

محیط رسوبی سازند شهبازان در پهنه لرستان: روایتی از تحول شلف به رمپ

محدثه جانباز^۱، حسن محسنی^{۲*}، علیرضا پیریایی^۳، بیژن یوسفی‌یگانه^۴ و حسن سرادقی صوفیانی^۵

۱ و ۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

۳ و ۵- بخش زمین‌شناسی، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، تهران

۴- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد

نویسنده مسئول: *mohseni@basu.ac.ir

دریافت: ۹۶/۵/۱ پذیرش: ۹۶/۹/۲۸

چکیده

سازند شهبازان به سن ائوسن میانی تا پسین گسترش قابل توجهی در شمال خاوری پهنه لرستان دارد. مرز پایین و بالای آن به ترتیب با سازندهای کشکان و آسماری است، اما به سمت جنوب لرستان سازند کشکان با سازند پابده جایگزین می‌شود. برای بررسی محیط رسوبی و شناسایی مدل رسوبی سازند شهبازان از پنج بُرش سطحی و چهار چاه که دو روند عمود و موازی با روند زاگرس در خاور پهنه لرستان را پوشش می‌دهند ۷۰۰ بُرش نازک تهیه و بررسی شد. نتایج بررسی منجر به شناسایی ۱۷ ریزرخساره شد که در کمربندهای کشندی (سه ریزرخساره)، لاگون (چهار ریزرخساره)، پشته زیرآبی (چهار ریزرخساره)، ریف (یک ریزرخساره) و دریای باز (پنج ریزرخساره) نهشته شد. توزیع ریزرخساره‌ها نشان داد که از شمال به جنوب و از خاور به باختر ریزرخساره‌های دریایی جایگزین کمربند کشندی می‌شوند. کمربندهای کشندی و لاگون در شمال و خاور و پشته زیرآبی و شرایط دریایی در جنوب و باختر محدوده مورد بررسی گسترش دارند. نبود یک سد کربناته قابل توجه و نیز نبود شواهد تورییدیتی، نشان از یک رمپ کربناته با راستای شمال خاوری - جنوب باختری با انتهای پریشیب در زمان ائوسن میانی و پسین در محدوده مورد پژوهش دارد. این در حالی است که بررسی‌های پیشین، یک شلف کربناته در ائوسن میانی و رمپ کربناته در ائوسن پسین در فروافتادگی دزفول را نشان می‌دهد. این تغییر از شلف در فروافتادگی دزفول به رمپ در پهنه لرستان را می‌توان نتیجه کارکرد گسل اصلی جبهه کوهستان دانست که فعالیت آن از پایان کرتاسه آغاز شده است.

واژه‌های کلیدی: محیط رسوبی، آنالیز ریزرخساره‌ها، سازند شهبازان، ائوسن، پهنه لرستان، کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس

۱- پیشگفتار

گسترش جغرافیایی سازند شهبازان با سن ائوسن میانی تا پسین به طور عمده محدود به شمال خاوری لرستان و بر روی حاشیه شمال خاوری صفحه عربی است (مطیعی، ۱۳۷۴). با پیشروی دریای ترشیری از جایگاه کنونی تنگه هرمز شرایط محیط رسوبی کم عمق تا سبخایی در سواحل جنوب باختری حوضه پلاتفرم عربی ایجاد شده و سازندهایی چون دمام، راس، رودهوما و جهرم توسعه یافته است. در همین زمان در محور حوضه سازند پابده و در سواحل شمال خاوری سازندهای ساچون، امیران، شهبازان، تله زنگ و کشکان نهشته شده است (پیریایی و همکاران، ۱۳۹۳) (شکل ۱). در واقع این حوضه ادامه بخش کم‌عمق حوضه پیش‌بوم زمان کرتاسه است.

در برش الگو سازند شهبازان شامل ۳۳۸ دولومیت و سنگ‌آهک‌های دولومیتی با رنگ هوازده سفید تا قهوه‌ای با سیمای ستبر لایه است که به طور پیوسته بر روی

سازند آواری کشکان و به طور ناپیوسته در زیر سازند آسماری قرار دارد (جیمز و واینده، ۱۹۶۵). جدایی مرز آن با سازند آسماری به سختی شدنی است و در نقشه‌های زمین‌شناسی از آن‌ها به عنوان یک واحد یکپارچه نام برده می‌شود. دولومیتی شدن گسترده این سازند بسیاری از شواهد محیط رسوبی آن را از بین برده است. به همین دلیل بیش‌تر مطالعات انجام گرفته بر روی این سازند به بررسی رویدادهای دیاژنزی متمرکز بوده و پژوهش اندکی در زمینه محیط رسوبی صورت پذیرفته است. عبدی (۱۳۸۶) محیط کشندی را برای این سازند در شمال لرستان، حسن‌زاده نعمتی (۱۳۹۳) محیط کشندی - سبخایی را در میانه پهنه لرستان و قنبرلو و همکاران (۱۳۹۶) در فروافتادگی دزفول شمالی دو محیط شلف باز و رمپ را برای سازند شهبازان تعیین کرده‌اند. جایگاه این برش‌ها در شکل ۲ الف نمایش داده شده است. در این پژوهش بررسی جامعی در رابطه با محیط رسوبی سازند

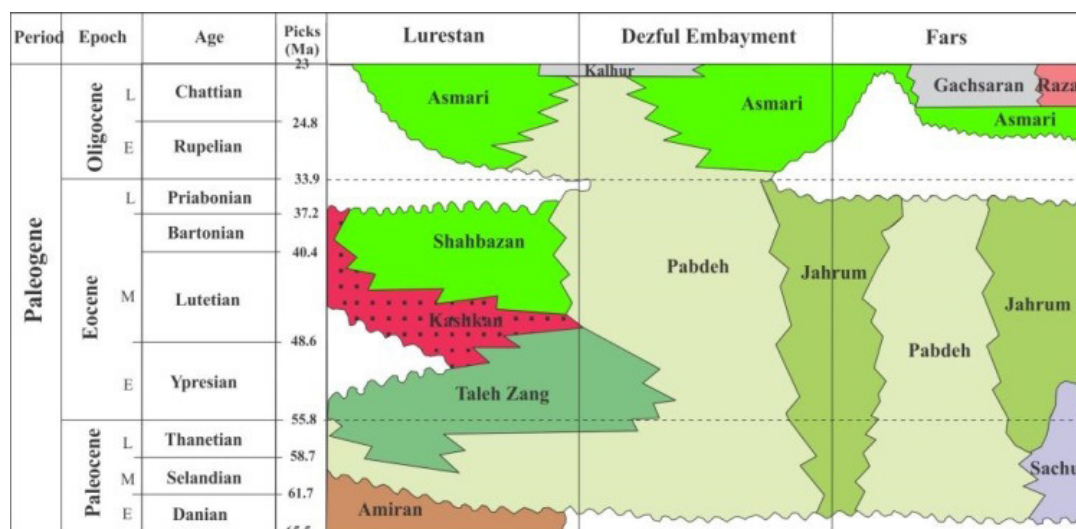
می‌شوند. میان لایه آهکی به ستبرای سه متر نیز در آن وجود دارد. در برش باوی مرز زیرین و بالایی سازند شهبازان مانند برش کوگان است. سنگ‌شناسی آن ۴۸ متر دولوستون‌های سفید تا خاکستری رنگ دانه شکری با ستبرای لایه‌بندی از ۲۰ سانتی‌متر تا نیم متر است که به صورت افقی روی هم قرار گرفته‌اند. در برش نوژیان سازند شهبازان با ۹۳ متر ستبرای لایه‌های دولوستونی با ستبرای ۳۰ سانتی‌متر تا ۷۰ سانتی‌متر به رنگ خاکستری تشکیل شده است و مرز زیرین و بالایی آن مانند برش کوگان است. برش هرنندی جنوبی‌ترین برش است که در مرز پهنه لرستان و فروافتادگی دزفول در یال جنوبی تاقدیس چناره برداشت شده است. در این برش سازند شهبازان با ستبرای ۲۳۲ متر بر روی سازند پابده قرار گرفته است و با ۲۲ متر سنگ آهک فسیل دار کرم رنگ آغاز می‌شود. در ادامه میان لایه‌های سنگ‌آهک و دولومیت تا ستبرای حدود ۱۶۰ متر دیده شده و ۷۰ متر بالایی آن تقریباً دولومیتی است. مرز بالایی آن با سازند آسماری به صورت ناپیوستگی فرسایشی موازی است. با نزدیک شدن به مرز آسماری ستبرای لایه‌بندی افزایش یافته و به حدود یک متر می‌رسد. در همه برش‌های سطحی به جز در برش باوی آثار انحلال و کارستی شدن با نزدیک شدن به سازند آسماری افزایش می‌یابد که در برخی موارد با بلورهای کلسیت پر شده‌اند.

شهبازان در دو روند موازی و عمود بر روند زاگرس در خاور پهنه لرستان انجام گرفته است.

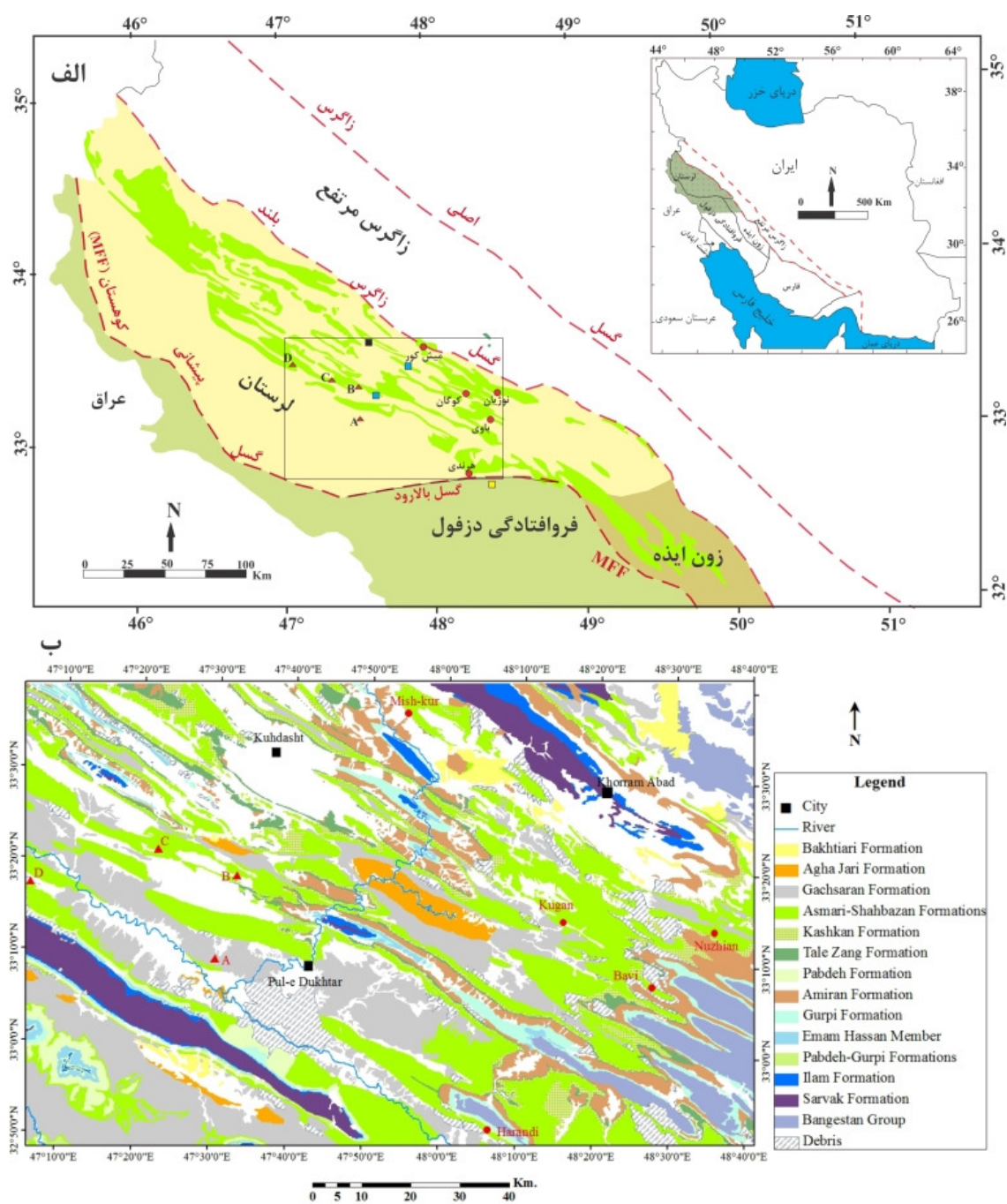
۲- برش‌های مورد بررسی

پنج برش سطحی شامل میش کور، باوی، کوگان، نوژیان و هرنندی و چهار حلقه چاه A, B, C و D در خاور پهنه لرستان مورد بررسی قرار گرفتند. جایگاه این برش‌ها در شکل ۲ نمایش داده شده است.

برش میش کور شمالی‌ترین برش است که در مرز زاگرس چین‌خورده و زاگرس مرتفع قرار دارد. در این برش مرز زیرین سازند شهبازان با سازند کشکان تدریجی است و مرز بالایی آن با سازند آسماری به دلیل پوشش واریزه‌ای قابل شناسایی نیست. از دیدگاه سنگ‌شناسی از لایه‌های افقی کرم رنگ تا قهوه‌ای از دولوستون‌های نازک لایه (کمتر از ۳۰ سانتی‌متر) تا ستبر لایه (در حد یک متر) تشکیل شده است. در برش کوگان سازند شهبازان با ستبرای ۱۵۰ متر به صورت تدریجی بر روی سازند کشکان و با ناپیوستگی فرسایشی موازی زیر سازند آسماری قرار گرفته است. در قاعده سازند لایه‌های دولوستونی کرم رنگ بسیار هوازده و متخلخل با ستبرای ۲۰ سانتی‌متر دیده می‌شود. به سوی بالایی سازند دولوستون‌های فشرده‌تر خاکستری تا سفید با ستبرای لایه‌بندی از ۱۰ سانتی‌متر تا ۴۰ سانتی‌متر دیده



شکل ۱. ستون چینه‌شناسی کمربند زاگرس چین‌خورده ساده در پالتوژن (برگرفته از کوپ و اوربل، ۱۹۷۷؛ پیربایی و همکاران، ۱۳۹۳). همانطور که مشخص است سازند شهبازان یک رخساره حدواسط میان نهشته‌های سیلیسی آواری سازند کشکان در شمال خاور و سنگ‌های آهک رسی و شیل پلاژیک سازند پابده به سمت جنوب باختر را تشکیل می‌دهد (علوی، ۲۰۰۴؛ یوسفی‌یگانه و همکاران، ۲۰۱۲).



شکل ۲. الف) جایگاه برش‌های سطحی (دایره) و چاه‌های (مثلث) مورد مطالعه. توده‌های سبز رنگ توزیع رخنمون تفکیک نشده سازندهای آسماری - شهپازان را نشان می‌دهد. نقشه تهیه شده تلفیقی از نقشه Zagros structures با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ (مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۸۰) و نقشه زمین‌شناسی جنوب باختر ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ (بخش زمین‌شناسی و اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، ۱۹۶۹) است. مربع مشکی برش دارابی (عبدی، ۱۳۸۶)، مربع زرد برش قلعه نار (قنبرلو و همکاران، ۱۳۹۶)؛ مربع آبی برش‌های معمولان و مورانی (حسن‌زاده نعمتی، ۱۳۹۳)؛ ب) نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه. این نقشه تلفیقی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (بروجرد (وزارت معادن و فلزات، سازمان زمین‌شناسی کشور)؛ الشتر (نقشه شماره 20809W)، بالارود (20817W)، پل دختر (20812E)، تنگ هفت (20813E)، خرم‌آباد (20813W)، دالپری (20816E)، دهلران (20816W)، شهپازان (20817E)، کبیرکوه (20812W)، کوه‌دشت (20808E) و نفت (20808W) تهیه شده توسط مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران است.

۴- بحث و بررسی

۴-۱- معرفی ریزرخساره‌ها

در مطالعات انجام شده بر روی تهِ برش یاد شده ۱۷ ریزرخساره شناسایی شده است که در پنج گروه پهنه کشندی (A)، لاگون (B)، پشته زیر آبی^۱ (C)، ریف (D) و دریای باز (E) به شرح زیر نهشته شدند.

۴-۱-۱- ریزرخساره‌های پهنه کشندی (A)

A1: Dolomudstone

اندازه بلورهای دولومیت به ۱۰ میکرون می‌رسد و درهم قفل شده‌اند. تخلخل‌های قالبی که بیش‌تر آن‌ها نتیجه انحلال ژئیس هستند (۸ درصد) گسترش یافته‌اند (شکل ۳ الف). استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلال فشاری^۲ با تمرکز مواد آلی یا اکسید آهن و پیریت در امتداد آن‌ها گسترش یافته‌اند. پیریت (۳ درصد)، بلورهای کوارتزهای خودشکل (۱ درصد) (شکل ۳ ب) و بقایای جلبک (۳ درصد) در این ریزرخساره دیده می‌شود. در چاه B بلورهای پراکنده انیدریت (شکل ۳ پ) نیز دیده شدند.

A2: Dolomitized Intraclast wackestone

در این ریز رخساره اینتراکلاست دولومیتی شده (۱۰ درصد) در زمینه دولومادستون (۹۰ درصد) قرار گرفته است. اندازه اینتراکلاست‌ها بیش از یک میلی‌متر بوده و زاویه‌دار تا نیمه گردشده هستند و جورشدگی ضعیفی نشان می‌دهند (شکل ۳ ت).

A3: Peloid packstone

چارچوب این ریزرخساره از پلوییدها (۸۵ درصد) تشکیل شده است و تخلخل‌های (فنسترال) پر شده با سیمان کلسیت اسپاری (۱۵ درصد) در آن دیده می‌شود (شکل ۳ ث).

تفسیر: دولومیت ریزبلور (ریزرخساره A1) معمولاً در پهنه کشندی تشکیل می‌شود (العصم و پکار، ۲۰۰۰؛ وارن، ۲۰۰۰). با این که سودومورف‌های هالیت همیشه نشان‌دهنده بخش فراکشندی^۳ نیستند، اما قالب‌های ژئیس و نبود سنگواره تایید کننده پهنه کشندی است (شاین، ۱۹۸۳؛ وارن، ۲۰۰۶؛ لاسمی و همکاران، ۲۰۱۲). پیروس و همکاران (۲۰۱۰) این ویژگی‌ها را نشان دهنده رخنمون به دلیل نوسان سطح آب دانسته که شاخص

در چاه A سازند شهبازان از ۵۵/۴ متر دولوستون تشکیل شده که در میانه سازند پایده قرار گرفته است. در ۱۹ متر قاعده آن افق چرتی و در بخش‌های بالایی انیدریت دیده می‌شود. در چاه B سازند شهبازان بر روی سازند کشکان قرار دارد و درباره مرز بالایی آن اطلاعاتی در دست نیست. سنگ‌شناسی آن شامل ۳۰۸ متر سنگ آهک و دولوستون است. از عمق ۲۴۵ متری افق چرت‌دار به ستبرای ۵ متر در دولوستون‌های سازند شهبازان دیده می‌شود. در ۱۰۰ متر قاعده سازند نیز انیدریت به شکل پر کننده تخلخل حضور دارد. در چاه C سازند شهبازان با ستبرای ۱۹۰ متر بر روی سازند پایده قرار دارد و مرز بالایی آن مشخص نیست. این سازند به ستبرای ۹۳ متر دوباره در میانه سازند پایده تکرار می‌شود. از مجموع ۲۸۳ متر ستبرای کل سازند، تنها ۲۶ متر بالایی از دولوستون تشکیل شده است. سازند شهبازان در چاه D با ستبرای ۱۳۱ متر از سنگ آهک و دولوستون تشکیل شده و بر روی سازند کشکان قرار دارد. درباره مرز بالایی آن اطلاعاتی وجود ندارد. انیدریت در بخش‌های میانی سازند به صورت پر کننده تخلخل‌ها دیده می‌شود. در شکل‌های ۶ و ۷ مشخصات سنگ‌شناسی و چینه‌شناسی برش‌ها ارائه شده است.

۳- روش پژوهش

۳۰۰ نمونه از پنج برش سطحی با میانگین فاصله ۲/۵ متر گردآوری شد. برش‌های نازک از نمونه‌ها تهیه و برای شناسایی دولومیت از کلسیت با محلول آلزاین قرمز به روش دیکسون (۱۹۶۵) رنگ‌آمیزی شدند. ۴۰۰ برش نازک نیز از چهار حلقه چاه A، B، C و D از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران دریافت و مورد بررسی قرار گرفتند. پس از بررسی برش‌های نازک و شناسایی ریزرخساره‌ها، نام‌گذاری آن‌ها به روش دانهام (۱۹۶۲)، امری و کلوان (۱۹۷۱) و جدایش کمربندهای رخساره‌ای بر مبنای ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۱۰) و باکستون و پدلی (۱۹۸۹) انجام گرفت. نام‌گذاری و توصیف دولومیت‌ها به روش سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) انجام شد. فراوانی اجزا سازنده ریزرخساره‌ها به روش برآورد چشمی در زیر میکروسکپ پلاریزان در آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشگاه بوعلی‌سینای همدان انجام گرفت.

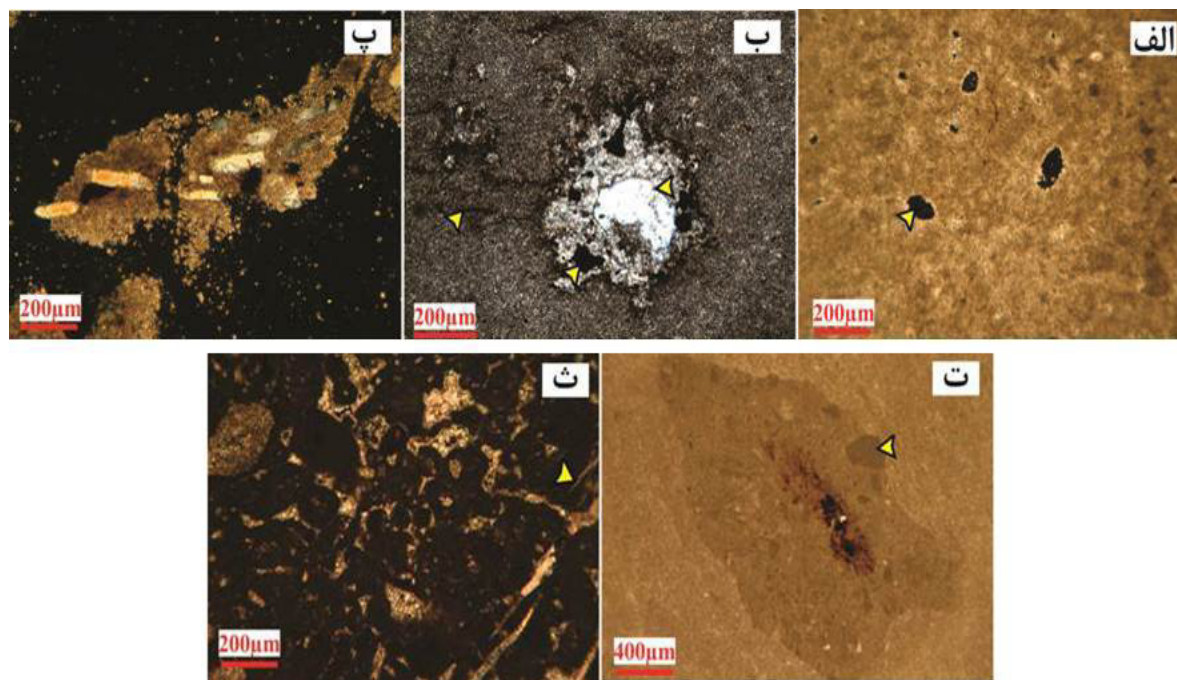
^۱: Shoal^۲: Dissolution seam^۳: Supratidal

انرژی کم محیط است. این ریزرخساره توسط عبدی (۱۳۸۷)، حسن‌زاده نعمتی (۱۳۹۳) برای سازند شهبازان در لرستان و محسنی و همکاران (۲۰۱۶) برای سازند جهرم به بخش فراکشنی تا محیط بین‌کشنی نسبت داده شده است که در کمربند رخساره‌ای شماره یک باکستون و پدلی (۱۹۸۹) تشکیل شده و هم‌ارز RMF-24 فلوگل (۲۰۱۰) است.

در ریزرخساره A3 فابریک فنسترال شاخص پهنه‌کشنی است که حفرات نامنظم در اندازه میلی‌متری بوده و معمولاً با سیمان و یا رسوب داخلی با ساخت ژئوپتال پر می‌شوند (شاین، ۱۹۸۳؛ تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ لاسمی و همکاران، ۲۰۱۲). همراهی آن با ریزرخساره‌های A1 و A2 تایید‌کننده محیط کشنی است. طاهری و همکاران (۲۰۰۸) این ریزرخساره را در سازند جهرم به محیط میان‌کشنی نسبت داده‌اند. این ریزرخساره نیز معرف کمربند رخساره‌ای شماره یک باکستون و پدلی (۱۹۸۹) است.

رخنمون بیش از ۶۰ درصد را نشان می‌دهد. این ریزرخساره توسط عبدی (۱۳۸۶)، حسن‌زاده نعمتی (۱۳۹۳) برای سازند شهبازان در لرستان و محسنی و همکاران (۲۰۱۶) از سازند جهرم (هم‌ارز چینه‌شناسی سازند شهبازان) گزارش شده است و آن را به بخش فراکشنی نسبت داده‌اند. آدابی و همکاران (۲۰۰۸) در سازند تله‌زنگ با سن ائوسن در زاگرس و خطیبی مهر و آدابی (۲۰۱۴) برای سازند زیارت به سن ائوسن در البرز این ریزرخساره را نشان‌دهنده شرایط کم انرژی پهنه‌کشنی دانسته‌اند. این ریزرخساره در کمربند رخساره‌ای شماره یک باکستون و پدلی (۱۹۸۹) رسوب نموده و هم‌ارز RMF-22 فلوگل (۲۰۱۰) است.

همراهی اینتراکلیست‌ها در ریزرخساره A2 با دولومادستون و نیز آغشتگی آن‌ها به اکسید آهن که رخنمون در آب و هوای خشک تا نیمه‌خشک را نشان می‌دهد، نشان از تعلق آن‌ها به پهنه‌کشنی دارد (گرگ و شلتون، ۱۹۹۰؛ آدابی، ۲۰۰۲). جورشدگی بد این رسوبات نشان‌دهنده



شکل ۳. ریزرخساره‌های پهنه‌کشنی. XPL = تصویر در میکروسکوپ پلاریزان با دو نیکول عمود بر هم و PPL = دو نیکول موازی است. الف) دولومادستون (A1) با تخلخل‌های قالبی که احتمالاً ناشی از انحلال ژئیس هستند (XPL)؛ ب) تصویر XPL از پیریت و آثار رگچه‌های انحلال فشاری در ریزرخساره A1؛ پ) بلورهای تبخیری در ریزرخساره A1 در چاه B؛ ت) ریزرخساره اینتراکلیست و کستون دولومیتی شده (A2)؛ ث) ریزرخساره پلوئید باکستون (A3). تخلخل فنسترال و احتمالاً ترک گلی؟ (علامت پیکان) که با کلسیت پر شده‌اند.

بودن میلیولیدها نشان یک لاگون محصور است. افزون بر این، فراوانی گل کربناته، رسوب‌گذاری در بخش‌های کم انرژی که ارتباط کمی با دریای باز داشته را تایید می‌کند (براندانو و همکاران، ۲۰۰۹؛ فلوگل، ۲۰۱۰). این ریزرخساره توسط وزیری‌مقدم و همکاران (۲۰۰۶) و زارع و همکاران (۱۳۹۴) از سازند آسماری، خطیبی‌مهر و آدابی (۲۰۱۴) از سازند زیارت، محسنی و همکاران (۲۰۱۶) از سازند جهرم گزارش و به لاگون نسبت داده شده است. این ریزرخساره برابر RMF-16 فلوگل (۲۰۱۰) است و در کمربند رخساره‌ای شماره دو باکستون و پدلی (۱۹۸۹) تشکیل شده است.

مجموعه فوناهای یاد شده در ریزرخساره B2 نیز نشانگر تشکیل آن در محیط لاگونی است. این ریزرخساره توسط وزیری‌مقدم و همکاران (۲۰۱۰) و کلنات و همکاران (۱۳۹۳) برای سازند آسماری، مغفوری‌مقدم و همکاران (۱۳۹۵) از نهشته‌های میوسن نورآباد، خطیبی‌مهر و آدابی (۲۰۱۴) برای سازند زیارت، محسنی و همکاران (۲۰۱۶) برای سازند جهرم و قنبرلو و همکاران (۱۳۹۶) برای سازند شهبازان معرفی شده و به لاگون محصور نسبت داده شده است. این ریزرخساره برابر کمربند رخساره‌ای شماره دو باکستون و پدلی (۱۹۸۹) و RMF-20 فلوگل (۲۰۱۰) است.

روتالیا با پوسته هیالین در ریز رخساره B3 به زندگی در محیط‌های گرم، کم عمق و آشفته مشهور است (پیترز، ۱۹۷۹؛ گیل، ۲۰۰۰). ترکیب فوناها نشانگر محیط کم عمق و حضور همزمان فوناهای پورسلانوز و هیالین نشان دهنده گردش کم آب با دریای آزاد و نبود یک سد موثر است (رومر و همکاران، ۲۰۰۲)، جایی که کانال‌های کشندی با انتقال آب دریا باعث انتقال روتالیا به لاگون شده‌اند. این ریزرخساره را لاسمی (۱۹۹۵) از ژوراسیک بالایی حوضه کپه‌داغ، وزیری‌مقدم و همکاران (۲۰۰۶)، محسنی و همکاران (۲۰۱۶)، هانفی و همکاران (۱۳۹۳) و کلنات و همکاران (۱۳۹۳) از سازند آسماری و قنبرلو و همکاران (۱۳۹۶) از سازند شهبازان گزارش کرده و به لاگون نیمه محصور با چرخش خوب آب و میزان اکسیژن بالا و نبود یک سد پیوسته نسبت داده‌اند. این ریزرخساره در کمربند رخساره‌ای شماره دو باکستون و پدلی (۱۹۸۹) تشکیل شده و برابر RMF-7 فلوگل (۲۰۱۰) است.

۴-۱-۲- ریز رخساره‌های لاگون (B)

B1: Miliolid wackestone

دانه اسکلتی چیره در این ریزرخساره میلیولید است (۱۵ درصد). میلیولیدهای با حاشیه میکریتی و پر شده با کلسیت اسپاری (۸ درصد) به همراه ۷۷ درصد گل اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره هستند (شکل ۴الف). در این ریزرخساره تخلخل قالبی زیستی پر شده با کلسیت بلوکی (۸ درصد) نیز دیده می‌شود.

B2: Dolomitized bioclast packstone

قالب‌های میکریتی شده با یوکلسیت‌ها در حدود ۴۰ درصد است. بقایای جلبکی (۱۰ درصد) و خرده‌های دولومیتی شده میلیولید (۵ درصد) دیده می‌شود. زمینه از گل دولومیتی (۴۳ درصد) تشکیل شده است (شکل ۴ب). تخلخل حفره‌ای (۲ درصد) در این رخساره دیده می‌شود.

B3: Bentic foraminiferal wackestone to packstone

میلیولید (۲۰ درصد)، روتالیا (۱۵ درصد)، جلبک قرمز (۱۰ درصد) و خرده‌های اکینوئید (۱۰ درصد) به همراه اپرتاریتولیتس (۵ درصد) از اجزای این ریزرخساره هستند که در زمینه‌ی گلی با فراوانی متغیر تا حداکثر ۴۰ درصد قرار گرفته‌اند (شکل ۴پ). در برش هرندی فراوانی چرت به ۲۰ درصد می‌رسد (شکل ۴ت).

B4: Dolomitized peloid grainstone to packstone

دولومیتی شدن تقلیدی باعث حفظ چارچوب اولیه این ریزرخساره شده است. پیریت (۱ درصد) و تخلخل بین دانه‌ای (کمتر از یک درصد) از جمله ویژگی‌های دیگر این رخساره است. پلوییدهای دولومیتی شده (۷۰ درصد) توسط بلورهای دولومیت غیر مسطح^۱ در اندازه ۲۰-۳۰ میکرون احاطه شده‌اند (شکل ۴ث).

تفسیر: میلیولیدها با پوسته پورسلانوز در محیط‌های بسیار کم عمق از نیمه شور تا بسیار شور دیده می‌شوند و ترجیحاً در آب‌های با آشفستگی کم و رسوبات ریز دانه زندگی می‌کنند (ریس و هوتینگر، ۱۹۸۴؛ هوتینگر، ۱۹۹۷؛ گیل، ۲۰۰۰). تنوع کم فونا در ریزرخساره B1 که بیشتر میلیولید هستند، شرایط نامطلوب برای بسیاری از فرامینیفراهای بنتیک را نشان می‌دهد (صادقی و همکاران، ۲۰۱۱). گیل (۲۰۰۰) بیان نمود که فراوان

¹ non-planar

ترتیب فراوانی دانه‌های اصلی این ریزرخساره هستند که در زمینه‌ای از کلسیت اسپاری قرار گرفته‌اند (شکل ۴ح).
تفسیر: نبود گل کربناته و یا کم بودن میزان آن، نبود لایه‌بندی تدریجی و سطح فرسایشی و نیز نبود جهت‌یابی دانه در همه ریزرخساره‌های یاد شده نشان از نهشته شدن آن‌ها در محیط پر انرژی دارد (فلوگل، ۲۰۱۰).
ریزرخساره گرینستون مشخص کننده محیط کم عمق و انرژی زیاد محیط است. گونزالس (۱۹۹۶) این نوع رسوبات را به عملکرد کشند بر محیط پشته و یا سد با عمق بین ۱ تا ۱۰ متر تفسیر نمود.

در ریزرخساره C1 میلیولید از اجزای اصلی است، که با توجه به شرایط زندگی آن در بخش رو به خشکی پشته زیرآبی نهشته شده است از دیگر شواهد حضور جلبک قرمز است که نیاز به منطقه نورگیر داشته و فتوسنتز آن نیازمند آب کم عمق است و نیز اپرت اربیتولیتس که به محیط کم عمق تعلق دارد (موری، ۱۹۷۳). این ریزرخساره در کمر بند رخساره‌ای شماره سه باکستون و پدلی (۱۹۸۹) تشکیل شده و هم‌ارز RMF-27 فلوگل (۲۰۱۰) است.

در ریزرخساره C2 نیز فراوانی فرامینیفراهای شاخص مناطق کم عمق مانند آلوئولینا (هوتینگر، ۱۹۹۷؛ گیل، ۲۰۰۰؛ بیوینگتون-پنی و راسی، ۲۰۰۴) نشان می‌دهد که این ریزرخساره نیز در بخش رو به خشکی پشته نهشته شده است. این ریزرخساره نشانه کمر بند رخساره‌ای شماره سه باکستون و پدلی (۱۹۸۹) و هم‌ارز RMF-26 فلوگل (۲۰۱۰) است.

در ریزرخساره C3 آثار شکستگی در پوسته آلوئولینا و جلبک‌های قرمز و دانه‌های پوشش‌دار که با سیمان زمینه پر شده است، نشانه نهشته شدن آن در محیطی با انرژی بیش‌تر نسبت به C1 و C2 است. علاوه بر آن نومولیت نیز در این ریزرخساره دیده می‌شود که شاخص مناطق دریایی باز است (گیل، ۲۰۰۰) و نشانگر تشکیل C3 در بخش رو به دریای پشته زیرآبی است. با این حال جورشدگی بد اجزا ممکن است نتیجه‌گیری متناقضی استنباط شود. اما باید گفت که همانطور که در شکل ۴ح مشخص است، فراوانی آلوئولینا نسبت به دانه‌های پوشش‌دار تقریباً ۷۰ به ۳۰ درصد است و دانه‌های پوشش‌دار در فضای بین آلوئولینا را پر کرده‌اند و به عبارتی آلوئولینا شبیه به پناهگاه برای آن‌ها عمل کرده

دولومیتی شدن تقلیدی ریزرخساره B4 نشانگر حفظ تمام آثار پیش از دولومیتی شدن است که نشان از ناچیز بودن میزان گل در ریزرخساره اولیه داشته و انرژی نسبتاً بالا را نشان می‌دهد که با توجه به حضور پلوییدها احتمالاً به بخش رو به دریای لاگون تعلق دارد. بادناس و همکاران (۲۰۱۰) این ریزرخساره را در نهشته‌های ژوراسیک شمال خاور اسپانیا به wash-over مرتبط دانسته‌اند. حسین‌زاده و همکاران (۱۳۹۳) این ریزرخساره را در سازند جهرم به لاگون نسبت داده‌اند.

۴-۱-۳- ریز رخساره‌های پشته زیر آبی (C)

C1: Miliolid grainstone
میلیولید جزء اصلی این ریزرخساره است که فراوانی آن از ۶۰ درصد در برش کوگان تا ۳۰ درصد در چاه C تغییر می‌کند. دانه‌های پوشش‌دار مانند الیید و گریپستون (۱۰ درصد) همراه میلیولیدها دیده می‌شود (شکل ۴ج). خرده‌های اکیونید و جلبک قرمز و اپرت‌اربتولیتس از اجزای دیگر هستند. دانه‌های خوب جور شده در زمینه‌ای از سیمان کلسیت هم بعد موزاییکی قرار گرفته‌اند.

C2: Miliolid-alveolina grainstone-packstone
اجزای اصلی شامل ۴۰ درصد میلیولید و ۱۰ درصد آلوئولینا است که همراه با اربیتولیتس، روتالیا و جلبک قرمز (۵ درصد) با جورشدگی متوسط در سیمانی از کلسیت اسپاری قرار دارند. در برخی بخش‌ها فضای بسیار اندکی بین بایوکلست‌ها وجود دارد (شکل ۴ج).

C3: Alveolina-coated grain grainstone
در این رخساره فراوانی با آلوئولینا (۶۰ درصد) و دانه‌های پوشش‌دار (۲۰ درصد) است. علاوه بر آن به ترتیب فراوانی جلبک قرمز (لیتوفیلیوم)، نومولیت و میلیولید نیز دیده می‌شوند (شکل ۴ج). از جمله دانه‌های پوشش‌دار می‌توان به الیید و آنکویید اشاره نمود که فضای بین آن‌ها با سیمان کلسیت اسپاری پر شده است. آثار شکستگی در پوسته آلوئولینا، جلبک قرمز و دانه‌های پوشش‌دار دیده می‌شود که با سیمان زمینه پر شده است. اجزا در این ریزرخساره از نظر بافتی جورشدگی ضعیفی را نشان می‌دهند.

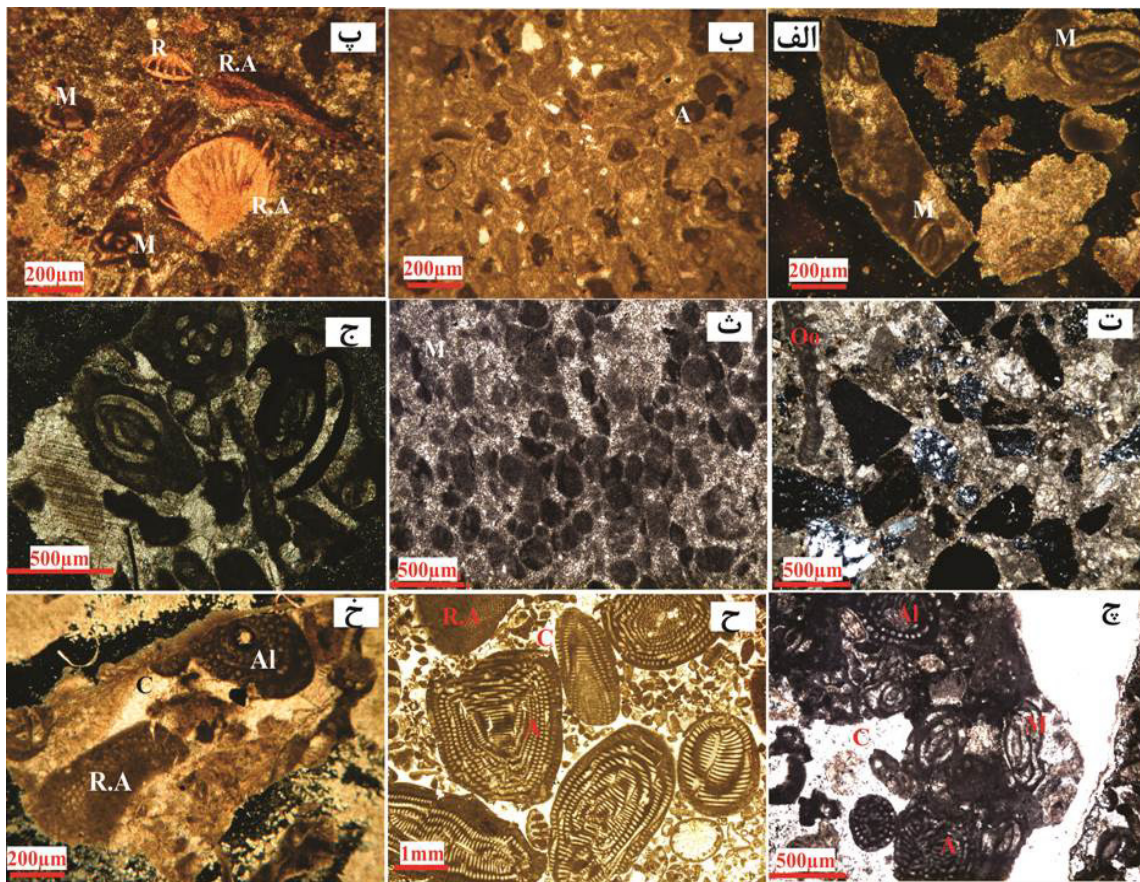
C4: Bentic foraminiferal grainstone
فرامینیفراهای بنتیک آلوئولینا (۱۵ درصد)، نومولیت (۱۰ درصد)، فلوسکولینا (۵ درصد) و روتالیا (۵ درصد) به همراه جلبک قرمز (۴ درصد) و اربیتولیتس (۱ درصد) به

شده و تنوع فونا با گوناگونی اندازه پوسته به ظاهر سبب کاهش جورشدگی شده است که البته ارتباطی با سطح انرژی ندارد.

همراهی فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز (آلوئولینا، فلوسکولینا) و هیالین (نومولیت و روتالیا) در ریزرخساره C4 نشان‌دهنده نزدیکی آن به دریای باز است. ریزرخساره‌های همانندی توسط وزیری‌مقدم و همکاران (۲۰۰۶) در حوضه زاگرس از پشته زیرآبی گزارش شده است. این ریزرخساره برابر RMF-26 در رده‌بندی فلوگل (۲۰۱۰) و کمربند رخساره‌ای شماره سه در رده بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) است.

است. در واقع این بافت بایمودال ناشی از به تله افتادن ذرات است و نشانگر کم بودن سطح انرژی نیست. این ریزرخساره در کمربند رخساره‌ای شماره سه باکستون و پدلی (۱۹۸۹) نهشته شده و هم‌ارز RMF-2 فلوگل (۲۰۱۰) است.

نکته‌ی در خور توجه کاهش جورشدگی از C1 به C3 است. در صورتی که انتظار می‌رود با توجه به نوع فوناها انرژی محیط از ریزرخساره C1 به C3 افزایش یابد. دلیل این مطلب افزایش تنوع فوناها از C1 به C3 است. در C1 غالب فوناها از نوع میلیولید است در صورتی که به سمت C3 آلوئولینا، دانه‌های پوشش‌دار و نومولیت نیز اضافه



شکل ۴. ریزرخساره‌های لاگون، پشته زیرآبی. الف) ریزرخساره B1 (میلیولید و کستون)؛ ب) تصویر PPL از ریزرخساره بیوکلاست پکستون دولومیتی شده (B2) که خرده‌های جلبک و تخلخل‌های میان دانه‌ای در آن پیداست؛ پ) ریزرخساره B3 که شامل میلیولید، جلبک قرمز و روتالیا است؛ ت) چرت در ریزرخساره B3؛ ث) ریزرخساره پلوئید گرینستون تا پکستون دولومیتی شده (B4)؛ ج) ریزرخساره میلیولید گرینستون (C1)؛ چ) ریزرخساره میلیولید آلوئولینا گرینستون (C2)؛ ح) ریزرخساره گرینستونی آلوئولینا و دانه‌های پوشش‌دار (C3) که جلبک قرمز از اجزای فرعی آن است؛ خ) ریزرخساره گرینستونی فرامینیفرهای بنتیک (C4). علائم اختصاری A (جلبک)، AI (آلوئولینا)، C (سیمان)، M (میلیولید)، Oo (اپرت‌اریتولیتس)، R (روتالیا)، R.A (جلبک قرمز)

E2: Nummulites-Opertorbitolites wackestone
نومولیت (۱۵ درصد)، اپرت‌اریتولیتس (۸ درصد)، خرده میلیولید (۳ درصد)، آلوئولینا ۲ درصد، جلبک قرمز (۲ درصد) و چرت ۲ درصد که در زمینه گل (۶۳ درصد) با پراکندگی بلورهای دولومیتی Planar-S (۵ درصد) قرار گرفته‌اند (شکل ۵پ)، اجزای این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند.

E3: Nummulites packstone to wackestone
در چاه B از حدود ۶۵ درصد نومولیت به همراه خرده‌های فسیلی تشکیل شده است که در زمینه ۳۰ درصد گل قرار گرفته‌اند (شکل ۵ت). نومولیت‌ها جورشدگی خوبی را نشان می‌دهند، اما آرایش نامنظمی دارند. بلورهای Planar-e دولومیت (۵ درصد) بر روی نومولیت‌ها تشکیل شده است. مرز نومولیت‌ها آثار فشردگی را نشان می‌دهند. در چاه D علاوه بر نومولیت، به ترتیب فراوانی میلیولید، اکینوید، فلوسکولینا، جلبک قرمز، روتالیا و بریوزوآ نیز دیده می‌شود و درصد گل به حدود ۲۰ می‌رسد. در برش هرندی و چاه C بافت به وکستون تغییر پیدا کرده و درصد گل به ۶۰ می‌رسد و چرت نیز دیده می‌شود (۱ درصد). در این دو برش هر چند از نظر بافتی گل فراوان است، اما خود دانه‌ها یکدست هستند (شکل ۵ث).

E4: Nummulites -Assilina floatstone
فونای غالب این ریزرخساره روزنداران کفزی بزرگ با دیواره هیالین (نومولیت و آسیلینا هستند که نومولیت (۲۳ درصد) به همراه آسیلینا (۸ درصد) و چرت (۱ درصد) در زمینه گل (۶۶ درصد) قرار گرفته‌اند (شکل ۵ج). نومولیت‌ها مسطح و اندازه آن‌ها از ۵۰۰ میکرون تا ۵ میلی‌متر متغیر است. نسبت فراوانی نومولیت‌های مسطح، کشیده و بزرگ به نومولیت‌های کوچک و تخم مرغی شکل ۱:۷ است. آثار شکستگی و خردشدگی در بایوکست‌ها دیده می‌شود و پوسته‌های خرد شده آن‌ها در زمینه پراکنده‌اند (شکل ۵چ).

E5: Nummulites -Operculina packstone
نومولیت (۳۰ درصد) و اپرکولینا (۱۵ درصد) (شکل ۵ح، خ) به همراه روتالیا، بریوزوآ و جلبک قرمز (۵ درصد) از اجزای این ریزرخساره هستند.

۴-۱-۴- ریز رخساره‌های ریف کربناته (D)

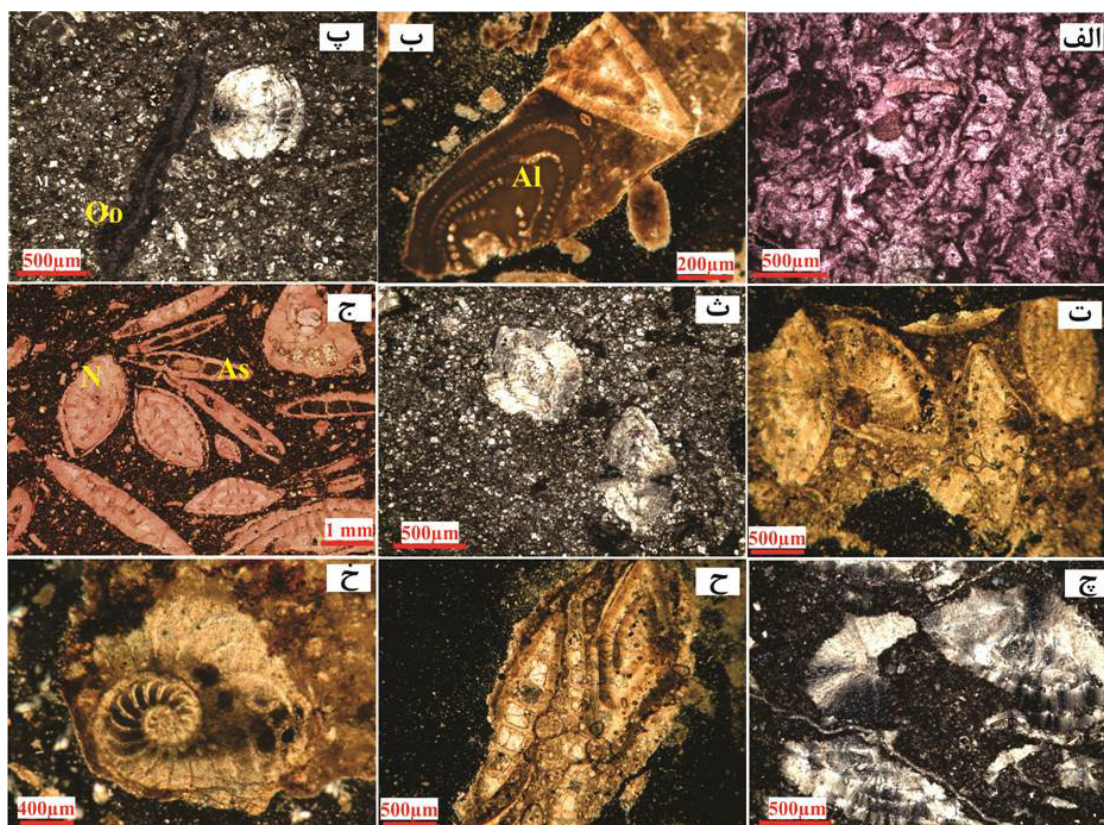
D: Coral boundstone
این ریزرخساره از قطعات مرجان تشکیل شده است که همراه آن نومولیت، جلبک قرمز، آلوئولینا، روتالیا، بریوزوآ و اکینودرم دیده می‌شود (شکل ۵الف). این ریزرخساره در مجموع ۴ متر ستبرا داشته و تنها در چاه‌های C و D دیده می‌شود. این ریزرخساره برابر RMF-12 در رده بندی فلوگل (۲۰۱۰) و در کمربند رخساره‌ای شماره شش در رده بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) تشکیل شده است.

تفسیر: مجموعه زیستی نشانگر محیطی در زون نوری با گردش متوسط (فلوگل، ۲۰۱۰) تا بالای آب است. پیروس و همکاران (۲۰۱۰) در نهشته‌های اتوسن پیرنه باختری در اسپانیا این ریزرخساره را به رمپ میانی نسبت داده است. قنبرلو و همکاران (۱۳۹۶) نیز در سازند شهبازان آن را به زیر قاعده امواج عادی نسبت داده‌اند. در پژوهش کنونی با توجه به میزان سیمان کلسیت اسپاری این ریزرخساره به بالای سطح امواج عادی در مرز بین پشته زیرآبی و محیط دریایی نسبت داده شده است. انباشت گونه‌های چسبنده فرامینیفر مانند روتالیا به همراه موجودات پوسته‌ساز^۱ مانند جلبک‌ها و بریوزوآ‌ها که نقش تثبیت کننده رسوب را بر عهده داشتند، نشان می‌دهد که کلنی‌سازی موجودات چندان سرشار از اندام‌های اسکلت‌ساز و چهارچوب‌ساز نبوده و این کلنی‌ها به طور محلی با هم بصورت هم‌زیست تجمع داشتند. به دیگر سخن، ریف‌های سدی با موجودات چهارچوب‌ساز وجود نداشتند. گسترش محلی و نبود آن در هفت برش از میان نه برش بررسی شده نشانگر این موضوع است.

۴-۱-۵- ریز رخساره‌های دریای باز (E)

E1: Alveolina-Nummulites floatstone
در این ریزرخساره آلوئولینا با فراوانی ۳۰ درصد و نومولیت با فراوانی ۲۰ درصد حجم اصلی دانه‌ها را تشکیل می‌دهند (شکل ۵ب) که اندازه آن‌ها از ۲ میلی‌متر بزرگ‌تر است. از دیگر دانه‌های همراه به ترتیب فراوانی روتالیا، اریتولیتس، فلوسکولینا، اکینوید و جلبک قرمز است. میزان گل بین ۳۰ تا ۳۵ درصد متغیر است. در چاه C تراکم فیزیکی بین نومولیت‌ها سبب ایجاد همبری دندان‌های میان آن‌ها شده است.

¹ encrusters



شکل ۵. ریزرخساره‌های ریف و دریای باز. الف) ریزرخساره کورال باندستون (D)؛ ب) ریزرخساره آلوتولینا- نومولیت فلوتستون (E1)؛ پ) ریزرخساره وکستونی نومولیت - اپرت‌اریبتولیتس (E2) با بلورهای پراکنده دولومیت در زمینه؛ ت) ریزرخساره نومولیت پکستون (E3) در چاه D که آثار فشردگی در مرز نومولیت‌ها را نیز نشان می‌دهد؛ ث) ریزرخساره نومولیت وکستون (E3) در برش هرنندی با بلورهای پراکنده دولومیت در زمینه؛ ج) ریزرخساره نومولیت - آسیلینا فلوتستون (E4)؛ چ) شکستگی نومولیت‌ها در ریزرخساره E4. ح (ریزرخساره نومولیت - اپرکولینا پکستون (E5)؛ خ) اپرکولینا در ریزرخساره E5. علائم اختصاری Al (آلوتولینا)، As (آسیلینا)، C (سیمان)، M (میلیولید)، N (نومولیت)، Oo (اپرت اریبتولیتس)

۱۹۹۷؛ هوهنگر و همکاران، ۱۹۹۹؛ گیل، ۲۰۰۰؛ بیوینگتون-پنی و راسی، ۲۰۰۴). مجموعه فسیلی همراه (روتالیا و جلبک قرمز) نیز عمق کم منطقه نورگیر را نشان می‌دهد. تفسیرهای متفاوتی در رابطه با این ریزرخساره ارائه شده است. نبلسیک و همکاران (۲۰۰۱)؛ وزیرمقدم و همکاران (۲۰۰۶) و طاهری و همکاران (۲۰۰۸) این ریزرخساره را با عنوان لاگون تفسیر کرده‌اند. از سوی دیگر آدابی و همکاران (۲۰۰۸) و خطیبی مهر و آدابی (۲۰۱۴) بیان نموده‌اند که از آنجا که آلوتولین و نومولیت در محیط‌های متفاوتی زندگی می‌کنند، آلوتولین‌ها به ریزرخساره دارای نومولیت انتقال یافته‌اند و محیط این ریزرخساره را محیط بسیار کم عمق با انرژی کم تا متوسط در رمپ داخلی در نظر گرفته‌اند. ملکی و همکاران (۱۳۸۴) همراهی آلوتولینا و نومولیت را در

تفسیر: گرچه فرامینیفرها محدوده گسترده‌ای از محیط‌های پلاتفرم را پوشش می‌دهند اما پخش آن‌ها با عواملی مانند نور و جنس بستر کنترل می‌شود. بنابراین، فرامینیفرها بهترین نشانگرهای محیط‌های دیرینه هستند (گیل، ۲۰۰۰). فرامینیفربهایی که در محیط‌های کم عمق متأثر از امواج زندگی می‌کنند، پوسته‌های ستبر تخم‌مرغی شکل دارند (کاهش قطر به ستبر). در حالی که در اعماق بیشتر، نسبت قطر به ستبرای پوسته افزایش یافته (پوسته‌های مسطح) و دیواره‌ها نازک می‌شوند که نشان دهنده کاهش نور و انرژی آب است (هالوک، ۱۹۷۹؛ هالوک و گلن، ۱۹۸۶؛ بیوینگتون-پنی، ۲۰۰۲).

در ریزرخساره E1 وجود آلوتولینا بخش‌های کم عمق و شور و نومولیت دریای باز را نشان می‌دهد (هوتینگر،

در ریزرخساره E3 نومولیت‌ها به خوبی حفظ شده و بدون اثرات ساییدگی و جابجایی هستند که نشانگر ته‌نشست برجای آن‌هاست. نبود جلبک‌های قرمز نشان از عمق بیش‌تر نسبت به E2 دارد. هر چند جورشدگی خوب آن‌ها نشان از کاهش چشمگیر انرژی نسبت به E2 ندارد. این ریزرخساره به محیط رمپ میانی زیر قاعده امواج عادی نسبت داده شده که در آنجا نومولیت‌ها فراوانند (آیگنر، ۱۹۸۵). تفسیر همانندی توسط خطیبی مهر و معلمی (۱۳۸۸) و محسنی و همکاران (۲۰۱۶) برای سازند جهرم، پیروس و همکاران (۲۰۱۰) برای رخساره‌های ائوسن پیرنه شرقی، صادقی و همکاران (۲۰۱۱) برای سازند آسماری و خطیبی مهر و آدابی (۲۰۱۴) برای سازند زیارت (ائوسن - البرز) ارائه شده است. گل پش‌تیبیان بودن ریزرخساره E3 در برش هرنندی و برش C نشان‌دهنده شرایط کم انرژی‌تر در این دو برش نسبت به برش‌های دیگر است. حسین‌زاده و همکاران (۱۳۹۳) از سازند جهرم، بیوینگتون-پنی و همکاران (۲۰۰۶) برای سازند Seeb با سن ائوسن میانی در عمان و آدابی و همکاران (۲۰۰۸) در سازند تله‌زنگ، آن را به محیط کم انرژی، کم عمق (زیر قاعده امواج عادی) نسبت داده‌اند که به صورت دوره‌ای در محیطی با انرژی بالا قرار گرفته است. ریزرخساره E3 برابر RMF-7 در رده بندی فلوگل (۲۰۱۰) و کمربند رخساره‌ای شماره هفت در رده بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) است.

گرچه جنس آسیلینا در ریزرخساره E4 در آب‌های امروزه دیده نمی‌شود، اما نومولیت‌های زنده با ابعاد مشابه و پوسته‌های تخت در آب‌های کنونی تا عمق ۱۵۰ متری نیز دیده می‌شوند (ریس و هوتینگر، ۱۹۸۴؛ هوهنگر، ۲۰۰۰) و شاخص محیط‌های لیگوترافی دریای باز است (گیل، ۲۰۰۰). در واقع آسیلینا نسبت به نومولیت در اعماق بیش‌تری یافت می‌شود (راسی، ۱۹۹۴؛ باسی، ۱۹۹۸؛ لوترباچر، ۱۹۹۸). اندازه متغیر نومولیت‌ها نشانگر نابرجایی نومولیت‌های کوچک اندازه است (بیوینگتون-نی و راسی، ۲۰۰۴). سوگیری دانه‌ها در این ریزرخساره نشان‌دهنده نهشت در منطقه‌ای است که زیر تاثیر جریان‌ها و امواج قرار گرفته است. خرد شدگی پوسته نومولیت‌ها نیز موید آشفستگی است. ترکیبی از زمینه گلی و درجات بالای خرد شدگی ذرات، ممکن است نشان دهنده برگشتگی بافتی باشد که می‌تواند در محیطی کم

سازند جهرم دلیلی بر نبود سد قابل توجه دانسته‌اند. پژوهشگران بر این باورند همراهی نومولیت‌ها و آلئولین در کنار دانه‌پش‌تیبیان بودن این ریزرخساره نشان‌دهنده نهشت در محیط امواج است. این ریزرخساره برابر RMF-13 در رده‌بندی فلوگل (۲۰۱۰) و کمربند رخساره‌ای شماره هفت در رده بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) است. در ریزرخساره E2 که تنها در برش هرنندی دیده می‌شود، نومولیت شاخص دریای باز است و اپرت اربیتولیتس با پوسته پورسلانوز به محیط‌های کم عمق (کمتر از ۲۰ متر) تعلق دارد (موری، ۱۹۷۳؛ ریس و هوتینگر، ۱۹۸۴) همراهی آلئولینا با اپرت اربیتولیتس نیز یک محیط کم عمق و نسبتاً کم انرژی را نشان می‌دهد (ریس و هوتینگر، ۱۹۸۴؛ ازگن اردم، ۲۰۰۸). ملکی و همکاران (۱۳۸۴) این ریزرخساره را از سازند جهرم در خاور شیراز گزارش و آن را به بخش‌های کم عمق پلاتفرم نسبت داده‌اند. میرزایی محمودآبادی و افقه (۱۳۸۸) نیز این ریزرخساره در سازند جهرم را متعلق به لاگون دانسته و حضور نومولیت را به نبود یک سد بزرگ میان دریا و لاگون نسبت داده‌اند. با این حال، در پژوهش کنونی فراوانی نومولیت امکان انتقال این حجم از نومولیت را از دریای باز به لاگون رد می‌کند. اندازه کوچک (۵۰۰ میکرون) و شکل تخم‌مرغی نومولیت‌ها نشان‌دهنده محیط کم عمق است (هوتینگر، ۱۹۹۷؛ هوهنگر و همکاران، ۱۹۹۹؛ گیل، ۲۰۰۰؛ بیوینگتون-پنی و راسی، ۲۰۰۴). فراوانی گل و نبود ساختارهای رسوبی نشان می‌دهد که در محیط کم انرژی نهشته شده‌اند (شول و آلمر شول، ۲۰۰۶). فابریک درهم^۱ نشان می‌دهد گاهی زیر تاثیر فرایندهای پر انرژی قرار گرفته است (آدابی و همکاران، ۲۰۰۸)، اما این جریان‌ها آنقدر قوی نبوده‌اند تا گل کربناته را شسته و دور کنند. با این اوصاف محیط نزدیک به قاعده امواج عادی در بخش‌های بالایی رمپ میانی، محیط همخوان با شرایط یاد شده است که با شرایط محیطی برای اپرت اربیتولیتس همخوان نیست. پژوهشگران بر این باورند که اپرت اربیتولیتس می‌تواند از بخش‌های بالایی (ریزرخساره B3) به داخل این ریزرخساره حمل شده باشد. ریزرخساره E2 برابر کمربند رخساره‌ای شماره هفت در رده بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) است.

¹ Chaotic fabric

در خاور منطقه مورد پژوهش گسترش بیش‌تری داشته‌اند. به جز محدوده چاه B که محیط لاگون را نشان می‌دهد، توزیع این محیط نیز مانند محیط کسندی به خاور منطقه مطالعاتی محدود می‌شود (شکل ۸ب). در مقابل توزیع پشته زیر آبی (شکل ۸پ) و دریای باز به باختر (به ویژه اطراف چاه C) و جنوب (برش هرندی) محدود می‌شود (شکل ۸ت). باید توجه داشت که افزایش بالای رخساره‌های دریای باز در باختر محدوده مورد پژوهش در چاه C تنها به صورت محلی بوده و با توجه به مطالعات عبدی (۱۹۸۶) و حسن‌زاده نعمتی (۱۳۹۳) (برای جایگاه برش‌ها شکل ۲الف را ببینید) که محیط سازند شهبازان را در شمال و خاور چاه C کسندی و لاگونی شناسایی کرده‌اند، به نظر می‌رسد که در محدوده چاه C تنها یک عمیق شدگی محلی اتفاق افتاده و یک حوضه درون سلفی کوچک تشکیل شده باشد. با توجه به وجود لایه‌های هم‌سان با سازند شهبازان در میانه سازند پابده در چاه C نقش گسل‌ها در این زمینه پررنگ به نظر می‌رسد که با توجه به تکتونیک پویای زاگرس دور از ذهن نیست (بربریان، ۱۹۹۵؛ سپهر و کاسگروف، ۲۰۰۴؛ هومک، ۲۰۱۰).

۴-۲- مدل رسوبی

جایگاه تکتونیکی حوضه زاگرس در طی پالئوژن یک حوضه پیش‌خشکی^۲ بوده است (بربریان، ۱۹۹۵؛ الشهران و نارین، ۱۹۹۹). این حوضه با آغاز برخورد میان صفحه ایرانی و عربی در اواخر کرتاسه در شمال‌غربی زاگرس ساخته شده است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ گلنکا، ۲۰۰۰) و با توالی رسوبی به سمت بالا کم عمق شونده متشکل از پلاژیک‌های سازند گورپی، توربیدیت‌های سازند امیران، توالی کربناته - آواری تله‌زنگ و در نهایت آواری‌های سازند کشکان پر شده است (هومک، ۲۰۰۹؛ سائورا و همکاران، ۲۰۱۱ و ۲۰۱۵). پس از آن پلاتفرم کربناته شهبازان و آسماری گسترش یافته است. بنابراین، علیرغم جایگاه تکتونیکی - رسوبی پلاتفرم کربناته شهبازان در مجاورت کمربند رانده زاگرس (به عنوان thrust-top حوضه پیش بوم زاگرس) و مستعد بودن آن برای تشکیل پلاتفرم کربناته از نوع شلف حاشیه‌دار (بوسنس، ۲۰۰۵)، جایگاه thrust-top حوضه پیش بوم با

انرژی که به صورت اتفاقی تحت تأثیر امواج شدید قرار گرفته روی دهد، طوری که انرژی امواج در حدی باشد که سبب خردشدگی دانه‌ها شود، اما آنقدر قوی نباشد که سبب شستن گل گردد (گیلهام و بریستو، ۱۹۹۸). طاهری و همکاران (۲۰۰۸). در سازند جهرم شرایط تشکیل این ریزرخساره را دریای باز و آشفتگی متوسط می‌دانند. باسی (۱۹۹۸) این ریزرخساره را در نهشته‌های ائوسن پسین شمال ایتالیا به قاعده رمپ میانی و بخش بالایی رمپ بیرونی نسبت داده است. این ریزرخساره برابر RMF-7 در رده بندی فلوگل (۲۰۱۰) و کمربند رخساره‌ای شماره هفت در رده‌بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) است.

اپرکولینا در ریزرخساره E5 مشخصه دریای باز (اعماق ۱۵ تا ۱۵۰ متری) بوده و روی بستر لخت بدون پوشش زندگی می‌کند. حضور آن نشان‌دهنده عمق بیش‌تر نسبت به نومولیت است در واقع به ترتیب عمق نومولیت، آسلینا، دیسکوسیکلینا و اپرکولینا یافت می‌شوند (گیل، ۲۰۰۰). حسین‌زاده و همکاران (۱۳۹۳) تجمع ریزرخساره زیستی دارای اپرکولینا و نومولیت را نشانگر رسوب‌گذاری در آب‌های باز و عمیق دانسته‌اند. خطیبی مهر و معلمی (۱۳۸۸) این ریزرخساره را در سازند جهرم به رمپ بیرونی زیر خط اثر امواج طوفانی نسبت داده‌اند. این ریزرخساره برابر RMF-5 در رده بندی فلوگل (۲۰۱۰) و کمربند رخساره‌ای شماره هفت در رده بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) است.

چکیده درصد هر یک از ریزرخساره‌ها در برش‌های مورد بررسی در جدول ۱ آورده شده است. نحوه محاسبه به این صورت بوده است که ستبرای هر ریزرخساره در هر برش به ستبرای کل برش یادشده تقسیم و حاصل به درصد محاسبه شده است.

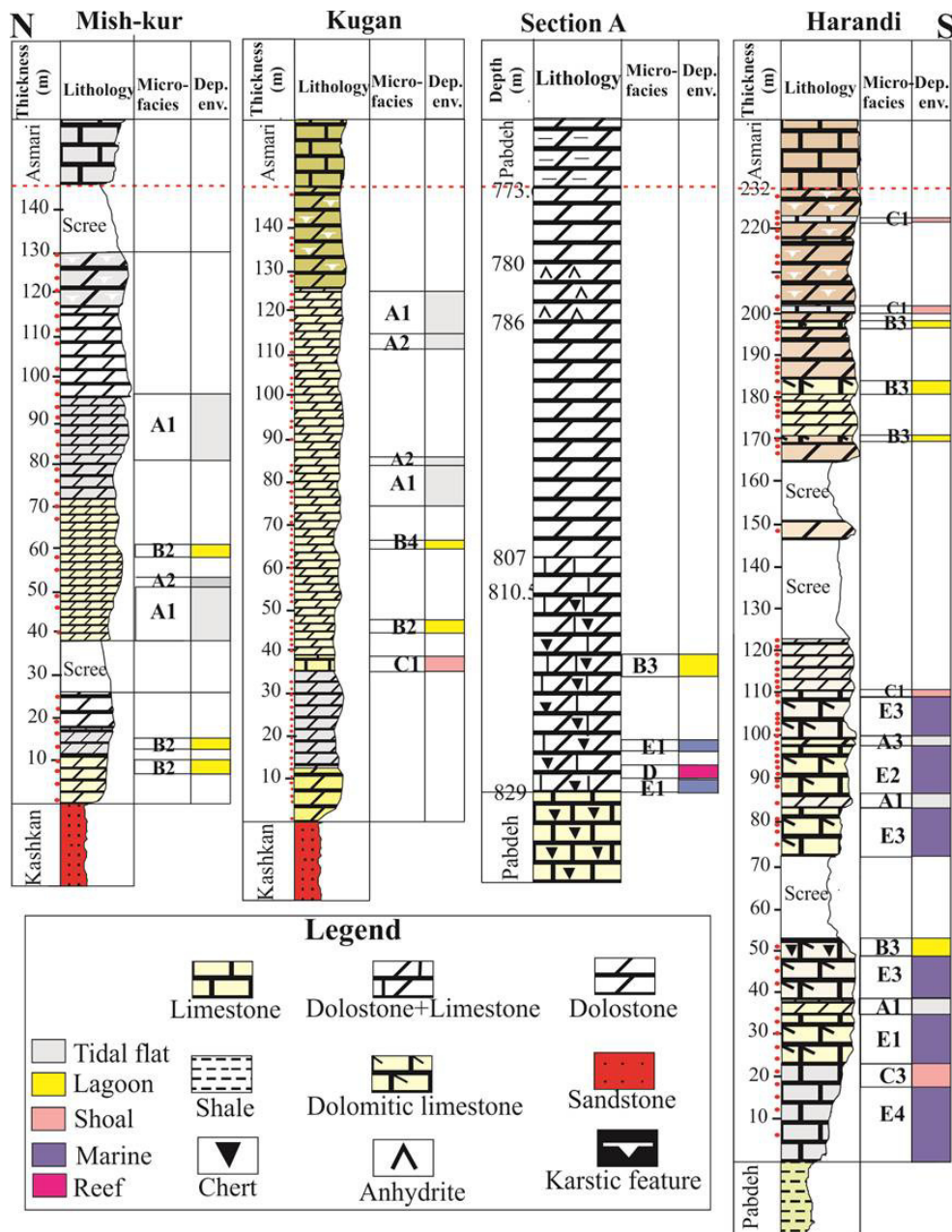
پخش ریزرخساره‌ها و کمربندهای رخساره‌ای در امتداد شمالی - جنوبی (شکل ۶) و خاوری - باختری (شکل ۷) محدوده مورد پژوهش نشان می‌دهد که به سمت جنوب و باختر شرایط دریایی و به سمت خاور و شمال لاگون و پهنه کسندی چیره بوده است.

در شکل ۸ نقشه پخش محیط‌های رسوبی بر پایه مجموع درصد ریزرخساره‌های هر محیط در هر برش ارائه شده است. این شکل نیز نشان می‌دهد که محیط‌های کسندی (شکل ۸الف) شامل بالای پهنه کسندی و میان کسندی

² Foreland

همکاران، ۲۰۱۰). افزایش CO₂ در دریاها باعث اسیدی شدن اقیانوس و انحلال ریف‌های مرجانی آراگونیتی و افزایش فرامینفرهای کلسیتی هتروزوئن شده است که با شرایط محیطی همخوانی بیشتری داشته‌اند (شبینر و همکاران، ۲۰۰۵؛ شبینر و اسپیجر، ۲۰۰۸؛ پیروس و همکاران، ۲۰۱۰). شرایطی که در سازند شهبازان در محدوده مورد پژوهش نیز دیده شد.

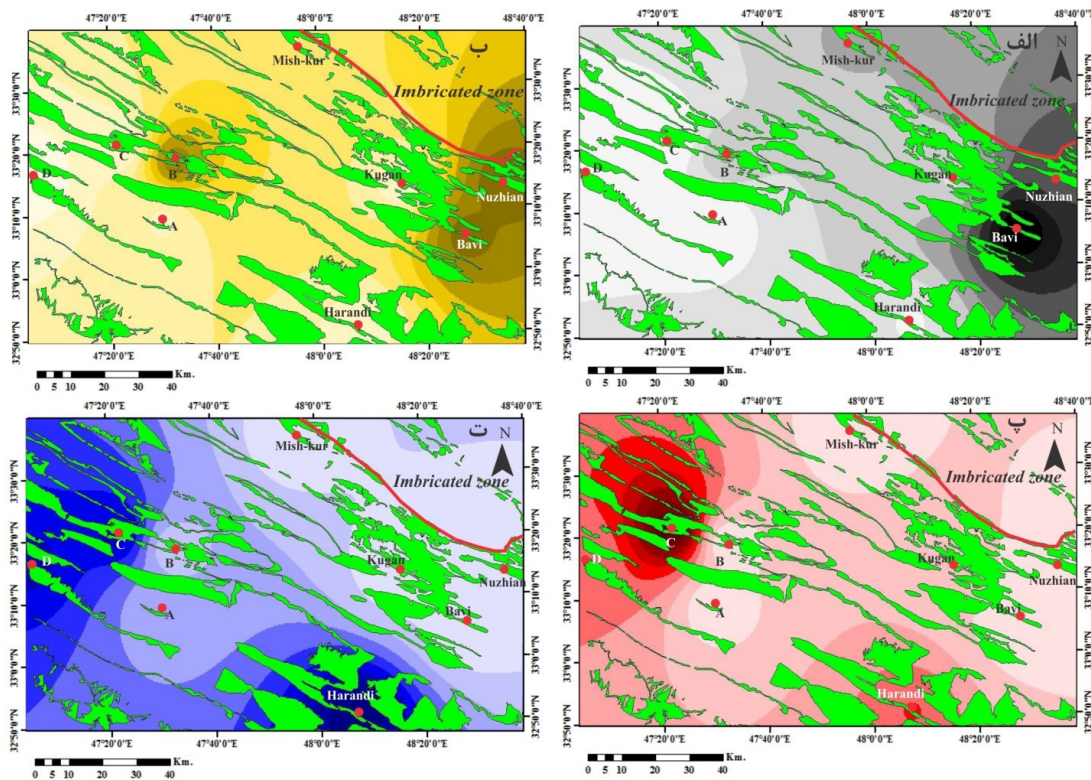
سازند کاشکان پر شده است. عاملی که افزون بر جایگاه تکتونیکی - رسوبی، برای مدل رسوبی سازند شهبازان موثر بوده است، شرایط جهانی آب و هوایی در ائوسن است. در ائوسن پیشین تا میانی مقدار CO₂ در اتمسفر به میزان میانگین ۹۰۰ ppmv (زاخوس و همکاران، ۲۰۰۱ و ۲۰۰۸) افزایش یافته است که با افزایش جهانی دما همراه بوده به طوری که این افزایش در ۱۰۰ میلیون سال پایانی بی‌سابقه بوده است (زاخوس و همکاران، ۲۰۰۱؛ پیروس و



شکل ۶. پخش ریزرخساره‌ها و نوع محیط رسوبی در برش‌های عمود بر راستای زاگرس (شمالی - جنوبی)

که محیط رسوب‌گذاری سازند شهبازان در ائوسن میانی ابتدا یک شلف باز بوده است که دلیل افزایش تولید رسوب در ائوسن پسین به رمپ هموکلینال تبدیل شده است. فراوانی اجزا زیستی بویژه گونه‌هایی که تمایل بیشتری به زندگی در منطقه نورگیر دارند و تنوع گونه‌ها و جنس‌ها در منطقه مورد بررسی تولید بالای رسوب در کارخانه تولید کربنات (اشلاگر، ۲۰۰۵) را توجیه‌پذیر می‌نماید.

نعمتی (۱۳۹۲) نیز در بخش میانی پهنه لرستان به محیط کشندی برای سازند شهبازان اشاره کرده‌اند. از سوی دیگر، قنبرلو و همکاران (۱۳۹۶) با بررسی سازند شهبازان در چاه شماره ۳ میدان نفتی قلعه نار واقع در فروافتادگی دزفول شمالی به هر دو محیط رمپ و شلف باز برای سازند شهبازان اشاره کرده‌اند. میدان نفتی قلعه نار در مجاورت گسل پیشانی کوهستان و گسل بالارود و برش هرندی قرار دارد (شکل ۲الف). آن‌ها بیان نمودند



شکل ۸. گسترش کمربندهای رخساره‌ای معرفی شده در محدوده مورد مطالعه که بر مبنای درصد ریزرخساره‌ها رسم شده‌اند. بخش‌های سبز رنگ گسترش سازند آسماری- شهبازان را نشان می‌دهد. روند تیره‌تر شدن در نقشه‌های هم‌ارزش (پس زمینه شکل) نشانگر افزایش درصد فراوانی ریزرخساره‌های مربوط به آن کمربند رخساره‌ای است. الف) محیط کشندی؛ ب) لاگون؛ پ) پشته زیرآبی و ت) دریای باز

در این پژوهش سن سازند شهبازان در چاه A ائوسن پسین (جلالی، ۱۹۷۱)، در چاه B ائوسن میانی (کلانتری، ۲۰۱۳)، در چاه C ائوسن میانی (اختری، ۱۳۸۹)، در چاه D ائوسن میانی (جلالی و مقدم، ۱۹۷۵)^۱ و در برش هرندی ائوسن میانی تا پسین (بارتونین - پریابونین، عبدالنیا و همکاران، ۱۳۹۵) شناسایی شده است. بنابراین

در این پژوهش سن سازند شهبازان در چاه A ائوسن پسین (جلالی، ۱۹۷۱)، در چاه B ائوسن میانی (کلانتری، ۲۰۱۳)، در چاه C ائوسن میانی (اختری، ۱۳۸۹)، در چاه D ائوسن میانی (جلالی و مقدم، ۱۹۷۵)^۱ و در برش هرندی ائوسن میانی تا پسین (بارتونین - پریابونین، عبدالنیا و همکاران، ۱۳۹۵) شناسایی شده است. بنابراین

^۱ سن سازند در برش‌های A، B و D از پالتولاگ چاه‌ها از فایل منتشر نشده مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران استخراج شده است.

پخش ریزرخساره‌ها در این پژوهش (شکل ۸) نشان می‌دهد شیب حوضه از شمال خاور به سمت جنوب باختر بوده است. رمپ داخلی ریزرخساره‌های پهنه کشندی (A)، لاگون (B)، پشته زیرآبی (C)، ریزرخساره ریف (D) و E1 از دریای باز را شامل می‌شود. در رمپ میانی که مرز قاعده امواج عادی و قاعده امواج طوفانی را در بر می‌گیرد، ریزرخساره‌های دریای باز (E2، E3) و در انتهای رمپ میانی ریزرخساره E4 را شامل می‌شود. ریزرخساره E5 در رمپ بیرونی زیر قاعده امواج طوفانی نهشته شده‌اند (شکل ۹). نحوه توزیع فرامینیرها بر روی پلاتفرم کربناته با مدل راسی (۱۹۹۴) برای رمپ‌های کربناته ائوسن همخوانی دارد.

همین گسل است (بربریان، ۱۹۹۵؛ سپهر و کاسگروف، ۲۰۰۴) که همگام با افزایش شیب حوضه و توسعه شلف باز است. جایگاه قرارگیری برش قلعه نار در مطالعه قنبرلو و همکاران (۱۳۹۶) نسبت به برش هرنندی که تقریباً هم‌راستای آن است، نقش این گسل را که در اواخر کرتاسه همزمان با آغاز برخود صفحه عربی و ایرانی فعال شده است (سپهر و کاسگروف، ۲۰۰۴) پررنگ می‌کند. بر پایه مطالب گفته شده، می‌توان نتیجه‌گیری کرد که محدوده مورد پژوهش در بخش رمپ پلاتفرم کربناته ائوسن میانی - پسین زاگرس در شمال خاوری پهنه لرستان گسترش داشته و به سمت فروافتادگی دزفول عمیق شدگی رُخ داده است (رمپ با انتهای پرشیب) و در فروافتادگی دزفول شلف باز گسترش داشته است. نحوه

جدول ۱. درصد فراوانی هر یک از ریزرخساره‌ها در برش‌های بررسی شده

	میش	کوگان	نوزیان	باوی	هرندی	A	B	C	D
A1	۲۶/۸	۱۳/۳	۴۶/۴	۸۱/۲۵	۱/۶	۰	۲۷/۷	۰	۰
A2	۱/۶	۳/۳	۶	۰	۱/۱	۰	۰	۰	۰
A3	۰	۰	۰	۰	۱/۱	۰	۰	۰	۰
B1	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱۷/۵	۰	۰
B2	۸/۱	۲	۱۶/۷	۱۸/۷۵	۰	۰	۰	۰	۰
B3	۰	۰	۰	۰	۲/۷	۰	۰	۱/۴	۰
B4	۰	۱/۳	۳/۶	۰	۰	۰	۰	۰	۰
C1	۰	۲	۰	۰	۲/۲	۰	۰	۱۳	۳
C2	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۲۲	۰
C3	۰	۰	۰	۰	۲/۲	۰	۰	۰	۰
C4	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۷	۰
D	۰	۰	۰	۰	۰	۱/۸	۰	۳/۱	۰
E1	۰	۰	۰	۰	۰	۳/۶	۰	۶/۵	۱۷/۲
E2	۰	۰	۰	۰	۱۱/۹	۰	۰	۰	۰
E3	۰	۰	۰	۰	۱۶/۸	۰	۱/۳	۰/۷	۱۹/۸
E4	۰	۰	۰	۰	۹/۸	۰	۰	۰	۰
E5	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۲/۵	۰

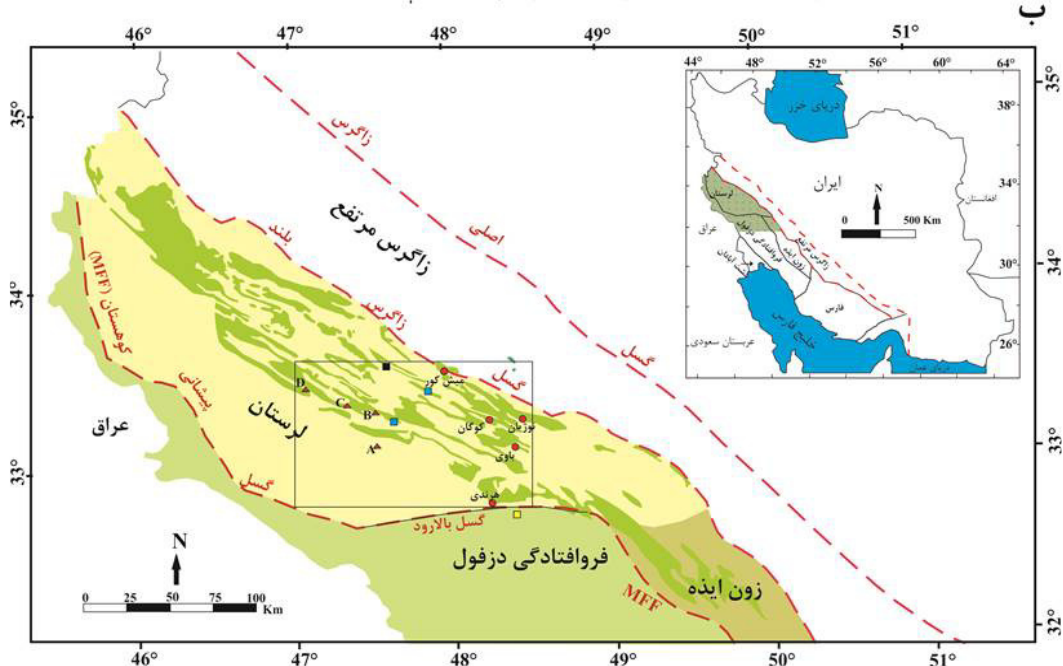
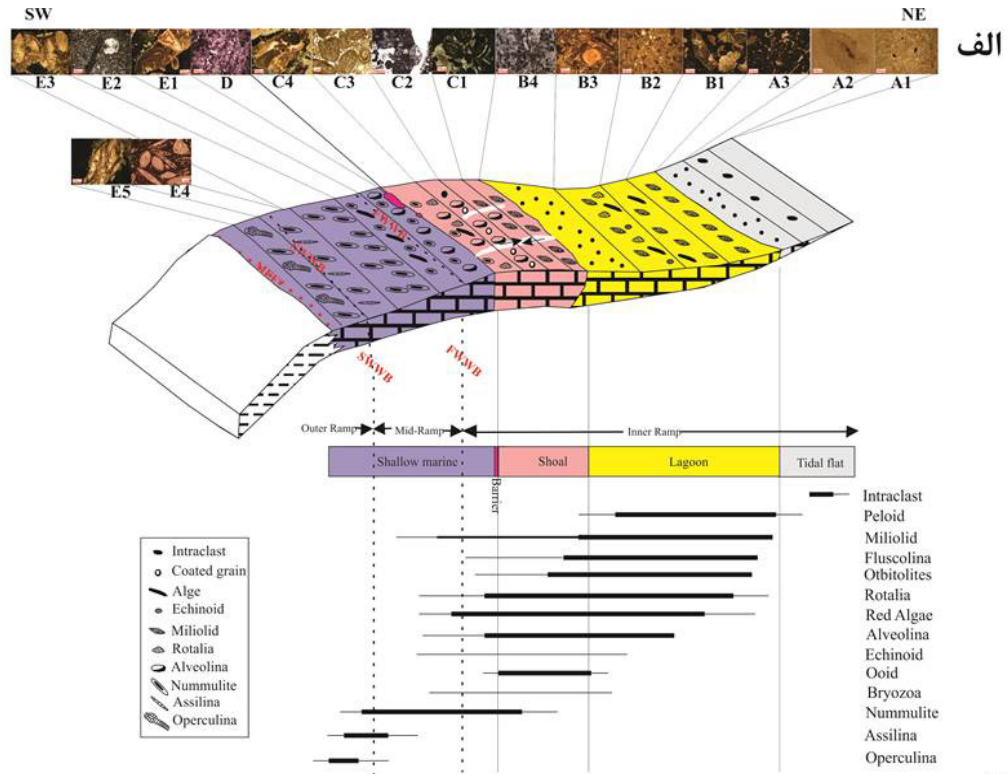
ب) بر پایه بررسی‌های انجام شده، ۱۷ ریزرخساره در نه برش مطالعه شده شناسایی شد که در پنج کمربند رخساره‌ای کشندی، لاگونی، پشته زیرآبی، ریف و دریای باز قرار می‌گیرند. کمربندهای رخساره‌ای کشندی و لاگون در شمال و خاور محدوده مورد پژوهش توسعه داشته‌اند. در حالی که پشته زیرآبی و دریای باز در جنوب و در باختر محدوده مورد پژوهش دیده می‌شوند.

۵- نتیجه‌گیری

بر پایه مطالب گفته شده، یافته‌های به دست آمده، بر پایه بررسی‌های میدانی و پتروگرافی سازند شهبازان، به شرح زیر خلاصه می‌شود. الف) در بخش‌های شمالی پهنه لرستان سازند شهبازان بیش‌تر دولومیتی است، در حالی که به سمت جنوب ستبرای سازند افزایش یافته و میان لایه‌های بسیاری از سنگ آهک در آن دیده می‌شود.

بر همین پایه، مدل رمپ در محدوده مطالعاتی برای سازند شهبازان پیشنهاد شده است. نحوه پخش ریزرخساره‌ها نشان می‌دهد که سوی شیب رمپ از شمال خاور به سمت جنوب باختر بوده است.

پ) در محدوده مورد مطالعه گسترش ناچیز ریف که تنها به چند متر محدود می‌شود و نبود پشته ستیر، مدل شلف لبه‌دار را رد می‌کند. نبود رخساره‌های توربیدیتی نیز وجود شلف باز را در محدوده مورد بررسی رد می‌کند.



شکل ۹. شکل شماتیک (بدون مقیاس) محیط رسوبی رمپ کریناته سازند شهبازان در پهنه لرستان و توزیع ریزرخساره‌های معرفی شده. نحوه پخش دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی نیز ارائه شده است. FWWB قاعده امواج عادی، SWWB قاعده امواج طوفانی، MFF گسل پیشانی کوهستان و نماد شیل مشخصه سازند پابده است.

سپاسگزاری

از گروه زمین‌شناسی دانشگاه بوعلی‌سینا برای تامین بخشی از هزینه‌ها در قالب پژوهانه به نویسنده دوم و از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت برای تهیه برش‌های نازک و در اختیار نهادن داده‌های چاه‌ها سپاسگزاری می‌شود. پژوهشگران از نکته‌سنجی و صرف وقت ارزشمند داوران گرامی که به رفع کاستی‌ها و بهتر شدن کیفیت مقاله کمک فراوانی نموده است، سپاسگزاری می‌نمایند.

منابع

- پیریایی، ع. ر.، فیضی، ا.، صوفیانی، ح.، همت، س.، معتمدی، ب (۱۳۹۳) پالئوژئوگرافی نهشته‌های ترشیاری زاگرس. گزارش داخلی مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت، شماره GR-2362، ۲۰۷ صفحه.
- حسن‌زاده نعمتی، م (۱۳۹۳) مطالعه پتروگرافی و دیاژنز سازند شهبازان بین معمولان و پیل دختر در استان لرستان. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه بوعلی‌سینا، ۱۳۲ ص.
- حسین‌زاده، م.، معلمی، ع.، دانشیان، ج (۱۳۹۳) چینه‌نگاری سنگی، ریز رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند چهارم باختر و شمال باختر بندرعباس در جنوب ایران. مجله پژوهش نفت، شماره ۸۲، ۱۱۷-۱۰۳.
- خطیبی‌مهر، م.، معلمی، ع (۱۳۸۸) مقایسه تاریخچه رسوبگذاری سازندهای چهارم (زاگرس) و زیارت (البرز) بر مبنای فرامینفرهای بنتیک. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، شماره نهم، صفحات ۱۰۲-۸۷.
- زارع، م.، وزیری‌مقدم، ح.، طاهری، ع.، غبیشاوی، ع (۱۳۹۴) ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکاسی سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه، شمال دهدشت، زاگرس. دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۳، شماره ۵، ۲۸-۱۲.
- عبدل‌نیا، ا.، مغفوری‌مقدم، ا.، باغبانی، د (۱۳۹۵) چینه‌نگاری سازند شهبازان در حوضه لرستان. علوم زمین، شماره ۱۰۳، ۱۶۸-۱۵۷.
- عبدی، ا (۱۳۸۶) ژئوشیمی و محیط رسوبی نهشته‌های کربناته سازند شهبازان در برش شبیخون (شمال خرم‌آباد) و مقایسه آن با برش دارابی (شمال کوه‌دهشت). پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه شهید بهشتی، ۷۹ ص.
- قنبرلو، ح.، وزیری‌مقدم، ح.، صیرفیان، ع.، طاهری، ع.، رحمانی، ع (۱۳۹۶) ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند شهبازان
- در چاه شماره ۳ میدان نفتی قلعه نار، جنوب‌غرب لرستان. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۱۱، شماره ۴۱، ۷۸-۶۳. کلنات، ب.، وزیری‌مقدم، ح.، وحیدی‌نیا، م (۱۳۹۳) مقایسه چینه‌نگاری سکاسی و محیط رسوبی سازند آسماری در نواحی فارس، خوزستان و لرستان از حوضه زاگرس. نشریه رخساره‌های رسوبی، شماره ۷، ۱۲۴-۱۰۷.
- میرزایی محمودآبادی، ر.، افقه، م (۱۳۸۸) محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکاسی سازندهای ساچون و جهرم در منطقه ی شیراز. نشریه زمین‌شناسی ژئوتکنیک، سال ۵، شماره ۱، ۷۵-۵۹.
- مطیعی، ه (۱۳۷۴) زمین‌شناسی نفت زاگرس (جلد اول و دوم). طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ۱۰۱۰ ص.
- مغفوری‌مقدم، ا.، نصیری، ی.، فروزنده، س.، خ.، صحرایی، م.، روز پیکر، ا (۱۳۹۵) ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکاسی نهشته‌های میوسن در برش هفت چشمه، شمال‌خاوری نورآباد، پهنه سندج - سیرجان، دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۴، شماره ۸، ۷۳-۵۶.
- ملکی، م.، پروانه‌نژاد شیرازی، م.، قلاوند، ه.، بهرامی، م (۱۳۸۴) بررسی ریز رخساره‌ها و بازسازی محیط دیرینه سازند جهرم، برش دودج (شرق شیراز). سومین همایش دیرینه‌شناسی ایران، ۲۸۷-۲۸۳.
- هاتفی، م.، صیرفیان، ع.، وزیری‌مقدم، ح.، رحمانی، ع (۱۳۹۳) ریز رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری در یال شمال شرقی تاقدیس دشتک، شمال کازرون، هشتمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، زنجان، ۱۴۰-۱۳۵.
- Adabi, M. H (2002) Petrography and geochemical criteria for recognition of unaltered cold water and diagenetically altered Neoproterozoic dolomite, western Tasmania, Australia. 16th Australian Geol. Conf., Australia (Abst.), 350 p.
- Adabi, M. H., Zohdi, A., Ghabeishavi, A., Amiri-Bakhtiyar, H (2008) Applications of nummulitids and other larger benthic foraminifera in depositional environment and sequence stratigraphy: an example from the Eocene deposits in Zagros Basin, SW Iran. *Facies*, 54: 499-512.
- Aigner, T (1985) Biofabrics as dynamic indicators in nummulite accumulations. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 131-134.
- Al-Aasm, J. S., Packard, J. J (2000) Stabilization of early-formed dolomite: a tale of divergence from two Mississippian dolomites. *Sedimentary Geology*, 131 (6): 97-108.
- Alavi, M (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its

- Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Memoir 1, p. 108–121.
- Embry, A. F., and J. E. Klovan (1971) A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N. W. T. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 19: 730-781.
- Flügel, E (2004) Microfacies of Carbonate Rocks. Springer, 984 p.
- Flügel, E (2010) Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis Interpretation and Application. Springer-Verlage, Berlin, Heidelberg, 976 p.
- Geel, T (2000) Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 155: 211–238.
- Gilham, R. F., Bristow, C. S (1998) Facies architecture and geometry of a prograding carbonate ramp during the early stages of foreland basin evolution: lower Eocene sequences, Sierra del Cadl, SE Pyrenees, Spain. Geological Society London, 149: 181–203.
- Golonka, J (2000) Cambrian-Neogen Plate Tectonic Maps: Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellonskiego.
- Gonzalez, R (1996) Response of shallow marine carbonate facies to 3rd order and high frequency sea level fluctuations: Hauptrogenstein Formation, northern Switzerland. Sedimentary Geology, 102: 111-130.
- Gregg, J. M., Shelton, K. L (1990) Dolomitization and neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davies Formations (Cambrian), southeastern Missouri. Journal of Sedimentary Petrology, 60: 549-562.
- Hallock, P (1979) Trends in test shape with depth in large, symbiont-bearing foraminifera. Journal of Foraminiferal Research, 9: 61–69.
- Hallock, P., Glenn, E. C (1986) Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic depositional facies. Palaios, 1: 55–64.
- Hohenegger, J (2000) Coenoclines of larger foraminifera. Micropaleontology, 46: 127–151.
- Hohenegger, J., Yordanova, E., Nakano, Y., Tatzreiter, F (1999) Habitats of larger foraminifera on the reef slope of Sesoko Island. Okinawa, Japan. Marine Micropaleontology, 36: 109–168.
- Homke, S., Vergés, J., Serra-Kiel, J., Bernaola, G., Sharp, I., Garcés, M., Montero-Verdú, I., Karpuz, R., Goodarzi, M. H (2009) Late Cretaceous-Paleocene formation of the proto-Zagros foreland basin, Lurestan Province, SW proforlandevolution. American Journal of Science, 304: 1–20.
- Alsharhan, A. S., Narin, A. E. M (1999) Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East. Journal of African Earth Sciences, 28(3): 769-771.
- Badenas, B., Aurell, M., Bosenc, D (2010) Continuity and facies heterogeneities of shallow carbonate ramp cycles (Sinemurian, Lower Jurassic, North-east Spain). Sedimentology, 57: 1021–1048.
- Bassi, D (1998) Coralline algal facies and their palaeoenvironments in the late Eocene of northern Italy (Calcere di Nago Trento), Facies, 39: 179–202.
- Beavington-Penney, S. J (2002) Characterisation of selected Eocene Nummulites accumulations. Ph.D. thesis, University of Wales, Cardiff.
- Beavington-Penney, S. J., Racey, A (2004) Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. Earth-Science Reviews, 67: 219–265.
- Beavington-Penney, S. J, Wright, V. P., Racey, A (2006) The Middle Eocene Seeb Formation on Oman: an investigation of acyclicity, stratigraphic completeness, and accumulation rates in shallow marine carbonate setting. Journal of Sedimentary Research, 76: 1137–1161.
- Berberian, M (1995) Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics, 241:193–224.
- Berberian, M., King, G .C. P (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18: 210–265.
- Bosence, D (2005) A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal and tectonic settings in the Cenozoic. Sedimentary Geology, 175: 49–72
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassettie, L., Pedley, M., Matteudgi, R (2009) Facies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower corralian limestone Formation), Malta. Sedimentology, 56 (4): 1-26.
- Burchette, T. P., Wright, V. P (1992) Carbonate ramp depositional systems. Sedimentary Geology, 79: 3–57.
- Buxton, M. W. N., Pedley, H. M (1989) Short paper: a standardised model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. Journal of Geological Society, 146: 746–748.
- Dickson, J. A. D (1965) A modied staining technique for carbonate in thin section. Nature, 205: 587.

- Nebelsick, J.H., Stingl, V., Rasser, M. (2001) Autochthonous facies and allochthonous debris flows compared: Early Oligocene carbonate facies patterns of the Lower Inn Valley (Tyrol, Austria). *Facies*, 44: 31-46.
- Özgen-Erdem, N (2008) Biostratigraphy of Thanetian-Ilerdian benthic foraminifera in the Akcatas-Cebeci (NW Tosya-SE Kastamonu) region. *Mineral research exploration bulletin*, 137: 49-59.
- Payros, A., Pujalte, V., Tosquella, J., Orue-Etxebarria, X (2010) The Eocene storm-dominated foralgal ramp of the western Pyrenees (Urbasa- Andia Formation): an analogue of future shallowmarine carbonate system. *Sedimentary Geology*, 228: 184-204.
- Petters S. W (1979) Nigerian Paleocene benthonic Foraminiferal biostratigraphy, paleoecology and paleobiogeography. *Mar Micropaleontol*, 4: 85-99.
- Racey, A (1994) Biostratigraphy and palaeobiogeographic significance of Tertiary nummulitids (foraminifera) from northern Oman. In Simmons, M. D. (ed.), *Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East*, London, Chapman and Hall, 343-370.
- Reiss, Z., Hottinger, L (1984) *The Gulf of Aqaba; ecological micropaleontology*. Springer, New York, 354 p.
- Romero, J., Caus, E., Rossel, J (2002) A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179: 43-56.
- Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A (2011) Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub-basin, Zagros Mountains, southwest Iran. *Facies*, 57: 431-446.
- Saura, E., Garcia-Castellanos D., Casciello, E., Parravano, V., Urruela, A., Vergés, J (2015) Modeling the flexural evolution of the Amiran and Mesopotamian foreland basins of NW Zagros (Iran). *Tectonics*, 34 (3): 377-395.
- Saura, E., Vergés, J., Homke, S., Blanc, E., Serra-Kiel, J., Bernaola, G., Casciello, E., Fernandez, N., Romaine, I., Casini, G., Embry, J.C., Sharp, I.R., Hunt, D.W (2011) Basin architecture and growth folding of the NW Zagros early foreland basin during the Late Cretaceous and early Tertiary. *Journal of the Geological Society*, 168(1): 235-250.
- Scheibner, C., Speijer, R.P (2008) Decline of coral reefs during late Paleocene to early Eocene global warming. *Earth-Science Reviews*, 3: 19-26.
- Iran. Geological Society of America Bulletin, 121 (7/8): 963-978.
- Homke, S., Vergés, J., van der Beek, P., Fernandez, M., Saura, E., Barbero, L., Badics, B., Labrinw, E (2010) Insights in the exhumation history of the NW Zagros from bedrock and detrital apatite fission-track analysis: evidence for a long-lived orogeny. *Basin Research*, 22: 659-680
- Hottinger, L (1997) Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Bulletin de la Socié'te' Ge'ologique de France*, 168: 491-505.
- James, G. A., Wynd, J. G (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49(12): 2182-2245.
- Khatibi Mehr, M., Adabi, M. H (2014) Microfacies and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of a foraminifera-dominated carbonate ramp system in the late Paleocene to Middle Eocene, Alborz basin, Iran. *Carbonates Evaporites*, 29: 155-175.
- Koop, W.J., Orbell, G (1977) Regional chronostratigraphic thickness and facies distribution map of southwest Iran. *National Iranian Oil Company (Exploration division), Report No. 1269*.
- Lasemi, Y (1995) Platform carbonates of the Upper Jurassic Mozduran Formation in the Kopet Dagh basin, NE Iran-facies, palaeoenvironments and sequences. *Sedimentary Geology*, 99: 151-164.
- Lasemi, Y., Jahani, D., Amin-Rasouli, H., Lasemi, Z (2012) Ancient Carbonate Tidalites. In: *Principles of Tidal Sedimentology*, R.A. Davis and R.W. Dalrymple (eds.), Springer Science, 567-607.
- Luterbacher, H (1998) Sequence stratigraphy and the limitations of biostratigraphy in the marine Paleogene strata of the Tremp Basin (central part of the southern Pyrenean foreland basin), Spain. *SEPM Special publication*, 60: 303-309.
- Mohseni, H., Al-Aasm, I.S (2004) Tempestite deposits on a storm-influenced carbonate ramp: an example from the Pabdeh Formation (Paleogene), Zagros Basin, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 27(2): 163-178.
- Mohseni, H., Hassanvand, V., Homaei, M (2016) Microfacies analysis, depositional environment, and diagenesis of the Asmari-Jahrum reservoir in the Gulkhari oil field, Zagros basin, SW Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(2): 113-126.
- Murray, J.M (1973) *Distribution and ecology of living benthic foraminiferids*. New York, Crane, Russak and Co., 274 p.

- Zachos, J. C., Dickens, G. R., Zeebe, R. E (2008) An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451: 279–283.
- Scheibner, C., Speijer, R. P., Marzouk, A. M (2005) Turnover of larger foraminifera during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum and paleoclimatic control on the evolution of platform ecosystems. *Journal of Geology*, 33: 493–496.
- Schlager, W (2005) Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* #8, 200 p.
- Scholle P. A., Ulmer-Scholle, D. S (2006) A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. AAPG, Tulsa, 463 p.
- Sepehr, M., Cosgrove, J. W (2004) Structural framework of the Zagros Fold–Thrust Belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 829–843.
- Shinn, E. A (1983) Tidal flat environment. In: Scholle, A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (eds.), *Carbonate Depositional Environments*. AAPG, Memoir, 33: 171–210.
- Sibley, D. F., Gregg, J. M (1987) Classification of dolomite rock texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967–975.
- Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A (2008) Relationships between foraminiferal assemblages and depositional sequences in Jahrum Formation, Ardal area (Zagros Basin, SW Iran). *Historical Biology*, 20 (3): 191–201.
- Tucker, M. E., Wright, V. P (1990) *Carbonate sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482 p.
- Vaziri-Moghaddam H, Kimiagari M, Taheri A (2006) Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran. *Facies*. 52: 41–51.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., Motiei, H (2010) Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27: 56–71.
- Warren, J. K (2000) Dolomite: occurrence, evolution and economically important association. *Earth- Science Reviews*, 52: 1–81.
- Warren, J. K (2006) *Evaporite: sediments, resources and hydrocarbons*. Springer-Verlag, Berlin, 1035 p.
- Wilson, J. L (1975) *Carbonate facies in geologic history*. Springer, New York.
- Yousefi Yeganeh, B., Feiznia, S., van Loon, A. J (2012) Sedimentary environment and palaeogeography of the Palaeocene–Middle Eocene Kashkan Formation, Zagros fold-thrust belt, SW Iran. *Geologos*, 18 (1): 13–36.
- Zachos, J. C, Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K (2001) Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686–693.