

## ریزرخساره‌ها، دیرینه بوم‌شناسی، اجتماعات کربناته و بررسی سطوح مرزی *PB*، *NB* با مرز آشکوب‌های سازند آسماری با استفاده از نرم‌افزار سیکلولاگ در یک چاه میدان نفتی مارون

محمد گودرزی<sup>۱\*</sup>، حسن امیری‌بختیار<sup>۲</sup>، محمدرضا نورایی‌نژاد<sup>۳</sup> و یداله عظام‌پناه<sup>۴</sup>

۱- دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم‌پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد

۲- شرکت ملی نفت مناطق نفت‌خیز جنوب، اهواز

۳- دانشجوی دکترا، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

۴- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم‌پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

نویسنده مسئول: mohammadgoodarzi45@yahoo.com

نوع مقاله: پژوهشی

پذیرش: ۹۹/۶/۱

دریافت: ۹۹/۲/۲۱

### چکیده

در این پژوهش براساس مطالعات پتروگرافی تعداد ۱۲ ریزرخساره متعلق به محیط‌های رمپ خارجی، رمپ میانی، شول و رمپ درونی شناسایی گردید و بر مبنای آن‌ها پارامترهای دیرینه بوم‌شناسی بررسی شدند. سازند آسماری در چاه مورد مطالعه در شوری عادی تا فوق شور، محدوده نوری الیگوفوتیک تا یوفوتیک و مواد غذایی در محدوده الیگوتروف تا یوتروف نهشته شده است. در بخش‌های عمیق انرژی هیدرودینامیکی پایین، بستر نرم و پایدار بوده و فرامینفرها دارای پوسته نازک و کشیده و در بخش‌های کم عمق رمپ میانی (بخش نزدیک به منشا) و شول انرژی هیدرودینامیکی بالا، بستر سخت و ناپایدار بوده و فرامینفرهای هیالین عدسی و لنزی شکل با دیواره ضخیم و در محیط لاگون فرامینفرهای پورسلانوز با دیواره ضخیم قرار دارند. حضور فراوان فرامینفرهای کفزی بزرگ با جلبک‌های قرمز کورالیناسه‌آ و قطعاتی از مرجان‌ها نشانگر آب‌های گرم و محیط‌های گرمسیری و نیمه‌گرمسیری در زمان تشکیل سازند آسماری بوده است و فراوانی بالای فرامینفرهای سطح‌زی نسبت به درونی در چاه مورد مطالعه نشان‌دهنده یک محیط دریایی اکسیژن‌دار می‌باشد. هم‌چنین در این پژوهش چهار اجتماع کربناته نانوفر، فورآلگال، رودآلگال و فوارمول شناسایی گردید. در نهایت پس از بررسی و شناسایی سطوح مرزی، چهار سطح مرزی مثبت (*PB*) و پنج سطح مرزی منفی (*NB*) شناسایی شد که بعضی از این سطوح مرزی با مرز آشکوب‌ها مطابقت دارد.

**واژگان کلیدی:** میدان نفتی مارون، سازند آسماری، دیرینه بوم‌شناسی، ریزرخساره‌ها، سیکلولاگ

### پیشگفتار

کربناته‌ای که سازند آسماری را تشکیل می‌دهند شامل تعدادی از بزرگ‌ترین ذخایر نفتی در دنیا می‌باشند (علوی، ۲۰۰۴). این سازند نخستین بار در تنگ گل‌ترش واقع در کوه آسماری مورد مطالعه قرار گرفت (ریچاردسون، ۱۹۲۴)، نام آن از کوه آسماری در جنوب شرقی مسجد سلیمان اقتباس شده و برش الگوی آن در تنگ گل‌ترش با ضخامت ۳۱۴ متر اندازه‌گیری شده است که شامل سنگ‌آهک‌های مقاوم کرم تا قهوه‌ای رنگ با ریخت‌شناسی کوه‌ساز دارای میان لایه‌های جزیبی از شیل می‌باشد و به داشتن درزه‌های فراوان شاخص است (جیمز و واینند، ۱۹۶۵؛ توماس، ۱۹۴۸).

در سال‌های اخیر استفاده از نرم‌افزار سیکلولاگ جهت مطالعه چینه‌نگاری سکانشی توجه بسیاری از

فرامینفرهای کفزی در تشکیل رسوبات کربناته نقش مهمی را ایفا می‌کنند و به عنوان ابزاری با ارزش جهت تعیین عمق نسبی محیط رسوب‌گذاری و بازسازی محیط‌های قدیمی به کار می‌روند (گیل، ۲۰۰۰؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲). توزیع مجموعه‌های فرامینفرها بر روی پلاتفرم‌های کربناته توسط عواملی مانند ساختار اسکلتی، نوع زندگی، نیازهای غذایی و شرایط دریایی کنترل می‌شود (براندانو و همکاران، ۲۰۰۹). سازند آهکی آسماری جوان‌ترین سنگ مخزن زاگرس است و به دلیل اهمیت اقتصادی آن (سنگ مخزن اصلی ایران) مطالعات گسترده و جامعی بر روی آن انجام شده است (آقانباتی، ۱۳۸۵؛ گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸). رسوبات پلاتفرم

امیرشاه‌کرمی و همکاران، ۲۰۰۷؛ لارسن و همکاران، ۲۰۰۹؛ مصدق و همکاران، ۲۰۰۹؛ ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۱۰؛ وزیری‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۰؛ صیرفی‌ان و همکاران، ۱۹۹۸، ۲۰۰۰، ۲۰۰۵، ۲۰۱۱؛ شب‌افروز و همکاران، ۲۰۱۵؛ طاهری و همکاران، ۲۰۱۷؛ صادقی و همکاران، ۲۰۱۸؛ الله‌کرم‌پور دیل و همکاران، ۲۰۱۸؛ آورجانی و همکاران، ۱۳۹۰؛ کلنات و همکاران، ۱۳۹۳ و ۱۳۸۹؛ طاهری و همکاران، ۱۳۹۴؛ ذبیحی زوارم و همکاران، ۱۳۹۴؛ وزیری‌مقدم و همکاران، ۱۳۹۴؛ رحیم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۴؛ حبیبی، ۱۳۹۵؛ خوشنود و همکاران، ۱۳۹۵؛ براری و همکاران، ۱۳۹۶؛ غلام‌پور موگهی، ۱۳۹۶؛ نیسی و همکاران، ۱۳۹۶؛ اخزری و همکاران، ۱۳۹۶؛ لرستانی و همکاران، ۱۳۹۷؛ رحیم‌آبادی و همکاران، ۱۳۹۸؛ گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸؛ زارع و همکاران، ۱۳۹۸ و کمالی‌فر و همکاران، ۱۳۹۸).

### موقعیت جغرافیایی

فروافتادگی دزفول بخشی از کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس است که در جنوب‌شرقی دزفول و شمال‌شرقی اهواز قرار دارد (مطیعی، ۱۳۷۲). میدان نفتی مارون در چهل کیلومتری شمال‌شرق شهرستان اهواز، در جنوب فروافتادگی دزفول شمالی، و در امتداد تاقدیس‌های آغاچاری و رامین قرار گرفته است. این میدان از شمال توسط میدان رامین، از جنوب توسط میدان رامشیر، از شرق توسط میدان کوپال و از غرب و شمال‌غرب توسط میدان‌های اهواز و شادگان احاطه شده است (شکل ۱).

### روش مطالعه

به منظور انجام این پژوهش تعداد ۱۵۰ برش نازک (از شرکت ملی نفت مناطق نفت‌خیز جنوب و عمدتاً مغزه حفاری به ضخامت ۴۴۶/۵ متر) جهت شناسایی آلومک‌ها، بررسی ریزرخساره‌ها - مدل رسوبی، اجتماعات کربناته و شرایط دیرینه بوم‌شناختی (پالئوآکولوژیکی) حاکم در زمان رسوب‌گذاری به طور دقیق مورد بررسی قرار گرفت. برای شناسایی میکروفسیل‌های موجود از منابعی مانند (آدامز و بورژوا، ۱۹۶۷؛ لوبلیش و تاپان، ۱۹۸۰؛ بوداقر و فادل، ۲۰۰۸) استفاده شده و جهت زون‌بندی زیستی و تشخیص بایوزون‌ها، از زون‌بندی (لارسن و همکاران، ۲۰۰۹) و (ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۱۰) استفاده شده

زمین‌شناسان ایران به ویژه در حوضه زاگرس را به خود جلب نموده است که از جمله آن‌ها می‌توان مطالعات، مخزن بنگستان در میدان نفتی گچساران و رگ‌سفید (غیشاوی و رحمانی، ۱۳۸۹)، مخزن بنگستان در میدان نفتی گچساران (غیشاوی و شب‌افروز، ۱۳۸۹)، سازند آسماری در چاه شماره ۱۹ میدان نفتی پاریسی (رحمانی، ۱۳۹۱)، مخزن آسماری در میدان نفتی بی‌بی‌حکیمه (اکبری و همکاران، ۱۳۹۰)، مخزن آسماری در میدان نفتی مارون (آورجانی و همکاران، ۱۳۹۱)، مطالعه چینه‌نگاری سکانسی (سیکلوآستراتیگرافی) سازند آسماری در میدان نفتی قلعه‌نار (نیسی و همکاران، ۱۳۹۶) و مقایسه مرز آشکوب‌های بخش بالایی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری در میدان نفتی مارون با سطوح مرزی *NB (Negative Break)* و *Positive* (*PB Break*) در میدان نفتی مارون (گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸) را نام برد.

بخاطر اهمیت فرامینفرها در بازسازی محیط‌های قدیمی و شرایط پالئوآکولوژیکی حاکم در زمان رسوب‌گذاری، توان اقتصادی سازند آسماری در اکتشاف منابع هیدروکربوری و کاربرد نرم‌افزار سیکلولاگ در بررسی و شناسایی سیکل‌های رسوبی و مرز آشکوب‌ها این مطالعه اهداف زیر را دنبال می‌کند:

۱- بررسی پارامترهای دیرینه بوم‌شناسی (شوری، نور، مواد غذایی، عمق، انرژی هیدرودینامیکی، ماهیت کف بستر، دما، اکسیژن، همزیستی، تولید مثل و راهبردهای تغذیه‌ای)، ۲- بررسی و شناسایی اجتماعات کربناته در چاه مورد مطالعه، ۳- بررسی سطوح مرزی مثبت *PB* و سطوح مرزی منفی *NB* با استفاده از نرم‌افزار سیکلولاگ در چاه مورد مطالعه و ۴- مقایسه سطوح مرزی *PB* و *NB* با مرزهای زمانی آشکوب‌ها را دنبال می‌کند.

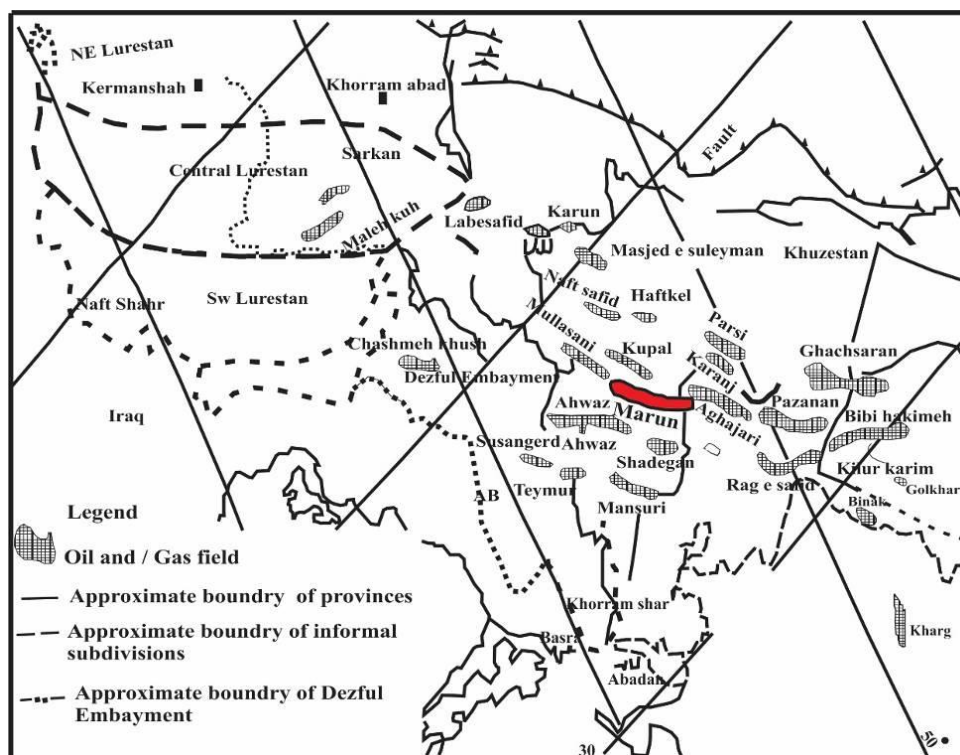
به خاطر اهمیت سازند آسماری در چرخه منابع هیدروکربوری (سنگ مخزن اصلی نفت ایران) مطالعات جامعی بر روی این سازند در زمینه‌های مختلف انجام شده است که در زیر برخی از مهم‌ترین مطالعات انجام شده ذکر شده است:

(باسک و مایو، ۱۹۱۸؛ ریچاردسون و همکاران، ۱۹۲۴؛ لیز، ۱۹۳۳؛ ریچل، ۱۹۳۶ - ۱۹۳۷؛ گلپ، ۱۹۴۰؛ فورن، ۱۹۴۱؛ توماس، ۱۹۴۸؛ لاکاساجن، ۱۹۶۳؛ واینند، ۱۹۶۵؛ آدامز و بورژوا، ۱۹۶۷؛ اهرنبرگ و همکاران، ۲۰۰۷؛

همکاران، ۲۰۰۷؛ باسی و همکاران، ۲۰۰۴، ۲۰۰۷، ۲۰۱۰؛ رنما، ۲۰۰۶؛ موتی و هالوک، ۲۰۰۳؛ پومار و همکاران، ۲۰۰۴؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ براندانو و کوردا، ۲۰۰۲ و مصدق و همکاران، ۲۰۰۹).  
پس از بررسی و شناسایی میکروفسیل‌ها، زون‌بندی زیستی و تعیین سن چاه مورد مطالعه، مرزهای آشکوب‌ها با سطوح مرزی *NB* و *PB* با استفاده از نرم‌افزار سیکلولاگ مقایسه شدند.

است. جهت نام‌گذاری و طبقه‌بندی سنگ‌ها از دانهام (۱۹۶۲) و امبری و کلووان (۱۹۷۱) و برای شناسایی ریزرخساره‌ها و تفسیر آن‌ها از منابع مختلف استفاده شده است (گیل، ۲۰۰۰؛ ویلسون، ۱۹۷۵؛ باکستون و پدلی، ۱۹۸۹؛ باسی و همکاران، ۲۰۰۷؛ فلوگل، ۲۰۱۰ و پومار، ۲۰۰۷ و ۲۰۱۴). هم‌چنین جهت تحلیل‌های پالئوآکولوژی و شرایط زندگی فرامینیفرها در چاه مورد مطالعه به منابع زیر استناد شده است:

(هوتینگر، ۱۹۸۳؛ هالوک، ۱۹۸۵، ۲۰۰۰؛ هالوک و گلن، ۱۹۸۶؛ گیل، ۲۰۰۰؛ رنمو و ترولسترا، ۲۰۰۱؛ براندانو و



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی میدانی نفتی جنوب غرب ایران که در آن میدان نفتی مارون با چند ضلعی قرمز رنگ مشخص گردیده است (اقتباس از نورایی‌نژاد و امیری بختیار، ۱۳۹۷).

### زیست‌چینه‌نگاری

در این چاه پس از شناسایی فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتون و بر اساس پخش و پراکندگی عمودی آن‌ها شش بایوزون (پنج زون زیستی و یک زون مبهم) شناسایی گردید (جدول ۱)، (گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸). بر مبنای زون‌بندی (لارسن و همکاران، ۲۰۰۹؛ و ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۱۰) سن سازند آسماری روپلین، شاتین - بوردیگالین؟ تعیین گردیده است (گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸) (جدول ۱).

### ریزرخساره‌ها و محیط رسوب‌گذاری

پس از بررسی ویژگی‌هایی مانند بافت رسوبی، ساختارهای رسوبی، عناصر اسکلتی و غیراسکلتی تعداد ۱۲ ریزرخساره مربوط به محیط‌های رمپ خارجی، رمپ میانی (بخش‌های دیستال و پروکسیمال)، شول و رمپ درونی (ریف کومه‌ای، لاگون نیمه‌محصور، لاگون محصور و پهنه جزر و مدی) شناسایی گردید (جدول ۲ و شکل‌های ۲ الف و ب، ۳ و ۴) (گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸). هم‌چنین بر مبنای مطالعه گودرزی و همکاران،

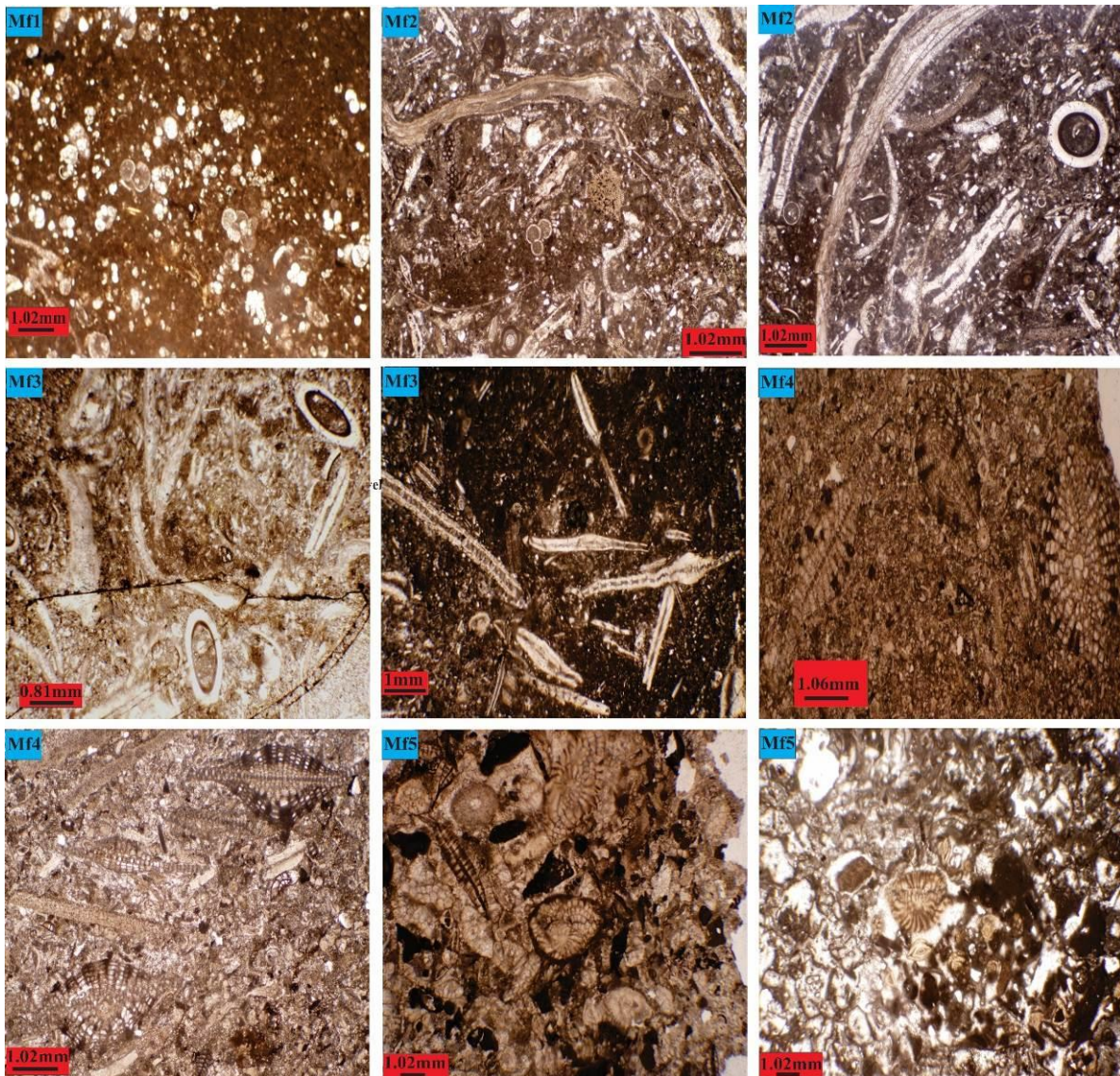


این پژوهش بر اساس فرامینفرهای موجود، ریزرخساره‌ها و محیط‌های رسوبی شناسایی شده که به طور خلاصه در جدول ۲ و شکل ۲ شرح داده شده‌اند، شرایط دیرینه بوم‌شناختی زمان رسوب‌گذاری سازند آسماری در چاه مورد مطالعه مورد تفسیر قرار گرفته است. از جمله شاخص‌های دیرینه بوم‌شناختی در چاه مورد مطالعه شوری، نور، مواد غذایی، عمق، ماهیت کف بستر، تحرک و انرژی هیدرودینامیکی در ارتباط با عمق، درجه حرارت، دمای دیرینه، اکسیژن، راهبردهای تغذیه‌ای و تولید مثل فرامینفرها بررسی شده است.

(۱۳۹۸) سازند آسماری در این چاه در یک رمپ کربناته کم‌شیب از نوع هموکلینال نهشته شده است.

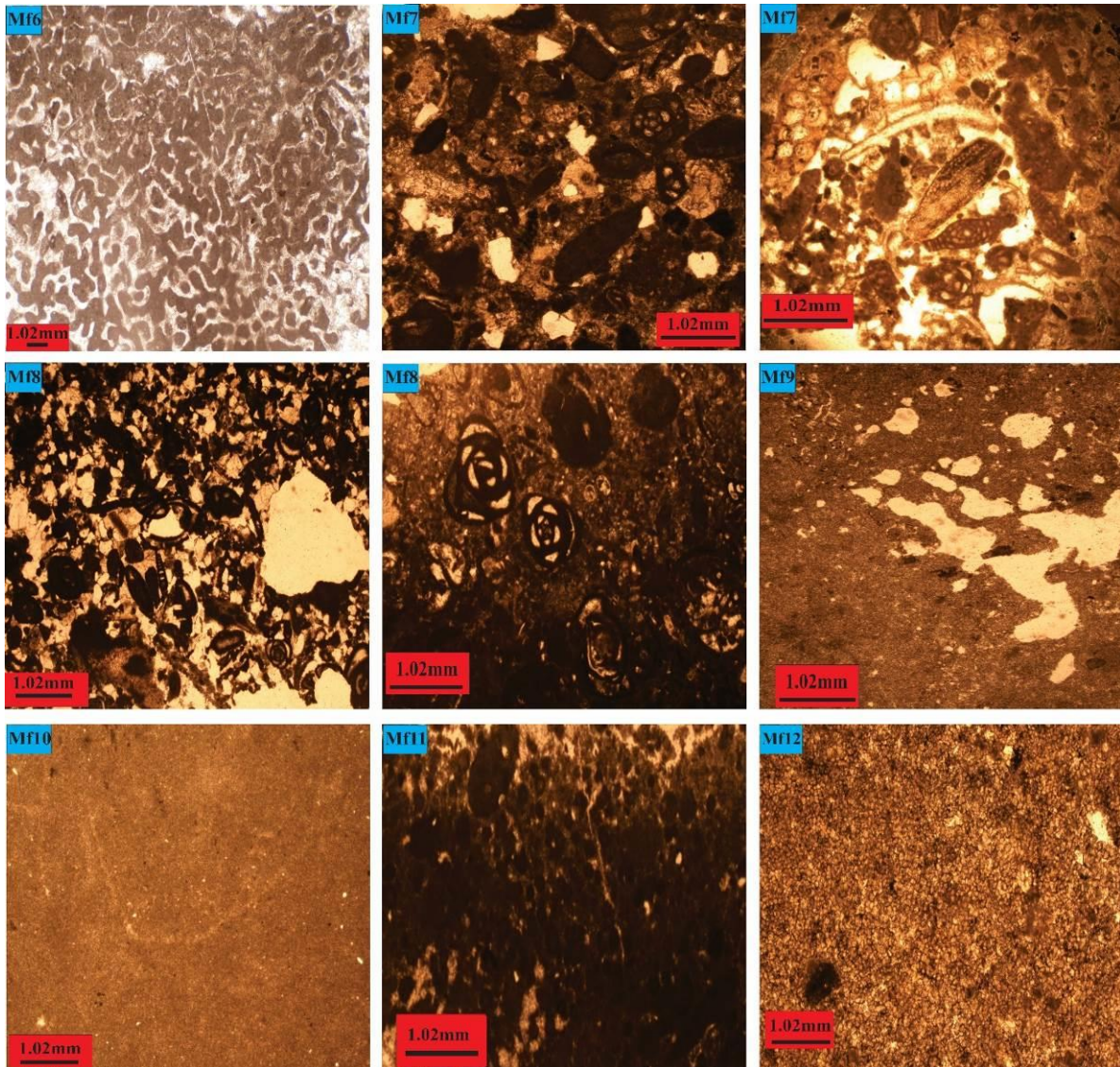
#### دیرینه بوم‌شناسی (Paleoecology)

فرامینفرهای کف‌زی بزرگ در دوران سنوزویک سهم بالایی در تولید کربنات سکوه‌های کربناتی داشته‌اند (هالوک، ۱۹۸۱). توزیع این دسته فرامینفرها در سکوه‌های کربناته به عوامل مختلفی مانند نور، دما، شوری، عمق، مواد غذایی، ماهیت کف بستر و .. بستگی دارد (رومرو و همکاران، ۲۰۰۲). به همین دلیل فرامینفرها از نشانه‌های عالی برای بازسازی محیط‌رسوبی می‌باشند. در



شکل ۲. الف) ریزرخساره‌های چاه مورد مطالعه: **MF1**: وکستون - پکستون حاوی فرامینفرهای پلانکتون، **MF2**: وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران کف‌زی بزرگ و فرامینفرهای پلانکتون، **MF3**: وکستون - پکستون (فلوتستون)، حاوی نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده، **MF4**: وکستون - پکستون حاوی لپیدوسیکلینیده، **MF5**: پکستون - گرینستون حاوی فرامینفرهای هیالین





شکل ۲. ب) MF6: کورال باندستون، MF7: پکستون - گرینستون حاوی فرامینیفرهای با پوسته هیالین و پورسلانوز، MF8: پکستون تا گرینستون حاوی دندریتینا، میلیولید و پلویید، MF9: مادستون، MF10: وکستون - پکستون پلوییدی، MF 11: رخساره دولومیت (دولوستون) و MF12: دولومادستون با تخلخل فنسترال

جدول ۱. زون‌های زیستی سازند آسماری در چاه مورد مطالعه (گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸)

Biozone	Meter	Time units	Meter	Formation
<i>Globigerina spp - Turborotalia cerroazulesis - Hantkenia Assemblage zone.</i>	76	Eocene (L. Eocene)	3706.5 - 3630.5	Pabdeh
<i>Lepidocyclina - Operculina - Ditrupa Assemblage Zone.</i>	129.5	Rupelian- Chattian	3630.5 3501	Asmari
<i>Archaias asmaricus - Archaias hensoni - Miogypsinoidea compalanatus Assemblage zone.</i>	80	Chattian	3501 - 3421	Asmari
<i>Miogypsina - Elphidium sp.14 - Peneroplis farsensis Assemblage zone</i>	83	Aquitanian	3421 - 3338	Asmari
<i>Indeterminate zone</i>	70.44	Aquitanian	3338 - 3267.56	Asmari
<i>Borelis melo curdica - Borelis melo melo Assemblage zone?</i>	7.56	Burdigalian	3267/56 - 3260	Asmari

جدول ۲. ریزرخساره‌های چاه مورد مطالعه

توضیحات	محیط تشکیل	ریزرخساره‌ها
اجزای این ریزرخساره را فرامینیفرهای پلانکتون مانند <i>Globigerina</i> , <i>Orbulina</i> , <i>Turborotalia</i> تشکیل می‌دهد.	رمپ خارجی	<i>MF1</i> : وکستون - پکستون دارای فرامینیفرهای پلانکتون
اجزای این ریزرخساره را فرامینیفرهای کفزی بزرگ نومولیتیده و لپیدوسیکیلینیده ( <i>Operculina</i> , <i>Heterostegina</i> , <i>Eulepidina</i> ) و فرامینیفرهای پلانکتون تشکیل می‌دهند.	مرز رمپ خارجی و رمپ میانی (بخش دیستال رمپ میانی)	<i>MF2</i> : وکستون - پکستون دارای روزن‌داران کفزی بزرگ و فرامینیفرهای پلانکتون
اجزای این ریزرخساره را فرامینیفرهای کفزی بزرگ نومولیتیده و لپیدوسیکیلینیده ( <i>Operculina</i> , <i>Heterostegina</i> , <i>Eulepidina</i> ) و فرامینیفرهای پلانکتون تشکیل می‌دهند.	رمپ میانی (بخش دیستال)	<i>MF3</i> : وکستون - پکستون (فلوتستون)، دارای نومولیتیده و لپیدوسیکیلینیده
اجزای این ریزرخساره را لپیدوسیکیلین‌های پهن و عدسی شکل (لنزی) مانند <i>Nephrolepidina</i> و تعداد کمی <i>Textularia</i> , <i>Echinoid</i> و خرده‌های دوکفه‌ای تشکیل می‌دهد.	رمپ میانی (بخش پروکسیمال)	<i>MF4</i> : وکستون - پکستون دارای لپیدوسیکیلینیده
اجزای این ریزرخساره را فرامینیفرهای کوچک و عدسی شکل با دیواره هیالین مانند <i>Miogypsinoides</i> , <i>Rotalia</i> , <i>Amphistegia</i> , <i>Heterostegina</i> و با تعداد کمتر <i>Echinoid</i> و جلبک قرمز تشکیل می‌دهد. زمینه این ریزرخساره از سیمان تشکیل شده و مرز بین رمپ میانی و درونی می‌باشد.	شول	<i>MF5</i> : پکستون - گرینستون دارای فرامینیفرهای هیالین
اجزای این ریزرخساره بطور کامل از مرجان‌ها با اتصال ارگانیکی تشکیل شده است.	رمپ درونی (ریف کومه‌ای)	<i>MF6</i> : کورال باندستون
بیوکست‌های این ریزرخساره شامل فرامینیفرهای هیالین ( <i>Rotalia</i> , <i>Asterigerina</i> , <i>Amphistegina</i> , <i>Miogypsinoides</i> ) و پورسلانوز ( <i>Miliolid</i> , <i>Archaias</i> , <i>Peneroplis</i> ) و با تعداد کمتر گاستروپود و دوکفه‌ای هستند.	رمپ درونی (لاگون نیمه محصور)	<i>MF7</i> : پکستون - گرینستون دارای فرامینیفرهای با پوسته هیالین و پورسلانوز
بیوکست‌های این ریزرخساره را فرامینیفرهای پورسلانوز مانند <i>Miliolid</i> , <i>Dendritina rangi</i> تشکیل می‌دهد.	رمپ درونی (لاگون محصور)	<i>MF8</i> : پکستون تا گرینستون دارای دندرتینا، میلیولید و پلوئید
این ریزرخساره فاقد بیوکست بوده و بطور کامل از میکرایت تشکیل شده است.	رمپ درونی (لاگون محصور)	<i>MF9</i> : مادستون
این ریزرخساره فاقد بیوکست بوده و اجزای آن را پلوئید با زمینه گلی تشکیل داده است.	رمپ درونی (لاگون محصور)	<i>MF10</i> : وکستون - پکستون پلوئیدی
این ریزرخساره فاقد بیوکست بوده و بطور کامل از بلورهای دولومیت تشکیل شده است.	رمپ درونی (پهنه جزر و مدی)	<i>MF11</i> : رخساره دولومیت (دولوستون)
این ریزرخساره فاقد بیوکست بوده و بطور کامل از بلورهای دولومیت تشکیل شده است. ویژگی بارز این ریزرخساره بافت چشم پرنده‌ای (تخلخل نوع فنسترال) می‌باشد.	رمپ درونی (پهنه جزر و مدی)	<i>MF12</i> : دولومادستون با تخلخل فنسترال

### ۱- شوری (Salinity)

نیمه بسته مانند خلیج فارس، دریای سرخ و باتلاق‌ها دیده می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). در چاه مورد مطالعه بر اساس پراکندگی ارگانسیم‌ها نسبت به شوری آب دریا، سه ریزرخساره شوری به صورت زیر شناسایی شده است:

**الف: ریزرخساره‌های با شوری نرمال (40 - 34 Psu):** این میزان شوری خاص فرامینیفرهای پلانکتون و فرامینیفرهای بنتیک بزرگ با پوسته کشیده و لاملار (لپیدوسیکلینا، هتروستژینا، اپرکولینا، اسپیکولپئوس و

یکی از فاکتورهای کنترل‌کننده ته‌نشست رسوبات کربناته و توزیع اجتماعات ارگانیکی شوری می‌باشد (بیونگتون - پنی و ریسی، ۲۰۰۴). بر اساس میزان شوری در آب‌های شیرین در محدوده 30 - 40 Psu، آب‌های لب‌شور در محدوده بین شوری نرمال و فوق‌شور و آب‌های فوق‌شور در محدوده‌ی شوری بالاتر از 50 Psu می‌باشد که چنین حالتی در حوضه‌های تبخیری، لاگون محصور، حوضه‌های

(اپرکولینا، هتروستژینا و اسپیروکلیپوس)، پیدوسی‌کلینیده (یولپیدینا و نفرولپیدینا) و سایر روتالیدها (آمفیستژینا و نئوروتالیدها در قسمت قاعده سازند آسماری (رمپ میانی در قسمت پایینی تا میانی سازند آسماری) در محدوده شوری نرمال ( $34 - 40$  Psu) قرار داشته‌اند. به سمت بخش‌های میانی و بالایی در سازند آسماری شوری افزایش یافته، بطوری که در محدوده شاتین شرایط شوری بالاتر با حضور بیش‌تر فرامینیفرهای پورسلانوز (آرکیاس، مئاندروپسینا، پنروپلیس و میلیولید) حاکم شده و در آکیتانین و بوردیگالین با محصور شدن حوضه، محیط لاگون محصور و شرایط شوری هایپرسالین (فوق‌شور) حاکم می‌شود. بطور کلی در ائوسن پسین، روپلین تا اوایل شاتین (محیط‌های رمپ خارجی، رمپ میانی، شول و ریف کومه‌ای) شوری نرمال، از اواخر شاتین تا اوایل آکیتانین (محیط لاگون نیمه‌محصور) شرایط شوری‌های بالاتر ایجاد شده و انتهای آکیتانین تا بوردیگالین (محیط‌های لاگون محصور و پهنه‌ی جزر و مدی) شرایط فوق‌شور حاکم شده است (شکل‌های ۲ تا ۵).

#### ۲- نور (Light):

نور از عوامل پالئو‌اکولوژیکی موثر بر گسترش و پراکندگی فرامینیفرها می‌باشد که بطور مستقیم و غیرمستقیم در همزیستی و رژیم غذایی فرامینیفرها و تولید کربنات تاثیرگذار است (هالوک و گلن، ۱۹۸۶؛ هوتینگر، ۱۹۹۷). پومار (۲۰۰۱) با استفاده از وجود یا نبود ارگانیسیم‌های وابسته به نور، محیط اقیانوسی را به ۴ پهنه نوری یوفوتیک، مزوفوتیک، الیگوفوتیک و آفوتیک تقسیم‌بندی کرده است. شرایط نوری در چاه مورد مطالعه به شرح زیر می‌باشد:

**الف- ریزرخساره‌های زون یوفوتیک (موجودات وابسته به نور زیاد):** فرامینیفرهای پورسلانوز بزرگی که با داینوفیسه‌آ، کلروفیسه‌آ و یا رودوفیسه‌آ همزیستی دارند مشخصاً این زون نوری هستند (رومرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ لئوتینگر، ۱۹۸۴). صدف این روزن‌داران بزرگ، ضخیم و تخم‌مرغی شکل بوده و در آب‌های کم عمق زیست می‌کنند. این صدف از جلبک همزیست درون‌زی در برابر تابش اشعه خورشید و هم‌چنین ضربات وارده به

آمفیستژینا) می‌باشد. سایر موجوداتی که می‌توانند در این محدوده شوری زیست کنند مرجان‌ها (بصورت محدود) و جلبک قرمز کورالیناسه‌آ می‌باشد (ریسی و هوتینگر، ۱۹۸۴؛ هالوک و گلن، ۱۹۸۶؛ فلوگل، ۲۰۱۰). در چاه مورد مطالعه  $MF1$  تا  $MF6$  (محیط‌های رمپ خارجی، رمپ میانی (بخش دیستال و پروکسیمال)، شول و ریف کومه‌ای) در این محدوده شوری نهشته شده است (شکل‌های ۲ تا ۵).

**ب: ریزرخساره‌های با شوری  $50 - 40$  Psu:** در این محدوده شوری، درصد فرامینیفرهای پورسلانوز افزایش می‌یابد و فرامینیفرهای با پوسته هیالین با تعداد کمتر نیز وجود دارد (مصدق و همکاران، ۲۰۰۹). در چاه مورد مطالعه  $MF7$  مربوط به لاگون نیمه‌محصور در این محدوده شوری نهشته شده است. در این محدوده شوری، حضور همزمان فرامینیفرهای پوسته هیالین با انواع پورسلانوز نشان‌دهنده یک لاگون نیمه‌محصور و شوری بالاتر می‌باشد (شکل‌های ۲ تا ۵).

**ج: ریزرخساره‌های با شوری بیش‌تر از  $50$  Psu > :** در این محدوده شوری که خاص شوری بسیار بالا (*Hypersalin*) می‌باشد، فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز (میلیولید، آرکیاس و دندریتینا) افزایش می‌یابد و تعداد فرامینیفرهای با پوسته هیالین کاهش می‌یابد و یا اصلاً وجود ندارند (مصدق و همکاران، ۲۰۰۹). این شرایط نشان‌دهنده عدم ارتباط با آب‌های دریای باز و محصور بودن آب می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). در این محدوده شوری فرامینیفرهای پورسلانوز تا ۸۰ درصد و یا بیش‌تر حضور دارند. ریزرخساره‌های ( $MF8 - MF12$ ) در این محدوده شوری نهشته شده است (شکل‌های ۲ تا ۵). در چاه مورد مطالعه این محدوده شوری مربوط به انتهای شاتین - آکیتانین تا بوردیگالین می‌باشد. بر اساس فونای زیستی و محیط تشکیل، میزان شوری از رمپ خارجی به سمت رمپ میانی و رمپ داخلی روند افزایشی داشته، طوری که در رمپ خارجی، رمپ میانی و ریف کومه‌ای گستره شوری بین  $34 - 40$  Psu، در لاگون نیمه محصور محدوده شوری بین  $40$  تا  $50$  Psu و در محدوده لاگون محصور شرایط شوری بسیار بالا (بیش‌تر از  $50$  Psu) بوده است. بنابر توضیحات فوق، وجود فرامینیفرهای پلانکتون در بخش فوقانی سازند پابده (رمپ خارجی) و وجود فرامینیفرهای کشیده و مسطح خانواده‌های نومولیتیده





### ۳- مواد غذایی (Nutrient)

مواد غذایی مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده نرخ تولیدات کربنات و فرسایش زیستی پلاتفرم‌های کربناته و ریف‌ها می‌باشد (گیل، ۲۰۰۰). میزان مواد غذایی به وسیله‌ی عواملی همچون آب و هوا و تکنیک کنترل می‌شود به طوری که در شرایط آب و هوایی خشک از میزان رواناب‌های رودخانه‌ای کاسته شده و در پی آن مواد غذایی کاهش یافته و شرایط الیگوتروفی را ایجاد می‌نماید (پومار و همکاران، ۲۰۰۴). در محیط‌های دریایی جهت بیان شرایط کم غذایی تا شرایط حداکثر غذایی از اصطلاحات شرایط کم غذا (الیگوتروفی)، شرایطی با غذای متوسط (مزوتروفی)، شرایط غذایی زیاد (یوتروفی) و حداکثر مواد غذایی (هایپرتروفی) استفاده می‌گردد (موتی و هالوک، ۲۰۰۳). شرایط مواد غذایی در چاه مورد مطالعه به شرح زیر می‌باشد:

**الف: زون الیگوتروفیک:** در چنین شرایطی، کمبود مواد غذایی باعث کاهش رقابت بر سر بستر زیست می‌شود که عامل کنترل‌کننده اجتماع موجودات تولیدکننده است (موتی و هالوک، ۲۰۰۳). طبق نظر هالوک (۱۹۸۵) کمبود مواد غذایی بلوغ را به تاخیر می‌اندازد و فرامینیفرهای بزرگ همزیست چنین شرایطی را ترجیح می‌دهند. مشخصه این زون کاهش و کمبود مواد غذایی می‌باشد. فونای شاخص این زون، فرامینیفرهای کفزی بزرگ همزیست‌دار مانند، هتروستژینا، اپرکولینا، اسپروکلیئوس، یولپیدینا، نفرولپیدینا، لپیدوسیکلینا و آمفیستژینا می‌باشد. هم‌چنین در این زون جلبک قرمز مرجانی نیز وجود دارد. در چاه مورد مطالعه *MF3* و *MF2* در این محدوده غذایی نهشته شده است (شکل‌های ۲ تا ۵).

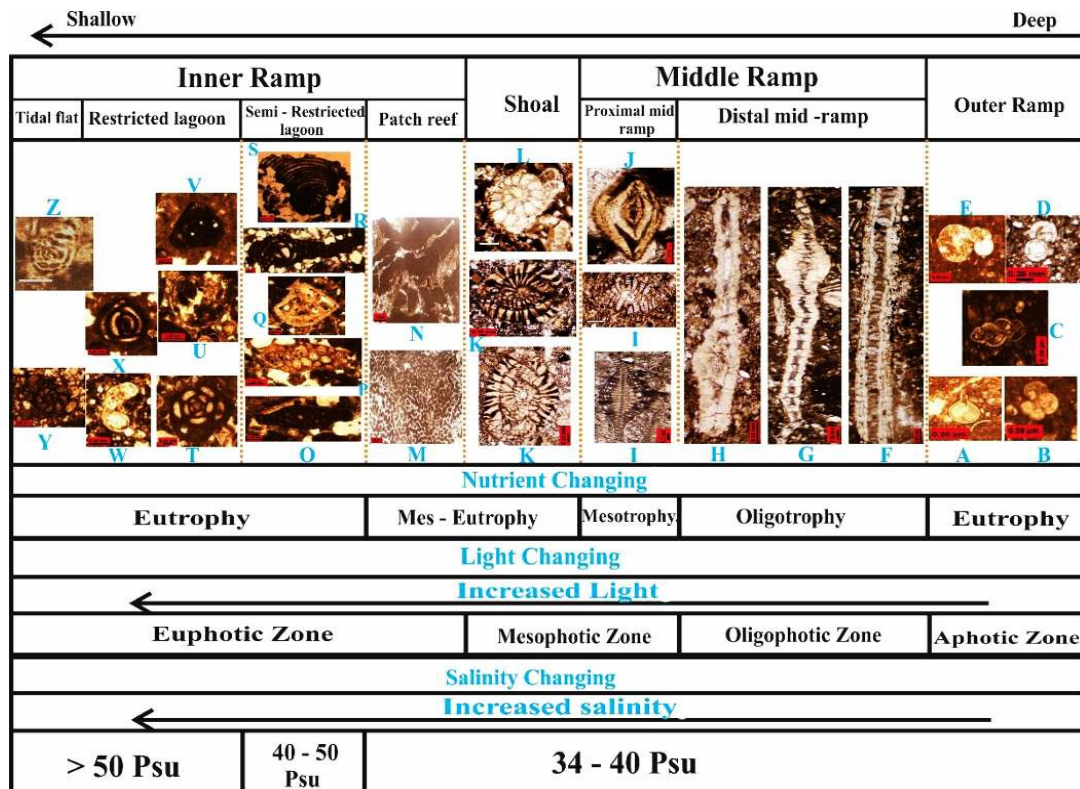
**ب: زون مزوتروف:** در شرایط مزوتروفی میزان مواد غذایی متوسط و میزان شفافیت آب کافی است در نتیجه به علت نفوذ نور در اعماق فرامینیفرها پوسته پهن و نازکی نسبت به سطح دارند (هالوک، ۱۹۸۷). از دیگر موجودات می‌توان به اکینویدها، جلبک‌های سبز و قرمز، نرم‌تنان و اسفنج‌ها اشاره کرد (هالوک، ۱۹۸۷). هم‌چنین طبق نظر فولگل (۲۰۰۰) شرایط مزوتروفی مورد علاقه معلق خواران می‌باشد. در چاه مورد مطالعه، *MF4* در این محدوده غذایی نهشته شده است (شکل‌های ۲ تا ۵).

هیالین که امکان حضور فرامینیفرهای پورسلانوز نیز در آن وجود داشته در نظر گرفت. در چاه مورد مطالعه *MF5* و *MF4* در این زون نوری نهشته شده است (شکل‌های ۲ تا ۵).

**ج- ریزرخساره‌های زون الیگوفوتیک (موجودات وابسته به نور کم):** این زون نوری با فراوانی فرامینیفرهای کفزی بزرگ و کشیده با پوسته هیالین و جلبک قرمز مشخص می‌شود. طبق نظر پومار (۲۰۰۱) جلبک‌های قرمز و تعدادی از فرامینیفرهای بزرگ شاخص این محیط می‌باشند. این محدوده نوری معادل با زون نوردار تحتانی از باسی و همکاران (۲۰۰۷) می‌باشد. در چاه مورد مطالعه *MF3* و *MF4* در این زون نوری نهشته شده‌اند. گسترش این زون نوری در چاه مورد مطالعه در رمپ میانی (بخش دیستال) می‌باشد که با فرامینیفرهای هیالین کشیده همزیست‌دار و جلبک قرمز کورالیناسه‌آ مشخص می‌شود (شکل‌های ۲ تا ۵).

**د- ریزرخساره‌های زون آفوتیک (موجودات مستقل از نور):** در این زون بایوتاهای وابسته به نور حضور نداشته و با تسلط هتروتروف‌ها مشخص می‌شود (پومار، ۲۰۰۲). رخصاره‌های حاوی فرامینیفرهای پلانکتون که فاقد انواع بزرگ کفزی هستند خاص ژرفای بیش‌تر از ۲۰۰ متر می‌باشند (گیل، ۲۰۰۰). رخصاره‌های غنی از فرامینیفرهای پلانکتون که فاقد جلبک‌های قرمز هستند، حد زیرین ناحیه نوری را مشخص می‌کنند (کاسویک، ۲۰۰۴). در چاه مورد مطالعه *MF1* در این زون نوری نهشته شده و گسترش آن محدود به رمپ خارجی بوده که با حضور فرامینیفرهای پلانکتون مشخص می‌شود. این پهنه نوری مربوط به بخش بالایی سازند پابده بوده و در محدوده زمانی ائوسن پسین نهشته شده است (شکل‌های ۲ تا ۵). در چاه مورد مطالعه بخش بالایی سازند پابده (ائوسن پسین) در شرایط نوری آفوتیک، بخش پایینی سازند آسماری (بخش دیستال رمپ میانی) در شرایط نوری الیگوفوتیک، بخش پروکسیمال رمپ میانی و شول در شرایط نوری مزوفوتیک و محیط رمپ درونی (ریف کومه‌ای) (بخش پایینی پهنه نوری یوفوتیک) و بخش بالایی سازند آسماری، لاگون (نیمه‌محصور و محصور) و پهنه جزر و مدی) در شرایط حداکثر نوری (یوفوتیک) نهشته شده است.





شکل ۵. تغییرات پالئوآکولوژیکی بر مبنای تغییرات در نوع، اندازه و جنس صدف فسیل‌ها همراه با تغییرات در محیط‌های رسوبی متفاوت. A; *Hantkenina* sp. B; *Catapsydrax dissimilis*. C; *Eouvirgerina khuzestanika*. D; *Globigerina* sp. E; *Turborotalia boweri*. F; *Eulepidina dilitata*. G; *Operculina complanata*. H; *Heterostegina* sp. I; *Nephrolepidina tournoueri*. J; *Amphistegina* sp. K; *Heterostegina* sp. L; *Rotalia vienoti*. M; Coral. N; Red algal. O; *Archaias hensoni*. P; *Miogyopsinoides* sp. Q; *Asterigerina rotula*. R; *Archaias* sp. S; *Peneroplis evolutus*. T; *Quinqueloculina* sp. U. Gastropod. V; *Austrotrillina* sp. W; *Dendritina rangi*. X; *Triloculina trigonula*. Y; *Dendritina rangi*. Z; *Borelis* sp.

#### ۴- عمق (Depth):

این افزایش ضخامت در اثر کاهش عمل فتوسنتز توسط جلبک‌های همزیست در شرایط نامساعد نوری می‌باشد (بیونگتون - پنی و ریسی، ۲۰۰۴). فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز مانند میلیولیدها که فاقد جلبک همزیست می‌باشند می‌توانند در کم عمق‌ترین بخش‌های لاگونی با شوری‌های بالا نیز زندگی کنند (مصدق و همکاران، ۲۰۰۹) ولی فرامینیفرهای بدون منفذ با ساختمان پیچیده همچون آرکیاس‌ها که دارای جلبک همزیست هستند قادر به تحمل شوری‌های بالا در اعماق کمتر نیستند و در عمق بیش‌تری نسبت به میلیولیدها زندگی می‌کنند (لیز، ۱۹۹۰). بنابراین تفاسیر دلیل افزایش اندازه پوسته نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده در رمپ میانی (بخش دیستال) بخاطر کاهش نفوذ نور و دسترسی بیش‌تر به مواد غذایی و همزیستی با جلبک‌های قرمز می‌باشد (شکل‌های ۶، ۷ و ۸). میزان وابستگی جلبک درونی به نور محدوده عمقی خاصی را برای فرامینیفرهای همزیست‌دار فراهم می‌کند (هالوک، ۱۹۸۷). طبق نظر (لثوتینگر، ۱۹۸۴) یک ارتباطی نیز میان عمق زیستگاه

بازسازی عمق دیرینه آب جهت شناسایی مدل رسوبی، بازسازی سطح آب دریا و نیز جهت آنالیزهای حوضه ضروری می‌باشد (پرین و همکاران، ۱۹۹۵). فرامینیفرها در اعماق مختلف با خصوصیات مورفولوژیکی متفاوتی زیست می‌کنند. بروز تغییر در عمق و سطح آب باعث تغییر سبک زندگی آن‌ها می‌شود (براندانو و همکاران، ۲۰۰۹). محدوده‌ی عمقی زیست فرامینیفرهای کفزی بزرگ به وابستگی نوری همزیست جلبکی درونی و شرایط هیدرودینامیکی محیط (امواج و جریان‌های دریایی) ارتباط دارد (هوتینگر، ۱۹۸۳). تغییرات مورفولوژیکی با تغییر عمق زیستگاه‌های گونه‌های همزیست‌دار تغییر می‌نماید (شکل‌های ۶، ۷ و ۸)، بطوری که در نواحی کم عمق فرامینیفرهای هیالین با پوسته‌ای ضخیم‌تر (با نسبت ضخامت به قطر زیاد) حضور دارند، زیرا در این شرایط فرامینیفرها سطح پوسته خود را برای حداکثر جذب نور توسط جلبک همزیست افزایش می‌دهند (بیونگتون - پنی و ریسی، ۲۰۰۴). عامل اصلی



محدوده عمقی برای این دسته ریزرخساره‌ها را تعیین نمود و از روی عمق این ریزرخساره‌ها تفسیر محدوده عمق دریا در زمان رسوب‌گذاری چاه مورد مطالعه میسر است:

۱- فراوانی فرامینیفراهای پلانکتون در *MF1* نشان‌دهنده عمق زیاد حوضه و معمولاً بیش‌تر از ۲۰۰ متر در محدوده رمپ خارجی می‌باشد (شکل‌های ۲، ۴ و ۵).

۲- فراوانی فرامینیفراهای کشیده، بزرگ و مسطح خانواده نومولیتیده (هتروسترینا، اپرکولینا و اسپیروکلیپئوس) و لپیدوسیکلینیده (یولپیدینا) در ریزرخساره‌های *MF3* تا *MF2* نشان‌دهنده اعماق بیش‌تر از ۴۰ متر (بین ۳۰ تا ۱۵۰ متر) در رمپ میانی می‌باشد (شکل‌های ۲، ۴ و ۵).

۳- حضور روتالیا و میوژپسیسینوئیدس با فراوانی بالا و زمینه اسپارایتی نشان از کاهش عمق (عمق کمتر از ۵۰ متر *MF5*، *MF4* می‌باشد (شکل‌های ۲، ۴ و ۵).

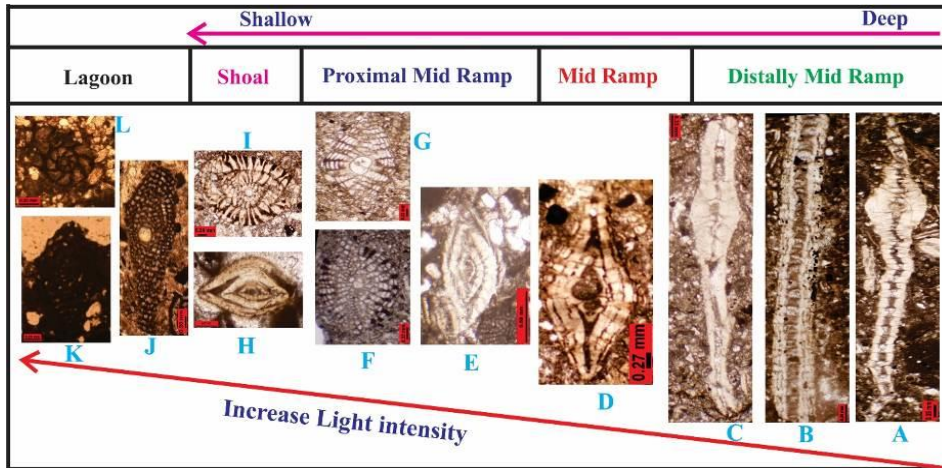
۴- در *MF7*، *MF8* حضور فراوان اشکال فرامینیفراهای با دیواره پورسلانوز مانند آرکیاس، مئاندرپسینا، دندریتینا و میلیولید نشان‌دهنده‌ی کاهش عمق و افزایش نور بوده و معمولاً اعماق ۰ تا ۳۰ متری از زون نوری (یوفوتیک) رمپ درونی را نشان می‌دهد (شکل‌های ۲، ۴ و ۵).

#### ۵- ماهیت کف بستر (*the nature of the substrate*)

ماهیت کف بستر یکی دیگر از فاکتورهای موثر در پخش و پراکندگی موجودات و گونه‌ها می‌باشد که مرتبط با آشفستگی آب می‌باشد (بیونگتون - پنی و ریس، ۲۰۰۴). فرم‌های موجود بر روی بسترهای خشن، سخت و دانه درشت، دارای پوسته‌های ضخیم و اشکال دوکی و فرم‌های ساکن بر روی بسترهای نرم و گلی دارای صدف نازک‌تر می‌باشند (رنمو و ترولسترا، ۲۰۰۱) (شکل ۱۱). *Amphistegina* که امروزه در آب‌های گرم و حاره‌ای زیست می‌کند در اعماق زیاد بصورت پهن و نازک (لامینه‌ای) و بر روی بسترهای نرم زیست می‌کند در حالی که در اعماق کمتر با بالاتر رفتن انرژی، دارای صدفی تخم‌مرغی و عدسی شکل شده و بر روی بسترهای سخت زیست می‌کنند (رومرو و همکاران، ۲۰۰۲) (شکل‌های ۶ و ۹). در چاه مورد مطالعه *MF2*، *MF3* نشان‌دهنده بسترهای نرم می‌باشد و *MF4* و *MF5* نشان‌دهنده بسترهای سخت هستند (شکل‌های ۹ و ۱۱).

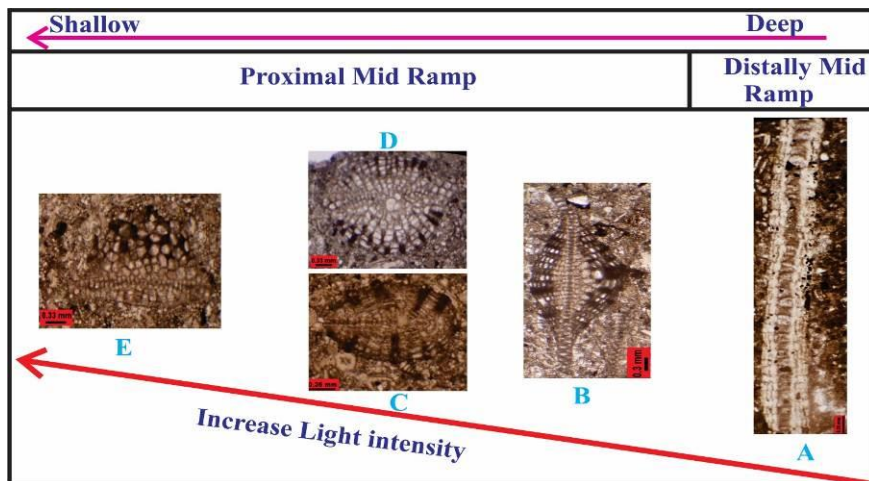
فرامینیفراها و نوع همزیست جلبکی وجود دارد. بطوری‌که گونه‌هایی که دارای همزیست جلبکی از نوع کلروفیسه آ (جلبک سبز) هستند، عمق تقریباً ۷۳ متری را اشغال می‌کنند (پنروپلیس‌ها و چندین گونه از آرکیاس‌ها). گونه‌هایی که همزیست دیاتومه‌ای دارند (نومولیتیده، لپیدوسیکلینا، آمفیسترینا) در آب‌های عمیق‌تر و کمتر از ۱۳۰ متری نیز قادر به زندگی می‌باشند (لئوتینگر، ۱۹۸۴)، (شکل‌های ۲، ۴ و ۵). به عقیده بتزلر و همکاران (۱۹۹۷) برخی از فرامینیفراهایی که گونه‌های امروزیشان نیز حضور دارند در اعماق و بسترهای متفاوتی زیست می‌کنند بطور مثال صدف *Amphistegina* در اعماق زیاد بصورت پهن و نازک ولی در اعماق کم که انرژی بالاتر می‌باشد دارای صدفی تخم‌مرغی و عدسی شکل هستند. در اینجا به محدوده عمقی برخی از فرامینیفراهای بنتیک اشاره شده است:

*Operculina* در اعماق ۱۵ تا ۵۰ متری آب زیست می‌کند در حالی که در اعماق ۳۰ تا ۸۵ متر معمول بوده و در اعماق ۵۰ تا ۵۵ متر فراوان می‌باشد (رومرو و همکاران، ۲۰۰۲). *Lepidocyclina* در اعماق ۸۰ تا ۱۴۰ متری زیست می‌کند (گیل، ۲۰۰۰). *Neorotalia* در بین اعماق ۰ تا ۵۰ متر زیست می‌کنند (گیل، ۲۰۰۰). *Heterostegina* در بین اعماق ۰ تا ۹۰ متری زیست می‌کند و بطور معمول در عمق ۸۵ متری ولی بصورت فراوان در بین اعماق ۴۰ تا ۷۰ متری به فور یافت می‌شوند. *Amphistegina* در اعماق ۸۰ تا ۱۴۰ متری زیست می‌کند (گیل، ۲۰۰۰). *Miliolid* در اعماق بسیار کم تا محیط‌های شیب جلوی ریف حضور دارند (گیل، ۲۰۰۰). *Austrotrellina* در آب‌های بسیار کم عمق (کمتر از ۳۵ متر) حضور دارند (گیل، ۲۰۰۰). *Alveolina* در بین اعماق ۰ تا ۷۵ متری حضور دارند (گیل، ۲۰۰۰)؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲). *Archaias* در اعماق کمتر از ۱۰ متر زندگی می‌کند (گیل، ۲۰۰۰)؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ براندانو و همکاران، ۲۰۰۹). فرامینیفراهای پلانکتون نشان‌دهنده عمق زیاد حوضه و معمولاً بیش‌تر از ۲۰۰ متر رمپ خارجی می‌باشد چنانچه حضور فرامینیفراهای پلانکتون بدون حضور فرامینیفراهای کف‌زی بزرگ و جلبک قرمز باشد نشان‌دهنده اعماق بیش‌تر از ۲۰۰ می‌باشد (گیل، ۲۰۰۰). بنابراین با توجه به مجموعه فونای موجود در این چاه می‌توان تا حدودی



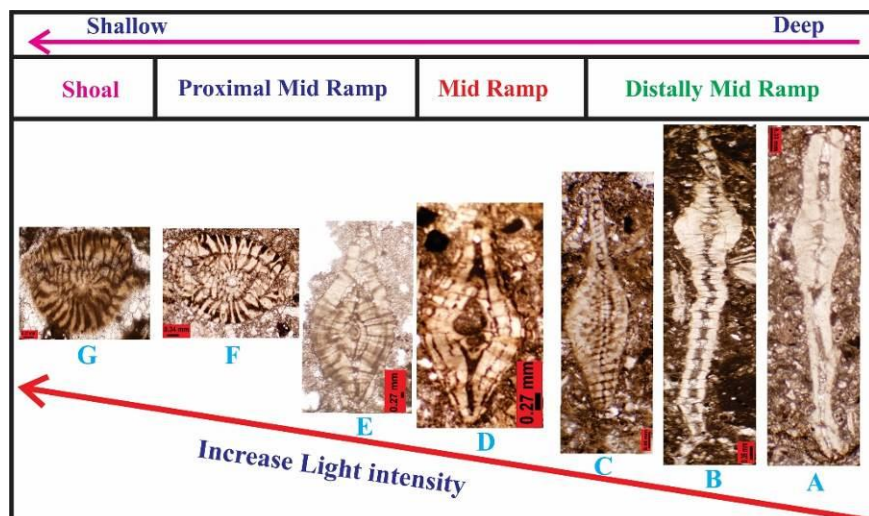
شکل ۶. ارتباط بین ضخامت، اندازه و تغییر نوع پوسته در فرامینیفرها نسبت به تغییرات عمق آب

A; *Heterostegina* sp. B; *Eulepidina dilitata*. C; *Operculina complanata*. D; *Spiroclypeos blankenhorni*. E; *Amphistegina* sp. F, G; *Nephrolepidina tournoueri*. H; *Amphistegina* sp. I; *Heterostegina* sp. J; *Archaias asmaricus*. L; *Dendritina rangi*.



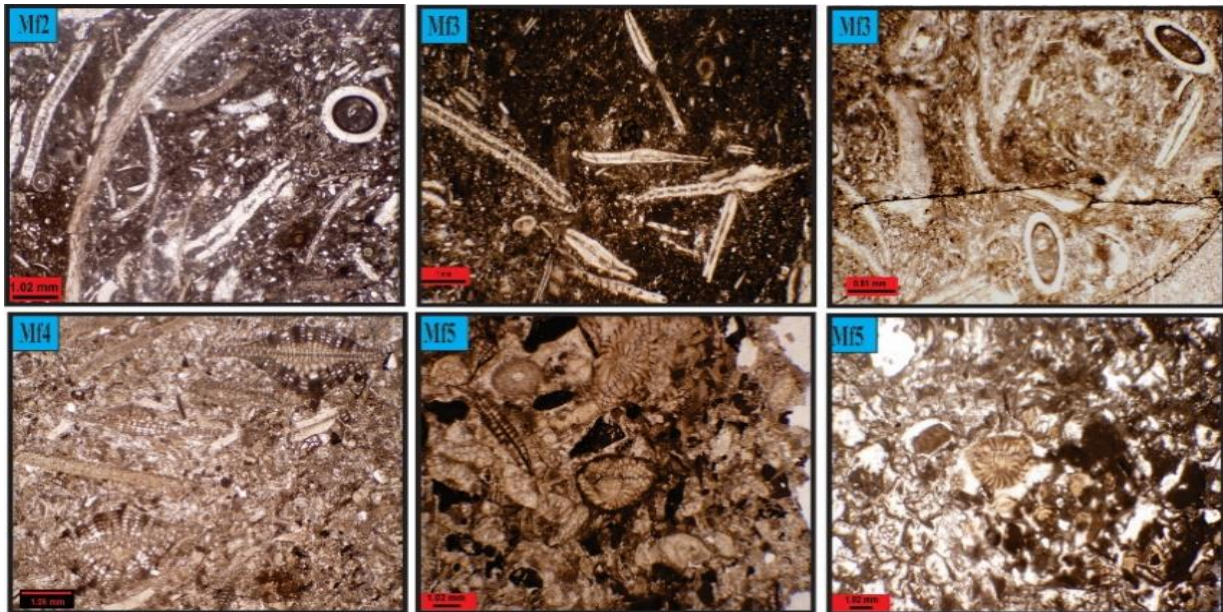
شکل ۷. ارتباط بین کاهش ضخامت، کاهش اندازه در لپیدوسیکلینا نسبت به تغییرات عمق آب

A; *Eulepidina dilitata*. B, C, D, E; *Nephrolepidina tournoueri*.



شکل ۸. ارتباط بین کاهش ضخامت، کاهش اندازه در نومولیتیدا نسبت به تغییرات عمق آب

A; *Operculina complanata*. B, C; *Heterostegina* sp. D; *Spiroclypeos blankenhorni*. E, F, G; *Heterostegina* sp.



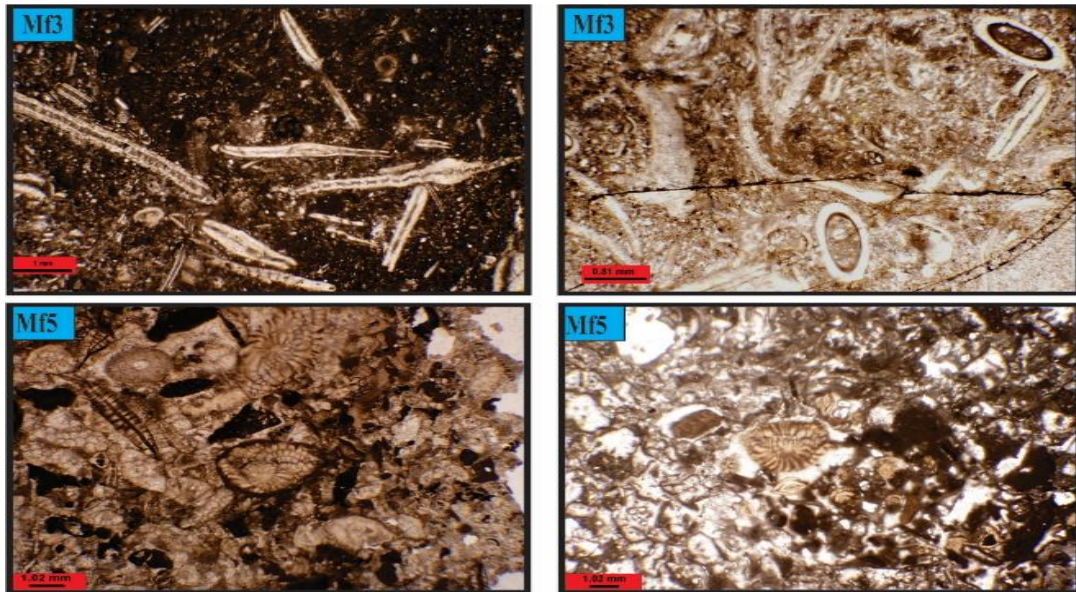
شکل ۹. تغییرات فسیل‌ها در واکنش به تغییرات کف بستر، MF3, MF2 نشان‌دهنده کف بسترهای نرم و MF5, MF4 نشان‌دهنده کف بسترهای سخت می‌باشد.

نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده در نواحی پراانرژی نامناسب‌اند چرا که در این شرایط آشفستگی آب و انرژی بالا باعث از بین بردن پوسته‌های نازک آن‌ها می‌شود (ویلسون و وکسی، ۲۰۰۵). فرامینیفرها در شرایط کم انرژی و عمیق دارای پوسته نازک، کشیده و مسطح (لاملار) و در شرایط با انرژی بالاتر پوسته ضخیم‌تری ایجاد می‌کنند و این وضعیت همراه با تغییرات عمق در این چاه قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۱۰ و ۱۱). جنس آمفی‌ستژینا و دیگر فرامینیفراهای بنتیک بزرگ با افزایش عمق تغییراتی در شکل آن‌ها ایجاد می‌گردد، بطوری که در محیط‌های عمیق‌تر شکل این فرامینیفرها، پهن‌تر و نازک‌تر می‌گردد (شکل ۱۱). از دیگر فرامینیفراهایی که نسبت به انرژی هیدرودینامیکی واکنش نشان می‌دهند می‌توان از نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده نام برد که روند این تغییرات را به خوبی در چاه مورد مطالعه نشان می‌دهند (شکل ۱۱). در MF2 و MF3 فرامینیفراهای کفزی بزرگ خانواده نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده (اپرکولینا، هتروستژینا، اسپیروکلیپوس و یولپیدینا) حضور دارند که با کاهش عمق و افزایش انرژی محیط فرامینیفراهای عدسی و لنزی شکل مانند نفرولپیدینا، هتروستژینا و آمفیستژینا مشاهده می‌شوند و به سمت اعماق کمتر و محیط لاگون فرامینیفراهای پورسلانوز با پوسته ضخیم یافت می‌شوند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱).

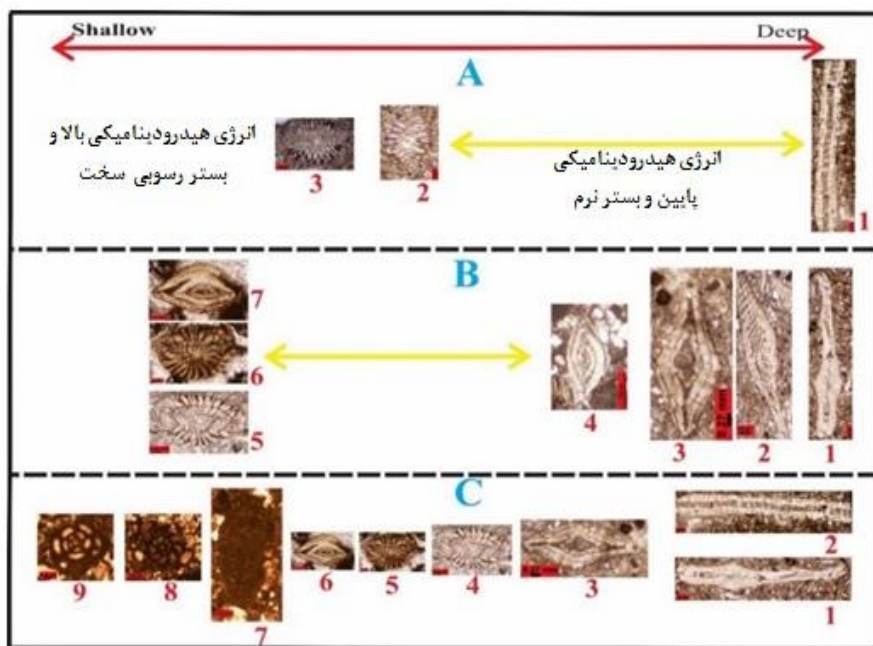
#### ۶ - تحرک و انرژی هیدرودینامیکی در ارتباط با عمق (Hydrodynamic energy):

تحرک و انرژی هیدرودینامیکی آب یکی دیگر از فاکتورهای پالئوآکولوژیکی موثر بر زیست موجودات می‌باشد که خود عاملی موثر بر فرایند کلسیتی شدن می‌باشد (هالوک، ۱۹۸۶). شکل ظاهری موجودات کفزی منعکس کننده سازگاری آن‌ها با محیط‌های پراانرژی یا کم انرژی است (فلوگل، ۲۰۱۰). در نتیجه متابولیسم فرامینیفرها، مواد آلی نظیر اسیدهای آلی به صورت لایه‌ای در اطراف آن‌ها قرار می‌گیرد. این لایه جذب نور و دی‌اکسیدکربن و بطور کلی فرایند کلسیتی شدن را با مشکل مواجه می‌کند. در جایی که تحرک و آشفستگی آب وجود داشته باشد مانع از تجمع این محصولات شده و در نتیجه فرامینیفرها دارای پوسته ضخیم‌تر، رشد سریع‌تر و اندازه متورمی پیدا می‌کنند (هالوک، ۱۹۸۶). با افزایش عمق، از شدت نور و تحرک آب کاسته شده و فرامینیفرها تغییر شکل داده و پوسته نازک‌تر و کشیده‌تر و رشد کندتری پیدا می‌کنند (براندانو و همکاران، ۲۰۰۸؛ هالوک و گلن، ۱۹۸۶). بنابراین بر مبنای انرژی هیدرودینامیکی دو نوع پوسته در فرامینیفرها ایجاد می‌شود، یکی پوسته لاملار نازک مانند برخی از نومولیتیده‌ها و دیگری پوسته‌های دوکی شکل ضخیم با تعداد زیادی حجرات ثانویه (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). پوسته‌های پهن و بزرگ





شکل ۱۰. تغییرات ریزخساره‌ها و مورفولوژی فرامینیفرها در واکنش به تغییر عمق، محیط و تغییرات انرژی، MF3 (انرژی هیدرودینامیکی پایین) و MF5 (انرژی هیدرودینامیکی بالا)



شکل ۱۱. تغییرات اندازه صدف و نوع فرامینیفرها در واکنش به انرژی هیدرودینامیکی و ماهیت کف بستر نسبت به عمق: A، کاهش اندازه و افزایش ضخامت پوسته لیپدوسیکلینیدا متناسب با تغییرات انرژی هیدرودینامیکی و تغییرات کف بستر، B، کاهش اندازه و افزایش ضخامت پوسته نومولیتیدا با تغییرات انرژی و کف بستر، متناسب با تغییرات عمق و کف بستر، C، تغییر در اندازه (کاهش اندازه و افزایش ضخامت) و نوع فرامینیفرها در واکنش به انرژی هیدرودینامیکی و خصوصیات کف بستر

#### ۷- دما (Temperature)

دما بعنوان مهم‌ترین عامل فیزیکی موثر در پراکنش فرامینیفرهای بنتیک و تولیدکنندگان کربنات می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). وجود جلبک‌های قرمز همراه با اجتماعات فرامینیفرهای بنتیک مانند اپرکولینا و هتروستژینا در پلاتفرم‌های کربناته شاخص محیط‌های

حاره‌ای تا نیمه حاره‌ای می‌باشد (کوردا و براندانور، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۳). هم‌چنین حضور همزمان جلبک‌های قرمز کورالیناسه‌آ به همراه اجتماعات فرامینیفرهای بنتیک بزرگ نشان‌دهنده‌ی انتقال از مناطق استوایی به عرض‌های مناطق معتدل می‌باشد (باسی و نبلسک، ۲۰۱۰). بازسازی عرض جغرافیایی قدیمه (علوی، ۲۰۰۷)

#### ۹- همزیست‌های فتوسنتز کننده (*Symbiotic*)

جلبک‌های همزیست معمولاً با مرجان‌های هرمتیک، فرامینیفرهای بنتیک بزرگ و فرامینیفرهای پلانکتون یافت می‌شوند (هالوک، ۱۹۸۱). فرامینیفرهای بنتیک بزرگ جهت بازیافت و تسهیل در استفاده از منابع غذایی به جلبک‌های همزیست فتوسنتز کننده خود نیازمند هستند (رنمو، ۲۰۰۶). مورفولوژی داخلی پیچیده بدن این دسته از فرامینیفرها بدلیل حضور جلبک‌های همزیست در بدن این موجودات می‌باشد (هالوک، ۱۹۸۵) (شکل ۱۳). تکامل فرامینیفرهای بنتیک بزرگ مربوط به تطابق زیستی این موجودات با جلبک‌های همزیست می‌باشد (لیز و همکاران، ۱۹۷۹؛ هالوک، ۱۹۸۵؛ ترانتافیلو و همکاران، ۲۰۰۹). فرامینیفرها در مناطق کم عمق دریا از جلبک‌های سبز و قرمز و در مناطق عمیق دریا از دیاتومه‌ها و داینوفلاژله‌ها به عنوان همزیست خود استفاده می‌کنند (لیوتینگر، ۱۹۸۴). میزان وابستگی جلبک درونی به نور محدوده عمقی خاصی را برای فرامینیفرهای همزیست‌دار فراهم می‌کند (هالوک، ۱۹۸۷) بطوری‌که گونه‌هایی که دارای همزیست جلبکی از نوع کلروفیسه‌آ هستند، عمق تقریباً ۷۳ متری را اشغال می‌کنند که می‌توان به پنروپلیس‌ها و چندین گونه از آرکیاس‌ها اشاره نمود و گونه‌هایی که همزیست دیاتومه‌ای دارند در آب‌های عمیق‌تر و کمتر از ۱۳۰ متری نیز قادر به زندگی می‌باشند. نومولیتیده، لپیدوسیکلینا، آمفیستژینا از جمله فرامینیفرهایی می‌باشند که دارای همزیست دیاتومه‌ای می‌باشند (لیوتینگر، ۱۹۸۴). تغییرات مورفولوژیکی همراه با تغییر عمق زیستگاه‌های گونه‌های همزیست‌دار تغییر می‌نماید در نواحی کم عمق فرامینیفرهای هیالین با پوسته‌ای ضخیم‌تر با نسبت ضخامت به قطر زیاد حضور دارند (بیونگتون - پنی و ریسی، ۲۰۰۴). عاملی که در ایجاد این پوسته ضخیم نقش دارد کاهش فتوسنتز جلبک‌های همزیست در شرایط نامساعد نوری می‌باشد (بیونگتون - پنی و ریسی، ۲۰۰۴). در عمق‌های بیش‌تر پوسته فرامینیفرهای منفذدار بزرگ و مسطح دارای کمترین میزان ضخامت به قطر است که در این شرایط فرامینیفرها سطح پوسته خود را برای حداکثر جذب نور توسط جلبک همزیست افزایش می‌دهند (شکل ۵) (بیونگتون - پنی و ریسی، ۲۰۰۴). بنابراین می‌توان گفت که میزان دسترسی به نور کنترل

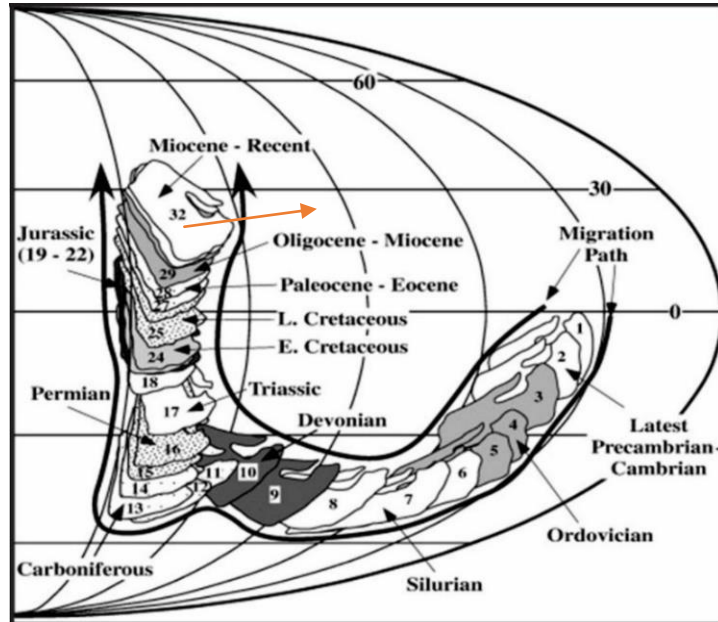
همراه با تجمعات دانه‌ها پیشنهاد می‌گردد که رسوب‌گذاری سازند آسماری در آب‌های حاره‌ای و در شرایط الیگوتروفی - مزوتروفی، مزوتروفی - یوتروفی صورت گرفته است. حضور فرامینیفرهایی همچون لپیدوسیکلینا، آرکیاس و میلیولید نشان‌دهنده دمای بیش‌تر از ۱۸ - ۲۰ درجه گراد بوده که خود شاخص آب و هوای گرمسیری تا نیمه‌گرمسیری می‌باشد (براندانو و همکاران، ۲۰۰۹). هم‌چنین بازسازی دیرینه عرض جغرافیایی توسط (حیدری، ۲۰۰۸) نشان از رسوب‌گذاری سازند آسماری در زمان‌های الیگومیوسن در عرض جغرافیایی ۲۹ - ۳۰ درجه شمالی است (شکل ۱۲). با توجه به فراوانی فرامینیفرهای بنتیک بزرگ (لپیدوسیکلینا، اسپروکلپئوس، اپرکولینا، هتروستژینا)، میوزیپسینوئیدس، آمفی‌ستژینا، آرکیاس، پنروپلیس، میلیولید و حضور جلبک‌های قرمز کورالیناسه‌آ و قطعاتی از مرجان‌ها بعنوان اجزای اصلی تشکیل‌دهنده رسوبات کربناته نشانگر آب‌های گرم و محیط‌های گرمسیری و نیمه‌گرمسیری در زمان ته نشست رسوبات سازند آسماری (الیگو - میوسن) در منطقه مورد مطالعه است.

#### ۸- اکسیژن (*Oxygen*)

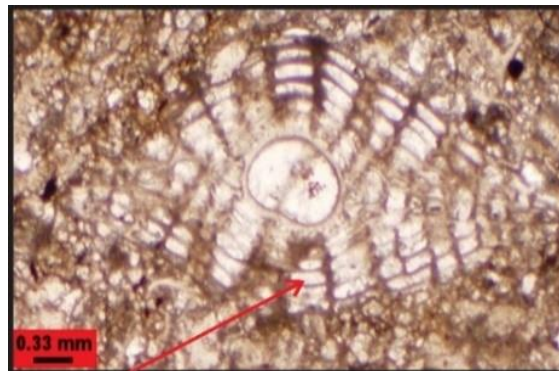
بر مبنای این پژوهش در صد فرامینیفرهای بنتیک به فرامینیفرهای پلانکتون بسیار بیش‌تر است. هم‌چنین در این مطالعه سه گروه از فرامینیفرهای با پوسته‌های هیالین، پورسلانوز و آگلوتینه مشخص شد که همگی رسوب‌خوار بوده و نوع زندگی آن‌ها اکثراً بصورت سطح‌زی و تعداد کمی به بصورت درون‌زی می‌باشد. از جمله فونای درون‌زی می‌توان به *Textularia* و *Valvulina* اشاره کرد و فونای سطح‌زی با تعداد فراوان در چاه مورد مطالعه مانند *Operculina* *Nephrolepidina* *Miliolids* *Planorbulina* *Heterostegina* *mphistegina* *Pyrgo* *Sphaerogypsina* *Meandropsina* می‌باشند. فرامینیفرهای درون‌زی در محیط‌های کم اکسیژن و نامساعد به شکوفایی می‌رسند. فرامینیفرهایی مانند *Quinqueloculina* *Lenticulina* *Elphidium* و *Pyrgo* نشان‌دهنده محیط‌های کم‌اکسیژن‌دار می‌باشند (نورادینی، ۲۰۱۹). با توجه به فراوانی بالای فرامینیفرهای سطح‌زی نسبت به درون‌زی در چاه مورد مطالعه یک محیط دریایی اکسیژن‌دار پیشنهاد می‌گردد.

منفذ پیچیده‌ای چون آرکیاس‌ها که دارای جلبک همزیست هستند قادر به تحمل شوری‌های بالا در اعماق کمتر نیستند و در عمق بیش‌تری نسبت به میلیولیدها زندگی می‌کنند (لیز، ۱۹۹۰).

کننده فعالیت جلبک همزیست می‌باشد (هالوک، ۱۹۷۹). فرامینیفرهای پورسلانوزی چون میلیولیدها که فاقد جلبک همزیست هستند می‌توانند در کم عمق‌ترین بخش‌های لاگونی با شوری‌های بالا نیز زندگی کنند (مصدق و همکاران، ۲۰۰۹). ولی فرامینیفرهای بدون



شکل ۱۲. جایگاه حوضه زاگرس نسبت به عرض جغرافیایی از پرکامبرین تا عهد حاضر (قرارگیری رسوبات الیگومیوسن زاگرس در عرض جغرافیایی ۲۹ درجه شمالی)، (حیدری، ۲۰۰۸).



شکل ۱۳. حجرات جانبی در داخل دیواره *Nephrolepidina* جهت همزیستی با جلبک بوجود آمده است (صدیقی و همکاران، ۱۳۸۷؛ وزیرمقدم و همکاران ۱۳۸۸).

می‌دهند (وزیرمقدم و همکاران، ۱۳۸۸؛ هوتینگر، ۱۹۸۷). گروه  $k$  راهبرد دارای طول عمری زیادتری (جثه‌ی بزرگ‌تر) بوده و از توان تولید مثلی کمتری دارا می‌باشد (هوتینگر، ۱۹۸۷). بنابراین  $k$  راهبردها زیستگاه‌های پایدار با میزان مواد غذایی محدود (الیگوتروفی) را ترجیح می‌دهند. در شرایط الیگوتروفی تنوع گونه‌ای زیاد و بیش‌تر گونه‌ها راهبرد  $k$  دارند که در

۱۰- راهبردهای زندگی (*Nutrient strategy*) فرامینیفرها از نظر راهبردهای اصلی زندگی به دو گروه فرصت‌طلب نوع  $r$  (*r-strategy*) و رقابت‌جوهای نوع  $k$  (*k-strategy*) تقسیم‌بندی می‌شوند. سبک اصلی  $r$  راهبردها افزایش ناگهانی تراکم جمعیت، بلوغ زودرس و تولید مثل سریع (غیرجنسی) می‌باشد که زیست‌گاه‌های پرتنش و غنی از مواد مغذی (یوتروفی) را ترجیح



### اجتماعات کربناته (*carbonate associations*)

فراوانی دانه‌های کربناته (اجزای اسکلتی و غیراسکلتی) توسط عوامل محیطی (دما، شوری، مواد غذایی، نور و میزان تولید کربنات در مقایسه با میزان ورود مواد آواری) کنترل می‌شود. تمرکز و همراهی دانه‌های کربناته باعث تشکیل اجتماعات کربناته می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰) و بر این اساس نام‌های گوناگونی به انواع اجتماعات کربناته داده شده است که در جدول ۳ ارایه شده است. استفاده از الگوی پراکندگی اجتماعات کربناته، سبب درک بالای ما از شرایط آب و هوایی و تغییر عرض‌های جغرافیایی در محیط‌های دیرینه می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). فراوانی دانه‌های کربناته تحت تاثیر عوامل گوناگونی مانند دما، میزان مواد مغذی، انرژی هیدرودینامیکی آب، شفافیت، عمق بستر، شوری، میزان اکسیژن محلول، غلظت  $CO_2$ ، نسبت  $PH, Mg/Ca$  آب دریا، میزان  $Ca^{++}$ ، نوع پی لایه و نیز روندهای زیست‌شناختی و تکاملی تشکیل می‌گردند (پومار و همکاران، ۲۰۰۴). بر این اساس می‌توان از رخساره‌های تشکیل شده به عنوان نمایه‌هایی از شرایط محیطی زمان تشکیل‌شان استفاده کرد (پومار و همکاران، ۲۰۰۴). براساس فراوانی اجزای سازنده، نام‌های گوناگونی به آن داده می‌شود و برخی از آن‌ها شامل فورامول، رودآلگال، بریومول، فورآلگال، کلروزوئن، کلروآلگال می‌باشد.

اجتماعات کربناته در چاه‌های مورد مطالعه به شرح زیر می‌باشد:

۱- اجتماع نانوفر: این اجتماع متشکل از فرامینیفرهای پلانکتون، نانوفسیل‌های آهکی، سوزن‌های اسفنج، خارهای اکینویید، بریوزا و فرامینیفرهای پلانکتون می‌باشد (هایتون و همکاران، ۱۹۹۵). این اجتماع در آب‌های عمیق دور از ساحل دیده می‌شود ولی در آب‌های کم عمق و بصورت جزئی در محیط‌های بسته نیز دیده می‌شود (هایتون و همکاران، ۱۹۹۵). در چاه مورد مطالعه این اجتماع متشکل از فرامینیفرهای پلانکتون که در انتهای سازند پابده و در مرز بین دو سازند آسماری و پابده قرار دارد تشکیل شده است. این اجتماع در چاه مورد مطالعه شامل *MF1* بوده و مربوط به رمپ خارجی می‌باشد (شکل‌های ۱۵ و ۱۶).

۲- اجتماع دانه‌ای فورآلگال (ال بی فورآلگال): اجزای اصلی این اجتماع کربناته متشکل از فرامینیفرهای

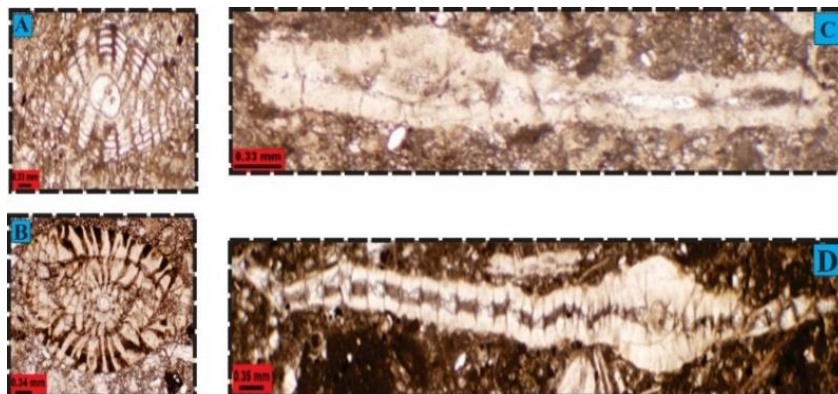
این راهبرد گونه‌ها دارای بدنی بزرگ‌تر ولی نسبت رشد کندتری دارند (هوتینگر، ۱۹۸۷). هم‌چنین فقدان مواد مغذی آن‌ها را در برابر راهبرد *r* حفظ می‌کند. در راهبرد *r* افراد با اندازه کوچک و ساده، دوره زندگی کوتاه مدت و در تولید مثل تعداد زیادی سلول‌های کوچک تولید می‌کنند (هوتینگر، ۱۹۸۷). به عقیده (گیل، ۲۰۰۰) با افزایش دسترسی به مواد غذایی *r* راهبردها بر *k* راهبردها برتری می‌یابند. در چاه مورد مطالعه جنس‌هایی مانند *Eulepidina*, *Nephrolepidina*, *Heterostegina*, *Spiroclypeus* و *Operculina* دارای راهبرد *k* و میلیولیدها و بعضی گونه‌های *Austrotrillina* دارای راهبرد *r* می‌باشند. *MF3*, *MF2* که دارای فرامینیفرهای کشیده و بزرگ می‌باشد دارای راهبرد تغذیه‌ای *k* و *MF7*، *MF9* دارای راهبرد تغذیه‌ای *r* می‌باشد (شکل ۱۶).

### ۱۱- چرخه زندگی و تولید مثل فرامینیفرا (*reproduction*)

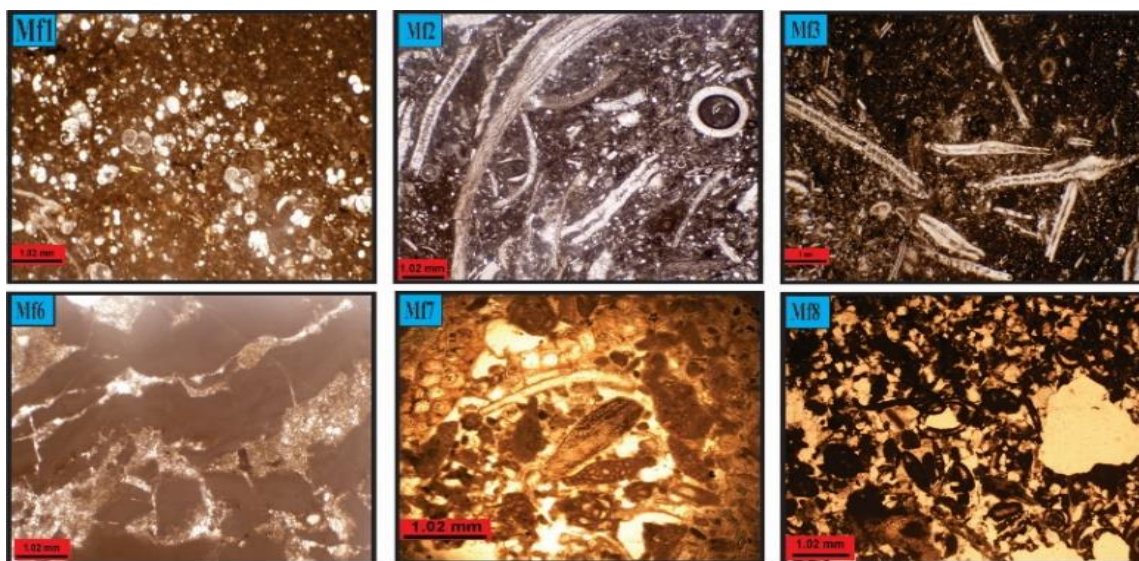
فرامینیفرها در چرخه‌ی زندگی خود دو مرحله تولید مثل جنسی و غیرجنسی دارند که حاصل آن دو شکلی (*Diamorphism*) پوسته پهن آن‌ها می‌باشد. به عقیده هوتینگر (۱۹۸۳) در آب‌های کم عمق پوسته‌های نوع *A* فراوان‌ترند اما در آب‌های بسیار عمیق تناوب دو نوع تولید مثل رخ می‌دهد. در شرایط پرتنش و ناپایدار تولید مثل بیش‌تر و در نتیجه کاهش اندازه جنین شانس بقا را افزایش می‌دهد (هالوک، ۲۰۰۰). در چاه مورد مطالعه *MF3 - MF2* نشانگر نوع *B* (میکروسفریک) که تولید مثل جنسی دارند این ریزرخساره در شرایط الیگوتروفی قرار دارد و بخاطر انرژی کم و کمبود مواد غذایی سطح پوسته خود را افزایش داده‌اند بنابراین دارای پوسته بزرگ، حجرات زیاد و حجره جنینی کوچک می‌باشد. این نوع تولید مثل در شرایط پایدار و با ثبات و در عمق بهینه گسترده‌ی ژرفای محیط زندگی فرامینیفر رخ می‌دهد (وزیری‌مقدم و همکاران، ۱۳۸۸). این نوع تولیدمثل خاص ماه‌های سرد سال می‌باشد. *MF4 - MF5 - MF7 - MF8* با پوسته کوچک‌تر، حجرات کمتر و حجره جنینی بزرگ‌تر نشان‌دهنده تولیدمثل نوع غیرجنسی *A* (مگالوسفریک) می‌باشد (شکل ۱۴). این نوع تولیدمثل در شرایط پرتنش، غنی از مواد غذایی و معمولاً در فصول گرم سال اتفاق می‌افتد.

با جلبک قرمز کورالیناسه آ می‌باشد. این اجتماع در چاه مورد مطالعه شامل، *MF2* و *MF3* بوده و مربوط به قاعده سازند آسماری می‌باشد (شکل‌های ۱۵ و ۱۶).

بنتیک بزرگ به همراه جلبک قرمز و جلبک سبز می‌باشد (ویلسون و وکسی، ۲۰۰۵). اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این اجتماع در چاه‌های مورد مطالعه، لیبیدوسیکلینا، اپرکولینا، اسپیروکلیپوس، هتروستژینا و یولیدینا همراه



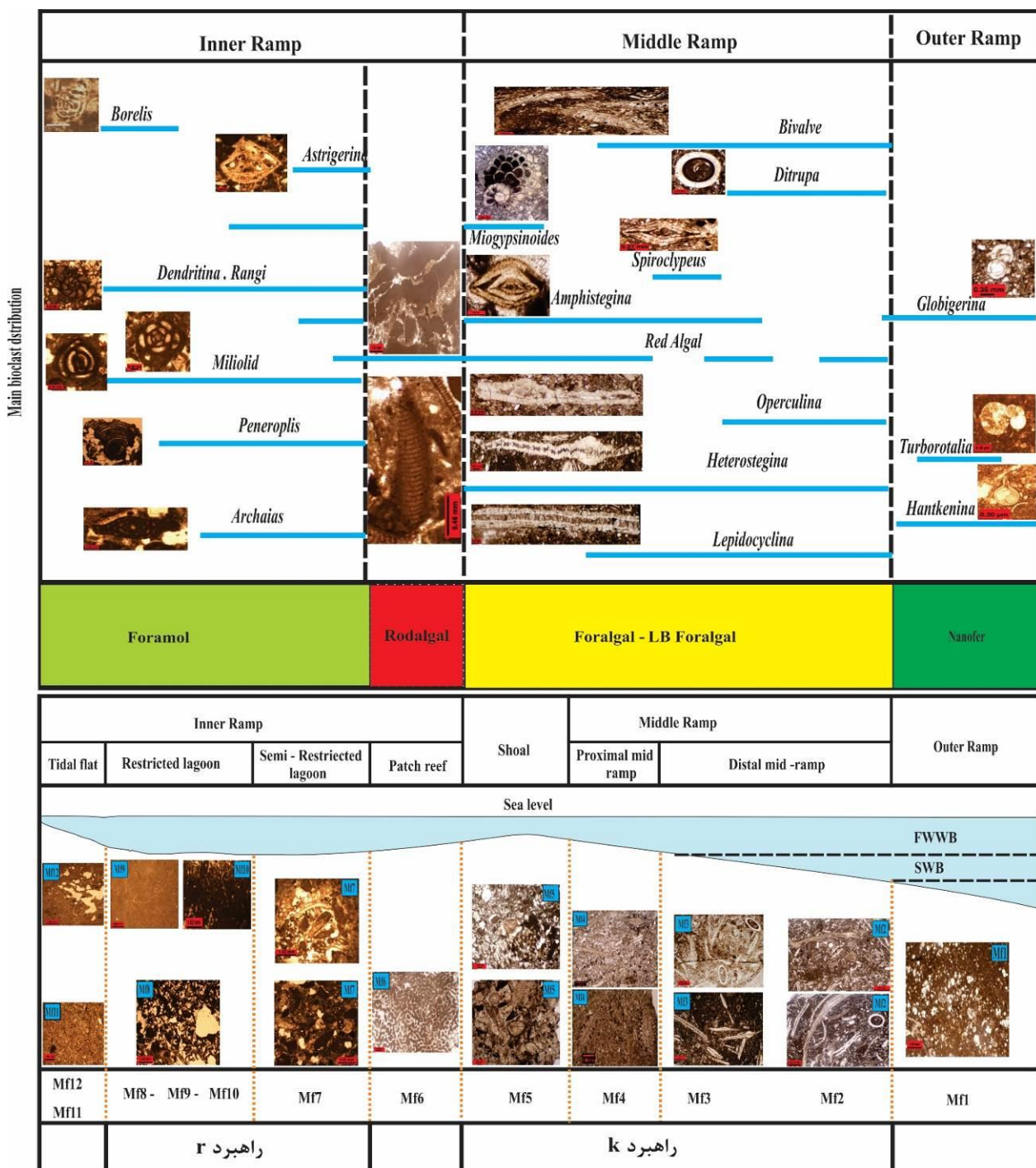
شکل ۱۴. انواع تولید مثل در فرامینیفرها: A *(Nephrolepidina)*, فرم B *(Heterostegina)* فرم A (مگالوسفریک) دارای تولید مثل غیرجنسی و C *(Operculina)*, فرم D *(Heterostegina)* (میکروسفریک) فرامینیفرهای بنتیک بزرگ فرم میکروسفریک نشان دهنده تولید مثل جنسی می‌باشد.



شکل ۱۵. اجتماعات کربناته چاه مورد مطالعه: *MF1*، اجتماع کربناته نانوفر، *MF3*، *MF2*، اجتماع کربناته فورآلگال، *MF6*، اجتماع کربناته رودآلگال و *MF7*، *MF8*، اجتماع کربناته فورامول

جدول ۳. اسامی گروهی از اجتماع دانه‌های کربناته واجزای سازنده آن‌ها در رسوبات کربناته (فلوگل، ۲۰۰۵؛ ویلسون و وکسی ۲۰۰۴)

Skeletal associations	Major constituents	Minor constituents	Source
Rhodalgal	Coralline red algal	Bryozoans, Benthic foraminifera, Bivalves, Echinoderms, Baranacles.	Carannate et al, 1998
Bryomol	Bryozoa	Benthic foraminifera, Corallian red algal, Echinoderms, Baranacles.	Nelson et al, 1988
Foralgal	Benthic foraminifera, Corallian red algal,	Halimeda, Corals, Heterotrophs.	Wilson and Vecsei, 2005
Chloroalgal	Calcareous green algal	Benthic foraminifera, Branching coralline algal, Molluscs.	Lees, 1975
Chlorozoan	Zooxanthellate corals, Calcareous green algal	Benthic foraminifera, Articulated coralline algal, Molluscs, Non – skeletal grains.	Lees and Buller, 1972



شکل ۱۶. گسترش اجتماعات کربناته و نمایش راهبردهای تغذیه‌ای بر روی مدل رسوبی در چاه مورد مطالعه

معتدل - سرد و رسوبات نواحی حاره‌ای که عمدتاً کلروزوئن هستند به خوبی توسعه یافته است. این اجتماع هم‌چنین در نواحی مناطق حاره‌ای، در جایی که شرایط محیطی مانع از گسترش رخساره‌های کلروزوئن (جلبک‌های سبز و مرجان‌های ریف‌ساز) می‌شود گزارش شده‌اند (ویلسون و وکسی، ۲۰۰۵). در چاه مورد مطالعه مربوط به رمپ درونی (ریف کومه‌ای) می‌باشد (شکل‌های ۱۵ و ۱۶).

۳- اجتماع دانه‌های رودآلگال: اجزای اصلی این اجتماع کربناته شامل جلبک‌های قرمز آهکی (بیشتر از ۸۰ درصد)، بریوزوا، فرامینیفرهای کف‌زی، بارناکل، دوکفه‌ای و اکتینوئید می‌باشد و در رسوبات دوران سنوزویک گسترش دارد (کارانات، ۱۹۹۸). این اجتماع در آب‌های گرم تا معتدل نواحی غیرحاره‌ای رایج است. هم‌چنین اجتماع رودآلگال در مرز تدریجی بین رسوبات نواحی

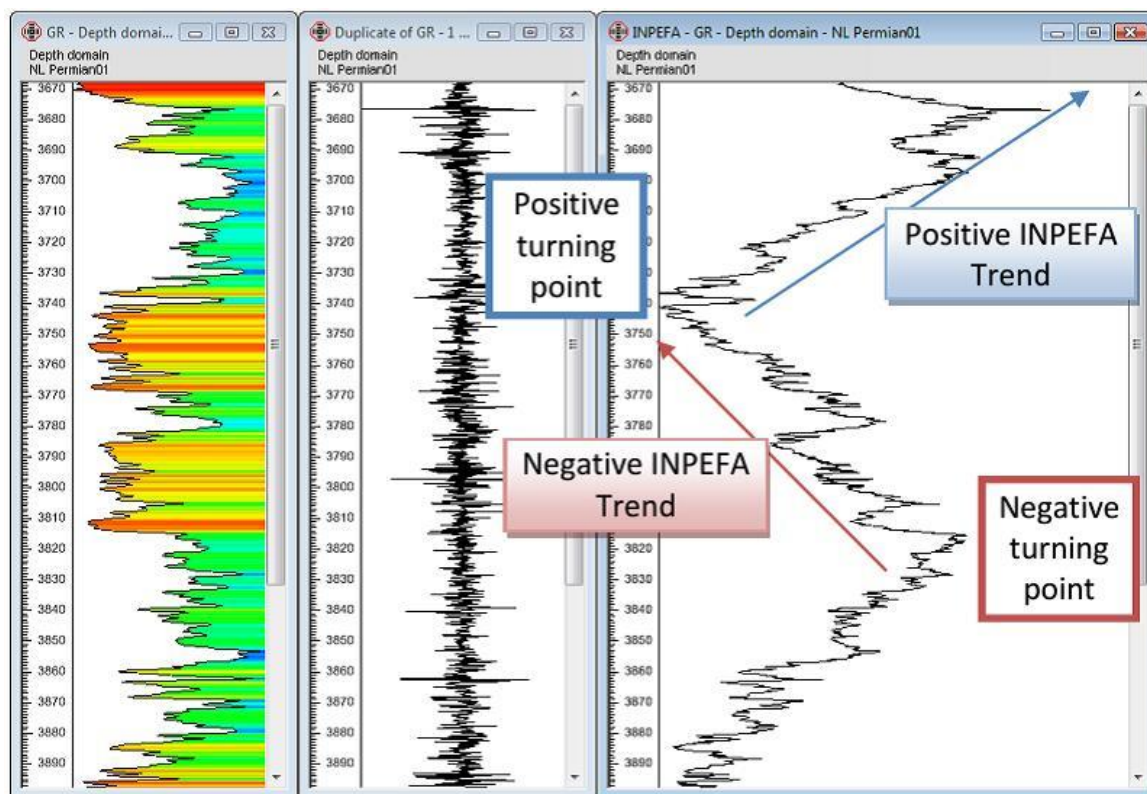


دارد (رحمانی، ۱۳۹۱). این نرم‌افزار حاوی تعدادی تبدیل کننده نمودار می‌باشد که می‌تواند در آنالیز رخساره‌های رسوبی و چینه‌نگاری استفاده شود. داده‌های ورودی نرم‌افزار سیکلولاگ، داده‌های خام نمودارهای الکتریکی (مقاومت)، هسته‌ای طبیعی (گاما)، هسته‌ای القایی (نوترون و دانسیته) و نمودار صوتی می‌باشد، اما از آنجا که دیاژنز بر روی نمودار گاما کمتر اثر می‌گذارد، بیش‌تر از این نمودار استفاده می‌شود. نرم‌افزار سیکلولاگ با استفاده از نمودار گاما نموداری به نام *INPEFA* می‌سازد. تفسیر این نمودار سبب ارزیابی چینه‌شناسی توالی رسوبی می‌شود و با استفاده از آن می‌توان یک توالی رسوبی را از قاعده به سطح در قالب بسته‌های رسوبی تقسیم نمود. تغییرات در روند نمودار *INPEFA* به دو صورت مثبت (*PB: Positive Break*) و منفی (*NB: Negative Break*) دیده می‌شود (شکل ۱۷). به طور کلی تغییرات روند مثبت (*PB*) در مرزهای سکansı و تغییرات منفی (*NB*) در سطوح حداکثر سیلابی (*MFS*) را نشان می‌دهد (دی‌جونگ و همکاران، ۲۰۰۶؛ نیو و همکاران، ۲۰۰۵، ۲۰۰۶).

۴- اجتماع دانه‌های فورامول: این اجتماع از فرامینیفیرهای کفزی، دوکفه‌ای به همراه اجزای فرعی اکینوئید، بریوزوا، استراکود و جلبک قرمز آهکی تشکیل شده و برای کربنات‌های مناطق غیرحاره‌ای معرفی شده است (لیز و بولر، ۱۹۷۲). در چاه‌های مورد مطالعه ریزرخساره‌های مربوط به فرامینیفیرهای پورسلانوز در ریزرخساره‌های *MF7* و *MF8* دیده شده است. این تجمع در محدوده شاتین - آکیتانین و در محیط‌های رمپ درونی (لاگون نیمه‌محصور و محصور) قرار دارد. در این تجمع فرامینیفیرهای کفزی بدون‌منفذ مانند میلیولید، آستروتربیلینا، دندریتینا و آرکیاس حضور دارند (شکل‌های ۱۵ و ۱۶).

#### تطابق سطوح مرزی، مثبت (*PB*) و منفی (*NB*) با مرز آشوب‌ها با استفاده از نرم‌افزار سیکلولاگ

نرم‌افزار سیکلولاگ یک نرم‌افزار مهندسی تخصصی می‌باشد که ویژه زمین‌شناسی نفت طراحی شده و جهت انجام کارهایی از قبیل خوشه‌بندی، زون‌بندی مخزنی، انطباق لاگ‌ها، آنالیز فراوانی، محاسبات پتروفیزیکی، محاسبه و ایجاد لاگ (دانسیته از صوتی، صوتی از دانسیته، نمودار *INPEFA*) و ساخت سائزموگراف کاربرد



شکل ۱۷. نمایش تغییرات در روند نمودار *INPEFA*

*NB 5000*، در عمق ۳۳۱۰ متری قرار دارد. این سطح مرزی در محدوده آکیتانین قرار دارد  
سطوح مرزی مثبت (*PB*) در چاه مورد مطالعه عبارتند از:  
*PB 1000*، در عمق ۳۵۸۵ متری قرار دارد در محدوده روپلین - شاتین قرار دارد.  
*PB 2000*، در چاه مورد مطالعه در عمق ۳۴۷۲ متری قرار دارد. این سطح مرزی در محدوده شاتین قرار دارد.  
*PB 3000*، در عمق ۳۳۹۷ متری قرار دارد. این سطح مرزی در محدوده آکیتانین قرار دارد.  
*PB 4000*، در عمق ۳۳۳۷ متری قرار دارد. این سطح مرزی در محدوده آکیتانین قرار دارد (شکل ۱۸ و جدول ۴).

مقایسه و تفسیر سطوح مرزی مثبت و منفی با مرز آشکوب‌ها در چاه مورد مطالعه  
سطوح مرزی منفی (*NB*) در چاه مورد مطالعه عبارتند از:  
*NB 1000* در عمق ۳۶۷۴ متری قرار دارد این سطح مرزی در محدوده ائوسن پسین از بخش بالایی سازند پاینده قرار دارد (شکل ۱۸ و جدول ۴).  
*NB 2000*، در عمق ۳۵۵۰ متری قرار دارد. این سطح مرزی در محدوده روپلین - شاتین قرار دارد.  
*NB 3000*، در عمق ۳۴۳۲ متری قرار دارد. این سطح مرزی در محدوده شاتین قرار دارد.  
*NB 4000*، در عمق ۳۳۸۲ متری قرار دارد. این سطح مرزی در محدوده آکیتانین قرار دارد.

جدول ۴. مشخصات *Nb* و *Pb* در چاه مورد مطالعه در میدان نفتی مارون بر مبنای عمق

Name	Depth	Biozone	Stage
<i>Nb 1000</i>	3674	1 (3706.5 - 3630.5)	Eocene (L. Eocene)
<i>Pb 1000</i>	3585	2 (3630.5 - 3501)	Rupelian - Chattia
<i>Nb 2000</i>	3550	2 (3630.5 - 3501)	Rupelian - Chattia
<i>Pb 2000</i>	3472	3 (3501 - 3421)	Chattian
<i>Nb 3000</i>	2432	3 (3501 - 3421)	Chattian
<i>Pb 3000</i>	3397	4 (3421 - 3338)	Aquitania
<i>Nb 4000</i>	3382	4 (3421 - 3338)	Aquitania
<i>Pb 4000</i>	3337	4 (3421 - 3338)	Aquitania
<i>Nb 5000</i>	3310	5 (3338 - 3267.56)	Aquitania
<i>Pb 5000</i>	-		

### نتیجه‌گیری

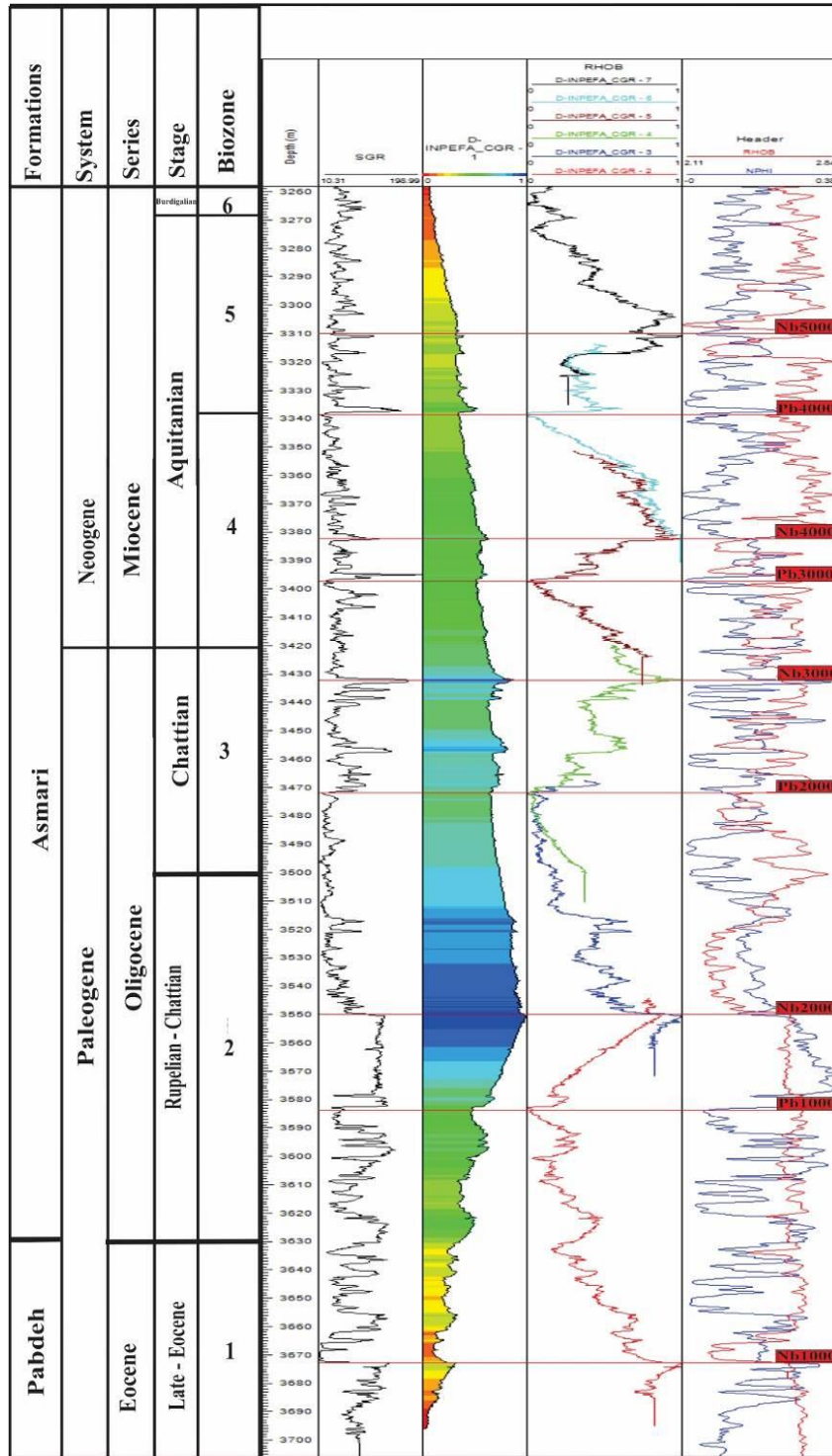
(هایپرسالین)، نور در محدوده آفوتیک تا یوفوتیک و مواد غذایی در محدوده الیگوتروفیک تا یوتروفیک نهشته شده است. در اعماق زیاد انرژی هیدرودینامیکی پایین، بستر نرم و پایدار بوده به همین خاطر فرامینفرها دارای موفقولژی کشیده و نازک و در اعماق کمتر انرژی هیدرودینامیکی بیش‌تر بوده و بستر سخت و ناپایدار بوده به همین دلیل موفقولژی بدن آن‌ها بصورت عدسی و لندی شکل می‌باشد. فراوانی فرامینفرهای سطح‌زی نسبت به درون‌زی در چاه مورد مطالعه نشان‌دهنده محیط اکسیژن‌دار و حضور فرامینفرهای بنتیک بزرگ با جلبک قرمز نشان‌دهنده محدوده دمایی نیمه‌گرمسیری تا گرمسیری می‌باشد. به لحاظ راهبرد تغذیه‌ای و تولید مثل در قاعده سازند آسماری حضور فرامینفرهای کف‌زی

۱- سن سازند آسماری در چاه مورد مطالعه روپلین - شاتین تا بوردیگالین و بر مبنای مطالعات پتروگرافی و آنالیز ریزرخساره‌ها ۱۲ ریزرخساره مربوط به محیط‌های رمپ خارجی، رمپ میانی (بخش‌های دیستال و پروکسیمال)، شول و رمپ درونی (ریف کومه‌ای، لاگون نیمه‌محصور، لاگون محصور و پهنه جزر و مدی) شناسایی و بر مبنای شواهدی مانند، تبدیل تدریجی رخساره‌ها به هم، نبود ساخت‌های ریزشی و لغزشی و نبود دانه‌های پوشش‌دار مدل کربناته هم‌شیب از نوع رمپ هموکلینال برای چاه مورد مطالعه در نظر گرفته شده است.  
۲- بر مبنای مطالعه دیرینه بوم‌شناسی در چاه مورد مطالعه شوری در محدوده نرمال تا شوری بالا

۴- بر اساس مطالعات سیکلولاگ، چهار سطح مرزی مثبت *PB* و پنج سطح مرزی منفی *NB* شناسایی شد که بعضی از این سطوح با مرز زمانی آشکوب‌ها مطابقت دارد.

بزرگ نشان‌دهنده تولیدمثل جنسی و راهبرد *K* و حضور فرامینیفراهای عدسی شکل با حجره جنینی بزرگ نشان از تولیدمثل غیرجنسی و راهبرد *r* می‌باشد.

۳- بر مبنای بررسی اجتماعات کربناته در چاه مورد مطالعه چهار اجتماع دانه‌ای نانوفر، فورآلگال، رودآلگال و فورامول شناسایی گردید.



شکل ۱۸. تغییرات سطوح مرزی مثبت *PB* و منفی *NB* و مقایسه سطوح مرزی با مرز آشکوب‌ها (سمت راست نمودار تغییرات سطوح مرزی مثبت و منفی و سمت چپ تغییرات سطوح مرزی آشکوب‌ها در نمودار مشخص شده است).



منابع

بینازاده، ط.، بینازاده، ع.، وفائی، ط (۱۳۹۶) ریزرخساره‌ها، محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سازند آسماری در برش دشتروم (جنوب یاسوج). فصلنامه علوم زمین، سال ۲۷، شماره ۱۰۶، ص ۱۶۹ تا ۱۷۸.

حبیبی، ط (۱۳۹۵) تطابق زیست‌چینه‌نگاری و مجموعه‌های فرامینرفری توالی‌های الیگوسن در حوضه فارس. نشریه پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال سی و دوم، شماره پیاپی ۶۵، شماره چهارم، ص ۱۱۳-۱۳۴.

خوشنود، م.، وزیری‌مقدم، ح.، طاهری، ع.ا.، صیرفیان، ع (۱۳۹۵) زیست‌چینه‌نگاری و محیط‌رسوبی سازند آسماری در برش روستای دوان، شمال کازرون، نشریه علمی پژوهشی زمین‌شناسی نفت ایران، سال ششم، شماره ۱۲، ص ۹۴-۱۱۲.

ذبیحی زوارم، ف.، وحیدی‌نیا، م.، صادقی، ع.، امیری‌بختیار، ح.، محبوبی، ا (۱۳۹۴) زیست‌چینه‌نگاری و محیط رسوبگذاری سازند آسماری در تاق‌دیس‌های چناره ماله کوه و میدان نفتی قلعه نار. پایان‌نامه دکتری دانشگاه فردوسی مشهد، ۲۷۷ ص.

رحمانی، ع.، غبیشاوی، ع (۱۳۸۹) سکانس استراتیگرافی سازند آسماری در میدان نفتی لب سفید (جنوب غرب ایران)، چهاردهمین انجمن همایش زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، دانشگاه ارومیه.

رحمانی، ع (۱۳۹۱) آشنایی با نرم‌افزار سیکلولاگ و کاربردهای آن در صنعت نفت (مطالعات چینه‌نگاری سکانس)، مطالعه موردی مخزن آسماری میدان نفتی پارسی (چاه شماره ۱۹): شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب.

رحیم‌آبادی، م.، وزیری‌مقدم، ح.، صیرفیان، ع.، ستوهیان، ف (۱۳۹۸) زیست‌چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در یال شمالی تاق‌دیس خامی (شمال گچساران)، نشریه علمی پژوهشی زمین‌شناسی نفت ایران، سال هشتم، شماره ۱۶، ص ۱-۲۵.

زارع، م.، وحیدی‌نیا، م.، محمودی قرایی، م. ح (۱۳۹۸) چینه‌نگاری زیستی، ریزرخساره‌ها، محیط‌رسوبی و دیرینه-بوم‌شناختی سازند آسماری در جنوب‌غربی ایران، نشریه علمی پژوهشی رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۷، شماره ۱۳، ص ۱۰۲-۱۳۰.

صادقی، ر.، فروزنده، خ.، محمدی، م (۱۳۹۳) چینه‌شناسی و محیط‌رسوبی سازند آسماری در برش مشکان، جنوب شرق یاسوج، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال سی و یکم، شماره پیاپی ۵۸، شماره اول، بهار ۹۳.

صدیقی، م (۱۳۸۷) چینه‌نگاری زیستی و محیط‌های رسوبی عضو C سازند قم در جنوب و جنوب شرق شهرستان قم، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه اصفهان، ۹۹ ص.

آقائباتی، ع (۱۳۸۵) زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.

آورجانی، ش.، محبوبی، ا.، موسوی‌حرمی، ر (۱۳۹۰) ریزرخساره، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانس رسوبات آلیگومیوسن (سازند آسماری) در میدان نفتی کوپال، فروافتادگی دزفول مرکزی، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال پنجم، شماره نوزدهم، ص ۴۵-۶۰.

آورجانی، ش.، موسوی‌حرمی، ر.، محبوبی، ا.، رحیم‌پوربناب، ح.، امیری‌بختیار، ح (۱۳۹۰) چینه‌نگاری سکانس و بررسی کیفیت مخزنی سازند آسماری در فروافتادگی دزفول شمالی (میدان‌های نفتی هفتکل، کوپال و مارون)، حوضه زاگرس، جنوب غرب ایران، رساله دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد، خرداد ۱۳۹۴، ۳۵۴ ص.

آورجانی، ش.، همت، م.، سبکرو، م.، صادقی، ر.، طاهری، م. ر (۱۳۹۱) توصیف مغزه‌ها، چینه‌نگاری زیستی، رخساره‌ها و محیط‌رسوبی، چینه‌نگاری سکانس و دیاژنز سازند آسماری در میدان نفتی مارون، گزارش شماره پ-۷۴۸۹. شرکت ملی نفت مناطق نفت‌خیز جنوب، ۸۵ ص، گزارش منتشر نشده.

ابطحی، ز.، صیرفیان، ع (۱۳۹۰) زیست‌چینه‌نگاری و اجزای اسکلتی کربناته سازندهای آسماری و رازک در جنوب شرقی یاسوج (برش تنگ سرخ)، پژوهش‌های دانش زمین، شماره ۷، ص ۷۸-۹۴.

اکبری، ن.، همت، م.، طاهری، م.، سبکرو، م.، صادقی، ر (۱۳۹۰) مطالعه بایواستراتیگرافی، ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی، و سکانس استراتیگرافی مخزن آسماری میدان نفتی بی‌بی حکیمه گزارش شماره پ-۷۴۲۱. شرکت ملی نفت مناطق نفت‌خیز جنوب، ۸۵ ص، گزارش منتشر نشده.

اخزری، س.، صیرفیان، ع.، وزیری‌مقدم، ح (۱۳۹۶) زیست‌چینه‌نگاری و دیرینه‌بوم‌شناسی سازند آسماری در شمال غرب روستای دریس، غرب استان فارس، نشریه رخساره‌های رسوبی، ۱۰ (۲)، ص ۱۷۳-۱۹۲.

انصاری، ع.، وزیری‌مقدم، ح.، طاهری، ع.ا.، غبیشاوی، ع (۱۳۹۲) زیست‌چینه‌نگاری و پالئوآکولوژی سازند آسماری در ناحیه تاق‌دیس نیل (شمال شرق دهدشت)، نشریه علمی - پژوهشی دیرینه‌شناسی، ۱ (۲)، ص ۱۲۱-۱۳۶.

براری، م.، صیرفیان، ع.، وزیری‌مقدم، ح (۱۳۹۶) زیست‌چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در تاق‌دیس لار (شمال خاوری گچساران): تطابق زیست‌چینه‌ای نشریه علمی پژوهشی زمین‌شناسی نفت ایران، سال ششم، ص ۳۹-۷۳.

کمالی‌فر، ف.، آل‌علی، س.م.، احمدی، و.ف.، میرزایی، ا. (۱۳۹۸) زیست‌چینه‌نگاری، ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی رسوبات الیگومیوسن بر مبنای فرامینیفرها در زون زاگرس (فارس داخلی و ساحلی)، نشریه علمی پژوهشی رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۷، شماره ۱۳، ص ۵۷-۷۶.

گودرزی، م.، وحیدی‌نیا، م.، امیری‌بختیار، ح.، نورایی‌نژاد، م. (۱۳۹۸) مطالعات چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی بخش فوقانی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری با تاکید بر مرز بین دو سازند در میدان نفتی مارون با استفاده از مطالعات چینه‌نگاری و نرم‌افزار سیکلولاگ، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، ۳۲۸ ص.

گودرزی، م.، امیری‌بختیار، ح.، نورایی‌نژاد، م. (۱۳۹۸) مقایسه مرز آشکوب‌های بخش بالایی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری در چاه A میدان نفتی مارون با سطوح مرزی NB و PB با استفاده از نرم‌افزار سیکلولاگ. پنجمین همایش انجمن رسوب‌شناسی ایران، اسفند ۱۳۹۸، (در حال چاپ).

گودرزی، م.، وحیدی‌نیا، م.، امیری‌بختیار، ح.، نورایی‌نژاد، م. (۱۳۹۸) زیست‌چینه‌نگاری، ریزرخساره‌ها و محیط رسوب‌گذاری سازند آسماری در یکی از چاه‌های میدان نفتی مارون و مقایسه آن با سایر نواحی زاگرس. نشریه علمی پژوهشی رخساره‌های رسوبی، جلد ۱۲، شماره ۲، (در حال چاپ).

گودرزی، م.، امیری‌بختیار، ح.، نورایی‌نژاد، م. (۱۳۹۸) دیرینه‌شناسی و محیط‌های رسوبی بخش بالایی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری در چاه‌های A و B میدان نفتی مارون، شمال شرق اهواز. نشریه علمی پژوهشی رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۷، شماره ۱۳، ص ۱۸۴-۲۰۸.

لرستانی، م.، کنگاریان، ع.ح.، صفری، ا.ا.، نورا، م. (۱۳۹۷) محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های آسماری در میدان نفتی هفتکل (چاه ۲۸) واقع در فروافتادگی دزفول و مقایسه آن با میدان نفتی مسجد سلیمان (چاه ۱۸۶)، استان خوزستان، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و هشتم، شماره ۱۱۰، ص ۷۹-۸۸.

محمدی، م.، امیری‌بختیار، ح.، امرایی، ف. (۱۳۹۴) زیست‌چینه‌نگاری مقایسه‌ای سازند آسماری در برش‌هایی از تاق‌دیس‌های ماله کوه و امیران بر پایه روزن‌بران کفزی ناحیه لرستان، حوضه زاگرس، ایران، فصلنامه علوم‌زمین، سال ۲۵، شماره ۹۸، ص ۱۹۱ تا ۱۹۸.

مطیعی، ه. (۱۳۷۲) چینه‌شناسی زاگرس. از انتشارات طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، ۵۳۶.

طاهری، م. ر.، آورجانی، ش. (۱۳۸۷) بازنگری زیست‌چینه‌نگاری سازند آسماری در میدان نفتی مارون (چاه شماره ۲۸۱). مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

طاهری، م. ر.، وزیری‌مقدم، ح.، طاهری، ع.ا.، غبیشاوی، ع. (۱۳۹۴) ریزرخساره‌ها و محیط‌رسوبی سازند آسماری در زون ایزه (منطقه ایزه) حوضه رسوبی زاگرس، نشریه علمی پژوهشی زمین‌شناسی نفت ایران، سال پنجم، شماره ۱۰، ص ۲۰-۴۵.

غبیشاوی، ع.، رحمانی، ع. (۱۳۸۵) سکانس استراتیگرافی سازندهای سروک و ایلام در میدان نفتی آب تیمور (چاه شماره ۱۴) گزارش شماره پ-۵۹۱۸، شرکت ملی نفت مناطق نفت‌خیز جنوب، ۶۷ ص، گزارش منتشر نشده.

غبیشاوی، ع.، رحمانی، ع. (۱۳۸۹) مطالعه محیط‌رسوبی و سکانس استراتیگرافی مخزن بنگستان در میدان نفتی رگ سفید (چاه شماره ۱۴) گزارش شماره پ-۶۹۶۶، شرکت ملی نفت مناطق نفت‌خیز جنوب، ۴۲ ص، گزارش منتشر نشده.

غبیشاوی، ع.، شب‌افروز، ر.ا. (۱۳۸۹) تطابق چینه‌شناسی در چاه مورد مورد مطالعه مخزن بنگستان میدان نفتی گچساران بر اساس نرم‌افزار Cyclog, گزارش داخلی شرکت ملی نفت مناطق نفت‌خیز جنوب، ۱۳ ص، منتشر نشده.

غلام‌پور موگهی، س.، وزیری‌مقدم، ح.، صالحی، م.ع.، ارزانی، ن.، آرمون، ا. (۱۳۹۶) زیست‌چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازندهای شهبازان و آسماری (گذر از ائوسن به الیگوسن) در نهشته‌های کربناته شمال فروافتادگی دزفول حوضه رسوبی زاگرس، نشریه علمی پژوهشی زمین‌شناسی نفت ایران، سال هفتم، شماره ۱۳، ص ۲۰-۴۲.

فتحی‌میر، آ.، وحیدی‌نیا، م.، امیری‌بختیار، ح. (۱۳۹۱) بایواستراتیگرافی سازند آسماری بر اساس روزن‌داران کفزی بزرگ (بزرگ شمال پل دختر). سی و یکمین گردهمایی علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

کلنات، ب.، وزیری‌مقدم، ح.، طاهری، ع.ا. (۱۳۸۹) زیست‌چینه‌نگاری و پالئواکولوژی سازند آسماری در جنوب‌غرب فیروز‌آباد، رخساره‌های رسوبی، شماره ۱۳(۱)، ص ۷۱-۸۴. کلنات، ب.، وزیری‌مقدم، ح.، وحیدی‌نیا، م. (۱۳۹۳) مقایسه چینه‌نگاری سکانسی و محیط‌رسوبی سازند آسماری در نواحی فارس، خوزستان و لرستان از حوضه زاگرس. نشریه علمی پژوهشی رخساره‌های رسوبی، ۱۷(۱)، ص ۱۰۷-۱۲۴.

- basin, SW Iran: *Marine and Petroleum Geology*, 92: 437- 461.
- Alsharhan, A. S., Kendall, C. G. S. C (2003) *Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. Earth-Science Reviews. 61: 191-243.*
- Amirshahkarami, M (2008) *Distribution of Miogypsinoides in the Zagros Basin, Southwest of Iran. Historical Biology, 20: 175-184.*
- Amirshahkarami, M., Ghabishavi, A., Rahmani, A (2010) *Biostratigraphy and paleoenvironment of the larger benthic foraminifera in wells sections of the Asmari Formation from the Rag-e-Safid Oil field, Zagros Basin, southwest Iran, Stratigraphy and Sedimentology Researches, 40: 63-48.*
- Bachmann, M. Hirsch, F (2006) *Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and Golan Heights): Stratigraphy and second-order sea-level change. Cretaceous Research, 27: 467-512.*
- Bassi, D., Hottinger, L., Nebelsick, J (2007) *Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, North-East Italy. Paleontology, 50: 845-868.*
- Bassi, D., and Nebelsick, J. H (2010) *Components, facies and ramps: Redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northeast Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 295: 258-280.*
- Beavington-Penney, S. J., and Racey, A (2004) *Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. Earth-Science Reviews, 67: 219-265.*
- Bolli, H. M., Saunders, J. B., and Nielsen, K. P (1987) *Plankton Stratigraphy: Cambridge University Press, New York, p. 1023.*
- Boudagher-Fadel, M. K (2008) *Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera, Developments in Paleontology and Stratigraphy, 21. Elsevier, Amsterdam, p. 544.*
- Boudagher-Fadel, Marcelle K (2015) *Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera, 22. Newnes, 320.*
- Boudagher-Fadel, M. K (2013) *Biostratigraphic and Geological Significance of Planctonic Foraminifera, 21. Elsevier, Amsterdam, p. 544.*
- 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.*
- Brandano, M., Vannucci, G., Pomar, L., Obrador, A (2005) *Rhodolith assemblages from the lower Tortonian carbonate ramp of Menorca (Spain): Environmental and paleoclimatic implications. Miniere, s, نظری سامانی، پ (۱۳۹۳) مطالعه و بازنگری سنی زیست‌چینه‌ای سازند آسماری در یکی از میادین جنوب غرب ایران. پژوهش شرکت نفت.*
- نظافت، ع، وحیدی‌نیا، م، عاشوری، ع. ر (۱۳۸۹) *چینه‌نگاری زیستی و محیط رسوب‌گذاری سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس خویز (شمال شرق بهبهان)، مجله علوم دانشگاه تهران، شماره ۳۶، ص ۱۲۸-۱۱۹.*
- نیسی، ع، قادری، ع، غبیشاوی، ع، الله‌کرم‌پور دیل، م (۱۳۹۶) *زیست‌چینه‌نگاری، بررسی ریزرخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری به کمک نرم‌افزار سیکلولاگ در میدان نفتی قلعه‌نار، حوضه زاگرس، نشریه علمی پژوهشی زمین‌شناسی نفت ایران، سال ششم، شماره ۱۲، ص ۲۲-۴۴.*
- وزیری‌مقدم، ح، طاهری، ع. ا، کیمیاگری، م (۱۳۸۸) *فرامینیفرها، جنس‌های شاخص و پالئوکولوژی. انتشارات جهاد دانشگاهی، واحد دانشگاه اصفهان، ۳۷۲ ص.*
- وزیری‌مقدم، ح، عرب‌پور، ص.ا، صیرفی‌ان، ع، طاهری، ع. ا، رحمانی، ع (۱۳۹۴) *چینه‌نگاری زیستی، محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در چاه شماره ۴ میدان لب سفید (شمال فروافتادگی دزفول، جنوب غرب لرستان) و تنگ لنده (کوه سفید، شمال غرب دهدشت)، نشریه علمی پژوهشی زمین‌شناسی نفت ایران، سال پنجم شماره ۱۰، ص ۸۷-۱۱۹.*
- Adams T. D., Bourgeois F (1967) *Asmari biostratigraphy. Geol Explor Div, IOOC Rep 1074, Tehran (unpublished).*
- Akhzari, S., Seyrafian, A., Vaziri-Moghaddam, H (2015) *Oligocene ramp system (Asmari Formation) in the west of Fars province: Microfacies and sedimentary environment. National Conference on Novel Applied Researches, Urmia, 1: 60-61.*
- Alavi, M (2004) *Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science, 304: 1-20.*
- Allahkarampour Dill, M., Seyrafian, A. Vaziri-Moghaddam, H (2010) *The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy: Carbonates and Evaporites, 25: 145-160.*
- Allahkarampour Dill, M., Seyrafian, A. Vaziri-Moghaddam, H (2012) *Palaeoecology of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in the Dill anticline, N. Jb. Geol. Palont. Abh, 10: 1-18.*
- Allahkarampour Dill, M., Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A. Behdad (Ghabeishavi), A (2018) *Oligo-Miocene carbonate platform evolution in the northern margin of the Asmari intra-shelf*



- Thirlwall, M. F (2007) *Strontium Isotope Stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene - Lower Miocene)*, Sw Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 30: 107-128.
- 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 (2004) *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976 p.
- Flügel, E (2010) *Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application*. Springer, Berlin, p. 976.
- Geel, T (2000) Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Hallock, P., Glenn, E. C (1986) Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonates depositional facies. *Palaios*, 1: 44-64.
- Hallock, P (1979) Trends in test shape with depth in large symbiont-bearing foraminifera: *Journal of Foraminiferal Research*, 9: 61-69.
- Hallock, P (1998) Habitats of modern larger foraminifera: taxonomic, depth and regional comparisons: Conference abstract, Tertiary to Recent larger foraminifera- their depositional environments and importance as petroleum reservoirs (Kingston-upon-Thames), 13 p.
- Hallock, P (2000) Symbiont-bearing foraminifera: harbingers of global change?. *Micropaleontology*, 95-104.
- Hallock, P., Pomar, L (2008) Cenozoic evolution of larger benthic foraminifera: paleoceanographic evidence for changing habitats. In: *Proceedings of the 11th International Coral Reef Symposium*, pp. 16-20 Lauderdale, Florida.
- Heydari, E (2008) Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451: 56-70.
- Hohenegger, J., Yordanova, E., Tatzreiter, Y (1999) Habitats of larger foraminifera on the upper reef slope of Sesko Island, Okinawa: *Marine Micropaleontology*, 36: 109-168.
- Hohenegger, J., Yordanova, E., Hatta, A (2000) Remarks on West Pacific Nummulitidae (Foraminifera): *Journal of Foraminiferal Research*, 30: 3-28.
- Hottinger, L (1980) Répartition comparée des grands foraminifères de la mer Rouge et de l'Océan Indien. *Annali dell'Università di Ferrara*, 6: 35-51.
- Hottinger, L (1983) Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and *Palaeogeography, Palaeoclimatology*, 226: 307-323.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., Pedley, M (2009) Facies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta. *Sedimentology*, 56: 1138-1158.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., Cuffaro, M (2009) Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: The Attard member of the lower coralline limestone formation (Upper Oligocene, Malta) *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 274: 54-63.
- Brandano, M., Morsili, G., Vannucci, M., Parente, F., Bosellini, and G. Mateu-Vicens (2010) Rhodolith-rich lithofacies of the Porto Badisco Calcarenes (upper Chattian, Salento, southern Italy). *Italy Journal Geoscience*, 129: 119-131
- Busk, H. G., and Mayo, H. T (1918) Some notes on the geology of the Persian Oilfields: *Journal of the Institution of Petroleum Technologists*, 5: 5-26.
- Buxton, M. W. N., Pedley, H. M (1989) A standardized model for Thethyan Tertiary carbonate ramps, London. *Journal of the Geological Society*, 146: 746-748.
- Cahuzac, B. & Poignant, A (1997) Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 168: 155-169.
- Carannante, G., M. Esteban, J. D. Milliman, and L. Simon (1988) Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limestone: *Sedimentary Geology*, 60: 333-346.
- Corde, L., and M. Brandano (2003) Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy: *Sedimentary Geology*, 161: 55-70.
- Cosovic, V. K., and A. Moro (2004) Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula): *Facies*, 50: 61-75.
- Cyclog Version (2010) *C User Guide* (2010) Enres International Company.
- De Jong, M., Smith, D., Djin Nio, S., Hardy, N (2006) Subsurface correlation of the Triassic of the UK southern central graben: new look at an old problem, 24: 103-109.
- Dunham, R (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W. E., (ed.), *Classification of carbonate rocks*. AAPG Memoir 1, Tulsa, 108-121.
- Ehrenberg, S. N., Pickard, N. A. H., Laursen, G. V., Monibi, S., Mossadegh, Z. K., Svana, T. A., Aqrabi, A. A. M., McArthur, J. M. and

- some sedimentological and geochemical constraint. *Int J Earth Sci*, 92: 465–475.
- Nelson, C. S., S. L. Keane, and P. S. Head (1988) Non-tropical carbonate deposits of the modern New Zealand shelf: *Sedimentology Geological*, 160: 71-96.
- Nouradini, M., Ashouri, A. R., Yazdi, M., & Rahiminejad, A. H (2019) Palaeoecology and distribution of upper Oligocene–lower Miocene foraminifera in the Qom Formation, the Bagher-Abad section, NE Isfahan, Central Iran. *Carbonates and Evaporites*, 34: 563-579.
- Nio, S. D., Brouwer, J. H., Smith, D. G., De Jong, M. G., Bohm, A. R (2005) Spectral trend attribute analysis applications in the stratigraphic analysis of wireline logs: *First Break*, 23: 7175.
- Nio, S. D., Bohm, A. R., Brouwer, J. H., De Jong, M.G., Smith, D.G (2006) Climate stratigraphy, principles and applications in subsurface correlation: *EAGE Short Course Series*, 1: 1-130.
- Pomar, L (2001 a) Types of carbonate platforms: a genetic approach: *Basin Research*, 13: 313-334.
- Pomar, L (2001 b) Ecological control at sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Island: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 249-272.
- Pomar, L., Brandano, M., Westphal, H (2004) Environmental in fluencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean. *Sedimentology*, 51: 627-651.
- Pomar, L., Hallock, P (2007) Changes in coral-reef structure through the Miocene in the Mediterranean province: adaptive vs. environmental: *Earth Science*, 35: 899-902.
- Pomar, L., Hallock, P (2008) Carbonate factories: A conundrum in sedimentary geology: *Earth Science*, 81: 134-169.
- Pomar L, Mateu-Vicens G, Morsilli M, Brandano M (2014) Carbonate ramp evolution during the Late Oligocen ( Chattian), Salento Peninsula, southern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 404: 109–132.
- Rahmani, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A. and Ghabeshavi, A (2009) A Model for the Paleoenvironmental Distribution of Larger Foraminifera of Oligocene–Miocene Carbonate Rocks at Khaviz Anticline, Zagros Basin, Sw Iran. *Historical Biology, An International Journal of Paleobiology*, 21: 215–227.
- Rahmani, A., Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H. and Ghabeshavi, A (2012) Biostratigraphy of the Asmari Formation at Khaviz 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 limitation: *Bulletin de la Societ e G eologique de France*, 168: 491-505.
- James, G. A., and Wynd, J. G (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. *AAPG Bulletin*, 49: 2182 - 2245.
- Kindler, P., and M. E. J. Wilson (2012) Carbonate grain association: their use and environmental significance, a Brien Review, *Carbonate System during the Oligocene-Miocene Climatic Transition: Wiley-Blackwell*, p. 35-47.
- Lacassagne, R. M. A (1963) Asmari sedimentary environment. *Unpublished Report of the Geological and Exploration Division, Iranian Oil offshore company*, no.1041.
- Laursen, G. V, Monibi, S., Allan, T. L., Pickard, N. A. H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.H., Moallemi, A., and Driullion, G (2009) The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation, *First international petroleum conference & exhibition, Shiraz, Iran*.
- Lees, A., A. T. Buller (1972) Modern temperate water and warm water shelf carbonate sediments contrasted: *Marine Geol*, 13: 67–73.
- Lee (1975) Possibele influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation, *Mari. Geol*, 19: 159 – 198.
- Lee J. J (1990) Fine structure of rodophycean profyridium purpureum insitu in *Peneroplis pertusus* and *P. asicularis*. *Journal of Foraminiferal Research*, 20:162–169.
- Lees, G. M (1933) The reservoir rocks of Persian oil fields: *American Association Petroleum Geology Bulletin*, 17: 229-240.
- Loeblich, A. R., and Tappan, H (1980) *Foraminiferal Genera and their Classification: Van Nostrand Reinhold Company, New York*, p. 970.
- Leutenegger, S (1984) Symbiosis in benthic foraminifera; specificity and host adaptations. *The Journal of Foraminiferal Research*, 14: 16-35.
- Mossadegh, Z. K., D. W. Haig, T. Allan, M. H. Adabi and A. Sadeghi, 2009, Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 272: 17-36.
- Mutti, M., Hallock, P (2003) Carbonate systems along nutrient and temperature gradients:

- Zagros Basin). *Carbonates Evaporites*, 15: 2248.
- Seyrafian, A. and Mojikhalifeh, A (2005) *Biostratigraphy of the Late Paleogene-Early Neogene Succession, North-Central Border of Persian Gulf, Iran, Carbonates and Evaporites*, 20: 91–97.
- Seyrafian, A., Vaziri-Moghaddam, H., Arzani, N., Taheri, A (2011) *Facies analysis of the Asmari Formation in central and north-central Zagros basin, southwest Iran. Biostratigraphy paleoecology and diagenesis. Rev. Mex. ciencias Geol*, 28: 439–458.
- Schuster, F., and U. Wielandt (1999) *Oligocene and Miocene coral founas from Iran: palaeoecology and palaeobiogeography: Journal of Earth Science*, 88: 571–581.
- Shabafrooz, R., Mahboubi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Ghabeishavi, A., Moussavi-Harami, R (2015) a. *Depositional architecture and sequence stratigraphy of the oligo–miocene Asmari platform; Southeastern Izeh zone, Zagros Basin, Iran. Facies* 61 (1).
- Shabafrooz, R., Mahboubi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Moussavi-Harami, R., Ghabeishavi, A., Al-Aasm, I.S (2015 b). *Facies analysis and carbonate ramp evolution of oligomiocene Asmari formation in the gachsaran and bibi-hakimeh oilfields and the nearby mish anticline, Zagros Basin. Iran Neues Jahrb. für Geol. Paläontologie – Abh*, 276:- 121–146.
- Shinn, E (1983) *Tidal flats*, in Scholle, P. A., Bebout, D. G., Moore, C.H. (eds.), *Carbonate Depositional Environments: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 33: 171–210.
- Sooltanian, N., Seyrafian, A., Vaziri-Moghaddam, H (2011) *Biostratigraphy and paleo-ecological implications in microfacies of the Asmari Formation (Oligocene), Naura anticline (Interior Fars of the Zagros Basin), Iran. Carbonates and Evaporites*, 26: 167–180.
- Taheri, M. R., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., Ghabeishavi, A (2017) *Biostratigraphy and paleoecology of the oligo-miocene Asmari formation in the Izeh zone (Zagros Basin, SW Iran). Bol. Soc. Geol. Mex*, 69: 59–85.
- Tesovic B, Gusic I, Jelaska V, Buckovic D (2001) *Stratigraphy and microfacies of the Upper Cretaceous Pucisca ormation, Island of Brac, Croatia. Cretaceous Research*, 22: 591 – 613.
- Tomasovych, A (2004) *Microfacies and depositional environment of an Upper Triassic intra-platform carbonate basin: the Fatric Unit of West Carpathians (Slovakia). Facies*, 50: 77–105.
- Thomas, A. N (1948) *The Asmari limestone of southwest Iran; Anglo-Iranian Oil Company Report*, 706 p, unpublished.
- Bangestan Anticlines, Zagros Basin, SW Iran, *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 263: 1–16.
- Renema, W., & Troelstra, S. R (2001) *Larger foraminifera distribution on a mesotrophic carbonate shelf in SW Sulawesi (Indonesia). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 125–147.
- Renema, W (2006) *Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic-carbonate shelf off East Kalimantan, Indonesia. Marine Micropaleontology*, 58(2): 73–82.
- Reuter, M., Piller, W. E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogl, F., Kroh, A., Aubry, M.P., Wielandt-Schuster, U., Hamedani, A (2009) *The Oligo-/Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an Early Burdigalian restriction of Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. International Journal of Earth Sciences*, 98: 627–650.
- Reichel, M (1936–1937) *Etude sur les alveolines. Soc. Paleont Suisse Mem*, 57 - 59.
- Richardson, R. K (1924) *The geology and oil measures of southwest Persia, Journal Institute Petroleum Technology*, 10: 256–283.
- Romero, J., Caus, E., Rosell, J (2002) *A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179: 43–56.
- Rooyzpeykar, A. Moghaddam, I. M (2016) *Sequence biostratigraphy and paleoenvironmental reconstruction of the Oligocene-early Miocene deposits of the Zagros Basin (Dehdasht area, South West Iran). Arabian Journal of Geosciences*, 9: 77.
- Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A (2010) *Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub basin, Zagros Mountains, southwest Iran Facies*, 57: 431–446.
- Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H. and Mohammadi, E (2018) *Biofacies, depositional model, and sequence stratigraphy of the Asmari Formation, Interior Fars sub-zone, Zagros Basin, SW Iran. Carbonates and Evaporites*, 33(3): 489–507.
- Seyrafian, A., Hamedani, A (1998) *Microfacies and depositional environment of the Upper Asmari Formation (Burdigalian), North-Central Zagros Basin, Iran: Neues Jahrbuch für Geologie and Palaontologie –Abhandlungenv*, 210: 129–141.
- Seyrafian, A (2000) *Microfacies and depositional environments of the Asmari Formation, at Dehdas area (Acorrelation across Central*



- Triantaphyllou, M. V., Koukousioura, O., Dimiza, M. D. (2009). The presence of the Indo-Pacific symbiont-bearing foraminifer *Amphistegina lobifera* in Greek coastal ecosystems (Aegean Sea, Eastern Mediterranean). *Mediterranean Marine Science*, 10: 73-86.
- van Buchem, F. S. P., Allan, T. L., Laursen, G. V., Lotfpour, 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 Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 329: 219-263.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M. Taheri, A. (2006) Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran: *Facies*, 52: 41-51.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., Motiei, H. (2010) Oligo-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: *Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27: 56-71.
- Warren, J. (2000) Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations, *Earth-Science Reviews*, 52: 1-81.
- Wilson, J. L. (1975) *Carbonate facies in geological history*: Springer, Berlin, p. 471.
- Wynd, J. G. (1965) *Biofacies of the Iranian oil Consortium Agreement Area (I.O.O.C)*, Unpublished Report no. p. 1082, 88.
- Wilson, M. E. J., and A. Vecsei (2005) The apparent paradox of abundant foraminol facies in low latitudes, their environmental significance and effect on platform development: *Earth-Science Reviews*, 69: 133-168.
- Zabihi Zoeram, F., Vahidinia, M., Sadeghi, A., Mahboubi, A., & Amiri Bakhtiar, H. (2015) Larger benthic foraminifera: a tool for biostratigraphy, facies analysis and paleoenvironmental interpretations of the OligoMiocene carbonates, NW Central Zagros Basin, Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 8: 931-949.