

تغییرات عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی در پهنه‌های دگرسانی گرمابی ولکانیک‌های غرب افیولیت نایین (ایران مرکزی)

ندا توکلی، الهه نم‌نبات، موسی کلیمی نقره‌نایان* و محمد علی مکی‌زاده
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده در ۳۹ کیلومتری شهرستان نایین و در کمربند آتشفشانی-ماگمایی ارومیه-دختر قرار دارد. سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری منطقه تحت تأثیر نفوذ سیالات دگرسان کننده دچار دگرسانی گرمابی شده‌اند. بر اساس بررسی‌های صحرایی و مشاهدات میکروسکوپی سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری غالب منطقه شامل: آندزیت‌بازالت، آندزیت، داسیت، ریولیت، توف و ایگنمبریت در ارتباط با فعالیت‌های ولکانیکی ائوسن است. بر پایه بررسی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، سنگ‌های منطقه تحت تأثیر دگرسانی پروپلیتیک، فیلیک، آرژیلیک و سیلیسی قرار گرفته‌اند، به گونه‌ای که پردازش تصاویر ماهواره‌ای حضور این دگرسانی‌ها را تأیید می‌نماید. دگرسانی آرژیلیک گسترده‌تری در منطقه دارد. الگوی رفتار عناصر نادر خاکی در پهنه‌های مختلف دگرسانی متفاوت است. آنومالی منفی ایروپیوم (Eu) در الگوی پهنه دگرسانی رسی (آرژیلیک) بر حضور کانی‌های رسی دلالت دارد. حداکثر تهی‌شدگی REEها در نمونه‌های با دگرسانی سیلیسیک دیده می‌شود که نشانه تجزیه کامل کانی‌های اولیه سنگ میزبان، کاهش شدید pH و افزایش نسبت سیال به سنگ است. محاسبات تغییر جرمی نشان می‌دهد که در جریان دگرسانی، برخی عناصر دچار غنی‌شدگی و برخی دیگر دچار تهی‌شدگی شده‌اند. نمونه‌های پهنه و پروپلیتیک به ترتیب بیشترین و کمترین تغییرات جرم را نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: عناصر نادر خاکی، تغییر جرم، آرژیلیک، دگرسانی، کمربند آتشفشانی-ماگمایی ارومیه دختر

مقدمه

جغرافیایی شمالی در ۱۸۰ کیلومتری شمال شرقی شهرستان اصفهان و ۳۹ کیلومتری شمال غرب شهرستان نایین (۷ کیلومتری غرب افیولیت نایین) در محدوده‌ای با وسعت بیش از ۱۰ کیلومتر مربع قرار دارد. سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن در اثر فرآیندهای دگرسانی دچار تغییرات فیزیکی و

منطقه بررسی شده از نظر تقسیمات جغرافیایی در استان اصفهان، در چهار گوش ۱:۱۰۰۰۰۰ شهراب (زواره) (Aghanabati, 1988) و همچنین ۱:۲۵۰۰۰۰ انارک قرار دارد. این ناحیه با مختصات ۵۴° ۵۲' طول جغرافیایی شرقی و ۳۲° ۰۶' عرض

آندزیت‌بازالت، آندزیت، داسیت و ریولیت است که توفیت و ایگنمبریت نیز در میان آن دیده می‌شود. سنگ‌های میزبان دگرسانی، اغلب ولکانیک‌های لوکوکرات عمدتاً شامل: آندزیت، داسیت، ریولیت، توفیت و ایگنمبریت متعلق به ائوسن است. این سنگ‌ها همان گونه که اشاره شد تحت تأثیر فاز سیالات گرمایی متحمل دگرسانی‌های مختلفی از قبیل: اپیدوتی شدن، سیلیسی شدن، کلریتی شدن، کائولینیتی و هماتیتی شدن قرار گرفته‌اند. روند مناطق دگرسانی دارای امتداد تقریبی شرقی-غربی بوده که در در مرز بین واحد آتشفشانی ائوسن و مجموعه کربناته کوه زرد، (غرب مجموعه افیولیتی نایین) از گسترش بسیار زیادی برخوردار است و حضور مقادیر فراوان اکسید آهن آبدار و نیز پدیده‌های دگرسانی که منجر به تشکیل رس‌های مختلف شده، در اختلاط با اکسید آهن بسیار برجسته است (Aghanabati, 1988).

پردازش بر روی داده‌های ماهواره‌ای استر به روش ترکیب رنگی کاذب (RGB 468) Patra و همکاران (۲۰۰۶) محدوده دگرسانی را به صورت بخش‌های روشن تری در مقایسه با سنگ‌های آتشفشانی مشخص نموده است (شکل ۲).

روابط صحرایی دگرسانی‌های گرمایی

در این محدوده، اغلب واحدهای سنگی آتشفشانی با شدت متفاوت متحمل دگرسانی شده‌اند (شکل ۳-A). به گونه‌ای که ویژگی‌های صحرایی و فیزیکی مانند: رنگ، ساخت و بافت آنها دستخوش تغییرات اساسی شده است. راستای عمومی دگرسانی‌های گرمایی، همساز با گسل بزرگ منطقه شرقی-غربی است. در نتیجه این رخداد، رنگ ظاهری سنگ‌ها در صحرا تغییر یافته و آمیزه‌ای از رنگ‌های گوناگون به چشم می‌خورد. در حقیقت،

شیمیایی شده و پهنه‌های دگرسان شده شکل گرفته‌اند. عملکرد محلول‌های هیدروترمال در منطقه به گونه‌ای است که تشخیص سنگ میزبان پهنه‌های دگرسان دشوار است. عوامل کنترل کننده نوع تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی طی فرآیند دگرسانی عبارتند از: ترکیب شیمیایی محلول گرمایی، درجه حرارت، عمق، شرایط Eh و pH محلول و ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ دگرسان. گسترش و شدت دگرسانی به عواملی چون حجم محلول‌های گرمایی یا ماگمایی، میزان ساختارهای اولیه و ثانویه مفید، واکنش پذیری سنگ‌ها، درجه حرارت و فشار محلول بستگی دارد (Pirajno, 2009).

در این پژوهش به کمک داده‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، رفتار عناصر اصلی و خاکی کمیاب در پهنه‌های دگرسانی و سپس شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر شکل‌گیری هر کدام از مناطق دگرسانی مورد بررسی قرار می‌گیرد. ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب در پهنه‌های دگرسانی کانسارهای گرمایی از دیرباز موضوع مورد علاقه زمین‌شناسان اقتصادی بوده است. در منطقه نایین نیز بررسی‌های چندی در این خصوص انجام شده است (Taghipour, 2007؛ Namnabat, 2012؛ Mehvari, 2009).

زمین‌شناسی منطقه

از دیدگاه ساختار زمین‌شناسی، منطقه مورد نظر در غرب نوار ماگمایی ارومیه-دختر از پهنه ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۱). ایران مرکزی از ناآرام‌ترین پهنه ساختمانی ایران به شمار می‌رود و فازهای ماگماتیسیم مهمی را پشت سر نهاده است (Aghanabati, 2006).

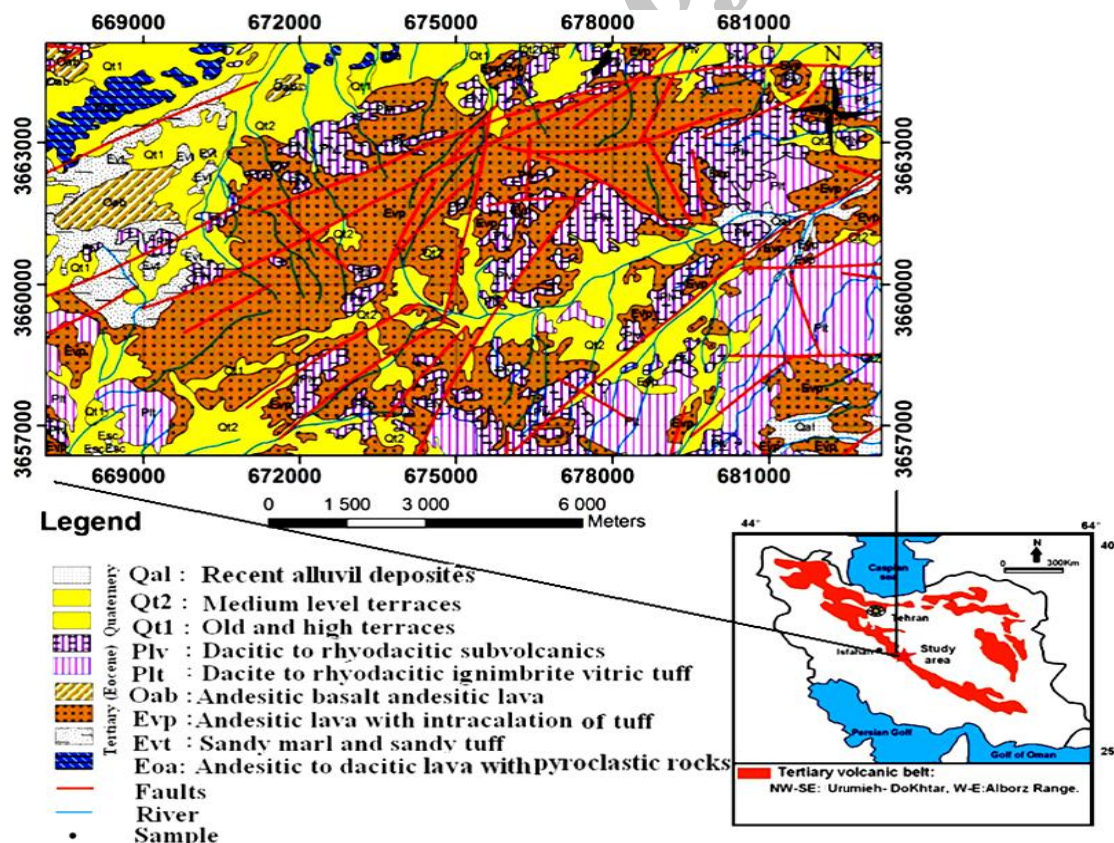
بیشتر رخنمون‌های مربوط به سنگ‌های آتشفشانی دگرسان و نادگرسان ائوسن با ترکیب

منشأ رسوبی کاذب آن را تداعی می‌کند (شکل ۳-۳). آغشتگی به اکسیدهای آهن و رخنمون حلقه‌های رنگین (لیزگانگ) در بخش‌های سرسیتی شده از ساخت‌های معمول است (شکل ۳-۴). با توجه به تحلیل XRD، کائولینیت مهمترین ماده معدنی پهنه آرژیلیک محسوب می‌شود (Tavakoli, 2012). بافت جریان‌ناشی از کشیدگی خرده‌های شیشه‌ای (فیام) سنگ میزبان اولیه (ایگنمبریت) در واحدهای کائولینیتی به خوبی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۵). در بخش‌هایی از پهنه مذکور، تغییر رنگ سطحی در نتیجه توسعه هیدرومیکا، کائولینیت و شستشوی هیدرواکسیدهای آهن از طریق اسیدهای حاصل از فرآیندهای اکسیداسیون فازهای سولفوری است (شکل ۳-۶).

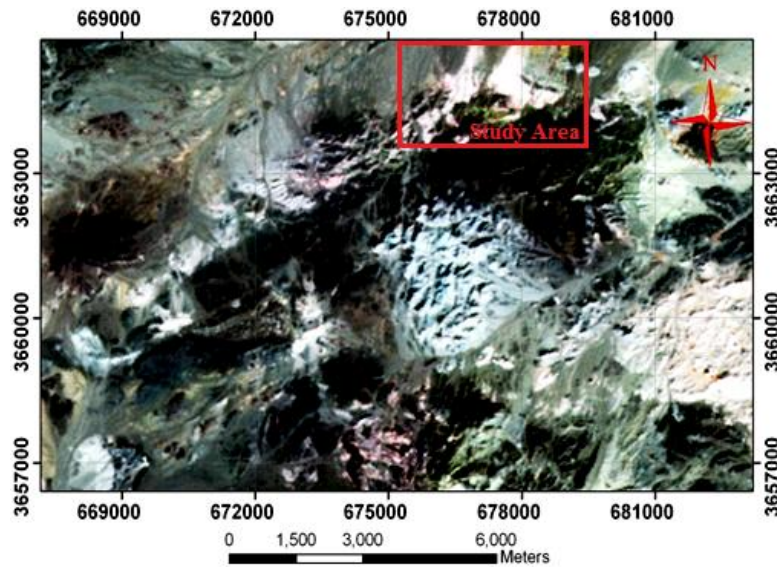
رنگ، نماد وجود مجموعه کانی‌شناختی هریک از پهنه‌های دگرسان است. بر این اساس، رنگ سبز به پهنه پروپلیتیک، رنگ سفید تا کرم به پهنه آرژیلیک و رنگ زرد تا قهوه‌ای به پهنه سرسیتی همراه با گسترش اکسیدهای آهن در منطقه اشاره دارد (شکل ۳-۷).

پهنه کوارتز-سرسیت و سیلیسی به صورت محلی گسترش دارد (شکل ۳-۸). این پهنه‌ها در منطقه فراگیر نبوده و از نظم خاصی تبعیت نمی‌کند. پهنه سیلیسیک توده‌ای، برشی و جان‌شینی در بالاترین افق منطقه به صورت کلاهدک سیلیسی (silica cap) سخت تشکیل شده است (شکل ۳-۹).

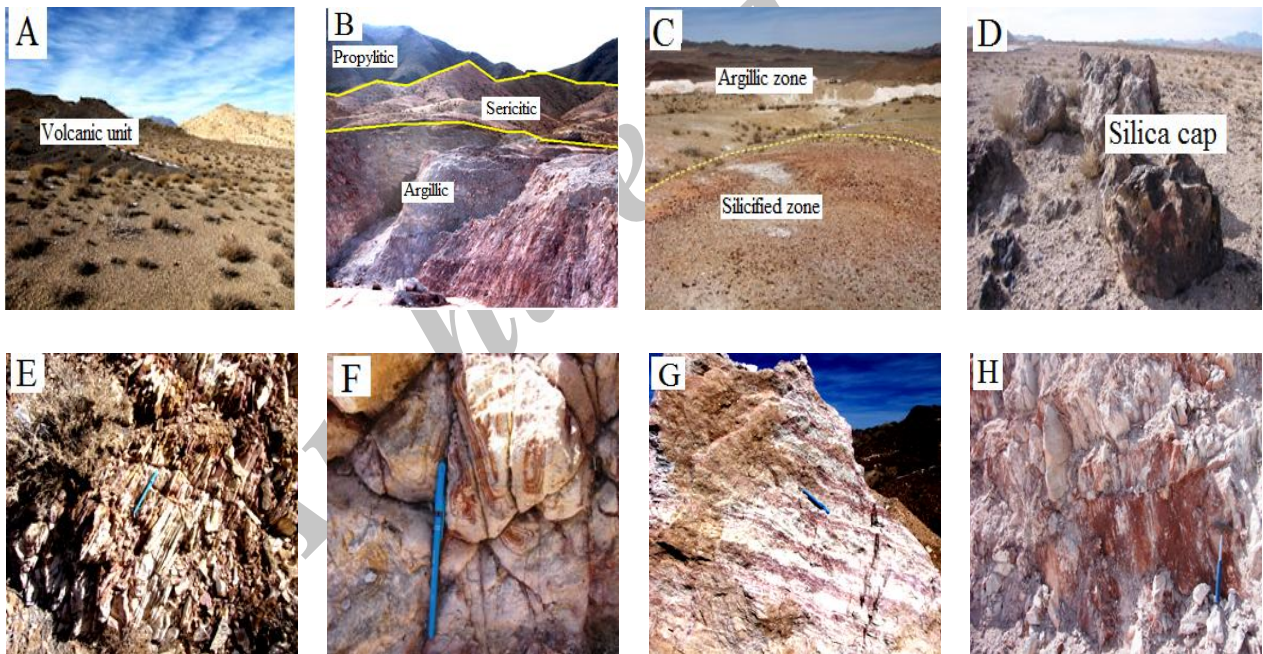
درون پهنه سرسیتی در امتداد ساختمان‌های تکتونیکی، لایه‌بندی خاصی مشاهده می‌شود که



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی محدوده ولکانیک‌های غرب افیولیت نایین بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهراب (Aghanabati, 1988)



شکل ۲- تصویر پردازش شده اطلاعات ماهواره‌ای (RGB 468) منطقه شمال ناین با استفاده از داده‌های استر. کانی‌های دارای بنیان OH به رنگ صورتی متمایل به سفید و کلریت و اپیدوت به رنگ سبز.



شکل ۳- تصاویر صحرایی. (A) واحدهای ولکانیکی؛ (B) رخنمونی از واحدهای دگرسان منطقه؛ (C) تفکیک بقایای پهنه سیلیسیک با آرژیلیک (این تفکیک فرضی است و گاهی جدایش، در سطح قطعاً میسر نیست)؛ (D) کلاهی سیلیسی؛ (E) نمای لایه‌ای از پهنه سریسیتیک؛ (F) حلقه‌های رنگین در پهنه سریسیتیک؛ (G) دگرسانی کائولن با حفظ بافت اولیه سنگ میزبان دگرسانی (ایگنیمبریت)؛ (H) پهنه آرژیلیک آغشته به اکسید آهن.

سنگ کمتر دگرسان، از ۵۰ نمونه مقطع تهیه شد و در ادامه به منظور شناسایی فازهای کانیایی و کانی‌های رسی موجود، از تحلیل دیفراکتومتر اشعه ایکس (XRD) که در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه

روش انجام پژوهش

مطالعات صحرایی با انتخاب رخنمون‌های مناسب و نمونه‌برداری از آنها آغاز شد. به منظور بررسی کانی‌شناسی پهنه‌های دگرسانی و همچنین،

(Shelley, 1991) در بعضی از قسمت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۴-۲). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به عنوان عمده‌ترین تشکیل‌دهنده‌های سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری منطقه پدیده سریسیتی شدن را تحمل نموده که اثر آن به صورت لکه (patch) یا دانه‌های ریز در سطح جدایش کانی‌ها دیده می‌شود (شکل ۴-۳) و در مواردی بخش اعظم آن به سریسیت تبدیل شده است (شکل ۴-۲).

در بسیاری موارد بلورهای درشت کوارتز که گرانولار است با بافت پلی‌گونال دور هم جمع شده‌اند و بافت موزاییکی به سنگ بخشیده‌اند (شکل ۴-۳). کوارتزهای بی‌شکل همه ثانویه است و حفرات سنگ را پر کرده‌اند (شکل ۴-۳).

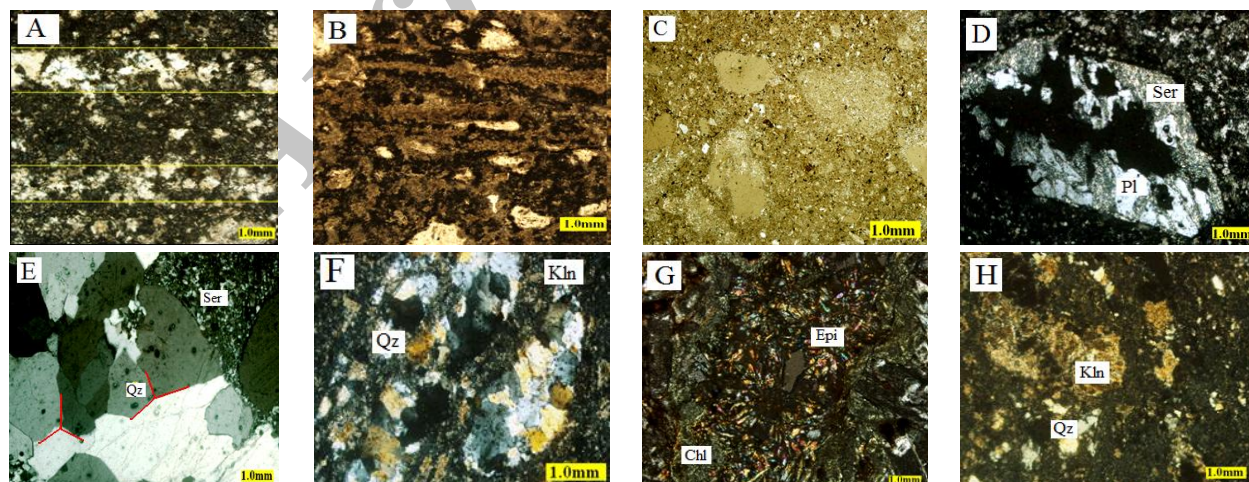
کلریتی شدن و اپیدوتی شدن از دگرسانی‌های اصلی پلاژیوکلازهای آندزیت بازال است که به وضوح در دگرسانی پروپلیتیک مشاهده می‌شود (شکل ۴-۳). در پهنه آرژیلیک نیز تبدیل فنوکریست‌های فلدسپار به کانی رسی مشهود است که در مواردی با کوارتز همراه است (شکل ۴-۳).

اصفهان انجام شد، استفاده شده است. نتایج حاصل از مراحل بالا با اطلاعات دورسنجی داده‌های ماهواره‌ای ASTER توسط نرم‌افزار ENVI نسخه ۴/۵ پردازش شد.

برای تشخیص، پهنه‌های دگرسانی تلفیق و جمع‌بندی از کارهای بالا به عمل آمده است. در نهایت برای تعیین شیمی کل سنگ (عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی) تحلیل نمونه‌ها در آزمایشگاه SGS کانادا با روش ICP-MS انجام و برای ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی سنگ کل از نرم‌افزارهای IGPET 2007 و Excel 2007 استفاده شده است.

پتروگرافی

یکی از مهمترین نهشته‌های اصلی آذرآواری منطقه، گدازه‌های ایگنمبریتی با بافت هیالوپورفیریک و دارای ترکیب ریولیتی تا داسیتی است. بخش شیشه‌ای این سنگ‌ها حالت جوش خورده جریان را نشان می‌دهد (شکل ۴-۱). بافت اوتاکسیتی و همچنین، تبلور ثانوی که از ویژگی‌های بارز ایگنمبریت‌های ریولیتی است



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی. (A) واحد آذر آواری ایگنمبریتی (XPL)؛ (B) بافت اوتاکسیتی در ایگنمبریت (PPL)؛ (C) بافت شبجی از بافت پیروکلاستیک توف اولیه که دچار دگرسانی فراگیر شده است (PPL)؛ (D) تبدیل پلاژیوکلاز به سریسیت (XPL)؛ (E) کوارتز پلی کریستالین با بافت پلی‌گونال (موزاییکی) (XPL)؛ (F) کوارتزهای بی‌شکل به صورت پرکننده حفرات در یک زمینه کائولینیتی (XPL)؛ (G) کلریتی و اپیدوتی شدن در آندزیت بازال (XPL)؛ (H) همیافتی کائولینیت (جزو اصلی پهنه آرژیلیک) با کوارتز (XPL). علایم اختصاری اقتباس از Evans و Whitney (۲۰۱۰).

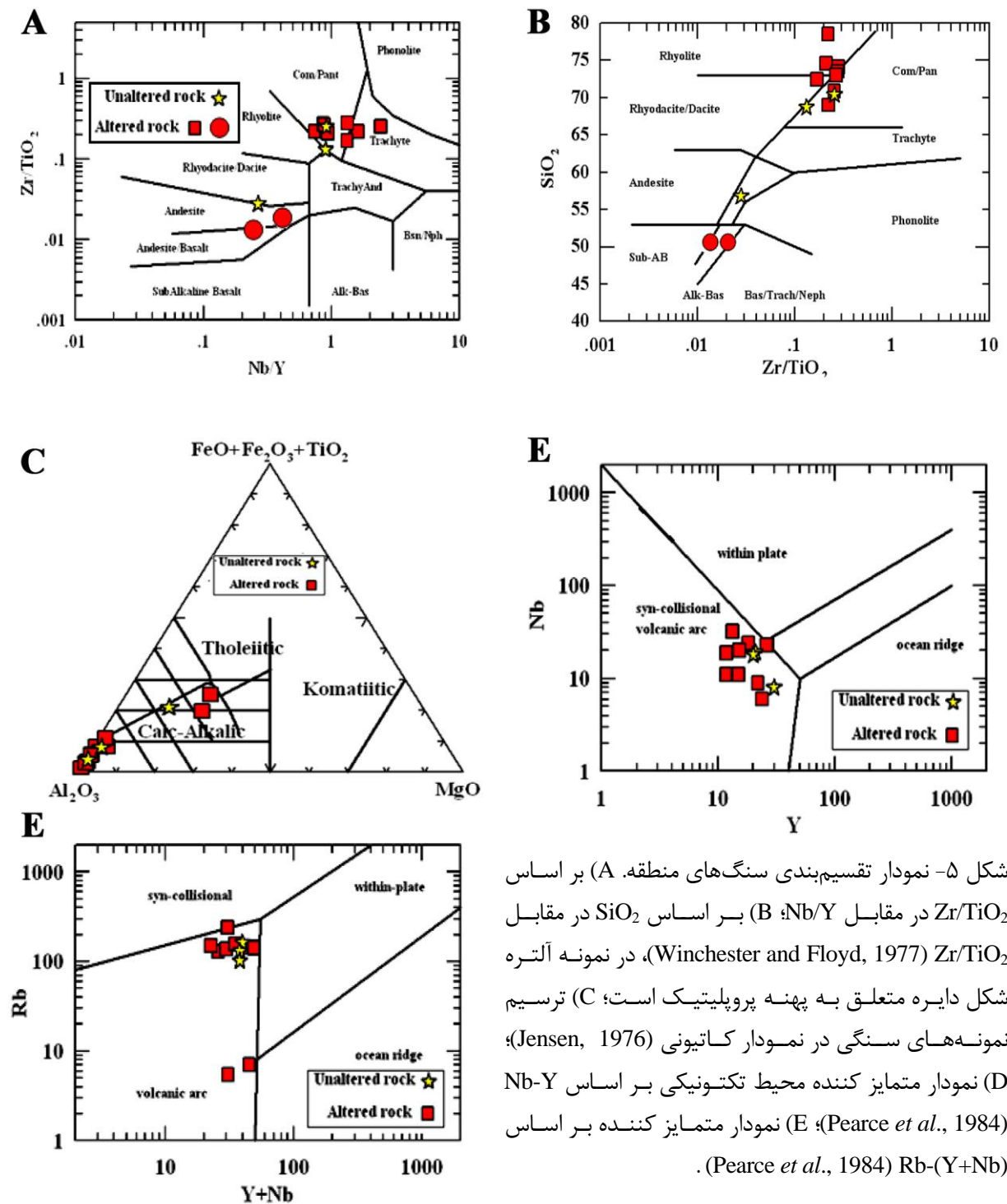
ژئوشیمی

سنگ‌های آذرین در محدوده کالک‌آلکان قرار می‌گیرد (شکل ۵-C). محیط زمین‌ساختاری نمونه‌ها در نمودار Pearce و همکاران (۱۹۸۴) محدوده کمان آتشفشانی را نشان می‌دهد (شکل ۵-D و E). افزون بر این، نگاه کلی به همه نمودارها نشان می‌دهد که نمونه‌ها ویژگی ماگماتیسم دوگانه (bimodal) را نشان می‌دهد که از دیدگاه ماگماتیسم پهنه فرورانش قابل تأمل است. خصوصیت ماگماتیسم دوگانه، ویژگی مناطق کافتی و فرورانش را همزمان بازتاب می‌کند (Ghorbani, 2006).

پردازش داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه شمال غرب نایین، Tavakoli (۲۰۱۲) (جدول ۱) و نمایش آن در نمودار Winchester و Floyd (۱۹۷۷) نشان می‌دهد که سنگ‌های متعلق به دگرسانی آرژیلیک، فیلیک و سیلیسی ترکیب ریولیت و تراکیت و سنگ‌های متعلق به پهنه پروپلیتیک ترکیب بازالت‌اندزیتی و آندزیتی دارد (شکل ۵-A و B). با توجه به نمودار (Jensen, 1976) ترکیب شیمیایی ماگمای سازنده

جدول ۱- نتایج تحلیل شیمیایی سنگ‌های منطقه (با روش ICP-MS)

Sample No	11-1-D	11-1-E	11-1-G	11-4-A		11-1-C	11-3-C	11-3-A	11-3-M	11-1-M	11-5-M	11-12-A	R 11-12-A
Description	less altered			Propylitic		Silicic	Phylic		Argillic				
	And.	Ign.	Rhyolite.										
Wt%													
SiO ₂	56.8	70.4	68.7	50.4	51	78.5	69	74.6	74.1	70.9	72.4	73.5	73
TiO ₂	0.84	0.09	0.33	1.04	1.05	0.05	0.08	0.1	0.07	0.1	0.09	0.07	0.07
Al ₂ O ₃	16.5	12.7	16.1	16.6	16.4	8.18	13.5	9.09	14	17.1	12.4	13.4	13.3
Fe ₂ O ₃	7.41	1.69	0.74	11.3	7.75	1.11	0.69	1.24	0.6	0.27	2.38	1.2	1.16
MnO	0.13	0.06	0.01	0.34	0.1	0.06	0.02	0.05	0.01	<0.01	0.02	0.01	0.01
MgO	2.62	0.24	0.09	5.49	5.04	0.05	0.11	0.3	0.08	0.03	0.2	0.09	0.08
CaO	3.64	1.44	0.53	1.71	8.5	0.91	1.02	2.21	0.06	0.28	0.34	0.3	0.29
Na ₂ O	3.47	2.9	5.5	3.1	2.5	1.6	2.2	1.3	0.2	0.2	1.9	2.7	2.7
K ₂ O	3.45	4.68	5.38	3.78	0.47	4.05	7.55	4.67	3.68	0.12	4.06	3.2	3.2
P ₂ O ₅	0.25	0.03	0.04	0.38	0.29	0.01	0.01	0.03	0.01	<0.01	0.02	0.02	0.01
LOI	3	1.75	1.82	5.06	4.27	1.01	1.58	2.14	2.68	7.08	1.59	1.57	1.52
PPM													
Rb	102	161	130	138	5.5	129	239	151	143	7	156	143	141
Sr	500	100	250	190	480	70	90	140	<10	20	40	50	50
V	163	7	8	215	194	6	8	11	5	11	7	6	5
Zn	81	49	18	209	84	19	29	18	10	29	35	33	33
Ba	930	670	850	710	520	510	710	970	200	40	450	770	780
Co	18.4	0.9	0.5	32.6	24.4	0.7	2.3	1.4	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ta	0.5	1.4	1.4	0.5	0.5	0.9	1.4	0.9	1.8	2.5	1.4	1.7	1.7
Cu	78	16	9	74	96	15	14	11	10	10	9	6	7
Cs	4.2	1.6	0.8	1.9	1	4.6	2.8	2.4	4	0.5	4.1	4.1	4.1
Ga	17	14	12	28	17	8	12	7	16	21	14	15	15
Hf	3	4	6	2	3	2	4	3	4	6	3	4	4
Nb	8	19	18	6	9	11	19	11	24	32	20	23	23
Ni	25	<5	7	28	29	10	5	6	<5	<5	<5	<5	<5
U	1.05	4.44	3.79	6.01	0.78	2.64	5.1	2.58	3.89	3.89	4.22	5.15	5.15
Th	4.4	17.2	13.2	4	2.8	12	19.5	9.9	26.8	16.8	19.5	22.7	23
Zr	140	137	263	85.2	123	65.8	106	125	118	152	90.9	115	112
Y	30	20.9	20	23.9	21.9	14.9	11.8	11.7	18.1	13.2	15.1	26.5	26.1
La	18.7	34.2	43.1	31.3	18.5	14.3	22.1	20	40.5	15.8	33.8	40.1	40.3
Ce	39.1	59	83.5	52	35.5	31.7	43.1	33.3	74.4	24.6	63.3	72	73.1
Pr	4.78	6.57	8.79	7.58	4.56	4.03	4.92	3.59	7.51	2.41	6.05	8.39	8.31
Nd	19.1	22.4	29.7	30.3	18.5	14.8	16	11.8	24.2	7.3	19	27.9	27.9
Sm	4.4	3.7	5	6.6	4.1	3	2.8	2.1	3.9	1.1	3.3	5.3	5.4
Eu	1.18	0.49	0.93	1.69	1.29	0.32	0.26	0.3	0.22	0.06	0.22	0.34	0.34
Gd	4.73	3.3	4.03	6.11	4.18	2.58	2.1	1.9	3.28	1.13	2.78	4.27	4.56
Tb	0.8	0.56	0.6	0.91	0.67	0.45	0.36	0.29	0.53	0.24	0.46	0.73	0.73
Dy	5.1	3.18	3.26	4.76	3.67	2.42	2.01	1.82	2.97	1.73	2.54	4.27	4.4
Ho	1.08	0.74	0.65	0.93	0.85	0.54	0.44	0.4	0.68	0.45	0.55	0.96	0.92
Er	2.9	2.3	1.89	2.49	2.35	1.64	1.48	1.31	1.97	1.46	1.74	2.87	2.97
Tm	0.4	0.38	0.36	0.41	0.37	0.28	0.27	0.22	0.33	0.26	0.28	0.51	0.51
Yb	2.9	2.5	2.6	2.2	2.3	1.7	1.8	1.4	2.1	1.9	1.8	3.6	3.7
Lu	0.43	0.41	0.35	0.31	0.32	0.27	0.28	0.22	0.33	0.31	0.26	0.55	0.54



شکل ۵- نمودار تقسیم‌بندی سنگ‌های منطقه. (A) بر اساس Zr/TiO₂ در مقابل Nb/Y؛ (B) بر اساس SiO₂ در مقابل Zr/TiO₂؛ (C) بر اساس FeO+Fe₂O₃+TiO₂ در مقابل Al₂O₃ و MgO؛ (D) نمودار متمایز کننده محیط تکتونیکی بر اساس Nb-Y؛ (E) نمودار متمایز کننده بر اساس Rb-(Y+Nb). (Pearce et al., 1984)

و دگرسانی گرمایی نسبتاً غیرمتحرک‌کاند؛ بنابراین، مطالعه توزیع REE‌ها در پهنه‌های دگرسانی، ویژگی‌های سیالات دگرسان کننده را مشخص می‌کند (Bi et al., 2002).

بحث

از آنجا که عناصر کمیاب خاکی از دسته عناصر با کمترین قابلیت انحلال بوده و در طول فرآیندهایی مثل: هوازدگی، دگرگونی درجه پایین

افزایش pH محلول‌های عامل دگرسانی، کمپلکس‌های HREE‌ها نسبت به LREE پایدار می‌شود (Muchangos, 2006). افزون بر عامل pH، حضور کانی‌های فیلوسیلیکاته چون: کائولینیت و پذیرش LREE‌ها در ساختار خود و عدم توانایی هیدروآلومینوسیلیکات‌ها برای ابقاء HREE، تهی‌شدگی LREE را فراهم می‌آورد. از طرفی غنی‌شدگی جزئی HREE در تعدادی از نمونه‌ها بستگی به غلظت این عناصر در سیال دارد (Mackizadeh and Taghipour, 2011).

در رخساره دگرسانی سیلیسی، به دلیل هجوم سیالات گرمایی با درجه حرارت پایین (<300 درجه سانتیگراد)، PH پایین ۲، فوگاسیته اکسیژن و محتوای زیاد یون‌های کمپلکس‌ساز مانند: F، Cl، و SO₂، سنگ میزبان تحت یک آبشویی شدید قرار می‌گیرد (Lottermoser, 1992؛ Fulignati et al., 1999). بیشترین تهی‌شدگی REE، در نمونه‌های سیلیسی دیده می‌شود (شکل ۷) و تفکیک HREE‌ها نسبت به LREE‌ها در این رخساره می‌تواند بر حضور کمپلکس‌های یونی F⁻ در محلول‌های گرمایی در شرایط اسیدی دلالت داشته باشد (Lewis et al., 1997).

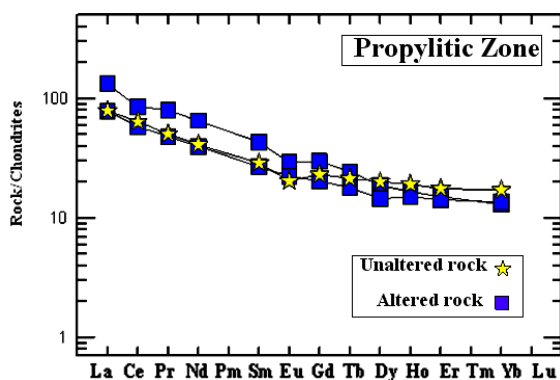
حضور پیریت در پهنه آرژیلیک و فیلیک نشان‌دهنده حضور کمپلکس‌های سولفوری در محلول‌های گرمایی است و کمپلکس‌های سولفات می‌تواند سبب غنی‌شدگی LREE شود. زیرا (SO₄)²⁻ به طور ترجیحی با LREE کمپلکس می‌سازد (Yann et al., 2003).

تحرك REE‌ها با افزایش شدت دگرسانی و تغییر از مرحله اولیه به تأخیری گرمایی افزایش می‌یابد که شاید به افزایش سیال نسبت به سنگ در مرحله تأخیری مربوط می‌شود. برای ترسیم نمودارهای مربوط به هر یک از رخساره‌های گرمایی، از تحلیل شیمیایی و بهنجار سازی کندریتی توسط داده‌های اکتباس شده از (Sun and McDonough, 1989) استفاده شده است.

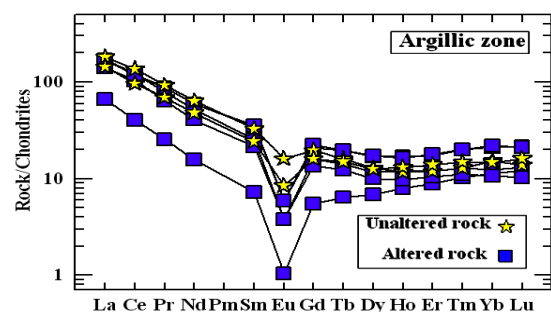
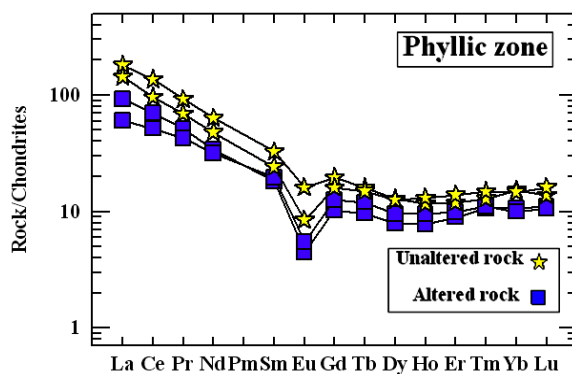
الگوی عناصر نادر خاکی (بهنجار شده نسبت به کندریت) نمونه‌های پروپلیتی دارای شیب منفی ملایم‌تری نسبت به سایر رخساره‌های دگرسانی است (شکل ۶). به طور کلی، غنی‌شدگی REE در رخساره پروپلیتیک نسبت به سایر دگرسانی‌ها و نسبت به سنگ اولیه به توانایی اپیدوت و کلریت برای حفظ و کسب REE اشاره می‌کند (Wenlandt and Harison, 1979).

از ویژگی‌های مهم پهنه فیلیک از لحاظ الگویی بی‌هنجاری منفی Eu در این رخساره است (شکل ۶). این بی‌هنجاری توسط pH سیال، شدت سریسیتی شدن فلدسپارها، درجه حرارت سیال و فوگاسیته اکسیژن کنترل می‌شود (Bau, 1991). تهی‌شدگی عناصر کمیاب در این پهنه نتیجه فروپاشی کامل ساختار فلدسپارها است.

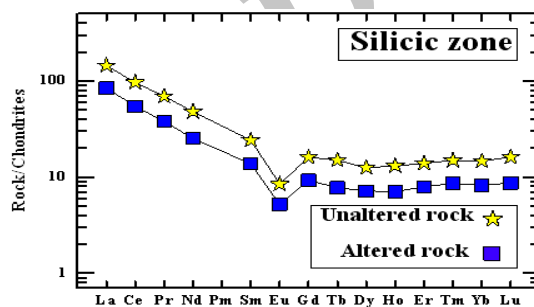
الگوی توزیع REE‌های نرمالیزشده به کندریت در نمونه‌های متعلق به رخساره آرژیلیک، بر تفریق ضعیف LREE‌ها از HREE‌ها همراه با رخداد منفی بی‌هنجاری Eu دلالت دارد (شکل ۷). در محلول‌های گرمایی رابطه خوبی بین درجه تفریق LREE‌ها از HREE با افزایش pH وجود دارد. با



شکل ۶- مقایسه الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در سنگ‌های آتشفشانی و نمونه‌های پهنه پروپلیتیک و فیلیک



شکل ۷- مقایسه الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در سنگ‌های آتشفشانی و نمونه‌های پهنه آرژیلیک و سیلیسیک.



مبنا و در صورت کوچک‌تر و منفی بودن آن در پایین خط مبنا ترسیم می‌شود.

$$\Delta Ci/Ci \times 100 = [p^A/p^0] \times [Ci^A/Ci^0] - 1$$

دگرسانی پروپلیتیک: با توجه به نمودارهای (شکل ۸- A) اکسید عناصر منیزیم، منگنز و آهن در نمونه‌های پروپلیتی شده به میزان فراوانی نسبت به نمونه‌های دگرسان و کمتر دگرسان افزایش نشان می‌دهد. K_2O تغییر چندانی نشان نمی‌دهد. افزایش مختصری را که در Fe_2O_3 دیده می‌شود می‌توان به کلریت حاصل دگرسانی کانی‌های فرومنیزین نسبت داد. علاوه بر این، فرآیند ایدنگزیتی شدن الیوین (با توجه به شواهد کانی‌شناسی) نیز می‌تواند عامل دیگر محسوب شود.

دگرسانی فیلیک: نتایج حاصل از نمودارهای غنی‌شدگی-تهی‌شدگی رخساره فیلیک نشان می‌دهد که از میان اکسیدهای عناصر اصلی،

محاسبه تغییرات جرم در جریان دگرسانی:

تاکنون محققان تکنیک‌های مختلفی برای بررسی انتقال جرم عناصر طی فرآیندهای هوازدگی و دگرسانی گرمایی ارائه کرده‌اند. از مهمترین این تکنیک‌ها می‌توان به روش عامل حجم (Gresens، 1967)، عنصر بی‌تحرك (Nesbitt، 1979)، روش ایزوکون (Grant، 1986)، عامل غنی‌شدگی Gong و همکاران (۲۰۰۸)، شاخص تحرك Ng و همکاران (۲۰۰۱) و نسبت تهی‌شدگی شیمیایی Riebe و همکاران (۲۰۰۳) اشاره کرد. در این بررسی از بین تکنیک‌های یاد شده، از روش ایزوکون برای محاسبه میزان جابجایی عناصر اصلی، فرعی، جزئی و نادر خاکی طی فرآیندهای کائولینیتی شدن استفاده شد. برای محاسبه درصد غنی‌شدگی/تهی‌شدگی عناصر از معادله زیر استفاده می‌شود. اگر عدد به دست آمده برای نمونه دگرسان بزرگ‌تر و مثبت باشد آن را به صورت ستونی در بالای خط

و خروج بخشی Ga، Hf و Zr از سیستم مرتبط با ماهیت pH بسیار اسیدی محلول‌های دگرسان کننده (هیپوژن) است (Pokrovsky *et al.*, 2006).

روند کاهشی Y در این کانسار به نظر می‌رسد که به مانند سایر عناصر مرتبط با دگرسانی هیپوژن طی تشکیل این کانسار باشد. عنصر Y معمولاً طی دگرسانی‌های دما بالا از سیستم دگرسانی خارج می‌شود (Lopez *et al.*, 2005). V و Ta تغییر قابل مشاهده‌ای را نشان می‌دهد. این دو عنصر معمولاً به عنوان عناصر غیر متحرک در نظر گرفته می‌شود (Karakaya, 2008).

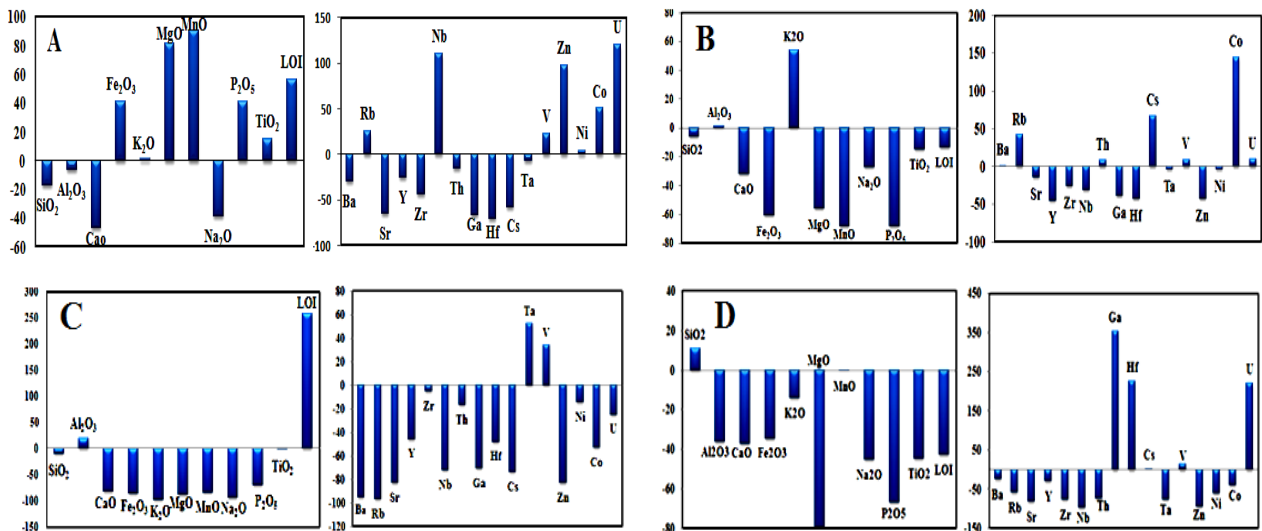
به اعتقاد Humphries (۱۹۸۴) مهم‌ترین عوامل کنترل کننده تحرک عناصر فلزات واسطه و REE‌ها کانی‌شناسی سنگ و طبیعت فاز سیال است. سیالات غنی از هالوژن‌ها و کربنات‌ها می‌تواند REE‌ها و وانادیوم را متحرک کند در صورتی که این عناصر در حضور سایر سیالات مقاوم‌اند.

دگرسانی سیلیسیک: حداکثر تهی‌شدگی عناصر بعد از دگرسانی آرژیلیک در نمونه‌های مربوط به رخساره سیلیسی دیده می‌شود و کلیه عناصر در سنگ‌های رخساره سیلیسی نسبت به سنگ سالم تهی‌شده‌اند (شکل ۸-D). غنی‌شدگی اکسید سیلیسیم نشانگر افزایش محلول‌های سیلیسی است و تهی‌شدگی در خور توجه در میزان Al_2O_3 به دلیل تحرک تحت شرایط با $pH < 2$ است (Stoffregen, 1987) که البته خود شاهدی بر شستشوی شدید سنگ‌ها توسط محلول‌های گرمابی با $pH < 2$ است (Fulignati *et al.*, 1999). همچنین، غنی‌شدگی Ga و Hf نیز دلالت بر نقش مؤثر کانی‌های رسی در تمرکز این عناصر دارد (Fernandez Caliani and Cantano, 2010).

بیشترین میزان غنی‌شدگی مربوط به K_2O است (شکل ۸-B). غنی‌شدگی از این عنصر به دلیل حضور فلدسپار و کانی‌های میکایی مرتبط با این دگرسانی است و تهی‌شدگی سایر اکسیدهای عناصر اصلی را می‌توان به تخریب کانی‌های فرومنیزین دار، پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم نسبت به سنگ معادل نادگرسان نسبت داد. کاهش در میزان Sr و Y به کاهش در میزان کلسیم (خروج Ca از ساختار پلاژیوکلاز و افزایش در میزان Ba، Th و Cs به افزایش پتاسیم نسبت داده می‌شود. Mason and Moore, 1982). افزایش در خور توجه Co در پهنه یاد شده و پروپلیتیک به کاهش شرایط اسیدی محیط اشاره دارد (Pokrovsky *et al.*, 2006).

دگرسانی آرژیلیک: همان طور که در نمودارهای (شکل ۸-C) مشاهده می‌شود، در سنگ‌های آرژیلیکی کاهش اکسید Si را می‌توان به کائولینیتی شدن فلدسپار، افزایش در میزان اکسید آلومینیوم و LOI را به تشکیل کانی‌های رسی (از جمله کائولینیت) نسبت داد (Arsalan *et al.*, 2006). خروج Fe می‌تواند با دگرسانی هورنبلندها و آزاد شدن بخشی Fe به محلول‌های دگرسان کننده مرتبط باشد. تهی‌شدگی Ca در سیستم به واسطه دگرسانی فلدسپارهای سنگ مادر طی واکنش‌های آب-سنگ انجام شده است. تهی‌شدگی Mg به واسطه تخریب کانی‌های فرومنیزین است. تهی‌شدگی Na و K به ترتیب به واسطه دگرسانی فلدسپار (آلبیت و ارتوکلاز) و بیوتیت انجام شده است.

تهی‌شدگی Ba، Cs، Rb و Sr از سیستم به دلیل شکسته شدن فلدسپارهای سنگ مادر طی فرآیندهای دگرسانی است (Fulignati *et al.*, 1999). کاهش Co، Ni و Th طی تکوین دگرسانی آرژیلیک



شکل ۸- نمودارهای ایزوکون عناصر اصلی و فرعی: (A) دگرسانی پروپلیتیک؛ (B) دگرسانی فیلیک؛ (C) دگرسانی آرژیلیک؛ (D) دگرسانی سیلیسیک

بالای اکسیژن دارد. به دنبال افزایش H^+ سیال گرمایی، دگرسانی فیلیک را به وجود آورده است. در مراحل بعدی، ایجاد شرایط ایده‌آل (H^+ بالا و فوگاسیته بالای O_2) و کاهش دما در سیال هیدروترمال سبب ایجاد مجموعه کانی‌های پهنه آرژیلیک می‌شوند (Wilkinson, 2001).

الگوی فراوانی REEها، بهنجارسازی کندریتی در سنگ‌های دگرسان شده پهنه‌های مختلف نسبت به سنگ کمتر دگرسان شده (معادل سنگ تازه) به صورت تهی‌شدگی در LREEها و HREE به استثنای پهنه پروپلیتیک، مشخص می‌شود. سه پهنه فیلیک، آرژیلیک و سیلیسیک دارای الگوی REE مشابهی است که نشان‌دهنده این است که منشأ و شرایط دگرسانی در این پهنه‌ها نسبتاً مشابه بوده است. در پهنه پروپلیتیک، میزان تحرک ناچیز REEها، بالا بودن pH و پایین بودن نسبت سیال به سنگ در این دگرسانی است. بررسی تغییرات جرم عناصر در پهنه‌های دگرسانی نشانگر تهی‌شدگی کلیه عناصر به غیر از Ga, Hf, SiO₂ و U در پهنه سیلیسیک، غنی‌شدگی کامل عناصر در پهنه پروپلیتیک (به دلیل حضور

نتیجه‌گیری

بر اساس مشاهدات صحرائی، بررسی‌های پتروگرافی، و داده‌های شیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری منطقه به ترتیب شامل: آندزیت‌بازالت، آندزیت، داسیت، ریولیت، ایگنمبریت و توف است که بیشترین حجم ترکیبی این سنگ‌ها را ایگنمبریت‌ها تشکیل می‌دهد. بررسی‌های پتروگرافی، شناسایی فازهای کانیایی توسط XRD و همچنین، انجام تحلیل‌های زمین‌شیمیایی بیانگر توسعه دگرسانی‌های آرژیلیک، کوارتز-سریسیت، سیلیسی و تشکیل و توسعه پهنه دگرسانی پروپلیتیک در خارجی‌ترین بخش منطقه است. وسعت و گستره هر یک از پهنه‌های مذکور متفاوت است و در مواردی به صورت بینابینی با یکدیگر قرار گرفته‌اند.

اغلب عناصر طی مراحل مختلف دگرسانی گرمایی متحرک شده است. در پهنه‌های دگرسانی، بسیاری از عناصر در اثر آبشویی سنگ دیواره به واسطه تجزیه هورنبلند، پیروکسن، بیوتیت و پلاژیوکلاز نسبت به سنگ اولیه کاهش یافته‌اند. در دگرسانی پروپلیتیک حضور اندک کربنات و فراوانی اپیدوت در مجموعه کانیایی متعلق به این پهنه دلالت بر فوگاسیته پایین CO₂ و فوگاسیته

خلیلی، دکتر سید حسن طباطبایی و دکتر بتول تقی‌پور برای انجام این پژوهش سپاسگزاری می‌نمایند. همچنین، از حمایت‌های مالی معاونت محترم پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان قدردانی می‌شود.

کانی‌های میزبان در این پهنه) و مشابهت اندک رفتار عناصر در دو پهنه آرژیلیک و فیلیک است.

سپاسگزاری

نگارندگان از راهنمایی‌های ارزنده دکتر محمود

منابع

- Aghanabati, A. (1988) Explanatory text of Shahrab (Zavareh). Geological Quadrangle Map 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Aghanabati, A. (2006) Geology of Iran. Geological Survey of Iran Ministry of Industry and Mine Publication, Tehran (in Persian).
- Arsalan, M., Kadir, S., Abdioglu, E. and Kolayli, H. (2006) Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks eastern Pontides, NE Turkey. *Clay Minerals* 41: 597-617.
- Bau, M. (1991) Rare earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid rock interaction and significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology* 93: 219-230.
- Bi, X., Cornell, D. H. and Hu, R. (2002) REE composition of primary and altered feldspar from the mineralized alteration zone of alkaline intrusive rocks, western Yunnan province, China. *Ore Geology Reviews* 19: 67-78.
- Fernandez Caliani, J. C. and Cantano, M. (2010) Intensive kaolinization during a lateritic weathering event in southwest Spain: Mineralogical and geochemical inferences from a relict paleosol. *Catena* 80: 23-33.
- Fulginiti, P., Gioncada, A. and Sbrana, A. (1999) Rare element (REE) behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Vulcano (Aeolian Islands, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88: 325-342.
- Ghorbani, M. (2006) The economic geology of Iran: mineral deposits and natural resources. Arianzamin Publication, Tehran (in Persian).
- Gong, Q., Deng, J., Xiang, Y., Wang, Q. and Yang, L. (2008) Calculation pollution indices by heavy metals in ecological geochemistry assessment and a case study in parks of Beijing. *Journal of China University of Geosciences* 19: 230-241.
- Grant, J. A. (1986) The isocon diagram- a simple solution to Gresens equation for metasomatic alteration. *Economic Geology* 81: 1976-1982.
- Gresens, R. I. (1967) Composition- volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* 2: 47-65.
- Humphries, S. E. (1984) The mobility of the rare earth elements in the crust, In: Rare earth element geochemistry (Eds. Henderson, p.) 315-341. Elsevier, Amsterdam.
- Jensen, L. S. (1976) A new cation plot for classifying subalkalic volcanic. *Ontario Divison of Mines* 66: 1-22.
- Karakaya, N. (2008) REE and HFS element behavior in the alteration facies of the Erenler Dagi volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence. *Journal of Geochemical Exploration* 101: 185-208.
- Lewis, A. J., Palmer, M. R., Sturchio, N. C and Kemp, A. J. (1997) The rare earth element geochemistry of acid-sulphate and acid-sulphate-chlorite geothermal systems from yellow stone national park, Wyoming. *USA Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: 695-698.
- Lopez, J. M. G., Bauluz, B., Nieto, C. F. and Oliete, A. Y. (2005) Factors controlling the trace elements distribution in fine-grained rocks: The Albian kaolinite-rich deposits of the Oliete basin (NE Spain).

- Chemical Geology 214: 1-19.
- Lottermoser, B. G. (1992) Rare earth element and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews* 7: 25-41.
- Mackizadeh, M. A. and Taghipour, B. (2011) Geology, geochemistry and behavior of rare earth element in the hydrothermal alteration zones, Karkas Mountain North of Isfahan. *Petrology* 2(8): 55-68 (in Persian).
- Mason, B. and Moore, G. B. (1982) Principles of geochemistry. John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Mehvari, R. (2009) Petrological and mineralogical studies of hydrothermal alteration (bentonitization and silicification), Molla Ahmad Stiphiu (East of Isfahan). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- 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). *Geochemical Exploration* 88: 300-303.
- Namnabat, E. (2012). Petrological and geochemical studies of volcanics and related hydrothermal alteration zones in the kuh-e lakht area, Tudeshk (Southwest of Naein Iran). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Nesbitt, H. W. (1979) Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature* 279: 206-210.
- Ng, C. W. W., Guan, P. and Shang, Y. J. (2001) Weathering mechanisms and indices of the igneous rocks of Hong Kong. *Engineering Geology and Hydrogeology* 34: 133-151.
- Patra, S. K., Shekher, M., Solanki, S. S., Ramachandran, R. and Krishnsn, R. (2006) A technique for generating natural colour images from false colour composite images. *International Journal of Remote Sensing* 27: 2977-2989.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Petrology* 25(part 4): 956-983.
- Pirajno, F. (2009) Hydrothermal processes and mineral systems. Springer, Berlin.
- Pokrovsky, O. S., Schott, J. and Dupre, B. (2006) Trace element fractionation and transport in boreal rivers and soil pore waters of permafrost dominated basaltic terrain in central Siberia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70: 3239-3260.
- Riebe, C. S., Kirchner, J. W. and Finkel, R. C. (2003) Long-term rates of chemical weathering and physical erosion from cosmogenic nuclides and geochemical mass balance. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67: 4411-4427.
- Shelley, D. (1991) Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, London.
- Stoffregen, R. (1987) Genesis of the acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado. *Economic Geology* 82: 1575-1591.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) 42: 313-345. Geological Society of London, London.
- Taghipour, B. (2007) Mineralogical and geochemistry of hydrothermal alteration in the Cenozoic magmatic belt of Central Iran (Isfahan province) and western Alborz, Tarom zone (Qazvin). PhD thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Tavakoli, N. (2012) Petrography and geochemistry of volcanic rocks and related hydrothermal alteration zones in Northwest of Nain (Central Iran) MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

- Wenlandt, R. F. and Harison, W. G. (1979) Rare earth partitioning between immiscible carbonate and rare earth enriched rocks. *Mineral Petrology* 69: 409-419.
- Whitney, D. I and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock forming minerals. *American mineralogist* 95: 185-187.
- Wilkinson, J. J. (2001) Fluid inclusion in hydrothermal ore deposit. *Lithos* 55: 229-272.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 245-252.
- Yann, R. Stephen, C. Anne-Marie, B. Giorgio, P. and Neil, M. (2003) Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters* 214: 203-219.

Archive of SID

The major, minor and rare earth elements (REE) variations in hydrothermal alteration zones in the volcanic rocks of the west of Naein ophiolite (Central Iran)

Neda Tavakoli, Elaheh Namnabat, Moussa Kalimi Noghreyan *
and Mohammad Ali Mackizadeh

Departments of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

The study area is located 39 km northwest of Naein and is a part of the Urumieh-Dokhtar volcano plutonic arc. The volcanic and pyroclastic rocks have been altered by hydrothermal fluids. According to field studies and petrographic observations the predominant rock types are basaltic andesite, andesite, dacite, rhyolite, tuff and ignimbrite which are related to the Eocene volcanic activity period. According to mineralogical and geochemical studies there are four different alteration zones including propylitic, phyllic, argillic and silicic. Furthermore, using the satellite data processing the existence of the hydrothermal alteration zones are established which the most widespread one is argillic. The REE's behavior displays different patterns in various alteration zones. The negative Eu anomaly in the argillic zone points to the presence of clay mineral. The silica bearing samples are highly depleted in REE content due to whole destruction of host rock minerals, decreasing of PH and increasing of fluid/ rock ratio. Base on mass changes during hydrothermal alterations processes, there are depletion and enrichment of some elements in alteration zones. Incidentally enrichment is determined in propylitic zone and silicic zone show the most depletion.

Key words: Rare earth elements (REE), Mass change, Argillic, Alteration, Urumieh-Dokhtar volcano plutonic arc