

مطالعه فرایندهای دیاژنتیکی و تغییرات ژئوشیمیایی عناصر فرعی سازند سروک در جنوب ایران

پریسا غلامی زاده*، کارشناس ارشد دانشگاه شهید بهشتی

محمد حسین آدابی، استاد، گروه زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی

چکیده

سازند سروک، با سن کرتاسه میانی (آلبین-تورونین)، در حوضه زاگرس و در جنوب غربی ایران گسترش دارد و به طور عمده از کربنات و مقدار کمتری شیل و مارن تشکیل شده است. این سازند دومین سنگ مخزن کربناته مهم در منطقه زاگرس است. برای بررسی تأثیر فرایندهای دیاژنتزی و تغییرات ژئوشیمیایی عناصر فرعی بر خصوصیات مخزنی سازند سروک، از داده‌های پتروگرافی ۳۹۱ مقطع نازک و آنالیز ژئوشیمیایی ۴۰ نمونه پودر استفاده شده است. به طور کلی دیاژنتز اولیه دریایی شامل میکریتی شدن، آشفستگی زیستی و تشکیل سیمان های شعاعی فیبری و سین تکسیال و تخلخل بین ذره‌ای توسعه یافته است. دیاژنتز متاتئوریک عبارتند از: سیمان سین تکسیال شفاف و دروزی و تشکیل تخلخل قالبی و حفره‌ای. فرایندهای دیاژنتز ثانویه (در مراحل تدفین کم عمق و عمیق)، دولومیتی شدن، استیلولیتی شدن، سیمان پوئی کیلوتوپیک، تشکیل شکستگی‌ها و به مقدار کمتری تخلخل حفره‌ای و قالبی را در برمی گیرد. مطالعات پتروگرافی و عناصر فرعی (Na، Mn، Sr) نشان می‌دهد که کانی-شناسی اولیه کربنات، آراگونیتی بوده است. مطالعات ژئوشیمیایی نشان‌دهنده این است که این کربنات‌ها تحت تأثیر دیاژنتز متاتئوریک در یک سیستم بسته قرار گرفته‌اند و تغییرات عناصر فرعی ثابت می‌کند که با استفاده از تغییر مقادیر Sr و Mn می‌توان رخساره‌های مختلف را از یکدیگر جدا نمود.

واژه های کلیدی: فرایندهای دیاژنتزی، ژئوشیمی، سازند سروک، زاگرس

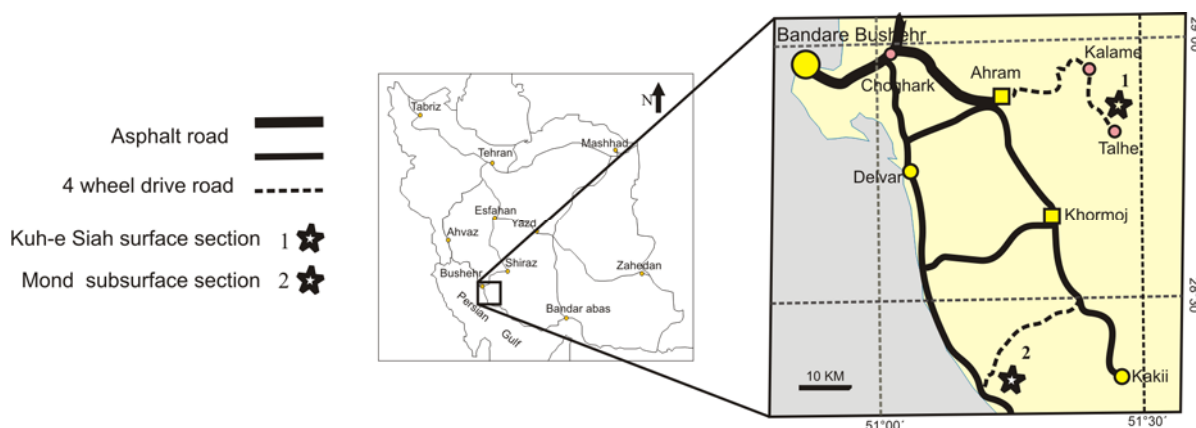
مقدمه

منطقه مورد مطالعه در شهرستان تنگستان، در جنوب شرقی استان بوشهر و در جنوب رشته کوه اصلی زاگرس قرار دارد. مقطع تحت الارضی چاه موند در ۱۰۰ کیلومتری جنوب شرقی بوشهر (خورموج) قرار دارد و موقعیت جغرافیایی آن $28^{\circ} 22' 43''$ شمالی و $51^{\circ} 14' 32''$ شرقی است (شکل ۱). از نظر ساختاری و تکتونیکی در زون فارس واقع در حوضه زاگرس واقع شده است. در شکل ۲ مقاطع چینه شناسی سازند سروک در برش های مورد مطالعه قابل مشاهده است.

سازند سروک یکی از واحدهای لیتواستراتیگرافی گروه بنگستان در حوضه زاگرس است که مرز زیرین آن با شیل های کژدمی تدریجی و مرز بالایی آن با شیل های لافان (فارس ساحلی) فرسایشی و آغشته به ترکیب های آهن است (آقابات، ۱۳۸۳). وجود یک ناپوستگی موازی به سن

پس از سنومانین در میان سازند سروک سبب شده تا این سازند به سروک پایینی (سنومانین) و سروک بالایی (تورونین) تقسیم شود (آقابات، ۱۳۸۳). سازند سروک پس از سنگ آهک آسماری مهم ترین سنگ مخزن حوضه زاگرس است (افشار حرب، ۱۳۸۰).

تا نیمه اول دهه هفتاد شمسی، سازند سروک از دیدگاه فسیل شناسی و چینه شناسی عمومی بررسی شده بود (برای مثال، James and Wynd 1965 و مطیعی ۱۳۷۲). از دهه هفتاد تا کنون، سازند سروک از جنبه های مختلفی بررسی شده است. برای مثال می توان مطالعات رسوبی و ژئوشیمیایی (امین افشار ۱۳۸۳؛ ناصری ۱۳۸۴؛ شیروانی ۱۳۸۵) و دیاژنزی و خصوصیات مخزنی (یزدانی ۱۳۸۵، Taghavi 2007) که در سال های اخیر انجام شده است را نام برد.



شکل ۱- موقعیت مناطق مورد مطالعه.

این، از مطالعات ژئوشیمیایی برای تعیین روند دیاژنز و تأیید مطالعات پتروگرافی استفاده شده است.

هدف از این مطالعه بررسی فرایندهای دیاژنزی سازند سروک در چاه موند و برش سطح الارضی کوه سیاه (شکل ۲) و تأثیر آن بر تخلخل و تراوایی است. علاوه بر

روش مطالعه

در این مطالعه تعداد ۳۹۱ مقطع نازک از برش کوه سیاه و از مغزه ها (Cores) در چاه موند توسط میکروسکوپ پلاریزان، به منظور تعیین رخساره های میکروسکوپی و ارائه مدل رسوبی و همچنین فرایندهای دیاژنتیکی مورد مطالعه گرفته است. مقاطع نازک توسط محلول آلزارین قرمز (Red-s) به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت، و فروسیانید پتاسیم برای تشخیص محیط احيایی از اکسیدان بر اساس درصد آهن، به روش دیکسون (Dickson 1965) رنگ آمیزی شده است. به جهت تفسیر رخساره های میکروسکوپی از فلوگل و ویلسون (Wilson, 1975; Flügel 2004)، و در نامگذاری سنگ های کربناته از روش دانهام (Dunham 1962) و امبری و کلوان (Embry and Klovan 1971) استفاده شده است. پس از مطالعه دقیق پتروگرافی تعداد ۴۰ نمونه انتخاب و پس از تهیه پودر و آماده سازی در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی توسط دستگاه جذب اتمی (AAS) جهت تعیین عناصر Sr, Na, Mn آنالیز شد. دقت این دستگاه در حد یک ppb و تا سه بار قرائت انجام شده است.

میکروفاسیس ها و محیط رسوبی در سازند سروک

۱۵ میکروفاسیس مربوط به لاگون (Lagoon)، پشت ریف (Leeward)، ریف (Reef)، جلوی ریف (Seaward)، دریای باز کم عمق (Shallow open marine) و رخساره های بخش عمیق دریا (Deep open marine) شناسایی

گردید؛ که از خشکی به سمت دریا شامل موارد زیر است:

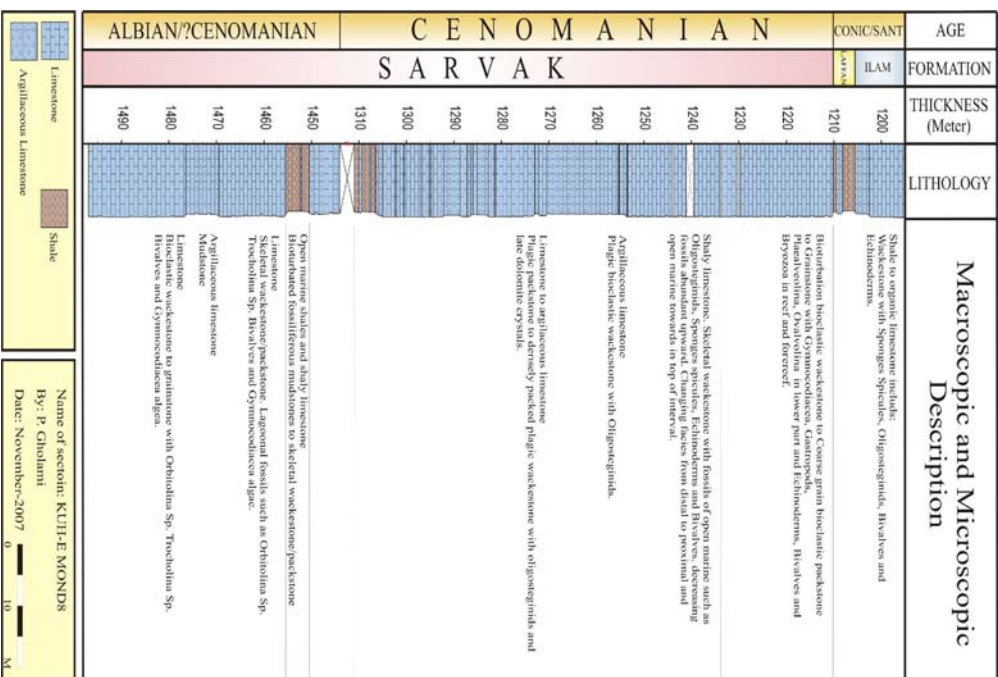
میکروفاسیس بخش لاگون شامل وکستون های حاوی فرامینیفرهای بنتیک (تکستولاریا و نزازاتا) و میلیولید است (شکل ۳-ا). این رخساره فقط در برش چاه موند مشاهده شده است.

محیط پشت ریف (Leeward) در بالای سطح اثر امواج قرار دارد و بنابراین محیطی با انرژی بالاست. میکروفاسیس عمده شامل گرینستون بیوکلستی و پلوییدی با فرامینیفرهای بنتیک و گرینستون رودیستی و اکتیوید دار هستند (شکل ۳-ب). این رخساره در برش چاه موند مشاهده شده است.

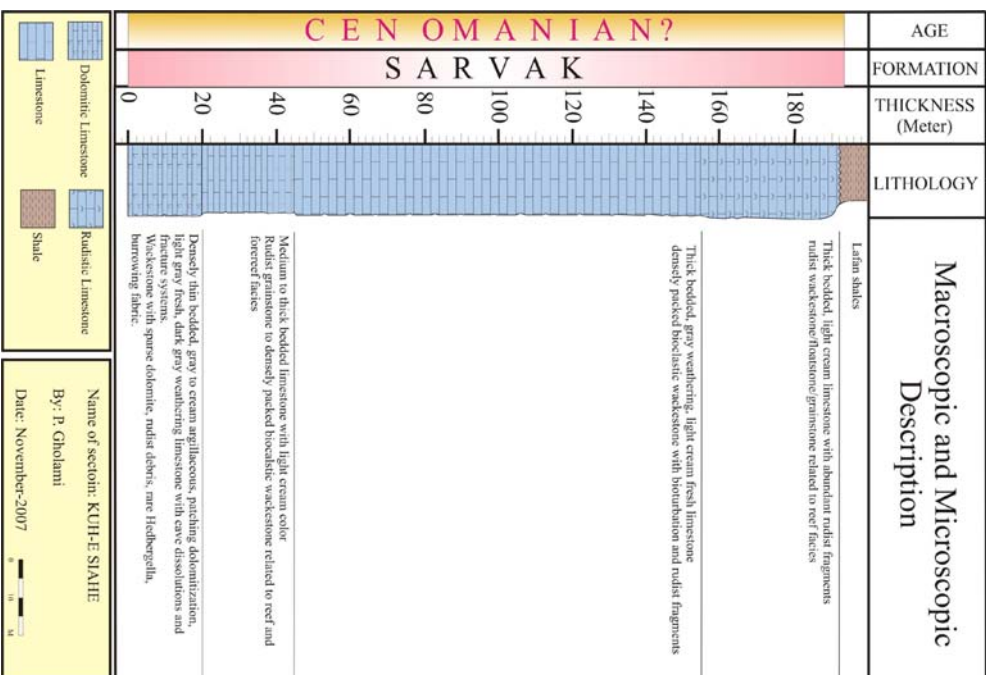
رسوبات بخش ریفی (Reef) در سازند سروک را به طور عمده پکستون و فلوکستون های رودیست دار و گهگاهی رادستون های رودیستی تشکیل می دهند (شکل ۳-ج). این رخساره در هر دو برش وجود دارد. رخساره های ریفی در بخش های فوقانی سروک در برش کوه سیاه بسیار مشخص است و در صحرا با لایه ای از خرده های رودیست و گاستروپود فراوان مشاهده گردید.

میکروفاسیس های جلوی ریف (Fore reef) شامل وکستون و پکستون با خرده های رودیست. خرده رودیست ها توسط عمل امواج از ساختارهای ریفی جدا شده و در جلو ریف رسوب کرده اند. این فاسیس در مقاطع مورد مطالعه ضخامت کمی داشته است و تفاوت آن در مقایسه با رخساره های دریای باز، در بیشتر بودن خرده-رودیست است (شکل ۳-د). این رخساره در هر دو برش مشاهده گردید. بخش اعظم برش کوه را این رخساره تشکیل می دهد.

Stratigraphic Column of "SARVAK" Formation
in "Mond Well"
Scale: 1:1000



Stratigraphic Column of "SARVAK" Formation
in "KUH-E SIAH" Anticline
Scale: 1:1000



شکل ۲- ستون چینه‌شناسی سازند سروک در برش سطح الارضی کوه سیاه و برش تحت الارضی چاه موند. در برش چاه موند به دلیل در دسترس نبودن داده های صحرایی بیشتر از توصیف میکروسکوپی استفاده شده است.

دیاژنز عامل مهم کنترل کننده در تولید هیدروکربن در بسیاری از سنگ مخزن های خاور میانه است (Shano et al. 1993). دیاژنز تأثیر بسیاری بر خصوصیات مخزنی دارد (Massonnat and Pernarcic 2002) زیرا کربنات ها انحلال پذیرند و می توانند در هنگام رسوبگذاری تحت تأثیر دیاژنز متاوریکی قرار گیرند. فرایندهای عمده دیاژنزی به شرح زیر است:

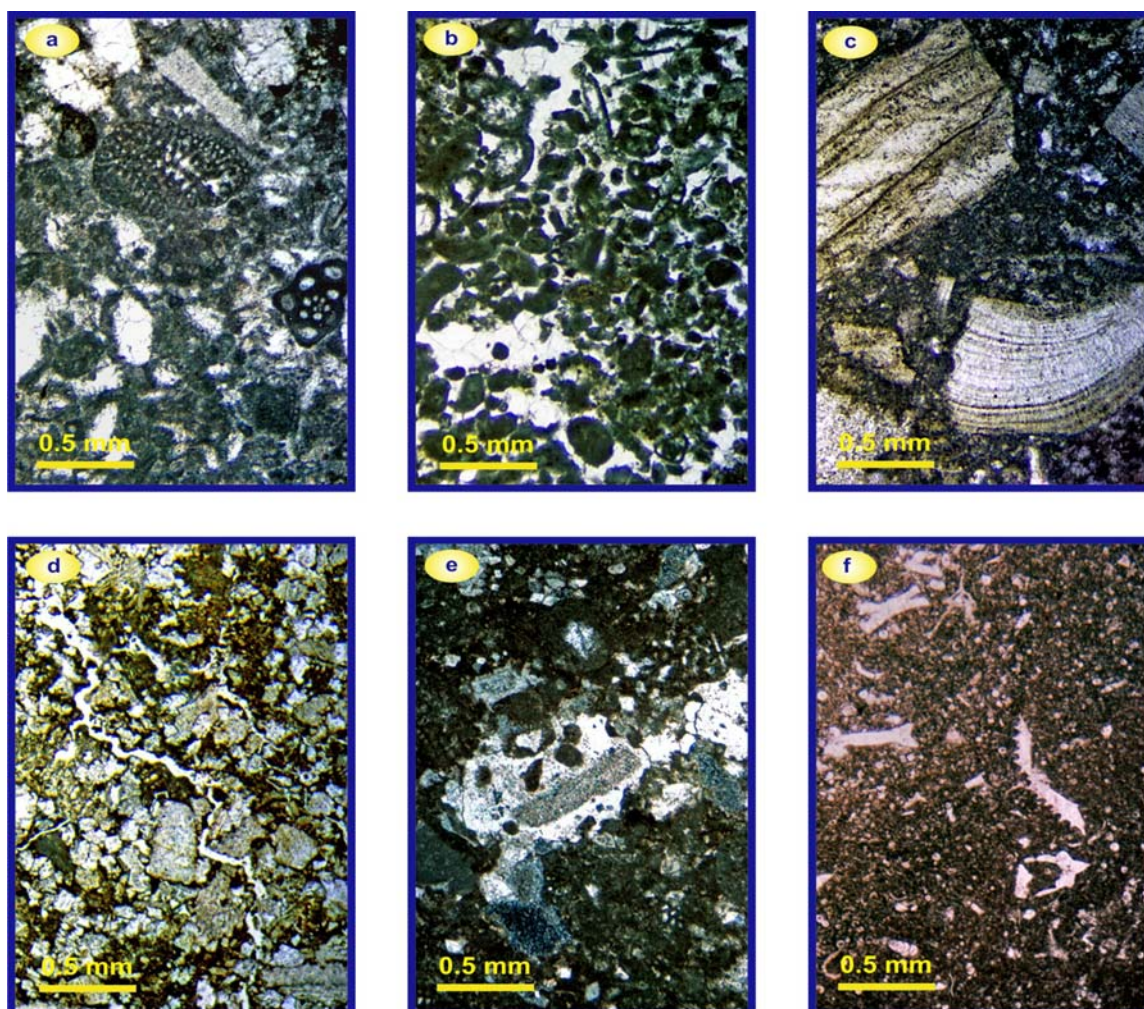
آشفته گی زیستی

معیار تشخیص آشفته گی زیستی در نمونه های مورد مطالعه، ظاهر لکه لکه بوده که از نظر رنگ، بافت و یا حالت دولومیتی شدن با زمینه نمونه متفاوت است. آشفته گی زیستی در بخش پشت ریف برش کوه سیاه و بخش های عمیق تر دریای باز در برش چاه موند مشاهده شده است. آشفته گی زیستی باعث ایجاد ناهمگنی در تخلخل و تراوایی رسوبات می شود و در نتیجه مسیر مهاجرت گاز و هیدروکربور را تعیین می کند (Libelo and MacIntyre 1994). تغییر در تخلخل و تراوایی بر روی سبک و مقدار دولومیتی شدن اثر گذار است و باعث دولومیتی شدن انتخابی بخش های ریزدانه و میکریتی می شود (Zenger 1983). در مناطقی که آشفته گی های زیستی بزرگ مقیاس با رسوب پر شده اند، باعث افزایش انتخابی تراوایی می شوند (Tucker 2001) (شکل ۴-ا).

محیط کم عمق تر دریای باز (Shallow open marine) از ریف ها تا محیط های کم انرژی و عمیق تر ادامه دارد و شامل وکستون/پکستون های حاوی اربیتولین و اکینوئید و وکستون/پکستون های پلوئیدی و بیو کلاستی است. فرامینفرهای بنتیک کوچک مانند تکستولاریا و الوئولینا نیز مشاهده می شوند. رسوبات دریای باز فراوان ترین رخساره را در سازند سروک تشکیل می دهند (شکل ۳-ع). این رخساره در هر دو برش تشخیص داده شد.

رسوبات بخش عمیق تر دریای باز (Deep open marine) شامل وکستون/پکستون با مخلوطی از فرامینفرهای پلاژیک و بیو کلاست ها است و فقط در برش چاه موند مشاهده گردید. فرامینفرهای بنتیک، خرده های رودیست، اکینوئیدها، ساکو کوما، الوئولینا و پارالوئولینا، بیو کلاست ها را تشکیل می دهند. در بخش های عمیق تر رمپ رخساره های الیگوسترینا و گلوبیژرینا مشاهده می شود (شکل ۳-ف). با توجه به شواهدی نظیر نبود ساختارهای ریفی بزرگ، عدم وجود ساخت های ریزشی (Slump)، رخساره های لاگونی کاملاً واضح، مخلوط شدگی بیو کلاست های پلاژیک و بنتیک و تغییرات تدریجی فاسیس ها، برای سازند سروک در مقاطع مورد مطالعه مدل رسوبی رمپ پیشنهاد می گردد.

فرایندهای دیاژنزی



شکل ۳: میکروفاسیس‌های سازند سروک در برش‌های مورد مطالعه. (a) Bioclastic wackestone مربوط به محیط لاگون همراه با میلیولیده آو اوریتولین در عمق ۱۴۵۹ متری چاه موند. (b) Peloidal bioclastic grainstone مربوط به محیط پشت ریف در عمق ۱۴۸۸ متری چاه موند. (c) Rudist floatstone مربوط به محیط ریف در بخش‌های فوقانی برش کوه سیاه. (d) Densely packed rudist wackestone مربوط به محیط جلوی ریف در عمق ۱۴۵۶ متری چاه موند. (e) Bioclastic wackestone مربوط به بخش‌های کم‌عمق دریای باز با اکینودرم فراوان در عمق ۱۴۶۵ متری چاه موند. (f) Pelagic wackestone عمدتاً حاوی قطعات اکینودرم مربوط به بخش‌های عمیق دریای باز در عمق ۱۲۶۰ متری.

میکریتی شدن

در اثر هجوم ارگانسیم‌های حفار در مقیاس میکروسکوپی به سطح دانه‌های اسکلتی به ویژه در مناطق کم‌عمق، حفرات ریزی در سطح دانه‌ها به وجود می‌آورند که بعداً رشته‌های سیانوباکتریها، جلبک‌های قرمز، سبز و

قارچ‌ها بر روی این سطوح کلنی‌زایی می‌کنند (Flügel 2004). میکریتی شدن در سازند سروک در میکروفاسیس‌های گرینستونی در بخش‌های ریفی و پشت ریف مشاهده شده است. اگر چه میکریتی‌شدن باعث پیرشدن گلوگاه حفره‌ها و در نتیجه کاهش تراوایی می‌شود اما در

ابعاد تخلخل‌های ایجادشده به ترکیب کانی‌شناسی و مدت زمان دارد. در مقطع مورد مطالعه تخلخل‌هایی که در زیر مرزهای سکانس قرار دارند و با تبلور مجدد همراه هستند در مراحل اولیه دیاژنز، تحت تأثیر آب‌های متاوریکی به وجود آمده است. رخساره‌های رسوبی در زیر ناپیوستگی‌ها تمایل دارند که جریان‌های هیدرولیکی را کاناله کنند، در نتیجه رخساره‌های متخلخل به صورت محلی توسعه می‌یابند. علاوه بر این شکستگی‌های تکتونیک مثل گسل‌ها و شکستگی‌های مرتبط با چین خوردگی تخلخل‌ها را شدت بخشیده‌اند (Craig 1988; Tinker and Mruk 1995).

تخلخل‌هایی که به مرز سکانس‌ها بستگی ندارند و با سیمان پوئی کلیتیک و پیریت همراه هستند و یا گاه با آنها پر شده‌اند، در اواخر دیاژنز مواد آلی و نفت که CO₂ و H₂S تولید می‌شوند (Sassen and Moore 1988) ایجاد شده‌اند. این فرایند دیاژنز مواد آلی منجر به تشکیل سیالات زیرسطحی می‌شود که بر روی انحلال کربنات‌ها و ایجاد تخلخل ثانویه مؤثر است (Schmidt and McDonald 1979; Surdam et al. 1984).

سیمانی شدن

سیمان‌هایی که در برش مورد مطالعه دیده شده‌اند شامل سیمان کلسیتی با فابریک شعاعی (شکل f-۴)، دروزی (شکل a-۵)، سین تکسیال (شکل e-۳)، پوئی کیلتوپیک (شکل b-۵) و سیمان دولومیتی (شکل c-۵) است. سیمان شعاعی وابسته به رخساره بوده در رخساره‌های گرینستونی ریف مشاهده شده‌اند. سیمان دروزی در رخساره‌های گرینستونی ریف و در تخلخل‌های ثانویه در رخساره‌های وکستونی و پکستونی دریای باز و لاگون تشکیل شده‌اند. این رخساره‌ها به شدت دچار تبلور مجدد شده‌اند. سیمان سین تکسیال به رخساره‌های

مقابل انحلال نسبتاً مقاوم هستند و دانه‌ها را از تراکم شیمیایی و مکانیکی در طول دیاژنز تدفینی حفاظت می‌کنند (Bathurst 1975; Jordan and Abdullah 1988). در مقاطع مورد مطالعه، میکرویتی شدن قطعات آراگونیتی مانند پلسی پودها، گاستروپودها، مرجان‌ها و جلبک‌های سبز باعث حفظ قالب دانه‌های اسکلتی طی دیاژنز آب شیرین حل شده است. تبلور مجدد سنگ و محل نمونه‌ها که زیر مرزهای سکانس قرار دارند دیاژنز آب شیرین را تأیید می‌کنند (غلامی‌زاده ۱۳۸۷) و با حفظ تخلخل در بالابردن کیفیت مخزنی نقش داشته است (شکل ۴-b).

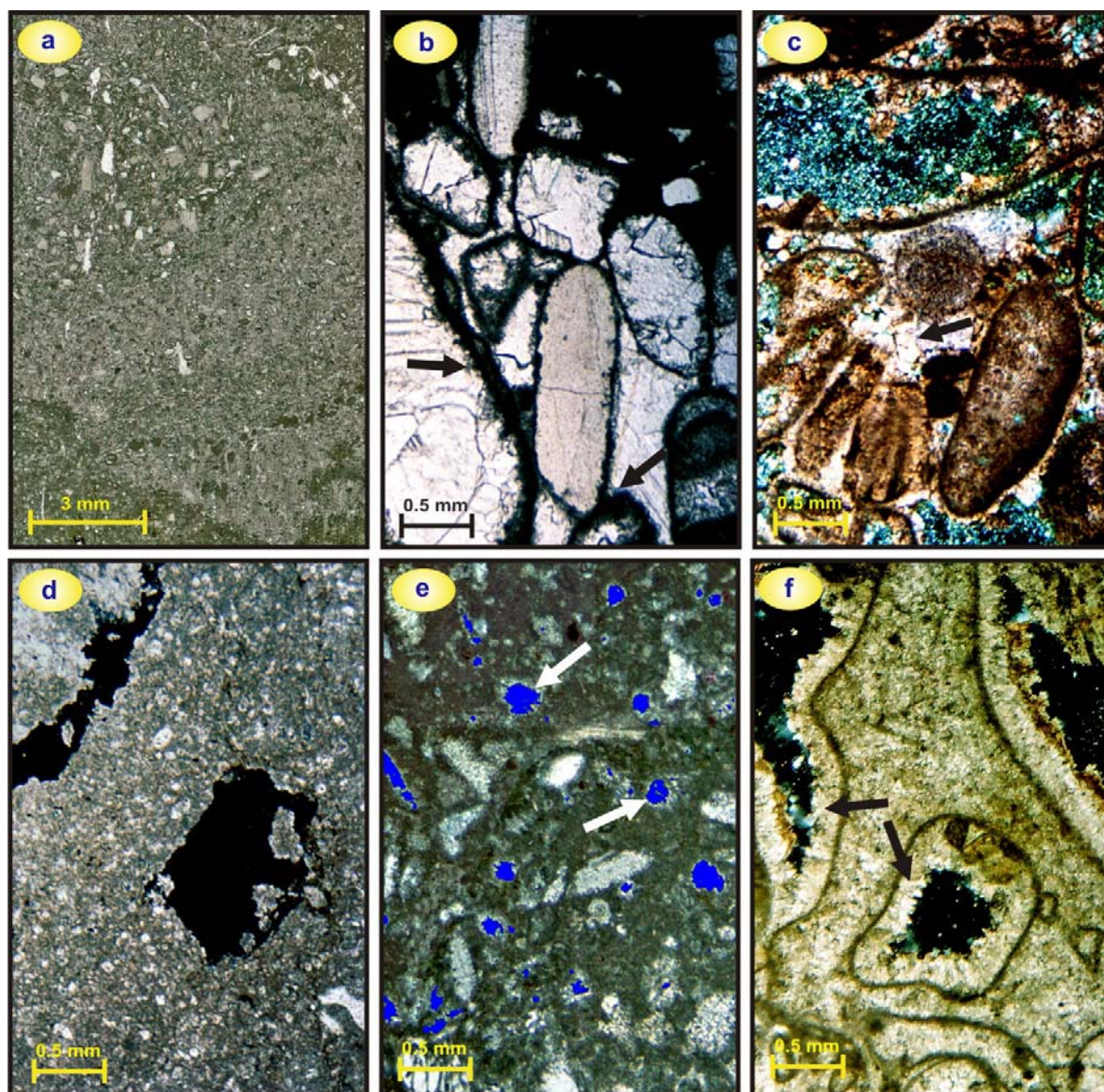
انحلال

انحلال در کربنات‌های سازند سروک سه نوع تخلخل ایجاد کرده است: تخلخل بین ذره‌ای توسعه یافته (شکل c-۴)، حفره‌ای (شکل d-۴) و تخلخل قالبی (شکل e-۴). تخلخل بین ذره‌ای توسعه یافته در گرینستون‌های بخش ریفی مشاهده گردیده‌اند. تخلخل حفره‌ای بیشتر در وکستون‌ها و پکستون‌های لاگون و دریای باز کم عمق مشاهده شده‌اند که در زیر مرزهای سکانس‌ها قرار دارند. در برخی موارد نیز به مرزهای سکانس بستگی ندارند و با سیمان پوئی کلیتیک و پیریت همراه هستند. تخلخل قالبی در دانه‌های آراگونیتی لاگون مانند پلسی پودها، گاستروپودها و جلبک‌های سبز و بخش‌های ریفی مانند مرجان‌ها و پلسی پودها فراوان‌تر بوده‌اند. این نوع تخلخل با تبلور مجدد همراه است.

انحلال مهمترین فرایند دیاژنتیکی است که باعث افزایش تخلخل و تراوایی و در نتیجه افزایش کیفیت مخزنی می‌شود. این فرایند بستگی به قابلیت انحلال کانی‌ها دارد؛ به عنوان مثال کلسیت کم‌منزیم نسبت به کلسیت پرمنزیم و نسبت به آراگونیت قابلیت انحلال کمتری دارد. کلسیت نیز نسبت به دولومیت ناپایدارتر است (Moore 2001).

و شکستگی های باز در رخساره های وکستونی دریای باز کم عمق به همراه پیریت تشکیل شده اند. سیمان دولومیتی در رخساره های گریستونی ریف مشاهده شده اند.

رسوبی بستگی نداشته و در اطراف قطعات اکنودرم در رخساره های گریستونی ریف و وکستونی دریای باز هم به صورت شفاف و هم غبار آلود دیده شده اند. سیمان پوئی کیلوتوپیک در رخساره های گریستونی پشت ریف



شکل ۴: انواع فرایندهای دیاژنز در سازند سروک در برش کوه سیاه و چاه موند؛ (a) آشفته گی زیستی، (b) میکریتی شدن در اطراف بیوکلاست ها در رخساره های ریفی مقیاس تیره شود، (c) تخلخل بین ذره ای توسعه یافته در بخش پایین تصویر و سیمان سین تکسیال، (d) تخلخل حفره ای در رخساره های عمیق، (e) تخلخل قالبی در رخساره های لاگون، تصویری با حفره های روشن (f) تشکیل سیمان های شعاعی فیبری در بخش های ریفی.

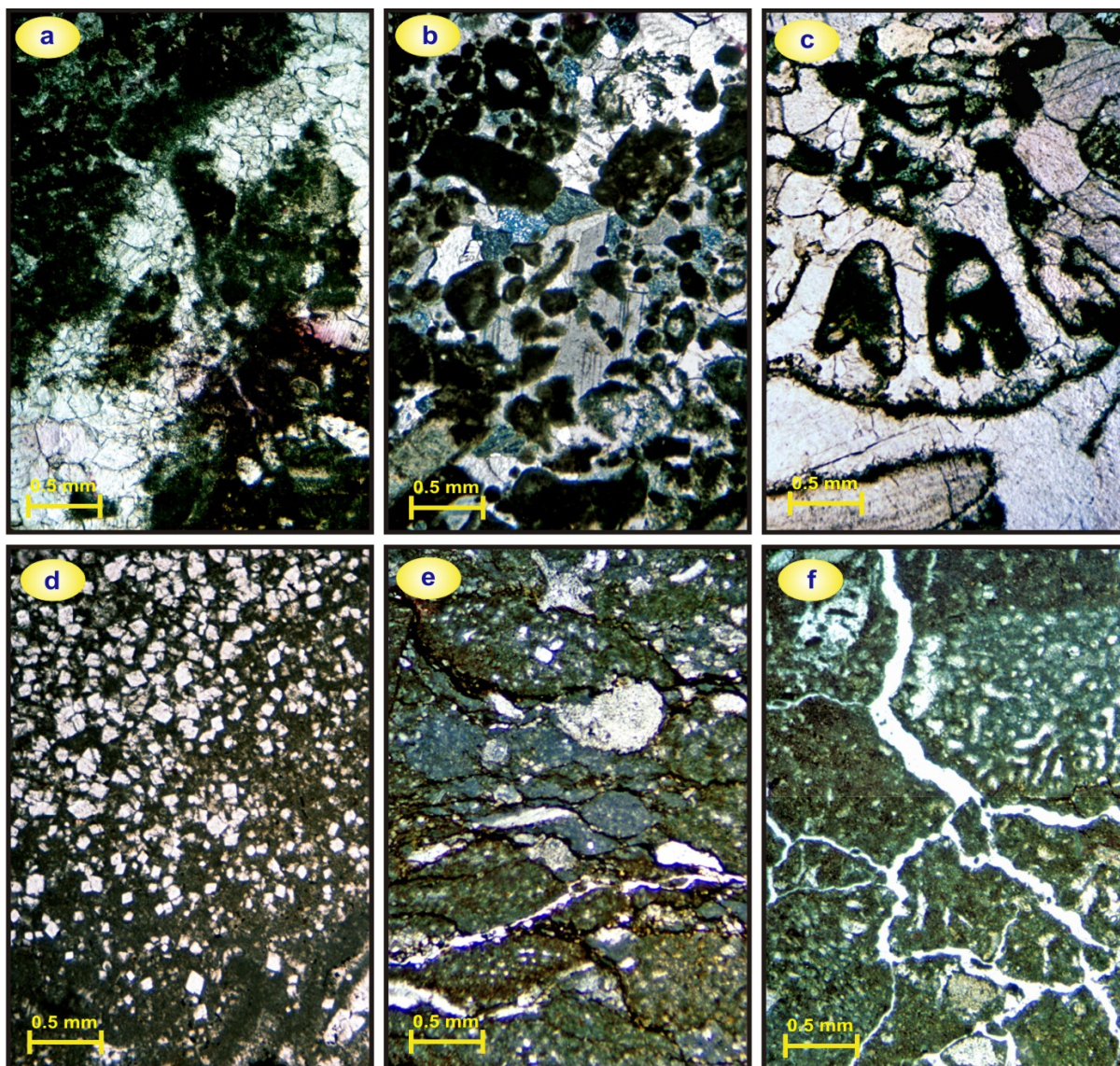
سیمان شعاعی در محیط دیاژنتزی دریایی و تدفینی کم عمق (Halley and Scholle 1985) و یا دیاژنز متاوریک می تواند دیده شود، که باعث کاهش تخلخل و تراوایی شده، اما در مراحل بعدی دیاژنز با مسدود کردن گلوگاه حفرات مانع حرکت سیالات، تراکم و تا حدی تشکیل سیمان بین ذرات شده است. سیمان هم بعد و دروزی با تشکیل در تخلخل های اولیه و ثانویه موجب کاهش تخلخل و تراوایی و در نتیجه کاهش کیفیت مخزنی شده اند. به دلیل همراه بودن این سیمان با فرایند تبلور مجدد و فراوانی آنها در زیر مرزهای سکانس، به نظر می رسد طی دیاژنز متاوریکی تشکیل شده باشند. سیمان سین تکسیال در اطراف دانه های اکیئوئیدها در گرینستون ها باعث کاهش تخلخل شده است. سیمان سین تکسیال شفاف در محیط دیاژنز متاوریکی و همراه با سیمان دروزی (Longman 1980; Flügel 2004) و نوع غبار آلود در محیط دریایی و همراه با سیمان شعاعی (Kaufman et al. 1988) تشکیل شده است. همراه بودن سیمان پوئی-کیلوتوپیک با فرومبوئیدهای پیریت، استیلولیت ها و رگچه های فشارشی نشان دهنده تشکیل این سیمان در تدفین عمیق است (Scholle and Scholle 2003). این سیمان فضاهای خالی باقی مانده از دیاژنز اولیه و تخلخل ها را پر می کند (Tucker and Wright 1990) و در سازند سروک موجب کاهش کیفیت مخزنی شده است. سیمان دولومیتی که با فاصله در زیر مرز های سکانس قرار دارند در رخساره های گرینستونی موجب کاهش تخلخل شده اند. به نظر می رسد این سیمان در زون اختلاط آب شور و شیرین تشکیل شده است.

دولومیتی شدن

در برش های مورد مطالعه دولومیت اولیه (دولومیکرایت) مشاهده نشده است، اما دولومیت ثانویه به صورت بلورهای

رومبوئدر شکل دار (euhedral) در بین ماتریکس گل آهکی شناور است (Adabi 2009). رومبوئدرهای دولومیتی در اندازه های متفاوتی دیده می شوند (بین ۱۰ تا ۲۲۰ میکرون). برخی از رومبوئدرهای ریزبلور عمدتاً در امتداد زون انحلال فشاری (استیلولیت) تجمع یافته اند. برخی رومبوئدرهای دولومیتی دارای سطح مه آلود و حاوی انکلوزیون هایی از میکرایت و حاشیه ای شفاف می باشند و گروهی دیگر درشت بلورتر بوده و کاملاً شفاف هستند.

از آنجایی که رومبوئدرهای دولومیتی ترجیحاً در ماتریکس دانه ریز شروع به رشد نموده اند، بنا به پیشنهاد سیبلی و گرگ (Sibely and Gregg 1987) اگر محلول های دولومیت ساز به حد فوق اشباع نرسیده باشند فقط ماتریکس دولومیتی می شود. به احتمال زیاد دولومیتی شدن انتخابی در ماتریکس دانه ریز گلی در مقایسه با خرده های اسکلتی به احتمال زیاد در مراحل اولیه دیاژنز رخ داده است (Zenger and Dunham 1988)، اما دولومیتی شدن انتخابی گل های با کلسیت HMC تحت شرایط تدفین کم عمق صورت گرفته است (Mukhopadhyay et al. 1996). همچنین تشکیل دولومیت ها در امتداد استیلولیت ها نشان می دهد که استیلولیت ها به صورت مجرای جهت حرکت سیالات دولومیت ساز در شرایط تدفین کم عمق عمل کرده اند (Adabi 2009). تشکیل دولومیت با مراکز مه آلود به نزدیک به اشباع بودن سیالات دولومیت ساز نسبت به کلسیت نسبت داده شده است؛ در حالی که دولومیت های فاقد انکلوزیون و حاشیه شفاف در شرایطی که محلول دولومیت ساز تحت اشباع باشد، تشکیل می شوند (Sibely 1980; Adabi 1996). رومبوئدرهای پراکنده دولومیت در ماتریکس و کستون ها تأثیر چندانی بر تخلخل ندارند ولی تراوایی را افزایش می دهند (شکل ۵- d).



شکل ۵: انواع فرایندهای دیاژنز در سازند سروک در برش کوه سیاه و چاه موند؛ (a) سیمان دروزی در داخل شکستگی ها، (b) سیمان پوئی کیلوتوپیک که در دیاژنز تدفینی ایجاد می شود، (c) سیمان دولومیتی در بخش ریفی، (d) بلورهای رومبوندی دولومیت در رخساره های کم انرژی، (e) استیلولیتی شدن، (f) شکستگی های تکتونیکی خالی.

در بخش هایی موازی با لایه بندی است. رخساره های گرینستونی به دلیل تشکیل سیمان در دیاژنز اولیه، تحت تأثیر تراکم قرار نگرفته اند.

به نظر می رسد موازی بودن استیلولیت ها و رگچه های فشاری با لایه بندی در بیشتر موارد ناشی از وزن طبقات

تراکم و استیلولیتی شدن

پدیده تراکم شیمیایی در رخساره های وکستونی (شکل ۵-۵) سازند سروک در برش چاه موند به صورت استیلولیتی شدن و تشکیل رگچه های فشارشی همراه با ایجاد شکستگی ها در زمینه میکرایتی ظاهر شده است که

داده‌های گل حفاری در میدان موند نشان می‌دهد که این میدان و به ویژه مخازن سروک و جهرم به شدت شکسته شده‌اند.

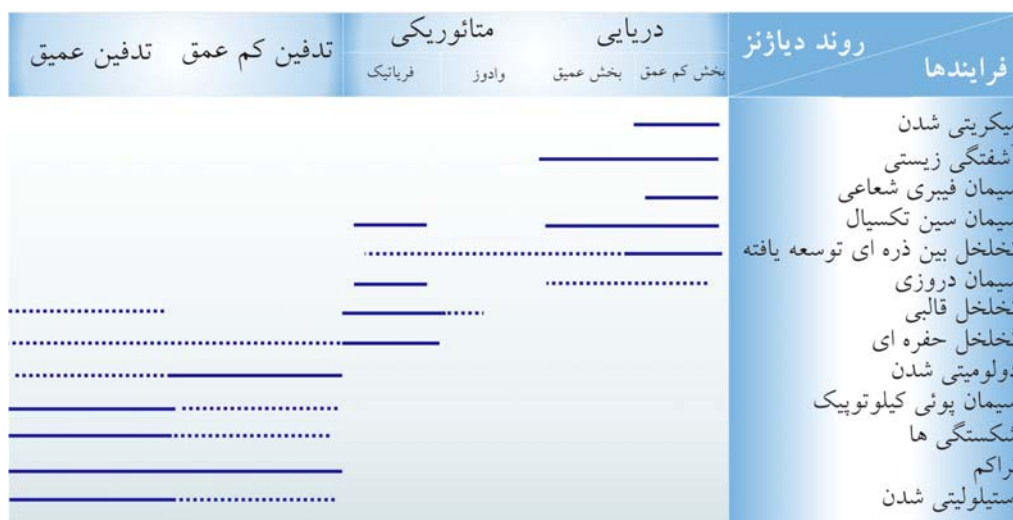
مطالعات نشان می‌دهد که شکستگی‌هایی که با سیمان پوئی کیلوتاپیک پر شده اند قبل از تدفین عمیق تشکیل شده اند. شناسایی شکستگی‌های بزرگ و کوچک در مراحل بعدی افزایش بهره‌برداری از مخازن اهمیت دارد (Kulander et al. 1990). شکستگی‌ها باعث افزایش تخلخل و تراوایی و در نتیجه افزایش پتانسیل مخزنی می‌شوند (شکل ۵-f). جزئیات شکستگی‌های کوچک مقیاس به درک بهتر ارتباط بین تکتونیک و نحوه توزیع شکستگی‌ها و منشأ آنها در چارچوب زمین‌شناسی کمک می‌کند (McQuillan 1985).

شکل ۶ انواع فرایندهای دیاژنتزی و روند تغییرات آنها در محیط‌های دیاژنتزی را نشان می‌دهد. در هر دو برش، به ترتیب دیاژنز دریایی، متائوریکی و تدفینی رخ داده است. اما از نظر حجمی، برش کوه سیاه بیشتر دیاژنز متائوریکی و به مقدار کمی دریایی را نشان می‌دهد. در برش چاه موند دیاژنز تدفینی و متائوریکی بیشترین حجم را دارند.

فوقانی و بقیه موارد حاصل تکتونیک است. تراکم و استیلولیتی شدن بسته به درجه سیمانی شدن قبل از تراکم و بافت سنگ باعث کاهش تخلخل می‌شود. استیلولیتی شدن ممکن است باعث کاهش یا افزایش کیفیت مخزنی گردد. سطوح استیلولیت‌ها ممکن است به صورت سدهای نفوذناپذیر در برابر جریان در مخازن عمل می‌کنند. اما می‌توانند به صورت مجاری برای سیالات نیز باشند (Braithwaite 1989) و ممکن است به وسیله رگه‌هایی که استیلولیت‌ها را به هم وصل می‌کنند، تراوایی ایجاد شود (Smith 2000) که در این مطالعه باعث افزایش دولومیتی شدن در اطراف خود شده اند.

شکستگی

شکستگی‌ها در سروک زیرین در برش چاه موند مشاهده شده اند و رخساره‌های وکستونی دریای باز و لاگون را تحت تأثیر قرار داده اند. برخی از شکستگی‌ها خالی بوده و به عنوان مجرایی برای حرکت سیال هیدروکربنی عمل کرده اند به طوری که دیواره آنها آغشتگی به هیدروکربن را نشان می‌دهد. اما برخی نیز با سیمان پوئی کیلوتاپیک پر شده اند. داده‌های حاصل از مغزه‌ها، مطالعات سطحی،



شکل ۶- انواع فرایندهای دیاژنز در سازند سروک در مقاطع مورد مطالعه و روند تغییر آنها.

مطالعات ژئوشیمیایی

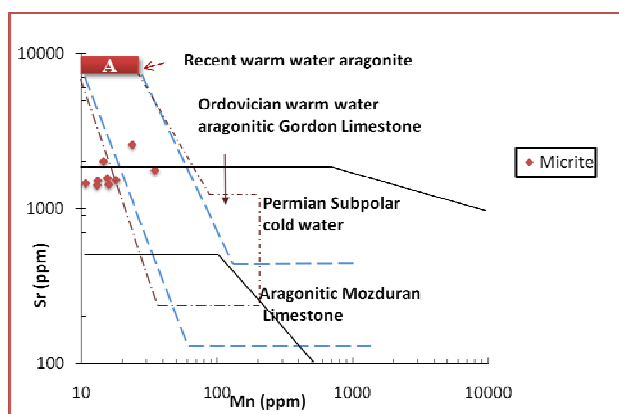
تغییرات در عناصر فرعی توسط تغییرات سنگ شناسی، اجزاء اسکلتی و دیاژنز کنترل می شود و الگوی پراکندگی عناصر فرعی ممکن است منعکس کننده الگوی رخساره های رسوبی و روند دیاژنز باشد (Veizer and Demovič 1974). داده های ژئوشیمیایی تنها زمانی در دیاژنز رخساره ها استفاده می شود که روند دیاژنز و نیز اختصاصات سنگ شناسی شناخته شده باشد (Flügel 2004). اگر انواع میکروفاسیس ها با استفاده از ملاک های عمده رخساره ای تعریف شده باشند، انطباق داده های ژئوشیمی و میکروفاسیس موفق خواهد بود (Flügel 2004).

در این بخش از عناصر فرعی (شامل Sr, Na, Mn) در تعیین ترکیب کانی شناسی اولیه، روند دیاژنز، تمایز بین بخش های مختلف محیط دیرینه استفاده شده است. نمونه ها از برش کوه سیاه انتخاب شده است. در صحرا این سازند از نظر لیتولوژی کاملاً یکنواخت است. میکروفاسیس های آن شامل بخش های ریفی، جلوریف و بخش کم عمق دریا می باشد و از نظر دیاژنزی نمونه ها عمدتاً تبلور مجدد پیدا کرده اند.

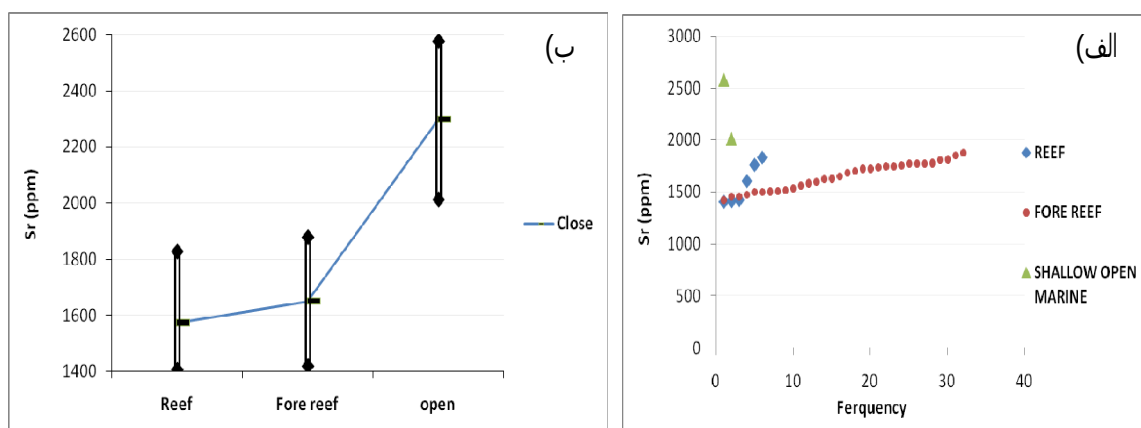
استرانسیم

در برش مورد مطالعه، مقدار میانگین Sr در بخش های ریفی ۱۵۷۳ پی پی ام، در بخش های جلوی ریف ۱۶۵۰ پی پی ام و در دریای باز کم عمق ۲۲۹۷ پی پی ام (میانگین کلی ۱۶۷۱ پی پی ام) در تغییر است (جدول ۱). مقدار Sr در نمونه های کل کربناته مناطق حاره ای بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی پی ام در تغییر است (Milliman 1974). مقدار Sr در ترکیبات غیر ارگانیکی کربنات های

آراگونیتی (مانند گل ها)، بین ۹۰۰۰ تا ۱۰۵۰۰ پی پی ام متغیر است، در حالی که در کلسیت غیر ارگانیکی حداکثر ۱۰۰۰ پی پی ام می باشد (Bathurst 1971; Milliman et al. 1993). مقدار Sr با تغییر کانی شناسی از کلسیت به آراگونیت و با تغییر آراگونیت بیوتیک به آراگونیت غیر بیوتیک افزایش می یابد (Rao and Adabi 1992). از آنجا که مقدار Sr در کربنات های سازند سروک از حداکثر Sr در کلسیت غیر بیوتیک بیشتر است و فقط می تواند در ساختمان آراگونیت قرار گیرد، لذا کانی شناسی اولیه آراگونیتی را پیشنهاد می کند (Adabi and Asadi Mehmandosti 2008, Gholami Zadeh et al. 2009). این شکل نشان می دهد که مقدار Sr در کربنات های سازند سروک نسبت به Sr در آراگونیت های حاره ای عهد حاضر (Milliman 1974) به دلیل تأثیر دیاژنز متاوریکی کاهش یافته است. این تخلیه نسبت به محدوده های سنگ آهک مزدوران (Adabi and Rao 1991)، سنگ آهک های حاره ای گوردون مربوط به زمان اردوئین در تاسمانیا، استرالیا (Rao 1990) و سنگ آهک های نیمه قطبی پرمین (Rao 1991) کمتر است. اولین بار وایزر و دموویچ (Veizer and Demovič 1973) تحقیقاتی را بر روی شرایط محیط رسوبی دیرینه و دیاژنزی در سنگ های کربناته بر اساس توزیع استرانسیم انجام دادند. شکل ۸-الف نشان می دهد که این محیط ها بر اساس مقدار Sr از هم قابل تفکیک هستند. همان طور که در شکل ۸-ب دیده می شود، مقدار Sr در محیط های ریفی کمتر از محیط های جلوریف و دریای باز است. این امر ممکن است به دلیل میزان بیشتر مواد غیر قابل حل در اسید (مواد آلی، کانی های رسی) در محیط های با انرژی کم مانند دریای باز کم عمق باشد.



شکل ۷: ترسیم مقادیر Sr و Mn همراه با محدوده های سنگ آهک مزدوران (Adabi and Rao 1991)، سنگ آهک های حاره ای گوردون مربوط به زمان اردوئین در تاسمانیا، استرالیا (Rao 1990)، سنگ آهک های نیمه قطبی پرمین (Rao 1991) و محدوده آراگونیت های حاره ای عهد حاضر (Milliman 1974). نمودار نشان می دهد که مقدار Sr در کربنات های سازند سروک نسبت به Sr در آراگونیت های عهد حاضر به دلیل تأثیر دیاژنز متائوریکی کاهش یافته است. این تخلیه نسبت به مواردی که در نمودار مشخص شده کمتر است.



شکل ۸: الف) تغییرات Sr در سازند سروک. توجه داشته باشید که بر اساس عنصر Sr می توان محیط های مختلف رسوبی را از یکدیگر تفکیک نمود. ب) حداکثر، حداقل و میانگین عنصر Sr در محیط های مختلف سازند سروک.

سدیم

مقدار Na در سنگ آهک های سازند سروک بین ۱۱۴ تا ۲۷۶ پی پی ام (میانگین ۱۴۸ پی پی ام) تغییر می کند (شکل ۹-الف). مقدار Na در این نمونه ها کمتر از معادل های کربناته عهد حاضر آنها است، زیرا سدیم در اثر افزایش تأثیر آب های متائوریک به مقدار قابل ملاحظه ای کاهش

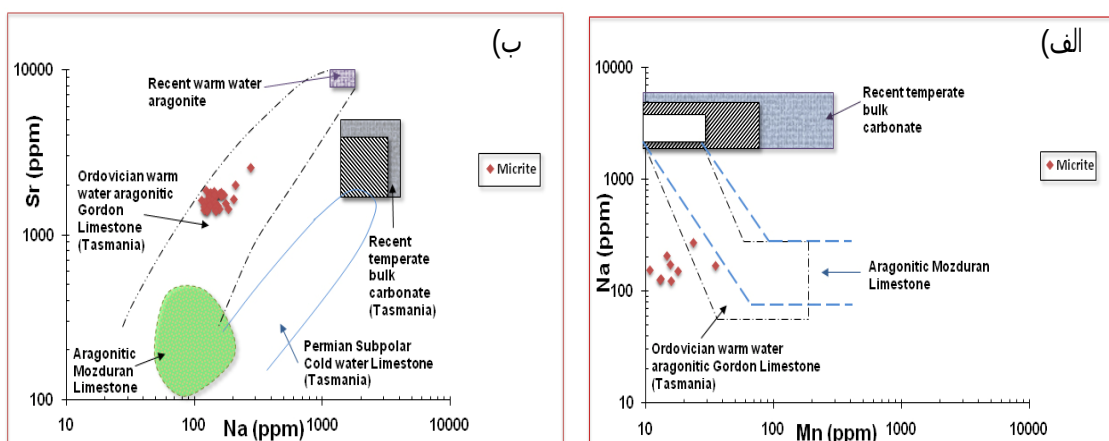
پیدا می کند (ضریب توزیع Na کمتر از ۱ می باشد و در

آب های متائوریک تمرکز پایینی دارد).

مقادیر Na در سنگ آهک های آراگونیتی غیر بیوتیک حاره ای عهد حاضر بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ پی پی ام (میانگین ۲۵۰۰ پی پی ام) در تغییر است؛ در حالی که در کلسیت غیربیوتیک مقدار آن ۲۷۰ پی پی ام می باشد (Veizer

محدوده آراگونیت‌های عهد حاضر و محدوده آراگونیتی گوردون تأییدی بر ترکیب کانی شناسی آراگونیتی است. نمودار تغییرات Sr-Mn و Na-Mn (شکل های ۷ و ۹- الف) در سنگ آهک‌های مورد مطالعه که با محدوده سنگ‌های آهکی حاره‌ای گوردون (Gordon) و سنگ آهک‌های مزدوران با ترکیب کانی شناسی آراگونیتی مقایسه شده است، نشان می‌دهد که سنگ آهک‌های سروک روندی مشابه سنگ‌های آهکی گوردون و مزدوران دارد.

(1983; Rao and Adabi 1992). مقدار سدیم با افزایش شوری و عمق آب و میزان آراگونیت افزایش می‌یابد. ترسیم مقادیر Sr در مقابل Na برای تفکیک رخساره‌های حاره‌ای از غیر حاره‌ای به کار می‌رود (Winfield et al. 1996). همانطور که در شکل ۹-ب مشاهده می‌شود، مقدار Sr و Na نمونه‌ها نسبت به آراگونیت‌های عهد حاضر، به دلیل تأثیر دیاژنز متاوریک کاهش داشته است، اما نسبت به آراگونیت‌های سازند مزدوران زیاد نیست. مقادیر بسیار بالای Na و Sr و قرار گیری در نزدیک



شکل ۹: الف) ترسیم مقادیر Na و Mn همراه با محدوده‌های سنگ‌های آهکی سازند سروک، سنگ‌های آهکی حاره‌ای گوردون اردوئین تاسمانیا، استرالیا (Rao 1990)، سنگ آهک‌های مزدوران (Adabi and Rao 1991) و محدوده آراگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر (Milliman 1974). ب) تغییرات Sr و Na در سنگ‌های سازند سروک. داده‌ها درون محدوده سنگ آهک حاره‌ای گوردون با مینرالوژی آراگونیتی قرار گرفته است.

منگنز

مقدار Mn در سنگ‌های آهکی سازند سروک بین کمتر از ۱ تا ۳۵ پی‌پی‌ام (میانگین ۶ پی‌پی‌ام) در تغییر است (شکل های ۷ و ۹-الف). کربنات‌های آراگونیتی واقع در دریا‌های گرم و کم‌عمق دارای Mn حدود ۲۰ تا ۳۰ پی‌پی‌ام، در حالی که این مقدار در کربنات‌های معتدله عهد

حاضر بالاتر از ۳۰ پی‌پی‌ام است (Rao and Adabi 1992). ضریب توزیع Mn حدود ۱۵ است و در آب‌های متاوریکی توزیع بالایی دارد (Brand and Veizer 1980; Rao 1990). از طرف دیگر مقدار Mn به سرعت رسوبگذاری بستگی دارد، هر چه سرعت رسوبگذاری

در نمودار تغییرات نسبی Sr/Mn به Mn (شکل ۱۰)، داده-ها در بالا و سمت چپ محدوده‌های آراگونیت‌های مزدوران و گوردون تاسمانیا قرار گرفته‌اند، که این به علت تأثیر کم فرایندهای انحلال و یا به عبارتی تأثیر کم فرایند دیاژنز بر روی این نمونه‌ها نسبت به آراگونیت‌های مزدوران و تاسمانیا بوده است. این حالت نشان‌دهنده یک سیستم دیاژنتیکی بسته (Closed diagenetic system) است.

نسبت Sr/Na

با استفاده از نسبت Sr/Na و میزان Mn می‌توان کربنات‌های حاره‌ای دیرینه و عهد حاضر را از معادل‌های غیر حاره‌ای آنها تفکیک نمود (Rao 1991; Adabi and Rao 1991; Adabi and Asadi Mehmandosti 2008). در سنگ آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر مقدار Mn پایین و نسبت Sr/Na بین ۳ تا ۵ بوده، در حالی که در سنگ‌های آهکی کلسیتی مناطق معتدله عهد-حاضر مقدار Mn بالا و نسبت Sr/Na پایین (حدود ۱) می‌باشد (شکل ۱۱-الف). سنگ آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای گوردون اردوئین تاسمانیا توسط نسبت Sr/Na بالا (تا ۱۰/۷) و Mn متوسط مشخص می‌گردند (Rao 1990). در کلسیت‌های مناطق نیمه قطبی پرمین تاسمانیا نسبت Sr/Na (حدود ۰/۵) و Mn پایین بوده، در حالی که در نمونه‌های کل کربناته مربوط به مناطق نیمه قطبی پرمین نسبت Sr/Na حدود یک و مقدار Mn بالا می‌باشد. سنگ آهک‌های سروک دارای Sr/Na بسیار بالا (ماکزیمم ۱۵، میانگین ۱۲) و Mn پایین تا متوسط است. همان‌طور که شکل ۱۱-الف نشان می‌دهد، سنگ آهک‌های سروک دارای ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی می‌باشد که در یک محیط حاره‌ای نهشته شده است.

بیشتر باشد، مقدار Mn در شبکه آراگونیت کاهش می‌یابد.

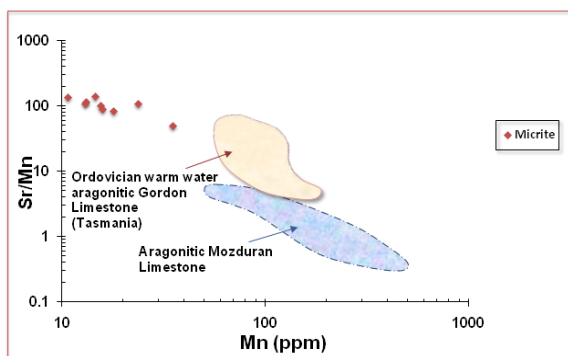
تغییراتی که در مقادیر Sr، Na و Mn در شکل‌های ۷ و ۹-الف دیده می‌شود، نشان‌دهنده دو مرحله ثبات دیاژنتیکی است (Adabi and Rao 1991). مرحله اول با کاهش مشخص Sr و Na و افزایش ناچیز Mn همراه است. این تغییرات در اثر تبدیل آراگونیت به کلسیت کم‌مینزیم صورت گرفته است. مرحله دوم که با افزایش چشمگیر مقادیر Mn و تغییرات ناچیز Sr و Na همراه است، به طور عمده به دیاژنز متاوریکی نسبت داده می‌شود.

این فرایند منجر به تبلور مجدد کلسیت کم‌مینزیم و افزایش بعدی سیمان کلسیت اسپاری، که کنترل‌کننده میزان Mn است، می‌گردد (Brand and Veirzer 1980; Al-Asm and Veizer 1986; Rao 1989).

از آنجایی که مقدار Mn نمونه‌ها نسبت به مقدار Mn در آراگونیت افزایش چندانی نداشته است، احتمالاً مقدار ورود ذرات آواری و رس‌ها اندک بوده (درصد مواد نامحلول حتی در عمیق‌ترین بخش حوضه کمتر از ۱۵ درصد است) و نمونه‌ها تحت تأثیر مرحله اولیه دیاژنز قرار گرفته‌اند. دلیل دیگر مقدار پایین Mn، سرعت رسوبگذاری بالا است (درصد بالای بیوکلاست‌ها).

نسبت Sr/Mn

ترسیم نسبت Sr/Mn در مقابل Mn به عنوان معیاری مفید برای تخمین میزان انحلال سنگ آهک‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد (Rao 1991)؛ زیرا در اثر انحلال آراگونیت و کلسیت دارای مینزیم زیاد و تبدیل آنها به کلسیت کم‌مینزیم، مقدار Sr کاهش چشمگیری یافته و تمرکز Mn افزایش پیدا می‌نماید. این فرایند در محیط دیاژنز متاوریکی متداول است (Budd 2002).

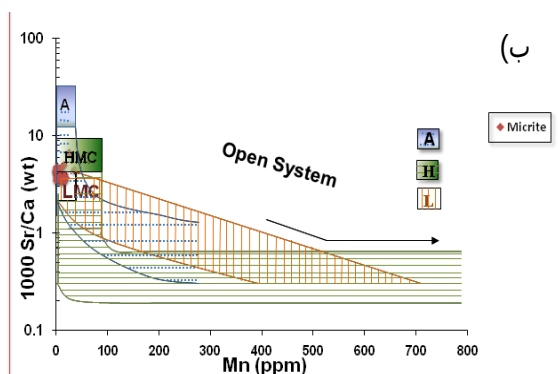


شکل ۱۰: تغییرات Sr/Mn در مقابل Mn در سنگ آهک های سروک که با محدوده نمونه های کل کربناته مناطق معتدله و سنگ آهک های آراگونیتی حاره ای اردوئین گوردون مقایسه شده است (Rao 1991). مقادیر بالای Sr/Mn در مقابل Mn حاکی از انحلال کم کربنات های سازند سروک و بسته تا نیمه بسته بودن سیستم دیاژنتیکی نسبت به کربنات های سازند مزدوران و گوردون تاسمانیا می باشد.

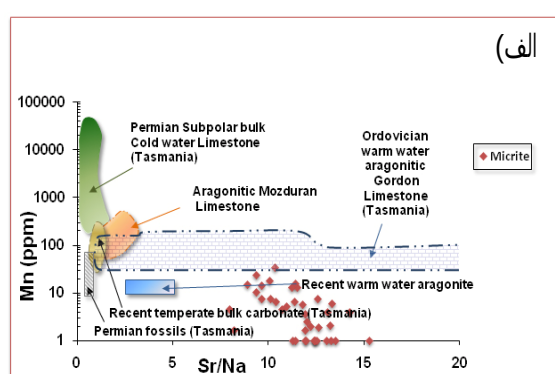
نسبت Sr/Ca

با ترسیم نسبت Sr/Ca در مقابل Mn می توان روند دیاژنز در سیستم های باز و بسته متاوریکی را تعیین نمود (Veizer 1983). در شکل ۱۱-ب محدوده هایی را برای روند دیاژنز آراگونیت، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و

کلسیت کم منیزیم (LMC) توسط برند و وایزر (Brand and Veizer 1980) مشخص شده است. با توجه به شکل ۱۱-ب، تغییرات ناچیز Mn و بالا بودن نسبی Sr/Ca ناشی از یک محیط دیاژنتزی بسته است.



(ب)



(الف)

شکل ۱۱: (الف) تغییرات Mn در مقابل Sr/Na در سنگ آهک های سروک. (ب) تغییرات میزان Mn در مقابل نسبت Sr/Ca. روند تغییرات دیاژنز آراگونیت و کلسیت توسط برند و وایزر (Brand and Veizer 1980) مشخص شده است. همانطور که مشاهده می شود کلیه نمونه ها در مسیر تغییر از آراگونیت به کلسیت قرار می گیرند.

در شکل های ۷، ۹ و ۱۰ تمام نمونه ها بدون تفکیک رخساره ای مورد بررسی قرار گرفته و نشان می دهد که ترکیب کلی کربنات های سازند سروک آراگونیتی بوده و به طور کلی تحت تأثیر دیاژنز متاوریکی در سیستم بسته قرار گرفته است. در شکل ۸ نمونه ها با توجه به

مطالعات پتروگرافی از نظر رخساره ای تفکیک شده و تغییرات عنصر Sr نشان داده شده است. از این شکل می توان نتیجه گرفت که با استفاده از Sr می توان به عنوان روش تکمیلی برای تفکیک رخساره ها استفاده کرد (Veizer and Demović 1973).

جدول ۱: حداکثر، حداقل و میانگین Sr، Mn و Sr/Mn در بخش های ریفی، جلوریف و بخش کم عمق دریای باز.

	Reef			Fore reef			Shallow open marine		
	Max	Min	Avg	Max	Min	Avg	Max	Min	Avg
Sr (ppm)	1830	1407	1573	1879	1421	1650	2580	2014	2297
Mn (ppm)	13	2	9	35	1	5	276	15	243
Sr/Mn	823	90	284	6767	4	1063	139	110	124

نتیجه گیری

بررسی دقیق مقاطع نازک میکروسکوپی، مطالعه فرایندهای دیاژنزی و تغییرات عناصر فرعی در برش کوه سیاه و چاه موند نشان داد که ۱۲ فرایند عمده دیاژنزی در سه محیط دیاژنزی عمده رخ داده اند. در محیط دریایی میکریتی شدن، آشفستگی زیستی رخ داده است و سیمان های شعاعی فیبری، سین تکسیال غبارآلود و تخلخل بین ذره ای توسعه یافته تشکیل شده است. در محیط دیاژنزی متاوریکی سیمان سین تکسیال شفاف و دروزی تشکیل شده و انحلال قالبی و حفره ای رخ داده است. در مرحله تدفین کم عمق دولومیتی شدن و استیلولیتی شدن اتفاق افتاده و سیمان پوئی کلیتیک، شکستگی و به مقدار کمتری تخلخل حفره ای و قالبی تشکیل گردیده است.

مطالعات عناصر فرعی (Sr، Mn و Na) و پتروگرافی نشان می دهد که ترکیب کانی شناسی اولیه کربنات، آراگونیتی بوده که عمدتاً تحت تأثیر دیاژنز متاوریکی در یک سیستم بسته قرار گرفته اند. همچنین با استفاده از تغییر مقادیر Sr و Mn رخساره های ریفی، از جلوی ریف و بخش کم عمق دریا از یکدیگر جدا شده اند.

منابع

- ۱- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران: سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- ۲- افشار حرب، ع.، ۱۳۸۰، زمین شناسی نفت ایران: جزوه آموزشی، دانشکده فنی، دانشگاه تهران.

Tasmania: Ph.D. thesis, University of Tasmania, Australia. 470 p.

11- Adabi, M. H. and E. Asadi Mehmandosti, 2008, Microfacies and geochemistry of Ilam Formation in Tang-e Rashid area, Izeh, SW Iran: *Journal of Asian earth Sciences*, v. 33, p. 267-277.

12- Adabi, M. H. and C. P. Rao, 1991, Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran: *Sedimentary Geology*, v. 72, p. 253-267.

13- Al-Asm, I. S. and J. Verzer, 1986, Diagenetic stabilization of aragonite and low-Mg calcite, 11. Stable isotopes in rudists: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 56, p. 763-770.

14- Bathurst, R. G. C., 1971, *Carbonate Sediments and their Diagenesis*: Elsevier Publication Company, Amsterdam, p. 620.

15- Bathurst, R. G. C., 1975, *Carbonate Sediments and their Diagenesis*: New York, Elsevier Science Publication Company, p. 658.

16- Braithwaite, C. J. R. 1989, Displacive calcite and grain breakage in sandstones: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 59, p. 258-266.

17- Brand, U. and J. Veizer, 1980, Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, II: Stable isotopes: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, p. 987-997.

18- 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, USA: *Journal of Sedimentary Research*, v. 72, p. 116-128.

19- Craig, D. H., 1988, Caves and other features of Permian karst in San Andres Dolomite, Yates field reservoir, west Texas, in N. P. James, and P. W. Chaoquette, (Eds.), *Paleokarst*: New York, Springer-Verlag, P. 342-363.

20- Dickson, J.A.D., 1965, A modified staining technique for carbonate in thin section: *Nature*, v. 205, p. 587.

21- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture: *American Association of Petroleum Geology Memorial*, v. 1, p. 108-121.

۳- امین افشار، ص.، ۱۳۸۳، بررسی محیط رسوبی، دیاژنز و ژئوشیمی نهشته های کربناته سازند سروک در تاقدیسهای گیسکان و موند (شرق برازجان): رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۱۵۱ ص.

۴- شیروانی، ح.، ۱۳۸۵، پتروگرافی و محیط رسوبی سازند سروک در کبیر کوه (استان ایلام): رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۱۴۲ ص.

۵- غلامی زاده، پ.، ۱۳۸۷، ژئوشیمی، میکروفاسیس و تعیین خصوصیات مخزنی سازند سروک در برش سطح الارضی کوه سیاه (شرق برازجان) و برش تحت الارضی چاه شماره ۸ موند (خورموج): رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۲۶۶ ص.

۶- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس: انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۵۳۶ ص.

۷- ناصری، ن.، ۱۳۸۴، ژئوشیمی، محیط رسوبی و دیاژنز سروک در مقطع نمونه واقع در تاقدیس بنگستان و دیاژنز سازند سروک در مقطع نمونه واقع در تاقدیس کوه بنگستان و مقایسه آن با مقطع تحت الارضی در چاه پارسی: رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۱۳۵ ص.

۸- یزدانی، م.، ۱۳۸۵، بررسی میکروفاسیس ها و فرایندهای دیاژنتیکی سازند سروک بالایی و تأثیر آن بر کیفیت مخزنی در یکی از مخازن نفتی جنوب غرب ایران: رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، تهران، ۲۰۹ ص.

9- Adabi, M. H., 2009, Multistage dolomitization of upper Jurassic Mozduran Formation, Kopeh dagh basin, NE Iran: *Carbonate and Evaporites*, p. 16-32.

10- Adabi, M. H., 1996, *Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and*

- 32- Milliman, J. D., 1974, Marine Carbonates Recent Sedimentary Carbonates, Part 1: Springer-Verlag, Berlin, 375 p.
- 33- Milliman, J. D., D. Freile, R. P. Steinen, and R. J. Wilber, 1993, Creat Bahama Bank aragonite muds: mostly inorganically precipited, mostly exported: Journal of Sedimentary Petrology, v. 63, P. 589-595.
- 34- Massonnat, G., and E. Pernarcic, 2002, Assessment and modeling of high permeability areas in carbonate reservoirs: Annual Technical Conference and Exhibition in San Antonio, Texas, 29 September–2 October.
- 35- McQuillan, H., 1985, Fracture-controlled production from the Oligo-Miocene Asmari Formation in Gachsaran and Bibi Hakimeh Fields, SW Iran. In: Roehl, P. O., and P. W. Choquette, (eds.) Carbonate Petroleum Reservoirs: Springer, Berlin, p. 513-523.
- 36- Moore, C.H., 2001, Carbonate Reservoirs: Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, 444 p.
- 37- Mukhopadhyay A., J. Al-Sulaimi, E. Al-Awadi, and F. Al-Rauwaih, 1996, An overview of the tertiary geology and hydrogeology of the northern part of the Arabian Gulf region with special reference to Kuwait: Earth Science Reviews v. 40, p. 259–295.
- 38- Rao, C. P., 1989, Geochemistry of Gordon Limestone (Ordovician), Mole Creek, Tasmania, Australia: Australian Journal of Earth Sciences, v. 36, P. 65-71.
- 39- Rao, C. P., 1990, Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia: Carbonates and Evaporites, v. 5, p. 209-221.
- 40- Rao, C. P., 1991, Geochemical differences between subtropical (Ordovician), cool-temperate (recent and Pleistocene) and subpolar carbonates, Tasmania, Australia: Carbonates and Evaporites, v. 6, p. 83-106.
- 41- Rao, C. P., and M. H. Adabi, 1992, Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia: Marine Geology, v. 103, p. 249-272.
- 42- Sassen, R., C. H. Moore, and F. C. Meendsen, 1987, Distribution of hydrocarbon
- 22- Embry, A. F., and J. E. Klovian, 1971, A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T.: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, p. 730-781.
- 23- Flügel, E., 2004, Microfacies Analysis of Limestone: Analysis, Interpretation and Application: Springer Verlag, Berlin, p. 976.
- 24- Gholami Zadeh, P., M.H. Adabi, and A. Sadeghi, 2009, Geochemistry of the Sarvak Formation, in the Kuh-e Siah, Southern Iran: Recent advances in Geology and Seismology, WSEAS press, Cambridge, UK, p. 91-96.
- 25- Halley, R. B., and P. A. Scholle, 1985, Radial fibrous calcite as early-burial, open-system cement: isotopic evidence from Permian of China: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 69, p. 261.
- 26- James, G.A. and J.G. Wynd, 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 49, p. 2182-2245.
- 27- Jordan, C.F. and M.vAbdullah, 1988, Arun Field: a giant gas-condensate field producing from Miocene reef facies, North Sumatra Basin, Indonesia: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Tulsa, v. 72, p. 203.
- 28- Kaufman, J., H.S. Cander, L.D. Daniels, and W.J. Mayers, 1988, Calcite cement stratigraphy and cementation history of the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian), Illinois and Missouri: Journal of Sedimentary Petrology, v. 58, p. 312-326.
- 29- Kulander, B.R., S.L. Dean, and B.J. Ward, 1990, Fractured core analysis: interpretation, logging, and use of natural and induced fractures in core: American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series 8, 88 p.
- 30- Libelo, E. and W. MacIntyre, 1994, Effects of surface-water movement on seepage-meter measurements of flow through the sediment-water interface: Application of Hydrogeology, v. 2, p. 49-54.
- 31- Longman, M.W., 1980, Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic environments: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 64, pp. 461-487.

- M. Harris (Eds.), Hydrocarbon reservoir characterization: Geologic framework and flow unit modeling< SEPM Short Course Notes, p. 51-128.
- 52- Tucker, M.E., 2001, Sedimentary Petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks: Blackwells, 260 p.
- 53- Tucker, M.E., and V.P. Wright, 1990, Carbonate Sedimentology: Blackwell, Oxford, 482 p.
- 54- Veizer, J., and R. Demovič, 1974, Strontium as a tool in facies analysis: Journal of Sedimentary Petrology, v. 44, p. 93-115.
- 55- Veizer, J., 1983, Trace elements and stable isotopes in sedimentary carbonates. In: R.J. Reeder, (Eds.), carbonates: Mineralogy and chemistry: Reviews in Mineralogy, Blacksburg, v. 11, p. 265-299.
- 56- Wilson, J.L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History: Springer, New York, 471 p.
- 57- Winefield, P. R., C. S. Nelson, and A.P.W. Hodder, 1996, Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry: a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones: Carbonates and Evaporites, v. 11, p. 19-31.
- 58- Zenger, D.H., 1983, Burial dolomitization in the Lost Burro formation (Devonian), east-central California, and the significance of late diagenetic dolomitization: Geology v. 11, p. 519-522.
- 59- Zenger, D.H., and J.B. Dunham, 1988, Dolomitization of Siluro-Devonian limestones in a deep core (5,350 m), Southeastern New Mexico. In: Shukla, V., and P.A. Baker (Eds.), Sedimentology and Geochemistry of Dolostones: Special Publication of Society Economical and Paleontological Mineralogist, v. 43, p. 161-174.
- source potential in the Jurassic Smackover Formation: Organic Geochemistry, v. 11, p. 379-383.
- 43- Schmidt, V., and D. A. McDonald, 1979, The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In P.A. Scholle, and P. Schluger, (Eds.), Aspects of Diagenesis, Tulsa, SEPM Special Publication, n. 26, p. 175-207.
- 44- Scholle, P. A., and , D. S. Scholle, 2003, A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis: American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., p. 459.
- 45- Shano, G.G., B. Samimi, and H. Bagherpour, 1993, An integrated reservoir characterization study of a giant Middle East oil field: Part I-Geological modelling. Paper SPE 25657, presented at the SPE Middle East Oil Technical Conference & Exhibition, Bahrain.
- 46- Sibley, D.F., 1980, Climatic control on dolomitization, Seroe Domi Formation (Pliocene), Bonaire, N.A. In: D.H. Zenger, J.B. Dunham, and R.L. Ethington, Editors, Concepts and Models of Dolomitization: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, v. 28, p. 247-258.
- 47- Sibley, D.F., and J.M. Gregg, 1987, Classification of dolomite rock textures: Journal of Sedimentary Petrology, v. 57, p. 967-975.
- 48- Smith, J.V., 2000, Three-dimensional morphology and connectivity of stylolites hyperactivated during veining: Journal of Structural Geology, v. 22, p. 59-64.
- 49- Surdam, R. C., S. W. Boese, and L. J. Crossey, 1984, The chemistry of secondary porosity, In: D. A. McDonald, and R. C. Surdam (Eds.), Clastic Diagenesis, Tulsa: American Association of petroleum Geologists Memoir, v. 37, p. 127-150.
- 50- Taghavi, A.A., A. Mørk, and E. Kazemzadeh, 2007, Flow unit classification for geological modelling of a heterogeneous carbonate reservoir: Cretaceous Sarvak Formation, Dehluran Field, SW IRAN: Journal of Petroleum Geology, v. 30, p. 129-146.
- 51- Tinker, S. W., and D. H. Mruk, 1995, Reservoir characterization of a Permian giant: Yates field, West Texas. In: E. L. Stoudt, and P.