. این سطوح صیقلی و شیاردار به زمین‌شناسان در شناخت جهت آخرین جابه‌جایی ایجاد شده در طول گسل کمک می‌کند. از آنجایی که شکستگی‌های برشی تحت تأثیر تنش‌هایی بوجود می‌آیند که سعی در لغزش سنگ‌ها دارند، بین دیواره‌های این دسته از شکستگی‌ها هیچ فضایی وجود ندارد و در امتداد این

سطوح، لغزش‌هایی با اصطکاک زیاد رخ می‌دهد. بنابراین در سطح شکستگی‌های برشی ساختارهای مختلفی مانند آینه گسلی و خش لغز ایجاد می‌شود (الیاسی، ۱۳۹۱).

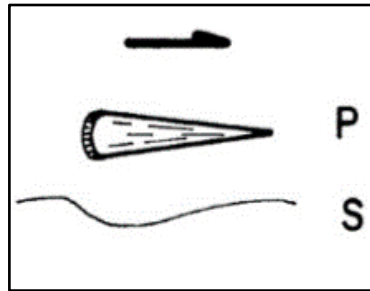
گسل‌های اصلی منطقه هم‌راستا با ساختارهای البرز شرقی (شمال‌شرقی-جنوب غربی) می‌باشند که به این نوع گسل‌ها، گسل طولی و به گسل‌هایی که با روند تقریباً شمالی-جنوبی و شمال غربی-جنوب شرقی که ساختارهای زمین‌شناسی را به صورت عرضی قطع کرده‌اند و نسبت به گسل‌های طولی از نظر اندازه کوچک بوده، به عنوان گسل‌های عرضی نام نهاده شده است. به منظور تشخیص نحوه حرکت و سازوکار گسل‌ها از نشانگرهای جنبشی برداشت شده از پهنه گسلی استفاده می‌شود. معیارهای ریخت‌شناسی سطح گسل بویژه در مکان‌هایی که واحدهای سنگی طرفین سطح گسل، از یک جنس و سن باشند و روش‌های چینه‌نگاری و سایر ابزارهای تعیین سازوکار گسل مانند خمش‌های مجاور سطح گسل (Fault drag fold) در دسترس نباشند، ابزار مناسبی در تعیین نحوه حرکت (Movement sense) در سطح گسل می‌باشند. Doblas (۱۹۹۸) از نشانگرهای جنبشی به منظور تحلیل سازوکار گسل‌ها استفاده نمود. ایشان این نشانگرها را به طور کلی در بیش از ۱۱ گروه و ۶۱ زیرگروه تقسیم‌بندی نمود (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۱۱) نشانگرهای جنبشی سطوح گسلی (Doblas, 1998).

الف) ساختارهای V شکل (V markings)

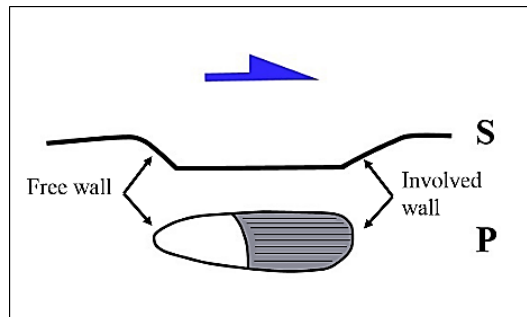
ساختارهای V یا هویجی شکل نیز از جمله ساختارهایی هستند که بر روی سطوح لغزش گسل‌ها قابل مشاهده می‌باشند. زاویه حاده یا نوک V شکل این ساختارها سمت حرکت بلوک گم‌شده را نشان می‌دهند (شکل ۴-۷) این ساختار در نتیجه‌ی برشی شدن دانه‌ها در مناطق گسلی ایجاد می‌شود (Doblas, 1997).



شکل ۴-۱۲) شکل شماتیک ساختارهای V شکل (Fossen, 2010).

ب) مناظر نامتقارن (Asymmetric plan-view features)

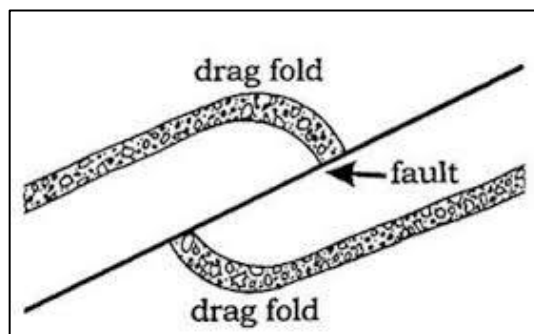
این مناظر در سطح گسل به صورت حفرات طولی در مقیاس‌های سانتی‌متر تا متر بر روی سطوح گسلی قابل مشاهده می‌باشند. از ویژگی‌های مهم مناظر نامتقارن این است که بخشی از حفره که دیواره‌ی آزاد را تشکیل می‌دهد فاقد خراش گسلی است و قسمتی از حفره که دیواره‌ی درگیر را تشکیل می‌دهد دارای خراش گسلی است. خراش‌های گسلی تشکیل شده در این بخش در اثر حرکت دو بلوک گسلی در کنار هم ایجاد شده است. سمت حرکت به سمت دیواره‌ی است که خراش بر روی آن است. این مناظر در شکل زیر قابل مشاهده می‌باشند. (شکل ۴-۷) (Doblas, 1997)



شکل ۴-۱۳) شکل شماتیک حفره‌های نامتقارن در سطح

ج) چین‌های کشیده (Drag Folds)

در طی گسلش معکوس، در اثر حرکت رو به بالای فرادیواره نسبت به فرودیواره، لبه لایه‌های افقی فرادیواره دچار خمیدگی می‌شوند و به شکل تاقدیس محلی نمایان می‌شوند که به این وضعیت تاقدیس فرادیواره‌ای و به حالتی که لبه لایه‌های فرودیواره‌ای در اثر گسلش معکوس به شکل ناودیس محلی نمایان می‌شود (Ramasy & Huber, 1987).



شکل ۴-۱۴) شکل شماتیکی از چین‌های کشیده در گسل‌های راندگی (Ramasy & Huber, 1987).

به منظور مطالعه الگو و تفسیر شکستگی‌ها، برداشت‌های صحرایی و آنالیز داده‌ها امری ضروری است. لذا برای بررسی وضعیت ساختارها و مطالعه تراکم شکستگی‌ها اقدام به جمع‌آوری داده‌های صحرایی به تفکیک ایستگاه‌ها شد. در این بخش ابتدا به معرفی ایستگاه‌های برداشت شده پرداخته و سپس در انتها با توجه به مجموع شکستگی‌ها (درزه و گسل)، شکستگی‌های غالب معرفی شده، و روند آنها مورد مطالعه قرار خواهند گرفت. در هر ایستگاه به تفکیک، دیاگرام‌های گل سرخی و همچنین سایر اطلاعات مربوط به هندسه فضایی شکستگی‌ها نظیر شیب و جهت شیب و همچنین تراکم قطب آن‌ها نمایش داده می‌شود. لازم به ذکر است که برداشت‌ها و انتخاب ایستگاه‌ها بر اساس برونزد مناسب شکستگی‌ها تعریف شده است. بدین جهت هر مکانی که برونزد مناسب و قابل برداشت داشته باشد مورد تحلیل قرار خواهد گرفت. جهت نمایش ترسیمی و تحلیل شکستگی‌های برداشت شده علاوه بر نمودارهای گل سرخی، هیستوگرام امتداد شکستگی‌ها و نمودارهای شیب شکستگی‌ها، از نمودارهای کانتوری نیز استفاده می‌شود.

نمودارهای کانتوری از پراکنش قطب‌های شکستگی‌ها بر روی شبکه هم مساحت فیشر حاصل می‌شوند که با استفاده از قطب‌های مشخص شده شکستگی‌ها بر روی استریوگرام و نحوه پراکندگی قطب‌ها، کانتورهایی برای فراوانی و تجمع و پراکنش قطب‌ها بر روی استریونت رسم می‌شوند. در ادامه به بررسی گسل‌های موجود در محدوده مطالعاتی که در بازدیدهای صحرایی قابل شناسایی بودند پرداخته می‌شود. محدود مورد نظر بخشی از زون البرز شرقی است. در این بخش گسل‌های اصلی و فرعی ردیابی شد. بدین منظور ویژگی هندسی گسل‌ها (امتداد کلی، شیب و جهت شیب سطوح گسلی، سازوکار و جهت لغزش گسل‌ها) مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد و با استفاده از شاخص‌های قابل اعتماد سوی حرکت گسل به دقت شناسایی می‌شود. به منظور بررسی ساختاری و شناسایی گسل‌های منطقه، پیمایش‌های متعددی صورت گرفته که در ادامه به طور کامل شرح داده می‌شود.

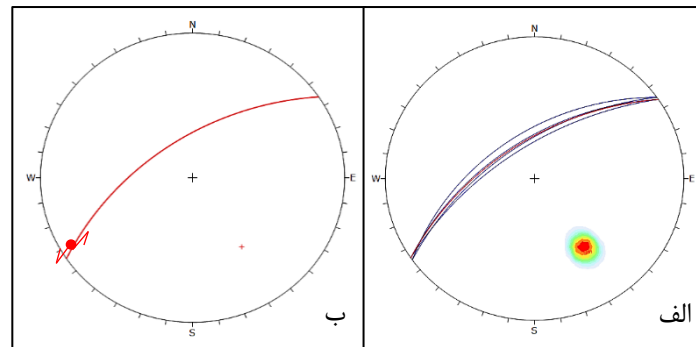
۴-۶-۱) گسل F₁

گسل F₁ به طول تقریبی ۱۸۰ متر، به موقعیت طول جغرافیایی $36^{\circ} 21' 41''$ شمالی و عرض جغرافیایی $54^{\circ} 46' 18''$ شرقی است. این گسل در سمت چپ جاده فرعی به سمت پردیس آموزشی معدن دانشگاه صنعتی شاهرود واقع شده است (شکل ۴-۱۵). این گسل با راستای شمال شرقی-جنوب غربی، در واحدهای آهکی عضو ۱ میلا واقع شده است.



شکل ۴-۱۵) موقعیت گسل F₁ بر روی تصویر ماهواره ای لندست برگرفته از Google Earth,

میانگین وضعیت هندسی گسل F_1 بر اساس داده‌های برداشت‌شده، ۶۰/۳۲۶ بدست آمده است. تصاویر سیکلوگرافیک داده‌ها و نمودار کنتوری قطب آن‌ها برای یافتن روند غالب در استریوگرام‌های شکل (۴-۱۶) نشان داده شده است.



شکل ۴-۱۶) نمودار سیکلوگرافیک صفحات گسلی اندازه‌گیری شده از سطح گسل F_1 و نمودار هم‌تراز قطب صفحات گسلی. (ب) صفحه گسلی میانگین از داده‌های برداشت شده. موقعیت خش لغز گسلی در این سطح ۰۸/۲۴۲ و موقعیت میانگین سطح گسلی برابر با ۶۰/۳۲۶ است.

رخنمون گسل F_1 در منطقه در شکل (۴-۱۷) نشان داده شده است. بر طبق شواهد صحرایی و خش لغزهای با ریک کم (نزدیک به ۱۰ درجه)، سازوکار این گسل امتدادلغز چپ بر می‌باشد.



شکل ۴-۱۷) تصویر صحرایی از رخنمون گسل F_1 (دید به سمت جنوب غرب). (ب) سطح گسلی همراه با خش لغزهای با ریک ۱۰ درجه ساعت‌گرد بر روی عضو ۱ سازند میلا.

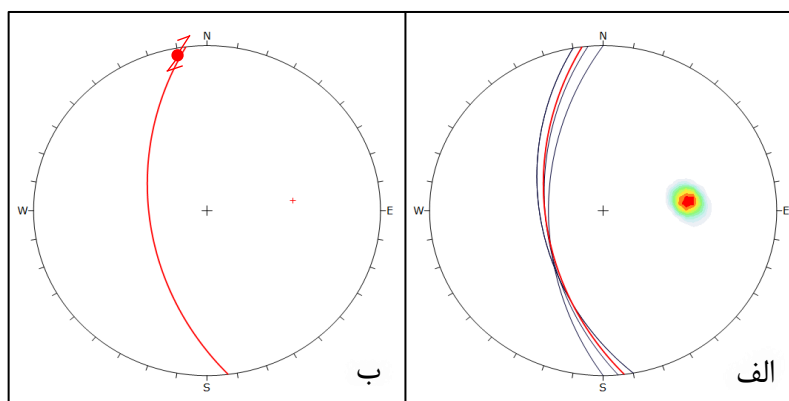
۴-۶-۲) گسل F₂

گسل F₂ با طول تقریبی ۱۷۰ متر، به موقعیت طول جغرافیایی ۴۳° ۲۱' ۳۶" شمالی و عرض جغرافیایی ۱۷° ۴۶' ۵۴" شرقی، در مرز عضوهای ۲ و ۳ میلا واقع شده است. این گسل نیز در سمت چپ جاده فرعی به سمت پردیس آموزشی معدن دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد (شکل ۴-۱۸). میانگین وضعیت هندسی گسل F₂ بر اساس داده‌های برداشت‌شده از منطقه، ۵۳/۲۶۳ بدست‌آمده است. بر روی سطح گسل خش لغزهای با ریک تقریبی ۸ درجه به موقعیت ۰۶/۳۴۸ مشاهده می‌شود. تصاویر سیکلوگرافیک داده‌ها و نمودار کنتوری قطب آن‌ها برای یافتن روند غالب در استریوگرام‌های شکل (۴-۱۹) نشان

داده‌شده است.



شکل ۴-۱۸) موقعیت گسل F₂ بر روی Google Earth, 2021.



شکل ۴-۱۹) الف) نمودار سیکلوگرافیک صفحات گسلی اندازه‌گیری شده از سطح گسل F₂ و نمودار هم‌تراز قطب صفحات گسلی. ب) صفحه گسلی میانگین از داده‌های برداشت شده. موقعیت میانگین سطح گسلی برابر با ۵۳/۲۶۳ و موقعیت خش لغز ۰۶/۳۴۸ است.

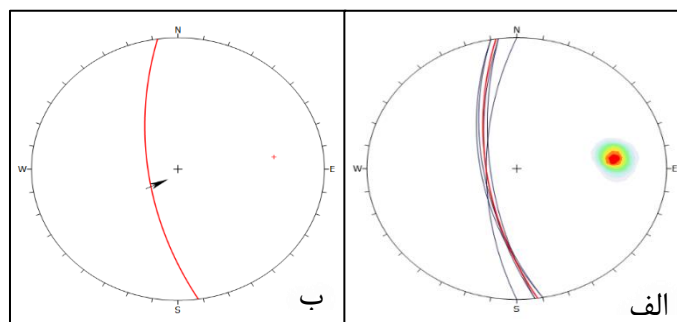
رخنمون گسل F₂ در شکل (۴-۲۰) مشاهده می‌شود. بر طبق شواهد صحرایی، خش‌لغزهای با ریک نزدیک به افقی و پله‌های گسلی، سازوکار این گسل امتدادلغز راست‌بر می‌باشد.



شکل (۴-۲۰) الف) تصویر صحرایی از رخنمون گسل F₂ (دید به سمت شمال غرب). ب) سطح گسلی همراه با خش‌لغزهای با موقعیت ۰۶/۳۴۸ بر روی عضو ۲ سازند میلا.

۴-۶-۳) گسل F₃

گسل F₃ به موقعیت طول جغرافیایی ۴۳° ۲۱' ۳۶ شمالی و عرض جغرافیایی ۲۷° ۴۶' ۵۴ شرقی، در ابتدای منطقه‌ی مورد مطالعه در سمت راست جاده با طول تقریبی ۱۳۰ متر و روند تقریبی شمالی-جنوبی در بین عضوهای ۲ و ۳ میلا قرار گرفته است. میانگین وضعیت هندسی گسل F₃ بر اساس داده‌های برداشت شده، ۶۷/۲۶۲ بدست آمده است. تصاویر سیکلوگرافیک داده‌ها و نمودار کنتوری قطب آن‌ها برای یافتن روند غالب در استریوگرام‌های شکل (۴-۲۱) نشان داده شده است.

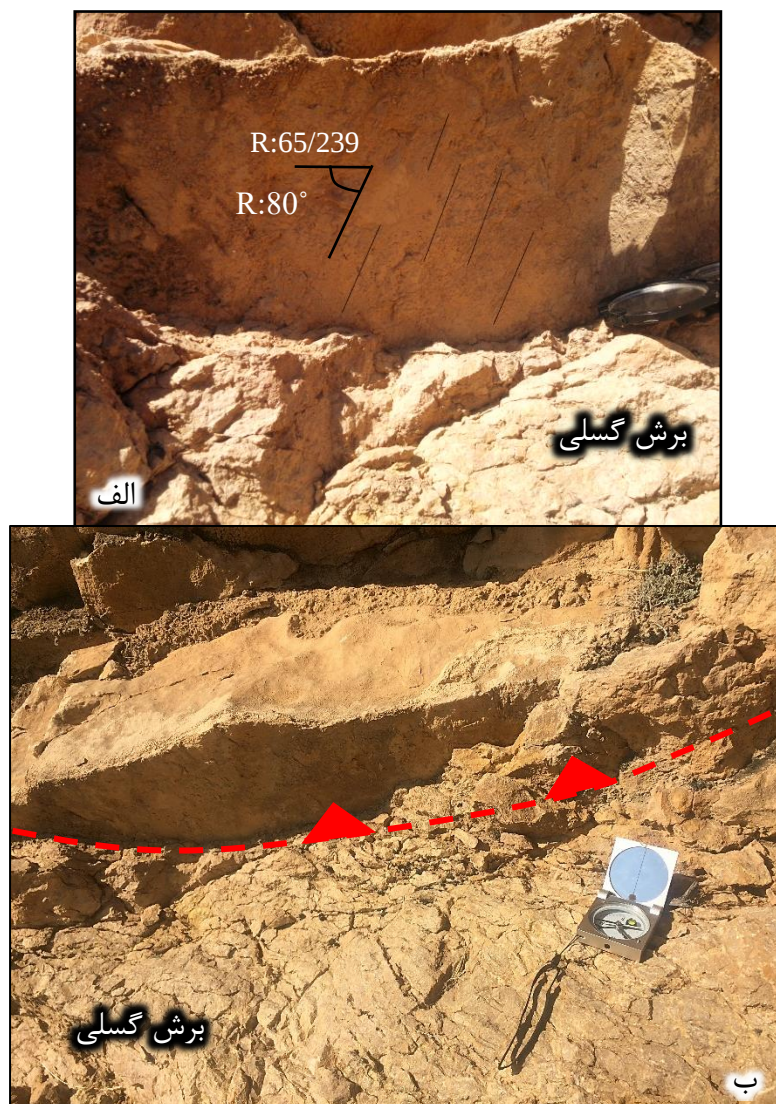


شکل ۴-۲۱) الف) نمودار سیکلوگرافیک صفحات گسلی اندازه‌گیری شده از سطح گسل F_3 و نمودار هم‌تراز قطب صفحات گسلی. ب) صفحه گسلی میانگین از داده‌های برداشت شده. موقعیت خش لغز گسلی ۶۵/۲۳۹ و موقعیت میانگین سطح گسلی برابر با ۶۷/۲۶۲ است.

رخنمون گسل F_3 در منطقه (شکل ۴-۲۲)، همراه با آثار و شواهدی است که از آن برای تعیین سازوکار گسل می‌توان کمک گرفت. در سطح گسل، چین‌های همراه با گسل را می‌توان مشاهده نمود. همچنین خش لغزهای واضح با ریک ۸۰ درجه پادساعتگرد از روی سطح فرادیواره و برش گسلی (شکل ۴-۲۳) قابل مشاهده است.



شکل ۴-۲۲) الف) رخنمون گسل F_3 در مرز بین عضو ۲ و ۳ میلا (دید به شمال غرب). ب) نمای نزدیک از چین‌های کشیده همراه با گسل در گسل F_3 .

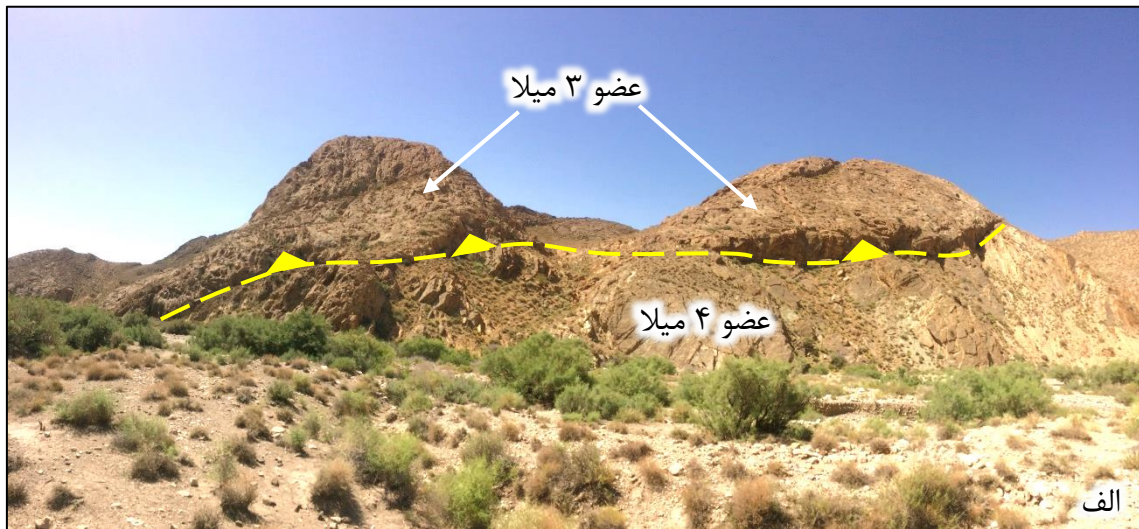


شکل ۴-۲۳) الف) نمای نزدیک از خش لغزهای سطح گسل F₃. ب) نمای نزدیک از برش گسلی در گسل F₃.

بر اساس شواهد صحرایی و حضور چین‌های همراه با گسل در این گسل، و با توجه به ریک ۸۰ درجه پادساعتگرد خش لغزهای سطح گسلی، سازوکار گسل، معکوس می‌باشد.

۴-۶-۴) گسل F₄

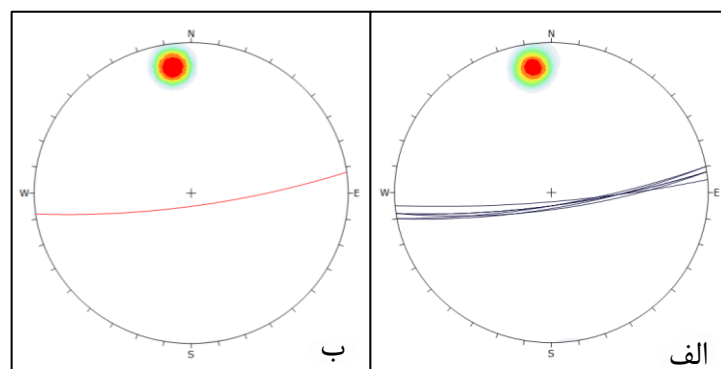
گسل F₄ با طول تقریبی ۴۰۰ متر در دو ایستگاه برداشت و ردیابی شد. تصویر صحرایی و موقعیت این گسل در تصویر ماهواره‌ای لندست نشان داده شده است (شکل ۴-۲۴).



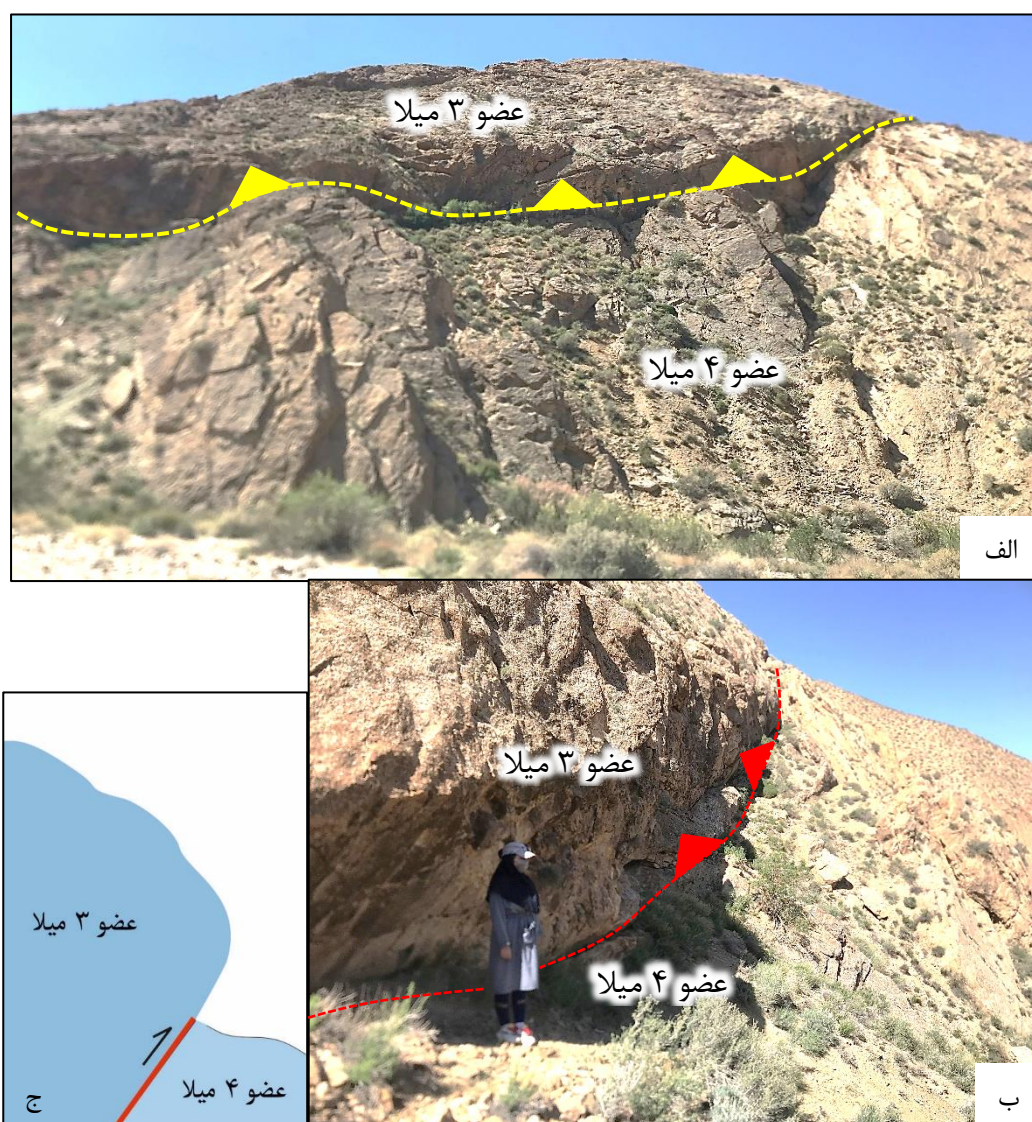
شکل ۴-۲۴) نمایی از گسل F₄ در منطقه. الف) تصویر صحرایی از گسل (دید به سمت جنوب شرق).

ب) تصویر ماهواره‌ای لندست Google Earth از موقعیت گسل F₄.

در ایستگاه ۱، گسل F₄ به موقعیت طول جغرافیایی ۴۵° ۲۱' ۳۶ شمالی و عرض جغرافیایی ۵۴° ۵۴' شرقی واقع شده است. این گسل در سمت چپ جاده به سمت پردیس آموزشی معدن دانشگاه صنعتی شاهرود، با روند شمال شرقی-جنوب غربی و شیب ۸۰ درجه به سمت جنوب شرقی، در بین عضوهای ۳ و ۴ سازند میلا قرار گرفته است. امتداد گسل با امتداد لایه بندی هم جهت میباشد. میانگین وضعیت هندسی گسل F₄ بر اساس داده‌های برداشت شده، ۸۰/۱۷۲ بدست آمده است. تصاویر سیکلوگرافیک داده‌ها و نمودار کنتوری قطب آن‌ها برای یافتن روند غالب در استریوگرام‌های شکل (۴-۲۵) نشان داده شده است.

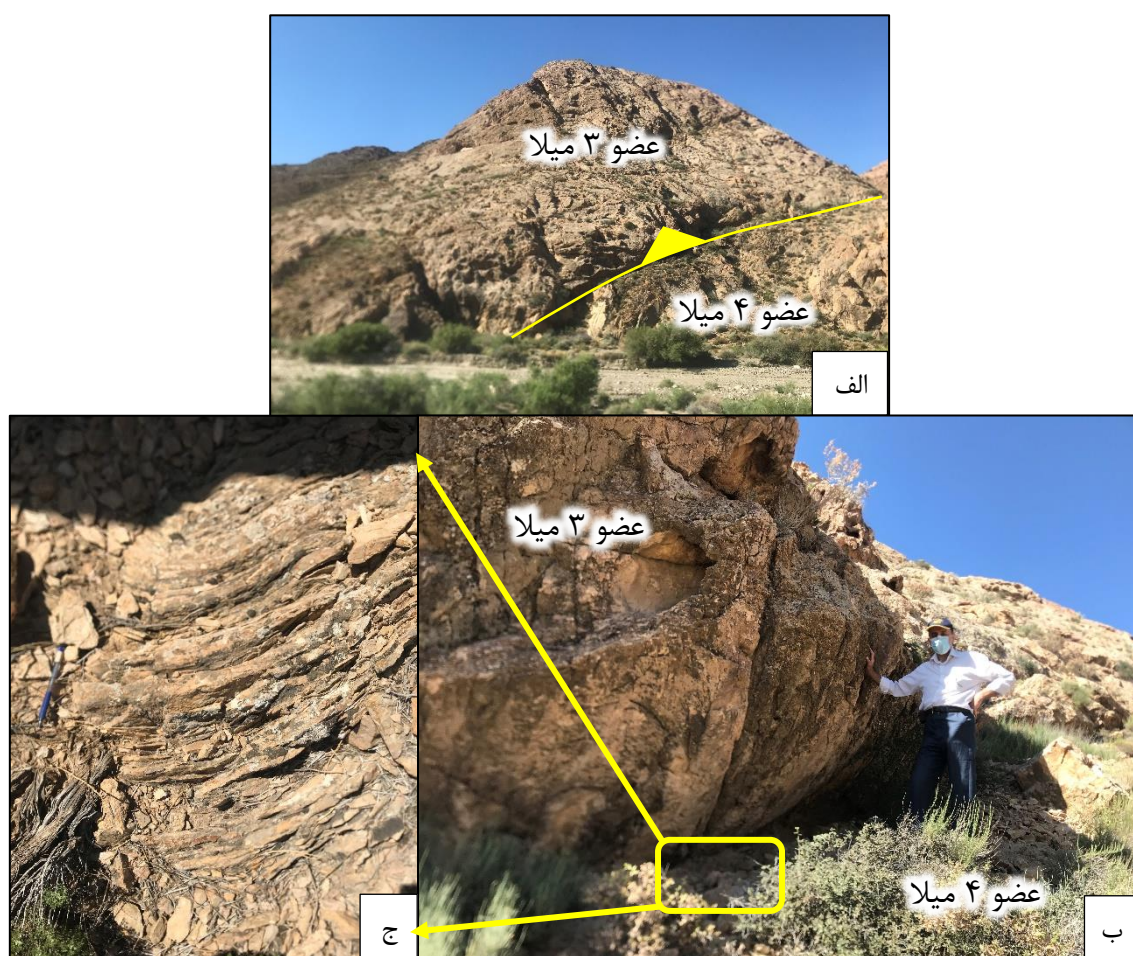


شکل ۴-۲۵) الف) نمودار سیکلوگرافیک صفحات گسلی اندازه‌گیری شده از سطح گسل F4 و نمودار هم‌تراز قطب صفحات گسلی. ب) صفحه گسلی میانگین از داده‌های برداشت شده. رخنمون گسل F4 (ایستگاه ۱) در منطقه ده‌ملا در شکل (۴-۲۶) نشان داده شده است.



شکل ۴-۲۶) الف) رخنمون گسل F4 در مرز بین عضو ۳ و ۴ سازند میلا در ایستگاه ۲ (دید به جنوب شرق). ب) نمای نزدیک از رخنمون گسل F4 (دید به جنوب). ج) برش نمادین از سطح گسل F4

گسل F₄ در ایستگاه ۲ به موقعیت طول جغرافیایی ۴۴° ۲۱' ۳۶° شمالی و عرض جغرافیایی ۵۹' ۴۵" ۵۴° شرقی قرار گرفته است. از شواهد گسل در این رخنمون نیز می‌توان به تغییر لیتولوژی ناگهانی و خردشدگی در سطح گسل نام برد. علاوه بر این شواهد در این رخنمون چین خوردگی‌های بسیار متعددی در اطراف خط گسل مشاهده می‌شود. این چین‌ها بر اثر جاب‌جایی گسل ایجاد شده‌اند اما به دلیل اینکه چین خوردگی‌های متعددی رخ داده، تقریباً پی بردن به سازوکار گسل با استفاده از این چین‌ها مقدور نمی‌باشد و این مرز گسله می‌باشد (شکل ۴-۲۷).



شکل ۴-۲۷) الف) رخنمون گسل F₅ در مرز بین عضو ۳ و ۴ میلا (دید به جنوب غرب).

ب) نمای نزدیک از سطح گسل (دید به سمت غرب). ج) ریزچین‌های منطقه گسلی.

از آثار موجود در این رخنمون میتوان به تغییر ناگهانی لیتولوژی از آهک نازک لایه (عضو ۴ میلا) به آهک ضخیم لایه (عضو ۳ میلا) اشاره کرد. همچنین تفاوت رنگ نیز بسیار مشهود است و علاوه بر این

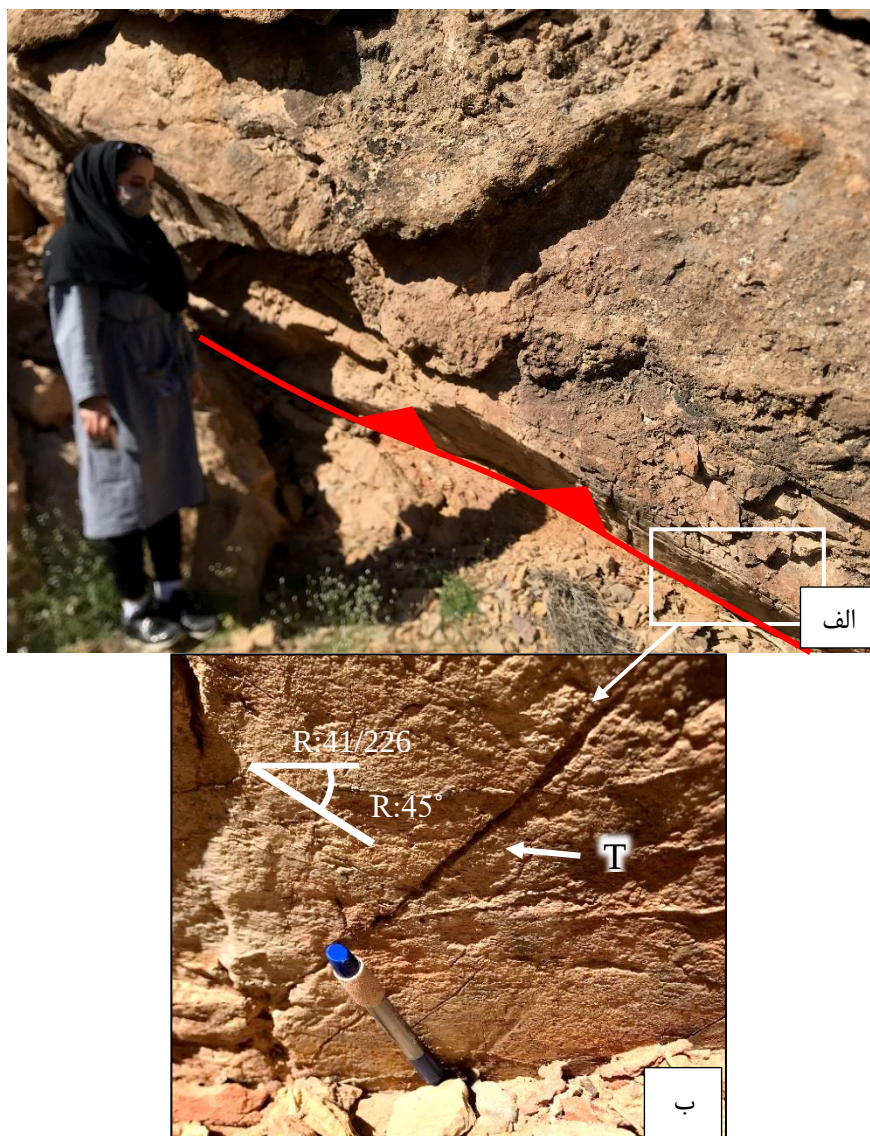
قرارگیری واحد قدیمی (عضو ۳) بر روی واحد جوانتر (عضو ۴) شاهد محکمی برای گسله بودن این مرز می‌باشد. طبق اصل سوپروپوزیشن لایه‌های قدیمی‌تر در پایین و لایه‌های جوانتر در بالا قرار می‌گیرند ولی در این ۲ ایستگاه، عضو ۳ سازند میلا با لیتولوژی آهک‌های ضخیم لایه (کامبرین میانی) بر روی عضو ۴ سازند میلا با لیتولوژی آهک نازک لایه و شیل و ماسه سنگ (کامبرین پسین) جای گرفته است. با توجه به حرکت رو به بالای فرادیواره (عضو ۳ سازند میلا) نسبت به فرودیواره (عضو ۴ سازند میلا) مشخص شد که سازوکار گسل معکوس می‌باشد. این گسل رسوبات کواترنری را تحت تأثیر قرار نداده بنابراین یک گسل کواترنری نیست.

۴-۶-۵) گسل F₅

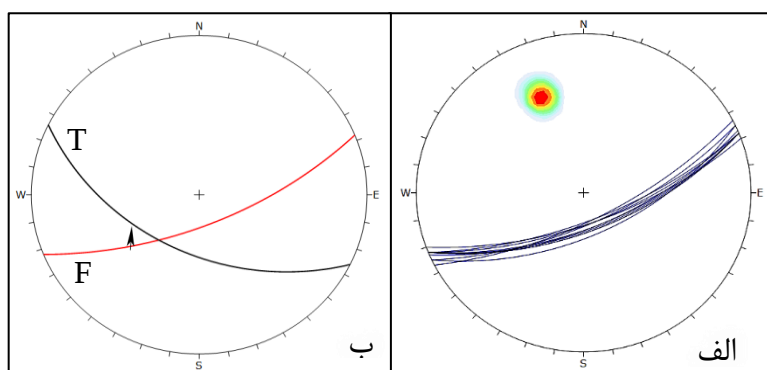
گسل F₅ به طور تقریبی ۱۶۳ متر با موقعیت طول جغرافیایی ۴۱° ۲۱' ۳۶° شمالی و عرض جغرافیایی ۵۷° ۴۵' ۵۴° شرقی در منطقه واقع شده است. این گسل در سمت چپ جاده به سمت پردیس آموزشی معدن دانشگاه صنعتی شاهرود، با روند شمال شرقی-جنوب غربی و شیب ۶۹ درجه به سمت جنوب شرقی، در بین عضو ۳ سازند میلا قرار گرفته است. میانگین وضعیت هندسی گسل F₅ بر اساس داده‌های برداشت شده، ۶۹/۱۵۸ بدست آمده است.

بر روی سطح گسل خش لغزهایی با ریک ۴۵ درجه بر خط اثر شکستگی هایی با موقعیت که به صورت بازشدگی بر روی سطح گسل رخنمون دارند عمود می باشند. این شکستگی ها فاقد آثار حرکتی بر روی سطوح خود بوده و با آن زاویه ۴۵ درجه می سازند، لذا از نوع شکستگی های کششی (T) هستند و از آنجا که شیب کمتر این شکستگی ها نمایانگر جهت حرکت بلوک گمشده می باشد، بنابراین سازوکار معکوس با مؤلفه چپ بر برای این گسل در این رخنمون قابل تشخیص است (شکل ۴-۲۸).

تصاویر سیکلوگرافیک داده‌ها و نمودار کنتوری قطب آن‌ها برای یافتن روند غالب در استریوگرام‌های شکل (۴-۲۹) نشان داده شده است.



شکل ۴-۲۸) الف) سطح گسل F5 با موقعیت ۶۹/۱۵۸ بر روی عضو سازند میلا (دید به جنوب شرق). ب) نمایش شکستگی T با موقعیت هندسی ۵۰/۲۰۸ بر روی فرادیواره گسل و خش لغزهای سطح گسل (۴۱/۲۲۶).

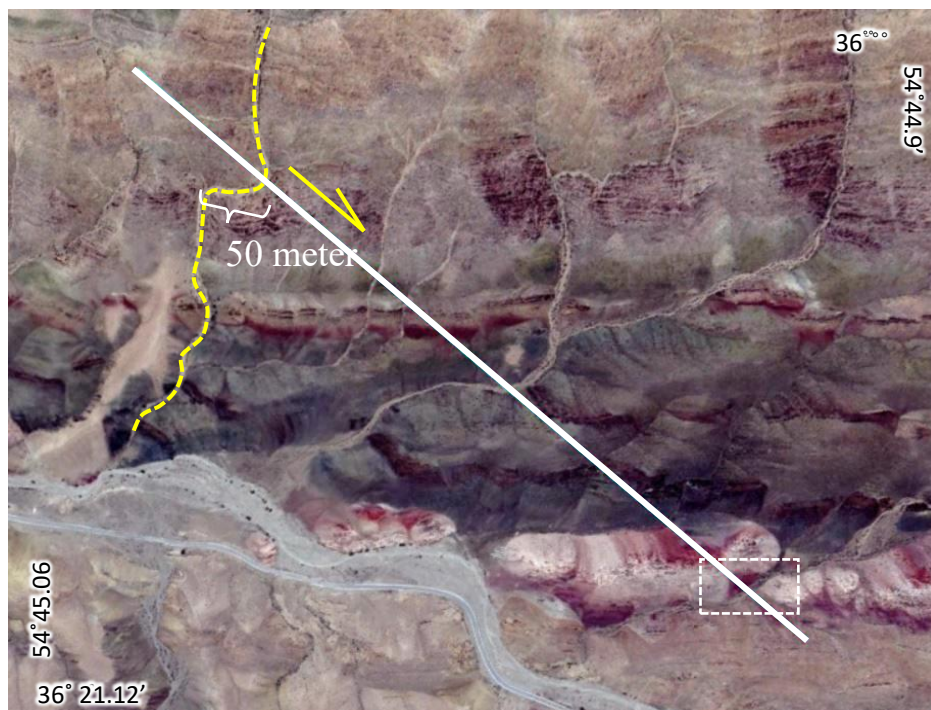


شکل ۴-۲۹) الف) نمودار سیکلوگرافیک صفحات گسلی اندازه‌گیری شده از سطح گسل F5 و نمودار هم‌تراز قطب صفحات گسلی. ب) صفحه گسلی میانگین از داده‌های برداشت شده و استریوگرام زاویه برشی T.

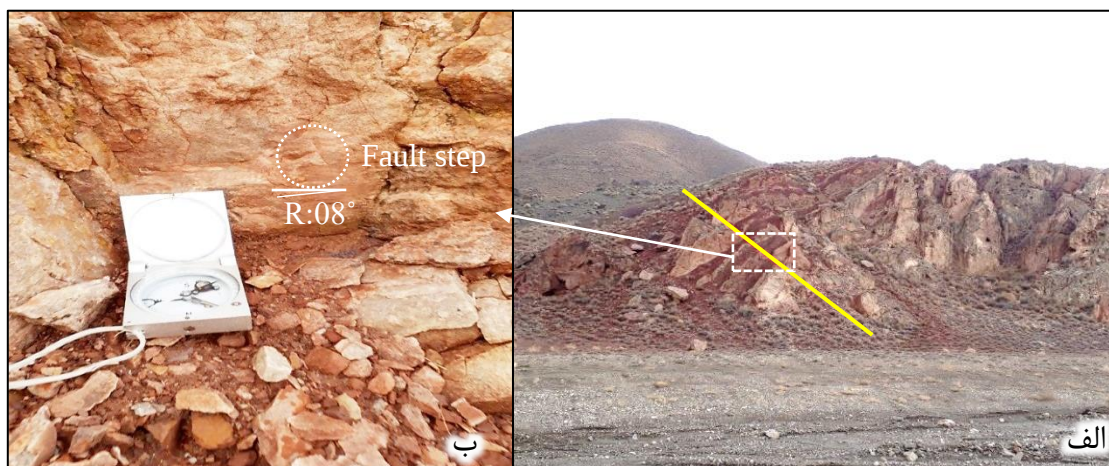
بر اساس شواهد صحرایی و با توجه به ریک ۴۵ درجه پادساعتگرد خش لغزهای سطح گسلی، سازوکار گسل معکوس با مؤلفه امتدادلغز چپ بر می‌باشد.

۴-۶-۶) گسل F₆

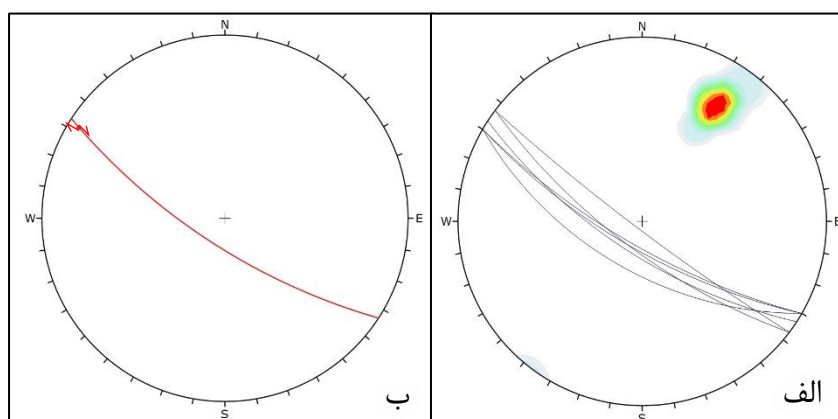
گسل F₆ در کنار جاده آسفalte معدن آموزشی پردیس دانشگاه صنعتی شاهرود در واحدهای ماسه سنگ قرمز سازند جیروود رخمون دارد. این گسل در چند ایستگاه سبب جابه‌جایی راست‌بر واحدهای جیروود شده است. موقعیت گسل F₆ بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست در شکل (۴-۳۰) نشان داده شده است. روند این گسل به توجه داده‌ها و مشاهدات صورت گرفته به صورت شمال شرقی-جنوب غربی می‌باشد. در شکل (۳-۳۱) سطح گسل با موقعیت هندسی ۷۰/۲۱۰ همراه با خراش‌ها و پله گسلی قابل مشاهده است. تصاویر سیکلوگرافیک داده‌ها و نمودار کنتوری قطب آن‌ها برای یافتن روند غالب در استریوگرام‌های شکل (۴-۳۲) نشان داده شده است.



شکل ۴-۳۰) موقعیت گسل F₆ بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست Google Earth و موقعیت ایستگاه برداشت داده در منطقه.



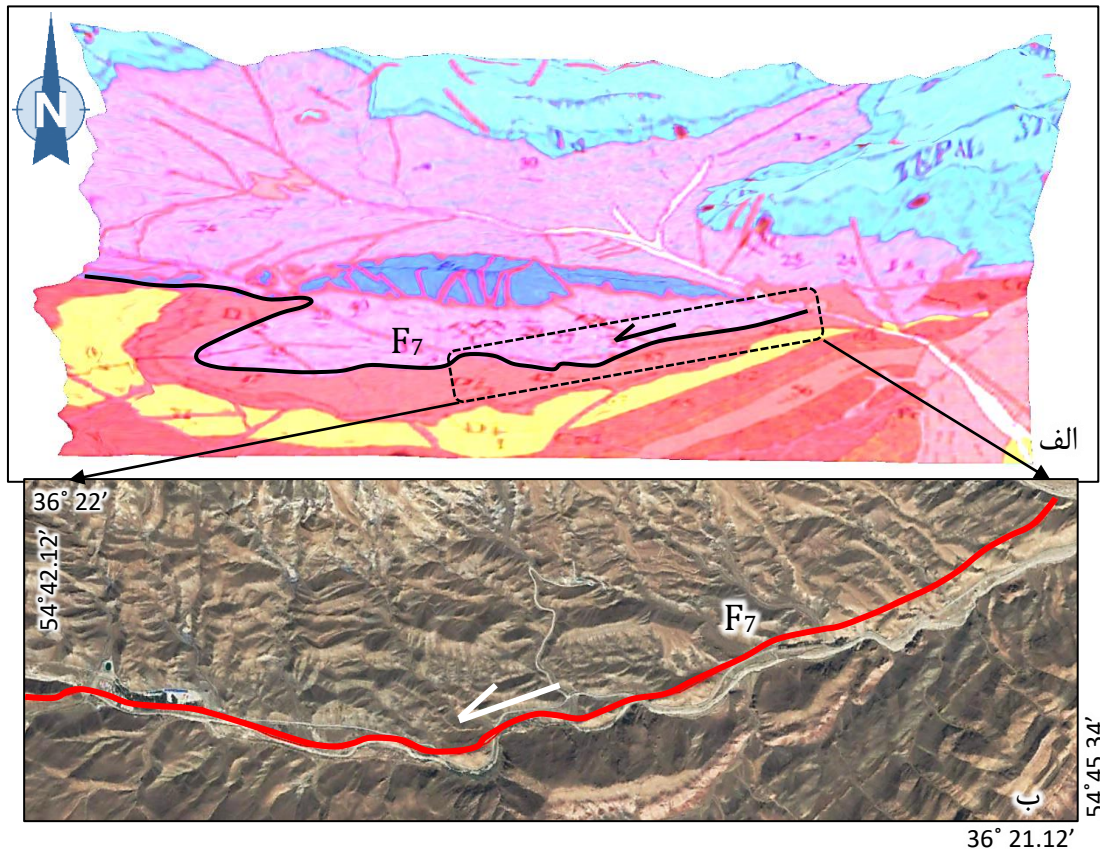
شکل ۴-۳۱) رخنمون گسل F₆ در منطقه (دید به سمت جنوب). الف) نمایی از سطح گسل F₆. ب) خش‌لغزهای افقی سطح گسل



شکل ۴-۳۲) الف) نمودار سیکلوگرافیک صفحات گسلی اندازه‌گیری شده از سطح گسل F₆ و نمودار هم‌تراز قطب صفحات گسلی. ب) صفحه گسلی میانگین از داده‌های برداشت شده.

۴-۶-۷) گسل F₇

این گسل با درازای ۸ کیلومتر و روند شمال خاوری- جنوب باختری مرز بین سازند شمشک و آهک‌های جیرود را می‌سازد. پیش‌تر گلدره و همکاران (۱۳۹۹) این گسل را به عنوان یک گسل امتدادلغز چپ بر معرفی کرده است. اثر این خطواره گسلی در تصویر ماهواره‌ای لندست قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۴-۳۳).



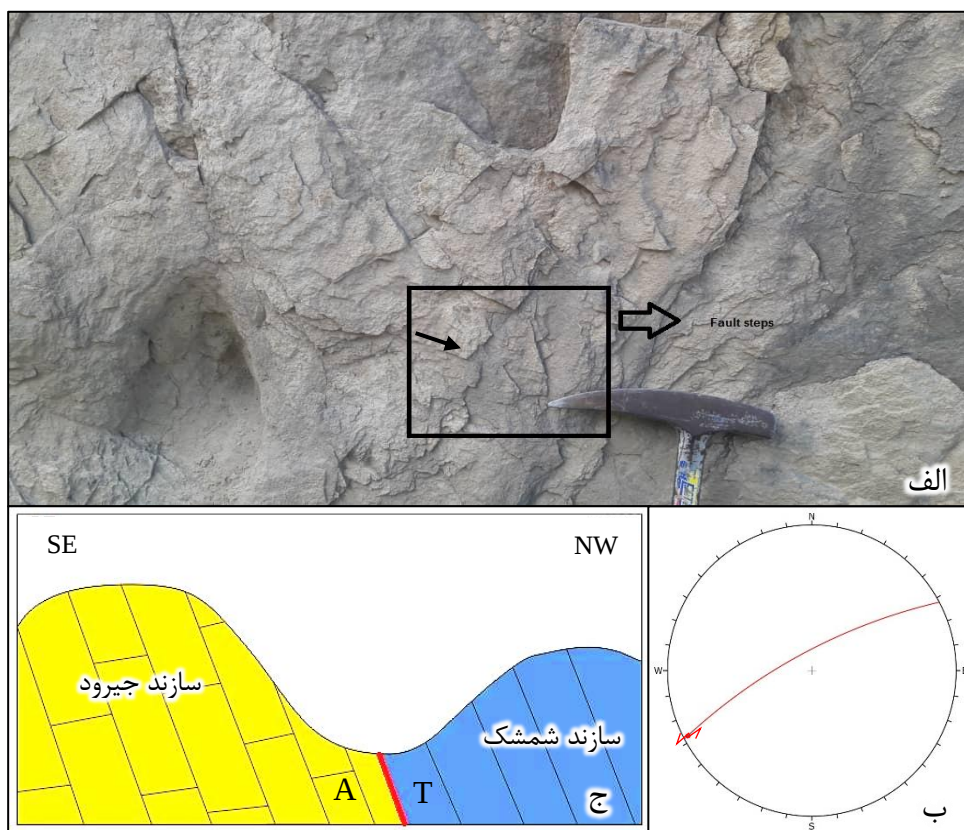
شکل ۴-۳۳ (الف) تصویر سه بعدی از ترکیب نقشه زمین‌شناسی و تصویر SRTM از گسل F7
 (ب) موقعیت گسل F7 در تصویر ماهواره ای لندست Google earth.
 قرارگیری سازند شمشک در کنار سازند جیروود به علت تفاوت سنی زیاد بین دو سازند و نبود سازند
 الیکا نشان‌دهنده یک ناپیوستگی گسلی بین این دو مرز می‌باشد (شکل ۴-۳۴).



شکل ۴-۳۴ قرارگیری سازند شمشک در کنار سازند جیروود در امتداد گسل F7 (دید به شمال شرق).
 از طرف دیگر شواهد صحرایی از جمله برش‌های گسلی، افرازهای گسلی و نشانه‌های ریخت‌شناسی
 سطح گسل بر روی سطح مرزی بین دو سازند به ویژه آهک‌های جیروود همگی حاکی از گسلی بود این

مرز می‌باشد. ریخت‌شناسی سطح گسل به جز در چند رخنمون تحت تاثیر فرسایش و انحلال شدید قرار گرفته است (گلدره و همکاران، ۱۳۹۹).

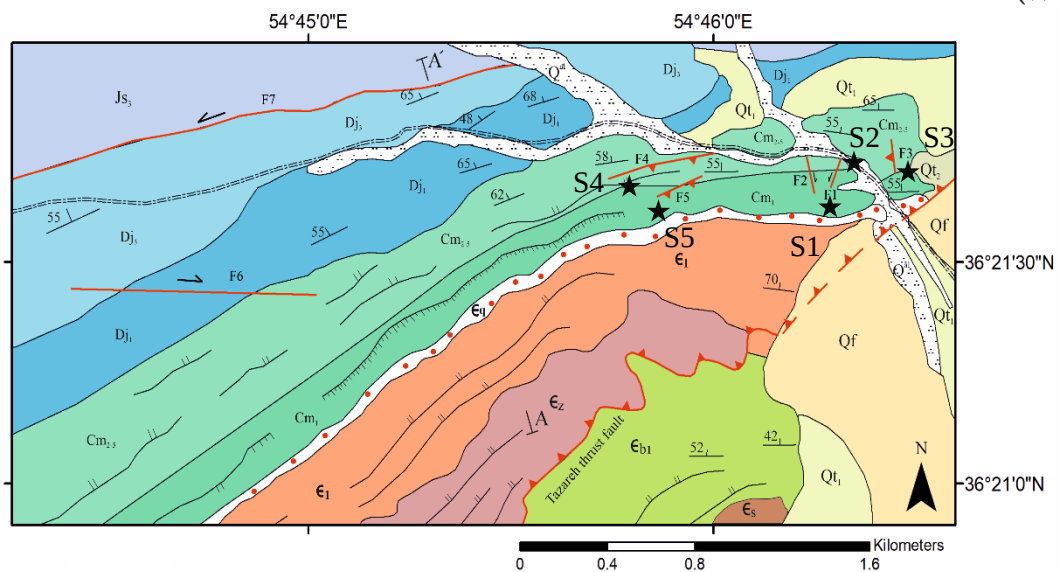
بررسی ویژگی‌های گسل F7 در دو ایستگاه به طور مجزا توسط گلدره و همکاران (۱۳۹۹) بر روی آهک‌های سازند جیرود و سازند شمشک صورت گرفته است (شکل ۴-۳۵). تشخیص سازوکار گسل بر مبنای پله‌های گسلی استوار بوده است. بر روی افراز گسلی سازند شمشک با موقعیت هندسی ۷۵/۳۳۲ دسته خراش‌های تقریباً افقی دیده می‌شود (شکل ۴-۳۵). با توجه به ریخت‌شناسی سطح گسل و پله‌های گسلی می‌توان سازوکار امتداد لغز چپ‌بر برای این گسل تشخیص داد.



شکل ۴-۳۵) الف) سطح گسل F7 با موقعیت ۷۵/۳۳۲ بر روی سازند شمشک. وجود خش لغزهایی با ریک کم (نزدیک به افقی) و پله‌های گسلی در این رخنمون ب: نمایش استریوگرام سطح گسل ج) برش نمادین از سطح گسل F7

۷-۴) بررسی شکستگی‌ها (درزه‌ها) در منطقه

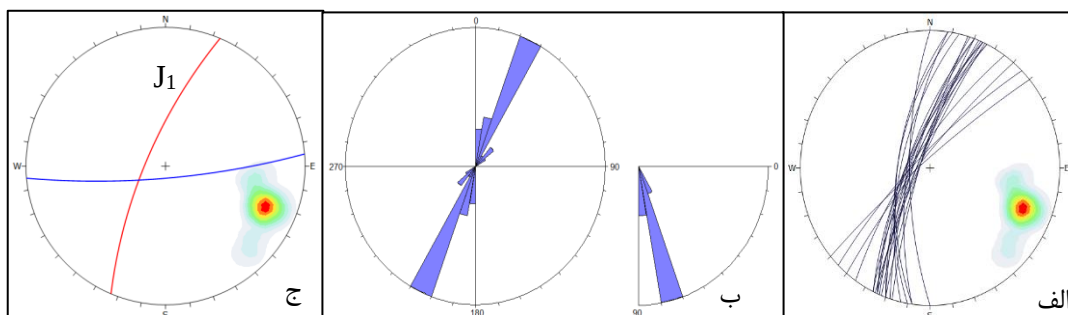
به منظور بررسی دقیق درزه‌ها (موقعیت هندسی درزه و روند غالب) در چند ایستگاه پیمایش انجام گرفته است و در نهایت تصاویر سیکلوگرافیک و نمودارهای گل سرخی مربوط به این درزه‌ها که بیانگر امتداد غالب درزه‌ها در هر ایستگاه است، ترسیم گردید. تحلیل نوع درزه براساس لایه بندی بوده است. موقعیت ایستگاه‌های برداشت درزه در نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از ده‌ملا قابل مشاهده است (شکل ۳۶-۴).



شکل ۳۶-۴) نقشه زمین‌شناسی منطقه و موقعیت ایستگاه‌های برداشت درزه.

۷-۴-۱) ایستگاه S₁:

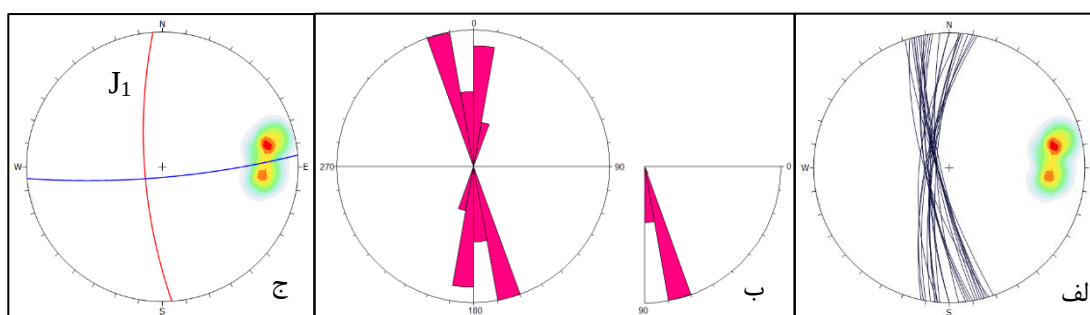
این ایستگاه با موقعیت طول جغرافیایی $41^{\circ} 21' 36''$ شمالی و عرض جغرافیایی $46^{\circ} 17' 54''$ شرقی در رخنمون عضو ۱ سازند میلا واقع شده است. تصاویر استریوگرافیک و نمودار گل سرخی درزه‌ها در این ایستگاه ترسیم گردید (شکل ۳۷-۴). با توجه به نمودار گل سرخی ترسیم شده برای امتداد درزه‌ها روند غالب میانگین شکستگی‌ها بین 20° تا 30° درجه است و شیبی در حدود 70° تا 80° درجه را دارا می‌باشد. موقعیت میانگین لایه بندی در این ایستگاه $80/175$ می‌باشد. همچنین با توجه به نمودارهای ترسیم شده موقعیت میانگین درزه‌ها $74/293$ است. با توجه به اینکه زاویه بین امتداد لایه بندی با امتداد درزه‌ها اریب می‌باشد، درزه‌ها در این ایستگاه از نوع مورب هستند.



شکل ۴-۷-۳) نمودارهای وضعیت اماری درزه ها در ایستگاه ۱. الف) تصویر سیکلوگرافیک سطوح درزه ها. ب) نمودار گل سرخی امتدادی و شیبی درزه ها. ج) نمودار هم تراز قطب درزه ها به همراه میانگین دسته درزه ها و میانگین لایه بندی.

۴-۷-۲) ایستگاه S₂:

این ایستگاه با موقعیت طول جغرافیایی $36^{\circ} 21' 44''$ شمالی و عرض جغرافیایی $54^{\circ} 46' 25''$ شرقی در رخنمون عضو ۳ سازند میلا واقع شده است. تصاویر استریوگرافیک و نمودار گل سرخی درزه ها در این ایستگاه ترسیم گردید (شکل ۴-۳۸). با توجه به نمودار گل سرخی ترسیم شده براساس امتداد درزه ها دو دسته درزه برداشت شده است. این درزه ها شامل دسته درزه J₁ با موقعیت میانگین $75/250$ و دسته درزه J₂ با موقعیت میانگین $75/275$ می باشد. موقعیت میانگین لایه بندی در این ایستگاه $81/175$ می باشد. با توجه به اینکه زاویه بین امتداد لایه بندی با امتداد درزه ها عمود می باشد، درزه ها در این ایستگاه از نوع شیبی می باشند.



شکل ۴-۳۸) نمودارهای وضعیت اماری درزه ها در ایستگاه ۲. الف) تصویر سیکلوگرافیک سطوح درزه ها. ب) نمودار گل سرخی امتدادی و شیبی درزه ها. ج) نمودار هم تراز قطب درزه ها به همراه میانگین دسته درزه ها و میانگین لایه بندی.

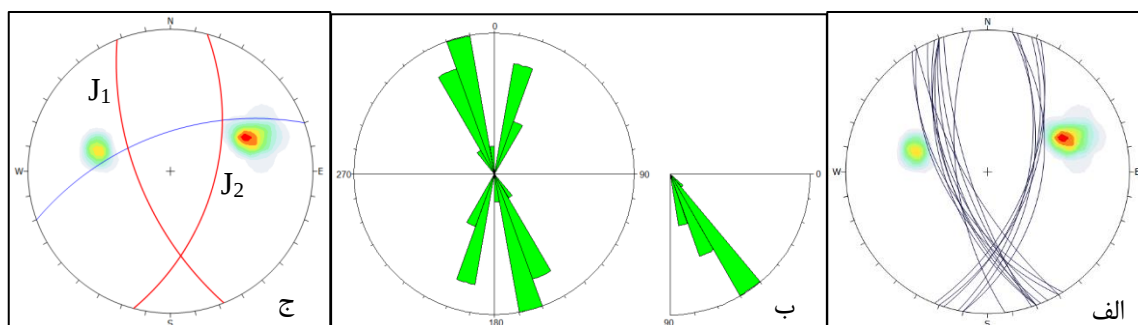
تصاویر صحرائی از داده های برداشت شده از سطوح درزه در شکل (۴-۳۹) نشان داده شده است.



شکل ۴-۳) تصاویری از درزه‌های برداشت شده از ایستگاه ۱ و ۲. الف) دید به سمت شمال غرب. ب) دید به سمت شمال.

۴-۷-۳) ایستگاه S_3 :

این ایستگاه با موقعیت طول جغرافیایی $47^{\circ} 21' 36''$ شمالی و عرض جغرافیایی $23^{\circ} 46' 54''$ شرقی در رخنمون عضو ۳ سازند میلا واقع شده است. تصاویر استریوگرافیک و نمودار گل سرخی درزه‌ها در این ایستگاه ترسیم گردید (شکل ۴-۴۰).

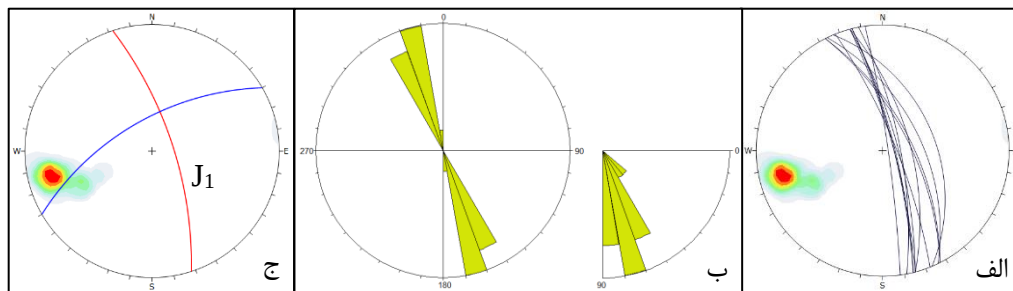


شکل ۴-۴۰) نمودارهای وضعیت آماری درزه‌ها در ایستگاه ۳. الف) تصویر سیکلوگرافیک سطوح درزه‌ها. ب) نمودار گل سرخی امتدادی و شیبی درزه‌ها. ج) نمودار هم تراز قطب درزه‌ها به همراه میانگین دسته درزه‌ها و میانگین لایه بندی.

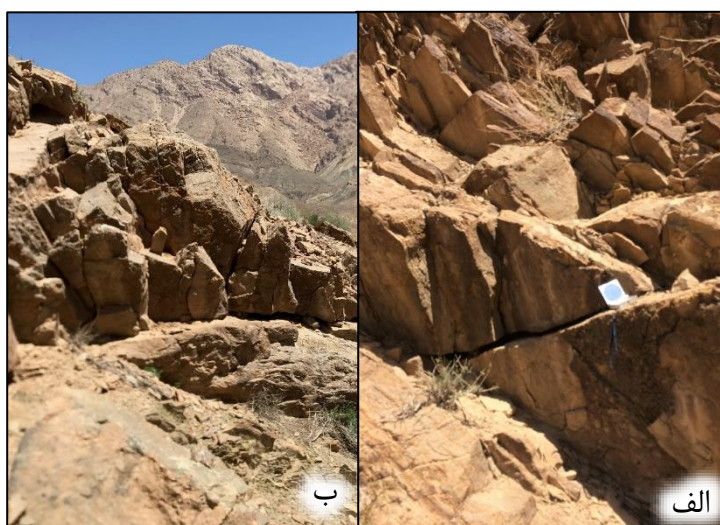
با توجه به نمودار گل سرخی ترسیم شده براساس امتداد درزه‌ها دو دسته درزه برداشت شده است. این درزه‌ها شامل دسته درزه J_1 با موقعیت میانگین $64/248$ و دسته درزه J_2 با موقعیت میانگین $55/105$ می باشد. موقعیت میانگین لایه بندی در این ایستگاه $60/340$ می باشد. با توجه به اینکه زاویه بین امتداد لایه بندی با امتداد درزه‌ها اریب می باشد، درزه‌ها در این ایستگاه از نوع مورب می باشند.

۴-۷-۴) ایستگاه S4:

این ایستگاه با موقعیت طول جغرافیایی $۴۳^{\circ} ۲۱' ۳۶''$ شمالی و عرض جغرافیایی $۵۷^{\circ} ۴۵' ۵۴''$ شرقی در رخنمون عضو ۴ سازند میلا واقع شده است. تصاویر استریوگرافیک و نمودار گل سرخی درزه ها در این ایستگاه ترسیم گردید (شکل ۴-۴۱). با توجه به نمودار گل سرخی ترسیم شده براساس امتداد درزه ها دو دسته درزه برداشت شده است. موقعیت میانگین دسته درزه $۷۱/۰۷۲$ می باشد. موقعیت میانگین لایه بندی در این ایستگاه $۶۲/۳۳۰$ می باشد. با توجه به اینکه زاویه بین امتداد لایه بندی با امتداد درزه ها اریب می باشد، درزه ها در این ایستگاه از نوع مورب می باشند.



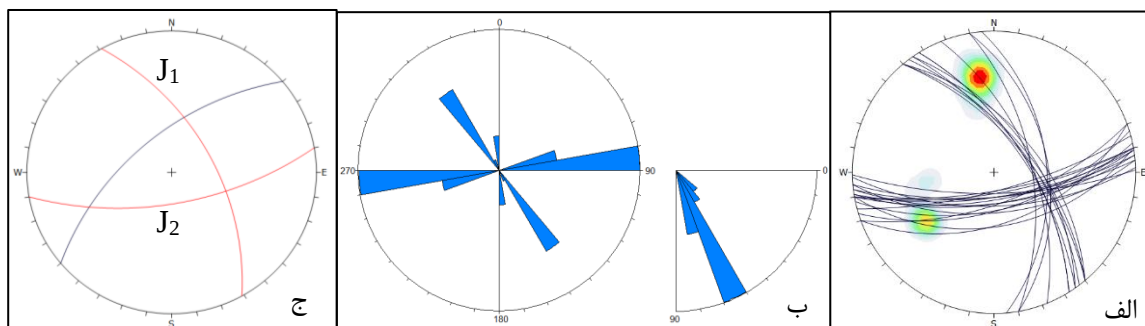
شکل ۴-۴۱) نمودارهای وضعیت اماری درزه ها در ایستگاه ۴. الف) تصویر سیکلوگرافیک سطوح درزه ها. ب) نمودار گل سرخی امتدادی و شیبی درزه ها. ج) نمودار هم تراز قطب درزه ها به همراه میانگین دسته درزه ها و میانگین لایه بندی. تصاویر صحرایی از داده های برداشت شده از سطوح درزه در شکل (۴-۴۲) نشان داده شده است



شکل ۴-۴۲) تصاویری از درزه های برداشت شده از ایستگاه ۳ و ۴. الف) دید به سمت جنوب غرب. ب) دید به سمت شمال.

۴-۷-۵) ایستگاه S₅:

این ایستگاه با موقعیت طول جغرافیایی $۴۶^{\circ} ۲۱' ۳۶''$ شمالی و عرض جغرافیایی $۵۴^{\circ} ۴۵' ۵۳''$ شرقی در رخنمون عضو ۴ سازند میلا واقع شده است. تصاویر استریوگرافیک و نمودار گل سرخی درزه ها در این ایستگاه ترسیم گردید (شکل ۴-۴۳). با توجه به نمودار گل سرخی ترسیم شده براساس امتداد درزه ها دو دسته درزه برداشت شده است. این درزه ها شامل دسته درزه J₁ با موقعیت میانگین $۵۸/۰۶۱$ و دسته درزه J₂ با موقعیت میانگین $۶۵/۱۷۰$ می باشد. موقعیت میانگین لایه بندی در این ایستگاه $۶۰/۳۲۰$ می باشد. با توجه به اینکه زاویه بین امتداد لایه بندی با امتداد درزه ها اریب می باشد، درزه ها در این ایستگاه از نوع مورب می باشند.



شکل ۴-۴۳) نمودارهای وضعیت اماری درزه ها در ایستگاه ۵. الف) تصویر سیکلوگرافیک سطوح درزه ها. ب) نمودار گل سرخی امتدادی و شیبی درزه ها. ج) نمودار هم تراز قطب درزه ها به همراه میانگین دسته درزه ها و میانگین لایه بندی.

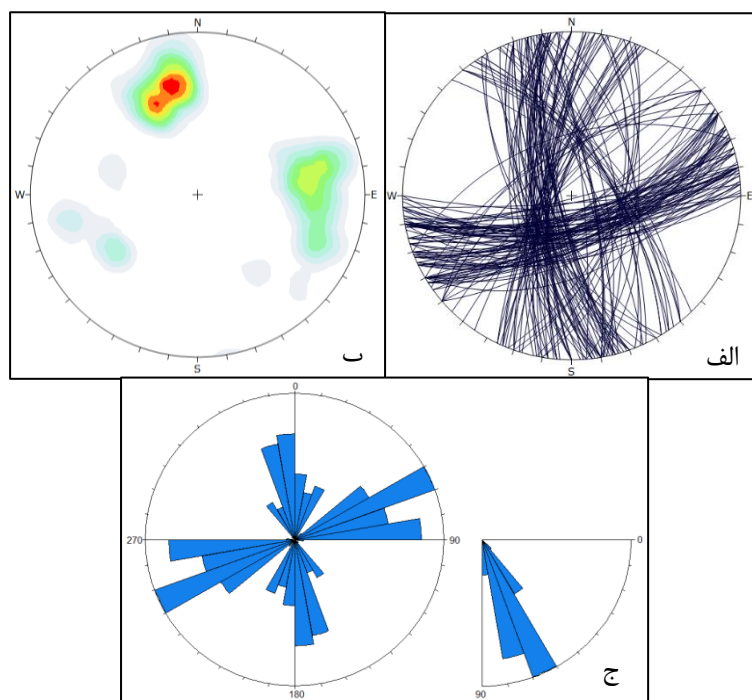
تصاویر صحرایی از داده های برداشت شده از سطوح درزه در ایستگاه ۵ در شکل (۴-۴۴) نشان داده شده است.



شکل ۴-۴۴) تصاویری از درزه های برداشت شده از ایستگاه ۵ (دید به سمت شمال).

۸-۴) الگوی پراکنش شکستگی‌ها

به منظور بررسی الگوی پراکنش شکستگی‌ها در سازند میلا، کلیه شکستگی‌ها در یک نمودار واحد نگاشته شد (شکل ۴-۴۵). در مجموع از ایستگاه‌های برداشت درزه، ۳ سری شکستگی قابل تعریف است. بخش اصلی این ایستگاه‌ها از رخنمون‌های آهکی و دولومیتی برداشت شده است.



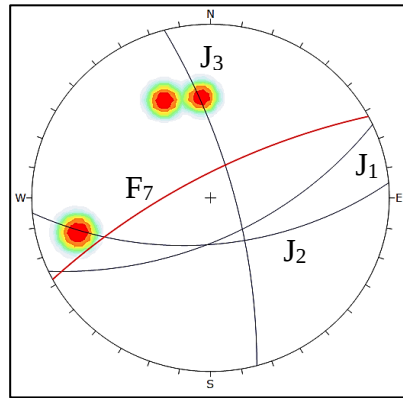
شکل ۴-۴۵) استریوگرام شکستگی‌های برداشت شده از کل ایستگاه‌ها در سازند میلا. الف) تصویر سیکلوگرافیک سطوح شکستگی‌ها. ب) نمودار تمرکز قطب شکستگی‌ها ج) نمودار گل سرخی شکستگی‌های برداشت شده.

با توجه به نمودار گل سرخی امتدادی ترسیم شده برای شکستگی‌های منطقه (۴-۴۶)، ۳ سری شکستگی معرفی میگردد. شکستگی های J_1 با روند غالب شمال شرقی-جنوب غربی با حدود ۱۵/۷ درصد فراوانی، غالب شکستگی‌های منطقه را در بردارد.

❖ شکستگی (J_1) با موقعیت میانگین ۶۵/۱۵۵

❖ شکستگی (J_2) با موقعیت میانگین ۷۰/۱۷۵

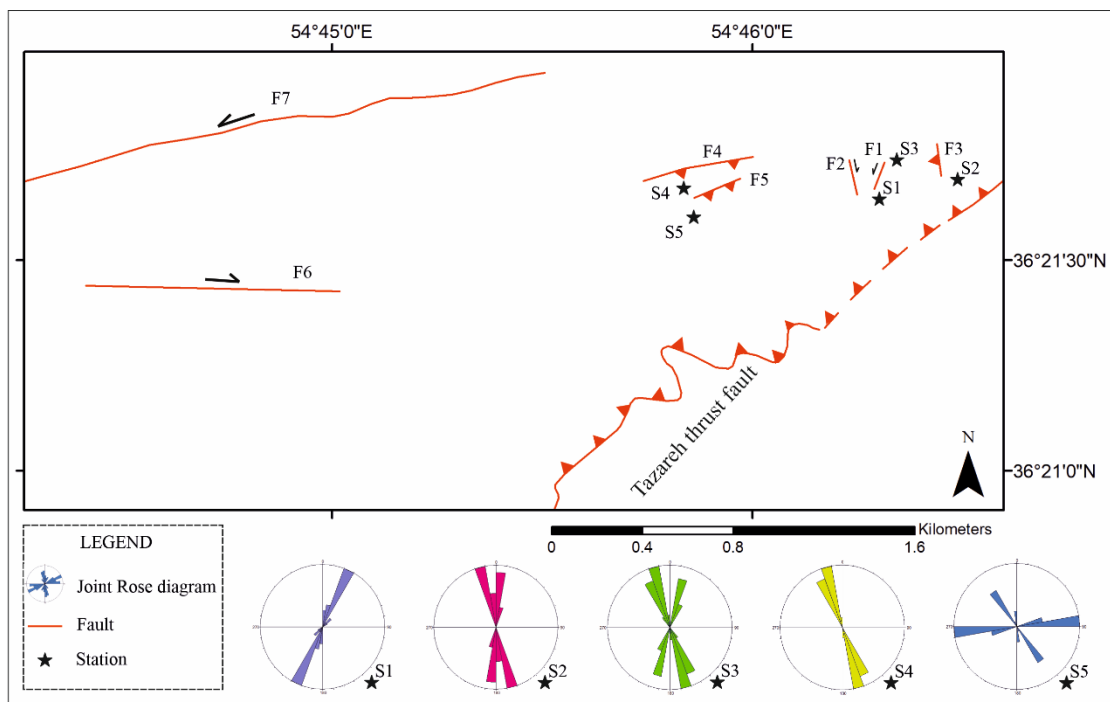
❖ شکستگی (J_3) با موقعیت میانگین ۷۲/۰۷۵



شکل ۴-۴۶) استریوگرام شکستگی‌های منطقه ده‌ملا به همراه صفحه گسل F7.

دسته شکستگی‌های J_1 و J_2 دارای بیشترین درصد از شکستگی را شامل می‌شوند. این شکستگی‌ها با گسل F_7 زاویه کمی دارند و در رده شکستگی‌های همسو با گسل جای دارند. با توجه به نمودار گل سرخی، شکستگی‌های J_3 با موقعیت میانگین $72/075$ ، با گسل زاویه 75 درجه می‌سازند که در رده شکستگی‌های R' قرار می‌گیرند. این شکستگی‌ها جز شکستگی‌های ناهمسو با حرکت گسل به شمار می‌روند.

نقشه ساختاری منطقه در شکل (۴-۴۷) نشان داده شده است.



شکل ۴-۴۷) نقشه ساختاری منطقه مطالعاتی.

فصل پنجم

نتیجه گیری

منطقه دهملا با مساحت کل در حدود ۱۵۶ کیلومتر مربع، در دامنه جنوبی البرز شرقی و در محدوده بین شهرهای دامغان در غرب و شاهرود در شرق قرار دارد. تنوعی از واحدهای سنگ چینه‌ای مربوط به زمان پرکامبرین تا عهد حاضر در این گستره وجود دارد که البته، همراه با نبودهایی در توالی‌های رسوبی به ویژه، در دوران مزوزوییک و سنوزوییک است. ناحیه مورد نظر از سنگ‌های دگرگونی تهی بوده و تنها می‌توان توالی‌های رسوبی را در شمال غرب و جنوب شرق آن مطالعه نمود. ناحیه مورد بررسی از نظر ساختاری بخشی از رشته کوه‌های البرز شرقی در سامانه کوهزایی آلپ-همالیا است. از لحاظ چینه-شناسی، منطقه دهملا دارای رخنمون‌هایی از سازندهای سلطانیه، باروت، زاگون، لالون، میلا، جیرو، شمشک، دلیچای و لار می‌باشد. در این منطقه قدیمی‌ترین سازند مشاهده شده، سازند سلطانیه است که دارای سن پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین می‌باشد و توسط سازندهای ماسه‌سنگی و شیلی باروت، زاگون و لالون پوشیده می‌شود. سازند میلا که سازند اصلی مورد مطالعه در این پژوهش است و توسط لایه کوارتزیتی از سازند لالون مجزا شده است، دیده می‌شود و بر روی آن سازند لشکرک قرار گرفته که دارای گدازه‌های بازیک است. بعد از سازند لشکرک، سازند جیرو به سن دونین فوقانی قرار دارد و در ادامه سازند ماسه سنگی و شیلی شمشک به سن تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین با کنتاکت گسله بر روی سازند جیرو جای گرفته است. سازند میلا معرف سنگ‌های کامبرین میانی-بالایی البرز است که به ۵ بخش زیر تقسیم شده است:

عضو ۱ سازند میلا شامل دولومیت بدون فسیل همراه با میان‌لایه‌های مارنی و شیلی زرد رنگ، **عضو ۲** سازند میلا شامل سنگ‌آهک لایه‌لایه، کمی ماسه‌ای به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری تیره، که تناوب ناچیزی از مارن و آهک مارنی دارد. تریلوبیت‌ها و بازوپایان فراوان‌ترین سنگواره‌های این عضو هستند. **عضو ۳** سازند میلا که به عنوان بارزترین عضو این سازند قلمداد می‌شود، شامل سنگ‌آهک درشت بلور روشن رنگ، **عضو ۴** سازند میلا از سیلتستون، ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک درشت‌بلور و مارن تشکیل شده که حاوی تریلوبیت کامبرین پسین است. **عضو ۵** سازند میلا از شیل بدون فسیل، ماسه‌سنگ و سنگ آهک‌های نازک لایه تشکیل شده که یک واحد ماسه‌سنگ کوارتزیت سفید در قاعده آن وجود دارد.

اقدامات صورت گرفته در این پژوهش به اختصار عبارتند از تعیین مسیر مناسب جهت پیمایش زمین-شناسی، اندازه‌گیری و ثبت مترائ ضخامت لایه‌ها، شیب و امتداد آن‌ها، شیب توپوگرافی مسیر پیمایش، نمونه‌برداری از توالی مورد مطالعه با توجه به ضخامت لایه، تغییرات لیتولوژی، رخساره‌ای، محتوای فسیلی، ساخت‌های رسوبی، پیمایشی طولی با هدف بررسی تغییرات جانبی لایه‌ها، دقت در فرآیندهای ساختمانی نظیر گسل‌ها، چین‌خوردگی، فرسایش، تهیه تصاویر به ویژه ساخت‌های رسوبی با هدف بهره‌گیری در امر تفسیر محیط رسوبی است.

✚ عضو ۱ میلا شامل توالی آهکی با ضخامت حدود ۱۰۰ متر متشکل از استروماتولیت، دولوستون، مارن، دولوستون آنکوئیدی، شیل، شیل-سیلتی و سنگ آهک نازک لایه است که به صورت هم شیب و تدریجی بر روی واحدهای کوارتزیتی سفید رنگ سازند فشم قرار گرفته است. لیتولوژی این عضو شامل دولومیت‌های کرم رنگ تا قهوه‌ای روشن و تیره و مارن‌های کرم رنگ و آهک آنکوئیدی است. ضخامت این بخش ۶۷ متر اندازه‌گیری شده است. مهمترین ساختمان رسوبی مشاهده شده در این بخش شامل باند استون‌های استروماتولیتی می‌باشد که در برخی از آن‌ها چرت مشاهده می‌شود. این بخش فاقد فسیل می‌باشد. با توجه به ساختمان‌های رسوبی مشاهده شده در بخش می‌توان نتیجه گرفت که محیط تشکیل عضو ۱ میلا، پهنه جزر و مدی می‌باشد.

✚ عضو ۲ میلا در منطقه دهملا متشکل از ۲۰۰ متر از سنگ‌های آهکی است که به دو دسته مجموعه توالی رسوبی تقسیم می‌شود. مجموعه توالی رسوبی پایینی عضو ۲ از شیل‌های سبز، مارن، استروماتولیت، دولوستون و سنگ‌آهک اسکلتی با میان لایه‌هایی از کربنات‌های نواری جز و مدی (Tidal Flat) و مجموعه توالی رسوبی بالایی از کربنات‌های نواری تشکیل شده است که مرز بالایی عضو ۲ با ماسه سنگ‌های قاعده‌ای عضو ۳ ناپیوسته است. این بخش به طور هم شیب و پیوسته بر روی عضو ۱ میلا قرار می‌گیرد و شامل تناوب سیلتستون و شیل و آهک می‌باشد و در برخی مناطق انتهایی این بخش دولومیت‌های استروماتولیتی نیز دیده می‌شود

که به صورت سیکل‌های تکرار می‌شوند که به این سیکل‌ها، سیکل‌های پری تایدال (Pritidal) گفته می‌شود. ضخامت این بخش در برش پیمایش شده از منطقه ۹۵ متر اندازه‌گیری شده است. تریلوبیت، بازوپا، هیولیتیده فراوان‌ترین فسیل‌های این عضو هستند و همچنین در این عضو انواع مختلفی از ایکنوفسیل مشاهده می‌گردد. در این بخش ساختمان‌های رسوبی متنوعی از جمله قالب‌های دروغین نمک، ترک‌های سین آرسیس، ساختمان‌های فلاسر (Flaser)، استروماتولیت، لایه‌های توفانی و سطح فرسایشی ناودانی شکل و آثار حرکت تریلوبی ها و فسیل‌های تریلوبیت دیده می‌شوند. با توجه به ساختمان‌های رسوبی مشاهده شده در این عضو می‌توان نتیجه گرفت که میزان تبخیر در محیط به علت حضور قالب‌های دروغین نمک زیاد بوده و از طرفی وجود اینتراکلیست‌های درون سازندی و ساختمان‌های فلاسر نشان دهنده پهنه جزر و مدی می‌باشند.

عضو ۳ سازند میلا در منطقه دهملا، دارای ۵۵ متر توالی ماسه‌سنگ، سنگ آهک و گاهی میان لایه‌های گلسنگ می‌باشد، ولی عمدتاً دارای رخساره سنگ آهک‌های اسپارایتی درشت بلور یا دانه شکری گلوکونیت‌دار است، به طوری که اگر هر کدام از سنگ‌های آهکی این عضو شکسته شود دانه‌های کلسیت کاملاً در آن مشخص خواهد بود. قطعات فسیل تریلوبیت و همچنین فسیل کامل تریلوبیت کامبرین میانی در این عضو دیده می‌شود. عضو ۳ میلا در منطقه به طور همشیب و پیوسته بر روی عضو ۲ قرار می‌گیرد. لیتولوژی آن شامل آهک‌های گرین استون سرشار از آلومین روشن رنگ اسپارایتی که بسیار ضخیم لایه می‌باشد. در عضو ۳ میلا فسیل‌های براکیوپد و کرینوتید وجود دارد. از اجزای کربناته غیراسکلتی موجود در آهک‌های عضو ۳ میلا، وجود قطعات درشت اینتراکلیست می‌باشد که نشان دهنده شرایط تشکیل در پهنه‌های جزر و مدی توفانی است. به علت حضور آهک‌های اسپارایتی توده‌ای و همچنین خرده‌های فسیلی مشاهده شده در این بخش می‌توان نتیجه گرفت که محیط تشکیل یک محیط پر انرژی بوده

است که باعث حضور این خرده‌های فسیلی شده است. همچنین با توجه به آهک‌های اسپارایتی می‌توان محیط رسوبی این بخش را محیط سد به حساب آورد.

✚ عضو ۴ میلا در منطقه به همراه عضو ۵ جز توالی‌های تخریبی میلا به شمار می‌روند. این عضو دارای سن اردوئیسین زیرین می‌باشد و طبق تحقیقات ارائه شده توسط دکتر قویدل این عضو را به عنوان سازند لشکرک در نظر می‌گیرند. عضو ۴ در منطقه و مسیر پیمایش دارای ضخامت ۲۳۱ متر می‌باشد و لیتولوژی آن در قسمت قاعده تناوبی از شیل سبز رنگ و آهک نازک تا متوسط لایه است که لایه‌هایی با ضخامت قابل توجه از آهک‌های اینتراکستی در بین آن‌ها وجود دارد و در قسمت بالایی به تدریج ماسه‌سنگ و لایه‌های شیل و در نهایت لایه کوارتز آرنایتی به ضخامت ۲۰ متر و شیل تشکیل شده است و در نهایت به یک افق قرمز رنگ که بین عضو ۴ و ۵ میلا قرار گرفته است، می‌رسد. از ساخت‌های رسوبی اولیه فیزیکی موجود در عضو ۴ میلا در منطقه، می‌توان به قالب‌های وزنی (Load Cast)، چینه‌بندی مورب جناغی، ندول‌های چرتی، شل بد (Shell bed)، و ریپل مارک نامتقارن اشاره کرد. از ساخت‌های رسوبی بیوژنتیک موجود در عضو ۴ میلا می‌توان به ایکنوفسیل‌ها و آثار حرکتی متعددی از جانداران به خصوص در بخش قاعده‌ای این عضو وجود دارد، که عبارتند از آشفستگی زیستی، اثر فسیل اسکولایتوس، آثار حرکتی تریلوبیت و کروزیانا اشاره کرد. با توجه به ساختمان‌های رسوبی و آثار فسیلی محیط رسوبی گذشته این بخش، محیط فلات قاره در نظر گرفته می‌شود.

✚ عضو ۵ میلا در برش الگو شامل ۱۲۹ متر شیل بدون فسیل، ماسه سنگ و سنگ‌آهک‌های نازک لایه است که یک واحد ماسه سنگ کوارتزی سفید در قاعده آن وجود دارد. در میلاکوه این عضو سنگواره ندارد، ولی در دیگر نقاط ایران تعلق عضو ۵ به زمان اردوئیسین حتمی است. رسوبات فرسایش یافته توسط جریان‌های آشفته به بخش‌های عمیق دریا منتقل شده و تشکیل عضو ۵ را داده‌اند. ساختمان‌های رسوبی از قبیل دانه‌بندی تدریجی، قالب‌های قاشقی شکل،

قالب‌های شیاری، چرخه‌های ناقص و کامل بوما و ایکنوفاسیس نرئیتس تأییدی بر این امر است. بررسی‌های پتروگرافی و صحرایی سنگ‌های عضو ۵ در ناحیه دهملا، حاکی از ته‌نشست آن در اردوئیسین زیرین و در یک محیط عمیق دریایی توسط جریان‌های آشفته می باشد. بر اساس بررسی‌های انجام شده ضخامت این عضو از سازند میلا در منطقه دهملا، ۱۲۱ متر می‌باشد. عضو ۴ میلا با یک افق فرسایشی که ضخامت آن حدود ۴ متر می‌باشد به عضو ۵ میلا می‌رسد که این ناپیوستگی در اثر پسروری دریا و خروج واحدهای رسوبی از آب ایجاد شده است. مدت زمان این ناپیوستگی کم بوده و در منطقه مورد مطالعه توسط رسوبات کواترنری پوشیده شده و رخنمون کمی دارد. در این عضو لایه‌های ماسه‌سنگ با بین لایه شیل به صورت تدریجی به شیل سبز تبدیل شده‌اند. در ماسه سنگ‌های عضو ۵ سازند میلا میتوان به چینه‌بندی متقاطع، فلوت کست و آثار حرکت تریلوبیت (کروزینا) دیده می‌شود. محیط رسوبی بخش ۵ میلا را می‌توان این گونه توصیف کرد که، بعد از پایین آمدن سطح آب دریا در زمان اردوئیسین زیرین برای مدت کوتاهی رسوبات از آب خارج شده و تحت فرسایش قرار گرفته اند (وجود افق قرمز رنگ). سپس در اثر نیروهای کششی موجود در منطقه در اردوئیسین بالایی، گسل‌های نرمال بوجود آمده و باعث ایجاد محیط عمیق شده‌اند و رسوبات فرسایش یافته بصورت توربیدایت به محیط عمیق حمل شده و تشکیل توالی بخش ۵ میلا را داده‌اند. وجود گدازه‌های بازیک موجود در این توالی را، نیز می‌توان به وجود کافت (Rifting) در منطقه نسبت داد که بر اثر نیروهای کششی به وجود آمده است.

به لحاظ ساختاری گسل‌های منطقه شامل دو دسته گسل با دو روند متفاوت می باشد. دسته اول گسل‌هایی هستند که از روند ساختاری منطقه تبعیت کرده و دارای روند شمال شرقی-جنوب غربی می باشند. این گسل‌ها شامل گسل‌های F_1 ، F_3 ، F_4 ، F_5 و F_7 می‌باشد و گسل‌های فرعی منطقه که با روند

شمال غربی-جنوب شرقی در منطقه شناسایی شدند گسل های F_2 و F_6 با سازوکار امتدادلغز راست بر می‌باشند. گسل‌های F_3 و F_4 و F_5 ، گسل‌های با سازوکار معکوس می‌باشند.

با توجه به نمودار گل سرخی امتدادی ترسیم شده برای شکستگی‌های منطقه، ۳ سری شکستگی معرفی میگردد. شکستگی های J_1 با روند غالب شمال شرقی-جنوب غربی با حدود ۱۵/۷ درصد فراوانی، غالب شکستگی‌های منطقه را در بردارد.

❖ شکستگی (J_1) با موقعیت میانگین ۶۵/۱۵۵

❖ شکستگی (J_2) با موقعیت میانگین ۷۰/۱۷۵

❖ شکستگی (J_3) با موقعیت میانگین ۷۲/۰۷۵

دسته شکستگی‌های J_1 و J_2 دارای بیشترین درصد از شکستگی را شامل می شوند. این شکستگی‌ها با گسل F_7 زاویه کمی دارند و در رده شکستگی‌های همسو با گسل جای دارند. با توجه به نمودار گل سرخی، شکستگی‌های J_3 با موقعیت میانگین ۷۲/۰۷۵، با گسل زاویه ۷۵ درجه می‌سازند که در رده شکستگی‌های R' قرار می گیرند. این شکستگی‌ها جز شکستگی‌های ناهمسو با حرکت گسل F_7 به شمار می‌روند.

پیشنهاده‌ها

❖ ادامه مطالعات ساختاری در سایر بخش‌های منطقه مورد پژوهش

❖ بررسی ساختاری ناودیس دهملا در منطقه

❖ انجام مطالعات دقیق‌تر چینه‌شناسی و رسوب شناسی در سایر بخش‌های منطقه

منابع

- ✓ افلاکی، م.، قاسمی، م.، ر.، (۱۳۸۲)، بررسی ریخت زمین ساختی زمین ساخت فعال در دامنه شمالی البرز شرقی، هفتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، اصفهان، انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه اصفهان.
- ✓ آقاجانی عیسی لو، س.، (۱۳۹۵)، تحلیل ساختاری پهنه گسلی ناحیه ابر و شاه کوه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ✓ آقانباتی، ع.، (۱۳۸۳) زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۶۲۰ ص.
- ✓ الیاسی، م.، (۱۳۹۱)، "مبانی زمین شناسی ساختمانی"، انتشارات دانشگاه تهران.
- ✓ باشام، ا.، (۱۳۹۳)، تحلیل هندسی و حرکتی ساختارهای زمین شناسی در ناحیه تیل آباد - غزنوی (البرز شرقی)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ✓ بایت گل، ی.، (۱۳۹۳)، "ایکتولوژی و چینه نگاری سکانشی سازند میلا (البرز مرکزی) و مقایسه آن با سازند شیرگشت (بلوک طبس)" پایان نامه دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد.
- ✓ بایت گل، ی.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا.، (۱۳۹۴)، محیطهای رسوبی و چین نگاری سکانشی نهشتههای سیلیسی آواری سازند لشکرک در البرز مرکزی، پژوهشهای چینه نگاری و رسوب شناسی، شماره ۶۱، ص ۱-۳۲.
- ✓ حسینی، م.، (۱۳۹۳)، تحلیل جنبشی و دینامیکی شکستگیها در واحدهای سنگی مزوزوئیک شمال شاهرود. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ✓ حمدی، ب.، (۱۳۷۴) "سنگهای رسوبی پرکامبرین-کامبرین در ایران". سازمان زمین شناسی کشور. طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران، شماره ۳۵۳، ۲۱ ص.
- ✓ خسرو تهرانی خ.، (۱۳۸۲)، "چینه شناسی و رخدادهای زمینشناسی"، انتشارات دانشگاه تهران، چاپ دوم.
- ✓ درویش زاده ع.، (۱۳۸۳) "زمین شناسی ایران"، انتشارات امیرکبیر، چاپ اول.
- ✓ شهریاری، س.، موسوی حرمی، ر.، رحیمی، ب.، (۱۳۸۲)، ساختار و تکامل ساختاری البرز در راستای مقطع دامغان-گرگان، مجله علوم دانشگاه تهران، دوره ۱، ش ۱۳۲۹.
- ✓ قاسمی، م. ر.، (۱۳۸۷)، "پایه های زمین شناسی ساختمانی"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۲۰ ص.

✓ لاسمی، ی.، (۱۳۷۹)، رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چین‌نگاری سکانسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین پسین و پالئوزوئیک ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، شماره ۷۸، ۱۸۰ ص.

✓ منوچهری، م.، (۱۳۶۹)، نقشه زمین‌شناسی گرگان به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

✓ موسوی حرمی، ر.، (۱۳۸۵) "رسوب شناسی". چاپ یازدهم، انتشارات آستان قدس رضوی، ۴۷۴ ص.

✓ نورافکن، ا.، (۱۳۹۵)، تحلیل ساختاری چین خوردگی و گسلش در ناحیه چهل دختر (شمال شرقی شاهرود)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.

✓ وزیری، ح.، مجیدی‌فرد، م.، ر.، (۱۳۸۰) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهرود. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

- Alavi, M. 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21, 1–33.
- Allen, M. B, Ghassemi, M.R, Shahrabi, M, Qorashi, M., 2003- Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran- *Journal of Structural Geology*, 14p.
- Assereto, R. 1963. The Paleozoic formations in central Elburz (Iran) (Prelim. note). *Rivista Italiana Paleontologia e Stratigrafia*, 69 (4): 503-543.
- Asserto R., 1966, "Geological map of upper Djajrud and Lar valleys (Central Elborz, Iran)", 232,86, Inst. Geol. Univ. Milano, Milano.
- Bassett, M.G., Dastanpour, M., Popov, L.E. 1999. New data on Ordovician fauna and stratigraphy of the Kerman Tabas regions, east-Central Iran. *Acta Universitatis Carolinae-Geologica*, 43, 483–486.
- Clarke, J. D. A., 1990. An Early Cambrian carbonate platform near Wilkawillina Gorge, South Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 37, 471-483.

- Dobbals, M., 1998, Slickenside kinematic indicators, *Tectonophysics*, V.295, 187-197.
- Fossen, H., (2010), "Structural Geology", Cambridge University Press, New York.
- Gansser, A., Huber, N., 1962. Geological observations in the Central Elburz, Iran. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 42, 583–630.
- Gansser, A., Huber, N., 1962. Geological observations in the Central Elburz, Iran. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 42, 583–630.
- Geyer G, Bayet-Goll A, Wilmsen M, Mahboubi A, Moussavi-Harami R (2014) Lithostratigraphic revision of the middle and upper Cambrian (Furongian) in northern and central Iran. *Newsl Stratigr* (in press).
- Goodman R.E., (1989) "Introduction to rock mechanics" Second Edition by John Wiley & Sons, Published in Canada, 562 p.
- Guest, B., Guest, A., Axen, G., 2007, "Late Tertiary tectonic evolution of northern Iran: A case for simple crustal folding", *Global and Planetary Change*, V.58, 435–45.128.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M. (2002). Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International*, 148, 214–245.
- Kavoosi, M., A., Shamani, F., 2016. Extensional movements during the late Early Cambrian recorded in the Member 1 of the Mila Formation in the southern limb of the Eastern Alborz Mountain Range. *International Congress on Palaeozoic Stratigraphy of Gondwana, Perugia-Italy April 14-16*.
- Kushan, B., 1978. Stratigraphy and trilobite fauna of the Mila Formation (Middle Cambrian– Tremadocian) of the Alborz Range, North Iran. *Geological Survey of Iran, Report 49*, 70.
- Mikhailov, A. Y. (1987) *Structural Geology and Geological Mapping*. Available at: https://books.google.com/books/about/Structural_Geology_and_Geologica_Mappin.html?id=ajXPAAAAIAAJ (Accessed: 14 July 2018).
- Muller, K., 1973. Late Cambrian and Early Ordovician conodonts from northern Iran. *Reports of Geological Survey of Iran* 30, 1–77.
- Nazari H., 2006- "Analyse de la tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran: «Approche morphotectonique et paléoseismologique»" Thèse, Université Montpellier II, Montpellier, 247 p.

- Nelson R.A., (1985) "Geologic analysis of naturally fractured reservoirs" Gulf Professional Publications, boston, Texas, USA. 332 p.
- Peng, S., Geyer, G., Hamdi, B. 1999. Trilobites from the Shahmirzad section, Alborz Mountains, Iran: Their taxonomy, biostratigraphy bearing for international correlation. *Beringeria*, 25, 3–66.
- Ruttner, A., Nabavi, M. Hajian, J. 1968. Geology of the Shirgesht area (Tabas area, East Iran). Geological Survey of Iran, Reports, 4, 1-133.
- Stampfli G. M., and Borel G. D., (2002), "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol 196, PP 17-33
- Stöcklin, J., Ruttner, A., Nabavi, M., 1964. New data on the Lower Paleozoic and pre-Cambrian of North Iran. *Geology Survey Iran Reprt*, no. 1, 29p.
- Twiss R.J., and Moores E.M., (1992), "Structural Geology", W. H. Freeman and company New York, PP 532.

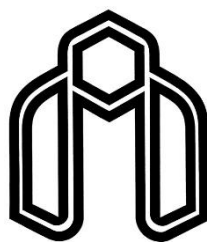
Abstract

Dehmolla region is located in the southern part of Eastern Alborz and in the north of Shahroud-Damghan road. The study area is structurally part of the Alborz Mountains in the Alpine-Himalayan orogenic zone. Different sedimentary rock units with east-west direction have formed specific formations in Dehmolla area, Which includes Paleozoic formations (Soltanieh, Barut, Zagun, Lalon, Mila, Jiroud), Mesozoic (Shemshak, Delichai and Lar formations) and Quaternary sediments. Mila Formation is the main subject of this research. This formation represents the middle-upper Cambrian rocks of Alborz, which consists of 5 members. Member 1 of this formation in Dehmolla region consists of 67 m of gray dolomites of mass to thick layer with chert nodules and flat stromatolites. Member 2 of this formation consists of 95 m of thin to medium layer limestone, gray coarse limestone and thick yellow dolomites of the stromatolithic layer. Member 3 of Mila Formation has 55 m sequence of sandstone, limestone and sometimes between mud layers. The thickness of member 4 of Mila Formation is 231 meters, which is a periodic layer of green shale and thin limestone in the middle layer. This member with a red horizon reaches member 5 of this formation, which consists of 121 meters of sandstone layers with inter-shale layers.

Structurally, the faults of the region include two categories of faults with two different trends. The first category is faults that follow the structural trend of the region and have a northeast-southwest trend. These faults include F1, F3, F4, F5 and F7 faults And transverse faults of the region that were identified by the northwest-southeast trend in the region, The F2 and F6 faults are the right-lateral strike-slip mechanism. F3 and F5 faults are faults with reverse mechanism.

According to the Rose diagram of the extended for fractures in the region, 3 series of fractures have been introduced. These fractures include fractures (J1) with an average position of 65/155, fractures (J2) with an average position of 70/175 and fractures (J3) with an average position of 72/075. Fracture categories J1 and J2 have the highest percentage of fractures. These fractures are in the category of synthetic fractures with the fault. J3 fractures with F7 faults form an angle of 75 degrees, which are classified as R 'fractures. These fractures are antithetic fractures with the F7 fault.

Keywords: Dehmolla, Eastern Alborz, Fracture, Mila Formation.



Shahrood University of
Technology
Faculty of of Earth Sciences
Tectonic Group

M.Sc. Thesis in Tectonic

Geometric investigation and analysis of fractures in Mila Formation, Dehmolla section, Eastern Albor

Fatemeh Ahmad Mahdi

Supervisor:
Dr. R. Ramazani Omali

Dr. M. Jafarzadeh

OCTOBER 2021