پژوهشهای چینه نگاری و رسوب شناسی
سال بیست و ششم – شماره پیاپی ۴۱- شماره چهارم – زمستان ۱۳۸۹
تاریخ وصول: ۸۹/۱/۲۸ تاریخ پذیرش: ۸۹/۱۰/۶
صص ۴۲-۲۱

کاربرد ژئوشیمی در مطالعه دیاژنز و خصوصیات رسوبی سازند سروک در یال شمالی و جنوبی کوه میش، منطقه گچساران

الهام اسدی مهماندوستی، *کارشناس ارشد، گروه زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی* *

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

چکیده

سازند سروک از گروه بنگستان یک سکانس کربناته ضخیم لایه در حوضه زاگرس است که در یال شمالی و جنوبی کوه میش در منطقه گچساران از نظر ژئوشیمی رسوبی مطالعه شده است. ضخامت نهشته‌های کربناته سازند سروک در یال شمالی ۲۵۲ متر و در یال جنوبی ۳۴۸ متر است. مطالعات پتروگرافی و آنالیز رخساره‌ای نشان می‌دهد که سازند سروک در یک رمپ کربناته به‌جای گذاشته شده است به‌طوری که عمق حوضه در یال شمالی بیشتر از یال جنوبی بوده است. سیمانی‌شدن، میکریتی‌شدن و گلاکونیتی‌شدن از مهمترین فرآیندهای دیاژنتیکی شناسایی شده در سازند سروک است. مطالعه با میکروسکوپ کاتدولومینسانس، نشان‌دهنده سیمان دریایی و متائوریکی در نمونه‌های یال جنوبی کوه میش است. تغییرات عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپ اکسیژن و کربن کمک به تفکیک نهشته‌های رسوبی سازند سروک در یال شمالی و جنوبی کوه میش از یکدیگر نموده است. تغییرات ((1000*Sr/Ca (wt)) در برابر Fe و Mn نشانگر بسته تا نیمه بسته بودن سیستم دیاژنتیکی در یال شمالی کوه میش و نیمه بسته بودن سیستم دیاژنتیکی در یال جنوبی کوه میش است. روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر کربن در نمونه‌های آهکی سازند سروک بیانگر دیاژنز در یک سیستم فریاتیک دریایی در یال شمالی کوه میش و دیاژنز متائوریکی در یال جنوبی کوه میش است.

واژه‌های کلیدی: دیاژنز، ژئوشیمی رسوبی، عناصر اصلی و فرعی، ایزوتوپ اکسیژن و کربن، سازند سروک

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۲۵۴۴۷۸۶۹

Email: e_asadi@sbu.ac.ir

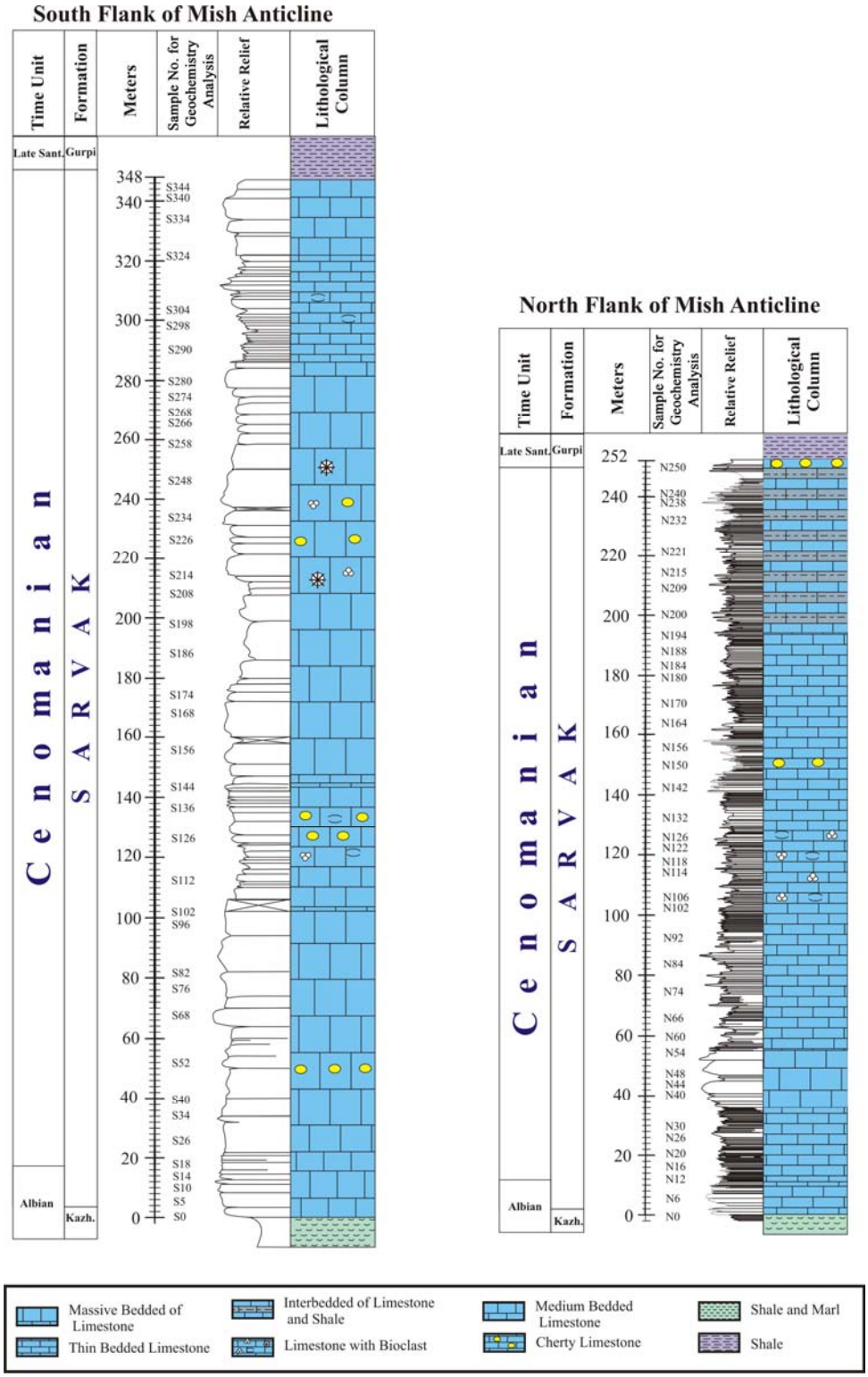
مقدمه

سازند سروک از گروه بنگستان (آلبین پسین- سنومانین) در دو یال شمالی و جنوبی کوه میش رخنمون دارد. یال شمالی کوه میش در ۳۰ کیلومتری شهر دوگنبدان (گچساران) در نزدیکی روستای نارک و یال جنوبی آن در ۱۵ کیلومتری شهر دوگنبدان قرار گرفته است. ضخامت سازند سروک در یال شمالی کوه میش ۲۵۲ متر است که بیشتر از وکستون‌های حاوی فرامینیفرهای پلاژیک تشکیل شده است. در حالی که این سازند در یال جنوبی کوه میش، رخساره‌های پکستون- گرینستونی به همراه فرامینفرهای پلاژیک و بنتیک به ضخامت ۳۴۸ متر را شامل می‌شود. یال شمالی عمدتاً از لایه‌های نازک تا متوسط آهکی و در قسمت بالای ستون چینه‌ای از سنگ آهک و میان لایه‌های شیلی و یال جنوبی از سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه تشکیل شده است (شکل ۱). در هر دو مقطع نودول‌های چرتی قابل شناسایی است. نهشته‌های آهکی و شیلی آهکی سازند سروک به طور همشیب بر روی سازند کژدمی و در زیر سازند گورپی واقع شده‌اند. در این دو برش، برخلاف مقطع تیپ، سازندهای شیلی سورگاه و آهکی ایلام وجود ندارد. هدف از این پژوهش بررسی ژئوشیمی و دیاژنز سازند سروک در دو یال شمالی و جنوبی کوه میش بوده است.

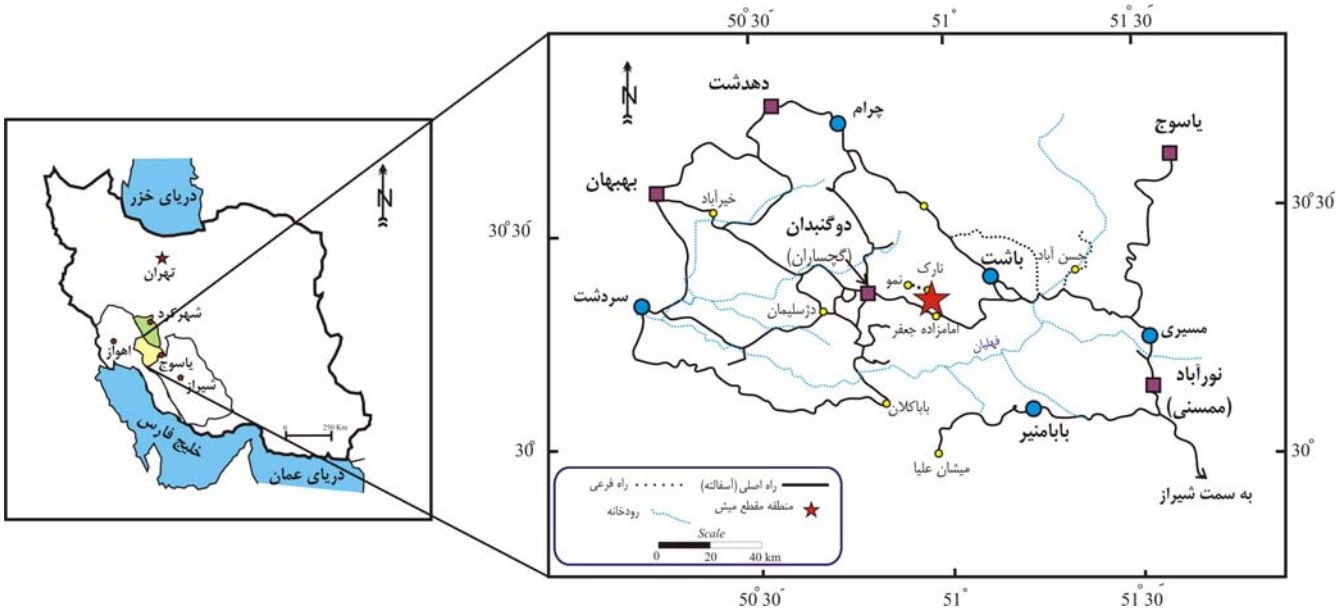
موقعیت جغرافیایی و جایگاه تکتونیکی

کوه میش در پهنه ایذه و در محدوده ۱:۱۰۰۰۰۰ گچساران (Setudehnia and O′B Perry Perry 1966) واقع شده است. ارتفاع قاعده برش کوه میش در یال جنوبی از سطح دریا ۱۰۳۹ متر و مختصات جغرافیایی آن ″۵۶ ′۲۲ °۳۰ عرض شمالی و″۵۱ ′۵۷ °۵۰ طول شرقی است. امتداد لایه‌ها در این برش N ۲۴ W و شیب عمومی لایه‌ها NE ۴۶ درجه است. ارتفاع قاعده برش از سطح دریا در یال جنوبی کوه میش ۱۰۴۷ متر و مختصات جغرافیایی آن ″۴۹ ′۲۰ °۳۰ عرض شمالی و″۳۱ ′۵۶ °۵۰ طول شرقی است. امتداد لایه‌ها در این برش N ۶۴ W و شیب عمومی لایه‌ها ۱۵SW درجه است. جهت دسترسی به منطقه مورد مطالعه می‌توان از جاده اصلی گچساران به شیراز استفاده نمود (شکل ۲). از دیدگاه تکتونیکی کوه میش در زون ایذه واقع شده است. زون ایذه قسمتی از کمربند چین خورده است که از شمال به حد جنوبی زون رورانده (تراست زاگرس)، از جنوب به حد شمالی فروافتادگی دزفول، از شرق به گسل کازرون و از غرب به گسل بالا رود محدود است

(Bleek and Jones 1928; Harrison et al. 1932; Alavi 2007).



شکل ۱- ستون چینه‌شناسي سازند سروک در يال شمالي و جنوبي کوه ميش، منطقه گچساران



شکل ۲- نقشه موقعیت ناحیه مورد مطالعه

روش مطالعه

برای مطالعه رخساره‌ای و ژئوشیمیایی سازند سروک در مقاطع مورد مطالعه ۲۶۷ نمونه سنگ از یال شمالی و ۱۶۷ نمونه سنگ از یال جنوبی کوه میش (در مجموع ۴۳۴ نمونه) برداشته شد. مقاطع نازک تهیه شده توسط محلول آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به منظور تشخیص کلسیت از دولومیت به روش دیکسون (Dickson 1965) رنگ‌آمیزی شده است.

پس از مطالعه دقیق و کامل مقاطع نازک سطح‌الارضی، تعداد ۴۰ نمونه سنگ آهک از یال شمالی و ۴۰ نمونه از یال جنوبی (در مجموع ۸۰ نمونه) برای مطالعه آنالیز عنصری انتخاب شدند. پودر این نمونه‌ها توسط مته‌های دندانپزشکی و حدالامکان از زمینه گل آهکی موجود و به دور از رگه‌ها و آلوکم‌های موجود در سنگ تهیه شده و سپس جهت تعیین عناصر اصلی و فرعی با دستگاه جذب اتمی (AAS) در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی مورد آزمایش و مقادیر عناصر اصلی (شامل Ca و Mg) بر حسب درصد و عناصر فرعی (شامل Fe, Mn, Na, Sr) بر حسب پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شده است.

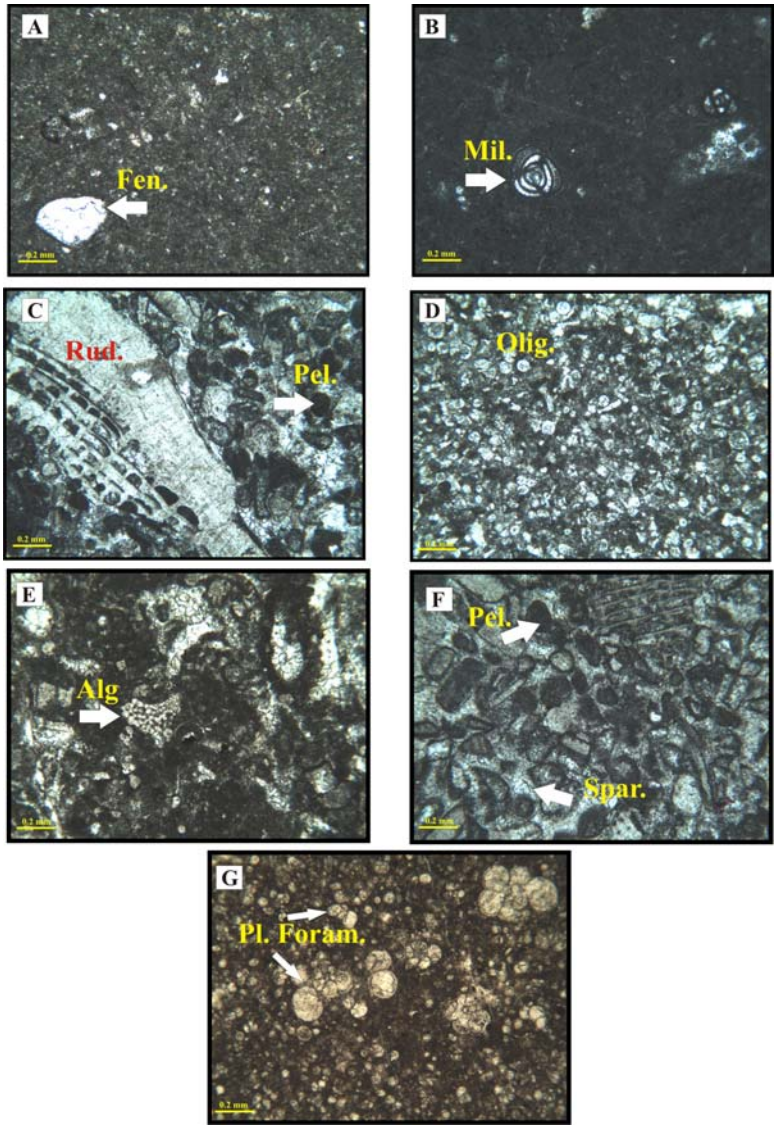
جهت تکمیل اطلاعات تعداد ۳۰ نمونه از پودر سنگ‌هایی که مورد آزمایش جذب اتمی قرار گرفته بودند انتخاب (۱۴ نمونه یال شمالی و ۱۶ نمونه از یال جنوبی) و به مرکز آزمایشگاهی علوم (CSL) دانشگاه تاسمانیا در استرالیا ارسال گردید. انتخاب نمونه‌ها به گونه‌ای بود که تمامی ستون سنگ‌شناسی یال شمالی و جنوبی کوه میش پوشش داده شود. در این آنالیز ۱۵ میلی‌گرم از پودر نمونه‌ها به مدت ۲۴ ساعت تحت تاثیر اسید فسفریک در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد قرار گرفته تا گاز CO_2 متصاعد شده از هر نمونه به کمک دستگاه اسپکترومتر جرمی (VG SIRA series II) اندازه‌گیری شود. خطای اندازه‌گیری ایزوتوپی ۰٫۱‰± بوده است. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن و کربن نمونه‌ها بر حسب در هزار (permil) و نسبت به استاندارد مرجع PDB (Pee Dee Blemnite) اندازه‌گیری شده است.

همچنین به منظور تشخیص انواع سیمان‌ها و تعیین محیط دیاژنتیکی آنها، برخی مقاطع سازند سروک در یال جنوبی کوه میش توسط میکروسکوپ کاتدولومینسانس واقع در دانشگاه آبردین، انگلستان مورد بررسی قرار گرفتند. میکروسکوپ مورد استفاده در این تحقیق از نوع Nikon CL (مدل HB 10101AF) بوده است.

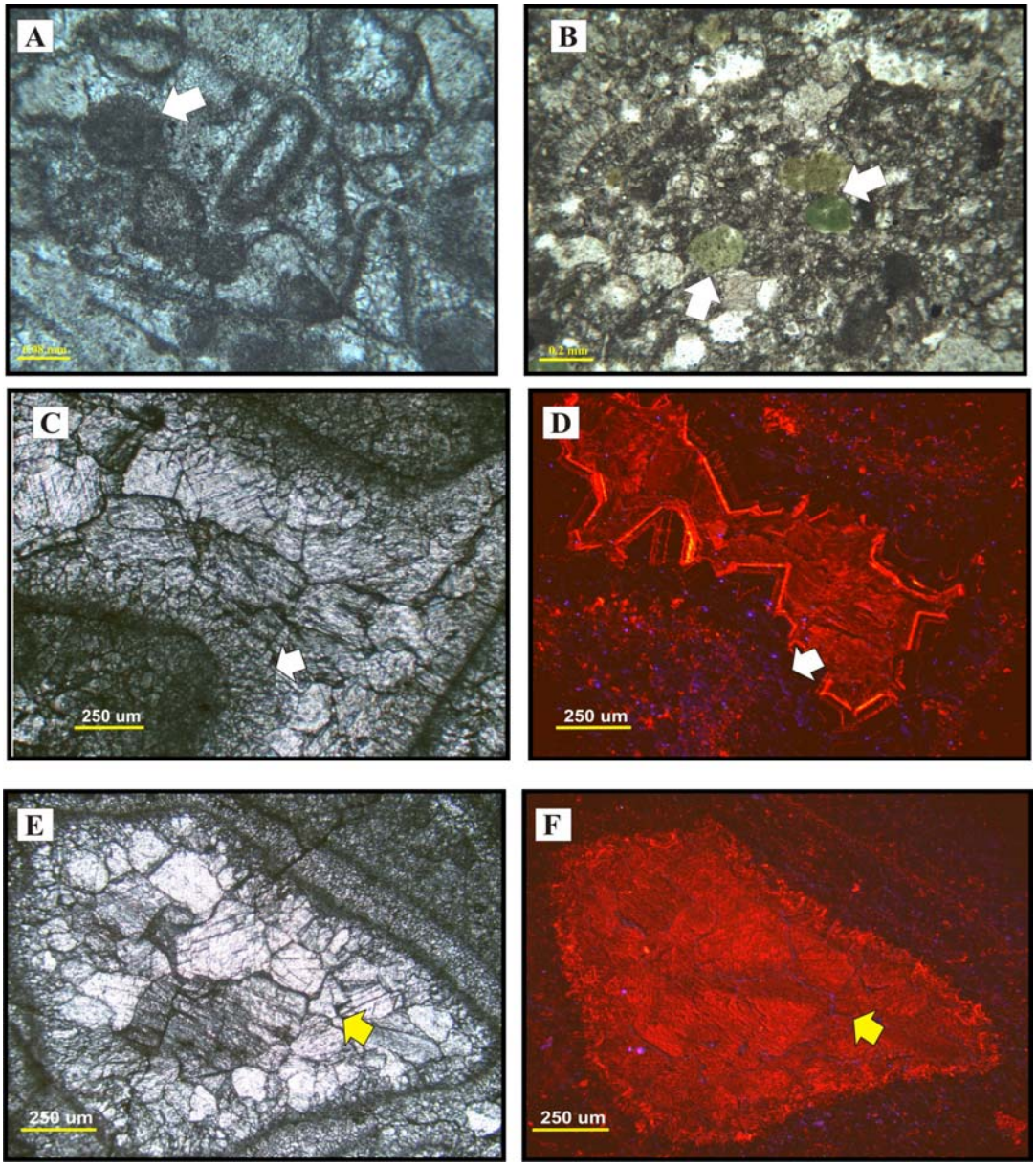
رخساره‌های میکروسکوپی

بر اساس کمیت و نوع دانه‌های تشکیل دهنده (خرده‌های فسیلی، اُاُئید، پلت و اینتراکلست)، سیمان و ماتریکس، رخساره‌های سنگی رسوبات کربناته سازند سروک در کوه میش تشخیص و تفکیک گردیده‌اند. مطالعات میکروسکوپی منجر به شناسایی زیر رخساره‌هایی گردیده است که هریک از این زیر رخساره‌ها از نظر محیط رسوب‌گذاری به ۴ کمربند رخساره‌ای (Facies belt) جزر و مدی (Tidal flat)، لاگون (Lagoon)، سدی (Bar) و دریای باز (Open marine) تعلق دارند. زیررخساره‌های شناسایی شده در یال جنوبی کوه میش از بخش کم عمق به سمت عمیق شامل مادستون به همراه فابریک چشم پرنده‌ای (محیط جزر و مدی)، مادستون- وکستون بیوکلست‌دار، وکستون بیوکلست‌دار (لاگون)، پکستون دارای بیوکلست و پلوئید، پکستون- گرینستون به همراه اینتراکلست و پلوئید، پکستون- گرینستون رودیستی و بیوکلست‌دار (محیط سدی) و پکستون- گرینستون به همراه اُاُئید و پلوئید، وکستون-پکستون بیوکلست‌دار و وکستون-پکستون دارای فرامینیفرهای پلاژیک (بخش‌های عمیق‌تر دریا نسبت به رخساره‌های قبلی) است (شکل ۳). زیررخساره‌های شناسایی شده در یال شمالی کوه میش شامل وکستون بیوکلست‌دار (لاگون)، وکستون-پکستون دارای فرامینیفرهای بنتیک و پلاژیک، پکستون- گرینستون به همراه بیوکلست و پلوئید (سد) و وکستون- پکستون دارای بیوکلست و فرامینیفرهای پلاژیک و پکستون الیگوستژینادار (بخش عمیق دریا) است (شکل ۳). مطالعه رخساره‌های سازند سروک در کوه میش، تبدیل تدریجی و آرام رخساره‌ها به یکدیگر، عدم وجود ساختارهای ریفی، عدم حضور کورتوئیدها، آنکوئیدها، پیزوئیدها و دانه‌های تجمعی که خاص محیط‌های شلف کربناته است و یا به ندرت در رمپ‌های کربناته یافت می‌شوند (Flügel 2004) و همچنین عدم وجود رخساره‌های ریزشی و لغزشی، نشان می‌دهد که سنگ‌های آهکی سروک در یک رمپ کربناته تشکیل شده است. نهشته‌های سازند سروک در یال جنوبی کوه میش عمدتاً در محیط‌های رمپ داخلی (Inner Ramp) و رمپ میانی (Middle Ramp) و به مقدار کمتر در رمپ خارجی (Outer Ramp) و در یال شمالی به میزان کمتر در محیط‌های رمپ داخلی و عمدتاً رمپ میانی و رمپ خارجی تهنشست یافته‌اند. همچنین با توجه به مقایسه نهشته‌های سازند سروک در یال شمالی کوه میش با یال جنوبی آن می‌توان به این نتیجه رسید که نهشته‌های یال جنوبی سازند سروک در بخش‌های کم عمق‌تر حوضه نسبت به یال شمالی آن تهنشست یافته‌اند و نهشته‌های سازند سروک به صورت زبانه‌ای از یال جنوبی به سمت یال شمالی کوه میش کاهش ضخامت یافته‌اند.

فرآیندهای دیاژنتیکی مختلفی نظیر سیمانی‌شدن، نئومورفیسم، انحلال، تراکم، میکریتی شدن، چرتی شدن، آهن‌دار شدن، فسفاتی شدن و گلاکونیتی شدن سنگ آهک‌های سازند سروک را تحت تاثیر قرار داده‌اند (شکل ۴). مطالعه سیمان‌ها با استفاده از میکروسکوپ کاتدولومینسانس در یال جنوبی کوه میش نشان‌دهندهٔ سیمان دریایی و متائوریکی است. فابریک سیمان‌ها عمدتاً سوزنی یا فیبری هم‌ضخامت، هم‌بعد، سین‌تکسیال و دروزی است. سیمان‌های دریایی به صورت کدر (Dull) و سیمان متائوریکی زرد تا زرد نارنجی در مقاطع سازند سروک مشاهده می‌شود (شکل ۴).



شکل ۳- A: مادستون به همراه فابریک چشم پرنده‌ای (محیط جزر و مدی، یال جنوبی کوه میش، XPL). B: مادستون- وکستون بیوکلست‌دار (محیط لاگون، یال جنوبی کوه میش، XPL). در این مقطع فرامینیفرهای بنتیک از نوع میلیولیده با فراوانی کمتر از ۵ درصد در زمینه گلی دیده می‌شوند. C: پلوئیدال پکستون بیوکلست‌دار (محیط سد، یال جنوبی کوه میش، PPL). خرده‌های رودیست در کنار پلت‌های گلی در یک زمینه گلی – سیمان اسپاری در کنار هم قرار گرفته‌اند. D: وکستون- پکستون به همراه فرامینیفرهای پلاژیک (بخش عمیق دریا، یال جنوبی کوه میش، PPL). فرامینیفرهای پلاژیک از نوع الیگوستژینا در زمینه گلی مشاهده می‌شوند. E: وکستون بیوکلست‌دار (محیط لاگون، یال شمالی کوه میش،PPL). جلبک قرمز با علامت فلش مشخص شده است. F: پکستون- گرینستون به همراه بیوکلست و پلوئید (محیط سد، یال شمالی کوه میش، PPL). در این شکل پلوئیدها در کنار خرده‌های زیستی قرار گرفته‌اند. G: وکستون- پکستون به همراه بیوکلست و فرامینیفرهای پلاژیک (محیط عمیق، یال شمالی کوه میش، XPL). کلمات اختصاری نشان داده شده در شکل: .Fen: فابریک فنسترال، Mil: میلیولید، .Rud: رودیست، .Pel: پلوئید، .Olig: الیگوستژینا، .Alg: جلبک، .Spar: کلسیت اسپاری، .Pl Foram.: فرامینیفر پلاژیک.



شکل ٤- A: تصویری از فرآیند میکریتی شدن بر روی یک اائید در رخساره گرینستونی محیط سدی، یال جنوبی کوه میش، PPL. B:گلاکونیت سبز رنگ در نهشته‌های سازند سروک در یال شمالی کوه میش، PPL، C: نمایی از سیمان سوزنی با حواشی هم‌ضخامت در اطراف دانه‌ها که توسط سیمان دانه درشت‌تر دنبال شده است، PPL، D: تصویر C در میکروسکوپ کاتدولومینسانس. در این تصویر سیمان سوزنی دریایی اولیه (علامت فلش) با رنگ تیره اطراف دانه‌ها قابل تشخیص است. این سیمان توسط سیمان متائوریکی دنبال شده است. E: سیمان کلسیت صفحه‌ای که مرکز فضای خالی را پرکرده است، PPL. F: تصویر E در میکروسکوپ کاتدولومینسانس. در این شکل سیمان صفحه‌ای به رنگ نارنجی در بخش مرکزی دیده می‌شود که نشان از متائوریکی بودن سیمان دارد.

آنالیز ژئوشیمیایی

آنالیز عنصری نمونه‌های سازند سروک نشان می‌دهد که میزان Sr در نمونه‌های یال شمالی کوه میش بین ۶۵۳ تا ۲۷۴۷ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۶۴۱ پی‌پی‌ام) در تغییر است (جدول ۱). این میزان در یال جنوبی کوه میش بین ۱۷۵ تا ۸۶۵ پی‌پی‌ام (میانگین ۴۴۸ پی‌پی‌ام) در نوسان است (جدول ۲).

مقدار سدیم در نمونه‌های یال شمالی کوه میش بین ۱۷۹ تا ۶۳۸ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۷۹ پی‌پی‌ام) است (جدول ۱). این میزان در نمونه‌های آهکی یال جنوبی کوه میش بین ۱۴۵ تا ۷۳۸ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۶۰ پی‌پی‌ام) در نوسان است (جدول ۲). میزان استرانسیوم و سدیم در نمونه‌های آهکی سازند سروک در یال شمالی کوه میش بیشتر از یال جنوبی آن است. دامنه تغییرات منگنز در نمونه‌های آهکی یال شمالی کوه میش بین ۱۲ تا ۴۷ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۵٫۳ پی‌پی‌ام) و در نمونه‌های آهکی یال جنوبی کوه میش بین ۸ تا ۷۴ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۱٫۲ پی‌پی‌ام) در نوسان است. میانگین Mn در یال شمالی کوه میش کمتر از یال جنوبی آن است (جداول ۱ و ۲). مقدار آهن در سنگ آهک‌های سازند سروک در نمونه‌های یال شمالی کوه میش بین ۷۱ تا ۲۵۴ پی‌پی‌ام (به‌طور میانگین ۴۰٫۷۲۵ پی‌پی‌ام) در تغییر است. این میزان در نمونه‌های آهکی یال جنوبی کوه میش بین ۴۵ تا ۲۳۳ پی‌پی‌ام (به‌طور میانگین ۱۰۷ پی‌پی‌ام) در نوسان است (جداول ۱و ۲).

دامنه تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در سازند سروک در یال شمالی کوه میش بین ۴٫۴۲- تا ۳٫۱۶- ‰PDB (میانگین ۳٫۶۲- ‰PDB) و در یال جنوبی کوه میش بین ۵٫۸- تا ۳٫۵۳- ‰PDB (میانگین ۴٫۵۲- ‰PDB) در تغییر است (جدول ۳). ایزوتوپ کربن در یال شمالی کوه میش بین ۱٫۲۲ تا ۳/۳ ‰PDB (میانگین ۱٫۷۸ ‰PDB) و در یال جنوبی کوه میش بین ۴/۲۵- تا ۲٫۸۸ ‰PDB (میانگین ۰٫۰۲- ‰PDB) در نوسان است (جدول ۳).

جدول ۱- نتایج آنالیز عنصري سازند سروک در یال شمالي کوه میش

Sample No.	Sr (ppm)	Na (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Mg %	Ca %
N0	671	179	43	236	0.42	38.49
N6	653	519	35	167	0.22	38.87
N12	2200	294	27	175	0.22	38.75
N16	2221	266	30	166	0.29	38.63
N20	1965	375	36	188	0.3	38.52
N26	1883	224	12	91	0.64	37.99
N30	919	352	25	166	0.37	38.76
N40	1706	235	19	82	0.21	38.94
N44	1190	264	18	103	0.23	38.67
N48	736	238	15	82	0.21	39.15
N54	863	315	15	103	0.21	39.26
N60	1331	320	21	87	0.47	38.41
N66	953	285	24	164	0.25	39.19
N74	1303	302	23	191	0.31	38.58
N84	936	302	35	254	0.21	38.75
N92	876	286	30	183	2.53	35.65
N102	1599	281	24	122	2.58	35.31
N106	1490	281	24	129	0.16	39.12
N114	1644	372	27	114	0.17	39.19
N118	1541	185	15	119	0.06	39.24
N122	1683	379	29	104	0.06	39.13
N126	1561	608	30	125	0.19	38.84
N132	1606	572	14	112	0.06	39.07
N142	1616	565	23	110	0.06	39.1
N150	1491	553	15	123	0.06	39.02
N156	976	638	26	135	0.05	39.01
N164	1561	528	20	135	0.11	39.01
N170	1087	624	34	107	0.06	38.91
N180	1866	487	26	132	0.06	39.11
N184	2110	223	26	121	0.17	38.99
N188	2042	253	23	106	0.19	38.84
N194	1936	425	26	112	0.24	38.74
N200	2747	437	21	134	0.11	39.02
N209	2701	555	18	71	0.44	38.53
N215	2299	220	32	118	0.32	38.8
N221	1937	587	17	230	0.37	38.67
N232	1801	474	27	196	0.11	39.2
N238	2686	389	47	136	0.12	39
N240	2657	312	28	191	0.12	38.95
N250	2587	452	32	209	0.13	38.97

جدول ۲- نتایج آنالیز عنصري سازند سروک در یال جنوبي کوه میش

Sample No.	Sr (ppm)	Na (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Mg %	Ca %
S0	775	342	49	152	0.27	39.06
S5	586	465	30	91	0.63	38.53
S10	533	593	36	92	0.37	38.79
S14	551	647	27	62	0.36	38.9
S18	613	296	8	63	0.53	38.37
S26	755	605	19	120	0.35	38.76
S34	826	437	10	46	0.36	38.76
S40	501	463	18	45	0.31	38.84
S52	581	295	20	66	0.31	38.86
S68	572	242	19	59	0.36	38.72
S76	605	331	10	71	0.39	38.76
S82	721	327	28	162	0.35	39.02
S96	627	448	26	92	0.46	38.63
S102	865	738	29	233	0.4	38.56
S112	475	211	22	74	0.36	38.67
S126	407	277	21	77	0.35	38.47
S136	416	273	29	91	0.3	39.03
S144	433	435	32	57	0.34	38.68
S156	339	416	21	50	0.31	38.98
S168	241	305	30	80	0.34	38.84
S174	197	300	28	68	0.38	38.6
S186	271	243	29	90	0.25	38.08
S198	195	211	25	91	0.31	38.71
S208	289	301	33	185	0.69	38.16
S214	199	217	53	68	0.33	38.74
S226	175	212	41	72	0.38	38.58
S234	177	145	39	68	0.32	39.06
S248	225	198	24	61	0.31	38.67
S258	205	240	18	86	0.39	38.5
S266	445	227	30	127	0.34	38.63
S268	470	581	34	194	0.3	38.78
S274	414	427	33	143	0.38	38.6
S280	331	254	42	172	0.43	38.36
S290	570	515	35	141	0.36	38.75
S298	542	532	30	126	0.29	38.69
S304	611	534	34	169	0.24	38.61
S324	362	205	63	136	0.38	38.44
S334	279	242	45	172	0.35	38.53
S340	285	218	54	176	0.42	38.29
S344	257	443	74	152	0.3	38.59

جدول ۳- نتايج آناليز ايزوتوپي نمونه‌هاي سازند سروك در يال شمالي و جنوبي كوه ميش

Sample No.	Location	$\delta^{13}C$ ‰ PDB	$\delta^{18}O$ ‰ PDB
N0	North Flank	1.26	-4.42
N20	North Flank	2.17	-3.94
N44	North Flank	2.53	-3.9
N60	North Flank	2.03	-3.16
N84	North Flank	1.7	-3.77
N106	North Flank	1.36	-3.55
N118	North Flank	1.46	-3.35
N132	North Flank	1.28	-4.02
N150	North Flank	1.69	-3.3
N164	North Flank	2.12	-3.75
N184	North Flank	1.69	-3.52
N209	North Flank	1.49	-3.19
N238	North Flank	1.22	-3.18
N250	North Flank	3.03	-3.76
S0	South Flank	1.89	-3.77
S26	South Flank	2.25	-3.77
S40	South Flank	1.61	-4.75
S68	South Flank	1.98	-4.92
S82	South Flank	2.88	-3.53
S102	South Flank	2.64	-3.64
S126	South Flank	2.01	-4.78
S144	South Flank	1.39	-4.58
S168	South Flank	-0.76	-4.96
S186	South Flank	-1.86	-5.29
S208	South Flank	-4.25	-4.2
S234	South Flank	-3.09	-5.17
S268	South Flank	-0.82	-4.3
S290	South Flank	1.08	-3.8
S324	South Flank	-3.36	-5.07
S344	South Flank	-4.01	-5.8

بحث

به‌منظور مطالعه نهشته‌های رسوبی سازند سروک در یال شمالی و جنوبی کوه میش عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن در برابر یکدیگر ترسیم شده‌اند. در شکل ۵ تغییرات سدیم در برابر استرانسیوم (A)، منگنز در برابر استرانسیوم (B)، استرانسیوم در برابر نسبت Sr/Ca (C)، استرانسیوم در برابر نسبت Sr/Na (D) و منگنز در برابر Sr/Mn (E) نشان داده شده است. مطابق این شکل و جداول ۱ و ۲ میزان استرانسیوم در یال شمالی کوه میش به مراتب بالاتر از یال جنوبی آن است. استرانسیوم در مطالعه شرایط دیاژنتیکی و محیط قدیمه رسوبات کربناته مورد استفاده قرار می‌گیرد (Veizer and Demovic 1973). بین میزان استرانسیوم و نوع سنگ (میکروفاسیس یا لیتولوژی) و یا محیط‌های ته‌نشست (محیط‌های دریایی کم عمق در برابر عمیق) ارتباط وجود دارد (Flügel 2004). میزان Sr از رسوبات عهدحاضر به سمت رسوبات قدیمه و دولومیت‌ها کاهش می‌یابد. آراگونیت‌ها در محیط‌های عهد حاضر، با مقادیر بالای Sr (تا ۱۰۰۰۰ ppm) و کلسیت با مقادیر پایین استرانسیوم مشخص می‌گردد. علاوه بر این میزان Sr در کربنات‌ها به دمای آب، شوری، اثرات زیستی و میزان نسبت Ca/Sr در آب دریا بستگی دارد. اغلب سنگ آهک‌های قدیمه در طی دیاژنز نظیر تبدیل آراگونیت به کلسیت، انحلال و قرار گرفتن در سیستم باز دیاژنتیکی استرانسیوم خود را از دست می‌دهند (Veizer and Demovic 1973; Flügel 2004). اختلاف استرانسیوم در نمونه‌های مورد مطالعه می‌تواند به دلیل اختلاف در محیط ته‌نشست سازند سروک در یال شمالی نسبت به یال جنوبی و اختلاف در نوع رخساره‌ها در این دو برش باشد، به‌طوری که نهشته‌های سازند سروک در یال جنوبی کوه میش عمدتاً در محیط رمپ داخلی و میانی و در یال شمالی عمدتاً در رمپ خارجی ته‌نشست یافته‌اند. حضور گسترده فرامینیفرهای پلاژیک و الیگوستژینا و عدم فراوانی فرامینیفرهای بنتیک در یال شمالی نسبت به یال جنوبی می‌تواند نشان‌دهنده عمق بیشتر حوضه در یال شمالی نسبت به یال جنوبی کوه میش باشد.

میزان سدیم در نهشته‌های آهکی سروک در یال شمالی نیز بیشتر از یال جنوبی آن است. این اختلاف را می‌توان به متفاوت بودن درجه شوری، تفریق بیولوژیکی، ترکیب کانی‌شناسی و عمق آب در دو یال شمالی و جنوبی نسبت داد (Rao and Adabi, 1992; Zhao et al. 2009). احتمالاً نهشته‌های رسوبی سازند سروک در یال جنوبی دارای درجه شوری بیشتر و ترکیب کانی‌شناسی اولیه متفاوتی نسبت به یال جنوبی بوده‌اند. حضور اائید، اینتراکلست و پلت‌های دفعی در یال جنوبی و عدم گسترش آنها در یال شمالی، می‌تواند نشان‌دهنده عمق کمتر حوضه در یال جنوبی نسبت به یال شمالی باشد.

طبق شکل C ۵ بین میزان سدیم و نسبت Sr/Ca روند افزایشی مثبتی دیده می‌شود و داده‌ها رگرسیون خوبی دارند. برخی محققین معتقدند که بین نسبت Sr/Ca و دمای سطحی آب (Sea surface temperature) و سرعت رشد کریستالی (Crystal grow rate) ارتباط مثبتی وجود دارد (Mitsuguchi et al. 2001; Carre et al. 2006) و در نتیجه روند مثبت مشاهده شده است.

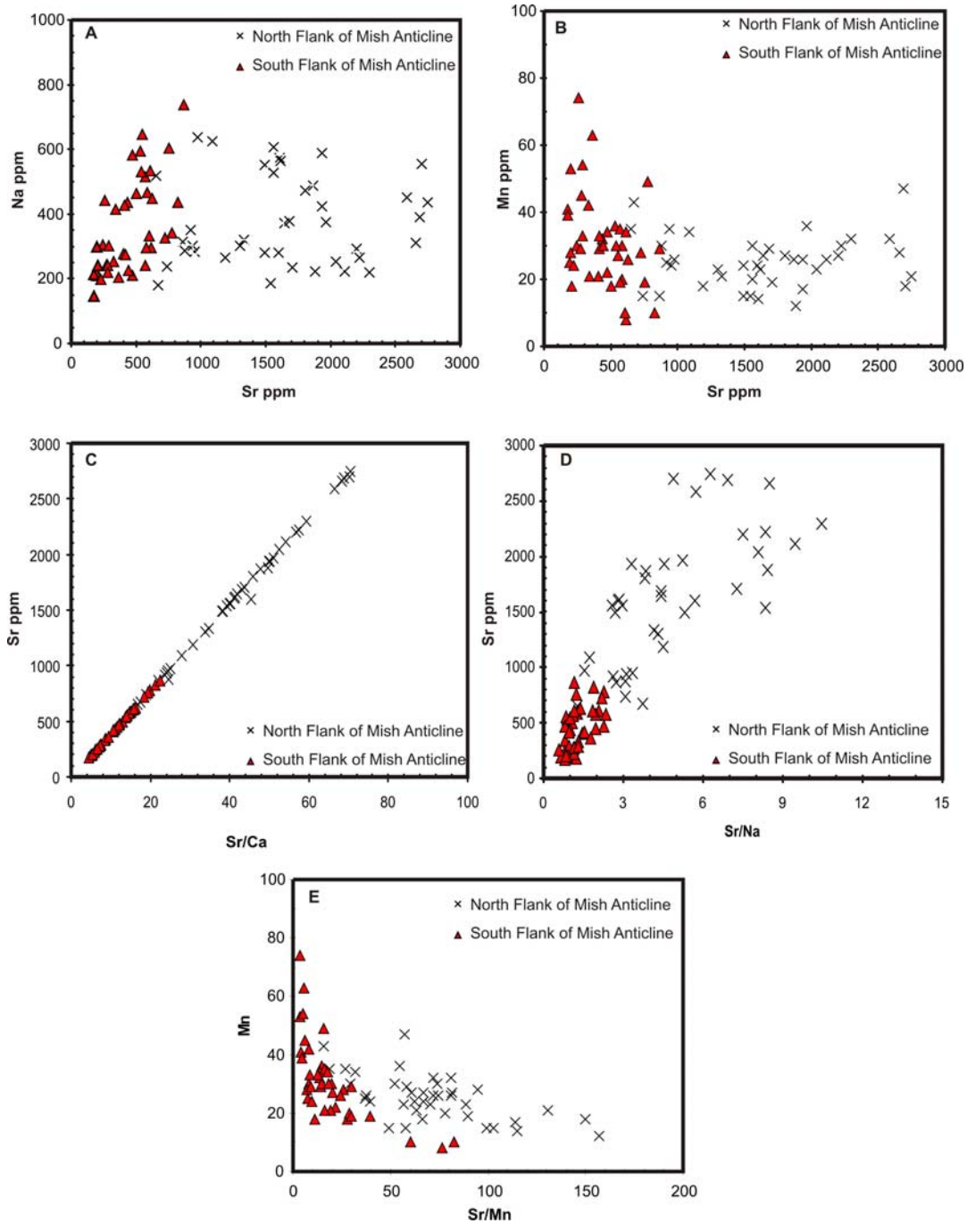
تغییرات نسبت Sr/Na عامل مهمی در تفکیک کانی‌شناسی اولیه آراگونیت در برابر کلسیت است (Rao 1991; Winefield et al. 1996) به‌طوری که نسبت Sr/Na بالاتر از یک نشانگر ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیت و مقادیر کمتر از یک نشانگر ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیتی است (Winefield et al. 1996, Adabi and

(Asadi Mehmandousti 2008). میانگین نسبت Sr/Na در یال شمالی ۴٫۸ و در یال جنوبی ۱٫۳ است که می‌تواند نشان‌دهندهٔ آراگونیتی بودن بیشتر نهشته‌های سازند سروک در یال شمالی نسبت به یال جنوبی آن باشد.

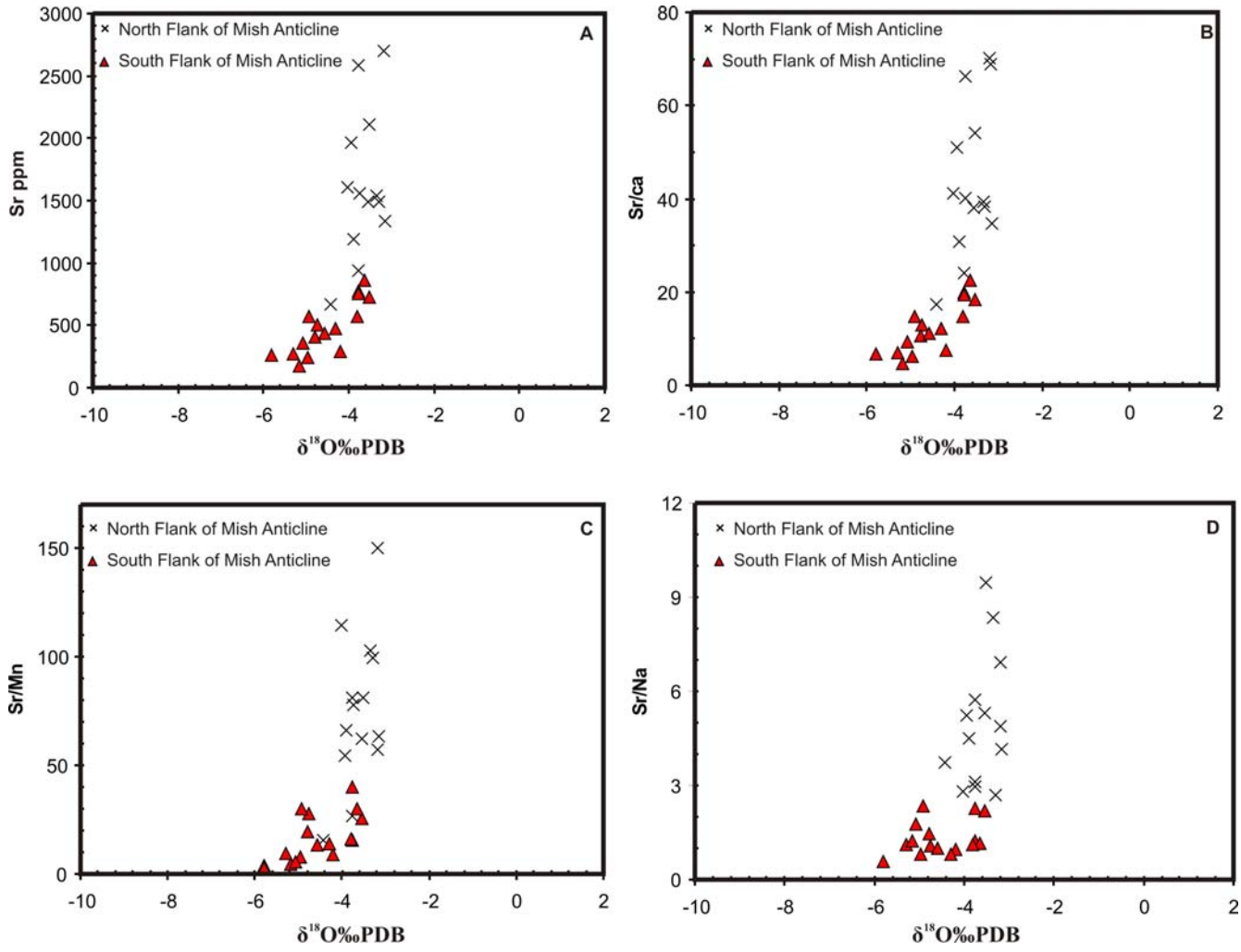
میزان Mn در کربنات‌های دریایی بسته به کانی‌شناسی اولیه، کنترل‌های کریستالوگرافی، میزان تمرکز Mn در آب دریا، شرایط Eh، مواد آلی و فرآیندهای میکروبی دارد (Flügel 2004). در اکثر نمونه‌های یال جنوبی کوه میش نسبت Sr/Mn کمتر از ۵۰ (میانگین ۱۹٫۴۵) و در نمونه‌های یال شمالی کوه میش این نسبت بیشتر از ۵۰ (میانگین ۷۲) است. روند تغییرات Sr/Mn در مقابل Mn در نمونه‌های سازند سروک نشان می‌دهد که در مقطع یال شمالی انحلال یا به عبارتی دگرسانی، به مراتب کمتر از یال جنوبی است (Rao 1991). علت انحلال بیشتر یال جنوبی را می‌توان به دلیل تاثیر فرآیند دیاژنز متائوریکی نسبت داد. مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که فرآیند سیمانی‌شدن در یال جنوبی به مراتب بیشتر از یال شمالی بوده است و سیمان‌های دروزی، سین‌تکسیال و هم بعد قابل شناسایی است.

در شکل‌های ۶ و ۷ تغییرات استرانسیوم، استرانسیوم/کلسیم، استرانسیوم/منگنز و استرانسیوم/ سدیم به ترتیب در برابر ایزوتوپ اکسیژن و کربن نشان داده شده است. اختلاف در میزان عناصر اصلی، فرعی و ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن باعث تفکیک نمونه‌ها از یکدیگر شده است. تغییرات مقدار ایزوتوپ کربن در یال جنوبی کوه میش از مقادیر مثبت تا منفی (۴٫۲۵- تا ۲٫۸۸ ‰PDB) در نوسان است، اما این میزان در نمونه‌های یال شمالی کوه میش مثبت است (بین ۱٫۲۲ تا ۳٫۳ ‰PDB). علت اختلافات ایزوتوپی نیز می‌تواند به دلیل اختلاف در نوع دیاژنز و فرآیندهای مرتبط با آن باشد. در بخش ۷ دیاژنز در دو یال شمالی و جنوبی کوه میش ارائه شده است.

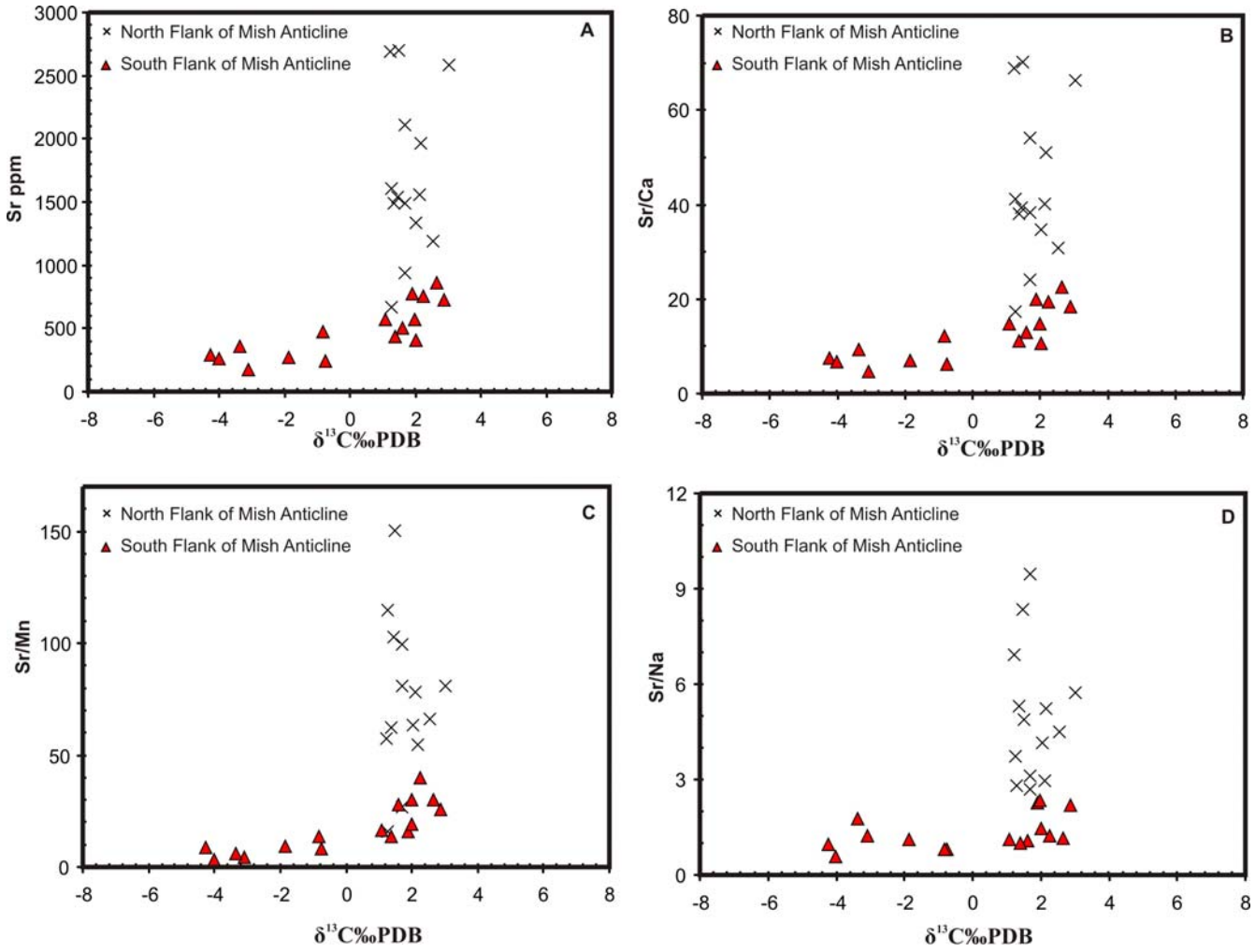
بنابراین اختلاف ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و ایزوتوپی که باعث جدایش نهشته‌های سازند سروک در یال شمالی و جنوبی کوه میش از یکدیگر شده‌اند را می‌توان به اختلاف در شرایط محیط ته‌نشست (محیط کم عمق و عمیق)، اختلاف در ترکیب کانی‌شناسی اولیه، اختلاف در نوع میکروفاسیس‌ها و اختلاف در نوع دیاژنز و فرآیندهای مرتبط با آن نسبت داد.



شکل ۵- ترسیم عناصر اصلی و فرعی در برابر یکدیگر که منجر به جدایش نمونه‌های آهکی سروک در یال شمالی و جنوبی کوه میش شده است. A- سدیم در مقابل استرانسیوم، B- منگنز در برابر استرانسیوم، C- استرانسیوم در برابر Sr/Ca D- استرانسیوم در برابر Sr/Na و E- منگنز در مقابل Sr/Mn.



شکل ٦- تغییرات Sr، Sr/Ca، Sr/Mn و Sr/Na در برابر ایزوتوپ اکسیژن در نمونه‌های یال شمالی و جنوبی کوه میش، سازند سروک.



شکل ۷- تغییرات Sr، Sr/Ca، Sr/Mn و Sr/Na در برابر ایزوتوپ کربن در نمونه‌های یال شمالی و جنوبی کوه میش، سازند سروک.

دیاژنز

بر اساس نسبت استرانسیوم نرمال شده توسط کلسیت ((1000*Sr/Ca (wt)) در برابر Fe و Mn می‌توان به باز و بسته بودن سیستم دیاژنتیکی، نسبت فعل و انفعالات آب به سنگ و شرایط اکسیدان و احیایی محیط پی برد (Brand and Veizer 1980). در سیستم دیاژنزی باز با افزایش تبادلات آب به سنگ (Water-rock interaction) میزان Sr/Ca کاهش می‌یابد.

در شکل ۸ تغییرات ((1000*Sr/Ca (wt)) به ترتیب در برابر Fe و Mn ترسیم شده است. در این نمودار محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت پر منیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) مشخص گردیده است. محور عمودی بیانگر میزان تبادل سنگ به آب (Rock -Water interaction) و میزان باز بودن سیستم است. مقادیر آهن و منگنز در محور افقی نشانگر شرایط احیایی و اکسیدان محیط است (Brand and Veizer 1980; Lohmann 1988; Knorich and Mutti 2006).

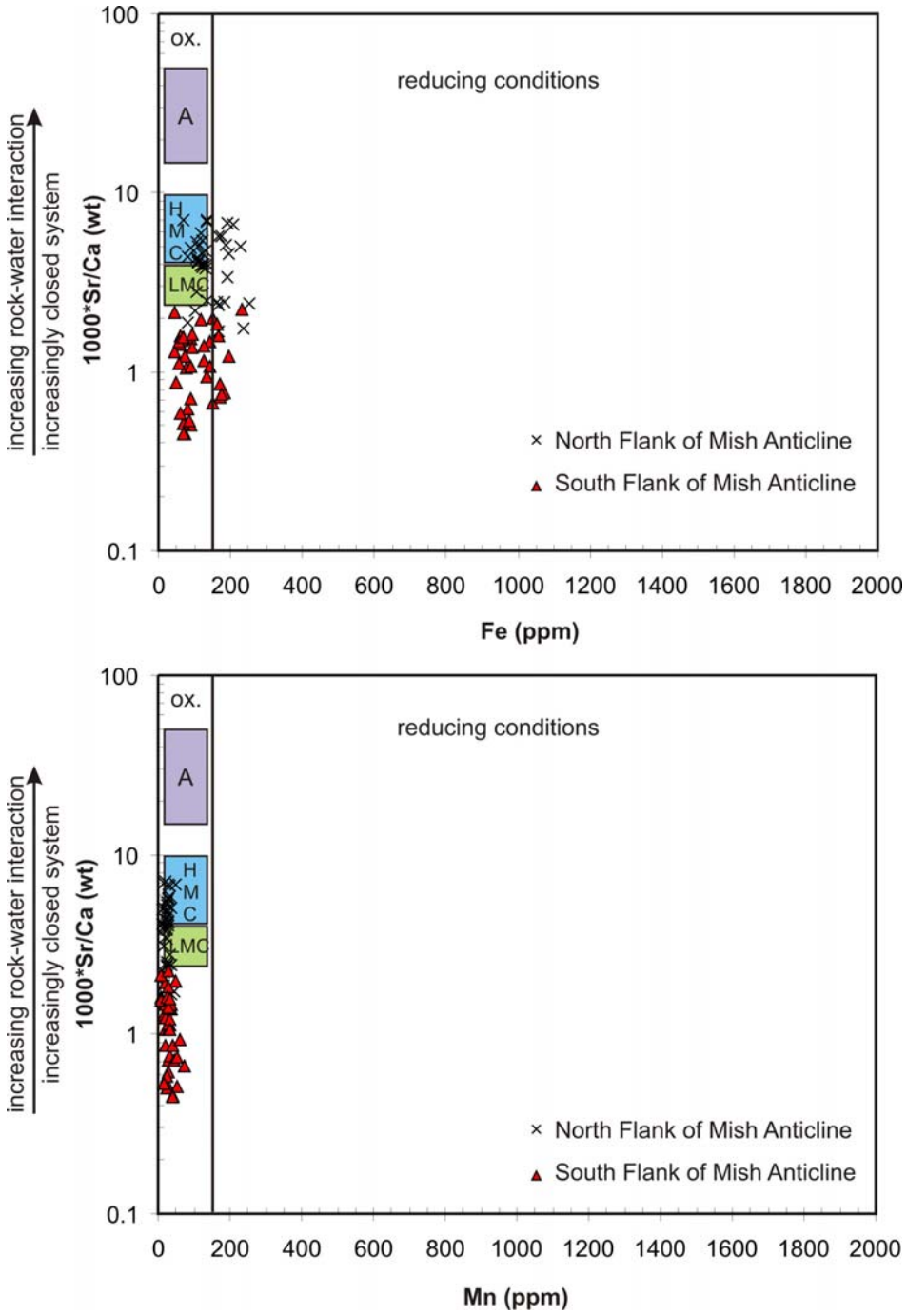
همانگونه که ملاحظه می‌شود نمونه‌های سازند سروک در یال شمالی کوه میش در محدودهٔ روند دیاژنتیکی کلسیت پرمنیزیم و نهشته‌های یال جنوبی در محدودهٔ روند کلسیت کم منیزیم واقع شده‌اند. نمونه‌های سازند سروک در یال شمالی کوه میش تبادل سنگ به آب بیشتری را نسبت به نمونه‌های آهکی سروک در یال جنوبی کوه میش از خود نشان می‌دهند.

با توجه به این‌که میزان Sr در نمونه‌های یال جنوبی کمتر از یال شمالی است اختلاف نسبت ((1000*Sr/Ca (wt)) می‌تواند در ارتباط با بسته بودن سیستم دیاژنتیکی یال شمالی کوه میش نسبت به یال جنوبی آن باشد.

در سیستم‌های بسته، سیالات دیاژنتیکی جابجا نمی‌شوند اما تغییرات ثابتی به دلیل فرآیندهای ته‌نشست و انحلال از خود نشان می‌دهند. بسته به ضریب توزیع (Distribution Coefficient) عناصر اصلی و فرعی سیال دیاژنتیکی می‌تواند غنی یا فقیر باشد

(Dickson 1990; Smith and Nelson 2003; Knorich and Mutti 2006; Caron and Nelson 2009)

.

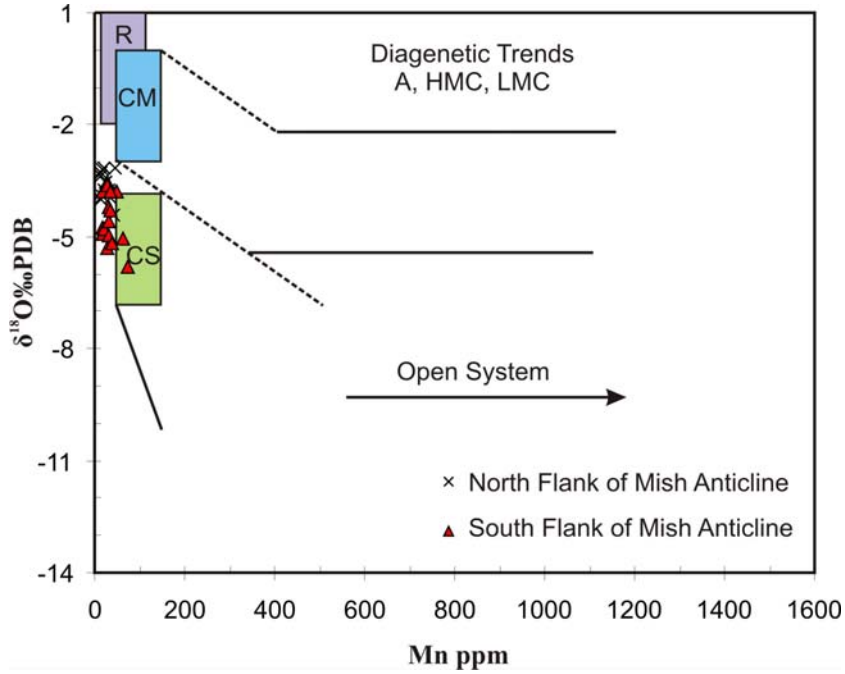


شکل ۸- نسبت مقادیر ((1000*Sr/Ca (wt)) در مقابل آهن و منگنز. در این نمودار محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت پر منیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) مشخص گردیده است (Brand and Veizer 1980; Knorich and Mutti 2006).

تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر منگنز یک ابزار قوي براي تعیین روند دیاژنز است (Brand and Veizer 1981).

در شکل ۹ روندهاي پایدار دیاژنتیکي براي ترکیبات کلسیت کم منیزیم (LMC)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC)

و آراگونیت (A)، متشکله‌هاي عهد حاضر (R) و محدوده‌هاي آهکي بارلینگتون (Burlington) مي‌سي‌پي در آمریکا (C_M) و آهک‌هاي ریدبي (Readbay) سیلورین در کانادا (C_S) نشان داده شده است (Brand and Veizer 1981). همانگونه که ملاحظه مي‌شود نمونه‌هاي مورد مطالعه با داشتن مقادیر کم منگنز در محدودهٔ سیستم‌هاي بسته تا نیمه بسته قرار گرفته‌اند. این نمونه‌ها داراي Mn پایین و $\delta^{18}O$ بالایي مي‌باشند. دگرساني در یك سیستم باز منجر به افزایش تمرکز کاتیون‌هایي که داراي ضریب توزیع بیشتر از یك دارند نظیر Mn و Fe در کربنات‌ها مي‌شود (Knorich and Mutti 2006).

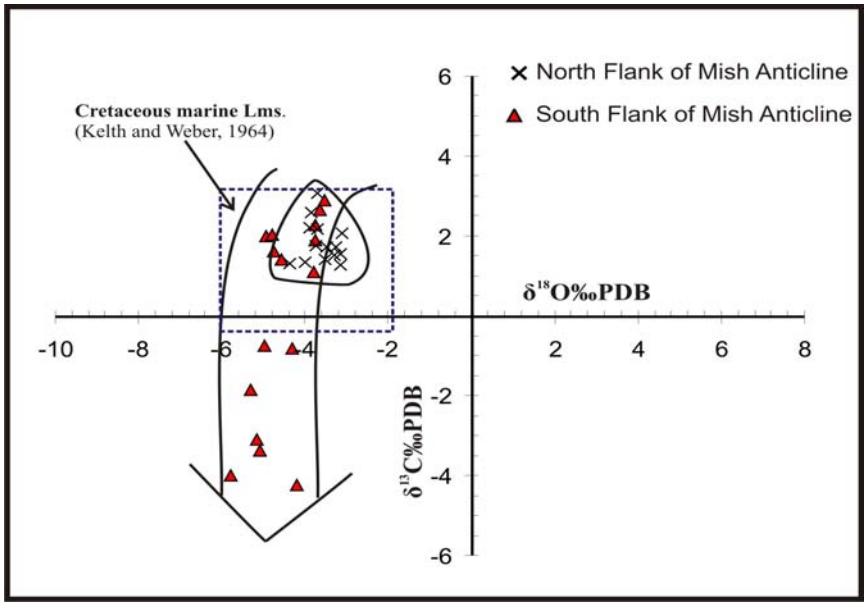


شکل ۹- تغییرات Mn در مقابل ایزوتوپ اکسیژن ۱۸. در این نمودار روندهای دیاژنتیکی برای ترکیبات کلسیت کم منیزیم (LMC)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC)، آراگونیت (A)، متشکله‌های عهد حاضر (R)، محدوده آهکی بارلینگتون (Burlington) می‌سی‌سی‌پی (C_M) و محدودهٔ آهک‌های ریدبی (Readbay) سیلورین (C_S) در کانادا نشان داده شده است (Brand and Veizer 1981). همانگونه که ملاحظه می‌شود نمونه‌های سازند سروک یال شمالی و جنوبی کوه میش در یک سیستم دیاژنتیکی بسته تا نیمه بسته تشکیل شده‌اند.

تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن در نهشته‌های آهکی سروک در یال شمالی کوه میش در شکل ۱۰ بیانگر دیاژنز در یک سیستم فریاتیک دریایی است. مقادیر نسبتاً بالای استرانسیوم و سدیم در مقایسه با کلسیت غیر زیستی (abiotic)، ثابت کنندهٔ این روند دیاژنتیکی است.

روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن در نمونه‌های آهکی سروک در یال جنوبی کوه میش حاکی از تاثیر دیاژنز متائوریکی در نمونه‌های مورد مطالعه است (شکل ۱۰). در فرآیندهای دیاژنز متائوریکی نسبت تغییرات ایزوتوپ کربن به مراتب بیشتر از ایزوتوپ اکسیژن است و یک روند J برگشته در نمونه‌ها دیده می‌شود (Lohmann 1988; James and Choquette 1990).

بسته تا نیمه بسته بودن سیستم دیاژنتیکی در یال شمالی کوه میش و نیمه بسته بودن سیستم دیاژنتیکی در یال جنوبی کوه میش می‌تواند تائیدکننده دیاژنز فریاتیک دریایی برای نمونه‌های آهکی سروک در یال شمالی و دیاژنز متائوریکی برای یال جنوبی کوه میش باشد.



شکل ۱۰- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در مقابل ایزوتوپ کربن در نمونه آهکی سازند سروک در یال شمالی و جنوبی کوه میش. این تغییرات حاکی از دیاژنز فریاتیک دریایی در سازند سروک در یال شمالی و دیاژنز متائوریکی سازند سروک در یال جنوبی است. در نمونه‌های یال جنوبی روند J برگشته در نمونه‌های آهکی مشاهده می‌گردد. در این نمودار محدودهٔ سنگ آهک‌های دریایی کرتاسه (Kelth and Weber 1964, Hajikazemi et al. 2010)، مشخص شده است.

نتیجه‌گیری

مطالعهٔ اجزای تشکیل دهندهٔ سنگ‌های کربناته و آنالیز رخساره‌ای سازند سروک در یال شمالی کوه میش منجر به شناسایی ۹ میکروفاسیس، مربوط به چهار کمربند رخساره‌ای جزرو مدی، لاگون، سد و دریای باز و در یال شمالی پنج میکروفاسیس، مربوط به سه کمربند رخساره‌ای لاگون، سد و دریای باز شده است. مطالعات صورت‌گرفته بیانگر ته‌نشست رسوبات سازند سروک در یک رمپ کربناته است به‌طوری که نهشته‌های سازند سروک در یال جنوبی کوه میش عمدتاً در محیط‌های رمپ داخلی و رمپ میانی و به مقدار کمتر در رمپ خارجی و در یال شمالی به میزان کمتر در محیط‌های رمپ داخلی و عمدتاً رمپ میانی و رمپ خارجی ته‌نشست یافته‌اند. فرآیندهای دیاژنتیکی مختلفی نظیر سیمانی‌شدن، نئومورفیسم، انحلال، تراکم، میکریتی شدن، چرتی شدن، آهن‌دار شدن، فسفاتی شدن و گلاکونیتی شدن بر روی آهک‌های سازند سروک تاثیر گذار بوده است. اختلاف در میزان عناصر اصلی و فرعی باعث تفکیک نهشته‌های رسوبی سازند سروک در یال شمالی و جنوبی کوه میش از یکدیگر شده است. میزان استرانسیوم و سدیم در یال شمالی کوه میش بیشتر از یال

جنوبی آن است در حالی که میزان منگنز در یال شمالی کوه میش کمتر از یال جنوبی آن است. مقدار میانگین ایزوتوپ کربن در یال شمالی کوه میش ۱٫۷۸ ‰PDB و در یال جنوبی کوه ۰٫۰۲- ‰PDB تعیین شده است. ترسیم داده‌های ایزوتوپی اکسیژن و کربن در مقابل عناصر اصلی و فرعی و نسبت‌ها آنها با یکدیگر باعث جدایش رسوبات سازند سروک در یال‌های شمالی و جنوبی کوه میش شده است. بر اساس نسبت استرانسیوم نرمال شده توسط کلسیت (1000*Sr/Ca (wt)) در برابر Fe و Mn سیستم دیاژنتیکی بسته تا نیمه بسته در یال شمالی کوه میش و سیستم دیاژنتیکی نیمه بسته بودن در یال جنوبی کوه میش پیشنهاد شده است. تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر منگنز نیز نشانگر بسته تا نیمه بسته سیستم دیاژنتیکی در نمونه‌های مورد مطالعه است. تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن در نهشته‌های آهکی سروک در یال شمالی کوه میش بیانگر دیاژنز در یک سیستم فریاتیک دریایی است. روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن در نمونه‌های آهکی سروک در یال جنوبی کوه میش حاکی از تاثیر دیاژنز متائوریکی در نمونه‌های مورد مطالعه است.

تشکر و قدردانی

در اینجا لازم می‌دانیم از جناب آقای دکتر قلاوند رئیس زمین‌شناسی بنیانی مناطق نفت‌خیز جنوب جهت در اختیار قرار دادن امکانات صحرایی، آقایان مهندس رحمانی، صالحی و زهدی جهت همکاری صحرایی، سرکار خانم شجاعی مسئول آزمایشگاهی ژئوشیمی دانشگاه شهید بهشتی و سرکار خانم دکتر امینی جهت همکاری در انجام آنالیز ایزوتوپی تشکر و قدردانی گردد.

References

1- Adabi, M.H., and E., Asadi Mehmandousti, 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran: Journal of Asian Earth Sciences, v. 33, p. 267-277.

2- Alavi, M., 2007, Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran: American Journal of Science, v. 307, p. 1064-1095.

3- Bleek, R.L.C., Jones, D.G., 1928, Final report on Geology of Part Kuhgelu country. APOC, Report No. 331, p. 332, Unpublished paper.

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

5- Brand, U., and J., Veizer, 1981, Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system - 2: Stable Isotopes: Journal of Sedimentary Petrology, v. 51/3, p. 987-997.

6- Caron V., and C., Nelson, 2009, Diversity of neomorphic fabrics in New Zealand Plio-Pleistocene cool-water limestones: Insights into aragonite alteration pathways and controls: Journal of Sedimentary Research, v. 79, p. 226–246.

7- Carre, M., I., Bentaleb, O., Bruguier, E., Ordinola, N.T., and M., Barrett, Fontugne, 2006, Calcification rate influence on trace element concentrations inaragonitic bivalve shells: Evidences and mechanisms. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 70, p. 4906–4920.

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

9- Dickson, J.A.D., 1990, Graphical modeling as a tool for predicting the microfabric of cement aggregates: Carbonate Microfabrics Symposium and Workshop, Texas AandM Univ., September 30-October 3, p. 28, College Station (Texas AandM Univ.)

10- Flügel, E., 2004, Microfacies of Carbonates Rocks, Analysis, Interpretation and Application: Springer, 976 p.

11- Hajikazemi, E., I.S., Al-Aasm, and M., Coniglio, 2010, Subaerial exposure and meteoric diagenesis of the Cenomanian-Turonian Upper Sarvak Formation, southwestern Iran: Geological Society of London, **v**. 330, p. 253-272.

12- Harrison, J.V., A.H., Taitt, and N.L., Falcon, 1932, The geology of Bakhtiyari mountain country: I.O.O.C, Report No. 455, Unpublished paper.

13- James, N.P., and P.W., Choquette, 1990. Limestones - the meteoric diagenetic environment. - In: Macillreath, I.A. and Morrow, D.W. (Eds.): Diagenesis. - Geosci. Canada Reprint Ser., **v**. 4, p. 35-73.

14- Kelth, L.M., and J.N., Weber, 1964, Carbon and oxygen isotopic composition of limestones and fossils. Geochimica et Cosmochimica Acta. **v**. 28, p. 1787– 1816.

15- Knorich, A.C., and M., Mutti, 2006, Missing aragonitic biota and the diagenetic evolution of Heterozoan carbonates: a case study from the Oligo-Miocene of the central Mediterranean. Journal of Sedimentary Research, **v**. 76, p. 871–888.

16- Lohmann, K.C., 1988, Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst: In James, N.P., and Choquette, P.W., (Eds.), Paleokarst: New York, Springer-Verlag, p. 58-80.

17- Mitsuguchi, T., T., Uchida, E., Matsumoto, P.J., Isdale, and T., Kawana, 2001, Variations in Mg/Ca, Na/Ca, and Sr/Ca ratios of coral skeletons with chemical treatments: Implications for carbonate geochemistry: Geochimica et Cosmochimica Acta, **v**. 65, p. 2865–2874.

18- Rao, C.P., 1991, Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia: Carbonates and Evaporites, **v**. 6, p. 83-106.

19- 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.

20- Setudehnia, A., and J.T., O′B Perry, 1966, Gachsaran, Geological Compilation Map, 1:100,000. Iranian Operating Companies. Geological and Exploration Division, Tehran.

21- Smith, A.M., and C.S., Nelson, 2003, Effects of early sea-floor processes on the taphonomy of temperate shelf skeletal carbonate deposits: Earth-Science Reviews, **v**. 63, p. 1–31.

22- Veizer, J., and R., Demovic, 1973, Environmental and climatic controlled fractionation of elements in the Mesozoic carbonate sequence of the western Carpathians: Journal of Sedimentary Petrology, **v**. 43/1, p. 258-271.

23- 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

24- Zhao, Y., Y., Zheng, and F., Chen, 2009, Trace element and strontium isotope constraints on sedimentary environment of Ediacaran carbonates in southern Anhui, South China: Chemical Geology, **v**. 256, p. 345-362.