

جایگاه زمین‌ساختی - ماگمایی بازالت‌های بالشی کرتاسه در دامنه شمالی البرز در خاور گیلان (شمال ایران): بخشی از مجموعه افیولیتی یا کافت درون قاره‌ای؟

شهرزق نظر^۱، سارا ملکوتیان^۲ و خلیل الهیاری^۳

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد لاهیجان، لاهیجان، ایران

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد دماوند، دماوند، ایران

^۳ دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۰/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۵/۰۶

چکیده

بازالت‌های بالشی به سن کرتاسه در دامنه شمالی البرز در خاور گیلان (شمال ایران) بروز دارند. این گدازه‌ها دارای ترکیب عمدۀ اولیون بازالت هستند. از نظر ژئوشیمیایی این بازالت‌ها جزو سری انتقالی یا کمی آلکالن بوده و بی‌هنجاری‌های منفی Ba, Zr, Nb-Ta و بی‌هنجاری‌های مثبت Pb, K, Nb/U و Ce/Pb و نسبت‌های بالای Ba/Zr, Th/Nb از شاخصه‌های آرایش این سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای می‌باشند. در نمودارهای تشخیص جایگاه‌های زمین‌ساخت، گدازه‌های بالشی در محدوده بازالت‌های کافت‌های درون قاره‌ای قرار می‌گیرند و قابل قیاس با بازالت‌های تحولی کافت ایتویی هستند. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این بازالت‌ها از گوشته اسپینل لرزولیتی در اعماق کمتر از ۶۰ کیلومتری و نرخ ذوب بخشی کمتر از ۱۵٪ منشأ گرفته‌اند.

کلیدواژه‌ها: بازالت‌های بالشی، البرز، گیلان، اسپینل لرزولیت، کافت درون قاره‌ای

*نویسنده مسئول: شهرزق نظر

E-mail: Sh_haghnazar@yahoo.com

۱- پیش‌گفتار

در یک حوضه حاشیه‌ای در بالای یک زون فرورانشی به وجود آمده‌اند. کنعانیان و همکاران (۱۳۸۳) نیز سنگ‌های آذرین جنوب املش در خاور گیلان را بخشی از یک توالی افیولیتی تکتونیزه معرفی کرده‌اند. همچنین برخی از محققان چون (Alavi, 1996, Graham, 2000) حوضه خزر جنوبی و دامنه شمالی البرز را یک حوضه کشتی پشت قوس معرفی کرده که تا مرحله تشکیل پوسته اقیانوسی خزر جنوبی پیش‌رفته است. اما در نظریه دوم، مجموعه سنگ‌های کرتاسه در دامنه شمال البرز را به یک کافت درون قاره‌ای نسبت می‌دهد. موسوی (۱۳۸۲) با مطالعه سنگ‌های ماگمایی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ جواهرده (بهار فیروز و همکاران، ۱۳۸۲) ضمن اشاره به آلودگی پوسته‌ای، این سنگ‌ها را در ارتباط با فعالیت‌های کافت‌زایی حاشیه ایران مرکزی در کرتاسه دانسته است. حق نظر (۱۳۸۸) بخش خاوری این مجموعه را در منطقه جواهرده (ارتفاعات ساموس) در خاور گیلان از نظر سنگ‌نگاری، ژئوشیمیایی و ایزوتوپی مورد مطالعه قرار داد. به عقیده ایشان بازالت‌های منطقه جزو بازالت‌های انتقالی و در ارتباط با ماگماتیسیم مناطق کافتی درون قاره‌ای بوده به نحوی که ماگما از یک گوشته استونسفری منبع مورب با رخساره اسپینل نشأت گرفته که به درجاتی با سنگ‌های پوسته زیرین قاره‌ای آلوده شده‌اند و به همین دلیل سیمای مناطق فرورانشی را به صورت کاذب نشان می‌دهند (حق نظر و همکاران، ۱۳۸۷ و ۱۳۸۹). بر اساس مطالعات حق نظر (۱۳۸۸) همچنین سه نوع گابرو در محدوده جواهرده از یکدیگر تفکیک شده‌اند. گابروهای غیرلایه‌ای نوع اول، گابروهای لایه‌ای نوع دوم و گابروهای لایه‌ای نوع سوم. به نظر ایشان گابروهای نوع اول و سوم به یک مخزن ماگمایی تعلق داشته و از نظر ژئوشیمیایی کاملاً مشابه بازالت‌های جواهرده بوده و شواهد آرایش پوسته‌ای را نشان می‌دهند. گابروهای لایه‌ای نوع دوم به علت همبری گسلی با واحدهای اطراف و خصوصیات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی کاملاً متفاوت با دو نوع گابرو دیگر، احتمالاً دارای سن قبل از کرتاسه است. به عقیده ایشان حادثه کوهزایی لارامید تکامل این کافت‌زایی کرتاسه در شمال ایران را عقیم گذاشته و باعث بسته شدن حوضه‌های کافتی پیش از اقیانوس‌زایی در منطقه شده است. با توجه به نظرات متناقض فوق، ضمن انتخاب بازالت‌های بالشی منطقه به عنوان بخشی از

در دامنه شمالی البرز در خاور استان گیلان رخنمون گسترده‌ای از سنگ‌های بازالتی با ساخت بالشی و غیر بالشی دیده می‌شود که در تقسیم‌بندی‌های زون‌های ساختاری ایران در نوار چین‌خورده حاشیه شمالی مزوزویک در البرز مرکزی واقع شده‌اند (Engalenc, 1968). این بازالت‌ها در شمال ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ جواهرده بین طول‌های خاوری ۵۰°، ۳۰' و ۵۰°، ۰۰' و عرض‌های شمالی ۳۷°، ۵۵' و ۳۶° با روندی خاوری-باختری رخنمون دارند (شکل ۱). به عقیده شمیرانی (۱۳۶۳) به علت وجود لایه‌های آهکی در بین این گدازه‌ها که حاوی فرامینرفهای شاخص سنونین، یعنی گلوبوترونکانا هستند، بنابراین سن این مجموعه احتمالاً کرتاسه فوقانی تعیین می‌شود. در خصوص جایگاه زمین‌ساختی این بازالت‌های نظرات کاملاً متضادی ارائه شده که جای تأمل دارد: در نظر اول، بازالت‌های کرتاسه این منطقه، بخشی از یک سکانس افیولیتی و بقایای پوسته اقیانوسی هستند. (Salavati, 2008) با ادعای کشف یک مجموعه افیولیتی جدید نئوتیس در شمال ایران با عنوان (SCO) یا مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر، آن را در ارتباط با حوضه‌های گسترش پشته تیپ کند معرفی می‌کند. به عقیده ایشان این مجموعه یکی از کامل‌ترین مجموعه‌های اقیانوسی بوده که از پایین به بالا شامل انباشته‌های اولترامافیک، گابروهای لایه‌ای، گابروهای توده‌ای، مناطق حدواسط گابروهای توده‌ای و دایک‌های صفحه‌ای، دایک‌های صفحه‌ای و مناطق حدواسط دایک صفحه‌ای و گدازه‌های بالشی، گدازه‌های بالشی و در نهایت آهک‌های کامپنین و ماستریشین هستند (صلواتی و همکاران، ۱۳۸۸). به عقیده ایشان، سنگ‌های اولترامافیک تنها ۱۰ درصد کل گستره افیولیتی را شامل شده که تنها در مسیر جاده ییلاقی روستای جواهرده در ارتفاعات ساموس دیده می‌شوند. به نظر این محققان، این افیولیت، مشابه افیولیت‌های کرتاسه در مدیترانه خاوری و افیولیت‌های ترکیه و دارای ماهیت قوس هستند. به عقیده صلواتی و همکاران (۱۳۸۸) انباشته‌های اولترامافیک در فشار بالای ۱۰ kbar از یک ماگمای بازالتی در محیط فرافورانشی (Supra-subduction) تشکیل شده‌اند. به عقیده صلواتی و صمدی صوفی (۱۳۸۹) بازالت‌های بالشی این منطقه اختصاصات ژئوشیمیایی بازالت‌های پشت قوس را نشان داده که در یک پشت در حال گسترش

توسط کانی‌های پیروفیلیت و کربنات پر شده، از ویژگی‌های این واحد سنگی بوده (شکل ۵) و همگی حکایت از سرد شدن سریع یک ماگمای پرگاز تفریق یافته‌تر از الیون بازالت‌ها و بازالت‌های منطقه دارد. بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری در منطقه مورد مطالعه، الیون بازالت‌ها، ترکیب عمده و غالب گدازه‌های بالشی منطقه را تشکیل داده که به لحاظ کانی‌شناسی، متفاوت با پیلوهای تیپ مورب می‌باشند. چرا که در پیلوهای تیپ مورب، فنوکریست‌ها، معمولاً درشت بلورهای پلاژیوکلاز و اولیون با درصد متغیر بوده که معمولاً پلاژیوکلازها زیادتر هستند. اما کلینوپروکسن‌ها به صورت درشت بلور کمیاب بوده و عمدتاً به صورت بلورهای خود شکل و تحلیل یافته و مدور یافت می‌شوند که ناشی از عدم تعادل آنها با مذاب است (Juteau & Maury, 1997).

۴- ژئوشیمی

نتایج حاصله از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی بازالت‌های بالشی در جدول ۱ نشان داده شده است. نسبت Nb/Y در این گدازه‌ها بین ۰/۹ تا ۱۳۹/۱ متغیر بوده که بر اساس تقسیم‌بندی (Winchester & Floyd (1977) و Pearce (1982) جزو بازالت‌های تحولی (Transitional) یا کمی آلکالیک (Mildly alkalic) محسوب می‌شوند (شکل ۶). مقادیری عدد منیزیم در نمونه‌ها بین ۶۰ تا ۲۹ متغیر بوده که نشان می‌دهد، نمونه‌ها درجات متغیری از تفریق بلورین فشار پایین را تجربه کرده‌اند (Gower & Swinden, 1991). مقادیر عناصر سازگار Ni, Cr و Co در نمونه‌ها با افزایش تفریق و کاهش مقدار Mg[#] کاهش می‌یابد. در شکل ۷ در نمودار Al_2O_3/TiO_2 در برابر $Mg^{\#}$ ، نسبت Al_2O_3/TiO_2 با کاهش مقدار عدد منیزیم و افزایش تفریق کاهش می‌یابد که این موضوع تبلور و تفریق پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد (Gower & Swinden, 1991). Sc یک عنصر ناسازگار نسبت به الیون و پلاژیوکلاز و سازگار با کلینوپروکسن است. معمولاً تهی شدگی Sc یک شاخصه از تفریق کلینوپروکسن‌ها است (Brady, 2005). در شکل ۸ در نمودار تغییرات Sc در برابر $Mg^{\#}$ ، همگام با کاهش مقدار $Mg^{\#}$ و افزایش میزان تفریق مقدار Sc کاهش می‌یابد، این موضوع پدیده تفریق کلینوپروکسن‌ها را به خوبی نشان می‌دهد. در شکل ۹ یک افزایش منظم مقدار TiO_2 همگام با افزایش تفریق و کاهش عدد منیزیم به چشم می‌خورد. همچنین در شکل ۱۰ در نمودار AFM نمونه‌ها روند غنی‌شدگی از آهن را نشان می‌دهند. افزایش قابل توجه V, Ti, Fe همگام با افزایش تفریق که از شاخصه‌های تفریق تولیت‌ها است و نشان می‌دهد که نه هورنبلند و نه اکسیدهای آهن و تیتان به عنوان فازهای تفریقی از مذاب مطرح نبوده‌اند (Gower & Swinden, 1991). در شکل ۹ با کاهش عدد منیزیم و افزایش روند تفریق مقدار TiO_2 زیاد می‌شود که این موضوع نشان می‌دهد که اکسیدهای آهن و تیتان در مراحل اول تفریق از مذاب جدا نشده‌اند که این پدیده معمولاً در ماگماهای تولیتی مشاهده می‌شود. در مناطق کافتی درون قاره‌ای در سری‌های انتقالی مثل سری تحولی مرکز بونیا در اتیوپی در مراحل اولیه تفریق به سبب عدم تبلور اکسیدهای آهن و تیتان به گونه‌ای مشخص، غنی‌شدگی از آهن را که از خصوصیات بارز روند تولیتی است، نشان می‌دهند (Wilson, 1989). این موضوع به خوبی در شکل ۱۰ مشخص است. داده‌های ژئوشیمیایی به خوبی تفریق الیون، کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز و عدم تفریق اکسیدهای آهن و تیتان را در تحول و تنوع سنگ‌شناسی بازالت‌های بالشی منطقه نشان می‌دهد. در اکثر گدازه‌های بالشی پدیده اسپیلیتی شدن رخ می‌دهد، که این پدیده به وسیله پدیده متاسوماتیسم سدیک کف اقیانوسی تفسیر می‌شود (Frisch et al., 1994). در نمودار Na_2O در برابر CaO از Stillman & Williams (1978) تمامی گدازه‌های بالشی منطقه در محدوده بازالت‌های اسپیلیتی نشده قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱) و این نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دگرسانی متاسوماتیکی کمی را با آب دریا تجربه نموده‌اند. در شکل

ماگماتیسیم کرتاسه فوقانی در البرز شمالی سعی شده با توجه به الگوهای یادشده، بازالت‌ها بالشی منطقه از طریق ژئوشیمیایی و الگوی مقایسه‌ای با مناطق مشابه در جهان از دید جایگاه زمین‌ساختی و ماگمایی مورد ارزیابی مجدد قرار گرفته و الگوی تک‌نوماگمایی مرتبط با آنها پیشنهاد شود.

۲- روش مطالعه

در راستای انجام این پژوهش پس از مطالعات صحرایی با وجود جنگلی بودن و پوشش گیاهی و عدم رخنمون‌های کافی، ۵۰ نمونه از بازالت‌های بالشی برداشت و مقطع نازک تهیه و با میکروسکوپ پولاریزان مورد مطالعه دقیق سنگ‌نگاری قرار گرفتند. پس از انجام مطالعات سنگ‌نگاری به علت عدم تنوع سنگ‌شناسی نمونه‌ها به منظور مطالعات ژئوشیمیایی ۹ نمونه از بازالت‌های بالشی به منظور اندازه‌گیری مقادیر عناصر اصلی به روش XRF در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور مورد تجزیه قرار گرفتند. مقادیر عناصر کمیاب و REE نیز به روش ICP در آزمایشگاه ICP سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور مورد تجزیه به عصری واقع شدند. به جهت تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی از نرم افزار Igpct 2007 استفاده شده است.

۳- سنگ‌نگاری

بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری بر روی گدازه‌های بالشی به ترتیب از بخش قاعده‌ای پیلوا به سمت رأس سه ترکیب سنگ‌شناسی از یکدیگر قابل تفکیک هستند: الف) اولیون بازالت و بازالت‌ها، ب) آندزیت‌های بازالتی و پیروکسن آندزیت‌ها، اولیون بازالت‌ها پایین‌ترین بخش و بیشترین رخنمون پیلوا را تشکیل داده (شکل ۲) و بافت غالب آنها پورفیریک با خمیره میکروولیتی است (شکل ۳). فنوکریست‌های این سنگ‌ها به ترتیب فراوانی شامل اولیون، پیروکسن و پلاژیوکلاز است. اولیون‌ها در برخی نمونه‌ها هم به صورت سالم و گاهی تنها در امتداد شکستگی‌ها تبدیل به سرپانتین و کانی‌های کدر شده‌اند. اما در بسیاری از نمونه‌ها کاملاً دگرسان شده و به کلریت، سرپانتین و کانی‌های اوپک تبدیل شده و تنها قالب آن به جا مانده است. گاه اولیون‌ها به صورت پویی کیلیتیکی داخل کلینوپروکسن‌ها مشاهده می‌شوند. کلینوپروکسن‌ها به صورت سالم و خود شکل تا نیمه خود شکل دیده می‌شوند. بر اساس مطالعات میکروپروپ صورت گرفته بر روی این پیروکسن‌ها ترکیب آنها در حد اوژیت است (کنعانیان و همکاران ۱۳۸۳). پلاژیوکلازها هم به صورت خود شکل بوده و گاه بافت غربالی واضحی در آنها مشاهده شده و گاه به صورت پویی کیلیتیکی بلورهای پیروکسن و الیون را در بر گرفته‌اند. حضور پویی کیلیتیکی پلاژیوکلاز داخل پیروکسن و همچنین پیروکسن داخل پلاژیوکلاز همزمان تبلور این دو کانی و بازیک بودن ترکیب پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد. همچنین حضور پویی کیلیتیکی الیون داخل پیروکسن تقدم تبلور این کانی را نسبت به پیروکسن و پلاژیوکلاز نشان می‌دهد. خمیره این سنگ‌ها از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و دانه‌های ریز کلینوپروکسن و کانی‌های اوپک تشکیل شده است. نکته قابل توجه آن است که کلینوپروکسن‌های خمیره دارای چند رنگی متمایل به بنفش بوده که این موضوع محتوای بالای Ti را در این پیروکسن‌ها نشان داده، بنابراین ترکیب کلینوپروکسن‌های خمیره در حد تیتان اوژیت است. پیلوهای بازالتی در مقایسه با اولیون بازالت‌ها با نسبت درصد کم اولیون نسبت به کلینوپروکسن‌ها و پلاژیوکلازها و بافت آمیگدالوئیدال مشخص می‌شوند (شکل ۴). فنوکریست‌های پیروکسن به وضوح بافت منطقه‌ای و یک حاشیه متمایل به بنفش نشان داده که حکایت از محتوای بالای Ti در این بازالت‌ها دارد. اما پیلوهای آندزیت بازالتی و پیروکسن آندزیت بالایی‌ترین رخنمون گدازه‌های بالشی منطقه را تشکیل می‌دهند. نبود الیون، کاهش نسبت درصد بلورهای کلینوپروکسن نسبت به پلاژیوکلاز و حضور فراوان پلاژیوکلاز، بافت پورفیریک با خمیره میکروولیتی - شیشه‌ای و بافت آمیگدالوئیدال، وجود حفرات فراوان که

۵- نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار به‌عنوان معرف‌های پتروژنتیکی

در سیستم‌های بازالتی از نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار برای تمیز منابع پوسته‌ای و گوشته‌ای استفاده می‌شوند (Weaver, 1991). به‌عنوان مثال از نسبت‌های Ce/Pb ، Nb/U و Ta/U به‌طور گسترده به منظور تفکیک بازالت‌های اقیانوسی از بازالت‌های قاره‌ای آلوده شده با پوسته استفاده می‌شود (Hofmann et al., 1986). همه بازالت‌های اقیانوسی (MORB+OIB) دارای نسبت تقریباً ثابت Ce/Pb حدود 25 ± 5 و Nb/U حدود 10 ± 1 و Ta/U حدود $2/7$ هستند (Hofmann, 1997). نسبت Ce/Pb در بازالت‌های بالشی حدود $2/2$ و Nb/U حدود $3/7$ و Ta/U حدود $0/2$ است. محتوای پایین Ce/Pb نشانه درگیر بودن ماگما با مواد پوسته‌ای است (Jung, 1999). محتوای پایین Nb/U نیز نشانه آلودگی پوسته‌ای است چرا که این نسبت در پوسته پایین و در حدود $3/3$ است (Rudnick & Fountain, 1995). نسبت Ba/Rb در بازالت‌های بالشی منطقه حدود $11/03$ بوده که به عقیده Sun & McDonough (1989) این مقادیر مشابه بازالت‌های غیر اروژنیک (~11) است. در نمودار لگاریتمی Th/Nb در برابر Nb/Y (برگرفته از Kamenov, 2004)، محدوده بازالت‌های اقیانوسی و پوسته قاره‌ای نشان داده شده است (شکل ۱۴). همان‌طور که ملاحظه می‌شود بازالت‌های بالشی منطقه دارای نسبت‌های بالای Th/Nb بوده و روند پوسته قاره‌ای نشان می‌دهند. این بازالت‌ها روندی از سمت منابع OIB و یا E-MORB به سمت پوسته قاره‌ای نشان می‌دهند. نسبت‌های بالای Ba/Zr به‌عنوان یک معرف برای آلودگی پوسته‌ای بازالت‌ها استفاده می‌شود به نحوی که برای بازالت‌های قاره‌ای این میزان بین ۲ تا ۵ است (Fitton et al., 1998). میانگین این نسبت برای بازالت‌های بالشی منطقه $2/6$ بوده در حالی که در منابع مورب $0/8$ و OIB حدود $1/25$ است (Sun & McDonough, 1989). میانگین نسبت Ba/Zr در کافت ایتویی $2/06$ و در کافت کنیا $3/57$ است (Wilson, 1989). بنابراین نسبت‌های مزبور در بازالت‌های بالشی به مناطق کافتی قاره‌ای نزدیک است. از طرفی در نمودارهای تشخیص جایگاه‌های زمین‌ساختی نیز اکثر نمونه‌ها در موقعیت داخل صفحه و کافتی درون قاره‌ای قرار می‌گیرند.

در شکل ۱۵ در نمودار مثلثی $La/10-Y/15-Nb/8$ از Cabanis & Lecolle (1989) بازالت‌های بالشی در محدوده آلکالی بازالت‌های کافت‌های درون قاره‌ای واقع شده‌اند. در شکل ۱۶ در نمودار Ti/Y در برابر Nb/Y از Pearce (1982)، بازالت‌های بالشی در سری انتقالی داخل صفحه قرار گرفته‌اند. در شکل ۱۷ در نمودار لگاریتمی Th/Zr در برابر Nb/Zr از Shuqing et al. (2003) تمامی نمونه‌ها در محدوده IV یعنی محیط داخل صفحه قاره‌ای و در محدوده IV2 یعنی بازالت‌های زون‌های کشتی قاره‌ای یا کافت اولیه (initial rift) قرار گرفته‌اند.

۶- ویژگی‌های ناحیه منشأ گوشته‌ای

به عقیده Salavati (2008) بازالت‌های مجموعه افیولیتی کرتاسه در دامنه شمالی البرز در خاور گیلان در اثر درجات کم ذوب بخشی یک منبع گارنت لرزولیتی تشکیل شده‌اند. در حالی که بر اساس مطالعات حق نظر (۱۳۸۸) در بازالت‌های کرتاسه جواهردشت که در مجاورت بازالت‌های پیلولواها قرار دارد، گوشته ناحیه منشأ لرزولیت با رخساره اسپینل تعیین شده که ماگما از اعماق کمتر از ۶۰ کیلومتری و فشارهای بین ۱۵ تا ۲۰ کیلو باری نشأت گرفته که به درجاتی با سنگ‌های پوسته قاره‌ای آلوده شده‌اند. بررسی نشانه‌های ژئوشیمیایی سنگ‌ها اجازه شناسایی ترکیب گوشته ناحیه منشأ آنها را می‌دهد. نشانه و اثر گارنت بر جا مانده در ناحیه منشأ از روی مقدار عناصر REE سنگین بهنجار شده با کندریت مشخص می‌شود (Jung, 1999). با توجه به اینکه که گارنت عناصر HREE سنگین را در گوشته حفظ می‌کند، مقادیر $(Yb)_N > 10$ نشانه آن است که گارنت به‌عنوان یک فاز باقیمانده

۱۲ الگوی عناصر کمیاب ناسازگار بازالت‌های بالشی منطقه بهنجار شده با مقادیر گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) نشان داده شده‌است. بی‌هنجاری‌های مثبت در تفسیر Ti ، Nd ، Pb ، K و بی‌هنجاری‌های منفی Eu ، Sr ، Ta ، Nb ، Ce ، Zr به خوبی قابل ملاحظه هستند. این بی‌هنجاری در تفسیر جایگاه‌های زمین‌ساختی بسیار مهم هستند. مثلاً بی‌هنجاری‌های مثبت Pb و K و منفی Nb در الگوی عناصر کمیاب، از شاخصه‌های دخالت پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمایی محسوب می‌شوند (Taylor & McLennan, 1985; Hofmann, 1997). از طرفی بی‌هنجاری‌های منفی Zr ، Ba نیز از نشانه‌های آلودگی پوسته‌ای ماگماها هستند (Roy et al., 2003). بی‌هنجاری منفی Eu به همراه بی‌هنجاری منفی Sr حکایت از تفریق فشار پایین پلاژیوکلاز دارد و نشان می‌دهد که ماگما در سطوح کم پوسته متوقف مانده و تفریق پیدا کرده است. اما بی‌هنجاری‌های $Nb-Ta$ به ویژه برای تفسیر محیط زمین‌ساختی بازالت‌های بالشی منطقه بسیار با اهمیت بوده چرا که آنها شواهدی از اثر اجزای فرورانشی یا آلودگی پوسته‌ای در حین صعود ماگما را نشان می‌دهند (Gower & Swinden, 1991). بنابراین این موضوع باید به دقت مورد بحث قرار گیرد که آیا تهی‌شدگی از $Ta-Nb$ و در مقابل غنی‌شدگی از Pb و K در ارتباط با محیط‌های فرورانشی بوده یا در اثر آلودگی با پوسته قاره‌ای به وجود آمده‌اند. توسط Verma (2009) یک پارامتر کمی بی‌هنجاری Nb با عنوان $(Nb/Nb^*)_{pm}$ جهت تفسیر محیط‌های زمین‌ساختی معرفی شده است:

$$(Nb/Nb^*)_{pm} = 2 \times (Nb_{sa}/Nb_{pm}) / (Ba_{sa}/Ba_{pm}) + (La_{sa}/La_{pm})$$

محاسبه پارامتر $(Nb/Nb^*)_{pm}$ در مورد بازالت‌های بالشی منطقه عدد $0/60$ را نشان می‌دهد. چنانچه مقدار این پارامتر یک باشد، یعنی نمونه هیچ بی‌هنجاری Nb ندارد و اگر بزرگ‌تر از یک باشد یعنی نمونه بی‌هنجاری مثبت Nb دارد و اگر کوچک‌تر از یک باشد یعنی نمونه بی‌هنجاری منفی Nb دارد. در مورد اخیر چنانچه ارزش $(Nb/Nb^*)_{pm}$ دارای مقادیر پایین و نزدیک به صفر باشد می‌توان از نمودار چند عنصری این نتیجه را گرفت که آن نمونه دارای بی‌هنجاری منفی بزرگ Nb است و اگر این پارامتر نزدیک یک باشد می‌توان گفت که آن نمونه دارای بی‌هنجاری منفی کوچک Nb است. همه بازالت‌های جزایر قوسی و بخش جلویی قوس‌های قاره‌ای بی‌هنجاری منفی خیلی بزرگ Nb و ارزش‌های پایین $(Nb/Nb^*)_{pm}$ را نشان داده که بین $0/06$ تا $0/34$ متغیر می‌باشد. اما بازالت‌های پشت قوس و بازالت‌های کافتی و مناطق کشتی (که فاقد بی‌هنجاری منفی Nb هستند) دارای ارزش $(Nb/Nb^*)_{pm}$ بیش از ۱ هستند. اما محدوده تهی‌شدگی $(Nb/Nb^*)_{pm}$ بین $0/37$ تا $0/85$ شاخصه مناطق کافتی درون قاره‌ای و مناطق شکست قاره‌ای و کشتی درون قاره‌ای با بی‌هنجاری منفی Nb است (Verma, 2009). محدوده ارزش $(Nb/Nb^*)_{pm}$ حدود $0/60$ در بازالت‌های بالشی منطقه مشابه مناطق کافتی درون قاره‌ای مثل ایالت Basin و Range، فلات کلرادو و کافت ریوگراند در باختر آمریکا و همچنین مشابه بازالت‌های ایالت‌های طغیانی مثل دکن و بخش مرکزی کمربند ولکانیکی مکزیک است. همه این بازالت‌ها شواهد آلودگی با پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهند. از طرفی نسبت K_2O/Na_2O در بازالت‌های بالشی منطقه در حدود $0/8$ بوده که به عقیده Wilson & Downes (2006) معمولاً ماگماهای مرتبط با مناطق غیراروژنیک دارای نسبت $K_2O/Na_2O < 1$ هستند. بنابراین بر خلاف نظر صلواتی و صمدی صوفی (۱۳۸۹) بازالت‌های بالشی ویژگی‌های بازالت‌های مناطق قوس و پشت قوس را نشان نداده و بی‌هنجاری منفی Nb در آنها ناشی از آلودگی پوسته‌ای است. در شکل ۱۳ مقایسه الگوی میانگین بازالت‌های بالشی منطقه با مقادیر میانگین پوسته قاره‌ای (Rudnick & Fountain, 1995) بهنجار شده با مقادیر مورب نوع N نشان داده شده است. هماهنگی روند عناصر و نشیب فرازهای یکسان برهم کنشی ماگمای بازالتی‌های بالشی را با پوسته قاره‌ای مدلل می‌سازد.

Zr/Y در برابر Zr/Nb محدوده بازالت‌های کافت‌های قاره‌ای، کافت‌های پیش از اقیانوسی یا قبل از اقیانوسی و کافت‌های اقیانوسی از یکدیگر تفکیک شده‌اند (Kampunzu & Mohr, 1991). همان‌طور که ملاحظه می‌شود بازالت‌های بالشی به ازای مقادیر ثابت Zr/Nb تغییرات در نسبت Zr/Y را که از مشخصات مناطق کافتی درون قاره‌ای است، نشان داده و بخصوص از روند بازالت‌های کافت اتیوپی تبعیت می‌نمایند. در شکل ۲۲ مقایسه الگوی میانگین بازالت‌های تحولی کافت اتیوپی با بازالت‌های بالشی منطقه نشان داده شده است. هماهنگی روند الگوی عناصر کمیاب ناسازگار به خوبی مشخص است. براساس مطالعات (Barberi et al., 1982) کافت‌های قاره‌ای با انواع ولکانیسم زیاد و کم تقسیم می‌شوند. کافت اتیوپی جزو کافت‌های با ولکانیسم زیاد بوده که از شاخصه این نوع کافت‌ها، فعالیت‌های ماگمایی حجیم، نرخ بالای گسترش پوسته‌ای، و وفور بازالت‌های تحولی یا کمی آلکالن است. به عقیده Wilson (1989) در کافت‌های با فعالیت آتشفشانی زیاد نشأت‌گیری ماگمای بازیک در نتیجه ذوب بخشی گوشته استونوسفری (نه لیتوسفری) که در زیر محور کافت در حال صعود بوده اجتناب ناپذیر است. به عقیده Baker et al. (1972) در اتیوپی و کنیا پدیده کافت‌شدگی و فرونشست مقدم بر فازهای بالازدگی گنبدی بوده و تنش‌های تفریقی و گسیختگی اولیه پوسته مراحل آغازین کافت‌شدگی را فعال نموده است در نتیجه نوع کافت‌شدگی از نوع غیرفعال بوده است. به عقیده Wilson (1989) در بخش اتیوپیایی کافت خاور آفریقا نرخ‌های بالاتر کشش پوسته‌ای و متعاقب آن بالآمدگی استونوسفری منبع مورب منجر به درجات بیشتر ذوب بخشی و تولید مذاب‌های کمی آلکالن یا تحولی شده است. در این کافت، بازالت‌های تحولی علایم منبع مورب را به شکلی واضح نشان داده که این مسئله سهم بیشتر استونوسفر را در مذاب‌های بخشی مطرح می‌سازد. بر اساس مطالعات صورت گرفته بر روی بازالت‌های کرتاسه در منطقه جواهردشت که در مجاورت بازالت‌های بالشی قرار دارند، ماگمای این بازالت‌ها از یک منبع گوشته‌ای استونوسفری منبع مورب با رخساره اسپینل از اعماق کمتر از ۶۰ کیلومتری و فشارهای بین ۱۵ تا ۲۰ کیلوباری نشأت گرفته که به درجاتی با سنگ‌های پوسته قاره‌ای آلوده شده‌اند. در اثر برهم‌کنشی ماگماها از نظر ژئوشیمیایی تغییر یافته، به‌نحوی که سیمای مناطق فرورانشی را به‌طور کاذب نشان می‌دهند و از این حیث، این بازالت‌ها قابل مقایسه با بازالت‌های تحولی مناطق کافتی درون قاره‌ای هستند (حق نظر، ۱۳۸۸ و حق نظر و همکاران، ۱۳۸۹). در یک جمع‌بندی به نظر می‌رسد بازالت‌های بالشی منطقه قرابت‌های ژئوشیمیایی و تکنوماگمایی زیادی را با بازالت‌های جواهردشت نشان می‌دهند. شواهد ژئوشیمیایی و مشابهت الگوهای عناصر کمیاب با الگوی مناطق کافتی شاخص دنیا نشان می‌دهد که ماگماتیسم منطقه در ارتباط با مناطق کافتی درون قاره‌ای است. وجود گدازه‌های بالشی دلالت بر نقش و حضور آب در محیط فوران بازالت‌ها دارد (Cas & Wright, 1988). اما گدازه‌های بالشی در محیط‌های زمین‌ساختی مختلفی تشکیل می‌شوند: ۱- در مناطق اقیانوسی هنگامی که فوران در اعماق بیش از ۷۰۰ متر آب دریا انجام شود (Juteau & Maury, 1997) ۲- در محیط‌های غیرپشته‌های اقیانوسی همچون محیط‌های دریایی کم عمق مرتبط با فعالیت‌های کششی. شیب‌دار بودن حوضه خروج ماگما از جمله شرایط تشکیل بازالت‌های پیلو در این محیط‌ها است که در سواحل هاوایی نیز گدازه‌های بالشی در شیب ۲۰ درجه و زیر ده‌ها متر آب تشکیل می‌شوند (Moor, 1975). در بازالت‌های رودخانه کلمبیا (Reidel et al., 1989) و بازالت‌های طغیان دکن (Garner, 1996) نیز بازالت‌های بالشی گزارش شده‌اند. بنابراین بازالت‌های بالشی معمولاً می‌تواند از ماگمای بازالتی با گرانی کم در تماس با آب دریا و حتی در رسوبات اشباع از آب و در نفوذی‌های کم عمق شکل گیرد (Walker, 1992). مطالعات ما نشان می‌دهد که بازالت‌های بالشی کرتاسه در خاور گیلان، ویژگی‌های شاخص بازالت‌های

در ناحیه منشأ حضور ندارد (Wilson, 1989; Oliveros et al., 2007). مقدار $(Yb)_N$ بازالت‌های بالشی منطقه به‌طور میانگین ۱۴/۵۳ بوده و این موضوع نشان از عدم وجود گارنت در ناحیه منشأ دارد. در شکل ۱۸ در نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb از Coban (2007)، بازالت‌های بالشی منطقه در محدوده گوشته لرزولیتی فاقد گارنت قرار گرفته‌اند. حضور گارنت در سنگ منشأ گوشته‌ای منجر به افزایش نسبت Sm/Yb در مذاب می‌گردد. در این نمودار نسبت $Sm/Yb = 2/5$ معیار تفکیک دو محدوده وجود و عدم وجود گارنت است. نسبت $(Ce/Yb)_N$ در بازالت‌های بالشی منطقه به‌طور میانگین ۲/۶۷ است. به عقیده Frey (1982) نسبت‌های $2 < (Ce/Yb)_N < 5$ شاخصه‌ای است که ماگماها احتمالاً در عمق‌های محدوده پایداری اسپینل تشکیل یافته‌اند. غنی‌شدگی از MREE به‌عنوان شال Dy در برابر HREE به‌عنوان مثال Yb فقط زمانی که گارنت به‌عنوان یک فاز باقیمانده در ناحیه منشأ باشد، اتفاق می‌افتد چرا که Yb نسبت به Dy به صورت ترجیحی در ساختمان گارنت پذیرفته می‌شود (Peters et al., 2008). اما نسبت $(Dy/Yb)_N$ در بازالت‌های بالشی در حدود میانگین ۱ بوده و این نسبت پایین نشان می‌دهد که گارنت نقش مهمی در ناحیه منشأ ندارد (Lucassen et al., 2008). با توجه به اینکه براساس نمودار Ellam (1992) محدوده پایداری فاز اسپینل در اعماق کمتر از ۶۰ کیلومتری قرار دارد لذا گوشته منشأ اسپینل لرزولیت بوده که ماگما از اعماق کمتر از ۶۰ کیلومتری تشکیل شده است. در نمودار لگاریتمی Al_2O_3/TiO_2 در برابر TiO_2 از Beccaluva et al. (1983) که روابط ژنتیکی بین مذاب‌های بازالتی و باقیمانده‌های اولترامافیک را که از یک منبع پیرولیتی فرضی مشتق شده‌اند، نشان می‌دهد (شکل ۱۹)، درصدها، مقادیر ذوب بخشی را نشان می‌دهند. همان‌طور که مشخص است بازالت‌های بالشی از ذوب بخشی کمتر از ۱۵٪ منبع گوشته لرزولیتی حاصل شده‌اند.

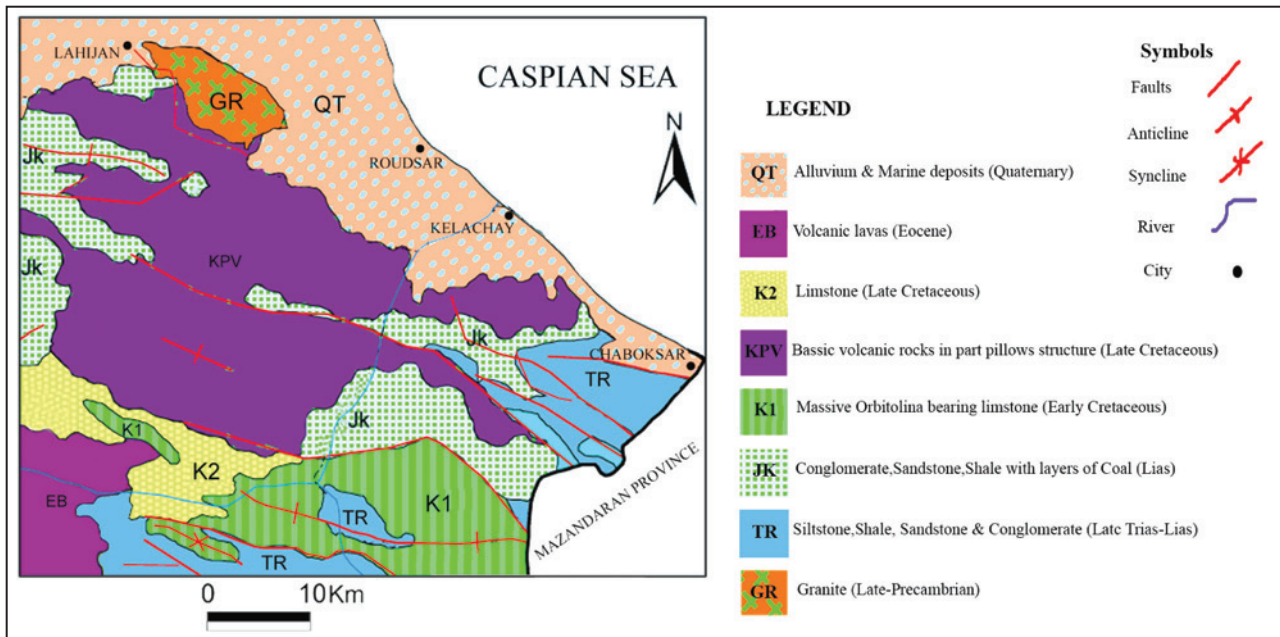
در شکل ۲۰ در نمودار Dy/Yb در برابر La/Yb از (Thirlwall et al., 1994; Bogaard & Worner 2003) منحنی‌ها درجات ذوب بخشی منبع گارنت پریدوتیتی و اسپینل پریدوتیتی را نشان می‌دهند. همان‌طور که مشخص است ماگمای مادر بازالت‌های بالشی از ذوب بخشی بین ۱۰ تا ۱۵ درصد یک منبع اسپینل پریدوتیتی تشکیل شده‌اند. تمامی داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ماگمای مولد بازالت‌های بالشی از یک منبع اسپینل لرزولیتی با ذوب بخشی کمتر از ۱۵٪ و احتمالاً بین ۱۰ تا ۱۵٪ و از اعماق کمتر از ۶۰ کیلومتری نشأت گرفته‌اند.

۷- بحث و نتیجه‌گیری

همان‌طور که در مطالعات ژئوشیمیایی بیان شد بازالت‌های کافتی کرتاسه در دامنه شمالی البرز به لحاظ ژئوشیمیایی اختصاصات بازالت‌های داخل صفحه قاره‌ای را نشان می‌دهند. بر خلاف نظرات صلواتی و همکاران (۱۳۸۸)، صلواتی و صمدی صوفی (۱۳۸۹) و (Salavati 2008) این بازالت‌ها اختصاصات بازالت‌های مناطق افیولیتی و اقیانوسی را نداشته و بی‌هنجاری‌های منحنی Zr, Ta-Nb در آنها نه به دلیل تشکیل ماگماها در یک محیط قوس یا فرافورانشی (Supra-Subduction) بلکه به دلیل آلودگی پوسته‌ای ماگمای این بازالت‌ها با پوسته قاره‌ای در یک محیط کافتی درون قاره‌ای به‌وجود آمده است. در اینجا در کنکاشی دقیق‌ترین موضوع را بررسی می‌کنیم. تغییرات تدریجی در رژیم زمین‌ساختی کافت قاره‌ای به کافت اقیانوسی با تغییرات تدریجی در شیمی بازالت‌ها همراهی می‌شوند (Tempo et al., 1999). بنابراین مطالعات (Kampunzu & Mohr 1991) بازالت‌های کافتی قاره‌ای دارای نسبت‌های پایین و ثابت Zr/Nb بوده در حالی که نسبت Zr/Y در تشکیلات مربوط به پوسته‌های اقیانوسی پایین و تمایل به ثابت ماندن را نشان می‌دهند. بنابراین این دو محقق با استفاده از نسبت‌های Zr/Y و Zr/Nb به‌عنوان شاخصه‌های درجه کشش لیتوسفریک، کلاً در محیط‌های کافتی استفاده نمودند. در شکل ۲۱ در نمودار

نشأت گرفته شده که در حین صعود با سنگ‌های پوسته قاره‌ای آلوده شده‌اند. بنابراین به عقیده نویسندگان، تئوری‌های مربوط به ژئودینامیک منطقه البرز در کرتاسه از حیث وجود یک پوسته اقیانوسی واقعی (افیولیت) بایستی مورد بازنگری قرار گیرد.

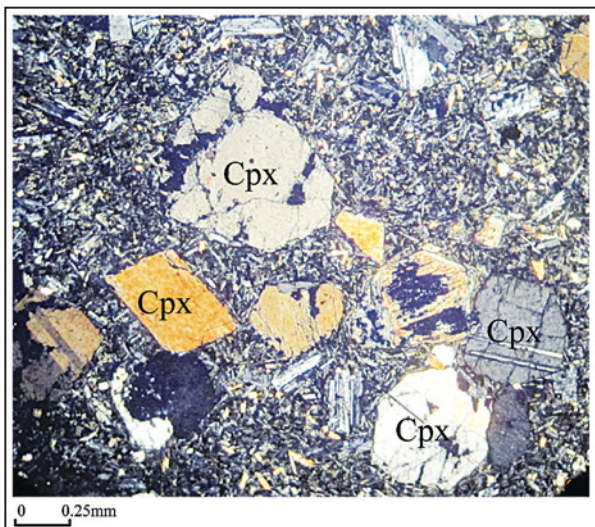
اقیانوسی و افیولیتی را نشان نداده و در یک محیط کافتی درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند و از این حیث قابل مقایسه با بازالت‌های تحولی کافت اتیوپی هستند. ماگمای تشکیل دهنده این بازالت‌ها از یک منبع گوشته استنوسفری با ترکیب اسپینل لرزولیت در اعماق کمتر از ۶۰ کیلومتری با نرخ ذوب بخشی ۱۰٪ تا ۱۵٪



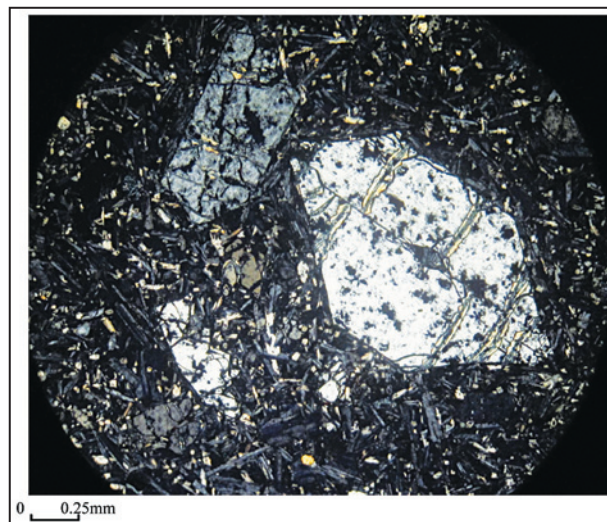
شکل ۱ - نقشه زمین‌شناسی خاور گیلان (اصلاح شده نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰۰ استان گیلان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور). محدوده مورد مطالعه واحد KPV (گدازه‌های بازالتی با ساختمان بالشی) به سن کرتاسه فوقانی است.



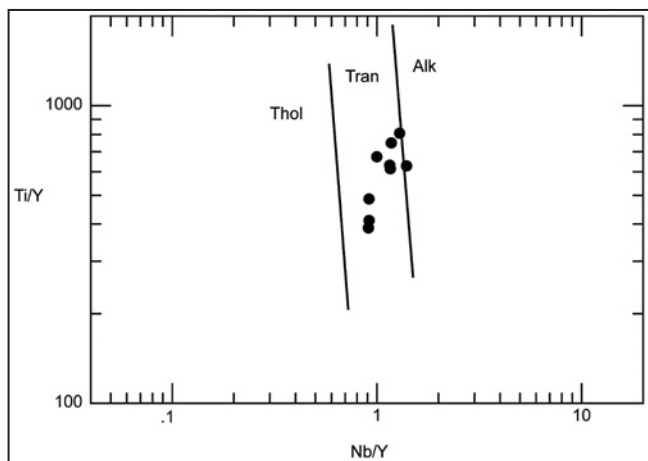
شکل ۲ - نمایی از گدازه‌های بالشی دامنه شمالی البرز در خاور گیلان.



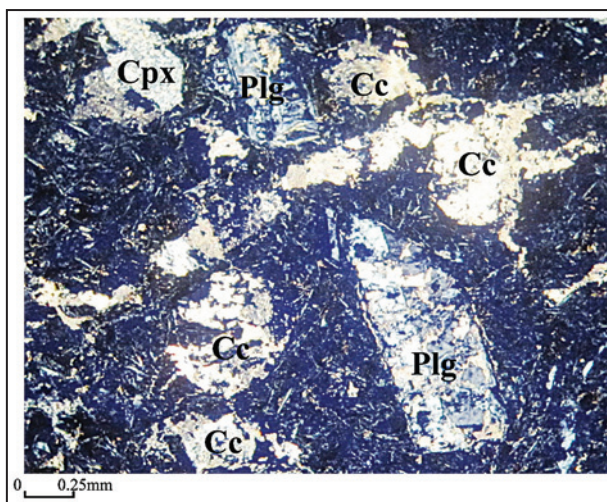
شکل ۴- بافت پورفیریک با خمیره میکرولیتی در گدازه بالشی با ترکیب بازالت. فراوانی فنوکریست‌های کلینوپروکسن (Cpx) و فقدان اولوین از ویژگی‌های این پیلوا است.



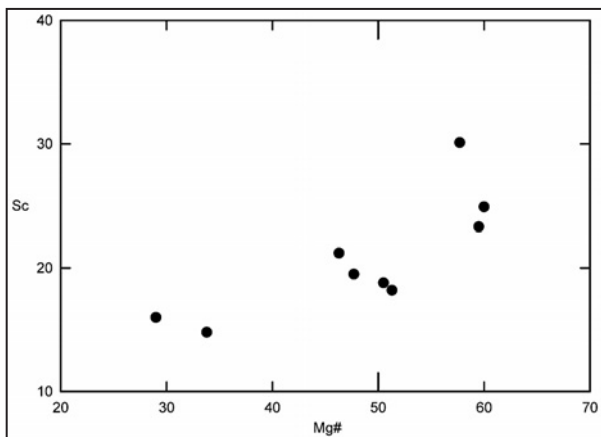
شکل ۳- نمایی از بافت پورفیریک با خمیره میکرولیتی در گدازه بالشی با ترکیب اولوین بازالت. همان‌طور که مشخص است فنوکریست‌های اولوین سالم بوده و تنها در امتداد شکستگی‌های خود تبدیل به سرپانتین شده‌اند.



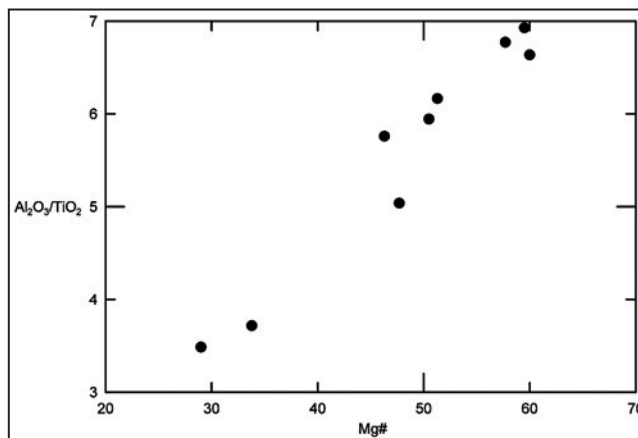
شکل ۶- موقعیت بازالت‌های بالشی منطقه در تقسیم‌بندی (Pearce 1982).



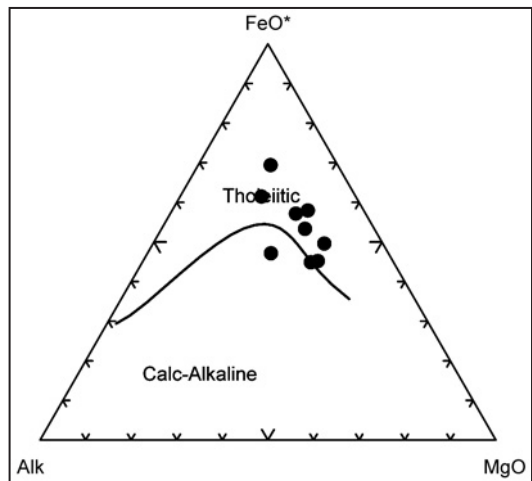
شکل ۵- بافت آمیگدالوئیدال و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (Plg) و پروکسن (Cpx) دگرمان شده در پیلو با ترکیب پروکسن آندزیتی. حفرات توسط کلسیت (Cc) پر شده است.



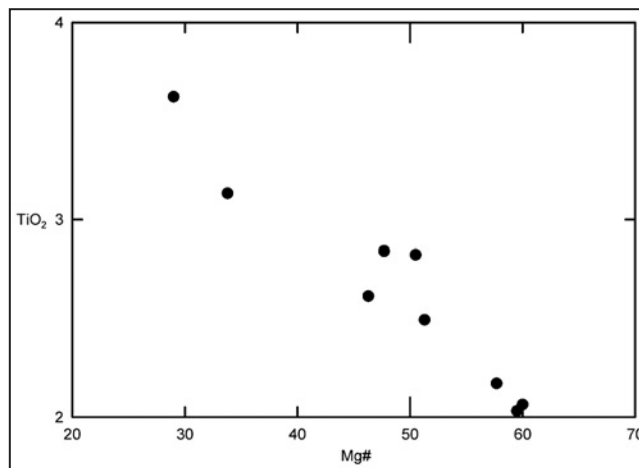
شکل ۸- موقعیت بازالت‌های بالشی منطقه در نمودار تغییرات Sc در برابر Mg#.



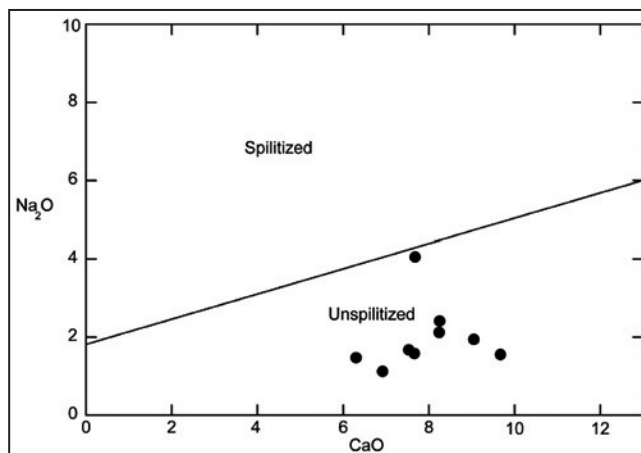
شکل ۷- موقعیت بازالت‌های بالشی منطقه در نمودار Al_2O_3/TiO_2 در برابر $Mg^\#$ (از Gower & Swinden, 1991).



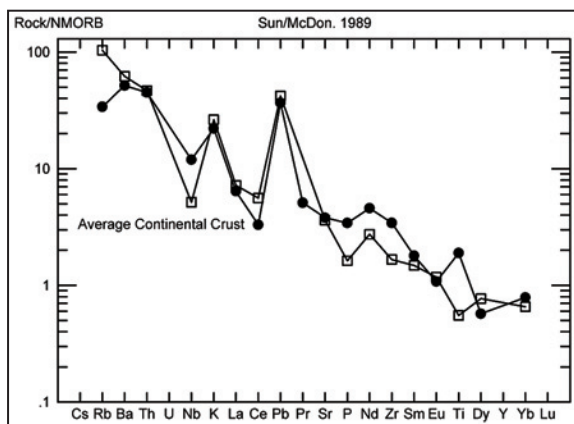
شکل ۱۰- موقعیت بازالت‌های بالشی منطقه در نمودار AFM.



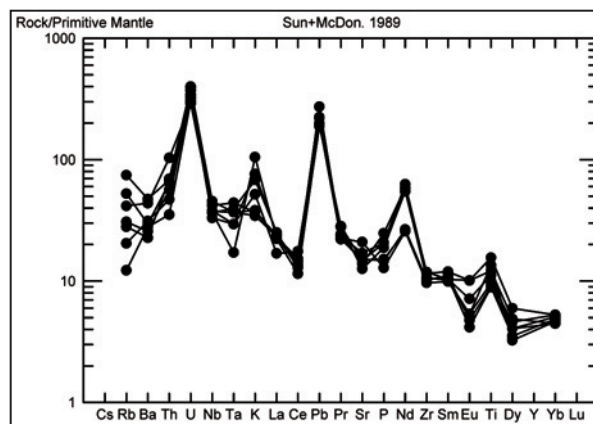
شکل ۹- موقعیت بازالت‌های بالشی منطقه در نمودار TiO_2 در برابر $Mg\#$.



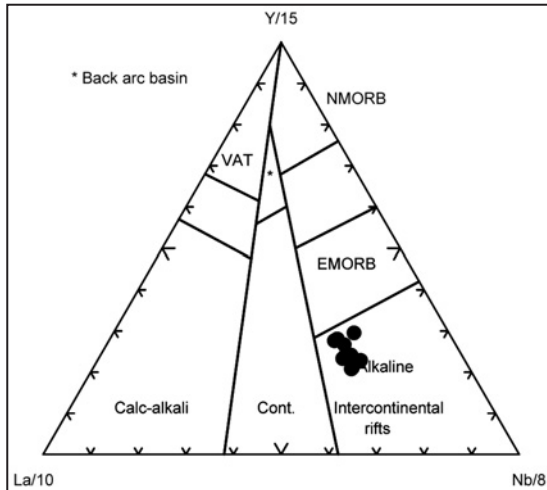
شکل ۱۱ - موقعیت بازالت‌های بالشی منطقه در نمودار Na_2O در برابر CaO از Stillman & Williams (1978).



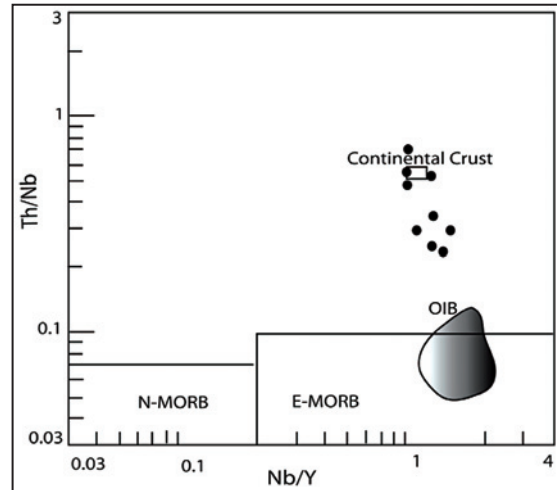
شکل ۱۳ - مقایسه الگوی میانگین بازالت‌های بالشی منطقه با مقادیر میانگین پوسته قاره‌ای (Rudnick & Fountain, 1995) بهنجار شده با مقادیر مورب نوع N.



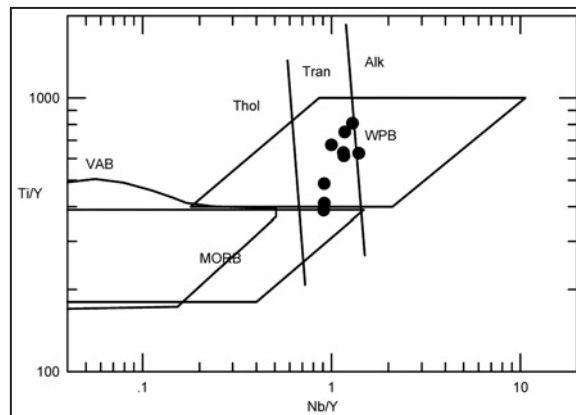
شکل ۱۲ - الگوی عناصر کمیاب ناسازگار بازالت‌های بالشی منطقه بهنجار شده با مقادیر گوشته اولیه.



شکل ۱۵ - موقعیت بازالت‌های بالشی در نمودار مثلثی La/10-Y/15-Nb/8 (Cabani & Lecolle, 1989).



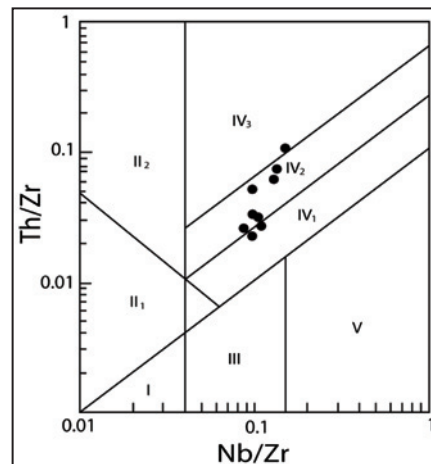
شکل ۱۴ - موقعیت بازالت‌های بالشی در نمودار لگاریتمی Th/Nb در برابر Nb/Y (Kamenov, 2004).

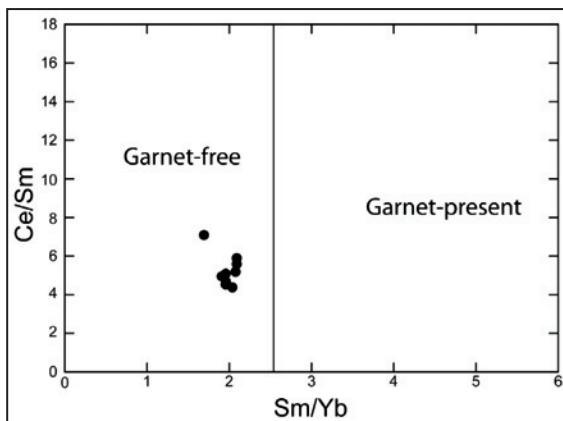


شکل ۱۶ - موقعیت بازالت‌های بالشی در نمودار لگاریتمی Ti/Y در برابر Nb/Y از Pearce (1982).

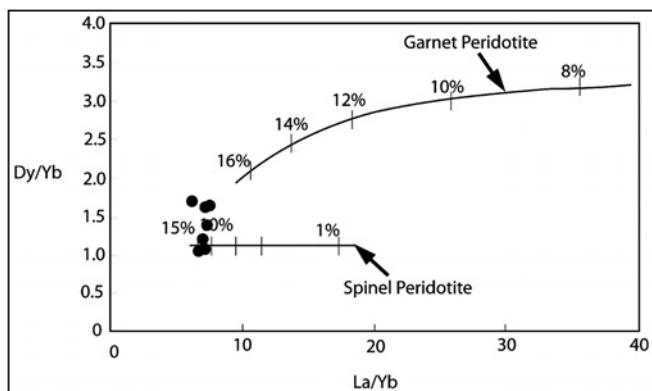
WPB: بازالت‌های داخل صفحه VAB: بازالت‌های قوس‌های آتشفشانی
MORB: بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی

شکل ۱۷ - موقعیت بازالت‌های بالشی در نمودار لگاریتمی Th/Zr در برابر Nb/Zr از Shuqing et al. (2003).
I: بازالت‌های تیپ N-MORB؛ II: بازالت‌های مناطق همگرا
(I₁: بازالت‌های جزایر قوسی؛ II₂: بازالت‌های قوس‌های
قاره‌ای) III: بازالت‌های داخل صفحه اقیانوسی؛ V: بازالت‌های
پلوم‌های گوشته‌ای؛ IV: بازالت‌های داخل صفحه قاره‌ای
(IV₁: تولیت‌های کافت‌های درون قاره‌ای و کافت‌های حاشیه
قاره‌ای؛ IV₂: بازالت‌های مناطق کششی قاره‌ای یا کافتی اولیه؛
IV₃: بازالت‌های مناطق برخوردی دو صفحه قاره‌ای).

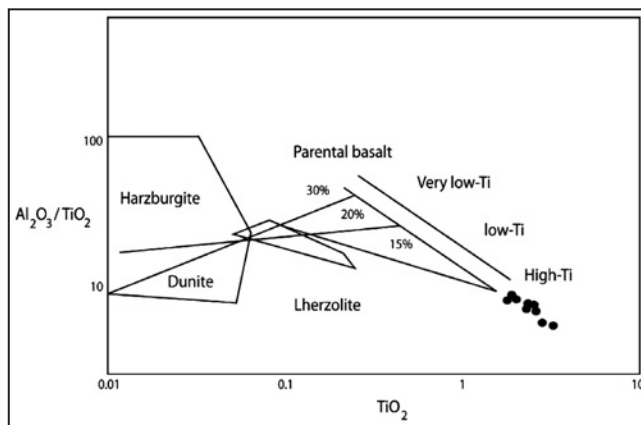




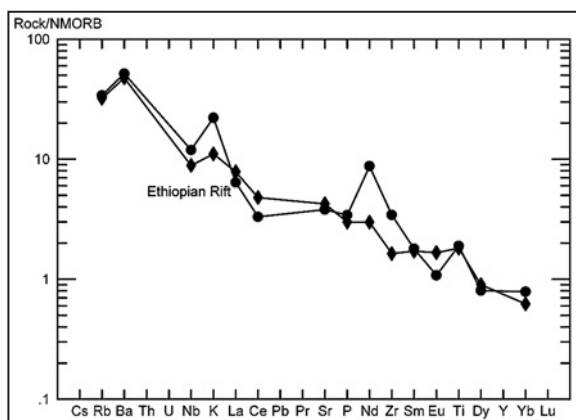
شکل ۱۸ - موقعیت بازالت‌های بالشی در نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb از Çoban (2007).



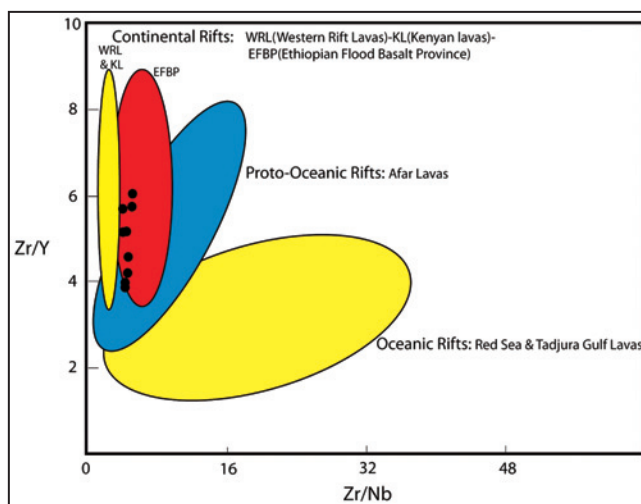
شکل ۲۰ - موقعیت بازالت‌های بالشی در نمودار Dy/Yb در برابر La/Yb (Bogaard & Worner, 2003; Thirlwall et al., 1994).



شکل ۱۹ - موقعیت بازالت‌های بالشی در نمودار لگاریتمی Al_2O_3/TiO_2 در برابر TiO_2 از Beccaluva et al. (1983).



شکل ۲۲ - مقایسه الگوی میانگین بازالت‌های تحولی کافت ایتوبی با بازالت‌های بالشی منطقه.



شکل ۲۱ - موقعیت بازالت‌های بالشی در نمودار Zr/Y در برابر Zr/Nb (Kampunzu & Mohr, 1991).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی گدازه‌های بالشی، اکسیدهای اصلی به روش XRF و عناصر فرعی به روش ICP.

Sample	SP1	SP19	SP2	SP4	SP12	SP18	SP16	SP14	SP10
Na ₂ O	۲/۱۲	۱/۶۷	۲/۴۱	۱/۹۴	۱/۴۷	۱/۵۸	۱/۵۵	۴/۰۵	۱/۱۲
MgO	۵/۸۵	۸/۰۸	۷/۱۳	۶/۸۴	۲/۸۴	۸/۴۶	۹/۱۰	۵/۴۲	۳/۶۹
Al ₂ O ₃	۱۴/۲۸	۱۳/۳۷	۱۴/۹۸	۱۳/۶۰	۱۱/۷۸	۱۳/۰۷	۱۴/۱۵	۱۵/۶۳	۱۰/۸۹
SiO ₂	۴۷/۵۰	۴۹/۸۰	۴۸/۵۱	۴۶/۰۶	۵۳/۳۲	۵۰/۲۰	۴۵/۶۰	۴۶/۵۳	۵۱/۵۹
P ₂ O ₅	۰/۴۴	۰/۳۳	۰/۴۵	۰/۴۲	۰/۴۵	۰/۳۲	۰/۲۸	۰/۵۴	۰/۴۱
K ₂ O	۱/۱۳	۲/۳۰	۱/۰۴	۰/۸۸	۱/۱۵	۲/۰۵	۱/۵۶	۱/۱۱	۳/۱۶
CaO	۸/۲۴	۷/۵۳	۸/۲۵	۹/۰۵	۶/۳۰	۷/۶۶	۹/۶۷	۷/۶۸	۶/۹۲
TiO ₂	۲/۴۸	۱/۹۳	۲/۴۳	۲/۷۰	۳/۳۸	۱/۹۷	۲/۰۹	۲/۶۳	۲/۹۳
MnO	۰/۷۰	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۱۸	۰/۲۷	۰/۱۴	۰/۲۱
Fe ₂ O ₃	۱۳/۴۸	۱۰/۸۹	۱۳/۴۱	۱۴/۷۸	۱۳/۷۵	۱۱/۰۷	۱۳/۳۴	۱۰/۴۷	۱۴/۱۳
Mg [#]	۴۶/۳	۵۹/۵	۵۱/۳	۴۷/۷	۲۹	۶۰	۵۷/۷	۵۰/۵	۳۳/۸
L.O.I	۳/۶۴	۳/۸۰	۱/۰۶	۳/۳۲	۵/۲۴	۳/۲۴	۲/۲۶	۵/۷۲	۵/۰۸
Ni	۱۱۲/۶	۱۳۰/۵	۵۶/۹	۲۵۴/۴	۵۶/۸	۵۵/۲	۲۳۹/۹	۲۸۷/۵	۲۷۱/۲
Rb	۵/۳	۲۶/۴	۳۳/۳	۱/۲	۱۷/۸	۴۷/۳	۱۳	۷/۸	۱۹/۵
Sr	۴۳۳/۲	۳۱۱/۹	۳۵۹/۳	۳۴۳	۳۱۱/۵	۳۲۱/۳	۴۴۲/۵	۲۹۳/۷	۲۶۶/۳
Y	۲۳/۷	۲۹/۸	۲۳/۱	۲۱/۶	۲۵/۱	۲۸/۷	۲۵/۸	۲۵/۷	۲۶/۱
Cr	۱۲۳/۷	۹۹/۹	۱۲۶/۲	۱۳۹/۴	۲۶/۷	۸۱/۵	۵۵/۸	۶۱/۲	۱۳۵/۸
Zr	۱۳۵/۷	۱۱۶/۲	۱۳۲/۷	۱۳۰/۶	۱۲۹/۸	۱۱۴/۵	۱۰۸/۵	۱۳۲/۵	۱۱۹/۵
Sc	۲۱/۲	۲۳/۳	۱۸/۲	۱۹/۵	۱۶	۲۴/۹	۳۰/۱	۱۸/۸	۱۴/۸
Cu	۶۵/۵	۶۰/۵	۵۲/۷	۵۳/۳	۱۴/۴	۶۳/۱	۸۶/۳	۶۳/۷	۱۹/۶
Co	۶۱/۹	۳۹/۶	۴۸/۳	۳۴/۷	۳۴/۹	۳۹/۹	۳۶/۷	۴۴/۱	۲۸/۶
Zn	۱۰۷/۴	۷۳/۶	۹۰/۵	۸۹/۸	۱۰۰/۴	۷۳/۱	۷۶/۷	۸۷/۷	۵۳/۱
Th	۵/۲	۸/۸	۵/۵	۴/۱	۵/۹	۵/۸	۴	۳	۶/۴
V	۲۰۰	۱۷۸/۸	۱۷۱/۵	۱۷۰/۶	۱۸۷/۵	۱۸۷/۵	۲۲۷/۷	۱۷۳/۴	۱۶۱/۸
Nb	۳۳/۱	۲۷/۱	۲۶/۷	۲۵/۴	۳۲/۴	۲۶/۳	۲۳/۶	۲۹/۹	۲۶/۱
Ba	۱۶۴/۱	۳۰۶/۳	۲۰۶	۱۸۵	۱۵۸/۹	۳۳۱/۲	۲۱۸/۴	۱۹۵/۲	۱۷۹/۴
Hf	۵/۶	۳/۱	۲/۵	۶/۱	۷	۳/۶	۲/۳	۵/۲	۴/۷
U	۸/۹	۶/۱	۷/۸	۶/۳	۸/۳	۶/۸	۷/۲	۶/۴	۸/۴
Ta	۱/۶	۱/۲	۱/۵	۲/۳	۱/۵	۱/۶	۱/۲	۱/۸	۰/۷
Pb	۱۶/۷	۱۴/۱	۱۹/۴	۸/۱	۱۳/۴	۱۵/۹	۱۵/۷	۱۵/۹	۱۴/۱
La	۱۸/۹	۱۷/۱	۱۶	۱۵/۷	۱۶	۱۷/۳	۱۱/۶	۱۶/۵	۱۵/۳
Ce	۲۸	۲۳/۹	۲۷/۱	۲۰/۸	۲۳/۲	۲۲/۹	۳۱/۲	۲۵/۷	۲۰/۴
Nd	۸۴/۱	۳۴/۸	۷۴/۱	۷۲	۸۴/۹	۳۶	۳۴/۸	۷۹/۲	۷۴/۶
Pr	۶/۷	۶/۲	۶/۵	۶/۸	۷/۸	۶/۱	۶/۲	۶/۷	۷/۷
Sm	۵/۴	۴/۷	۴/۶	۴/۲	۵/۳	۴/۹	۴/۴	۴/۶	۴/۵
Tb	۳/۷	۱/۳	۳/۳	۳/۴	۴/۱	۱/۴	۱/۵	۳/۶	۳/۵
Tm	۰/۲	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۴	۰/۲	۰/۲	۰/۴	۰/۳
Yb	۲/۶	۲/۴	۲/۲	۲/۲	۲/۶	۲/۵	۲/۶	۲/۲	۲/۳
Dy	۷/۱	۲/۶	۳	۳/۵	۴/۴	۳	۳/۴	۳/۶	۲/۴
Er	۴/۱	۵/۳	۵	۴	۶	۳/۷	۵/۳	۵/۷	۶
Eu	۱/۱	۰/۷	۱/۲	۰/۹	۱/۷	۰/۸	۰/۹	۱/۷	۰/۹
Gd	۵/۶	۴/۶	۵/۳	۵/۱	۷	۴/۵	۴/۸	۴/۷	۶/۹
Ho	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۶
Lu	۰/۴	۰/۳	۰/۴	۰/۳	۰/۴	۰/۳	۰/۴	۰/۳	۰/۴

کتابناری

بهار فیروز، خ.، شفیع، ا. ر.، اژدری، ا.، کریمی، ح. ر. و پیروز، م.، ۱۳۸۲- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ جواهرده، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 حق نظر، ش.، ۱۳۸۸- سنگ‌شناسی سنگ‌های ماگمایی مافیک محدوده جواهرده در شرق گیلان (جنوب شرق شهرستان رودسر)، رساله دکترای سنگ‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
 حق نظر، ش.، و ثوقی عابدینی، م. و پورمعافی، م.، ۱۳۸۷- خصوصیات ناحیه منشأ گوشته‌ای بازالت‌های جواهرده (شرق گیلان)، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال دوم، شماره هشتم، صفحه ۹۵ تا ۱۱۰.
 حق نظر، ش.، و ثوقی عابدینی، م.، پورمعافی، م. و ملکوتیان، س.، ۱۳۸۹- بررسی خصوصیات تکنوماگمایی بازالت‌های جواهرده در شرق گیلان، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، سال بیستم، شماره ۷۷، صفحه ۲۳ تا ۳۶.

حق نظر، ش.، ملکوتیان، س. و الهیاری، خ.، ۱۳۸۹- بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی گابروهای جواهردشت (شرق گیلان)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال هجدهم، شماره ۴، صفحه ۵۴۵ تا ۵۶۲.

شمیرانی، الف.، ۱۳۶۳- جزوه درسی زمین‌شناسی ایران، سیستم/ پرپود کرتاسه، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

صلواتی، م. و صمدی صوفی، ع.، ۱۳۸۹- بررسی سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی بازالت‌های منطقه جنوب املش (شرق گیلان)، مجله زمین و منابع، سال سوم، شماره ۱، صفحه ۲۹ تا ۳۸.

صلواتی، م.، کنعانیان، ع.، صمدی صوفی، ع.ر. و زعیمنیا، ف.، ۱۳۸۸- شیمی کانی‌های اصلی سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر (خاور گیلان): شواهدی از تفریق بلور در فشار بالا، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال هفدهم، شماره ۱، صفحه ۱۴۹ تا ۱۶۶.

کنعانیان، ع.، صلواتی، م.، اسماعیلی، د. و آسیابان‌ها، ع.، ۱۳۸۳- شیمی و کانی‌شناسی کلینوپیروکسن در سنگ‌های آذرین منطقه املش (شمال ایران)، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۳۰، شماره ۲، صفحه ۲۲۹ تا ۲۴۵.

موسوی، ر.، ۱۳۸۲- سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ جواهرده با نگرشی ویژه بر سنگ‌های آتشفشانی ناودیس لچ، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Alavi, M., 1996- Tectono stratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran. *Geodynamic*, 21: 1-33.
- Baker, B. H., Mohr, P. A. & Williams, L. A. J., 1972- Geology of the Eastern rift system of Africa. *Geol. Soc. Am., SP. Publ*, 186, 67 PP.
- Barberi, F., Santacroe, S. & Varet, J., 1982- Chemical aspects of rift magmatism, In: G. Palmason (Eds.): Continental and oceanic rifts, Washington DC: American Geophysical Union, 223-258.
- Beccaluva, L., Girolamo, D., Macciotta, P. & Morra, G., 1983- Magma affinities and fractionation trend in ophiolites. - *Ophioliti*, 8, 307-324.
- Bogaard, P. J. F. & Worner, G., 2003- Petrogenesis of basaltic to tholeiitic volcanic rocks from the Miocene Vogelsberg central Germany. *Journal of Petrology*, 44, 569-602.
- Brady, S. M., 2005- Controls on basaltic shield morphology, eastern Snake River plain, Idaho: A textural and geochemical study of Table Legs Butte and Quaking Aspen Butte. Department of Geosciences, Idaho State University, 151p.
- Cabani, B., & Lecolle, M., 1989- Le diagramme La/10- Y/15- Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des Processus de melange et/ou de contamination crustale. *C.R.Acad. Sci. Ser. II*, 309, 2023-2027.
- Cas, R. A. F. & Wright, J. V., 1988- Volcanic successions: Modern and Ancient, Unwin Hyman, London, 60P.
- Çoban, H., 2007- Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension- related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth- Science Reviews*, 80, 219-238.
- Ellam, E. M., 1922- Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, 20, 153-156.
- Engalenc, M., 1968- Geologie, geomorphologie, hydrogeologie de la region de Tehran (Iran). *These es sciences*. Montpellier, 180P.
- Fitton, J. G., Hardarson, B. S., Ellam, R. M. & Rogers, G., 1998- Sr-, Nd-, and Pb- isotopic composition of volcanic rocks from the southeast Greenland Margin at 63-N: Temporal variation in crustal contamination during continental breakup. In: Saunders, A.D., Larsen, H. C., Wise, S.H., (Eds), *Proc. ODP, Sci. Results*, 152: College Station, Tx (Ocean Drilling Program), 351-357.
- Frey, F. A., 1982- Rare earth element abundance in the upper mantle rocks, *Rare Earth Element Geochemistry* (Handerson, P., ed.) . Elsevier, Amsterdam, 153-204.
- Frisch, W., Ring, U., Durr, S., Borchert, S. & Biehler, D., 1994- The Arosa zone and platta Nappe Ophiolites (Eastern Swiss Alps): Geochemical characteristics and their meaning for the penninic Ocean. *Jb. Geol.B.-A*, 137, 19-33.
- Garner, P., 1996- Continental flood basalts indicate a pre-mesozoic flood/post-Flood boundary. *CENTech. J.*, 10, 114-127.
- Gower, C. F. & Swinden, H. S., 1991- Pillow lavas in the dead Island area, Grenville province, southeast Labrador. *Current Research, Newfoundland department of mines and Energy*, 91, 205-215.
- Graham, R. H., 2000- Tectonic study of the South Caspian. *SCSG*, 1-9.
- Hofmann, A. M., 1997- Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism, *Nature*, 385, 219-229.
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M. & White, W. M., 1986- Nd and Pb in Oceanic basalts, New constraints on mantle evolution *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 297-317.
- Jung, S., 1999- The role of crustal contamination during the evolution of continental rift-related Basalts. A case study from the Vogelsberg area (central Germany), *GEOLiNES (praha)* 9, 48-58.
- Juteau, T. & Maury, R., 1997- Geologie de la croûte oceanique: petrologie et dynamique endogenes, *Masson*, 367p.
- Kamenov, B., 2004- The olivine basalts from Livingston Island, west Antarctica: Petrology and geochemical comparisons. *Bulgarian Academy of Sciences, Geochemistry, Mineralogy and Petrology*, 41, 71-98.
- Kampunzu, A. B. & Mohr, P., 1991- magmatic evolution and petrogenesis in the east African Rift system. In: Kampunzu, A.B., Lubala, R.T., (EDS), *Magmatism in extensional structural settings: The phanerozoic African plate*. Springer, Heidelberg, 85-36.

- Lucassen, F., Franz, G., Romer, R. L., pudlo, D. & Dulski, P., 2008- Nd, Pb and Sr isotope composition of late Mesozoic to Quaternary intra - plate magmatism in NE- Africa(Sudan, Egypt): high - μ signatures from the mantle lithosphere, contributions to mineralogy and Petrology, 156,756 - 784.
- Moore, J. G., 1975- Mechanism, of formation of Pillow lava Amer. Scientist, 63, 269- 277.
- Oliveros, V., Morata, D., Aguirre, L., Feraud, G. & Fornari, M., 2007-Jurossic to early cretaceous subduction-related magmatism in the Coastal cordillera of northern chile: geochemistry and petrogenesis. Revista Geologica de chile, 34, 209- 232.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, In : R. S. Thrope (Eds.): Andesites, Wiley, chichester, 528- 548.
- Peters, T. G., Menzies, M., Thitlwall, M. & Kyle, P. K., 2008- Zoni-Bandera volcanism, Rio Grande, USA, Melt formation in garnet and spinel-facies mantle straddling the astenospher- lithosphere boundary, Lithos, 102, 295-315.
- Reidel, S. P., Tolan, T. L., Hooper, P. R., Beeson, M. H., Fecht, K. R., Bently, R. D. & Anderson, J. L., 1989- The Grande Ronde basalt, Columbia River basalt group : stratigraphic description and correlations in Washington, Oregon, and Idaho. In : Volcanism and Tectonism in the Columbia River Flood- basaly province, S.P. Reidel and P.R.Hooper (eds), Geological Society of America special papar 239, 21-53.
- Roy, A., Sarkar, A., Jeyakumar, S., Aggerawal, K. & Ebihara, M., 2003- Sm- Nd age and mantle soure characteristics of The Dhanjori volcanic rocks, Eastern India, Geochemical Jouranal, 36, 503-518.
- Rudnick, R. L. & Fountain, D. M., 1995- Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. Rev. Geophys. 33: 267-309.
- 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 (12), 2202-2216.
- Shuqing, S., Yunliang, W. & Chengjiang, Z., 2003- Discrimination of the tectonic sitting of basalts by Th, Nb and Zr. J. Geol. Rec. 49, 40-47.
- Stillman, C. J. & Williams, C. T., 1978- Geochemistry and tectonic setting of some upper Ordovician volcanic rocks in east and southeast Ireland, Earth planet . Sci . Lett, 41, 288-310.
- Sun, S. S. & Mc Donough, W. F., 1989- Magmatism in the oceanic basalts [Z.A.D. Saunders & M.J. Norry, Herausgeber] , Geol. Soc. Special Publ. 42: 313-345.
- Taylor, S. R. & Mc Lennan, S. M., 1985- The continental crust : its composition and evolution, Blackwel Sci . Pub. Oxford, 312p.
- Tempo, F., Kampunzu, A. B. & Porada, H., 1999- Tholeiitic magmatism associated with continental rifting in the Lufilian Fold belt of Zambia . Journal of African Earth Sciences, 28, 403-425.
- Thirwall, F. M., Upton, B. G. J. & Jenkins, C., 1994- Intraction between continental lithosphere and Iceland plume- Sr-Nd- Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, NE Greenland. Journal of petrology, 35, 839- 879.
- Verma, S. P., 2009- Continental rift setting for the central part of Mexican volcanic belt: A statistical approach, The open Geology journal, 3, 8- 29.
- Walker, G. P. I., 1992- Morphometric of study of pillow-sizespectrum among pillow lava. Bull. volc.
- Weavar, B. L., 1991- Trace element evidence for the origin of ocean- island basalts, Geology, 19-123-126.
- Wilson, M. & Downes, H., 2006- Tertiary-Quaternary intra-plate magmatism in Euron, ope and its relationship to mantle dynamics, Geological Society of London , 32, 147-166.
- Wilson, M., 1989- Igneous petrogenesis- A global tectonic approach , Unwin Hyman Lond. England.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation product using immobile elements. Chemical Geology. 20, 325-343.