

ژئوشیمی گلسنگ‌ها و ماسه‌سنگ‌های میوسن پسین - پلئیتوسن منطقه ساحلی چابهار: با نگرشی بر سنگ منشأ و جایگاه زمین‌ساختی

محمد آفرین^{۱*}، محمد بومری^۲، اسداله محبوبی^۳ و محمدنبی گرگیج^۴

۱. کارشناس ارشد رسوب‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

۳. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۴. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

تاریخ دریافت: ۹۰/۱۰/۱۳

تاریخ پذیرش: ۹۱/۱۱/۲۴

چکیده

منطقه ساحلی چابهار در پهنه ساختاری رسوبی مکران واقع شده است. پی‌سنگ ناحیه مکران متشکل از پوسته‌های اقیانوسی و واحدهای فلیش بوده که در منطقه چابهار بوسیله توالی‌های ضخیمی از مارن، ماسه سنگ و کنگلومرا پوشیده شده است. تعداد ۵۰ نمونه از برش‌های تیس، رمین، لیپار، گورانکش و خورگریندر برداشت و مورد آزمایش کلسیمتری و آنالیزهای ژئوشیمی XRF، ICP، XRD قرار گرفت. میزان کربنات کلسیم نمونه‌های مورد مطالعه از واحد مارنی بین ۹ الی ۲۱ درصد متغیر و بهتر است به آنها گلسنگ اطلاق نمود. مقادیر Fe_2O_3 ، Na_2O ، P_2O_5 سنگ‌های مورد مطالعه نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی کاهش یافته است. ضریب متوسط اندیس هوازدگی شیمیایی ($CWI = 8/88$) شرایط آب و هوای خشک تا نیمه خشک را در منطقه منشأ نشان می‌دهد. بر اساس داده‌های ژئوشیمی، گلسنگ‌ها و ماسه‌سنگ‌های منطقه ساحلی چابهار از سنگ‌های رسوبی غنی از کوارتز منشأ گرفته‌اند. مشخصات ژئوشیمی سنگ‌های مورد مطالعه و استفاده از دیاگرام‌های تفکیک کننده محیط‌های زمین‌ساختی بر اساس عناصر اصلی و فرعی مبین رسوب‌گذاری این سنگ‌ها در بخش‌های حاشیه قاره‌ای فعال (ACM) است. این نتیجه منطقی به نظر می‌رسد زیرا زون مکران یک زون فرورانشی فعال حاشیه قاره است.

واژه‌های کلیدی: چابهار، ماسه‌سنگ، مارن، مکران ساحلی، ژئوشیمی، گلسنگ

مقدمه

۱۳۸۹؛ بایت‌گل و حسینی‌برزی، ۱۳۹۰). ترکیب سنگ‌های سیلیسی‌آواری متأثر از عوامل حمل و نقل، نرخ هوازدگی، ویژگی‌های سنگ منشأ، پستی و بلندی، اقلیم، فعالیت‌های تکتونیکی و اثرات دیاژنی است (Whitmore et al., 2004; Von Eynatten, 2004; McBride, 1985). مطالعات ژئوشیمیایی در سنگ‌های سیلیسی‌آواری مکمل خوبی برای مطالعات سنگ‌شناسی محسوب می‌شود. بویژه در زمان ابهام داده‌های سنگ‌شناسی و یا زمانی که فرآیندهای زمین‌شناسی، کانی‌شناسی

اخیراً ترکیب رسوبات سیلیسی‌آواری نظیر ماسه‌سنگ‌ها و گلسنگ‌ها و رابطه میان موقعیت زمین‌ساختی و برخاستگاه توسط پژوهشگران زیادی مورد مطالعه قرار گرفته است (Armstrong-Altrin and Verma, 2005; Osae et al., 2006; Jafarzadeh and Hosseini-Barzi, 2008; Al-Juboury et al., 2009; ۱۳۹۰، آدابی، حسینی‌برزی و همکاران، ۱۳۸۷؛ حسینی‌برزی و شادان، ۱۳۸۸؛ اعتمادسعید و حسینی‌برزی، ۱۳۸۸؛ حسینی‌برزی و سعیدی،

* نویسنده مرتبط Mohammad.afarin@yahoo.com

(آقابات، ۱۳۸۵). تاکنون هیچگونه مطالعه‌ای در مورد سنگ منشأ، جایگاه زمین‌ساختی و شرایط هوازگی سنگ منشأ ماسه‌سنگ‌ها و گلسنگ‌های ناحیه چابهار انجام نشده و اکثر مطالعات در خصوص سنگ‌شناسی، تأثیر زمین‌ساخت بر رسوب‌گذاری و دیاژنز (حسینی برزی، ۱۳۸۲) و چینه‌نگاری سکانشی (احراری رودی، ۱۳۸۵) بوده است. در این تحقیق سعی بر این است تا پراکندگی عناصر اصلی در ماسه‌سنگ‌ها و گلسنگ‌های منطقه ساحلی چابهار را با میانگین‌های استاندارد تعریف شده مقایسه نموده و شرایط هوازگی ناحیه منشأ و جایگاه زمین‌شناسی این سنگ‌ها تفسیر گردد.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در جنوب شرقی ایران، جنوب استان سیستان و بلوچستان و در منتهی الیه جنوب زون مکران ساحلی با مختصات جغرافیایی ۶۰ درجه و ۳۷ دقیقه تا ۶۰ درجه و ۵۰ دقیقه طول شرقی و ۲۵ درجه و ۲۲ دقیقه تا ۲۵ درجه و ۱۴ دقیقه عرض شمالی واقع شده که بخشی از محدوده شهرستان چابهار را در بر می‌گیرد (شکل ۱).

اولیه را تخریب کرده باشند (Cullers, 1994, 1995). اگر چه در ماسه سنگ‌ها اثرات دیاژنزی و شستشوی کانی‌های فرعی می‌تواند موجب اختلالاتی در تفسیر برخاستگاهی شود (MC-Bride, 1985; Blatt, 1985). اما امروزه از ژئوشیمی ماسه‌سنگ‌ها به عنوان ابزاری قوی در بررسی‌های برخاستگاهی استفاده می‌شود (Zimmermann and Bahlburg, 2003; Cullers, 2000). از آن جایی که گلسنگ‌ها دانه‌ریزند و نفوذپذیری بسیار پایینی دارند می‌توانند ترکیب سنگ منشأ را در خود حفظ کرده و بدین جهت در بررسی‌های برخاستگاهی از اهمیت زیادی برخوردار هستند (Hessler and Lowe, 2006). بنابراین، مطالعات ژئوشیمیایی در رسوبات و سنگ‌های سیلیسی‌آواری می‌تواند جهت نامگذاری، تعیین جایگاه زمین‌ساختی، سنگ منشأ و شرایط هوازگی شیمیایی مورد استفاده قرار گیرد (Nesbitt and Young, 1982; Bhatia, 1986; Roser and Korsch, 1986, 1988; Herron, 1988; Kroonenberg, 1994; Cox et al., 1995; Fedo et al., 1995; Cullers, 2000). گسترده‌ترین سنگ‌های رسوبی در منطقه مکران بیرونی و نوار ساحلی چابهار، سنگ‌های معروف به مارن هستند که دارای میان‌لایه‌هایی از سیلتستون و ماسه‌سنگ می‌باشند



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و محل برش‌های مورد مطالعه که با علامت دایره توپر نشان داده شده است.

(Berberian and King, 1981).

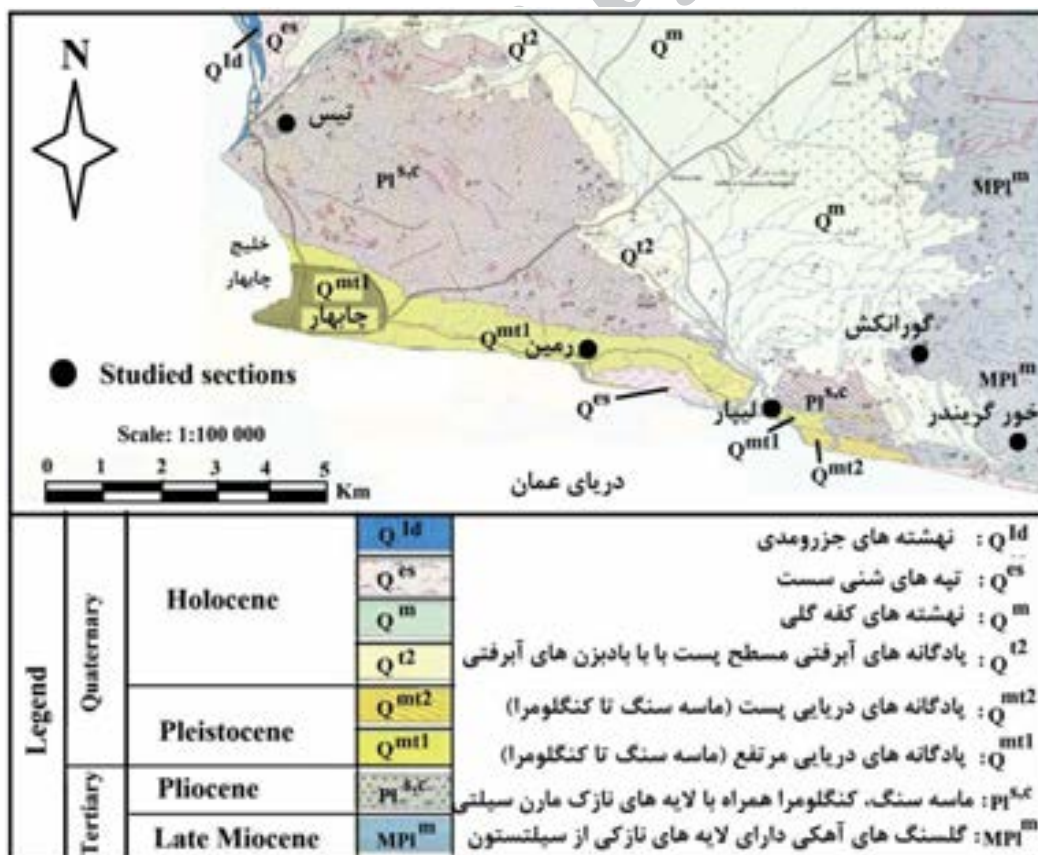
به دلیل تداوم فرورانش در ناحیه مکران، گسل‌ها هنوز فعال بوده و زمین به بالا آمدن ادامه می‌دهد که این عمل با چین‌خوردگی، کوتاه‌شدگی و با پسروری خط ساحلی همراه است. خطی بودن حاشیه شمالی پادگانه‌های دریایی و همچنین بالا آمدن سواحل مکران نتیجه عملکرد این گسل‌هاست و حرکت قائم این گسل‌ها سبب شده تا پادگانه‌های دریایی در سطوح تراز گوناگون شکل گیرند (آقانباتی، ۱۳۸۵). فرورانش در ناحیه مکران از زمان کرتاسه‌پسین آغاز شده ولی هنوز برخورد نهایی صفحه‌ها صورت نگرفته است و فرورانش ادامه دارد (Lepichon, 1968). میزان فرورانش کنونی مکران ۴ تا ۵ سانتی‌متر در سال دانسته شده است (Jacob and Quittmeyer, 1979).

روش مطالعه

برای انجام پژوهش حاضر پس از پیمایش‌های مقدماتی و صحرایی، پنج برش مناسب و قابل دسترس به نام‌های تیس، رمین، لیبیار، گورانکش و خورگریندر انتخاب و ستون چینه‌شناسی آنها بوسیله نرم‌افزار CoreIDRAW ترسیم گردید (شکل ۳). مجموعاً تعداد ۵۰ نمونه برداشت شده است. ابتدا به منظور سنجش میزان کربنات - کلسیم، ۱۲ عدد از نمونه‌ها به وسیله‌ی هاون آکاتی پودر گردید و میزان کربنات کلسیم آنها به روش کلسیتر - برنارد

بر پایه تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ایران توسط آقانباتی (۱۳۸۵)، منطقه مورد بررسی، بخشی از زون زمین‌ساختی مکران است. این ناحیه در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ چهاربار (جعفریان و صمدیان، ۱۳۷۵) واقع شده و جنوبی‌ترین بیرونزدگی‌های ساحلی را از پهنه‌ی ساختاری رسوبی مکران شامل می‌شود (شکل ۲). مرز غربی این زون توسط گسل میناب از زون برخوردی زاگرس جدا می‌گردد. از شمال نیز بوسیله کوه‌های بشاگرد و گودال جازموریان از زون‌های فلیشی شرق ایران (نهندان - خاش) و سندج - سیرجان منفک گردیده و ادامه شرقی این زون در خاک پاکستان به گسل چمن می‌رسد. جنوب این زون نیز به دریای عمان محدود می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۵).

واحدهای چینه‌شناسی دوران سوم و کواترنر در منطقه مورد مطالعه رخنمون داشته که شامل مارن، سیلتستون، ماسه‌سنگ و کنگلومرای دانه‌ریز است (آقانباتی، ۱۳۸۵). پی‌سنگ ناحیه مکران نوعی پوسته اقیانوسی با میانگین ضخامت حدود ۷ کیلومتر بوده که با توالی ضخیمی از رسوب‌های فلیش گونه و گاه شبیه مولاس پوشیده شده که ممکن است تا حدود ۱۰ هزار متر ضخامت داشته باشد. در حوضه مکران رسوب‌گذاری از الیگوسن تا میوسن به طور ممتد صورت گرفته است. در این حوضه کم عمق حالت فرونشینی^۱ برقرار بوده به نحوی که رسوبات بسیار ضخیمی از میوسن زیرین شامل مارن ژیبسی و گل‌سنگ برجای مانده است

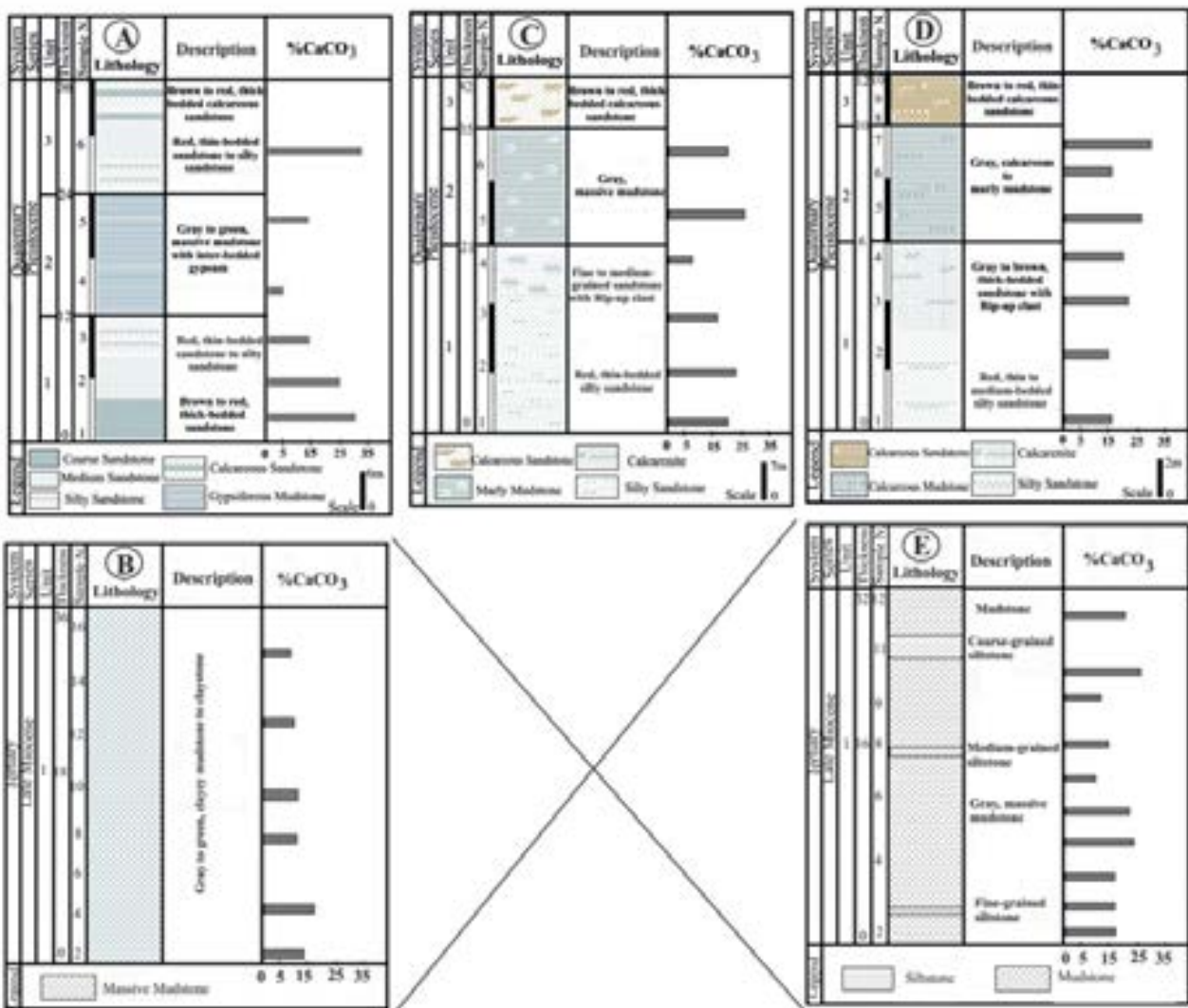


شکل ۲. بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ چهارگوش چابهار که ناحیه مورد مطالعه در آن قرار می‌گیرد (جعفریان و صمدیان، ۱۳۷۵).

بحث و نتایج کربنات‌سنجی

منطقه مورد مطالعه از یک واحد رسوبی معروف به مارن^۲ تشکیل شده که میان لایه‌هایی از سیلتستون نیز در آن دیده می‌شود (جعفریان و صمدیان، ۱۳۷۵). واحد مارنی به وسیله طبقات ماسه‌سنگی و کنگلومرای پلیو - پلئستوسن پوشیده می‌شود (آقناباتی، ۱۳۸۵). با توجه به نتایج کربنات‌سنجی نمونه‌ها، واحدهای سنگی (برش‌های گورانکش و خورگریندر) که در منطقه مورد مطالعه توسط جعفریان و صمدیان (۱۳۷۵)، به عنوان مارن معرفی شده و گسترش زیادی نیز در منطقه دارند، به دلیل داشتن ۹ الی ۲۱ درصد آهک (جدول ۱) گلسنگ (Pettijohn, 1975) پیشنهاد می‌گردد.

(Muller and Gatsner, 1971) و بر حسب درصد تعیین گردید (جدول ۱). افزون بر این، ۵۲ مقطع نازک میکروسکوپی توسط میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شده و نامگذاری ماسه‌سنگ‌ها بر مبنای مطالعات Folk (1980) صورت گرفته است. برای انجام مطالعات ژئوشیمی نیز ۱۲ نمونه (۶ نمونه گلسنگ و ۶ نمونه ماسه‌سنگ) به روش XRF (MAGIX-PRO) جهت تجزیه عناصر اصلی (جدول ۲) و ۱۱ نمونه (۶ نمونه گلسنگ و ۵ نمونه ماسه‌سنگ) به روش ICP-EAS جهت تجزیه عناصر فرعی و نادرخاکی (جدول ۳) به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ارسال و مورد آنالیز قرار گرفته است. برای شناسایی کانی‌های رسی نیز ۱۰ نمونه (۶ نمونه گلسنگ و ۴ نمونه ماسه‌سنگ) پس از پودر شدن توسط هاون آگاتی به کشور ژاپن ارسال و در دانشگاه یاماگاتای این کشور به روش پراش پرتو ایکس^۱ مورد آنالیز قرار گرفتند (آفرین، ۱۳۹۱).



شکل ۳. ستون چینه‌شناسی برش‌های تیس (A)، خورگریندر (B)، لیپار (C)، رمین (D) و گورانکش (E).

1. X-Ray Diffraction
2. Marl

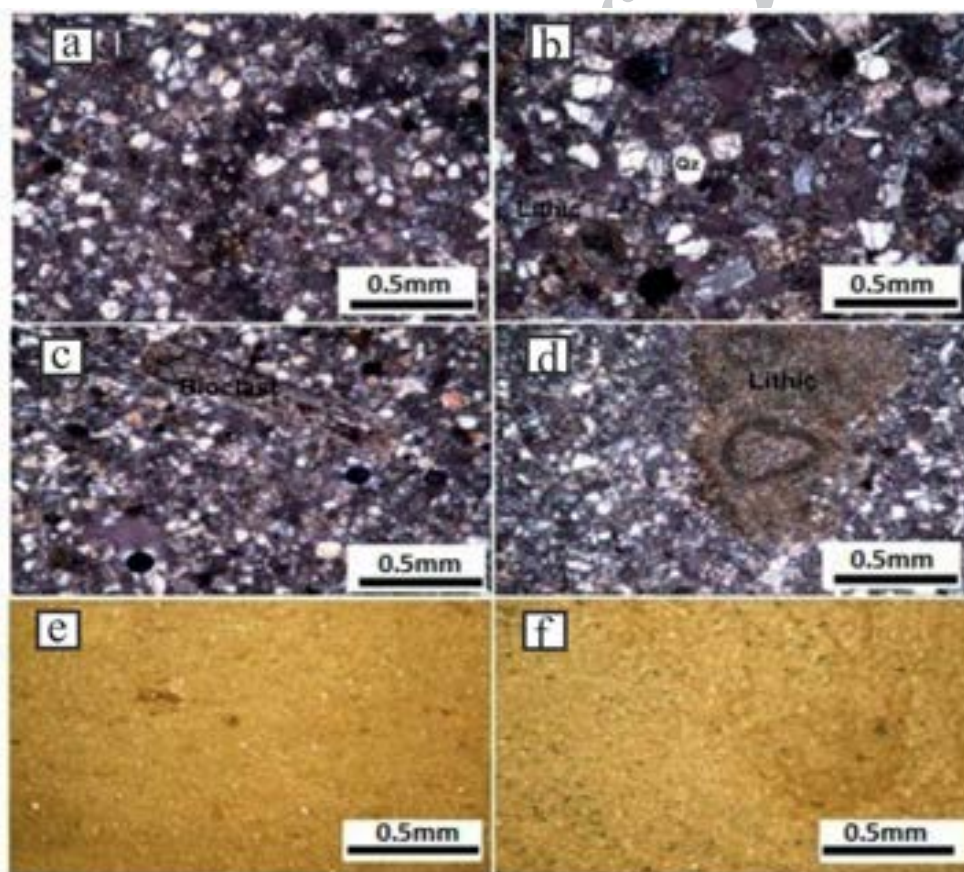
جدول ۱. نتایج کلسیمتری نمونه‌های مورد مطالعه.

Sample N.	E-1	E-3	E-5	E-6	E-7	E-10	E-12	A-1	A-3	A-6	A-8	A-15
CaCO ₃ (%)	16	16	17	11	15	21	18	13	17	12	12	9

پتروگرافی

متوسط تا خوب و زاویه‌دار تا نیمه زاویه‌دار می‌باشند. دومین جزء آواری فراوان در ماسه سنگ‌ها، قطعات سنگی است که شامل خرده‌های ماسه‌سنگی، سیلتستونی و آهکی است که اندازه آنها از ۰/۸ تا ۱/۵ میلی‌متر متغیر است. فلدسپارها نیز به ترتیب فراوانی شامل فلدسپارهای پتاسیم و به میزان کمتر پلاژیوکلازها هستند. از کانی‌های فرعی نیز می‌توان به میکا (مسکوویت) و کانی‌های سنگین اشاره نمود. بنابراین، رخساره ماسه‌سنگی بطور عمده از نوع لیتارنایت (Folk, 1980) است (شکل ۴. a, b, c, d). رخساره گل‌سنگی نیز به رنگ سبز تیره و فاقد لامیناسیون است. دانه‌های تشکیل دهنده رخساره مذکور شامل کوارتزهای بسیار ریز با قطر متوسط ۰/۰۵ میلی‌متر، زاویه‌دار، با خاموشی مستقیم و ذرات در اندازه سیلت و رس (گل) است (شکل ۴. e, f).

مطالعات پتروگرافی نشان داد که سنگ‌های سیلیسی‌آواری مورد مطالعه بر اساس اندازه ذرات به دو مجموعه رخساره‌ای ماسه‌سنگ و گل‌سنگ تقسیم می‌شوند. رخساره ماسه‌سنگی متشکل از ماسه‌سنگ‌های سبز مایل به خاکستری، دارای ساختمان‌های رسوبی طبقه‌بندی مورب و تدریجی است (آفرین، ۱۳۹۱). ماسه‌سنگ‌ها به ترتیب فراوانی از کوارتز (۶۵ درصد)، خرده‌سنگ (۳۰ درصد)، فلدسپار (۴ درصد)، کانی‌های سنگین و اوپاک (۱ درصد) تشکیل شده است. کوارتزها عمدتاً از نوع مونوکرستالین با خاموشی مستقیم‌اند که تماس بین دانه‌ها از نوع خطی تا مضرس است. اندازه دانه‌های کوارتز بین ۰/۲ تا ۰/۹ میلی‌متر در تغییر است. همچنین این دانه‌ها دارای جورشدگی



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از رخساره‌های آواری (XPL):

- کوارتزهای مونوکرستالین با خاموشی مستقیم و خرده‌های ماسه‌سنگ و سیلتستون به‌علاوه مقداری فلدسپات (لیتارنایت).
- دانه‌های کوارتز مونوکرستالین با خاموشی مستقیم، خرده‌های رسوبی و مقداری فلدسپات (لیتارنایت).
- قطعات سنگی از نوع خرده‌های فسیلی بازوپایان (Bioclast)، گل آهکی، کوارتزهای میکروکرستالین (لیتارنایت).
- حاوی ذرات کوارتز دانه ریزتر از مقاطع قبلی و خرده‌های رسوبی بزرگ از نوع سیلتستون (لیتارنایت).
- e, f حاوی کوارتزهای بسیار ریز و میکروکرستالین در زمینه‌ای از سیلت و رس (گل) است (گل‌سنگ یا مادستون).

جدول ۲. مقادیر عناصر اصلی و نسبت‌های محاسبه شده برای گلسنگ‌ها و ماسه‌سنگ‌های ناحیه شرق چابهار.

ماسه‌سنگی						نمونه‌های گلسنگی						Oxids %Wt
D-3	C-6	C-2	B-3	B-1	E-12	E-6	E-2	E-1	D-5	A-6	A-5	
۵۹/۷۲	۵۹/۵۰	۵۹/۵۲	۵۸/۱۴	۵۷/۹۹	۵۴/۵۶	۵۵/۱۳	۵۵/۹۴	۵۴/۸۶	۵۴/۵۱	۵۳/۹۱	۵۳/۸۹	SiO ₂
۱۰/۷۹	۱۱/۳۱	۹/۷۷	۱۰/۵۲	۱۱/۴۲	۱۴/۴۸	۱۴/۳۸	۱۵/۱۸	۱۴/۳۶	۱۴/۴۳	۱۴/۹۵	۱۵/۱۷	Al ₂ O ₃
۳/۶۷	۴/۰۲	۳/۷۵	۳/۹	۴/۱۱	۶/۴۳	۵/۵۱	۶/۴۹	۶/۱۵	۵/۹۴	۶/۴۹	۶/۰۶	Fe ₂ O ₃
۰/۱۲	-	۰/۱۲	-	<۰/۱	<۰/۱	-	-	<۰/۱	<۰/۱	-	<۰/۱	MnO
۲/۹۸	۳/۳۹	۳/۲۲	۳	۳/۰۶	۳/۶۰	۳/۶۳	۳/۷۹	۳/۶۲	۴/۰۷	۳/۵۲	۳/۶۲	MgO
۷/۹۳	۷/۶۲	۱۰/۵۷	۹/۲	۸/۴۳	۵/۶۳	۶/۶۴	۵/۱۶	۵/۷۳	۵/۴۲	۵/۱۴	۵/۰۷	CaO
۱/۹۵	۱/۸۹	۱/۵۹	۲/۰۲	۲/۰۷	۱/۳۲	۱/۲۶	۱/۲۹	۱/۶۶	۱/۳۸	۱/۸۲	۱/۶۵	Na ₂ O
۱/۵۵	۱/۸۶	۱/۵۵	۱/۶۶	۱/۷۶	۲/۶۷	۲/۴۸	۲/۸۶	۲/۵۷	۲/۵۷	۲/۸۶	۲/۶۷	K ₂ O
۰/۶۱	۰/۵۹	۰/۵۷	۰/۵۷	۰/۵۷	۰/۷۴	۰/۶۸	۰/۶۹	۰/۶۶	۰/۶۴	۰/۷۳	۰/۶۶	TiO ₂
۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۲۰	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۸	P ₂ O ₅
۹/۷۲	۹/۰۲	۸/۶۲	۹/۹	۹/۴۴	۹/۴۴	۹/۵۰	۷/۹۸	۹/۵۰	۱۰/۱۸	۹/۵۶	۹/۸۲	LOI
۹۹/۲۳	۹۹/۳۶	۹۹/۴۸	۹۹/۰۶	۹۹/۰۹	۹۹/۱۵	۹۹/۴	۹۹/۵۶	۹۹/۳۷	۹۹/۴۲	۹۹/۱۶	۹۸/۸۹	Total
۶/۶۵	۷/۴۱	۶/۹۷	۶/۹	۷/۱۷	۱۰/۰۳	۹/۱۴	۱۰/۲۸	۹/۷۷	۱۰/۰۱	۱۰/۵۲	۹/۶۸	Fe ₂ O ₃ +MgO
۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۲۰	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۲۸	۰/۲۸	Al ₂ O ₃ /SiO ₂
۰/۷۹	۰/۹۸	۰/۹۷	۰/۸۲	۰/۸۵	۲/۰۲	۱/۹۷	۲/۲۲	۱/۵۵	۱/۸۶	۱/۵۷	۱/۶۲	K ₂ O/Na ₂ O
۵/۵	۵/۲	۶/۱	۵/۵	۵/۱	۳/۷	۳/۸	۳/۷	۳/۸	۳/۸	۳/۶	۳/۵	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
۱/۷۴	۱/۷۱	۲/۲۳	۱/۶۰	۱/۷۶	۱/۳۸	۱/۴۰	۱/۴۱	۱/۴۲	۱/۳۹	۱/۳۷	۱/۳۱	CIV
۸۴/۷	۸۵/۷	۸۶	۸۵	۸۴/۶	۹۱/۶	۹۲	۹۱	۸۹/۶	۹۱	۸۹	۹۰	CWI'

ژئوشیمی

موجود در سنگ‌های رسوبی را می‌توان با استفاده از نمودارهای به هنجارسازی شبیه به نمودارهای عنکبوتی بررسی کرد (Rol- linson, 1993). مطالعات نشان داده که غلظت بسیاری از عناصر در سنگ‌های رسوبی دانه ریز فلات قاره سراسر جهان به دلیل آمیختگی ناشی از چرخه‌های مکرر فرسایشی شبیه به یکدیگر می‌باشند. از این رو پر استفاده‌ترین مقادیر به‌هنجارسازی در سنگ‌های رسوبی مربوط به میانگین قسمت بالایی پوسته قاره‌ای^۱ است (Rollinson 1993). بهنجارسازی نمونه‌ها نسبت به میانگین قسمت بالایی پوسته قاره‌ای (Taylor and McLennan, 1985) در شکل ۵ نشان داده شده است.

بر این اساس ماسه‌سنگ‌ها و گلسنگ‌های مورد مطالعه نسبت به UCC، تخلیه محسوسی در میزان Fe₂O₃، P₂O₅، Na₂O نشان می‌دهند و سایر عناصر تقریباً در محدوده UCC قرار می‌گیرند. کاهش میزان Fe₂O₃، P₂O₅، Na₂O و سنگ‌های مورد مطالعه را می‌توان به تحرک زیاد این عناصر در طی هوازگی شیمیایی، فرآیندهای دیازنزی و دگرسانی ثانویه نسبت داد (Das et al., 2006). همچنین کم بودن سدیم را می‌توان به فقدان سنگ‌های

از داده‌های ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی می‌توان جهت طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌ها، تعیین شرایط هوازگی اولیه سنگ‌های رسوبی، تفکیک رسوبات بالغ از نابالغ، تعیین سنگ‌منشأ و جایگاه زمین‌ساختی اصلی سنگ‌های آذرین و بعضی از سنگ‌های رسوبی استفاده نمود (Rollinson, 1993). مقادیر عناصر اصلی ۱۲ نمونه از ماسه‌سنگ‌ها و گلسنگ‌های ناحیه مورد مطالعه در جدول ۲، به‌علاوه مقادیر عناصر فرعی ۱۱ نمونه دیگر نیز در جدول ۳ ارائه شده است. با استفاده از اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و پلات آنها بر روی نمودارهای مختلف، نتایج حاصل شده که در ادامه به بیان آنها خواهیم پرداخت.

مطالعه عناصر اصلی اغلب به ۱۰ عنصر P، K، Na، Ca، Ti، Al، Fe، Mn، Mg، Si محدود می‌شود که به طور مرسوم در تجزیه شیمیایی به صورت اکسید بیان می‌شوند (Rol- linson, 1993). در میان این اکسیدها MgO، CaO، Na₂O و K₂O متحرک و اکسیدهای Al₂O₃ و TiO₂ غیرمتحرک هستند (Bauluz et al., 2000). فرآیندهای کنترل کننده ترکیب عناصر

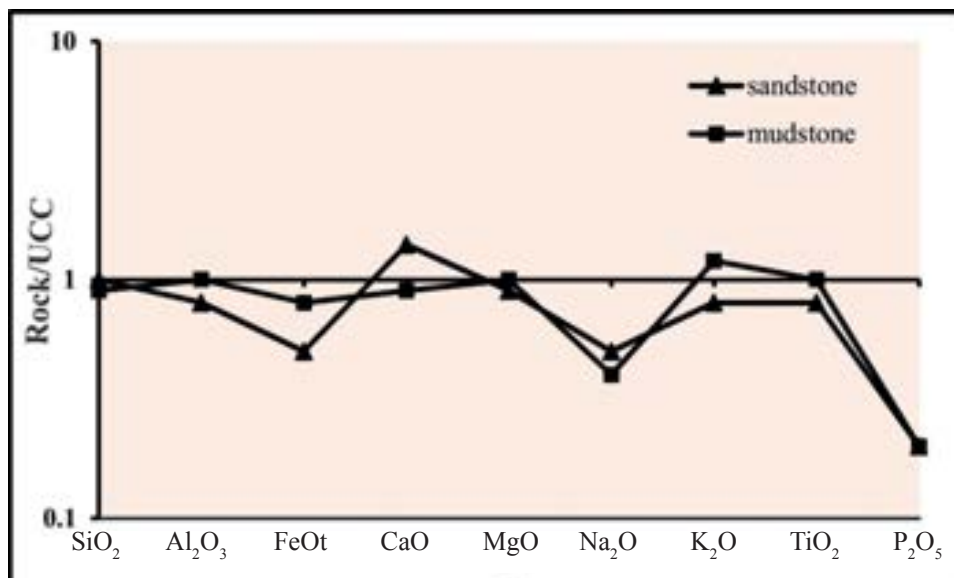
جدول ۳. مقادیر عناصر فرعی موجود در گلسنگ‌ها و ماسه‌سنگ‌های ناحیه شرق چابهار.

نمونه‌های گلسنگی					نمونه‌های ماسه‌سنگی						Elements (ppm)
D-4	C-3	C-1	B-3	B-2	E-4	E-2	D-3	A-4	A-2	A-1	
۱۹۳/۳	۱۵۸/۲	۱۷۴/۴	۱۶۴/۴	۱۶۵	۲۲۷/۶	۲۴۸/۸	۲۳۲	۱۸۳/۴	۲۵۵/۷	۲۳۷/۵	Ba
۱۲۵/۳	۹۱/۶	۱۴۴/۱	۸۶/۴	۸۵/۹	۱۴۲/۲	۱۵۸/۸	۱۶۲	۱۲۳/۲	۱۴۷/۹	۱۵۵/۳	Cr
۲۰/۲	۱۳/۱	۱۲/۴	۱۴/۴	۱۴/۵	۱۸/۹	۲۱/۹	۲۰/۸	۱۷/۲	۱۷/۹	۱۹/۷	Nb
۸۲/۷	۸۸/۴	۷۶/۲	۷۸/۳	۷۸	۹۸/۷	۹۰/۱	۹۱/۶	۸۳/۴	۹۳/۴	۹۰/۲	Rb
۱۳/۴	۸/۷	۸/۳	۹/۹	۹/۷	۱۴/۷	۱۷/۷	۱۶/۱	۱۳/۶	۱۳/۹	۱۴	Sc
۱۰/۵	۶/۶	۶/۳	۹/۳	۹	۱۳/۳	۱۴/۷	۱۳	۱۲/۲	۱۲/۱	۱۲/۲	Th
۴/۸	۳/۶	۳/۴	۴/۷	۴/۷	۵/۹	۶/۲	۶/۲	۶/۶	۶/۶	۶/۵	U
۱۱۳	۷۷	۷۹/۱	۹۲/۶	۹۲/۵	۱۲۷/۸	۱۴۷/۳	۱۴۱/۸	۱۱۳/۸	۱۱۶/۸	۱۱۵	V
۳۲/۴	۲۱/۵	۲۵/۸	۲۴/۸	۲۵	۲۷/۸	۳۱/۸	۲۹/۴	۲۳/۸	۲۵/۱	۲۸	Y
۲۱۸/۸	۱۴۱/۴	۱۵۶/۷	۱۶۴/۴	۱۶۴	۲۰۳/۹	۲۲۵/۵	۲۱۱/۷	۱۶۷/۳	۱۸۶/۶	۱۷۵/۲	Zr
۲۳/۱	۱۹/۹	۱۷/۲	۲۰/۶	۲۰/۵	۲۸/۲	۳۳/۵	۳۳/۳	۳۲/۶	۳۴/۲	۳۳/۴	Co
۱۴/۵	۱۷/۵	۱۵/۴	۲۴	۲۳/۸	۳۱/۳	۳۲/۷	۲۲/۹	۴۰/۶	۳۷/۴	۳۹	Cu
۱۰۹/۴	۹۴/۵	۷۱/۵	۱۰۵/۴	۱۰۴	۱۵۱/۶	۱۵۷	۱۶۱/۶	۱۵۹/۵	۱۶۱/۵	۱۶۰/۵	Ni
۲۲۱/۵	۱۹۷/۱	۳۰۳/۱	۵۱۴/۱	۵۱۵	۲۱۷/۱	۲۱۱/۳	۱۷۲/۹	۱۴۹/۵	۱۳۷/۸	۱۳۸/۴	Sr
۸۷/۶	۵۶/۱	۴۸/۴	۶۲	۶۳	۹۱/۳	۱۰۷	۱۰۴	۹۵/۹	۹۳/۵	۹۴	Zn
۲۹/۵	۱۹/۸	۲۴/۳	۲۱/۴	۲۱/۵	۲۷/۹	۳۲/۱	۲۹/۳	۲۴/۴	۲۵/۶	۲۶	La
۵۵/۴	۳۹/۱	۴۱/۷	۳۹/۶	۴۰	۵۳/۲	۶۴/۴	۵۷/۹	۴۸/۸	۵۱/۲	۵۰/۲	Ce
۳۰/۱	۲۴/۴	۲۵	۲۶/۷	۲۵	۲۹/۷	۲۸/۷	۲۵/۶	۲۴/۲	۲۷/۵	۲۵	Nd
۲	۱/۵	۲/۱	۱/۵	۱/۷	۱/۸	۱/۹	۱/۹	۲/۵	۲/۵	۲/۳	Eu
۶/۹	۵/۵	۶	۶/۹	۷	۸	۸/۷	۸/۶	۹/۳	۹	۹/۲	Gd
۵/۸	۳	۳/۶	۳/۷	۳/۸	۶/۶	۷/۸	۷/۲	۶/۶	۵/۹	۶	Dy
۲/۵	۲/۸	۲/۸	۲/۳	۲/۵	۲/۷	۲/۴	۲/۵	۲/۵	۲/۴	۲/۵	Er
۳/۲	۲/۱	۲/۲	۲/۳	۲/۲	۳/۱	۳/۵	۳/۳	۳/۲	۲/۹	۳	Yb
۰/۴	۰/۳	۰/۳	۰/۴	۰/۴	۰/۵	۰/۶	۰/۶	۰/۶	۰/۷	۰/۶	Lu

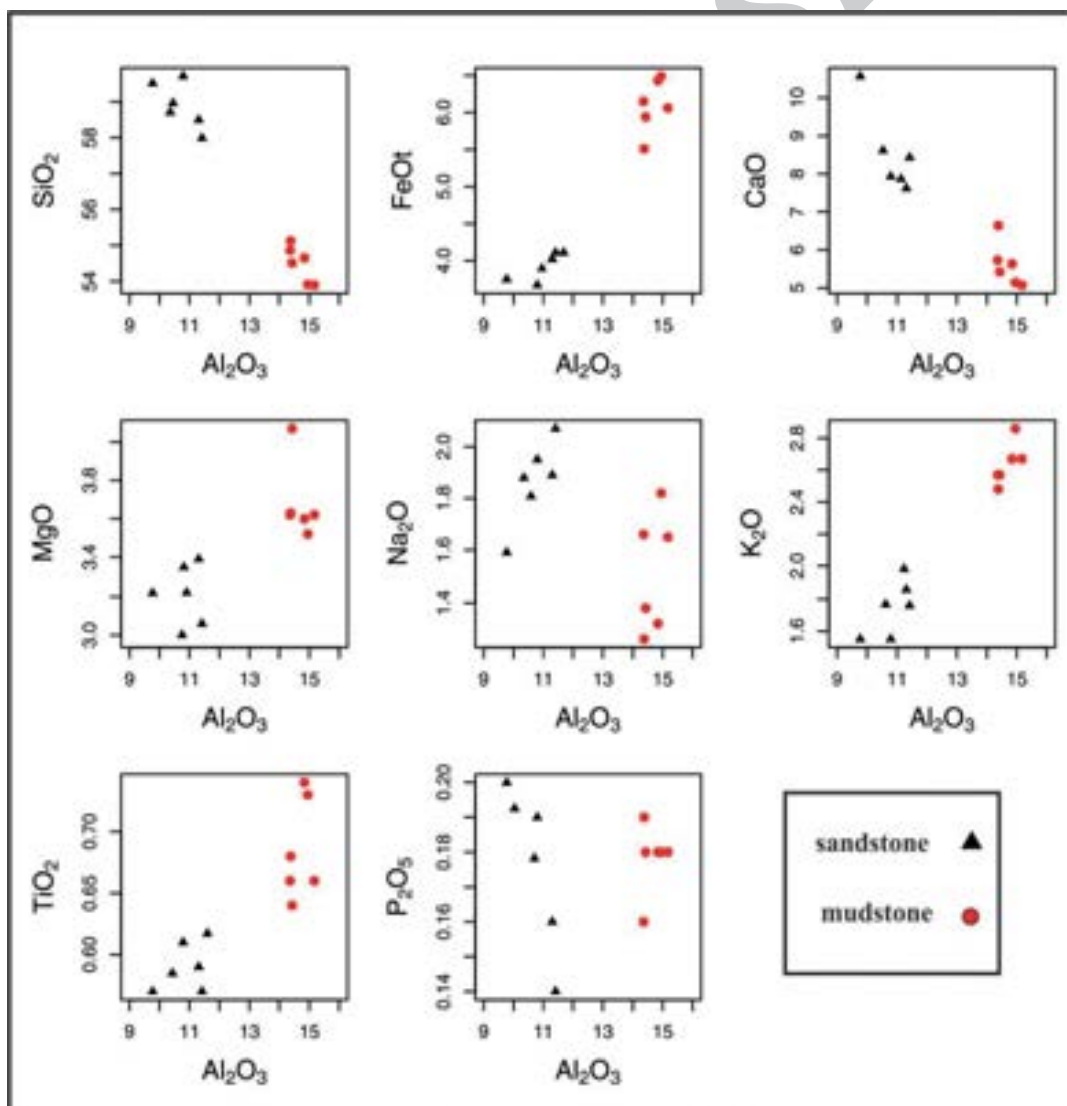
ماسه سنگ‌ها و گلسنگ‌ها شناخته می‌شوند (Gateneh, 2000). در ماسه‌سنگ‌ها و گلسنگ‌های مورد مطالعه که روند تغییرات Al_2O_3 در برابر دیگر اکسیدها بررسی شده است (شکل ۶)، میزان SiO_2 و TiO_2 و P_2O_5 انطباق مثبتی با Al_2O_3 نشان می‌دهند. تبعیت بیشتر اکسیدها از روند Al_2O_3 نشان‌دهنده فراوانی کانی‌های رسی در این سنگ‌هاست، زیرا عنصر آلومینیوم به طور ویژه در ساختمان رس‌ها حضور دارد (Das et al. 2006; Pettijohn et al., 1987). انطباق مثبت بین Al_2O_3 و K_2O نشان دهنده تمرکز کانی‌های

با منشأ پلاژیوکلازهای سدیم‌دار مرتبط دانست (Rashid, 2002). مقادیر بالای CaO در نمونه‌ها نیز می‌تواند به دلیل حضور قطعات اسکلت آهکی دوکفه‌ای‌هایی نظیر اویستر^۱ و پکتن^۲ باشد که به وفور در رسوبات منطقه مشاهده گردید. اکسید آلومینیوم (Al_2O_3) معمولاً به عنوان فاکتوری مناسب جهت مقایسه بین اقسام مختلف سنگ‌ها به کار برده می‌شود (Cardenas et al., 1996)، زیرا این عنصر در طول فرآیندهای هوازدگی، دیازنز و دگرگونی نسبتاً بدون تغییر است. این در حالی است که CaO و Na_2O ، K_2O به عنوان بیشترین فازهای متغیر در

1. Oyester
2. Pecten



شکل ۵. به‌هنجارسازی نمونه‌ها نسبت به پوسته‌قاره‌ای بالایی (UCC) (Taylor and McLennen, 1985) در ماسه‌سنگ‌ها و گل‌سنگ‌های مورد مطالعه.



شکل ۶. بررسی روند تغییرات عناصر اصلی نسبت به Al_2O_3 در ماسه‌سنگ‌ها و گل‌سنگ‌های مورد مطالعه.

این اندیس فراوانی آلومینیوم را نسبت به سایر کاتیون‌های اصلی در یک سنگ یا کانی اندازه می‌گیرد. به عقیده (Cox et al., 1995) کانی‌های فاقد رس، ICV بالاتری نسبت به کانی‌های رسی دارند و نمونه‌های حاوی کانی‌های رسی فراوان، ICV کمتر از ۱ دارند و در نواحی با فرآینش^۲ خیلی کم، همراه با هوازگی شیمیایی شدید تشکیل می‌شوند. نمونه‌های که ICV بالاتر از ۱ دارند، به احتمال زیاد رسوبات سیکل اول هستند و آنهایی که ICV کمتر از ۱ دارند، ممکن است رسوبات چرخه مجدد یا رسوبات به شدت هوازده از سیکل اول رسوبی باشند (Cullers and Podkovyrov, 2002). البته در صورتی می‌توان به این اندیس مطمئن بود که دیاژنز میزان K_2O ، Na_2O و CaO را تغییر نداده باشد (Cox et al., 1995; Cullers and Podkovyrov, 2002). میزان ICV در ماسه‌سنگ‌ها و گل‌سنگ‌های مورد مطالعه به طور میانگین ۱/۵۷ می‌باشد و نشان می‌دهد که از رسوبات سیکل اول نتیجه شده و شدت هوازگی روی آنها به طور متوسط عمل کرده است.

هوازگی سنگ منشأ

تجزیه‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی سنگ‌های آواری، وسیله مناسبی برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی در ماسه‌سنگ‌هایی هستند که تحت تأثیر شدید دیاژنز و دگرگونی یا دیگر فرآیندهای دگرسانی و هوازگی قرار نگرفته‌اند (McLennan et al., 1993). بنابراین، لازم است برای ارزیابی انواع برخاستگاه رسوبات، نقش هوازگی نیز بررسی شود (Nesbitt et al., 1980; Ohta and Sakai, 1982; Nesbitt et al., 1980; Ohta and Sakai, 2004). تعیین میزان هوازگی در سنگ‌های رسوبی با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی از ارتباط بین عناصر قلیایی با قلیایی خاکی انجام می‌گیرد (Nesbitt and Young, 1982). تاریخچه هوازگی سنگ‌های آواری را اغلب توسط محاسبه نسبت اکسیدهای

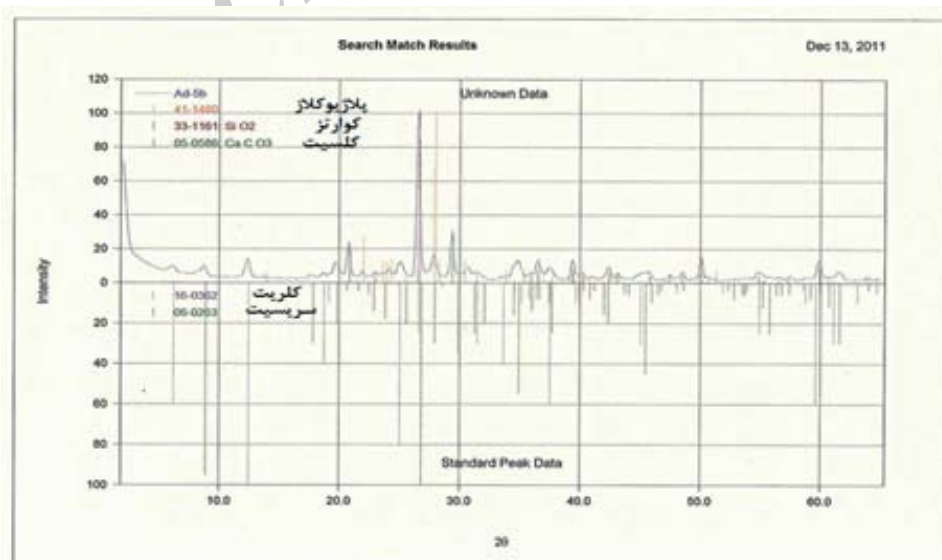
پتاسیم‌دار در نمونه‌های مورد بررسی است که تأثیر مهمی بر روی پراکندگی آلومینیوم دارد.

نمونه‌های ماسه‌سنگی و گل‌سنگی که درصد بالایی از K_2O و Fe_2O_3 را نشان می‌دهند حاوی مسکوویت، سریسیت و کلریت زیادی هستند (شکل ۷)، که در بررسی‌های کانی‌شناسی به روش پراش پرتو ایکس (XRD) نیز دیده شده‌اند (آفرین، ۱۳۹۱). در نتیجه وجود اکسیدپتاسم (K_2O) بالا در مسکوویت و سریسیت و همچنین وجود اکسیدهای آهن (Fe_2O_3) و منیزیم (MgO) بالا در کلریت موجب رابطه مستقیم بین K_2O ، Fe_2O_3 و MgO شده است.

از تحرک عناصر اصلی در طی هوازگی، حمل و نقل و دیاژنز، می‌توان در تعیین درجه بلوغ رسوبات استفاده نمود (McLennan, 1993). مقادیر پایین Na_2O در ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه می‌تواند مبین بلوغ بالای آنها باشد. به علاوه نسبت $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ نیز یک اندیس مورد استفاده برای تعیین بلوغ است (Potter, 1978). این میزان در طی هوازگی، حمل و نقل و چرخه‌مجدد، در نتیجه افزایش کوارتز نسبت به اجزای ناپایدار مثل فلدسپار و قطعات سنگی افزایش می‌یابد. نسبت $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ بیشتر از ۵ تا ۶ در سنگ‌های رسوبی، نشان دهنده بلوغ بالای سنگ است (Roser et al., 1996). میانگین این کسر در ۶ نمونه ماسه‌سنگی ۵/۵ و در ۶ نمونه گل‌سنگی از سنگ‌های مورد مطالعه ۳/۷ است (جدول ۲). این اعداد بیانگر بلوغ متوسط به بالا در سنگ‌های مورد مطالعه است.

جهت تعیین رسوبات مربوط به سیکل اول رسوبی یا رسوبات حاصل از چرخه مجدد رسوبی، کاکس و همکاران (Cox et al., 1995) اندیس تنوع ترکیبی^۱ را بر اساس عناصر اصلی پیشنهاد دادند که از طریق فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$ICV = [(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3]$$



شکل ۷. نمودار XRD که وجود کانی‌های رسی کلریت، سریسیت و نیز کوارتز، کلسیت و پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد.

1. ICV
2. Uplift

عناصر اصلی نیز تایید می‌گردد (آفرین، ۱۳۹۱).

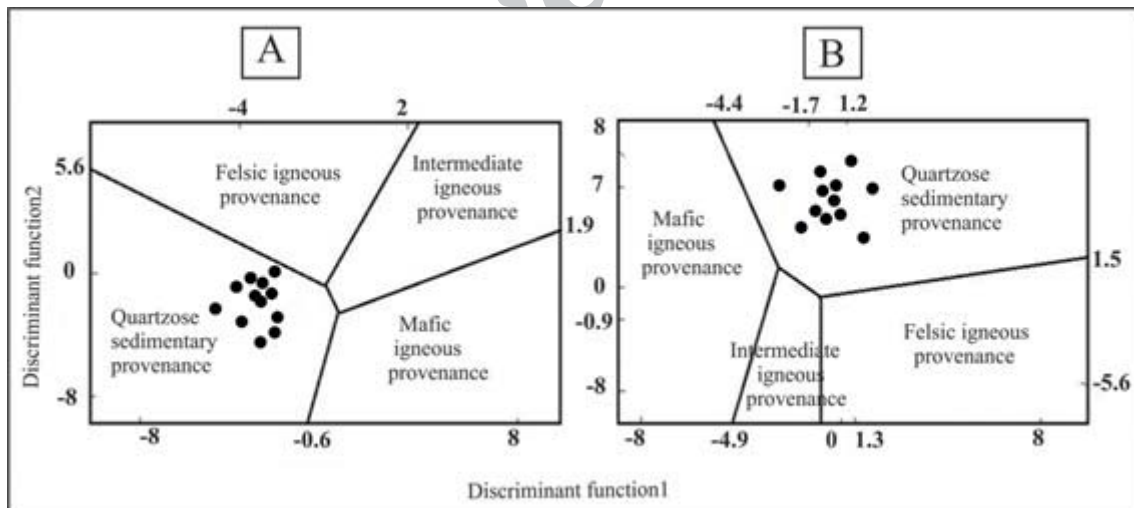
سنگ منشأ

از نشانه‌های ژئوشیمیایی ثبت شده در سنگ‌های آواری می‌توان جهت مطالعه سنگ منشأ استفاده نمود (Taylor and McLennan, 1985; Condie et al., 1992; Cullers, 1995; Cullers and Roser, 2002). با استفاده از دیاگرام تفکیک کننده (Podkovyrov, 2002 and Korsch (1988) بر پایه اکسیدهای اصلی در ماسه‌سنگ‌ها و گلسنگ‌ها، ۴ برخاستگاه معرفی شده است که ۴ سنگ مادر اولیه آذرین مافیک، آذرین حدواسط، آذرین فلسیک و رسوبی کوارتزی را برای آنها نشان می‌دهد. این نمودارها بر اساس اکسیدهای اصلی Al ، Fe ، Mg ، Ca ، Na ، Ti و K چهار منشأ مذکور را از یکدیگر تفکیک می‌کنند. داده‌های اکسیدی نمونه‌های مورد مطالعه، در دیاگرام‌های تابع تمایزی در محدوده با منشأ رسوبی کوارتزی قرار می‌گیرند (شکل ۸-۸). رسوبات مشتق شده از منشأ رسوبی کوارتزی از نظر سنگ‌شناسی، ماسه‌سنگ‌های غنی از کوارتز می‌باشند که در ناحیه درون کراتونی یا کوهزایی با چرخه مجدد دیاگرام Dickinson et al. (1983) قرار می‌گیرند. همچنین Roser and Korsch (1988) جهت جلوگیری از تأثیر Si و Ca بیوژنیک، دیاگرام تفکیکی دیگری بر اساس نسبت اکسیدهای Na_2O ، MgO ، Fe_2O_3 ، TiO_2 و K_2O به Al_2O_3 معرفی نمودند که بر اساس آن نیز کلیه نمونه‌ها در محدوده با منشأ رسوبی کوارتزی قرار می‌گیرند (شکل ۸-۸).

متحرک CaO ، Na_2O ، K_2O و نسبت به اکسید غیرمتحرک Al_2O_3 تخمین می‌زنند (Nesbitt and Young, 1984; 1989). از اندیس‌های معمول هوازدهی می‌توان به اندیس هوازدهی (CIA = $[Al_2O_3 / Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O]$) (Nesbitt and Young, 1982)، اندیس هوازدهی (CIW = $[Al_2O_3 / Al_2O_3 + CaO + Na_2O]$) (Harnois, 1988) و اندیس هوازدهی پلاژیوکلاز (PIA = $[(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O)]$) (Fedo et al., 1995) اشاره نمود. نکته قابل توجه در محاسبه این اندیس‌ها، قرارگیری تنها مقادیر CaO موجود در کانی‌های سیلیکاتی در این فرمول‌ها است. حضور سیمان‌های کربناتی و میزان CaO متغیر، خطای مقادیر حاصل از CIA، PIA و CIW را افزایش می‌دهد. بنابراین، برای حذف اثر نامطلوب سیمان کربناتی، در محاسبه اندیس هوازدهی سیلیسی آواری‌های مورد مطالعه از فرمول Cullers (2000) استفاده شده است.

$$CWI' = [(Al_2O_3 / Al_2O_3 + Na_2O)]$$

مقادیر عددی بدست آمده $(CWI' = 88/8)$ بیانگر هوازدهی شیمیایی متوسط به بالای سنگ منشأ ماسه‌سنگ‌ها و گلسنگ‌های منطقه چابهار می‌باشد. این امر می‌تواند به دلیل تغییر شوايط آب و هوایی در طی نهشت این رسوبات در منطقه باشد، به گونه‌ای که آب و هوا در بخش عمده‌ای از این رسوبات از خشک به نیمه خشک تغییر کرده است و با توجه به نمودار ژئوشیمیایی Suttner and Dutta (1986) در تعیین آب و هوا با استفاده از اکسیدهای



شکل ۸. دیاگرام‌های تابع تمایزی بر اساس مقادیر عناصر اصلی (Roser and Korsch, 1988)؛ (آدابی، ۱۳۹۰). (A) نمونه‌های ماسه‌سنگی و گلسنگی مورد مطالعه در محدوده خاستگاه رسوبی کوارتزی قرار گرفته‌اند. (B) دیاگرام تفکیک کننده تابعی بر اساس اکسیدهای اصلی جهت جلوگیری از تأثیر Si و Ca بیوژنیک، که مبین قرارگیری نمونه‌ها در محدوده منشأ رسوبی-کوارتزی است.

تابع تفکیکی نمودار A:

$$\text{Discrimination function 1} = -1.773 TiO_2 + 0.607 Al_2O_3 + 0.76 Fe_2O_3 - 1.5 MgO + 0.616 CaO + 0.509 Na_2O - 1.224 K_2O - 9.09$$

$$\text{Discrimination function 2} = 0.445 TiO_2 + 0.07 Al_2O_3 - 0.25 Fe_2O_3 - 1.142 MgO + 0.438 CaO + 1.475 Na_2O + 1.426 K_2O - 6.861$$

تابع تفکیکی نمودار B:

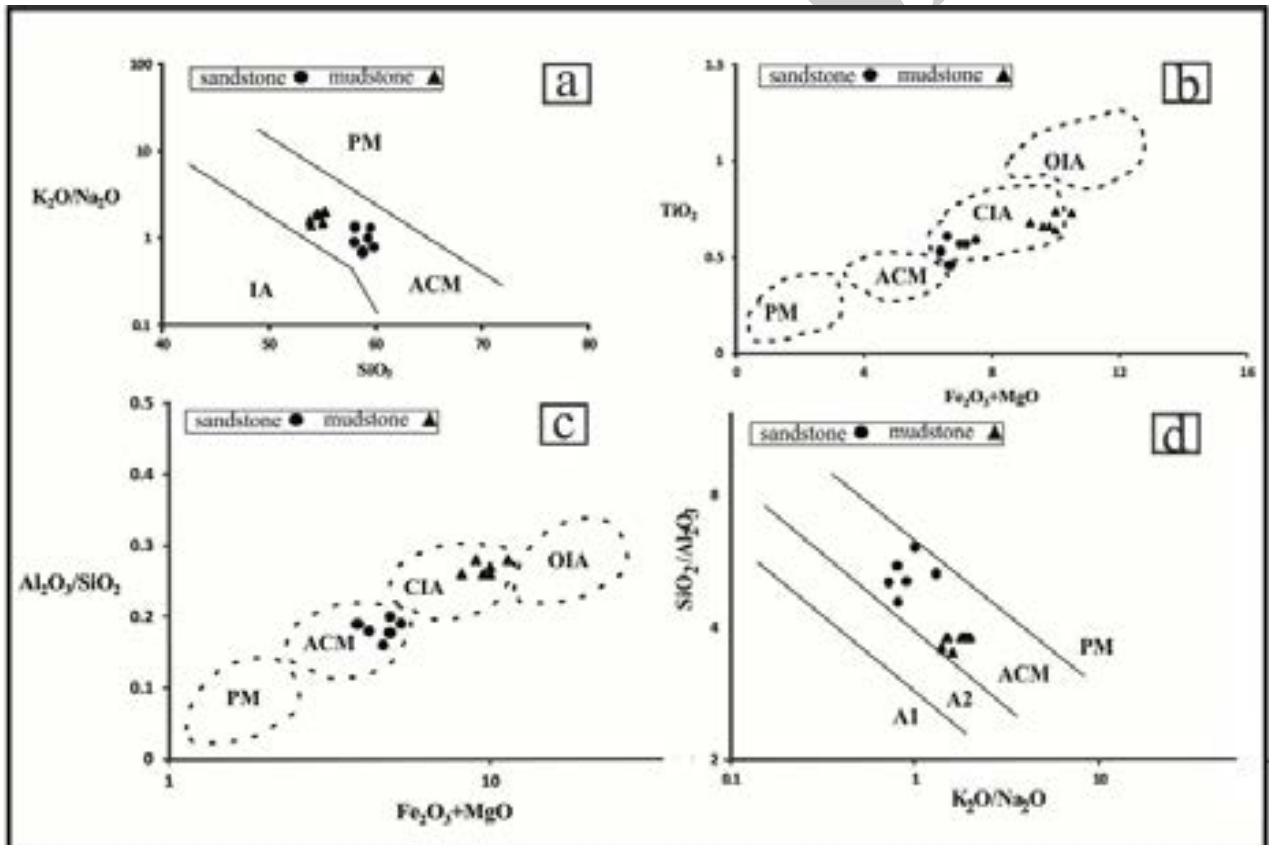
$$\text{Discrimination function 1} = 30.638 TiO_2 / Al_2O_3 - 12.541 Fe_2O_3 / Al_2O_3 + 7.329 MgO / Al_2O_3 + 12.031 Na_2O / Al_2O_3 + 35.402 K_2O / Al_2O_3 - 6.382$$

$$\text{Discrimination function 2} = 56.500 TiO_2 / Al_2O_3 - 10.879 Fe_2O_3 / Al_2O_3 + 30.875 MgO / Al_2O_3 - 5.404 Na_2O / Al_2O_3 + 11.112 K_2O / Al_2O_3 - 3.89$$

جایگاه زمین‌ساختی

سیلیسیم می باشد ($Al_2O_3/SiO_2 = 0.3-0.2$). حذف فلدسپارها و وجود کانی‌های رسی می‌تواند دلیل بر افزایش نسبت Al_2O_3/SiO_2 در نمونه‌ها باشد. در دیاگرام $SiO_2/K_2O/Na_2O$ نیز ماسه‌سنگ‌ها و گل‌سنگ‌های مورد مطالعه با نسبت تقریباً متوسط سیلیسیم به آلومینیوم ($SiO_2/Al_2O_3 = 4-6$) در محدوده حاشیه قاره‌ای فعال قرار گرفته‌اند (شکل ۹-d). بطور کلی رسم نمونه‌ها بر روی نمودارهای مختلف (شکل ۹)، نشان می‌دهد که ماسه‌سنگ‌ها و گل‌سنگ‌های ناحیه شرق چابهار در یک حاشیه قاره‌ای فعال نهشته شده‌اند. از طرفی در سنگ‌های رسوبی آواری، عناصر فرعی نظیر Y و Co ، V ، Ni ، Cs ، Nb ، Ti ، Zr ، Sc ، Th ، La هوازگی، دیاژنز و حتی فرآیندهای دگرگونی درجه متوسط، بدون تغییر هستند و مقادیر اولیه آنها حفظ می‌شود (Bhatia and Crook, 1986; McLennan et al., 1993). عناصر فرعی شاخص‌های خوبی برای تعیین منشأ اصلی و جایگاه زمین‌ساختی در سنگ‌های رسوبی آواری به شمار می‌آیند (Bhatia and Crook,

با توجه به درصد اکسیدهای اصلی در ماسه‌سنگ‌ها و گل‌سنگ‌های ناحیه شرق چابهار و استفاده از نمودارهای Roser and Korsch (1986) و Bhatia (1983) می‌توان جایگاه زمین‌ساختی این سنگ‌ها را مشخص نمود. بر اساس دیاگرام K_2O/Na_2O-SiO_2 (شکل ۹-a) در برابر نسبت K_2O/Na_2O محیط حاشیه قاره‌ای فعال^۱ را نشان می‌دهد. نسبت پایین K_2O/Na_2O (۱/۴۲) در ماسه‌سنگ‌ها و گل‌سنگ‌های مورد مطالعه بیانگر عدم حضور فلدسپارهای پتاسیم و پلاژیوکلاز و تهی‌شدگی این سنگ‌ها از سدیم و پتاسیم است. مقادیر عنصری نمونه‌های مورد مطالعه در دیاگرام $TiO_2-Fe_2O_3+MgO$ در نزدیک و خارج از محدوده حاشیه قاره‌ای فعال قرار گرفته‌اند (شکل ۹-b). در دیاگرام $Al_2O_3/SiO_2-Fe_2O_3+MgO$ نمونه‌های ماسه‌سنگی در محدوده حاشیه قاره‌ای فعال و نمونه‌های گل‌سنگی در محدوده جزایر قوسی قرار گرفته‌اند (شکل ۹-c). از نکات قابل توجه در این دیاگرام افزایش چشم‌گیر نسبت آلومینیوم به



شکل ۹. a) SiO_2-Na_2O/K_2O (Roser and Korsch, 1986) نمونه‌های ماسه‌سنگی و گل‌سنگی مورد مطالعه در محدوده حاشیه قاره‌ای فعال قرار گرفته‌اند. b) $TiO_2-Fe_2O_3+MgO$ (Bhatia, 1983) نمونه‌های ماسه‌سنگی در نزدیکی حاشیه قاره‌ای فعال قرار گرفته‌اند. c) $Al_2O_3/SiO_2-Fe_2O_3+MgO$ (Bhatia, 1983) نمونه‌های ماسه‌سنگی در محدوده حاشیه قاره‌ای فعال و نمونه‌های گل‌سنگی در محدوده جزایر قوسی قرار گرفته‌اند (آدابی، ۱۳۹۰). d) $Al_2O_3/SiO_2-K_2O/Na_2O$ (Roser and Korsch, 1986; Gu et al., 2002) نمونه‌های ماسه‌سنگی و گل‌سنگی در محدوده حاشیه قاره‌ای فعال قرار گرفته‌اند. ACM=active continental margin, PM=passive margin, CIA=continental island arc, OIA=oceanic island arc, IA=island arc, A1=arc setting, basaltic and andesitic detritus, A2=evolved arc setting, felsitic-plutonic detritus

1. Active Continental Margin
2. Continental Island Arc

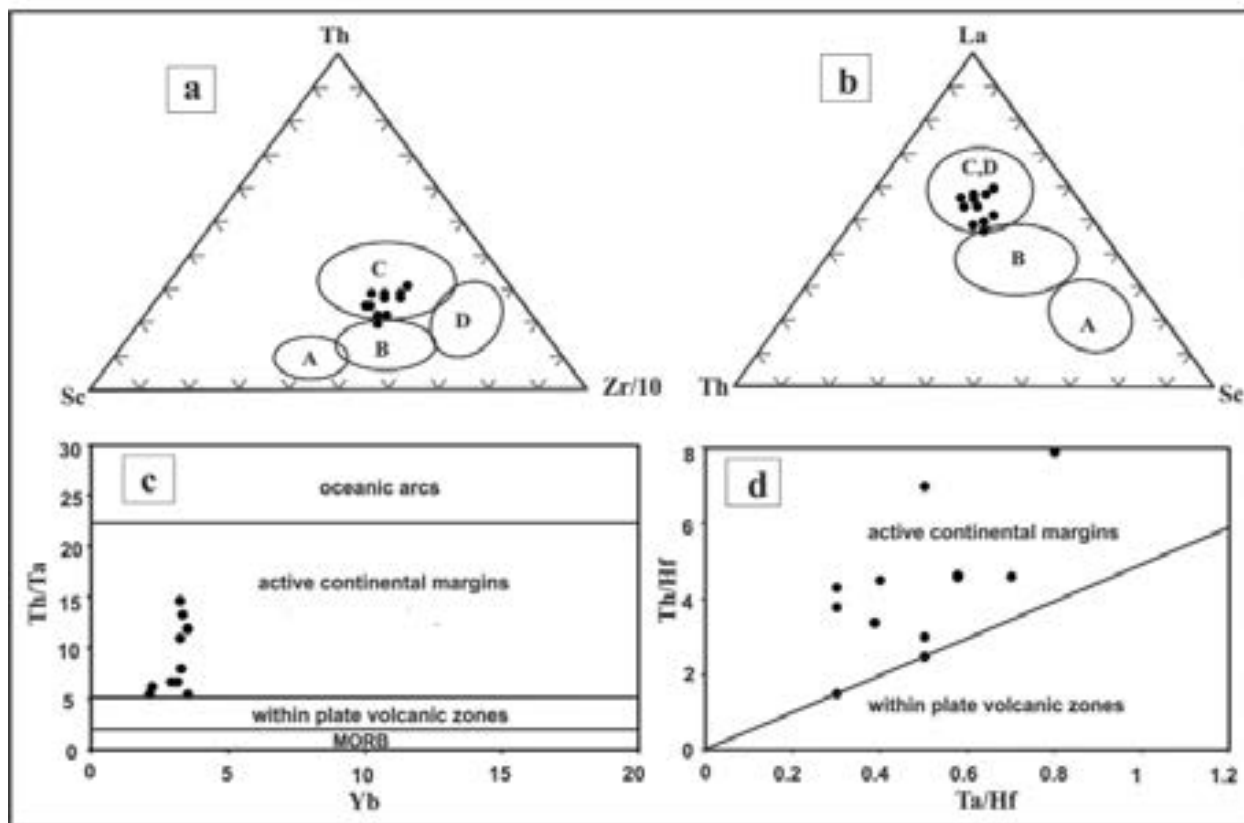
رسوبی (سنداستون‌آرنایت) و مقدار کمی فلدسپار تشکیل شده و بیشتر ترکیب لیتارنایت دارند. به‌هنجارسازی عناصر اصلی با میانگین پوسته قاره‌ای بالایی^۳، نشان دهنده کاهش میزان Na_2O و P_2O_5 و Fe_2O_3 نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی (UCC) می‌باشد. این امر می‌تواند به علت تحرک این عناصر در طی فرآیندهای پس از رسوب‌گذاری و یا به علت سنگ‌مادر^۴ فاقد پلاژیوکلازهای سدیم‌دار باشد.

بررسی ژئوشیمی عناصر اصلی و محاسبه اندیس‌های هوازدگی^۵ و تنوع ترکیبی^۶ نشان داد که گلسنگ‌ها و ماسه‌سنگ‌های منطقه چابهار دارای هوازدگی و بلوغ شیمیایی متوسط می‌باشند. این نتایج با شرایط اقلیمی منطقه مورد مطالعه که از نوع بیابانی گرم میانه تا خشک است انطباق دارد، زیرا در آب و هوای گرم و خشک شدت هوازدگی شیمیایی پایین بوده، ذرات و کانی‌های ناپایدار بطور کامل از بین نمی‌روند. حضور آلپیت با توجه به مطالعات کانی‌شناسی به‌روش پراش پرتو ایکس^۷، در ترکیب این سنگ‌ها نیز مؤید این موضوع است. ماسه‌سنگ‌ها و گلسنگ‌های منطقه

در منطقه ساحلی چابهار سیلیسی آواری‌های متعلق به سنوزوئیک رخنمون دارند که شامل مارن‌های میوسن - پسین، ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراهای پلیستوسن می‌باشند. مقادیر آهک اندازه‌گیری شده نمونه‌های نسبت داده شده به مارن^۱ (برش‌های گورانکش و خورگریندر) بین ۹ تا ۲۱ درصد می‌باشد و بهتر است به جای مارن از واژه گلسنگ^۲ برای این نهشته‌ها استفاده نمود. زیرا مارن به مخلوطی از رس و کربنات کلسیم اطلاق می‌گردد که میزان کربنات کلسیم آن بین ۳۵ تا ۶۵ درصد در تغییر است. ماسه‌سنگ‌ها به ترتیب فراوانی ذرات تشکیل دهنده از کوارتز، قطعات سنگی

نتیجه‌گیری

در منطقه ساحلی چابهار سیلیسی آواری‌های متعلق به سنوزوئیک رخنمون دارند که شامل مارن‌های میوسن - پسین، ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراهای پلیستوسن می‌باشند. مقادیر آهک اندازه‌گیری شده نمونه‌های نسبت داده شده به مارن^۱ (برش‌های گورانکش و خورگریندر) بین ۹ تا ۲۱ درصد می‌باشد و بهتر است به جای مارن از واژه گلسنگ^۲ برای این نهشته‌ها استفاده نمود. زیرا مارن به مخلوطی از رس و کربنات کلسیم اطلاق می‌گردد که میزان کربنات کلسیم آن بین ۳۵ تا ۶۵ درصد در تغییر است. ماسه‌سنگ‌ها به ترتیب فراوانی ذرات تشکیل دهنده از کوارتز، قطعات سنگی



شکل ۱۰. نمودارهای تفکیک‌کننده محیط تکتونیکی بر اساس عناصر فرعی: (a) Th-Sc-Zr/10 و (b) La-Th-Sc (Bhatia and Crook, 1986) و آدابی، (۱۳۹۰). (c) نسبت Th/Ta در مقابل Yb و (d) نسبت Th/Hf در مقابل Ta/Hf (Schandl and Gorton, 2002). محدوده‌های تعریف شده عبارتند از: جزایر قوسی اقیانوسی (A)، جزایر قوسی قاره‌ای (B)، حاشیه‌های فعال قاره‌ای (C) و حاشیه‌های غیر فعال (D).

1. Marl
2. Mudstone
3. Upper Continental Crust
4. Source Rock
5. CWI'
6. ICV
7. X-Ray Diffraction

بر رسوب گذاری، دیاژنز و چرخه های رسوبی. رساله دکترای تخصصی، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، ۲۹۰.

- حسینی برزی، م.، جعفرزاده، م. و آدابی، م.ج.، ۱۳۸۷. ژئوشیمی بخش ماسه سنگی اهواز از سازند آسماری در میدان نفتی اهواز: کاربردهایی در تعیین جایگاه زمین ساختی و هواز دگی سنگ منشأ. مجله علوم دانشگاه شهید چمران اهواز، ۱۹، ۴۵-۳۴.

- حسینی برزی، م. و سعیدی، م.، ۱۳۸۹. برخاستگاه زمین ساختی ماسه سنگ های سازند پادها در برش سمیر کوه، ایران مرکزی: با در نظر گرفتن تأثیر فرآیندهای دیاژنزی بر ترکیب ماسه سنگ ها. فصلنامه علوم زمین، ۷۸، ۱۵۸-۱۴۷.

- حسینی برزی، م. و شادان، م.، ۱۳۸۸. برخاستگاه و هواز دگی سنگ مادر ماسه سنگ های سازند خان بر اساس پتروگرافی، آنالیز مدال و ژئوشیمی عناصر اصلی در برش چاه روف، بلوک پشت بادام. فصلنامه زمین شناسی ایران، ۱۲، ۳۷-۲۷.

- جعفریان، م.ب. و صمدیان، م.ر.، ۱۳۷۵. گزارش نقشه زمین شناسی چابهار با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Al-Juboury, A.I., McCann, T. and Ghazal, M.M., 2009. Provenance of Miocene sandstones innorthern Iraq: constraints from framework petrography, bulk-rock geochemistry and mineral chemistry. *Russian Geology and Geophysics*, 50, 517-534.

- Armstrong-Altrin, J.S. and Verma, S.P., 2005. Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic Settings. *Sedimentary Geology*, 177, 1-2, 115-129.

- Batumilke, M.J., Kampunzu, A.B. and Cailteux, J.H., 2006. Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Nguba and Kundelungu Groups, Katangan Supergroup, southeast Congo: Implications for provenance, paleoweathering and geotectonic setting. *African Earth Sciences*, 44, 97-115.

- Bauluz, B., Mayayo, M. J., Fernandez-Nieto, C. and Lopez, J. M. G., 2000. Geochemistry of Percambrian Paleozoic siliciclastic rock from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance and tectonic setting. *Chemical Geology*, 168, 135-150.

- Berberian, M. and King, C.P., 1981. Towards a paleogeography and Tectonic Evolution of Iran. *Canadian Earth Sciences*, 18, 210-265.

- Bhatia, M.R. and Crook, K.A.W., 1986. Trace element

ساحلی چابهار بر اساس اکسیدهای عناصر اصلی و دیاگرام های تابعی در محدوده سنگ مادر رسوبی کوارتزی قرار می گیرند که حضور کوارتزهای مونوکریستالین، قطعات سنگی رسوبی و عدم وجود قطعات سنگی آتشفشانی و دگرگونی در نمونه ها نشان از مطابقت داده ها با سنگ منشأ رسوبی - کوارتزی دارد. همچنین، داده های ژئوشیمی و استفاده از نمودارهای تفکیکی مختلف بر پایه عناصر اصلی و فرعی، رسوب گذاری در یک محیط زمین ساختی وابسته به حوضه حاشیه قاره ای فعال^۱ را برای این نهشته ها تداعی می کند که با فرورانش زون مکران قابل انطباق است. زیرا به دلیل تداوم فرآیند فرورانش در مکران، گسل های منطقه هنوز فعال بوده و زمین به بالا آمدن ادامه می دهد که این عمل با چین خوردگی، کوتاه شدگی و با پسروی خط ساحلی همراه است.

سپاسگزاری

از داوران محترم جهت ارائه نظرات بسیار ارزنده و مفید که به ارتقای سطح علمی این مقاله کمک نموده اند، سپاسگزاریم. همچنین از مسئولین محترم مؤسسه ملی اقیانوس شناسی دریای عمان و اقیانوس هند - مرکز چابهار، به ویژه از آقایان مهندس محمدعلی حمزه و مهندس غلام رسول بسکله جهت فراهم آوردن امکانات آزمایشگاهی نهایت تشکر و قدردانی می شود.

منابع

- احراری رودی، م.، ۱۳۸۵. چینه نگاری سکانسی و بررسی تغییرات سطح آب دریا در رسوبات (پلیو- پلیستوسن) ناحیه شرق چابهار. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده علوم، ۱۴۰.

- اعتمادسعید، ن. و حسینی برزی، م.، ۱۳۸۸. ژئوشیمی عناصر اصلی ماسه سنگ های سازند لالون در مقطع باهمو، ایران مرکزی: با نگرشی بر سنگ منشأ، شرایط هواز دگی قدیمه و جایگاه زمین ساختی. فصلنامه زمین شناسی ایران، ۹، ۶۵-۵۳.

- آدابی، م.ج.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی. انتشارات آراین زمین، چاپ دوم، ۵۰۳.

- آفرین، م.، ۱۳۹۱. ژئوشیمی و کانی شناسی مارن های میوسن منطقه ساحلی چابهار، جنوب شرق سیستان و بلوچستان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان، دانشکده علوم، ۱۱۲.

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.

- بایت گل، آ. و حسینی برزی، م.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی عناصر اصلی نهشته های سیلیسی آواری سازند شیرگشت، بلوک کلمرد، ایران مرکزی برای تعیین برخاستگاه زمین ساختی و هواز دگی سنگ منشأ. فصلنامه علوم زمین، ۷۹، ۱۱۲-۱۰۱.

- حسینی برزی، م.، ۱۳۸۲. سنگ شناسی رسوبی پرتگاه های ساحلی چابهار (پلیو- پلیستوسن) با نگرشی بر تأثیر زمین ساخت

characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 181-193.

- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstone. *Geology*, 91, 611-627.

- Blatt, H., 1985. Provenance studies and mudrocks. *Sedimentary Petrology*, 55, 69-75.

- Cardenas, A., Girty, G.H., Hanson, A.D. and Lahren, M. M., 1996. Assessing differences in composition between low metamorphic grade mudstone and high-grade schists using logratio techniques. *Geology*, 104, 279-293.

- Condie, K. C., Boryta, M. D., Liu, J. and Qian, X., 1992. The origin of khondalites: Geochemical evidence from the Archean to Early Proterozoic granulite belt in the North China craton. *Precambrian Research*, 59, 207-223.

- Condie, K. C., Dengate, J. and Cullers, R. L., 1995. Behavior of rare earth elements in paleoweathering profile on granodiorite in the front range, Colorado, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 279-294.

- Cox, R., Low, D.R. and Cullers, R.L., 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 2919-2940.

- Cullers, R.L., 1994. The chemical signature of source rock in size fractions of Holocene stream sediment derived from metamorphic rock in the Wet Mountains region, USA. *Chemical Geology*, 113, 327-343.

- Cullers, R.L., 1995. The controls on the major and trace element evolution of shales, siltstone and sandstone of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, USA. *Chemical Geology*, 123, 1-4, 107-131.

- Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: Implication for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51, 181-203.

- Cullers, R. L. and Podkovyrov, V. N., 2002. The source and origin of terrigenous sedimentary rock in the Mesoproterozoic U1 group, southeastern Russia. *Precambrian Research*, 117, 157-183.

- Das, B.K., AL-Mikhlaifi, A.S. and Kaur, P., 2006. Geochemistry of Mansar Lake sediment, Jammu, India, Implication for source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 649-668.

- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Evjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. and Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 222-235.

- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23, 921-924.

- Folk, R.L., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing, Austin, TX, 184.

- Garcia, D., Ravenne, C., Marechal, B. and Moutte, J., 2004. Geochemical variability induced by entrainment sorting: quantified signals for provenance analysis. *Sedimentary Geology*, 171, 113-128.

- Gateneh, W., 2000. Geochemistry provenance and depositional tectonic setting of the Adigrat Sandstone northern Ethiopia. *African Earth Sciences*, 35, 185-198.

- Gu, X.X., Liu, J.M., Zheng, M.H., Tang, J.X. and Qi, L., 2002. Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan, south China: Geochemical evidence. *Sedimentary Research*, 72, 393-407.

- Harnois, L., 1988. The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55, 319-322.

- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Sedimentary Petrology*, 58, 820-829.

- Hessler, A.M. and Lowe, D.M., 2006. Weathering and sediment generation in the Archean: An integrated study of the evolution of siliciclastic sedimentary rocks of the 3.2 Ga Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Precambrian Research*, 151, 185-210.

- Jacob, K.H. and Quittmeyer, R.C., 1979. The Makran region of Pakistan and Iran trench-arc system with active plate subduction. *Geodynamics of Pakistan*, 305-318.

- Jafarzadeh, M. and Hosseini-Barzi, M., 2008. Petrography and geochemistry of Ahwaz Sandstone Member of Asmari Formation, Zagros, Iran, implications on provenance and tectonic setting. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 247-260.

- Kroonenberg, S.B., 1994. Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments. Pro-

ceedings of the 29th International Geological Congress, Part A, 69–81.

- Lee, J.I., Park, B., Jea, Y., Yoon, H.I., Yoo, K.C. and Kim, Y., 2005. Geochemical characteristics and the Provenance of sediments in the Bransfield Strait, West Antarctica. *Marine Geology*, 219, 81-98.

- Lepichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *Geology Research*, 73, 12, 3661-3697.

- McBride, Earle F., 1985. Diagenetic processes that affect provenance determination in sandstone. In Zuffa G. G. (ed.), *Provenance in Arenites*. Reidel Publishing Company, 407, 95-113.

- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K. and Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Processes Controlling the Composition of clastic sediments*. GSA Special Paper, 284, Boulder, 21-40.

- McLennan, S.M., 1993. Weathering and global denudation. *Geology*, 101, 295-303.

- McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2, 4, 1021, doi:10.1029/2000GC000109.

- Muller, G. and Gatsner, M., 1971, Chemical analysis. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 10, 466–469.

- Nesbitt, H.W., Markovics, G. and Price, R.C., 1980. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 1659–1666.

- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715-717.

- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rock based upon thermodynamic and kinetic consideration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 1523-1534.

- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profile. *Geology*, 97, 129-147.

- Osaie, S., Asiedu, D.K., Yakubo, B., Koeberl, C. and Dampare, S.B., 2006. Provenance and tectonic setting of Late Proterozoic Buem sandstones of southeastern Ghana: Evidence from geochemistry and detrital modes. *African Earth Sciences*, 44, 85–96.

- Ohta, T. and Sakai, T., 2004. Deep-marine sedimenta-

tion and sequence evolution of the Toyora Group in the Nagato Basin, Inner Zone of SW Japan. *Geological Society of Thailand*, 1, 45–60.

- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R., 1987. *Sand and Sandstone*. (2nd ed.) Springer-Verlag, New York, 553.

- Pettijohn, F.J., 1975. *Sedimentary Rocks* 3rd edition. Harper and Row, New York, 628.

- Potter, P.E., 1978. Petrology and chemistry of modern big river sands. *Geology*, 86, 423-449.

- Rashid, S.A., 2002. Geochemical characteristics of Mesoproterozoiclastic Sedimentary Rocks from the Chakrata Formation, Lesser Himalaya. *Asian Earth Sciences*, 21, 283-293.

- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation*. Longman, 352.

- Roser, B.P., Cooper, R.A., Nathan, S. and Tulloch, A.J., 1996. Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand. *New Zealand Geology and Geophysics*, 39, 1-16.

- Roser, B. P. and Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Geology*, 94, 635–650.

- Roser, B.P. and Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67, 119-139.

- Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology*, 97, 629-642.

- Suttner, L.J. and Dutta, P.K., 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, Framework mineralogy. *Sedimentary Petrology*, 56, 329-345.

- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312.

- Von Eynatten, H., 2003. Petrography and chemistry of sandstone from the Swiss Molasse Basin: An archive of the Oligocene to Miocene evolution of the Central Alps. *Sedimentology*, 50, 703-724.

- Von Eynatten, H., 2004. Statistical modeling of compositional trends in sediments. *Sedimentary Geology*, 172, 251-268.

- Whitmore, C.P. Crook, K.A.W. and Johnson, D.P.,

2004. Grain size control of mineralogy and geochemistry in modern river sediment, New Guinea Collision, Papua New Guinea. *Sedimentary Geology*, 171,129-157.

- Zimmermann, U. and Bahlburg, H., 2003. Provenance

analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina. *Sedimentology*, 50, 1079-1104.

Archive of SID