

کانی‌شناسی اولیه و شرایط محیطی سازند آقچاگیل بر اساس آنالیز ژئوشیمی عنصری در جنوب شرق حوضه خزر

بهزاد سلطانی^۱، بیژن بیرانوند^{۲*}، سیدرضا موسوی حرمی^۳، جواد هنرمند^۴ و فرید طاعتی^۵

۱- دانشجوی دکترا، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران

۲ و ۴- استادیار پژوهشگاه صنعت نفت، تهران

۳- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد

۵- اداره زمین‌شناسی، شرکت ملی نفت خزر، تهران

نویسنده مسئول: biranvandb69@gmail.com

نوع مقاله: پژوهشی

دریافت: ۹۸/۹/۹ پذیرش: ۹۸/۱۱/۱۴

چکیده

نهشته‌های پلیوسن در شمال ایران شامل واحدهای چینهای چلکن و آقچاگیل از مهم‌ترین عناصر سیستم نفتی در حوضه خزر هستند. واحد چلکن دارای رخساره قاره‌ای و عمدتاً درشت‌دانه با سن پلیوسن پیشین- میانی و واحد آقچاگیل شامل رخساره کربناته- تخریبی سفیدرنگ و سن پلیوسن پسین می‌باشد. در این مطالعه، سه رخمون آق‌بند، سوملی دره و یلی بدراق به عنوان بیش‌ترین ضخامت و قدیمی‌ترین توالی‌های ترشیری در شمال شرقی گنبد کاووس (جنوب شرق حوضه خزر) برداشت شده‌اند. هدف اصلی این پژوهش، تعیین کانی‌شناسی اولیه و تحلیل شرایط محیطی سازند آقچاگیل با استفاده از نتایج ژئوشیمی عنصری در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. تغییرات مقادیر عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های آهکی سازند آقچاگیل و مقایسه آن با نتایج ارائه شده توسط مطالعات مشابه، بیانگر کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی و کلسیت پرمینیزیم است. تغییرات نمودار Sr/Ca در برابر Mn حاکی از وجود یک سیستم دیاژنتیکی نیمه‌بسته در زمان رسوب‌گذاری سازند آقچاگیل در حوضه می‌باشد. مقادیر بالای Mn در نمونه‌های گل‌غالب نشان‌دهنده شرایط نیمه‌احیایی و مقدار پایین Mn و میزان بالای Sr در نمونه‌های دانه‌غالب برش‌های مورد مطالعه بیانگر تأثیر دیاژنز جوی (انحلال زیاد) در حوضه رسوبی می‌باشند. مقایسه مقادیر عناصر اصلی و فرعی با مقادیر استاندارد و میانگین آن‌ها در حوضه‌های رسوبی مختلف، بیانگر نیمه بسته بودن حوضه رسوبی در زمان رسوب‌گذاری سازند آقچاگیل بوده و شوری کمتر حوضه به سمت بالای توالی ناشی از ورود آب شیرین و ارتباط آن با دریاهای باز در برخی از مقاطع زمانی پلیوسن می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: جنوب شرق حوضه خزر، سازند آقچاگیل، ژئوشیمی رسوبی، دیاژنز، محیط‌رسوبی

پیشگفتار

دسترس نمی‌باشد. از طرفی، با توجه به قرارگیری رسوبات ترشیری حوضه خزر در عمق زیاد و عدم دسترسی مستقیم به آن‌ها، به منظور شناخت بهتر روند تکاملی این حوضه از دیدگاه تکتونیک و ژئودینامیک، درک زمین‌شناسی مناطق احاطه کننده آن امری ضروری می‌باشد. فعالیت مغزه‌گیری واحدهای چینهای پالتوسن و پلیوسن در حفاری‌های حوضه خزر تاکنون به دلایل مختلفی (از جمله ماهیت سست و منفصل رسوبات) با مشکلات فراوانی همراه بوده است. از این‌رو، لزوم مطالعات ژئوشیمی رسوبی به منظور درک جامع محیط‌رسوبی و جغرافیای دیرینه در رخمون‌های همجوار در منطقه دو چندان می‌باشد. لازم به ذکر است که به دلیل پوشش گیاهی وسیع و گاهی رسوبات آبرفتی، رخمون‌های

نهشته‌های پلیوسن در کشورهای همجوار حوضه خزر از جمله بخش‌های شمالی ایران متشکل از واحدهای چینهای چلکن و آقچاگیل بوده که از مهم‌ترین عناصر سیستم نفتی در این حوضه به شمار می‌آیند (اسمیت روج، ۲۰۰۶). در سال‌های اخیر حوضه خزر به ویژه بخش ایرانی آن به‌عنوان یکی از مناطق با پتانسیل هیدروکربنی مناسب مورد توجه ویژه قرار گرفته و مطالعات اکتشافی در آن آغاز گردیده است. علی‌رغم اهمیت فوق‌العاده رسوبات سیستم نفتی خزر (سازندهای چلکن، آقچاگیل، آپشرون) در کشورهای همجوار، اطلاعات مناسبی از مشخصات سنگ‌شناسی، محیط‌رسوبی، دیاژنز و کیفیت مخزنی، توزیع و گسترش مکانی رخساره‌های آن در

چندانی از سازندهای پلیوسن وجود نداشته و اطلاعات و داده زمین‌شناسی این منطقه بسیار ناچیز بوده و عمدتاً محدود به داده‌های خرده‌حفاری و اطلاعات ژئوفیزیکی می‌باشد.

اتحاد و طاعتی (۱۳۹۶) سازند آقچاگیل را با توجه به سنگ‌شناسی متراکم و فشردگی خوب آن، به عنوان پوش‌سنگ اصلی در حوضه خزر جنوبی و آخرین مرحله پیش‌رونده دریای پاراتیس معرفی نموده که از نظر سنگ‌شناسی شامل گل‌سنگ‌های خاکستری، گاهی سیلتی/آهکی، با میان لایه‌های ماسه‌سنگ آهکی دانه ریز و سنگ‌آهک میکرایتی و به ندرت دارای توف‌های ولکانیکی خاکستری تا آبی می‌باشد. سن واحد آقچاگیل با توجه به تعیین سن صورت گرفته از توف و خاکسترهای آتشفشانی در محدوده ۳/۴ تا ۶ میلیون سال می‌باشد (ون‌باک، ۲۰۱۰). احسانی (۱۳۸۴) لیتوفاسیس‌ها و بیوفاسیس‌های موجود در توالی چینه‌ای آقچاگیل در شمال‌شرق گنبد کاووس را مطالعه و آن را به صورت یک توالی پسروده با حداکثر ضخامت ۲۰ متر، معرفی نموده و بر اساس وجود فسیل‌های *Globigerinoides*، *Cardium*، *Pullenia praecursor*، *fistulosus*، *dombra*، سن پلیوسن پسین را برای آن در نظر گرفته است. وی بر اساس مطالعات ماکروسکوپی و میکروسکوپی، ۶ نوع رخساره شامل کنگلومرای بایوکلاستی مربوط به فلات قاره (بخش دورتر از ساحل)، وکستون بایوکلاستی و پکستون اینتراکلاستی بایوکلاستی متعلق به بخش حاشیه ساحلی و گرینستون اینتراکلاستی، گرینستون بایوکلاستی و گرینستون آئیدی متعلق به بخش جلویی ساحل را شناسایی و گزارش نموده و بر این اساس، الگوی رسوبی این سازند را به محیط‌های حاشیه ساحلی^۱ با ماهیت پسروده نسبت داده است. بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی، بیواستراتیگرافی و پالئوآکولوژی انجام شده در منطقه دشت‌مغان، سازند آقچاگیل در بخش قاعده دارای رخساره قاره‌ای بوده و به سمت بالا به رخساره‌های کم عمق شونده دریایی تبدیل می‌گردد (مغفوری‌مقدم، ۱۳۷۹). محیط‌رسوبی سازند آقچاگیل در دشت‌مغان به سیستم رودخانه‌ای و دریاچه‌ای نسبت داده شده است (رفیعی، ۱۳۷۹). این سازند در بخش زیرین عمدتاً شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ

و گل همراه با ساخت‌های رسوبی طبقه‌بندی موازی و مورب مربوط به محیط رودخانه‌ای بوده که فاقد هر نوع فسیل می‌باشد. بخش بالایی این سازند نیز با توجه به تغییر نوع کانی‌های رسی (رفیعی و امین‌سبحانی، ۱۳۸۰) و وجود فسیل‌های آب لب‌شور (مغفوری‌مقدم، ۱۳۷۹) و نبود ساختمان‌های رسوبی بیانگر یک محیط دریاچه‌ای می‌باشد. برش‌های سطحی مطالعه شده در این پژوهش، به عنوان بیش‌ترین ضخامت برداشت شده از رخنمون‌های ترشیری (پلیوسن) در منطقه جنوب‌شرق دریای خزر بوده که به صورت ناپیوسته روی نهشته‌های چین‌خورده کرتاسه قرار گرفته‌اند. ضخامت واحد آقچاگیل در برش‌های مورد مطالعه به ترتیب ۶۲ متر (یلی بدراق)، ۵۸ متر (آق‌بند) و ۳۰ متر (سوملی دره) می‌باشد (شکل ۳). این نهشته‌ها از نظر سنگ‌شناسی شامل تناوبی از کنگلومرا، مادستون، مارن و سنگ‌آهک بایوکلاستی (رخساره‌های پکستون و گرینستون بایوکلاستی و گرینستون پلوییدی/آئیدی) هستند که به صورت توالی‌های درشت‌شونده به سمت بالا و عمدتاً در یک حوضه رسوبی نسبتاً پراثری (حاشیه ساحلی) محیط دریاچه‌ای تشکیل شده‌اند (سلطانی و همکاران، ۱۳۹۷). تغییرات شرایط محیطی و عوامل کنترل‌کننده رخساره‌های رسوبی را می‌توان به صورت دقیق‌تر از طریق تغییرات فراوانی عناصر اصلی و فرعی به دست آورد. تغییرات عناصر کمیاب به ویژه در رسوبات کربناته به دلیل حساسیت زیاد آن‌ها در برابر تغییرات شرایط محیطی به خوبی ثبت می‌شود. توزیع عناصر اصلی و فرعی در سنگ‌های کربناته به عوامل متعددی مانند ترکیب کانی‌شناسی، دما، ترکیب سیالات و شرایط اکسیداسیون و احیا، شدت و تأثیر فرایندهای دیاژنزی بستگی دارد (رائو، ۱۹۹۱؛ ۱۹۹۶). از این‌رو، در این مطالعه، بررسی تغییرات عناصر در رخساره‌های کربناته توالی مورد مطالعه به عنوان معیاری برای تفسیر محیط رسوبی و تأثیر فرایندهای دیاژنزی مورد استفاده قرار گرفته است. تعیین موارد ذکر شده که در ارتباط با محیط رسوبی و دیاژنز حوضه رسوبی هستند، در مطالعات اکتشافی سنگ‌های مستعد مخزنی کاربرد فراوانی دارند. همچنین، تجزیه و تحلیل تغییرات آن‌ها در بررسی‌های مربوط به بازسازی جغرافیای دیرینه، آب و هوای گذشته و بازسازی شرایط محیطی بسیار مؤثر هستند. بر این

^۱Shoreface

می‌باشند (شکل ۱- الف) (آقانباتی، ۱۳۸۶؛ روبرت و همکاران، ۲۰۱۴). برش‌های برداشت شده در این مطالعه شامل: آق‌بند (۴۹ کیلومتری گنبدکاووس)، سوملی دره (۴۷ کیلومتری گنبدکاووس) و یلی بدراق (۵۰ کیلومتری گنبدکاووس) می‌باشند. موقعیت کلی رخنمون‌های برداشت شده در شکل (۱) نشان داده شده است.

از نظر تکتونیکی، تکامل نهایی حوضه خزر در ارتباط با چندین کمربند اصلی کوهزایی شامل قفقاز بزرگ شرقی، تالش، البرز و کپه‌داغ می‌باشد (شکل ۱- الف و ب، برونت و همکاران، ۲۰۰۳). تغییر شکل‌های ساختمانی و فعالیت‌های تکتونیکی در اواخر میوسن باعث جدایی حوضه خزر از آب‌های آزاد گردیده است (آگاه و بیات، ۱۹۷۰؛ روگل، ۱۹۹۹؛ بربریان، ۱۹۸۳؛ جکسون و همکاران، ۲۰۰۲؛ برونت و همکاران، ۲۰۰۳؛ مغفوری‌مقدم، ۲۰۱۳). این تغییرات به کوتاه‌شدگی پوسته، که در نتیجه برخورد بین صفحات اوراسیا و عربستان اتفاق افتاده، نسبت داده شده است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ برونت و همکاران، ۲۰۰۹) به نظر می‌رسد برخورد اولیه دماغه شمالی صفحه عربی با سرزمین‌های شمالی (که ممکن است به اوراسیا متصل بوده باشند) در ائوسن - الیگوسن آغاز گردیده به طوری که راندگی‌های این زمان در شرق آناتولی می‌تواند شاهدهی بر این ادعا باشد (آلن و آرمسترانگ، ۲۰۰۸).

رخساره‌های سنگی پلیوسن در شمال ایران (دشت گرگان، مازندران، گیلان و دشت‌مغان)، از دو واحد سنگ چینه‌ای اصلی (چلکن و آقچاگیل) تشکیل شده‌اند (شکل ۲). واحد چلکن (طبقات قهوه‌ای/ سری‌های تولیدی) با رخساره قاره‌ای و عمدتاً درشت‌دانه، متشکل از طبقات سرخ تا قهوه‌ای رنگ با سن پلیوسن آغازین- میانی و واحد آقچاگیل با رخساره کربناته تخریبی سفیدرنگ و سن پلیوسن پسین، از طبقات بالا و پایین خود قابل تشخیص می‌باشند. مقادیر اقتصادی هیدروکربن (عمدتاً به صورت گاز و تا حدودی نفت) در سازند چلکن گزارش شده است (اسمیت روچ، ۲۰۰۶). در جمهوری آذربایجان، نهشته‌های چلکن به علت تولید فراوان و اقتصادی نفت سبک و گاز به نام سری‌های تولیدی معروف بوده که در حوضه خزر جنوبی شامل مجموعه‌ای از رسوبات با ضخامت بیش از ۶ کیلومتر می‌باشد و عمدتاً در

اساس، اهداف اصلی این پژوهش عبارتند از: ۱- تعیین عناصر اصلی و فرعی و ۲- بررسی شرایط محیطی رسوب‌گذاری سازند آقچاگیل (پلیوسن بالایی) در منطقه جنوب شرق حوضه خزر می‌باشد.

داده‌ها و روش مطالعه

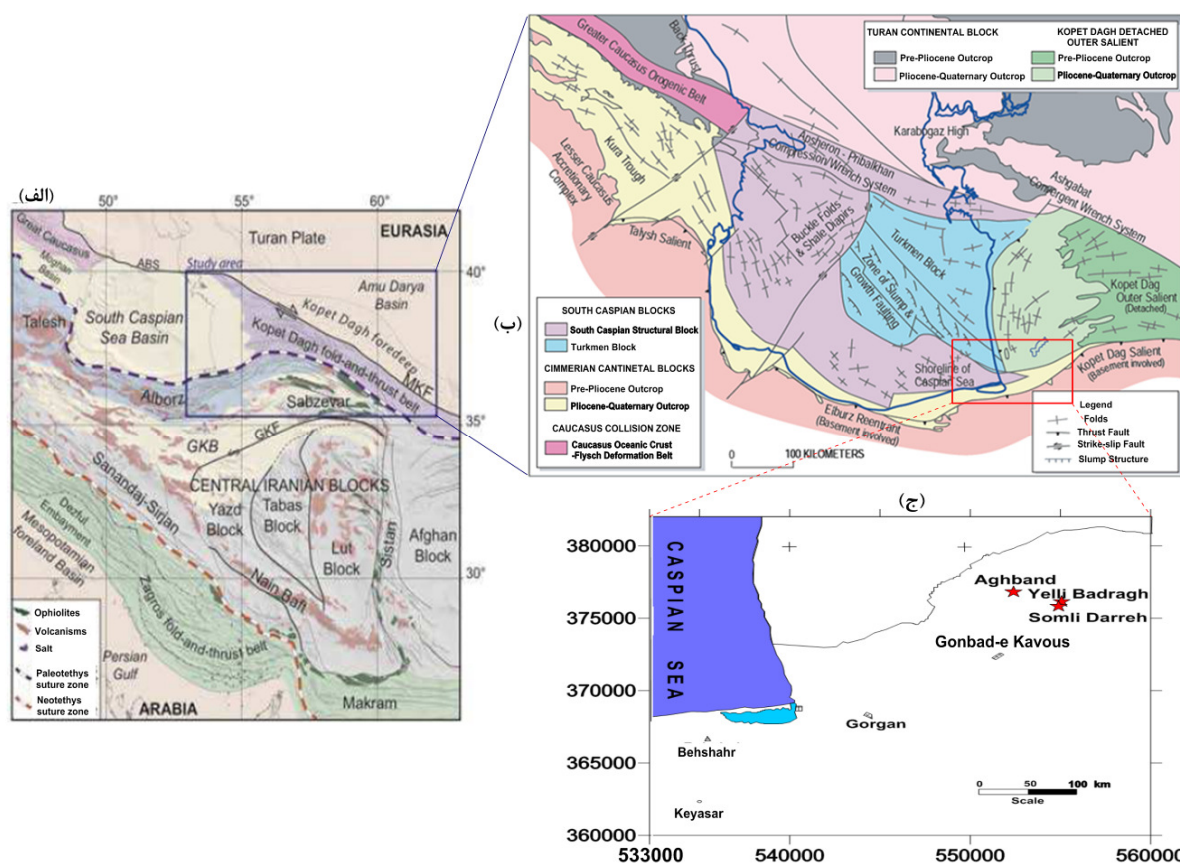
در این پژوهش، نمونه‌برداری از برش‌های سطحی انتخاب شده به روش سیستماتیک و در فواصل مشخص (۲۰ تا ۳۰ سانتی‌متر) و در مواردی با توجه به تغییرات رخساره‌های رسوبی در فواصل بیش‌تر انجام گرفته است (شکل ۳). هم‌چنین، مقادیر لاگ گاما در برش آق‌بند با استفاده از دستگاه *MiniSpec Exploranium GR 130* اندازه‌گیری شده است. در نهایت، تعداد ۱۴۹ نمونه برای تهیه مقاطع نازک جمع‌آوری گردید. پس از بررسی میکروسکوپی برش‌های نازک و تعیین رخساره‌ها بر اساس دانهام (۱۹۶۲)، فلوگل (۲۰۱۰) و مایال (۲۰۱۳)، تعداد ۲۲ نمونه کربناتی (۱۹ نمونه از زمینه بافت‌های مادستونی تا وکستونی و ۳ نمونه از بافت گرینستونی) در برش‌های آق‌بند (۸ نمونه)، سوملی دره (۵ نمونه) و یلی بدراق (۹ نمونه) جهت انجام مطالعات عنصری (*ICP-230*) انتخاب شدند (شکل‌های ۴ تا ۶). با استفاده از متد دندانپزشکی از بخش‌های دارای دیاژنز کمتر (عمدتاً زمینه میکرایتی نمونه)، در حدود ۰/۵ تا ۱ گرم پودر تهیه شده و نمونه‌ها جهت تعیین عناصر اصلی و فرعی به آزمایشگاه *MS Analytical* در کانادا ارسال گردیدند. پس از انجام آنالیز عنصری، مقادیر عناصر اصلی و فرعی بر حسب درصد و پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شدند. با استفاده از تغییرات عناصر، ترکیب کانی‌شناسی اولیه و خصوصیات رسوبی و دیاژنزی سازند آقچاگیل در برش‌های مورد مطالعه مورد بررسی قرار گرفته است.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

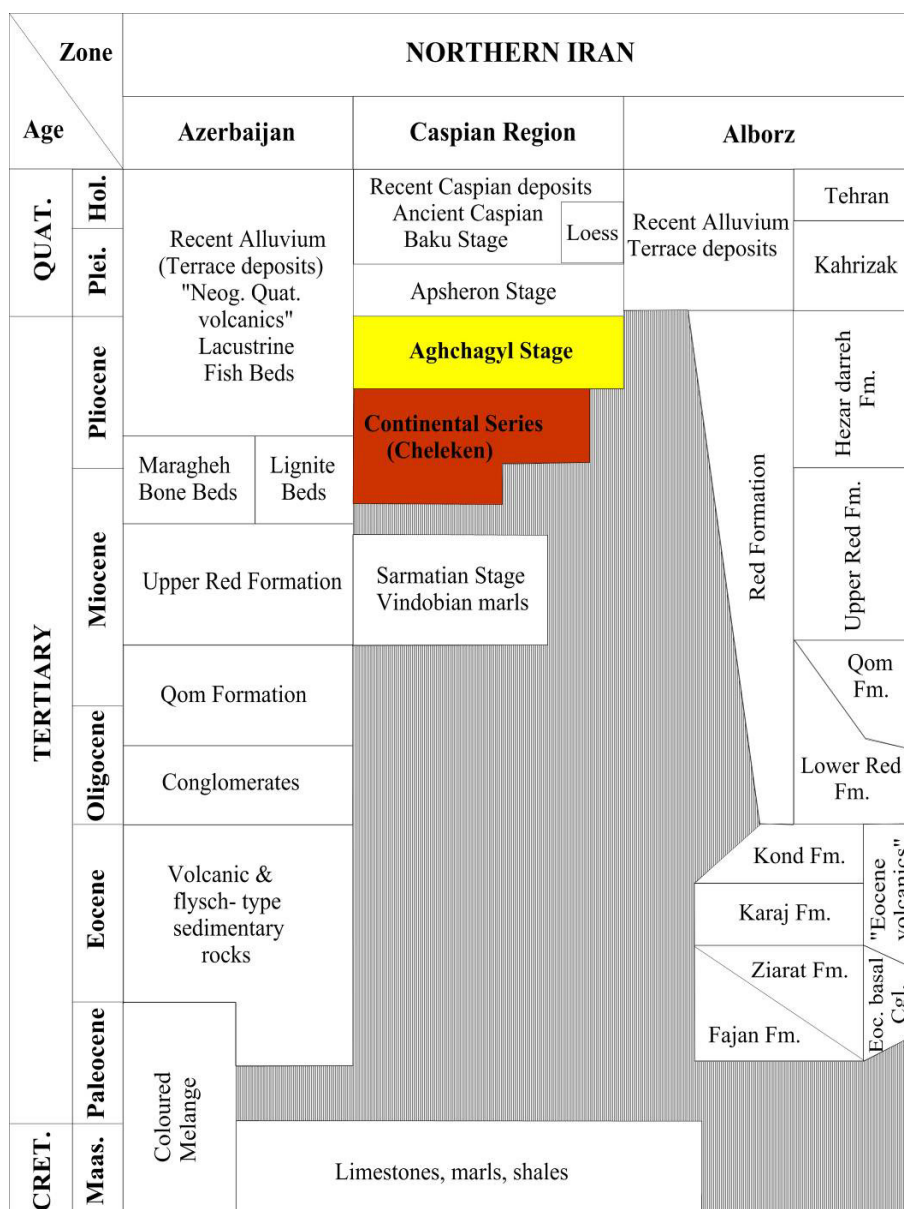
برش‌های سطحی مورد مطالعه در این پژوهش در استان گلستان و در محدوده ۱۰۰ کیلومتری شمال‌شرقی شهرستان گنبدکاووس و شمال گرگان قرار گرفته‌اند (شکل ۱- الف و ج). بر اساس نقشه پهنه‌بندی ساختارهای رسوبی ایران این مناطق در محدوده حوضه خزری و بخش غربی کمربند چین‌خورده- رورانده کپه‌داغ

سفیدرنگ خاکستر آتشفشانی دنبال می‌شود. این واحد، که به صورت هم‌شیب بر روی رسوبات پلیوسن زیرین (سری چلکن) قرار گرفته، به وسیله نهشته‌های توالی آپشرون به سن قاعده کواترنری پوشیده شده است. برخلاف کمیاب بودن فسیل در سری چلکن، که تنها تعداد کمی از نرم‌تنان آب شیرین و قطعاتی از استخوان مهره‌داران در بخش زیرین آن گزارش شده است، واحد آقچاگیل در بخش‌های ساحلی خزر و دشت مغان دارای محتوای فسیلی فراوان (شامل استراکودها، روزن‌داران، دوکفه‌ای‌ها و نانوپلانکتون‌ها) می‌باشد (فریدی، ۱۹۶۴؛ ژلیت، ۱۹۶۷؛ یاسینی، ۱۹۸۱؛ مغفوری‌مقدم، ۱۳۷۹). هم‌چنین، این سازند در جنوب ساری و قائم شهر شامل طبقات مادستون، ماسه‌سنگ با میان لایه‌های کنگلومرایی و لایه‌های نازکی از مارن‌های ژپس‌دار می‌باشد که فسیل شاخص *Dreissena rostriformis Desh* در بخش‌های بالایی آن وجود دارد (مغفوری‌مقدم، ۲۰۱۳).

محیط‌های رودخانه‌ای-دلتایی تا دریاچه‌ای رسوب‌گذاری نموده‌اند (عبدالله‌پو و همکاران، ۲۰۱۲). نهشته‌های سری چلکن در برش الگو، در خلیج چلکن، واقع در ضلع شرقی دریای خزر (جمهوری ترکمنستان)، دارای ضخامت تقریباً ۴۰۰ متر می‌باشد. این نهشته‌ها، که روی رسوبات میوسن بالایی (اشکوب پونسین) قرار گرفته‌اند، عموماً از ماسه‌سنگ و رس‌سنگ قرمز رنگ با ویژگی نیمه دریایی-قاره‌ای تشکیل شده و توسط نهشته‌های واحد آقچاگیل (پلیوسن پسین) پوشیده شده‌اند (آندروسف، ۱۹۸۶). برش الگوی سازند آقچاگیل در ضلع غربی شبه جزیره کراسنودسک (ترکمن باشی) واقع در جمهوری ترکمنستان قرار گرفته است که اولین بار توسط آندروسف (۱۹۸۶) معرفی گردید. در برش اخیر، این واحد در بخش قاعده‌ای دارای رخساره کنگلومرایی با روند ریزشونده به سمت بالا بوده، و در ادامه با ماسه‌سنگ، سیلت و رس ژپس‌دار (به رنگ خاکستری، قهوه‌ای، زرد) ماسه‌سنگ صدفی و لایه‌های



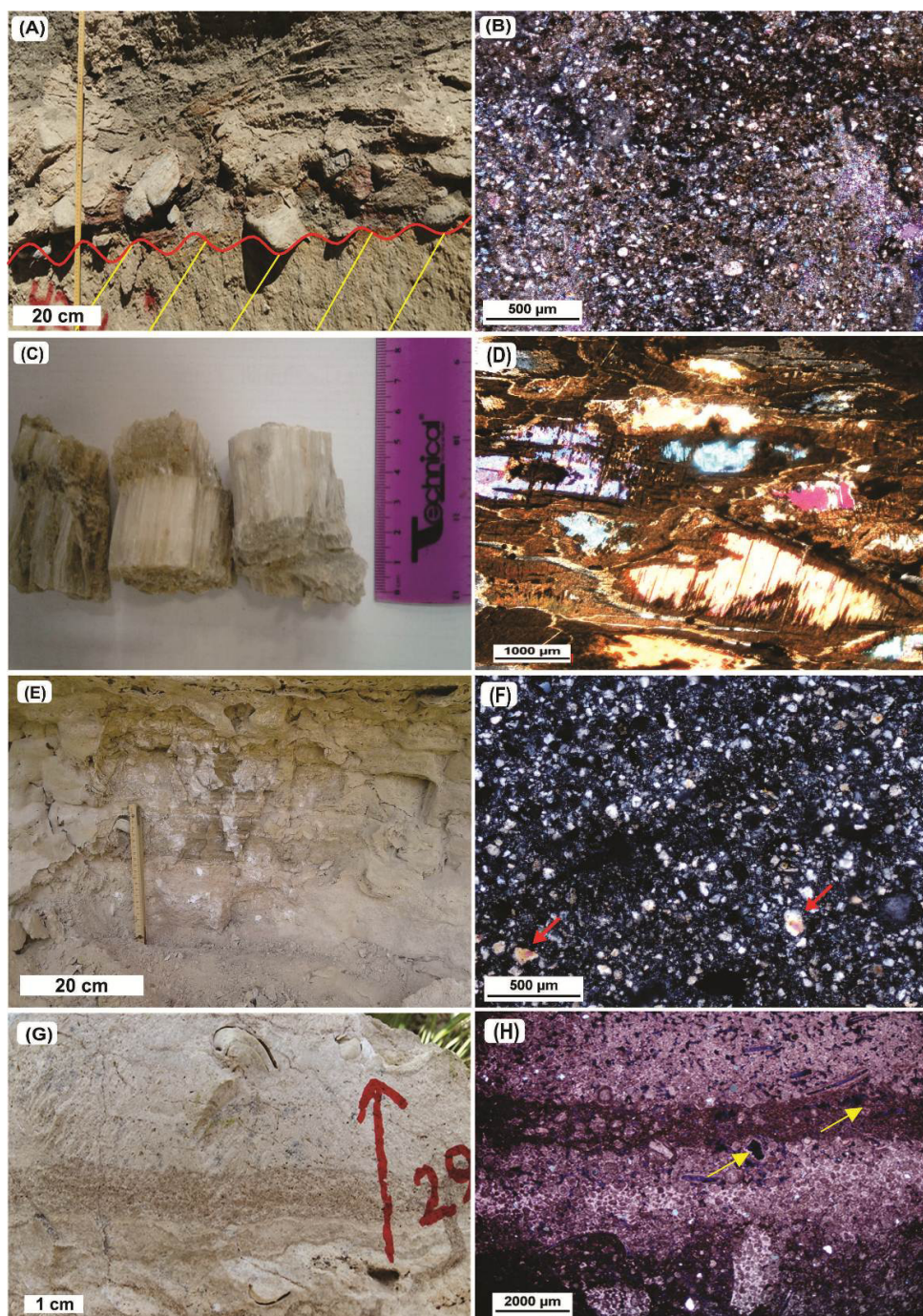
شکل ۱. (الف) نقشه توپوگرافی واحدهای تکتونیکی ایران (روبرت و همکاران، ۲۰۱۴). (ب) پدیده‌های ساختاری در حوضه جنوبی دریای خزر (اسمیت روج، ۲۰۰۶) و (ج) موقعیت رخنمون‌های برداشت شده در جنوب شرق حوضه خزر، برش‌های مورد مطالعه با علامت ستاره قرمز رنگ مشخص شده است.



شکل ۲. ستون چینه‌شناسی ترشیری در مناطق شمالی ایران (اقتباس از آقائاتی و رضایی، ۱۳۸۸ با ترسیم مجدد).

کم (حدود ۲ تا ۳ درجه) (شکل‌های ۴ و ۷) بیانگر محیط ساحلی تحت نفوذ امواج می‌باشد (کلیفتن، ۲۰۰۶). این محیط ساحلی از طریق رخساره‌های پهنه جزر و مدی (لامینه‌های میکروبی جزر و مدی و لایه‌های تبخیری) (شکل ۳) به خشکی متصل بوده است. در این بخش، توضیحاتی در مورد چینه‌شناسی و خصوصیات رسوب‌شناسی (ماکروسکوپی و میکروسکوپی) هر یک از رخنمون‌های برداشت شده به طور خلاصه آورده شده است. سپس، نتایج حاصل از آنالیز عناصر اصلی و فرعی در ادامه ارائه و بحث شده است.

بر اساس شواهد صحرایی و میکروسکوپی، مدل رسوبی سازند آقچاگیل در منطقه جنوب شرق حوضه خزر (گنبد کاووس) از نوع محیط ساحلی دریاچه‌ای تحت نفوذ امواج و تا حدی جزر و مد در نظر گرفته شده است (سلطانی و همکاران، ۲۰۲۰). این شرایط محیطی مشابه با محیط‌های ساحلی آب‌های گرم و مرطوب عرض‌های جغرافیایی پایین بوده (اسکافین و استودارد، ۱۹۸۳) که دارای شیب ملایم به سمت بخش دورتر از ساحل (بخش‌های غربی به سمت حوضه خزر جنوبی) می‌باشد. وجود رخساره‌های گرینستون پلوییدی-آلییدی دارای جورشدگی و گردشدگی خوب و طبقه‌بندی مورب با زاویه



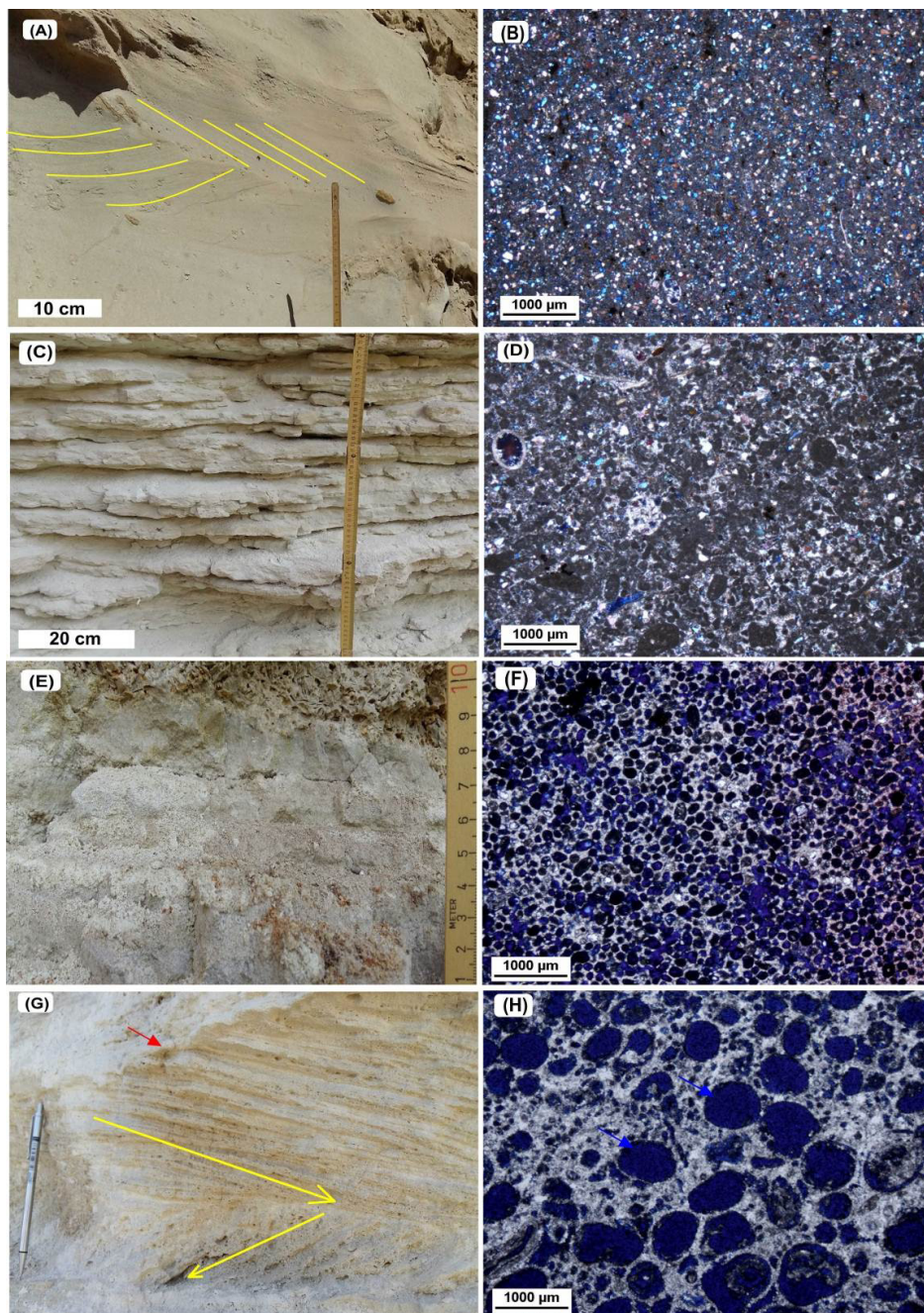
شکل ۳. تصاویر ماکروسکوپی و میکروسکوپی از کمرندهای رخساره‌ای آبرفتی (A و B) و پهنه جزر و مدی (C تا H) (سلطانی و همکاران، ۲۰۲۰).

(B). توالی آقچاگیل در این برش از پایین به بالا شامل مادستون دارای لامینه‌بندی با میان لایه‌های بسیار نازکی از تبخیری گاهی به صورت پر کننده شکستگی‌ها، طبقات نازک تا متوسط سنگ‌آهک بسیار سخت دارای فسیل‌های گاستروپود و دوکفه‌ای، سنگ‌آهک کرم تا شیری رنگ متخلخل دارای فسیل‌های ریز، تناوبی از مادستون‌های

- برش آق‌بند: بیش‌ترین ضخامت واحد آقچاگیل در این برش در حدود ۵۸ متر برداشت شده است که به صورت دگرشیب بر روی رسوبات کرتاسه (معادل سنگانه/آیتامیر) قرار گرفته است. مرز دگرشیبی با یک لایه کنگلومرایی قرمز تا قهوه‌ای رنگ با ضخامت چند سانتیمتر تا چند متر مشخص شده است (شکل ۳-A و

(شکل ۴- G) می‌باشد. در مجموع، توالی آقچاگیل در این برش دارای روند کم‌عمق شونده به سمت بالا همراه با کاهش تدریجی مقادیر لاگ گاما (بین ۴۰ تا ۶۰ درجه API) بوده و انرژی محیط‌رسوبی افزایش می‌یابد (شکل‌های ۴ و ۷).

دارای لامینه‌بندی و سنگ‌آهک‌های سخت لایه و به سمت بخش انتهایی برش سنگ‌آهک بایوکلاستی-آییدی متخلخل (شکل ۴) دارای فسیل‌های بسیار درشت گاستروپود و دوکفه‌ای به همراه ساخت‌های طبقه‌بندی متقاطع و در بخش‌هایی ساخت استخوان جناغ ماهی^۱ (رفت و برگشتی) با سطح فرسایشی دوباره فعال شده

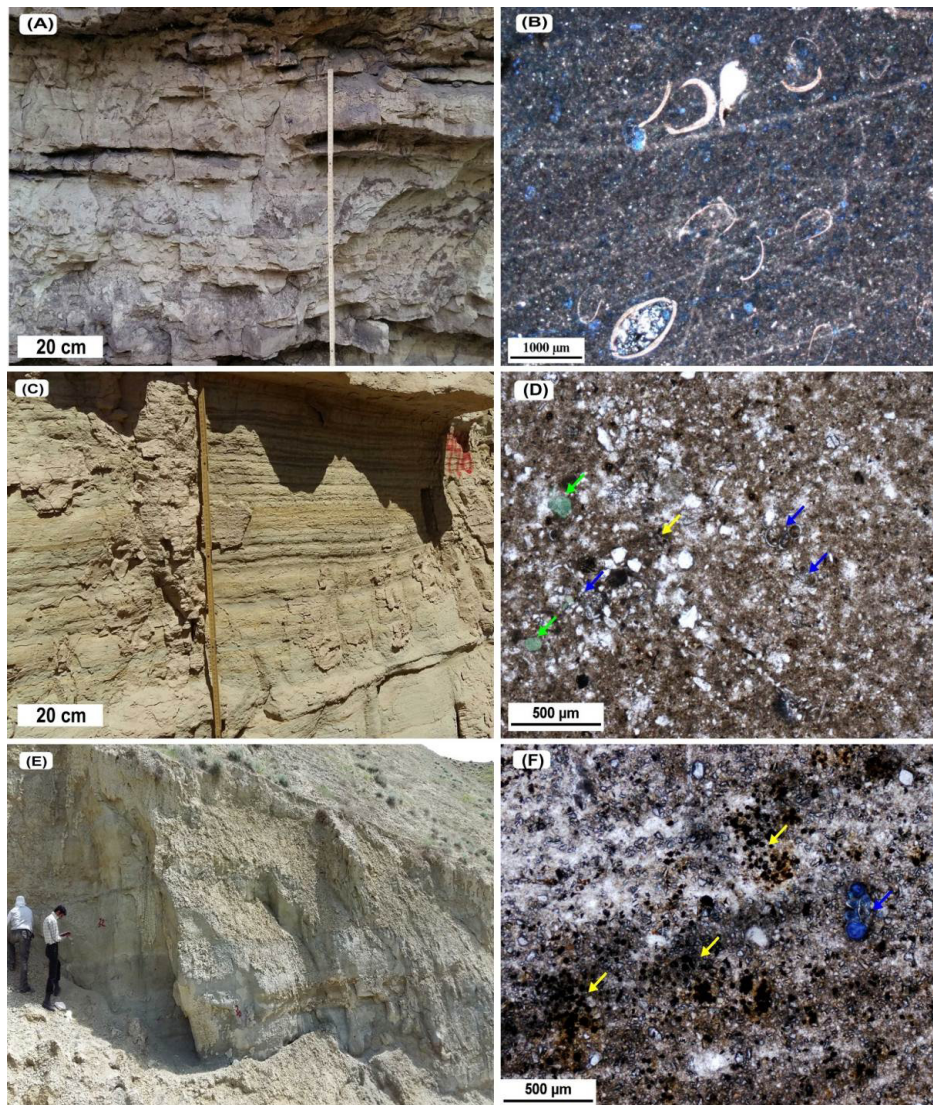


شکل ۴. تصاویر ماکروسکوپی و میکروسکوپی از کمرندهای رخساره‌ای بخش جلویی ساحل (A تا D) و حاشیه ساحلی (E تا H) (سلطانی و همکاران، ۲۰۲۰).

¹ Herring bone

بایوکلاستی دارای فسیل‌های گاستروپود و دوکفه‌ای و به سمت بالا حاوی سنگ‌آهک‌های بایوکلاستی سخت پرفسیل (اجزای فسیلی گاستروپود و دوکفه‌ای) به رنگ کرم تا شیری با ساخت طبقه‌بندی متقاطع به همراه تناوبی از لایه‌های نازک متشکل از فسیل‌های بسیار کوچک در بخش انتهایی بوده که در مجموع یک روند کاملاً کم‌عمق شونده به سمت بالا را تشکیل داده‌اند (شکل ۷).

- **برش سوملی دره:** ضخامت توالی آقچاگیل در این برش در حدود ۳۰ متر اندازه‌گیری شده است. مرز آن با رسوبات زیرین به علت عدم رخنمون کافی، مشخص نمی‌باشد. این توالی از پایین به بالا شامل رس‌سنگ آهکی به رنگ خاکستری سبز، سنگ‌آهک بایوکلاستی تا ماسه‌ای به رنگ خاکستری زرد تا خاکستری سبز، لایه‌های نازک سنگ‌آهک کرم‌رنگ سخت و متراکم، تناوبی از طبقات صدفی سست و متخلخل تا سنگ‌آهک



شکل ۵. تصاویر ماکروسکوپی و میکروسکوپی از کمربندهای رخساره‌ای دور از ساحل (سلطانی و همکاران، ۲۰۲۰).

ماسه‌ای تا مارن سبز رنگ کرتاسه) مشخص شده است. واحد آقچاگیل در این توالی با لایه‌های کنگلومرایی (پیل، کابل تا بولدر) در بخش قاعده با ماهیت ریزشونده به سمت بالا شروع شده که در برخی افق‌ها دارای لنزهای

- **برش یلی بدراق:** ضخامت کل برداشت شده در این برش ۷۸ متر بوده که ضخامت واحد آقچاگیل در حدود ۶۲ متر می‌باشد. مرز زیرین این برش با یک مرز فرسایشی از واحدهای پایینی آن (رسوبات رس‌سنگ

تدفینی و تبدیلات کانی‌شناسی آراگونیت به کلسیت، مقادیر این عناصر می‌توانند بیانگر معادل‌های دیرینه آن‌ها باشند (رائو، ۱۹۹۱).

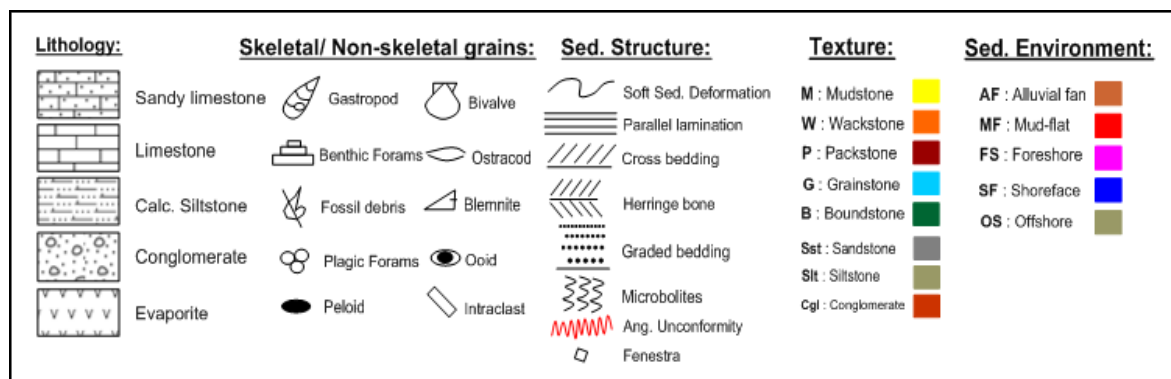
همان‌طوری که قبلاً ذکر شد، پس از بررسی میکروسکوپی رخساره‌ها، تعداد ۲۲ نمونه از برش‌های آق‌بند (A)، سوملی دره (S) و یلی بدراق (Y) با در نظر گرفتن تأثیر فرایندهای دیاژنزی انتخاب و حداً امکان از زمینه (ماتریکس) رخساره‌های گل‌غالب با دیاژنز کمتر پودر تهیه گردید. با وجود این، در بخش‌های بالایی برش‌ها، سیمان‌های دریایی بین ذرات در رخساره‌های دانه‌غالب جهت آنالیز انتخاب شده‌اند (شکل‌های ۷، ۸، ۹، ۱۰ و جدول ۱).

نتایج حاصل از آنالیز عنصری ۲۲ نمونه کربناته مربوط به سازند آق‌چاگیل در جدول (۱) ارائه شده است. در نمونه‌های آنالیز شده، مقادیر عناصر کلسیم از ۱/۴۵ تا ۳۵/۲۵ درصد، منیزیم از ۰/۱۶ تا ۱/۵۳ درصد، آلومینیوم از ۰/۰۵ تا ۸/۹۲ درصد، منگنز از ۵ تا ۶۷۰ پی‌پی‌ام، آهن از ۲۰۰ تا ۳۷۷۰۰ پی‌پی‌ام، استرانسیم از ۱۵۲ تا ۲۲۹۰ پی‌پی‌ام و سدیم از ۵۰۰ تا ۲۴۱۰۰ پی‌پی‌ام در تغییر است.

ماسه‌ای ریزشونده می‌باشد. این توالی به سمت بالا با لایه‌ای مارنی بیل‌دار به رنگ سبز-زرد تا خاکستری سبز دارای فسیل‌های کوچک گاستروپود و دوکفه‌ای (شکل ۵-E و F) به همراه میان‌لایه‌هایی از تبخیری (ژیپس) به ضخامت ۳ تا ۶ سانتی‌متر (شکل ۳-C و D) و سنگ آهک‌های بایوکلاستی متخلخل سفید تا شیری رنگ دارای فسیل‌های بزرگ‌تر گاستروپود و دوکفه‌ای ادامه پیدا کرده و در بخش انتهایی با سنگ‌آهک‌های بایوکلاستی و افزایش میزان فضا‌های خالی و تخلخل مشخص شده است (شکل ۷).

نتایج و بحث

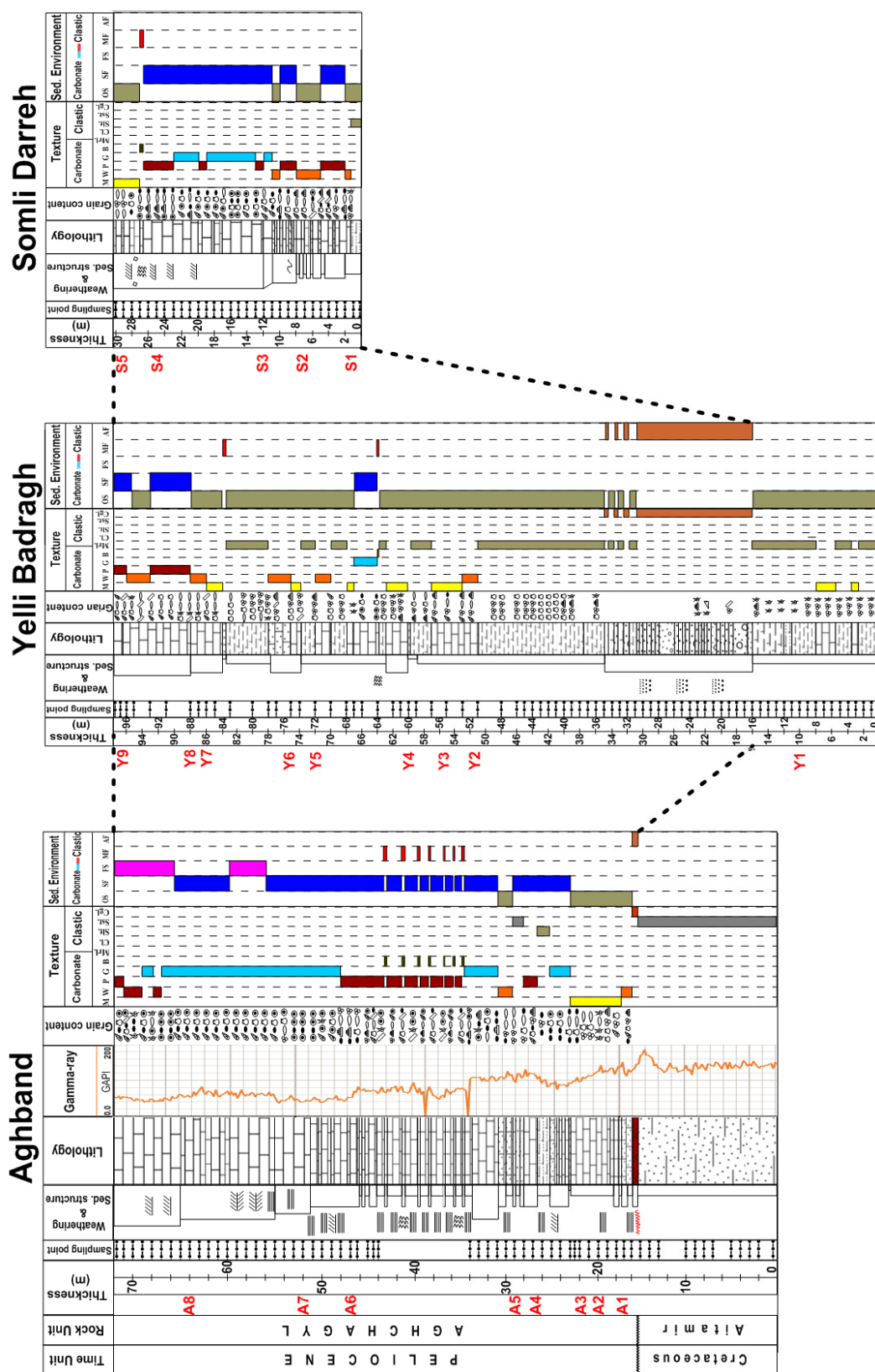
کانی‌های اصلی کربناته که در آب دریا تشکیل می‌شوند عمدتاً دارای ترکیب آراگونیت، کلسیت پرمیزیم (HMC) و کلسیت کم‌منیزیم (LMC) هستند (رائو، ۱۹۹۶). میزان عناصر اصلی (Ca, Mg, Fe, Na و K) و عناصر فرعی مانند Sr و Mn و میزان PCO₂ در آن‌ها نیز متفاوت است. تشخیص و تفکیک کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی و کلسیتی در سنگ‌های کربناته دیرینه یکی از مسایل مهم در بحث دیاژنز و کیفیت مخزنی می‌باشد. به طوری که حتی پس از تأثیر فرایندهای دیاژنزی جوی و



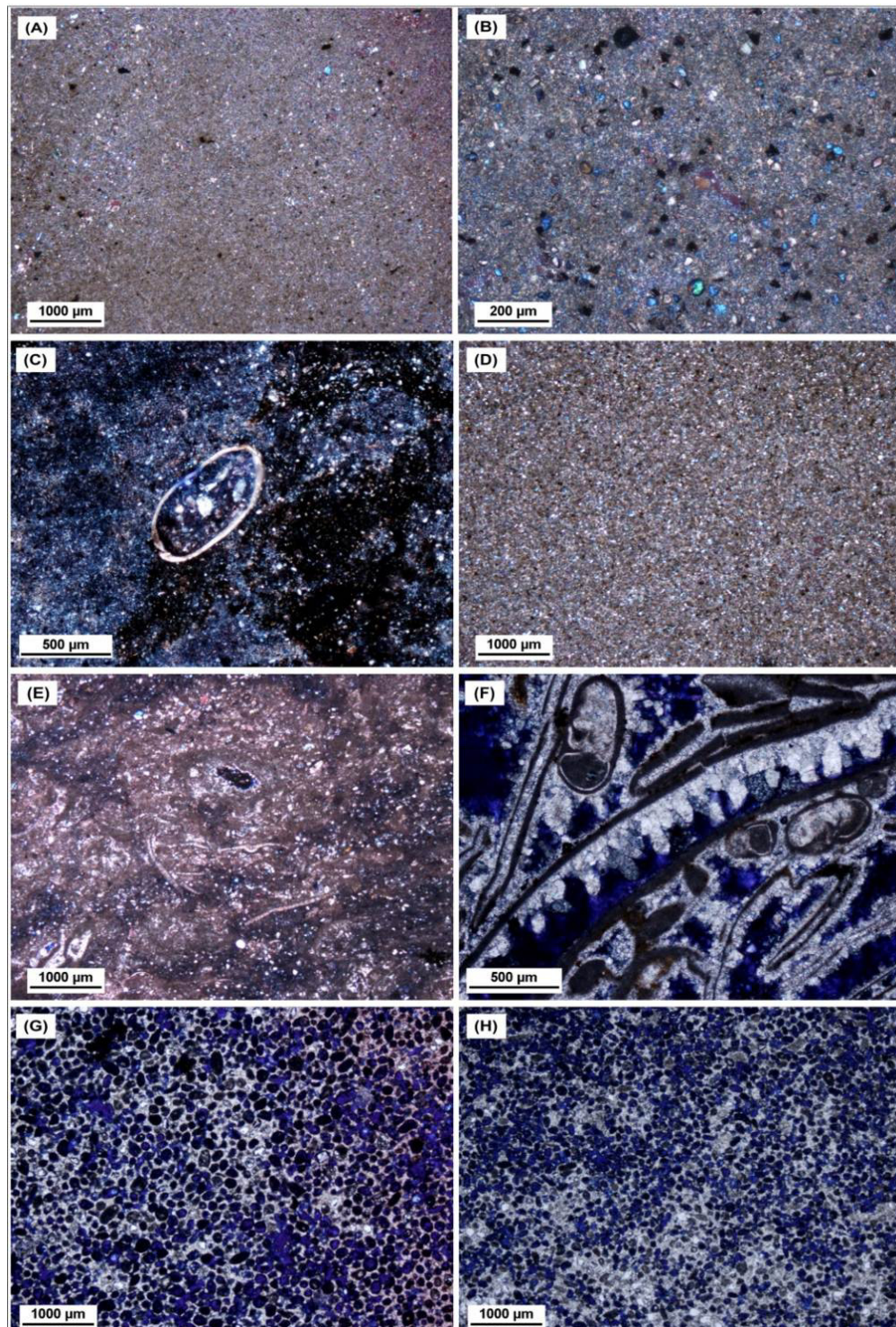
شکل ۶. راهنمای ستون چینه‌شناسی و خصوصیات رسوب‌شناسی سازند آق‌چاگیل در برش‌های مورد مطالعه (شکل ۲)

شیمیایی در کربنات‌ها را در ارتباط با ترکیب آب‌هایی می‌دانند که در محدوده محیط‌های دریایی، جوی و تدفینی قرار دارد و هر یک دارای ویژگی‌های شیمیایی خاصی هستند (وایزر، ۱۹۸۳؛ واینفیلد و همکاران، ۱۹۹۶).

روند تغییرات عنصری می‌تواند اطلاعات زیادی در مورد ماهیت و تاریخچه دیاژنزی کربنات‌ها پس از رسوب‌گذاری ارائه کند. میزان عناصر فرعی در کانی‌های کربناته عمدتاً تحت کنترل ضریب توزیع عناصر و شرایط اکسیداسیون و احیای محیط‌رسوبی دارد (رائو، ۱۹۹۶). اصولاً تغییرات



شکل ۷. ستون چینه‌شناسی و خصوصیات رسوب‌شناسی سازند آچاگیل در برش‌های مورد مطالعه (موقعیت نمونه‌های انتخاب شده جهت آنالیز ژئوشیمی عنصری با رنگ قرمز در داخل ستون نمایش داده شده است).



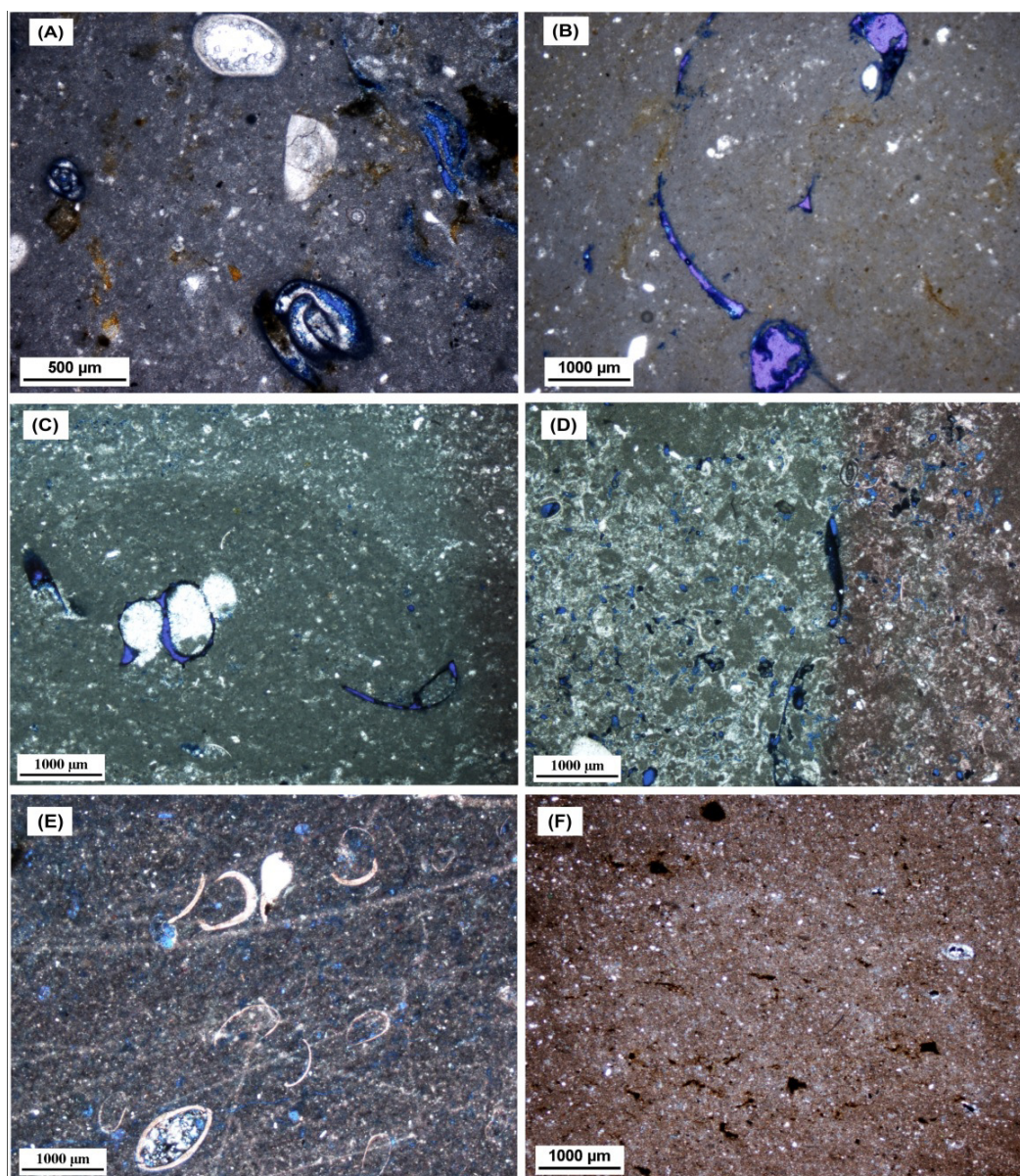
شکل ۸. تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های انتخاب شده جهت آنالیز عنصری در برش آق‌بند (A8-AI)؛ مادستون (A)، مادستون سیلتی (B)، مادستون سیلتی (C, D, E)، گرینستون آئیدی بایوکلاستی (F)، گرینستون آئیدی (G) و گرینستون پلوییدی آئیدی (H)

(۱۹۷۴). مقدار Mg در آب دریا ۱۲۹۰ پی‌پی‌ام و مقدار Ca در حدود ۴۱۱ پی‌پی‌ام است (وایزر، ۱۹۸۳؛ راثو، ۱۹۹۶). مقادیر زیاد Mg در آب‌های گرم دریا مانع

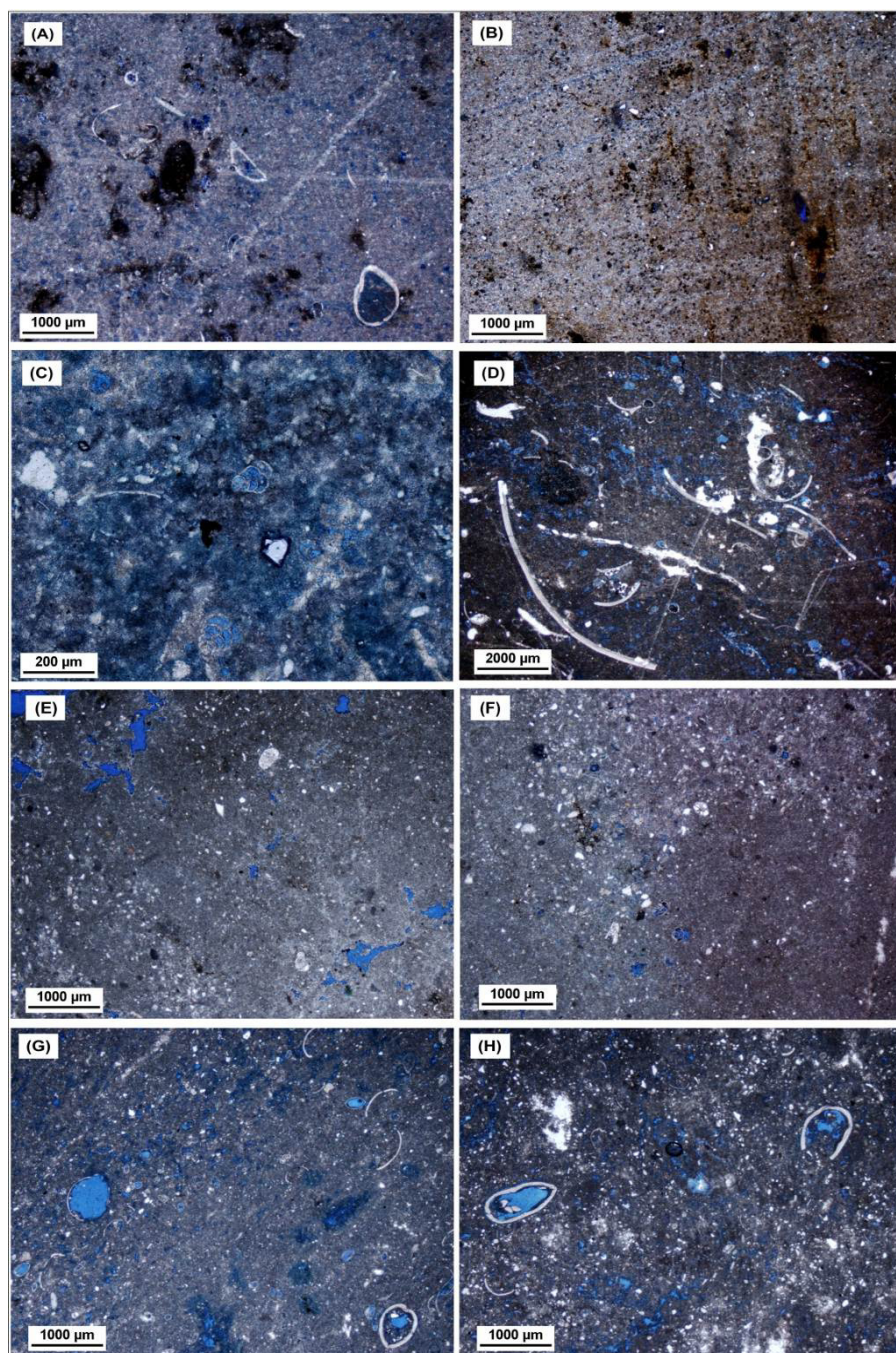
کلسیم (Ca) و منیزیم (Mg): نوع کانی‌های کربناته و مورفولوژی آن‌ها بستگی به میزان Ca و Mg و درجهٔ شوری آب دریا دارد (کینزمن و هولند، ۱۹۶۹؛ فولک،

Ca در برش‌های آق‌بند، سوملی دره و یلی بدراق به ترتیب از ۱/۴۵ تا ۳۵/۰۵ درصد (میانگین ۲۰ درصد)، ۲۶/۸۹ و ۳۵/۲۵ درصد (میانگین ۳۲/۴ درصد) و ۱۰/۶۷ تا ۳۲/۲۶ (میانگین ۲۱ درصد) است. مقدار *Mg* نیز به ترتیب از ۰/۱۷ تا ۱/۵۳ درصد (میانگین ۰/۷۶ درصد)، ۰/۱۶ تا ۰/۳۷ درصد (میانگین ۰/۲۷ درصد) و ۰/۳۶ تا ۱/۱۹ درصد (میانگین ۰/۷۴ درصد) می‌باشد (جدول ۱).

تشکیل کلسیت کم منیزیم شده و در نتیجه کربنات کلسیم به صورت آراگونیت یا کلسیت پرمنیزیم رسوب می‌کند. به طوری که مقدار منیزیم در نمونه‌های کل کربناته مناطق حاره‌ای بین ۰/۱۱ تا ۳/۲ تغییر می‌کند (رائو، ۱۹۹۶). میزان منیزیم در آراگونیت و کلسیت کم منیزیم کمتر از یک درصد بوده در حالی که در کلسیت پرمنیزیم بیش‌تر از یک درصد (۳/۲-۱ درصد) است. مقدار



شکل ۹. تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های انتخاب شده جهت آنالیز عنصری در برش سوملی دره؛ مادستون تا وکستون بایوکلاستی (A)، مادستون تا وکستون بایوکلاستی (B)، وکستون بایوکلاستی (C)، وکستون پلوییدی بایوکلاستی (D)، مادستون دارای اُستراکود (E) و برش یلی بدراق؛ مادستون سیلتي (F).



شکل ۱۰. تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های انتخاب شده جهت آنالیز عنصری در برش یلی بدراق؛ مادستون تا وکستون استراکوددار (A)، مادستون بایوکلاستی (B)، مادستون بایوکلاستی (C)، وکستون تا پکستون بایوکلاستی (D)، مادستون (E)، مادستون بایوکلاستی (F)، وکستون استراکوددار (G) و وکستون بایوکلاستی سیلتی (H).

شوری، عمق آب و میزان آراگونیت، مقدار سدیم افزایش می‌یابد (ویلکینسون، ۱۹۸۵). مقدار سدیم در نمونه‌های کل رسوبات کربناته مناطق حاره‌ای مورد مطالعه (مانند خلیج فارس، ریف‌های بزرگ سدی^۱ و شارکی^۲ در

سدیم (Na): در رسوبات کربناته عهد حاضر، میزان سدیم به پارامترهایی مانند درجه شوری، تفریق بیولوژیکی، اثرات جنبشی و نقص شبکه بلوری، کانی‌شناسی و عمق آب بستگی دارد (آند و هوپس، ۱۹۷۳؛ موریسون و برنند، ۱۹۸۶؛ رائو، ۱۹۹۱). با افزایش

^۱ Great Barrier Reef

^۲ Shark Bay

این که ضریب توزیع سدیم کمتر از ۱ و غلظت آن در آب‌های جوی پایین است، از این‌رو، مقدار آن در نمونه‌هایی که بیش‌تر تحت تأثیر دیاژنز جوی قرار گرفته‌اند، پایین‌تر می‌باشد. تغییرات متناوب سدیم در توالی سازند آقچاگیل در برش‌های مورد مطالعه بیانگر نوسانات آب‌های ورودی به حوضه در بخش پایین توالی و احتمالاً افزایش سرعت رشد بلورها (ارگانوسم‌ها) در بخش بالایی آن (رخساره‌های دانه غالب) می‌باشد.

استرالیا) بین ۴۴۴ تا ۳۳۰۰۰ پی‌پی‌ام (میانگین حدود ۶۷۸۰ پی‌پی‌ام) در تغییر است (رائو، ۱۹۹۶). در حالی که مقدار سدیم در کربنات‌های معتدله عهد حاضر بین ۱۹۰۰ تا ۴۴۰۰ پی‌پی‌ام تغییر می‌کند. میانگین مقادیر سدیم (Na) در نمونه‌های مورد مطالعه در حدود ۵۹۲۷ پی‌پی‌ام (بین ۵۰۰ تا ۲۴۱۰۰ پی‌پی‌ام) است (جدول ۱) که پایین‌تر از معادل‌های کربناته حاره‌ای عهد حاضر آن‌ها می‌باشد زیرا سدیم در اثر افزایش تأثیر آب‌های جوی به مقدار قابل‌ملاحظه‌ای کاهش پیدا کرده است. با توجه به

جدول ۱. داده‌های آنالیز عنصری (عناصر اصلی و فرعی) نمونه‌های کربناته سازند آقچاگیل در برش‌های آق‌بند (A1-A8)، سوملی دره (S1-S5) و یلی بدراق (Y1-Y9).

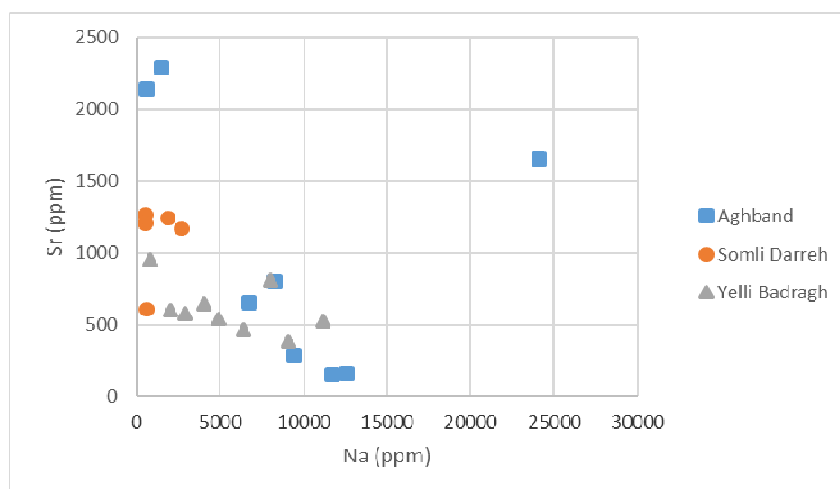
Sample ID	Ca (%)	Mg (%)	Sr (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Na (ppm)	Al (%)	1000 * Sr/Ca (wt)	Sr/Na	Sr/Mn	Facies name
A1	12.23	1.1	284	30300	637	9400	5.93	2.32215863	0.030213	0.44584	Mudstone
A2	2.2	1.53	159	37700	256	12600	8.92	7.22727273	0.012619	0.621094	Silty mudstone
A3	1.45	1.34	152	32900	221	11700	8.05	10.4827586	0.012991	0.687783	Silty mudstone
A4	17.77	0.74	805	17200	670	8300	3.79	4.53010692	0.096988	1.201493	Silty mudstone
A5	25.61	0.47	655	7300	216	6700	2.22	2.55759469	0.097761	3.032407	Silty mudstone
A6	31.35	0.54	1657	3100	246	24100	0.41	5.28548644	0.068755	6.735772	Bioclastic ooid grainstone
A7	35.05	0.19	2290	600	23	1500	0.11	6.53352354	1.526667	99.56522	Ooid grainstone
A8	34.79	0.17	2139	900	50	600	0.19	6.14831848	3.565	42.78	Ooid peloid grainstone
S1	26.89	0.37	1171	6300	82	2700	1.61	4.35477873	0.433704	14.28049	Milliolid ostracod mud to wackestone
S2	31.45	0.34	1243	4000	38	1900	0.95	3.95230525	0.654211	32.71053	Milliolid ostracod mud to wackestone
S3	34.92	0.22	1264	900	26	500	0.19	3.61970218	2.528	48.61538	Bioclastic wackestone
S4	33.57	0.16	612	1300	31	600	0.28	1.8230563	1.02	19.74194	Bioclastic peloid wackestone
S5	35.25	0.27	1203	200	5	500	0.05	3.41276596	2.406	240.6	Ostracod mudstone
Y1	10.67	1.19	382	28200	192	9100	5.66	3.58013121	0.041978	1.989583	Silty mudstone
Y2	12.52	1.11	467	23200	205	6400	5.81	3.73003195	0.072969	2.278049	Ostracod mud to wackestone
Y3	13.3	0.96	530	24100	160	11200	5.27	3.98496241	0.047321	3.3125	Bioclastic mudstone
Y4	22.67	0.83	810	11500	140	8000	3.15	3.57300397	0.10125	5.785714	Bioclastic mudstone
Y5	19.6	0.78	650	18700	167	4000	4.14	3.31632653	0.1625	3.892216	Bioclastic wacke to packstone
Y6	20.2	0.53	540	16200	150	4900	3.04	2.67326733	0.110204	3.6	Mudstone
Y7	32.26	0.36	951	3700	127	800	0.69	2.94792312	1.18875	7.488189	Bioclastic mudstone
Y8	29.26	0.47	576	7100	92	2900	1.51	1.96855776	0.198621	6.26087	Ostracod wackestone
Y9	28.76	0.44	599	6900	103	2000	1.41	2.08275382	0.2995	5.815534	Silty bioclastic wackestone

۱۴۸/۴ پی‌پی‌ام) می‌باشد. با توجه به این که ضریب توزیع منگنز در آب‌های جوی بیش‌تر از ۱۵ است (پینگیتور و همکاران، ۱۹۸۸)، مقادیر آن تحت تأثیر دیاژنز جوی افزایش می‌یابد (برند و وایزر، ۱۹۸۰؛ راثو، ۱۹۹۶). مقدار آهن در رسوبات کربناته معتدله با افزایش درصد آراگونیت، افزایش یافته و مقدار آن (همانند Mn) در کربنات‌های مناطق معتدله بیش‌تر از کربنات‌های آب گرم مناطق حاره‌ای (کمتر از ۲۰ پی‌پی‌ام) می‌باشد. مقادیر آهن در برش‌های آق‌بند، سوملی دره و یلی بدراق به ترتیب بین ۶۰۰ تا ۳۷۷۰۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۶۲۵۰ پی‌پی‌ام)، ۲۰۰ تا ۶۳۰۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۵۴۰ پی‌پی‌ام) و ۳۷۰۰ تا ۲۸۲۰۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۵۵۱۱ پی‌پی‌ام) است (جدول ۱).

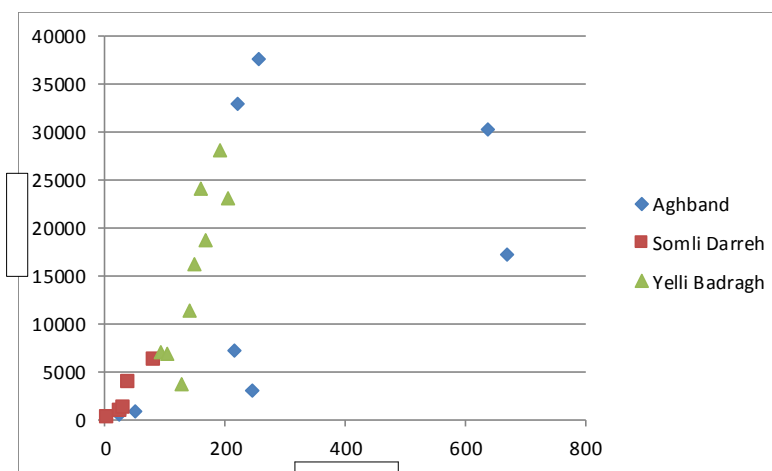
به طور کلی، بر خلاف عناصر سدیم و استرانسیم که غلظت آن‌ها در آب‌های جوی پایین است، مقادیر عناصر آهن و منگنز با افزایش تأثیر دیاژنز جوی ممکن است افزایش پیدا کند (پارسریسا و همکاران، ۲۰۰۶؛ میلر و همکاران، ۲۰۱۲). مقایسه روندهای عنصری (شکل‌های ۱۱ تا ۱۳) بیانگر تأثیر دیاژنز جوی و شرایط اکسیدان و کاهش مقادیر Mn و Fe به ویژه در برش سوملی دره و تا حدی بخش‌های بالایی توالی آق‌چاگیل در برش‌های آق‌بند و یلی بدراق می‌باشد. در حالی که مقادیر بالای آهن و منگنز در رخساره‌های گل‌غالب در بخش‌های پایین برش‌های مورد مطالعه بیانگر محیط‌رسوبی بسته و تأثیر ناچیز آب‌های شیرین به حوضه است.

استرانسیم (Sr): میزان استرانسیم با توجه به ترکیب کانی‌شناسی کربنات‌ها متغیر بوده و مقدار آن با افزایش میزان آراگونیت، افزایش و با افزایش کلسیت، کاهش می‌یابد. همچنین، دمای آب به طور مستقیم بر روی فراوانی Sr در کربنات‌ها تأثیرگذار می‌باشد (ویلیکینسون، ۱۹۸۵). با توجه به این که کانی‌های نیمه‌پایدار کربنات کلسیم در طی دیاژنز جوی و تدفینی به کلسیت تبدیل می‌شوند، غلظت عنصر Sr در آن‌ها پایین بوده و ضریب توزیع آن کمتر از ۱ است. مقدار Sr در نمونه‌های کربناتی سازند آق‌چاگیل در برش‌های آق‌بند، سوملی دره و یلی بدراق به ترتیب بین ۱۵۲ تا ۲۲۹۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۰۱۷ پی‌پی‌ام)، ۶۱۲ تا ۱۲۶۴ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۰۹۸ پی‌پی‌ام) و ۳۸۲ تا ۹۵۱ پی‌پی‌ام (میانگین ۶۱۱ پی‌پی‌ام) بوده که بسیار کمتر از مقادیر معادل‌های حاره‌ای و معتدله عهد حاضر است و بیانگر تأثیر ورودی مواد آواری، دیاژنز جوی و انحلال زیاد می‌باشد.

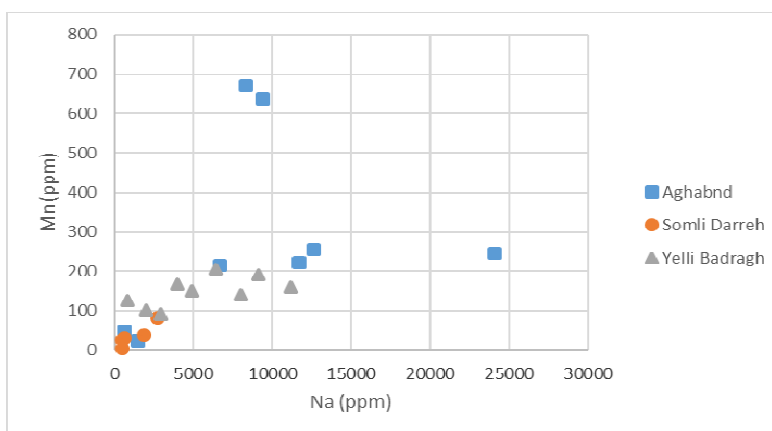
منگنز (Mn) و آهن (Fe): مقدار منگنز با افزایش مقدار درصد آراگونیت افزایش می‌یابد. بنابراین، ترکیبات آراگونیتی در مناطق معتدله از نظر Mn بسیار غنی‌تر از آراگونیت‌های آب گرم هستند زیرا در شرایط احیایی‌تر و در عمق بیش‌تری تشکیل شده‌اند. مقدار Mn در آراگونیت‌های مناطق حاره‌ای کمتر از ۲۰ پی‌پی‌ام است (میلیمن و همکاران، ۱۹۷۴). مقادیر منگنز در برش‌های آق‌بند، سوملی دره و یلی بدراق به ترتیب بین ۲۳ تا ۶۷۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۹۰ پی‌پی‌ام)، ۵ تا ۸۲ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۶/۴ پی‌پی‌ام) و ۹۲ تا ۲۰۵ پی‌پی‌ام (میانگین



شکل ۱۱. تغییرات Na در برابر Sr در سه برش مورد مطالعه



شکل ۱۲. تغییرات Mn در برابر Fe در سه برش مورد مطالعه



شکل ۱۳. تغییرات Na در برابر Mn در سه برش مورد مطالعه

و استرانسیم تحت تأثیر سیالات جوی کاهش می‌یابند (وایزر و دموویچ، ۱۹۷۳؛ مورس و مکنزی، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۱۰). مقادیر Sr و Na در برش آق‌بند نسبت به برش‌های سوملی دره و یلی بدراق بیش‌تر بوده که مقدار Na می‌تواند بیانگر درجه شوری بیش‌تر در رخساره‌های گل‌غالب و میزان بالای Sr نشان‌دهنده انحلال اجزای آراگونیتی در رخساره‌های دانه‌غالب و ته‌نشست آن‌ها به صورت سیمان در این برش باشد (شکل ۴- H). شواهد پتروگرافی (شکل ۵) و ژئوشیمیایی (نمودار Sr/Mn در برابر Mn در شکل ۱۴) نشان‌دهنده تأثیر کمتر دیاژنز جوی و فرایند انحلال در برش یلی بدراق نسبت به برش‌های سوملی دره و آق‌بند می‌باشد.

مقدار Mn در محیط دیاژنز جوی در اثر انحلال آراگونیت و کلسیت پرمینیزیم و تبدیل آن‌ها به کلسیت کم‌مینیزیم، افزایش اما مقدار Sr کاهش پیدا می‌کند. از این رو، ترسیم مقادیر Sr/Mn در برابر Mn می‌تواند به عنوان معیاری

نسبت Sr/Na پارامتر مهمی برای تشخیص کانی‌شناسی اولیه آراگونیت از کلسیت می‌باشد (رائو، ۱۹۹۱؛ واینفیلد و همکاران، ۱۹۹۶). به طوری که نسبت Sr/Na بیش‌تر از ۱ بیانگر کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی و نسبت Sr/Na کمتر از ۱ نشان‌دهنده ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیتی است (واینفیلد و همکاران، ۱۹۹۶).

میانگین Sr/Na در برش آق‌بند ۰/۶۷ (بین ۰/۰۲ تا ۳/۵)، برش سوملی دره ۱/۴ (بین ۰/۴ تا ۲/۵) و در برش یلی بدراق ۰/۲۵ (بین ۰/۰۴ تا ۱/۲) متغیر است. مقدار Sr در شبکه بلوری کربنات‌ها به دمای آب، ترکیب کانی‌شناسی اولیه، اثرات زیستی، شوری و میانگین مقدار Sr/Ca آب دریا بستگی دارد (فلوگل، ۲۰۱۰). مقدار استرانسیم در کربنات‌ها ممکن است تا حد زیادی تحت تأثیر سیالات دیاژنزی تغییر کند. در بسیاری از نمونه‌های کربناتی دیرینه، طی فرایندهای نئومورفیزم مانند تبدیل آراگونیت به کلسیت در سیستم دیاژنزی باز، میزان سدیم

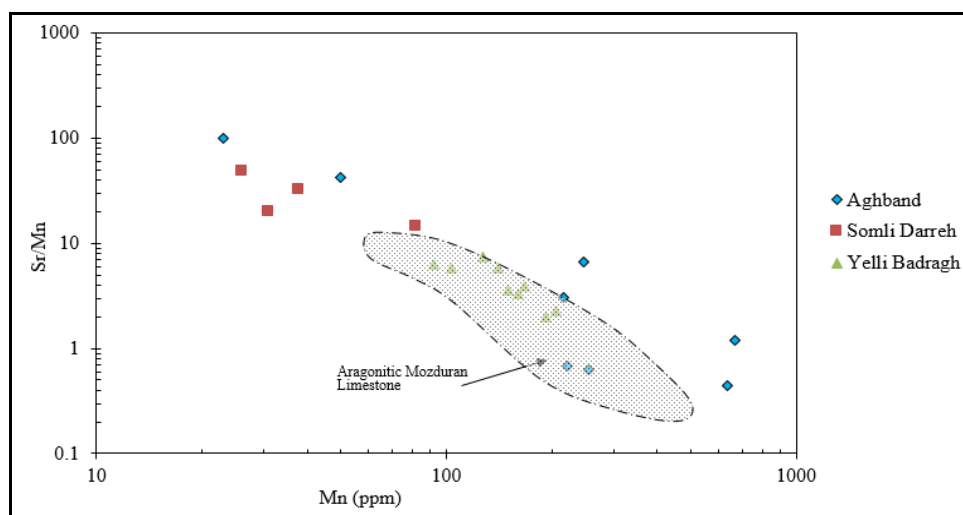
و همکاران، ۱۹۹۰). تغییرات مقادیر Mn در مقابل $1000 * Sr/Ca$ در نمونه‌های سازند آقچاگیل با توجه به مقادیر Mn بیانگر این است که نمونه‌های سازند آقچاگیل در برش‌های مورد مطالعه (به ویژه آق‌بند و تا حدی یلی بدراق) تحت تأثیر دیاژنز جوی در یک سیستم دیاژنزی نسبتاً باز قرار گرفته‌اند (شکل ۱۶). مقادیر بالای منگنز در رخساره‌های گل‌غالب بیانگر شرایط احیایی تا نیمه احیایی و تأثیر کمتر دیاژنز جوی در محیط رسوبی می‌باشد. علاوه بر این، مقادیر پایین عنصر Al در برش سوملی دره (جدول ۱) بیانگر کمترین تأثیر مواد آواری بر روی رسوب‌گذاری سازند آقچاگیل نسبت به برش‌های آق‌بند و یلی بدراق می‌باشد. با وجود این، مقادیر عناصر Mn و Fe به ویژه در برش سوملی دره تا حد زیادی تحت تأثیر شرایط اکسیدان حوضه و نفوذ آب‌های جوی در حوضه بوده و مقادیر آن‌ها با افزایش شرایط اکسیدان در حوضه کاهش یافته است.

رسوبات کربناته دریایی کم‌عمق امروزی حاوی مقدار زیادی آراگونیت هستند که در گذشته این چنین نبوده است. همچنین، بسیاری از موجودات زنده مانند مرجان‌ها، شکم‌پایان، اغلب نرم‌تنان و جلبک‌های سبز دارای بخش‌های سختی از آراگونیت هستند که در بیش‌تر ادوار گذشته زمین‌شناسی، بخش‌های اسکلتی کلسیتی در بدن موجودات زنده غالب بوده‌اند. علاوه بر این، به نظر می‌رسد که کانی‌شناسی کربنات‌های دریایی کم‌عمق ته‌نشین شده در طول پالئوزوئیک احتمالاً در نتیجه تغییرات ترکیب دریا، که به سطح جهانی آب دریا مربوط است و به دلیل تأثیر فرایندهای جهانی مانند گسترش کف اقیانوس تغییر پیدا کرده است. به نظر می‌رسد در قسمت اعظم فانروزوئیک، کلسیت به طور ترجیحی رسوب کرده است بجز کربونیفر پسین تا تریاس پسین و ترشیاری پیشین تا عهد حاضر که آراگونیت غالب بوده است. شواهد این مطلب تا حدی از مطالعه آئیدها به دست آمده است که در آن‌ها ته‌نشست شیمیایی نقش مهمی دارد (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). بر این اساس، بررسی پتروگرافی نمونه‌های آئیدی در برش‌های مورد مطالعه نشان‌دهنده ترکیب کانی‌شناسی آراگونیت تا کلسیت پرمینیزیم، شرایط نیمه‌دریایی و شوری متوسط تا بالا در حوضه رسوبی می‌باشند (شکل ۱۷).

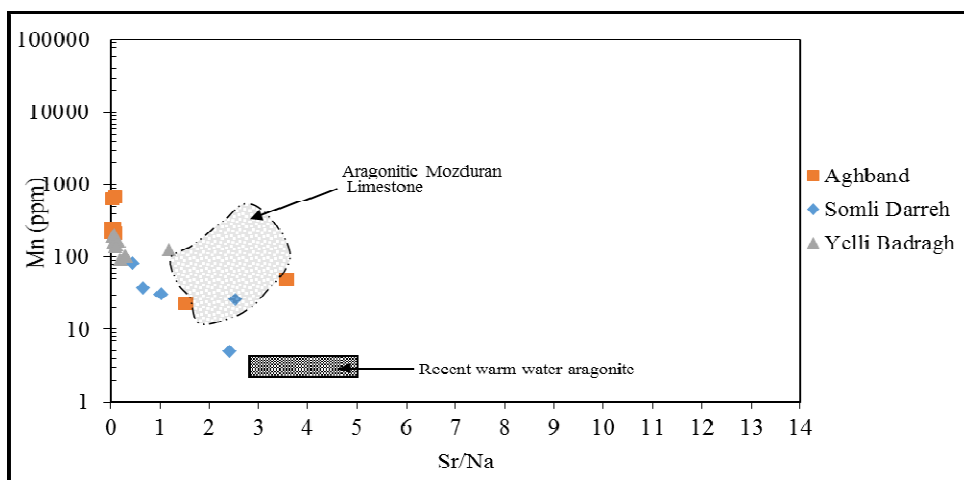
برای تخمین میزان انحلال سنگ‌های کربناته در حوضه مورد استفاده قرار گیرد (رائو، ۱۹۹۱). ترسیم مقادیر Sr/Mn در برابر Mn در نمونه‌های سازند آقچاگیل در برش‌های مورد مطالعه (شکل ۱۴) نشان می‌دهد که در نمونه‌های بخش بالایی برش آق‌بند و سوملی دره، شدت انحلال و دگرسانی با توجه به کاهش مقدار Mn و افزایش نسبت Sr/Mn بیش‌تر بوده است که ناشی از ایجاد شرایط اکسیدان، انحلال اجزای آراگونیتی (ایجاد تخلخل قالبی) تحت تأثیر ورودی آب شیرین به حوضه و ته‌نشست مجدد آن به صورت سیمان در بین ذرات می‌باشد. نمونه‌های مربوط به برش یلی بدراق کمترین میزان دگرسانی جوی در یک حوضه نسبتاً بسته را نشان می‌دهند (شکل ۱۴) که در واقع بیانگر تأثیر بسیار اندک ورودی آب شیرین به حوضه می‌باشد.

همچنین، افزایش مقادیر Mn و Fe می‌تواند مربوط به وجود شرایط احیایی و مواد آواری ناچیز در رخساره‌های عمیق باشد. هر چند افزایش نسبتاً زیاد Mn در محیط‌های عمیق به فراوانی اجزای اسکلتی دارای منیزیم بالا نیز نسبت داده شده است (واینفیلد و همکاران، ۱۹۹۶). در نمودارهای $Sr-Mn$ و $Na-Mn$ نمونه‌های سازند آقچاگیل در داخل و یا نزدیکی محدوده آراگونیتی و کلسیت پرمینیزیم واقع شده‌اند که بیانگر ترکیب کانی‌شناسی اولیه آن‌ها است (شکل‌های ۱۵ و ۱۶). برخی از نمونه‌ها در بخش پایینی برش آق‌بند دارای مقادیر Mn بالا و Sr پایین (شکل‌های ۱۵ و ۱۶) بیانگر شوری پایین و ورود آب شیرین به داخل حوضه می‌باشند. علاوه بر این، ترسیم مقادیر Mn در برابر نسبت Sr/Na نیز نشان می‌دهد که نمونه‌های سازند آقچاگیل در محدوده ترکیب کلسیت پرمینیزیم و تا حدی آراگونیتی واقع شده‌اند (شکل ۱۵).

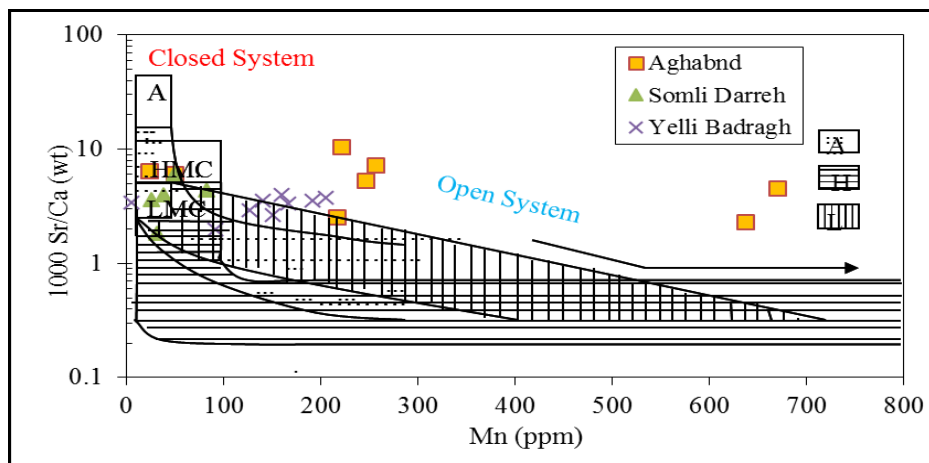
تغییرات مقادیر عناصر Mn و Fe در مقابل $1000 * Sr/Ca$ می‌تواند بیانگر باز یا بسته بودن سیستم دیاژنزی، مقدار تبادل آب-سنگ و شرایط احیایی یا اکسیدان باشد. در این نمودار (شکل ۱۶)، محور عمودی نشان‌دهنده میزان تبادل سنگ به آب و میزان باز یا بسته بودن سیستم و محور افقی بیانگر شرایط احیایی یا اکسیدان محیط می‌باشد (برند و وایزر، ۱۹۸۰؛ لومن، ۱۹۸۸). به طور کلی، در این نمودار، دگرسانی نمونه‌های کربناته منجر به افزایش میزان Mn و کاهش نسبت Sr/Ca می‌گردد (وایزر



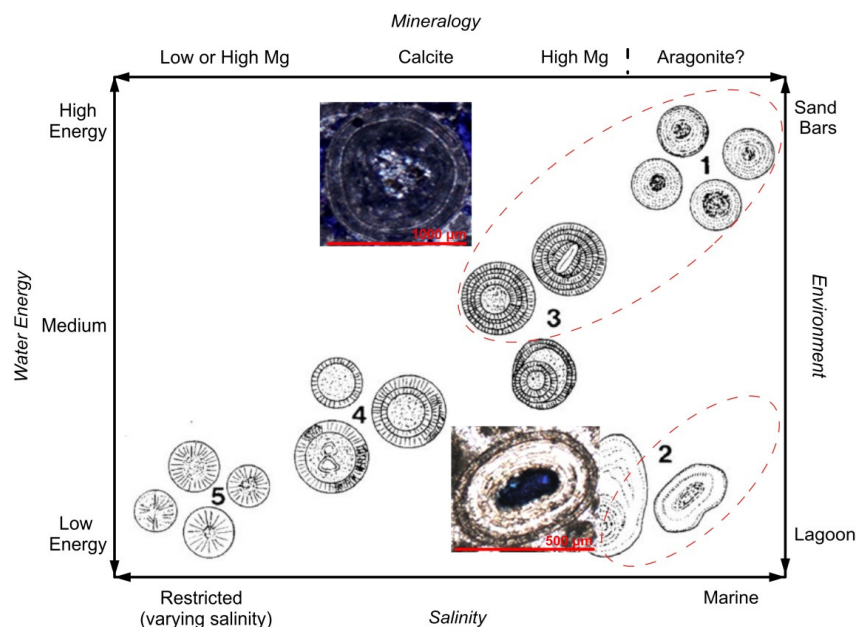
شکل ۱۴. تغییرات مقادیر Mn در برابر Sr/Mn در نمونه‌های آهکی سازند آقچاگیل در برش‌های مورد مطالعه



شکل ۱۵. تغییرات مقادیر Mn در برابر Sr/Na در نمونه‌های آهکی سازند آقچاگیل در برش‌های مورد مطالعه



شکل ۱۶. نمودار تغییرات مقادیر Sr/Ca در برابر Mn (اقتباس از وایزر و همکاران، ۱۹۹۰ با ترسیم مجدد) برای نمونه‌های آهکی سازند آقچاگیل در برش‌های مورد مطالعه. روند مشاهده شده از مقادیر Mn در برش‌های آق‌بند و یلی بدراق بیانگر یک سیستم دیانزنی نیمه‌باز در زمان رسوب‌گذاری توالی می‌باشد. مقادیر بالای Mn در سمت راست دیاگرام مربوط به نمونه‌های $A2$ و $A4$ در برش آق‌بند یک محیط نسبتاً بسته و احیایی غلبه‌ی تأثیر ورودی نسبتاً زیاد رسوبات آواری را نشان می‌دهند در حالی که مقادیر پایین Mn در برش سوملی دره حاکی از شرایط اکسیدان و تأثیر آب‌های جوی در حوضه هستند.



شکل ۱۷. محیط تشکیل انواع آئیدها: نوع اول (1): محیط‌های کم عمق دریایی نرمال (انرژی بالا) تحت تأثیر جریان‌های جزرومدی، نوع دوم (2): در محیط‌های لاگونی (کم انرژی با جریان راکد آب) و سواحل دریاچه‌ای دارای آثار جلبکی و سیانوباکتری‌ها و نوع سوم (3): آئیدهای شعاعی با منشأ دریایی و ترکیب شیمیایی متفاوت با آئیدهای نوع اول (با تغییرات از فلوگل، ۲۰۱۰).

(پوپو و همکاران، ۲۰۰۶). حوضه آب شیرین بالاخانی (در آذربایجان) قبل از آقچاگیل (پلیوسن بالایی) محدود به فروافتادگی خزر جنوبی و خلیج کورا بوده است. پایین آمدن سطح آب دریا منجر به ایجاد دره‌های عمیق (بیش از چند صد متر) در رودخانه‌های پالئو-ولگا، پالئو-کورا و پالئو-آمودریا گردیده است. این برجستگی‌های ناهموار در طی پلیوسن میانی تا پسین توسط دریای آقچاگیل پیشروی کرده‌اند که در این دوره زمانی، شرایط محیطی نیمه‌دریایی با شوری پایین و موجودات یوری‌هالین از منشأ دریایی در حوضه وجود داشته است (شکل ۱۸). گونه‌های متعددی از نرم‌تنان، استراکودها و دیاتوم‌ها از اجداد مدیرانه‌ای (لاگونی) خود تکامل پیدا کرده‌اند. وجود گونه‌های مشابهی از دوکفه‌ای‌ها در جمهوری ترکمنستان، حوضه جنوب شرقی خزر و مغان نیز نشان دهنده برقراری ارتباط بین این دو حوضه می‌باشد (ژیلت، ۱۹۶۷). هم‌چنین، پوسته نازک این دوکفه‌ای‌ها، ریز شدن و شفاف شدن پوسته روزن‌داران مانند آمونیا بکاری^۴ را می‌توان دلیلی بر شیرین بودن آب حوضه آقچاگیل در حوضه خزر از جمله مغان دانست. نهشته‌های رسی مربوط به شرایط دریایی نسبتاً عمیق (۳۵۰ تا ۵۰۰ متر)

کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی و کلسیت پرمینیزیم در سازند آقچاگیل با تئوری دریا‌های کلسیتی و آراگونیتی نیز سازگار است (سندبرگ، ۱۹۸۳؛ مکنزی و پیگوت، ۱۹۸۱). ترکیب کانی‌شناسی آراگونیت و کلسیت پرمینیزیم عموماً در زمان پایین بودن سطح جهانی آب دریاها تشکیل شده است (سندبرگ، ۱۹۸۳). این وضعیت با توجه به پایین بودن سطح جهانی آب دریاها در بخش اعظم پلیوسن (به ویژه پلیوسن پسین) و وجود شرایط رسوب‌گذاری نیمه‌دریایی در منطقه مورد مطالعه می‌تواند توجیه گردد.

دریای مدیرانه کنونی در پلیوسن زیرین (اشکوب زانکلین^۱) در اثر فاز پیشروی آب‌های دریایی از سمت اقیانوس اطلس به وجود آمده است. در حداکثر میزان این پیشروی که در پلیوسن میانی (اشکوب پایسنزین^۲) رخ داده است، حتی حوضه پاراتتیس نیز مجدداً از طریق تنگه‌های دریای اژه و داردانل^۳ (تنگه‌ای بین ترکیه و اروپا) به زیر آب رفته است (روگل و استنینگر، ۱۹۸۳). در طول دوره زمانی پلیوسن پیشین، یک پسروری اصلی به همراه کاهش شوری در حوضه خزر رخ داده است

^۱ Zanclean

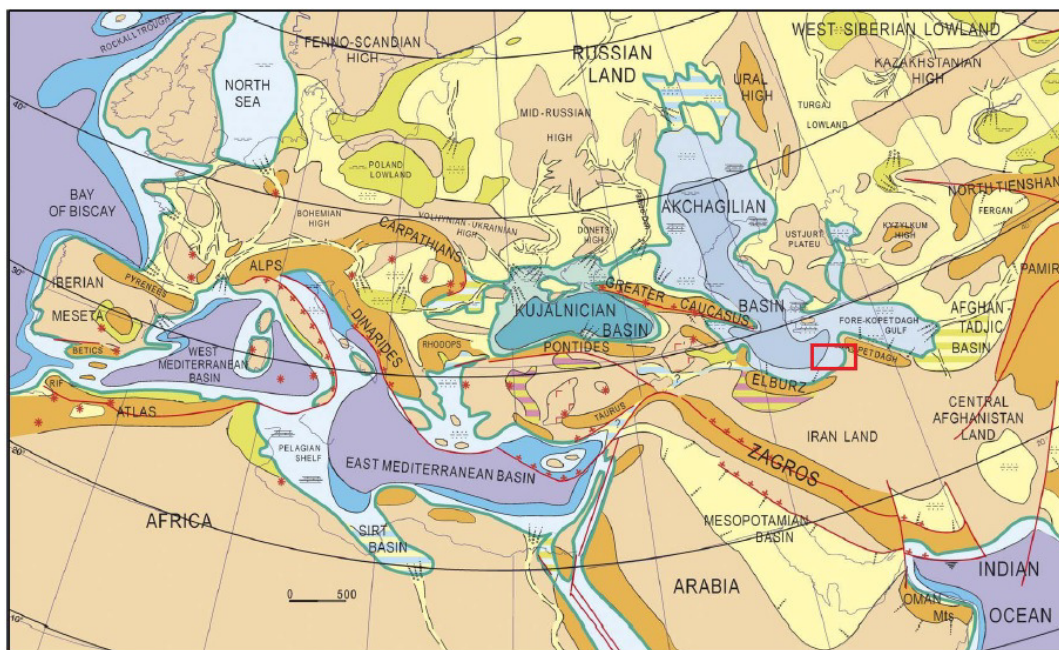
^۲ Piancenzian

^۳ Aegean and Dardanelles straits

^۴ *Ammonia beccarii*

آواری- تبخیری دارای موجودات بومی (*Avicardium*, *Miricardium*, *Andrussella*, *Avimactra*) در زمان اشکوب آقچاگیل میانی رسوب‌گذاری کرده‌اند (پارامونوا، ۱۹۹۴). رسوبات تبخیری آواری حمل شده به دریا به طور هم‌زمان در خلیج آرال جنوبی رسوب‌گذاری کرده که به نظر می‌رسد با خلیج کپهداغ در ارتباط بوده است.

در سراسر بخش مرکزی حوضه، از نواحی حاشیه حوضه تا فروافتادگی خزر جنوبی، رسوب‌گذاری کرده‌اند. این گل‌سنگ‌های دریایی عمیق (با ضخامت ۵۰ تا ۱۰۰ متر) در بخش مرکزی فروافتادگی کورای زیرین نیز رسوب‌گذاری کرده‌اند. در محیط‌های دریایی نسبتاً کم عمق بخش جنوبی حوضه، یعنی شرق گرجستان، غرب آذربایجان و خلیج پیشانی کپهداغ، رسوبات آهکی و



شکل ۱۸. بازسازی جغرافیای دیرینه زیرحوضه‌های پاراتیس برای دوره‌های زمانی پلیوسن میانی تا پسین (اشکوب آقچاگیل) (پوپو و همکاران، ۲۰۰۴). منطقه مورد مطالعه با مستطیل قرمز رنگ مشخص شده است.

نتیجه‌گیری

برش‌های برداشت شده در استان گلستان (گنبد کاووس) به سن پلیوسن پسین، قدیمی‌ترین رخنمون ترشیری در منطقه جنوب شرق دریای خزر هستند. به دلیل عدم گسترش دریا در پلیوسن میانی، طبقات قهوه‌ای (سری چلکن) تشکیل نگردیده یا حداقل ضخامت را دارند و واحد آقچاگیل عموماً به طور مستقیم روی دگرشیبی کرتاسه- ترشیری قرار گرفته است. ضخامت برداشت شده از واحد آقچاگیل در برش‌های مورد مطالعه به ترتیب ۶۲ متر (یلی بدراق)، ۵۸ متر (آق‌بند) و ۳۰ متر (سوملی دره) می‌باشد که تاکنون به عنوان بیش‌ترین ضخامت موجود در منطقه برداشت شده‌اند و از نظر سنگ‌شناسی شامل تناوبی از کنگلومرا، مادستون، مارن و سنگ آهک بایوکلاستی هستند که به صورت توالی‌های درشت‌شونده

به سمت بالا می‌باشند و عمدتاً در یک حوضه رسوبی نسبتاً پرانرژی تشکیل شده‌اند. اختلاف فراوانی عناصر در توالی آقچاگیل در ارتباط با تفاوت رخساره‌ها، ورودی مواد آواری، شرایط رسوب‌گذاری آن‌ها و تأثیر فرایندهای دیاژنی جوی است. تغییرات عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های آهکی سازند آقچاگیل بیانگر کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی و کلسیت پرمینیم است. مقادیر بالای Mn و مقادیر پایین Si در بخش پایینی توالی آقچاگیل (رخساره‌های گل غالب) با وجود مقادیر بالای Al در برش‌های مورد مطالعه، بیانگر شرایط نیمه‌احیایی و وجود یک سیستم دیاژنی بسته در حوضه می‌باشد. هم‌چنین، از بخش قاعده به سمت بالای توالی سازند آقچاگیل (رخساره‌های دانه غالب)، کاهش مقادیر عناصر Fe و Mn و تا حدی مقادیر

رفیعی، ب.، امین سبحانی، ا. (۱۳۸۰) ارتباط کانی‌شناسی و محیط‌رسوبی در گل‌های غیردریایی و تعیین شوری قدیمی در پلیوسن فوقانی و پلیستوسن در حوضه مغان، شمال‌غرب ایران، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، ۳۰۹۹، ۳۱۱۰-۴۱.

سلطانی، ب.، بیرانوند، ب.، موسوی حریمی، ر.، هنرمند، ج.، طاعتی، ف.، مرادپور، م. (۱۳۹۷) تغییرات رخساره و محیط رسوبی نهشته‌های پلیوسن در منطقه جنوب شرق حوضه خزر، شمال شرق ایران، چهارمین همایش انجمن رسوب‌شناسی ایران، دانشگاه زنجان، زنجان، ۲ و ۳ آبان ماه، ۶ ص.

مغفوری‌مقدم، ا. (۱۳۷۹) لیتواستراتیگرافی، بیواستراتیگرافی و پالئوآکولوژی سازندهای آقچاگیل و آپشرون دشت مغان، رساله دکتري زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، ۱۵۱ ص.

Abdullayev, N. A., Riley, G. W., Bowman, A. P (2012) *Regional Controls on Lacustrine Sandstone Reservoirs: The Pliocene of the South Caspian Basin*, AAPG Memoir 95, p. 71–98. DOI: 10.1306/13291385.M953446.

Allen, M. B., Armstrong, H. A (2008) Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265: 52–88.

Andrusov, N. I (1986) *Geological Studies in the Peninsula of Kerch in 1882 and 1883. Notes SOC. Natur. Novoross*, 9: 2 (in Russian).

Agah, S. Bayat, A (1970) *Geological Report of Mazandaran*, GR. 322, pub pp. 10–29.

Berberian, M (1983) *The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. Canadian Journal of Earth Sciences*, 20: 163–183.

Berberian, M., King G. C. P (1981) *Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Can J Earth Sci*, 18: 210–265.

Brand, U. and Veizer, J (1980) *Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, II: stable isotopes: Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 987–997.

Brunet, M.-F., Korotaev, M. V., Ershov, A.V. & Nikishin, A. M (2003) *The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling. Sedimentary Geology*, 156: 119–148.

Brunet, M. F., Wilmsen, M., Granath, J.W (2009) *South Caspian to central Iran Basins, Geological Society of London, Spe. Publ. 312*, 360 pp.

Clifton, H. E (2006) *A re-examination of facies models for clastic shorelines. In: Facies Models Revisited (Eds Walker, R. G. & Posamentier, H.). Special Publication 84*,

Na به همراه افزایش مقادیر Sr تا حد زیادی بیانگر افزایش تأثیر نفوذ آب‌های جوی و ایجاد یک سیستم دیاژنزی باز در حوضه است که منجر به انحلال پوسته آراگونیتی دوکفه‌ای‌ها و گاستروپودها (ایجاد تخلخل قالبی) و ته‌نشست آن به صورت سیمان تیغه‌ای یا هم‌ضخامت در بین ذرات شده است. ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی و کلسیت پرمینیزیم در سازند آقچاگیل با تئوری دریاهای کلسیتی و آراگونیتی نیز سازگار است. ترکیب کانی‌شناسی آراگونیت و کلسیت پرمینیزیم با توجه به پایین بودن سطح جهانی آب دریاها در بخش اعظم پلیوسن (به ویژه پلیوسن پسین) و وجود شرایط رسوب‌گذاری نیمه‌دریایی در منطقه مورد مطالعه می‌تواند توجیه گردد.

تشکر و قدردانی

نویسندگان مقاله از پژوهشکده علوم زمین پژوهشگاه صنعت نفت به جهت همکاری مناسب در فراهم نمودن امکانات جهت مطالعات صحرایی، تهیه برش‌های نازک میکروسکوپی و انجام آنالیزهای عنصری، کمال تشکر و سپاسگزاری را دارند.

منابع

آقاباتی، ع (۱۳۸۵) زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۸ ص.

آقاباتی، س.ع.، رضایی، ع (۱۳۸۸) هم‌ارزی‌های واحدهای چین‌نگاری سنگی در ایران در پهنه‌های ساختاری-رسوبی عمده، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور، ۷ ص.

اتحاد، ک.، طاعتی، ف (۱۳۹۶) معرفی سازند آقچاگیل به عنوان پوش سنگ حوضه جنوب خزر، سومین همایش انجمن رسوب‌شناسی ایران، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، ۱۹ و ۲۰ اردیبهشت ماه، ۶ ص.

احسانی، م (۱۳۸۴) بررسی لیتوفاسیس‌ها و بیوفاسیس‌های موجود در توالی چین‌های آقچاگیل در شمال شرق گنبد کاووس، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۹۱ ص.

رفیعی، ب (۱۳۷۹) رسوب‌شناسی، محیط‌رسوبی و ژئوشیمی سازندهای آقچاگیل و آپشرون در منطقه دشت مغان، شمال غرب ایران، پایان‌نامه دکترا، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۲۲ ص.

- Paramonova, N. P (1994) *Istorija akchagylskikh i sarmatskikh molluskov. Tr. Paleontol. Inst. AN SSSR*, vol. 220. Nauka, Moskva (in Russian).
- Parcerisa, D., Gomez-Gras, D., Trave, A., Martin-Martin, J.D., Maestro, E (2006) 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: 318-321.
- Pingitore, N. E., Eastman, M. P., Sandidge, M., Oden, K. and Freiha, B (1988) The coprecipitation of manganese (II) with calcite, an experimental study: *Marine Chemistry*, 25: 107-120.
- Popov, S. V., Ilyina, L. B., Paramonova, N. P., Goncharova, I. A., et al., (2004) Lithological-paleogeographic maps of Paratethys. *Cour. Forsch. Inst. Senckenb*, 250: 1-46 (10 maps).
- Popov, S. V., Shcherba, I. G., Ilyina, L. B., Nevesskaya, L. A., Paramonova, N. P., Khondkarian, S. O. & Magyar, I (2006) Late Miocene to Pliocene palaeogeography of the Paratethys and its relation to the Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238: 91-106.
- Rao, C. P (1996) Elemental composition of marine calcite from modern temperate shelf brachiopods, bryozoans and bulk carbonates, eastern Tasmania, Australia: *Carbonates and Evaporites*, 11: 1-18.
- Rao, C. P (1991) Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia: *Carbonates and Evaporites*, 6: 83-106.
- Robert, A. M. M., Letouzey, J., Kavoosi, M. A., Sherkati, Sh., Muller, C., Verges, J., Aghababaei, A (2014) 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*, Elsevier, 57: 68-87. <10.1016/j.marpetgeo.2014.05.002.
- Rögl, F (1999) Mediterranean and Paratethys, Facts and hypothesis of an Oligocene to Miocene paleogeography (short review), *Geologica Carpathica*, 50 (4): 339-349.
- Rögl, F., Steininger, F. F (1983) Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 85/A: 135-163.
- Sandberg, P. A (1983) An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy: *Nature*, 305: 497-537.
- Scoffin, T. P, Stoddard, D. R (1983) Beach rock and intertidal cements. In: Goudie, A. S., Pye, K. (Eds.), *Chemical sediments and Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Tulsa, OK; 293-337.
- Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoirs*, 1: 108-121
- Faridi, Z (1964) *Ostracoda in the Plio-Pleistocene Shediment of Gorgan Mazandran (northern Iran) the bulthen of Iraian petroleum institute*, 14: 532-535.
- Flügel, E (2010) *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*, 2nd edn. Springer, Berlin, p 984
- Folk, R. L (1974) The natural history of crystalline calcium carbanate: effect of magnesium content and salinity: *Jour. Sed. Petrology*, 44: 40-53.
- Gillet, S (1976) *Le neogene da la region de Moghan (Azarbaïdjan-Iranian) dapres la macrofauna*, *Paraktika Akad., Athin* 42, PP. 57-78.
- Kinsman, D. J. J., Holland, H. D (1969) The coprecipitation of cations with CaCO₃. The coprecipitation of Sr²⁺ with aragonite between 16 and 96 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33: 1-17.
- Land, L. S. and Hoops, G. K (1973) Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions: *Journal of Sedimentary Petrology*, 43:614-617.
- Lohmann, K. C (1988) Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst, In, James, N.P. and Choquette, P.W., (Editors), *Paleokarst: Springer-Verlag*, New York, p. 58-80.
- Mackenzie, F. T. and Pigott, J. D (1981) Tectonic controls of Phanerozoic rock cycling: *Journal of Geological Society*, 138: 183-196.
- Maghfuri Moghadam, I (2013) Stratigraphy of Neogene Deposits in Northern Iran, Middle-East *Journal of Scientific Research*, 15 (6): 846-852.
- Miall, A. D (2013) *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer, Berlin.
- Miller, C. R., James, N. P., Bone, Y (2012) Prolonged carbonate diagenesis under an evolving late cenozoic climate; Nullarbor Plain, southern Australia. *Sedimentary Geology*, 261 (262): 33-49.
- Milliman, J. D (1974) *Marine Carbonates: New York, Springer-Verlag*, 375 p.
- Morrison, J. O. and Brand, U (1986) *Geochemistry of recent marine invertebrates: Geoscience*, Canada, 13: 237-254.
- Morse, J. W. and Mackenzie, F. T (1990) *Geochemistry of Sedimentary Carbonates: Elsevier*, New York, 707 p.

- geomorphology. Academic Press, London, pp. 401-425.
- Smith-Rouch, L. S (2006) Oligocene–Miocene Maykop/Diatom Total Petroleum System of the South Caspian Basin Province, Azerbaijan, Iran, and Turkmenistan: U. S. Geological Survey Bulletin 6607-I, 61 p.
- Soltani, B., Beiranvand, B., Moussavi-Harami, R., Honarmand, J., Taati, F (2020) Facies Analysis and Depositional Setting of the Upper Pliocene Akchagyl Formation in Southeastern Caspian Basin, NE Iran, Carbonates and Evaporites, 35,8, DOI: 10.1007/s13146-01900537-9.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P (1990) Carbonate sedimentology: Blackwell Scientific Publications, London, 482 p.
- van Back, C. G. C (2010) Glacio-Marine Transgressions of the Early and Middle Pleistocene Caspian Basin, Azerbaijan. Paleomagnetic Laboratory “Fort Hoofddijk”, Utrecht University, Budapestlaan 17, 3584 CD Utrecht, The Netherlands.
- Veizer, J (1983) Trace elements and stable isotopes in sedimentary carbonates: Reviews in Mineralogy, 11: 265-300.
- Veizer, J., Clayton, R. N., Hinton, R. W., Von Brunn, V., Mason, T. R., Buck, S. G. and Hoefs, J (1990). Geochemistry of Precambrian carbonates: 3-shelf seas and non-marine environments of the Archean. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54: 2717-2729.
- Veizer, J. and Demovic, R (1973) Environmental and climatic controlled fractionation of elements in the Mesozoic carbonate sequence of the western Carpathians: Journal of Sedimentary Petrology, 43(1): 258-271.
- Wilkinson, B. H., Owen, R. M., Carroll, A. R (1985) Submarine hydrothermal weathering, global eustasy, and carbonate polymorphism in Phanerozoic marine oolites. Journal of Sedimentary Petrology, 55: 171-183.
- Winefield, P. R., Nelson, C. S. and Odder, A. P. W (1996) Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry: a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones: Carbonates and Evaporites, 11: 19-31.
- Yassini, I (1981) Paratethys Neogene deposits from the southern Caspian sea, the bulletin of Iranian petroleum institute, 38: 1–24.