

ژئوشیمی سازند آسماری در مقاطع سطح الارضی تنگ سپو و تنگ بن در ناحیه استان کهگیلویه و بویراحمد

زهره کریمی مصدق^{۱*}، محمد حسین آدابی^۱ و عباس صادقی^۱

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

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۱۱/۱۴

تاریخ دریافت: ۱۳۸۶/۰۹/۱۹

چکیده

مطالعات ژئوشیمی سازند آسماری در دو برش چینه شناسی از سازند آسماری واقع در تنگ سپو در حوالی شهر دهدشت (استان کهگیلویه و بویراحمد) و تنگ بن نزدیک به شهر بهبهان (استان خوزستان) به ترتیب با سبترهای ۲۶۰ و ۲۱۴ متر، به همراه بخش هایی از رأس سازند پایده بررسی شد. در منطقه مورد مطالعه، نهشته های کربناتی سازند آسماری با سن الیگوسن بالایی (Late Oligocene) و میوسن زیرین (Early Miocene)، بین سازند پایده در زیر و سازند گچساران در بالا نهشته شده است. بر اساس مطالعات ایزوتوپی اکسیژن و کربن و تجزیه عنصری (عناصر فرعی و اصلی)، سازند آسماری بیشتر، تحت تأثیر دیاژنز جوی (meteoric) قرار گرفته است و روند [وارون (inverted-J trend) حاکی از تأثیر این نوع دیاژنز است. همچنین سامانه دیاژنتیکی از نوع بسته تا نیمه بسته، برآورد شده است. مطالعات ژئوشیمیائی حاکی از این است که ترکیب کانی شناسی اولیه سازند آسماری آراگونیتی است. بر اساس این تغییرات، مرز بین سازند پایده و سازند آسماری بر اساس مطالعات ایزوتوپ اکسیژن و کربن قابل تشخیص است. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن برای سازند پایده، بیشتر منفی و برای سازند آسماری مثبت تا منفی است. افزون بر این، مقادیر عنصر Sr در سازند پایده بیشتر از سازند آسماری است. تغییرات ایزوتوپی و عنصری بین شاتین (Chattian) و آکویتانین و بین آکویتانین (Aquitainian) و بوردیگالین (Burdigalian) به نسبت روشن و مشخص است.

کلیدواژه ها: سازند آسماری، ژئوشیمی، الیگوسن، میوسن

*نویسنده مسئول: زهره کریمی مصدق

Email: zkmosadegh@yahoo.com

۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه شامل دو مقطع سطح الارضی تنگ سپو نزدیک به شهر دهدشت (استان کهگیلویه و بویراحمد) و تنگ بن نزدیک به شهر بهبهان (استان خوزستان) است (شکل های ۱- الف و ب). تنگ سپو بین $30^{\circ}52'41''$ عرض شمالی و $50^{\circ}38'39''$ طول خاوری و تنگ بن بین $30^{\circ}50'24''$ عرض شمالی و $50^{\circ}14'03''$ طول خاوری واقع است.

سازند آسماری جزو یکی از مخازن بزرگ هیدروکربوری در جنوب باختر ایران به شمار می آید. سازند آسماری در یک سکوی کربناته کم ژرفا در حوضه زاگرس با سن الیگوسن- میوسن رسوبگذاری کرده است و یکی از مخازن اصلی نفت ایران به شمار می رود (Alavi, 2004).

از نظر ویژگی های سنگ شناسی، قاعده سازند آسماری شامل تناوبی از آهک و مارن است که در بخش میانی، کمی دولومیتی شده است. این تناوب آهک و دولومیت و مارن، به سمت رأس سازند ادامه دارد اما بر سبترای لایه های دولومیتی اضافه و لایه های نازکی از انیدریت نیز دیده می شود که در بخش رأسی سازند با انیدریت گچساران پوشیده می شود (Thomas, 1950; Bahroudi & Koyi, 2004).

بخش های انتهایی سازند پایده و سازند آسماری در برش های سطح الارضی مورد مطالعه در عرض جغرافیایی حدود ۲۵ درجه شمالی قرار دارند (Meulenkamp et al., 1993). براساس نتایجی که از راه مطالعات ژئوشیمی، دیاژنز، ریزرخساره و محیط رسوبی به دست آمده است، سازند آسماری جزو کربنات های مناطق حاره ای (Tropical) و یا نیمه حاره ای (Subtropical) به شمار می آید. در این مطالعات، برای شناخت منشأ و محیط تشکیل نهشته های کربناتی مقاطع مورد نظر، دمای آب دریا، شوری و ترکیب کانی شناسی اولیه این سنگ های کربناته مورد بررسی قرار گرفته اند.

۲- روش مطالعه

در این مطالعات ۱۳۴ مقطع نازک از مقطع تنگ بن و ۷۹ مقطع نازک از مقطع تنگ

سپو از سازند آسماری و رأس سازند پایده و قاعده سازند گچساران برای بررسی های چینه ای مورد مطالعه قرار گرفته است. از پودر ۲۵ نمونه آهک، برای تجزیه ایزوتوپ اکسیژن و کربن و تجزیه عنصری استفاده شده است. محل نمونه برداری بیشتر از رأس سازند پایده و قاعده سازند آسماری و در نزدیکی مرز آکویتانین و بوردیگالین است. مقاطع نازک با آلیزارین سرخ رنگ برای جداسازی آهک از دولومیت رنگ آمیزی شده است (Dickison, 1965). برای تهیه ستون های چینه شناسی از نرم افزار Stratabugs، و برای آزمایش عناصر اصلی و فرعی از دستگاه طیف سنج جذب اتمی (Atomic Absorption Spectrometry) در دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی و برای آزمایش ایزوتوپ اکسیژن و کربن از دستگاه طیف سنج جرمی (Finnigan MAT 252 (Mass Spectrometer) در CSIRO شهر سیدنی استرالیا استفاده شده است.

۳- سنگ چینه نگاری سازند آسماری در نواحی مورد مطالعه

۳-۱. مقطع تنگ بن

سنگ چینه نگاری: این مقطع در نزدیکی شهر بهبهان از استان خوزستان واقع شده است و سبترایی معادل ۲۱۴ متر دارد که ۷ متر پایینی از سازند پایده و ۱۷ متر بالایی ترین بخش سازند آسماری از نمونه های سازند گچساران برداشت شده است (شکل ۲). در قاعده سازند (مربوط به سازند پایده) بخش نازکی از آهک های به رنگ خاکستری روشن همراه با دایروپا (سرپولیده) و بخش های مارنی با رخساره پلاژیک دیده می شود. به سمت بالای مقطع، آهک های سبتر لایه تا نازک لایه به صورت تناوبی با مارن همراه با فسیل های دو کفه ای، آشفته گی زیستی و بخش های نازک دولومیتی دیده می شود. گر هک های انیدریت به طور پراکنده و ناچیز در بخش های پایانی دیده می شود، اما به سمت بخش رأسی افزایش می یابد که در پایان، توسط انیدریت گچساران پوشیده می شود. همچنین به سمت رأس مقطع، بر سبترای لایه های

دولومیتی نیز افزوده می شود.

۳-۲. مقطع تنگ سپو

همان گونه که دیده می شود، این دو عنصر با یکدیگر رابطه خطی مثبت دارند که می تواند به دلیل تأثیر دیاژنز جوی بر روی این آهک ها باشد.

نسبت Sr/Na: کربنات های حاره ای دیرینه و عهد حاضر را می توان از معادل های غیر حاره ای آنها توسط نسبت Sr/Na و میزان Mn جدا کرد (Adabi & Rao, 1991).

در سنگ آهک های آراگونیتی حاره ای عهد حاضر مقدار Mn پایین و نسبت Sr/Na بالا (حدود ۳ تا ۵) است. در حالی که نسبت Sr/Na در آهک های کلسیتی عهد حاضر و آهک های کلسیتی دیرینه کمتر از یک است (آدابی، ۱۳۸۳). میزان Sr/Na در سازند آسماری و رأس سازند پابده بین ۱ تا ۷/۵ (میانگین ۴/۱) متغیر است. همان گونه که در شکل ۷ دیده می شود، نمونه های سازند آسماری و رأس سازند پابده (نمونه های قاعده ای مقاطع) بیشتر در محدوده آراگونیت های آب های گرم اردوویسین گوردون و آهک های مزدوران قرار دارند.

نسبت Sr/Ca: براساس نسبت Sr/Ca در برابر Mn می توان روند دیاژنز در سامانه های باز و بسته را تعیین کرد. در نمودار شکل ۸، محدوده هایی برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت پرمیزیم (HMC) و کلسیت کم میزیم (LMC) توسط Brand & Veizer (1980) مشخص شده است. در سامانه دیاژنزی باز با افزایش تبادلات آب به سنگ (Water-rock interaction) میزان Sr/Ca کاهش می یابد. در سامانه های نیمه بسته که فعل و انفعالات آب با سنگ کم است، نسبت Sr/Ca فازهای دیاژنزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه ندارد. عموماً کاهش منگنز در کلسیت دیاژنتیکی نشانگر بسته بودن سامانه است. مقادیر Mn در نمونه های سازند آسماری و رأس سازند پابده بین ۲۵ تا ۱۱۹ ppm متغیر است که یک سامانه دیاژنزی بسته تا نیمه بسته را نشان می دهند.

۴-۲. ایزوتوپ های اکسیژن و کربن

در کربنات های مناطق حاره ای میانگین دمای آب دریا های آزاد حدود ۲۵ درجه سانتی گراد و شوری آب بیشتر بین ۳۵‰ تا بیش از ۶۵‰ تغییر است (آدابی، ۱۳۸۳). در جدول ۱، محدوده تغییرات ایزوتوپ اکسیژن کربنات های دریایی برای زمان الیگوسن-میوسن (ترشیری) نمایش داده شده است (Allan & Wiggin, 1993). همچنین در شکل ۹، تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن در زمان ترشیری رسم شده است (Allan & Wiggins, 1993).

همان گونه که در جدول ۱ دیده می شود، دامنه تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}O$) در زمان الیگوسن در مناطق حاره ای و نیمه حاره ای در مورد روزن بران پلانکتونیک سطحی بین ۰/۱ ‰ PDB تا ۱/۸ ‰ PDB و برای زمان میوسن بین ۰/۳ ‰ PDB تا ۱/۳ ‰ PDB است. در نمونه های مناطق مختلف تغییرات $\delta^{13}O$ بین ۵/۲ ‰ تا ۳/۵ ‰ است. در شکل ۹، $\delta^{18}O$ برای ترشیری بین ۱/۸ ‰ PDB تا ۳/۱ ‰ PDB است.

در این پژوهش، ۳۱ نمونه از بین نمونه های آهکی انتخاب شده اند. افزون بر میکریٹ، نمونه ها از بین روزن بران کفزی بزرگ پوسته هیالین مانند Lepidocyclina، روزن بران پلانکتونیک، دوکفه ای، پلت های مدفوعی (Faverina)، اثوئید، روزن بران کفزی پوسته تیره (Miliolid) نیز انتخاب شده اند. دامنه تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در سازند آسماری در مقاطع سطح الارضی مورد مطالعه بین ۷/۴۳ ‰ PDB تا ۱/۶۴۷ ‰ PDB (میانگین ۳/۴ ‰ PDB) و ایزوتوپ کربن بین ۳- تا ۲/۴۹ ‰ PDB (میانگین ۰/۶۳ ‰ PDB) است.

$\delta^{18}O$ کربنات های دریایی در زمان های زمین شناسی مختلف متفاوت است و بستگی به دمای آب و تغییرات درجه شوری دارد. تغییرات $\delta^{18}O$ آب دریا به وسیله فرایند یخبندان و تأثیرات سوخت و ساز در موجودات زنده ایجاد می شود. انتخاب یک ارزش واحد برای $\delta^{18}O$ در هر زمان، غیر واقعی است. میزان $\delta^{18}O$ نمونه هایی

سنگ چینه نگاری: این مقطع در نزدیکی شهر دهدشت از استان کهگیلویه و بویراحمد واقع است و ستبرایی حدود ۲۶۰ متر دارد. از حدود ۱۹ متر پایینی سازند پابده و ۴ متر بالایی سازند گچساران نمونه برداری شده است (شکل ۲). در قاعده سازند، بخش های مارنی به رنگ خاکستری تا سبز روشن همراه با لایه های نازکی از آهک دیده می شود. سپس آهک های ستبرلایه همراه با مارن و گرهک های پراکنده انیدریت و در بخش های آهکی آثاری از دوکفه ای دیده می شود؛ به سمت رأس مقطع، به حجم گرهک های انیدریت اضافه شده است. افزون بر این، در تمام طول ستون چینه ای این سازند ستبراهای متفاوتی از دولومیت دیده می شود. رأس مقطع با انیدریت های گچساران پوشیده شده است.

۴-۲. ژئوشیمی

افزون بر مطالعات زیست چینه نگاری و محیط رسوبی، برای درک بهتر دیاژنز، دمای دیرینه و محیط تشکیل نهشته های کربناتی مناطق مختلف، ویژگی های ژئوشیمی عنصری و ایزوتوپی نمونه های کربناتی به شرح زیر مطالعه شد.

۴-۱. عناصر فرعی

استرانسیم Sr: در مناطق حاره ای مقدار Sr بین ۸۱۳ تا ۹۰۰۰ ppm در تغییر است (Rao, 1996). ارزیابی نتایج حاصل از مطالعات کربنات های بخش رأسی سازند پابده و سازند آسماری بیانگر آن است که مقادیر Sr در مقطع سطح الارضی تنگ سپو ۳۱۲ تا ۲۹۱۷ ppm و در مقطع سطح الارضی تنگ بن بین ۸۵ تا ۸۷۰ ppm متغیر است. در هر دو مقطع میزان Sr در رأس سازند پابده بیشتر از سازند آسماری است.

در شکل ۳ محدوده های آراگونیتی و کلسیتی آب های دریایی عهد حاضر و دیرینه برای مقایسه ارائه شده است. کانی شناسی بیشتر نمونه های سازند آسماری در هر دو مقطع در محدوده آراگونیتی آب های گرم گوردون تاسمانیا و مزدوران با ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی (Rao, 1991, Adabi & Rao, 1991) قرار می گیرد.

سدیم Na: مقدار Na در نمونه های کل نهشته های کربناتی مناطق حاره ای عهد حاضر بین ۴۴۴ تا ۳۵۰۰۰ ppm (میانگین حدود ۶۷۸۰ ppm) متغیر است (Rao, 1996). مقدار سدیم در نمونه های آهکی تنگ بن بین ۸۲ تا ۱۷۶ ppm و در نمونه های آهکی تنگ سپو بین ۱۱۲ تا ۳۱۹ ppm است. با توجه به مشاهدات بالا، می توان چنین نتیجه گرفت که فرایندهای دیاژنتیکی غیر دریایی بر روی نمونه های سطح الارضی سازند آسماری و رأس سازنده پابده بویژه در تنگ بن تأثیر گذاشته است و میزان سدیم نمونه ها بسیار کمتر از مقدار Na در نمونه های کل نهشته های کربناتی مناطق حاره ای عهد حاضر است.

منگنز Mn: مقدار Mn در نمونه های آراگونیتی کم (کمتر از ۳۰ ppm) و در نمونه های کلسیتی به نسبت بالاست (حدود ۳۰۰ ppm، Rao, 1996). مقادیر Mn با افزایش تأثیر دیاژنز جوی (meteoric) بویژه در سامانه باز افزایش می یابد (Brand and Veizer 1980, Rao, 1990).

دامنه تغییرات مقدار منگنز در مقاطع سطح الارضی تنگ بن بین ۳۱ تا ۹۸ ppm و در تنگ سپو بین ۲۵ تا ۱۱۹ ppm است. در شکل ۴ تغییرات Mn نسبت به Na و در شکل ۵ تغییرات Mn در برابر Sr نشان داده شده است. همان گونه که دیده می شود، بیشتر نمونه های سطح الارضی سازند آسماری و رأس سازند پابده (نمونه های قاعده ای مقاطع) در محدوده آهک های آراگونیتی آب های گرم اردوویسین گوردون تاسمانیا و مزدوران واقع شده است.

در شکل ۶ تغییرات Fe در برابر Mn در مقاطع سطح الارضی رسم شده است.

(Na, Sr/Ca) و تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن در مرز و طول توالی سازند آسماری می‌توان اطلاعات مفیدی را به دست آورد.

٦-١. تغییرات عناصر فرعی (Na, Sr, Sr/Na, Sr/Ca)

نسبت Sr/Na به خوبی می‌تواند برای جداسازی رخساره‌ها (Facies discrimination) مورد استفاده قرار گیرد (Winefield et al., 1996). همان‌گونه که در شکل‌های ۱۵ و ۱۶ دیده می‌شود، مقدار Sr و Na و نیز تغییرات Sr/Na و Sr/Ca در سازند پابده بیشتر از سازند آسماری است که این می‌تواند دلیلی بر اختلاف ترکیب شیمیایی آب دریا در زمان تشکیل این دو سازند و یا احتمالاً تأثیر فرایندهای دیاژنز باشد. تغییرات آشکاری در حدود مرز تقریبی بخش‌های پایینی، میانی و بالایی سازند آسماری با سنین Chattiian، Aquitanian و Burdigalian نیز دیده می‌شود. در این مطالعات نکته جالب توجه این است که با توجه به تغییرات عناصر فرعی در طول توالی سازند آسماری می‌توان بخش‌های متفاوتی را جدا کرد. عامل این تفکیک به احتمال، اختلاف رخساره‌ای، اختلاف در تغییر سطح آب دریا و یا به عبارتی انواع مختلف پاراسکنس‌ها است. بنابراین، پیشنهاد می‌شود در مطالعات چینه‌نگاری سکانسی از اطلاعات ژئوشیمی نیز استفاده شود.

۶-۲. ایزوتوپ‌های اکسژن و کربن

همان گونه که در شکل های ۱۷ و ۱۸ دیده می شود، ایزوتوپ های اکسیژن نمونه های آهکی در سازند پابده و آسماری در مقطع تنگ سپو سنگین تر از ایزوتوپ های اکسیژن نمونه های سازند آسماری هستند، اما ایزوتوپ های کربن در نمونه های آهکی سازند پابده، منفی (به استثنای یک نمونه) است. به احتمال، سبک تر بودن $\delta^{13}\text{C}$ در سازند آسماری می تواند به دلیل فراوانی بیشتر مواد آلی و اکسایش آنها و تبدیل به ^{12}C باشد. $\delta^{13}\text{C}$ در تنگ سپو در سازند آسماری مثبت تر است در حالی که $\delta^{13}\text{C}$ در تنگ بن منفی تر است. بنابراین تغییرات ^{18}O و $\delta^{13}\text{C}$ در سازندهای پابده و آسماری می تواند به دلیل تغییرات دما، شوری و اکسایش مواد آلی در زمان Chattian، Aquitanian و Burdigalian باشد. در جدول ۲ و ۳ تغییرات عنصری و ایزوتوپی در مقاطع تنگ بن و تنگ سپو ارائه شده است.

۷- نتیجه گیری

- بیشترین نوع دیاژنز تأثیر گذار بر نمونه‌های سازند آسماری از نوع دیاژنز جوی است.
- مطالعات ایزوتوپی و عنصری و رسم داده‌ها در برابر ستون چینه‌شناسی مقاطع مورد مطالعه در بیشتر موارد، نشان‌دهنده ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی در سنگ‌های کربناتی سازند آسماری است. آراگونیت به‌طور معمول در دمای بالاتر از ۲۵ درجه و شوری بیشتر از حد عادی (۳۵ ‰) تشکیل می‌شود.

- از رسم Mn در مقابل Sr/Ca و همچنین Mn در برابر $\delta^{18}\text{O}$ نوع سامانه دیاژنتیکی سازند آسماری از نوع بسته تانمه بسته برآورد شده است.

- با توجه به مطالعات عصری و ایزوتوپی، تغییرات به‌نسبت آشکاری در مرز بین سازندهای پابده و آسماری و درون سازند آسماری بین بخش Chattian و Aquitanian و تغییرات به‌نسبت کمتری بین Aquitanian و Burdigalian دیده می‌شود. بنابراین مطالعات رتوشیمی برای تفکیک مرز بین سازندها و حتی رخساره‌های درون‌سازندی اهمیت دارد.

- نمونه‌های سازند پایده بیشتر دارای ایزوتوپ اکسیژن و کربن منفی هستند. افزون بر این، مقادیر Sr و نیز تغییرات Sr/Ca و Sr/Na در سازند پایده بیشتر از سازند آسماری است.

- مطالعات ژئوشیمی برای اولین بار در این منطقه (تنگ بن و تنگ سپو) صورت گرفته است. مطالعات اخیر در مقاطع سطح الارضی، به تشخیص دقیق مرز بین سازند

که کمترین دگرسانی را دارند، به صورت محدوده نشان داده می شود نه یک نقطه؛ خطوط منقطع قائم نشان دهنده محدوده منطقی تغییرات اکسیژن قابل انتظار برای کربنات های اولیه دریایی در یک زمان زمین شناسی ویژه است که تحت تأثیر دگرسانی قرار نگرفته اند.

۴-۳. تغییرات عناصر فرعی در برابر ایزوتوپ اکسیژن

تغییرات ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن در برابر عناصر فرعی مانند Sr، Na و Mn، تشخیص ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها را ممکن می‌سازند. همان‌گونه که در شکل‌های ۱۰، ۱۱، ۱۲ دیده می‌شود، بیشتر داده‌ها حاکی از ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی است.

۵- تعیین روند دناژن در سازند آسماری و بخش اُسی سازند نایده

برای شناسایی محیط‌های دیاژنتیکی نهشته‌های کربناتی، می‌توان از نمودارهای عنصر در برابر عنصر و نیز $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{18}\text{C}$ استفاده کرد. برای نمونه، ارتباط منفی آشکار بین مقادیر Sr و Mn از ویژگی‌های شاخص دیاژنز جوی است که در طی تبدیل CaCO_3 نیمه پایدار به کلسیت کم منیزیم (LMC) پایدار حاصل می‌شود (Brand & Veizer, 1980; Veizer, 1983; Rao, 1990). در اثر افزایش دگرسانی دیاژنتیکی در نمونه‌های کربناتی مقادیر Sr ، Na ، Mg و نیز $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{18}\text{C}$ کاهش یافته است در حالی که مقادیر Mn و Fe افزایش می‌یابد (Veizer, 1986 & Winefield et al., 1996; Al-Aasm).

در دیاژن‌های جوی، تغییرات به نسبت زیادی در مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و تغییرات کمتری در مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ نمونه‌های کربناتی دیده می‌شود (Lohmann, 1988). علت تخلیه یا کاهش شدیدی که در مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ نمونه‌ها به چشم می‌خورد به دلیل فراوانی مواد آلی در خاک‌های سطحی بوده که حاوی مقادیر قابل توجهی ^{12}C هستند. تأثیر دیاژنز جوی در سنگ‌های کربناتی را می‌توان از روی شکل روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن که به روند *I* برگشته (Inverted-*I* trend) (Lohmann, 1988) موسوم است، شناسایی کرد. روند تغییرات دیاژنز در هر دو مقطع سطح الارضی همان‌گونه که در شکل ۱۳ دیده می‌شود، به شکل *I* برگشته است، یعنی تغییرات ایزوتوپ کربن بیشتر از تغییرات ایزوتوپ اکسیژن است که این نشان‌دهنده یک روند دیاژنز جوی است. نکته جالب توجه اینکه نمونه‌های آهکی تنگ بن کمتر در معرض دیاژنز جوی قرار گرفته و احتمالاً تبادل آب به سنگ (Water/Rock interaction) در این نمونه‌ها کمتر بوده است، اما نمونه‌های آهکی مقطع تنگ سپو بیشتر تحت تأثیر فرایندهای جوی قرار داشته‌اند. در شکل ۱۴، تغییرات Mn در مقابل $\delta^{18}\text{O}$ حاکی از این است که سامانه دیاژنتیکی در مقاطع سطح الارضی مورد مطالعه به دلیل تبادل کم آب با سنگ بیشتر از نوع بسته بوده است.

۶- تفکیک مرز بین دو سازند یابده و آسماری

مرز بین سازند پابده و آسماری از راه مطالعه فسیل‌شناسی به راحتی قابل شناسایی نیست و این موضوع به دلیل این است که در مقاطع مورد مطالعه بخش بالایی سازند پابده و همچنین قاعده سازند آسماری سن Chattian گزارش شده است. البته سازند پابده بیشتر دارای رخساره شیلی و حاوی فسیل‌های پلانکتونیک‌های فراوان‌تری نسبت به قاعده سازند آسماری است.

بخش‌های مختلف آسماری زیرین (Lower Asmari)، آسماری میانی (Middle Asmari) و آسماری بالایی (Upper Asmari) را تا حدود زیادی می‌توان از روی تغییرات رخساره‌ای و فسیلی از یکدیگر تشخیص داد. اما تفکیک بین بخش بالایی پاینده با قاعده آسماری به سادگی امکان‌پذیر نیست. مطالعات ژئوشیمی، تغییرات آشکاری در مرز این دو سازند و بخش‌های مختلف درون سازند آسماری را نشان می‌دهد. بنابراین در این مطالعات با توجه به تغییرات عناصر فرعی (Sr , Sr/Na),

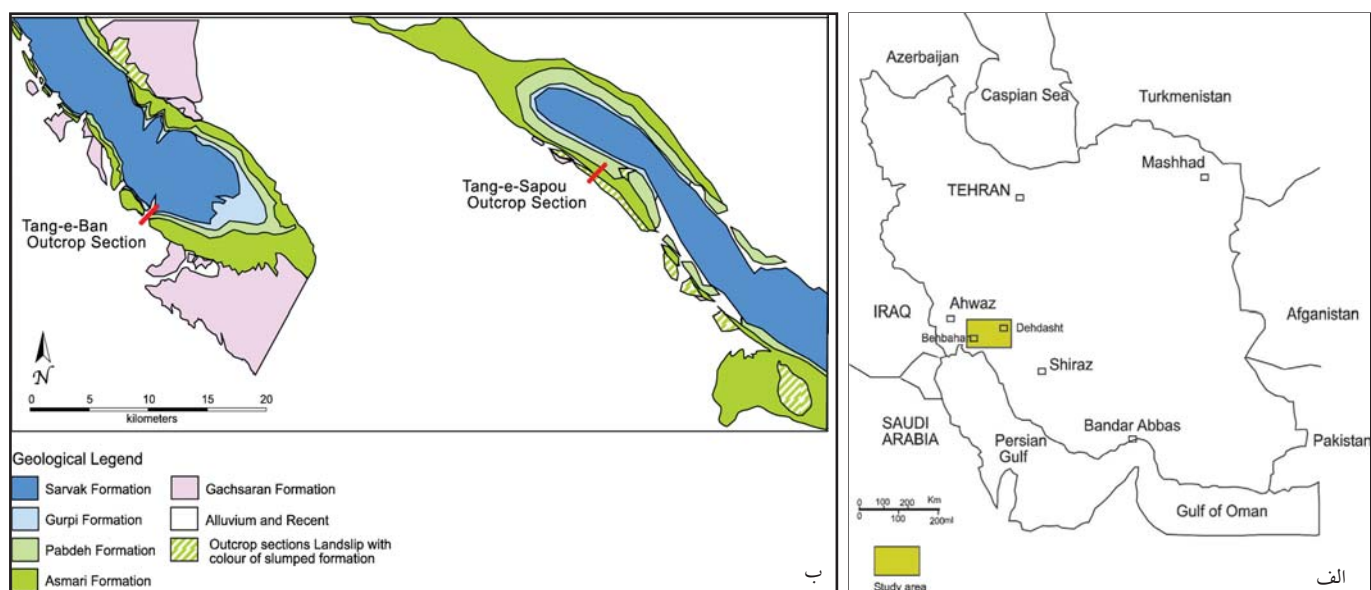
که در زمینه عملیات صحرایی همکاری‌های فراوانی با ما داشتند، همچنین از پژوهشگاه صنعت نفت بویژه آقای دکتر معلمی برای در دسترس قرار دادن امکانات میکروسکوپی و هماهنگی‌های لازم برای عملیات صحرایی نهایت تشکر و قدردانی را به عمل آوریم. از آقای دکتر David Haig از دانشگاه غرب استرالیا به دلیل کمک در ارتباط با مطالعات زیست‌چینه‌نگاری مقاطع سطح الارضی تشکر می‌کنیم.

نگارندگان، از واحد نفت CSIRO شهر Perth بویژه دکتر Cedric Griffiths، واحد نفت CSIRO شهر سیدنی بویژه دکتر Tony Allan، دکتر David Whitford در زمینه فراهم آوردن امکانات لازم برای تجزیه‌های ایزوتوپی و دکتر Justin Parker برای کمک در رسم شکل‌های مربوط به بخش ژئوشیمی نهایت تشکر و قدردانی را دارند.

پابده و آسماری، مرز دقیق بین اشکوب‌های Chattian، Aquitanian و Burdigalian منجر شده است (مرزهای قبلی تصحیح شده است). همچنین تغییرات نامنظم ایزوتوپ اکسیژن و کربن در مقطع تنگ بن تأییدی بر عملکرد گسل هندیجان در منطقه است.

سپاسگزاری

در اینجا لازم می‌دانیم که از شرکت نفت ناحیه جنوب بویژه جناب آقای دکتر امیر بختیار و جناب آقای دکتر هرمز قلاوند در جهت فراهم کردن امکانات مورد نیاز برای عملیات صحرایی و آقای دکتر هرمز قلاوند و آقای مهندس احمد حسینی



شکل ۱- الف) موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه (با تغییراتی از کریمی مصدق و همکاران، ۱۳۸۶). ب) نقشه زمین‌شناسی مقاطع سطح الارضی مورد مطالعه (اقتباس با تغییراتی از شرکت نفت ایران، واحد زمین‌شناسی و اکتشاف، ورقه شماره ۲۰۸۳۶ خاوری (دهدشت) و ۲۰۸۳۶ باختری (بهبهان)).

جدول ۱- محدوده تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن کربنات‌های دریایی در زمان الیگوسن - میوسن (اقتباس از Allan & Wiggins, 1993).

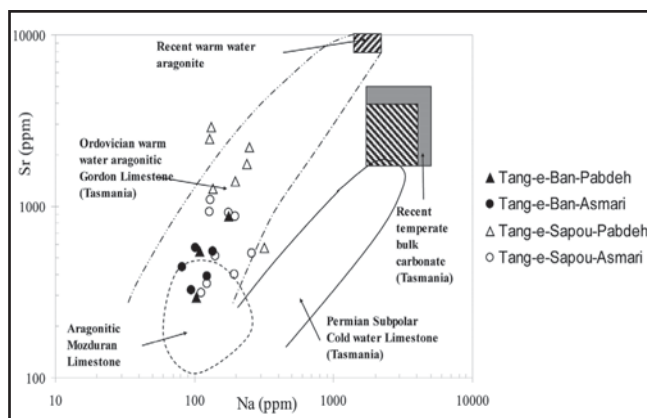
Age	Reference	Description	Location	$\delta^{18}\text{O}\text{‰PDB}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰PDB}$
Tertiary (Miocene)	Brand & Morrison (1987b)	Whole molluscs (mostly aragonite)	NA= (not available)	-1.4 to +2.6	-3.7 to +2.4
Tertiary (Miocene)	Buchardt (1978)	Whole molluscs (mostly aragonite)	NW Europe	-1.5 to +3.1	NA= (not available)
Tertiary (Miocene)	Savin et al. (1975)	Open-ocean planktonic foraminifera	Low latitude DSDP sites, N pacific ocean	-1.1 to +1.1	+1.6 to +2.9
Tertiary (Miocene)	Miller et al. (1987)	Tropical & subtropical surface- dwelling planktonic foraminifera	DSDP sites, Atlantic & Indian Oceans	-1.3 to +0.3	NA= (not available)
Tertiary (Oligocene)	Brand & Morrison (1987b)	Whole molluscs (mostly aragonite)	NA= (not available)	-3.1 to +1.5	-5.2 to +3.5
Tertiary (Oligocene)	Buchardt (1978)	Whole molluscs (mostly aragonite)	NW Europe	-1.9 to +3.0	NA= (not available)
Tertiary (Oligocene)	Miller et al. (1987)	Tropical & subtropical surface- dwelling planktonic foraminifera	DSDP sites, Atlantic & Indian Oceans	+0.1 to +1.8	NA= (not available)
Tertiary (Oligocene)	Savin et al. (1975)	Open-ocean planktonic foraminifera	Low latitude DSDP sites, N pacific Ocean	-0.6 to +0.4	+0.7 to +2.0

جدول ۲- تغییرات عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپی اکسیژن و کربن در نمونه‌های آهکی
مقطع سطح الارضی تنگ بن.

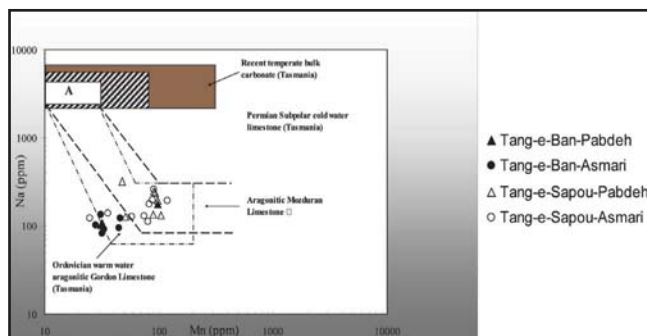
Sample Number	$\delta^{13}\text{C}$ PDB	$\delta^{18}\text{O}$ PDB	%Mg	%Ca	Sr ppm	Na ppm	Fe ppm	Mn ppm
Pbb.2 (Pabdeh)	-0.40	-2.86	0.4	38.06	869	176	1430	98
Pbb.4 (Pabdeh)	-1.04	-2.67	0.32	37.96	547	109	1181	32
Pbb.10 (Pabdeh)	-0.77	-3.75	2.06	36.64	293	103	512	31
Pb3 (Asmari)	-1.20	-1.74	0.27	36.62	325	95	327	45
Pb3a (Asmari)	-2.08	-5.33	0.37	39.04	574	102	350	28
Sr.b.1 (Asmari)	-1.91	-4.94	0.39	38.74	544	136	1393	31
Ba.1 (Asmari)	1.35	-3.22	1.26	37.66	390	123	333	46
Ba 11 (Asmari)	-0.55	-5.24	0.25	38.91	444	82	229	32
Ba 49 (Asmari)	-0.64	-4.34	0.32	39.04	85	91	387	33

جدول ۳- تغییرات عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپی اکسیژن و کربن در نمونه‌های آهکی
مقطع سطح الارضی تنگ سپو.

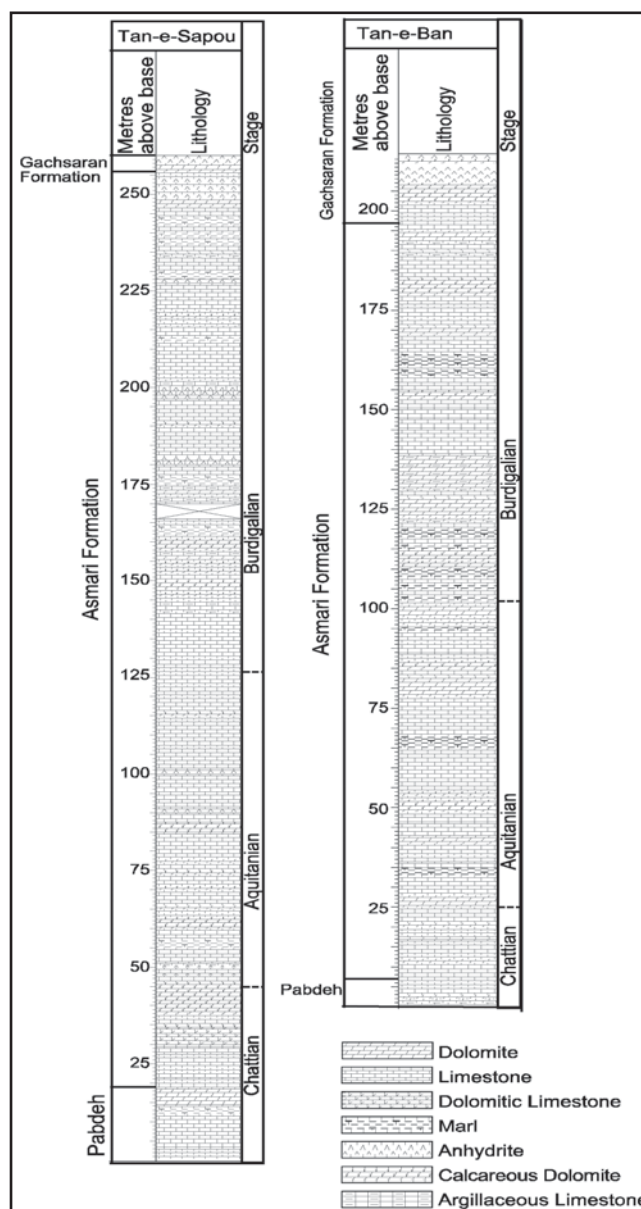
Sample Number	$\delta^{13}\text{C}$ PDB	$\delta^{18}\text{O}$ PDB	%Mg	%Ca	Sr ppm	Na ppm	Fe ppm	Mn ppm
Ps.1 (Pabdeh)	-1.23	-2.21	1.87	36.49	1773	240	1823	93
Ps.2 (Pabdeh)	-1.63	-2.03	1.02	37.29	1267	136	1244	89
Ps.3 (Pabdeh)	-1.74	-1.99	1.92	34.18	1390	196	1405	98
Ps.4 (Pabdeh)	-0.73	-2.22	0.52	36.71	2917	132	573	104
Ps.5 (Pabdeh)	-0.75	-3.00	0.39	38.23	2458	128	781	51
8 (Pabdeh)	-0.71	-2.27	1.6	36.5	2198	249	1164	91
13 (Pabdeh)	1.43	-2.75	0.53	36.78	571	319	658	48
As.1 (Asmari)	-3.34	-3.16	0.49	38.77	1097	131	604	74
As.2 (Asmari)	-1.29	-2.76	0.5	38.45	930	128	459	58
As.5 (Asmari)	-1.19	-3.15	0.57	38.22	922	176	676	83
As.7 (Asmari)	1.58	-1.89	1.04	37.77	875	198	844	88
As.12 (Asmari)	-0.44	-2.67	0.53	37.78	530	260	834	91
Sr.1 (Asmari)	0.64	-1.64	0.82	37.68	399	193	1079	119
As.32 (Asmari)	-2.70	-4.63	0.34	38.24	312	112	799	81
Sr.2 (Asmari)	0.42	-7.43	0.3	38.48	352	124	511	25
As.56 (Asmari)	2.49	-3.69	0.58	37.92	511	141	675	36



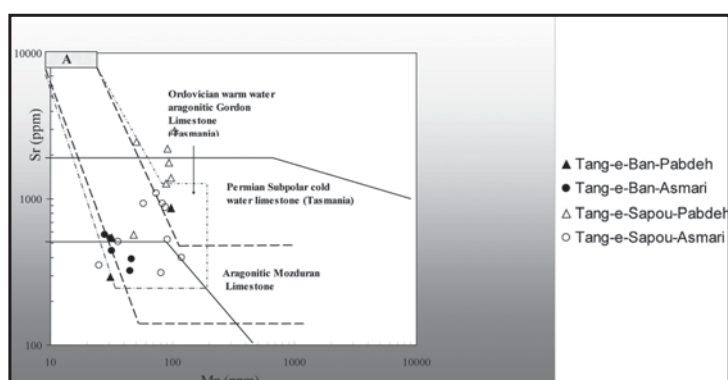
شکل ۳- مقایسه مقادیر Sr و Na محدوده‌های آب‌های گرم و آراگونیتی عهد حاضر با بالاترین مقدار Na، Sr، محدوده آهک‌های کلسیتی سرد نیمه‌قطبی پرمین تاسمانیا، در استرالیا و محدوده آراگونیتی سازند مزدوران ایران. همان‌گونه که دیده می‌شود، بیشتر نمونه‌های آهکی سازند آسماری و رأس پابده (نمونه‌های قاعده‌ای مقاطع) در تنگ سپو و تنگ بن در محدوده آراگونیت آب‌های گرم اردوویسین گوردون تاسمانیا در استرالیا و بخشی در محدوده آراگونیتی مزدوران به دلیل تشابه کانی‌شناسی آراگونیتی قرار گرفته‌اند (اقتباس با تغییراتی از Adabi, 1996).



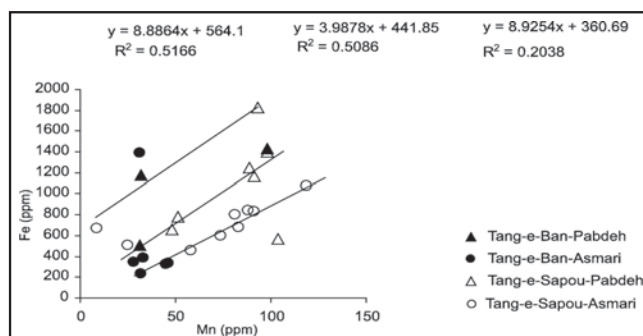
شکل ۴- تغییرات Mn در برابر Na در مقاطع سطح الارضی. همان‌گونه که دیده می‌شود بیشتر نمونه‌ها در محدوده آهک‌های آراگونیتی آب‌های گرم اردوویسین گوردون تاسمانیا و سازند مزدوران به دلیل تشابه کانی‌شناسی قرار گرفته‌اند (اقتباس با تغییراتی از Adabi, 1996).



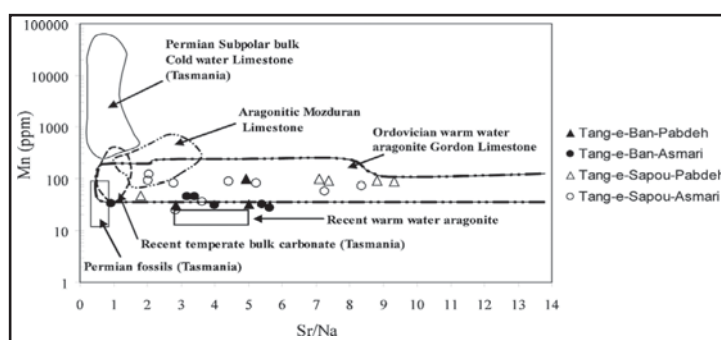
شکل ۲- ستون چینه‌شناسی سازند آسماری در مقاطع سطح الارضی تنگ بن و تنگ سپو.



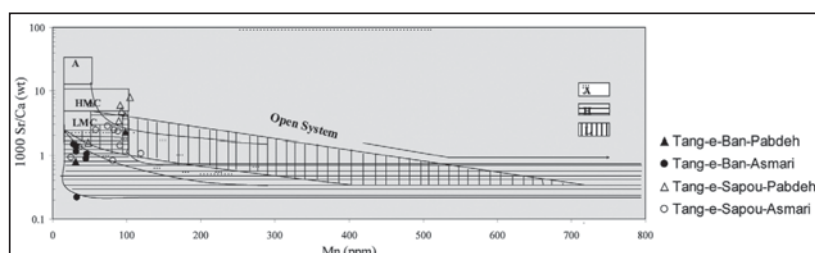
شکل ۵- تغییرات Mn در برابر Sr در مقاطع سطح الارضی، همان گونه که دیده می شود بیشتر نمونه ها در محدوده آهک های آراگونیتی آب های گرم اردوئین گوردن قرار گرفته اند.



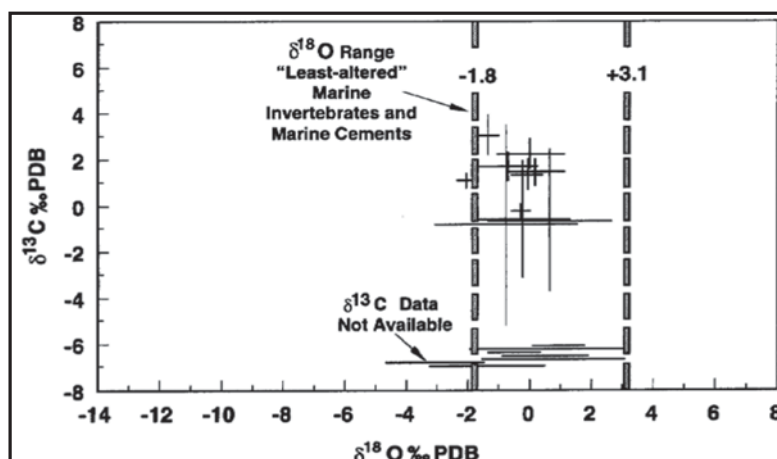
شکل ۶- تغییرات Fe در برابر Mn در مقاطع سطح الارضی تنگ بن و تنگ سپو. ارتباط نسبتاً مثبت بین Fe و Mn حاکی از تأثیر دیاژنز جوی است (Veizer, 1983).



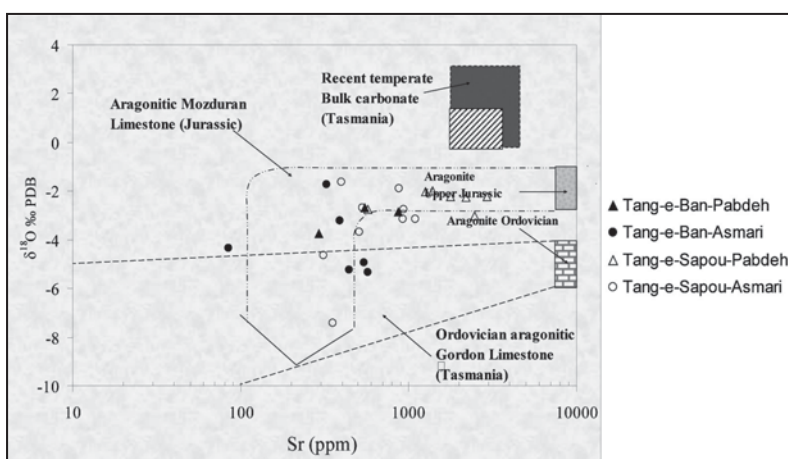
شکل ۷- تغییرات Mn در برابر Sr/Na در مقاطع سطح الارضی تنگ بن و تنگ سپو. در این شکل، مقادیر Sr/Na در تمام نمونه ها بیشتر از یک و این خود دلیلی بر ترکیب کانی شناسی آراگونیتی سازند آسماری است.



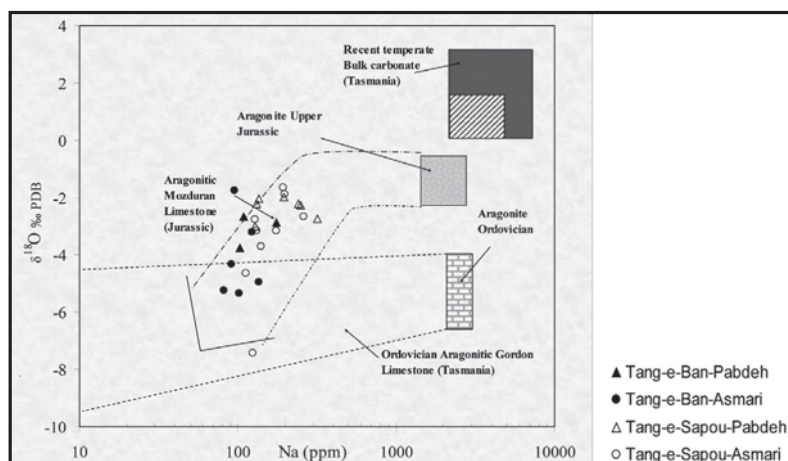
شکل ۸- تغییرات Mn در برابر Sr/Ca در مقاطع سطح الارضی تنگ بن و تنگ سپو (اقتباس از Brand & Veizer, 1980).



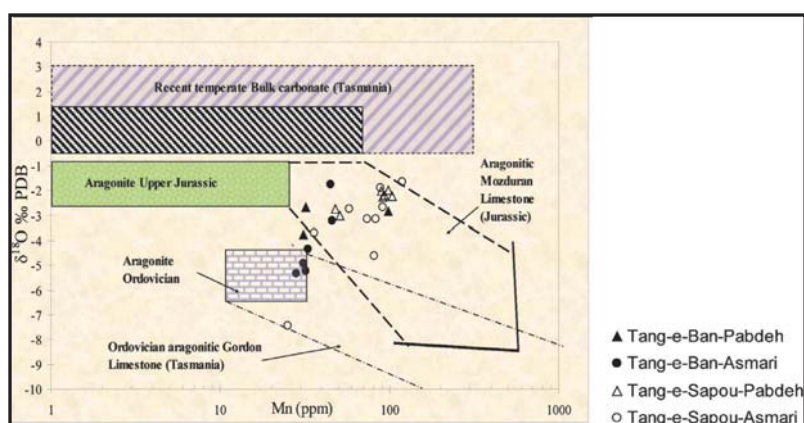
شکل ۹- همان گونه که در نمودار دیده می‌شود تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ برای زمان ترشیری بین $-1/8$ (بویژه در مورد نمونه‌های بی‌مهرگان با کمترین دگرسانی و سیمان دریایی) تا $+3/1$ ‰ PDB و تغییرات ایزوتوپ کربن بین حدود -7 ‰ PDB تا $+3$ ‰ PDB است (اقتباس از Allan & Wiggins, 1993).



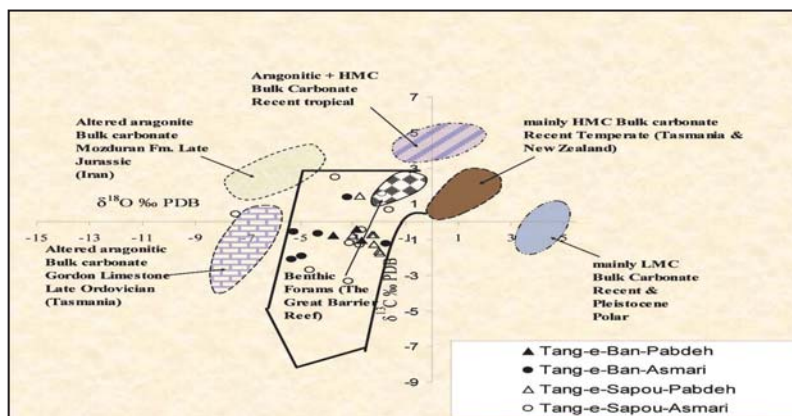
شکل ۱۰- تغییرات Sr در برابر $\delta^{18}\text{O}$ در مقاطع سطح الارضی تنگ بن و تنگ سپو (اقتباس با تغییراتی از آدابی، ۱۳۸۳). این تغییرات تأییدی بر ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی است.



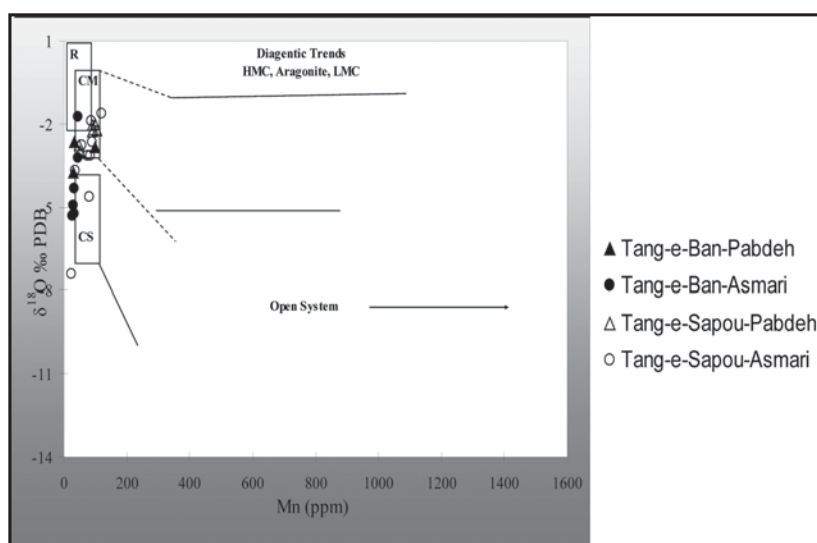
شکل ۱۱- تغییرات Na در برابر $\delta^{18}\text{O}$ در مقاطع سطح الارضی تنگ بن و تنگ سپو (اقتباس با تغییراتی از آدابی، ۱۳۸۳). قرارگیری این اطلاعات در محدوده آراگونیت‌های مزدوران و گوردن تاسمانیا تأییدی بر تشابه ترکیب کانی‌شناسی این سازندها است.



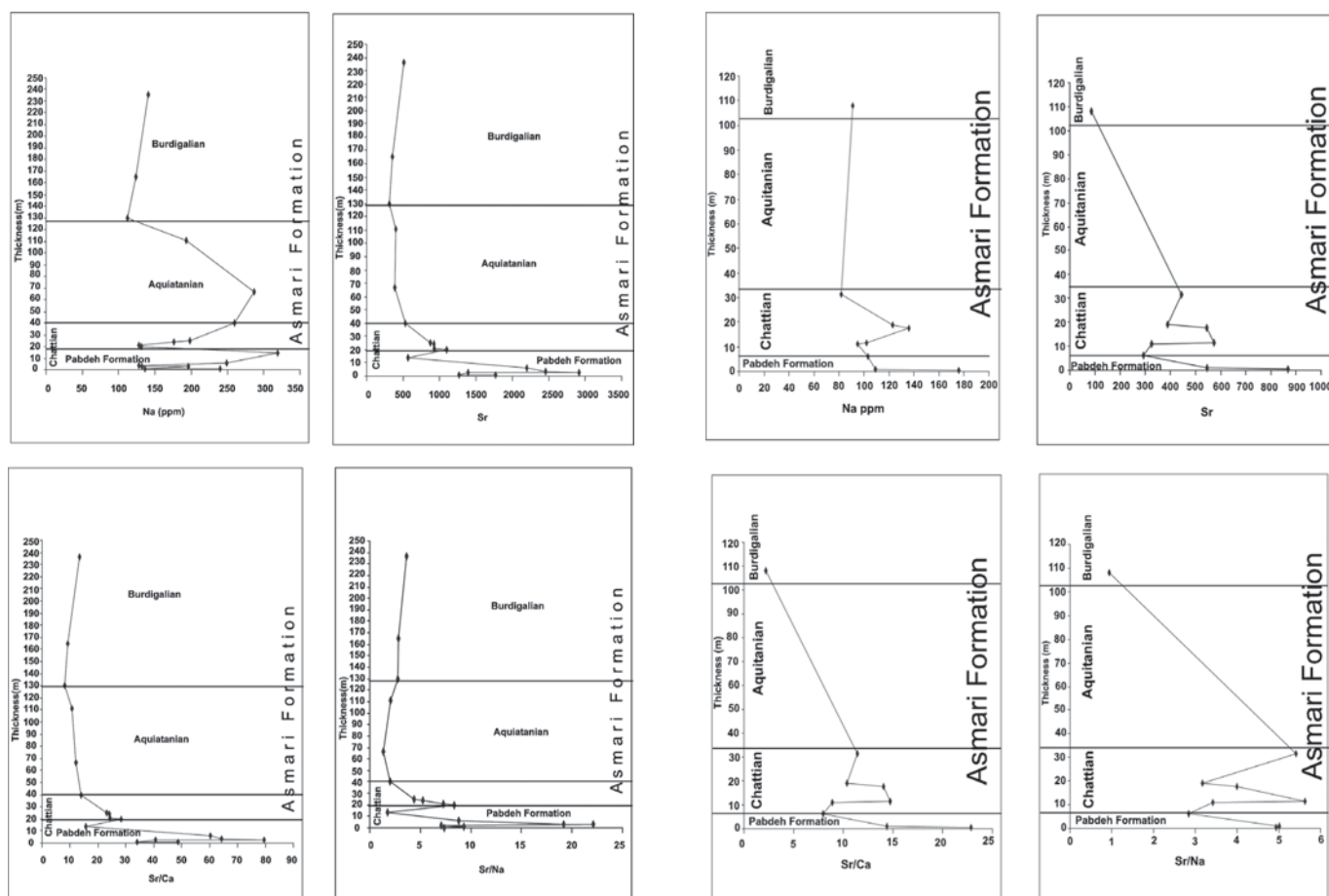
شکل ۱۲- تغییرات Mn در برابر $\delta^{18}\text{O}$ در مقاطع سطح الارضی تنگ بن و تنگ سپو (اقتباس از آدابی، ۱۳۸۳). نتایج این اطلاعات حاکی از ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی است.



شکل ۱۳- تغییرات $\delta^{13}\text{C}$ در برابر $\delta^{18}\text{O}$ در مقاطع سطح الارضی تنگ بن و تنگ سپو. این تغییرات به دلیل روند برگشته حاکی از تأثیر دیاژنز جوی بر روی کربنات‌های مورد مطالعه است.

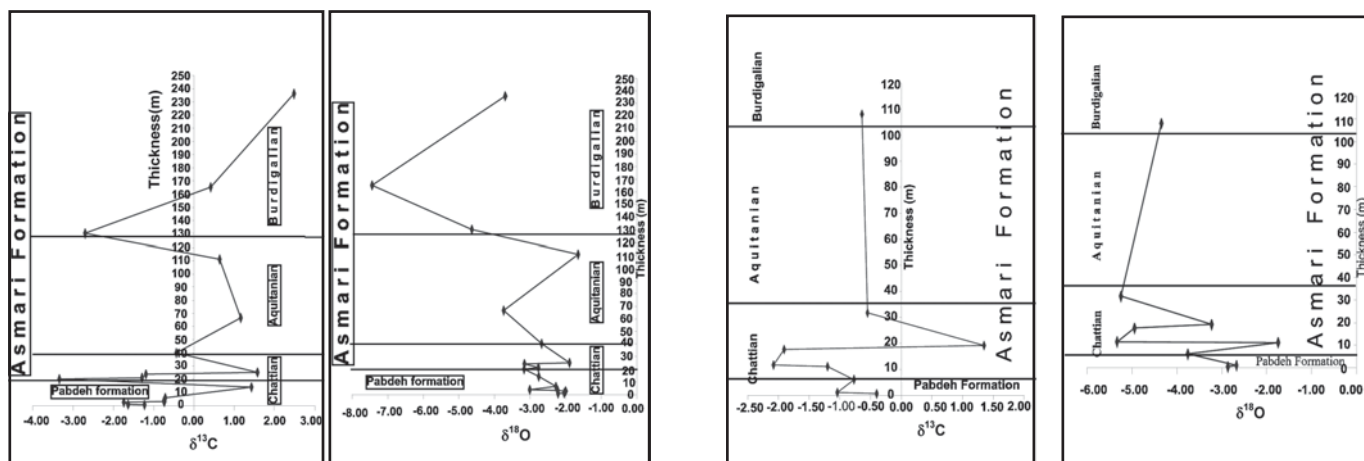


شکل ۱۴- تغییرات Mn در مقابل $\delta^{18}\text{O}$ در مقاطع سطح الارضی تنگ بن و تنگ سپو. همان گونه که دیده می شود سامانه دیاژنتیکی از نوع بسته، و بنابراین تبادل آب با سنگ در این نمونه‌ها، کم بوده است.



شکل ۱۶- تغییرات Sr/Na ، $Na \cdot Sr$ و Sr/Ca در برابر ستبرای سازند آسماری در مقطع سطح الارضی تنگ سپو. به تغییرات شدید عنصری در مرز سازند پابده- آسماری توجه شود.

شکل ۱۵- تغییرات Sr/Na ، $Na \cdot Sr$ و Sr/Ca در برابر ستبرای سازند آسماری در مقطع سطح الارضی تنگ بن.



شکل ۱۸- تغییرات $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ در برابر ستبرای ستون چینه‌شناسی سازند آسماری در مقطع سطح الارضی تنگ سپو.

شکل ۱۷- تغییرات $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ در برابر ستبرای ستون چینه‌شناسی سازند آسماری در مقطع سطح الارضی تنگ بن.

plastic deformation evidences, applicability of magmatic flow criteria and distinguishable interface of magmatic enclaves with host rocks in microscopic and macroscopic scales, spherical, globular, ellipsoidal and spindle shapes of mafic magmatic enclaves attributed to presence of theirs as mafic globule and packets in the host felsic magma, and also their similarity in superficial appearance, textural, mineralogy and geochemistry with the host rock, attributed to their different origin and magma mixing event. The formation of irregular shaped magmatic felsic enclaves with recognizable mineralogical and geochemical similarity to the host rocks, which are observed at the periphery or ceiling of the plutons, related to peripheral interruption in the primary phase of magmatic injection caused by the high pressure of consecutive injection pulse and replacement of new magmatic charge.

Key words: Malayer, Magmatic enclave, Xenoliths, Aspect ratio, Solid-State deformation, Flow deformation, Magma mixing

For Persian Version see pages 9 to 16

*Corresponding author: R. Deevsalar ; E-mail: Reza-dsalar@yahoo.com

A New Effective Approach for Enhancement of SAR Images Based on Extraction of Interscale Dependencies in the Wavelet Domain

M. Forouzanfar¹, H. Abrishami-Moghaddam^{1*} & M. Dehghani¹

¹ K.N. Toosi University of Technology, Tehran, Iran

Received: 2008 April 12

Accepted: 2008 November 30

Abstract

Despite the wide application of SAR images in lineaments extraction, DEM generation and displacements determination, their radiometric quality and interpretability is degraded due to the presence of a multiplicative noise called speckle. Therefore, the enhancement of SAR images is an important step before using them in any application. In this paper, a new image enhancement method tailored to SAR images is proposed. In this method, the logarithmically transformed SAR image is decomposed using the dual-tree complex wavelet transform (DTCWT). In order to effectively extract the wavelet interscale dependencies, the signal component of wavelet coefficients is modeled with an isotropic stable distribution, while the noise component is approximated using an isotropic Gaussian model. A bivariate Bayesian estimator is then designed to effectively remove speckle from noisy coefficients in the complex wavelet domain. Both quantitative and qualitative comparisons of the proposed method with new speckle reduction methods, demonstrate its higher performance in speckle reduction from SAR images

Keywords: Speckle Noise, SAR Images, Dual-Tree Complex Wavelet Transform (DTCWT), Bivariate Bayesian Estimator, Bivariate Isotropic Stable Distribution.

For Persian Version see pages 17 to 22

* Corresponding author: H.Abrishami_moghaddam; E_mail: moghadam@saba.kntu.ac.ir

Geochemistry of the Asmari Formation at the Tang-e-Sapou and Tang-e-Ban Outcrop Sections, Kohgiluyeh va Bouyer Ahmad Province

Z. K. Mossadegh^{1*}, M. H. Adabi¹ & A.Sadeghi¹

¹Department of Geology, Science Faculty, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 2007 December 10

Accepted: 2009 February 02

Abstract

We studied the geochemistry of the Asmari Formation in two outcrop sections: Tang-e-Sapou a 260 m section near Dehdasht City (Kohgiluyeh va Bouyer Ahmad Province) and Tang-e-Ban a 214 m section near Behbahan City (Khuzestan Province). Sampling included the complete Asmari Formation and the top of the Pabdeh Formation. The Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation lies above the Pabdeh Formation and is overlain by the Gachsaran Formation. Elemental geochemistry (Fe, Mg, Na, Sr, Mn, Ca), and Oxygen and Carbon isotope analyses indicate that meteoric diagenesis affected carbonates of the Asmari Formation. The $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ data plots in an inverted J-trend suggesting that meteoric diagenesis occurred in a closed to semi-closed system. The geochemistry also

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).