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

شهرام آورجانی^(او*)، اسدالله محبوبی^۲ و رضا موسوی حرمی^۳ 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

چکیدہ

سازند آسماری در میدان نفتی کوپال، از سنگ آهک فسیل دار، سنگ آهک دولومیتی، سنگ آهک رسی، ماسه سنگ و شیل تشکیل شده است و اصلی ترین سنگ مخزن در چندین میدان نفتی زاگرس ایران است. سن این سازند در میدان کوپال الیگو – میوسن (چاتین – بوردیگالین) است. در این تحقیق، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند آسماری در ۳ برش زیر سطحی میدان کوپال با استفاده از مغزه ها، مقاطع نازک و خرده های 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 محیط های رمپ داخلی (ریز رخساره های AT تا AT)، رمپ میانی (ریز رخساره AB) و رمپ خارجی (می و شیل) برجای گذاشته شده است. تغییرات ناگهانی ریز رخساره های دریایی به کولابی و یا پهنههای کشندی و سبخا نشان دهنده محدود شدن حوضه است. با توجه به رخساره های میکروسکوپی، الگوی برانبارش و شناسایی سطوح اصلی سکانسی، ۴ سکانس رسوبی ده سوم شناسایی شد. منحنی تغییرات سطح آب دریا در برش های مورد مطالعه تا حدودی با منحنی تغییرات جهانی سطح آب دریا مطابقت دارد و تفاوت های موجود را میتوان به شرایط محلی ند.

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

مقدمه

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

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

^{*} نویسنده مرتبط avarjani@gmail.com

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 می شود 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 اولین مقاله درباره سازند آسماری توسط (1918) منتشر شده که سازند آسماری بصورت یک توالی کربناتی Richardson (1924) معرفی و سن 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 (1933) Lees پایه گذاری شد، به این معنی که سن سازند آسماری آلیگو میوسن تعیین شده و انیدریت قاعده آسماری، که در زیر لایههای James میوسن تعیین شده و انیدریت قاعده آسماری ردهبندی شد. James مطالعات قبلی درباره این سازند را مرور آمور کردند و تعریف این سازند را منتشر ساختند.

بهزادی و آدابی (۱۳۸۱) در ناحیه کازرون – شیراز سازند آسماری را از دیدگاه ژئوشیمیایی و سنگنگاری بررسی و کانی شناسی 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 کانی شناسی اولیه آراگونیتی برای نهشتههای کربناتی آسماری تعیین شده است (شوشتریان، بخش شمالی فروافتادگی دزفول، بررسی کرد.

جینهنگاری زیستی سازند آسماری Laursen et ایزوتوپ استرونسیم بازنگری کردند. Ehrenberg et al., (2007) Ehrenberg et al., (2007) دادههای (2007) با استفاده از دادههای (2007) و همچنین دادههای جدید، زونهای زیستی جدید برای سازند

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

رحمانی و همکاران (۲۰۰۹)، وزیریمقدم و همکاران (۲۰۱۰)، صادقی و همکاران (۲۰۰۹; ۲۰۱۰) و سلطانیان و همکاران (۲۰۱۱ جدیدترین مطالعات ریز رخساره، محیط رسوبی و چینهنگاری سکانسی را برروی سازند آسماری انجام دادهاند.

چینه نگاری زیستی سازند آسماری در میدان نفتی کوپال توسط آورجانی و طاهری (۱۳۸۶) انجام و سن سازند آسماری در این میدان الیگو – میوسن (چاتین – بوردیگالین) تعیین شد. چینه نگاری سکانسی، دیاژنز و محیط رسوبی سازند آسماری در یال شمالی میدان کوپال توسط امیدپور (۱۳۸۳) انجام شده است. در این مطالعه ۴ سکانس 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 چینه نگاری سکانسی 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 آلیزارین قرمز شناسایی ریز رخسارههای کربناتی و سنگرخسارههای آواری منزهها) و مطالعات آزمایشگاهی (مقاطع نازک تهیه شده از مغزهها و خردههای حفاری) انجام شده است. نامگذاری سنگهای کربناتی Folk بر اساس روش (1962) معدامه و محیطهای رسوبی با استفاده از بر اساس روش (1962) معدامه و محیطهای رسوبی با استفاده از (1980) و تحلیل ریز رخسارهها و محیطهای رسوبی با استفاده از



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

روشهای (Wilson (1985) and Flügel (2010) انجام شده است. برای رسم ستونهای سنگشناسی از نمودارهای ترسیمی سرچاه ⁽ 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.

موقعيت جغرافيايي منطقه مورد مطالعه

فروافتادگی دزفول ۲ جزئی از کمربند چین خورده – 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 محدوده عرض جغرافیایی ۱۰۰ ۳۱۳ الی '۳۲ °۳۱ و طول جغرافیایی محدوده عرض جغرافیایی ۱۰۰ ۳۱۳ الی '۳۲ °۳۱ و طول جغرافیایی سازندهای آغاجاری 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، آغاجاری محدود می شود (سراج، ۱۳۸۴) (شکل ۲).

تحليل ريز رخسارهها

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

توصیف ریز رخسارہ های کربناتی A1) گل سنگ آهکی

A1) Lime Mudstone

این رخساره فاقد هرگونه آلوکم یا فسیلی است و از گل آهکی تشکیل شده است. آثار آشفتگی زیستی به ندرت در آن دیده می شود. 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^۳ شده است (شکل ۳ الف، ب).

A2) وكستون – پكستون داراى ديسكوربيد

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 گلآهکی قرار گرفتهاند (شکل ۳ ج). رشد بلورهای دولومیت ثانویه باعث رنگ روشن در زمینه گل آهکی شده است. آثار آشفتگی زیستی در آن دیده می شود.



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

Intraclast

ریز رخساره، محیطهای رسوبی و چینهنگاری سکانسی ...



شکل ۳. تصاویر ریز رخساره های سازند آسماری در چاه های مورد مطالعه، الف و ب) گل سنگ آهکی، ج) وکستون دارای دیسکوربید (Dis: Discorbid)، د) پکستون – وکستون روزندار با تنوع پایین (Ga.: Gastropod; m.: Miliolid; Mio: Miogypsinoides)، ها پکستون – وکستون روزندار با تنوع بالا (Mio: Miogypsinoides)، ها) پکستون – وکستون حاوی میلیولید و میوژیپسینید (Mio.: Miogypsinoides sp.) ز) پکستون – گرینستون پلوییدی/ اُئوییدی.

(A3) وکستون – پکستون حاوی روزنداران با تنوع پایین (A3) Low diversity Foraminifera Wackestone/Packstone Ostracod ، Echinoid از کمتری از Miliolid ، همراه مقدار کمتری از شکیل 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 می شود، اما در چاه شماره ۶، Miliolid به همراه درون آوار^۴ و پلویید سازندگان این ریز رخساره هستند (شکل ۳ د).

A4) وكستون – پكستون حاوى روزن داران با تنوع بالا A4) High diversity Foraminifera Wackestone/Packstone

مشخصه اصلی این ریز رخساره تنوع روزن داران کفزی (Miliolids, Archaias spp., Meandropsina spp., Peneroplis) است، جلبکها نیز به میزان ۵ تا ۱۰ درصد در آن دیده می شوند. کوارتز نیز به میزان ۵ درصد در آن وجود دارد (شکل ۳ ه).

(A5) پکستون – وکستون حاوی میلیولید و میوژیپسینید A5) Miogypsinid - Miliolid Packstone to Grainstone این ریزرخساره نیز مانند A۴ از اجزای اسکلتی متنوعی (Miliolid است و شامل مقدار کمی فسیل پورسلانی (Miliolid و Peneroplid 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 پلوییدی/ اُئوییدی

A6) Peloid / Ooid Grainstone

این میکروفاسیس از آئویید، دانههای پوشش دار و پلوئید به همراه روزن داران کفزی کوچک، خردههای صدف نرم تنان و درون آوار تشکیل شده است. اَئوییدها، عمدتاً میکریتی شده و تشخیص فابریک داخلی آنها دشوار است. با این وجود هسته کوارتزی در برخی اَئوییدها قابل مشاهده است. به نظر میرسد منشأ برخی از پلوییدهای این رخساره در نتیجه میکریتی شدن اَئوییدها باشد. جورشدگی خوب اَئوییدها و عدم حضور زمینه گلی، از مشخصات این ریز رخساره است (شکل ۳ ز، ۴ الف).

A7) پکستون – گرینستون حاوی روتالیا و جلبک قرمز مرابع

A7) Red algal - rotalia Packstone to Grainstone Rotalia sp., Mili- دانه های اصلی این ریز رخساره روزن داران -olid, Rupertia sp Miogypsi- و جلبک قرمز است. خرده های -olid, Rupertia sp nid و Bryozoan نیز در این ریز رخساره حضور دارند. در برخی از نمونه ها خردشدگی در جلبک های قرمز مشاهده می شود (شکل ۴ ی).

A8) وكستون – پكستون حاوى جلبك قرمز و زيست آوار A8) Bioclast corallinacea Wackestone to Packstone

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

رودولیت را تشکیل دادهاند. دوکفهای های بزرگتر و روزندارانی مانند Lepidocyclina sp., Eulepidina sp., Nephrolepidina sp., فردههای جلبک سبز و مرجان نیز وجود دارد (شکل ۴ ج). (A9) یکستون حاوی لیدوسیکلین

A9) Lepidocyclina Packstone to Wackestone

لپییدوسیکلینهای پهن و کشیده اصلیترین 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^۵ برجای گذاشته شدهاند. ریز رخسارههای سبخا تا یهنههای کشندی A1 و A2 معادل RMF شماره ۲۲ (2010) Flügel است. امروزه در برخی از سکوهای کربناتی گرم و خشک با تبخیر بالا مانند سواحل جنوبی خليج فارس شبيه ريز رخساره A1 تشكيل مي شود (Friedman) Shinn, 1983; Vaziri - Moghaddam et al., 2006 ;1965). ريز رخساره A2 با توجه به حضور Discorbid که به صورت انگلی و در بخش های نزدیک به ساحل زندگی میکنند (Geel, 2000)، در شرایط کم انرژی کولاب در رمپ داخلی برجای گذاشته شده است. در ریز رخساره های A3 و A4 به تدریج تنوع موجودات افزایش می یابد که نشاندهنده افزایش تدریجی عمق آب و شرایط دريايي است (Buxton and Pedley, 1989; Hottinger, 1973). در ریز رخساره A3 تنوع کم خردههای اسکلتی و فراوانی گل آهکی، رسوب گذاری در محیط کم انرژی کولاب که ارتباط کمی با دریای باز داشته است را تأیید می کند. نوسان در میزان شوری، می تواند باعث تنوع کم موجودات در این ریز رخساره شده باشد (Fligel, 2010). در ریز رخساره A5 تنوع بالای موجودات افزایش چرخش آب و محیطی با درجه شوری و حاوی اکسیژن عادی را نشان مي دهد (Flügel, 2010). وجود جلبک سبز نيز مؤيد 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 شوري عادي دريايي است (Geel, 2000). خرد شدن و شكسته شدن آلوکمها، شرایط پر انرژی این محیط را تأیید میکند. در ریز رخساره گرینستونی A6 وجود آئوییدهای 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). ريز رخساره A7 با توجه به وجود Wilson,

^{5.} Inner ramp

^{6.} Epiphytic

ریز رخساره، محیطهای رسوبی و چینهنگاری سکانسی ...



شکل ۴. تصاویر سنگ رخساره و ریز رخسارههای سازند آسماری در چاههای مورد مطالعه، الف) پکستون – گرینستون پلوییدی/ اُنوییدی ب) پکستون – گرینستون حاوی روتالیا و جلبک قرمز (Rot.: Rotalia sp.; R.A.: Red algae; Bi.) ج) وکستون حاوی جلبک قرمز و زیست آوار Bloclast (یا یکستون حاوی لپیدوسیکلین ه) ماسهسنگ کوارتزآرنایتی (Dol.: Dolomite cement)، و، ز) شیل حاوی فسیل های پلانکتون (sp.; Euv.: Eouvigerina)، د) پکستون حاوی منده بخش شیلی است.

در یک محیط کم عمق و پر انرژی تەنشین شده است ,Geel) 2000). همراه بودن موجودات کولابی و دریای باز نشاندهنده نبود یک سد پیوسته است (Vaziri - Moghaddam et al., 2010). ریز رخسارههای A5، A6 و A7 یک روند تدریجی از بخش رو به کولاب سد'، مرکز سد' و بخش رو به دریای سد'' را نشان میدهند (Geel, 2000). براساس باکستون و پدلی Buxton and میدهند (Pedley, 1989). سدهای اُلیگوسن و میوسن پایینی زیست آواری و سدهای میوسن بالایی آئوییدی 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 Gperculina). روزنداران بودن آنها با موجودات دگرپرورد^ه و روزنداران پلانکتون نشانگر عمیق ترین بخش حد پایینی منطقه نوری است (Friedman, 1965) و کشیده بهمراه 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 (Flügel, 2000). نیز بیانگر شرایط انتهای رمپ خارجی است (Geel, 2000).

توصيف و تفسير 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. ماسه سنگ ها جورشدگی متوسط تا خوبی دارند و دانه های کوارتز نیمه گرد شده تا گرد شده اند. بلوغ بافتی مچور و بلوغ ترکیبی (کانی شناسی) بالغ تا بسیار بالغ است. سیمان آن کربناتی (عمدتاً دولومیتی) است (شکل ۴ ه). سنگ رخساره ماسه سنگی با جورشدگی خوب، دانه های گرد شده تا نیمه گرد شده، بلوغ بافتی مچور تا سوپر مچور در محیط پر انرژی

تا متوسط با جریانی 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 و، 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 نسبتا عمیق و نیمه کاهیده را برای این سنگ رخساره تداعی میکند.

علاوه بر شیل های عمیقی که در زون تدریجی آسماری – پابده وجود دارد، شیل هایی 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 شیل های عمیق رنگ تیره دارند اما از نظر نبودن مغزه و مقطع نازک، توصیفی انجام نشده است. با این وجود، شواهد حاکی از تهنشست آن در محیط کم عمق 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 بخش های آواری است. همچنین مغزههای بخش های آواری (ماسهسنگها) قسمتی به لحاظ نداشتن سیمان و سست بودن، خرد شده و در بعضی بخش ها هم آغشتگی هیدروکربن به حدی زیاد بود که امکان تشخیص ساختار رسوبی و جهت جریان ديرينه نا ممكن شده بود. با اين وجود، بررسي مجموعه ريز رخسارههای سازند آسماری در میدان نفتی کویال و مقایسه این مجموعه ريز رخساره با كمربند رخسارهاي Wilson (1985) and (2010) Flügel ، با استناد به قانون والتر و با توجه به شواهدي مانند عدم رشد ریفهای سدی و وجود ریفهای کومهای، شیب کم حوضه (وجود ریز رخسارههای پهنه کشندی با گسترش زیاد)، نبود ریز رخسارههای ریزشی و لغزشی که بیانگر شیب بالای 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 و توربیدیتی رمپ کربناتی

^{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).

از نوع هم شيب است ,Flügel, 2010; Burchette and Wright, از نوع هم شيب است 1992) که مشابه خلیج فارس امروزی بوده است ;Read, 1985) Jones and Desrochers, 1992). در زمان رسوب گذاری سازند آسماری (اُلیگو - میوسن) شرایط محیطی از رمپ خارجی تا رمب مياني و داخلي در تغيير بوده"، اما بيشتر شرايط رمب داخلي حاكم بوده است. در طي أليگوسن بيشتر شرايط رمپ خارجي حاکم بوده، به گونهای که رسوبات حد تدریجی آسماری و پابده 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/یهنههای 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 آسماري نيز مؤيد اين موضوع است.

چینەنگاری 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' (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

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

سکانس رسوبی اول (Seq.#1)

مرز زیرین این سکانس مشخص نیست و باید آن را در سازند پابده 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 است. این مرز در چاههای شماره ۳ و ۴۴، توسط الگوی تغيير ريز رخسارهها از عميق به كم عمق شناسايي شده و از نوع دوم 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 ۴۴ از ریز رخسارههای A8 و A9 تشکیل شده است. بیشترین پیشروی^{*} سطّح آب دریا در چاه شماره ۶ با شیل های حاوی مواد آلی، پیریت و گلوکونیت و در چاههای ۳ و ۴۴ با ریز رخساره A9 مشخص می گردد. 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 (امیدیور، ۱۳۸۳) نشان می دهد 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[°]، آسانترین سطح کلیدی برای تشخیص سکانس محسوب می شوند -Gal) .(loway, 1989

3. Type 2 sequence boundary

^{1.} Biostratigraphy

^{2.} Type 1 sequence boundary

^{4.} Maximum flooding surface

^{5.} Time line



شکل۶- تحلیل ریز رخساره و چینهنگاری سکانسی سازند آسماری در چاه شماره ۳ میدان نفتی کوپال، برای توضیح ریز رخسارهها و محیطهای رسوبی به متن مراجعه شود.

ریز رخساره، محیطهای رسوبی و چینهنگاری سکانسی ...



شکل۷- 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.



شکل۸- تحلیل ریز رخسارهها و چینهنگاری سکانسی سازند آسماری در چاه شماره ۶ میدان نفتی کوپال، برای توضیح ریز رخسارهها و محیطهای رسوبی به متن مراجعه شود.

دسته رخساره های تراز بالای این سکانس شامل ریز رخساره های AR، A8 و A9 است (شکل های ۶، ۷ و ۸). نمودار لاگ گاما در محدوده این دسته رخساره روند کاهشی نشان می دهد. شیل های عمیق و سنگ آهک های رمپ خارجی و به میزان کمتر رمپ میانی بیانگر این است که این سکانس در شرایط محیطی عمیق تری نسبت به دیگر سکانس ها نهشته شده است. بر مبنای داده های چینه نگاری 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 نهشته شدن رخساره ماسه سنگی بر روی ریز رخساره های رمپ داخلی شناسایی شده که از نوع اول است. در چاه های ۳ و ۴۴ تغییر الگوی رسوب گذاری ریز رخساره ها از عمیق به کم عمق، منجر به شناسایی مرز بالایی این سکانس شده است. دسته رخساره های پیشرونده همزمان با بالا آمدن سطح آب دریا، روند عمیق شوندگی نشان داده و مطالعه شده شامل می شوند (شکل های ۶، ۷ و ۸). نمودار گاما نیز همزمان با عمیق شدگی ریز رخساره ها، روند افزایشی نشان داده و میانگینی حدود ۳۰ در واحد API دارد.

سطح بیشینه گسترش آب دریا که جدا کننده رسوبات پیشرونده زيرين از رسوبات پسرونده بالايي است (Tanabe et al., 2006) در چاه ۶ با ریز رخساره A8 و در چاههای ۳ و ۴۴ با ریز رخساره A6، شناسایی شدہ 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 Sharland et) (Pg50) al., (2001) 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)، می تواند 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 رخساره های تراز بالای آب شامل ریز رخساره های A3، A4، A3 A2، و A1 نهشته شدند. روند کاهش میزان لاگ گاما نیز همزمان مشاهده می شود. ضخامت این سکانس در چاههای ۶، ۴۴ و ۳ به ترتيب ۷۳، ۸۰ و ۷۹ متر است.

براساس دادههای چینهنگاری زیستی (آورجانی و طاهری، Mio- و قرارگیری این سکانس در محدوده زیست زون -Mio (۱۳۸۶ – gypsinoides – Archaias – Valvulinid assemblage zone آن آکیتانین ⁽ 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

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

افزایش عمق آب تا رسیدن به بیشینه پیشروی سطح آب دریا، منجر به نهشته شدن ریز رخساره های A6، A4، A3، A4، A2، A2، A و A7 شده که دسته رخساره های پیشروی را تشکیل می دهند (شکل های 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 می رسد منطبق بر سطح بیشینه گسترش آب دریای شارلند و همکاران (2001) (Ng10) در صفحه عربی باشد.

مجموعه ریز رخساره های A3 ، A3 ، A3 ، A3 و A6 از رمپ داخلی در دسته رخساره های تراز بالای این سکانس قرار دارند که از ویژگی های مرحله سکون نسبی و پائین آمدن سطح آب دریا (HST) است. مانند دیگر سکانس ها 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 روزندداران موجود و موقعیت چینهای آن آکی تانین از میوسن پیشین تعیین شده است.

سکانس رسوبی چهارم (Seq.#4)

مرز بالايي آن در هر ۳ چاه منطبق بر مرز ميوسن زيرين – مياني (ناپیوستگی مرز سازند آسماری با سازند گچساران) و از نوع اول (Vaziri - Moghaddam et al., 2006; Amirshahkarami است et al., 2007 a, b). به طور کلی کمعمق ترین ریز رخساره ها 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 دیسکوربید (A2)، پکستون – وکستون روزندار با تنوع پايين (A3) و پکستون – وكستون روزندار با تنوع بالا (A4) ادامه مي يابد. بيشينه پيشروي 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 می تواند با زون Mf zone4 در یال شمالی میدان (امیدیور، ۱۳۸۳) قابل انطباق باشد و به نظر میرسد منطبق بر سطح بیشینه گسترش آب دریای (Ng20) Sharland et al., (2001) 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 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 رخسارهای ناشی از نوسانات سطح آب دریا در این چاه مشخص تر است و مرزهای سکانسی در این چاه از نوع اول است در حالی که در ۲ چاه دیگر، جز مرز بالایی سکانس چهارم، از نوع دوم هستند. مرزهای سکانسی در چاههای شماره ۳ و ۴۴ می توانند پیوستگیهای معادل مرزهای سکانسی نوع اول در چاه شماره ۶ باشند. در انتهای رسوبگذاری سازند آسماری (سکانس چهارم) با خروج کامل پلاتفرم کربناته از زیر آب در هر سه چاه مطالعه شده مرز سکانسی نوع اول در بالای

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 می دهد 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 (Tejas B tal., 2001). در زمان الیگو – میوسن مگاسیکل Tejas B هرورت 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 پکستون – 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 ,.Al در مورد دسته (Van Wagoner et al., پرتو گاما در مورد دسته از مرحله سکون نسبی آب دریا است ,.emery and Meyer, 1996 رخسارههای تراز بالا روند کاهشی و میانگینی حدود ۱۵ 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 سن melo group – Meandropsina iranica assemblage zone سن آن بوردیگالین است (آورجانی و طاهری، ۱۳۸۶).

تفسير منحنى تغييرات سطح آب دريا

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



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 سکانسی برش های مطالعه شده سازند آسماری در میدان نفتی کوپال.

خط ساحلی به سمت دریاست. بنابراین این مقایسه (شکل ۹ الف) نشان می دهد که روند تغییرات در منحنی نوسانات سطح آب دریا تقریباً مشابه یکدیگر است، به گونهای که این شباهت در بخشهای پایین توالی های مطالعه شده (محدوده زمانی جوان تر تا تا اواسط آکیتانین) زیاد است اما در محدوده زمانی جوان تر تا میتواند ناشی از تأثیر عوامل محلی (فراخاست زمینساختی و خشکیزایی) در منطقه دانست ; ماهای حاشیه حوضه مانند گسل هندیجان – بهره گانسر نیز میتواند دلیل این ناهمخوانی باشد (Berberian, 1995) که نیاز به بررسی بیشتر دارد.

نتيجه گيري

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 سبخا یک حوضه رسوبی محدود و رو به بسته شدن بوده است که با رسوب گذاری تبخیریهای سازند گچساران مشخص می شود. در مطالعه چینهنگاری سکانسی، ۴ سکانس رده سوم شناسایی شاه است. مرزهای سکانسی در چاه ۶ از نوع اول و در چاههای ۳ و ۴۴ جزو مرز بالایی 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 آکیتانین و سکانس چهارم بوردیگالین است. تطابق ستونهای تحلیل چینهنگاری سکانسی در میدان کویال، بیانگر انطباق سکانس ها 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 رسوب گذاری سازند آسماری تا حدودی با منحني تغييرات جهاني سطح آب دريا مطابقت دارد. اين شباهت در محدوده زمانی چاتین تا اواسط آکی تانین 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 محلى در منطقه دانست.

منابع

ا میدپور، 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.، امیریبختیار، ح.، رحمانی، ع.، ۱۳۸۶

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 میادین 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 زمین شناسی کشور، ۵۳۶. – مطیعی، ۵.، ۱۳۷۴. زمین شناسی ایران، زمین شناسی نفت زاگرس جلد ۱، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۵۸۹.

- Adams, T. D., 1969. The Asmari Formation of Lurestan 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.

- 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 deposites, Emprical 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 austasy: 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., Casy, 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.; Lotfpour, 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 Embayment (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., Sonnenfield, M., Rebelle, M., Fakhfskh - Ben Jemaia, H. and Zijlstrra, 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.