فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۱۰، شماره ۳۹، پاییز ۱۳۹۵، صفحات ۸۳- ۱۰۲

ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند قم در برش سطحی شرق سیاه کوه (جنوب گرمسار)

محمود جلالی[۱و*]، عباس صادقی[۲] و محمد حسین آدابی[۳]

۱. دانشجوی دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

۳. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۲/۱۷

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۳/۱۱

چکیده

این مقاله نمایانگر تجزیه و تحلیل‌های چینه نگاری سکانسی در توالی نهشته‌های دریایی کم عمق الیگو - میوسن در رخنمون شرق کوه سیاه (جنوب گرمسار) است. این مطالعه بر اساس سنگ چینه‌نگاری، تعیین چهارچوب زمانی جهانی بر اساس بیوزون‌های استاندارد اروپایی، تعبیر و تفسیر رخساره‌ها، محیط رسوبی دیرینه و چینه‌نگاری سکانسی انجام شده است.

در برش مورد مطالعه بخش‌های c_1 تا f از سازند قم قابل تفکیک می‌باشند. مطالعات زیست چینه نگاری نشان داد که مجموعه فرامینیفرهای کف‌زی در محدوده مورد مطالعه مشابه با مجموعه فسیلی در غرب تتیس و خاورمیانه می‌باشد. سن سازند قم بر اساس مجموعه فرامینیفرهای بزرگ شاتین تا بوردیگالین (SBZ 23-25) تعیین شد. براساس مطالعات میکروپالئونتولوژی انجام شده، سن بخش c_1 که قبلاً آکیتانین تعیین شده بود در شرق تاقدیس کوه سیاه، شاتین پسین (SBZ 23) می‌باشد.

محیط رسوبی سازند قم مربوط به رمپ کربناته است. بر اساس نوع بافت رسوبی و درصد الوکم‌های اسکلتی و غیر اسکلتی تعداد یک عدد رخساره سنگی و ۱۳ عدد ریز رخساره از رمپ درونی تا رمپ بیرونی تشخیص داده شده است.

مطالعات چینه نگاری سکانسی در این برش منجر به شناسایی چهار سکانس درجه سوم شد. سکانس اول به سن شاتین دربرگیرنده بخش‌های c_1 و c_2 ، سکانس دوم به سن آکیتانین در برگیرنده بخش‌های c_3 و c_4 و d و سکانس سوم و چهارم به سن بوردیگالین در بردارنده بخش‌های e و f می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: سازند قم، ریزرخساره، محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی، سیاه کوه.

* نویسنده مرتبط: m.jalali@gmail.com

مقدمه

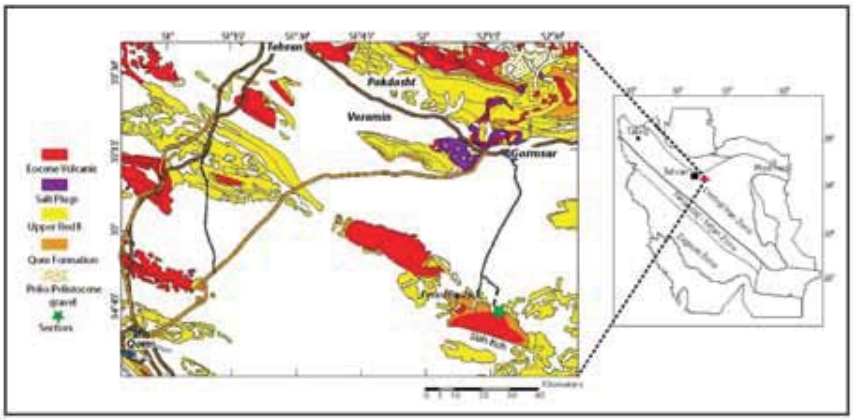
نهشته‌های الیگو- میوسن در ایران مرکزی پس از اکتشاف هیدروکربور در چاه‌های البرز و سراجه مورد توجه محققان علوم زمین قرار گرفت و تاکنون مطالعات متعددی در مورد این سازند انجام شده است که برخی از این مطالعات به شرح زیر است. گانسر (Gansser، 1955) علاوه بر معرفی سازند دریایی الیگومیوسن در حوضه قم اقدام به تفکیک واحدهای سنگ‌چینه‌ای در این سازند کرد. فورر و سودر (Furrer and Soder، 1955) ضمن بررسی سازند دریایی الیگو - میوسن در خاور شوراب، این سازند را به شش واحد سنگی a تا f طبقه‌بندی کردند. دوزی (Dozzy، 1944؛ 1955) نهشته‌های دریایی به سن الیگو- میوسن را تحت عنوان سازند قم نامید. تقسیم‌بندی عضوc به چهار بخش c_1-c_4 توسط سودر (1959 و 1956)، انجام و توصیف آنها توسط Abaie، et al.، (1964) صورت گرفته است. نام سازند قم در اواسط دهه ۶۰ میلادی توسط کمیته چینه‌شناسی ایران رسمیت یافت و بخش‌های a، b، c_1، c_2، c_3، c4، d، e، f نیز توسط کمیته چینه‌شناسی به رسمیت شناخته شدند (Stöcklin and Setudehnia، 1991).

محققان در سال‌های اخیر به منظور شناخت و درک حوضه رسوبی قم در زمینه‌های چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی (رحیمی، ۱۳۸۶، دانشیان و درخشانی، ۱۳۸۷، دانشیان و آفتابی، ۱۳۸۸؛ Bozorgnia،1965؛ Rahaghi، 1973؛ 1976؛ 1980؛ Daneshian and Dana 2007؛ Mohammadi et al.، 2015) ، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی (نوری،۱۳۷۷، بهروزی‌فر و همکاران، ۱۳۸۷؛ Khalili et al. 2007، 1391) و Mohammadi et al.، 2011؛ Zabihi et al.، 2014) چینه‌نگاری سکانسی (لاسمی و همکاران، ۱۳۸۲، Vaziri Moghaddam et al.، 2004؛ Guoqiang et al.، 2007؛ Reuter et al.، 2007؛ Jalali et al.، 2009؛ Karavan et al.، 2015؛ Amirshahkarami et al. 2015) اقدام به تعبیر و تفسیر نهشته‌های سازند قم در ناحیه الگو و نواحی اطراف کرده‌اند.

تمرکز مطالعات بر روی سازند قم عمدتاً در بخش مرکزی حوضه بوده و بخش شرقی کمتر مورد مطالعات چینه‌نگاری سکانسی قرار گرفته است، لذا با توجه به اهمیت هیدروکربوری این ناحیه و در نظر گرفتن این مسئله که سازند قم به‌عنوان یک سیستم هیدروکربوری فعال در نواحی که ردیف کامل‌تری از آن نهشته شده باشد، احتمال وجود هیدروکربور در آن بالاتر است، اقدام به تفکیک رخساره‌ها و محیط رسوبی و سکانس‌های رسوبی درجه سوم در چهار چوب زمانی تعیین شده، در سازند قم شد و سپس تغییرات رخساره‌ها و محیط رسوبی در سکانس‌های رسوبی نشان داده شده است.

موقعیت زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در حوضه تکتونیکی- رسوبی، ایران مرکزی (شکل ۱) قرار گرفته است (Alavi، 1991؛ آقانباتی، ۱۳۸۳) و نهشته‌های سازند قم در تاقدیس کوه سیاه در حوضه پشت قوس ولکانیکی نهشته شده است (Reuter et al.، 2007؛ Letouzey and Rudkiewicz، 2005). از نظر تکتونیکی تاریخچه تکاملی این حوضه به شرح زیر می‌باشد.



شکل ۱. موقعیت زمین‌شناسی و جغرافیایی برش سطح الارضی شرق کوه سیاه (نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۵۶)

صفحه ایـران مرکزی و زاگرس تا زمان پرمین پیشـین خشـکی واحدی را تشکیل داده بودند (Stöcklin، 1977). در نتیجـه عملکـرد فـاز کششـی سـیمرین پیشـین در پالئوزوئیک پایانی - تریاس با ایجاد ریفت و تشکیل اقیانوس نئوتتیـس ایران مرکزی از صفحه عربی جدا شـد و هر یک تاریخچـه تحول رسـوبی و تکتونیکی خـود را طی کرده‌اند (Alavi، 1994؛ Letouzey and Rudkiewicz 2005).

صفحه ایران مرکزی در زمان تریاس پسـین - ژوراسیک پیشـین با بسـته شـدن اقیانوس تتیس قدیمی به صفحه اوراسیا متصل شد. در این زمان اقیانوس گسترده نئوتتیس، ایـران مرکزی و زاگرس را از یکدیگر جـدا می‌کرد. در زمان کرتاسـه پسین تا پالئوژن پیشـین به علت برخورد صفحات ایـران مرکزی و عربـی، اقیانوس نئوتتیس بـه جنوب زون ماگماتیکی زاگرس مهاجرت کرد، که منجر به چین خوردگی و خروج از آب نهشـته‌های ژوراسیک و کرتاسه ایران مرکزی شد (Stämpfli and Borel، 2002).

حرکت پوسـته عربی به سمت اوراسـیا منجر به ایجاد فرورانش بقایای پوسـته اقیانوسـی به زیر حاشـیه جنوبی پوسته ایران مرکزی و تشکیل گستره وسیعی از نهشته‌های ولکانیکی در زمان ائوسـن شـد (Berberian and King، 1981 Letouzey and Rudkiewicz، 2005؛). ادامـه حرکت صفحه عربی به سـمت شـمال و فرورانش پوسـته اقیانوسی به زیرصفحه ایران مرکزی در زمان اوایل الیگوسن - میوسـن منجر به تشـکیل زون باریک آتشفشانی با روند شمال‌غرب - جنوب‌شـرق تحت عنوان زون ارومیه - دختر و ساختار پشت کمانی شد (Berberian and King، 1981 Mohaijel et al.، 2003؛). این دوره با رسوب‌گذاری سازند قم در حوضه‌های محلی (تراکنشی) پشت کمان همراه بوده است (Letouzey and Rudkiewicz، 2005).

از زمـان الیگو - میوسـن به بعد حوضه ایـران مرکزی عمدتاً تحت تاثیر رژیم تکتونیکی امتدادلغز قرار داشته است، به‌طوری‌که تغییرات سریع در رخساره و ضخامت سازندهای قم و قرمز بالایی مؤیدی بر آن است (Morly et al.، 2009).

محدوده مورد مطالعه و روش کار

با توجه به رخنمون بسیار مناسب ازسازند قم در تاقدیس سـیاه کوه، نمونه‌برداری و آنالیزهای سـنگ‌چینه‌ای بسـیار دقیق انجام و روند تغییرات رخساره‌ای و نیز هندسه رسوبات، مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. سـازند قم در برش صحرایی شرق سـیاه کوه واقع در شمال شرق دریاچه نمک (شکل ۱) بـه مختصـات جغرافیایـی "۵۸ ′۱۶ °۵۲ و "۲۹ ′۴۴ °۳۴، برداشـت شـد. از این برش صحرایی تعـداد ۱۶۷ عدد نمونه سـنگی برداشـت و از کلیه نمونه‌ها در دو جهت عمود بر هم مقاطـع نـازک تهیه و مـورد مطالعه قرار گرفـت. به منظور نام‌گـذاری و طبقه‌بندی سـنگ‌های کربناتـه از طبقه‌بندی دانهـام (Dunham، 1962) و امبری و کلوان (Embry and Klovan، 1971) و برای توصیف ریزرخسـاره‌ها، کمربندهای رخسـاره‌ای و محیط رسـوبی از روش رید (Read، 1985) استفاده شد. تعیین سـن، بیوزوناسیون سازند قم بر اساس فرامینیفرهـای درشـت (Cahuzac and Poignant،1997) انجام و در مطالعات چینه‌نگاری سکانسی از الگوی هانت و تاکر (Hunt and Tucker، 1992؛ 1995) استفاده شده است.

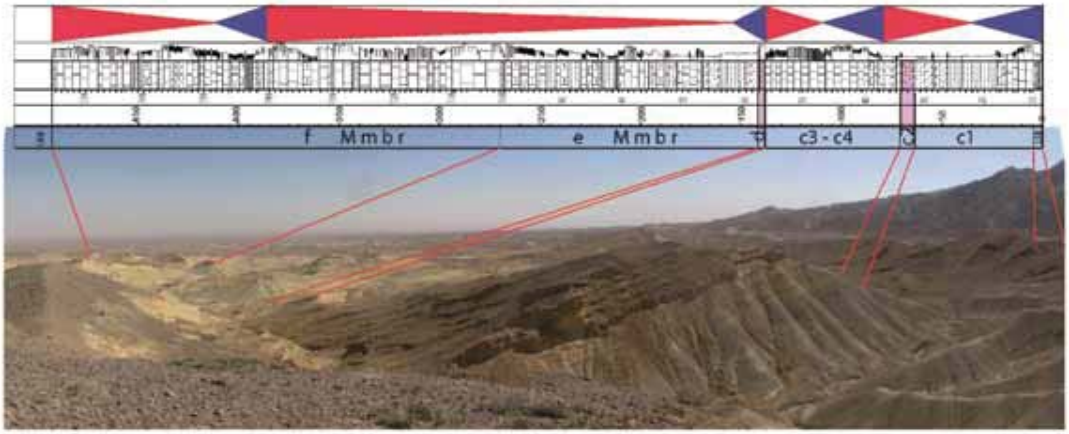
چینه‌شناسی

سازند قم در برش سیاه کوه با ۴۹۳ متر ضخامت، دارای هفـت بخش c_1 تا f می‌باشـد (شـکل‌های ۲ و ۵). در این برش سازند قم بر روی نهشته‌های تخریبی سازند قرمز زیرین قرار گرفته و توسـط نهشـته‌های قاره‌ای سازند قرمز بالایی پوشـیده شده است. هر دو تماس زیرین و فوقانی سازند قم با سـازندهای قرمز زیرین و قرمز بالایی بصورت هم‌شـیب و ناپیوسته می‌باشد.

بخـش c_1 بـا ضخامـت ۴۶/۴ متـر، بـر روی ۱/۵ متر نهشـته‌های گنگلومرای قاعده سـازند قم قرار گرفته است (شـکل ۳-الف). آهک‌هـای بخش قاعـده‌ای به ضخامت ۱۹/۸ متر دارای رنگ کرم تا قهوه‌ای روشـن اسـت و دارای طبقه‌بندی متقاطع می‌باشـند (شکل ۳-ب). بخش بالایی این بخش از ۲۸/۴ متر، مارن سـبز تا زیتونی به همراه بین

لایه‌ای‌هایی از آهک فسیل‌دار به رنگ کرم تا سبز روشن با لایه‌بندی نازک تا متوسط تشکیل شده است (شکل ۲).

فرامینیفرهای درشت همراه در این بخش شامل *Miogypsinoides formosensis*، *Spiroclypeus blanckenhorni*، *Heterostegina* sp.، *Operculina* sp.، *Neorotalia lithothamnica* و فرامینیفرهای کوچک موجود در این بخش شامل *Reusella* sp.، *Discorbis* spp.، *Textularia* spp.، and *Ammonia cf. umbonata* و دیگر خانواده‌های فسیلی می‌توان به bryozoans، *Ditrupa* و ostracods، coralline algae اشاره نمود. سن این بخش بر اساس وجود فسیل‌های، *Miogypsinoides formosensis* و *Spiroclypeus blanckenhorni* به شاتین پسین (SBZ 23) نسبت داده شد (Cahuzac and Poignant،1997، جدول ۱، شکل‌های A-۴ و D و ۵).



شکل ۲. سازند قم در برش شرق سیاه کوه به پاره سازندهای c_1 تا f و چهار سکانس رسوبی درجه سوم تفکیک گردید (نگاه به سمت شرق)

بخش c_2 دارای ضخامت ۱۸ متر است و از مارن‌های ژیپس‌دار به رنگ ارغوانی تا خاکستری تشکیل شده است (شکل‌های ۲ و ۵). این بخش به سه واحد قابل تقسیم می‌باشد به‌طوری‌که واحد اول از شش متر مارن زرد تا ارغوانی ژیپس‌دار، واحد دوم از سه متر آهک آرژیلی ژیپس‌دار و واحد سوم از ۲/۳ متر مارن ژیپس‌دار نخودی تا زرد رنگ تشکیل شده است. در این بخش تنوع فسیلی بسیار کاهش یافته و تنها فسیل‌های یافت شده شامل بریوزوئر، استراکد، میلیولید و آمونیا می‌باشند. سن این بخش با توجه به نبود فسیل شاخص، بر اساس موقعیت چینه‌شناسی و مفاهیم چینه‌نگاری سکانسی به شاتین پسین نسبت داده شد. مرز شاتین / آکیتانین در راس این بخش قرار دارد (شکل ۵).

بخش c۳ با ضخامت ۴۴/۶ متر از سنگ‌آهک‌های فسیل‌دار کرم تا سفید رنگ تشکیل شده است. بخش زیرین این بخش از ۱۰/۹ متر سنگ‌آهک الیتیک دارای طبقه‌بندی متقاطع و بخش بالایی آن از ۳/۷ متر سنگ‌آهک فسیل‌دار ضخیم لایه به رنگ کرم تا سفید تشکیل شده است. سن این بخش با توجه به وجود فسیل‌های *Miogypsina* cf. *gunteri /tani*، به آکیتانین و SBZ 24، نسبت داده شده است (شکل‌های c-۴ و ۵).

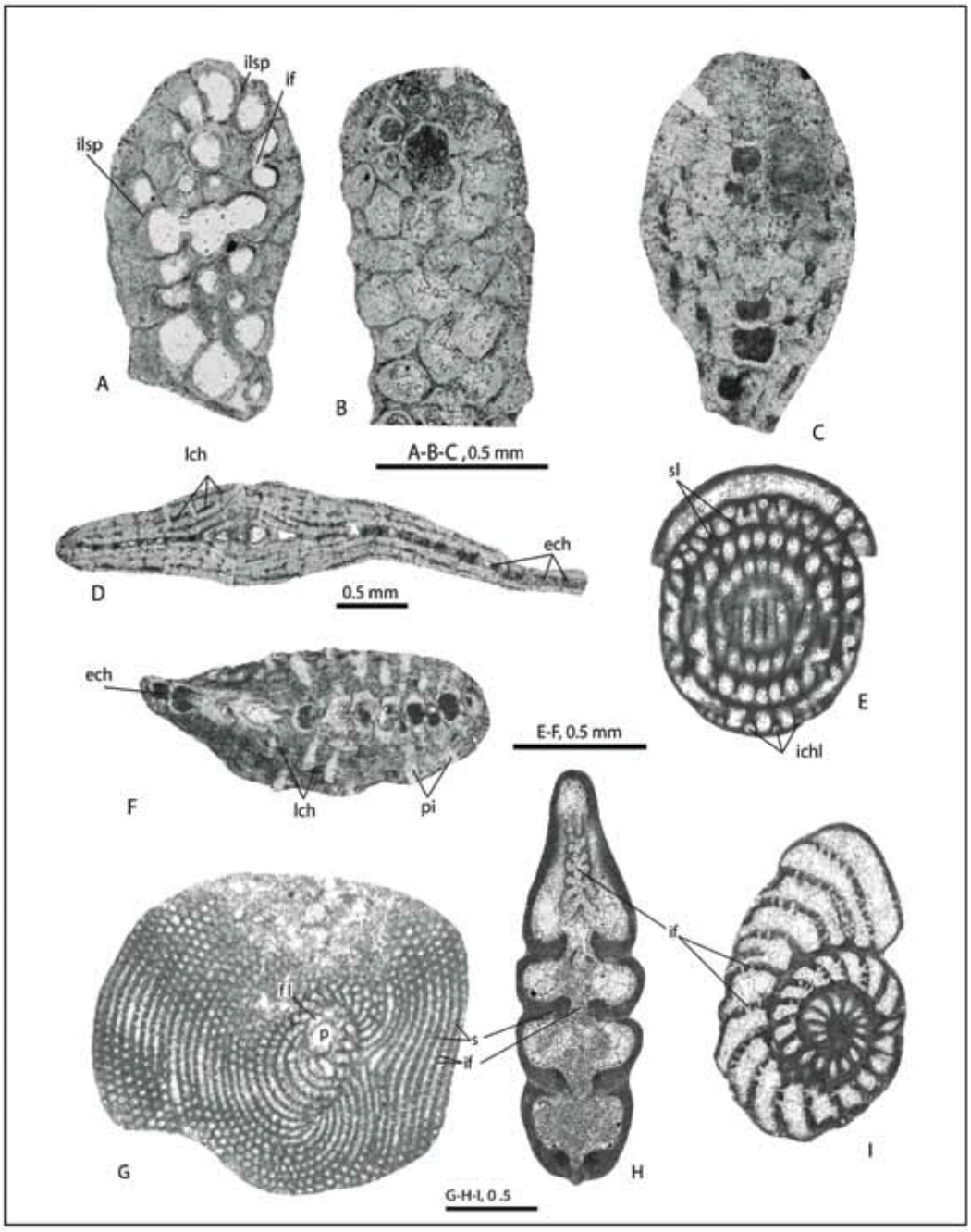
بخش c_4 دارای ضخامت ۱۱/۲ متر از آهک‌های نازک لایه تا متوسط لایه به رنگ کرم تشکیل شده است. ذرات اسکلتی این بخش شامل *Discorbis* sp.، miliolids، echinoids، ostracods و gastropods می‌باشند. این بخش فاقد فسیل شاخص است لذا با توجه به موقعیت چینه‌شناسی و مطالعات فسیل‌شناسی انجام شده در ناحیه قم (Reuter et al.، 2007)، به آکیتانین نسبت داده شد (شکل ۵).

بخش تبخیری d با ضخامت ۳/۲ متر (شکل ۳پ) در برش‌های بخش مرکزی حوضه قم قابل مشاهده و تطابق است. سن این بخش با توجه به موقعیت چینه‌شناسی و مفاهیم چینه‌نگاری سکانسی در محدوده زمانی مرز آکیتانین / بوردیگالین تعیین شد (شکل ۵).

شـکل ۳.الف) سـازند قم با ۱/۵ نهشـته‌های کنگلومرای قاعده‌ای بر روی نهشـته‌های سـازند قرمز زیرین قرار گرفته است. ب) سنگ‌آهک با طبقه‌بندی مورب در بخش c_3. پ) بخش d در برش شرق سیاه کوه به ضخامت ۳/۲ متر که از انیدریت سفید رنگ تشکیل شده است. ت) مرز سازند قم با سازند قرمز بالایی (نگاه به سمت شمال شرق)

بخش e، در این برش ۱۲۴/۸ متر ضخامت دارد (شکل ۲) و بخـش زیرین آن از ۲۷/۸ متر مارن زیتونی با رگه‌های ژیپس تشکیل شده است. بخش میانی با ضخامت ۳۹ متر از تناوب سنگ‌آهک رسی لایه متوسط تا نازک به رنگ کرم تا زیتونی با سـنگ‌آهک متوسط تا ضخیم لایه کرم و بخش بالایی به ضخامت ۵۸ متر از مارن زیتونی و سنگ‌آهک آرژیلی تشکیل شده است.

بخش f با ضخامت ۲۲۷/۱ متر (شـکل ۲) به سه بخش زیرین، میانی و بالایی تفکیک شـده اسـت. بخش زیرین با ضخامت ۱۱۸/۸ متر از سـنگ‌آهک ضخیـم لایه تا توده‌ای به رنگ کرم با طبقه‌بندی متقاطع تشـکیل شـده اسـت. بخش میانی بـا ۶۹/۱ متر ضخامت از تناوب مارن زیتونی و سـنگ‌آهک‌های رسی نازک تا متوسـط لایه و بخش بالایی بـا ۳۹/۲ متر ضخامت از سـنگ‌آهک توده‌ای تا ضخیم لایه به رنگ کرم تا نخودی تشـکیل شده است. مرز سازند قم با سـازند قرمز بالایی در این برش ناگهانی و هم‌شیب می‌باشد (شکل ۳ج)



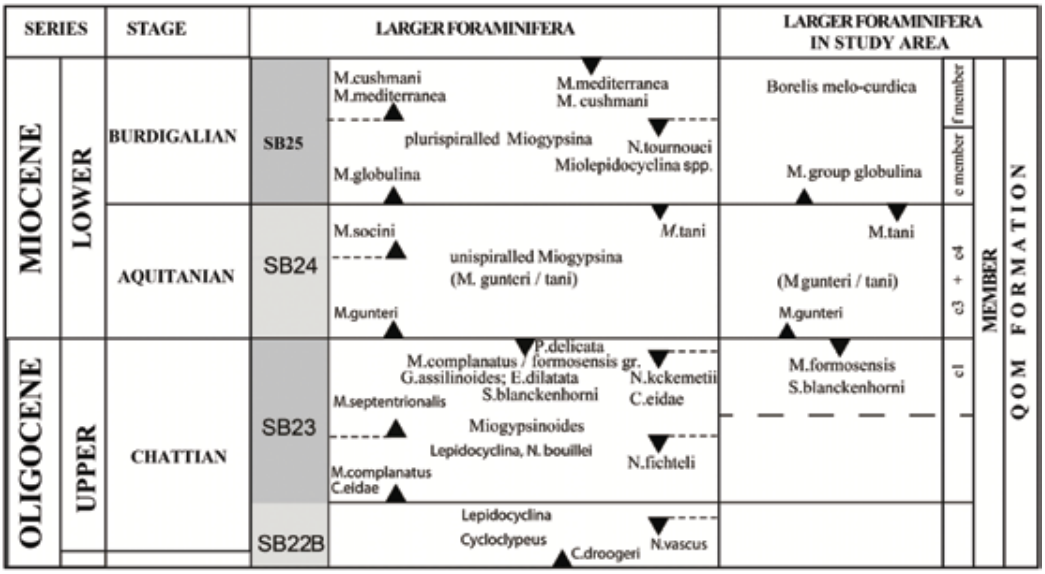
شـــکل۴. A) *Miogypsinoides formosensis*، B and (C *Spiroclypeus*، *Miogypsina gr. gunteri/tani*، D) *Miogypsina inrohnekcnalb*، E) *Borelis melo curdica*، *Miogypsina cf. globulina*، F) *Meandropsina*، H and (G *Dendritina rangi*، I) *Miogypsina sisnehana*

حروف اختصاری

ilsp: (intaseptal interlocular space) فضای درون پرده‌ای، if: (intercameral foramen) دهانه بین حجره‌ای، lch: (chamber lateral) حجرات جانبی، ech: (equatorial chamber) حجرات اســـتوایی، sl: (septulum) دیوارک، ichl: (intercalary chamberlet:) حجرک‌های ثانویه، pi: (Pillar) ستونک، fl: (flexostyle) حجره جنینی دوم، p: (protoconch) حجره جنینی اول، s: (septum) دیواره بین حجره‌ای

ســـن بخش‌های e و f با توجه به وجـــود Miogypsina cf. globulina، Nephrolepidina sp.، and Amphistegina cf. radiata، Borelis melo-curdica، Meandropsina anahensis، Meandropsina iranica، Dendritina rangi، Peneropolis sp.، Austrotrillina howchini، Ammonia cf. umbonata به بوردیگالین (SBZ 25) نســـبت داده شد (Cahuzac and Poignant،1997، جدول ۱، شکل ۴E، H، G، F، و ۵).

جدول ۱. مقایسه زون‌های استاندارد اروپایی و زون‌های شناسایی شده در ناحیه مورد مطالعه به همراه وقایع زیستی مربوطه (Cahuzac and Poignant،1997؛ Işik and Hakyemez، 2011؛ Less et al.، 2011)



ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی

رمپ بیرونی

ریزرخساره ۱، بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرا وکستون / مادستون[1]

این ریزرخساره از آهک‌های رسی سبز زیتونی تا خاکستری رنگ دارای فسیل‌های پلانکتونی نظیر *Globigerina / Globigerinoides*، فرامینیفرهای درشت نظیر، *Miogypsinoides formosensis*، *Miogypsina* cf. *globulina*، *Neorotalia lithothamnica*، *Heterostegina* sp.، *Spiroclypeus blanckenhorni*، *Operculina* sp.، و از دیگر فسیل‌ها می‌توان به اکینوئید و بریوزوئر اشاره کرد. با توجه به محتوی فسیلی و میزان ماتریکس (شکل ۶ الف) فراوان در این رخساره می‌توان آن را مربوط به بخش رمپ بیرونی در نظر گرفت (Flügel، 2010؛ Pedley، 1998). این ریزرخساره عمدتاً در بخش c_1 و قاعده بخش e وجود دارد (شکل ۵).

رمپ میانی

ریزرخساره ۲، بایوکلاستیک اکینوئید، بریوزوئر وکستون-پکستون[2]

در این رخساره بریوزوئر فراوان‌ترین آلوکم اسکلتی است (شکل ۶ ب) و اندازه ذرات آن در برخی ازنمونه‌ها بزرگتر از ۲ میلی‌متر است و رخساره‌های فلوتستونی - رادستونی را تشکیل می‌دهند. از دیگر اجزاء آلوکم‌های اسکلتی می‌توان به فرامینیفرهای درشت کف‌زی زیر نظیر *Miogypsina*، *Discorbis* sp. ، *Operculina* cf. *gunteri/tani*، *Textularia* spp. ، sp. و فرامینیفرهای پلانکتونی نظیر *Globigerina / Globigerinoides* اشاره کرد. از آنجایی که بریوزوئرها در نواحی با نور کم توانایی رشد و زندگی را داشته (Brandano et al.، 2002)، وجود گل کربناته در بین دانه‌ها، نبود جلبک‌های قرمز نمایانگر تشکیل این رخساره در محیط‌های کم انرژی الیگوفوتیک تا مزوفوتیک است (Pomar، 2001). با توجه به تجمع فسیلی و بافت سنگ، جایگاه رسوبی این ریزرخساره به بخش بالایی رمپ بیرونی تا بخش زیرین رمپ بیرونی نسبت داده شد (شکل‌های ۵ و ۳ب). این رخساره شباهت بسیار زیادی با رخساره برایومول[3] نلسون (Nelson، 1988) دارد و گسترش آن در بخش‌های c و e زیاداست (شکل ۵). در این ریزرخساره در برخی از حجرات بریوزوئرها گلوکونیت و فسفات دیده می‌شود. ذرات تخریبی در این ریزرخساره کمتر

1. Bioclastic planktonic foraminifera Wackestone - Mudstone
2. Bioclastic echinoids, bryozoans Wackestone-Packstone
3. Bryomol

از ۱۰ درصد می‌باشد و عمدتاً از ذرات دانه ریز در حد سیلت و ماسه بسیار ریز تشکیل شده است.

ریزرخساره ۳، بایوکلاستیک بریوزوئر، جلبک قرمز وکستون - پکستون[1]

در این ریزرخساره جلبک قرمز، بریوزوئر و اکینوئید، نسبت به دیگر آلوکم‌های اسکلتی فراوان‌تر است (شکل ۶ پ). در برخی از نمونه‌ها اندازه ذرات بریوزوئر و جلبک قرمز از دو میلی‌متر بزرگ‌تر است و شبیه به بافت فلوتستون و رودستونی امبری و کلوان (Embry and Klovan، 1971) می‌باشد. از دیگر اجزاء اسکلتی در این ریزرخساره می‌توان به فرامینیفرهای کف‌زی نظیر *Miogypsinoides formosensis*، *Neorotalia lithothamnica*، *Miogypsina tani*، *Discorbis* sp. *Ammonia* cf. *umbonata* ،.*Reussella* sp اشاره کرد. با توجه به حضور جلبک قرمز، مرجان، اکینوئید و فرامینیفرهای درشت، این ریزرخساره به رمپ میانی (Pomar، 2001؛ Brandano et al.، 2002؛ Corda and Brandano، 2003) نسبت داده شد (شکل ۵).

میزان ذرات تخریبی در این ریزرخساره بسیار کم است و حداکثر به سه درصد می‌رسد که نشان‌دهنده دور بودن محل تشکیل این نهشته نسبت به ساحل می‌باشد (شکل ۵).

ریزرخساره ۴، بایوکلاستیک فرامینیفرهای درشت ،جلبک قرمز، بریوزوئر پکستون / وکستون[2]

دراین ریزرخساره بریوزوئر، اکینوئید و جلبک قرمز و فرامینیفرهای درشت کف‌زی نظیر *Miogypsinoides formosensis*، *Miogypsina cf. globulina*، *Miogypsina* cf. *gunteri/tani*، *Miogypsina tani*، *Spiroclypeus blanckenhorni*، *Neorotalia lithothamnica*، *Amphistegina* cf. *radiate*، *Operculina* sp.، *Heterostegina* sp.، *Nephrolepidina* sp.، *Lepidocyclinidae*

فراوان‌ترین آلوکم‌های اسکلتی را تشکیل می‌دهند (شکل ۶ ت،ث وج). اندازه ذرات اسکلتی در این رخساره در برخی از نمونه‌ها بزرگتر از دو میلی‌متر می‌باشد. با توجه به فراوانی خانواده میوژیپسینوئیده، محیط رسوبی در این ریزرخساره به محیط دریای باز کم عمق (Geel، 2000) و محل رسوب‌گذاری آن با توجه به تنوع زیستی گسترده به بخش‌های کم عمق‌تر رمپ میانی نسبت داده شد (شکل ۵).

مقدار ذرات تخریبی در این ریزرخساره در تعداد کمی از نمونه‌ها تا ۲۰ درصد نیز می‌رسد و عمدتاً از ذرات خرده سنگی و فلدسپات نسبتا تجزیه نشده و زاویه‌دار تشکیل شده است که نمایانگر تشکیل در شرایط آب وهوای گرم و خشک و فاصله کوتاه حمل و نقل آنها می‌باشد . مقدار تخلخل موجود در این ریزرخساره مابین ۲ تا ۳۰ درصد می‌باشد (شکل ۵).

ریزرخساره ۵، بایوکلاستیک جلبک قرمز، اکینودرم وکستون - پکستون[3]

در این ریزرخساره جلبک قرمز (۱۰-۳۵درصد)، اکینودرم (۷-۱۵درصد) فراوان‌ترین آلوکم‌های اسکلتی (شکل ۶ چ) را تشکیل می‌دهند. از فرامینیفرهای کف‌زی با فراوانی کم در این ریزرخساره می‌توان به فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز نظیر *miliolids*، *Borelis melo-curdica*، *Borelis melo melo* و از آلوکم‌های اسکلتی نادر می‌توان به آمونیا، استراکد و گاستروپود اشاره کرد. با توجه به فراوانی اکینوئیدکه نمایانگر نهشته شدن در محیط دریای باز می‌باشد (Flügle، 2010؛ Peddly، 1998)، این نهشته‌ها را می‌توان به بخش کم عمق رمپ میانی نسبت داد (شکل ۵).

رخساره‌های سدی

ریزرخساره ۶، اایید گرینستون - پکستون[4]

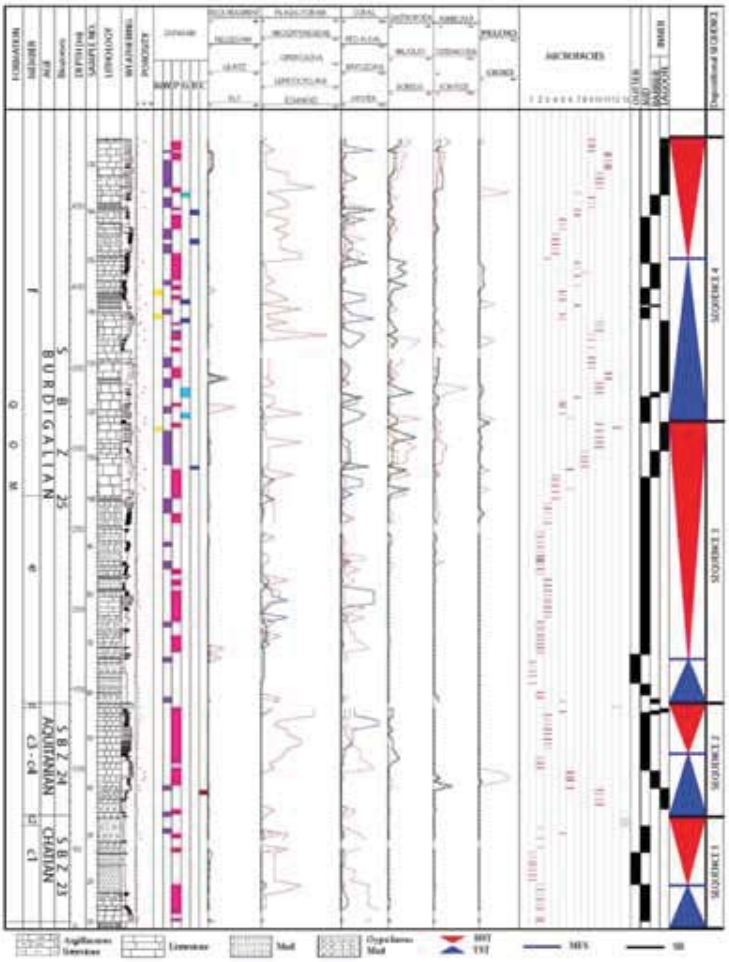
در این رخساره اایید فراوان‌ترین الوکم غیر اسکلتی است و همراه آن ذرات اسکلتی اکینوئید، جلبک قرمز، میلیولید، استراکد، گاستروپود، بریوزوئر و فرامینیفرهای درشت با پوسته بدون منفذ نیز بسته به جایگاه خود در محیط رسوبی مشاهده می‌شود. اایدها بطور عمده دارای اندازه حدود یک میلی‌متر تا ۲۰۰ میکرون است و از نوع معمولی (اایید نوع یک، Flügel، 2010) و تک غشایی می‌باشند. اایدهای کاذب نیز در برخی از نمونه‌ها مشاهده شد (شکل۶ ح، خ). از ساختمان‌های رسوبی در این ریزرخساره می‌توان به

1. Bioclastic bryozoans, red algae Wackestone - Packstone
2. Bioclastic large foraminifera, red algal, bryzoan Wackestone - Packston
3. Bioclastic red algae, echinoids Wackestone - Packstone
4. Oolitic Grainstone - Packstone

چینه‌بندی متقاطع اشاره کرد. مهم‌ترین پدیده دیاژنتیکی در این رخساره انحلال می‌باشد، به‌طوری‌که اکثر هسته‌های اایید‌ها و برخی از دانه‌های اایید و آلوکم‌های اسکلتی نظیر گاستروپودها و دوکفه‌ایها انحلال پیدا کرده و تشکیل تخلخل‌های قالبی را داده است (Choquette and Pray، 1970) میزان تخلخل در این رخساره تا ۳۰ درصد نیز افزایش پیدا کرده است، لذا یکی از بهترین رخساره‌های مخزنی را تشکیل می‌دهد. این ریزرخساره بر اساس جایگاه رخساره‌ای و محتوی فسیلی به بخش پر انرژی تپه‌های زیر آبی نسبت داده شده است.

ریزرخساره ۷، بایوکلاستیک پکستون- گرینستون[1]

ذرات تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل جلبک قرمز، اکینوئید، میلیولید، استراکد، گاستروپود، مرجان و خرده‌های دوکفه‌ای می‌باشد. وجود بافت دانه غالب دراین ریزرخساره نمایانگر تشکیل آن در محیط‌های با انرژی متوسط تا زیاد می‌باشد، این ریزرخساره با توجه به محتوی فسیلی، بافت و جایگاه رخساره‌ای به بخش پر انرژی تپه‌های زیر آبی نسبت داده شد (Flügle، 2010؛ Peddly، 1998). تپه‌های زیر آبی نواحی کم عمق رمپ درونی به سمت لاگون، عمدتاً از قطعات تشکیل دهنده آلوکم‌های اسکلتی نظیر میلیولید، گاستروپود تشکیل شده است (شکل ۷ الف) در صورتی‌که به سمت دریای باز این نهشته‌ها، علاوه بر موارد فوق دارای فسیل‌های نظیر جلبک قرمز، بریوزوئر و فرامینیفرهای کف‌زی درشت با پوسته هیالین (شکل ۷ب) نیز می‌باشند (Flügel، 2010).



شکل ۵. تفکیک ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و سکانس‌های با درجه سوم سازند قم بر اساس برداشت برش صحرایی، بافت رسوبی و درصد آلوکم‌های اسکلتی و غیر اسکلتی. در این مطالعه تعداد سیزده عدد ریزرخساره و چهار عدد سکانس رسوبی در نهشته‌های سازند قم با سن شاتین تا بوردیگالین تفکیک شد.

1. Bioclastic red algae, echinoids gastropoda Packstone - Grainstone

رخساره‌های لاگونی

ریزرخساره۸، بایوکلاستیک فرامینیفرهای درشت وکستون/ پکستون[1]

این ریزرخساره عمدتاً از فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز از خانواده‌های پنروپلیده، آلوئولینیده، سوریتیده در حدود هفت تا۳۵ درصد و میلیولید، گاستروپود، استراکد، بریوزوئر، آمونیا، جلبک قرمز و اکینوئید تشکیل شده است (شکل۷پ و ت). با توجه به فراوانی فرامینیفرهای بزرگ کف‌زی با پوسته پورسلانوز و فراوانی دیگر فسیل‌های همراه می‌توان این ریزرخساره را به بخش خارجی‌تر لاگون (Geel, 2000؛ Brandano et al., 2002) نسبت داد. میزان تخلخل در این ریزرخساره بین دو تا پنج درصد می‌باشد. در این ریزرخساره، ذرات تخریبی در حد سیلت به مقدار یک تا دو درصد وجود دارد و از ذرات تخریبی در حد ماسه، عمدتاً گرد نشده و بیشتر از جنس فلدسپات‌های تجزیه نشده است.

ریزرخساره۹، بایوکلاستیک میلیولید وکستون - پکستون[2]

میلیولید (تا ۱۵درصد) از مهم‌ترین اجزاء تشکیل دهنده این ریزرخساره است و از آلوکم‌های دیگر می‌توان به اکینوئید، جلبک قرمز، خانواده سوریتیده، گاستروپود، آمونیا و استراکد (شکل۷ث) اشاره کرد. تجمع فسیل‌های با پوسته بدون منفذ نظیر میلیولیدها در زمینه گلی نمایانگر وجود محیط محصور با انرژی کم می‌باشد (Geel, 2000؛ Romero et al., 2002؛ Vaziri- Moghaddam and Torabi, 2004؛ Mohamadi et al., 2011؛ Amirshah karami, et al., 2014؛ Adabi et al., 2015). با توجه به بافت و فراوانی میلیولید، این نهشته‌ها مربوط به بخش درونی لاگون از رمپ درونی در نظر گرفته شد. از مهم‌ترین ویژگی این ریزرخساره می‌توان به درصد نسبتا زیاد ذرات تخریبی (تا ۴۰ درصد) آن اشاره کرد. ذرات تخریبی عمدتاً در حد ماسه درشت تا متوسط است و ذرات در حد میکروگنگلومرا نیز در برخی از نمونه‌ها مشاهده شد. جنس ذرات تخریبی عمدتاً از قطعات خرده سنگی و فلدسپات است که عمدتاً تجریه نشده و زاویه‌دار می‌باشند. وجود درصد بالایی از ذرات تخریبی در این ریزرخساره نمایانگر رسوب‌گذاری در بخش کم عمق دریا و نزدیک به خشکی می‌باشد. میزان تخلخل در این رخساره در حدود ۳ تا ۲۰ درصد می‌باشد

ریزرخساره۱۰، بایو کلاستیک استراکد مادستون/ وکستون[3]

اجزاء تشکیل دهنده این ریزرخساره عموما از استراکد (تا حداکثر ۱۵ درصد)، میلیولید (تا پنج درصد)، گاستروپود، جلبک قرمز، آمونیا و اکینوئید (شکل ۷ ج) است که در یک زمینه میکرایتی به صورت پراکنده قرار گرفته است. با توجه به فراوانی استراکد این نهشته‌ها، به بخش درونی لاگون از رمپ درونی نسبت داده شد. در برخی از نمونه‌ها با توجه به جهت‌گیری متفاوت ذرات استراکد در متن سنگ به نظر می‌رسد که در زمان‌هایی شرایط پر انرژی‌تری حاکم بوده است که منجر به تغییر جهت بندی و نحوه رسوب‌گذاری این ذرات شده است (شکل ۷ج).

ریزرخساره۱۱، بایوکلاستیک وکستون - پکستون ماسه‌دار[4]

عمده‌ترین آلوکم‌های اسکلتی تشکیل دهنده این ریزرخساره میلیولید، خانواده سوریتیده، گاستروپود، آمونیا و استراکد، می‌باشند (سه تا ۱۰ درصد). از مهم‌ترین ویژگی این ریزرخساره می‌توان به درصد نسبتا زیاد ذرات تخریبی (تا ۴۰ درصد) آن اشاره کرد. ذرات تخریبی عمدتاً در حد ماسه درشت تا متوسط است و ذرات در حد میکروگنگلومرا نیز در برخی از نمونه‌ها مشاهده شد. جنس ذرات تخریبی عمدتاً از قطعات خرده سنگی و فلدسپات است که عمدتاً تجریه نشده و زاویه‌دار می‌باشند (شکل ۷چ و ح). وجود درصد بالایی از ذرات تخریبی در این ریزرخساره نمایانگر رسوب‌گذاری در بخش کم عمق لاگون و ناحیه بین جزر و مدی (Flügel, 2010) می‌باشد. میزان تخلخل در این رخساره در حدود، سه تا ۲۰ درصد می‌باشد.

ریزرخساره۱۲، مادستون بایوکلاستیک دار[5]

اجزاء تشکیل دهنده این ریزرخساره عمدتاً از استراکد، میلیولید، آمونیا و اکینوئید (شکل ۷خ) می‌باشد. در برخی از نمونه‌ها دانه‌های اسکلتی با انیدریت جایگزین شده و

1. Bioclastic (large foraminifera) Wackestone - Packstone
2. Bioclastic miliolid Wackestone - Packstone
3. Bioclastic (ostracoda) Mudstone / Wackestone
4. Sandy bioclastic Wackestone - Packstone
5. Bioclastic Mudstone

قابل شناسایی نمی‌باشند. ذرات سیلت (سه - پنج درصد) در این رخساره پراکنده می‌باشد. عدم تنوع فسیلی و نادر بودن آثار زیستی در مقایسه با ریزرخساره‌های استاندارد، توجه به بافت رسوبی، نبود بارو و بورینگ، جایگاه رسوبی این نهشته‌ها به محیط لاگون تا پریتایدال نسبت داده شد.

ریزرخساره ۱۳، گل سنگ کربناته قرمز رنگ[1]

اجزاء اسکلتی تشکیل دهنده این ریزرخساره تنوع چندانی ندارد و از مقدار کمی بریوزوئر، آمونیا و استراکد تشکیل شده است. گل‌سنگ‌های کربناته این بخش علاوه بر رنگ قرمز دارای لایه‌های ژیپس نیز می‌باشند. این ریزرخساره فقط در بخش c_2 مشاهده شده است. رنگ توالی دربردارنده این رخساره سرخ - ارغوانی است که نشان دهنده کم ژرفا شدن حوضه رسوبی و رسوب‌گذاری تحت شرایط بسته، گرم و خشک در نواحی دور از منشاء در پی پایان یافتن چرخه اول تکتونیکی در حوضه قم (Nogol e Sadat، 1985) است.

رخساره سنگی انیدریت[2]

این رخساره عمدتاً از انیدریت تشکیل شده است و دربرگیرنده بخش d از سازند قم می‌باشد. با توجه به جایگاه چینه‌شناسی این رخساره که در زیر نهشته‌های سنگ آهک رسی و آهکی بخش e و در بالا نهشته‌های دریای باز بخش c4 قرار گرفته است. با توجه به نبود شواهد خروج از آب و همچنین مطالعات انجام شده در بخش‌های مرکزی حوضه به نظر می‌رسد که این نهشته‌های تبخیری، در زیر آب تشکیل شده و منشاء دریایی داشته و در حوضه رسوبی نسبتا محصور در پایان چرخه دوم تکتونیکی در حوضه قم (Nogol e Sadat، 1985) تشکیل شده است.

مدل رسوبی

در زمان رسوب‌گذاری سازند قم علاوه بر تغییرات سطح اب دریا دو عامل تکتونیک و توپوگرافی دیرینه نیز در شکل گیری ترتیب رخساره‌ها و محیط رسوبی موثر بوده است (Jalali et al.، 2009). لذا امکان تعیین یک مدل رسوبی واحد برای کل حوضه قم امکان‌پذیر نمی‌باشد. در این مطالعه، با توجه به اطلاعات حاصل از مشاهدات صحرایی، نظیر یکنواختی واحدهای سنگ‌چینه‌ای در طول طاقدیس، تجزیه و تحلیل ریزرخساره‌ها، نبود رخساره‌های توربیدایتی و ریف‌های سدی، مدل رسوبی رمپ کربناته (Burchette and Wright، 1992) جهت این نهشته‌ها انتخاب شد.

بررسی رخساره‌ها و کمربندهای رخساره‌ای، تغییرات عمودی و جانبی آنها، ساختمان‌های رسوبی و نوع آلوکم‌های اسکلتی و غیر اسکلتی و وابستگی آنها به نور نشانگر رسوب‌گذاری رخساره‌های توالی مورد مطالعه بر روی کمربندهای رخساره‌ای رمپ بیرونی، میانی و درونی است (شکل ۸).

چینه‌نگاری سکانسی

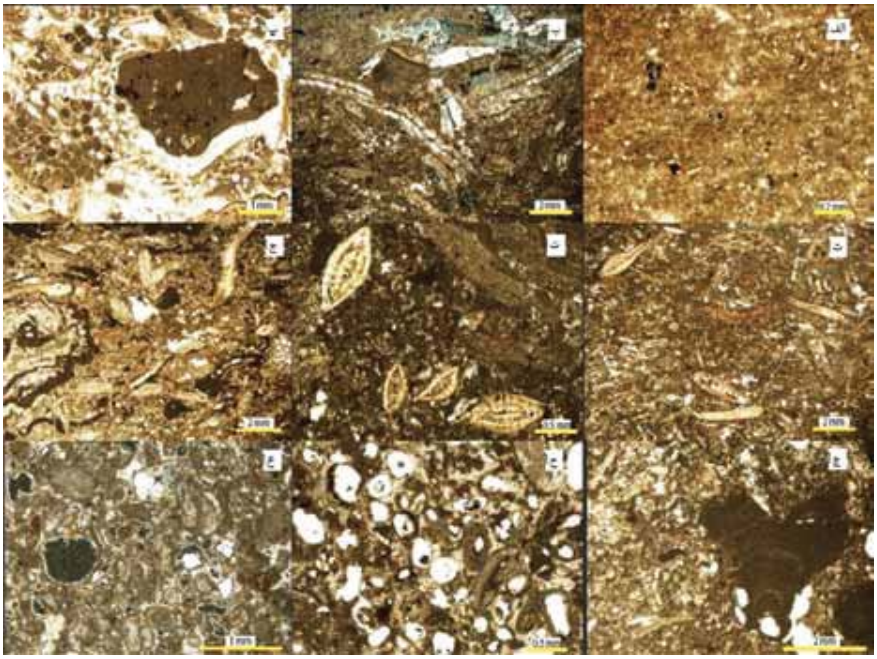
در این تحقیق با تلفیق اطلاعات حاصل از مشاهدات صحرایی (شکل هندسی لایه‌ها، شناسایی سطوح ناپیوسته و تغییرات ناگهانی سنگ شناسی)، مطالعات میکروسکوپی، تغییرات ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی و با استفاده از مدل چینه‌نگاری سکانسی هانت و تاکر (Hunt and Tucker، 1992؛1995) که مرز بالایی سکانس بر روی دسته رخساره‌های پسرونده سریع[3] قرار می‌گیرد، اقدام به تفکیک چهار سکانس رسوبی درجه سوم در برش سیاه کوه به شرح زیر شناسایی شد (شکل‌های ۲ و ۵).

سکانس ۱

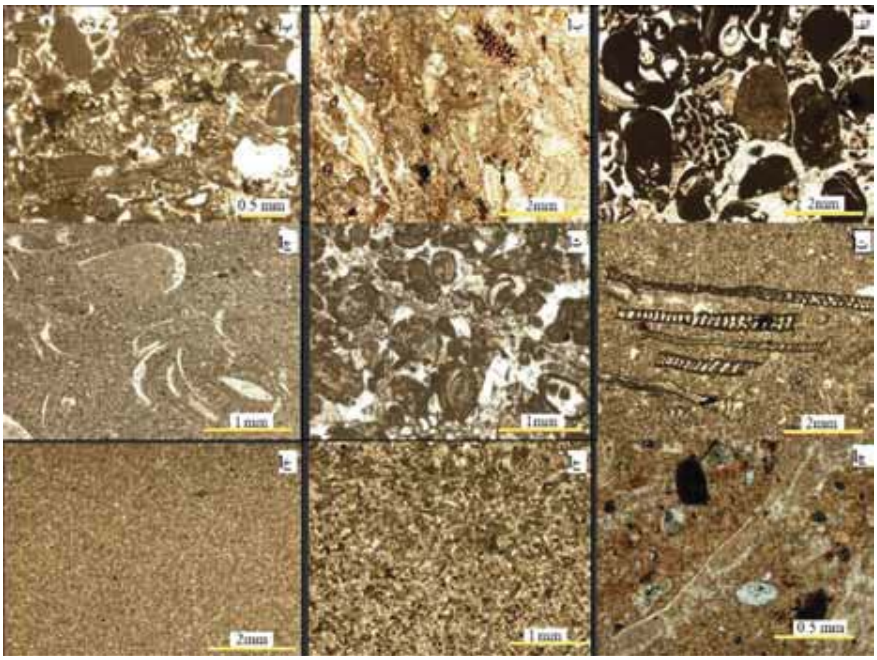
این سکانس رسوبی در برش کوه سیاه ۷۲ متر ضخامت دارد (شکل ۲ و ۵). مرز زیرین این سکانس نوع ۱[4] و مرز بالایی آن نوع۲[5] است. بررسی توالی رخساره‌های رسوبی و سطوح چینه‌نگاری به شناسایی دسته رخساره‌های تراز پایین[6]، پیشرونده[7]، تراز بالا[8] و پسرونده سریع انجامید. این سکانس در برگیرنده بخش‌های c_1 و c_2 است و سن آن با توجه به بایوزون SBZ 23 به سن شاتین پسین نسبت داده شد.

سازند قم در این برش به طور پیشرونده بر روی نهشته‌های

1. Red lime mudstone
2. Anhydrite
3. FRST
4. SB Type1
5. SB Type1
6. LST
7. TST
8. HST



شـــکل ۶. ریزرخســـاره‌های سازند قم در برش شرق کوه ســـیاه، الف) ریزرخساره شماره ۱، بایوکلاســـتیک (پلانکتونیک فرامینیفرا) وکستون / مادســـتون، پیریت در ماتریکس و درون دانه‌ها در این ریزرخســـاره فراوان می‌باشد. ب) ریزرخساره شماره ۲، بایوکلاستیک (اکینوئید، بریوزوئر) وکستون-پکستون، در برخی از نمونه‌ها انحلال در بریوزوئرها و جایگزینی با انیدریت مشاهده می‌شود. پ) ریزرخساره شماره ۳، بایوکلاستیک (بریوزوئر، جلبک قرمز) وکستون- پکستون. ت)، ث) و ج) ریزرخساره ۴، بایوکلاستیک (فرامینیفرهای درشت ،جلبک قرمز، بریوزوئر) پکستون / وکستون. چ) بایوکلاستیک وکستون - پکستون، در این ریزرخساره جلبک قرمز و اکینوئید فراوان تریت آلوکم‌های اسکلتی را تشکیل می‌دهند. ح) و خ) اایید گرینستون - پکستون، در این ریزرخساره عمدتاً هسته اایدها انحلال یافته و رخساره خوب مخزنی را تشکیل داده است.



شکل ۷. الف)و ب)، بایوکلاستیک پکستون- گرینستون، در این ریزرخساره فابریک سنگ فشرده بوده و انحلال فشاری در محل تماس دانه‌ها، رگچه‌های انحلالی و استیلولیت به وفور یافت می‌شود. پ)و ت)، بایوکلاستیک (فرامینیفرهای درشت لاگونی) وکستون/پکستون. ث) میلیولید بایوکلاســـتیک وکستون - پکستون. ج) بایو کلاستیک (اســـتراکد) مادستون / وکستون. چ) و ح) بایوکلاستیک وکستون - پکستون ماسه‌دار. خ) بایوکلاستیک مادستون

تخریبی سازند قرمز زیرین قرار گرفته است (شکل ۳الف). رسوبات قاعده سازند قم در برش سیاه کوه از نهشته‌های کنگلومرای پلی میکتایت لنزی، که عمدتاً از ذرات ولکانیکی تشکیل شده و در زمینه دارای فسیل‌های جلبک قرمز و دوکفه ای می‌باشد (شکل ۳الف)، شکل عدسی و حفظ شدگی خرده سنگ‌های کربناته نشانگر پر شدگی دره‌های حفر شده[1] در قاعده سازند قم می‌باشد. این نهشته‌ها نمایانگر دسته رخساره‌های تراز پایین در سکانس اول می‌باشند.

با بالا آمدن سریع سطح آب دریا شرایط برای رسوب‌گذاری کربنات‌ها فراهم شد، به‌طوری‌که رسوب‌گذاری نهشته‌های کربناته دارای طبقه‌بندی مورب با آلوکم‌های اسکلتی نظیر بریوزوئر، جلبک قرمز و اکینوئید در محیط دریای باز (رمپ میانی، ریز رخساره شماره ۲) تشکیل شد. این نهشته‌ها با توجه به پس نشینی رخساره‌ها[2] و مهاجرت آنها به سمت خشکی و کاهش مقدار و اندازه ذرات تخریبی به سمت بالا، نمایانگر عمیق‌تر شدن حوضه رسوبی و نشانگر تشکیل دسته رخساره‌های پیشرونده است. سطح حداکثر پیشروی آب دریا[3]، منبطق با رخساره‌های آهک رسی زیتونی رنگ دارای حداکثر فسیل‌های پلانکتونی نظیر گلوبیژرینا، اکینوئید، بریوزوئر و فرامینیفرهای کف‌زی درشت با پوسته هیالین (ریز رخساره شماره ۱) می‌باشد (شکل ۵).

دسته رخساره‌های تراز بالا (ریز رخساره‌های شماره ۱، ۲، ۵ و ۱۱)، در این سکانس رسوبی با نهشته‌های آهک رسی زیتونی رنگ با رخساره پلاژیک دارای فسیل‌های پلانکتونی، بریوزوئر، اکینوئید، جلبک قرمز و فرامینیفرهای کف‌زی درشت با پوسته هیالین مشخص می‌شوند. این دسته رخساره در ابتدا با فسیل‌های پلانکتونی حالت افزاینده[4] را نشان داده و با پدیدار شدن فسیل‌های بریوزوئر، جلبک قرمز و روزن بران کف‌زی بر روی رخساره‌های پلاژیک، حالت پیش نشینی[5] را نشان می‌دهد (شکل ۵).

نهشته‌های گلسنگ کربناته قرمز رنگ دارای ژیپس و عمدتاً فاقد فسیل در راس این سکانس معادل با نهشته‌های c_2 در برش الگو است. با توجه به اینکه در این زمان فعالیت‌های تکتونیکی در ناحیه الگو نواحی مجاور منجر به خروج نهشته‌ها از دریا و تشکیل رسوبات تخریبی و تبخیری شده است، در این ناحیه نرخ این تغییرات ملایم تر بوده و منجر به کاهش ارتباط حوضه با دریای باز و رسوب‌گذاری نهشته‌های مارن قرمز رنگ در شرایط کولابی شده است. این نهشته‌ها معادل با نهشته‌های سیستم تراکت پسرونده سریع در این سکانس در نظر گرفته شد (شکل ۲). مرز بالایی این سکانس با توجه به عدم خروج این نهشته‌ها از آب، مرز سکانسی نوع ۲ در نظر گرفته شد.

سکانس ۲

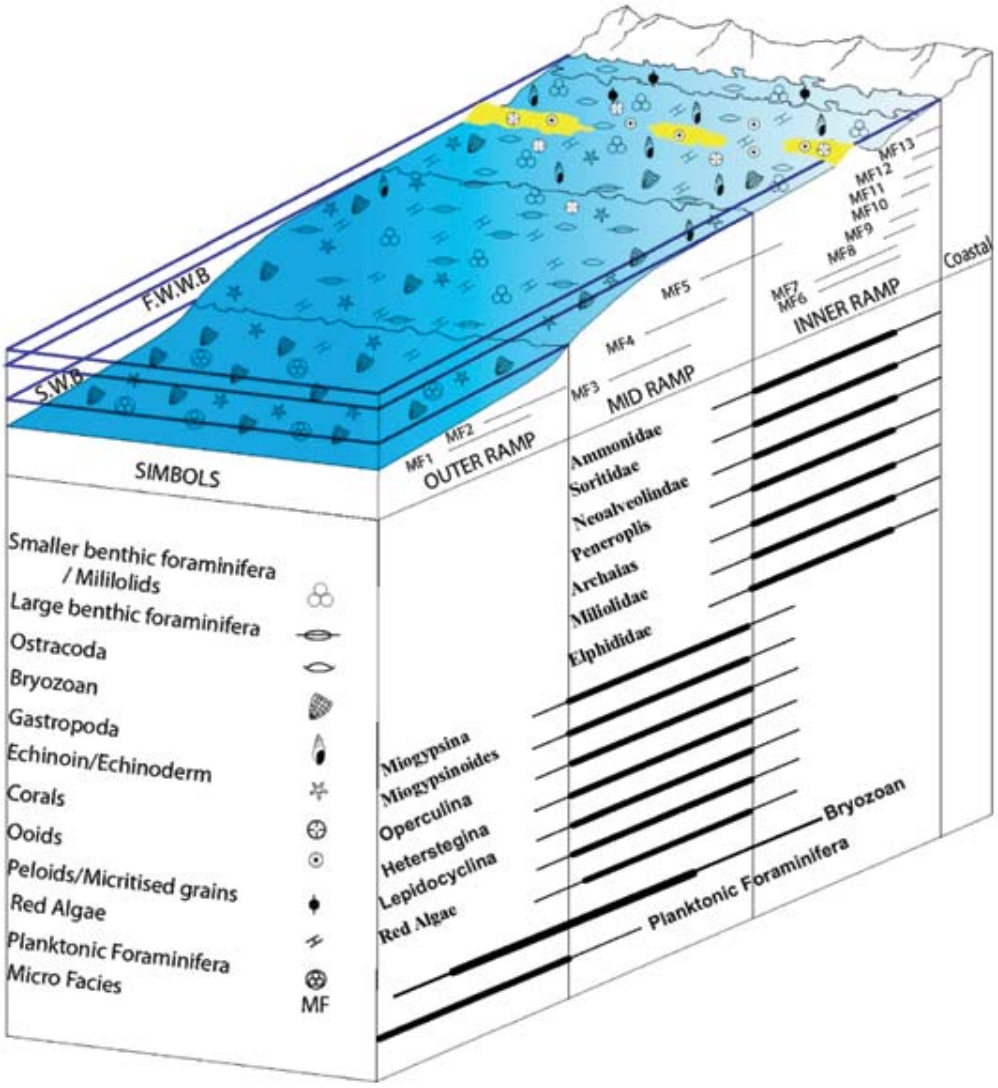
این سکانس رسوبی درجه سوم در برش سطح الارضی کوه سیاه با ضخامت ۷۰ متر گسترش دارد (شکل‌های ۲ و ۵) و در برگیرنده واحدهای سنگ‌چینه‌ای c_3، c_4 و d است. سن این سکانس، به آکیتانین و SBZ 24 نسبت داده شده است. در این سکانس دسته رخساره‌های تراز پایین، پیشرونده، تراز بالا و پسرونده سریع تشخیص داده شد.

بالا آمدن سریع سطح آب دریا منجر به تشکیل نهشته‌های کربناته مربوط به ریز رخساره ۱۰ بر روی نهشته‌های گل سنگ کربناته قرمز رنگ در برش مورد مطالعه شد. دسته رخساره‌های پیشرونده از پاراسکانس‌های پیشرونده تشکیل شده که شدت پیشروی به سمت بالا در انها افزایش یافته است (ریز رخساره‌های ۲، ۶ و ۱۰). حداکثر سطح پیشروی آب دریا در محل بیشترین پس نشینی رخساره‌ها، در نهشته‌های پکستونی دارای اکینوئید، بریوزوئر، جلبک قرمز و فرامینیفرهای درشت کف‌زی با پوسته هیالین (ریز رخساره۲)، قرارداده شد (شکل ۵).[1]

دسته رخساره‌های تراز بالا، در برش کوه سیاه از مجموع رخساره‌های مربوط به رمپ میانی و درونی (ریز رخساره‌های ۳، ۵ و ۱۲) تشکیل شده است. این مجموعه رخساره روند پیشروی کننده به سمت دریا داشته، به‌طوری‌که به سمت بالا از مقدار بریوزوئر کاسته شده و بر مقدار جلبک قرمز و اویستر[6] افزوده می‌شود.

دسته رخساره‌های پسرونده سریع با نهشته‌های تبخیری

1. Incised valley
2. Retrogradation
3. mfs
4. Aggradation
5. Progradation
6. Oyster



شکل ۸. مدل رسوبی سازند قم در برش کوه سیاه بر اساس نحوه پراکندگی آلوکم‌های اسکلتی، غیر اسکلتی و ریزرخساره‌ها

گچ واحد سنگ‌چینه‌ای d از سازند قم مشخص می‌شود (شکل ۳ پ). با توجه به اینکه رخساره‌های بلافصل بالا و پایین این نهشته‌های تبخیری در رمپ میانی نهشته شده است، به نظر می‌رسد که محیط رسوب‌گذاری نهشته‌های تبخیری بخش d، مربوط به محیط دریایی بسته باشد و رسوب‌گذاری نهشته‌های تبخیری طبق مکانیسم بارش از آسمان[1] (Warren، 2006) صورت گرفته است. بخش d در ناحیه مرکزی حوضه رسوبی قم تقریباً در اکثر برش‌ها و چاه‌ها در جایگاه چینه‌ای و سنی تقریباً یکسانی وجود دارد و می‌توان از آن به عنوان یک شاخص چینه‌شناسی استفاده کرد.

سکانس ۳

این سکانس رسوبی درجه سوم در برش سطح الارضی کوه سیاه دارای ضخامت ۱۷۶ متر است (شکل‌های ۲ و ۵). این سکانس در برگیرنده واحد سنگ‌چینه‌ای e است و سن آن با توجه به مطالعات انجام شده و همچنین بایوزون SBZ 25، به آکیتانین نسبت داده شد. در این سکانس دسته رخساره‌های تراز پایین، پیشرونده و تراز بالا تشخیص داده شد.

مرز زیرین این سکانس ، با توجه به تشکیل تبخیری‌های درون حوضه‌ای بخش d از مرز سکانسی نوع ۲ تشخیص داده

1. Rain from heaven

شد. این مرز در برش کوه سیاه، منطبق با همبری شیل‌های زیتونی بخش e در بالا و نهشـــته‌های تبخیری بخش d قرار داده شـــد. با بالا آمدن سریع سطح آب دریا، شرایط کولابی حاکم بر حوضـــه قم مجددا به شـــرایط دریایی نرمال تغییر کرده و رســـوب‌گذاری نهشته‌های مارنی دریایی با آلوکم‌های اسکلتی نظیر جلبک قرمز، اکینوئید، بریوزوئر، فرامینیفرهای کف‌زی درشت با پوســـته هیالین، میلیولید و استراکد (ریز رخساره ۵) در برش کوه سیاه، آغاز شد.

دسته رخســـاره‌های پیشرونده (ریز رخساره‌های ۱ و ۲)، در برش ســـطح الارضی کوه سیاه دارای ستبرای کمی بوده و عمدتاً از نهشـــته‌های مارنی مربوط به محیط رمپ بیرونی تشـــکیل شده‌اند. سطح حداکثر پیشـــروی اب دریا (MFS) در برش سطح الارض سیاه کوه منطبق بر بیشترین فراوانی فسیل‌های پلانکتونی (ریز رخساره ۱) و در قاعده اولین آهک بر روی مارن‌های زیتونی قرار داده شده است (شکل ۵).

دسته رخساره‌های تراز بالا در برش کوه سیاه، در بردارنده دسته پاراسکانس‌های ستبر شونده و کم عمق شونده است، به‌طوری‌که این پاراسکانس‌ها با نهشته‌های آهک رسی آغاز و بـــه نهشـــته‌های کربناته خاتمه می‌یابد و به ســـمت بالا از درصد رس در هر پاراســـکانس کاســـته می‌شود. روند پیش نشینی رخســـاره‌ها در این دسته رخساره در برش‌های مورد مطالعه از محیط رمپ بیرونی (ریز رخساره‌های شماره ۲، ۳ و ۶) به سمت رمپ درونی (ریز رخساره‌های شماره ۸، ۱۰ و ۱۲) می‌باشد. مرز بالایی این سکانس در برش کوه سیاه مرز سکانسی نوع ۲، تشخیص داده شده است.

سکانس ۴

این سکانس رسوبی درجه سوم دارای ضخامت ۱۷۵ متر اســـت (شکل‌های ۲ و ۵) و در برگیرنده واحد سنگ‌چینه‌ای f است و سن آن با توجه به بایوزون SBZ 25 به بوردیگالین نســـبت داده شده است. در این سکانس دسته رخساره‌های پیشرونده و تراز بالا تشخیص داده شده است.

مرز زیرین این سکانس منطبق بر سطح رنگ آمیزی شده با اکسید آهن و انحلال یافته می‌باشد. این مرز در برش مورد مطالعه مرز سکانسی نوع ۱(SB 1) در نظر گرفته شده است.

دسته رخساره‌های پیشرونده این سکانس، در برش سطح الارضی کوه ســـیاه با ضخامت ۱۰۰ متر از نهشته‌های سنگ آهک، آهک‌های رسی و مارن مربوط به رمپ درونی و میانی (ریز رخســـاره‌های ۵، ۶، ۷، ۹، ۱۰ و ۱۱) تشـــکیل شده‌اند. سطح حداکثر پیشروی اب دریا در برش مورد مطالعه منطبق بر بیشترین فراوانی اکینوئید، بریوزوئر و جلبک قرمز و کاهش فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز (ریز رخساره ۳) می‌باشد (شکل ۵).

دسته رخساره‌های تراز بالا در برش کوه سیاه، در بردارنده دسته پاراسکانس‌های ستبر شونده و کم عمق شونده می‌باشد که در محیط رمپ درونی تشکیل شده است. روند پیش نشینی رخســـاره‌ها در این دسته رخساره در برش‌های مورد مطالعه از محیـــط رمپ بیرونی (ریز رخســـاره‌های ۴، ۵، ۶، ۷ و ۹) به سمت رمپ درونی (ریز رخساره‌های ۱۰ و ۱۱) می‌باشد.

مرز بالایی این ســـکانس منطبق با همبری نهشته‌های تخریبی سازند قرمز بالایی با نهشته‌های کربناته سازند قم در نظر گرفته شده است (شکل ۳ت).

نتیجه‌گیری

سازند قم در برش سیاه کوه شرقی به ضخامت ۴۹۳ متر شامل نهشته‌های گلسنگ آهکی، سنگ آهک رسی، سنگ آهک، انیدریت است که به بخش‌های c1 تا f تفکیک شد.

در ایـــن مطالعه در ارتباط با تعیین ســـن نهشـــته‌های ســـازند قم به منظـــور ایجاد یـــک چهارچـــوب زمانی برای تفکیک سکانس‌های رسوبی درجه سوم، از مجموعه همراه فرامینیفرهـــای درشـــت و مفاهیم چینه نگاری سکانســـی اســـتفاده و بر این اساس سن سازند قم مورد ارزیابی مجدد قـــرار گرفت. بـــرای اولین بار در این مطالعه ســـن بخش c_1 که قبلاً به آکیتانین پیشـــین نسبت داده شده بود، براساس مجموعه فسیلی

Miogypsinoides formosensis، *Spiroclypeus blanckenhorni*، *Heterostegina* sp.، and *Neorotalia lithothamnica* به سن شاتین پسین (SBZ 23)، نسبت داده شد. سن بخش‌های c_3 و c_4 نیز با توجه به وجود *Miogypsina* cf. *gunteri /tani*، به آکیتانین نسبت داده شد.

سن بخش‌های c_2 و d نیز با توجه به نبود فسیل‌های شاخص و با توجه به منحنی تغییرات جهانی سطح آب دریا (Hardenbol et al.،1998) و مفاهیم چینه نگاری سکانسی به مرز شاتین / آکیتانین و آکیتانین / بوردیگالین نسبت داده شد.

سن بخش‌های e و f بر اساس وجود *Miogypsina* cf. *globulina*، ، *Borelis melo-curdica*، *Meandropsina anahensis*، *Meandropsina iranica*، *Dendritina rangi*، *Peneropolis* sp.، *Austrotrillina howchini*، *Ammonia* cf. *umbonata* به بوردیگالین نسبت داده شد.

با توجه به مشاهدات صحرایی و آزمایشگاهی، نظیر نبود رخساره‌های توربیدایتی، ریزشی و ریف‌های سدی و یکنواختی رخساره‌های سنگی در طول تاقدیس کوه سیاه مدل رسوبی رمپ کربناته برای این نهشته تعیین شد. بر اساس بافت رسوبی، نوع آلوکم‌های اسکلتی و غیر اسکلتی و درصد فراوانی آنها ۱۳ ریز رخساره و یک رخساره سنگی (انیدریت) از بخش رمپ بیرونی تا ناحیه جزر و مدی در رمپ بیرونی شناسایی شد و ضمن بررسی و تغییرات توالی ریز رخساره‌ها در توالی عمودی، نوسانات سطح اب دریا نیز مشخص شد.

تعداد چهار عدد سکانس رسوبی درجه سوم بر اساس مشاهدات صحرایی، مطالعات میکروسکوپی و تعبیر و تفسیر رخساره‌ها در برش شرق تاقدیس کوه سیاه تفکیک شد. سکانس اول با سن شاتین پسین در برگیرنده بخش‌های c۱ تا c۲ می‌باشد. سکانس دوم با سن آکیتانین دربرگیرنده بخش‌های c۳، c۴ و d می‌باشد. سکانس سوم و چهارم در برگیرنده بخش‌های e و f بوده و سن آنها بوردیگالین می‌باشد.

سپاسگزاری

از مدیریت محترم اکتشاف شرکت ملی نفت ایران به جهت فراهم آوردن امکانات عملیات صحرایی و مطالعات دفتری کمال تشکر و امتنان را داریم.

منابع

- آقانباتی، ع.،۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- ایمن دوست آ.، ۱۳۸۵. چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در بخش مرکزی حوضه ،پایان نامه کارشناسی ارشد ،دانشگاه تهران.
- باغبانی د.، ۱۳۸۶. پروژه مطالعاتی و عملیاتی در محدوده ساوه-قم-کاشان-زواره (حوضه ایران مرکزی). گزارش داخلی شرکت ملی نفت، مدیریت اکتشاف ، گزارش زمین‌شناسی۲۱۱۱.
- بهفروزی ا.، صفری ا. و وزیری مقدم ح.، ۱۳۸۹. زیست چینه‌نگاری سازند قم در ناحیه چنار(شمال غرب کاشان) بر اساس روزن داران و تطابق آن با برخی از نقاط ایران مرکزی. نشریه علمی- پژوهشی رخساره‌های رسوبی، ۳۱-۴۰
- بهفروزی ا. و صفری ا.، وزیری مقدم ح.، ۱۳۹۱. پالئواکولوژی و اجتماعات کربناته سازند قم در منطقه چنار (شمال غرب کاشان) ، نشریه علمی پژوهشی رخساره‌های رسوبی ، ۱-۱۲
- دانشیان ج. و درخشانی م. ۱۳۸۷. پالئواکولوژی فرامینیفرای سازند قم در برش قصر بهرام، دامنه‌های شمال غربی سیاه کوه، واقع در جنوب گرمسار. مجله علوم پایه دانشگاه اصفهان، شماره۱.
- دانشیان ج. و آفتابی آ.، ۱۳۸۸. بیواستراتیگرافی فرامینیفرهای سازند قم بر اساس یافته‌های جدید در برش چینه‌شناسی طاقدیس نواب در جنوب شرق کاشان. مجله علوم دانشگاه تهران. جلد ۳۵.
- رحیم زاده، ف.، ۱۳۷۳، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران: الیگوسن، میوسن و پلیوسن، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۳۱۱.
- رحیمی متین، ل، ۱۳۸۶. بیوستراتیگرافی و سکانس استراتیگرافی سازند قم در جنوب ورامین (دوازده امام- یورته شاه). پایان نامه کارشناسی ارشد ،دانشگاه شهید بهشتی.
- لاسمی، ی. و امین رسولی، ه.، ۱۳۸۲. چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در جنوب بخش مرکزی حوضه رسوبی ایران مرکزی. ارزش زمان چینه شناختی در تشخیص پاره سازندها، چکیده مقالات بیست و دومین گردهمایی علوم زمین ایران (مشروح مقاله در پایگاه ملی دادها علوم زمین ششور، بخش مقالات برگزیده: (www.ngdir/symposi-um/ppaper serch،ایران (تهران).
- نوری، ن.،۱۳۷۷. میکروفاسیس، محیط رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های سازند قم در منطقه شرق سمنان. مجموعه مقالات دومین همایش انجمن زمین‌شناسی کشور.

- Cahuzac, B. and Poignant, A. 1997. Essai de biozonation dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques. Bulletin Society Géological de France,168 (2), 155 - 169.

- Catuneanu, O., 2006. Principles of sequence stratigraphy, Elsevier, 386

- Corda, L., and Brandano, M., 2003. Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy. Sedimentary Geology, 161, 55-70.

- Burchette, T.P. and Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. Sedimentary Geology 79, 3-57.

- Daneshian, J. and Dana, L.R. 2007. Early Miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of the Qom Formation, Deh Namak, central Iran. Journal of Asian Earth Sciences 29, 844-858.

- Dozy, J. J., .1944. A geological reconnaissance of the Kuhistan- i- Qum, Geological Report No. 304 of Exploration Directorate, NIOC.

- Dozy, J., 1955. A sketch of post Craetaceous volcanism in Central Iran. Geological Report No.186 of Exploration Directorate, NIOC.

- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham WE (ed) Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, 108-121.

- Embry, A.F. and Klovan, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. Bulletin of Canadian petroleum geology 19,730-781.

- FlÜgel, E., 2010. Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application. Springer, 984.

- Furrer, M.A., and Soder, P.A., 1955. The Oligo-Miocene marine formation in the Qum region (Central Iran). Rome, Italy. In: Proceedings

- Abaie, I., Ansari, H.J., Badakhshan, A. and Jaafari, A., 1964. History and development of the Alborz and Saraje fields of central Iran. Bulletin of Iranian Petroleum Institute, 15, 561-574.

- Adabi, M.H., Kakemem, U. and Sadeghi, A., 2016. Sedimentary facies, depositioal environment and sequence stratigraphy of Oligocene - Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran). Carbonates Evaporites, 31, 69 - 85

- Alavi, M., 1991. Tectonic Map of the Middle East: Tehran. Geological Survey of Iran, Scale 1:5,000,000.

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics, 229, 211-238.

- Amirshahkarami, M. and Karavan, M., 2015. Microfacies models and sequence stratigraphic architecture of the OligoceneeMiocene Qom Formation, south of Qom City, Iran. Geoscience Frontiers, 6, 593-604.

- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. National Research Council of Canada, 18, 210-263.

- Berning, B., Reuter, M., Pillar, W.E., Harzhauser, M. and Kroh, A., 2009. Larger foraminifera as a substratum for encrusting bryozoans (Late Oligocene, Tethyan Seaway, Iran), Facies, 55, 227-241.

- Bozorgnia, F., 1965. Qum Formation stratigraphy of the Central Basin of Iran and its intercontinental position. Bulletin of the Iranian Petroleum Institute 24, 69-75.

- Brandano, M. and Corda, L., 2002. Nutrients, sea level and tectonics: constrains for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy. Terra Nova, 14, 257-262.

of the 4th World Petroleum Congress, Rome, 267- 277.

- Gansser, A., 1955. New aspects of the geology in central Iran, Geological Report No.160 of Exploration Directorate, NIOC.

- 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.

- Guoqiang, X., Shaonan, Z., Zhongdong, L., Lailiang, S. and Huimin, L., 2007. Carbonate Sequence Stratigraphy of a Back-Arc Basin: A Case Study of the Qom Formation in the Kashan Area, Central Iran. Acta Geologica Sinica, 81 (3), 488-500.

- Hallock, P. and Glenn, E.C., 1986. Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonates depositional facies. Palaios, 1, 55-64.

- Huber, H., 1972. History of oil exploration in south Semnan area. Geological note No. 231 of Exploration Directorate, NIOC.

- Hunt, D. and Tucker, M. E., 1993. Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgonian) of southeast France. In Sequence Stratigraphy and Facies Associations (H. W. Posamentier, Summerhayes, C. P., Haq, B. U., and Allen, G. P. Eds.), pp. 307-341. International Association of Sedimentologists, Special Publication 18.

- Hunt, D., and Tucker, M. E., 1995. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during baselevel fall - reply. Sedimentary Geology, 95, 147-160.

- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M. B., Jacquin, T., De Graclansky, P. C. and Vail, P. R., 1998, Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, in P. C. De Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, and P. R. Vail, eds., Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins: SEPM Special Publications, 60, 3-14.

- Işik, U. and Hakyemez, A., 2011. Integrated Oligocene-Lower Miocene Larger and Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy of the Kahramanmaras Basin (Southern Anatolia, Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences. 20, 793-845.

- Jalali, M., Feizi, A., Asilian, H., Motamedi, H. and Motamedi, B., 2009. Sequence Stratigraphy and basin evolution of Miocene deposits in the North-West part of Central Iran Basin, International Lithsphere Program (ILP),5th workshopof the ILP-Task force on sedimentary basin, Abu Dhabi.

- Karavan, M., Mahboubi, A., Vaziri-Moghaddam, H. and Moussavi-Harami, R., 2015. Sedimentary facies analysis and sequence stratigraphy of Qom Formation deposits in NE Delijan-NW Central Iran. Iran. Geosciences Journal,24, 237-249.

- Khalili, M., Beavers, R. and Torabi, H., 2007. Depositional environment of the evaporitic (D-Member) of the Qom formation (Central Iran). Carbonates and Evaporites, 22, 2, 101-112.

- Less, Gy., Özcan, E. and Okay,A., 2011, Stratigraphy and Larger Foraminifera of the Middle Eocene to Lower Oligocene Shallow-Marine Units in the Northern and Eastern Parts of the Th race Basin, NW Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences. 20, 793-845.

- Letouzey, J. and Rudkiewicz, J.L., 2005. Structural geology in the Central Iranian Basin: Institut Francais du Petrole report, 79.

- Mohaijel. M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence

and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. Journal of Asian Earth Sciences , 21, 397-412.

- Mohammadi, E., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Vaziri, M.R. and Ghaedi, M., 2011. Microfacies analysis and paleoenviornmental interpretation of the Qom Formation, South of the Kashan, Central Iran. Carbonates and Evaporates 26, 255-271

- Mohammadi, E., Vaziri M.R. and Dastanpour, M., 2015. Biostratigraphy of the nummulitids and lepidocyclinids bearing Qom Formation based on larger benthic foraminifera (Sanandaj - Sirjan fore-arc basin and Central Iran back-arc basin, Iran). Arabian Journal Geosciences, 8(1),403-423.

- Nelson, C. S., S. L. Keane, and P. S. Head, 1988. Non-tropical carbonate deposits on the modern New Zealand shelf: Sedimentary Geology, 60, 71-94.

- Nogol e Sadat, M.A.A., 1985. Les zone de decrochement et les virgations structuales en Iran, Consequences desresultatas de 1, analyse structural de region de Qom; Geological Survey of Iran, Report. No. 55.

- Pedley, H.M., 1998. A review of sediment distributions and processes in Oligo-Miocene ramps of southern Italy and Malta (Mediterranean divide). In: Wrigth, V.P., Burchette, T.P. (Eds.), Carbonate ramps. Geological Society of London. Special Publications, 149, 163-179.

- Pomar, L., 2001. Ecological control at sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Island. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 175 (1), 249-272.

- Read, J. F., 1985. Carbonate platformfaciesmodels: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69, 1-21.

- Rahaghi, A. 1973. Etude de quelques grands foraminifères de la Formation de Qum (Iran Central). Revue de Micropaléontologie 16, 23-38.

- Rahaghi, A. 1976. Contribution a l'étude de quelques grands foramifères de l'Iran. Société National Iranienne des Pétroles Laboratoire de Micropaléontologie. Publication 6, Parts 1-3, 1- 79.

- Rahaghi, A., 1980. Tertiary Faunal Assemblage of Qum-Kashan, Sabzewar and Jahrum Areas. National Iranian Oil Company, Geological Laboratories, Publication 8, 1-64.

- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rgl, F., Kroh, A., Aubry, M.P., Wielandt-Schuster, U. and Hamedani, A., 2007. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan seaway and closure of its Iranian gateway. International Journal of Earth Sciences, 98, 627-650.

- Romero, J., Caus, E. and Rossel, J., 2002. A model for the paleoenviornmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean Basin (SE Spain). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 179, 43-56.

- Schuster F. and Wielandt U., 1999. Oligocene and Early Miocene coral faunas from Iran: paleoecology and paleobiogeography. International Journal of Earth Science 88, 571-581.

- Seyrafian A. and Torabi H., 2005. Petrofacies and sequence stratigraphy of the Qom Formation (Late Oligocene-Early Miocene?), North of Nain. Southern trend of the Central Iranian Basin. Carbonates and Evaporites, 20(1), 82-90.

- Soder, P.A., 1956. Detailed investigations on the marine formation of Qum. Geological report No.154 of Exploration Directorate, NIOC.

- Soder, P.A., 1959. Detailed investigations

on the marine formation (Oligo - Miocene) of Qum. Geological report No.186 of Exploration Directorate, NIOC.

- Stampfl i, G.M. and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones: Earth and Planetary Science Letters, 196, 17-33.

- Stöcklin, J., 1977. In possible ancient continental margin in Iran. Burk, GD. And C.L. Darke (Eds.). Geology of continental Margins: New York, Springer Verlog, 873-887.

- Stöcklin, J. and Setudehina, A., 1991. Stratigraphic lexicon of Iran. Geological Survey of Iran Report 18, 1-376.

- Vaziri- Moghaddam, H. and Torabi, H., 2004. Biofacies and sequence stratigraphy of the Oligocene succession, Central basin, Iran. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 6, 321-344.

- Warren, J. K., 2006, Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons: Berlin, Springer, 1036.

- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geological History. Springer, BerlineHeidelberg, New York, 471.

- Yazdi-Moghaddam, M., 2011. Early Oligocene larger foraminiferal biostratigraphy of the Qom Formation, South of Uromieh (NW Iran). Turkish Journal of Earth Science 20, 847-856.

- Zabihi Zoeram, F., Vahidinia, M. and Sadeghi, A., 2014. Larger benthic foraminifera: a tool for biostratigraphy, facies analysis and paleoenvironmental interpretations of the Oligo-Miocene carbonates, NW Central Zagros Basin, Iran. Arabian Journal Geosciences, 8(2), 931-949.