سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران
بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین بهمن ۱۳۸۹

تاریخچه رسوبگذاری و پس از رسوبگذاری سازند داریان در میدان نفتی آزادگان

فاطمه سعدی راد، دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی دانشگاه فردوسی مشهد
saadirad12@gmail.com
سیدرضا موسوی حرمی، دکتری سنگ شناسی رسوبی و زمین شناسی نفت دانشگاه آیوا، عضو هئیت علمی دانشگاه فردوسی مشهد
اسدا... محبوبی، دکتری رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی دانشگاه تربیت معلم، عضو هئیت علمی دانشگاه فردوسی مشهد
محمدحسین محمودی قرائی، دکتری ژئوشیمی رسوبی و محیط زیست دانشگاه توکیو، عضو هئیت علمی دانشگاه فردوسی مشهد
افشین آرمون، کارشناسی ارشد چینه و فسیل شناسی، کارشناس ارشد مناطق نفت خیز جنوب

چکیده :

سازند داریان (آپتین) یکی از سنگ های مخزنی اصلی در حوضه زاگرس به شمار می رود. بررسی تغییرات رخساره ای و بازسازی محیط رسوبی دیرینه در شمال فروافتادگی دزفول (چاه های شماره ۲۰ و ۲۱ میدان آزادگان) نشان می دهد که این سازند تنها دربردارنده رخساره های وابسته به محیط کم عمق (پهنه جزرومدی و لاگون) است. مطالعات آزمایشگاهی (پتروگرافی و نمودارهای چاه پیمایی) و انطباق نمودارها موید تغییرات رخساره ای جزئی است. براساس مطالعات پتروگرافی میکریتی شدن، فشردگی مکانیکی و شیمیایی، سیمانی شدن، نئومورفیسم، انحلال، پیریتی شدن، دولومیتی شدن و هماتیتی شدن از مهم ترین فرایندهای دیاژنزی شناسایی شده است که رخساره های سازند داریان را تحت تاثیر قرار داده است.

کلید واژه ها:سازند داریان، رخساره، محیط رسوبی، دیاژنز

Abstract:

Dariyan Formation (Aptian) in the Zagros sedimentary basin is one of the important reservoir. Facies varation and reconstruction of paleoenvironment in northern part of Dezful Embayment (wells No. 20 and 21 Azadegan oil field) show that this formation only contains shallow marine environmental facies (lagoon and tidal flat) .

Laboratory studis (including petrographiy and logging) as wells correlation between wells indicate a vary marine changes in facies. base on petrography, micritization, chemical and mechanical compaction, cementation, neomorphism, dissolution, hematitization, pyritization and dolomitization are the most important diagenetic processes that have affected the facies Dariyan Formation.

Keywords: Daryan Formation, facies, depositional environment, Diagenesis

مقدمه :

حوضه رسوبی زاگرس با داشتن منابع عظیم نفت و گاز از جایگاه مهم و ویژه ای برخوردار است و به همین علت پیوسته در کانون توجه همگان و بالاخص پژوهشگران و زمین شناسان قرار داشته است. سازند داریان در این حوضه را نخستین بار جیمز و وایند (۱۹۶۵) در برش نمونه آن (کوه گدوان، شمال دهکده داریان) نام گذاری و اندازه گیری کردند. این سازند در برش نمونه ۲۸۷ متر ضخامت دارد و از آهک های قهوه ای تا خاکستری ضخیم لایه با فسیل اربیتولین فراوان تشکیل شده است (مطیعی، ۱۳۷۲). در این مطالعه ۲ مقطع تحت الارضی (چاه شماره ۲۰ و ۲۱) به فاصله ۳ کیلومتری از این سازند در تاقدیس آزادگان انتخاب و مورد مطالعه قرار گرفته است. ضخامت سازند داریان در این دو برش به ترتیب ۱۸۳ و ۱۷۷ متر است. این مطالعه بر پایه بررسی های میکروسکوپی ۱۰۰ مقطع نازک تهیه شده از خرده های حفاری و تفسیر نمودارهای چاه پیمایی انجام شده است. نامگذاری سنگ های کربناته به روش دانهام (۱۹۶۲) و تقسیم بندی رخساره و ارائه مدل رسوبی بر پایه روش فلوگل (۲۰۱۰) انجام شده است. هدف از این مطالعه بررسی رخساره ها، تفسیر محیط رسوبی و شناخت فرایندهای دیاژنزی موثر بر این سازند است. این گونه مطالعات برای شناسایی و گسترش سنگ های مخزن نفت و گاز و بهره برداری بهینه از آن ها از اهمیت خاصی برخوردار است.

بحث :

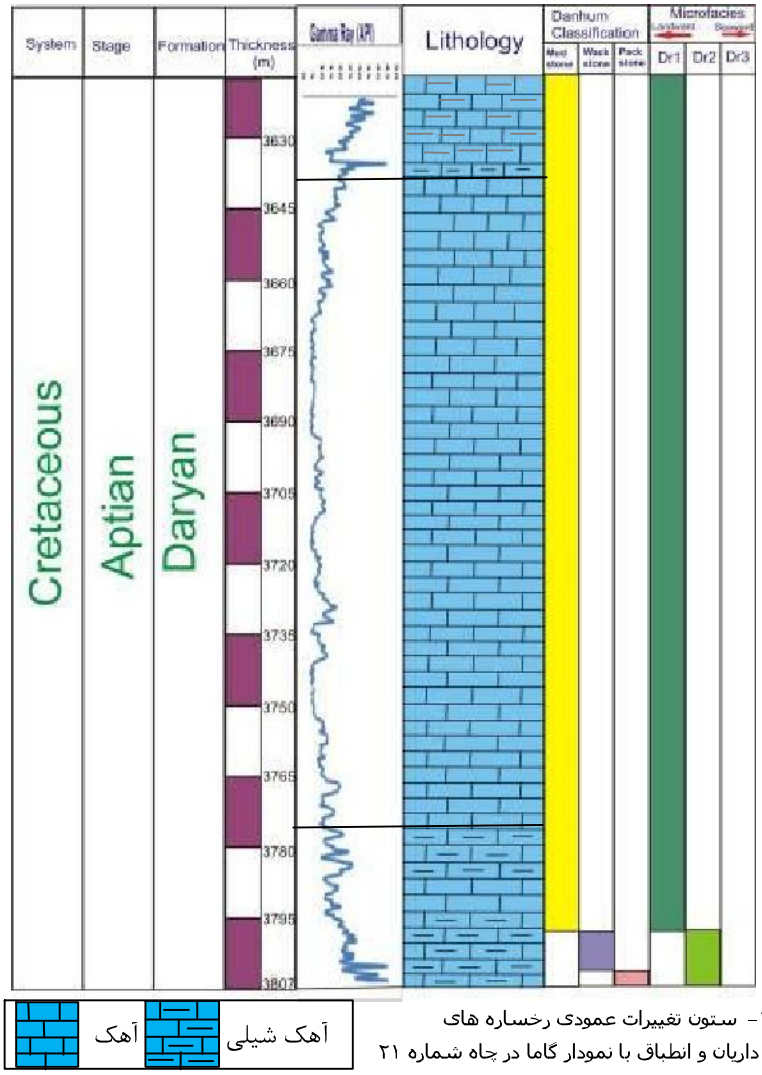
تعداد ۲ رخساره کربناته مربوط به مناطق کم عمق در قالب ۲ کمربند رخساره ای در سازند داریان شناسایی شده است که عبارت اند از:

رخساره مادستون Dr_1: این رخساره صرفا دانه ریز بوده و اجزا اسکلتی آن در حد ۳ درصد است و فاقد اجزا آواری و غیراسکلتی است. با توجه به خرد و پراکنده بودن خرده های اسکلتی به احتمال زیاد توسط فرایندهای هیدرودینامیکی به این محیط حمل شده اند. حضور بلورهای تبخیری انیدریت به صورت مکعبی و نودول نیز قابل ذکر است. این رخساره قسمت اعظم (۸۰%) توالی رخساره ای در چاه شماره ۲۱ و تمام توالی چاه شماره ۲۰ را به خود اختصاص داده است. عدم حضور فسیل در این رخساره همانگونه که در بالا ذکر شد نشانه چرخش محدود آب و نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات دریایی است (Alsharhan & Kendall, 2003). به طور کلی کم و پراکنده بودن فسیل ها در محیط های ساحلی نشان دهنده شوری بیش از حد نسبت به آب دریای طبیعی است (Preto & Hinnov, 2003). وجود کانی های تبخیری (انیدریت) نیز تائیدی دیگر بر وجود شرایط نامناسب زیستی و تبخیر بالا می باشد (Flugel, 2010). شواهد موجود دلالت بر قرارگیری این رخساره در کمربند پهنه های جزرومدی می کند. این پهنه ها معمولا در بالای چرخه های بطرف بالا کم عمق شونده یافت می شوند که نشان دهنده مناطق ساحلی نیز می باشند (Tucker, 2001).

رخساره وکستون تا پکستون بیوکلاستی (Dr_2): در این رخساره دانه های اسکلتی اصلی شامل فرامینیفرهای بنتیک مانند اربیتولین با فراوانی ۵۰ درصد و میلیولید و تکستولاریا با فراوانی در حد ۵ درصد است که این اجزا تحت تاثیر فرایند میکریتی شدن قرار گرفته اند. اجزا اسکلتی اصلی این رخساره فرامینیفرهای بنتیک (اربیتولین، میلیولید و تکستولاریا) هستند که حضور وکستون و پکستون ها با اجزای اسکلتی نظیر فرامینیفرهای بنتیک (بخصوص اربیتولین)، مشخص کننده محیط لاگونی است (Bebout et al., 1981). فرامینیفرهایی با صدف تیره و ضخیم لایه نظیر تکستولاریده و میلیولید نشان دهنده شرایط محیطی کم عمق و کم انرژی و حاوی مواد غذایی و شدت نور بالا است (Sinclair et al., 1998). حضورفراوان گل آهکی به عنوان زمینه و تنوع پایین فسیلی می تواند بیانگر محیط رسوبی آرام و کم انرژی لاگون های محصور باشد (Sandulli, 2004). یکی از دلایل دیگر برای تشکیل این ریزرخساره در یک محیط آرام فرایند میکریتی شدن است که به وفور در این رخساره دیده می شود. این مشخصه نیز از اختصاصات محیط های لاگونی است به دلیل اینکه این فرایند توسط موجودات در محیطی آرام صورت می گیرد (Alsharhan & Whittel, 1995). با توجه به محدود بودن تعداد و تنوع رخساره ها تشخیص دقیق نوع پلاتفرم با ابهاماتی روبروست. محیط رسوبی سازند داریان با توجه به محتوای رخساره ای (پهنه جزرومد و لاگون کم عمق و محصور) در این دو برش تحت الارضی منطقه کم عمق و نزدیک به ساحل است. با توجه به کارهای قبلی انجام شده در فروافتادگی درفول (محمدی استاد کلایه، ۱۳۸۲؛ احمدی، ۱۳۸۵؛ و سیاهی، ۱۳۸۵) و تشخیص پلاتفرم کربناته از نوع شلف برای این سازند، در نظر گرفتن قسمت داخلی شلف (Platform interior) برای این دو برش محتمل به نظر می رسد.

انطباق اطلاعات حاصل از مطالعات پتروگرافی و نمودارهای چاه پیمایی:

عناصر رادیواکتیو اورانیوم، توریوم و پتاسیم، تشعشعات مختلف انرژی ساطع می کنند. نمودار NGT برای اندازه گیری رادیواکتیویته کل و سطح انرژی امواج گامای ساطع شده از سازند بکار می رود. به این ترتیب می توان غلظت عناصر رادیواکتیو پتاسیم، توریوم و اورانیوم را اندازه گیری کرد (رضایی و چهرازی، ۱۳۸۵). در بررسی نمودار گامای این دو رخساره (شکل ۱)، با توجه به این مطلب که در سازندهای قابل نفوذ، مواد رادیواکتیو کمتر است و منحنی گاما بطرف چپ (یعنی صفر) متمایل می گردد (موحد، ۱۳۸۴) میزان پرتو گاما (SGR) در کل سازند بطور میانگین در محدوده ۱۰ تا 20 (API) قرار است که در قاعده و راس سازند این مقدار افزایش می یابد و به ۴۰ (API) می رسد. این افزایش توسط نمودارهای توریوم (TH) و پتاسیم (PO) هم نشان داده می شود. با توجه به تمرکز این دو عنصر در رس ها (موحد، ۱۳۸۴) این افزایش می تواند دلیلی بر وجود رس در این قسمت های سازند باشد. مقدار پتاسیم و توریوم نشان داده شده در نمودار NGT برای این سازند در قسمت های میانی در حد صفر است. ولی در محدوده قاعده و راس سازند این دو نمودار از هم فاصله می گیرند و کمی افزایش می یابند، توریوم از صفر به ۶ پی پی ام و پتاسیم از صفر به ۲ درصد می رسند. روند تغییرات اورانیوم (UR) از قاعده به سمت راس از ۲ تا ۴ پی پی ام در تغییر است که در حوالی راس به ۶ پی پی ام می رسد. همانگونه که مطالعات پتروگرافی تنوع سنگ شناسی و رخساره ای ناچیزی را نشان می دهد تغییرات اندک نمودار NGT (NGT, TH, PO, UR) ذکر شده نیز بر عدم تنوع سنگ شناسی سازند تاکید داشته، و تائید کننده این موضوع است. بر این اساس، سازند داریان به سه بخش قابل تقسیم است (شکل ۱). بخش قاعده و راس سازند آهک های تا حدی رسی و بخش میانی صرفا سنگ های آهکی خالص تر را در بر می گیرند.



شکل ۱- ستون تغییرات عمودی رخساره های سازند داریان و انطباق با نمودار گاما در چاه شماره ۲۱

دیاژنز

مهم ترین فرایندهای دیاژنتیکی که سنگ های آهکی سازند داریان را تحت تاثیر قرار داده اند عبارتند از : میکریتی شدن: میکریتی شدن یک فرایند دیاژنزی اولیه می باشد که اندکی بعد از رسوبگذاری و در محل تماس آب و رسوب صورت می گیرد (MacNieil & Jonnes, 2003). این فرایند توسط قارچ ها، جلبک های سبز و قرمز و سیانوباکتری ها در مقیاس میکروسکوپی صورت می گیرد. در مقاطع مورد مطالعه اطراف خرده های اسکلتی نظیر اربیتولین، میلیولید و تکستولاریا در رخساره وکستون تا پکستون پوشش میکریتی بوجود آمده است که در اربیتولین ها این فرایند توسعه یافته تر و تقریبا تمام سطح این اجزا را فرا می گیرد (شکل A-2).

فشردگی: در نمونه های مورد مطالعه فشردگی به هر دو صورت مکانیکی و شیمیایی دیده می شود. فشردگی مکانیکی در رسوبات با مقادیر بالای میکریت، به صورت کاهش ضخامت و در رسوبات دانه پشتیبان باعث آرایش نزدیکتر دانه ها، کاهش تخلخل و در نهایت باعث ایجاد شکستگی در دانه ها می گردد (Ehrenberg et al., 2002). در نمونه های مطالعه شده فشردگی فیزیکی به صورت شکستگی خرده های اسکلتی و ایجاد سطح تماس محدب-معقر دیده می شود (شکل B-2).

فشردگی شیمیایی یا انحلال فشاری، بعد از عمل فشردگی فیزیکی روی می دهد و در آن ضخامت لایه های آهکی حدود ۲۰ الی ۳۵ درصد کاهش می یابند. استیلولایت ها نسبت به تماس های محدب-مقعر، در اعماق بیشتری به وجود می آیند که ناشی از وزن طبقات فوقانی است، به همین دلیل یکی از شواهد خاص محیط های دیاژنتیکی دفنی هستند (Budd et al., 2000). وجود استیلولایت از فرایندهای دیاژنزی تدفینی رایج در نمونه های مطالعه شده سازند است. در اکثر موارد در امتداد سطوح استیلولایت ها مواد هیدروکربن، اکسیدهای آهن و مواد رسی قابل مشاهده است (شکل C-2). همچنین در بعضی نمونه ها نیز بلورهای دولومیت در مجاورت استیلولایت ها دیده می شوند. از آنجائیکه استیلولایت های موجود توسط بلورهای دولومیت قطع شده اند، مشخصا تشکیل استیلولایت

ها مقدم بر عملکرد فرایند دولومیتی شدن می باشد. این فرایند در رخساره مادستون به وفور ملاحظه می شود.
نئومورفیسم : در مقاطع مورد مطالعه نئومورفیسم افزایشی یکی از فراوان ترین فرایندهای دیاژنتیکی بوده و بیشتر به فرم افزایشی است. که به دو صورت تبدیل گل آهکی به میکرواسپار و اسپار دروغین به خصوص در رخساره های مادستونی و وکستونی (شکل 2-D) و جانشینی پوسته های فسیلی آراگونیتی توسط بلورهای کلسیت در رخساره های پکستونی مشاهده می گردد. این فرایند بیشتر در محیط فریاتیک متئوریک صورت می گیرد (Budd & Haitt, 1993).
پیریتی شدن: پیریتی شدن و تشکیل کانی پیریت (FeS_2) به طور معمول در شرایط احیایی و مراحل اولیه دیاژنز انجام می گیرد (Neumann et al., 2005). تشکیل کانی پیریت در این مطالعه بصورت تجمع قطعات پیریتی در زمینه میکریتی قابل مشاهده است. پیریت های تشکیل شده از لحاظ مورفولوژی به صورت مکعبی و کنکرسیون هستند (شکل 2-E) و در برخی ازنمونه ها سطح خرده های حفاری را پوشانده اند. بلورهای ریز شکل دار پیریت یکی از اشکال متداول پیریت است که در مرحله دیاژنز اولیه به وجود می آید (Taylor and Macquaker, 2000).
دولومیتی شدن: یکی از فرایندهای دیاژنتیکی که اغلب منشا جانشینی دارد، دولومیتی شدن می باشد. دولومیت ها از نظر طرز تشکیل به دو گروه تقسیم می شوند اولیه و ثانویه. در مقاطع مورد مطالعه هیچ شاهدی مبنی بر وجود دولومیت های اولیه مشاهده نمی شود و دولومیت ها از نوع دولومیت های ثانویه هستند. با توجه به تقسیم بندی سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) بر مبنای توزیع اندازه بلورها و براساس شکل مرز بلوری دولومیت های سازند داریان از نوع یوهدرال (بافت صفحه ای با شکل منظم) و ساب هدرال (شکل نسبتا منظم) در تغییر اند (شکل 2-F) که در اغلب موارد دولومیت ها ترجیحا جانشین زمینه گلی شده اند. بلورهای دولومیت با بافت صفحه ای (یوهدرال) در سنگ آهک های با بافت مادستون تا وکستون با مرزها و خاموشی مستقیم و شفاف در زمینه ای از میکرایت به صورت شناور حضور دارند. برخی از دولومیت ها با بافت صفحه ای مشاهده شده فاقد اینکلوزیون هستند، در حالی که در برخی دیگر دولومیت های با هسته ابری و حواشی روشن می باشند که چنین حالتی بیانگر تغییرات در ترکیب شیمیایی سیالات رسوب کننده و یا مبین حرکت دوره ای سیال است (مرادی، ۱۳۸۵). این فرایند در مجاری و حواشی رگچه های انحلالی و استیلولایت ها با بلورهای ریز تا متوسط نیز قابل مشاهده است (شکل 2-G)، ولی در کل از فراوانی کمی برخوردار است. نظر به اینکه این دولومیت ها بر روی استیلولایت ها قرار گرفته اند می توان تشکیلشان را به بعد از رخ دادن فرایند استیلولایتی شدن و در مراحل تدفینی نسبت داد. تمرکز بلورهای دولومیت در مجاری و حواشی رگچه های انحلالی و استیلولایت ها از سیالات ناشی از انحلال فشاری در آخرین مراحل تدفینی بوجود آمده و در واقع انحلال فشاری منجر به افزایش تمرکز منیزیم و تحرک سیالات در این نقاط شده است (Hood et al., 2004). با توجه با اینکه فرایند انحلال فشاری یکی از فرایندهای دیاژنزی موثر در این دو سازند است، بنابراین این فرایند و تمرکز یون های منیزیم ناشی از آن در این نقاط می تواند منجر به تشکیل دولومیت ها در این نقاط شده باشد (Willson et al., 2007). یکی دیگر از مهم ترین منابع منیزیم برای دولومیتی شدن گل آهکی است (Torok, 2000). گل های آهکی در طی دیاژنز می توانند نئومورفیسم را تحمل کرده و به صورت بلورهای بزرگتر با کانی شناسی پایدارتر تبدیل شده و در نهایت مقداری یون منیزیم آزاد کنند. بنابراین گل آهکی نئومورف شده که از تشکیل دهندگان اصلی رخساره های این سازند است، می تواند یکی از منابع مهم تامین یون منیزیم برای دولومیتی شدن باشد.
هماتیتی شدن: این فرایند بیشتر در امتداد استیلولایت ها (شکل 2-C) مشاهده می گردد. هماتیت موجود ممکن است در مراحل اولیه دیاژنز در نزدیکی سطح و یا در مراحل بعدی دیاژنز تشکیل شده باشد. حضور هماتیت نشان دهنده غالب بودن شرایط اکسیدی است (Weible & Friss, 2004).
سیمانی شدن:از آنجایی که بیشتر رخساره های سازند داریان گل پشتیبان اند بنابراین سیمانی شدن گسترش چندانی ندارد. بر اساس مطالعات پتروگرافی، سیمان ها فقط از نوع کلسیتی هستند و به صورت فابریک های بلوکی، دروزی و پویکیلوتاپیک دیده می شوند. سیمان های شناسایی شده از فابریک های نسل دوم سیمانی شدن هستند که همگی در رخساره پکستون مشاهده گردیدند.
سیمان های بلوکی: سیمان های بلوکی در نمونه های مورد مطالعه به صورت بلورهای درشت نیمه شکلدار تا شکلدار با حاشیه های نسبتا مشخص فضای موجود بین آلوکم ها را پر کرده اند (شکل2-H). این نوع سیمان ها علاوه بر محیط های متئوریک در محیط های تدفینی نیز تشکیل می شود (Tucker, 2001).
سیمان های دروزی: این نوع سیمان به صورت پرکننده فضای بین دانه ای و یا پر کننده حفرات مشاهده شده است. این سیمان با افزایش اندازه بلورها به سمت مرکز و مرزهای بین بلوری مسطح از ویژگی مشاهده گردید (شکل 2-I).
سیمان های پویکیلوتاپیک: از دیگر سیمان های نسل دوم معرف محیط دیاژنتیکی تدفینی شناسایی شده، سیمان ها با فابریک پویکیلوتاپیک هستند. این سیمان به صورت بلورهای درشت آلوکم ها را در برگرفته است (شکل 2-J).
انحلال: یکی دیگر از پدیده های دیاژنتیکی که سنگ های کربناته سازند داریان را تحت تاثیر قرار داده است انحلال می باشد. در این پدیده بر اثر عبور سیالات از میان سنگ های کربناته قسمت های ناپایدارتر و قابل انحلال، انحلال یافته و باعث ایجاد تخلخل در سنگ ها شده است. تخلخل در سنگ

های آهک مطالعه شده بیشتر از نوع قالبی، کانالی و حفره ای است. انحلال در خرده های اسکلتی نظیر میلیولید و تکستولاریا باعث ایجاد تخلخل قالبی شده است (شکل K-2). انحلال در زمینه گل آهکی باعث ایجاد تخلخل حفره ای شده است (شکل L-2) که فراوان ترین نوع تخلخل در سنگ آهک های سازند داریان است. تخلخل کانالی نیز بیشتر در امتداد استیلولایت ها و شکستگی ها (شکل M-2) بوجود آمده است.

شکستگی و تشکیل رگه های کلسیتی

در سنگ های کربناته مورد مطالعه در سازند داریان ، شواهد شکستگی و پر شدگی آن توسط کلسیت قابل مشاهده است (شکل N-2). این شکستگی ها احتمالا پس از دفن و بر اثر تنش های تکتونیکی ایجاد می شوند (Flugel, 2010). رگه های متقاطع کلسیتی می تواند نشان دهنده مرحله بالا آمدگی تکتونیکی در منطقه باشد.

شناسایی فرایندهای دیاژنتیکی حاصل از مطالعات پتروگرافی نشان می دهد که سنگ های آهکی سازند داریان سه محیط دیاژنزی اولیه ، میانی و نهایی را متحمل شده اند. توالی پاراژنتیکی در شکل ۳ ارائه شده و به شرح زیر است.

الف- مرحله دیاژنز اولیه

مهم ترین فرایند دیاژنتیکی این مرحله شامل فرایند میکریتی شدن، فشردگی فیزیکی، نئومورفسیم، انحلال و بخش هایی از فرایندهای پیریتی شدن، هماتیتی شدن است. این شواهد نشان می دهند که رسوبات آهکی سازند مورد نظر در اولین مرحله تحت تاثیر آب های دریایی قرار گرفته اند.

ب- مرحله دیاژنز میانی

فرایندهای دیاژنتیکی این مرحله در حین تدفین رسوبات و افزایش فشار و حرارت بر آن ها بوجود آمده اند. این فرایندها شامل ادامه فشردگی فیزیکی و فشردگی شیمیایی، سیمانی شدن (بلوکی، دروزی و پویکیلوتاپیک)، دولومیتی شدن و بخشی از فرایند پیریتی شدن و هماتیتی شدن می باشد.

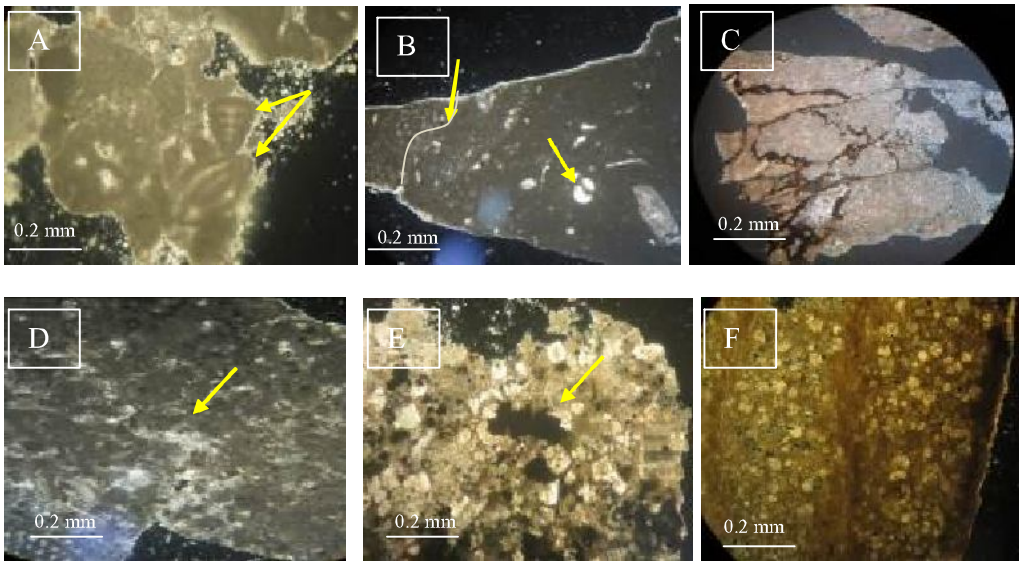
ج- مرحله دیاژنز نهایی

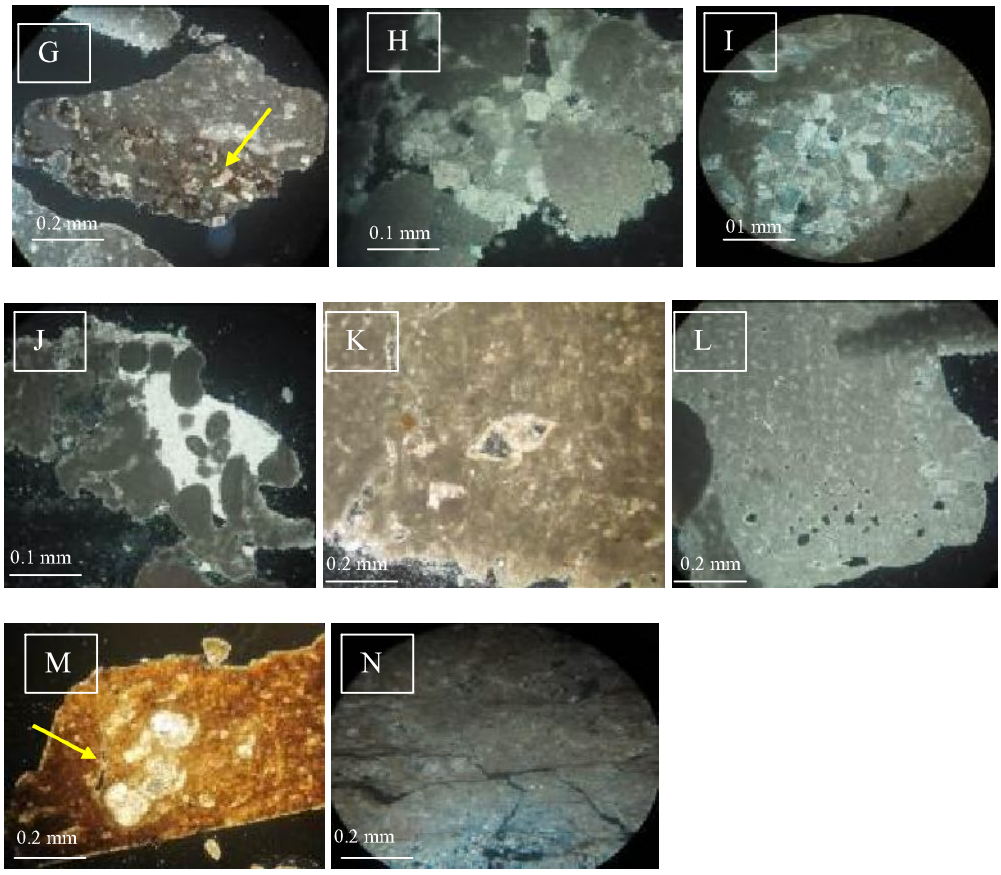
در این مرحله در آثر بالا آمدن سنگ های آهکی، رگه های کلسیتی، شکستگی ها ی موجود در سنگ های آهکی تشکیل شده است. این فرایندها عمدتا تحت تاثیر محیط دیاژنز متئوریک بوجود آمده است.

◇◇◇◇◇◇◇

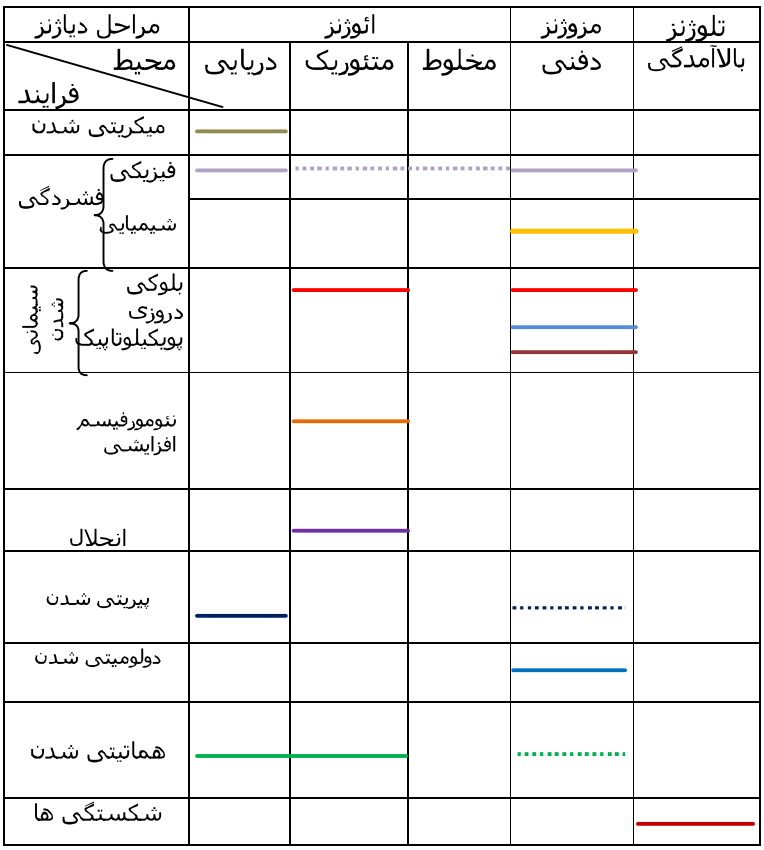
نتیجه گیری :

مطالعات پتروگرافی و چاه پیمایی نشان می دهد سازند داریان در دو برش تحت الارضی از آهک و آهک های تا حدی رسی با بافت غالب مادستون – وکستون (گل پشتیبان) تشکیل شده است. با توجه به رخساره های شناسایی شده (پهنه جزرومد و لاگون) محیط رسوبی این سازند از نوع کم عمق تشخیص داده شد. از فرایندهای دیاژنزی مهم در این سازند می توان به میکریتی شدن، فشردگی فیزیکی و شیمیایی، سیمانی شدن، انحلال، نئومورفیسم، پیریتی شدن، هماتیتی شدن، دولومیتی شدن اشاره نمود. توالی پاراژنتیکی بدست آمده نشان می دهد که این سازند تحت تاثیر دو محیط دیاژنتیکی (ائوژنز و مزوژنز) قرار گرفته است.





شکل ۲- انواع فرایندهای دیاژنزی مشاهده شده در سازند داریان (در نور XPL)
A- پوشش میکریتی اطراف فرامینیفرهای بنتیک در رخساره وکستون بیوکلاستی، چاه شماره ۲۰، عمق ۳۶۱۸متری.
B- شکستگی و ایجاد تماس محدب- مقعر در دانه های اسکلتی (پیکان ها) در رخساره پکستون بیوکلاستی، چاه شماره ۲۰، عمق ۳۷۲۴ متری.
C- فرایند استیلولایتی شدن و قرارگیری اکسیدهای آهن در آن ها، چاه شماره ۲۱، عمق ۳۳۹۰ متری.
D- نئومرفیسم افزایشی در زمینه در رخساره مادستونی، چاه شماره ۲۰، عمق ۳۷۲۳ متری.
E- فرایند پیریتی شدن به صورت شکل دار (پیکان) در رخساره مادستونی، چاه شماره ۲۰، عمق ۳۶۲۶ متری.
F- دولومیتی شدن بصورت بلورهای یوهدرال تا ساب هدرال در متن گل آهکی، چاه شماره ۲۱، عمق ۳۴۰۰ متری.
G- فرایند دولومیتی شدن در مجاور استیولایت ها (پیکان)، چاه شماره ۲۰، عمق ۳۶۱۸ متری.
H, I, J - سیمانی شدن و انواع فابریک های شناسایی شده به ترتیب شامل بلوکی، دروزی و پویکیلوتاپیک. چاه شماره ۲۰، عمق ۳۶۱۸ متری.
K, L, M- تخلخل های ایجاده شده به ترتیب شامل درون دانه ای در یک فرامینیفر، حفره ای در زمینه گلی و کانالی که بر اثر شکستگی بوجود آمده است. چاه ۲۰ اعماق ۳۶۱۸، ۳۴۴۰ متری.
N- شکستگی و ایجاد تخلخل کانالی ایجاد شده، چاه شماره ۲۱، عمق ۳۷۸۰ متری.



شکل ۳- توالی پاراژنتیکی شناسایی شده در سازند داریان

منابع فارسی:

رضایی، م؛ چهرازی، ع؛ ۱۳۸۵، اصول برداشت و تفسیر نگاره های چاه پیمایی، انتشارات دانشگاه تهران.

مرادی، م؛ ۱۳۸۵، دولومیتی شدن و تاثیر آن بر ویژگی های مخزنی سازند داریان در بخش غربی خلیج فارس، مجله اکتشاف و تولید، شماره ۳۱، صفحه ۵-۷.

مطیعی، ه؛ ۱۳۷۲، چینه شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

موحد، ب؛ ۱۳۸۴، مبانی چاه پیمایی، انتشارات دانشگاه صنعتی امیر کبیر.

◇◇◇◇◇◇◇

References:

-Alsharhan, A.S., and Kendall, C.G, 2003,Holocene coastal carbonate and evaporites of southern Arabian Gulf and their ancientan alogues, Earth Science Reviews, v. 61, p. 191-243.

-Alsharhan, A.S., and whittle, G.L., 1995, Carbonate-Evaporite sequences of the Late Jurassic, Southern and Southwestern Arabian Gulf, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 75, p. 1608-1630.

-Bebout, D. G., Budd, D. A.,& Schatzinger, R. A., 1981, Depositinoal and digenetic history of the Sligo and Hosston Formation (Lower Cretaceous) in South Texas, Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin, Report of investigations, 109.70

-Budd, D.A., Haitt, E.E., 1993, Mineralogical stabilization of high-Agnesium calcite: geochemical evidence for intracrystal recrystallization within porcellaneous Foraminifera, Journal of Sedimentary petrology, v.63, p.261-274

-Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Svana, T.A., and Oxtoby, J., 2002, Cement geochemistry of photozoan carbonate strata (Upper Carboniferous-Lower Permian), Finnmark Carbonate platform, Brents sea, Journal Sedimentary Research, v.72, p. 95-115

-Flugel, E., 2010, Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application New Yourk. Springer-Verlag, 976 p
-Hood, S.D., Nelson, C.S., and Kamp, P.J., 2004, Burial dolomitization in a nontropical carbonate petroleum reservoir: the Oligocene Tikorangi Formation, Taranaki Basin, New Zealand, Sedimentary Geology, v.172, p.117-138
-MacNeil, A and Jones, B., 2003, Dolomitization of the Pedro Castle Formation (Poliocene), Cayman Brac, British West Indies, Sedimentary Geology, v. 162, p. 219-238
-Neumann, N.T., Rausch, T., Liepe, O., Dellwig, Z., Berner and Bottcher, M.E., 2005, Intense pyrite formation under low-sulfate conditions in the Achterwasser lagoon, SW Baltic Sea, Geochemical et Cosmochimical Acta, v. 69, p. 3619-3630
-preto, N., Hinnov, L.A., 2003, Unraveling the origin of carbonat platform cyclothem in the Upper Triassic, Durrenstein Formation (Dolomite, Italy), Journal of Sedimentary Research, v. 73, p. 774-789.
-Sandulli, R., 2004, The Barremian carbonate platform strata of the Montenegro Dinarids near Podgorica: a cyclostratigraphic study. Cretaceous Research, v. 25, p. 951-967
-Sibly, D.F., Gregg, J.M. 1987, Classification of dolomite rock texturers. Journal of Sedimentary Petrology, v. 57, p. 967-975.
-Siclair, H. D., Sayer, Z. R., and Tucker, M.E., 1998, Carbonate sedmentation during early foreland subsidence: The Eocene succession of the French ALPS. In: Wright, V.P. & Burchett, T. P.(eds) Carbonate ramps, Geological Socitey, London, Special pub, v. 149, p. 205-227
-Torok, A., 2000, Formation of dolomite mottling in Middle Triassic ramp carbonate (Southern Hungary). Sedimentary Geology, v. 131, p. 131-145.
-Tucker, M.E., 2001, Sedimentary Petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks, Blackwell Scientific Publications, third edition,Oxford, 262p.
-Weible, R., Friis, H, 2004, Opaque minerals as kays for distinguishing oxidizing and reducing diagenetic conditions in the Lower Triassic Bunter Sandstone, North German Basin, Sedimentary geology, v. 169, p. 129-149.
-Wilson, M.E.J., Evans, M.J., Oxtoby, N.H., Nas, D.S., Donnelly, T., Thirlwall, M, 2007, Reservior quality, textur evolution and origin of fault-associated dolomites, AAPG Bulletin, v. 91, p. 1247-1273.