

محیط رسوبی بخش بالایی سازند دالان بر روی کمان قطر - فارس و حاشیه شرقی آن: میادین پارس جنوبی و سلمان

مریم فتوت، دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم
غزل هاشمی حسینی، دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران*
حسین رحیم پور بناب، استاد، گروه زمین شناسی دانشگاه تهران

چکیده

مخزن هیدروکربوری پرمین - تریاس سازندهای دالان - کنگان (هم‌ارز سازند خوف) میزبان اصلی مخازن گاز طبیعی در خلیج فارس هستند. هدف از این مطالعه بررسی تغییرات رخساره‌ها در بخش دالان بالایی در میادین پارس جنوبی و سلمان است. برای بازسازی بهتر توزیع چینه‌نگاری و فضایی رخساره‌ها دو چاه انتخاب شد. آنالیز رخساره‌ها در چاه‌های مطالعه شده نشان می‌دهد که توالی رسوبی شامل سنگ آهک، دولومیت و تبخیری است که در نواحی داخلی تا ابتدای بخش‌های میانی یک رمپ کربناته هموکلینال نهشته شده‌اند. مطالعه پتروگرافی مقاطع نازک منجر به شناسایی ۱۵ میکروفاسیس و در نهایت ۴ محیط مجزا شامل ۱- سوپراتایدال (سبخا)، ۲- لاگون، ۳- پشته‌های زیرآبی سدی و ۴- دریای باز شده است. این بررسی نشان می‌دهد که رخساره‌ها در میدان سلمان در یک محیط کم‌عمقتر نسبت به پارس جنوبی نهشته شده‌اند. بازسازی جغرافیای دیرینه پلیت عربی نشان می‌دهد که میدان سلمان و میادین مجاور آن حاصل تکنونیسیم و بالآمدگی نمک هستند. بنابراین تشکیل رخساره‌های کم‌عمق تر در این میدان (نسبت به پارس جنوبی) ممکن است در ارتباط با این مسئله باشد.

واژه‌های کلیدی: دالان بالایی، میکروفاسیس، محیط رسوبی، پارس جنوبی، سلمان، کمان قطر - فارس

مقدمه

طاقدیس گنبدی بسته با ابعادی در حدود ۱۵×۱۶ کیلومتر می‌باشد که یال‌هایی ملایم با شیب ۳ تا ۷ درجه دارد. تولید ذخایر هیدروکربنی خصوصاً گاز در این دو میدان و دیگر میداین حوضه خلیج فارس از سازند دالان (پرمین بالایی) و سازند کنگان (تریاس زیرین) و معادل آن سازند خوف، صورت می‌گیرد (Szabo and Kheradpir 1978).



شکل ۱- موقعیت میداین پارس جنوبی و سلمان در خلیج فارس (Aali et al. 2005)

پالئوژئوگرافی و حوضه رسوبی

حوضه خلیج فارس و نواحی مجاور آن از زمان پروتروزوئیک تحت تأثیر گسل‌های پی‌سنگ با سه روند اصلی NW-SE، N-S و NE-SW قرار داشته است (Edgell 1996).

صفحه عربی یک حوضه عظیم رسوبی است که حوضه‌های خلیج فارس، غرب و جنوب رشته کوه‌های زاگرس، شبه‌جزیره عربستان، عراق، اردن، سوریه و بخش جنوبی ترکیه را شامل می‌گردد (Konert et al. 2001).

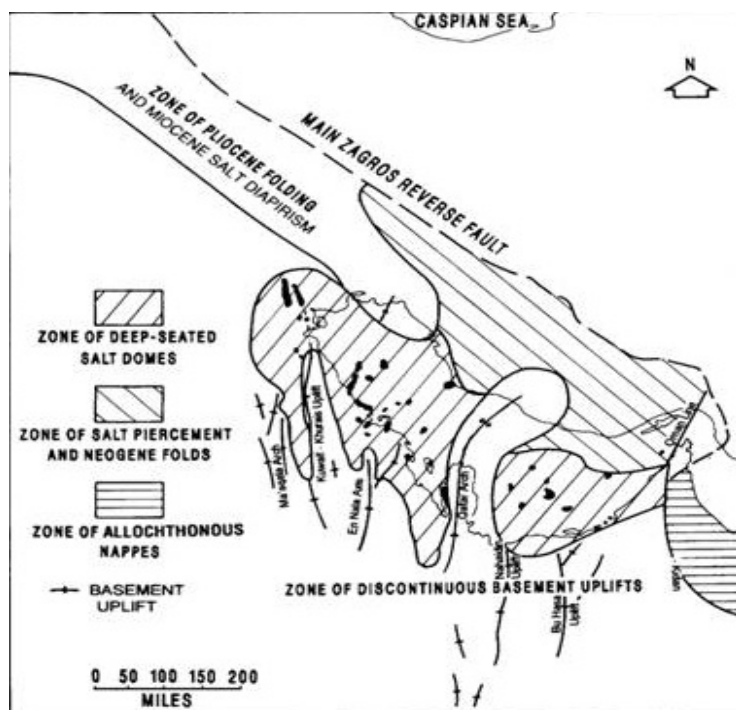
خلیج فارس در حاشیه شرقی صفحه عربی بین عرض‌های جغرافیایی ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۸ تا ۵۷ درجه شرقی واقع شده است. میداین هیدروکربوری زیادی با سنگ‌شناسی کربناته در حوضه خلیج فارس کشف شده است که از آن جمله میدان عظیم گازی پارس جنوبی در بخش شمالی گنبد پارس جنوبی- گنبدشمالی و میدان سلمان در بخش‌های مرکزی خلیج فارس تا شرق کمان قطر فارس می‌باشند (شکل ۱).

میدان پارس جنوبی در موقعیت ۵۲ تا ۵۲/۵ درجه شرقی و ۲۶/۵ تا ۲۷ درجه شمالی در حدود ۱۰۰ کیلومتری بندر عسلویه، ۱۷۵ کیلومتری کیش و ۱۰۵ کیلومتری سواحل قطر واقع شده‌است. وسعت این میدان بیش از ۶۰۰۰ کیلومتر مربع و دارای طول تقریبی ۱۵۰ و عرض تقریبی ۷۰ کیلومتر است (Kashfi 1992). ساختمان زمین‌شناسی میدان پارس جنوبی که بخش شمالی گنبد پارس جنوبی- گنبدشمالی را تشکیل می‌دهد، دارای یال‌های ملایم بوده که خود تشکیل‌دهنده یکی از چند قله ساختمانی برآمدگی قطر- فارس بر روی پلاتفرم کربناته منطقه است. (Konert et al. 2001; Alsharhan and Nairn 1997; Zeigler 2001)

میدان سلمان در بخش مرکزی خلیج فارس در شرق میدان گازی پارس جنوبی و در فاصله ۴۰ کیلومتری آن قرار دارد. این میدان در حد فاصل ۱۴' ۵۳° تا ۲۰' ۵۳° طول شرقی و ۲۷' ۲۵° تا ۳۸' ۲۵° عرض شمالی در مرز مشترک ایران و امارات متحده عربی با میدان ابوالخوش در ابوظبی مشترک است. میدان سلمان به صورت یک

متفاوتی داشته‌اند (Alsharhan and Nairn 1997). ضخامت رسوبات در زیرحوضه غربی ۶/۷ کیلومتر و در زیرحوضه شرقی ۵/۲ کیلومتر و بر روی کمان قطر حدود ۴ کیلومتر است که این ضخامت نسبی رسوبات در مقایسه با نواحی اطراف (ضخامت ۷-۱۴ کیلومتری رسوبات در کمربند چین خورده زاگرس) نشان می‌دهد که این بخش در بیشتر دوران پالئوزوئیک یک بالآمدگی ساختاری بوده است (Esrafil-Dizaji and Rahimpour-Bonab 2009). هیچ شواهدی از رسوب‌گذاری سری هرمز بر روی بالآمدگی‌های قدیمی مانند کمان قطر-فارس و بالآمدگی‌های مجاور آن دیده نشده، اما این رسوبات در بین این بالآمدگی‌ها وجود دارد (Edgell 1990)

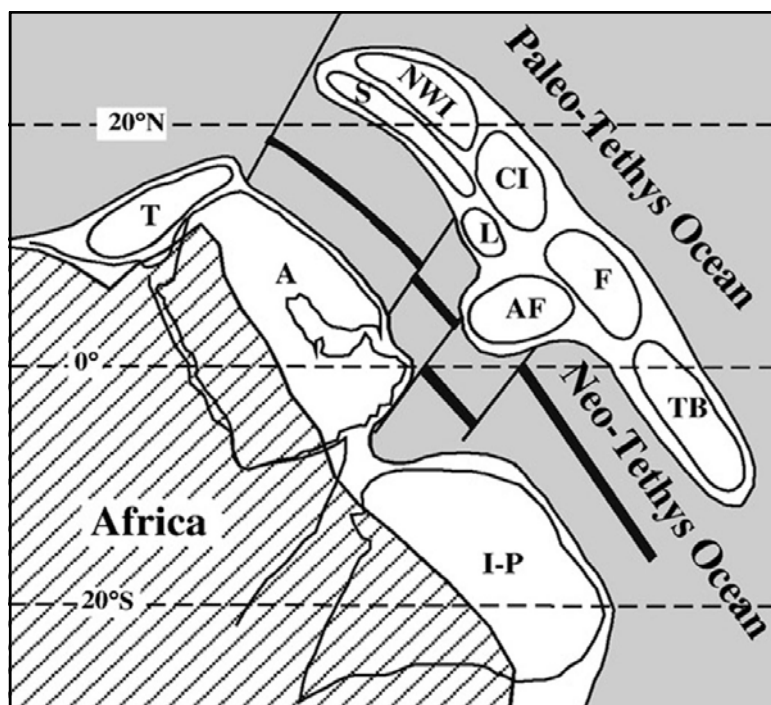
روند شمالی- جنوبی که قدیمی‌ترین روند ساختاری است در برخی از بالآمدگی‌های پی‌سنگ مانند کمان قطر- فارس، کمان En- Nala و کمان Hail- Rutbah که مکرراً جوان شده‌اند، دیده می‌شود (Edgell 1990). کمان قطر با تقریباً ۵۰۰ کیلومتر مربع وسعت و روند شمال شمال‌شرق- جنوب جنوب‌غرب یکی از مهمترین ساختارهای تکتونیکی بالآآمده بر روی پلیت عربی است که از روند گسلی شمالی- جنوبی تبعیت کرده و حوضه خلیج فارس را به دو زیر حوضه شرقی و غربی تقسیم کرده است (شکل ۲). این کمان به میزان زیادی ساختمان و رسوب‌گذاری را در این ناحیه از زمان پالئوزوئیک تحت تأثیر قرار داده است (Al-Husseini 2000; Konert et al. 2001; Ziegler 2001). این زیرحوضه‌ها در طی فانروزوئیک نرخ‌های فرورانش و تاریخچه رسوب‌گذاری



شکل ۲- گسترش حوضه نمکی پرکامبرین در خلیج فارس (Edgell 1996)

زمان پرمین میانی به بعد بوده است (Pillevuite 1993; Sharland et al. 2001). البته برخی معتقدند که گسترش ثوتتیس از زمان پرمین پیشین آغاز گردیده‌است (Angiolini et al. 2003). با شروع پرمین پیشین بخش‌های بالایی قاره گندوانا از بلوک اصلی جدا شده و به طرف شمال حرکت کرده است. این بلوک حداقل دارای هفت خرده پلیت شامل ایران مرکزی (CI)، سنندج- سیرجان (S)، لوت (L)، ترکیه (T)، تبت (TB)، افغانستان (AF) و خرده پلیت عربی (A) بوده است (Sharland et al. 2001; Heydari 2008). بدین وسیله اقیانوس ثوتتیس گسترش یافته است. این واقعه تکنیکی موجب تشکیل سیستم هورست و گرابن در نزدیکی حاشیه شمال شرقی ناحیه زاگرس شده است (Ziegler 2001; Weidlich and Bernecker 2003) (شکل ۳).

دیپایریسم نمک یک عنصر ساختمانی مهم در حوضه خلیج فارس است که موجب تشکیل گنبد‌ها، جزایر و هم‌چنین به تله افتادن هیدروکربور در میدان متعدد نفت و گاز (مانند میدان سلمان) در حوضه خلیج فارس شده است (Kent 1970). برخی از محققین معتقدند که انحلال رسوبات نمکی پروتروزوئیک پسین موجب فروافتادگی و به‌وجود آمدن ناودیس‌های بزرگی شده که بعداً توسط رسوبات آواری کامبرین- اردوئیسین پر شده است (Al-Marjebly and Nash 1986). در مرحله بعدی فعالیت مجدد نمک موجب معکوس شدن ناودیس‌ها و تشکیل طاق‌دیس‌های مرتفع شده است (Heward 1990). در پرمین پسین پلاتفرم اپی‌ریک بسیار گسترده‌ای از جنوب ایران تا عربستان سعودی گسترش داشته که این پلاتفرم حاصل گسترش ثوتتیس و در نتیجه پیشروی آب دریا از



شکل ۳- فاز پلاتفرمی صفحه عربی در پرمین پسین- ژوراسیک پیشین (Heydari 2008)

علاوه بر آن رحیم‌پور بناب (Rahimpour-Bonab 2007) ، رحیم‌پور بناب و همکاران (Rahimpour-Bonab et al. 2009, 2010) به بررسی محیط رسوبی، دیاژنز و ارتباط آن‌ها با خصوصیات مخزنی در توالی مخزنی دالان و کنگان، فرآیندهای انیدریتی شدن و دولومیتی شدن در میدان پارس جنوبی و همچنین مرز پرموتریاس پرداخته‌اند. بطور کلی به دلیل اهمیت میدان پارس جنوبی، عمده مطالعات قبلی انجام شده بر روی سازند دالان، بر روی این میدان متمرکز بوده است. لذا نیاز به مطالعات جامع رسوب‌شناسی و دیاژنزی بر روی این سازند مخزنی در میدان سلمان و میداین مجاور آن احساس می‌شود. هدف از این پژوهش بررسی تغییرات رخساره‌های بخش بالایی سازند دالان از میدان پارس جنوبی به سمت میدان سلمان با تأکید بر مقایسه محیط رسوبی این سازند در دو میدان، نقش تکتونیک نمک بر عمق رسوب‌گذاری سازند دالان در میدان سلمان و در نهایت بازسازی موقعیت میدان سلمان نسبت به کمان قطر - فارس در زمان رسوب‌گذاری سازند مزبور است.

چینه‌نگاری

مطالعات قبلی بر روی سازندهای کنگان و دالان در ناحیه منجر به تقسیم‌بندی این سازندها به پنج بخش مخزنی K1، K2، K3، K4 و K5 گردیده است. لایه‌های مخزنی K1 و K2 معادل سازند کنگان، لایه‌های K3 و K4 معادل بخش بالایی دالان و K5 معادل بخش غیرمخزنی دالان پایینی می‌باشند. بخش انیدریتی نار (Nar Member) مابین لایه‌های K4 و K5 قرار گرفته است و بخش‌های دالان پایینی و بالایی را از هم جدا می‌کند (Szabo and Kheradpir 1978) (جدول ۱). سازند دالان در ایران به سه بخش کربنات‌های پایینی، تبخیری‌های میانی نار و کربنات‌های بالایی تقسیم شده است (Szabo and Kheradpir 1978).

از این زمان به بعد در بخش‌های شرقی پلیمت عربی و حوضه رسوبی خلیج فارس (جنوب نئوتتیس) رسوبگذاری رسوبات دریایی بدون انقطاع قابل توجه تا زمان ترشیاری ادامه داشته است (Sharland et al. 2001). این پلاتفرم حوضه رسوبی با توپوگرافی بسیار ملایم بوده و بنابراین رخساره‌های گسترده‌ای را تشکیل داده که عرض آن‌ها از ده‌ها تا صدها کیلومتر بوده است. در زمان پرمین میانی تا پایانی آب و هوا به تدریج گرم‌تر و خشک‌تر شده و پلاتفرم کربناته - تبخیری بوجود آمد که در آن نهشته‌های کربناته - تبخیری گسترده‌ای تشکیل شد. شواهد رسوب‌شناسی و چینه‌شناسی نیز این مطلب را تأیید می‌کند به گونه‌ای که در سازند دالان که سنگ مخزن گازی در بسیاری از میداین در حوضه خلیج فارس است، رخساره‌های خیلی شور لاگونی و تبخیری‌ها بیشتر گسترش دارند (Alsharhan and Nairn 1994; Stampfi 2000; Sharland 2001; Rahimpour-Bonab 2007)

پیشینه مطالعاتی بخش بالایی سازند دالان در میداین سلمان و پارس جنوبی

سازندهای دالان و کنگان به عنوان یکی از پیچیده‌ترین و اقتصادی‌ترین مخازن بزرگ هیدروکربوری دارای گاز شناخته شده‌اند، از این رو مطالعات گسترده‌ای از جنبه‌های گوناگون مانند محیط رسوبی و چینه‌شناسی، تاریخچه تکتونیک - رسوب‌گذاری، منشأ هیدروکربور و خصوصیات مخزنی بر روی این سازندها صورت گرفته است.

از جمله مطالعات صورت گرفته در سال‌های اخیر می‌توان به مطالعه اینسالاکو و همکاران (Insalaco et al. 2006) بر روی رسوب‌گذاری، چینه‌نگاری سکانشی و بایواستراتیگرافی بخش بالایی سازند دالان و سازند کنگان در سه منطقه کوه‌های زاگرس، فارس خارجی و میدان پارس جنوبی اشاره کرد.

AGE			FORMATION		RESERVOIR UNIT	LITHOLOGY
Mesozoic	Triassic	Early	Kangan		K1	Dolomite + Anhydrite Anhydrite + Dolomite
					K2	Dolomite, Limestone
Paleozoic	Permian	Late	Upper Dalan		K3	Anhydrite + Dolomite Anhydrite
					K4	Dolomite, Limestone, Anhydrite + Dolomite
		Middle	Nar Anhydrite	Middle Anhydrite	Anhydrite	
		EARLY	Lower Dalan		K5	Limestone + Dolostone

جدول ۱- چینه‌نگاری کلی میادین پارس جنوبی و سلمان (Aali et al. 2005)

محلول آلیزارین رد- اس بر اساس روش متداول رنگ‌آمیزی دیکسون (Dickson 1965) رنگ آمیزی شدند.

رخساره‌ها و گروه‌های رخساره‌ای

بر اساس تجزیه و تحلیل پتروگرافی، انواع فرایندهای رسوبی که در ایجاد رخساره نقش داشته‌اند و مجموعه موجودات گیاهی و جانوری موجود در نمونه‌ها، چهار کمر بند رخساره‌ای (جدول ۲) شناسایی شده‌اند که با دور شدن از خط فرضی ساحلی و حرکت به سمت دریای باز عبارتند از:

A) گروه رخساره‌ای پهنه جزرومدی

گروه رخساره‌ای پهنه جزرومدی شامل رخساره‌های:

روش مطالعه

جهت تعیین محیط رسوبی و نوع پلاتفرم کربناته بخش بالایی سازند دالان، ابتدا رخساره‌های میکروسکوپی در هر دو میدان بررسی شد و در مرحله بعد به دلیل شباهت نسبی میکروفاسیس‌ها، تغییرات حوضه در زمان رسوبگذاری در دو میدان مورد بحث قرار گرفت.

جهت تجزیه و تحلیل رخساره‌ها، تغییرات عمودی و جانبی آنها، محیط رسوبی و نوع پلاتفرم کربناته، به ترتیب تعداد ۴۰۰ و ۳۸۷ عدد مقطع نازک از مغزه‌های به دست آمده از بخش بالایی سازند دالان، در دو چاه از میادین پارس جنوبی و سلمان مطالعه گردید. نام‌گذاری انواع بافت‌های آهکی بر اساس طبقه‌بندی دانهام (Dunham 1962) و

تقسیم‌بندی کمر بندهای رخساره‌ای بر اساس فلوگل (Flügel 2004) صورت گرفته است. جهت تعیین دقیق نوع لیتولوژی (دولومیت یا آهک)، تمامی مقاطع نازک با

A1: انیدریت لایه‌ای تا توده‌ای

توصیف: انیدریت لایه‌ای تا توده‌ای با فراوانی بیش از ۸۰ درصد انیدریت به صورت بلورهای شعاعی موازی و نیمه‌موازی، لامینه‌های موجی و بلورهای هم‌بعد با حاشیه مضرس است که به صورت میان‌لایه با دولومادستون دارای نودول‌ها و بلورهای پراکنده انیدریت تشکیل شده است. در لایه‌ها و نودول‌ها، انیدریت به شکل بلورهای ریزدانه، همچنین موزائیک‌های چگالی از بلورهای کشیده ریزدانه قرار گرفته‌اند. این رخساره در میدان سلمان دارای ضخامت بیشتری است. (شکل ۴- a).

تفسیر: در شورابه‌های تبخیری سبخاها که میزان تبخیر بیش از بارش و آب ورودی به حوضه است در اثر ایجاد شرایط فوق‌اشباع محلول‌های غنی از سولفات، ژپس و انیدریت نهشته می‌شوند (Lucia 2007; Sarg 2001).

پتروگرافی رسوبات تبخیری نشان داده که انیدریت از دو طریق هم‌زمان با رسوب‌گذاری و همچنین انیدریتی‌شدن ژپس در طول دیاژنز اولیه تا ثانویه می‌تواند تشکیل شود (Kasprzyk and Orti 1998).

انیدریت‌های لایه‌ای تا توده‌ای با فراوانی بیش از ۸۰ درصد انیدریت، نهشته‌های سبخای سوپراتایدال تا شورابه‌های ساحلی و هیپرسالین لاگون هستند که همراه با فابریک‌های نودولار، قفس‌پرنده‌ای و درون‌سنگی دیده می‌شوند. این رخساره همچنین ممکن است در نتیجه جانشینی وسیع رسوبات کربناته قبلی توسط انیدریت لایه‌ای تا توده‌ای، لامینه‌ای یا نودولی - البته از منشأ دیاژنزی - باشد که فابریک‌های رسوبی اولیه را قطع کرده‌اند. همچنین در اینها می‌توان بقایایی از بافت کربناته قبلی را دید (Insalaco et al. 2006).

A2: دولومادستون با نودول‌ها و بلورهای پراکنده انیدریت

توصیف: این رخساره شامل دولومیت ریز بلور با نودول‌ها و یا بلورهای پراکنده ژپس و انیدریت، به شکل فیبری-شعاعی، سوزنی و هم‌بعد می‌باشد. در این رخساره هیچ‌گونه آثاری از قطعات اسکلتی دیده نمی‌شود اما ممکن است ساخت لامیناسیونی، زیست‌آشفستگی، سطوح رخنمون و ترک‌های گلی وجود داشته باشد (شکل ۴- b, c).

تفسیر: در محیط‌های سبخا تا بخش‌های بالایی اینترتایدال انیدریت می‌تواند به صورت نودول‌هایی باشد که در مراحل اولیه دیاژنز هم‌زمان یا کمی پس از رسوب‌گذاری در آب‌های منفذی فوق‌اشباع از سولفات در زون موئینه تشکیل می‌شوند. (Gundogan et al. 2005; Warren 2006) بلورهای جدیدتر بین بلورهای قدیمی‌تر رشد کرده و با افزایش فشار باعث تغییر شکل رسوبات میزبان و تشکیل بافت‌های قفس‌پرنده‌ای، درون‌سنگی و چین‌خورده می‌شوند. (Shearman and Fuller 1969; Louck and Longman 1982; Rouchy et al. 1994; Warren 2006) فلوگل (Flugel 2004) بلورهای پراکنده انیدریت، عدم وجود فسیل و دولومیت‌های ریز بلور را دلیلی بر نهشت آن در بخش‌های پهنه جزرومدی و محیط سوپراتایدال و دیگر محیط‌های تبخیری و شورابه‌ها می‌داند.

A3: دولومادستون فنسترال

توصیف: رخساره دولومادستون فنسترال به صورت میان‌لایه با رخساره دولومادستون دارای انیدریت دیده می‌شود. لیتولوژی دولومیتی ریزبلور، حفرات فنسترال و چشم‌پرنده‌ای، ترک‌های گلی، بلورهای تبخیری، فقدان فوناهای دریایی و در برخی موارد وجود لامیناسیون از

توصیف: دولومادستون‌ها فاقد هرگونه آثارخروج از آب از جمله حفرات فنسترال و ترک‌های گلی و از طرف دیگر فاقد فونای لاگونی و آشفستگی زیستی هستند. استیلولیتی شدن وسیع مهم‌ترین فرایند دیاژنزی مشاهده شده در این رخساره می‌باشد (شکل ۴-f)

تفسیر: فقدان آثار خروج از آب از جمله حفرات فنسترال و ترک‌های گلی، به‌علاوه همراهی نزدیک با استروماتولیت‌ها نشان‌دهنده تشکیل این رخساره در بخش‌های میانی پهنه جزر و مدی است (Tucker and Wright 1990). از طرف دیگر نبود آشفستگی زیستی و همراهی با رخساره‌های لاگونی نشانگر تشکیل این رخساره در شرایط دریایی محدود است که با افزایش شوری آب همراه بوده است (El-Araby 2005).

همراهی مجموعه رخساره‌های گروه A و شواهد رسوبی موجود حاکی از تشکیل آن‌ها در یک محیط پری‌تایدال با آب و هوای گرم و خشک است. با توجه به عرض جغرافیایی دیرینه پایین خلیج فارس (حدود ۱۷ تا ۲۵ درجه) در پرمین پسین و حاکم بودن اقلیم گرم و خشک، شرایط تبخیری-هیپرسالین گسترش داشته که سبب گسترش ایندیریتی شدن و دولومیتی شدن گردیده است (Rahimpour- Bonab et al. 2009) دولومیت‌های ریز بلور احتمالاً حاصل دولومیتی شدن اولیه گل‌های آهکی هستند (Al-Aasm and Packard 2000) که در محیط‌های سوپراتایدال تا اینترتایدال حین دیاژنزی اولیه در حوضچه‌های کم‌عمق به وجود می‌آیند (Sibley and Gregg 1987; Khalifa 2004)

بلورهای فراگیر دولومیت از ریز تا متوسط بلور و شکل دار تا نیمه‌شکل‌دار در تغییر است و باعث افزایش تخلخل بین‌بلورین شده است. این بلورها گاهی دارای مراکز ابری و حاشیه شفاف هستند که به دولومیت‌های دانه شکری معروفند.

ویژگی‌های این رخساره می‌باشد حفرات فنسترال گاهاً (d) توسط سیمان‌های کلسیتی و ایندیریتی پر شده‌اند (شکل ۴-f) تفسیر: فنسترال‌ها هم‌زمان با رسوب‌گذاری و در اثر تخریب و فساد مواد آلی، ایجاد حباب گاز و رها شدن آن ایجاد شده که گاهاً با ژپس و ایندیریت پر می‌شوند و در صورتی که به صورت موازی باشند نقش مهمی در افزایش (Korngreen and Benjamini 2010). خصوصیات مخزنی خواهند داشت این حفرات ممکن است در پهنه بین جزر و مدی و زیر جزر و مدی تشکیل شوند، ولی در پهنه جزر و مدی در نتیجه سنگ‌شدگی سریع با سیمان کربناته یا (Wray 1977; Shin 1968, 1983a,b) تبخیری حفظ می‌شوند

A4: باندستون استروماتولیتی

توصیف: رخساره استروماتولیت باندستون از تناوب لامینه‌های روشن و تیره رنگ مسطح و موجی ساخته شده و دارای قالب‌های تبخیری، نودول‌های ایندیریتی، فابریک‌های فنسترال و ترک‌های گلی است (شکل ۴-e).

تفسیر: در اثر فعالیت‌های میکروبی و به تله افتادن رسوبات توسط سیانوباکتری‌های آهک‌ساز در محیط کم انرژی استروماتولیت‌ها تشکیل می‌شوند (Warren 2006; Tucker and Wright 1990). استروماتولیت‌ها در زیر محیط سبخا تا بین جزر و مدی تشکیل و حفظ می‌شوند (Mathews 1974; Shin 1983a, 1983b, Walkden and Matos 2000; Palma et al. 2007).

برخی معتقدند استروماتولیت‌ها در محیط‌های متنوعی زیست می‌کنند، ولی عمدتاً محیط زیست آن‌ها در آب‌های کم عمق حاشیه حوضه‌های دریایی و دریاچه‌های با آب‌های شور می‌باشد (Wray 1977; Flugel 2004)

A5: دولومادستون



شکل ۴- (a) انیدریت لایه‌ای تا توده‌ای (تصویر در نور XPL) (b) دولومادستون با بلورهای پراکنده انیدریت و ژپس (تصویر در نور XPL) (c) فابریک قفس پرنده در نتیجه افزایش رشد نودول‌های انیدریت در دولومادستون (تصویر در نور XPL) (d) دولومادستون با حفرات فنسترال (تصویر در نور PPL) (e) باندستون استروماتولیتی (تصویر در نور PPL) (f) دولومادستون با بلورهای خیلی ریز دولومیت که تخلخل استیلولیتی در آن مشخص است (تصویر در نور PPL)

میدان پارس جنوبی رخساره دولومادستون با بایوتوربیشن گسترده جایگزین این رخساره شده است.

B2: دولومادستون بایوتوربیشن دار

توصیف: این رخساره شامل دولومادستونی است که به ندرت دارای خرده‌های اسکلتی و پلوئیدی است. رخساره دولومادستون با زیست‌آشفته‌گی فاقد هرگونه نشانه‌های زون اینترتایدال مانند حفرات فنسترال، ترک‌های گلی و لامیناسیون است (شکل ۵- b).

تفسیر: گردش نسبتاً کم آب دریا در محیط لاگون و ارتباط محدود آن با دریای باز شرایط تقریباً نامساعدی را برای زیست موجودات فراهم کرده که موجب تنوع زیستی کم آن‌ها می‌گردد (Wilson 1975). در چنین محیطی در اثر انرژی کم و محدودتر بودن مواد غذایی فعالیت موجودات رسوب‌خوار بیشتر است که ایجاد زیست‌آشفته‌گی با مرز مشخص می‌کند (Wetzel 1991). افزایش زیست‌آشفته‌گی به سمت میدان پارس جنوبی دلیل بر گسترش بیشتر محیط لاگون با شوری نزدیک به طبیعی در زمان تشکیل این رخساره است (Enos 1983).

اینسالاکو و همکاران (Insalaco et al. 2006) این رخساره را به عنوان مادستون‌های بژ رنگ دور از زون اینترتایدال در محیط لاگونی معرفی می‌کند.

B3: دولوو کستون بیوکلاستی

توصیف: وکستون بایوکلاستی دارای مقادیر زیادی جلبک سبز (داسی‌کلاداسه و میزیا)، مقادیر کمتری گاستروپودا و فرامینیفر بنتیک از جمله میلیولید، و مقادیر ناچیزی دوکفه‌ای، خارپوست و استراکود است. در این رخساره پلت‌های دفعی به طور پراکنده دیده می‌شود.

رخساره‌های پهنه جزرومدی در هر دو میدان در واحد K3 با گسترش بیشتری نسبت به واحد K4 دیده می‌شود. چنانچه در ستون لیتولوژی و رخساره‌ای نشان داده شده (شکل ۸) ضخامت این رخساره‌ها در میدان سلمان نسبت به میدان پارس قابل ملاحظه‌تر است این امر حاکی از شباهت زیاد زون‌های مخزنی در این دو میدان است.

B گروه رخساره‌ای لاگون

این گروه شامل رخساره‌های:

B1: دولومادستون تا دولوو کستون پلوئیدی

توصیف: رخساره دولومادستون تا دولوو کستون پلوئیدی دارای پلوئیدهای کوچک تا بزرگ، ماتریکس میکرایتی، زیست‌آشفته‌گی و مقادیر ناچیزی قالب نرم‌تان به‌ویژه میکروگاستروپودا و به میزان کم فرامینیفرهای لاگون است (شکل ۵- a).

تفسیر: نبود ساخت‌های جریانی و آثار خروج از آب به همراه زیست‌آشفته‌گی و کمبود ذرات اسکلتی نشان‌دهنده چرخش محدود آب و یا شوری زیاد است (Elrick and Read 1991).

تشخیص منشأ پلوئیدها چندان آسان نیست اما با توجه به حضور فسیل گاستروپود و دوکفه‌ای حداقل بخشی از پلوئیدها می‌تواند منشأ دفعی داشته باشد. علاوه بر این اندازه متغیر پلوئیدها و زاویه‌دار بودن آنها منشأ لیتوکلاستی را نیز نشان می‌دهد (Tucker and Wright 1990; Flugel 2004). این رخساره تغییر تدریجی رخساره‌های پایینی پهنه جزرومدی تا ابتدای لاگون را به خوبی نشان می‌دهد (Tucker and Wright 1990; Khalifa 2004).

رخساره دولومادستون تا دولوو کستون پلوئیدی در میدان سلمان دارای ضخامت قابل توجهی است در حالی که در

در این رخساره میزان و اندازه جلبک‌های سبز، همچنین فراوانی پلوئیدها افزایش و میزان فرامینیفرها کاهش نشان می‌دهد. هم‌چنین در این رخساره انیدهای میکرایتی شده، آنکوئید و قطعات اینتراکلاست نیز مشاهده شد. جورشدگی

در این رخساره متوسط تا پایین است (شکل ۵- d).

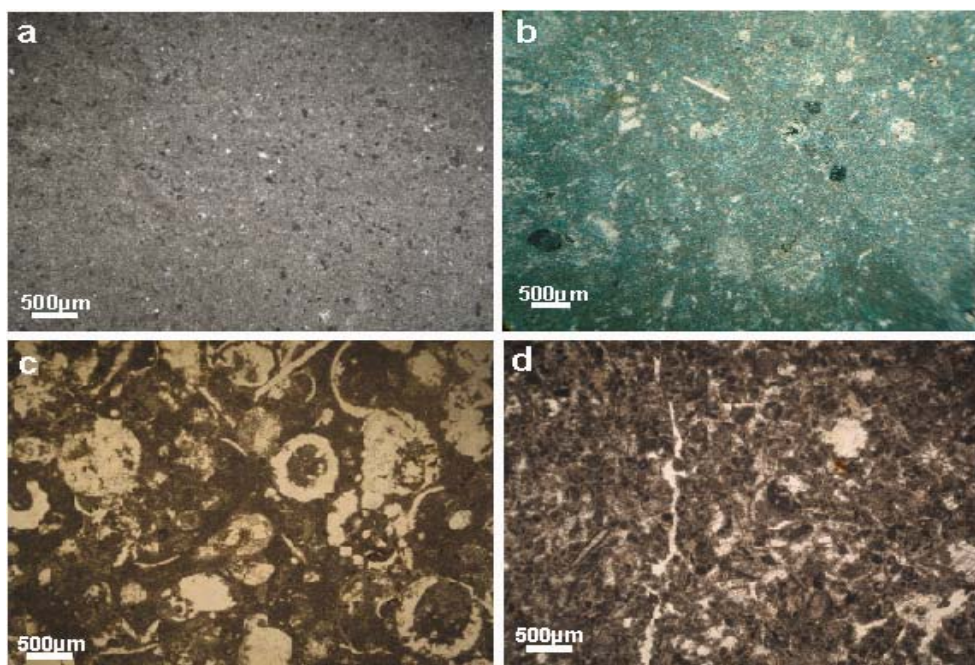
تفسیر: جلبک‌های سبز در دریای کم‌ژرفای گرم با چرخش محدود آب همراه با پلوئید به طور معمول در لاگون پشت سد فراوان هستند (Tucker 1991). کاهش زیست‌آشفته‌گی در مقایسه با رخساره دولوکستون بیوکلاستی، افزایش میزان انیدها، هم‌چنین وجود آنکوئید و اینتراکلاست‌های نیمه‌گرد تا گرد شده و همراهی نزدیک با رخساره گرینستون تا پکستون بیوکلاستی انیدی سمت بادپناه سدهای زیرآبی، نشان‌دهنده تشکیل این رخساره در بخش‌های لاگونی نزدیک‌تر به سدهای زیرآبی است.

فعالیت میکروبی و میکرایتی شدن توسط جلبک‌های سبز قشرساز، آلوکم‌ها را به شدت تحت تأثیر قرار داده به طوریکه اکثردانه‌ها به طور کامل میکرایتی شده‌اند (شکل ۵- c).

تفسیر: انواع بایوکلاست‌های شاخص لاگونی شناور در ماتریکس گلی، زیست‌آشفته‌گی، پلت‌های دفعی و از طرفی پوشش میکرایتی گسترده بر روی بایوکلاست‌ها، نرخ پایین رسوب‌گذاری و قرارگیری طولانی مدت دانه‌های اسکلتی در شرایط آب‌های آرام و محدودشده نظیر محیط لاگونی را بازگو می‌کند (Khalifa and Zaghoul 1990; Tucker and Wright 1990; Palma et al. 2007)

B4: دولوپکستون بیوکلاستی پلوئیدی

توصیف: در رخساره پکستون بایوکلاستی پلوئیدی انواع بیوکلاست‌های لاگونی مشابه با رخساره دولوکستون بایوکلاستی است، اما



شکل ۵- (a) دولومادستون تا دولوکستون پلوئیدی (تصویر در نور PPL). (b) دولومادستون با زیست‌آشفته‌گی (تصویر در نور XPL). (c) دولوکستون بایوکلاستی (تصویر در نور PPL). (d) دولوپکستون بایوکلاستی پلوئیدی (تصویر در نور PPL)

envelope) تا میکرایتی‌شدن کامل فراوان است (شکل ۶-۶)

(a)

تفسیر: حضور ذرات آلومینیومی پراثری مانند ائیدهای شناور در ماتریکس گلی نشان‌دهنده معکوس‌شدگی بافتی است (Wilson 1975; Flugel 1982). فراوانی نسبتاً کم ائیدها، همراهی با رخساره‌های کم‌انرژی‌تر سدهای زیر آبی، میکرایتی‌شدن و افزایش میزان بیوکلاست‌های لاگونی تشکیل این رخساره در سمت رو به لاگون سدهای زیر آبی (بادپناه شول) را نشان می‌دهد.

C2: رخساره گرینستون ائیدی

توصیف: ائیدهای دانه‌درشت تا متوسط متحدالمرکز آلوم اصلی آن می‌باشد. اگرچه خرده‌های بیوکلاست، اینتراکلاست، آنکوئید و پلوئید نیز وجود دارد. جورشدگی، گردش‌دگی و دانه‌بندی تدریجی از ویژگی‌های مهم این رخساره است. انواعی از گرینستون‌های ائیدی تا مخلوط گرینستون‌های پلوئیدی ائیدی یا مخلوط گرینستون‌های بیوکلاستی ائیدی و گرینستون اینتراکلاستی در بخش‌های مرکزی شول معمول هستند (شکل ۶-۶ b).

تفسیر: به طور کلی ائیدهای معمولی با چندین لامینه در محیط‌های نسبتاً کم عمق با انرژی بالا و اشباع از کربنات کلسیم مانند سدهای حاشیه‌ای و یا اینترتایدال، نهشته می‌شوند (e.g., Peryt 1983). فراوانی ائیدها (Hips) (Flugel 2004; 1998) جورشدگی، گردش‌دگی و نبود میکرایت، آثار فرسایش در دانه‌های سازنده این رخساره‌ها، همراه با ساختارهای رسوبی مانند کراس بدینگ، دانه‌بندی تدریجی و لامیناسیون، انرژی مداوم و بالا را در زمان تشکیل آن‌ها تأیید می‌کند (Tucker and Wright 1990; Boardman and Carney 1991; Games and Kendal 1992; Tucker et al. 1993).

فلوگل (Flugel 2004) پیدایش هم‌زمان گاستروپودا و پلت‌های دفعی همراه با آشفستگی زیستی زیاد را تأییدی بر محیط دریایی کم‌ژرفا و کم‌انرژی می‌داند. دولومیتی‌شدن در محیط لاگون عمدتاً فراگیر و تقلیدکننده فابریک بوده است. اما گاهی در رخساره‌های لاگونی دانه‌درشت، دولومیت‌های تخریب‌کننده فابریک نیز دیده می‌شود. در این رخساره فرایند جانشینی انیدریت پس از انحلال خرده‌های اسکلتی خصوصاً جلبک‌های سبز گسترده می‌باشد. گسترش سیمان انیدریت ثانویه گاهی به حدی می‌رسد که به طور کامل جانشین دانه‌ها و ماتریکس می‌شود. در واحد K3 رخساره‌های کم‌عمق لاگونی همراه با رخساره‌های پهنه جزرومدی نسبت به K4 گسترش بیشتری دارند. اگر چه به علت کم‌عمق بودن حوضه در میدان سلمان شرایط لاگونی در واحد K4 نسبت به پارس جنوبی بیشتر حاکم بوده است.

C (گروه رخساره‌های سدهای زیر آبی)

این گروه شامل:

C1: گرینستون تا پکستون بیوکلاستی ائیدی

توصیف: این رخساره دارای بافت گرینستونی تا پکستونی است. اجزاء اصلی این رخساره شامل پلوئیدها، ائیدهای ریز و خرده‌های اسکلتی از جمله فرامینیفرها، نرم‌تنان و خرده‌های جلبک و غیره است. اندازه ائیدها معمولاً کوچکتر از ۱ میلی‌متر است که جورشدگی ضعیف تا متوسطی دارند. تغییر تدریجی به گرینستون‌های ائیدی ریزدانه و همچنین پکستون‌های بیوکلاستی پلوئیدی لاگون دیده می‌شود. ائیدها و پلوئیدهای شناور در ماتریکس گلی در رخساره‌های به سمت لاگون سدهای زیر آبی دیده می‌شود. میکرایتی‌شدن به صورت پوشش میکرایت (Micrit)

C3: گرینستون اینتراکلاستی

توصیف: رخساره‌ای گرینستونی و گاهی پکستونی که آلوکم اصلی آن اینتراکلاست است. اگرچه ائید و بیوکلاست‌هایی نظیر جلبک سبز و گاستروپودا نیز در آن فراوان است. دارای جورشدگی نسبتاً خوب و گردشگی خوبی می‌باشد (شکل ۶- c).

تفسیر: وجود اینتراکلاست‌های گرد شده در کنار ائیدهای متحدالمرکز و نبود گل کربناته نشان‌دهنده تشکیل این رخساره در محیط پارانرژی سدهای زیرآبی در بالای سطح اساس امواج عادی دریا است (Wilson 1975; Scoffine 1987; Tucker and Wright 1990).

اینتراکلاست‌ها از فرسایش رسوبات کربناته سیمانی‌شده، توسط جریان‌ها در کانال‌های جزر و مدی یا جریان‌ات طوفانی نیز بوجود می‌آیند (Folk 1962; Tucker and Wright 1990).

این رخساره تنها در میدان سلمان در واحد K4 دارای گسترش بوده و در میدان پارس جنوبی اینتراکلاست‌ها در رخساره گرینستون ائیدی به صورت پراکنده حضور دارند. به نظر می‌رسد که رخساره‌های C2 و C3 دو نوع سد را می‌ساخته‌اند به طوری‌که در میدان پارس جنوبی یک سد ائیدی و به سمت میدان سلمان به سد ائیدی تا اینتراکلاستی ائیدی تغییر یافته است.

C4: گرینستون بیوکلاستی اینتراکلاستی درشت‌دانه

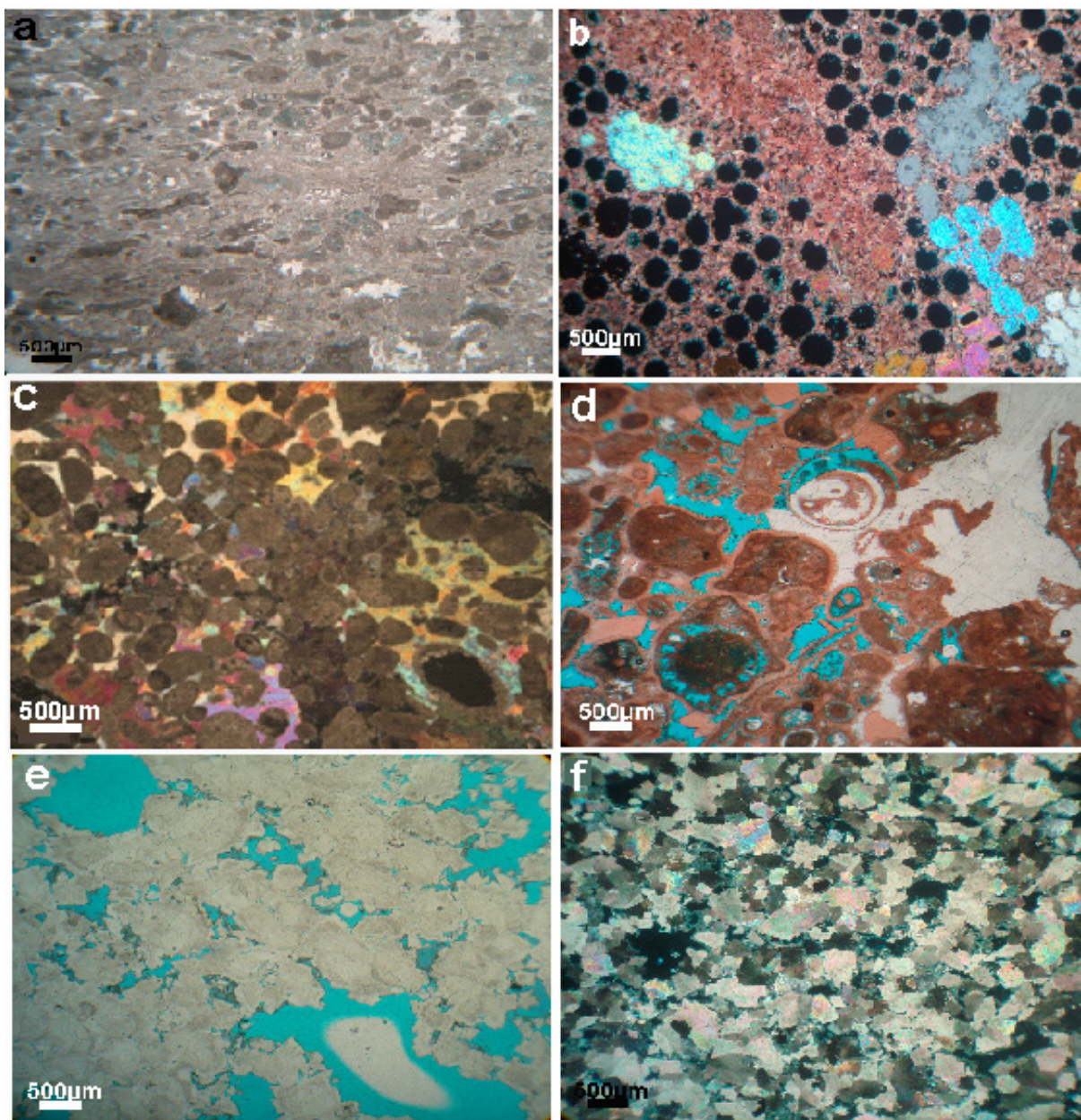
توصیف: گرینستون بیوکلاستی اینتراکلاستی درشت‌دانه شامل اینتراکلاست و بیوکلاست‌هایی نظیر بریوزوئر، جلبک سبز، براکیوپود، صفحات خارپوست، فرامینیفرهای لاگون و دریای باز به علاوه مقدار زیادی پلوتید و ائیدهای

حمل‌شده از سدهای زیرآبی است. جورشدگی متوسط، زمینه‌عاری از گل و توسعه سیمان دریایی نسل اول از ویژگی‌های این رخساره است (شکل ۶- d).

تفسیر: وجود اینتراکلاست‌های گردشده در کنار ائیدهای متحدالمرکز و نبود گل کربناته نشان‌دهنده تشکیل این رخساره در محیط پارانرژی سدهای زیرآبی (بخش مرکزی تا رو به دریای سدهای زیرآبی) در بالای سطح اساس امواج عادی دریا است.

توسعه سیمان دریایی هم‌ضخامت تشکیل این رخساره را در محیط فریاتیکی دریایی با انرژی بالا تأیید می‌کند (Bathurst 1975).

فرایند دولومیتی‌شدن در رخساره‌های سدهای زیرآبی عمدتاً فراگیر بوده، اما در مواردی تنها ائیدها و سیمان دریایی دوردانه را به شکل انتخاب‌کننده فابریک و تخریب‌کننده، تحت تأثیر قرار داده است. تبلور مجدد دولومیت‌های جانشینی در گرینستون‌های سدی در واحد K4 در میدان پارس جنوبی باعث تشکیل دولومیت‌های تخریب‌کننده فابریک شده است (شکل ۶- f, e). این دولومیت‌ها معمولاً به صورت موزائیک‌هایی از بلورهای نیمه‌شکل‌دار هستند که عمدتاً بافت قبلی را کاملاً از بین برده و تنها شواهدی از آلوکم‌های اصلی را برجای گذاشته‌اند اگر چه تشخیص نوع آلوکم‌های موجود چندان آسان نیست. در نور طبیعی بلورهای دولومیت جانشینی دارای ظاهر ابری و خاموشی مستقیم تا موجی ضعیف هستند. این بلورها توسط گرگ و سایلی (Gregg and Sibly 1984) دولومیت زنونوپیک گفته شده‌اند. در حالیکه ضخامت این واحدهای دولومیتی‌شده در میدان پارس جنوبی به حدود ۱۰ متر هم می‌رسد، در میدان سلمان این نوع دولومیتی‌شدن دیده نشد. انیدریت در این رخساره عمدتاً از نوع فراگیر و گاهاً جانشینی می‌باشد که افزایش یا کاهش کیفیت مخزنی بستگی به گسترش این سیمان‌ها دارد.



شکل ۶- (a) گریستون تا پکستون بایو کلاستی ائیدی در سمت رو به لاگون سدهای زیر آبی (تصویر در نور PPL). (b) گریستون ائیدی با تخلخل قالبی فراوان و سیمان کلسیتی دور دانه (تصویر در نور XPL). (c) گریستون اینتراکلاستی (تصویر در نور XPL). (d) گریستون بایو کلاستی اینتراکلاستی درشت دانه در سمت رو به دریای باز سدهای زیر آبی (تصویر در نور XPL). (e) دولومیت جانشینی در نور PPL. اندازه بلورهای دولومیت در یک مقطع تغییر می کند که تبلور مجدد دولومیت از بلورهای کوچکتر به بزرگتر را نشان می دهد. (f) تصویر دولومیت جانشینی در نور XPL

در میدان پارس جنوبی این رخساره در ابتدای رمپ میانی تا بخش‌های عمیق‌تر دریای باز قرار گرفته و در مجاورت این رخساره در بلافضل کمپلکس شول و دریای باز رخساره گرینستون تا پکستون بیو کلاستی تشکیل شده است.

D2: گرینستون تا پکستون بیو کلاستی

توصیف: گرینستون‌ها و پکستون‌های ریزدانه حاوی مقادیر زیادی خرده‌های اکتینودرم، فرامینیفراهای بسیار ریز و استراکود است. این رخساره در میدان سلمان دیده نشد، در این میدان رخساره مادستون فسیل‌دار دریای باز بلافاصله در کنار رخساره‌های سدهای زیرآبی قرار گرفته است (شکل ۷-ب).

(D) گروه رخساره‌های دریای باز

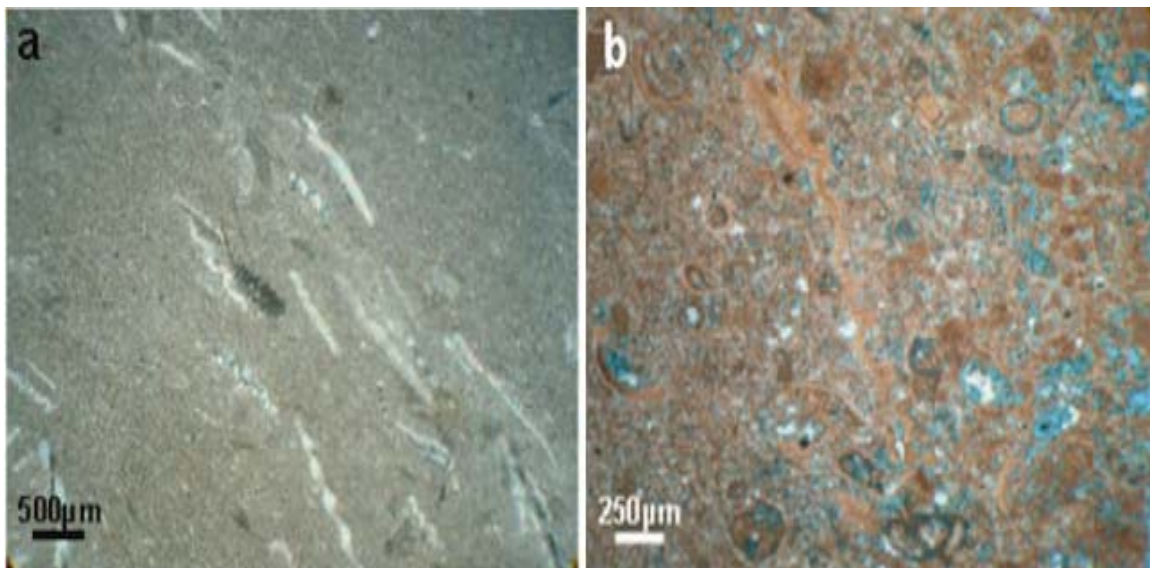
این گروه شامل رخساره‌های:

D1: مادستون فسیل‌دار

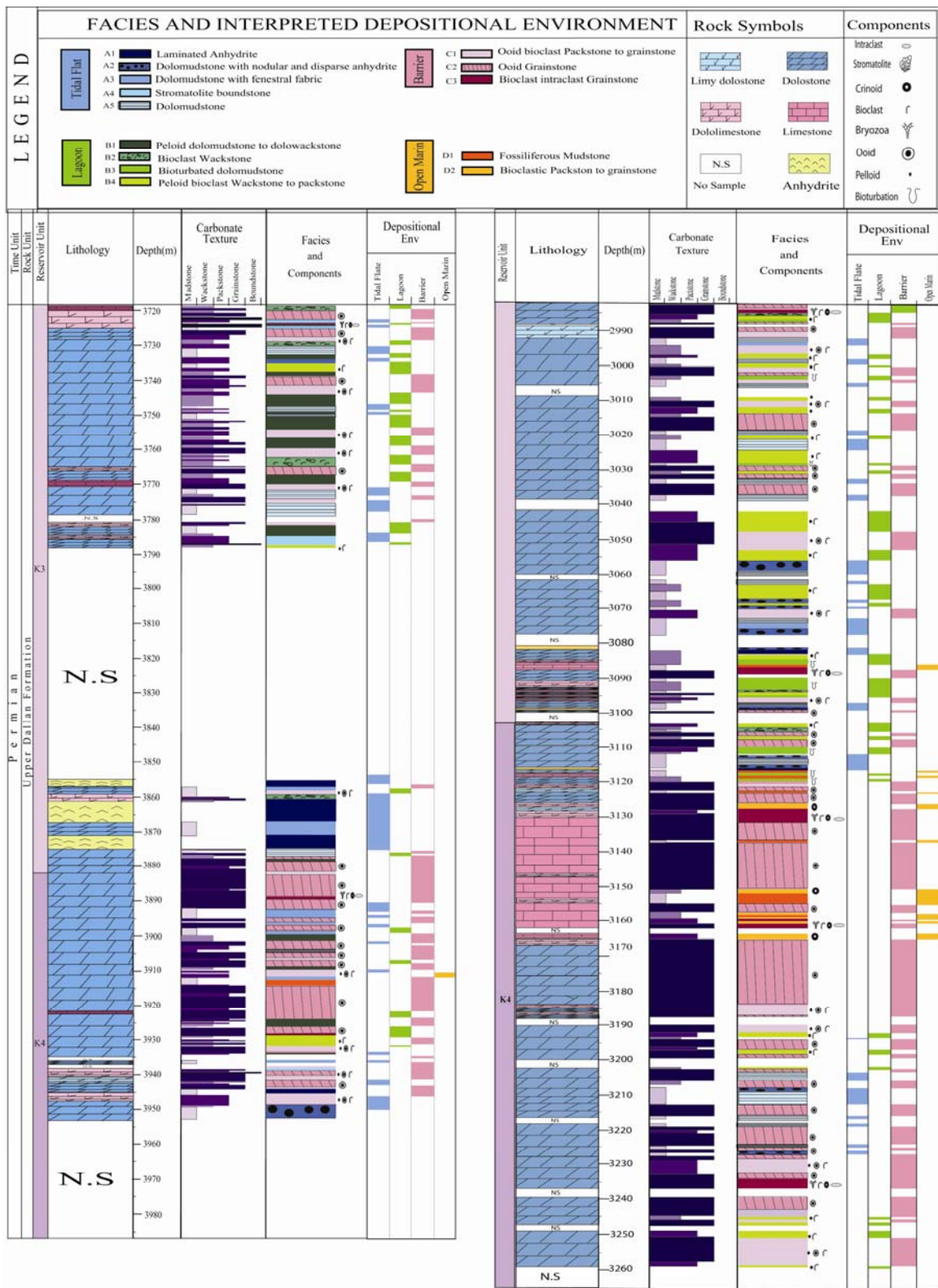
توصیف: مادستون‌های فسیل‌دار دارای میکروفونا و ماکروفونای دریای باز نظیر خرده‌های کرینوید، براکیوپود، بریوزوئر، فرامینیفراهایی با دیواره هیالین و استراکود در متنی از گل است (شکل ۷-ا).

تفسیر: میزان کم دانه‌های اسکلتی، فراوانی گل‌سنگ آهکی، عدم وجود تبخیری‌ها و نبود ساختمان‌های حاصل از امواج و جریان‌ها، حاکی از محیط کم‌انرژی دور از ساحل و زیر سطح اساس امواج طوفانی دریاست (Calvet and Tucker, 1988; Keller 1997).

1988; Keller 1997



شکل ۷- (a) مادستون فسیل‌دار (b) گرینستون تا پکستون بیو کلاستی (تصاویر در نور XPL)

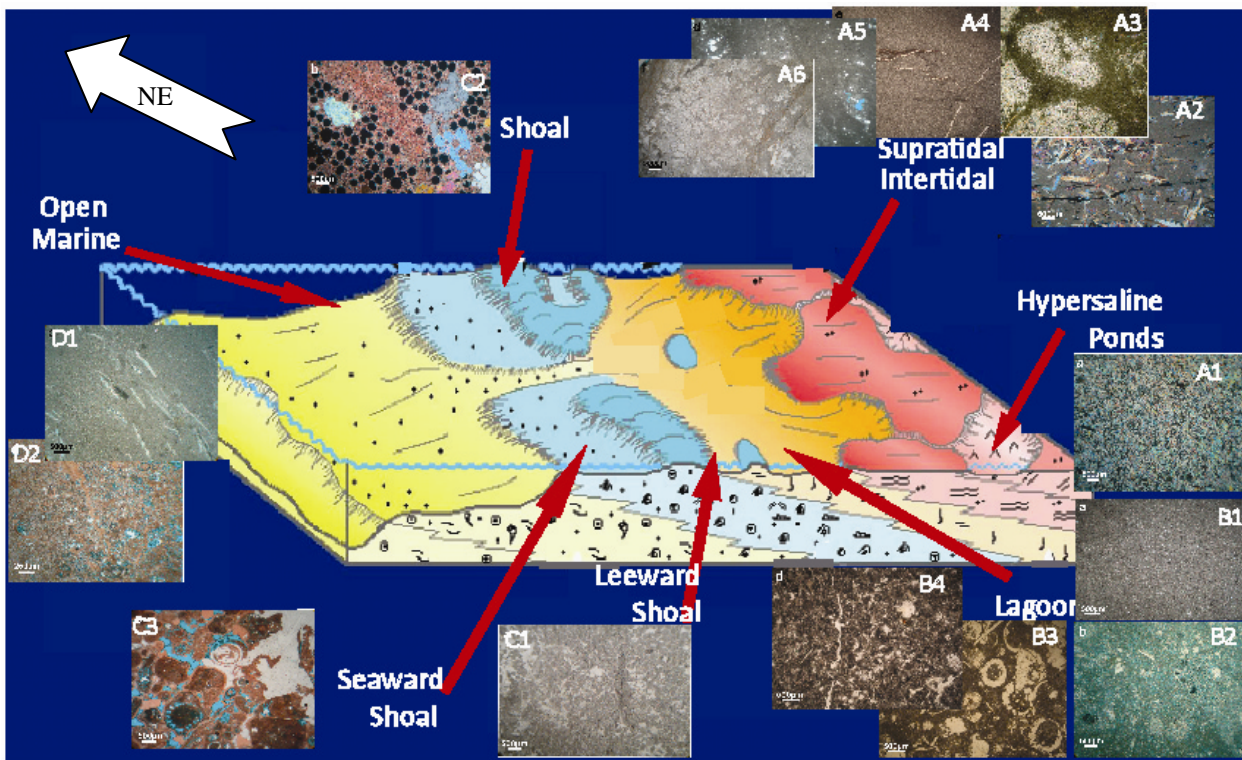


شکل ۸- ستون لیتولوژی و رخساره‌ای همراه با محیط‌های رسوبی مربوطه برای بخش بالایی سازند دالان در میدین سلمان (سمت چپ) و پارس جنوبی (سمت راست)

پارس جنوبی در یک رمپ با شیب کم نهشته شده‌اند (شکل ۹). در پرمین بالایی جداشدگی بستر دریا و به همراه آن پیشروی آب دریا منجر به تشکیل این پلاتفرم شده که از جنوب ایران تا عربستان سعودی گسترش داشته است (Stampfli 2000; Sharland et al. 2001). این پلاتفرم در کمربند خشک تا نیمه استوایی با عرض جغرافیایی دیرینه ۲۰ تا ۲۵ درجه جنوبی در پرمین پسین و ۱۷ تا ۲۰ درجه جنوبی برای تریاس زیرین بوده است (Stampfli 2000; Angiolini et al. 2003)

مدل حوضه رسوبی

با بررسی تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها بر اساس اصل والتر و مقایسه آنها با رخساره‌های محیط‌های امروزی و قدیمی، مدل رسوبی برای بخش بالایی سازند دالان در چاه‌های مطالعه شده ارائه گردیده است. تغییر تدریجی بین کمربند‌های رخساره‌ای نسبتاً وسیع، تنوع کم رخساره‌ای، عدم گسترش ریف‌های حاشیه‌ای مشخص، وجود فاسیس‌های گرینستونی پراثرزی در سمت رو به خشکی و نبود یک شکست مشخص در شیب پلاتفرم (Wilson 1975; Read 1985; Tucker 1993; Flugel 2004) نشان می‌دهد که رسوبات دالان بالایی در میداین سلمان و



شکل ۹- مدل رسوبی پیشنهادی بخش بالایی سازند دالان در میداین پارس جنوبی و سلمان

نتیجه گیری

بر اساس مطالعات انجام گرفته در این مقاله پانزده میکروفاسیس شاخص در بخش بالایی سازند دالان شناسایی شد که در چهار کمربند رخساره‌ای پهنه جزرومدی، لاگون، سد و دریای باز بر روی یک پلاتفرم رمپ کربناته وسیع با شیب کم تشکیل شده‌اند. این رخساره‌ها عمدتاً در بخش داخلی تا ابتدای بخش میانی رمپ نهشته شده‌اند. بررسی میکروفاسیس‌ها نشان داد که تنوع رخساره‌ای در این پلاتفرم به دلیل نیمرخ توپوگرافیک ملایم (یعنی رمپ)، همانند دیگر محیط‌های مشابه در طول زمان زمین‌شناسی، کم است. کمان قطر-فارس که در زمان پرمین پسین یک بلندای ساختاری بوده حوضه خلیج فارس را به دو زیرحوضه شرقی و غربی تقسیم کرده است. در سرتاسر حوضه خلیج فارس گسترش وسیع سری نمکی هرمز به استثنای کمان قطر-فارس که میدان پارس جنوبی قسمت شمالی آن را تشکیل می‌دهد و دیگر بالاآمدگی‌های موازی با روند این کمان، نشانگر این است که این بالاآمدگی‌ها حتی در زمان پروتروزوئیک پسین وجود داشته‌اند. در طی دوران پالئوزوئیک خصوصاً تا پیش از پرمین این ساختارهای مرتفع به دلیل حرکت گسل‌ها، پی در پی فعال و جوان می‌شده‌اند. این پژوهش نشان داد که میدان سلمان کاملاً در خارج از یال شرقی کمان قطر-فارس واقع شده و تحت تأثیر حرکت گسل‌های عمیق پی‌سنگ و تکتونیسیم شدید نمک بوده است.

از آنجا که در پرمین اقلیم گرم و خشکی در تمام منطقه حکم‌فرما بوده رخساره‌های خیلی شور لاگونی و

تبخیری‌ها در دالان بالایی از گسترش زیادی برخوردار هستند. در حالیکه گسترش رخساره‌های پری‌تایدال از جمله سوپراتایدال در میدان سلمان بیش از این رخساره‌ها در میدان پارس جنوبی است، رخساره‌های سدهای زیرآبی و دریای باز در میدان پارس از ضخامت بیشتری برخوردارند. بنابراین روند کم‌عمق‌شدگی حوضه از میدان پارس جنوبی به سمت میدان سلمان بوده، به این معنی که میدان سلمان در حاشیه این پلاتفرم قرار داشته است. همچنین گسترش ناچیز مادستون با زیست آشفستگی در میدان مذکور نسبت به پارس جنوبی دلیل بر وجود شرایط نامساعد و شورتر جهت زیست و فعالیت موجودات در حاشیه پلاتفرم بوده است. این شواهد حاکی از افزایش نسبی انرژی و عمیق‌تر شدن حوضه از میدان سلمان به سمت میدان پارس جنوبی، و شرایط محیطی مساعدتر برای زیست موجودات در این در این بخش از حوضه است.

قرارگیری سازند دالان در اعماق بیشتر در میدان سلمان (نسبت به پارس جنوبی) ظاهراً ناشی از انحلال رسوبات نمکی پروتروزوئیک پسین بوده است. به طوریکه انحلال نمک‌ها پس از تشکیل، ایجاد فروافتادگی‌ها و ناودیس‌هایی کرده است که با گذشت زمان توسط رسوبات پرمین پسین پر شده‌اند.

منابع

- 1- Aali J., H. , Rahimpour-Bonab and M. R., Kamali 2006, Geochemistry and origin of the world's largest gas field from Persian Gulf, Iran: Journal of Petroleum Science and Engineering v. 50, p. 161-175.

- texture . In: Ham, W.E. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir, p.108-121.
- 11- Edgell, H.S., 1991, Proterozoic salt basins of the Persian Gulf area and their role in hydrocarbon generation: Precambrian Research, v. 54, p.1-54.
- 12- Edgell, H.S., 1996, Salt tectonism in the Persian Gulf Basin. v. 100, p.129-151
- 13- Elrik, M., and J.F. Read, 1991, Cyclic ramp to basin carbonate deposits Lower Mississippian, Wyoming and Montana: a combined field and computer modeling study: Sedimentary Petrology, v. 61, p. 1194-1224.
- 14- Enos, P., 1983, Shelf environment . In P.A., Scholle, D.G., Bebout and C.H. , Moore (Eds.), Carbonate Depositional Environment: American Association Petroleum Geologists Memoir, v. 33, 708p.
- 15- Esrafil-Dizaji, B., and H. Rahimpour-Bonab, 2009, Effects of depositional and diagenetic characteristics on carbonate reservoir quality: a case study from the South Pars gas field in the Persian Gulf: Petroleum Geoscience, v. 15, p. 325-344.
- 16- Flugel, E., 2004, Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application: Springer-Verlog, 976p.
- 17- Gregg, J.M., and D.F. Sibbly, 1984, Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture: Journal of Petroleum Geology, v. 54, p. 908-931
- 18- Gundogan, I., O. Mehmet, and T. Depçi, 2005, Sedimentology, petrography and diagenesis of Eocene–Oligocene evaporites: the Tuzhisar Formation, SW Sivas Basin, Turkey:
- 2- Al-Aasm, I.S., and J.J. Packard, 2000, Stabilization of early-formed dolomite: a table of divergence from two Mississippian dolomites: Sedimentary geology, v. 131, p. 97-108.
- 3- Al- Hussein, M. I., 2000, Origin of the Arabian plate structures: Amar collision and Najd rift, Geo Arabia, v. 5, p. 527- 542
- 4- Al-Marjeby, A., and S.F. Nash, 1986, A summary of the eastern flank hydrocarbon province of south Oman: Journal of Petroleum Geology, v. 3(4), p. 306-314.
- 5- Alsharhan, A.S., and A.E.M. Nairn, 1994, Stratigraphy and sedimentology of the Permian in the Arabian Basin and adjacent areas: a critical review. In. P. Scholle (Ed.), Permian of the world. Springer-Verlag.
- 6- Alsharhan, A.S., and A.E.M. Nairn, 1997, Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East: Elsevier, 843p.
- 7- Angiolini, L., M. Balini, E. Garzanti, A. Nicora, A. Tintori, S. Crasquin, and G. Muttoni, 2003, Permian climate and paleogeographic changes in Northern Gondwana: the Khuff Formation of interior Oman: Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology. v. 191, p. 269-300
- 8- Bathurst, R.G.C., 1975, Carbonate Sediments and their Diagenesis, Development in sedimentology, v. 12, Elsevier, Amsterdam, 658p.
- 9- Calvet, E., and M. Tucker, 1988, Outer ramp cycles in the upper Muschelkalk of the Catalan basin, Northeast Spain: Sedimentary Geology, v. 57, p. 785-798
- 10- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional

1997. High-latitude response to the K/T boundary event in Ecuador: Marine Micropaleontology.
- 26- Kent, P.E., 1970, The salt plugs of the Persian Gulf Region: Leicester Lit., Phil., Soc., Trans., v. 64, p. 55-88.
- 27- Khalifa, M.A., and E.A. Zaghoul, 1990, Carbonate lithofacies and depositional environments of the Lower Eocene Farafra Limestone, Farafra Oasis, Western desert, Egypt, v. 11, p. 281-289.
- 28- Khalifa, M.A., 2004, Lithofacies, diagenesis and cyclicity of the 'Lower Member' of the Khuff Formation (Late Permian), Al Qasim Province, Saudi Arabia: Journal of Asian Earth Sciences, p 1-16.
- 29- Konert, G., A.M. Afif, S.A. Al-Hajari, and H. Droste, 2001, Paleozoic stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Arabian Plate: GeoArabia, v. 6(3): p. 407-442
- 30- Korngreen, D., and C. Benjamini 2010, The epicontinental subsiding margin of the Triassic in Northern Israel, North Arabian Plate: Sedimentary Geology, 42p.
- 31- Lucia, J.F., 2007, Carbonate Reservoir Characterization: An Integrated Approach: Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 341p.
- 32- Loucks R.G., and M.W. Longman, 1982, Lower Cretaceous Ferry Lake anhydrite, Fairway Field, East Texas: product of shallow-subtidal deposition. In: Handford, C.R., Loucks, R.G., Davies, G.R. (Eds.), Depositional and Diagenetic Spectra of Evaporites: Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Core Workshop. v. 3, p 130-173.
- Journal of Asian Earth Sciences, v. 25, p. 791-803.
- 19- Heward, A.P., 1990, Salt removal and sedimentation in southern Oman. In: Robertson, A.H.F., Searle, M.P., and Ries, A.C. (Editors and tectonics of the Oman region. Geological society Spec. Publ., v .49, 845p.
- 20- Heydari, E., 2008, Tectonic versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountain of Iran: Tectonophysics, v. 451, p. 56-70.
- 21- Hips, K., and J. Hass, 2006. Calcimicrobial stromatolites at the Permian-Triassic boundary in a western Tethyan section , Bukk Mountains, Hungary: Sedimentary Geology, v. 185, p. 239-253.
- 22- Insalaco, E., A. Virgone, B. Coutme, J. Gaillot, M. Kamali, A. Moallemi, M. Lotfpour, and S. Monibi, 2006, Upper Dalan Member and Kangan Formation between Zagros Mountains and offshore Fars, Iran: depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture: GeoArabia, v. 11, p. 75-173.
- 23- Kashfi, M.S., 1992, Geology of the Permian Supergiant Gas reservoir in the greater Persian Gulf area: Journal of Petroleum: Geology. v. 15, No.4, p.465-480.
- 24- Kasprzyk, A., and F. Orti, 1998, Paleogeographic and burial controls on anhydrite genesis: a case study from the Badenian basin in the Carpathian Foredeep (southn Poland, western Ukrain): Sedimentology, v. 45, p. 889-907
- 25- Keller, G., T. Adatte, C. Hollis, M. Ordóñez, I. Zambrano, N. Jiménez, W. Stinnesbeck, A. Aleman, and W. Hale-Erlich,

- 41- Sarg, J.F., 2001. The sequence stratigraphy, sedimentology and economic important of evaporate carbonate transitions: a review: *Sedimentary Geology*, v. 149, p. 9-42.
- 42- Sharland, P.R., R. Archer, D.M. Casey, R.B. Davies, S.H. Hall, A.P. Helward, A.D. Horbury, and M.D. Simmons, 2001, Arabian Plate sequence stratigraphy. *GeoArabia Special Publication2*, Gulf petro Link, Bahrain, 371p.
- 43- Shearman, D.J., and J.G. Fuller, 1969, Anhydrite diagenesis, calcitization, and organic laminites, Winnipegosis Formation , Middle Devonian, Saskatchewan: *Bull. Can. Petroleum Geology*, v. 17, p. 496-525.
- 44- Sibley, D.F., and J.M. Gregg, 1987, Classification of dolomite rocks textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, p. 967-975.
- 45- Stampfi, G., 2000, Tethyan Oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., and Piper, J.D.A.,(Ed.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area: Geological Society of London, Special Publication*, v. 173, p. 1-23.
- 46- Szabo, F., and A. Kheradpir, 1978. Permian and Triassic Stratigraphy of Zagros Basin, Southwest Iran: *Journal of Petroleum Geology*, v. 12, p. 57-82.
- 47- Tucker, M.E., and V.P. Wright, 1990, *Carbonate Sedimentology: Black well, London*, 482 p.
- 47- Tucker, M.E., 1991, *Sedimentary Petrography: Black Scientific Pub*, 260 p.
- 48- Tucker, M. E., 1993, Carbonate Diagenesis and sequence stratigraphy. In: Wright , V.P.,
- 33- Middelton, G.V., 1973, Johannes Walthers law of correlation of facies: *Bull Geological Society of America*, v. 84, (3), p. 979-988.
- 34- Palma , R.M., J. Lopez- Gomez, and R.D. Piethe, 2007, Oxfordian ramp system (La Manga formation) in the Bardas Blances area (Mendoza Proviencie) Neuoruen sequences. Een Basin, Argentina: Facies and depositional *Sedimentary Geology*, p. 113-134.
- 35- Pillevuit, A., 1993, Les Blocs Exotiques du Sultanat d'Oman. Evolution paleogeographic d'une marge *Memoires Geologie Lausanne*, v. 17, 249p.
- 36- Rahimpour-Bonab H. 2007. A procedure for appraisal of a hydrocarbon reservoir continuity and quantification of its heterogeneity: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, v. 58: p 1–12.
- 37- Rahimpour-Bonab, H., A. Asadi-Eskandar, and R. Sonie, 2009, Effects of the Permian-Triassic boundary on reservoir characteristics of the South Pars gas field, Persian Gulf: *Geological Journal*, v. 44, p 341-364.
- 38- Rahimpour-Bonab, H., B. Esrafil-Dizaji, and V. Tavakoli, 2010, Dolomitization and anhydrite precipitation in Permo-Terriassic carbonates at the South Pars Gasfield, offshore Iran: Controls on reservoir quality: *Journal of Petroleum Geology*, v. 33, p. 1-24.
- 39-Read, J.F., 1985, Carbonate platform facies models: *AAPG Bulltein*, v. 66, p.860-878.
- 40- Rouchy, J.M., C. Pierre, and F. Sommer, 1994, Deep water resedimentation of anhydrite deposits in the Middle Miocene (Belayim Formation) of the Red Sea, Egypt: *Sedimentology*, v. 42, p. 267-28.

- (Ed), *Sedimentary review/1*, Blackwell. Scientific Publication, p. 51-72.
- 49- Warren, J.K., 2006, *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*: Espringer Berlin Heidelberg New York, 1041 p.
- 50- Weidlich, O., and M. Bernecker, 2003, Supersequence and composite sequence carbonate platform growth: Permian and Triassic outcrop data of the Arabian platform and Neo-Tethys: *Sedimentary geology*, v. 158, p. 87-116.
- 51- Wetzel, A., 1991, Ecologic interpretation of deep-sea fossil communities: *Paleology. Paleoclimato. Paleocolo.*, v. 8, p. 47-69.
- 52- Wilson, J.L., 1975, *Carbonate facies in Geologic History*, Springer-Verlag, New York, 471 p.
- 53- Zeigler, M.a., 2001, Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbone occuravces: *GeoArabia*, v. 6, p. 445-504.