

سنگنگاری، زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های گرانیت‌وئیدی در آلو، جنوب کرمان

محمد پارسايی^۱، سارا درگاهي^{۲*}، محسن آروين^۲، علیرضا شاكر^۳، نima نظافتی^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

۳- گروه مهندسی معدن، مجتمع آموزش عالی زرند، زرند، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۶/۲۰، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۸/۲۲)

چکیده: گستره کانسار در آلو از نظر ساختاری در پهنه ایران مرکزی و کمان ماقمایی ارومیه دختر و در جنوب استان کرمان واقع است. در این منطقه، روانه‌های آندزیتی و سنگ‌های آذرآواری اثوسن در معرض توده‌های نفوذی نیمه عمیق الیگومیوسن قرار گرفته‌اند. اغلب نمونه‌های نفوذی از نوع گرانودیوریت پورفیری تا مونزو-گرانیت پورفیری با زمینه ریزدانه‌ای هستند و دگرسانی شدید از نوع فیلیک نشان می‌دهند. براساس شواهد کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی، سنگ‌های گرانیت‌وئیدی در آلو در سری آهکی قلیایی جای می‌گیرند و دارای طبیعت متآلومین تا کمی پرآلومین و از نوع I هستند. در بیشتر نمونه‌ها، ناهنجاری منفی آشکاری از Nb-Ti دیده می‌شود که این امر با جدایش فازهای تیتانیومدار چون تیتانیت و تیتانومگنتیت توجیه می‌شود. همچنین غنی‌شدگی آشکار در عناصر سنگ دوست درشت یون (چون K، Ba و Cs) و عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (چون، Ti، Nb و Zr) و عناصر خاکی نادر سنگین، از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماقمایی‌های تولید شده در محیط‌های فرورانش هستند. بنابراین چنین برداشت می‌شود که سنگ‌های گرانیتی در آلو باید در یک محیط کرانه فعال قاره‌ای، به علت فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر ایران مرکزی در زمان ترشیری به وجود آمده باشند.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های گرانیتی؛ نوع I؛ فرورانش؛ کمان ماقمایی ارومیه – دختر؛ کرمان.

فعالیت‌های ماقمایی شده است [۹-۱۱].

چنان که اشاره شد، تکامل کمان ماقمایی ارومیه - دختر در ارتباط با مراحل متوالی بسته شدن اقیانوس نئوتیس بوده که شامل فرورانش در کرتاسه - الیگوسن و برخورد قاره - قاره در نئوزن است [۱۲-۱۵]. بخش جنوبی کمان ارومیه - دختر، با نام کمربند ماقمایی کرمان یا کمربند مس کرمان، میزان اصلی ذخایر نوع پورفیری در ایران است. این کمربند دربردارنده بزرگترین و بیشترین ذخایر مس گرمایی است که از این میان در پایانه جنوب‌شرقی، استان کرمان بیشترین تمرکز در پراکندگی معادن و نهشته‌ها را دارد [۱۶]. مهم‌ترین ویژگی این کمربند، گسترش توده‌های نفوذی آهکی قلیایی با سن ائوسن پایانی - الیگوسن و نیز میوسن بوده که به ویژه در میوسن پسین

مقدمه

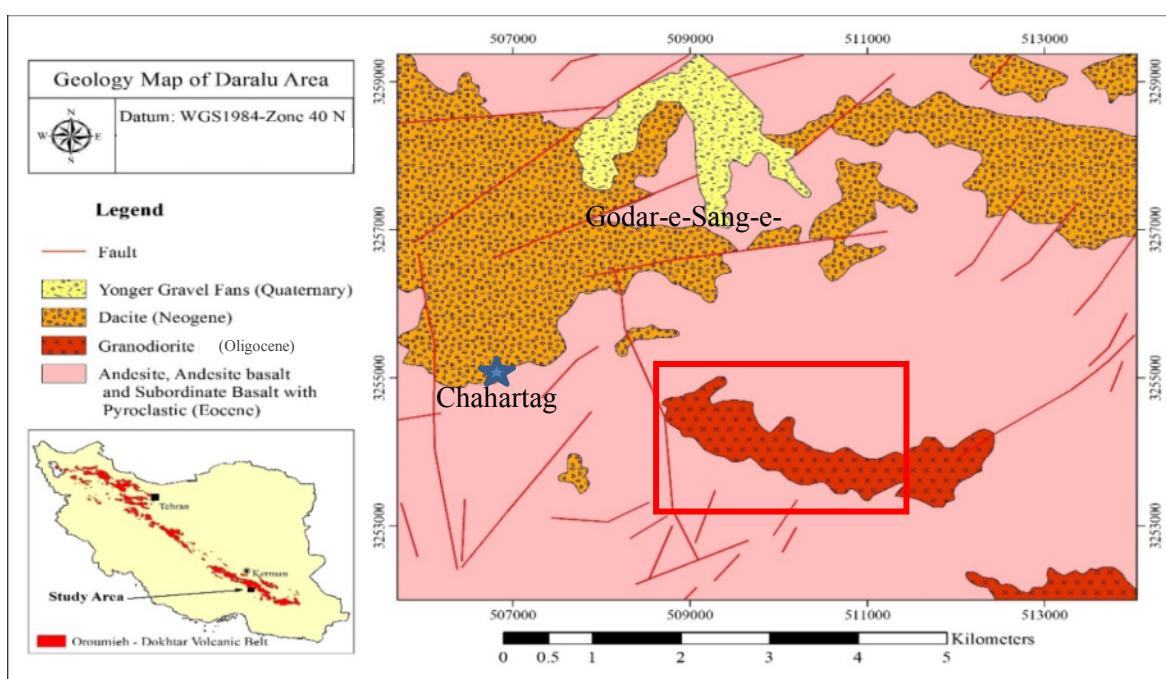
کمان ماقمایی ارومیه دختر با روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق، کمربندی آتشفسانی - نفوذی است که تشکیل آن از رخدادهای مهم در تاریخچه ماقمایی ایران محسوب می‌شود. این کمربند با طول تقریبی ۱۷۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۵۰ کیلومتر گسترش یافته است. این فاز ماقمایی، با ترکیب‌های متوسط از آهکی قلیایی تا پاتاسیمی که در یک سامانه قوس - پشت قوس یا محیط قوس کششی رخداده است، مشخص می‌شود [۱-۸]. از آنجا که برخورد پوسته قاره‌ای عربستان با اوراسیا باعث بسته شدن اقیانوس نئوتیس شده است، عواملی از قبیل فشرده شدن، دگرشکلی، ضخیم‌شدگی پوسته، پایین رفتن مرز سست کره - سنگ کره، سبب فراهم شدن گرما و فشار لازم برای

شناسی ۱:۱۰۰۰۰ ساردوئیه، همه منطقه با واحدهای آتشفسانی و توده‌های نفوذی پوشیده شده است. مهمترین واحدهای رخمنوی یافته در منطقه مورد بررسی سنگ‌های آتشفسانی ائوسن، همراه با نفوذی‌های گرانیت‌وئیدی نیمه عمیق هستند که در این مقاله از آن‌ها به نام توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری یاد می‌شود و میزان اصلی کانه‌زایی مس در منطقه هستند. این مجموعه با دایک‌های تاخیری قطع شده است. بر اساس روابط چینه‌نگاری، سن این نفوذی‌ها از آلیگوسن و تا پلیوسن است.

در چند دهه گذشته و به ویژه در ده سال اخیر، بررسی‌های گستردگی در ارتباط با تعیین خاستگاه توده‌های نفوذی مولد کانه‌زایی مس در کمربند مس کرمان انجام شده است، بیشتر این پژوهش‌ها، در نیمه شمال غربی این کمربند جایی که دو دسته یا خوش کانسار مهم میدوک و سرچشمہ قرار دارند متمرکز بوده است. البته بررسی چندانی پیامون ویژگی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه توده‌های مولد کانه‌زایی مس در بخش جنوبی کمربند مس کرمان انجام نشده است. بنابراین در این پژوهش، با بررسی دقیق سنگ‌شناسی و روابط بافتی موجود در نمونه‌های سنگی و نیز با تکیه بر یافته‌های زمین‌شیمی‌ای برآمده از بررسی عناصر اصلی، فرعی و نادر آن، جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه توده نفوذی نیمه عمیق درآلو به عنوان مهم‌ترین نهشته کانه‌زایی مس در بخش جنوب کمربند مس کرمان تعیین شد.

با کانی‌سازی مس \pm مولیبدن \pm طلای نوع پورفیری همراه بوده است. توده‌های نفوذی ائوسن پایانی - آلیگوسن که با نام "نوع کوههای بارز" معرفی شده‌اند، گسترش چشمگیری در کمربند کرمان، به ویژه در بخش جنوبی آن دارند [۱۶]. ترکیب این توده‌ها بیشتر شامل گرانیت تا گرانوپورفیریت، دیوریت، کوارتزدیوریت، کوارتزموزنونیت و به طور محلی گابرو با بافت غالب دانه‌ای است [۱۶-۱۹]. این توده‌ها گرایش آهکی قلیایی با پتانسیم متوسط تا بالا را نشان می‌دهند [۱۸، ۲۰]. تاکنون کانی‌سازی فلزی چشمگیری همراه با آنها گزارش نشده است. میوسن میانی - پسین، دوره از سرگیری فعالیت‌های ماقمایی است و بسیاری از توده‌های نفوذی کم ژرف با ترکیب دیوریت تا کوارتزدیوریت، کوارتزموزنونیت، تونالیت و گرانوپورفیریت، به درون سنگ‌های آتشفسانی و نفوذی قدیمی‌تر نفوذ کرده‌اند [۲۱، ۲۲، ۲۱، ۱۷]. توده‌های نفوذی اشاره شده، با نام گرانیت‌وئیدهای نوع کوه پنج [۱۶]، با کانه‌زایی مس نوع پورفیری در کمربند کرمان همراه هستند. این توده‌های نفوذی ویژگی آهکی قلیایی غنی از پتانسیم و گرایش زمین‌شیمی‌ای ماقمایی کمانی نوع I را نشان می‌دهند [۲۰].

منطقه درآلو از نظر جغرافیایی در ۵۰ کیلومتری بخش گلزار و ۱۲۰ کیلومتری شهر کرمان واقع است و از نظر زمین‌شناسی در بخش جنوبی کمربند ارومیه - دختر، که به عنوان مهم‌ترین بخش کانه‌زایی مس در جنوب کمربند مس کرمان شناخته می‌شود، قرار دارد (شکل ۱). بر اساس نقشه زمین-



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه معدن درآلو برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ ساردوئیه [۲۳] با تغییرات.

منطقه بیشتر شمال غرب-جنوب شرق و تقریباً موازی با روند ساختاری اصلی در منطقه است. دایک‌های دیباتزی به دلیل قرار گرفتن در معرض سیال‌های گرمابی، دستخوش دگرسانی‌های شدیدی شده‌اند. در این مورد، رنگ رخنمون به زرد لیمویی تا سفید تغییر کرده است. در میان دایک‌ها، بیشترین گسترش را دایک‌های دیباتزی دارند، این دایک‌ها با شدت‌های متفاوتی دگرسان شده‌اند. طول این دایک‌ها از ۳۰ تا ۱۵۰ متر و ستبرای آنها از ۲ تا ۵ متر متغیر است.

روش بررسی

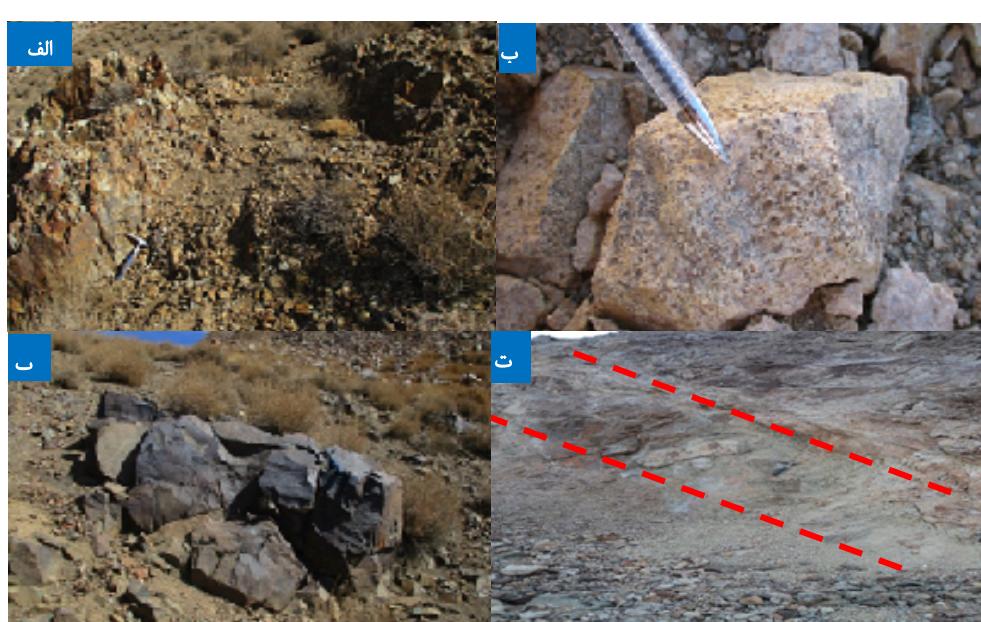
با بازدیدهای صحراوی از منطقه مورد بررسی و نمونه برداری از همه واحدها، بیش از ۲۰۰ نمونه سطحی و معزه حفاری جمع‌آوری شد. سپس برای بررسی‌های سنگنگاری و تعیین ویژگی‌های انواع سنگ‌های موجود، تعداد ۱۲۰ مقطع نازک تهییه گردید. از بین نمونه‌های مربوط به واحد نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری، تعداد ۱۴ نمونه با کمترین میزان دگرسانی برای تجزیه به روش‌های طیفسنجی نشر اتمی پلاسمایی جفت شده القایی (ICP-AES)، جهت اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی) و طیفسنجی جرمی پلاسمایی جفت شده القایی (ICP-MS)، برای اندازه‌گیری عناصر فرعی و نادر به شرکت زرآزما ارسال شد. سپس با رسم داده‌های به دست آمده تجزیه‌های شیمیایی بر نمودارهای سنگ شناسی، با نرم افزارهای 3.2 GCDKit و 2007 Igpet تحلیل‌های پایانی در ارتباط با منطقه مورد بررسی صورت گرفت.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه اکتشافی درآلو در بخش جنوبی کمربند مس کرمان و در امتداد یک پهنه گسلی با روند شمال غرب-جنوب شرق با طول ۱۰ کیلومتر و عرض حدود ۱ کیلومتر قرار دارد. ذخیره درآلو در بخش‌های پایانی این پهنه گسلی قرار دارد. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی که در منطقه درآلو رخنمون دارند، سنگ‌های آتشفسانی و آذرآواری اوسن هستند که ترکیب آنها شامل گدازه‌های آندزیتی همراه با توف و برش آتشفسانی است. این سنگ‌ها میزبان توده‌نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری با تنوع سنگی گرانوڈیوریت پورفیری تا مونزوگرانیت پورفیری هستند.

توده‌های یادشده در بخش‌های سطحی به شدت دگرسان شده‌اند، به طوری که کانی‌های تیره با کلریت، اپیدوت و کمی کلسیت و فلدسپارها با کانی‌های رسی، سریسیت و کلسیت جایگزین شده‌اند. توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری در بخش‌های عمیق حفاری سالم‌تر است و از دگرسانی‌های موجود در آنها می‌توان به دگرسانی فیلیک و پتانسیمی اشاره کرد (شکل ۲).

تقریباً همه واحدهای سنگی در منطقه مورد بررسی با دایک‌های پس از کانه‌زایی با ترکیب دیوریت و دیاباز قطع شده‌اند. دایک‌های دیوریتی بیشتر در بخش‌های شرقی-مرکزی و غربی منطقه رخنمون دارند و طول آنها از ۱۰ تا ۸۰ متر و ستبرای آنها از ۱ تا ۳ متر متغیر است. روند کلی دایک‌های



شکل ۲ (الف) نمایی از توده نفوذی دگرسان شده توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری (دیده به سمت شمال). (ب) نمایی از سنگ‌های به شدت سیلیسی و شامل کوارتز ثانویه در توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری. (پ) نمایی از دایک گابرویی دگرسان شده (فیلیکی) (دید به شمال شرقی) (ت) نمایی از دایک دیوریتی با میزان واحد آذرآواری و آتشفسانی حدواسط اوسن (دید به شمال شرقی).

باشند البته از آنجا که در سامانه‌های طبیعی اغلب دستیابی به چنین نمونه‌هایی غیر ممکن است، پژوهشگران تلاش می‌نمایند تا با در نظر گرفتن ملاحظات، نمونه‌های مناسب با کمترین آثار دگرسانی را انتخاب نموده و برای اهداف زمین شیمی به کار بردند. بر این اساس، نمونه‌های با مقادیر مواد فرار (LOI) برابر و یا کمتر از یک درصد به عنوان نمونه‌های غیر دگرسان شناخته می‌شوند [۲۴] و همچنین نمونه‌های با مقادیر LOI بین یک تا سه درصد، نمونه‌های با دگرسانی متوسط و سرانجام نمونه‌هایی با LOI بیش از سه درصد نمونه‌های دگرسان در نظر گرفته می‌شوند [۲۵]. این در حالی است که مک‌لیمور و همکاران [۲۶] نمونه‌های با LOI کمتر از ۳ درصد را به عنوان نمونه‌های غیر دگرسان در نظر می‌گیرند. برایه این مرز بندی پیشنهادی و با توجه به شواهد کانی‌شناسی و داده‌های زمین شیمیایی، نمونه‌های توده نفوذی نیمه عمیق در آلو پورفیری به ۴ گروه با دگرسانی کم، متوسط، شدید و بسیار شدید تقسیم شدند (جدول ۱)، هرچند همه نمونه‌ها بر نمودارهای زمین شیمیایی جایابی شده‌اند، ولی ملاک نتیجه گیری از نمودارها، نمونه‌های سنگی با دگرسانی کمتر است.

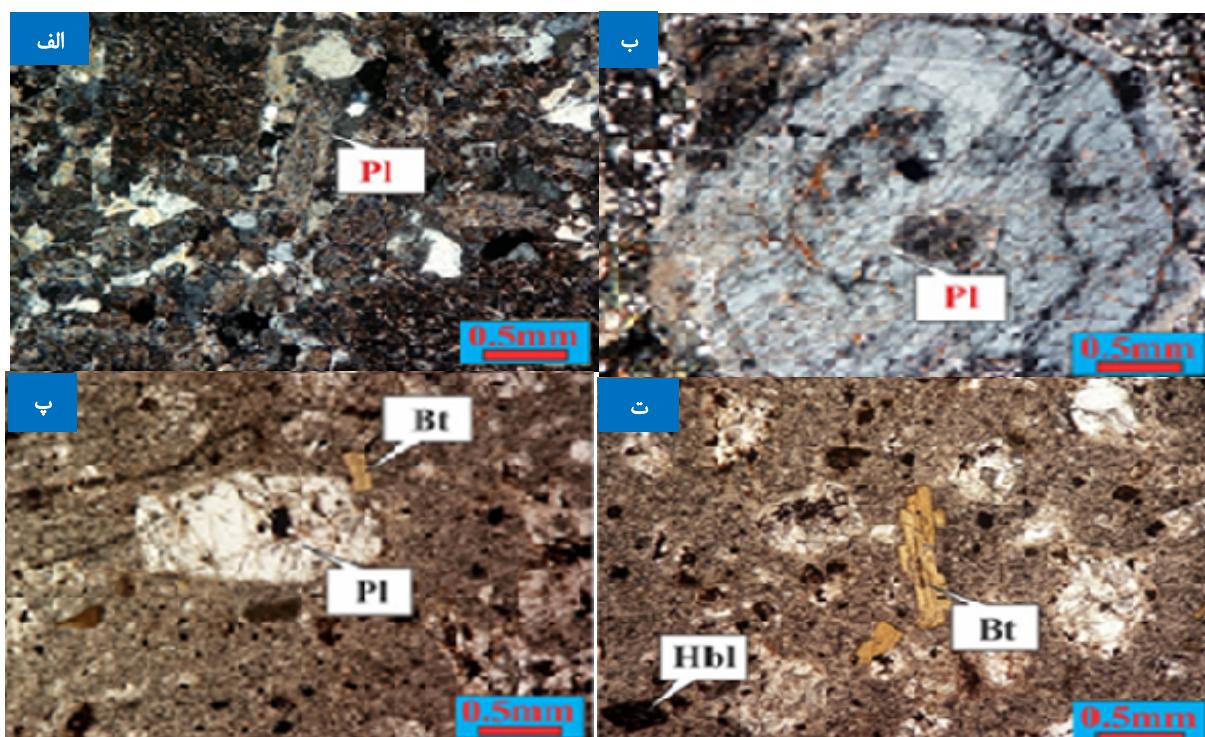
سنگ‌نگاری

واحد نفوذی نیمه عمیق در آلو پورفیری بیشترین گسترش را در بخش‌های شرقی، مرکزی و غربی منطقه دارد، این توده نفوذی نیمه عمیق دارای بافت پورفیری و شامل بلورهای پلازیوکلاز (به طور میانگین ۴۰ درصد) که بیشتر به صورت درشت‌بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار و یا بلورهای ریز در زمینه دیده می‌شوند است. درشت‌بلورهای پلازیوکلاز با ماکل چندريخت اغلب به کانی‌های رسی و سریسيت تجزیه شده‌اند. از دیگر کانی‌ها می‌توان به کوارتز (به طور میانگین ۲۰ درصد)، فلدسپار پتاسیم (به طور میانگین ۳۵ درصد)، هورنبلند (با میانگین ۲ درصد) و بیوتیت (با میانگین ۲ درصد) و حدود ۱ درصد کانی‌های فرعی چون آپاتیت و اسفن اشاره نمود (شکل ۳).

بحث و بررسی

زمین شیمی

آنچه در تفاسیر زمین شیمی باعث برخی مشکلات در دستیابی به یک نتیجه نهایی مطمئن و روشن می‌شود، میزان دگرسانی در سنگ‌های هر منطقه و اثر آن بر عیار عناصر اصلی و فرعی است. از این رو، در شرایط آرمانی، همه نمونه‌های برگزیده برای انجام آزمایش‌های زمین شیمی باید بدون هیچ گونه دگرسانی



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی واحد نفوذی در آلو پورفیری. (الف) سریستی شدن بلورهای پلازیوکلاز در سنگ‌های گرانودیوریتی، (ب) وجود منطقه بندی در بلور پلازیوکلاز موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی به همراه دگرسانی سریستی و کائولینیتی در بخش‌های کلسیمی‌تر بلور، (پ) حضور بیوتیت و پلازیوکلاز و تشکیل بافت پورفیری در گرانودیوریت‌ها و (ت) حضور بیوتیت و آمفیبول به شدت دگرسان شده در نمونه‌های گرانودیوریتی. (Pl = پلازیوکلاز، Bt = هورنبلند، Hbl = بیوتیت [۲۷]).

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر متعلق به نمونه‌های سنگی منطقه درآلو.

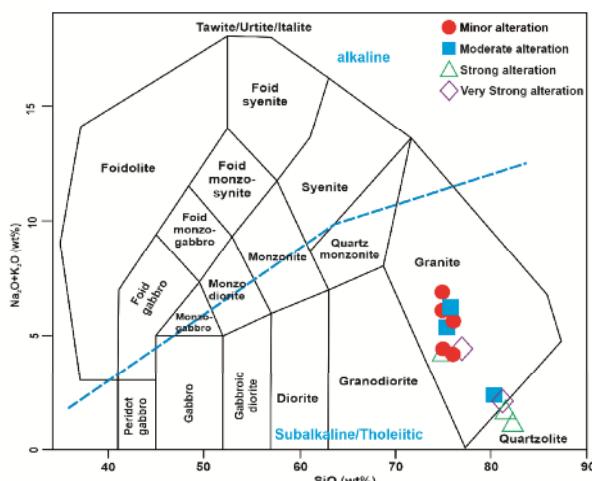
نام	A1	A2	A3	A4	A5	A6
درجه دگرسانی	ضعف					
SiO ₂	74.62	72.34	72.55	72.15	72.33	72.23
TiO ₂	0.26	0.2	0.33	0.2	0.2	0.31
Al ₂ O ₃	14.35	12.45	12.92	11.77	12.5	12.21
Feo	0.95	2.05	2.47	3.56	2.44	2.26
MnO	0.01	0.07	0.04	0.07	0.03	0.03
MgO	0.19	0.72	1.37	0.65	0.49	1.39
CaO	2.34	1.72	1.79	1.81	1.78	2.76
Na ₂ O	5.02	3.82	3.38	2.14	3.49	2.86
K ₂ O	0.47	1.41	0.8	2.58	3.09	1.11
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.08
BaO	0.02	0.04	0.01	0.09	0.07	0.01
S	0.05	0.19	0.24	0.06	0.16	0.6
LOI	1.3	2.05	2.09	2.41	2.51	2.66
Total	99.63	99.11	99.04	98.52	99.12	99.51
Sc	3.9	4.9	7.6	5	5.3	8.9
Be	1	0.9	0.9	0.8	0.8	0.8
V	25	28	56	31	29	65
Ba	155	282	200	784	615	111
Sr	181.2	185.5	226.2	156.5	148.8	2.7
Y	5	5.4	5	7.1	8.7	8.2
zr	<5	<5	9	6	<5	16
Cr	8	6	22	15	16	12
Co	1	2.2	7.1	3.1	4.1	5.6
Ni	1	2	7	2	2	4
Cu	19	1917	1518	63	110	33
Zn	7	52	68	39	32	45
As	0.1	2.8	0.9	0.1	0.1	1.2
Rb	2	29	20	51	52	39
Nb	5.4	4.2	4.9	4.4	5	4.3
Mo	1.4	4.9	21.2	0.2	4.1	13.1
Ag	0.1	0.4	0.4	0.1	0.1	0.1
Sn	2.9	1.7	2.4	0.8	0.9	2.1
Sb	0.7	2.9	0.8	1.1	1.2	1.1
Cs	2.8	5	12.8	4.6	3	1.8
La	4	8	7	8	12	9
Ce	1	8	5	8	15	17
Pr	0.56	1.5	1.19	1.22	2.18	3.09
Nd	5.3	7.8	7.1	7.6	10	15.6
Sm	1.4	1.37	1.32	1.08	1.93	2.29
Eu	0.48	0.4	0.34	0.04	0.52	0.09
Gd	1.11	1.26	1.35	1.33	1.75	2.79
Tb	0.21	0.22	0.24	0.24	0.29	0.4
Dy	1.49	1.49	1.66	1.61	1.91	2.4
Er	0.82	0.87	0.84	0.89	1.05	1.05
Tm	0.17	0.15	0.15	0.18	0.18	0.18
Yb	0.9	0.9	1.6	1	1	0.9
Lu	0.14	0.15	0.12	0.18	0.17	0.12
Hf	0.5	0.5	1.04	0.5	0.5	0.5
Ta	0.45	0.44	0.47	0.42	0.44	0.38
W	2.9	1.4	2.4	1.2	<1	3.5
Tl	<0.1	0.16	0.2	0.22	0.3	0.27
Bi	0.1	0.3	0.5	0.1	0.1	0.1
Th	8.34	8.93	6.19	7.1	8.23	5.2
U	1.5	0.9	1.26	0.7	1.4	0.5
Cd	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2
In	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Li	13	11	18	8	9	7
Se	<0.5	2.52	2.88	0.66	1.2	4.19
Te	<0.1	0.15	0.42	0.18	0.24	0.18

ادامه جدول ۱

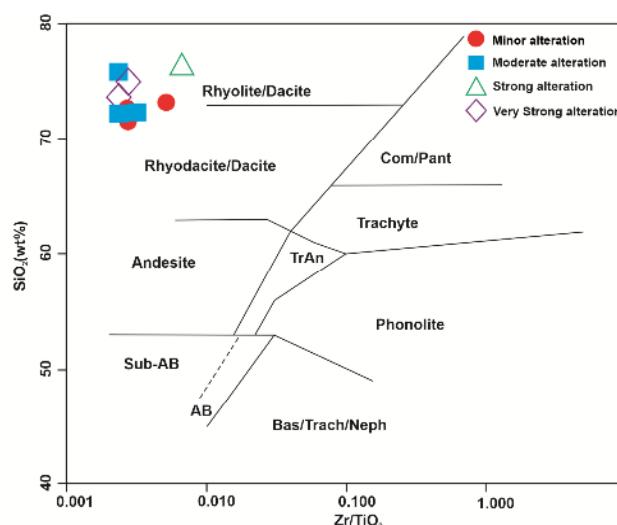
نامه درجه دگسانی	A7	A8	A9	A10	A11	A12	A13	A14
	متوسط			شيد		مسار شيد		
SiO ₂	۷۲.۳	۷۲.۲۷	۷۵.۷۸	۷۰.۴۸	۷۶.۲۳	۷۶.۶۱	۷۳.۸	۷۵.۰۴
TiO ₂	۰.۲۱	۰.۲۲	۰.۲۱	۰.۲۲	۰.۳	۰.۲۲	۰.۲۱	۰.۱۸
Al ₂ O ₃	۱۳.۳۶	۱۳.۵	۱۳.۵۴	۱۲.۵۸	۱۲.۳۶	۱۲.۹۹	۱۴.۰۲	۱۰.۹
Feo	۲.۱۱	۲.۵۱	۱.۹۴	۲.۰۷	۲.۳۵	۱.۹۲	۲.۰۸	۳.۴۸
MnO	۰.۰۶	۰.۰۷	<۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲
MgO	۰.۴۸	۰.۳۶	۰.۳۳	۰.۷	۰.۴۳	۰.۲	۰.۴۱	۰.۴۱
CaO	۲.۱۱	۰.۸۸	۰.۱۵	۳.۷۸	۲۴.	۰.۲	۰.۶۲	۰.۳۶
Na ₂ O	۳.۲۲	۲.۷۶	۰.۱۲	۳.۳۱	۰.۰۶	۰.۱۸	۰.۱۷	۰.۱۱
K ₂ O	۱.۸۲	۳.۱	۲	۰.۵۴	۱.۳۸	۰.۶۸	۳.۹۷	۱.۷۸
P ₂ O ₅	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۵
BaO	۰.۰۴	۰.۰۹	۰.۰۵	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۶	۰.۰۲
S	۰.۱۲	۰.۰۲	۱.۳۴	۰.۱۱	۰.۶۸	۰.۱۱	۰.۷۹	۱.۶۸
LOI	۳.۳۴	۳.۵۸	۴.۴۷	۵.۳۴	۵.۳۹	۵.۹۲	۳.۲۶	۵.۰۷
Total	۹۹.۲	۹۹.۳۹	۹۹.۹۵	۹۹.۱۷	۹۹.۵۲	۹۹.۸	۹۹.۹۳	۹۹.۶
Sc	۵	۵.۵	۴.۹	۴.۶	۷.۹	۴.۶	۴.۴	۴.۲
Be	۰.۸	۰.۸	۰.۴	۰.۸	۰.۴	۰.۵	۰.۴	۰.۵
V	۲۹	۳۱	۳۱	۳۰	۵۲	۲۷	۲۸	۳۹
Ba	۳۸۲	۷۳۴	۳۹۹	۹۳	۸۸	۷۹	۵۲۲	۱۶۷
Sr	۱۴۱.۴	۱۱۸.۶	۱۲.۱	۱۳۰.۱	۱۲.۱	۲۱	۱۲.۴	۱۵
Y	۷	۱۰	۰.۵۸	۰.۵۶	۱۴.۶	۶.۱	۴.۵	۰.۵
Zr	۵	۷	۵	<۵	۲۰	<۵	۵	۵
Cr	۶	۱۶	۸	۲۰	۲۹	۷	۸	۱۶
Co	۲.۶	۳	۱۰.۷	۳.۲	۱۱.۶	۰.۸	۲.۱	۱۳.۲
Ni	۱	۲	۲	۵	۸	۲	۱	۷
Cu	۲۹۸	۷۳	۳۶۴۸	۸۵۹	۲۱۱۲	۲۱۱۹	۳۳	۴۵۴۴
Zn	۳۴	۳۱	۴۸	۲۷	۹۳	۱۰۲	۵	۴۹
As	<۰.۱	<۰.۱	>۱.۰	۸۴.۵	۵۴.۸	۹۴.۲	۱	>۱.۰
Rb	۰.۲	۶۰	۰.۵۸	۴	۶۳	۱۷	۱۰۷	۶۲
Nb	۰.۱	۰.۹	۰.۵۸	۴.۶	۳.۸	۴.۷	۴.۷	۲.۷
Mo	۴.۱	۶.۴	۲۳.۸	۶	۴۲.۲	۵۸.۷	۹.۲	۸.۵
Ag	<۰.۱	<۰.۱	۰.۸	۰.۲	۰.۳	۰.۳	<۰.۱	۱.۳
Sn	۰.۸	۰.۶	۴.۸	۰.۹	۲.۶	۱۶	۶	۲.۷
Sb	۲.۲	۳.۶	>٪۰.۰۱	۱.۶	>٪۰.۰۱	>٪۰.۰۱	۰.۲	>٪۰.۰۱
Cs	۱.۶	۳.۵	۷.۴	۲.۷	۷.۴	۰.۴	۱۰	۶.۹
La	۹	۱۳	۵	۵	۱۲	۵	۱۷	۴
Ce	۹	۱۷	۲	۵	۱۷	۴	۲۱	<۱
Pr	۱.۵۵	۲.۳۴	۰.۹۲	۰.۹۸	۲.۶۷	۱.۳۱	۲.۹۴	۰.۵۹
Nd	۱.۲	۱۰.۶	۶.۴	۶.۱	۱۲.۹	۷.۹	۱۲.۵	۰.۵
Sm	۱.۶۱	۲.۱	۱.۲۱	۱.۲۲	۲.۵۶	۱.۵	۲.۲۲	۱
Eu	۰.۴۶	۱.۶۱	۰.۳۶	۰.۳۶	۰.۷	۰.۴۲	۰.۵۲	۰.۲۲
Gd	۱.۵۲	۱.۸۱	۱.۲۱	۱.۲۴	۲.۵۷	۱.۴۳	۱.۶	۱.۱
Tb	۰.۲۶	۰.۳۱	۰.۲۲	۰.۲۳	۰.۴۴	۰.۲۴	۰.۲۴	۰.۲۱
Dy	۱.۶۸	۲۰.۱	۱.۴۵	۱.۴۳	۲.۸۵	۱.۰۹	۱.۶	۱.۳۵
Er	۰.۸۸	۱.۱۸	۰.۷۷	۰.۷۵	۱.۶۳	۰.۱۱	۰.۶۶	۰.۷۳
Tm	۰.۱۵	۰.۲۱	۰.۱۳	۰.۱۴	۰.۲۵	۰.۱۵	۰.۱۳	۰.۱۴
Yb	۰.۹	۱.۲	۰.۸	۰.۸	۱.۳	۰.۱	۰.۷	۰.۱
Lu	۰.۱۴	۰.۲	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۲۳	۰.۱۲	۰.۱۱	۰.۱۱
Hf	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵
Ta	۰.۷۴	۰.۴۶	۰.۶۵	۰.۳۸	۰.۳۷	۰.۴۲	۰.۴۲	۰.۳۵
W	۱.۳	۱.۷	۲.۷	<۱	۲	۱.۴	۰.۹	۱.۱
Tl	۰.۳	۰.۳۴	۰.۴	<۰.۱	۰.۴۳	۰.۱۶	۰.۶۹	۰.۴
Bi	۰.۳	<۰.۱	۰.۶	<۰.۱	۱.۱	۰.۴	۰.۸	۱.۴
Th	۷.۸۱	۸.۳۲	۷.۹۵	۶.۹۱	۵.۳۱	۷۶۸	۸.۶۶	۷.۵۹
U	۰.۷	۰.۷۳	۱.۲	۰.۶	۰.۶	۰.۶	۰.۶	۰.۷
As	<۰.۱	<۰.۱	>۱.۰	۸۴.۵	۵۴.۸	۹۴.۲	۱	>۱.۰
Cd	<۰.۱	<۰.۱	۰.۶	۰.۵	۰.۳	۰.۴	<۰.۱	۰.۵
In	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵
Li	۱۰	۱۲	۴۷	۹۴	۴۱	۱۳	۴	۱۶۹
Se	۱.۱۹	<۰.۵	۴.۴۴	۱.۶۲	۴.۸۶	۳.۹۵	۲.۱۵	۱.۰۱۸
Te	<۰.۱۷	<۰.۱۹	<۰.۶۸	<۰.۲	<۰.۵۹	<۰.۲	<۰.۴۳	<۰.۵۶

در گستره آهکی قلیایی واقع هستند. براساس نمودار A/NK نسبت به A/CNK (درجه اشباع آلومین [۳۱]) (شکل ۷)، نمونه‌های منطقه مورد بررسی، در گستره متاآلومین تا پرآلومین قرار دارند. قرارگیری برخی نمونه‌ها در گستره پرآلومین را می‌توان به جدایش هورنبلنده [۳۲] و یا به مقدار متفاوت آب در سنگ مادر و دگرسانی نسبت داد [۳۳]، به طوری که با ادامه روند جدایش و خروج کانی هورنبلنده، مقدار آلومینیوم در مذاب باقی مانده افزایش می‌یابد. سریسیتی‌شدن نیز دلیل دیگری است که نمونه‌ها برخلاف انتظار، طبیعت پرآلومین نشان دهنده. البته با توجه به ماهیت جدایش یافته سنگ‌ها و همچنین دگرسانی نمونه‌ها، به نظر می‌رسد که امکان جدایش و دگرسانی سریسیتی در این مورد باید بیشتر باشد.

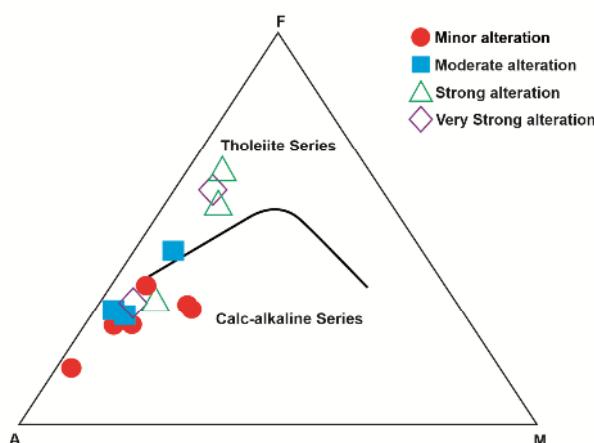
به منظور رده بندی زمین شیمیایی نمونه‌های توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری، از نمودار مجموع اکسیدهای قلیایی نسبت به سیلیس [۲۸] (شکل ۴) استفاده شد. بر این اساس، نمونه‌های درآلو پورفیری در گستره گرانیت قرار دارند. از آنجاکه تقریباً همه نمونه‌های سنگی مورد بررسی تا حدی دستخوش دگرسانی گرمایی شده‌اند، نمودار میدل موست [۲۸] ممکن است به دلیل پویایی بالای عناصر قلیایی، با تردید همراه باشد؛ از این رو، از نمودار با نمودار میدل موست [۲۹] که برپایه عناصر غیر متحرك فرعی و نادر است، نیز استفاده شد (شکل ۵). نتایج برآمده از این نمودار با نمودار میدل موست، همه نمونه‌ها در گستره همخوانی دارد؛ در نمودار میدل موست، همه نمونه‌ها در گستره نیمه قلیایی قرار دارند. در نمودارهای AFM (شکل ۶) برای تفکیک سری‌های آهکی قلیایی از تولیتی، نمونه‌ها اغلب



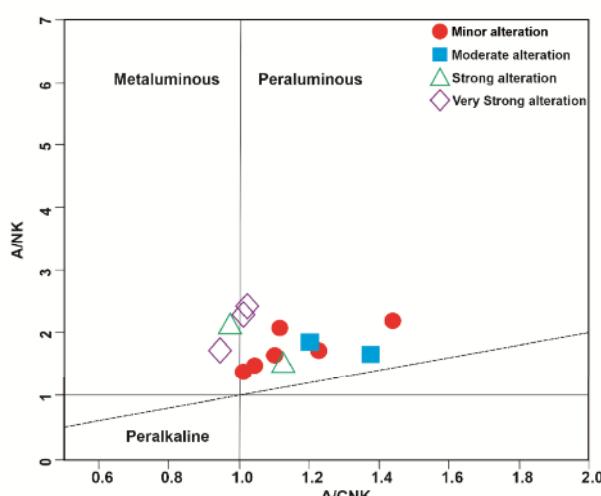
شکل ۴ جانمایی نمونه‌های توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری در نمودار مجموع اکسیدهای قلیایی نسبت به سیلیس [۲۶] که براساس آن، توده‌های نفوذی در گستره گرانیت و گرانودیوریت قرار دارند.



شکل ۵ جانمایی نمونه‌های واحد نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری در نمودار Zr/TiO_2 - SiO_2 . [۲۷]



شکل ۶ جانمایی نمونه‌های واحد نفوذی نیمه عمیق در آلو پورفیری در نمودار AFM [۳۰] که نشانگر گرایش آهکی قلیایی آنهاست.



شکل ۷ جانمایی نمونه‌های واحد نفوذی نیمه عمیق در آلو پورفیری در نمودار A/CNK (درجه اشباع آلومین) [۳۱]، که براساس آن، بیشتر نمونه‌ها در گستره پرآلومین قرار دارند.

های وابسته به فرورانش و گستره کرانه فعال قاره‌ای هستند (شکل ۸).

پیرس و همکاران [۳۶] گرانیت‌وئیدها را به عنوان یک سنگ درونی با بیش از ۵٪ کوارتز مودال تعریف کرده و با استفاده از غلظت عناصر نادر Y, Nb, Ta و Yb گایگاه‌های مختلف زمین ساختی آنها را از هم تفکیک کردند (شکل ۹). براین اساس، گرانیت‌وئیدها به چهار گروه زمین‌ساختی ماقمایی اصلی شامل گرانیت‌های پشتہ اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های قوس آتشفشانی اقیانوسی و کرانه قاره (VAG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های برخوردی (Syn-COLG) تقسیم می‌شوند. برپایه این نمودارها، نمونه‌های مورد بررسی همه در گستره گرانیت‌های کمان ماقمایی قرار دارند.

از مجموعه شواهدی که در ادامه بیان می‌شوند نیز می‌توان محیط زمین‌ساختی تشکیل توده نفوذی نیمه عمیق در آلو را

جایگاه زمین‌ساختی واحدهای سنگی

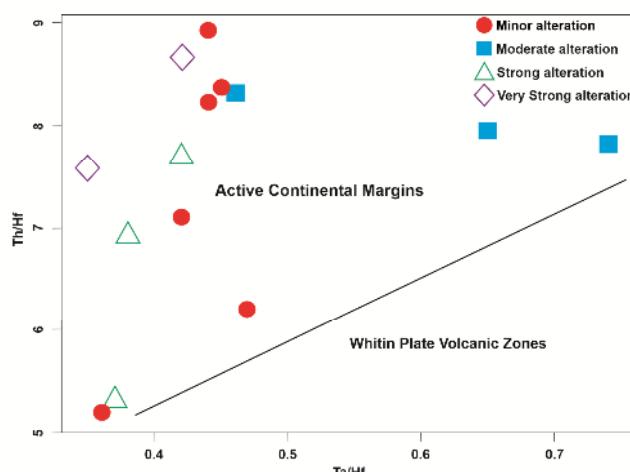
نمودارهای تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی ماقمایی برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی نخستین بار توسط پیرس و کن (۱۹۷۳) [۳۴] پیشنهاد شدند. در این نمودارها، اغلب از عناصر نادر با شدت میدان بالا (HFSE) چون Ti, Zr, Y و Hf که در سیال‌های آبگین به نسبت غیر متحرک هستند، استفاده می‌شود. استفاده از عناصر نادر غیر متحرک امکان کاربرست این نمودارها برای سنگ‌های دگرسان و هوازده را فراهم می‌نماید. با این وجود، در بررسی نتایج هر نمودار اثر امکان تحرک عناصر مورد استفاده باید در نظر گرفته شود.

در نمودار Th/Hf در برابر نسبت لگاریتمی Ta/Hf [۳۵] بر پایه عناصر نادر غیر متحرک، گرانیت‌های درون صفحه‌ای به خوبی از نوع کرانه فعال قاره‌ای جدا شده‌اند. براساس این نمودار، همه نمونه‌های توده نیمه عمیق مورد بررسی از محیط-

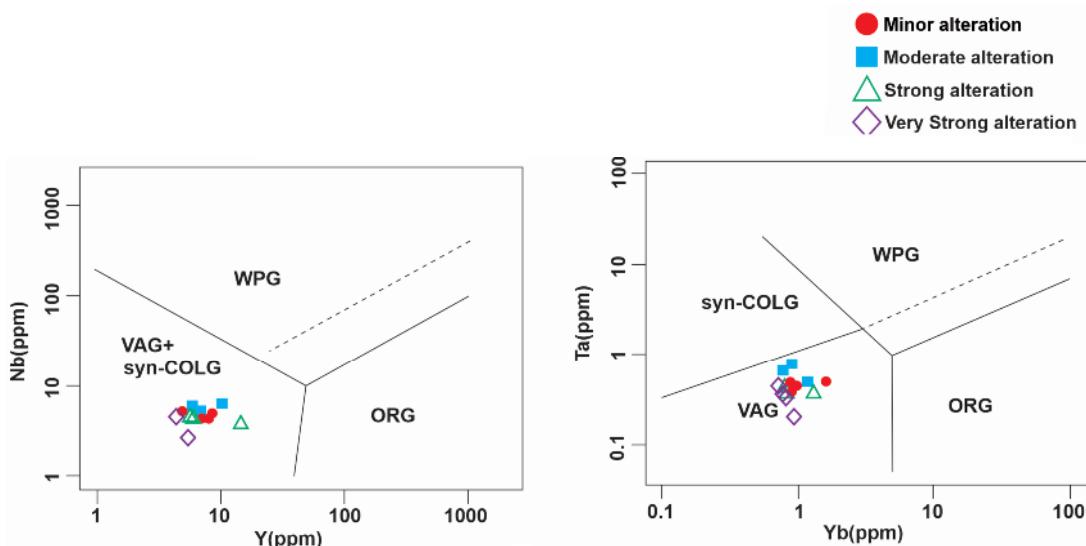
به فرورانش است [۳۹,۳۸]. مقادیر بالای نسبت Ba/Nb (بیش از ۲۸) نیز شاخص سنگ‌های شکل گرفته در مناطق وابسته به فرورانش در کرانه فعال قاره‌ای است [۴۰]. این نسبت در نمونه‌های مورد بررسی بیش از ۲۸ و به طور متوسط حدود ۱۱۲ است. همچنین، نسبت U/Nb در سنگ‌های گرانیتی پوسته قاره‌ای برابر با ۶.۲ [۴۱] و در بازالت‌های قوس اقیانوسی و پشت‌های میان اقیانوسی برابر با 47 ± 10 [۴۲] است. نمونه‌های مورد بررسی با نسبت پایین U/Nb شبیه سنگ‌های پوسته قاره‌ای هستند و امکان تشکیل آنها از محیطی وابسته به پوسته اقیانوسی وجود ندارد.

تعیین نمود. در محیط‌های فرورانش، مقدار Th افزایش می‌یابد [۳۵] و نسبت Th/Ta در سنگ‌های وابسته به فرورانش در کرانه فعال قاره‌ها حدود ۲۰–۶ است [۳۵]. این نسبت در سنگ‌های مورد بررسی از ۱۳/۶ تا ۲۵/۶ تغییر می‌کند که تقریباً با محیط یاد شده همخوانی دارد. نسبت Ta عامل ارزشمندی برای تعیین محیط زمین‌ساختی و خاستگاه است، چرا که این دو عنصر طی فرآیندهای ذوب و تبلور رفتارهای مشابهی دارند [۳۷].

سنگ‌های توده نفوذی مورد بررسی از HFSE‌ها تهی هستند و نسبت Nb/Y در آنها پایین است. نسبت پایین Nb/Y از ویژگی‌های سنگ‌های برآمده از قوس ماقمایی وابسته



شکل ۸ نمودار تغییرات نسبت Th/Hf در برابر نسبت لگاریتمی Ta/Hf [۳۵] در واحد نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری که بر پایه آن، همه نمونه‌ها در گستره کرانه فعال قاره‌ای قرار دارند.



شکل ۹ جانمایی نمونه‌های واحد نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری در نمودارهای تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی ماقمایی برپایه غلظت عناصر کمیاب (Nb, Ta, Y, Yb) [۳۹]. که نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های کمان آتشفسانی قرار دارند.

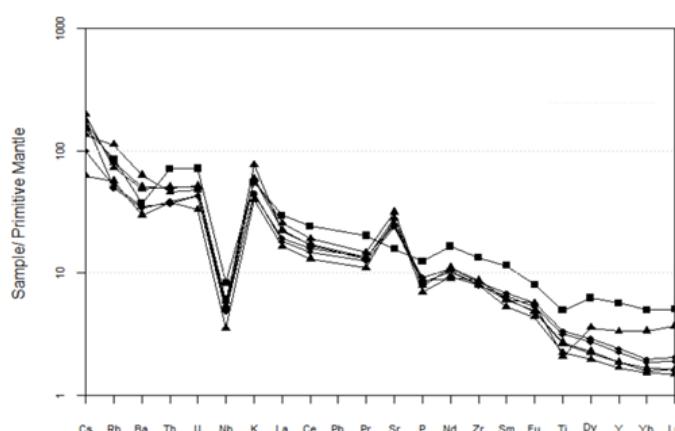
یابد. نبود روتیل در پریدوتیت گوشه‌ای عادی و همچنین حل پذیری بالای روتیل در مذاب‌های بازالتی فرضیه نخست را با اشکال جدی روبرو کرده است. از آنجا که روتیل یک کانی فرعی رایج در اکلوژیت است، می‌توان فرض کرد که سیال‌های آزاد شده از ورقه فرورونده از Nb و یا سایر HFSE‌ها تهی باشند. بنابراین می‌توان وجود ناهنجاری منفی Nb در مagma‌های وابسته به فرورانش را به دلیل حضور روتیل و سایر کانی‌های نام برده در ورقه اقیانوسی آبزدایی شده دانست [۵۰].

به طور کلی و با توجه به موارد بیان شده، در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشه اولیه (شکل ۱۰)، ناهنجاری منفی Ti و Nb نمایان است. این ناهنجاری را باید مربوط به ترکیب شیمیایی منبع مولد magma دانست. همچنین، از آنجاکه Ba به عنوان عنصری با تحرک بالا از محلول‌های برآمده از صفحه فرورونده آزاد می‌شود [۵۱]، از آن برای ردیابی اجزای سیال در محل شکل‌گیری magma استفاده می‌شود. عناصر خاکی نادر سبک و توریم در رسوب‌های فرورونده غنی هستند و می‌توان از آنها نیز به عنوان ردیاب رسوب‌های شرکت کننده در منطقه ذوب استفاده کرد [۵۲-۵۳]. رفتار عناصر نادر نشان می‌دهد که نسبت‌های بالای Ba/Th به احتمال بسیار مربوط به دگرنهادی گوشه توسط محلول‌های برآمده از صفحه فرورونده است، در حالی که نسبت‌های بالا و مثبت Th/Nb، Th/La، U/Nb و همچنین نسبت بالای La/Sm بهنجار شده با کندریت به احتمال بسیار مربوط به شرکت رسوب‌ها و مواد پوسته‌ای در ناحیه ذوب است. این در حالی است که نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری مقادیر بالای La/Nb و Th/Nb بهنجار شده را نشان می‌دهند که نشانگر شرکت بیشتر رسوب‌ها و مواد پوسته‌ای در ناحیه ذوب نسبت به محلول‌های برآمده از تیغه فرورونده است [۵۴].

الگوی تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری بهنجار شده به گوشه اولیه [۴۳] (شکل ۱۰)، نیز نشان می‌دهد که عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی پایین و متحرک (LILE) چون Ba, K, Rb به همراه Th با پتانسیل یونی غنی شدگی دارند. این در حالی است که عناصر با پتانسیل یونی بالا و غیر متحرک چون Nb و Yb و فراوانی Ti و Ba, Rb و افت عناصر Th و با پایینی دارند. غنی شدگی از ویژگی‌های magma‌های دگرگون شده بر اساس سازوکار تبلور بخشی عادی در محیط‌های زمین ساختی وابسته به فرورانش است [۴۴, ۴۵].

ناهنجاری منفی Ti و Nb با جدایش فازهای تیتانیومدار چون تیتانیت، تیتانومگنتیت توجیه می‌شود. همچنین این ناهنجاری، می‌تواند در ارتباط با فرایندهای سنگ‌زایی چون مشارکت پوسته قاره‌ای در فرایندهای magma‌ی باشد [۴۶]. غنی شدگی از U و K نیز بیانگر نقش سنگ‌های پوسته‌ای در تشکیل magma است [۴۷]. کمبود عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) چون Nb و (Ti) نیز مشخصه سنگ‌های وابسته به فرورانش است [۴۸] و چنین الگویی در نمودارهای عنکبوتی مربوط به توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری آشکارا دیده می‌شود.

کلمن و همکاران [۴۹] دو مدل برای توضیح چگونگی ایجاد ناهنجاری Nb در magma‌های وابسته به مناطق فرورانش دارند. به باور آنها نگهداری Nb توسط روتیل موجود در گوه گوشه‌ای بالای ورقه فرورانده باعث تهی شدگی magma ایجاد شده از این عناصر می‌شود و همچنین ذوب‌بخشی گوه گوشه‌ای که به طور انتخابی، به وسیله سیال‌های آبدار، از عناصر ناسازگار غنی شده است. این در حالی است که گوه گوشه‌ای یاد شده از Nb فقیر است، زیرا این عنصر به آسانی توسط سیال‌ها انتقال نمی-



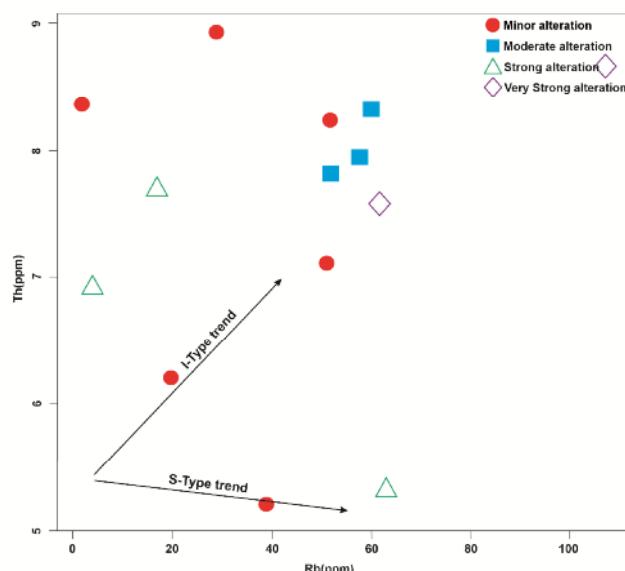
شکل ۱۰ نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشه اولیه [۴۳] برای (نمونه‌های با دگرسانی کمتر توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری).

از نوع I هستند. وجود کانی‌های تیره چون بیوتیت، هورنبلند و کانی فرعی اسفن در نمونه‌های سنگی منطقه نیز این امر را تأیید می‌کند [۵۶، ۵۵]. همچنین، افزایش Th نسبت به Rb روند تکاملی ویژه گرانیت‌های نوع I است که در نمونه‌های سنگی این منطقه دیده می‌شود [۵۵] (شکل ۱۱). همچنین برپایه نمودارهای Na_2O نسبت به K_2O (شکل ۱۲) و Zn نسبت به SiO_2 [۵۸] نیز نمونه‌های منطقه درآلو باید از نوع گرانیت‌های نوع I باشند.

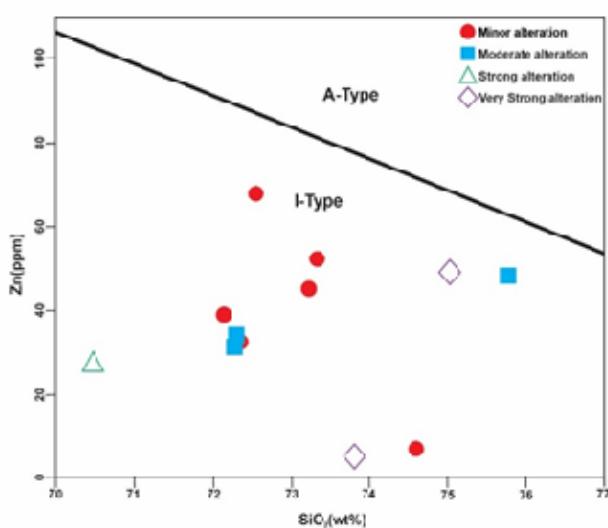
ویژگی‌های زمین شیمیایی از قبیل نسبت‌های Nb/U, Ta/Th, Nb/Y, Ba/Nb نمودارهای مختلف محیط زمین ساختی، گویای شکل گیری سنگ‌های مورد بررسی در محیطی وابسته به فروزانش در کرانه فعال قاره‌ای است.

سنگزایی واحدهای سنگی

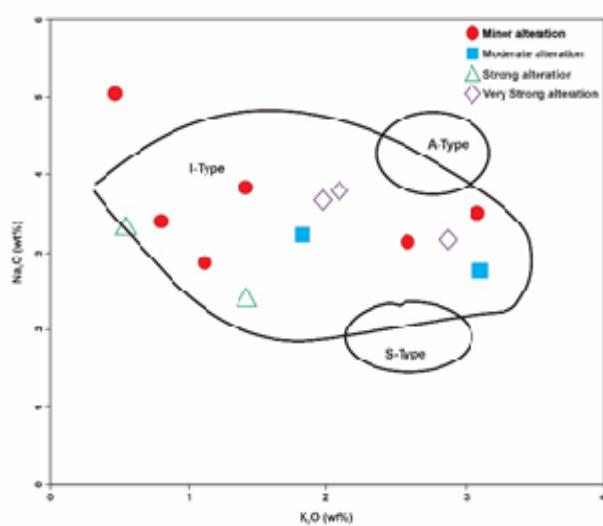
بر اساس ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی می‌توان گفت که نمونه‌های نفوذی آهکی قلایی در منطقه مورد بررسی



شکل ۱۱ نمودار تغییرات Rb نسبت به Th [۵۵] نمونه‌های توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری که نشان دهنده روند افزایشی Th نسبت به Rb و بیانگر تکامل ویژه گرانیت‌های نوع I است.



شکل ۱۳ نمودار تغییرات Zn نسبت به SiO_2 [۵۸] که بر پایه آن، همه نمونه‌های توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری در گستره گرانیت‌های نوع I واقع هستند.



شکل ۱۲ نمودار تغییرات Na_2O نسبت به K_2O [۵۷] که براساس آن، نمونه‌های توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری در گستره نوع I قرار دارند.

عناصر قلیابی سنگ‌های وابسته به مناطق فرورانش و یا آلایش ماقما با پوسته نسبت داده شود [۶۲، ۴۷]. البته الگوی بخش HREE به صورت مسطح بوده و نشان دهنده عدم تهی نشدن شدید آنها در منطقه است. این امر بیانگر شکل گرفتن ماقمای تولید کننده این سنگ‌ها از اعمق بالاتر از گستره پایداری گارنت (بیشتر از ۷۰ کیلومتر) است [۶۵، ۶۳].

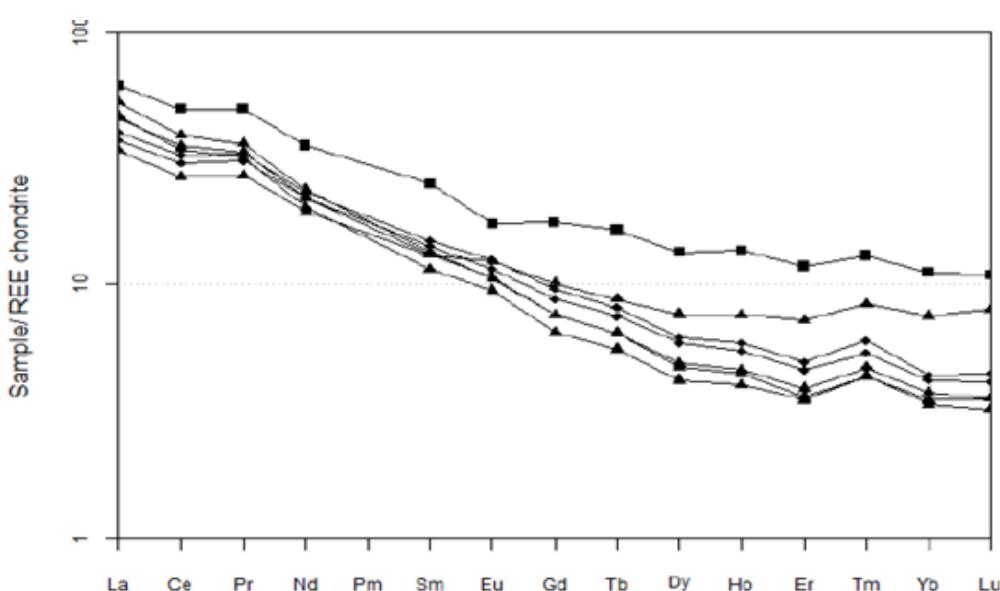
تبلور هورنبلند در ماقمای فلزی می‌تواند منجر به غنی‌شدگی LREE/HREE شود، عناصر خاکی نادر در هورنبلند-های مذاب فلزی و حدواسط رفتار سازگار دارند. همچنین در این نوع مذاب‌ها، فازهای فرعی چون اسفن، زیرکن و آپاتیت نیز می‌توانند اثر بسیار بر الگوی REE‌ها گذاشته و باعث فقیرشدنگی محدود HREE‌ها می‌شوند.

ناهنجاری منفی Eu نشان دهنده نقش پلازیوکلاز و فلدسپار پتانسیم در فرایند تبلور جدایشی بوده و همچنین از ویژگی‌های ماقمای آهکی قلیابی است [۶۵] و می‌توان آن را مربوط به محیط‌های فرورانشی نیز دانست [۶۷، ۶۶]. این در حالی است که ناهنجاری Eu در بیشتر نمونه‌های منطقه درآلو به صورت نسبتاً جزئی و قابل چشمپوشی است (مقدار Eu/Eu* برابر با ۱-۰۵۹ - ۱-۳۳ و به طور میانگین ۰-۸۹). این امر نشان دهنده نقش محدود و کم اهمیت جدایش پلازیوکلاز در جدایش و یا باقی نماندن آن در پسمانده ذوب است [۶۸]. این امر می‌تواند بیانگر شرایط اکسایش ماقما طی تبلور نیز باشد.

نمونه‌های مورد بررسی، دارای مقدار سیلیس بین ۶۳ تا ۷۲ درصد و مقدار کم نیکل هستند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که ماقمای اولیه تولید کننده این واحدها در تعادل با مذاب‌های برآمده از گوشته نیست. میانگین نسبت Nb/Ta برای سنگ‌های برآمده از پوسته ۱۱-۱۲ است و برای سنگ‌های ناشی از گوشته ۱۷/۵ است [۵۹]. میانگین این نسبت در واحدهای گرانیت‌وئیدی مورد بررسی حدود ۱۲ است که نشان می‌دهد که خاستگاه سنگ‌های آهکی قلیابی می‌تواند ماقمای پوسته‌ای باشد.

براساس یافته‌های روبرتس و کلمانتس [۶۰] در مورد فرایند ذوب‌بخشی، پیشنهاد شده است که ماقمای اسیدی آهکی قلیابی نوع I می‌تواند از ذوب بخشی آبدار سنگ‌های دگرگونی آهکی قلیابی مافیک تا حدواسط تولید شوند.

الگوی عناصر خاکی نادر (REE) برای بررسی تغییر و تحولات ماقمای مولد نسبت به ماقمای اولیه و همچنین تعیین خاستگاه و شباهت زیشی آنها، اهمیت ویژه‌ای برخوردارند. از این رو، الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۶۱] (شکل ۱۴) برای نمونه‌های منطقه مورد بررسی رسم شد. این روند تغییرات در نمودار برای همه نمونه‌ها دارای شبیه منفی بوده و نشانگر غنی شدنگی آشکار در عناصر خاکی نادر سبک (LREE) در مقایسه با عناصر خاکی نادر متوسط (MREE) و سنگین (HREE) است. غنی شدنگی LREE‌ها در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت [۶۱] می‌تواند به درجه ذوب‌بخشی پایین، یا خاستگاه به نسبت غنی از



شکل ۱۴ الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۶۱] برای (نمونه‌های توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری با دگرسانی کمتر).

قدرتانی

نویسنده اول (م. پارسایی) از قرارگاه سازندگی خاتم الانبیاء (ص) و همچنین شرکت ملی صنایع مس ایران به جهت حمایت‌های مالی تحقیق حاضر تشکر می‌نماید. همچنین نویسنده‌گان از دقت نظر و راهنمایی‌های ارزنده داوران محترم، صمیمانه سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

- [1] Allen M., "Late Cenozoic re-organization of the Arabia-Eurasia collision and the comparision of short-term and long-term deformation rates", *Tectonics* 23: TC2008 (2004) 1-16.
- [2] Berberian F., Muir I., Pankhurst R., Berberian M., "Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran", *Journal of the Geological Society*, v. 139, no. 5, p. 605-614.
- [3] Hassanzadeh J., Stockli L.D., Axen G.J., Walker J.D., Dewane T.J., "Structural and geochronological evidence for Oligo-Miocene intra-arc low-angle detachment faulting in the Takab-Zanjan area NW Iran", *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 36 (5) (2004) 319.
- [4] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation", *International Journal of Earth Sciences* 94 (2005) 401-419.
- [5] Vincent S. J., Allen M. B., Ismail-Zadeh A. D., Flecker R., Foland K. A., Simmons M. D., "Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region", *Geological Society of America Bulletin* 117: (2005) 1513-1533.
- [6] McQuarrie N., Stock J., Verdel C., Wernicke B., "Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions", *Geophysical Research Letters*, v. 30 (2003) no. 20.
- [7] Allen M., Kheirkhah M., Neill I., Emami M., McLeod C., "Generation of arc and within-plate chemical signatures in collision zone magmatism:Quaternary lavas from Kurdistan Province", *Iran: Journal of Petrology*, v. 54, no. 5, (2013) p. 887-911.
- [8] Verdel C., Wernicke B. P., Hassanzadeh J., Guest B., "A Paleogene extensional arc flare-up in Iran", *Tectonics* 30 (2011) TC3008, Doi: 10.1029/2010TC002809.
- [9] Mirnajad H., Hassanzadeh J., Cousens B.L., Taylor B.E., "Geochemical evi-dence for deep

نتایج بررسیREEها در مجموعه نمونه‌ها با یافته‌های بررسی‌های سنگنگاری و شیمی عناصر اصلی و کمیاب همخوانی خوبی نشان می‌دهند. برپایه بررسی‌های سنگنگاری، کانی‌های آپاتیت و اسفن مهمترین کانی‌های فرعی گرانیت‌وئید مورد نظر هستند و از آنجا که این کانی‌ها به عنوان حامل‌های عناصر خاکی نادر، اغلب مقادیر بالای REE‌ها را در خود دارند، باید گفت که تمرکز به نسبت بالای این عناصر در گرانیت‌وئیدهای مورد بررسی مربوط به ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I است.

به طور کلی می‌توان گفت که ترکیب‌های شیمیایی توده‌های نفوذی منطقه مورد بررسی بیشتر سازگار با خاستگاهی بوده که در آن ذوب همراه با آبزدایی از سنگ‌های پوسته زیرین مافیک صورت گرفته است. بر پایه نمودارهای REE‌ها بهنجار شده نسبت به کندریت آمفیبول در ترکیب محل منبع پایدار است. این در حالی است که ناهنجاری‌های منفی از عناصر Eu و Sr نشان می‌دهد که پلازیکلаз در محل خاستگاه سنگ‌های نفوذی منطقه پایدار نبوده است [۶۹].

برداشت

بررسی‌های صحرایی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری با ماهیت آهکی قلیایی از مجموعه‌های از توده‌های گرانوپیدوریت تا مونزوگرانیت تشکیل شده است. برپایه بررسی‌های زمین‌شیمیایی انجام شده بر نمونه‌های توده نفوذی درآلو، مذاب از نوع I با ماهیت متاآلومین تا پرآلومنی است. الگوی تغییرات عناصر نادر بهنجار شده با گوشته اولیه نشان دهنده غنی‌شدگی نسبی نمونه‌ها از LILEها نسبت به HFSE‌ها در بیشتر نمونه‌های است. این امر همراه با استفاده از نمودارهای تشخیصی گوناگون، بیانگر شکل‌گیری منطقه مورد بررسی در یک محیط کمان آتشفسانی است. سنگ‌های منطقه آشکارا ویژگی‌های ماغماهای آهکی قلیایی را نشان می‌دهند بر این اساس به نظر می‌رسد که مجموعه نفوذی درآلو به احتمال بسیار در یک کرانه فعال قاره‌ای در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر خرد قاره ایران مرکزی گسترش یافته است به طوری که در اثر ذوب گوه گوشته‌ای دگرنهاده در پهنه فرورانش، ماغماهای بازیک تولید و سپس این ماغماهای برآمده از گوشته به درون قاعده پوسته زیرین نفوذ و سبب ذوب بخشی سنگ‌های متابازیک پوسته زیرین و گسترش ماغمای فلزیک شده‌اند.

- exhumation processes”, CSIRO Scientific Research Report 41 (2003).*
- [20] Atapour H., “*Geochemistry and metallogenic of igneous rocks in Dehaj-Sardoieh belt, Kerman*”, Ph.D. Thesis, Shahid Bahonar University of Kerman, Iran, (2007) 280 pp.
- [21] Hassanzadeh J., “*Metallogenic and tectono-magmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahr e Babak area, Kerman province)*”, Ph.D. thesis, University of California, Los Angeles (1993) 204 pp.
- [22] McInnes B. I. A., Evans N. J., Fu F. Q., Garwin S., Belousova E., Griffin W. L., Bertens A., Sukama D., Permanadewi S., Andrew R. L., Deckart K., “*Thermal history analysis of selected Chilean, Indonesian, and Iranian porphyry Cu-Mo-Au deposits. In: Porter, T.M. (Ed.), Super Porphyry Copper and Gold Deposits*”, a Global Perspective. PGC publishing, Adelaide, (2005) pp. 1–16.
- [23] Zolnaj S., Timotijevic S., Grabeljsek V., “*Geological map of Sarduiyeh, 1:100000 Series Sheet*”, Geological Survey of Iran (1972).
- [24] Lechner D.J., Desilles M.O., “*A review of the use of loss ignition as a measurement of total volatiles in Whole-rock analysis*”, Chemical Geology, 63(1987) 341-344.
- [25] Daly K.B., “*A study of the mafic plutons along the Bloody Bluff Fault in northeastern Massachusetts: Placing constraints on the tectonic environment using geochemical and petrologic analysis*”, M.Sc. thesis, Boston College, 157p (1987).
- [26] McLemore V.T., Munroe E.A., Heizler M.T., McKee C., “*Geochemistry of the Copper Flat porphyry and associated deposits in the Hillsboro mining district, Sierra County*”, Use: Journal of Geochemical Exploration ,66 (1999) 167-189.
- [27] Whitney J., “*A Origin and evolution of silicic magmas*”, *Reviews in Economic Geology*, 4(1989)183-203. *isotopes and possible link to Subduction-related origin of some A-type granites*”, Chemical Geology, 274(2010) 94-107
- [28] Middlemost E.A.K., “*Magmas and magmatic rocks. Longman*” (1985).
- [29] Winchester J.A., Floyd P.A., “*Geochemical discrimination of immobile elements*”, Chemical Geology. 20 (1977) 325-343.
- [30] Irvine T.N., Baragar W.R.A., “*A guide to the chemical classification of common volcanic rocks: Can*”, Journal of Earth Science, 8 (1971) p. 523-548.
- mantle melting and lithospheric delamination as the origin of the inland Damavand volcanic rocks of northern Iran”, J. Volcanol. Geoth.Res. 198 (2010) 288-296.*
- [10] Maghdour-Mashhour R., Esmaeily D., Shabani A. A. T., Chiaradia M., Latypov R., “*Petrology and geochemistry of the Karaj Dam basement sill: Implications for geodynamic evolution of the Alborz magmatic belt*”, Chemie der Erde-Geochemistry.V 75 (2015) pp 237-260.
- [11] Moradian A., “*Geochemistry, geochronology and petrography of feldspathoid bearing rocks in Urumieh-Dokhtar volcanic belt, Iran: Unpublished PhD thesis, University of Wollongong*”, Australia (1997).
- [12] Shahabpour J., “*Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz*”, JAESc 24 (2005) 405-417.
- [13] McClay K., Whitehouse P., Dooley T., Richards M., “*3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence: Marine and Petroleum Geology*”, v. 21, no. 7 (2004) p. 857-877.
- [14] Mohajel M., Fergusson C. L , Sahandi M. R., “*Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone*”, western Iran: Journal of Asian Earth Sciences, v. 21, no. 4, (2003) p. 397-412.
- [15] Ricou L.E., “*Tethys reconstructed: plates continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to south-eastern Asia*”, Geodin. Acta7 (1994) 169-218.
- [16] Dimitrijevic M.D., “*Geology of Kerman region*”, (Inst. for Geological and Mining Exploration and Investigation of Nuclear and other Mineral Raw Materials (1973).
- [17] Ghorashizadeh M., “*Development of hypogene and supergene alteration and copper mineralization patterns, Sarcheshmeh porphyry copper deposit*”, Iran. M.Sc. Thesis, Brock University, Canada (1978) 223 pp.
- [18] Shafiei B., Haschke M., Shahabpour J., “*Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks*”, southeastern Iran: Mineralium Deposita, v. 44 (2009) p. 265-283, doi: 10.1007/s00126-008-0216-0.
- [19] McInnes B. I. A., Evans N. J., Belousova E., Griffin W. L., “*Porphyry copper deposits of the Kerman belt, Iran: timing of mineralization and*

- constraints on mantle evolution”, Earth Planet. Sci. Lett. 79 (1986) 33–45.*
- [43] Sun S. S., McDonough W. F., “*Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SaundersAD*”, Norry MJ (eds) *Magmatism in ocean basins: Geological Society of London Special Publications* 42 (1989) 313–345.
- [44] Wilson M., “*Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*”, Harper Collins Academic, (1990) 466 p.
- [45] Verma S. P., Pandarinath K., Verma S. K., Agrawal S., “*Fifteen new discriminant-function-based multi-dimensional robust diagrams for acid rocks and their application to Precambrian rocks*”, *Lithos*, V. 168, p. 113–123.
- [46] Tchameni R., Pouclet A., Penay J., Ganwa A. A., Toteu S. F., “*Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan African granitoids in Central North Cameroon: Implication for their sources and geological setting*”, *Journal of African Earth Sciences*. 44 (2006) 511–529.
- [47] Almeida M.E., Macambira M.J.B., Oliveira E.C., “*Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97–1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield*”, *Precambrian Research.*, 155: 69–97.
- [48] Pearce J.A., “*Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. In: R.S. Thorpe (Editor), Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*”, Wiley, New York (1982). 525–548.
- [49] Keleman P.B., Yogodzinski G.M., Scholl D.W., “*Along strike variation in lavas of the Aleutian island arc: Implications for the genesis of high Mg# andesite and the continental crust, Chap. 11. In AGU Monograph*”, American Geophysical Union(ed. J. Eiler). American Geophysical Union (2004).
- [50] Straub S. M., “*Mantle origin of andesites in the central Mexican Volcanic Belt: Goldschmidt Conference Abstracts*”, (2006).
- [51] Brenan J. M., Shaw H. F., Phinney D. L., Ryerson F. J., “*Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts*”, *Earth Planet Science Letters* 128 (1995) 327–339.
- [52] Johnson M. C., Plank T., “*Dehydration and melting experiments constrain the fate of*
- [31] Maniar P. D., Piccoli P. M., “*Tectonic discrimination of granitoids*”, *Geological Society of America Bulletin* 101 (1989) 635–643.
- [32] Zen E-An., “*Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization, some mineralogical and petrographic constraints*”, *Journal of Petrology*, 27 (1986) 1095–1118.
- [33] Waught T. E., Weaver S. D., Muir R. J., “*The Hohonu Batholith of North Westland, New Zealand: granitoid compositions controlled by source H₂O contents and generated during tectonic transition*”, *Contribution to Mineralogy and Petrology* 130 (1998) 225–239.
- [34] Pearce J. A., Cann J. R., “*Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses*”, *Earth and Planetary Science Letters* 19 (1973) 290–300.
- [35] Schandl E.S., Gorton M.P., “*Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments*”, *Economic Geology*, vol. 97 (2002) p.629–642.
- [36] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A.G., “*Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*”, *Journal of Petrology* 25 (1984) 956–983.
- [37] Joron J.L., Treuil M., “*Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagnétophiles pour l'étude de la composition chimique et de la hétérogénéité du manteau*”, *Bulletin de La Société Géologique France.*, 19 (1977) 1197–1205.
- [38] Temel A., Gundogdu M.N., Gourgaud A., “*Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey*”, *J. Volcanol. Geoth. Res.* 85 (1998) 327–354.
- [39] Pearce J.A., “*The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth. C.J., Norry, M.J. Eds. Continental basalts and mantle xenoliths*”, Shiva, Nantwich. (1983) 230–249
- [40] Fitton J.G., James D., Kempton P.D., Ormerod D.S., Leeman W.P., “*The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States*”, *J. Petrol. Special Lithosphere Issue* (1988) 331–349.
- [41] Rudnick R.L., Fountain D. M., “*Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective*”, *Rev. Geophysics*, 32 (1995) 267–309
- [42] Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., White M., “*Nb and Pb in oceanic basalts: new*

- evidence and tectonic implication”, Lithos 46 (1999) 505- 521.*
- [63] Sedighian S., Dargahi S., Arvin M., “*Petrochemistry of Khunrang intrusive complex, southeast of Kerman, Iran: Implications for magmatic evolution of Sanandaj-Sirjan zone in the Mesozoic time*”, Journal of African Earth Sciences 134 (2017) 149e165. www.elsevier.com/locate/jafrearsci.
- [64] Dokuz A., Tanyolu E., Genc S., “*A mantle- and a lower crust-derived bimodal suite in the Yusufeli (Artvin) area, NE Turkey: trace element and REE evidence for subduction-related rift origin of Early Jurassic Demirkent intrusive complex*”, International Journal of Earth Sciences 95 (2006) 370-394.
- [65] Iannizzotto N. F., Rapela C. W., Baldo E. G. A., Galindo C., Fanning C. M., Pankhurst R. J., “*The Sierra Norte-Ambargasta batholith: Late Ediacarane- Early Cambrian magmatism associated with Pampean transpressional tectonics*”, Journal of South American Earth Sciences 42 (2013) 127-143.
- [66] Dong G., Mo X., Zhao Zh., Zhu D., Goodman R.C., Kong H., Wang Sh., “*Zircon U-Pb dating and the petrological and geochemical constraints on Lincang granite in Western Yunnan, China: Implications for the closure of the Paleo-Tethys Ocean*”, Journal of Asian Earth Sciences 62 (2013) 282-294.
- [67] Bea F., Mazhari A., Montero P., Amini S., Ghamghash J., “*Zircon dating, Sr and Nd-isotopes, and element geochemistry of the Khalifan pluton, NW Iran: evidence for Variscan magmatism in a supposedly Cimmerian superterrane*”, Journal of Asian Earth Sciences 40 (2011) 172-179.
- [68] Gao Z., Zhang H., Yang H., Pan F., Luo B., Guo L., Xu W., Tao L., Zhang L., Wu J., “*Back-arc basin development: constraints on geochronology and geochemistry of arc like and OIB-like basalts in the Central Qilian block (Northwest China)*”, Lithos, 310- 311, 255-268. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.04.002>
- [69] Chekani Moghadam M., Tahmasbi Z., Ahmadi- Khalaji A, Francisco Santos J., “*Petrogenesis of Rabor-Lalehzar magmatic rocks (SE Iran): Constraints from whole rock chemistry and Sr-Nd isotopes*”, Journal of Iran Earth Science, Year 27, Number 108, Summer (2016), p 13-26.
- subducted sediments. Geochemistry, Geophysics”, Geosystems 1(12). DOI: 10.1029/1999GC000014.*
- [53] Ayers J. C., Dittmer S. K., Layne G. D., “*Partitioning of elements between peridotite and H₂O at 2.0–3.0 GPa and 900–1100 °C, and application to models of subduction zone processes*”, Earth and Planetary Science Letters 150 (1997) 381–398.
- [54] Swain G., Barovich K., Hand M., Ferris G., Schwarz M., “*Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia: arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South*”, Australian Craton. Precambrian Research 15:180-196 (2008).
- [55] Liu Sh., Hu R., Gao Sh., Feng C., Huang Zh., Lai Sh., Yuan H., Liu X., Coulson I.M., Feng G., Wang T., Qi Y., “*U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on the age and origin of Early Palaeozoic I-type granite from the Tengchong-Baoshan Block, Western Yunnan Province*”, SW China. Journal of Asian Earth Sciences 36 (2009) 168-182.
- [56] Kibici Y., Ilbeyli N., Yildiz A., Bagci M., “*Geochemical constraints on the genesis of the Sarıkaya intrusive rocks, Turkey: Late Paleozoic crustal melting in the central Sakarya Zone*”, Chemie der Erde 70: 243-256.
- [57] Chappell B.W., White A.J.R., “*Two contrasting granite types. 25 years later*”, Australian Journal of Earth Science, v. 48 (2001) p.482-499.
- [58] Newberry R.J., Burns L.E., Swanson S.E., Smith T.E., “*Comparative petrologic evolution of the Sn and W granites of the Fairbanks-Circle area, Petrogenesis and Mineralising Processes*”, Geological Society of America, Special Paper, 246 (1990) 121–142.
- [59] Green T.H., “*Experimental studies of trace element partitioning applicable to igneous petrogenesis-Sendona 16 years later*”, Chemical Geology 117 (1994) 1-36.
- [60] Roberts M.P., Clemens J.D., “*Origin of high-potassium, calc-alkaline*”, I-type granitoids. Geology., 21 (1993) 825–828.
- [61] Boynton WV., “*Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P (ed) Rare earth element geochemistry*”, Elsevier, Amsterdam 63–114 (1984).
- [62] Parada M. A., Nystrom J. O., Levi B., “*Multiple source for the Coastal Batholith of Central Chile: geochemical a Sr-Nd isotopic*