



کانی شناسی و زمین شیمی ذخیره کائولن رحمت آباد، گردنه ملا احمد نایین، استان اصفهان

محمد علی مکی زاده^۱، خدیجه مری^۱، مهین منصوری اصفهانی^۲، شیرین فتاحی^{۳*}

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان

۲- دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان

۳- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز

(دریافت مقاله: ۹۵/۱۰/۳۰، نسخه نهایی: ۹۶/۲/۹)

چکیده: ذخیره کائولن رحمت آباد در فاصله ۲۵ کیلومتری جنوب غربی نایین واقع است. این ذخیره فرآورده دگرسانی سنگ های آتشفشانی و واحدهای آذرآواری به سن ائوسن است. بررسی های کانی شناسی نشان می دهند که کائولینیت، ژاروسیت، هماتیت، کوارتز، کلسیت، آنورتیت، آلونیت، دیاسپور، کلریت، مونت موریلونیت، ایلیت، آلبیت، اورتوکلاز، هالیت، سانیدین، گوتیت، مالاکیت، آزوریت و سرسیت از کانی های سنگ ساز این ذخیره هستند. بر اساس نتایج گرماسنجی روی کلریت های حاصل از دگرسانی، دمای سیالات مسوول دگرسانی از ۹۸/۲۵ تا ۳۲۱/۰۴ درجه سانتی گراد بوده است. بر پایه بررسی های زمین شیمیایی، فرایند تبدیل سنگ های آتشفشانی و آذرآواری به کائولن با غنی شدگی Rb، Cs، Ba، Sr، Nb، Hf، Zr، Y، Th، Al و U، شستشو- تثبیت Na، Ti، Ca، Si و P و تهی شدگی Fe، K، Mn، Mg، Cr، Ni و REEs همراه بوده است. از سیماهای زمین شیمیایی مشخص دیگر می توان به نسبت های بالای (La/Lu)_N و بالا بودن مقادیر Ba و Sr نسبت به مقادیر Ce، La و Y اشاره نمود. همچنین در ناحیه مورد بررسی، تغییرات بی هنجاری های Eu و Ce به ترتیب توسط درجه دگرسانی فلدسپارها و تغییر درجه اکسایش محیط کنترل شده اند. به نظر می رسد که توسعه ذخیره کائولن در رحمت آباد توسط همپوشی فرایند درون زاد توسط فرایند برون زاد در منطقه حاصل شده است. اختلاف در میزان شدت دگرسانی مواد منشاء، شیمی محلول های دگران کننده، جذب سطحی، ترکیب در ساختار بلوری، اختلاف در درجه کمپلکس شدن با لیگندهای سولفاتی، کلریدی و فلوریدی و تفاوت در میزان پایداری کانی های اولیه در برابر دگرسانی شش عامل مهم کنترل کننده تحرک، توزیع، و تمرکز عناصر در ذخیره کائولن منطقه رحمت آباد هستند.

واژه های کلیدی: کانی شناسی؛ کائولن؛ واحدهای آذرآواری؛ تحرک عناصر؛ رحمت آباد؛ گردنه ملا احمد نایین.

مقدمه

به طوری که یک گسل فرعی بزرگ از منطقه عبور می کند. می توان گفت که بیشتر دگرسانی های گرمایی موجود در شرق گردنه ملا احمد، به طور کلی از این روند گسلی (شمال غرب - جنوب شرق) پیروی کرده اند.

با وجود بررسی های تفصیلی در مورد ذخایر رسی به ویژه کائولن ها در نقاط مختلف دنیا [۲، ۱] و به ویژه در ایران [۴، ۳]، تاکنون هیچ مطالعه جامعی بر ذخیره کائولن منطقه رحمت آباد از نظر کانی شناسی و زمین شیمی عنصری صورت نگرفته است. در این پژوهش سعی شده است که ویژگی های کانی شناسی، شیمی کانی های رسی و عوامل موثر بر تحرک، توزیع و

در این پژوهش انواع دگرسانی های گرمایی موجود در بخشی از سنگ های آتشفشانی و آذر آواری منطقه کوه سیاه به سن ائوسن پیشین بررسی شده است. تنوع در ترکیب سنگ شناسی سنگ های درونگیر همراه با وجود گسل های متعدد در این ناحیه از ایران موجب تغییرات زمین شیمیایی شدید در محیط تشکیل ذخایر کائولن شده است. در منطقه مورد بررسی از گسل های تأثیرگذار در زمان ائوسن می توان به دهشیر- بافت اشاره نمود. همچنین از دیدگاه زمین ساختی، محدوده کائولن رحمت آباد در شرق سامانه گسلی بزرگ قم - زفره واقع است

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۳۱۱-۶۸۲۹۳۸۴، نمابر: ۰۴۱۳۳۳۵۶۰۲۷، پست الکترونیکی: Shfatahi1982@yahoo.com

غنی‌شدگی عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی نادر در طی تکامل و توسعه کائولن رحمت‌آباد به تفصیل بررسی شوند.

روش پژوهش

در این پژوهش، نخست پیمایش‌هایی جهت شناسایی انواع تشکیلات سنگی و روابط صحرایی در منطقه رحمت‌آباد انجام شد. بر این اساس، تعداد ۴۰ نمونه سنگی از سنگ‌های آتشفشانی و واحدهای آذرآواری، کائولن و نمونه‌های سیلیسی شده از منطقه برداشت گردید. بررسی‌های سنگ نگاری تعداد ۲۵ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی و واحدهای آذرآواری با تهیه و مطالعه مقاطع نازک و صیقلی به ترتیب با میکروسکوپ‌های قطبشی عبوری الیمپوس مدل BH-2 و قطبشی بازتابی BX-60 انجام شد. ترکیب کانی‌شناسی ۲ نمونه از کائولن‌ها با استفاده از دستگاه پراش پرتو X (XRD) (مدل D4) با پرتو $\text{CuK}\alpha$ ، فام‌سازهای گرافیتی، ولتاژ ۴۰ کیلو ولت، جریان ۴۰ میلی‌آمپر، آهنگ روبش ۲ درجه بر دقیقه و گستره زاویه‌ای ۲ تا ۷۰ درجه در آزمایشگاه تجزیه مواد معدنی دانشگاه اصفهان تعیین شد. بررسی‌های تکمیلی کانی‌شناسی کائولن‌ها با میکروسکوپی الکترونی روبشی-طیف‌سنجی انرژی پاشنده پرتو

X (SEM-EDS) در آزمایشگاه فلزنگاری دانشگاه تهران انجام شد. در این راستا، ترکیب اکسیدهای اصلی کائولن‌ها (ذرات کوچکتر از ۲۰ μm) در یک نقطه اندازه‌گیری شد. همچنین مقدار اکسیدهای اصلی در کلریت‌های حاصل از فرآیندهای دگرسانی در پنج نقطه توسط ریزپردازشگر الکترونی (EPMA) مدل کامکا SX-100 در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد کرج اندازه‌گیری شد. نتایج حاصل از محاسبات دماسنجی در جدول ۱ آورده شده است.

تعداد ۹ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی سالم نیز برای تعیین مقدار اکسیدهای اصلی (جدول ۲)، تعداد ۱۰ نمونه از سنگ‌های دگرسان نیز برای تعیین مقدار اکسیدهای اصلی و فرعی، عناصر جزئی و خاکی نادر و تعداد ۴ نمونه دیگر از سنگ‌های دگرسان شده و یک نمونه سیلیسی تنها برای عناصر خاکی نادر در آزمایشگاه کانسانران بینالود تجزیه شدند (جدول ۳). در این آزمایشگاه، مقدار اکسیدهای اصلی و فرعی به روش طیف‌سنجی فلورسانس پرتو X (XRF) (بروکر، مدل Explorer) و مقدار عناصر جزئی و خاکی نادر به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) تعیین شدند.

جدول ۱ دمای تشکیل کلریت در محدوده کائولن رحمت‌آباد [۱۰، ۱۱].

Element	Spot 1	Spot 2	Spot 3	Spot 4	Spot 5
$\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{C}}$	۱،۱۳۹	۱،۰۸	۱،۲۸۹	۰،۵۰۶	۱،۲۵۱
$\text{Fe}(\text{Fe}+\text{Mg})$	۰،۴۶	۰،۴۶	۰،۴۶	۰،۴۵	۰،۴۸
T(Ci)	۲۵۰،۶۴	۲۳۸،۳	۲۸۲،۶۳	۱۱۵،۸۳	۲۷۴،۱
T(Ci)	۲۹۰	۲۷۱،۳۳	۳۳۸،۳	۸۶،۵۱	۳۲۵،۴۲
T(Ci)	۲۹۴،۳۴	۲۷۸،۵۲	۳۴۲،۱۹	۹۲،۴۱	۳۳۰،۰۷
Aevrage	۲۷۸،۳۳	۲۶۱،۷۲	۳۲۱،۰۴	۹۸،۲۵	۳۰۹،۸۶

جدول ۲ ترکیب اکسیدهای اصلی سنگ‌های آتشفشانی محدوده کائولن رحمت‌آباد.

oxides	Detection limit	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱
SiO_2	۰،۰۱	۸۰،۹۰	۷۶،۱۲	۷۷،۱۲	۵۷،۹۵	۵۴،۰۵	۵۵،۴۵	۵۷،۲۰	۶۳،۳۵	۶۱،۴۲	۵۸،۳۵	۸۳،۹۵
TiO_2	۰،۰۱	۰،۱۶	۰،۲۵	۰،۲۵	۰،۲۳	۱،۱۲	۰،۷۵	۰،۷۲	۰،۷۲	۰،۷۰	۰،۷۵	۰،۱۱
Al_2O_3	۰،۰۴	۶،۲۰	۸،۹۰	۸،۷۹	۱۷،۰۵	۱۷،۰۸	۱۶،۰۵	۱۳،۵۵	۱۳،۵۵	۱۶،۹۵	۱۵،۱۲	۶،۱۲
Fe_2O_3	۰،۰۱	۱،۶۸	۱،۸۱	۱،۷۸	۱،۸۱	۲،۴۵	۲،۳۵	۲،۲۹	۲،۲۹	۲،۲۹	۲،۳۹	۱،۶۵
FeO	۰،۰۱	۰،۳۰	۱،۰۳	۱،۰۵	۵،۰۸	۶،۲۳	۵،۷۵	۳،۱۱	۳،۱۱	۳،۱۱	۵،۹۵	۰،۰۵
MnO	۰،۰۱	۰،۰۲	۰،۰۵	۰،۰۵	۰،۱۷	۰،۱۴	۰،۲۵	۰،۲۵	۰،۲۵	۰،۲۵	۰،۱۸	۰،۰۸
MgO	۰،۰۱	۰،۱۴	۰،۴۹	۰،۳۹	۷،۹۵	۶،۲۵	۶،۸۰	۲،۱۸	۲،۱۸	۲،۱۸	۳،۸۵	۰،۴۱
CaO	۰،۰۱	۰،۴۸	۲،۰۶	۲،۴۳	۷،۹۰	۸،۴۴	۹،۳۵	۲،۹۵	۲،۹۵	۲،۹۵	۸،۷۱	۰،۴۵
Na_2O	۰،۰۱	۴،۴۲	۳،۶۳	۴،۸۱	۲،۳۳	۲،۶۵	۱،۷۵	۵،۵۸	۵،۵۷	۵،۵۸	۲،۵۸	۴،۲۲
K_2O	۰،۰۱	۴،۶۸	۳،۰۲	۳،۳۳	۰،۱۵	۱،۷۵	۰،۸۸	۵،۸۵	۵،۸۵	۵،۸۵	۰،۱۷	۱،۶۳
P_2O_5	۰،۰۱	۰،۰۶	۰،۱۱	۰،۱۰	۰،۲۵	۰،۵۷	۰،۲۵	۰،۳۰	۰،۳۰	۰،۳۰	۰،۱۵	۰،۰۵
Sum		۹۹،۰۷	۹۷،۴۷	۱۰۰،۱	۱۰۰،۸۷	۱۰۰،۷۳	۹۹،۶۳	۹۳،۹۸	۱۰۰،۱۲	۱۰۱،۵۸	۹۸،۲۰	۹۸،۷۲

جدول ۳ مقدار عناصر اصلی، فرعی، جزئی، خاکی نادر و LOI در نمونه‌های مورد بررسی به همراه محدوده آشکارسازی عناصر و مقدار بی‌هنجاری-های Eu و Ce. (نمونه‌های با کد K: کائولن و با کد Si: سیلیس).

Sample No	Detection	K-1	K2	K-3	K-4	K-5	K-6	K-7	K-8	K-9	Si
SiO ₂ (wt%)	۰/۰۱	۶۵/۱۶	۶۵/۹۵	۶۷/۱۲	۶۸/۹۹	۶۸/۸۵	-	-	-	-	-
TiO ₂	۰/۰۱	۰/۴۳	۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۵۵	۰/۳۶	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	۰/۰۴	۱۶/۹۱	۱۷/۱۴	۱۵/۸۸	۱۵/۵۴	۱۳/۸۸	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	۰/۰۱	۱/۴۵	۱/۳۲	۱/۱۵	۱/۳۸	۱/۸۴	-	-	-	-	-
FeO	۰/۰۱	۲/۱۸	۲/۲۲	۱/۹۸	۲/۰۲	۲/۰۸	-	-	-	-	-
MnO	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۳	-	-	-	-	-
MgO	۰/۰۱	۲/۲۸	۱/۷۵	۱/۵۸	۱/۵۵	۱/۹۵	-	-	-	-	-
CaO	۰/۰۱	۴/۵۵	۴/۸۵	۳/۸۵	۳/۲۵	۴/۲۵	-	-	-	-	-
Na ₂ O	۰/۰۱	۳/۸۲	۳/۶۷	۴/۹۵	۳/۳۳	۳/۶۸	-	-	-	-	-
K ₂ O	۰/۰۱	۱/۹۸	۲/۱۰	۲/۱۸	۱/۸۵	۲/۱۹	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	۰/۰۱	۰/۲۲	۰/۴۸	۰/۴۵	۰/۵۰	۰/۱۵	-	-	-	-	-
Sum	-	۹۹/۰۵	۹۹/۸۵	۹۹/۵۱	۹۸/۹۳	۱۰۰/۰۶	-	-	-	-	-
Cr (ppm)	۰/۰۰۲	۱۰/۰۰	۱۲/۰۰	۱۱/۰۰	۹/۰۰	۱۰/۰۰	-	-	-	-	-
Ni	۰/۱	۱۳/۰۰	۱۴/۰۰	۹/۰۰	۱۲/۰۰	۱۵/۰۰	-	-	-	-	-
Rb	۰/۱	۷۳/۰۰	۵۴/۰۰	۷۰/۰۰	۱۰۵/۰۰	۹۸/۰۰	-	-	-	-	-
Cs	۰/۱	۱/۵۰	۱/۳۰	۱/۲۰	۱/۴۰	۲/۱۰	-	-	-	-	-
Ba	۱	۶۵۰/۰۰	۶۰۵/۰۰	۶۳۳/۰۰	۷۵۰/۰۰	۶۹۵/۰۰	-	-	-	-	-
Sr	۰/۵	۳۱۲/۰۰	۳۳۵/۰۰	۳۲۰/۰۰	۱۹۹/۰۰	۲۷۰/۰۰	-	-	-	-	-
Nb	۰/۱	۶/۳۵	۶/۹۵	۷/۹۸	۸/۱۲	۹/۷۰	-	-	-	-	-
Hf	۰/۱	۳/۰۰	۲/۵۰	۴/۰۰	۱/۸۰	۲/۶۵	-	-	-	-	-
Zr	۰/۱	۴۵/۰۰	۵۵/۰۰	۸۸/۰۰	۶۵/۰۰	۷۷/۰۰	-	-	-	-	-
Y	۰/۱	۱۱/۰۰	۱۳/۲۲	۱۴/۲۸	۹/۵۰	۱۰/۴۵	-	-	-	-	-
Th	۰/۲	۷/۴۵	۶/۷۵	۹/۲۷	۱۲/۱۰	۱۰/۰۰	-	-	-	-	-
U	۰/۱	۱/۸۰	۱/۴۰	۲/۹۰	۲/۳۰	۳/۰۰	-	-	-	-	-
La (ppm)	۰/۱	۱۵/۰۰	۱۳/۰۰	۱۴/۰۰	۲۲/۰۰	۱۸/۰۰	۴۱/۶۱	۴۲/۹۰	۲۷/۸۰	۲۳/۱۵	۱۳/۷۶
Ce	۰/۱	۴۲/۰۰	۳۵/۰۰	۲۵/۰۰	۲۶/۰۰	۳۸/۰۰	۷۲/۸۷	۷۱/۷۰	۴۸/۲۳	۴۲/۹۴	۲۲/۱۱
Pr	۰/۰۲	۵/۴۵	۳/۳۹	۶/۲۰	۴/۱۲	۴/۲۵	۷/۹۹	۷/۶۷	۵/۲۹	۴/۸۷	۳/۲۱
Nd	۰/۳	۱۳/۳۰	۸/۵۰	۱۰/۱۵	۱۲/۰۰	۱۶/۰۰	۲۸/۷۷	۲۶/۲۱	۱۹/۰۵	۱۸/۳۸	۷/۲۰
Sm	۰/۰۵	۳/۶۵	۳/۱۵	۲/۸۷	۲/۱۶	۳/۱۴	۴/۸۱	۳/۷۰	۳/۳۹	۳/۴۷	۱/۱۳
Eu	۰/۰۲	۰/۹۱	۰/۸۸	۰/۹۵	۱/۱۰	۰/۹۴	۱/۴۴	۰/۸۶	۰/۹۹	۱/۰۴	۰/۲۰
Gd	۰/۰۵	۲/۱۷	۱/۴۴	۲/۱۸	۲/۴۵	۱/۳۵	۳/۴۹	۱/۸۰	۲/۶۴	۳/۵۲	۰/۷۰
Tb	۰/۰۱	۰/۴۴	۰/۳۵	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۴۰	۲/۴۸	۰/۱۹	۰/۳۹	۰/۶۹	۰/۳۱
Dy	۰/۰۵	۲/۱۱	۲/۸۱	۱/۹۸	۱/۸۰	۲/۱۴	۰/۴۸	۰/۸۰	۲/۱۶	۵/۳۰	۰/۹۴
Ho	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۵۰	۰/۶۰	۰/۲۰	۰/۴۰	۰/۴۴	۰/۱۴	۰/۴۲	۱/۱۹	۰/۲۲
Er	۰/۰۳	۰/۵۵	۰/۴۲	۱/۱۵	۰/۹۸	۱/۶۶	۱/۱۰	۰/۴۵	۱/۱۰	۳/۳۵	۰/۴۹
Tm	۰/۰۱	۰/۲۳	۰/۲۰	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۳۳	۰/۱۵	۰/۰۸	۰/۱۶	۰/۴۶	۰/۰۶
Yb	۰/۰۵	۱/۵۰	۱/۲۰	۱/۸۰	۱/۴۰	۱/۸۰	۰/۸۹	۰/۶۲	۱/۰۲	۲/۷۲	۰/۴۵
Lu	۰/۰۱	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۲۳	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۶	۰/۸۸	۰/۰۶
Eu/Eu*	-	۰/۹۸	۱/۲۶	۱/۱۵	۱/۴۵	۱/۳۹	۱/۰۷	۱/۰۱	۱/۰۰	۰/۹۰	۰/۶۶
Ce/Ce*	-	۱/۳۳	۱/۳۴	۰/۸۸	۰/۶۰	۱/۰۰	۰/۸۸	۰/۸۴	۰/۸۶	۰/۹۰	۰/۸۳
(La/Lu) _N	-	۱۰/۲۱	۱۱/۰۶	۶/۲۲	۱۶/۰۵	۹/۶۷	۳۰/۳۵	۳۶/۵۱	۱۷/۷۴	۲/۶۷	۲۳/۴۲

بحث و بررسی

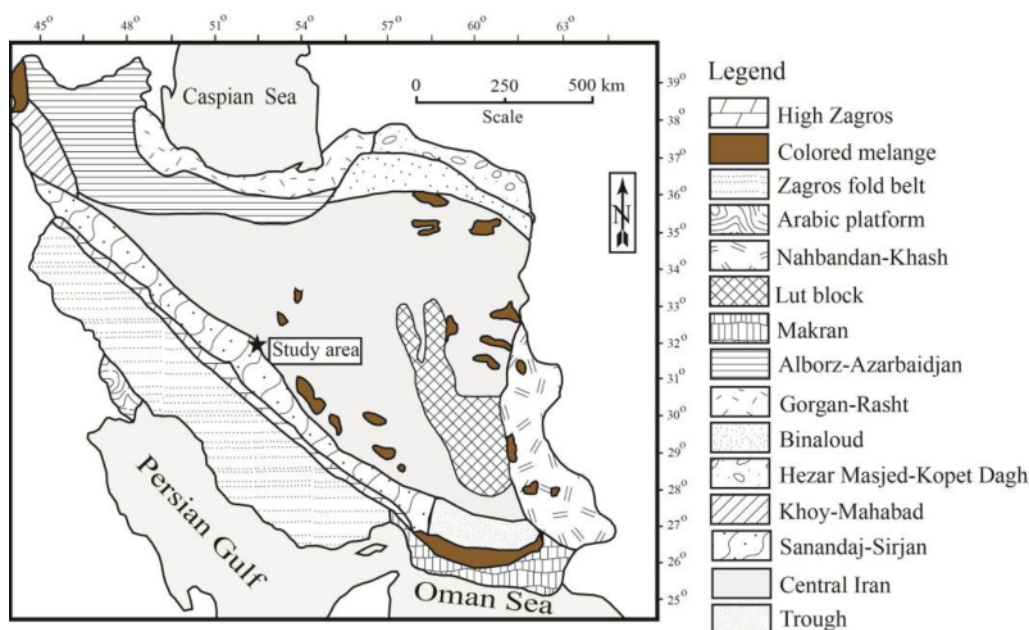
زمین‌شناسی

منطقه رحمت‌آباد، به مختصات جغرافیایی $52^{\circ} 49' 00''$ تا $52^{\circ} 59' 00''$ طول شرقی و $32^{\circ} 36' 31''$ تا $32^{\circ} 46' 00''$ عرض شمالی، در فاصله ۲۵ کیلومتری جنوب غربی شهرستان نایین در استان اصفهان واقع است. این منطقه بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای زمین‌ساختی و ساختمانی ایران [۵]، بخشی از پهنه سهندج-سیرجان را شامل می‌شود (شکل ۱). همچنین از دیدگاه زمین‌ساختی، محدوده کائولن رحمت‌آباد در شرق سامانه گسلی بزرگ قم - زفره واقع شده است. به طور کلی می‌توان گفت که عملکرد گسل‌ها در این منطقه، منجر به شکستگی‌های فراوان، پهنه‌های برشی و انواع دگرسانی‌های گرمابی (سریسیتی شدن، سیلیسی شدن، کلریتی شدن و رسی شدن) و در پی آن تشکیل یک ذخیره کائولینیتی شده است.

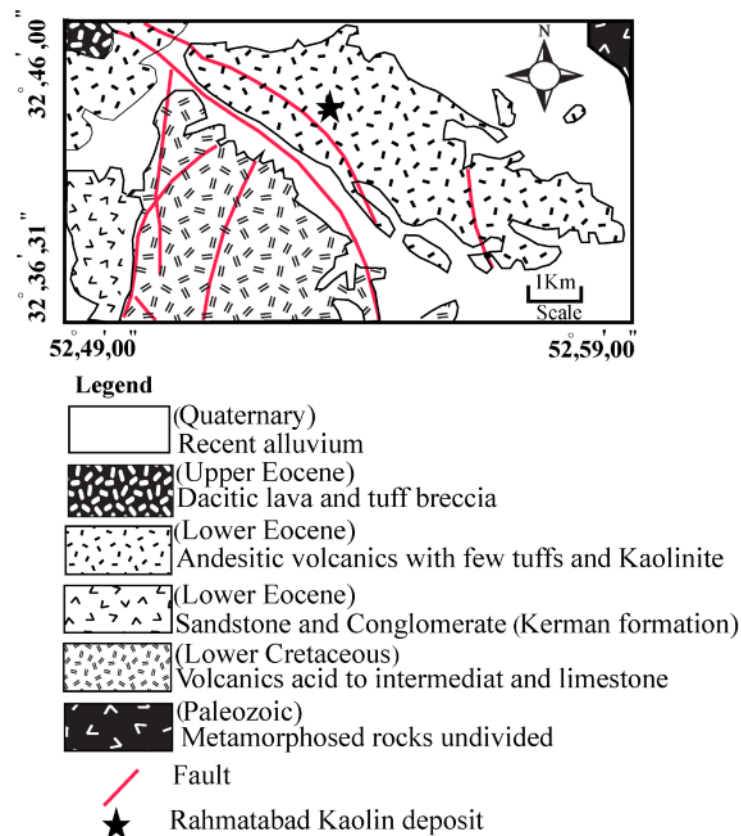
بارزترین واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد بررسی به ترتیب از قدیم به جدید شامل سنگ‌های دگرگونی (پالئوزوئیک)، سنگهای آتشفشانی اسیدی تا حد واسط و آهک (کرتاسه پیشین)، ماسه‌سنگ و کنگلومرای سازند کرمان (ائوسن پیشین)، سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی، توف و کائولینیت (ائوسن پیشین)، گدازه‌های داسیتی و برش‌های توفی (ائوسن پسین) و در نهایت آبرفت‌های کواترنری هستند [۶] (شکل ۲).

بررسی‌های زمین‌شناسی نشان می‌دهند که ذخیره معدنی رحمت‌آباد دارای مرز گسلی با سنگ‌های آتشفشانی و سنگ-

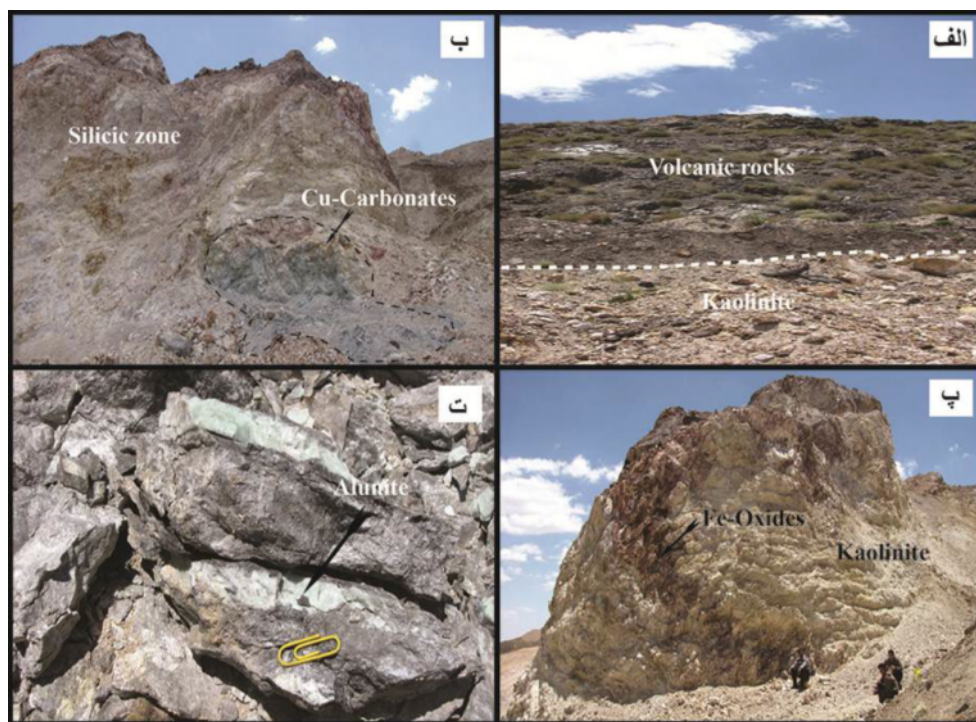
های آذرآواری‌های ائوسن پیشین بوده و در مسیر گسل‌ها و شکستگی‌ها تشکیل و توسعه یافته است (شکل ۳ الف). در سطحی‌ترین بخش از ذخیره موجود، منطقه سیلیسی با سختی بالا وجود دارد که در قاعده آن کانی‌سازی مس به صورت مالاکیت و آزوریت قابل مشاهده است (شکل ۳ ب). همچنین رگه و رگچه‌هایی از هماتیت و ژاروسیت در ذخیره کائولینیتی دیده می‌شود (شکل ۳ پ). در بخش جنوبی معدن نیز رگه و رگچه‌هایی از آلونیت به رنگ سبز تا سبز-آبی کم‌رنگ با سطح شکست صدفی قابل مشاهده است (شکل ۳ ت). تغییرات ساختار از مطبق تا توده‌ای، جابه‌جایی لایه‌ها و عدسی‌های کائولینیتی توسط عملکرد نیروهای زمین‌ساختی، تغییرات لمس از خاکی تا زبر، تغییرات سختی از سست تا کاملاً سخت از ویژگی‌های بارز زمین‌شناسی منطقه رحمت‌آباد هستند. با توجه به شواهد صحرایی، کائولن‌های این منطقه، طی فاز کوهزایی لارامید، دستخوش فشارهای زمین‌ساختی شدیدی شده و بعضی به‌طور موضعی دچار چین‌خوردگی گشته‌اند. حضور بقایایی از سنگ‌های آذرآواری‌ها و سنگ‌های آتشفشانی در قاعده عدسی‌های کائولینیتی و وجود مرزهای کاملاً تدریجی بین آنها نشان می‌دهد که این ذخیره نتیجه دگرسانی این سنگ‌هاست. افزون بر این، آثار پرشدگی در درز، شکاف و حفره‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری توسط ژاسپیروئید به خوبی قابل مشاهده است.



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه ساختاری ایران [۵] که بر اساس آن منطقه رحمت‌آباد (علامت ستاره) در پهنه سهندج-سیرجان قرار دارد.



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی، برگرفته از مرجع [۶] با اندکی تغییرات.



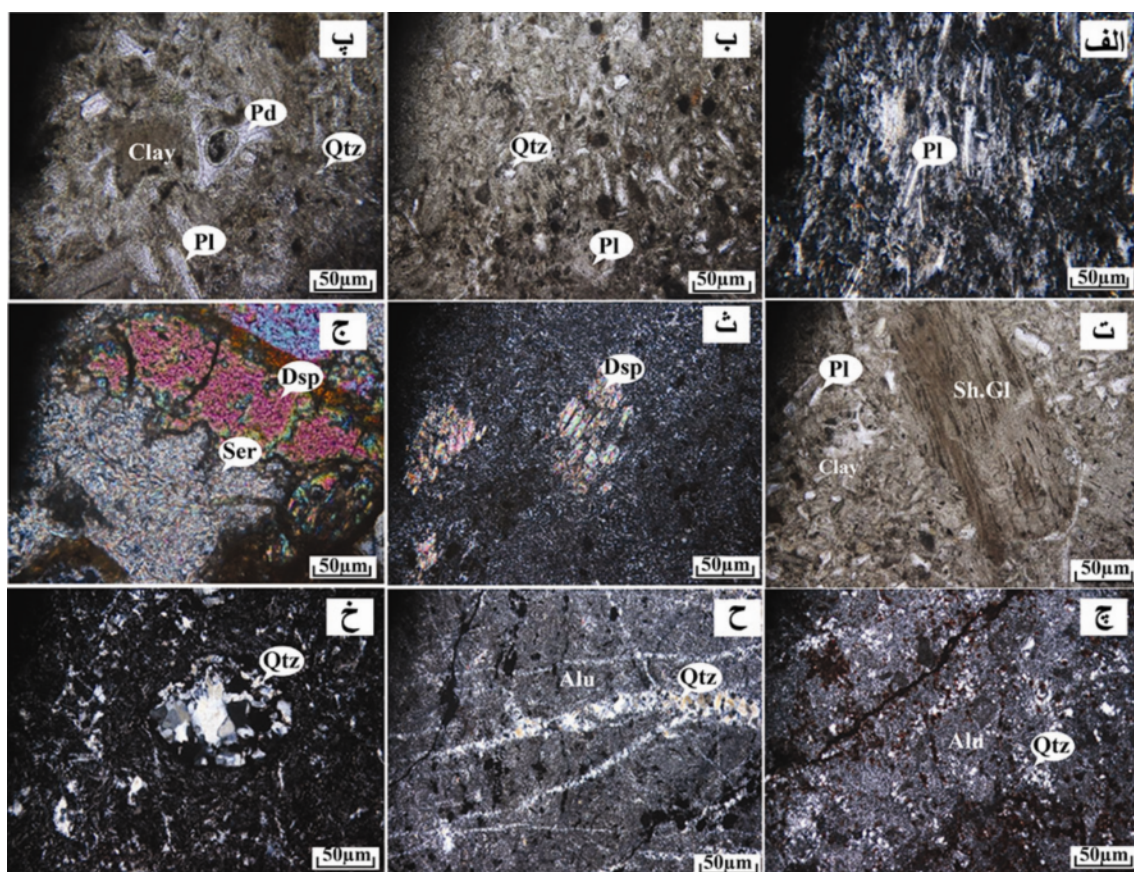
شکل ۳ الف) مرز گسلی کائولینیت و سنگ‌های آتشفشانی ناحیه مورد بررسی، ب) منطقه سیلیسی به همراه کانی‌سازی مالاکیت و آزوریت در قاعده، پ) رگچه‌های اکسید آهن و ژاروسیت به همراه کائولینیت و ت) رگچه‌هایی از آلونیت‌های سبز-آبی درون سنگ‌های دگرسان شده.

سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و کائولن‌ها

با توجه به مقاطع میکروسکوپی می‌توان گفت که سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی، متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی‌های کدر هستند که در زمینه‌ای از ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز دارای بافت جریان (fluidal) به همراه مقدار اندکی شیشه قرار دارند (شکل ۴ الف). با توجه به بررسی‌های انجام شده ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز و شیشه به‌طور گسترده توسط کانی‌های رسی جانشین شده‌اند.

بررسی مقاطع میکروسکوپی همچنین نشان می‌دهد که

سنگ‌های آذرآواری موجود در ناحیه مورد بررسی بیشتر از خرده‌های کوارتز، فلدسپار، خرده‌های پامیس (Pumice debris) و شیشه آتشفشانی (glass shard) تشکیل شده‌اند و ترکیبی در حد توف شیشه‌ای- بلورین دارند (شکل‌های ۴ ب، پ و ت). در مقاطع مورد بررسی پامیس‌ها اغلب توسط ساختار حفره‌ای خود قابل شناسایی هستند (شکل ۴ پ). آنها ضمن حفظ بافت حفره‌ای خود در بخش‌های شیشه‌ای به‌طور گسترده توسط کانی‌های رسی جانشین شده‌اند. حفره‌های موجود در پامیس‌ها بیشتر کروی هستند و در تعدادی از نمونه‌ها به صورت بیضوی دیده می‌شوند.

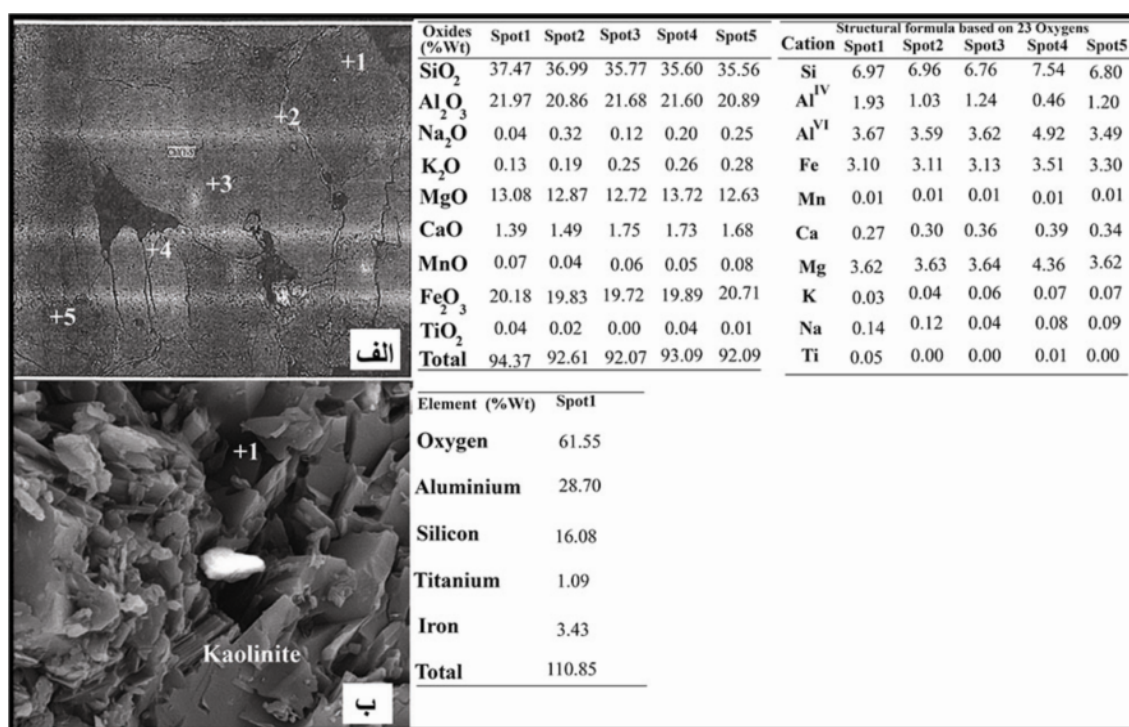


شکل ۴ الف) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز در زمینه‌ای از ریزسنگ و شیشه‌ای آتشفشانی با بافت جریان (XPL، ب) توف شیشه‌ای بلورین متشکل از خرده‌های کوارتز، فلدسپار، خرده‌های پامیس و شیشه آتشفشانی (PPL) (glass shard، پ) کوارتز نیمه شکل‌دار به همراه خرده پامیس، شیشه آتشفشانی و پلاژیوکلاز، پلاژیوکلازها و خرده پامیس ضمن حفظ حفره‌های کروی خود به‌طور گسترده به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند (PPL، ت) شیشه آتشفشانی به شکل خنجری که به‌طور گسترده توسط کانی‌های رسی جانشین شده است (PPL، ث) فنوبلاست دیاسپور جانشین شده به جای درشت‌بلور پلاژیوکلاز (XPL، ج) جانشینی دیاسپور به جای سرسیت (XPL، چ) کوارتزهای خوشه‌ای در زمینه آلونیت، ح) کوارتزهای داریستی در زمینه آلونیت ریز دانه و خ) کوارتزهای پرکننده حفره‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی. علائم اختصاری بکار رفته عبارتند از: Dbs = دیاسپور، Ser = سرسیت، Pl = پلاژیوکلاز، Qtz = کوارتز، Pd = خرده پامیس، Sh.Gl = شیشه آتشفشانی. (که برگرفته از مرجع [۷] هستند).

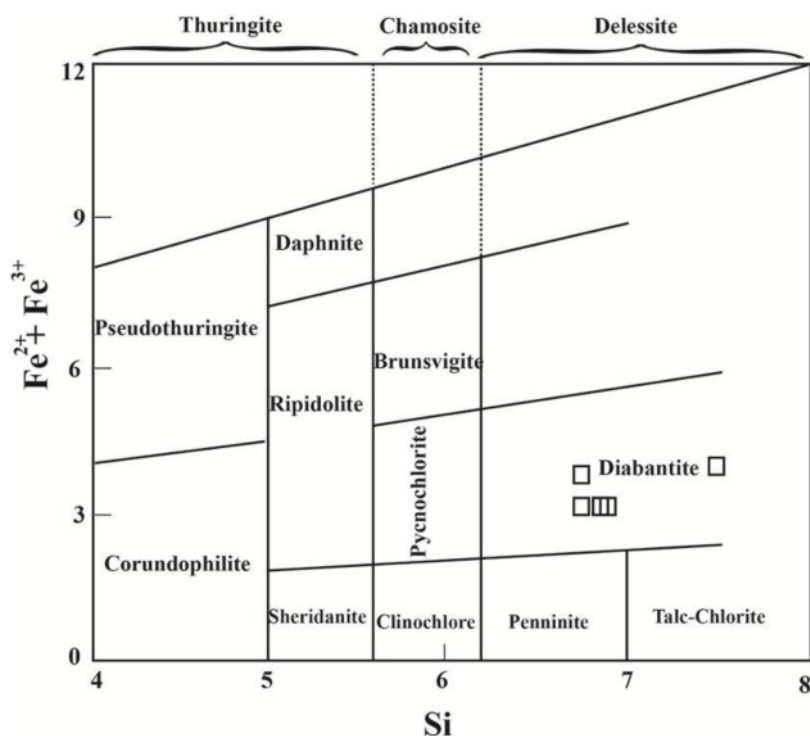
می‌توان در زمینه‌ی آلونیت مشاهده کرد (شکل ۴ چ). به طور کلی در مقاطع مورد بررسی، کانی کوارتز نیز به سه شکل خوشه‌ای به طور پراکنده در متن آلونیت‌ها (شکل ۴ چ)، رگه‌ای (شکل ۴ ح) و پرکننده حفره‌ها (شکل ۴ خ) با بافت بادامکی دیده می‌شود.

نیز تصویر BES از کلریت‌های حاصل از فرآیندهای دگرسانی نیز به همراه ترکیب اکسیدهای اصلی تعیین شده به روش EPMA در پنج نقطه و تصویری از کائولینیت‌های کتابی تهیه شده توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی به همراه ترکیب عناصر اصلی تعیین شده به روش EDS در یک نقطه در شکل ۵ ارائه شده است. در این راستا فرمول ساختاری کلریت بر پایه ۲۸ اکسیژن محاسبه و نتایج آن ارائه شده است (شکل ۵ الف). کلریت‌های مورد بررسی در نمودار دو متغیره $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ نسبت به Si در گستره دیابانتیت قرار می‌گیرند [۸] (شکل ۶). همچنین بر پایه فرمول‌های ارایه شده در مراجع [۹، ۱۰]، دمای تشکیل کلریت‌های حاصل از فرآیندهای دگرسانی در ناحیه مورد بررسی از ۹۸/۲۵ تا ۳۲۱/۰۴ درجه سانتی گراد تعیین شده است (جدول ۱).

این امر نیز می‌تواند ناشی از فشار لایه‌های بالایی و یا تأثیر فرایندهای زمین‌ساختی در منطقه باشد. آذرآوارهای شیشه‌ای نیز به اشکال مختلف مانند خنجری، جناغی و سایر اشکال هندسی دیده می‌شوند که ضمن حفظ قالب خود، به‌طور کامل یا جزئی توسط کانی‌های رسی جانشین شده‌اند (شکل ۴ ت). همچنین می‌توان گفت که طی دگرسانی، بافت اولیه توف‌ها به طور کلی از بین رفته‌اند. تنها در موارد معدودی می‌توان آثاری از لایه‌بندی اولیه سنگ مادر به صورت بافت شبی (gosht texture) را مشاهده نمود. در بسیاری از مقاطع مورد بررسی از سنگ‌های دگرسان شده، کانی دیاسپور با برجستگی بالا و به صورت کاملاً بی شکل دیده می‌شود. در برخی دیگر از مقاطع، فنوبلاست‌هایی از دیاسپور جانشین درشت‌بلورهای از فلدسپارهای اولیه شده‌اند (شکل ۴ ث). همچنین در برخی از قسمت‌ها، دیاسپور به همراه سرسیت با مرز عدم تعادلی و خرده‌شدگی (resorbed margins) همراه است (شکل ۴ ج). آلونیت‌ها نیز به صورت بسیار دانه ریز بوده و با بافت انتشاری (pervasive) در مقاطع مورد بررسی دیده می‌شوند. در برخی از موارد، بازمانده‌ای از بافت پورفیری سنگ‌های آتشفشانی را



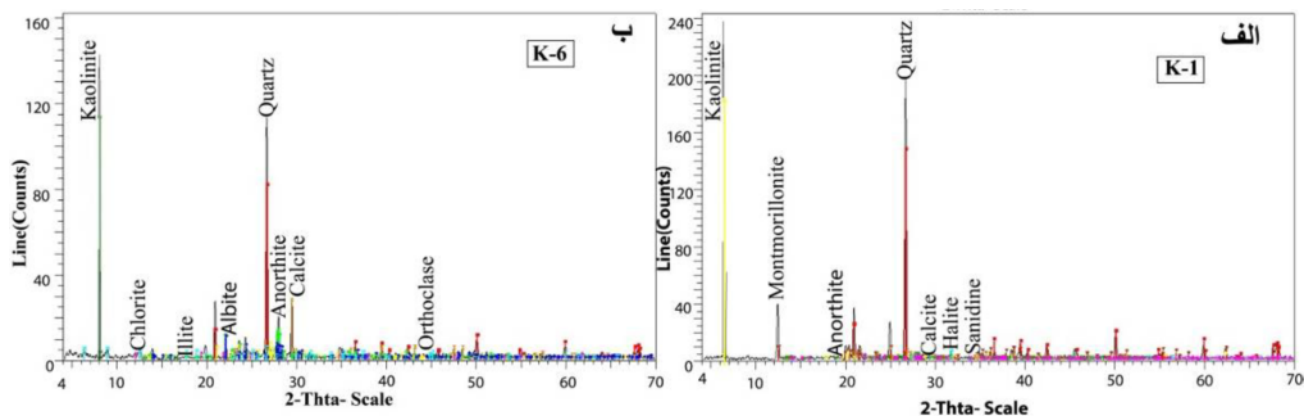
شکل ۵ الف) تصویر BSE از کلریت‌های حاصل از فرایند دگرسانی به همراه نتایج EPMA از برخی اکسیدهای اصلی در پنج نقطه از این کانی و ب) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی از کائولینیت‌های کتابی به همراه نتایج SEM-EDS در یک نقطه.



شکل ۶ نمودار $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ نسبت به Si و محدوده کلریت‌های مورد بررسی [۸].

اصلی حضور دارند. کانی‌هایی چون ایلیت، مونت‌موریلونیت، آلبیت، اورتوکلارز، هالیت، سانیدین، کلریت، سرسیت، مالاکیت و آزوریت در مقادیر فرعی، فازهای کانیایی اصلی را همراهی می‌نمایند (جدول ۴).

نتایج تحلیل داده‌های پراش پرتو X (XRD) در شکل ۷ آورده شده است. می‌توان گفت که در ذخیره کائولن رحمت‌آباد، کانی‌های کائولینیت، کوارتز، آنورتیت، آلونیت، دیاسپور، کلسیت، ژاروسیت، هماتیت و گوتیت به صورت فازهای کانیایی



شکل ۷ الگوهای پراش پرتو ایکس (XRD) دو نمونه کائولن مورد بررسی: الف) نمونه K-1 و ب) نمونه K-6.

جدول ۴ فازهای کانیایی اصلی و فرعی موجود در نهشته کائولن رحمت‌آباد.

کانی‌های اصلی	کائولینیت، کوارتز، آنورتیت، آلونیت، دیاسپور و کلسیت، هماتیت و گوتیت
کانی‌های فرعی	ایلیت، مونت‌موریلونیت، آلبیت، اورتوکلارز، هالیت، سانیدین، کلریت، سرسیت، مالاکیت و آزوریت

ترکیب اولیه تجمعات رسی

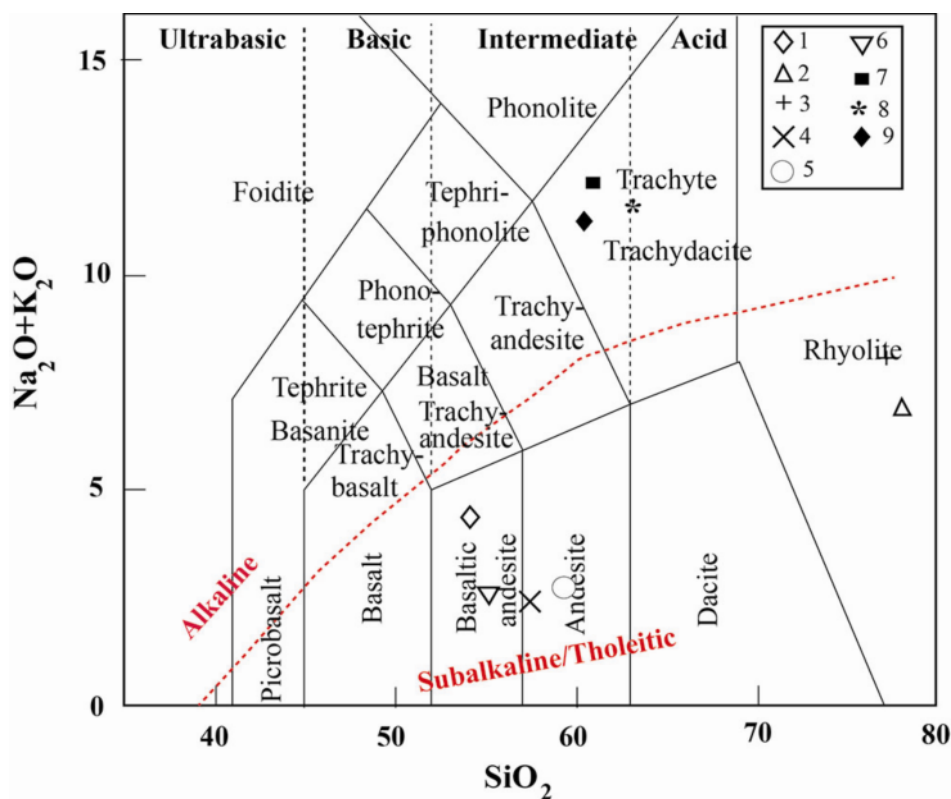
با رسم نمودار دو متغیره $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ [۱۱]، سنگ‌های آتشفشانی میزبان کائولن‌ها، در محدوده تراکیت، تراکی آندزیت، آندزیت و بازالتیک آندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۸).

عوامل کنترل کننده رفتار عناصر طی فرآیند تبدیل سنگ‌های آتشفشانی به کائولن

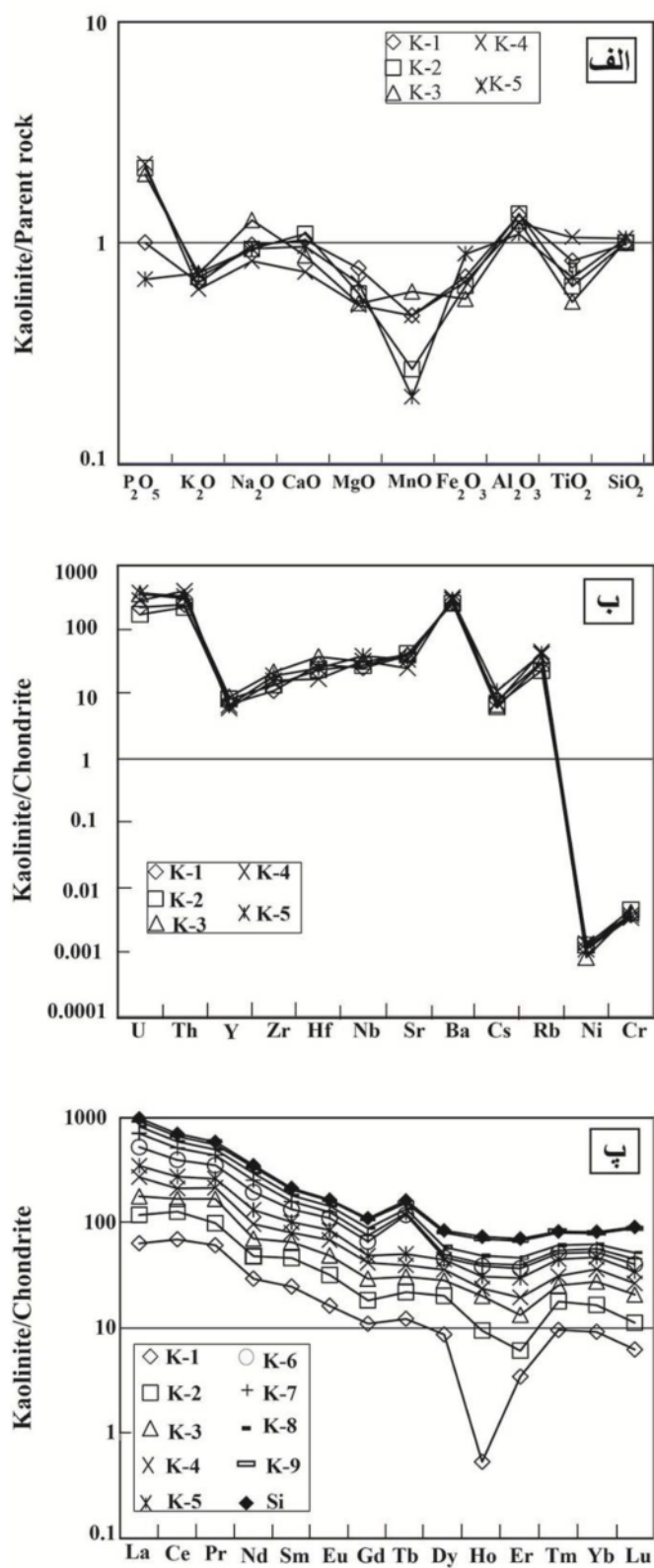
در این پژوهش از نسبت تمرکز عناصر در کائولن نسبت به سنگ مادر آتشفشانی برای اکسیدهای اصلی و فرعی و نسبت به کاندزیت [۱۲] برای عناصر جزئی و خاکی نادر استفاده شد. بر اساس نتایج بدست آمده، فرآیند دگرسانی (تبدیل) سنگ‌های آتشفشانی به کائولن در منطقه رحمت آباد با غنی‌شدگی U ، Al ، Th ، Y ، Zr ، Hf ، Nb ، Sr ، Ba ، Cs ، Rb ، Na ، Ti ، Ca ، Si ، Mg ، Mn ، K ، Fe و تهی‌شدگی P و Ni ، Cr ، K ، REEs همراه بوده است. (شکل‌های ۹ الف، ب و پ).

عناصر غنی‌شده: شرایط محیطی اکسیدان طی تشکیل کائولن‌ها باعث شده است که U^{4+} نامحلول به U^{6+} محلول تبدیل شود. اورانیومی که در شرایط اکسیدان انحلال می‌یابد می‌تواند

به طور بخشی توسط فازهای دارای SiO_2 و اکسیدهای ثانویه Fe و Mn جذب و در سیستم تثبیت شود [۱۳]. همچنین Cs از جمله یون‌های بزرگی است که معمولاً در ساختار کانی‌ها جایگزین پتاسیم می‌شود. قابلیت جذب انتخابی Cs در ساختار مونت‌موریلونیت در ارتباط با طول محور c این کانی و بار کاتیون‌های هشت‌وجهی توسط ایلایسون [۱۴] بررسی شده است. مونت‌موریلونیت‌ها به علت داشتن فضای بین لایه‌ای مناسب از پتانسیل خوبی برای جذب این عنصر طی تکوین خود برخوردار هستند. همچنین عناصری چون Zr ، Nb ، Hf ، Y و Th با غنی‌شدگی همراه هستند. نحوه توزیع این عناصر پیشنهاد می‌کند که شرایط محیطی آبگین اجازه داده است که آنها به شکل بازماندی در کائولن‌ها تمرکز یابند. غنی‌شدگی Sr و Ba نیز به ترتیب به دلیل جانشینی Sr به جای Ca در شبکه کانی کلسیت و جذب سطحی توسط کانی ایلیت است [۱۵]. Rb نیز می‌تواند به جای K در شبکه کانی‌های رسی جانشین شود. افزایش نسبی Al در نمونه‌های کائولنی مربوط به کاهش حجم سیستم (به واسطه تبدیل شیشه‌های آتشفشانی به کانی‌های رسی) است [۱۶].



شکل ۸. نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ - SiO_2 و جایگاه سنگ‌های آتشفشانی منطقه به سن ائوسن پیشین در آن [۱۱].



شکل ۹ الف) نمودار بهنجار شده برخی از اکسیدهای اصلی و فرعی در کائولینیت‌ها نسبت به سنگ مادر آتشفشانی، ب) نمودار بهنجار شده برخی از عناصر جزئی در کائولینیت‌ها نسبت به کندریت [۱۲] و پ) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده انواع کائولن‌ها و نمونه سیلیسی نسبت به کندریت [۱۲].

عناصر تهی‌شده: تهی‌شدگی آهن می‌تواند به علت تخریب کانی‌های آهن‌دار همچون پیریت و تهی‌شدگی Mg و Mn از سیستم می‌تواند در ارتباط با شکسته‌شدن کانی‌های فرومنیزین چون الیوین و پیروکسن در سیستم واکنشی آب-سنگ رخ داده باشد. تهی‌شدگی K را می‌توان به دگرسانی فلدسپارها و ورود آن به محلول‌های دگرسان کننده در سیستم‌های واکنشی آب-سنگ نسبت داد [۱۷]. Cr و Ni نیز می‌توانند طی دگرسانی از کانی‌های مافیک آزاد شده باشند و تهی‌شدگی نشان دهند. بررسی‌های انجام شده نشان داده است که توزیع عناصری چون Cr و Ni در محیط‌های دگرسانی با تغییرات pH محیط در ارتباط است. تمرکز این عناصر در سیستم‌های دگرسانی با افزایش pH روند فزونی به خود می‌گیرد [۱۸]. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که pH‌های پایین و بالا به ترتیب سبب تهی‌شدگی و غنی‌شدگی REE‌ها طی توسعه و تکامل سیستم‌های دگرسانی می‌شوند [۱۹]. با توجه به تهی‌شدگی REE‌ها می‌توان ادعا نمود که pH مهمترین عامل کنترل کننده توزیع لانتانیدها طی توسعه ذخیره مورد بررسی بوده است. با توجه به شباهت بسیار بین روند تهی‌شدگی لانتانیدها در نمونه‌های کائولنی و نمونه سیلیسی به نظر می‌رسد که پهنه سیلیسی حاضر در بالای ذخیره در اثر شستشوی سیلیس حاصل از دگرسانی فلدسپارها و ترسیب آن در بالای سیستم ایجاد شده است (شکل‌های ۹ الف و پ). در کل، به نظر می‌رسد که تغییرات شدید در میزان شستشو و غنی‌شدگی عناصر به ویژه عناصر اصلی و فرعی طی توسعه و تکامل ذخیره می‌تواند در ارتباط با اختلاف در شدت دگرسانی مواد خاستگاه و تفاوت در پایداری کانی‌های اولیه در برابر دگرسانی باشد.

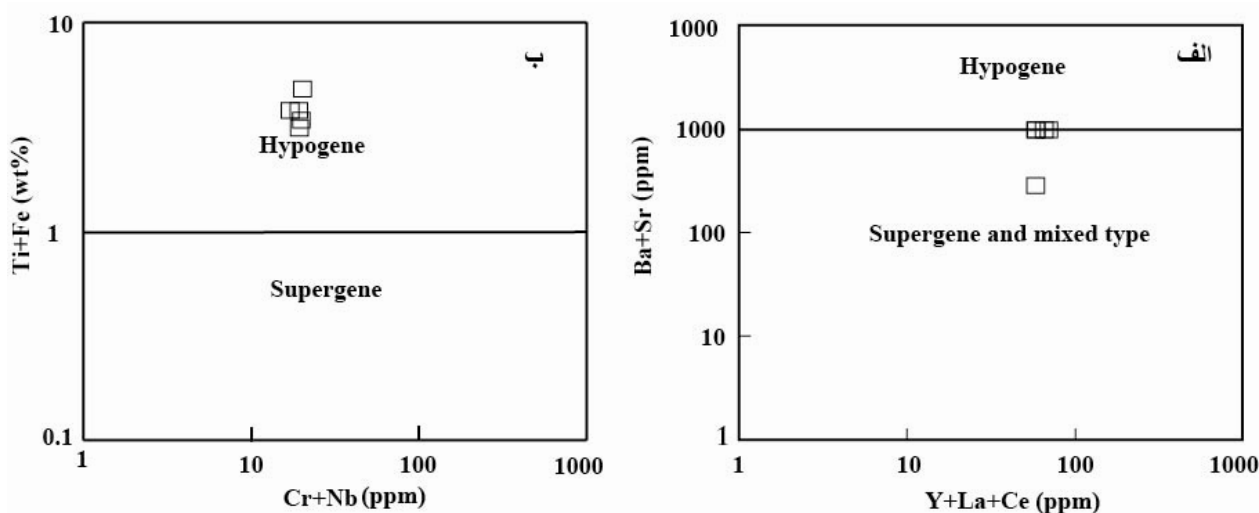
عناصر تهی شده - غنی شده: تهی‌شدگی Si در برخی از نمونه‌های کائولنی بیانگر دگرسانی و تخریب فلدسپارها و در پی آن آزاد شدن سیلیس به درون محلول‌های مسؤل دگرسانی و غنی‌شدگی آن در برخی از نمونه‌ها دلیلی بر حضور ریز رگچه‌های سیلیسی در نمونه‌های مورد بررسی است. تهی‌شدگی Ca در برخی از نمونه‌ها به علت حلالیت بالای آن در محیط‌های دگرسانی و غنی‌شدگی آن ممکن است به دلیل قرارگیری آن در جایگاه‌های بین لایه‌ای رس‌ها و یا به واسطه تشکیل کانی کلسیت و دولومیت رخ داده باشد [۲۰]. شستشوی ضعیف Na₂O طی کائولن‌زایی را می‌توان این طور توجیه کرد که شیشه‌های آتشفشانی و پلاژیوکلازها که حامل‌های مهم این

عناصر در برش‌های توفی هستند، طی دگرسانی این جزء سنگ-ساز را به طور بخشی از دست داده‌اند [۱۳]. غنی‌شدگی Na₂O نیز می‌تواند در ارتباط با حضور کانی‌های هالیت و آل بیت باشد. غنی‌شدگی P₂O₅ در نمونه‌های کائولنی را می‌توان به حضور مقادیر ناچیز کانی‌های فسفات در نهشته نام‌برده مرتبط دانست. نتایج تغییرات جرم می‌تواند در تعیین فرایندهای تشکیل کائولن مفید باشند. در نیمرخ مورد بررسی، K تهی شده است. این درحالی است که Sr با غنی‌شدگی همراه بوده است. غنی‌شدگی Sr با سیالات گرمایی در ارتباط است که نمایانگر نقش فرایندهای درون‌زاد طی تکوین ذخیره کائولن مورد بررسی است. تهی‌شدگی عناصری همچون Fe و Ti طی کائولن‌زایی همراه با مقادیر بسیار Sr+Ba و مقادیر نسبتاً کم Ce+Y+La می‌تواند نمایانگر خاستگاه درون‌زاد سیالات مسؤل دگرسانی باشد [۳]. از این جهت، کانسار کائولن رحمت‌آباد مشابه با کانسار کائولن بیگا پنینسولا (Biga Peninsula) در ترکیه [۲۱]، کائولن سوآت (Swat) در پاکستان [۲۲] و آبگرم میانه [۳] در ایران است. با استفاده از نمودار دو متغیره Sr+Ba - Ce+Y+La [۲۳]، مشخص می‌شود که سیالات مسؤل کائولن‌زایی در منطقه رحمت‌آباد توسط همپوشی فرآیند با درون‌زاد فرآیند برون‌زاد حاصل شده‌اند (شکل ۱۰ الف). روش دیگر استفاده از مقادیر Ti + Fe - Cr+Nb است [۲۳]. مقدار بالای Ti+Fe با محتوای درون‌زاد کائولن‌ها و مقدار بالای Cr+Nb با محتوای برون‌زاد کائولن‌ها همخوانی دارد. با ترسیم نمونه‌ها در نمودار دو متغیره Ti+Fe - Cr+Nb می‌توان ادعا کرد که کائولن‌های مورد بررسی دارای خاستگاه درون‌زاد هستند (شکل ۱۰ ب). روش دیگر برای تعیین خاستگاه محلول‌های مسؤل کانی‌سازی استفاده از مقدار TiO₂ است. مقادیر TiO₂ به ترتیب کمتر و بیشتر از یک مربوط به کانسارهای کائولن با ماهیت درون‌زاد و برون‌زاد است [۲۴]. با توجه به مقدار TiO₂ کمتر از یک در همه نمونه‌های کائولن مورد بررسی (جدول ۲) می‌توان نتیجه گرفت که تشکیل کائولن رحمت‌آباد در ارتباط با عملکرد محلول‌های درون‌زاد بر سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری در منطقه بوده است.

در این بررسی برای محاسبه میزان ناهنجاری Eu و Ce روابط زیر استفاده شد [۲۵، ۲۶]:

$$Eu/Eu^* = (Eu_N) / \sqrt{Sm_N \times Gd_N} \quad (1)$$

$$Ce/Ce^* = (3Ce_N) / (2La_N + Nd_N) \quad (2)$$



شکل ۱۰ موقعیت نمونه‌های کائولن رحمت‌آباد در نمودار تفکیکی الف) $\text{Sr}+\text{Ba}-\text{Ce}+\text{Y}+\text{La}$ و ب) $\text{Cr}+\text{Nb}$ نسبت به $\text{Ti}+\text{Fe}$ [۲۳].

کائولنی شدن نتیجه فلوئیدهای دارای pH و تمرکز کم گونه-های کربناته یا هیدروکسیل و هالوژن‌هاست [۲۱].

برداشت

مهمترین نتایج حاصل از بررسی کانی‌شناسی و زمین‌شیمی ذخیره کائولن رحمت‌آباد (گردنه ملا احمد نایین) عبارتند از:

۱- تشکیل پوشش سیلیسی در بخش بالایی کانسار، برشی شدن موضعی و حضور کانی‌هایی همچون آلونیت نمایانگر فرآیندهای درون‌زاد هستند و حضور مالاکیت و آزوریت به شکل عدسی در قاعده‌ی منطقه سیلیسی، توسعه رگه/رگچه-هایی از اکسید/هیدروکسیدهای آهن و ژاروسیت می‌توانند نمایانگر نقش فرآیندهای برون‌زاد طی تکوین ذخیره کائولن رحمت‌آباد باشند.

۲- تخریب کانی‌هایی همچون پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و آمفیبول‌ها توسط فلوئیدهای گرمابی دمای بالا از عوامل عمده توسعه بی‌هنجاری‌های منفی Eu است. تخریب اکسیدهای آهن توسط فلوئیدهای اسیدی-اکسیدی طی فرآیند بیرون‌زاد، از دلایل اصلی توسعه بی‌هنجاری‌های منفی Ce طی کائولینی شدن رحمت‌آباد است.

۳- نمونه‌های کلریتی حاصل از فرآیندهای دگرسانی در رحمت‌آباد ترکیبی در حد دیابانتیت دارند و دمایی بین ۹۸/۲۵ تا ۳۲۱/۰۴ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند.

حرف N بهنجار شده نسبت به ترکیب کندریت [۱۲] را نشان می‌دهد. محاسبات انجام شده نشان می‌دهد که مقدار بی-هنجاری Eu و Ce در کائولن‌ها به ترتیب از ۰/۴۵ تا ۰/۸۰ و ۰/۶۰ تا ۱/۳۴ متغیر است (جدول ۳). 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 [۲۷]. به نظر می‌رسد که طی دگرسانی پلاژیوکلازها، این عنصر به همراه Ca طی مراحل اولیه کائولن‌زایی از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری خارج شده و بی‌هنجاری منفی Eu در نمونه‌ها ایجاد شده است. به نظر می‌رسد که تغییرات بی-هنجاری سریم توسط تجزیه کانی‌های آهن و منگنز با فلوئیدهای اسیدی-اکسیدی کنترل شده است. با در نظر گرفتن مطالب بالا می‌توان چنین گفت که تغییرات بی-هنجاری‌های Eu و Ce به ترتیب توسط درجه دگرسانی فلدسپارها و تغییر درجه اکسایش محیط کنترل شده‌اند.

افزون بر این، نسبت $(\text{La}/\text{Lu})_N$ در نمونه‌های رحمت‌آباد از ۲/۶۷ تا ۳۶/۵۱ تغییر می‌کند. به نظر می‌رسد که این تغییر با جذب زیاد Lu نسبت به La (کنترل شده توسط شعاع یونی) در شرایط اسیدی در ارتباط است [۲۸]. علاوه بر این، نسبت-های $(\text{La}/\text{Lu})_N$ بیشتر از ۱ نشان می‌دهد که فرآیندهای

Takab geothermal field, NW Iran", Arabian Journal of Geosciences 548 (2016) 1-16.

[۵] نبوی م. ح.، "دیباجه ای بر زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۵۵) ۱۰۵ ص.

[۶] امینی ب.، امینی چهرق م.، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کجان"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، برگه شماره ۶۵۵۵ (۱۳۸۲).

[7] Whitney D. L., Evans B. W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist 95 (2010) 185-187.

[8] Foster M. D., "Interpretation of the composition and a classification of the chlorites: U.S.", Geological Survey Professional 414-A (1962) 33 pp.

[9] Cathelineau M., "Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature", Clay Minerals 23 (1988) 471-485.

[10] Jowett E. C., "Fitting iron and magnesium in to the hydrothermal chlorite geothermometer" Geological Association of Canada/ Mineralogical Association of Canada/ Society of Economic Geology Joint Annual Meeting (1991).

[11] Le Maitre R. w., "A classification of igneous rocks and glossary of terms", Blackwell oxford (1989).

[12] Sun s. s., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes, In: Saunders A.D., and Norry M.J. eds. Magmatism in the ocean basins", Geological Society of London Special Publication 42 (1989) pp 313-345.

[13] Zeilinski R. A., "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 35 (1982) 185-204.

[14] Eliason J. R., "Montmorillonite exchange equilibra with strontium-sodium-cesium", American Mineralogists 51 (1966) 324-335.

[15] Costa M. L., Araujo E. S., "Application of multi-element geochemistry in Au-phosphate-bearing lateritic crusts for identification of their parent rocks", Journal of Geochemical Exploration 57 (1996) 257- 272.

۴- در نمونه‌های کائولن مورد بررسی در رحمت‌آباد، مقدار Sr+Ba از ۲۷۴ تا ۹۶۵ ppm و مقدار Ce + Y + La از ۵۷/۵۰ تا ۶۸/۰۰ ppm متغیر است که می‌تواند بیانگر این باشد که سیالات مسوول کائولن‌زایی در منطقه رحمت‌آباد توسط همپوشی فرآیند درون‌زادن توسط فرآیند سوپرژن حاصل شده‌اند. همچنین در نمونه‌های کائولن مورد بررسی، مقدار Ti + Fe در گستره بین ۳/۴۱ تا ۵/۰۸ wt% و مقدار TiO₂ کمتر از یک است. می‌توان چنین نتیجه گرفت که تشکیل کائولن رحمت‌آباد در ارتباط با عملکرد محلول‌های درون‌زاد بر سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری در منطقه بوده است.

۵- توزیع، تحرک و غنی‌شدگی عناصر اصلی، فرعی، جزئی، و خاکی نادر طی توسعه ذخیره کائولن منطقه رحمت‌آباد تابعی از اختلاف در شدت دگرسانی مواد خاستگاه، شیمی محلول‌های دگرسان‌کننده، جذب سطحی، ترکیب ساختار بلوری، اختلاف درجه کمپلکس‌شدن با لیگندهای سولفاتی، کلریدی و فلوریدی و تفاوت پایداری کانی‌های اولیه است.

قدردانی

نگارندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان برخوردار بوده‌اند، لذا شایسته است که نهایت سپاس و قدردانی خود را ابراز دارند. نگارندگان همچنین از نظرات و پیشنهادات ارزنده و سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

- [1] Yuan Y. e., Guanghai S. h. i., Mengchu Y., Yinuo W.u., Zhaochong Zh., Anjie H., Jiajing Zh., "Formation of a Hydrothermal Kaolinite Deposit from Rhyolitic Tuff in Jiangxi, China", Journal of Earth Science 25 (2014) 495-505.
- [2] Dico M. L., Ekosse G. E., "Characterisation of two kaolin facies from Ediki, Southwest Cameroon", Scientific Research and Essays (2013) 698-704.
- [3] Abedini A., Calagari A. A., "Geochemical charecteristics of the Abgarm Kaolin deposit, NW Iran", Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlugen 278 (2015) 335-350.
- [4] Abedini A., Calagari A. A., "Geochemical characteristics of the Arabshah kaolin deposit,

- [22] Siddiqui M.A., Ahmed Z., "Geochemistry of the Kaolin deposits of Swat (Pakistan) ", *Chemie der Erde*, 68 (2008) 207-219.
- [23] Dill H.G., Bosse H. R., Kassbohm J., "Mineralogical and chemical studies of volcanic-related argillaceous industrial minerals of central American Cordillera (Westren El Salvador) ", *Economic Geology* 95 (2000) 517-538.
- [24] Maiza P. J., Pieroni D., Marfil S. A., "Geochemistry of hydrothermal kaolins in the SE area of Los Menucos, Province of Rlo Negro, Argentina", In: Dominguez, E.A., Mas, G.R., Cravero, F. (Eds.), 2001, *A Clay Odyssey* Elsevier, Amsterdam (2003) 123-130.
- [25] Ma J., Wei G., Xu Y., Long W., Sun W., "Mobilization and re-distribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71 (2007) 3223-3237.
- [26] Rollinson H., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", 1993, 352p.
- [27] Laufer F., Yariv S., Steinberg M., "The adsorption of quadrivalent Cerium by Kaolinite", *Clay Minerals* 19 (1984) 137-149.
- [28] Fulignatei P., Gioncade A., Sbrana A., "Rare earth element (REE) behavior in alteration facies of the active magmatic- hydrothermal system of Volcano(Aeolian Islands, Italy) ", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88 (2000) 325-342.
- [16] Altaner S. P., Grim R. E., "Mineralogy, chemistry and diagenesis of tuffs in the Sucker Creek Formation, Estern Oregon", *Clays and Clay Minerals* 38 (1990) 561-572.
- [17] Munch P., Duplay, J., Cocheme J. J., "Alteration of silicic vitric tuffs interbedded in volcanoclastic deposits of the Southern Basin and Range Province, Mexico: Evidences for hydrothermal reaction", *Clays and Clay Minerals* 44 (1996) 49-67.
- [18] Arslan M., Kadir S., Abdioglu E., Kolayli H., "Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks, Eastern Pontides, NE Turkey", *Clay Minerals* 41 (2006) 597-617.
- [19] Patino L. C., Velbel M. A., Price J. R., Wade, J. A., "Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala", *Chemical Geology* 202 (2003) 343-364.
- [20] Christidis G. E., "Comparative study of the mobility of major and trace elements during alteration of an andesite and a rhyolite to bentonite in the islands of Milos and Kimolos, Aegean, Greece", *Clays and Clay Minerals* 46 (1988) 379-399.
- [21] Kadir s., Erkoyun H., "Genesis of the hydrothermal Karacayir Kaolin deposit in Miocene volcanics and Palaeozoic metamorphic rocks of the Uska-Gure Basin, western Turkey", *Turkish Journal of Earth Sciences* 22 (2013) 444-468.