



بررسی خاک دیرینه کالکریتی در سازند شوريجه؛ نمونه‌ای از برش قرقره در شرق حوضه رسوبی کپه داغ

مهناز کشمیری، محمدحسین محمودی قرایی*، سیدرضا موسوی حرمی، اسداله محبوبی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد

(دریافت مقاله: ۹۹/۷/۹، نسخه نهایی: ۹۹/۹/۱۲)

چکیده: سازند شوريجه (ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین)، در شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ، از رخساره‌های آواری تشکیل شده و افزون بر آن، خاک دیرینه از نوع کلسی‌سول نیز در این سازند-شناسایی شده است. کلسی‌سول‌های برش قرقره دارای شکل‌های درشت‌ریختار و ریزریختار ویژه‌ای هستند به طوری که وجود غالب ریز بافت بتا بیانگر فعالیت ریزجانداران در تشکیل کالکریت‌های این برش است. خاک‌های دیرینه این برش در معرض فرآیندهای حفاری موجودات، سیمانی‌شدن و پیریتی شدن قرار گرفته‌اند. فشار دی اکسید کربن دیرینه در این برش ۲۲۳۷/۱۰ تا ۲۹۸۱/۰۸ ppmv اندازه‌گیری شده‌است که حدود ۷/۹۹ تا ۱۰/۶۵ برابر مقدار کنونی است و با مقادیر مدلسازی شده برای این زمان همخوانی دارد. افزون بر فعالیت‌های زیست‌زا، نوسان‌های سطح ایستابی در پهنه مخلوط نقش مهمی در تشکیل خاک‌های دیرینه کالکریتی سازند شوريجه در برش قرقره داشته‌اند.

واژه‌های کلیدی: خاک دیرینه؛ کلسی‌سول؛ نوسان‌های سطح ایستابی؛ سازند شوريجه؛ حوضه رسوبی کپه‌داغ.

مقدمه

خاک‌های دیرینه در دهه‌های اخیر مورد توجه بسیاری از رسوب‌شناسان و زمین‌شیمیدان‌ها قرار گرفته‌اند. این نوع خاک‌ها در توالی‌های مختلف سیلیسی‌آواری و کربناتی بررسی شده‌اند [۲، ۱]. کالکریت‌ها از مهمترین انواع خاک‌های دیرینه غنی از کربنات به شمار می‌روند که تشکیل آن‌ها به مقدار بارندگی، نوع سنگ میزبان و سطح آب‌های زیرزمینی بستگی دارد. خاستگاه اولیه کالکریت‌ها اغلب کربنات‌های کم عمق دریاچه‌ای، مردابی و یا حتی سبخایی هستند و فرآیندهای زیست‌زا از جمله رشد ریشه گیاهان یا فعالیت ریزجانداران ممکن است در تشکیل آنها موثر باشند [۲]. بررسی خاک دیرینه اطلاعاتی پیرامون شرایط بارندگی دیرینه و مقدار دی اکسید کربن جو در زمان تشکیل به دست می‌دهد [۳]. در این پژوهش، کالکریت‌های سازند شوريجه در برش قرقره به سن ژوراسیک پسین تا کرتاسه پیشین [۴] در شرق حوضه کپه‌داغ بررسی شده، هدف از این پژوهش (۱) تعیین نوع خاک دیرینه،

(۲) بررسی شکل‌های درشت ریختار و ریزریختار آن، (۳) مطالعه فرآیندهای درون‌زایی همراه و (۴) بررسی‌های زمین-شیمیایی (عنصری و ایزوتوپی) به منظور محاسبه فشار دی اکسید کربن دیرینه و برآورد مقدار بارش در زمان رسوب‌گذاری بوده است.

زمین‌شناسی منطقه

سرزمین ایران بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-همالیاست که بین دو صفحه عربستان در جنوب غرب و سرزمین توران در شمال شرق در حال فشرده شدن است. یکی از واحدهای رسوبی-ساختاری ایران، حوضه رسوبی کپه‌داغ در شمال شرق ایران است. از دیدگاه زمین‌ساختی، منطقه مورد بررسی در کرانه شمالی ایران مرکزی و البرز و در لبه جنوبی پلیت توران قرار دارد. ضخامت رسوب‌های تشکیل شده در شرق حوضه از ژوراسیک تا اواخر کواترنر حدود ۷۰۰۰ متر است [۵]. منطقه مورد بررسی در بخش شرقی حوضه رسوبی کپه‌داغ قرار دارد (شکل ۱).

برداری از کلکریتهای سازند شوربجه به صورت سطحی انجام شد و ۱۲ نمونه پس از تهیه مقاطع نازک بررسی سنگنگاری شدند. مقاطع نازک با محلول آلیزارین قرمز با روش مرجع [۸] رنگ آمیزی گردیدند. همچنین نمونه‌ها با میکروسکوپ کاتدتابناکی (CL) مدل (Technosyncold 8200 MK3) در گستره شدت جریان ۱۶۰-۱۹۵ میلی آمپر در آزمایشگاه رسوب شناسی دانشگاه فردوسی مشهد بررسی شده و با دوربین دیجیتال تصویربرداری شدند. همچنین، نمونه‌ها در اندازه 1×1 سانتیمتر مربع با میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مدل ۱۴۵OVP با دقت ۲۰۵ nm و با بیشینه ولتاژ ۳۵kV در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد بررسی گردیدند.

برای این منظور، نمونه‌ها به روش کندوپاش پوشش دهی (Au-Pd) مدل SC7620 شدند. تجزیه عنصری کربنات‌ها به روش طیف‌سنجی نشر نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) در آزمایشگاه زرآما در تهران انجام شد. تعداد ۷ نمونه برای تجزیه ایزوتوپ پایدار کربن به آزمایشگاه ایزوتوپ دانشگاه نورنبرگ آلمان ارسال شد و نتایج نسبت به استاندارد VPDB محاسبه و گزارش شدند. شناسایی ترکیب کانی شناسی نمونه‌ها با روش پراش پرتوی ایکس (XRD) در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد. رنگ خاک دیرینه با استفاده از نگاره رنگی مانسل تعیین گردید.

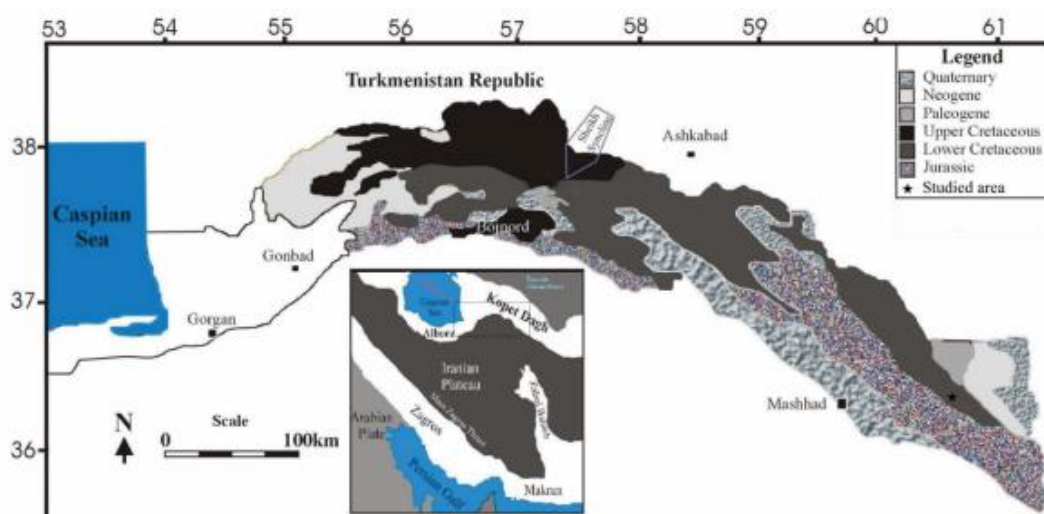
رده‌بندی خاک‌های دیرینه بر پایه شش عامل اصلی مقدار مواد آلی، افق خاک دیرینه، شرایط اکسایش-کاهش، دگرسانی، رسوب کانی‌های غیر قابل حل و رسوب‌گذاری کانی-های قابل انحلال (محلول) انجام می‌شود [۷] که بر این اساس ۹ نوع خاک دیرینه معرفی شده‌است (شکل ۳).

بررسی رخساره‌های سنگی و تفسیر محیط رسوبی سازند شوربجه به ویژه در بخش‌های شرقی و جنوب شرقی حوضه رسوبی کپه‌داغ نشان داده است که رسوب‌های این سازند بیشتر در سامانه رودخانه‌ای بریده با بستر شنی نهشته شده‌اند. این در حالی است که به سمت نواحی شمالی، مرکزی و غربی حوضه، تنوعی از سامانه‌های رودخانه‌ای پیچان رودی، دریاچه‌های شور، دلتایی، دریایی و دشت ساحلی وجود داشته است [۶،۲] که در همه آن‌ها رخنمون‌های گوناگونی از خاک دیرینه دیده می‌شود (شکل ۲).

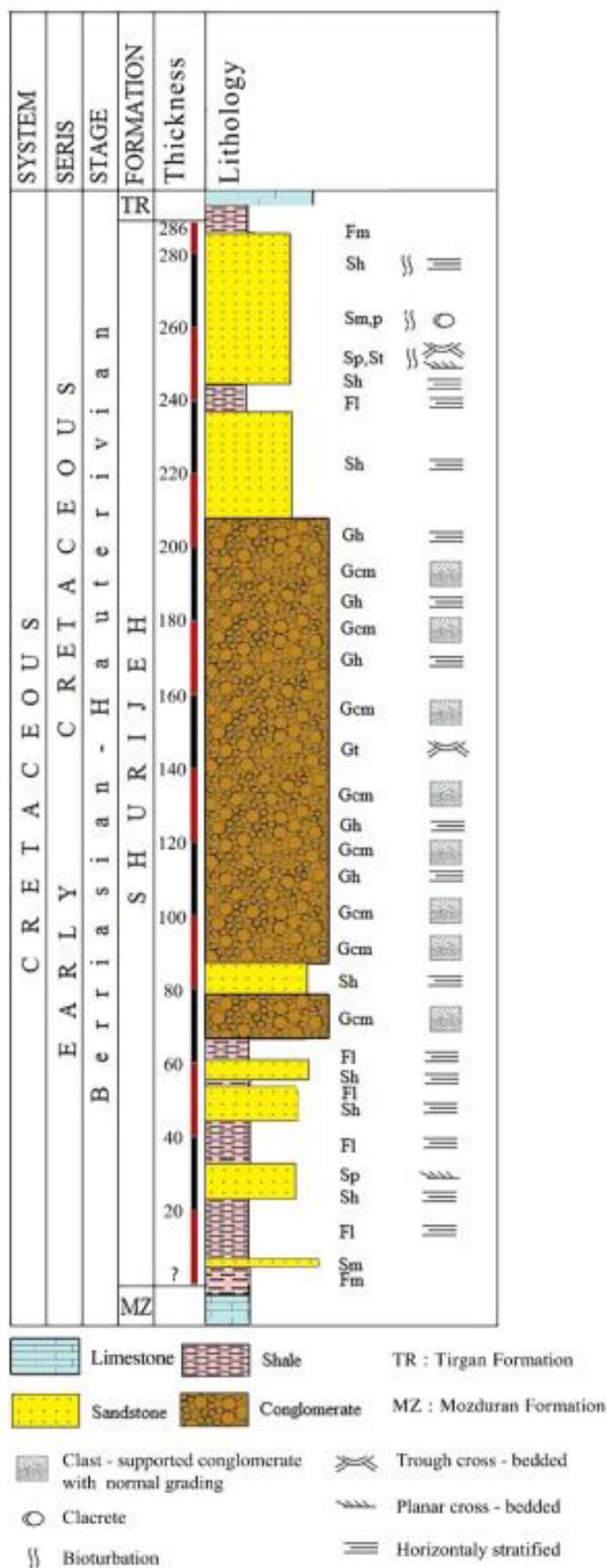
سازند شوربجه شامل رخساره‌های سیلیسی آواری (کنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل) است که به طور هم شیب بر سازند کربناتی مزدوران قرار دارد. خاک‌های دیرینه مورد بررسی در این پژوهش مربوط به بخش بالایی سازند شوربجه در برش قرقره واقع در قسمت شرق این حوضه است. ضخامت سازند شوربجه در برش قرقره ۲۸۶ متر است.

روش بررسی

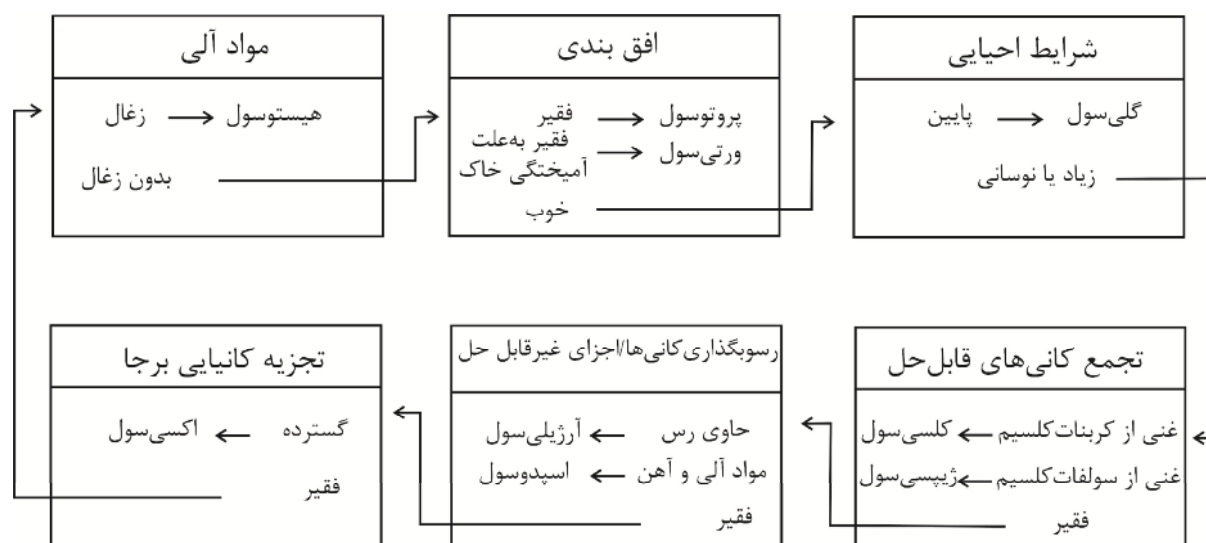
خاک‌های دیرینه برش قرقره از نظر ماکروسکوپی در بازدیدهای میدانی و از نظر میکروسکوپی در آزمایشگاه با بررسی مقاطع نازک شناسایی شدند. در این پژوهش، به منظور بررسی صحرایی خاک‌های دیرینه از رده‌بندی مک و همکاران [۷] استفاده شد که با توجه به سادگی بیشترین کاربرد را در این زمینه دارند. خاک‌های دیرینه در بررسی‌های صحرایی براساس عوامل متعددی چون جنس و نوع سنگ میزبان دربردارنده کالکریته، اندازه و گسترش جانبی آن، مرزبندی و ارتباط با سنگ بستر، رنگ خاک، وجود آثار آشفستگی زیستی، ضخامت و همچنین اندازه گرهک‌های کالکریته شناسایی شدند. نمونه-



شکل ۱ نقشه زمین شناسی برش قرقره که موقعیت برش مورد بررسی با نشانه ستاره مشخص شده است.



شکل ۲ ستون چینه شناسی سازند شورجه در برش قرقه.



شکل ۳ رده بندی خاک های دیرینه بر پایه فرآیندهای خاکزایی [۷].

بحث و بررسی

سمتگیری مشخصی در آنها دیده می شود (شکل ۴ ت). مرز بیرونی این قطعه ها با سنگ میزبان کاملاً متمایز است و با بستر ماسه سنگی زیرین چسبندگی چندانی ندارد. کالکریت های گرهکی به رنگ کرم روشن (5Y9/4) در سطح و گاهی به رنگ خاکستری روشن (N5) نیز قابل مشاهده است و در برخی قسمت ها، لکه های قرمز تیره (10R4/b) نیز وجود دارد. در بستر ماسه سنگی این کالکریت ها، آثاری از آشفته گی زیستی دیده می شود (شکل ۴ ث).

کانی شناسی و سنگ نگاری

بر اساس طیف های XRD، ترکیب کانی شناسی این نوع خاک دیرینه کلسیت و با در صد کمتری کوارتز است (شکل ۴ ج). تصاویر میکروسکوپ الکترونی کالکریت های گرهکی برش قرقره تایید کننده نتایج XRD و نشان دهنده دانه های کوارتز (Q) و بلورهای کلسیت (Ca) با لبه های تیز و زاویه دار در بین بلورهای کوارتز است. بلورهای کلسیت در تصاویر میکروسکوپ الکترونی شواهدی از انحلال و خوردگی را نشان می دهند (شکل ۴ چ). بررسی های اولیه مقاطع نازک با میکروسکوپ قطبشی انجام شد و برای تعیین درصد دانه های موجود در کالکریت های کربناتی از نگاره مقایسه ای مرجع [۹] استفاده گردید. در تصاویر میکروسکوپی، بلورهای ریز کوارتز جورشدگی ضعیف را نشان دادند (شکل ۵ الف). مقدار بلورهای ریز کوارتز در مقاطع مختلف حدود ۸ تا ۲۴ درصد است، به طوری که کوارتزهای پلی کریستالین درصد کمی را تشکیل می دهند (شکل ۵ ب). همچنین در برخی مقاطع میکروسکوپی، کانی های رسی کمی

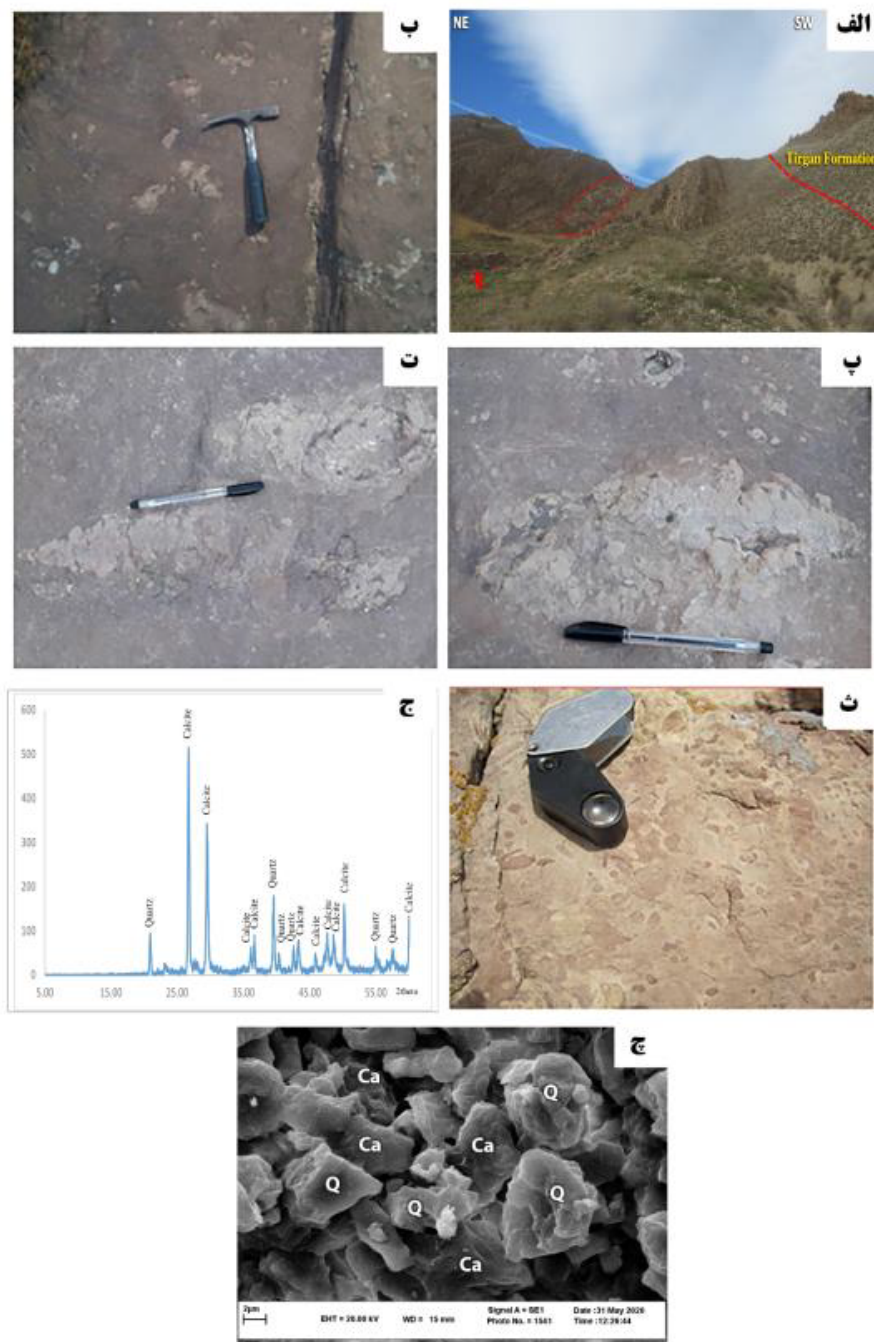
خاک های دیرینه سازند شورجه (برش قرقره) در بررسی های صحرایی و آزمایشگاهی بر پایه رده بندی [۷] (شکل ۳) در دسته کلسی سول ها قرار می گیرند که با توجه به مقدار قابل توجه کربنات، آن را کالکریت نیز می نامند [۲، ۱]. در ادامه، این کالکریت ها براساس بررسی های صحرایی، سنگ نگاری و نتایج آزمایشگاهی به دقت توصیف می شوند.

توصیف کالکریت ها

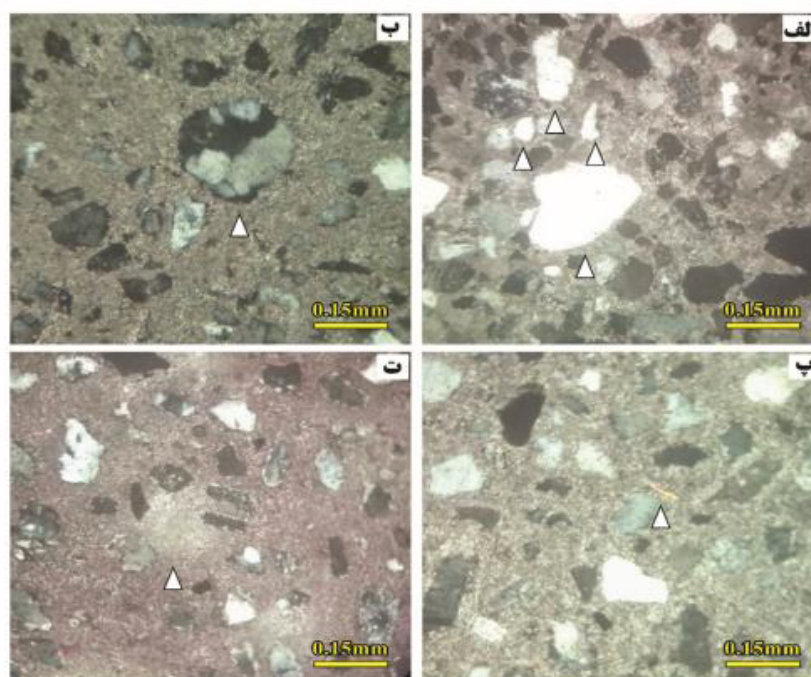
در توصیف صحرایی این گونه از خاک های دیرینه، ریختار، اندازه و رنگ آنها بررسی شد. در بستر ماسه سنگی یک سوم بالایی سازند شورجه در برش قرقره (شکل ۴ الف)، کالکریت ها به شکل های پودری و گرهکی (بصورت توده های متوسط تا ضخیم) رخنمون دارند. کالکریت های مورد بررسی در نهشته های ماسه سنگ توده ای (رخساره سنگی Sm) وجود دارند. پیرامون کالکریت های گرهکی، قطعه هایی نیز دیده می شوند که هنگام برداشت، پودر می شوند (شکل ۴ ب). این لکه های پودری رنگ های متنوعی از کرم روشن تا زرد (5Y9/4)، و از خاکستری روشن تا مایل به آبی روشن (N7) دارند. این لکه ها از نظر اندازه نیز تنوع بسیاری از حدود ۱/۵ تا ۳۸۰ میلی متر دارند. قطر کالکریت های گرهکی از حدود ۵ میلی متر تا ۴۵ سانتی متر در تغییر است. قطعه های کالکریتی به صورت گرhek (شکل ۴ پ) ساختار دانه های بسیار ریز و کاملاً یکنواختی دارند و به سختی با چکش شکسته می شوند. البته، جدا شدن این قطعه ها از بستر ماسه سنگی بسیار راحت است و

محلول آلیزارین قرمز و به روش مرجع [۸] انجام شد که به این ترتیب، بخش‌های عمده کلسیتی کاملاً رنگ گرفتند. بخش‌های رنگ نگرفته جزئی نشان دهنده مقادیر کمی دولومیت در بین بلورهای کلسیت هستند (شکل ۵ ت).

(کمتر از ۵ درصد) دیده شد. در این بررسی‌ها، کانی موسکویت با مقادیر ۱ تا ۲ درصد شناسایی شد (شکل ۵ پ). در برخی از مقاطع نیز فلدسپار قلیایی با مقادیر کمتر از ۲ درصد مشاهده گردید. تفکیک کلسیت از دولومیت به وسیله رنگ‌آمیزی با



شکل ۴ تصاویر صحرایی کالکریت‌های برش قرقره: الف) ماسه سنگهای یک سوم بالایی برش قرقره شامل کالکریت (پیکان قرمز رنگ؛ دیوار چین به طول حدود ۱ متر به عنوان مقیاس است)، ب) کالکریت پودری، پ) کالکریت گرهکی، ت) کالکریت گرهکی با سمتگیری مشخص، ث) آثار آشفستگی زیستی، ج) نمودار XRD یک نمونه کالکریت و چ) تصویر میکروسکوپ الکترونی از نمونه کالکریتی برش قرقره که نشان می‌دهد کلسیت (Ca) در فضاهای بین دانه‌های کوارتز (Q) بر جای گذاشته شده و سپس دچار انحلال شده است.



شکل ۵ سنگ نگاری کالکریته‌های مورد بررسی: الف) دانه‌های کوارتز تک بلوری با جورشدگی ضعیف، ب) کوارتز پلی کریستالین، پ) کانی رشته‌ای موسکویت و ت) بلورهای دولومیت که در رنگ آمیزی با آلزارین قرمز رنگ نگرفته‌اند.

تشکیل کربنات‌های با درخشندگی بالا، شرایط احیایی در منطقه آب آزاد رخ داده است (شکل ۶ ب) و عناصری چون منگنز و آهن در این شرایط به درون ساختار بلورهای کلسیت وارد شده‌اند. ضریب توزیع که برای هر عنصر مقداری ثابت و مشخص است، جذب این عناصر را توسط کلسیت کنترل می‌کند. از آنجا که این ضریب در رابطه با ورود برخی عناصر چون سدیم و استرانسیوم به شبکه بلوری کربنات کمتر از یک، ولی برای آهن و منگنز بیش از یک است [۱۲]، بخش‌های بدون درخشندگی در شرایط اکسیدی و در منطقه هواده تشکیل شده‌اند. این در حالی است که بخش‌های با درخشندگی بالا، به احتمالاً بسیار طی بالا آمدن سطح ایستایی و در شرایط کم اکسیژن شکل گرفته‌اند. بنابراین با استفاده از تصاویر کاتدوتابناکی می‌توان به نتایج مطمئن‌تری دست یافت، به طوری که تغییر از حالت بدون درخشندگی و با درخشندگی بسیار ضعیف به حالت درخشندگی بسیار شدید (نوارهای نارنجی و قرمز) نشانه‌ای از شرایط متفاوت اکسایش-کاهش در زمان تشکیل این سیمان هاست. شکل ۶ پ بلورهای دولومیت در کالکریته‌های برش قرقره را نشان می‌دهد. این بلورها از نظر ترمودینامیکی یا در دمای پایین و یا در مدت طولانی‌تر و درجه اشباع‌شدگی پایین‌تر تشکیل می‌شوند [۱۳]. این دولومیت‌ها براساس ویژگی‌های بافتی و اندازه بلوری، به احتمال بسیار در

کانی‌های کربناتی در بررسی‌های میکروسکوپی کاتدوتابناکی (CL) با منطقه‌بندی به خوبی مشخص می‌شوند که نشان دهنده تغییر شرایط شیمیایی رشد بلور است. تغییر در شدت پرتوهای تابیده از سطح کانی نشان دهنده تغییر در فراوانی Fe^{2+} و Mn^{2+} در بلور است که به ترتیب به عنوان عناصر فعال کننده و بازدارنده شناخته شده‌اند [۱۰]. عناصر فعال کننده سبب تحریک و باز تابش نور پس از بمباران الکترونی و عناصر بازدارنده مانع از تابش نور می‌شوند [۱۱]. بنابراین، درخشندگی کربنات‌ها با فراوانی نسبی Fe^{2+} (مهمترین عامل بازدارندگی) و Mn^{2+} (مهمترین عامل فعال کننده) در شبکه بلوری کنترل می‌شود.

بررسی‌های کاتدوتابناکی (CL) بر مقاطع نازک کالکریته منطقه‌بندی مجزایی را نشان می‌دهد (شکل ۶ الف). در این نمونه‌ها، منطقه‌بندی‌های CL دارای تنوع بسیار بالایی است به طوری که از حالت بدون درخشندگی و یا درخشندگی بسیار کم تا حالت با درخشندگی بسیار شدید (نوارهای نارنجی و قرمز) در تغییر هستند. از طرفی، نوارهای با درخشندگی بالا شرایط احیایی را نشان می‌دهند که در انتقال به منطقه آب آزاد کم عمق رخ می‌دهد. بالا آمدن سطح ایستایی به شرایط احیایی‌تر می‌انجامد و درخشندگی بالا را به دنبال دارد [۲] که بیانگر تغییرات شیمی آب منفذی است. بنابراین در مرحله

مرحله تدفین کم عمق، به صورت جانشینی و یا در اثر نوربختی افزایشی دولومیت‌های ریزتر تشکیل شده‌اند [۱۴].

شواهد دیاژنزی

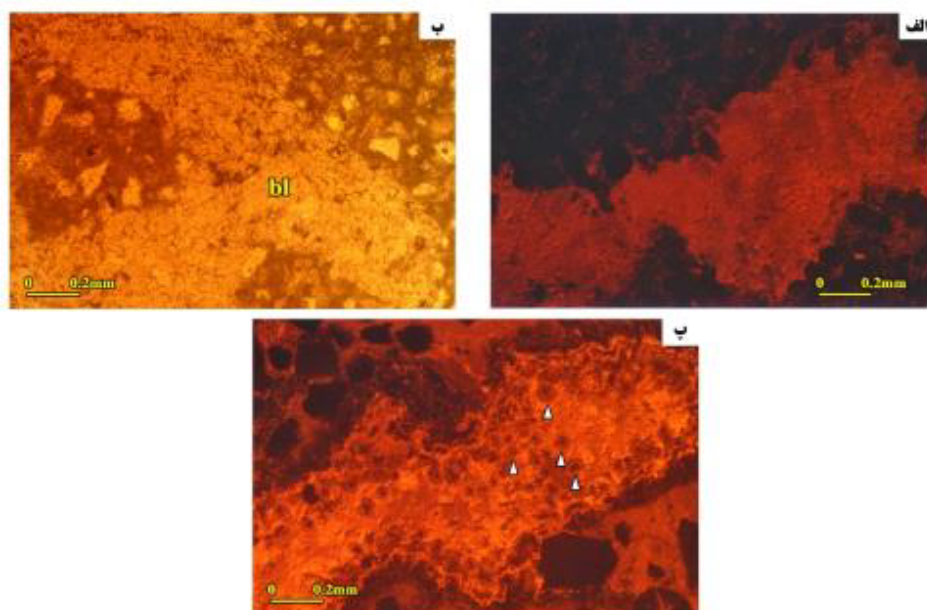
کالکریت‌های سازند شوریه (کربنات‌های قاره‌ای) در معرض فرایندهای دیاژنزی مختلف شامل سیمانی‌شدن، فشردگی، دولومیتی‌شدن و پیریتی شدن قرار گرفته‌اند که در ادامه توضیح داده می‌شوند.

الف- سیمانی شدن: این فرآیند از اصلی‌ترین فرایندهای درون‌زایی در سنگ‌های رسوبی است که سبب پایداری رسوب‌ها می‌شود. این فرآیند در محیط‌های مختلف، متفاوت است و به صورت‌های گوناگونی دیده می‌شود. سیمانی شدن با عبور یک سیال اشباع در فضاهای خالی انجام می‌شود [۱۵]. در کالکریت‌های سازند شوریه (برش قرقره)، سیمان‌های کلسیتی دانه‌ای و قطعه‌ای دیده شده‌اند. سیمان دانه‌ای شامل بلورهای کلسیت کوچک و تقریباً هم‌اندازه است که بیشتر در فضای خالی بین دانه‌ها تشکیل می‌شوند. سیمانی‌شدن این نمونه‌ها ممکن است همزمان با خاکزایی یا در اثر فرایندهای درون‌زایی تشکیل شده باشد [۱۶]. در مقاطع میکروسکوپی کالکریت‌های مورد بررسی، اندازه بلورهای کلسیتی دانه‌ای بین حدود ۰/۰۳ تا ۰/۱۷ میلی متر اندازه‌گیری و برآورد شده‌است (شکل ۷ الف). سیمان بلوکی از سیمان‌های درون‌زادی نهایی و پر کننده

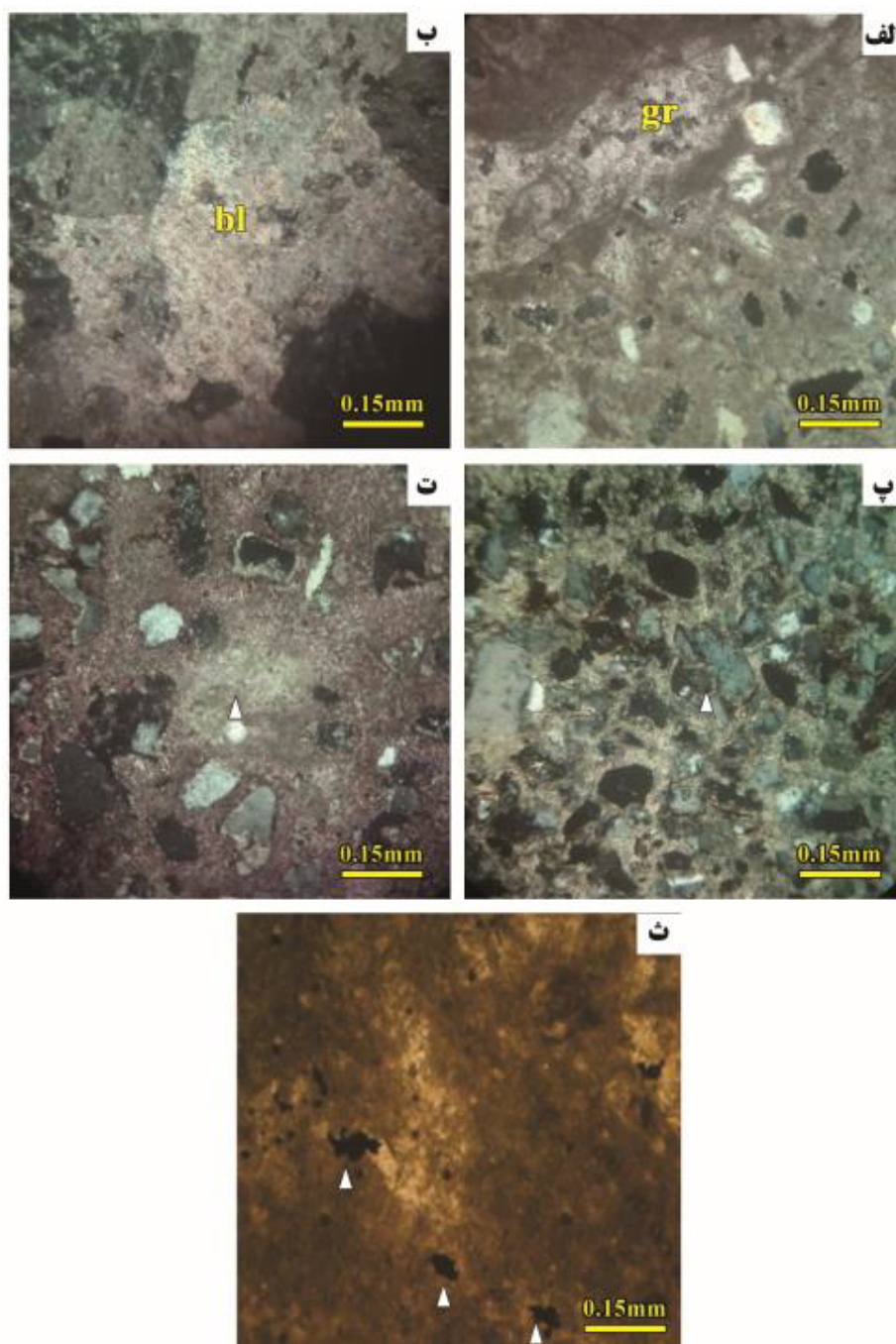
فضاهای خالی است [۱۷]. وجود این سیمان نشان دهنده نسبت پایین منیزیم به کلسیم (Mg/Ca) در سیال‌های تشکیل دهنده آن‌هاست [۱۸]. این نوع سیمان در کالکریت‌های مورد بررسی درشت بلور با لبه‌های مشخص بوده و فضاهای خالی را پر کرده‌است (شکل ۷ ب). قطر کلسیت‌های قطعه‌ای ۰/۴ تا ۰/۸۵ میلی متر است.

ب- فشردگی: این فرآیند اغلب همزمان با رسوبگذاری شروع شده و تا اعماق زیاد ادامه می‌یابد. فشردگی فیزیکی باعث می‌شود که دانه‌ها متراکم شده، نفوذپذیری و تخلخل کاهش یابد و گاهی باعث شکستگی دانه‌ها می‌شود فرآیند فشردگی فیزیکی اغلب در اعماق کم رخ می‌دهد [۱۹]. کالکریت‌های سازند شوریه در معرض فرآیند فشردگی فیزیکی قرار گرفته‌اند (شکل ۷ پ).

پ- دولومیتی شدن: جانشینی کربنات کلسیم توسط دولومیت ممکن است درست پس از تشکیل رسوب‌ها، یا همزمان با رسوبگذاری و یا پس از آن انجام شود [۲۰]. در نمونه‌های کالکریتی برش مورد بررسی، بلورهای دولومیتی ریز و پراکنده نیز دیده می‌شوند، که به احتمال بسیار طی دفن کم عمق در منطقه آب آزاد تشکیل شده‌اند. با توجه به تصاویر میکروسکوپی (شکل ۷ ت)، بلورهای دولومیتی نمونه‌های کالکریتی پس از رنگ آمیزی توسط آلزارین قرمز رنگ نگرفته‌اند (شکل ۵ ت).



شکل ۶ تصاویر میکروسکوپ کاتدوتابناکی از نمونه‌های کالکریتی در برش قرقره: الف) تغییررنگ در CL که ناشی از تغییرات عناصر آهن و منگنز و تغییر در نسبت آهن به منگنز و نشان‌دهنده شرایط مختلف پتانسیل اکسایش-کاهش (Eh) در نوسان‌های سطح ایستابی است. ب) سیمان قطعه‌ای (bl) کالکریت‌های مورد بررسی (در نور قطبیده صفحه ای، ppl) و پ) دولومیت‌های شناسایی شده در کالکریت‌های برش قرقره.



شکل ۷ تصاویر میکروسکوپی از فرآیندهای دیاژنزی در نمونه‌های کالکریتی سازند شورجه (برش قرقه). همه تصاویر در نور قطبیده متقاطع (XPL) ثبت شده‌اند. الف) سیمان دانه‌ای، ب) بافت سیمان قطعه ای؛ پ) فرآیند فشردگی فیزیکی (نوک پیکان)؛ ت) فرآیند دولومیتی شدن که در رنگ آمیزی با آلپزارین قرمز رنگ نگرفته است؛ ث) فرآیند پیریتی شدن (نوک پیکان).

میکرون و انواع شکل‌دار آن اغلب بصورت تکی و در اندازه‌های بزرگتر از میکرون به وجود می‌آیند [۲۲]. فرآیند پیریتی شدن به صورت لکه‌ای در کنار کالکریت‌های سازند شورجه دیده شده است (شکل ۷ ث).

ت- پیریتی شدن: پیریت یک فرآورده دیاژنزی ناشی از واکنش شیمیایی سولفور و آهن دوظرفیتی است که در شرایط احیایی و اغلب در مراحل اولیه دیاژنزی تا دفن کم عمق و شرایط زیر سطح ایستابی (منطقه آب آزاد) شکل می‌گیرد [۲۱]. پیریت دانه‌تمشکی از انباشت بلورهای ریز و کروی پیریت در اندازه

ریزریختار کالکریت‌ها

ریزریختار تا حد بسیاری بازتاب دهنده همه فرآیندهای زیست-زایی و غیرزیست‌زایی است که باعث تشکیل کالکریت‌ها شده‌اند [۳]. در کالکریت‌ها دو نوع ریز بافت آلفا و بتا دیده می‌شود. در تشکیل ریزبافت آلفا فرآیندهای زیست‌زایی نقشی نداشته‌اند [۲۳]، در حالیکه ریز بافت بتا متأثر از فعالیت‌های زیست‌زایی است [۲۴]. سیمان‌های کلسیتی مختلف از ریزبافت‌های آلفا به شمار می‌روند [۳]. ویژگی‌های ریز بافت‌های کالکریت‌های مورد بررسی در جدول ۱ ارائه شده‌است.

زمین شیمی عنصری و ایزوتوپی

در برش مورد بررسی، خاک‌های دیرینه بصورت پودری و گرهک‌های کربناتی هستند. با توجه به سهولت برداشت نمونه‌های کالکریتی گرهکی در مقایسه با نمونه‌های پودری، فقط زمین شیمی این نوع از کالکریت‌ها، بررسی شد. بررسی زمین شیمی برپایه تجزیه‌های مختلف عنصری و ایزوتوپی که

به شناسایی عوامل اصلی تشکیل‌دهنده این رسوب‌ها کمک می‌کنند انجام شد. غلظت عناصر فرعی ۷ نمونه کالکریتی در جدول ۲ ارائه شده‌است. در نمونه‌های کالکریتی، مقدار منیزیم ۰/۱۷ تا ۰/۸۶ درصد وزنی (میانگین ۰/۵۲ درصد وزنی)، مقدار سدیم ۱۱۸۶ تا ۴۹۷۱ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۰۲۵ ppm)، مقدار استرانسیوم ۱۴/۷۵ تا ۹۵۸۷/۸۵ پی‌پی‌ام (میانگین ۴۹۸۳/۵۴ ppm)، مقدار منگنز ۱۱۲/۴ تا ۹۶۵/۴۴ پی‌پی‌ام (میانگین ۵۲۵/۸۱ ppm)، آهن ۱۰۹/۱۷ تا ۶۸۸/۳۴ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۰۷/۲۹ ppm) و مقدار کلسیم ۳۴/۴۲ تا ۳۹/۱۱ درصد وزنی (به طور متوسط ۳۶/۷۸ درصد وزنی) است. نتایج تجزیه ایزوتوپی نیز در جدول ۲ آورده شده‌اند.

مقدار ایزوتوپ کربن کالکریت‌های سازند شوريجه در برش قرقره از ۵/۲۵- تا ۶/۲۳- در هزار (میانگین ۵/۷۵- در هزار) و مقدار ایزوتوپ پایدار اکسیژن این نمونه‌ها از ۹/۹- تا ۷/۵۳- هزار (میانگین ۸/۴- در هزار) در تغییر است.

جدول ۱ ویژگی‌های نمونه‌های کالکریت مورد بررسی.

نوع ریزبافت بر پایه رده بندی مرجع [۱۹]	تعریف	میکرومورفولوژی
ریز بافت بتا	این بافت به صورت بلورهای کلسیتی پیرامون کانیه‌ای کوارتز دیده می‌شود (شکل ۸ الف). عرض این بلورهای کلسیتی کمتر از طول این آن‌هاست. تشکیل این بلورهای کلسیتی نتیجه فعالیت قارچ‌ها، سیانوباکتری‌ها و فعالیت‌های میکروبی است [۲۴].	بلورهای کلسیت پیرامون دانه‌های کوارتز
ریز بافت بتا	این بافت سم‌گیری ویژه‌ای ندارد. حفره‌ها به صورت رشته‌های لوله‌ای شکل هستند که طول حفاری‌ها از عرض آنها بیشتر است (شکل ۸ ب).	حفاری موجودات
ریز بافت بتا	در بیشتر نمونه‌های کالکریتی مورد بررسی، همه مقطع نازک از میکریتم تشکیل شده‌است (شکل ۸ ج). زمینه میکریتی در نمونه‌های کالکریتی در اثر فعالیت‌های میکروبی در مرز بین آب و رسوب تشکیل شده‌است [۳].	زمینه میکریتی

در بررسی‌های میکروسکوپی انجام شده، این نوع ریز بافت تنها در یک نمونه دیده شده‌است (نمونه شماره GS6). در این نمونه، ریز بافت‌های آلفا شامل سیمان‌های دانه‌ای (شکل ۷-الف) و بلوکی (۷-ب) هستند. این نوع سیمان‌ها توسط آب‌های زیرزمینی و در اثر واکنش‌هایی چون تبخیر، خروج گاز دی‌اسیدکربن و واکنش‌های یونی شکل گرفته‌اند. این نوع ریز بافت نشانگر نقش نوسان‌های سطح ایستایی در تشکیل این نوع کالکریت‌هاست [۳].

انواع سیمان‌های دانه‌ای و بلوکی

ریز بافت‌های آلفا

جدول ۲ داده‌های تجزیه عنصری و ایزوتوپی نمونه‌های کلسی سولی برش قرقره

شماره نمونه	Ca(%)	Fe(ppm)	Mg(%)	Mn(ppm)	Na(ppm)	Sr(ppm)	$\delta^{13}C_{(PDB)}$ کربنات	$\delta^{18}O_{(PDB)}$ کربنات
۶۲CAL	۳۵٫۸۱	۱۲۴٫۲۸	۰٫۱۷%	۱۹۰٫۹۴	۱۲۵۵٫۱۵	۲۵۱۶٫۷۶	۵٫۲۵-	۸٫۴۹-
۶۱CAL1	۳۸٫۵۰	۲۴۴٫۴۸	۰٫۸۶%	۱۱۲٫۴	۱۱۸۵٫۶	۲۲۷۱٫۲۱	۵٫۴۶-	۸-
۹۱CAL	۳۶٫۹۰	۱۱۱٫۱۲	۰٫۲۷%	۸۸۹٫۷۳	۴۹۷۰٫۸۲	۵۴۷۵٫۸۷	۵٫۶-	۸٫۷۶-
۹۲CAL	۳۴٫۴۲	۵۵۴٫۸۳	۰٫۷۶%	۴۲۱٫۸۷	۳۰۴۲٫۶	۸۶۵۶٫۲۵	۵٫۴۴-	۹٫۹-
۱۰۱CAL	۳۹٫۱۱	۶۸۸٫۳۴	۰٫۳۱%	۷۸۱٫۴۲	۲۷۹۲٫۵۴	۵۲۶۲٫۱۰	۶٫۰۲-	۸٫۳۳-
۱۰۲CAL	۳۷٫۵۴	۳۱۸٫۸۹	۰٫۸۲%	۳۱۸٫۸۹	۳۱۰۳٫۴۸	۱۱۱۴٫۷۵	۶٫۲۳-	۸٫۳۳-
۱۳۱CAL	۳۵٫۱۹	۱۰۹٫۱۷	۰٫۵۰%	۹۶۵٫۴۴	۴۸۸۲٫۶	۹۵۸۷٫۸۵	۶٫۱۴-	۷٫۵۳-

تحلیل داده‌های زمین‌شیمی

به طور کلی در آب‌های زیرزمینی، غلظت عناصر سدیم و استرانسیوم بالا و غلظت عناصر آهن و منگنز پایین تر است [۱۲]. در نمونه‌های مورد بررسی، عناصر سدیم و استرانسیوم مقادیر بالاتری را نسبت به عناصر آهن و منگنز دارند، از طرفی، مقادیر منفی ایزوتوپ اکسیژن در اثر آب‌های جوی و شهابی است [۳]. بر این اساس می‌توان گفت که پهنه مخلوط در محیط دلتایی که هم سطح ایستایی بالا آمده و هم در معرض آب‌های جوی است، در تشکیل کالکریت‌های برش قرقره مؤثر بوده‌است. به عبارتی، نوسان‌های سطح ایستایی باعث تشکیل کالکریت‌های برش قرقره شده‌است.

عوامل متعددی چون نوع فعالیت زیستی، عمق تشکیل کربنات، نرخ تنفس خاک و میانگین تولید CO_2 می‌تواند بر مقادیر ایزوتوپی خاک‌های دیرینه کالکریتی را اثر داشته باشند [۳]. نتایج تجزیه ایزوتوپ‌های پایدار کربن نمونه‌های کلسی سولی مورد بررسی نشان دهنده مقادیر منفی $\delta^{13}C$ با میانگین -5.75 در هزار است. بررسی‌های پیشین دلیل احتمالی مقادیر منفی نتایج ایزوتوپ کربن نمونه‌های کلسی سولی مورد بررسی را پوشش گیاهی سطحی نوع C3 بیان کرده‌اند [۳]. این در حالی است که با توجه به غالب بودن ریز بافت بتا که خود ناشی از فعالیت ریزجانداران است، مقادیر منفی $\delta^{13}C$ نمونه‌های

کلسی‌سولی، افزون بر پوشش گیاهی سطحی نوع C3 شامل درختان، بوته‌ها و چمنزارها که اغلب در شرایط آب و هوایی خشک تا نیمه خشک فراوان است) می‌تواند به وجود فعالیت‌های میکروبی نیز نسبت داده شود (شکل ۸).

فشار دی اکسیدکربن دیرینه

دی اکسید کربن گاز گلخانه‌ای مهمی است که تعیین مقدار آن در جو در دوره‌هایی که شرایط برای تشکیل گازهای گلخانه‌ای فراهم بوده است اهمیت بسیار دارد [۲۵]. روش‌های گوناگونی برای تعیین مقدار دی اکسید کربن دیرینه جو در دوره‌های زمین‌شناسی وجود دارد که از روش‌های متداول می‌توان به تعیین آن بر پایه مقدار کربن موجود در خاک دیرینه اشاره نمود. فشار دی اکسید کربن دیرینه در بسیاری از پژوهش‌ها براساس مقدار ایزوتوپ کربن خاک‌های دیرینه کربناتی سنجیده شده است [۲۷، ۲۶]. درک بیشتر اقلیم و شرایط آب و هوایی کرتاسه پیشین و اکوسیستم و پیش بینی شرایط آب و هوای دیرینه نیازمند بررسی و برآورد فشار دی اکسید کربن است.

برای اندازه‌گیری فشار CO_2 جو، از فشار CO_2 کالکریت‌ها به روش سرلینگ [۲۸] و تصحیح شده توسط اکارت و همکاران [۲۹] استفاده شد:

آمده توسط مرتضوی و همکاران [۳] در برش‌های کارغش و اسفیدان از سازند شوریه را تایید می‌نماید. ریتالاک [۳۲] فشار دی اکسید کربن در دوره کرتاسه پیشین را ۱۰۰۰ تا ۳۱۰۰ ppmv اندازه‌گیری کرده است این نشان می‌دهد که در دوره کرتاسه فشار گاز دی اکسید کربن به طور پیوسته بالا نبوده است [۲۵].

مقدار بارندگی دیرینه

مقدار بارندگی دیرینه را می‌توان با تحلیل داده‌ها و بررسی گرهم‌های کلکریتی، تعیین کرد. در این پژوهش، مقدار بارندگی دیرینه با استفاده از عمق گرهم‌های کربناتی و بکار بردن روابط جامع مراجع [۳۴، ۳۳] به دست آمد. استفاده از این روش تنها برای کالکریت‌های گرهمی مجاز است، زیرا به راحتی و به طور کامل از بستر ماسه‌سنگی جدا می‌شوند، و به سادگی می‌توان عمق تشکیل آنها را اندازه‌گیری کرد. عمق گرهم‌های کالکریتی با خط‌کش اندازه‌گیری و نسبت به شیب ساختاری تصحیح شده و مقدار بارندگی سالانه (MAP) بر حسب میلی متر از رابطه زیر به دست آمد:

$MAP = 137.24 + 0.6445D_0 - 0.00013D_0^2$
خطای استفاده از این رابطه ± 147 میلی متر است. D_0 عمق گرهم کربناتی از بالاترین قسمت آن تا بیشترین عمق انباشته‌های کربناتی بر حسب سانتی متر است. در این گرهم‌های کربناتی هیچ گونه جابجایی عمودی دیده نشده است. برای به دست آوردن مقدار بارندگی دیرینه از رابطه زیر استفاده شد [۳۳]:

$$P = 0.029(D-38)^2 + 2.7D + 133 \quad (4)$$

که P مقدار بارندگی سالیانه بر حسب میلی متر است. خطای این رابطه، ± 95 میلی متر و کمتر از خطای رابطه مرجع [۳۴] است. میانگین مقدار بارندگی سالیانه در برش مورد بررسی براساس رابطه مرجع [۳۴] حدود $152/25$ میلی متر و بر اساس رابطه (۴) حدود $206/93$ میلی متر در سال برآورد شد که این مقادیر با جغرافیای دیرینه همخوانی دارد (شکل ۹). مقادیر بارندگی سالیانه محاسبه شده در جدول ۳ ارائه شده است.

$$P_a = P_r \frac{(\delta^{13}C_s - 1.0044\delta^{13}C_r - 4.4)}{(\delta^{13}C_a - \delta^{13}C_s)} \quad (1)$$

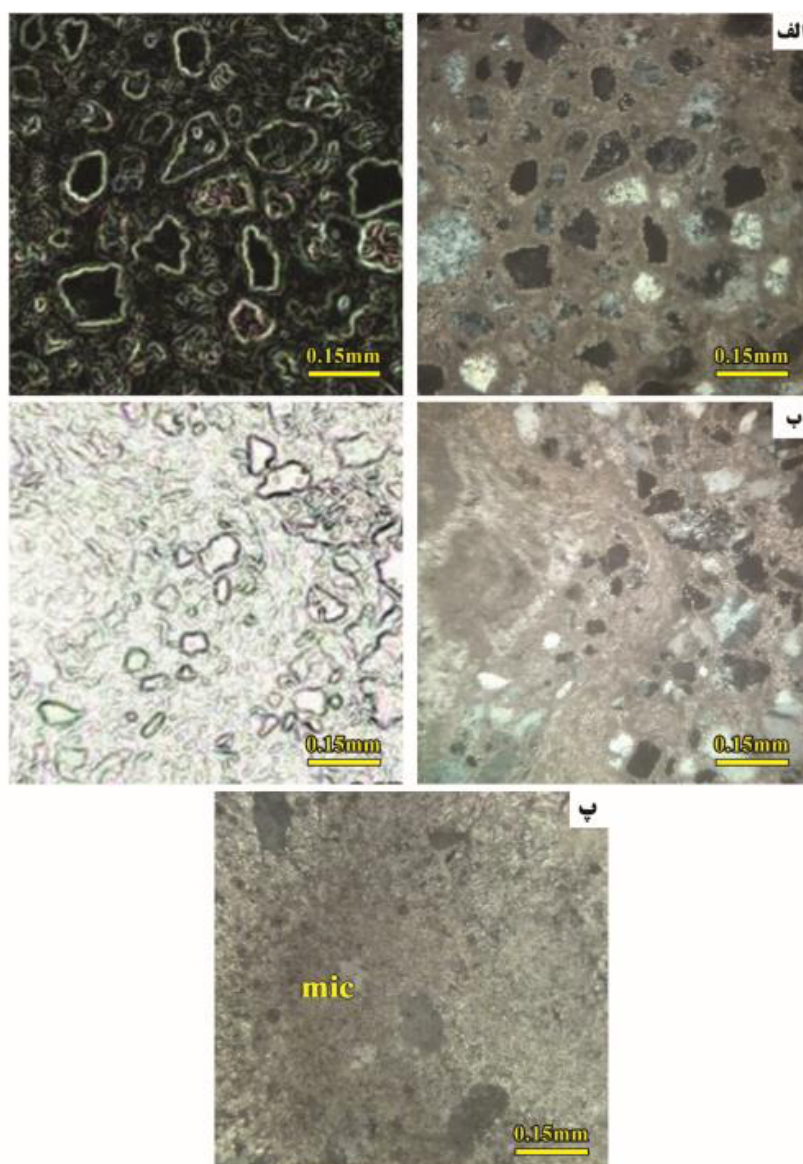
در این رابطه، P_a فشار دی اکسید کربن جو، P_r فشار دی اکسید کربن موجود در خاک دیرینه، $\delta^{13}C_s$ و $\delta^{13}C_r$ و $\delta^{13}C_a$ به ترتیب، مقدار ترکیب‌های ایزوتوپی دی اکسید کربن خاک، دی اکسید کربن دمیده شده در خاک و دی اکسید کربن جو هستند. P_r تابعی از عمق خاک است که در عمق ۲۰-۳۰ سانتی متری به مقدار ثابتی می‌رسد. خاک‌هایی که به خوبی هوادهی و زهکشی شده‌اند، مقادیر P_r بین ۴۰۰۰ تا ۷۰۰۰ را نشان می‌دهند [۲۹]. برای این نوع از خاک‌های دیرینه، مقدار 4577 ppmv برآورد شده است و معادل تقریبی آن را حدود 5000 ppmv در نظر گرفته‌اند [۳۰]. $\delta^{13}C_s$ رابطه (۱)، مقدار ایزوتوپی کالکریت است که از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\delta^{13}C_s = \frac{\frac{\delta^{13}C_e + 1000}{11.98 - 0.12T} - 1000}{1000} + 1 \quad (2)$$

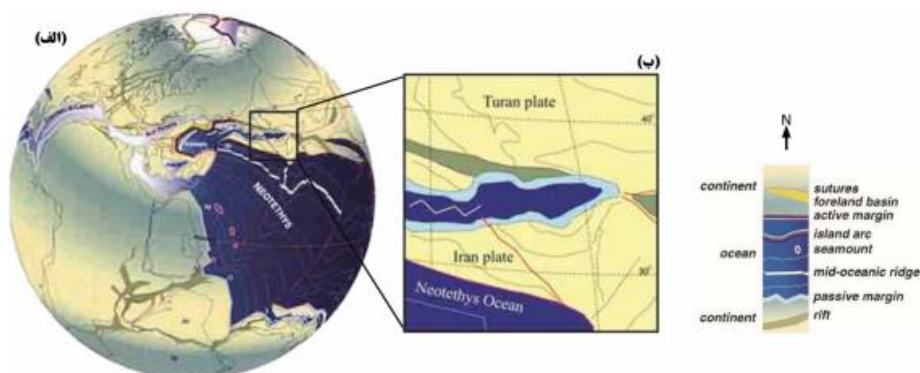
که در این جا، T میانگین دمای سالانه بوده که مقدار $8^\circ C$ برای آن در نظر گرفته شده است [۳۰]. $\delta^{13}C_r$ مقدار کربن آلی است که رابطه (۱) میانگین ترکیب ایزوتوپی کربن آلی در کرتاسه پیشین حدود ۲۶- درصد اعمال شد. همچنین، $\delta^{13}C_a$ یا مقدار ایزوتوپی دی اکسید کربن جو از رابطه زیر محاسبه شد [۳۱]:

$$\delta^{13}C_a = \frac{(\delta^{13}C_o + 18.67)}{1.1} \quad (3)$$

که $\delta^{13}C_o$ مقدار ایزوتوپی مواد آلی موجود در خاک یا (همان $\delta^{13}C_r$ است. سرانجام، با قرار دادن همه داده‌ها در رابطه (۱) فشار دی اکسید کربن کالکریت‌های خاکزاد سازند شوریه در برش قرقه محاسبه گردید. براین اساس، مقدار فشار دی اکسید کربن دیرینه در دوره کرتاسه پیشین در گستره $2237/10$ تا $2981/08$ ppmv برآورد شد که $7/99$ تا $10/65$ برابر مقدار فشار دی اکسید کربن امروزی است. این مقادیر نتایج به دست



شکل ۸ تصاویر ریزریختار کالکریت‌های برش قرقره: (الف) تصویر سنگ‌نگاری (سمت راست؛ xpl) و تصویر نگاشتاری (سمت چپ) بلورهای کلسیت سوزنی و رشته‌ای پیرامون دانه‌های کوارتز (ریز بافت بتا، ب) تصویر سنگ‌نگاری (سمت راست؛ XPL) و تصویر نگاشتاری حفاری‌های موجودات (ریز بافت بتا) و (پ) زمینه میکریتی (ریز بافت بتا).



شکل ۹ (الف) مدل زمین‌دینامیکی کرتاسه (اقتباس از [۳۵]) (ب) موقعیت جغرافیای دیرینه حوضه رسوبی کپه‌داغ در زمان ژوراسیک پسین-کرتاسه پیشین، که بین عرض جغرافیایی ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی قرار گرفته است.

جدول ۳ مقادیر بارندگی سالیانه محاسبه شده بر پایه روابط مراجع [۳۴،۳۳].

شماره نمونه	قطر (سانتی‌متر)	MAP	MAP
		(mm) [۲۹]	(mm) [۱۲]
۲/۶CAL	۱۸	۱۴۸٫۸	۱۹۳٫۲
۶/۱CAL	۳۳	۱۵۸٫۳۷	۲۲۲٫۸۳
۹/۱CAL	۲۷	۱۵۴٫۵۵	۲۰۹٫۴۱
۹/۲CAL	۴۱	۱۶۳٫۴۵	۲۴۳٫۹۶
۱۰/۱CAL	۶	۱۴۱٫۱	۱۷۸٫۹
۱۰/۲CAL	۷	۱۴۱٫۷۵	۱۷۹٫۷۷
۱۳/۱CAL	۳۲	۱۵۷٫۷۳	۲۲۰٫۴۴

مقایسه نتایج به دست آمده با جغرافیای دیرینه کپه داغ

نتایج زمین‌شیمی کلسی‌سول‌های سازند شورجه در برش قرقره با توجه به جغرافیای دیرینه این حوضه رسوبی در زمان ژوراسیک پسین- کرتاسه پیشین که بر پسروی گسترده حوضه رسوبی کپه داغ اثر داشته است [۳۶،۳۵] بررسی شد. تفسیر محیط دیرینه بر پایه ترکیب ایزوتوپ کربن و اکسیژن خاک- های دیرینه کلسی‌سولی برش مورد بررسی با این شرایط همخوانی دارد. حوضه رسوبی کپه داغ در گستره زمانی ژوراسیک پسین- کرتاسه پیشین در عرض‌های جغرافیایی دیرینه ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی واقع بوده [۳۷] (شکل ۹)، که این عرض جغرافیایی دیرینه در بر دارنده شرایط آب و هوایی نیمه حاره‌ای بوده است (شکل ۹). مقدار برآورد شده میانگین بارندگی سالیانه برابر با ۱۴۱ تا ۲۴۴ میلی متر نیز با عرض جغرافیایی یاد شده همخوانی دارد، البته باید توجه داشت که برش مورد بررسی در بخش شرقی حوضه رسوبی کپه داغ قرار دارد که مقدار بارندگی آن کمتر از نواحی غربی این حوضه بوده است. برآورد فشار دی اکسیدکربن ($1100-3100$ ppmv) در این گستره زمانی و مقایسه آن با مقادیر فشار دی اکسیدکربن ناشی از کلسی‌سول‌های برش مورد بررسی ($2237/10$ تا $2981/08$ ppmv) نشان می‌دهد که شرایط آب و هوایی در گستره زمانی ژوراسیک پسین- کرتاسه پیشین معتدل بوده

است، زیرا فشار دی اکسید کربن و دما نسبت مستقیم دارند از این رو بررسی زمین شیمیایی کلسی‌سول‌های برش مورد بررسی می‌تواند به بازسازی شرایط آب و هوایی جغرافیای دیرینه کمک نماید.

برداشت

در نهشته‌های قاره‌ای سازند شورجه افزون بر رخساره‌های سنگی آواری، رخساره سنگی غیرآواری کالکریتی نیز دیده شده‌است. بر اساس رده‌بندی خاک‌های دیرینه، نوع کلسی‌سولی در این برش شناسایی شد. کلسی‌سول‌های این برش شامل دو نوع پودری و گرهرکی هستند که بر پایه ویژگی‌های میکروسکوپی، ماکروسکوپی و زمین‌شیمیایی خاستگاه آب‌های زیرزمینی جوی برای آن پیشنهاد شده‌است. شواهد زمین- شیمیایی بیانگر نوسان‌های سطح ایستابی برای تشکیل این نوع کالکریت‌هاست. بررسی‌های میکروسکوپی به روش کاتدوتابناکی نشان‌دهنده کالکریتی‌شدن در پهنه مخلوط است. کلسی‌سول‌های برش قرقره دارای شکل‌های درشت ریختار و ریزریختار ویژه‌ای هستند که با توجه به وجود غالب ریز بافت بتا، فعالیت ریزجانداران در تشکیل کالکریت‌های این برش نقش اساسی داشته‌است. خاک‌های دیرینه این برش دستخوش فرآیندهای حفاری موجودات، سیمانی‌شدن و پیریتی‌شدن شده‌اند. بر اساس بررسی‌های ایزوتوپی، مقدار بارندگی دیرینه

"Structural evolution of the Kopeh Dagh fold-and-thrust belt (NE Iran) and interactions with the South Caspian Sea Basin and Amu Darya Basin", Marine and Petroleum Geology. 57 (2004) 68-87.

[5] Afshar-Harb A., "The stratigraphy tectonics and petroleum geology of Kopet-Dagh region, northern Iran. Unpublished PHD thesis, Petroleum Geology Section", Imperial College, London, (1979), 316pp.

[6] Hosseinyar G., Moussavi Harami R., Abdollahie Fard I., Mahboubi A., Noemani Rad R., "Seismic geomorphology and stratigraphic trap analyses of the Lower Cretaceous siliciclastic reservoir in the Kopeh Dagh- Amu Darya Basin", petroleum Science, Volume (16), (2019), 776-793.

[7] Mack G.H., James W.C., Monger H.C., "Classification of paleosols", Geological Society of America Bulletin 105, (1993), 129-136.

[8] Dickson J.A.D., "Carbonate identification and genesis as revealed by staining". Journal of Sedimentary Petrology 36 (1966) 441-505.

[9] Tucker M.E., "Sedimentary Petrology" Third Edition, Blackwell, Oxford, (2001), 260pp.

[10] Boggs S., Jr., Krinsley D., "Applications of Cathodoluminescence Imaging to the Study of Sedimentary Rocks", Cambridge, New York, (2006), 165 pp.

[11] Walker G., "Mineralogical applications of luminescence techniques. In: Berry, F.J. and Vaughan, D.J.(Eds)", Chemical Bonding and Spectroscopy in Mineral Chemistry: Champman and Hall, London, (1985), 103-140.

[12] Parcerisa D., Gomez-Gras D., Trave A., Martin- Martin J.D., Maestro E., "Fe, Mn in calcites cementing red beds: a record of oxidation-reduction conditions examples from the Catalan Coastal Ranges (NE Spain)", Journal of Geochemical Exploration 89, (2006), 318-321.

[13] Sibley D.F., Gregg J.M., "Classification of dolomite rock texture", Journal of Sedimentary Petrology, 57 (1987) 967-975.

[14] Al- Aasm I.S., Packard J.J., "Stabilization of early-formed dolomite: a tale of divergence two

در برش ۱۴۱/۷۵ تا ۲۲۰/۴۴ میلی متر در سال برآورد شد که با نقشه‌های بارندگی دیرینه همخوانی دارد، بر پایه این بررسی- ها، فشار دی اکسید کربن نیز در این برش برآورد شد که نتایج به دست آمده نیز با جغرافیای دیرینه کپه‌داغ در این زمان همخوانی دارد.

قدردانی

از معاونت پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد، برای فراهم نمودن امکانات بررسی‌های میدانی و آزمایشگاهی (طرح پژوهشی شماره ۳/۴۷۹۶۸۹) سپاسگزاری می‌شود. بررسی‌های میکروسکوپی کاندوتابناکی در آزمایشگاه رسوب‌شناسی و میکروسکوپی الکترونی در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد که از زحمات کارکنان آن قدردانی می‌گردد. از آقای محمدحسین طبری آبکوه برای کمک در برداشتهای میدانی و نمونه برداری سپاسگزاریم.

مراجع

[1] Mortazavi M., Mousavi Harami R., Mahboubi A., Najafi M., "Paleosol types and characteristics in Shurijeh Formation (Late Jurassic-Early Cretaceous), Kopeh Dagh sedimentary basin, Northeast of Iran", Stratigraphy and Sedimentology Research, 46, (2011), 1-32. [In Persian].

[2] Moussavi-Harami R., Mahboubi A., Nadjafi M., Brenner R.L., Mortazavi M., "Mechanism of calcrete formation in the Lower Cretaceous (Neocomian) fluvial deposits, northeastern Iran based on petrographic, geochemical data", Cretaceous Research 30, (2009), 1146-1156.

[3] Mortazavi M., Moussavi-Harami R., Brenner R. L., Mahboubi A., "Stable isotope record in pedogenic carbonates in northeast Iran: Implications for Early Cretaceous (Berriasian-Barremian) paleovegetation and paleoatmospheric P (CO₂) levels", Geoderma, 211-212, (2013), 85-97.

[4] Robert A., Letouzey j., Kavoosi M.A., Sherkati Sh., Muller C., Verges J., Aghababaei A.,

- [22] Passier H.F., Middelburg J.J., de Lange G.L., Bottcher M.E., "Pyrite contents, microtextures and sulfur isotopes in relation to formation of the youngest eastern Mediterranean sapropel", *Geology*, 25 (1997) 519-522.
- [23] De Yoreo J., Gilbert P., Sommerdijk N., Lee Penn R., Whitlam S., D Joester D., Zhang H., Rimer J., Navrotsky A., Banfield J., Wallace A., Michel M., Meldrum F., Colfen H., Dove P., "Crystallization by particle attachment synthetic, biogenic, and geologic environments", *Science*. 349 (2015) 562-574.
- [24] Bindschedler S., Cailleau G., Verrecchia E., "Role of Fungi in the Biomineralization of calcite", *Minerals*, 42, (2016), 1-19.
- [25] Huber B., Kenneth G., Macleod David K., "Watkins Millard F and Coffin. The rise and fall of the Cretaceous Hot Greenhouse climate", *Global and Planetary Change* (2018) 167, 1-23.
- [26] Kanzaki Y., Murakami T., "Estimate of atmospheric CO₂ in the Neoproterozoic from paleosols", *Geochimica Cosmochimica. Acta* 159 (2015) 190- 219.
- [27] Sheldon N. D., "Causes and consequences of low atmospheric pCO₂ in the Late Mesoproterozoic", *Chemical. Geology*. 362,(2013), 224-231.
- [28] Cerling T.E., "Stable carbon isotopes in paleosol carbonates. in Thiry, M., Simm-Coincon, R., (eds), *Paleoweathering, Paleosurfaces, and Related Continental Deposits*". Special Publication of the International Association of Sedimentologists 27 (1999) 43- 60.
- [29] Ekart D.D., Cerling T.E., Montanez I.P., Tabor N.J., "A 400 million year carbon isotope record of pedogenic carbonate: implications for paleoatmospheric carbon dioxide", *American Journal of Science* 299 (1999) 805- 827.
- [30] Retallack G.J., "New transfer functions for estimating paleoproductivity in paleosols", *Proceedings of the Oregon Academy of Science*, (2008), 25-46.
- [31] Arens N.C., Jahren A.H., Amundson, R., "Can C₃ plants faithfully record the carbon Mississippian dolomites", *Sedimentary Geology*, 131, (2000),97-108.
- [15] Bjorlykke K., "Relationships between depositional environments, burial history and rock properties. Some principle aspects of diagenetic processes in sedimentary basins", *Sedimentary Geology*, 301 (2014)1-14.
- [16] Armenteros I., "Diagenesis of Carbonates in Continental Settings. In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H.(Eds.), *Carbonates in Continental Settings: Geochemistry*", Diagenesis and Applications, *Developments in Sedimentology* 62, Elsevier, Amsterdam (1966) 62-122.
- [17] Ahmad A. H., Bhat G. M., Azim Khan M. H., "Depositional environments and diagenesis of the Kuldhar and Keera Dome Carbonates (Late Bathonian-Early Callovian) of the Western India", *Journal of Asia Earth Sciences*, 27,(2006),765-778.
- [18] Leonide Ph., Fournier F., Reijmer J., Vonhof H., Borgomano J., Dijk J., Rosenthal M., Geothem M., Cochard J., Meulenaars K., "Diagenetic patterns and pore space distribution along a platform to outershelf transect (Urgonian limestone, Barremian- Aptian, SE France)", *Sedimentary Geology*, 306, (2014),1-23.
- [19] Tucker M.E., Wright V.p., "Carbonates Sedimentology", Blackwell. Oxford, (1990), 482pp.
- [20] Sabbagh Bajestani M., Mahboubi A., Al-Aasm I., Moussavi-Harami R., Nadjafi M., "Multistage dolomitization in the Qal eh Dokhtar Formation (Middle-Upper Jurassic) Central Iran: Petrographic and geochemical evidence, *Geological Journal*,22-44 (Doi: 10.1002.gi.2876).
- [21] Rahman M.U., Ali F., Fasisal S., KhalidS., Hussian H.S., Haq T.U., "The impact of diagenesis and dolomitization on the reservoir potential of Middle Jurassic Samana Suk Formation from Khanpur Dam section Hazara Basin, Khyber Pakhtunkhwa Pakistan", *International Journal of Economic and Environment Geology*, 8(2) (2017) 40-54.

- [35] Thomas J.C., Cobbold E.R., Shein V.S., Le Douaran S., "*Sedimentary record of late Paleozoic to Recent tectonism in central Asia -- analysis of subsurface data from the Turan and south Kazak domains*", Tectonophysics, 313, (1999) 243-263.
- [36] Golonka J., "*Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic*", Tectonophysics, 381 (2004) 235-273.
- [37] Stampfli G., Borel G.D., "*A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones*", Earth and Planetary Science Letters, 196 (2002) 17-33.
- isotopic composition of atmospheric carbon dioxide?*", Paleobiology 26 (2000) 137-164.
- [32] Retallack G.J., "*Greenhouse crises of the past 300 million years*", Geological Society of America Bulletin 121, (2009), 1441- 1455.
- [33] Celeveland D.M., Nordt L.C., Atchley S, C., "*Paleosols, trace fossils, and precipitation estimates of the uppermost Triassic strata in northern New Mexico*", Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 257, (2008), 421-444
- [34] Retallack G.J., "*Pedogenic carbonate proxies for amount and seasonality of precipitation in Paleosols*", Geology 33, (2005), 333-336.