

سنگ زایی و پهنه زمین ساختی مجموعه بازالت - تراکیت - ریولیت واقع در اسپیلی (جنوب سیاهکل، شمال ایران): شواهدی از ماگماتیسیم دوگانه ریفتی قاره‌ای در البرز

شهرروز حق‌نظر*، زهرا شافعی و زهرا شرقی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان، لاهیجان، ایران

چکیده

مجموعه سنگ‌های آتشفشانی منطقه اسپیلی که شامل بازالت-تراکیت-ریولیت به سن کرتاسه بالایی هستند، در دامنه شمالی البرز و در جنوب شهرستان سیاهکل (خاور گیلان) برونزد دارند. از دیدگاه زمین‌شیمیایی، این مجموعه جزء سری انتقالی تا آلکالن است. همبستگی منفی P_2O_5 ، CaO و Al_2O_3 و همبستگی مثبت Th و Rb با SiO_2 نشان‌دهنده رخداد جدایش بلورین است. همبستگی منفی Sr با Y و Sr/Zr با Sr ، همبستگی منفی CaO/Al_2O_3 با SiO_2 و همچنین، آنومالی منفی Sr ، Ba و Eu نشان می‌دهد که جدایش بلورین پلاژیوکلاز نقش بسزایی در سنگ‌زایی (پتروژنز) مجموعه سنگ‌های منطقه اسپیلی داشته است. شواهد زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که سنگ‌های بازیک ویژگی‌های بازالت‌های کافت درون‌قاره‌ای دارند. همچنین، سنگ‌های فلسیک جزء سنگ‌های فلسیک گروه $A1$ هستند و در پی جدایش بلورین ماگمای بازالتی در یک محیط غیرکوهزایی پدید آمده‌اند. این ماگماتیسیم همانند ماگماتیسیم دوگانه (بایمودال) در مناطق کافت درون‌قاره‌ای است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آتشفشانی، ماگماتیسیم دوگانه، کافت قاره‌ای، اسپیلی، البرز

مقدمه

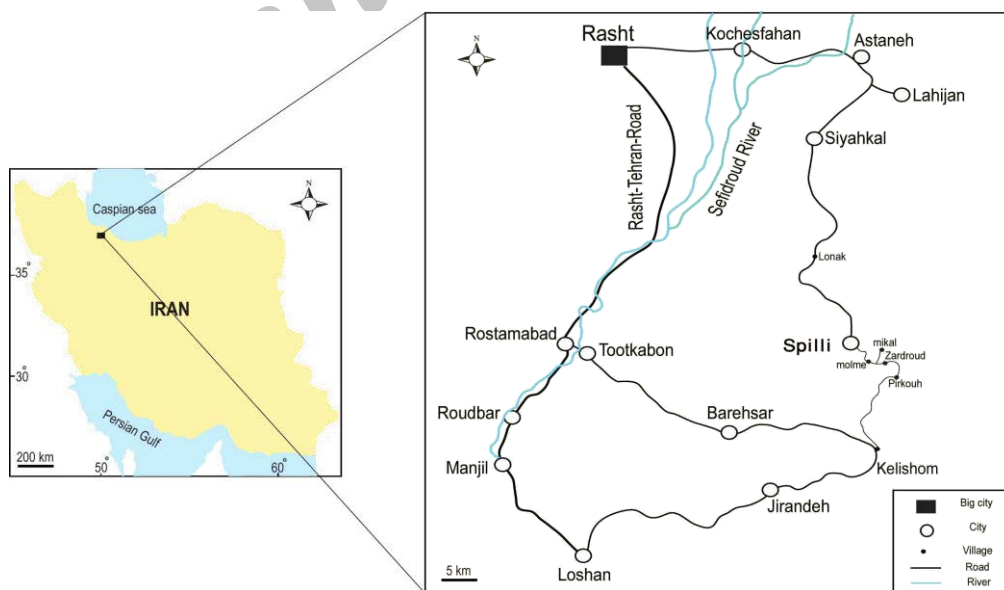
الگوی پیشنهادی Stocklin (۱۹۷۴)، کوه‌های البرز از شمال به جنوب دارای ۶ پهنه هستند. دامنه شمالی این رشته کوه‌ها دارای رسوب‌های کم‌ژرفایی است که سن آنها کمابیش از اینفراکامبرین تا کرتاسه بالایی است. همچنین، در رده‌بندی Engalenc (۱۹۶۸)، این منطقه و روی هم رفته، دامنه شمالی البرز در گیلان، در نوار

منطقه اسپیلی در ۴۳ کیلومتری جنوب شهرستان سیاهکل در خاور استان گیلان و در دامنه شمالی رشته‌کوه البرز است (شکل ۱). رشته کوه البرز در شمال ایران، به درازای ۶۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۰۰ کیلومتر، در راستای ساحل جنوبی خزر کشیده شده است. بر پایه

* haghazar@liau.ac.ir

سکانس افیولیتی و بقایای پوسته اقیانوسی به نام «مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر» بوده و وابسته به پهنه‌های گسترش پشته‌های میان‌اقیانوسی کند هستند (Salavati, 20008). بر پایه این باور، این افیولیت، همانند افیولیت‌های کرتاسه در مدیترانه شرقی و ترکیه دارای سرشت پهنه‌های کمانی است و در پهنه فرافروانشی پدید آمده است. اما در نگاه سوم، ماگماتیسیم کرتاسه در این بخش البرز وابسته به کافت‌های درون‌قاره‌ای است؛ به‌گونه‌ای که ماگمای بازالتی سرشت انتقالی (transitional) دارد و خاستگاه آن، مانند مذاب‌های مورب، گوشته تهی‌شده است؛ اما این مذاب تا اندازه‌ای با سنگ‌های پوسته قاره‌ای زیرین و میانی آلوده‌شده و به‌صورت دروغین، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی پهنه‌های فرورانش را نشان می‌دهد (Haghnazar, 2012; Haghnazar et al., 2009, 2015). با توجه به این پیشنهادهای گوناگون، در این پژوهش، سنگ‌نگاری، سنگ‌شناسی زمین‌شیمی بخشی از ماگماتیسیم کرتاسه در البرز بررسی شده است تا جایگاه ژئودینامیک سنگ‌های آذرین کرتاسه بالایی در این بخش از البرز بررسی و ارزیابی شود.

حاشیه شمالی مزوزوئیک جای دارند. از دید ماگماتیسیم، البرز شمالی، با تکاپوهای شدید آتشفشانی در دوره کرتاسه شناخته می‌شود و در آن نشانه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دیده نمی‌شود. تنها سنگ‌های آواری اندکی با سن ائوسن در این پهنه پدید آمده‌اند (Ghorashi and Arian, 2009). درباره ماگماتیسیم کرتاسه در این بخش از البرز، دیدگاه‌های بسیار گوناگونی در چارچوب پژوهش‌های پژوهشگران ایرانی و خارجی پیشنهاد شده که تفاوت این دیدگاه‌ها جای تأمل دارد: برخی از پژوهشگران، همانند Allen و همکاران (۲۰۰۶) و Alavi (۱۹۹۶)، پهنه خزر جنوبی و دامنه شمالی البرز را پهنه‌های کششی در جایگاه پشت‌کمان دانسته‌اند که تا مرحله پیدایش پوسته اقیانوسی خزر جنوبی پیش رفته‌اند. از دیدگاه برخی پژوهشگران نیز سنگ‌های ماگمایی کرتاسه این منطقه بخشی از یک توالی افیولیتی و بقایای پوسته اقیانوسی با نام «مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر» بوده و وابسته به پهنه‌های گسترش پشته‌های میان‌اقیانوسی کُند هستند (Salavati, 2008). بر پایه این پیشنهاد، در این منطقه سنگ‌های ماگمایی کرتاسه بخشی از یک

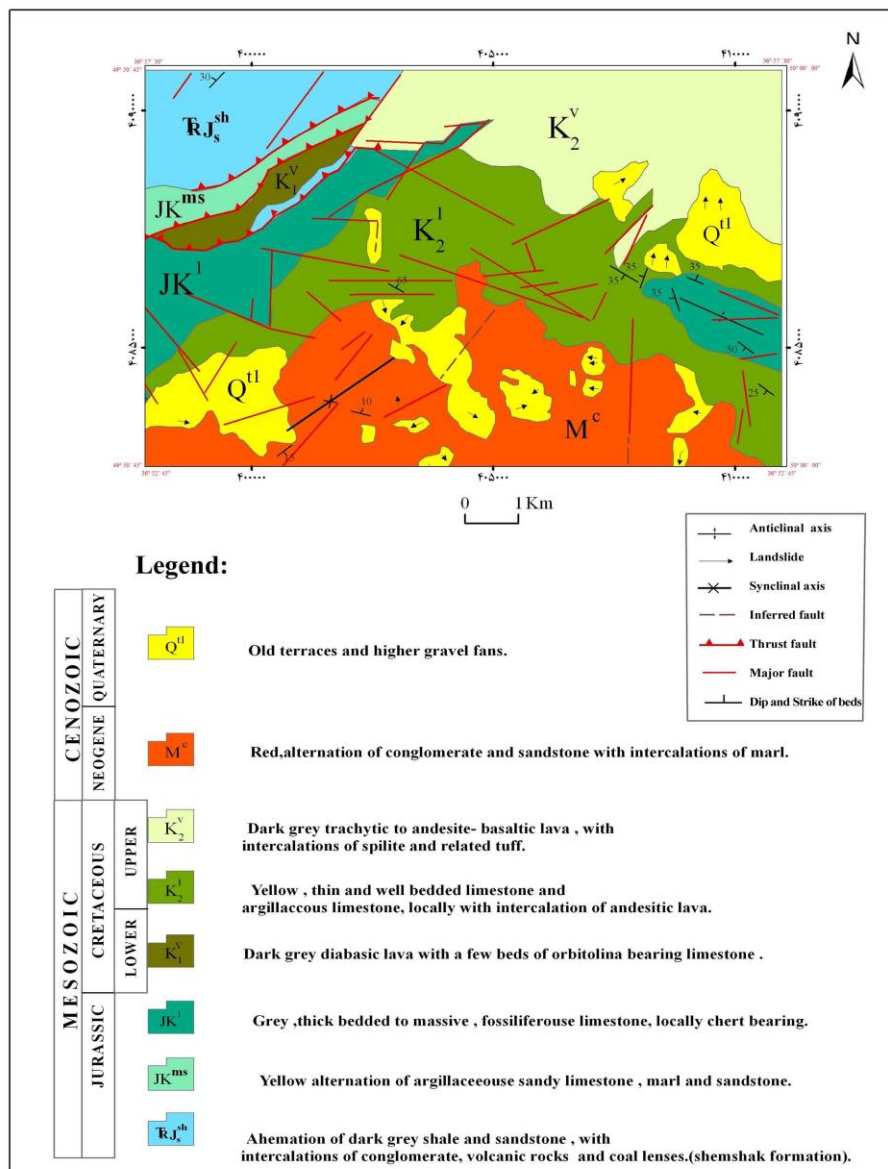


شکل ۱- راه‌های دسترسی به منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان).

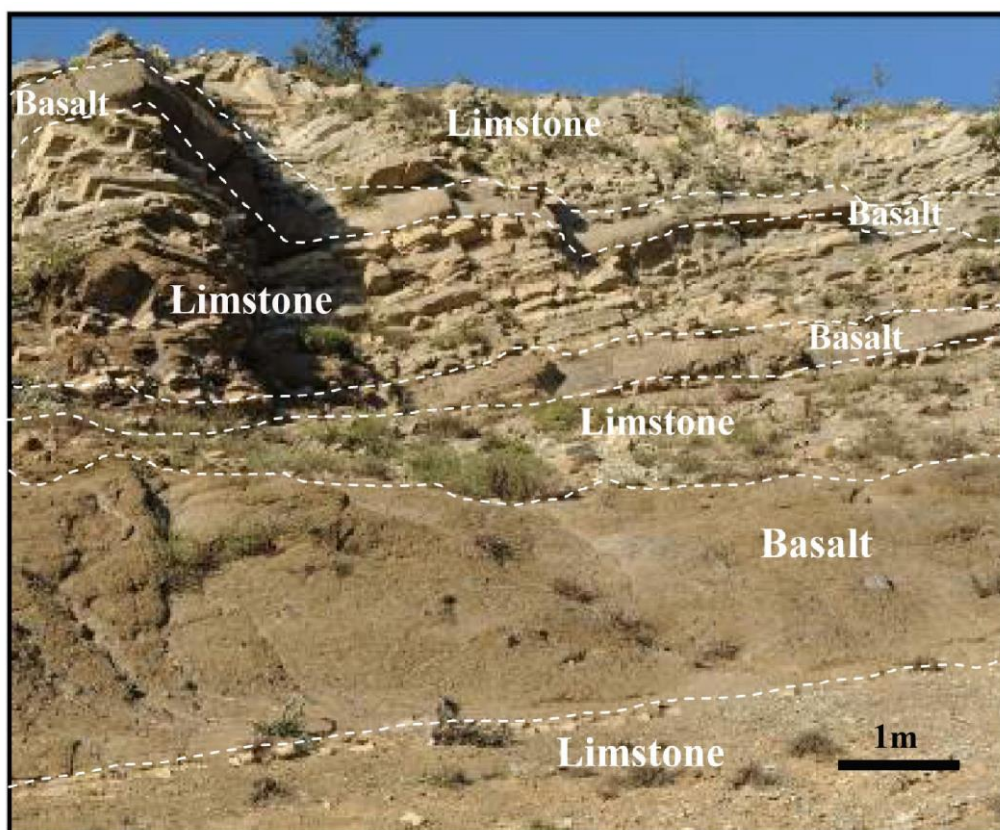
این منطقه، سنگ‌های رسوبی و آذرین دوران مزوزوئیک هستند.

کهن‌ترین این سنگ‌ها نهشته‌های شیلی و ماسه‌سنگی هم‌تراز با سازند شمشک به سن ژوراسیک زیرین هستند (Ghalamghash, 2001)؛ اما سنگ‌های رسوبی و آذرین کرتاسه رخنمون‌های سنگی اصلی منطقه را می‌سازند.

منطقه اسپیلی در دامنه شمالی البرز و در نیمه شمال‌خاوری برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ نقشه زمین‌شناسی جیرنده با مختصات جغرافیایی $36^{\circ}52'$ تا $36^{\circ}57'$ عرض‌های شمالی و $49^{\circ}50'$ تا $50^{\circ}00'$ طول‌های خاوری است. مهم‌ترین بلندی‌های منطقه، دلفک‌کوه در باختر منطقه و به بلندی ۲۷۰۵ متر است. بر پایه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ جیرنده (شکل ۲)، بیشتر برونزدهای سنگی



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان)، در گوشه شمال‌خاوری برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ جیرنده (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ جیرنده).



شکل ۳- جایگیری بین‌چینه‌ای گدازه‌های بازالتی در میان آهک‌های کرتاسه بالایی منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان).

بین‌چینه‌ای در میان آنها جای گرفته‌اند، از این‌رو، سن سنگ‌های آذرین منطقه چه‌بسا کرتاسه بالایی باشد.

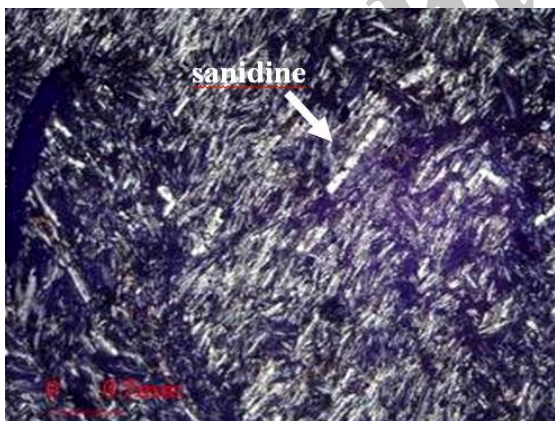
روش انجام پژوهش

برای انجام این پژوهش پس از بررسی‌های صحرایی، ۶۰ نمونه از سنگ‌های آذرین و رسوبی برداشته، از آنها مقطع نازک تهیه شد. سپس با میکروسکوپ پلاریزان به سنگ‌نگاری نمونه‌ها پرداخته شد. پس از برگزیدن نمونه‌های مناسب، برای تجزیه عناصر اصلی، ۱۱ نمونه به روش ICP-AES و برای تجزیه عناصر فرعی و خاکی نادر، ۱۱ نمونه به روش ICP-MS، در آزمایشگاه تورنتو در کانادا تجزیه شدند (جدول ۱). برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و کمیاب در آزمایشگاه، نخست نمونه را خشک کرده، سپس آن را پودر

بر پایه نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ جیرنده، برونزد بیشتر سنگ‌های منطقه اسپیلی، آهک‌های نازک‌لایه و خوب لایه‌بندی‌شده کرتاسه بالایی هستند که با K_2^1 بر روی این نقشه نشان داده شده‌اند. در میان این سنگ‌های آهکی، سنگ‌های ماگمایی با ترکیب گوناگون جای گرفته‌اند. بررسی‌های صحرایی نشان‌دهنده دو برونزد از سنگ‌های آذرین هستند: نخست گدازه‌های بازالتی که به‌صورت بین‌چینه‌ای در میان سنگ‌های آهکی دارای فسیل گلوبوترونکانا به سن ماستریشتین جای گرفته‌اند (شکل ۳)؛ دیگری، گدازه‌ها و دایک‌هایی با ترکیب بیشتر آلکالی‌تراکیت و آلکالی‌ریولیت که سنگ‌های آهکی را قطع کرده و یا به‌صورت بین‌چینه‌ای در میان آنها جای گرفته‌اند. از آنجا که سنگ‌های آذرین منطقه، آهک‌های خوب لایه‌بندی‌شده دارای فسیل‌های شاخص کرتاسه میانی تا بالایی را قطع کرده و یا به‌صورت

آلکالی‌فلدسپار و بلورهای ریز کوارتز ساخته شده است؛

(۳) تراکی‌آندزیت‌ها: این سنگ‌ها دارای بافت پورفیریک با خمیره میکرولیتی و میکروگرانولار و آمیگدالوئیدال هستند. فنوکریست غالب آن‌ها بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز است که گاه دارای ساختار منطقه‌ای بوده و تا اندازه بسیاری سالم است (شکل ۶). بلورهای آلکالی‌فلدسپار در مقادیر بسیار کم و به‌صورت فنوکریست در آنها دیده می‌شوند. از نکته‌های درخور توجه در این سنگ‌ها فراوانی بالای کانی‌های کدر شکل‌دار است. کانی آمفیبول نیز شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار بوده؛ اما سراسر سوخته است، به‌گونه‌ای که تنها چارچوب نخستین آن برجای مانده است. خمیره این سنگ‌ها از بلورهای پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار ساخته شده است. از نکته‌های دیگر درخور توجه، رگه‌ها و حفرات فراوان در این سنگ‌هاست که با کوارتز پر شده‌اند؛



شکل ۴- تصویر میکروسکوپی XPL (cross polarized light) از بافت جریان‌ی در آلکالی‌تراکیت منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان).

(۴) الیوین‌بازالت‌ها: این سنگ‌ها دارای بافت پورفیریک با خمیره میکرولیتی بوده و

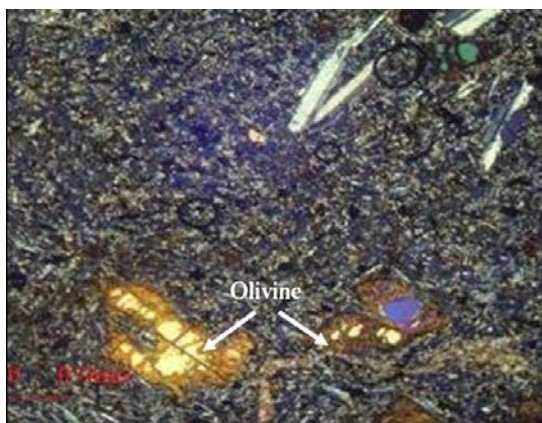
می‌کنند، به‌گونه‌ای که از الک با قطر ۷۵ میکرون بگذرند. برای اندازه‌گیری عناصر اصلی ۰/۲ گرم از نمونه را با ذوب متابرات لیتیم ذوب کرده و در اسید نیتریک رقیق حل می‌کنند. آنگاه با روش ICP-AES عناصر اصلی آنها را شناسایی می‌کنند. برای اندازه‌گیری غلظت عناصر فرعی، نمونه را در تیزاب سلطانی حل می‌کنند و اندازه‌های عناصر آن را با روش ICP-MS به‌دست می‌آورند. از نرم‌افزار Igp2007 برای رسم نمودارها و سپس تحلیل داده‌ها بهره گرفته شد.

سنگ‌نگاری

با بررسی‌های سنگ‌نگاری سنگ‌های آذرین منطقه اسپیلی، چهار گروه سنگی آلکالی‌تراکیت‌ها، آلکالی‌ریولیت‌ها، تراکی‌آندزیت‌ها و الیوین‌بازالت‌ها از یکدیگر شناسایی شدند:

(۱) آلکالی‌تراکیت‌ها: این سنگ‌ها بیشتر دارای بافت میکروپورفیریک با خمیره میکرولیتی - جریان‌ی، همچنین، پورفیریک با خمیره میکرولیتی - شیشه‌ای هستند (شکل ۴). فنوکریست غالب این سنگ‌ها، بلورهای شکل‌دار و سالم سانیدین با ماکل دوقلو هستند و در برخی نمونه‌ها در مقادیر کم (کمتر از ۱۰ درصد حجمی) بلورهای کوارتز نیز به‌چشم می‌خورد. خمیره این سنگ‌ها از تیغه‌های فلدسپار ساخته شده که گاه شیشه‌های بین آنها را پر کرده است. در برخی نمونه‌ها بیگانه‌سنگ‌های (زینولیت) آهکی نیز دیده می‌شود؛

(۲) آلکالی‌ریولیت‌ها: این سنگ‌ها دارای بافت پورفیریک با خمیره میکرولیتی جریان‌ی و نیز با خمیره میکروگرانولار بوده و فنوکریست‌های سازنده آن‌ها به‌ترتیب آلکالی‌فلدسپار و کوارتز هستند (شکل ۵). خمیره این سنگ‌ها از بلورهای



شکل ۷- تصویر میکروسکوپی XPL از الیوین بازالیت دارای فنوکریست‌های الیوین و پلاژیوکلاز در منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان).

زمین‌شیمی

داده‌های تجزیه عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر سنگ‌های مافیک و فلسیک این منطقه در جدول ۱ آورده شده‌اند. در نمودار آلکالی‌ها در برابر سیلیس (شکل ۸)، نمونه‌ها در بخش بازالیت، تراکیت و ریولیت‌ها جای گرفته‌اند. جایگاه همه نمونه‌ها، مگر دو نمونه تراکی‌آندزیت، با بررسی‌های سنگ‌نگاری همخوانی نشان می‌دهد. جایگیری این دو نمونه تراکی‌آندزیتی در بخش ریولیت‌ها چه‌بسا در پی پیدایش رگه‌های کوارتزی و کوارتزهای ثانویه پرکننده حفرات در این سنگ‌ها و افزایش SiO_2 در نمونه‌ها روی داده باشد. بر پایه مرز سری آلکان و ساب‌آلکان، بازالیت‌ها و ریولیت‌ها در مرز سری آلکان و ساب‌آلکان جای گرفته‌اند؛ اما تراکیت‌ها در بخش آلکان هستند. با توجه به جایگیری در مرز سری آلکان و ساب‌آلکان، بازالیت‌ها جزء سری انتقالی یا تحولی به‌شمار می‌آیند.

فنوکریست‌های غالب در آنها بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار الیوین، و به اندازه کمتر، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز هستند (شکل ۷). الیوین‌ها و همچنین، پیروکسن‌ها در حال تبدیل شدن به کلریت و اکسید آهن هستند و پلاژیوکلازها به صورت بلورهای کشیده و باریک دیده می‌شوند. خمیره این سنگ‌ها از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز ساخته شده است که پیروکسن فضای بین آنها را پر کرده‌اند.



شکل ۵- تصویر میکروسکوپی XPL از فنوکریست‌های سانیدین با ماکل کارلسباد در آلکالی‌ریولیت منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان).



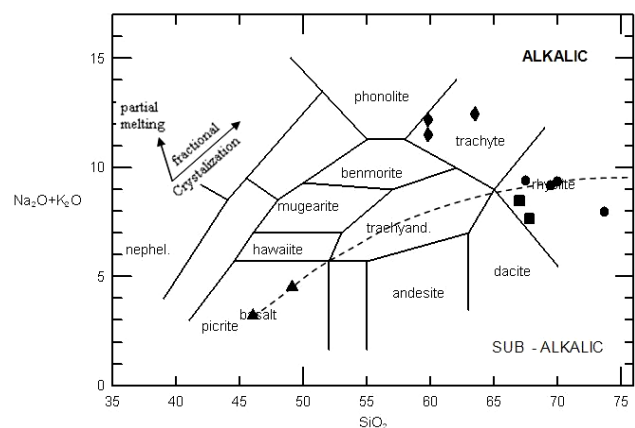
شکل ۶- تصویر میکروسکوپی XPL از بافت آمیگدالوئیدال در تراکی‌آندزیت منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان).

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی به روش ICP برای سنگ‌های منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان).

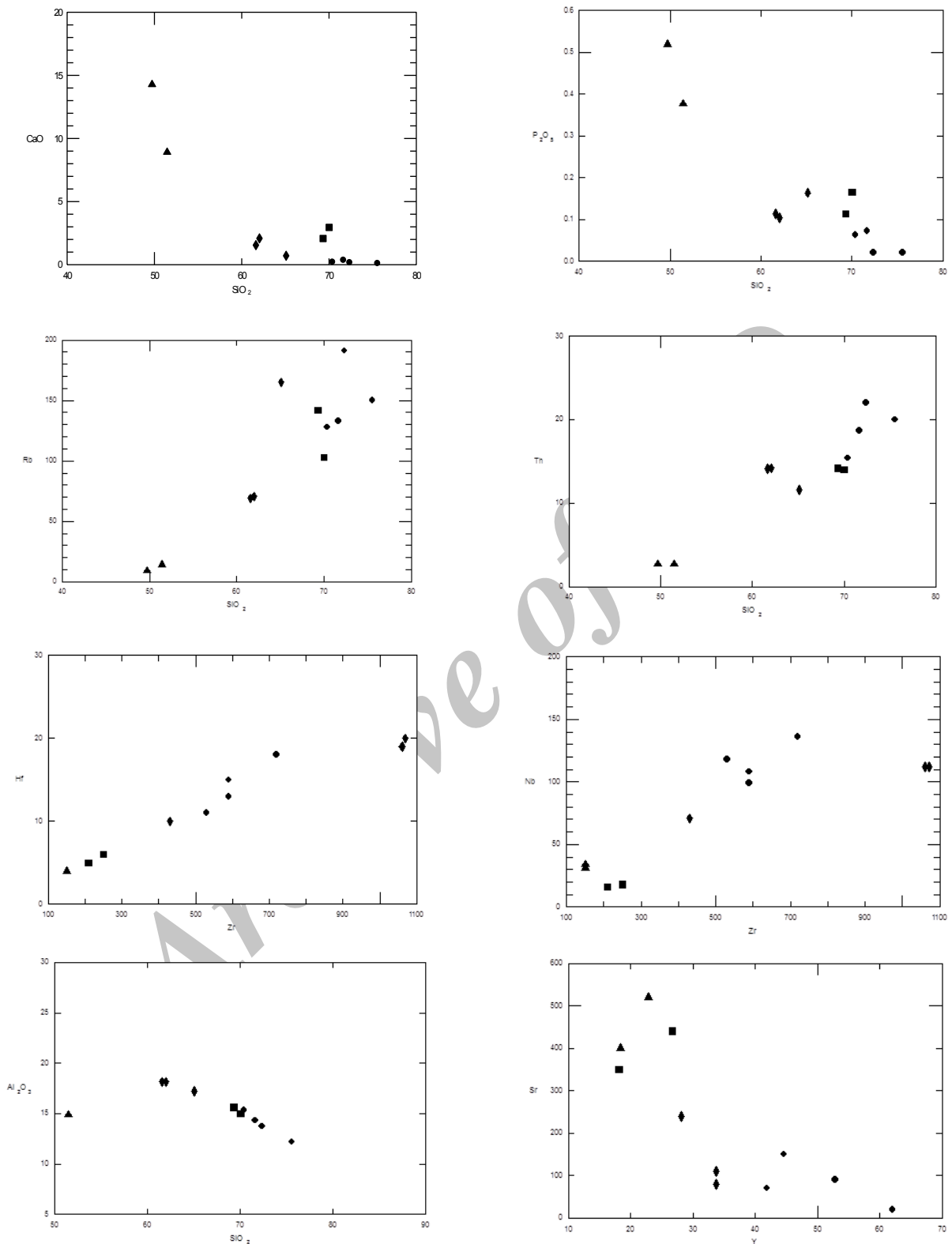
Rock Type	Alkali rhyolite			Alkali trachyte			Trachy andesite		Basalt		
Sample No.	EB15	EB24	EB26	EB29	EB20	EB23	EB31	EB17	EB18	EB22	EB33
SiO ₂	67.5	73.7	70	69.5	59.8	59.8	63.5	67	67.8	49.1	46
Al ₂ O ₃	14.7	11.9	13.3	13.9	17.6	17.5	16.8	15.1	14.5	14.2	12.8
Fe ₂ O ₃	3.6	3.89	3.82	3.61	5.8	5.52	3.04	3.34	3.47	11	8.63
CaO	0.19	0.09	0.15	0.34	1.5	2.01	0.69	2	2.86	8.5	13.2
K ₂ O	5.6	4.67	5.35	4.26	5.61	5.5	8.47	5.18	4.24	1.02	0.81
Na ₂ O	3.8	3.3	4	4.9	6.6	6	4	3.3	3.4	3.5	2.4
MgO	0.03	0.03	0.12	0.26	0.2	0.27	0.11	0.48	0.27	6.36	6.19
MnO	0.37	0.06	0.05	0.04	0.17	0.15	0.14	0.03	0.06	0.13	0.42
P ₂ O ₅	0.06	0.02	0.02	0.07	0.11	0.1	0.16	0.11	0.16	0.36	0.48
TiO ₂	0.37	0.26	0.29	0.36	0.22	0.19	0.67	0.44	0.42	0.33	2.59
LOI	2.09	0.94	1.24	1.1	1.43	2.18	0.45	2.28	1.34	2.85	5.96
Total	98.3	98.8	98.3	98.4	99	99.3	98	99.2	98.5	99.4	99.5
Ba	260	80	50	250	430	410	540	1370	800	200	250
Sr	70	90	20	150	110	80	240	440	350	400	520
Ce	143	172	173	145	167	165	114	91.8	84.2	36	45.7
Co	2.8	0.7	0.8	1.6	1.2	1.2	4.1	6.4	4.8	41.8	65.7
Cs	0.4	0.7	1.1	1.1	1.6	1	0.6	2.2	1.5	0.1	0.1
Cu	15	8	8	9	12	10	35	18	11	61	85
Dy	8.09	9.2	11.5	8.69	5.88	5.81	6.22	4.67	3.23	3.57	4.75
Er	4.37	5.68	6.02	4.76	3.66	3.58	2.95	2.67	1.81	1.8	2.18
Eu	1.33	0.42	0.7	1.3	1.44	1.42	2.52	1.55	1.15	1.21	2.02
Ga	27	26	33	27	29	31	26	17	17	20	20
Gd	8.28	5.26	11.2	0.39	5.55	5.82	7.08	5.19	3.86	3.66	5.82
Hf	13	11	18	15	20	19	10	5	6	4	4
Ho	1.59	2	2.28	1.7	1.24	1.22	1.16	0.94	0.66	0.67	0.9
La	57.6	43.6	57.5	75	98.4	96.4	67	63	48.7	19.3	23.2
Lu	0.53	0.73	0.72	0.58	0.59	0.58	0.35	0.34	0.22	0.18	0.18
Nb	99	118	136	108	112	112	71	16	18	34	31
Nd	47.6	25	45.5	59.6	51.2	50.6	49.4	34.2	31.1	16.2	24.3
Ni	15	10	7	33	7	7	17	11	19	172	221
Pr	13.6	7.89	12.9	16.7	16.9	16.7	13.6	10.1	9.33	4.28	5.87
Rb	128	150	191	133	69.1	70.6	165	142	103	14.1	9
Sm	9.6	4.8	10.9	11.4	7.7	7.4	9	6.1	5	3.6	5.6
Ta	6.3	7.7	8.9	7	7.3	7.3	4.2	1.5	1.3	2.3	2
Tb	1.39	1.25	1.99	1.56	0.95	0.94	1.11	0.81	0.56	0.61	0.87
Th	15.4	20	22.5	18.9	14.1	14.2	11.6	14.1	14	2.7	2.7
Tm	0.63	0.89	0.87	0.71	0.58	0.58	0.44	0.39	0.28	0.25	0.3
U	3.87	2.69	2.8	4.44	4.61	4.56	2.51	2.32	3.17	0.81	0.67
V	5	5	6	6	5	5	21	42	29	148	206
Y	41.9	52.9	62.1	44.6	33.8	33.7	28.2	26.7	18.1	18.3	22.8
Yb	4	5.6	5.6	4.4	4	4	2.8	2.6	1.8	1.5	1.6
Zr	552	505	705	581	1000	1000	427	195	241	149	146

نمودارهای تغییر عناصر اصلی و فرعی (شکل ۹) به‌خوبی نقش فرایند جدایش بلورین را در تحولات ماگمایی سنگ‌های منطقه نشان می‌دهد. در همه این نمودارها تغییرات منظم عناصر از بازالت به‌سوی ریولیت دیده می‌شود.

در شکل ۱۰، CaO/Al_2O_3 در برابر SiO_2 همبستگی منفی دارد. کاهش بالای CaO/Al_2O_3 با افزایش جدایش بلورین و افزایش SiO_2 از سوی بازالت به ریولیت، پدیده جدایش پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد (Kabeto et al., 2009).

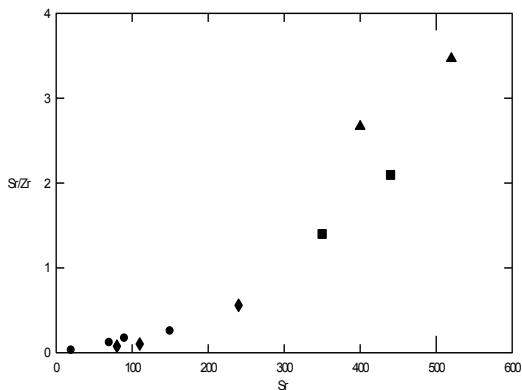


شکل ۸- جایگاه ترکیبی نمونه‌های منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان) در نمودار آکالی‌ها در برابر سیلیس (Cox, 1979): (▲): بازالت، (■): تراکی آندزیت، (●): آکالی ریولیت، (◆): آکالی تراکیت). مرز سری آلکان و ساب‌آلکان از Miyashiro (۱۹۷۸) است.



شکل ۹- نمودارهای تغییر عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های آتشفشانی منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان) (نماد نمونه‌ها مانند شکل ۸ است).

تراکیت‌ها، ریولیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌های منطقه نشان داده شده است. بازالت‌ها آنومالی مثبت Na-Ta و آنومالی مثبت P و Sr دارند و الگوهای تیز میله ای ندارند. این پدیده از ویژگی‌های بازالت‌های درون صفحه قاره‌ای است (Wilson, 1998; Ballever *et al.*, 2001).

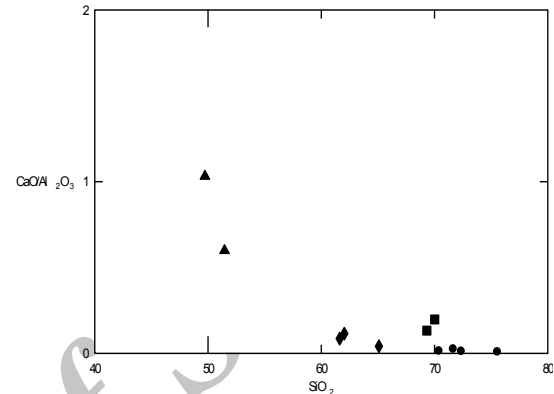


شکل ۱۱- نمودار Sr/Zr در برابر Sr برای نمونه‌های منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان) (نماد نمونه‌ها مانند شکل ۸ است).

می‌خورد (شکل ۱۳).

در تراکیت‌ها آنومالی Eu اندک و در ریولیت‌ها آنومالی منفی Eu بالاست که نشان‌دهنده جدایش بلورین شدید پلاژیوکلاز در این سنگ‌هاست. همان‌گونه که دیده می‌شود، درجه غنی‌شدگی عناصر HREE در همه نمونه‌ها بیش از ۱۰ برابر ترکیب کندریت است. افزون بر این، $(Yb)_N \geq 10$ نشان‌دهنده نبود گارنت در خاستگاه گوشته‌ای آنهاست (Taylor and McLennan, 1985). در نمودار Th-Hf/3-Ta (شکل ۱۴)، نمونه‌های بازالتی، آلکالی‌تراکیتی و آلکالی‌ریولیتی روند خطی نشان می‌دهند و در بخش C (بازالت‌های کافت درون صفحه‌ای) جای دارند. دو نمونه تراکی‌آندزیتی نیز که در بخش کمان‌های آتشفشانی جای دارند، به‌خوبی از بردار برهم‌کنش ماگما و پوسته قاره‌ای پیروی می‌کنند (Koglin, 2008).

همچنین، در نمودار Sr/Zr در برابر Sr (شکل ۱۱) نمونه‌ها از بازالت به‌سوی ریولیت به‌خوبی کاهش Sr نشان می‌دهند و این پدیده، جدایش بلورین پلاژیوکلاز در هنگام تحولات ماگمایی سنگ‌های منطقه را نشان می‌دهد. در شکل ۱۲، الگوی عناصر کمیاب بازالت‌ها،

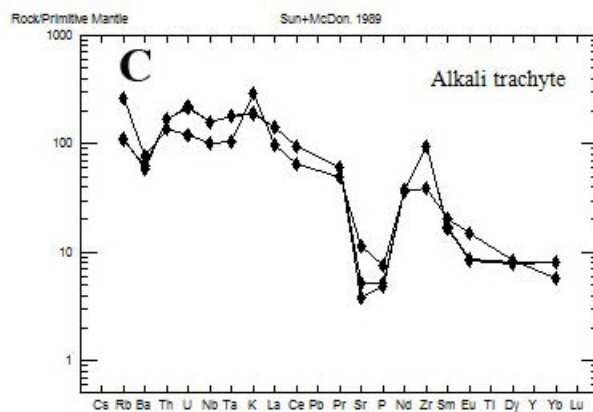
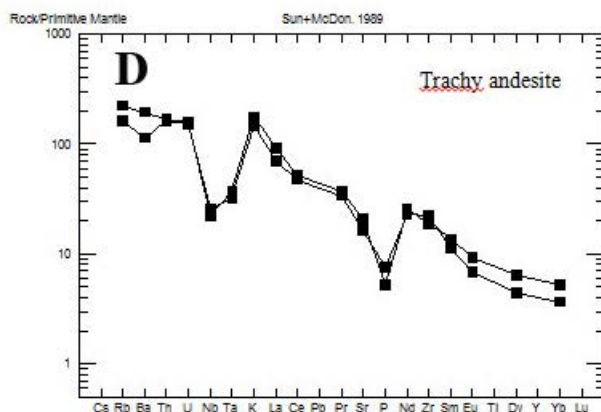
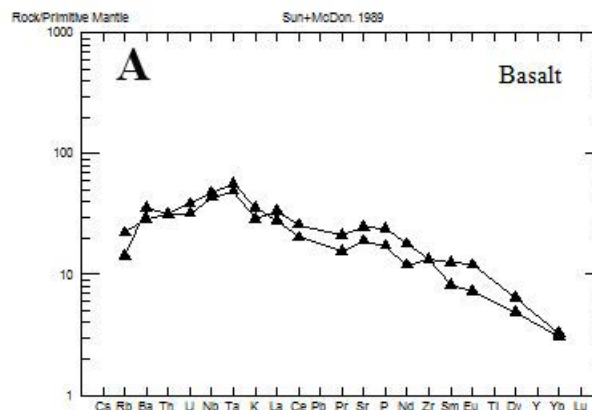
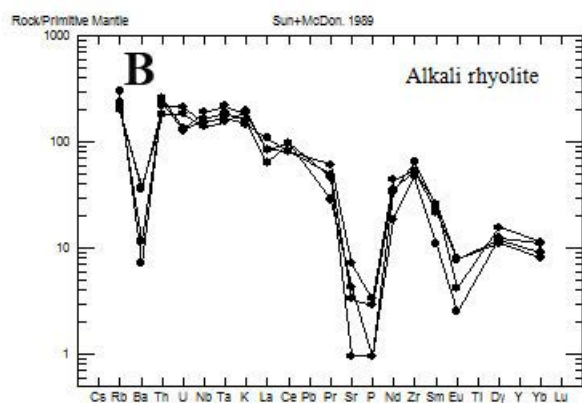


شکل ۱۰- نمودار CaO/Al₂O₃ در برابر SiO₂ برای نمونه‌های منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان) (نماد نمونه‌ها مانند شکل ۸ است).

در تراکیت‌ها آنومالی منفی Ba، Eu، P و Sr و آنومالی مثبت K و Zr دیده می‌شود. آنومالی منفی Sr، Eu و Ba در پی جدایش بلورین پلاژیوکلاز، آنومالی مثبت K در پی تمرکز آلکالی‌فلدسپار و آنومالی منفی P در پی جدایش آپاتیت روی می‌دهد (Wandji *et al.*, 2008). در ریولیت‌ها نیز همین الگو دیده می‌شود؛ اما درجه تهی‌شدگی از Ba، P، Sr و Eu بسیار بیشتر است و نشان‌دهنده رویداد جدایش بلورین بیشتر در این سنگ‌ها، در برابر تراکیت‌هاست؛ اما روند الگوی تراکی‌آندزیت‌ها کاملاً متفاوت از سنگ‌های گفته شده است. در این سنگ‌ها Nb-Ta و P آنومالی منفی آشکار و K آنومالی مثبت دارند و این ناهنجاری‌ها نشان‌دهنده دخالت پوسته در تکامل ماگمایی این سنگ‌هاست (Taylor and McLennan, 1985). در الگوی عناصر خاکی نادر، درباره همه نمونه‌ها غنی‌شدگی از عناصر LREE در برابر HREE به چشم

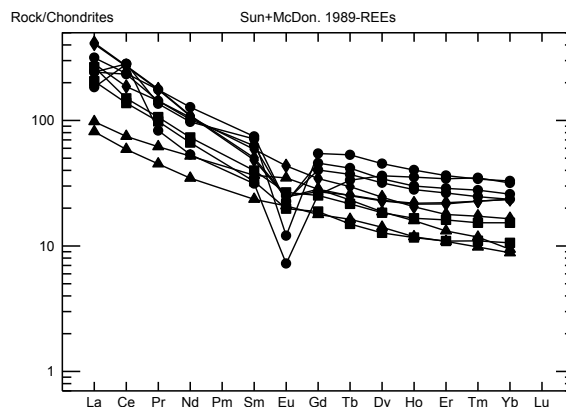
برای سنگ‌های فلسیک این منطقه بهره گرفته شد. همان‌گونه که دیده می‌شود آلكالی‌تراکیت‌ها و آلكالی‌ریولیت‌ها در بخش‌های درون‌صفحه‌ای و در گروه A جای گرفته‌اند.

در نمودار $Hf-Rb/30-Ta*3$ (شکل ۱۵)، همه ریولیت‌ها و تراکیت‌های منطقه در بخش‌های درون‌صفحه‌ای جای گرفته‌اند. برای شناسایی پهنه زمین‌ساختی، از نمودار Rb در برابر $Y+Nb$ (شکل ۱۶)

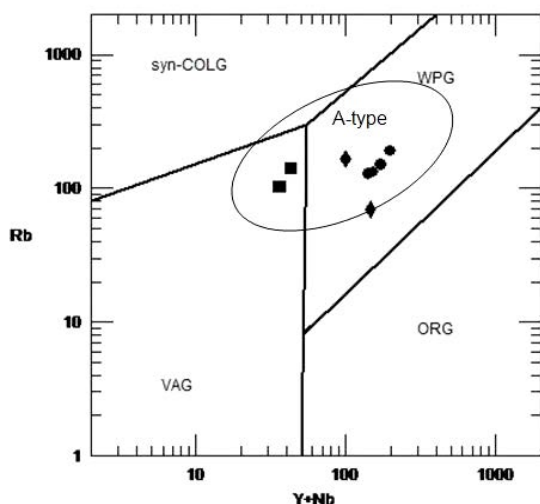
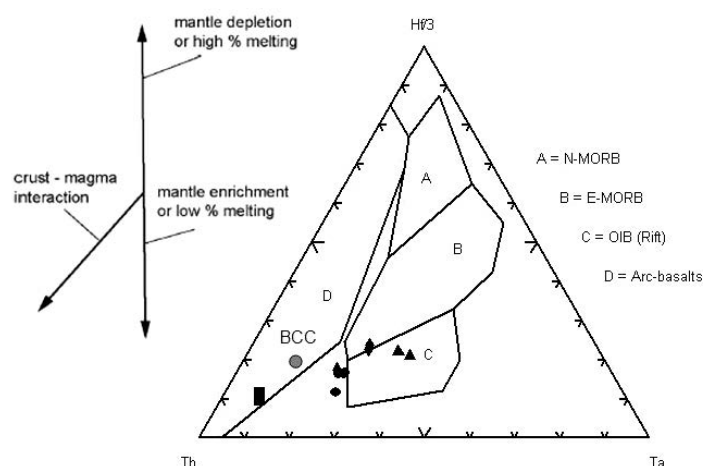


شکل ۱۲- الگوی نمودارهای چندعنصری برای عناصر ناسازگار در سنگ‌های آتشفشانی منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان) (A: بازالت؛ B: آلكالی‌ریولیت؛ C: آلكالی‌تراکیت؛ D: تراکی‌اندزیت).

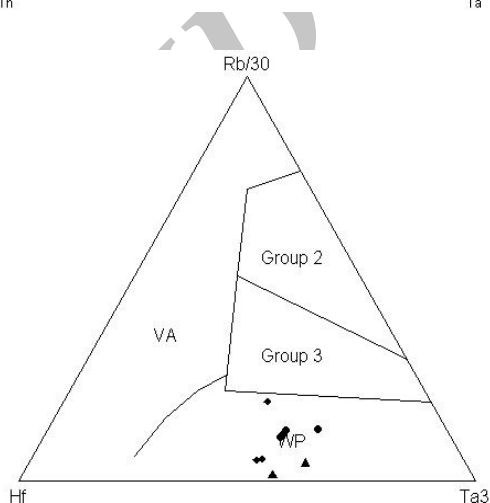
شکل ۱۳- الگوهای REE در سنگ‌های آتشفشانی منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان) (نماد نمونه‌ها مانند شکل ۸ است).



شکل ۱۴- جایگاه سنگ‌های منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان) در نمودار Th-Hf/3-Ta در BCC است (●: میانگین پوسته قاره‌ای؛ نماد نمونه‌ها مانند شکل ۸ است).



شکل ۱۶- جایگاه نمونه‌های فلسیک منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان) در نمودار Rb در برابر Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984) (نماد نمونه‌ها مانند شکل ۸ است).



شکل ۱۵- جایگاه نمونه‌های فلسیک منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان) در نمودار Hf-Rb/30-Ta*3 (Harris *et al.*, 1986) (WP: درون صفحه‌ای؛ VA: کمان آتشفشانی؛ Group 2: هم‌زمان با برخورد؛ Group 3: پس از برخورد؛ نماد نمونه‌ها مانند شکل ۸ است).

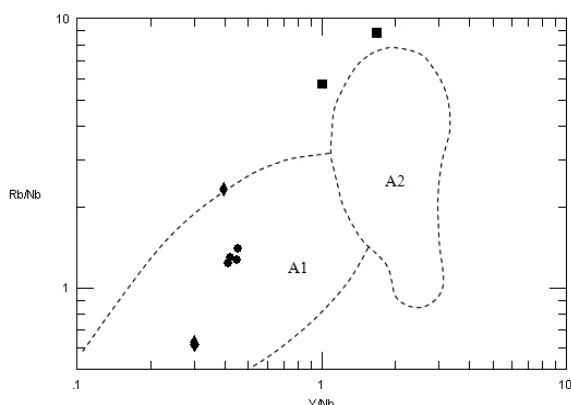
بحث

همان‌گونه که پیش از این گفته شد، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که بازالت‌های منطقه جزء سری انتقالی هستند و ویژگی بازالت‌های کافت درون صفحه قاره‌ای را نشان می‌دهند. از سوی دیگر، سنگ‌های فلسیک منطقه در محدوده تغییرات شیمیایی سنگ‌های فلسیک گروه A جای دارند. به باور Bonin (۱۹۹۰) ماگماهای فلسیک و حد واسط درون صفحه‌ای گروه A به دو گروه ماگماهای غیرکوهزایی (Anorogenic) و ماگماهای پس از کوهزایی (Post-)

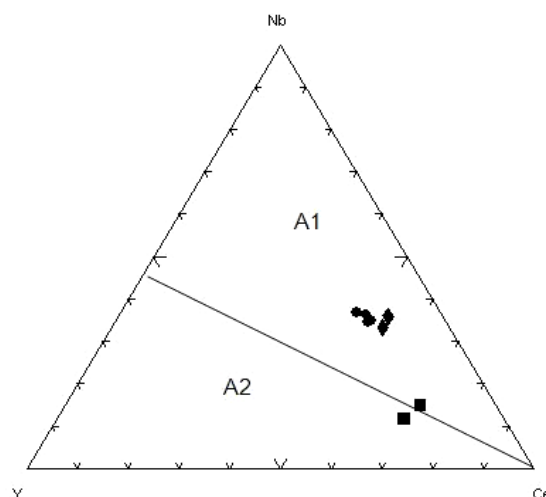
در نمودار مثلثی Y-Nb-Ce (شکل ۱۷)، نمونه‌های آلکالی‌ریولیتی و آلکالی‌تراکیتی در بخش سنگ‌های فلسیک و گروه A1 (پهنه غیرکوهزایی وابسته به منطقه کافت درون قاره‌ای) جای گرفته‌اند. در نمودار لگاریتمی Rb/Nb در برابر Y/Nb (شکل ۱۸) نیز نمونه‌های آلکالی‌ریولیتی و تراکیتی در بخش سنگ‌های فلسیک و گروه A1 جای گرفته‌اند. در هر دوی این نمودارها، نمونه‌های تراکی‌آندزیتی بین بخش‌های A1 و A2 جای دارند. بر پایه Eby (۱۹۹۲)، چه‌بسا نقش دخالت پوسته قاره‌ای در خاستگاه این سنگ‌ها را نشان می‌دهند.

ماگمای بازالتی برخاسته از گوشته پدید آمده‌اند، و سنگ‌های گروه A2 ماگمای فلسیک و حد واسط زیرگروه A1 و A2 رده‌بندی می‌شوند. گروه A1، سنگ‌های فلسیکی هستند که از جدایش بلورین

(Orogenic) رده‌بندی می‌شوند. همچنین، به باور Eby (۱۹۹۲)، ماگمای فلسیک و حد واسط گروه A به دو زیرگروه A1 و A2 رده‌بندی می‌شوند. گروه A1، سنگ‌های فلسیکی هستند که از جدایش بلورین



شکل ۱۸- جایگاه نمونه‌های فلسیک منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان) در نمودار لگاریتمی Rb/Nb در برابر Y/Nb (Eby, 1992) (نماد نمونه‌ها مانند شکل ۸ است).



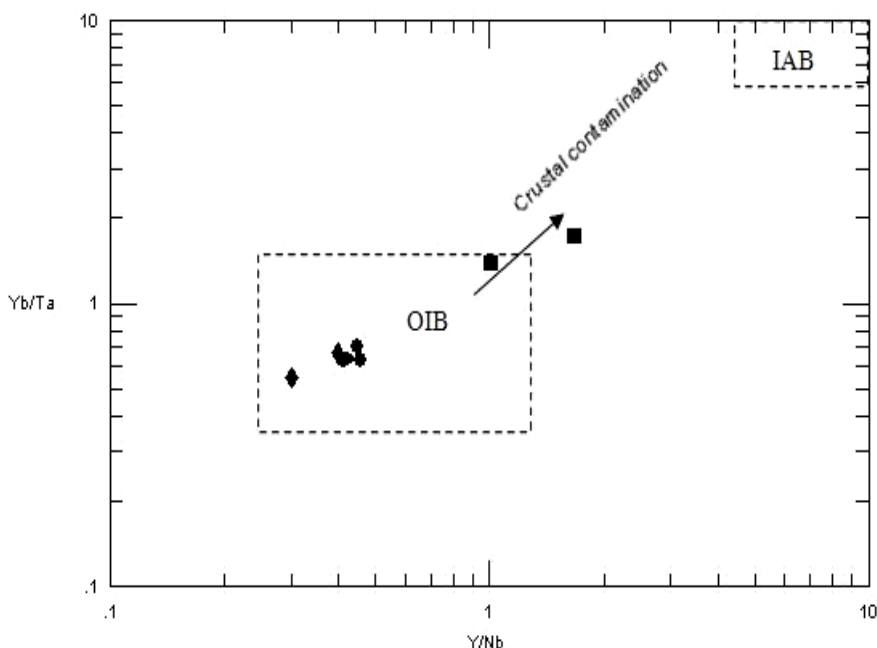
شکل ۱۷- جایگاه نمونه‌های فلسیک منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان) در نمودار مثلثی Y-Nb-Ce (Eby, 1992) (نماد نمونه‌ها مانند شکل ۸ است).

کمانی)، در برابر ریولیت‌های پهنه‌های کافت درون‌قاره‌ای (مانند اتیوپی)، مقدار بسیار کم Nb (نزدیک به ۳۴ppm) است؛ اما Nb در ریولیت‌های این منطقه نزدیک به میانگین ۱۱۵ppm است. محدوده تغییرات Nb در ریولیت کافت‌های قاره‌ای بین ۵۰ تا ۳۰۰ppm متغیر است (Dereje et al., 2011). میانگین Nb/Y در ریولیت‌های منطقه، ۲/۳ است.

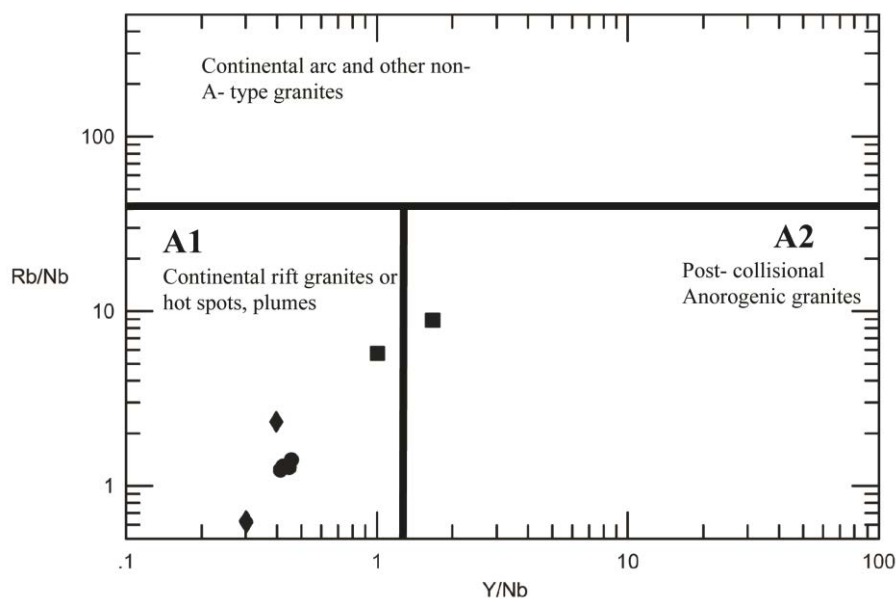
به باور Dereje و همکاران (۲۰۱۱)، Nb/Y بیشتر از ۱ از ویژگی‌های ریولیت‌ها در کافت‌های درون‌قاره‌ای است؛ در حالی که ریولیت‌ها در پهنه‌های فرورانش دارای نسبت $Nb/Y < 1$ و نزدیک به میانگین ۰/۳ هستند. در نمودار Rb/Nb در برابر Y/Nb (شکل ۲۰)، همه نمونه‌ها در بخش گرانیت‌های وابسته به مناطق کافت قاره‌ای و نقاط داغ جای دارند.

همان‌گونه که در شکل‌های ۱۷ و ۱۸ دیده می‌شود، سنگ‌های تراکیتی و ریولیتی در یک پهنه درون‌صفحه‌ای غیر‌کوهزایی و از جدایش بلورین ماگماهای بازالتی برخاسته از گوشته (در پهنه‌های کافت درون‌قاره‌ای) پدید آمده‌اند. تراکی‌اندزیت‌ها ویژگی ماگماهای حد واسط بین پهنه‌های پس از کوهزایی و غیرکوهزایی را نشان می‌دهند و این نکته نشان‌دهنده دخالت پوسته قاره‌ای در ساخت آنهاست که در شکل ۱۹ نیز به خوبی دیده می‌شود. در نمودار لگاریتمی Yb/Ta در برابر Y/Nb (شکل ۱۹)، نمونه‌های فلسیک و حد واسط این منطقه در بخش گوشته OIB جای دارند، به‌ویژه نمونه‌های تراکی‌اندزیتی به خوبی از روند آلودگی پوسته‌ای پیروی می‌کنند.

به باور Dereje و همکاران (۲۰۱۱)، از ویژگی‌های ریولیت‌های مناطق فرورانش (کمان‌های قاره‌ای و جزایر



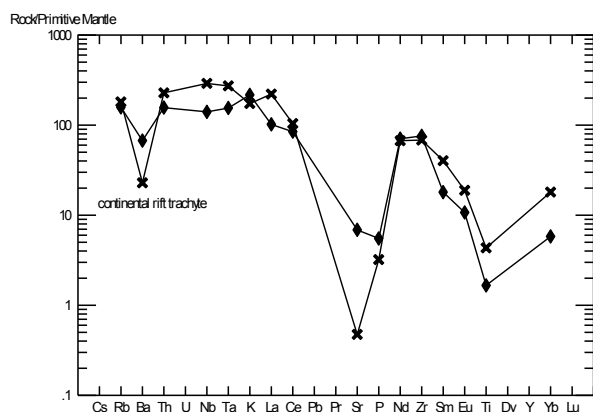
شکل ۱۹- جایگاه نمونه‌های فلسیک منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان) در نمودار لگاریتمی Yb/Ta در برابر Y/Nb (Eby, 1992).



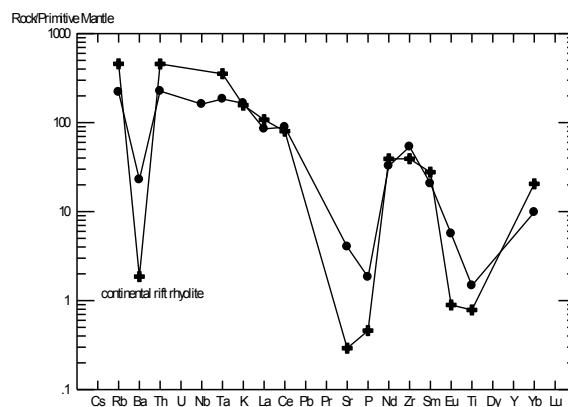
شکل ۲۰- جایگاه نمونه‌های فلسیک منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان) در نمودار لگاریتمی Rb/Nb در برابر Y/Nb (Eby, 1992).

به‌خوبی دیده می‌شود. به باور Wilson (۱۹۸۹) در برخی کافت‌ها، بازالت‌ها و گدازه‌های تکامل‌یافته‌تر، مانند تراکیت‌ها و ریولیت‌ها را می‌توان به‌گونه‌ای آشکار بر پایه فرایند جدایش بلورین به‌هم وابسته دانست؛ اما در برخی کافت‌های دیگر، فرایندهای سنگ‌زایی در پی دخالت سنگ‌های پوسته‌ای روی داده است.

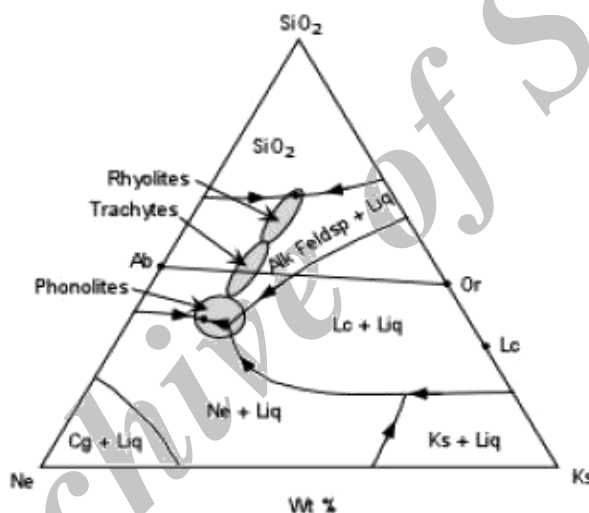
در شکل‌های ۲۱ و ۲۲، میانگین ترکیب آلکالی‌ریولیت‌ها و آلکالی‌تراکیت‌های منطقه اسپیلی در برابر میانگین ترکیب ریولیت‌ها و تراکیت‌های پهنه‌های کافت درون‌قاره‌ای سنجیده شده است. در این نمودارها، همخوانی روند الگوی عناصر ناسازگار سنگ‌های منطقه با الگوی ریولیت‌ها و تراکیت‌های مناطق کافت قاره‌ای



شکل ۲۲- الگوی میانگین عناصر ناسازگار آلکالی تراکیت‌های منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان) با میانگین ترکیب تراکیت‌های کافت‌های درون‌قاره‌ای برگرفته از Wilson (۱۹۸۹).



شکل ۲۱- الگوی میانگین عناصر ناسازگار آلکالی ریولیت‌های منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان) با میانگین ترکیب ریولیت‌های کافت‌های درون‌قاره‌ای برگرفته از Wilson (۱۹۸۹).



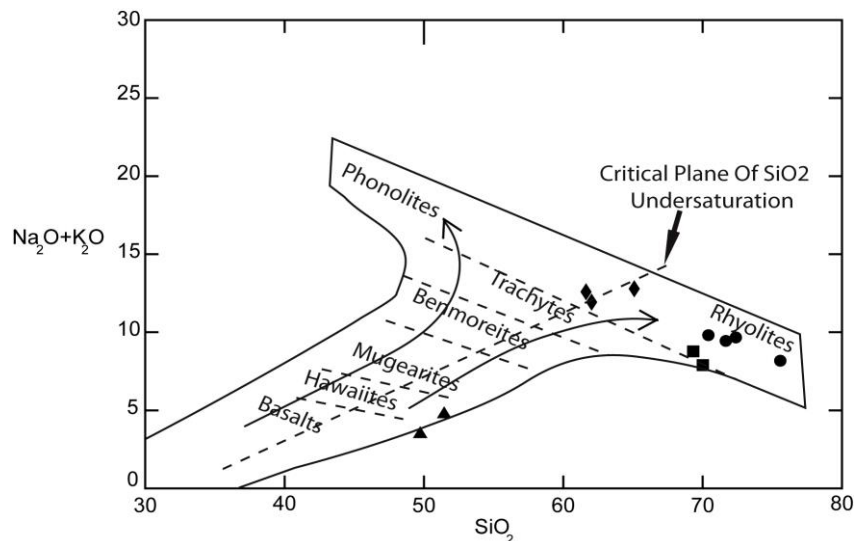
شکل ۲۳- سیستم سنگ‌زایی به‌جای‌مانده در نمودار $\text{SiO}_2\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_4$ برگرفته از Nelson (۲۰۱۱) برای نمونه‌های سنگی منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان).

گستره ترکیب تراکیت جای دارند، بسیار ساده است (Middlemost, 1985). در پی پیدایش مذاب‌های پس‌مانده حاصل از تبلور بخشی سیستم‌های بازالتی، مایع به‌سوی گودال کم‌دما یا دره حرارتی این سیستم گرایش می‌یابد. در میان گودال کم‌دما، یک برآمدگی مرکزی است که در راستای محور Ab-Or، گودال را دو بخش می‌کند که در یکی مایع ریولیتی و در دیگری مایع فئولیتی ساخته می‌شود. در این سیستم، مایع تراکیتی در بخش برآمدگی حرارتی میان

یکی از ویژگی‌های سنگ‌شناسی گدازه‌های منطقه، نبود یا کمبود سنگ‌های حد واسط با سیلیس ۵۵ تا ۶۲ درصد وزنی است که وقفه دیلی نام دارند و از ویژگی‌های سنگ‌های سری‌های کافت‌های درون‌قاره‌ای و جزایر اقیانوسی به‌شمار می‌رود (Dereje *et al.*, 2011). سیستم سنگ‌زایی به‌جای‌مانده $\text{SiO}_2\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_4$ (شکل ۲۳) در تفسیر تکامل سنگ‌شناسی سنگ‌های منطقه بسیار کارآمد است. این سیستم برای درست نشان دادن تبلور بخشی ماگماهایی که در

با ادامه تبلوربخشی محلول جامدِ آلکالی فلدسپار از چنین تراکیتی، در پایان کوارتز و مایع ریولیتی متبلور می‌شوند. بازالت‌های ناشباع از سیلیس (آلکالن) به تراکیت‌های ناشباع از سیلیس تکامل می‌یابند و در پایان یک ترکیب فنولیتی متبلور خواهد شد. البته این پدیده در سنگ‌های منطقه دیده نمی‌شود.

گودال‌های دمایی ریولیت و فنولیت ساخته می‌شود. به‌نظر می‌رسد در روند تحولات سنگ‌های منطقه، بازالت‌های اشباع از سیلیس (تحولی یا ساب‌آلکالن) در منطقه، در روند جدایش بلورین به تراکیت‌های فرااشباع از سیلیس (تراکیت‌های بالای خط Ab-Or) تکامل می‌یابند.



شکل ۲۴- جایگاه نمونه‌های منطقه اسپیلی (خاور استان گیلان) در نمودار آلکالی‌ها در برابر SiO_2 برگرفته از Nelson (۲۰۱۱).

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه بالایی با ترکیب دوگانه (بایمودال)، در دامنه شمالی البرز در خاور گیلان، الیوین‌بازالت، آلکالی‌تراکیت و آلکالی‌ریولیت هستند. گدازه‌های بازالتی گاه بین‌چینه‌ای بوده، بین سنگ‌های آهکی دارای فسیل گلوبروترونکانا ماستریشترین جای گرفته‌اند. ترکیب‌های فلسیک به‌صورت دایک و گاه گدازه آنها را قطع کرده و یا در میان آنها جای گرفته‌اند. این سنگ‌ها دارای سرشت ماگمایی تحولی تا کمی آلکالن هستند و شواهد زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده آن است که جدایش بلورین پلاژیوکلاز در تحولات ماگمایی سنگ‌های منطقه نقش بسزایی داشته است.

الگوی عناصر کمیاب ناسازگار سنگ‌های بازالتی، به‌ویژه آنومالی مثبت Ta و Nb و نبود الگوی تیز و میله‌ای و همچنین، الگوی عناصر کمیاب

در نمودار مجموع آلکالن در برابر SiO_2 (شکل ۲۴)، جایگاه تقریبی صفحه زیراشباع از سیلیس نشان داده شده است (Nelson, 2011). همان‌گونه که دیده می‌شود، در بازالت‌های کمی آلکالن تا تحولی منطقه، مذاب در پی جدایش بلورین بر پایه روند سیستم سنگ‌زایی به‌جای‌مانده (شکل ۲۳)، به‌سوی تراکیت و از آنجا به‌سوی ریولیت تحول یافته است و وقفه دیلی نشان می‌دهد. در پیدایش تراکی‌آندزیت‌های این منطقه، پوسته قاره‌ای و آلودگی پوسته در فرایندهای سنگ‌زایی آنها نقش دارند. از این‌رو، همانند تحولات ماگمایی در پهنه‌های کافت درون‌قاره‌ای با ماگماتیسم دوگانه (bimodal)، در این منطقه نیز ماگماتیسم دوگانه‌ای، در پی پدیده جدایش بلورین و نیز وقفه دیلی، رخ داده است.

نشان‌دهنده آن است که در زمان کرتاسه بالایی، ماگماتیسم در این منطقه از البرز، از نوع ماگماتیسم دوگانه کافت درون‌قاره‌ای، همراه با وقفه دیلی و همانند پهنه‌های کافت درون‌قاره‌ای بوده است.

سپاس‌گزاری

بدین‌گونه از راهنمایی‌های ارزشمند جناب دکتر منصور وثوقی‌عابدینی سپاس‌گزاری می‌شود. از گروه زمین‌شناسی و معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان برای فراهم‌آوردن دسترسی به آزمایشگاه سنگ‌نگاری سپاس‌گزاری می‌شود.

آلکالی‌تراکیت‌ها و ریولیت‌ها از ویژگی‌های ماگماتیسم درون‌صفحه‌ای هستند. در نمودارهای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی، بازالت‌های منطقه در محیط درون‌صفحه‌ای و سنگ‌های فلسیک جای دارند و ویژگی‌های ماگماهای گروه A1 (پهنه‌های درون‌صفحه غیرکوهزایی) را نشان می‌دهند. بررسی نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار و همچنین، مقایسه الگوی این عناصر با ترکیب میانگین تراکیت‌ها و ریولیت‌های کافت درون‌قاره‌ای نشان‌دهنده وابستگی سنگ‌های این منطقه با ماگماتیسم پهنه‌های کافت درون‌قاره‌ای هستند. نبود سنگ‌هایی با ترکیب حد واسط، یافتن سنگ‌های مافیک و فلسیک در کنار هم و ماهیت دوگانه (بایمودال) آنها

منابع

- Alavi, M. (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran. *Geodynamic* 21: 1-33
- Allen, M., Blanc, E. J. P., Waler, R., Jackson, J., Talbian, M. and Ghassemi, M. R. (2006) Contrasting styles of Convergence in the Arabia- Eurasia collision: why Escape tectonics does not occur in Iran. In: *postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia* (Eds. Dilck, R. and Pavlides, S.) Special paper 409: 579-589. Geological Society of America.
- Ballever, M., LeGoff, E. and Hebet, R. (2001) The tectothermal evolution of the Caledonian belt of Northern Brittany, France: A Neoproterozoic volcanic arc, *Tectonophysics* 33: 119-143.
- Bonin, B. (1990) Form orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal* 25: 261-270.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and unwin London.
- Dereje, A. and Akira, I. (2011) Comparison of rhyolites from continental rift, continental arc and oceanic island arc: Implication for the mechanism of silicic magma generation. *Island Arc* 20:78-93.
- Eby, G. N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20: 641-644.
- Engalenc, M. (1968) *Geologie, geomorphologie, hydrogeologie de la region de Tehran (Iran)*. Theses sciences. Montpellier.
- Ghahamghash, J. (2001) Geological map of Jirandeh 1:100000, Geological survey of Iran, Tehran.
- Ghorashi, M. and Arian, M. (2009) *Tectonics of Iran*. Morabae Abi publication, Tehran (in Persian).
- Haghnazar, S. (2012) Petrology, Geochemistry and tectonic setting of Javaherdasht Cretaceous gabbro in the north of Alborz mountains, East of Gilan, north of Iran; A part of Ophiolite sequence or intra-continental rift? *Petrology*. 3(10): 79-94 (in Persian).
- Haghnazar, S., Malakotian, S. and Alahyarii, K. (2015) Tectonomagmatic setting of Cretaceous pillow basalts in the north part of Alborz mountains in east of Gilan province (North of Iran): A part of

- ophiolite sequence or intra-continental rift? *Geosciences Scientific Quarterly Journal* 24(94): 171-182 (in Persian).
- Haghnazar, S., Vosoughy Abebini, M. and Pourmoafi, M. (2009) Mantle source characteristics of Javaherdasht basalts (east of Gilan), Based on Attention to geochemical and isotopic features. *Iranian Journal of Geology* 2(8): 95-102 (in Persian).
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: *Collision tectonics* (Eds. Coward, M. P. and Reis, A. C.) Special publication 19: 67-81. Geological society, London.
- Kabeto, K., Sawada, Y. and Roser, B. (2009) Compositional differences between felsic volcanic rocks from the margin and center of the northern main Ethiopian rift. *Momona Ethiopian Journal of Science* 1: 4-35.
- Koglin, N. (2008) Geochemistry and petrogenesis and tectonic setting of ophiolites and mafic- ultramafic complexes in the Northeastern Aegean region: New trace-element isotopic and age constraints. Dissertation zur erlangung des grades doktor den naturwissenschaften, Johannes Gutenberg-Universität.
- Middlemost, E. A. K. (1985) *Magma and magmatic rocks, An introduction to Igneous petrology*. Longman, UK.
- Miyashiro, A. (1978) Nature of alkaline volcanic rock series. *Contributions of Mineralogy and Petrology* 66: 91-104.
- Nelson, S. A. (2011) *Igneous rocks of the continental lithosphere*. www.tulane.edu/~sanelson/eens212/cont_lithosphere.pdf.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25: 950-983.
- Salavati, M. (2008) Petrology, geochemistry and mineral chemistry Caspian Sea Ophiolite, Northern Alborz, Iran: Evidence of Alkaline magmatism in southern Eurasia. *Journal of Applied Sciences* 8: 2202-2216.
- Stocklin, J. (1974) Northern Iran: Alborz mountains. Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belt, data for orogenic studies. *Geological Society of London* 4: 213-234.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, England.
- Wandji, P., Seuwui, D. T., Bardintzeff, J. M., Bellon, H. and Platevoet, B. (2008) Rhyolites of the Mbépit massif in The Cameroon volcanic line: an early extrusive volcanic episode of Eocene age. *Journal of Mineralogy and Petrology* 94: 271-286.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis - a global tectonic approach*. Unwin Hyman, London.

Petrogenesis and tectonic setting of an basalt-Trachyte-Rhyolite suite in the Spilli area (south of Siahkal), north of Iran: evidences of continental rift-related bimodal magmatism in Alborz

Shahrooz Haghazari *, Zahra Shafeie and Zahra Sharghy

Department of Geology, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Lahijan Branch, Lahijan, Iran

Abstract

The spilli volcanic rocks suite consisting of Basalt- Trachyte- Rhyolite with upper Cretaceous, outcrop in the northern part of Alborz and south of Siahkal area (east of the Guilan province). Based on geochemical data, the studied suite attributed to transitional to alkali series. Negative correlation of Al_2O_3 , CaO, P_2O_5 and positive correlation of Rb and Th versus SiO_2 reveal the occurrence of fractional crystallization process. Also, the negative correlation of Sr versus Y, Sr/Zr versus Sr and CaO/Al_2O_3 versus SiO_2 show that fractionation of plagioclase has played an important role in petrogenesis of the spilli Suite. The hypotheses is supported by the negative anomalies of Eu, Ba and Sr. The overall geochemical evidences indicate that the basic rocks belong to intra-continental rift zone whereas the felsic rocks are classified as A1 type derived from parent basaltic magmas via fractional crystallization in an anorogenic setting. The studied magmatism share many similarities with bimodal magmatism in continental rift zones.

Key words: Volcanic rocks, Bimodal magmatism, Continental rift, Spilli, Alborz

* haghazari@liau.ac.ir

Copyright©2016, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.