

# مطالعه کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند نایبند با استفاده از شواهد ژئوشیمیایی در مقاطع چینه‌شناسی داربیدخون، طرز، گیتری و کوهبنان، جنوب خاور ایران

زهرا کلاتر زاده<sup>۱\*</sup>، محمدحسین آدابی<sup>۲</sup> و حسین رحیم‌پور بناب<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران.

<sup>۲</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

<sup>۳</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۹/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۸/۰۳

## چکیده

پس از فاز کوهزایی سیمیرین پیشین، در اثر پیشروی دریا سازند نایبند با سن نورین-رتین (تریاس بالایی) در پهنه ایران مرکزی نهشته شده است. از آنجا که در طول دیاژنز آراگونیت و کلسیت دارای منیزیم بالا به کلسیت با منیزیم پایین تبدیل شده‌اند، تعیین کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها بر پایه مطالعات سنگ‌شناسی مشکل است. در این پژوهش کانی‌شناسی اولیه و نوع کربنات‌های (حاره‌ای، معتدله و قطبی) سازند نایبند با استفاده از شواهد ژئوشیمیایی در مقاطع چینه‌شناسی داربیدخون، طرز، گیتری و کوهبنان بررسی شده است. محدوده‌های عناصر فرعی (Mn, Na, Sr, Fe) و ایزوتوپی ( $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$ ) نمونه‌های کربناتی سازند نایبند به علت ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی در درون یا نزدیک محدوده آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای سازند فهلیان (کرتاسه پایینی)، سازند ایلام (کرتاسه بالایی)، سازند کنگان (تریاس پایینی) و سازند مزدوران (ژوراسیک بالایی) قرار گرفته‌اند. نتایج حاصل از تجزیه عنصری و ایزوتوپی نمونه‌های کربناتی سازند نایبند با شواهد سنگ‌نگاری و نقشه جغرافیای دیرینه تریاس بالایی همخوانی دارد.

**کلیدواژه‌ها:** کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها، ایزوتوپ اکسیژن و کربن، ژئوشیمی، سازند نایبند.

\*نویسنده مسئول: زهرا کلاتر زاده

E-mail: klntrzd@yaho.co.in

## ۱- پیش‌گفتار

پس از فاز کوهزایی سیمیرین پیشین، در اثر پیشروی دریا سازند نایبند با سن نورین - رتین (تریاس بالایی) در زون ایران مرکزی نهشته شده است. مقطع نمونه سازند نایبند در دامنه‌های جنوبی و جنوب باختر کوه نایبند در جنوب شهرک نایبندان (۲۲۰ کیلومتری جنوب طبرس) انتخاب شده است (آقاباتی، ۱۳۸۸).

اولین مطالعات در مورد سازند نایبند توسط Douglas (1929) انجام شده است. بر طبق نظر وی سنگ‌شناسی سازند نایبند شامل شیل، ماسه‌سنگ آهکی، ماسه‌سنگ کوارتزی و سنگ آهک بوده و سن آن لادینین - رتین است.

Stocklin (1972) سن پیشنهادی Douglas را رد کرده و سن نایبند را نورین - رتین معرفی کرده است. Bronnimann et al. (1971) و Kluyver et al. (1983) مطالعاتی

در زمینه سنگ‌شناسی سازند نایبند و تقسیم آن به بخش‌های مختلف انجام داده و سرانجام سازند نایبند را به بخش‌های رسمی گلکان (شیل و ماسه‌سنگ)، بیدستان (شیل و ماسه‌سنگ با لایه‌هایی از سنگ آهک هوازده)، حوض شیخ (شیل، ماسه‌سنگ و زغال) و حوض خان (سنگ آهک و گاه همراه با شیل و ماسه‌سنگ) و بخش‌های غیر رسمی بخش ۵ (شیل زغال‌دار و ماسه‌سنگ)، بخش ۶ (سنگ آهک) و بخش ۷ (ماسه‌سنگ) تقسیم کرده‌اند. این مطالعه روی سنگ آهک‌های بخش حوض خان انجام شده است.

بر طبق متوسط دمای سطح اقیانوس و توزیع موجودات زنده کربنات‌ها به سه گروه ۱- کربنات‌های حاره‌ای (Tropical)، ۲- کربنات‌های معتدله (Temperate) و ۳- کربنات‌های قطبی (Polar) تقسیم می‌شوند. کربنات‌های حاره‌ای بین عرض  $30^{\circ}$  شمالی تا  $30^{\circ}$  جنوبی، کربنات‌های معتدله بین عرض  $30^{\circ}$  تا  $50^{\circ}$  شمالی و جنوبی و کربنات‌های قطبی در عرض‌های بالای  $50^{\circ}$  شمالی و جنوبی تشکیل می‌شوند (Flugel, 2010). نقشه جغرافیای دیرینه تریاس بالایی موقعیت پهنه ایران مرکزی را نزدیک عرض جغرافیایی  $30^{\circ}$  شمالی نشان می‌دهد و بیانگر حاره‌ای بودن کربنات‌های سازند نایبند است (شکل ۱).

هدف از انجام این پژوهش تعیین نوع کربنات‌ها و ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند نایبند با استفاده از شواهد ژئوشیمی است. برای این

## ۲- روش مطالعه

در این پژوهش برای مطالعه سازند نایبند ۴ مقطع چینه‌شناسی انتخاب شد که موقعیت جغرافیایی آنها در شکل ۲ مشخص شده است. بر پایه تغییرات سنگ‌شناسی از کل مقاطع چینه‌شناسی مورد مطالعه ۴۰۰ نمونه سنگ برداشت شد. ستبر، رنگ، شیب و امتداد لایه‌ها نیز مشخص شد. از نمونه‌های برداشت شده مقطع نازک بدون پوشش تهیه شد و پس از رنگ‌آمیزی با مخلوط فری‌سیانید پتاسیم و آلزارین سرخ به روش Dickson (1965) مقاطع نازک با میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شدند. از نمونه‌های میکرایتی با استفاده از مته دندانپزشکی، ۳۲ پودر نمونه میکرایت برای مطالعه عنصری و ۱۹ پودر نمونه میکرایت برای مطالعه ایزوتوپی تهیه شد. محل نمونه‌ها در شکل ۷ مشخص شده است. برای مطالعات عنصری نمونه‌های پودر پس از آماده‌سازی در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی توسط دستگاه طیف‌سنج نوری جذب اتمی (AAS) تحت آنالیز عنصری قرار گرفتند. برای مطالعات ایزوتوپی ۱۹ نمونه پودر نمونه میکرایت به مرکز آزمایشگاهی علوم (CSL) دانشگاه تاسمانیا در استرالیا ارسال شد و ایزوتوپ اکسیژن  $18$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) و کربن  $13$  ( $\delta^{13}\text{C}$ ) آنها با استفاده از دستگاه اسپکترومتر جرمی (VG SIRA Series II) اندازه‌گیری شد. ترکیب ایزوتوپ اکسیژن و کربن نمونه‌ها به صورت  $\delta$  (دلتا) و برحسب پرمیل (Permil) نشان داده می‌شود و مقدار آن نسبت به استاندارد مرجع VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) اندازه‌گیری می‌شود. یادآوری می‌شود از

نمونه‌های با درصد بالای مواد نامحلول (بالای ۲۰٪) در تعبیر و تفسیر نتایج استفاده نشده است.

### ۳- ویژگی‌های مقاطع چینه‌شناسی مورد مطالعه

#### ۳-۱. مقطع داربیدخون

موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی به مقطع چینه‌شناسی داربیدخون در شکل ۲ مشخص شده است. در این مقطع سازند نایبند شامل ۸۷ متر لایه‌های سنگ آهک و شیل آهکی است. سازند نایبند توسط یک واحد کنگلومرای با ستبرای ۴۰ سانتی‌متر از سازند شتری جدا می‌شود و روی آن شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های مجموعه دهرود و مجموعه داربیدخون (نهشته‌های هم‌ارز نایبند) قرار دارند (شکل ۳).

#### ۳-۲. مقطع طرز

موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی به مقطع چینه‌شناسی طرز در شکل ۲ مشخص شده است. در این مقطع سازند نایبند شامل ۸۸ متر لایه‌های سنگ آهک است که به صورت همشیب بر روی سازند شتری قرار دارند. در مرز بالایی نهشته‌های سازند آب‌حاجی به صورت همشیب بر روی سازند نایبند دیده می‌شوند (شکل ۳).

#### ۳-۳. مقطع گیتی

موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی به مقطع چینه‌شناسی گیتی در شکل ۲ مشخص شده است. ستبرای سازند نایبند در مقطع زمین‌شناسی گیتی ۱۳۵ متر و شامل سنگ آهک و شیل آهکی است. مرز پایینی سازند نایبند با سازند شتری به صورت همشیب است. در مرز بالایی نیز سازند آب‌حاجی به صورت همشیب روی سازند نایبند قرار دارد (شکل ۳).

#### ۳-۴. مقطع کوهبان

موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی به مقطع چینه‌شناسی کوهبان در شکل ۲ مشخص شده است. در این مقطع سازند نایبند شامل ۱۰۰ متر لایه‌های سنگ آهک و شیل آهکی است. در مرز بالایی، سازند نایبند توسط افقی از خاک نسوز با ستبرای ۲۵ متر از سازند آب‌حاجی جدا می‌شود و مرز پایینی این سازند توسط یک واحد کنگلومرای قاعده‌ای با ستبرای ۵۰ سانتی‌متر از سازند شتری مشخص می‌شود (شکل ۳).

### ۴- رخساره‌ها و محیط رسوبی

برای مطالعه محیط رسوبی سازند نایبند، پس از مطالعه مقاطع نازک با میکروسکوپ پلاریزان، ریزرخساره‌های کربناتی برپایه تقسیم‌بندی (1962) Dunham نامگذاری شده و محیط تشکیل آنها برپایه مطالعات (2010) Flugel تعیین شد (جدول ۱).

با توجه به ریزرخساره‌های مشخص شده در مقاطع چینه‌شناسی مورد مطالعه، عدم وجود رخساره ریفی (در مقاطع چینه‌شناسی داربیدخون، طرز و گیتی) یا وجود رخساره ریفی با گسترش محدود (ریف کومه‌ای) (در مقطع چینه‌شناسی کوهبان)، عدم وجود ذرات آواری ناشی از مناطق کم‌رُفا در نهشته‌های مناطق رُرف و گسترش ریزرخساره‌های پهنه‌های جزرومدی می‌توان نتیجه گرفت محیط رسوبی سازند نایبند در مقاطع چینه‌شناسی مطالعه شده رمپ کربناتی است. در مقطع چینه‌شناسی گیتی به علت وجود ریزرخساره پکستون اینتراکلاستی - بایو کلاستی (تشکیل شده در مجاورت شکست شیب) رمپ کربناتی شیب‌دار در بخش انتهایی (Distally steepend ramp) به عنوان محیط رسوبی پیشنهاد می‌شود (شکل ۵). در مقاطع داربیدخون، کوهبان و طرز محیط رسوبی رمپ کربناتی همشیب (Homoclinal ramp) است (شکل ۶).

### ۵- ژئوشیمی

#### ۵-۱. کانی‌شناسی کربنات‌ها

(1983) Sandberg و (1985) Given & Wilkinson با بررسی کانی‌شناسی اولیه آئیدها در فانروزویک به این نتیجه رسیدند که آئیدهای آراگونیتی همراه با آئیدهای

کلسیتی با منیزیم بالا در پرکامبرین پسین - کامبرین پیشین، کربنیفر میانی، پرمین، تریاس و تشریری تا عهد حاضر دیده می‌شوند در حالی که آئیدهای کلسیتی با منیزیم پایین در پالتوزویک پایینی و میانی، ژوراسیک و کرتاسه فراوانند و تئوری دریاهای کلسیتی و آراگونیتی را به طور متناوب در فانروزویک مطرح کرده‌اند.

برخلاف نظریات بالا، افراد دیگری مانند (1988) Nelson, (1991) Rao و (2004) Adabi معتقدند که تغییرات کانه‌شناسی کربنات‌ها عمدتاً به دمای محیط رسوب‌گذاری بستگی دارد. (1974) Milliman نشان داد در دریاهای حاره‌ای عهد حاضر آراگونیت فراوان‌ترین کانی کربناتی است. مطالعات (1993) Bone & James و (1996) Adabi نشان می‌دهد در کربنات‌های دریاهای عهد حاضر معتدله، کلسیت دارای منیزیم زیاد مهم‌ترین کانی کربناتی بوده و کلسیت کم‌منیزیم و آراگونیت به مقدار کمتری وجود دارند. در دریاهای مناطق قطبی عهد حاضر کلسیت کم‌منیزیم فراوان‌ترین کانی کربناتی است (James & Clarke, 1997; Rao, 1990).

بنابراین در کربنات‌های دیرینه با استفاده از تفسیر نوع کانی‌شناسی اولیه در کربنات‌ها می‌توان کربنات‌های حاره‌ای، معتدله و قطبی را تفکیک کرد و اطلاعاتی در مورد ژرفا، دما، شوری، شرایط اکسایش-احیا و فشار CO<sub>2</sub> محیط رسوبی به دست آورد. چون بیشتر سنگ‌های آهکی دیرینه تحت تأثیر دیاژنز جوی و یا تدفینی قرار گرفته و به کلسیت کم‌منیزیم تبدیل شده‌اند، استفاده از منحنی پراش اشعه X و میزان Mg سنگ آهک‌های دیرینه در تشخیص آراگونیت اولیه از کلسیت کاربرد چندانی ندارد (آدابی، ۱۳۹۰).

نقشه جغرافیای دیرینه تریاس بالایی (شکل ۱) و شواهد سنگ‌شناسی مانند حضور آئیدها، پلویدها، اینتراکلاست‌ها، ریزرخساره باندستون جلبکی و سیمان‌های دریایی (سنگ‌شدگی دریایی اولیه) (1988) Nelson, (1996) Rao همچنین وجود اسپالد آئید (Spalled ooid) (Adabi & Rao, 1991) در مقاطع نازک مطالعه شده نشان می‌دهد کربنات‌های سازند نایبند جزو کربنات‌های حاره‌ای با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی هستند (شکل ۸).

افزون بر شواهد یادشده، قالب پرشده با کلسیت (Oomold)، موزاییکی از اسپارکلسیتی شامل آثار آراگونیتی، وجود آثار آراگونیت به صورت ادخال‌های جامد در کلسیت (Sandberg, 1985)، لامینه‌های مبهم (Diffused laminae) در آئیدها و پوشش میکرایتی شکسته شده (Adabi & Rao, 1991) بیانگر ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی هستند.

#### ۵-۲. نتایج حاصل از تجزیه عنصری و ایزوتوپی نمونه‌های کربناتی سازند نایبند

مقادیر عناصر اصلی (Mg, Ca) و عناصر فرعی (Fe, Mn, Na, Sr) کربنات‌های سازند نایبند به همراه بیشینه، کمینه و میانگین آنها در جدول ۲ و مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن به همراه بیشینه، کمینه و میانگین آنها نیز در جدول ۳ ارائه شده است. مقدار سدیم در سنگ آهک‌های سازند نایبند بین ۴۸۳ تا ۲۲۴۸ پی‌پی‌ام (میانگین ۸۴۳ پی‌پی‌ام) متغیر است.

مقدار استرانسیم در سنگ آهک‌های سازند نایبند بین ۳۲۰۲ تا ۷۸۶ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۵۹۰ پی‌پی‌ام) در تغییر است.

مقدار منگنز در سنگ آهک‌های سازند نایبند بین ۲۲ تا ۵۷۷ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۶۷ پی‌پی‌ام) متغیر است.

مقدار آهن در سنگ آهک‌های سازند نایبند بین ۷۵ تا ۸۷۶۴ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۰۰۶ پی‌پی‌ام) متغیر است.

مقدار ایزوتوپ اکسیژن در آهک‌های سازند نایبند بین ۱۳/۳۲ ‰ PDB تا ۳/۲۴ ‰ PDB (میانگین ۸/۵۳ ‰ PDB) تغییر می‌کند.

مقدار ایزوتوپ کربن در آهک‌های سازند نایبند بین ۵/۴۸ ‰ PDB تا ۰/۴۶ ‰ PDB (میانگین ۲/۸۲ ‰ PDB) در تغییر است.

**۵-۳. بحث**

- **سدیم:** سدیم در نمونه‌های کل کربناتی مناطق حاره‌ای حاضر بین ۱۸۸۰ تا ۳۰۰۰ پی‌پی‌ام (Milliman, 1974) و در نمونه‌های کل کربناتی مناطق معتدله عهد حاضر بین ۱۷۷۷ تا ۴۴۰۰ پی‌پی‌ام در تغییر است (Rao & Jayvardane, 1994; Rao & Adabi, 1992; Rao & Amini, 1995).

مقدار سدیم در سنگ‌آهک‌های سازند نایبند بین ۴۸۳ تا ۲۲۴۸ پی‌پی‌ام (میانگین ۸۴۳ پی‌پی‌ام) متغیر است (شکل ۹). مقدار سدیم در این نمونه‌ها در مقایسه با کربنات‌های آراگونیتی عهد حاضر پایین است که علت آن تأثیر دیاژنز غیردریایی بر روی سنگ‌آهک‌های سازند نایبند است.

محدوده Na در برابر Mn بیشتر نمونه‌های کربناتی سازند نایبند در درون یا نزدیک محدوده سنگ‌آهک‌های حاره‌ای فهلپان (کرتاسه پایینی)، سنگ‌آهک‌های کنگان (تریاس پایینی)، سنگ‌آهک‌های گرو (نئوکومین - آپسین) و سنگ‌آهک‌های مزدوران (ژوراسیک بالایی) با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار گرفته‌اند. بالاتر بودن مقادیر Mn در نهشته‌های کربناتی سازند نایبند به دلیل دگرسانی بیشتر در این کربنات‌هاست و بالاتر بودن مقادیر Na احتمالاً به دلیل شوری بیشتر این کربنات‌ها در مقایسه با کربنات‌های سازند فهلپان، سازند مزدوران و سازند کنگان است (شکل ۹).

- **استرانسیم:** مقدار استرانسیم در نمونه‌های کل کربناتی مناطق حاره‌ای عهد حاضر بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی‌پی‌ام در تغییر است (Milliman, 1974). مقدار استرانسیم در نمونه‌های کل کربناتی مناطق معتدله عهد حاضر بین ۱۶۴۲ تا ۵۰۰۷ پی‌پی‌ام است (Rao & Amini, 1995; Rao & Jayvardane, 1994; Rao & Adabi, 1992).

مقدار استرانسیم با افزایش میزان آراگونیت افزایش و با افزایش میزان کلسیت کاهش می‌یابد (Rao & Adabi, 1992). همچنین تمرکز استرانسیم با افزایش دمای آب ارتباط مستقیم دارد (Morse & Mackenzie, 1990). معمولاً کانه‌های نیمه‌پایدار  $CaCO_3$  در حین دیاژنز جوی و یا تدفینی به کلسیت تغییر می‌یابند و میزان استرانسیم در کلسیت دیاژنتیکی عمدتاً به ضریب توزیع و تمرکز آن در محلول‌های دیاژنتیکی بستگی دارد. مقدار استرانسیم در سنگ‌آهک‌های سازند نایبند بین ۳۲۰۲ تا ۷۸۶ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۵۹۰ پی‌پی‌ام) در تغییر است (شکل ۱۰). این مقادیر به دلیل کاهش میزان استرانسیم در طی دیاژنز غیردریایی از نمونه‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر پایین‌تر است. رسم مقادیر Sr در برابر Na نشان می‌دهد نمونه‌های آهکی سازند نایبند در نزدیکی و درون محدوده سنگ‌آهک‌های آراگونیتی مزدوران (ژوراسیک بالایی)، سنگ‌آهک‌های سورمه (ژوراسیک)، سنگ‌آهک‌های کنگان (تریاس پایینی)، سنگ‌آهک‌های ایلام (کرتاسه بالایی)، سنگ‌آهک‌های آسماری (الیگوسن بالایی - میوسن زیرین)، سنگ‌آهک‌های سورگه (تورونین - سانتونین)، سنگ‌آهک‌های سروک بالایی (کرتاسه میانی) و سنگ‌آهک‌های فهلپان (کرتاسه پایینی) با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار می‌گیرند که علت آن تشابه ترکیب کانی‌شناسی اولیه آنهاست. همچنین مقدار Sr و Na در نمونه‌های سازند نایبند به مراتب بالاتر از مقادیر مشابه در کلسیت غیرزیستی است که نشان می‌دهد ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند نایبند کلسیت نیست بلکه آراگونیت است (شکل ۱۱).

- **منگنز:** مقدار منگنز در نمونه‌های کل کربناتی مناطق حاره‌ای عهد حاضر کمتر از ۳۰ پی‌پی‌ام است (Milliman, 1974). در حالی که مقدار منگنز در نمونه‌های کل کربناتی مناطق معتدله عهد حاضر تا ۳۰۰ پی‌پی‌ام می‌رسد (Rao & Adabi, 1992; Rao & Jayvardane, 1994; Rao & Amini, 1995). مقدار منگنز با افزایش تأثیر دیاژنز غیردریایی افزایش می‌یابد (Rao, 1990). مقدار منگنز در سازند نایبند بین ۲۲ تا ۵۷۷ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۶۷ پی‌پی‌ام) متغیر است (شکل‌های ۹ و ۱۰) که در مقایسه با نمونه‌های معادل عهد حاضر آنها زیاد است. علت آن تأثیر دیاژنز غیردریایی در شرایط احیایی روی کربنات‌های سازند نایبند است.

- **آهن:** در سنگ‌آهک‌های سازند نایبند مقدار آهن بین ۷۵ تا ۸۷۶۴ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۰۰۶ پی‌پی‌ام) متغیر است. به دلیل افزایش تأثیر دیاژنز غیر دریایی مقدار آهن با افزایش مقدار منگنز افزایش می‌یابد (شکل ۱۲).

- **نسبت Sr/Mn:** در اثر انحلال آراگونیت و کلسیت دارای منیزیم زیاد نیمه‌پایدار و تبدیل آنها به کلسیت کم منیزیم پایدار، مقدار استرانسیم کاهش یافته و بالعکس تمرکز منگنز افزایش خواهد یافت. در نمودار نسبت Sr/Mn در برابر Mn محدوده بیشتر نمونه‌های آهکی سازند نایبند در نزدیکی محدوده سنگ‌آهک‌های آراگونیتی سازند مزدوران (ژوراسیک بالایی)، سازند فهلپان (کرتاسه پایینی)، سازند تله‌زنگ (اتوسن پیشین - میانی) (زهدی و آدابی، ۱۳۸۸)، سازند سروک بالایی (کرتاسه میانی)، سازند گرو (نئوکومین - آپسین) و سازند ایلام (کرتاسه بالایی) قرار گرفته است (شکل ۱۳).

- **نسبت Sr/Na:** کربنات‌های حاره‌ای عهد حاضر و دیرینه توسط Sr/Na و مقدار Mn از انواع کربنات‌های غیر حاره‌ای مشخص می‌شوند (Rao, 1991; Winefield et al., 1996).

در سنگ‌آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر مقدار منگنز پایین و نسبت Sr/Na بالا (حدود ۳ تا ۵) است (Milliman, 1974). در حالی که سنگ‌آهک‌های کلسیتی مناطق معتدله عهد حاضر مقدار Mn بالا و نسبت Sr/Na پایین (حدود ۱) است (Rao & Adabi, 1992; Rao & Jayvardane, 1994; Rao & Amini, 1995).

نمونه‌های کربناتی مناطق نیمه‌قطبی پرمن دارای نسبت Sr/Na حدود ۱ و مقدار Mn بالا هستند (Rao, 1991). سنگ‌آهک‌های مزدوران دارای Sr/Na بالا (بیشینه ۳/۳، میانگین حدود ۲) و Mn متوسط تا بالایی هستند (Adabi & Rao, 1991). سنگ‌آهک‌های فهلپان دارای Sr/Na بالا و Mn متوسط هستند (Adabi et al., 2010). سنگ‌آهک‌های ایلام دارای Sr/Na بالا و Mn پایین تا متوسط هستند (Adabi & Asadi mehmandosti, 2008). نمونه‌های آهکی سازند نایبند دارای Sr/Na بالا (بیشینه ۵/۳۵، کیمینه ۰/۸۴، میانگین ۲) و Mn متوسط تا بالایی هستند (شکل ۱۴). این مقادیر مشابه با سنگ‌آهک‌های آراگونیتی سازند مزدوران (ژوراسیک بالایی) هستند. این امر حاکی از ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی سنگ‌آهک‌های نایبند است و تأییدی است بر این مطلب که کربنات‌های سازند نایبند جزو کربنات‌های حاره‌ای هستند. اصولاً مقدار Sr/Na بیش از یک، نشان از ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی است و بیشتر نمونه‌های سازند نایبند دارای Sr/Na بیش از یک هستند.

**۵-۴. ترکیب ایزوتوپ اکسیژن و کربن در نهشته‌های سازند نایبند**

تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن در نمونه‌های کل کربناتی، اجزای اسکلتی، دانه‌های غیر اسکلتی و سیمان‌های کربناتی به عوامل بسیاری همچون کانی‌شناسی کربنات‌ها، دمای تعادلی بین کلسیت و آراگونیت، ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در آب دریا، ایزوتوپ کربن ۱۳ در آب دریا، تبخیر یا شوری، اثرات متابولیکی، تفریق جنبشی، سرعت یا میزان رسوب‌گذاری و دمای آب دریا بستگی دارد (آدابی، ۱۳۹۰). دگرسانی دیاژنتیکی باعث کاهش  $\delta^{18}O$  کربنات‌ها می‌شود (Land & Gao, 1991). شکل ۱۵ مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن رسوبات کل کربناتی مناطق حاره‌ای (Milliman & Muller, 1977) و رسوبات کل کربناتی مناطق معتدله تاسمانیا و نیوزیلند (Rao, 1996) را نشان می‌دهد.

مقدار ایزوتوپ اکسیژن در آهک‌های سازند نایبند بین  $13/32\text{‰}$  PDB تا  $3/24\text{‰}$  PDB (میانگین  $8/53\text{‰}$  PDB) تغییر می‌کند و مقدار ایزوتوپ کربن بین  $5/48\text{‰}$  PDB تا  $0/46\text{‰}$  PDB (میانگین  $2/82\text{‰}$  PDB) در تغییر است. محدوده ایزوتوپی نمونه‌های سازند نایبند به دلیل تشابه ترکیب کانی‌شناسی اولیه درون یا نزدیک محدوده سنگ‌آهک‌های آراگونیتی تریاس پایینی (Heydari et al., 2000)، سنگ‌آهک‌های آراگونیتی کنگان (تریاس پایینی)،

پایین‌ترین و بالاترین دمای محیط دیاژنتیکی کربنات‌های سازند نایبند در هر یک مقاطع چینه‌شناسی داربیدخون، طرز، گیتی و کوهبنان محاسبه شده و نتایج آن در جدول ۴ ارائه شده است.

### ۶- نتیجه‌گیری

مطالعات صحرایی و سنگ‌شناسی منجر به شناسایی ریزرخساره‌های کربناتی از نوع پکستون آلیتی پلوییدی، پکستون پلوییدی، مادستون، و کستون بایو کلاستی/ و کستون بایو کلاستی ماسه‌ای با استراکدا، باندستون جلبکی، پکستون اینترا کلاستی، مادستون با فابریک روزنه‌ای، و کستون اینترا کلاستی و پکستون اینترا کلاستی- بایو کلاستی و سنگ‌رخساره تخریبی شیل‌آهکی در مقاطع چینه‌شناسی مورد مطالعه شد.

با توجه به ریزرخساره‌های مشخص شده در مقاطع چینه‌شناسی مورد مطالعه، عدم وجود رخساره ریفی یا وجود رخساره ریفی با گسترش محدود (ریف کومه‌ای) و عدم وجود ذرات آواری ناشی از مناطق کم ژرفا در نهشته‌های مناطق ژرف همچنین گسترش رخساره‌های پهنه‌های جزومدی می‌توان نتیجه گرفت محیط رسوبی سازند نایبند در مقاطع داربیدخون، کوهبنان و طرز یک رمپ کربناتی همشیب و در مقطع گیتی یک رمپ کربناتی شیب‌دار در بخش انتهایی است.

مطالعات ژئوشیمی عنصری نشان می‌دهد مقادیر Sr در برابر Na، Mn در برابر Sr، Mn در برابر Sr/Na، Na در برابر Mn نمونه‌های کربناتی سازند نایبند به علت تشابه در ترکیب کانی‌شناسی اولیه در داخل یا نزدیک محدوده سنگ‌آهک‌های حاره‌ای سازند فهلیان (کرتاسه پایینی)، سازند کنگان (تریاس پایینی)، سازند ایلام (کرتاسه بالایی) و سازند مزدوران در بخش کم‌ژرفا حوضه (ژوراسیک بالایی) با کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار گرفته‌اند.

مطالعات ایزوتوپی نشان می‌دهد کربنات‌های سازند نایبند مشابه سنگ‌آهک‌های حاره‌ای سازند فهلیان، سازند کنگان، سنگ‌آهک‌های تریاس پایینی، سازند ایلام و سازند مزدوران دارای ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی هستند. همچنین در کربنات‌های سازند نایبند در مقاطع چینه‌شناسی داربیدخون، گیتی و کوهبنان تغییرات  $\delta^{18}\text{O}$  بیشتر از  $\delta^{13}\text{C}$  است و روند دیاژنتی با اکسایش مواد آلی را نشان می‌دهد. در مقطع چینه‌شناسی طرز تغییرات  $\delta^{18}\text{O}$  کمتر از  $\delta^{13}\text{C}$  است و نشان‌دهنده تأثیر دیاژنتی وادوز جوی است.

به علت تأثیر دیاژنتی غیردریایی روی نهشته‌های آهکی سازند نایبند مقادیر استرانسیم، سدیم، ایزوتوپ اکسیژن و ایزوتوپ کربن آنها نسبت به نمونه‌های مشابه عهد حاضر (کربنات‌های حاره‌ای آراگونیتی) کاهش و مقادیر منگنز و آهن آنها افزایش یافته است.

### سپاسگزاری

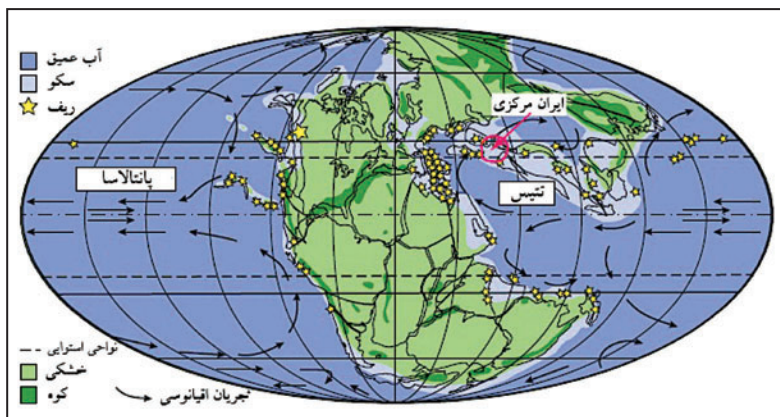
از سرکار خانم‌ها دکتر زهرا زرگر امینی، سوزان منصوری و طیبه مهدوی که در انجام تجزیه‌های عنصری و ایزوتوپی همکاری داشته‌اند، سپاسگزاری می‌شود.

سنگ‌آهک‌های سورمه (ژوراسیک)، سنگ‌آهک‌های گرو (نئوکومین - آپسین)، سنگ‌آهک‌های آسماری (الگوسن بالایی - میوسن زیرین)، سنگ‌آهک‌های تله‌زنگ (ائوسن پیشین - میانی) و سنگ‌آهک‌های آراگونیتی فهلیان (کرتاسه پایینی) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۵). ایزوتوپ اکسیژن و کربن کربنات‌های سازند نایبند به علت تأثیر دیاژنتی غیردریایی روی آنها در فاصله زیادی از محدوده کربنات‌های حاره‌ای آراگونیتی عهد حاضر دیده می‌شوند.

با استفاده از تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن می‌توان نوع دیاژنتی (دریایی، جوی و تدفینی) را مشخص کرد. تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن در نمونه‌های کربناتی که تحت تأثیر فرایندهای دگرسانی قرار نگرفته و یا تأثیر دیاژنتی در آنها به صورت جزئی بوده است، دارای ایزوتوپ اکسیژن و کربن سنگین بوده و مقادیر ایزوتوپی در آنها شاخص محیط‌های دریایی است. در دیاژنتی جوی تغییرات نسبتاً زیادی در مقادیر  $\delta^{13}\text{C}$  و تغییرات کمتری در مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  نمونه‌های کربناتی دیده می‌شود. تأثیر دیاژنتی جوی در سنگ‌های کربناتی را می‌توان از روی شکل روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن که به روند برگشته موسوم است شناسایی کرد (Lohmann, 1988). تغییرات نسبتاً وسیع در مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  و تغییرات ناچیز در مقادیر  $\delta^{13}\text{C}$  در نمونه‌های کربناتی می‌تواند حاکی از تأثیر فرایندهای دیاژنتی تدفینی بر روی نمونه‌ها باشد (Nelson & Smith, 1996). علت تغییرات ناچیز در مقادیر  $\delta^{13}\text{C}$  در مدل ایزوتوپی تدفینی به این دلیل است که ایزوتوپ  $\delta^{13}\text{C}$  عمدتاً از سنگ‌های آهکی میزبان نتیجه می‌شود. افزون بر این، تفریق ایزوتوپی کمتری بین نسبت  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  با افزایش دما، در مقایسه با نسبت  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  وجود دارد. بنابراین در دیاژنتی تدفینی مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن دارای یک روند خطی مایل هستند (آدابی، ۱۳۹۰).

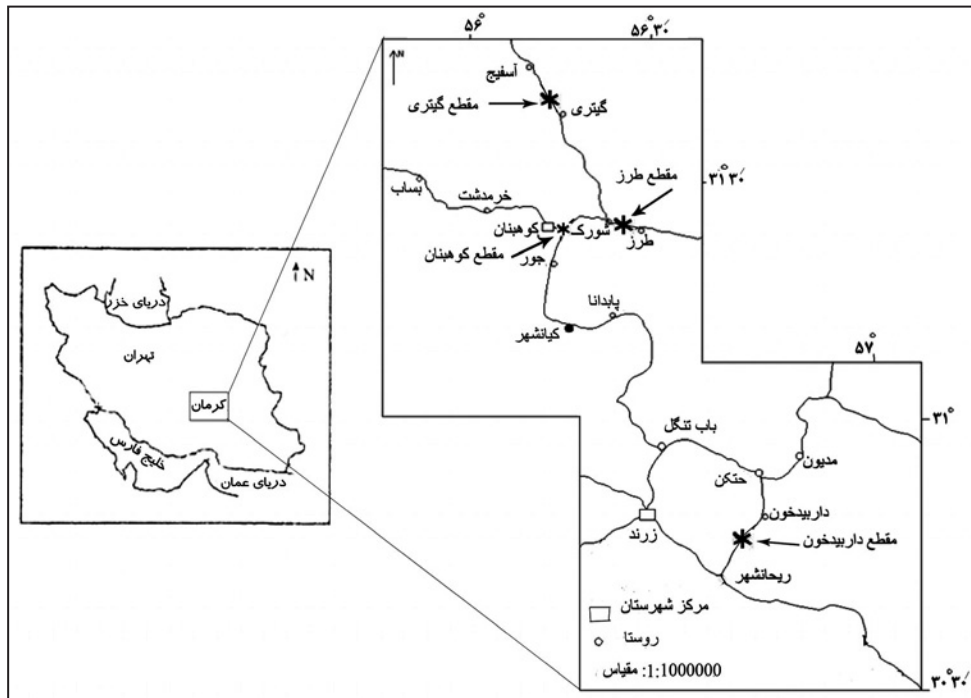
در کربنات‌های سازند نایبند در مقاطع چینه‌شناسی داربیدخون، گیتی و کوهبنان تغییرات  $\delta^{18}\text{O}$  بیشتر از  $\delta^{13}\text{C}$  است و روند دیاژنتی با اکسایش مواد آلی را نشان می‌دهد. به علت حضور مواد آلی مقدار ایزوتوپ کربن ۱۲ افزایش یافته و در نتیجه نسبت  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  کاهش می‌یابد. از آنجایی که با افزایش ژرفا دما افزایش می‌یابد، مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  سبک‌تر می‌شود. در مقطع چینه‌شناسی طرز تغییرات  $\delta^{18}\text{O}$  کمتر از  $\delta^{13}\text{C}$  است و نشان‌دهنده دیاژنتی جوی است. مقادیر منفی  $\delta^{13}\text{C}$  بیانگر تأثیر دیاژنتی وادوز روی این نمونه‌ها است. از ویژگی دیاژنتی وادوز کاهش یا تخلیه شدید ایزوتوپ کربن ۱۳ است، زیرا بر اثر تجزیه مواد آلی در خاک‌های سطحی مقدار ایزوتوپ کربن ۱۲ افزایش یافته و در نتیجه نسبت  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  کاهش می‌یابد (Patterson & Walter, 1994).

با استفاده از سنگین‌ترین و سبک‌ترین مقدار ایزوتوپ اکسیژن در نمونه‌های آهکی سازند نایبند، ایزوتوپ اکسیژن آب دریا در زمان نهشته شدن کربنات‌های سازند نایبند (تریاس بالایی) (Rigo & Joachimski (2010) -۰.۱۲ ‰ SMOW) استفاده از معادله Anderson & Arthur (1983) به صورت زیر:  $T^{\circ}\text{C} = 16 - 4.14 (\delta_{\text{C}} - \delta_{\text{W}}) + 0.13 (\delta_{\text{C}} - \delta_{\text{W}})^2$

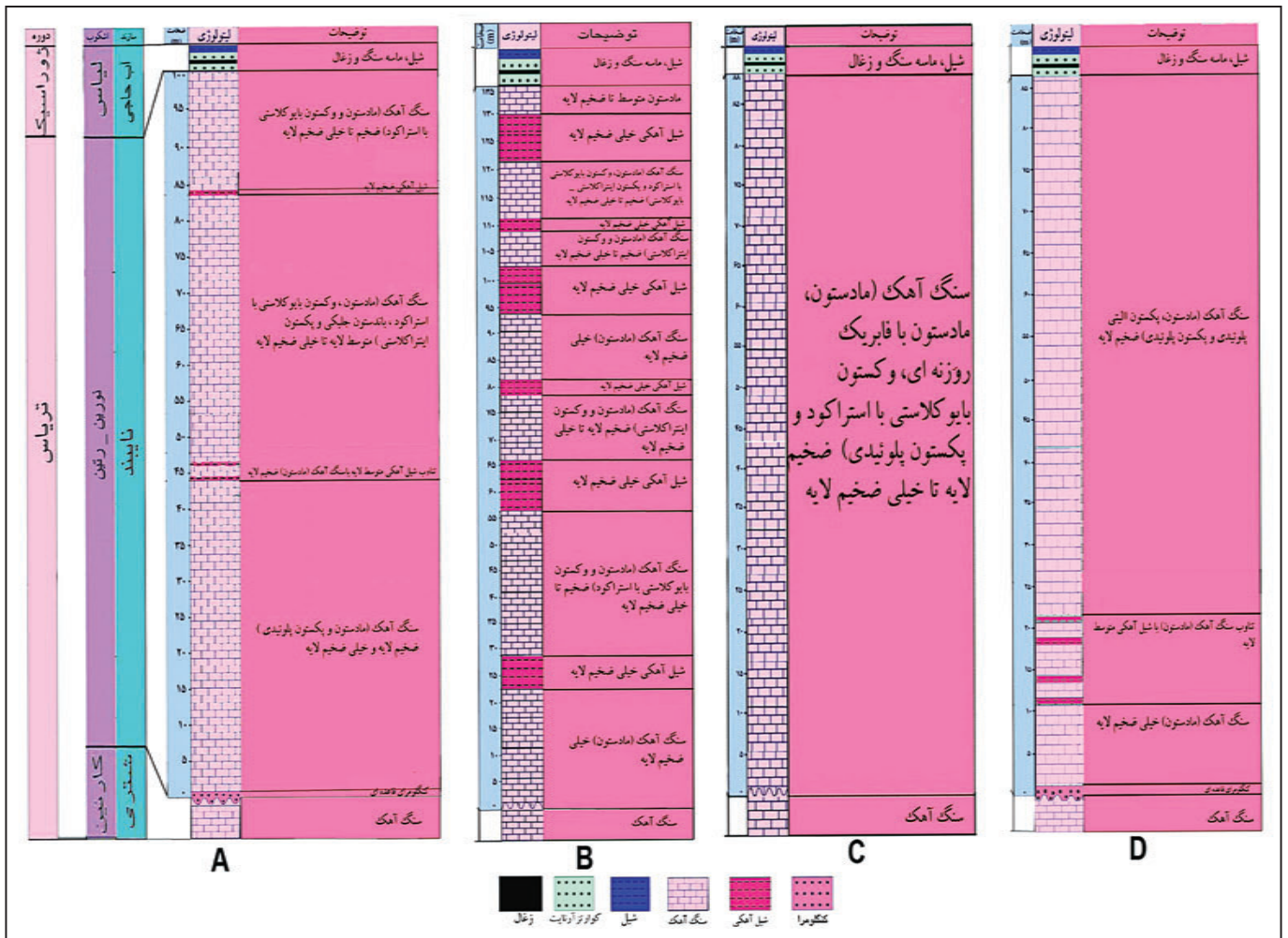


شکل ۱- نقشه جغرافیای دیرینه تریاس بالایی (Martindale et al., 2010).

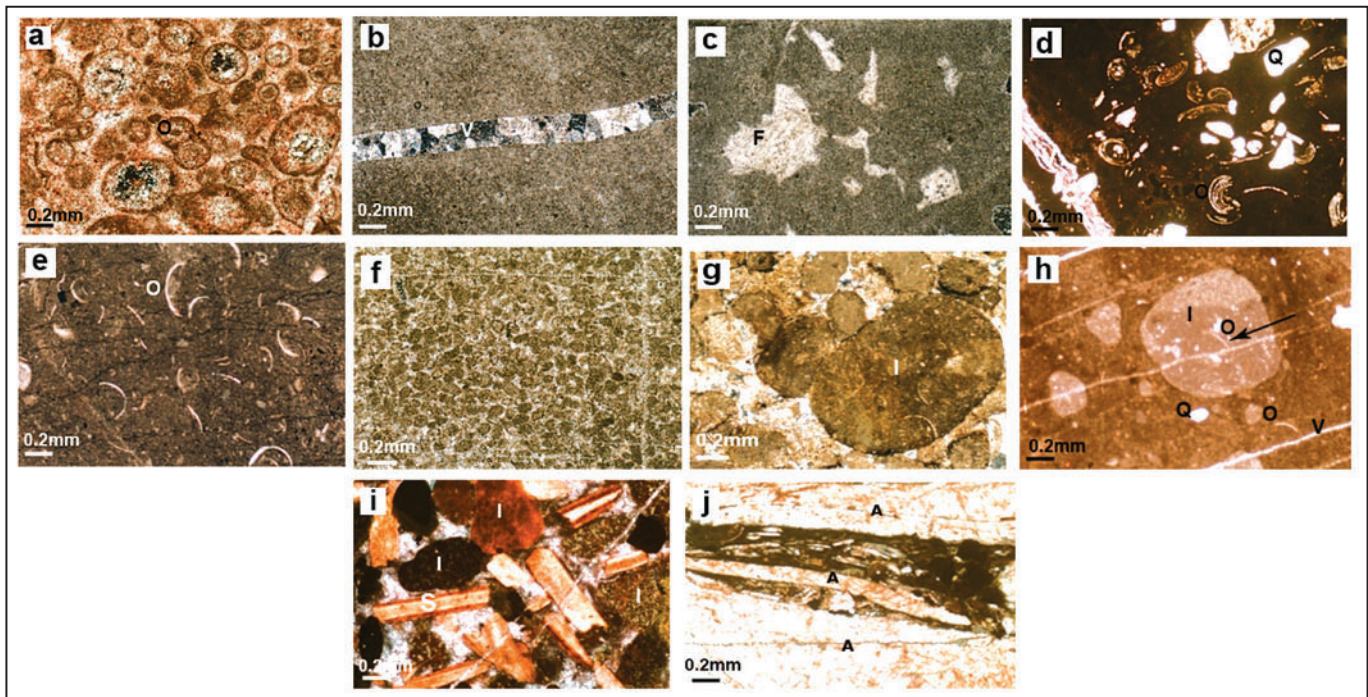




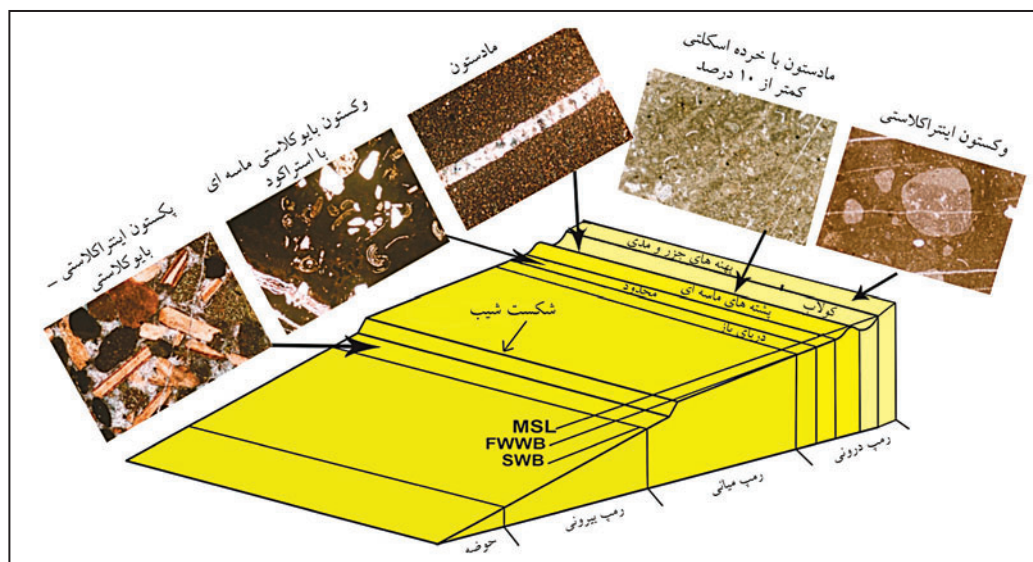
شکل ۲- موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی به سازند نایبند در مقاطع چینه‌شناسی داریبکخون، طرز، گیتی و کوهبنان. مقاطع مورد مطالعه با علامت ستاره مشخص شده است.



شکل ۳- ستون چینه‌شناسی سازند نایبند در مقاطع کوهبنان (A)، گیتی (B)، طرز (C) و داریبکخون (D).

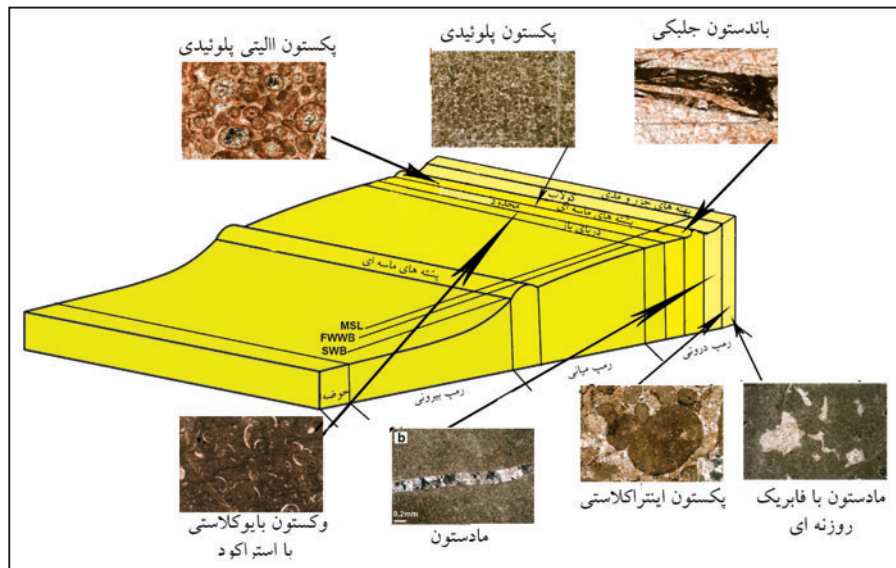


شکل ۴- (a) نمای میکروسکوپی از ریزرخساره پکستون آلیتی پلوییدی در نور پلاریزه، O: آئید، مقطع رنگ آمیزی شده است، مقطع شماره D148؛ (b) نمای میکروسکوپی از ریزرخساره مادستون در نور پلاریزه، V: رگه کلسیتی، مقطع شماره D90؛ (c) نمای میکروسکوپی از ریزرخساره مادستون با فابریک روزنه‌ای در نور طبیعی؛ F: روزنه، مقطع شماره T4؛ (d) نمای میکروسکوپی از ریزرخساره وکستون بایو کلاستی ماسه‌ای با استراکدا (O) در نور معمولی، Q: کوارتز، مقطع رنگ آمیزی شده است، مقطع شماره G19؛ (e) نمای میکروسکوپی از ریزرخساره وکستون بایو کلاستی با استراکدا (O) در نور معمولی، مقطع رنگ آمیزی شده است، مقطع شماره K67؛ (f) نمای میکروسکوپی از ریزرخساره پکستون پلوییدی در نور طبیعی، مقطع شماره D178؛ (g) نمای میکروسکوپی از ریزرخساره پکستون اینتراکلاستی در نور طبیعی، I: اینتراکلاست، مقطع رنگ آمیزی شده است، مقطع شماره K65؛ (h) نمای میکروسکوپی از ریزرخساره وکستون اینتراکلاستی در نور طبیعی، I: اینتراکلاست، مقطع رنگ آمیزی شده است، مقطع شماره M27؛ (i) نمای میکروسکوپی از ریزرخساره پکستون اینتراکلاستی - بایو کلاستی، S: خرده اسکلتی، I: اینتراکلاست، مقطع رنگ آمیزی شده است، مقطع شماره G34؛ (j) نمای میکروسکوپی از ریزرخساره باندستون جلبکی در نور طبیعی؛ A: جلبک، مقطع رنگ آمیزی شده است، مقطع شماره K37.

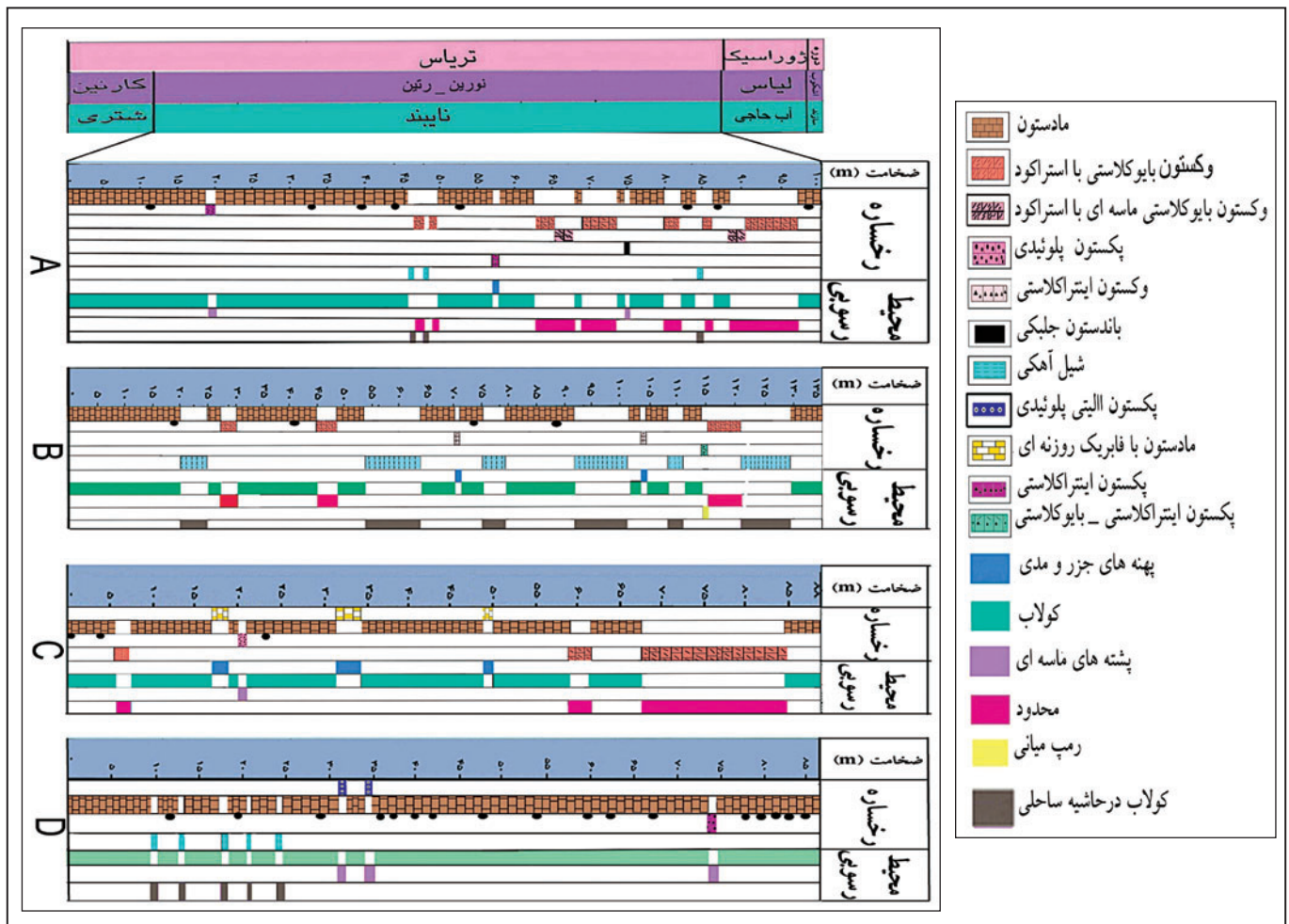


شکل ۵- تصویر نمادین از یک ریمب شیب‌دار در بخش انتهایی با بخش‌های مختلف آن (Flügel, 2010). محل تشکیل ریزرخساره‌های مقطع چینه‌شناسی گیتری روی شکل مشخص شده است.

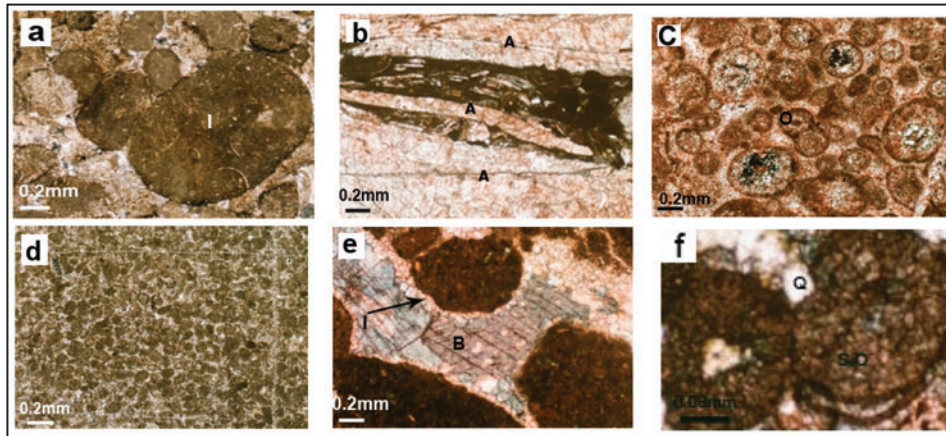




شکل ۶- تصویر نمادین از یک رمپ همشیب با بخش‌های مختلف آن (Flugel, 2010). محل تشکیل ریزرخساره‌های شناسایی شده در مقاطع چینه‌شناسی داربیدخون، کوهبنان و طرز روی شکل مشخص شده است.

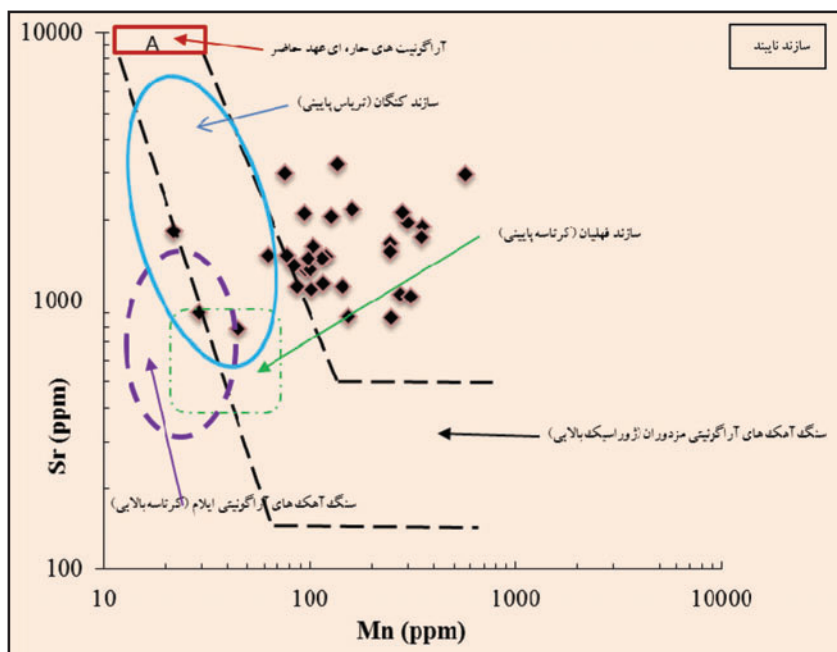
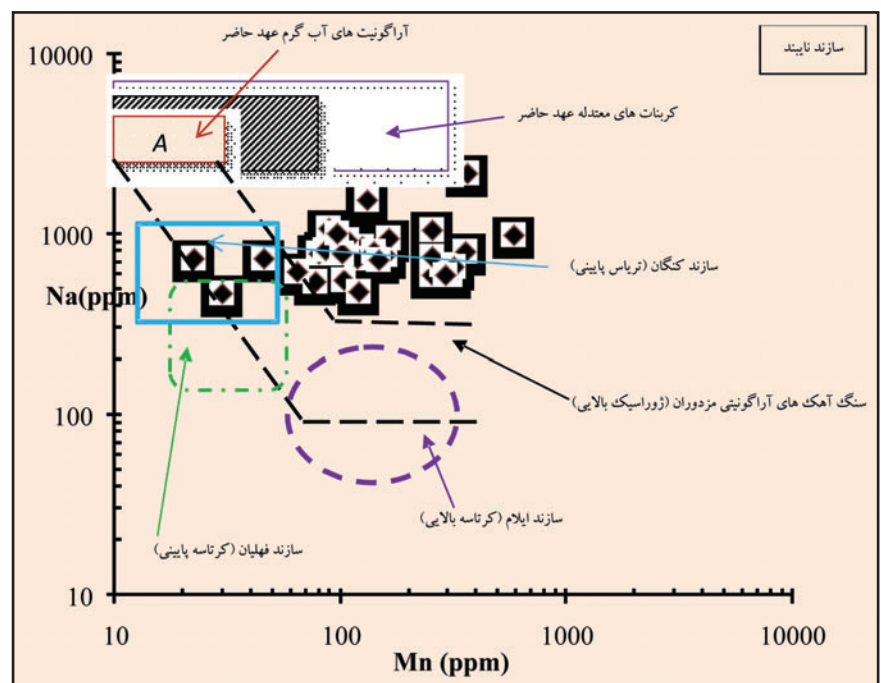


شکل ۷- ستون چینه‌شناسی سازند نایبند در مقاطع کوهبنان (A)، گیتری (B)، طرز (C) و داربیدخون (D) به تفکیک رخصاره و محیط رسوبی. محل نمونه‌های انتخاب شده برای تجزیه‌های ژئوشیمی با دایره‌های سیاه مشخص شده است.



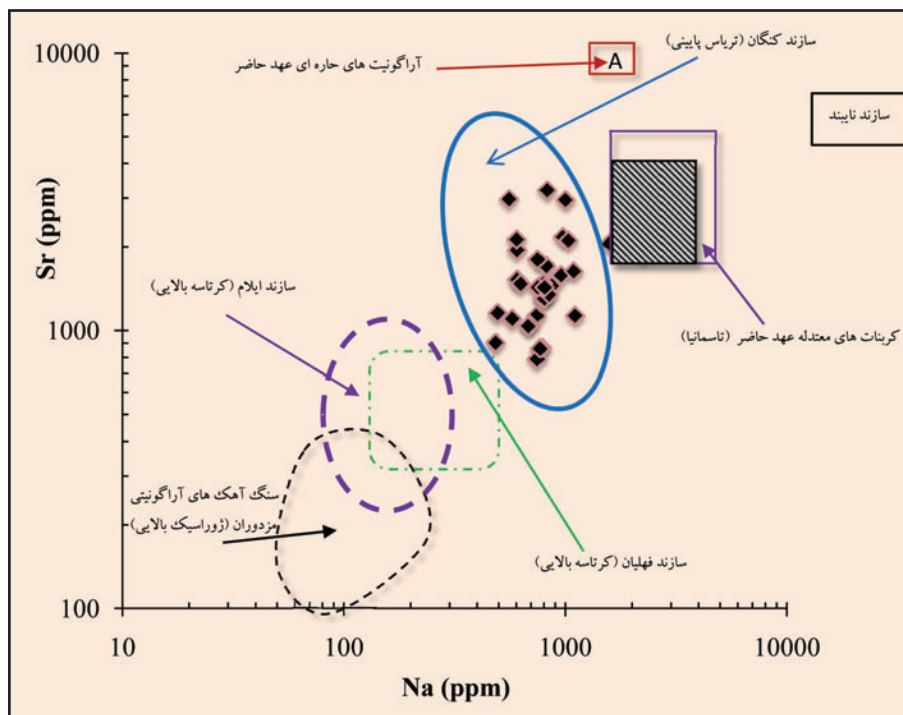
شکل ۸- شواهد سنگ‌شناختی بیانگر حاره‌ای بودن کربنات‌های سازند نایبند. (a) اینتراکلاست (I)؛ (b) باندستون جلبیکی، جلبیک (A)؛ (c) آئید (O)؛ (d) پلویید؛ (e) سیمان هم‌ستبرای دریایی (I) و سیمان بلوکی (B)؛ (f) اسپالد آئید (SO) و کوارتز (Q).

شکل ۹- مقایسه مقادیر Na در برابر Mn در سنگ آهک‌های سازند نایبند با محدوده‌های سنگ آهک‌های مزدوران (ژوراسیک بالایی) مربوط به بخش کم‌ژرفای حوضه (Adabi & Rao, 1991)؛ محدوده سنگ آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر (Milliman, 1974)؛ سنگ آهک‌های فهلیان (کرتاسه پایینی) (Adabi et al., 2010)؛ سنگ آهک‌های ایلام (کرتاسه بالایی) (Adabi & Asadi mehmandosti, 2008)؛ سنگ آهک‌های کنگان (تریاس پایینی) (احمدی، ۱۳۹۱)؛ سنگ آهک‌های کنگان (تریاس پایینی) (خدایی، ۱۳۸۵)؛ و نمونه‌های کل کربناتی مناطق معتدل عهد حاضر، تاسمانیا (Rao & Amini, 1995)؛ مناطق معتدل عهد حاضر، تاسمانیا (Rao & Jayvardane, 1994; Rao & Adabi, 1992)؛ رنگی نشان‌دهنده Na و Mn در ۸۰٪ نمونه‌های کل کربناتی مناطق معتدل است. بیشتر نمونه‌های کربناتی سازند نایبند در داخل یا نزدیک محدوده سنگ آهک‌های فهلیان (کرتاسه پایینی)، سنگ آهک‌های کنگان (تریاس پایینی) و سنگ آهک‌های مزدوران (ژوراسیک بالایی) با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار گرفته‌اند.

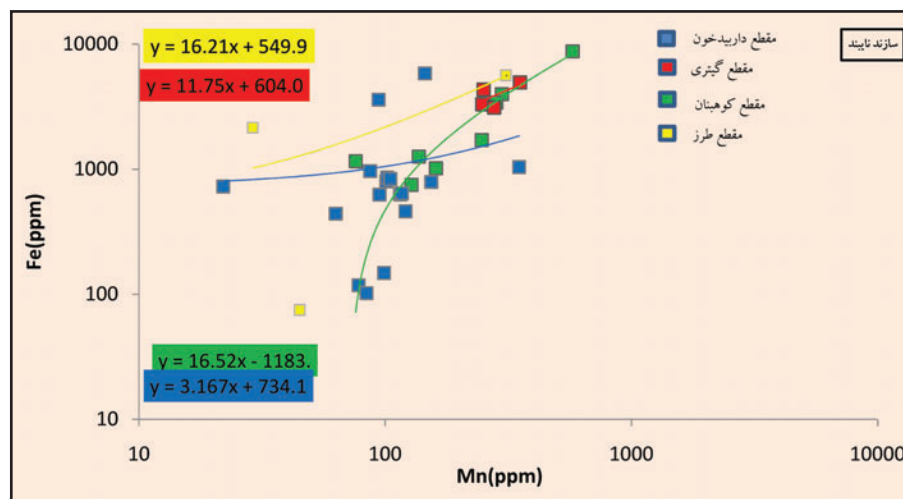


شکل ۱۰- تغییرات مقادیر Sr در برابر Mn در سنگ آهک‌های سازند نایبند. محدوده‌ها، علائم و منابع مشابه شکل ۹ است. نمونه‌های کربناتی سازند نایبند به دلیل تشابه کانی‌شناسی اولیه در درون یا نزدیک محدوده سنگ آهک‌های حاره‌ای فهلیان (کرتاسه پایینی)، سنگ آهک‌های ایلام (کرتاسه بالایی)، سنگ آهک‌های مزدوران (ژوراسیک بالایی) و سنگ آهک‌های کنگان (تریاس پایینی) با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار گرفته‌اند.

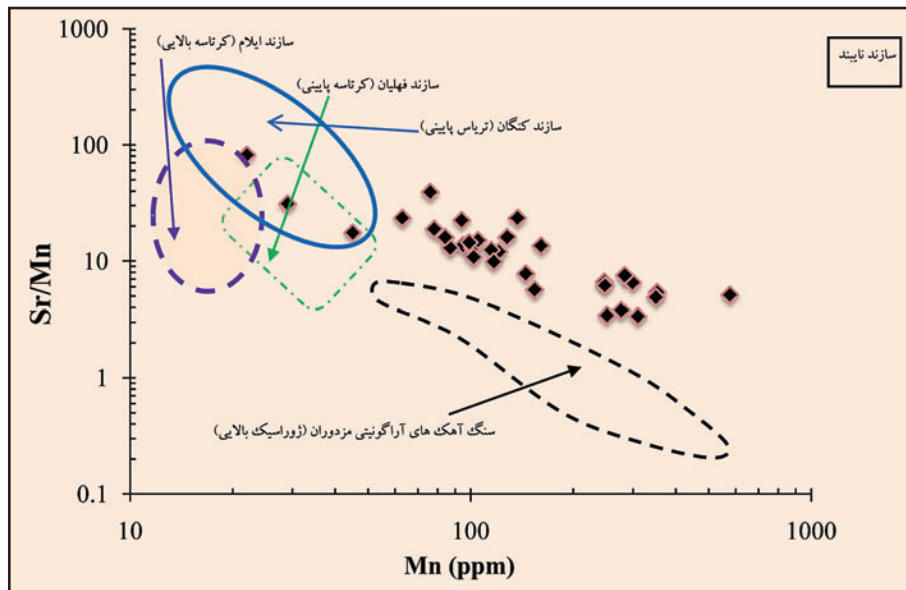




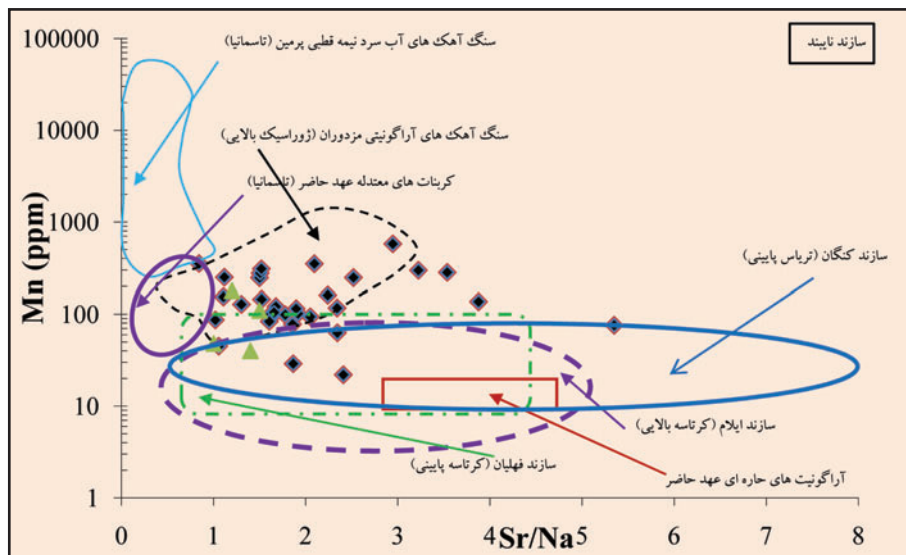
شکل ۱۱- تغییرات مقادیر Sr در برابر Na در سنگ آهک های سازند نایبند. محدوده ها، نشانه ها و منابع مشابه شکل ۹ است. بیشتر نمونه های کربناتی سازند نایبند در نزدیکی یا درون محدوده سنگ آهک های آرگونیتی سنگ آهک های کنگان (تریاس پایینی) و سنگ آهک های فهلپان (کرتاسه پایینی) با ترکیب کانی شناسی اولیه آرگونیتی قرار گرفته اند. همچنین مقدار Sr و Na در نمونه های سازند نایبند به مراتب بالاتر از مقادیر مشابه در کلسیت غیرزیستی است.



شکل ۱۲- تغییرات Fe در برابر Mn در سنگ آهک های سازند نایبند در هر یک از مقاطع چینه شناسی به صورت جداگانه. رابطه مثبت بین بیشتر مقادیر Fe و Mn نمونه های سازند نایبند حاکی از تأثیر دیاژنز غیر دریایی روی آنها است.

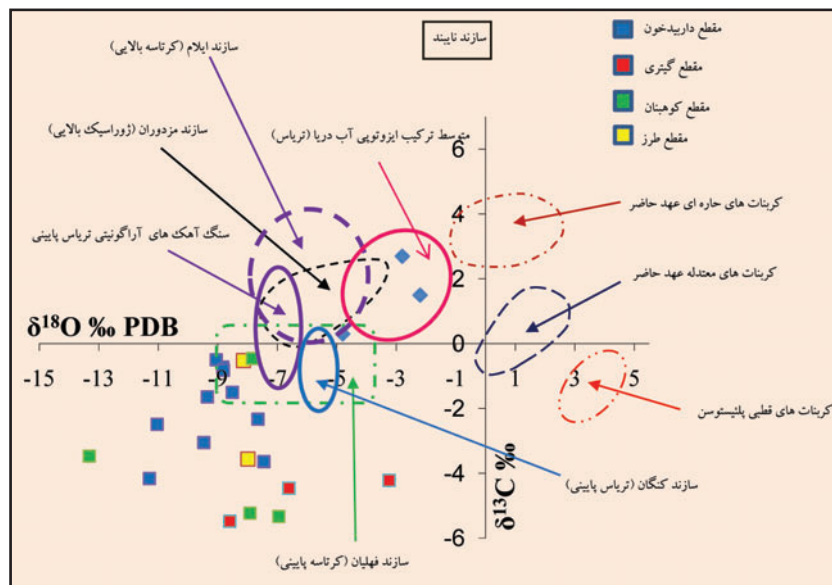


شکل ۱۳- تغییرات مقادیر Sr/Mn در برابر Mn نمونه‌های کربناتی سازند نایبند. محدوده‌ها، علائم و منابع مشابه شکل ۹ است. در این شکل تغییرات وسیع در میزان Sr/Mn حاکی از نیمه بسته بودن تا باز بودن سامانه دیاژنتیکی در این توالی‌ها است. همچنین بسیاری از نمونه‌ها به دلیل باز بودن سامانه دیاژنتیکی دارای نسبت Sr/Mn پایین و Mn بالایی هستند.



شکل ۱۴- تغییرات مقادیر Sr/Na در برابر Mn نمونه‌های کربناتی سازند نایبند. محدوده‌ها، علائم و منابع مشابه شکل ۹ است. نمونه‌های کربناتی سازند نایبند در درون یا نزدیک محدوده سنگ‌آهک‌های آراگونیتی سازند مزدوران (ژوراسیک بالایی)، سازند فهلپان (کرتاسه پایینی)، سازند کنگان (تریاس پایینی) و سازند ایلام (کرتاسه بالایی) قرار گرفته‌اند که نشان‌دهنده حاره‌ای بودن سنگ‌آهک‌های سازند نایبند و ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی در آنها است.

شکل ۱۵- مقایسه مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن در نمونه‌های کربناتی سازند نایبند با نمونه‌های کل کربناتی عهد حاضر مناطق حاره‌ای (Milliman & Muller, 1977)، نواحی معتدله تاسمانیا و زلاندنو، نواحی قطبی (Adabi, 1996)، کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران مربوط به بخش کم‌زرفا حوضه (ژوراسیک بالایی) در ایران (Rao & Adabi, 1999)، سنگ‌آهک‌های فهلپان (کرتاسه پایینی) (Adabi et al., 2010)، سنگ‌آهک‌های کنگان (تریاس پایینی) (خدایی، ۱۳۸۵)، سنگ‌آهک‌های آراگونیتی تریاس پایینی (Heydari et al., 2000)، سنگ‌آهک‌های کنگان (تریاس پایینی) (احمدی، ۱۳۹۱) و سنگ‌آهک‌های ایلام (کرتاسه بالایی) (Adabi & Asadi mehmandosti, 2008). بیشتر نمونه‌های کربناتی سازند نایبند به دلیل ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی در نزدیک محدوده سنگ‌آهک‌های آراگونیتی سازند کنگان، سازند فهلپان و سنگ‌آهک‌های تریاس پایینی قرار گرفته‌اند. همچنین در کربنات‌های سازند نایبند در مقاطع چینه‌شناسی داربیدخون، گیتی و کوهبنان تغییرات  $\delta^{18}\text{O}$  بیشتر از  $\delta^{13}\text{C}$  است و روند دیاژنز تدفینی با اکسیداسیون مواد آلی را نشان می‌دهد. در حالی که در مقطع چینه‌شناسی طرز تغییرات  $\delta^{18}\text{O}$  کمتر از  $\delta^{13}\text{C}$  است و نشان‌دهنده دیاژنز جوی است.



جدول ۱- خلاصه‌ای از رخساره‌های سازند نایبند و محیط تشکیل آنها.

نام مقطع	محیط رسوبی	نام رخساره
داربیدخون	پشته‌های زیر آبی ماسه‌ای در رمپ درونی	پکستون آلبیتی پلوییدی (شکل 4a)
داربیدخون، طرز، کوهبنان و گیتی	کولاب در رمپ درونی	مادستون (شکل 4b)
طرز	پهنه‌های کشندی	مادستون با فابریک روزنه‌ای (شکل 4c)
کوهبنان، طرز و گیتی	بخش محدود در رمپ درونی	وکستون بایوکلستی ماسه‌ای با استراکد (شکل 4d)
کوهبنان و گیتی	بخش محدود در رمپ درونی	وکستون بایوکلستی با استراکد (شکل 4e)
داربیدخون، کوهبنان و طرز	پشته‌های زیر آبی ماسه‌ای در رمپ درونی	پکستون پلوییدی (شکل 4f)
کوهبنان	پهنه‌های کشندی	پکستون اینتراکلاستی (شکل 4g)
گیتی	پهنه‌های کشندی	وکستون اینتراکلاستی (شکل 4h)
گیتی	مجاورت شکست شیب در رمپ میانی در رمپ‌های شیب‌دار	پکستون اینتراکلاستی - بایوکلستی (شکل 4i)
کوهبنان	ریف‌های کومه‌ای در رمپ درونی	باندستون جلبکی (شکل 4j)
داربیدخون، طرز، کوهبنان و گیتی	کولاب در منطقه حاشیه ساحلی	شیل آهکی



جدول ۲- مقادیر عناصر اصلی و فرعی در سنگ آهک‌های سازند نایبند به همراه بیشینه، کمینه و میانگین آنها.

سازند	نام مقطع	شماره نمونه	Ca %	Mg %	Mn ppm	Na ppm	Sr ppm	Fe ppm	Sr.Mn	Sr.Na	مواد غیر قابل حل (%)
نایبند	کوهبان	k92	58.38	3.7	128	1575	2052	749	16.03	1.30	۱۳
نایبند	گیتری	G43	89.39	4.35	353	2248	1892	4938	5.36	0.84	۱۸
نایبند	داربیدخون	D189	39.97	1.7	154	783	866	791	5.62	1.11	۱۳
نایبند	داربیدخون	D181	39.87	2.66	350	817	1710	1040	4.89	2.09	۱۲
نایبند	داربیدخون	D141	39.7	2.69	95	794	1298	626	13.66	1.63	۱۷
نایبند	طرز	T2	32.62	2.32	45	745	786	75	17.47	1.06	۱۰
نایبند	داربیدخون	D179	33.64	2.67	121	865	1450	461	11.98	1.68	۱۰
نایبند	داربیدخون	D168	35.03	2.67	101	802	1302	799	12.89	1.62	۱۵
نایبند	داربیدخون	D170	35.44	2.45	87	1107	1128	963	12.97	1.02	۱۱
نایبند	داربیدخون	D190	32	2.28	102	574	1100	857	10.78	1.92	۸
نایبند	داربیدخون	D172	34.2	2.43	78	794	1474	118	18.90	1.86	۱۰
نایبند	داربیدخون	D187	32.16	2.09	115	753	1428	628	12.42	1.90	۸
نایبند	کوهبان	k3	29.05	3.06	577	1002	2952	8764	5.12	2.95	۱۸
نایبند	کوهبان	k89	34.14	2.09	161	973	2178	1017	13.53	2.24	۱۵
نایبند	داربیدخون	D162	39.9	1.72	105	955	1582	836	15.07	1.66	۱۱
نایبند	داربیدخون	D176	36.59	1.45	84	839	1346	102	16.02	1.60	۱۱
نایبند	داربیدخون	D175	39.93	1.7	99	803	1428	148	14.42	1.78	۱۴
نایبند	کوهبان	k100	36.98	1.7	247	1090	1634	1710	6.62	1.50	۱۳
نایبند	کوهبان	k117	36.3	1.72	137	826	3202	1263	23.37	3.88	۱۶
نایبند	داربیدخون	D188	31.8	2.66	117	493	1154	641	9.86	2.34	۱۰
نایبند	کوهبان	k85	29.15	3.29	76	556	2974	1160	39.13	5.35	۱۷
نایبند	طرز	T1	28.16	4.25	29	483	900	2156	31.03	1.86	۶
نایبند	گیتری	G30	35.57	2.02	248	606	1526	3307	6.15	2.52	۱۵
نایبند	داربیدخون	D186	36.17	1.89	63	628	1472	440	23.37	2.34	۱۵
نایبند	داربیدخون	D138	31.4	2.79	94	1030	2112	3594	22.47	2.05	۸
نایبند	داربیدخون	D161	31.8	2.17	22	749	1804	726	82.00	2.41	۸
نایبند	داربیدخون	D126	31.7	2.8	145	740	1126	5830	7.77	1.52	۱۰
نایبند	کوهبان	k4	38.34	2.13	298	605	1950	3977	6.54	3.22	۱۲
نایبند	گیتری	G51	34.99	2.91	277	695	1046	3104	3.78	1.51	۱۵
نایبند	گیتری	G35	34.37	5.5	251	769	858	4333	3.42	1.12	۱۳
نایبند	طرز	T23	37.01	4.44	309	681	1034	5629	3.35	1.52	۱۸
نایبند	کوهبان	k5	39.95	2.38	283	602	2129	3404	7.52	3.54	۱۷

	Ca %	Mg %	Mn ppm	Na ppm	Sr ppm	Fe ppm
بیشینه	39.97	12.84	577	2248	3202	8764
کمینه	28.16	1.45	22	483	786	75
میانگین	35.19	3.27	197	843	1590	2006

جدول ۳- مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن در سنگ آهک‌های سازند نایبند به همراه بیشینه، کمینه و میانگین آنها.

سازند	شماره نمونه	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$	$\delta^{13}\text{C} \text{‰}$
نایبند	T2	-8.14	-0.52
نایبند	T23	-7.99	-3.56
نایبند	D141	-7.45	-3.64
نایبند	D162	-8.83	-0.72
نایبند	D170	-9.05	-0.5
نایبند	D172	-8.51	-1.5
نایبند	D175	-7.65	-2.33
نایبند	D176	-8.81	-0.82
نایبند	D179	-9.35	-1.64
نایبند	D181	-9.47	-3.05
نایبند	D186	-11.04	-2.49
نایبند	D189	-11.3	-4.16
نایبند	K4	-7.84	-0.46
نایبند	K92	-7.92	-5.23
نایبند	K100	-6.95	-5.33
نایبند	K117	-13.32	-3.47
نایبند	G35	-3.24	-4.22
نایبند	G43	-8.6	-5.48
نایبند	G51	-6.61	-4.46

	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$	$\delta^{13}\text{C} \text{‰}$
بیشینه	-3.24	-0.46
کمینه	-13.32	-5.48
میانگین	-8.53	-2.82

جدول ۴- بالاترین و پایین‌ترین دمای محیط دیاژنتیکی نمونه‌های آهکی سازند نایبند در مقاطع چینه‌شناسی مورد مطالعه.

نام مقطع	سنگین‌ترین مقدار ایزوتوپ (PDB) اکسیژن	سبک‌ترین مقدار ایزوتوپ (PDB) اکسیژن	پایین‌ترین دمای محیط دیاژنتیکی (درجه سانتی‌گراد)	بالاترین دمای محیط دیاژنتیکی (درجه سانتی‌گراد)
داربیدخون	-۷/۴۵	-۱۱/۰۴	۵۳	۷۷
طرز	-۷/۹۹	-۸/۱۴	۵۷	۵۸
گیتری	-۳/۲۴	-۸/۶	۳۰	۶۰
کوهبنان	-۶/۹۵	-۱۳/۳۲	۵۰	۹۳

## کتابنگاری

آقاباتی، س. ع.، ۱۳۸۸- فرهنگ چینه‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۲۷ صفحه.  
 خدایی، ن.، ۱۳۸۵- ژئوشیمی و دیاژنز سازند کنگان در میدان پارس جنوبی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، ۱۹۸ صفحه.  
 احمدی، ن.، ۱۳۹۱- محیط رسوبی، دیاژنز و ژئوشیمی سازند دالان بالایی و کنگان در میدان گازی لاوان، حوضه خلیج فارس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، ۱۵۶ صفحه.

## References

- Adabi, M. H., 1996- Sedimentology and geochemistry of Upper Jurassic (Iran) and Precambrian (Tasmania) carbonates, Unpub. Ph.D. Thesis, University of Tasmania, Australia, 400p.
- Adabi, M. H., 2004- Re\_evaluation of aragonite versus calcite seas: Carbonates and Evaporites 19: 133\_141.
- 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., 1991- Petrographic, elemental and isotopic criteria for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran, Sedimentary Geology 72: 253\_267.
- Adabi, M. H., Salehi, M. A. & Ghabeshavi, A., 2010- Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahlian Formation), South\_west Iran, Journal of Asian Earth Sciences 39: 148\_160.
- 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, Section 1.1-1.151.
- Bone, Y. & James, N. P., 1993- Bryozoans as carbonate sediment producer on the cool – water Lapepede Shelf, Southern Australia, Sedimentary Geology 85: 247-271.
- Bronnimann, P., Zaninetti, L., Bozorgnia, F., Dashti, G. R. & Moshtaghian, A., 1971- Lithostratigraphy and foraminifera of the Triassic Naiband Formation, Iran, Revista de Micropaleontologia France 14: 0005: 7\_16.

- Dickson, J. A. D., 1965- A modified staining technique for carbonates in thin section, *Nature* 205: 587.
- Douglas, J. A., 1929- A marine Triassic fauna from eastern Persia, *Journal of Geological Society of London* 85: 4: 340: 624\_650.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in: Ham, W. E., (ed.), *Classification of carbonate rocks*, American Association of petroleum Geologists Memoire 1: 108\_121.
- Flügel, E., 2010- *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*, Springer, 976p.
- Gao, G. & Land, L. S., 1991- Geochemistry of Cambro-Ordovician Arbuckle Limestone, Oklahoma: implication for diagenetic  $\delta^{18}\text{O}$  alteration and secular  $\delta^{13}\text{C}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variations, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: 2911-2920.
- Given, R. K. & Wilkinson, B. H., 1985- Kinetic control of morphology, composition and mineralogy of abiogenic sedimentary carbonates, *Journal of Sedimentary Petrology* 55: 109\_119.
- Heydari, E., Hassanzadeh, J. & Wade, W. J., 2000- Geochemistry of central Tethyan Upper Permian and Lower Triassic strata, Abadeh region, Iran, *Sedimentary Geology* 137: 85\_99.
- James, N. P. & Clark, J., 1997- *Cool-water Carbonates*, Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Special Publication 56: 440.
- Kluyver, H. M., Triw, R., Chance, P. N., Johns, G. W. & Meixner, H. M., 1983- Explanatory text of the Naibandana Quadrangle map, 1: 250000, Geological Survey of Iran, Reportes No. 18, 143p.
- Lohmann, K. C., 1988- Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleoclast, In: James, N. P. & Choquette, P. W. (eds.) *Paleoclast: 58\_80*, Springer, Berlin.
- Martindale, R. C., Zonneveld, J. P. & Bottjer, D. J., 2010- Microbial framework in Upper Triassic (Carnian) patch reefs from Williston Lake, British Columbia, Canada, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 297: 609\_620.
- Miliman, D. J., 1974- *Marine Carbonates*, Springer-Verlag, 357p.
- Milliman, J. D. & Muller, J., 1977- Characteristic and genesis of shallow-water and deep-sea limestone, in: Anderson, N.R. & Malahoff, A. (eds.) *The fate of fossil fuel CO<sub>2</sub> in the oceans*, New York, Plenum Press, p. 655\_672.
- Morse, J. W. & Mackenzie, F. T., 1990- *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*, New York, Elsevier, 707p.
- Nelson, C. S. & Smith, A. M., 1996- Stable oxygen and carbon isotope compositional fields for skeletal and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate sediments and limestones: a synthesis and review, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 39: 93-107.
- Nelson, C. S., 1988- An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates, *Sedimentary Geology* 60: 3\_12.
- Patterson, W. M. & Walter, L. M., 1994- Depletion of  $^{13}\text{C}$  in seawater  $\delta\text{CO}_2$  on modern carbonate platforms: significance for the carbon isotopic record of carbonates, *Geology* 22: 885-888.
- Rao, C. P. & Adabi, M. H., 1992- Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variations with water depth in cool, temperate carbonates, Western Tasmania, Australia, *Carbonates and Evaporites* 15: 1: 7\_17.
- Rao, C. P. & Amini, Z. Z., 1995- Faunal relationship to grain-size, mineralogy, and geochemistry in recent temperate shelf carbonates, Western Tasmania, Australia, *Carbonates and Evaporites* 10: 114\_123.
- Rao, C. P. & Jaywardane, M. P. J., 1994- Major minerals, elemental and isotopic composition in modern temperate shelf carbonates, Eastern Tasmania, Australia: implications for the occurrence of extensive ancient non-tropical carbonates, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 107: 49\_63.
- Rao, C. P., 1990- Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia, *Carbonates and Evaporites* 5: 209\_221.
- Rao, C. P., 1996- *Modern carbonates, tropical, temperate, polar: introduction to sedimentology and geochemistry*, Arts of Tasmania, 206p.
- Rao, C. P., 1991 - Geochemical evidence between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Australia, *Carbonates and Evaporites* 6: 83\_106.
- Rigo, M. & Joachimski, M. M., 2010- Palaeoecology of Late Triassic conodont: constraints from oxygen isotope in biogenic apatite, *Acta Paleontologica Polonica* 55: 471\_478.
- Sandberg, P. A., 1983- An oscillating trend in Phanerozoic nonskeletal carbonate mineralogy, *Nature* 305: 19-22.
- Sandberg, P. A., 1985- Aragonite cements and their occurrence in ancient limestones: In Schneidermann, N., & Harris, P.M., (eds.) *Carbonate Cements*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 36: 33\_57.
- Stocklin, J., 1972- Iran central, septentrional et oriental. *Lexique stratigraphique International, III, Fascicule 9b, Iran*, p. 1\_283, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.
- Winefield, P. R., Nelson, C. S. & Hodder, A. P. W., 1996- Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry: a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones, *Carbonates and Evaporites* 11: 19-31.



# Study of Original Carbonate Mineralogy of the Nayband Formation Using Geochemical Evidences in Darbidkhood, Tarz, Gitry and Kuhbanan Stratigraphic Sections, SE of Iran

Z. Kalantarzadeh <sup>1\*</sup>, M. H. Adabi <sup>2</sup> & H. Rahimpour Bonab <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ph.D. Student, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>3</sup> Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Tehran University, Tehran, Iran

Received: 2011 December 12

Accepted: 2012 October 24

## Abstract

After Early Cimmerian orogenic stage, due to marine transgression, the Nayband Formation Norian\_Rethian (Upper Triassic) in age deposited in the Central Iran Zone. Because of transforming of aragonite and high Mg calcite into low Mg calcite during diagenesis, recognition of original carbonate mineralogy based on petrographic studies is difficult. In this research, original carbonate mineralogy and type of carbonates (tropical, temperate and polar) of the Nayband Formation in Darbidkhood, Tarz, Gitry and Kuhbanan stratigraphic sections have been studied using geochemical evidences. The trace elements (Na, Sr, Fe, Mn) and isotopes ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ ) data of the Nayband Formation carbonates is located inside or close to the aragonitic tropical Fahlian Formation (Lower Cretaceous), the Ilam Formation (Upper Cretaceous), the Kangane Formation (Lower Triassic) and the Mozduran Formation (Upper Jurassic) limestones, because of aragonitic original carbonate mineralogy. The results of elemental and isotopic analysis correlate with the petrographic evidences and paleogeographic map of the Upper Triassic.

**Keywords:** Original Carbonate Mineralogy, Oxygen and Carbon Isotope, Geochemistry, Nayband Formation.

For Persian Version see pages 203 to 216

\*Corresponding author: Z. Kalantarzadeh; E-mail: [klntzdh@yahoo.co.in](mailto:klntzdh@yahoo.co.in)