

مدل رسوبی، دیاژنز و ژئوشیمی سازند سفیدکوه (اسکیتین پسین) واقع در پنجره تکتونیکی آق در بند، شمال شرق ایران

محسن لیاقت^{۱*}، محمد حسین آدابی^۲

۱- کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲- استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۲/۲۹

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۶/۱۲/۱۸

چکیده

رسوب گذاری کربنات های کم عمق در خلال تریاس پیشین در شمال شرق ایران (سازند سفیدکوه: در پنجره آق در بند) شاخص است. این سازند به سن اسکیتین پسین در برش نمونه با ناپیوستگی بر روی سازند قره قیطان واقع شده و به طور ناپیوسته نیز در راس با سازند نظر کرده پوشیده می شود. این سازند به منظور ارزیابی مدل رسوبی، کانی شناسی اولیه کربنات و فرآیندهای دیاژنزی در برش های کال فقیر (۲۱۵ متر)، کال انگور (۷۵ متر)، کال گالک (۷۰ متر) و کال عنابه (۳۰ متر) با استفاده از مطالعات پتروگرافی و آنالیزهای ژئوشیمیایی مورد بررسی قرار گرفت. مطالعات پتروگرافی منجر به تشخیص ۱۲ ریزرخساره که در چهار کمر بند رخساره ای: جزرومدی، لاگون و سد واقع در رمپ داخلی و ریزرخساره های دریای باز مربوط به رمپ میانی و خارجی، شد. فراوانی رسوبات جزرومدی همراه با رخساره اییدی سدی و نبود سد بزرگ ریفی و رسوبات توربیداتی (calciturbidite) حاکی از رسوب گذاری این سازند در یک سیستم رمپ هم شیب کربنات می باشد. فراوانی اجزاء اسکلتی و غیر اسکلتی از جنس آراگونیت همراه با سیمان آراگونیتی، ایید قالبی (oomold) و حضور دولومیت همراه با مقدار بالای عنصر استرانسیوم (Sr) اشاره به کانی شناسی اولیه آراگونیت در کربنات های سازند سفیدکوه در زمان تشکیل دارد. فرآیندهای دیاژنزی در این سازند شامل: سیمانی شدن، دولومیتی شدن، دولومیتی شدن، میکریتی شدن، آشفستگی زیستی، هماتیتی شدن، فشردگی، انحلال، پرشدگی رگه، فسفاتی شدن، پیریتی شدن و استیلولیتی شدن می باشند. مهم ترین فرآیند دیاژنزی در این سازند سیمانی شدن و دولومیتی شدن بوده که نهشته های سازند سفیدکوه را تحت تاثیر قرار داده اند. مقادیر عناصر اصلی (Ca و Mg) و عناصر فرعی (Sr, Na Fe و Mn) (همچون مقادیر بالای Sr) نشان از رسوب گذاری سازند سفیدکوه در محیط نیمه حاره ای کم عمق بوده و آراگونیت مینرالوژی اولیه بوده است. تغییرات Sr/Ca حاکی از رخداد دگرسانی دیاژنز در سیستم بسته تا کاملاً باز، با واکنش بالای آب/سنگ است که دولومیتی شدن، انحلال و سیمانی شدن در مطالعات پتروگرافی موید آن است.

واژه های کلیدی: آق در بند، دیاژنز، ژئوشیمی، سازند سفیدکوه، مدل رسوبی.

مقدمه

پنجره تکتونیکی آق دربند واقع در لبه جنوبی صفحه توران در شمال شرق ایران از رخساره ویژه- ای مربوط به اواخر پالئوزویک تا تریاس بالایی برخوردار می‌باشد (علوی و همکاران ۱۹۹۷؛ زانچی و همکاران ۲۰۱۲). در این ناحیه رخنمون‌هایی از سنگ‌های تریاس به صورت نواری با روند غرب، شمال غرب در یک زون فلسی^۱ رخنمون یافته‌اند (هنریکس و گرگوری، ۲۰۰۱؛ زانچی و همکاران، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۲)؛ که به واسطه مطالعات پیشین این نظریه تایید شده است (افشارحرب، ۱۹۷۹؛ علوی و همکاران، ۱۹۹۷؛ باد و همکاران، ۱۹۹۱؛ باد و برندنر، ۱۹۹۱؛ روتنر، ۱۹۹۱، a, b، ۱۹۸۴ و ۱۹۹۳؛ کریستیان و تاتزیت، ۱۹۹۱). وجود پاره‌ای از ویژگی‌های زمین‌شناختی متفاوت نسبت به دیگر نواحی ایران سبب شده تا آق دربند و کپه داغ به عنوان لبه جنوبی صفحه توران در نظر گرفته شوند (آق‌نابتی، ۱۳۸۸). برای نخستین بار روتنر در سال ۱۹۸۴ سنگ‌های تریاس دارای سنگواره در این ناحیه را سازند آق دربند نامید. این محقق در مطالعات بعدی (روتنر، ۱۹۹۱) این سازند را به گروه ارتقاء داده و چهار سازند در این گروه معرفی نموده است که به ترتیب از پایین به طرف بالا در ستون چینه‌شناسی عبارتند از: سازند آهکی سفیدکوه، سازند نظرکرده، سازند آتشفشانی سینا و سازند شیلی میانکوهی (لیاقت، ۱۳۹۱). مطالعه کنودونت-ها، آمونیت‌ها و جلبک اسیکولاریا حاکی از تعلق سازند سفیدکوه با سن اسکیتین پسین (روتنر، ۱۹۹۱)، به گروه آق دربند بوده و بخشی از رسوبات رخساره استثنایی تریاس در شمال شرق ایران می- باشد (باد و برندنر، ۱۹۹۱). با تکیه بر مشخصات سنگ‌شناسی (مشخصات ماکروسکوپی و میکروسکوپی)، فسیل‌ها و برخی عوارض دیاژنزی اولیه و تلفیق داده‌های ژئوشیمیایی عناصر فرعی

در برش کال فقیر) توصیفی جامع از شرایط رسوبی این سازند صورت گرفته است.

محدوده مورد مطالعه

چینه‌شناسی تریاس در ایران و ناحیه مورد مطالعه در گذر پالئوزویک به تریاس، شرایط رسوب‌گذاری همچون پالئوزویک در اکثر نواحی ایران پلاتفرمی است که حاصل آن سنگ آهک‌ها و دولومیت‌هایی است که در محیط جزرومدی انباشته شده‌اند و سن تریاس پیشین و میانی دارند (آق‌نابتی، ۱۳۹۰) (شکل ۱ a). رخساره سنگ‌های رسوبی تریاس در پنجره تکتونیکی آق دربند شامل سازندهای سفیدکوه، نظرکرده، سینا، میانکوهی و قلعه‌گبری است (شکل ۱ b)، که در یک حوضه فشارشی تشکیل شده‌اند (زانچتا، ۲۰۱۳). رخساره سنگ‌های رسوبی تریاس در پنجره تکتونیکی آق دربند (شکل ۲ a) با رسوبات این زمان در ناحیه نخلک شباهت دارند (بالینی و همکاران، ۲۰۰۹). در ناحیه مورد مطالعه سازند سفیدکوه در ۴ برش رخنمون که به ترتیب از سمت غرب به شرق شامل برش‌های: کال فقیر، کال انگور، کال عنابه و کال گالک هستند، مطالعه شد (شکل ۲ b). برش کال فقیر ۲۱۵ متر ضخامت داشته که سازند قره‌قیطان به صورت ناپیوستگی فرسایشی در قاعده و در راس سازند سینا به طور دگرشیب واقع شده‌اند. از لحاظ لیتولوژی این برش شامل: ۱۵ متر سنگ‌های آتشفشانی (از نوع آذرآواری) در قاعده بوده و در ادامه حدود ۲۰ متر سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه و کرم رنگ همراه با میان لایه‌های مارن و شیل قرار دارد که در بخش‌های انتهایی متشکل از سنگ آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه و نیز میان لایه توفی است (شکل ۳). این سازند در برش کال انگور با حدود ۷۵ متر ضخامت متشکل از سنگ آهک-های ضخیم لایه خاکستری، کرم و سفید رنگ با

مونیک، ۲۰۱۰) صورت گرفت. ۲۰ نمونه به منظور شناسایی مینرالوژی کلسیت و دولومیت توسط رنگ آمیزی به روش (دیکسون، ۱۹۶۶) در مطالعات میکروسکوپ پلاریزان انتخاب شدند.

بحث و نتایج

رسوب‌گذاری سازند سفیدکوه (با سن تریاس پیشین) در دریای کم عمق و در عرض‌های جغرافیایی نیمه‌حاره‌ای^۳ صورت گرفته است. با بررسی مقاطع نازک و مطالعات صحرایی سازند سفیدکوه در پنجره آق‌دربند، ۱۲ ریزرخساره رسوبی تعیین شده که نشان‌دهنده محیط رسوب-گذاری کم‌شیب در یک رمپ کربناته است. فراوانی رسوبات جزرومدی همراه با رخساره آئیدی سدی و نبود سد بزرگ ریفی و رسوبات توریداتی حاکی از یک سیستم رمپ هم‌شیب کربناته در این سازند می‌باشند. عدم تغییر ناگهانی در ریزرخسارها در این سازند حاکی از رسوب‌گذاری این سازند در یک رمپ هم‌شیب کربناته است. در چهار برش مطالعه شده انواعی مختلف آلوم‌های اسکلتی و غیر اسکلتی وجود دارد. حضور پشته‌های گلی مربوط به کمربند رخساره‌ای دریای باز (بخش کم عمق) در این سازند، نشان از شرایط مساعد جهت فعالیت میکروپها در این بخش از حوضه‌ی رسوبی است. سیمانی شدن و دولومیتی شدن مهم‌ترین و گسترده‌ترین فرآیندهای دیاژنزی در این سازند هستند. از دیگر فرآیندهای دیاژنتیکی انحلال، تراکم (فیزیکی و شیمیایی) و میکرایتی شدن، آهن‌دار شدن، پیریتی شدن و فسفاتی شدن را می‌توان نام برد. براساس مطالعات پتروگرافی ۵ نوع دولومیت شامل دولومیکرایت، دولومیکرواسپارایت، دولواسپارایت، دولومیت زین اسبی و سیمان دولومیتی در این سازند شناسایی شده است. نتایج حاصل از آنالیزهای عنصری و ترسیم این مقادیر در

شکستگی فراوان در برخی از لایه‌ها است. رسوبات پالئوزویک و سازند نظرکرده به ترتیب در قاعده و راس سازند سفیدکوه در این برش واقع شده‌اند (شکل ۴). برش کال‌غالک با ۷۰ متر ضخامت در قاعده با ناپیوستگی به رسوبات پالئوزویک و در مرز بالایی با دگرشیمی با سازند سینا در تماس است (شکل ۵). سنگ‌آهک ضخیم لایه، متوسط و نازک لایه و در قسمت‌هایی سنگ آهک توده‌ای کرم تا تیره‌رنگ (گاهی برشی شده) عمده لیتولوژی سازند سفیدکوه در این برش می‌باشد. در برش کال‌عنابه این سازند با ناپیوستگی با ضخامتی حدود ۳۰ متر در قاعده به سازند قره‌قیطان و در راس با ناپیوستگی به سازند سینا منتهی می‌شود (شکل ۶). رخنمون‌های سطحی سازند سفیدکوه واقع در حوضه رسوبی کپه‌داغ، در پنجره تکتونیک-فرسایشی آق‌دربند (در جنوب شرقی شهر مشهد) و در نزدیکی روستای قره‌قیطان قابل دسترسی هستند (شکل ۲ b). در این مطالعه برش کال فقیر که در غربی‌ترین سمت منطقه مورد مطالعه قرار دارد با فاصله ۴ کیلومتری از برش کال انگور واقع شده است. به سمت شرق برش کال‌عنابه با فاصله دو کیلومتری از برش کال انگور واقع شده که نسبت به برش کال‌غالک که در سمت شرق آن قرار گرفته ۲ کیلومتر فاصله دارد.

مواد و روش‌ها

سازند سفیدکوه در چهار برش رخنمون کال فقیر، کال انگور، کال‌عنابه و کال‌غالک مورد مطالعه قرار گرفت. جهت مطالعات پتروگرافی ۳۲۰ نمونه سنگی، به روش نمونه برداری انتخابی^۲ در صحرا برداشت شد. نام‌گذاری ریزرخساره‌های کربناته مقاطع نازک میکروسکوپی با استفاده از تقسیم بندی (دانهام، ۱۹۶۲) صورت گرفتند. شناسایی، رده‌بندی و تفکیک ریز رخساره‌ها و محیط رسوبی با استفاده از مدل رخساره‌ای رمپ فلوگل (فلوگل و

طور کم و جزئی در برخی از مقاطع نازک متعلق به این ریزخساره پلوییدهای میکروبی، به صورت درجا باعث ایجاد فابریک گرومولوس^۶، شده‌اند. فابریک‌های چشم پرنده‌ای و لخته‌ای^۷ در برخی مقاطع این ریزرخساره نیز مطالعه شدند (شکل ۷ a). این بافت مربوط به محیط سوپراتایدال است (آدابی و همکاران، ۲۰۱۵؛ فلوگل و مونیک، ۲۰۱۰).

جلیک‌های موجود در بخش جزرو مدی با عمل تخمیر منجر به ایجاد فابریک فنسترال به صورت حفره حفره درون رسوبات گلی شده و این ریز-رخساره را تشکیل داده‌اند. در بیشتر موارد این حفرات توسط سیمان پر شده است. این ریزرخساره قابل انطباق با (RMF 23) مدل رسوب‌گذاری فلوگل است.

A2-انکوئید پکستون^۸: عملکرد جلیک‌ها در محیط جزرومدی باعث ایجاد پوشش میکریتی در اطرف بیوکلاست‌های موجود در این ریزرخساره شده است (شکل ۷ b). اصلی‌ترین فسیل‌ها شامل جلیک، پلاسی پود، گاستروپودها و بیوکلاست‌های متبلور شده هستند که بر اثر دیاژنز ساختارهای داخلی و اجزا فسیل‌ها دچار انحلال و مجدداً متبلور شده‌اند. در برخی از بخش‌ها شکستگی‌هایی وجود دارد که به‌عنوان مجرا برای انتقال سیال عمل کرد و در نهایت با سیالات سیمانی شده‌اند. شکستگی‌ها و سیمانی شدن از رویدادهای دیاژنزی موجود در این ریزرخساره می‌باشند. هرچند این ریزرخساره می‌تواند به محیط لاگون نیز تعلق داشته باشد اما توجه به ریزرخساره‌های پیرامون، این ریزرخساره به محیط جزرومدی تعلق داشته و منطبق با (RMF21) در مدل رسوب‌گذاری فلوگل است.

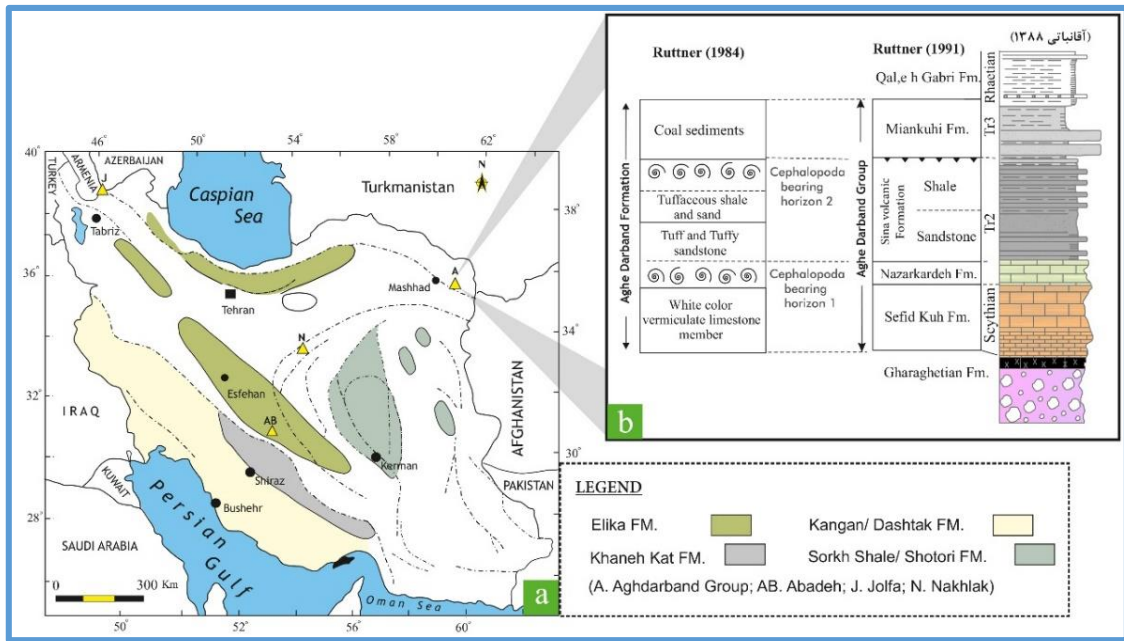
مقابل یکدیگر در سازند سفیدکوه و در برش کال فقیر، حاکی از کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی برای این سازند است. قرارگیری نمونه‌های کربناته سازند سفیدکوه در حوالی محدوده رسوبات آراگونیتی آهک‌های گوردون تاسمانیا (استرالیا) و مزدوران ایران حاکی از تشکیل این سازند در شرایط محیطی مشابه با سازند مزدوران می‌باشد. نسبت Sr/Ca در مقابل Mn حاکی از یک سیستم دیاژنتیکی بسته تا کاملاً باز است. بالا بودن نسبت Sr/Na تاییدی بر ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی است. وجود الییدهای قالبی^۴ و سیمان هم ضخامت حاشیه‌ای این نتیجه‌گیری را در مطالعات پتروگرافی تایید می‌کند.

ریزرخساره‌ها و مدل رسوب‌گذاری

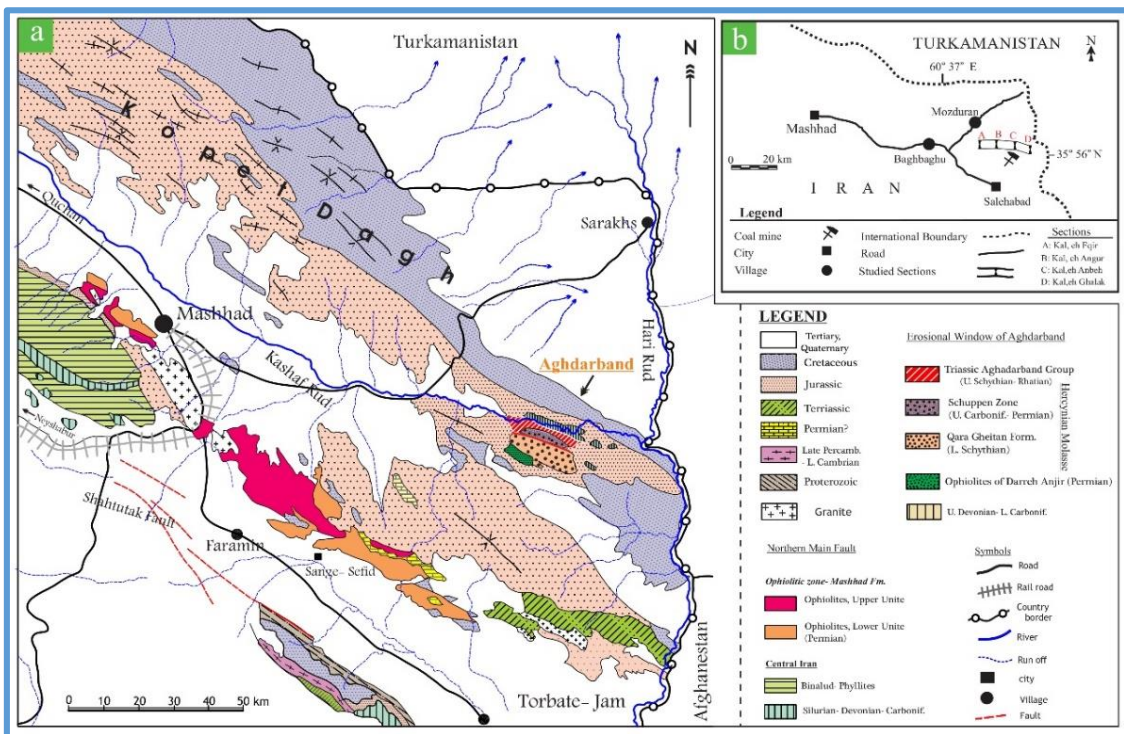
مطالعه پتروگرافی ۳۲۰ مقطع نازک در چهار برش سطح الارضی از سازند سفیدکوه در پنجره آق‌دریند جهت تفسیر و ارائه مدل رسوبی با توجه به مدل‌های رسوب‌گذاری فلوگل (فلوگل و مونیک، ۲۰۱۰) و مدل رسوبی ویلسون (ویلسون، ۲۰۱۳)؛ مدل رسوب‌گذاری این سازند منطبق با رمپ فلوگل (فلوگل و مونیک، ۲۰۱۰) می‌باشد. بر این اساس در ادامه ریزرخساره‌ها کم‌عمق حوضه رسوبی به سمت محیط عمیق توضیح داده می‌شوند. مدل رسوبی همراه با ریزرخساره‌های مطالعه شده در (شکل ۸ a) نمایش داده شده است که در کل این محیط به یک حوضه فشارشی (شکل ۸ b) تعلق دارد.

رمپ درونی

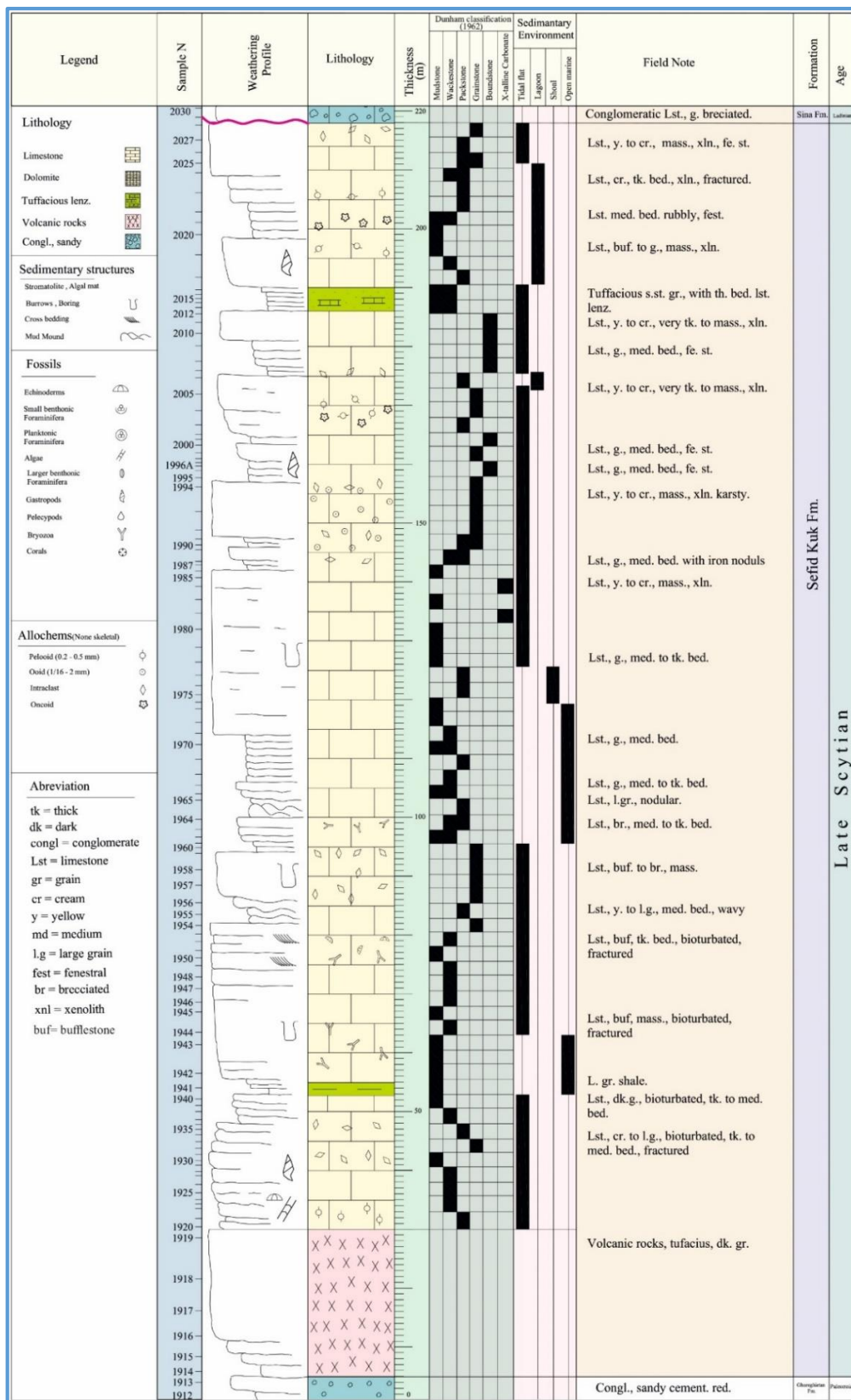
A1-فنسترال مادستون^۵: این ریزرخساره عمدتاً متشکل از مادستون همراه با ساختارهایی چون فنسترال، گرومولوس و فابریک چشم پرنده است. به



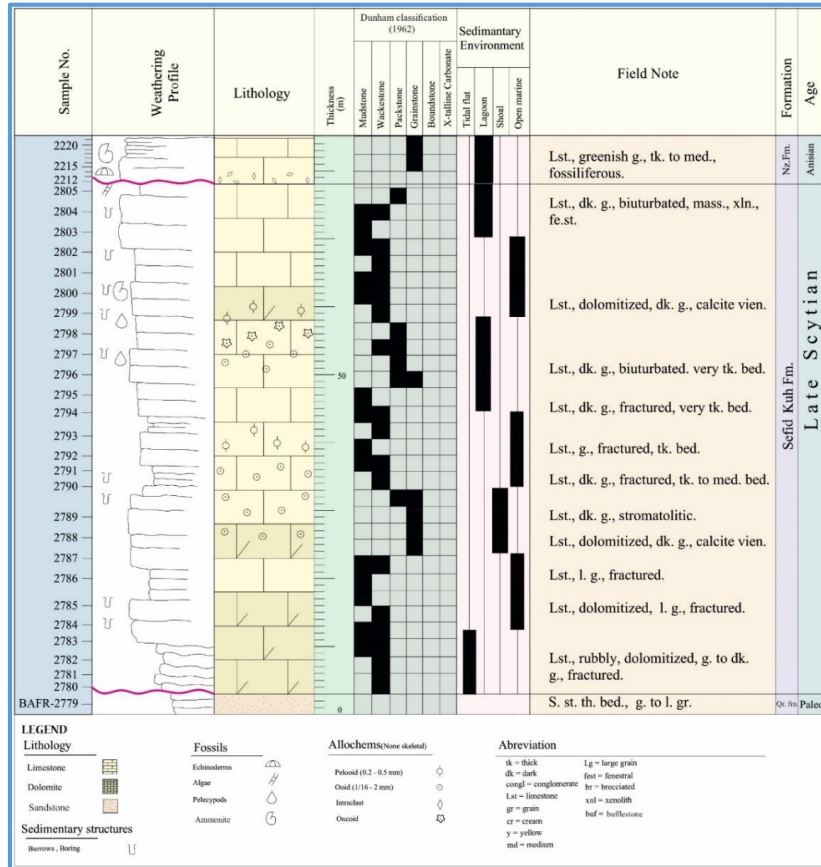
شکل ۱: (a) پراکندگی رسوبات تریاس در نقاط مختلف ایران (با تغییرات از سید امامی، ۲۰۰۳؛) (b) ستون چینش‌شناسی رسوبات تریاس در پنجره تکتونیکی آق در بند (شمال شرق ایران) توسط مطالعات محققین پیشین (لیاقت، ۱۳۹۴).



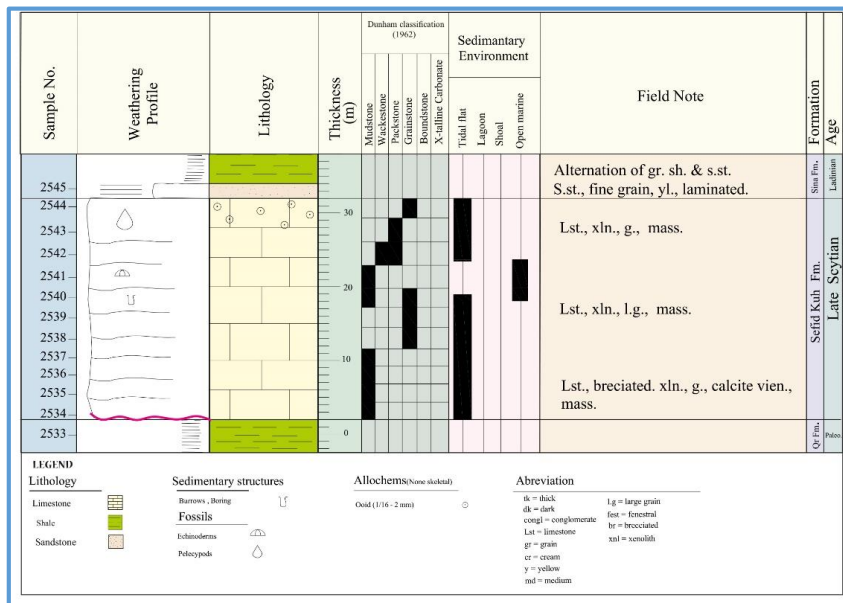
شکل ۲: (a) موقعیت کپه داغ و پنجره فرسایشی آق در بند، در شمال شرق ایران (با تغییرات از روتنر، ۱۹۹۱؛) (b) چهار برش مطالعه شده از سازند سفیدکوه (لیاقت، ۱۳۹۱).



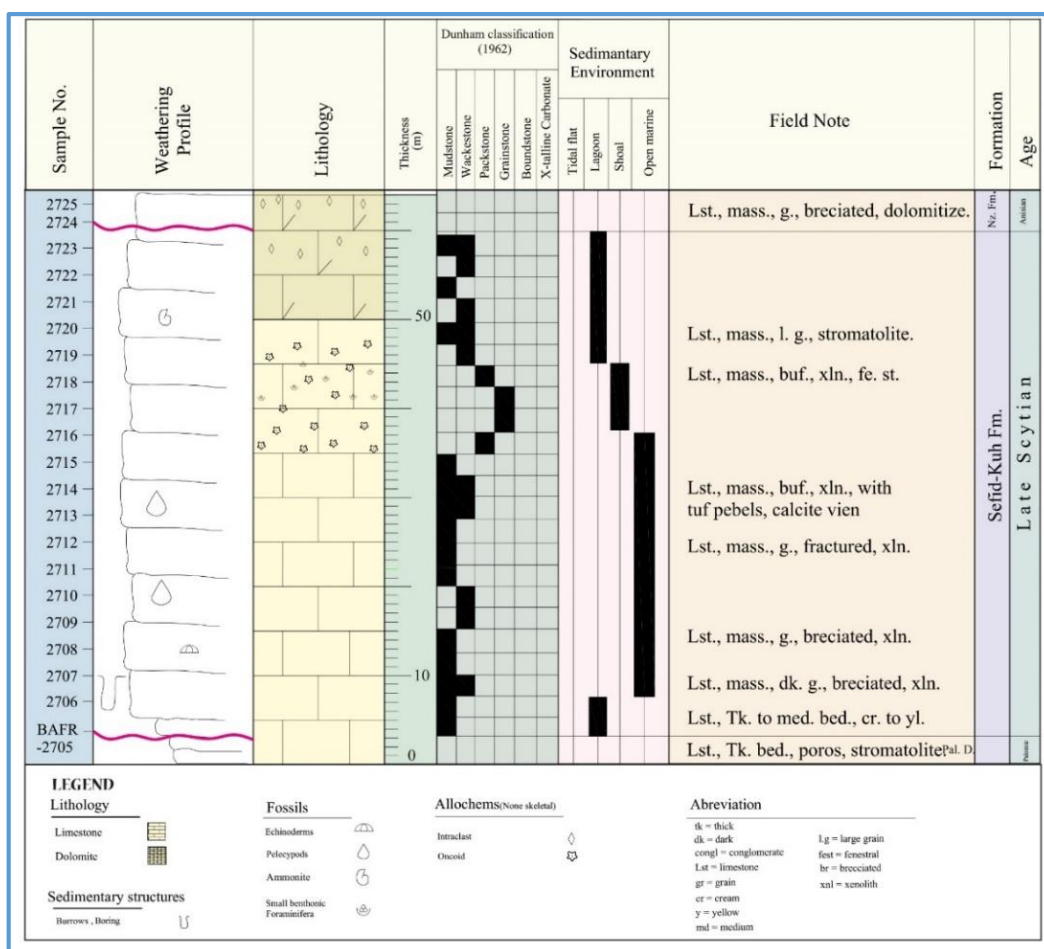
شکل ۳: ستون چینه‌شناسی سازند سفیدکوه در برش کال فقیر (لیاقت، ۱۳۹۱).



شکل ۴: ستون چینه‌شناسی سازند سفیدکوه در برش کال انگور (لیاقت، ۱۳۹۱).



شکل ۵: ستون چینه‌شناسی سازند سفیدکوه در برش کال عنابه (لیاقت، ۱۳۹۱).



شکل ۶: ستون چینه‌شناسی سازند سفیدکوه در برش کال گالک (لیاقت، ۱۳۹۱).

پیرامون این ریزرخساره در طول ستون چینه‌شناسی ریزرخساره‌های جزرومدی شناخته شدند (لیاقت، ۱۳۹۱).

A4-آیید گرین استون^{۱۰}: فراوانی بالای آییدها بیش از حدود ۶۰ درصد و نیز اینتراکلیست‌ها (کمتر از ۵ درصد) که به طور پراکنده در زمینه‌ای از سیمان واقع شده، از ویژگی‌های این ریزرخساره است (شکل ۷ d). آییدها بیشتر از نوع سطحی^{۱۱}، بوده که در کنار آن‌ها انواع شعاعی نیز تا حدودی وجود دارد. ویژگی بارز این آییدها وجود لایه‌های میکریتی و اسپارایتی متناوب پیرامون هسته متبلور شده است که نشان دهنده‌ی تغییرات شوری آب در زمان تشکیل می‌باشد؛ که این ویژگی خاص آیید-های موجود در کانال‌های واقع در محیط

A3-بیوکلاست و کستون با آشفستگی زیستی^۹: گاهی اوقات در پهنه جزرومدی میکروب‌ها به صورت گسترده وجود دارد و با توجه به بالا بودن مواد آلی در این قسمت مکان مناسبی برای موجودات مختلف مانند شکم‌پایان و یا برخی دوکفه‌ای‌ها است (شول و اسپرینگ، ۱۹۹۸). در پهنه جزرومدی برش کال انگور از سازند سفیدکوه بخش‌هایی از رسوبات در برگیرنده فسیل دوکفه‌ای‌ها با فراوانی حدود ۵ تا ۱۰ درصد و یا شکم‌پایان بوده که با توجه به ترکیب آراگونیت یا کلسیت پرمینیم دچار انحلال و سیمانی شده‌اند. در بخش‌هایی که این فسیل‌ها وجود دارند عملکرد آشفستگی زیستی نیز وجود دارد (شکل ۷ c). موقعیت این ریزرخساره در محدوده اینترتایدال در نظر گرفته شده است. در

B3- بیوکلاست پلویید گرین استون^۶: بیوکلاست‌های متنوع و فراوان در اندازه‌های گوناگون که تحت تاثیر دیاژنز قرار گرفته و دچار انحلال شده‌اند همراه با سیمان کلسیت شفاف در زمینه همراه با مقدار کمی میکریت، از عناصر موجود در این ریزرخساره می‌باشند (شکل ۷ g). پلوییدها ما بین بیوکلاست‌ها قرار دارند. شکم‌پایان در برش طولی و عرضی، قطعاتی از اکینودرم‌ها و دیگر بیوکلاست‌ها با پیرامونی میکریتی شده (کورتویید)، جلبک داسی-کلاداسه و فرامینیفرها میکریتی شده عمده اجزای این ریزرخساره می‌باشند. انحلال و سیمانی شدن بیوکلاست‌ها و فسیل‌ها، میکریتی شدن برخی بیوکلاست‌ها عمده‌ترین تاثیر دیاژنزی موجود در این ریزرخساره هستند. این ریزرخساره به نواحی لاگون نزدیک سد^{۱۷} با ارتباط آزاد با دریای باز در سازند سفیدکوه در نظر گرفته شد.

C1- ایید گرین استون: این ریزرخساره دارای فراوانی بالای اییدها (بیش از ۶۰ درصد) از قبیل اییدهای مماسی^{۱۸}، می‌باشد (شکل ۷ h). عدم یکدست بودن مقطع نازک این ریزرخساره از لحاظ ساختی عملکرد دیاژنز را نشان می‌دهد، به طوری که در بخش‌هایی سیمانی شدن و انحلال به مقدار زیاد تاثیرگذار بوده و نتیجه آن تشکیل ایید قالبی^{۱۹}، و یا انحلال کامل اییدها و زمینه می‌باشد. وجود سیمان اسپاریتی از جنس کلسیت در زمینه نشان دهنده تشکیل این ریزرخساره در محیط پر انرژی می‌باشد. این ریزرخساره در برش‌های چینه‌شناسی کال فقیر و کال انگور مطالعه شد. از فرآیندهای دیاژنزی تراکم، که باعث تغییر شکل اییدها، سیمانی شدن پس از تراکم که باعث فاصله گرفتن اییدها، انحلال و سیمانی شدن اییدها، دولومیتی شدن هسته اییدها و یا تشکیل سیمان دولومیتی ما بین ذرات موجود در این ریزرخساره می‌باشند.

اینترتایدال است (ویلسون، ۲۰۱۳). این ریزرخساره در برش کال فقیر و به دنبال رسوبات نواحی جزرومدی در طول ستون چینه‌شناسی قرار گرفته و در ادامه آن رسوبات محیط لاگون قرار گرفته‌اند. **B1- پلویید پکستون**^۲: این ریزرخساره اساسا حاوی آلوکم‌های متعلق به لاگون می‌باشد که می‌توان در این میان کوپرولیت^{۱۳} و پلت، دانه‌های اگرگات و یا جلبک‌ها، فرامینیفرهایی که به سبب میکریتی شدن ناشناخته هستند، شکم‌پایان و استراکودا که در این محیط وجود دارند را نام برد (شکل ۷ e). به مقدار بسیار اندکی (کمتر از ۵ درصد) برخی از بیوکلاست‌های موجود در این محیط بر اثر فعالیت جلبک‌ها دارای پوشش میکریتی شده و به انکوئید تبدیل شده و ذرات پلت به طور نامنظم و پراکنده در بخش‌های مختلف وجود دارد. لازم به ذکر است که تاثیر موجودات در این ریزرخساره باعث ایجاد به هم ریختگی زیستی شده است.

B2- بیوکلاست پکستون با آشفستگی زیستی^{۱۴}: آشفستگی زیستی شدید، وجود فرامینیفرها و شکم-پایان در این ریزرخساره غالب است. نکته مورد توجه وجود غیر منتظره فسیل سفالوپودا (آمونیت) در این ریزرخساره می‌باشد؛ که وجود آن ناشی از نحوه زندگی این موجودات شناگر است که همراه با جریان آب به صورت جابه جا شده^{۱۵} به این قسمت وارد شده‌اند (شکل ۷ f). این ریزرخساره منطبق با (RMF20) در مدل رسوبی فلوگل می‌باشد. وجود آشفستگی زیستی موجب به هم خوردگی بافت اصلی شده که در نتیجه تخلخل و تراوایی به هم خورده و در این قسمت‌ها پدیده سیمانی شدن نسبت به دیگر بخش‌ها زیادتر می‌باشد. فرآیندهای دیاژنز علاوه بر به هم ریختگی زیستی شامل انحلال پوسته فسیل‌های مربوط به مناطق کم عمق مانند شکم‌پایان و دیگر بیوکلاست‌ها و گاه میکریتی شدن آن‌ها می‌باشد.

موجود در این قسمت و بر جای ماندن فسیل و آثار آن‌ها پس از مرگ و میر می‌باشد (بوگس، ۲۰۱۵). در این ریزرخساره آثار به هم‌ریختگی زیستی ناشی از فعالیت موجودات مخصوصاً آثار کرم‌ها در مقطع طولی و عرضی، و ساختار ناهمگن که گاهی به تشکیل میکریتم درجا منجر شده وجود دارد آثار به هم‌ریختگی هم‌ریختگی زیستی در رسوبات نرم^{۲۳} و نیز سرپولیدها حاکی از تشکیل این عوارض در محیطی کم انرژی در زیر قاعده امواج طوفانی^{۲۴} در دریای باز می‌باشد.

D3-پکستون با سوزن اسفنج^{۲۵}: در این ریزرخساره خرده‌های ذرات اسفنج به صورت پراکنده در یک مادستون قهوه‌ای رنگ پراکنده شده‌اند. این ریز-رخساره در بخش‌های عمیق دریای باز قرار دارد. خرده‌های اسفنج شامل سوزن‌های اسفنج در برش-های عرضی و طولی در این ریزرخساره وجود دارد. این ریزرخساره قابل انطباق با (RMF3) در مدل رسوب‌گذاری رمپ فلوگل است. ریز شکستگی‌ها نیز در این ریزرخساره وجود دارد که با کلسیت پر شده است (شکل ۷ k). اسفنج‌ها که می‌توانند به عنوان کلنی‌های غالب در بخش‌های عمیق شیب حوضه تا اعماق بیش از ۵۰۰ متر باشند (وستفال و همکاران، ۲۰۱۰). در سازند سفیدکوه با توجه به موقعیت آن در ستون چینه‌شناسی و ریزرخساره‌های پیرامون در محیط رمپ خارجی در نظر گرفته شده‌اند.

D4-اکی‌نودرم آمونیت وکستون^{۲۶}: این ریزرخساره که قابل انطباق با (RMF4) در مدل فلوگل است از زمینه کاملاً میکریتمی تشکیل شده، حاوی قطعات خرده شده فسیل سرپایان (آمونیت) و تا حدودی اکی‌نودرم است. از طرفی ریزرخساره‌های مجاور نیز نشان می‌دهند که این ریزرخساره متعلق به بخش-های دریای باز و با توجه به فسیل‌ها (آمونیت و اکی‌نودرم) منطبق با رمپ بیرونی است. انحلال و سیمانی شدن آمونیت‌ها و شکستگی‌های پر شده با

این ریزرخساره قابل انطباق با (RMF29) مدل فلوگل است.

رمپ میانی

D1-بیوکلاست اکی‌نودرم گرین‌استون: این ریز-رخساره اساساً با ویژگی‌های خود نشان دهنده ارتباط آزاد بین محیط لاگون و دریای باز در سازند سفیدکوه بوده و یا به عنوان ریزرخساره سد به طرف دریا^{۲۱} در نظر گرفته می‌شود. این ریزرخساره تا حدودی قابل انطباق با (RMF27) در مدل رسوب-گذاری رمپ فلوگل است. عمده‌ترین فسیل موجود در این ریزرخساره خرده‌ها و قطعات اکی‌نودرم می‌باشند. شکم‌پایان همراه با موجودات حساس به شوری مانند براکیوپودا، دوکفه‌ای‌ها که شرایط مساعد برای حفظ شدن آن‌ها یک محیط دریای باز است (بورلیک، ۲۰۱۵)، فسیل‌های موجود در این بخش می‌باشند. از ذرات آواری می‌توان کانی‌های فلدسپار با فراوانی کمتر از ۵ درصد که تا حدودی گرد شده‌اند، را نام برد. سیمانی شدن اصلی‌ترین فرآیند دیاژنز است (شکل ۷ i).

رمپ خارجی

D2-مادستون با آشفستگی زیستی: در نگاه کلی این رخصاره از سنگ آهک روشن رنگ که در بخش-هایی به علت وجود استیلولیت‌ها و بر جای ماندن مواد آلی و ناخالصی‌های دیگر به رنگ تیره در آمده و در آن به هم ریختگی شدید زیستی وجود دارد. از ویژگی رسوبات زمان تریاس وجود آثار کرم^{۲۱} که در اکثر رسوبات در مناطق مختلف دنیا در این زمان گزارش شده است (مونتی، ۱۹۹۵) اساساً این ریز-رخساره متعلق به پشته‌های گلی^{۲۲} می‌باشد (شکل ۷ j) و قابل انطباق با (RMF8) فلوگل است. نکته بارز در مورد این پشته‌ها بالا بودن تمرکز باکتری‌ها که به تشکیل میکریتم منجر شده‌اند. حضور پوسته استراکودا و یا دوکفه‌ای‌های پوسته نازک و نیز کرم-ها به خاطر تغذیه این موجودات از میکروب‌های

خود شکل تا نیمه شکل (شکل ۱۰ g)، بلورهای بی‌شکل (شکل ۱۰ h)، همراه با بلورهای دولومیت نوع S (شکل ۱۰ i) مشاهده شدند. بلورهای دولومیت زین‌اسبی یا باروک که مربوط به مرحله دیاژنز تدفینی می‌باشد و دارای خاموشی موجی هستند نیز (برثویت و همکاران، ۲۰۰۴؛ آدابی و همکاران، ۲۰۱۵) در این سازند تشخیص داده شدند (شکل ۱۰ j). از دیگر فرآیندهای دیاژنز در این سازند می‌توان به ددولومیتی شدن (شکل ۱۰ k)، هماتیته شدن (شکل ۱۰ l) و نیز میکریته شدن (شکل ۱۱ a)، استیلولیت‌ها (شکل ۱۱ b)، رگه‌ها (پر شده از دولومیت) (شکل ۱۱ c)، تخلخل حفره-ای (شکل ۱۱ d)، پیریتی شدن (شکل ۱۱ e) و فسفاتی شدن (شکل ۱۱ f) اشاره نمود.

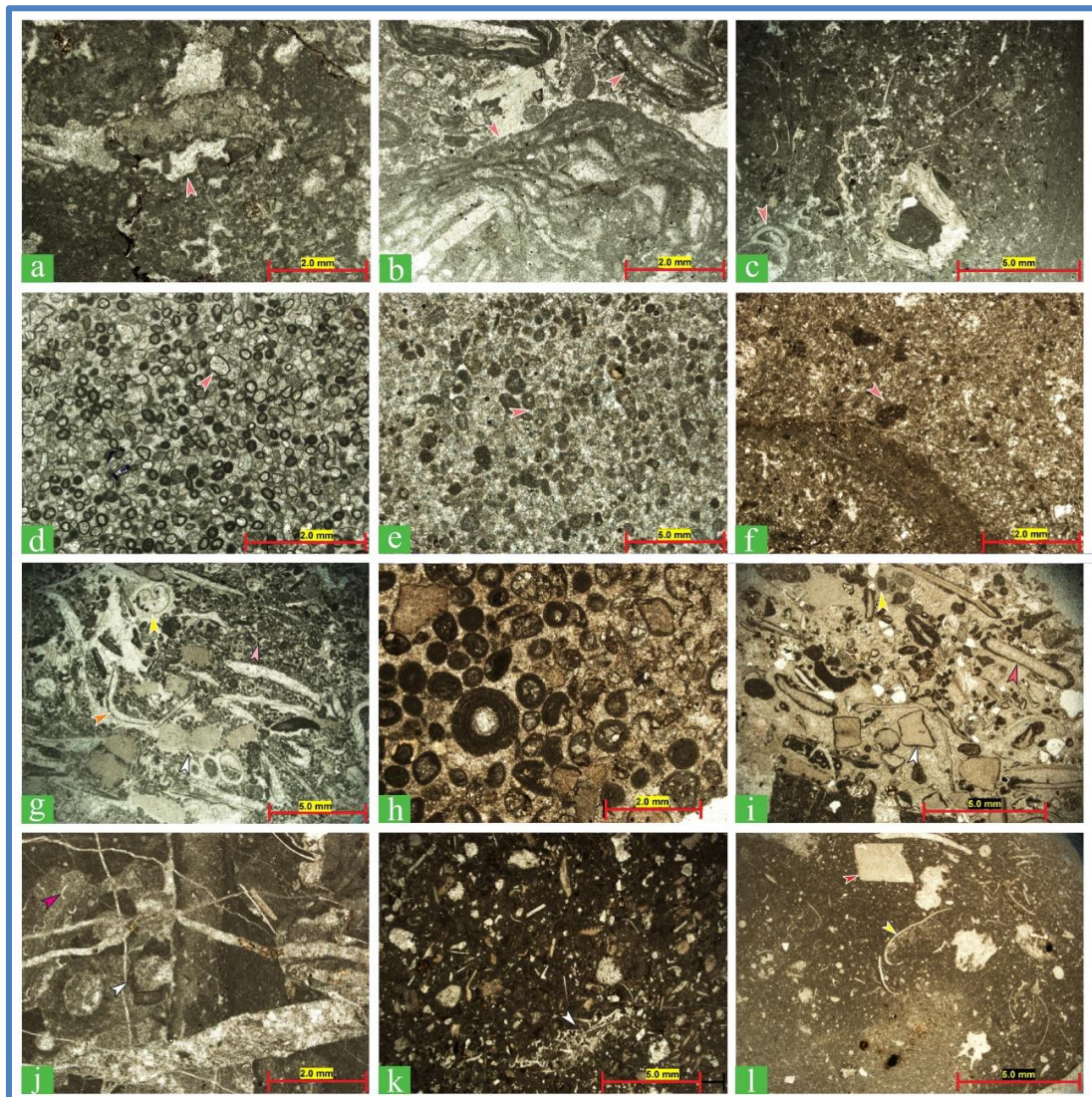
مطالعات ژئوشیمی

عناصر اصلی شامل (Ca, Mg) و عناصر فرعی از قبیل (Fe, Mn, Na, Sr) اساس آنالیزهای انجام شده بر روی نمونه‌های انتخاب شده می‌باشد. در این مطالعه آنالیزهای ژئوشیمیایی جهت شناخت کانی‌شناسی اولیه، سیستم دیاژنزی و تغییرات عناصر در نمونه‌های مورد مطالعه است. با توجه به تأثیرات دیاژنز بر روی سنگ‌ها و دگرسان شدن آن-ها تشخیص مینرالوژی اولیه کلسیتی و آراگونیتی سنگ امکان‌پذیر نمی‌باشد (آدابی، ۱۳۹۰)؛ لذا یکی از اهداف آنالیزهای ژئوشیمیایی دسترسی به این مهم می‌باشد. در مجموع تعداد ۵۰ نمونه مادستون و میکریته از سازند سفیدکوه در برش کال فقیر انتخاب شد (جدول ۱). این مطالعات شامل تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌ها به صورت نمودار-هایی ارائه می‌شود و با محدوده‌های ارائه شده توسط محققین دیگر مقایسه می‌گردد.

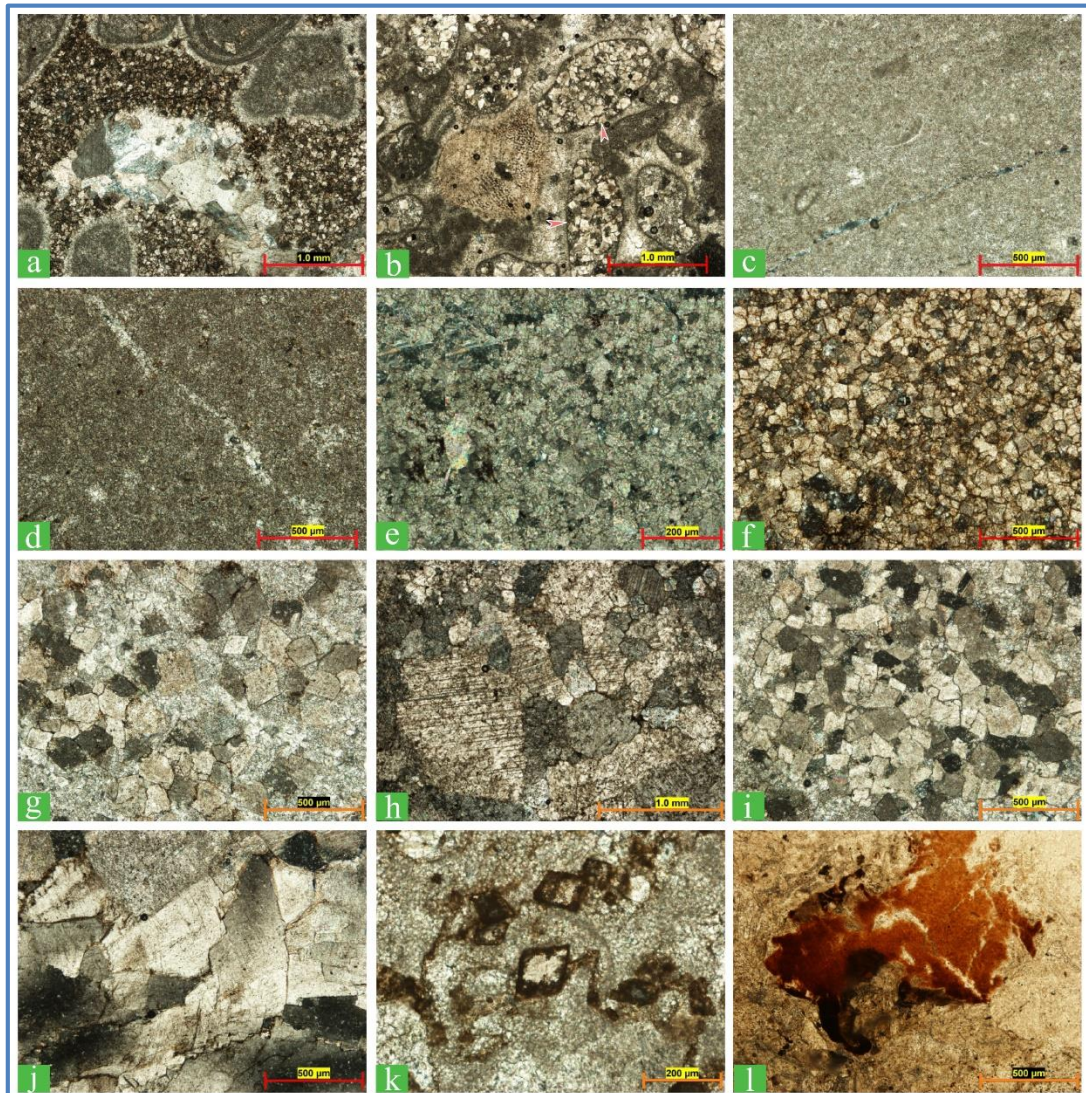
سیمان، اصلی‌ترین فرآیندهای دیاژنزی در این قسمت می‌باشند (شکل ۱۷ l).

فرآیندهای دیاژنزی

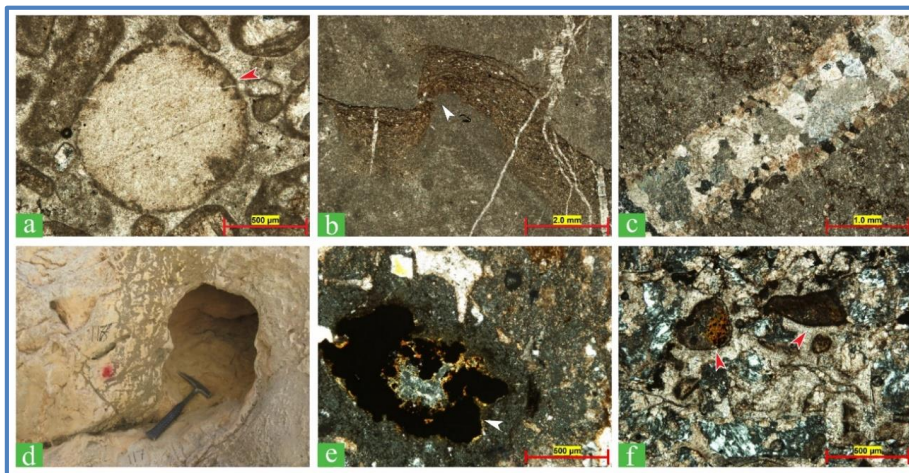
فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی که موجب تغییر ویژگی رسوبات در زمان رسوب‌گذاری و حتی پس از نهشته‌شدن می‌گردد، را دیاژنز گویند (مراد و همکاران، ۲۰۱۳). این فرآیندها در سه محیط دیاژنز دریایی، تدفینی و جوی در رسوبات تاثیرگذار است (زارزا و تانر، ۲۰۱۰). فرآیندهای دیاژنزی متنوعی در سازند سفیدکوه وجود داشته (لیاقت، ۱۳۹۱)، که مهم‌ترین آن‌ها به شرح زیر است. فرآیند سیمانی شدن در این سازند بسیار گسترده بوده که از جمله می‌توان به سیمان دروزی (شکل ۹ a) که مربوط به محیط متائوریک-تدفینی است، پوئیکیلوتوپیک (شکل ۹ b) که مربوط به محیط تدفینی است، هم‌ضخامت (شکل ۹ c) مربوط به محیط دریایی و احتمالاً مشخصه کانی‌شناسی آراگونیتی است، هم محور در (شکل ۹ d) مربوط به محیط دریایی، فیبری (شکل ۱۱ e)، هم‌بعد (شکل ۹ f)، دندان‌سگی (شکل ۹ g) با ترکیب آراگونیتی (مور و همکاران، ۲۰۱۳)، بلوکی (شکل ۹ h) محیط متائوریک، ثقلی محیط متائوریک (شکل ۹ i)، منشوری (شکل ۹ j)، تیغه‌ای (شکل ۹ k) محیط دریایی، پخشی (شکل ۹ l) محیط دریایی اشاره نمود. یکی دیگر از گسترده‌ترین فرآیندهای دیاژنز در این سازند دولومیتی شدن است که به اشکال و انواع گوناگون در چهار برش از این سازند مشاهده شده است. این فرآیند به صورت انتخاب شده توسط فابریک (شکل ۱۰ a و b) می‌باشد. با توجه به تقسیم‌بندی (آدابی، ۲۰۰۹) پنج نوع دولومیت در این سازند شناخته شده است (شکل ۱۰ c تا f و شکل ۱۰ h). هم‌چنین انواعی از بلورهای دولومیت



شکل ۷: ریزرخساره های مطالعه شده در سازند سفید کوه، (a) ریزرخساره فنسترال مادستون پهنه جزرومدی، (b) ریزرخساره انکوئید پکستون، (c) ریزرخساره بیوکلاست وکستون با آشفستگی زیستی (نماد قرمز نشان دهنده شکم پا)، (d) ریزرخساره ایید گرین استون مربوط به کانال های جزرومدی (نماد قرمز نشان دهنده انحلال و سیمانی شدن ایید و تشکیل اییدهای قالبی است، که حاکی از ترکیب اولیه آراگونیتی است)، (e) ریزرخساره پلویید پکستون محیط لاگون، (f) ریزرخساره پلویید پکستون با آشفستگی زیستی محیط لاگون (نماد قرمز نشان دهنده فاورینا)، (g) ریزرخساره بیوکلاست پلویید گرین استون (نماد زرد: گاستروپود، نماد قرمز: پوسته دوکفه ای و نماد صورتی پلویید. (h) ریزرخساره ایید گرین- استون محیط سدی، (i) ریزرخساره بیوکلاست اकिनودرم گرین استون، (j) ریزرخساره مادستون با آشفستگی زیستی (نماد سفید نشان دهنده پوسته استراکد و نماد قرمز آثار لوله های کرمی را نشان می دهند، (k) ریزرخساره پکستون با سوزن اسفنج، (l) ریزرخساره اकिनودرم آمونیت وکستون رمپ بیرونی.



شکل ۱۰: دولومیتی شدن از انواع انتخاب کننده فابریک که در (a) زمینه و در (b) در بیوکلاست‌ها صورت گرفته است. با توجه به تقسیم‌بندی دولومیت‌ها توسط (آدابی و همکاران، ۲۰۰۹)، (c) دولومیت نوع ۱ (دولومیکرایت): ۵ میکرون، (d) دولومیت نوع ۲ (دولومیکرواسپاریت): (۱۶-۴ میکرون)، (e) دولومیت نوع ۳ (دولواسپاریت): (۱۶-۶۴ میکرون)، (f) دولومیت نوع ۴ (دولومیت دانه درشت): (۶۴-۱۲۵ میکرون)، (g) بلورهای دولومیت خودشکل و نیمه شکل‌دار، (h) بلورهای دولومیت بی‌شکل، و به هم فشرده با مرزهای چند بخشی، (i) بلورهای دولومیت صفحه‌ای از نوع (S)، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل با مرزهای مشترک مستقیم با چندین نقطه اتصالی، (j) دولومیت زین اسبی یا باروک با سطوح بلوری منحنی شکل که در نور پلاریزه، نیز خاموشی موجی یا جارویی قوی را نشان می‌دهند، (k) ددولومیتی شدن دولومیت (انحلال دولومیت و یا جانشینی آن با کلسیت یا کلسیتی شدن)، (l) فرآیند هماتیستی شدن در رسوبات سازند سفیدکوه در برش کال‌غالک.



شکل ۱۱: (a) قطعه‌ای از یک اکینودرم که از پیرامون تحت تاثیر فرآیند میکریتی شدن قرار گرفته است، (b) استیلولیت شدن در رسوبات سازند سفیدکوه (استیلولیت نوع دم اسبی)، (c) سیمان دولومیتی پر کننده رگه: نسل اول ریز بلورتر و از سیال با آهن بیشتر تشکیل شده و دولومیت‌های نسل دوم به سمت مرکز رگه درشت تر می‌باشند، (d) یک حفره حاکی از انحلال در کربنات‌های سازند سفیدکوه و تشکیل تخلخل حفره‌ای، (e) پیریته شدن، (f) فسفاتی شدن.

و فلهلیان با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار گرفته است.

سدیم: اختلاف زیادی بین سدیم در کربنات‌های حاره‌ای عهدحاضر، کربنات‌های مناطق معتدله عهدحاضر، سنگ‌های آهکی حاره‌ای اردوئیسین گوردن تاسمانیا و سنگ‌های آهکی مربوط به مناطق نیمه قطبی سرد پرمین وجود دارد (برند و وایزر، ۱۹۸۰). تمرکز سدیم در رسوبات عهد حاضر به عواملی همچون درجه شوری، تفریق بیوشیمیایی، اثرات جنبشی^{۲۹}، نقص بلورین، ترکیب کانی‌شناسی و عمق آب بستگی دارد (رائو و آدابی، ۱۹۹۲). مقادیر سدیم با افزایش شوری، عمق آب و میزان آراگونیت افزایش می‌یابد (آدابی، ۱۳۹۰). مقدار Na در نمونه‌های سازند سفیدکوه به طور میانگین (۴۹۳ پی پی ام) در تغییر است. ترسیم مقادیر سدیم در مقابل استرانسیوم (شکل ۱۲ a) نشان می‌دهد که عمده نمونه‌های آهکی سازند سفیدکوه در محدوده سروک، فلهلیان و مزدوران بوده که این تاییدی بر ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی است.

مقادیر عناصر فرعی و اصلی

استرانسیوم: میزان عنصر استرانسیوم^{۲۷} در نمونه‌های کربناته مناطق حاره‌ای عهد حاضر بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی پی ام در تغییر است (میلیمن، ۱۹۷۴). این مقدار در نمونه‌های کل کربناته^{۲۸} مناطق معتدله بین ۱۶۰۰ تا ۵۰۰۰ پی پی ام (به طور متوسط ۳۲۵۰ پی پی ام) می‌باشد (آدابی، ۱۳۹۰). مقدار استرانسیوم با افزایش میزان آراگونیت افزایش و با افزایش میزان کلسیت کاهش می‌یابد (رائو و آدابی، ۱۹۹۲؛ اسدی و آدابی، ۲۰۱۳؛ آدابی و همکاران، ۲۰۱۵). میانگین مقدار این عنصر در نمونه‌های میکرایتی سازند سفیدکوه در حدود ۱۱۵۶ پی پی ام در تغییر است. این مقدار پایین‌تر از مقادیر نمونه‌های عهدحاضر است، زیرا استرانسیوم در طی دیاژنز متائوریکی کاهش می‌یابد (آدابی و رائو، ۱۹۹۱). مقایسه نمونه‌های آهکی سازند سفیدکوه با محدوده سنگ‌های آهکی سازند مزدوران نیز صورت گرفت (شکل ۱۲ a). به دلیل تشابه کانی‌شناسی، عمده نمونه‌های آنالیز شده در نزدیکی محدوده‌های نمونه‌های آهکی اردوئیسین گوردن تاسمانیا، مزدوران و درون نمونه‌های سروک

نسبت استرانسیم به سدیم (Sr/Na) در مقابل Mn

نسبت استرانسیم به سدیم در مقابل مقدار منگنز در کربنات‌های حاره‌ای و غیر حاره‌ای قدیم و حاضر موجب تفکیک این دو نوع کربنات از یکدیگر می‌شوند (رائو، ۱۹۹۱؛ رائو و آدابی، ۱۹۹۲). در کربنات‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر مقدار منگنز پایین و نسبت استرانسیم به سدیم بالا ($2/9$ تا 5 ، متوسط 4) می‌باشد و این در حالی است که در کربنات‌های کلسیتی معتدله عهد حاضر عکس این حالت رخ می‌دهد یعنی مقدار منگنز بالا و نسبت استرانسیم به سدیم پایین (حدود یک، $0/4$ تا $1/3$) است (آدابی و رائو، ۱۹۹۱). مقدار Sr/Na در نمونه‌های آهکی سازند سفیدکوه با میانگین $5/8$ تغییر می‌کند. تغییرات عنصری Sr/Na در مقابل Mn نمونه‌های آهکی سازند سفیدکوه محدوده سازند سفیدکوه با محدوده آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر (میلیمن، ۱۹۷۴)، سنگ‌های آهکی مزدوران مربوط به بخش کم عمق حوضه (آدابی و رائو، ۱۹۹۱)، سنگ آهک‌های گوردون تاسمانیا (رائو، ۱۹۹۱)، آهک‌های نیمه قطبی 30 پرمین تاسمانیا (رائو، ۱۹۹۱)، مقایسه شده است. نسبت Sr/Na در نمونه‌های آهکی سازند سفیدکوه حاکی از ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی می‌باشد (شکل ۱۲ f)، قرار گرفته‌اند.

نسبت استرانسیم Sr/Mn در مقابل Mn بترست در سال ۱۹۷۵ پیشنهاد کرده است که دیاژنز در سنگ‌های آهکی یک فرآیند انحلال مرطوب 31 و ته نشست مجدد می‌باشد. در اثر انحلال آراگونیت و کلسیت دارای منیزیم زیاد نیمه پایدار و تبدیل آنها به کلسیت کم منیزیم پایدار، مقادیر Sr کاهش یافته و بالعکس تمرکز Mn افزایش خواهد یافت. این فرآیند در سطح زمین و توسط نفوذ آب‌های متاوریکی به مقدار زیادی تسهیل می‌گردد (مور و

منگنز: مقدار منگنز در سنگ‌های آهکی سازند سفیدکوه با میانگین $632/25$ پی پی ام در تغییر است (شکل ۱۲ b). کربنات‌های آراگونیتی واقع در دریا‌های گرم و کم عمق دارای Mn پایینی هستند (کمتر از 50 پی پی ام) (آدابی، ۱۳۹۰)، درحالی که مقدار آن در نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر بیش از 300 پی پی ام است (رائو و آدابی، ۱۹۹۲؛ رائو و امینی، ۱۹۹۵). بالا بودن مقدار منگنز در رسوبات سازند سفیدکوه ناشی از دیاژنز متاوریکی و کم عمق بودن حوضه که خود موجب بالا بودن نرخ رسوب‌گذاری می‌باشد. علاوه بر این انحلال و دگرسانی بیشتر باعث افزایش تولید Mn می‌گردد (آدابی و همکاران، ۲۰۱۵). تغییرات Mn در برابر Na نیز در نمونه‌های آهکی سازند سفیدکوه در (شکل ۱۲ c) نشان داده شده است. در این شکل محدوده سازند سفیدکوه با محدوده‌های ارائه شده برای سنگ‌های آهکی مزدوران مربوط به بخش کم عمق حوضه (آدابی و رائو، ۱۹۹۱). محدوده آراگونیتی عهد حاضر (میلیمن، ۱۹۷۴) کربنات‌های معتدله عهد حاضر (رائو و امینی، ۱۹۹۵) مقایسه شده است. نمونه‌های آهکی سازند سفیدکوه در محدوده نمونه‌های آراگونیتی با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی قرار گرفته است (شکل ۱۲ b).

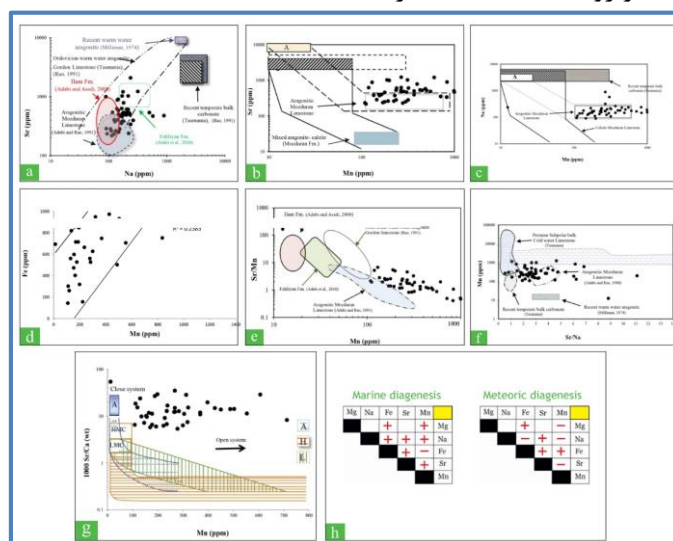
آهن: مقدار آهن در کلسیت و آراگونیت زیستی نسبت به کلسیت و آراگونیت غیرزیستی افزایش چشمگیری دارد. این افزایش عمدتاً به دلیل تفریق بیولوژیکی می‌باشد (آدابی، ۱۳۹۰). میانگین مقادیر آهن در سنگ‌های آهکی سازند سفیدکوه 419 پی پی ام می‌باشد. ترسیم مقادیر Fe در برابر Mn یک روند خطی افزایشی را نشان می‌دهد (شکل ۱۲ d). این افزایش در ارتباط با باز بودن سیستم دیاژنتیکی و تاثیرات فرآیندهای دیاژنز متاوریکی در سازند سفیدکوه می‌باشد.

برابر Mn، روند دیاژنز در سیستم‌های بسته و باز قابل تعیین است. روندهای دیاژنتیکی برای آراگونیتی (Ar)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) که به وسیله آب‌های متاوریک تثبیت شده‌اند در (شکل ۱۲ g) نشان داده شده است. در سیستم دیاژنزی باز با افزایش تبادلات آب به سنگ میزان Sr/Ca کاهش یافته و در نتیجه میزان Sr/Ca فازهای دیاژنزی کمتر از ترکیبات اولیه خواهد بود (آدابی و همکاران، ۲۰۱۵؛ اسدی و آدابی، ۲۰۱۳). در حالی که در سیستم‌های دیاژنتیکی بسته تا نیمه‌بسته^{۳۲} فعل و انفعالات آب و سنگ کم است لذا نسبت Sr/Ca فازهای دیاژنزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه نخواهد داشت. به طور کلی کاهش منگنز در کلسیت دیاژنتیکی نشانگر بسته بودن سیستم دیاژنتیکی می‌باشد (برند و وایزر، ۱۹۸۰) و افزایش منگنز نشان دهنده باز بودن سیستم دیاژنتیکی و تاثیر آب‌های احیاکننده می‌باشد. در نمونه‌های آهکی سازند سفیدکوه به دلیل بالا بودن مقادیر Sr/Ca و نیز بالا بودن مقادیر منگنز، چنین به نظر می‌رسد که این نمونه‌ها تحت تاثیر دیاژنز متاوریک در یک سیستم دیاژنتیکی بسته تا کاملا باز قرار گرفته‌اند.

همکاران، ۲۰۱۳) و باعث پایین آوردن نسبت Sr/Mn می‌شود. بنابراین ترسیم نسبت Sr/Mn در مقابل Mn می‌تواند به عنوان معیاری مفید برای تخمین میزان انحلال سنگ‌ها مورد استفاده قرارگیرد (رائو، ۱۹۹۱). در (شکل ۱۲-e) میزان Sr/Mn در برابر Mn ترسیم شده است. در این نمودار محدوده‌های آهک‌های آراگونیتی سازند مزدوران (آدابی و رائو، ۱۹۹۱)، سازند فهلیان (آدابی و همکاران، ۲۰۱۰) و سازند ایلام (آدابی و اسدی، ۲۰۰۸) با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی ترسیم شده است. به طوری که دیده می‌شود اکثر نمونه‌ها در محدوده‌ی جدا از آهک‌های عنوان شده واقع شده‌اند و حاکی از دگرسانی بیشتر به دلیل سیستم دیاژنتیکی نسبتا باز و انحلال بیشتر در نمونه‌های مورد مطالعه است.

نسبت استرانسیوم به کلسیم (Sr/Ca) در مقابل Mn

فرآیند دیاژنز در سنگ‌های کربناته می‌تواند باعث ازدیاد یا کاهش در عناصر اولیه و ایزوتوپ‌های موجود در سنگ‌های کربناته در مقایسه با کربنات‌های اولیه شود، که این خود وابسته به تاثیر آب‌های جوی، ورود آب‌های زیر زمینی و پارامترهای دفنی است (زارزا و ترنر، ۲۰۱۰). از روی نسبت Sr/Ca در



شکل ۱۲: نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی در رسوبات سازند سفیدکوه (برای توضیحات به متن رجوع شود).

ختم می‌شود. این سازند در سه برش کال انگور، کال عنابه و کال غالک دارای ضخامت‌های متفاوتی بوده و نیز مرزهای فوقانی و تحتانی متفاوتی دارد. مقایسه رخساره‌ها در چهار برش کال فقیر، کال انگور، کال غالک و کال عنابه از سازند سفیدکوه بیانگر تشکیل رسوبات آن در یک رمپ هم‌شیب کربناته دارای محیط‌های پهنه جذرمدی تا کمر بند رخساره‌ای دریای باز می‌باشد. فرآیندهای دیاژنتیکی مختلفی نظیر انحلال، سیمانی شدن، تراکم (فیزیکی و شیمیایی)، نئومورفیسم، دولومیتی شدن و میکرایتی شدن بر روی نهشته‌های کربناته سازند سفیدکوه تاثیرگذار بوده است. براساس مطالعات پتروگرافی ۵ نوع دولومیت شامل دولومیکرایت، دولومیکرواسپارایت، دولواسپارایت، دولومیت زین اسبی و سیمان دولومیتی در این سازندها شناسایی شده است. نتایج حاصل از آنالیز-های عنصری و ترسیم این مقادیر در کنار یکدیگر حاکی از این است که آهک‌های سازند سفیدکوه در برش کال فقیر دارای کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی و بوده است. قرارگیری نمونه‌های کربناته سازند سفیدکوه در حوالی محدوده رسوبات آراگونیتی آهک‌های گوردون تاسمانیا (استرالیا)، مزدوران ایران حاکی از تشکیل این سازند در شرایط محیطی مشابه با سازند مزدوران بوده، که به لحاظ موقعیت مکانی و محل تشکیل می‌تواند قابل توجه باشد.

سپاسگزاری

در این جا از مدیریت محترم اکتشاف شرکت ملی نفت ایران و مدیریت پژوهش و فناوری این سازمان به جهت حمایت مالی و همکاری برای فراهم نمودن امکانات لازم، مدیریت گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهیدبهشتی تهران به سبب در اختیار گذاشتن امکانات آزمایشگاهی صمیمانه سپاسگزاری می‌گردد.

تفکیک محیط‌های مختلف دیاژنتیکی براساس مطالعات ژئوشیمی عنصری

محققین بسیاری در خصوص اهمیت عناصر اصلی و فرعی در تشخیص محیط‌های رسوبی و دیاژنتیکی مطالب جامعی را ارائه نموده‌اند. از آنجایی که ترکیب شیمیایی سنگ آهک‌ها انعکاسی از شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر محیط رسوبی و اثرات بعدی دیاژنتیکی است، روند اطلاعات عنصری می‌تواند اطلاعاتی در خصوص ماهیت و تاریخچه دیاژنتیکی موثر بر کربنات‌ها بعد از عمل رسوب-گذاری ارائه نماید. اصولاً تغییرات شیمیایی در کربنات‌ها در محدوده محیط‌های دریایی، متائوریکی و یا تدفینی قرار دارند و هریک دارای ویژگی‌های شیمیایی خاصی هستند. برای تشخیص محیط‌های دیاژنتیکی نهشته‌های کربناته، می‌توان از نمودارهای عنصر در مقابل عنصر استفاده نمود. واینفیلد و همکاران ۱۹۹۶ از تلفیق داده‌های عنصری منتشر شده در مجلات مختلف توانسته‌اند از روی شیب رگرسیون خطی^{۳۳} روندهای مثبت و منفی عناصر در مقابل عناصر^{۳۴} را تعیین نموده و بر همین اساس محیط‌های دیاژنتیکی دریایی، متائوریکی و تدفینی را از یکدیگر تفکیک نمایند. روندهای رسم شده عناصر در مقابل یکدیگر برای محیط‌های دیاژنتیکی آهکی سازند سفیدکوه نشان دهنده می‌دهد که فرآیند غالب دیاژنتیکی از نوع دیاژنز متائوریکی و دریایی می‌باشد (شکل ۱۲ h).

نتیجه‌گیری

سازند سفیدکوه در برش کال فقیر حدود ۲۱۵ متر ضخامت دارد و دارای سن اسکیتین پسین بوده که دارای لیتولوژی آهکی، شامل آهک نازک لایه، متوسط لایه، دولومیتی که شامل دولومیت نازک لایه متوسط لایه است که در قاعده با دگرشیبی بر روی سازند قره قیطان و در راس به سازند نظرکرده

جدول ۱: نتایج آنالیز ژئوشیمی ۵۰ نمونه آهکی از سازند سفید کوه در برش کال فقیر.

Sample No.	Ca (%)	Mg (%)	Sr (ppm).	Na (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)
1922	36.25	3.2	1030.97	216.99	1102.77	312.58
1924	36.04	16.6	606.73	216.99	1377	238.41
1925	36.21	4.2	538.04	180.57	973.61	426.49
1926	38.38	0.96	1030	170.49	715.27	188.07
1927	38.52	27	2093.6	237.57	694.44	12.5
1937	40	8.5	610.77	204.1	948.61	320.52
1938	-	0	501.68	146.96	748.61	368.21
1939	-	0	283.5	154.8	665.27	235.76
1940	38.38	9.1	489.56	200.18	527	283.44
1941	38	174.3	525.92	229.31	2802	450.33
1942	-	289	376.43	168.81	1069.44	227.81
1945	40	102.4	404.71	124.55	473.61	153.64
1950	-	137	517.84	172.73	1156.94	264.9
1952	-	41	630.97	167.69	865.27	267.54
1959	-	475	340.06	238.84	2677.77	826.49
1960	35	7.5	469.63	154.8	2373	998.67
1962	-	116	505.72	190.1	3965	990.72
1963	38	-5.9	283.5	107.74	1048.61	317.88
1964	-	9.6	485.52			
1965	-	170	1212	176.65	3294	606.62
1966	40	86.3	788.55	180.57	2361	397.35
1968	35.07	92.7	1228.95	317.83	1815	267.54
1969	-	0	534	210.82	1069.44	235.76
1969	-	16	461.27	170.49	861	177.48
1971	36.94	0	881.48	141.36	561.11	129.8
1972	11.77	0	218	113.35	302.77	111.52
1980	35.96	-0.375	235	94.3	144.44	108.6
1982	-	-19.3	263	131.83	156.94	222.51
1984	40	-12	287.54	90.94	1448.61	145.69
1988	38.28	0	251.17	148.64	527.77	177.48
1994	-	10	582.49	146.4	502.77	487.41
1995	-	-0.5	538	501.03	1765	1157
1996	-	-14.4	489.56	233.8	706.94	553.64
1999	36.63	0	521.88	196.23	931.94	503.31
2001	-	-17.7	626.93	138.56	261.11	119.2
2002	34.37	-15	404.71	143.6	402.77	164.63
2008	39	-2.1	384.51	178.89	819.61	135.09
2009	39	0	376.43	128.47	598.61	156.29
2010	34	0	998.63	89.82	319.44	198.67
2011	36.49	26	396.63	264.05	1056.94	368.21
2012	-	1	352.18	166.01	881.94	712.58
2013	-	27.8	469.36	575.53	2848	304.63
2014	38.75	60	477	894.86	3265	267.54
2019	-	2.1	529.96	188.42	911.11	235.76
2023	-	-12.8	263.29	111.11	848.61	193.37
2024	40	-3.7	253.5	141.92	627.77	299.33
2025	-	-13	230.97	123.43	561.11	278.14
2027	32	0	901.68	146.4	752.77	834.43
2028	40	0	542	116.71	1211	1252
2030	-	-1.6	239.057	220.91	715.27	169.53

پانوشت

- | | |
|------------------------------------|---|
| 1-Imbricated zone | 19-Oomould |
| 2-Selective sampling | 20-Seaward shoal |
| 3-Subtropical | 21-Worm tube |
| 4-oomould | 22-Mud Mounds |
| 5-Fenestral Mudstone | 23-Burrow |
| 6-Gromelus | 24-SWWB |
| 7-Clotted fabric | 25-Sponge packstone |
| 8-Oncoïd packstone | 26-Echinoderm ammonite wackestone |
| 9- Bioturbated bioclast wackestone | 27-Sr |
| 10-Ooid grainstone | 28-Bulk Carbonate |
| 11-Super facial ooids | 29-Kinetic effects |
| 12-Peloid Packstone | 30-Sub polar |
| 13-Coprolite (faverina) | 31-Wet dissolution |
| 14-Bioturbated bioclast wackestone | 32-Closed and Semi-closed diagenetic system |
| 15-Rework | 33-Slope of linear regression |
| 16-Bioclast peloid packstone | 34-Element-element |
| 17-Leeward shoal | |
| 18-Concentric ooids | |

منابع

- لیاقت، م.، ۱۳۹۱. "محیط رسوبی، دیاژنز، ژئوشیمی و چینهننگاری سکانسی سازندهای سفید-کوه و نظرکرده در پنجره تکتونیک آق در بند، شرق حوضه کپه داغ"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۳۴۱ ص.
- آدابی، م.ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، چاپ دوم، ۵۰۳ ص.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۸. فرهنگ چینهنشناسی ایران: انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ص. ۵۴۹-۵۹۲.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۹۰. واحدهای تکتونواستراتیگرافی ایران: سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ص. ۷.
- Adabi, M.H., Kakemem, U. and Sadeghi, A., 2015. Sedimentary facies, depositional environment, and sequence stratigraphy of Oligocene–Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran): Carbonates and Evaporites, v. 23 (2), p. 1-17.
- Adabi, M.H., 2009. Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh, and N.E. Iran: Carbonates and evaporates, v. 24(1), p.16-32.
- Adabi, M.H. and Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran: Sedimentary Geology, v. 72, p. 253-167.
- Adabi, M.H., Salehi, M.A. and Ghobeishavi, A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Foemation), Southwest Iran, Journal of Asian Earth Sciences, v. 39, p. 148-160.
- Adabi, M.H. and Mehmandosti, E.A., 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid

- area, Izeh, SW Iran. *J. Asian Earth Sciences*, v. 33, p. 267-277.
- Afshar-Harb, A., 1979. The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopet-Dagh region Northern Iran, A Thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy in petroleum geology, University of London, 316 p.
- Afshar-Harb, A., 1980. Prediction of oil and gas zones in the Kopet Dag region – northeast Iran, National Iranian Oil Company.
- Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K. and Lasemi, Y., 1997. The Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin, *Geological Society of America, Bulletin*, v. 109, p. 1563-1575.
- Asadi, E. and Adabi, M.H., 2013. Application of geochemical data as evidence of water-rock interaction in the Sarvak Formation, Izeh Zone, Zagros, Iran: *Procedia Earth and Planetary Science*, v. 7, p. 31-37.
- Balini, M., Nicora, A., Berra, F., Garzanti, E., Levera, M., Mattei, M. and Mossavvari, F., 2009. The Triassic stratigraphic succession of Nakhlak (Central Iran), a record from an active margin: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 312(1), p. 287-321.
- Bathurst, R.G.C., 1975. *Carbonate Sediments and their Diagenesis*, Developments in Sedimentology, v. 12, Elsevier, Amsterdam, 658 p.
- Baud, A. and Brander, R., 1991. "The Sefid Kuh limestone- A late Lower Triassic carbonate ramp (Aghdarband, NE Iran)", *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, v. 38: p. 111-123.
- Baud, A., Stampfli, G. and Steen, D., 1991. The Triassic Aghdarband group: Volcanism and geological evolution, *Abhandlungen der geologischen Bundesanstalt*, v. 38, p. 125-137.
- Bjørlykke, K., 2015. *Petroleum Geoscience: from Sedimentary Environments to Rock Physics* (2nd edition): Springer-verlag Berlin Heidelberg, 508 p.
- Boggs, S.J., 2015. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy* (6th edition): University of Oregon., 660 p.
- Braithwaite, C.J., Rizzi, G. and Darke, G., 2004. The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs: introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 235(1), p. 1-6.
- Brand, U. and Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, II: stable isotopes, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, p. 987-997.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 36. p. 491-505.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture: *American Association of Petroleum Geology*, v. 1, p. 108-121.
- Flügel, E. and Munnecke, A., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*: Springer, Berlin, 1006 p.
- Henrix, M.S. and Gregory, A.D., 2001. *Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central and Eastern Asia*, The Geological Society of America. *Memoir* 194, 441 p.
- Krystyn, L. and Tatzreite, R.F., 1991. Middle Triassic ammonoids from Aghdarband (NE-Iran) and their paleobiogeographical significance. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, v. 38, p. 139-163.
- Monty, C.L.V., Bosence, D.W.J. and Pratt, B.R., 1995. *Carbonate Mud-Mounds_ their origin and evolution*:

- International Association of Sedimentologists, 537 p.
- Moore, C.H. and Wade, W.J., 2013. Carbonate Reservoirs, Porosity and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework (2nd edition): Developments in Sedimentology, No. 67: Elsevier New York, 347 p.
- Morad, S., Ketzer, J.M. and De Ros, L.F., 2013. Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy: An Integrated Tool for Understanding and Predicting Reservoir Quality Distribution: SEPM, Wiley Blackwell, 522 p.
- Rao, C.P., 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia: Carbonates and Evaporites, v. 10, p. 114-123.
- Rao, C.P. and Adabi, M.H., 1992. Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia, Marine Geology, v. 103, p. 249-272.
- Rao, C.P. and Amini, Z.Z., 1995. Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonates, western Tasmania, Australia: Carbonates and Evaporites, v. 10, p. 114-123.
- Ruttner, A.W., 1984. The pre-Liassic basement of the eastern Kopet Dagh range: Neuse Jahrbuch fur geologie und palantologie", Abhandlungen, v.168, p. 256-268.
- Ruttner, A.W., 1991a. "Geology of the Aghdarband area (Kopet Dagh NE Iran)", Abhandlungen Der Geologischen Bundesanstalt, v. 38, p. 7-79.
- Ruttner, A.W., 1991b. "The Triassic or Aghdarband (Aq Darband) and its Pre-Triassic Frame, ICPG Project. No. 73/1/14. 252 p.
- Ruttner, A.W., 1993. "Southern borderland of Triassic Laurasia in northeast Iran", Geologisches Rundschau, v. 82, p. 110-120.
- Scholle, P. and Spearing, D., 1998. Sandstone Depositional Environments. Tulsa, Oklahoma 74101, U.S.A. American Association of Petroleum Geology. #31, 404 p.
- Seyed-Emami, K., 2003. Triassic in Iran: Journal of Facies, v. 48, p. 91-106.
- Westphal, H., Rigel, B. and Eberli, P., 2010. Carbonate depositional systems: Assessing dimensions and controlling parameters: The Bahamas, Belize and the Persian/Arabian Gulf: Springer science+business media, 235 p.
- Wilson, J.L., 2013. (2nd ed.), Carbonate Facies in Geologic History: Springer Berlin, 471 p.
- Winefield, P.R., Nelson, C.S. and Hodder, W.A.P., 1996. Discriminating temperate carbonates and their diagenesis environments using bulk elemental geochemistry a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones, Carbonates and Evaporites, v. 11, p. 19-31.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M. and Muttoni, G., 2009. The Cimmerian evolution of the Naxos-Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin: Geological Society, London, Special Publications, v. 312(1), p. 261-286.
- Zarza, A.M. and Tanner, L.H., 2010. Carbonates in Continental Settings Geochemistry, Diagenesis and Applications: Elsevier, 319 p.