

سیماهای زمین شیمیایی ذخیره بنتونیت چاهریسه، شمال خاور اصفهان، پهنه ایران مرکزی

شیرین فتاحی^۱، علی اصغر کلاگری^۲، علی عابدینی^۳ و هاشم باقری^۴

^۱ دانشجوی دکترا، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲ استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۳ دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

^۴ استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۵/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۴/۱۷

چکیده

ذخیره بنتونیت چاهریسه، در فاصله ۵۵ کیلومتری شمال خاور اصفهان در پهنه ساختاری ایران مرکزی جای گرفته است. این ذخیره، شکل لایه‌ای و توده‌ای دارد و شامل ۶ رخنمون مجزاست. مشاهدات صحرایی نشان می‌دهند که کانسنگ‌ها از دید ژنتیکی در ارتباط با برش‌های توفی الیگومیوسن هستند. مطالعات کانی‌شناسی گواهی بر حضور کانی‌های مونت‌موریلونیت، ساپونیت، بیدلایت، کریستوبالیت، آنورتیت، کلسیت، دولومیت، آلپیت، ورمیکولیت، اکتینولیت، پیروفیلیت، کوارتز، ساینیدین، نانتونیت، اورتوکلاز، میکروکلین، تریدیمیت و همتایت در مقادیر سنگ‌ساز در نمونه‌های بنتونیتی هستند. بر پایه بررسی‌های شیمی کانی، ذخیره بنتونیت چاهریسه را می‌توان به عنوان نوع وایومینگ رده‌بندی نمود. نتایج محاسبات تغییرات جرم (با فرض Hf به عنوان عنصر شاخص کم تحرک) نشان می‌دهند که پیشرفت فرایند بنتونیت‌زایی در چاهریسه با تهی‌شدگی عناصری مانند Al، Fe، K، Ti، Mn، P، Ba، Co، Zn، Cs، Rb، Y، Zr، Ni، Sr و Cu، غنی‌شدگی U و شستشو- تثبیت عناصری مانند Na، Mg، Ca و Si همراه شده است. تجزیه و تحلیل‌های زمین‌شیمیایی آشکار می‌سازند که تغییرات بی‌هنجاری منفی Eu (۰/۹۰-۰/۲۷) و منفی ضعیف تا مثبت ضعیف Ce (۰/۹۷-۱/۲۲) در چاهریسه به ترتیب توسط درجه دگرسانی فلدسپارها و تغییر در میزان پتانسیل اکسایش محیط کنترل شده است. با توجه به نتایج به دست آمده از روابط صحرایی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی به نظر می‌رسد که عواملی همچون شرایط فیزیکوشیمیایی محیط دگرسانی، سازوکار جذب، اختلاف در میزان شدت دگرسانی مواد منشأ، میزان دسترسی به لیگاندهای فلوریدی، کلریدی و سولفاتی، تلفیق در ساختار بلوری، تبدلات یونی، تمرکز فیزیکی و حضور در فازهای کانیایی مقاوم به ترتیب نقش مهمی در توزیع و تمرکز عناصر در این ذخیره ایفا کرده‌اند.

کلیدواژه‌ها: بنتونیت، دگرسانی، برش توفی، تغییرات جرم، چاهریسه، اصفهان.

*نویسنده مسئول: شیرین فتاحی

E-mail: shfatahi1982@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

کانسارهای بنتونیت در ایران بیشتر در ارتباط با فعالیت‌های آتشفشانی سنوزویک هستند. این کانسارها از دید مکانی به ۶ پهنه زمین‌شناختی، (۱) سمنان- ترود، (۲) البرز- آذربایجان، (۳) خاور ایران، (۴) ایران مرکزی، (۵) تفرش- تکاب و (۶) رشته‌کوه زاگرس جدا شده‌اند (حجازی و قربانی، ۱۳۷۳). بنتونیت‌های زون ایران مرکزی به‌طور چیره در استان‌های اصفهان و یزد شناسایی شده‌اند و از دید سنی متعلق به اتوسن تا الیگومیوسن هستند. در ایران بنتونیت‌هایی که سن کرتاسه یا کهن‌تر داشته باشند، شناخته نشده است. همه بنتونیت‌های ایران سنی جوان‌تر از کرتاسه دارند (قربانی، ۱۳۷۰).

منطقه چاهریسه به مختصات جغرافیایی ۵۲° ۰۵' ۰۲" تا ۵۲° ۰۹' ۵۹" طول خاوری و ۳۲° ۴۹' ۵۵" تا ۳۲° ۵۸' ۰۲۰۶" عرض شمالی، در فاصله ۵۵ کیلومتری شمال خاور اصفهان جای گرفته است. برش‌های توفی در این منطقه دربردارنده یکی از بزرگ‌ترین کانسارهای بنتونیتی استان اصفهان از دید میزان ذخیره هستند. با وجود بررسی‌های تفصیلی روی رفتار عناصر اصلی، فرعی، جزیی و به‌ویژه عناصر خاکی کمیاب در طی بنتونیت‌زایی در نقاط مختلف دنیا (Savage et al., 2007; Huff, 2008) و ایران (Abedini et al., 2011)، تاکنون مطالعه جامعی در این زمینه روی ذخیره بنتونیت چاهریسه انجام نشده است. در این پژوهش سعی شده است که اطلاعات به نسبت جامعی از ویژگی‌های کانی‌شناسی، عوامل کنترل‌کننده تحرک، توزیع و غنی‌شدگی عناصر اصلی، فرعی، جزیی و خاکی کمیاب در طی بنتونیت‌زایی و کانی‌های میزبان REE‌ها در این ذخیره ارائه شود.

است. در بخش صحرایی، پیمایش‌هایی برای بررسی تشکیلات زمین‌شناسی موجود، شکل ذخیره و چگونگی ارتباط آن با سنگ‌های درونگیر و ویژگی‌های مزوسکوپیکی انواع مختلف بنتونیت‌های موجود صورت گرفته است. با توجه به تغییرات سنگ‌شناسی، ۳۰ نمونه از سنگ‌های بنتونیتی و درونگیر برداشت شده است. نمونه‌گیری از مواد بنتونیتی بر پایه تغییرات در ویژگی‌های فیزیکی مانند رنگ، چگالی، سختی و بافت انجام شده است. شناسایی فازهای کانیایی موجود در بنتونیت‌ها با مطالعات سنگ‌نگاری ۲۰ مقطع نازک و صیقلی و پراش پرتو ایکس (XRD) ۴ نمونه بنتونیتی (در آزمایشگاه‌های دانشکده معدن دانشگاه تهران) صورت گرفته است. مطالعات کانی‌شناسی تکمیلی توسط میکروسکوپ الکترونی FE-SEM (Field Emission- Scanning Electron Microscopy) در آزمایشگاه متالوگرافی دانشگاه تهران صورت گرفت. در این راستا، ترکیب برخی از اکسیدهای اصلی سازنده رس‌ها (ذرات کوچک‌تر از ۲ μm) در ۴ نقطه اندازه‌گیری (جدول ۱) و فرمول ساختاری اسمکتیت‌ها بر پایه آن محاسبه شد (جدول ۲). همچنین برای تعیین ترکیب شیمیایی سنگ‌های درونگیر و بنتونیت‌ها ۱۵ نمونه به روش ICP-ES برای عناصر اصلی و فرعی (جدول ۳) و به روش ICP-MS برای عناصر جزیی و خاکی کمیاب (جدول ۳) در شرکت ACME کشور کانادا تجزیه شد. مقادیر LOI نمونه‌ها بر پایه اندازه‌گیری پیش و پس از گرما دادن در ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت یک ساعت محاسبه شد.

۳- بحث و بررسی

۳-۱. زمین‌شناسی

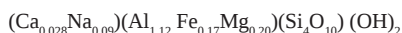
بر پایه تقسیم‌بندی واحدهای زمین‌ساختی و ساختمانی ایران (نبوی، ۱۳۵۵)، منطقه

۲- روش مطالعه

مطالعه نمونه‌های بنتونیتی در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده

۳-۳. شیمی کانی

نتایج تجزیه FE-SEM در ۴ نقطه متوالی در یک نمونه رسی در جدول ۱ آورده شده است. در این بررسی، فرمول ساختاری بتونیت‌ها بر پایه ۱۱ اکسیژن (Christidis, 2008) به دست آمد. نتایج این محاسبات در جدول ۲ ارائه شده است. گفتنی است که به نظر می‌رسد کل آهن موجود در بتونیت‌ها به صورت سه ظرفیتی در نظر گرفته شده است (Christidis, 2008). بر این اساس، میانگین ترکیب بتونیت‌ها با استفاده از رابطه زیر به دست آمد:



بر پایه نتایج به دست آمده، میزان سدیم در ساختار کانی‌های رسی بتونیت‌های چاهریسه بیش از کلسیم و پتاسیم آنهاست و از این دید این ذخیره را می‌توان در شمار بتونیت‌های نوع وایومینگ قرار داد (Christidis, 2008). در این بررسی، برای جدایش کاتیون‌های دی‌اکتاندی از تری‌اکتاندی از نمودار دومتغیره نسبت کاتیون‌های اکتاندی Mg در برابر $(\text{Al}^{3+} + \text{Fe}^{3+})^{\text{VI}}$ (Weaver & Pollard, 1973) استفاده شد (شکل ۵). بر پایه این نمودار، بتونیت‌های چاهریسه در ناحیه اسمکتیت‌های حد واسطه تا دی‌اکتاندی قرار می‌گیرند و می‌توانند در رده اسمکتیت‌های قابل انبساط رده‌بندی شوند.

استفاده از نمودار سه متغیره AlAl-MgAl-FeAl (Guven, 1988) می‌تواند کمک فراوانی به جدایش انواع بتونیت‌ها بر پایه کاتیون‌های اکتاندی آنها کند. رسم مقادیر یادشده در این نمودار نشان از جایگیری ذخیره بتونیت چاهریسه در محدوده بیدلایت دارد (شکل ۶). در این شکل میدان‌های پایداری فازهای اسمکتیت و بیدلایت سدیم‌دار آشکار می‌کند که محلول جامدی میان این دو کانی وجود ندارد. با این وجود، Christidis & Dunham (1996) ارتباط اسمکتیت نوع چتو و بیدلایت را نشان داده‌اند. آنها نشان داده‌اند که با افزایش آلومینیم به جای سیلیسیم در بیدلایت، انتظار می‌رود به منظور متعادل کردن بار کانی، میزان کلسیم میان‌لایه‌ای بیش از میزان سدیم باشد. بر این اساس، تبدیل بیدلایت به مونت‌موریلونیت نوع وایومینگ همیشه در حضور اسمکتیت‌های نوع چتو صورت می‌گیرد. نبود اسمکتیت‌های نوع چتو در نمونه‌های مطالعه شده می‌تواند به علت افزایش سیلیس ناشی از دگرسانی گرمایی در منطقه باشد. از آنجایی که جدایش ذرات سیلیسی از نمونه‌های رسی با دشواری زیادی همراه است؛ میزان سیلیس در نمونه‌های رسی تجزیه شده بیش از حد واقعی است. این مسئله موجب می‌شود در محاسبه فرمول ساختاری، مقدار سیلیس در موقعیت تتراندی افزایش یابد و در پی آن آلومینیم بیشتری در موقعیت اکتاندی جای گیرد (Christidis & Dunham, 1996). جایگیری این میزان آلومینیم در جایگاه اکتاندی سبب می‌شود که ترکیب به دست آمده از وایومینگ به بیدلایت تغییر یابد. با توجه به مطالب یادشده، جایگیری بتونیت‌های چاهریسه در محدوده بیدلایت به احتمال فراوان به علت آرایش سیلیسی است. در این شرایط در نمونه‌های مورد مطالعه، بار الکتریکی به واسطه حضور آلومینیم در موقعیت تتراندی کاهش و در نتیجه، بار جایگاه اکتاندی افزایش یافته است.

۳-۴. ترکیب سنگ اولیه بتونیت‌ها

نمودارهای عناصر کم‌یاب و جزئی که برای تعیین ترکیب ماگمای مولد سنگ آذرین به کار برده می‌شوند، می‌توانند برای تعیین منشأ و ترکیب سنگ اولیه بتونیت‌ها مورد استفاده قرار گیرند (Spears et al., 1999). استفاده انتخابی از عناصر بی‌حرکی چون Nb، Zr، Y و Ti در این چنین نمودارها، خطای ناشی از اتلاف عنصری در طول دگرسانی به کانی‌های رسی را در طی تکوین ذخایر بتونیتی به کمترین میزان می‌رساند. با رسم یافته‌های وابسته به بتونیت‌ها و برش‌های توفی در نمودار دومتغیره Zr/Ti-Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977؛ شکل ۷) مشخص می‌شود که بتونیت‌ها دارای ترکیب سنگ اولیه‌ای در حد ریوداسیت/داسیت، آندزیت/بازالت هستند.

چاهریسه بخشی از پهنه ایران مرکزی به شمار می‌رود (شکل ۱). آشکارترین واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه به ترتیب قدیم به جدید شامل سازندهای آهکی و آهک دولومیتی بهرام (پالئوزویک)، دولومیت‌های خاکستری تیره جمال (پالئوزویک)، شیل‌های سرخ رنگ همراه با کوارتزیت‌های آهن‌دار سرخ شیل (تریاس)، دولومیت‌های زرد رنگ شتری (تریاس)، ماسه‌سنگ‌های توفی، گدازه‌های ریوداسیتی، آهک‌های ماسه‌ای و مارن‌های کرتاسه زیرین، مواد آذرآواری و لیتیک کریستال توف‌های اسیدی ائوسن زیرین، کنگلومراهای سرخ رنگ، مارن‌ها، آهک‌ها و مارن‌های آهکی الیگومیوسن و تراورتن و رسوبات آبرفتی کواترنری است (رادفر و همکاران، ۱۳۸۲) (شکل ۲). از دید سنگ‌چینه‌نگاری، نمونه‌های بتونیتی که دربردارنده ۶ رخنمون جدا هستند، به صورت لایه‌ای و توده‌ای عدسی شکل به رنگ‌های گوناگون سفید مایل به خاکستری، کرمی، صورتی، سبز، سرخ، زرد و سفید در درون برش‌های توفی الیگومیوسن تکامل و گسترش یافته‌اند. مشاهدات صحرایی نشان می‌دهند که لمس صابونی و خاصیت چسبندگی بتونیت‌های سبز و صورتی رنگ، چینه‌خوردگی‌های محلی، قرارگیری متناوب بتونیت‌های سفید و سرخ رنگ (با ظاهر مارپیچ)، سختی پایین بیشتر نمونه‌های بتونیتی، تناوب منظم بتونیت‌ها با برش‌های توفی خاکستری مایل به سبز و لایه‌های ژپس، وجود دانه‌های زاویه‌دار سیاه رنگ چرت در بتونیت‌ها، سطوح شکست صدفی در بتونیت‌های سفید و صورتی رنگ، حضور بافت پاپ‌کورن (Popcorn texture) در بتونیت‌های سفید رنگ و حضور سازند قم (رس‌های سرخ‌رنگ، آهک و مارل) در روی لایه‌های بتونیتی در برخی از بخش‌ها از ویژگی‌های برجسته ریخت‌شناسی ذخیره مورد مطالعه هستند.

۳-۲. کانی‌شناسی

— **برش‌های توفی:** مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که پاراژنر کانایی در برش‌های توفی شامل پلاژیوکلاز + کوارتز + کلریت هستند (شکل‌های ۳-الف تا پ). پلاژیوکلاز به صورت شکل دار تا نیمه‌شکل دار و به دو صورت درشت‌بلور و ریزبلور در زمینه دیده می‌شود. درشت‌بلورهای پلاژیوکلازها به روشنی دارای بافت غربالی هستند و به صورت بخشی به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند (شکل ۳-الف). فرایندهای دگرسانی سبب محو شدن ماکل‌های پلاژیوکلازها شده‌اند. زمینه نیز از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و شیشه تشکیل شده است. کانی کلریت نیز به صورت دروغین (Pseudomorph) جانشین آمفیبول شده است (شکل ۳-ب). در برخی از نمونه‌ها، این کانی به همراه کوارتز جانشین شاردی‌های شیشه‌ای شده است (شکل ۳-پ). با توجه به بررسی‌های انجام شده، بیش از ۳۰ درصد زمینه سنگ را شیشه تشکیل داده که بیشتر به کانی‌های رسی تبدیل شده است.

— **بتونیت‌ها:** با وجود سختی پایین بیشتر نمونه‌ها، ۱۰ مقطع نازک از ماده معدنی تهیه شد. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهند که بیشتر نمونه‌ها دارای مقادیر کمی از مواد آذرین اولیه (پلاژیوکلاز، کوارتز، و بیوتیت) و بیشتر دارای دانه‌های تخریبی هستند که در زمینه‌ای از کانی‌های رسی حضور دارند. در برخی از مقاطع، پلاژیوکلاز ضمن حفظ شکل ظاهری خود به طور کامل به کانی‌های رسی تبدیل شده است (شکل ۳-ت). کوارتز نیز به صورت نیمه‌شکل دار تا بی‌شکل در همه متن سنگ پراکنده است (شکل ۳-ث). افزون بر این، در این سنگ‌ها بیوتیت‌ها به صورت شکل دار و بلورهای قهوه‌ای تیره دیده می‌شوند (شکل ۳-ث). بررسی‌های کانی‌شناسی توسط میکروسکوپ الکترونیکی پیشرفته FE-SEM نشان از وجود ساخت لایه‌ای در رس‌ها دارد (شکل ۳-ج). تجزیه‌های XRD نشان از آن دارند که ساپونیت، مونت‌موریلونیت، نانترونیت، بیدلایت، آنورتیت، کلسیت، کوارتز و آلپیت کانی‌های اصلی و کریستوبالیت، دولومیت، ورمیکولیت، اکینولیت، سانیدین، همتایت، میکروکلین، پیروفلیت و تریدیمیت کانی‌های فرعی ذخیره بتونیت چاهریسه هستند (شکل ۴).

۳-۵. بررسی رفتار عناصر در طی بنتونیتی شدن بر پایه محاسبات تغییرات جرم

در این پژوهش، به منظور بررسی و مطالعه رفتار عناصر در طی تکوین بنتونیت‌ها از روش ژئوشیمیایی (MacLean, 1990) که بر پایه عنصر شاخص بی‌تحرك، عامل غنی‌شدگی، ترکیب بازسازی شده و تغییر جرم استوار است، استفاده شده است. عنصر Hf به دلیل داشتن رفتار یکنواخت تر نسبت به دیگر عناصر بی‌تحرك و دامنه تغییرات کم ($2/20$ تا $4/80$ ppm) (جدول ۳) به عنوان عنصر شاخص بی‌تحرك در نظر گرفته شد. بر پایه این عنصر، ضریب غنی‌شدگی (Enrichment Factor, E.F.) برای بنتونیت‌ها از فرمول زیر به دست آمد:

فراوانی Hf در بنتونیت/فراوانی Hf در برش توفی = E.F.
ترکیب بازسازی شده (Reconstructed Composition, R.C.)، جرم یک واحد یا سنگ را نشان می‌دهد که از اجزای متحرک، غنی یا تهی شده است و با رابطه زیر می‌توان آن را به دست آورد:

(فراوانی عنصر مورد نظر در بنتونیت بر حسب درصد وزنی و یا ppm) $\times$ E.F. = R.C.
تغییر جرم عناصر (Mass Change, M.C.) را نیز می‌توان از رابطه زیر به دست آورد:
فراوانی عنصر در برش توفی - R.C. = M.C.
مقادیر بزرگ‌تر از صفر برای عناصر نشان‌دهنده تثبیت و مقادیر کوچک‌تر از صفر نشان‌دهنده شستشو است. نتایج حاصل در جدول ۴ ارائه و در ادامه مورد مطالعه قرار گرفته‌اند:

— **عناصر اصلی و فرعی:** با توجه به تغییرات تمرکز اکسیدهای سازنده بنتونیت‌ها نسبت به برش‌های توفی، عناصری مانند Al، Fe، K، Ti، Mn و P از سامانه بیرون رفته و با تهی‌شدگی همراه شده‌اند. این در حالی است که عناصری چون Na، Mg، Si و Ca در طی دگرسانی برش‌های توفی دچار دو فرایند شستشو و تثبیت شده‌اند (جدول ۴). تهی‌شدگی K و Si را می‌توان به دگرسانی فلدسپارها و ورود عناصر بادشده به درون محلول‌های دگرسان کننده در سامانه‌های واکنشی آب-سنگ نسبت داد (Munch et al., 1996). تهی‌شدگی Ca در برخی از نمونه‌ها به علت حلالیت بالای آن در محیط‌های دگرسانی، و غنی‌شدگی آن ممکن است به دلیل جایگیری آن در موقعیت‌های میان‌لایه‌ای رس‌ها و یا به دلیل تشکیل کانی کلسیت و دولومیت رخ داده باشد (Vogt & Kostner, 1978; Christidis, 1998). افزایش جرم Si در نمونه‌های بنتونیتی سبز، سفید و صورتی رنگ، به علت حضور کوارتز، کریستوبالیت و تریدمیت است. تهی‌شدگی Mn می‌تواند در ارتباط با دگرسانی کانی‌های فرومینزین در سامانه واکنشی آب-سنگ رخ داده باشد. شستشوی ضعیف Na در طی بنتونیتی‌زایی را می‌توان به این شکل توجیه کرد که شیشه‌های آتشفشانی، اورتوکلاز و پلاژیوکلازها که حامل‌های مهم این عنصر در برش‌های توفی هستند، این جزء سنگ‌ساز را در طی دگرسانی به‌طور بخشی از دست داده‌اند (Zeilinski, 1982). کاهش جرم ناچیز Na و تغییر در میزان کاهش جرم این اکسید نشان‌دهنده تغییر در شدت میزان دگرسانی فلدسپارها در طی بنتونیتی‌شدن است. با توجه به کانی‌شناسی ذخیره، افزایش جرم Mg در طی تشکیل این ذخیره می‌تواند به واسطه تشکیل کانی‌هایی چون اسمکتیت رخ داده باشد. تهی‌شدگی عناصر Al، Mg، Fe، Ti و P نیز به علت مهاجرت این عناصر در طی دگرسانی و شکل‌گیری بنتونیت است. در کل چنین به نظر می‌رسد که همه تغییرات عنصری در یک سامانه باز رخ داده و غنی‌شدگی عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های بنتونیتی توسط عواملی چون تلفیق ساختاری، تبدلات یونی و سازوکارهای جذب یا تمرکز فیزیکی در فازهای باقیمانده نامحلول صورت گرفته باشد.

— **عناصر جزئی:** رفتار عناصر جزئی نشان می‌دهد که چهار حالت مختلف را می‌توان برای تشریح توزیع عناصر جزئی در بنتونیت‌ها تشریح کرد (جدول ۴). حالت اول مربوط به عناصری مانند Ba، Co، Zn، Cs، Rb، Y، Zr، Ni، Sr و Cu است که در طی دگرسانی برش‌های توفی بیشتر با تهی‌شدگی همراه شده‌اند. به‌ویژه اینکه

شدت خروج برخی از عناصر جزئی مانند Ba، Rb و Cs خیلی شبیه به K است. کاهش عناصر یادشده با غنی‌شدگی Nb همراه بوده است که نشان می‌دهد این عنصر تقریباً بی‌تحرك بوده و در تولیدات دگرسانی به‌صورت درجا غنی شده است (Christidis, 1998). این در حالی است که Ba، Zn، Rb و Cs پس از شکسته شدن فلدسپارهای قلیایی از سامانه حرکت کرده‌اند. خروج Ni، Co و Cu می‌تواند در ارتباط با تخریب کانی‌های فرومینزین رخ داده باشد. حالت دوم برای عنصری مانند U است که در کل این عنصر نسبت به توف‌ها با غنی‌شدگی همراه شده است. به نظر می‌رسد که جذب سطحی توسط کانی‌های رسی نقش ارزنده‌ای در غنی‌شدگی U در محیط دگرسانی داشته است. حالت سوم برای عنصری مانند Pb است که رفتار دوگانه (تهی‌شدگی و غنی‌شدگی) در طی بنتونیتی‌زایی نشان می‌دهند. با توجه به بررسی انجام شده، دگرسانی کانی‌های فلدسپار و جذب سطحی توسط رس‌ها مهم‌ترین عوامل دخیل در این رفتار دوگانه Pb در طی بنتونیتی‌زایی هستند. حالت چهارم مربوط به عناصر Th و Nb است که به نسبت بی‌تحرك بوده و رفتاری همانند Hf را در طی بنتونیتی‌شدن نشان داده‌اند (جدول ۴). چگونگی توزیع عناصر یادشده پیشنهاد می‌کند که شرایط محیطی به نسبت مرطوب اجازه داده است که عناصر یادشده به شکل بازماندی در بنتونیت‌ها تمرکز یابند.

— **عناصر خاکی کمیاب:** رفتار REE‌ها در طی دگرسانی برش‌های توفی و تبدیل آنها به بنتونیت‌ها تابعی از ویژگی‌های پروتولیت و شرایط فیزیکوشیمیایی محیط دگرسانی است (Muchangos, 2006). محاسبات تغییرات جرم عناصر نشان از تهی‌شدگی REE‌ها در طی بنتونیتی‌شدن دارد. از آنجایی که غلظت REE‌ها به‌طور مستقیم و یا غیر مستقیم توسط تغییرات pH محیط کنترل می‌شود (Goldstein & Jacobsen, 1988) و در pH‌های اسیدی و قلیایی به ترتیب دچار تحرك و غنی‌شدگی می‌شوند (Patino et al., 2003; Pandarinath et al., 2008)، می‌توان pH پایین محلول‌های مسئول بنتونیتی‌زایی را یکی از عوامل مهم دخیل در تهی‌شدگی REE‌ها به شمار آورد. به‌طور معمول، لیگاندایی که در pH‌های پایین با REE‌ها تشکیل کمپلکس می‌دهند و سبب خروج بخشی آنها از سامانه دگرسانی می‌شوند، سولفات‌ها، کلریدها و فلوریدها هستند. در pH‌های قلیایی، لیگاند‌های کربناتی می‌توانند به واسطه کمپلکس شدن با REE‌ها، آنها را از سامانه بیرون ببرند (Pandarinath et al., 2008). با توجه به مطالب یادشده، به نظر می‌رسد که در تشکیل ذخیره بنتونیت چاهریسه، میزان دسترسی به لیگاند‌های کلریدی، سولفاتی و به‌ویژه فلوریدی یکی از عوامل مهم در تحرك REE‌ها از سامانه دگرسانی بوده است.

۳-۶. الگوی توزیع REE‌ها و تفسیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce

الگوی توزیع REE‌های در نمونه‌های بنتونیتی بهنجار شده با برش توفی (شکل ۸-الف) و کندریت (Evensen et al., 1978؛ شکل ۸-ب) روند تقریباً همانندی را نشان می‌دهد. در هر دو نوع سنگی LREE‌ها نسبت به HREE‌ها تفريق حاصل کرده و روند پیشرفت بنتونیتی‌زایی با رخداد بی‌هنجاری‌های منفی Eu همراه شده است.

در این مطالعه برای محاسبه میزان مقادیر کمی ناهنجاری Eu و Ce به ترتیب از روابط زیر استفاده شد:

$$Eu/Eu^* = (Eu_N) / \sqrt{Sm_N \times Gd_N} \quad (\text{Rollinson, 1993})$$

$$Ce/Ce^* = (3Ce_N) / (2La_N + Nd_N) \quad (\text{Rollinson, 1993})$$

در این روابط حرف N بهنجار شدن عناصر خاکی کمیاب با ترکیب کندریت (Evensen et al., 1978) را نشان می‌دهد. محاسبات انجام شده نشان می‌دهند که مقادیر بی‌هنجاری Eu در برش توفی در حدود ۰/۷۶ بوده که این مقدار در بنتونیت‌ها از ۰/۲۷ تا ۰/۹۰ در تغییر است (جدول ۳). همچنین، بی‌هنجاری Ce در برش توفی در حدود ۰/۹۲ است و در بنتونیت‌ها مقادیر این بی‌هنجاری تغییراتی از ۰/۹۷ تا

(Lu و Yb) ($0.39 - 0.90$)، MnO با REE ها (به جز La, Ce, Pr, Nd, Sm و Eu) ($0.22 - 0.76$) و P_2O_5 با REE ها ($0.17 - 0.79$) نشان از نقش مهم کانی‌های آهن دار، تیتانیم دار و منگنزدار همراه با کانی‌های فسفاتی در تثبیت و تمرکز لانتانیدها در بنتونیت چاهریسه دارند. با وجود همبستگی منفی میان Al و Si با REE ها که نشان از کم رنگ بودن نقش کانی‌های رسی در تثبیت REE ها در بنتونیت‌ها دارد، ولی وجود عواملی چون تلفیق ساختاری برای تثبیت عناصری چون Fe و Ti توسط کانی‌های رسی (Muchangos, 2006) و همبستگی مثبت REE ها با عناصر یادشده، می‌تواند نقش کانی‌های رسی (مونت‌موریلونیت، ساپونیت، بیدلایت، نانترویت، بیدلایت، ورمیکولیت و پیروفیلیت) را در تمرکز REE ها پررنگ کند. همبستگی مثبت و متوسط Y با REE ها ($0.36 - 0.90$) و Y با P_2O_5 (0.55) نشان از رفتار زمین‌شیمیایی به‌نسبت مشابه REE، P و Y در طی بنتونیتی شدن در چاهریسه دارد.

۴- نتیجه‌گیری

دگرسانی برش‌های توفی در چاهریسه با توسعه مواد بنتونیتی با ۶ رخنمون مجزا همراه شده است. از دید کانی‌شناسی ذخیره بنتونیت چاهریسه شامل کانی‌های مونت‌موریلونیت، ساپونیت، بیدلایت، کریستوبالیت، آنورتیت، کلسیت، دولومیت، آلپیت، ورمیکولیت، اکتینولیت، پیروفیلیت، کوارتز، سانیدین، نانترویت، اورتوکلاز، میکروکلین، تریدیمیت و همتایت است. رفتار عناصر در تشکیل این ذخیره تابعی از عواملی چون اختلاف در شدت دگرسانی مواد منشأ، pH پایین محیط، سازوکار جذب، تلفیق ساختاری، کمپلکس شدن با لیگاندهای فلوریدی، کلریدی، سولفاتی و ...، تبادلات یونی، تمرکز فیزیکی، آب‌وهوای مرطوب و حضور در فازهای کانایی مقاوم بوده و همه تغییرات عنصری در طی بنتونیتی شدن در یک سامانه باز انجام شده است. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهند افزون بر کانی‌های فسفاتی مانند زینوتایم، کانی‌های رسی میزبانان اصلی REE ها در ذخیره بنتونیت چاهریسه هستند.

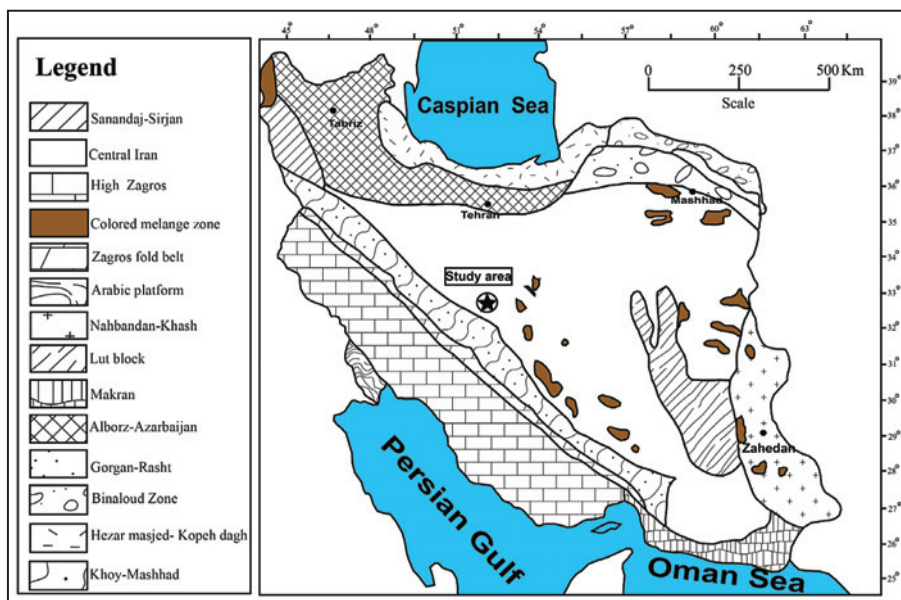
سپاسگزاری

نگارندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز برخوردار بوده‌اند، بنابراین شایسته است نهایت سپاس خود را از ایشان و نیز از نظرات و پیشنهادات ارزنده و سازنده داوران محترم مجله ابراز دارند.

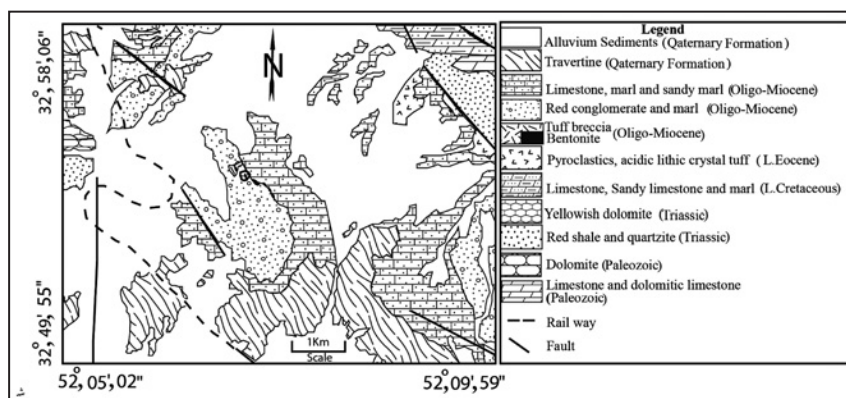
۱/۲۲ را نشان می‌دهد. به عبارت بهتر مقادیر بی‌هنجاری Eu و Ce در طی بنتونیتی شدن به ترتیب روند منفی و مثبت دارد. بررسی‌های انجام شده نشان داده است که شعاع یونی Eu^{2+} در حدود $1.25 \text{ \AA}$ بوده و تا حدی نزدیک به شعاع یونی Ca^{2+} و Sr^{2+} ($1.13 \text{ \AA}$) است. از این رو، Eu می‌تواند جانشین Ca و Sr در ساختار پلاژیوکلاز شود (Sverjensky, 1984). به نظر می‌رسد که در طی دگرسانی پلاژیوکلازها این عنصر به همراه Ca از برش‌های توفی بیرون رفته و بی‌هنجاری منفی Eu در طی بنتونیتی زایی ایجاد شده است. هر چند که رسوب کرنات کلسیم توسط محلول‌های برونزاد در ادامه سبب غنی‌شدگی ثانویه کلسیم در محیط شده است. بی‌هنجاری مثبت Ce در طی بنتونیتی شدن به واسطه تبدیل Ce^{3+} به Ce^{4+} نامحلول در شرایط اکسیدان محیط است. با در نظر گرفتن مطالب یادشده می‌توان چنین دریافت که تغییرات بی‌هنجاری‌های منفی Eu و مثبت Ce به ترتیب توسط درجه دگرسانی فلدسپارها و تغییر در میزان درجه اکسایش محیط کنترل شده‌اند.

۳-۷. کانی‌های میزبان REE ها

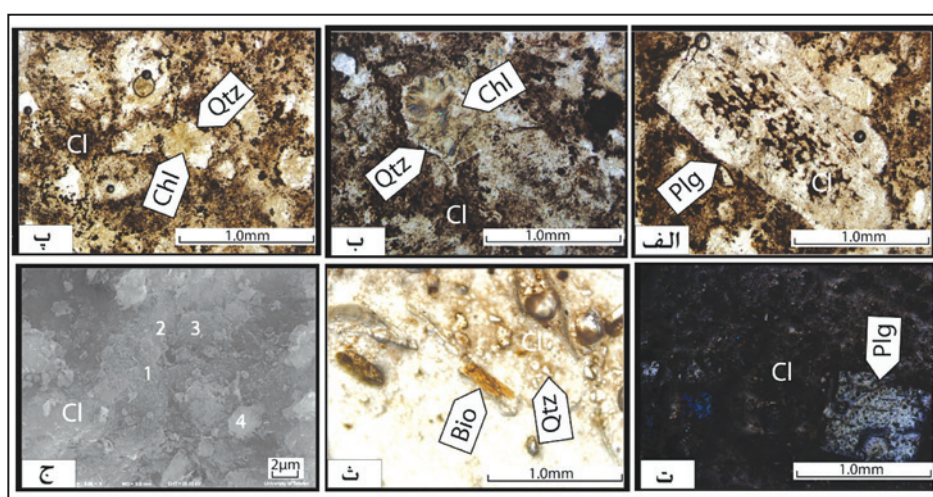
چندین گروه از کانی‌ها به عنوان میزبان REE ها در محصولات دگرسان شده معرفی شده‌اند که از مهم‌ترین آنها می‌توان به کانی‌های رسی، کانی‌های فسفاتی ثانویه، اکسیدها و هیدروکسیدهای منگنز و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن اشاره کرد (Lopez et al., 2005). تجزیه‌های XRD انجام شده در این مطالعه فازهای کانایی مانند مونت‌موریلونیت، ساپونیت، بیدلایت، کریستوبالیت، آنورتیت، کلسیت، دولومیت، آلپیت، ورمیکولیت، اکتینولیت، پیروفیلیت، کوارتز، سانیدین، نانترویت، اورتوکلاز، میکروکلین، تریدیمیت و همتایت را شناسایی کرده‌اند که فراوانی بالای ۴٪ در نمونه‌های بنتونیتی داشته‌اند. بنابراین، این احتمال وجود دارد فازهای کانایی دیگری نیز در نمونه‌های بنتونیتی چاهریسه وجود داشته باشند که توسط تجزیه‌های XRD و مطالعات SEM شناسایی نشده‌اند. در این پژوهش، برای تعیین کانی‌های میزبان احتمالی REE ها به محاسبات ضرایب همبستگی پیرسون (Rollinson, 1993) میان عناصر مختلف با REE ها پرداخته شد (جدول ۵). نتایج محاسبات انجام شده نشان می‌دهد که همبستگی مثبت ضعیف تا منفی میان Al و Si با REE ها ($0.58 - 0.74$) به جز Pr وجود دارد. این همبستگی‌ها نشان از نقش ضعیف کانی‌های رسی در تمرکز REE ها در این ذخیره دارند. با این حال، وجود همبستگی‌های مثبت میان Fe_2O_3 با REE ها (به جز Lu و Yb، $0.46 - 0.78$)، TiO_2 با REE ها (به جز Tm،



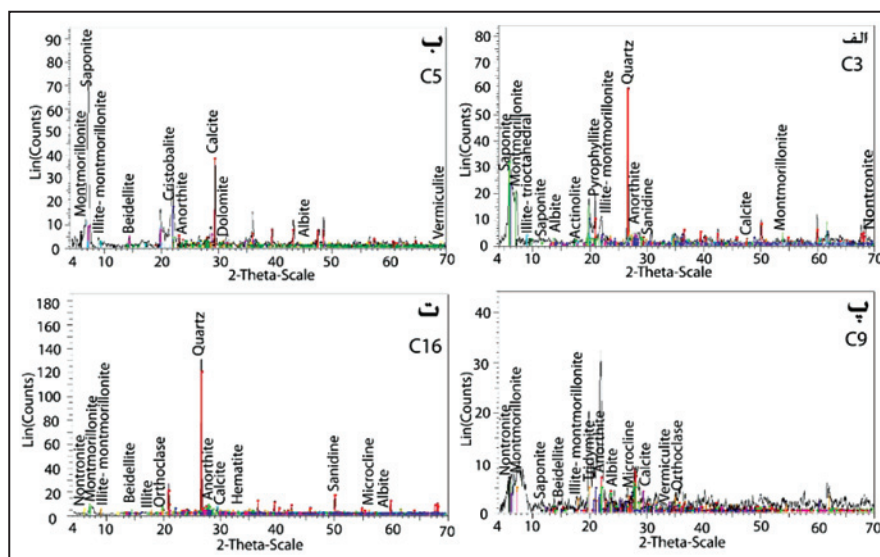
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی زون ساختاری ایران (نبوی، ۱۳۵۵) که بر پایه آن منطقه چاهریسه (نشانه ستاره) در پهنه ایران مرکزی جای دارد.



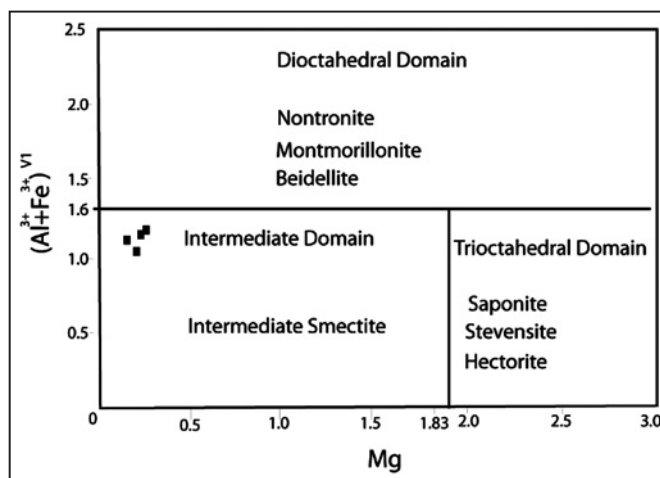
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه. برگرفته از رادفر و همکاران (۱۳۸۲) با کمی تغییرات.



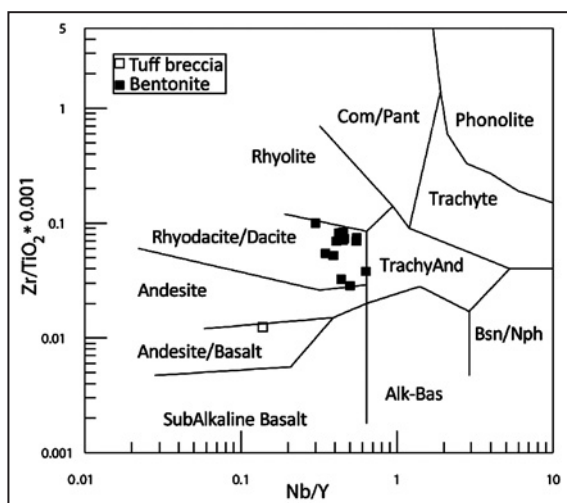
شکل ۳- الف) درشت‌بلور پلاژیوکلاز با بافت غربالی که به صورت بخشی (Partial) به کانی‌های رسی تبدیل شده است در زمینه شیشه‌ای سیاه رنگ که خود به طور گسترده توسط کانی‌های رسی جانشین شده است (PPL)؛ ب) جانشینی کلریت از درون و کوارتز از بیرون به جای آمفیبول (PPL)؛ پ) جانشینی کلریت از درون و کوارتز از بیرون به صورت گسترده به جای شیشه آتشفشانی (PPL)؛ ت) بلور پلاژیوکلاز که ضمن حفظ قالب خود کاملاً توسط کانی‌های رسی جانشین شده است (PPL)؛ ث) کانی‌های کوارتز و بیوتیت در زمینه‌ای از کانی‌های رسی (PPL)؛ ج) تصویر SEM از کانی‌های رسی با ساختار لایه‌ای همراه با اندازه‌گیری ترکیب شیمیایی برخی از اکسیدهای اصلی در ۴ نقطه.



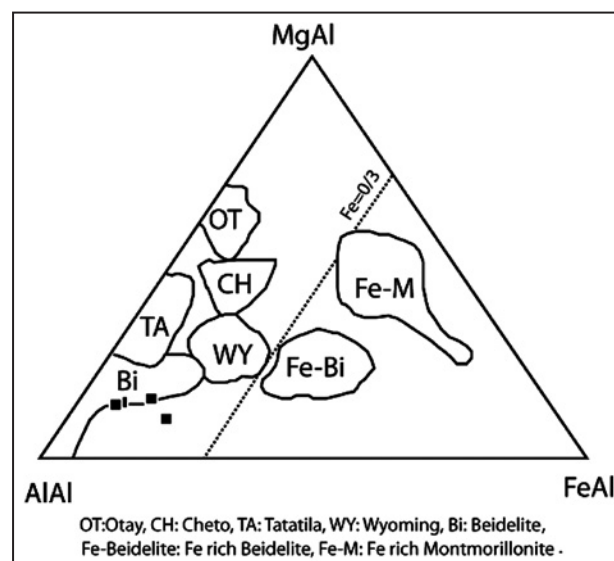
شکل ۴- نگاره‌های پراش پرتو مجهول (XRD) در ۴ نمونه بنتونیت مورد بررسی.



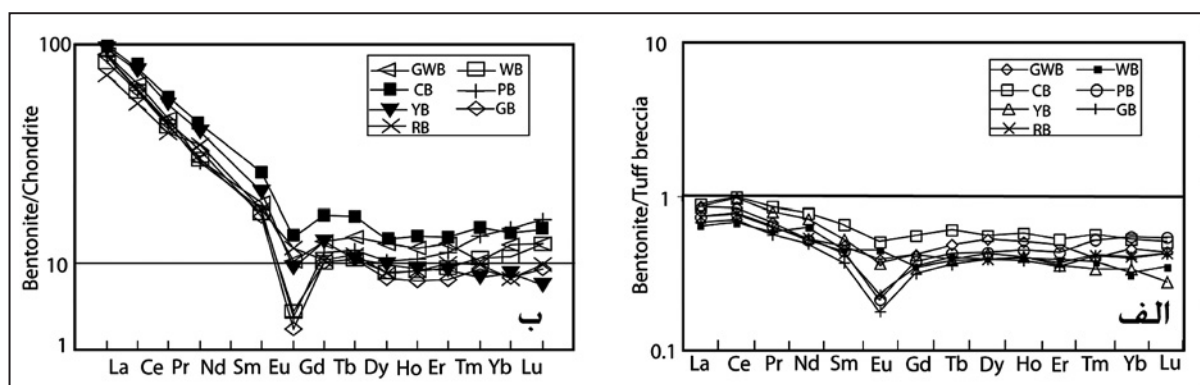
شکل ۵- نمودار جدایش کانی‌های دی‌اکتاهدرا ل و تری‌اکتاهدرا ل خانواده اسمکتیت (Weaver & Pollard, 1973)؛ نمونه‌های مورد بررسی در محدوده اسمکتیت‌های حدواسط تا تری‌اکتاندرا قرار می‌گیرند.



شکل ۷- موقعیت برش توفی و نمونه‌های بنتونیتی چاه‌ریسه در نمودار دو متغیره $Nb/Y-Zr/TiO_2$ (Winchester & Floyd, 1977).



شکل ۶- موقعیت نمونه‌های بنتونیتی در نمودار مثلث گاون (Guyen, 1988) برای جدایش انواع بنتونیت بر پایه کاتیون‌های اکساندر.



شکل ۸- نمودارهای عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب: الف) بهنجار شده با برش توفی؛ ب) بهنجار شده با کندریت (Evensen et al., 1978) در نمونه‌های بنتونیتی مورد مطالعه.

جدول ۱- نتایج تجزیه SEM در ۴ نقطه از نمونه‌های رسی بر حسب درصد وزنی (Wt%).

Sample	Si	Al	Fe	Mg	Na	Ca
Spot1	۴۳/۶۳	۱۱/۱۹	۲/۳۰	۱/۷۸	۰/۷۸	۰/۳۹
Spot2	۴۰/۴۳	۱۰/۹۷	۲/۰۵	۲/۰۹	۰/۸۷	۰/۶۸
Spot3	۴۵/۴۶	۱۰/۲۲	۲/۶۳	۱/۳۸	۰/۴۹	۰/۲۶
Spot4	۴۲/۷۸	۹/۸۵	۱/۷۴	۱/۶۰	۰/۸۵	۰/۱۸

جدول ۲- محاسبه فرمول ساختاری اسمکتیت‌ها بر پایه تجزیه‌های SEM.

Sample	Si	Al VI	Fe ³⁺	Mg	Na	Ca
Spot1	۴/۰۰	۱/۱۷۴	۰/۱۰۵	۰/۲۰۷	۰/۰۹۶	۰/۰۲۸
Spot2	۴/۰۰	۱/۲۰۹	۰/۲۲	۰/۲۵۸	۰/۱۱۴	۰/۵۰۱
Spot3	۴/۰۰	۱/۰۴۵	۰/۲۶۶	۰/۱۵۸	۰/۰۵۹	۰/۰۱۸
Spot4	۴/۰۰	۱/۰۶۷	۰/۰۸۲	۰/۱۹۴	۰/۱۰۹	۰/۰۱۵

جدول ۳- مقادیر عناصر اصلی، فرعی، جزئی، خاکی کمیاب و LOI در نمونه‌های مورد مطالعه به همراه مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce.

Grayish White Bentonite	White Bentonite						Cream Bentonite	Pink Bentonite		Yellow Bentonite	Green Bentonite			Red Bentonite	Tuff breccia
Sample No	C1	C2	C7	C12	C17	C15	C3	C5	C6	C8	C9	C10	C11	C16	C20
SiO ₂ (wt%)	۶۳/۷۸	۶۳/۸۲	۶۶/۹۷	۶۳/۵۵	۶۰/۶۹	۶۶/۱۱	۶۱/۴۲	۵۷/۹۵	۶۶/۹۲	۷۵/۱۳	۷۰/۲۲	۵۷/۵۲	۵۷/۲۴	۷۰/۱۵	۵۴/۵۱
Al ₂ O ₃	۸/۱۴	۱۱/۳۷	۱۲/۵۴	۱۱/۹۵	۱۲/۵۵	۱۲/۹۹	۱۱/۳۵	۱۱/۵۷	۱۲/۶۶	۱۲/۶۹	۱۳/۲۶	۱۱/۶۴	۱۲/۰۴	۱۰/۴۷	۱۶/۸۸
Fe ₂ O ₃	۲/۷۵	۲/۸۴	۱/۶۴	۱/۵۹	۱/۶۴	۱/۶۳	۴/۱۵	۱/۶۵	۱/۶۷	۲/۵۵	۱/۸۵	۱/۵۶	۱/۵۶	۳/۷۷	۱۰/۷۳
CaO	۲/۹۲	۱/۶۸	۱/۲۴	۰/۸۴	۰/۶۳	۰/۵۸	۵/۳۷	۷/۳۵	۱/۳۳	۳/۴۵	۱/۱۴	۱/۱۸	۰/۸۶	۳/۵۸	۲/۴۲
Na ₂ O	۲/۵۶	۲/۰۰	۲/۹۲	۲/۹۲	۲/۷۱	۳/۳۷	۱/۵۷	۲/۳۴	۲/۶۴	۱/۰۹	۲/۷۶	۲/۵۸	۲/۱۶	۲/۲۱	۳/۱۰
MgO	۲/۱۶	۲/۴۹	۲/۶۱	۲/۵۱	۲/۹۹	۳/۰۴	۲/۱۰	۲/۰۷	۲/۴۲	۰/۹۳	۲/۷۰	۲/۵۰	۲/۴۷	۱/۵۷	۲/۹۸
K ₂ O	۰/۸۶	۰/۸۲	۰/۳۲	۰/۲۴	۰/۲۷	۰/۲۷	۲/۳۳	۰/۲۷	۰/۳۱	۲/۰۸	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۲۶	۱/۶۹	۳/۵۷
TiO ₂	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۵۵	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۴۳	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۳۳	۱/۱۲
MnO	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۱۷
P ₂ O ₅	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۳۴
L.O.I	۱۱/۴۰	۱۴/۵۰	۱۱/۵۰	۱۶/۱۰	۱۸/۳۰	۱۱/۷۰	۱۰/۹۰	۱۶/۴۰	۱۱/۸۰	۶/۵۰	۷/۵۰	۲۲/۵۰	۲۳/۲۰	۶/۰۰	۳/۹۰
Sum	۹۹/۸۵	۹۹/۸۷	۹۹/۸۹	۹۹/۹۲	۹۹/۹۳	۹۹/۹۲	۹۹/۸۸	۹۹/۸۷	۹۹/۹۱	۹۹/۹۳	۹۹/۸۸	۹۹/۹۲	۹۹/۹۱	۹۹/۸۶	۹۹/۷۲
U (ppm)	۲/۲۰	۱/۷۰	۳/۵۰	۳/۰۰	۲/۹۰	۳/۶۰	۲/۰۰	۲/۹۰	۳/۵۰	۲/۵۰	۳/۴۰	۲/۸۰	۲/۹۰	۱/۵۰	۱/۸۰
Th	۱۰/۳۰	۱۰/۱۰	۱۲/۲۰	۱۱/۲۰	۱۱/۷۰	۱۲/۱۰	۸/۷۰	۱۱/۹۰	۱۲/۹۰	۶/۵۰	۱۳/۲۰	۱۱/۳۰	۱۱/۲۰	۶/۸۰	۴/۹۰
Ba	۵۶۴/۰۰	۲۸۷/۰۰	۶۱۰/۰۰	۲۹۹/۰۰	۲۶۴/۰۰	۱۵۴/۰۰	۵۷۹/۰۰	۷۶۰/۰۰	۵۱۲/۰۰	۲۰۵/۰۰	۳۸۶/۰۰	۳۵۰/۰۰	۲۱۷/۰۰	۶۱۹/۰۰	۶۵۶/۰۰
Hf	۳/۶۰	۴/۴۰	۲/۸۰	۲/۶۰	۲/۸۰	۲/۸۰	۴/۴۰	۲/۸۰	۳/۲۰	۴/۸۰	۳/۷۰	۲/۲۰	۲/۳۰	۳/۱۰	۳/۰۰
Co	۳/۸۰	۵/۹۰	۴/۲۰	۴/۴۰	۳/۹۰	۴/۰۰	۸/۴۰	۳/۳۰	۴/۷۰	۳/۳۰	۶/۰۰	۴/۶۰	۵/۳۰	۵/۲۰	۲۸/۴۰
Zn	۲۲/۰۰	۲۵/۰۰	۹/۰۰	۹/۰۰	۱۱/۰۰	۹/۰۰	۵۲/۰۰	۸/۰۰	۹/۰۰	۲۵/۰۰	۱۱۴/۰۰	۹/۰۰	۱۱/۰۰	۴۸/۰۰	۱۱۵/۰۰
Nb	۶/۴۰	۶/۱۰	۶/۲۰	۶/۵۰	۶/۰۰	۶/۴۰	۱۰/۷۰	۶/۶۰	۶/۹۰	۸/۵۰	۷/۰۰	۵/۹۰	۶/۶۰	۵/۷۰	۵/۷۰
Cs	۳/۳۰	۳/۶۰	۲/۵۰	۲/۲۰	۱/۰۰	۲/۴۰	۱۱/۸۰	۱/۲۰	۱/۷۰	۱۰/۰۰	۲/۴۰	۲/۰۰	۲/۱۰	۴/۱۰	۱۴/۶۰
Rb	۳۶/۸۰	۴۱/۰۰	۱۹/۲۰	۱۵/۵۰	۱۱/۸۰	۱۶/۷۰	۱۱۳/۲۰	۱۱/۳۰	۱۵/۰۰	۸۲/۰۰	۱۸/۶۰	۱۶/۷۰	۱۶/۴۰	۵۷/۷۰	۲۲۶/۷۰
Y	۱۶/۴۰	۱۷/۷۰	۱۳/۹۰	۱۵/۷۰	۱۳/۰۰	۱۳/۶۰	۲۰/۷۰	۲۱/۸۰	۱۴/۵۰	۱۳/۰۰	۱۲/۴۰	۱۰/۸۰	۱۵/۲۰	۱۲/۷۰	۳۸/۹۰
Pb	۹/۳۰	۱۰/۳۰	۲۱/۱۰	۹/۴۰	۱۲/۷۰	۱۶/۸۰	۲۲/۶۰	۱۹/۷۰	۱۴/۱۰	۱۴/۱۰	۱۰/۸۰	۹/۱۰	۱۰/۹۰	۲۱/۹۰	۱۳/۹۰
Zr	۱۲۱/۱۰	۱۳۵/۴۰	۸۱/۷۰	۷۱/۴۰	۷۳/۳۰	۸۱/۳۰	۱۵۵/۰۰	۸۷/۱۰	۸۲/۴۰	۱۷۵/۱۰	۷۹/۷۰	۶۷/۳۰	۷۴/۱۰	۱۱۱/۵۰	۱۱۵/۳۰
Ni	۳/۲۰	۷/۴۰	۱/۶۰	۱/۵۰	۱/۴۰	۱/۴۰	۱۱/۴۰	۰/۹۰	۱/۳۰	۷/۸۰	۱/۶۰	۱/۲۰	۱/۸۰	۷/۵۰	۷۳/۳۰
Sr	۱۴۷/۳۰	۸۴/۳۰	۱۱۲/۸۰	۱۲۵/۴۰	۷۴/۲۰	۱۷۹/۳۰	۱۱۵/۹۰	۱۵۵/۹۰	۸۷/۰۰	۹۰/۲۰	۱۰۹/۱۰	۸۹/۴۰	۱۰۲/۷۰	۴۸۸/۸۰	۴۸۶/۶۰
Cu	۵/۸۰	۷/۲۰	۳/۲۰	۲/۷۰	۲/۸۰	۳/۳۰	۷/۶۰	۱/۲۰	۷/۲۰	۱۸/۱۰	۳/۰۰	۲/۷۰	۲/۹۰	۹/۲۰	۲۶/۳۰
La (ppm)	۲۱/۴۰	۲۵/۷۰	۱۸/۷۰	۱۷/۴۰	۱۸/۵۰	۱۸/۰۰	۲۳/۴۰	۲۰/۷۰	۲۰/۸۰	۲۲/۶۰	۲۱/۸۰	۱۷/۰۰	۲۴/۶۰	۱۷/۲۰	۲۶/۴۰
Ce	۴۰/۶۰	۵۱/۲۰	۳۵/۸۰	۳۲/۹۰	۳۴/۰۰	۳۳/۱۰	۴۷/۵۰	۳۸/۶۰	۳۶/۶۰	۴۶/۳۰	۴۰/۱۰	۳۰/۸۰	۴۲/۸۰	۳۲/۸۰	۴۷/۹۰
Pr	۴/۳۲	۵/۵۶	۳/۷۷	۳/۴۶	۳/۵۸	۳/۵۵	۵/۴۳	۴/۱۷	۳/۹۷	۵/۰۴۰	۴/۱۹	۳/۳۶	۴/۹۶	۳/۷۳	۶/۳۰
Nd	۱۳/۷۰	۱۸/۷۰	۱۲/۶۰	۱۳/۱۰	۱۲/۵۰	۱۲/۶۰	۲۰/۲۰	۱۳/۸۰	۱۳/۲۰	۱۸/۵۰	۱۶/۸۰	۱۱/۰۰	۱۷/۸۰	۱۶/۱۰	۲۵/۷۰
Sm	۲/۸۸	۳/۷۹	۲/۲۸	۲/۲۱	۲/۴۰	۲/۲۵	۳/۵۵	۲/۸۷	۲/۴۹	۳/۲۱	۲/۶۰	۲/۰۳	۲/۹۰	۲/۶۹	۶/۰۰
Eu	۰/۵۹	۰/۶۲	۰/۲۹	۰/۲۶	۰/۳۱	۰/۲۷	۰/۶۶	۰/۳۶	۰/۲۹	۰/۵۵	۰/۳۱	۰/۲۴	۰/۳۳	۰/۶۸	۱/۵۰
Gd	۲/۵۷	۲/۸۶	۲/۰۱	۱/۸۲	۱/۸۰	۱/۹۲	۳/۳۹	۲/۴۷	۲/۱۰	۲/۵۷	۲/۰۱	۱/۶۸	۲/۴۹	۲/۱۳	۶/۰۵
Tb	۰/۴۹	۰/۴۸	۰/۳۷	۰/۳۷	۰/۳۷	۰/۳۵	۰/۶۱	۰/۴۸	۰/۳۸	۰/۳۹	۰/۴۰	۰/۳۳	۰/۴۵	۰/۴۱	۱/۰۰
Dy	۳/۱۳	۲/۷۴	۲/۴۴	۲/۳۳	۱/۸۷	۲/۱۶	۳/۲۸	۲/۸۵	۲/۳۱	۲/۵۱	۲/۰۹	۲/۰۴	۲/۳۲	۲/۲۷	۵/۸۷
Ho	۰/۶۶	۰/۶۳	۰/۵۰	۰/۵۵	۰/۴۹	۰/۴۴	۰/۷۵	۰/۶۶	۰/۵۱	۰/۵۳	۰/۴۶	۰/۴۱	۰/۵۵	۰/۵۲	۱/۲۹
Er	۲/۰۴	۱/۹۰	۱/۳۵	۱/۵۸	۱/۵۴	۱/۵۱	۲/۱۸	۲/۱۵	۱/۵۳	۱/۵۴	۱/۳۵	۱/۲۲	۱/۵۸	۱/۶۴	۴/۱۹
Tm	۰/۲۶	۰/۲۸	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۲۷	۰/۲۵	۰/۳۷	۰/۴۴	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۲۰	۰/۳۰	۰/۲۵	۰/۶۵
Yb	۲/۰۵	۱/۸۶	۱/۷۷	۱/۷۷	۱/۹۵	۱/۷۴	۲/۴۴	۳/۰۶	۱/۸۱	۱/۵۳	۱/۰۶	۱/۳۱	۱/۹۸	۱/۴۴	۴/۴۳
Lu	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۲۹	۰/۳۴	۰/۳۰	۰/۲۸	۰/۳۶	۰/۵۱	۰/۲۸	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۱	۰/۳۲	۰/۲۵	۰/۷۱
Ee/Eu*	۰/۶۶	۰/۵۸	۰/۴۳	۰/۴۱	۰/۴۷	۰/۴۱	۰/۶۳	۰/۴۱	۰/۴۰	۰/۶۰	۰/۴۳	۰/۲۷	۰/۳۹	۰/۹۰	۰/۷۶
Ce/Ce*	۱/۱۰	۱/۱۲	۱/۰۹	۱/۰۴	۱/۰۴	۱/۰۴	۱/۲۲	۱/۰۷	۱/۰۲	۱/۱۰	۱/۰۰	۱/۰۲	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۲

جدول ۴- نتایج محاسبات تغییرات جرم (M.C) عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی کمیاب با استفاده از روش ژئوشیمیایی (MacLean (1990) بر پایه عنصر بی تحرک Hf.

Grayish White Bentonite	White Bentonite						Cream Bentonite	Pink Bentonite		Yellow Bentonite	Green Bentonite			Red Bentonite
Sample No	C1	C2	C7	C12	C15	C17	C3	C5	C6	C8	C9	C10	C11	C16
SiO ₂ (wt%)	-۱/۶	-۱۱/۱۱	۱۷/۱۵	۱۸/۵۷	۱۶/۲۳	۱۰/۴۳	-۱۲/۷۴	۷/۵۰	۸/۳۹	-۷/۹۳	۲/۳۷	۲۳/۷۲	۱۹/۹۰	۱۳/۵۳
Al ₂ O ₃	-۶/۰۸	-۹/۱۵	-۳/۴۶	-۳/۱۴	-۲/۹۸	-۳/۴۵	-۹/۱۶	-۴/۵۰	-۴/۹۸	-۱۲/۰۱	-۶/۱۴	-۱/۰۵	-۱/۲۳	-۶/۷۲
Fe ₂ O ₃	-۸/۴۴	-۸/۸۰	-۸/۹۷	-۸/۹۰	-۸/۹۸	-۸/۹۷	-۷/۹۱	-۸/۹۶	-۹/۱۶	-۹/۱۵	-۹/۲۳	-۸/۶۱	-۸/۷۰	-۷/۰۷
CaO	۰/۰۰۴	-۱/۲۳	-۱/۰۹	-۱/۴۵	-۱/۸۰	-۱/۷۴	۱/۲۳	۵/۴۴	-۱/۱۷	-۰/۲۸	-۱/۵۰	-۰/۸۱	-۱/۳۰	۱/۰۵
Na ₂ O	-۰/۹۷	-۱/۷۴	۰/۰۲	۰/۲۶	۰/۵۱	-۰/۲۰	-۲/۰۳	-۰/۶۰	-۰/۶۲	-۲/۴۲	-۰/۸۶	۰/۴۱	-۰/۲۹	-۰/۹۶
MgO	-۱/۱۹	-۱/۲۹	-۰/۱۹	-۰/۰۹	۰/۲۷	۰/۲۲	-۱/۵۵	-۰/۷۶	-۰/۷۰	-۲/۴	-۰/۷۹	۰/۴۲	۰/۲۳	-۱/۴۶
K ₂ O	-۲/۸۶	-۳/۰۱	-۳/۲۳	-۳/۲۹	-۳/۲۸	-۳/۲۸	-۱/۹۶	-۳/۲۸	-۳/۲۸	-۲/۲۸	-۳/۳۴	-۳/۲۰	-۳/۲۳	-۱/۹۳
TiO ₂	-۰/۹۰	-۰/۹۴	-۱/۰۱	-۱/۰۰	-۱/۰۰	-۱/۰۱	-۰/۷۵	-۱/۰۲	-۱/۰۳	-۰/۸۵	-۱/۰۳	-۰/۹۸	-۱/۰۰	-۰/۸۰
MnO	-۰/۱۶	-۰/۱۶	-۰/۱۰	-۰/۱۵	-۰/۱۴	-۰/۱۳	-۰/۱۲	-۰/۰۵	-۰/۱۳	-۰/۱۱	-۰/۱۵	-۰/۱۴	-۰/۱۴	-۰/۱۴
P ₂ O ₅	-۰/۲۶	-۰/۳۰	-۰/۳۰	-۰/۲۹	-۰/۳۰	-۰/۲۸	-۰/۲۸	-۰/۲۷	-۰/۳۲	-۰/۳۱	-۰/۳۱	-۰/۲۸	-۰/۳۰	-۰/۲۸
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۷	۰/۰۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۴
L.O.I	۵/۵۶	۵/۹۶	۸/۴۰	۱۴/۶۱	۸/۶۲	۱۵/۶۸	۳/۵۱	۱۳/۶۵	۷/۱۹	۰/۱۳	۲/۱۷	۲۶/۷۰	۲۶/۲۶	۱/۹۲
U (ppm)	۰/۰۳	-۰/۶۴	۱/۹۴	۱/۶۵	۲/۰۵	۱/۳۰	-۰/۴۴	۱/۳۰	۱/۴۹	-۰/۲۵	۰/۹۵	۲/۰۰	۱/۹۷	-۰/۳۴
Th	۳/۶۵	۱/۹۷	۸/۱۵	۷/۹۸	۸/۰۴	۷/۶۲	۱/۰۲	۷/۸۳	۷/۲۳	-۰/۸۷	۵/۷۹	۱۰/۴۷	۹/۶۶	۱/۷۰
Ba	-۱۸۷/۸۸	-۴۶۰/۸۴	-۳/۳۰	-۳۱۲/۱۵	-۴۱۹/۲۲	-۳۷۴/۵۹	-۲۶۲/۲۸	۱۵۷/۲۰	-۱۷۴/۷۲	-۵۲۸/۹	-۳۴۳/۳۴	-۱۸۰	-۳۳۳/۹	-۵۵/۵۷
Co	-۲۵/۲۵	-۲۴/۳۹	-۲۳/۹۱	-۲۳/۳۴	-۲۴/۱۲	-۲۴/۲۳	-۲۲/۶۹	-۲۴/۸۷	-۲۳/۹۸	-۲۶/۳۵	-۲۳/۵۴	-۲۲/۱۴	-۲۱/۵۱	-۲۳/۲۶
Zn	-۹۶/۷۴	-۹۸	-۱۰۵/۳۷	-۱۰۴/۶۵	-۱۰۵/۳۷	-۱۰۵/۲۳	-۷۹/۶۴	-۱۰۶/۴۴	-۱۰۶/۵۴	-۹۹/۵	-۲۲/۶۶	-۱۰۶/۷۶	-۱۰۰/۷۰	-۶۸/۴۴
Nb	-۰/۳۹	-۱/۵۵	۰/۹۳	۱/۷۷	۱/۱۵	۰/۷۲	۱/۵۸	۱/۳۶	۰/۷۷	-۰/۴۳	-۰/۰۳	۲/۳۲	۲/۸۸	-۰/۱۷
Cs	-۱۱/۸۶	-۱۲/۱۵۲	-۱۱/۹۲	-۱۲/۰۷	-۱۲/۰۳	-۱۳/۵۳	-۶/۵۸	-۱۳/۳۲	-۱۳/۰۰	-۸/۴	-۱۲/۶۶	-۱۱/۸۸	-۱۱/۸۷	-۱۰/۶۲
Rb	-۱۹۶/۱۶	-۱۹۸/۸۲	-۲۰۶/۱۶	-۲۰۸/۸۷	-۲۰۸/۸۳	-۲۱۴/۰۷	-۱۴۹/۷۲	-۲۱۴/۶۱	-۲۱۲/۶	-۱۷۵/۸۶	-۲۱۱/۶۳	-۲۰۳/۹۹	-۲۰۵/۳۸	-۱۷۰/۷۳
Y	-۲۵/۲۹	-۲۶/۸۶	-۲۴/۰۳	-۲۰/۸۴	-۲۴/۳۵	-۲۴/۹۹	-۲۴/۸۲	-۱۵/۵۷	-۲۵/۲۷	-۳۰/۸۴	-۲۸/۸۶	-۲۴/۲۱	-۱۹/۱۴	-۲۶/۵۸
Pb	-۶/۱۸	-۶/۹۰	۸/۶۸	-۳/۰۹	۴/۰۸	-۰/۳۱	۱/۴۷	۷/۱۸	-۰/۶۵	-۵/۱۶	-۵/۱۵	-۱/۵۲	۰/۲۷	۷/۳۴
Zr	-۱۴/۷۹	-۲۳/۲۳	-۲۷/۸۸	-۲۳/۱۹	-۲۸/۳۱	-۳۶/۸۷	-۹/۹	-۲۲/۱۰	-۳۷/۸۴	-۶/۵۴	-۵۰/۷۴	-۲۳/۷۷	-۱۸/۹۷	-۷/۱۴
Ni	-۷۰/۶۴	-۲۱/۱۴	-۲۲/۶۲	-۲۲/۶۱	-۲۲/۸۳	-۲۲/۸۳	-۶۵/۵۴	-۲۳/۳۷	-۲۳/۱۱	-۶۸/۴۶	-۲۳/۰۴	-۲۲/۷۰	-۲۱/۹۹	-۶۶/۰۲
Sr	-۳۶۴/۳۴	-۴۲۹/۲۸	-۳۶۵/۹۰	-۳۴۴/۳۹	-۲۹۴/۷۵	-۴۰۷/۲۱	-۴۰۷/۷۹	-۳۱۹/۷۹	-۴۰۴/۸۲	-۴۳۰/۶۸	-۳۹۸/۲۳	-۳۶۵/۰۲	-۳۵۳/۰۹	-۱۲/۶۴
Cu	-۲۱/۴۹	-۲۱/۴۰	-۲۲/۸۸	-۲۳/۱۹	-۲۲/۷۷	-۲۳/۳۰	-۲۱/۱۳	-۲۵/۰۲	-۲۳/۷۶	-۱۵/۰۹	-۲۳/۸۷	-۲۲/۶۳	-۲۲/۵۳	-۱۷/۳۸
La (ppm)	-۸/۶۴	-۸/۹۲	-۶/۳۹	-۶/۳۹	-۷/۱۴	-۶/۶۰	-۱۰/۴۹	-۴/۲۵	-۶/۸۵	-۱۲/۳۹	-۸/۷۴	-۳/۲۸	-۵/۵۸	-۹/۷۲
Ce	-۱۴/۲	-۱۳/۰۸	-۹/۵۹	-۱۰/۰۶	-۱۲/۴۸	-۱۱/۵۲	-۱۵/۶	-۶/۶۰	-۱۳/۵۰	-۱۹/۱۹	-۱۵/۴۲	-۶/۰۱	۷/۷۴	-۱۶/۰۸
Pr	-۲/۷۱	-۲/۵۲	-۲/۲۷	-۲/۳۲	-۲/۵۰	-۲/۴۷	-۲/۶۱	-۱/۸۴	-۲/۵۷	-۳/۱۷	-۲/۹۱	-۱/۷۳	۰/۱۵	-۲/۶۸
Nd	-۱۴/۳۳	-۱۲/۹۸	-۱۲/۲۲	-۱۰/۶۳	-۱۲/۲۲	-۱۲/۳۲	-۱۱/۹۶	-۱۰/۹۳	-۱۳/۲۹	-۱۴/۲۳	-۱۲/۰۹	-۱۰/۷۴	-۲/۵۶	-۱۰/۰۸
Sm	-۳/۶۱	-۳/۴۲	-۳/۵۶	-۳/۴۶	-۳/۵۹	-۳/۴۳	-۳/۳۱	-۲/۹۳	-۳/۶۵	-۴/۰	-۳/۸۹	-۳/۲۴	-۲/۲۳	-۳/۳۹
Eu	-۱/۰۱	-۱/۰۸	-۱/۱۹	-۱/۲۰	-۱/۲۱	-۱/۱۷	-۰/۹۸	-۱/۱۱	-۱/۲۳	-۱/۱۶	-۱/۲۵	-۱/۱۷	-۱/۰۷	-۰/۸۴
Gd	-۳/۹۲	-۴/۱۰	-۳/۹۰	-۳/۹۶	-۳/۹۹	-۴/۱۲	-۳/۷۴	-۳/۴۱	-۴/۰۸	-۴/۴۶	-۴/۴۲	-۳/۷۶	-۲/۸۱	-۳/۹۸
Tb	-۰/۵۹	-۰/۶۷	-۰/۶۰	-۰/۵۷	-۰/۶۲	-۰/۶۰	-۰/۵۸	-۰/۴۹	-۰/۶۴	-۰/۷۶	-۰/۶۸	-۰/۵۵	-۰/۴۱	-۰/۶۰
Dy	-۳/۲۷	-۴/۰۱	-۳/۲۶	-۳/۱۹	-۳/۵۵	-۲/۸۷	-۳/۶۴	-۲/۸۲	-۳/۷۰	-۴/۳۱	-۴/۱۸	-۳/۰۹	-۲/۸۵	-۳/۶۷
Ho	-۰/۷۴	-۰/۸۶	-۰/۷۵	-۰/۶۵	-۰/۸۲	-۰/۷۶	-۰/۷۸	-۰/۵۸	-۰/۸۱	-۰/۹۶	-۰/۹۲	-۰/۷۳	-۰/۵۷	-۰/۷۸
Er	-۲/۵۰	-۲/۹۰	-۲/۷۴	-۲/۳۷	-۲/۵۷	-۲/۵۴	-۲/۷۱	-۱/۸۹	-۲/۷۵	-۳/۲۳	-۳/۰۹	-۲/۵۳	-۲/۱۴	-۲/۶۰
Tm	-۰/۴۳	-۰/۴۶	-۰/۳۸	-۰/۲۸	-۰/۳۸	-۰/۳۶	-۰/۴۰	-۰/۱۸	-۰/۴۲	-۰/۵۱	-۰/۴۶	-۰/۳۸	-۰/۲۶	-۰/۴۱
Yb	-۲/۷۳	-۳/۱۶	-۲/۵۴	-۲/۳۹	-۲/۵۷	-۲/۳۴	-۲/۸۴	-۱/۱۵	-۲/۷۳	-۳/۴۸	-۳/۵۷	-۲/۶۵	-۱/۸۶	-۳/۰۳
Lu	-۰/۴۵	-۰/۴۹	-۰/۴۰	-۰/۳۲	-۰/۴۱	-۰/۳۹	-۰/۴۶	-۰/۱۶	-۰/۴۵	-۰/۵۹	-۰/۵۵	-۰/۴۳	-۰/۲۹	-۰/۴۷

جدول ۵- مقدار ضریب همبستگی پیرسون میان برخی از عناصر مختلف (Rollinson, 1993) در نمونه‌های بنتزیتی چاه‌ریشه.

	Si	Al	Ti	Mn	Na	Fe	P	Th	Y	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Si	۱/۰۰																							
Al	-۰/۰۴	۱/۰۰																						
Ti	۰/۳۷	-۰/۶۲	۱/۰۰																					
Mn	-۰/۳۳	-۰/۰۹	-۰/۰۷	۱/۰۰																				
Na	-۰/۰۲	۰/۸۱	-۰/۷۷	-۰/۰۲	۱/۰۰																			
Fe	۰/۲۸	-۰/۴۱	۰/۹۲	-۰/۰۲	-۰/۶۰	۱/۰۰																		
P	-۰/۱۸	-۰/۰۳	۰/۶۰	۰/۱۷	-۰/۲۸	۹۹	۱/۰۰																	
Th	-۰/۳۷	۰/۸۴	-۰/۸۳	۰/۲۰	۰/۷۷	-۰/۷۶	-۰/۴۲	۱/۰۰																
Y	-۰/۳۹	-۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۶۶	-۰/۲۸	۰/۳۲	۰/۵۵	-۰/۰۱	۱/۰۰															
Zr	۰/۴۵	-۰/۷۰	۰/۹۳	-۰/۰۷	-۰/۸۴	۰/۷۷	۰/۵۲	-۰/۷۹	۰/۳۲	۱/۰۰														
La	-۰/۰۳	-۰/۱۷	۰/۳۹	۰/۰۴	-۰/۶۱	۰/۲۸	۰/۱۷	-۰/۱۴	۰/۴۸	۰/۵۳	۱/۰۰													
Ce	-۰/۰۴	-۰/۳۶	۰/۶۰	۰/۰۲	۰/۵۱	۰/۴۷	۰/۳۳	-۰/۳۵	۰/۵۱	۰/۴۴	۰/۹۵	۱/۰۰												
Pr	۰/۰۴	۰/۸۰	۰/۶۴	۰/۰۰	-۰/۷۷	۰/۵۳	۰/۳۳	-۰/۴۱	۰/۵۲	۰/۷۴	۰/۹۴	۰/۸۸	۱/۰۰											
Nd	۰/۲۴	-۰/۴۸	۰/۷۳	-۰/۰۷	-۰/۷۷	۰/۶۵	۰/۲۴	-۰/۵۵	۰/۳۶	۰/۷۴	۰/۸۵	۰/۶۲	۰/۹۰	۱/۰۰										
Sm	۰/۰۴	-۰/۴۰	۰/۷۷	۰/۱۳	-۰/۷۷	۰/۲۲	۰/۵۴	-۰/۵۱	۰/۶۳	۰/۸۱	۰/۸۲	۰/۹۱	۰/۹۴	۰/۸۸	۱/۰۰									
Eu	۰/۲۳	-۰/۴۶	۰/۹۰	۰/۰۰	-۰/۷۰	۰/۹۶	۰/۷۴	-۰/۷۹	۰/۴۱	۰/۸۵	۰/۴۵	۰/۶۲	۰/۶۶	۰/۷۲	۰/۸۲	۱/۰۰								
Gd	۰/۰۴	-۰/۳۳	۰/۷۶	۰/۲۲	-۰/۷۳	۰/۷۰	۰/۶۲	-۰/۴۷	۰/۷۲	۰/۷۸	۰/۷۹	۰/۸۸	۰/۹۱	۰/۸۱	۰/۹۶	۰/۸۰	۱/۰۰							
Tb	-۰/۲۴	-۰/۰۸	۰/۶۴	۰/۳۶	-۰/۵۴	۰/۶۸	۰/۷۳	-۰/۰۰	۰/۸۲	۰/۵۷	۰/۶۶	۰/۷۱	۰/۷۵	۰/۳۳	۰/۸۶	۰/۷۴	۰/۹۳	۱/۰۰						
Dy	-۰/۰۰	-۰/۵۰	۰/۶۲	۰/۳۳	-۰/۴۸	۰/۶۰	۰/۷۸	-۰/۳۳	۰/۸۱	۰/۶۵	۰/۵۲	۰/۶۴	۰/۶۴	۰/۷۳	۰/۷۳	۰/۶۹	۰/۸۶	۰/۸۷	۱/۰۰					
Ho	-۰/۲۴	-۰/۱۴	۰/۵۷	۰/۴۱	-۰/۵۱	۰/۶۰	۰/۷۶	-۰/۴۱	۰/۹۰	۰/۵۷	۰/۵۶	۰/۶۵	۰/۶۷	۰/۵۵	۰/۷۹	۰/۶۹	۰/۸۷	۰/۹۴	۹۳/۰۰	۱/۰۰				
Er	-۰/۲۶	-۰/۰۸	۰/۵۰	۰/۴۹	۰/۴۰	۰/۵۶	۰/۷۹	-۰/۲۸	۰/۹۰	۰/۵۱	۰/۴۷	۰/۵۴	۰/۵۶	۰/۴۲	۰/۷۲	۰/۶۶	۰/۷۹	۰/۸۸	۰/۸۷	۰/۹۵	۱/۰۰			
Tm	-۰/۵۱	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۷۶	-۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۲۹	۰/۰۳	۰/۹۱	۰/۰۵	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۲۰	۰/۳۹	۰/۲۰	۰/۴۸	۰/۶۴	۰/۵۶	۰/۷۳	۰/۷۷	۱/۰۰		
Yb	-۰/۵۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۷۶	۰/۱۴	۰/۰۵	۰/۵۵	۰/۰۵	۰/۸۸	۰/۰۹	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۰۴	۰/۳۶	۰/۱۴	۰/۴۸	۰/۵۹	۰/۶۱	۰/۷۲	۰/۷۹	۰/۸۹	۱/۰۰	
Lu	-۰/۵۸	۰/۱۴	-۰/۰۸	۰/۷۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۷	۰/۱۷	۰/۸۸	-۰/۰۶	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۰۰	۰/۲۶	۰/۰۷	۰/۳۶	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۶۷	۰/۷۴	۰/۹۴	۰/۹۵	۱/۰۰

کتابکاری

- حجازی، م. و قربانی، م.، ۱۳۷۳- بتونیت- زنولیت. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۲۸ص.
 رادفر، ج.، کهنسال، ر.، ذوالفقاری، ص. و بهره‌مند، م.، ۱۳۸۲- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کوپایه، سازمان زمین‌شناسی کشور، برگه شماره ۶۴۵۵.
 قربانی، م.، ۱۳۷۰- اکتشاف و پی‌جویی بتونیت‌های ایران و مسائل زمین‌شناسی وابسته به آنها. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۷۳ص.
 نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۵ص.

References

- Abedini, A., Calagari, A. A. & Akbari, M., 2011- Geochemistry and genesis of Mehredjan bentonite deposit, southeast of Khoor, Isfahan province. *Journal of Geopersia*, V. 1, p. 47-58.
- Christidis, G. E. & Dunham, A. C., 1996- Compositional variation in smectites part II. Alteration of acidic precursors: A case study from Milos Island, Greece. *Clay Minerals*, V. 32, p. 253-270.
- Christidis, G. E., 1998- Comparative study of the mobility of major and trace elements during alteration of an andesite rhyolite to bentonite, in the Islands of Milos and Kimolos, Aegaeon, Greece. *Clays and Clay Minerals*, V. 46, p. 379-399.
- Christidis, G. E., 2008- Validity of the structural formula method for layer charge determination of smectite: Are-evaluation of published data. *Applied Clay Science*, V. 42, p. 1-7.
- Evensen, G. R., Hamilton P. J. & Onions R. K., 1978- Rare earth abundances in chondritic meteorites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 42, p. 1199-1212.
- Goldstein, S. J. & Jacobsen, S. B., 1988- Rare earth element in river waters. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 89, p. 35-47.
- Guven, N., 1988- Smectite in: *Hydrous Phyllosilicates: Reviewes in mineralogy*. Mineralogical Society of America, V. 19, p. 497-559.
- Huff, W., 2008- Ordovician K-bentonites: Issues in interpreting and correlating ancient tephros. *Quaternary International*, V. 178, p. 276-287.
- Lopez, J. M. G., Bauluz, B., Nieto, C. F. & Olliete, A. Y., 2005- Factors controlling the trace elements distribution in fine- grained rocks: the Albian Kaolinite- rich deposits of the Olliete Basin (NE Spain). *Chemical Geology*, V. 214, p. 1-19.
- MacLean, W. H., 1990- Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita* 25, 44-49.
- Muchangos, A. C., 2006- The mobility of rare earth and other elements in process of alteration of rhyolitic rocks to bentonite (Lebombo Volcanic Mountainous Chain, Mozambique). *Journal of Geochemical Exploration*, V. 88, p. 300-303.
- Munch, P., Duplay, J. & Cocheme, J. J., 1996- Alteration of silicic vitric tuffs interbedded in volcanoclastic deposits of the Southern Basin and Range Province, Mexico. *Evidences for Hydrothermal Reactions*, V. 44, p. 49-67.
- Pandarinath, K., Dulski, P., Torres-Alvarado, I. S. & Verma, S. P., 2008- Element mobility during the hydrothermal alteration of rhyolitic rocks of the los Azufres geothermal field Mexico. *Geothermics*, V. 37, p. 53-72.
- Patino, L. C., Velbel, M. A., Price, J. R. & Wade, J. A., 2003- Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala. *Chemical Geology*, V. 202, p. 343-364.
- Rollinson, H., 1993- Using geochemical data: evalution, presentation, interpretation, p. 352.
- Savage, D., Walker, C., Arthur, R., Rochelled, C., Odae, C. & Takase, H., 2007- Alteration of bentonite by hyperalkaline: A review of the role of secondary minerals. *Physics and Chemistry of the Earth*, V. 32, p. 287-297.
- Spears, D. A., Kanaris-Sotirios, R., Riley, N. & Krause, P., 1999- Namurian bentonites in the Pennine basin, UK-origin and magmatic affinities. *Sedimentology*, V. 46, p. 385-401.
- Sverjensky, D. A., 1984- Europium redox equilibria in aquilibria in aqueous solution. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 67, p. 70-78.
- Vogt, K. & Kostner, H. M., 1978- Zur Mineralogie, Kristallchemie und Geochemie einiger Montmorillonite aus Bentoniten. *Clay Minerals*, V. 13, p. 25-43.
- Weaver, C. E. & Pollard, L.D., 1973- The chemistry of clay minerals. Elsevier, Amsterdam, p. 213.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of diferent magma series and their diferentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, V. 20, p. 325-343.
- Zielinski, R. A., 1982- The mobility of uranium and other elements during alteration of rhyolite ash to montmorillonite: a case study in the Troublesome Formation, Colorado, U.S.A. *Chemical Geology*, V. 35, p. 185-204.

Geochemical Aspects of Chahreeseh Bentonite Deposit, Northeast of Isfahan, Central Iran Structural Zone

Sh. Fatahi ^{1*}, A. A. Calagari ², A. Abedini ³ & H. Bagheri ⁴

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University, Tabriz, Iran

² Professor, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University, Tabriz, Iran

³ Associate Professor, Department of Geology, Urmia University, Urmia, Iran

⁴ Assistant Professor, Department of Geology, Isfahan University, Isfahan, Iran

Received: 2013 July 27

Accepted: 2014 July 08

Abstract

Chahreeseh bentonite deposit is located at ~55 km northeast of Isfahan, structural zone of Central Iran. This deposit has layered and massive form and includes six discrete outcrops. The field observations showed that the ores are genetically related to Oligo-Miocene tuff breccia. The mineralogical studies testified to the presence of minerals such as montmorillonite, saponite, beidellite, cristobalite, anorthite, calcite, dolomite, albite, vermiculite, actinolite, pyrophyllite, quartz, sanidine nontronite, orthoclase, microcline, tridymite, and hematite in rock-forming quantities in the bentonitic samples. Based on the minerals chemistry considerations, the Chahreeseh bentonite deposit can be classified as the Wyoming type. The results of mass change calculations (with assumption of Hf as low-mobile index element) show that progression of bentonitization process at Chahreeseh was accompanied by depletion of elements like Al, Fe, K, Ti, Mn, P, Ba, Co, Zn, Cs, Rb, Y, Zr, Ni, Sr, and Cu, enrichment of U, and leaching-fixation of elements such as Na, Mg, Ca, and Si. The geochemical interpretations revealed that variations of Eu negative anomaly (0.27-0.90) and weak negative to weak positive anomalies of Ce (0.97-1.22) at Chahreeseh have been controlled by the degree of feldspar alteration and changes in the rate of oxidation potential of the environment, respectively. By considering the results obtained from field relations, mineralogy and geochemistry, it seems factors such as physico-chemical conditions of alteration environment, absorption mechanism, difference in degree of alteration intensity of parent materials, the degree of access to fluoride, chloride, and sulfate ligands, incorporation in crystal structure, ionic exchange, physical concentration, and the presence in resistant mineral phases played significant roles in distribution and concentration of elements in this deposit, respectively.

Keywords: Bentonite, Alteration, Tuff breccia, Mass changes, Chahreeseh, Isfahan.

For Persian Version see pages 287 to 296

*Corresponding author: Sh. Fatahi; E-mail: shfatahi1982@yahoo.com