

جایگاه زمین ساختی - ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن رودبار (شمال ایران)

زهرا شافعی^۱، محمد علی آرین^۱، شهروز حق نظر^{۲*}

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد واحد لاهیجان، لاهیجان، ایران

(علمی - پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۱۱/۲۰ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۰/۱/۲۴

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن رودبار (شمال ایران) دارای تنوع ترکیبی بین اولیوین بازالیت، آندزیت بازالیتی، هورنبلند آندزیت پیروکسن دار و آندزیت هستند. از نظر ژئوشیمیایی آنومالی‌های منفی Zr، Ta، Nb، Ti، P، Ba و آنومالی مثبت Rb، Pb، Th، K از شاخصه‌های آلودگی پوسته‌ای این سنگ‌ها هستند. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های بازیک منطقه با پوسته تحتانی و سنگ‌های حدواسط با پوسته فوقانی آلوده شده‌اند. تغییرات Y/Nb در برابر Zr/Nb و نیز Rb/Y در برابر Nb/Y و Ba/La در برابر La/Sm بیانگر آلودگی پوسته‌ای ماگماهای منشأ گرفته از منبع مورب می‌باشد. در نمودار تشخیص جایگاه‌های تکتونیکی تمامی نمونه‌ها در محدوده بازالیت‌های ریفت درون قاره‌ای قرار گرفته‌اند. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه از یک منبع گوشته‌ای تیپ مورب با رخساره اسپینل در یک محیط ریفتی درون قاره‌ای حاصل شده که با سنگ‌های پوسته قاره‌ای آلوده شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: آلودگی پوسته‌ای، پالئوژن، ریفت درون قاره‌ای، سنگ‌های آتشفشانی، گوشته منبع مورب.

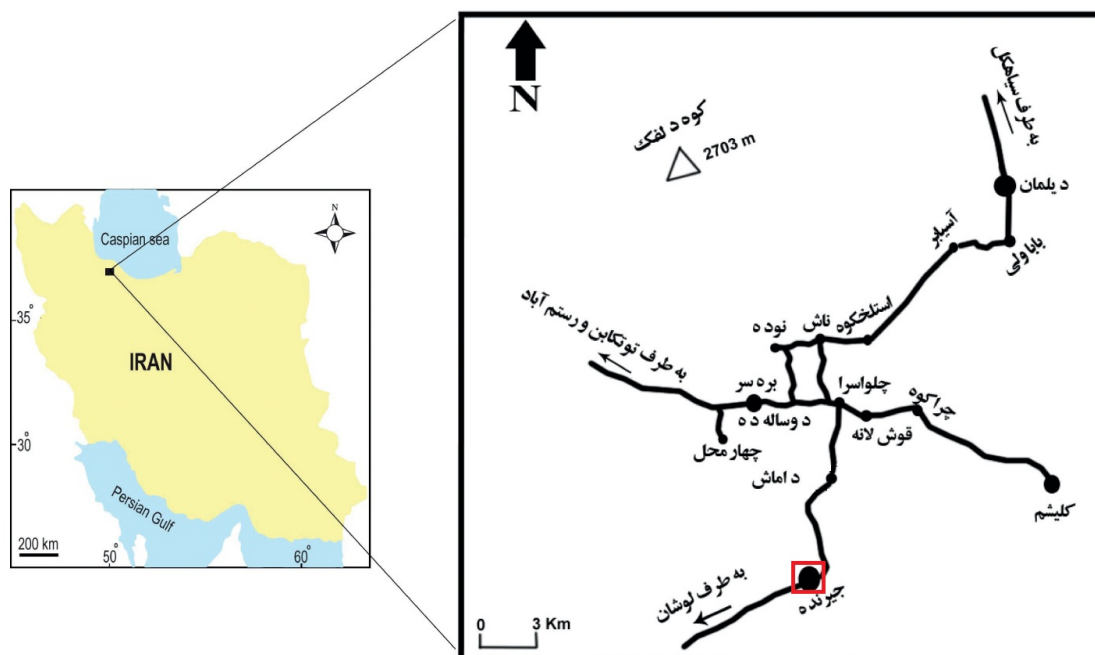
مقدمه

این منطقه در تقسیم بندی‌های زون ساختاری ایران در زون البرز (Stocklin, 1974) و جزو زون ترشیر محسوب می‌شود. دلنباخ (Dellenbach, 1964) براساس تقسیمات پیشنهادی (Stocklin, 1974) منطقه مورد مطالعه در پهنه ترشیری جنوبی قرار گرفته که دارای آتشفشان‌های بسیار ستر ائوسن و رسوبات خشکی نئوژن است که با راندگی‌های ملایم به سمت جنوب مشخص می‌شود. براساس نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ جیرنده برونزد غالب سنگ‌های منطقه آتشفشانی و پیروکلاستیکی متعلق به سن پالئوژن و به ویژه ائوسن میانی می‌باشند. در این زمان بیشتر نقاط ایران، به جز کپه داغ و زاگرس صحنه فعالیت‌های شدید ولکانیکی و پلوتونیک بوده که نقطه اوج ولکانیسم در ائوسن و شدت پلوتونیسم در الیگوسن و میوسن بوده است (معین وزیری، ۱۳۷۷؛ امامی، ۱۳۷۹). ولی زاده و همکاران ضمن بررسی زمین شناختی توده‌های نفوذی عمده البرز مرکزی آنها را در ارتباط با پلوتونیسم همزمان با کوهزایی و ماگماتیسم کمان قاره‌ای دانسته است (ولی زاده و همکاران، ۱۳۸۷). کنعانیان و همکاران توده نفوذی شکرنا ب به عنوان بخشی از ماگماتیسم پالئوژن در البرز مرکزی واقع در شمال قزوین را به ماگماتیسم مناطق فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای نسبت می‌دهند (کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۴).

براساس مطالعات کلانتری و همکاران (۱۳۸۷) و رحیمی و همکاران (۱۳۸۹) در مورد سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در شمال قزوین، سنگ‌های این بخش از البرز را در ارتباط با کمان‌های آتشفشانی دانسته‌اند. مطالعات جدیدتر توسط آسیابان و همکاران مجموعه سنگ‌های آتشفشانی ائوسن البرز را مرتبط با رژیم فرورانشی و ماگماتیسم حوضه‌های کششی پشت قوسی مرتبط دانسته‌اند. در این مقاله سعی گردیده تا به کمک شواهد ژئوشیمیایی در منطقه رودبار به عنوان بخشی از ماگماتیسم پالئوژن در البرز درخصوص جایگاه زمین ساخت منطقه اظهار نظر کرد (Asiabanha and Foden 2012).

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در شرق شهرستان رودبار و شمال شرق لوشان در استان گیلان واقع شده است. محدوده مورد مطالعه در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ جیرنده بین طول‌های جغرافیایی $30^{\circ} 49'$ تا $00^{\circ} 50'$ و عرض‌های $00^{\circ} 37'$ تا $30^{\circ} 36'$ شمالی جای دارد این بخش برونزد غالب سنگ‌ها را سنگ‌های آتشفشانی و آذر آواری به سن پالئوژن تشکیل می‌دهد. ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ جیرنده بخشی از پهنه البرز مرکزی را در بر گرفته که در آن واحد-های سنگی پالئوژئیک تا عهد حاضر نمایان هستند. منطقه مورد مطالعه در شمال ایران بین طول‌های جغرافیایی $30^{\circ} 49'$ تا $00^{\circ} 50'$ و عرض جغرافیایی $30^{\circ} 36'$ تا $00^{\circ} 37'$ و در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ جیرنده واقع شده است (شکل ۱).



شکل ۱: راه‌های دسترسی به منطقه در استان گیلان، شمال ایران

مواد و روش‌ها

پس از انجام مطالعات صحرایی با توجه به تنوعات لیتولوژیکی از واحدهای آتشفشانی منطقه تعداد ۱۰۰ نمونه برداشته و مقطع نازک تهیه شده و با کمک میکروسکوپ پولاریزان مورد مطالعه پتروگرافی قرار گرفتند. سپس از میان نمونه‌های فوق تعداد ۲۲ نمونه را که دارای کمترین میزان دگرسانی بودند، انتخاب و به منظور تجزیه عناصر اصلی به روش ICP-AES و تجزیه عناصر فرعی و REE به روش ICP-MS در آزمایشگاه SGS تورنتو کانادا مورد تجزیه عنصری قرار گرفتند. برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و کمیاب ابتدا نمونه را خشک کرده سپس آن را خرد و پودر نموده به گونه‌ای که نمونه‌ها از الک با قطر روزه ۷۵ میکرون عبور نمایند پس از آن برای اندازه‌گیری عناصر اصلی ۰/۲ گرم از نمونه را با استفاده از کمک ذوب متابرات لیتیم ذوب کرده و توسط اسید نیتریک رقیق حل می‌نمایند و با استفاده از روش ICP-AES مقادیر عناصر اصلی و برای تجزیه عناصر فرعی و

REE نمونه از روش ICP-MS استفاده گردید. به منظور تجزیه تحلیل داده‌ها از نرم افزارهای Iqpet 2007 و GCDkit استفاده شده است.

بحث و نتایج

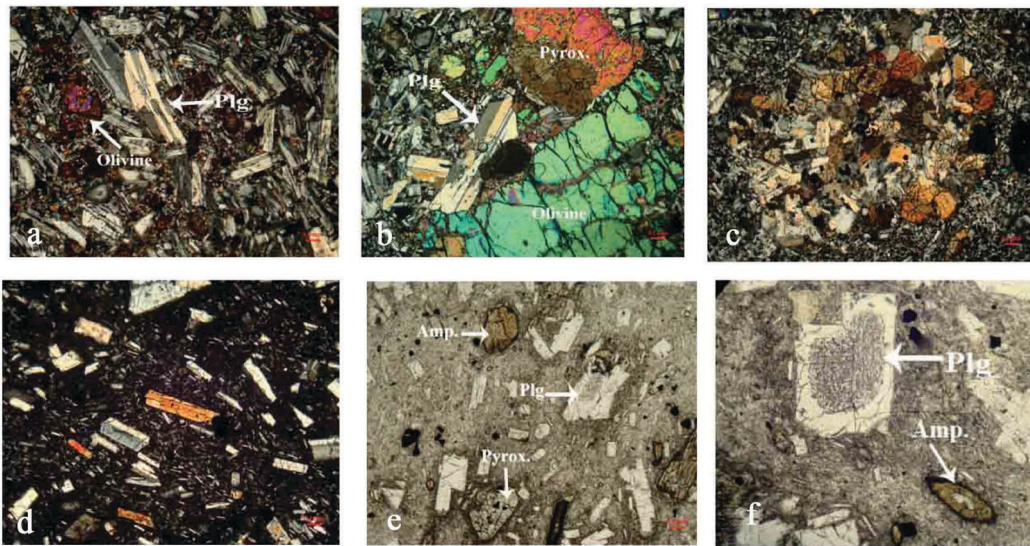
زمین‌شناسی و سنگ نگاری منطقه

منطقه مورد مطالعه در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ جیرنده واقع شده که برونزد غالب سنگ‌های منطقه را سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری به سن پالئوژن تشکیل می‌دهد. براساس مطالعات صحرایی (شکل ۲) برونزد سنگ‌های منطقه به ترتیب از قدیم به جدید عبارتند از: واحد آهکی (EL) حاوی اجتماعات فسیلی به سن ائوسن زیرین تا میانی، واحد اولیوین بازالت تا آندزیت بازالتی (OB)، واحد پیروکلاست های بازیک لایه‌ای (OP) شامل پیروکلاست‌های ریزشی در حد لاپیلی توفهای هتروژن و برش‌های ولکانیکی که به خوبی از توپوگرافی سطح واحد اولیوین بازالت (OB) تبعیت می‌کنند. آخرین واحد یک توالی ضخیم شامل

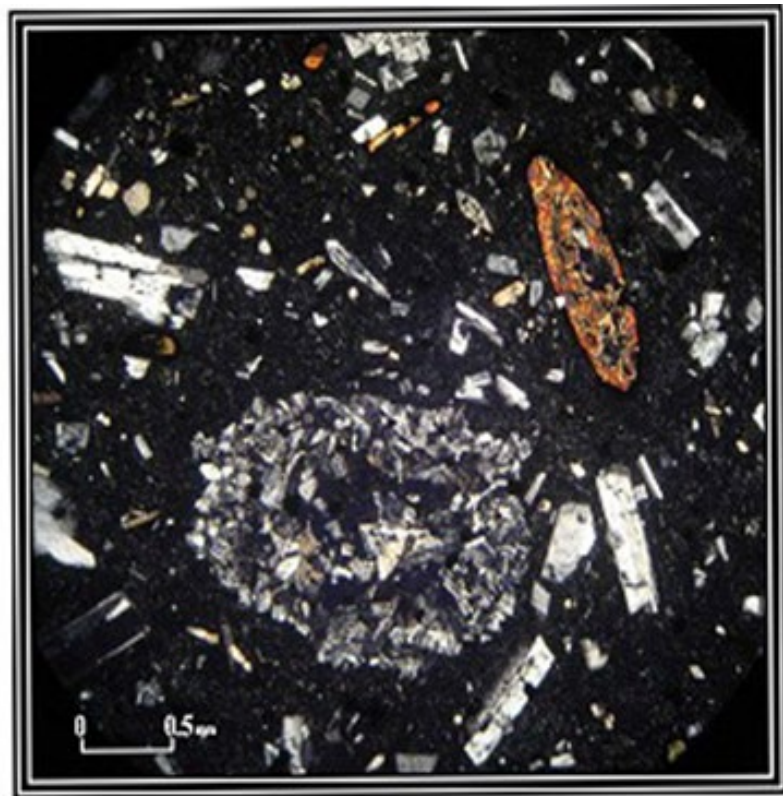
نمی‌شود. پیروکسن‌ها به صورت خود شکل تا نیمه خود شکل بوده و پلئوکروئیسیم متمایل به سبز را نشان می‌دهند. گروه سوم هورنبلند آندزیت پیروکسن‌دار و آندزیت این سنگ‌ها بافت میکروولیت پورفیریک و گاهی گلومروپورفیریک دارند (شکل ۳e) و به اختلاف این سنگ‌ها با نمونه‌های آندزیت بازالتی مربوط به ظهور کانی آمفیبول در این سنگ‌ها است. پلاژیوکلاز به عنوان فراوان‌ترین فنوکریست هم به صورت درشت بلور و هم ریز بلور در متن سنگ وجود دارد. پلاژیوکلاز بعضاً دارای بافت غربالی می‌باشد. آمفیبول‌ها به صورت خود شکل تا نیمه خود شکل بوده و پلئوکروئیسیم قهوه‌ای نشان می‌دهند و دارای یک حاشیه سوخته (اپاسیتی شده) هستند. کانی‌های اصلی هورنبلند آندزیت‌های پیروکسن‌دار پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن می‌باشند آندزیت‌ها فاقد پیروکسن هستند. کانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها بافت غربالی و زونینگ دارند و در آمفیبول‌ها نیز حاشیه سوخته (اپاسیتی) مشاهده می‌شود (شکل ۳f). مطالعات پتروگرافی یک تفریق در نمونه‌های سنگی منطقه را نشان می‌دهد این تحول از اولیوین بازالت به آندزیت بازالتی با حذف اولیوین، از آندزیت بازالتی به هورنبلند آندزیت پیروکسن‌دار با ظهور آمفیبول و کاهش تدریجی پیروکسن در هورنبلند آندزیت پیروکسن‌دار و به سمت آندزیت با حذف کامل پیروکسن مشخص می‌شود. از دیگر ویژگی‌های پتروگرافیکی سنگ‌های منطقه، حضور گزنولیت‌ها و زنولیت‌های متنوع در تمامی ترم‌های سنگی منطقه است (شکل ۴) که بیشتر در نمونه‌های هورنبلند آندزیت پیروکسن‌دار و آندزیتی دیده می‌شوند. این بیگانه سنگ‌ها و بلورها از شواهد پتروگرافی آرایش پوسته‌ای هستند.

گدازه‌های آندزیت بازالتی، هورنبلند آندزیت پیروکسن‌دار و آندزیت (OA) بوده که بخش اعظم منطقه را شامل می‌شود. براساس مطالعات پتروگرافی صورت گرفته بر روی واحدهای گدازه‌های منطقه، سه واحد سنگی از یکدیگر تفکیک شدند: الف) اولیوین بازالت‌ها، ب) بازالت آندزیتی و آندزیت بازالتی، ج) هورنبلند آندزیت پیروکسن‌دار و آندزیت‌ها. گروه اول اولیوین بازالت اغلب بافت پورفیریک و گاهی گلومروپورفیریک دارند. کانی‌های اصلی سنگ پلاژیوکلاز، اولیوین و پیروکسن از نوع اوژیت است. پلاژیوکلازها به صورت خود شکل تا نیمه خود شکل با ماکل‌های پلی سنتتیک و کارلسباد دیده شده و بعضاً بافت غربالی و ساختمان منطقه‌ای را نشان می‌دهند. کانی‌های ثانویه کلریت، بولنزیت و ایدنگسیت محصول دگرسانی اولیوین در سنگ است (شکل ۳a). در برخی بلورهای اوژیت (شکل ۳b) و پلاژیوکلاز زونینگ دیده می‌شود اولیوین در بعضی نمونه‌ها به صورت پویی کلیتیکی داخل پلاژیوکلاز و پیروکسن دیده می‌شوند که نشان از تقدم تبلور اولیوین نسبت به پلاژیوکلاز و پیروکسن دارد. گروه دوم بازالت آندزیتی تا آندزیت بازالتی این سنگ‌ها بافت میکروولیت پورفیریک تا هیالوپورفیریک و گلومروپورفیریک دارند (شکل ۳c).

با توجه به نوع سنگ‌ها کانی‌های اصلی آنها شامل اولیوین، اوژیت، پلاژیوکلاز و هورنبلند است (شکل ۳d). تفاوت اصلی این سنگ‌ها با اولیوین بازالت‌ها فقدان کانی اولیوین به عنوان یک فاز اصلی فنوکریستی است. پلاژیوکلازها به صورت خود شکل تا نیمه خود شکل با ماکل پلی سنتتیک و ساختمان منطقه‌ای بوده و تا حد زیادی سالم هستند. بعضی از پلاژیوکلازها بافت غربالی واضحی را نشان می‌دهند که البته این موضوع در همه بلورها مشاهده



شکل ۳: تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های منطقه: (a) تصویر اولیوین ایدنگزیتی شده در اولیوین بازالت (XPL)، (b) نمایی از اولیوین بازالت‌ها و منطقه‌بندی در کانی کلینوپیروکسن (XPL)، (c) نمایی از بافت گلومروپورفیریک در بازالت‌های ۸ آندزیتی (XPL)، (d) نمایی از آندزیت بازالتی (XPL)، (e) حضور آمفیبول، پیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ هورنبلند آندزیت پیروکسن دار (PPL)، (f) نمایی از آمفیبول‌های اپاسیتی شده با حواشی سوخته و پلاژیوکلاز با بافت غربالی در سنگ آندزیت (PPL).



شکل ۴: بیگانه سنگ دیوریتی در سنگ‌های آتشفشانی منطقه

ژئوشیمی

عناصر کمیاب ناسازگار به نمایش گذاشته شده همان طور که ملاحظه می شود یک همبستگی مثبت خطی بین عناصر ناسازگار به چشم می خورد که از مبدأ مختصات عبور می کند. روندهای ممتد در این نمودارها در حقیقت نشانگر خطوط نزول مایع و رویداد تفریق بلورین هستند. به عقیده Wilson, (1989) ثابت ماندن نسبت بین غلظت دو عنصر ناسازگار، تنها در نتیجه رویداد تبلور تفریقی محتمل است. این ثابت ماندن ممکن است در سری های سنگی که در معرض فرآیند هم زمان هضم و تفریق (AFC) قرار گرفته اند نیز حفظ شود.

در جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی ۲۲ نمونه از سنگ های آتشفشانی منطقه به روش ICP-AES و نتایج تجزیه شیمیایی عناصر فرعی و REE آن ها به روش ICP-MS در جدول ۲ نشان داده شده است. در شکل ۵ ارتباط ژنتیکی یا خاستگاهی سنگ های مورد بررسی نشان داده شده است. این شکل نشان دهنده ارتباط مثبت اکسیدهای Na_2O و K_2O و ارتباط منفی اکسیدهای Fe_2O_3 ، CaO ، MgO با ازدیاد تعداد SiO_2 می باشد و حاکی از وجود تفریق بلورین در ماگمای تشکیل دهنده سنگ های مورد مطالعه است. در شکل ۶ تغییرات

جدول ۱: نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی سنگ های آتشفشانی منطقه به روش ICP-AES بر حسب درصد

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂	LOI
N-2	59.10	16.10	5.13	4.33	0.65	3.60	3.81	0.05	0.23	0.51	2.04
N-3	50.60	18.40	7.94	7.71	3.04	3.40	2.28	0.13	0.39	1.07	1.44
N-4	52.00	18.50	7.73	7.90	2.97	3.60	2.31	0.13	0.41	1.08	1.52
N-5	63.60	15.50	4.20	3.92	1.52	4.20	2.45	0.11	0.17	0.47	2.38
N-7	46.00	16.80	8.97	8.55	3.50	3.00	1.89	0.13	0.35	1.29	2.17
N-8	45.30	18.60	9.17	10.40	3.64	2.60	0.62	0.16	0.16	0.90	2.02
N-9	55.40	15.50	6.06	6.64	3.98	3.00	2.06	0.11	0.19	0.55	1.43
N-10	56.70	16.60	5.45	6.20	2.33	3.20	2.37	0.11	0.24	0.68	2.13
N-11	53.70	15.80	6.42	6.61	4.11	2.70	1.83	0.11	0.19	0.55	2.64
N-12	57.50	16.80	5.51	5.92	3.26	3.30	2.16	0.11	0.22	0.54	1.59
N-14	56.20	16.00	6.19	5.09	2.22	3.60	2.94	0.12	0.33	0.85	1.49
N-15	59.40	15.70	4.73	4.11	1.41	3.80	3.07	0.09	0.20	0.52	2.4
N-16	57.90	16.20	5.51	4.31	2.12	3.70	3.02	0.13	0.24	0.67	1.17
DB-4	49.37	19.41	8.90	10.80	5.72	2.50	0.76	0.16	0.14	0.70	1.98
DB-8	48.61	20.33	7.40	10.73	4.93	2.45	0.76	0.10	0.14	0.71	4.04
DB-10	49.15	18.53	9.10	10.66	6.74	2.48	0.80	0.16	0.15	0.78	2.13
DB-13	56.19	16.33	7.32	7.63	5.08	2.65	2.81	0.13	0.17	0.61	1.08
DB-17	53.75	17.62	9.18	8.53	3.19	3.28	2.05	0.18	0.32	0.90	1.95
DB-19	62.79	15.49	4.08	4.06	1.72	4.12	1.94	0.08	0.19	0.47	4.41
DB-20	54.70	17.73	9.41	6.78	2.98	3.60	2.38	0.17	0.42	0.83	1.52
DB-21	60.42	16.59	5.45	5.85	3.13	3.74	1.64	0.12	0.21	0.52	2.52
DB-22	68.10	15.75	3.80	3.26	0.23	3.93	4.19	0.08	0.18	0.37	0.99

ژئوشیمی عناصر کمیاب ماگماهای بازالتی که در رژیم های مختلف تکتونیکی تشکیل شده اند استفاده می شود (Wilson, 1989).

بررسی نمودارهای چند عنصری سنگ های آتشفشانی منطقه از نمودارهای چند عنصری ناسازگار که به نمودارهای عنکبوتی شهرت دارند به منظور بحث

جدول ۲: نتایج آنالیز شیمیایی عناصر فرعی و REE سنگ‌های آتشفشانی منطقه به روش ICP-MS بر حسب ppm

Sample	N-2	N-3	N-4	N-5	N-7	N-8	N-9	N-10	N-11	N-12	N-14	N-15	N-16
Ba	500	680	680	800	510	300	690	750	610	690	520	560	530
Nb	16	8	9	24	9	3	9	11	10	10	19	17	18
Sr	370	640	660	370	480	460	380	390	400	420	470	370	380
Y	20	30	30	20	20	20	20	20	20	20	20	30	20
Zn	62	102	91	63	78	78	72	69	69	62	72	69	105
Zr	190	130	140	250	130	60	130	170	130	140	190	200	200
Ce	53.4	54.1	57	80.2	49.1	21.9	47.7	61.1	47.4	51.3	54	58.5	57.4
Co	6	15.7	15.4	6.1	21.5	23.9	16	10.5	15.9	12.3	11.6	6.8	9.4
Cs	1.8	0.6	0.5	2.1	2.3	0.2	1.7	2.6	2.4	2.5	2.7	3.1	2.7
Cu	16	55	43	15	59	63	37	27	34	28	25	13	18
Dy	3.09	4.93	5.25	3.57	4.16	2.76	3.15	4.1	3.3	3.05	3.37	3.69	3.74
Er	1.94	2.83	2.9	2.19	2.24	1.58	1.9	2.41	1.91	1.69	1.87	2.18	2.47
Eu	1.04	1.71	1.87	1.24	1.81	1.14	1.03	1.32	1.09	1.08	1.21	1.04	1.29
Ga	17	19	19	18	19	18	17	18	17	17	18	17	18
Gd	3.34	5.71	5.73	4.27	5.01	3.01	3.37	4.78	3.78	3.53	3.94	3.89	4.15
Hf	4	4	4	6	3	2	3	4	3	4	5	5	5
Ho	0.7	1.04	1.05	0.74	0.84	0.61	0.68	0.94	0.69	0.63	0.74	0.78	0.85
La	32.6	27.9	29.7	47.4	26.7	11.4	27.6	34.2	28.7	29.6	30.9	34.3	33.4
Lu	0.28	0.36	0.42	0.32	0.3	0.21	0.25	0.34	0.26	0.28	0.3	0.37	0.39
Nd	21.5	28.5	30.1	29.4	25.8	12.5	20.9	27	22	21.7	22.6	23.9	24
Ni	8	11	12	10	18	17	25	12	27	19	57	34	15
Pr	6.23	7.1	7.63	8.89	6.49	3.03	5.8	7.54	6.14	6.17	6.53	6.83	6.84
Rb	106	47.4	49.1	92.8	54.7	9.5	66.3	117	80.1	113	123	112	113
Sm	3.9	6.6	6.7	5.2	5.5	3	4.2	5.4	4.4	4.2	4.5	4.5	4.9
Sn	2	2	2	2	1	1	2	2	2	2	2	2	2
Ta	1.2	0.4	0.4	1.8	0.4	0.4	0.6	0.7	0.6	0.7	1.5	1.4	1.4
Tb	0.55	0.84	0.89	0.62	0.74	0.47	0.53	0.72	0.51	0.49	0.61	0.6	0.62
Th	9	4.5	4.6	11.7	4.9	2.3	9.1	11.3	9.2	9.7	8	9.7	9.1
Tl	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Tm	0.28	0.4	0.44	0.32	0.34	0.23	0.25	0.37	0.3	0.28	0.29	0.36	0.34
U	2.6	1.26	1.33	3.07	1.36	0.65	2.48	3.54	2.39	2.8	2.42	3.02	2.87
V	56	149	149	40	190	183	105	92	95	67	71	48	72
Yb	2.1	2.6	2.8	2.2	2.2	1.5	1.8	2.4	1.9	1.7	2.1	2.5	2.4

Sample	DB-4	DB-8	DB-10	DB-13	DB-17	DB-19	DB-20	DB-21	DB-22
Ba	325.3	352.0	337.9	676.6	761.1	842.9	519.8	730.8	586.1
Nb	4.39	4.28	4.99	9.06	7.05	21.05	16.77	10.77	17.72
Sr	471	489	431	384	699	447	537	414	367
Y	13.75	12.02	13.86	18.62	31.01	18.81	22.75	19.10	18.70
Zn	69.25	56.83	69.93	68.12	96.38	55.20	83.68	64.83	35.41
Zr	57	55	61	120	113	215	183	148	210
Ce	23.74	22.30	26.29	47.45	49.10	76.41	56.80	57.43	58.78
Co	34.3	28.1	36.6	26.7	21.8	7.5	23.2	15.7	3.4
Cs	1.00	0.32	0.71	2.26	1.99	2.88	0.97	4.12	3.32
Cu	57	55	61	40	23	7	5	22	5
Dy	2.51	2.31	2.65	3.37	5.55	3.33	4.49	3.38	3.16
Er	1.43	1.27	1.47	1.94	3.22	1.88	2.30	1.94	1.92
Eu	1.01	1.03	1.11	1.09	1.68	1.20	1.78	1.06	0.98
Ga	17.16	17.69	16.59	16.99	20.02	18.11	19.43	17.11	16.83
Gd	2.66	2.56	2.95	3.60	5.73	3.83	5.20	3.59	3.23
Hf	1.49	1.45	1.59	3.00	3.10	5.02	4.11	3.64	4.56
Ho	0.50	0.45	0.52	0.67	1.11	0.66	0.84	0.67	0.65
La	11.80	11.03	12.56	24.78	23.38	44.16	27.29	30.62	32.47
Lu	0.20	0.17	0.20	0.28	0.45	0.29	0.31	0.28	0.32
Nd	12.54	11.86	13.51	20.53	26.03	27.52	28.05	23.58	22.19
Ni	21	19	36	26	4	4	6	19	3
Pr	2.98	2.86	3.28	5.43	6.27	8.14	7.03	6.38	6.34
Rb	19.20	16.73	18.06	111.62	53.07	111.44	73.55	128.11	124.02
Sm	2.85	2.77	3.13	4.20	5.96	4.76	5.80	4.39	3.96
Sn	0.70	0.36	0.35	0.61	1.9	0.99	1.73	1.77	1.61
Ta	0.3	0.3	0.3	0.6	0.5	1.7	1.0	0.8	1.4
Tb	0.412	0.386	0.437	0.544	0.885	0.555	0.745	0.557	0.501
Th	2.87	2.82	2.79	8.60	4.62	12.95	40.70	11.06	10.75
Tl	4286.97	4301.36	4592.68	3695.21	5409.29	2786.91	4956.80	3182.93	2226.87
Tm	0.205	0.180	0.213	0.281	0.465	0.284	0.332	0.285	0.304
U	0.91	0.89	0.87	2.43	1.35	3.48	1.42	3.17	2.59
V	213.34	220.08	213.98	163.29	199.29	55.31	132.41	93.52	25.58
Yb	1.327	1.160	1.364	1.820	3.015	1.888	2.120	1.878	2.039

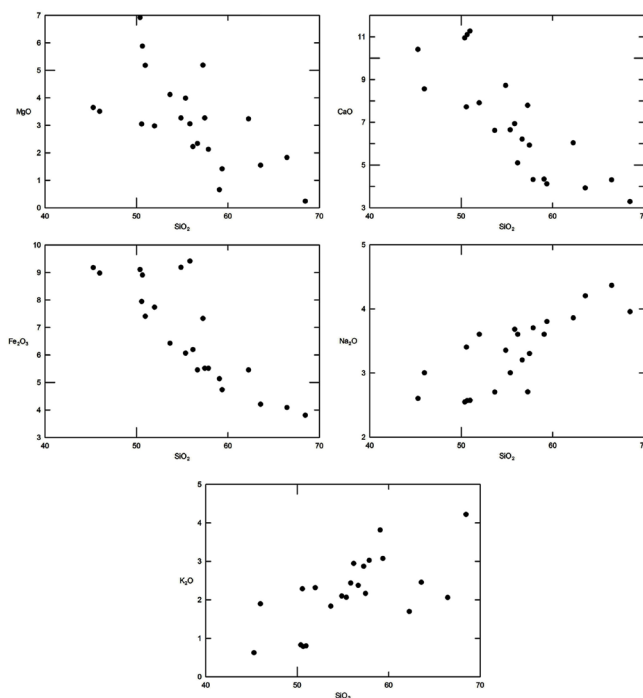
می‌باشند (Taylor and McLennan, 1985; Hoffman, 1997; Wilson, 1989). به عقیده Kurt et al, 2008) تهی شدگی از Ta-Nb و غنی شدگی از عناصر LREE و LIL می‌تواند ناشی از دو عامل باشد:

(الف) نشات گیری ماگماها از یک گوشته غنی شده (در اثر سیالات فرو رانشی).

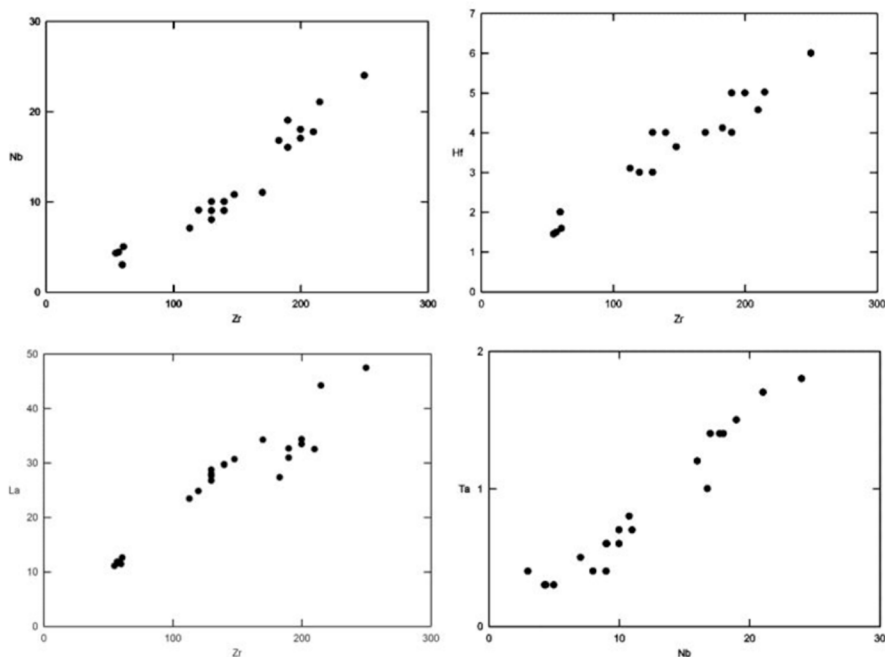
(ب) آرایش پوسته‌ای ماگماهای نشات گرفته از گوشته.

بنابراین آنومالی‌های مشاهده شده به خصوص Nb-Ta در سنگ‌های منطقه هر چند از ویژگی‌های دیگرهای عنکبوتی خاص مناطق فرو رانش است (Pearce, 1982; Wilson, 1989) اما چنین آنومالی‌هایی در بازالت‌های داخل صفحه قاره‌ای آلوده شده با پوسته یعنی بازالت‌های ریفی درون قاره‌ای و بازالت‌های طغیانی قاره‌ای نیز گزارش شده است (Wilson, 1989; Cox and Howkeworth, 1985).

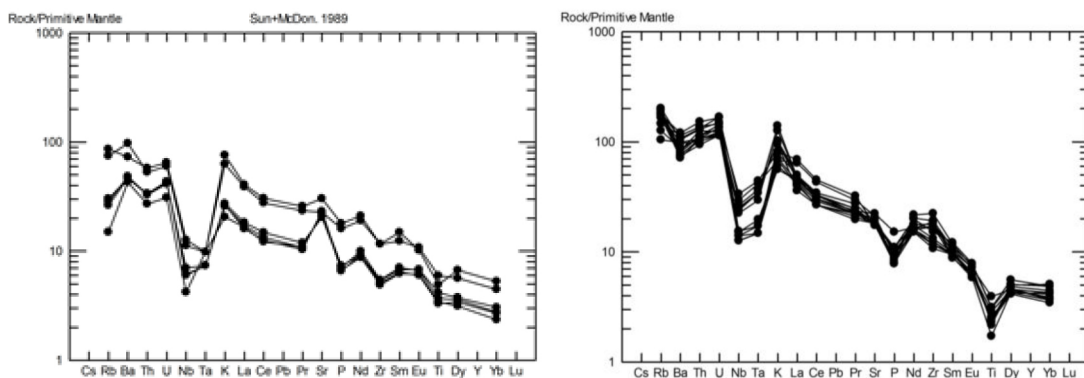
در شکل ۷ الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های بازیک و حد واسط منطقه بهنجار شده با گوشته اولیه نشان داده شده است. در سنگ‌های بازیک آنومالی‌های منفی Nb-Ta، Zr، Tn، P و Ti و آنومالی‌های مثبت Sr، K و Ba و در سنگ‌های حد واسط آنومالی‌های منفی Nb-Ta، Ti، P، Ba و آنومالی‌های مثبت K، U-Th، Rb، Sr و Zr به خوبی مشخص است. به عقیده (Wilson, 1989) الگوی بازالت‌های مرتبط با فرورانش به صورت کاملاً نوک تیز و میله‌ای بوده که برآمدگی‌های ناشی از اجزا افزوده شده به منشأ گوشته‌ای به وسیله سیالات فرورانشی می‌باشند. اما گودی Nb، Ta و Ti در دیگرهای عنکبوتی بسیاری از بازالت‌های درون صفحه که با پوسته قاره‌ای آلوده شده‌اند نیز دیده می‌شوند. لذا به عقیده (Wilson, 1989) بایستی در تعبیر و تفسیر این نوع انگاره‌ها دقت و احتیاط کرد. به عقیده بسیاری از محققین آنومالی‌های منفی Nb، Ta، Zr، Ba، Ti و آنومالی‌های مثبت Rb، K، Pb و Th از شاخصه‌های آرایش پوسته‌ای ماگماها



شکل ۵: تغییرات عناصر اصلی در برابر سیلیس در سنگ‌های آتشفشانی منطقه



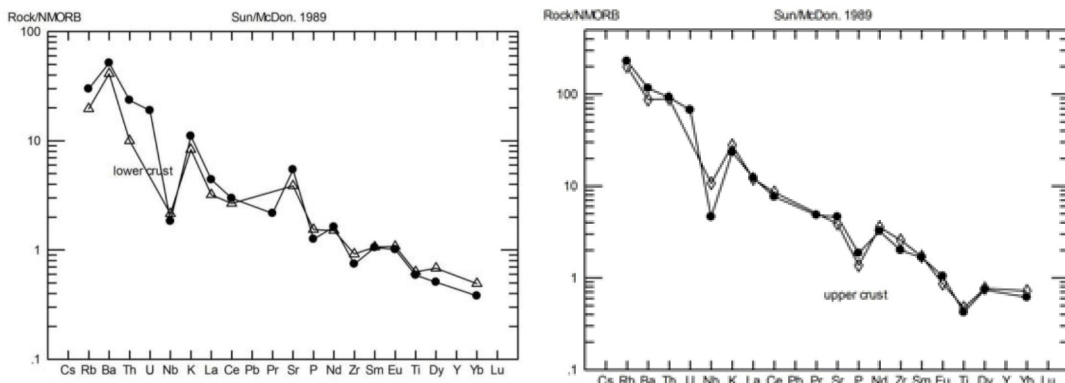
شکل ۶: تغییرات عناصر Nb، Hf، La و Ta در برابر Zr سنگ‌های آتشفشانی منطقه



شکل ۷: الگوی عناصر کمیاب سمت چپ سنگ‌های بازیک و سمت راست حد واسط منطقه بهنجار شده با گوشته اولیه

همانگی نشان دهنده این است که سنگ‌های منطقه دو مرحله آلودگی پوسته‌ای را متحمل شده‌اند سنگ‌های بازیک منطقه آلودگی با پوسته تحتانی و سنگ‌های حد واسط آلودگی با پوسته فوقانی را نشان می‌دهند. این موضوع شاید نشانه دو مرحله توقف ماگما در مخازن پوسته تحتانی و فوقانی باشد.

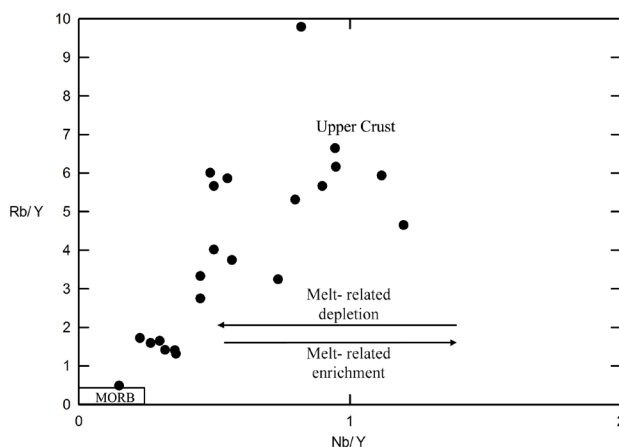
در شکل ۸ الگوی میانگین عناصر کمیاب سنگ‌های بازیک و حد واسط منطقه در مقایسه با مقادیر میانگین پوسته قاره‌ای فوقانی و تحتانی نشان داده شده است (Rudnick and Fountain, 1995) روندهای مشابه و نشیب و فرازهای یکسان نمونه‌ها با مقادیر پوسته قاره‌ای به خوبی بر هم کنش ماگماها را با پوسته تأیید می‌کند. همان‌طور که مشاهده می‌شود به نحو بسیار قابل توجهی روند



شکل ۸: الگوی میانگین عناصر کمیاب سنگ‌های بازیک و حد واسط منطقه در مقایسه با مقادیر پوسته فوقانی و تحتانی

خوب علائم فرورانش و آرایش پوسته‌ای هستند. اما پیچیدگی زمانی ایجاد می‌شود که پوسته قاره‌ای می‌تواند علائم گوشته‌ای را پنهان کرده و علائم مشابه با مناطق فرورانش را نشان دهد (Verma, 2009) لذا می‌بایست در تفسیر این نسبت‌ها، در تعیین جایگاه ژئودینامیکی بازالت‌هایی که با پوسته قاره‌ای آلوده شده‌اند کاملاً دقت کرد. در (شکل ۹) نمودار تغییرات Rb/Y در برابر Nb/Y (Zhao and Zhou 2007) نشان داده شده است نمونه‌ها از سمت بازیک به سمت حد واسط روندی از یک منبع مورب به سمت پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهند.

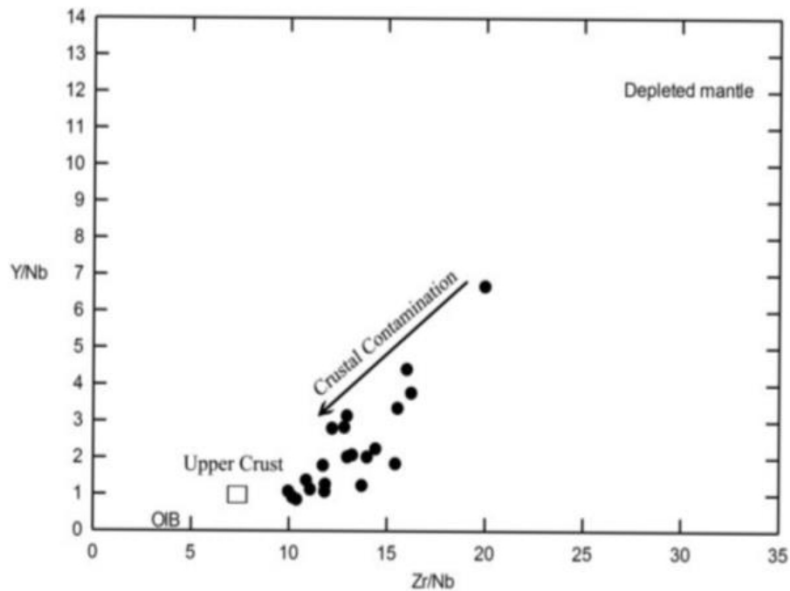
بررسی نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار
از نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار در سیستم‌های بازالتی به وفور برای تمییز منابع گوشته‌ای و پوسته‌ای استفاده می‌شود (Weaver, 1991) عناصر LIL معمولاً نسبت به سیالات فرورانشی حساس هستند چون به راحتی متحرکند اما از طرفی این عناصر در پوسته قاره‌ای نیز غنی هستند از طرف دیگر عناصر REE در فرایند فرورانش کمتر تحرک دارند و غلظت آنها بازتابی از مقادیر و ترکیب گوشته می‌باشند. بنابراین نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار مثل نسبت‌های عناصر LIL/HFS و LIL/REE شاخصه‌های بسیار



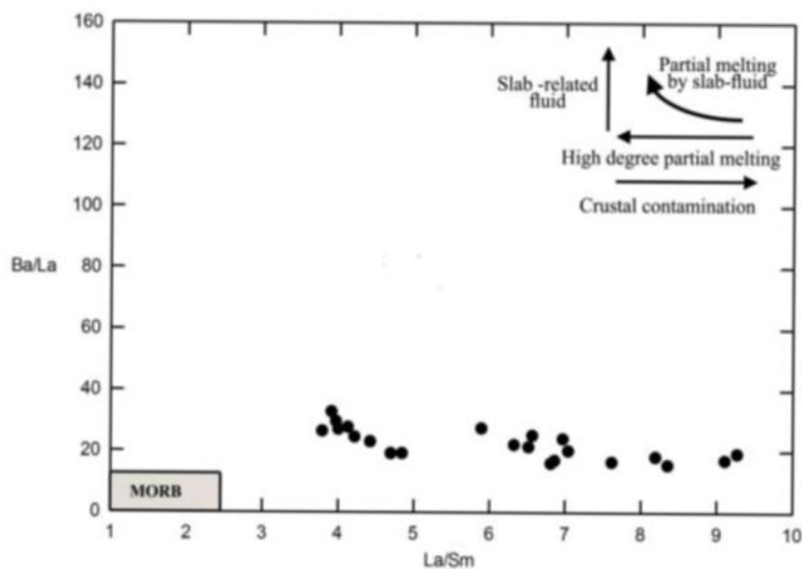
شکل ۹: نمودار Rb/Y در برابر Nb/Y (Zhao and Zhou, 2007)

نشأت گرفته از یک منبع گوشته‌ای منبع مورب با پوسته قاره‌ای فوقانی طی فرایند AFC می‌باشد. در شکل ۱۱ در نمودار Ba/La در برابر La/Sm موقعیت نمونه‌های منطقه نشان داده شده است.

در نمودار لگاریتمی Y/Nb در برابر Zr/Nb نمونه‌ها به خوبی آرایه خطی از یک منبع مورب به سمت منبع غنی شده OIB را نشان داده (شکل ۱۰) که این موضوع پیامد آلودگی پوسته‌ای ماگماهای



شکل ۱۰: موقعیت نمونه‌های آتشفشانی منطقه در نمودار دوتایی Y/Nb در برابر Zr/Nb



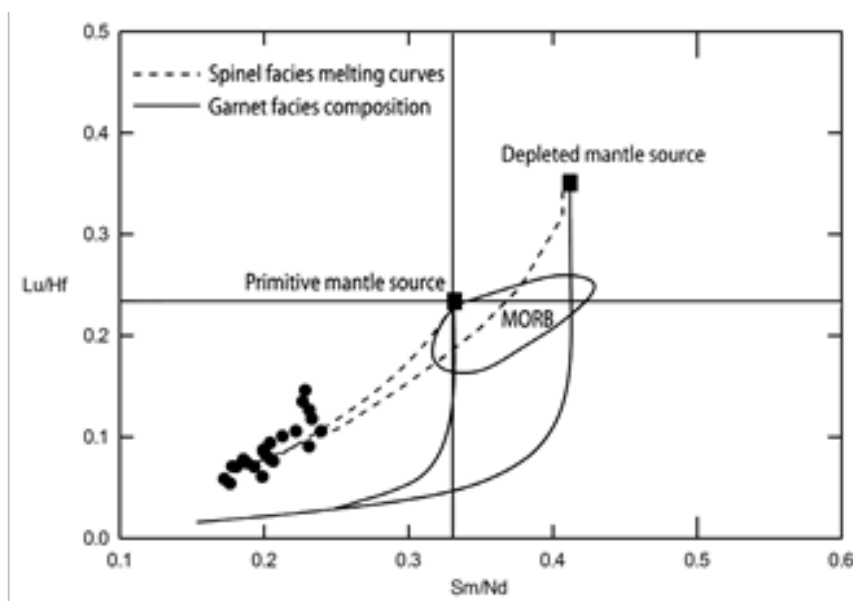
شکل ۱۱: موقعیت سنگ‌های منطقه در نمودار Ba/La در برابر La/Sm (Ryan et al, 1996)

شده بوده در حالی که نسبت La/Sm متأثر از آلودگی پوسته‌ای است. همان‌طور که ملاحظه

به عقیده (Ryan et al, 1996) نسبت Ba/La به شدت تابع سیالات آزاد شده از صفحه فرو رانده

کمتر از ۸ / ۱ بوده که مقادیر $(Tb/Yb)_N < 1.8$ از شاخصه‌های منشأ گوشته‌ای با رخساره اسپینل می‌باشد (Wang et al, 2002). در نتیجه به نظر می‌رسد سنگ‌های منطقه از گوشته منبع مورب با رخساره اسپینل نشأت گرفته که به درجاتی با سنگ‌های پوسته قاره‌ای فوقانی و تحتانی آلوده شده‌اند.

می‌شود نمونه‌های منطقه دارای نسبت‌های تقریباً ثابتی از Ba/La بوده و روندی از سمت منبع مورب در جهت بردار آلایش پوسته‌ای نشان می‌دهند. در نمودار دوتایی Lu/Hf در برابر Sm/Nd (Barry et al, 2003) نمونه‌ها یک همبستگی مثبت خطی را نشان داده و بر روی منحنی مذاب‌های نشأت گرفته از یک منبع مورب با رخساره اسپینل قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲). نسبت $(Tb/Yb)_N$ در سنگ‌های منطقه



شکل ۱۲: موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه در نمودار دوتایی Lu/Hf در برابر Sm/Nd (Barry et al, 2003)

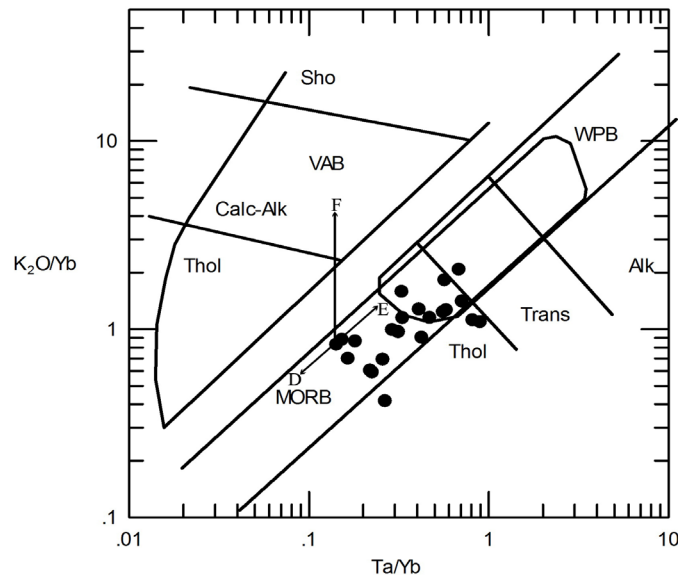
آرایه گوشته‌ای از سمت گوشته منبع مورب به سمت گوشته غنی شده نشان می‌دهند. با توجه به شواهد ژئوشیمیایی آلودگی پوسته‌ای و از طرفی منشأ گوشته منبع مورب در پتروژنز این سنگ‌ها که در مباحث قبل عنوان گردید، موضوع ارتباط این سنگ‌ها با بازالت‌های تیپ مورب اقیانوسی منتفی می‌باشد. به عقیده (Wilson, 1989) گوشته استنوسفری منبع مورب در پتروژنز ریفت‌های درون قاره‌ای که فعال‌ترین کشش را نشان می‌دهند، نقش مهمی را ایفا می‌نماید. در نمودار Th/Zr در برابر Nb/Zr (Shuging et al, 2003) سنگ‌های منطقه در محدوده بازالت‌های درون صفحه قاره‌ای

جایگاه تکتونیکی

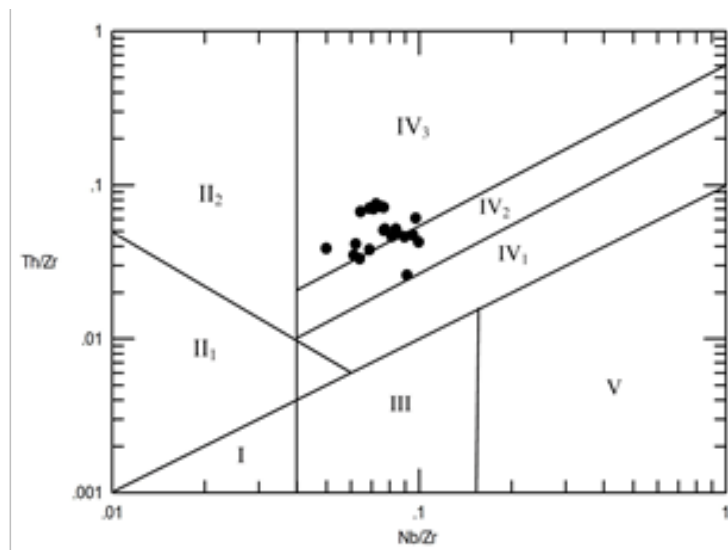
نمودار K_2O/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1982) (شکل ۱۳)، نمونه‌های منطقه روندی از سمت گوشته منبع مورب به سمت گوشته غنی شده داخل صفحه را نشان می‌دهند و از بردار غنی‌شدگی پوسته‌ای (E) درون آرایه گوشته‌ای تبعیت می‌کنند. چنانچه دخالت یک فاز سیال در پتروژنز بازالت‌های منطقه مطرح باشد، در این صورت فاز سیال ناشی از فرورانش می‌بایستی K_2O را برعکس Ta در گوه گوشته غنی کرده و به صورت روندی موازی با محور K_2O/Yb نمایش داده شود. در حالی که سنگ‌های آتشفشانی منطقه تغییرات ژئوشیمیایی را به موازات

داخل صفحه قاره‌ای در محدوده بازالت‌های کمربند
کششی قاره‌ای یا ریفت اولیه جایگزین شده‌اند
(شکل ۱۵).

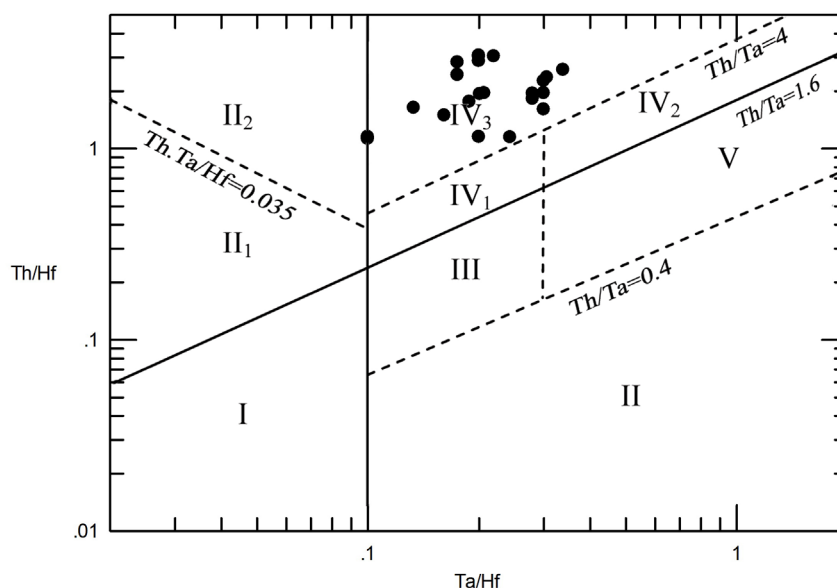
و مناطق کششی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۴). در
نمودار لگاریتمی در Th/Hf برابر Ta/Hf (Wang
et al, 2001) تمامی نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های



شکل ۱۳: موقعیت سنگ‌ها در نمودار $\text{K}_2\text{O}/\text{Yb}$ در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983)



شکل ۱۴: نمودار تغییرات Th/Zr در برابر Nb/Zr (Shuging, et al, 2003) مناطق به صورت زیر تعریف می‌شود: (I منطقه MORB در حاشیه صفحات واگرا، II حاشیه صفحات هم‌گرا، II₁ بازالت‌های مناطق جزایر کمان اقیانوسی، II₂ بازالت‌های مناطق ولکانیک حاشیه کمان قاره‌ای و جزایر حاشیه کمان قاره‌ای، III مناطق MORB تیپ E و MORB تیپ T و بازالت‌های مناطق جزایر اقیانوسی درون صفحه اقیانوسی، IV بازالت‌های درون صفحه‌ای قاره‌ای، IV₁ ریفت‌های درون قاره‌ای و ریفت‌های تولیت‌های حاشیه قاره‌ای، IV₂ بازالت‌های مناطق کمربندهای کششی قاره‌ای یا ریفت اولیه، V بازالت‌های مناطق برخورد دو صفحه قاره‌ای.



شکل ۱۵: نمودار لگاریتمی Th/Hf در برابر Ta/Hf (Wang et al, 2001) مناطق به صورت زیر تعریف می‌شود: (I منطقه MORB تیپ N در حاشیه صفحات واگرا، (II بازالت‌های مناطق حاشیه صفحات هم‌گرا، II_1) بازالت‌های مناطق جزایر کمان اقیانوسی، II_2) بازالت‌های مناطق ولکانیک حاشیه کمان قاره‌ای و جزایر حاشیه کمان قاره‌ای، (III مناطق MORB تیپ E و MORB تیپ T و بازالت‌های مناطق جزایر اقیانوسی درون صفحه اقیانوسی، IV_1) بازالت‌های مناطق درون صفحه اقیانوسی، IV_2) بازالت‌های مناطق درون صفحه اقیانوسی، IV_3) بازالت‌های مناطق کوشی قاره‌ای یا ریفت اولیه، (V بازالت‌های مناطق پلوم‌های مناطق گوشته‌ای.

نتیجه‌گیری

۴- مطالعات بر روی نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه در ارتباط با ماگماتیسم ریفت‌های درون قاره‌ای احتمالاً پشت قوس هستند، به نحوی که ماگما از یک گوشته استنوسفری منبع مورب با رخساره اسپینل نشات گرفته با سنگ‌های پوسته قاره‌ای آلوده شده‌اند. آلودگی پوسته‌ای این بازالت‌ها باعث شده اولاً این سنگ‌ها دقیقاً روندهای عنصری پوسته را به خود گرفته و ثانیاً علائم مشابه مناطق فرورانشی را به صورت کاذب نشان دهند. این موضوع یعنی نشات‌گیری ماگماها از گوشته منبع مورب به همراه آلودگی پوسته‌ای عموماً در ماگماتیسم‌های مناطق ریفتی درون قاره‌ای مشاهده می‌گردد.

۱- مطالعات پتروگرافی حاکی از آن است که سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن رودبار از نوع الیوین بازالت، آندزیت بازالتی، هورنبلند آندزیت پیروکسن‌دار و آندزیت هستند.

۲- بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ارتباط خاستگاهی بین کلیه سنگ‌های مورد مطالعه وجود دارد و این ارتباط حاکی از تفریق بلورین در ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌باشند.

۳- روند الگوی عناصر کمیاب ناسازگار سنگ‌های منطقه دارای یک تعادل عنصری شاخص با مقادیر میانگین پوسته قاره‌ای بوده و بنابراین الگوی پرفراز و نشیب مشاهده شده در دیاگرام‌های عنکبوتی سنگ‌های منطقه پیامد آلودگی پوسته‌ای در ماگمای آنها می‌باشد.

منابع

- امامی، م.ه.، ۱۳۷۹. ماگماتیسم در ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۶۰۸ ص.
- قلمقاش، ج.، ۱۳۸۱. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ جیرنده، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- کلانتری، ک.، کنعانیان، ع.، آسیابانها، ع. و الیاسی، م.، ۱۳۸۷. بررسی منشا و محیط زمین ساختی سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن زرجه بستان (شمال قزوین) با استفاده از عناصر REE و HFSE. فصلنامه علمی علوم زمین، مجله علوم، دوره ۱۷، شماره ۶۸، ص ۱۴۰-۱۴۹.
- کنعانیان، ع.، حیدری، م. و آسیابانها، ع.، ۱۳۸۴. توده نفوذی شکرنا ب بخشی از ماگماتیسم ترشیری در البرز مرکزی، ایران، نشریه علوم دانشگاه تربیت
- Asiabanha, A. and Foden, J., 2012. Post- collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental are in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos* v. 148, v. 98-111.
- Barry, T.L., Saunders, A.D., Kempton, P.D., Windly, B.F., Pringle, M.S., Dorjnamjaa, D. and Saandar, S., 2003. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources. *Journal of Petrology*, v. 44, p. 55-91.
- Cox, K.J. and Howkeworth, C.J., 1985. Geochemical Stratigraphy of Decan Traps, At Mahabalshwar, Westrn Ghats, India, With Implications for Open System Magmatic Processes. *J, Petrol*, v. 26, p. 355-377.
- Dellenbach, J., 1964. Contribution a` l'e'tude ge'ologique de la re'gion situe'e a l'est de Tehran. *Fac.sci, uni, Strasbourg(France)*, 117 p.
- Emami, M.H., 2000. Magmatism in Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Fitton, G., Hardarson, B.S., Saunders, A.D. and Norry, M.J., 1996. The chemical distinction between depleted plume and N-MORB mantle sources. Abstract 1996 Goldschmidt conference, *J. Conf. Abstr.*, v. 1, 167 p.
- Hoffman, A.M., 1997. Mantle geochemistry: The messages from Oceanic volcanism. *Nature*, v. 385, p. 219-229.
- Innicki, S., 2010. Petrogenesis of continental magfic dykes from the Izera complex karkonosze – Izera Block (West sudetes, SW Poland). *Iternational Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, v. 99, p. 745-773.
- Kurt, H., Asan, K. and Ruffet, G., 2008. The relationship between collision-related calcalkaline, and withinplate alkaline volcanism in the Karacadag

- Area (KonyaTurkiye, central Anatolia), *Chemie der Erde*, v. 68, p. 155-176.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Eds.): *Andesites*. Wiley, chichester, New York, USA, p. 528-548.
- Pearce, J.A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental basalts and mantle xenoliths, shiva, Nantwich, p. 230-249.
- Rooney, T.O., 2010. Geochemical evidence of Lithospheric thinning in the southern main Ethiopian rift. *Lithos*, v. 117, p. 33-48.
- Roy, A., Sarkar, A., Jeyakumar, S., Aggrawal, S.K. and Ebihara, M., 2002. Sm-Nd age and mantel source characteristics of the Dhanjori volcanic rocks, Eastern India. *Geochemical Journal*, v. 36, p. 503-518.
- Rudnick, R.L. and Fountain, D.M., 1995. "Nature and composition of the continental crust: A Lower crustal perspective." *Rev. Geophys*, v. 33, p. 267-309.
- Ryan, J., Morris, J., Bebout, G. and Leeman, B., 1996. Describing chemical fluxes in subduction zone: insights from "Depth-Profiling" studies of arc and foreac rocks in: subduction top to bottom (Eds. Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.h., and platt, J.p.) 263-268 p. American Geophysical Union, Washington DC.
- Shuging, S., Yunliang, W. and Chengjian, Z., 2003. Discrimination of the tectonic setting of basalts by Th, Nb and Zr[J], *Geol. Rev.*, v. 49, v. 40-47(in chinese with English abstact).
- Stocklin, J., 1974. Northern Iran: Alborz mountain. Geological Society London Special Publications, v. 4, p. 213-234.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantel composition and processes in: Saunders, A.D. and Norry, M.J.(eds), *Magmatism in ocean basalts*. Geological. Society. London, Special Publications, v. 42, p. 313-345.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The continental crust: its composition avdevolution*, Blackwell, Oxford, 312 p.
- Verma, S.P., 2009. Continental rift setting for the central part of the Mexican volcanic belt: A statistical approach. *The Open Geology Journal*, v. 3, p. 8-29.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D. and Smith, E.I., 2002. A mantle melting profile across the Basin & Range, SW USA. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, p. 1-21.
- Wang, Y., Zhang, C. and Xia, S., 2001. Th/Hf-Ta/Hf identification of tectonic setting of basalts. *Acta Petrologica Sinica*, v. 17, p. 413-421(in Chinese with English abstract).
- Weaver, B.L., 1991. Trace element evidence for the origin of ocean-island basalt. *Geology*, v. 19, p. 123-126.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis a global tectonic approach*. Unwin Hyman, London, 466 p.
- Zhao, J.H. and Zhou, M.F., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implication for subduction related metasomatism in the uppermantle *Precambrian Research*, v. 152, p. 27-47.