

پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی فلسیک تا مافیک منطقه صاحب - غرب ایران

ابراهیم الیاسی^۱ و معصومه آهنگری^(۲*)

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد ارومیه

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

تاریخ دریافت: ۹۲/۲/۱۱

تاریخ پذیرش: ۹۳/۱/۲۴

چکیده

در منطقه صاحب - یاپش‌خان، توده‌های نفوذی متعددی با ترکیب گرانیت، تونالیت، سینودیوریت، مونزودیوریت، کوارتزیدیوریت، دیوریت و به مقدار کمتر گابرو رخنمون دارند. حجم عمده توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه، دارای ترکیب گرانیتی است. از نظر جایگاه زمین‌ساختی این توده‌ها در محیط جزایر قوسی (حاشیه فعال قاره‌ای) تشکیل شده‌اند. ماگمای مولد این سنگ‌ها اولیه بوده و از ذوب بخشی با درجه پایین (کمتر از ۵٪) گوشته متاسوماتیزه با ترکیب اسپینل - گارنت - فلوگوپیت لرزولیت منشأ گرفته‌اند. منشأ گوشته‌ای در اثر ورود سیالات ناشی از آب‌گیری رسوبات/پوسته اقیانوسی فرورونده متاسوماتیزه شده است. آرایش پوسته‌ای نیز تأثیر اندکی در تغییر ترکیب ماگمای اولیه داشته است. بررسی نمودارهای تغییرات دوتایی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه، دو روند پتروژنتیکی (سری‌های مافیک و فلسیک) را در تکامل این سنگ‌ها نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد که تبلور تفریقی و جدایش برخی از کانی‌ها، به‌ویژه آمفیبول و پلاژیوکلاز عامل عمده در تکوین دو روند یاد شده بوده است.

واژه‌های کلیدی: ذوب بخشی، متاسوماتیسم گوشته‌ای، جزایر قوسی، تبلور تفریقی.

مقدمه

تشکیل توالی‌های سنگ‌های آذرین با ترکیب‌های مختلف از اسیدی تا بازیک از یک ماگمای واحد یکی از موضوعات جالب و مورد بحث در پترولوژی آذرین است. یکی از نظریه‌های ارائه شده در این زمینه، نظریه تفریق ماگمایی است (Leake, 1974; Taylor, 1976; Brophy, 1991). در این نظریه ترکیب ماگماهای به‌دست آمده با افزایش تبلور تفریقی به سمت ماگماهای فلسیک سوق پیدا می‌کنند. تبلور تفریقی ممکن است همراه با ته‌نشست بلوری (Shaw, 1965) یا تبلور از دیواره به سمت مرکز همراه باشد. در حالت دوم ترکیب توده‌های نفوذی از حاشیه به مرکز اسیدی‌تر می‌شود (Presnall and Bateman, 1973; Sawka et al., 1990). ترکیب ماگما ممکن است در حین صعود توسط آرایش با سنگ میزبان و یا قطعات سقوط کرده دچار تغییر گردد (Hamilton and Myers, 1967; Barker et al., 1975). درجات متغیر ذوب بخشی

(ذوب تفریقی) سنگ منشأ نیز می‌تواند عاملی در به‌وجود آمدن ماگماهای هم‌منشأ با ترکیب متفاوت شود (Hall, 1966; Tepper et al., 1993).

مدل‌های دیگری که برای تولید سنگ‌هایی با ترکیب متغیر از منشأ واحد ارائه شده است شامل ذوب بخشی پروتولیت‌های مختلف از یک منشأ ناهمگن (Michard-Vitrac et al., 1980; Silver and Chappell, 1988) و اختلاط بین ماگماهای تولید شده از گوشته و پوسته (Gribble et al., 1990; DePaolo et al., 1992) هستند.

مقاله حاضر به بررسی خصوصیات پترولوژیکی و ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی منطقه صاحب، نحوه تشکیل این سنگ‌ها، ویژگی‌های سنگ منشأ و ماگمای به‌وجود آورنده این سنگ‌ها پرداخته است.

* نویسنده مرتبط m.ahangari@urmia.ac.ir

زمین‌شناسی عمومی

محدوده مورد مطالعه در جنوب شرقی شهرستان سقز، استان کردستان و در بین مختصات جغرافیایی ۳۰' ۴۶° تا ۳۱' ۴۶° طول شرقی و ۱۴' ۳۶° تا ۲۸' ۳۶° عرض شمالی واقع است. از نگاه ساختاری، محدوده مورد مطالعه در حاشیه شمال غربی زون دگرگونی سنندج - سیرجان و در حقیقت در محل تلاقی این زون با زون‌های ساختاری خوی - مهاباد و البرز - آذربایجان واقع شده است. از این رو واحدهای مختلف سنگی موجود در این منطقه و مناطق مجاور در بعضی موارد خصوصیات زون سنندج - سیرجان (سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در مناطق مجاور) را از خود نشان داده و در برخی موارد نیز تشابهات سنگ‌شناختی با زون البرز - آذربایجان (واحدهای کربناته آواری پرکامبرین - کامبرین زیرین، پالئوزوئیک و مزوزوئیک) را دارند (باباخانی، ۱۳۸۲).

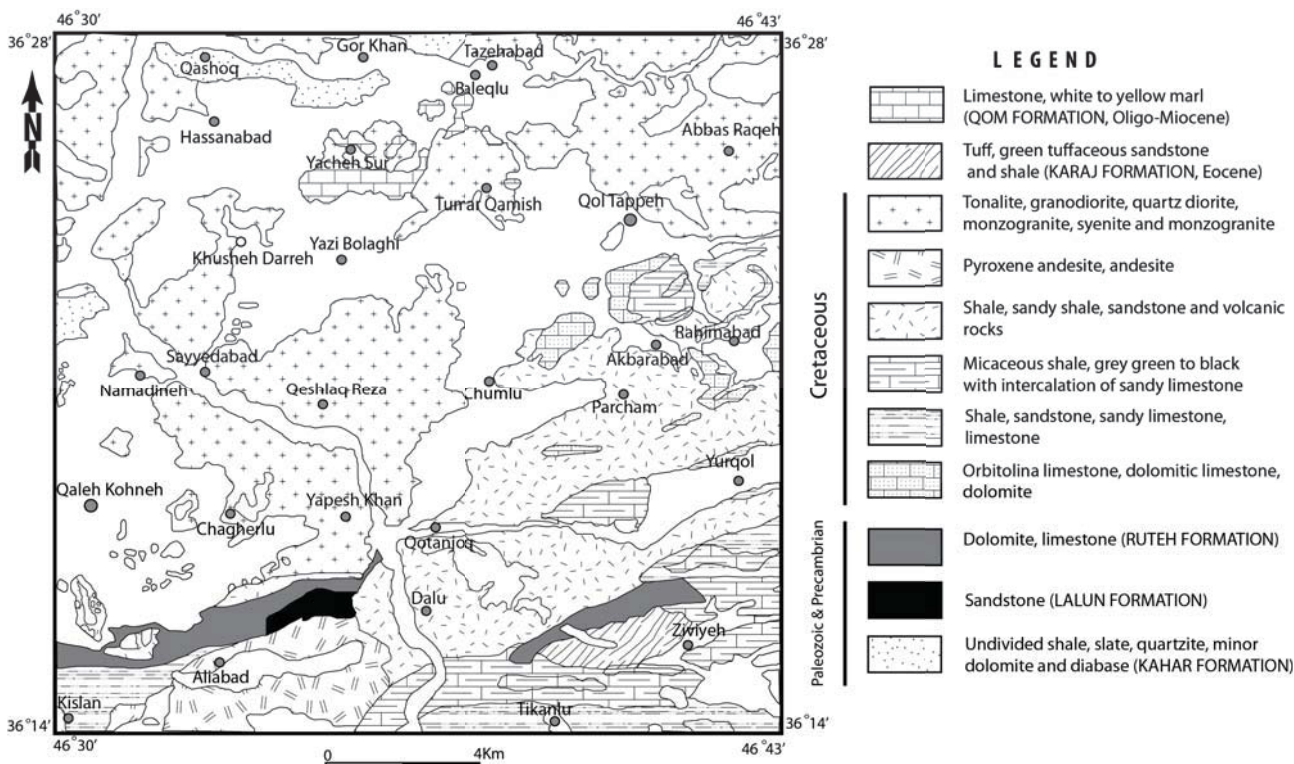
از منطقه مورد مطالعه این توده رسوبات کرتاسه پایینی (آپسین - آلبین، سنگ‌آهک و سنگ‌آهک‌های دولومیتی و در مواردی ماسه‌سنگ و شیل‌های فیلیش گونه به همراه سنگ‌های ولکانیکی) را بریده است و بر اساس سن‌سنجی‌های مختلفی که بر روی این توده صورت گرفته است، تشکیل این توده به رخداد تکتونیکی آسترین نسبت داده شده است (خلقی خسرقی، ۱۳۷۸). رابطه بین واحدهای مختلف موجود در منطقه مورد مطالعه در شکل ۱ نشان داده شده است. با توجه به شواهد صحرایی در منطقه (بریده شدن رسوبات کرتاسه تحتانی توسط این واحد) سن کرتاسه پسین قابل قبول تر می‌باشد.

نفوذ توده‌های گرانیتی، گرانودیوریتی و دیوریتی به درون سنگ‌آهک‌های دولومیتی پرمین واقع در اطراف روستای یاپش‌خان منجر به اسکارن‌زایی و کانه‌زایی آهن به همراه مقادیر کمی از کانه‌های مس همچون مالاکیت و آزوریت شده است.

روش تجزیه

به منظور انجام مطالعات پترولوژیکی بر روی سنگ‌های نفوذی منطقه صاحب- یاپش‌خان، تعدادی از نمونه‌های گرانیت، مونزودیوریت، سینودیوریت و گابرو انتخاب و جهت تعیین فراوانی عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی سنگ کل توسط شرکت ACME Labs در کشور کانادا و به روش ICP-MS تجزیه شدند. نتایج حاصل از تجزیه عناصر مختلف در جدول‌های ۱ و ۲ نشان داده شده است.

بخش اعظم منطقه مورد مطالعه توسط توده‌های نفوذی با ترکیب گرانیتوئیدی و در مواردی گابرو - دیوریت پوشیده شده است. این توده در نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰ سقز به کرتاسه بالایی نسبت داده شده است. در حالیکه در نقشه ۱:۲۵۰،۰۰۰ تکاب بخشی از آن به پرکامبرین و بخش دیگر آن به تشریری و ادامه توده مذکور در نقشه مهاباد به بعد از کرتاسه (احتمالاً پالئوسن) منسوب شده است. ترکیب سنگ‌شناسی این توده از تونالیت، گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت، کوارتز مونزونیت، سینیت و مونزوگرنیت در تغییر می‌باشد. سنگ‌های بازیک با ترکیب گابرو- دیوریت نیز عمدتاً در حاشیه توده‌های گرانیتوئیدی تشکیل شده‌اند. در بخش‌هایی



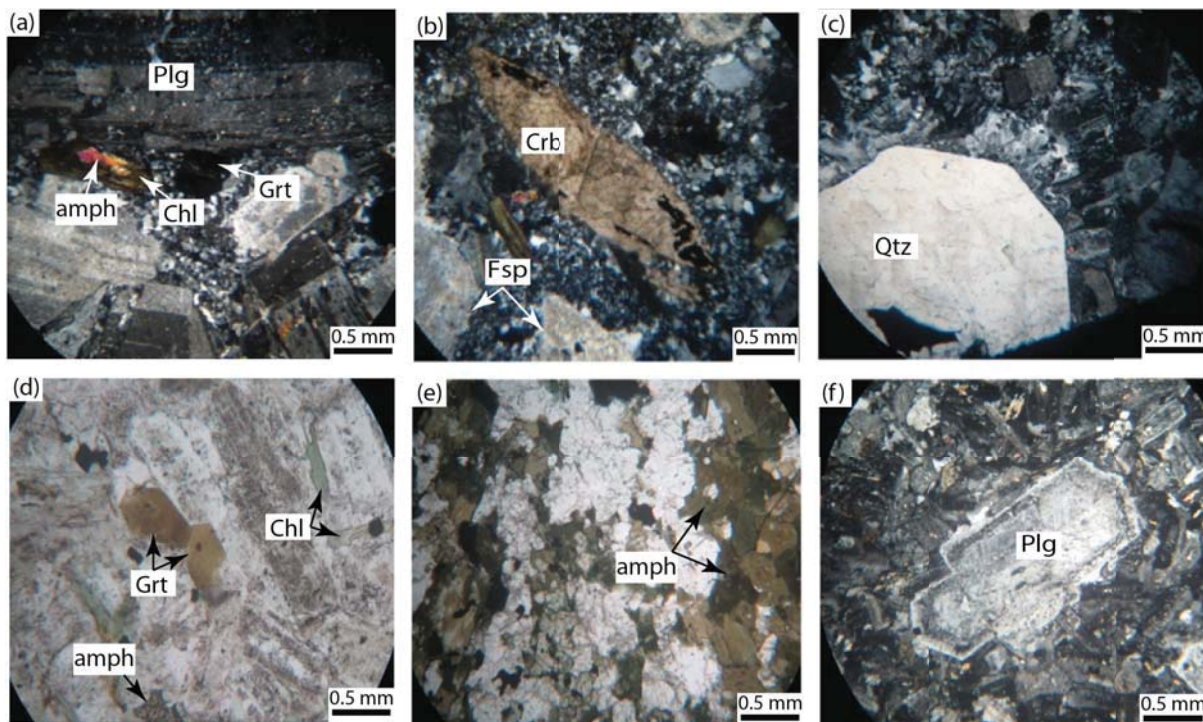
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از خلقی خسرقی، ۱۳۷۸).

سنگ شناسی

همان گونه که ذکر شد، توده های نفوذی منطقه صاحب - یاپش خان عمدتاً دارای ترکیب گرانیت تا گرانودیوریت هستند. همچنین مقادیر کمی از آلکالی گرانیت که حاوی مقدار زیادی از آلکالی فلدسپار هستند نیز شناسایی شدند. بافت غالب در اکثر نمونه های گرانیتوئیدی، پورفیروئیدی با کانی هایی با ابعاد متفاوت است (شکل ۲-ا) ولی نمونه هایی با بافت گرانولار نیز مشاهده شده است. کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، آمفیبول (هورنبلند)، بیوتیت به عنوان کانی های اصلی و تیتانیت، آپاتیت و کانی های کدر به عنوان کانی های فرعی تشکیل دهنده سنگ های گرانیتوئیدی هستند. آلکالی فلدسپار در نمونه هایی که دارای بافت پورفیروئید می باشند، به صورت فنوکریست بی شکل تا نیمه شکل دار بوده و به طور عمده دارای منطقه بندی ترکیبی است. پلاژیوکلاز نیز نیمه شکل دار تا شکل دار است. کوارتز به صورت بلورهای ریز تا متوسط در مقاطع میکروسکوپی سنگ های گرانیتی قابل مشاهده می باشد. در برخی از نمونه ها، بلورهای درشت و شکل دار کوارتز در متن سنگ قابل مشاهده است که در حاشیه این بلورها، تجمعی از کانی های مختلف (عمدتاً فلدسپار و کوارتز) در اندازه های ریزتر قرار گرفته اند. بافت کانی های ریزتر در حاشیه کوارتزهای

شکل دار مشابه با بافت حاشیه های واکنشی است (شکل ۲-ج). چنین بافت هایی در حاشیه توده نفوذی مشاهده شده و به احتمال زیاد از واکنش با سیالات موجود تشکیل شده است. گارنت و قطعاتی از کانی های کربناته نیز به صورت کانی ها و قطعات بیگانه در ترکیب برخی از نمونه ها مشاهده شده است (شکل ۲-ب). گارنت عمدتاً به صورت کانی خودشکل در خمیره ریزبلور مشاهده شده و در مواردی به کلریت دگرسان شده است. کلریت، سریسیت و اپیدوت، کانی های ثانویه بوده و حاصل دگرسانی کانی های اولیه آمفیبول (کلریت و اپیدوت) و فلدسپار (سریسیت و در مواردی اپیدوت) هستند.

گابروها بخش کوچکی از حاشیه توده های گرانیتوئیدی را تشکیل داده اند. دایک های دیابازی نیز توده های گرانیتوئیدی را قطع نموده است. ترکیب این سنگ ها از هورنبلندگابرو تا هورنبلنددیوریت در تغییر بوده و دارای بافت های میکروگرانولار، اینترگرانولار (شکل ۲-د) و دلریتی (شکل ۲-ه) هستند. کانی های پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوارتز، آمفیبول، بیوتیت و کانی های کدر، کانی های تشکیل دهنده این سنگ ها می باشند. گارنت به میزان کم، قابل مشاهده است که دارای شکل بلورین منظم تا نیمه منظم اند (شکل ۲-د). پلاژیوکلاز به صورت بلورهای خودشکل و



شکل ۲. تصاویر میکروسکوپی از سنگ های منطقه صاحب- یاپش خان. تصاویر a تا c از نمونه های گرانیتوئیدی و تصاویر d تا f از نمونه های بازیک می باشند. (a) گارنت ریز بلور موجود در ترکیب گرانیت ها به همراه کانی های درشت بلور پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و آمفیبول که در یک زمینه ریز بلور از کانی های کوارتز و فلدسپار قرار گرفته اند. بلورهای آمفیبول تجزیه شدگی به کلریت را از حاشیه نشان می دهند، (b) قطعاتی از کانی های بیگانه کربناتی در ترکیب سنگ های گرانیتی، (c) کوارتز خودشکل که در اطراف آن حاشیه واکنشی ضعیفی از کانی های کوارتز و فلدسپار که به صورت شعاعی در اطراف درشت بلور کوارتز تشکیل شده اند (d) بلورهای گارنت قهوه ای رنگ به همراه کانی های پلاژیوکلاز و آمفیبول. کلریت های ثانویه نیز در ترکیب سنگ قابل مشاهده می باشد، (e) بافت دلریتی در دایک های دیابازی. در این نمونه کانی آمفیبول از فراوانی بیشتری برخوردار است، (f) بلور پلاژیوکلاز که منطقه بندی ترکیبی از خود نشان می دهد. (Grt): گارنت، amph: آمفیبول، Chl: کلریت، Plg: پلاژیوکلاز، Qtz: کوارتز، Fsp: فلدسپار. تصاویر d و f در نور PPL و بقیه تصاویر در نور XPL تهیه شده اند.

(شکل ۳-ا). روند کاهشی مشاهده شده برای این اکسید برخلاف گابروها در نمونه‌های سینودیوریتی، مونزودیوریتی و گرانیتی تدریجی است. اکسیدهای CaO ، Fe_2O_3 ، TiO_2 و MnO برای نمونه‌های بازیگ، روند افزایشی و برای دیگر نمونه‌ها روند کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۳-ب، c، d، g و h). این مسئله تا حدی می‌تواند در ارتباط با تفریق و تبلور کانی‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های حاوی آهن و منیزیم مانند الیون، پیروکسن، تیتانومگنتیت و ایلمنیت در مسیر صعود ماگما باشد. براساس شواهد پتروگرافیکی و تجربی، کانی‌های فرومنیزین همچون الیون و پیروکسن، اولین فازهای متبلور شده از ماگمای مافیک هستند. تبلور بخشی کانی‌های فرومنیزین، منجر به کاهش عناصری همچون MgO و FeO و افزایش عناصری چون K_2O ، Na_2O و SiO_2 در ترکیب ماگما خواهد شد. همچنین با تبلور پلاژیوکلاز از ماگمای در حال تبلور، میزان عناصر CaO و Al_2O_3 در ترکیب ماگما کاهش می‌یابد. رابطه مشاهده شده برای اکسید CaO با افزایش مقدار SiO_2 برای سنگ‌های گابرویی، رابطه افزایشی و برای دیگر سنگ‌ها کاهشی است (شکل ۳-گ). در صورتی که رابطه مشاهده شده برای عنصر Al_2O_3 ، با افزایش مقدار SiO_2 ابتدا به صورت افزایشی بوده (از نمونه‌های گابرویی تا نمونه‌های حدواسط سینودیوریتی و مونزودیوریتی) و سپس کاهش می‌یابد (شکل ۳-ب). دلیل این امر را می‌توان به تبلور کانی‌های حاوی آهن و منیزیم و فاقد آلومینیوم در شروع فرآیند تبلور نسبت داد. این امر باعث افزایش میزان عنصر آلومینیوم و کلسیم در ترکیب ماگمای باقیمانده می‌شود.

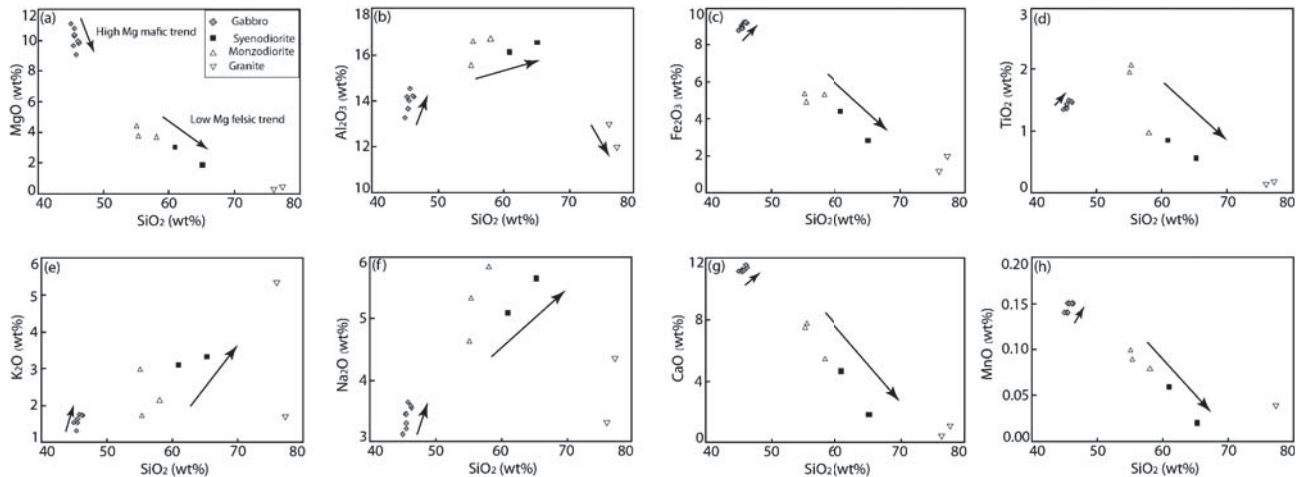
نیمه‌شکل‌دار بوده و دارای منطقه‌بندی ترکیبی است. قسمت‌های مرکزی آن در اثر فرآیند دگرسانی به کانی‌های رسی و در مواردی سریسیت دگرسان شده است (شکل ۲-ف). آلکالی‌فلدسپار به مقدار بسیار کم در سطح سنگ پراکنده بوده و اغلب به فرم نیمه‌شکل‌دار ظاهر شده است. کوارتز نیز همچون آلکالی‌فلدسپار به مقدار بسیار کم در ترکیب سنگ‌های بازیگ تشکیل شده است. این کانی به صورت پراکنده فضاها بین‌بلوری بوده و بی‌شکل است. آمفیبول عمدتاً به صورت بلورهای سوزنی و کشیده ظاهر شده و از نوع هورنبلند است. تجزیه‌شدگی به کلریت برای کانی‌های بیوتیت و آمفیبول پدیده‌ای شایع است. کانی‌های کلریت (از دگرسانی آمفیبول)، سریسیت و کانی‌های رسی (حاصل دگرسانی فلدسپار) از دگرسانی کانی‌های اولیه موجود در ترکیب سنگ‌های بازیگ تشکیل شده‌اند.

ژئوشیمی سنگ کل

به دلیل تنوع در ترکیب نمونه‌ها، شیمی عناصر اصلی هر یک از سنگ‌های نفوذی موجود در این منطقه دارای تفاوت‌های اساسی با دیگر سنگ‌ها می‌باشد. به منظور بررسی شیمی عناصر اصلی، نحوه تغییر اکسیدهای اصلی در برابر SiO_2 ، در شکل ۳ نشان داده شده است. در نمودارهای تغییرات دوتایی، با افزایش مقدار سیلیس در سنگ‌های گابرویی، سینودیوریتی، مونزودیوریتی و گرانیتی، اکسیدها رفتارهای متفاوتی را از خود نشان می‌دهند. MgO در تمامی نمونه‌ها با افزایش SiO_2 روند کاهشی از خود نشان می‌دهد

جدول ۱. نتایج حاصل از تجزیه سنگ کل نمونه‌های مختلف رخنمون یافته در منطقه صاحب - یاپش‌خان به روش ICP-MS

سنگ‌های بازیگ	سینودیوریت								گرانیت		مونزودیوریت				
	E-1	E-2	E-3	E-4	E-5	E-6	E-7	E-8	FE	FE-3	FE-6	FE-31	FE-32	FE-35	FE-5
SiO_2	45.25	45.41	44.89	45.40	46.21	45.49	45.67	46.07	60.81	65.18	76.06	77.29	55.02	58.06	55.31
Al_2O_3	14.18	13.67	13.29	13.66	14.20	14.04	14.54	14.24	16.12	16.58	13.04	12.01	15.56	16.71	16.62
Fe_2O_3	9.03	8.99	8.79	8.93	9.20	8.92	9.25	9.23	4.45	2.87	1.10	1.93	5.39	5.32	4.92
MgO	9.67	10.30	11.09	10.79	9.83	10.39	9.08	9.94	3.09	1.86	0.13	0.41	4.45	3.69	3.77
CaO	11.21	11.34	11.23	11.19	11.44	11.24	11.26	11.64	4.65	1.87	0.47	1.17	7.57	5.52	7.85
Na_2O	3.46	3.22	3.12	3.45	3.55	3.30	3.65	3.58	5.11	5.65	3.34	4.34	4.65	5.85	5.34
K_2O	1.31	1.53	1.53	1.54	1.74	1.63	1.76	1.73	3.13	3.35	5.34	1.67	3.00	2.14	1.74
TiO_2	1.38	1.39	1.35	1.36	1.46	1.44	1.49	1.48	0.86	0.55	0.13	0.17	1.96	0.98	2.08
P_2O_5	0.75	0.75	0.71	0.75	0.75	0.74	0.84	0.76	0.54	0.37	0.02	0.11	1.04	0.62	0.99
MnO	0.14	0.14	0.14	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15	0.06	0.02	<0.01	0.04	0.10	0.08	0.09
Cr_2O_3	0.096	0.101	0.103	0.105	0.088	0.091	0.041	0.087	0.011	0.007	0.007	<0.002	0.007	0.014	0.008
LOI	3.0	2.7	3.3	2.2	0.9	2.1	1.8	0.6	0.8	1.5	0.3	0.8	0.8	0.6	0.9
Sum	99.54	99.57	99.55	99.56	99.56	99.55	99.54	99.57	99.61	99.78	99.93	99.97	99.55	99.55	99.59



شکل ۳. نمودارهای تغییرات دوتایی اکسیدهای اصلی موجود در ترکیب سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه در برابر SiO_2 . دو روند پتروژنتیکی اصلی در سنگ‌های مافیک و حدواسط تا اسیدی قابل مشاهده می‌باشد. این روندها در شکل توسط پیکان نشان داده شده است.

LREE در سنگ‌ها می‌تواند در نتیجه تفریق کانی‌ها (Haschke et al., 2002) و یا منبع اولیه غنی از این عناصر باشد. الگوی مشاهده شده برای LREE در نمودارهای عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به کندریت دارای شیب نسبتاً ملایمی از La تا Tb می‌باشند. سنگ‌های منطقه مورد مطالعه حاوی مقادیر نسبتاً بالایی از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) بوده و در الگوهای عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به کندریت از Dy تا Lu دارای الگویی تقریباً مسطح می‌باشند (شکل ۴- b, c). نسبت DyN/YbN برای نمونه‌های گابروی به صورت $1/45 - 1/39$ ، برای نمونه‌های سینودیوریتی به صورت $1/67 - 1/52$ ، برای نمونه‌های مونزودیوریتی برابر با $1/88 - 1/66$ و برای نمونه‌های گرانیتی تقریباً برابر با $0/77$ می‌باشد. تهی‌شدگی و غنی‌شدگی معنی‌داری برای هیچکدام از عناصر نادر خاکی در الگوهای ترسیم شده برای این عناصر مشاهده نشده است.

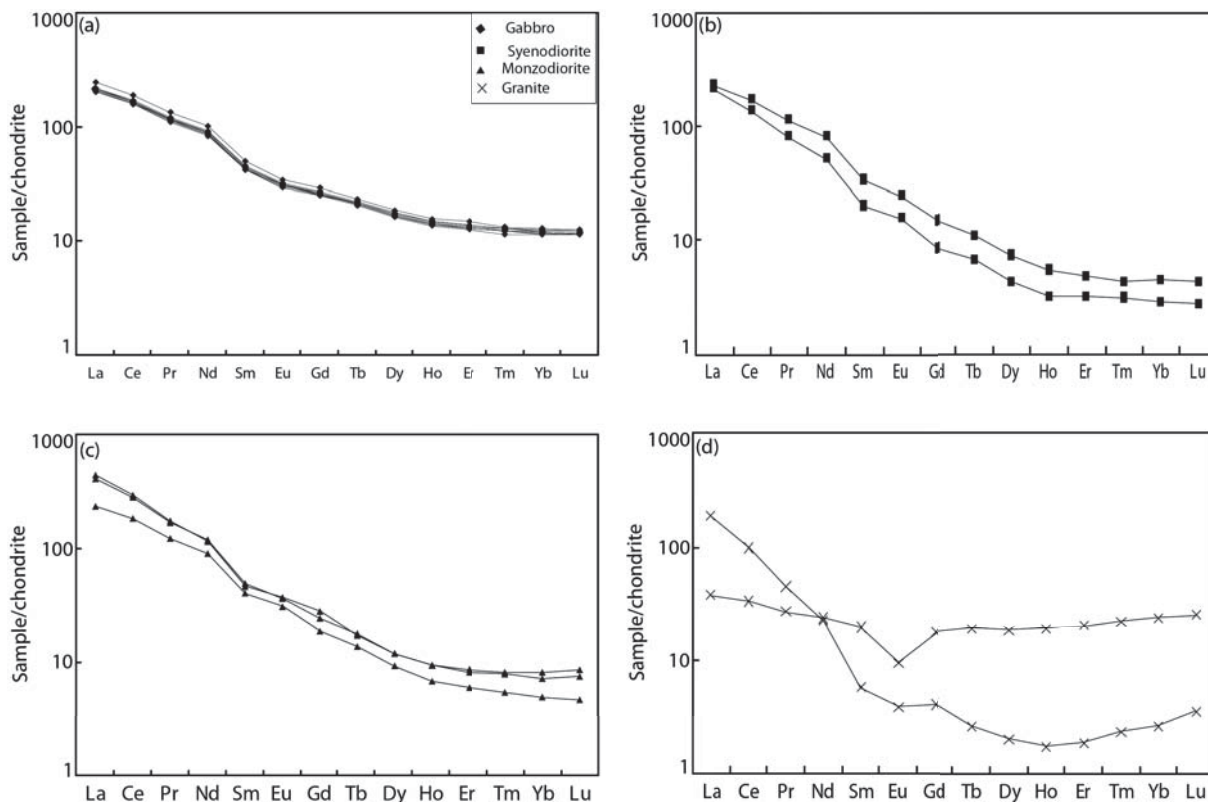
در نمودارهای چند عنصری نرمالیزه با مقادیر گوشته اولیه، عناصر براساس کاهش ناسازگاری از چپ به راست مرتب شده‌اند (شکل ۵). الگوی مشاهده شده برای این نمودارها، برای تمامی نمونه‌های مطالعه‌شده، کم و بیش یکسان است. تفاوت مشاهده شده در الگوهای ترسیم شده برای سنگ‌های مختلف، صرفاً مربوط به غلظت این عناصر است و فراوانی آن‌ها از سنگ‌های بازیک به سمت سنگ‌های اسیدی کاهش می‌یابد. در نمودارهای چندعنصری، عناصر Cs و Rb از میان عناصر LILE در تمامی نمونه‌ها تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در برابر، عناصر Ba و Th دارای غنی‌شدگی هستند. عناصر Nb, Ta و Ti نیز تهی‌شدگی از خود نشان می‌دهند. در نمونه‌های گابروی، تهی‌شدگی نشان می‌دهد. این تهی‌شدگی در دیگر نمونه‌ها مشاهده نشده است. تهی‌شدگی Ta, Nb و Ti در سنگ‌های مرتبط با مناطق فرورانش حاشیه‌های فعال (قاره‌ای یا اقیانوسی) مشاهده شده است (Gill, 1981; Kelemen et al., 1993; Pearce and Peate, 1995).

میزان این عناصر در سنگ‌های حدواسط و اسیدی با توجه به تبلور کانی‌های فلدسپار و پلاژیوکلاز که سرشار از عناصر آلومینیوم و کلسیم هستند کاهش می‌یابد.

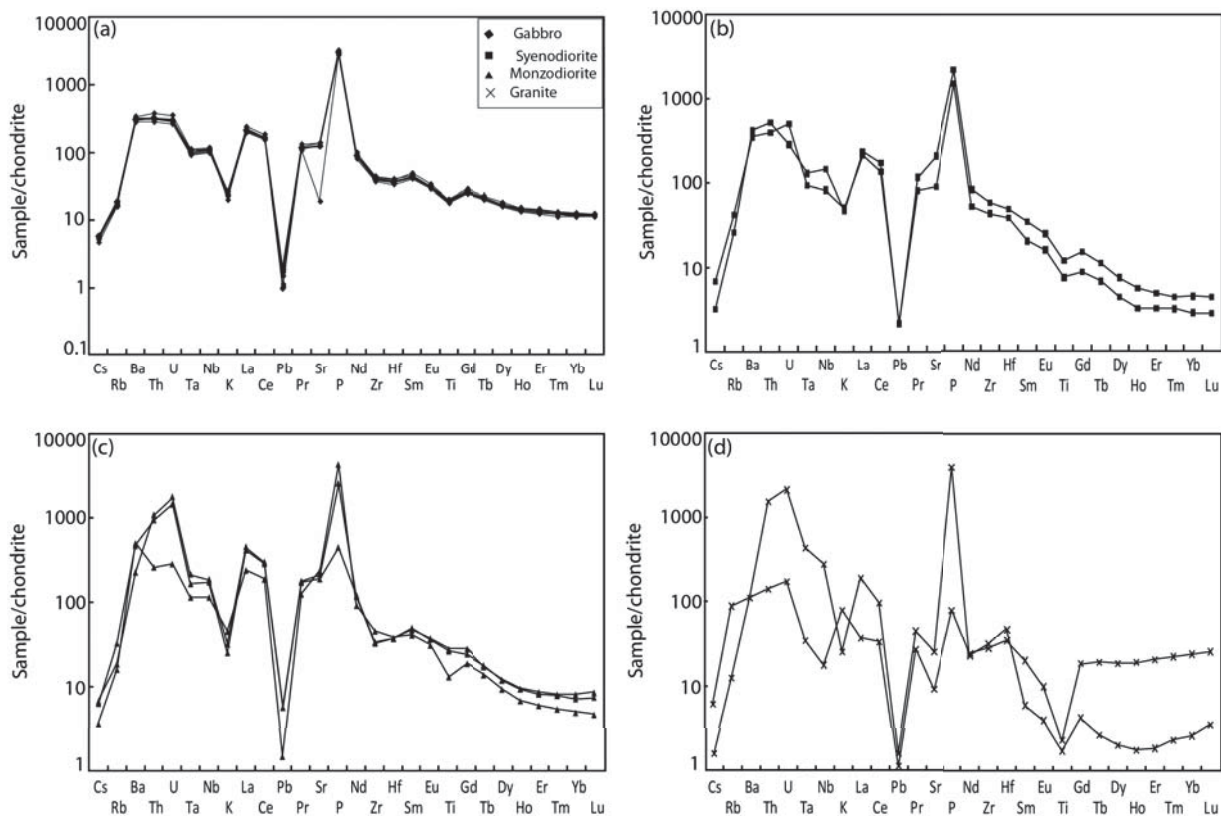
اکسیدهای Na_2O و K_2O رابطه‌ای نسبتاً پیچیده در ترکیب سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه از خود نشان می‌دهند. مقدار این عناصر در سنگ‌های گابرویی در مقایسه با دیگر سنگ‌ها پایین بوده و با افزایش SiO_2 با روند سریعی افزایش نشان می‌دهند (شکل ۳- e, f). میزان این عناصر در ترکیب دیگر سنگ‌های موجود در منطقه مورد مطالعه با افزایش SiO_2 با روند آهسته‌تری افزایش می‌یابد. این امر می‌تواند به دلیل تبلور کانی‌های حاوی عناصر سدیم و پتاسیم همچون فلدسپارهای قلیایی در ترکیب سنگ‌های حدواسط و اسیدی منطقه مورد مطالعه باشد.

الگوهای عناصر نادر خاکی و کمیاب

الگوهای عناصر نادر خاکی نرمالیزه با مقادیر کندریت (Mc-Donough and Sun, 1995) (شکل ۴) برای تمامی سنگ‌های مورد مطالعه (به استثنای گرانیت‌ها) دارای روند یکسانی هستند. ولی غلظت این عناصر در نمونه‌های مختلف متفاوت است. به‌طوری‌که فراوانی این عناصر در سنگ‌های گابرویی، ۱۰ تا ۴۰۰ برابر کندریت، سینودیوریت‌ها، ۵ تا ۳۰۰ برابر کندریت و مونزودیوریت‌ها، ۱۰ تا ۸۰۰ برابر کندریت است. فراوانی عناصر نادر خاکی در سنگ‌های گرانیتی متغیر بوده و همچنین روند مشاهده شده برای نمونه‌های گرانیتی نیز متفاوت است (شکل ۴- d, e). علت این امر می‌تواند تأثیر فرآیندهای ثانویه بر ترکیب سنگ‌های گرانیتی باشد. سنگ‌های نفوذی در منطقه مورد مطالعه، غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) از خود نشان می‌دهند. به‌طوری‌که نسبت LaN/YbN برای سنگ‌های گابرویی از $17/26$ تا $19/01$ ، برای سینودیوریت از $52/315$ تا $75/76$ ، برای مونزودیوریت از $47/67$ تا $57/56$ و برای نمونه‌های گرانیتی از $1/60$ تا $72/37$ در تغییر است. غنی‌شدگی عناصر



شکل ۴. نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیزه با مقادیر کندریت برای سنگ‌های نفوذی رخنمون‌یافته در منطقه مورد مطالعه. داده‌های کندریت از McDonough and Sun (1995)



شکل ۵. نمودارهای چند عنصری نرمالیزه با مقادیر گوشته اولیه برای سنگ‌های نفوذی رخنمون‌یافته در منطقه مورد مطالعه.

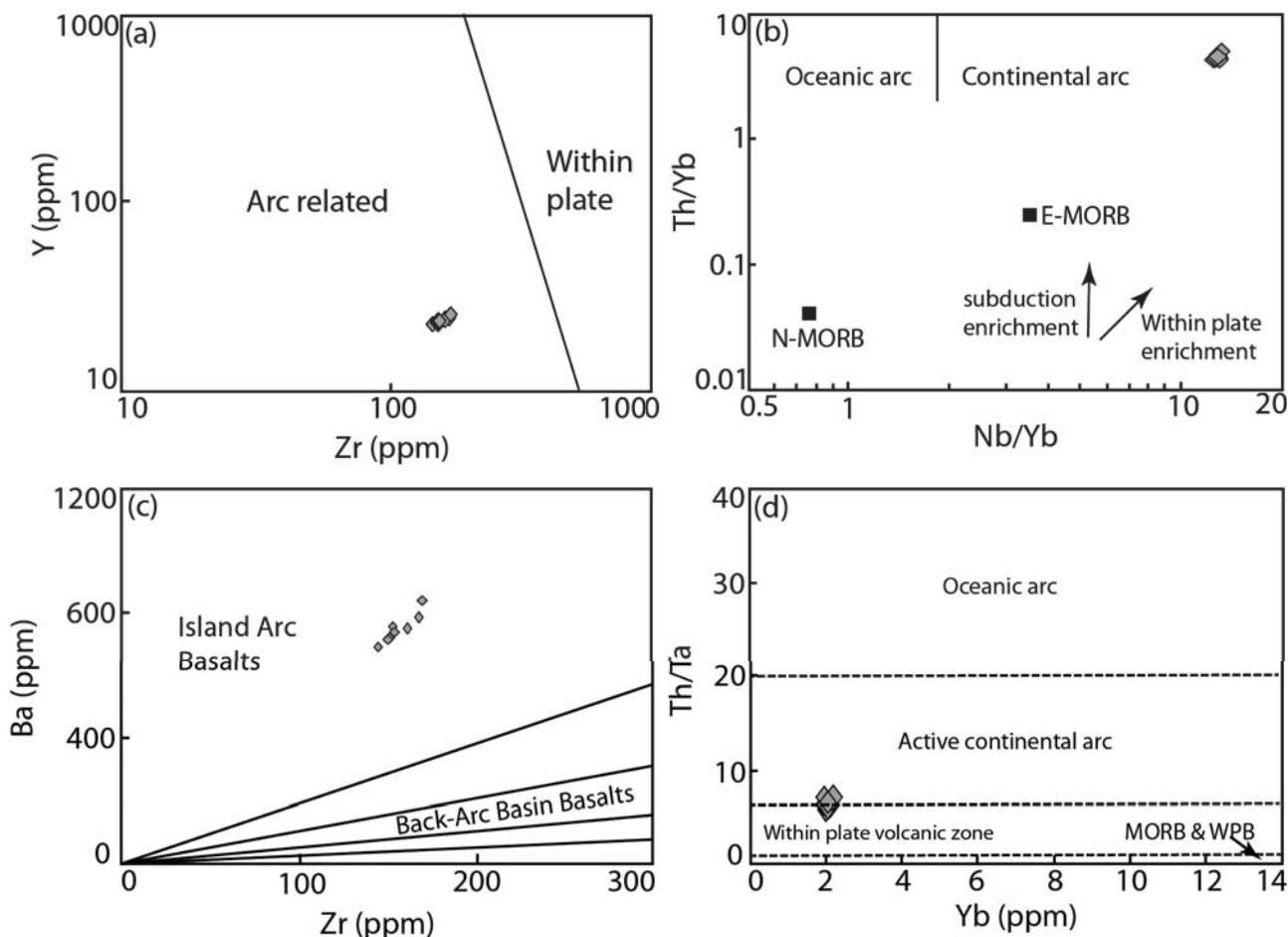
جدول ۲. نتایج حاصل از تجزیه عناصر کمیاب موجود در ترکیب سنگ کل سنگ‌های مورد مطالعه (ppm).

	سنگ‌های بازیگ								سینودیوریت		گرانیت		مونزودیوریت		
	E-1	E-2	E-3	E-4	E-5	E-6	E-7	E-8	FE	FE-3	FE-6	FE-31	FE-32	FE-35	FE-5
Sc	24	24	24	24	24	24	23	25	7	5	2	6	11	9	10
V	206	198	189	189	203	206	215	204	81	47	15	12	130	107	129
Ni	216	235	266	250	201	211	141	199	57	25	<20	<20	88	68	83
Cu	47.0	56.6	55.4	56.1	47.8	62.1	58.1	48.1	7.0	3.1	8.2	1.5	64.3	20.5	66.4
Zn	59	58	60	57	51	63	71	47	14	22	8	22	22	15	19
Co	42.5	41.4	43.4	42.1	40.2	43.0	41.6	41.7	14.6	7.7	1.4	2.1	26.0	17.3	27.2
Ga	14.0	14.6	13.8	13.7	14.8	14.1	15.6	15.2	19.7	18.8	18.5	11.0	17.7	20.3	19.7
Cs	1.1	1.0	0.9	1.0	1.1	1.0	1.1	1.1	0.6	1.3	1.2	0.3	1.2	0.7	1.3
Rb	36.3	38.7	37.8	44.5	43.7	40.5	42.6	43.2	60.2	96.9	210.1	29.5	75.7	37.6	43.7
Sr	997.7	907.5	891.4	901.5	886.6	925.2	1029.7	899.4	1500.9	654.6	189.6	67.7	1359.0	1707.6	1552.1
Y	24.0	22.5	22.3	22.8	23.0	23.5	25.4	23.3	9.0	5.7	3.4	32.3	15.2	11.5	15.6
Zr	166.5	150.4	143.4	149.5	151.6	160.2	168.6	153.2	219.2	162.6	120.5	106.5	129.4	174.5	126.1
Nb	27.6	26.3	24.6	25.1	26.4	27.4	29.4	26.7	35.4	20.1	69.4	4.5	42.4	28.2	45.7
Sn	1	1	2	2	1	2	1	2	1	<1	<1	<1	2	1	2
Ba	785	725	693	717	757	750	844	740	1022	837	270	272	1118	1194	542
La	51.9	48.6	47.5	49.1	50.7	51.0	58.3	50.6	54.7	50.7	45.4	9.1	97.9	56.5	106.4
Ce	101.7	96.3	95.7	97.8	100.6	103.3	115.9	101.8	104.8	83.2	61.1	20.9	173.7	114.4	183.0
Pr	11.32	10.98	10.38	10.72	10.94	11.35	12.78	11.08	10.93	7.68	4.34	2.64	16.12	11.83	16.88
Nd	42.3	40.6	38.4	39.9	40.2	42.2	47.3	41.9	38.3	24.2	10.7	11.4	56.1	42.8	54.5
Sm	6.77	6.42	6.34	6.43	6.71	6.88	7.62	6.73	5.19	3.07	0.91	3.09	7.56	6.28	7.18
Eu	1.83	1.79	1.69	1.73	1.79	1.84	1.98	1.82	1.42	0.91	0.23	0.57	2.11	1.81	2.18
Gd	5.17	5.21	5.12	5.23	5.44	5.55	6.00	5.47	3.09	1.76	0.87	3.77	5.01	3.90	5.82
Tb	0.81	0.78	0.76	0.78	0.80	0.83	0.87	0.82	0.41	0.25	0.10	0.72	0.67	0.52	0.65
Dy	4.35	4.18	4.11	4.19	4.26	4.44	4.69	4.38	1.87	1.09	0.52	4.72	3.05	2.39	3.06
Ho	0.84	0.80	0.77	0.79	0.82	0.84	0.88	0.83	0.31	0.18	0.10	1.08	0.53	0.39	0.54
Er	2.26	2.14	2.09	2.13	2.21	2.26	2.46	2.24	0.79	0.53	0.31	3.40	1.35	1.00	1.45
Tm	0.33	0.31	0.29	0.31	0.33	0.33	0.34	0.32	0.11	0.08	0.06	0.57	0.20	0.14	0.21
Yb	2.10	2.00	1.93	1.94	2.05	2.12	2.20	2.04	0.75	0.48	0.45	4.09	1.22	0.85	1.40
Lu	0.31	0.29	0.29	0.30	0.30	0.31	0.32	0.30	0.11	0.07	0.09	0.65	0.19	0.12	0.22
Hf	4.1	3.6	3.5	3.6	3.8	3.8	4.1	3.7	4.9	3.9	4.9	3.6	3.8	3.9	3.9
Ta	1.5	1.5	1.3	1.3	1.5	1.4	1.6	1.4	1.8	1.3	6.2	0.5	2.3	1.6	3.0
Pb	4.4	4.2	3.7	2.5	2.7	4.7	5.1	2.4	5.2	5.4	4.0	2.8	14.0	3.7	14.3
Th	9.4	8.8	8.4	9.3	9.1	9.7	11.3	9.5	14.9	11.3	44.7	4.2	27.1	7.5	31.0
U	2.2	2.1	2.0	2.1	2.2	2.3	2.7	2.2	2.1	3.7	15.9	1.3	10.6	2.1	12.9

و نسبت‌های آن‌ها در نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی برای سنگ‌های بازیگ نیز در تعیین جایگاه تکتونیکی تشکیل این سنگ‌ها استفاده شده است (شکل ۶). در نمودار Y در برابر Zr (Muller and Groves, 1991)، سنگ‌های گابرویی منطقه مورد مطالعه در جایگاه‌های مربوط به قوس‌های ماگمایی قرار گرفته‌اند (شکل ۶-a). جهت تفکیک قوس‌های قاره‌ای از قوس‌های اقیانوسی از نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 1983) استفاده شده است (شکل ۶-b). در این نمودار گابروهای منطقه صاحب- یاپش‌خان با نسبت‌های بالای Th/Yb و Nb/Yb مشخص شده و در محدوده قوس‌های قاره‌ای قرار گرفته‌اند. با استفاده از نمودار Ba در برابر Zr (Floyd, 1991)، ترکیب سنگ‌های گابرویی منطقه مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های جزایر قوسی به‌دست آمده است (شکل ۶-c). در نمودار Th/Ta در برابر Yb (Pearce, 1983) ترکیب گابروهای منطقه مورد مطالعه در محدوده حواشی فعال قاره‌ای قرار گرفته است (شکل ۶-d). خصوصیات سنگ منشأ ماگمای به‌وجود آورنده سنگ‌های

جایگاه تکتونیکی توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه

بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی تمامی سری‌های ماگمایی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در ارتباط با ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش تشکیل شده‌اند. آنومالی منفی Nb، Ta، Ti و تا حدی Zr، بالا بودن مقدار Al_2O_3 از جمله ویژگی‌های مشاهده شده در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه می‌باشد که شباهت زیادی با سنگ‌های تشکیل شده در قوس‌های ماگمایی دارد (Green, 2006). در اکثر جایگاه‌های ماگمایی که در ارتباط با قوس‌های ماگمایی هستند، عمدتاً غنی‌شدگی عناصر LILE نیز قابل مشاهده می‌باشد. به طوری که این غنی‌شدگی از عناصر با شعاع یونی بزرگ را اغلب در ارتباط با پدیده فرورانش و تأثیر آن بر روی گوه گوشته فوقانی می‌دانند. گرچه در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، در نمودارهای چند عنصری نرمالیز شده به کندریت، غنی‌شدگی و تهی‌شدگی ترجیحی عناصر LILE مشاهده می‌شود (شکل ۵). این امر به خصوصیات سنگ منشأ وابسته است. علاوه بر موارد ذکر شده، از میزان عناصر کمیاب



شکل ۶. نمودارهای مختلف جهت تعیین محیط تکتونیکی با استفاده از ترکیب سنگ‌های گابرویی در منطقه مورد مطالعه. (a)، نمودار Y در برابر Zr، نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های وابسته به قوس واقع شده‌اند (Muller and Groves, 1991)، (b) نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb، در این نمودار سنگ‌های گابرویی منطقه مورد مطالعه در محدوده قوس‌های قاره‌ای قرار گرفته‌اند (Pearce, 1983)، (c) نمودار Ba در برابر Zr (Floyd, 1991)، در این نمودار ترکیب سنگ‌های گابرویی منطقه مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های جزایر قوسی قرار گرفته است، (d) نمودار Th/Ta در برابر Yb (Pearce, 1983)، نمونه‌ها در محدوده قوس‌های فعال قاره‌ای واقع شده‌اند.

مورد مطالعه بخصوص سنگ‌های بازیک نشان‌گر این است که میزان وقوع آلاینش پوسترهای چندان قابل توجه نمی‌باشد. با این وجود بررسی نمودارهای الگوهای عناصر نادر خاکی و کمیاب نرمالیزه بیان‌گر این می‌باشد که ترکیب سنگ‌های اسیدی در مقایسه با دیگر سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه بیش از بقیه سنگ‌ها دچار تغییر شده است، به نحوی که الگوهای به دست آمده برای سنگ‌های گرانیتی از الگوی دیگر سنگ‌ها چندان تبعیت نمی‌کند (شکل ۴).

مواد پوسترهای از عناصر K، Pb، Th و LILE غنی بوده و از Ti و P فقیر هستند. بررسی الگوهای نرمالیزه با مقادیر گوشته اولیه حاکی از این می‌باشد که توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه از عناصر Cs و Rb در مقایسه با عناصر مجاور خود تهی‌شدگی شدید نشان می‌دهند. همچنین تهی‌شدگی در عناصر Hf و Nb و Ti و تا حدی Zr و Hf نیز در این نمودارها قابل مشاهده می‌باشد. عنصر P تنها در سنگ‌های گرانیتی، تهی‌شدگی از خود نشان می‌دهد. تهی‌شدگی این عنصر در گرانیت‌ها می‌تواند نشان از تأثیر آلاینش فقط بر روی این سنگ‌ها باشد.

نسبت‌های Ce/Pb و Nb/U، معمولاً برای تشخیص وقوع آلاینش پوسترهای مورد استفاده قرار می‌گیرند. زیرا پوستره قاره‌ای در مقایسه با ماگماهای مشتق شده از گوشته دارای مقادیر پایین‌تری از نسبت‌های Ce/Pb و Nb/U می‌باشند. همچنین فرآیندهایی نظیر ذوب بخشی و تبلور تفریقی، تأثیر بسیار کمی بر روی نسبت‌های مذکور دارند (Hofmann et al., 1986). گرچه در سال‌های اخیر، ایده بدون تغییر باقی ماندن نسبت‌های Ce/Pb و Nb/U از طرف برخی از پترولوژیست‌ها (Sims and DePaolo, 1997) مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. در نمودارهای Ce/Pb در برابر Ce، نمونه‌های اسیدی پراکندگی بیشتری را از ترکیب ماگمای اولیه که گوشته مشتق شده است را نشان داده و در مجاورت ترکیب نمونه‌هایی که آلاینش پوسترهای از خود نشان می‌دهند، قرار گرفته‌اند. در حالی که در دیگر نمونه‌ها، به خصوص نمونه‌های بازیک، نسبت Ce/Pb مشابه با ماگماهای مشتق شده از گوشته می‌باشد (شکل ۷-a). نسبت Ce/Pb برای ماگماهای مشتق شده از گوشته برابر با 5 ± 25 می‌باشد (Hofmann et al., 1986). این نسبت در منطقه صاحب- یاپش‌خان برای سنگ‌های گابرویی برابر با $42/42 - 21/98$ ، برای سینودیوریت‌ها به صورت $7/46 - 30/92$ ، برای مونزودیوریت‌ها به صورت $10/89 - 16/86$ ، $5/43 - 13/43$ ، $3/46 - 4/36$ است. مقدار و برای سنگ‌های گرانیتی برابر با $15/28 - 12/80$ است. مقدار نسبت Nb/U در نمونه‌های مطالعه شده در مقایسه با مقدار این نسبت در ماگماهای مشتق شده از گوشته 10 ± 47 (Hofmann et al., 1986) پایین‌تر می‌باشد. این نسبت در سنگ‌های گابرویی، سینودیوریتی، مونزودیوریتی و گرانیتی به ترتیب برابر با $12/55 - 10/89$ ، $10/89 - 16/86$ ، $5/43 - 13/43$ ، $3/46 - 4/36$ است. مقدار پایین نسبت Nb/U در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه می‌تواند نشان‌دهنده تأثیر آلاینش پوسترهای بر روی این سنگ‌ها باشد (شکل ۷-b).

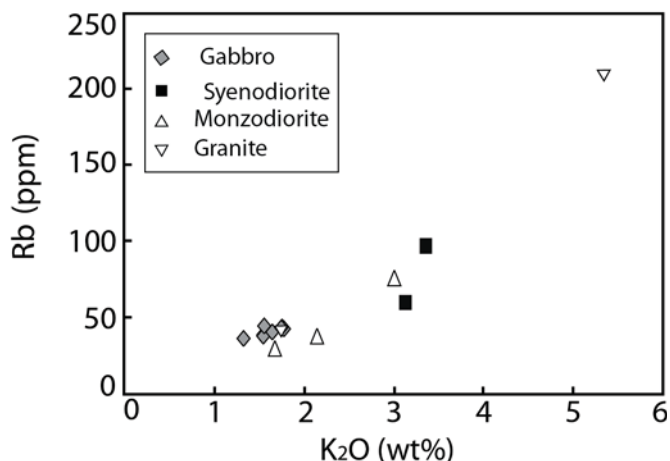
آذرین در منطقه مورد مطالعه مقادیر بالا و نسبتاً ثابت MgO (wt% Cr (ppm 5/718-5/280) و Ni (ppm 266-141)، (09/11-08/9 در سنگ‌های بازیک نشان می‌دهد که ماگمای به وجود آورنده سری‌های مختلف ماگمایی در منطقه مورد مطالعه از گوشته مشتق شده است (Hess, 1989). گرچه میزان عنصر Ni در ترکیب سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، از میزان متوسط ارائه شده برای این عنصر در ترکیب ماگماهای اولیه مشتق شده از گوشته، پایین می‌باشد. پایین بودن میزان عنصر Ni می‌تواند وابسته به حضور فاز دیگری به جز الیون در سنگ منشأ به عنوان فاز باقیمانده باشد. مقادیر بالا و نسبتاً ثابت MgO و Ni در یک محدوده نسبتاً باریک برای SiO_2 (wt% 47-44) در سنگ‌های بازیک نشان می‌دهد که فرآیند ذوب بخشی توسط حضور کانی الیون در منشأ بافر شده است (Chang et al., 2009). مقادیر بالای کروم در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه را می‌توان به غنی بودن منبع از کلینوپیروکسن نسبت داد. تطابق خوب مشاهده شده بین MgO و CaO می‌تواند دلیلی بر جدایش کلینوپیروکسن در تحول ماگمای به وجود آورنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه باشد.

الف) شواهد موجود برای حضور گارنت در منشأ

الگوهای عناصر نادر خاکی نرمالیزه با مقادیر کندریت حاکی از حضور میزان بالای LREE در ترکیب سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بوده و در مقایسه با عناصر HREE غنی‌شدگی بالایی را نشان می‌دهند. تفریق شدید LREE در برابر HREE می‌تواند به واسطه حضور گارنت در ترکیب منشأ باشد (Blundy et al., 1998). نسبت La/Yb نرمالیزه شده به کندریت برای سنگ‌های بازیک از $17/26$ تا $19/01$ در تغییر است. این نسبت با افزایش میزان SiO_2 در ترکیب سنگ (افزایش تفریق) افزایش یافته و به ترتیب برای سنگ‌های سینودیوریتی، مونزودیوریتی و گرانیتی برابر با $76/76 - 52/32$ ، $57/56 - 47/68$ و $37/37 - 1/6$ می‌باشد. جهت تعیین بهتر حضور و همچنین نقش گارنت در سنگ منشأ بررسی نسبت MREE/HREE مناسب‌تر می‌باشد. بدین منظور نسبت بین عناصر Dy و Yb کمک‌کننده خواهد بود. نسبت Dy/Yb برای ماگماهایی که از منشأ اسپینل لرزولیت مشتق شده‌اند کمتر از $1/06$ می‌باشد (Blundy et al., 1998). محاسبه نسبت N (Dy/Yb) برای تمامی سری‌های ماگمایی موجود در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که این نسبت بزرگتر از $1/06$ می‌باشد. بالا بودن نسبت N (Dy/Yb) نشان‌دهنده حضور گارنت در سنگ منشأ می‌باشد.

ب) بررسی میزان تأثیر آلاینش پوسترهای بر روی ترکیب ماگمای اولیه

حضور زینولیت‌های پوسترهای (به مقدار کم) و زینوکریست‌های کوارتز در ترکیب برخی از سنگ‌های آذرین موجود در منطقه به ویژه سنگ‌های اسیدی می‌تواند بیان‌گر وقوع آلاینش پوسترهای باشد. گرچه مطالعه و بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های



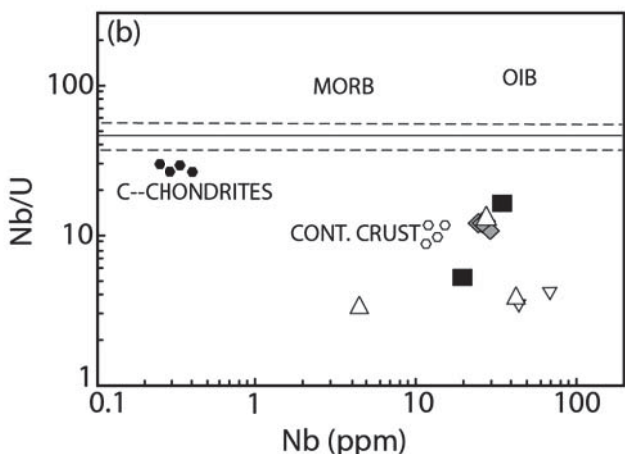
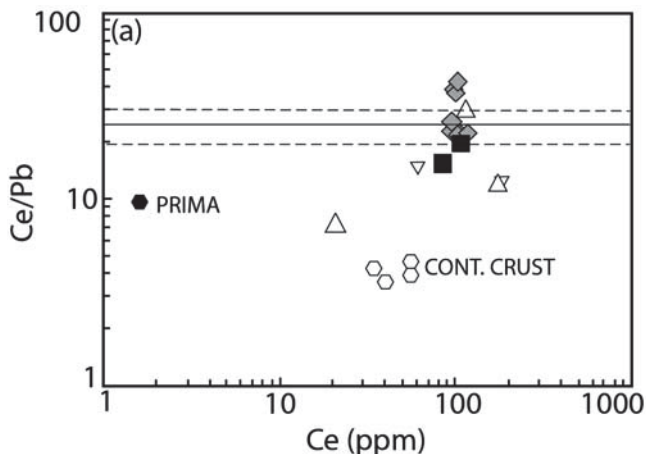
شکل ۷. (a) نمودار Ce/Pb در برابر Ce^b، نمودار Nb/U در برابر Nb برای توده‌های نفوذی منطقه صاحب- پاپش‌خان (نمودارها از Chang et al., 2009).

منطقه مورد مطالعه به‌ویژه سنگ‌های بازیک نشان دهنده تأثیر اندک فرآیند آلیایش پوسته‌ای بر روی ترکیب سنگ‌های منطقه مورد مطالعه به خصوص بر روی سنگ‌های اسیدی می‌باشد. از اینرو می‌توان به این نتیجه رسید که آنومالی‌های مشاهده‌شده در نمودارهای چندعنصری (شکل ۵)، مربوط به خصوصیات اولیه ماگمای اولیه است.

پ) تأثیر متاسوماتیسم بر روی سنگ منشأ

بررسی نمودارهای چند عنصری نرمالیز شده به کندریت برای تمامی سری‌های ماگمایی موجود در منطقه مورد مطالعه (شکل ۵) بیان‌گر غنی‌شدگی در عناصر ناسازگاری همچون LILE (به استثنای Rb و Cs)، Th، LREE و U می‌باشد. همچنین نسبت

جهت تعیین رابطه بین سنگ‌های بازیک منطقه مورد مطالعه با گوشته غنی‌شده، بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی، پوسته بالایی و پوسته پایینی و جزایر اقیانوسی از نسبت‌های عناصر کمیاب مختلف استفاده شده است (شکل ۸). در نمودارهای Nb/Ta در برابر Zr/Hf (شکل ۸-a)، Rb/La در برابر Th (شکل ۸-b) و Nb/Ta در برابر Th/Yb (شکل ۸-c) سنگ‌های بازیک منطقه مورد مطالعه بر روی ترکیب ماگماهای مشتق شده از گوشته (گوشته اولیه و OIB) قرار گرفته‌اند. ولی ترسیم نمونه‌ها بر روی نمودارهای Nb/Th در برابر Th (شکل ۸-d) و نمودار (Ta/Th) N در برابر N (La/Sm) (شکل ۸-e) بیانگر تأثیر پوسته فوقانی بر سنگ‌های بازیک منطقه مورد مطالعه می‌باشد. بنابراین با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌های آذرین



شکل ۸. نمودارهای نسبت‌های عناصر کمیاب مختلف جهت تعیین رابطه بین سنگ‌های بازیک منطقه مورد مطالعه با گوشته غنی شده، پوسته بالایی و پایینی، جزایر اقیانوسی و بازالت‌های پشته میان اقیانوسی. (a) نمودار Nb/Ta در برابر Zr/Hf سنگ‌های بازیک منطقه مورد مطالعه در نزدیکی ترکیب گوشته اولیه قرار گرفته‌اند. (b) نمودار Rb/La در برابر Th، نمونه‌ها در نزدیکی ترکیب OIB واقع شده‌اند. (c) نمودار Nb/Ta در برابر Th/Yb، نمونه‌ها در نزدیکی OIB واقع شده‌اند. (d) نمودار Nb/Th در برابر Th، نمونه‌ها در نزدیکی پوسته فوقانی قرار گرفته‌اند. (e) نمودار N (Ta/Th) در برابر N (La/Sm)، نمونه‌ها در نزدیکی پوسته فوقانی قرار گرفته‌اند. متوسط ترکیب بازالت‌های پشته میان اقیانوسی از Sun and McDonough (1989)، پوسته از Wedepohl (1995) است. در نمودار (e) نشان‌دهنده متوسط ترکیب رسوبات مناطق فرورانشی است (Plank and Langmuir, 1992)، در این نمودار گوشته تهی شده از McKenzie and O'Nions (1991)، پوسته زیرین از Weaver and Tarney, (1984)، پوسته فوقانی از Taylor and McLennan (1981) و بقیه موارد از Sun and McDonough (1989) گرفته شده است.

آلکالن و در مواردی آلکالن برای این سنگ‌ها می‌باشد. معمولاً فشار حاکم بر پریدوتیت‌ها در زمان ذوب بخشی، تأثیر زیادی در میزان اشباع‌شدگی ماگماهای بازالتی از سیلیس دارد (Takahashi, 2001; Langmuir et al., 1992; Kushiro, 2001). عمدتاً درجات کم ذوب بخشی (کمتر از ۵٪ درصد وزنی) در فشارهای بالا (> ۳ GPa)، منجر به ایجاد ماگماهای آلکالن با نفیلین نرماتیو می‌گردد، در حالی‌که درجات ذوب بخشی بالاتر در اعماق کم، منجر به ایجاد ماگماهای تولیتی با هیپرستن و کوارتز نرماتیو می‌گردد (Hirose and Kushiro, 1993; DePaolo, 2000). بنابراین، بازالت‌های تولیتی در مقایسه با بازالت‌های آلکالن از ذوب بخشی پریدوتیت‌ها در درجات بالاتر ایجاد می‌گردند. به عبارت دیگر بازالت‌های آلکالن دارای میزان SiO_2 پایین‌تر و MgO بالاتر نسبت به بازالت‌های تولیتی خواهند بود. میزان SiO_2 موجود در ترکیب سنگ‌های گابرویی منطقه مورد مطالعه پایین بوده (۶۷.۰۷-۴۴/۸۹٪ wt) و در مقابل میزان MgO موجود در ترکیب این سنگ‌ها (۹/۰۸-۱۱/۰۹٪ wt)، نسبتاً بالا است. ترکیب سنگ‌های بازیگ و نیز ماهیت سری ماگمایی این سنگ‌ها (گابروهای آلکالن)، همگی بیان‌گر این است که ماگمای به‌وجود آورنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی درجه کم سنگ منشأ به‌وجود آمده‌اند. با این وجود، جهت تخمین دقیق‌تر درجه ذوب بخشی سنگ منشأ و گوشته مولد سنگ‌های ماگمایی از ویژگی‌های عناصر نادر خاکی و نسبت‌های آن‌ها استفاده شده است.

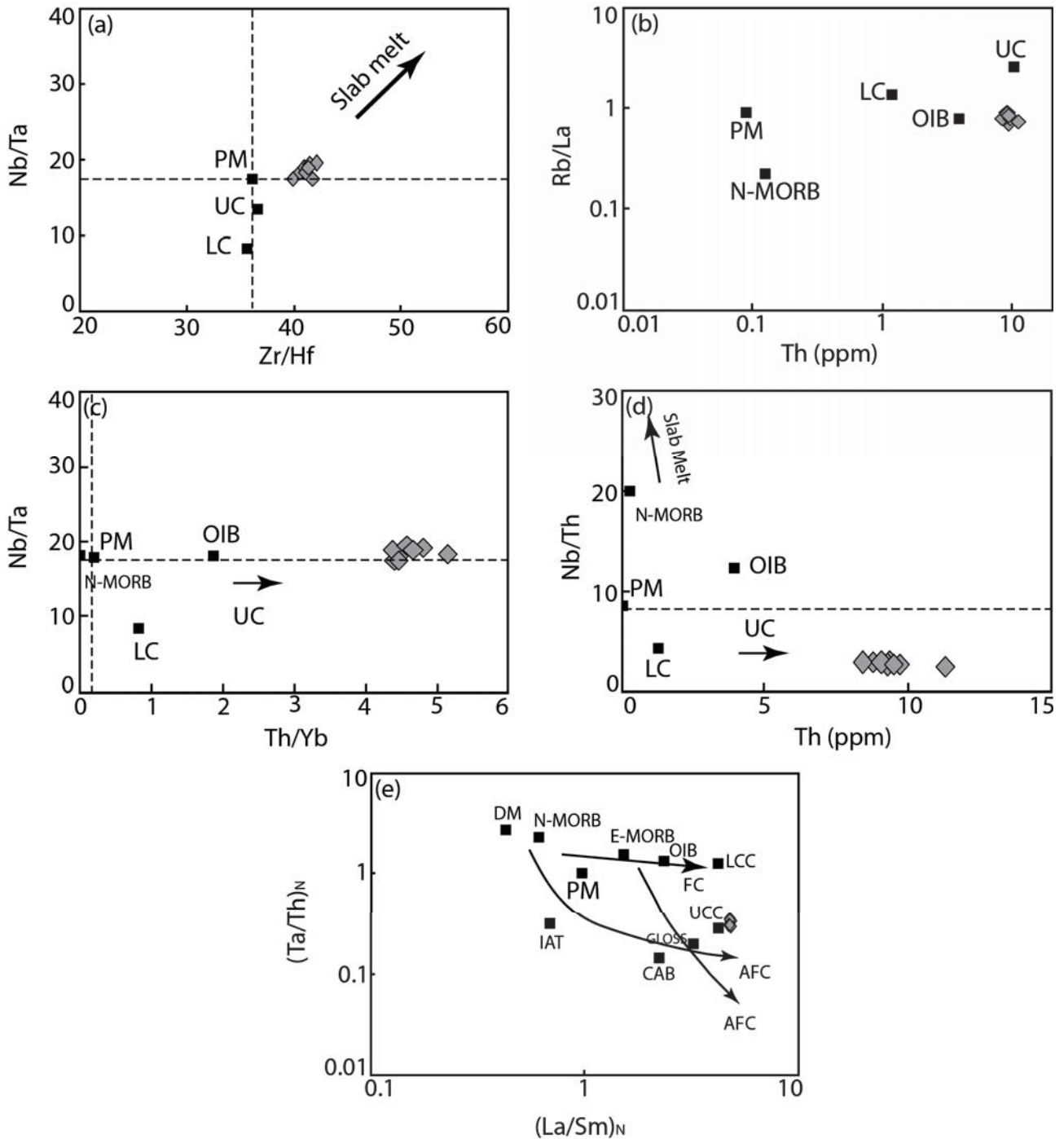
استفاده از عناصری با ناسازگاری بالا همچون La و عناصری با ناسازگاری پایین مثل Sm در سنگ‌های بازیگ می‌تواند جهت بازسازی ترکیب سنگ منشأ و میزان ذوب بخشی آن مورد استفاده قرار گیرد. بدین منظور (Aldanmaz et al., 2000) از این عناصر برای تعیین ویژگی‌های منبع بهره‌جسته است. در شکل ۹ نمودارهای ارائه شده توسط این محققین ارائه شده است. در نمودار La/Sm در برابر La، نمونه‌ها در محدوده گوشته‌غنی شده با ترکیب گارنت لرزولیت واقع شده‌اند (شکل ۹-a). در این نمودار، نرخ ذوب بخشی به‌دست آمده برای نمونه‌های بازیگ منطقه مورد مطالعه بسیار پایین به‌دست آمده است (< ۵٪). در شکل ۹-b نمودار Sm/Yb در برابر Sm ارائه شده است. عنصر Yb عنصری سازگار در ساختار کانی گارنت می‌باشد. ولی در ساختمان کانی پیروکسن به‌صورت ناسازگار عمل می‌کند (Rolinson, 1993). از این‌رو با استفاده از مقدار این عنصر می‌توان برای ترکیب کانی‌شناسی گوشته مولد ماگمای به‌وجود آورنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، بهره‌جست. در این نمودار، سنگ منشأ به‌دست آمده برای سنگ‌های بازیگ منطقه مورد مطالعه، در محدوده‌ای بین گارنت لرزولیت و گارنت-اسپینل لرزولیت واقع شده‌اند. این امر می‌تواند نشان از باقی‌ماندن گارنت در منشأ این سنگ‌ها باشد. در نمودار ارائه‌شده در شکل ۹-c از نسبت‌های Sm/Yb (عناصر نادر خاکی متوسط/عناصر نادر خاکی سنگین) و La/Sm (عناصر نادر خاکی سبک/عناصر نادر خاکی سنگین) جهت شناسایی ویژگی‌های سنگ منشأ به‌وجود آورنده سنگ‌های

LILEs/HFSEs در این سنگ‌ها نیز نسبتاً بالا می‌باشد. بالا بودن عناصر مذکور در ترکیب سنگ‌ها می‌تواند به آرایش پوسته‌ای و گوشته غنی‌شده توسط فرآیند متاسوماتیسم وابسته باشد. گرچه، همان‌طورکه در بخش‌های قبلی نیز بررسی شد، میزان آرایش پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه چندان بالا نبوده و این فرآیند تأثیر چندانی در ایجاد ناهمگنی در ترکیب گوشته نداشته است. غنی‌شدگی در عناصری همچون Rb و Ba و تهی‌شدگی در عناصر Ta، Nb و Ti از خواص ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش می‌باشد (Green, 2006). در منبع ماگمایی که در اثر فرآیند فرورانش، متاسوماتیسم شده باشد، عمدتاً مقدار Th نسبت به Ta افزایش می‌یابد. این امر باعث افزایش نسبت Th/Ta در ترکیب ماگمای ایجاد شده می‌گردد. این نسبت در ترکیب سنگ‌های مافیک منطقه مورد مطالعه نسبتاً بالا بوده و از ۵/۸۷ تا ۷/۱۵ در تغییر می‌باشد که به‌عنوان شاخصی برای گوشته متاسوماتیزه مورد استفاده قرار گرفته و نشان از تغییر ترکیب گوشته مولد ماگما توسط فرآیند متاسوماتیسم می‌باشد.

غنی‌شدگی عنصر Ba علاوه بر آرایش پوسته‌ای می‌تواند به‌عنوان شاخصی جهت شناسایی گوشته متاسوماتیزه نیز به‌کار رود. بنابراین استفاده از نسبت‌های Ba/Ta و Ba/Nb می‌تواند جهت تشخیص منشأ ماگماهای بازالتی کمک‌کننده باشد. مقادیر $\text{Ba/Ta} > ۴۵۰$ و $\text{Ba/Nb} > ۲۸$ از ویژگی‌های ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش است (Gill, 1981; Fitton et al., 1991; Hildreth and Moorbath, 1998). نسبت Ba/Nb برای سنگ‌های بازیگ منطقه مورد مطالعه برابر با ۲۸/۷۱-۲۷/۳۷ و نسبت Ba/Ta به‌صورت ۵۵۱/۵-۴۸۳/۳ است. مقادیر بالای نسبت‌های مذکور نشان از تأثیر سیالات حاصل از فرورانش در متاسوماتیزه نمودن گوشته مولد ماگمای به‌وجود آورنده سنگ‌های آذرین در منطقه مورد مطالعه است. مطالعات مختلف انجام شده حاکی از این است که عوامل مختلفی همچون سیالات حاصل از آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورونده یا آب‌زدایی رسوبات فرورونده و یا مذاب‌های حاصل از رسوبات فرورونده و یا مذاب‌های حاصل از ذوب بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی و یا قطعه فرورونده، در غنی‌شدگی گوشته بالای زون فرورانشی مؤثر است. معمولاً آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورونده و یا رسوبات فرورونده باعث افزایش غلظت عناصر متحرک همچون LILE و تهی‌شدگی عناصر غیر متحرک همچون HFSE می‌شود. بررسی الگوهای چند عنصری نرمالیزه با مقادیر گوشته اولیه نشان می‌دهد که عناصر HFSE همچون Zr، Hf، Nb و Ta آنومالی منفی از خود نشان می‌دهند. تهی‌شدگی نسبی HFSEs بیان‌گر این می‌باشد که سیالات آزاد شده از رسوبات فرورونده/پوسته اقیانوسی فرورونده تأثیر به‌سزایی در متاسوماتیزه نمودن گوشته مولد داشته است.

ث) میزان ذوب بخشی سنگ منشأ

بررسی نمودارهای تعیین سری برای سنگ‌های ماگمایی منطقه مورد مطالعه (به‌ویژه سنگ‌های بازیگ) نشان‌گر ماهیت کالک-



شکل ۹. (a) نمودار La/Sm در برابر La ، (b) نمودار Sm/Yb در برابر Sm ، (c) نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm . این نمودارها جهت شناسایی و میزان ذوب بخشی سنگ منشأ استفاده شده است (نمودارها برگرفته از Aldanmaz et al., 2000). (d) نمودار Gd/Yb در برابر La/Yb به منظور تعیین ترکیب سنگ منشأ سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه و نرخ ذوب بخشی سنگ منشأ در تولید ماگمای به وجود آورنده سنگ‌های آذرین.

La/Yb نیز جهت تعیین منشأ و نرخ ذوب بخشی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه استفاده شده است (شکل ۹-d). در این نمودار، ترکیب سنگ‌های بازیک منطقه مورد مطالعه در نزدیکی ترکیب گارنت - آمفیبول - فلوگوپیت لرزولیت واقع شده است. نرخ ذوب بخشی به دست آمده برای سنگ منشأ به وجود آورنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بین ۲ تا ۵ درصد به دست آمده است.

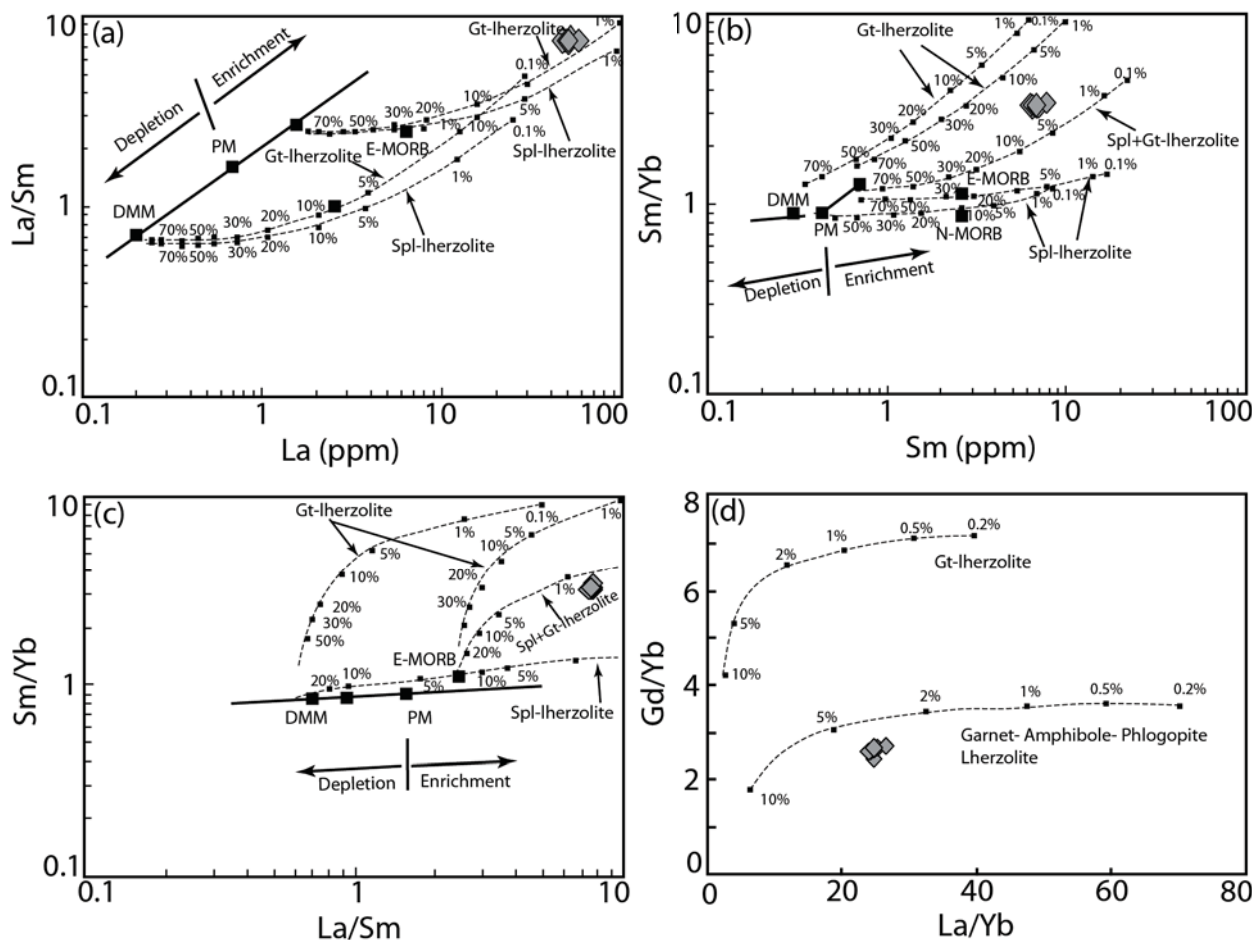
منطقه مورد مطالعه استفاده شده است. با استفاده از این نمودار، به خوبی می‌توان ترکیب و نرخ ذوب بخشی سنگ منشأ را تعیین نمود. در این نمودار، نمونه‌های سنگ‌های بازیک منطقه مورد مطالعه در نزدیکی نمودار گارنت - اسپینل لرزولیت ترسیم شده و نرخ ذوب بخشی پایینی را از خود نشان می‌دهند. علاوه بر نمودارهای ذکر شده در بالا از نمودار Gd/Yb در برابر

بررسی‌های انجام شده در رابطه با تأثیر آرایش پوسته‌ای بر ترکیب ماگمای به وجود آورنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، نشان می‌دهد که تأثیر آرایش بر ترکیب ماگما ناچیز بوده و ماگمای به وجود آورنده سنگ‌ها، از ابتدا دارای مقادیر قابل توجهی آب در ترکیب خود بوده است.

مقایسه فراوانی عنصر Cr موجود در ترکیب سری‌های مختلف ماگمایی منطقه مورد مطالعه بیانگر تمرکز بالای این عنصر در ترکیب سنگ‌های بازیک است. Roberts et al. (2000) معتقد هستند که تمرکز بالای این عنصر در گابروها می‌تواند بیانگر تشکیل این سنگ‌ها به روش کومولایی و تجمع کانی‌های مافیک باشد. اما مطالعات پتروگرافیکی این ایده را رد می‌کند (نبود تمرکز بالایی از کانی‌های مافیک در سنگ‌های گابرویی و حضور آمفیبول در ترکیب تمامی سری‌های ماگمایی). در شکل ۱۰ نمودارهای Sr در برابر Rb و Ba ترسیم شده است و با نتایج حاصل از مدل تبلور تفریقی ریلی مقایسه شده است. در این مدل، سنگ‌های مورد مطالعه تطابق بیشتری با تبلور و تفریق کانی‌های آلكالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز و هورنبلند نشان می‌دهند. شیب منفی مشاهده شده در نمودار ۱۰-a برای نمونه‌های مورد مطالعه به ویژه از سنگ‌های

تحول سنگ‌های آذرین در منطقه مورد مطالعه

بررسی ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های پلوتونیک مورد مطالعه در نمودارهای دوتایی حاکی از وجود دو روند پتروژنتیکی است: (۱) روند مافیک با افزایش SiO_2 ، کاهش MgO و افزایش Fe_2O_3 ، TiO_2 ، K_2O ، Na_2O ، MnO ، Al_2O_3 ، Sr ، Ba و افزایش Th و Rb ، Hf ، Nb همراه است و (۲) روند فلسیک که با افزایش SiO_2 ، کاهش تدریجی CaO ، MnO ، Fe_2O_3 ، TiO_2 ، CaO ، MnO و افزایش تدریجی K_2O ، Al_2O_3 و Na_2O همراه است (شکل ۳). نبود ترکیبی بین سری‌های مافیک و فلسیک می‌تواند به‌عنوان تأییدی بر دو روند باشد. همان‌گونه که ذکر شد سنگ‌های مافیک و حدواسط در مقایسه با سنگ‌های گرانیتی حجم کمی را به خود اختصاص داده‌اند. حجم عمده سنگ‌های پلوتونیک دارای ترکیب گرانیتی می‌باشند. مطالعات ژئوشیمی نشان می‌دهد که ماگمای اولیه این سنگ‌ها ترکیب بازالتی داشته است. همچنین حضور مقادیر زیادی از کانی آمفیبول در ترکیب این سنگ‌ها بیانگر حضور آب در ترکیب ماگمای اولیه بوده است. اضافه شدن آب به ترکیب ماگما می‌تواند اولیه باشد و یا این‌که در اثر فرآیندهای ثانویه‌ای همچون آرایش پوسته‌ای به ترکیب ماگما اضافه شود.



شکل ۱۰. (a) نمودار Sr در برابر Rb، (b) نمودار Sr در برابر Ba، بردارهای تبلور تفریقی نشان دهنده ۳۰٪ تبلور تفریقی ریلی می‌باشد که با استفاده از مقادیر Kd ارائه شده توسط Rollinson (1993) برای بازالت (کانی الیون) و داسیت و ریولیت (دیگر کانی‌ها) محاسبه شده است. الیون: Ol، الیون: Hbl، هورنبلند، Cpx: کلسینوپروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Kfs: فلدسپار پتاسیم و Bt: بیوتیت).

متاسوماتیزه می‌باشند.

قدردانی

این مقاله برگرفته از طرح پژوهشی با عنوان "ژئوشیمی، پترولوژی و بررسی مواد معدنی گارنت، مگنتیت و سیلیس در اسکارن سقز" است که با حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد ارومیه انجام شده است. لذا بدین وسیله از همکاری ارزنده آن معاونت تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- باباخانی، ا.ر.، ۱۳۸۲. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سقز. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- خلقی خسرقی، م.ح.، ۱۳۷۸. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چابان. سازمان زمین‌شناسی ایران.

- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirwali, M.F. and Mitchel, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.

- Barker, F., Wones, D.R., Sharp, W.N. and Desborough, G.A., 1975. The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. *Precambrian Research*, 3, 97-160.

- Blundy, J.D., Robinson, J.A.C. and Wood, B.J., 1998. Heavy REE are compatible in clinopyroxene on the spinel lherzolite solidus. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 493-504.

- Brophy, J.G., 1991. Composition gaps, critical crystallinity, and fractional crystallisation in orogenic (calc-alkaline) magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109, 173-182.

- Chang, J.M., Feeley, T.C. and Deraps, M.R., 2009. Petrogenesis of basaltic volcanic rocks from the Pribilof Islands, Alaska, by melting of metasomatically enriched depleted lithosphere, crystallization differentiation, and magma mixing. *Journal of Petrology*, 50, 2249-2286.

- DePaolo, D.J. and Daley, E.E., 2000. Neodymium isotopes in basalts of the Southwest Basin and Range and lithospheric thinning during continental extension. *Chemical Geology*, 169, 157-185.

- DePaolo, D.J., Perry, F.V. and Baldrige, W.S., 1992. Crustal versus mantle sources of granitic magmas: a two-parameter model based on Nd isotopic studies. *Philosophical Transactions of the Royal Society, Edinburgh*,

حد واسط تا اسیدی، می‌تواند نشان دهنده نقش تفریق فلدسپار در تشکیل این سنگ‌ها باشد. در شکل ۱۰-b، نقش تفریق پلاژیوکلاز کمتر مشاهده شده و نمونه‌ها تطابق زیادی با روند تفریقی مشاهده شده با کانی آلکالی‌فالدسپار از خود نشان می‌دهند. بنابراین با توجه به نتایج حاصل از داده‌های عناصر کمیاب می‌توان چنین نتیجه گرفت که تفریق آلکالی‌فالدسپار نقش اساسی در تشکیل سنگ‌های منطقه مورد مطالعه به‌ویژه برای سنگ‌های حدواسط تا اسیدی ایفا نموده است. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه، تبلور تفریقی مهمترین عامل به‌وجود آورنده سری‌های مختلف سنگی در این منطقه می‌باشد.

نتیجه‌گیری

در منطقه صاحب- یاپش‌خان توده‌های نفوذی متعددی حضور دارند. ترکیب این سنگ‌ها متنوع بوده و اغلب به‌صورت گرانیت، تونالیت، سینودیوریت، مونزودیوریت، کوآرتزدیوریت، دیوریت و به مقدار بسیار کمتر گابرو می‌باشد. حجم عمده توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه دارای ترکیب گرانیتی می‌باشند.

بررسی نمودارهای تغییرات دوتایی سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه، نشان از وجود دو روند پتروژنتیکی (سری‌های مافیک و فلسیک) در تکامل این سنگ‌ها دارد. تبلور تفریقی و جدایش برخی از کانی‌ها، به‌ویژه آمفیبول و پلاژیوکلاز عامل عمده در به‌وجود آمدن این روندها بوده است.

در نمودارهای چند عنصری نرمالیزه با مقادیر گوشته اولیه، غنی‌شدگی عناصر LILE در مقایسه با REE و آنومالی منفی برای عناصر Nb، Ta و Ti قابل مشاهده است. براساس الگوهای عناصر نادر خاکی نرمالیزه با مقادیر کندریت، غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE و الگوی نسبتاً مسطح HREE، بیانگر حضور گارنت در ترکیب گوشته مولد است. مطالعه بر روی خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های پلوتونیک منطقه مورد مطالعه به‌ویژه سنگ‌های بازیک نشان می‌دهد که ماگمای والد این سنگ‌ها اولیه بوده و از ذوب بخشی با درجه پایین (کمتر از ۵٪) گوشته متاسوماتیزه شده منشأ گرفته‌اند. بررسی ویژگی‌های عناصر نادر خاکی نشان می‌دهد که آرایش پوسته‌ای تأثیر اندکی در تغییر ترکیب ماگمای اولیه داشته است. گوشته مولد سنگ‌های آذرین در اثر ورود سیالات ناشی از آب‌گیری رسوبات/پوسته اقیانوسی فرورونده متاسوماتیزه شده است.

الگوهای عناصر نادرخاکی نرمالیزه با مقادیر کندریت و نمودارهای چند عنصری نرمالیزه با مقادیر گوشته اولیه و نمودارهای تعیین محیط تکتونیک مختلف نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در محیط جزایر قوسی (حاشیه فعال قاره‌ای) تشکیل شده‌اند.

استفاده از نسبت‌های مختلف عناصر نادر خاکی نشان می‌دهد که ماگمای به‌وجود آورنده سنگ‌های آذرین در منطقه مورد مطالعه حاصل ذوب بخشی درجات ضعیف (کمتر از ۵٪) گوشته

83, 439-446.

- Fitton, J.G., James, D. and Leeman, W.P., 1991. Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: Compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research*, 96, 13693-13711.

- Floyd, P.A., 1991. In: *Oceanic Basalts*. Blackie and Son Limited, New York. Gass, I.G., 1981. Pan-African (upper Proterozoic) plate tectonics of the Arabian– Nubian Shield. In: Kröner, A. (Eds.), *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier, Amsterdam, 174-218.

- Gill, J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer Verlag, Berlin, 390.

- Green, N.L., 2006. Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos*, 87, 23-49.

- Gribble, R.F., Barnes, C.G., Donato, M.M., Hoover, J.D. and Kistler, R.W., 1990. Geochemistry and intrusive history of the Ashland Pluton, Klamath Mountains, California and Oregon. *Journal of Petrology*, 31, 883-923.

- Hall, A., 1966. The Ardara pluton: a study of the chemistry and crystallisation of a contaminated granite intrusion. *Proceedings of the Royal Irish Academy* 65B, 203-235.

- Hamilton, W. and Myers, W.B., 1967. The nature of batholiths. *US Geological Survey, Professional Paper*, 554-C, 1-30.

- Haschke, M., Siebel, W., Gunther, A. and Scheuber, E., 2002. Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile. *Journal of Geophysical Research*, 107, 2019-2027.

- Hess, P.C., 1989. *Origin of Igneous Rocks*. Harvard university press, Cambridge Massachusetts Housman, G. 336. A., McKenzie, D.P., Molnar, P., 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for thermal evolution of continental collision belts. *Journal of Geophysical Research*, 86, 6115-6132.

- Hildreth, W. and Moorbath, S., 1998. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455-489.

- Hirose, K. and Kushiro, I., 1993. Partial melting of dry peridotites at high pressures: determinations of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. *Earth and Planetary Science Letters*, 114,

477-489.

- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. and White, W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 79, 33-45.

- Kelemen, P.B., Shimizu, N. and Dunn, T., 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La, and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 111-134.

- Kushiro, I., 2001. Partial melting experiments on peridotite and origin of mid-ocean ridge basalts. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29, 71-107.

- Langmuir, C.H., Klein, E.M. and Plank, T., 1992. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridge. *American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 71, 81-180.

- Leake, B.E., 1974. The crystallisation and emplacement of the western part of the Galway granite, Connemara, western Ireland. *Mineralogical Magazine*, 39, 498-513.

- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.

- McKenzie, D. and O'Nions, R.K., 1991. Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32, 1021-1091.

- Michard-Vitrac, A., Albar Ede, F., Dupuis, C. and Taylor, H.P., 1980. The genesis of Variscan (Hercynian) plutonic rocks: inferences from Sr, Pb, and O studies on the Maladeta Igneous Complex, Central Pyrenees (Spain). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72, 57-72.

- Muller, D. and Groves, D.I., 1991. Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits. *Ore Geology Reviews*, 8, 383-406.

- Pearce, J.A., 1983. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (eds). Nantwich UK Shiva, 230-249.

- Pearce, J.W. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-285.

- Plank, T. and Langmuir, C.H., 1992. Sediments melt and basaltic crust dehydrates at subduction zones. *Eos*,

Transactions American Geophysical Union, 73, 637.

- Presnall, D.C. and Bateman, P.C., 1973. Fusion relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ and the generation of granitic magmas in the Sierra Nevada Batholith. Geological Society of America Bulletin, 84, 3181-3202.

- Roberts, M.P., Pin, C., Clemens, J.D. and Paquette, J.L., 2000. Petrogenesis of mafic to felsic plutonic rock associations: the calc-alkaline Querigut Complex, French Pyrenees. Journal of Petrology, 41, 809-844.

- Rollinson, H., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, presentation, Interpretation. Longman, 384.

- Sawka, W.N., Chappell, B.W. and Kistler, R.W., 1990. Granitoid compositional zoning by side-wall boundary layer differentiation: evidence from the Palisade Crest intrusive suite, central Sierra Nevada, California. Journal of Petrology, 31, 519-553.

- Shaw, H.R., 1965. Comments on viscosity, crystal settling, and convection in granitic magmas. American Journal of Science, 263, 120-152.

- Silver, L.T. and Chappell, B.W., 1988. The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America. Philosophical Transactions of the Royal Society, Edinburgh, 79, 105-121.

- Sims, K.W.W. and DePaolo, D.J., 1997. Inferences about mantle magma sources from incompatible element concentration ratios in oceanic basalts. Geochimica et Cosmochimica Acta 61, 765-784.

- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. Norry, M.J.(eds), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications, 142, 313-345.

- Takahashi, E. and Kushiro, I., 1983. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. American Mineralogist, 68, 859-879.

- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. Philosophical Transactions of the Royal Society, 301, 381-399.

- Taylor, W.P., 1976. Intrusion and differentiation of granitic magma at a high level in The crust: the Puscao pluton, Lima Province, Peru. Journal of Petrology, 17, 194-218.

- Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W. and Irving, A.J., 1993. Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. Contributions to Mineralogy and Petrology, 113, 333-351.

- Weaver, B. and Tarney, J., 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. Nature, 310, 575-580.

- Wedepohl, K.H., 1995. The composition of the continental crust. Geochemistry Cosmochemistry Acta, 59, 1217-1232.