

چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های کربناته سازند درنجال (کامبرین پسین) در شرق و جنوب شرق زرنند، شمال غرب کرمان: کاربردی برای جغرافیای دیرینه

هدی باوی، دانشجوی کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد

اسدالله محبوبی، استاد گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد*

رضا موسوی حرمی، استاد گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد

حامد زند مقدم، استادیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان

چکیده

جهت مطالعه ریز رخساره‌ها و چین‌نگاری سکانسی سازند درنجال، سه برش داهوئیه، گتکوئیه و گزوئیه به ضخامت‌های ۱۶۰، ۱۴۰ و ۱۳۰ متر واقع در شرق و جنوب شرق زرنند، شمال غرب کرمان مورد مطالعه قرار گرفته است. بر اساس مطالعات پتروگرافی، ۱۱ رخساره رسوبی شناسایی شد که شامل ۱ مجموعه رخساره آواری (S) و ۳ مجموعه رخساره کربناته (T، L و B) است. رخساره‌های آواری شامل ۲ پتروفاسیس کوارتزآرنایتی و گل‌سنگی است. رخساره‌های کربناته شامل مجموعه رخساره T (شامل ۲ رخساره دولومادستون و باندستون استروماتولیتی)، مجموعه رخساره L (شامل ۴ رخساره پکستون پلوئیدی، وکستون بیوکلاستی، پکستون ائید-ایتراکلاستی و فلوئستون ایتراکلاستی) و مجموعه رخساره B (شامل ۳ رخساره گرینستون ائیدی، گرینستون ائید-ایتراکلاستی و روداستون ایتراکلاستی) است. آنالیز رخساره‌ها نشان می‌دهد که نهشته‌های سازند درنجال در محیطی جزر و مدی راسب شده‌اند به طوری که مجموعه رخساره S و T مربوط به سوپراتایدال و ایترتایدال، مجموعه رخساره L مربوط به ساب تایدال (لاگون) و مجموعه رخساره B مربوط به کانال‌های جزر و مدی و بعضاً ناحیه سدی است. آنالیز چین‌نگاری سکانسی در برش‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که نهشته‌های سازند درنجال از یک سکانس رسوبی رده سوم تشکیل شده‌اند. این سکانس در برش‌های داهوئیه و گتکوئیه از سه دسته رخساره‌ای (LST، TST و HST) و در برش گزوئیه تنها از دو دسته رخساره‌ای (TST و HST) تشکیل شده است. جایگاه نهشته‌های مورد مطالعه در جغرافیای دیرینه زمان کامبرین به گونه‌ای است که این نهشته‌های در حاشیه شمالی اقیانوس تتیس (پرتوپالئوتتیس) در پلتفرم کم عمقی از نوع رمپ و تحت تأثیر جریان‌های جزر و مدی برجای گذاشته شده‌اند. مقایسه این نهشته‌ها با نهشته‌های معادل در کشورهای همجوار منعکس‌کننده عمیق‌تر شدن حوضه رسوبی به سمت شمال است.

واژه‌های کلیدی: سازند درنجال، کامبرین پسین، چین‌نگاری سکانسی، جغرافیای دیرینه.

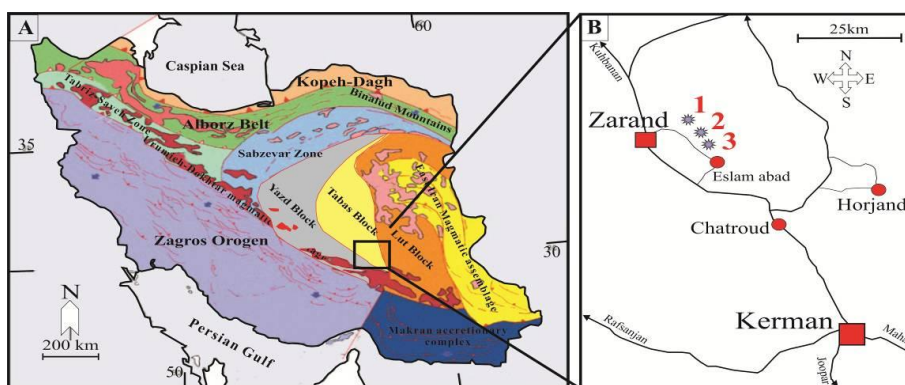
مقدمه

در شرق زرنند کرمان، نهشته‌های دولومیتی سازند درنجال به سن کامبرین پسین (Huckriede et al. 1962; Wolfart 1974) بر روی نهشته‌های کربناته سازند کوهبنان و در زیر نهشته‌های دریای باز سازند شیرگشت (لاسمی ۱۳۷۹) قرار گرفته‌اند. این نهشته‌ها برای اولین بار توسط هوکریده و همکاران (Huckriede et al. 1962) به عنوان بخش بالایی سازند کوهبنان معرفی شده‌اند که می‌توان آنها را معادل سازند درنجال در ایران مرکزی و بخش‌های زیرین سازند میلا در البرز مرکزی دانست. نهشته‌های کربناته سازند درنجال در ناحیه مورد مطالعه، از لحاظ چینه‌سنگی به سه بخش زیرین، میانی و بالایی تقسیم شده است، که ضخامت هر یک از این بخش‌ها در برش‌های مختلف متفاوت است. بخش زیرین عمدتاً از دولومیت و باندستون استروماتولیتی با میان‌لایه‌های نازک مارنی تشکیل شده است. بخش میانی نیز شامل کالک آرنایت دولومیتی با میان‌لایه‌های نازک مارنی و بخش بالایی اغلب متشکل از دولومیت و باندستون استروماتولیتی با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی است. هدف از این تحقیق تفسیر تاریخیچه

رسوب‌گذاری و چینه‌نگاری سکانشی و بازسازی جغرافیای دیرینه کامبرین پسین در ناحیه مورد مطالعه است.

روش مطالعه

سه برش داهوئی، گتکوئی و گزوئی در شرق و جنوب شرق زرنند واقع در شمال غرب کرمان به ترتیب با ضخامت‌های ۱۶۰، ۱۴۰ و ۱۳۰ متر اندازه‌گیری و ۲۱۰ نمونه سنگی برداشت شده است (شکل ۱). در مطالعات پتروگرافی از ۲۰۲ مقطع نازک رنگ‌آمیزی شده توسط آلیزارین قرمز به روش دیکسون (Dickson 1966) استفاده شده است. نام‌گذاری سنگ‌های کربناته در صحرا به روش گرابو (Grabau 1904) و در آزمایشگاه به روش دانهام (Dunham 1962) و امبری و کلوان (Embry and Klovan 1971) و پتروفاسیس‌های آواری به روش فولک (Folk 1980) انجام شده است. در این تحقیق، آنالیز چینه‌نگاری سکانشی و معرفی دسته رخساره‌ها بر اساس کارهای کاتینو (Catuneanu 2006) و کاتینو و همکاران (Catuneanu et al. 2009) انجام شده است.

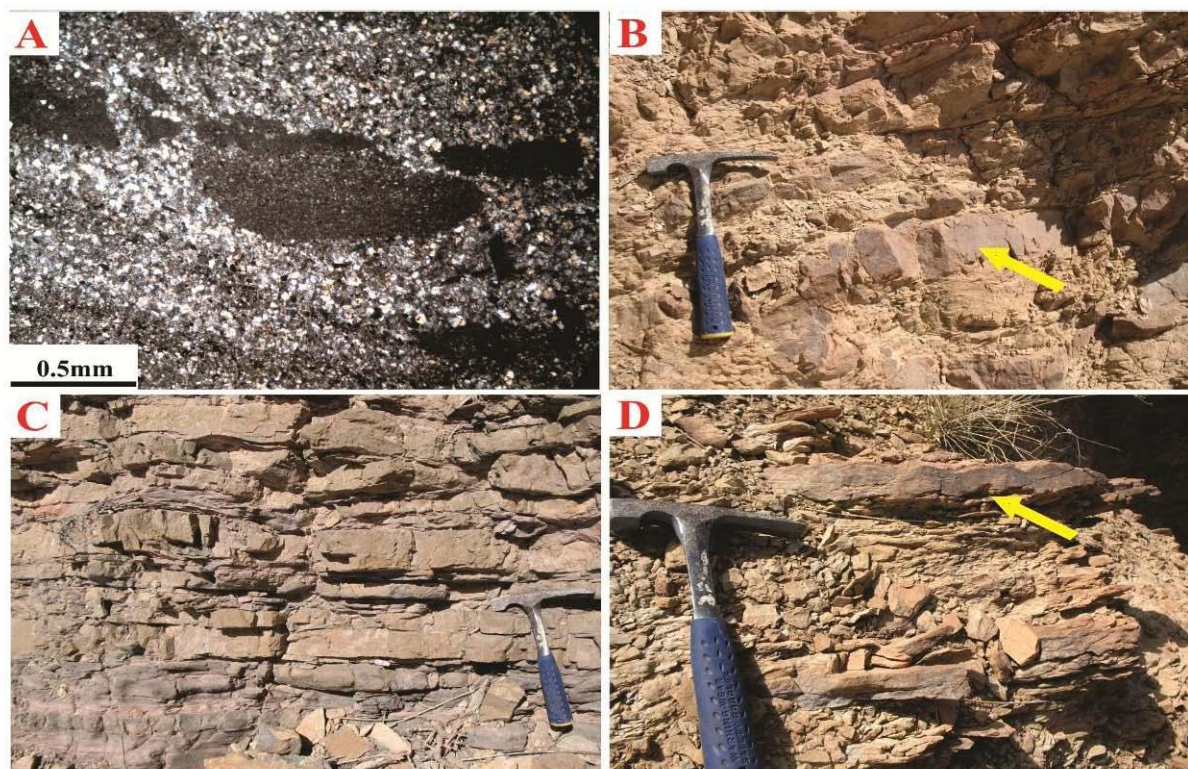


شکل ۱- (A) نقشه تکتونیکی ایران میانی از نگاه علوی (Alavi 1991). (B) موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه در شرق زرنند، شمال غرب کرمان. (۱) گزوئی، (۲) گتکوئی، (۳) داهوئی

بحث و بررسی

مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی نهشته‌های سازند درنجال در منطقه زرنند، منجر به شناسایی ۲ پتروفاسیس سیلیسی آواری و ۹ میکروفاسیس کربناته به شرح زیر شده است. S_1 پتروفاسیس کوارتز آرنایت: این رخساره دارای بیش از ۹۵ درصد کوارتزهای مونو کریستالین در اندازه ۰/۱ تا ۰/۵ میلیمتر بوده که همراه با سیمان دولومیتی ریز بلور می‌باشد. کوارتزها خوب جور شده و نیمه گرد شده تا نیمه زاویه دارند

و از لحاظ بلوغ بافتی در مرحله ساب مچور تا مچور است (شکل ۲-۱A). این رخساره در صحرا به صورت متوسط لایه، به رنگ خاکستری تیره و گسترش جانبی محدود است که به صورت جانبی به شیل و کربنات تبدیل می‌شود (شکل ۲-۱B) و در برخی قسمت‌ها دارای بین لایه‌های دولومیتی است. لایه‌بندی موازی و مورب، طبقات فلاسر، موجی و ریپل مارک‌های متقارن از مهمترین ویژگی‌های ساختی در این رخساره است (شکل ۲-۱C و D).



شکل ۲- رخساره‌های میکروسکوپی و صحرایی آواری. (A) پتروفاسیس کوارتز آرنایت و طبقات فلاسر در آن در مقطع میکروسکوپی (B.XPL) گسترش جانبی محدود ماسه‌سنگ که به صورت جانبی به شیل و کربنات تبدیل می‌شود. (C) طبقات موجی در رخساره ماسه‌سنگی. (D) ریپل مارک موجی در رخساره ماسه‌سنگی.

برخوردار است. پتروفاسیس غالب سیلتستون است.

تفسیر: با توجه به خصوصیات بافتی از قبیل جورشدگی خوب دانه‌های کوارتز و گرد شدگی متوسط دانه‌ها در پتروفاسیس‌های ماسه‌سنگی همراه با ساخت‌های رسوبی از قبیل طبقات فلاسر و موجی، ریپل‌های متقارن و رخساره‌های

S_2 پتروفاسیس گل‌سنگی: این رخساره در صحرا به رنگ خاکستری روشن و دارای لامیناسیون‌های مورب و موازی است. اندازه ذرات کوارتز در این رخساره در حد سیلت درشت است که در سیمان کربناته‌ای قرار گرفته‌اند. این رخساره در بخش‌های میانی سازند درنجال از فراوانی بیشتری

همراه که اکثراً استروماتولیتی و گرینستونی هستند، معرف محیط پر انرژی و رسوب‌گذاری تحت شرایط جزر و مدی است. از این رو می‌توان تشکیل این رخساره را به زیر محیط ایتترتایدال از پهنه جزر و مدی نسبت داد (برای مثال، Klein 1971; Lasemi et al. 2012). در رخساره گل‌سنگی با وجود لامیناسیون‌های ظریف مورب و موازی، این رخساره در یک محیط کم انرژی از پهنه جزر و مدی مانند لاگون ساب تایدال نهشته شده است. بر طبق شواهد ذکر شده، مجموعه رخساره‌های آواری در پهنه جزر و مدی و پایین جزر و مدی نهشته شده‌اند (Zand-Moghadam et al. 2013).

مجموعه رخساره‌های کربناته

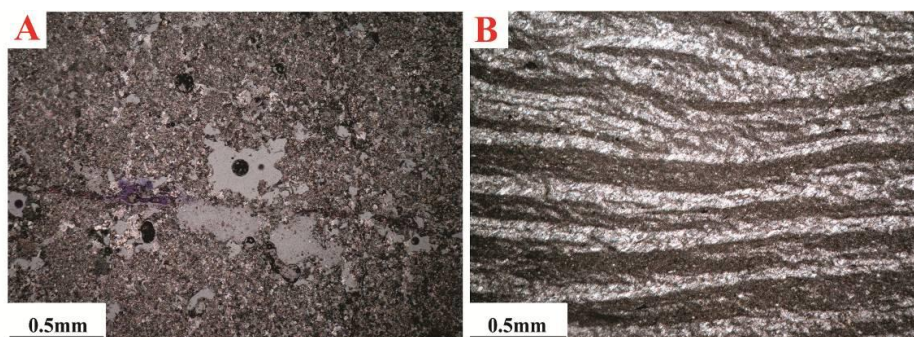
سنگ‌های کربناته سازند درنجال همگی تحت فرایند دولومیتی شدن فراگیر قرار گرفته‌اند. با این وجود دانه‌ها و بافت اولیه اکثر رخساره‌ها به خوبی حفظ شده و قابل تشخیص هستند. این مجموعه بر اساس زیر محیط‌های رسوبگذاری به ۳ مجموعه به شرح زیر تقسیم می‌شود.

مجموعه رخساره محیط جزر و مدی

این مجموعه دارای ۲ رخساره T_1 و T_2 است. T_1 (دولومادستون: این رخساره در صحرا کلسی لوتایت

نازک لایه و به رنگ زرد نخودی تا قهوه‌ای روشن و اکثراً" در تناوب با رخساره‌های استروماتولیتی و ماسه سنگی است. در مطالعات میکروسکوپی این رخساره از بلورهای خیلی ریز تا ریز دولومیت‌های بی‌شکل در اندازه ۵ تا ۲۰ میکرون تشکیل شده است. در برخی موارد لامینه‌های نازکی از مواد بیتومین دار به رنگ تیره و گاه قهوه‌ای دیده می‌شوند. این رخساره فاقد هرگونه اجزاء اسکلتی و غیر اسکلتی بوده و در آن به صورت پراکنده آثاری از فابریک فنسترال، بلورهای ریز تبخیری و ترک‌های ریز گلی دیده می‌شود (شکل ۳- A). در برخی موارد فراوانی دانه‌های آواری در اندازه رس، سیلت و ماسه ریز خوب جور شده و نیمه گرد شده به ۱۵ درصد و گاهی به کمتر از ۳ درصد می‌رسد.

T_2 (باندستون استروماتولیتی دولومیتی شده: این رخساره در صحرا به شکل‌های گنبدی تا مسطح دیده می‌شوند. ضخامت استروماتولیت‌ها در صحرا از ۱۵ تا ۱۰۰ سانتیمتر در تغییر است. استروماتولیت‌های گنبدی به صورت پراکنده با گسترش محدود هستند. این رخساره در زیر میکروسکوپ نیز به صورت تناوبی از لامینه‌های تیره و روشن دیده می‌شود (شکل ۳- B) گاهی می‌توان آثار ترک‌های گلی را نیز در این رخساره مشاهده کرد (شکل ۵- D).



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی مجموعه رخساره جزرومدی. A) دولومادستون همراه با آثاری از فابریک فنسترال. B) باندستون استروماتولیتی دولومیتی شده.

تفسیر: رخساره دولومادستون با توجه به فقدان فسیل، ریز دانه بودن ذرات تشکیل دهنده و پراکندگی بلورهای تبخیری نشان دهنده چرخش محدود آب، نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات و ته‌نشست در یک محیط آرام، کم انرژی و دور از دسترس امواج است در نتیجه این رخساره احتمالاً متعلق به یک محیط سبخای ساحلی بالای پهنه جزر و مدی است (Warren 2000; Alsharhan and Kendall 2003; Preto and Hinnov 2003; Riding 2006; Bachmann and Harsch 2006; Flugel 2010). فابریک فنسترال نشانه زیر محیط‌های بالای جزر و مدی و بین جزر و مدی است که گسترش و اندازه آنها به سمت خشکی بیشتر می‌شود (Lasemi et al. 2012). این دولومیت‌ها به دلیل دانه ریز بودن به احتمال زیاد از نوع اولیه هستند و در محیط‌های بالای جزر و مدی تشکیل شده‌اند (برای مثال: Warren 2006). امروزه نیز اینگونه دولومیت‌ها به گونه‌ای محدود در پهنه‌های بالای جزر و مدی خلیج فلوریدا و باهاما و در پهنه‌های سبخای خلیج فارس تشکیل می‌شوند (Shinn 1986). رخساره T_2 با ساختمان‌های لامینه‌ای موج‌دار با ضخامت چند میلیمتر بوده و شکل‌های استروماتولیت‌های گنبدی تا مسطح همراه با ترک‌های گلی معمولاً در آب‌های کم عمق و در محیط‌های پهنه جزر و مدی که سطح آب دائماً در نوسان است تشکیل می‌شوند.

مجموعه رخساره لاگونی

این مجموعه از ۴ رخساره به شرح زیر تشکیل شده است.

L_1 پکستون پلوئیدی دولومیتی شده: این رخساره در صحرا از کلسی لوتایت خاکستری تیره و با لایه‌بندی متوسط تشکیل شده است. پلوئیدهای گرد شده و خوب جور شده با فراوانی ۴۰ تا ۶۰ درصد و اندازه ۰/۱ تا ۰/۱۵ میلیمتر از مهمترین اجزای این رخساره هستند (شکل ۴-۱). از دانه‌های فرعی این رخساره می‌توان به الئید و اینتراکلاست (کمتر از ۱۰ درصد) اشاره کرد.

L_2 وکستون بیوکلاستی دولومیتی شده: این رخساره در صحرا

کلسی لوتایتی و به رنگ خاکستری و با لایه‌بندی نازک تا متوسط دیده می‌شود. وجود خرده‌های اسکلتی مهمترین مشخصه این رخساره است و عمدتاً شامل خرده‌های اکینودرم با فراوانی ۱۵ درصد و اندازه ۰/۵ تا ۱/۵ میلیمتر است (شکل ۴-۲). از دانه‌های فرعی این رخساره می‌توان به اینتراکلاست‌های شکسته شده و گرد شده اشاره کرد که فراوانی ۳ درصد و اندازه حداکثر ۱ میلیمتر دارند.

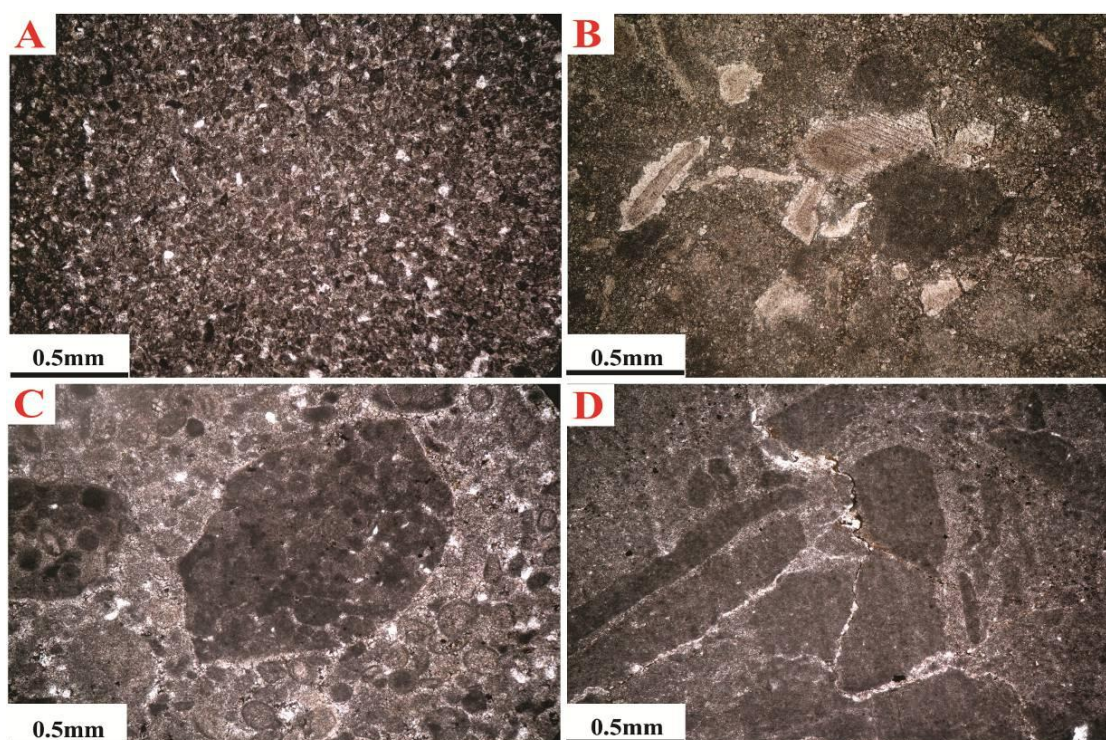
L_3 پکستون الئیدی - اینتراکلاستی دولومیتی شده: این رخساره در صحرا به فرم کالک آرنایت به رنگ خاکستری و با لایه‌بندی نازک تا متوسط دیده می‌شود. در این رخساره الئیدهای با فابریک مماسی و کمی شعاعی با فراوانی ۲۰ تا ۴۰ درصد و اندازه ۰/۲ تا ۱ میلیمتر و اینتراکلاست‌های با فراوانی ۱۰ تا ۲۰ درصد و اندازه ۱ تا ۱٫۵ میلیمتر دانه‌های اصلی را تشکیل می‌دهند (شکل ۴-۳). از اجزاء فرعی می‌توان به پلوئید با فراوانی کمتر از ۸ درصد اشاره کرد که به‌طور پراکنده در زمینه سنگ دیده می‌شوند.

L_4 فلوئستون اینتراکلاستی دولومیتی شده: این رخساره در صحرا به صورت کلسی رودایت اینتراکلاستی و در قاعده برخی از سیکل‌های کربناته رخنمون دارد. اینتراکلاست‌ها به صورت گرد شده تا زاویه دار با جورشدگی بد در اندازه متوسط ۰٫۵ تا ۵ سانتی متر دیده شده‌اند. فراوانی اینتراکلاست حدود ۳۵ درصد و فراوانی پلوئید ۱۵ درصد است. همچنین به مقدار اندکی الئید و کوارتز (کمتر از ۱۰ درصد) به صورت پراکنده می‌توان اشاره کرد (شکل ۴-۴).

تفسیر: فراوانی زیاد دانه‌های غیر اسکلتی از جمله پلوئید در رخساره L_1 و فراوانی بسیار کم موجودات استنوهالین (اکینودرم) در رخساره L_2 که ممکن است به وسیله طوفان به این محیط حمل شده باشد و وجود گل آهکی در بین ذرات تشکیل دهنده می‌تواند بیانگر شرایط چرخش محدود آب و حاکی از رسوب‌گذاری در یک محیط کم انرژی نظیر لاگون (قسمت‌های کم عمق) باشد (Geel 2000; Bosence and Wilson 2003; Adachi et al. 2004; Bevington Penneya and Racey

(Palma et al. 2007; 2004). همان‌طور که ذکر شد تنوع موجودات در محیط‌های لاگونی محدود است ولی ممکن است خرده‌هایی از موجودات دریایی و دانه‌های غیراسکلتی به وسیله طوفان به این محیط حمل شده باشند و باعث تشکیل رخساره‌هایی همچون وکستون بیوکلاستی، پکستون

ائیدی - ایتراکلاستی و فلوئستون ایتراکلاستی شوند (Tucker and Wright 1990; Scholle and Ulmer-Scholle 2003). بنابراین با توجه به این شواهد مجموعه رخساره‌ای L در یک محیط کم انرژی و محصور لاگونی (ساب تایدال) تشکیل شده‌اند.



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی رخساره‌های لاگون و پشت سد. (A) پکستون پلونییدی دولومیتی شده. (B) وکستون بیوکلاستی دولومیتی شده. (C) پکستون ائیدی - ایتراکلاستی دولومیتی شده. (D) فلوئستون ایتراکلاستی دولومیتی شده.

مجموعه رخساره سدی

مجموعه رخساره‌های گرینستونی بعد از رخساره استروماتولیتی از بیشترین فراوانی برخوردارند به طوری که در فواصل کوتاهی تکرار می‌شوند. این مجموعه از ۳ نوع رخساره گرینستونی B₁، B₂ و B₃ تشکیل شده است. B₁ (گرینستون ائیدی دولومیتی شده: این رخساره در صحرا به صورت کالک آرنایتی و با لایه‌بندی نازک تا ضخیم و به رنگ خاکستری تیره رخنمون دارد. در این رخساره انواع

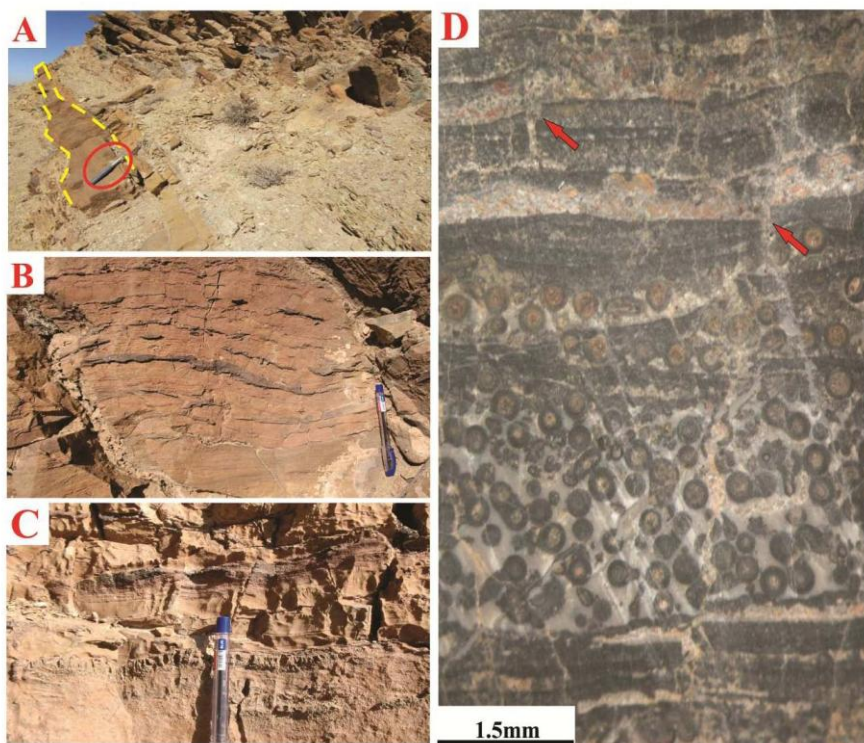
ریپل مارک‌ها، طبقات مورب عدسی و مسطح، طبقات مورب درهم، طبقات فلاسر و موجی مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۵- A تا D). در این رخساره ائیدها فراوانترین دانه‌ها را شامل می‌شوند به طوری که فراوانی آنها گاه به ۸۰ تا ۹۰ درصد نیز می‌رسد. اکثر ائیدها دارای فابریک متحدالمرکز و یا فاقد فابریک داخلی هستند ولی گاه فابریک شعاعی را نیز می‌توان در آنها مشاهده کرد (شکل ۶- A و B). هسته ائیدها بر اثر فرآیند دولومیتی شدن غیر تقلیدی (non-mimic) از بین رفته

شامل اینتراکلاست با فراوانی ۳۰ درصد و ائید با فراوانی ۲۰ درصد است (شکل ۶- C). در برخی از نمونه‌ها گاهی پلوئید و کوارتز نیز از اجزاء فرعی این رخساره با درصد فراوانی کمتر از ۵ درصد محسوب می‌گردد. که به صورت پراکنده در مقاطع دیده می‌شوند.

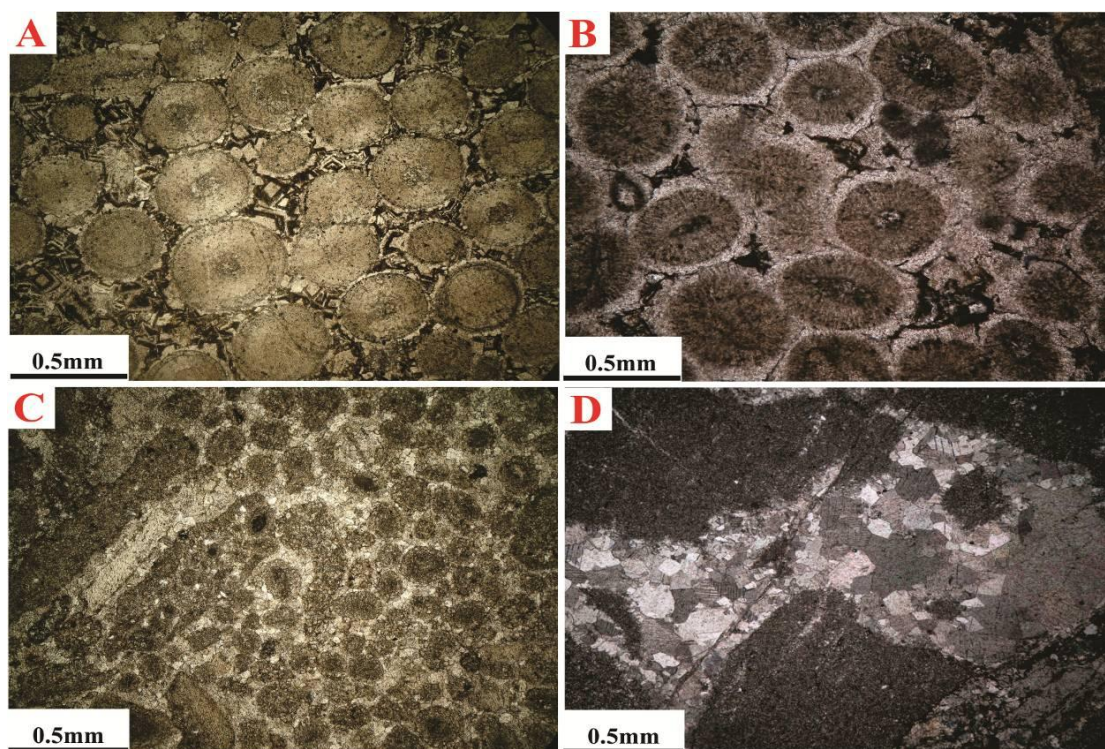
(B₃) روداستون اینتراکلاستی دولومیتی شده: این رخساره در صحرا کلسی رودایتی، دارای اینتراکلاست‌های با قطر ۱/۵ میلی‌متر تا ۵ سانتی‌متر است. فراوانی اینتراکلاست به حدود ۴۰ درصد می‌رسد که اکثراً خوب گردشده و دارای جورشدگی متوسط تا ضعیف هستند (شکل ۶- D). از دیگر دانه‌های غیر اسکلتی در این رخساره می‌توان به ائیدهای متحدالمرکز اشاره کرد که فراوانی آنها گاه به ۱۰ درصد نیز می‌رسد.

و قابل شناسایی نیست. سیمان پرکننده بین دانه‌ها اکثراً از نوع دولومیت‌های درشت بلور شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است. در بعضی از ائیدها می‌توان یک صلیب میانی مشاهده کرد که نشان‌دهنده آرایش کانی‌های آراگونیت به صورت عمود بر لایه‌بندی است (Scholle and Ulmer-Scholle 2003). ائیدهای مختلف در این رخساره به ترتیب فراوانی از نوع متحدالمرکز، فاقد فابریک داخلی، شعاعی، مرکب، اسپاستولیت و شکسته شده است. از دانه‌های فرعی این رخساره می‌توان به اینتراکلاست با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد و پلوئید با فراوانی کمتر از ۵ درصد اشاره کرد.

(B₂) گرینستون اینتراکلاستی - ائیددار دولومیتی شده: این رخساره در صحرا کالک آرنایتی و به رنگ قهوه‌ای روشن تا خاکستری تیره دیده می‌شود. دانه‌های اصلی این رخساره



شکل ۵- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از مجموعه رخساره‌ای C که نشان‌دهنده برخی از خصوصیات رخساره‌های کانالی هستند. (A) نمایی از عنصر کانالی که شکل گوه‌ای کانال را نشان می‌دهد (دید به سمت غرب). (B) طبقات فلاسر و موجی در رخساره گرینستون ائیدی - اینتراکلاستی. (C) ریپل مارک‌های موجی در گرینستون ائیدی. (D) ترک گلی در استروماتولیت‌هایی که بر روی رخساره گرینستون ائیدی قرار گرفته‌اند.



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی رخساره‌های محیط سدی و کانال‌های جزر و مدی. (A) گریستون ائیدی دولومیتی شده با فابریک مماسی. (B) گریستونی ائیدی دولومیتی شده با فابریک شعاعی (C) گریستون ایتراکلاست- ائیددار دولومیتی شده. (D) رودستون ایتراکلاستی دولومیتی شده.

مربوط به کانال‌های جزر و مدی نیز هستند که در بخش‌های مختلف پهنه جزر و مدی تشکیل شده‌اند. این کانال‌ها همچنین می‌توانند در زیر محیط سدی نیز گسترش یافته و باعث قطع کردن سد شوند. در برخی موارد رخساره‌های پکستون ائیدی و ائید-ایتراکلاستی نیز خصوصیات محیط کانالی را نشان می‌دهند. افزون بر شواهد بافتی، به دلیل لایه‌بندی ضخیم تا متوسط رخساره‌های گروه B، تغییرات جانبی، ضخامت لایه‌ها وابستگی عمودی آنها با رخساره‌های زیرین و زبرین، در محیط سدی و کانال‌های جزر و مدی تشکیل شده‌اند (برای مثال، Lasemi et al. 2012).

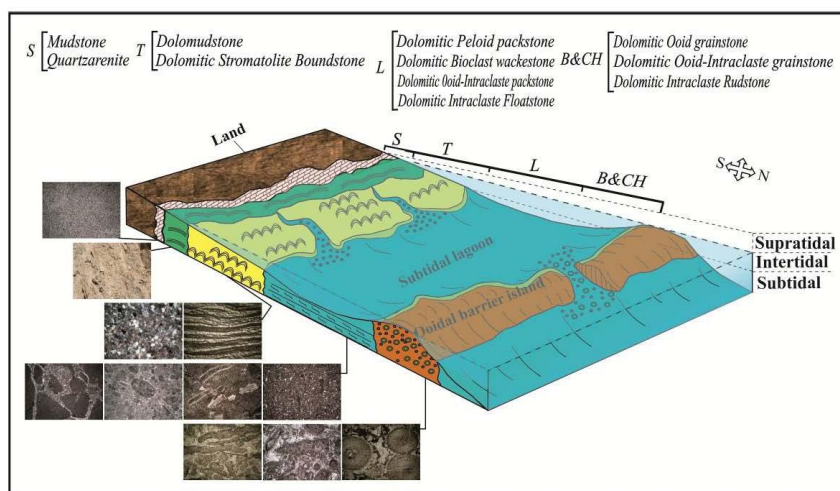
مدل رسوبی سازند درنجال

با توجه به اینکه موقعیت رخساره‌های کربناته سازند درنجال در چهار محیط جزر و مدی، لاگونی، کانال‌های جزر و مدی و سدی نشان داده شده است، بر اساس مطالعات لاسمی

تفسیر: ساخت‌های رسوبی شاخص جریان‌های رفت و برگشتی از قبیل ریپل مارک‌های موجی، طبقات مورب درهم و طبقات فلاسر و موجی بیانگر تأثیر فرایندهای جزر و مدی در تشکیل رخساره‌های سدی است (Klein 1971; Shanmugam et al. 2012; Lasemi et al. 2012; Davis 2003). به طور کلی رخساره‌های گریستونی همراه با فراوانی ائید و ایتراکلاست موید محیط‌های پر انرژی پشته یا سد است (Geel 2000; Masse et al. 2003; Palma et al. 2007). با توجه به نوع مجموعه رخساره‌ای B و انواع دانه‌ها، رخساره B₁ در یک سد الیتی رو به لاگون بر جای گذاشته شده است. با توجه به وجود دانه‌های درشت ایتراکلاست و ائید در رخساره‌های B₂ و B₃ و قاعده فرسایشی، روند ریز شوندگی به سمت بالا و گسترش جانبی اندک این رخساره‌ها اغلب به صورت کانال‌های جزر و مدی بر جای گذاشته شده‌اند (شکل ۵-A) (Hughes 2012; Lasemi et al. 2012). در نتیجه این رخساره‌ها

به اینکه رمپ‌ها بر اساس سطح انرژی اثر امواج از ساحل به سمت نواحی عمیق‌تر به قسمت‌های رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی تقسیم می‌شوند و عمق آب برای این مرزها متفاوت است (Burchett and Wright 1992)، همچنین این مدل فقط از رخساره‌های رمپ داخلی تشکیل شده است نمی‌توان به طور مشخص و بر مبنای تقسیم‌بندی رمپ‌ها (Flügel 2010)، هوموکلاین بودن رمپ را مشخص نمود. این مدل با جغرافیای دیرینه کامبرین پسین نیز همخوانی دارد (باوی و همکاران ۱۳۹۰).

(۱۳۷۹) مدل رسوبی رسوبات کامبرین منطقه از نوع رمپ تفسیر شده و از این رو می‌توان نهشته‌های سازند درنجال در ناحیه مورد مطالعه را بخش ساحلی رمپ در نظر گرفت که اغلب تحت تأثیر جزر و مد رسوب کرده‌اند (شکل ۷) به‌طوری‌که در جهت شیب حوضه نهشته‌های لاگونی به طور تدریجی به نهشته‌های سدی تغییر رخساره می‌دهند. از میان زیر محیط‌های رسوبی یاد شده، ته‌نشست‌های زیر محیط ایترتایدال بیشترین گستردگی و ضخامت را در بین لایه‌های رمپ کربناته در برش‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد. با توجه



شکل ۷- مدل رسوب‌گذاری سازند درنجال در شرق و جنوب شرق زرد.

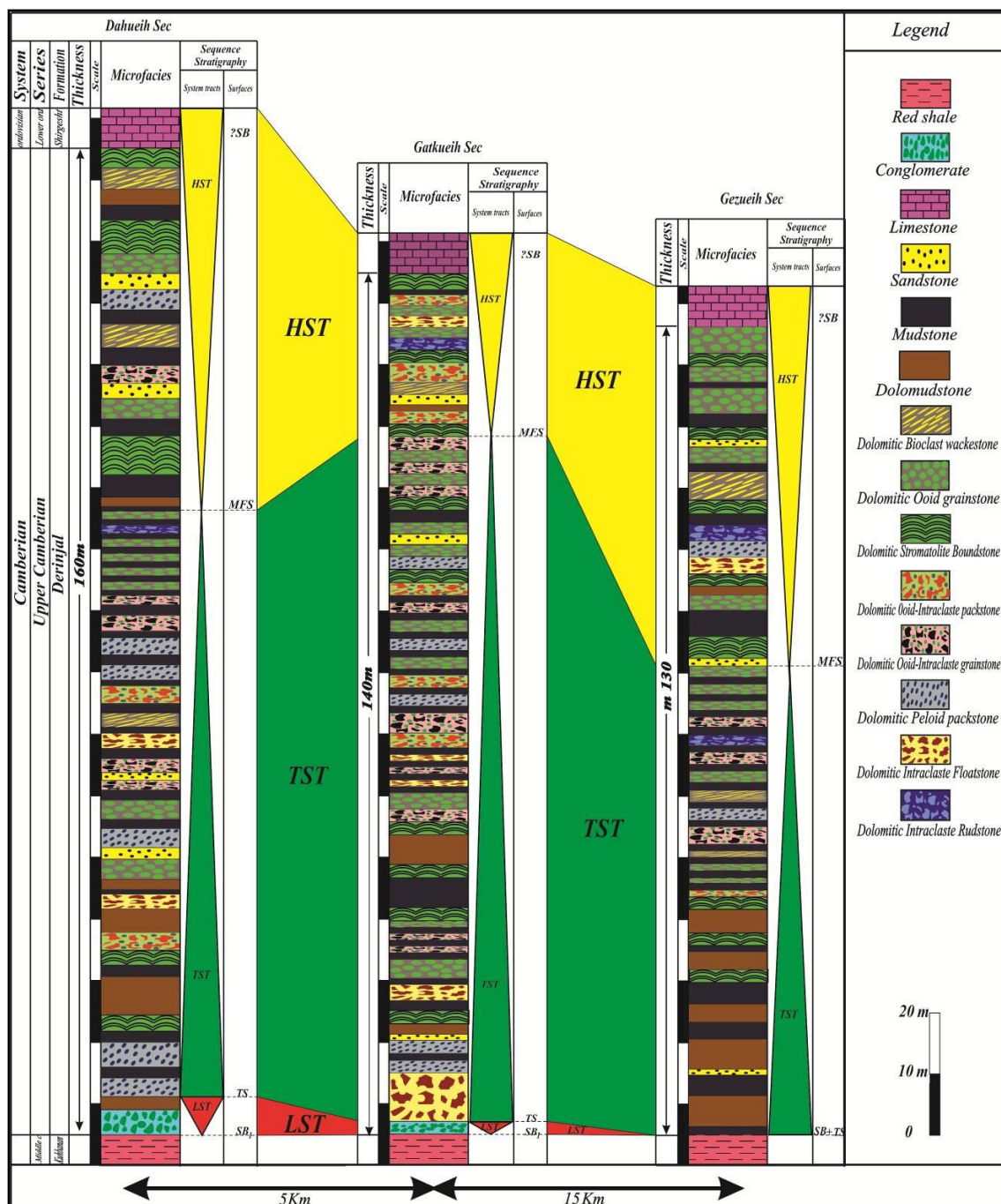
ضخامت ۴ متر در برش داهوئیه حضور دارند. ضخامت این نهشته‌ها در برش گتکوئیه به ۲ متر کاهش یافته و در برش گزوئیه هیچ‌گونه رخساره کنگلومرایی مشاهده نشده است و تنها آثاری از فرسایش به صورت نهشته‌های باقیمانده (Lag deposits) دیده می‌شود. حضور رخساره کنگلومرایی نشان‌دهنده مرز سکانسی از نوع اول (SB_1) در قاعده سازند درنجال است. آنالیز رخساره‌ها نشان می‌دهد که این رسوبات کنگلومرایی درون سازندی، از نوع نهشته‌های کانالی و به دسته رخساره LST تعلق دارند. فقدان دسته رخساره LST در برش گزوئیه سبب شده که مرز سکانسی به صورت مرکب

چینه‌نگاری سکانسی

نهشته‌های سازند درنجال در برش‌های مورد مطالعه در محیطی ساحلی تا لاگونی-سدی تحت تأثیر جریان‌های جزر و مدی راسب شده است. پیشروی سطح آب‌ها از اواخر کامبرین پیشین-کامبرین میانی تا اواخر اردوئیسین آغازین (Vail et al. 1977) در منطقه مورد مطالعه سبب تشکیل واحدهای سنگی کوارتزیت، کوهبنان، درنجال و شیرگشت شده است که معادل دسته رخساره پیشروی مگاسکانس ساک (Sloss 1963, Gradstein et al. 2012) است. به دنبال نهشته‌های شیلی قرمز رنگ سازند کوهبنان، نهشته‌های کنگلومرایی با

(SB₁+TS) در نظر گرفته شود (Zand-Moghadam et al. 2013). با پیشروی آب دریا، در سه برش مورد مطالعه توالی نهشته‌های جزر و مدی (دولومادستون، باندستون استروماتولیتی و کوارتز آرنایت) و لاگونی (پکستون پلوئیدی، فلوستون ایتراکلاستی و گل‌سنگ آواری) برجای گذاشته شده است که فراوانی نهشته‌های جزر و مدی در برش گزوئیه بیشتر از دو برش دیگر است. بنابراین سطح پیشروی TS در برش‌های مورد مطالعه منطبق بر رخساره دولومادستونی و یا پکستون پلوئیدی مربوط به محیط لاگونی در نظر گرفته می‌شود. در برش‌های مورد مطالعه، بر روی سطح TS سیکل‌های بزرگ مقیاس کم عمق شونده وجود دارند که به سمت بالا به سیکل‌های کوچک مقیاس کم عمق شونده و ریز شونده تبدیل می‌شوند. این سیکل‌ها که اغلب در پهنه جزر و مدی (ساب تایدال و گاهی سدی) به صورت برجای گذاشته شده‌اند (برای مثال، Lasemi et al. 2012)، به دسته رخساره TST تعلق دارند و می‌توانند بر اثر فرایندهای درون حوضه‌ای و حرکات جانبی کانال‌های جزر و مدی تشکیل شوند. بدیهی است که هر یک از این سیکل‌ها بر اثر تغییرات سطح دریا در رده‌های چهارم و پنجم چینه‌نگاری سکansı راسب شده‌اند (Hardie 1986; Catuneanu 2006; Lasemi et al. 2012). دسته رخساره TST در سه برش مورد مطالعه از الگوی رخساره‌ای تقریباً یکسانی برخوردار هستند به طوری که در قسمت پایین شامل تناوبی از رخساره‌های پهنه جزر و مدی (باندستون استروماتولیتی، ماسه‌سنگ) و لاگونی (فلو‌تستون ایتراکلاستی، پکستون پلوئیدی و رخساره آواری گل‌سنگی) و در قسمت فوقانی شامل تناوبی از رخساره‌های کانالی و لاگونی (گرینستون ائیدی، گرینستون ائید-ایتراکلاستی، فلو‌تستون ایتراکلاستی، پکستون ائید-ایتراکلاستی و پکستون پلوئیدی)

با میان لایه‌های نازک گل‌سنگی است که به سمت بالا بر میزان لایه‌های گرینستونی محیط سدی افزوده و از لایه‌های پکستونی محیط لاگونی کاسته می‌شود. با ادامه پیشروی، سطح آب دریا به بالاترین حد خود رسیده و رخساره گرینستون ائیدی محیط سدی در دو برش داهوئیه و گزوئیه و رخساره ائید-ایتراکلاستی در برش گتکوئیه برجای گذاشته شده است. رخساره‌های سدی که دورترین نهشته‌ها از خط ساحلی را شامل می‌شوند می‌تواند به عنوان حداکثر سطح پیشروی آب دریا (MFS) در نظر گرفته شوند. دسته رخساره TST که به سمت بالا روندی عمیق شونده را نشان می‌دهد، در برش داهوئیه ۸۷ متر، دربرش گتکوئیه ۱۱۲ متر و در برش گزوئیه ۷۷ متر اندازه‌گیری شده است. با شروع افت تدریجی سطح آب دریا، در سه برش مورد مطالعه نهشته‌های به سمت بالا کم عمق شونده با الگوی پسرونده-انباشته و در مقیاس بزرگ تشکیل شده است که در نهایت توسط رخساره‌های باندستون استروماتولیتی و دولومادستون پهنه جزر و مدی پایان می‌یابند. این نهشته‌ها به عنوان دسته رخساره HST معرفی می‌شوند. این روند تا پایان سازند درنجال ادامه داشته و به نهشته‌های کربناته سازند شیرگشت تغییر می‌یابند. با توجه به مرز تدریجی سازندهای درنجال و شیرگشت و همچنین فقدان هرگونه شواهدی از مرز سکansı، احتمالاً نهشته‌های مربوط به دسته رخساره HST در سازند شیرگشت نیز ادامه یافته و مرز سکansı در نهشته‌های کربناته سازند شیرگشت قرار دارد (شکل ۸).



شکل ۸- انطباق چینه‌نگاری سکانسی سازند درنجال در سه برش داهوئیه، گتکوئیه و گزوئیه. خط مبناء قاعده کنگلومرای پیشرونده در نظر گرفته شده است.

جغرافیای دیرینه

(1981; Husseini 1989; Abed 2005) لذا تاریخچه تکتونیک -

رسوب‌گذاری آن تا حد زیادی در ارتباط با تاریخچه تکتونیکی سایر بخش‌های سپر است (شکل ۹). به دنبال وقوع

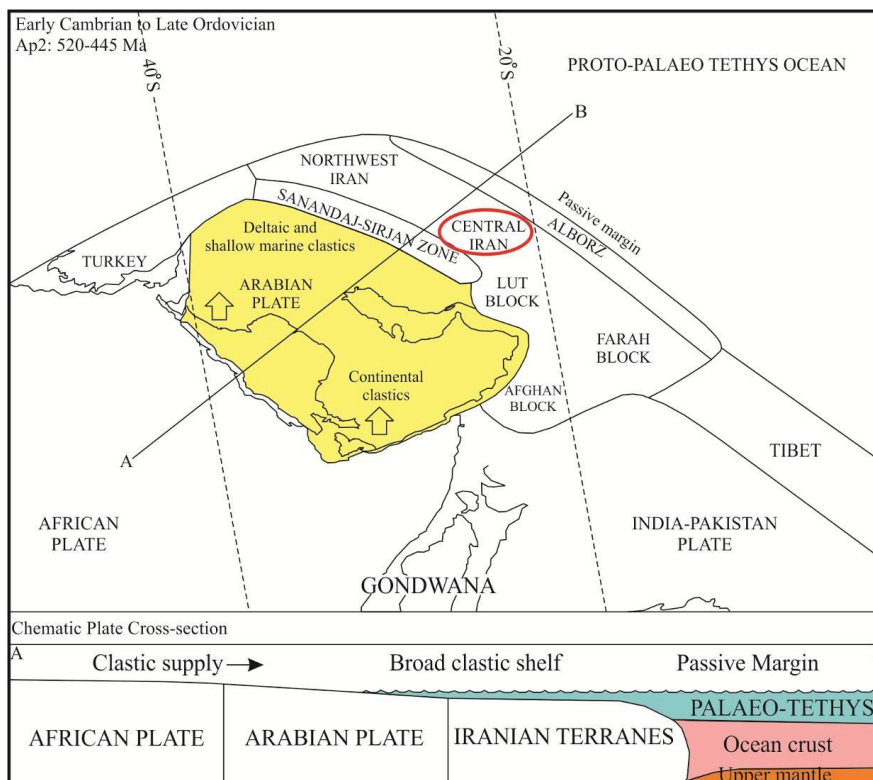
خرد ورق ایران در زمان‌های پرکامبرین پسین - کامبرین بخشی از سپر عربین - نوین بوده است (Berberian and King

آخرین مراحل کوهزایی پان آفریکن دسته‌جات مختلف گسلی از نوع امتداد لغز (نجد و زاگرس)، پهنه شمال شرق آفریقا را در بر گرفته است. هر کدام از این گسل‌ها سبب تشکیل حوضه‌های جداگانه‌ای از نوع جدا از هم شده‌اند که نهشته‌های رسوبی و سنگ‌های ولکانیکی پرکامبرین پسین و کامبرین پیشین در البرز و ایران مرکزی مرتبط با تکوین و تکامل این حوضه‌هاست (رحیمی ۱۳۷۹، زند مقدم و همکاران ۱۳۸۸) در اواخر کامبرین پیشین و شروع کامبرین میانی (همزمان با پایان یافتن ریفیتینگ) سطح جهانی دریا به طور آهسته‌ای شروع به بالا آمدن کرده است (Vail et al. 1977) و رسوب‌گذاری از نوع کربناته در بعضی حوضه‌ها به وجود آمده است. نهشته‌های سازند کوهبنان و سازند درنجال در ناحیه مورد مطالعه جزو نهشته‌های مذکور به شمار می‌روند. در زمان کامبرین پسین بخش‌های زیادی از سپر عربین-نوبین شرایطی همچون کامبرین پیشین را می‌گذرانیده‌اند و تنها در حواشی اقیانوس تتیس (پروتوپالئوتتیس) که کشورهایی همچون ایران و ترکیه قرار داشته‌اند نهشته‌های سیلیسی آواری رودخانه‌ای از ضخامت‌شان کاسته شده و به نهشته‌های کربناته دریایی تبدیلی می‌شوند اما در قسمت‌های مرکزی سپر که کمتر تحت تأثیر نوسانات دریا قرار داشته است رسوب‌گذاری همچنان آواری و در محیط‌های رودخانه‌ای برقرار می‌باشد (Abed 2005) (شکل ۱۰). مطالعات رخساره‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های سازند درنجال در ناحیه کرمان نیز نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در بخش‌های ساحلی و کم عمق (عمدتاً جزر و مدی) مرز شمالی اقیانوس پروتوپالئوتتیس است. مقایسه رخساره‌های مورد مطالعه با نهشته‌های هم‌ارز در ناحیه البرز (بخش‌های ۲ و ۳ سازند میلا) نشان می‌دهد که رخساره‌های عمیق‌تر (رخساره‌های دریای باز) این بازه سنی در البرز تشکیل شده است (باوی و همکاران ۱۳۹۱). از طرف دیگر به سمت جنوب ناحیه مورد مطالعه (در کشورهایی همچون عمان و عربستان)، نهشته‌های کربناته به سیلیسی آواری تغییر پیدا کرده که نشان‌دهنده تشکیل در شرایط قاره‌ای

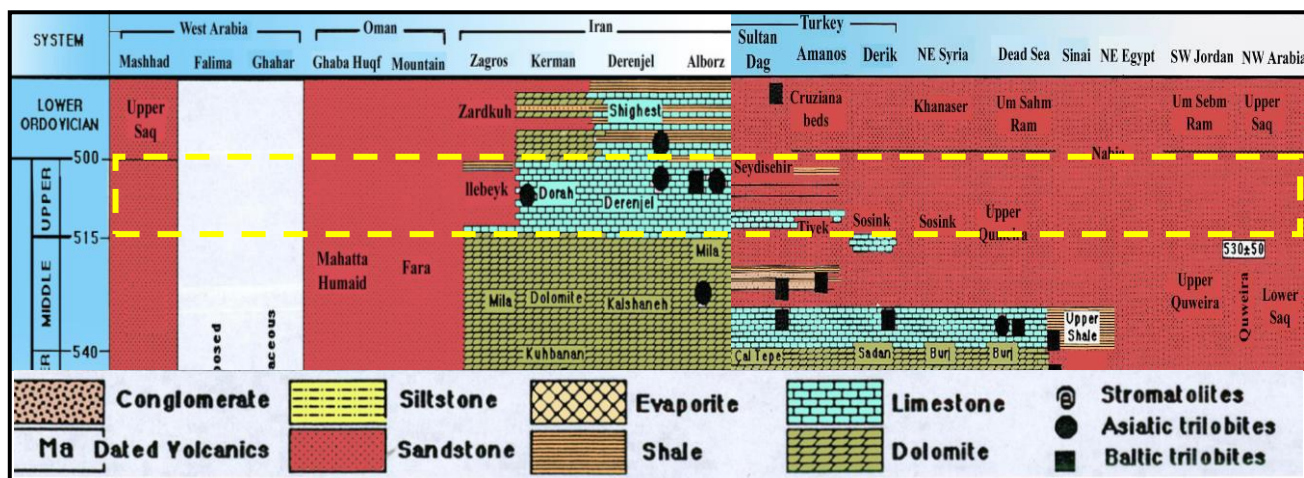
تا خط ساحلی است. انطباق چینه‌نگاری سکانسی سازند درنجال در سه برش مورد مطالعه نشان می‌دهد که آغاز رسوب‌گذاری نهشته‌های کامبرین پسین منطبق بر مرز سکانسی رده سوم است که در برش‌های مورد مطالعه از نوع اول مشخص شده است (شکل ۸). به دنبال مرز سکانسی، دسته رخساره LST در هنگامی که فضای رسوب‌گذاری اندک و نرخ تأمین رسوب زیاد است، تشکیل شده است. این دسته رخساره‌ای منطبق بر رسوبات کنگلومرایی است که در برش داهوئیه بیشترین ضخامت را داشته و به سمت شمال (برش گتکوئیه و گزوئیه) از ضخامت آن کاسته می‌شود به طوری که در برش گزوئیه این دسته رخساره‌ای به علت فرایندهای فرسایشی یا عدم رسوب‌گذاری تشکیل نشده است. آنالیز رخساره‌ها نشان می‌دهد که این رسوبات کنگلومرایی درون سازندی بوده و به نهشته‌های کانالی تفسیر می‌شوند. میزان رسوبات درشت دانه کانالی می‌تواند بیانگر نزدیکی به ناحیه منشاء باشد از این رو برش داهوئیه می‌تواند نسبت به سایر برش‌ها به ناحیه منشاء نزدیکتر بوده است. از طرف دیگر کاهش ضخامت نهشته‌های جزر و مدی (کل توالی سازند درنجال) از سمت برش داهوئیه به سمت برش گزوئیه نیز شاهدی دیگر بر عمیق‌تر شدن حوضه به سمت شمال است. البته هیچ گونه روند عمیق‌شدنی در رخساره‌های جزر و مدی از سمت جنوب به شمال ناحیه مورد مطالعه مشاهده نشده است اما کاهش ضخامت تایدالیت‌ها خود به تنهایی می‌تواند تا حدی پاسخگوی این تفسیر باشد. دسته رخساره‌های TST و HST در سه برش تقریباً از الگوی یکسانی برخوردار هستند به گونه‌ای که دسته رخساره TST ابتدا از مجموعه رخساره‌های پهنه جزر و مدی و سپس در عمیق‌ترین شرایط محیطی در زیر محیط‌های لاگونی-سدی برجای گذاشته شده‌اند. دسته رخساره HST نیز اغلب از مجموعه رخساره‌های پهنه جزر و مدی، متشکل از سیکل‌های بزرگ مقیاس کم عمق شونده تشکیل شده که به صورت الگوی انباشتی یا پسونده بر روی نهشته‌های عمیق‌تر ساب تایدال

سکانس را بایستی در نهشته‌های کربناته سازند شیرگشت جستجو کرد.

پیشروی کرده‌اند. مرز بالایی سکانس رسوبی در هر سه برش تشخیص داده نشده است و دسته رخساره HST در نهشته‌های اردوویسین آغازین نیز ادامه دارد. بنابراین مرز بالایی این



شکل ۹- شکل شماتیکی از سپر عربین-نوبین در فاصله زمانی کامبرین پسین - اردوویسین پسین (Sharland et al. 2001).



شکل ۱۰- مقایسه رسوبات کامبرین میانی - بالایی در ایران و کشورهای همجوار (اقتباس از حسینی با اندکی تغییرات) (Husseini, 1989).

نهشته‌های هم ارز سازند درنجال با خط چین زرد رنگ مشخص شده است.

نتیجه‌گیری

سازند درنجال در منطقه زرنند کرمان از دولومیت‌های ماسه‌ای، ماسه‌های دولومیتی، استروماتولیت‌های دولومیتی شده، دولومیت‌های آئیدی و ایتراکلاستی و میان لایه‌های نازکی از مارن تشکیل شده است. بر اساس مطالعات پتروگرافی، ۱۱ رخساره رسوبی شناسایی شد که شامل ۱ مجموعه رخساره آواری (S) و ۳ مجموعه رخساره کربناته (L، T و B) است. آنالیز رخساره‌ها نشان می‌دهد که نهشته‌های سازند درنجال در محیطی جزر و مدی راسب شده‌اند به طوری که مجموعه رخساره S و T مربوط به سوپراتایدال و ایترتایدال، مجموعه رخساره L مربوط به ساب تایدال (لاگون) و مجموعه رخساره B مربوط به کانال‌های جزر و مدی و بعضاً ناحیه سدی است. آنالیز چینه‌نگاری سکansı در برش‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که نهشته‌های سازند درنجال از یک سکانس رسوبی رده سوم تشکیل شده است. این سکانس در برش‌های داهوئی و گتکوئی از سه دسته رخساره‌ای (LST، TST و HST) و در برش گزوئی تنها از دو دسته رخساره‌ای (TST و HST) تشکیل شده است. جایگاه نهشته‌های مورد مطالعه در جغرافیای دیرینه زمان کامبرین به گونه‌ای است که این نهشته‌های در حاشیه شمالی اقیانوس تتیس (پروتوپالئوتتیس) در پلتفرم کم عمقی از نوع رمپ و تحت تأثیر جریان‌های جزر و مدی برجای گذاشته شده‌اند.

منابع

- باوی، ه.، ا. محبوبی، ر. موسوی حرمی، و م. نجفی، ۱۳۹۱، رخساره‌ها و محیط رسوب‌گذاری نهشته‌های کامبرین پسین (هم‌ارز سازند درنجال) واقع در شرق و جنوب شرق زرنند، کرمان، شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شیراز.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۹، رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکansı نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزئیک ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ ص.
- زند مقدم، ه.، ر. موسوی حرمی، ا. محبوبی، و ب. رحیمی، ۱۳۸۸، منشاء و تاریخچه رسوب‌گذاری نهشته‌های سیلیسی آواری سازند داهو (کامبرین پیشین) در شمال غرب کرمان، ایران، مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ش. ۳۶، ص. ۳۸-۱۷.
- رحیمی، ب.، ۱۳۸۱، مطالعات ساختاری رشته کوه البرز در شمال دامغان: رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۸ ص.
- Abed, A.M., 2005, Long period cycles: A case study from the Arabian – Nubian craton.. In: J.M. Mabesoone and V.H. Neumann, (Eds), Cyclic Development of Sedimentary Basins, Elsevier, 517p.
- Adachi, N., Y. Ezaki, and J. Liu, 2004, The origins of peloids immediately after the end-Permian extinction, Guizhou Province, South China: Sedimentary Geology, v. 164, p. 161-178.
- Alavi, M., 1991, Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran: Geol. Soc. Am. Bull. v. 103, p. 983-992.
- Alsharhan, A.S., and C.G.S.T.C. Kendall, 2003, Holocene coastal carbonates and evaporates of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues: Earth Science Review, v. 61, p. 191-243.
- Bachmann, M., and F. Hirsch, 2006, Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change: Cretaceous Research, v. 27, p. 487-512.
- Berberian, M., G.C.P. King, 1981, Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian Journal of Earth Science, v. 18, p. 210-265.
- Bevington Penney, S.J., and A. Racey, 2004, Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in Palaeoenvironmental analysis: Earth-Science Reviews, v. 67, p. 219-265.
- Bosence, D., and J. Wilson, 2003, Maerl growth, carbonate production rates and accumulation rates in the northeast Atlantic Aquatic Consecration: Marine and Fresh Water Ecosystems, v.13, p. 21-31.
- Burchett, T.P., and V.P. Wright, 1992, Carbonate

- und Sagand (Iran), Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, v. 51, 197 p. Hannover.
- Hughes, Z.J., 2012, Tidal Channels on Tidal Flats and Marshes. In: R.A. Davis, R.W. Dalrymple (Eds.), Principles of Tidal Sedimentology: Springer Dordrecht Heidelberg London New York, p. 269-300.
- Husseini, M.I., 1989, Tectonic and depositional model for the Late Precambrian – Cambrian Arabian plate: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 73, p. 1117-1131.
- Klein, G.D., 1971, A sedimentary model for determining paleo tidal range: Geological Society American Bulletin, v. 82, p. 2585-2592.
- Lasemi, Y., D. Jahanj, H. Amin-Rasouli, and Z. Lasemi, 2012, Ancient Carbonate Tidalites, In: R.A. Davis, R.W. Dalrymple, Principles of Tidal Sedimentology: Springer Dordrecht Heidelberg London New York, 621 p.
- Masse, J.P., M. Fenerci, and E. Pernarcic, 2003, Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates, Late Barremian, Urgonian, sequences of province (SE France): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 200, p. 65-81.
- Palma, R., J. Lopez-Gomez, and R. Piethe, 2007, Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquen Basin, Argentina, Facies and depositional sequence: Sedimentary Geology, v.195, p. 113- 134.
- Preto, N., and L.A. Hinnov, 2003, Unraveling the origin of carbonate platform cyclothem in the Upper Triassic, Durrenstein Formation (Dolomite, Italy): Journal of Sedimentary Research, v. 73, 5, p. 774-789.
- Riding, R., 2006, Microbial carbonate abundance compared with fluctuation in metazoan diversity over geological time: Sedimentary Geology, v. 185, p. 229-238.
- Scholle, P.A., and D.S. Ulmer-Scholle, 2003, A Color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 77, 450 p.
- Shanmugam, G., 2003, Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons: Marine and Petroleum Geology, v. 20, p. 471-491.
- Sharland, P.R., R. Archer, D.M. Casey, R.B. Davies, S.H. Hall, A.P. Heward, A.D. and Horbury, M.D. Simmons, 2001, Arabian Plate Sequence Stratigraphy: GeoArabia, Special Publication, ramp depositional system: Sedimentary Geology, v.79, p. 3-58.
- Catuneanu, O., 2006, Principles of Sequence Stratigraphy: Elsevier, Amsterdam, 375 p.
- Catuneanu, O., V. Abreu, J.P. Bhattacharya, M.D. Blum, R.W. Dalrymple, P.G. Eriksson, C.R. Fielding, W.L. Fisher, W.E. Galloway, M.R. Gibling, K.A. Giles, J.M. Holbrook, R. Jordan, C.G.St.C. KJendall, B. Macurda, O.J. Martinsen, A.D. Miall, J.E. Neal, D.Nummedal, L. Pomar, H.W. Posamentier, B.R. Pratt, J.F. Sarg, K.W. Shanley, R.J. Steel, A. Stasser, M.E. Tucker, and C Winker, 2009, Towards the standardization of sequence stratigraphy: Earth- Science Reviews, v. 92, p.1-33.
- Davis, R.A., 2012, Tidal signatures and their preservation potential in stratigraphic sequences, In: R.A. Davis and R.W. Dalrymple (Eds.) Principles of Tidal Sedimentology: Springer Dordrecht Heidelberg London New York, p. 35-55.
- Dickson, J.A.D., 1966, Carbonate identification and genesis as revealed by staining: Journal of Sedimentary Petrology, v.36, p.441-505.
- Dunham, R.J., 1962, classification of carbonate rock according to depositional texture, In: W. E. Ham (eds.), Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1, p. 108-121.
- Embry, A.F. and J.E. Klován, 1971, A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories: Bulletin Canadian Petroleum Geology, v. 19, p. 730-781.
- Flügel, E., 2010, Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application: Springer-Verlag, Berlin, 976 p.
- Folk, R.L., 1980, Petrology of Sedimentary Rocks: Hemphill Publishing Co, Austin, Texas, 182p.
- Geel, T., 2000, Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 179, p. 43-56.
- Grabau, A.W., 1904, On the classification of sedimentary rock: American Geology, v. 33, p. 228-242.
- Gradstein, M., J.G. Ogg, M.D. Schmitz, and G.M. Ogg, 2012, The Geologic Time Scale 2012, Elsevier, 1176p.
- Hardie, L.A., 1986, Carbonate tidal-fl at deposition: ten basic elements: Colorado School Mines Quarterly, v. 81, p. 3-6.
- Huckerideh, R., M. Kursten, and H. Venzlaff, 1962, Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman

- Warren, J.K., 2000, Dolomite: occurrence, evolution and economically important association: *Earth Science Reviews*, v. 52, p. 1-81.
- Warren, J.K., 2006, *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1035 p.
- Wolfart, R., and M. Kursten, 1974, Stratig. U. Palaeont d. Kambrium im mittleren sub-Asien (Iran bis Nord-Indian): *Geologischen Jahrbuch*. B8. Hannover.
- Zand-Moghadam, H., R. Moussavi-Harami, A. Mahboubi, and H. Bavi, 2013, Comparison of tidalites in siliciclastic, carbonate, and mixed siliciclastic-carbonate Systems: examples from Cambrian and Devonian deposits of East-Central Iran, *ISRN Geology*. (In press) [DOI: 10.1155/2013/534761].
- p. 371.
- Shinn, E.A., 1986, Modern carbonate tidal flats: their diagnostic features: *Colorado School of Mines Quarterly*, v. 81, p. 7-35.
- Sloss, L.L., 1963, Sequence in the cratonic interior of North America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 74, p. 93-114.
- Tucker, M.E., and V.P. Wright, 1990, *Carbonate Sedimentology*: Blackwell, Oxford, 482 p.
- Vail, P.R., R.M.Jr. Mitchum, S. Thompson, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level, In: C. E. Payton (Ed). *Seismic Stratigraphy application to hydrocarbon: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, v. 26, p. 83-98.