

زیست چینه نگاری، پالئواکولوژی و محیط رسوبی سازند آسماری در میدان نفتی پازنان

پروانه رضایی روزبهانی

گروه برنامه ریزی شهری، دانشکده هنر و معماری، واحد تهران غرب، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران
گروه توسعه پایدار گردشگری، مرکز تحقیقات اقتصاد خلاق، واحد تهران غرب، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

Dr.roozbahani@gmail.com

چکیده

در این تحقیق ویژگیهای زیست چینه ای، پالئواکولوژی و محیط رسوبی سازند آسماری در میدان نفتی پازنان در چاه شماره ۱۲۱ مورد مطالعه قرار گرفته است. بر اساس این مطالعات، سن سازند آسماری با ضخامت ۳۳۴ متر، الیگوسن پسین (شاتین) تا میوسن پیشین (بوردیگالین) تعیین شد و بر اساس روزن بران کف زی شناخته شده، سه زون زیستی تجمعی معرفی گردید.

مطالعات رسوب شناسی، منجر به شناسایی ۹ ریزرخساره گردید و با توجه به خصوصیات ریزرخساره ها نشان داد سازند آسماری در محیط های رسوبی دریای باز، لاگون نیمه محصور، لاگون نیمه محصور و محیط سدی نهشته شده است. مطالعات پالئواکولوژی نیز نشان داد سازند آسماری در زمان شاتین با وفور فرامینفرا با پوسته های آهکی هیالین در محیط دریای باز با شوری نرمال ۳۵-۴۰ psu با زون نوری الیگوفوتیک، افوتیک و تحت رژیم غذایی الیگوتروفی تا مزوتروفی و در زمان آکی تانین تا بوردیگالین با وفور فرامینفرا با پوسته های آهکی پرسلانوز در شرایط هایپر سالین در محیط لاگون نیمه محصور با شوری ۴۵-۵۰ psu و در لاگون محصور با شوری بیش از ۵۰ psu در زون نوری یوفوتیک تحت رژیم غذایی یوتروفی و هایپر تروفی در پلاتنفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال در نواحی گرمسیری تا نیمه گرمسیری نهشته گردیده است.

واژگان کلیدی: پالئواکولوژی، زیست چینه نگاری، محیط رسوبی، سازند آسماری، پازنان

مقدمه

واینند (James & Wynd, 1965) انجام گرفت. آدامز و بوورژوا (Adams & Bourgeois, 1967) و کلاتری (۱۳۷۱) ضمن بررسی پژوهش های قبلی ویژگی های سنگ شناسی و میکروفونای آسماری را توصیف کردند. با مطالعه برش هایی از رخنمون های مختلف سازند و داده های تحت الارضی صیرفیان (Seyrafian, 1981)، صیرفیان و همکاران (Seyrafian, et al., 1998)، همدانی و همکاران

سازند آسماری توالی ضخیمی از سنگ های کربناته الیگو- میوسن است که سنگ مخزن اصلی نفت خام در جنوب غربی ایران محسوب می شود. این سازند در سرتاسر زاگرس حضور دارد. اما کاملترین توالی آن در فروافتادگی دزفول دیده می شود. سازند آسماری از نظر لیتولوژی شامل سنگ آهک، سنگ آهک دولومیتی و سنگ آهک رسی می باشد. مطالعه دقیق و معرفی رسمی سازند توسط جیمز و

غیشاوی (۱۳۸۳) در بیرون زدگی خويز و گچساران، توسط کيمياگری (۱۳۸۴) از تاقدیس گورپی (لالی) تا کوه خويز در لالی و بسیاری از پژوهشگران دیگر مورد مطالعه قرار گرفت. اخیراً از روش های ایزوتوپی استرانسیوم در تعیین سن رخدادهای چینه شناسی سطحی (مانند کوه خويز) استفاده شده و نتایج حاصله با توجه به تغییر سریع $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در محیط های دریایی مربوط به الیگوسن- میوسن امیدوارکننده به نظر می رسند (Laursen et al., 2010 & Ehrenberg et al., 2007). در این تحقیق نیز سعی گردیده است بطور دقیق مطالعات زیست چینه نگاری، پالئوآکولوژی و محیط رسوبی سازند آسماری در چاه شماره ۱۲۱ میدان نفتی مارون صورت گیرد.

از منابع متعددی مانند سمپو (Sampo, 1969)، مهرنوش و پرتو آذر (Mehrnush & Partoazar, 1977)، کلانتری (۱۳۷۱) و خسروتهرانی (۱۳۸۲) استفاده گردید. زیست چینه نگاری نیز بر اساس زون های زیستی تعریف شده (Adams & Bourgeois, 1967) و (Wynd, 1965) انجام گرفت. نامگذاری سنگ های کربناته بر اساس تقسیم بندی دانهام (Dunham, 1962) صورت گرفت و شناسایی ریزرخساره ها بر اساس مدل فلوگل (Flugel, 2010) انجام شد. تقسیم بندی رخصاره های میکروسکوپی به روش لاسمی و کاروزی (Lasemi and Carozzi, 1981) و کاروزی (Carozzi, 1989) انجام شده است و با بررسی تغییرات عمودی رخصاره ها و مقایسه آن با محیط های قدیمی و امروزی مانند لاسمی (۱۳۷۹) و تاکر و رایت (Tucker & Wright, 1990) محیط رسوبی نهشته های آسماری در برش مورد مطالعه شناسایی گردید. از نرم افزار Log plot جهت ارزیابی و بررسی داده ها و ترسیم ستون چینه شناسی و تعیین محدوده زون های زیستی مورد نظر و ترسیم نیمرخ محیط تشکیل سازند استفاده شد و از نمودارهای چاه پیمایی که شامل نمودارهای نوترون، دانسیته،

(Hamadani, et al., 1997) صیرفیان و همدانی، 1998 (Seyrafian & Hamadani, 2003) صیرفیان (Seyrafian, 2000)، وزیري مقدم و همکاران (Vaziri- Moghaddam, et al., 2006) چینه نگاری زیستی و محیط های رسوبی آسماری را در زاگرس مرکزی مورد کاوش قرار داده اند. پالئوآکولوژی این سازند توسط افراد زیادی از جمله آیرمی و همکاران (۱۳۹۱)، رضوی و همکاران (۱۳۹۹)، وزیري مقدم و همکاران (۱۳۸۸) مرادی و همکاران (۱۳۹۱) و غیره مورد مطالعه قرار گرفته است. هم چنین محیط رسوبی و سکانس های این سازند توسط رئیس و لاسمی (۱۳۷۹) در فروافتادگی دزفول جنوبی، توسط ملکی خیمه سری (۱۳۷۸) و امیری بختیار و ناصح (۱۳۸۲) در حاشیه شمالی فروافتادگی دزفول، توسط

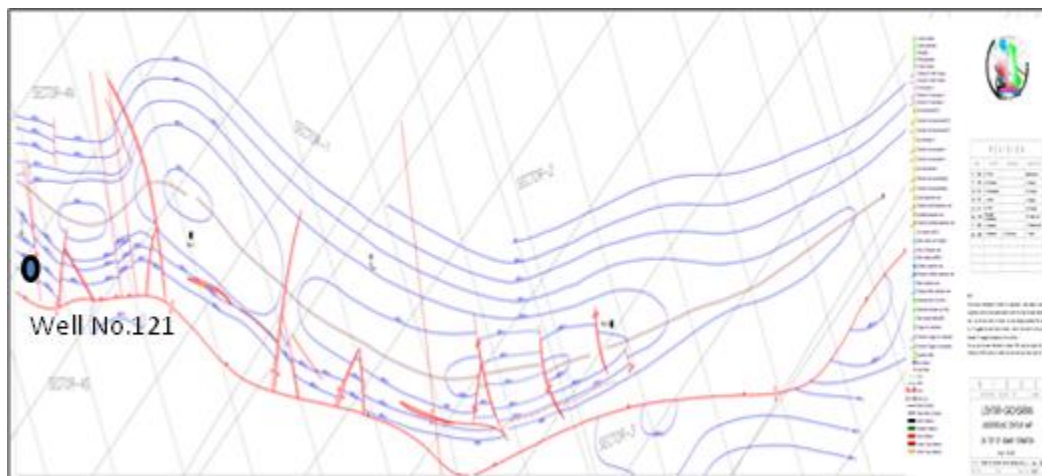
روش تحقیق

میدان نفتی / گازی پازنان یکی از میداین بزرگ کشور واقع در ۱۵۰ کیلومتری جنوب شرق اهواز و ۲۵ کیلومتری شمال خلیج فارس است. که از دو مخزن آسماری و خامی تشکیل شده است. مخزن آسماری محتوی نفت / گاز و مخزن خامی صرفاً گازی است. ساختمان نامتقارن و موجی شکل پازنان دارای روند شمال غربی - جنوب شرقی است و از لحاظ زمین شناسی در قسمت شرقی حوضه فرو افتاده دزفول جنوبی قرار گرفته است. از این میدان نفتی / گازی بر اساس موقعیت و میزان بازیافت مغزه های حفاری حداکثر، در تعامل با کارشناسان ملی نفت ایران چاه شماره ۱۲۱ به منظور مطالعات زیست چینه نگاری، پالئوآکولوژی و محیط رسوبی سازند آسماری انتخاب گردید. ۱۱۲ مقطع نازک تهیه شده از مغزه و خرده های حفاری با میکروسکوپیهای نوری و پلاریزه به

جهت مطالعات فسیل شناسی و سنگ شناسی مورد بررسی دقیق قرار گرفت. جهت شناسایی و نامگذاری میکروفسیل ها

طول خاوری و "0' 22' 30" عرض شمالی قرار دارد و گسترش سازند آسماری در این چاه از عمق ۲۵۷۶ تا ۲۹۱۰ متری است.

پرتوگاما و نیز نمودارهای سرچاهی بود بطور تلفیقی در ترسیم ستون سنگ شناسی استفاده شد. **موقعیت جغرافیایی چاه مورد مطالعه** چاه شماره ۱۲۱ روی یال جنوبی تاقدیس پازنان درمختصات جغرافیایی "50' 50' 49"



شکل (۱): موقعیت چاه مورد مطالعه در میدان نفتی پازنان

واحد ۲: با ۵۳ متر ضخامت طبق تقسیم بندی توماس (Thomas, 1948) معادل بخش بالایی آسماری میانی می باشد. سنگ آهک و دولومیت در این واحد سنگی دارای بیشترین گسترش بوده، دارای میان لایه هایی از سنگ آهک رسی می باشد. شماری از میکرو فسیل های اصلی در برگرفته این واحد سنگی عبارتند از:

Rotalia viennoti, *Austrotrillina howchini*,
Austrotrillina asmariensis, *Peneroplis thomasi*,
Peneroplis evolutus, *Dendritina rangi*,
Elphidium sp.

واحد ۳: با ۶۷ متر ضخامت طبق تقسیم بندی توماس (Thomas, 1948) معادل بخش میانی آسماری میانی می باشد. این واحد سنگی شامل سنگ آهک و دولومیت با میان لایه هایی از سنگ آهک رسی و انیدریت می باشد. شماری از میکرو فسیل های مهم در برگرفته این واحد سنگی عبارتند از:

سنگ چینه نگاری سازند آسماری در چاه مورد مطالعه ضخامت سازند آسماری در این چاه ۳۳۴ متر اندازه گیری شده است. نهشته های آسماری در این چاه به طور هم شیب و ناپیوسته در زیر رسوبات تبخیری (انیدریتی) سازند گچساران قرار دارند و مرز پائینی آن نیز به منبع بزرگ نفتی می رسد.

سازند آسماری در این چاه از نظر سنگ شناسی و بر اساس نمودار پرتوگاما و مطالعه مقاطع نازک به پنج واحد سنگی قابل تقسیم می باشد که به ترتیب از بالا به پایین عبارتند از: آسماری بالایی و بخشی از آسماری میانی در نظر گرفت. عمده سنگ های این بخش شامل سنگ آهک و دولومیت می باشد. شماری از میکرو فسیل های مهم در برگرفته این واحد سنگی عبارتند از:

Rotalia viennoti, *Austrotrillina howchini*,
Austrotrillina asmariensis, *Meandropsina iranica*,
Meandropsina anahensis, *Borelis pygmaea*,
Borelis melo curdica, *Dendritina rangi*, *Elphidium* sp. ,

هیالین *Operculina Lepidocyclina*، *Heterostegina* ،
complanata، *Eulepidina dilatata*،
منطبق بر اولین ظهور *Peneroplis evolutus* ،
Dendritina rangi، *Austrotrillina asmariensis*،
می باشد. شماری از میکروفسیل های اصلی در
برگیرنده این زون زیستی عبارتند از:

Operculina complanata ، *Eulepidina dilatata*،
Rotalia viennoti ، *Eulepidina sp.* ، *Operculina sp.* ،
Heterostegina sp. ، *Lepidocyclina sp.* ، *Discocyclina*
sp.، *Peneroplis sp.* ، *Rotalia sp.* ، *Discorbis sp.* ،
valvulinid ، *pelagic fauna*

سن این زون زیستی با توجه به مجموعه فسیلی شناخته
شده شاتین (Chatian) از الیگوسن پسین پیشنهاد می گردد.
این زون زیستی از نظر سنی با زون زیستی شماره ۳ آدامز و
بورژوا (Adams & Bourgeois, 1967)

Eulepidina-Nephrolepidina- *Nummulites* Assemblage zone.

از نواحی جنوب باختری ایران (زاگرس) قابل مقایسه می
باشد. این زون زیستی تجمعی را همچنین می توان با بخش
بالایی آسماری زیرین که توسط
توماس (Thomas, 1948, 1949) تعریف شده، معادل
دانست.

زون زیستی تجمعی شماره ۲: این زون زیستی به ضخامت
۲۳۸ متر در قسمت میانی سازند آسماری از عمق ۲۶۱۸ متر
تا عمق ۲۸۵۶ متری قرار دارد. قاعده این زون زیستی منطبق
بر ظهور فرامینیفرها با پوسته آهکی پرسلانوز زیر بوده

Dendritina rangi، *Elphidium sp.*،
Peneroplis evolutus، *asmariensis Austrotrillina*
، *Austrotrillina howchini*

و پایان آن منطبق بر اولین ظهور فسیلهای شاخص بوردیگالین
به نام های *Borelis melo curdica* ، *Meandropsina*
iranica می باشد. شماری از میکروفسیل های اصلی در
برگیرنده این زون زیستی عبارتند از:

Austrotrillina howchini ، *Austrotrillina*
asmariensis ، *Peneroplis thomasi*، *Archaias* cf.
operculiniformis ، *Peneroplis evolutus* ،
Dendritina rangi ، *Rotalia viennoti* ،
Austrotrillina sp. ، *Elphidium sp.* ، *Archaias*

Austrotrillina howchini ، *Austrotrillina*
asmariensis ، *Peneroplis thomasi* ، *Peneroplis*
evolutus

واحد ۴: با ۹۸ متر ضخامت طبق تقسیم بندی
توماس (Thomas, 1948) معادل بخش زیرین آسماری
میانی بوده سنگ آهک و دولومیت در آن بیشترین گسترش
را دارند. شماری از میکرو فسیل های مهم در برگیرنده این
واحد سنگی عبارتند از:

Sphaerogypsina globules ، *Rotalia viennoti* ،
Austrotrillina howchini ، *Austrotrillina*
asmariensis ، *Borelis pygmaea* ، *Peneroplis*
thomasi ، *Peneroplis evolutus*

واحد ۵: با ۶۰ متر ضخامت طبق تقسیم بندی توماس
(Thomas, 1948) تقریباً معادل آسماری زیرین می
باشد. گسترش سنگ آهک در این واحد سنگی چشمگیر
بوده ، دارای میان لایه هایی از دولومیت، سنگ آهک رسی و
شیل نازک لایه بوده می باشد. شماری از میکرو
فسیل های در برگیرنده این واحد سنگی عبارتند از:

Operculina complanata ، *Rotalia viennoti* ،
Lepidocyclina ، *Heterostegina sp.* ، *pelagic fauna*
-زیست چینه نگاری سازند آسماری در چاه مورد مطالعه
مطالعه دقیق فسیل شناسی بر روی نهشته های سازند
آسماری در این چاه نشان داد که این نهشته ها از روزن بران
کف زی با پوسته های آهکی آگلوتینه - پرسلانوز و هیالین
تشکیل شده اند و در محدوده زیستی الیگوسن
پسین (شاتین) تا میوسن پیشین (بوردیگالین) قرار دارند. بر
اساس ظهور، افول، تجمع و گسترش چینه شناسی
میکروفسیل های شناخته شده نیز سه زون زیستی تجمعی
(Assemblage zone) برای آن معرفی گردید که به شرح
ذیل می باشد:

- زون زیستی تجمعی شماره ۱ : این زون زیستی به
ضخامت ۵۴ متر در قسمت قاعده سازند آسماری از عمق
۲۸۵۶ متر تا عمق ۲۹۱۰ متری قرار دارد قاعده این زون
زیستی منطبق بر ظهور فرامینفرهای بزرگ با پوسته آهکی

از نواحی جنوب باختری ایران (زاگرس) قابل مقایسه می باشد. این زون زیستی تجمعی را همچنین می توان با بخش آسماری بالائی که توسط توماس (Thomas, 1948, 1949) تعریف شده، معادل دانست.

ریز رخساره های شناسایی شده از برش مورد مطالعه

به منظور تعیین رخساره های میکروسکوپی و محیط رسوبی نهشته های آسماری در چاه مورد مطالعه، در ابتدا نوع و درصد هر یک از عناصر نابرجا و برجا بر اساس دوایر درصد بندی که معرف نسبت درصد عناصر در رخساره های میکروسکوپی است، تعیین گردید. سپس نامگذاری سنگ های کربناته به روش دانهام (Dunham, 1965) صورت گرفت شناسایی ریزرخساره ها بر اساس مدل فلوگل (Flügel, 2010) انجام شد و تقسیم بندی رخساره های میکروسکوپی به روش لاسمی و کاروزی (Lasemi and Carozzi, 1981) و کاروزی (Carozzi, 1989) انجام شده است و با بررسی تغییرات عمودی رخساره ها و مقایسه آن با محیط های قدیمی و امروزی مانند لاسمی (۱۳۷۹) و تاکر و رایت (Tucker & Wright, 1990) محیط رسوبی نهشته های آسماری در برش مورد مطالعه شناسایی گردید. بر اساس مطالعات صورت گرفته در مجموع ۹ رخساره میکروسکوپی کربناته شناسایی شد که در ۳ گروه محیطی تالاب (Lagoon)، سد (Barrier) و دریای باز (Open sea) قرار می گیرند.

رخساره های میکروسکوپی محیط لاگون

MF1 وکستون بیوکلاستی (bioclast wackestone)

اجزای اصلی این رخساره میکروسکوپی را دانه های اسکلتی (حدود ۴۰-۳۰ درصد) به همراه زمینه میکرایتی تشکیل می دهند. غالب دانه های اسکلتی شامل فرامینفرا با پوسته های آهکی پرسلانوز مانند: پنروپلیس، مناندروپسینا، میلیولید و فرامینفرا با پوسته های آهکی آگلوتینه مانند

spp., *Borelis* sp., *Peneroplis* sp., *Heterostegina* sp., *Miogipsina* sp., *Rotalia* sp., *Discorbis* sp., valvulinid, miliolids

سن این زون زیستی با توجه به مجموعه فسیلی شناخته شده، آکی تانین (Aquitanian) از میوسن پیشین پیشنهاد می گردد. این زون زیستی از نظر سنی با زون زیستی شماره ۲ آدامز و بورژوا (Adams & Bourgeois, 1967)

Miogypsinoidea-Archaias-valvulinid Assemblage zone.

از نواحی جنوب باختری ایران (زاگرس) قابل مقایسه می باشد. این زون زیستی تجمعی را همچنین می توان از نظر زمانی با آسماری میانی که توسط توماس (Thomas, 1948, 1949) تعریف شده، معادل دانست.

زون زیستی تجمعی شماره ۳: این زون زیستی به ضخامت ۴۲ متر در قسمت بالائی سازند آسماری از عمق ۲۵۷۶ متر تا عمق ۲۶۱۸ متری قرار دارد. قاعده این زون زیستی منطبق بر ظهور فرامینفرا با پوسته آهکی پرسلانوز و شاخص بوردیگالین *Borelis melo curdica*، *Meandropsina iranica* است و پایان آن به واحد گچی انیدریتی گچسازان محدود می شود. شماری از میکروفسیل های در برگیرنده این زون زیستی عبارتند از:

Borelis pygmaea, *Borelis melo curdica*, *Meandropsina iranica*, *Meandropsina anahensis*, *Dendritina rangi*, *Rotalia viennoti*, *Borelis* sp., *Peneroplis* sp., *Archaias* sp., *Rotalia* sp., valvulinid, miliolids

سن این زون زیستی با توجه به مجموعه فسیلی شناخته شده، بوردیگالین (Burdigalian) از میوسن پیشین پیشنهاد می گردد. این زون زیستی از نظر سنی با زون زیستی شماره ۱ آدامز و بورژوا (Adams & Bourgeois, 1967)

Borelis melo curdica-Meandropsina iranica Assemblage zone.

تشکیل این رخساره میکروسکوپی به جهت حضور فرام های با پوسته هیالین، لاگون نیمه محصور در نظر گرفته می شود.

رخساره های میکروسکوپی محیط سدی

MF4-گرینستون بیوکلاستی اینتراکلاست دار (Intraclast bioclast grainstone)

اجزای اصلی این رخساره میکروسکوپی را دانه های اسکلتی (حدود ۶۵ درصد) و غیر اسکلتی اینتراکلاست (حدود ۲۵-۲۰ درصد) به همراه سیمان اسپاری تشکیل می دهند. از دانه های اسکلتی این رخساره می توان به فرامینفرا با پوسته آهکی پرسلانوز مانند: میلیولید، آستروتریلینا، تکستولاریا آرکیاس اشاره نمود. از عناصر فرعی این رخساره میکروسکوپی نیز می توان به پلوئید (حدود ۵-۱۰ درصد) و دانه های تخریبی کوارتز اشاره کرد. محیط تشکیل این رخساره میکروسکوپی سد به سمت لاگون است. (شکل ۲-۴).

مشخصات بافتی و نبود زمینه میکرایت، نشان دهنده نهشته شدن این ریز رخساره در محیطی با انرژی زیاد می باشد. سیمانی شدن مهمترین پدیده دیاژنزی این ریزرخساره می باشد. محیط تشکیل این ریزرخساره را میتوان در شرایط انرژی بالای تپه های سدی و بالای خط اثر امواج و تشکیل دهنده ی سد بایوکلاستی در نظر گرفت که معرف مرز بین رمپ داخلی و رمپ میانی است. (Wilson 1975; Flügel, 2004)

MF5-گرینستون اییدی

اجزای اصلی این رخساره میکروسکوپی را دانه های غیر اسکلتی آئید (حدود ۵۰ درصد) به همراه سیمان اسپاری تشکیل می دهند. آئیدها غالباً تک لایه ای تا دو لایه ای بوده، هسته مرکزی در بیشتر آنها دانه های اسکلتی گاهی دانه های تخریبی کوارتز و اینتراکلاست می باشد. از عناصر فرعی در

تکستولاریا می باشد. (شکل ۲-۱) در این ریز رخساره نیز اثری از فرام ها با پوسته آهکی هیالین دیده نمی شود و مجموع فرامینفرا با پوسته های آهکی پرسلانوز و آگلوتینه معرف آبهای کم عمق با شوری بالا و نشان دهنده لاگون محصور و محیطهای غنی از مواد غذایی می باشد (Geel, 2000, Brandano, et al., 2009).

MF2-پکستون بیوکلاستی اینتراکلاست دار (Intraclast bioclast packstone)

اجزای اصلی این رخساره میکروسکوپی را دانه های اسکلتی (حدود ۶۰-۵۰ درصد) و غیر اسکلتی اینتراکلاست (حدود ۲۵ درصد) به همراه زمینه میکرایتی تا میکرو اسپاری تشکیل می دهند. غالب دانه های اسکلتی شامل فرامینفرا با پوسته های آهکی پرسلانوزمانند: میلیولید، بورلیس آستروتریلینا، الفیدیوم، پنروپلیس، آرکیاس می باشد. (شکل ۲-۲). در این ریز رخساره اثری از فرام ها با پوسته آهکی هیالین دیده نمی شود. فرامینفرا با پوسته های آهکی پرسلانوز شاخص آبهای کم عمق با شوری بالا از اجزای اصلی این رخساره اند. ظهور تعداد زیادی میلیولید در این رخساره گویای محیط با شوری بالا و نشان دهنده لاگون محصور و محیطهای غنی از مواد غذایی می باشد (Geel, 2000; Brandano, 2009.)

MF3-وکستون / پکستون بیوکلاستی اینتراکلاست دار (intraclast bioclast wackestone-packstone)

اجزای اصلی این رخساره میکروسکوپی را دانه های اسکلتی (حدود ۵۰-۴۰ درصد) به همراه زمینه میکرایتی تا سیمان میکرواسپاری تشکیل می دهند. غالب دانه های اسکلتی شامل فرامینفرا با پوسته آهکی پرسلانوزمانند: میلیولید، الفیدیوم، آرکیاس، پنروپلیس، می باشد. از عناصر غیر اسکلتی همراه نیز میتوان به اینتراکلاست حدود ۵ تا ۱۰ درصد اشاره کرد. (شکل ۲-۳) در این اجتماع فسیلی، فرامینفرهایی با پوسته آهکی هیالین مانند دیسکوربیس، روتالیا، آمفیستزینا، آستریژرینا و هم چنین خرده های اکینودرماتا، استراکدا، بریوزا هم دیده می شود. محیط

تشکیل می دهند. از دانه های اسکلتی میتوان به فرامینفرای بزرگ کف زی با پوسته آهکی هیالین مانند: اپرکولینا، هتروستژینا، روتالیا و از غیرفرامینفرای نیز می توان به خرده صدف پلسی پودا، گاستروپودا، بریوزوا و جلبک قرمز اشاره نمود. محیط تشکیل این رخساره میکروسکوپی ابتدای دریای باز است (شکل ۲-۷). در این ریز رخساره وجود روزن داران کف زی بزرگ با دیواره هیالین حاکی از آن است که این ریزرخساره ها در بخش کم عمق رمپ میانی و بالای سطح اساس امواج طوفانی تشکیل شده است و همچنین زمینه میکرایت این ریزرخساره بیانگر شرایط آشفته و پراثرژی آبهای کم عمق ناحیه رمپ میانی است. (Wilson, 1975; Geel, 2000; Flügel, 2004; Corda and Brandano, 2003).

MF9 - پکستون بیوکلاستی ایتراکلاست دار

(intraclast bioclast packstone)

اجزای اصلی این رخساره میکروسکوپی را دانه های اسکلتی (حدود ۶۰-۵۰ درصد) به همراه زمینه میکرایتی تشکیل می دهند. از دانه های اسکلتی این رخساره می توان به فرامینفرای کف زی با پوسته آهکی هیالین مانند: لپیدوسیکیلینا، دیسکوسیکیلینا، یولپیدینا، هتروستژینا، میوژپسنا، روتالیا، دیس کوریس اشاره نمود. از غیرفرامینفرای نیز می توان به خرده صدف پلسی پودا، بریوزوا اشاره نمود. محیط تشکیل این رخساره میکروسکوپی ابتدای دریای باز است (شکل ۲-۹). در این ریز رخساره وجود روزن داران کف زی بزرگ با دیواره هیالین حاکی از آن است که این ریزرخساره ها در بخش کم عمق رمپ میانی و بالای سطح اساس امواج طوفانی تشکیل شده است و همچنین زمینه میکرایت این ریزرخساره بیانگر شرایط آشفته و پراثرژی آبهای کم عمق ناحیه رمپ میانی است (Flügel, 2004; Corda and Brandano, 2003).

MF8 پلاژیک فرامینفرای وکستون

(pelagic foraminifera wackestone)

این رخساره می توان به ایتراکلاست ها (حدود ۸ درصد) و دانه های اسکلتی (حدود ۷ درصد) اشاره نمود. اصلی ترین و مهمترین عارضه دیاژنزی در این ریزرخساره، سیمانی شدن می باشد. (شکل ۲-۵) معدودی از آئیدها توسط پدیده دیاژنزی میکرایتی شدن، ساختمان داخلی اولیه خود و یا در بعضی موارد هسته خود را در اثر عمل انحلال از دست داده اند. با توجه به عدم وجود گل آهکی محیط رسوبگذاری پیشنهادی این ریزرخساره، محیطی پر انرژی می باشد که محیط رمپ کربناته داخلی - میانی را نشان می دهد (Read, 1985). بر این اساس، این ریزرخساره مشابه ریزرخساره استاندارد معرفی شده توسط ویلسون (Wilson, 1975) و فلوگل (Flügel, 2004) نیز در نظر گرفته می شود

MF6 - باندستون مرجانی (Coral boundstone)

حدود ۸۰ درصد این رخساره میکروسکوپی از مرجان (Coral) تشکیل شده، که در هنگام ته نشست به یکدیگر متصل شده اند و منظره ای لایه لایه به خود گرفته اند. مهمترین پدیده های دیاژنزی این ریزرخساره، سیمانی شدن و پر شدن فضای حجرات مرجانی با سیمان دروزی می باشد. (شکل ۲-۶). روزن دارن معدود و جلبک قرمز به عنوان اجزای فرعی در زمینه میکرایتی حضور دارند. این رخساره از تخلخل بالائی برخوردار بوده، دیواره داخلی فضاهای خالی به وسیله یک یا چند ردیف بلورهای کلسیت پوشیده می شود. وجود فونای خاص محیط دریای باز و مرجانها نشاندهنده رسوبگذاری در محیط سد به سمت دریای بازو بالاترا سطح اساس امواج طوفانی، بر روی قسمت کم عمق رمپ میانی می باشد (Cosovic et al, 2004).

رخساره های میکروسکوپی محیط دریای باز

MF7 وکستون بیوکلاستی (bioclast wackestone)

اجزای اصلی این رخساره میکروسکوپی را دانه های اسکلتی (حدود ۴۰-۵۰ درصد) به همراه زمینه میکرایتی

فرامینیفرها با تنوع کم و صدف های نازک و کوچک حضور دارد ولی در محیط های هایپر سالین (شوری بالا)، تمرکز CaCO_3 زیاد بوده و فرامینیفرهایی با دیواره پورسلانوز فراوان اند. فرامینیفرهایی بزرگ بتتیک با اندازه بزرگ و کشیده در محدوده شوری ۳۵ تا ۴۵ درصد دیده می شوند (Hottinger, 1997, Hallock and Glenn, 1986). تغییر در میزان شوری آب به غیر از ارگانسیم هایی که تحمل شوری بالا را دارند، باعث نابودی دیگر موجودات و یا جا به جایی در محدود زیستی آن ها می شود (Flugel, 2004). در چنین شرایطی با افزایش شوری، همیافتی فرامینیفرهایی کوچک با دیواره ی هیالین همراه با فرامینیفرهایی با دیواره پورسلانوز کمتر مشهود است. در محیط های با درصد شوری بالا فرامینیفرها با دیواره آگلوتینه و پورسلانوز دیده می شود. که محیط شلف لاگون را اشغال نموده اند (Flugel, 2004). با توجه به موارد عنوان شده میتوان اذعان داشت: محدوده دریایی باز، با شوری ۴۰-۳۵ psu با حضور فرامینیفرهایی کوچک و بزرگ کف زی و پلاژیک با پوسته آهکی هیالین مشخص می شود. از اینرو با توجه به تجمع فسیلی و وجود ریزرخساره های شناسایی شده MF7 و MF9 از مقطع مورد مطالعه به لحاظ داشتن تنوع بالایی از فرام های هیالین از قبیل: اپرکولینا، لپیدوسیکلینا، دیسکوسیکلینا، هتروستژینا، روتالیا، دیس کوربیس همراه با خرده هایی از اکتینودرماتا و جلبکهای فرمز و خرده صدف آهکی نشان دهنده چنین محدوده ای از شوری می باشد و هم چنین ریزرخساره MF6 با توجه به حضور فراوان کورالیناسه آ و کورال جز این محدوده از شوری قرار گیرند. در مقطع مورد مطالعه با توجه به زون بندی زیستی تجمعی متناسب به زمان شاتین از الیگوسن پسین که همراه با وفور فرامینیفرهایی بتتیک کوچک و بزرگ با پوسته آهکی هیالین می باشد میتوان این میزان شوری را به این زمان نسبت داد و اذعان داشت محیط دریای باز در زمان شاتین گسترده بوده است. در محدوده لاگون نیمه محصور با شوری (۴۵-۵۰) psu با

اجزای اصلی این رخساره میکروسکوپی را زمینه میکرایتی به همراه حدود ۲۰-۳۰ درصد دانه های اسکلتی که شامل خرده های صدف های نازک اسنراکدا، دوکفه ای، گاستروپدا و فرامینیفر پلاژیک تشکیل داده است (شکل ۲-۸). این شرایط، محیط تشکیل این رخساره میکروسکوپی را در زیر سطح اساس امواج طوفانی و شرایط دریایی باز نشان می دهد و می تواند بیانگر رمپ خارجی (معملاً حدفاصل رمپ میانی و خارجی) باشد. (Geel, 2000).

عوامل موثر در پراکندگی فرامینیفرها در چاه مورد مطالعه
پراکندگی فرامینیفرهایی بتتیک توسط مجموعه ای از عوامل مختلف اکولوژیکی در محیط زیست کنترل می شود، هر چند که ممکن است یک فاکتور مهمتر از سایر عوامل باشد (Murray, 1973, 1976). از عوامل اکولوژیکی غیرحیاتی که در پراکندگی فرامینیفرها موثر می باشند میتوان به: درجه حرارت، شوری، میزان اکسیژن محلول، میزان مواد آلی، انرژی، توربیدیت، نور، PH، عمق و جنس کف حوضه رسوبی و از مهمترین عوامل اکولوژیکی حیاتی موثر میتوان به: میزان مواد غذایی، رقابت بین گونه ای و درون گونه ای و تأثیر شکارچیان (Murray, 1973, 1976). اشاره نمود که در چاه مورد مطالعه، عوامل مهم اکولوژیکی شوری، دما، تحرک آب، عمق آب، نور، توزیع مواد غذایی در توزیع و پراکندگی روزن داران بتتیک مورد مطالعه قرار گرفته است.

- **شوری (Salinity):** درجه شوری یکی از عوامل مهم کنترل کننده در نحوه توزیع اجتماعات ارگانیکی و ته نشست رسوبات کربناته می باشد. درصد بالای شوری آب، به عنوان عاملی محدود کننده بر توزیع فرامینیفرهایی بتتیک بزرگ در نظر گرفته می شود. و چنین شرایطی (هایپر سالین) با کربنات کلسیم زیاد جهت رشد پوسته های پورسلانوز مناسب می باشد. (Beavington- Penney & Racey, 2004). در محیط هایی با شوری پایین آب،

نازکتر، پهنتر و کشیده تر می شود (Beavington-Penney and Racey, 2004). بر اساس مطالعات ریخت شناسی فسیل ها در برش مورد مطالعه، فسیل هایی نظیر هتروستژینا، اپرکولینا، لپیدوسیکییناها در آبهای عمیق نسبت به آبهای کم عمق دیواره های پوسته هایشان نازکتر و کشیده تر است. عاملی که در ایجاد پوسته ضخیم نقش دارد کاهش فتوسنتز جلبکهای همزیست در شرایط نامساعد نوری (نور خیلی زیاد و خیلی کم) می باشد. در عمق های بیشتر پوسته فرامینفرهای هیالین بزرگ و مسطح و با کمترین میزان ضخامت است که در این شرایط سطح پوسته خود را برای حداکثر جذب نور توسط جلبک همزیست افزایش می دهد (Beavington-Penney and Racey, 2004). لازم به ذکر است فرامینفرها با پوسته پرسلانوز مانند میلیولید که فاقد جلبک همزیست هستند می توانند در کم عمق ترین بخش های لاگونی با شوری های بالا نیز زندگی کنند (Mossadegh, et al., 2009). ولی فسیل هایی مانند آرکیاس ها که دارای جلبک همزیست هستند قادر به تحمل شوری های بالا در اعماق کمتر نیستند و در عمق بیشتری نسبت به میلیولیدها زندگی می کنند (Lee, 1990)

-درجه حرارت (Temperature): دما به عنوان مهمترین عامل فیزیکی موثر در پراکنش فرامینفرهای کف زی و تولید کنندگان کربنات می باشد (Flügel, 2004). دما حتی بر وضعیت ریختاری و مورفولوژیک فرامینفرها به جهت سازش با شرایط جدید تاثیر گذار است. پوسته های آهکی گونه های مربوط به محیط های با آب گرم نسبت به نمونه های آب سرد ضخیم تر بوده و تزیینات سطحی بیشتری دارند که این امر بدلیل تمرکز بیشتر بی کربنات کلسیم حل شده در آبهای گرم است. دمای آب با تغییر در عرض جغرافیایی و عمق آب تغییر می کند (Hottinger, 1997). بازسازی عرض های جغرافیایی دیرینه نیز نشانگر این نکته است که کوههای زاگرس در زمان الیگوسن-میوسن حدوداً در عرض جغرافیایی ۲۹ درجه شمالی و با وضعیت حاره ای قرار داشته است Heydari

حضور فراوان فرامینفرها با پوسته های آهکی پرسلانوز، آگلوتینه و خرده های اکینید و یک افزایش تنوع در دانه های بیوژنیک مشخص می گردد. در این محدوده تنوع کمی از فرامینفرها با پوسته هیالین می تواند حضور داشته باشد (Baratollo et al, 2007). با توجه به این تفاسیر ریز رخساره های MF2 گویای چنین محدوده ای از شوری می باشند. قسمتهای میانی و بالایی تا انتهای برش آسماری به طور عمده در محیطی با این شوری رسوب نموده است. این شوری در زمانهای آکی تانین و بوردیگالین از میوسن پیشین رخ داده است. به عبارت دیگر محیط لاگون نیمه محصور در زمان های مذکور گسترده بوده است. در محدوده لاگون محصور با شوری بالا (بیش از 50 psu (هایپر سالین) با حضور فرامینفرهای با پوسته ها پرسلانوز و قطعات مولوسکا مشخص می گردد. خرده های اکینید و فرامینفرهای با دیواره هیالین غایب می باشند. این محدوده مشخصه لاگون محصور می باشد و میلیولیدها نیز از فونهای غالب در این محدوده می باشند (Mossadegh, et al., 2009). با توجه به این شرح ریز رخساره ی MF3 و MF1 را با توجه به حضور فرامینفرهای پرسلانوز از قبیل میلیولیدها و دندرتینا هم چنین نبود خرده های اکینید و فون های دریای باز میتوان در این محدوده قرار داد.

- عمق آب: در اعماق مختلف، فرامینفرها با ویژگیهای مورفولوژیکی خاص زندگی می کنند. به طوری که تغییر در عمق و سطح آب باعث تغییر در محدوده زندگی آنها می گردد (Brandano et al, 1983). محدوده عمقی فرامینفرهای بتتیک بزرگ مربوط به شرایط هیدرودینامیکی محیط (امواج و جریانات دریایی) (Hottinger, 1997) و همچنین مربوط به وابستگی همزیست جلبک درونی به نور می باشد. (Hallock & Glenn, 1986) فرامینفرهای آبهای کم عمق جهت محافظت از همزیست جلبکی شان در مقابل نور و جلوگیری از تخریب پوسته در آبهای آشفته پوسته های تخم مرغی شکل با دیواره ضخیم تولید میکنند و هر چه عمق نور کاهش یابد دیواره های پوسته در فرامینفرها،

-**نفوذ نور در آب:** از مهمترین عوامل ناظر بر پراکندگی فرامینفرهای نور است، که به طور مستقیم در همزیستی و رژیم غذایی آن ها تأثیرگذار است (Hottinger, 1997). بسته به میزان تابش نور و تجمع موجودات کربنات ساز سه زون: یوفوتیک (نور زیاد)، الیگوفوتیک (نور کم)، و افوتیک (بدون نور) معرفی می گردد. (Pomar, 2001)

***زون یوفوتیک:** این زون شامل محیط های کم عمق با نور زیاد و آشفته شده با امواج و هم در بر گیرنده مناطق کم انرژی (لاگون) می باشد. حد پایینی این زون بر حداکثر عمق رشد مرجان های همزیست دار منطبق است (Hallock and Glenn, 1986). حداکثر عمق این زون در آبهای شفاف ۴۰ تا ۵۰ متر است. جلبک های سبز و مرجانها از موجودات شناخته شده این زون در دریاها می امروزی می باشند. در بالاترین قسمت زون یوفوتیک، اجتماعی از مرجانهای سنگی، جلبکهای قرمز و فرامینفرهای بزرگ کف زی هیالین دیده می شود. اینها نشان دهنده بسترهای سخت هستند. هم چنین در بالاترین قسمت بخش بالایی زون فوتیک دسته ای دیگر از اجتماعات شامل فرامینفرهای کف زی بزرگ پرسلانوز دیده می شود که اینها نشان دهنده بسترهای نرم هستند که با فراوانی فسیلهای پرسلانوز مانند میلیو لید، پنروپلیس و بورلیس مشخص می شود (Renema, 2006). با توجه به اختصاصات این زون، و در نظر گرفتن تجمعات فسیلی در زون بندی های زیستی ارایه شده جهت بخش میانی و بالایی آسماری در برش مورد مطالعه و هم چنین در نظر گرفتن ریز رخساره های معرفی شده ریزرخساره های MF1-3 میتوان گفت بخش میانی و بالایی سازند آسماری در برش مورد مطالعه به سن آکی تانین تا بوردیگالین در شرایط یوفوتیک تشکیل شده است.

***زون الیگوفوتیک:** محیط هایی با میزان نفوذ کم نور مانند مناطق کم عمق سایه دار یا قسمتهای عمیق تر فلات قاره می باشد. جلبکهای قرمز و تعدادی از فرامینفرهای بزرگ بتیک، شاخص این محیط هستند (Pomar, 2001). در

(et al, 2003). در منطقه مورد مطالعه با توجه به وفور فرامینفرهای کف زی با پوسته های آهکی هیالین، پرسلانوز و آگلوتینه مانند: اپرکولینا، لپیدوسیکلینا، روتالیا، یولپیدینا، هتروستژینا، دندریتینا، آستروتیلینا، بورلیس، آرکیاس به عنوان اجزای اصلی تشکیل دهنده رسوبات کربناته در منطقه مورد مطالعه، و هم چنین حضور جلبک های قرمز، بریوزو، اکینودرماتا و همچنین وجود دانه های غیراسکلتی چون ائیدها، ایتراکلاست، پلت ها که نشانگر آب های گرم و محیط های گرمسیری و نیمه گرمسیری (Flügel, 2004) است میتوان شرایط رسوبگذاری سازند آسماری را در منطقه مورد مطالعه را در محیط گرمسیری تا نیمه گرمسیری در نظر گرفت.

-**آشفتهگی آب (Water turbulence):** انرژی آب در توزیع مواد غذایی، اکسیژن و دی اکسید کربن نقش مهمی دارد. انرژی آب در ارتباط مستقیم با عمق محیط بوده و معمولا در محیط های کم عمق انرژی آب بیشتر است. به طور کلی ارگانیسمیایی که در محیط های پر انرژی زندگی می کنند تمایل دارند پوسته های ضخیم یا تغییرات اسکلتی دیگری را ایجاد نمایند که سبب پایداری آنها در مقابل امواج پایدار شود. به عبارتی حرکت آب در شکل پوسته فرامینفرها تاثیر بسزایی دارد، افزایش شدت نور و تحرک آب باعث ضخیم تر شدن پوسته می شود و در شرایطی که این دو عامل کاهش یابند سرعت رشد کمتر می شود و ضخامت پوسته کمتر می شود. (Beavington-Penney and Racey, 2004). در برش مورد مطالعه، در بخش کم عمق دریای باز به سمت سد و محیط لاگونی که انرژی و تحرک آب بالاست فرامینفرهای کف زی دارای رشد سریع و اندازه کوچک و پوسته های ضخیم می باشند که این پوسته ضخیم از جانور در برابر ضربات وارد شده در اثر انرژی امواج قوی محافظت می کند. در چنین محیطهایی که انرژی زیاد است، چسبیده ها، اپی فیتها هم معمولند. حال آنکه در بخشهای عمیق دریای باز به علت کاهش تحرک آب، سرعت رشد فرامینفرها کند بوده، دارای دیواره نازک است.

زیست می شود، که خود عامل مهم کنترل کننده اجتماع موجودات تولید کننده کربنات است (Mutti and Hallock, 2003). فرامینفرهای بزرگ کف زی هیالین دارای همزیست جلبکی سازگار به شرایط کمبود غذایی هستند به این صورت که همزیست جلبکی با استفاده از مواد زائد آلی میزبان و دی اکسید کربن حاصل از تنفس، فتوسنتز می کند و مواد تولید شده، تأمین کننده منابع غذایی میزبان می باشد (Beavington and Racey, 2004). در شرایط مزوتروفی تأمین غذا بیشتر می شود جلبک آهکی سبز، جلبک قرمز، کورالیناسه آ و اسفنج به رقابت بر سر بستر زیست می پردازند، بنابراین عامل محدود کننده، رقابت بر سر زیست می باشد. در این محیط میزان مواد غذایی متوسط بوده و نفوذ کافی نور در این محیط باعث رشد جلبک های سبز و قرمز می شود (Mutti & Hallock, 2003). در شرایط یوتروفی به دلیل افزایش آب های جاری حاوی مواد آواری یا چرخه های آب های بالارونده باعث افزایش تمرکز موجودات فیتوپلانکتون در ستون آب شده، میلیولید و فرامینفرهای روتالین کوچک جایگزین فرامینفرهای بزرگ می شوند (Beavington and Racey, 2004). هم چنین با افزایش مواد غذایی، نور به عنوان عامل محدود کننده در کف بستر برای حیات اجتماعات کف زی کاهش می یابد و محدود به حداکثر چند متر از ستون آب می شود. در نتیجه ی کمبود نور، اجتماعات کف زی غالب شامل موجودات غیر فتوسنتز کننده و مستقل از نور می باشند. شرایط یوتروفی باعث کاهش فراوانی مرجان های ریف ساز، کمبود ساختارهای ریفی و افزایش جلبکهای بزرگ کف زی، سیانو باکتریها و شکوفایی جلبکها و افزایش فرسایش زیستی می شود. (Hallock, 2001). در حداکثر ورود مواد غذایی (محیط هایپرتروفی) عامل محدود کننده اکسیژن است که فقط محدود به لایه سطحی آب می باشد. حداکثر ورود غذا و تمرکز زیاد اجتماعات فیتوپلانکتون در سطح ستون آب سبب کاهش نفوذ اکسیژن به کف بستر برای حیات

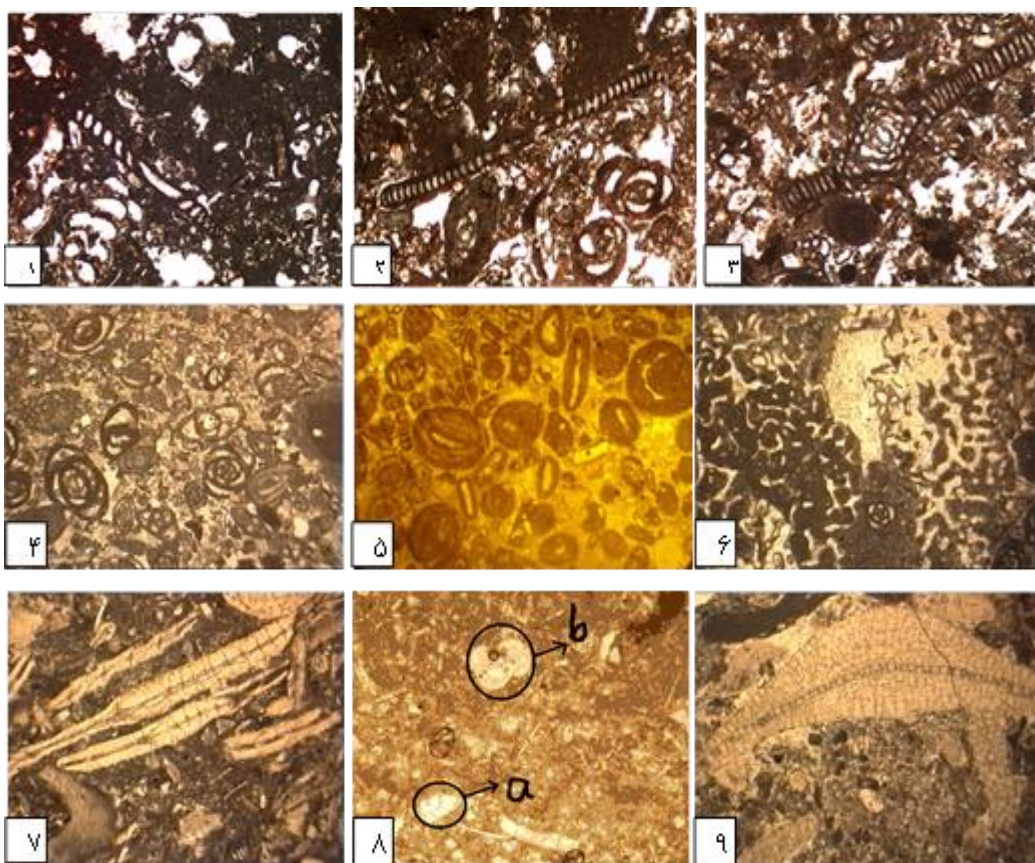
این زون فرامینفرهایی که دارای همزیست جلبکی هستند به منظور استفاده از میزان کم نور در این محدوده، مورفولوژی پوسته خود را برای حداکثر جذب نور تطبیق داده و پهن تر و نازک تر می گردند (Rasser, et al., 2005). با توجه به تجمعات فسیلی ارایه شده در زون های زیستی برش مورد مطالعه در زمان شاتین و تجمع فسیل های کوچک و بزرگ بتیک با پوسته آهکی هیالین کشیده و بزرگ نظیر یولییدینا، لپیدوسیکلینا، هتروستژینا، اپرکولینا که دارای همزیستی جلبکی می باشند و با توجه به ریزرخساره MF7 و MF9 ارایه شده که دارای اپرکولینا، هتروستژینا با پوسته کشیده می باشد میتوان عنوان نمود که رسوبگذاری در زمان شاتین در چنین شرایطی صورت گرفته است.

***زون افوتیک:** محیطهای بدون نور می باشند که به دلایل مختلف از جمله افزایش عمق، آشفته گی آب، تراکم پلانکتون ها و ورود مواد آواری، کاهش شفافیت آب ایجاد می شوند (Hallock & Glenn, 1986). موجودات این زون شامل ارگانسیم های هتروتروف است، بریوزوآها، نرمتان، کرینوئیدها، براکیوپودها و اسفنجها، استراکدها از مشخص ترین این موجودات هستند. که به عوامل محدود کننده دیگری مانند منابع غذایی، رقابت برای بستر زیست، دما، شوری و انرژی هیدرودینامیکی جهت زندگی وابسته هستند (Pomar, 2001). بر این اساس ریز رخساره MF8 این محدوده را نشان می دهد. و می توان ادعان داشت بخش زیرین برش مورد مطالعه در زمان شاتین در شرایط افوتیک تشکیل شده است.

-توزیع مواد غذایی: شرایط محیطی از لحاظ میزان مواد غذایی به گروه های الیگوتروفی (غذای کم)، مزوتروفی (غذای متوسط)، یوتروفی (غذای زیاد) و هایپروتروفی (حداکثر غذا) تقسیم می گردد (Mutti and Hallock, 2003). در شرایط الیگوتروفی فقیر از مواد غذایی، محدودیت غذایی خود باعث کاهش رقابت بر سر بستر

مزوتروفی تا الیگوتروفی قرار داشته است و قسمت های بالایی سازند آسماری به سن آکی تانین و بوردیگالین با توجه به کاهش میزان فرامینیفرهای بزرگ هیالین و وفور موجودات با پوسته پرسیلانوز تحت تاثیر شرایط غذایی هایپرتروفی تا یوتروفی بوده است. در منطقه مورد مطالعه در کل محیط لاگون شرایط یوتروفیک و هایپرتروفیک و سمت بخشهای کم-عمق دریای باز شرایط مزوتروفیک و بخش های عمیق دریای باز شرایط الیگوتروفیک برقرار است.

موجودات کف زی می شود. این شرایط باعث یک دوره نبود اکسیژن در کف بستر و در نتیجه مرگ بسیاری از موجودات کف زی می شود و تنها موجودات سازگار به اکسیژن کم قادر به ادامه حیات خود می باشند (Mutti and Hallock, 2003). با توجه به مطالب عنوان شده و تجمعات فسیلی در برش مورد مطالعه میتوان اذعان داشت: بخش زیرین سازند آسماری به سن شاتین با حضور غالب فرامینیفرهای بزرگ بتتیک با پوسته هیالین همراه با جلبک قرمز و خرده صدفهای آهکی، تحت تاثیر شرایط غذایی

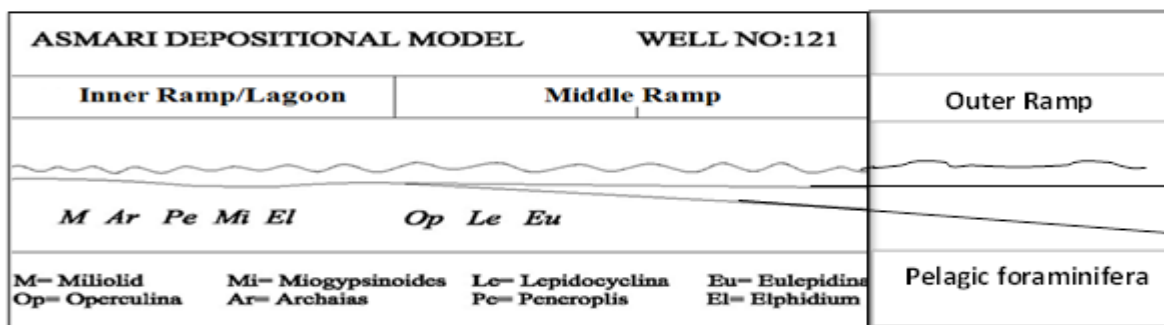


شکل (۲): نمایش رخساره های میکروسکوپی چاه مورد مطالعه

- ۱- وکستون بیوکلاستی ۲- پکستون بیوکلاستی اینتراکلاست دار ۳- وکستون- پکستون بیوکلاستی اینتراکلاست دار
- ۴- گرینستون بیوکلاستی اینتراکلاست دار ۵- گرینستون اییدی ۶- بانداستون مرجانی ۷- وکستون بیوکلاستی
- ۸- وکستون بیوکلاستی ۹- پکستون بیوکلاستی اینتراکلاست دار،

مکان های اصلی تجمع فرام ها و رسوبات کربناته و ریز رخساره های شناسایی شده و بررسی تغییرات عمودی ریز رخساره ها (لاسمی (۱۳۷۹)، Tucker & Wright, 1990، مدل Flügel, 2010; Wilson, 1975; Read, 1985 رسوبی زیر پیشنهاد می گردد.

مدل و محیط رسوبی سازند آسماری در چاه مورد مطالعه با توجه به گسترش و فراوانی نوع پوسته فرامینفرا و نوع رسوبات کربناته تولید شده در برش مورد مطالعه، عوامل اکولوژیکی موثر در توزیع و پراکنش فرام ها،



شکل (۳) مدل رسوبی پیشنهادی سازند آسماری در برش مورد مطالعه

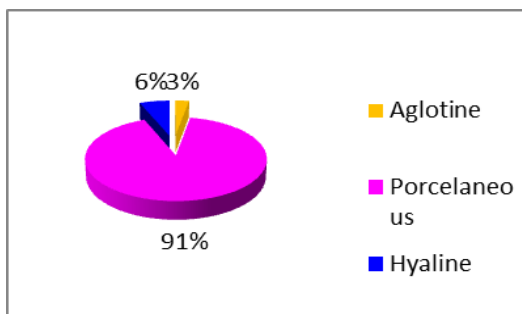
آسماری ناپایدار بوده است به طوری که در ابتدا محیط عمیق و از Outer ramp با رخساره MF8 شروع شده و سپس به Middle ramp رسیده و در مرحله بعدی حوضه کم عمق و Inner ramp/lagoon می باشد.

تحلیل تنوع و فراوانی نوع پوسته فرامینفرا در برش مورد مطالعه

تنوع و فراوانی نوع پوسته در فرامینفرا می تواند در شناخت برخی فاکتورهای موثر در محیط زندگی آنها مورد استفاده قرار گیرد (Dodd & Stanton, 1990). از اینرو برای شناسایی ویژگی های محیط زندگی فرامینفرهای موجود در رسوبات سازند آسماری برش مورد مطالعه. تعداد فرم های مختلف بر اساس نوع پوسته شمارش و فراوانی نسبی آنها محاسبه و نمودارهای فراوانی نسبی و پراکنندگی فرم های مختلف در برش های مورد مطالعه بر حسب جنس پوسته ترسیم گردیده است. تا از آن طریق بتوان به تحلیل

بر این اساس، رسوبات الیگو- میوسن برش زیر سطحی مورد مطالعه با توجه به مجموع ریز رخساره ها، عدم حضور رخساره های توریدیتی و دانه ریز بودن اکثریت ذرات در قالب یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ با شیب ملایم (رمپ هموکلینال) نهشته شده اند. امکان تفکیک سه زیر محیط روی این محیط کربناته وجود دارد. این زیر محیط ها به ترتیب از مناطق عمیق به کم عمق عبارتند از: محیط های کم عمق و عمیق دریای باز - سد - لاگون. حضور فرامینفرهای بتتیک بزرگ مانند لپیدوسیکلینیده و جلبک نشانگر رسوب گذاری در منطقه رمپ میانی و زون الیگوفوتیک - آفوتیک بوده که معرف شرایط دریای باز و کم عمق می باشند. در محیط لاگون عمدتاً فرامینفرهای بتتیک با پوسته پرسیلانوز میلیولید، پنروپلیس و آرکیاس حضور دارند که این اجزای زیستی وابسته به نور هستند و حاکی از محیط های دریای گرم و کم عمق و زون یوفوتیک می باشند. با توجه به خصوصیات پالئوآکولوژیک میکروفسیل های موجود در سازند آسماری می توان نتیجه گرفت که محیط رسوب گذاری سازند

(Glenn, 1986). در بعضی از مقاطع فرامینیفراهای با دیواره هیالین مشاهده نشد، بنابراین محیط تشکیل آنها لاگون محصور و در مقاطعی که فرامینیفرا با دیواره هیالین مشاهده شد معرف لاگون نیمه محصور است.



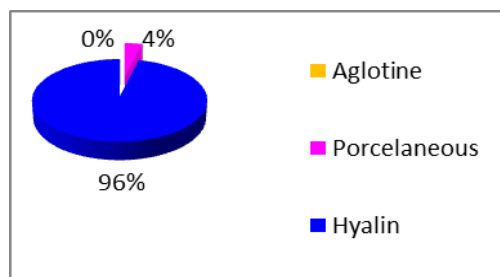
شکل (۵): فراوانی نسبی انواع فرامینیفرا بر اساس نوع پوسته از عمق ۲۵۷۶-۲۸۵۶

نتیجه گیری

- ضخامت سازند آسماری در چاه مورد مطالعه ۳۳۴ متر بوده، و از ۵ واحد سنگ چینه‌ای مرکب از سنگ آهک، دولومیت، سنگ آهک رسی با میان لایه هایی از انیدریت و شیل تشکیل یافته است. مرز بالای سازند آسماری با سازند تبخیری گچساران به صورت ناپیوسته و هم شیب (disconformity) و مرز پائینی آن به منبع بزرگ نفتی می رسد. سن سازند آسماری بر اساس مطالعات دقیق فسیل شناسی صورت گرفته، در محدوده زمانی شاتین از الیگوسن پسین تا بوردیگالین از میوسن پیشین تعیین گردید و براساس گسترش چینه شناسی میکرو فسیل های شناخته شده، سه زون زیستی تجمعی (Assemblage zone) برای این سازند شناسایی گردید که با زون های زیستی شماره ۱، ۲، و ۳ آدامز و بورزوا (Adams & Buorgeois, 1967) قابل مقایسه است. با توجه به مطالعات رسوب شناسی صورت گرفته نیز، در مجموع ۹ رخساره میکروسکوپی کربناتی در چاه های مورد مطالعه تشخیص داده شد که در سه گروه تالاب (Lagoon)، سدی (Barrier) و دریای باز (Open sea) قرار می گیرد. -

محیط رسوبی مربوطه پرداخت. بر اساس توزیع و پراکنش پوسته فرامینیفرا میتوان گفت:

۱- از عمق ۲۸۵۶ تا ۲۹۱۰ متری به ضخامت ۵۴ متر که آسماری پائینی را در بر می گیرد. در این ضخامت درصد فراوانی فرامینیفرا با پوسته هیالین ۹۶٪ و با پوسته پورسلانوز ۴٪ است. به علت وفور فرامینیفراهایی با پوسته هیالین و بزرگ، حوضه رمپ میانی با شوری پایین (محدوده شوری ۳۵ تا ۴۵ درصد) پیشنهاد می شود (Hallock and Glenn, 1986). این فرامینیفراها که در قاعده برش مورد مطالعه حضور دارند بیانگر نشست در محیط رسوبی دریای باز هستند. به لحاظ لیتواستراتیگرافی رمپ میانی عمدتاً از آهک و آهک های رس دار تشکیل شده است جلبک قرمز، فرم های هیالین بزرگ لپیدوسیکلینا، اپرکولینا، بعضاً گاستروپود و بریوزوئر ترتیبات زیستی این ناحیه از رمپ را تشکیل می دهد. وجود خرده صدفها با پوسته های نازک آهکی مانند استراکدا نیز می تواند نمایانگر مرز بین رمپ میانی و بیرونی باشد.



شکل (۴): فراوانی نسبی انواع فرامینیفرا بر اساس نوع پوسته در عمق ۲۸۵۶-۲۹۱۰

۲- از عمق ۲۵۷۶-۲۸۵۶ متری به ضخامت ۲۸۰ متر بخش های آسماری میانی و بالایی را در بر می گیرد. درصد فراوانی فرامینیفراهایی با پوسته هیالین ۶٪، با پوسته پورسلانوز ۹۱٪، با پوسته آگلوتینه ۳٪ است. بنابراین بخش عمده فرامینیفراهایی با پوسته پورسلانوز و فرامینیفراهایی بتتیک کوچک است که حوضه رمپ داخلی، با شوری بالا و منطقه نفوذ نور پیشنهاد می شود. (Hallock & Glenn, 1986)

شوری نرمال ۳۵ تا ۴۵ psu در زون الیگوفوتیک تا آفوتیک و تحت شرایط غذایی الیگوتروف (کم) تا مزوتروف (متوسط) و در زمان آکی تانین تا بوردیگالین تحت شرایط هایپر سالین در محیط لاگون نیمه محصور با شوری 45-50 psu و در محیط لاگون محصور با شوری بیش از 50 psu، در زون نوری یوفوتیک تحت رژیم غذایی یوتروفی تا هایپرتروفی نهشته شده است.

گورپی (لالی) تا کوه خويز (بهبهان): پایان نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، ۲۲۰ صفحه
-ملکی خیمه سری، س. (۱۳۷۸)، تفسیر محیط رسوبی سازند آسماری در حاشیه فروافتادگی دزفول: پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین.
-وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع. (۱۳۸۸)، زیست چینه نگاری و پالئوآکولوژی سازند آسماری در شرق دوگنبدان بر اساس روزناران، مجله علوم دانشگاه تهران، دوره ۳۵، شماره ۳، ص ۲۳-۳۲.

-Adams, T.D., Bourgeois, F., (1967), Asmari Formation Biostratigraphy Geological and exploration Div.100C Report, No. 1074 May, 1967 (Unpub).
-Baratollo, F., Bassi, D., Romero, R., (2007), Upper Eocene larger foraminiferal-coralline algal facies from Klokova Mountain, Facies, v. 53, pp361-375
-Beavington-Penney, S.J., Racey, A., (2004), Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera, applications in Paleoenvironmental analysis: Earth Science Review, v. 67, pp219-265.
Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., Pedley, M., (2009), Facies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v.274, pp54-63.
-Brando, M., Corda, L., (2002), Nutrients, sea level and tectonics: constrains for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy. Terra Nova 14, pp257-262.

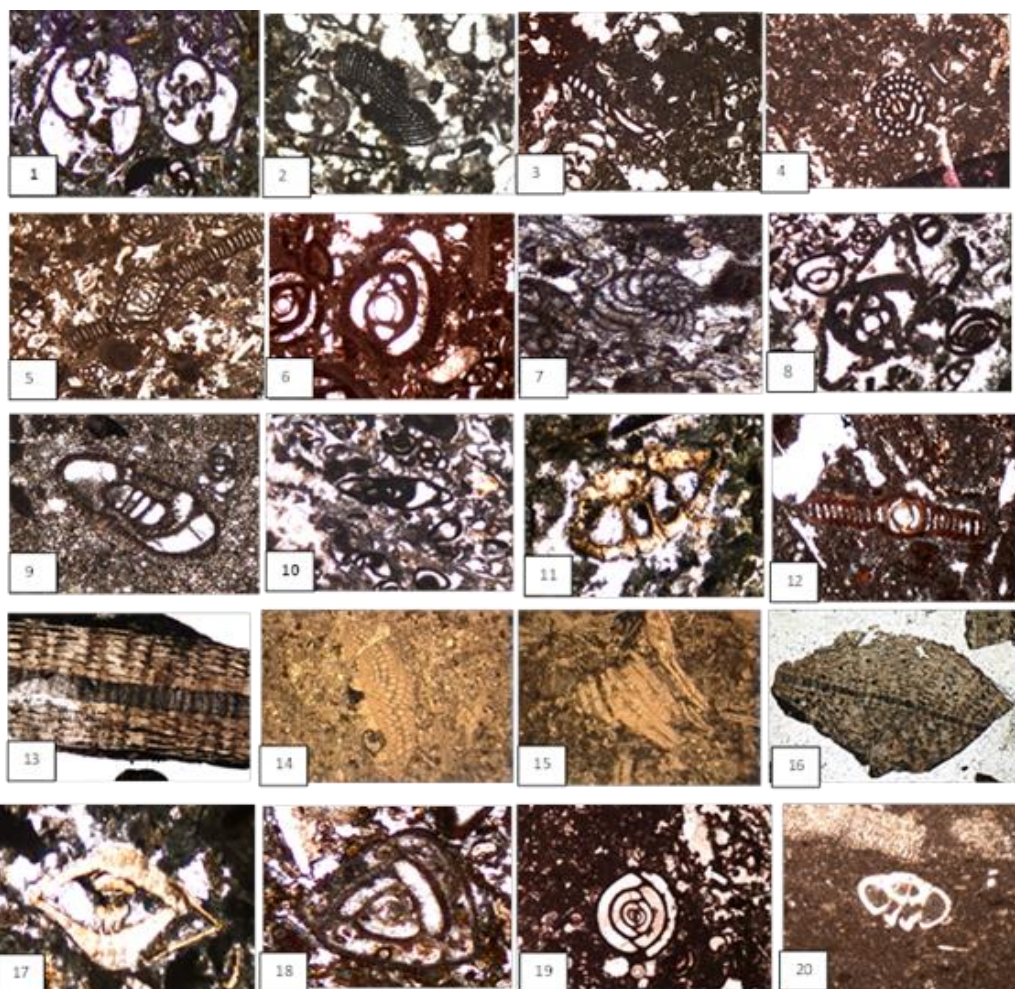
با توجه به خصوصیات پالئوآکولوژیک میکروفسیلهای موجود در سازند آسماری می توان نتیجه گرفت که رسوبات الیگو- میوسن برش زیر سطحی مورد مطالعه در قالب یک رمپ هموکلینال کربناته نهشته شده اند. براساس توزیع و پراکنش فرامینیفراهای بتیک با پوسته های آهکی هیالین و پرسلانوز و آگلوتینه و سایر اجزای تشکیل دهنده رسوبات و نحوه توزیع آنها در سکوی کربناته میتوان نتیجه گیری کرد که: سازند آسماری در زمان شاتین در محیط دریای باز با

منابع

-آیرمی، ع.، هاشمی، ح. (۱۳۹۱)، بیوستراتیگرافی پالئوآکولوژی سازند آسماری در چاههای ۳۲۳ و ۲۸۱ میدان نفتی مارون، جنوب غرب ایران، پایان نامه دکتری، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور تهران.
-امیری بختیار، ح.، ناصح، م. (۱۳۸۲)، میکروفاسیس و محیط رسوبی مخزن آسماری میدان آغاچاری، گزارش شماره پ-۵۲۷۸، شرکت ملی نفت ایران- مناطق نفت خیز جنوب.
-خسرو تهرانی، خ. (۱۳۸۲)، رخساره های کربناته و شناخت آن ها در میکروسکوپ، انتشارات علمی دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم تحقیقات تهران.
-رضوی، ب.، گنجی، ع.، ضرابی، س. (۱۳۹۹)، ریزرخساره ها، محیط رسوبی و پالئوآکولوژی سازند آسماری در میدان نفتی کرنج، شمال فروافتادگی دزفول، جنوب غرب ایران پژوهشهای دانش زمین، سال یازدهم، شماره ۴۳.
-رئیس، ع.، لاسمی، ی. (۱۳۷۹)، بررسی میکروفاسیسیها محیط رسوبی و سکانس های سازند آسماری (الیگومیوسن) در فروافتادگی دزفول جنوبی: خلاصه مقالات چهارمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ص ۱۷۹-۱۸۱.
-کلانتری، ا. (۱۳۷۱)، سنگ چینه ای و رخساره های میکروسکوپی زاگرس، شرکت ملی نفت ایران.
-کیمیاری، م. (۱۳۸۴)، چینه نگاری زیستی رخساره های میکروسکوپی و چینه نگاری سکانشی سازند آسماری از تاقدیس

- Burchette, T.P., Wright, V.P.,(1992)**, Carbonate ramp depositional systems: *Sediment Geology*, v. 79, pp3-57.
- Carozzi, A.V.,(1989)**, Carbonate rocks depositional model, Prentice Hall Newjersey, 604 p.
- Corda, L., Brandano, M.,(2003)**, Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy: *Sedimentary Geology*, v. 161(1-2), pp55-70.
- Cosovic, V., Drobne, K., Moro, A.,(2004)**, Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula): *Facies*, v. 50, pp61-75.
- Dodd, J.R., Stanton, R.J.,(1990)**, Palaeoecology concepts and applications, second edition. Chichester: John Wiley & Sons Ltd. xviii ,510 p.
- Dunham, R. J., (1962)**, Classification of carbonate rocks according to their depositional text- Douglas, J.A.1939: A summary of the paleontological succession in Iran and Iraq.100C Report No.622 (Unpub).
- Ehrenberg, S. N., Pickard, N. A. H., Laursen, G. V., Monibi, S., Mossadegh, K., Svana, T. A., Aqrawi, A. A. M., McArthur, J. M., Thirlwall, M. F., (2007)**, Strontium Isotope Stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene – Lower Miocene), SW Iran: *Journal of Petroleum Geology*, v. 30, no. 2, pp 107-128.
- Flügel, E.,(2004)**, Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag, Berlin, 976p.
- Flügel, E.,(2010)**, Microfacies analysis of limestone: interpretation and application: Springer-Verlag, Berlin, 976 p.
- Geel, T.,(2000)**, Recognition of Stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical Models based on Microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.* 155, pp211-238.
- Hallock, P., (2001)**, Coral reefs in the 21st century: is the past the key to the future? In: Proceedings of the 10th Symposium on the Geology of the Bahamas and Other Carbonate Regions (Eds B.J. Greenstein and C.K. Carney): Grace Research Center, San Salvador, Bahamas, pp8-13.
- Hallock, P., Glenn, E.C., (1986)**, Larger foraminifera, a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate facies: *Palaios*, v. 1, pp55-64.
- Hallock, P., (1988)**, The role of nutrient availability in bioerosion, Consequences to carbonate buildups: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 63, pp275-291.
- Hamedani, A., Torabi, H., Piller, W., Mandic, O., Steininger, F. F., Wielandt, U., Harzhauser, M., Nebelschck, L. H. d., Schuster, F.,(1997)**, Oligocene/Miocene sections from Zagros Foreland basins of central Iran.–Abstr., 18. IAS Regional Meeting of Sedimentol, 155 – 156, Heidelberg.
- Heydari, E., Hassanzadeh, J., Wade, W.J. , Ghazi, A.M.,(2003)**, Permian– Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction, Part 1–Sedimentology: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 193, pp405-423.
- Hottinger, L., (1997)**, Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations: *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 168(4), pp491-505.
- Hottinger, L.,(1983)**, Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time, In: Meulenkamp, J.E. Eds., Reconstruction of marine paleoenvironments: Utrecht Micropaleontological Bulletin, v. 30, pp239-253.
- James, G. A. , Wynd, J. G.,(1965)**, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil Consortium Agreement Area : *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* , v. 49 ,No.12 , pp2182 – 2245.
- Lasemi, Y. ,(1980)**, Carbonate microfacies and depositional environment of the Kinkaid Formation (Upper Mississippian) of the Illinois Basin : Ph.D . thesis, University of Illinois , U. S. A. 139P .
- Lasemi, Y. ,Carozzi, A.V., (1981)**, Carbonate microfacies and depositional environments of the Kinkaid Formation(Upper Mississippian) of the Illinois basin,U.S.A VIII congreso geologico Actas II:pp357-384.
- Laursen, G. V., Allen, T. L., Van Buchem, F. S. P. F., Lotfpour, M., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N. A. H., Tahmasebi, A. R., Vedrenne, V., Vincent, B., (2010)**, Regional stratigraphic architecture and reservoir type of the Oligo-Miocene deposit in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formation) SW Iran, *Journal of Geological Society, London, Special Publication*, v. 329; pp219-263.
- Lee, J.J., (1990)**, Fine structure of the rhodophycean *Porphyridium purpureum* in situ in *Peneroplis pertusus* (Forskal) and *P. acicularis* (Batsch) and in axenic culture: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 20, pp162-169.
- Mehrnush, M., Partoazar, H.,(1977)**, Selected Microfauna of Iran, Geological Survey of Iran ,Report no.3.
- Mossadegh, Z.K., Haig, D.W., Allan, T., Adabi, M.H., Sadeghi, A., (2009)**, Salinity changes during

- Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 272, pp17-36.
- Murray, J.W., (1973)**, Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids. Heinemann, London.
- Murray, J.W., (1976)**, A method of determining proximity of marginal seas to an ocean. Marine Geology 22, pp103-119.
- Mutti, M., Hallok, P., (2003)**, Carbonate system along nutrient and temperature gradient: Some sedimentological and geochemical constraints: Earth-Science, v. 92, pp465-475.
- Pomar, L., (2001)**, Ecological control of sedimentary accommodation: Evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Island: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 175, pp249-272.
- Rasser, M.W., Scheibner, M., Mutti, M., (2005)**, A paleoenvironmental standard section for Early Eocene tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain): Facies, v. 51, pp217-232.
- Read, J.F., (1985)**, Carbonate platform facies models: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 69, pp1-21.
- Renema, W., (2006)**, Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic-carbonate shelf off East Kalimantan, Indonesia: Marine Micropaleontology, v. 58, pp73-82.
- Sampo, M., (1969)**, Microfacies and Microfossils of the Zagros area, S.W. Iran (from Permian to Miocene) Int. Sed. Series, v. 12, pp1-102.
- Seyrafian, A., (2000)**, Microfacies and depositional environments of Asmari Formation at Dehdez area (a correlation across Central Zagros Basin) carbonate and evaporates, Report No. 15, pp22-48.
- Seyrafian, A., (1981)**, Geological study of Siah Makan Field (Asmari Formation). National Oil Company, Rep., p-3745, (unpubl.).
- Seyrafian, A., Hamedani, A., (1998)**, Microfacies and depositional environment of the Upper Asmari Formation (Burdigalian), North-Central Zagros basin: Iran. N. Jb. Geol. Paleont. Abh., v. 210, No. 2, pp 129-141.
- Seyrafian, A., Hamedani, A., (2003)**, Microfacies and Paleoenvironmental interpretation of the lower Asmari Formation (Oligocene) North-Central Zagros basin: Iran. N. Jb. Geol. Paleont. Mh., No. 3, pp 164-167.
- Tucker, M.E., (1990)**, Geological background to carbonate sedimentation. In: Carbonate Sedimentology (Ed. By M.E. Tucker & V.P. Wright): Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.
- Tucker, E., Wright, P., (1990)**, Depositional environments in the model of Tucker and Wright the region on the ramp from normal.
- **Thomas, A. N., (1948)**, The Asmari Limestone of southwest Iran. AIOC Report, No. 705 (Unpub).
- **Thomas, A. N., (1950)**, The Asmari Limestone of Southwest Iran. Report. 18th. Int. Geol. Cong. London, pt. 6, pp35-55.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M., Taheri, A., (2006)**, Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran: Facies, v. 52, pp41-51.
- Wilson, J.L., (1975)**, Carbonate facies in geologic history: New York, Springer-Verlag, 471 p.
- Wynd, J.G., (1965)**, Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area: Report 1082, unpublished.



- | | | |
|------------------------------------|---|-----------------------------------|
| 1. <i>valvulinid</i> | 2. <i>Meandropsina anahensis</i> | 3. <i>Meandropsina iranica</i> |
| 4. <i>Borelis melo curdica</i> | 5. <i>Archaias cf. operculiniformis</i> | 6. <i>Austrotrillina howchini</i> |
| 7. <i>Peneroplis evolutus</i> | 8. <i>Austrotrillina asmariansis</i> | 9. <i>Elphidium sp.</i> |
| 10. <i>Dendritina rangi</i> | 11. <i>Rotalia sp.</i> | 12. <i>Peneroplis thomasi</i> |
| 13. <i>Eulepidina cf. dilatata</i> | 14. <i>Heterostegina sp.</i> | 15. <i>Operculina complanata</i> |
| 16. <i>Discocyliina sp.</i> | 17. <i>Amphistegina sp.</i> | 18. <i>Triloculina sp.</i> |
| 19. <i>pyrgo sp.</i> | 20. <i>Discorbis sp.</i> | |

شکل (۷) اسامی تعدادی از ریزسنگواره های شناخته شده از چاه مورد مطالعه

Biostratigraphy, Paleocology and Depositional environment of Asmari Formation in oil field of Pazanan

Parvaneh Rezaei-Rouzbahani

Department of Urban planning
West Tehran Branch, Islamic Azad University

&

Department of Sustainable Tourism Development
Creative Economy Research Center, West Tehran Branch, Islamic Azad University
Tehran, Iran

Dr.roozbahani@gmail.com

Abstract

Biostratigraphy and Paleocology and depositional environments of Asmari Formation were studied in oil field of Pazanan (well No.121). On base of studied done, the thickness of Asmari Formation is 334 meter and based on associated index benthic foraminifera three biozones have been selected that indicating a Late Oligocene (Chattian) to Early Miocene (Burdigalian) age for the Asmari Formation in the studied area.

In this section ,9 Microfacies were identified with different sub-environments(Open sea ,Enclosed Lagoon, Semi-enclosed Lagoon , Barrier)which were found to be deposited in a shallow marine carbonate platform in the form of a homoclinal ramp.

Based on paleocology , the lower Asmari Formation (age:chattian) by the occurrence of hyaline benthic foraminifera under normal salinity (psu35-40) in an environment ranging from aphotic to oligophotic under oligotrophic to mezotrophic condition and the middle and upper Asmari Formation by the occurrence of porcellanous benthic foraminifera ,under hypersalinity (psu45-50 و more than 50 psu) in euphotic zone under eutrophic to hypertrophic conditions has been deposited in a shallow marine carbonate platform in the form of a homoclinal ramp.

Keywords: Paleocology , Biostratigraphy , Depositional environment ,Asmari Formation , Pazanan