



سنگ زایی، ژئوشیمی و کانی شناسی ماقماتیسم اؤسن نوار افیولیتی شمال سبزوار

علیرضا شیرزادی^۱، محسن نصرآبادی^۲، عباس آسیابانها^۱، سید جمال شیخ ذکریایی^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی^(ره)

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات

(دریافت مقاله: ۹۳/۶/۲۶ ، نسخه نهایی: ۹۳/۱۰/۳۰)

چکیده: نوار افیولیتی شمال سبزوار مورد هجوم ماقماتیسم بازیک، حد واسط و اسیدی پساافیولیتی به‌شکل گنبد، دایک و مخروط قرار گرفته‌اند. از نظر میکروسکوپی بافت نمونه‌های مورد بررسی پورفیری و تراکیتی است. فنوکریست‌های غالباً عبارتند از آمفیبول، فلدسپار و کلینوپیروکسن. همه‌ی پژوهشگرانی که به بررسی ماقماتیسم بازی تا اسیدی پساافیولیتی شمال سبزوار پرداخته‌اند بر پیدایش مرتبط با فرورانش آن‌ها اتفاق نظر دارند. رابطه زمانی و مکانی نزدیک ماقماتیسم بازیک، حد واسط و اسیدی بیانگر پیدایش یکسان آن‌است. مطابق نمودارهای دوتایی، ویژگی آدکیتی این نمونه‌های حاصل جدایش آمفیبول، تیتانیت و زیرکن است. وجود فنوکریست‌های آمفیبول و کانی‌های فرعی تیتانیت و زیرکن در نمونه‌های مورد بررسی نیز موید این امر است، با توجه به داده‌های فشارسنجی، جدایش آمفیبول در عمق معادل پوسته‌ی قاره‌ای میانی تا زیرین از ماقمای غنی از آب جزایر قوسی، سبب ایجاد شاخص‌های ژئوشیمیایی آدکیتی در ماقمای نهایی داسیتی و ریولیتی شده است.

واژه‌های کلیدی: گنبدهای حد واسط و اسیدی؛ آدکیتی؛ جدایش آمفیبول؛ نوار افیولیتی شمال سبزوار.

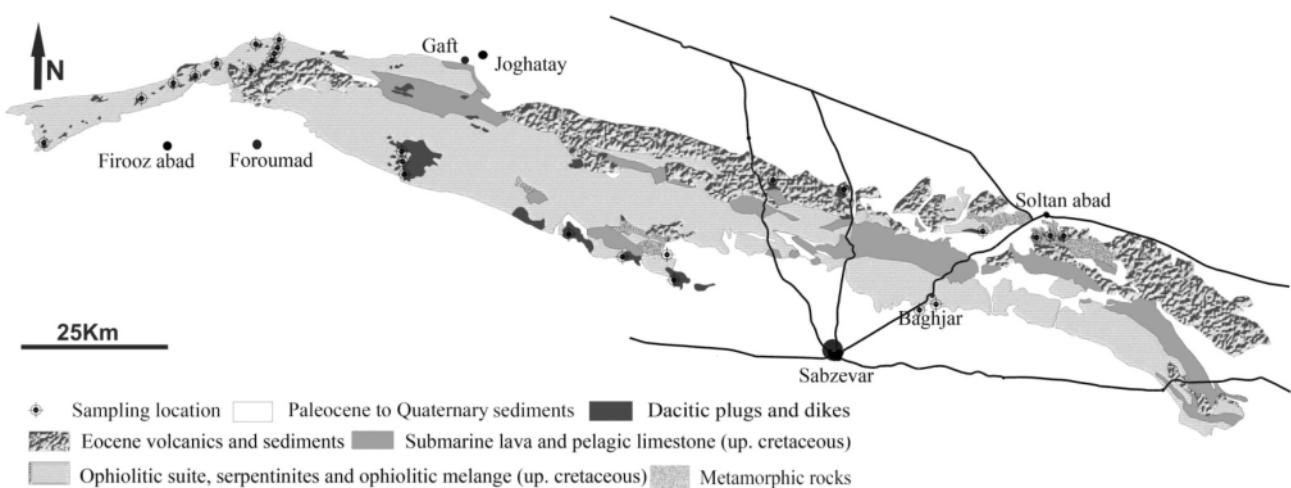
است (شکل‌های ۲ الف، ب، پ). بیشتر بررسی‌هایی که معطوف به این واحدهای سنگی بوده، پیدایش آن‌ها را با فرورانش حوضه‌ی اقیانوسی سبزوار وابسته دانسته [۱۰-۱۲] و با توجه به روابط صحراوی و سال‌سنگی پتاسیم-آرگن سنگ کل، سن آن‌ها را الیگوسن تا میوسن در نظر گرفته‌اند [۱۲، ۱۳].

[۱۰] با وجود این‌که سنگ‌های آتشفسانی بازیک و حد واسط اؤسن و گنبدهای اسیدی جوان‌تر را محصول ماقماتیسم منطقه‌ی فرورانش در نظر گرفته‌اند ولی توزیع مکانی ماقما نسبت به موقعیت منطقه فرورانش را با تردیدهایی همراه دانسته و از طرفی با توجه به این‌که زمان فرورانش پیش از کرتاسه بالایی

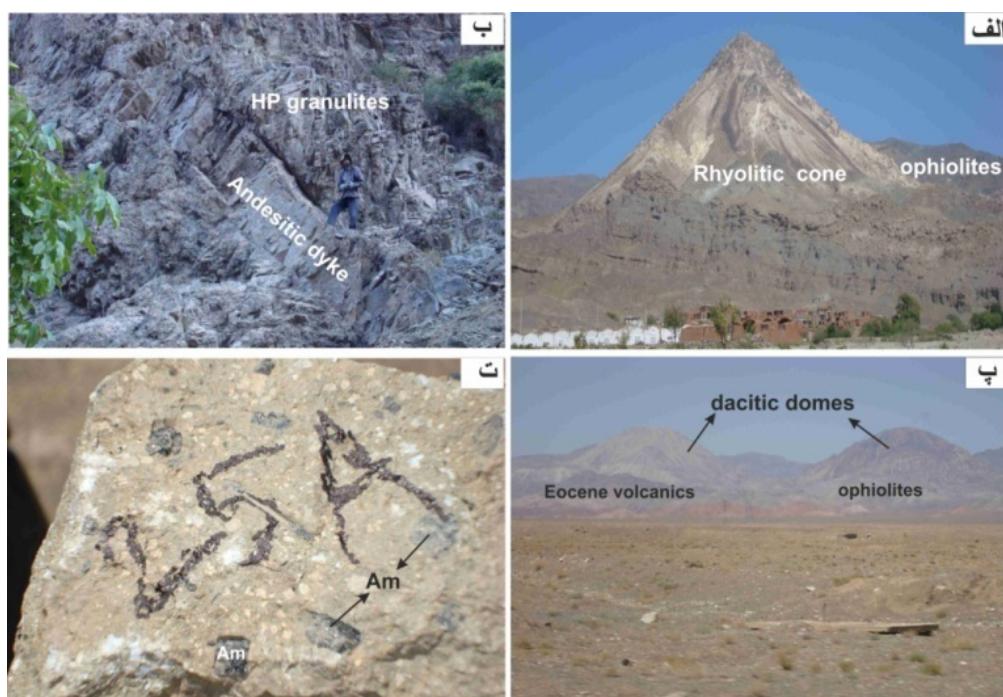
مقدمه

مجموعه‌ی افیولیتی شمال سبزوار با مساحت تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر مربع یکی از وسیع‌ترین مجموعه‌های افیولیتی ایران است (شکل ۱) [۱، ۲]. این مجموعه افیولیتی بقایایی از حوضه‌های اقیانوسی باریک واقع در شمال خرده قاره‌ی ایران مرکزی است (حوضه اقیانوسی سبزوار) که به صورت حوضه پشت قوس و در نتیجه زمین‌ساخت کششی حاصل از فرورانش حوضه‌ی اقیانوسی نئوتیس به وجود آمده و با نابودی حوضه‌ی اقیانوسی نئوتیس و برخورد صفحه‌ی عربی با خرده قاره‌ی ایران مرکزی، حوضه‌ی اقیانوسی سبزوار بسته شده و افیولیت‌های سبزوار جایگزین شده‌اند [۳-۹].

منطقه‌ی افیولیتی سبزوار نیز مانند اکثر نقاط ایران از هجوم ماقماتیسم اؤسن مصون نمانده است. از ویژگی‌های شاخص مجموعه افیولیتی سبزوار، تزریق مخروط، دایک و گنبدهای آتشفسانی اسیدی و حد واسط فراوان به داخل آن



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده از نوار افیولیتی شمال سبزوار با تغییرات از [۲۰، ۲۱]. بروند گنبدهای داسیتی و محل برداشت نمونه‌ها در شکل نشان داده شده‌اند.



شکل ۲ دورنمایی از روابط صحرایی و نمونه‌ی دستی، سنگ‌های مخروطی از نمونه‌های ریولیتی که به مجموعه افیولیتی شمال غرب سبزوار تزریق شده است. a- دایک آندزیتی تزریق شده به سنگ‌های دگرگونی گرانولیت فشار بالا. b- نمایی از گنبدهای داسیتی با توپوگرافی مرتفع نسبت به سنگ میزان افیولیتی. c- بیشتر نمونه‌ها دارای ساخت پورفیری، با فنوکریست آمفیبول و فلدسپار هستند.

بررسی ژئوشیمی سنگ‌های نیمه نفوذی شمال غربی سبزوار به وجود شاخص‌های آداسیتی آن‌ها پی برده و خاستگاه آن‌ها را ذوب بخشی اسلب اقیانوسی فرورو نسبت داده‌اند.

است، حضور ماقماتیسم فرورانش با سن اوسن تا میوسن را غیر قابل توجیه می‌دانند لذا این پژوهندگان بر این باورند که نمی‌توان مدل ساده برخورد-فرورانش را برای وقایع تکتونیکی و آتش‌شانی روی داده در این منطقه بکار برد. اخیراً [۱۳] با

نظر ماکروسکوپی، رنگ نمونه‌های مورد بررسی از خاکستری تا روشن متغیر است و بیشتر بافت پورفیری داردند (شکل ۲ ت). فنوکریستها از نوع فلدسپار، آمفیبول و بهندرت پیروکسن و در نمونه‌های اسیدی کوارتز هستند. در نمونه‌های دایک، تیغه‌های جهت یافته موجب پلاژیوکلاز با بافت تراکیتوئیدی شده است.

سنگ نگاری

در مقطع نازک، بافت نمونه‌های بازالت آندزیتی، آندزیتی و داسیتی مورد بررسی پورفیری با فنوکریستهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و کلینوپیرکسن است (شکل‌های ۳ الف، ب و ت). از کانی‌های فرعی می‌توان به اسفن و آپاتیت اشاره کرد. در این نمونه‌ها زمینه‌ی بین فنوکریستها مشکل از کانی‌های ریز بلور آمفیبول، میکرولیت پلاژیوکلاز، اسیدهای آهن-تینانیم و شیشه است و در بعضی موارد میکرولیت‌های جهت نیافته بین فنوکریستها سازنده بافت نمی‌هستند. فنوکریستهای کلینوپیرکسن نمونه‌های مافیک‌تر بهطور بخشی در حال تبدیل به آمفیبول قهقهه‌ای هستند (شکل ۳ ب).

انباست آمفیبول بهصورت بافت گلومرپورفیری در بعضی از نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۳ پ). محصولات ناشی از شکل گیری کانی‌های میکروسکوپی کدر عبارتند از فنوکریستهای آمفیبول، پلاژیوکلاز و اسیدهای فلزی (شکل ۳ ت). در هسته‌ی بعضی از آمفیبول‌ها ادخال کلینوپیرکسن دیده می‌شود (شکل ۳ ت). بافت تراکیتی بهصورت میکرولیت‌های موازی جهت یافته، مخصوصاً در نمونه‌های دایک نیز مشاهده شده است (شکل ۳ ث). بافت غیرعادلی غربالی در پلاژیوکلاز تعدادی از نمونه‌ها نیز دیده شده. زمینه‌ی بین فنوکریستهای فلدسپار پتاسیک و پلاژیوکلاز و کوارتز نمونه‌های ریولیتی، متشکل از شیشه و بلورهای ریز فلدسپار و کوارتز است. در بعضی از این نمونه‌ها، گارنت نیز مشاهده شد (شکل ۳ ج). نظر به این که سنگ میزان مخروطهای ریولیتی مورد بررسی، مجموعه‌ی افیولیتی عاری از گارنت است لذا خاستگاه زنوفکریستی گارنت‌ها مورد تایید نیست. از نکات قابل توجه نبود بیوتیت در بیشتر نمونه‌های سیستم مجاور وجود، بهصورت بخشی یا کامل به وسیله کلریت جانشین شده است. با توجه به شاخص‌های شیمیایی، میکاها مخصوصاً سفید موجود در نمونه‌های مورد بررسی، حاصل سریسیت‌زایی بوده و خاستگاه ثانوی دارند. از دیگر محصولات دگرسان می‌توان از اپیدوت و کلریت نام برد.

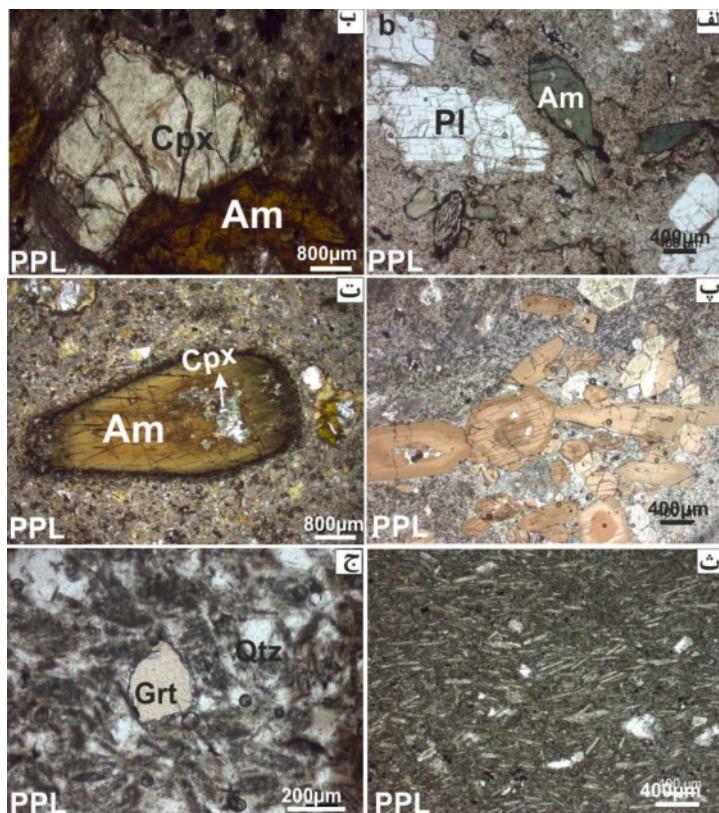
در این پژوهش سعی شده است که با بررسی زئوشیمی سنگ کل و کانی‌شناسی ماگماتیسم حدواسط و اسیدی نوار افیولیتی شمال سبزوار، ضمن بررسی پیدایش ماگما، شرایط تبلور آن نیز بحث شود.

روش بررسی

پس از نمونه‌برداری از برونزدهای گنبد، مخروط و دایک‌های آتشفشاری نوار افیولیتی شمال سبزوار و بررسی‌های میکروسکوپی، تعداد ۱۳ نمونه که شواهد دگرسانی کمتری دارند انتخاب و برای آنالیز شیمیایی سنگ کل بهروش ICP-MS به آزمایشگاه فعال‌سازی (Activation lab) انتاریوی کانادا ارسال شدند. پس از بررسی‌های دقیق سنگ نگاری، تجزیه ریزپردازشی نقطه‌ای ۱۵۰ نقطه از کانی‌های گوناگون ۵ مقطع نازک با ریزپردازنده نوع Cameca SX100 در دانشگاه استوتگارت آلمان صورت گرفت. در طول آنالیز ریزپردازشی، ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵KV، شدت جریان ۱۵nA و زمان شمارش سی ثانیه بوده‌اند. در محاسبه‌ی فرمول ساختاری کانی‌ها از نرم‌افزار کالکمین (Calc Min) و به منظور برآورد شرایط دما و فشار، از دما-فشار سنج‌های قراردادی استفاده شد.

روابط صحراي

ماگماتیسم پساافیولیتی شمال سبزوار بهصورت مجموعه آتشفشاری و آذرآواری ائوسن، گنبدهای اسیدی و حدواسط و دایک‌های بازیک تا حدواسط در دنباله‌ی افیولیتی و متایازیت-های مجموعه دگرگون سلطان‌آباد (شمال شرق سبزوار) بروزد دارند. گنبد و مخروطهای مورد بررسی با ترکیب ریولیتی و داسیتی دارای توپوگرافی مرتفع مخصوصاً در بخش غربی نوار افیولیتی شمال سبزوار هستند (شکل‌های ۲ الف و پ) به‌طوری که یک گنبد داسیتی بزرگ، سازنده‌ی مرتفع‌ترین نقطه‌ی مجموعه افیولیتی با نام کوه گر است در حالی که ماگمای آندزیتی و بازالت آندزیتی سازنده دایک‌های منطقه هستند. بیشتر گنبدهای داسیتی منطقه، دارای زنولیت‌های سرپانتینیتی با ابعاد متفاوت هستند. در بیشتر موارد تزریق گنبدهای داسیتی تاثیر گرمایی چندانی بر سنگ میزان نداشت ولی در بعضی از نقاط مانند جنوب شرق سلطان‌آباد، سبب تبلور دوباره شیستهای سبز موجود در هاله‌ی مجاوری شده و ایجاد هورنفلس توده‌ای را به دنبال داشته است بهطوری که در حال حاضر به عنوان سنگ نمای ساختمان استخراج می‌شود. از



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های مورد بررسی. الف- در نمونه‌های داسیتی، فنوکریست‌ها بیشتر از نوع آمفیبول و تا اندازه‌ای فلدسپار هستند. ب- در نمونه‌های بازالت آندزیتی، فنوکریست‌های کلینوپیروکسن به صورت بخشی به‌وسیله‌ی آمفیبول در حال جانشینی هستند. پ. بافت گلومروپورفیری متتشکل از فنوکریست‌های آمفیبول قهقهه‌ای با منطقه‌بندی ترکیبی در نمونه داسیتی. ت- فنوکریست آمفیبول با حاشیه‌ی واکنشی متتشکل از اکسید آهن و پلاژیوکلاز در نمونه‌ی بازالت آندزیتی. ادخال‌هایی از جنس کلینوپیروکسن نیز در آمفیبول موجود است. ث- بافت تراکیتی در نمونه‌های دایک آندزیتی. ج- برخی از نمونه‌های ریولیتی دارای گارنت هستند.

فلدسبار

با توجه به نمودار رده‌بندی فلدسبار، در نمونه‌های ریولیتی و داسیتی مورد بررسی، هر دو نوع فلدسبار پتاسیک (سانیدین) و پلاژیوکلاز (آلبیت، الیگوکلاز و آندزین) حضور دارند. ترکیب آلبیتی بعضی از بلورهای فلدسبار ممکن است ناشی از تاثیر فرایندهای سریسیت و سوسوریت‌زایی باشد. اما در نمونه‌های بازالت آندزیتی تنها فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین و لابرادوریت موجود است.

گارنت

مهم‌ترین ویژگی ژئوشیمیایی گارنت موجود در نمونه ریولیتی غنی‌شده‌ی از سازنده‌ی اسپسارتین است. درصد ساختاری گارنت‌های آنالیز شده به قرار زیرند: اسپسارتین ۱۶ تا ۶۶ درصد، آلماندن ۳۰ تا ۵۶ درصد، گروسوولار ۰,۵ تا ۱۶ درصد و پیروپ ۲ تا ۱۰ درصد. این گارنت‌ها با شواهد انحلال و

شیمی کانی‌ها

به‌منظور شناسایی ترکیب شیمیایی کانی‌ها و دما-فشار، از کانی‌های دو نمونه بازالت آندزیتی، دو نمونه داسیتی و یک نمونه ریولیتی، ماگماتیسم پسافیولیتی شمال سبزوار، بیش از ۱۵۰ آنالیز ریزپردازشی نقطه‌ای صورت گرفت. نتایج آنالیز در جدول ۱ نمایش داده شده‌اند. در این بخش به تفصیل ترکیب شیمیایی کانی‌ها بحث خواهد شد.

آمفیبول

با توجه به معیار رده‌بندی آمفیبول‌ها [۱۴]، آمفیبول نمونه‌های بازالت آندزیتی و داسیتی مورد بررسی، از نوع کلسیک بوده است ($\text{Ca}^B/\text{Ca}^A \geq 0.75$)، و بنابر میزان تمرکز کاتیون‌های آلمینیم، آهن و تیتانیم جایگاه C و سدیم، پتاسیم و کلسیم موجود در جایگاه A، بیشتر پارگازیت، ساداناجایت و چرم‌ماکیت نام دارند (شکل ۴).

ماگمایی دارد و تبلور آن را به تمرکز بالای آلومینیم و انباشت مواد فرار در مایعات تفرقی یافته نهایی نسبت داده‌اند.

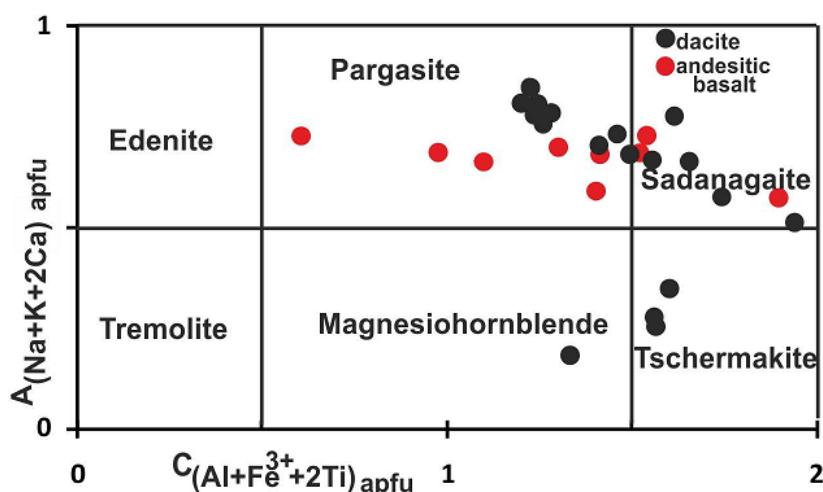
خوردگی، منطقه‌بندی ترکیبی روشنی نشان نمی‌دهند. [۱۵] گارنت غنی از اسپسارتین در ماقمای ریولیتی خاستگاه

جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی کانی‌های موجود در نمونه‌های مورد بررسی، فرمول ساختاری آمفیبیول، کلینوپیروکسن، فلدسپار، آمفیبیول، تیتانیت موسکویت، اپیدوت و گارنت به ترتیب بر اساس ۲۳، ۲۸، ۸، ۶، ۱۲، ۴ و ۱۲، ۵ و ۱۲ اکسیژن محاسبه شده است.

نمونه	18G (بازالت آندزیتی)					19C (بازالت آندزیتی)					24k (داسیت)				
	کانی	آمفیبیول	فلدسپار	پیروکسن	کلریت	آمفیبیول	پیروکسن	فلدسپار	اپیدوت	آمفیبیول	اپیدوت	تیتانیت	اپیدوت	فلدسپار	
SiO ₂	۴۱,۶۲	۵۳,۸۴	۵۰,۳۸	۳۱,۰۳	۳۹,۸۹	۴۹,۸۸	۵۱,۰۷	۴۲,۷۱	۴۰,۰	۴۳,۵۲	۳۱,۱۷	۶۸,۵۴	۶۰,۳۷		
TiO ₂	۱,۴۴	۰,۰۸	۰,۶۷	۰,۰۱	۲,۷	۰,۸۵	۰,۰۴	۰,۰۱	۲,۹۳	۰,۰۳	۳۱,۱۹	۰,۰	۰,۰۲		
Al ₂ O ₃	۱۲,۴۷	۲۷,۸۶	۴,۶۹	۱۵,۴	۱۳,۶۶	۴,۷۴	۳۰,۰۷	۱۹,۰۶	۱۳,۶۴	۲۲,۸۸	۴,۵۳	۱۹,۰۵	۲۱,۰۹		
FeO ^t	۱۳,۸	۰,۹۱	۵,۷۱	۱۷,۰۷	۱۳,۹۸	۸,۵۸	۰,۷۶	۷,۰۵	۱۵,۲۸	۱,۳۱	۲,۰۱	۰,۱۱	۰,۰۲		
MnO	۰,۲۱	۰,۰۱	۰,۱۱	۰,۱۹	۰,۱۴	۰,۲۱	۰,۰۱	۰,۰	۰,۱۴	۰,۰	۰,۰۷	۰,۰	۰,۰۱		
MgO	۱۳,۸	۰,۰۷	۱۵,۷۳	۲۳,۵۷	۱۳,۳	۱۵,۳۲	۰,۰۹	۰,۲۷	۱۱,۶۱	۰,۵	۰,۰۳	۰,۰	۰,۰۱		
CaO	۱۰,۸۵	۱۱,۵۶	۲۱,۶۵	۰,۰	۱۰,۷۹	۱۹,۶	۱۳,۷۵	۲۵,۷۷	۱۱,۱۸	۲۶,۴۶	۲۸,۳۷	۰,۱	۱۰,۵۵		
Na ₂ O	۲,۷	۵,۲۴	۰,۴۱	۰,۰	۲,۸۷	۰,۴۹	۳,۷۲	۰,۰۵	۲,۶۱	۰,۰۷	۰,۰۴	۱۱,۹۳	۶,۷۳		
K ₂ O	۰,۳۸	۰,۱۳	۰,۰	۰,۰	۰,۳۳	۰,۰	۰,۱۱	۰,۰	۰,۷۲	۰,۰	۰,۰	۰,۰۹	۰,۰۳		
Total	۹۷,۲۷	۹۹,۷۷	۹۹,۳۸	۸۷,۳۷	۹۷,۶۶	۹۹,۶۸	۹۹,۶۷	۹۴,۹۲	۹۸,۱۱	۹۴,۷۷	۹۷,۴۱	۹۹,۸۲	۹۸,۸۳		
Si	۶,۰۸	۲,۴۵	۱,۸۵	۶,۲۵	۵,۸۳	۱,۸۴	۲,۳۳	۳,۴۴	۵,۹۱	۳,۴۵	۱,۰	۳,۰	۲,۷۵		
Ti	۰,۱۵	۰,۰	۰,۰۱	۰,۰	۰,۲۹	۰,۰۲	۰,۰	۰,۰	۰,۳۲	۰,۰	۰,۷۵	۰,۰	۰,۰		
AlIV	۱,۹۱		۰,۱۴	۱,۷۴	۲,۱۶	۰,۱۵		۱,۸	۲,۰۸	۲,۱۴	۰,۱۷				
AlVI	۰,۲۳	۱,۴۹	۰,۰۶	۱,۹	۰,۱۹	۰,۰۵	۱,۶۲		۰,۲۸			۰,۹۸	۱,۱۴		
Fe ³⁺	۱,۱	۰,۰۳	۰,۰۷	۰,۰	۱,۱	۰,۰۸	۰,۰۲	۰,۴۲	۰,۷۱	۰,۰۷	۰,۰۴	۰,۰	۰,۰		
Fe ²⁺	۰,۴۵	۰,۰	۰,۰۹	۲,۸۷	۰,۴۸	۰,۱۶	۰,۰	۰,۰	۱,۰۹	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰		
Mn	۰,۰۲	۰,۰	۰,۰	۰,۰۵	۰,۰۱	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰۱	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰		
Mg	۳,۰	۰,۰	۰,۸۶	۷,۰۷	۲,۹	۰,۸۴	۰,۰	۰,۰	۲,۵۵	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰		
Ca	۱,۷	۰,۵۶	۰,۸۵	۰,۰	۱,۶۹	۰,۷۷	۰,۶۷	۲,۲۲	۱,۷۷	۲,۲۵	۰,۹۷	۰,۰	۰,۵۱		
Na	۰,۷۶	۰,۴۶	۰,۰۲	۰,۰	۰,۸۱	۰,۰۳	۰,۳۳	۰,۰	۰,۷۴	۰,۰۱	۰,۰	۱,۰۱	۰,۶		
K	۰,۰۷	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰۶	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۱۳	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰		
Sum	۱۵,۴۷	۴,۹۹	۳,۹۵	۱۹,۸۸	۱۵,۵۲	۳,۸۹	۴,۹۷	۷,۹۱	۱۵,۳۱	۷,۹۲	۲,۹۳	۴,۹۹	۵,۰		
Mg#	۸۶		۹۰	۷۱	۸۵	۸۳			۶۹						
Na _B	۰,۳۷				۰,۳۸				۰,۳۱						
Ab		۴۴,۷					۲۲,۶					۹۸,۹	۵۳,۵		
An		۵۴,۵					۶۶,۶					۰,۵	۴۶,۳		
Or		۰,۸					۰,۸					۰,۵	۰,۲		
Xps			۶۶			۵۳		۱۹				۶۸,۵۴	۶۰,۳۷		
Di			۷			۱۰						۰,۰	۰,۰۲		
Hd			۱۱			۱۸						۱۹,۰۵	۲۱,۰۹		
Opx			۱۲			۱۲						۰,۱۱	۰,۰۲		
Ts												۰,۰	۰,۰۱		

ادامه جدول ۱

نمونه	27C (داسیت)				26C (ربولیت)							
	کانی	آمفیبول	فلدسبار	گارنت				فلدسبار			کلریت	موسکویت
				مرکز	حاشیه							
SiO ₂	۴۴,۳۵	۶۴,۷۵	۶۱,۵۲	۳۵,۰۲	۳۵,۳	۳۶,۶۶	۳۶,۷۲	۶۶,۰۳	۶۴,۴	۶۳,۴	۲۵,۶۳	۴۵,۸۲
TiO ₂	۱,۵۹	۰,۰	۰,۰	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰۶	۰,۰۳
Al ₂ O ₃	۱۱,۳۷	۸۲,۱۷	۲۲,۹۹	۲۱,۰۳	۲۰,۸۶	۲۰,۷۷	۲۰,۷۶	۲۰,۶۵	۱۷,۸۴	۲۲,۰	۱۹,۴۶	۳۳,۵۴
FeO ^t	۱۳,۰۰	۰,۰	۰,۲۴	۱۹,۳۹	۱۶,۰۶	۲۸,۴۸	۲۸,۸۸	۰,۰۲	۰,۱۱	۰,۰۳	۳۱,۴۶	۲,۰۶
MnO	۰,۱۵	۰,۰	۰,۰	۲۳,۸۴	۲۷,۶۴	۷,۱۵	۷,۴۱	۰,۰	۰,۰۴	۰,۰	۲,۵۸	۰,۰۷
MgO	۱۳,۹۳	۰,۰	۰,۰۲	۰,۸۵	۰,۵۱	۲,۳۴	۲,۳۱	۰,۰۱	۰,۰	۰,۰	۷,۸۵	۰,۷
CaO	۱۱,۰۴	۰,۱۷	۵,۵۱	۰,۱۹	۰,۲۳	۵,۵۳	۵,۲۵	۱,۹	۰,۰۲	۳,۶۳	۰,۰	۰,۰۵
Na ₂ O	۱,۸۳	۱,۵۲	۸,۶۶	۰,۰۴	۰,۰۶	۰,۱۹	۰,۱۷	۱۰,۵۶	۰,۳۷	۹,۴۵	۰,۰	۱,۰۶
K ₂ O	۰,۳۲	۱۴,۵۳	۰,۲۱	۰,۰	۰,۰	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۹۱	۱۶,۸۱	۱۶,۷۴	۰,۰	۹,۷۲
Total	۹۷,۵۸	۹۹,۰۳	۹۹,۱۸	۱۰۰,۴۱	۱۰۰,۷۳	۱۰۱,۲	۱۰۱,۰۹	۱۰۰,۱۱	۹۹,۸۷	۹۹,۱۶	۸۷,۰۴	۹۳,۰۵
Si	۶,۴	۳,۰۲	۲,۷۵	۲,۸۷	۲,۸۹	۲,۹۱	۲,۹۱	۲,۹۱	۲,۹۹	۲,۸۲	۵,۶۹	۶,۲۵
Ti	۰,۱۷	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰۱	۰,۰
AlIV	۱,۵۹	۰,۹۸	۱,۲۱	۰,۱۲	۰,۱	۰,۰۸	۰,۰۸	۱,۰۷	۰,۹۷	۱,۱۵	۲,۳	۱,۷۴
AlVI	۰,۳۴			۱,۹	۱,۹	۱,۸۶	۱,۸۵				۲,۷۹	۳,۶۵
Fe ³⁺	۰,۹۱	۰,۰	۰,۰	۰,۲۲	۰,۲	۰,۲۳	۰,۲۴	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰
Fe ²⁺	۰,۵۵	۰,۰	۰,۰	۱,۰۸	۰,۸۷	۱,۶۳	۱,۶۴	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۵,۸۴	۰,۲۳
Mn	۰,۰۱	۰,۰	۰,۰	۱,۶۵	۱,۹۱	۰,۴۸	۰,۴۹	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۴۸	۰,۰
Mg	۲,۹۹	۰,۰	۰,۰	۰,۱	۰,۶	۰,۲۷	۰,۲۷	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۲,۶	۰,۱۴
Ca	۱,۷	۰,۰	۰,۲۶	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۴۷	۰,۴۴	۰,۰۹	۰,۰	۰,۱۷	۰,۰	۰,۰
Na	۰,۵۱	۰,۱۴	۰,۷۵	۰,۰	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۹	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰	۰,۲۸
K	۰,۰۵	۰,۸۷	۰,۰۱	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰۵	۰,۰۹	۰,۰۲	۰,۰	۱,۶۹
Sum	۱۴,۸۸	۵,۰۱	۴,۹۸	۷,۹۵	۸,۰	۷,۹۵	۷,۹۴	۰,۰۲	۴,۹۸	۴,۹۷	۱۹,۷	۱۳,۹۸
Mg#	۸۴			۹	۷	۱۴	۱۴					
Na _B	۰,۳۳											
Ab		۱۴	۷۳,۱					۸۶	۳	۸۱		
An		۱	۲۵,۷					۹	۰,۵	۱۷		
Or		۸۵	۱,۲					۵	۹۶,۵	۲		
Grs				۰,۵	۰,۷	۱۶	۱۵					
Pyp				۳	۲	۱۰	۱۰					
Alm				۳۸	۳۰	۵۶	۵۶					
Sps				۵۸	۶۶	۱۶	۱۷					
Ms											۷۰	
Cel											۱۲	
Pg											۱۴	



شکل ۴ بنابر نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول [۱۴] آمفیبول‌های موجود در نمونه‌های مورد بررسی، عمدتاً از نوع پارگازیت و سادانجايت هستند.

متوسط به میزان ۲ کیلوبار فشار کمتری را نسبت به روش‌های فشارسنجی نشان می‌دهد. [۲۳] خاطرنشان کرده‌اند که در دما-فشارسنجی آمفیبول به روش [۱۹]، فشار محاسبه شده نسبت به دما سازگاری کمتری با داده‌های حاصل از بررسی‌های آزمایشگاهی نشان می‌دهد لذا کالیبراسیون‌های انجام شده به‌وسیله آن‌ها دما‌سنجی معتبرتری محاسبه می‌شود. با استفاده از ترکیب آمفیبول‌های مورد بررسی و به کارگیری روش [۱۹] میزان آب موجود در ماقمای سازنده نمونه‌های مورد بررسی، ۶ تا ۸ درصد برآورده شده است. دما‌سنجی صورت گرفته به روش [۱۹] برای نمونه‌های مورد بررسی غیر از داسیت شماره ۲۷C، دمای بالاتر از ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. در یک ماقمای محتوی ۶ تا ۸ درصد آب، به‌واسطه‌ی تاخیر در تبلور پلاژیوکلاز، ضمن افزایش گستره‌ی پایداری آمفیبول، تشکیل این کانی از یک گدازه غنی از آلومینیم صورت گرفته و در نتیجه دمای تبلور محاسبه شده بالاتر از مقادیر واقعی است [۲۵]. چنانکه که در بخش‌های آینده نشان خواهیم داد، شکل-گیری‌های ماقمایی منطقه بیشتر متاثر از فرایند جدایش آمفیبول بوده است. تفاوت‌هایی دمایی محاسبه شده برای آمفیبول مختلف ممکن است ناشی از تغییرات ترکیبی گدازه طی مراحل مختلف جدایش آمفیبول باشد. با توجه به شباهت ترکیبی آمفیبول نمونه‌ی داسیتی ۲۴K و انواع بازالت آندزیتی، دامنه‌ی دمایی محاسبه شده با دما‌سنجی آمفیبول [۱۹] برای این نمونه تقریباً مشابه نمونه‌های بازالت آندزیتی است. این امر

محاسبه‌ی دما و فشار تبلور ماقمای

الف دما-فشارسنجی آمفیبول

به‌واسطه دامنه‌ی پایداری گستردگی آمفیبول (فشار ۱ تا ۲۳ کیلوبار و دمای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد)، این کانی از اهمیت ویژه‌ای در محاسبه‌ی دما و فشار توده‌های آتش‌شسانی و نفوذی آهکی قلیایی نوارهای کوهزایی برخوردار است [۱۶]. ترکیب شیمیایی این کانی، تحت تاثیر عوامل فشار، دما، ترکیب شیمیایی گدازه، گریزندگی اکسیژن و میزان آب موجود در ماقمایی [۱۸، ۱۷]. یک رابطه خطی مستقیم بین میزان آلومینیم و تیتانیم آمفیبول و عمق و دمای تبلور ماقمای، بررسی‌های آزمایشگاهی بسیاری از پژوهشگران به اثبات رسیده است [۲۴-۱۸]. به‌واسطه‌ی این رابطه، دما-فشارسنجی آمفیبول توده‌های نفوذی و آتش‌شسانی، بهمنظور برآورد عمق تبلور و جایگزینی و دمای انجماد ماقمای مورد استفاده قرار می‌گیرد. اخیراً [۱۹] با استفاده از ترکیب آمفیبول، علاوه بر دما-فشارسنجی، ارزیابی‌هایی با استفاده از گریزندگی اکسیژن، میزان آب و ترکیب گدازه انجام داده‌اند. میانگین کاتیون‌های آلومینیم موجود در آمفیبول نمونه‌های مورد بررسی، از ۱/۹۳ تا ۲/۳۵ و میزان کاتیون‌های تیتانیوم از ۰/۱۵ تا ۰/۳۲ متغیر است. این مقادیر آلومینیم و تیتانیم معادل فشار ۴/۷ تا ۹/۰۵ کیلوبار و دمای ۷۵۱ تا ۱۰۰۵ درجه‌ی سانتی‌گراد است که به روش‌های مختلف دما-فشارسنجی محاسبه شده‌اند (جدول ۲). لازم به یاد آوری است که فشارسنجی آمفیبول به روش [۱۹]، به‌طور

منظور دماسنجدی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. در دامنه فشار ۸ کیلوبار دمای به دست آمده از ۷۵۱ تا ۱۰۰۷ درجه‌ی سانتی-گراد تغییر می‌کند.

دمای بالای محاسبه شده از این روش نیز احتمالاً معرف تبلور آمفیبیول و پلازیوکلаз در ماقمای با دمای بالای اتاق ماقمایی عمقی است.

ژئوشیمی

نتایج تجزیه‌ی شیمیایی سنگ کل ۱۳ نمونه از دایک و گنبدهای منطقه (جدول ۳) نشان‌دهنده‌ی مقدار سیلیس ۱۸,۹۵ تا ۷۴,۲۸ درصد و فراوانی آلومینیم (۱۴,۶۴٪ درصد) در آن‌هاست. میزان سدیم از ۳/۳۵ تا ۵/۶۴٪ درصد و پتاسیم از ۰/۲۸ تا ۳/۷۱٪ متغیر است. نسبت سدیم به پتاسیم از ۱/۴۸ تا ۱۱/۹۶ است.

بنابر نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های آذرین [۲۷] نمونه‌های مورد بررسی، دارای طیف ترکیبی بازالت آندزیتی تا ریولیت هستند (شکل ۵ الف). در نمودار دوتایی K_2O-SiO_2 بیشتر نمونه‌ها از نوع پتاسیم متوسط هستند (شکل ۵ ب).

بیان‌گر آن است که آمفیبیول موجود در ماقمای داسیتی فاز تبلور یافته ماقمای بازیکتر اتاق ماقمایی عمقی است که با وجود انجام فرایند تفریق در ماقمای داسیتی شکل گرفته نهایی باقی مانده است. لذا مقادیر دما و فشار محاسبه شده به وسیله‌ی آمفیبیول‌های ماقمایی این گونه نمونه‌ها، معادل دما و فشار تبلور فاز آمفیبیول در ماقمای مادر اتاق ماقمایی عمیق بوده و بازگوکننده‌ی دمای انجماد و عمق جایگزینی و تزریق توده‌های نیمه نفوذی اسیدی منطقه نیست. وجود هاله‌ی مجاورتی در اطراف بعضی از توده‌ها و تمرکز آمفیبیول در حاشیه‌ی خارجی بعضی از توده‌های نیمه نفوذی به صورت حاشیه‌ی سرد شده بیان‌گر جایگزینی نیمه عمیق یا سطحی توده‌های نیمه نفوذی مورد بررسی است.

ب- دماسنجدی آمفیبیول-پلازیوکلاز

روش دماسنجدی هورنبلند-پلازیوکلاز، یکی از مهم‌ترین روش‌های تعیین دمای انجماد ماقما است. دماهای حاصل از دماسنجدی هورنبلند-پلازیوکلاز [۲۶] در جدول ۲ ارائه شده‌اند. هر دو کانی ادخال آمفیبیول موجود در فنوکریست پلازیوکلاز به

جدول ۲ نتایج دماسنجدی آمفیبیول، آمفیبیول-پلازیوکلاز و فشارسنجدی آمفیبیول نمونه‌های مورد بررسی.

$$P(\pm 3 \text{ kbar}) = -3.92 + 5.03 \text{ Altot}, r_2 = 0.80 \quad [۲۰]$$

$$P(\pm 1 \text{ kbar}) = -4.76 + 5.64 \text{ Altot}, r_2 = 0.97 \quad [۲۱]$$

$$P(\pm 0.5 \text{ kbar}) = -3.46 + 4.23 \text{ Altot}, r_2 = 0.99 \quad [۲۲]$$

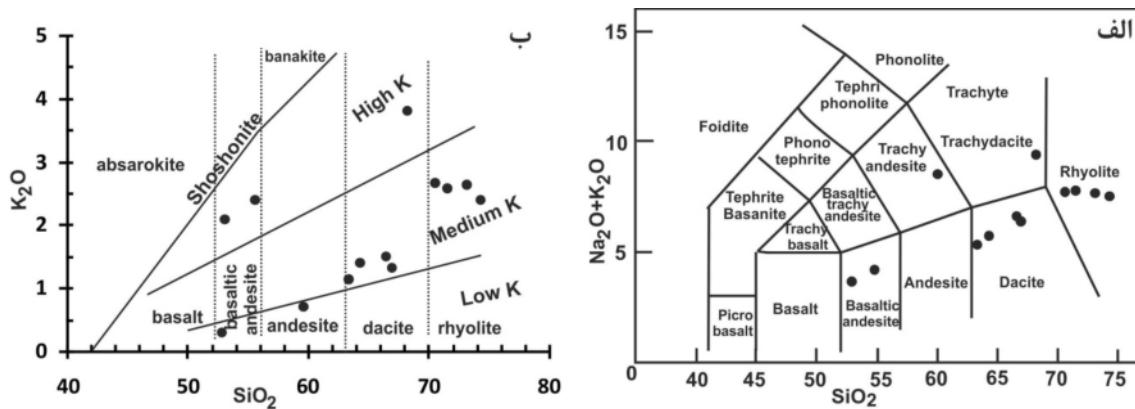
$$P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Altot}, r_2 = 0.99 \quad [۲۳]$$

$$P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = 4.76 \text{ Altot} - 3.01 - \{[(T^{\circ}\text{C}) - 675]/85\} \times \{0.530 \text{ Al} + 0.005294 [T^{\circ}\text{C}] - 675\}, r_2 = 0.99 \quad [۲۴]$$

نمونه	دماسنجدی		فشار سنجدی آمفیبیول						
	آمفیبیول	آمفیبیول-پلازیوکلاز	[۲۰]	[۲۱]	[۲۲]	[۲۳]	[۲۴]	[۱۹]	
	[۱۹]	[۲۶]	[۲۰]	[۲۱]	[۲۲]	[۲۳]	[۲۴]	[۱۹]	
18G بازالت آندزیتی	۹۶۱-۹۶۲	۸۳۲-۹۱۰ At 8Kb:	۶,۳-۶,۸	۶,۷-۷,۳	۵,۱-۵,۵۹	۶,۷-۷,۱۷	۶,۷۲	۴,۸-۵,۱	
19C بازالت آندزیتی	۹۹۷-۱۰۰۵	At 8Kb: T=۹۹۳-۱۰۰۷	۷,۵۴-۸,۴	۸,۰۹-۹,۰۵	۶,۱۸-۶,۹	۷,۸۴-۸,۶۵	۸,۱	۵,۴-۵,۵۱	
24K داسیت	۹۷۸-۹۹۸	At 8kb: T=۹۱۷	۷,۱۹-۷,۹۵	۷,۷-۸,۵	۵,۸۸-۶,۵۲	۷,۵۵-۸,۲۲	۸,۲	۵,۹-۶,۰۵	
27C داسیت	۸۹۷-۹۰۶	At 8kb: T=۷۵۱-۷۹۰	۵,۷۸-۶,۹۴	۶,۱۲-۷,۴۲	۴,۷۱-۵,۶۷	۶,۱۷-۷,۲۷	۶,۱۱	۴-۴,۰۴	

جدول ۳

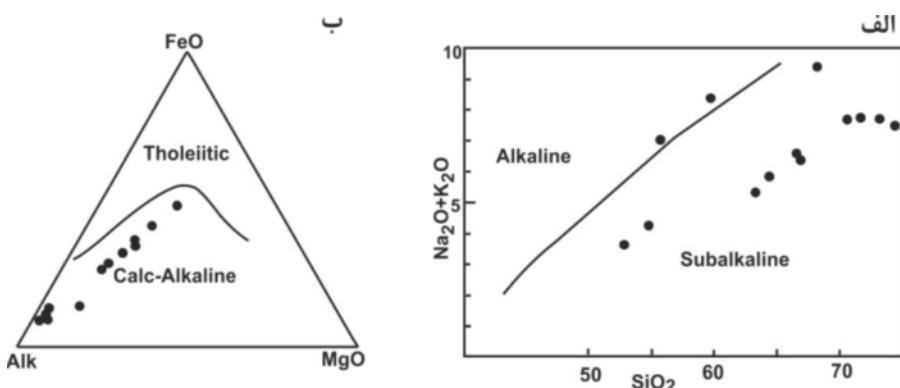
	Sz7c	Sz18d	D1	Sz29a	I35	Sz1a	D21	Sz27a	Sz38a	Sz20c	Sz21	Sz34	Sz26
SiO ₂	۵۲.۸۴	۵۳.۰۲	۵۵۶	۵۹.۵۹	۶۳.۲۳	۶۴.۳۶	۶۶.۴۷	۶۶.۸۷	۶۸.۱۵	۷۰.۵۱	.۵۱	۷۳.۰۷	۷۴.۲۸
TiO ₂	.۸۴	.۷۵۸	.۷۹۲	.۵۲۱	.۳۵	.۳۳۵	.۲۵۹	.۳۰۳	.۲۸۱	.۰۷۵	.۱۰۳	.۰۹۹	.۰۱۲
Al ₂ O ₃	۱۷.۵۲	۱۷.۴	۱۸.۹۵	۱۶.۲۶	۱۶.۹۵	۱۶.۵۵	۱۷.۶۱	۱۵.۸۲	۱۵.۱۶	۱۵.۵۹	.۲۹	۱۴.۶۴	۱۵.۳۶
FeO*	۹.۱۴	۶.۳۴	۷.۱۹	۵.۸۶	۴.۱۳	۳.۵۸	۲.۹	۳.۰۴	۱.۷۶	.۹۸	۱.۲۷	.۹۱	.۸۶
MnO	.۲۷۱	.۱۱۱	.۱۴۲	.۱.۰۵	.۰.۸	.۰.۶۴	.۱۲۱	.۰.۶	.۰.۱۸	.۰.۳۵	.۰.۸۷	.۰.۱۸	.۰.۷
MgO	۴.۳۲	۵.۶۶	۳.۲۸	۳.۱۷	۱.۸۴	۱.۶۷	۱.۳۳	۱.۳۵	۱.۳۷	.۲۵	.۲۶	.۰.۳۱	.۰.۱۷
CaO	۸.۹۲	۴.۶۳	۴.۹۹	۳	۴.۷۳	۴.۵	۳.۷	۳.۴	۱.۷۴	۱.۹۴	۲.۰۴	.۰.۳	۱.۴۹
Na ₂ O	۳.۳۵	۵.۳۳	۴.۶۳	۷.۷	۴.۲۱	۴.۴۴	۵.۱۱	۵.۱۶	۵.۶۴	۵.۰۳	۵.۲۳	.۰.۹	۵.۱۳
K ₂ O	.۲۸	۲.۱۱	۲.۴۲	.۷۲	۱.۱۴	۱.۴	۱.۵	۱.۳۴	۳.۸۱	۲.۶۸	.۲۶	۲.۶۳	۲.۴۱
P ₂ O ₅	.۱۷	.۲۳	.۴	.۱۶	.۰۲	.۱۹	.۲۶	.۱۴	.۱۱	.۰۰۴	.۰.۰۵	.۰.۹	.۰.۴
LOI	.۸	۳.۱۴	۲.۵۷	۱.۳۲	۲.۷۴	۲.۸۵	۱.۶۶	۱.۱۶	۱.۲۱	۱.۵۲	.۰.۵۶	.۰.۹۹	.۰.۵۵
Total	۹۸.۴۶	۹۸.۷۳	۱۰	۹۸.۴	۹۹.۶۲	۹۹.۹۴	۱۰۰.۹	۹۸.۶۳	۹۹.۲۴	۹۸.۶۵	.۹۵	۹۸.۶۷	۱۰۰.۴
Sc	.۲۸	.۱۷	.۱۰	.۱۵	.۶	.۶	.۳	.۶	.۴	<1	<1	.۱	<1
Be	<1	.۱	.۲	<1	<1	<1	.۱	<1	.۱	.۲	.۲	.۱	.۲
V	۲۶۴	۱۴۱	۱.۰۳	۱۲۸	۷۳	۷۴	۲۷	۵۱	۶۲	.۹	۱۲	.۶	<۰
Cr	.۳۰	۱۸.۰	<۲۰	.۸۰	<۲۰	<۲۰	.۵۰	.۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰
Co	.۲۶	.۲۲	.۱۷	.۱۷	.۸	.۸	.۵	.۶	.۵	<۱	<۱	<۱	<۱
Ni	<۲۰	.۷۰	<۲۰	.۳۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰
Cu	۱۲.۰	.۴۰	.۴۰	.۳۰	.۵۰	<۱۰	<۱۰	.۲۰	.۹۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰
Zn	.۸۰	.۶۰	۱۲.۰	۱۱.۰	.۵۰	.۴۰	.۶۰	.۵۰	<۳۰	<۳۰	<۳۰	<۳۰	.۹۰
Ga	.۱۹	.۱۸	.۲۰	.۱۹	.۱۵	.۱۵	.۱۶	.۱۸	.۱۸	.۱۸	.۱۸	.۱۵	.۲۰
Rb	.۶	.۲۲	.۴۷	.۵	.۲۵	.۲۷	.۲۹	.۲۵	.۶۰	.۵۳	.۵۵	.۵۴	.۵۲
Sr	۳۵۵	۸۱۱	۵۲۶	۲۲۹	۸۰۰	۷۰.۰	۵۸۲	۴۹۲	۵۴۳	۷۷۳	۸۱۳	۳۵۶	۲۹۱
Y	۱۹.۹	۱۴.۷	۲۲.۱	۱۴.۷	۶.۲	۶.۶	۱.۰	.۸۲	۲.۳	۲.۸	۳.۳	.۵۲	.۴۶
Zr	.۸۲	۱۱.۲	۲.۰۴	.۷۸	.۷۹	.۷۷	۱۲۴	.۷۶	.۷۶	.۴۷	.۵۸	.۷۱	.۲۴
Nb	.۱.۷	.۶۳	۱۲.۳	.۲۳	.۶۲	.۶.۲	.۸	.۴.۳	.۰.۶	.۴.۸	.۴.۷	.۶.۱	.۹.۶
Sb	.۰.۳	.۰.۳	.۱.۸	.۰.۴	<.۰.۲	<.۰.۲	.۰.۸	.۰.۳	.۰.۳	.۰.۳	.۰.۳	.۰.۳	.۰.۲
Cs	.۰.۴	.۰.۶	.۱.۵	.۰.۰.۸	.۱.۳	.۰.۴	.۰.۲۵	.۰.۲	.۰.۹	.۱.۳	.۰.۶	.۰.۹	.۱.۱
Ba	۱.۰.۶	۴.۲۵	۲۲.۸	.۷۸	۲۹.۴	۲۹.۹	۲۲.۱	۲۷.۲	۵۷.۹	۴۴.۶	۴۲.۴	۳۹.۵	۲۲.۷
La	.۷.۵۸	۱۱.۳	۱۸.۳	۶.۷۵	۱۴.۳	۱۴.۷	۲.۰.۵	۱۲.۵	۵.۳۷	۲۷.۲	.۵.۱	۱۸.۴	۲.۸.۸
Ce	۱۷.۳	۲۲.۶	۳۷.۹	۱۴.۶	۲۲.۷	۲۴	۳۹.۱	۲۲.۲	۱.۰.۶	.۵.۰.۹	۹.۰.۳	۲۹.۶	.۴.۷
Pr	۲.۵۷	۲.۹۳	۴.۵۲	۲.۱۴	۲.۶۲	۲.۷۵	۳.۱	۲.۵۳	۱.۴۱	.۰.۸۳	۱.۱۱	۳.۱۹	.۰.۶
Nd	۱۱.۹	۱۲.۱	۱۷.۷	.۹.۸	.۹.۶	.۹.۷۸	.۱۲	.۹.۶۴	.۰.۹۱	۲۳.۱	.۴.۱۴	۱.۰.۱	۲.۶۴
Sm	.۳.۰.۹	۲.۷۸	۴.۰.۷	.۲.۵	۱.۷۲	۱.۷۲	.۲.۴	۱.۶۹	۱.۱۴	.۰.۴۴	.۰.۱	.۱.۰۹	.۰.۹۳
Eu	.۰.۹۸۷	.۰.۸۸۹	۱.۳۹	.۰.۷۴۵	.۰.۵۶۳	.۰.۵۶۴	.۰.۷۷	.۰.۵۲۹	.۰.۳۲۹	.۰.۱۷۲	.۲۲۴	.۰.۴۴۷	.۰.۳۲۹
Gd	۳.۲۵	۲.۹۸	۴.۰.۳	۲.۰۵	۱.۴۵	۱.۴۲	.۱.۹	.۱.۶	.۰.۸۹	.۰.۴۲	.۰.۸۸	۱.۴۷	.۱.۱۳
Tb	.۰.۶	.۰.۴۶	.۰.۶۶	.۰.۴۴	.۰.۲۲	.۰.۲۲	.۰.۳	.۰.۲۶	.۰.۱۱	.۰.۰.۷	.۰.۱	.۰.۱۹	.۰.۱۶
Dy	۳.۷۷	۲.۷۵	۳.۸۸	۲.۶۹	.۱.۲	۱.۲۷	.۱.۶	۱.۴۴	.۰.۵۳	.۰.۴۲	.۰.۵۲	.۰.۹۷	.۰.۷۸
Ho	.۰.۷۳	.۰.۵۱	.۰.۷۸	.۰.۵۴	.۰.۲۵	.۰.۲۳	.۰.۳	.۰.۲۶	.۰.۰.۸	.۰.۰.۸	.۰.۰.۹	.۰.۱۷	.۰.۱۱
Er	.۲.۰.۲	۱.۴۶	۲.۲۵	۱.۶۶	.۰.۶۱	.۰.۶۴	.۱.۱	.۰.۷۱	.۰.۲۱	.۰.۲۱	.۰.۲۶	.۰.۴۹	.۰.۲۲
Tm	.۰.۳.۰.۳	.۰.۲۱۹	.۰.۳۳	.۰.۲۴	.۰.۱۰.۶	.۰.۰.۹۵	.۰.۱۱	.۰.۱۰.۷	.۰.۰.۳۱	.۰.۰.۲۸	.۰.۰.۲۸	.۰.۰.۷۸	.۰.۰.۲۶
Yb	.۲.۱.۶	۱.۴۲	۲.۱.۲	۱.۰.۳	.۰.۷۱	.۰.۶۴	.۱.۳	.۰.۶۷	.۰.۲	.۰.۱۹	.۰.۲۷	.۰.۵۴	.۰.۱۵
Lu	.۰.۳۲۶	.۰.۲۱۷	.۰.۳۴۴	.۰.۲۵۲	.۰.۱۳۲	.۰.۱۱۷	.۰.۲	.۰.۱۱۹	.۰.۰.۳	.۰.۰.۳۷	.۰.۰.۰	.۰.۰.۸	.۰.۰.۲۲
Hf	.۲	.۲.۴	.۳.۸	.۲.۱	.۱.۹	.۱.۸	.۳.۳	.۲.۱	.۲.۱	.۱.۷	.۱.۸	.۲.۲	.۱.۴
Ta	.۰.۱۱	.۰.۴۶	.۰.۷۸	.۰.۲۱	.۰.۴۷	.۰.۴۷	.۰.۶	.۰.۳۴	.۰.۱	.۰.۴۵	.۰.۴۴	.۰.۶۱	.۰.۹۸
Tl	.۰.۰.۹	.۰.۱۲	.۰.۲۹	<.۰.۰.۵	.۰.۲۲	.۰.۱۲	.۰.۲	.۰.۱۳	.۰.۲۶	.۰.۲۹	.۰.۲۷	.۰.۳۳	.۰.۳۱
Pb	.۴	.۲	.۱۹	.۳	.۱۳	.۹	.۶	.۶	.۱۳	.۱۱	.۱۱	.۷	.۱۲
Bi	<.۰.۱	<.۰.۱	.۰.۳	<.۰.۱	<.۰.۱	<.۰.۱	<.۰.۴	<.۰.۱	.۰.۲	<.۰.۱	<.۰.۱	<.۰.۱	<.۰.۱
Th	۱.۱۵	۱.۷۹	۲.۴۴	۱.۰.۶	۲.۰.۵	۲.۱۱	۳.۴	۲.۹۴	۲.۳۵	.۰.۷۸	۱.۴۴	.۶.۱	.۰.۴۹
U	.۰.۳۹	.۰.۰.۵۳	.۰.۰.۷۴	.۰.۰.۴۳	.۰.۹	.۰.۸۸	.۰.۸	.۱.۰.۲	۱.۱۴	۱.۱۳	.۱.۱	۱.۸۲	۱.۰۱



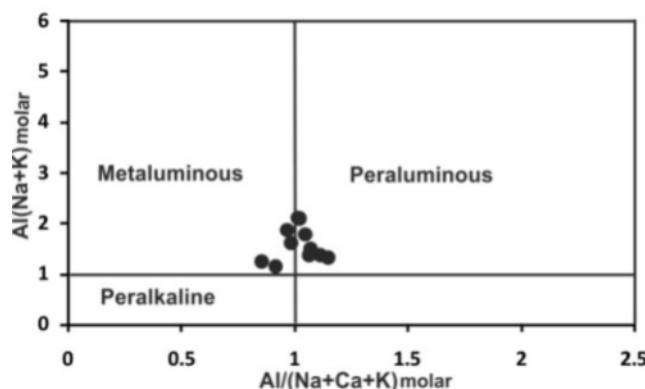
شکل ۵ الف- بنابر نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین [۲۷] در گستره‌ی ترکیبی بازالت آندزیتی تا ریولیت قرار دارد. ب- بنابر نمودار دوتایی K₂O-SiO₂ [۲۸] بیشتر نمونه‌های مورد بررسی از نوع پتانسیم متوسط هستند.

آهکی- قلیایی است (شکل ۶ب). از نظر میزان آلومین و عناصر قلیایی [۳۱]، نمونه‌های داسیتی و ریولیتی دارای ماهیت پرآلومین هستند [۳۲] (شکل ۷).

بنابر نمودار دوتایی قلیایی- سیلیس [۳۰، ۲۹] بیشتر نمونه‌های مورد بررسی از نوع نیمه قلیایی هستند (شکل ۶الف) و با توجه به نمودار سه تایی AFM [۳۰] سری ماقمایی آن‌ها



شکل ۶ الف- با توجه با نمودار دوتایی قلیایی نسبت به سیلیس [۳۰، ۲۹] بیشتر نمونه‌های مورد بررسی نیمه قلیایی هستند. ب- در نمودار سه تایی جدا کننده سری ماقمایی توله‌ایتی از آهکی- قلیایی [۳۰] نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی آهکی قلیایی قرار دارند.

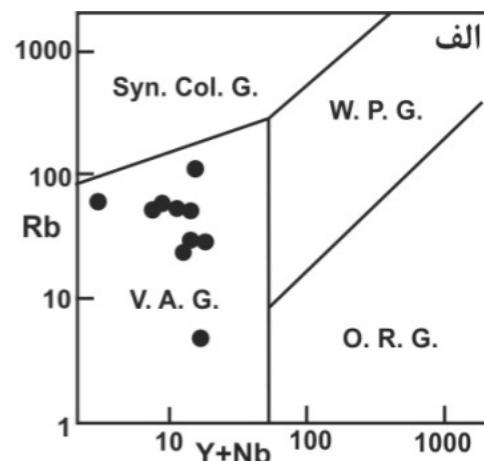
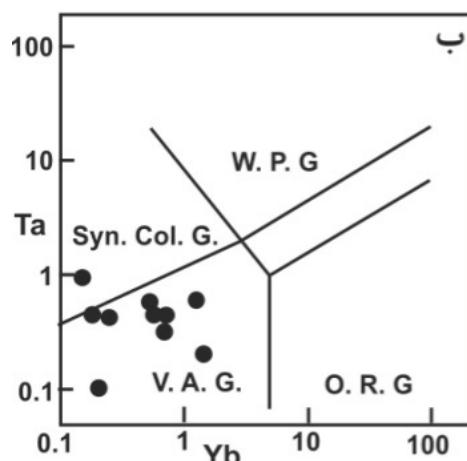


شکل ۷ بنابر نمودار [۳۲] نمونه‌های ریولیتی و داسیتی مورد بررسی منطقه ماهیت متاآلومین تا نسبتاً پرآلومین دارند.

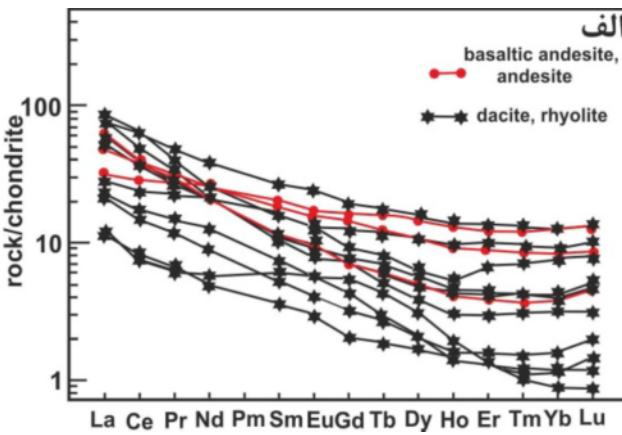
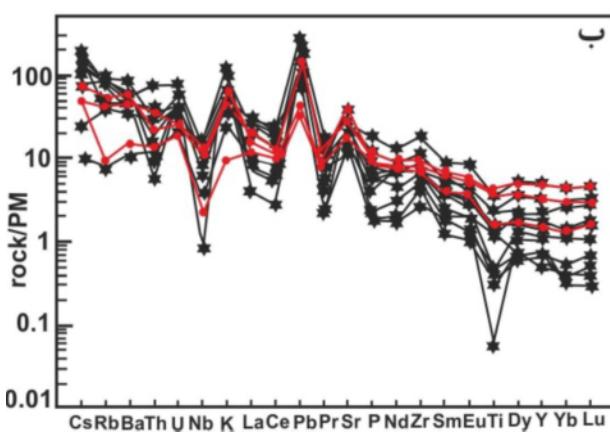
در بیشتر نمونه‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۹ ب) که از شاخص‌های زئوژیمیابی ماقم‌های منشا گرفته از جایگاه فرورانش است.

Sr از نکات قابل توجه در مورد عناصر کمیاب، فراوانی Sr/Yb (۲۹۱ - ۸۱۱ ppm) و تمرکز پائین عناصر نادر خاکی سنگین (Sr/Y-Y) [۳۴] که متمایز کننده ماقم‌ای آداکیتی از غیر آداکیتی است، نمونه‌های آندزیتی و بازالت آندزیتی در گستره ماقم‌ای جزایر قوسی معمولی و انواع اسیدی در قلمرو آداکیت قرار دارند (شکل ۱۰ الف). اما در نمودار دوتایی La/Yb-Yb [۳۴] تمامی نمونه‌ها خارج از گستره آداکیت هستند (شکل ۱۰ ب).

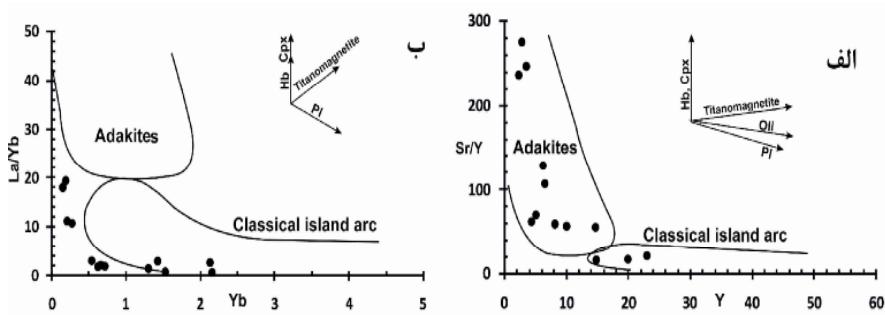
در نمودارهای متمایز کننده محیط زمین‌ساختی گرانیت [۳۲]، نمونه‌های ریولیتی و داسیتی مورد بررسی به محیط قوس آتش‌شانی وابسته‌اند (شکل ۸). با توجه به نمودار عناصر نادر خاکی سنجیده شده نسبت به کندریت [۳۳] الگوی جدا شده‌ای به صورت غنی‌شده از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به سنگین (La/Yb = ۳-۴) به شکل تقریباً لیستریک یا قاشقی مشاهده می‌شود (شکل ۹ الف). الگوی عناصر نادر خاکی، نمونه‌های آندزیت بازالتی و آندزیتی، مشابه انواع داسیتی و ریولیتی بوده و از نظر تمرکز عناصر نادر خاکی با بخش بالایی نمودار همپوشی دارد. در نمودارهای عنکبوتی سنجیده شده نسبت به گوشه‌های اولیه [۳۳] غنی‌شدگی از LILE و Bi-هنجری مثبت سرب و Bi-هنجری‌های منفی نیوبیوم و تیتانیم



شکل ۸ در نمودارهای جدا کننده محیط زمین‌ساختی گرانیت [۳۱] نمونه‌های ریولیتی و داسیتی مورد بررسی وابسته به محیط قوس آتش‌شانی هستند. گرانیت پشتی اقیانوسی، W.P.G.: گرانیت درون صفحه‌ای، G.V.A.G.: گرانیت همزمان با برخورد. O.R.G.



شکل ۹ الف-الگوی تفریق یافته عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد بررسی که نسبت به کندریت [۳۳] سنجیده شده‌اند. ب- غنی‌شدگی از عناصر LILE و Bi-هنجری‌های نیوبیوم، سرب و تیتانیم در نمودار عناصر عنکبوتی بیشتر نمونه‌ها که نسبت به گوشه‌های اولیه [۳۳] سنجیده شده‌اند بیانگر شکل‌گیری آنها در جایگاه فرورانش است.



شکل ۱۰ الف- در نمودارهای جداکننده‌ی آدکیت از ماغماتی جزایر قوسی [۳۴] نمونه‌های حدواسط (آنذیتی و آندزیت بازالتی) در گستره ماغماتی جزایر قوسی معمولی و انواع داسیتی و ریولیتی در گستره آدکیت قرار دارند. ب- با توجه به نمودار دوتایی La/Yb-Yb [۳۴] نمونه‌های مورد بررسی در خارج از گستره‌ی آدکیت دیده شده‌اند.

ساز و کارهای دیگری نیز برای پیدایش شاخص‌های رئوشیمیایی آدکیتی معرفی شده که می‌توان به ذوب‌بخشی پوسته‌ی قاره‌ای زیرین در جایگاه زمین‌ساختی برخورد و پسا برخورد [۴۴، ۴۳] و جدایش ماغماتی بازیک جزایر قوسی [۴۵-۴۷] اشاره کرد.

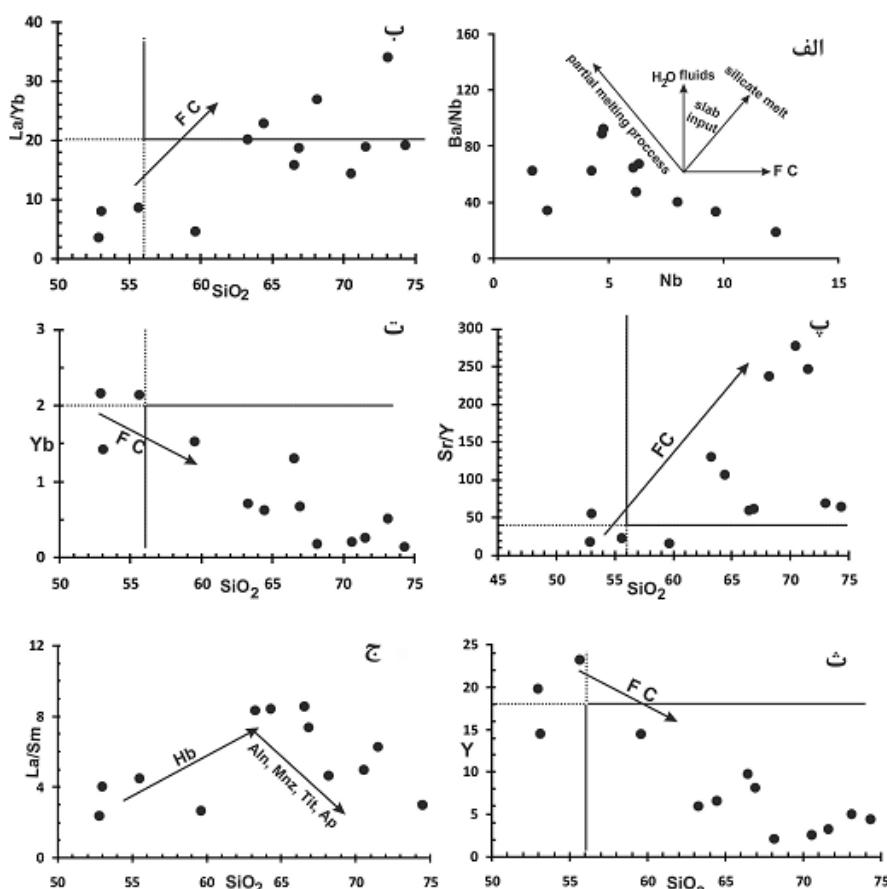
چنانکه که در مقدمه نیز اشاره شد، با توجه به شواهد صحرایی [۱۳، ۱۲] و سال‌سنگی پاتاسیم-آرگن سنگ کل [۱۲]، سن الیگوسن تا میوسن را برای گنبد‌های اسیدی نوار افیولیتی شمال غرب سبزوار معرفی کرده و آن را به صورت یک رخداد ماغماتی جوان و مستقل از فعالیت آتش‌فشانی ائوسن در نظر می‌گیرند. در حالی که اخیراً [۴۸] به روش تعیین سن اورانیم-سرب زیرکن، سن ۴۵ میلیون سال (ائوسن میانی) را برای این گنبد‌ها به دست آورده که معادل آتش‌فشانی بازیک و حدواسط ائوسن منطقه است. باور همگانی در مورد شکل گیری وابسته‌اند فروزانش ماغماتیسم پساافیولیتی شمال سبزوار، هم‌زمانی ماغماتیسم بازیک، حدواسط و اسیدی و رابطه‌ی مکانی نزدیک آن‌ها، سناریوی فرایند جدایش ماغماتیسم ماغماتیسم بازی و حدواسط آبدار به منظور ایجاد شاخص‌های آدکیتی گنبد‌های داسیتی و ریولیتی را در ذهن قوت می‌بخشد. به کمک نمودار دوتایی Nb-Ba/Nb [۴۹] می‌توان فرایندهای ذوب‌بخشی، تبلور جدایشی و مشارکت سازنده‌های اسلب اقیانوسی (سیالات و مذاب بخشی) را در پیدایش ماغماتی مناطق فروزانش تمایز کرد. چنان‌چه مذاب حاصل از ذوب بخشی اسلب فروزو در تولید ماقما ن نقش داشته باشد، روند مثبتی بین نسبت Ba/Nb و Nb را شاهد خواهیم بود، زیرا ماغماتی آدکیتی انتقال‌دهنده‌ی باریم و نیوبیوم به گوهی گوشت‌های است [۵۰]. داده‌های رئوشیمیایی نمونه‌های مورده

بحث و بررسی

تمامی پژوهشگرانی که به بررسی افیولیت‌های سبزوار پرداخته‌اند [۱۰-۱۲] به خاستگاه وابسته به فروزانش ماغماتیسم پسا افیولیتی این منطقه اذعان دارند. [۳۵] وجود شاخص‌های آدکیتی بسیار بارز توده‌های ترونجمیتی و تونالیتی پالئوسن بالایی نوار افیولیتی شمال شرق سبزوار (منطقه سلطان‌آباد) را به تاثیر تواام ذوب‌بخشی ورقه‌ی اقیانوسی داغ و جوان (حوضه اقیانوسی سبزوار) و تشدید شاخص‌های آدکیتی به واسطه‌ی جدایی آمفیبول از گدازه نسبت داده‌اند. با توجه به سن مجموعه‌ی افیولیتی سبزوار [۳۶]، وجود رژیم گرمایی داغ منطقه‌ی فروزانش طی پالئوسن بالایی دور از ذهن نیست. اما بعضی از پژوهشگران وجود شاخص‌های آدکیتی در ماغماتیسم اسیدی نوار افیولیتی شمال غرب سبزوار [۱۳] و گنبد‌های اسیدی و حدواسط میوسن و پلیوسن [۳۷] نوار افیولیتی شمال سبزوار (جنوب قوچان) را به ذوب‌بخشی لیتوسفر حوضه اقیانوسی سبزوار طی مراحل نهایی فروزانش نسبت داده‌اند. نظر به این که شروع فروزانش حوضه‌ی اقیانوسی سبزوار و شرایط رژیم گرمایی داغ، برای ذوب‌بخشی اسلب اقیانوسی فروزو در پالئوسن بالایی مهیا بوده [۳۵، ۳۸]، لذا پیدایش ماغماتی آدکیتی میوسن و پلیوسن منطقه را نمی‌توان به جوان بودن لیتوسفر اقیانوسی فروزو و شرایط رژیم گرمایی داغ فروزانش نسبت داد، ولی با وجود شرایط خاص ژئودینامیکی منطقه‌ی فروزانش مانند فروزانش پشته‌ی میان اقیانوسی و ذوب‌بخشی لبه‌های پشته [۴۰]، فروزانش مایل [۴۱] و فروزانش افقی [۴۱] در شرایط رژیم گرمایی سرد منطقه‌ی فروزانش نیز، ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی فروزو امکان‌پذیر است. بعد از شکل گیری وابسته به ذوب‌بخشی اسلب اقیانوسی فروزو برای آدکیت‌ها [۴۲] امروزه

خوانی دارد باعث انتقال شاخص‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های ریولیتی و داسیتی به سمت قلمرو آداکیت شده است. وجود فنوکریستهای آمفیبیول و حضور کانی‌های زیرکن و اسفن نیز به صورت فاز فرعی در نمونه‌های مورد بررسی، مبین این است. جدایش آمفیبیول نیز باعث شکل گیری لیستریک یا قاشقی در الگوی عناصر نادر خاکی سنجیده شده نسبت به کندریت می‌شود [۴۵] چنین طرحی نیز در الگوی عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد بررسی قابل مشاهده است (شکل ۹ الف). تغییر روند La/Sm-ژئوشیمیایی داده‌های مورد بررسی در نمودار دوتایی- SiO_2 [۴۶] با جدایش آمفیبیول در ترم‌های بازیک تا اسیدی و سپس جدایش فازهای فرعی آلانیت، مونازیت و آپاتیت در گذارهای تحول یافته نهایی سازگار است (شکل ۱۱ ج).

بررسی در این نمودار دارای روند منفی بوده و بیشتر با فرایندهای ذوب‌بخشی و تبلور جدایشی هم‌خوانی دارند (شکل ۱۱ الف). بنابر داده‌های آزمایشگاهی [۴۷]، جدایش ۱۶ درصد آمفیبیول از یک ماقمای حدواسط و نیز جدایش فازهای فرعی از قبیل زیرکن و تیتانیت می‌توانند با جذب عناصر نادر خاکی سنگین، باعث ایجاد شاخص‌های ژئوشیمیایی آداکیتی (افزايش نسبت‌های La/Y و Sr/Y و کاهش مقادیر Y و Yb) در ماقمای جدا شده نهایی شوند. چنانکه که در نمودار دوتایی شکل‌های ۱۱ ب، پ، ت و ث نشان داده شد، نمونه‌های بازالت آندزیتی و تراکی آندزیت در گستره‌ی خارج از آداکیت قرار دارند، احتمالاً فرایند تبلور تفریقی کانی‌هایی مانند آمفیبیول، تیتانیت و زیرکن که با روندهای ژئوشیمیایی مورد بررسی هم



شکل ۱۱ روندهای ژئوشیمیایی موجود در نمودارهای دوتایی بیانگر نقش تبلور جدایشی در ایجاد شاخص‌های آداکیتی ماقماتیسم داسیتی و ریولیتی شمال سبزوار است. الف- روند شیمیایی منفی در نمودار دوتایی Ba/Nb-Nb [۴۹] حاکی از عدم مشارکت مذاب اسلب اقیانوسی در پیدایش ماقمای نمونه‌های مورد بررسی است. نکته قابل توجه در نمودارهای ب تا ث، قرارگیری نمونه‌های آندزیتی و بازالت آندزیتی در گستره غیرآداکیتی و انواع داسیتی و ریولیتی در قلمرو آداکیتی است. روندهای ژئوشیمیایی مشاهده شده در این نمودارها، با تبلور جدایشی آمفیبیول، تیتانیت و زیرکن که با شاخص نشان داده شده سازگار است. ج- تغییر روند موجود در نمودار دوتایی La/Sm-SiO₂ [۴۶] با جدایش آمفیبیول از ماقمای بازیک تا اسیدی و سپس جدایش فازهای فرعی آلانیت، مونازیت، تیتانیت و آپاتیت در ترم‌های شکل گرفته نهایی هم‌خوانی دارد.

[۲] سهندی م. ر، "نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰ چهارگوش سبزوار"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۱).

[۳] McCall G. J. H., "The geotectonic history of the Makran and adjacent area of Southern Iran", Journal of Asian Earth Science 15 (1997) 517-531.

[۴] Sengör A. M. C., Altmer D., Cin A., Ustaömer T., Hsü K. J., "Origin and assembly of the Tethys side orogenic collage at the expense of Gondwana Land", Geological Society of London Special Publication 37 (1988) 119-181

[۵] Stampfli G. M., Borel G. D., "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones", Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33.

[۶] Bagheri S., Stampfli G.M., "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications", Tectonophysics 451 (2008) 123-155.

[۷] Shafaii Moghadam H., Whitechurch H., Rahgoshay M., Monsef I., "Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived, transitional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone", Comptes Rendus Geoscience 341 (2009) 1016-1028.

[۸] Rossetti F., Nasrabad M., Vignaroli G., Theye T., Gerdes A., Razavi S. M. H., Moin Vaziri H., "Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in Central Iran", Terra Nova 22 (2010) 26-34.

[۹] Nasrabad M., Rossetti F., Theye T., Vignaroli G., "Metamorphic history and geodynamic significance of the Early Cretaceous Sabzevar granulites (Sabzevar structural zone, NE Iran)", Solid Earth 3 (2011) 477-526.

[۱۰] Alavi-Tehrani N., "Geology and petrography in the ophiolite range NE Sabzevar (Khorasan/Iran) with special regard to metamorphism and genetic relations in an ophiolite suite", Doctorate degree thesis, univ. Saarbrucken, (1976) 147 p.

[۱۱] Lensch G., Mihm A., Alavi-Tehrani N., "Major element geochemistry of ophiolites north of Sabzevar (Iran)", Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie - Abhandlungen 7 (1979) 415 – 447.

برداشت

نظر جمعی در مورد شکل گیری وابسته به فروانش ماقماتیسم بازی، حدواتسط و اسیدی نوار افیولیتی شمال سبزوار، رابطه‌ی زمانی و مکانی نزدیک این ماقماتیسم و روندهای ژئوشیمیایی مشاهده شده در نمودارهای دوتایی، بیان‌گر نقش تبلور تفریقی در شکل گیری‌های ماقمایی است. محاسبات دما-فشارسنگی حاصل از این پژوهش، بیان‌گر تبلور آمفیبول نمونه‌های مورد بررسی در عمق تقریبی ۱۴ تا ۳۰ کیلومتر، در شرایط دمایی ۱۰۰.۵ تا ۱۰۰.۵ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است.

در ماقماهای بازیک و حدواتسط آبدار حاصل از ذوب‌بخشی گوهی گوشه‌ای، آمفیبول از گستره‌ی پایداری بالای برخوردار است و در نتیجه جدایی آن، در فشارهای معادل پوسته‌ی قاره‌ای میانی و زیرین، شاخص‌های ژئوشیمیایی آدکیتی در گدازه‌های شکل‌گرفته نهایی ایجاد می‌شود. افزایش نسبت‌های Sr/Y و La/Yb و کاهش مقادیر Yb و Y با افزایش سیلیس در نمونه‌های مورد بررسی، بیان‌گر جدایش آمفیبول، اسفن و زیرکن طی تبلور جدایشی است. در این رابطه فراوانی فنوکربیست‌های آمفیبول با بافت گلومرپوروفیری و حضور فازهای فرعی زیرکن و اسفن در نمونه‌های مورد بررسی نیز می‌تواند دلیلی بر نقش این کانی‌ها در طول تحولات ماقمایی باشد. لذا احتمالاً ماقمای بازیک و حدواتسط آبدار ائوسن منطقه فروانش، ضمن انباست در عمقی معادل پوسته‌ی قاره‌ای میانی تا زیرین، بر اثر جدایش آمفیبول و فازهای فرعی، شاخص‌های ژئوشیمیایی آدکیتی به صورت غنی‌شدنی از استرانسیم و تهی‌شدنی از ایتریم و ایتریم در ماقمای تحول یافته داسیتی و ریولیتی منطقه را سبب شده است.

قدرتانی

از آقای پروفسور فدریکو روزتی، از دانشگاه رم ایتالیا و دکتر توماس تی از دانشگاه اشتوتگارت آلمان که با آنالیزهای ریز پردازشی سهم بسزایی در به ثمر رساندن این پژوهش ایفا کرده اند کمال تشکر را داریم.

مراجع

- [۱] افتخارنژاد خ، آقاباتی ع، "نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰ چهارگوش جاجرم"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۱).

- Valley caldera (California) volcanic rocks", Geology 17 (1989) 837-841.*
- [23] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 110 (1992) 304-310.
- [24] Anderson J.L., Smith D.R., "The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer", American Mineralogist 80 (1995) 549-559.
- [25] Erdmann S., Martel C., Pichavant M., Kushnir A., "Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia", Contributions to Mineralogy and Petrology 167 (2014) 1016-1039.
- [26] Holland T., Blundy J., "Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", Contributions to Mineralogy and Petrology 116 (1994) 433-447.
- [27] Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram", Journal of Petrology 27 (1986), 745-750.
- [28] Peccerillo A., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey", Contributions to Mineralogy and Petrology 58 (1976) 63-81.
- [29] Kuno H., "Differentiation of basaltic magma", In Hess, H. Het polveraart, A., edit, basalts, Inter Science pull 2 (1968) 623 - 688.
- [30] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Sciences 8 (1971) 523-548.
- [31] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", Journal of Petrology 25 (1984) 956-983.
- [32] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids", Geological Society of America, Bulletin 101 (1989) 635-643.
- [33] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", In: Saunders A. D., Norry M. J. (Eds.), Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ., 42 (1989) 312- 345.
- [34] Castillo P.R., Adakite petrogenesis. Lithos 134-135 (2012) 304-316.
- [12] Spies O., Lensch G., Mihem A., "Chemistry of the post-ophiolithic tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan/NE-Iran", Geodynamic project (geotraverse) in Iran, final report, Geological Survey of Iran. Report no. 51 (1983).
- [۱۳] جمشیدی خ.، حبیب الله قاسمی ح. ا.، صادقیان م. "سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آداکیتی پرسیلیس پسا فیولیتی سبزوار"، فصلنامه پetroلولوژی شماره ۱۷ (۱۳۹۲)، ص .۵۱-۶۸
- [14] Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D., "Nomenclature of the amphibole super group", American Mineralogist 97 (2012), 2031-2048.
- [15] Mitropoulos P., Katerinopoulos A., Kokkinakis A., "Occurrence of primary almandine-spessartine-rich garnet and zinnwaldite phenocrysts in a Neogene rhyolite on the island of Chios, Aegean sea, Greece", Mineralogical Magazine 63 (1999) 503-510.
- [16] Blundy J.D., Holland T.J.B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 104 (1990) 208-224.
- [17] Spear F.S., "An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolites", American Journal of Science 281 (1981) 697-734.
- [18] Heltz R.T., "Phase relations and compositions of amphiboles produced in studied of the melting behavior of rocks", Mineralogical Society of American Reviews in Mineralogy 9B (1982) 279-346.
- [19] Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M., "Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes", Contributions to Mineralogy and Petrology 160 (2010), 45-66.
- [20] Hammarstrom J. M., Zen E., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", American Mineralogist 71 (1986) 1297-1313.
- [21] Hollister L.S., Grissom G.e., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.R., "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons", American Mineralogist 72 (1987) 231-239.
- [22] Johnson M.C., Rutherford M.J., "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long

- [43] Wang Q., McDermott F., Xu J.F., Bellon H., Zhu Y.T., "Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting", *Geology* 33 (2005) 465–468.
- [44] Wang Q., Xu J.F., Jian P., Bao Z.W., Zhao Z.H., Li, C.F., Xiong X.L., Ma J.L., "Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization", *Journal of Petrology* 47 (2006) 119–144.
- [45] Castillo P.R., Janney P.E., Solidum R., "Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights into the source of adakite and other lavas in a complex arc tectonic setting", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134 (1999) 33–51.
- [46] Macpherson C.G., Dreher S.T., Thirwall M. F., "Adakites without slab melting: high pressure processing of basaltic island arc magma, Mindanao, the Philippines", *Earth and Planetary Science Letters* 243 (2006) 581–593.
- [47] Richards J., Kerrich R., "Special paper: Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis", *Economic Geology* 102 (2007) 1–40.
- [۴۸] شیرزادی ع.ر., "پترولوزی توده‌های نیمه نفوذی نوار افیولیتی شمال سبزوار", رساله دکتری (۱۳۹۳)، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات (در حال نگارش).
- [49] Bourdon E., Eissen J.P., Monzier M., Robin C., Martin H., Cotten J., Hall M., "Adakite-like lavas from Antisana volcano (Ecuador): evidence for slab melt metasomatism beneath the Andean northern volcanic zone", *Journal of Petrology* 43 (2002) 199–217.
- [50] Kesson S.E., Ringwood A.E., "Slab-mantle interactions 1. Sheared and refertilized garnet peridotite xenoliths-samples of Wadati-benioff zones?", *Chemical Geology* 78(1989) 83–96.
- [35] Rossetti F., Nasrabad M., Theye T., Gerdes A., Monié P., Lucci F., "Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran)", *Geological Society of America Bulletin* (2013) doi:10.1130/B30913.1.
- [36] Baroze J., Macaudiere J., Montigny R., Noghreyan M., Ohnenstetter M., Rocci G.A., "Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar (Iran) and possible geotectonic reconstructions", *Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran: GSI, Rep. No.: 51* (1983).
- [۳۷] قاسمی ح.ا.. صادقیان م.، خانعلیزاده ع.ر.. تنها ع. "سنگ‌شناسی، رئوژیمی و سن پرتوسنگی گنبدهای آدکیتی پرسیلیس کمان قاره‌ای نئوزن، جنوب قوچان"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران شماره ۱۸ (۱۳۸۹) ص ۳۷۰–۳۷۷.
- [۳۸] نصرآبادی م.، "پترولوزی سنگ‌های دگرگونی نوار افیولیتی شمال سبزوار", رساله دکتری (۱۳۸۸)، دانشگاه تربیت معلم تهران (خوارزمی)، ایران.
- [39] Thorkelson D.J., Breitsprecher K., "Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magmas", *Lithos* 79 (2005) 25–41.
- [40] Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Kay S.M., "Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge", *Geological Society of America Bulletin* 107 (1995) 505–519.
- [41] Gutscher M., Maury R., Eissen J., Bourdon E., "Can slab melting be caused by flat subduction?", *Geology* 28 (2000) 535–538.
- [42] Drummond M.S., Defant M.J., "A model for trondjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons", *Journal of Geophysical Research* 95 (1990) 21503–21521.