

## ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در چاه یورته‌شاه-۱ و برش سطحی موره‌کوه (جنوب تهران)

محمود جلالی، دانشجوی دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران\*

عباس صادقی، استاد، گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران

محمدحسین آدابی، استاد، گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران

### چکیده

این مقاله نمایانگر تجزیه و تحلیل‌های چینه‌نگاری سکانسی در توالی نهشته‌های دریایی کم‌عمق الیگو-میوسن در چاه یورته‌شاه-۱ و برش سطحی موره‌کوه (جنوب تهران) است. این مطالعه بر اساس سنگ چینه‌نگاری، تعیین چهارچوب زمانی جهانی بر اساس بیوزون‌های استاندارد اروپایی، تعبیر و تفسیر رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی دیرینه و چینه‌نگاری سکانسی انجام شده است. در برش زیر سطحی یورته‌شاه-۱، بخش‌های C<sub>4</sub> تا f و در برش سطحی موره‌کوه فقط بخش f از سازند قم قابل تفکیک است. مطالعات زیست‌چینه‌نگاری نشان داد که مجموعه فرامینفرهای کف‌زی در محدوده مورد مطالعه مشابه با مجموعه فسیلی در غرب تبتیس و خاورمیانه است. سن سازند قم بر اساس مجموعه فرامینفرهای بزرگ آکیتانین تا بوردیگالین (SBZ 24-25) تعیین شد. این مطالعه نشان داد که محیط رسوبی سازند قم مربوط به رمپ کریناته است. بر اساس نوع بافت رسوبی و درصد آلوکم‌های اسکلتی و غیر اسکلتی تعداد ۲ عدد رخساره سنگی و ۹ عدد ریزرخساره از رمپ بیرونی تا رمپ درونی تشخیص داده شده است. مطالعات چینه‌نگاری سکانسی در این برش به شناسایی سه سکانس درجه سوم در برش زیر سطحی یورته‌شاه-۱ و یک سکانس رسوبی درجه سوم در برش سطحی موره‌کوه منجر گردید. سکانس اول به سن آکیتانین دربرگیرنده بخش C<sub>4</sub>، سکانس دوم و سوم به سن بوردیگالین در بردارنده بخش‌های e, d و f هستند. **کلیدواژه‌ها:** چینه‌نگاری سکانسی، سازند قم، ریزرخساره، محیط رسوبی.

## مقدمه

(Karavan et al. 2015; Amirshahkarami and Karavan 2015)

اقدام به تعبیر و تفسیر نهشته‌های سازند قم در ناحیه الگو و نواحی اطراف نموده‌اند.

از آنجایی که تمرکز مطالعات بر روی سازند قم عمدتاً در بخش مرکزی حوضه بوده است و محدوده مورد مطالعه، کمتر مورد مطالعات زیست‌چینه‌ای، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی قرار گرفته است، از این‌رو در این مطالعه سکانس‌های رسوبی درجه سوم سازند قم در برش‌های مورد مطالعه با توجه به چهار چوب زمانی تعیین شده بر اساس فرامینفرهای درشت و منطبق با بایوزون‌های جهانی تفکیک و تغییرات رخساره‌ای و محیط رسوبی در هر یک از سکانس‌ها مشخص گردید.

## موقعیت زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در حوضه تکتونیک-رسوبی، ایران مرکزی (Alavi 1991؛ آفانباتی ۱۳۸۳) و نهشته‌های سازند قم در تاق‌دیس موره‌کوه و یورته‌شاه در حوضه پشت قوس ولکانیکی نهشته شده است (Reuter et al. 2007; Letouzey and Rudkiewicz 2005).

ایران مرکزی از پالئوژئیک تاتریاس تحت تأثیر نیروهای کششی بوده است و با ایجاد ریف‌ت از صفحه عربی جدا شده (Alavi 1994; Letouzey and Rudkiewicz 2005) و در زمان تریاس میانی با بسته شدن اقیانوس تتیس قدیمی به صفحه اوراسیا متصل شد. در این زمان اقیانوس گسترده نئوتتیس، ایران مرکزی و زاگرس را از یکدیگر جدا می‌نمود. در زمان کرتاسه پسین تا پالئوژن پیشین به علت برخورد صفحات ایران مرکزی و عربی اقیانوس نئوتتیس به جنوب زون ماگماتیکی زاگرس مهاجرت کرد که منجر به چین‌خوردگی، خروج از آب نهشته‌های ژوراسیک و کرتاسه ایران مرکزی شد (Stämpfli and Borel 2002).

در زمان ائوسن، حرکت پوسته عربی به سمت اوراسیا به ایجاد فروانش بقایای پوسته اقیانوسی به زیر حاشیه جنوبی

پس از اثبات وجود هیدروکربور در نهشته‌های الگو-میوسن در میادین البرز، سراج، آران و فخره، مشخص شد که سازند قم در نواحی که از نظر سنی به طور کامل نهشته شده و واجد کلیه بخش‌های سازند قم است، می‌تواند به عنوان یک سیستم هیدروکربوری کامل در نظر گرفته شود (باغبانی ۱۳۷۵). لذا ضرورت بررسی تغییرات سن و رخساره‌های سازند قم در مطالعات هیدروکربوری بسیار اهمیت دارد. بدین منظور تاکنون مطالعات متعددی در مراکز دانشگاهی و پژوهشی در خصوص سازند قم انجام شده است.

گانسر (Gansser 1955) علاوه بر معرفی سازند دریایی الگو-میوسن در حوضه قم اقدام به تفکیک واحدهای سنگ‌چینه‌ای در این سازند نمود. فورر و سودر (Furrer and Soder 1955) ضمن بررسی سازند دریایی الگو-میوسن در خاور شوراب، این سازند را به شش واحد سنگی a تا f طبقه‌بندی نمودند. دوزی (Dozy 1944; 1955) نهشته‌های دریایی به سن الگو-میوسن را با عنوان سازند قم نامید. تقسیم‌بندی عضو c به چهار عضو c<sub>1</sub>-c<sub>4</sub> را سودر (1956) و (1959) انجام داد و شرح آن را آبابی و همکاران (1964) انجام دادند. نام سازند قم در اواسط دهه ۶۰ میلادی توسط کمیته چینه‌شناسی ایران رسمیت یافت و بخش‌های a, b, c<sub>1</sub>, c<sub>2</sub>, c<sub>3</sub>, c<sub>4</sub>, d, e, f نیز توسط کمیته چینه‌شناسی به رسمیت شناخته شدند (Stöcklin and Setudehnia 1991).

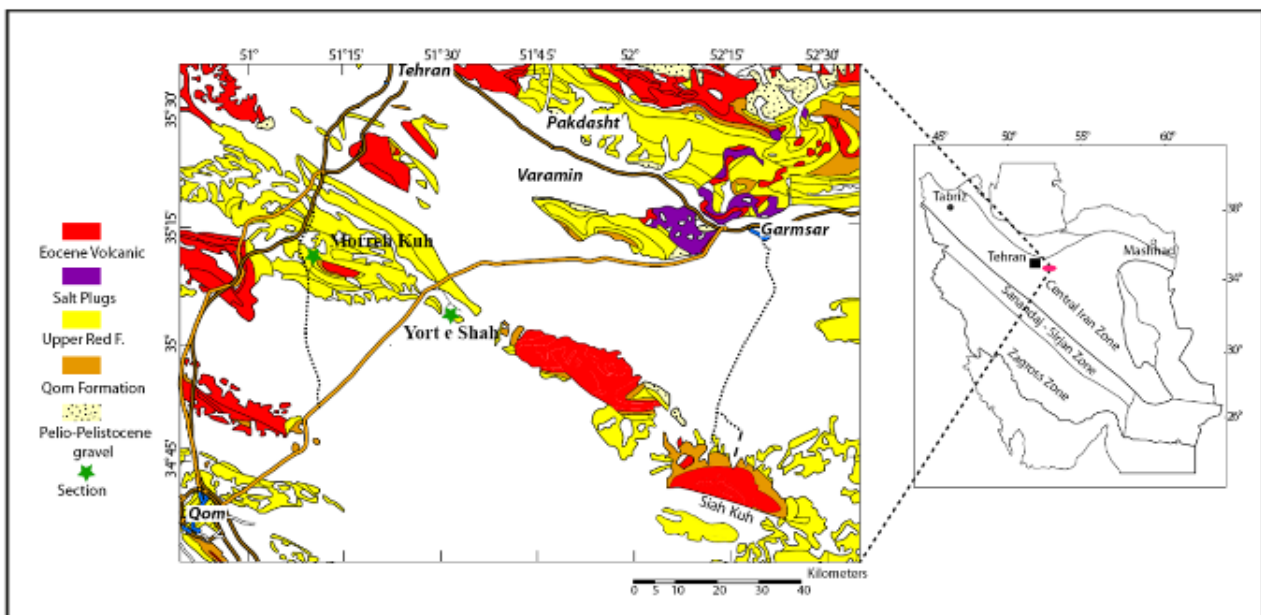
پژوهشگران در سال‌های اخیر به منظور شناخت و درک حوضه رسوبی قم در زمینه‌های چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی (رحیمی متین ۱۳۸۶، دانشیان و درخشانی ۱۳۸۷، دانشیان و آفتابی ۱۳۸۸ Bozorgnia 1965; Rahaghi 1973; 1976; 1980; Daneshian ۱۳۸۸ and Dana 2007; Mohammadi et al. 2015) ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی (نوری ۱۳۷۷؛ بهروزبفر و همکاران ۱۳۸۹، ۱۳۹۱) و (Khalili et al. 2007; Mohammadi et al. 2011; Zabihi et al. 2014) و چینه‌نگاری سکانسی (لاسمی و امین رسولی ۱۳۸۲؛ ایمن‌دوست و امینی ۱۳۸۴؛ Vaziri Moghaddam and Torabi 2004; Guoqiang et al. 2007; Reuter et al. 2007; Jalali et al. 2009;

در جنوب، جنوب غرب تهران (شکل ۱) به منظور بررسی دقیق روند تغییرات رخساره‌ای و سکانسی رسوبات برداشت شد. از برش زیر سطحی یورته‌شاه-۱ (شکل ۲) تعداد ۲۸۴ عدد مقطع نازک از خرده‌های حفاری و مغزه و از برش صحرائی مورده‌کوه (شکل ۳) تعداد ۵۰ عدد مقطع نازک از نمونه‌های سنگی برداشت‌شده، تهیه و مطالعه شد. به منظور بررسی فرامینفرهای درشت از برخی از نمونه‌ها در چندین جهت مختلف نیز مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد. به منظور نام‌گذاری و طبقه‌بندی سنگ‌های کربناته از طبقه‌بندی دانهام (Dunham 1962) و امبری و کلوان (Embry and Klovan 1971) و برای توصیف ریزرخساره‌ها و کمربندهای رخساره‌ای از روش رید (Read 1985) و برای توصیف محیط رسوبی رمپ کربناته از بروچت و رایت (Burchette and Wright 1992) استفاده شد. تعیین سن سازند قم بر اساس فرامینفرهای درشت (Poignant and Cahuzac 1997) انجام و در مطالعات چینه‌نگاری سکانسی از الگوی هانت و تاکر (Hunt and Tucker 1993, 1995) استفاده گردید.

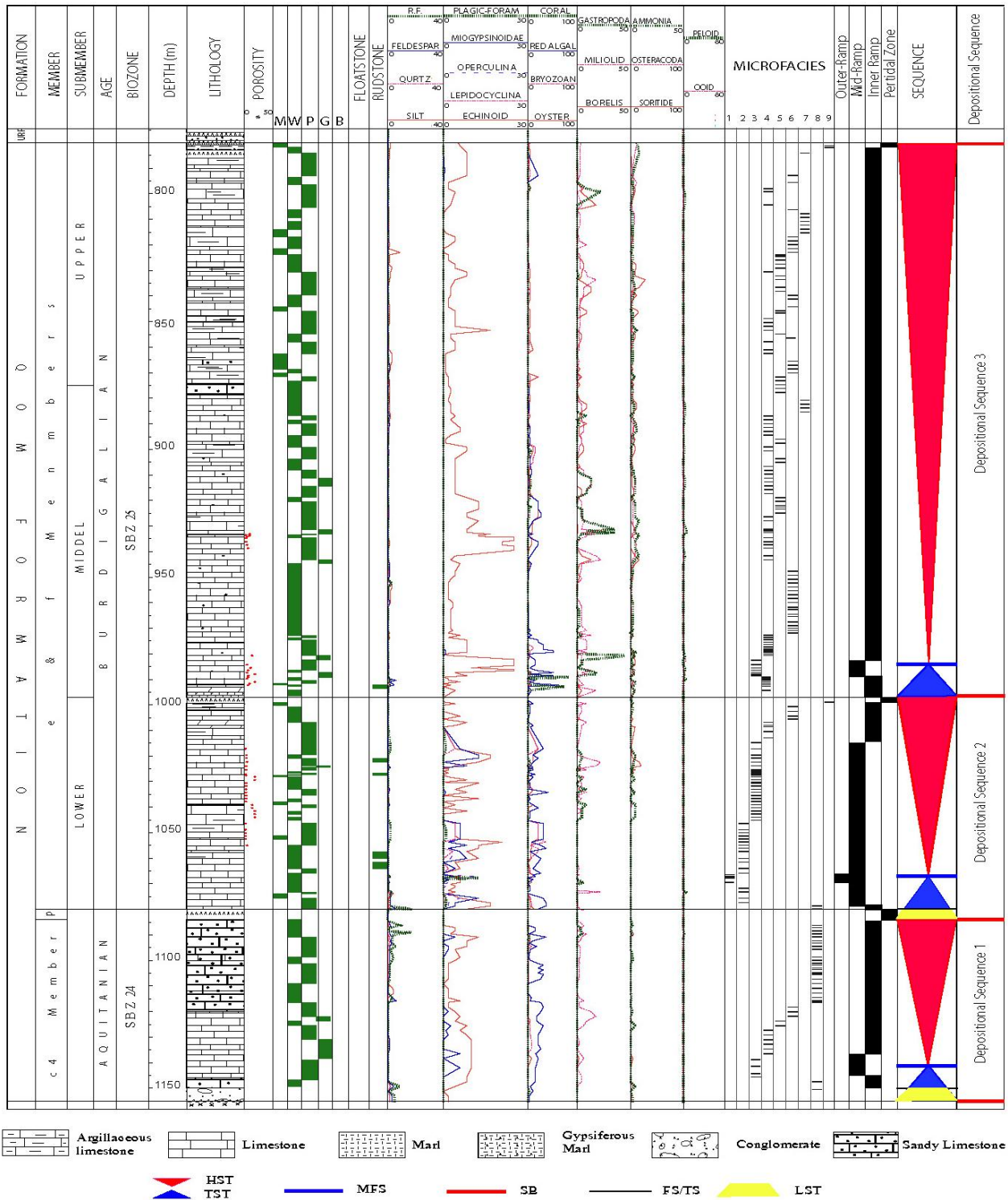
پوسته ایران مرکزی و تشکیل گستره وسیعی از نهشته‌های ولکانیکی منجر شد (Berberian and King 1981; Letouzey and Rudkiewicz 2005). ادامه حرکت صفحه عربی به سمت شمال و فروانش پوسته اقیانوسی به زیر صفحه ایران مرکزی در زمان اوایل الیگوسن-میوسن به تشکیل زون باریک آتشفشانی با روند شمال غرب-جنوب شرق با عنوان زون ارومیه-دختر و ساختار پشت کمانی منجر شد (Berberian and King 1981; Mohajel et al. 2003). این دوره همزمان با رسوب‌گذاری سازند قم در حوضه‌های محلی (تراکشی) پشت کمان بود (Letouzey and Rudkiewicz 2005). از زمان الیگو-میوسن تاکنون، حوضه ایران مرکزی عمدتاً تحت تأثیر رژیم تکتونیکی امتداد لغز بوده و این مسئله با توجه به تغییرات سریع در رخساره و ضخامت سازند قم و سازند قرمز بالایی قابل مشاهده است (Morley et al. 2009).

#### محدوده مورد مطالعه و روش کار

سازند قم در برش صحرائی مورده‌کوه به مختصات جغرافیایی  $35^{\circ} 10' 54''$  و  $51^{\circ} 10' 40''$  و در چاه یورته‌شاه-۱، واقع



شکل ۱- موقعیت زمین‌شناسی و جغرافیایی برش زیر سطحی یورته‌شاه-۱ و برش سطحی مورده‌کوه (نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰۰ شرکت ملی نفت ایران)



شکل ۲- تفکیک ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و سکانس‌های با درجه سوم سازند قم در برش زیرسطحی یورته‌شاه-۱، بر اساس بافت رسوبی و درصد آلوکوم‌های اسکلتی و غیر اسکلتی. در این مطالعه تعداد هشت عدد ریزرخساره و سه عدد سکانس رسوبی در نهشته‌های سازند قم با سن اکتیانین تا بوردیگالین تفکیک شد.

شکل ۳- تفکیک ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و سکانس‌های با درجه سوم سازند قم در برش صحرائی موره‌کوه، بر اساس برداشت برش صحرائی، بافت رسوبی و درصد آلومک‌های اسکلتی و غیر اسکلتی. در این مطالعه تعداد هشت عدد ریزرخساره و یک عدد سکانس رسوبی در نهشته‌های سازند قم با سن بوردیگالین تفکیک شد.

### چینه‌شناسی

شمال در کوه سیاه بابخش C<sub>1</sub> (دانشیان و درخشانی ۱۳۸۷؛ جلالی و همکاران ۱۳۹۵)، در برش زیر سطحی یورته‌شاه -۱، با بخش C<sub>4</sub> و در برش سطحی موره‌کوه با بخش f آغاز می‌شود. روند این تغییرات نمایانگر عدم یکنواختی در توپوگرافی کف حوضه رسوبی قم و وجود یک بلندآی دیرینه به سمت شمال و شمال شرق محدوده مورد مطالعه است (شکل ۹).

### برش زیرسطحی یورته‌شاه -۱

بررسی تغییرات چینه‌شناسی نمایانگر کاهش شدید ضخامت سازند قرمز زیرین از جنوب (سیاه کوه) به سمت محدوده مورد مطالعه است، به طوری که در برش‌های مورد مطالعه سازند قم به طور مستقیم بر روی نهشته‌های آتشفشانی به سن ائوسن قرار می‌گیرد. تغییرات چینه‌شناسی در بخش‌های مختلف سازند قم نیز در محدوده مورد مطالعه کاملاً مشهود است (SINOPEC 2009). این سازند در جنوب محدوده مورد مطالعه در چاه آرآن-۱ با بخش a شروع شده و به سمت

#### بخش c<sub>4</sub>

این بخش دارای ضخامت ۶۸/۲ متر، از سنگ آهک، سنگ آهک ماسه‌ای و سنگ آهک رسی تشکیل شده است. در قاعده این بخش، نهشته‌های کنگلومرای پیشرونده با ضخامت حدود ۴ متر وجود دارد که عمدتاً از ذرات ولکانیکی و آلوکم‌های اسکلتی از جنس جلبک قرمز و اکتینوئید تشکیل شده است.

#### برش سطحی موره‌کوه

سازند قم در برش سطح‌الارضی موره‌کوه با ۵۰ متر ضخامت از سنگ آهک‌های بخش f تشکیل شده است (شکل ۵). پیشروی دریای میوسن در این ناحیه نسبت به تاقدیس یورته‌شاه دیرتر انجام شده است، به طوری که در این تاقدیس فقط بخش f نهشته شده است. ضخامت سازند قم در تاقدیس موره‌کوه نیز از غرب به شرق کاهش نشان می‌دهد، به طوری که در غرب موره‌کوه ضخامت این سازند ۱۰۴ متر و در شرق آن ۵۰ متر است. در قاعده این بخش، نهشته‌های کنگلومرای پیشرونده با ضخامت حدود یک متر تشکیل شده که قطعات تشکیل‌دهنده آن عمدتاً از ذرات ولکانیکی و آلوکم‌های اسکلتی با جنس جلبک قرمز و اکتینوئید است.

#### چینه‌شناسی زیستی

در این مطالعه به منظور قراردادن رسوبات سازند قم در مقیاس زمان جهانی و نیز به منظور انجام تطابق بین قاره‌ای از بیوزون‌های استاندارد اروپا (Cahuzac and Poignant 1997) برای فونای کم‌عمق الیگو-میوسن استفاده شده است. این زون‌ها با علامت اختصاری SBZ معرفی می‌شوند (جدول ۱). نتایج حاصل از داده‌های بیواستراتیگرافی به شناسایی زون‌های SBZ 24 (آکیتانین) و SBZ 25 (بوردیگالین) برای برش زیرسطحی چاه یورته‌شاه-۱ و نیز SBZ 25 (بوردیگالین) برای برش سطح‌الارضی موره‌کوه منجر گردید که در زیر شرح داده می‌شوند.

سازند قم در برش زیر سطحی یورته‌شاه-۱، با ۳۷۳،۵ متر ضخامت، دارای بخش‌های c<sub>4</sub> تا f است (شکل ۲)، در این چاه تفکیک بخش‌های e و f امکان‌پذیر نیست (Bozorgnia 1961). پیشروی دریای میوسن در محدوده تاقدیس یورته‌شاه نسبت به نواحی جنوبی نظیر تاقدیس‌های سیاه‌کوه و دوازده امام دیرتر آغاز شده است، به طوری که نهشته‌های آهکی بخش c<sub>4</sub> به طور ناپیوسته در این تاقدیس بر روی نهشته‌های ولکانیکی ائوسن قرار گرفته است. به علت قرارگیری این تاقدیس در حاشیه بلندآی دیرینه، رخساره‌های نواحی عمیق‌تر دریا (مارن‌های دریایی بخش e) گسترش چندانی نداشته، لذا تفکیک بخش‌های f و e امکان‌پذیر نیست.

#### بخش غیر قابل تفکیک e - f

این بخش با ضخامت ۳۰۲ متر، در زیر نهشته‌های انیدریتی سازند قرمز بالایی و بر روی نهشته‌های تبخیری بخش d قرار گرفته است. بر اساس سنگ‌شناسی این بخش را می‌توان از بالا به پایین به سه واحد زیر تفکیک کرد (شکل ۲). واحد بالایی با ضخامت ۹۵ متر، که عمدتاً از سنگ آهک و سنگ آهک رسی سفید تا سبزرنگ دارای فسیل‌های درشت جلبک قرمز، بریوزئر، دوکفه تشکیل شده است. واحد میانی از سنگ آهک‌های ماسه‌ای سفید تا خاکستری‌رنگ تشکیل شده و ۱۲۲ متر ضخامت دارد. واحد زیرین از توالی سنگ آهک، سنگ آهک مارنی، دولومیت و انیدریت با ضخامت ۸۴ متر تشکیل شده است. توالی انیدریتی به ضخامت ۲ متر در رأس این واحد قرار دارد.

#### بخش تبخیری d

دارای ضخامت ۲/۵ متر قابل تطابق با برش‌های بخش مرکزی حوضه قم است. سن این بخش با توجه به جایگاه چینه‌شناسی و مفاهیم چینه‌نگاری سکانسی به مرز آکیتانین-بوردیگالین نسبت داده شد (لاسمی و امین‌رسولی ۱۳۸۲؛ ایمن‌دوست و امینی ۱۳۸۴؛ Reuter et al. 2007).

SERIES		STAGE	LARGER FORAMINIFERA		LARGER FORAMINIFERA IN STUDY AREA	
MIOCENE	LOWER	BURDIGALIAN	SB25	M.cushmani M.mediterranea	M.mediterranea M. cushmani	Borelis melo-curdi
		AQUITANIAN		SB24	plurispiralled Miogypsina M.globulina	N.tourouei Miolepidocyclina spp.
				M.socini unispiralled Miogypsina (M. gunteri / tani) M.gunteri	M.tani	M.ta
						(M.gunteri / tani) M.gunteri

جدول ۱- مقایسهٔ زون‌های استاندارد اروپایی و زون‌های شناسایی شده در ناحیهٔ مورد مطالعه به همراه وقایع زیستی مربوطه (Cahuzac and Poignant 1997; İşik and Hakyemez 2011, Less et.al. 2011).

اگرچه گونه *Borelismelo curdica* در اروپا دارای سن میوسن میانی به بعد است، ولی نتایج بیواستراتیگرافی داده‌های حاصل از تعیین سن مطلق (Van Buchem et al. 2010)، مؤید سن بوردیگالین برای این گونه فسیلی در ایران و خاورمیانه است. این دو زمانه بودن سن *Borelis melo curdica* در خاورمیانه و اروپا به وضعیت مهاجرت این گونه در زمان میوسن میانی از خاورمیانه به سمت اروپا (به سمت غرب) نسبت داده می‌شود (Jones et al. 2006).

سایر فرم‌های همراه در این بیوزون شامل *Schlumbergerina alveoliformis* (شکل ۴، G)، *Meandropsina anahensis* (شکل ۴، H-I)، *iranica* (شکل ۵، F-J)، *Ammonia cf. umbonata* (شکل ۵، A-B)، *Cibicides sp.* (شکل ۵، D)، *Austrorillina howchini* (شکل ۵، E)، *Peneropolis sp.* (شکل ۵، K)، *Borelis melo melo*، *Elphidium sp.*، *Elphidium crispum*، *Dendritina rangi*، *Pseudotaberina malabarica*، *Triloculina trigonula*، *Triloculina Amphistegina cf. radiata*، *Textularia spp.*، *Operculina sp.*، *Discorbis sp.*، *tricarinata*، *Reusella sp.*، *Neorotalia sp.*، *Nephrolepidina sp.* در این بیوزون *Globigerina sp.*، *Globigerinoides sp.* با

بیوزون استاندارد **SBZ 24**: این زون با ارزش چینه‌شناسی *Miogypsina gunteri*، *Miogypsina tani*، مشخص می‌گردد. گونه‌های مذکور، دارای گسترش چینه‌شناسی زیادی بوده و سن آکیتانین را دارا هستند (Drooger 1993; Ozcan et al. 2009).

به منظور تفکیک دقیق این دو گونه از یکدیگر برش کاملاً استوایی مورد نیاز است. از آنجا که برش‌های استوایی این دو میوزیپسینید در اسلایدهای نازک میکروسکوپی تهیه شده ظاهر نگردید، در این مطالعه این دو گونه از یکدیگر تفکیک نگردیده و به صورت *Miogypsina gunteri/tani* (شکل ۵، C) ذکر شده‌اند.

این بیوزون بخش c<sub>4</sub> در برش زیر سطحی چاه یورته‌شاه-۱ را دربر گرفته و مجموعه فسیل‌های همراه این بیوزون *Nephrolepidina sp.*، *Miogypsinoidea sp.* هستند.

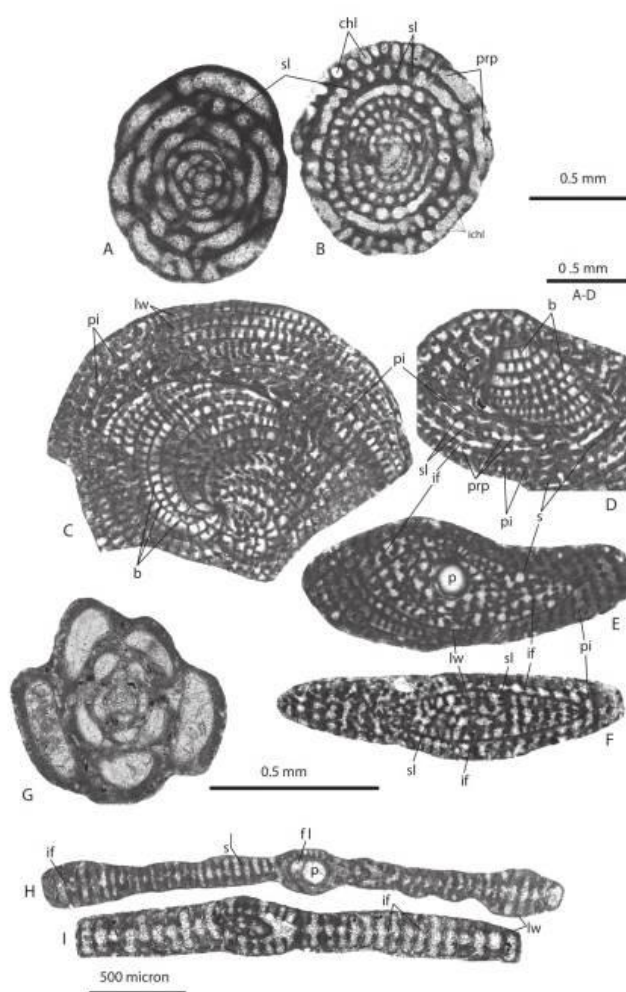
بیوزون استاندارد **SBZ 25**: این بیوزون با حضور گونه‌های شاخص *Miogypsina gr.globulina* (شکل ۵، E1)، *Borelis melo curdica* (شکل ۴، A-B) مشخص می‌شود و دارای سن بوردیگالین است. گونهٔ شاخص *Miogypsina globulina* دارای گسترش جغرافیایی وسیع در حوضه تتیس است و در تمامی مناطق دارای سن بوردیگالین است (Drooger 1993; Ozcan et al. 2009).

فراوانی بسیار کم وجود دارد.

گسترش چینه‌شناسی *Miogypsinoides cf. dehartii* آکیتانین فوقانی و بوردیگالین تحتانی است (Raju 1974) و همچنین گسترش گونه *Pseudotaberina malabarica* (شکل ۴، C-F) نیز از هندوستان تا خاورمیانه است و با توجه به اینکه این گونه دارای سن بوردیگالین بوده (Banner and Highton 1989; Renerna 2008) و احتمالاً ابتدای لانگین را نیز در بر می‌گیرد. لذا حضور این دو گونه در مجموعه فسیلی همراه تأییدکننده سن بوردیگالین است.

این بیوزون بخش‌های غیر قابل تفکیک f - در برش زیرسطحی چاه یورته‌شاه-۱ و نیز بخش f را در برش سطحی موره‌کوه را دربر می‌گیرد.

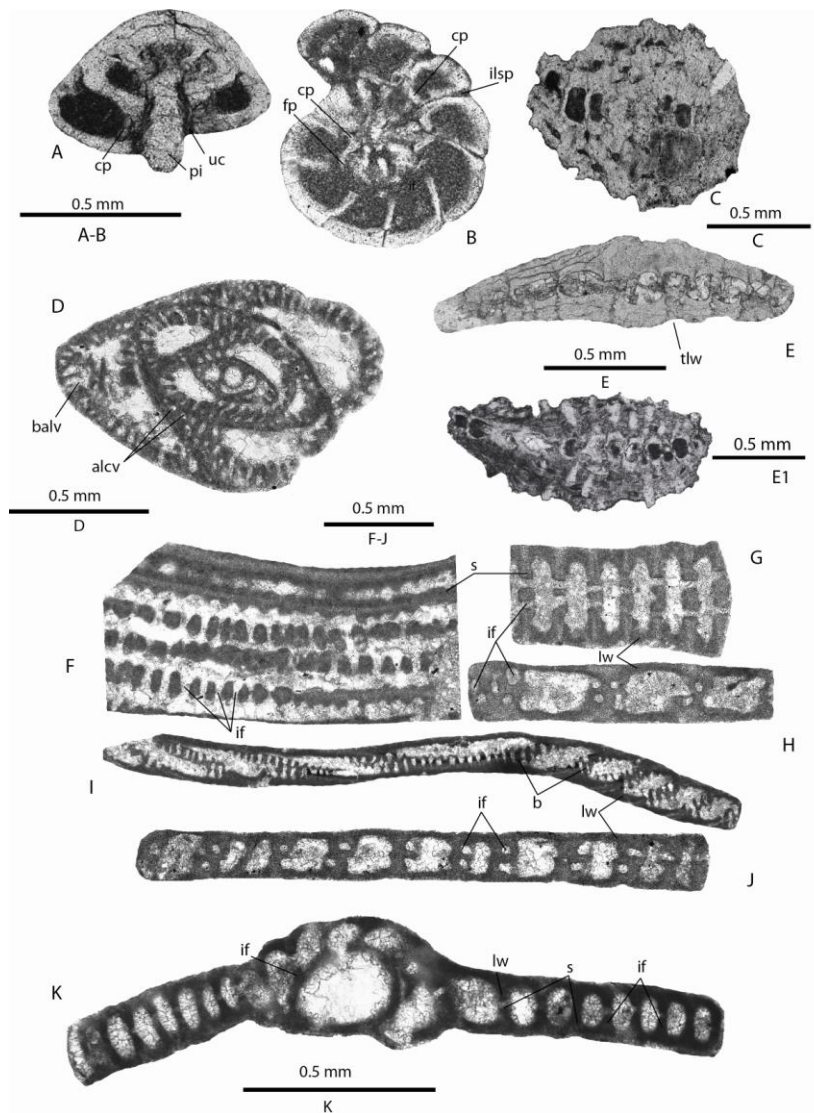
فسیل *Pseudotaberina malabarica* برای اولین بار از ایران مرکزی و سازند قم گزارش شده در حالی که *Borelismelo curdica* و *Miogypsina gr. globulina* مکرر از ایران مرکزی گزارش شده‌اند (برای مثال Daneshian 1965; Bozorgnia 2007).



شکل ۴- A-B *Pseudotaberina malabarica* -C-F *Borelismelo curdica* -G *Schlumbergerina alveoliformis* -H and I *Schlumbergerina alveoliformis* -*Meandropsina anahensis* حروف اختصاری

**if** (intercameral foramen) دهانه بین‌حجره‌ای، **chl** (chamberlet) حجرک، **sl** (septulum) دیوارک، **ichl** (intercalary chamberlet) حجرک‌های ثانویه، **pi** (pillar) ستونک، **fl** (flexostyle) حجره جنینی دوم، **p** (protoconch) حجره جنینی اول، **s** (septum) دیواره بین‌حجره‌ای، **prp** (preseptal passage) گذرگاه پیش‌سپتایی، **lw** (lateral wall) دیوار جانبی، **b** (beam) ستونک





شکل ۵- A-B *Miogypsinoides* cf. -E *Austrotrillina howchini*-D *Miogypsinina gunteri/tani* -C *Ammonia* gr. *umbonata* -B-A *Peneropolis* sp.-K *Meandropsina iranica* -*Miogypsinagr.globulina* -E1 F-J *dehaartii*

حروف اختصاری

:cp دیوار جانبی، :lw (lateral wall) دیواره بین حجره‌ای، (septum) دیواره بین حجره‌ای، :pi (pillar) ستونک، :s (intercameral foramen) دهانه بین حجره‌ای، :fp (foramenal plate) صفحه دهانه‌ای، :ilsp (intraseptal) حفره نافی، :uc (umbilical cavity) حفره نافی، :balv (bifurcate alveoli) حفره دوشاخه‌ای، :alcv (alcove) فضای درون دیواره‌ای، :tlw (thick lateral wall) دیواره ضخیم جانبی

دیواره ضخیم جانبی

نمونه‌های نازک میکروسکوپی شد (شکل ۲ و ۳). بر اساس ویژگی‌های میکروسکوپی و ماکروسکوپی، ریزرخساره‌ها تفکیک و محیط‌های رسوبی سازند قم به شرح زیر در برش‌های مورد مطالعه تفکیک گردید.

ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی

به منظور شناسایی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند قم در برش‌های مورد مطالعه اقدام به سنگ‌شناسی، شناسایی، دسته‌بندی و تعیین درصد آلوکم‌های اسکلتی و غیراسکلتی در

## رمپ بیرونی

## ریزرخساره ۱، بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینفرا

## و کستون / مادستون (Bioclastic planktonic foraminifera Wackestone – Mudstone)

این ریزرخساره از آهک‌های رسی دارای فسیل‌های پلانکتونی نظیر *Globigerina / Globigerinoides* تشکیل شده است. حضور فرامینفرهای پلانکتونی نمایانگر محیط دریایی عمیق و پلاژیک است (Mateu Vicens et al. 2008). با توجه به وجود فرامینفرهای پلانکتونی و شناوری آن‌ها در ماتریکس کربناته (شکل ۶ الف)، محیط رسوب‌گذاری این ریزرخساره به رمپ بیرونی (Flügle 2010; Peddly 1998) نسبت داده شد (شکل ۸). این ریزرخساره در محدوده مورد مطالعه دارای گسترش کمی است و فقط در قاعده بخش غیر قابل تفکیک e-f وجود دارد (شکل ۲).

## رمپ میانی

## ریزرخساره ۲، بایوکلاستیک فرامینفرهای درشت، جلبک

## قرمز، بریوزوئ پکستون / وکستون (Bioclastic large foraminifera, red algal, bryozoan Wackestone – Packstone)

در این ریزرخساره بریوزوئ، اکتینوئید، جلبک قرمز و فرامینفرهای درشت کفزی نظیر *Miogyopsina* sp., *Nephrolepidina* sp., *Operculina* sp., *Amphistegina* sp. فراوان‌ترین آلوکم‌های اسکلتی را تشکیل می‌دهند (شکل ۶ ب). اندازه ذرات اسکلتی در این رخساره در برخی از نمونه‌ها بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر است. دولومیتی شدن و جایگزینی انیدریت در ماتریکس از مهم‌ترین فرایندهای دیاژنتیکی در این ریزرخساره است. ذرات تخریبی در این ریزرخساره عمدتاً در حد و اندازه سیلت و ماسه ریز و مقدار آن ۱ تا ۴ درصد است. مقدار تخلخل در این ریزرخساره تا ۲ درصد است (شکل ۲ و ۳). گلوکونیت در داخل حجرات و به صورت دانه در ماتریکس در این رخساره نیز مشاهده شد. بر اساس فراوانی آلوکم‌های اسکلتی محیط رسوبی در این ریزرخساره را می‌توان به نواحی عمیق‌تر رمپ میانی تا

بخش‌های کم‌عمق‌تر رمپ میانی نسبت داد (شکل ۸). به طوری که در نمونه‌هایی که فرامینفرهای درشت نظیر لپیدوسیکلین، آمفستژینا و اپرکولینابه همراه فرامینفرهای پلانکتونی فراوان‌تر هستند (شکل ۶ ب)؛ نمایانگر رسوب‌گذاری در بخش‌های عمیق‌تر (Hottinger 1983, 1997; Romero et al. 2002; Barattolo et al. 2007; Vaziri Moghaddam et al. 2010) و در نمونه‌هایی که فراوانی خانواده میوزیپسینوئیده بیشتر باشد (شکل ۶ پ)؛ عمدتاً مربوط به بخش‌های کم‌عمق تررمپ میانی است (Geel 2000).

## ریزرخساره ۳، بایوکلاستیک اکتینوئید، جلبک قرمز

## و کستون - پکستون (Bioclastic echinoid, red algal Wackestone – Packstone)

در این ریزرخساره جلبک قرمز (۱۰-۳۵ درصد)، اکتینودرم (۷-۱۵ درصد) فراوان‌ترین آلوکم‌های اسکلتی (شکل ۶ ت) را تشکیل می‌دهند. از فرامینفرهای مهم همراه در این ریزرخساره می‌توان به فرامینفرهای درشت با پوسته هیالین و پورسلانوز، نظیر خانواده میوزیپسینده و آلوتولینیده و از آلوکم‌های اسکلتی دیگر می‌توان به میلیولید، آمونیا، استراکد و گاستروپود اشاره کرد. پوشش میکرایتی به دور دانه‌ها وجود دارد و نمایانگر تشکیل این ریزرخساره در محیط فوتیک است. از فرایندهای مهم دیاژنتیکی می‌توان به تشکیل انیدریت در ماتریکس و دانه‌ها به صورت جانشین، نئومورفیسیم و دولومیتی شدن در ماتریکس اشاره کرد. مقدار ذرات تخریبی در این ریزرخساره تا ۵ درصد است و عمدتاً از سیلت و ذرات ماسه بسیار ریز با جنس قطعات ولکانیکی و فلدسپاتی تشکیل شده است (Amirshahkarami and Karavan 2015; Geel et al. 2000; Romero et al. 2002; Hallock et al. 1986). فراوانی اکتینوئید، این نهشته‌ها را می‌توان به بخش کم‌عمق رمپ میانی و یا به بخش جلوی رمپ درونی نسبت داد (شکل ۸، Flügle 2010; Peddly 1998).

## رخساره‌های سدی

فراوانی حدود ۷ تا ۳۵ درصد تشکیل شده و آلوکم‌های اسکلتی نظیر میلیولید، گاستروپود، استراکد، بریوزتر، آمونیا، جلبک قرمز و اکیونئید نیز از اجزای مهم اسکلتی را تشکیل می‌دهند (شکل ۶ ج و ۷ الف). انحلال، پرشدگی دانه‌ها و ماتریکس توسط انیدریت، دولومیتی شدن، نئومورفیسم و تشکیل استیلولیت از مهم‌ترین پدیده‌های دیاژنتیکی در این ریزرخساره هستند. با توجه به فراوانی فرامینفرهای بزرگ کفزی با پوسته پورسلانوز می‌توان محیط رسوبی تشکیل این ریزرخساره را به رمپ درونی (Geel 2000; Brandano et al. 2002) نسبت داد (شکل ۸). در این ریزرخساره، ذرات تخریبی در حد سیلت تا ۵ درصد وجود دارد و ذرات تخریبی با اندازه ماسه نیز به مقدار ۱-۲ درصد تشکیل شده که عمدتاً از ذرات گردنشده با جنس فلدسپات‌های تجزیه‌نشده تشکیل شده است.

ریزرخساره ۶، بایوکلاستیک میلیولید و کستون-پکستون (Bioclastic miliolid Wackestone - Packstone) میلیولید (تا ۱۵ درصد) از مهم‌ترین اجزای تشکیل‌دهنده این ریزرخساره است و از آلوکم‌های دیگر می‌توان به اکیونئید، جلبک قرمز، خانواده سوریتیده، گاستروپود، آمونیا و استراکد (شکل ۷ ب) اشاره کرد. تجمع فسیل‌های با پوسته بدون منفذ نظیر میلیولیدها در زمینه گلی نمایانگر وجود محیط محصور با انرژی کم است (Geel 2000; Romero et al. 2002; Vaziri-Moghaddam and Torabi 2004; Mohamadi et al. 2011; Amirshahkarami and Karavan 2015; Adabi et al. 2016). جایگزینی انیدریت در ماتریکس، دولومیتی شدن و نئومورفیسم از فرایندهای مهم دیاژنتیکی در این ریزرخساره به شمار می‌آید. پوشش میکرایتی عمدتاً به دور دانه‌های اسکلتی تشکیل شده است. ذرات تخریبی در اندازه سیلت تا ماسه دانه‌ریز است و عمدتاً از قطعات دانه‌ریز فلدسپات‌های تجزیه‌نشده و گرد نشده با فراوانی حدود ۲ تا ۵ درصد تشکیل شده است. با توجه به بافت رسوبی و فراوانی میلیولید، این نهشته‌ها به نواحی کم‌انرژی از رمپ درونی نسبت داده شده است (شکل ۸). میزان تخلخل در این رخصاره در حدود ۳ تا ۲۰ درصد است.

## ریزرخساره ۴، بایوکلاستیک پکستون-گرینستون

### (Bioclastic Packstone – Grainstone)

ذرات تشکیل‌دهنده این ریزرخساره شامل گاستروپود، جلبک قرمز، اکیونئید، میلیولید، استراکد، مرجان و خرده‌های دوکفه‌ای است. مقدار فراوانی گاستروپود در این ریزرخساره در برخی از نمونه‌ها تا حدود ۵۰ درصد و از آلوکم‌های غیراسکلتی فراوانی اید ۱ تا ۳ درصد است. دانه‌ها پوشش میکرایتی دارد و سیمان شعاعی بر روی دانه‌ها و سیمان هم‌محور<sup>۱</sup> نیز بر روی دانه‌های اکیونئید تشکیل شده است. انیدریت ثانویه به صورت تکه‌ای و پرکننده فضای درون دانه‌ها نیز وجود دارد. ذرات تخریبی عمدتاً در حد سیلت و ماسه بسیار ریز بوده و درصد آن‌ها تا ۵ درصد است. وجود بافت دانه غالب در این ریزرخساره نمایانگر تشکیل آن در محیط‌های با انرژی متوسط تا زیاد است، این ریزرخساره با توجه به محتوی فسیلی، بافت و جایگاه رخصاره‌ای به بخش‌های پر انرژی رمپ درونی و میانی (Flügle 2010; Peddly 1998) نسبت داده شد (شکل ۸). تپه‌های زیرآبی نواحی کم‌عمق رمپ درونی، عمدتاً از قطعات تشکیل‌دهنده آلوکم‌های اسکلتی نظیر میلیولید، گاستروپود تشکیل شده است (شکل ۶ ث)؛ در صورتی که در تپه‌های زیرآبی نواحی رمپ میانی علاوه بر موارد فوق فسیل‌های نواحی عمیق‌تر نظیر جلبک قرمز، بریوزتر و فرامینفرهای کفزی درشت با پوسته هیالین نیز یافت می‌شوند (Flügle 2010). مقدار تخلخل در این ریزرخساره تا حدود ۵۰ درصد است و یکی از بهترین رخصاره‌های مخزنی را تشکیل می‌دهد.

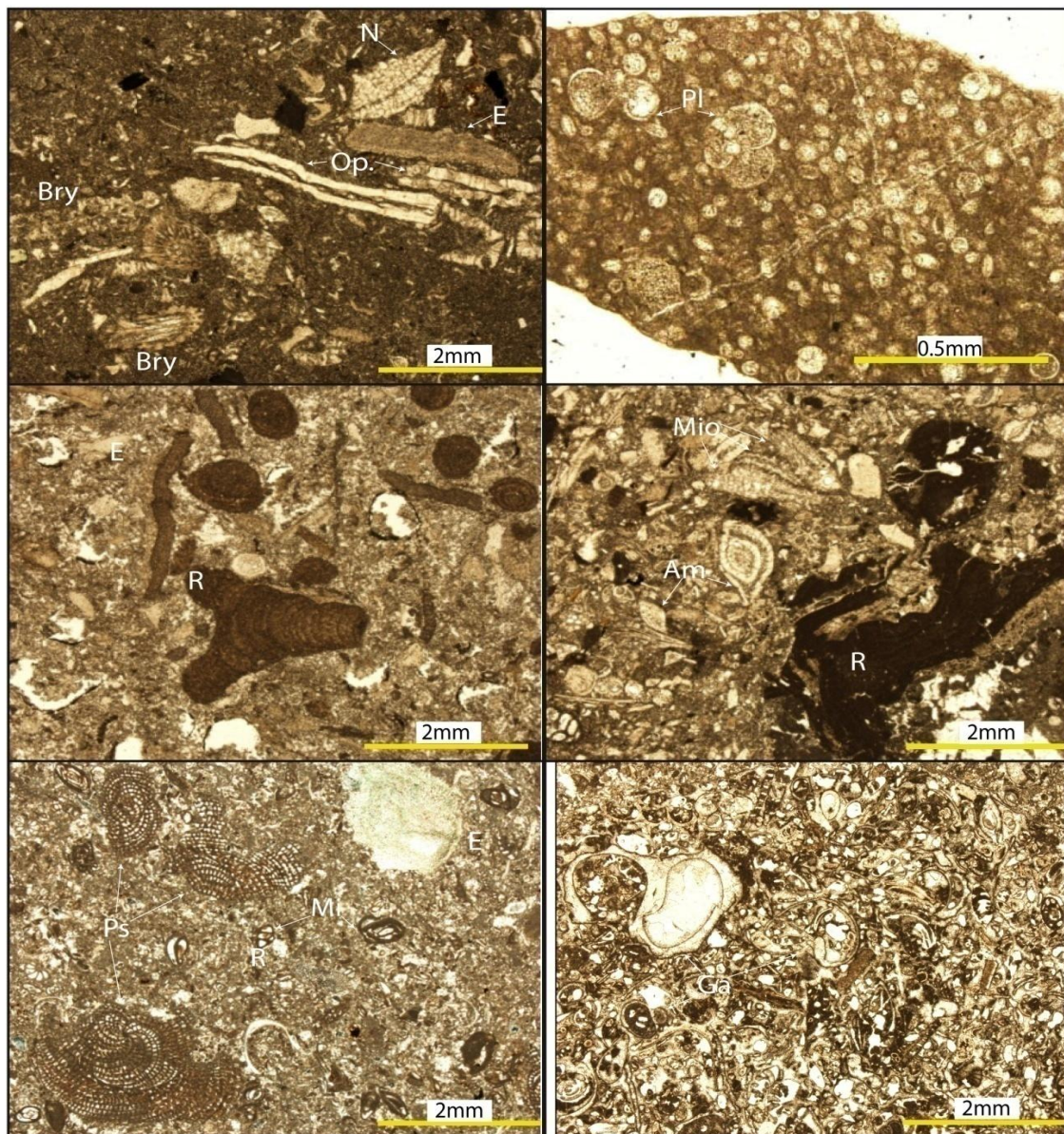
## رخصاره‌های لاگونی

### ریزرخساره ۵، بایوکلاستیک فرامینفرهای درشت و کستون-

### پکستون (Bioclastic larger foraminifera Wackestone – Packstone)

این ریزرخساره عمدتاً از فرامینفرهای با پوسته پورسلانوز از خانواده‌های پنروپلیده، آلوئولیتیده، سوریتیده با

<sup>1</sup> Syntaxial overgrowth



شکل ۶- ریزرخساره‌های سازند قم، الف، ریزرخساره ۱، بایوکلاستیک (پلانکتونیک فرامینیفر) و کستون / مادستون، فراوانی فرامینیفرهای پلانکتونی در این ریزرخساره شاخص است (چاه یورته‌شاه-۱، عمق ۱۰۶۸ متر). ب- پ، ریزرخساره ۲، بایوکلاستیک (فرامینیفرهای درشت، جلبک قرمز، بریوزوئر) پکستون / وکستون، فراوانی فرامینیفرهای درشت نفروسیکلینا، اپرکولینا به همراه بریوزوئر و فرامینیفرهای پلانکتونی نمایانگر رسوب‌گذاری در بخش‌های عمیق‌تر رمپ میانی است (شکل ب، چاه یورته‌شاه-۱، عمق ۱۰۵۵ متر) و فراوانی فرامینیفرهای درشت نظیر میوزپیسینا و میوزپیسینوئیدس به همراه جلبک قرمز نمایانگر رسوب‌گذاری در بخش‌های کم عمق‌تر رمپ میانی است (شکل پ، چاه یورته‌شاه-۱، عمق ۱۱۶۵ متر). ت، ریزرخساره ۳، بایوکلاستیک (اکینوئید، جلبک قرمز) و کستون- پکستون (چاه یورته‌شاه-۱، عمق ۹۸۵ متر). ث- ریزرخساره ۴، بایوکلاستیک پکستون- گریستون. وجود پوشش میکرایتی، انحلال و پرشدگی و سیمان کربناته از ویژگی‌های این ریزرخساره به شمار می‌آید (چاه یورته‌شاه -۱، عمق ۹۷۹ متر). ج، ریزرخساره ۵، بایوکلاستیک (فرامینیفرهای درشت لاگونی) و کستون - پکستون (چاه یورته‌شاه-۱، عمق ۱۱۲۰ متر).  
 حروف اختصاری: Pl (فسیل پلانکتونی)، N (نفرولیپیدینا)، Op (اپرکولینا)، Bry (بریوزوئر)، E (اکینوئید)، R (جلبک قرمز)، Mio (میوزپیسینید)، Am (آمفیستژینا)، Ga (گاستروپود)، Mi (میلیولید)، Ps (سودوتارینا)

بافت، محتوی اسکلتی، فراوانی ذرات تخریبی و جایگاه چینه‌شناسی به بخش‌های کم‌عمق‌تر لاگون تا ناحیه بین جزر و مدی (Flügel 2010) نسبت داده شد (شکل ۸). میزان تخلخل در این رخساره در حدود، ۳ تا ۲۰ درصد است.

#### ریزرخساره ۹، مادستون لامینه‌ای (Laminated Mudstone)

وجود فابریک لامینه‌ای از مهم‌ترین ویژگی‌های این ریزرخساره است (شکل ۷ج). اجزای تشکیل‌دهنده این ریزرخساره عمدتاً از استراکد، میلیولید، آمونیا و اکتینوئید است. دولومیتی شدن، رگچه‌های انحلالی، نئومورفیسیم و جان‌شینی انیدریت درماتریکس و دانه‌های اسکلتی از مهمترین فرایندهای دیاژنتیکی در این ریزرخساره هستند. ذرات تخریبی در اندازه سیلت با فراوانی حدود ۳ تا ۵ درصد در این رخساره پراکنده هستند. محیط رسوبی این ریزرخساره با توجه به عدم تنوع فسیلی، نادر بودن آثار زیستی و وجود لامیناسیون به ناحیه جزر و مدی تا پربتایدال (Flügel 2010) نسبت داده شد (شکل ۸).

رخساره انیدریت: این رخساره عمدتاً از انیدریت تشکیل شده است و با توجه به کم‌عمق بودن محیط رسوبی در رخساره‌های مجاور به نظر می‌رسد که این رخساره در محیط سبخایی نهشته شده باشد (شکل ۸، الف).

پتروفاسیس کنگلومرا: این رخساره در قاعده سازند قم به صورت پیشرونده در برش زیر سطحی یورته‌شاه-۱ به ضخامت ۴ متر و در برش سطحی مورده‌کوه به ضخامت حدود یک متر نهشته شده است. این رخساره نمایانگر پیشروی دریای میوسن بر روی نهشته‌های قاره‌ای سازند قرمز زیرین است (شکل ۸، ب).

#### ریزرخساره ۷، بایو کلاستیک استراکد مادستون- وکستون

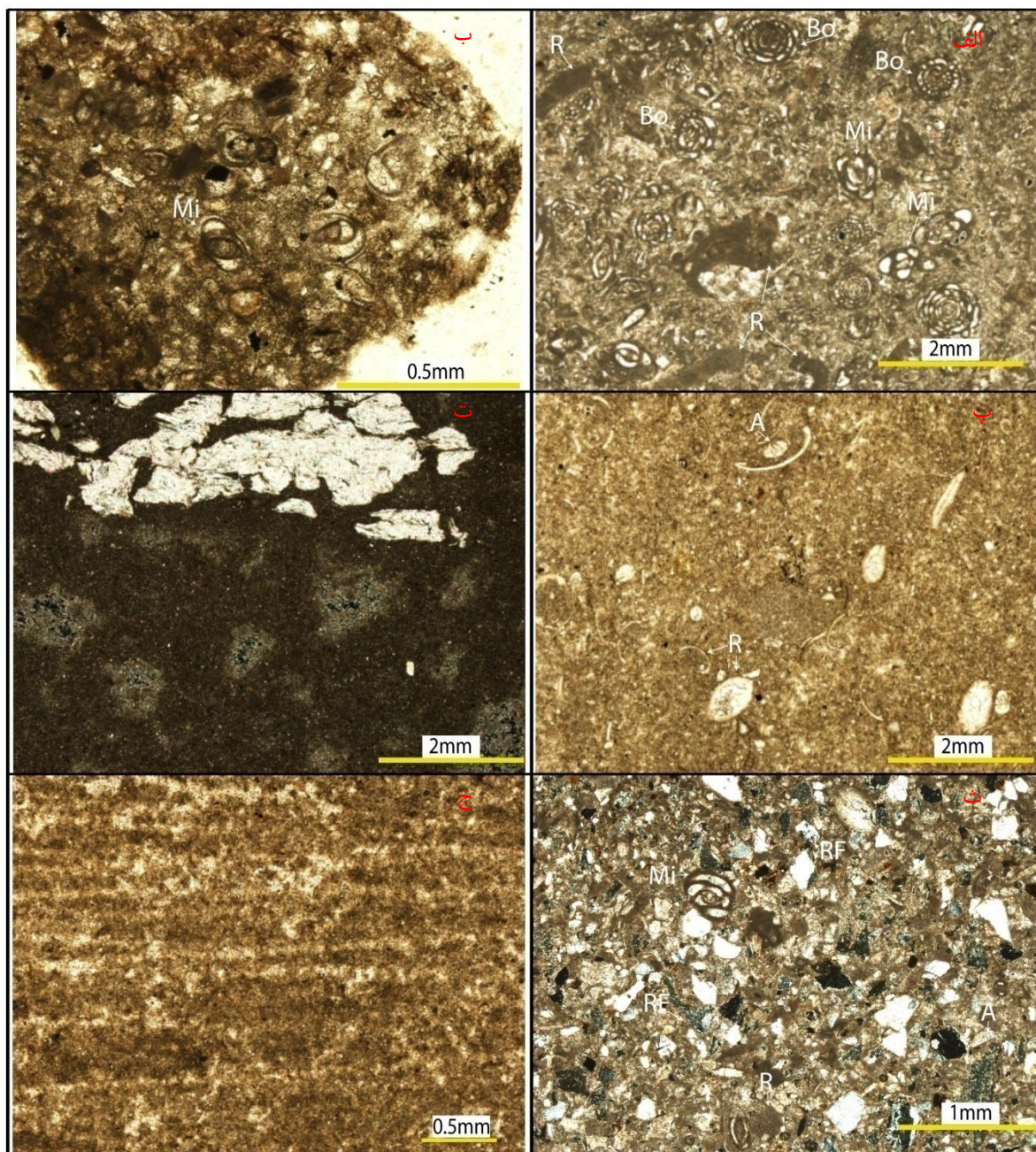
##### (Bioclastic Ostracoda Mudstone - Wackestone)

اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره عموماً از استراکد (تا حداکثر ۱۵ درصد)، میلیولید (تا ۵ درصد)، گاستروپود، جلبک قرمز، آمونیا و اکتینوئید است که در یک زمینه میکرایتی به صورت پراکنده قرار گرفته است. جایگزینی دانه‌های اسکلتی نظیر استراکدها و ماتریکس با ژپس، دولومیتی شدن، فابریک فنسترال (شکل ۷پ - ت) از مهم‌ترین پدیده‌های دیاژنتیکی در این ریزرخساره به‌شمار می‌آیند. ذرات تخریبی در حد سیلت و ماسه بسیار ریز با فراوانی ۱ تا ۴ درصد در این ریزرخساره مشاهده شد. با توجه به وجود فابریک فنسترال و نبود تنوع زیستی، این نهشته‌ها به بخش کم‌انرژی رمپ درونی تا پهنه جزر و مدی نسبت داده شد (Alsharhan and Kendall 2002; Rasser et al. 2005; Vaziri-Moghaddam et al. 2010).

#### ریزرخساره ۸، بایوکلاستیک وکستون- پکستون ماسه‌دار

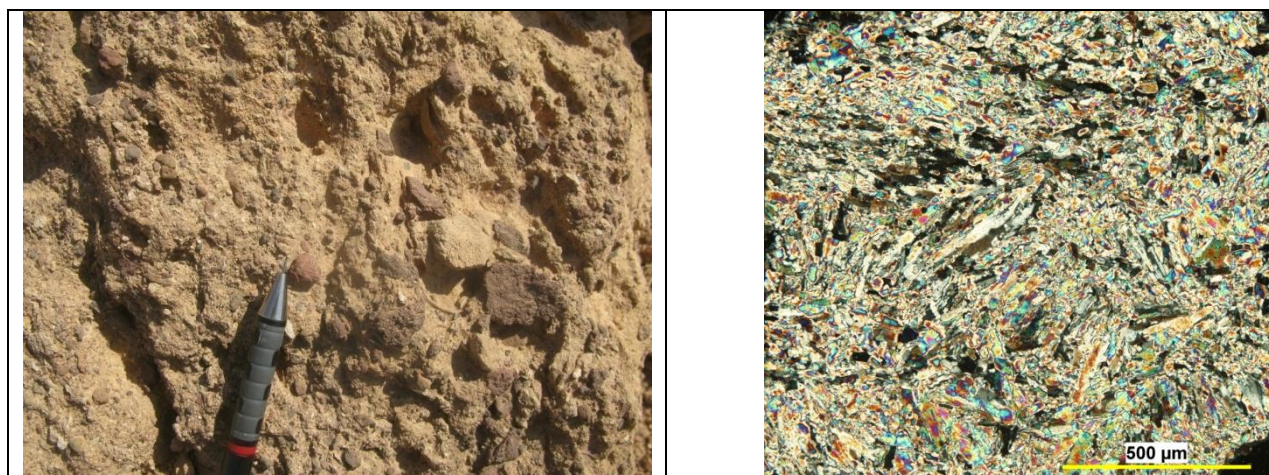
##### (Sandy bioclastic Wackestone - Packstone)

عمده‌ترین آلوکم‌های اسکلتی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره جلبک قرمز، میلیولید، خانواده سوریتیده، گاستروپود، آمونیا و استراکد هستند (۳ تا ۱۰ درصد). از مهم‌ترین ویژگی این ریزرخساره می‌توان به درصد نسبتاً فراوان ذرات تخریبی (تا ۴۰ درصد) 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 خرده‌سنگی و فلدسپات است که تجربه‌نشده و زاویه‌دار هستند و نمایانگر مقدار حمل نقل کم این ذرات است (شکل ۷ث). جایگزینی برخی از دانه‌های اسکلتی و ماتریکس توسط انیدریت، دولومیتی شدن، نئومورفیسیم و انحلال فشاری از بارزترین پدیده‌های دیاژنتیکی در این ریزرخساره هستند. محیط رسوبی این ریزرخساره با توجه به



شکل ۷- الف: ریزرخساره ۵، بایوکلاستیک (فرامینیفرهای درشت لاگونی) و کستون - پکستون (نمونه ۸، موره‌کوه). ب: ریزرخساره ۶، بایوکلاستیک (میلولید) و کستون - پکستون، دولومیتی شدن و نئومورفیسم مهم‌ترین پدیده‌های دیاژنتیکی در این ریزرخساره به شمار می‌روند. (چاه یورته‌شاه-۱، عمق ۱۰۶۷ متر) پ-ت: ریزرخساره ۷، بایوکلاستیک (استراکد) مادستون - وکستون، فراوانی یک گونه تنوع زیستی کم نمایانگر رسوب‌گذاری در محیط با استرس زیاد و وجود فابریک فنسترال نمایانگر رسوب‌گذاری در محیط جزر و مدی است (چاه یورته‌شاه-۱، عمق ۹۹۰ متر). ث: ریزرخساره ۸، بایوکلاستیک و کستون - پکستون ماسه‌دار، در این ریزرخساره ذرات ماسه‌ای عمدتاً از قطعات خرده‌سنگی و فلدسپات تشکیل شده و ذرات دانه‌درشت زاویه‌دار و جورنشده هستند (برش موره‌کوه نمونه ۲). ج: ریزرخساره ۹، مادستون لامینه‌ای، تنوع کم فسیلی و وجود فابریک لامینه‌ای نمایانگر تشکیل این ریزرخساره در ناحیه جزر و مدی تا پربتایدال است (برش موره‌کوه نمونه ۴۶).

حروف اختصاری: Bo (بورلیس)، R (جلبک قرمز)، A (آمونیا)، Mi (میلولید)، RF (قطعات خرده‌سنگی).



شکل ۸- الف: بخش تبخیری d در چاه یورته‌شاه-۱ در عمق ۱۰۸۳ متری. ب: نهشته‌های کنگلومرای قاعده سازنده قم در برش موره‌کوه که عمدتاً از قطعات ولکانیکی تشکیل شده است.

#### مدل رسوبی

در زمان رسوب‌گذاری سازند قم علاوه بر تغییرات سطح آب دریا دو عامل تکتونیک و توپوگرافی دیرینه نیز در شکل‌گیری ترتیب رخساره‌ها و محیط رسوبی مؤثر بوده‌اند (Jalali et al. 2009). لذا امکان ارائه یک مدل رسوبی واحد برای حوضه قم امکان‌پذیر نیست. در این مطالعه، با توجه به اطلاعات حاصل از مشاهدات صحرائی، تجزیه و تحلیل ریزرخساره‌ها، عدم وجود 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 آلوم‌های اسکلتی و غیر اسکلتی و وابستگی آن‌ها به نور نشان‌دهنده رسوب‌گذاری رخساره‌های توالی مورد مطالعه بر روی کمربندهای رخساره‌ای رمپ بیرونی، میانی و درونی است (شکل ۹).

#### چینه‌نگاری سکانسی

در این تحقیق با تلفیق اطلاعات حاصل از مشاهدات صحرائی، مطالعات میکروسکوپی، تغییرات ریزرخساره‌ها و

محیط رسوبی، با استفاده از مدل چینه‌نگاری سکانسی (Hunt and Tucker 1995; 1992)، اقدام به تفکیک سه سکانس رسوبی درجه سوم در برش زیر سطحی یورته‌شاه-۱ و یک سکانس رسوبی درجه سوم در برش سطحی موره‌کوه به شرح زیر شد (شکل‌های ۲ و ۳).

#### سکانس ۱

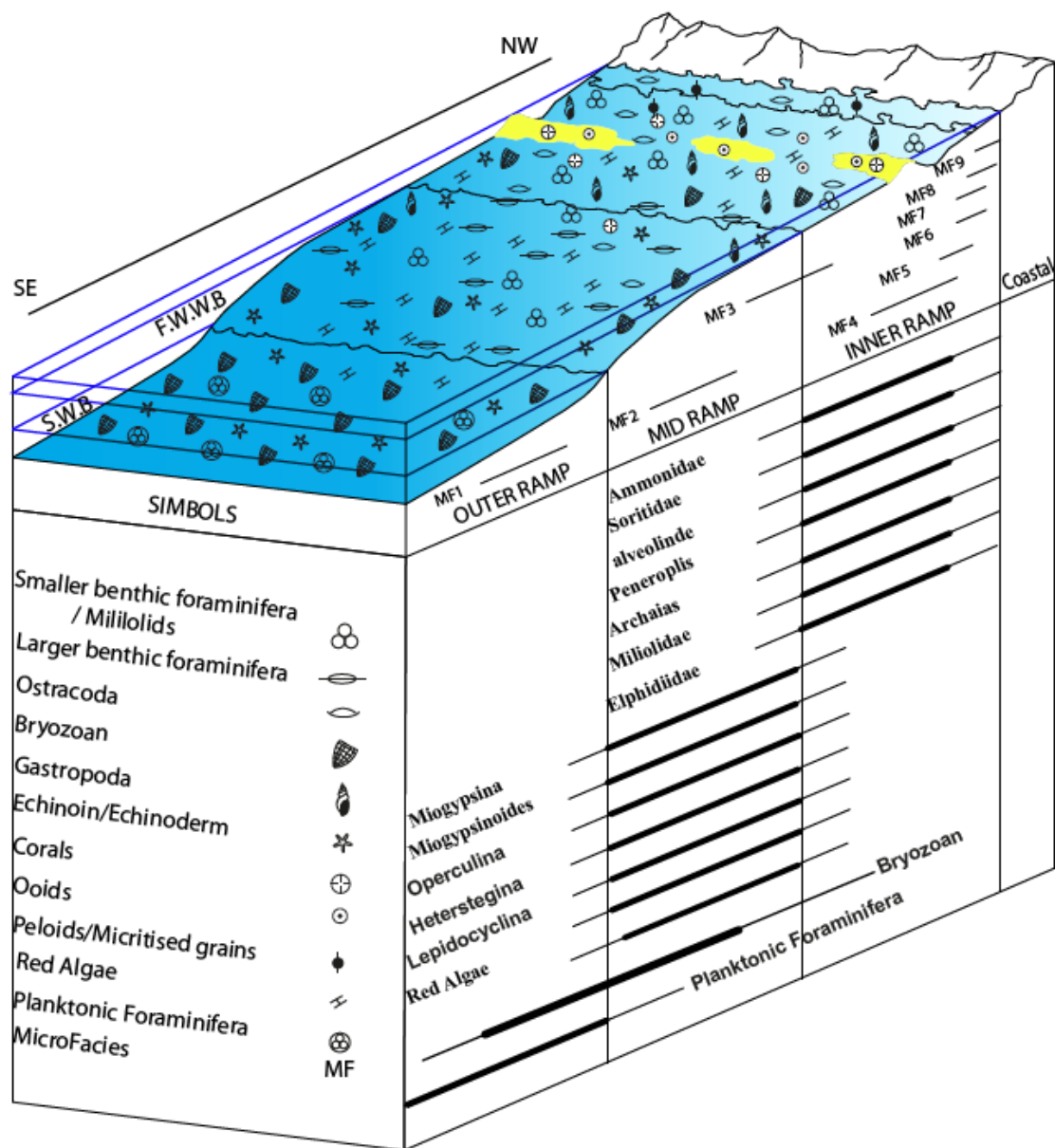
این سکانس رسوبی درجه سوم در چاه یورته‌شاه-۱، ۶۵/۵ متر ضخامت دارد (شکل ۲). مرز زیرین این سکانس با توجه به قرارگیری نهشته‌های سازند قم بر روی نهشته‌های ولکانیکی ائوسن از نوع ۱<sup>۱</sup> و مرز فوقانی آن با توجه به وجود نهشته‌های تبخیری بخش d از نوع دوم است. بررسی توالی، بافت، رخساره‌های رسوبی، درصد آلوم‌های اسکلتی و غیراسکلتی و سطوح چینه‌نگاری به شناسایی دسته رخساره‌های تراز پایین<sup>۲</sup>، پیشرونده<sup>۳</sup> و تراز بالا<sup>۴</sup> انجامید. این سکانس در برگیرنده واحد سنگ‌چینه‌ای c<sub>4</sub> است و سن آن به آکیتانین و بایوزون SBZ 24 نسبت داده شد (شکل ۲).

<sup>1</sup> Sequence Boundary Type1 (SB 1)

<sup>2</sup> Lowstand Systems Tract (LST)

<sup>3</sup> Transgressive Systems Tract (TST)

<sup>4</sup> Highstand Systems Tract (HST)



شکل ۸- مدل رسوبی سازند قم بر اساس نحوه پراکندگی آلوکم‌های اسکلتی، غیر اسکلتی و ریزرخساره‌ها

آب دریا<sup>۱</sup> در بیشترین پس‌نشینی رخساره‌ها<sup>۲</sup> در نهشته‌های پکستونی دارای، اکتینوئید، بریوزتر، جلبک قرمز و فرامینیفرهای درشت کفزی با پوسته هیالین مربوط به محیط رسوبی رمپ میانی (ریزرخساره ۳) قرارداد شده (شکل ۲).

رسوب‌گذاری سازند قم در چاه یورته‌شاه-۱ با نهشته‌های کنگلومرای پیشرونده، دارای فسیل‌های جلبک قرمز و اکتینوئید شروع شده که این توالی نمایانگر دسته رخساره‌ای تراز پایین است (پتروفاسیس کنگلومرا). بالا آمدن سریع سطح آب دریا به رسوب‌گذاری دسته رخساره‌ای پیشرونده از رسوبات کربناته در کمربند رمپ درونی و میانی در برش مورد مطالعه منجر شد (ریزرخساره‌های ۸ و ۳). حداکثر سطح پیشروی

<sup>۱</sup> Maximum flooding surface (mfs)

<sup>۲</sup> Retrogradation



بیرونی تشکیل شده است (ریزرخساره‌های شماره ۱، ۲ و ۸). سطح حداکثر پیشروی آب دریا در چاه یورته‌شاه-۱، منطبق بر بیشترین فراوانی فرامینفرهای پلانکتونی و در ریز رخساره ۱، قرار داده شد (شکل ۲).

دسته رخساره‌ای تراز بالا در چاه یورته‌شاه-۱، از پاراسکانس‌های کم‌عمق شونده تشکیل شده است (ریزرخساره‌های ۲، ۳، ۴، ۶، ۷ و ۹)، روند پیش‌نشینی رخساره‌ها در این دسته رخساره‌ای در برش‌های مورد مطالعه با گذر تدریجی محیط رمپ میانی به رمپ درونی مشخص می‌شود.

تشکیل نهشته‌های تبخیری در چاه یورته‌شاه-۱، به ستبرای حدود ۲ متر نمایانگر تشکیل دسته رخساره‌های مرحله افت سریع آب دریا است. مرز بالایی این سکانس در چاه یورته‌شاه-۱، نوع دوم تشخیص داده شد. در زمان تشکیل این سکانس رسوبی برش موره‌کوه از آب خارج بوده و این سکانس رسوبی در محدوده تاقدیس موره‌کوه تشکیل نشده است.

### سکانس ۳

این سکانس رسوبی درجه سوم در چاه یورته‌شاه-۱ با ضخامت حدود ۲۱۵ متر و در برش سطح الارضی موره‌کوه ۵۰ متر ضخامت دارد. این سکانس در برگرفته‌ها و سنگ‌چینه‌ای e-f در برش زیر سطحی یورته‌شاه-۱ و بخش f در برش سطحی موره‌کوه است. سن این سکانس رسوبی بر اساس بایوزون SBZ 25 به بوردیگالین نسبت داده شد (شکل ۲ و ۳). در این سکانس، دسته رخساره‌ای تراز پایین، پیشرونده و تراز بالا تشخیص داده شد.

مرز زیرین این سکانس در چاه یورته‌شاه منطبق بر رأس واحد تبخیری و در برش موره‌کوه در همبری آهک‌های ماسه‌ای-کنگلومرادار با نهشته‌های ولکانیکی ائوسن قرار داده شد. این مرز در برش چاه یورته‌شاه-۱ از نوع دوم و در برش موره‌کوه از نوع اول در نظر گرفته شد. در قاعده برش موره‌کوه توالی نهشته‌های آهک ماسه‌ای-کنگلومرایی که

دسته رخساره‌ای تراز بالا، با گذر تدریجی مجموع رخساره‌های رمپ میانی به رمپ درونی که همراه با افزایش مقدار ذرات تخریبی است (ریز رخساره‌های شماره ۴، ۵، ۶ و ۸)، شناسایی شده است. این مجموعه رخساره با توجه به روند پیش‌نشینی کمربندهای رخساره‌ای به سمت دریا و افزایش مقدار ذرات تخریبی، نمایانگر کاهش نسبی عمق آب دریا است. برش موره‌کوه (شکل ۱) در زمان تشکیل این سکانس رسوبی از آب خارج بوده و این سکانس رسوبی در آن تشکیل نشده است.

### سکانس ۲

این سکانس رسوبی درجه سوم در چاه یورته‌شاه-۱ با ضخامت ۸۳ متر گسترش دارد. این سکانس در برگرفته بخش d و بخش زیرین واحد سنگ‌چینه‌ای e-f بوده و سن آن با توجه به بایوزون SBZ 25 به بوردیگالین نسبت داده شد (شکل ۲). در این سکانس دسته‌رخساره‌های تراز پایین، پیشرونده، تراز بالا و مرحله افت سریع آب دریا تشخیص داده شد.

مرز زیرین این سکانس در چاه یورته‌شاه-۱، با توجه به تشکیل تبخیری‌های بخش d از نوع مرز سکانسی نوع دوم تشخیص داده شد. دسته رخساره‌ای تراز پایین با نهشته‌های تبخیری گچ بخش d از سازند قم در برش مورد مطالعه مشخص می‌شود (رخساره‌انیدریت). با توجه به وجود ریزرخساره ۸ در ریز و بالای نهشته‌های گچ d به نظر می‌رسد این نهشته‌های تبخیری مربوط به محیط سبنا باشند. بخش d در بخش مرکزی حوضه رسوبی قم تقریباً در اکثر برش‌ها و چاه‌ها در جایگاه چینه‌ای و سنی تقریباً یکسانی وجود داشته و می‌توان از آن به عنوان یک شاخص چینه‌شناسی استفاده کرد.

با بالا آمدن سریع سطح آب دریا، شرایط کولابی حاکم بر حوضه قم مجدداً به شرایط دریایی نرمال تغییر کرد و دسته رخساره‌ای پیشرونده در چاه یورته‌شاه-۱، که عمدتاً از نهشته‌های آهکی مربوط به بخش رمپ درونی، میانی و

بررسی تغییرات سکانس‌های رسوبی از تاقدیس یورته‌شاه به سمت تاقدیس موره‌کوه نمایانگر عدم تشکیل سکانس‌های رسوبی مربوط به آکیتانین و بوردیگالین زیرین در محدوده تاقدیس موره‌کوه است. با بررسی خطوط لرزه‌ای در محدوده مورد مطالعه مشخص شد که ضخامت نهشته‌های الیگو-میوسن از جنوب شرق به شمال غرب کاهش یافته است. در این محدوده وجود روهمپوشانی<sup>۲</sup>ها نمایانگر تغییرات سطح آب دریا و تکتونیک محلی در زمان الیگو-میوسن است، به طوری که در محدوده جنوب شرقی سکانس‌های آکیتانین و بوردیگالین پیشین (سکانس‌های ۱ و ۲) نهشته شده و این سکانس‌ها به سمت شمال غرب با توجه به عدم گسترش دریا تشکیل نشده و فقط سکانس سوم با سن بوردیگالین در این محدوده (تاقدیس موره‌کوه) تشکیل شده است (شکل ۱۰).

اندازه ماسه‌ها روند افزایشی به سمت بالا را از خود نشان می‌دهند (ریز رخساره ۸) به عنوان نهشته‌های دسته رخساره‌ای تراز پایین در نظر گرفته شد (شکل ۳). قابل ذکر است که در برش برداشت‌شده در جنوب شرق تاقدیس موره‌کوه در قاعده سازند قم حدود ۳ متر نهشته‌های کنگلومرایی گزارش شده (باغبانی و همکاران ۱۳۷۵) که نمایانگر دسته رخساره تراز پایین است و معادل با توالی آهک ماسه‌ای-کنگلومرا دار در نظر گرفته شد. در چاه یورته‌شاه-۱ این دسته رخساره‌ای قابل شناسایی نیست.

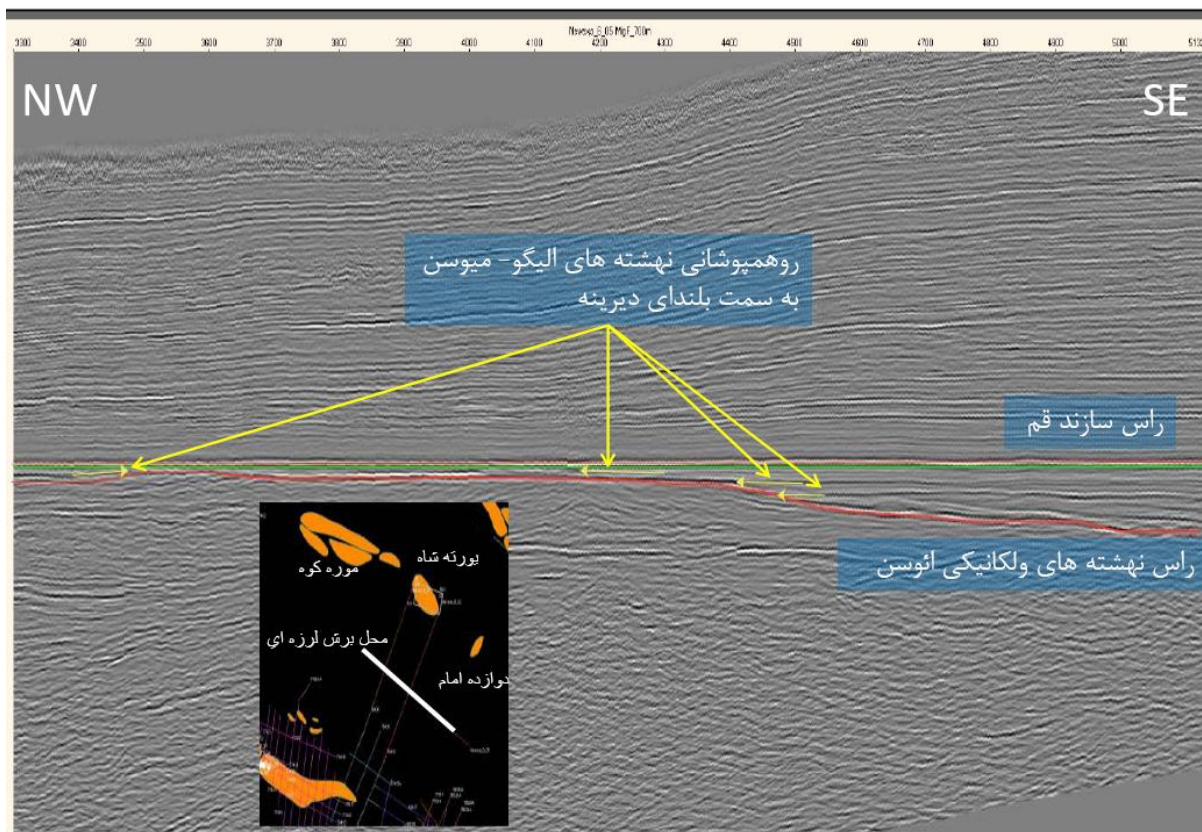
دسته رخساره‌های پیشرونده، در چاه یورته‌شاه-۱ و برش سطحی موره‌کوه نیز با توجه به فرارگیری آن در بخش‌های کم‌عمق‌تر حوضه، به ترتیب از نهشته‌های آهکی مربوط به بخش رمپ میانی و درونی تشکیل شده است (ریزرخساره‌های ۳ و ۴ در برش زیرسطحی یورته‌شاه-۱ و ریزرخساره‌های ۴ و ۵ در برش موره‌کوه). سطح حداکثر پیشروی آب دریا (mfs) در چاه یورته‌شاه-۱ منطبق بر بیشترین فراوانی اکیئوئید، بریوزئر و جلبک قرمز و کاهش فرامینفرهای با پوسته پورسلانوز (ریزرخساره ۳، شکل ۲) و در برش سطحی موره‌کوه منطبق با بیشترین تنوع موجودات نظیر اکیئوئید، جلبک قرمز، فرامینفرهای درشت و کمترین میزان ذرات تخریبی قرار داده شد (ریزرخساره ۴، شکل ۳).

دسته رخساره‌های تراز بالادر برش زیر سطحی یورته‌شاه-۱ (شکل ۲)، در بردارنده پاراسکانس‌های کم‌عمق شونده در محیط رمپ درونی است (ریزرخساره‌های ۴، ۵، ۶، ۷، ۸ و ۹) و برش سطحی موره‌کوه ابتدا دارای چیدمان افزایشنده<sup>۱</sup> و سپس در بردارنده پاراسکانس‌های کم‌عمق شونده در محیط رمپ درونی (ریزرخساره‌های ۵، ۸ و ۹) است (شکل ۳). مرز بالایی این سکانس منطبق با سازند قرمز بالایی و از نوع یک در برش‌های مورد مطالعه است.

#### تطابق ناحیه‌ای

<sup>2</sup> Onlap

<sup>1</sup> Aggradation



شکل ۱۰- برش لرزه‌ای به موازات تاق‌دیس‌های دوازده امام - مورہ کوه. این برش لرزه‌ای بر روی رأس سازند قم مسطح است. این برش نمایانگر تشکیل سکانس‌های قدیمی تر سازند قم در بخش جنوب شرقی و روهمپوشانی به سمت شمال غربی و تشکیل سکانس‌های جدیدتر در این محدوده است.

**نتیجه**

سازند قم در برش زیر سطحی یورته‌شاه-۱ به ضخامت ۴۹۳ متر شامل نهشته‌های سنگ آهک، سنگ آهک رسی، سنگ آهک ماسه‌ای، دولومیت و انیدریت است به بخش‌های  $c_1$  تا  $f$  تفکیک گردید. سازند قم در برش سطح‌الارضی مورہ کوه به ضخامت ۵۰ متر از سنگ آهک‌های بخش  $f$  تشکیل شده است.

در این مطالعه در ارتباط با تعیین سن نهشته‌های سازند قم به منظور ایجاد یک چهارچوب زمانی برای تفکیک سکانس‌های رسوبی درجه سوم، از مجموعه همراه فرامینفرهای درشت و مفاهیم چینه‌نگاری سکانسی استفاده و بر این اساس سن سازند قم ارزیابی گردید. سن بخش  $c_4$  در

برش زیر سطحی یورته‌شاه-۱، با توجه به وجود *Miogypsina gunteri/tani* cf. به آکیتانین نسبت داده شد. سن بخش  $d$  با توجه به عدم وجود فسیل‌های شاخص و با توجه به منحنی تغییرات جهانی سطح آب دریا (Hardenbol et al., 1998) و مفاهیم چینه‌نگاری سکانسی به مرز آکیتانین/بوردیگالین نسبت داده شد.

سن بخش تفکیک‌نشده  $e-f$  در برش زیر سطحی یورته‌شاه-۱، و بخش  $f$  در برش سطحی مورہ کوه بر اساس وجود فرامینفرهای درشت نظیر *Borelis melo curdica*، *Miogypsina cf. globulina* و *Miogypsinoidea cf. dehaartii* به بوردیگالین و بایوزون SBZ 25، نسبت داده شده است.

تراکت‌ها در بررسی‌های سطح‌الارضی. بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.

باغبانی د. الهیاری م. شاکری ع. ۱۳۷۵. بررسی حوضه رسوبی قم و ارزیابی توان هیدروکربوری آن (ایران مرکزی). گزارش زمین‌شناسی شماره، ۱۸۳۸، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت، ۱۰۴ ص.

بهنفروزی 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، زمستان ۱۳۸۹، ۳(۲): ص ۳۱-۴۰.

بهنفروزی ا. صفری ا. و وزیری مقدم ح. ۱۳۹۱. پالئوآکولوژی و اجتماعات کربناته سازند قم در منطقه چنار (شمال غرب کاشان). نشریه علمی پژوهشی رخساره‌های رسوبی، شماره ۱(۵): ص ۱-۱۲.

جلالی م. صادقی ع. و آدابی م. ح. ۱۳۹۵. ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در برش سطحی شرق سیاه‌کوه (جنوب گرمسار). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، در حال چاپ.

دانشیان ج. و درخشانی م. ۱۳۸۷. پالئوآکولوژی فرامینفرای سازند قم در برش قصر بهرام، دامنه‌های شمال غربی سیاه‌کوه، واقع در جنوب گرمسار. مجله علوم پایه دانشگاه اصفهان، شماره ۱، ۱-۱۶ ص.

دانشیان ج. و آفتابی آ. ۱۳۸۸. بیواستراتیگرافی فرامینفرهای سازند قم بر اساس یافته‌های جدید در برش چینه‌شناسی طاق‌دیس نواب در جنوب شرق کاشان. مجله علوم دانشگاه تهران. جلد ۳۵، ۱۵۴-۱۳۷ ص.

رحیمی متین ل. ۱۳۸۶. بیواستراتیگرافی و سکانس استراتیگرافی سازند قم در جنوب ورامین (دوازده

با توجه به مشاهدات صحرایی و آزمایشگاهی، نظیر عدم وجود رخساره‌های توریدایتی، ریزشی و ریف‌های سدی و یکنواختی رخساره‌های سنگی در محدوده مورد مطالعه، مدل رسوبی رمپ کربناته برای این نهشته تعیین شد. بر اساس بافت رسوبی، نوع آلوم‌های اسکلتی و غیراسکلتی و درصد فراوانی آنها ۹ ریزرخساره و دو رخساره سنگی از بخش رمپ بیرونی تا ناحیه پری تایدال شناسایی گردید و ضمن بررسی تغییرات توالی ریزرخساره‌ها نوسانات سطح آب دریا نیز مشخص شد.

تعداد سه عدد سکانس رسوبی درجه سوم در برش زیر سطحی یورته‌شاه-۱ و یک عدد سکانس رسوبی درجه سوم در برش مورده‌کوه بر اساس مشاهدات صحرایی، مطالعات میکروسکوپی و تعبیر و تفسیر رخساره‌ها تفکیک شد. سکانس اول با سن آکیتانین دربرگیرنده بخش c<sub>4</sub> و سکانس دوم در برگیرنده بخش d و قسمت پایینی بخش غیر قابل تفکیک e و f با سن بوردیگالین در برش زیر سطحی یورته‌شاه-۱، است. سکانس سوم با سن بوردیگالین، در برگیرنده قسمت بالایی، از بخش غیر قابل تفکیک e و f در برش زیر سطحی یورته‌شاه-۱ و بخش f از برش مورده‌کوه است.

### تشکر و قدردانی

از مدیریت محترم پژوهش و فناوری اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، برای فراهم کردن امکانات عملیات صحرایی و مطالعات دفتری، کمال تشکر و امتنان را داریم.

### منابع

آقاباتی ع. ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

ایمن دوست آ. و امینی ع. ۱۳۸۴. چینه‌شناسی سکانسی سازند قم در مقطع شوراب با نگرشی بر پارامترهای مؤثر در تشخیص سطوح اصلی سکانسی و سیستم

- paleogeography and tectonic evolution of Iran. National Research Council of Canada, 18: 210–263.
- 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.
- Bozorgnia F. 1961. Investigation on Microfossils of the Qum Formation from the well Yort- I Shah-1. National Iran Oil Company Exploration Directorate, Technical Report 259, Unpublished.
- 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.
- Burchette T.P. and Wright V.P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. Sedimentary Geology, 79: 3–57.
- Cahuzac B. Poignant A. 1997. Essai de biozonation dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques. Bulletin Society Géologique de France, 168 (2): 155–169.
- Daneshian J. and Aftabi A. 2010. Biostratigraphy of Qom Formation Foraminifers based on new exploration in Navab Anticline surface section in South of Kashan. Journal of Science (University of Tehran) (JSUT), 35: 137–154
- Dozy J. J. 1944. A geological reconnaissance of the Kuhistan- i- Qum. National Iranian Oil Company Exploration Directorate, Geological Report 304, Unpublished.
- Dozy J. 1955. A sketch of post Craetaceous volcanism in Central Iran. National Iranian Oil Company Exploration Directorate, Geological Report 186, Unpublished.
- Drooger C.W. 1993. Radial Foraminifera: morphometrics and evolution. Verhandelingen der koninklijke Nederlandse Akademie van wetenschappen, Afdeling Natuurkunde, 41: 1–242.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. 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 p.
- Furrer M.A. and Soder P.A. 1955. The Oligo-Miocene marine formation in the Qum region امام- یورته‌شاه). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۱۳۶ص.
- لاسمی ی. و امین رسولی ه. ۱۳۸۲. چین‌نگاری سکانسی سازند قم در جنوب بخش مرکزی حوضه رسوبی ایران مرکزی. بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور .
- نوری ن. ۱۳۷۷. میکروفاسیس، محیط رسوبی و چین‌شناسی توالی‌های سازند قم در منطقه شرق سمنان. مجموعه مقالات دومین همایش انجمن زمین‌شناسی کشور.
- 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. Sadeghi A. 2016. Sedimentary facies, depositional environment and sequence stratigraphy of Oligocene – Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran). Carbonates and 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.
- Alsharhan A.S. Kendall C.G.St.C. 2002. Holocene carbonate/evaporates of Abu Dhabi, and their Jurassic ancient analogs. In: Barth H.J. Bore B.B. 2002. Sabkha Ecosystems. Kluwer Academic Publisher, Netherlands, 187 - 202.
- Amirshahkarami M. and Karavan M. 2015. Microfacies models and sequence stratigraphic architecture of the Oligocene-Miocene Qom Formation, south of Qom City, Iran. Geoscience Frontiers, 6: 593–604.
- Banner F.T. and Highton J. 1989. On Pseudotaberina malabarica (Carter) (Foraminiferida). Journal of Micropalaeontology, 8 (1): 113–129.
- Barattolo F. Bassi D. Romero R. 2007. Upper Eocene larger foraminiferal-coralline algal facies from the Klokova Mountain (south continental Greece). Facies, 53: 361–375.
- Berberian, M. and King G.C.P. 1981. Towards a

- Jalai 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 Lithosphere Program (ILP), 5<sup>th</sup> workshop of the ILP-Task force on sedimentary basin, Abu Dhabi.
- Jalali M. Sadeghi A. Adabi M.H. 2017. Microfacies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of Qom Formation in SE Siah Kuh Surface Section (South of Garmsar). *Geology of Iran*, 39:83-102.
- James G.A. and Wynd J.C. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49(2): 94-156.
- Karavan M. Mahboubi A. Vaziri-Moghaddam H. Moussavi-Harami R. 2015. Sedimentary facies analysis and sequence stratigraphy of Qom Formation deposits in NE Delijan-NW Central 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.
- Mohajjel. M. Fergusson C.L. and Sahandi M.R. 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal Asian Earth Science*, 21: 397-412.
- Mohammadi E. Safari A. Vaziri-Moghaddam H. Vaziri M.R. and Ghaedi M. 2011. Microfacies analysis and paleoenvironmental 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 of Geosciences*, 8(1): 403-423.
- (Central Iran): Rome, Italy. In: *Proceedings of the 4th World Petroleum Congress*, Rome, 267- 277.
- Gansser A. 1955. New aspects of the geology in central Iran: National Iranian Oil Company Exploration Directorate, Geological Report 160, Unpublished.
- 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: *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol*, 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.
- Hottinger L. 1983. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time. In: Meulenkamp J.E. (Ed.), *Reconstruction of marine paleoenvironments*. Utrecht Micropaleontological Bulletin, 30: 239-253.
- Hottinger L. 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Bulletin. Society. Geological. France*, 168:491-505.
- Hunt D. and Tucker M. E. 1993. Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgonian) of southeast France. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 18: 307-341.
- Hunt D. and Tucker M. E. 1995. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level 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. *SEPM Special Publications*, 60: 3-14.
- Işik U. 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.

- Pseudotaberina and its relation to Caribbean Archaiasins. *Palaeontology*, 51 (1): 71-99.
- Reuter M. Piller W.E. Harzhauser M. Mandic O. Berning B. F. 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. 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 (SE Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 179:43–56.
- SINOPEC. 2009. Integrated Evaluation and Exploration Targets Optimisation in Garmsar Block, Iran. National Iranian Oil Company Exploration Directorate, SINOPEC report, unpublished.
- Soder P.A. 1956. Detailed investigations on the marine formation of Qom. National Iranian Oil Company Exploration Directorate, Geological report 154, Unpublished.
- Soder P.A. 1959. Detailed investigations on the marine formation (Oligo - Miocene) of Qom. National Iranian Oil Company Exploration Directorate, Geological report 186, Unpublished.
- 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. Setudehina A. 1991. Stratigraphic lexicon of Iran. Geological Survey of Iran Report, 18: 1–376.
- Van Buchem F.S.P. Allan T.L. Laursen G.V. Lotfipour M. Moallemi A. Monibi S. Motiei H. Pickard N.A.H. Tahmasbi A.R. Vedrenne V. Vincent B. 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the OligoMiocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh formations) SW Iran. Geological Society, London, Special Publications, 329: 219-263.
- Vaziri- Moghaddam H. and Torabi H. 2004. Biofacies and sequence stratigraphy of the Oligocene succession, Central basin, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Stuttgart, 6 : 321-344.
- Vaziri-Moghaddam H. Seyrafian A. Taheri A. Motiei H. 2010. Oligocene–Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Morley C. K. Kongwung A. A. Julapour M. Abdolghafourian M. Hajian M. Waples D. Warren J. Otterdoom H. Srisuriyon K. and Kazemi H. 2009. Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran. The Central Basin in the Qom-Saveh: *Geosphere*, 4: 325–362.
- Mateu-Vicens G Hallock v. Brandano M. 2008. A depositional model and paleoecological reconstruction of the lower Tortonian distally steepened ramp of Minorca (Balearic Islands, Spain). *Palaios*, 23: 465–481.
- Özcan E Less G Báldi-Beke M Kollányi K Acar F. 2009. Oligo- Miocene foraminiferal record (Miogypsinidae, Lepidocyclinidae and Nummulitidae) from the Western Taurides (SW Turkey). Biometry and implications for the regional geology. *Journal of Asian Earth Science*, 34: 740–760.
- Pedley H.M. 1998. A review of sediment distributions and processes in Oligo-Miocene ramps of southern Italy and Malta (Mediterranean divide). Geological Society of London. Special Publications, 149: 163–179.
- Rahimi Matin L. 2008. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of Qom Formation in South of Varamin, M.S. thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 136p.
- Raju D.S.N. 1974. Study of Indian Miogypsinidae. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 9: 1-148.
- Rasser M.W. Scheibner C. Mutti M. 2005. A paleoenvironmental standard section for Early Ilerdian tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain). *Facies*, 51: 217-232.
- Read J. F. 1985. Carbonate platform facies models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69: 1-21.
- Rahaghi A. 1973. Etude de quelques grands foraminifères de la Formation de Qom (Iran Central). *Revue de Micropaléontologie*, 16: 23–38.
- Rahaghi, A. 1976. Contribution a l'étude de quelques grands foraminifères de l'Iran. Société Nationale Iranienne des Pétroles Laboratoire de Micropaléontologie. Publication 6, Parts 1–3, 1- 79.
- Rahaghi A. 1980. Tertiary Faunal Assemblage of Qom–Kashan, Sabzewar and Jahrum Areas. National Iranian Oil Company Exploration Directorate, Geological Laboratories, Publication, 8: 1–64, Unpublished.
- Renema W. 2008. Internal architecture of Miocene

biostratigraphy, facies analysis and paleoenvironmental interpretations of the Oligo-Miocene carbonates, NW Central Zagros Basin, Iran: *Arabian Journal Geosciences*, 8 (2): 931-949.

Zagros basin, Iran. Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, 27: 56-71.

Zabihi Zoeram F. Vahidinia M. and Sadeghi A. 2014. Larger benthic foraminifera: a tool for