

مطالعه سنگ رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند گچساران در باختر بندرعباس (برش کوه نمکی خمیر)

شکوفه سالاری سرگرو، کارشناس ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه هرمزگان*

پیمان رضائی، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه هرمزگان

چکیده

سازند گچساران (میوسن پیشین) به‌عنوان مهم‌ترین پوش سنگ مخازن هیدروکربوری زاگرس از یک سو و برخورداری از نمک، گوگرد و گچ از سوی دیگر، اهمیت فراوانی در زمین‌شناسی ایران دارد. به منظور شناسایی و تفکیک رخساره‌ها و شناخت محیط رسوبی این سازند، برشی در باختر بندرعباس انتخاب و مطالعه گردید. سازند گچساران در ناحیه مورد مطالعه (واقع در جنوب کوه نمکی خمیر) با ستبرای ۳۱۰ متر، از سه بخش چهل، چمپه و مول تشکیل شده و ترکیب سنگ‌شناسی آن، ژپس - انیدریت (۲۶۵ متر، ۸۵/۵ درصد)، آهک (۲۵ متر، ۸ درصد) و مارن (۲۰ متر، ۶/۵ درصد) می‌باشد. مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی به شناسایی هفت ریز رخساره تبخیری- آهکی شامل: ریز رخساره‌های ژپس- انیدریت، مادستون آهکی، مادستون آهکی دولومیتی شده با فابریک روزنه‌ای، مادستون آهکی ژپسی - انیدریتی شده، مادستون آهکی سیلتی لامینه‌بندی شده، پکستون - گرینستون بیوکلاستی دولومیتی شده و وکستون اینتراکلاستی دولومیتی شده با فابریک روزنه‌ای منجر شد. یافته‌های این تحقیق نشان می‌دهد که رخساره‌های مارنی، آهکی و ژپس - انیدریتی به ترتیب در محیط لاگونی، بین جزر و مدی و بالای مدی بجای گذاشته شده‌اند. توالی این سه رخساره، معرف ناحیه پشت یک رمپ کربناته (رمپ داخلی) است. نهشته‌های سازند گچساران در برش مورد مطالعه، در یک گستره لاگونی تا سبخایی با اقلیم گرم و خشک، با پیشروی و پسروی‌های محدود آب دریا و شرایط زمین‌ساختی آرام پدید آمده است.

کلید واژه‌ها: سنگ‌رخساره، محیط رسوبی، سازند گچساران، باختر بندرعباس

مقدمه

در طول زمان زمین‌شناسی، همزمان با رویداد فرآیندهای تکتونیکی و کاهش عمق حوضه‌های موجود، سازندهای تبخیری متفاوتی در نقاط مختلف ایران تشکیل شده‌اند که این ته‌نشست‌های تبخیری را می‌توان در سه گروه پرکامبرین (سری هرمز)، ژوراسیک (سازندهای کنگان و هیث) و ترشیری (سازندهای قم، قرمز بالایی و گچساران) قرار داد (Rahimpour Bonab & Kalantarzadeh 2005). سازند گچساران در حوضه رسوبی زاگرس در وسعتی بسیار زیاد از شمال شرق سوریه تا جنوب غرب ایران گسترش یافته و به عنوان پوش سنگ در سیستم‌های نفتی زاگرس جایگاه ویژه‌ای دارد (Alavi 2004). در ستون چینه‌شناسی رسوبات فانروژنیک حوضه زاگرس، نهشته‌های تبخیری فراوانی دیده می‌شود که نمک هرمز در ابتدای این ستون واقع شده و سازند گچساران (میوسن پیشین) در بخش بالایی این ستون قرار دارد و واحدهای تبخیری گسترده‌ای را تشکیل می‌دهد (Bahroudi and Koyi 2004). سازند گچساران در قسمت‌های غربی استان هرمزگان بعد از سازندهای آسماری و جهرم بیشترین گسترش را دارد و اغلب، پوشش خارجی طاق‌دیس‌های غربی و شمالی را تشکیل می‌دهد (احمدزاده هروی و هوشمندزاده ۱۳۶۹).

مطالعه رسوبات تبخیری در ایران به اوایل اکتشاف نفت برمی‌گردد. در ابتدا پیلگریم (Pilgrim 1908)، نام سری فارس را به ردیف ضخیم رسوبات میوسن که در ناحیه فارس توسعه یافته‌اند، اطلاق نمود. سپس سری فارس توسط زمین‌شناسان شرکت نفت انگلیس به سه واحد سنگ چینه‌ای، فارس زیرین، فارس میانی، فارس بالایی تقسیم شد که در ایران توسط باسک و مایو (Busk and Mayo 1918) معرفی گردید. در حال حاضر شاخص اصلی مورد استناد در مورد سازند گچساران برش تلفیقی غیررسمی است که واتسون (Watson 1960) برای بخش‌های مختلف سازند گچساران گزارش نمود. جیمیز و وایند (James and Wynd 1965)، نیز تقسیمات قبلی را به گروه‌بندی جدیدی برای سازند گچساران اصلاح کردند، به

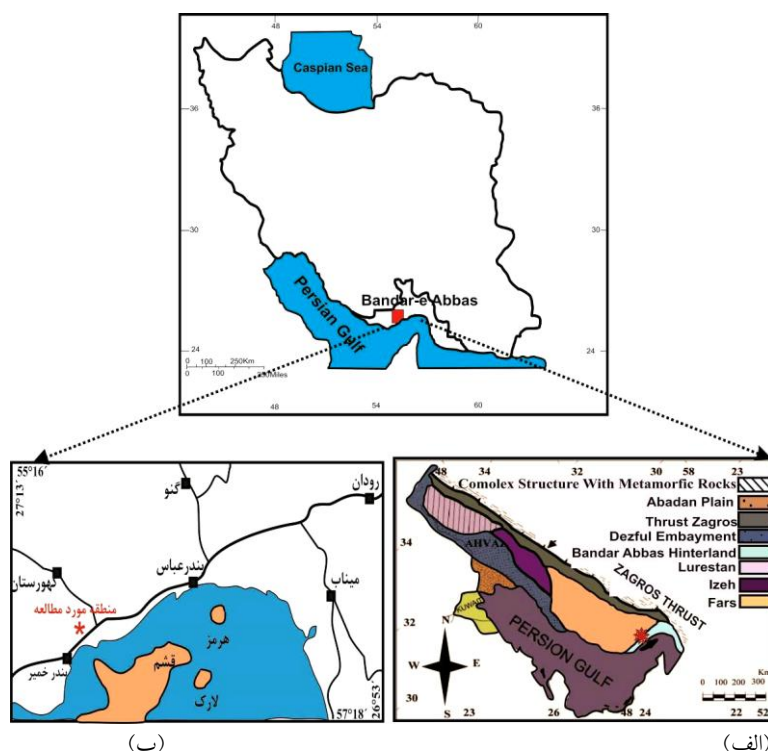
طوری که این سازند به هفت بخش گفته می‌شود تقسیم کردند. از کارهایی که اخیراً بر روی سازند گچساران انجام گرفته می‌توان به تحقیقات انجام شده توسط بهادری و همکاران (Bahadori et al. 2011) و بهرودی و کویی (Bahroudi and Koyi 2004) اشاره کرد.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

گستره مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی جغرافیایی ۴۴° ۲۰' و ۲۷° ۲۵' ۰۲" شمالی تا ۴۲° ۰۰' ۵۵" و ۴۲° ۰۶' ۵۵" شرقی در ۶۰ کیلومتری باختر شهر بندرعباس واقع شده است. دستیابی به منطقه مورد مطالعه از طریق مسیر ارتباطی بندرعباس - بندر خمیر امکان‌پذیر است (شکل ۱- الف).

محدوده رخنمون مطالعه شده از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ایران و دیدگاه ساختاری در انتهای جنوب خاوری واحد رسوبی - ساختاری زاگرس چین خورده قرار داشته و جزئی از زیر پهنه بندرعباس^۱ است (آقانیاتی ۱۳۸۵ و Alavi 2004) (شکل ۱- ب). از ویژگی‌های بارز زمین‌شناسی این بخش از زاگرس، وجود گنبد‌های نمکی در ارتباط با تاقدیس‌های کوچک و بزرگ است که همگی مربوط به سری هرمز هستند (مانند گنبد‌های نمکی گچین، گنبد نمکی پهل، گنبد نمکی خمیر). روند عمومی این پهنه مطابق با روند شمال باختری - جنوب خاوری زاگرس می‌باشد. در این گستره رسوبات دوران‌های اول، دوم و سوم به طور هم‌شیب روی هم قرار دارند که در طی میوسن - پلیوسن تغییر شکل یافته و دچار چین‌خوردگی شدند (Sherkati et al. 2006).

¹ Bandar Abbas Hinterland



شکل ۱- (الف) - محدوده جغرافیایی و راه‌های دسترسی به گستره مورد مطالعه (*) (با استفاده از اطلس راه‌های ایران، ۱۳۹۱) (ب) - موقعیت زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه نسبت به واحدهای رسوبی ساختاری ایران (اقتباس با تغییراتی از Heydari et al. 2003).

روش مطالعه

در تحقیق حاضر برشی از سازند گچساران در جنوب کوه نمکی خمیر انتخاب شد. پس از پیمایش‌های صحرایی و برداشت ستون سنگ چینه‌نگاری، از سازند گچساران ۶۵ نمونه برداشت گردید و با تهیه مقطع نازک، مطالعات سنگ‌نگاری با هدف شناخت ویژگی‌های بافتی و شناسایی رخساره‌ها^۱ و ریزرخساره‌ها^۲ انجام شد. برای نام‌گذاری سنگ‌های کربناته از طبقه‌بندی دانهام (Dunham 1962) استفاده گردیده است. شناسایی ریزرخساره‌های سولفات و کربناته بر پایه مشاهدات میکروسکوپی و مطالعات آزمایشگاهی بوده است و سه نمونه از سنگ رخساره مارنی نیز توسط اشعه ایکس (XRD) مورد آنالیز قرار گرفتند. با توجه به ماهیت نهشته‌های مارنی به‌ویژه این موضوع که بخش مهمی از ذرات تشکیل‌دهنده آنها در حد رس می‌باشد، مهم‌ترین و رایج‌ترین

روش مطالعه این نهشته‌ها، روش XRD می‌باشد نتایج حاصل از این مطالعات به‌عنوان مکمل اطلاعات سنگ‌شناسی، می‌تواند برای تعیین شرایط محیط رسوبی مؤثر واقع شود. تحلیل ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی با استفاده از روش‌های فلوگل (Flugel 2010) و ویلسون (Wilson 1975) انجام شده است.

سنگ چینه‌نگاری

در برش کوه نمکی خمیر، نهشته‌های سازند گچساران با سن میوسن پیشین به صورت تدریجی و هم‌شیب بر روی سازند آسماری (الیگو - میوسن) واقع می‌شود (آقانباتی و رضایی ۱۳۸۸). مرز فوقانی این سازند با سازند میشان (بخش آهکی گوری^۳) از نوع مرز فرسایشی و هم‌شیب است که با افقی از خاک قدیمی^۴ مشخص شده است (شکل ۲).

³ Guri Member

⁴ Paleosol

¹ Facies

² Microfacies

انیدریت (۲۶۵ متر، ۸۵/۵ درصد)، آهک (۲۵ متر، ۸ درصد) و مارن (۲۰ متر، ۶/۵ درصد) می‌باشد (شکل ۳).

سازند گچساران در ناحیه مورد مطالعه با ستبرای ۳۱۰ متر، از سه بخش چهل (تبخیری)، چمپه (کربناته-تبخیری) و مول (مارنی) تشکیل شده و ترکیب سنگ‌شناسی آن، ژئوپس -



شکل ۲- مرز تحنانی سازند گچساران با سازند آسماری (شکل بالا، دید به سمت خاور). مرز فوقانی سازند گچساران با سازند میشان (شکل پایین، دید به سمت جنوب خاوری).

گرفته و رخساره ژئوپس - انیدریت با ساختار توری لانه مرغی^۱ را تشکیل داده است (شکل ۴-C).

A1: ریزرخساره ژئوپس - انیدریت: مطالعات سنگ‌شناسی نشان می‌دهد که مهم‌ترین اجزای تشکیل دهنده این رخساره، انیدریت و ژئوپس می‌باشد. بلورهای ژئوپس ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) در مقاطع میکروسکوپی به شکل سوزنی، فیبری و صفحه‌ای، با بیرفرازانس پایین (خاکستری از مرتبه یک) و با یک رخ مورب یا مایل از بلورهای انیدریت (CaSO_4) با اشکال توده‌ای و منشوری، به رنگ سفید، بنفش و قرمز و با بیرفرازانس بالا (آبی تا زرد از مرتبه چهارم) متمایز می‌شوند. انیدریت و ژئوپس موجود در این رخساره از تنوع بافتی فراوانی برخوردارند. بافت‌های سوزنی، فیبری و شعاعی در این ریزرخساره در شکل (A-۵ و B-۵ و C-۵) نمایش داده می‌شود. تشخیص اولیه یا ثانویه بودن بافت‌های موجود در مقاطع نازک نهشته‌های تبخیری، به دلیل تغییرات دیاژنتیک فراوان بسیار دشوار است (Schreiber and Tabakh 2000). از مهم‌ترین ویژگی‌های دیاژنتیکی این رخساره، انحلال و تبدیل کانی‌های ژئوپس و انیدریت به یکدیگر است. مطالعات

رخساره‌های سنگی و محیط‌های رسوبی

مطالعه نمونه‌های سنگی، مبین حضور رخساره‌های تبخیری، آهکی و مارنی در برش مورد مطالعه است. بررسی‌های پتروگرافیکی این سه رخساره شرح داده می‌شود.

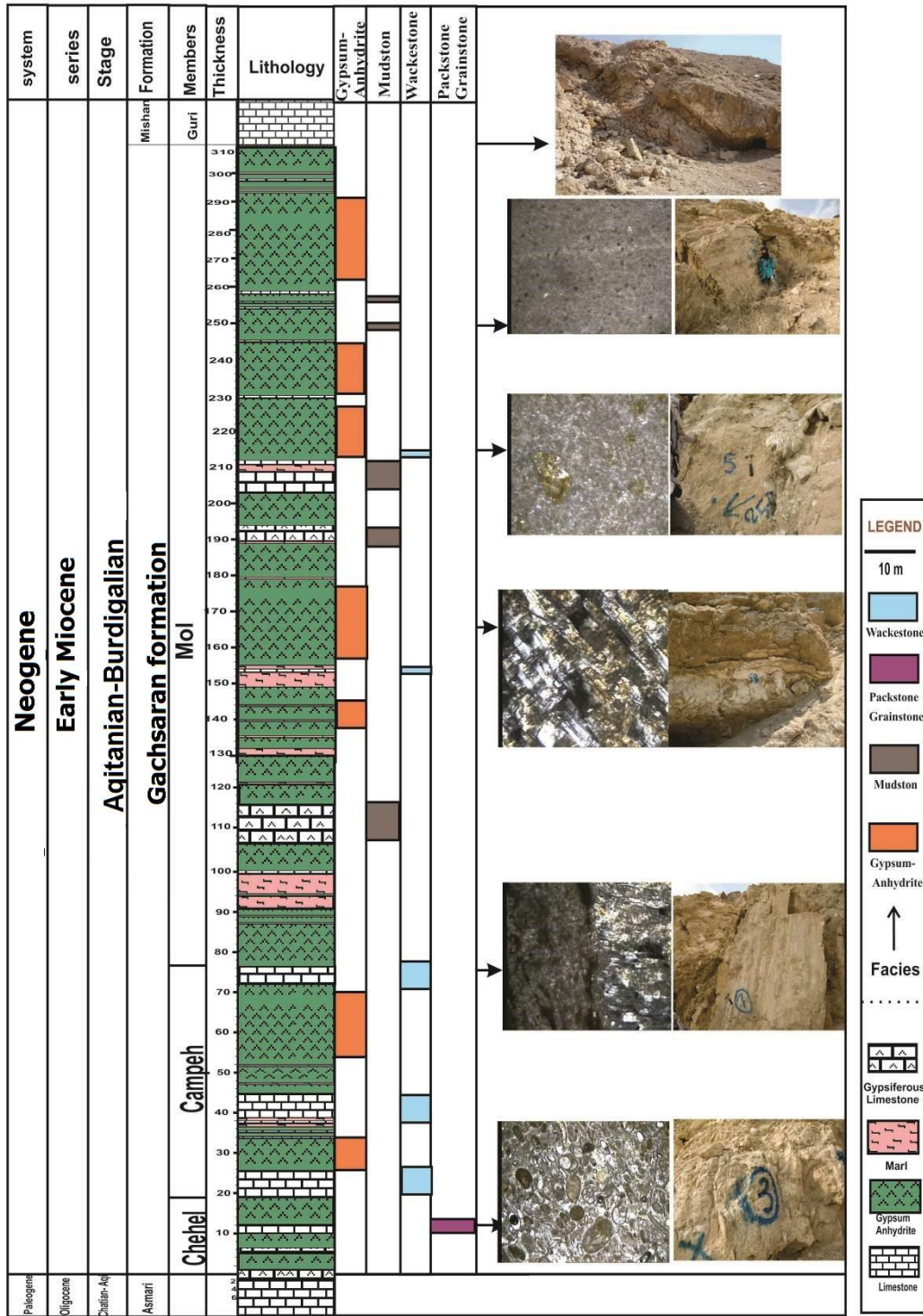
A رخساره تبخیری

در سازند گچساران رخساره تبخیری دارای ضخامت، اشکال بلوری و خصوصیات پتروگرافی متفاوت می‌باشد. این رخساره در تناوب با رخساره‌های آهکی و مارنی بوده و به شکل لایه‌هایی با ستبرای متوسط تا ضخیم (چند سانتی‌متر تا ۲۰ متر) به رنگ سفید، کرم تا خاکستری روشن و با آثار انحلالی فراوان دیده می‌شود (شکل ۴-A). رایج‌ترین ساخت رسوبی موجود در رخساره سولفاتی سازند گچساران در برش بندر خمیر، ساخت نودولی (گرهکی) است. این نودول‌ها در حد چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر و دارای اشکال کروی و غالباً دارای رنگ روشن (سفید رنگ، شیری تا خاکستری رنگ در نودول‌های انیدریتی)، در یک زمینه گل آهکی و دولومیتی هستند (شکل ۴-B). در بخش‌هایی، نودول‌های ژئوپس و یا انیدریت در یک ماتریکس یا چارچوب مخفی بلور قرار

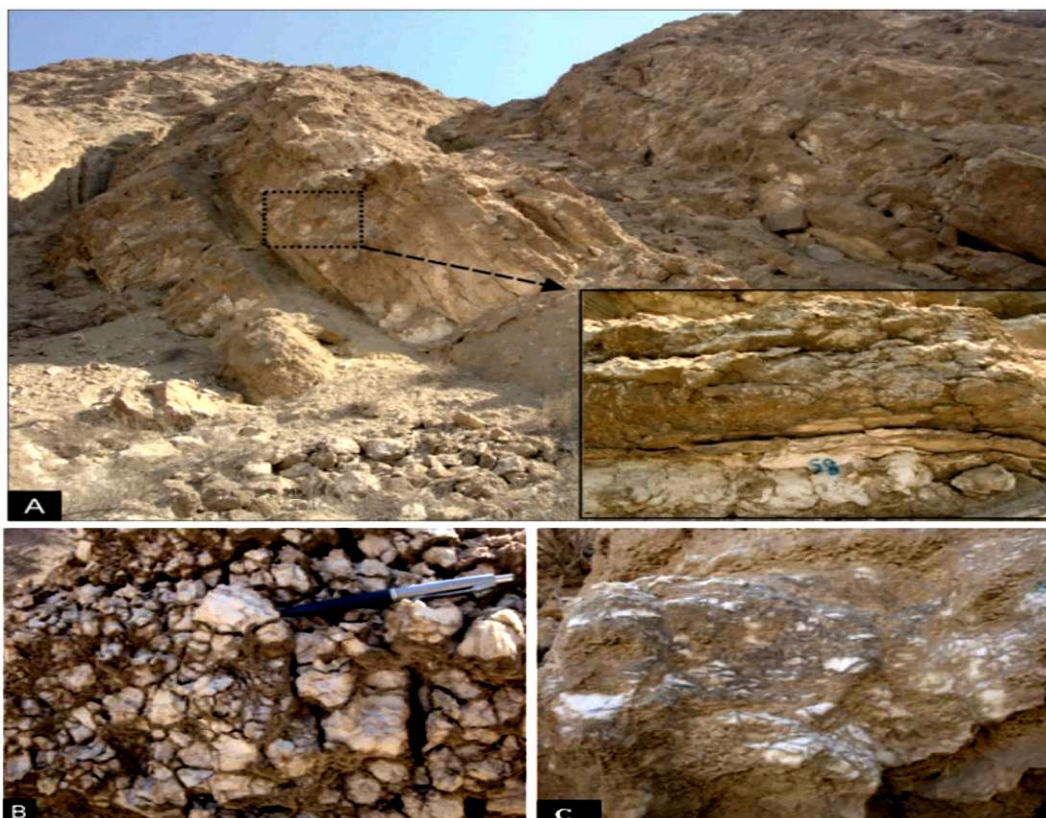
¹ Chicken -Wire structure

زیاد به انیدریت قطعه قطعه تبدیل شده‌اند (شکل ۵- D).

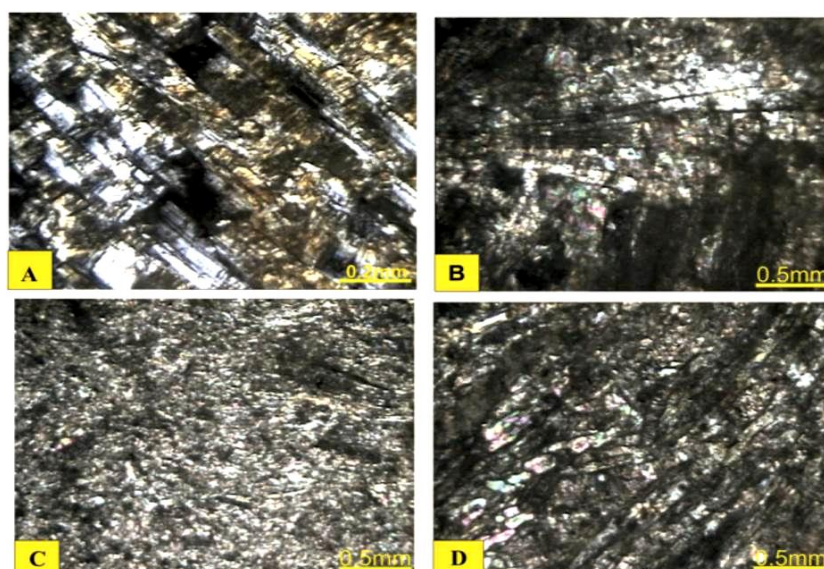
میکروسکوپی نشان می‌دهد در برخی نمونه‌ها، بلورهای ژپسی که در ابتدا تشکیل شده، با از دست دادن آب و گرمای



شکل ۳- ستون رخساره‌ها و ریزرخساره‌های سازند گچساران در برش کوه نمکی خمیر رخساره‌های سنگی و محیط‌های رسوبی



شکل ۴- A: طبقات ضخیم گچی به رنگ کرم تا خاکستری روشن و با آثار انحلالی فراوان (دید به سمت خاور)، B: ژئیس - انیدریت ندولار تشکیل یافته بوسیله فرایند دیاژنز وابسته به نهشت سریع و همزمان ژئیس انیدریت با گل آهکی، C: نمونه ماکروسکوپی نودول‌های انیدریت در ماتریکس مخفی بلور با ساختار توری لانه مرغی.



شکل ۵- A: بافت فیبری انیدریت در ریزرخساره ژئیس - انیدریت (XPL). B: بافت شعاعی در ریزرخساره ژئیس - انیدریت (XPL). C: بافت رشته‌ای (تیغه‌ای) در ریزرخساره ژئیس - انیدریت (XPL). D: بلورهای ژئیس که در ابتدا تشکیل شده، با از دست دادن و تبدیل شدن به انیدریت قطعه قطعه شده‌اند (XPL).

B - رخساره آهکی

رخساره آهکی نزدیک به ۱۰ درصد از ستبرای کل سازند گچساران را تشکیل می‌دهد. رخساره آهکی مورد مطالعه بر روی زمین، به صورت لایه‌هایی با ضخامت ۰/۵ تا ۱۰ متری و به رنگ‌های خاکستری، سفید، قهوه‌ای روشن، در تناوب با سایر رخساره‌های تشکیل‌دهنده توالی مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۵). شناسایی و نام‌گذاری رخساره‌های آهکی بر مبنای آلوکم‌های موجود، خرده‌های اسکلتی و فابریک دانه‌ها و بر اساس طبقه‌بندی دانهام (Dunham 1962) انجام گرفت. ریزرخساره‌های آهکی شناسایی شده عبارت هستند از:

B1: ریزرخساره مادستون آهکی^۱: فراوان‌ترین ریزرخساره‌ای است که در سنگ آهک‌های سازند گچساران در برش کوه نمکی خمیر مشاهده می‌شود. این ریزرخساره عمدتاً از میکریتم تشکیل شده و فاقد هر گونه لامیناسیون می‌باشد (شکل ۶-A). این ریزرخساره در محیط‌های بسیار کم انرژی بین جزر و مدی بالایی^۲ تا بالای جزر و مدی تشکیل شده که فقدان آثار زیستی بیانگر آن می‌باشد. این ریزرخساره معادل میکروفاسیس RMF 22 فلوگل (Flügel 2010) است و به محیط رسوبی پهنه جزر و مدی از رمپ داخلی نسبت داده می‌شود.

B2: ریزرخساره مادستون آهکی دولومیتی شده با فابریک روزنه‌ای^۳: این میکروفاسیس رخساره آهکی می‌باشد که با فرایند دولومیتی شدن قرار گرفته است. دولومیت موجود در این ریزرخساره، به صورت بلورهای بسیار ریز (در اندازه ۵ تا ۱۶ میکرون) و هم‌اندازه می‌باشد. اشکالی نظیر فابریک فنسترال، حفره‌های باقی‌مانده از کانی‌های تبخیری، ندول‌های اندریتی در آن یافت می‌شود (شکل ۶-B). بر اساس فابریک و اندازه بلورهای بسیار ریز و نبود فسیل چنین برمی‌آید که این مادستون دولومیتی شده در محیط فراکشندی تا کشند در شرایط سطحی تشکیل می‌شوند (Warren (Alsharhan and

Kendall 2003; 2000. وجود بلورهای لوزی شکل دولومیت و بلورهای انیدریت به صورت پراکنده در زمینه میکرایتی برخی از نمونه‌ها تأییدی بر این محیط رسوبی است (Blodgett et al. 2002). این دولومیت‌ها در نتیجه جانشینی همزمان یا اولیه نهشته‌های کربناته‌ای هستند که در محیط‌های بالای جزر و مدی تا قسمت بالای بین جزر و مدی نهشته شده‌اند. این ریزرخساره معادل میکروفاسیس رمپ شماره ۱۹ (Flügel 2010) است و در زون پری تایدال - لاگون و رمپ داخلی قرار دارد.

B3: ریزرخساره مادستون آهکی ژپسی - انیدریتی شده^۴: این رخساره مادستونی بوده که به شدت ژپسی - انیدریتی شده است. در بعضی قسمت‌های آن آثاری از تمرکز اکسید آهن و لوزی و جهی‌های دولومیت نیز دیده می‌شود (شکل ۶-C). در این رخساره بافت‌های فیبری و شعاعی دیده می‌شود. وجود بلورهای ژپس - انیدریت در زمینه میکرایتی نشان‌دهنده نهشت این رخساره در محیطی با درجه شوری بالا و در بخش بالای رخساره بین جزر و مدی تا بالای جزر و مدی است. این ریز رخساره مشابه کمر بند رخساره‌ای شماره ۹ (FZ9A) فلوگل (Flügel 2010) و معادل میکروفاسیس شماره ۲۵ (SMF 25) است و در زون پری تایدال و رمپ داخلی قرار دارد.

B4: ریزرخساره مادستون آهکی سیلتی لامینه‌بندی شده^۵: این ریزرخساره شامل آهک ریزدانه (میکرایت) بوده که به صورت تدریجی و به سوی بالا میزان اکسید آهن در آن افزایش می‌یابد (شکل ۶-D). لامینه‌های مشاهده شده بین ۰/۵ تا ۱ میلی متر ستبر دارند و ذرات آواری کوارتز نیز با فراوانی نزدیک به ۱۰ درصد در حد سیلت در این ریزرخساره دیده می‌شود. دیل (Dill et al. 2005) ته‌نشینی کربنات‌های حاوی سیلیس آواری را در شرایط مزوتایدال تا میکروتایدال می‌داند. پهنه جزرو مدی بالایی، مکان مناسبی برای رسوب‌گذاری

⁴ Gypsum- Anhydrite Lime Mudstone

⁵ Laminated Silty Lime Mudstone

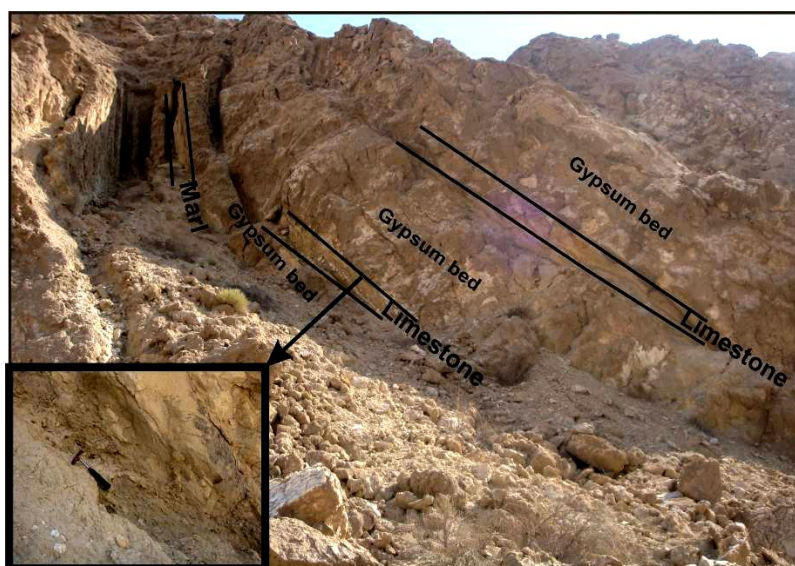
¹ Lime Mudstone

² Upper Intertidal

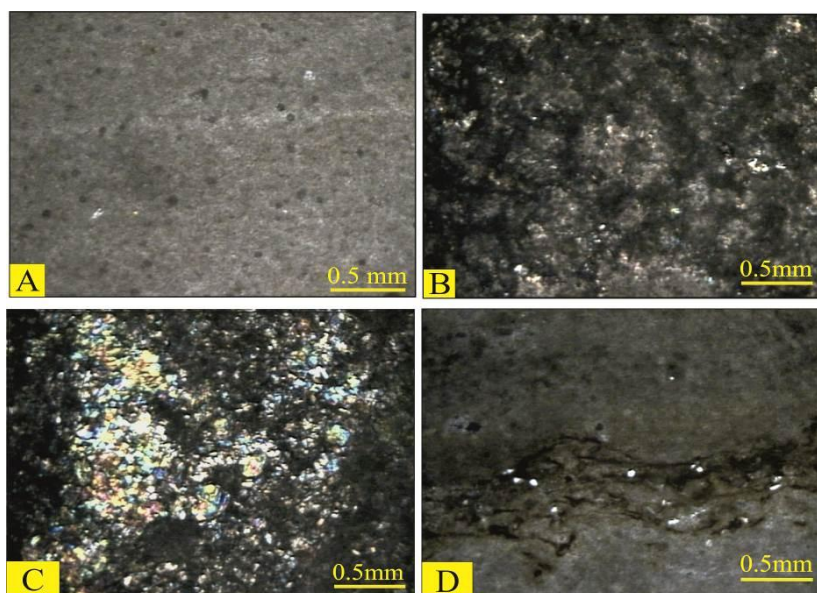
³ Fenestral Dolomitized Lime Mudstone

می‌باشد. این ریزرخساره مشابه کمر بند رخساره‌ای شماره ۹ فلوگل (Flügel 2010) و ویلسون (Wilson 1975) و معادل میکروفاسیس استاندارد شماره ۱۹ (SMF 19) است و در زون پری‌تایدال و رمپ داخلی قرار دارد.

مادستون سیلتی توسط طوفان دریایی و یا جریان باد به محیط سبنا است (Warren 1989). از ویژگی‌های بارز پهنه جزر و مدی، دولومیتی شدن، فابریک فنسترال، ساخت رسوبی لامینه‌ای، حضور دانه‌های آواری کوارتز در اندازه سیلت



شکل ۵- رخساره آهکی مورد مطالعه بر روی زمین، در تناوب با رخساره‌های تبخیری و مارنی



شکل ۶- A: مادستون آهکی (PPL). B: مادستون آهکی دولومیتی شده با فابریک فنسترال (XPL). C: مادستون آهکی ژپسی-انیدریتی شده (XPL). D: مادستون آهکی سیلتی لامینه‌بندی شده (XPL).

شده؛ این رخساره به طور عمده از بیوکلاست تشکیل شده

B5: ریزرخساره پکستون-گرینستون بیوکلاستی دولومیتی

(شکل C-۷ و D-۷). تناوب آهک و ژئوپس‌های رشته‌ای، وجود انواع تخلخل حفره‌ای و آثار چشم پرنده‌ای و دولومیت‌های دیاژنز تاخیری (به میزان ۱۰ درصد) از مشخصات این رخساره است. در بعضی از نقاط تمرکز اکسید آهن وجود دارد. تمام ویژگی‌ها مویده نهشت این ریزرخساره در محیط بین جزر و مدی یا کفه جزر و مدی^۷ است که مشابه کمر بند رخساره‌ای شماره ۹ فلوگل (Flügel 2010) و ویلسون (Wilson 1975) می‌باشد.

C- رخساره مارنی: نهشته‌های مارنی در برش مورد مطالعه عمدتاً به صورت توده‌ای بوده و دارای بافت یکنواخت می‌باشند و در روی زمین با رنگ سبز پسته‌ای و عمدتاً در تناوب با گچ و گاه با آهک دیده می‌شود (شکل A-۸). گسترش نودول‌های انیدریتی و همچنین وجود رگه‌های ژئوپس (شکل B-۸) و انیدریت در این مارن‌ها می‌تواند به عنوان شاخصی از محیط کم عمق ساحلی محسوب شود (Kendall & Harwood 1996). واحدهای مارن/ژئوپس - انیدریت در منطقه تناوب مارن با گچ را نشان می‌دهد که معمولاً با میان لایه‌های نازکی از آهک جدا شده است. نظیر این تناوب مارن و انیدریت در سیکل‌های میوسن پسین مسینین اسپانیا و حوضه زشتاین لهستان گزارش شده است که در ارتباط با افت سطح آب دریا و تشکیل چرخه سوم تفسیر شده‌اند. تناوب لایه‌های مارن، ژئوپس - انیدریت و میان لایه‌های آهکی مربوط به پیشروی بوده و وجود آن نمایانگر پیشروی نسبی آب دریاست (Ruchy et al. 1994). تناوب مارن و آهک در بیشتر موارد نشان‌دهنده نوسانات کوتاه مدت آب و هوای دیرینه است (Erlick & Hinnov 1996). از آنجایی که غالب کانی‌های موجود در این نهشته‌ها ریزدانه هستند (کمتر از ۲ میکرون)، شناسایی دقیق آنها نیازمند روش ایکس آر دی^۸ می‌باشد (Boggs 2009). از این رو برای تعیین ترکیب کانی‌شناسی این نمونه‌ها از روش آنالیز دستگاهی XRD استفاده شد. نمودارهای

است. بیوکلاست‌ها را فرامینیفراهای بتتیک از نوع میلیولید^۱، تریلوکولینا^۲، بیوکولینا^۳، پنروپلیس^۴ (با فراوانی حدود ۲۰ درصد)، خرده‌های دوکفه‌ای، خار خارپوست و گاستراپود تشکیل می‌دهند. فضای بین این دانه‌ها را سیمان اسپارایتی و در برخی قسمت‌ها میکریت پر می‌کند. در بعضی قسمت‌ها دولومیت از نوع ثانویه مشاهده می‌گردد (به میزان ۱۰ درصد). از فرایندهای دیاژنتیک این رخساره می‌توان به میکرایتی شدن، سیمانی شدن، دولومیتی شدن برخی از آلوکم‌ها و هماتیته شدن در اطراف بیوکلاست‌ها و زمینه سنگ نام برد (شکل A-۷ و B-۷) تخلخل حفره‌ای ناشی از انحلال نیز در برخی قسمت‌های این رخساره دیده می‌شود.

وجود روزن داران میلیولیده، که از موجودات تبییک محیط‌های کم عمق و محصور دریایی با انرژی پایین‌اند، نشان‌دهنده تشکیل این نهشته‌ها در شرایط کم عمق و کم انرژی محیط کولاب است (Brachert et al. 2003). رخساره‌های حاوی موجودات کفزی فراوان نشان‌دهنده تشکیل در محیط کولابی مجاور پهنه جزر و مدی هستند (Lakhdar et al. 2006) که در این جا انواع بایوکلاست‌ها و ایتراکلاست‌های حمل شده از سازند آسماری را نشان می‌دهد که فضای بین آنها را سیمان اسپارایتی و کمی میکریت پر کرده است. فرامینیفراهای بتتیک شاخص لاگون، جنس‌های خانواده میلیولید هستند (Moullade et al. 1985). این ریزرخساره در کمر بند شماره ۸ فلوگل (Flügel 2010) و ویلسون (Wilson 1975) قرار گرفته است و به بخش لاگون نزدیک به ساحل تبخیری نسبت داده می‌شود.

B6: ریزرخساره وکستون ایتراکلاستی دولومیتی شده با فابریک روزنه‌ای^۵: در این ریزرخساره دانه‌های ریز ایتراکلاستی با سیمان ژئوپس - انیدریتی بهم متصل شده‌اند

¹ Dolomitized Bioclast Packstone – Grainstone

² Milolid

³ Triloculina

⁴ Biloculina

⁵ Peneropolis

⁶ Fenestral Dolomitized Intraclast Wackestone

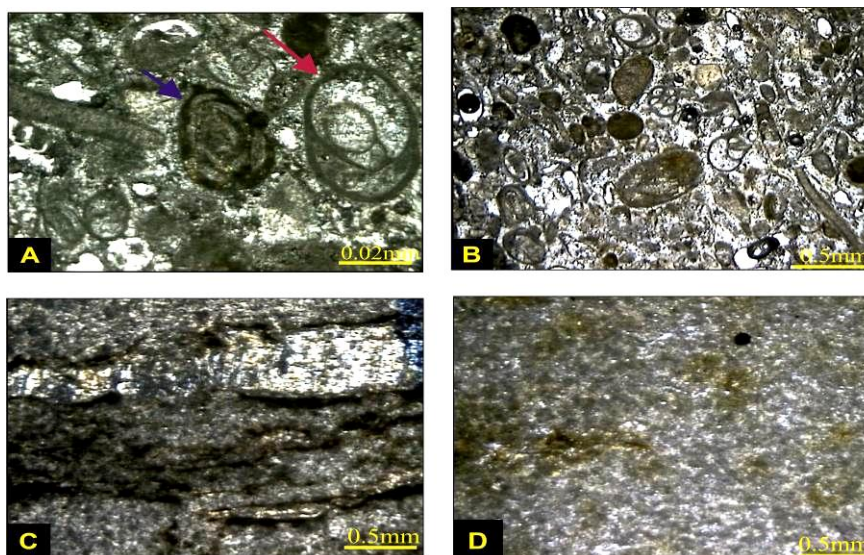
⁷ Tidal flat

⁸ X Ray Diffraction

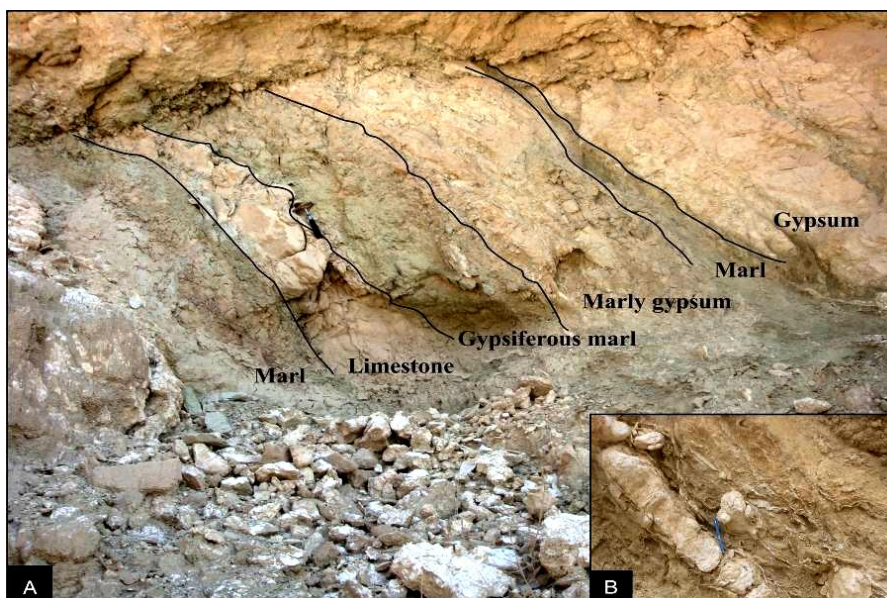
منشأ و شرایط محیطی نهشت این مارن‌ها باشد (Chamily 1989). مقایسه کانی‌شناسی مارن‌های بخش زیرین، میانی و فوقانی نشان می‌دهد که رسوب‌گذاری این مارن‌ها با پیشروی دریای کم عمق در منطقه آغاز شده است. وجود شرایط دریایی کم عمق در میوسن زیرین همراه با دمای زیاد هوا در طول این دوره به تدریج سبب شده تا در این مناطق کم عمق و نسبتاً شور، کانی رسی پالی‌گورسیت و کانی‌های کربناته (کلسیت و دولومیت)، کانی‌های سولفات (ژیپس و هالیت) نهشته شود. و بدین ترتیب با افزایش نسبت Mg/Ca و PH ، از نظر شیمیایی محیط مناسبی را برای تشکیل کانی رسی پالی‌گورسیت موجود مارن‌های برش مورد مطالعه را فراهم کرده است (Chamley 1989). بر طبق بررسی‌های صحرایی و ترکیب کانی‌شناسی نهشته‌های مارنی سازند گچساران با روش XRD، پی برده شد که رسوب‌گذاری مارن‌های این سازند در یک لاگون کم عمق در مجاورت دریایی بسیار کم عمق، با اقلیم گرم و خشک و با پیشروی‌های کوتاه مدت بوده است.

کانی‌شناسی این نهشته‌های مارنی نشان می‌دهند که در مارن‌های سازند گچساران کانی‌های پالی‌گورسیت، دولومیت، ژپس، کلسیت و هالیت (کانی‌های اصلی)، کوارتز و انیدریت (کانی فرعی) حضور دارند (شکل ۹).

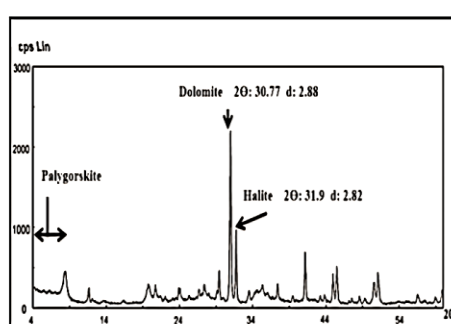
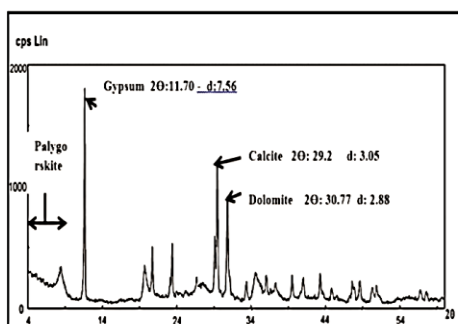
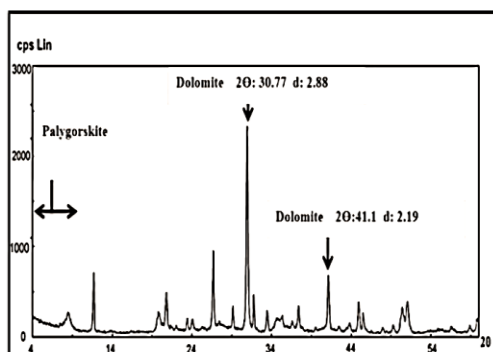
با توجه به این که هر کانی در شرایط شیمیایی خاصی ایجاد شده و پایدار می‌ماند، بنابراین وجود کانی مشخص در نهشته‌های مارنی مزبور می‌تواند بازگو کننده شرایط محیطی دیرینه منطقه باشد. کانی رسی پالی‌گورسیت به عنوان یکی از مفیدترین شاخص آب و هوای دیرینه در نهشته‌های نواحی خشک و نیمه خشک است (Singer 1989). شاملی (Chamley 1989) منشأ کانی رسی پالی‌گورسیت را رسوب شیمیایی در حوضه‌های تبخیری می‌داند. وی شکل‌گیری این کانی را با شرایط قلیایی در حوضه‌های محدود شده در معرض پیشروی آب دریا، با مبادله محدود آب، شرایط گرم و خشک و با تبخیر بالا بیان کرده است. کانی رسی پالی‌گورسیت در تمامی نمونه‌های مارنی بخش‌های تحتانی، میانی، فوقانی برش مورد نظر وجود داشته و این یکنواختی می‌تواند دلیل بر ثابت ماندن



شکل ۷- A: میکرایتی شدن (علامت آبی رنگ) و اسپارایتی شدن (علامت قرمز رنگ)، در دیواره برخی از آلوکم‌ها در رخساره پکستون-گرینستون بیوکلاستی دولومیتی شده (PPL). B: تمرکز اکسید آهن و دولومیت‌زایی از نوع ثانویه در رخساره پکستون-گرینستون بیوکلاستی دولومیتی شده (XPL). C: تناوب آهک و ژپس‌های رشته‌ای در رخساره وکستون اینتراکلاستی دولومیتی شده با فابریک فنسترال (XPL). D: انواع تخلخل حفره‌ای و چشم پرنده‌ای در رخساره وکستون اینتراکلاستی (XPL).



شکل ۸- A: نهشته‌های مارنی با رنگ سبز پسته‌ای در تناوب با گچ و سنگ آهک. B: شکستگی‌های نزدیک به سطح پر شده با ژپس رشته‌ای (Satinspar) در نهشته‌های مارنی



شکل ۹ - گراف XRD مربوط به سه نمونه مارنی از بخش‌های تحتانی، میانی و فوقانی (از بالا به پایین) سازند گچساران

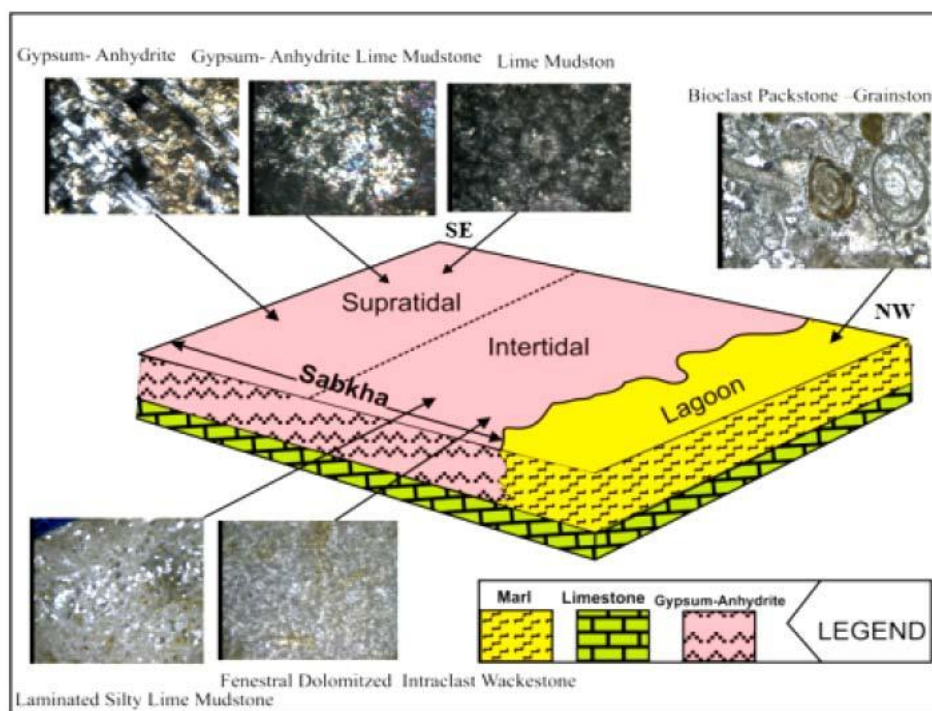
در داخل یک حوضه عمیق شکل گرفته و دارای ضخامت زیاد بوده و از چندین سیکل ضخیم نمک (۵۰ متر) تشکیل شده‌اند و ۲ - رسوبات پلاتفرمی که در بخش‌های کم عمق‌تر حوضه

مدل رسوبی

تاگر (Tucker 1999) و وارن (Warren 1989) رسوبات تبخیری قدیمی را به دو دسته تقسیم می‌کنند: ۱- رسوبات حوضه‌ای که

دو کمر بند رخساره‌ای پهنه‌های جزر و مدی (محیط بالای مد و بین جزر و مد) و لاگونی می‌باشد که همگی این رخساره‌ها مربوط به یک ناحیه پشت رمپی یک پلاتفرم کربناته می‌باشد. ارائه مدل رسوبی سازند گچساران در برش کوه نمکی خمیر بر پایه ویژگی‌های سنگ‌شناسی (رخساره‌ها و ریزرخساره‌ها) و ژئوشیمیایی و مقایسه آن با مدل‌های محیط رسوبی دیرینه و کنونی انجام گرفته است. مدل رسوبی پیشنهادی برای سازند گچساران در برش کوه نمکی خمیر در شکل ۱۰ نشان داده شده است. لازم به ذکر است که نهشته‌های سازند فتا (Fat'ha) در عراق، در محیط رسوبی مشابه با سازند گچساران به جای گذاشته شده است (Al Marsoumi 2009).

ته‌نشست یافته و عمدتاً از سیکل‌های رسوبات تبخیری با ضخامت کمتر (۵۰-۱۰ متر) تشکیل شده و با رسوبات غیر تبخیری همراه هستند. تاکر (Tucker 1999) توالی‌های سازند گچساران را در مقوله تبخیری‌های پلاتفرمی طبقه‌بندی می‌کند و محیط رسوب‌گذاری آن را در گستره‌ای از محیط‌های بالای جزر و مدی و سبخایی تا فلات قاره و رمپ‌های کم عمق می‌داند. این سازند با رخساره تبخیری نشان از پسروی عمومی پس از بسته شدن کامل اقیانوس نئوتتیس دارد (James and Wynd 1965). با توجه به مطالعات انجام شده، می‌توان گفت که توالی رسوبی سازند گچساران در برش مورد بررسی، شامل رخساره‌های تبخیری، کربناته و مارنی وابسته به



شکل ۱۰- مدل محیط رسوبی سازند گچساران در برش کوه نمکی خمیر

رسوب‌گذاری نهشته‌های تبخیری سازند گچساران آغاز گردید. رسوب‌گذاری سازندهای بعد از آسماری مبین یک فاز پسروی به همراه یک فاز کوچکتر پیشروی در زمان ته‌نشست سازند می‌شمارد. با توجه به مطالعات انجام شده، می‌توان گفت که توالی رسوبی سازند گچساران در برش مورد

نتیجه

سازند گچساران (میوسن پیشین) اولین سازند گروه فارس بوده که به‌طور تدریجی و هم‌شیب بر روی سازند آسماری قرار می‌گیرد. در طی میوسن پیشین با خارج شدن رمپ کربناته از زیر آب و پایان یافتن چرخه آسماری،

آقانباتی، ع.، و ع. رضایی، ۱۳۸۸، هم ارزی واحدهای
چینه‌نگاری سنگی در پهنه‌های ساختاری- رسوبی
عمده: پایگاه ملی داده‌های علوم زمین.

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و
اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

مؤسسه گیتاشناسی. ۱۳۹۱، اطلس راه‌های ایران، ۳۰۸ ص.

Al- Marsoumi, A.M., 2009, Gyology of Miocene
Gypsum deposits in northern Iraq: Basrah
Journal of Scienc. v. 27(1), p. 17-39.

Alavi, M., 2004, Regional Stratigraphy of Zagros fold-
thrust belt of Iran and proforland evolution:
American Journal of Science, No. 304, p. 1-
20.

Alsharhan, A.S., and C.G.St.C., Kendall, 2003,
Holocene coastal carbonates and evaporites
of the southern Arabian Gulf and their
ancient analogues: Earth-Science Reviews, v.
61, p 191-243.

Bahadori, A., J., Emmanuel, B.M. Carranza, and B.
Soleimani, 2011, Geochemical analysis of
evaporite sedimentation in the Gachsaran
Formation, Zeloil oil field, southwest Iran.
Journal of Geochemical Exploration, no. 111,
p. 97-112.

Bahroudi, A.B., and H.A. Koyi, 2004, Tectono-
sedimentary framework of the Gachsaran
Formation in the Zagros foreland basin:
Marine and Petroleum Geology, p. 1295-
1310.

Blodgett, R.B., T.E. Moor, and F. Gray, 2002,
Stratigraphy and paleontology of late
Cretaceous and Early Miocene: Planetary and
Space Science, v. 54, p. 740-755.

Boggs, S., J.R., 2009, Petrology of Sedimentary Rock,
Second Edition: Published in the United
States of America by Cambridge University
Press, New York, p. 462-477.

Brachert, T.C., N. Hultsch, A.C. Knoerich, U.M.R.
Krautwost, and O.M. Stuchkrad, 2003,
Climatic signatures in shallow-water
carbonates: high resolution stratigraphic
markers in structurally controlled carbonate
buildups (Late Miocene, Southern Spain):
Palaeogeography, Palaeoclimatology,
Palaeoecology, v. 175, p 211-237.

Chamley, H., 1989, Clay sedimentology: Springer-
Verlag, Berlin, p. 1-623.

Dean W.E., G.R. Davies and R.Y. Anderson, 1975,
Sedimentological significance of nodular and
laminated anhydrite: Geology, v. 3, p 367-
372.

بررسی، شامل رخساره‌های تبخیری، کربناته و مارنی وابسته به
دو کمربند رخساره‌ای پهنه‌های جزر و مدی (محیط بالای حد
مد و بین جزر و مد) و لاگونی کم عمق می‌باشد که همگی
این رخساره‌ها مربوط به یک ناحیه پشت رمپی یک پلاتفرم
کربناته می‌باشد. نهشته‌های مارن و کربنات‌ها (به شکل
مادستون و وکستون) در زمان پیشروی‌های کوتاه مدت دریا
ایجاد شده است. شرایط خشک باعث تبخیر آب دریا شده که
به افزایش غلظت نمک و در نهایت سبب ایجاد ژئوپس در
سبخا منجر شده است. همان‌طور که سطح آب شور در سبخا
کم عمق‌تر شد و به دلیل تبخیر آب دریا شوری به طور
فزاینده‌ای زیاد شد، رسوبات اولیه گچ ناپایدار شد و به
تشکیل انیدریت منجر گردیده است. تغییرات پیشروی و
پسروی آب دریا به دوباره پر شدن سبخا با آب دریا منجر
می‌شود، که به چرخه جدید نهشت مارن، کربنات‌ها، ژئوپس و
انیدریت منجر شده است. تکرار نهشت ژئوپس - انیدریت،
آهک و مارن در برش مورد مطالعه نشان‌دهنده یک محیط
دیرینه کم عمق تبخیری و نسبتاً شور با تغییراتی در شیمی آب
حوضه بوده که خود مؤثر از تغییرات اقلیم جهانی در میوسن
بوده است. پسروی دریا در آخرین مراحل به شکل‌گیری افقی
از خاک دیرینه در راس سازند گچساران منجر شده است.
رخساره دریای باز بلافاصله بر روی لایه دیرینه خاک دیده
می‌شود که نشان‌دهنده پیشروی سریع آب دریا و
رسوب‌گذاری سازند میشان (بخش گوری) در این منطقه
است.

منابع

احمدزاده هروی، م.، و ن. هوشمند زاده، ۱۳۶۹، مفاهیم
جدیدی از چینه‌شناسی سازند هرمز و مسأله
دیاپیریسیم در گنبد‌های نمکی جنوب ایران: مجموعه
مقالات سمپوزیوم دیاپیریسیم با نگرش ویژه به
ایران، تهران، سازمان زمین‌شناسی کشور.

- Rahimpour Bonab, H., and Z. Kalantarzadeh, 2005, Origin of secondary potash deposits, a case study from Miocene evaporate of NW central Iran: *Journal of Asian Earth Science*, v. 25, p. 157-166.
- Rouchy, J.M., 1994, Evaporitic and biosiliceous cyclic sedimentation in the Miocene of the Gulf of Suez-Depositional and diagenetic aspects: *Sedimentary Geology*, v. 94, no. 3-4, p 277-297.
- Schreiber, B.C., and M. El Tabakh, 2000, Depositional and early alteration of evaporates: *Sedimentology*, v. 47, p. 215-238.
- Shearman, D.J. 1966, Origin of marine evaporite by diagenesis: *Inst. Min. Metall. Bull.*, v. 75, p. 208-215.
- Sherkati, S., M. Molinaro, D. Frizon de Lamotte and J. Letouzey, 2005, Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control. *Journal of Structural Geology*. v. 27, p. 1680-1696.
- Shinn, E. A., 1983, Tidal flat environment. In: *Carbonate Depositional Environments*. AAPG, Memoir33, Tulsa, 173.
- Singer, A., 1989, Palygorskite and sepiolite group minerals. In: Dixon, J.B., Weed, S.B. (Eds.), *Mineral in Soil Environments: Soil. Sc.Soc. of Am., Madison*, p. 435-470.
- Tucker, M. E., 1999, Sabkha cycles, stacking patterns and controls: Gachsaran (Lower Fars/Fatha) Formation, Miocene, Mesopotamian Basin, Iraq: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie, Abhandlungen*, v. 214, P. 45-69.
- Warren, J.K., 1989, *Evaporate Sedimentology*: University of Texas at Austin, p.4, 9, 62.
- Warren, J. K., 2000, Dolomite: occurrence, evolution and economically important: *Earth-Science Reviews*, v. 52, p 1-81.
- Warren, J. K., 2010, *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*: Springer Berlin Heidelberg New York.
- Warren, J.K., and C.G. St.C. Kendall, 1985, Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) settings—modern and ancient: *AAPG Bulletin*, v. 69, p. 1013-1023.
- Wilson, J.I. 1975, *Carbonate facies in geological history*: Springer, Berlin-Heidelberg, New York, 471 p.
- Dill, H.G., Z. Berner, D. Stuben, S. Nasir, and H. Al-Saad, 2005, Sedimentary, facies, and geochemistry of the Miocene Dam Formations Qatar: *Sedimentary Geology*, v. 174, p 63-96.
- Dunham, R.J., 1962, *Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture*: AAPG, Memoir 1, p. 108-121.
- Erlick, M. and L.A. Hinnov, 1996, Millennial-scale climate origins for stratification in Cambrian and Devonian deep water rhythmites, western USA: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 123, p. 353-372 .
- Flügel, E., 2010, *Microfacies of carbonate rocks*: Springer Berlin Heidelberg, New York, 976p.
- Heydari, E., J. Hassanzadeh, W.J. Wade, and A.M. Ghazi, 2003, Perimplications for mass extinction Part 1. *Sedimentology. Palaeogeography. Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 193, p. 405-423.
- James, G.A., and J.G. Wynd, 1965, *Stratigraphy nomenclature of the consortium Agreement Area: Iranian Oil Operating Companies Geological and Exploration Division*. 142 p.
- Kendall, A.C. and G.M. Harwood, 1996, Marine evaporates, arid shorelines and basins, in: Reading H.G. (Ed), *Sedimentary Environments, Facies and Stratigraphy*: Blackwell Scientific Publication Oxford, p. 281-324.
- Kinsman, D. J., 1966, Gypsum and anhydrite of Recent Trucial Coast, Persian Gulf: *Proceeding of Second Salt Symposium*, P. 302-326.
- Lakhdar, R., M. Soussi, M. Ben Ismail, and A. Rabet, 2006, AMediterranean Holocene coastal lagoon under arid Boujmel SE Tunisia: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 241, p 177-191.
- Moullade, M., B. Peybernes, J. Rey, and p. Saint-Marc, 1985, Biostratigraphic interest and Paleogeographic distribution of Early and Mid- Cretaceous Mezogean Orbitolinids: *J. Foraminif. Res.*, v. 15, p 149-158.
- Nanfity, A.F., 2008, Timing of diagenesis and deformation of carboniferous Gypsum & Anhydrites in Spitsbergen: *Thesis presented to the department of Geology University of Nebaska Omaha*.
- Paz, J.D.S. and D.F. Rossetti, 2006, An Upper Aptian Saline pan- lake system from the Brazilian equatorial margin: integration of facies and isotopes: *Sedimentology*, v. 52, p 1303- 1321.
- Pilgrim, G.E., 1908, *The geology of the Persian Gulf and adjoining portions of Persia and Arabia*: *Geol. Surv of India Memoir*, v. 24, p. 1-177.