

## پetroگرافی و ژئوشیمی رسوبات آواری قرمز میوسن در شمال غرب کرج، منطقه طالقان

خلیل رضایی<sup>۱</sup>، شهرام فروغی شادباد<sup>۲\*</sup>

۱- استادیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران، تهران، ایران

۲- کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران، تهران، ایران

\*پست الکترونیک: Shahramforooghi.s@gmail.com

تاریخ پذیرش: ۹۶/۳/۲۷

تاریخ دریافت: ۹۵/۷/۵

### چکیده

در مناطق مختلف کشور به غیر از پهنه ایران مرکزی، مطالعات بسیار کمی بر روی رسوبات آواری میوسن انجام گرفته است. در مطالعه پیش رو با استفاده از روش‌های آنالیز رخساره‌ای، پتروگرافی، دانه‌شماری و ژئوشیمیایی به مطالعه این رسوبات در البرز مرکزی پرداخته شده است. این توالی به طور عمده از رسوبات مارن و ماسه سنگ تشکیل شده و به طور محلی دارای میان لایه‌های کنگلومرا با قطعاتی در حد پیل است. رخنمون و برش مورد مورد مطالعه از توالی رسوبات دانه ریز (مارن)، ماسه سنگ‌ها (فلدسپاتیک لیت آرنایت و لیت آرنایت از نوع ولکانیک آرنایت) و کنگلومرا (ارتو کنگلومرا و پارا کنگلومرا پلی میکتیک) به ضخامت ۱۲۷/۲ متر تشکیل شده است. لایه‌های سنگی این سازند از دو رخساره گراولی Gmm و Gcm و سه رخساره ماسه‌ای St، Sh و Sm تشکیل شده‌اند. خرده سنگ‌های آذرین بیرونی با جورشدگی ضعیف تا متوسط و گردشدگی متوسط تا خوب، اجزای اصلی تشکیل دهنده این رسوبات هستند که با سیمان غالب هماتیته به هم جوش خورده‌اند. بر اساس نتایج به دست آمده، این رسوبات دارای سنگ منشأ آذرین فلسیک مشابه پوسته قاره‌ای بالایی می‌باشند که در اقلیم خشک تا نیمه خشک تحت هوازدگی ضعیف قرار گرفته‌اند. رسوبات حاصل مسافت نسبتاً کمی را طی کرده و با درجه پایین بلوغ و هوازدگی کم شیمیایی در محیط فعال تکنونیک و در چرخه اول رسوب گذاری نهشته شده‌اند. این رسوب گذاری در محیط نزدیک به منشأ و در کانال رودخانه‌های بریده بریده و دشت سیلابی مربوط به مخروط افکنه با تفکیک هیدرولیکی ضعیف و در جایگاه زمین ساختی کمان قوسی اقیانوسی اتفاق افتاده است.

**واژه‌های کلیدی:** پتروگرافی؛ ژئوشیمی؛ رسوبات آواری؛ میوسن؛ طالقان.

### مقدمه

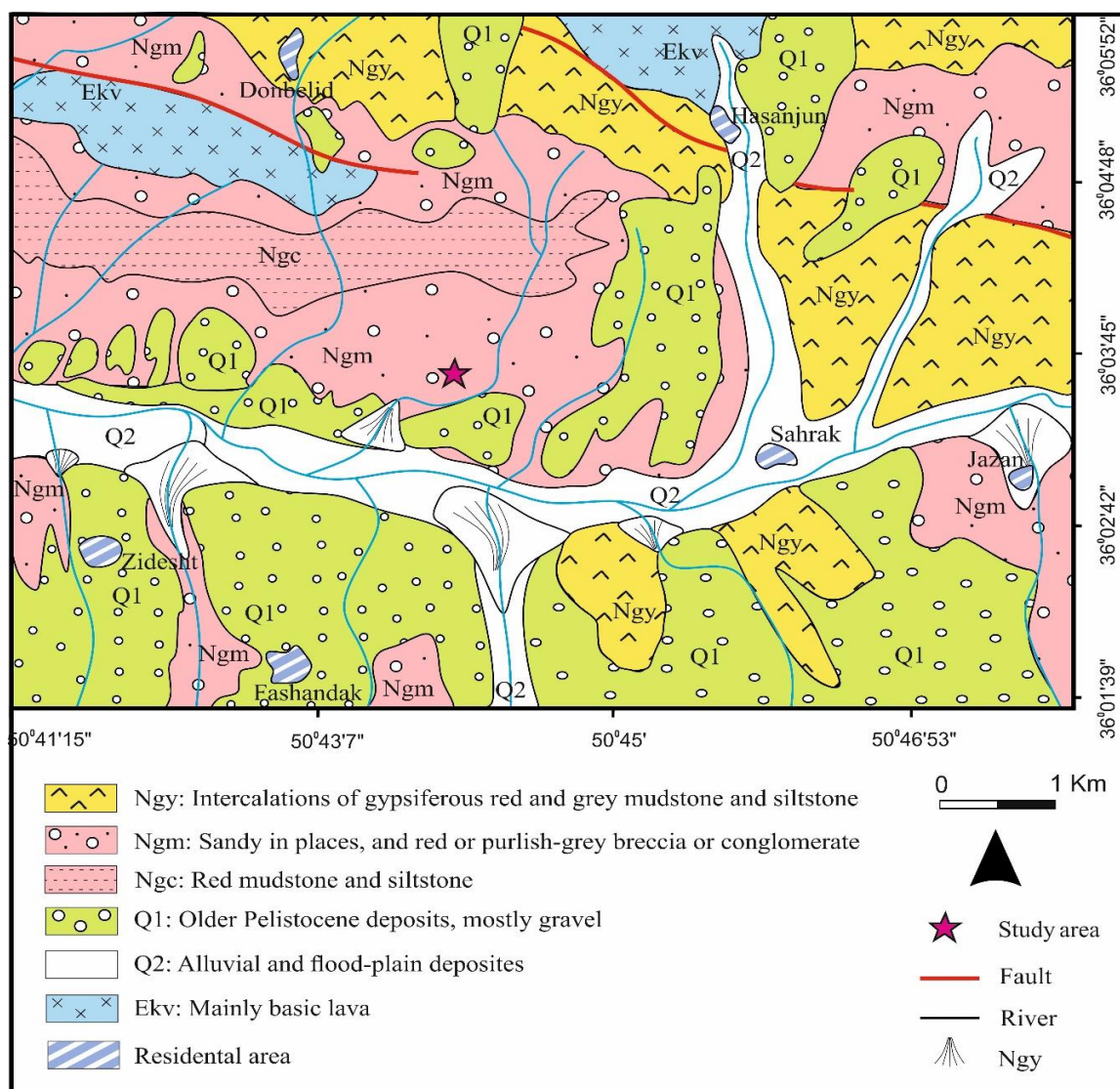
مطالعات ژئوشیمی نیز برای ارزیابی منشأ، برخاستگاه تکنونیک، اقلیم دیرینه و شدت هوازدگی مفید می‌باشند (McLennan *et al.*, Taylor & McLennan, 1985). رخنمون مورد مطالعه معادل سازند قرمز بالایی می‌باشد و با توجه به این که تاکنون برش الگویی برای این سازند تعریف نشده (عباسی و امینی، ۱۳۸۵)، لزوم مطالعه هر چه بیشتر آن غیرقابل انکار است. توصیف سنگ شناسی

ترکیب ژئوشیمیایی رسوبات و سنگ‌های رسوبی تابعی از عواملی مانند ترکیب سنگ منشأ، شدت هوازدگی، اقلیم و شرایط اکسایش، چرخه (چرخه‌های) رسوبی و برخاستگاه تکنونیک است (Cullers & Podkovyrov, 2000؛ Lahtinen, 2000؛ Diskin *et al.*, 2011). لذا برای مطالعه سنگ‌های رسوبی علاوه بر مطالعات میکروسکوپی و سنگ‌نگاری برای تعیین رخساره، محیط و مدل رسوبی،

## روش مطالعه

برش مورد مطالعه (۱۲۷/۲ متر) پس از انجام بازدیدهای صحرایی به عنوان بهترین و کامل ترین رخنمون رسوبات قرمز میوسن در ناحیه مورد مطالعه انتخاب گردید و مسیر نمونه برداری به کمک نرم افزار Google Earth و دستگاه GPS بر روی نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ رقومی شکران مشخص گردید. همچنین رخساره های رسوبی شناسایی شده در صحرا به روش تقسیم بندی Miall (2006) نام گذاری شدند. در این پیمایش، تعداد ۵۲ نمونه مناسب برداشت گردید و نمونه برداری فقط از لایه های سنگی (ماسه سنگ ها و کنگلومراها) انجام شد. تعداد ۵۲ مقطع نازک تهیه شده و طی مطالعات آزمایشگاهی توسط میکروسکپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفتند. تعداد ۲۴ نمونه مقطع نازک میکروسکوپی مناسب ماسه سنگی جهت دانه شماری و انجام تحلیل های مودال انتخاب گردید و دانه شماری به روش گزی - دیکینسون (Ingersoll *et al.*, 1984) با شمارش ۳۵۰ تا ۴۰۰ نقطه در هر مقطع انجام گرفت. در نهایت براساس مطالعات صحرایی، کانی شناسی، داده های حاصل از دانه شماری و نیز داده های ژئوشیمیایی نمونه های متوسط دانه طبق طبقه بندی Folk (1974) و نمونه های درشت دانه طبق طبقه بندی Boggs (2006) و Miall (2006) نام گذاری شدند. به منظور استفاده از روش های ژئوشیمیایی از روش های تجزیه ای معمول فلورسانس اشعه ایکس (XRF) برای تعیین اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی استفاده شد. بدین منظور تعداد ۱۵ نمونه ماسه سنگ مناسب (دانه ریزتر) برای این آنالیزها انتخاب شدند. آماده سازی نمونه ها شامل گذر حدود ۲۰ گرم از هر نمونه از غربال با مش ۲۰۰ و انجام آنالیز XRF در شرکت کانساران بینالود توسط دستگاه فیلیپس ۱۴۸۰ انجام گردید.

مجموعه رسوبات آواری میوسن، نخستین بار در پهنه ایران مرکزی توسط Soder (1951) با عنوان گروه قرمز بالایی انجام گرفت. عنوان سازند قرمز بالایی نیز نخستین بار توسط Gansser (1955) به دلیل موقعیت این سازند بر روی سازند قم پیشنهاد شد و در چهارمین کنگره جهانی نفت پذیرفته شد. همچنین در مطالعات دیگری از این سازند با عناوین سری ژیبس دار (Loftus, 1855)، لایه های قرمز قاعده ای نئوژن (Stahl, 1911) و سری های قرمز میوسن (Dozy, 1955) نام برده شده است. رخنمون مورد مطالعه در منطقه طالقان (شکل ۱)، شامل رسوبات آواری قرمز میوسن بوده و معادل سازند قرمز بالایی در دامنه های جنوبی البرز مرکزی می باشد که Glaus (1964) و Assereto (1966) این نهشته های قرمز رنگ را سازند قرمز نام نهاده اند، زیرا از نظر ویژگی های سنگ شناختی و محیط رسوبی بسیار مشابه سازند قرمز بالایی در ایران مرکزی می باشند. این منطقه در ۴۱ کیلومتری شمال غرب شهر کرج و ۵ کیلومتری غرب شهرک طالقان قرار دارد. کوه های طالقان بخشی از دامنه جنوبی سلسله کوه های البرز بوده و براساس مطالعات انجام شده و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ شکران (Annells *et al.*, 1977)، بر پهنه البرز مرکزی مرتفع منطبق است. پهنه رسوبی - ساختاری البرز شامل بلندی های شمال صفحه ایران است (آقانباتی، ۱۳۸۵) و وجود سازندهای معادل یکدیگر در محل تلاقی دو پهنه البرز و ایران مرکزی (Glaus, 1964; Assereto, 1966)، تأیید کننده ارتباط زمین شناسی این دو می باشد. رخنمون مورد مطالعه در این پژوهش نیز معادل سازند قرمز بالایی ایران مرکزی در دامنه جنوبی البرز مرکزی است. این رخنمون شامل توالی رسوبات مارن، ماسه سنگ و کنگلومرا می باشد و در پژوهش پیش رو به بررسی رسوبات سنگی آن پرداخته شده است.



شکل ۱: نقشه زمین شناسی منطقه طالقان و نمایش رخنمون مورد مطالعه (برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شکران، ۱۹۷۷؛ Annells et al., 1977)

سنگ آهک، گل سنگ‌های حاوی کانی‌های تبخیری و میان لایه‌هایی از ژئیس و مارن است که رخنمون وسیعی در ایران مرکزی و بخش‌هایی از دامنه جنوبی البرز دارند (Amini, 1997). رسوبات آواری معادل این سازند در رخنمون مورد مطالعه از توالی گل سنگ اغلب سست و توده‌ای (۸۹/۵ متر)، ماسه سنگ (۲۶/۷ متر) و کنگلومرا (۱۱ متر) تشکیل شده است (شکل ۲). رسوبات این توالی با ضخامت واقعی ۱۲۷/۲ متر، با شیب و امتداد N75W, 30SW بر روی هم قرار گرفته‌اند. مرزهای بالا و

دقت اندازه‌گیری برای اکسیدهای عناصر  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{MgO}$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{CaO}$ ،  $\text{K}_2\text{O}$  برابر با ۰/۰۱، برای اکسیدهای عناصر  $\text{TiO}_2$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$ ،  $\text{MnO}$  برابر با ۰/۰۰۱ و برای عناصر جزئی برابر با ۱ mg/kg می‌باشد.

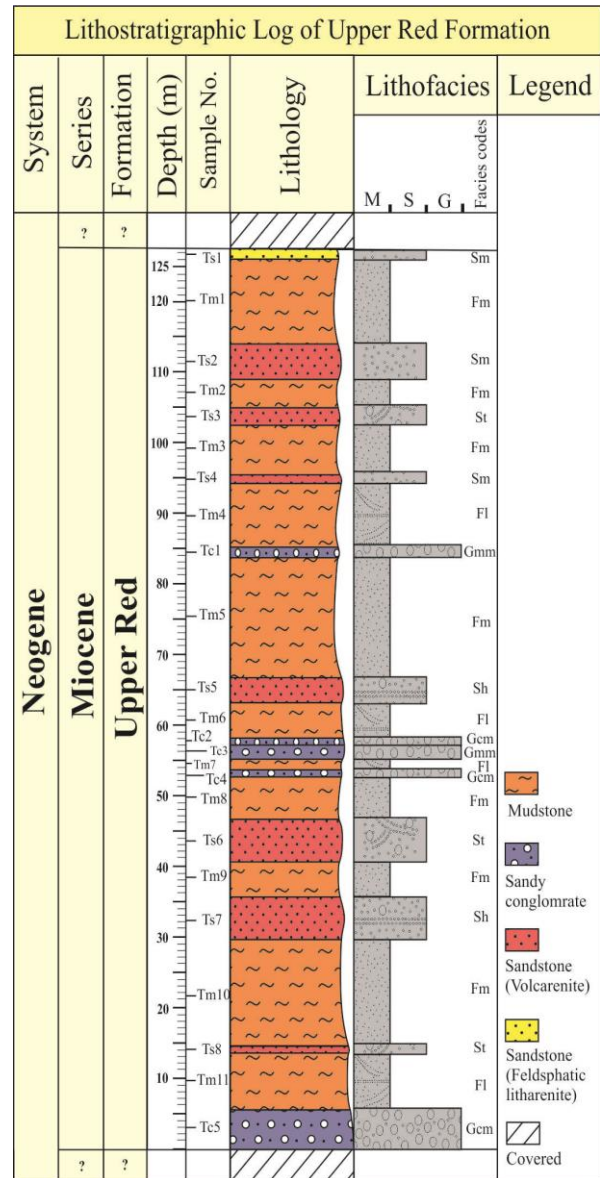
### پتروگرافی و سنگ چینه نگاری

در مطالعات گذشته بر روی سازند قرمز بالایی، مشخص شده است که این سازند متشکل از ماسه سنگ‌هایی با بلوغ بافتی و کانی شناسی ضعیف، کنگلومراهای عدسی شکل با فراوانی قطعات سنگ‌های آذرین آتشفشانی،

ماسه سنگ‌ها حدود ۱۰/۵٪ می‌باشد که از این مقدار حدود ۸۳٪ آن کوارتز تک بلورین و ۱۷٪ کوارتز چند بلورین است. فلدسپات‌های موجود در این ماسه سنگ‌ها به‌طور غالب از نوع آلپیت و آنورتیت و به‌طور محدود ارتوز است که هوازگی نسبتاً کمی را متحمل شده‌اند و فراوانی کلی آن‌ها ۱۷/۲۵٪ می‌باشد. خرده‌های سنگی در مجموع ۶۲/۲۵٪ فراوانی دارند و بیشترین درصد فراوانی آن‌ها متعلق به خرده‌های سنگی آذرین (۵۵/۲۵٪) است. خرده‌سنگ‌های رسوبی (کربناته) حدود ۷٪ هستند و خرده‌سنگ دگرگونی در مقاطع مشاهده نشده است. همچنین کانی‌های سنگین اوپاک با متوسط فراوانی ۶٪ و کانی‌های فرعی بیوتیت، مسکوویت و آمفیبول کم‌تر از ۵٪ در مقاطع مورد مطالعه مشاهده شدند.

به‌طور کلی می‌توان گفت اسکلت اصلی این ماسه سنگ‌ها از خرده سنگ‌های آذرین تشکیل شده است که با سیمان هماتی و کربناته به هم متصل شده‌اند. لذا رنگ غالب قرمز این رسوبات می‌تواند به دلیل سیمان اکسید آهن آن‌ها باشد. طبق نتایج حاصل از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی نظیر پتروگرافی و دانه‌شماری (جدول ۱)، رسوبات سنگی این توالی براساس تقسیم‌بندی Folk (1980) به دو دسته اصلی ماسه سنگی و کنگلومرای تقسیم می‌شوند. همچنین بر اساس نمودار پیشنهادی Folk (1980) رسوبات دانه درشت در گروه کنگلومرای ماسه‌ای و رسوبات دانه متوسط در گروه ماسه سنگ و ماسه سنگ گراولی قرار می‌گیرند (شکل ۳). این ماسه سنگ‌ها از نوع لیت‌آرنایت و یک مورد فلدسپاتیک لیت‌آرنایت بوده و در گروه ولکانیک آرنایت‌ها طبقه‌بندی می‌شوند (Folk, 1980) (شکل ۴). همچنین در طبقه‌بندی دیگر (Bogg, 2006) رسوبات کنگلومرای نیز در گروه کنگلومرای دیامیکتیک (کنگلومرای متشکل از قطعات

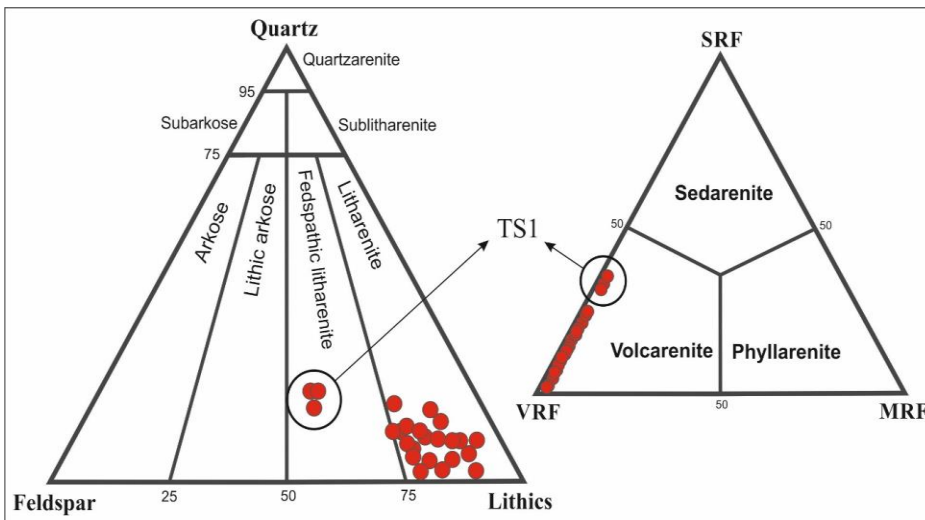
پایین این توالی رسوبی پوشیده شده و قابل بررسی نیست، اما بر مبنای مطالعات گذشته (Stoklin & Eftekhari, 1969; Nezhad, 1997; Amini, 1997) و بنا به شواهد موجود (رنگ قرمز رسوبات، نبود فسیل و کمبود تبخیری‌ها) می‌توان توالی رخنمون یافته را معادل بخشی از قاعده سازند قرمز بالایی در نظر گرفت.



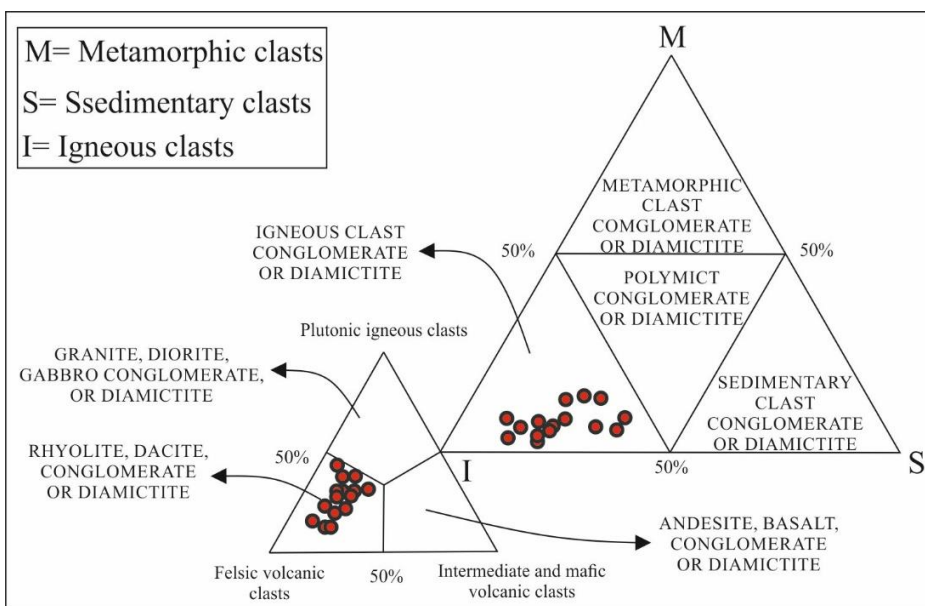
شکل ۲: ستون چینه‌شناسی و رخساره‌های سنگی رسوبات قرمز میوسن در منطقه طالقان؛ کدهای مورد استفاده در متن توضیح داده شده‌اند.

اجزای تشکیل دهنده ماسه سنگ‌های این رخنمون از تنوع کمی برخوردارند. به‌طور متوسط، فراوانی کوارتز در این





شکل ۴: نمودارهای سه تایی Folk (1980)، لیت آرنایت و یک مورد فلدسپاتیک لیت آرنایت نوع ولکانیک آرنایت را برای نمونه های ماسه سنگی رسوبات قرمز میوسن طالقان نمایش می دهند.



شکل ۵: نمودارهای مثلثی Boggs (2006)، کنگلومرای دیامیکتیک، نوع کنگلومرای متشکل از قطعات ریولیت - داسیت را برای نمونه های سنگی درشت دانه توالی میوسن طالقان پیشنهاد می کنند.

## رخساره های سنگی

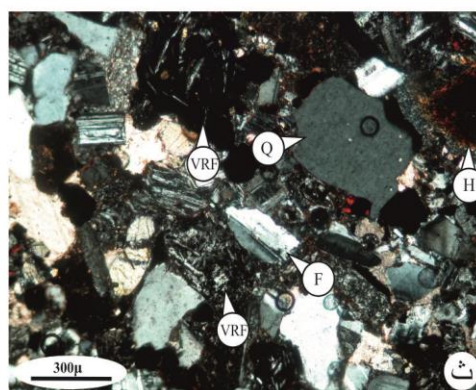
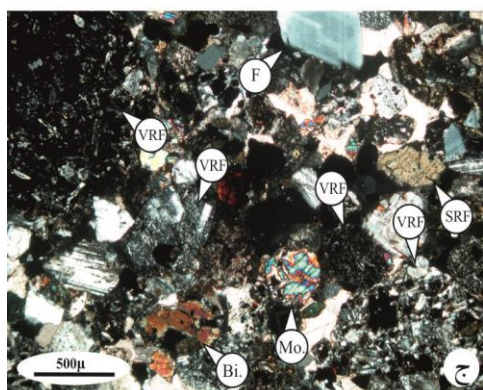
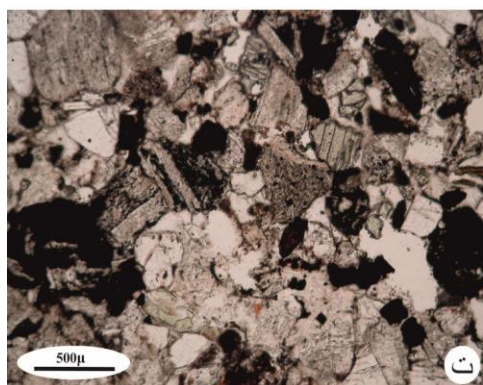
کشتی به فرم تناوبی می باشند (Khalifa & Miall, 2006؛ Catuneanu, 2008). رخساره های ماسه سنگی مورد مطالعه دارای جورشدگی ضعیف تا متوسط و گردشگی متوسط تا نسبتاً خوب هستند. این رخساره ها از توالی ماسه سنگ های ریز تا درشت دانه (گاهی کمی گراولی) تشکیل شده اند و دانه بندی رو به بالا ریزشونده در آنها

رخساره های سنگی توسط فرآیندهای رسوبی که در مناطق خاصی از محیط رسوب گذاری عمل می کنند کنترل می شوند. لذا شناخت رخساره های سنگی به تفسیر فرآیندهای همزمان با رسوب گذاری کمک شایانی می کند (Catuneanu, 2003). رخساره های ماسه سنگی در سیستم رودخانه ای حاصل حمل و نقل ماسه توسط جریان های

می‌توان رخساره‌های مورد مطالعه را در سه دسته رخساره زیر طبقه‌بندی کرد:

**رخساره ماسه سنگی (Sh):** اجزای ماسه سنگی تشکیل دهنده این رخساره ریز تا خیلی درشت بوده و گاهی گراول نیز در آن دیده می‌شود. در این رخساره ساخت‌های رسوبی لایه‌بندی و لامیناسیون موازی و خط‌وارگی جدایی جریان مشاهده می‌شود (شکل ۶ ب). این رخساره می‌تواند در اثر سرعت‌های بالای جریانات صفحه‌ای نهشته شده باشد (Miall, 2000). رخساره Sh می‌تواند در قسمت‌های بالای پشته‌های کانالی و یا داخل کانال رودخانه‌ها تشکیل شود (Khalifa & Catuneanu, 2008).

قابل مشاهده است. با استناد به شواهد صحرائی و آزمایشگاهی و براساس مطالعات Miall (2000, 2006) **رخساره ماسه سنگی (St):** این رخساره از اجزای ماسه سنگی ریز تا خیلی درشت و در مواردی گراولی تشکیل شده است. بخش‌های ماسه دانه ریز این رخساره دارای طبقه‌بندی مورب بوده (شکل ۶ الف) و در بخش‌های ماسه‌ای با دانه‌های درشت‌تر بدون ساخت رسوبی می‌باشد. رسوبات دانه ریز تا دانه درشت رخساره St با پیل فراوان و چینه‌بندی متقاطع مربوط به رسوبات کانالی در جریان رودخانه‌هایی با قدرت حمل نسبتاً بالا هستند (Grecula et al., 2003; Mutti et al., 2003; Peter & Steel, 2006).



شکل ۶: الف) رخساره ماسه سنگی (St: ب) رخساره ماسه سنگی (Sh: پ) رخساره ماسه سنگی Sm در توالی رسوبات آواری قرمز میوسن طالقان (G: دانه گراول); ت) نمایش سیمان هماتی، ث - ج) فلداپاتیک لیت‌آرنایت و ولکانیک‌آرنایت در مقاطع تهیه شده (Q: کوارتز، F: فلدسپات، Bi: بیوتیت، Mo: مسکویت، SRF: خرده‌سنگ رسوبی کربناته، VRF: خرده سنگ آذرین اسیدی بیرونی)

لایه‌بندی و ساخت رسوبی، به حالت توده‌ای مشاهده می‌شوند. بنا به شواهد صحرایی، رخساره Gmm احتمالاً در اثر جریان پلاستیک و غلیظ گلی با شیب و انرژی بالا ته‌نشین شده است (Miall, 2000؛ Gomez et al., 2009). از سوی دیگر این رسوبات را می‌توان به فعالیت‌های شدید تکنونیک و متعاقب آن، شیب زیاد بستر و قدرت حمل بالا نسبت داد (Davis et al., 2002).

**رخساره کنگلومرای (Gcm):** رسوبات سنگی این رخساره فاقد لایه‌بندی بوده و دارای مقدار کمی خمیره است (شکل ۷ پ - ت). بنابر شواهد صحرایی همچون نبود لایه‌بندی و طبقه‌بندی تدریجی، احتمالاً این رخساره در یک کانال نسبتاً شیب‌دار توسط جریان‌ات آشفته در نزدیکی منشأ رسوبی (Kosun et al., 2009) نهشته شده‌اند. از نگاه دیگر، با توجه به کمبود خمیره، این رخساره نشانگر انرژی بالای محیط است که مانع از نهشت رسوبات دانه ریز زمینه شده و حالت توده‌ای دارد. لذا می‌تواند بخشی از کف کانال رودخانه بریده بریده با بستر گراولی در مخروط افکنه باشد (Miall, 2000, 2006). مارن‌های قرمز موجود در توالی رسوبی مورد مطالعه نیز در دو گروه رخساره‌ای FI (لامیناسیون موازی) و Fm (توده‌ای) قرار می‌گیرند و احتمالاً در محیط دشت سیلابی نهشته شده‌اند. این مارن‌ها ضخامت قابل توجهی از توالی مورد مطالعه را شامل می‌شوند، ولی با توجه به منفصل بودن اجزای تشکیل‌دهنده، مباحث مقاله حاضر شامل آن‌ها نمی‌شود و در مقاله دیگری به آن‌ها پرداخته خواهد شد. ویژگی‌های کلی موجود در رخساره‌های سنگی مورد مطالعه نظیر ریزشوندگی به طرف بالای رسوبات، محدود بودن رخساره‌ها، نبود فسیل در نمونه‌ها و سیمان اکسید آهن قرمز رنگ رسوبات حاکی از نهشته شدن این توالی در محیط رسوبی قاره‌ای است (Roberts, 2007). پایداری کم قطعات آذرین در طی حمل (Walker, 1992) و حضور

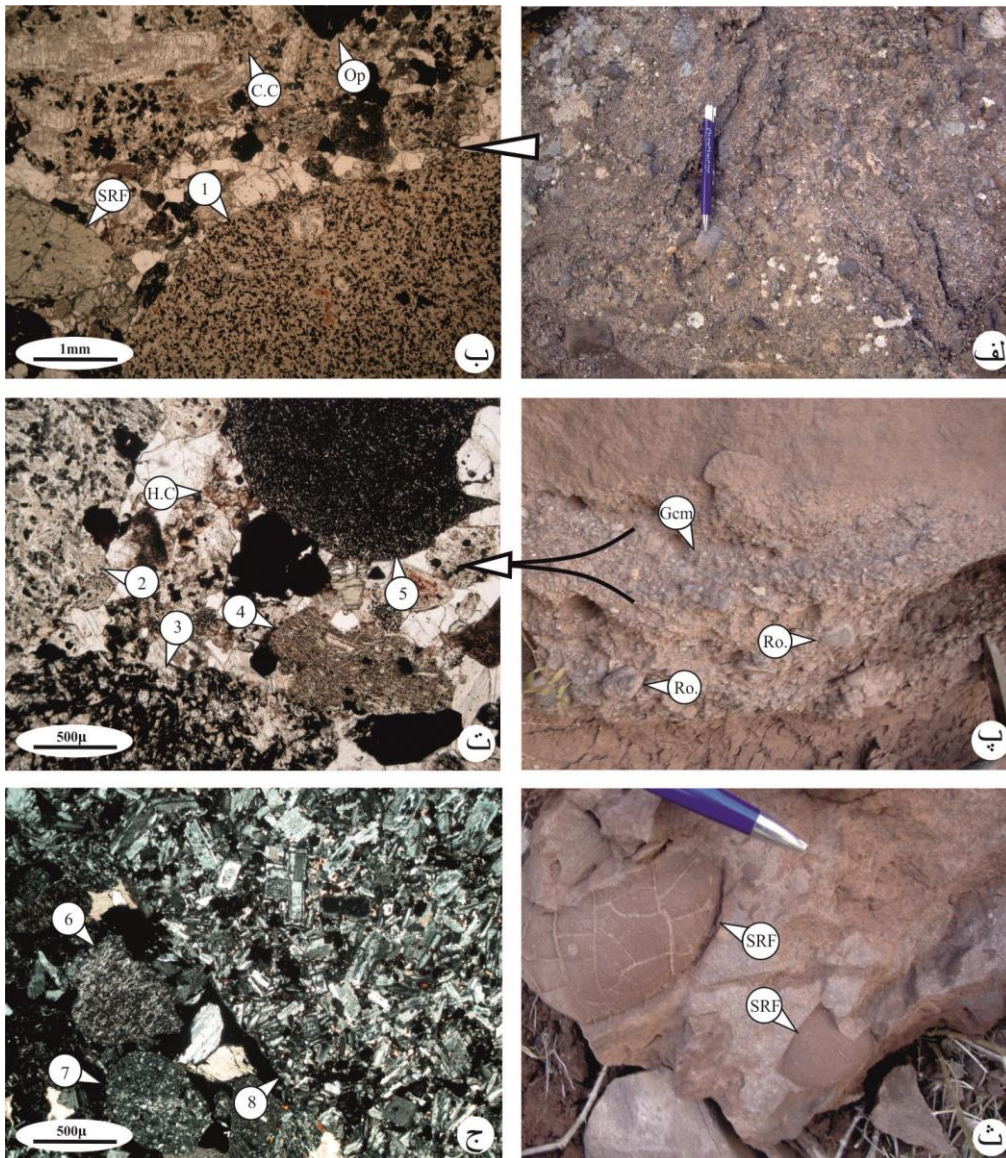
**رخساره ماسه سنگی (Sm):** این رخساره فاقد قطعات گراولی بوده و از اجزای ماسه سنگی ریز تا درشت تشکیل شده است (شکل ۶ پ). در این رخساره ساخت رسوبی خاصی مشاهده نمی‌شود و ممکن است در اثر جریان‌ات ثقلی - رسوبی در کانال‌های اصلی نهشته شده باشد (Miall, 2006). با توجه به ضخامت زیاد لایه‌های مارنی و توالی منظم آن‌ها با لایه‌های ماسه سنگی (شکل ۲)، می‌توان تشکیل این دو را در ارتباط با کانال رودخانه‌ای، پهنه‌های سیلابی و مناطق خارج از کانال در شرایط جریان آشفته دانست (Miall, 2006). رسوبات درشت دانه در این توالی دارای ضخامت‌های واقعی مختلف از ۱ متر تا ۵/۵ متر هستند (شکل ۲). قطعات تشکیل‌دهنده رخساره‌های دانه‌درشت از جنس سنگ‌های آذرین اسیدی بیرونی (شیشه آتش‌فشانی، ریولیت و داسیت) و رسوبی (کمتر از ۱٪) بوده و کنگلومرای پلی‌میکتیک می‌باشند. شکل غالب آن‌ها کروی تا کمی دیسکی بوده و با قطر متوسط ۹ میلی‌متر، گردش‌دگی و کرویت نسبتاً بالایی دارند (شکل ۷). گردش‌دگی نسبتاً خوب تا خوب قطعات در حد پیل این رسوبات (شکل ۷ الف - ب) حاکی از حمل در مسافت نسبتاً طولانی می‌باشد (Miall, 2000). با توجه به مطالعات صحرایی، شواهد کافی از بستر رسوبات در حین حمل وجود ندارد، ولی گردش‌دگی بالای قطعات می‌تواند دلیل بر حمل و ته‌نشست آن‌ها در کانال رودخانه و تأثیرپذیری آن‌ها از بستر کانال باشد (Miall, 2006).

**رخساره کنگلومرای (Gmm):** بر اساس مشاهدات صحرایی و آزمایشگاهی، قطعات تشکیل‌دهنده این رخساره به لحاظ فابریک، تماسی با هم نداشته و در زمینه سنگ شناور هستند (شکل ۷ الف - ب) و با توجه به جنس دانه‌های تشکیل‌دهنده از نوع پاراکنگلومرای پلی‌میکتیک می‌باشند. اجزای این رخساره با خمیره ماسه ریز تا متوسط دانه و با سیمان اکسید آهن به هم متصل شده و بدون هیچ گونه



رسوبی آواری شناخته شده (Miall, Walker, 1992) می‌توان زیرمحیط‌های رسوبی کانال رودخانه‌های بریده بریده و دشت سیلابی را در مجموعه محیط رسوبات آبرفتی برای توالی رسوبات قرمز میوسن منطقه طالقان پیشنهاد کرد.

غالب آن‌ها و نیز حضور فلدسپات‌های نسبتاً غیرهوازده در توالی سنگی مورد مطالعه می‌تواند مؤید رسوب گذاری در محیطی با شرایط شدت هوازگی پایین باشد. بر اساس ویژگی‌های رخساره‌ای مورد مطالعه و مقایسه با رخساره‌های استاندارد گزارش شده از محیط‌های



شکل ۷: الف) رخساره کنگلومرای Gmm؛ ب) مقطع نازک تهیه شده از رخساره Gmm؛ پ) رخساره کنگلومرای Gmm؛ ت) مقطع نازک تهیه شده از رخساره Gmm؛ ج) مقطع نازک تهیه شده از اجزای گراولی و ماسه‌ای آذرین بیرونی (ریولیت و داسیت) خرد شده سنگ‌های رسوبی (گل سنگ سست) حاوی ترک‌های گلی؛ د) مقطع نازک تهیه شده از اجزای گراولی و ماسه‌ای آذرین بیرونی (ریولیت و داسیت)

## ژئوشیمی

می‌دهد (Gonzalez-Lopez *et al.*, 2005). ترکیبات ژئوشیمی نمونه‌های رسوبی توالی مورد مطالعه در منطقه

به طور کلی فراوانی عناصر اصلی و فرعی بازتاب گسترده از ترکیب کانی شناسی نمونه‌های ماسه سنگی را نشان

طالقان، تنوع بسیار گسترده‌ای را نشان می‌دهند (جدول ۲).  
 مقایسه اکثر اکسیدهای اصلی ( $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $Fe_2O_3$ ) می‌دهند (جدول ۳).  
 $SiO_2$  با  $TiO_2$  و  $Al_2O_3$  روند افزایشی مثبتی را نشان

جدول ۲: نتایج آنالیز ژئوشیمیایی ۱۵ نمونه ماسه‌سنگی از توالی مورد مطالعه در منطقه

Sample	TS2-1	TS2-2	TS2-3	TS4-1	TS4-2	TS4-3	TS5-1	TS5-2	TS5-3	TS7-1	TS7-2	TS7-3	TS8-1	TS8-2	TS8-3	Average
% SiO <sub>2</sub>	54.81	55.9	56.3	52.12	52.03	50.92	51.47	51.56	50.93	51.63	54.83	52.6	59.14	53.08	55.81	53.542
% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.95	16.91	17.16	16.91	16.78	16.98	15.39	17.25	17.37	15.21	15.36	15.45	15.86	17.8	17.01	16.626
% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.11	6.48	7.51	7.18	7.42	7.18	9.83	9.39	9.01	8.33	7.13	7.43	5.9	6.23	5.96	7.406
% CaO	6.21	6.43	6.38	8.61	8.53	8.42	8.05	7.11	7.73	9.72	8.52	8.82	6.18	6.92	5.92	7.57
% Na <sub>2</sub> O	4.91	4.87	4.89	4.25	4.19	4.34	4.18	4.07	4.02	4.81	3.61	3.91	4.16	5.64	5.26	4.474
% K <sub>2</sub> O	0.84	0.58	0.56	0.9	0.76	0.86	1.32	0.38	1	2.22	1.02	1.32	0.71	0.6	0.64	0.914
% MgO	1.73	1.51	1.44	1.64	1.72	1.77	2.76	1.82	2.44	2.64	1.44	1.74	1.83	2.13	1.98	1.906
% TiO <sub>2</sub>	0.71	0.84	0.703	0.803	0.832	0.816	1.519	1.079	0.699	0.82	0.924	0.974	0.806	0.647	0.77	0.8628
% MnO	0.121	0.112	0.112	0.167	0.098	0.167	0.145	0.208	0.154	0.047	0.197	0.137	0.13	0.132	0.083	0.134
% P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.188	0.165	0.097	0.176	0.137	0.125	0.183	0.246	0.192	0.086	0.246	0.196	0.201	0.164	0.214	0.1744
% SO <sub>3</sub>	0.011	0.014	0.002	0.018	0.002	0.007	0.008	0.019	0.009	0.017	0.026	0.023	0.014	0.016	0.006	0.0128
% L.O.I	6.23	5.64	4.84	7.08	7.31	7.78	5.11	6.28	6.31	4.18	5.97	7.37	5.06	6.23	6.08	6.098
% Sum	99.82	99.451	99.994	99.854	99.809	99.365	99.965	99.412	99.864	99.71	99.273	99.97	99.991	99.589	99.733	99.72
ppm Cl	105	108	108	96	103	98	89	86	89	101	105	97	99	110	115	100.6
ppm Ba	996	970	908	512	496	492	680	665	686	742	711	758	891	843	921	751.4
ppm Sr	679	711	713	619	641	657	598	601	604	619	609	632	668	679	699	648.6
ppm Cu	51	57	48	72.5	70	73.5	42	47	46	38	41	44	62	51	55	53.2
ppm Zn	64	75	71	69	75	78	78	83	82	70	69	62	75	64	68	72.2
ppm Pb	24	32	31	20	17	17	9	14	13	103	118	97	37	26	30	39.2
ppm Ni	51	46	50	52	49	49	43	48	47	44	53	47	52	41	45	47.8
ppm Cr	53	42	40	51	48	48	60	65	64	91	100	94	48	37	41	58.8
ppm V	147	160	170	179	171	166	248	224	254	172	181	175	168	157	161	182.2
ppm Ce	49	52	55	83	80	80	51	43	50	61	70	64	49	38	42	57.8
ppm La	35	28	30	27	24	24	16	20	15	20	29	23	17	15	13	22.4
ppm W	0.7	1	1.3	11	8	8	1.5	2	2.5	1	1	1	1.5	1	0.5	2.8
ppm Zr	224	218	209	189	194	190	174	186	189	187	199	196	226	207	209	199.8
ppm Y	24	21	21	18	23	19	18	19.5	22.5	20	29	23	18	27	21	21.6
ppm Rb	31	26	24	33	38	34	28	30	41	42	51	45	24	33	27	33.8
ppm Co	8	5	5	9	14	10	9	8	10	4	5	6	5	9	7	7.6
ppm As	19	32	21	15	20	16	29	37	39	99	112	134	40	49	43	47
ppm U	2.3	1.9	1.8	2	1	3	1	1	1	1.5	2	2.5	1	1	1	1.6
ppm Th	1.5	3	1.5	10	6	8	6	5	4	2	2	2	1	1	1	3.6
ppm Mo	1	1	1	1	3	2	1.5	1	0.5	3	1	2	1	3	2	1.6
ppm Ga	15	17	16	14	13	18	18	15	12	15	19	17	13	22	16	16
ppm Nb	5	6	4	8	5	8	7	9	8	3	4	8	1	3	2	5.4

Rudnick & Gao, 2003 (جدول ۴) بیشتر است. این روند مثبت در مورد CaO و MgO و بالا بودن نسبی درصد وزنی CaO با متوسط ۷/۵۷٪، در مقایسه با مقدار درصد وزنی متوسط این اکسید در پوسته قاره‌ای بالایی ( $CaO_{(UCC)} = 4.2 \text{ Wt\%}$ )، تأیید کننده وجود هرچند کم سیمان کربناته در رسوبات مورد مطالعه است.

نتایج آنالیزهای شیمیایی نشان می‌دهد که از بین اکسیدهای عناصر اصلی، اکسید  $SiO_2$  با درصد وزنی ۵۱/۳۲ تا ۵۶/۰۱ پیکره و چهارچوب اصلی ماسه سنگ‌های مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد و مقدار آن (متوسط ۵۳/۵۴) از مقدار متوسط موجود در پوسته قاره‌ای بالایی (CUU) (Taylor & McLennan, 1985؛ McLennan, 2001)؛

جدول ۳: جدول مقایسه روند افزایشی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های ماسه سنگی توالی مورد مطالعه طالقان

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	Na2O	K2O	MgO	TiO2	MnO	P2O5	SO3
SiO2	1										
Al2O3	0.33	1									
Fe2O3	0.82	0.28	1								
CaO	0.77	0.75	0.45	1							
Na2O	0.42	0.61	0.82	0.88	1						
K2O	0.42	0.97	0.36	0.82	0.7	1					
MgO	0.44	0.33	0.69	0.15	0.45	0.23	1				
TiO2	0.77	0.37	0.97	0.44	0.79	0.41	0.81	1			
MnO	0.89	0.07	0.91	0.42	0.76	0.13	0.66	0.88	1		
P2O5	0.11	0.25	0.45	0.11	0.14	0.1	0.93	0.6	0.39	1	
SO3	0.12	0.97	0.17	0.58	0.44	0.92	0.3	0.28	0.08	0.3	1

جدول ۴: متوسط مقادیر عناصر اصلی و فرعی موجود در پوسته قاره‌ای بالایی، پوسته قاره‌ای زیرین، پوسته اقیانوسی و گوشته (برگرفته از Yanagi, 2011; رضایی و همکاران، ۱۳۹۴) و مقایسه با مقادیر عناصر معادل در ماسه سنگ‌های توالی مورد مطالعه؛ به طور کلی می‌توان گفت نمونه‌های مورد مطالعه دارای ترکیبی مشابه با هر دو پوسته قاره‌ای بالایی و پوسته قاره‌ای زیرین می‌باشند.

M	M	OC	OC	UCC	UCC	LCC	LCC	Samples	
									(%)
SiO <sub>2</sub>	43.6	49.9	50.5	49.5	66	65.2	<b>54.4</b>	52.3	53.542
TiO <sub>2</sub>	0.134	0.16	1.6	1.5	0.5	0.6	1	<b>0.8</b>	0.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.18	3.64	15.3	16	15.2	15.6	16.1	<b>16.6</b>	16.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							<b>2.1</b>		7.4
FeO	8.22	8			4.5	2.8			
T.FeO			10.4	10.5			10.6	8.4	
MnO					<b>0.1</b>	<b>0.1</b>			0.13
MgO	45.2	35.1	7.6	7.7	<b>2.2</b>	2.3	6.3	7.1	1.9
CaO	1.13	2.89	11.3	11.3	4.2	4.7	<b>8.5</b>	9.4	7.57
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.34	2.7	2.8	<b>3.9</b>	3.1	2.8	2.6	4.47
K <sub>2</sub> O	0.008	0.02	0.2	0.15	3.4	3.3	0.34	<b>0.6</b>	0.91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>						<b>0.2</b>			0.17
(ppm)	Condie (1997)	Taylor & Mclenan (1985)			Taylor & McLennan (1985)	Wedepohl (1995)	Taylor & McLennan (1985)	Rudinck & Fountain (1995)	
Rb	0.12	0.55			112	110	<b>53</b>	11	33.8
Sr	13.8	17.8			<b>350</b>	316	230	348	648.6
Y	2.7	3.4			<b>22</b>	20.7	19	16	21.6
Zr	9.4	8.3			<b>190</b>	237	70	68	199.8
Nb	0.33	0.56			25	26	6	<b>5</b>	5.4
Cs		18			3.7	5.8	0.1	0.3	
Ba		5100			550	<b>668</b>	150	259	751.4
La	330	551			30	<b>32.3</b>	11	8	22.4
Pb		120			<b>20</b>	17	4	4.2	33.8
Th	18	64			10.7	10.3	1.06	<b>1.2</b>	3.6
U	3	18			2.8	<b>2.5</b>	0.28	0.2	1.6

نمونه‌ها با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی مفید باشد. استفاده از نمودار پیشنهادی Herron (1988)، ترکیبات ماسه آهن‌دار را برای نمونه‌های مورد مطالعه پیشنهاد می‌کند (شکل ۸ الف).

به نظر می‌رسد حضور سیمان هماتیته غالب در برخی نمونه‌ها، موجب قرارگیری آن‌ها در محدوده ماسه آهن‌دار در این نمودار شده است (شکل ۶ ت). استفاده از مقایسه روند افزایشی لگاریتم نسبت اکسیدهای  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  روشی است که Pettijohn *et al.* (1972) برای تعیین ترکیب سنگ شناسی نمونه‌ها مفید می‌داند. نمودار پیشنهادی وی، ترکیب لیت‌آرنایت تا حدودی گریوکی را برای ماسه سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد (شکل ۸ ب). با توجه به این که براساس مطالعات پتروگرافی و به کارگیری داده‌های حاصل از نقطه‌شماری (جدول ۱) در نمودار Folk (1980)، ماسه سنگ‌های مورد مطالعه از نوع لیت‌آرنایت هستند، می‌توان گفت نتایج دو روش پتروگرافی و طبقه‌بندی ژئوشیمیایی همپوشانی داشته و در نهایت لیت‌آرنایت با سیمان غالب هماتیته برای این نمونه‌ها پیشنهاد می‌شود.

#### سنگ منشأ

همان‌طور که در نمودارهای دوتایی پیشنهادی Shaw (1968) و Hayashi *et al.* (1997) نمایش داده شده است (شکل ۹ الف - ب)، به احتمال زیاد سنگ منشأ نمونه‌های مورد مطالعه ترکیبی فلسیک و مشابه با ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (UCC) دارند. همچنین مشابهت مقدار نسبت  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (متوسط ۳/۲۲) در مقایسه با مقادیر مشابه قسمت بالایی پوسته قاره‌ای (۴/۳۴) (UCC) (Taylor & McLennan, 1985) بیانگر اشتقاق رسوبات نمونه‌های مورد مطالعه از منابع آذرین پوسته می‌باشند. با استفاده از نمودار تفکیکی Roser & Korsch (1988) نیز می‌توان

تطابق بالای موجود در روند افزایشی مثبت ( $r=0.97$ ) اکسیدهای  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{K}_2\text{O}$ ، نیز بیانگر غالب بودن فلدسپات‌های پتاسیم‌دار در مقابل سایر فلدسپات‌ها در رسوبات آواری می‌باشد. این امر با تطابق بالای روند افزایشی مثبت ( $r=0.97$ ) بین اکسید  $\text{K}_2\text{O}$  و عنصر Rb، تأیید می‌شود.

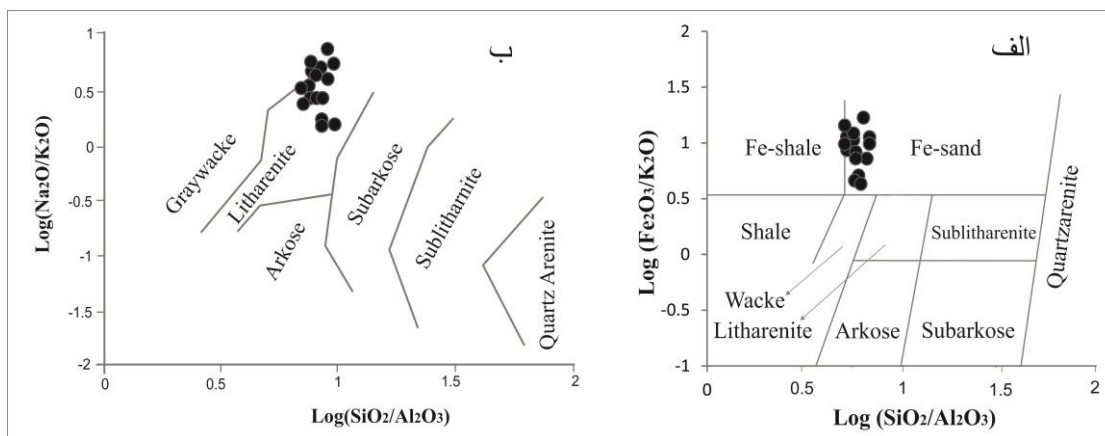
عناصر جزئی سنگ دوست<sup>۱</sup> بزرگ یون (LILE) و عناصر جزئی با قدرت میدان بالا (HFSE) مانند  $\text{Rb}_{\text{avg}}=33.8 \times 10^{-6}$ ،  $\text{U}_{\text{avg}}=1.6 \times 10^{-6}$ ،  $\text{Mo}_{\text{avg}}=1.6 \times 10^{-6}$ ،  $\text{W}_{\text{avg}}=2.8 \times 10^{-6}$ ،  $\text{Nb}_{\text{avg}}=5.4 \times 10^{-6}$ ،  $\text{La}_{\text{avg}}=22.4 \times 10^{-6}$  و  $\text{Th}_{\text{avg}}=3.6 \times 10^{-6}$  در رسوبات مورد مطالعه، تمرکز کمتری در مقایسه با مقادیر مشابه در پوسته قاره‌ای بالایی دارند (جدول ۲ و ۴). عناصر جزئی واسطه مانند  $\text{Ni}_{\text{avg}}=47.8 \times 10^{-6}$ ،  $\text{Co}_{\text{avg}}=7.6 \times 10^{-6}$  و  $\text{Cr}_{\text{avg}}=58.8 \times 10^{-6}$  نیز تمرکز تقریباً مشابهی در مقایسه با مقادیر مشابه در پوسته قاره‌ای بالایی دارند (Condie, 1993). تطابق پایین موجود در روند افزایشی  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و عناصر جزئی مانند Ni و Th نیز تفکیک هیدرولیکی ضعیفی را نشان می‌دهند (Royer & Roser, 2012).

#### طبقه‌بندی ژئوشیمیایی و ترکیبات سنگ شناسی

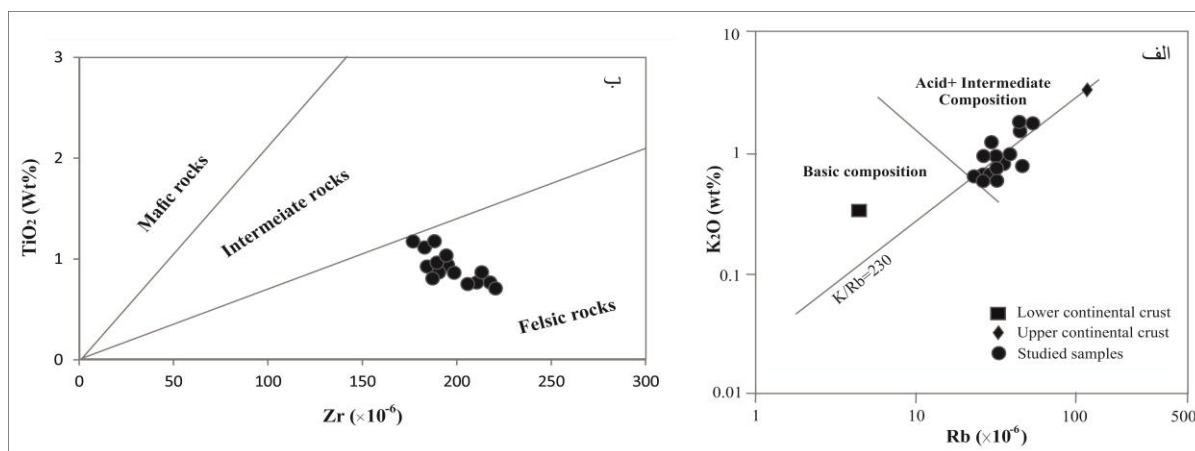
طبقه‌بندی ژئوشیمیایی رسوبات ماسه سنگی روشی است که برای تأیید و تکمیل نتایج مطالعات پتروگرافی انجام می‌شود. در طبقه‌بندی‌های ژئوشیمیایی ارائه شده برای ماسه سنگ‌ها توسط محققین مختلف، اکسیدهایی مانند  $\text{SiO}_2$  و نسبت‌هایی مانند  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  از پرکاربردترین ویژگی‌های مورد استفاده هستند (Pettijohn *et al.*, 1972؛ Khan & Khan, 2016؛ Tucker, 2009؛ Crook, 1974). طبق مطالعات Herron (1988)، استفاده از مقایسه روند افزایشی لگاریتم نسبت اکسیدهای  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  می‌تواند در تعیین ترکیب سنگ شناسی

در محدوده‌ای با سنگ منشأ آذرین فلسیک تا حد واسط قرار می‌گیرند (شکل ۱۰). همچنین می‌توان گفت درصد وزنی پایین  $TiO_2$  (۰/۷۴۱ تا ۱/۰۹۹) در ماسه سنگ‌ها نیز احتمالاً به دلیل منشأ آذرین فلسیک آنها است (Hayashi *et al.*, 1997).

سنگ مادر را بر پایه اکسیدهای اصلی، در نمونه‌های ماسه‌سنگی و گل‌سنگی تعیین نمود. در این روش با هدف جلوگیری از تأثیر Ca و Si بی‌ژنیک، براساس نسبت اکسیدهای  $MgO$ ،  $Na_2O$ ،  $TiO_2$ ،  $Fe_2O_3$  و  $K_2O$  با توابع ترکیبی نمودار تفکیکی (شکل ۱۰) معرفی نموده‌اند. براساس این نمودار پیشنهادی، ماسه سنگ‌های مورد مطالعه



شکل ۸: نمایش داده‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای دوتایی پیشنهادی Herron (1988) (الف) و Pettijohn *et al.* (1972) (ب)



شکل ۹: نمودارهای دوتایی (الف) پیشنهادی Shaw (1968) و (ب) پیشنهادی Hayashi *et al.* (1997) برای تشخیص سنگ منشأ رسوبات آواری؛ بر اساس این نمودارها به ترتیب سنگ‌های با منشأ اسیدی و فلسیک برای رسوبات مورد مطالعه سازند سرخ بالایی پیشنهاد می‌شود که به نمونه‌های پوسته قاره‌ای بالایی (UCC)، (Taylor & McLennan, 1985)، نزدیکی بیشتری دارند.

است که به صورت توده‌های نفوذی در مجموعه آتش‌فشانی پالئوژن البرز (الیگوسن - میوسن) نفوذ کرده و در نتیجه مجموعه‌های گرانیتی - ریولیتی به موازات لبه قاره و مجموعه ماگمایی ارومیه - دختر شکل گرفته‌اند (نظری و همکاران، ۱۳۸۵). لذا سنگ منشأ فلسیک و آذرین بیرونی

در توجیه سنگ منشأ رسوبات می‌توان به فرآیندهای تکتونیکی گذشته منطقه اشاره کرد. در نتیجه برخورد و پیوند میان قطعات و بلوک‌های البرز و پشت کمان ماگمایی ارومیه - دختر، ذوب بخشی (تفریق ماگمایی) پوسته اقیانوسی و ایجاد ماگماهای گرانیتی - ریولیتی رخ داده

پلاژیوکلازها (PIA)<sup>۳</sup>، (Fedo *et al.*, 1995) استفاده کرد. این شاخص‌ها از روابط زیر به دست می‌آیند:

$$CIA = (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)) \times 100$$

$$PIA = (Al_2O_3 - K_2O / (Al_2O_3 - K_2O) + CaO + Na_2O) \times 100$$

در محاسبه این دو شاخص، مقادیر نمونه‌هایی که

آن‌ها بیشتر از ۵٪ بوده و مربوط به سیمان‌های دیاژنتیکی می‌باشند، تصحیح شده (Garcia *et al.*, 2004) و تنها

مقادیر CaO موجود در بخش سیلیکاته (CaO\*) در

محاسبات اعمال گردید. مقادیر حدود ۵۰ برای این

شاخص‌ها نشانگر سنگ‌های غیرهوازده بوده و با افزایش

پیشرفت هوازدهی از ۵۰ تا ۱۰۰ تغییر می‌کند، به طوری که

مقادیر PIA حدود ۱۰۰ نشان‌دهنده تبدیل کامل فلدسپارها

به کائولینیت، گیسیت و ایلیت است (Fedo *et al.*, 1995).

محاسبه شاخص شدت هوازدهی شیمیایی (CIA)

برای نمونه‌های حاضر در این مطالعه، بازه محدودی از

۵۱/۱۵ تا ۵۹/۳۲ را شامل شده و متوسطی حدود ۵۶/۱۹

دارد. شاخص دگرسانی پلاژیوکلازها (PIA) نیز

بازه ۵۱/۲۸ تا ۵۹/۷۶ با متوسط ۵۶/۶ را شامل می‌شود.

مشابهت نزدیک نتایج به دست آمده برای این دو شاخص

همدیگر را تأیید می‌کنند و بیانگر هوازدهی شیمیایی نسبتاً

ضعیف نمونه‌های مورد مطالعه هستند. به دلیل وجود سیمان

کربناته در نمونه‌های مورد مطالعه و استفاده از مقادیر CaO

اصلاح شده (CaO\*)، برای حصول اطمینان از نتایج ذکر

شده در بالا شاخص دیگری نیز استفاده می‌گردد. این

شاخص که به نام شاخص هوازدهی شیمیایی (CIW)<sup>۴</sup>

خوانده می‌شود، توسط Cullers & Podkovyrov (2000)

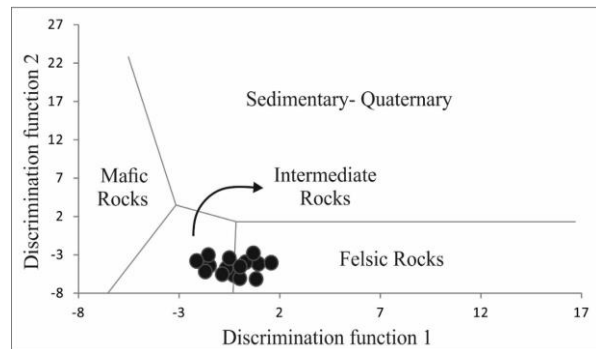
ارائه شده است و مقادیر CaO در محاسبات آن استفاده

نمی‌شود. این شاخص با استفاده از رابطه زیر محاسبه

می‌شود:

$$CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O)] \times 100$$

اسیدی توالی رسوبی مورد مطالعه می‌تواند در ارتباط همین فرآیند تکتونیک و ریولیت‌زایی شکل گرفته باشد.



شکل ۱۰: نمودار تفکیکی Korsch & Roser (1988) با توابع تفکیکی

$$Discrimination\ function\ 1 = 30.638\ TiO_2/Al_2O_3 - 12.541\ Fe_2O_3\ (t) / Al_2O_3 + 7.329\ MgO/Al_2O_3 + 12.031\ Na_2O/Al_2O_3 + 35.402$$

$$Discrimination\ function\ 2 = 56.500\ (K_2O/Al_2O_3 - 6.382$$

$$TiO_2/Al_2O_3 - 10.879\ Fe_2O_3\ (t)/Al_2O_3 + 30.875\ MgO/Al_2O_3 - 5.404$$

$$Na_2O/Al_2O_3 + 11.112\ K_2O/Al_2O_3 - 3.89$$

ترکیب فلسیک تا حد واسط

را برای سنگ منشأ رسوبات مورد مطالعه پیشنهاد می‌کند.

### اقلیم و هوازدهی دیرین

ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی و کانی‌شناسی رسوبات

سیلیسی - آواری می‌توانند توسط فرآیندهای هوازدهی

دچار تغییر شوند (Nesbitt & Young, 1982).

وجود مقادیر بالای Zr به میزان ۱۸۳ تا ۲۱۷ پی‌پی‌ام (جدول

۲) در نمونه‌های ماسه سنگی می‌تواند مؤید تأثیر

فرآیندهای هوازدهی درجه متوسط بر این سنگ‌ها باشد

(Das *et al.*, 2006). اندازه‌گیری نسبت تغییرات

اکسیدهای بی‌تحرکی نظیر  $Al_2O_3$  نسبت به اکسیدهای

متحرکی نظیر CaO،  $Na_2O$  و  $K_2O$  می‌تواند برای ارزیابی

تاریخچه هوازدهی رسوبات و سنگ‌های آواری مفید باشد

(Nesbitt & Young, 1982). جهت بررسی

شدت هوازدهی سنگ منشأ با روش‌های ژئوشیمیایی

می‌توان از دو شاخص شدت هوازدهی شیمیایی (CIA)<sup>۳</sup>،

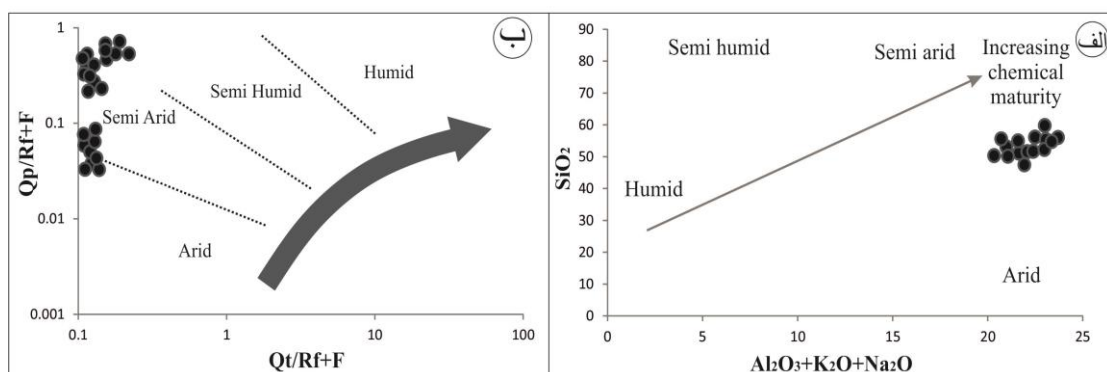
(Nesbitt & Young, 1982) و شاخص شدت دگرسانی

3- Plagioclases Index of Alteration

4- Chemical Index of Weathering

2- Chemical Index of Alteration

خشک تا نیمه خشک را برای اقلیم دیرینه حین هوازگی سنگ منشأ پیشنهاد می کند که قادر است شدت کم هوازگی بیان شده را تأیید کند (شکل ۱۱ الف - ب). استفاده از نمودار مربوطه وجود فلدسپات های سالم یا با هوازگی کم در مقاطع میکروسکوپی مورد مطالعه نیز حاکمیت آب و هوای خشک را حین هوازگی سنگ منشأ تأیید می کند.



شکل ۱۱: استفاده از نمودارهای پیشنهادی Suttner & Dutta (1986) بر مبنای داده های ژئوشیمیایی و دانه شماری ماسه سنگ های مورد مطالعه، اقلیم دیرینه خشک تا نیمه خشک را برای محیط هوازگی میوسن منطقه طالقان پیشنهاد می کند.

چرخه رسوبی شیل ها و ماسه سنگ ها به کار می رود (Cox et al., 1995) که با استفاده از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$ICV = \frac{Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + MnO + TiO_2}{Al_2O_3}$$

ICV > 1 نمایانگر رسوباتی با عدم بلوغ ترکیبی است که در محیط های فعال تکتونیکی در چرخه اول رسوب گذاری نهشته شده اند. از طرف دیگر ICV < 1 بیانگر رسوباتی با بلوغ ترکیبی بالا می باشد که در محیط های ساکن تکتونیکی یا کراتونی با بازچرخش رسوبی فعال قرار دارند. مقدار متوسط ICV برای نمونه های مورد مطالعه ۱/۳۹ می باشد که بیانگر تشکیل رسوبات در محیط فعال تکتونیکی در چرخه اول رسوب گذاری است.

#### جایگاه زمین ساختی

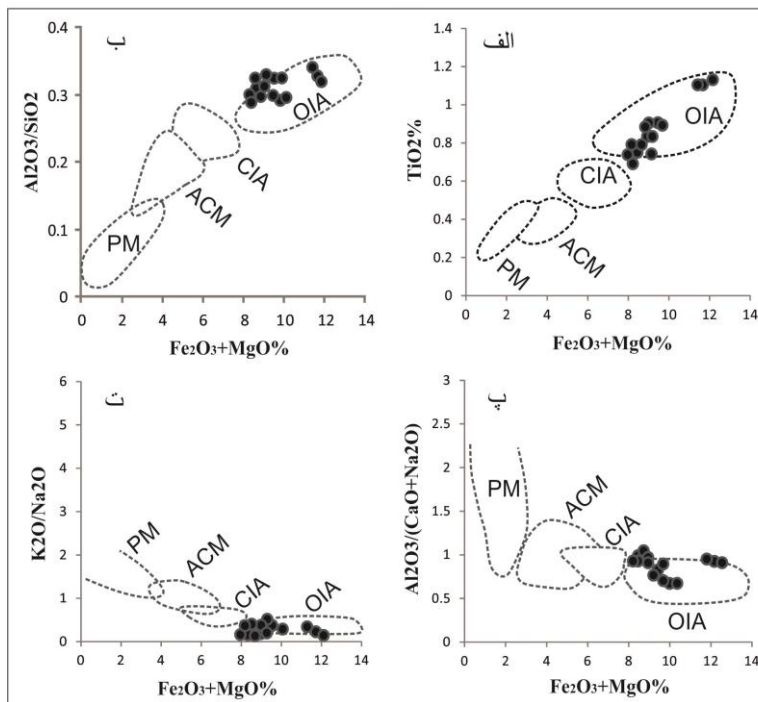
در این روش شاخص های هوازگی با عددهای بالاتر بیانگر هوازگی شیمیایی شدیدتر هستند. برای نمونه های ماسه سنگی مورد مطالعه، این شاخص با میانگین ۷۸/۷۹ به دست آمد که تأیید کننده هوازگی نسبتاً ضعیف تا متوسط در ناحیه منشأ است. همچنین استفاده از نمودارهای پیشنهادی Suttner & Dutta (1986) بر اساس اکسیدهای عناصر اصلی و داده های دانه شماری، شرایط آب و هوایی

#### بلوغ و چرخه رسوبی

مطالعات انجام شده توسط Garzanti et al. (2005)، نشان داده است که نسبت SiO<sub>2</sub> بر Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> یک شاخص بسیار مهم و مناسب برای تعیین چرخه های رسوبی و درجه بلوغ رسوبات و سنگ های رسوبی است. نسبت SiO<sub>2</sub> بر Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> بیش از ۵ تا ۶ درجه بالای بلوغ رسوبات را نشان می دهد زیرا این نسبت طی هوازگی حمل و نقل و چرخه رسوبی مجدد با افزایش نسبت کوارتز به اجزای ناپایدار مثل فلدسپارها و خرده سنگ ها افزایش می یابد (Roser & Korsch, 1988). برای نمونه های مورد مطالعه، همبستگی بین اکسیدهای SiO<sub>2</sub> و Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> مثبت (۰/۳۳) بوده و نسبت SiO<sub>2</sub> بر Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> نیز به طور متوسط ۳/۲۲ می باشد. این دو بیانگر بلوغ درجه پایین رسوبات، عدم هوازگی شدید و حضور چشم گیر کانی های فلدسپات و خرده های سنگی است. همچنین شاخص ICV برای تعیین بلوغ و

عناصر اصلی و جزئی سنگ‌های رسوبی، با استفاده از نمودارهای تفکیکی، برای استنتاج جایگاه زمین‌ساختی توسط محققین مختلفی شرح داده شده است (برای مثال: Roser & Korsch, 1986; Bhatia, 1983). در این نمودارهای دوتایی و سه تایی از مقایسه مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی و جزئی رایج، نسبت بین آن‌ها و توابع تفکیک کننده استفاده می‌شود. طی مطالعات انجام گرفته در این زمینه، Bhatia (1983) نمودارهای دوتایی را بر اساس اکسیدهای عناصر اصلی برای تفکیک جایگاه زمین‌ساختی رسوبات ماسه سنگی ارائه کرده است. این نمودارها جزایر کمانی اقیانوسی را برای رسوبات مورد مطالعه پیشنهاد می‌کنند (شکل ۱۲).

در کنار مطالعات پتروگرافی، اطلاع از جایگاه زمین‌ساختی هر حوضه می‌تواند در اکتشاف مواد هیدروکربنی، برخی مواد معدنی و حتی در مطالعات زمین‌شناسی بنیادین مهم باشد. توزیع ژئوشیمی عناصر اصلی و جزئی مشخص و رایج، ممکن است اطلاعات مستقیمی درباره محیط رسوبی دربرداشته باشد (Ahmed *et al.*, 2011). متناسب با شرایط محیط رسوب‌گذاری و یا تغییرات پس از رسوب‌گذاری، مقادیر بسیاری از اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر جزئی متغیر هستند (Einsele, 2013). رسوبات و سنگ‌های رسوبی تشکیل شده در جایگاه‌های زمین‌ساختی متفاوت، ویژگی‌های ژئوشیمیایی متفاوتی نیز دارند (Bhatia, 1983; Roser & Korsch, 1986). مفید بودن بررسی ژئوشیمیایی



شکل ۱۲: نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی رسوبات آواری، پیشنهادی Bhatia (1983)، محیط کمان قوسی اقیانوسی را برای نمونه‌های مورد مطالعه پیشنهاد می‌کند (OIA: جزایر کمانی اقیانوسی، CIA: جزایر کمانی قاره‌ای، ACM، حاشیه فعال قاره‌ای، PM: حاشیه غیرفعال).

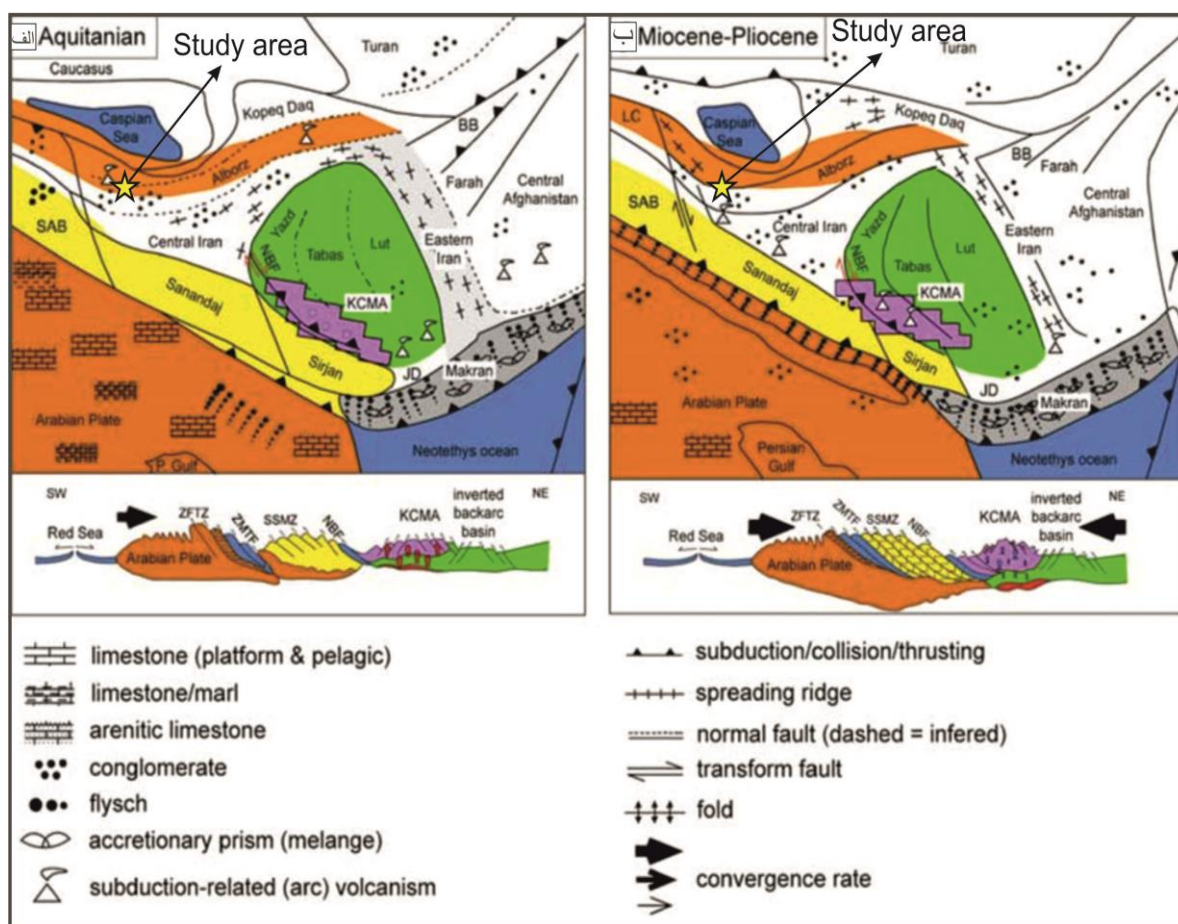
- دختر در پالئوسن پسین و زمین‌ساخت تراکشی پس از آن سبب شکل‌گیری کمان ماگمایی البرز، مجموعه رسوبی آتشفشانی کرج و گرانیتوئیدی طارم در پالئوژن و بخشی از نئوژن در البرز جنوبی شده است (نظری و همکاران، ۱۳۸۵). مجموعه آتشفشانی پهنه ماگمایی جنوب البرز مربوط به یک کمان آتشفشانی می‌باشد که در اثر

به طور کلی در مورد جایگاه زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه می‌توان گفت، در طول بیش از ۱۸۰ میلیون سال، فرگشت (تکامل) زمین‌ساختی ایران تحت تأثیر فرورانش سنگ کره اقیانوسی تیس جوان به زیر حاشیه جنوبی اوراسیا قرار داشته است (شهیدی و همکاران، ۱۳۸۹). فرورانش تأخیری پوسته اقیانوسی حوضه پشت کمان ارومیه



با توجه به قرارگیری توالی مورد مطالعه در منطقه طالقان و پهنه فرورانشی پوسته اقیانوسی در دوره میوسن، ایجاد نوار ماگمایی حاصل از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی و تأثیر موارد یاد شده بر ژئوشیمی رسوبات مورد مطالعه، جایگاه زمین ساختی کمان قوسی اقیانوسی مرتبط با پهنه فرورانش تأخیری پوسته اقیانوسی برای این رسوبات می تواند منطقی باشد.

فرورانش بستر اقیانوسی به زیر صفحه قاره ای فوران نموده است (حکیمی آسیابر و همکاران، ۱۳۹۰). به بیانی دیگر، بسته شدن و هضم نهایی آخرین بقایای پوسته اقیانوسی در طی دوره میوسن در ایران، سبب آغاز یکی از بزرگترین فازهای دگرشکلی پوسته ایران در نئوژن شد (Berberian Wilmsen et al., Allen et al., 2003 & King, 1981 (2009) (شکل ۱۳).



شکل ۱۳: بخشی از طرح تکاملی بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در ایران: الف) میوسن آغازی، ب) میوسن - پلیوسن (برگرفته از Shafiei et al., 2009) و نمایش محل رخنمون مورد مطالعه؛ تقارن منطقه مورد مطالعه با پهنه فرورانش پوسته اقیانوسی می تواند دلیل پیشنهاد جایگاه زمین ساختی کمان قوسی اقیانوسی توسط نمودارهای ژئوشیمیایی پیشنهادی برای توالی مورد مطالعه باشد (JD: گودال جازموریان؛ KCMA: مجموعه ماگمایی سنوزوئیک کرمان؛ LC: قفقاز کوچک؛ BB: باند بیان؛ NBF: گسل نائین - بافت؛ SAB: بلوک آمریکای جنوبی؛ SSMZ: پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان؛ ZFTZ: چین خوردگی زاگرس - پهنه رورانده.

## نتیجه گیری

سه رده رسوبات مارن، ماسه سنگ و کنگلومرا تشکیل شده است. لایه های ماسه سنگی به لحاظ ترکیب سنگ شناسی و براساس مطالعات Folk (1974) در گروه های لیت آرنایت و

رخنمون رسوبات آواری قرمز میوسن در منطقه طالقان از

بر اساس تفاسیر نتایج حاصل از روش‌های ژئوشیمیایی، سنگ منشأ آذرین فلسیک با مشابهت پوسته قاره‌ای برای این رسوبات تعیین گردید. سنگ منشأ فوق از نوع آذرین بیرونی بوده و فرآیند تشکیل آن ممکن است با ذوب بخشی پوسته قاره‌ای و ایجاد ماگمای ریولیتی طی فرورانش تأخیری پوسته اقیانوسی حوضه پشت کمانی ارومیه - دختر در البرز جنوبی مرتبط باشد. از این رو براساس نمودارهای تعیین جایگاه زمین ساختی براساس داده‌های ژئوشیمیایی، جایگاه کمان قوسی اقیانوسی برای توالی مورد مطالعه پیشنهاد می‌گردد. طبق نمودارهای مورد استفاده، اقلیم گذشته در این محیط خشک تا نیمه خشک بوده است. رسوبات این توالی دچار هوازدگی شیمیایی ضعیف شده و تفکیک هیدرولیکی پایین دارند و در چرخه اول رسوبی و نزدیک منشأ نهشته شده‌اند.

یک مورد فلدسپاتیک لیت آرنایت قرار می‌گیرند. با توجه به این که چارچوب اصلی تمامی لایه‌های سنگی در این رخنمون از خرده سنگ‌های آذرین بیرونی تشکیل شده است، رسوبات ماسه سنگی نیز از نوع ولکانیک آرنایت می‌باشند. این رسوبات به لحاظ رخساره‌ای و براساس مطالعات Miall (2000) در سه گروه رخساره‌ای ماسه سنگی St، Sm و Sh قابل طبقه‌بندی هستند. بر این اساس، رسوبات کنگلومرایی نیز در دو دسته Gmm و Gcm قرار می‌گیرند. همچنین رسوبات درشت دانه براساس بافت و ترکیب سنگ شناسی به دو نوع ارتوکنگلومرایی پلی میکتیک و پاراکنگلومرایی پلی میکتیک قابل تقسیم هستند. بر اساس شواهد صحرایی و آزمایشگاهی زیر محیط‌های رسوبی کانال رودخانه‌های بریده بریده، دشت سیلابی و مخروط افکنه برای این توالی قابل تشخیص است.

## منابع

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- حکیمی آسیابر، س.، پور کرمانی، م.، شهریاری، س.، قربانی، م.، قاسمی، م. ر.، ۱۳۹۰. تقسیمات تکتونیکی البرز غربی. مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، ۲۱ (۸۱): ۱۱۳-۱۲۴.
- عباسی، ن.، امینی، ع.، ۱۳۸۵. اثرشناسی ردپای پستانداران میوسن در سازند سرخ بالایی، برش ایوانکی، خاور تهران. علوم زمین، ۱۷ (۶۷): ۵۴-۶۷.
- رضایی، خ.، فروغی، ش.، اسدی، الف.، ۱۳۹۴. پتروگرافی و ژئوشیمی ماسه سنگ‌های سازند سرخ بالایی در برش منطقه حسن‌آباد- جنوب غرب تهران. رسوب‌شناسی کاربردی، ۳ (۶): ۴۳-۵۶.
- شهیدی، ع.، بایر، الف.، برون، م. ف.، سعیدی، ع.، ۱۳۸۹. فرگشت ساختاری البرز در میان زیستی و نوزیستی. علوم زمین، ۲۱ (۳۸): ۲۰۱-۲۱۶.
- نظری، ح.، رینتز، ژ. ف.، عقبایی، ش.، ۱۳۸۵. نگاهی نو بر جغرافیای دیرینه و فرگشت ساختاری البرز در تیس. علوم زمین، ۱۶ (۶۳): ۳۸-۵۳.

- Ahmed, S., Tarek, Y.M.A., & Essam, M.A., 2011. Sedimentological and petrophysical Characteristics of Rha formation at Wadi Tubai, North Golf of Aqaba, Sinai, Egypt. *Egyptain Journal of Petroleum*, 20: 79-87.
- Allen, M.B., Vincent, S.J., Alsop, G.I., Ismail-zadeh, A., & Flecker, R., 2003. Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone. *Tectonophysics*, 366 (3-4): 223-239.
- Amini, A., 1997. Provenance and Depositional Environment of the Upper Red Formation, Central Zone Iran. *Ph.D. thesis, Manchester University*, 1-320.
- Anells, R.S., Arthurton, R.S., Bazley, R.A.B., Davies, R.G., Hamedi, M.A.R., & Rahimzadeh, F., 1977. Geological map of Shakran, scale 1:100000. *Geological Survey of Iran*.
- Assereto, R., 1966. Geological Map of upper Djadjerud and Lar Valleys (Central Elburz, Iran) with explanatory notes. *Institute of Geology, University of Milan*, 1-86.
- Berberian, M., & King, G., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology*, 91 (6): 611-627.
- Boggs, S.J., 2006. Principles of Sedimentology and Stratigraphy, Fourth Edition. Upper Saddle River, New Jersey: *Pearson Education Inc*, 1-662.
- Boot, A.W., & Schmeits, A., 2000. Market Discipline and Incentive Problems in Conglomerate Firms with Applications to Banking. *Journal of Financial Intermediation*, 9: 240-273.
- Catuneanu, O., 2003. Sequence Stratigraphy of Clastic Systems. *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 16: 1-248.
- Colella, A., & Prior, D.B., 2009. Coarse-Grained Deltas. *Special Publication 10 of the IAS*, 368 p.
- Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104: 1-37.
- Cox, R., Lowe, D.R., & Cullers, R.L., 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the south-western United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 2919-2940.
- Crook, K.A.W., 1974. Lithogenesis and geotectonics: The significance of compositional variation in flysch arenites (greywackes). *Society of Economical, Paleontological and Mineralogical Special Publications*, 19: 304-310.
- Cullers, R.L., & Podkovyrov, V.M., 2000. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: Implications for mineralogical and provenance, and recycling. *Precambrian Research*, 104: 77-93.
- Das, B.K., Al-Mikhlaifi, A.S., & Kaur, P., 2006. Geochemistry of Mansar Lake sediment, Jammu, India: Implication for source area weathering, provenance, and tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 104: 649-668.
- Davis, A.M., Aitchison, J.C., Badengzhu, Hui L., & Zyabrev, S., 2002. Paleogene island arc collision related conglomerates, Yarlung-Tsangpo suture zone, Tibet. *Sedimentary Geology*, 150 (3-4): 247-273.
- Diskin, S., Evans, J., Fowler, M.B., & Guion, P.D., 2011. Recognizing Different Sediment Provenance within a Passive margin setting: towards characterizing a sediment Source to the west of the British late Carboniferous sedimentary basins. *Chemical Geology*, 283: 143-160.
- Dozy, J.J., 1955. A sketch of post-Cretaceous volcanism in central Iran. *Leidse Geologische Mededelingen*, 20 (1), 48-57.

- Einsele, G., 2013. Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget. *Springer Science and Business Media*, 1-727.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rock sand paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23: 921-924.
- Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Publishing Company*, Austin, Texas, 182 p.
- Gansser, A., 1955. New aspects of the geology in central Iran. *Fourth World Petroleum Congress*, 2: 280-300.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., Ando, S., Paparella, P., & Clift, P.D., 2005. Petrology of Indus River sands: a key to interpret erosion history of the Western Himalayan Syntaxis. *Earth and Planetary Science Letters*, 229 (3): 287-302.
- Glaus, M., 1964. Trias und Oberperm in Zentralen Elburz (persian). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 57 (2): 491-508.
- Gomez, J.L., Chivelet, J.M., & Palma, R.M., 2009. Architecture and development of the alluvial sediments of the Upper Jurassic Tordillo Formation in the Canada Ancha Valley, northern Neuquen Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 219: 180-195.
- Garcia, D., Ravenne, C., Maréchal, B., & Moutte, J., 2004. Geochemical variability induced by entrainment sorting: quantified signals for provenance analysis. *Sedimentary Geology*, 171 (14): 113-128.
- Gonzalez-Lopez, J.M.G., Bauluz, B., Fernandez-Nieto, C., & Oliete, A., 2005. Factors controlling the trace-element distribution in fine-grained rocks: the Albian Kaolinite-rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain). *Chemical Geology*, 214: 1-19.
- Grecula, M., Flint, S.S., Wickens, H.D.V., & Johnson, S.D., 2003. Upward- thickening patterns and lateral continuity of Permian sand-rich turbidite channel fills, Laingsburg Karoo, South Africa. *Sedimentology*, 50 (5): 831-853.
- Hayashi, K., Fujisawa, H., Holland, H.D., & Ohmoto, H., 1997. Geochemistry of 1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 4115-4137.
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 820-829.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., & Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson poin-conting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 103-116.
- Khan, T., & Khan, M.S., 2016. Geochemistry of the sandstones of Punagarh basin: Implications for two source terranes and Arabian-Nubian connection of Aravalli craton. *Journal of the Geological Society of India*, 88 (3): 366-386.
- Khalifa, M., & Catuneanu, Q., 2008. Sedimentary of the bahariya Formation (Early Cenomanian), Bahariya Oasis, Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 51: 89-103.
- Kosun, E., Poisson, A., Ciner, A., Wernli, R., & Monod, O., 2009. Syn-tectonic sedimentary evolution of the Miocene Atallar Basin, southwestern Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34: 466-479.
- Lahtinen, R., 2000. Archaean-Proterozoic transition: geochemistry, provenance and tectonic setting of metasedimentary rocks in central Fennoscandian Shield, Finland. *Prcambrian Research*, 104 (3-4): 147-174.
- Loftus, W., 1855. On geology of portions of the Turco-Persian frontier and of the districts adjoining. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 11 (1): 247-245.

- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., & Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd-Sr Isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2015-2050.
- McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2: 1-109.
- Miall, A.D., 2000. Principles of Sedimentary Basin Analysis. 3rd Edition, *Springer Verlag*, 1-616.
- Miall, A.D., 2006. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. *Springer Verlag*, 4<sup>th</sup> corrected printing, 1-582.
- Mutti, E., Tinterri, F., Benevelli, G., Biase, D., & Cavanna, G., 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, 20 (6-8): 733-755.
- Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., & Siever, R., 1972. Sand and Sandstone. Plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Precambrian Research*, 147: 124-147.
- Peter, A.L., & Steel, R.J., 2006. Hyperpycnal flow variability and slope organization on an Eocene shelf margin, Central Basin, Spitsbergen. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90 (10): 1451-1472.
- Roberts, E., 2007. Facies architecture and depositional environments of the Upper Cretaceous Kaiparowits Formation, southern Utah. *Sedimentary Geology*, 197: 207- 233.
- Roser, B.P., & Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ration. *Journal of Geology*, 94: 635-650.
- Roser, B.P., & Korsch, R.J., 1988. Provenance signature of sandstone-mudstone suite determined using discriminate function analysis of major element data. *Chemical Geology*, 67: 119-139.
- Roy, D., & Roser, B.P., 2012. Geochemistry of the Tertiary sequence in the Shahbajpur-1 well, Hatia Trough, Bengal Basin, Bangladesh: Provenance, source weathering and province affinity. *Journal of Life and Earth Science*, 7: 1-13.
- Rudnick, R.L., & Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In The Crust Treatise on Geochemistry. In: Holland, H.D., & Turekian, K.K., (eds.), *Elsevier- Pergamon, Oxford*, 3: 1-64.
- Shafiei, B., Haschke, M., & Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44: 265-283.
- Shaw, D.M., 1968. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32: 573-602.
- Soder, P., 1951. The Oligo-Miocene marine formation in the Qum region. *National Iranian Oil Company Geological*, Report No. 123.
- Stahl, A.F., 1911. Persian. *Heidelberg, Hansboch der Regionalen Geologie*, 5 (8): 1-46.
- Stocklin, J., & Eftekhari-nezhad, J., 1969. Explanatory text of the Zanjan Quadrangle map. *Geological Survey of Iran*, 1-61.
- Suttner, L.J., & Dutta, P.K., 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate 1. Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 326-345.
- Taylor, S.R., & McLennan, S.M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: Rare earth evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 30: 381-399.
- Taylor, S.R., & McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. *Blackwell Scientific Publication*, Carlton, 1-312.

- Tucker, M.E., 2009. Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. *John Wiley and Sons*, 1-272.
- Walker, R.G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In: Walker, R.G., & James, N.P., (eds.), Facies Models, Geological Association of Canada*, 1-15.
- Wilmsen, M., Fürsich, F.T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., & Taheri, J., 2009. The Cimmerian Orogeny in northern Iran: Tectono-stratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova*, 21 (3): 211-218.
- Yanagi, T., 2011. Generation of continental crust from the mantle. *Springer*, 1-123.

## Petrography and geochemistry of Miocene red clastic sediments in Taleqan area, northwest of Karaj

Rezaei, Kh.<sup>1</sup>, Foroughi-Shadbad, Sh.<sup>2\*</sup>

1- Assistant professor, Faculty of Geology, Kharazmi University, Tehran, Iran

2- M.Sc. Student in Sedimentology and Sedimentary Petrology, Faculty of Geology, Kharazmi University, Tehran, Iran

\*E-mail: Shahramforooghi.s@gmail.com

### Introduction

Three main goals have driven studies of sandstone in the past ten years: Firstly, the academics motive to understand the tectonic setting, climatic situation, paleo-geographic position. Secondly, the economic motive to predict reservoir ability and porosity and permeability in hydrocarbon fields. Thirdly, the motion or stasis of pore fluids and the scale of mass-transport to form cements. This research involved the first one. Sedimentary rocks are principal sources of information concerning past conditions on the Earth's surface. Clastic rocks may preserve detritus from long-eroded source rocks and may provide the only available clues to the composition and timing of exposure of source rocks. Geochemistry of sedimentary rocks may complement the petrographic data, especially when the latter are ambiguous. The geochemical composition of sedimentary rocks is a complex function of various variables such as source material, weathering, transportation, physical sorting, and diagenesis. Very few studies on Miocene clastic sediments have been conducted in the country, in zones other than the Central Iran. Hence there are many questions without response in this area. This research is trying to get some solution for these questions

### Methods and Results

In this research, clastic sediments in the central Alborz have studied using facies analysis, petrography, grains counting and geochemical methods. For this propose, from two sections in the Taleqan area fresh rock samples were collected from outcrops exposed in stream and road cuts and were washed thoroughly in distilled water to remove dust contamination. 52 samples were selected for detailed petrographic study. Also 24 thin sections selected for grain counting and modal analyses according to Dickinson method. Coarse grains classified based on Miall method. In geochemical studies, we used XRF Philips 1480 for determination of major and minor elements oxides. After preparation, 15 samples were selected for analysis. Measurement accuracy ranges were 0.1 to 0.001. This sequence is mainly composed of marl, sandstone and locally intercalation of conglomerate with Pebble size particles. Studied outcrop is formed of fine grained sedimentary sequence (Marl), sandstones (Feldspatic litharenite and volcanic arenite) and conglomerate (poly-mictic ortho and Para-conglomerate) with 127.2 m thickness. The strata in this formation are composed of two gravelly (Gmm and Gcm) and three sandy (St, Sh and Sm) facies. The main components of these deposits are igneous rock fragments with poorly to moderate sorting and moderate to good roundness that are welded together with hematite dominant cement.

### Discussion

Roser & Korsch (1986) established a discrimination diagram using  $\log (K_2O/Na_2O)$  versus  $SiO_2$  to determine the tectonic setting of terrigenous sedimentary rocks. These authors used CaO and LOI-free 100% adjusted data to determine their field boundaries. Both parameters ( $SiO_2$  and  $\log (K_2O/Na_2O)$  values) increase from volcanic-arc to active-continental-margin to passive-margin settings. Discrimination of tectonic settings on the basis of major-element data also was proposed by Bhatia (1983); it includes oceanic island arc, continental island arc, active continental margin, and passive margin. Most of our sandstone samples fall in the general area of passive margin and active-continental-margin fields of the  $TiO_2$  versus  $Fe_2O_3^* 1 MgO$  plot, but mostly in the passive-margin field of the  $Al_2O_3/SiO_2$  versus  $Fe_2O_3^* 1 MgO$  diagram. Petrographic data show that K-feldspar dominates over plagioclase, which may result from intense weathering in the source area or from diagenetic alteration. The latter can be ruled out by the presence of abundant carbonate cement that developed probably during early diagenesis. The intensity and duration of weathering in

sedimentary rocks can be evaluated by examining the relationships among alkali and alkaline earth elements (Nesbitt & Young, 1982, 1984). Feldspars are by far the most abundant of the reactive minerals. Consequently, the dominant process during chemical weathering of the upper crust is the alteration of feldspars and the neo-formation of clay minerals. During weathering, calcium, sodium, and potassium are largely removed from feldspars (Nesbitt *et al.*, 1997). The amount of these elements surviving in the soil profiles and in the associated sediments is a quantitative index of the intensity of weathering (Fedo *et al.*, 1995; Nesbitt *et al.*, 1997). A good measure of the degree of chemical weathering can be obtained by calculation of the chemical index of alteration (CIA; Nesbitt & Young, 1982) using the formula (molecular proportions). According to results, these sediments have felsic igneous source rock similar to upper continental crust, which has been deposited in the semi-arid dry climate with weak weathering. Final deposits were traveled relatively small distance and were deposited in the first sedimentation cycle with low degree of maturity, low chemical weathering, in active tectonic environment. Thus, the low CIA values of the Taleqan sandstones do not reflect the general chemical weathering conditions in the source region, which can be inferred from the petrographic observations. This is probably due to the sedimentary sorting effect. Physical sorting of sediment during transport and deposition led to concentration of quartz and feldspar with some heavy minerals in the coarse fraction and of secondary lighter and more weathered minerals in the suspended-load sediments.

### Conclusion

This sedimentation happened in the alluvial braided river's channel and floodplain near the origin with weak hydraulic separation and oceanic arc tectonic Setting.

**Keywords:** Petrography; Geochemistry; Clastic sediments; Miocene; Taleqan.

### Reference

- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology*, 91 (6): 611-27.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rock sand paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23: 921-924.
- Nesbitt, H.W., Fedo, C.M., & Young, G.M., 1997. Quartz and feldspar stability, steady and non-steady-state weathering and petrogenesis of siliciclastic sands and muds. *Geology*, 105: 173-191
- Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica, Cosmochimica, Acta*, 48: 1523-1534.
- Roser, B.P., & Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ration. *Journal of Geology*, 94: 635-650.