

ژئوشیمی سروک بالایی (بخش میشریف) و تأثیر فرایندهای دیاژنزی بر کیفیت مخزنی این بخش در میادین سیری E و D

آمنه قربانی^{۱*}، محمدحسین آدابی^۱ و سیما سهرابی^۲

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳ کارشناسی ارشد، شرکت نفت فلات قاره، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۴/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۰/۱۲

چکیده

میادین نفتی سیری E (اسفند) و D (دنا) در جنوب خلیج فارس قرار گرفته‌اند. در هر دو میدان مورد مطالعه، سروک بالایی (بخش میشریف) با سن کرتاسه میانی (سنومین - تورونین) به صورت تدریجی و همشیب روی آهک‌های آرژیلی خاتیا (شلیف) و توسط ناپیوستگی اواخر تورونین در زیر شیل‌های لافان قرار گرفته است. شواهد سنگ‌نگاری، ژئوشیمیایی (تجزیه‌های عنصری Mg, Ca, Sr, Mn) و مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن مشخص‌کننده کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی برای کربنات‌های سروک بالایی (بخش میشریف) در میدان سیری E (چاه A) است. مطالعات ژئوشیمیایی و تغییرات $^{18}O\delta$ و $^{13}C\delta$ نشان‌دهنده تأثیر دیاژنزی جوی در آب‌وهوای گرم و خشک در یک سامانه دیاژنزی نیمه‌بسته تا باز با قشر کم خاک است. دمای آب دریا در زمان ته‌نشست سروک بالایی (بخش میشریف) بر پایه سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ نمونه‌ای که کمترین دگرسانی را تحمل کرده است و با در نظر گرفتن ایزوتوپ اکسیژن آب دریای کرتاسه به میزان ۱-۱ پرمل در حدود ۳۴ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. البته با توجه به مقادیر سبک ایزوتوپ اکسیژن، این دما باید دمای دیاژنزی مربوط به ژرفای کم دفن باشد. مطالعات سنگ‌نگاری چاه A در میدان سیری E و چاه B در میدان سیری D نشان‌دهنده میزان تأثیر فرایندهای دیاژنزی میکریتی شدن، انحلال، سیمانی شدن، نوشکلی، انحلال فشاری، تراکم فیزیکی، شکستگی و دولومیتی شدن بر کیفیت مخزنی سروک بالایی (بخش میشریف) است که از این میان مهم‌ترین عامل دیاژنزی در افزایش کیفیت مخزنی انحلال است که در طی دیاژنزی جوی رخ داده است و مهم‌ترین عامل دیاژنزی در کاهش کیفیت مخزنی گسترش انواع سیمان‌ها به‌ویژه سیمان اسپاری بلوکی درشت‌بلور است که در طی دیاژنزی دفنی رخ داده است.

کلیدواژه‌ها: ژئوشیمی، دیاژنزی، کیفیت مخزنی، سروک بالایی (بخش میشریف)، میادین سیری E و D.

* نویسنده مسئول: آمنه قربانی

E-mail: amenehorbani64@yahoo.com

۱- پیش‌گفتار

در این پژوهش سنگ‌آهک‌های سروک بالایی (بخش میشریف) از برش‌هایی از چاه A در میدان نفتی سیری E و چاه B در میدان نفتی سیری D، مورد مطالعه قرار گرفته است. سروک بالایی (بخش میشریف) به سن کرتاسه میانی - که یکی از مهم‌ترین مخازن نفتی ایران و کشورهای عربی حوضه خلیج فارس است - از آهک‌های دریایی کم‌ژرفا تشکیل شده و یک توالی کم‌ژرفا شونده را به سوی بالا نشان می‌دهد (Burchette & Britton, 1985; Farzadi & Hesthammer, 2007). مطالعات پیشین روی سروک بالایی (بخش میشریف) در مناطق مختلف خلیج فارس نشان‌دهنده این است که انحلال، در طی دیاژنزی جوی و سیمانی شدن دفنی، مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی در سروک بالایی (بخش میشریف) است (هنزایی، ۱۳۸۵؛ Burchette & Britton, 1985; Burchette, 1993). تخلخل قالبی فراوان‌ترین نوع تخلخل در سروک بالایی (بخش میشریف) (Harris & Frost, 1984) و مهم‌ترین تخلخل اولیه موجود در سروک بالایی (بخش میشریف) از نوع بین‌دانه‌ای (Burchette, 1993) تشخیص داده شده است.

مختصات جغرافیایی جزیره سیری $30^{\circ} 54' 25''$ عرض شمالی و $54^{\circ} 31' 54''$ طول خاوری است (شکل ۱). این جزیره شامل ۴ میدان نفتی به نام‌های الوند (میدان سیری A)، سیوند (میدان سیری C)، دنا (میدان سیری D) و اسفند (میدان سیری E) است. میدان نفتی سیری E، در بخش ایرانی خلیج فارس، نزدیک به مرز آبی ایران - دوی، در ۹۰ کیلومتری سواحل ایران، در بخش جنوب خاوری خلیج فارس و تقریباً در ۲۰ کیلومتری جنوب خاوری جزیره سیری جای گرفته است (Rabhani, 2008). میدان نفتی سیری دنا، در ۳۲ کیلومتری جنوب باختری جزیره سیری است و تقریباً در ۲۰ کیلومتری شمال باختری میدان نفتی فاتح، در بخش

۲- روش مطالعه

در این پژوهش، ۱۸۰ مقطع نازک از سروک بالایی (بخش میشریف)، مربوط به دو چاه A (میدان سیری E) و B (میدان سیری D) توسط میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شد. مقاطع مربوط به چاه‌های مورد مطالعه با محلول آلزارین سرخ برای تشخیص کانی‌شناسی کلسیتی از دولومیتی به روش Dickson (1965) رنگ‌آمیزی شده‌اند. ۴۰ نمونه از آهک‌ها برای آزمایش‌های ژئوشیمیایی عنصری انتخاب شد. نمونه‌های پودر شده برای تعیین عناصر اصلی و فرعی با دستگاه طیف‌سنج جذب اتمی (Atomic Absorption Spectrometry) در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی مورد آزمایش قرار گرفت. روش کار بدین ترتیب است که ۰/۱۲۵ گرم از پودر نمونه‌های مورد نظر به مدت دو

تعیین کانی شناسی آراگونیتی و کلسیتی ارائه شده بود، مقایسه شد. تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های سروک بالایی (بخش میشریف) در چاه A (میدان سیری E)، در جدول ۱ آورده شده است.

– **استرانسیم (Sr):** بیشترین مقدار استرانسیم شرکت کننده در شبکه کلسیت غیر بیوتیک، ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام است (Veizer, 1983) و وجود مقادیر بیش از این در شبکه کلسیت، نشان‌دهنده تأثیر کم فرایندهای دیاژنزی (Steuber, 2003; Schluter et al., 2008) و به ارث رسیدن مقداری از این استرانسیم از کانی اولیه آراگونیتی به کلسیت است. میزان استرانسیم در آهک‌های سروک بالایی (میشریف) بین ۵۶۱ تا ۲۹۴۰ پی‌پی‌ام (به‌طور متوسط ۱۵۹۱ پی‌پی‌ام) در تغییر است. این مقدار از بیشترین استرانسیم در کلسیت غیر بیوتیک بیشتر است و تنها می‌تواند در ساختمان آراگونیت قرار گیرد؛ بنابراین کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی را پیشنهاد می‌کند. در شکل ۶ تغییرات استرانسیم در برابر منگنز نشان داده شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود نمونه‌های آهکی سروک بالایی (بخش میشریف) در نزدیکی محدوده آهک‌های حاره‌ای گوردون (Rao, 1990)، نمونه‌های کربناته مزدوران (Adabi & Rao, 1991) و نمونه‌های سازند سروک در ناقدیس گیسکان (امین افشار، ۱۳۸۳) با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار گرفته‌اند که این امر، نشان‌دهنده کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی برای سروک بالایی (بخش میشریف) است.

– **منیزیم (Mg):** آراگونیت دارای کمتر از ۱ درصد منیزیم است. در حالی که کلسیت دارای منیزیم زیاد (۳/۲-۱ درصد) است. مقدار منیزیم در سنگ‌آهک‌های سروک بالایی (بخش میشریف)، بین ۰/۲ تا ۰/۳۸ درصد (میانگین ۰/۱۱ درصد) در تغییر است. با توجه به شکل ۷، تغییرات Sr در برابر Mg نمونه‌ها، بیانگر ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی هستند، زیرا میزان منیزیم آنها کمتر از ۱ درصد و مقدار Sr آنها بالاتر از ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام است. تغییرات این دو عنصر به‌صورت روند خطی مثبت است که نشان از افزایش Sr و Mg به‌طور همزمان دارد.

– **نسبت Sr/Mn در برابر Mn:** تغییرات همزمان Sr/Mn در برابر Mn، شاخص مهمی برای تعیین میزان انحلال آهک‌هاست (Rao, 1991). در شکل ۸ روند تغییرات Sr/Mn در برابر Mn رسم شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود، نمونه‌های سروک بالایی (بخش میشریف) نسبت به آهک‌های سازند مزدوران (Adabi & Rao, 1991)، دارای مقادیر Sr/Mn بالاتر و نسبت به آهک‌های حاره‌ای گوردون تاسمانیا (Rao, 1990) و نمونه‌های آراگونیتی سازند ایلام (Adabi & Mehmandosti, 2008) دارای مقادیر Mn بالاتری است. این وضعیت نشان می‌دهد که نمونه‌های آهکی سروک بالایی (بخش میشریف) در مقایسه با آهک‌های سازند مزدوران، کمتر و در مقایسه با آهک‌های حاره‌ای گوردون تاسمانیا و نمونه‌های آهکی سازند ایلام، بیشتر تحت تأثیر فرایند دیاژنزی جوی قرار گرفته است. به عبارت دیگر نسبت آب به سنگ (water/rock interaction) در نمونه‌های سروک بالایی (بخش میشریف) بالاتر بوده است ولی با وجود این روندی همانند آنها نشان می‌دهد.

– **نسبت Sr/Ca در برابر Mn:** با توجه به نسبت Sr/Ca و مقدار Mn، می‌توان روند دیاژنزی را در سامانه‌های باز و بسته تعیین کرد (Veizer, 1983). در شکل ۹ محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنزی آراگونیت (A)، کلسیت پرمیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) مشخص شده است (Brand & Veizer, 1980). با توجه به قرار گرفتن نمونه‌های آهکی سروک بالایی (بخش میشریف) در این شکل به نظر می‌رسد آهک‌های این بخش بیشتر تحت تأثیر دیاژنزی غیر دریایی (non-marine) در یک محیط نیمه‌بسته تا باز (Semi-closed to open system) قرار گرفته باشند.

۴-۲. مطالعات ژئوشیمی ایزوتوپی سنگ‌آهک‌های سروک بالایی (بخش میشریف)

به منظور تعیین روند دیاژنزی، کانی‌شناسی اولیه و برآورد دمای آب دریا در زمان ته‌نشست سروک بالایی (بخش میشریف)، ویژگی‌های ژئوشیمی عنصری و ایزوتوپی

ساعت در اسید کلریدریک ۰/۱ مولار درون بالن قرار داده و در مرحله بعد با دستگاه طیف‌سنج جذب اتمی مقادیر عناصر اصلی (Mg, Ca) برحسب درصد و عناصر فرعی (Fe, Mn, Sr) برحسب پی‌پی‌ام اندازه‌گیری می‌شود. رسوبات ته‌نشین شده در ته بالن‌ها، روی کاغذ صافی خشک، با دقت اندازه‌گیری و مقدار به‌دست آمده از وزن اولیه کسر می‌شود تا مواد غیر قابل حل در اسید معین شود. این مقدار به‌صورت درصد (I.R%) بیان می‌شود. گفتنی است که بیشترین مقدار IR نباید از ۱۵ درصد بیشتر شود که در این صورت نمونه بدون ارزش می‌شود. مقادیر خوانش شده توسط دستگاه جذب اتمی، تصحیح می‌شود تا مقدار واقعی عناصر اصلی و فرعی به‌دست آید. برای آزمایش ایزوتوپ اکسیژن و کربن (۱۲ نمونه) از دستگاه طیف‌سنج جرمی Finnigan MAT 252 (Mass Spectrometer) در CSIRO شهر سیدنی استرالیا و برای تهیه ستون چینه‌شناسی از نرم افزار LogPlot 2003 استفاده شده است.

۴-۳. چینه‌شناسی سروک بالایی (بخش میشریف) در میادین مورد مطالعه

در بخش‌های جنوبی خلیج فارس، بخش انتهایی سازند سروک، سروک بالایی (بخش میشریف) خوانده می‌شود (Al-Husseini, 1998). ستبرای سروک بالایی (بخش میشریف) در چاه A (میدان سیری E)، ۸۴ و در چاه B (میدان سیری D)، ۱۰۹ متر است. در هر دو میدان مورد مطالعه، سروک بالایی (بخش میشریف) روی آهک‌های آرژیلی خاتیا و توسط ناپیوستگی اواخر تورونین در زیر شیل‌های لافان قرار گرفته است. آهک‌های آرژیلی و شیل‌های بخش خاتیا به عنوان سنگ منشأ و شیل‌های لافان به عنوان سنگ پوش‌سنگ مخزن میشریف، رفتار کرده‌اند (Burchette & Britton, 1985; Lutfi & El-Bishlawy, 1986; Farzadi & Hesthammer, 2007). در میادین مورد مطالعه بیشتر مقاطع مطالعه شده، به حالت پکستون و در مواردی به‌صورت و کستون و گرنستون دیده می‌شوند. در هر دو میدان مورد مطالعه، سروک بالایی (بخش میشریف) بیشتر از خرده‌های اسکلتی به‌ویژه خرده‌های دوکفه‌ای (بیشتر رودیستی) تشکیل شده است، همچنین در میدان سیری E، انواع روزن‌بران کف‌زی و خارپوستان در بخش‌های بالایی سروک بالایی (بخش میشریف) دیده می‌شود. از بین ذرات غیر کربناتی اسکلتی تنها پلویدها و اینتراکلت‌ها دیده شدند که فراوانی کمی دارند. در شکل‌های ۳ و ۴ ستون چینه‌شناسی سروک بالایی (بخش میشریف) را در چاه A و B نشان داده است. با توجه به مطالعات انجام شده روی ۱۸۰ مقطع نازک مربوط به سروک بالایی (بخش میشریف) در چاه‌های مورد مطالعه، تعیین ویژگی‌های بافتی و فسیل‌شناسی نمونه‌ها، ۴ کمر بند رخساره‌ای کولاب (Lagoon)، پشته‌های زیرآبی (Shoal)، شیب بالایی (Upper slope) و شیب پایینی (Lower slope) شناسایی شده است (شکل ۵). در میدان سیری E، کمر بندهای رخساره‌ای شیب پایینی، بالایی، پشته‌های زیر آبی و کولاب دیده می‌شود. در حالی که در میدان سیری D، تنها کمر بندهای رخساره‌ای شیب پایینی و بالایی وجود دارند. نبود برخی کمر بندهای رخساره‌ای در میدان سیری D، ممکن است به دلیل تأثیر ناپیوستگی تورونین باشد.

۴- ژئوشیمی

ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی در سنگ‌های کربناتی، ابزاری قدرتمند در مطالعه ویژگی‌های این سنگ‌هاست (Vincent et al., 2006). شناسایی ترکیب کانی‌شناسی اولیه سنگ‌های کربناتی قدیمی، بسیار با اهمیت است، زیرا می‌توان در رابطه با دما، شوری، محیط دیرینه و فرایندهای دیاژنزی مؤثر بر آن اظهار نظر کرد (آدابی، ۱۳۸۳).

۴-۱. مطالعات ژئوشیمیایی عنصری آهک‌های سروک بالایی (بخش میشریف)

به منظور تعیین کانی‌شناسی اولیه و نوع سامانه دیاژنزی کربنات‌های سروک بالایی (بخش میشریف)، محدوده‌های عناصر اصلی و فرعی در این کربنات‌ها اندازه‌گیری شد و با رسم آنها در برابر هم، با محدوده‌هایی که توسط پژوهشگران مختلف برای

وجود آمدن سنگ منشأهای (Source rocks) خوبی در خلیج فارس شد. در این زمان خاتیا اولین سنگ منشأ با مواد آلی بالاست. شکل‌گیری مخازن میشریف، از دید ژئوشیمیایی به خاتیا نسبت داده شده است. همچنین شیل‌های لافان برای مخازن میشریف به صورت Cap rock رفتار می‌کنند (Farzadi & Hesthammer, 2007; Lutfi & El-Bishlawy, 1986; Burchette & Britton, 1985). مطالعات سنگ‌نگاری نشان‌دهنده تأثیر سه نوع محیط دیاژنزی دریایی، جوی و دفنی روی آهک‌های میشریف است. قدیمی‌ترین مرحله دیاژنز در میشریف در محیط دریایی رخ داده که پدیده شاخص آن میکربیتی شدن قطعات اسکلتی و تشکیل پوشش میکربیتی است. در مرحله بعدی دیاژنز، میشریف پس از گذشت زمان کوتاهی از تشکیل، در معرض رخنمون جوی و محیط جوی فریاتیکی قرار گرفته است. با ادامه فرونشینی در طول دوره سنوزویک، میشریف به تدریج دفن شده و فرایندهای محیط دیاژنز دفنی روی آن اثر گذاشته است. در طی دیاژنز دفنی عوارض دیاژنزی گوناگونی تحت تأثیر افزایش تدریجی دما و فشار به وجود آمده‌اند (Burchette & Britton, 1985). در میداین سیری ناپیوستگی اواخر تورونین، به‌طور کامل بخش بالایی میشریف را مورد فرسایش قرار داده است. انحلال وسیع در طول بیرون‌زدگی تحت جوی، سبب گسترش تخلخل Biomoldic شده است (فتحی، ۱۳۸۲). بنابراین میشریف در میدان‌هایی که مستقیماً در زیر ناپیوستگی تورونین قرار گرفته دارای ویژگی‌های مخزنی خوبی است (Burchette & Britton, 1985).

۵-۱. فرایندهای حاصل از محیط دیاژنز دریایی

– **میکربیتی شدن (Micritization):** میکربیتی شدن فرایندی زیستی است که در مراحل اولیه دیاژنز (Philip & Gari, 2005) و در یک محیط مرطوب (Adams & Mackenzie, 1998) و به‌طور چیره در محیط دیاژنزی دریایی کم‌زرفا و کم‌انرژی (Ahmad et al., 2006) انجام می‌پذیرد. میکربیتی شدن از پدیده‌های مرتبط با دیاژنز محیط دریایی است ولی تأثیر آن بر تخلخل چندان زیاد نیست (مطیعی، ۱۳۸۷) در میداین مورد مطالعه، این فرایند در محیط کولاب، بیشتر روی خرده‌های اسکلتی همچون فرامینیفرهای کف‌زی به‌صورت میکربیتی شدن کامل دیده می‌شود (شکل ۱۵- A) و در بقیه رخساره‌ها، میکربیتی شدن جزئی یا ناقص که باعث ایجاد حاشیه‌های میکربیتی در پیرامون برخی از بایوکلاست‌ها به‌ویژه رودیست‌ها می‌شود دیده شده است (شکل ۱۵- B) به‌طوری که می‌توان اظهار داشت در سروک بالایی (بخش میشریف) کورتویدها، بیشتر قطعات رودیستی هستند ولی تأثیر این فرایند روی کیفیت مخزنی ناچیز است.

۵-۲. فرایندهای حاصل از محیط دیاژنز جوی

– **انحلال (Dissolution):** انحلال یکی از مهم‌ترین پدیده‌های دیاژنزی است که در بالا بردن کیفیت مخازن نقش قابل توجهی را ایفا می‌کند (Flugel, 2004). تأثیر فرایند انحلال بر کیفیت تخلخل رخساره‌های مختلف سروک بالایی (بخش میشریف)، در شکل ۱۶ نشان داده شده است. همان‌گونه که در این نمودار ملاحظه می‌شود بیشترین مقادیر تخلخل در گروه رخساره‌ای پشته زیر آبی و کمترین مقادیر در گروه رخساره‌ای کولاب دیده می‌شود. در گروه رخساره‌ای پشته زیر آبی، وجود قطعات درشت آراگونیتی ناپایدار و آبشویی شدید تحت تأثیر دیاژنز جوی، منجر به گسترش تخلخل ثانویه (تخلخل قالبی و حفره‌ای) در این گروه رخساره‌ای می‌شود. محیط کولابی دارای تخلخل کمی است که علت این امر وجود بافت گل پشتیبان (Mud Supported) و گسترش نیافتن انحلال (کمبود قطعات ناپایدار آراگونیتی) در این محیط است. کیفیت تخلخل گروه رخساره‌ای شیب از ضعیف تا خوب متغیر است. بخش شیب پایینی دارای تخلخل به‌نسبت خوبی است ولی تخلخل‌ها ریز بوده و با هم مرتبط نیستند. افزایش تخلخل و احتمالاً تراوایی به سوی شیب بالایی نتیجه درشت‌شوندگی ذرات به سوی بالا است. تخلخل‌های ثانویه در نتیجه افزایش تعداد و اندازه قطعات ناپایدار آراگونیتی و تأثیر انحلال بر آنها افزایش یافته‌اند. بررسی این

نمونه‌های کربناتی به شرح زیر مطالعه شد. تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن نمونه‌های سروک بالایی (بخش میشریف) در چاه A (میدان سیری E) در جدول ۲ آورده شده است.

– **تعیین روند دیاژنز در نمونه‌های مورد مطالعه سروک بالایی (بخش میشریف):** به منظور تعیین روند دیاژنز، ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برابر ایزوتوپ کربن ۱۳ قرار داده می‌شود و با توجه به تغییرات این دو ایزوتوپ می‌توان نوع دیاژنز (دریایی، جوی و دفنی) را مشخص کرد. به‌طور معمول در فرایندهای دیاژنز جوی، نسبت تغییرات ایزوتوپ اکسیژن کمتر از ایزوتوپ کربن است (Lohmann, 1988). در شکل ۱۰ روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن در برابر هم قرار داده شده است. با توجه به شکل، نمونه‌های مورد مطالعه سروک بالایی (بخش میشریف) تغییرات کمی از ایزوتوپ اکسیژن و تغییرات بیشتری از ایزوتوپ کربن نشان می‌دهند که این امر نشان‌دهنده این است که این نمونه‌ها باید تحت تأثیر دیاژنز جوی در آب‌وهوای گرم و خشک با قشر خاک کم در یک محیط نیمه‌بسته تا باز دیاژنزی قرار گرفته باشند (آدابی، ۱۳۸۳). همان‌گونه که دیده می‌شود نمونه‌های سروک بالایی (بخش میشریف) به دلیل مشابهت سنی درون و یا در نزدیکی محدوده‌های ایزوتوپی نمونه‌های کربناتی سازند ایلام (Adabi & Mehmandosti, 2008) و سروک (اصغری، ۱۳۸۴) و همچنین سنگ‌آهک‌های دریایی کرتاسه (Kelth & Weber, 1964) قرار گرفته‌اند. نمونه‌های میشریف از دید ایزوتوپی پیش‌تر توسط Lambert et al. (2006) در عراق مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در این پژوهش نیز مشخص شده است که کربنات‌های میشریف تحت تأثیر دیاژنز جوی قرار گرفته‌اند که نشان‌دهنده بالا بودن تبادل بین آب و سنگ است.

– **تغییرات عناصر فرعی در برابر ایزوتوپ اکسیژن و کربن:** تغییرات ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن در برابر عناصر فرعی مانند Sr و Mn، ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها را ممکن می‌سازد. همان‌گونه که در شکل‌های ۱۱، ۱۲، ۱۳ و ۱۴ دیده می‌شود، داده‌ها نشان از ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی دارد. همچنین مقادیر بالای منگنز در نمونه‌های سروک بالایی (بخش میشریف)، نشان‌دهنده تأثیر بالای دیاژنز جوی در این نمونه‌هاست.

– **برآورد دمای آب دریا در زمان نه‌نشست سروک بالایی (بخش میشریف):** از مهم‌ترین کاربردهای ایزوتوپ اکسیژن در کربنات‌ها تعیین دمای تشکیل آنهاست (Morse & Mackenzie, 1990). معمولاً سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ نشانگر دمای محیط رسوبی و سبک‌ترین آن نشانگر دمای دیاژنزی است (Adabi, 1996). معادلات مختلفی برای تعیین دمای دیرینه وجود دارد که در این مطالعه از معادله ارائه شده توسط Anderson & Arthur (1983) استفاده شده است:

$$T^{\circ}\text{C} = 16 - 4.14 (\delta_{\text{c}} - \delta_{\text{w}}) + 0.13 (\delta_{\text{o}} - \delta_{\text{w}})^2$$

در این رابطه: T بر حسب درجه سانتی‌گراد، δ_{c} : مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ محاسبه شده در کلسیت بر حسب PDB با دستگاه طیف‌سنج جرمی و δ_{w} : مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ دریا در زمان تشکیل کلسیت بر حسب SMOW (Standard Mean Oceanic Water) است. با توجه به سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ برابر ۴/۸۶- و δ_{c} آب دریایی کرتاسه معادل ۱-، دمای دیرینه ۳۴ درجه محاسبه شده است. مشابه این دما (۳۵-۳۱) از نهشته‌های باختر اقیانوس اطلس مربوط به کرتاسه میانی توسط Foster et al. (2007) گزارش شده است. البته با توجه به تغییرات زیاد ایزوتوپ اکسیژن (PDB % ۴/۸۶-) نسبت به ایزوتوپ اکسیژن آب دریایی کرتاسه SMOW (۱%-)، این دما (۳۴ درجه سانتی‌گراد) باید دمای دیاژنزی مربوط به ژرفای کم دفن (Shallow burial) باشد.

۵- تأثیر فرایندهای دیاژنزی بر کیفیت مخزنی سروک بالایی (بخش میشریف) در میداین مورد مطالعه (میداین سیری E, D)

در طول کرتاسه میانی، به وجود آمدن شرایط بی‌هوازی (Anoxic) موجب به

می شود. وجود استیلولیت‌ها (شکل ۱۵- M) و درزه‌های انحلالی (شکل ۱۵- N) از انواع معمول فرایندهای دیاژنزی دفنی رایج، در نمونه‌های مورد مطالعه از سروک بالایی (بخش میشریف) است و می توان این فرایند را در بیشتر رخساره‌ها دید. در امتداد استیلولیت‌ها و درزه‌های انحلالی مواد غیر قابل حل به فراوانی دیده می شود.

– **سیمانی شدن (Cementation):** در آهک‌های سروک بالایی (بخش میشریف)، کاهش تخلخل‌ها که در طول دیاژنزی دفنی رخ داده است، با گسترش انواع سیمان‌های دفنی به ویژه سیمان اسپاری بلوکی درشت‌بلور (شکل‌های ۱۵- O و P) ارتباط دارد. نبود سیمان‌های دریایی و فراوانی کم سیمان‌های جوی، که باعث به جا ماندن تخلخل زیادی شده‌اند، نشان می دهد که آهک‌های سروک بالایی (بخش میشریف) پیش از دفن و تشکیل سیمان بلوکی، کیفیت مخزنی بهتری داشته است. در هر دو میدان، سیمان‌های دفنی در همه گروه‌های رخساره‌ای و بیشتر در گروه رخساره‌ای پشته زیر آبی و شیب پایینی دیده می شوند.

– **شکستگی (Fracture):** بیشتر مخازن نفتی کربناتی در مناطق دارای شکستگی، گسترش یافته‌اند. شکستگی‌ها به صورت مسیریایی برای جریان یافتن سیال‌ها، رفتار می کنند (Hui et al., 2008). شکستگی‌ها در بخش میشریف در مقیاس‌های مختلف (ماکرو و میکرو) وجود دارند و بیشتر در گروه‌های ریزرخساره کولاب و شیب پایینی دیده می شوند. بیشتر این شکستگی‌ها، با سیمان کلسیتی پر شده‌اند (شکل ۱۵- Q). شکستگی‌هایی که در آخرین مراحل دیاژنزی دفنی ایجاد شده‌اند به صورت شکستگی باز دیده می شوند (شکل ۱۵- R). این شکستگی‌ها می توانند به صورت محلی، در ارتباط دادن دیگر تخلخل‌ها، نقش داشته باشند.

– **دولومیتی شدن (Dolomitization):** دولومیتی شدن در مراحل اولیه، باعث کاهش تخلخل می شود ولی وقتی مقدار دولومیتی شدن افزایش یابد تخلخل و تراوایی افزایش می یابد و این به دلیل افزایش بلورهای دولومیت و در نتیجه افزایش تخلخل بین‌بلوری است (Conliffe et al., 2009). در مقاطع نازک مورد مطالعه هیچ شواهدی مبنی بر وجود دولومیت‌های اولیه دیده نمی شود. در هر دو میدان مورد مطالعه، دولومیتی شدن به مقدار خیلی کم و به صورت محلی، در امتداد درزه‌های انحلالی (شکل ۱۵- J)، به صورت پراکنده در زمینه میکریتی (شکل ۱۵- S) و همچنین به صورت حفره پرکن، در رخساره‌های مناطق ژرف، دیده می شود (شکل ۱۵- T). دولومیت‌های موجود در سروک بالایی (بخش میشریف) از نوع دولومیت‌های ثانویه هستند. با توجه به شواهد موجود، دولومیت‌هایی که در امتداد رگه‌های انحلالی تشکیل شده‌اند و همچنین دولومیت‌های حفره پرکن، در محیط دفنی تشکیل شده‌اند (Adabi, 2009). در حالی که رومبوند‌های ریزدانه دولومیتی، که در زمینه میکریتی پراکنده‌اند در مرحله دیاژنزی اولیه تشکیل شده‌اند (Aqrabi et al., 1998; AI-Dabbas et al., 2009). بنابراین دولومیتی شدن در سروک بالایی (بخش میشریف)، باعث کاهش کیفیت مخزنی شده است ولی چون به مقدار خیلی کم وجود دارد میزان این تأثیر ناچیز است.

۶- نتیجه‌گیری

شواهد سنگ‌نگاری، ژئوشیمیایی (تجزیه‌های عنصری Mg, Ca, Sr, Mn) و مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن، مشخص کننده کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی برای کربنات‌های سروک بالایی (بخش میشریف) در چاه A در میدان سیری E است. قرارگیری نمونه‌های کربناتی بخش میشریف، در نزدیکی و یا در محدوده رسوبات آراگونیتی آهک‌های گوردون تاسمانیا و مزدوران ایران و محدوده‌های آهک‌های آراگونیتی سازند سروک، در تاقدیس گیسکان نشان از تشابه کانی‌شناسی این بخش با این سازندها دارد. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می دهد که این کربنات‌ها تحت تأثیر دیاژنزی جوی، در یک محیط نیمه‌بسته تا باز قرار گرفته‌اند. تغییرات δO^{18} و δC^{13} نشان‌دهنده تأثیر دیاژنزی جوی در یک آب‌وهوای گرم و خشک با قشر کم خاک

نمودار نشان می دهد که رخساره‌های مخزنی قابل توجهی در پشته‌های زیر آبی و بخش بالایی شیب تشکیل شده است. در میداین سیری E و D، مهم‌ترین تخلخل‌ها در سروک بالایی (بخش میشریف) به ترتیب تخلخل‌های ثانویه حفره‌ای (شکل ۱۵- C) و قالبی (شکل ۱۵- D) هستند. تخلخل‌های اولیه (تخلخل‌های بین‌دانه‌ای و درون‌دانه‌ای) (شکل‌های ۱۵- E و F) نیز در سروک بالایی (بخش میشریف) وجود دارند ولی اهمیت آنها از تخلخل‌های ثانویه کمتر است. در میدان سیری E، فرایند انحلال در گروه‌های رخساره‌ای پشته‌های زیر آبی و شیب بالایی، گسترش دارد. بخشی از تخلخل‌های ایجاد شده به وسیله انحلال توسط سیمان‌های دفنی درشت‌بلور پر شده‌اند. در گروه‌های ریزرخساره کولاب و شیب پایینی تأثیر انحلال کمتر است. علت این امر کمبود قطعات ناپایدار آراگونیتی در محیط کولاب و وجود قطعات آراگونیتی بسیار ریز در محیط شیب پایینی است. در میدان سیری D، گسترش این فرایند در شیب بالایی به مراتب بیشتر از شیب پایینی است.

– **سیمانی شدن:** انحلال و سیمانی شدن به صورت مکمل و همزمان صورت می گیرد. مطالعات انجام شده روی رسوبات عهد حاضر نشان می دهد که سیمان کلسیتی کم منیزیم، معمولاً حاصل انحلال دانه‌های هم‌جوار محلی و یا درون‌سازندی است (رحیم‌پور بناب، ۱۳۸۴). در سروک بالایی (بخش میشریف) از سیمان‌های مربوط به این محیط دیاژنزی سیمان هم‌بعد ریز بلور دیده شده است (شکل‌های ۱۵- H و G). در میدان سیری E، این نوع سیمان بیشتر در گروه رخساره‌ای پشته‌های زیر آبی گسترده است. در میدان سیری D، این نوع سیمان بیشتر در گروه رخساره‌ای شیب بالایی گسترده است. در طی رخنمون جوی، سروک بالایی (بخش میشریف) کمی سیمانی شده و سیمان‌های هم‌بعد ریز بلور در محیط جوی ایجاد شده‌اند. این مرحله از سیمانی شدن ناکامل بوده و تخلخل قابل ملاحظه‌ای را به جای گذاشته است. با وجود این، سیمان‌ها چارچوب به نسبت محکمی در برابر فشردگی در محیط دفنی به وجود آورده‌اند.

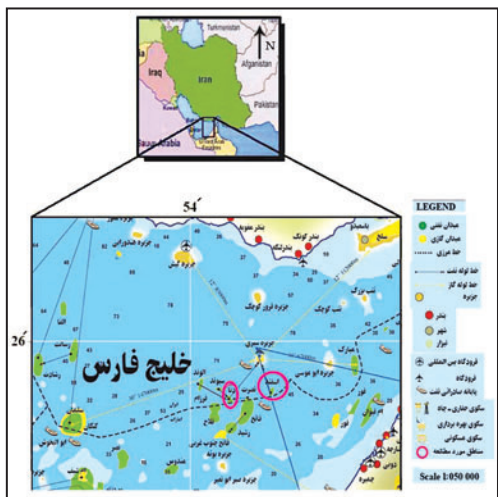
– **نوشکلی (Neomorphism):** از دید تئوری، تبدیل آراگونیت به کلسیت کم منیزیم با افزایش حجمی برابر ۸/۷ درصد همراه است که از دیدگاه انسداد تخلخل به وسیله سیمان کلسیتی بسیار پر اهمیت است، این در حالی است که تبدیل کلسیت پرمنیزیم به کلسیت کم منیزیم با تغییرات حجمی همراه نیست (مطیعی، ۱۳۸۷). در میداین سیری E و D در سروک بالایی (بخش میشریف) برخی از بایوکلاست‌هایی که ترکیب اولیه آراگونیتی داشته‌اند (دو کفه‌ای‌ها)، دچار فرایند نوشکلی (بیشتر از نوع کلسیتی شدن) شده‌اند (شکل ۱۵- I) و در همه گروه‌های ریزرخساره به مقدار بسیار کم دیده می شود و بنابراین تأثیر چندانی بر تخلخل نگذاشته است.

۵-۳. فرایندهای حاصل از دیاژنزی دفنی

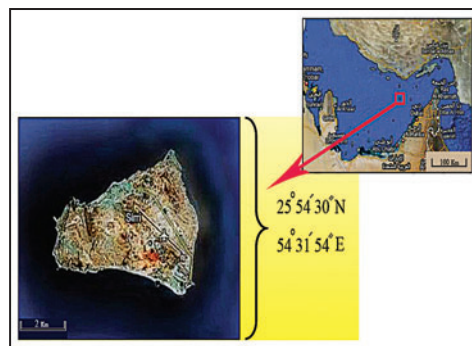
– **انحلال فشاری و تراکم فیزیکی (Pressure Solution and Chemical Compaction):** دیاژنزی دفنی از راه تراکم مکانیکی و استیلولیتی شدن و به دنبال آن سیمانی شدن باعث کاهش تخلخل می شود (Ehrenberg et al., 2008). انحلال فشاری دانه به دانه، مهم‌ترین فرایند در کاهش تراوایی و سپس سیمانی شدن است (Budd, 2002). میزان کاهش تخلخل به وسیله تراکم، به میزان سیمانی شدن پیش از تراکم بستگی دارد (Meltzer & Budd., 2008). ولی استیلولیت‌ها می توانند به صورت مجاری برای انتقال سیال‌ها رفتار کنند (Flugel, 2004). تشکیل موضعی رومبوند‌های دولومیتی در امتداد رگه‌های استیلولیتی، نشان می دهد که، استیلولیت‌ها به صورت مجراهایی برای حرکت سیال‌های دولومیت‌ساز در شرایط دفن کم ژرفا رفتار کرده‌اند (آدابی، ۱۳۸۳). ممکن است به وسیله رگه‌هایی که استیلولیت‌ها را به هم وصل می کنند، تراوایی ایجاد شود (Smith, 2000). در هر دو میدان مورد مطالعه، تشکیل رومبوند‌های دولومیتی، در امتداد درزه‌های انحلالی، در گروه رخساره شیب پایینی دیده می شود (شکل ۱۵- J) همچنین تراکم مکانیکی به صورت به هم فشردگی شدن ذرات (شکل ۱۵- K) و شکسته شدن اجزای اسکلتی (شکل ۱۵- L) دیده

قابل ملاحظه‌ای را به جای گذاشته است. با وجود این، سیمان‌ها چارچوب به نسبت محکمی در برابر فشردگی در محیط دفنی، به وجود آورده‌اند. نبود سیمان‌های دریایی و فراوانی کم سیمان‌های جوی - که باعث به جا ماندن تخلخل زیادی شده‌اند - نشان می‌دهد که آهک‌های سروک بالایی (بخش میشریف) پیش از دفن و تشکیل سیمان بلوکی، کیفیت مخزنی بهتری داشته است. محیط کولابی دارای تخلخل کمی است که علت این امر وجود بافت گل پشتیبان (Mud Supported) و گسترش نیافتن انحلال (کمبود قطعات ناپایدار آراگونیتی) در این محیط است. کیفیت تخلخل گروه رخساره‌های شب، از ضعیف تا خوب متغیر است. بخش شیب پایینی دارای تخلخل به نسبت خوبی است ولی تخلخل‌ها ریز بوده و با هم مرتبط نیستند. در گروه‌های رخساره‌های بخش بالایی شیب و همچنین پشته‌های زیر آبی وجود قطعات درشت آراگونیتی ناپایدار و آبشویی شدید تحت تأثیر دیاژنز جوی، سبب گسترش تخلخل ثانویه (تخلخل قالبی و حفره‌ای) می‌شود و بنابراین بیشترین مقادیر تخلخل و احتمالاً تراوایی در این گروه‌های رخساره‌ای دیده می‌شود.

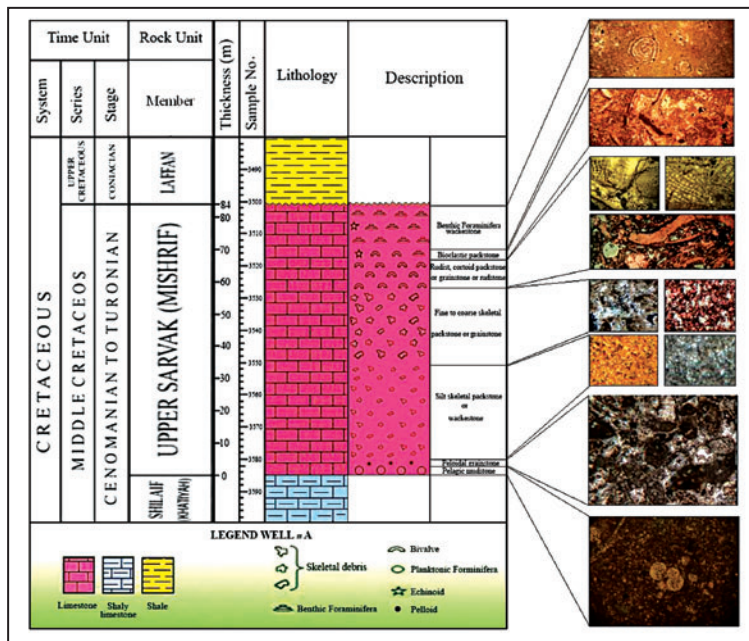
است. دمای محاسبه شده با استفاده از سنگین ترین نمونه ایزوتوپ اکسیژن برابر با $PDB \text{‰} 4/86 -$ و با در نظر گرفتن ایزوتوپ اکسیژن آب دریای کرتاسه به میزان $SMOW \text{‰} 1 -$ ، 34 درجه سانتی گراد به دست آمده است. با توجه به تغییرات زیاد ایزوتوپ اکسیژن $(PDB \text{‰} 4/86 -)$ ، نسبت به ایزوتوپ اکسیژن آب دریای کرتاسه $(SMOW \text{‰} 1 -)$ ، این دما $(34$ درجه سانتی گراد) باید دمای دیاژنزی مربوط به ژرفای کم دفن (Shallow burial) باشد. با توجه به مطالعات انجام شده روی 180 مقطع نازک مربوط به سروک بالایی (بخش میشریف) در چاه‌های مورد مطالعه و تعیین ویژگی‌های بافتی و فسیل شناسی نمونه‌ها، 4 کمر بند رخساره‌های کولاب (Lagoon)، پشته‌های زیر آبی (Shoal)، شیب بالایی (Upper slope) و شیب پایینی (Lower slope) شناسایی شده است. مهم ترین عامل دیاژنزی در افزایش کیفیت مخزنی سروک بالایی (بخش میشریف)، انحلال است که در طی دیاژنز جوی رخ داده و مهم ترین عامل دیاژنزی در کاهش کیفیت مخزنی، گسترش انواع سیمان‌ها به ویژه سیمان اسپاری بلوکی درشت بلور است که در طی دیاژنز دفنی رخ داده است. سیمانی شدن جوی در سروک بالایی (بخش میشریف) ناکامل بوده و تخلخل



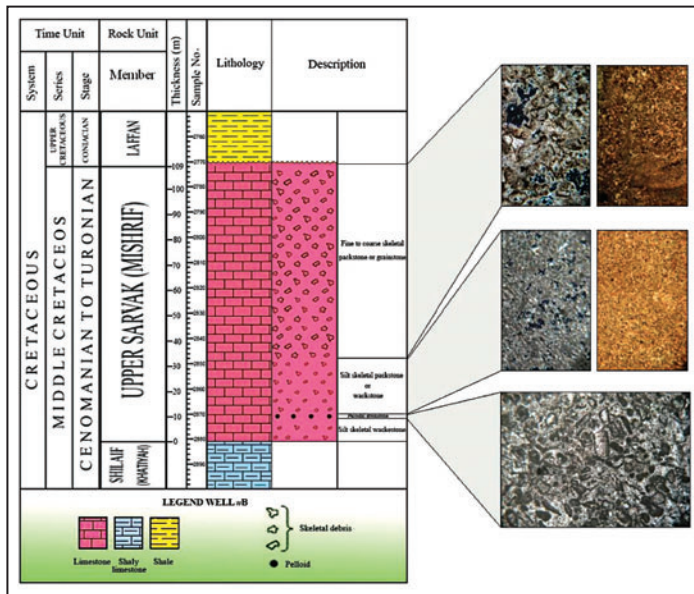
شکل ۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به میادین سری دنا (D) و اسفند (E).



شکل ۱- عکس هوایی از جزیره سری و مختصات جغرافیایی آن (برگرفته از Google Earth).

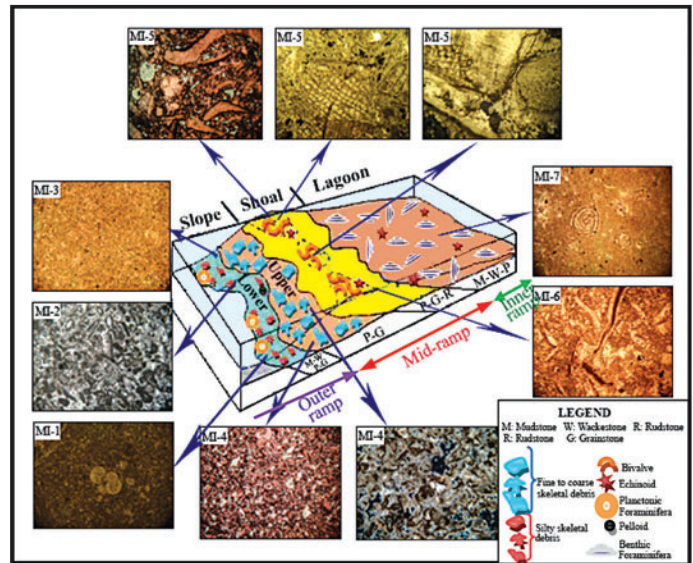


شکل ۳- ستون چینه شناسی سروک بالایی (بخش میشریف)، در چاه A.

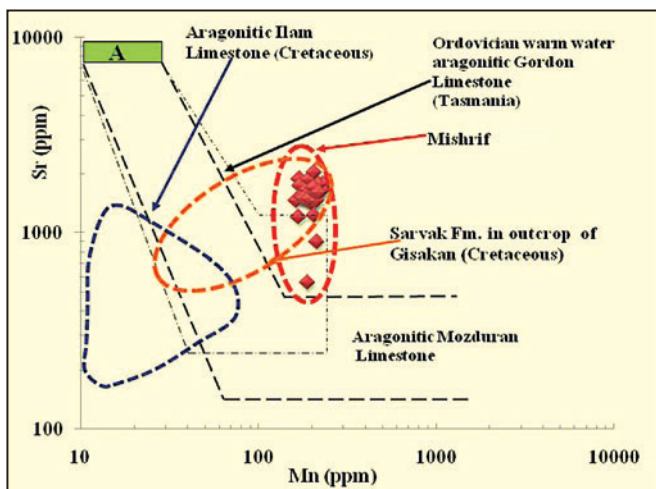


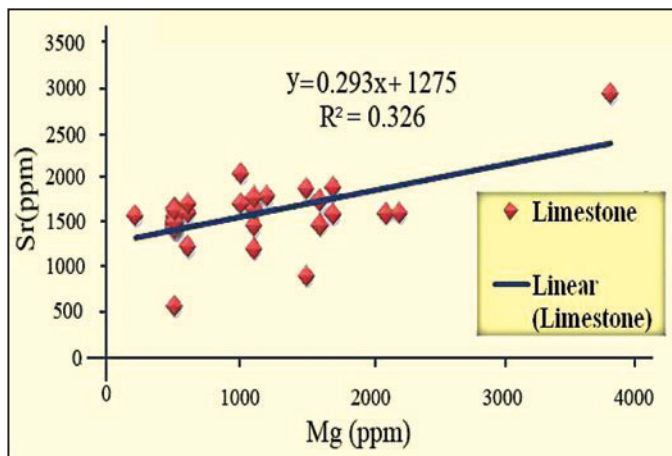
شکل ۴- ستون چینه‌شناسی سروک بالایی (بخش میشریف)، در چاه B.

شکل ۵- مدل رسوبی سروک بالایی (بخش میشریف) در میداین سیری E و D.



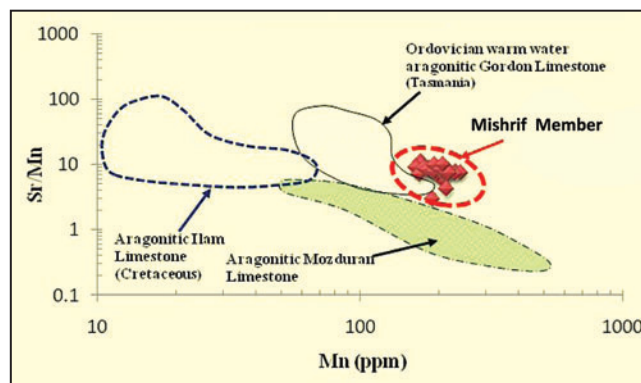
شکل ۶- روند تغییرات مقادیر Sr در برابر Mn در نمونه‌های آهکی سروک بالایی (بخش میشریف)؛ با توجه به این شکل به دلیل همانندی کانی‌شناسی، نمونه‌های آهکی سروک بالایی (بخش میشریف) در نزدیکی محدوده نمونه‌های کربناتی مزدوران (Adabi & Rao, 1991)، سنگ‌های آهکی حاره‌ای گوردون (Rao, 1990) و نمونه‌های سازند سروک در ناقدیس گیسکان (امین‌افشار، ۱۳۸۳) با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی قرار گرفته‌اند که این امر نشان‌دهنده کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی برای سروک بالایی (بخش میشریف) است.



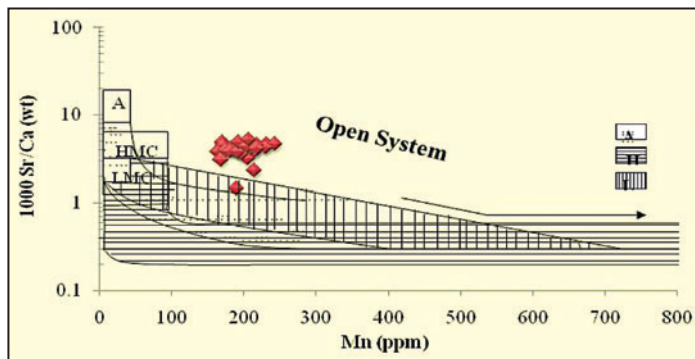


شکل ۷- رسم مقادیر Sr در برابر Mg نمونه‌های آهکی سروک بالایی (بخش میشریف)؛ تغییرات این دو عنصر به صورت روند خطی مثبت است که نشان‌دهنده افزایش Sr و Mg به‌طور همزمان است.

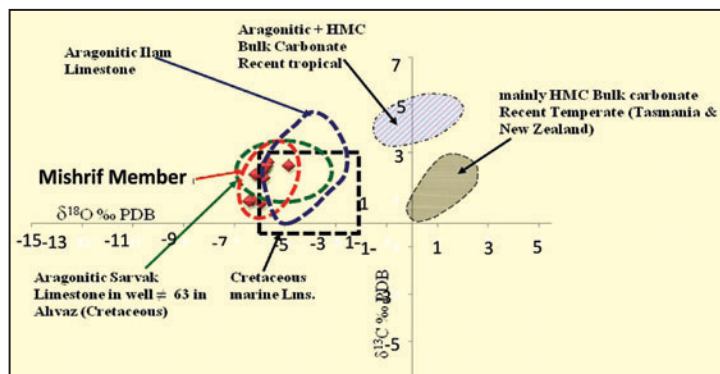
شکل ۸- رسم مقادیر Sr/Mn در برابر Mn نمونه‌های آهکی سروک بالایی (بخش میشریف)؛ در این شکل، نمونه‌های سروک بالایی (بخش میشریف) نسبت به آهک‌های سازند مزدوران (Adabi & Rao, 1991) دارای مقادیر Sr/Mn بالاتر و نسبت به آهک‌های حاره‌ای گوردون تاسمانیا (Rao, 1990) و سازند ایلام (Adabi & Mehmamdoti, 2008) دارای مقادیر Mn بالاتری است. این وضعیت نشان می‌دهد که نمونه‌های آهکی مورد مطالعه در مقایسه با آهک‌های سازند مزدوران کمتر و در مقایسه با آهک‌های حاره‌ای گوردون تاسمانیا و آراگونیت‌های سازند ایلام بیشتر تحت تأثیر فرایند دیاژنز جوی قرار گرفته است. به عبارت دیگر نسبت آب به سنگ در نمونه‌های سروک بالایی (بخش میشریف) سنگ بالاتر بوده است.

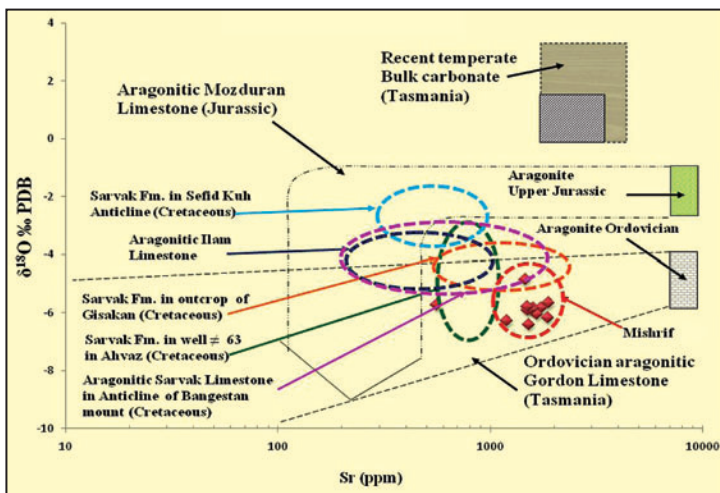


شکل ۹- روند تغییرات Sr/Ca در برابر Mn در نمونه‌های آهکی سروک بالایی (بخش میشریف)؛ با توجه به محدوده قرار گرفتن نمونه‌های آهکی مورد مطالعه به نظر می‌رسد این آهک‌ها بیشتر تحت تأثیر دیاژنز غیر دریایی (non-marine) در یک محیط نیمه‌بسته تا باز (Semi-closed to open system) قرار گرفته‌اند.



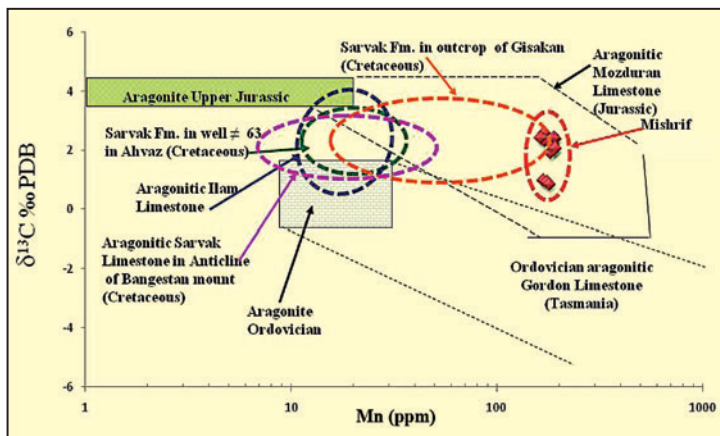
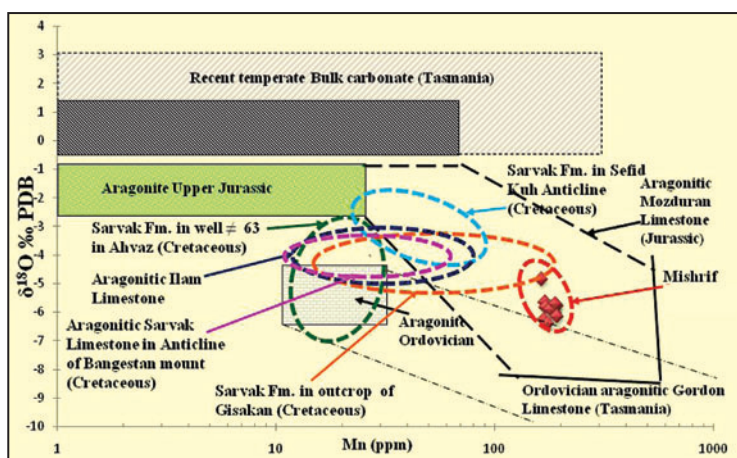
شکل ۱۰- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن در نمونه‌های آهکی مورد مطالعه سروک بالایی (بخش میشریف)؛ با توجه به شکل، نمونه‌های مورد مطالعه تغییرات کمی از ایزوتوپ اکسیژن و تغییرات بیشتری از ایزوتوپ کربن نشان می‌دهند که این امر نشان‌دهنده این است که این نمونه‌ها باید تحت تأثیر دیاژنز جوی در آب‌وهوای گرم و خشک با قشر خاک کم در یک محیط نیمه‌بسته تا باز دیاژنزی قرار گرفته باشند (آدابی، ۱۳۸۳).





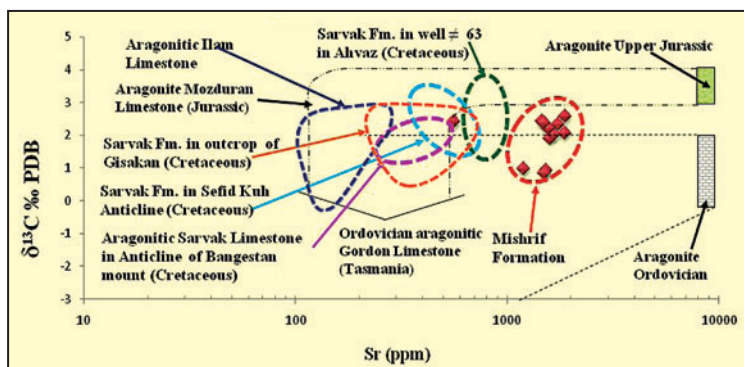
شکل ۱۱- رسم مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در برابر استرانسیم؛ قرارگیری نمونه‌های آهکی سروک بالایی (بخش میشریف) در محدوده کربنات‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا (Rao, 1990) نشان از شباهت کانی‌شناسی اولیه این سازند با گروه گوردون با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی دارد. همان‌گونه که دیده می‌شود مقادیر استرانسیم در نمونه‌های سروک بالایی (بخش میشریف) نسبت به نمونه‌های کربناتی سازند ایلام (اصغری، ۱۳۸۴؛ امین‌افشار، ۱۳۸۳؛ ناصری، ۱۳۸۴؛ افشین، ۱۳۸۶) بیشتر است که این امر نیز تأیید کننده کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی برای کربنات‌های سروک بالایی (بخش میشریف) است.

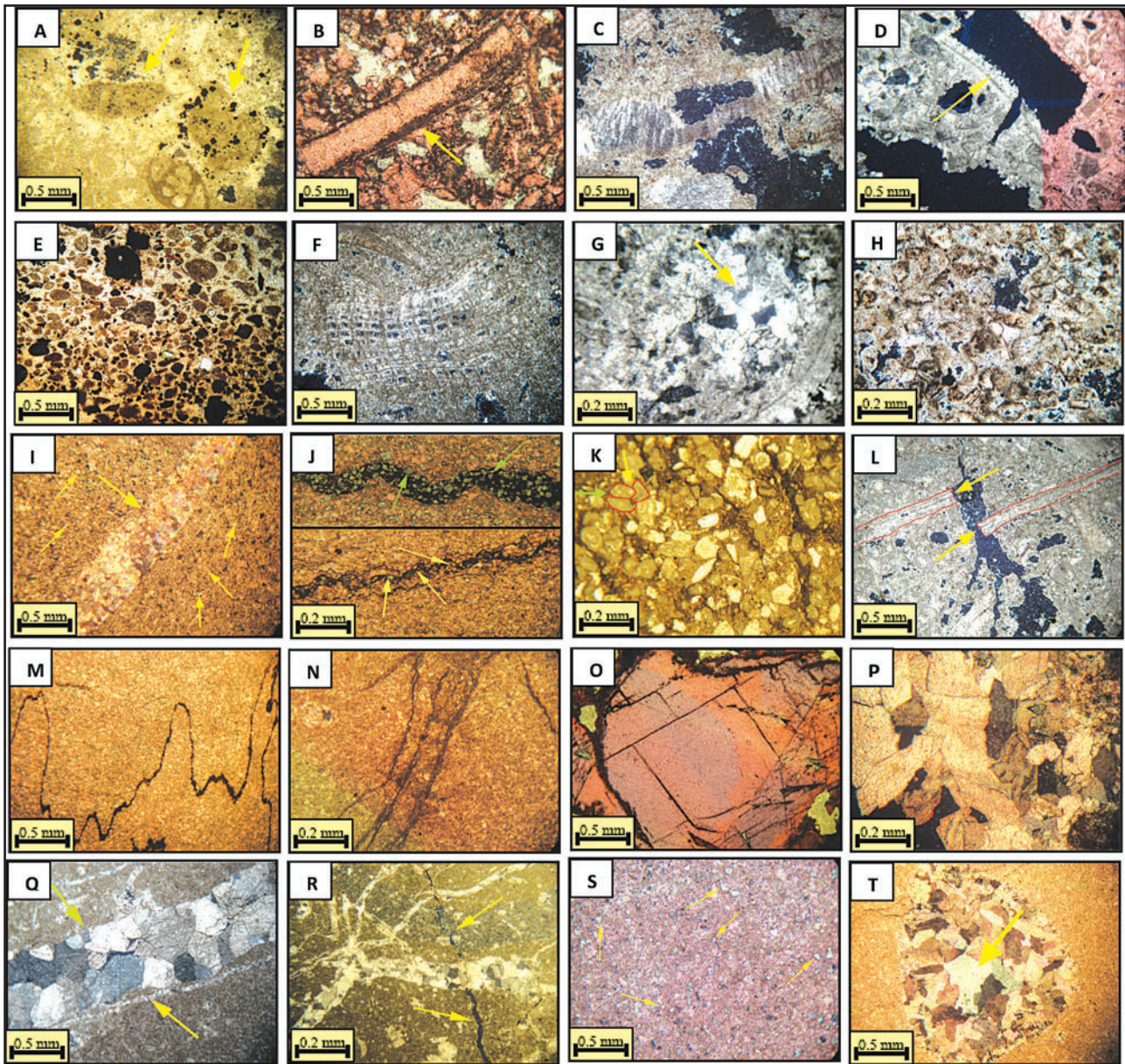
شکل ۱۲- تغییرات مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برابر منگنز در نمونه‌های سروک بالایی (بخش میشریف)؛ همان‌گونه که دیده می‌شود مقادیر منگنز در نمونه‌های سروک بالایی (بخش میشریف) نسبت به نمونه‌های کربناتی سازند ایلام (Adabi & Mehmandosti, 2008) و سروک در نقاط مختلف (اصغری، ۱۳۸۴؛ امین‌افشار، ۱۳۸۳؛ ناصری، ۱۳۸۴؛ افشین، ۱۳۸۶) بیشتر است که این امر را می‌توان به تأثیر بیشتر دیاژنری جوی در نمونه‌های سروک بالایی (بخش میشریف) نسبت داد.



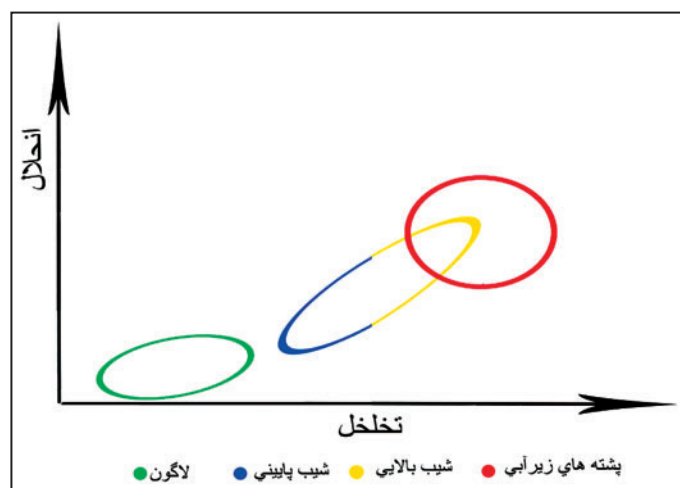
شکل ۱۳- رسم مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ در برابر منگنز در نمونه‌های کربناتی سروک بالایی (بخش میشریف)؛ همان‌گونه که دیده می‌شود مقادیر منگنز در نمونه‌های سروک بالایی (بخش میشریف) نشان‌دهنده ترکیب اولیه آراگونیتی است. مقادیر منگنز در این نمونه‌ها نسبت به نمونه‌های کربناتی سازند ایلام (Adabi & Mehmandosti, 2008) و سروک در نقاط مختلف (اصغری، ۱۳۸۴؛ امین‌افشار، ۱۳۸۳؛ ناصری، ۱۳۸۴؛ افشین، ۱۳۸۶) بیشتر است که این امر را می‌توان به تأثیر بیشتر دیاژنری جوی در نمونه‌های سروک بالایی (بخش میشریف) نسبت داد.

شکل ۱۴- رسم مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ در برابر استرانسیم در نمونه‌های کربناتی سروک بالایی (بخش میشریف)؛ همان‌گونه که دیده می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه در نزدیکی یا در محدوده آهک‌های آراگونیتی سازند مزدوران (Adabi & Rao, 1991) و گوردون تاسمانیا (Rao, 1990) قرار گرفته‌اند و در نتیجه دارای ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی هستند. مقادیر استرانسیم در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به نمونه‌های کربناتی سازند ایلام (Adabi & Mehmandosti, 2008) و سروک در نقاط مختلف (اصغری، ۱۳۸۴؛ امین‌افشار، ۱۳۸۳؛ ناصری، ۱۳۸۴) بیشتر است که این امر نیز تأیید کننده کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی برای کربنات‌های سروک بالایی (بخش میشریف) است.





شکل ۱۵- A) فرایند میکریتی شدن باعث تبدیل آلوکم اسکلتی (به احتمال زیاد روزن بر بنتیک) به پلویید شده است این فرایند سبب محو شدن ساختمان درونی این فسیل شده است (چاه A، ژرفای ۳۴۹۶ متر)؛ B) فرایند میکرایتی شدن روی پوسته دوکفه‌ای که به صورت قشری تیره‌رنگ دور تا دور پوسته را فرا گرفته است (چاه A، ژرفای ۳۵۲۴ متر)؛ C) تخلخل حفره‌ای بزرگ که در اثر انحلال بخش‌های ناپایدار به وجود آمده است (چاه B، ژرفای ۲۷۷۷ متر)؛ D) تخلخل قالبی که احتمالاً در پوسته دوکفه‌ای به دلیل کانی‌شناسی آراگونیتی ایجاد شده است (چاه A، ژرفای ۳۵۱۹ متر)؛ E) تخلخل بین‌دانه‌ای که در فضای بین اینتراکست‌ها ایجاد و سپس توسط سیمان اسپاری پر شده است (چاه B، ژرفای ۲۷۷۲/۵ متر)؛ F) تخلخل درون‌دانه‌ای در رودیستی از خانواده رادیولیتیده که در برخی نقاط، حجرات با سیمان جوی پر شده و در برخی نقاط خالی مانده است. در این نمونه آغشتگی به مواد هیدروکربونی دیده می‌شود (چاه B، ژرفای ۲۷۹۵/۵۰ متر)؛ G) سیمان کلسیتی هم بعد که حفره حاصل از انحلال را پر کرده است (چاه A، ژرفای ۳۵۱۹ متر)؛ H) سیمان کلسیتی هم بعد ریز بلور، بایوکلاست‌ها را به هم متصل کرده است (چاه B، ژرفای ۲۷۷۹ متر)؛ I) تبدیل قطعه اسکلتی آراگونیتی (دوکفه‌ای) به کلسیت کم‌نیزیم (نوشکی پلی‌مورفیک)، همچنین نوشکی در زمینه میکرایتی به صورت درشت شدن زمینه دیده می‌شود (چاه A، ژرفای ۳۵۵۰ متر)؛ J) تشکیل دولومیت در امتداد درزه‌های انحلالی که نشان می‌دهد این درزه‌ها به عنوان کانالی برای انتقال سیال‌های دولومیت‌ساز رفتار کرده‌اند (چاه A، ژرفاهای ۳۵۶۷ و ۳۵۷۸ متر)؛ K) تراکم فیزیکی و خردشدگی. تماس محذب- مقعر (فلش عمودی: فلش زرد) و تماس طولی (فلش افقی: فلش سبز) در میان دانه‌ها دیده می‌شود (چاه A، ژرفای ۳۴۹۷ متر)؛ L) خرد شدن پوسته دوکفه‌ای در اثر تراکم فیزیکی (چاه B، ژرفای ۲۷۷۸ متر)؛ M) تراکم شیمیایی، ایجاد رگه استیلولیتی و تجمع مواد غیر قابل حل در امتداد آن (چاه A، ژرفای ۳۵۶۳ متر)؛ N) تراکم شیمیایی، درزه‌های انحلالی و تجمع مواد غیر قابل حل در امتداد آن (چاه B، ژرفای ۲۸۷۲ متر)؛ O) سیمان کلسیتی بلوکی درشت‌بلور (چاه A، ژرفای ۳۵۲۱ متر)؛ P) سیمان بلوکی با مرزهای بلوری مشخص و مستقیم که یک حفره انحلالی را پر کرده است (چاه B، ژرفای ۲۸۵۹ متر)؛ Q) تخلخل حاصل از شکستگی که توسط سیمان بلوکی پر شده است و ریز شکستگی‌های پر شده با سیمان (چاه A، ژرفای ۳۵۸۷ متر)؛ R) تخلخل حاصل از شکستگی که به صورت پرنشده باقی مانده است (چاه A، ژرفای ۳۵۰۵ متر)؛ S) دولومیت‌های دانه‌ریز شناور در زمینه گلی، به طوری که پس از رنگ کردن با محلول آلزاین سرخ، زمینه گلی به خاطر ترکیب کلسیتی رنگ گرفته است ولی رومبندرهای دولومیت به حالت بی‌رنگ دیده می‌شوند (چاه A، ژرفای ۳۵۶۷ متر)؛ T) حفره پر شده با سیمان کلسیتی که مرکز حفره با دولومیت حفره پرکن پر شده است. همان‌گونه که در تصویر دیده می‌شود بخش مرکزی حفره پس از رنگ کردن با محلول آلزاین سرخ، رنگ نگرفته است (چاه A، ژرفای ۳۵۸۲ متر).



شکل ۱۶- تاثیر انحلال بر کیفیت تخلخل سروک بالایی (بخش میشریف).

جدول ۱- تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمونه های سروک بالایی (بخش میشریف) در چاه A (میدان سیری E).

Sample	Depth (m)	%IR	Sr (ppm)	Mn (ppm)	Mg%	Ca %
1	3504	14.83	1585	204	0.17	39.17
2	3506	13.11	1886	181	0.17	39.03
3	3509	9.71	1739	182	0.16	38.97
4	3511	9.4	1595	193	0.21	38.89
5	3514	13.59	1463	174	0.16	38.99
6	3515	9.33	1197	179	0.11	39.13
7	3517	11.95	1523	186	0.05	38.95
8	3521	11.25	1775	242	0.11	38.98
9	3522	14.39	1792	253	0.12	38.88
10	3524	11.77	1659	200	0.05	39.16
11	3525	14.35	1563	199	0.05	39.08
12	3527	13.58	1573	211	0.02	39.16
13	3529	12.22	1446	212	0.05	39.26
14	3531	10.02	1226	216	0.06	38.98
15	3532	6.38	1501	191	0.05	39.24
16	3533	10.82	1476	203	0.05	39.06
17	3535	11.72	1426	208	0.05	39.29
18	3537	7.61	1493	203	0.05	38.98
19	3539	9.29	561	200	0.05	39.10
20	3542	11.7	1459	225	0.11	38.92
21	3543	7.47	1626	219	0.05	39.15
22	3544	9.56	1598	220	0.06	39.13
23	3545	5.83	899	225	0.15	39.04
24	3556	13.81	1649	240	0.11	39.02
25	3562	10.06	1705	214	0.06	39.10
26	3563	11.37	1871	203	0.15	39.01
27	3564	9.61	1769	228	0.11	39.16
28	3568	8.91	1703	215	0.1	39.04
29	3569	11	1605	229	0.22	39.12
30	3570	7.15	2037	217	0.1	39.31
31	3577	10.12	2940	229	0.38	38.81

جدول ۲- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن نمونه‌های سروک بالایی (بخش میشریف) در چاه A (میدان سیری E).

Description	sample	$\delta O^{18}\text{‰ PDB}$	$\delta C^{13}\text{‰PDB}$
Limestone	5	-5.66	2.57
Limestone	7	-5.84	2.32
Limestone	9	-5.84	1.9
Limestone	10	-4.86	2.42
Limestone	11	-6.28	0.97
Limestone	12	-6.41	0.92
Limestone	16	-6.05	2.01
Limestone	17	-5.88	2.2
Limestone	22	-5.91	0.84
Limestone	25	-5.79	2.37
Limestone	26	-5.73	2.41
Limestone	33	-6.17	2.05

کتابنگاری

- آدابی، م. ح.، ۱۳۸۳- ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، ۴۴۸ ص.
- اصغری، م.، ۱۳۸۴- ژئوشیمی، محیط رسوبی و دیاژنز سروک در رخنمون تنگ رشید منطقه ایزه و مقایسه آن با مقطع تحت الارضی چاه اهواز، پایان نامه دوره کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۴۹ ص.
- افشین، ث.، ۱۳۸۶- میکروفاسیس، ژئوشیمی و محیط رسوبی سازند سروک در طاقدیس کوه سفید (استان کرمانشاه) و مقایسه آن با مقطع سطح الارضی تنگ ماژین (استان ایلام)، پایان نامه دوره کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۳۶ ص.
- امین افشار، ص.، ۱۳۸۳- بررسی محیط رسوبی، دیاژنز و ژئوشیمی نهشته‌های کربناته سازند سروک در طاقدیس‌های گیسکان و موند (شرق برازجان)، پایان نامه دوره کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۴۲ ص.
- رحیم پور بناب، ح.، ۱۳۸۴- سنگ شناسی کربناته ارتباط تخلخل و تکامل دیاژنز، انتشارات دانشگاه تهران، ۴۸۷ ص.
- فتحی، م.، ۱۳۸۲- رسوب شناسی میدانی نفتی رسالت و رشادت در خلیج فارس، دانشگاه تهران، ۳۵۲ ص.
- مطیعی، ه.، ۱۳۸۷- زمین شناسی نفت سنگ‌های کربناتی (جلد اول و دوم)، انتشارات آراین زمین، ۸۹۱ ص.
- ناصری، ن.، ۱۳۸۴- ژئوشیمی، محیط رسوبی و دیاژنز سازند سروک در مقطع نمونه واقع در طاقدیس کوه بنگستان و مقایسه آن با مقطع تحت الارضی در چاه پارس، پایان نامه دوره کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۳۴ ص.
- هنزایی، م. ع.، ۱۳۸۵- محیط رسوبی و فرآیندهای دیاژنتیکی سازند سروک بالایی (سازند میشریف) از میدان رشادت تا میدان سیری اسفند (E)، (خلیج فارس)، پایان نامه دوره کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۴۶ ص.

References

- Adabi, M. H. & Mehmandosti, A. E., 2008- Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E-Rashid area, Izeh, S.W. Iran, Journal of Earth Science, v.33, pp.267-277.
- Adabi, M. H. & Rao, C. P., 1991- Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation) Sarakhs area, Iran, Journal of Sedimentary Geology, v. 72, pp. 253-267.
- Adabi, M. H., 1996- Sedimentology and Geochemistry of Carbonates from Iran and Tasmania, Ph.D. Thesis (Unpub), University of Tasmania, Australia, 470 p.
- Adabi, M. H., 2009- Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh, N.E. Iran., Carbonates and Evaporites, v. 24, pp.16-32.
- Adams, A. E. & Mackenzie, W. S., 1998- A color Atlas of Carbonate Sediment and Rock under the Microscope, Manson Publishing, Ltd. 180p.
- Ahmad, A. H. M., Bhat, G. M. & Haris Azimkhan, M., 2006- A depositional environments and diagenesis of the koldhar and keera dome carbonates (Late Bathonian – Early Callovian) of western India: Journal of Asian Earth Science, v.27, pp.765-778.
- Al-Dabbas, M., Al-Jassm, J. & Al-Jumaily, S., 2009- Depositional environments and porosity distribution in regressive limestone reservoir of the Mishif Formation, southern Iraq Arabian Journal of Geoscience, pp. 1-12.
- AL-Husseini, M. I., 1998- Exploration and production features., GeoArabia, pp. 427-455.
- Anderson, T. F. & Arthur, M. A., 1983- Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems: in Stable Isotopes in Sedimentary Geology: Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Short Course, v. 10, Section 1.1-1.151.

- Aqrawi, A. A. M., Thehni, G. A., Sherwani, G. H. & Kareem, B. M. A., 1998- Mid-Cretaceous rudist-bearing carbonates of the Mishrif Formation: An important reservoir sequence in the Mesopotamian basin, Iraq, *Journal of Petroleum Geology*, v. 21(1), pp. 57-82.
- Brand, U. & Veizer, J., 1980- Chemical diagenesis of a multicomponent carbonates system I: Trace elements, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, pp. 1219-1236.
- Budd, D. A., 2002- The relative roles of compaction and early cementation in the destruction of permeability in carbonate grainstones: A case study from the Paleogene of West-Central Florida, U.S.A, *Sedimentary Research*, v. 72, pp. 116-128.
- Burchette, T. P., 1993- Mishrif Formation (Cenomanian-Turonian), Southern Arabian Gulf: carbonate platform growth along a cratonic basin margin., *Cretaceous Carbonate Platforms.*, pp. 185-199.
- Burchette, T. P. & Britton, S., 1985- Carbonate facies analysis in te exploration for hydrocarbons: a case study from the cretaceous, *Geological Society of London, Oxford, Blackwell*, pp. 311- 388.
- Conliffe, J., Azmy, K., Knight, I. & Lavoie, D., 2009- Dolomitization of the Lower Ordovician Watts Bight Formation of the St. George Group, western Newfoundland: Evidence of hydrothermal fluid alteration., Canada, *Journal of Earth Sciences*,v. 46, pp.247-261.
- Dickson, J. A. D., 1965- A modified Staining Technique for Carbonate in Thin section, *Nature*, v. 205, 578 p.
- Ehrenberg, S. N., Aqrawi, A. M. & Nadeau, A., 2008- An overview of reservoir quality in producing Cretaceous strata of the middle east., *Journal of Petroleum Geoscience*, v. 14, pp. 307-318.
- Farzadi, P. & Hesthammer, J., 2007- Diagnosis of the Upper Cretaceous paleokarst and turbidite systems fom the Iranian Persian Gulf Using volume- based multiple seismic attribute analyais and pattern recognition, *Journal of Petroleum Geoscience*, v. 13, pp. 227-240.
- Flügel, E., 2004- *Microfacies Analysis of Limestone: Analysis, Interpretation and Application*, Springer Verlag, Berlin, 976p.
- Forster, A., Schouten, S., Baas, M. & Sinninghe Damsté, J. S., 2007- Mid- Cretaceous (Albian-Santonian) sea surface temperature record of the tropical Atlantic Ocean, *Journal of Geology*, v.35, pp.919-922.
- Harris, P. M . & Frost, S. H., 1984- Middle Cretaceous carbonate reservoirs, Fahud Field and northwestern Oman, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 68, pp. 649-658.
- Hui, M. H., Mallison, B. & Lim, K. T., 2008- An innovative work to model fracture in a giant carbonate reservoir., *International Petroleum Technology Conference, IPTC*, v.3, pp. 2047-2061.
- Kelth, L. M. & Weber, J. N., 1964- Carbon and oxygen isotopic composition of limestones and fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 28, pp.1787–1816.
- Lambert, L., Durllet, C., Loreau, J. P. & Marnier, G., 2006- Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic–Cretaceous): keys for recognition and timing, of *Marine and Petroleum Geology*, v. 23, pp. 79-92.
- Lohmann, K. C., 1988- Geochemical patterns of meteoric diagenetic system and their application to studies of paleokarst. In: James, N. P. and Choquette, P. V. (eds.): *Paleokarst*, pp. 58-80.
- Lutfi, G. & El-Bishlawy, S., 1986- Habitat of hydrocarbon in Abu Dabi, U. A. E., paper presente at OAPEEC Seminar Hydrocarbon Potential of intese Thrust Zones, Abu Dhabi.
- Meltzer, S. E. & Budd, D. A., 2008- Retention of high permeability during shallow burial (300-500m) of carbonate grainstone., *Journal of sedimentary Research*, v. 78, pp. 548-561.
- Morse, J. W. & Mackenzie, F. T., 1990- *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*, New York, Elsevier, 707 p.
- Philip, J. M. & Gai, J., 2005- Late Cretaceous heterozoan carbonates: Paleoenvironmental setting, relationship with rudist carbonates (Provence, south-east France): *Journal of Sedimentary Geology*, v.175, pp. 315-337.
- Rabbani, A. R., 2008- Geochemistry of crude oil samples from The Iranian sector of the Persian Gulf, *Journal of Petroleum Geology*, v. 31(3), pp. 303-316.
- Rao, C. P., 1990- Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia, *Carbonates and Evaporites*, v. 5, pp. 209-221.
- Rao, C. P., 1991- Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania Australia, *Carbonates and Evaporites*, v. 6, pp. 83-106.
- Schluter, M., Steuber, T. & Parente, M., 2008- Chronostratigraphy of Campanian-Maastrichtian platform carbonates and rudist association of Salento (Apulia, Italy), *Journal of Cretaceous Research*, v. 29, pp. 100-114.
- Smith, J. V., 2000- Three – dimensional morphology and connectivity of stylolites hyperactivated during veining, *Journal of Structural Geology*, v. 22, pp. 59-64.
- Steuber, T., 2003- Strontium isotop stratigraphy of Cretaceous hippuritid rudist bivalves: rates of morphological change and heterochronic evolution. *Palaeo*, v. 200, pp. 221–243.
- Veizer, J., 1983- Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique, *Stable Isotopes in Sedimentary Geology, SEPM. Short Course*, pp. 3-100.
- Vincent, B., Rambeau, C., Emmanuel, L. & Loreau, J. P., 2006- Sedimentology and trace element geochemistry of shallow-marine carbonates: an approach to paleoenvironmental analysis along the Pagny-sur-Meuse Section (Upper Jurassic, France), *Facies*, v.52, pp. 69–84.