

محیط رسوبی، دیاژنز و ژئوشیمی سازند فهلان در برش نمونه (تاقدیس فهلان) و میدان نفتی گچساران

محمد علی صالحی^{۱*}، محمد حسین آدابی^۱، هرمز قلاوند^۲ و مینا خطیبی مهر^۱

^۱ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲ اداره زمین شناسی بنیانی، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، اهواز، ایران.

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۸/۲۷

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۲/۲۱

چکیده

در این نوشتار، سازند کربناتی فهلان با سن کرتاسه پیشین (برایزن-هوتروین) به منظور شناسایی ریزرخساره‌ها، دیاژنز و بررسی کانی شناسی اولیه رسوبات در برش نمونه واقع در تاقدیس فهلان و برش زیرسطحی (تحت الارضی) چاه ۵۵ میدان نفتی گچساران مورد بررسی قرار گرفت. بررسی‌های سنگ‌نگاری منجر به شناسایی ده ریزرخساره شد که در ۴ کمر بند رخساره‌ای پهنه کشندی، لاگون، سد و دریای باز نهشته شده‌اند. با توجه به ریزرخساره‌های شناسایی شده، این توالی کربناتی بر روی یک سکوی کربناتی از نوع حاشیه دار (شلف) نهشته شده است. شناسایی سیماهای مختلف نشان دهنده این است که سازند فهلان به طور عمده تحت تأثیر دیاژنز هوازی قرار گرفته است. پراکندگی عناصر اصلی و فرعی و گستره ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ آهک‌های سازند فهلان نشان دهنده ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی و همچنین تأثیر دیاژنز هوازی بر روی این نهشته‌ها در یک سیستم بسته و با نسبت آب به سنگ پایین است.

کلیدواژه‌ها: سازند فهلان، ریزرخساره، محیط رسوبی، دیاژنز، ژئوشیمی.

*نویسنده مسئول: محمد علی صالحی

Email: malisalehi@gmail.com

۱- مقدمه

منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت به روش Dickson (1965) رنگ آمیزی شده است. به منظور تفسیر ریزرخساره‌ها و ارائه مدل رسوبی از Flügel (2004) و Wilson (1975) و در نامگذاری سنگ‌های کربناتی از Dunham (1962) استفاده شده است.

به منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی عنصری سنگ‌های آهکی در برش نمونه، پس از مطالعه دقیق سنگ‌نگاری مقاطع نازک، ۳۸ نمونه از زمینه میکرایتی انتخاب شد. نمونه‌های پودر پس از آماده سازی در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی توسط دستگاه جذب اتمی (AAS) مورد تجزیه عنصری قرار گرفت. در این روش ۰/۱۲۵ گرم پودر از هر نمونه را در ۵ CC محلول یک مولار اسید کلریدریک حل کرده و به حجم ۵۰ CC رسانده شد و پس از ۲ ساعت با دستگاه اسپکتروفتومتر جذب اتمی (AAS) عناصر اصلی (Ca, Mg) بر حسب درصد و عناصر فرعی (Fe, Mn, Na, Sr) بر حسب ppm اندازه گیری شد. دقت اندازه گیری دستگاه برای عناصر فرعی در حد ± 5 ppm است. به منظور بررسی ژئوشیمیایی ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳، ۱۳ نمونه از بین نمونه‌های استفاده شده در بررسی‌های ژئوشیمیایی عنصری انتخاب شد و به مرکز آزمایشگاهی علوم (CSL) دانشگاه تاسمانیا در استرالیا ارسال شد. در این روش، ۱۵ میلی گرم از پودر نمونه‌ها به مدت ۲۴ ساعت تحت تأثیر اسید فسفریک ۱۰۰ درصد و در دمای ۲۵ درجه سانتی گراد قرار گرفته تا گاز CO_2 متصاعد شده از نمونه به کمک دستگاه اسپکترومتر جرمی (VG SIRA-Series II) اندازه گیری شود. خطای اندازه گیری ایزوتوپی دستگاه ± 0.1 است. ترکیب ایزوتوپ اکسیژن و کربن نمونه‌ها به صورت δ (دلتا) و بر حسب در هزار (permil) بیان می‌شود.

سازند کربناتی فهلان به طور عمده با ته نشست آهک‌های کم ژرفا از سازندهای گروه خامی بالایی است و از مخازن مهم نفتی در فرو افتادگی دزفول به شمار می‌رود. برش نمونه سازند فهلان در دامنه جنوبی کوه دال و در نزدیکی روستای فهلان معرفی شده است (James & Wynd, 1965). مختصات جغرافیایی برش نمونه این سازند $30^{\circ} 11' 19''$ شمالی و $51^{\circ} 27' 36''$ خاوری است. همچنین در این مطالعه، سازند فهلان در چاه شماره ۵۵ میدان نفتی گچساران با مختصات $30^{\circ} 21' 47''$ شمالی، $50^{\circ} 38' 20''$ خاوری مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۱).

۲- هدف از بررسی

در این پژوهش سعی بر آن است تا با شناسایی ریزرخساره‌ها بتوان محیط رسوبی دیرینه سازند فهلان را بازسازی کرد. با بررسی فرایندهای دیاژنتیکی، تاریخچه دیاژنتیکی سازند مشخص شد. همچنین برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی حاکم بر ته نشست رسوبات و همچنین محیط‌های دیاژنتیکی حاکم بر نهشته‌ها از روش‌های نوین مانند استفاده از تغییر عناصر اصلی و فرعی (major and minor elements) و ایزوتوپ‌های پایدار (stable isotope) اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ از نهشته‌های کربناتی در برش نمونه استفاده شده است.

۳- روش بررسی

به منظور رسیدن به اهداف یاد شده، بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی انجام شده است. در بررسی صحرایی ۱۶۰ نمونه از سازند فهلان در برش نمونه برای تهیه مقاطع نازک برداشت شد. نمونه برداری به صورت سیستماتیک و با فواصل منظم ۲ متری و گاه با توجه به تغییر رخساره‌ها انجام گرفت. در بررسی سنگ‌نگاری ۱۶۰ مقطع نازک از نمونه‌های برداشت شده در برش نمونه به همراه ۴۰۰ مقطع نازک از خرده‌های حفاری (cutting) در چاه ۵۵ گچساران تهیه شد که توسط میکروسکوپ پلاریزان، به منظور شناسایی ریزرخساره‌ها و همچنین فرایندهای دیاژنتیکی مورد بررسی قرار گرفته است. همه نمونه‌ها توسط محلول آلزارین سرخ (Red-S) به

۴- چینه‌شناسی

در این پژوهش سازند فهلان در دامنه جنوبی تاقدیس فهلان (برش نمونه) مورد مطالعه قرار گرفت. با توجه به بررسی‌های صحرایی انجام شده ستبرای سازند فهلان ۲۸۳ متر اندازه گیری شد. مرز پایینی سازند فهلان با سازند سورمه با توجه به وجود

— انوئید، اگرکات گرینستون (MF 4)

(Ooid aggregate grainstone)

آلوکم چیره در این ریزرخساره انوئیدهای اگرکاته است. در این رخساره انواع مختلف آلوکم از جمله جلبک سبز، روزن‌بر کفزی و انوئید توسط سیمان اسپارایتی و یا توسط میکریته به هم متصل شده‌اند. فراوانی این نوع آلوکم به ۲۰ درصد می‌رسد و اندازه‌ای در حدود ۲ میلی‌متر دارند. انوئیدهای با ساختار شعاعی و با هسته‌های متفاوت از اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی دارای فراوانی در حدود ۱۰-۵ درصد هستند. حضور اگرکات به عنوان آلوکم چیره نشان دهنده محیط پر انرژی سدی در حاشیه رو به لاگون است (Flügel, 2004) (تابلوی ۱ تصویر d).

— بایوکلست، پلوئید گرینستون (MF 5)

(Bioclast peloid grainstone)

اجزای چیره در این ریزرخساره پلوئید با فراوانی در حدود ۳۰ درصد است که به طور عمده دارای جورشدگی و گردشدگی خوبی هستند و اندازه در حدود ۰/۴ میلی‌متر دارند. از دیگر اجزاء در این ریزرخساره، خرده‌های اکینوئید با فراوانی در حدود ۵-۸ درصد است که همگی در یک زمینه اسپارایتی شناور هستند (تابلوی ۱ تصویر e). با توجه به این که پلوئید با فابریک دانه پشتیبان در رخساره پلوئید گرینستون، در محیط کم انرژی نهشته می‌شوند، بیانگر جابه‌جایی آنها از یک محیط کم انرژی به سمت محیط‌های پرانرژی از راه کانال‌های قطع کننده سد است (Tucker & Wright, 1990).

— ریزرخساره‌های لاگون (Lagoon)

— بایوکلست، پلوئید پکستون (MF 6)

(Bioclast peloid packstone)

آلوکم چیره در این ریزرخساره پلوئید با فراوانی ۵۰-۴۰ درصد است که دارای جورشدگی خوب تا بسیار خوب هستند. پلوئیدها به طور عمده زاویه‌دار تا گرد شده هستند. آلوکم‌های اسکلتی همراه با این ریزرخساره خرده‌های اکینوئید، جلبک داسی‌کلاداسه و روزن‌بر کفزی است. فراوانی این اجزای اسکلتی در حدود ۱۰ درصد است (تابلوی ۱ تصویر f). این رخساره خارجی‌ترین رخساره لاگون را تشکیل می‌دهد به طوری که با افزایش انرژی و شسته شدن گل کرنباتی از بین پلوئیدها رخساره گرینستونی مربوط به کمربند رخساره‌ای سدی تشکیل می‌شود.

— بنتیک فرام، داسی‌کلاد وکستون (MF 7)

(Benthic foram. Dasyclad wackestone)

در این ریزرخساره آلوکم چیره جلبک سبز از انواع داسی‌کلاداسه است که فراوانی آنها در حدود ۱۰ درصد است. لیتوکلودیوم اگرگاتیم، روزن‌بران کفزی از دیگر اجزای اسکلتی هستند که فراوانی در حدود ۱۰-۸ درصد دارند (تابلوی ۱ تصویر g). حضور اجزای اسکلتی مانند جلبک سبز و روزن‌بر کفزی در یک زمینه میکریته نشان دهنده انرژی کم محیط در بخش‌های لاگونی است (Bachmann & Hirsch, 2006).

— مادستون خرده فسیل‌دار (MF 8)

(Fossiliferous mudstone)

اجزای اسکلتی در این ریزرخساره بسیار اندک (کمتر از ۵ درصد) و شامل روزن‌بران کفزی، خرده‌های جلبک سبز، اکینوئید و دوکفه‌ای است. این رخساره در تناوب با رخساره‌های لاگونی در سازند فلهیان است (تابلوی ۱ تصویر h). تنوع و فراوانی روزن‌بران کفزی در بخش‌های دریایی محدود شده و بسیار کم ژرفا کاهش می‌یابد (Amodio, 2006).

— ریزرخساره‌های پهنه کشندی (Tidal flat)

— اینتراکلت گرینستون (MF 9)

(Intraclastic grainstone)

برش‌های انحلالی به صورت ناپوستگی هم‌شیب است. برش‌های انحلالی به صورت قطعات آهکی گوشه‌دار شناور در یک زمینه سرخ رنگ سرشار از اکسید آهن هستند که به صورت غیر ممتد در مرز بین دو سازند قرار گرفته‌اند (شکل ۲). مرز بالایی سازند فلهیان با سازند گدوان هم‌شیب است (شکل ۳). سن سازند فلهیان نوکومین است (James & Wynd, 1965) که به تازگی بر اساس بررسی‌های زیست‌چینه‌نگاری سن این سازند بریازین تا هوتروین تعیین شده است (هاشمی حسینی، ۱۳۸۵). در شکل ۴، ستون چینه‌شناسی سازند فلهیان در برش نمونه رسم و توصیف شده است. سازند فلهیان در برش زیرسطحی با ستبرای ۵۸۲ متر از سنگ آهک تشکیل شده است که به صورت هم‌شیب در بالا و پایین در بین دو سازند گدوان و هیث قرار گرفته است. مرز زیرین سازند فلهیان با سازند هیث به صورت ناپوسته است.

۵- ریزرخساره‌ها

بررسی‌های سنگ‌نگاری منجر به شناسایی ۱۰ ریزرخساره وابسته به ۴ کمربند رخساره‌ای کشندی، لاگونی، سدی و دریای باز شد. توصیف ریزرخساره از بخش ژرف به کم‌ژرفا صورت می‌گیرد.

۱-۵ ریزرخساره‌های دریای باز (Open marine)

— وکستون اسپیکول اسفنج و رادیولر دار (MF 1)

(Radiolarian sponge spicule wackestone)

در این ریزرخساره اسپیکول اسفنج در حدود ۱۰-۵ درصد، رادیولر به طور میانگین ۵ درصد و پلوئید با فراوانی بسیار کم در زمینه گلی تا رسی حضور دارد (تابلوی ۱ تصویر a). قالب‌های اسپیکول اسفنج و رادیولرها به طور عمده توسط اسپار پر شده‌اند. وجود سیمان اسپارایتی در قالب‌های حفظ شده اسپیکول اسفنج بیانگر سیلیسی بودن ساختار اولیه آنها است (Flügel, 2004). تجمع رادیولرها نشان دهنده سرد و ژرف بودن آب دریا است (Casey, 1993).

— وکستون بیوکلست و اسپیکول اسفنج‌دار (MF 2)

(Sponge spicule bioclast wackestone)

این ریزرخساره شامل حدود ۱۵-۱۰ درصد از انواع قطعه‌های خرد شده اسکلتی شامل اکینوئید، براکیوپود، دوکفه‌ای‌های نازک لایه مختص دریای باز، خرده‌های تروکولینا و جلبک سبز است. از آن جا که نبود موجودات چارچوب‌ساز در سکوی کرنباتی منجر به جابه‌جایی زیاد نهشته می‌شود و همچنین با توجه به حمل آسان خرده‌های جلبک آهکی (Flügel, 2004)، این ذرات می‌توانند از محیط‌های لاگونی حمل و به محیط‌های دریای باز انتقال و گسترش یابند (Schlagintweit & Gawlick, 2007). در این ریزرخساره اسپیکول اسفنج با فراوانی ناچیز حضور دارند (تابلوی ۱ تصویر b).

۲-۵ ریزرخساره‌های سد (Shoal)

— اینتراکلت، انوئید گرینستون (MF 3)

(Intraclastic ooid grainstone)

در این رخساره انوئید با ساختار مماسی از اجزای چیره و با فراوانی در حدود ۳۰ درصد است. انوئیدها بیشتر میکریته شده هستند و اندازه‌ای در حدود ۰/۵-۰/۸ میلی‌متر دارند. اینتراکلت و آنکوئید هرکدام با فراوانی ۵ درصد حضور دارند. اینتراکلت‌ها در اندازه در حدود ۲/۵ میلی‌متر دارای لبه‌های کم و بیش گرد شده هستند. ذرات کرنباتی در این ریزرخساره در سیمان اسپارایتی شناور هستند (تابلوی ۱ تصویر c). با توجه به ویژگی‌های شناسایی شده برای این ریزرخساره و معادل‌های آنها در Flügel (2004) حاکی از نهشته شدن این رخساره در محیط‌های سدی است.

۷-۱. میکریتی شدن (micritization)

میکریتی شدن فرایندی است که طی آن، ذرات کربناتی توسط بلورهای مخفی بلور (cryptocrystalline) کربناتی یا میکرایت جایگزین می‌شود (Samankassou et al., 2005). در رخساره‌های سازند فهلیان بویژه در رخساره‌های بخش‌های کم ژرفا شامل رخساره‌های لاگونی و سدی، بیشتر اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی به شدت میکریتی شده‌اند. رسوبگذاری میکریت در اطراف ذرات سبب ایجاد حاشیه نامنظم به سمت خارج در سطح ذرات می‌شود (تابلوی ۲ تصویر a). فرایند میکریتی شدن در محیط‌های کم انرژی ایجاد می‌شود (Bathurst, 1975; Tucker & Wright, 1990).

۷-۲. سیمانی شدن (cementation)

از آن جا که سیمانی شدن در بیشتر محیط‌های دیاژنتیکی اتفاق می‌افتد، لذا استفاده از آن در بازسازی پیشینه دیاژنزی بسیار با اهمیت است. سیمان‌های شناسایی شده در سازند فهلیان شامل انواع زیر است:

— **سیمان سوزنی یا فیبری هم ستبر (fibrous cement isopachous):** این سیمان به صورت بلورهای با نسبت طول به عرض شش برابر، رشد موازی نسبت به محور c و عمود بر سطح یا دیواره ذرات تشکیل می‌شوند این نوع سیمان دارای ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی یا HMC هستند و به طور عمده در محیط دیاژنزی فریاتیکی دریایی تشکیل می‌شوند (Tucker & Wright, 1990; Flügel, 2004). سیمان سوزنی یا فیبری جزو سیمان‌های اولیه دریایی (سیمان نسل اول) به شمار می‌روند (تابلوی ۲ تصویر b).

— **سیمان تیغه‌ای (bladed cement):** این سیمان به شکل بلورهای غیر هم بعد و دارای نسبت طول به عرض یک و نیم برابر و انتهای هرمی شکل هستند. این سیمان گاه با فابریک هم‌ستبر در اطراف ذرات تشکیل می‌شود و به طور معمول دارای کانی‌شناسی HMC است، اما انواع آراگونیتی آن نیز وجود دارد. این سیمان در محیط دیاژنتیکی فریاتیکی دریایی بویژه در بخش‌های کم ژرفای دریا و همچنین در محیط وادوز دریایی تشکیل می‌شود (Flügel, 2004). سیمان تیغه‌ای همچنین می‌تواند در محیط‌های دیاژنتیکی تدفینی نیز تشکیل شود. این سیمان در توالی مورد بررسی، بیشتر به عنوان پرکننده فضای درونی ذرات بویژه در قالب قطعات اسکلتی انحلال یافته دیده می‌شوند. این سیمان همچنین به صورت سیمان هم ستبر در اطراف ذرات به عنوان سیمان نسل اول دیده می‌شود (تابلوی ۲ تصویر c).

— **سیمان هم بعد (equant cement):** این سیمان در حفرات بین دانه‌ها معمول هستند. این نوع سیمان فاقد هرگونه جهت‌یابی ترجیحی به شکل موزاییک‌هایی از بلورهای درشت کلسیت است. سیمان هم بعد یا دانه‌ای (گرانولار) در محیط‌های دریایی، هوازی و یا تدفینی تشکیل می‌شود (Longman, 1980; Tucker, 2001). در توالی مورد مطالعه سیمان یادشده از فراوانی بالایی برخوردار است به طوری که بیشتر فضاهای خالی بین ذرات توسط این سیمان به صورت سیمان نسل دوم پر شده‌اند (تابلوی ۲ تصویر d).

— **سیمان بلوکی (blocky cement):** این سیمان به صورت بلورهای با اندازه متوسط تا درشت هستند که هیچ گونه جهت‌یابی ترجیحی ندارند و بلورها بیشتر دارای مرزهای آشکاری هستند. کانی‌شناسی این سیمان LMC و HMC است. این نوع سیمان شاخص محیط‌های دیاژنزی هوازی وادوز (vadose) و فریاتیکی (phreatic) و نیز محیط دیاژنزی دفنی (burial) است (Tucker, 2001). سیمان بلوکی با توجه به ویژگی‌های بیان شده در توالی مورد بررسی، به عنوان پرکننده فضای بین دانه‌ها و همچنین حفرات اجزای اسکلتی است (تابلوی ۲ تصویر e).

— **سیمان هم محور (syntaxial overgrowth cement):** این سیمان به طور معمول

اینتراکلست از اجزای چیره در این ریزرخساره است و دارای فراوانی در حدود ۳۰ درصد و اندازه ۰/۵ میلی‌متر تا در حد سانتی‌متر است. زمینه در این رخساره به طور عمده شامل سیمان اسپارایتی و کمتر به صورت گل کربناتی است. این رخساره با افزایش یکباره انرژی محیط در شرایط طوفانی به صورت پرش‌های رسوبی در پهنه‌های کشندی و محیط‌های کم ژرفا دریایی تشکیل می‌شود (Flügel, 2004) (تابلوی ۱ تصویر i).

— مادستون دارای ذرات آواری در حد سیلت (MF 10)

(Silt size quartz grain mudstone)

این ریزرخساره تقریباً فاقد اجزای بیوکلسیتی است و ذرات آواری به صورت پراکنده در زمینه میکرایتی وجود دارند (تابلوی ۱ تصویر j). نبود اجزای بیوکلسیتی نشان‌دهنده ته‌نشست این رخساره در پهنه‌های کشندی تا فراکشندی است (Amodio, 2006). از دیگر ویژگی این ریزرخساره حضور قالب‌های دروغین تبخیری به شکل یوهدرال است (تابلوی ۱ تصویر k) که از شواهد تشکیل این رخساره در پهنه‌های کشندی تا فراکشندی است (Adabi, 1996; Playa & Gimeno, 2006). تغییرات ریزرخساره‌ها و کمربند‌های رخساره‌ای در طول سازند فهلیان در برش نمونه و چاه ۵۵ میدان نفتی گچساران در شکل‌های ۵ و ۶ ارائه شده‌اند.

۶- مدل رسوبی سازند فهلیان در توالی‌های مورد بررسی

در این پژوهش با توجه به تنوع ریزرخساره‌ها، دسته بندی و بررسی جانبی و عمودی آنها و با توجه به مدل‌های ارائه شده توسط Wilson (1975) و Flügel (2004)، می‌توان محیط رسوبگذاری رسوبات کربناتی سازند فهلیان را در ناحیه مورد مطالعه به صورت یک سکویی از نوع حاشیه‌دار (شلف) در نظر گرفت (شکل ۷). گسترش رخساره‌های انویدی و پلوییدی سد ساز فراوان تأیید کننده ته‌نشست این توالی کربناتی بر روی یک سکوی کربناتی از نوع حاشیه‌دار (شلف) هستند.

بر اساس کمربند‌های رخساره‌ای شناسایی شده و شیوه قرارگیری آنها در توالی‌های مورد بررسی، ژرف‌ترین بخش حوضه در برش زیرسطحی شناسایی شده است. بنابراین این برش نسبت به برش نمونه در بخش‌های ژرف تر حوضه رسوبی قرار داشته است. همچنین از آن‌جا که رسوبگذاری سازند فهلیان در برش‌های مورد بررسی در محدوده زون گسل ایزه و کازرون قرار دارد، لذا تغییر در ستبرای نهشته‌های این سازند به احتمال می‌تواند ناشی از فعالیت گسل‌های پی‌سنگی در زمان رسوبگذاری بوده باشد. گسل‌های ایزه و کازرون از گسل‌های پی‌سنگی با روند شمالی-جنوبی هستند که از زمان پالئوزویک فعال بوده‌اند و سبب تغییر ستبرای رسوبات در حوضه زاگرس شده‌اند (Sepehr & Cosgrove, 2004).

۷- دیاژنز

بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی انجام شده بر روی آهک‌های سازند فهلیان انواع فرایندهای دیاژنزی، نوع محیط دیاژنتیکی آنها و توالی پاراژنتیکی فرایندها در توالی‌های مورد مطالعه ارائه شده است. این فرایندها شامل موارد میکریتی شدن (micritization)، آشفستگی زیستی (bioturbation)، فابریک ژئوپتال (geopetal fabric)، سیمانی شدن (cementation)، نورپختی (neomorphism)، فشردگی (compaction)، شکستگی (fracturing)، دولومیتی شدن (dolomitization)، سیلیسی شدن (silicification) و انحلال (dissolution) است. از میان این فرایندها، میکریتی شدن، سیمانی شدن، انحلال و تخلخل نسبت به دیگر فرایندها در سازند فهلیان قابل توجه است.

کانی‌شناسی اولیه آنها تنها با استفاده از بررسی‌های سنگ‌نگاری امکان‌پذیر نباشد. از این رو تنها با استفاده از بررسی‌های ژئوشیمیایی (عناصر فرعی بویژه Sr/Na ، Sr/Mn و ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن) می‌توان ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها را تعیین نمود. به منظور تعیین کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند فلهیان، عناصر اصلی (Ca)، Mg ، فرعی (Fe ، Mn ، Sr ، Na) و ایزوتوپ‌های اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ اندازه‌گیری و با رسم آنها در برابر هم و مقایسه آنها با محدوده‌هایی که توسط پژوهشگران مختلف برای تعیین کانی‌شناسی آراگونیتی و کلسیتی ارائه شده، مقایسه می‌شود. داده‌های عناصر اصلی، فرعی و داده‌های ایزوتوپی به صورت مقادیر بیشینه، کمینه و میانگین در نمونه‌های مورد بررسی به ترتیب در جدول‌های ۲ و ۳ ارائه شده است.

۸-۱. عناصر اصلی و فرعی

– **استرانسیم:** میزان استرانسیم در آهک‌های سازند فلهیان بین ۳۸۱ ppm و ۱۴۲۹ ppm (به طور میانگین ۶۰۸ ppm) در تغییر است (جدول ۲). میزان استرانسیم در نمونه‌های کل کربناتی (bulk carbonate) عهد حاضر در مناطق حاره‌ای بین ۸۰۰۰ ppm تا ۱۰۰۰۰ ppm (Milliman, 1974) و در مناطق معتدل بین ۱۶۴۲ ppm تا ۵۰۰۷ ppm (به طور میانگین ۳۲۷۰) است (Rao & Adabi, 1992; Rao & Amini, 1995). در شکل ۸ مقایسه نمونه‌های آهکی سازند فلهیان با محدوده سنگ‌آهک‌های سازند مزدوران (Adabi & Rao, 1991)، سنگ‌آهک‌های گوردون (Gordon) تاسمانیا (Rao, 1990)، محدوده آراگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر (Milliman, 1974) و کربنات‌های معتدل عهد حاضر تاسمانیا (Rao & Adabi, 1992; Rao & Amini, 1995) صورت گرفته است. با توجه به شکل ۸ به دلیل تشابه ترکیب کانی‌شناسی، بیشتر نمونه‌های سازند فلهیان در محدوده‌های بیان شده که دارای ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی هستند قرار گرفته‌اند. بالا بودن مقادیر استرانسیم در نمونه‌های مورد بررسی نیز تأییدی بر ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی است.

– **سدیم:** میزان سدیم در نمونه‌های آهکی سازند فلهیان بین ۱۵۴ ppm و ۴۴۰ ppm (میانگین ۲۵۴ ppm) تغییر می‌کند (جدول ۲). تغییرات سدیم در نهشته‌های آراگونیتی غیربیوتیک (abiotic) حاره‌ای عهد حاضر بین ۱۵۰۰ ppm تا ۲۷۰۰ ppm است (Rao & Adabi, 1992; Milliman, 1974). در شکل ۹ مقدار کم سدیم در نمونه‌های سازند فلهیان در مقایسه با کربنات‌های آراگونیتی عهد حاضر به دلیل تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی غیردریایی (non-marine) است.

– **منگنز:** میزان منگنز در نمونه‌های آهکی سازند فلهیان میان ۲۱ ppm و ۱۵۴ ppm (میانگین ۳۹ ppm) تغییر می‌کند (جدول ۲). مقادیر منگنز و آهن در رسوبات کربناتی آراگونیتی عهد حاضر کمتر از ۲۰ ppm (Milliman, 1974) و در کربنات‌های معتدله عهد حاضر بیش از ۳۰۰ ppm است (Rao & Amini, 1995; Rao & Adabi, 1992).

– **نسبت استرانسیم به منگنز (Sr/Mn):** با انحلال آراگونیت و کلسیت دارای منیزیم زیاد (HMC) و تبدیل آنها به کلسیت کم منیزیم (LMC) پایدار، مقدار استرانسیم کاهش و میزان منگنز افزایش می‌یابد (آدابی، ۱۳۸۳). در شکل ۱۰ تغییرات نسبی استرانسیم به منگنز (Sr/Mn) در برابر منگنز رسم شده است. در این نمودار محدوده‌های نمونه‌های کل کربناتی (bulk carbonate) مناطق معتدل عهد حاضر تاسمانیا (Rao & Amini, 1995; Rao & Adabi, 1992) و آراگونیت‌های گوردون تاسمانیا (Rao, 1990)، آهک‌های آراگونیتی سازند مزدوران (Adabi & Rao, 1991) و نیز سنگ‌آهک‌های آراگونیتی ایلام (Adabi & Asadi-Mehmandosti, 2008) رسم شده است. مقادیر بالاتر استرانسیم نسبت به منگنز در نمونه‌های آهکی سازند فلهیان حاکی از بسته بودن سیستم دیاژنتیکی در این نمونه‌ها و انحلال کمتر است.

– **نسبت استرانسیم به سدیم (Sr/Na):** مقادیر استرانسیم به سدیم در نمونه‌های آهکی سازند فلهیان بین ۰/۹ تا ۴ (میانگین ۲/۵) تغییر می‌کند. با توجه به نسبت

دارای ترکیب کانی‌شناسی HMC و دارای پیوستگی نوری با دانه دربرگیرنده است (Flügel, 2004). این سیمان با توجه به فراوانی قطعات اسکلتی با ساختار تک بلوری از جمله اکتینویدها، دارای گستردگی قابل توجهی در توالی مورد مطالعه است. سیمان هم محور به طور عمده شفاف بوده و می‌تواند در محیط دیاژنز هوازی و دفنی نهشته شود (تابلوی ۲ تصویر f).

– **سیمان دروزی (drusy cement):** این سیمان به صورت حفره پر کن در فضای بین ذره‌ای و درون حرات ذرات اسکلتی، در تخلخل‌های قالبی حاصل از انحلال و نیز در طول شکستگی‌ها تشکیل می‌شود. از ویژگی‌های آشکار این سیمان افزایش اندازه بلور به سمت مرکز حجره است (Flügel, 2004). این سیمان با توجه به ویژگی بارز آن در رخساره‌های سازند فلهیان به راحتی قابل تشخیص است (تابلوی ۲ تصویر g). این سیمان به طور عمده در محیط دیاژنز هوازی تشکیل می‌شود.

– **سیمان انیدریتی (anhydrite cement):** در سازند فلهیان تنها در برش زیرسطحی سیمان انیدریتی (با فراوانی کم) به صورت سیمان حفره پر کن حضور دارد. این سیمان در مراحل دیاژنز تأخیری شکل گرفته است. با توجه به وجود رخساره تبخیری گسترده بخش انیدریت هیث در زیر سازند فلهیان، این انیدریت را می‌توان منشأ مناسبی برای سیمانی کردن رخساره‌ها در طی دیاژنز تأخیری در سازند فلهیان در برش زیرسطحی در نظر گرفت (تابلوی ۲ تصویر h).

۷-۳. انحلال (dissolution)

فرایند انحلال در شرایطی که سیال‌های منفذی در تماس با رسوبات، نسبت به کربنات کلسیم تحت اشباع باشند رخ می‌دهد. انحلال می‌تواند در محیط‌های دیاژنزی نزدیک سطح و محیط‌های هوازی و زون مخلوط (Longman, 1980) و محیط دیاژنزی تدفینی صورت گیرد (Moore, 1989).

۷-۴. تخلخل (porosity)

مطالعه تخلخل در سنگ‌های کربناتی به طور قطع وابسته به شناختن و درک فرایندهای دیاژنزی است و از طرفی این بررسی‌ها در ارزیابی مخازن بسیار مهم است (Flügel, 2004)، به طوری که فرایندهای دیاژنزی در ایجاد مخازن کربناتی تأثیر زیادی دارند (Tucker & Wright, 1990; Vandeginste et al., 2006).

در این پژوهش به منظور تقسیم‌بندی تخلخل‌های شناسایی شده در سازند فلهیان از رده‌بندی (Choquette & Pray, 1970) به شرح زیر استفاده شده است: تخلخل بین ذره‌ای (interparticle porosity) (تابلوی ۳ تصویر a)؛ تخلخل درون دانه‌ای (intraparticle porosity) (تابلوی ۳ تصویر a)؛ تخلخل قالبی (moldic porosity) (تابلوی ۳ تصویر b)؛ تخلخل حفره‌ای (vug porosity) (تابلوی ۳ تصویر c)؛ تخلخل کانالی (channel porosity) (تابلوی ۳ تصویر d)؛ تخلخل بین بلوری (intercrystalline porosity) این نوع تخلخل با توجه به محدود بودن فرایند دولومیتی شدن در رسوبات سازند فلهیان، بسیار کم است. بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و با توجه به تعیین تقدم و تأخر نسبی محصول‌های دیاژنز نسبت به یکدیگر تاریخچه دیاژنتیکی سازند فلهیان در توالی‌های مورد بررسی مشخص شد (جدول ۱).

۸- بررسی‌های ژئوشیمی عنصری و ایزوتوپی در سنگ‌آهک‌های سازند فلهیان

از مهم‌ترین کاربردهای بررسی‌های ژئوشیمی بر روی سنگ‌های کربناتی، تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه، تعیین محیط رسوبی، تعیین دمای دیرینه، میزان دگرسانی، تفکیک محیط‌های مختلف دیاژنزی و تعیین روندهای دیاژنزی است (Rao, 1991; Adabi & Rao, 1996; Adabi & Asadi-Mehmandosti, 2008). تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی بر روی سنگ‌های کربناتی موجب می‌شود تا شناسایی ترکیب

۸-۳. تعیین روند دیاژنز سازند فهلان

با توجه به نمودار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در مقابل ایزوتوپ کربن ۱۳ می‌توان روند دیاژنز و نوع آن (هوازی، تدفینی و دریایی) را تعیین نمود. با توجه به نمونه‌های آهکی سازند فهلان روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن حاکی از تأثیر کم دیاژنز هوازی است، به طوری که بیشتر نمونه‌ها در محدوده سنگ آهک‌های دریایی کرتاسه (Kelth & Weber, 1964) قرار گرفته‌اند. تغییرات ناچیز در ایزوتوپ کربن را در نمونه‌های آهکی سازند فهلان می‌توان به بسته بودن سیستم دیاژنتیک و در نتیجه تأثیر کم تبادل آب به سنگ (water-rock interaction) نسبت داد (شکل ۱۴).

۸-۴. رسم ایزوتوپ اکسیژن در برابر منگز

در شکل ۱۵ روندهای دیاژنتیکی برای ترکیبات کلسیم کم منیزیم (LMC)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC)، آراگونیت (A)، برای سازندهای عهد حاضر (R) و محدوده‌های برلینگتون (Burlington) می‌سی‌سی‌پی در ایالت آمریکا (CM) و آهک‌های ردیدی (Readbay) سیلورین در کانادا (CS) نشان داده شده‌اند (Brand & Veizer, 1980). همه نمونه‌های آهکی سازند فهلان در محدوده سیستم‌های بسته قرار گرفته‌اند، به طوری که نمونه‌ها دارای منگز پایین هستند. این شکل همانند شکل‌های ۱۲ و ۱۳ تأیید کننده سیستم دیاژنتیکی بسته در سازند فهلان است.

۸-۵. محاسبه دمای آب دریا در زمان ته‌نشست سازند فهلان

تعیین دمای دیرینه (Palaeotemperature) در زمان ته‌نشست کربنات‌ها از کاربردهای مهم ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ ($\delta^{18}O$) است (Morse & Mackenzie, 1990). به منظور تعیین دما از نمونه‌های با کمترین میزان دگرسانی و یا سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ استفاده می‌شود و برای محاسبه دمای دیاژنتیکی از سبک‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ استفاده می‌شود (Adabi, 1996). برای محاسبه دمای آبی که کلسیت در آن نهشته شده است از معادله Anderson & Arthur (1983) استفاده می‌شود.

$$T^{\circ}C = 16 - 4.14 \times (\delta_c - \delta_{\infty}) + 0.13 \times (\delta_c - \delta_{\infty})^2$$

در این رابطه، T: بر حسب سانتی گراد

δ_c : مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ محاسبه شده در کلسیت بر حسب PDB توسط دستگاه اسپکترومتر جرمی

δ_{∞} : مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب دریا در زمان تشکیل کلسیت بر حسب SMOW
مقدار δ_{∞} برای دوره‌های مختلف زمین‌شناسی متفاوت است و برای کرتاسه SMOW ۱‰- در نظر گرفته می‌شود (Veizer et al., 1999; Gröcke et al., 2003). دمای آب دریا در زمان ته‌نشست سازند فهلان یا به عبارتی دمای اولیه دیاژنتیکی (هنگامی که رسوبات در نزدیک سطح بوده‌اند) با استفاده از سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ (۲/۷۷‰ PDB - ۲۴ درجه سانتی گراد محاسبه شده است.

۹- نتیجه‌گیری

- بررسی‌های سنگ‌نگاری و بررسی بافت رسوبی بر روی مقاطع نازک سازند فهلان منجر به شناسایی ۱۰ ریزرخساره مربوط به چهار کمرند رخساره‌ای پهنه‌های کشندی، لاگون، سد و دریای باز شده است. با توجه به رخساره‌های تشکیل دهنده سازند فهلان در مقاطع مورد بررسی می‌توان محیط رسوبی این سازند را یک سکوی کربناتی حاشیه‌دار (شلف) در نظر گرفت.
- فرایندهای دیاژنری تأثیرگذار بر روی سازند فهلان در ناحیه مورد بررسی شامل آشفتنگی زیستی، میکربیتی شدن، سیمانی شدن، تراکم، نوریختی، انحلال، دولومیتی شدن، شکستگی، و سیلیسی شدن است که در محیط‌های دیاژنری به طور عمده هوازی و تا حدودی دریایی و دفنی سازند فهلان را تحت تأثیر قرار داده‌اند. فراوان‌ترین فرایند دیاژنری تأثیرگذار در رسوبات، میکربیتی شدن است.

استرانسیم به سدیم (Sr/Na) در برابر منگز می‌توان کربنات‌های حاره‌ای دیرینه و عهد حاضر را از کربنات‌های غیر حاره‌ای دیرینه و عهد حاضر تفکیک کرد (Rao, 1991; Adabi & Rao, 1991; Salehiet al., 2007; Adabi & Asadi-Mehmandosti, 2008). به طوری که در کربنات‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر مقدار منیزیم پایین و نسبت استرانسیم به سدیم (Sr/Na) بالا (۲/۹ تا ۵ و به طور میانگین ۴) است، در صورتی که در کربنات‌های کلسیتی معتدل عهد حاضر این نسبت پایین (۰/۴ تا ۱/۳ و به طور میانگین ۱) است (Adabi & Rao, 1991).

در شکل ۱۱ بیشتر نمونه‌های آهکی سازند فهلان در محدوده آهک‌های آراگونیتی گوردون (Rao, 1990) و همچنین در محدوده آهک‌های آراگونیتی سازند مزدوران قرار گرفته است. نمونه‌های آهکی سازند فهلان دارای نسبت استرانسیم به سدیم بیشتر از یک و منیزیم بسیار پایین (به طور میانگین ۳۹ ppm) هستند که ویژگی‌های ترکیب کانی شناسی آراگونیتی برای آنها است. ترکیب کانی شناسی آراگونیتی در توالی‌های مارنی-آهکی برای تمام طول دوره فانروزوییک مانند رخنمون مورد مطالعه توسط پژوهشگران تأیید شده است (Westphal, 2006).

- **نسبت استرانسیم به کلسیم (Sr/Ca):** بر اساس نسبت استرانسیم به کلسیم در برابر منگز می‌توان روند دیاژنز را در سیستم‌های باز و بسته تعیین نمود. (Brand & Vizer, 1980) محدوده‌هایی را برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت پر منیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) تعیین کردند. به طور عمده کاهش منگز در کلسیت دیاژنتیکی نشانگر بسته بودن سیستم است. با توجه به قرار گرفتن نمونه‌های آهکی سازند فهلان در شکل ۱۲ به نظر می‌رسد آهک‌های این سازند به طور عمده تحت تأثیر دیاژنز غیر دریایی (non-marine) در یک محیط بسته (closed system) قرار گرفته باشند. همچنین از مقایسه این نسبت با منیزیم نیز می‌توان به سیستم دیاژنری باز یا بسته پی برد (Bates & Brand, 1990). تمامی نمونه‌های سازند فهلان در محدوده سیستم دیاژنری بسته قرار می‌گیرد (شکل ۱۳).

۸-۲. بررسی‌های ایزوتوبی اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳

با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ می‌توان اطلاعات با ارزشی در رابطه با دمای محیط دیرینه (palaeotemperature)، دمای دیاژنتیکی، روند دیاژنز در محیط‌های دیاژنتیکی، تفکیک کربنات‌ها در نواحی مختلف به دست آورد (Rao, 1996). مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در آهک‌های سازند فهلان بین PDB ۵/۳۹‰ تا PDB ۲/۷۷‰- (میانگین ۴/۳۷‰ PDB) تغییر می‌کند و مقادیر ایزوتوپ کربن بین PDB ۰/۷۸‰ تا PDB ۱/۱۶‰- (میانگین ۰/۵۴‰ PDB) در تغییر است (جدول ۳). در شکل ۱۴ محدوده‌های ایزوتوبی نمونه‌های کربناتی مختلف به منظور مقایسه رسم شده است. این محدوده‌ها شامل محدوده ایزوتوبی نمونه‌های کل کربناتی عهد حاضر مناطق حاره‌ای (Milliman & Muller, 1997)، نواحی معتدل تاسمانیا و زلاندنو (Rao & Nelson, 1992)، نواحی قطبی (Adabi, 1996)، کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران مربوط به بخش کم ژرفای حوضه در زمان ژوراسیک پسین (Adabi & Rao, 1991)، کربنات‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا در زمان اردوئین پسین (Rao & Wang, 1990)، کربنات‌های آراگونیتی سازند ایلام (کرتاسه پسین) (Adabi & Asadi-Mehmandosti, 2008) و محدوده ایزوتوبی دریای ژوراسیک پسین تا کرتاسه پیشین بر اساس پوسته بلمنیت‌ها با ترکیب کلسیت کم منیزیم (LMC) (Jenkyns et al., 2002) است. نمونه‌های آهکی سازند فهلان به دلیل ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی در نزدیکی محدوده آراگونیت‌های گوردون تاسمانیا و آهک‌های آراگونیتی سازند مزدوران قرار گرفته‌اند. بلمنیت‌ها به علت داشتن پوسته با ترکیب کانی‌شناسی پایدار کلسیتی نسبت به نمونه‌های آراگونیتی سازند فهلان کمتر تحت تأثیر دیاژنز قرار گرفته‌اند بنابراین دارای مقادیر ایزوتوپ سنگین‌تری هستند.

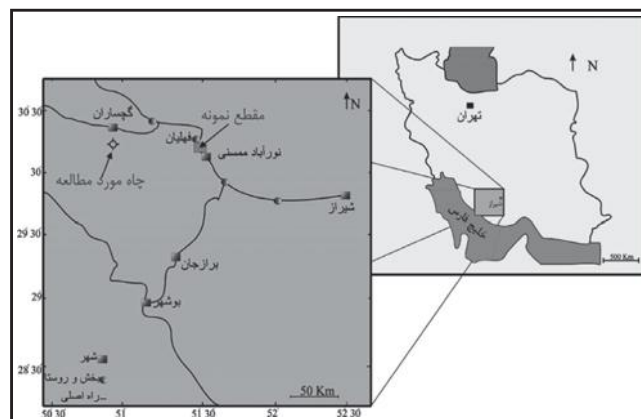
سپاسگزاری

در اینجا لازم است از همکاری شرکت ملی نفت مناطق نفت خیز جنوب بویژه دکتر حسن امیری بختیار و مهندس علی غیشاوی به سبب مهیا نمودن عملیات صحرایی، در اختیار گذاشتن مقاطع نازک و همچنین مشاوره ارزنده تشکر نمایم. از دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، بویژه مسئول آزمایشگاه ژئوشیمی سرکار خانم پوران‌دخت شجاعی به سبب انجام تجزیه عنصری، و همچنین مسئول آزمایشگاه سنگ‌نگاری جناب آقای خلیل الهیاری به سبب همکاری در تهیه عکس‌های میکروسکوپی سپاسگزاری می‌شود. همچنین از مرکز آزمایشگاهی علوم دانشگاه تاسمانیا در استرالیا به خاطر انجام تجزیه‌های ایزوتوپی قدردانی می‌شود. از Hildegard Westphal و Giovanna Della Porta به سبب در اختیار قرار دادن مقالات ارزشمند تشکر می‌شود.

- مطالعه و بررسی عناصر اصلی و فرعی سنگ آهک‌های سازند فهلپان و نسبت آنها، بیانگر آن است که آهک‌های سازند فهلپان در آب و هوای حاره‌ای و در ژرفای کم نهشته شده‌اند و ترکیب کانی‌شناسی اولیه آنها آراگونیتی بوده است. بالا بودن نسبت Sr/Na بیشتر از یک، نیز دلیل دیگری بر تأیید کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی است.
- رسم مقادیر Mn و Mg در برابر Sr/Ca و همچنین رسم Mn در برابر $\delta^{18}O$ نشان دهنده یک محیط دیاژنزی بسته همراه با تبادل پایین آب به سنگ در سازند فهلپان است. بررسی مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن و رسم این مقادیر در برابر هم و مقایسه با دیگر محدوده‌های مختلف نشان دهنده تأثیر ناچیز دیاژنز بر روی سنگ آهک‌های سازند فهلپان است.
- دمای آب دریا در زمان ته‌نشست و یا به عبارت صحیح‌تری دمای دیاژنتیکی اولیه نزدیک سطح (very shallow burial) کربنات‌های سازند فهلپان با استفاده از سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن در نمونه‌های میکرویتی، ۲۴ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است.

جدول ۱- تاریخچه فرایندهای دیاژنتیکی سازند فهلپان در توالی‌های مورد مطالعه.

فرایندهای دیاژنتیکی	اولیه	افزایش زمان	تأخیری
آشفتگی زیستی	←---		
فابریک ژئوتال	←---		
تخلخل‌های اولیه	←---		
سیمان فیبری هم ستبر	←---		
پوشش میکرویتی	←---		
سیمان تیغه‌ای	←---		
تراکم ذرات (تماس‌های بین ذره‌ای)	←---		
سیمان هم بعد	←---		
دولومیتی شدن انتخابی	←---		
نورینتی افزایش	←---		
شکستگی	←---		
تخلخل‌های قالبی، بین بلوری، حفره‌های کانالی	←---		
استیلولیتی شدن	←---		
سیمان دولومیتی	←---		
درزه‌های انحلالی	←---		
سیلیسی شدن	←---		
سیمان انیدریتی	←---		



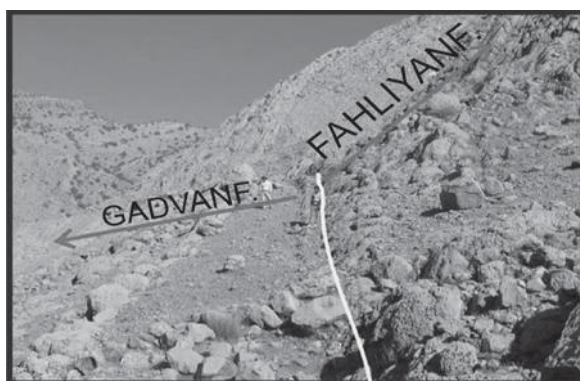
شکل ۱- نقشه موقعیت جغرافیایی مقاطع مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به برش نمونه.

جدول ۲- مقادیر بیشینه، کمینه و میانگین عناصر اصلی و فرعی آهک‌های مورد مطالعه در مقطع نمونه.

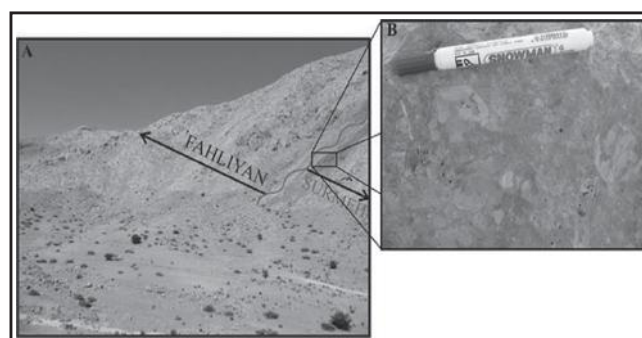
	Ca %	Mg %	Na ppm	Sr ppm	Fe ppm	Mn ppm
Max.	39.34	0.81	440	1429	211	154
Min.	38.36	0.24	154	381	73	21
Mean	38.93	0.39	256	609	117	38

جدول ۳- مقادیر بیشینه، کمینه و میانگین ایزوتوپ اکسیژن و کربن آهک‌های مورد مطالعه در مقطع نمونه.

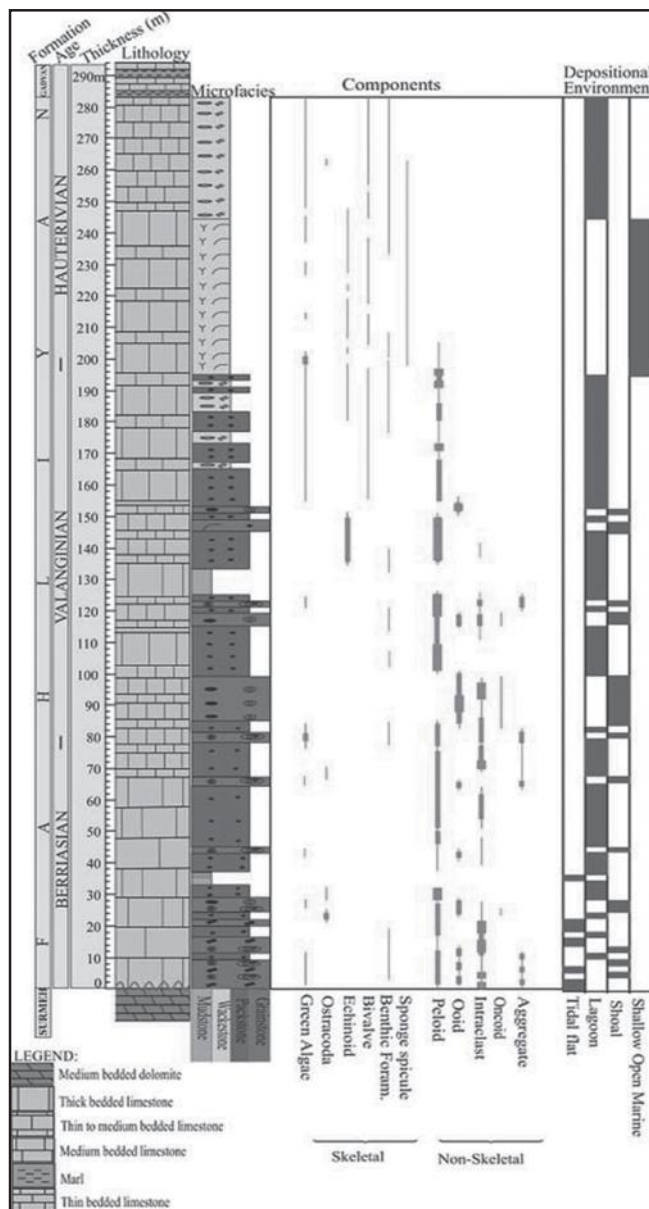
	$\delta^{13}C\%$	$\delta^{18}O\%$
Max.	1.16	-2.77
Min.	-0.87	-5.93
Mean	0.54	-4.73



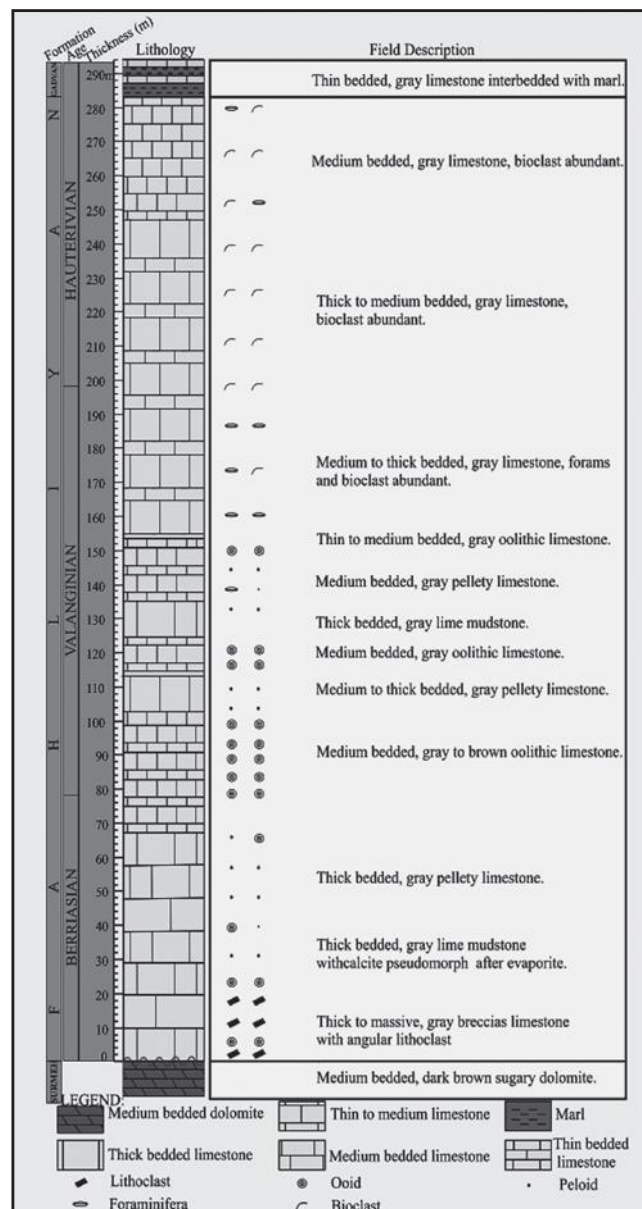
شکل ۳- دورنمایی از مرز بالایی از سازند فهلین و تبدیل حالت صخره‌ای به توالی‌های نازک لایه و مارن‌های سازند گدوان.



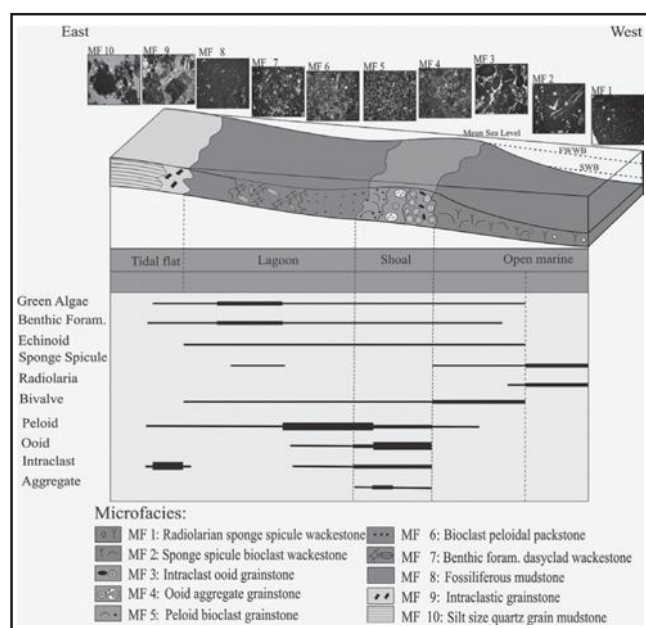
شکل ۴- دور نمای کلی سازند فهلین در دامنه جنوبی تاقدیس فهلین و مرز آن با سازند سورمه (A). دید به سمت جنوب باختر. نمای نزدیک از پرش در مرز ناپیوسته سازند فهلین و سورمه (B).



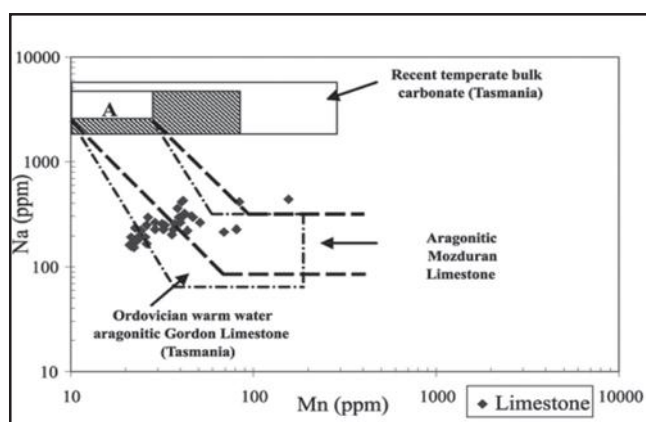
شکل ۵- تغییرات ریزرخساره‌ها و کمربندهای رخصاره‌ای در طول سازند فهلین در برش نمونه در تاقدیس فهلین (برای مشاهده علائم ریزرخساره‌ها به شکل ۷ مراجعه شود).



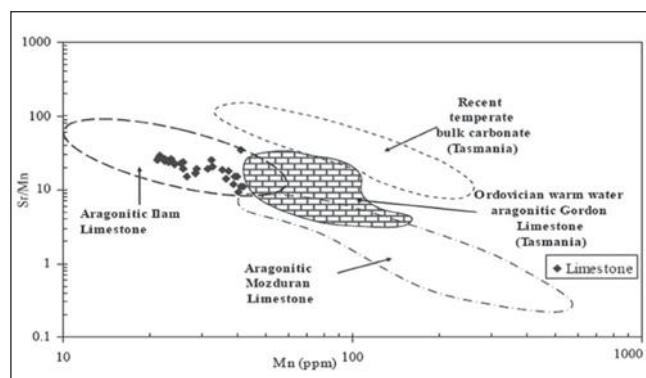
شکل ۶- ستون چینه‌شناسی سازند فهلین در برش نمونه، دامنه جنوبی تاقدیس فهلین.



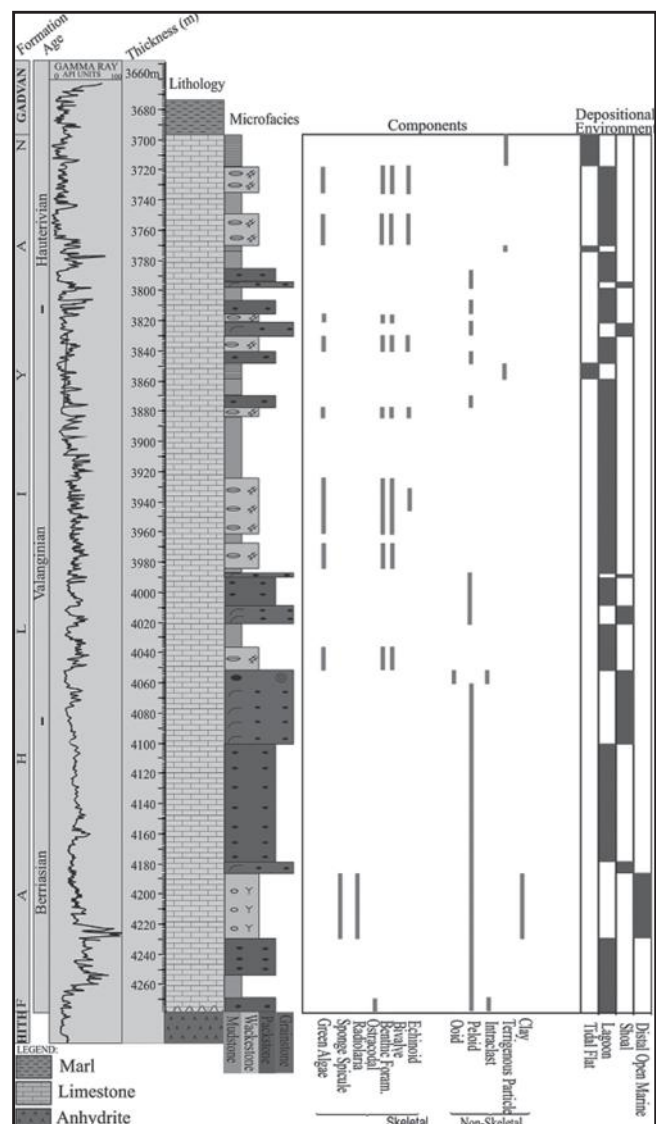
شکل ۷- تصویری نمادین از محیط رسوبی، پراکندگی ریزرخساره‌ها در سکوی حاشیه‌دار (شلف) کربناته همراه با اجزای تشکیل دهنده کربنات‌های مربوط به کمربندهای رخساره‌ای سازند فهلپان (در مقطع نمونه و مقطع زیرزمینی چاه ۵۵ میدان نفتی گچساران).



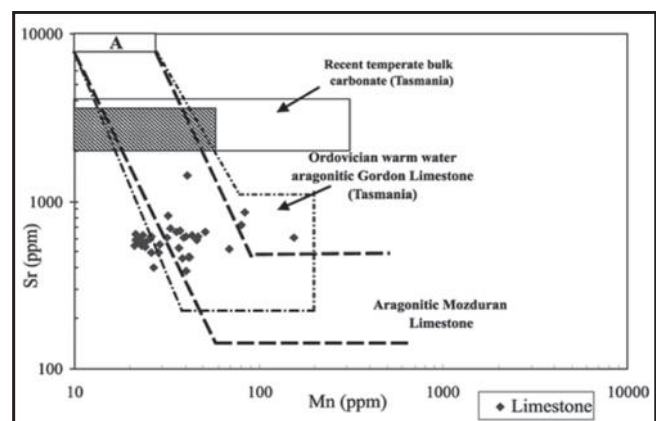
شکل ۹- تغییرات سدیم در برابر منگنز در نمونه‌های آهکی سازند فهلپان.



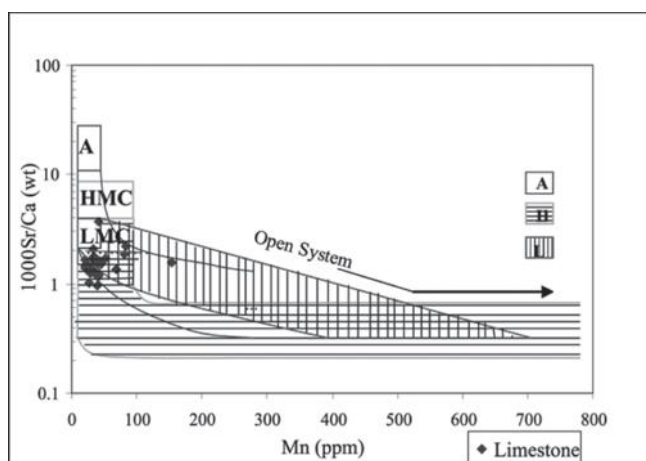
شکل ۱۰- ترسیم نسبت استرانسیم به منگنز (Sr/Mn) در برابر منگنز در نمونه‌های آهکی سازند فهلپان.



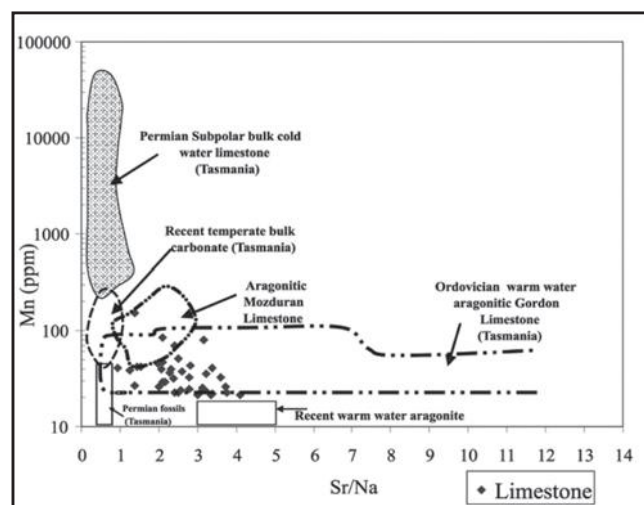
شکل ۶- تغییرات ریزرخساره‌ها و کمربندهای رخساره‌ای در طول سازند فهلپان در برش زیرسطحی (تحت الارضی) در چاه شماره ۵۵ میدان نفتی گچساران (برای مشاهده علائم ریزرخساره‌ها به شکل ۷ مراجعه شود).



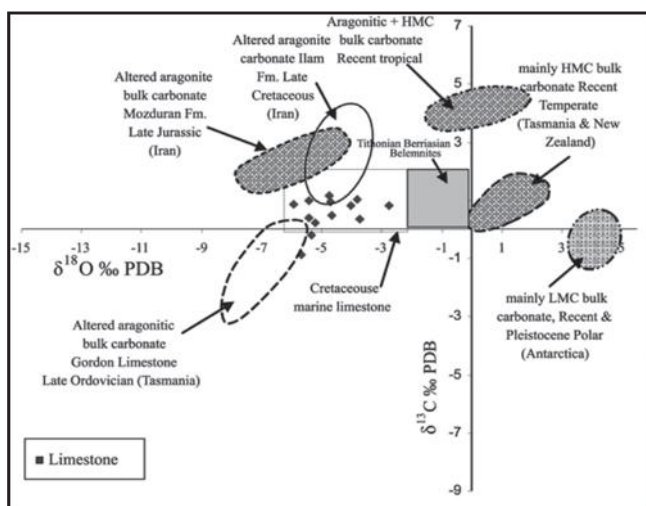
شکل ۸- مقادیر استرانسیم در برابر منگنز در نمونه‌های آهکی سازند فهلپان. در این شکل محدوده سازند فهلپان با محدوده ارائه شده (به متن مراجعه شود) مقایسه شده است.



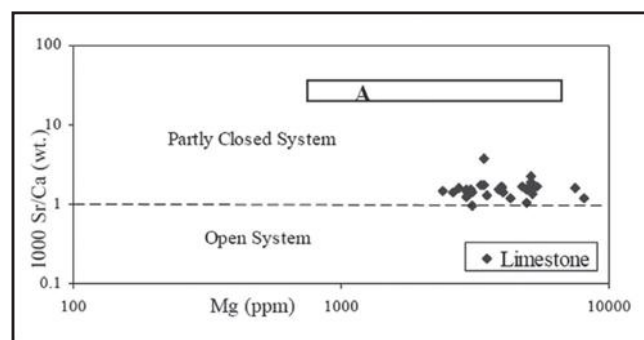
شکل ۱۲- تغییرات نسبت استرانسیم به کلسیم در برابر منگنز در نمونه‌های آهکی سازند فهلیان.



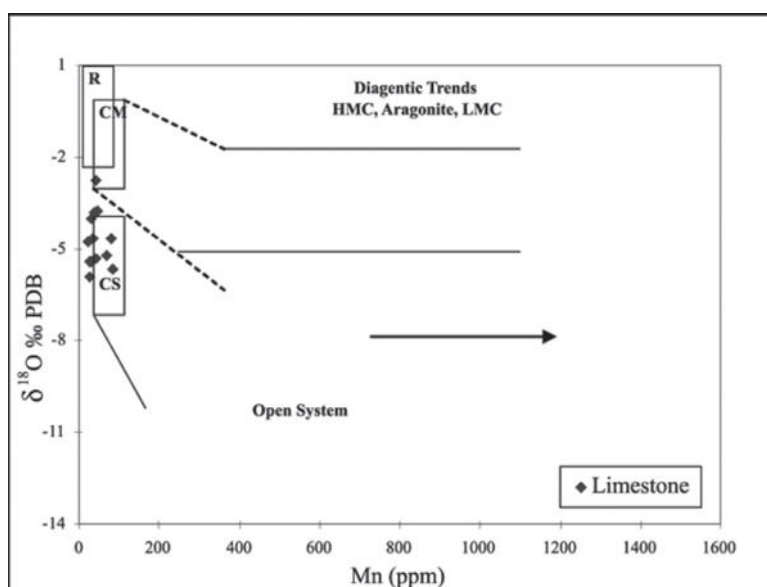
شکل ۱۱- تغییرات نسبت استرانسیم به سدیم (Sr/Na) در برابر منیزیم در نمونه‌های آهکی سازند فهلیان.



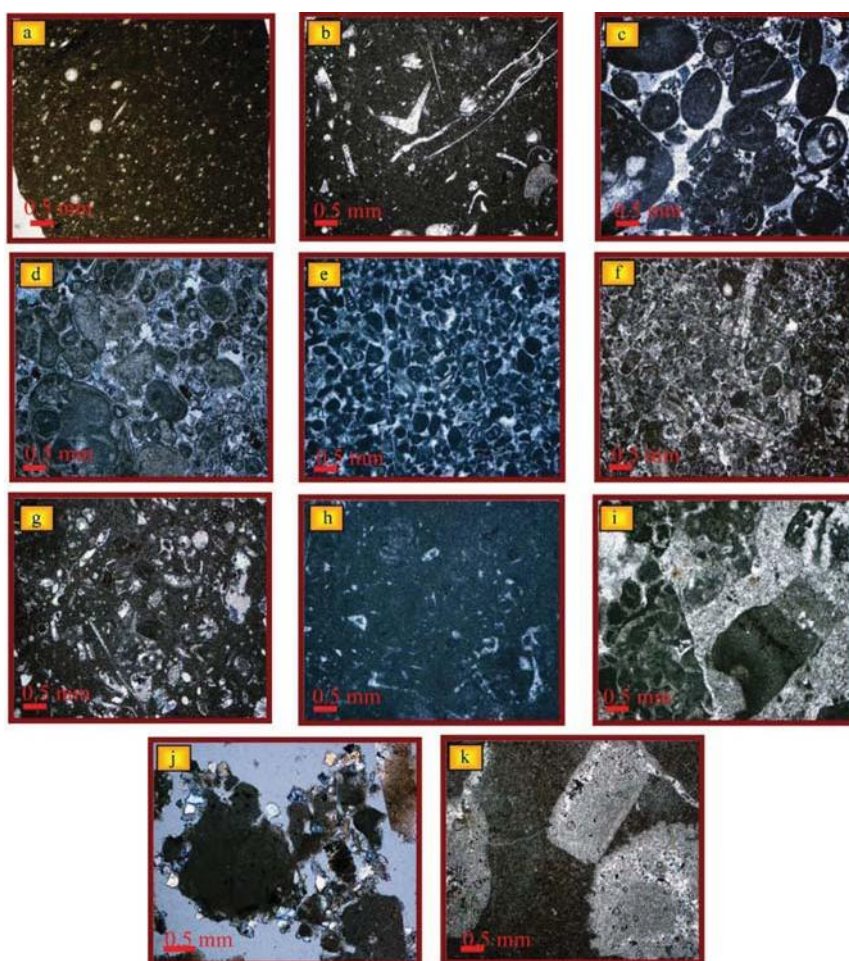
شکل ۱۴- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر کربن در نمونه‌های آهکی سازند فهلیان.



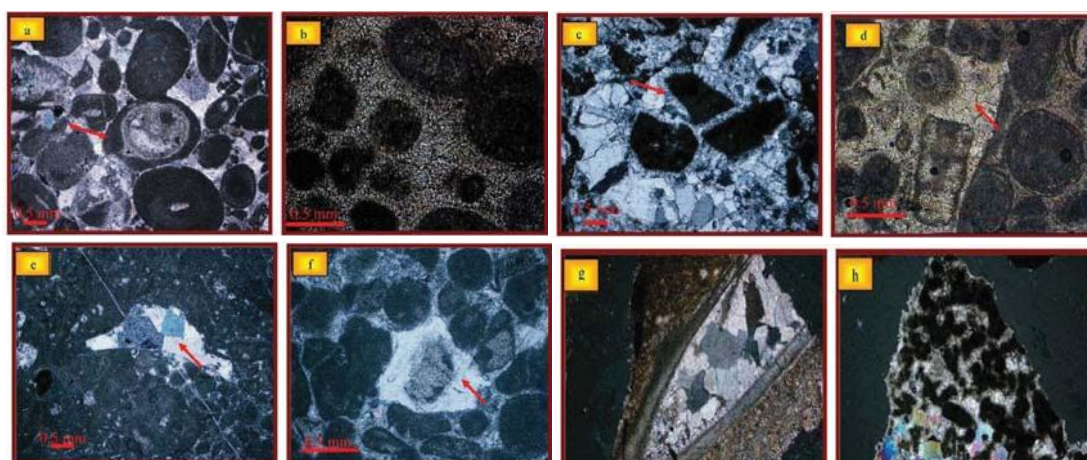
شکل ۱۳- تغییرات نسبت استرانسیم به کلسیم در برابر منیزیم در نمونه‌های آهکی سازند فهلیان.



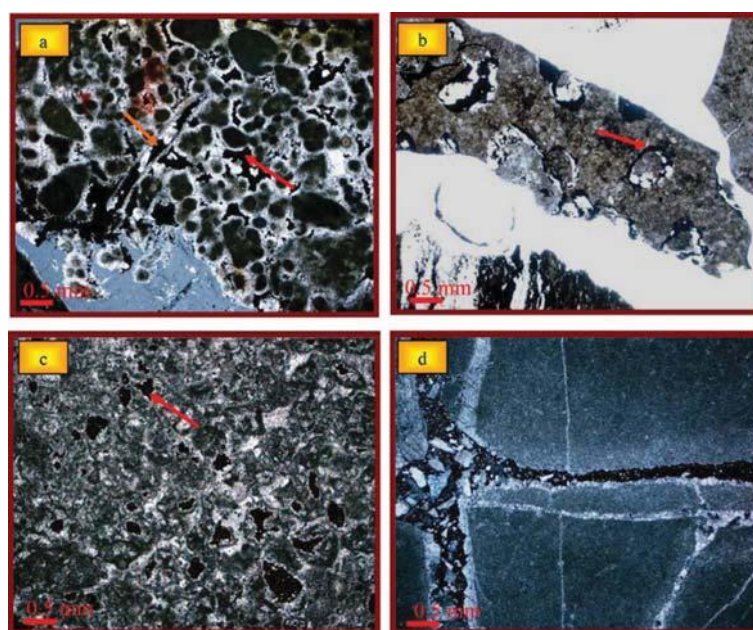
شکل ۱۵- تغییرات منگنز در برابر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در نمونه‌های آهکی سازند فهلیان.



تابلوی ۱- (a) و کستون اسپیکول اسفنج و رادیولردار (MF 1)، (b) و کستون بیوکلست و اسپیکول اسفنج دار (MF 2)، (c) اینتراکلت،
اثوئید گرینستون (MF 3)، (d) اثوئید، اگرگات گرینستون (MF 4)، (e) بایوکلست، پلویید گرینستون (MF 5)، (f) بایوکلست،
پلویید پکستون (MF 6)، (g) بنتیک فرام، داسی کلاد و کستون (MF 7)، (h) مادستون خرده فسیل دار (MF 8)، (i) اینتراکلت
گرینستون (MF 9)، (j) مادستون دارای ذرات آواری درحد سیلت (MF 10)، (k) مادستون دارای قالب‌های دروغین تبخیری به شکل
یوهدرال در ریزرخساره (MF 10).



تابلوی ۲- (a) میکرویتی شدن (پیکان)، (b) سیمان سوزنی یا فیری هم‌ستبر، (c) سیمان تیغه‌ای (پیکان)، (d) سیمان هم‌بعد (پیکان)، (e) سیمان بلوکی (پیکان)، (f)
سیمان هم‌محور (پیکان)، (g) سیمان دروزی، (h) سیمان انیدریتی (پیکان).



تابلوی ۳- (a) تخلخل بین ذره‌ای (پیکان سمت راست تصویر) تخلخل درون دانه‌ای (پیکان سمت چپ تصویر)، (b) تخلخل قالی، (c) تخلخل حفره‌ای (پیکان)، (d) تخلخل کانالی.

کتابنگاری

آدابی، م. ح.، ۱۳۸۳- ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، ۴۴۸ صفحه
هاشمی حسینی، پ.، ۱۳۸۵- بیواستراتیگرافی سازند فهلان در برش الگو و چاه شماره ۱ میدان نفتی دارا، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۹۷ صفحه.

References

- Adabi, M. H. & Asadi Mehmandosti, E., 2008- Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 33:267-277.
- Adabi, M. H. & Rao, C. P., 1991- Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran: *Sedimentary Geology*, 72:253-267.
- Adabi, M. H. & Rao, C. P., 1996- Petrographic, elemental and isotopic criteria for the recognition of carbonate mineralogy and climates during the Jurassic (e.g., from Iran and England): 13th Geological Convention, Australia, (Abstract), p. 6.
- Adabi, M. H., 1996- Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania, Ph. D. thesis (Unpublished). University of Tasmania. Australia. 470 p.
- Amodio, S., 2006- Foraminifera diversity changes and paleoenvironmental analysis: the Lower Cretaceous shallow-water carbonates of San Lorenzello, Campanian Apennines, southern Italy, *Facies*, 52:53-67.
- Anderson, T. F. & Arthur, M. A., 1983- Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. in: *Stable isotope in sedimentary geology*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course, 10:1-151.
- Bachmann, M. & Hirsch, F., 2006- Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change, *Cretaceous Research*, 27:487-512.
- Bates, N. R. & Brand, U., 1990- Secular variation of calcium carbonate mineralogy; an evaluation of ooid and micrite chemistries, *Geologische Rundschau*, 79:27-46.
- Bathurst, R. G. C., 1975- Carbonate Sediments and their Diagenesis, *Developments in Sedimentology*, v. 12, Elsevier, Amsterdam. 658 p.
- Brand, U. & Veizer, J., 1980- Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, II: stable isotopes, *Journal of Sedimentary Petrology*, 51:987-997.
- Casey, R. E. P., 1993- Radiolaria. in: Lipps, J. H., (ed) *Fossil Prokaryotes and Protists*, Blackwell Scientific, Oxford, p. 249-288.
- Choquette, P. W. & Pray, L., 1970- Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 54:207-250.
- Dickson, J. A. D., 1965- A modified staining technique for carbonate in thin section, *Nature*, 205:587.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture, *American Association of Petroleum Geologist, Memoir*, 1:108-121.

- Flügel, E., 2004- Microfacies analysis of limestone: Analysis, interpretation and application, Springer Verlag, Berlin, 976 p.
- GroÖcke, D. R., Price, G. D., Rufell, A. H., Mutterlose, J. & Baraboshkin, E., 2003- Isotopic evidence for Late Jurassic-Early Cretaceous climate change, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 202:97-118.
- James, G. A. & Wynd, J. G., 1965- Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area, *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin*, 49:2182-2245.
- Jenkyns, H. C., Jones, C. E., GroÖcke, R., Hesselbo, S. & Parkinson, D. N., 2002- Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography, *Journal of Geological Society of London*, 159:351-378.
- Kelth, L. M. & Weber, J. N., 1964- Carbone and oxygen isotopic composition of limestones and fossils, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28:1787-1816.
- Longman, M. W., 1980- Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments, *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin*, 64:461-487.
- Milliman, J. D. & Müller, J., 1977- Characteristics and genesis of shallow-water and deep-sea limestones. in: Anderen, N.R., & Malahoff, A., (eds.), *The fate of fossil fuel CO2 in the oceans*. New York (Plenum), p. 655-672.
- Milliman, J. D., 1974- Marine Carbonates Recent Sedimentary Carbonates, Part 1, Springer-Verlag, Berlin, 375 p.
- Moore, C. H., 1989- Carbonate Diagenesis and Porosity, *Development in Sedimentology*, 46:338 p.
- Morse, J. W. & Mackenzie, F. T., 1990- Geochemistry of Sedimentary Carbonates, *Development in Sedimentology*, Amsterdam (Elsevier), 48:707 p.
- Playa, E. & Gimeno, D., 2006- Evaporite deposition and coeval volcanism in the Fortuna Basin (Neogene, Murcia, Spain), *Sedimentary Geology*, 188:205-218.
- Rao, C. P. & Adabi, M. H., 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*, 103:249-272.
- Rao, C. P. & Amini, Z. Z., 1995- Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonate, western Tasmania, Australia, *Carbonates and Evaporites*, 10:114-123.
- Rao, C. P. & Nelson, C. S., 1992- Oxygen and carbon isotope fields for temperate shelf carbonates from Tasmania and New Zealand, *Marine Geology*, 103:273-286.
- Rao, C. P. & Wang, B., 1990- Oxygen and carbonate isotope composition of Gordon Group carbonates (Ordovician) Florentine Valley, Tasmania. Australia, *Journal Earth-Science Reviews*, 37:305-316.
- Rao, C. P., 1990- Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia, *Carbonates and Evaporites*, 5:209-221.
- Rao, C. P., 1991- Geochemical differences between subtropical (Ordovician), cool-temperate (recent and Pleistocene) and subpolar carbonates, Tasmania, Australia, *Carbonates and Evaporites*, 6:83-106.
- Rao, C. P., 1996- Modern Carbonates, Tropical, Temperate, Polar. *Introduction to Sedimentology and Geochemistry*, Hobart (Tasmania). 206 p.
- Salehi, M. A., Adabi, M. H., Ghoobishavi, A. & Ghalavand, H., 2007- Reconstruction of sedimentary environment and petrographic and geochemical evidence of aragonite original mineralogy of Lower Cretaceous carbonate rocks (Fahliyan Formation) in the Zagros sedimentary basin, Iran. 13th Bathurst meeting, Norwich, UK. (Abstract).
- Samankassou, E., Tresch, J. & Strasser, A., 2005- Origin of peloids in Early Cretaceous deposits, Dorset, South England, *Facies*, 51:264-273.
- Schlagintweit, F. & Gawlick, H. J., 2007- Analysis of Late Jurassic to Early Cretaceous algal debris-facies of the Plassen carbonate platform in the Northern Calcareous Alps (Germany, Austria) and in the Kurbnesh area of the Mirdita zone (Albania): a tool to reconstruct tectonics and palaeogeography of eroded platforms, *Facies*, 53:209-227.
- Sepehr, M. & Cosgrove, J. W., 2004- Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran, *Marine and Petroleum Geology*, 21:829-843.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P., 1990- Carbonate Sedimentology, Oxford (Blackwell), 482 p.
- Tucker, M. E., 2001- Sedimentary Petrology, Oxford (Blackwell), 262 p.
- Vandeginste, V., Swennen, R., Gleeson, S. A., Ellam, R. M., Osadetz, K. & Roure, F., 2006- Development of secondary porosity in the Fairholme carbonate complex (southwest Alberta, Canada), *Journal of Geochemical Exploration*, 89:394-397.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G. A. F., Diener, A., Ebner, S., Goddard, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O. G. & Strauss, H., 1999- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater, *Chemical Geology*, 161:59-88.
- Westphal, H., 2006- Limestone-marl alternations as environmental archives and the role of early diagenesis: a critical review, *International Journal of Earth Sciences*, 95:947-961.
- Wilson, J. L., 1975- Carbonate Facies in Geologic History, New York (Springer), 471 p.

suggests that the original mineralogy was Aragonite. The boundary between the Pabdeh and Asmari Formations can be recognized by changes in the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$. In the Pabdeh Formation the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values are mostly negative, but in the Asmari Formation values range from positive to negative. Strontium is much higher in the Pabdeh Formation than in the Asmari Formation. Changes in isotope and elemental geochemistry clearly show the Chattian-Aquitania and Aquitania-Burdigalian boundaries.

Keywords : Asmari Formation, Geochemistry, Oligocene, Miocene.

For Persian version see pages 23 to 32

*Corresponding Author: Z. K. Mossadegh; Email: zkmosadegh@yahoo.com

Sedimentary Environment, Diagenesis and Geochemistry of the Fahliyan Formation in the Type Section (Fahliyan Anticline) and Gachsaran Oil Field

M. A. Salehi^{1*}, M. H. Adabi¹, H. Ghalavand² & M. Khatibi-Mehr¹

¹ Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

² Department of Geology, National Iranian South Oil Company (NISOC), Ahwaz, Iran

Received: 2008 May 10

Accepted: 2008 November 17

Abstract

The Fahliyan Formation with the age of Lower Cretaceous (Berriasian-Hauterivian) were studied for microfacies analysis, diagenesis and original carbonate mineralogy in the type section at Fahliyan Anticline and subsurface section in well number 55 of Gachsaran Oil Field. Petrographic studies led to the recognition of 10 microfacies that were deposited in four facies belts: tidal flat, lagoon, shoal and open marine. The observed facies patterns indicated a carbonate rimmed-shelf depositional environment. Recognition of different type of cements shows that the Fahliyan Formation has mostly undergone meteoric diagenesis. Major and minor elements and carbon and oxygen isotope values indicate that aragonite was the original carbonate mineralogy in the Fahliyan Formation, and suggests that alteration occurred in a closed diagenetic system, with low water/rock interaction.

Keywords: Fahliyan Formation, Microfacies, Sedimentary Environment, Diagenesis, Geochemistry.

For Persian Version see pages 33 to 44

*Corresponding author: M. A. Salehi; Email: malisalehi@gmail.com

Biostratigraphy & Paleoenvironment of the Qom Formation in Northeast of Mahnesan

J. Daneshian^{1*}, M. Shahrabi² & M. Akhlaghi¹

¹ Department of Geology, Science Faculty, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran.

² Zarnab Co., Tehran, Iran

Received: 2008 July 22

Accepted: 2009 February 22

Abstract

75 samples of the Qom Formation in Andabad, northeast Mahnesan, were investigated. The Qom Formation in the examined section with a thickness of 301m, mainly consists of limestone and marl, and disconformably overlies the Lower Red Formation and lies under the sediments of the Upper Red Formation. A study of foraminifera was led to identifying 42 genera and 70 species of the benthonic and planktonic foraminifera, which 37 genera and 57 species is reported from this area for the first time. Among them, benthonic foraminifera have more varieties and abundances, and used for biostratigraphy. Based on the identified foraminifera, the Andabad section is comparable to Assemblages Zone 1 and 2 introduced by Adams and Bourgeois. On the basis of occurrence of the index foraminiferal species and their stratigraphic distribution, the age of the Qom Formation in the studied section is Early Miocene (Late Aquitania to Burdigalian).