

فرآیندهای دیاژنزی و چین‌نگاری سکانسی سازند فهلیان در میدان نفتی یادآوران (کوشک و حسینیه) در فروافتادگی دزفول شمالی

حسن محسنی^{۱*}، موسی اسفندیاری^۲، محمد علی کاووسی^۳

۱- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

۲- کارشناس ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

۳- مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران (رییس دایره چین‌شناسی و رسوب‌شناسی)، تهران، ایران

*پست الکترونیک: mohseni@basu.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۴/۲/۱۷

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۲/۲۰

چکیده

سازند فهلیان با سن نئوکومین - بارمین بخشی از گروه خامی و از مخازن مهم هیدروکربنی در جنوب باختر ایران می‌باشد. بر پایه مطالعه پتروگرافی ۶۷۰ نمونه مقاطع نازک فراهم شده از تراشه‌های حفاری چاه‌های کوشک-۱ و حسینیه-۳ در میدان یادآوران و تفسیر نگاره گامای سازند فهلیان، بیست و دو ریزرخساره کربناته و دو لیتوفاسیس آواری در قالب چهار کمر بند رخساره‌ای دریای باز، حاشیه شلف / سد، لاگون و پهنه کشندی، در این سازند شناسایی و تفکیک شده است. سیمانی شدن، انحلال، دولومیتی شدن، نوریختی، میکرایتی شدن، زیست آشفستگی، انحلال فشاری و تراکم رایج‌ترین فرآیندهای دیاژنزی مؤثر بر سازند فهلیان در میدان یادآوران می‌باشند. بررسی‌های چین‌نگاری سکانسی در ناحیه مورد مطالعه نشان می‌دهد نهشته‌های سازند فهلیان از سه سکانس رسوبی رده سوم تشکیل شده است که در یک پلاتفرم کربناته از نوع شلف نهشته شده‌اند. بررسی سکانسهای رسوبی و فرآیندهای دیاژنزی سازند فهلیان، بیانگر ارتباط مستقیم میان این فرآیندها و دسته‌های رخساره‌ای است. در دسته‌های رخساره‌ای متفاوت، فرآیندهای دیاژنزی ویژه‌ای چیره بوده که توسط محیط رسوبی و نوسانهای سطح نسبی آب دریا کنترل شده به طوری که در سیستم تراکتهای تراز بالای آب، فرآیندهای دیاژنزی اولیه دریایی و در سیستم تراکتهای تراز پایین آب فرآیندهای دیاژنزی متوریک بر رسوبات تاثیر گذار بوده است.

واژه‌های کلیدی: فروافتادگی دزفول؛ سازند فهلیان؛ میدان نفتی یادآوران؛ دیاژنز؛ چین‌نگاری سکانسی.

مقدمه

بررسی وابستگی میان رخساره‌ها و دیاژنز در چارچوب چین‌نگاری سکانسی پیش‌نیاز ضروری برای شناسایی سیستماتیک هر مخزن است (Lucia, 2007؛ Ahr, 2008). در بسیاری موارد به خاطر حساسیت سنگهای کربناته به فرآیندهای دیاژنزی، پراکندگی تخلخل - تراوایی به میزان زیادی می‌تواند تغییر کند (Mehrabi & Rahimpour, 2011).
(Bonab, 2014). به علاوه دیاژنز عامل اصلی کنترل کننده کیفیت مخزنی بسیاری از مخازن کربناته است (Ehrenberg, 2008). همچنین انطباق رخساره‌ها و فرآیندهای دیاژنزی در چارچوب چین‌نگاری سکانسی می‌تواند به ایجاد مدل‌های زمین‌شناسی برای شبیه‌سازی مخزن کمک کند (Masse & Masse, 2011). چین‌نگاری

بررسی وابستگی میان رخساره‌ها و دیاژنز در چارچوب چین‌نگاری سکانسی پیش‌نیاز ضروری برای شناسایی سیستماتیک هر مخزن است (Lucia, 2007؛ Ahr, 2008). در بسیاری موارد به خاطر حساسیت سنگهای کربناته به فرآیندهای دیاژنزی، پراکندگی تخلخل - تراوایی به میزان زیادی می‌تواند تغییر کند (Mehrabi & Rahimpour, 2011).

سکانسی در میدان یادآوران واقع در فروافتادگی دزفول شمالی می‌باشد.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

در این پژوهش سازند فهلیان در میدان نفتی یادآوران واقع در فروافتادگی دزفول شمالی مورد بررسی قرار گرفته است. فروافتادگی دزفول پهنه ساختمانی واقع در جنوب باختری تراس زاکرس است که دربردارنده بیشتر میدانهای نفتی ایران است و سازند آسماری در آن رخنمون ندارد (مطیعی، ۱۳۷۴). میدان یادآوران در ۷۰ کیلومتری جنوب غربی اهواز و شمال خرمشهر در منطقه کوشک - حسینیه جای دارد. این میدان از دو میدان (تاقدیس) کوشک و حسینیه تشکیل شده است (شکل ۱). این ساختمان یک تاقدیس مقارن با راستای شمالی - جنوبی به طول ۲۰ و عرض ۸ کیلومتر است. در این منطقه گسل مهمی دیده نمی‌شود و این ساختمان بخشی از سرزمینهای پست مزوپتامین - خلیج فارس است که از نظر ساختمانی متعلق به شلف پایدار صفحه عربی است (Berberian, 1995) و موازی با چینهای عربستان و میدان بورغان کویت است. ظاهراً روند شمالی - جنوبی سیستم گسلی پی‌سنگ طی پرکامبرین شکل گرفته و دوباره در کرتاسه فعال شده است (Al-Husseini, 2000). بر پایه ارزیابیهای پتروفیزیکی و همچنین آزمایش ساق مته و بهره‌دهی از سازندهای گورپی (تاربور)، ایلام، سروک، داریان، گدوان، فهلیان، نجمه و سرگلو در این میدان، تنها سازندهای سروک، گدوان و فهلیان پتانسیل مخزنی دارند و سایر سازندها توان هیدروکربنی ندارند و یا آب‌خیز هستند.

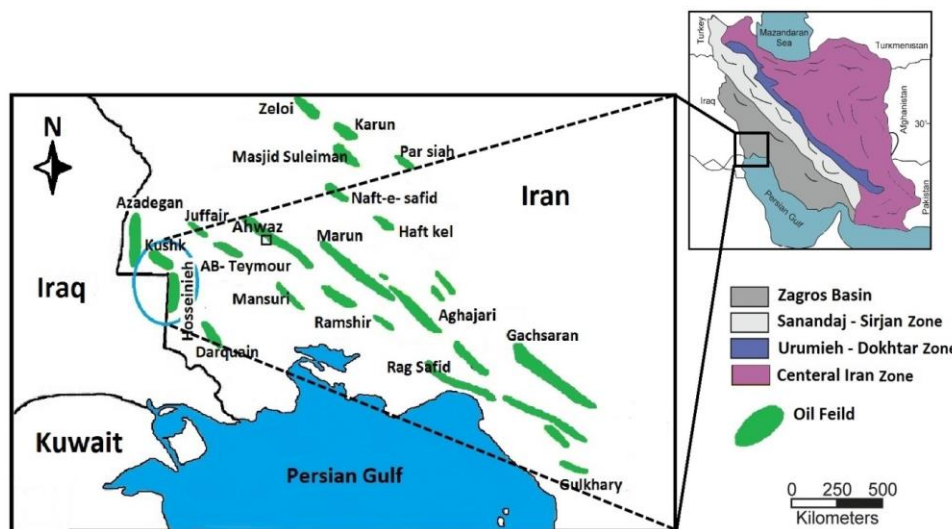
چینه‌شناسی سازند فهلیان

سازند فهلیان به سن نئوکومین بخشی از گروه خامی است. گروه خامی دربردارنده سازندهای سورمه، هیث، فهلیان،

سکانسی ابزارای نیرومند برای پیش‌بینی پراکندگی مکانی و زمانی پوش سنگ، مخزن و سنگ مادر است که توسط واکنش رودرروی میان تأمین رسوب، ریخت‌شناسی بستر حوضه و نرخ تغییرات سطح نسبی آب دریا کنترل می‌شود (Posamentier & Allen, 1993). با توجه به وابستگی میان چینه‌نگاری و کیفیت مخزنی با نتایج حاصل از این بررسیها می‌توان میان سکانس یا تغییرات نسبی سطح آب دریا با گسترش رخساره‌های دارای توان مخزنی و یا رخساره‌های غیرمخزنی ارتباط برقرار کرد و همچنین می‌توان به فرآیندهای دیاژنزی وابسته به تغییرات نسبی سطح آب دریا پرداخت که این مسأله به پیش‌بینی ویژگیهای مخزنی و روند تغییرات آن کمک می‌کند (Catuneanu *et al.*, 2011). همچنین عوامل کنترل‌کننده چینه‌نگاری سکانسی، به‌طور کارآمدی بر عوامل مؤثر بر دیاژنز مانند شیمی آب روزنه‌ای، زمان اقامت و ترکیب آواریها تأثیر گذارند (Morad *et al.*, 2000; Zuffa *et al.*, 1995). برای مثال تغییر در شیمی آب روزنه‌ای در حاشیه قاره در پی پس‌روی و پیش‌روی رخساره‌ها رخ می‌دهد (El-Ghali *et al.*, 2013). نرخ ته‌نشینی بر زمان اقامت رسوبات تحت شرایط شیمیایی ویژه‌ای مانند بستر دریا یا زمان رخنمون تأثیر گذار است (Taylor *et al.*, 1995). از این‌رو ترکیب دیاژنز و چینه‌نگاری سکانسی زمینه‌ای برای درک بهتر تغییرات دیاژنزی فراهم می‌کند (Morad *et al.*, 2000). پژوهشهای زیادی در دهه‌های اخیر درباره سازند فهلیان در زمینه‌های زیست چینه‌نگاری، رسوب‌شناسی، چینه‌نگاری سکانسی، ژئوشیمی نفت و تکتونیک (برای مثال: James & Wynd, 1965; 1965; Golestaneh, 1965; Kheradpir, 1975؛ لاسمی و فیضی، ۱۳۸۵؛ Adabi *et al.*, 2010؛ Jamalian *et al.*, 2010؛ Kamali *et al.*, 2013) نوشته شده است. هدف این پژوهش آشکار کردن و بحث پیرامون پراکندگی تغییرات دیاژنزی سازند فهلیان در چارچوب چینه‌نگاری

دزفول و لرستان نیز دیده می‌شود. در نواحی مرکزی فروافتادگی دزفول و لرستان به صورت تدریجی و بین‌انگشتی به شیلها و سنگ آهکهای رسی سازند گرو تبدیل می‌شود (شکل ۲).

گدوان و داریان می‌باشد (James & Wynd, 1965). سازند فهلیان به شکل واحد سنگ آهکی میان دو سازند هیث و گدوان قرار دارد. این سازند دارای بیشترین گسترش در ناحیه فارس است، اما در شمال خاوری فروافتادگی



شکل ۱: نقشه میدان مورد مطالعه در فروافتادگی دزفول.

Time		Region	Lurestan	Dezful Embayment and Izeh	Fars (Coastal)	Fars (Interior)
			Mesozoic	Cretaceous	Albian	Maudud
Aptian	Garau	Dariyan				Gadvan
Neocomian		Fahliyan				Hith
Jurassic	Upper	Gotnia				
	Middle	Najmeh				
		Sargelu				Surmeh

شکل ۲: نمودار چینه‌شناسی سازندهای ژوراسیک - کرتاسه زیرین (گروه خامی) در حوضه زاگرس (برگرفته از James & Wynd, 1965)

شده و دارای سنگ آهکهای کرم و خاکستری روشن تا تیره و مارن خاکستری تیره پیریتی می‌باشد. سازند فهلیان به صورت همساز روی سازند گرو قرار گرفته و سن آن نئوکومین می‌باشد.

روش مطالعه

پژوهش حاضر بر پایه مطالعه میکروسکوپی ۶۷۰ مقطع نازک تهیه شده از تراشه‌های حفاری چاه‌های کوشک-۱ و حسینی-۳ و تفسیر نگاره گامای سازند فهلیان انجام شد.

سازند فهلیان بالایی از سنگ آهکهای سفید، کرم و خاکستری گاهی بارس زیاد و پیریتی و لایه‌هایی از مارن خاکستری تا خاکستری تیره و پیریتی دارای سیلت و ماسه تشکیل شده است. سازند فهلیان پایینی از سنگ آهکهای کرم، نخودی و قهوه‌ای رنگ پیریت‌دار گاهی دارای تخلخل و شکستگی تشکیل شده است که بقایای نفت و بیتومین در تخلخل و شکستگیهای آن دیده می‌شود. در بخش پایانی، سازند فهلیان با سازند گرو به صورت تدریجی جایگزین می‌شود که بخش فهلیان/گرو نام‌گذاری

نور سبب تنوع خیلی کم گونه‌های جانداران در این محیط است. در دسته‌بندی شلفهای کربناته توسط Wilson (1975)، پهنه‌های کشندی بخشی از شلف درونی در نظر گرفته شده‌اند. این گروه ریزرخساره‌ای در بخشهای بالایی و میانی سازند فهلیان دیده شدند.

ریزرخساره‌های زیرمحیط تالاب پشت سد، وکستون تا پکستون بایوکلست پلوییدار، وکستون تا پکستون با روزن‌داران و پلویید، وکستون بایوکلست میلیولیدی، باندستون مرجانی، وکستون تا پکستون پلوییدی، وکستون تا پکستون آنکوییدی، وکستون سرپولیدی و مادستون بایوکلستی می‌باشند. در محیط تالاب، انرژی آب کم تا متوسط است و بایوکلستها به وسیله جریان جابه‌جا می‌شوند. از سنگواره‌های شناسایی شده در این زیرمحیط می‌توان گونه‌های مختلف جلبکهای آهکی مانند *Dasycladacean*، *Actinoporella*، *Halimeda*، *Salpingoporella* و *Acicularia*، روزن‌دارانی مانند *Miliolid*، *Textularia*، *Trocholina* و *Lenticulina* را نام برد. این ریزرخساره بیشتر در قسمتهای میانی سازند فهلیان گسترش یافته و هم‌ارز ریزرخساره‌های معرفی شده محیط رسوبی شلف میانی (Flugel 2010) است.

گروه رخساره‌ای زیرمحیط سد دربردارنده گرینستون اینتراکلستی پلوییدار، پکستون تا گرینستون اینتراکلستی اووئیدار، لیتوکودیوم باندستون و پکستون بایوکلستی می‌باشد. این گروه رخساره‌ای از ستبرای چندانی برخوردار نیست. این ریزرخساره‌ها نشان دهنده انرژی متوسط تا بالاست. سیمای زیستی (پیدایش هم‌زمان روزن‌داران تالاب‌زی *Miliolid*، *Lenticulina* و *Textularia*) و ساختارهای رسوبی (خردشدگی زیاد و بافتهای پکستون/گرینستونی) یک محیط فعال هیدرودینامیکی با جابه‌جایی دایم به وسیله جریانها را پیشنهاد می‌کند. این گروه رخساره‌ای هم‌ارز ریزرخساره‌های معرفی شده بخش سدی

مطالعه سنگ‌شناسی به منظور شناسایی ریزرخساره‌ها و فرآیندهای گوناگون دیاژنزی صورت گرفت. نام‌گذاری ریزرخساره‌های کربناته بر پایه طبقه‌بندی Dunham (1962) و لیتوفاسیسه‌های غیرکربناته بر پایه طبقه‌بندی Folk (1974) انجام شد و شرح و توصیف ریزرخساره‌ها به روش ریزرخساره‌های (Flugel 2010) و Wilson (1975) صورت گرفت. چینهننگاری سکانسی سازند یاد شده بر پایه نتایج به دست آمده از بررسی توالی ریزرخساره‌ها و داده‌های ژئوفیزیکی به‌ویژه نگاره گاما بررسی و سیستم تراکتهای اصلی آن شناسایی گردید. سپس نقش چینهننگاری سکانسی در پراکندگی رخساره‌ها و وابستگی فرآیندهای دیاژنزی به تغییرات سطح نسبی آب دریا مورد بررسی قرار گرفت.

ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی

ریزرخساره‌های سازند فهلیان در میدان مورد پژوهش در چهار زیرمحیط (پهنه کشندی، تالاب پشت سد، سد و دریای باز/پلاتفرم باز) تعریف شده‌اند (اسفندیاری، ۱۳۹۲) که در ادامه به آن پرداخته می‌شود. این ریزرخساره‌ها در شکل ۷ و ۸ به ترتیب از دریای باز به سوی خشکی با حروف A تا D نام‌گذاری گردیده‌اند.

گروه رخساره‌ای پهنه کشندی دربردارنده لیتوفاسیسه‌های کوارتزآرنایت و شیل و ریزرخساره گرینستون اینتراکلستی و پلوییدی، مادستون کوارتزار، دولومادستون و مادستون می‌باشد. نبود بایوکلست، میکرایتی بودن زمینه و وجود دولومیت‌های ریزبلور به همراه دانه‌های کوارتز منشأ گرفته از خشکی بیانگر چیرگی زیرمحیط پهنه کشندی است. پلوییدهای میکرایتی و اینتراکلستهای تاحدودی گرد شده نشانگر آن است که جابه‌جایی پیوسته به وسیله جریانها صورت گرفته است. محدودیت‌های محیطی، به ویژه نوسانات شوری آب، خروج متناوب محیط از آب و شدت

در نوشته Flugel (2010) می‌باشد و در دسته‌بندی شلفهای کربناته توسط Wilson (1975) هم‌ارز کمربند رخساره‌ای شماره ۵ و ۶ بوده و به بخش سد نسبت داده می‌شود. گروه رخساره‌ای زیرمحیط دریای باز شامل ریزرخساره‌های برشی شده و کربناته‌های دوباره نهشته شده با ماهیتی شکسته و خرد شده است. این ریزرخساره از اینتراکلت، بایوکلست و دانه‌های کوارتز در خمیره‌ای از میکرایت تشکیل شده است. خرده‌های کربناته گرد شده تا نیمه زاویه‌دار و دانه‌های کوارتز زاویه‌دارند. خرده‌های بایوکلستی دربردارنده خرده‌های خارپوست، روزن‌داران، دوکفه‌ای و جلبکهای آهکی است. این ریزرخساره از خرده‌ها و دانه‌های گوناگون تشکیل شده است. این ریزرخساره‌ها می‌توانند در پی تالوسهای جلوی منطقه شیب و یا در پای شیب رخداد داشته باشند و هم‌ارز رخساره‌های کمربند رخساره‌ای شماره ۴ در نوشته Wilson (1975) هستند. این گروه رخساره‌ای در بخش زیرین سازند فهلیان دیده شدند. ریزرخساره‌های مادستون با فونای پلانکتونیک (رادیولر، سوزن اسفنج و...) و مادستون آهکی آرژیلیتی مربوط به مجموعه ریزرخساره‌های ژرف (حوضه) می‌باشند. این گروه رخساره‌ای هم‌ارز ریزرخساره‌های معرفی شده آبهای ژرف (شلف باز) در نوشته Flugel (2010) می‌باشد و در طبقه‌بندی Wilson (1975) هم‌ارز کمربندهای رخساره‌ای ۱ و ۲ هستند. بررسی گروه‌های رخساره‌ای سازند فهلیان در میدان نفتی یادآوران (ساختمان‌های کوشک و حسینیه) و مقایسه این گروه‌ها با کمربندهای رخساره‌ای Wilson (1975) و Flugel (2010)، آشکار کرد که سازند فهلیان در میدان یادآوران در محیط شلف کربناته نهشته شده است. با توجه به تبدیل رخساره‌ها به یکدیگر، عدم گسترش سد ریفی - مرجانی (مرجانها از اجزای اصلی تشکیل دهنده رسوبات در شلف نیستند و عموماً کمتر از ۵ درصد رسوبات را در شلف به

خود اختصاص می‌دهند)، وجود سد بایوکلستی (گسترش و ستبرای آن در ناحیه مورد بررسی چشمگیر نیست)، حضور کورتویدها، آنکوئیدها و دانه‌های آگرگات که ویژه شلف کربناته می‌باشند و به ندرت در رمپهای کربناته یافت می‌شوند (Flugel, 2010) و نیز حضور رخساره‌های حاشیه شلف که بیانگر شیب بالای محیط رسوبی در هنگام رسوب گذاری می‌باشند، مدل رسوب گذاری سازند فهلیان یک پلاتفرم کربناته از نوع شلف، شامل زیرمحیط پلاتفرم (شلف درونی، میانی و بیرونی، ناحیه شیب) و حوضه تعیین گردیده است.

سیمای دیاژنزی سازند فهلیان

فرآیندهای دیاژنزی سازند فهلیان در سه محیط دیاژنزی دریایی، مئوریک و دفنی رخ داده است.

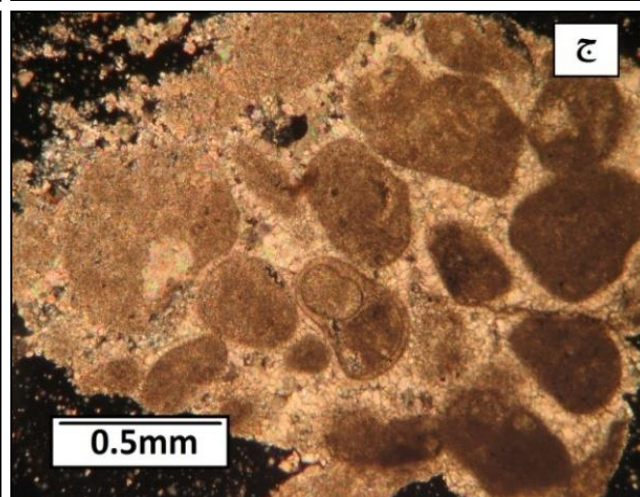
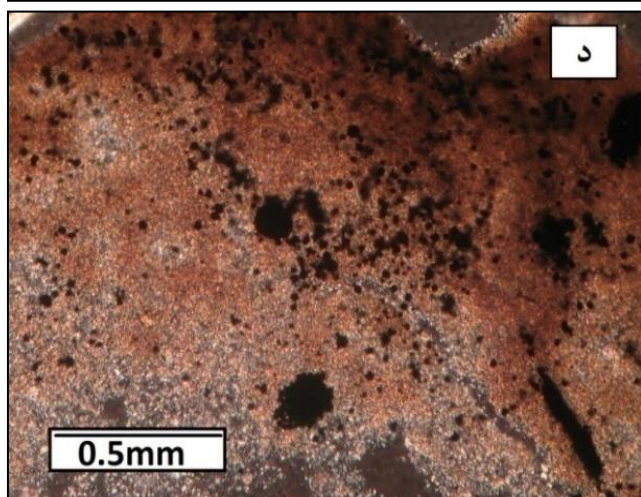
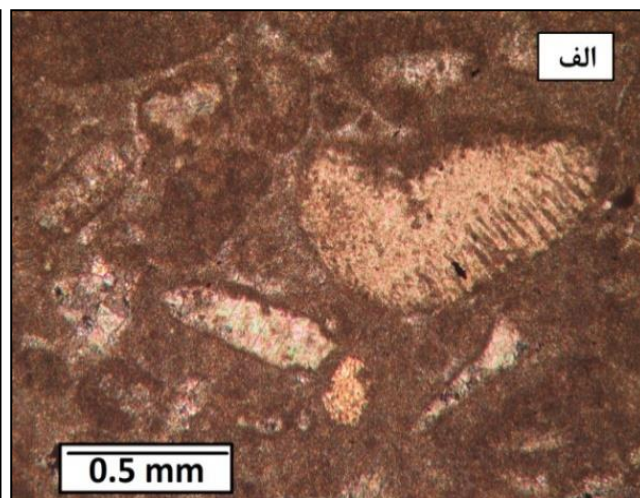
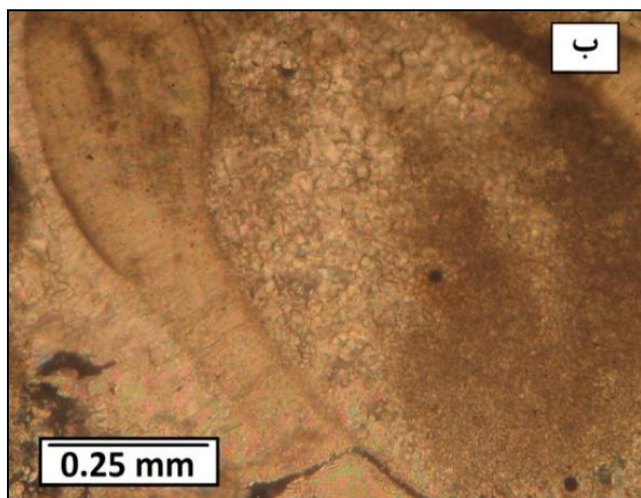
دیاژنر محیط دریایی

نورپختی (نئومورفیسم): پس از خروج یون منیزیم از محیط در طی بلورش دوباره میکرایت پدید می‌آید. خروج یون منیزیم می‌تواند به خاطر قرار گرفتن در محیط لب شور یا ورود آبهای شیرین طی دیاژنر وادوز به داخل لایه‌های کربناته و یا جذب یون منیزیم توسط کانیه‌های رسی باشد (Basyoni & Khalil, 2013). نئومورفیسم اغلب در سنگ آهکها به صورت افزایشی است که به تشکیل بلورهایی با اندازه بزرگتر منجر می‌گردد (Tucker & Wright, 1990). این فرآیند در اکثر رخساره‌های دارای گل آهکی (رخساره‌های تالاب) گسترش دارد (شکل ۳ الف).

میکرایتی شدن: میکرایتی شدن یکی از معمول‌ترین فرآیندهای دیاژنر دریایی در کربناته‌ها می‌باشد که در پی حفاری موجودات میکروسکوپی و تخریب زیستی دانه‌ها ایجاد می‌شود. میکرایتی شدن در ریزرخساره‌های دانه پشتیبان سازند فهلیان به ویژه و کستون تا پکستون

دریایی می‌باشند و گاهی در محیط دیاژنزی وادوز دریایی نیز تشکیل می‌شوند (Flügel, 2010). از شواهد زودرس بودن این سیمان، تشکیل آن در مرز بین دانه‌ها می‌باشد. این سیمان در رخساره‌های دانه پشیتیان گریستونی پشته‌های زیرآبی به ویژه بخشهای رو به دریا و مرکزی آنها و همچنین گریستونهای بایوکلاستی کانالهای کشندی از گسترش زیادی برخوردار است.

بایوکلاستی - پلوییدی به دلیل چیرگی شرایط آرام در محیط تالاب گسترش بیشتری یافته است (شکل ۳ب). **سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت:** به صورت پوششی از بلورهای هم اندازه و کشیده در اطراف دانه‌های کربناته تشکیل می‌شود (شکل ۳ج). پهنای آنها بیشتر از ۱۰ میکرون و درازای ۲۰ تا ۱۰۰ میکرون دارند و معمولاً به صورت هم‌ستبر در حاشیه دانه‌ها رشد می‌کنند. جنس آن از کلسیت پر منیزیم بوده و از رایج‌ترین سیمان‌های فریاتیکی



شکل ۳: تصویر میکروسکوپی فرآیندهای دیاژنزی دریایی سازند فهلیان: الف) میکرایتی شدن آلوکمهای پلویید بایوکلاست پکستون (ژرفای ۲۰۶۵ متری کوشک-۱)؛ ب) نئومورفیسم افزایشی در گریستون (ژرفای ۴۱۰۸ متری حسینیه-۳)؛ ج) سیمان کلسیتی حاشیه‌ای هم‌ضخامت (ژرفای ۴۱۰۸ متری حسینیه-۳)؛ د) پیریت دانه تمشکی در مادستون (ژرفای ۴۱۴۵ متری کوشک-۱)

پیریت یوهدرال دیده می‌شود. پیریت فرامبوئیدال یا دانه‌تمشکی شامل اگرگاتهای کروی در اندازه میکرونی می‌باشد و طی دیاژنزی اولیه تشکیل می‌شود. این نوع پیریت

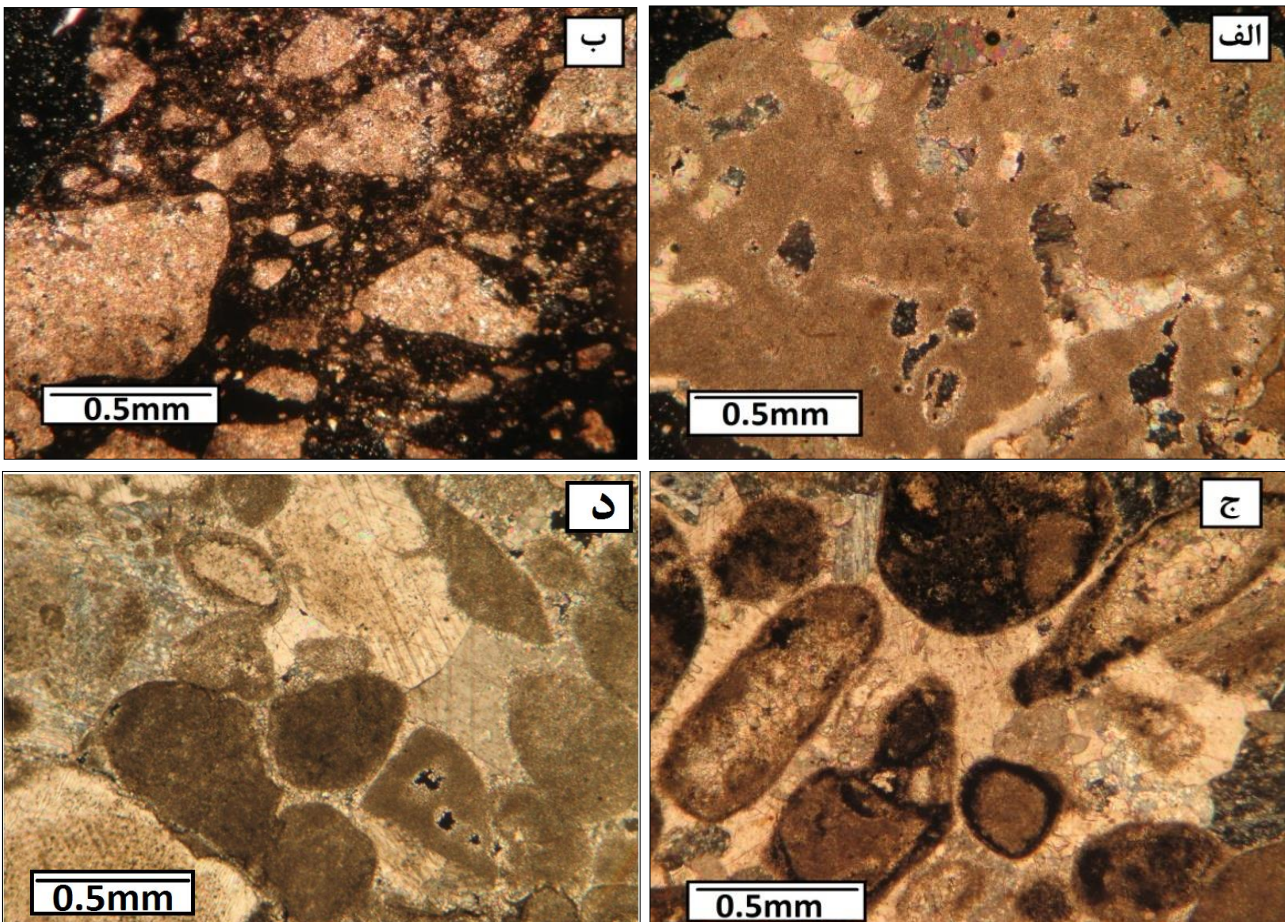
پیریتی شدن: پیریت اتوزنیک معمولاً از احیای ماده آلی در محیطهای دریایی عادی کم اکسیژن و آبهای شیرین تشکیل می‌شود (Flügel, 2010). پیریت به شکل فرامبوئیدال و

می‌شود (Tucker & Wright, 1990). انحلال در محیط متئوریک یا منطقه اختلاط آب ایجاد می‌شود، ولی در مرحله تدفین عمیق نیز انحلال سبب ایجاد تخلخل می‌گردد که به انحلال مزوژنتیک موسوم است (Ahr, 2008). انحلال در توالی مورد مطالعه از مهم ترین فرآیندهای دیاژنی متئوریک است که سبب پدید آمدن تخلخل درون دانه‌ای، تخلخل قالبی در خرده‌های اسکلتی (شکم‌پایان، روزن‌داران و دوکفه‌ایها)، تخلخل حفره‌ای به‌ویژه در رخساره‌های گل‌پشتیان و برش انحلالی شده است (شکل ۴ الف - ب).

از آبهای روزنه‌ای که نسبت به مونوسولفید آهن و پیریت فوق اشباع هستند ته نشین می‌شود. در عوض پیریت یوهدرال از آبهای روزنه‌ای فوق اشباع نسبت به پیریت، اما زیراشباع نسبت به مونوسولفید آهن ته‌نشین می‌شوند (Raiswell, 1982). پیریت‌های دانه تمشکی و یوهدرال در توالی مورد مطالعه به صورت پراکنده دیده می‌شوند (شکل ۴د).

دیاژنز متئوریک

انحلال: یکی از فرآیندهای دیاژنی محیط متئوریک نزدیک سطح است، ولی در محیط دریایی نیز مشاهده



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی فرآیندهای دیاژنز متئوریک سازند فهلیان: الف) انحلال میکرایت (ژرفای ۴۰۷۰ متری، حسینیه-۳)؛ ب) برشی شدن (ژرفای ۴۱۲۴ متری، حسینیه-۳)؛ ج) سیمان کلسیتی بلوکی (ژرفای ۴۱۰۰ متری، حسینیه-۳)؛ د) سیمان رورشدی هم‌محور (ژرفای ۴۱۰۸ متری، حسینیه-۳)

اندازه بلورها از ده‌ها میکرون تا چندین میلی‌متر متغیر است. بیشتر بلورها، زئوتوپیک تا هیپ ایدیوتوپیک می‌باشند.

سیمان کلسیتی بلوکی یا هم‌بند: شامل بلورهای متوسط تا درشت دانه بدون جهت‌یابی ترجیحی می‌باشد. گستره

این گونه سیمان در محیط‌های متئوریکی و دفنی متداول است (شکل ۴ ج). این سیمان فضای منفذی باقی مانده پس از انحلال سیمانهای آراگونیتی یا دانه‌ها را پر کرده است. سیمان بلوکی در سازند مورد مطالعه، بیشتر در ریزرخساره‌های قسمتهای نسبتاً پراثری تالاب نزدیک به سد و به ویژه در ریزرخساره‌های محیط سدی دیده شدند و شکستگیها و حفره‌های موجود را پر کرده‌اند.

سیمان کلسیتی رورشدی هم محور (سین تکسیال): این سیمان تک بلوری بوده و دارای پیوستگی نوری با دانه میزبان است (Tucker, 1991). جنس این سیمان و دانه‌ای که در برمی گیرد معمولاً کلسیت پرمیزیم است (شکل ۴ د). سیمان حاشیه‌ای نشان دهنده سیمانی شدن غیردریایی می‌باشد و در محیط فریاتیک آب شیرین و زیر محیط اشباع فعال تشکیل می‌شود (Flugel, 2010). در سازند مورد مطالعه، سیمان حاشیه‌ای به صورت شفاف بوده و از منشأ متئوریکی در ریزرخساره‌های تالابی نزدیک به سد تشکیل شده و گسترش چندانی ندارد.

دیاژنزی دفنی

فرآیند تراکم فیزیکی یا مکانیکی تراکم مکانیکی

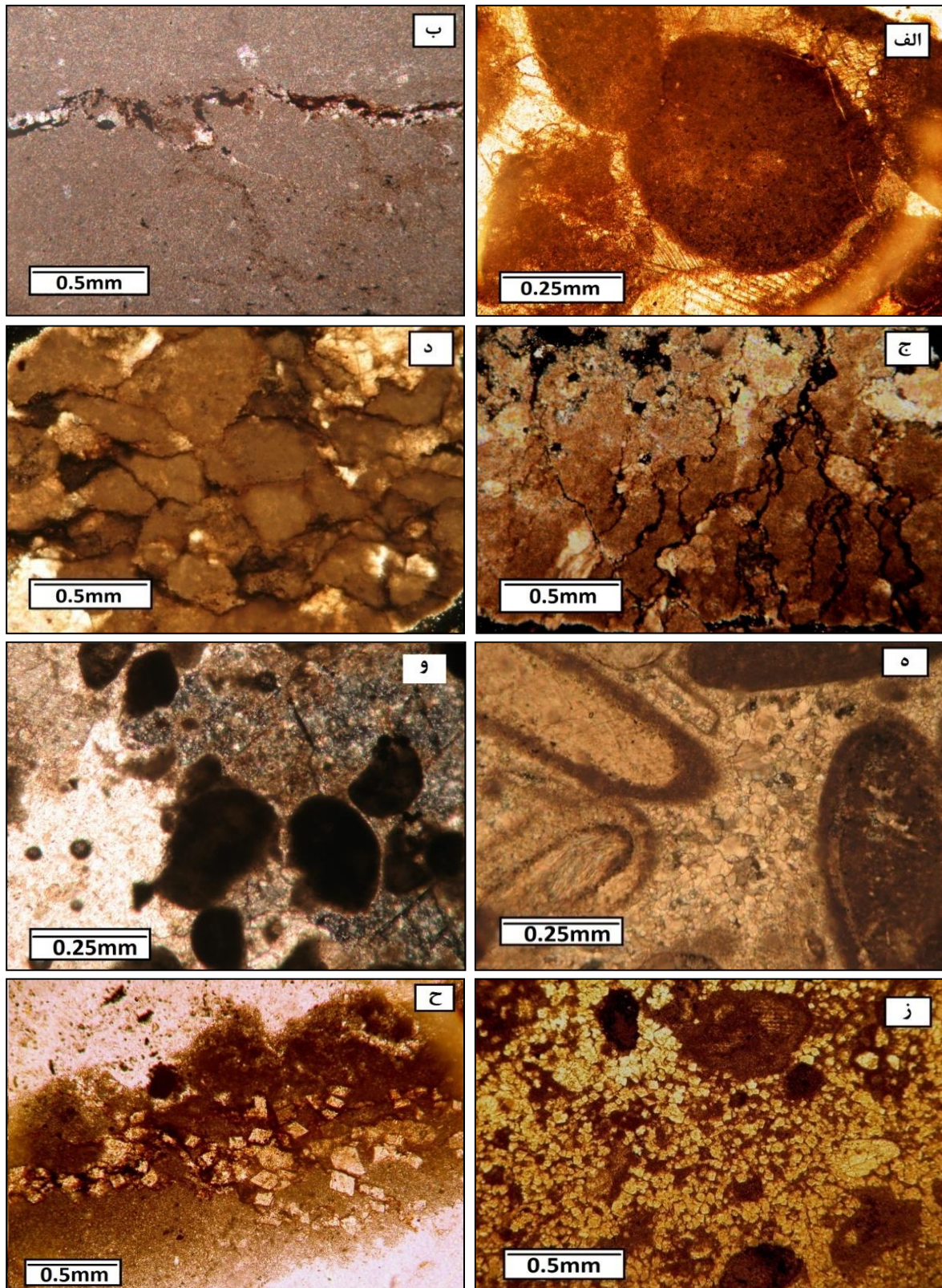
در رسوبات گل پشنتیان موجب از دست دادن آب و کاهش تخلخل زمینه و در رسوبات دانه پشنتیان، باعث آرایش متراکم تر دانه‌ها، جهت یابی ترجیحی در بایوکلستها و سرانجام تغییر شکل پلاستیک و شکستگی در دانه‌ها و سیمانهای حاشیه‌ای زودرس می‌گردد (Tucker & Wright, 1990). تراکم مکانیکی بیشتر در بخش میانی سازند فهلیان دیده می‌شود که باعث تغییر شکل آلوکرها و کاهش تخلخل در مخزن گردیده است (شکل ۵ الف).

تراکم شیمیایی یا انحلال فشاری: فرآیند انحلال فشاری در توالی مورد بررسی در رخساره‌های گل پشنتیان به ویژه مادستونی و در رخساره‌های پکستونی و گرینستونی به

صورت استیلولیت گسترش یافته است (شکل ۵ ب). در برخی موارد آثار هیدروکربن، مواد آلی و رسی انحلال ناپذیر و یا دولومیت‌های دفنی در امتداد استیلولیتها دیده می‌شود. رگچه‌های انحلالی، در امتداد لایه‌های رسی نازک یا در محل تقاطع سنگ آهکهای غنی از رس با سنگ آهکهای فقیر از رس، گسترش دارند (شکل ۵ ج). برای تشکیل رگچه‌های انحلالی نسبت به استیلولیتها تدفین کمتری لازم است (Tucker & Wright, 1990). فابریک درهم (شکل ۵-د) شبکه‌ای از دانه‌های درهم فرو رفته توسط انحلال فشاری است به طوری که سطح تماس بین دانه‌ها، عموماً منحنی یا صفحه‌ای تا مضرسی می‌باشد (Bathurst, 1986).

سیمان کلسیتی دروزی: فضای بین حفرات و دانه‌ها و شکستگیها را پر می‌کند و اندازه بلور به سمت مرکز حفره بزرگتر می‌شود. مرز بین بلورها مسطح بوده و دارای مرز سازشی هستند که حاصل رشد با سرعت یکسان دو بلور در کنار هم است. سیمای جدا کننده آن از سیمان دروزی متئوریک، وجود ادخال بیشتر و حفره و حباب سیال می‌باشد. این سیمان در سازند مورد مطالعه در رخساره‌های گرینستونی گسترش زیادی داشته و تخلخل حاصل از انحلال را از بین برده است (شکل ۵ ه).

سیمان فراگیرنده: از یک یا چند بلور بزرگ تشکیل شده و یک یا چندین دانه را در برمی گیرد (شکل ۵ و). این سیمان در محیط دفنی تشکیل می‌شود و علت تشکیل آن تعداد اندک هسته بلور سیمان و آهنگ آرام رشد بلور می‌باشد که ناشی از سیرشدگی سیالات روزنه‌ای نسبت به CaCO_3 است (Tucker, 1991). در سازند مورد مطالعه، این سیمان بیشتر در رخساره‌های پهنه کشندی، تالابی و سدی دیده شد که باعث کاهش تراوایی در سازند فهلیان گردیده است.



شکل ۵: تصویر میکروسکوپی با نور پلاریزان از فرآیندهای دیاژنزی سازند فهلیان در میدان یادآوران: الف) تراکم فیزیکی در رخساره گریستون پلوییدی (ژرفای ۴۲۰۲ متری، کوشک-۱)؛ ب) استیلولیت در رخساره مادستون (ژرفای ۴۲۳۲ متری، کوشک-۱)؛ ج) رگچه‌های انحلالی در رخساره وکستون بایوکلستی (ژرفای ۴۲۵۲ متری، حسینیه-۳)؛ د) بافت درهم در رخساره پکستون پلوییدی (ژرفای ۴۱۳۰ متری، کوشک-۱)؛ ه) سیمان کلسیت دروزی در پلویید بایوکلست گریستون (ژرفای ۴۰۰۶ متری، حسینیه-۳)؛ و) سیمان فراگیرنده در پلویید گریستون (ژرفای ۴۰۸۸ متری، کوشک-۱)؛ ز-ح) دولومیتی شدن به ترتیب در بایوکلست پلویید وکستون و مادستون (ژرفای ۴۲۰۲ و ۴۱۹۴ متری، کوشک-۱).

دولومیتی شدن

در توالی پهنه‌های کشندی و تالابی در سازند فهلیان دولومیتی شدن نیز رخ داده است. این فرآیند بیشتر هم‌زمان با رسوب‌گذاری تا دفن کم ژرفا و پیش از دفن ژرف انجام شده است. شواهد سنگ‌شناسی این شرایط، بلورهای ریز دولومیت پراکنده در زمینه سنگ، حفظ سیمای رسوب‌گذاری و دیاژنز اولیه (زیست آشفستگی، میکرایتی شدن و سیمانهای اولیه دریایی) است. این نوع دولومیتی شدن در سازند فهلیان وابسته به فابریک بوده و زمینه میکرایتی سنگ را تحت تاثیر قرار داده است (شکل ۵ ز). نوع دیگر دولومیتی شدن در این سازند طی دیاژنز دفنی رخ داده است که در پی آن دولومیت‌های درشت بلور ایدیومورف در امتداد رگچه‌های انحلالی و استیلولیتها تشکیل شده‌اند (شکل ۵ ح).

توالی پاراژنتیکی فرآیندهای دیاژنزی سازند فهلیان

نتایج حاصل از مطالعه سنگ‌شناسی، تأثیر هر سه محیط دیاژنزی دریایی، متئوریکی و تدفینی بر روی سازند فهلیان در میدان مورد مطالعه را به خوبی نشان می‌دهد. پراکندگی فرآیندهای دیاژنزی در کمرندهای رخساره‌ای در سازند فهلیان تا حد زیادی از فابریک سنگ پیروی کرده است به گونه‌ای که فرآیندهایی مانند انحلال، سیمانی شدن و

میکرایتی شدن در رخساره‌های دانه پش‌تیبان فراوان تر بوده و دولومیتی شدن اولیه، آشفستگی زیستی و نیومورفیسم در رخساره‌های گل پش‌تیبان بیشتر گسترش دارند. دیاژنز دریایی با حضور سیمان حاشیه‌ای، میکرایتی شدن و دولومیتی شدن اولیه مشخص می‌گردد. نخستین تغییرات دیاژنزی در بستر دریا به صورت میکرایتی شدن دانه‌ها و سیمان حاشیه‌ای به عنوان سیمان زودرس دریایی بوده‌اند. مهمترین فرآیندهای دیاژنز متئوریکی در توالی مورد مطالعه شامل انحلال، ته‌نشست سیمان بلوکی و دروزی، تبلور دوباره و نیومورفیسم است. آبهای متئوریکی فرورو در ابتدا دانه‌های آراگونیتی را حل کرده و باعث ایجاد تخلخلهای قالبی گسترده در رخساره‌های دانه پش‌تیبان شده است. سپس آب اشباع شده از کربنات، با حرکت به سمت پایین باعث ته‌نشست سیمان کلسیتی در فضاهای خالی رسوبات زیرین شده است. گسترش سیمانهای محیط دیاژنزی دفنی مانند سیمان فراگیر، سیمانهای دروزی و هم بعد و شواهدی مانند پر شدن شکستگیها، وجود استلولیت، رگچه‌های انحلالی و بافت درهم (شکل ۶) می‌تواند نشان دهنده محیط دیاژنز دفنی باشد. دیاژنز دفنی در سازند فهلیان بیشتر به صورت تراکم شیمیایی و فرآیند انحلال فشاری سبب گسترش زیاد استیلولیت و رگچه‌های انحلالی شده است.

محیط دیاژنزی / فرآیند دیاژنزی	دیاژنز دریایی	دیاژنز متئوریک	دیاژنز دفنی
میکرایتی شدن	██████████		
سیمان هم بعد	██████████		
زیست آشفستگی	██████████		
پیریتی شدن	██████████	██████████	██████████
نیومورفیسم		██████████	
سیمان سین تکسیال		██████████	
انحلال	██████████	██████████	██████████
دولومیتی شدن	██████████		
فشردگی	██████████		
استیلولیت	██████████		
سیمان فراگیرنده	██████████		
رگچه‌های انحلالی	██████████		

شکل ۶: توالی پاراژنتیکی فرآیندهای دیاژنزی سازند فهلیان

چینه‌نگاری سکانشی سازند فهلیان

بر پایه مطالعات ریزرخساره‌ها، بررسی تغییرات ستونی و جانبی آنها، تفسیر نگاره گاما و همچنین تغییرات نسبی سطح آب دریا، سه سکانس رسوبی (رده سوم) در نهشته‌های سازند فهلیان در منطقه مورد مطالعه شناسایی گردید. فهلیان زیرین شامل دو سکانس اول و فهلیان بالایی دربردارنده سکانس سوم است. سکانسهای رسوبی دارای دسته‌های رخساره ای TST و HST می‌باشند. سکانسهای سازند فهلیان در مقایسه با سکانسهای جهانی، وابسته به ابرسکانس Lower Zuni I و بخش بالایی ابرسکانس Upper Zuni II می‌باشند (Golonka & Kiessling, 2002). ابرسکانسهای جهانی یاد شده هم ارز ابرسکانس مهرداد متعلق به کرتاسه پیشین است (Heydari, 2008).

سکانشی شناسایی شده در چاه کوشک-۱

سکانس A

ستبرای سازند فهلیان در این چاه ۵۳۰ متر است و سکانس A، ژرفای ۴۴۷۵ تا ۴۳۱۰ متری (ستبرای ۱۶۵ متر) را دربرمی‌گیرد. مرز زیرین این سکانس با منطقه گذر فهلیان/گرو با افزایش ناگهانی در پرتو گاما به میزان API ۴۵ و لیتوفاسیس شیل آشکار می‌شود. این شیل‌های بدون سنگواره با ستبرای ۵ تا ۲ متر در میان ریزرخساره مادستون آرژیلیتی با ستبرای میانگین ۱۰ متر قرار گرفته و به محیط ژرف تعلق دارند (شکل ۷). در بالای این مرز رسوبات TST با ستبرای ۹۵ متر (ژرفای ۴۴۷۵ تا ۴۳۸۰ متری) به ترتیب از پایین به بالا با رسوب‌گذاری ریزرخساره‌های پهنه‌کشدی مانند گرینستونهای اینتراکستی و پلوییدی و مادستون بدون سنگواره آغاز شده و در ادامه و کستون و پلویید پکستون زیر محیط تالاب و مادستونهای آرژیلیتی پلاتفرم باز

ته‌نشین شده‌اند. روند آرام افزایش پرتونگاره گاما نیز نشانه گسترش سطح آب است که در شکل ۷ پیداست. پیشینه گسترش آب دریا (MFS1) در ژرفای ۴۳۸۰ متری واقع شده است که در برشهای نازک با ریزرخساره مادستون آرژیلیتی دریای باز شناسایی می‌شود. میزان پرتونگاره گاما نیز در این ژرفا به اوج رسیده و پایان retrogradation را نشان می‌دهد. این MFS هم‌ارز با MFS K20 با سن بریازین پسین (Sharland et al., 2001) می‌باشد و در فهلیان زیرین قرار دارد (Shakib, 1994). سیستم تراکت تراز بالای آب این سکانس در چاه کوشک-۱ از ژرفای ۴۳۸۰ متری آغاز می‌شود و با ستبرای ۷۰ متر، تا ژرفای ۴۳۱۰ متری را دربرمی‌گیرد. این سیستم تراکت از ریزرخساره‌های مادستون دارای *Calpionella* و مادستون آرژیلیتی مربوط به زیر محیط پلاتفرم باز و سپس لیتوکودیوم باندستون و پلویید گرینستونهای زیر محیط سدی و سرانجام مادستونهای بدون سنگواره زیر محیط پهنه‌کشدی تشکیل شده است. در این سیستم ترک‌نگاره پرتو گاما تغییرات چندانی نشان نمی‌دهد و تقریباً روند یکنواختی در آن دیده می‌شود. مرز بالای این سکانس با توجه به تغییر الگوی برانباشت رخساره‌ها و روند نگاره پرتو گاما و کاهش کاملاً آشکار آن در این ژرفا (شکل ۷) در چاه کوشک-۱ در روی رسوبات HST یک مرز سکانشی نوع دوم می‌باشد.

سکانس B

این سکانس در چاه کوشک-۱ با ستبرای ۱۹۲ متر از ژرفای ۴۳۱۰ تا ۴۱۱۸ متری را دربرگرفته است (شکل ۷). سیستم تراکت TST با ستبرای ۱۰۵ متر از ژرفای ۴۳۱۰ تا ۴۲۰۵ متری را دربرمی‌گیرد. این سیستم تراکت با ریزرخساره‌های مادستون بدون سنگواره زیر محیط پهنه‌کشدی و وکستونهای اینتراکستی و پلوییدی محیط

تالاب آغاز شده و سپس ریزرخساره‌های زیرمحیط پلاتفرم باز مانند مادستون آرژیلیتی که نشانگر پیش‌روی رخساره‌های دریایی به سوی خشکی هستند، در این بخش از سازند فهلیان ته‌نشین شده‌اند. نگاره گاما نیز در این بخش چرخه‌های کوچکتر دانه ریز شونده به سوی بالا را نشان می‌دهد که ممکن است بیانگر الگوی retrogradation چرخه‌های مرتبه چهارم - پنجم باشند. دومین بیشینه گسترده‌گی آب دریا (MFS2) در ژرفای ۴۲۰۵ متری تشکیل شده است (شکل ۷). در مقاطع نازک، این سطح با ریزرخساره‌های پلویید پکستون (زیر محیط تالاب) که ژرف‌ترین ریزرخساره نهشته شده در این سکانس است، شناسایی گردید. البته اوج نگاره گاما نیز در این ژرفا می‌تواند بازتاب افزایش نسبی سطح آب در زمان نهشت این لایه باشد. این MFS هم‌ارز MFS K30 به سن والانزینین است (Sharland *et al.*, 2001) که بر اساس گزارش‌های پیشین (Shakib, 1994) درون سازند فهلیان قرار دارد. پس از MFS2 ریزرخساره‌های وکستون بایوکلاستی و پلوییدی زیرمحیط تالاب ته‌نشین شده و روی این دسته رخساره، ریزرخساره‌های پهنه‌کشدی مانند مادستون‌های بدون سنگواره و دولومیتی شده ته‌نشین شده‌اند که بیانگر ته‌نشته‌های مرحله HST سکانس دوم و پایین افتادن سطح نسبی آب دریا است. نگاره گاما در این بخش تغییرات چندان منظمی نشان نمی‌دهد؛ هر چند در مرز بالایی آن اُفت آشکاری در میزان پرتو گاما هست که به عنوان مرز بالایی سکانس دو (SB2) در ژرفای ۴۱۱۸ متری شناسایی شده و با توجه به ریزرخساره اشاره شده در بالا، مرز سکانسی نوع یک معرفی شده است.

سکانس C

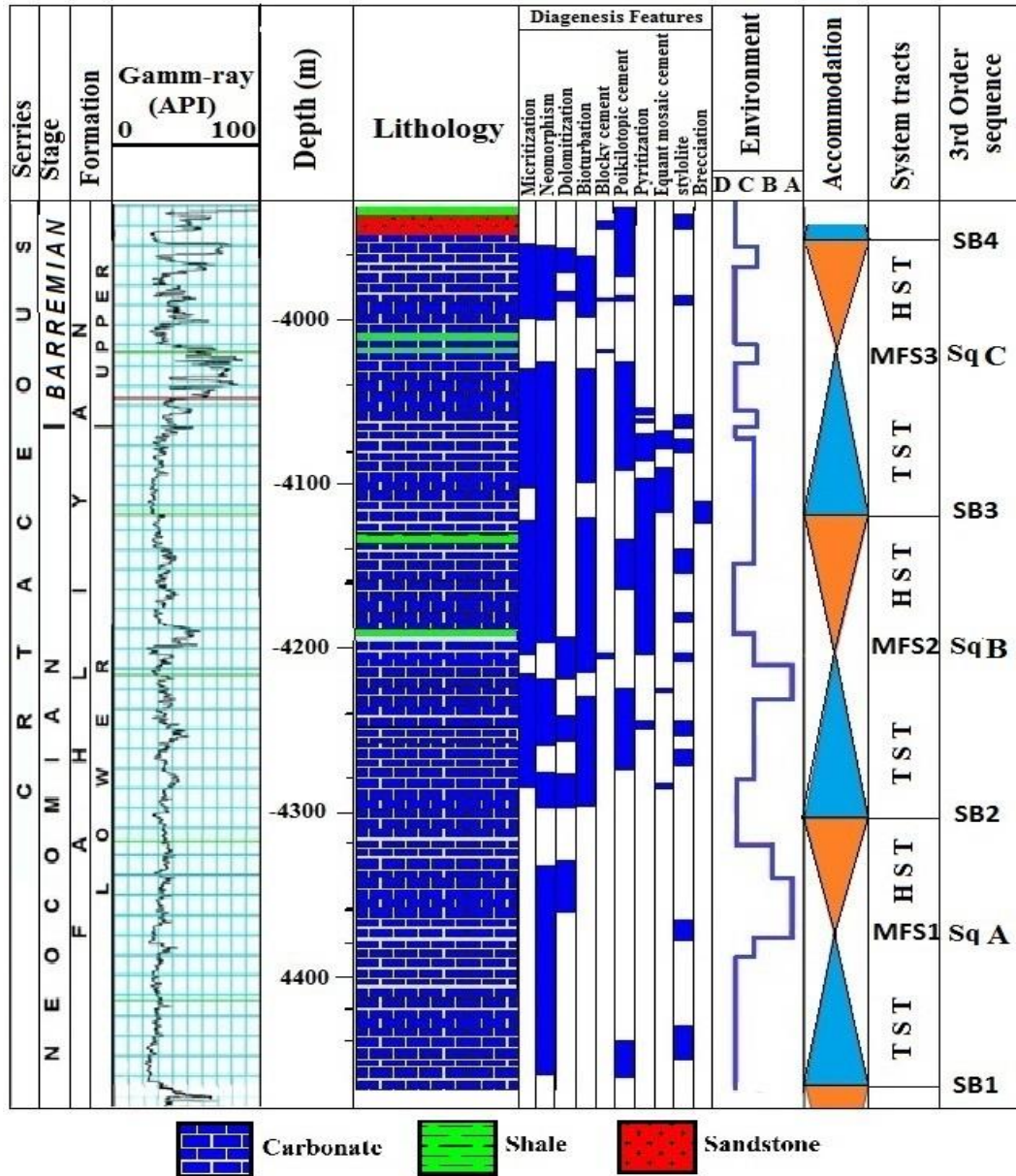
سکانس C در چاه کوشک-۱ با ستبرای ۱۷۳ متر از ژرفای ۴۱۱۸ تا ۳۹۴۵ متری را دربر گرفته است (شکل

۷). توالی TST با ستبرای ۱۰۲ متر از ژرفای ۴۱۱۸ تا ۴۰۱۶ متری تشکیل شده است. این سیستم تراکت با ریزرخساره‌های زیرمحیط پهنه‌کشدی مانند مادستون بدون سنگواره دولومیتی شده و لیتوفاسیس ماسه سنگ آغاز شده و ریزرخساره‌های وکستون بایوکلاستی و پکستون پلوییدی محیط تالاب و ریزرخساره‌های محیط سد مانند باندستون لیتوکودیومی و گرینستون پلوییدی اووئیددار بر روی آن انباشته شده‌اند که به روشنی نشانه ژرف شدن محیط رسوبی به خاطر بالا آمدن نسبی سطح آب هستند. در نگاره گاما (شکل ۷) روند افزایش آرام رو به بالا در این سیستم تراکت به خوبی نمایان است که مشخص‌کننده retrogradational stacking pattern است. سطح بیشینه گسترش آب دریا (MFS3) در ژرفای ۴۰۱۶ متری با شیل با اوج نگاره پرتو گاما قابل شناسایی است. این MFS هم‌ارز MFS K40 به سن هوتریوین پسین است (Sharland *et al.*, 2001؛ Haq *et al.*, 1988). بر پایه گزارش Shakib (1994) این MFS در فهلیان بالایی قرار دارد و در برش الگو برای آن سنگواره شاخصی وجود ندارد. بر روی این MFS ریزرخساره‌های تالاب به پهنه‌کشدی تغییر کرده و رسوبات سیستم تراکت تراز بالا با مادستون بدون سنگواره دولومیتی شده ته‌نشین شده‌اند. این سیستم تراکت با ستبرای ۷۱ متر از ژرفای ۴۰۱۶ تا ۳۹۴۵ را دربر می‌گیرد. تغییرات چرخه‌ای نگاره گاما در این بخش به خوبی تأثیر نوسانات سطح آب بر ماهیت ریزرخساره‌ها (پاراسکانسها؟) را نشان می‌دهد. بر خلاف روند افزایشی رو به بالا در زیر MFS، این قسمت روند کاهش ژرفا^۱ داشته که نشانه رسوبات HST هستند (شکل ۷). مرز سکانسی (SB4) در ژرفای ۳۹۴۵ متری مشخص شده است. این مرز با توجه به اُفت

1- shoaling upward

شوند و لذا لیتوفاسیس ماسه سنگ در این افق تشکیل گردیده است.

ناگهانی میزان نگاره پرتو گاما و نیز شناسایی ماسه سنگ در مقاطع نازک، از نوع یک معرفی شده است. افت سطح آب دریا سبب شده ذرات آواری وارد حوضه



شکل ۷: ستون چینه‌شناسی و چینه‌نگاری سکانسی سازند فهلین در چاه کوشک-۱

است (شکل ۸). مرز زیرین این سکانس به دلیل در دسترس نبودن مقاطع نازک و نگاره پرتو گاما شناسایی نشده است. رسوبات TST این سکانس از ژرفای ۴۴۵۰ متری با ستبرای ۱۲۰ متر تا ژرفای ۴۳۳۰ متری شامل ریزرخساره‌های تالاب مانند و کستونهای بایوکلستی و پلییدی است که با

سکانسهای شناسایی شده در چاه حسینیه-۳

سکانس A

ستبرای سازند فهلین در این چاه ۴۶۴ متر است و از ژرفای ۴۴۵۰ تا ۳۹۸۶ را دربردارد. سکانس A از ژرفای ۴۴۵۰ تا ۴۲۴۰ متری (ستبرای ۲۱۰ متر) را به خود اختصاص داده

ریزرخساره‌های مادستون رادیولردار و لیتوفاسیس شیل دریای باز پوشیده شدند. گرچه روند تغییرات نگاره گاما در بخشهای پایینی چندان آشکار نیست، اما در قسمتهای بالاتر به ویژه نزدیک MFS به روشنی روند retrogradational در آن پیداست تا این که در ژرفای ۴۳۳۰ متری در برابر لایه شیلی به بیشینه خود در این بخش می‌رسند (شکل ۸). این افق شیلی با توجه به افزایش مقدار پرتو گاما به عنوان سطح بیشینه گسترش آب دریا (MFS1) تفسیر گردید. این MFS هم‌ارز با MFS K20 با سن بریازین پسین می‌باشد (Sharland et al., 2001) و بر پایه گزارش Shakib (1994) در فهلیان زیرین قرار دارد. سیستم تراکت تراز بالای آب این سکانس با ستبرای ۹۰ متر از ژرفای ۴۳۳۰ تا ۴۲۴۰ متری با انباشته شدن ریزرخساره‌های مادستون دارای بایوکلست و وکستونهای بایوکلستی پلوییدار مربوط به زیرمحیط تالاب آغاز شده و سرانجام با مادستونهای بدون سنگواره زیرمحیط پهنه کشندی پایان یافته است. این ترتیب قرارگیری ریزرخساره‌ها کاهش فضای انباشت در گام HST را نمایان می‌سازد. نگاره گاما در این سیستم تراکت روند منظمی ندارد (شکل ۸). مرز بالایی سکانس نخست با توجه به تغییر الگوی برانباشت رخساره‌ها و تغییر در روند و میزان نگاره پرتو گاما در چاه حسینیه-۳ در ژرفای ۴۲۴۰ متری نوع دو می‌باشد.

سکانس B

این سکانس در چاه حسینیه-۳ با ستبرای ۸۰ متر از ژرفای ۴۲۴۰ تا ۴۱۶۰ متری را دربر گرفته است (شکل ۸). سیستم تراکت TST این سکانس با ستبرای ۶۰ متر از ژرفای ۴۲۴۰ تا ۴۱۸۰ متری با ریز رخساره‌های مادستون بدون سنگواره زیرمحیط پهنه کشندی و وکستون‌ای بایوکلستی زیرمحیط تالاب آغاز شده و در ادامه با ریزرخساره‌های وکستون بایوکلستی دارای سوزن اسفنج دنبال می‌شود که متعلق به محیط پلاتفرم باز هستند. این روند نشانگر پیش‌روی

سکانس C

این سکانس در چاه حسینیه-۳ با ستبرای ۱۷۴ متر از ژرفای ۳۹۸۶ تا ۴۱۶۰ متری را دربر گرفته است (شکل ۸). سیستم تراکت TST با ستبرای ۷۴ متر در ژرفای ۴۰۸۶ تا ۴۱۶۰ متری تشکیل شده است. این سیستم تراکت با شیل و ریزرخساره‌های مادستون آهکی بدون سنگواره پهنه کشندی آغاز شده و پکستون پلوییدی بایوکلستی محیط تالاب و ریز رخساره گرینستون اینتراکلستی محیط سد و

al., 2001؛ Van Buchem *et al.*, 2010؛ فیض نیا و همکاران، ۱۳۸۹؛ Navidtalab *et al.*, 2014) قابل انطباق است. همچنین با بررسی منحنی تغییرات سطح نسبی آب دریا در زمان کرتاسه پیشین در صفحه عربی، سازند فهلیان هم ارز بخش زیرین مگاسیکل AP8 می باشد (Haq & Al-Qahtani, A., 2005).

ارتباط فرآیندهای دیاژنزی با چینه نگاری سکانسی

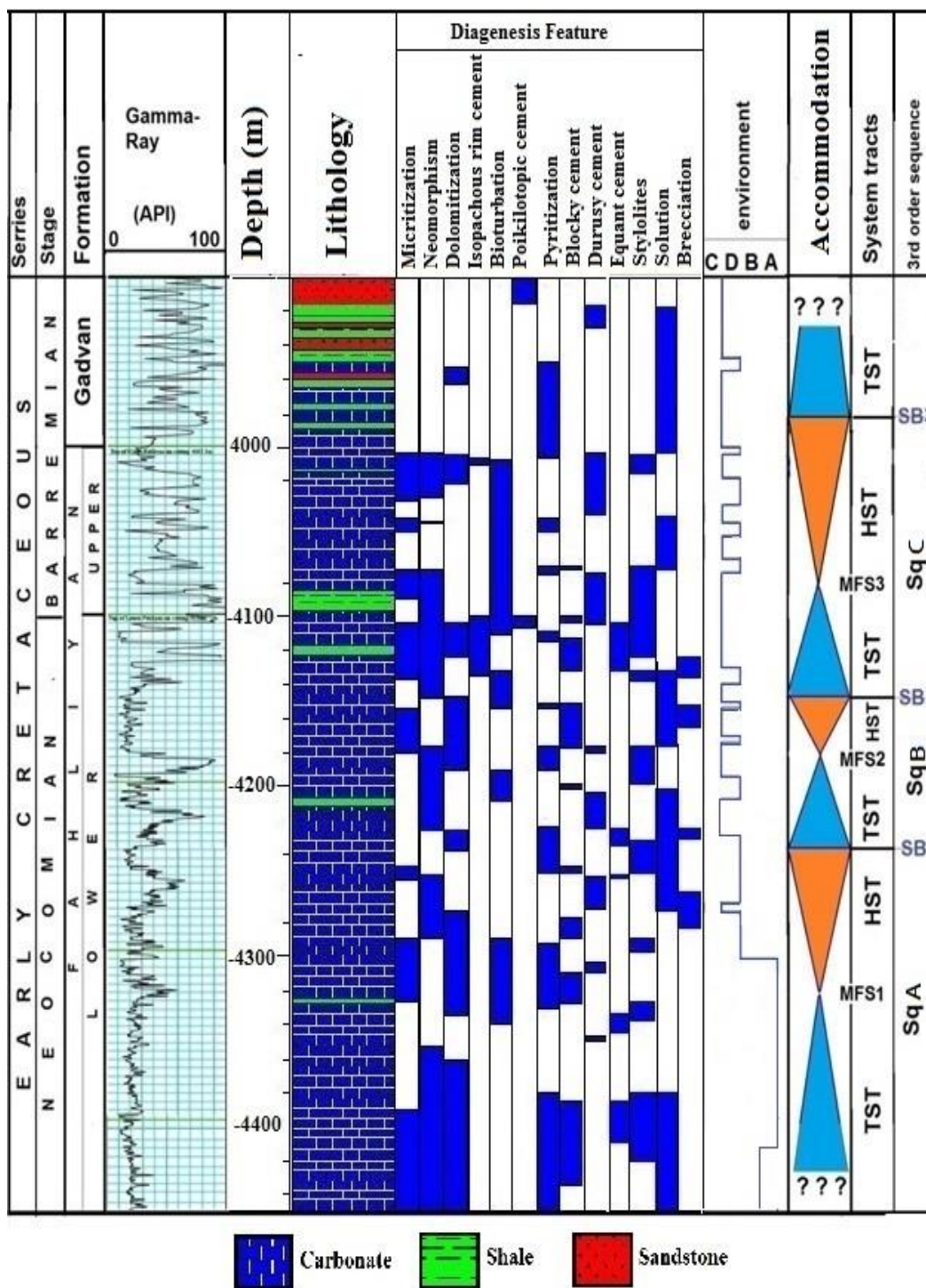
بررسی سکانسهای رسوبی، ریزرخساره‌ها و روندهای دیاژنزی سازند فهلیان نشان از ارتباط مستقیم میان فرآیندهای دیاژنزی و جایگاه آنها در دسته‌های رخساره‌ای سکانسهای رسوبی است. در دسته‌های رخساره‌ای متفاوت (HST، TST و LST)، فرآیندهای دیاژنزی فعال قابل پیش‌بینی است. رخساره‌های مادستونی و وکستونی در توالی ستونی و جانبی به رخساره‌های پکستونی و گرینستونی تبدیل شده و تخلخل آنها نیز افزایش می‌یابد. وجود تخلخل قالبی در رسوبات دانه پشتیبان در توالی به سمت بالا کم ژرفا شونده دیده می‌شود. این مسأله با انحلال انتخابی دانه‌ها همراه است. انحلال انتخابی دانه‌ها، خردشدگی و برشی شدن و سیمان کلسیتی در بالا و پایین مرز سکانسها در گامهای آغازین TST و گامهای پایانی HST در سکانس C کوشک و حسینییه و سکانس B حسینییه دیده می‌شود. فرآیند یاد شده ناشی از رخنمون رسوبات در سطح در پی پایین افتادن سطح آب و تأثیر آبهای جوی بر آنها است. افزایش سریع و ناگهانی سطح نسبی آب دریا با هجوم آب دریا به سوی خشکی و ورود مواد آواری ریز دانه (سلیت و رس) به درون حوضه رسوبی همراه است که پی آمد آن فراهم شدن منیزیم برای تشکیل بلورهای دولومیت ریز بلور می‌باشد. وجود بلورهای متوسط دولومیت در رخساره‌های گل پشتیبان هر چند ممکن است تخلخل را کاهش دهد، اما تراوایی را افزایش داده و از

شیل آرژیلیتی دریای باز بر روی آنها ته‌نشین شده‌اند. این ترتیب منظم، تغییرات رو به بالای ریزرخساره‌ها را به خوبی بالا آمدن سطح نسبی آب دریا و روند retrogradational به نمایش می‌گذارد. نگاره گاما نیز همخوانی بسیار خوبی با تغییرات ریزرخساره‌ها دارد و به جز یک استثنا در ژرفای ۴۱۰۴ تا ۴۱۰۶ متری، کاملاً روند افزایشی منظم رو به بالا را نشان می‌دهد (شکل ۸). سطح بیشینه گسترش آب دریا (MFS3) با لیتوفاسیس شیل آرژیلیتی در مقاطع نازک و اوج میزان نگاره پرتو گاما در ژرفای ۴۰۸۶ شناسایی گردید. این سطح بیشینه بالا آمدن نسبی سطح آب را می‌توان هم ارز MFS K40 به سن هوتریوین پسین (Haq *et al.*, 1988؛ Sharland *et al.*, 2001) دانست. روی این سطح ریزرخساره‌های پهنه کشندی با ریزرخساره‌های پکستون پلوییدی و بایوکلستی و وکستونهای بایوکلستی دنبال می‌شود. در ادامه مادستون بدون سنگواره و دولومیتی شده زیر محیط پهنه کشندی ته‌نشین شده و روی آنها را به ترتیب لیتوفاسیسهای شیل و ماسه‌سنگ پوشانیده است. این ارتباط و تغییرات عمودی ریزرخساره کاهش فضای انباشت را به نمایش می‌گذارد و نشانه سیستم تراکت HST است که با ستبرای ۱۰۰ متر از ژرفای ۳۹۸۶ تا ۴۰۸۶ متری را دربر گرفته است. در این چاه بر خلاف چاه کوشک-۱، تغییرات نگاره پرتوی گاما چرخه‌های منظم کاهش رو به بالا (پاراسکانسها؟) و اثر نوسانات سطح آب بر ریزرخساره‌های انباشته شده را در این بخش نشان می‌دهد (شکل ۸). مرز سکانسی (SB3) از نوع یک بوده و با افت نسبی میزان نگاره پرتو گاما و در مقاطع نازک با لیتوفاسیس ماسه‌سنگ با سیمان کربناته متعلق به بخش خلیج قابل شناسایی است. سکانسهای شناسایی شده در این پژوهش با سکانسهای شناسایی شده هم‌ارز در زاگرس و پلیت عربی در عراق، کویت و امارات متحده عربی (Al-Rawi, 1981؛ Shalib, 1994؛ Sharland *et*

تخلخل و تراوایی بیشتری دارند (Lucia, 1995). دسته رخساره‌ای HST سکانس ۲ و ۳ سازند فهلیان با توجه به درشت‌تر شدن دانه‌های اسکلتی و همچنین رسوب‌گذاری این نهشته‌ها در کمربند رخساره‌ای حاشیه شلف، تخلخل بین دانه‌ای خوب تا متوسط دارند که با سیمان پر شده است.

سویی اشباع‌شدگی آب در سنگ را کاهش می‌دهد (Lucia, 1995).

دسته رخساره‌های HST در شرایطی رسوب‌گذاری می‌کنند که فضای لازم برای رسوب‌گذاری کمتر از کاهش سطح نسبی دریا است. بنابراین دارای فابریک دانه‌پشتیبان بوده و



شکل ۸: ستون چینه‌شناسی سازند فهلیان در چاه حسینیه-۳

نتیجه گیری

نهشته‌های کربناته سازند فهلیان به دلیل رسوب گذاری بخش زیادی از آن در محیطهای کم ژرفای دریایی و پشت سر گذاشتن فرآیندهای گوناگون دیاژنزی، دارای ویژگیهای مخزنی هستند. بر پایه بررسیهای سنگ شناسی مقاطع نازک تراشه‌های حفاری چاههای کوشک-۱ و حسینیه-۳ و تفسیر نگاره گاما، بیست و دو ریزرخساره کربناته و دو لیتوفاسیس آواری شناسایی شد که در قالب چهار کمر بند رخساره‌ای دریای باز، حاشیه شلف / سد، لاگون و پهنه‌های کشندی ته نشین شده‌اند. مطالعات چینه‌نگاری سکانسی سازند فهلیان نشان می‌دهد که نهشته‌های مورد نظر از سه سکانس رسوبی رده سوم تشکیل شده است. توالی دیاژنزی مشاهده شده در سازند فهلیان شامل سیمانی شدن، میکرایتی شدن دانه‌ها، دولومیتی شدن، انحلال در محیط دیاژنزی فریاتیک آب شیرین، تراکم مکانیکی و شیمیایی، سیمانی شدن در محیط دیاژنزی دفنی و شکستگی است. بررسی سکانسهای رسوبی، ریزرخساره‌ها و روندهای دیاژنزی سازند فهلیان حاکی از ارتباط مستقیم میان آنها است به گونه‌ای که فرآیندهای دیاژنزی خاصی را می‌توان در دسته رخساره‌های متفاوت انتظار داشت. بیشترین میزان دولومیتی شدن در رخساره‌های حاشیه شلف طی TST و همچنین در رخساره‌های کشندی در هنگام HST رخ داده است. سیمان دریایی زودرس بیشتر در TST که میزان تولید کربنات کمتر است، تشکیل شده است. در آغاز تراز بالای سطح آب دریا، توالیها اغلب دریایی

منابع

هستند و در گامهای پایانی تراز بالای آب دریا با کاهش فضای برانباشت در سکانس C کوشک-۱ و حسینیه-۳ رسوب آثار رخنمون اتمسفری مانند انحلال زمینه میکرایتی، پدید آمدن تخلخل حفره‌ای و سیمان بلوکی در آنها دیده می‌شود. در هنگام پایین افتادن سطح آب دریا در توالیها، دیاژنزی متئوریک گسترش پیدا کرده است. در سیستم تراکتهای پیش‌رونده، دیاژنزی متئوریک (برشی شدن، انحلال و سیمان بلوکی) تنها در بخشهای بالایی هر سکانس (هنگام پس‌روی) و در بخشهای زیرین سکانس (آغاز پیش‌روی) به ویژه در سکانسهای B و C دیده می‌شود و با افزایش فضای برانباشت در پی پیش‌روی دریا، دیاژنزی دریایی چیره شده است. در آغاز سیستم تراکتهای تراز بالای آب دریا، تنها بخشهای بالایی سکانسها تحت تأثیر دیاژنزی متئوریک قرار گرفته‌اند و با کاهش فضای برانباشت در گامهای پایانی تراز بالای آب دریا، دیاژنزی متئوریک چیره شده و اثر آن در توالیها دیده می‌شود.

سپاس‌گزاری

نگارندگان وظیفه خویش می‌دانند از مدیریت اکتشاف و تولید شرکت ملی نفت برای تأمین داده‌ها و اجازه چاپ دستاوردهای این پژوهش سپاس‌گزاری نمایند. نقد موشکافانه و نظرات داوران که در رفع کاستیها و بهبود محتوای مقاله بسیار سودمند بوده مایه قدردانی است.

اسفندیاری، م.، ۱۳۹۲. بررسی محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی و دیاژنزی سازند فهلیان در میدان نفتی یادآوران. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا همدان، ۱۳۱ ص.

- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین شناسی ایران: چینه شناسی زاگرس. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶ ص.
- لاسمی، ی.، فیضی، م.، ۱۳۸۵. رخساره‌های پلاتفرمی تا دور از پلاتفرمی در سازند فهلیان: گواهانی بر پدید آمدن حوضه بین شلفی در جنوب باختر ایران. بیست و پنجمین همایش علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، صص ۲۴۲-۲۴۹.
- فیض‌نیا، س.، فهیمی، ع.، یآوری، م.، ۱۳۸۹. بررسی محیط رسوبی و چین‌نگاری سکانسی سازند فهلیان در میدانهای نفتی اهواز و آب‌تیمور. پژوهشهای دانش زمین، ۱: ۷۴-۵۵.

- Adabi, M.H., Salehi, M.A., & Ghabeishavi, A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39: 148-160.
- Ahr, W.M., 2008. Geology of carbonate reservoir, *John Wiley and Sons, Inc.*, 277 p.
- Al-Husseini, M.T., 2000. Origin of the Arabian Plate Structure: Amar Collision and Najd Rift. *GeoArabia*, 5 (4): 527-542.
- Al-Rawi, M., 1981. Geological interpretation of oil entrapment in the Zubair Formation, Raudhatain Field. *Society of Petroleum Engineers Middle East Oil Technical Conference*, pp. 149-158.
- Basyoni, M.H., & Khalil, M., 2013. An overview of the diagenesis of the Upper Jurassic carbonates of Jubaila and Hanifa formations, Central Saudi Arabia. *Arabian Journal of Geosciences*, 6: 557-572.
- Bathurst, R.G.C., 1986. Carbonate diagenesis and reservoir development: Conservation, destruction and creation of pores. In: Bathurst, R.G.C., & Land, L.S., (eds.), Carbonate deposition environments. Part 5, Diagenesis 1. *Colorado School of Mines Quarterly*, 81: 1-25.
- Berberian, M., 1995. Master blind thrust faults hidden under the Zagros fold: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241: 193-224.
- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, Ch.G.St.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., & Tucker, M. E., 2011. Sequence stratigraphy: methodology and Nomenclature. *Newsletters on stratigraphy*, 4413: 173-245.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (ed.), Classification of Carbonate Rocks. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.
- Ehrenberg, S.N., Aqrabi, A.A.M., Nadeau, & P.H., 2008. An overview of reservoir quality in producing Cretaceous strata of the Middle East. *Petroleum Geoscience*, 14 (4): 307-318.
- El-Ghali, M.A.K., El-Khoriby, E., Mansurbeg, H., Morad, S., & Ogle, N., 2013. Distribution of carbonate cements within depositional facies and sequence stratigraphic framework of shoreface and deltaic arenites, Lower Miocene, the Gulf of Suez rift, Egypt. *Marine and Petroleum Geology*, 45: 267-280.
- Flugel, E., 2010. Microfacies of carbonate rocks, analysis interpretation and application. *Springer-Verlage*, Berlin, 984 p.
- Folk, R.L., 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Publication Co.*, Austin, Texas, 81 p.
- Golestaneh, A., 1965. Micropaleontology study of Khami Group and the Jurassic-Cretaceous in Fars Province (southern Iran). *Bulletin de Bureau de Recherches Geologiques et Minières*, 3: 165-179.
- Golonka, J., & Kiessling, W., 2002. Phanerozoic time scale and definition of time slices Phanerozoic reef patterns. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists special publication*, 72: 11-20.
- Haq, B., Hardenhol, J., & Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, In: Wilgus, C.K., Hasting, B.S., Kendall, Ch.C.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., &

- Van wagoner, J.C., (eds.), Sea-Level changes: An integrated approach. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists special publication*, 42: 71-108.
- Haq, B.U., & Al-Qahtani, A., 2005. Jurassic-Neogene Arabian Platform cycle chart: *GeoArabia*, 10 (2): 127-160
- Heydari, E., 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequence of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451: 56-70.
- Jamalian, M., Adabi, M.H., Moussavi, M.R., Sadeghi, A., Dariush Baghbani, D., & Ariyafar, B., 2011. Facies characteristic and paleoenvironmental reconstruction of the Fahliyan Formation, Lower Cretaceous, in the Kuh-e-Siah area, Zagros Basin, southern Iran. *Facies*, 57: 101-122.
- James, G.A. & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49 (12): 2182-2245.
- Kamali, M.R., Abolghasemi, A., Bagheri, R., & Kadkhodayi, A., 2013. Petroleum geochemistry and oil-oil correlation of the Fahliyan and Surmeh reservoirs in the Garangan and Chilingar oilfields, the Dezful embayment (Sw Iran). *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*, 3: 85-92.
- Kheradpir, A., 1975. Stratigraphy of Khami Group in southwest Iran. National Iranian Oil Company, No. 1235 (unpublished).
- Lucia, F.J., 1995. Carbonate Reservoir Characterization. *Springer-Verlag*, Berlin, 336p.
- Lucia, F.J., 1995. Rock-fabric / petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79 (9): 1275–1300.
- Masse, J.P., & Masse, M.F., 2011. Drowning discontinuities and stratigraphic correlation in platform carbonates: the late Barremian-early Aptian record of southeast France. *Cretaceous Research*, 32: 659-684.
- Mehrabi, H., Rahimpour-Bonab, H., 2014. Paleoclimate and tectonic controls on the depositional and diagenetic history of the Cenomanian-early Turonian carbonate reservoirs, Dezful Embayment, SW Iran. *Facies*, 60 (1): 147–167.
- Morad, S., Ketzer, M., & De Ros, F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47: 95-120.
- Navidtalab, A., Rahimpour-Bonab, H., Nazari-Badii, A., Sarfi, M., 2013. Challenges in deep basin sequence stratigraphy: a case study from the Early–Middle Cretaceous of SW Zagros. *Facies*, 60 (1): 195–215.
- Posamentier, H., & Allen, G., 1993. Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. *Sedimentary Geology*, 86: 91-109.
- Raiswell, R., 1982. Pyrite texture, isotopic composition and the availability of iron. *American Journal of Science*, 82: 1244-1263.
- Shakib, S.S., 1994. Palaeoenvironment and Biostratigraphic Significance of Foraminiferal Associations from the Early Cretaceous sediments of SW Iran. In: Simmons, M.D., (ed.), *Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East. Chapman and Hall*, pp. 127-158.
- Sharland, P.R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D., & Simmons, M., 2001. Arabian Plate Sequence stratigraphy. *Geo Arabia special publication*, 2: 1-490.
- Taylor, K., Gawthorpe, R., & Van Wagoner, J., 1995. Stratigraphic control on laterally persistent cementation, Book Cliff, Utah. *Journal of Sedimentary Research*, 69: 225-228.
- Tucker, M.E., & Wright, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology. *Blackwell Science*, Inc. 482 p.
- Tucker, M.E., 1991. Sedimentary Petrology, *Blackwell Scientific Publication*, 260 p.
- Van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.H.A., & Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V., & Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment

(Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. *Geological Society of London, Special Publications*, 329: 219-263.

Wilson, J.L., 1975. Carbonates facies in geologic history. *Springer-Verlag*, Berlin, 471 p.

Zuffa, G., Cibin, U., & Di Giulio, A., 1995. Arenite petrography in sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, 103: 451- 459.

Diagenesis and sequence stratigraphy of the Fahliyan Formation in the Yadavaran oil field (Koshk and Hosseiniyeh) in the north Dezful Embayment

Mohseni, H. ^{1*}, Esfandiyari, M. ², Kavooosi, M.A. ³

1- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

2- M.Sc in sedimentology sedimentary petrology, Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

3- NIOC Exploration Directorate, Geological Department (Head of Stratigraphy and Sedimentology), Tehran, Iran

*E-mail: mohseni@basu.ac.ir

Introduction

Investigation on mutual relation between depositional facies and diagenesis in a sequence stratigraphic framework is essential for systematic recognition of a reservoir (Lucia, 2004; Ahr, 2008). Spatial distribution of porosities of carbonate rocks may drastically change due to diagenetic processes (Mehrabi and Rahimpour- bonab, 2013). Facies analysis and diagenetic studies in sequence stratigraphic framework could facilitate for reservoir simulation (Masse and Masse, 2011). Hence, combination between diagenesis and sequence stratigraphy is useful for better understanding of diagenetic processes (Morad *et al.*, 2000). This research will discuss distribution and variations of diagenetic processes of the Fahliyan Formation in a sequence stratigraphic framework in the northern part of the Dezful Embayment.

Results and discussion

The Fahliyan Formation is composed of 24 microfacies that formed four facies associations and were deposited in tidal flat, lagoon, bar and open marine (Esfandiyari, 2013). The tidal flat facies association includes quartzarenite, shale, intraclast grainstone, mudstone and dolomudstone. Absence of bioclasts, frequent detrital quartz grains and intraclast, evidently suggests a tidal flat setting (Flügel, 2010). Lagoonal facies association includes peloids wackestone/ packstone, algal boundstone and bioclastic mudstone. Abundant algal fragments (e. g. *Salpingoporella*, *Dasycladacea*, *Actinoporella*, *Clypeina*, *Acicularia*) are distributed in this facies association. Frequent lime mud, peloid and miliolid foraminifera suggest a lagoon environment located on mid- shelf (Flügel, 2010). Peloid- intraclast grainstone, ooid- intraclast grainstone and lithocodium boundstone are representatives of a bar/ barrier. Lack of lime mud and present of skeletal grains are evidence of dynamic high- energy setting. These are similar to bar microfacies of Flügel (2010) and facies belt 5 and 6 of Willson (1975). The open marine facies association is composed of resedimented/brecciated carbonate beds. Extraclast, bioclasts and quartz grains present in lime mud matrix. Mixed open marine and lagoonal biota may represent talus deposit formed in front of carbonate platform slope. Mudstone with sponge spicules and radiolarian are being interpreted as open shelf (Flügel, 2010) and facies belt 1 and 2 of Wilson (1975). Here, these facies association are interpreted as being deposited on a shelf type carbonate platform. Various diagenetic processes affected the Fahliyan Formation in the Yadavaran oil field such as micritization and neomorphism that are more abundant in the lagoonal facies. Bladed isopachus HMC cement was precipitated in grain- supported facies (e.g. grainstone of bar/ barrier). Moldic, vuggy and intraparticle porosities are developed within mud- supported and brecciated facies. Evidences of burial diagenesis were also observed as stylolite, along late stage dolomitization and poikilotopic cement as well.

Sequence stratigraphy

The Fahliyan Formation is composed of three 3rd order sequences that can be correlated with Lower Zuni I and Upper Zuni II megasequences (Klonga and Kesling, (2002) in a global scene. They can also be correlated to the Mehrdad supersequence of the Early Cretaceous of the Zagros basin (Heydari, 2008). These sequence are composed of TST and HST facies which are separated by MFS. The first MFS is equal to MFS K20 of the Arabian plate (Sharland, *et al.* 2001), which was reported from the lower Fahliyan Formation (Shakib, 1994). The second FMS was also recognized in the mid Fahliyan Formation, correlatable to MFS K30 of the Arabian plate (Sharland, *et al.* 2001). Dolomitized lime mudstones on top of the second sequence, suggest a type I sequence boundary. MFS of the last sequence was recognized within the upper Fahliyan Formation that can also be correlated to K40 of the Arabian plate (Sharland, *et al.* 2001; Shakib, 1994). A global fall of sea- level (Haq *et al.*, 1988) caused influx of siliciclastic sediments into the basin during final stage of HST of the last sequence

designating type I sequence boundary. These sequences are correlated to those previously reported from the Zagros basin and Arabian plate as well (e.g.: Shakib, 1994; Sharland, *et al.* 2001; 2013; Haq and Al-Qahtani, 2005). Moldic porosity in shallowing- upward, grain- supported sediments are abundant just below and above the sequence boundaries in both wells. They were probably developed after influx of meteoric water as a consequence of sea- level fall. Sea- level rise might have restricted influx of coarse siliciclastics. Dolomitization of mud-supported facies is evident as dispersed dolomite crystals. Although these fine crystalline dolomites may reduce the porosity of carbonate rocks, but they could effectively increase the permeability of such rocks (Lucia, 2004). HST sediments of the sequences 2 and 3 are grain- supported and are expected to be more porous and permeable. These sediments were deposited on shelf margin facies with considerable intergranular porosity which was occluded by cements.

Conclusion

The Fahliyan Formation is composed of shallow marine to deep shelf sediments. Shallow platform facies experienced various diagenetic processes which improved their porosity. The Fahliyan Formation consists of 22 carbonate microfacies and 2 siliciclastic lithofacies which were deposited in tidal flat, lagoon, bar and open marine environments on a carbonate shelf. These sediments comprise three 3rd depositional sequences. Diagenetic processes are effectively related to sequence stratigraphy. Early marine cements are closely confined to shelf-edge sediments of TST. Maximum dolomitization was also observed in TSTs, and tidal flat facies of HSTs. Evidence of meteoric diagenesis after decline in sea- level rise are evident in sediments of late HSTs in both wells, particularly in two upper sequences.

Keywords: Dezful Embayment; Fahliyan Formation; Yadavaran oil field; diagenesis; sequence stratigraphy.

Reference

- Ahr, W.M., 2008. Geology of carbonate reservoir, *John Wiley and Sons, Inc.*, 277 p.
- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, Ch.G.St.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., & Tucker, M. E., 2011. Sequence stratigraphy: methodology and Nomenclature. *Newsletters on stratigraphy*, 4413: 173-245.
- Esfandyari, M. 2013 Depositional environment, sequence stratigraphy and diagenesis of the Fahliyan Formation in the Yadavaran oil field, un-pub. MSc. Thesis, Faculty of Science, Bu-Ali SinaUniversity, 131 p.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of carbonate rocks, analysis interpretation and application. *Springer-Verlage*, Berlin, 984 p.
- Golonka, J., & Kiessling, W., 2002. Phanerozoic time scale and definition of time slices Phanerozoic reef patterns. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists special publication*, 72: 11-20.
- Haq, B., Hardenhol, J., & Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, *In: Wilgus, C.K., Hasting, B.S., Kendall, Ch.C.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., & Van wagoner, J.C., (eds.), Sea-Level changes: An integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists special publication*, 42: 71-108.
- Haq, B.U., & Al-Qahtani, A., 2005. Jurassic-Neogene Arabian Platform cycle chart: *GeoArabia*, 10 (2): 127-160.
- Heydari, E., 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequence of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451: 56-70.
- Lucia, F.J., 2004, Origin and petrophysics of dolostone pore space. *Geological Society London Special Publications*, 235: 141-155.
- Mehrabi, H., Rahimpour-Bonab, H., 2014. Paleoclimate and tectonic controls on the depositional and diagenetic history of the Cenomanian-early Turonian carbonate reservoirs, Dezful Embayment, SW Iran. *Facies*, 60 (1): 147-167.
- Morad, S., Ketzer, M., & De Ros, F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47: 95-120.
- Shakib, S.S., 1994. Palaeoenvironment and Biostratigraphic Significance of Foraminiferal Associations from the Early Cretaceous sediments of SW Iran. *In: Simmons, M.D., (ed.), Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East. Chapman and Hall*, pp. 127-158.
- Sharland, P.R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury. A.D., & Simmons, M., 2001. Arabian Plate Sequence stratigraphy. *GeoArabia special publication*, 2: 1-490.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonates facies in geologic history. *Springer-Verlag*, Berlin, 471 p.