

# ریز رخساره، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی رسوبات آلیگو - میوسن (سازند آسماری) در میدان نفتی کوپال، فروافتادگی دزفول مرکزی

شهرام آورجانی<sup>(۱\*)</sup>، اسدالله محبوبی<sup>۲</sup> و رضا موسوی حرمی<sup>۳</sup>  
۱. دانشجوی دکتری رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی دانشگاه فردوسی مشهد  
۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد  
۳. استاد گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد

تاریخ دریافت: ۸۹/۸/۹

تاریخ پذیرش: ۹۰/۴/۱

## چکیده

سازند آسماری در میدان نفتی کوپال، از سنگ آهک فسیل‌دار، سنگ آهک دولومیتی، سنگ آهک رسی، ماسه‌سنگ و شیل تشکیل شده است و اصلی‌ترین سنگ مخزن در چندین میدان نفتی زاگرس ایران است. سن این سازند در میدان کوپال آلیگو - میوسن (چاتین - بوردیگالین) است. در این تحقیق، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در ۳ برش زیرسطحی میدان کوپال با استفاده از مغزه‌ها، مقاطع نازک و خرده‌های حفاری مطالعه شده است. بر این اساس ۹ ریز رخساره کربناتی و ۲ سنگ رخساره سیلیسی - آواری شناسایی شده است. این رسوبات در یک رمپ هموکلینال شامل زیر محیط‌های رمپ داخلی (ریز رخساره‌های A1 تا A7)، رمپ میانی (ریز رخساره A8) و رمپ خارجی (A9 و شیل) برجای گذاشته شده است. تغییرات ناگهانی ریز رخساره‌های دریایی به کولابی و یا پهنه‌های کشندی و سیخا نشان دهنده محدود شدن حوضه است. با توجه به رخساره‌های میکروسکوپی، الگوی برانبارش و شناسایی سطوح اصلی سکانسی، ۴ سکانس رسوبی رده سوم شناسایی شد. منحنی تغییرات سطح آب دریا در برش‌های مورد مطالعه تا حدودی با منحنی تغییرات جهانی سطح آب دریا مطابقت دارد و تفاوت‌های موجود را می‌توان به شرایط محلی نسبت داد.

واژه‌های کلیدی: الیگوسن، چینه‌نگاری سکانسی، ریز رخساره، سازند آسماری، فروافتادگی دزفول، میوسن

## مقدمه

۱۳۸۸). از نظر سنی سازند آسماری از الیگوسن (روپلین) شروع می‌شود و تا میوسن پایینی (بوردیگالین) ادامه می‌یابد (مطیعی، ۱۳۷۲). قاعده سازند آسماری چند زمانه است. در امتداد جبهه کوهستان و میدان‌های جنوب آن، بخش پائین آسماری سن الیگوسن دارد و در میدان‌های نفتی شمال فروافتادگی دزفول این بخش با انیدریت قاعده آسماری با سن میوسن زیرین (آکی‌تائین) مشخص می‌شود. (مطیعی، ۱۳۷۲). مرز بالایی سازند آسماری در شمال، خطی فرضی است که از شمال خارک به شمال میدان

سازند آسماری از سنگ آهک فسیل‌دار، سنگ آهک دولومیتی، سنگ آهک رسی، ماسه‌سنگ و شیل تشکیل شده است (James and Wynd, 1965). سازند آسماری در فروافتادگی دزفول بیشترین گسترش را دارد.

این سازند مهم‌ترین مخزن در میدان‌های نفتی ایران است و حدود ۸۵ درصد تولید نفت در فروافتادگی دزفول از این سازند صورت می‌گیرد (آمار تولید شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب،

آسماری ارائه داده‌اند. (Van Buchem et al., 2010) چینه‌نگاری ناحی‌های نهشته‌های الیگو - میوسن (سازندهای پابده و آسماری) را در فروافتادگی دزفول مورد مطالعه قرار دادند و سه سکانش رسوبی با سن الیگوسن و سه سکانش رسوبی با سن میوسن شناسایی کردند.

رحمانی و همکاران (۲۰۰۹)، وزیری مقدم و همکاران (۲۰۱۰)، صادقی و همکاران (۲۰۰۹؛ ۲۰۱۰) و سلطانیان و همکاران (۲۰۱۱) جدیدترین مطالعات ریز رخساره، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی را بر روی سازند آسماری انجام داده‌اند.

چینه‌نگاری زیستی سازند آسماری در میدان نفتی کوپال توسط اورجانی و طاهری (۱۳۸۶) انجام و سن سازند آسماری در این میدان الیگو - میوسن (چاتین - بوردیگالین) تعیین شد. چینه‌نگاری سکانشی، دیاژنز و محیط رسوبی سازند آسماری در یال شمالی میدان کوپال توسط امیدپور (۱۳۸۳) انجام شده است. در این مطالعه ۴ سکانش رده سوم شناسایی شده و محیط رسوبی سازند آسماری رمپ کربناتی تعیین شده است. مطالعه حاضر در یال جنوبی میدان کوپال و به منظور تحلیل رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی سازند آسماری انجام شده است.

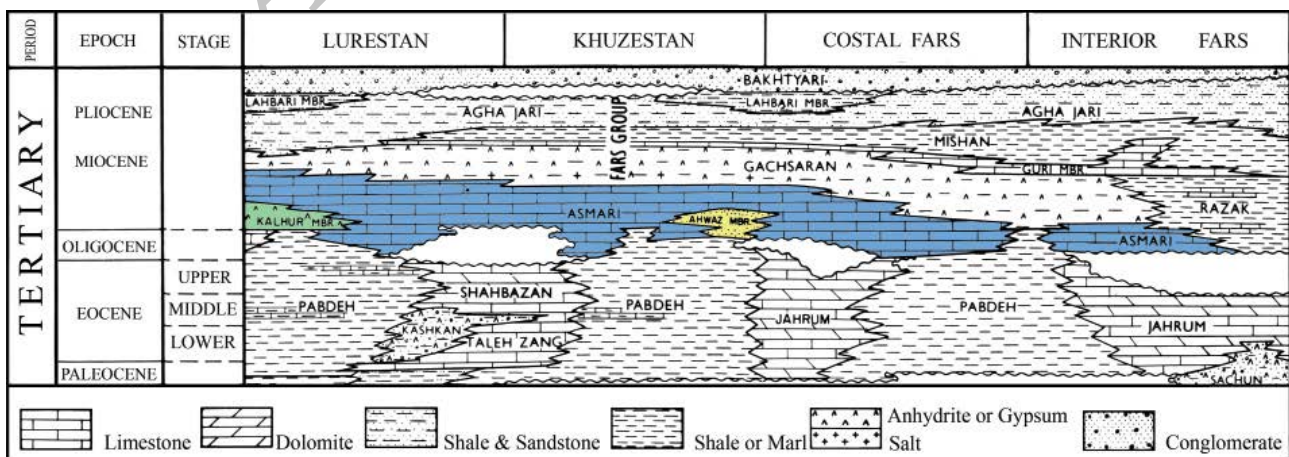
### مواد و روش مطالعه

در تحقیق حاضر، چاه‌های شماره ۳، ۶ و ۴۴ در میدان کوپال برای مطالعه انتخاب شدند. ضخامت سازند آسماری به ترتیب در این چاه‌ها برابر ۲۶۲، ۲۶۱ و ۲۶۳ متر است. ۱۰۲۴ مقطع نازک تهیه شده از مغزه‌ها و ۲۴۶ مقطع نازک تهیه شده از خرده‌های حفاری (شکل ۲)، پس از رنگ‌آمیزی توسط محلول آلزاین قرمز (Dickson, 1966) توسط میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شدند. شناسایی ریز رخساره‌های کربناتی و سنگ‌رخساره‌های آواری در ناحیه مورد مطالعه، بر پایه مشاهدات ماکروسکوپی (توصیف مغزه‌ها) و مطالعات آزمایشگاهی (مقاطع نازک تهیه شده از مغزه‌ها و خرده‌های حفاری) انجام شده است. نامگذاری سنگ‌های کربناتی بر اساس روش (Dunham (1962) و ماسه‌سنگ‌ها به روش Folk (1980) و تحلیل ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی با استفاده از

دارخوین رسیده و با سازند گچساران به صورت همساز است و در جنوب، دارای حالت تدریجی از ردیفی از ماسه‌سنگ‌های کربناتی به رسوبات تبخیری و سنگ آهک‌های ماسه‌ای است که تقریباً جزو رخساره حاشی‌های و جانبی سازند گچساران و به نام فارس پایینی است (مطیعی، ۱۳۷۲). در مرزهای شمالی حوضه رسوبی (از جمله در جنوب غرب سی سخت)، تنها قسمت پایینی آسماری دیده می‌شود و مرز بالایی آن سازند رازک است (مطیعی، ۱۳۷۲). در شکل ۱ گسترش سازند آسماری نشان داده شده است. اولین مقاله درباره سازند آسماری توسط Busk and Mayo (1918) منتشر شده که سازند آسماری بصورت یک توالی کربناتی به سن کرتاسه تا ائوسن توصیف شده است. Richardson (1924) کوه آسماری را به عنوان برش نمونه سازند آسماری معرفی و سن الیگوسن را به آن نسبت داده است. آنچه که امروز در صنایع نفت درباره سازند آسماری قابل قبول است، به وسیله Lees (1933) پایه‌گذاری شد، به این معنی که سن سازند آسماری الیگو - میوسن تعیین شده و انیدریت قاعده آسماری، که در زیر لایه‌های آهکی قرار دارد، نیز جزو سازند آسماری رده‌بندی شد. James and Wynd (1965) مطالعات قبلی درباره این سازند را مرور کردند و تعریف این سازند را منتشر ساختند.

بهبادی و آدابی (۱۳۸۱) در ناحیه کازرون - شیراز سازند آسماری را از دیدگاه ژئوشیمیایی و سنگ‌نگاری بررسی و کانی‌شناسی اولیه را از نوع آراگونیت و محیط ژئوشیمیایی آن را سامانه نیمه‌بسته تشخیص دادند. در ضمن با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی ایزوتوپ کربن و اکسیژن و عناصر فرعی در مقطع تنگ گل‌ترش (مقطع نمونه)، ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی برای نهشته‌های کربناتی آسماری تعیین شده است (شوشتریان، ۱۳۸۲). رنجبران (۱۳۸۸) دیاژنز و ژئوشیمی سازند آسماری را در بخش شمالی فروافتادگی دزفول، بررسی کرد.

(Ehrenberg et al., 2007) چینه‌نگاری زیستی سازند آسماری را با کمک ایزوتوپ استرونیسیم بازنگری کردند. Laursen et al., (2009) با استفاده از داده‌های (Ehrenberg et al., 2007) و همچنین داده‌های جدید، زون‌های زیستی جدید برای سازند



شکل ۱. موقعیت چینه‌شناسی سازند آسماری و چگونگی گسترش آن در نواحی فارس، خوزستان و لرستان (James and Wynd, 1965).

### تحلیل ریز رخساره‌ها

براساس مطالعه سنگ‌نگاری ۹ ریز رخساره کربناتی و ۲ سنگ رخساره سیلیسی - آواری شناسایی شده است.

### توصیف ریز رخساره‌های کربناتی (A1) گل سنگ آهکی

#### A1) Lime Mudstone

این رخساره فاقد هرگونه آلومک یا فسیلی است و از گل آهکی تشکیل شده است. آثار آشفستگی زیستی به ندرت در آن دیده می‌شود. کوارتزهای پراکنده در اندازه سیلت تا ماسه، به میزان ۵ درصد در آن مشاهده شده است. وجود گرهک‌های انیدریتی (در مغزه) در آن منجر به تشکیل فابریک قفس مرغی<sup>۳</sup> شده است (شکل ۳ الف، ب).

#### (A2) وکستون - پکستون دارای دیسکوربید

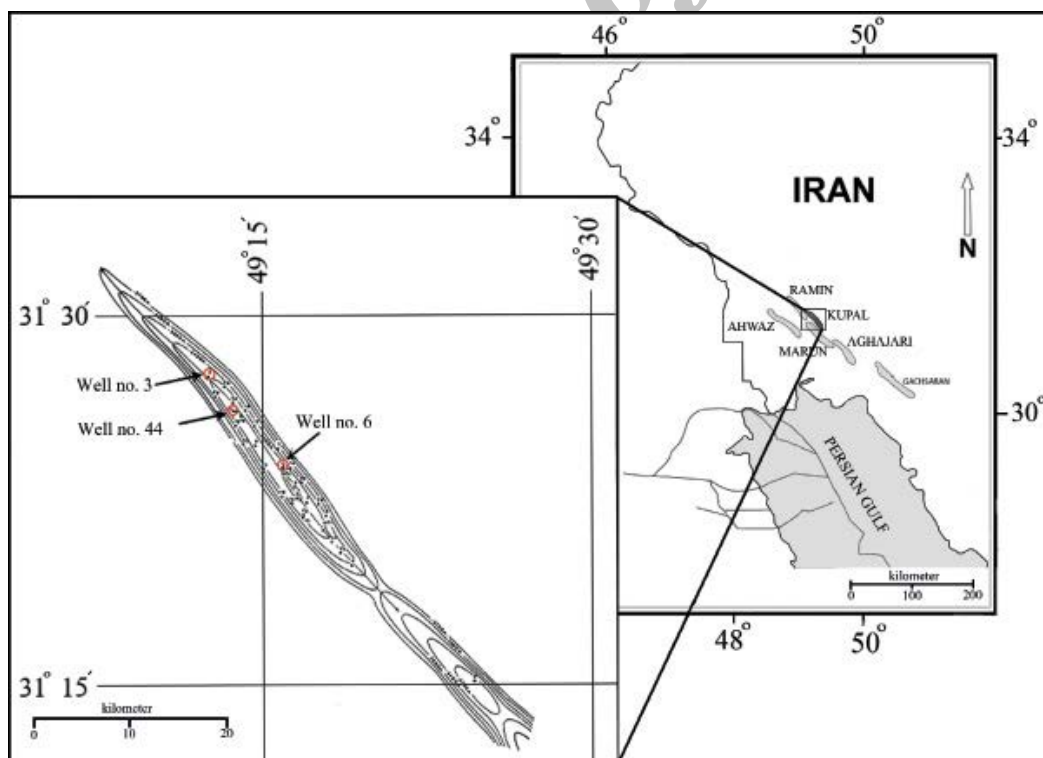
#### A2) Discorbid Wackestone / Packstone

اجزای اصلی این رخساره خرده‌های پوسته Discorbid به همراه مقادیر کمتری از خرده‌های دوکفه‌ای، Echinoid و Mili-olid است که در یک زمینه گل آهکی قرار گرفته‌اند (شکل ۳ ج). رشد بلورهای دولومیت ثانویه باعث رنگ روشن در زمینه گل آهکی شده است. آثار آشفستگی زیستی در آن دیده می‌شود.

روش‌های Wilson (1985) and Flügel (2010) انجام شده است. برای رسم ستون‌های سنگ‌شناسی از نمودارهای ترسیمی سرچاه<sup>۱</sup> و بررسی مغزه‌های حفاری استفاده شده است. منحنی تغییرات سطح آب در چاه‌های مطالعه شده بر اساس تغییرات رخساره‌های رسوبی رسم و با منحنی تغییرات جهانی سطح آب دریا مقایسه شده است.

### موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

فروافتادگی دزفول<sup>۲</sup> جزئی از کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس است که در جنوب شرقی دزفول و شمال شرقی اهواز واقع شده است (مطیعی، ۱۳۷۴). میدان کوپال یکی از میدان‌های بزرگ نفتی است که در استان خوزستان، در ۵۰ کیلومتری شمال شرق اهواز و در بخش مرکزی فروافتادگی دزفول شمالی قرار دارد و روندی شمال غربی - جنوب شرقی را نشان می‌دهد. این میدان در محدوده عرض جغرافیایی ۳۱° ۱۰' الی ۳۱° ۳۲' و طول جغرافیایی ۴۹° ۸' الی ۴۹° ۲۷' واقع شده است. رخنمون سطحی این میدان از سازندهای آغاچاری و بختیاری تشکیل شده است. این میدان در افق آسماری دارای ۶۲ کیلومتر طول و به طور میانگین ۴ کیلومتر عرض دارد. میدان کوپال از شمال غرب به وسیله میدان رامین، در جنوب غرب به وسیله میدان مارون و از جنوب بوسیله میدان آغاچاری محدود می‌شود (سراج، ۱۳۸۴) (شکل ۲).



شکل ۲- موقعیت میدان نفتی کوپال و چاه‌های مورد مطالعه (چاه‌های شماره ۳، ۴۴ و ۶) بر روی نقشه UGC رأس سازند آسماری (شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، ۱۳۸۸).

1. Graphic well log
2. Dezful Embayment
3. Chicken wire
4. Intraclast



رودولیت را تشکیل داده‌اند. دوکفه‌ای‌های بزرگ‌تر و روزن‌دارانی مانند *Lepidocyclina* sp., *Eulepidina* sp., *Nephrolepidina* sp., *Heterostegina* sp., *Amphistegina* sp., و به میزان کمتر خرده‌های جلبک سبز و مرجان نیز وجود دارد (شکل ۴ ج).

#### (A9) پکستون حاوی لپیدوسیکلین

##### (A9) *Lepidocyclina* Packstone to Wackestone

لپیدوسیکلین‌های پهن و کشیده اصلیت‌ترین دانه این ریز رخساره است که حدود ۵۰ تا ۶۰ درصد فراوانی دارند و در اثر فشار ناشی از تراکم درهم فرو رفته‌اند. به میزان کم در این ریز رخساره خرده‌های *Bryozoan* و *Echinoid* حضور دارد (شکل ۴ د).

#### تفسیر ریز رخساره‌های کربناتی

##### ریز رخساره‌های رمپ داخلی و رمپ میانی

ریز رخساره‌های A1 تا A7 در رمپ داخلی<sup>۵</sup> برجای گذاشته شده‌اند. ریز رخساره‌های سبختا تا پهنه‌های کشتندی A1 و A2 معادل RMF شماره ۲۲ (Flügel, 2010) است. امروزه در برخی از سکوه‌های کربناتی گرم و خشک با تبخیر بالا مانند سواحل جنوبی خلیج فارس شبیه ریز رخساره A1 تشکیل می‌شود (Friedman, 1965; Shinn, 1983; Vaziri - Moghaddam et al., 2006). ریز رخساره A2 با توجه به حضور *Discorbis* که به صورت انگلی<sup>۶</sup> و در بخش‌های نزدیک به ساحل زندگی می‌کنند (Geel, 2000)، در شرایط کم انرژی کولاب در رمپ داخلی برجای گذاشته شده است. در ریز رخساره‌های A3 و A4 به تدریج تنوع موجودات افزایش می‌یابد که نشان‌دهنده افزایش تدریجی عمق آب و شرایط دریایی است (Buxton and Pedley, 1989; Hottinger, 1973). در ریز رخساره A3 تنوع کم خرده‌های اسکلتی و فراوانی گل آهکی، رسوب‌گذاری در محیط کم انرژی کولاب که ارتباط کمی با دریای باز داشته است را تأیید می‌کند. نوسان در میزان شوری، می‌تواند باعث تنوع کم موجودات در این ریز رخساره شده باشد (Flügel, 2010). در ریز رخساره A5 تنوع بالای موجودات افزایش چرخش آب و محیطی با درجه شوری و حاوی اکسیژن عادی را نشان می‌دهد (Flügel, 2010). وجود جلبک سبز نیز مؤید نفوذ خوب نور و امکان تبادل مناسب اکسیژن است (Zhicheng et al., 1997). ریز رخساره‌های A5 تا A7 پکستون تا گرینستون‌هایی حاوی دانه‌های اسکلتی و غیر اسکلتی هستند که در شرایط پر انرژی تشکیل شده‌اند که در ریز رخساره A5 حضور *Miogypsi-noides* بیانگر تشکیل این ریز رخساره در عمق کمتر از ۵۰ متر با شوری عادی دریایی است (Geel, 2000). خرد شدن و شکسته شدن آلوکوم‌ها، شرایط پر انرژی این محیط را تأیید می‌کند. در ریز رخساره گرینستونی A6 وجود آئوئیدها با جورشدگی خوب و نبود زمینه گلی، نشان‌دهنده تشکیل در یک محیط پُر انرژی مانند سد و در بالای خط امواج عادی است (Flügel, 2010; Sim and Lee, 2006; Vaziri - Moghaddam et al., 2006; Wilson, 1975). ریز رخساره A7 با توجه به وجود *Rotalia*

#### (A3) وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران با تنوع پایین

##### (A3) Low diversity Foraminifera Wackestone/Packstone

*Miliolid* به همراه مقدار کمتری از *Ostracod*، *Echinoid*، جلبک سبز و درون آوار اجزای این ریز رخساره را تشکیل می‌دهند. این ریز رخساره در چاه شماره ۴۴ و ۳ عمدتاً با فراوانی *Miliolid* و به ندرت در مقاطع آن درون آوار مشاهده می‌شود، اما در چاه شماره ۶، *Miliolid* به همراه درون آوار<sup>۴</sup> و پلوئید سازندگان این ریز رخساره هستند (شکل ۳ د).

#### (A4) وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران با تنوع بالا

##### (A4) High diversity Foraminifera Wackestone/Packstone

مشخصه اصلی این ریز رخساره تنوع روزن‌داران کفزی (*Miliolids*, *Archaias* spp., *Meandropsina* spp., *Peneroplis* spp., *Lepidocyclinid*, *Corals* and *Echinoids*) است، جلبک‌ها نیز به میزان ۵ تا ۱۰ درصد در آن دیده می‌شوند. کوارتر نیز به میزان ۵ درصد در آن وجود دارد (شکل ۳ ه).

#### (A5) پکستون - وکستون حاوی میلیولید و میوژپسینید

##### (A5) *Miogypsinid* - *Miliolid* Packstone to Grainstone

این ریزرخساره نیز مانند A۴ از اجزای اسکلتی متنوعی برخوردار است و شامل مقدار کمی فسیل پورسلانی (*Miliolid* و *Peneroplid*) و *Miogypsinid* است (شکل ۳ و). به جز میلیولیدها که مقاومت هیدرولیکی بالایی دارند (Geel, 2000)، تقریباً بقیه اجزای اسکلتی، در نتیجه جابه‌جایی خرد و شکسته شده‌اند.

#### (A6) پکستون - گرینستون پلوئیدی / آئوئیدی

##### (A6) Peloid / Ooid Grainstone

این میکروفاسیس از آئوئید، دانه‌های پوشش‌دار و پلوئید به همراه روزن‌داران کفزی کوچک، خرده‌های صدف نرم تنان و درون آوار تشکیل شده است. آئوئیدها، عمدتاً میکربیتی شده و تشخیص فابریک داخلی آنها دشوار است. با این وجود هسته کوارتری در برخی آئوئیدها قابل مشاهده است. به نظر می‌رسد منشأ برخی از پلوئیدهای این رخساره در نتیجه میکربیتی شدن آئوئیدها باشد. جورشدگی خوب آئوئیدها و عدم حضور زمینه گلی، از مشخصات این ریز رخساره است (شکل ۳ ز، ۴ الف).

#### (A7) پکستون - گرینستون حاوی روتالیا و جلبک قرمز

##### (A7) Red algal - *rotalia* Packstone to Grainstone

دانه‌های اصلی این ریز رخساره روزن‌داران *Rotalia* sp., *Mili-olid*, *Rupertia* sp و جلبک قرمز است. خرده‌های *Miogypsi-nid* و *Bryozoan* نیز در این ریز رخساره حضور دارند. در برخی از نمونه‌ها خردشدگی در جلبک‌های قرمز مشاهده می‌شود (شکل ۴ ب).

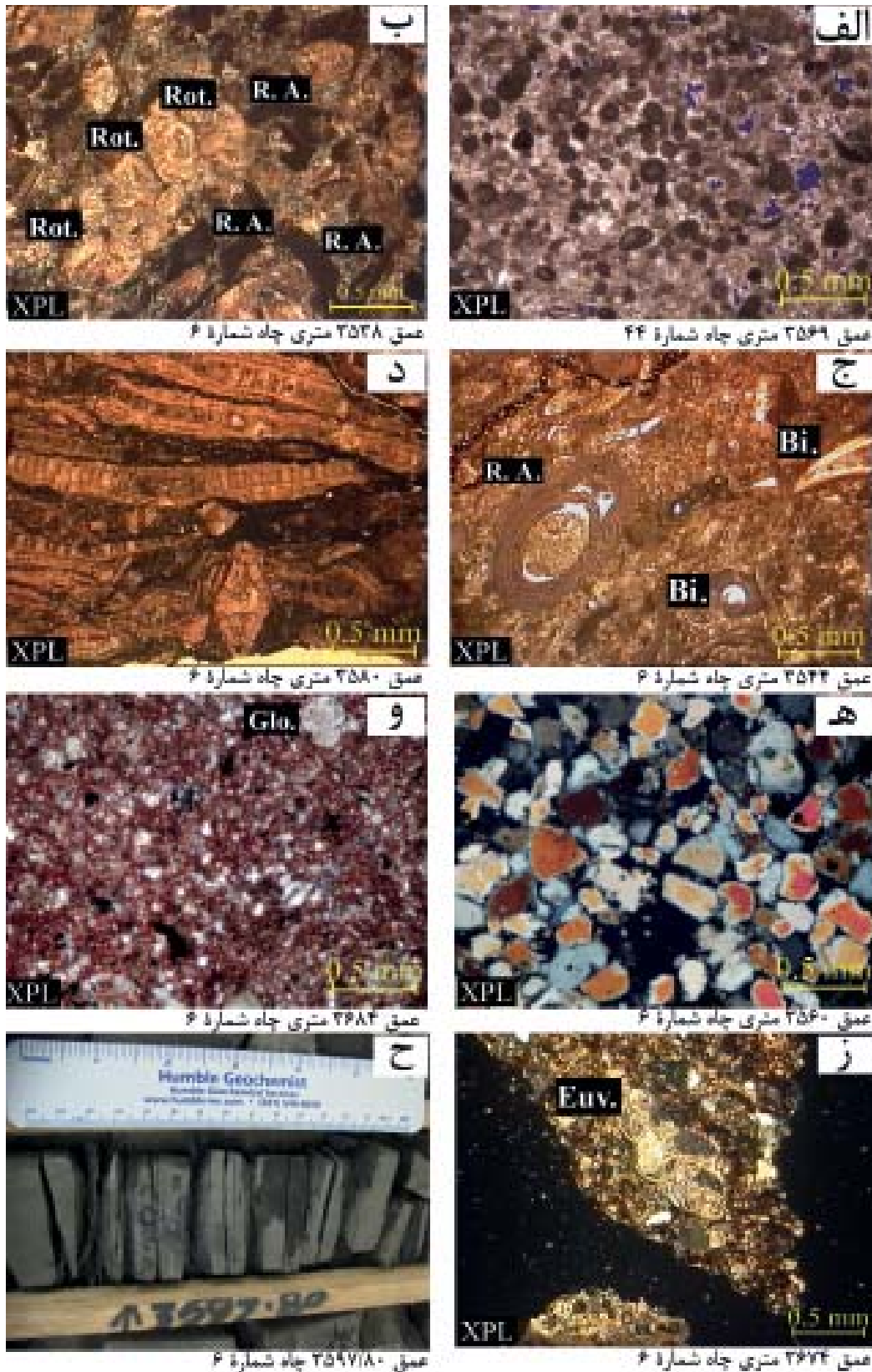
#### (A8) وکستون - پکستون حاوی جلبک قرمز و زیست‌آوار

##### (A8) Bioclast corallinacea Wackestone to Packstone

زمینه این ریز رخساره کلسیسیلتایت و متشکل از زیست‌آوارهای ریز است. دانه اصلی جلبک‌های قرمز است که عمدتاً گرهک‌های

5. Inner ramp

6. Epiphytic



شکل ۴. تصاویر سنگ رخساره و ریز رخساره‌های سازند آسماری در چاه‌های مورد مطالعه، الف) پکستون - گرینستون پلوییدی/ ائویدی ب) پکستون - گرینستون حاوی روتالیا و جلبک قرمز (ج) وکستون - پکستون حاوی جلبک قرمز و زیست آوار (Bi.: Biotite; R.A.: Red algae; Rot.: Rotalia sp.; R.A.: Red algae) و، ز) شیل حاوی فسیل‌های پلانکتون (Glo.: Globigerina, Bioclast)، د) پکستون حاوی لپیدوسیکلین ه) ماسه‌سنگ کوارتزآرنایتی (Dol.: Dolomite cement)، و، ز) شیل حاوی فسیل‌های پلانکتون (Glo.: Globigerina)، ح) نمونه مغزه‌ای از چاه شماره ۶ که عمدتاً نشان‌دهنده بخش شیلی است. (Euv.: Eouvierina sp.; .sp.)

تا متوسط با جریان مستمر نهشته شده است (Tucker, 2001). در آسماری زیرین نیز ماسه‌سنگ‌هایی دیده شده که از نظر سست بودن، امکان تهیه مقطع نازک نبوده و از نظر خردشدن هیچ گونه ساختار رسوبی در آنها مشاهده نشده است.

**شیل:** این سنگ رخساره در زون تدریجی بین سازند آسماری و پابده وجود دارد. در نمودار پرتو گاما شیل‌ها تابش رادیواکتیو زیادی دارند. این شیل‌ها حاوی روزن‌داران پلانکتون (*Globigerina* و *Eouvigerina*) و کفزی کوچک هستند (شکل ۴، ز، ح). کانی‌های تیره و گلوکونیت نیز در آن مشاهده شده است. رنگ تیره آن نیز می‌تواند مربوط به مواد آلی باشد. وجود روزن‌داران پلانکتون، کانی‌های تیره، مواد آلی و گلوکونیت شرایط نسبتاً عمیق و نیمه کاهیده را برای این سنگ رخساره تداعی می‌کند. علاوه بر شیل‌های عمیقی که در زون تدریجی آسماری - پابده وجود دارد، شیل‌هایی که هیچ شواهدی از محیط عمیق ندارند و در تناوب با ماسه‌سنگ و کربنات‌های کم عمق در بخش‌های آسماری میانی و بالایی مشاهده شده است. از نظر ظاهری، همانند شیل‌های عمیق رنگ تیره دارند اما از نظر نبودن مغزه و مقطع نازک، توصیفی انجام نشده است. با این وجود، شواهد حاکی از نهشت آن در محیط کم‌عمق است.

#### مدل رسوبی

محیط رسوب‌گذاری سازند آسماری در میدان نفتی کوپال بر اساس ریز رخساره‌های کربناتی تعیین شده است. زیرا ضخامت بخش‌های کربناتی در چاه‌های مورد مطالعه، بسیار بیشتر از بخش‌های آواری است. همچنین مغزه‌های بخش‌های آواری (ماسه‌سنگ‌ها) قسمتی به لحاظ نداشتن سیمان و سست بودن، خرد شده و در بعضی بخش‌ها هم آغشتگی هیدروکربن به حدی زیاد بود که امکان تشخیص ساختار رسوبی و جهت جریان دیرینه ناممکن شده بود. با این وجود، بررسی مجموعه ریز رخساره‌های سازند آسماری در میدان نفتی کوپال و مقایسه این مجموعه ریز رخساره با کمر بند رخساره‌ای (Wilson (1985) and Flügel (2010)، با استناد به قانون والتر و با توجه به شواهدی مانند عدم رشد ریف‌های سدی و وجود ریف‌های کومه‌ای، شیب کم حوضه (وجود ریز رخساره‌های پهنه‌کنندگی با گسترش زیاد)، نبود ریز رخساره‌های ریزشی و لغزشی که بیانگر شیب بالایی محیط رسوبی است، تغییرات تدریجی ریز رخساره‌ها در ستون‌های چینه‌ای (شکل‌های ۶، ۷، ۸) و مقادیر بسیار کم دانه‌های آگرگاته نشان می‌دهد سازند آسماری در این میدان در یک سکوی کربناته از نوع رمپ نهشته شده است (شکل ۵). با توجه به نبود رسوبات توفانی<sup>۷</sup> و توربیدیتی رمپ کربناتی

در یک محیط کم عمق و پر انرژی ته‌نشین شده است (Geel, 2000). همراه بودن موجودات کولابی و دریای باز نشان‌دهنده نبود یک سد پیوسته است (Vaziri - Moghaddam et al., 2010). ریز رخساره‌های A6، A5 و A7 یک روند تدریجی از بخش رو به کولاب سدا، مرکز سدا<sup>۲</sup> و بخش رو به دریای سدا<sup>۳</sup> را نشان می‌دهند (Geel, 2000). براساس باکستون و پدلی (Buxton and Pedley, 1989) سدهای آلیگوسن و میوسن پایینی زیست‌آواری و سدهای میوسن بالایی آئویدی تفسیر شده‌اند.

در ریز رخساره A8، حضور جلبک قرمز و روزن‌داران نشان‌دهنده شرایط دریای باز است (Friedman, 1965). خردشدگی دانه‌ها تأثیر شرایط موقت نسبتاً پر انرژی را نشان می‌دهند که احتمالاً در شرایط توفانی ایجاد شده است (Flügel, 2010). روزن‌داران کفزی بزرگ با دیواره منفذدار همانند *Operculina* و *Lepidocyclina* که دارای زندگی همزیست<sup>۴</sup> با جلبک‌ها هستند و همراه بودن آنها با موجودات دگرپرورده<sup>۵</sup> و روزن‌داران پلانکتون نشانگر عمیق‌ترین بخش حد پایینی منطقه نوری است (Friedman, 1965; Hottinger, 1973). حضور روزن‌داران هیالین بزرگ، پهن و کشیده به همراه جلبک قرمز در ریز رخساره A8، نشانگر تشکیل آنها در شرایط رمپ میانی است (Vennin et al., 2003).

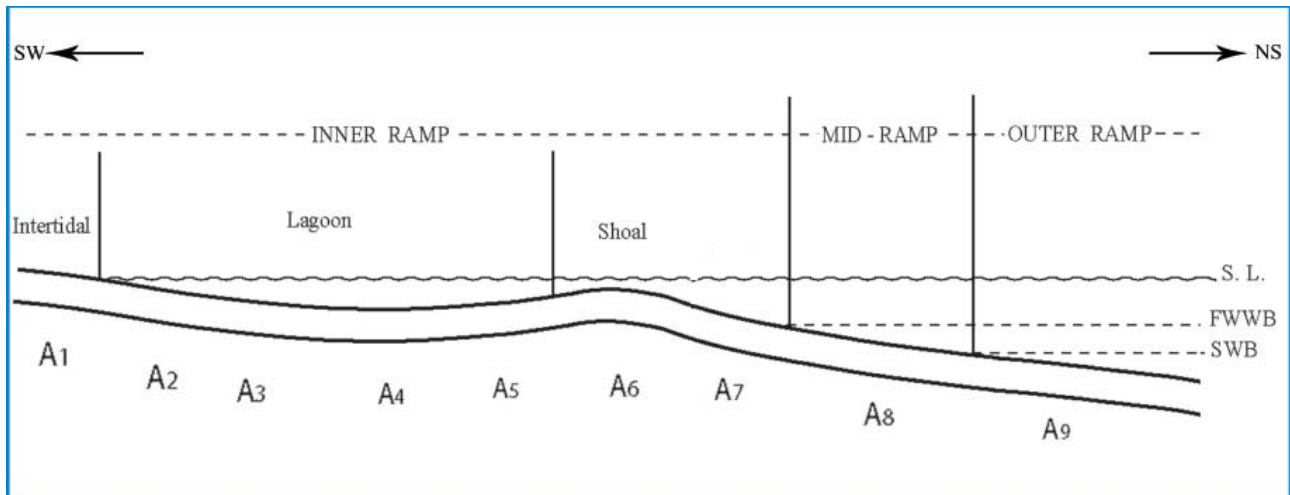
#### ریز رخساره‌های رمپ خارجی

روند افزایش عمق با حضور روزن‌داران پهن و کشیده در ریز رخساره A9 ادامه می‌یابد و آن را تا ابتدای رمپ خارجی گسترش می‌دهد. در ریز رخساره A9 فراوانی *Lepidocyclina* بخوبی گویای عمق نسبتاً زیاد آب است (Geel, 2000; Vennin et al., 2003). همچنین زمینه رسی این ریز رخساره بیانگر شرایط آرام و کم‌انرژی آب‌های عمیق رمپ خارجی است (Corda and Brandano, 2003; Flügel, 2010). سنگ رخساره شیلی حاوی روزن‌داران پلانکتون نیز بیانگر شرایط انتهایی رمپ خارجی است (Geel, 2000).

#### توصیف و تفسیر سنگ رخساره‌ها

کوارتزآرنایت: این سنگ رخساره در چاه شماره ۶، و در بخش آسماری میانی و بالایی دیده شده است. این سنگ رخساره دارای بیش از ۹۵ درصد کوارتز است. به ندرت پوسته برخی روزن‌داران در آن مشاهده شده است. ماسه‌سنگ‌ها جورشدگی متوسط تا خوبی دارند و دانه‌های کوارتز نیمه‌گرد شده تا گرد شده‌اند. بلوغ بافتی مچور و بلوغ ترکیبی (کانی‌شناسی) بالغ تا بسیار بالغ است. سیمان آن کربناتی (عمدتاً دولومیتی) است (شکل ۴ ه). سنگ رخساره ماسه‌سنگی با جورشدگی خوب، دانه‌های گرد شده تا نیمه گرد شده، بلوغ بافتی مچور تا سوپر مچور در محیط پر انرژی

1. Leeward Shoal
2. Center Shoal
3. Seaward Shoal
4. Symbiontobearing
5. Heterotorof
6. Loose quartz
7. Tempestites



شکل ۵. مدل پیشنهادی محیط رسوب گذاری سنگ‌های کربناتی سازند آسماری در میدان نفتی کوپال (بدون مقیاس).

رسوبی رده سوم تفکیک شده است. این سکانس‌ها از نظر سن و تغییر ریز رخساره‌ها مشابه سکانس‌های رسوبی شناسایی شده توسط Van Buchem et al., (2010) هستند.

### سکانس رسوبی اول (Seq.#1)

مرز زیرین این سکانس مشخص نیست و باید آن را در سازند پاینده جستجو کرد. مرز بالایی آن در چاه شماره ۶ با نهشته شدن دولومیت سبخایی (دولومیت‌های ریز بلور همراه با تکه‌های انیدریت) بر روی رخساره ماسه‌سنگی مشخص شده و از نوع اول<sup>۱</sup> است. این مرز در چاه‌های شماره ۳ و ۴، توسط الگوی تغییر ریز رخساره‌ها از عمیق به کم عمق شناسایی شده و از نوع دوم<sup>۲</sup> است. این مرز، منطبق بر مرز زمانی چاتین - آکی تانین است. در چاه شماره ۶ دسته رخساره‌های پیشرونده از شیل، ماسه‌سنگ و سنگ آهک رسی و در چاه‌های شماره ۳ و ۴ از ریز رخساره‌های A8 و A9 تشکیل شده است. بیشترین پیشروی<sup>۳</sup> سطح آب دریا در چاه شماره ۶ با شیل‌های حاوی مواد آلی، پیریت و گلوکونیت و در چاه‌های ۳ و ۴ با ریز رخساره A9 مشخص می‌گردد. نمودار گاما در سطح بیشترین غرقابی در هر ۳ چاه بالا بوده و میانگینی در حدود ۹۵ در واحد API دارد. مقایسه این سطح با سطح Mfs1 در یال شمالی میدان کوپال (امیدپور، ۱۳۸۳) نشان می‌دهد این دو بر هم منطبق و قابل مقایسه با سطح بیشینه گسترش آب دریای (Pg40) Sharland et al., (2001) در صفحه عربی است که بر اثر فرونشینی کف بستر و بالا آمدن همزمان سطح آب دریا ایجاد شده است. سطح بیشینه پیشروی آب دریا به دلیل بیشترین انطباق با خطوط زمانی<sup>۴</sup>، آسان‌ترین سطح کلیدی برای تشخیص سکانس محسوب می‌شوند (Gal-loway, 1989).

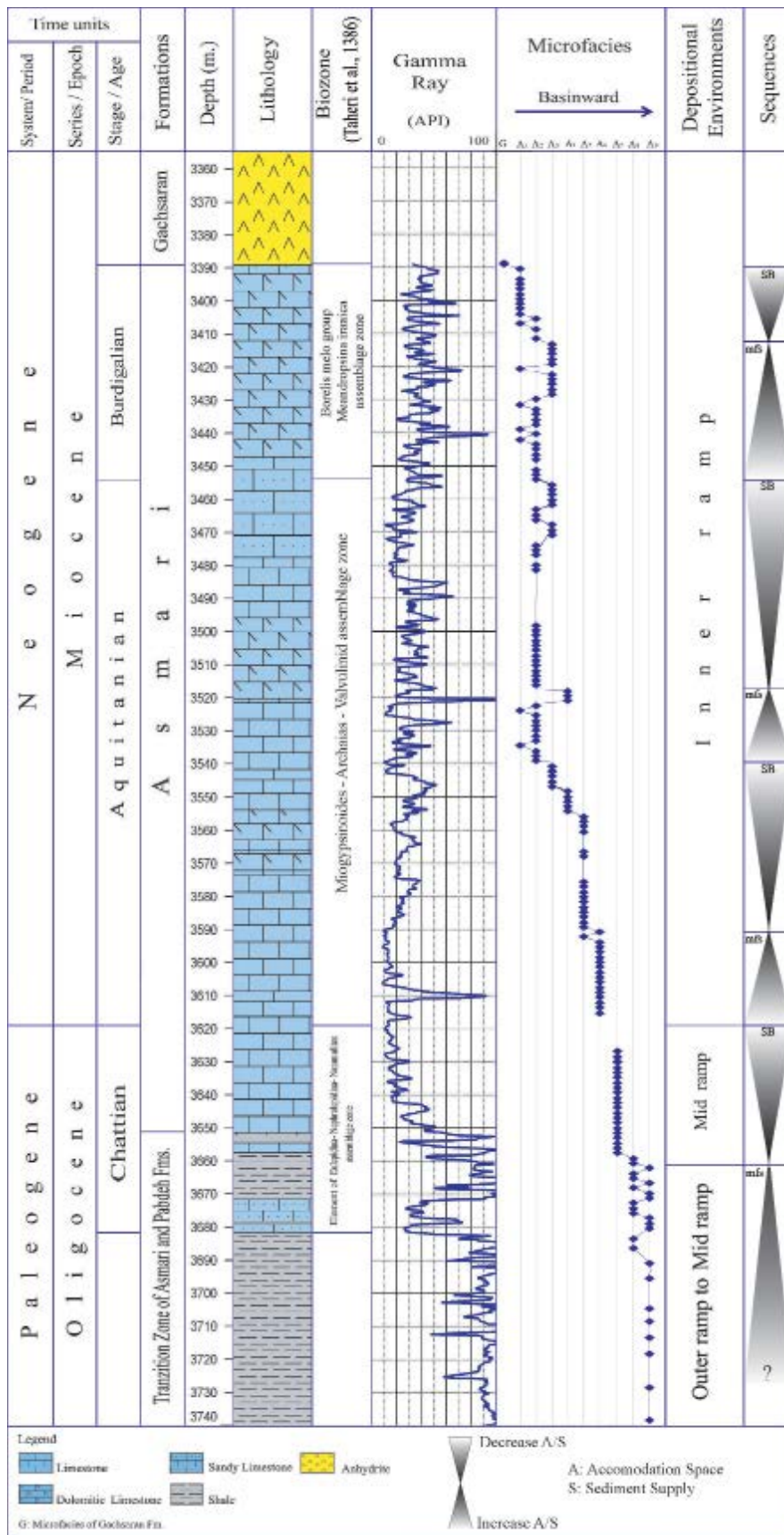
از نوع هم شیب است (Flügel, 2010; Burchette and Wright, 1992) که مشابه خلیج فارس امروزی بوده است (Read, 1985; Jones and Desrochers, 1992). در زمان رسوب گذاری سازند آسماری (آلیگو - میوسن) شرایط محیطی از رمپ خارجی تا رمپ میانی و داخلی در تغییر بوده<sup>۵</sup>، اما بیشتر شرایط رمپ داخلی حاکم بوده است. در طی آلیگوسن بیشتر شرایط رمپ خارجی حاکم بوده، به گونه‌ای که رسوبات حد تدریجی آسماری و پاینده و رسوبات آسماری زیرین، در این شرایط نهشته شده است و به سمت رأس سازند آسماری (میوسن) محیط رمپ میانی و داخلی حکمفرما شده است تا اینکه در اواخر آشکوب بوردیگالین (میوسن زیرین) با خروج کامل رمپ کربناتی آسماری از زیر آب و تثبیت شرایط سبخایی، سازند تبخیری گچساران رسوب گذاری کرده است (Heydari, 2008). از طرف دیگر با توجه به تغییر سریع ریز رخساره‌های دریای باز به ریز رخساره‌های لاگون/پهنه‌های کشندی و سبخا (از قاعده به سمت رأس سازند آسماری) یک حوضه رسوبی محدود و رو به بسته شدن بوده است (Heydari, 2008) و رسوب گذاری سازند گچساران بر روی سازند آسماری نیز مؤید این موضوع است.

### چینه‌نگاری سکانسی

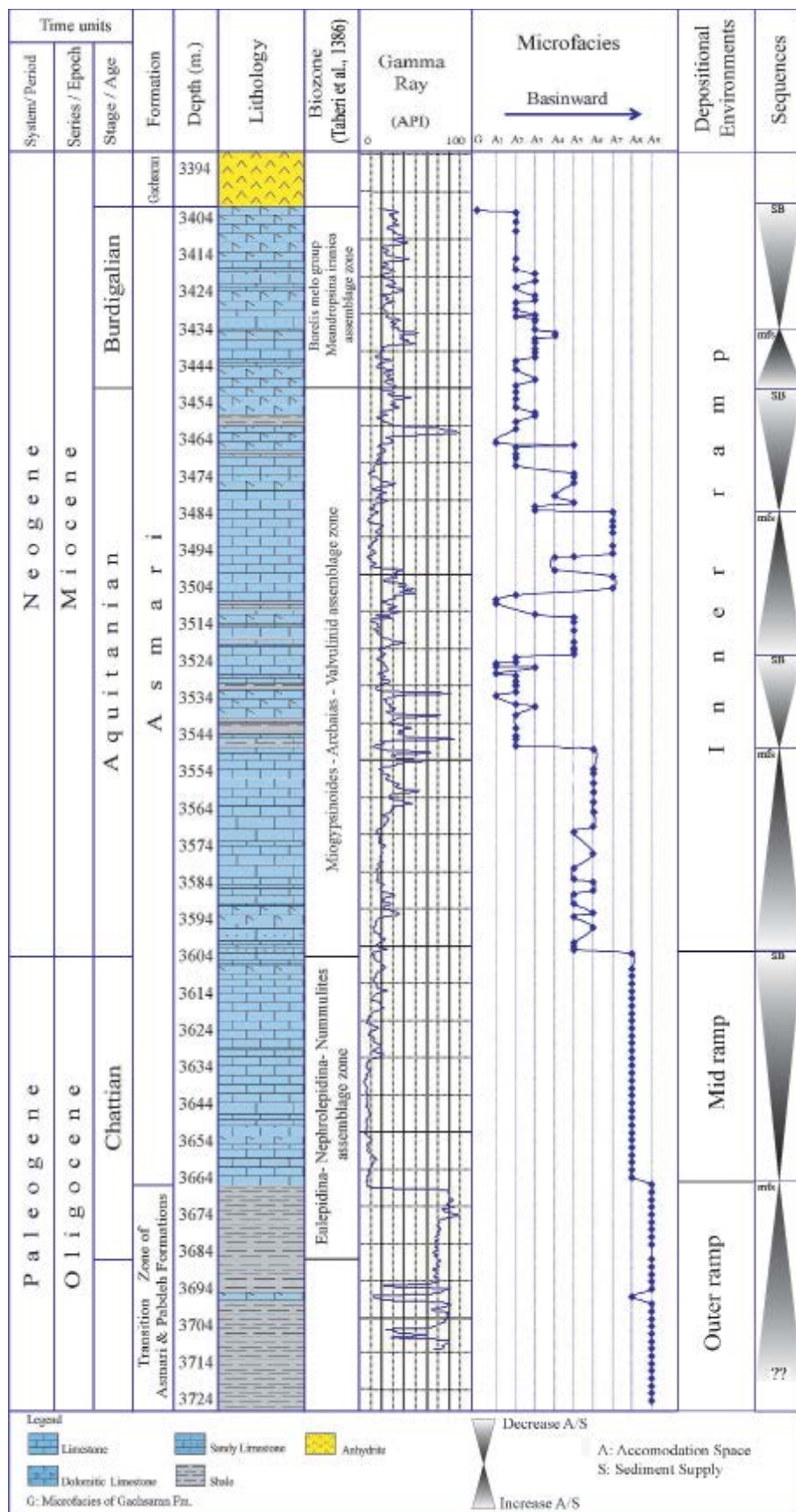
به علت تباین کم سنگ‌شناسی مانند آنچه که در سازند آسماری میدان کوپال (رمپ داخلی) دیده می‌شود، تعیین سکانس‌های رسوبی با مشکلاتی همراه است (Sarg, 1988). در چاه‌های مورد مطالعه، با توجه به داده‌های چینه‌نگاری زیستی<sup>۱</sup> (آورجانی و طاهری، ۱۳۸۶)، تغییرات سنگ‌شناسی، تفسیر ریز رخساره‌ها و روند تغییرات عمودی آنها در ستون‌های چینه‌ای (شکل‌های ۶، ۷ و ۸)، چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری تحلیل و ۴ سکانس

1. Biostratigraphy  
2. Type 1 sequence boundary  
3. Type 2 sequence boundary  
4. Maximum flooding surface  
5. Time line

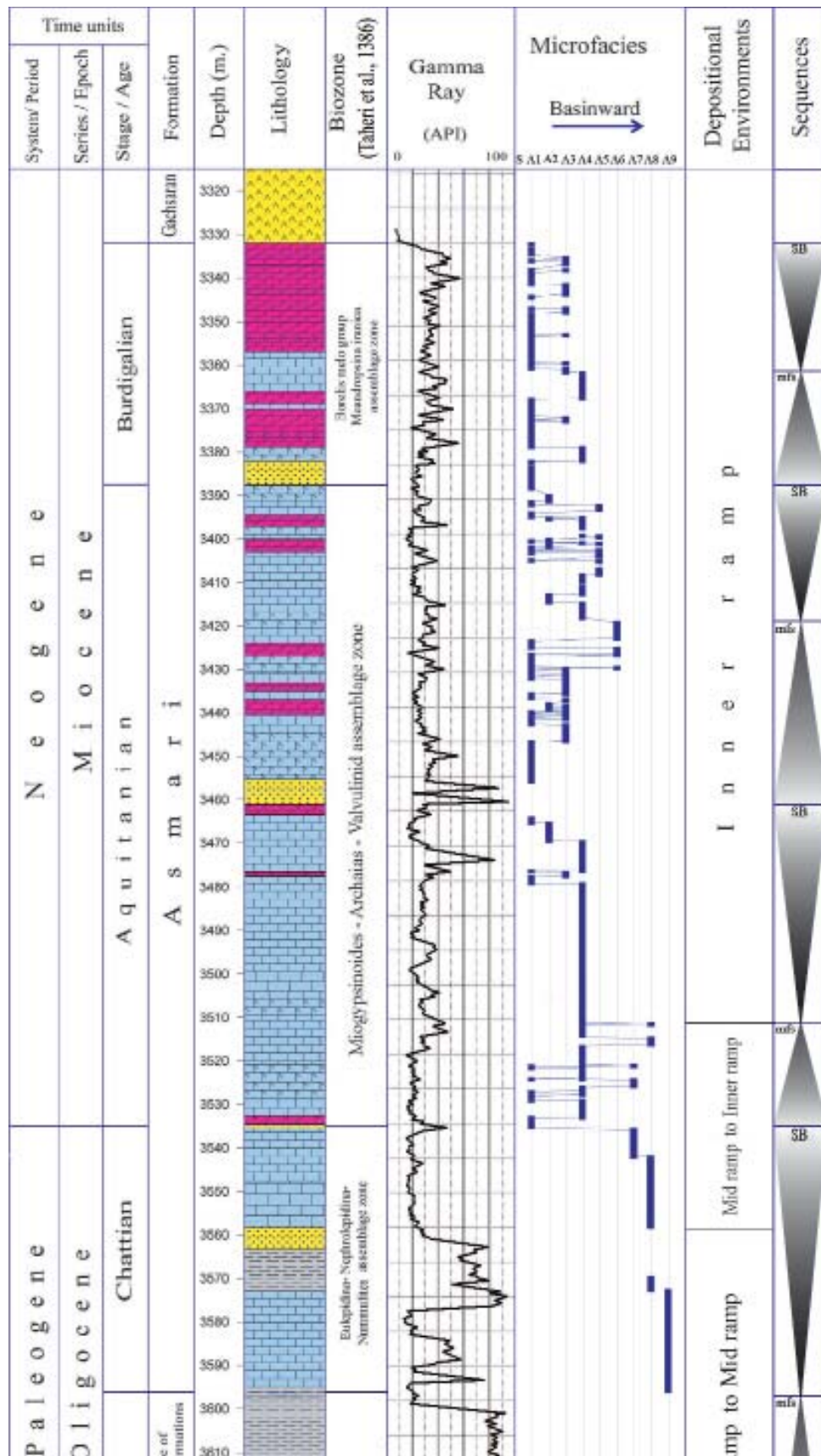




شکل ۶- تحلیل ریز رخساره و چینه‌نگاری سکansı سازند آسماری در چاه شماره ۳ میدان نفتی کویال، برای توضیح ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی به متن مراجعه شود.



شکل ۷- تحلیل ریز رخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در چاه شماره ۴۴ میدان نفتی کوپال، برای توضیح ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی به متن مراجعه شود.



شکل ۸- تحلیل ریز رخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در چاه شماره ۶ میدان نفتی کویال، برای توضیح ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی به متن مراجعه شود.

تغییر الگوی ریز رخساره‌ها از عمیق به کم عمق، منجر به شناسایی مرز بالایی آن شده است. همچنین این مرز منطبق بر مرز زمانی آکی‌تاین - بوردیگالین است.

افزایش عمق آب تا رسیدن به بیشینه پیشروی سطح آب دریا، منجر به نهشته‌شدن ریز رخساره‌های A1، A2، A3، A4، A6، A7 و A8 شده که دسته رخساره‌های پیشروی را تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۶، ۷ و ۸). نمودار گاما با روندی افزایشی و با میانگینی حدود ۳۰ در واحد API مشخصه این دسته رخساره است.

در چاه‌های شماره ۶، ۳ و ۴۴ ریز رخساره‌های A4، A6 و A9 به ترتیب بیانگر سطح بیشینه گسترش آب دریا (mfs) هستند. سطح Mfs3 در یال جنوبی میدان کوپال (امیدپور، ۱۳۸۳) قابل انطباق با این سطح است و به نظر می‌رسد منطبق بر سطح بیشینه گسترش آب دریای شارلند و همکاران (2001) (Ng10) در صفحه عربی باشد.

مجموعه ریز رخساره‌های A1، A2، A3، A4، A5، A6 و A8 از رمپ داخلی در دسته رخساره‌های تراز بالای این سکانس قرار دارند که از ویژگی‌های مرحله سکون نسبی و پائین آمدن سطح آب دریا (HST) است. مانند دیگر سکانس‌ها روند کاهشی نمودار گاما با میانگین ۲۰ در واحد API در محدوده این دسته رخساره قابل مشاهده است. ضخامت این سکانس در چاه ۶ و ۴۴ نزدیک به هم و به ترتیب ۷۴ و ۷۳ متر است، در حالی که در چاه ۳ ضخامت آن ۸۶ متر است.

تعیین سن این سکانس نیز با توجه به مطالعه چینه‌نگاری زیستی انجام شده است که از نظر سنی در محدوده زیست زون Miogypsinoides - Archaias - Valvulinid assemblage zone قرار دارد (آورجانی و طاهری، ۱۳۸۶). بنابراین سن این سکانس رسوبی با توجه به روزن‌داران موجود و موقعیت چینه‌ای آن آکی‌تاین از میوسن پیشین تعیین شده است.

#### سکانس رسوبی چهارم (Seq.#4)

مرز بالایی آن در هر ۳ چاه منطبق بر مرز میوسن زیرین - میانی (ناپوستگی مرز سازند آسماری با سازند گچساران) و از نوع اول است (Vaziri - Moghaddam et al., 2006; Amirshahkarami et al., 2007 a, b). به طور کلی کم‌عمق‌ترین ریز رخساره‌ها در محدوده این سکانس مشاهده می‌شوند. دسته رخساره پیشرونده این سکانس با رسوب گذاری ریز رخساره گل سنگ آهکی (A1) آغاز و با افزایش عمق با ریز رخساره وکستون دارای دیسکورید (A2)، وکستون - وکستون روزن‌دار با تنوع پایین (A3) و وکستون - وکستون روزن‌دار با تنوع بالا (A4) ادامه می‌یابد. بیشینه پیشروی سطح آب دریا در چاه‌های ۶ و ۴۴ با ریز رخساره A4 و در چاه ۳ با ریز رخساره A3 مشخص شده است. این سطح می‌تواند با زون Mf zone4 در یال شمالی میدان (امیدپور، ۱۳۸۳) قابل انطباق باشد و به نظر می‌رسد منطبق بر سطح بیشینه گسترش آب دریای شارلند و همکاران (2001) (Ng20) در صفحه عربی باشد. نمودار پرتو گاما برای دسته رخساره‌های پیشرونده در این سکانس، یک روند تدریجی افزایشی را نشان می‌دهد و در بیشینه سطح

دسته رخساره‌های تراز بالای این سکانس شامل ریز رخساره‌های A8، A7 و A9 است (شکل‌های ۶، ۷ و ۸). نمودار لاگ گاما در محدوده این دسته رخساره روند کاهشی نشان می‌دهد. شیل‌های عمیق و سنگ آهک‌های رمپ خارجی و به میزان کمتر رمپ میانی بیانگر این است که این سکانس در شرایط محیطی عمیق‌تری نسبت به دیگر سکانس‌ها نهشته شده است. بر مبنای داده‌های چینه‌نگاری زیستی سن این سکانس چاتین است (آورجانی و طاهری، ۱۳۸۶).

#### سکانس رسوبی دوم (Seq.#2)

مرز زیرین این سکانس در واقع مرز بالایی سکانس زیرین است. مرز بالایی آن در چاه شماره ۶ با نهشته‌شدن رخساره ماسه‌سنگی بر روی ریز رخساره‌های رمپ داخلی شناسایی شده که از نوع اول است. در چاه‌های ۳ و ۴۴ تغییر الگوی رسوب‌گذاری ریز رخساره‌ها از عمیق به کم عمق، منجر به شناسایی مرز بالایی این سکانس شده است. دسته رخساره‌های پیشرونده همزمان با بالا آمدن سطح آب دریا، روند عمیق شوندگی نشان داده و ریز رخساره‌های A1، A4، A5، A6، A7 و A8 را در چاه‌های مطالعه شده شامل می‌شوند (شکل‌های ۶، ۷ و ۸). نمودار گاما نیز همزمان با عمیق‌شدگی ریز رخساره‌ها، روند افزایشی نشان داده و میانگینی حدود ۳۰ در واحد API دارد.

سطح بیشینه گسترش آب دریا که جداکننده رسوبات پیشرونده زیرین از رسوبات پسرونده بالایی است (Tanabe et al., 2006) در چاه ۶ با ریز رخساره A8 و در چاه‌های ۳ و ۴۴ با ریز رخساره A6، شناسایی شده است. این سطح می‌تواند با زون Mf zone2 در یال شمالی میدان (امیدپور، ۱۳۸۳) قابل انطباق باشد و به نظر می‌رسد منطبق بر سطح بیشینه گسترش آب دریای شارلند و همکاران (2001) (Pg50) al. در صفحه عربی باشد. تبدیل مرز بیشینه گسترش آب دریا در یال جنوبی (مطالعه حاضر) به زون حداکثر گسترش آب دریا در یال شمالی (امیدپور، ۱۳۸۳)، می‌تواند بیانگر این باشد که عمق حوضه رسوب گذاری در یال جنوبی افزایش یافته است. روند کم عمق شدن ریز رخساره‌ها پس از سطح بیشینه پیشروی آب دریا شروع شده و در این هنگام دسته رخساره‌های تراز بالای آب شامل ریز رخساره‌های A3، A4، A5، A2 و A1 نهشته شدند. روند کاهش میزان لاگ گاما نیز همزمان مشاهده می‌شود. ضخامت این سکانس در چاه‌های ۶، ۴۴ و ۳ به ترتیب ۷۳، ۸۰ و ۷۹ متر است.

براساس داده‌های چینه‌نگاری زیستی (آورجانی و طاهری، ۱۳۸۶) و قرارگیری این سکانس در محدوده زیست زون Mio-gypsinoides - Archaias - Valvulinid assemblage zone سن آن آکی‌تاین<sup>۱</sup> تعیین شده است.

#### سکانس رسوبی سوم (Seq.#3)

مرز بالایی این سکانس در چاه ۶ توسط نهشته‌شدن رخساره ماسه‌سنگی بر روی سنگ آهک دولومیتی رمپ داخلی (ریز رخساره A2) شناسایی شده که از نوع اول است. در دو چاه دیگر

1. Aquitanian

نشان می‌دهد که سازند آسماری در هر ۳ چاه از ۴ سکانس رسوبی درجه سوم تشکیل شده است. به علت نزدیک تر بودن چاه ۶ به خط ساحلی تغییرات رخساره‌های ناشی از نوسانات سطح آب دریا در این چاه مشخص‌تر است و مرزهای سکانشی در این چاه از نوع اول است در حالی که در ۲ چاه دیگر، جز مرز بالایی سکانس چهارم، از نوع دوم هستند. مرزهای سکانشی در چاه‌های شماره ۳ و ۴ می‌توانند پیوستگی‌های معادل مرزهای سکانشی نوع اول در چاه شماره ۶ باشند. در انتهای رسوب گذاری سازند آسماری (سکانس چهارم) با خروج کامل پلاتفرم کریناته از زیر آب در هر سه چاه مطالعه شده مرز سکانشی نوع اول در بالای سکانس چهارم تشکیل شده است.

مقایسه منحنی تغییرات سطح آب دریا در چاه‌های مطالعه شده با منحنی جهانی تغییرات سطح آب دریا در زمان الیگو - میوسن (Haq et al., 1987) نشان می‌دهد که منحنی سوپرسکانس سازند آسماری با سوپرسیکل‌های TB1، بخشی از TB2 و بخشی از مگاسیکل (Tejas B Haq et al., 1987) انطباق دارد. همچنین این سکانس‌ها معادل بخشی از مگاسکانس یازدهم صفحه عربی (AP11) هستند (Sharland et al., 2001). در زمان الیگو - میوسن مگاسیکل Tejas B به صورت پسرونده بوده که نشان‌دهنده حرکت

پیشروی آب، میزان آن حدود ۵۰ در واحد API است. در ادامه با کاهش عمق آب، دسته رخساره‌های تراز بالای این سکانس شامل ریز رخساره‌های گل سنگ آهکی (A1)، وکستون دارای دیسکوربید (A2) و وکستون - وکستون روزن‌دار با تنوع پایین (A3) نهشته شده‌اند. کمترین تغییرات رخساره‌ای و کم‌عمق‌ترین ریز رخساره‌ها در محدوده این دسته رخساره دیده شده که حاکی از مرحله سکون نسبی آب دریا است. (Van Wagoner et al., 1990; Emery and Meyer, 1996). پرتو گاما در مورد دسته رخساره‌های تراز بالا روند کاهشی و میانگینی حدود ۱۸ در واحد API دارد. ضخامت این سکانس به ترتیب در چاه‌های شماره ۶، ۴۴ و ۳ برابر ۵۶، ۴۷ و ۶۵ متر است.

تعیین سن این سکانس براساس داده‌های چینه‌نگاری زیستی بوده و با توجه به قرارگیری آن در محدوده زیست زون Borelis Borelis و با توجه به قرارگیری آن در محدوده زیست زون Borelis Borelis و با توجه به قرارگیری آن در محدوده زیست زون Borelis Borelis و با توجه به قرارگیری آن در محدوده زیست زون Borelis Borelis آن بوردیگالین است (آورجانی و طاهری، ۱۳۸۶).

### تفسیر منحنی تغییرات سطح آب دریا

انطباق ستون‌های آنالیز چینه‌نگاری سکانشی چاه‌های مورد مطالعه (شکل ۹ ب) با توجه به خطوط زمانی (زیست زون‌ها)

**الف**

Correlation of Sea level curve during deposition of Asmari Formation with Worldwide Sea level Curve of Haq et al. (1987).

| Fall               |                     |                    | Rise               |                     |                    |
|--------------------|---------------------|--------------------|--------------------|---------------------|--------------------|
| 3rd Order Well # 3 | 3rd Order Well # 44 | 3rd Order Well # 6 | 3rd Order Well # 3 | 3rd Order Well # 44 | 3rd Order Well # 6 |
| SB                 | SB                  | SB                 | SB                 | SB                  | SB                 |
| 17.5 Ng20          | 18.5 Surface VII    |                    | mfS                |                     |                    |
| 19.0 Ng20 SB       |                     |                    | SB                 |                     |                    |
| 20.0 Ng10          | 20.2 Surface VI     |                    | mfS                |                     |                    |
|                    | 21.4 Surface V      |                    | SB                 |                     |                    |
| 23.0 Ng10 SB       | 23.2 Surface IV     |                    | mfS                |                     |                    |
| 24.5 Pg50          | 25.1 Surface III    |                    | SB                 |                     |                    |
|                    | 28.8 Surface II     |                    | mfS                |                     |                    |
| 28.0 Pg40          |                     |                    |                    |                     |                    |

**ب**

Legend

- Limestone
- Sandy Limestone
- Anhydrite
- Sandstone
- Dolomitic Limestone
- Shale
- Dolomite

Decrease A/S  
A: Accommodation Space  
S: Sediment Supply  
Increase A/S

شکل ۹- الف) مقایسه تغییرات سطح آب دریا در چاه‌های مطالعه شده با منحنی تغییرات جهانی سطح آب دریا (Haq et al., 1987)، صفحه عربی (Sharland et al., 2001) و فروافتادگی دزفول (Van Buchem et al., 2010) ب) تطابق چینه‌نگاری سکانشی برش‌های مطالعه شده سازند آسماری در میدان نفتی کوپال.

شماره ۴۴ میدان نفتی کوپال (جنوب غرب ایران)، یازدهمین همایش انجمن زمینشناسی ایران، مشهد، ۱۱.

- بهزادی، س و آدابی، م. ح.، ۱۳۸۱. مطالعات ژئوشیمیایی نهشته‌های کربناته اولیگو - میوسن محدوده غار شاپور (کازرون شیراز) مجموعه مقالات ششمین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران. دانشگاه کرمان.

- رنجبران، م. ۱۳۸۸. تاریخچه دیاژنزی سازند آسماری در بخش شمالی فروافتادگی دزفول، پایان‌نامه دکتری دانشگاه تهران، ۱۸۹.

- سراج، م.، ۱۳۸۴. تحلیل ساختاری مقدماتی میداین نفتی مناطق نفت‌خیز جنوب (محدوده دزفول شمالی)، گزارش شماره پ - ۵۶۱۳، ۱۲۰ (منتشر نشده).

- شوشتریان، ف.، ۱۳۸۲. ژئوشیمی، محیط رسوبی و بررسی روند دیاژنز در نهشته‌های کربناته سازند آسماری واقع در تنگ گل‌ترش در تاق‌دیس آسماری، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۸۳.

- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۳۶.

- مطیعی، ه.، ۱۳۷۴. زمین‌شناسی ایران، زمین‌شناسی نفت زاگرس جلد ۱، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۸۹.

- Adams, T. D., 1969. The Asmari Formation of Luristan and Khuzestan provinces: Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division, Report no. 1154, 34.

- Al Naqib, K. M., 1967. Geological of the Arabian Peninsula, southwestern Iraq: United State Geological Survey, Professional Paper 560 - G, 54.

- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold - thrust belt of Iran and its proforeland evolution, American Journal of Science, 304, 1-20.

- Amirshahkarami, M., Vaziri - Moghaddam, H., and Taheri, A., 2007a. Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in southwest Iran, Historical Biology, 19 (2), 173-183.

- Amirshahkarami, M., Vaziri - Moghaddam, H., and Taheri, A., 2007b. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman - Bolbol, Zagros Basin Iran, Journal of Asian Earth Science, 29 (5-6), 947-959.

- Berberian, M., 1995. Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: Active basement tectonics and surface morphotectonics, Tectonophysics, 241, 193-224.

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

خط ساحلی به سمت دریاست. بنابراین این مقایسه (شکل ۹ الف) نشان می‌دهد که روند تغییرات در منحنی نوسانات سطح آب دریا تقریباً مشابه یکدیگر است، به گونه‌ای که این شباهت در بخش‌های پایین توالی‌های مطالعه شده (محدوده زمانی چاتین تا اواسط آکی‌تاین) زیاد است اما در محدوده زمانی جوان تر تا انتهای بوردیگالین منحنی‌ها از شباهت کمتری برخوردارند که می‌تواند ناشی از تأثیر عوامل محلی (فراخاست زمین‌ساختی و خشکی‌زایی) در منطقه دانست (Alavi, 2004, Al Naqib, 1967; Adams, 1969). البته فعالیت گسل‌های حاشیه حوضه مانند گسل هندیمان - بهره گانسر نیز می‌تواند دلیل این ناهمخوانی باشد (Berberian, 1995) که نیاز به بررسی بیشتر دارد.

### نتیجه‌گیری

سازند آسماری در میدان کوپال از ۹ ریز رخساره کربناتی و ۲ سنگ رخساره سیلیسی - آواری تشکیل شده است. این رسوبات در یک رمپ کربناتی هم شیب برجای گذاشته شده‌اند و شامل زیر محیط‌های رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی است. با توجه به تغییر سریع ریز رخساره‌های دریای باز به ریز رخساره‌های کولاب / پهنه‌های کشندی و سبنا یک حوضه رسوبی محدود و رو به بسته شدن بوده است که با رسوب گذاری تبخیری‌های سازند گچساران مشخص می‌شود. در مطالعه چینه‌نگاری سکانسی، ۴ سکانس رده سوم شناسایی شده است. مرزهای سکانسی در چاه ۶ از نوع اول و در چاه‌های ۳ و ۴ جزو مرز بالای سکانس چهارم از نوع دوم هستند. مرز بالایی سکانس چهارم منطبق بر ناپیوستگی مرز سازند آسماری با سازند گچساران و از نوع اول است. سن سکانس رسوبی اول چاتین، سکانس دوم و سوم آکیتاین و سکانس چهارم بوردیگالین است. تطابق ستون‌های تحلیل چینه‌نگاری سکانسی در میدان کوپال، بیانگر انطباق سکانس‌ها و مرزهای سکانسی است. همچنین نشان می‌دهد مرزهای سکانسی مناطق عمیق‌تر پیوستگی‌های هم‌ارز ناپیوستگی در بخش ساحلی هستند. تفسیر منحنی تغییرات سطح آب دریا در زمان رسوب‌گذاری سازند آسماری تا حدودی با منحنی تغییرات جهانی سطح آب دریا مطابقت دارد. این شباهت در محدوده زمانی چاتین تا اواسط آکی‌تاین است، در حالی که در محدوده زمانی جوان تر تا انتهای بوردیگالین منحنی‌ها تفاوت بیشتری نشان می‌دهند. این تفاوت‌ها را می‌توان ناشی از تأثیر عوامل محلی در منطقه دانست.

### منابع

- امیدپور، آ.، ۱۳۸۳. سکانس استراتیگرافی سازند آسماری و بررسی دیاژنز و محیط رسوبی آن در میدان نفتی کوپال، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، ۱۸۷.

- آمار تولید شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، ۱۳۸۸. اهواز. آورجانی، ش.، طاهری، م.، امیریختیار، ح.، رحمانی، ع.، ۱۳۸۶. بیواستراتیگرافی، رخساره و محیط رسوبی سازند آسماری در چاه

- Busk, H.G., Mayo, H.T., 1918. Some notes on the geology of the Persian oil fields, *Journal Petroleum Technology*, 5, 3-33.
- Buxton, M.W.N. and Pedley, H.M., 1989. A standardized model for Tethyan Tertiary carbonates ramps, *J Geoll Soc London*, 149, 746-748.
- Catuneanu, O.; 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits and pitfalls, *African Earth Sciences*, 35, 1-43.
- Corda, L., and Brandano, M., 2003. A photic zone carbonates production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy, *Sedimentary Geology*, 161, 55-70.
- Dickson, J.A.D; 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining, *Journal of Sedimentary Petrology*, 36, 491-505.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham WE (Ed) *Classification of Carbonate Rocks*, AAPG. Mem. 1, 108-121.
- Ehrenberg, S.N. and Pickard, N.A.H. et al. 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari formation (Oligocene-Miocene), SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 30(2), 107-128.
- Emery, D., and Myers, K., 1996. *Sequence Stratigraphy*, Blackwell Science, 279.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application* (2th edition), Springer, Heidelberg, 976.
- Folk, R.L, 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*: Hemphill Publishing Co. Austin, Texas, 182.
- Friedman, G.M., 1965. Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks” *Journal of Sedimentary Petrology*, 35, 643 – 655.
- Galloway, W.E; 1989. Genetic Stratigraphic Sequences in basin analysis (I), architecture and genesis of flooding - surface bounded depositional units, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73, 125 142.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits, Empirical model based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155 , 211-238.
- Haq, B.U., Hrdenbol, J. and Vial, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea level, *Science*, 235, 1156-1167.
- Haq, B.U., 1991, Sequence stratigraphy, sea - level change and significance for the deep sea, In: Macdonald, D.I.M (ed.): *Sedimentation, tectonics and eustasy: sea - level changes at active margins*. - Spec. Publ. Int. Ass. Sedimentology, 12, 3-39.
- Heydari, E., 2008. Tectonics versus eustatic control on super sequences of the Zagros Mountains of Iran, *Tectonophysics*, 451, 56-70.
- Hottinger, L., 1973. Selected Paleogene larger foraminifera: In: Hallam, A. (ed.), *Atlas of Paleobiogeography*, Elsevier, Amsterdam, 443-452.
- James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium, agreement area, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 49, 2182-2245.
- Jones, B. and Desrochers, A., 1992. Shallow platform carbonates. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models Response to Sea Level Changes*. Geol. Assoc. Canada, St. Jones, Newfoundland, 277-303.
- Laursen, G.V., Monibi, S. et al., 2009. EAGE Conference Shiraz. Extended abstract.
- Lees, G.M., 1933. The reservoir rocks of Persian oil fields. -*Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 17, no. 3, 229-240.
- Posamentier, H.W. and Vail, PR. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. In: Wilgus, CK., Hastings, BS., Kendall, CGStC, Posamentier, HW., Ross, CA., Van Wagoner, JC., (eds.) *Sea Level Changes, an integrated approach*, SEPM Spec Publ, 42, 125-154.
- Rahmani, A., Vaziri - Moghaddam, H., Taheri, A. and Ghabeishavi, 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.
- Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69/1, 1-21.
- Richardson, R.K., 1924. The geology and oil measure of South West Persia. *Journal Institute Petroleum Technology*, 10, 43, 256-283.
- Sadeghi, R., Vaziri - Moghaddam, and Taheri, A. 2009. Biostratigraphy and paleoecology of the Oligo - Miocene succession in Fars and Khuzestan areas (Zagros Basin, SW Iran): *Historical Biology: An International Journal of Paleobiology*, 21, 17-31.
- Sadeghi, R., Vaziri - Moghaddam, H. and Taheri, A. 2010. Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub - ba-

sin, Zagros Mountains, southwest Iran: Facies, 1-16.

- Sarg, J.F., 1988. Carbonate sequence stratigraphy. In: Wilgus, CK., Hastings, BS., Kendall, CGStC, Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C., (eds.) Sea Level Changes, an integrated approach, SEPM Spec Publ, 43, 155-181.

- Schlager, W., 2005. Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy. SEPM Concepts in Sedimentology, 198.

- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D. and Simmons, M., 2001. Arabian Plate Sequence Stratigraphy, Special Publication, 490.

- Shinn, E.A., 1983. Birdseyes, fenestrate, shrinkage pores, and loferites: A reevaluation, Sediment Petrology, 53, 619-628.

- Sim, M.S., and Lee, I.L., 2006. Sequence stratigraphy of the Middle Cambrian Daegi Formation (Korea), and its bearing on the regional stratigraphic correlation, Sedimentary Geology, 191, 151-169.

- Sooltanian, N., Seyrafian, A. and 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, 1-14.

- Tanabe, S., Saito, Y., Lan Vu, Q., Hanebuth, T. J. J., Lan Ngo, Q., and Kitamura, A., 2006. Holocene evolution of the Song Hong (Red River) delta system, northern Vietnam, Sedimentary Geology, 187, 29-61.

- Tucker, M. E., 2001. Sedimentary Petrology, (3rd edition), Blackwells, Oxford, 260.

- Van Buchem, F.S.P.; Allan, T. L.; Laursen, G.V.; Lotf-pour, M.; Moallemi, A.; Monibi, S.; Motiei, H.; Pickard, N.A.H.; Tahmasbi, A. R.; Vedrenne, V.; and Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo - Miocene deposits in the Dezful Em-

bayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. Geological Society, London, Special Publications; 329; 219-263.

- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. and Rahmanian, V.D. 1999. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in well logs, cores, and outcrops, Concepts for High - Resolution Correlation of Time and Facies, American Association Petroleum Geology, Methods in Exploration Series, Tulsa, 7, 1-55.

- Van Wagoner, J.C., Mitchum R.M., Jr. Campion, K.M. and Rahmanian V.D., 1990. Siliciclastic sequence Stratigraphy for High Resolution Correlation of Time and Facies. American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration series, Tulsa, 7, 55.

- Vaziri - Moghaddam, H., Kimiagari, M. and Taheri, A., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligocene - Miocene Asmari Formation in SW Iran, Lali Area, Facies, 52, 41-51.

- Vaziri - Moghaddam, H., Seyrafian A., Taheri, A. and Motiei, H., 2010. Oligocene - Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 27, núm. 1, 56-71.

- Vennin, E., Van Buchem, F. S. P., Joseph, p., Gaumet, F., Sonnenfeld, M., Rebelle, M., Fakhfakh - Ben Jemaia, H. and Zijlstra, H., 2003. A 3D outcrop analogue model for Ypresian nummulitic reservoirs: Jebel Qussalat, northern Tunisia, Petroleum Geoscience, 9, 145-161.

- Wilson, J. L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. Springer - Verlag, Berlin, 471.

- Zhicheng, Z., Willems, H., and Binggao, Z., 1997. Marine Cretaceous in Southern Tibet, China, and their Sedimentary Significance, Marine Micropaleontology, 32, 3-29.