

## بررسی کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی کانسار بنتونیت مهرآباد (شرق اصفهان)

رضوان مهوری\*، موسی نقره‌ئیان، محمدعلی مکی زاده، غلامرضا پورنقشبند

دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

(دریافت مقاله: ۸۸/۱۲/۹، نسخه نهایی: ۸۹/۴/۱۷)

**چکیده:** کانسار بنتونیت مهرآباد به سن الیگومیوسن و محصول دگرسانی مواد آتشفشانی- رسوبی حمل شده در یک محیط کولابی است. این کانسار از لحاظ کانی‌شناسی دارای کانی‌های مونت موریلونیت، آلبیت، کلینوپتیلولیت، کوارتز، کریستوبالیت، کلسیت، ژیپس، هالیت، نانترونیت و موسکوویت است. بر اساس بررسی‌های انجام شده شاردهای شیشه در واحدهای آتشفشانی- رسوبی طی عمل دیاژنز به بنتونیت و زئولیت تبدیل شده و دارای ترکیب اسیدی تا حدواسطاند. کانسار بنتونیت مهرآباد جزء ذخایر رسی هالمیرولیزی محسوب می‌شود. بر اساس داده‌های ژئوشیمی سری ماگمایی به وجود آورنده بنتونیت‌ها آهکی- قلیایی و محیط زمین‌ساختی آن‌ها قوس آتشفشانی و همزمان با برخورد است.

**واژه‌های کلیدی:** بنتونیت؛ دیاژنز؛ هالمیرولیزی؛ شاردهای شیشه؛ مهرآباد.

### مقدمه

بر اساس ویژگی‌های فیزیکی و کانی‌شناسی به دو دسته‌ی زیر تقسیم می‌کنند که عبارتند از:

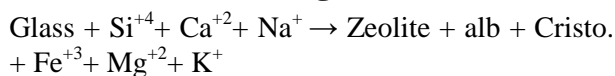
- ۱- نوع سدیم یا سدیم- کلسیم (حد واسط) با توانایی تورم بالا
  - ۲- نوع کلسیم با توانایی تورم پایین
- نوع اول معمولاً به شکل لایه‌ای در مقیاس بزرگ، مانند کانسارهایی که در وایومینگ و مونتانا (ایالات متحده) وجود دارند. این کانسارها به‌وسیله‌ی فرایندهای دیاژنزی تشکیل می‌شوند یعنی دویتریفیکاسیون درجا و گسترده خاکستر و آبگیری و تبلور اسمکتیت را سبب می‌شوند [۴]. نوع دوم اغلب کانسارهایی عدسی شکل تا نامنظم و در مقیاس کوچک تا متوسط‌اند که بیشتر در خاورمیانه و اروپا مثل ایتالیا، ترکیه و یونان وجود دارند.

بررسی‌های زیادی بر روی این کانسارها انجام شده است [۵-۷]. این کانسارها نه تنها در اثر فرایند دیاژنتیکی بلکه

بنتونیت سنگی است که بخش بیشتر آن را کانی‌های رسی (ذرات ریز با ابعاد کمتر از ۲µm) تشکیل داده‌اند [۱]. قدیمی‌ترین نام‌هایی که در فرهنگ غرب به این ماده نسبت داده‌اند عبارتند از: رس صابونی (۱۱۷۳)، نیلوریت (۱۸۸۸) و بالاخره در (۱۸۹۸) برای اولین بار توسط نایت بنتونیت نامیده شد که این نام از سازند شیل بنتون واقع در آمریکا گرفته شده است [۲]. نام شیل بنتون نیز از کوه فورت بنتون که در ۴۰۰ مایلی شمال رودخانه‌ی راک قرار دارد، گرفته شده است. به بنتونیت‌ها اسامی دیگری همچون مونت موریلونیت‌های سدیم و کلسیم- دار، رس مونت موریلونیتی، رس اسمکتیتی، و ... داده‌اند [۳]. بنتونیت‌ها اصولاً به‌صورت کانسارهای لایه‌ای شکلند که در عمق نسبتاً کمی قرار دارند و از نظر ضخامت چندان قابل توجه نیستند ولی از نظر سطح گسترش زیادی یافته‌اند. بنتونیت‌ها را

\* نویسنده مسئول، تلفن: ۷۹۳۲۱۵۳ (۰۳۱۱)، شماره: ۷۹۳۲۱۵۲ (۰۳۱۱)، پست الکترونیکی: r.mehvary@gmail.com

با نسبت Si/Al بالا را سبب می‌شود [۱۶].



به‌طور کلی دگرسانی شیشه‌ی آتشفشانی به اسمکتیت و زئولیت فرایند معمولی است که اغلب کانسارهای زئولیت یا بنتونیت را تشکیل می‌دهد [۵، ۱۰، ۱۳، ۱۷، ۱۸].

### روش بررسی

پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه برداری سیستماتیک از واحدهای سنگی سالم و دگرسان موجود در منطقه تعدادی از نمونه‌های سالم و دگرسان برای تهیه‌ی مقاطع نازک انتخاب و با میکروسکوپ قطبشی الپوس مدل BH-2 از نظر کانی-شناسی بررسی شدند. به‌منظور شناسایی دقیق کانی‌های تشکیل دهنده‌ی نمونه‌های بنتونیت تعدادی از آنها در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان به‌روش پراش پرتو ایکس (XRD) مورد بررسی قرار گرفتند. همچنین روی نمونه‌های بنتونیت منطقه آنالیز ICP-MS صورت گرفت که تعدادی از این آنالیزها از سوی شرکت کیان طیف زاگرس و تعدادی نیز به‌وسیله‌ی شرکت Als Chemex کانادا تجزیه شدند (جدول ۱). تعدادی مقطع نازک به‌منظور تعیین ترکیب بخش شیشه‌ای واحدهای آتشفشانی- رسوبی انتخاب و پس از تهیه‌ی مقاطع نازک صیقلی به‌دانشگاه تربیت مدرس تهران برای آنالیز نقطه‌ای EDS فرستاده شدند (جدول ۲).

در اثر فرایند گرمایی یا در آخرین مراحل دگرسانی نیز ایجاد می‌شوند [۸].

به‌طور کلی بنتونیت‌ها به خرج مواد آتشفشانی به‌ویژه شیشه‌ها به‌صورت سه فرایند زیر تشکیل می‌شوند:

- دگرسانی در جای شیشه‌ی آتشفشانی در محیط‌های آبی

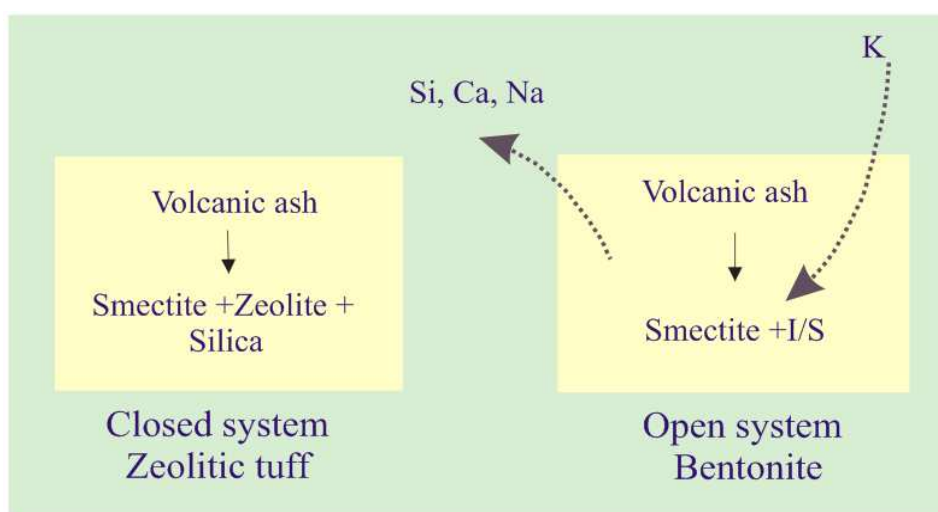
- دگرسانی گرمایی سنگ‌های آذرین

- آخرین مرحله‌ی دگرسانی مواد آذرین که شامل واکنش‌های بخار و گازها با مواد آذرین می‌شود [۵].

اگر سیستم تشکیل بنتونیت بسته باشد پس از آب‌گیری اولیه و تبادل کاتیونی بین فاز شاره و شیشه آتشفشانی عناصر قلیایی و قلیایی خاکی آزاد می‌شوند و در نتیجه pH و شوری شاره زیاد می‌شود. اسمکتیت معمولاً در مراحل اولیه دگرسانی تشکیل می‌شود که نسبت اکتیویته  $\text{Na}^{+} + \text{K}^{+} / \text{H}^{+}$  فاز شاره‌ای پایین است [۹-۱۱]. در واقع شست و شوی آلكالی‌ها و فعالیت بالای منیزیم تشکیل اسمکتیت را بهبود می‌بخشد [۱۲، ۱۳]. وقتی که نسبت اکتیویته  $\text{Na}^{+} + \text{K}^{+} / \text{H}^{+}$  بالا باشد تشکیل زئولیت به جای اسمکتیت مناسب است [۱۴] (شکل ۱) [۱۵].

۱. مرحله‌ی اول انحلال شیشه و تبلور کریستوبالیت و اسمکتیت با محلول‌هایی با نسبت  $\text{alkali} / \text{H}^{+}$  پایین.

۲. در این مرحله کاتیون‌های قلیایی زیاد می‌شود و نسبت  $\text{alkali} / \text{H}^{+}$  و Ph محلول زیاد می‌شود در نتیجه رشد زئولیت‌ها



شکل ۱ مقایسه‌ی تبدیل مواد آتشفشانی شیشه‌ای اسیدی به توف زئولیتی در یک سیستم بسته و به اسمکتیت (بنتونیت) یا کانی‌های ایلیت-اسمکتیت در یک سیستم باز که عناصر شیمیایی به سیستم وارد و یا خارج می‌شوند (برگرفته از [۱۵]).

جدول ۱ نتایج آنالیز ICP-MS (P-2 ماسه سنگ آتشفشانی ، P-3 ، P-4 ، R-10 ، R-11 و R-12 نمونه‌های بنتونیت).

ELEMENT	SAMPLES	P-2	P-3	P-4	R-10	R-11	R-12
SiO <sub>2</sub>	%	۶۷٫۹۸	۶۰٫۱۴	۶۲٫۳۰	۶۹٫۵۰	۶۳٫۸۰	۶۶٫۷۰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	۱۲٫۶۹	۱۲٫۸۴	۱۲٫۵۱	۱۰٫۴۵	۱۳٫۹۰	۱۲٫۷۰
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	۳٫۲۴	۳٫۱۶	۲٫۴۷	۴٫۴۸	۱٫۵۸	۳٫۲۸
MgO	%	۰٫۷۷	۲٫۵۰	۲٫۳۵	۲٫۱۷	۲٫۵۲	۲٫۲۶
CaO	%	۲٫۵۶	۶٫۱۱	۴٫۸۷	۰٫۶۳	۳٫۰۱	۱٫۸۴
Na <sub>2</sub> O	%	۳٫۱۱	۲٫۵۶	۲٫۴۵	۲٫۴۰	۲٫۸۰	۲٫۶۷
K <sub>2</sub> O	%	۱٫۹۱	۰٫۸۷	۰٫۹۴	۱٫۰۲	۰٫۸۵	۱٫۴۵
TiO <sub>2</sub>	%	۰٫۴۴	۰٫۴۷	۰٫۲۳	۰٫۱۷	۰٫۲۱	۰٫۳۲
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۱۰
MnO	%	۰٫۰۳	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۰۲	۰٫۱۲	۰٫۰۵
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	۰٫۰۱	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
LOI	%	۷٫۰۰	۱۰٫۹۰	۱۱٫۵۰	۸٫۷۳	۱۱٫۰۰	۹٫۱۵
SUM	%	۹۹٫۸۴	۹۹٫۸۰	۹۹٫۸۱	۹۹٫۹۰	۹۹٫۹۰	۱۰۰٫۵۰
Th	ppm	۴٫۵۰	۵٫۱۰	۵٫۷۰	۳٫۷۷	۷٫۸۵	۴٫۰۳
Co	ppm	۴٫۸۰	۹٫۱۰	۶٫۶۰	۶٫۸۰	۷	۸
Nb	ppm	۵	۵٫۳۰	۴	۳٫۹۰	۵٫۹۰	۴٫۸۰
Rb	ppm	۶۹٫۴۰	۴۲٫۶۰	۴۶٫۹۰	۵۵٫۷۰	۳۷٫۳۰	۵۷٫۸۰
Zr	ppm	۷۹٫۸۰	۸۸٫۶۰	۷۰٫۴۰	۶۳	۸۶	۷۶
Y	ppm	۱۸٫۹۰	۲۵٫۶۰	۲۲	۲۶	۲۰٫۳۰	۲۲٫۸۰
La	ppm	۱۵٫۳۰	۱۵٫۸۰	۱۴	۹٫۳۰	۱۶٫۱۰	۱۵٫۶۰
Ce	ppm	۲۹٫۴۰	۳۲٫۸۰	۲۸٫۷۰	۱۹٫۶۰	۳۱٫۶۰	۳۲٫۱۰
Pr	ppm	۳٫۲۸	۳٫۶۱	۳٫۲۰	۲٫۴۵	۳٫۶۷	۳٫۸۷
Nd	ppm	۱۳٫۴۰	۱۵٫۳۰	۱۳	۹٫۵۰	۱۳٫۷۰	۱۵٫۱۰
Sm	ppm	۲٫۹۰	۳٫۶۰	۲٫۸۰	۲٫۴۰	۳٫۰۴	۳٫۴۵
Eu	ppm	۰٫۶۵	۰٫۶۲	۰٫۴۴	۰٫۴۷	۰٫۵۲	۰٫۷۰
Gd	ppm	۳٫۰۸	۳٫۶۵	۲٫۸۱	۲٫۸۸	۳٫۳۱	۳٫۸۴
Tb	ppm	۰٫۵۳	۰٫۶۵	۰٫۵۷	۰٫۵۵	۰٫۵۷	۰٫۶۴
Dy	ppm	۳٫۱۰	۳٫۸۶	۳٫۳۶	۴٫۰۴	۳٫۶۶	۴٫۱۰
Ho	ppm	۰٫۶۱	۰٫۸۳	۰٫۷۳	۰٫۹۳	۰٫۷۷	۰٫۸۶
Er	ppm	۲٫۰۵	۲٫۵۹	۲٫۲۷	۳٫۰۴	۲٫۳۹	۲٫۶۶
Tm	ppm	۰٫۳۱	۰٫۴۳	۰٫۳۶	۰٫۴۹	۰٫۳۶	۰٫۴۰
Yb	ppm	۲٫۰۳	۲٫۶۵	۲٫۵۶	۳٫۴۲	۲٫۴۴	۲٫۶۷
Lu	ppm	۰٫۳۴	۰٫۳۹	۰٫۳۷	۰٫۵۵	۰٫۴۰	۰٫۴۲

جدول ۲ نتایج آنالیز نقطه‌ای وابسته به بخش شیشه‌ای واحدهای آتشفشانی - رسوبی در مهرآباد.

Sample	1-2St25	1-2bSt26	1-3bSt27	1-4St28	1-4bSt29
SiO <sub>2</sub>	۷۹٫۲۹	۷۷٫۳۷	۷۶٫۸۹	۷۷٫۵۶	۸۹٫۱۹
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۲٫۷۷	۱۲٫۵۵	۱۲٫۶۹	۱۰٫۶۷	۶٫۰۳
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱٫۲۷	۱٫۹۷	۱٫۸۶	۲٫۵۶	۳٫۸۳
MgO	۲٫۰۷	۲٫۰۷	۲٫۱	۳٫۴۹	۰٫۶۳
CaO	۱٫۲	۱٫۵۶	۱٫۵۹	۱٫۵۹	۰
Na <sub>2</sub> O	۱٫۰۲	۱٫۸۶	۱٫۸۷	۲٫۵۴	۰٫۳۲
K <sub>2</sub> O	۲٫۳۹	۲٫۶۲	۳٫۰۱	۱٫۶	۰
Total	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰

## موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی عمومی منطقه

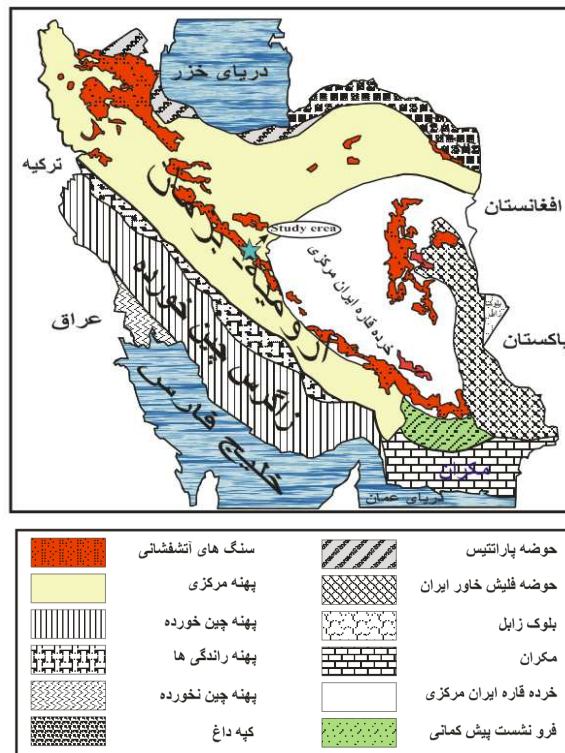
مهرآباد در ۳۷ کیلومتری جنوب غرب نایین و کیلومتر ۱۱۰ جاده اصفهان- نایین قرار گرفته است. گستره‌ی مورد بررسی از نظر موقعیت زمین‌شناسی ایران بخشی از زون ایران مرکزی محسوب می‌شود و در نوار ولکانو پلوتونیک ارومیه- دختر قرار گرفته است (شکل ۲) [۱۹]. از نظر موقعیت جغرافیایی گستره-ی مورد بررسی در طول‌های جغرافیایی  $52^{\circ}$  و  $51^{\circ}$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $33^{\circ}$  و  $32^{\circ}$  شمالی قرار گرفته است (شکل ۳) [۲۰]. نوار زمین‌ساختی ارومیه- دختر با روند شمال غربی- جنوب شرقی از آذربایجان تا مکران امتداد دارد و شاهد تکاپوی ماگمایی گسترده‌ای در سنوزوئیک بوده است. ماگماتیسم ترشیری به دو صورت نفوذی و آتشفشانی است و تکاپوهای آتشفشانی به دو صورت گدازه‌ای و آذرآواری است. آذرآواری‌های ترشیری گاه خاستگاه مستقیم ماگمایی و گاه بر اثر فرسایش، حمل و رسوبگذاری بعدی (ایپ کلاستیک) نهشته شده‌اند [۱۹]. در این منطقه بر اساس بررسی‌های صحرایی انواع سنگ‌های آتشفشانی، ولکانی کلاستیک، ولکانوسدیمتر و رسوب‌های آبرفتی کواترنر حضور دارند. سنگ‌های آتشفشانی کلاستیک شامل برش‌های آتشفشانی، آگلومرا و توف و بر اساس رده‌بندی [۲۱] انواع ولکانوسدیمتری (ماسه سنگ آتشفشانی) (جدول ۳) و بنتونیت هستند. در منطقه برش‌های آتشفشانی با لایه‌بندی مشخص و ضخیم در تماس با واحدهای بنتونیتی قرار گرفته است (شکل ۴، الف). این واحدها کاملاً پروپیلیتی شده‌اند و رنگ سبز حاصل از کانی‌های شاخص دگرسانی پروپیلیتیک را دارا هستند. پروپیلیتی شدن یک پدیده فراگیر در منطقه نیست و فقط در همین واحدها مشاهده می‌شود. این پروپیلیتی شدن احتمالاً همزمان با بنتونیتی شدن واحدهای ماسه سنگ آتشفشانی است و توجیه آن به این صورت است که در جریان دگرنهادی واحدهای ماسه سنگ آتشفشانی، پلاژیوکلازهای موجود در آن-ها به آلبیت تجزیه می‌شوند و در اثر این تجزیه  $CaO$  آزاد و همراه با آب به واحدهای برش آتشفشانی هجوم آورده و آن‌ها را پروپیلیتی می‌کند. این واحدها سنگ مادر بنتونیت نیستند زیرا قطعاتی از آن‌ها با بافت پورفیری در میان لایه‌های بنتونیت مشاهده می‌شوند و از نظر سنی نیز قدیمی‌تر از بنتونیت‌ها هستند (شکل ۴، ب و پ). این واحدها فقط نقش به وجود آورنده‌ی یک حوضه‌ی رسوبی را برای واحدهای ولکانوسدیمتری بازی می‌کنند. واحدهای ماسه سنگ آتشفشانی، واحدهایی آلوکم هستند که به این حوضه‌ی رسوبی

حمل شده و در آنجا با لایه‌بندی رسوب کرده‌اند. این واحدها به‌وضوح بافت تخریبی را از خود نشان می‌دهند. اندازه‌ی دانه-های تخریبی موجود در آن‌ها در حد ماسه ولی از جنس سنگ-های آتشفشانی هستند. این واحدها دارای تخلخل زیادند و از این نظر دارای شرایط لازم برای نفوذ محلول‌های جوی و در نهایت بنتونیتی شدن هستند (شکل ۴، ت). در این حوضه‌ی رسوبی ژیبس با انبوهه‌ی زیبای رز مانند به مقدار فراوان مشاهده می‌شود. ژیبس‌ها در منطقه به‌صورت فراگیر مشاهده نمی‌شوند و فقط به همین حوضه‌ی رسوبی و بنتونیت‌ها وابسته‌اند که دلالت بر این دارد که محیط تشکیل بنتونیت‌ها از نوع بسته و کولابی است (شکل ۴، ث). بنتونیت‌های منطقه دارای لایه‌بندی کاملاً مشخص‌اند (شکل ۴، ج). آثاری از اکسیدهای آهن نیز در بنتونیت‌ها مشاهده می‌شود که به موازات لایه‌بندی قرار گرفته‌اند و شرایط اکسایش محیط تشکیل بنتونیت‌ها را نشان می‌دهند. در اثر بنتونیتی شدن سری از آگات‌های بسیار ریز همراه با واحدهای سیلیسی شده مشاهده می‌شوند و به‌نظر می‌رسد که در اثر بنتونیتی شدن مقداری سیلیس از سنگ مادر آزاد شده و این آگات‌ها را تشکیل داده و حتی سبب سیلیسی شدن واحدهای همجوار نیز شده است. واحدهای آبرفتی کواترنری نیز بر روی بنتونیت‌ها قرار گرفته‌اند.

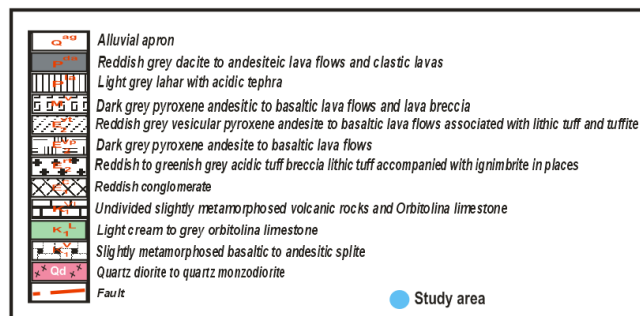
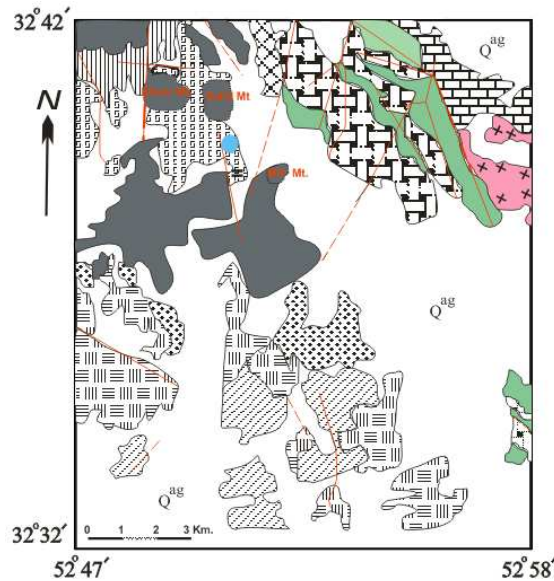
## سنگ‌شناسی

ماسه‌سنگ آتشفشانی: این واحدها دارای کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز با حاشیه‌های زاویه‌دار و گرد، بیوتیت که گاهی به کلریت تبدیل شده، قطعات لیتیک، کلسیت و شارد‌های شیشه که بیشتر از نوع پومیس هستند (شکل ۵، الف و ب).

بنتونیت: علی‌رغم اینکه تهیه مقطع سنگ‌های رسی مثل بنتونیت مشکل است در بررسی میکروسکوپی این مقاطع کاملاً مشهود است که خرده‌کانی‌های فلدسپار، بیوتیت و پیروکسن کاملاً سالم‌اند (شکل ۶، الف، ب و پ) و شارد‌های شیشه به شکل‌های مختلف کاملاً هستند که کاملاً به رس (مونت موریلونیت) تبدیل شده‌اند (شکل ۶، ت). در این سنگ کلسیت نیز مشاهده می‌شود و این کلسیت‌ها به حوضه رسوبگذاری وابسته بوده و حاصل تجزیه نیستند. بافت تخریبی در این سنگ کاملاً مشخص است و بیانگر آن است که سنگ مادر بنتونیت یک سنگ آتشفشانی نیست. برای تعیین کانی‌شناسی کانسار بنتونیت یاد شده چند نمونه از آن به‌روش پراش پرتو ایکس تجزیه شدند که نتایج آن به شرح زیر است.



شکل ۲ پهنه‌های رسوبی - ساختاری عمده‌ی ایران (برگرفته از [۱۹] با تغییرات) و نمایش موقعیت منطقه مورد بررسی روی آن.



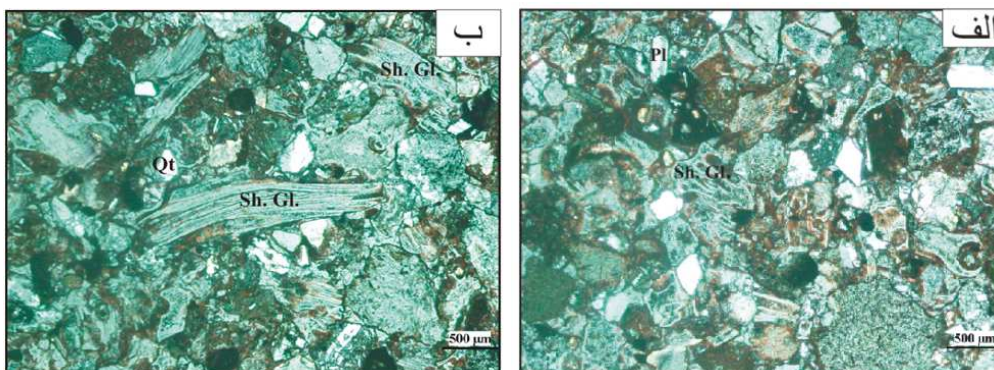
شکل ۳ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده‌ی منطقه (برگرفته از [۲۰] با تغییرات).

جدول ۳ رده بندی سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی [۲۱].

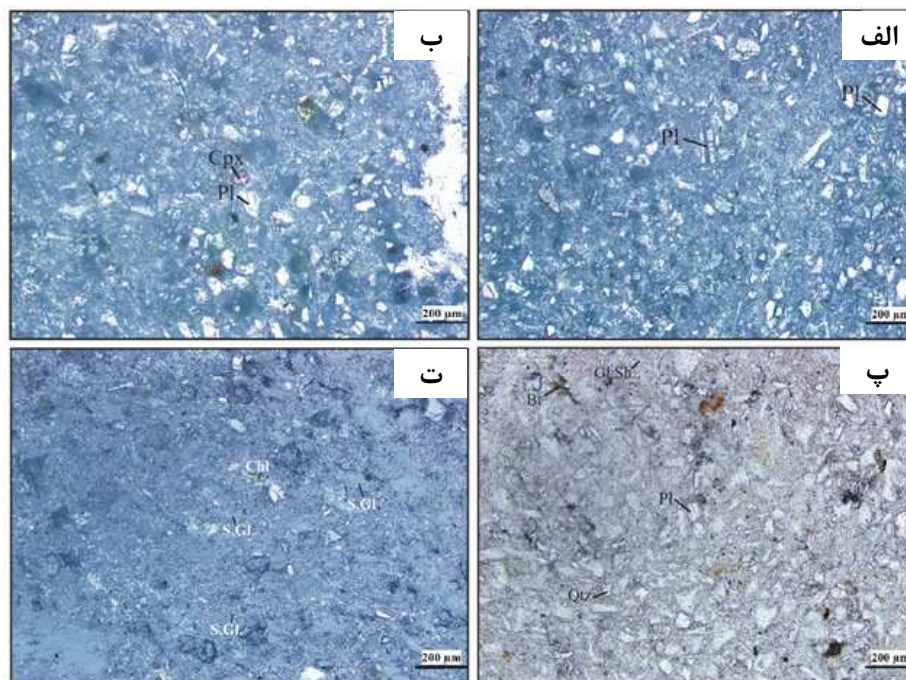
Unconsolidated		Consolidated
Bombs	> 64 mm	Agglomerate
Blocks		Volcanic breccia
Lapilli	2- 64 mm	Lapillistone
Coarse ash	0.06- 2 mm	Coarse tuff (Volcanic sandstone)
Fine ash	< 0.06 mm	Fine tuff (Volcanic mudstone)



شکل ۴ الف) نمایی از لایه‌بندی در واحد برش آتشفشانی در تماس با بنتونیت‌ها (ب) وجود قطعاتی از واحد برش آتشفشانی در بنتونیت‌ها (پ) بافت پورفیری در قطعه‌ی برش ولکانیکی موجود در بنتونیت‌ها (ت) نمایی از ماسه سنگ آتشفشانی (سنگ مادر بنتونیت) (ث) حضور ژئیس در بنتونیت (ج) وجود لایه‌بندی در بنتونیت‌های منطقه.



شکل ۵ الف) و ب) تصاویری از انواع شارد‌های شیشه‌ای از نوع پومیس همراه با پلاژیوکلاز، کوارتز و قطعات لیتیک در ماسه سنگ آتشفشانی (XPL) (Sh. Gl.: Glass Shard).



شکل ۶ الف، ب و پ) وجود دانه‌های آتشفشانی - تخریبی در بنتونیت‌ها (Pl، Cpx و Bt، ت) حضور شاردهای شیشه‌ای در بنتونیت‌ها (الف، ب و ت (XPL) و پ (PPL).

۱۷/۳۶، ۲۲/۳۶، ۲۲/۴۹، ۲۲/۷۱، ۲۲/۸۲، ۲۶/۰۴، ۲۸/۱۶ مشاهده می‌شوند [۲۳، ۲۲]. فازهای اصلی موجود در نمونه‌های بنتونیت مورد بررسی شامل مونت موریلونیت، آل بیت، کلینوپتیلولیت، کوارتز و کریستوبالیت‌اند و فازهای فرعی عبارتند از کلسیت، ژیپس، هالیت، موسکوویت و نانترونیت. پایداری کریستوبالیت در شرایط دمایی پایین احتمالاً به علت آن است که چندریخت‌های دمایی بالا یک ترکیب، معمولاً نسبت به چند ریخت با دمایی پایین آن از ساختار بازتری برخوردارند. این رفتار معمولاً از نظر دینامیکی در دمایی بالا از طریق جنبش‌های گرمایی و یا از طریق وارد شدن یک یون خارجی در منافذ شبکه‌ی بلوری حاصل می‌شود. این یون‌های خارجی ساختار را حفظ کرده و مانع از تبدیل شدن آن به چندریخت دیگر هنگام پایین آمدن دما می‌شود. این پدیده احتمالاً دلیل پایداری کریستوبالیت و تردیمیت در شرایطی است که کوارتز شکل پایدار  $SiO_2$  است [۲۴]. چنان که در بعضی از قله‌های XRD (شکل ۷) دیده می‌شود مونت موریلونیت با موسکوویت همزیست است و مونت موریلونیت از نظر ساختاری ارتباط نزدیکی با ایلیت (موسکوویت) داشته و به‌ویژه در محیط دریایی ظاهراً به آسانی به این کانی تبدیل می‌شود [۲۴].

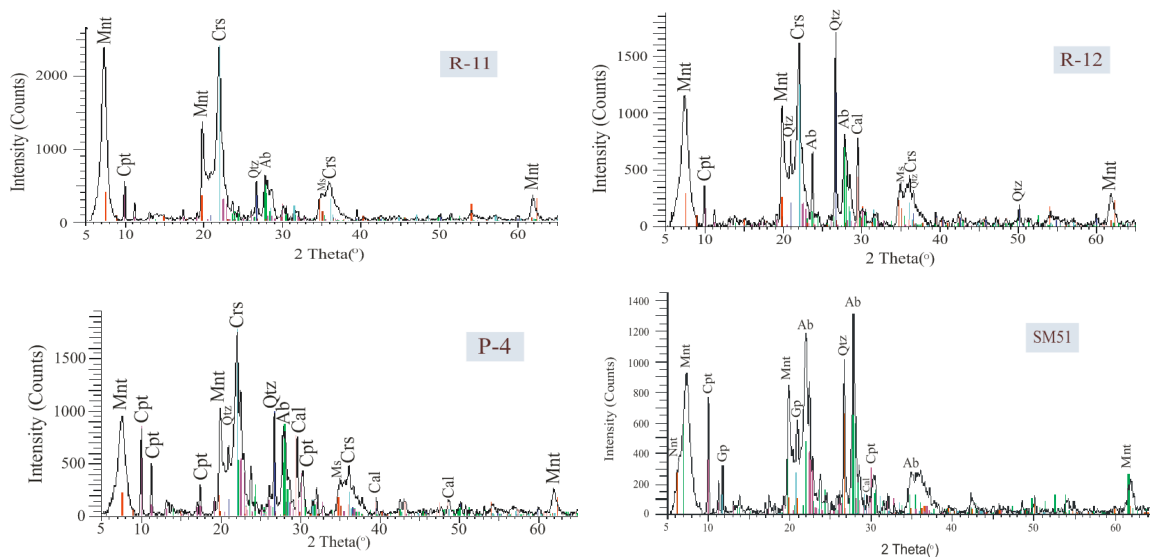
#### بررسی‌های پراش پرتو X (XRD):

برای شناسایی دقیق کانی‌های تشکیل دهنده بنتونیت‌ها از بررسی‌های پراش پرتو X استفاده شد.

#### تفسیر XRD نمونه‌های بنتونیت مورد بررسی

قله‌های اصلی وابسته به اسمکتیت‌ها در فواصل لایه‌ای  $d(001)$  نمودار XRD، در زاویه  $2\theta$  بین ۶ تا ۹ درجه و فواصل لایه‌ای  $d(060)$  در زاویه  $2\theta$ ، ۶۲ تا ۶۳ درجه مشاهده می‌شوند. هنگامی که این تجزیه روی نمونه‌های خشک انجام شود شماره‌های قله‌های آن‌ها برای  $d(001)$  بالای ۱۰ (۱۲/۶۳، ۱۲/۶۳، ۱۱/۷۶، ۱۱/۷۶، ۱۱/۷۶، ۱۱/۷۶) و برای  $d(060)$  در حدود ۱/۴۹ تا ۱/۵۰ است [۱]. تشخیص نوع کانی رسی با بررسی مقادیر جدایش سطوح  $d(001)$  و تشخیص شانزده وجهی از بیست و چهار وجهی با بررسی مقادیر  $d(060)$  امکان پذیر است.

$d(060)$  برای نمونه‌های بنتونیت عبارتند از: ۱/۵۰، ۱/۵۰، ۱/۴۹، ۱/۴۹، ۱/۴۹. نمونه‌ی رس‌های اسمکتیتی به نوع شانزده وجهی مونت موریلونیت وابسته‌اند. قله‌های بعدی که در زاویه‌های  $2\theta$  بین ۹ تا ۴۵ درجه بیشترین فراوانی را دارند به کلینوپتیلولیت‌های همراه با این بنتونیت‌ها وابستگی دارند. اصلی‌ترین قله‌های این کانی در زاویه‌های  $2\theta$  (۹، ۱۱/۱۹،



شکل ۷ الگوهای XRD وابسته به نمونه‌های کانسار بنتونیت مهرآباد (علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از [۳۲]).

Crs: Cristobalit, Cpt: Clinoptilolite, Cal: Calcite, Ms: Muscovite, Mnt: Montmorillonite, Gp: Gypsum, Ab: Albite, Qtz: Quartz

زمین‌ساختی کمان‌های آتشفشانی و همزمان با برخورد مشخص شده است (شکل ۱۰).

با بررسی رفتار Ce در نمودار عنکبوتی می‌توان در مورد دگرسانی بنتونیت‌ها اظهار نظر کرد [۲۵، ۳۱]. با توجه به نمودار عنکبوتی (شکل ۱۱) تمام نمونه‌های بنتونیت دارای بی‌هنجاری مثبت Ce هستند. بنابراین بنتونیت‌های مورد بررسی حاصل دگرسانی شیشه‌های اسیدی در محیط دیاژنزی هستند و به نظر می‌رسد که نمونه‌های بنتونیت Ce را از آب دریا جذب کرده‌اند.

#### برداشت

بر اساس بررسی‌های XRD فازهای اصلی موجود در بنتونیت-های منطقه عبارتند از: اسمکتیت (مونت موریلونیت)، کوارتز، آل بیت، کلینوپتیلولیت و کریستوبالیت و فازهای فرعی شامل موسکوویت، کلسیت، ژپس، هالیت و نانترونیت.

بنتونیتی شدن در واحدهای آتشفشانی-رسوبی رخ داده و در واقع شیشه‌های موجود در این واحدها به اسمکتیت تبدیل شده و کانی‌هایی نظیر پلاژیوکلاز، بیوتیت و پیروکسن سالم مانده‌اند. این واحدها نخست به رس و سپس در مراحل بعدی طی دیاژنز به ژئولیت (کلینوپتیلولیت) تبدیل شده‌اند.

بر پایه‌ی بررسی‌های ژئوشیمیایی انجام شده بر روی بخش شیشه‌ای سنگ و نمونه‌های بنتونیت، شیشه‌های به‌وجود آورنده‌ی بنتونیت‌ها دارای ترکیب اسیدی تا حدواسط هستند.

#### ژئوشیمی کانسار بنتونیت

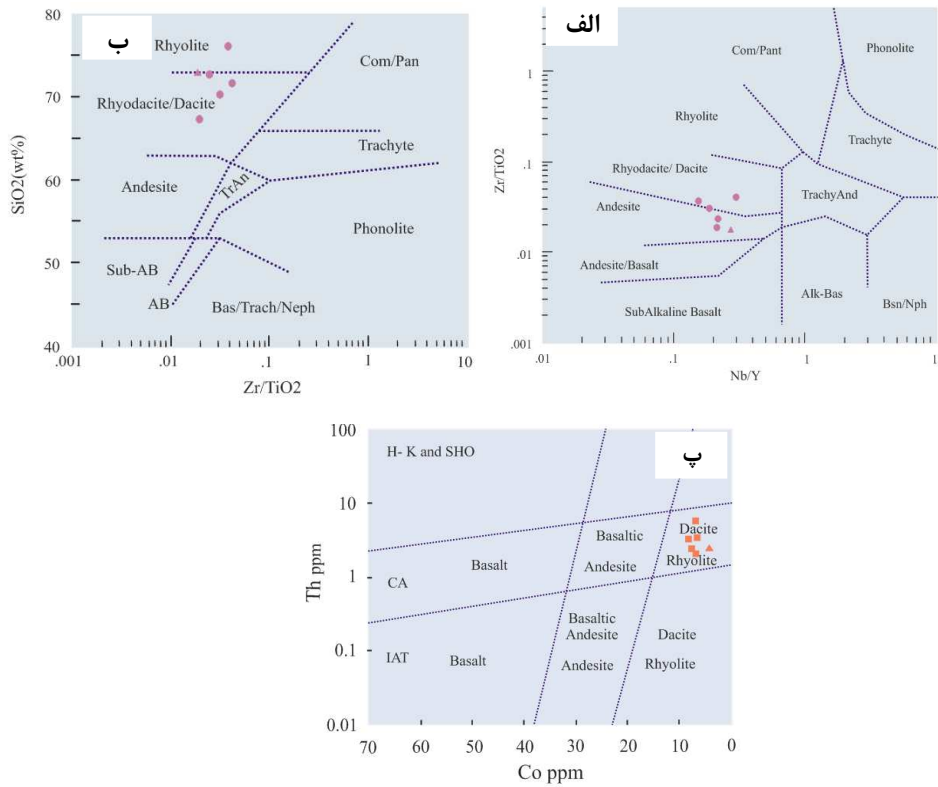
با توجه به اینکه نمونه‌های بنتونیت حاصل دگرسانی شیشه یا شارد‌های آتشفشانی هستند، از نمودارهای رده‌بندی عمومی سنگ‌ها می‌توان برای تعیین ترکیب شیشه تولیدکننده‌ی بنتونیت‌ها استفاده کرد [۲۵]. از این رو جهت نامگذاری بنتونیت‌ها از نمودارهایی که بر اساس عناصر نادر طراحی شده‌اند، استفاده شده است. با رسم داده‌های وابسته به بنتونیت‌ها و ماسه سنگ آتشفشانی در نمودارهای رده‌بندی سنگ‌ها [۲۷، ۲۶] (شکل ۸)، نمونه‌ها در گستره‌ی ریولیتی، ریوداسیتی، داسیتی تا آندزیتی قرار می‌گیرند ولی به‌طور کلی می‌توان نوع شیشه‌ی به‌وجود آورنده‌ی بنتونیت‌ها را اسیدی تا حدواسط در نظر گرفت. علاوه بر این بر اساس نمودار بهنجار شده‌ی عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت (شکل ۹) این مسئله را می‌توان اثبات کرد. بر اساس این نمودار، Eu در ماسه سنگ آتشفشانی و نیز در همه‌ی نمونه‌های بنتونیت ناهنجاری منفی نشان می‌دهد که این ناهنجاری منفی به دلیل پایین بودن کلسیم در این نمونه‌هاست زیرا Eu در فلدسپارها جانشین کلسیم می‌شود و در واقع پلاژیوکلاز غالب نمونه‌ها از نوع سدیک است [۲۸].

برای تعیین سری ماگمایی و نیز محیط زمین‌ساختی بنتونیت‌ها، داده‌های شیمیایی وابسته به شیشه‌ی آتشفشانی به‌وجود آورنده‌ی آن‌ها از نمودارهای [۳۰، ۲۹] استفاده شد. با توجه به این نمودارها سری ماگمایی آهکی-قلیایی و محیط



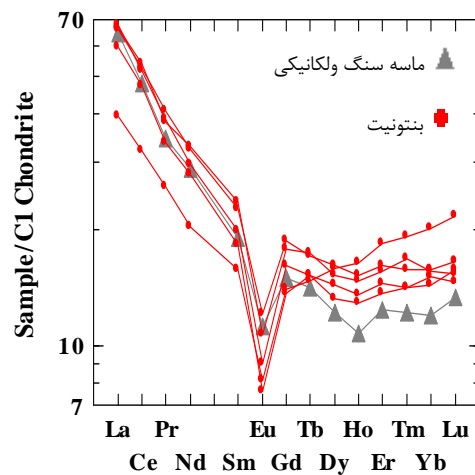
بنابراین فرایند بنتونیتی شدن در یک محیط کولابی بسته رخ داده است زیرا در این محیط ژپس به فراوانی تشکیل شده است و در واقع می‌توان گفت که یک ذخیره‌ی هالمیرولیزی است (شکل ۱۲).

بدین ترتیب می‌توان گفت که ژنز کانسار از نوع دی‌آزنتیکی است و دلایل آن عبارتند از: الف) کانسار بنتونیت از نوع لایه‌ای است. ب) شواهد دگرسانی گرمایی در سنگ‌های دیواره وجود ندارد. ج) حضور اسمکتیت و ژئولیت در کانسار می‌تواند گویای این ادعا باشد.

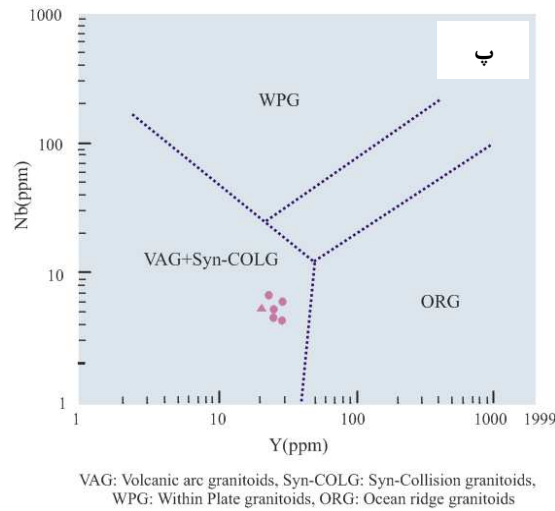
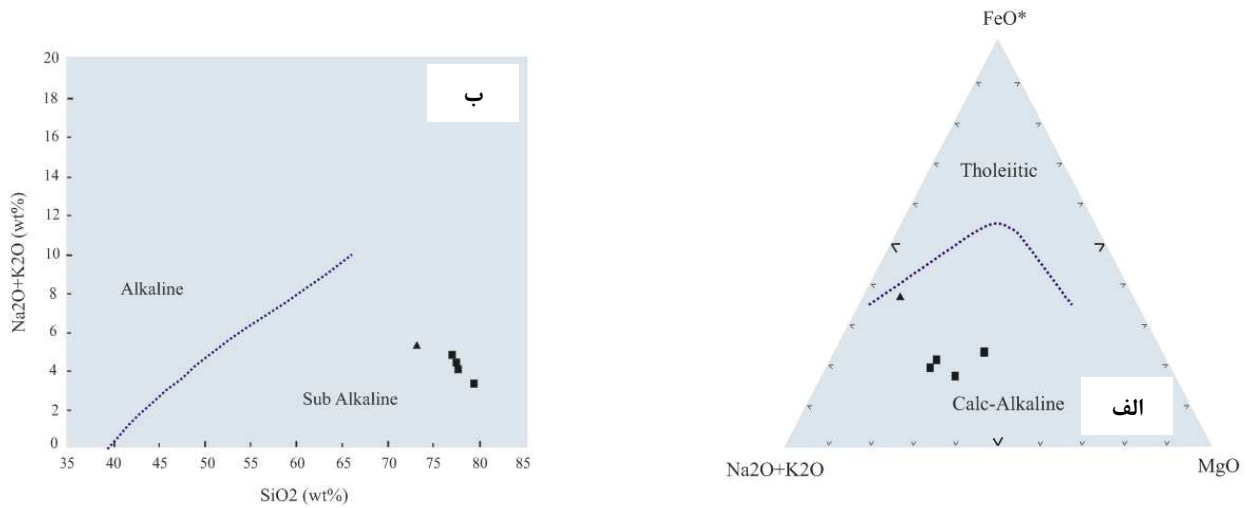


IAT: Island arc tholeiite, CA: Calc-alkaline, H- K: High-k- Calc- alkaline, SHO: Shoshonite

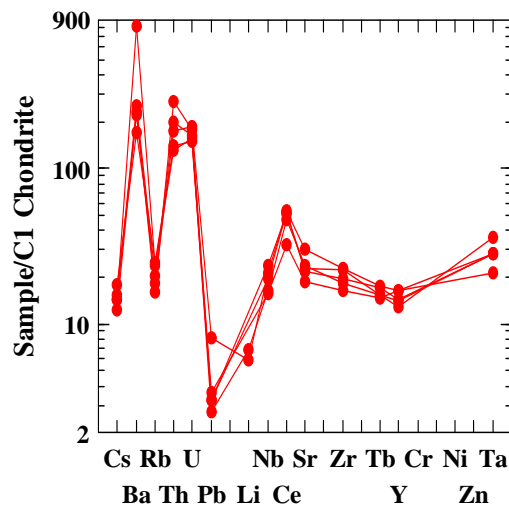
شکل ۸ الف) و ب) موقعیت نمونه‌های بنتونیت (دایره) و ماسه سنگ آتشفشانی (مثلث) (نمودار برگرفته از [۲۶]). پ) موقعیت نمونه‌های بنتونیت (مربع) و ماسه سنگ آتشفشانی (مثلث) (نمودار برگرفته از [۲۷]).



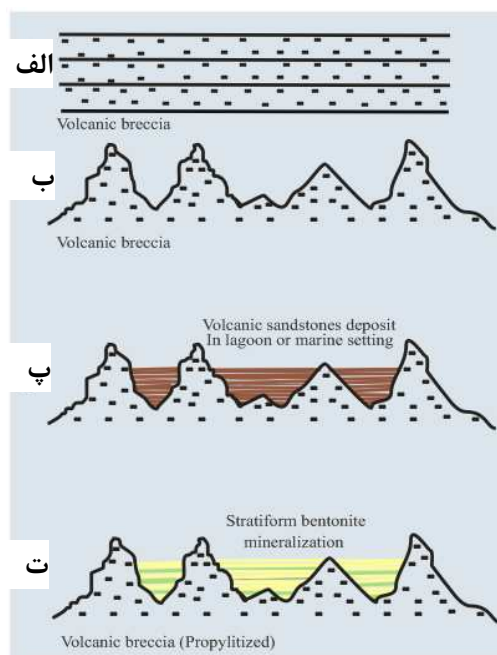
شکل ۹ نمودار بهنجار عناصر خاکی کمیاب نسبت به کندریت.



شکل ۱۰ الف) و ب) موقعیت شیشه‌های آتشفشانی (مربع) و ماسه سنگ آتشفشانی (مثلث) (نمودار برگرفته از [۲۹]). پ) موقعیت نمونه‌های بنتونیت (دایره) و ماسه سنگ آتشفشانی (مثلث) (نمودار برگرفته از [۳۰]).



شکل ۱۱ نمودار عنکبوتی که نمونه‌های بنتونیت نسبت به کندریت هنجار شده‌اند.



شکل ۱۲ مدل رسوب‌گذاری واحد ماسه سنگ آتشفشانی و بنتونیتی شدن آن در مهرآباد. الف: برش‌های آتشفشانی سخت به‌عنوان پی‌سنگ کانسار بنتونیت که دارای لایه‌بندی هستند. ب: برش‌های آتشفشانی که در اثر فشارهای زمین‌ساختی چین‌خورده و حوضه‌های رسوبی بین کوهستانی را ایجاد کرده‌اند. پ: ماسه سنگ‌های آتشفشانی به‌عنوان سنگ مادر بنتونیت‌ها در این حوضه‌های رسوبی ته‌نشین شده‌اند. ت: تشکیل همزمان کانسار بنتونیت همراه با پروپیلیتی شدن پی‌سنگ (برش‌های آتشفشانی).

#### مراجع

- [7] Yildiz A., Kuscü M., "Origin of the Basoren (Kutahya W Turkey) bentonite deposits", Clay Minerals, 39, 2004, 219-231.
- [8] Takagi T., Koh S. M., Song M. S., Itoh M., Mog K., "Geology and properties of the Kawasaki and Dobuyama bentonite deposits of Zao region in northeastern Japan", Clay Minerals, 40, 2005, 333-350.
- [9] Sheppard R. A., Gude A.J., "Zeolites and associated authigenic silicate minerals in tuffaceous rocks of the Big Sandy Formation", Mohave County, Arizona, U.S. Geological Survey Professional Paper 830, 1973, 36p.
- [10] Hay R. L., Guldman S.G., "Diagenetic alteration of silicic ash in Searles lake", California, Clays and Clay Minerals, 35, 1987, 449-457.
- [11] Christidis G., "Formation and growth of smectites in bentonites: A case study from Kimolos Island, Aegean", Greece, Clays and Clay Minerals, 49(3), 2001, 204-215.
- [12] Hay R. L., "Geology of zeolites in sedimentary rocks. pp. 53-64 in: Mineralogy and Geology of Natural Zeolites (F.A. Mumpton, editor), Reviews in Mineralogy", 4. Mineralogical Society of America, Washington, D.C. 1977.

[۱] بازرگانی گیلانی ک، ربانی م. ص، "کانی‌شناسی، مشخصات شیمیایی و تکوینی بنتونیت ته‌نشست‌های ائوسن منطقه افر"، غرب سمنان، مجله بلور و کانی‌شناسی ایران، سال دوازدهم، شماره ۲، ۱۳۸۳، ص ۱۶۹-۱۸۸.

[۲] قربانی م، "بنتونیت، منابع و مسائل زمین‌شناسی آن در ایران"، دهمین گردهمایی علوم زمین، ۱۳۷۰، ص ۷۰-۷۵.

[3] Hora Z. D., "Bentonite, British Colombia Geological Survey Branch", 1998, 1-3.

[4] Grim R. E., Guven N., "Bentonites, Geology, Mineralogy, Properties and Uses. Developments in Sedimentology," 24, Elsevier, Amsterdam, 1978, 256 p.

[5] Christidis G., Scott P., Marcopolos T., "Origin of the bentonite deposits of Eastern Milos, Aegean", Greece: Geological, Mineralogical and Geochemical evidence, Clays and Clay Minerals, 43(1), 1995, 63-77.

[6] Yalcin H., Gumuser G., "Mineralogical and geochemical characteristics of late Cretaceous bentonite deposits of the Kelkit Valley region", northern Turkey, Clay minerals, 35, 2000, 807-825.

- [23] Treacy M. M. J., Higgins J. B., "Collection of simulated XRD powder patterns for zeolites", Elsevier, 2001, 379p.
- [24] Mason B., Moore G. B., "Principles of Geochemistry, wiley", New York, 1982, 344p.
- [25] Berry R., "Eocene and Oligocene Otay- type Waxy Bentonites of San Diego Country and Baja California: Chemistry", mineralogy, petrology and plate tectonic implications, Clays and Clay Minerals, 47, 1999, 70-83.
- [26] Winchester J. A., Floyd P. A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", Chemical Geology, 20, 1977, 325-343.
- [27] Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce J. A., Mitchell S. F., "Classification of altered volcanic Island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram", Petrology, 48(12), 2007, 2341-2356.
- [28] Henderson P., "Rare earth element geochemistry", Elsevier science publishers, B. V., 1984, 275-308.
- [29] Irvine T. N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Canadian Journal of Earth Science", 8, 1971, 523-548.
- [30] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, Petrology", 25, Part 4, 1984, 956-983.
- [31] White W. M., Dupré B., Vidal P., "Isotope and trace element geochemistry of sediments from the Barbados Ridge Demerara Plain region, Atlantic Ocean, Geochimica et Cosmochimica Acta", 49, 1985, 1875-1886.
- [32] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist, 68, 1983, 277-279.
- [13] Senkayi A. L., Dixon J.B., Hossner L.R., Abder-Ruhman M., Fanning D.S., "Mineralogy and genetic relationships of tonstein, bentonite and lignitic strata in the Eocene Yegna Formation of East-Central Texas, Clays and Clay Minerals", 32, 1984, 259-271.
- [14] Hess P. C., "Phase equilibria of some minerals in the  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $H_2O$  system at 25~ and 1 atmosphere, American Journal of Science", 264, 1966, 289-309.
- [15] Velde B., "Introduction to clay minerals, Chapman and Hall", 1992, 198P.
- [16] Benito R., Garcia- Guinea J., Valle- Fuentes F. J., Recio P., "Mineralogy, geochemistry and uses of the mordenite- bentonite ash- tuff beds of Los Escullos", Almeria, Spain, Geochemical Exploration, 62, 1998, 229-240.
- [17] Iijima A., "Geology of natural zeolites and zeolitic rocks, Proceedings of the 5th International Conference on Zeolites", 1980, 103-118.
- [18] Altaner S. P., Grim R. E., "Mineralogy, chemistry and diagenesis of tuffs in the Sucker Creek Formation (Miocene)", Eastern Oregon, Clays and Clay Minerals, 38, 1990, 561-572.
- [۱۹] آقائباتی س. ع.، "زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان و اکتشافات معدنی کشور"، ۱۳۸۵، ۶۱۹ ص.
- [۲۰] امینی ب.، امینی چه‌رق م.، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کجان"، سازمان زمین‌شناسی کشور، برگه شماره ۱۳۸۲، ۶۵۵۵.
- [21] Nichols G., "Sedimentology and Stratigraphy", Blackwell Science Ltd, Oxford, 355P, 1999.
- [22] Bayliss P., Berry L. G., Mrose M. E., Smitu D. K., "Mineral powder diffraction file.JGPDS", 1980, 1107P.