

سنگ‌نگاری و بررسی کانی‌شناسی اولیه واحدهای کربناته سازند گچساران بر مبنای زمین-

شیمی عنصری (حوضه‌ی رسوبی لرستان، جنوب خرم‌آباد)

سمیرا تقدیسی نیک بخت^{۱*}، یعقوب نصیری^۱، مصطفی صداقت نیا^۲

(۱) استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، مجتمع آموزش عالی گناباد، گناباد، ایران

(۲) دانشجوی دکتری، رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

[*samirataghdisi@gmail.com](mailto:samirataghdisi@gmail.com)

تاریخ تنظیم: ۱۴۰۳/۷/۱۸

چکیده

در این پژوهش سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی عنصری واحدهای کربناته سازند گچساران به منظور درک فرآیندهای دیاژنزی و کانی‌شناسی اولیه این سازند مطالعه شده است. در این پهنه یک برش سطح‌الارضی به ضخامت ۳۸۰ متر در ۴۶ کیلومتری جنوب غرب خرم‌آباد انتخاب شده است. توالی پاراژنتیکی نهشته‌های سازند گچساران در این برش در چهار محیط دریایی، تدفینی، بالآمدگی و آب شیرین تفسیر شده است، و طی سه مرحله دیاژنزی اولیه (ائوژنز)، میانی (مزوژنز) و نهایی (تلوژنز) اتفاق افتاده است. روند تغییرات عناصر Sr به Na در برابر Mn نشان داد نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی سنگ آهک‌های گوردون تاسمانیا یا در مجاورت آن، اما با روندی مشابه با ترکیبی آراگونیتی قرار می‌گیرند. همچنین در نمونه‌های مورد مطالعه، روند تغییرات عنصر Mn در برابر Sr نشان داد این نمونه‌ها در محدوده مشابه کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران قرار دارند که تاییدی بر آراگونیتی بودن کانی‌شناسی اولیه سنگ‌آهک‌های سازند گچساران در برش مورد مطالعه است. بالا بودن نسبت Sr/Mn و Sr/Ca، مقادیر پایین عنصر Fe و Mn، نسبت بالای عنصر Sr در نمونه‌های مورد مطالعه و ترسیم مقادیر Sr/Ca در برابر عناصر Mn, Mg, Fe بیانگر یک سیستم دیاژنزی غالب بسته تا کمی باز به صورت ضعیف و با تبادل آب به سنگ پایین (W/R) برای کربنات‌های سازند گچساران می‌باشد.

کلید واژه: سازند گچساران، دیاژنز، کانی‌شناسی، لرستان، خرم‌آباد

Petrography and primary mineralogical investigation of carbonate units of Gachsaran Formation based on elemental geochemistry (Lorestan sedimentary basin, south of Khorramabad)

S. Taghdisi Nikbakht^{1*}, Y. Nasiri¹, M. Sedaghatnia²

1) Assist. Prof., Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Gonabad, Gonabad, Iran

2) Ph. D., student sedimentology and sedimentary rocks, Faculty of Science, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran,

Abstract

In this study, petrography and elemental geochemistry of carbonate units of Gachsaran Formation have been studied in order to understand the diagenesis processes and primary mineralogical of this formation. In this area, a 380-meter-thick surface section has been selected in 46 kilometers to southwest of Khorramabad. In this section, the paragenetic sequences of Gachsaran Formation deposits have been interpreted in four environments: marine, burial, upwelling and fresh water, and occurred during three stages of initial (eogenesis), middle (mesogenesis) and final (telogenesis) diagenesis. The changes trend of Sr element to Na compared to Mn showed that the studied samples are in the range of Gordon limestones of Tasmania or in its vicinity, but with a similar trend to aragonite composition. Moreover, the trend of changes of Mn element against Sr in the studied samples showed that these samples are in the same range as the primary mineralogy of the aragonite carbonates of the Mozduran Formation, which confirm the aragonite mineralogy of the primary limestones of the Gachsaran Formation in the studied section. The high ratio of Sr/Mn, Sr/Ca, low amounts of Fe and Mn, the high proportion of Sr element in the studied samples and plotting Sr/Ca values against Mn, Mg, Fe elements indicate a dominant closed to slightly open diagenesis system in a weak and with the few exchange of water-to-rock ratio (W/R) for the carbonates of Gachsaran Formation.

Keywords: *Gachsaran Formation, diagenesis, mineralogy, Lorestan, Khorram Abad*

چرخه رسوبی فارس یک واحد زمین‌ساختی - چینه‌شناختی همزمان با کوهزایی آلپ است که در یک دریای پسروده به سمت جنوب باختری نهشته شده و تغییرات سنی آن از میوسن پیشین تا پلیوسن است. به همین رو این چرخه، در برگرنده سازندهای گروه فارس (گچساران، میشان و آغاچاری) و سازند کنگلومرای بختیاری است که نشانگر یک فاز پسروری است. ضخامت تقریبی ردیف‌های مورد نظر، در لرستان و سکوی فارس ۳۰۰۰ متر است ولی در فروافتادگی دزفول و پیش خشکی بندرعباس تقریباً ۶۰۰۰ متر ضخامت دارد [۱]. با استفاده از روش‌های گوناگون سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی، امروزه شناخت نسبتاً کاملی از تبدیل رسوبات آهکی به سنگ‌های کربناته وجود دارد که این تغییر و تبدیل رسوبات کربناته می‌تواند در سه قلمرو دیاژنزی دریایی، متئوریک و دفنی رخ دهد [۲،۳،۴،۵،۶،۷]. تأثیر فرایندهای دیاژنزی پس از ته‌نشینی رسوبات موجب تغییر ویژگی‌های اولیه از لحاظ سنگ‌نگاری و ژئوشیمی می‌شود، بررسی شدت و ضعف تأثیرات دیاژنتیکی بر روی رسوبات به آگاهی بیشتر از شرایط اولیه حاکم بر محیط رسوبی منجر می‌شود. از نگاه دیگر نیز تغییرات ایجاد شده در طی فرایندهای دیاژنزی می‌تواند سبب ایجاد ویژگی‌ها و پتانسیل‌های جدیدی در رسوبات گردد. داده‌های آنالیز زمین‌شیمی اطلاعات مهمی درباره‌ی شرایط حاکم بر محیط رسوبی و نیز تغییرات دیاژنتیکی مؤثر بر رسوبات در طی زمان را فراهم می‌آورد [۸]. بررسی عناصر اصلی و فرعی در کربنات‌ها در شناسایی شرایط تشکیل، ترکیب کانی شناسی اولیه و نوع محیط دیاژنزی حاکم بر آن‌ها اهمیت دارد [۹]. از این رو با توجه به میزان عناصر اصلی و فرعی می‌توان محدوده جغرافیایی آن‌ها را در زمان تشکیل شناسایی کرد [۱۰]. بررسی رسوبات کربناته عهد حاضر نشان دهنده فراوانی آراگونیت در دریا‌های حاره‌ای [۱۱]، کلسیت با منیزیم بالا در دریا‌های معتدله [۱۲]، و کلسیت کم منیزیم فراوانترین کانی مناطق قطبی هستند [۱۳]. تأثیر فرایندهای دیاژنزی پس از ته‌نشینی رسوبات موجب تغییر ویژگی‌های اولیه از لحاظ سنگ‌نگاری و ژئوشیمی می‌شود، بررسی شدت و ضعف تأثیرات دیاژنتیکی بر روی رسوبات به آگاهی بیشتر از شرایط اولیه حاکم بر محیط رسوبی منجر می‌شود. از نگاه دیگر نیز تغییرات ایجاد شده در طی فرایندهای دیاژنزی می‌تواند سبب ایجاد ویژگی‌ها و پتانسیل‌های جدیدی در رسوبات گردد. داده‌های آنالیز ژئوشیمی اطلاعات مهمی درباره‌ی شرایط محیط رسوبی و نیز تغییرات دیاژنتیکی مؤثر بر رسوبات در طی زمان را فراهم می‌آورد [۸].

در پژوهش حاضر به سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی عنصری سازند گچساران در برش سطح الارضی جنوب غرب خرم آباد پرداخته شده که امید است نتایج این پژوهش بتواند در راستای انطباق هر چه بهتر این سازند بین بخش‌های مختلف حوضه‌ی رسوبی لرستان مفید واقع شود و در نهایت بتوان تصویر آشکارتری از بازسازی جغرافیای دیرینه زمان میوسن در حوضه‌ی رسوبی زاگرس و تاریخچه‌ی پس از رسوب‌گذاری این سازند ارائه داد.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه

ناودیس افرینه یکی از بزرگترین و وسیع‌ترین ناودیس‌های حوضه‌ی رسوبی لرستان می‌باشد که دارای ۳۱ کیلومتر طول و ۵ کیلومتر عرض می‌باشد. این ناودیس بین دو تاقدیس امیران (در شمال شرق) و تاقدیس سرکان (در جنوب غرب) واقع شده است [۱ و ۱۴]. برخورد ورقه‌های عربی - اوراسیا منجر به بالا آمدن ورقه ایران - آناتولی شده است که این برخورد منجر به بسته شده دریای نئوتتیس در زمان میوسن - پلیوسن شده است [۱۵ و ۱۶]. نتیجه این برخورد تشکیل چهار زون تکتونیکی (حوضه‌ی فولند خلیج فارس، زون زاگرس مرتفع، کمربند چین خورده - تراستی زاگرس و زون ارومیه دختر) در غرب ایران شده است. ناحیه مورد مطالعه در استان لرستان و در زون زاگرس چین خورده قرار گرفته است (شکل ۱). برش مورد مطالعه در ناودیس افرینه، ۴۶ کیلومتری جنوب غرب شهرستان خرم‌آباد واقع شده است. این برش در محدوده شهرستان افرینه، در مسیر آزاد راه خرم‌آباد - اندیمشک واقع شده‌اند. موقعیت این برش به همراه راه‌های دسترسی به ناحیه مورد مطالعه در شکل ۲ نشان داده شده است. سازندهای آسماری، گچساران و آغاچاری در ناودیس افرینه رخنمون دارند. سازند میشان در این بخش از حوضه‌ی رسوبی لرستان مشاهده نشده و سازند آغاچاری مستقیماً بر روی سازند گچساران قرار گرفته است (شکل ۳ و ۴). سازند گچساران در رشته کوه‌های زاگرس ضخامتی بالغ بر ۲۰۰۰ متر دارد [۱۷]. از نظر پتروگرافی این سازند متشکل از ژئیس، انیدریت، مارن و سنگ‌های کربناته می‌باشد که در یک محیط لاگونی و سبخایی نهشته شده‌اند [۱۷]. محیط رسوبی سازند گچساران به پهنه‌های سبخایی، جزر و مدی، لاگون، سدی و دریای باز تحت شرایط محصور تا نیمه محصور نسبت داده می‌شود [۱۸]. از نظر سنی سازند گچساران محدوده‌ای از زمان الیگوسن - میوسن [۱۹ و ۲۰] تا میوسن زیرین - میانی [۲۱] می‌باشد. ناحیه مورد مطالعه دارای مختصات ۳۳ درجه و ۱۴ دقیقه و ۱۵ ثانیه طول شرقی و ۴۷ درجه و ۵۲ دقیقه و ۸ ثانیه عرض شمالی می‌باشد.

شکل ۱: جایگاه تکتونیکی ناحیه مورد مطالعه (ناودیس افرینه) که در زون زاگرس چین خورده - تراستی واقع شده است. این زون ساختاری حاصل برخورد ورقه‌های عربی - اوراسیا و به دنبال آن بالا آمدگی ورقه ایران - آناتولی می‌باشد (ناحیه مورد مطالعه با علامت ستاره مشخص شده است) [۲۲].

شکل ۲: بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان خرم‌آباد و پلدختر به همراه موقعیت ناودیس افرینه، گسترش سازندها و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه [۲۳]. برش انتخاب شده با علامت ستاره نشان داده شده است.

شکل ۳: ستون سنگ‌چینه‌ای سازند گچساران در ناحیه مورد مطالعه.

شکل ۴: تصاویر صحرایی سازندهای موجود در ناحیه مورد مطالعه (ناودیس افرینه). (الف): سازندهای آسماری، گچساران و آغاچاری. (ب): گسترش سازند گچساران در ناحیه مورد مطالعه. (پ): مرز شارپ بین سازند گچساران و سازند آغاچاری در ناحیه مورد مطالعه

روش مطالعه

به منظور درک فرآیندهای دیاژنزی سازند گچساران در برش مورد مطالعه، تعداد ۱۰۰ نمونه سنگ از توالی‌های کربناته مورد نظر برداشت شده است به گونه‌ای که کل توالی را پوشش داده است. از تمام نمونه‌ها مقطع نازک سنگ‌شناسی تهیه شده و توسط میکروسکوپ پلاریزان Olympus- BH2 مورد مطالعه قرار گرفتند (مقاطع در دانشگاه فردوسی تهیه و مورد مطالعه قرار گرفتند). از بین این نمونه‌ها، تعداد ۲۰ نمونه سنگ انتخاب، و از بخش‌های میکرایتی آن‌ها و بدور از هرگونه آلودگی، هوازدگی، شکستگی، رگه، درزه، شکاف و فسیل، مقدار ۶۰ گرم با مته دندانپزشکی جدا شده و پس از پودر کردن آن‌ها با آسیاب سیاره‌ای با دور آهسته و همگن شدن نمونه‌ها، به روش EDX (طیف سنجی پراش انرژی پرتو ایکس = Energy Dispersive X ray) مورد آنالیز عنصری قرار گرفتند. نمونه‌ها در آزمایشگاه مرکزی شماره ۱ دانشگاه لرستان مورد آنالیز عنصری (EDX) قرار گرفتند. عناصر اصلی (Ca, Mg) بر حسب درصد و عناصر فرعی (Sr, Mn, Fe, Na) بر حسب پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شده‌اند. دقت آنالیزها برای عناصر اصلی ۰/۵ درصد و برای عناصر فرعی ± 5 پی‌پی‌ام بوده است. به منظور تعیین ترکیب کانی شناسی اولیه کربنات‌های سازند گچساران در برش مورد مطالعه از عناصر اصلی Ca و Mg و عناصر فرعی Fe, Sr, Na و Mn و رسم این مقادیر در برابر یکدیگر و مقایسه آن‌ها با محدوده‌های معرفی شده توسط پژوهشگران مختلف برای کانی شناسی اولیه کربنات‌ها استفاده شده است [۹، ۲۴، ۱۱، ۲۵].

فرآیندهای دیاژنزی

از مهمترین فرآیندهای دیاژنزی در برش مورد مطالعه می‌توان به میکرایتی شدن^۱، نوریختی^۲، فشردگی^۳، انحلال^۴، سیمانی شدن^۵ و جانشینی^۶ اشاره کرد که در ادامه به توصیف و تفسیر آن‌ها پرداخته می‌شود.

میکرایتی شدن

توصیف: در مقاطع مورد مطالعه این فرآیند به دو صورت در رخساره‌های پکستون و گرینستون الیتی دیده می‌شود: الف: به صورت پوشش میکرایتی اطراف آلوکم‌ها (غالباً الییدها) عمل نموده و در برخی موارد سبب حفظ شکل اولیه دانه می‌شود (شکل ۵- الف پیکان زرد رنگ). ب: به طور ناقص (شکل ۵- ب پیکان زرد رنگ). و یا کامل (شکل ۵- پ پیکان زرد رنگ) باعث میکرایتی شدن آلوکم‌ها (الییدها) شده و ساختمان داخلی آن‌ها را تا حدودی از بین برده است.

تفسیر: نخستین فرآیندهای دیاژنزی زیستی در محیط فریاتیک دریا پوشش‌های میکرایتی می‌باشند که عمدتاً توسط موجودات حفار (سیانوباکتری‌های اندولیتیک، قارچ‌ها و جلبک‌ها) و در شرایط آرام رسوب‌گذاری و در نزدیکی سطح تماس آب و رسوب رخ

¹ Micritization
² Neomorphism
³ Compaction
⁴ Dissolution
⁵ Cementation
⁶ Replacment

می‌دهند [۲۶، ۲۷، ۲۸، ۲۹، ۳۰]. مهمترین فاکتور در ایجاد پوشش میکرایتی فعالیت میکرو ارگانیسم‌ها و ایجاد فرسایش زیستی می‌باشد [۳۱]. این رویداد به نواحی کم عمق (عمق کمتر از ۱۰۰ متر) و گرم دریا مربوط است [۳۲، ۳۳، ۳۴، ۳۵].

نوریختی (افزایشی و کاهش)

توصیف: در نمونه‌های مورد مطالعه فرآیند نوریختی به صورت افزایشی و کاهش‌ی دیده می‌شود. در شکل ۵- ت فرآیند نوریختی افزایشی در متن سنگ مشاهده می‌شود که افزایش اندازه بلورهای کربنات کلسیم در جهت پیکان‌های زرد رنگ نشان داده شده است. شکل ۵- ث به ترتیب مربوط به یک قطعه کلسیتی می‌باشد که در آن فرآیند نوریختی کاهش‌ی با فرآیند حاشیه میکرایتی (micrite envelope) در آن اتفاق افتاده است که با علامت پیکان زرد رنگ مشخص شده است. شکل ۵- ج مربوط به یک دانه الیید می‌باشد که فرآیند نوریختی کاهش‌ی در لامینه‌های اطراف آن صورت گرفته است.

تفسیر: فرآیندهای نوریختی باعث افزایش و یا کاهش اندازه بلورها می‌شود [۳۳]. نوریختی به صورت افزایشی منجر به تشکیل بلورهای درشت‌تر می‌شود [۳۲]، و در سنگ‌های کربناته فرآیند نوریختی بیشتر به صورت افزایشی می‌باشد و در طی آن بلورهای ریز میکرایتی بزرگ‌تر شده و به میکرواسپار و اسپارایت تبدیل می‌شوند [۳۶]، ولی نوریختی به صورت کاهش‌ی نیز اتفاق می‌افتد که در آن اندازه دانه‌ها کوچک‌تر شده و توأم با میکرایتی شدن هستند. فرآیند نوریختی کاهش‌ی هم‌زمان با رسوب‌گذاری در محیط دریایی و در نزدیک سطح آب و رسوب انجام می‌گیرد [۲].

شکل ۵- الف: ایجاد پوشش میکرایتی (پیکاهای زرد رنگ) در اطراف دانه‌های الیید در رخساره گریستون الییدی. (نمونه شماره Ga-55). ب: ایجاد پوشش میکرایتی ناقص (پیکان زرد رنگ) بر روی دانه الیید به گونه‌ای که این پوشش ساختمان داخلی آن‌ها را تا حدودی از بین برده است. (نمونه شماره Ga-18). پ: ایجاد پوشش میکرایتی کامل به گونه‌ای که دانه‌های الیید میکرایتی شده و ساختمان داخلی آن‌ها کاملاً از بین رفته است (نمونه شماره Ga-33). ت: نوریختی افزایشی (تبدیل بلورهای ریز میکرایت به بلورهای درشت‌تر میکرواسپار و اسپار در جهت پیکان‌های زرد رنگ) (نمونه شماره Ga-10). ث: نوریختی کاهش‌ی در اطراف یک قطعه کلسیتی (احتمالاً قطعه تک بلور خارپوست) (نمونه شماره Ga-44). ج: نوریختی کاهش‌ی (لامینه‌های آراگونیتی و یا کلسیتی الییدها به بلورهای ریز میکرایتی تبدیل شده‌اند) (نمونه شماره Ga-51).
سیمانی شدن

این فرآیند، جزء فرآیندهای اصلی دیاژنتیکی بوده و سبب استحکام رسوب و سنگ شدگی می‌شود [۳۲]. سیمانی شدن شامل فرآیندهایی است که منجر به ته‌نشینی کانی‌ها در حفرات اولیه و ثانویه سنگ می‌شود. فرآیند سیمانی شدن نیازمند فوق اشباع شدن سیالات روزنه‌ای نسبت به این کانی‌ها می‌باشد [۳۳]. سیمانی شدن در طیف وسیعی از محیط‌های دیاژنتزی (دریایی، وادوز، آب شیرین و دفنی انجام می‌شود [۳۳]. به طور کلی هر نوع سیمان، مبین محیط دیاژنتیکی خاصی می‌باشد و در محدوده‌های دریایی، متئوریکی و تدفینی تشکیل می‌شوند. از این میان سیمان‌های دریایی به دلیل حالت تعادلی با محیط بهترین وسیله برای انجام آزمایشات ایزوتوپی و عناصر فرعی به منظور تعیین دمای حوضه رسوبی در زمان تشکیل به شمار می‌روند [۳۷]. مطالعات انجام شده بر روی رخساره‌های کربناته سازند گچساران در ناحیه مورد مطالعه منجر به شناسایی چندین نوع سیمان از نظر ریخت‌شناسی گردید. این سیمان‌ها شامل: سیمان کلسیت ریزبلور حاشیه‌ای هم‌ضامت، سیمان کلسیت هم‌بعد، سیمان قطعه‌ای

(بلوکی)، سیمان دروزی و سیمان‌های محیط وادوز (سیمان هلاله‌ای، سیمان آویزه‌ای و سیمانی شدن ناقص درون دانه و دور دانه‌ای) می‌باشند که در ادامه به توصیف و تفسیر آنها پرداخته می‌شود.

سیمان کلسیت ریزبلور حاشیه‌ای هم ضخامت^۷

توصیف: این سیمان در نمونه‌های مطالعه شده غالباً در فضای اطراف دانه‌های الییدی دیده شده است (شکل ۶ - الف پیکان‌های زردرنگ). سیمان‌های حاشیه‌ای معمولاً نسل اول سیمان می‌باشند و در ادامه بوسیله سایر سیمان‌ها دنبال می‌گردند (شکل ۶ - الف پیکان قرمز رنگ). این سیمان با تشکیل پیرامون دانه‌ها و ایجاد چارچوب محکم در مقابل فشردگی، نقش مهمی در حفظ تخلخل دارند و از تراکم، فشردگی و فایریک نزدیک به هم دانه‌ها در مراحل بعدی دیاژنزی جلوگیری می‌کند.

تفسیر: این نوع سیمان به عنوان اولین نسل از سیمان‌ها در نظر گرفته می‌شود و دارای بلورهای فیبری و یا سوزنی شکل بوده که با ضخامت یکنواخت بر روی سطح ذرات رشد می‌کنند. این نوع سیمان به عنوان سیمان دریایی و مشخصه بخش‌های فریاتیکی آب دریا در نظر گرفته می‌شود [۲۹، ۳۶، ۳۸]. در محیط‌های کربناته کم‌عمق به دلیل فراوانی هسته‌ها و ناخالصی‌ها و بالا بودن حالت فوق اشباع از کربنات کلسیم، نهشت سیمان‌های دریایی نسبت به محیط‌های دیگر سریع‌تر است، بنابراین سیمان‌ها عموماً بلورهای ریز و ظریفی را تشکیل می‌دهند که نسبت طول به عرض آن‌ها معمولاً در بازه ۶ تا ۱۲ متغیر می‌باشند [۳۲]. این سیمان‌ها بوسیله حاشیه‌های سیمانی منفرد یا چندگانه با ضخامت مساوی در اطراف ائیدها و بایوکلست‌ها در ریزرخساره‌های سدی مشاهده می‌گردد [۳۳].

سیمان کلسیتی هم بعد^۸

توصیف: در مقاطع مورد مطالعه این نوع سیمان به چهار شکل دیده می‌شود (شکل ۶ - ب تا ث). الف: پرکننده فضای خالی بین دانه‌ها که تحت عنوان سیمان موزاییکی بین دانه‌ای خوانده می‌شود. ب: به صورت سیمان پرکننده درون آلوکم‌ها ج: پرکننده فضاهای خالی ایجاد شده در متن سنگ و د: در مرحله تلوزنیک فضای حاصل از شکستگی‌ها را پر کرده‌اند.

تفسیر: این سیمان دارای بلورهای کوچک تا متوسط (بین ۳۰ تا ۲۵۰ میکرون)، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و نسبتاً هم‌بعد می‌باشد که نسبت طول به عرض بلورهای آن حدود ۱/۵ می‌باشد [۳۳]. دلیل هم بعد بودن آنها پائین بودن نسبت یون‌های Mg/Ca در آب‌های جوی و دفنی می‌باشد، این نسبت در آب‌های جوی کمتر از ۰/۳ است [۳۹]. پایین بودن مقدار یون Mg اثر سمی کننده داشته و بلورها اجازه می‌یابند تا بجز محور بلور شناسی C در امتداد سایر محورهای بلورشناسی هم رشد کنند، به همین دلیل بلورها ظاهری هم‌بعد پیدا می‌کنند [۳۳ و ۳۶]. شفافیت در این سیمان دلالت بر غیردریایی بودن آن دارد [۴۰]. ریز دانه بودن، هم اندازه بودن، عدم حضور آهن و عدم شواهد دیاژنز دفنی (نداشتن مرزهای منحنی) از دلایل تشکیل این نوع سیمان در محیط

⁷ Isopachous

⁸ Equant

فریاتیک جوی است. این سیمان‌ها در شرایط پایین بودن نرخ ورود یون کربنات تشکیل می‌شوند [۳۶ و ۴۱]. ترکیب کانی شناسی این سیمان کلسیت کم منیزیم (LMC) می‌باشد. در محیط فریاتیک جوی انواع سیمان‌های حفره پرکن بویژه انواع هم بعد آن تشکیل می‌شوند و برای تعیین منشأ این نوع سیمان باید از مطالعات ایزوتوپی (O^{18}/O^{16}) استفاده شود [۴۲]. زون فریاتیک متئوریک با دمای نسبی پایین و جریان آهسته مایعات، می‌تواند محیط مناسبی برای تشکیل این سیمان باشد [۴۰]. لذا می‌توان گفت از شواهد هم‌بعد بودن این سیمان، رشد بیشتر عرض بلورها نسبت به طول آن‌ها، پایین بودن یون منیزیم، تشکیل بلورها در محیط دیاژنزی آب شیرین می‌باشد. همه این عوامل سبب می‌شوند که بلورها در جهت‌های مختلف رشد کنند و حالت موزاییکی هم‌بعد به خود بگیرند.

سیمان دروزی^۹

توصیف: در نمونه‌های مورد مطالعه این سیمان بیشتر پرکننده بخش‌های داخلی انحلال یافته فسیل‌ها و حفره‌ها می‌باشد به گونه‌ای که افزایش اندازه بلورها از سمت حاشیه حفره به سمت مرکز حفره می‌باشد. همانگونه که در شکل ۶- ت مشاهده می‌شود سیمان دروزی یک حفره را پر کرده است و افزایش اندازه بلورها از سمت حاشیه به سمت مرکز حفره رخ داده است (افزایش اندازه بلورها در جهت پیکان قرمز رنگ).

تفسیر: سیمان دروزی بیشتر به عنوان سیمان نسل دوم، بعد از سیمان‌های نسل اول تشکیل می‌شوند و دارای ترکیب کلسیت کم منیزیم می‌باشند [۴۳]. این سیمان که پرکننده حفرات و شکستگی‌ها است، از بلورهای هم‌بعد تا طویل، بی‌شکل تا نیمه-شکل‌دار کلسیت تشکیل شده است که اندازه آن‌ها از حاشیه به سمت مرکز افزایش می‌یابد. ترتیب تبلور بلورهای پرکننده حفرات، نشان دهنده پیشرفت این فرآیند در دو مرحله است [۴۴]. سیمان دروزی در واقع بیانگر محیط‌های دیاژنزی متئوریک نزدیک سطح و دفنی می‌باشد [۳۳]. سیمان دروزی حفرات ثانوی که از انحلال بعضی از قطعات اسکلتی دوکفه‌ای‌ها و شکم‌پایان و غیره ایجاد می‌شود را نیز پر می‌کند. این نوع سیمان در موقعیت‌های فریاتیک متئوریک (یا دریایی) تا دفنی کم عمق دیده می‌شود [۴۵]. این سیمان در هر دو محیط دیاژنزی دفنی و محیط دیاژنزی جوی تشکیل می‌شود لذا برای تعیین منشأ سیمان باید از مطالعات ایزوتوپی (O^{18}/O^{16}) استفاده شود [۴۰].

سیمان قطعه‌ای (بلوکی)^{۱۰}

توصیف: تفاوت اصلی این نوع از سیمان‌ها با سیمان‌های هم‌بعد، در اندازه قطعات آن است به گونه‌ای که اندازه بلورها در سیمان هم‌بعد بین ۲۰۰ تا ۵۰۰ میکرون می‌باشد و این درحالی است که در سیمان بلوکی بیش از ۸۰۰ میکرون و در برخی موارد اندازه‌های چند میلی‌متری می‌باشند (شکل ۶- ج).

^۹ Drusy

^{۱۰} Blocky

تفسیر: این نوع سیمان با ترکیب کانی‌شناسی کلسیت پرمینیزیم و یا کلسیت کم‌مینیزیم، به طور معمول در محیط‌های دیاژنزی متئوریک (وادوز یا فریاتیک)، محیط تدفینی و به ندرت در ریف‌ها و هاردگراندهای دریایی مشاهده می‌شود [۴۶]. این سیمان در بیشتر موارد، شکستگی‌ها و تخلخل حاصل از انحلال را پر می‌کند [۳۳]. گسترش این سیمان بین اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی است و نسبت Mg/Ca در سیالات سازنده این سیمان کم است [۳۳].

شکل ۶- الف: سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت در اطراف دانه‌های الیید در یک ریزرخساره گرینستون الییدی (پیکان‌های زردرنگ)، پیکان قرمز رنگ سیمان درشت بلور نسل بعدی می‌باشد که فضای بین دانه‌ها را پر کرده است (نمونه شماره Ga-13). ب: سیمان موزاییکی (کلسیت هم‌بعد) درون دانه‌ای (دانه مورد نظر یک الیید است)، (نمونه شماره Ga-22). پ: سیمان موزاییکی هم‌بعد ریزبلور بین دانه‌ای در یک رخساره گرینستون الییدی (نمونه شماره Ga-17). ت: سیمان دروزی پر کننده حفره. افزایش اندازه بلورها به سمت مرکز حفره و در جهت پیکان قرمز رنگ می‌باشد (نمونه شماره Ga-65). ث: سیمان موزاییکی درون شکستگی (نمونه شماره Ga-41). ج: سیمان قطعه‌ای درشت‌بلور (نمونه شماره Ga-49). سیمان هلاله‌ای^{۱۱}

این سیمان بین دانه‌ها شکل می‌گیرد و شکل شناسی آن تابع موقعیت و استقرار سیال سیمان ساز بین دانه است از این رو در بخش بالایی کوژ و در بخش پایینی به صورت کاو دیده می‌شود و هرچه از دانه‌ها فاصله می‌گیریم ضخامت آن کمتر می‌شود. از سیمان‌های بارز و مشخص محیط تحت اشباع یا وادوز است [۳۳]. در شکل ۷- الف و ب سیمان هلاله‌ای که با علامت فلش نشان داده شده است بین دو دانه الیید تشکیل شده است که در مقاطع مورد مطالعه در ریزرخساره گرینستون الییدی مشاهده می‌شود.

سیمان آویزه‌ای^{۱۲}

این سیمان نیز شبیه سیمان هلاله‌ای از سیمان‌های خاص محیط تحت اشباع است [۳۳]، و به صورت چکه‌ای در زیر دانه‌ها دیده می‌شود. شبیه به سیمان قبلی از ضخامت یکسانی برخوردار نیست (بطور کلی یکسان نبودن ضخامت سیمان از ویژگی‌های سیمان‌های محیط تحت اشباع است). این سیمان حاصل رشد روبه خارج از دانه یعنی فصل مشترک آب موئینه و هوا است. همانگونه که در شکل ۷- پ و ت مشاهده می‌شود این سیمان به صورت چکه‌ای در زیر دانه‌های الیید تشکیل شده است. از ویژگی‌های بارز محیط وادوز (تحت اشباع از آب) گردش محدود آب در بین رسوبات می‌باشد و لذا سبب تشکیل سیمان ناقص درون حفرات و بین دانه‌ها می‌شود (شکل ۷- ث و ج).

شکل ۷- الف و ب: سیمان هلاله‌ای (مینیسک) بین دانه‌ها (پیکان‌های قرمز)، پیکان‌های زرد رنگ در تصویر a، حفرات گرد تشکیل شده در محیط وادوز را نشان می‌دهند (نمونه شماره Ga-78). پ و ت: سیمان آویزه‌ای (ثقلی یا پندنت) تشکیل شده در زیر دانه‌ها (نمونه شماره Ga-89). ث: سیمانی شدن ناقص درون دانه‌ای به دلیل تحت اشباع بودن حفرات از آب (نمونه شماره Ga-91). ج: سیمانی شدن ناقص اطراف دانه‌ها به دلیل گردش محدود آب در بین رسوبات (نمونه شماره Ga-90). در تمام تصاویر به وجود انحلال گسترده در محیط وادوز توجه شود.

فشرده‌گی^{۱۳}

Meniscus¹¹

Pendent¹²

Compaction¹³

فشردگی و انحلال فشاری دو فرایند اصلی دیاژنتیکی هستند که عموماً به عمق دفن شدن رسوبات بستگی دارند [۳۲]. فشردگی از فرایندهای اساسی کاهش تخلخل و سنگی شدن رسوبات می‌باشد [۳۳]. تراکم به دو صورت مکانیکی و شیمیایی در اعماق مختلف اعمال می‌شود.

فشردگی مکانیکی

توصیف: این نوع پدیده دیاژنزی در اعماق کم تا متوسط بر روی رسوبات تأثیر می‌گذارد و حاصل این نوع تراکم آرایش نزدیک‌تر و متراکم دانه‌ها به هم و ایجاد فابریک دانه به دانه بین آلوک‌ها، انواع تماس بین دانه‌ها و شکستگی‌ها می‌باشد (شکل ۸- الف تا ت).

تفسیر: شکستگی‌های حاصل از فشردگی فیزیکی در تعبیر و تفسیر تاریخچه بعد از رسوبگذاری اهمیت دارند زیرا اغلب نشانه‌های دیاژنز هستند [۳۳ و ۴۷]. تغییر شکل و آرایش نزدیک‌تر دانه‌های کربناته که برگرفته از فرآیند فشردگی مکانیکی هستند، پیش از سنگ شدگی رسوبات رخ می‌دهند [۴۸ و ۴۹].

فشردگی شیمیایی

توصیف: عوارض انحلال فشاری در نمونه‌های مورد مطالعه شامل، استیلولیت و استیلوموتل می‌باشند (شکل ۸- ث و ج). در نمونه‌های مورد مطالعه این عوارض در ریزرخساره‌های مادستونی، وکستونی و پکستونی مشاهده شده است.

تفسیر: فشردگی شیمیایی نسبت به فشردگی فیزیکی در اعماق بیشتری اتفاق می‌افتد. در طی این فرآیند سبترای لایه‌های سنگ آهک حدود ۲۰ تا ۳۵ درصد کاهش می‌یابد [۵۰]. این ویژگی در محیط‌های دفنی متوسط تا عمیق با عمقی که معمولاً در حدود ۵۰۰ متری شروع می‌شود [۳۲ ف ۵۱، ۵۲] یا ممکن است به عنوان نتیجه‌ای از فشار تکتونیک نیز تشکیل شوند [۵۳]. محصولات انحلال فشاری به رگچه‌های انحلالی، استیلولیت‌ها و استیلوموتل‌ها قابل تفکیک هستند [۵۳]. به طور کلی فرآیند تراکم با کاهش حجم کلی سنگ و کاهش تخلخل همراه می‌باشد [۵۴].

شکل ۸- الف: شکستگی ایجاد شده در پوسته آئید. این شکستگی در مرحله بعد با سیمان کلسیتی پر شده است (نمونه شماره Ga-27). ب: شکستگی‌های ایجاد شده در ریزرخساره وکستون بایوکلسیتی. پیکان قرمز رنگ شکستگی جدیدتر می‌باشد و شکستگی قدیمی‌تر (پیکان زرد رنگ) را قطع کرده و آن را جایجا کرده است (نمونه شماره Ga-7). پ: شکستگی ایجاد شده در یک قطعه جلبک قرمز که در مرحله بعد با سیمان کلسیتی پر شده اند (نمونه شماره Ga-32). ت: ایجاد فابریک دانه به دانه. توسعه سیمان در برخی از قسمت‌ها (پیکان‌های قرمز رنگ) مانع از نزدیک شدن بیشتر دانه‌ها به هم شده است (نمونه شماره Ga-34). ث: استیلولیت (نمونه شماره Ga-11). ج: استیلوموتل (نمونه شماره Ga-19).

انحلال و تخلخل

توصیف: در نمونه‌های مورد مطالعه تخلخل‌های وابسته به فابریک و غیر وابسته به فابریک سنگ شناسایی گردید. از تخلخل‌های وابسته به فابریک سنگ که در مقاطع مورد مطالعه مشاهده شده است می‌توان به تخلخل بین دانه‌ای، درون دانه‌ای، قالبی و بین بلوری اشاره کرد. از تخلخل‌های غیر وابسته به فابریک سنگ در نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان به تخلخل حفره‌ای (کانالی)، استیلولیتی، استیلوموتلی و تخلخل حاصل از شکستگی اشاره کرد (شکل ۹).

تفسیر: یکی از مهم‌ترین فرآیندهای تاثیرگذار بر روی جریان سیال، مقادیر تراوایی و ویژگی‌های فیزیک سنگ می‌باشد [۴۲، ۵۵، ۵۶، ۵۷]. فرآیند انحلال در محیط‌های دیاژنزی متئوریک وادوز و محیط فریاتیک، زون مخلوط، محیط‌های دیاژنزی دفنی و در اثر انحلال فشاری نیز رخ می‌دهد [۴۲] ولی در محیط‌های دیاژنزی وادوز متئوریک، به‌مراتب گسترش بیشتر نسبت به محیط‌های دیاژنزی دیگر دارد [۵۸ و ۵۹]. نوع تخلخل قالبی نتیجه‌ای از حذف انتخابی، عمدتاً توسط انحلال، دانه‌ها به عنوان مثال فسیل‌ها یا انیدها می‌باشد که بطور ثانویه در طی دیاژنزی جوی و تدفینی ایجاد می‌شود [۳۳]. در نمونه‌های مورد مطالعه پدیده انحلال و گسترش تخلخل در ریزرخساره‌های مربوط به محیط وادوز به فراوانی دیده می‌شود و لذا می‌توان گفت مهم‌ترین پدیده غالب دیاژنزی در محیط وادوز، انحلال گسترده و توسعه تخلخل می‌باشد و به دلیل چرخش محدود آب در بین رسوبات سیمانی شدن ناقص توسعه یافته و این موضوع سبب حفظ تخلخل در این ریزرخساره‌ها شده است.

شکل ۹- الف: تخلخل بین دانه‌ای در ریزرخساره گرینستون اییدی (نمونه شماره Ga-86). ب: تخلخل حفره‌ای درون دانه‌ای (دانه مورد نظر یک الیید است) (نمونه شماره Ga-88). پ: تخلخل کانالی (نمونه شماره Ga-93). ت: تخلخل قالبی در دانه‌های الیید (نمونه شماره Ga-95). ث: تخلخل حاصل از استیلوموتل (نمونه شماره Ga-70). ج: تخلخل حاصل از شکستگی (نمونه شماره Ga-59). چ: تخلخل حاصل از استیلولیت (نمونه شماره Ga-43). ح: تخلخل بین بلوری در بلورهای درشت کلسیتی (نمونه شماره Ga-30). خ: تخلخل بین بلوری در ریزرخساره دولومادستونی (نمونه شماره Ga-36).

جانشینی^{۱۴}

مهمترین و گسترده‌ترین نوع جانشینی موردی است که به تشکیل دولومیت می‌انجامد [۶۰]. فرآیند جانشینی در سنگ‌های آهکی توسط سیلیس، دولومیت، پیریت، فسفات و دیگر کانی‌های مختلف انجام می‌شود. پیش زمینه جانشینی در سنگ‌های کربناته، انحلال کانی‌های قبلی و سپس تشکیل کانی جدید به جای آن می‌باشد، بنابراین در جانشینی احتمال حفظ شکل دانه‌ها بسیار محتمل است. از مهم‌ترین پدیده‌های جانشینی در سازند گچساران و در برش مورد مطالعه می‌توان به نوع پیریتی شدن، سیلیسی شدن و دولومیتی شدن اشاره کرد.

پیریتی شدن^{۱۵}

توصیف: در نمونه‌های مورد مطالعه این پدیده در ریزرخساره‌های گرینستون اییدی سنگ مشاهده شده است (شکل ۱۰- الف و ب).

تفسیر: فراوانی پیریت در رسوبات دریایی به وجود یون‌های سولفات، آهن و نیز کربن آلی وابسته است و فراوانی این کانی دلالت بر محیط احیاء دارد [۶۱ و ۶۲]. پیریت دانه تمشکی به مراحل اولیه دیاژنزی مربوط است [۶۳]. در نمونه‌های مورد مطالعه فرآیند پیریتی شدن بعد از انحلال آلوکم‌ها رخ داده است. در شکل ۱۰- الف بعد از انحلال دانه‌های آلوکم پیریت جانشین شده است و

¹⁷ Replacement

¹⁵ Pyritization

در شکل ۱۰- ب بعد از انحلال درون دانه‌ای در دانه الیید فرایند سیمانی شدن و جانشینی پیریت توأم به هم رخ داده است لذا پیریتی شدن در نمونه‌های مورد مطالعه غالباً از نوع ثانویه می‌باشد که در طی دیاژنز تدفینی اتفاق افتاده است.

دولومیتی شدن^{۱۶}

توصیف: در نمونه‌های بررسی شده در این مطالعه دولومیتی شدن به صورت جانشینی در آلومک‌ها (دانه‌های الیید) دیده می‌شود (شکل ۱۰- پ و ت).

تفسیر: فراوان ترین و گسترده‌ترین نوع جانشینی در سنگ‌های آهکی، دولومیتی شدن است [۶۰]. جانشینی بلورهای دولومیت به جای کلسیت می‌تواند با تخریب فابریک تا حفظ آن صورت پذیرد و لذا این فرآیند می‌تواند کیفیت مخزنی یک سازند را به شدت کاهش دهد [۶۴، ۶۵، ۶۶]. در فرآیند دولومیتی شدن کانی شناسی اولیه، اندازه بلورها و ماهیت سیالات دولومیت ساز مهم است [۳۶].

سیلیسی شدن

توصیف: فرآیند جانشینی سیلیس در سنگ‌های کربناته بسیار رایج و متداول است. در مقاطع مورد مطالعه این پدیده بیشتر در زمینه سنگ و جانشین بافت کربناته و اجزای فسیل‌های آن شده است (شکل ۱۰- ث و ج).

تفسیر: در سنگ‌های کربناته فرآیند سیلیسی شدن می‌تواند به صورت جانشینی در اجزای آلومک، به صورت جانشینی در زمینه سنگ و هم در داخل شکستگی‌ها در مراحل تلوزنیک تشکیل شود [۳۳].

شکل ۱۰- الف: تشکیل پیریت به صورت جانشینی در ریزرخساره گرینستون الییدی (نمونه شماره Ga-52). ب: تشکیل پیریت به صورت جانشینی در درون دانه (دانه مورد نظر یک الیید است) (نمونه شماره Ga-53). پ و ت: تشکیل دولومیت به صورت جانشینی در درون دانه‌های الیید (نمونه شماره Ga-55). ث: سیلیسی شدن به صورت جانشینی در زمینه سنگ (نمونه شماره Ga-19). ج: سیلیسی شدن به صورت جانشینی در آلومک‌ها (نمونه شماره Ga-21).

توالی‌های پاراژنتیکی

سنگ‌های رسوبی ممکن است در طول تاریخچه خود به دفعات تحت تأثیر یک یا چند پدیده دیاژنزی قرار گیرد. لذا تعیین تاریخچه توالی وقایع دیاژنزی نقش مهمی در شناخت شدت تأثیر آن‌ها در زمان‌های مختلف و در محیط‌های دیاژنزی مختلف خواهد داشت. ترکیب کانی شناسی اولیه اطلاعاتی پیرامون شرایط محیط رسوبگذاری نظیر؛ شوری، عمق، دما و فرآیندهای دیاژنزی به دست می‌دهد [۳۹]. دیاژنز در سنگ‌های کربناته حاصل فرآیندهای مختلفی است که در محیط‌های دریایی، جوی و دفنی انجام می‌شوند از آن جمله می‌توان به فعالیت‌های بیولوژیکی و میزان به هم ریختگی رسوبات توسط موجودات زنده [۶۷]، نقش اسیدهای آلی [۶۸]، ترکیب اولیه رسوب، اندازه ذرات، خلوص رسوبات، جریان بین ذره‌ای، موقعیت ژئومورفولوژیکی، میزان رسوبگذاری و تکنیک اشاره کرد [۳۶].

¹⁶ Dolomitization

دیاژنز آغازین (اژونز)

دیاژنز دریایی

سازند گچساران در محیط فراتیک دریایی، متشکل از صدف‌های آراگونیتی و کلسیتی پر منیزیم (جلبک‌های قرمز، روزن‌داران، خارپوستان، نرم‌تنان و الییدهای آراگونیتی) با تخلخل‌های درون دانه‌ای و بین دانه‌ای رسوب نموده است. برخی از فرآیندهای دیاژنزی مانند میکرایتی شدن، تشکیل سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت ظریف مربوط به دیاژنز اولیه در محیط‌های دریایی هستند [۶۹]. این فرآیندها در برش مورد مطالعه شناسایی شده که تایید کننده مرحله اولیه دیاژنز هستند.

دیاژنز آب شیرین

سه زون دیاژنزی در این مرحله دیده می‌شود:

زون انحلالی: بر اثر انحلال، تخلخل‌های حفره‌ای، کانالی و قالبی تشکیل و فرایند نئومورفیسم افزایشی نیز دیده می‌شود. مرز بالایی سازند گچساران با سازند آجاجاری یک ناهمسازی می‌باشد که به یک دوره خروج از آب دلالت دارد. لذا وجود دیاژنز متئوریک در سازند گچساران را می‌توان به یک دوره خروج از آب این سازند در زمان میوسن ناشی از فعالیت تکتونیک دانست، این فعالیت تکتونیک سبب افت سطح آب دریا شده و به دنبال آن سازند گچساران را در معرض سیالات دیاژنزی متئوریک قرار داده است.

زون فریاتیکی متئوریک فعال: در این مرحله سیمان‌های کلسیتی اسپاری فضا‌های بین دانه‌ای باقیمانده را پر کرده است. در این مرحله سیمان‌های محیط وادوز نظیر سیمان هلاله‌ای و آویزه‌ای توسعه پیدا کرده‌اند.

زون فریاتیکی متئوریک ساکن: ایجاد نئومورفیسم افزایشی و تخلخل بین بلوری در این زون ایجاد شده است. در این مرحله (دیاژنز آب شیرین) نئومورفیسم افزایشی به صورت تبدیل بلورهای بسیار ریز میکرایت به میکرواسپار و اسپارایت مشاهده می‌شود. برخی از سیمان‌های نسل دوم مانند سیمان‌های موزائیکی هم بعد و بلوکی می‌توانند در این مرحله تشکیل شوند [۴۲ و ۶۸].

دیاژنز میانی (مزونز)

دیاژنز تدفینی

در طی دیاژنز تدفینی، رسوبات تحت تاثیر فشار و دمای ناشی از تدفین در اعماق مختلف قرار می‌گیرند و این شرایط تا آستانه دگرگونی ادامه می‌یابد [۷۰]. از عوامل موثر در این مرحله می‌توان به مقدار رس، سیلیس و شیمی آب حفره‌ای اشاره کرد [۷۱ و ۷۲]. در این مرحله برخی از فرآیندها شامل فشردگی فیزیکی و شیمیایی و سیمان‌های بلوکی، دروزی و پیریتی شدن رخ می‌دهد که در نمونه‌های مورد مطالعه شناسایی شده است. در این مرحله تراکم شیمیایی منجر به تشکیل استیلوموتل‌ها و استیلولیت‌ها می‌شود.

دیاژنز پایانی یا تلونز

در مرحله نهایی دیاژنز (مرحله تلوزنیک) فازهای کوهزایی عمل نموده و سبب خروج سازند گچساران از عمق شده و این امر با شکستگی‌هایی در سازند به وقوع پیوسته است. درزه‌ها و شکستگی‌های تشکیل شده در این مرحله که در مقاطع مورد مطالعه شناسایی شده‌اند توسط سیمان‌های بلوکی و هم بعد پر شده‌اند. در حین بالا آمدن رسوبات یون‌های آهن توسط آب‌های جوی و از طریق شکستگی‌ها به داخل رسوب نفوذ کرده و در شرایط اکسیدی اکسید آهن آبدار شکل گرفته و به تدریج به هماتیت تبدیل شده است.

براساس شواهد پتروگرافی، توالی دیاژنزی در طی چهار محیط دیاژنزی (دریایی، دفنی، بالا آمدگی و متئوریک) در سنگ‌های کربناته سازند گچساران تعیین شده است (جدول ۱).

جدول ۱- توالی پاراژنتیکی سازند گچساران در برش مورد مطالعه (ناودیس افرینه)، بخش قرمز رنگ فراوانی زیاد و خط چین فراوانی کمتر را نشان می‌دهد.

زمین‌شیمی عنصری کربنات‌های برش مورد مطالعه
نتایج آنالیزهای زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و فرعی کربنات‌های سازند گچساران به روش EDX در برش مورد مطالعه در جدول ۲ ارائه شده است. عناصر Ca و Mg بر حسب درصد و عناصر Mn, Sr, Fe, Na بر حسب پی‌پی‌ام گزارش شده‌اند.

جدول ۲- نتایج آنالیز عنصری سازند گچساران در ناحیه مورد مطالعه. پارامترهای آماری میانگین، حداکثر، حداقل نیز گزارش شده است.

زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی در سنگ‌های کربناته ابزار مفیدی برای مطالعه ویژگی‌های این سنگ‌هاست (وین سنت و همکاران، ۲۰۱۰). کانی‌های اصلی که در آب دریا تشکیل می‌شوند به طور عمده شامل آراگونیت (A)، کلسیت پر منیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) می‌باشند. مطالعه کانی شناسی اولیه کربنات‌ها صرفاً بر اساس مطالعات پتروگرافی به علت تأثیر فرآیندهای دیاژنزی امری بسیار مشکل است زیرا به مرور زمان آراگونیت و کلسیت پر منیزیم به تدریج به کلسیت کم منیزیم تبدیل می‌شوند و باعث تغییر در ترکیب و بافت اولیه سنگ می‌شود. با استفاده از روش‌های زمین‌شیمیایی مانند تجزیه و تحلیل عنصری (کلسیم، منیزیم، آهن، سدیم، منگنز و استرانسیم) می‌توان ترکیب کانی‌شناسی اولیه و نوع سیستم‌های دیاژنزی را تعیین کرد [۹، ۲۴، ۲۵].

کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند گچساران (برش ناودیس افرینه)

تعیین کانی شناسی اولیه کربنات‌ها بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری به دلیل تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی دقیق نخواهد بود. زیرا طی زمان با تبدیل آراگونیت و کلسیت پرمیزیم به کلسیت کم‌میزیم بافت، ترکیب اولیه سنگ و ویژگی‌های عنصری تغییر می‌یابد، اگر چه در طی دیاژنز متئوریک و یا تدفینی میزان Sr یا Na در سنگ آهک‌های دیرینه کاهش قابل توجهی می‌یابد، اما نسبت های Sr/Na می‌تواند معیاری برای تفکیک سنگ آهک‌هایی با کانی شناسی اولیه آراگونیتی از معادل‌های کلسیتی باشد [۲۵]. با تعیین کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها می‌توان تا حدودی دما، میزان Ca و Mg در محلول و درجه شوری را برآورد کرد.

عنصر استرانسیم (Sr)

میزان Sr در نمونه‌های کل کربناته‌ی مناطق حاره‌ای عهد حاضر بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام است [۱۱]. در حالی که این میزان در نمونه‌های کل کربناته‌ی مناطق معتدله‌ی عهد حاضر محدوده‌ی کمتری داشته و بین ۱۶۴۲ تا ۵۰۰۷ (میانگین ۳۲۷۰ پی‌پی‌ام) می‌باشد [۷۳ و ۷۴]. تمرکز استرانسیم در آب‌های جوی کم و ضریب توزیع آن کمتر از ۱ است، لذا کلسیت دیاژنتیکی مقدار کمی استرانسیم خواهد داشت [۷۵]. مقدار بیشینه استرانسیم که می‌تواند در شبکه کلسیت غیر بیوتیک قرار گیرد بیشینه ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام است [۷۶]. مقادیر استرانسیم با افزایش میزان آراگونیت افزایش، و با افزایش میزان کلسیت، کاهش نشان می‌دهد [۷۳، ۷۷، ۷۸]. مقادیر استرانسیم (Sr) در نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به سازند گچساران در برش ناودیس افرینه بین ۲۱۴ تا ۱۴۸۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۷۲۷/۴۵ پی‌پی‌ام) متغیر می‌باشد (شکل ۱۱ - الف). کاهش مقادیر استرانسیم در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به مقادیر عهد حاضر (۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام) می‌تواند به کاهش Sr در طی دیاژنز جوی مربوط دانست [۲۴].

عنصر سدیم (Na)

میزان سدیم در سنگ آهک‌های سازند گچساران در برش مورد مطالعه بین ۱۲ تا ۱۲۱ (میانگین ۵۶/۷ پی‌پی‌ام) در تغییر است. تمرکز عنصر Na در سنگ آهک‌های آراگونیتی غیربیوتیک حاره‌ای عهد حاضر بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۵۰۰ پی‌پی‌ام) است، در صورتی که این مقدار در کلسیت غیر بیوتیک تقریباً ۲۷۰ پی‌پی‌ام می‌باشد [۷۳]. تمرکز سدیم در سنگ های کربناته به درجه شوری، ژرفای آب، تفریق بیولوژیکی، اثرات جنبشی و کانی‌شناسی کربنات‌ها نسبت داده شده است. فرایندهای دیاژنتیکی به دلیل تفریق بیوشیمیایی یا تمرکز کم سدیم در آب‌های جوی، باعث کاهش این عنصر در سنگ‌های کربناته پس از دیاژنز می‌گردد [۲۴ و ۷۹]. مقدار نسبتاً پایین سدیم در نمونه‌های مورد بررسی نسبت به معادل‌های عهد حاضر آنها نیز می‌تواند دلیل دیگری بر تأثیر فرایندهای دیاژنتزی جوی باشد [۲۴ و ۹]. سدیم ضریب توزیع یا انباشتگی کمتر از یک دارد و تمرکز آن در آب‌های متئوریکی کم است [۳۷].

تغییرات مقادیر استرانسیم در برابر سدیم در سنگ آهک‌های سازند گچساران در برش ناودیس افرینه با محدوده سنگ آهک‌های سازند مزدوران مربوط به بخش کم عمق حوضه (به سن ژوراسیک بالایی) [۲۴]، سنگ آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا (به سن اردوئیسین) [۱۳]، محدوده آرگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر [۱۱]، محدوده کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا [۷۳] و [۷۴]، سنگ‌آهک‌های سازند تله‌زنگ برش نمونه و تاقدیس کیالو [۸۰]، سازند ایلام [۹]، مقایسه شده است. همانطور که از (شکل ۱۱ - الف و ب)، مشاهده می‌شود، بیشتر نمونه‌ها درون محدوده‌ی سنگ‌آهک‌های حاره‌ای گوردون اردوئیسین تاسمانیا با ترکیب کانی شناسی اولیه آرگونیتی قرار می‌گیرند. مقادیر عنصر استرانسیم در این نمونه‌ها نسبت به نمونه‌های معادل عهد حاضر کمتر می‌باشد، این موضوع دلالت بر دیاژنز متئوریک دارد که سبب کاهش مقادیر استرانسیم می‌گردد.

شکل ۱۱: الف: تغییرات مقادیر استرانسیم در برابر سدیم در سنگ آهک‌های سازند گچساران در برش ناودیس افرینه با محدوده سنگ آهک‌های سازند مزدوران مربوط به بخش کم عمق حوضه (به سن ژوراسیک بالایی) [۲۴]، سنگ آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا (به سن اردوئیسین) [۱۳]، محدوده آرگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر [۱۱]، محدوده کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا [۷۳] و [۷۴]، سنگ‌آهک‌های سازند تله‌زنگ برش نمونه و تاقدیس کیالو [۸۰]، سازند ایلام [۹]، مقایسه شده است. همانطور که از شکل پیداست، بیشتر نمونه‌ها درون محدوده‌ی سنگ‌آهک‌های حاره‌ای گوردون اردوئیسین تاسمانیا و یا نزدیک به محدوده آن با ترکیب کانی شناسی اولیه آرگونیتی قرار می‌گیرند. مقادیر عنصر استرانسیم در این نمونه‌ها نسبت به نمونه‌های معادل عهد حاضر کمتر می‌باشد، این موضوع دلالت بر دیاژنز متئوریک دارد که سبب کاهش مقادیر استرانسیم می‌گردد. ب: ترسیم مقادیر سدیم در برابر منگنز در سنگ‌آهک‌های سازند گچساران. همان طور که مشاهده می‌شود، تقریباً بیشتر نمونه‌ها در محدوده سنگ‌آهک‌های حاره‌ای گوردون اردوئیسین تاسمانیا با ترکیب کانی شناسی اولیه آرگونیتی قرار می‌گیرند.

عنصر منگنز (Mn)

مقدار منگنز در نمونه‌های آهکی سازند گچساران در برش مورد مطالعه بین ۱۲ تا ۸۵ (میانگین ۴۷/۵۰ پی‌پی‌ام) در نوسان است. مقدار منگنز در نمونه‌های کربنات‌ه آرگونیتی دریاهای گرم و کم ژرفای عهد حاضر حدود ۳۰ پی‌پی‌ام است [۱۱]، در حالی که این مقدار در نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر بیش از ۳۰۰ پی‌پی‌ام است [۷۳ و ۷۴]. برخی از پژوهشگران معتقدند مقدار منگنز با افزایش فرایندهای دیاژنز متئوریک، افزایش می‌یابد، زیرا ضریب توزیع منگنز در آب‌های متئوریک زیاد و به حدود ۱۵ می‌رسد [۳۹]. در شرایط احیایی میزان این عنصر در سنگ‌های کربناته در خور توجه است به گونه‌ای که در چنین شرایطی مقدار منگنز می‌تواند به صد در صد نیز برسد [۸۱]. پایین بودن مقدار منگنز در کربنات‌ها به تبادل کمتر آب به سنگ (Water/rock interaction) نیز نسبت داده می‌شود [۳۷]. مقادیر پایین منگنز در نمونه‌های مورد مطالعه احتمالاً به سبب بسته بودن سیستم دیاژنزی می‌باشد. در مواردی که مقدار منگنز در نمونه‌ها افزایش نسبی می‌یابد می‌توان به نقش سیالات جوی ناشی از ناپیوستگی فرسایشی رأس سازند گچساران با سازند آغاچاری اشاره نمود. همچنین تمامی نمونه‌های آهکی مورد بررسی دارای نسبت Mn/Sr پایینی هستند (میانگین ۰/۰۸ درصد) که گویای حفظ شدگی خوب ویژگی‌های زمین شیمیایی اولیه‌ی آن‌ها است [۸۲].

در شکل ۱۲- الف روند تغییرات عنصر استرانسیم به سدیم در برابر منگنز ترسیم شده است. مقدار تغییرات نسبت استرانسیم به سدیم در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۲/۷۹ تا ۴۸/۳۳ (میانگین ۱۷/۵۷ پی‌پی‌ام) می‌باشد. به علت مشابهت کانی شناسی، نمونه‌ها درون محدوده‌ی سنگ آهک‌های آراگونیتی گوردون تا سامانیا یا در مجاورت آن، اما با روندی مشابه قرار می‌گیرند که دلیلی بر آراگونیتی بودن کانی‌شناسی اولیه سنگ‌آهک‌های سازند گچساران در برش مورد مطالعه می‌باشد. روند تغییرات عنصر Na در برابر عنصر Sr حاکی از منشأ دریایی بودن کربنات‌های سازند گچساران دارد (شکل ۱۲- ب).

شکل ۱۲- الف: تغییرات نسبت Sr/Na در برابر Mn. همان‌طور که مشاهده می‌شوند نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به سازند گچساران، برش ناودیس افرینه در محدوده سنگ‌آهک‌های آراگونیتی گوردون تا سامانیا یا در مجاورت آن، اما با روندی مشابه قرار می‌گیرند. تمام نمونه‌های آهکی مطالعه شده از برش مورد مطالعه دارای مقادیر $(Sr/Na > 1)$ هستند که گویای ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی هستند. ب: روند تغییرات Na در برابر Sr حاکی از قرارگیری نمونه‌ها در محدوده کربنات‌های دریایی است. ج: روند تغییرات Mn در برابر Sr، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مشابه کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران قرار دارند [۲۴].

عنصر آهن (Fe)

تمرکز آهن در نمونه‌های آهکی سازند گچساران در برش مورد مطالعه، ۲۳ تا ۱۴۱ (میانگین ۷۰/۴ پی‌پی‌ام) در تغییر است. تمرکز آهن با افزایش ژرفای آب، افزایش ورود مواد آواری، افزایش شرایط جوی و شرایط احیایی و همچنین افزایش مواد غیرقابل حل در اسید، افزایش می‌یابد [۸۳]. در مقابل، مقادیر پایین آهن و منگنز در کربنات‌ها بیانگر سرعت پایین رسوب گذاری و ورود کم مواد تخریبی به حوضه است [۳۷]. مقدار آهن در رسوبات کربناته مناطق معتدله با افزایش درصد آراگونیت، افزایش می‌یابد و مقدار آن به مراتب بیشتر از مقدار آهن در آراگونیت‌های آب‌های گرم مناطق حاره‌ای است [۷۳].

به دلیل تفریق بیولوژیکی، مقدار آهن در کلسیت و آراگونیت بیوتیک نسبت به کلسیت و آراگونیت غیربیوتیک افزایش چشمگیری نشان می‌دهد (شکل ۱۳) که این موضوع را می‌توان به تأثیر دیاژنز غیر دریایی و یا شرایط احیایی روی نمونه‌ها نسبت داد. با افزایش تأثیر دیاژنز متاوریکی در محیط احیایی، مقدار آهن هم‌زمان با افزایش منگنز، افزایش می‌یابد [۳۷]. در شرایط احیایی، عناصر منگنز و آهن می‌توانند به مقدار قابل توجهی در شبکه کلسیت وارد شوند [۸۴].

شکل ۱۳: رسم مقادیر آهن در برابر منگنز در نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به سازند گچساران برش افرینه که بیانگر تأثیر فرایندهای دیاژنزی غیردریایی روی نمونه هاست.

سیستم دیاژنزی سازند گچساران (برش افرینه)

برند و وایزر [۸۵ و ۸۶]، محدوده‌هایی را برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت، کلسیت پر منیزیم و کلسیت کم منیزیم مشخص نموده‌اند. بر اساس ترسیم نسبت Sr/Ca در برابر Mn می‌توان روند دیاژنز را در سیستم‌های باز و بسته مشخص نمود [۸۷].

در سیستم دیاژنزی باز، با افزایش تبادل آب به سنگ (water/rock interaction) میزان نسبت استرانسیم به کلسیم کاهش می‌یابد و در نتیجه، میزان نسبت استرانسیم به کلسیم فازهای دیاژنزی کمتر از ترکیبات اولیه خواهد بود [۸۳]. در سیستم‌های بسته و نیمه بسته که تبادل آب به سنگ کم است، نسبت استرانسیم به کلسیم فازهای دیاژنزی تغییرات محسوسی نسبت به

ترکیبات اولیه نخواهد داشت [۹]. مقادیر متوسط نسبت استرانسیم به کلسیم و پایین بودن مقادیر منگنز در نمونه های سازند گچساران در برش مورد مطالعه بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا کمی باز با تبادل آب به سنگ پایین می باشد (شکل ۱۴- الف و ب).

شکل ۱۴- الف: روند تغییرات نسبت Sr/Ca در برابر Mn . مقادیر متوسط نسبت استرانسیم به کلسیم و پایین بودن مقادیر منگنز در نمونه های مورد مطالعه بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا نیمه باز با تبادل آب به سنگ پایین می باشد. ب: نمودار تغییرات نسبت Sr/Mn در برابر Mn . نسبت بالای Sr/Mn در نمونه های مورد مطالعه نسبت به سنگ آهک های مزدوران، بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا نیمه باز با تبادل آب به سنگ پایین می باشد.

بحث

بر اساس مطالعات پتروگرافی برخی از فرآیندهای دیاژنزی مانند میکریتی شدن و سیمان هم ضخامت که مربوط به دیاژنزی اولیه در محیط های دریایی هستند در برش مورد مطالعه شناسایی شده که تایید کننده مرحله اولیه دیاژنزی هستند. انرژی پایین و رکود آب، چرخش سیال در رسوبات رسوبگذاری شده، سیالات اشباع با HCO_3 و CO_2 مهمترین شرایط دیاژنزی برای میکریتی شدن دانه ها می باشد [۳۳ و ۳۶]. در این مرحله فرآیند میکریتی شدن در آلوکماها بویژه در ریزرخساره گرینستونی مشاهده می شود. در مرحله دیاژنزی تدفینی رسوبات تحت تاثیر فشار و دمای ناشی از تدفین در اعماق مختلف قرار می گیرند و این شرایط تا آستانه دگرگونی ادامه می یابد. از عوامل موثر در این مرحله مقدار رس و سیلیس [۷۱]، شیمی آب حفره ای [۷۲]، ته نشینی سیمان کلسیتی بین منافذ ریز باقی می ماند. در این مرحله برخی از فرآیندها شامل فشردگی فیزیکی و شیمیایی رخ می دهد و سیمان های بلوکی و دروزی تشکیل می شوند که در نمونه های مورد مطالعه تشخیص داده شده است. در این مرحله تراکم شیمیایی منجر به تشکیل استیلولیت ها می شود. بالا بودن نسبت استرانسیم به منگنز، استرانسیم به کلسیم، مقادیر پایین عنصر آهن و منگنز و نسبت بالای عنصر استرانسیم در نمونه های مورد مطالعه و ترسیم مقادیر Sr/Ca در برابر عناصر Mn, Mg, Fe بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا کمی باز با تبادل آب به سنگ پایین (W/R) برای کربنات های سازند گچساران می باشد. تلفیق نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی و زمین شیمی عنصری نشان می دهد که سازند گچساران در این منطقه از حوضه ی رسوبی زاگرس در یک سیستم دیاژنزی غالب بسته و به صورت ضعیفی نیمه باز با ترکیب کانی شناسی اولیه غالب آراگونیتی می باشد. سیستم دیاژنزی غالب در این سازند یک سیستم بسته با تبادل آب به سنگ پایین بوده است. آب و هوا و کنترل کننده های ذاتی سنگ مانند تراوایی، کانی شناسی اولیه و پتانسیل دیاژنزی که می تواند کنترل کننده مهمی در میزان نسبت آب به سنگ بوده باشد سبب شده است که بخش بالایی این توالی تحت تاثیر دیاژنزی جوی ضعیف قرار گیرد و یک سیستم دیاژنزی ضعیف کمی باز را به وجود آورد.

مرز سازند گچساران و آغاجاری از نوع همشیب می باشد و این مرز بر اساس سن مطلق ۱۳/۸ میلیون سال می باشد [۲۲]. این مرز به عنوان شروع بالا آمدگی سریع سطح آب دریا می باشد که با نمودارهای تغییرات سطح آب دریا در مقیاس جهانی همخوانی دارد. از آنجایی که این مرز یک مرز ناپیوسته نمی باشد بلکه یک مرز با شروع پیشروی آب دریا می باشد لذا وجود سیستم دیاژنزی بسته تا کمی باز به دلیل بالا آمدگی سریع سطح آب دریا در می باشد و اجازه ی تأثیر بیشتر سیالات با منشأ متئوریک را در منطقه نداده است.

پژوهش های متعددی بر روی سازند گچساران در حوضه ی رسوبی زاگرس انجام گرفته است که این پژوهش ها در قالب مطالعات رسوب شناسی، محیط رسوبی، دیاژنز، چینه نگاری سکansı و زمین شیمی می باشد. مطالعات صورت گرفته بر روی سازند گچساران حاکی از آن است که این سازند با سنگ شناسی غالب تبخیری و کربناته در یک پلتفرک کربناته - تبخیری متشکل از رخساره های جزر و مدی (سبخا و کفه های نمکی) و لاگونی در طی میوسن رسوب گذاری کرده است [۸۸، ۸۹، ۹۰، ۹۱]. همچنین مطالعات زمین شیمی نهشته های این سازند حاکی از آن است سه مرحله سیلابی، تغلیظ و خشک شدگی در کانی های تبخیری این سازند رخ داده است. تغییرات مقدار برم در طول ستون چینه شناسی این سازند حاکی از ورود و تبخیر متناوب آب دریا در زمان تشکیل تبخیری های سازند گچساران در زمان رسوب گذاری است [۹۲]. شایان ذکر است تشکیل کانی های تبخیری علاوه بر محیط سبخا در پهنه های جزر و مدی در محیط های بیابانی نیز دیده می شوند [۹۳].

نتیجه گیری

مطالعات سنگ نگاری بر روی نمونه های سازند گچساران در برش ناودیس افرینه منجر به شناسایی چندین فرآیند دیاژنزی گردید. این فرآیندها شامل میکریتی شدن، نوریختی، فشردگی، سیمانی شدن، انحلال و ایجاد تخلخل و فرآیند جانشینی می باشند. بر این اساس توالی پاراژنتیکی نهشته های سازند گچساران در این برش در چهار محیط دریایی، تدفینی، بالا آمدگی و آب شیرین تفسیر شده است که طی سه مرحله دیاژنزی اولیه (ائوژنز)، میانی (مزوژنز) و نهایی (تلوژنز) رخ داده است. روند تغییرات عنصر Sr به Na در برابر Mn نشان داد نمونه های مورد مطالعه در محدوده ی سنگ آهک های گوردون تاسمانیا یا در مجاورت آن، اما با روندی مشابه با ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی قرار می گیرند. همچنین روند تغییرات عنصر Mn در برابر Sr نمونه های مورد مطالعه نشان داد که این نمونه ها در محدوده مشابه کانی شناسی اولیه کربنات های آراگونیتی سازند مزدوران قرار دارند که دلیلی بر آراگونیتی بودن کانی شناسی اولیه سنگ آهک های سازند گچساران در برش مورد مطالعه می باشد. بالا بودن نسبت Sr/Mn و Sr/Ca و مقادیر پایین عناصر Fe و Mn و تمرکز بالای Sr در نمونه های مورد مطالعه و ترسیم مقادیر Sr/Ca در برابر عناصر Mn, Mg, Fe بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا کمی باز با تبادل آب به سنگ پایین (W/R) برای کربنات های سازند گچساران می باشد. وجود کانی شناسی اولیه آراگونیتی، ناپیوستگی نچندان شدید و طولانی مدت، آب و هوا و کنترل کننده های ذاتی سنگ مانند کانی شناسی اولیه، پتانسیل دیاژنزی و تراوایی می تواند کنترل کننده های مهمی در میزان نسبت تبادل آب به سنگ بوده باشد که در رأس سازند گچساران سبب شده که بخش بالایی این توالی تحت تأثیر دیاژنز جوی ضعیف قرار گیرد.

- [1] Motiei H., "Geology of Iran (Zagros stratigraphy), publication of the geological organization". (2003) P, 583. (in persian).
- [2] Bathurst R.G.C., "Carbonate Sediments and their Diagenesis: Developments in Sedimentology". 2nd Edition, Elsevier, Amsterdam 12 (1975) 658 p.
- [3] Choquette P.W., Pray L.C., "Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates" American Association of Petroleum Geologist Bulletin 54 (1970) 207–244
- [4] Wilson J.L., "Carbonate facies in geology history", New York, Springer-verlag (1986) 471p.
- [5] James N.P., Jones, B., "Origin of Carbonate Sedimentary Rocks", Wiley, American Geophysical Union (2015) 464 p.
- [6] Assadi A., Honarmand J., Moallemi S.A., Abdollahie-Fard I., "Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, SW Iran", Facies 62(4) (2016) 1-22.
- [7] Borgomano J., Lanteaume C., Leonide P., Fournier F., Montaggioni L.F., Masse J.P., "Quantitative carbonate sequence stratigraphy: Insights from stratigraphic forward models". AAPG Bulletin. 104(5) (2020) 1115-1142.
- [8] Armstrong-Altrin J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P., Worden R.H., "Carbon, oxygen, and strontium isotope geochemistry of carbonate rocks of the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: Implications for paleoenvironment and diagenesis", Geochemistry 69(1) (2009) 45-60.
- [9] Adabi M.H., Asadi-Mehmandosti E., "Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran", Journal of Asian Earth Sciences 33 (2008) 267-277.
- [10] Higgins J.A., Blättler C., Lundstrom E., Santiago-Ramos D., Akhtar A., Ahm A.C., Bialik O., Holmden C., Bradbury H., Murray S., "Mineralogy, early marine diagenesis, and the chemistry of shallow-water carbonate sediments", Geochimica et Cosmochimica Acta. 220 (2018) 512-534
- [11] Milliman J., Mueller G., Foerstner U., "Marine carbonates. Recent sedimentary carbonates", 1 (1974) 375.
- [12] Adabi M.H., "Sedimentary geochemistry" Arian Zamin publication. Second edition. (2011) 503p. (in Persian)
- [13] Rao C.P., "Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia. Carbonates and Evaporites", 5 (1990) 209-221.
- [14] Emami H., "Foreland Propagation of Folding and Structure of the Mountain Front Flexure in the Push t-E-Kuh Arc (Zagros, Iran) ". (2008) University at de Barcelona, Barcelona.

- [15]Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", *Geol. Mag* 148, (2011) 692–725.
- [16]Verges J., Emami H., Garces M., Beamud E., Homke S., Skott P., "Zagros foreland fold belt timing across Lurestan to constrain Arabia–Iran collision. In: Saein, A. (Ed.), *Tectonic and Structural Framework of the Zagros Fold-Thrust Belt*", Elsevier (2019) 29–52.
- [17]Gill W.D., Ala M.A., "Sedimentology of Gachsaran Formation (lower Fars series), Southwest Iran", *AAPG Bull* 56, (1972) 1965–1975.
- [18]Kashfi M.S., "Stratigraphy and environmental sedimentology of lower Fars Group (Miocene), Southwest Iran", *American Association of Petroleum Geologist* 64 (1980) 2059–2107.
- [19]Bahroudi A., Koyi H.A., "Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin", *Marine and Petroleum Geology* 21 (2004) 1295–1310.
- [20]Pirouz M., Simpson G., Chiaradia M., "Constraint on foreland basin migration in the Zagros mountain belt using Sr isotope stratigraphy" *Basin Research* 27 (2015) 714–728.
- [21]Jones R.W., Racey A., "Cenozoic stratigraphy of the Arabian Peninsula and Gulf. In: Simmons, M.D. (Ed.), *Micropaleontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East*", Chapman and Hall, London (1994) 273–303.
- [22]Sun J., Sheykh M., Ahmadi N., Cao M., Zhang Z., Tian S., Sha J., Jian Z., Windley B., Talebian M., "Permanent closure of the Tethyan Seaway in the northwestern Iranian Plateau driven by cyclic sea-level fluctuations in the late Middle Miocene", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 564 (2021) 110172
- [23]Fakhari M., "Khurramabad Geological Compilation Map 1/100,000 (Sheet 20813W) ", National Iranian Oil Company, Tehran. (1985).
- [24]Adabi M.H., Rao C.P., "Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation) Sarakhs area, Iran", *Sedimentary Geology* 72 (1991) 253–267.
- [25]Adabi M.H., Salehi M.A., Ghabeishavi A., "Depositional environment, and sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), S.W. Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 39 (2010) 148–160.
- [26]Philip J.M., Gari J., "Late Cretaceous heterozoan carbonates: Palaeoenvironmental setting, relationship with rudist carbonates (Provence, south-east France) ", *Sedimentary Geology* 175 (2005) 315–337.
- [27]Garcia, F., "Plausible mechanisms for the boring on carbonates by microbial protorophs" *Sedimentary Geology* 125 (2006) 29–50.

- [28]El-Saiy A.K., Jordan B.R., "Diagenetic aspects of tertiary carbonates west of the Northern Oman Mountains, United Arab Emirates", *Journal of Asian Earth Sciences* 3 (2007) 35–43.
- [29]Moore C.H., "Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework ", Elsevier, Amsterdam. (2013) 370 pp.
- [30]Messadi A.M., Mardassi B., Ouali, J.A., Touir J., "Sedimentology, diagenesis, clay mineralogy and sequential analysis model of Upper Paleocene evaporite-carbonate ramp succession from Tamerza area (Gafsa Basin: Southern Tunisia) ", *Journal of African Earth Sciences*, 118, (2016) 205-230.
- [31]Wizemann A., Nandini S.D., Stuhldreier I., anchez- Noguera C., Wisshak M., Westphal H., Rixen T., Wild C., Reymond C.E., "Rapid bioerosion in a tropical upwelling coral reef", *PLoS One*, 13, (2018) e0202887.
- [32]Tucker M.E., "Sedimentary Petrology", 3^d Edition, Blackwell, Oxford, (2001) 260 p.
- [33]Flügel E., "Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application", Springer-Verlag, Berlin, (2010) 976p.
- [34]Earler D.V., Nothdurft L., McNeil M., Moras, C.A., "Tracing nitrate sources using the isotopic composition of skeletal-bound organic matter from the calcareous green algae *Halimeda* Coral Reefs" 37 (2018) 1003– 1011. <https://doi.org/10.1007/s00338-018-01742-z>
- [35]Krause S., Liebetrau V., Leoscher C., Bohm F., Gorb S., Eisenhauer A., Treude T., "Marine ammonification and carbonic anhydrase activity induce rapid calcium carbonate precipitation. *Geochim. Cosmochim.*", *Acta* 243, (2018) 116–132.
- [36]Tucker M.E., Wright V.P., "Carbonate Sedimentology", Blackwell, Oxford, (1990) 482 p.
- [37]Adabi M.H., "Multistage dolomitization of upper Jurassic Muzdurán Formation, Kopet-Dagh basin, N.E. Iran", *Crabonate Evaporate* 24 (2009) 16-32.
- [38]Zhang H., Ding L., Wang X., Wang L., Wang Q., Xia G., "Carbonate Diagenesis Controlled by Glacioeustatic Sea-Level Changes: A Case Study from the Carboniferous-Permian Boundary Section at Xikou, China. *J. China University*", *Geoscience* 17 (2006) 103- 114.
- [39]Rao C.P., "Modern Carbonates: Tropical, Temperate and Polar: Introduction to Sedimentology and Geochemistry. Carbonates, Hobart (Tasmania) ", (1996) 206 p.
- [40]Seibel M.J., James N.P., "Diagenesis of Miocene, incised Valley – filling limestones: Provence Southern France", *Sedimentary Geology* 347 (2017) 21 – 35.
- James, N.P., Choquette, P.W "Limestone — the sea floor diagenetic environment. In: McIlreath, I., Morrow, D. (Eds.), *Diagenesis*", Geological Association of Canada Reprint Series 4 (1990b) 13–34..
- [42]Longman M.W., "Carbonate diagenetic textures from nearsurfacediagenetic environments", *AAPG Bull* 64 (1980) 461-487.

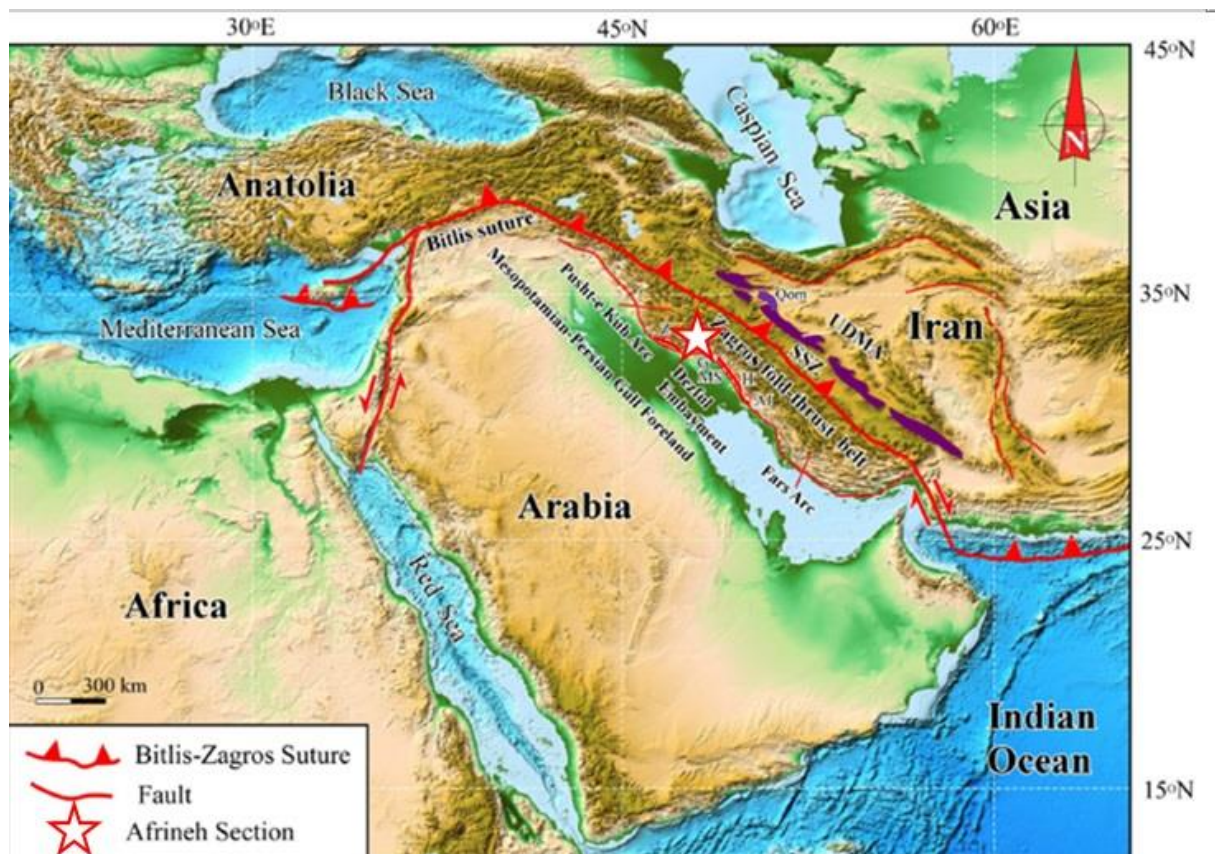
- [43]Zaid S.M., "Provenance, diagenesis, tectonic setting and geochemistry of Rudies sandstone (lower Miocene), Warda Field, Gulf of Suez, Egypt" *J. African Earth Science* 66 (2012) 56- 71.
- [44]Biernacka J., Borysiuk K., Raczynski H., Zechstein P., "limestone-marl alternations from the North-Sudetic Basin Poland, depositional or diagenetic rhythms", *Geological Quarterly* 49 (2005) 1–14
- [45]Arosi A.H., Wilson M.E.J., "Diagenesis and fracturing of a large-scale, syntectonic carbonate platform", *Sedimentary Geology* 326 (2015) 109–134.
- [46]Moss S.J., Tucker M.E., "Diagenesis of Barremian-Aptian platform carbonates (the Urgonian Limestone Formation of SE France): near-surface and shallow-burial diagenesis", *Sedimentology* 42 (1995) 853-874.
- [47]Cooke M.L., Simo J.A., Underwood C.A., Rijken P., "Mechanical Stratigraphic controls on fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow", *Sedimentary Geology*, 184 (2006) 225-239.
- [48]Ronchi P., Jadoul F., Ceriani A., Giulio A.D., Scotti P., Ortenzi A., Massara E.P., "Multistage dolomitization and distribution of dolomitized bodies in Early Jurassic carbonate platforms (Southern Alps, Italy) ", *Sedimentology* 58 (2011) 532–565.
- [49]Madlen R., Wilson M., "Diagenesis of a SE Asian Cenozoic carbonate platform margin and its adjacent basinal deposits", *Sedimentary Geology* 286–287 (2013) 20–38.
- [50]Choquette P.W., James N.P., "Limestones: the burial diagenetic environment", In: *McIlreath, I.A., & Morrow, D.W. (eds.), Diagenesis. Geological Association of Canada, Geoscience Canada, Reprint Series 4* (1990) 75-111.
- [51]Railsback L.B., "Lithologic controls on morphology of pressure-dissolution surfaces (stylolites and dissolution seams) in Paleozoic carbonate rocks from the Mideastern United States", *Journal of Sedimentary Research* 63(3) (1993) 513–522.
- [52]Smith J.V., "Three – dimensional morphology and connectivity of Stylolite shape reactivated during veinin", *Journal of Structural Geology* 22 (2000) 59 – 64.
- [53]Bathurst R.G.C., "Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction", *Sedimentology*, 34(5) (1987) 749-778.
- [54]San Miguel G., Aurell M., Bádenas B., "Diagenetic evolution of a shallow marine Kimmeridgian carbonate ramp (Jabaloyas, NE Spain): implications for hydrocarbon reservoir quality", *Arabian Journal of Geosciences* 10(16) (2017) 376 p.
- [55]Hollis C., Lawrence D.A., Periere M.D., Al Darmaki, F., "Controls on porosity preservation within a Jurassic oolitic reservoir complex, UAE", *Marine and Petroleum Geology* 88 (2017) 888-906.

- [56]Assadi A., Rahimpour-Bonab H., Kadkhodaie-Ilkhchi R., "Integrated rock typing of the grainstone facies in a sequence framework: a case from the Jurassic Arab formation in the Persian Gulf", *Acta Geologica Sinica-English Edition* 92(4) (2018) 1432-1450
- [57]Salifou I.A.M., Zhang H., Boukari I.O., Harouna M., Cai, Z., "New vuggy porosity models-based interpretation methodology for reliable pore system characterization, Ordovician carbonate reservoirs in Tahe Oilfield, North Tarim Basin", *Journal of Petroleum Science and Engineering* 196 (2021) 63-79.
- [58]Westphal H., "Limestone – Marl alternation as environmental archives and the role of early diagenesis: a critical review", *International Journal of Science (Geology Rundsch)* 95 (2006) 947-961.
- [59]Van Buchem F.S.P., Allan T., Lausen G.V., Lotfipour M., Moallemi A., Monibi S., Motiei H., Pickard N., Tahmasbi A.R., Vedrenne V., Vincent B., "Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran," *Geology Society London Special Publication* (2010) 219–263.
- [60]Pettijohn F.J., "Sedimentary Rocks", Harper& Row. New York. (1975) 628 pp.
- [61]Butler I.B., Rickard D., "Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogensulphide", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (2000) 2665–2672.
- [62]Goldhaber M.B., "Sulfur – rich sediment, In: Mackenzie F. T., (ED.), *Sediments, Diagenesis and Sedimentary Rocks*", *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam (2004) 257 – 288.
- [63]Elghali M.A.K., Tajoti K.G.M., ansorbeh H., Ogle N., Kalin R.M., "Origin and timing of sidrelite cementation upper Ordovician glauconitic sandstone from the Murzuk basin, SW Libya", *Marine and Petroleum Geology* 23 (2006) 459- 471.
- [64]Omidpour A., Mahboubi A., Moussavi-Harami R., Rahimpour-Bonab H., "Effects of dolomitization on porosity-Permeability distribution in depositional sequences and its effects on reservoir quality, a case from Asmari Formation, SW Iran", *Journal of Petroleum Science and Engineering* (2022) 109348. doi.org/10.1016/j.petrol.2021.109348.
- [65]Fallah-Baghtash R., Adabi M.H., Nabawy B.S., Omidpour A., Sadeghi A., "Integrated petrophysical and microfacies analyses for a reservoir quality assessment of the Asmari Dolostone sequence in the Khesht Field, SW Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 223 (2022) 104989. doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.104989.
- [66]Ahmadi Y., Rahimpour-Bonab H., Mehrabi H., Omidpour A., "Comparison of sedimentation-diagenesis history of Paleocene- Miocene succession (Jahrom and Asmari formations) in the southern part of Dezful Embayment", *Journal of Applied Sedimentology* 10(20) (2022) 26-53. (In Persian).

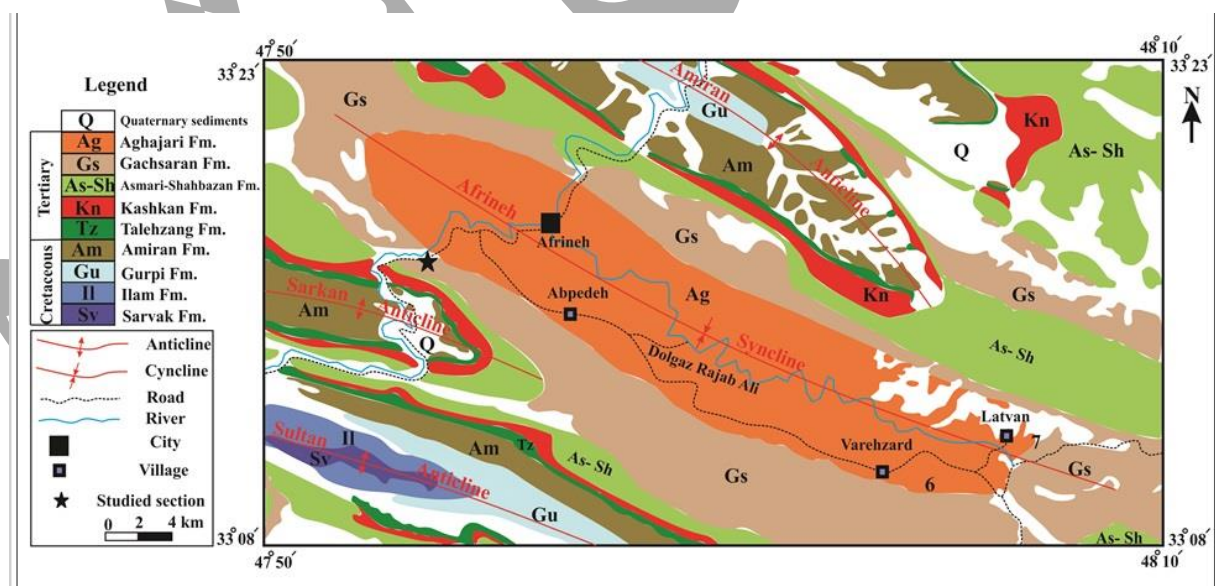
- [67]Kasih G.A.A., Chiba S., Yamagata Y., Shimizu Y., Haraguchi K., "Modelling early diagenesis of sediment in Ago Bay, Japan, A comparison of steady state and dynamic calculation", Ecological Modelling 215 (2008) 40-54.
- [68]Heydari E., Wade W., "Massive recrystallization of low – Mg calcite at high temperatures in hydrocarbon source rocks, Implication for organic acids as factors in diagenesis", American Association of Petroleum Geologists Bulletin 86 (2003) 1285 – 1303.
- [69]Ahmad A.H.M., Bhat G.M., "Petrofacies, provenance and diagenesis of the Dhosa sandstone member (Chari Formation) at Ler, Kachch Sub – basin, Western, India", Journal of Asian Earth Science 27 (2006) 857- 872.
- [70]Heydari E., Wade W., "Massive recrystallization of low – Mg calcite at high temperatures in hydrocarbon source rocks: Implication for organic acids as factors in diagenesis", American Association of Petroleum Geologists Bulletin 86 (2014) 1285 – 1303.
- [71]Rogen B., Fabricius I.L., "Influence of clay and silica on permeability and capillary entry pressure of chalk reservoirs in the North sea", Petroleum Geoscience 8 (2002) 287 – 293.
- [72]Fabricius I.L., Borre M., "Stylolites, Porosity, depositional texture, and silicates in Chalk facies sediments. Ontony Jave Plateau – Gorm and Tyra fields, North Sea", Sedimentology 54 (2007) 183 – 205.
- [73]Rao, C.P., Adabi, M.H., "Carbonate minerals, major elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with depth in cool, temperate carbonates, Western Tasmania, Australia", Marine and Petroleum Geology, 103: (1992) 249-272.
- [74]Rao C.P., Amini Z.Z., "Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonates, Eastern Tasmania, Australia", Carbonates and Evaporites 10: (1995) 114-123.
- [75]Asadi Mehmandosti E., Adabi M.H., Woods A.D., "Microfacies and geochemistry of the Middle Cretaceous Sarvak Formation in Zagros Basin, Izeh Zone, SW Iran", Sedimentary Geology 293 (2013) 9–20
- [76]Veizer J., "Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique, Stable Isotopes", Sedimentary Geology 10 (1983a) 3-100.
- [77]Asadi Mehmandosti E., Adabi M.H., "Application of geochemical data as evidence of water-rock interaction in the Sarvak formation, Izeh Zone, Zagros, Iran", Procedia Earth and Planetary Science 7 (2013) 31-35.
- [78]Adabi M.H., Kakemem U., Sadeghi A., "Sedimentary facies, depositional environment and sequence stratigraphy of Oligocene- Miocene shallow water carbonates from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran)", Carbonates and Evaporites 23(2) (2015) 1-17.
- [79]Jamalian M., Adabi M.H., "Geochemistry, microfacies and diagenetic evidences for original aragonite mineralogy and open diagenetic system of Lower Cretaceous carbonates Fahliyan

- Formation (Kuh-e Siah area, Zagros Basin, South Iran) "*, Carbonates and Evaporites 30(1) (2014) 77–98.
- [80]Zohdi A., Adabi, M.H., Ghobishavi A., "*Palaeoenvironmental reconstruction, sequence stratigraphy and palaeotemperature estimation of the Upper Paleocene to Middle Eocene Tale-Zang Formation in the Zagros Basin, (south-west Iran) "*, 13th Bathurst Meeting of Carbonate Sedimentologists, University of East Anglia, Norwich, UK. (2007) 16-18 July, (in English).
- [81]Shanmugam G., Benedict G.L., "*Manganese distribution in the carbonate fraction of shallow to deep marine lithofacies, Middle Ordovician, Eastern Tennessee*", Sedimentary Geology 35 (1983) 165-175.
- [82]Hua G., Yuansheng D., Lian Z., Jianghai Y., Hu H., Min L., Yuan W., "*Trace and rare earth elemental geochemistry of carbonate succession in the Middle Gaoyuzhuang Formation, Pingquan Section: implications for Early Mesoproterozoic ocean redox conditions*" Journal of Palaeogeography 2 (2013) 209-221.<https://doi.org/10.3724/SP.J.1261.2013.00027>.
- [83]Hoseinabadi M., Mahboubi A., Shabestari G.M., Motamed A., "*Depositional environment, diagenesis, and geochemistry of Devonian Bahram formation carbonates, Eastern Iran*", Arabian Journal of Geosciences 9(1) (2016) 70-125.<https://doi.org/10.1007/s12517-015-2056-4>.
- [84]Anderson T.F., Arthur M.A., "*Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. In: Stable isotope in sedimentary geology*", Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 10 (1983) 1-151.
- [85]Brand U., Veizer J., "*Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, II: stable isotopes*", Journal Sedimentary Petrology 51 (1981) 987-997.
- [86]Brand U., Azmy K., Veizer J., "*Evaluation of the Salinic I tectonic, Cancañiri glacial and Ireviken biotic events: Biochemostratigraphy of the Lower Silurian succession in the Niagara Gorge area, Canada and USA*", Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (2006) <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.004>.
- [87]Li Z., Goldstein R.H., Franseen E.K., "*Meteoric calcite cementation: diagenetic response to relative fall in sea-level and effect on porosity and permeability, Las Negras area, southeastern Spain*", Sedimentary Geology 348 (2017) 1–18
- [88]Amiri M., Lashkaripour G.R., Ghabezloo S., Moghaddas N.H., Tajareh M.H., "*Mechanical earth modeling and fault reactivation analysis for CO₂-enhanced oil recovery in Gachsaran oil field, south-west of Iran*", Environmental earth sciences 78(4) (2019) 112.
- [89]Rahimi E., Asgari G., Shekarian Y., Nakini A., "*Investigations of Natural Bitumen mineralization in Gilan-e-Gharb exploration block, Iran*", The International Journal of Engineering and Science (IJES) 8(5) (2019) 55-68.

- [90]Dehaghani A.H.S., Taleghani M.S., Badizad M.H., Daneshfar R., "*Simulation study of the Gachsaran asphaltene behavior within the interface of oil/water emulsion: a case study*", Colloid and Interface Science Communications 33 (2019) 100202.
- [91]Mahmoodabadi R.M., "*Facies analysis. sedimentary environments and correlative sequence stratigraphy of Gachsaran formation in SW Iran*", Carbonates and Evaporites 35(1) (2020) 1-28.
- [92]Liaghat M., Adabi M.H., Nuraei Nezhad M.R., Eghbalpour E., "*Structural interpretation, diagenesis and depositional environment of the Gachsaran Formation with emphasized of number 1 in Gachsaran oil field, south Dezful embayment*", Journal of Applied Sedimentology 8(16) (2020) 68-92. (In Persian)
- [93]Ansari A.H., Kohsari A.H., "*Recognition of evaporite minerals in Siakuh desert areas of the Yazd province, Iran*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 15(2) (2007) 421-438. (In Persian)

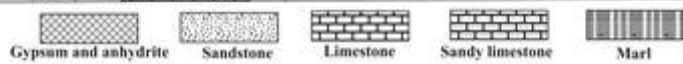


شکل ۱: جایگاه تکتونیکی ناحیه مورد مطالعه (ناودیس افرینه) که در زون زاگرس چین خورده - تراستی واقع شده است. این زون ساختاری حاصل برخورد ورقه‌های عربی - اوراسیا و به دنبال آن بالآمدگی ورقه ایران - آناتولی می‌باشد (ناحیه مورد مطالعه با علامت ستاره مشخص شده است) [۲۲].

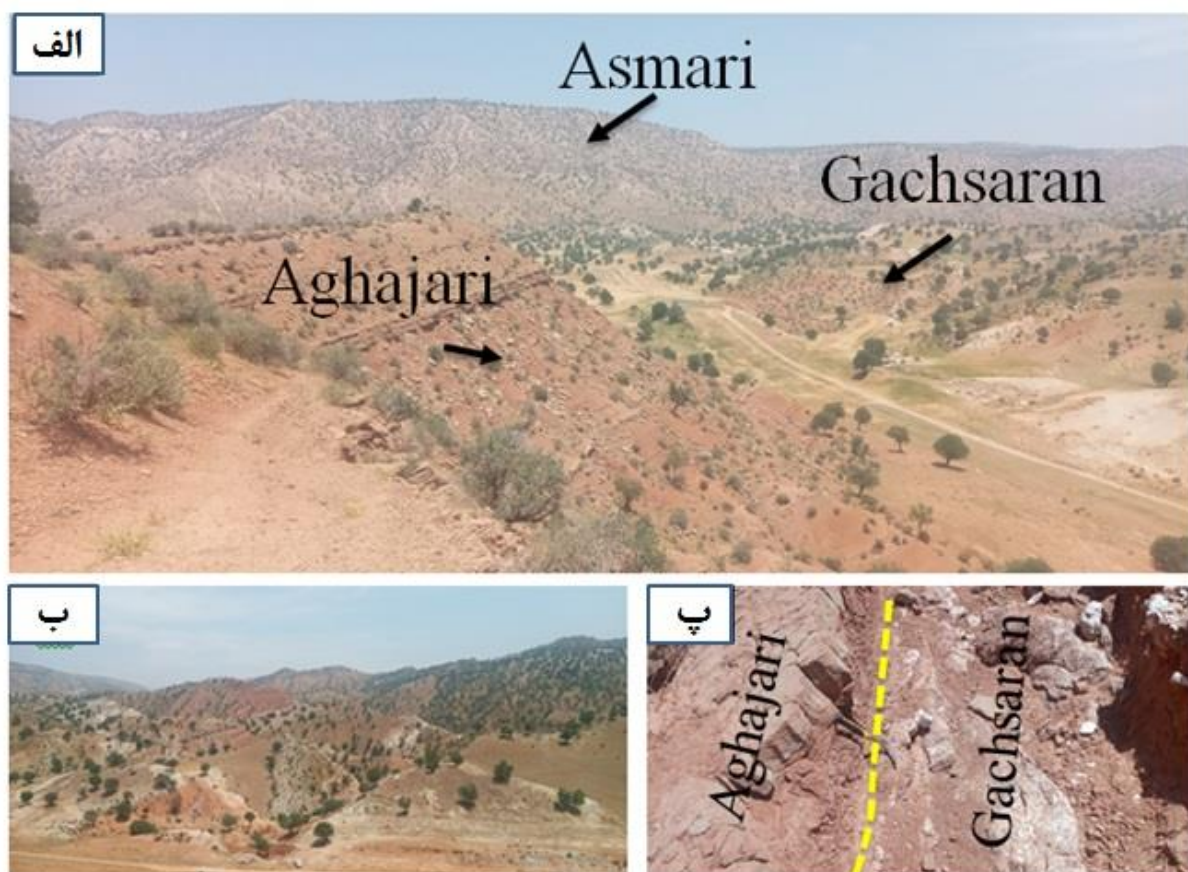


شکل ۲: بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان خرم‌آباد و پلدختر به همراه موقعیت ناودیس افرینه، گسترش سازندها و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه [۲۳]. برش انتخاب شده با علامت ستاره نشان داده شده است.

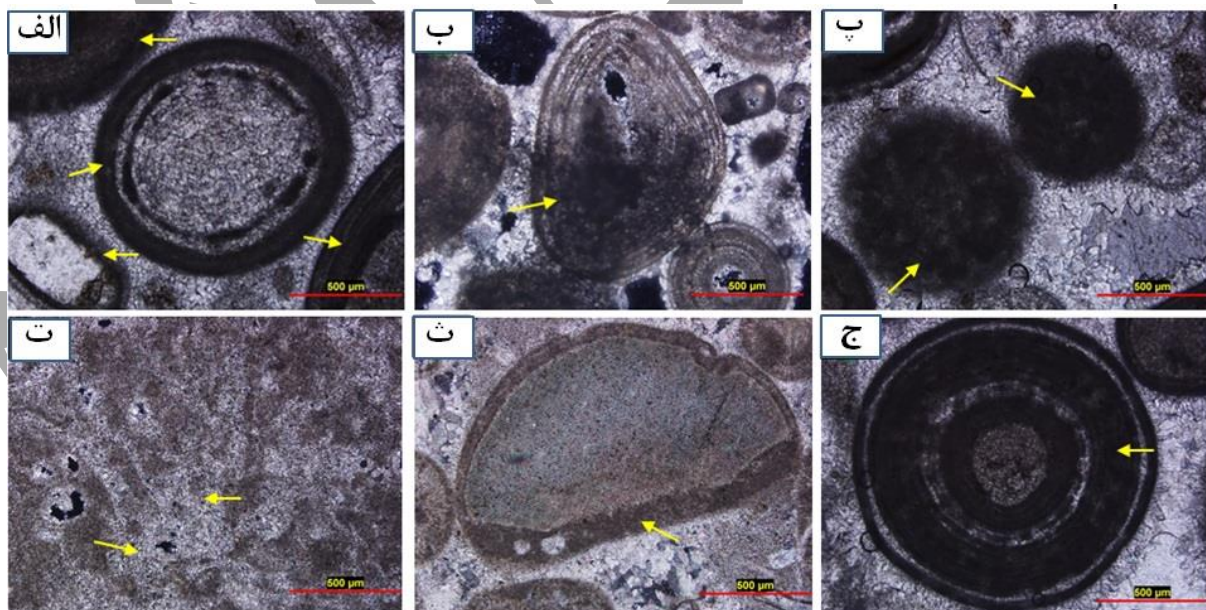
Series	Formation	Thickness (m)	Lithology	Samples No	Description
Miocene	Gachsaran	380			Shale
					Gypsum and anhydrite
					Marl
				90-100	Medium bedded limestone
					Gypsum and anhydrite
				61-90	Medium to thick bedded dolomite
					Thin bedded sandstone
				41-60	Thin bedded sandy limestone
					Marl
				1-40	Thin bedded limestone
Asumari					Gypsum and anhydrite
					Limestone



شکل ۳: ستون سنگ‌چینه‌ای سازند گچساران در ناحیه مورد مطالعه.

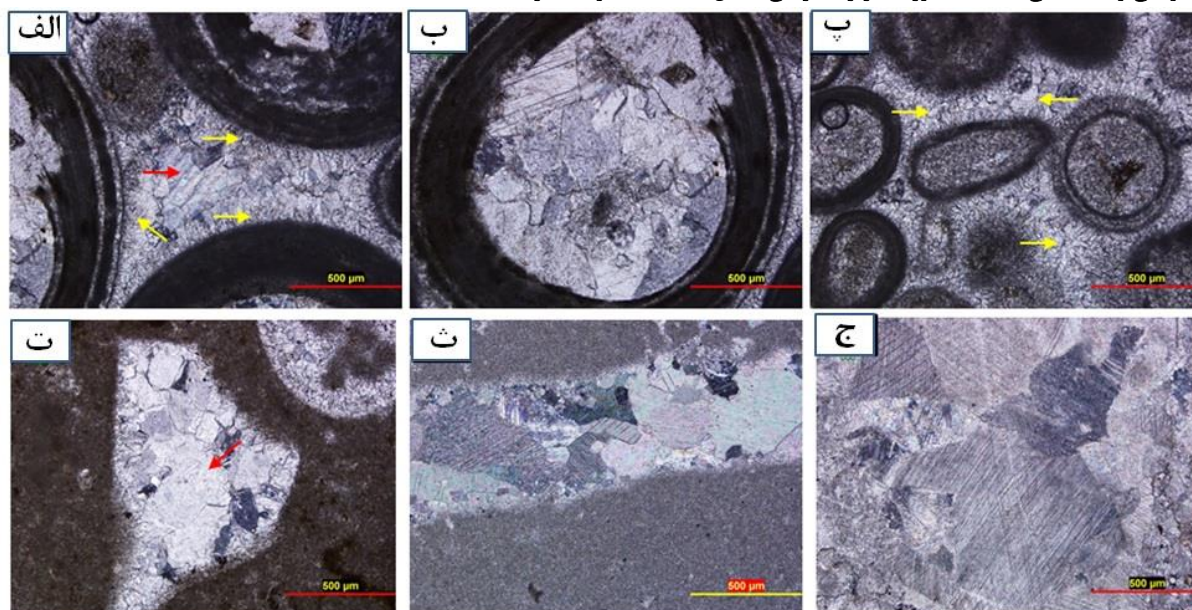


شکل ۴: تصاویر صحرایی سازندهای موجود در ناحیه مورد مطالعه (ناودیس افرینه). (الف): سازندهای آسماری، گچساران و آغاجاری. (ب): گسترش سازند گچساران در ناحیه مورد مطالعه. (پ): مرز شارپ بین سازند گچساران و سازند آغاجاری در ناحیه مورد مطالعه

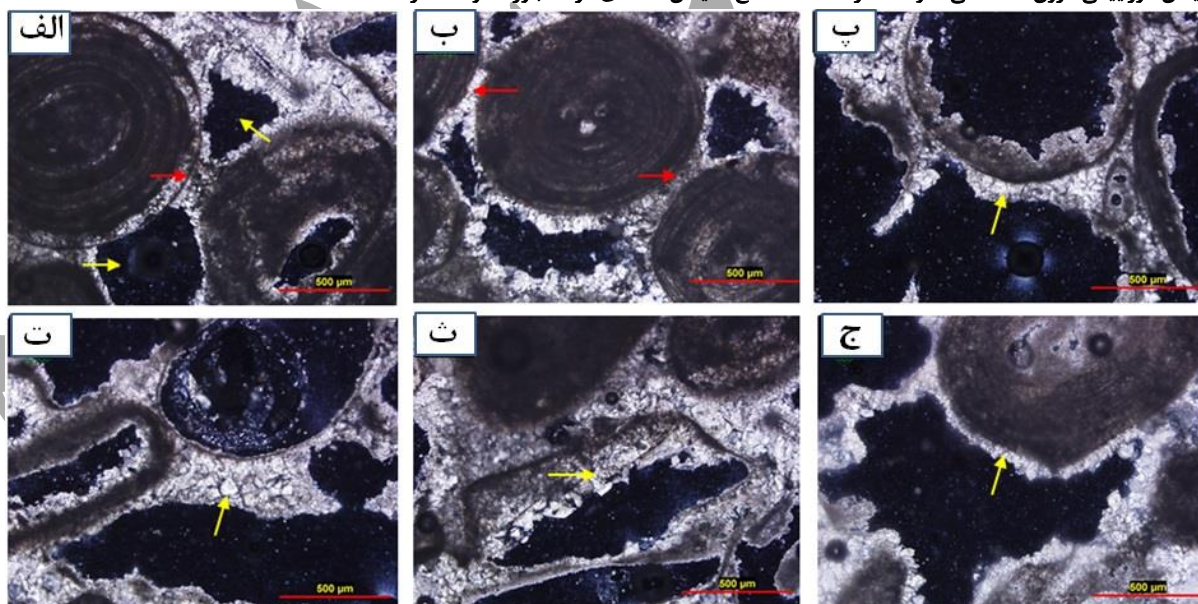


شکل ۵- الف: ایجاد پوشش میکرایتی (پیکاهای زردرنگ) در اطراف دانه‌های الیید در رخساره گرینستون الییدی. (نمونه شماره Ga-55). ب: ایجاد پوشش میکرایتی ناقص (پیکان زردرنگ) بر روی دانه الیید به گونه‌ای که این پوشش ساختمان داخلی آن‌ها را تا حدودی از بین برده است. (نمونه شماره Ga-18). پ: ایجاد پوشش میکرایتی کامل به گونه‌ای که دانه‌های الیید میکرایتی شده و ساختمان داخلی آن‌ها کاملاً از بین رفته است (نمونه شماره Ga-18).

33. ت: نوربختی افزایشی (تبدیل بلورهای ریز میکرایت به بلورهای درشت تر میکرواسپار و اسپار در جهت پیکان های زرد رنگ) (نمونه شماره Ga-10). ث: نوربختی کاهشی در اطراف یک قطعه کلسیتی (احتمالا قطعه تک بلور خارپوست) (نمونه شماره Ga-44). ج: نوربختی کاهشی (لامینه های آراگونیتی و یا کلسیتی الیپسها به بلورهای ریز میکرایتی تبدیل شده اند) (نمونه شماره Ga-51).

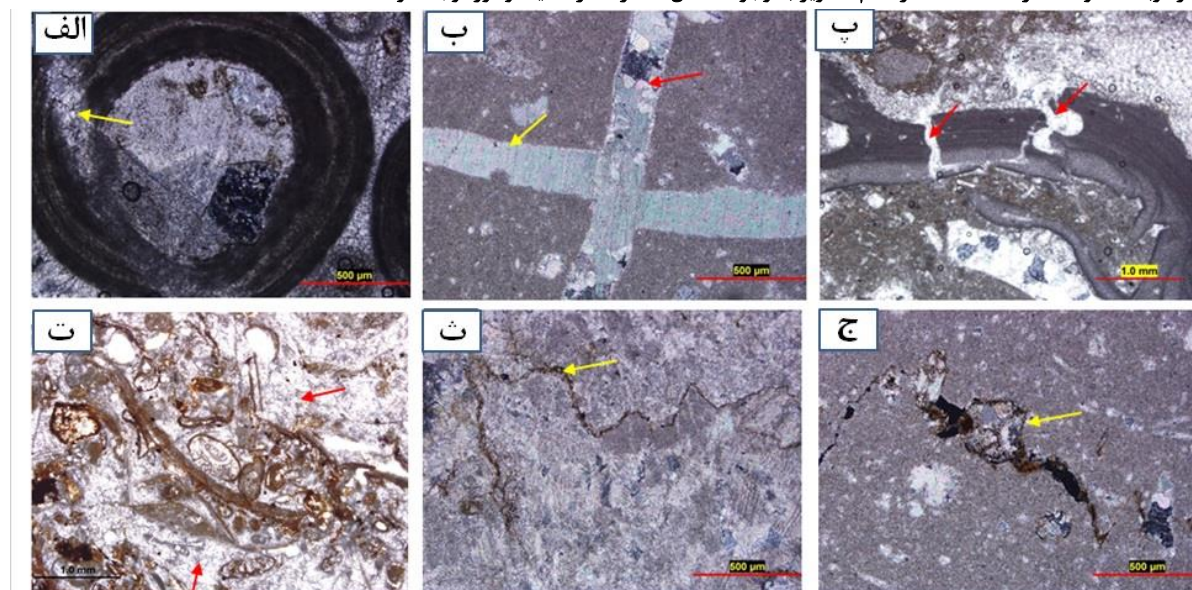


شکل ۶- الف: سیمان حاشیه ای هم ضخامت در اطراف دانه های الیپس در یک ریزرخساره گریستون الیپدی (پیکان های زرد رنگ)، پیکان قرمز رنگ سیمان درشت بلور بعدی می باشد که فضای بین دانه ها را پر کرده است (نمونه شماره Ga-13). ب: سیمان موزاییکی (کلسیت هم بعد) درون دانه ای (دانه مورد نظر یک الیپس است). (نمونه شماره Ga-22). پ: سیمان موزاییکی هم بعد ریزبلور بین دانه ای در یک رخساره گریستون الیپدی (نمونه شماره Ga-17). ت: سیمان دروزی پر کننده حفره. افزایش اندازه بلورها به سمت مرکز حفره و در جهت پیکان قرمز رنگ می باشد (نمونه شماره Ga-65). ث: سیمان موزاییکی درون شکستگی (نمونه شماره Ga-41). ج: سیمان قطعه ای درشت بلور (نمونه شماره Ga-49).

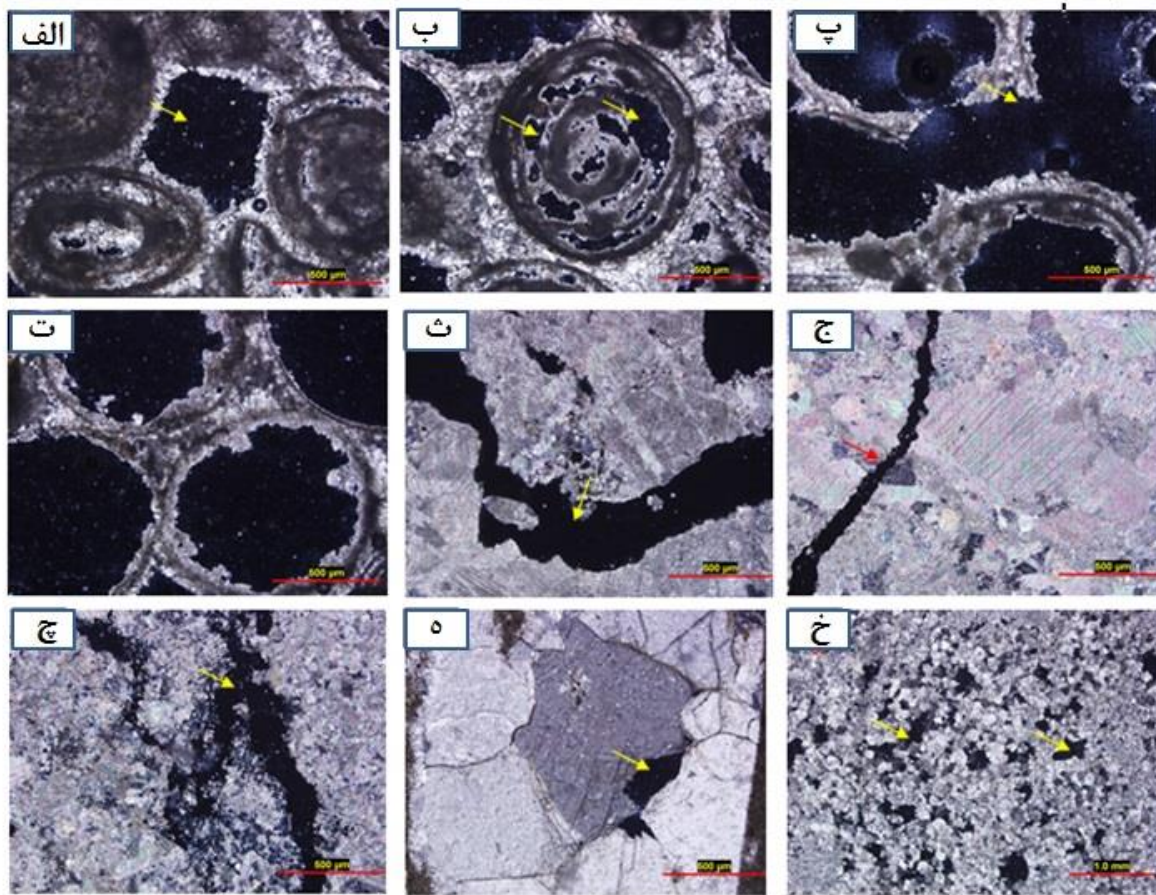


شکل ۷- الف و ب: سیمان هلاله ای (مینیسک) بین دانه ها (پیکان های قرمز)، پیکان های زرد رنگ در تصویر a، حفرات گرد تشکیل شده در محیط وادوز را نشان می دهند (نمونه شماره Ga-78). پ و ت: سیمان آویزه ای (ثقلی یا پندنت) تشکیل شده در زیر دانه ها (نمونه شماره Ga-89). ث: سیمانی شدن

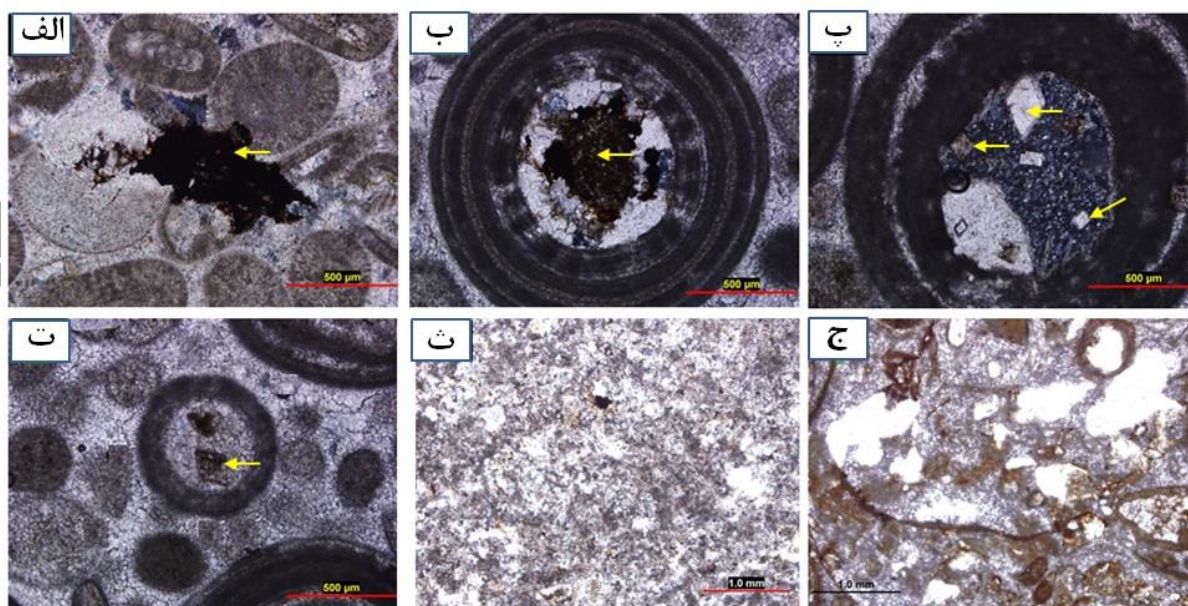
ناقص درون دانه‌ای به دلیل تحت اشباع بودن حفرات از آب (نمونه شماره Ga-91). ج: سیمانی شدن ناقص اطراف دانه‌ها به دلیل گردش محدود آب در بین رسوبات (نمونه شماره Ga-90). در تمام تصاویر به وجود انحلال گسترده در محیط وادوز توجه شود.



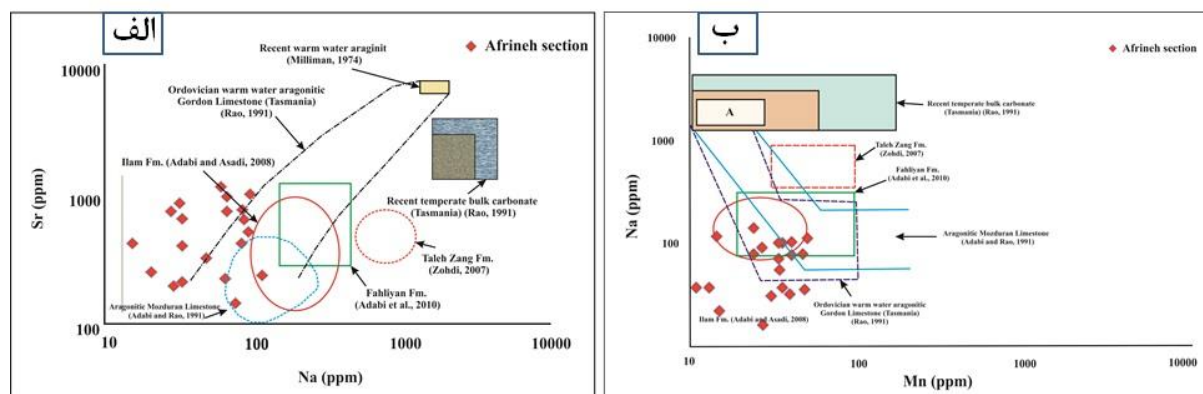
شکل ۸- الف: شکستگی ایجاد شده در پوسته الیید. این شکستگی در مرحله بعد با سیمان کلسیتی پر شده است (نمونه شماره Ga-27). ب: شکستگی‌های ایجاد شده در ریزرخساره وکستون بایوکلستی. پیکان قرمز رنگ شکستگی جدیدتر می‌باشد و شکستگی قدیمی‌تر (پیکان زرد رنگ) را قطع کرده و آن را جایجا کرده است (نمونه شماره Ga-7). پ: شکستگی ایجاد شده در یک قطعه جلبک قرمز که در مرحله بعد با سیمان کلسیتی پر شده اند (نمونه شماره Ga-32). ت: ایجاد فابریک دانه به دانه. توسعه سیمان در برخی از قسمت‌ها (پیکان‌های قرمز رنگ) مانع از نزدیک شدن بیشتر دانه‌ها به هم شده است (نمونه شماره Ga-34). ث: استیلولیت (نمونه شماره Ga-11). ج: استیلوموتل (نمونه شماره Ga-19).



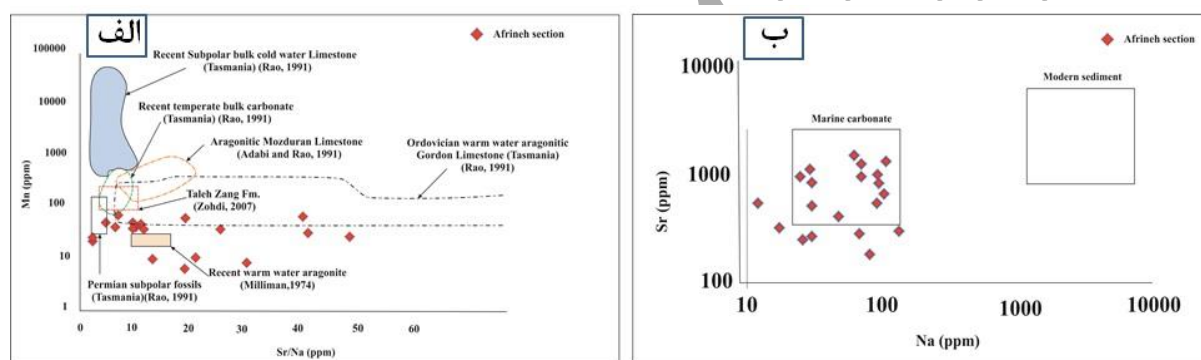
شکل ۹- الف: تخلخل بین دانه‌ای در ریزرخساره گرینستون ایبیدی (نمونه شماره Ga-86). ب: تخلخل حفره‌ای درون دانه‌ای (دانه مورد نظر یک ایبید است) (نمونه شماره Ga-88). پ: تخلخل کانالی (نمونه شماره Ga-93). ت: تخلخل قالبی در دانه‌های ایبید (نمونه شماره Ga-95). ث: تخلخل حاصل از استیلوموتل (نمونه شماره Ga-70). ج: تخلخل حاصل از شکستگی (نمونه شماره Ga-59). چ: تخلخل حاصل از استیلولیت (نمونه شماره Ga-43). ح: تخلخل بین بلوری در بلورهای درشت کلسیتی (نمونه شماره Ga-30). خ: تخلخل بین بلوری در ریزرخساره دولومادستونی (نمونه شماره Ga-36).



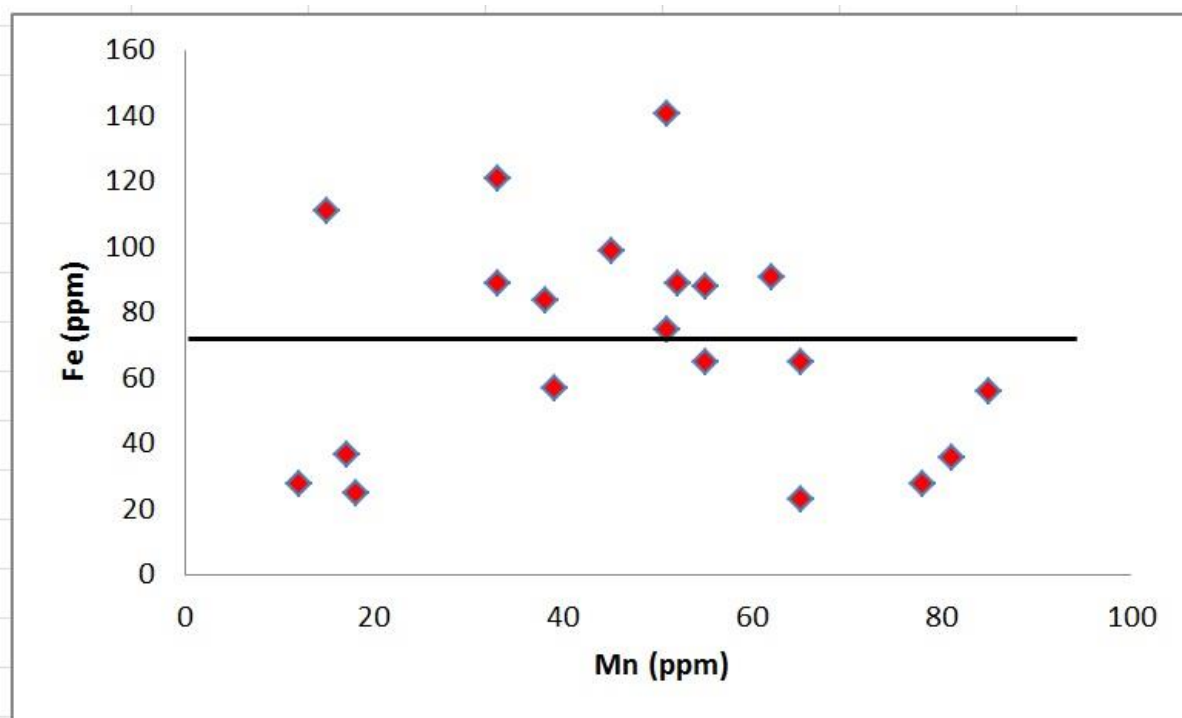
شکل ۱۰- الف: تشکیل پیریت به صورت جانیشینی در ریزرخساره گرینستون ایپیدی (نمونه شماره Ga-52). ب: تشکیل پیریت به صورت جانیشینی در درون دانه (دانه مورد نظر یک ایپید است) (نمونه شماره Ga-53). پ و ت: تشکیل دولومیت به صورت جانیشینی در درون دانه‌های ایپید (نمونه شماره Ga-55). ث: سیلیسی شدن به صورت جانیشینی در زمینه سنگ (نمونه شماره Ga-19). ج: سیلیسی شدن به صورت جانیشینی در آلوکما (نمونه شماره Ga-21).



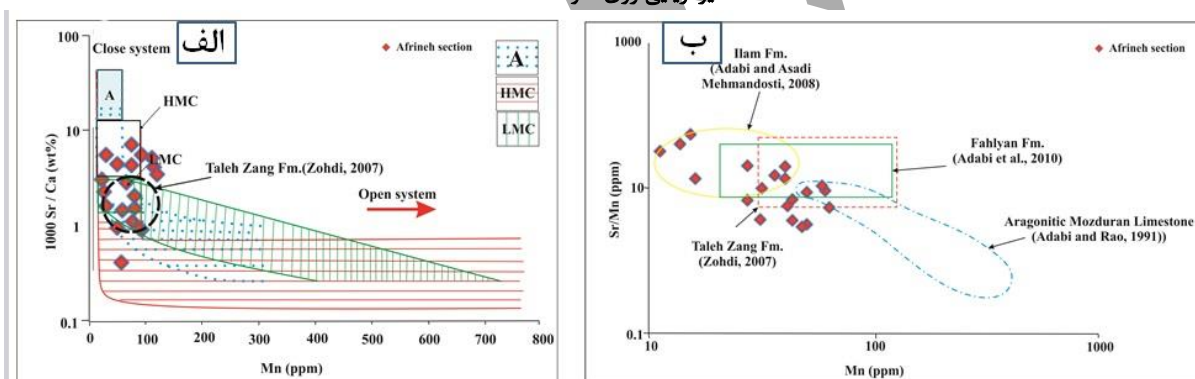
شکل ۱۱: الف: تغییرات مقادیر استرانسیم در برابر سدیم در سنگ آهک‌های سازند گچساران در برش ناودیس افرینه با محدوده سنگ آهک‌های سازند مزدوران مربوط به بخش کم عمق حوضه (به سن ژوراسیک بالایی) [۲۴]. سنگ آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا (به سن اردوئین) [۱۳]. محدوده آراگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر [۱۱]. محدوده کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا [۷۳ و ۷۴]. سنگ آهک‌های سازند تله‌زنگ برش نمونه و تاق‌دیس کیالو [۸۰]. سازند ایلام [۹]. مقایسه شده است. همانطور که از شکل پیداست، بیشتر نمونه‌ها درون محدوده‌ی سنگ آهک‌های حاره‌ای گوردون اردوئین تاسمانیا و یا نزدیک به محدوده آن با ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی قرار می‌گیرند. مقادیر عنصر استرانسیم در این نمونه‌ها نسبت به نمونه‌های معادل عهد حاضر کمتر می‌باشد، این موضوع دلالت بر دیانز متئوریک دارد که سبب کاهش مقادیر استرانسیم می‌گردد. ب: ترسیم مقادیر سدیم در برابر منگنز در سنگ آهک‌های سازند گچساران. همان طور که مشاهده می‌شود، تقریباً بیشتر نمونه‌ها در محدوده سنگ آهک‌های حاره‌ای گوردون اردوئین تاسمانیا با ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی قرار می‌گیرند.



شکل ۱۲- الف: تغییرات نسبت Sr/Na در برابر Mn . همان طور که مشاهده می‌شوند نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به سازند گچساران، برش ناودیس افرینه در محدوده سنگ آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا یا در مجاورت آن، اما با روندی مشابه قرار می‌گیرند. تمام نمونه‌های آهکی مطالعه شده از برش مورد مطالعه دارای مقادیر $(Sr/Na > 1)$ هستند که گویای ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی هستند. ب: روند تغییرات Na در برابر Sr حاکی از قرارگیری نمونه‌ها در محدوده کربنات‌های دریایی است. ج: روند تغییرات Mn در برابر Sr ، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مشابه کانی شناسی اولیه کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران قرار دارند [۲۴].

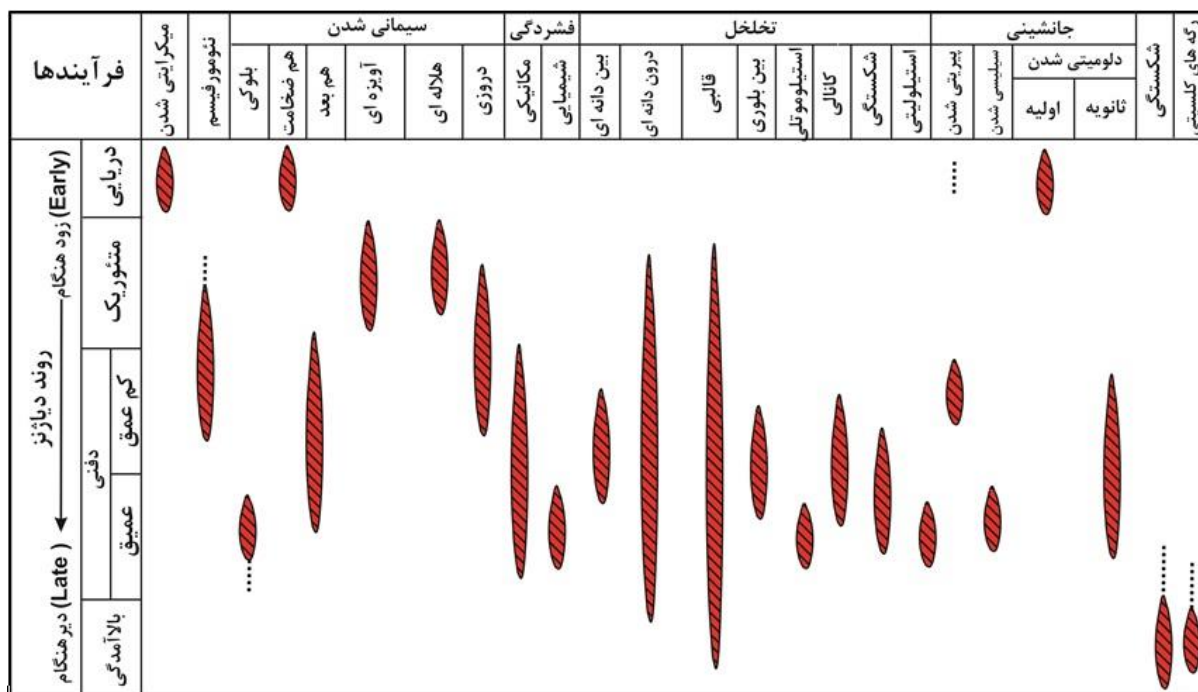


شکل ۱۳: رسم مقادیر آهن در برابر منگنز در نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به سازند گچساران برش افرینه که بیانگر تأثیر فرایندهای دیاژنزی غیردریایی روی نمونه هاست.



شکل ۱۴- الف: روند تغییرات نسبت Sr/Ca در برابر Mn . مقادیر متوسط نسبت استرانسیم به کلسیم و پایین بودن مقادیر منگنز در نمونه‌های مورد مطالعه بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا نیمه‌باز با تبادل آب به سنگ پایین می‌باشد. ب: نمودار تغییرات نسبت Sr/Mn در برابر Mn . نسبت بالای Sr/Mn در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به سنگ آهک‌های مزدوران، بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا نیمه‌باز با تبادل آب به سنگ پایین می‌باشد.

جدول ۱ - توالی پاراژنتیکی سازند گچساران در برش مورد مطالعه (ناودیس افرینه)، بخش قرمز رنگ فراوانی زیاد و خط چین فراوانی کمتر را نشان می‌دهد.



جدول ۲- نتایج آنالیز عنصری سازند گچساران در ناحیه مورد مطالعه. پارامترهای آماری میانگین، حداکثر، حداقل نیز گزارش شده است.

Sample No.	Ca (%)	Mg (%)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	Na (ppm)	Sr/Mn	Sr/Ca	Sr/Na	1000*Sr/Ca (wt.%)
Ga-۱	۴۵/۵	۱/۲	۱۴۱	۵۱	۱۴۸۰	۵۸	۲۹	۳۲/۵	۲۵/۵	۳/۲۵
Ga-۲	۳۳/۶	۰/۲۵	۸۹	۳۳	۳۳۸	۱۲۱	۱۰/۲	۱۰/۱	۲/۸	۱/۰۱
Ga-۳	۲۳/۸	۱/۱۲	۲۵	۱۸	۳۵۸	۱۷	۱۹/۹	۱۵	۲۱/۱	۱/۵
Ga-۴	۲۱	۰/۰۲	۸۸	۵۵	۳۰۲	۲۹	۵/۵	۱۴/۴	۱۰/۴	۱/۴۴
Ga-۵	۳۶/۲	۰/۴	۳۶	۸۱	۱۱۲۱	۲۸	۱۳/۸	۳۱	۴۰	۳/۱
Ga-۶	۲۹/۷	۲/۶	۱۲۱	۳۳	۹۸۰	۶۵	۷.۲۹	۳۳	۱۵/۱	۳/۳
Ga-۷	۴۴/۶	۳/۶	۱۱۱	۱۵	۸۷۲	۲۹	۵۸/۱	۱۹/۶	۳۰/۱	۱/۹۶
Ga-۸	۳۳/۹	۲/۵	۲۸	۷۸	۱۲۵۱	۶۵	۱۶	۳۶/۹	۱۹/۲	۳/۶۹
Ga-۹	۲۱/۸	۱/۱	۶۵	۶۵	۸۶۰	۸۷	۱۳/۲	۳۹/۴	۹/۹	۳/۹۴
Ga-۱۰	۳۹/۷	۲/۹	۸۹	۵۲	۴۵۰	۴۵	۸/۷	۱۱/۳	۱۰	۱/۱۳
Ga-۱۱	۴۱/۸	۰/۳۳	۵۷	۳۹	۵۸۰	۱۲	۱۴/۹	۱۳/۹	۴۸/۳	۱/۳۹
Ga-۱۲	۲۵/۷	۲/۷	۵۶	۸۵	۶۹۹	۹۵	۸/۲	۲۷/۲	۷/۴	۲/۲۷
Ga-۱۳	۳۳/۱	۰/۹	۲۳	۶۵	۳۲۱	۶۳	۴/۹	۹/۷	۵/۱	۰/۹۷
Ga-۱۴	۲۸/۹	۰/۵	۹۱	۶۲	۲۸۵	۲۵	۴/۶	۹/۹	۱۱/۴	۰/۹۹
Ga-۱۵	۴۲/۱	۱/۸	۹۹	۴۵	۹۸۳	۲۴	۲۱/۸	۲۳/۳	۴۱	۲/۳۳

Ga-۱۶	۲۲/۵	۰/۱	۲۸	۱۲	۵۵۴	۲۹	۴۶/۲	۲۴/۶	۱۹/۱	۲/۴۶
Ga-۱۷	۳۳/۷	۱/۸	۳۷	۱۷	۱۳۱۱	۹۸	۷۷/۱	۳۸/۹	۱۳/۴	۳/۸۹
Ga-۱۸	۳۱/۸	۱/۵	۶۵	۵۵	۵۷۹	۸۴	۱۰/۵	۱۸/۲	۶/۹	۱/۸۲
Ga-۱۹	۴۰/۶	۱/۳	۸۴	۳۸	۲۱۴	۷۵	۵/۶	۵/۳	۲/۹	۰/۵۳
Ga-۲۰	۲۱/۲	۱/۱۲	۷۵	۵۱	۱۰۱۱	۸۵	۱۹/۸	۷۴۷/۷	۱۱/۹	۴/۷۷
Max	۴۵/۵	۳/۶	۱۴۱	۸۵	۱۴۸۰	۱۲۱	۷۷/۱۲	۴۷/۶۹	۴۸/۳۳	۴/۷۷
Min	۲۱	۰/۰۲	۲۳	۱۲	۲۱۴	۱۲	۴/۶	۵/۲۷	۲/۷۹	۰/۵۳
Average	۳۲/۵۶	۱/۳۹	۷۰/۴	۴۷/۵۰	۷۲۷/۴۵	۵۶/۷	۲۰/۹	۲۳/۰۹	۱۷/۵۷	۲/۳۱

فراوانی

نسبت