مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست دوم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۳، از صفحهٔ ۴۴۵ تا ۴۵۸

انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

بررسی سنگ‌شناسی و ژئوشیمی دایک‌های مافیک و فلسیک مجموعه پلوتونیک الوند- همدان و بررسی شیمی کانی‌های موجود در آنها

مینا تبریزی *، علی اصغر سپاهی‌گرو، صدیقه سلامی

گروه زمین شناسی ، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

(دریافت مقاله: ۹۲/۱/۲۱، نسخه نهایی: ۹۲/۳/۲۴)

چکیده: مجموعه‌ی آذرین الوند از سنگ‌های آذرین متنوع، دایک‌های مافیک و فلسیک (پگماتیت‌ها و آپلیت‌ها) تشکیل شده‌اند. پگماتیت‌ها و آپلیت‌های منطقه دارای کانی‌های کوارتز، فلدسپات، میکا، تورمالین، گارنت و آلانیت هستند. پگماتیت‌ها و آپلیت‌های منطقه بر اساس ترکیب کانی‌شناسی به پگماتیت‌های تورمالین- گارنت- موسکوویت‌دار، آلومینیوسیلیکات‌دار و تورمالین‌دار و آپلیت‌ها به انواع تورمالین‌دار، گارنت‌دار و تورمالین- گارنت- موسکوویت‌دار و از نظر ژئوشیمیایی به پگماتیت‌ها و آپلیت‌های سدیک و پتاسیک تقسیم می‌شوند. نمودارهای هارکر و عنکبوتی نشان می‌دهند که دایک‌های پگماتیتی با دایک‌های آپلیتی منطقه و دایک‌های مافیک با دیگر سنگ‌های مافیک تا حدواسط توده هم خاستگاه را تشکیل می‌دهند. دایک‌های فلسیک پرآلومین و آهکی-قلیایی هستند. آهکی-دایک‌های مافیک آهکی-قلیایی، تولئیتی و متاآلومین هستند. ترکیب گارنت پگماتیت‌ها از نوع پیرالسپیت‌اند ($Sps_{61.5}$- $Grs_{3.1}$-$Prp_{0.8}$-$Alm_{34.6}$)، ترکیب پلاژیوکلاز پگماتیت‌ها و آپلیت‌ها که به ترتیب An_{2-5} و An_{7-13} هستند. در پگماتیت‌ها، پتاسیم فلدسپارها با هم-رشدی آلبیت به حدود ۵۰٪ می‌رسند. میکای سفید موجود در پگماتیت‌ها و آپلیت‌های منطقه در گستره‌ی بین موسکوویت و سلادونیت قرار می‌گیرند. بیوتیت‌های موجود در آپلیت‌ها سیدروفیلیت و آلانیت‌های موجود در پگماتیت‌ها از نوع غنی از Ce هستند. بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی دایک‌های فلسیک، مافیک و سنگ‌های میزبان مافیک روی نمودارهای عنکبوتی در عناصر Nb، Ta، Ti، Y، Hf، Zr و HREE تهی‌شدگی و در عناصر LIL (K, Rb, Cs) و LREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند که نشانگر تشکیل آنها در یک محیط فرورانش است.

واژه‌های کلیدی: *دایک؛ پگماتیت؛ آپلیت؛ سنگ میزبان؛ کانی‌شناسی؛ ژئوشیمی؛ الوند.*

مقدمه

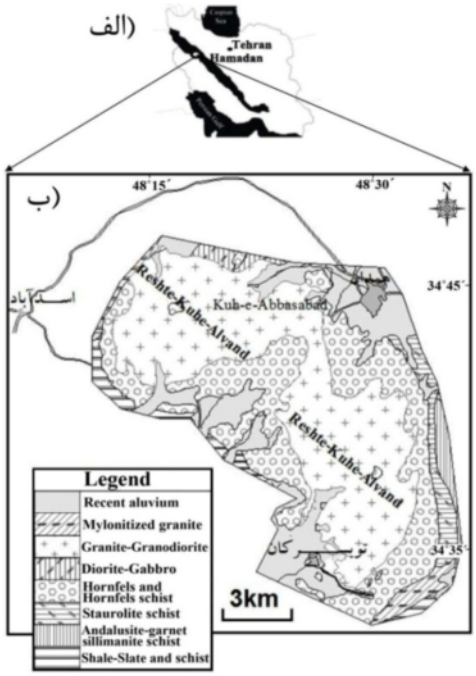
دایک‌های پگماتیتی و آپلیتی از نظر ترکیب با گرانیت‌ها شباهت زیادی داشته و تفاوت اصلی در بافت آن‌هاست به عقیده‌ی [۱]، بافت‌های پگماتیتی هنگامی تشکیل می‌شوند که ماگماهای غنی از مواد فرار در زیر نقطه‌ی بحرانی محلول سرد شونده، دستخوش جوشش ثانویه شوند. در اثر این جوشش، دو فاز سیال تشکیل می‌شوند که فاز رقیق‌تر فضای لازم برای رشد بلورها از یک فاز دارای چسبندگی بیشتر را فراهم می‌کند. اگر دمای این محلول به زیر دمای نقطه‌ی بحرانی نرسد به جای پگماتیت‌ها، آپلیت‌ها تشکیل می‌شوند. مجموعه پلوتونیک الوند در جنوب همدان، در زون سنندج - سیرجان واقع شده است (شکل۱). در شکل‌گیری این توده سه نوع ماگمایی شامل: ۱- گدازه‌ی مافیک ۲- گدازه‌ی فلسیک سازنده‌ی گرانیتوئیدهای پورفیروئید و ۳- ماگمای فلسیک سازنده‌ی لوکوگرانیت‌ها، شرکت کرده‌اند [۲]. بر اساس سال‌سنجی‌های صورت گرفته به روش U-Pb روی کانی زیرکن [۳]، مشخص شده است، که این مجموعه پلوتونیک در طول یک دوره‌ی زمانی طولانی (حدود ۱۴ میلیون سال)، در حال تزریق بوده است که از نظر سنی به

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۳۵۶۳۶۵۵۹۸، نمابر: ۰۸۱۱-۸۳۸۱۴۶۰، پست الکترونیکی: mametist64@yahoo.com

ترتیب گابروها قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه‌اند، سپس گرانیت-های پورفیری و پس از آن لوکوگرانیت‌ها تشکیل شده‌اند. پژوهشگرانی چون [۴-۹]، به بررسی سنگ‌نگاری، سنگ‌شناسی و سنگ‌زایی توده‌ی مورد نظر پرداخته‌اند. همچنین [۱۰]، دایک‌های مافیک و فلسیک موجود در منطقه را بررسی کرده‌اند ولی در این بررسی‌ها ژئوشیمی دایک‌ها و شیمی کانی‌های تشکیل دهنده‌ی آن‌ها، کمتر مورد نظر بوده‌اند، لذا در این پژوهش هدف آن است که به بررسی سنگ‌نگاری و ژئوشیمی دایک‌های موجود و بررسی شیمی کانی‌های تشکیل دهنده‌ی این دایک‌ها بپردازیم.

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه

توده با خاستگاه الوند یک آذرین درونی با کشیدگی شمال-غربی-جنوب شرقی است که مساحتی حدود ۴۰۰ Km^2 را اشغال کرده است. این توده‌ی آذرین در غرب ایران بین شهرهای همدان، اسدآباد و تویسرکان و در شمال غربی زون سنندج- سیرجان قرار گرفته است [۱۱]. منطقه‌ی مورد بررسی بین طول‌های جغرافیایی ′۱۰ °۴۸ تا ′۴۰ °۴۸ شرقی و عرض-های جغرافیایی ′۳۰ °۳۴ تا ′۵۰ °۳۴ شمالی قرار گرفته است (شکل۱) [۱۲]. در این توده طیف گسترده‌ای از سنگ‌ها با ترکیب اسیدی تا بازی دیده می‌شوند. نمونه‌های مافیک منطقه شامل؛ گابرو، الیوین گابرو، نوریت و گابرونوریت و سنگ‌های حد واسط شامل تونالیت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزودیوریت و کوارتز مونزونیت، و نمونه‌های اسیدی نیز که بیشترین حجم را در این مجموعه به خود اختصاص می‌دهند، شامل سنگ‌هایی نظیر مونزوگرانیت، سینوگرانیت، آلکالی فلدسپار قلیایی، گرانیت، لوکوگرانیت، پگماتیت‌ها و آپلیت‌ها هستند. پگماتیت-ها، در مناطق آرتیمان، تاریک دره، پسیجان، سرکان، سولان و موئیجین برون‌زد دارند و در ظاهر به رنگ‌های سفید تا خاکستری روشن و صورتی تا گوشتی رنگ بوده (شکل۲ الف) و آپلیت‌ها با ظاهری سفید تا خاکستری روشن در مناطقی همچون تاریک دره، پسیجان و گوشلان دیده می‌شوند (شکل۲ب). دایک‌های مافیک موجود در منطقه، هم در سنگ-های میزبان مافیک و هم، در برخی مناطق (تاریک دره)، در لوکوگرانیت‌ها نفوذ کرده‌اند که نشان دهنده‌ی ادامه‌ی تزریق ماگمای مافیک پس از تشکیل لوکوگرانیت‌هاست. سنگ‌های حاشیه‌ی توده الوند، شامل: سنگ‌های متاپلیتی با سن احتمالی، تریاس- ژوراسیک‌اند که به فیلیت‌های همدان مشهورند [۱۳]. سنگ‌های مجاورتی دگرگون موجود در حاشیه‌ی الوند عبارتند از شیست‌های لکه‌ای کردیریت‌دار، هورنفلس‌های کردیریت‌دار و کردیریت- آندالوزیت-سیلیمانیت هورنفلس. سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای نیز از درجه‌ی کم (در حد رخساره زئولیت) تا درجه‌ی بالا (در حد رخساره آمفیبولیت فوقانی- گرانولیت) در منطقه دیده می‌شوند.



شکل۱ الف) موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در زون سنندج سیرجان، ب) نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده مجموعه‌ی پلوتونیک الوند (نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ چهار گوش همدان) با تغییرات از [۱۲].

شکل۲ الف) رخنمون پگماتیت‌های تورمالین‌دار موجود در توده الوند در منطقه تاریک‌دره، جهت دید به سمت شرق، ب) رخنمون آپلیت‌های موجود در توده‌ی الوند در منطقه‌ی توئیجین، جهت دید به سمت غرب.

روش کار

در طی بررسی‌های صحرایی تعداد ۱۰۲ نمونه برداشت شدند که از ۵۰ نمونه‌ی آن‌ها در دانشگاه بوعلی سینا، همدان مقطع نازک تهیه شدند و مورد بررسی قرار گرفتند. ۳ نمونه از دایک-های مافیک، ۵ نمونه از پگماتیت‌ها، ۲ نمونه از آپلیت‌ها و ۴ نمونه از سنگ میزبان مافیک به شرکت SGS کانادا فرستاده شدند تا به روش‌های ICP-MS و ICP-AES مورد بررسی قرار گیرند، که نتایج حاصل در جدول ۱ و۲ ارائه شده‌اند.

۲ مقطع نازک صیقلی از پگماتیت‌ها و ۳ مقطع از آپلیت‌ها برای بررسی ریزپردازشی به مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی کرج فرستاده شدند تا با ریزپردازنده‌ی نقطه‌ای مدل SX100، ساخت شرکت Cameca فرانسه؛ و با ولتاژ ۱۵ kV، فشار Torr $۱۰^{-۷}\times$ ۴ و ۲۰ nA آمپر مورد بررسی قرار گیرند. در این بررسی‌ها کانی‌های گارنت (۴ نقطه)، بیوتیت (۳ نقطه)، موسکوویت (۷ نقطه)، پلاژیوکلاز (۸ نقطه)، فلدسپار پتاسیم (۸ نقطه) و آلانیت (۲ نقطه) مورد بررسی قرار گرفتند (جدول‌های ۱-۶)، سپس با استفاده از نرم افزارهای رایانه‌ای شامل؛ AX و Mincalculation نمودارهای لازم ترسیم و تفسیر شدند.

سنگ‌نگاری

سنگ‌های موجود در همبافت الوند، طیف گسترده‌ای از سنگ-های مافیک تا فلسیک را شامل می‌شوند؛ این مجموعه شامل انواع سنگ‌های مافیک تا حد واسط، گرانیت‌ها، پگماتیت‌ها، آپلیت‌ها، دایک‌های مافیک و رگه‌های تاخیری هستند، که به بررسی آنها می‌پردازیم.

سنگ‌های مافیک تا حد واسط: واحدهای سنگی موجود در این مجموعه عبارتند از الیوین گابرو، گابرو، نوریت، میکرودیوریت، دیوریت، کوارتز دیوریت و تونالیت. الیوین گابروها در صحرا به رنگ تیره و با ساخت توده‌ای دیده می‌شوند که دارای بافت ساب افتیک و کرونا بوده و کانی‌های تشکیل دهنده‌ی آنها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین و بیوتیت می‌شوند (شکل۳ الف). گابروهای موجود در توده‌ی دارای بافت نیمه شکلدار دانه‌دار و درون دانه‌دار بوده و کانی‌های تشکیل دهنده-ی آنها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، هورنبلند سبز، بیوتیت و مقدار کمی الیوین همراه با کانی‌های ثانویه‌ای همچون: اورالیت، کلسیت، ایدنگزیت و کانی‌های کدر است (شکل۳ب)، در این مقاطع آثار دگرسانی بصورت پلاژیوکلازهای سرسیتی و تشکیل اورالیت در حاشیه و درون هورنبلند دیده می‌شوند (شکل۳پ). میکرودیوریت‌ها: بافت این سنگ‌ها دولریتی و کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی آن‌ها عبارتند از پلاژیوکلاز، هورنبلند، پیروکسن و کانی‌های فرعی آن از کوارتز و اسفن می-باشد (شکل۳ت). در دیوریت‌ها کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول و به مقدار کمتر پیروکسن، بیوتیت و کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، اسفن، اپیدوت، کلینوزوئیزیت و تورمالین تشکیل شده‌اند. بافت آنها پورفیری، نیمه شکلدار تا بی وجه دانه‌دار و نیمه افتیک است. گاهی مقدار کوارتز این سنگ‌ها به بیش از ۵ درصد از کل کانی‌های فلسیک می‌رسد (کوارتزدیوریت) (شکل۳ث).

جدول۱ نتایج ICP-MS نمونه‌های دایک های مافیک الوند.

Sample	CH-14	AR-2	T-11	T-10	T-10(2)	T-7	PA-9
	گابرو		کوارتزدیوریت			دیوریت	
SiO_2	۴۷٫۸	۴۸٫۷	۵۵٫۸	۴۹٫۶	۵۰٫۴	۴۸٫۲	۵۲٫۹
TiO_2	۱٫۹۰	۱٫۴۲	۲٫۷۵	۱٫۵۰	۱٫۵۱	۱٫۷۶	۱٫۳۹
Al_2O_3	۱۴٫۹	۱۵٫۶	۱۴٫۹	۱۳٫۹	۱۴٫۳	۱۳٫۱	۱۷٫۱۰
Fe_2O_3	۹٫۷۶	۸٫۷۴	۳٫۳۳	۱۱٫۷	۱۱٫۸	۱۱٫۲	۸٫۰۹
MnO	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۲۲	۰٫۱۶
MgO	۶٫۶۳	۶٫۳۸	۴٫۲۴	۶٫۹۳	۷٫۰۹	۸٫۲۷	۴
CaO	۹٫۴۳	۹٫۵۸	۹٫۹۶	۸٫۳۵	۸٫۳۹	۸٫۸۵	۶٫۱۳
Na_2O	۳٫۱	۲٫۷	۳٫۴	۱٫۷	۱٫۷	۲٫۲	۳
K_2O	۲٫۲۰	۱٫۶۳	۰٫۱۳	۰٫۶۹	۰٫۸۳	۰٫۵۱	۲٫۲۹
P_2O_5	۰٫۲۹	۰٫۱۷	۰٫۳۵	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۳۹
Cr_2O_3	۰٫۰۲	۰٫۰۳	<۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۱
Sum	۹۷٫۳	۹۷٫۵	۹۵٫۲	۹۵٫۷	۹۷٫۴	۹۵٫۵	۹۶٫۷
REE (ppm)							
Ba	۴۷۰	۱۹۰	۴۰	۷۰	۹۰	۱۳۰	۶۸۰
Sr	۴۱۰	۳۳۰	۴۵۰	۱۱۰	۱۱۰	۲۸۰	۳۹۰
Zn	۸۴	۷۷	۷۳	۱۳۹	۱۳۷	۱۹۳	۸۶
LOI	۱٫۲۹	۰.۵۷	۰٫۱۹	۰.۷۸	۰.۸۶	۱.۰۴	۱.۲۵
Ag	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Ce	۵۱٫۲	۱۹٫۳	۵۲٫۶	۱۷٫۴	۱۹٫۳	۲۰٫۳	۷۶٫۲
Co	۳۸٫۷	۳۶٫۶	۶٫۶	۴۱٫۳	۴۳٫۶	۴۶	۲۲٫۸
Cs	۰٫۹	۴٫۶	۰٫۷	۱٫۴	۱٫۵	۲٫۴	۱۰٫۵
Cu	۵۴	۷۲	۶	۱۱۵	۱۰۴	۵۴	۴۷
Dy	۴٫۴۰	۳٫۸۶	۹٫۳۹	۳٫۸۵	۳٫۶۲	۳٫۹۸	۴٫۶۹
Er	۲٫۳۰	۱٫۹۸	۴٫۹۲	۱٫۹۱	۱٫۸۳	۱٫۸۳	۲٫۵۰
Eu	۱٫۵۱	۱٫۰۸	۳٫۹۰	۱٫۴۴	۱٫۴۳	۱٫۴۰	۱٫۴۵
Ga	۱۹	۱۸	۲۲	۲۰	۲۰	۱۹	۲۰
Gd	۵٫۱۳	۳٫۹۷	۹٫۱۷	۴٫۰۳	۳٫۹۴	۴٫۴۲	۴٫۹۶
Hf	۴	۳	۴	۲	۲	۲	۴
Ho	۰٫۸۷	۰٫۷۳	۱٫۹۰	۰٫۷۰	۰٫۷۵	۰٫۷۲	۰٫۸۹
La	۲۶٫۷	۱۵٫۹	۲۰٫۱	۸٫۴	۹٫۳	۱۰	۴۱٫۲
Lu	۰٫۲۸	۰٫۲۴	۰٫۶۶	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۳۵
Mo	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲
Nb	۳۱	۱۵	۲۷	۱۱	۱۲	۱۲	۴۱
Nd	۲۴	۱۶٫۸	۳۳٫۵	۱۰٫۸	۱۱.۵	۱۳	۳۲٫۱
Ni	۵۳	۷۰	۲۱	۱۴۳	۱۴۶	۱۹۶	۳۳
Pr	۶٫۱۳	۴٫۱۷	۷٫۵۳	۲٫۳۶	۲٫۵۸	۲٫۷۴	۸٫۶۵
Rb	۶۸٫۷	۶۰٫۱	۴٫۵	۲۷٫۱	۳۴٫۵	۱۴٫۷	۱۳۴
Sm	۵	۳٫۷	۸٫۹	۳٫۳	۳٫۷	۳٫۵	۵٫۷
Sn	۳	۳	۸	۶	۷	۳	۵
Ta	۱٫۷	۰٫۹	۱٫۹	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۶	۲٫۳
Tb	۰٫۷۵	۰٫۵۷	۱٫۵۵	۰٫۶۵	۰٫۶۴	۰٫۶۶	۰٫۷۸
Th	۶	۴٫۱	۴٫۴	۰٫۹	۰٫۹	۱	۹٫۹
Tl	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵
Tm	۰٫۳۱	۰٫۲۶	۰٫۷۱	۰٫۲۳	۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۳۴
U	۱٫۳۵	۱٫۳۱	۳٫۷۱	۰٫۲۱	۰٫۲۳	۰٫۳۸	۲٫۱۳
V	۲۹۵	۱۹۱	۳۲۲	۱۵۳	۱۵۳	۱۷۸	۲۰۷
W	۱	<۱	۳	<۱	<۱	<۱	۱
Y	۲۴٫۳	۲۰٫۲	۵۲٫۸	۱۹٫۸	۱۹٫۹	۲۰٫۵	۲۵٫۹
Yb	۲	۱٫۷	۴٫۳	۱٫۵	۱٫۵	۱٫۴	۲٫۳
Zr	۱۵۷	۱۳۸	۱۶۳	۶۷٫۲	۷۱٫۱	۸۲	۱۶۹

جدول۲ نتایج ICP نمونه‌های دایکی فلسیک.

Sample	Ba-Mo-6	Ar-4	Ar-14	So-3	Pa-7	T-5	Ba-Mo-4
	یگماتیت					آپلیت	
SiO_2	۶۹٫۴	۷۲٫۶	۶۹٫۷	۷۱٫۸	۷۱٫۷	۷۲٫۵	۷۲٫۶
TiO_2	۰٫۰۸	۰٫۰۱	۰٫۱۷	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۷
Al_2O_3	۱۳٫۰	۱۶٫۰	۱۵٫۸	۱۳٫۳	۱۳٫۸	۱۳٫۶	۱۲٫۱
Fe_2O_3	۱٫۱۸	۰٫۰۹	۱٫۶۲	۱٫۰۳	۱٫۰۰	۱٫۲۹	۰٫۹۰
MnO	<۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۱
MgO	۰٫۲۲	۰٫۱۱	۰٫۲۹	۰٫۱۹	۰٫۲۳	۰٫۱۰	۰٫۱۱
CaO	۰٫۴۳	۰٫۳۵	۰٫۸۴	۱٫۰۴	۱٫۵۵	۰٫۴۹	۰٫۳۵
Na_2O	۲٫۳	۲٫۵	۲٫۰	۴٫۰	۳٫۴	۳٫۸	۲٫۵
K_2O	۷٫۵۴	۶٫۷۶	۴٫۳۵	۴٫۱۱	۴٫۷۰	۴٫۰۶	۶٫۷۶
P_2O_5	۰٫۱۷	۰٫۰۹	۰٫۵۰	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۰۹
Cr_2O_3	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱
Sum	۹۵٫۰	۹۵٫۱	۹۶٫۹	۹۶٫۲	۹۶٫۹	۹۶٫۸	۹۶٫۴
REE (ppm)							
Ba	۲۴۰	۶۰	۲۴۰	۳۶۰	۳۳۰	۷۰	۱۸۰
Sr	۷۰	۳۰	۴۰	۱۴۰	۱۶۰	۲۰	۷۰
Zn	۱۹	۱۲۴	۸۱	۲۳	۱۷	۳۳	۱۵
LOI	۰٫۷۳	۱٫۲۱	۱٫۶۷	۰٫۵۷	۰٫۳۱	۰٫۸۵	۰٫۸۷
Ag	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Ce	۱۷٫۶	۱٫۰	۲۴٫۴	۴۳٫۱	۱۴٫۷	۲۲٫۶	۶٫۷
Co	۱٫۵	۰٫۵	۲٫۶	۱٫۳	۳٫۵	۰٫۹	۱٫۳
Cs	۵٫۱	۲۵٫۱	۱۵۲	۷٫۳	۷٫۰	۲۴٫۷	۵٫۴
Cu	۱۱	۸	۶	۱۵	۱۰	۸	۱۴
Dy	۳٫۰۰	۰.۴۰	۲٫۲۱	۲٫۷۶	۱٫۶۴	۴٫۰۳	۰٫۹۶
Er	۱٫۷۰	۰٫۲۲	۱٫۳۶	۱٫۴۲	۱٫۱۲	۲٫۴۱	۰.۵۴
Eu	۰٫۳۹	۰٫۰۷	۰٫۴۲	۰٫۳۰	۰٫۴۶	۰٫۱۲	۰٫۳۲
Ga	۱۳	۳۷	۳۱	۱۷	۱۶	۱۹	۱۲
Gd	۲٫۱۹	۰٫۲۷	۲٫۲۹	۲٫۸۶	۱٫۳۶	۲٫۷۱	۰٫۸۸
Hf	۱	۲	۳	۲	۱	۲	<۱
Ho	۰٫۵۷	<۰٫۰۵	۰٫۴۳	۰٫۵۰	۰٫۳۵	۰٫۸۱	۰٫۱۸
La	۸٫۱	۰٫۹	۱۲٫۱	۲۲٫۳	۷٫۵	۹٫۹	۴٫۴
Lu	۰٫۱۸	<۰٫۰۵	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۴۱	۰٫۰۸
Mo	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲
Nb	۷	۱۵۱	۴۰	۱۹	۸	۱۶	۴
Nd	۷٫۵	۰٫۷	۱۱٫۰	۱۵٫۴	۵٫۹	۹٫۷	۳٫۲
Ni	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	۵	۶
Pr	۲٫۱۱	۰٫۱۴	۲٫۹۰	۴٫۵۹	۱٫۶۴	۲٫۷۲	۰٫۷۹
Rb	۲۱۱	۵۹۰	۹۶۳	۲۰۵	۱۰۱	۲۵۷	۱۹۷
Sm	۲٫۱	۰٫۲	۲٫۴	۳٫۲	۱٫۳	۳٫۰	۰٫۸
Sn	۵	<۱۰۰۰۰	۱۵۸	۱۳	۶	۲۲	۳
Ta	۰٫۷	۵۸٫۳	۱۰٫۲	۴٫۷	۱٫۷	۳٫۱	<۰٫۰۵
Tb	۰٫۴۴	۰٫۰۵	۰٫۳۵	۰٫۴۸	۰٫۲۶	۰٫۶۰	۰٫۱۴
Th	۵٫۸	۰٫۷	۸٫۰	۱۳٫۰	۲٫۹	۱۳٫۳	۳٫۰
Tl	<۰٫۵	۱٫۳	۲٫۱	<۰٫۵	<۰٫۵	۰٫۵	<۰٫۵
Tm	۰٫۲۰	<۰٫۰۵	۰٫۱۸	۰٫۱۹	۰٫۱۴	۰٫۴۳	۰٫۰۷
U	۱٫۲۶	۲٫۶۵	۱٫۰۷	۴٫۲۶	۰٫۹۵	۲٫۸۰	۰٫۸۱
V	۵	<۵	۱۷	۱۰	۹	۵	۸
W	<۱	۶	۶	۲	۴	۸	<۱
Y	۱۷٫۰	۲٫۹	۱۴٫۰	۱۷٫۳	۱۰٫۹	۲۵٫۷	۵٫۷
Yb	۱٫۴	۰٫۱	۱٫۲	۱٫۳	۱٫۲	۳٫۰	۰٫۵
Zr	۳۵٫۸	۱۷٫۱	۷۵٫۴	۵۸٫۶	۲۱٫۸	۳۸٫۶	۲۳٫۰

جدول ۳ نتایج آنالیز ریزپردازشی نمونه‌های گارنت از مناطق مورد بررسی؛ Ar18: آرتیمان، G1: Kolmozero, Kola Peninsula [۱۴]، Daone Vally:G2، شمال ایتالیا [۱۴]، G3: Delaware County، پنسیلوانیا [۱۴].

Sample	پگماتیت گارنت- تورمالین‌دار از منطقه آرتیمان از مرکز به				G1	G2	G3
SiO_2	۳۷٫۲۸	۳۹٫۸۹	۳۷٫۳۱	۳۷٫۰۴	۳۵٫۹۱	۳۶٫۵۷	۳۶٫۵۲
TiO_2	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۱۲	۰٫۲۱	۰٫۰۰	۰٫۱۸	۰٫۰۰
Al_2O_3	۲۰٫۹۷	۲۰٫۶۵	۲۰٫۶۷	۲۰٫۸۳	۲۰٫۱۲	۲۰٫۷۰	۲۱٫۰۰
FeO	۱۲٫۳۲	۱۴٫۶۶	۱۵٫۷۱	۱۴٫۴۱	۱۵٫۰۵	۱۴٫۲۲	۱۴٫۲۷
MnO	۲۸٫۸۵	۲۱٫۷۷	۲۳٫۷۵	۲۶٫۴۸	۲۷٫۶۶	۲۷٫۴۲	۲۶٫۴۱
MgO	۰٫۱۳	۰٫۱۸	۰٫۲۹	۰٫۱۵	۰٫۴۷	۰٫۵۶	۰٫۰۰
CaO	۰٫۷۵	۰٫۸۱	۱٫۱۱	۱٫۲۹	۰٫۳۹	۰٫۶۶	۱٫۸۸
Na_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۵۶	۰٫۰۲	–	–	–
K_2O	۰٫۰۰	۱٫۹۴	۰٫۲۴	۰٫۰۰	–	–	–
Total	۱۰۰	۹۹٫۹۷	۹۹٫۷۶	۱۰۰	۹۹٫۶	۹۹٫۳۱	۱۰۰٫۰۸
مقدار کاتیون‌ها بر اساس ۱۲ اکسیژن							
Si	۳٫۰۳	۳٫۲۰	۳٫۰۴	۳٫۰۱	۲٫۹۷	۲٫۹۸	۲٫۹۸
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۴	۰٫۰۰
Al	۲٫۰۱	۱٫۹۵	۱٫۹۹	۲٫۰۰	۱٫۹۶	۱٫۹۹	۲٫۰۲
Fe	۰٫۸۳	۰٫۹۸	۱٫۰۷	۰٫۹۸	۱٫۰۴	۰٫۹۷	۰٫۹۷۵
Mn	۱٫۹۸	۱٫۴۸	۱٫۴۶	۱٫۸۲	۱٫۹۴	۱٫۸۹	۱٫۸۲۸
Mg	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۵۸	۰٫۰۶۸	۰٫۰۰
Ca	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۰۳	۰٫۰۵۸	۰٫۱۶۴
Na	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۰۰	–	–	–
K	۰٫۰۰	۰٫۱۹	۰٫۰۲	۰٫۰۰	–	–	–
Total	۷٫۹۵	۷٫۹۲	۸٫۰۰	۷٫۹۷	۷٫۹۹۸	۷٫۹۷	۷٫۹۶۷

جدول۴ نتایج آنالیز میکروپروب بیوتیت‌های منطقه گوشلان.

Sample		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
آپلیت (Go5)	۱	۳۲٫۴	۰٫۸۵	۱۷٫۶۷	۳۳٫۲۹	۰٫۰۵	۰٫۱۲	۰٫۰۵	۰٫۱۲	۹٫۶۲	۹۴٫۱۷
	۲	۳۳٫۱۹	۰٫۷۶	۱۷٫۷۲	۳۳٫۹۶	۰٫۰۴	۰٫۱۴	۰٫۰۳	۰٫۱۲	۹٫۶۰	۹۵٫۵۶
	۳	۳۲٫۱۹	۰٫۷۶	۱۷٫۱۰	۳۴٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۱۵	۰٫۰۴	۰٫۱۳	۹٫۵۰	۹۳٫۹۷
مقدار کاتیون‌ها بر اساس ۱۱ اکسیژن											
Fe/(Fe+Mg)		Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total
۰٫۹۹		۲٫۷۰	۰٫۰۵	۱٫۷۴	۲٫۳۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۱٫۰۲	۷٫۸۹
۰٫۹۹		۲٫۷۲	۰٫۰۴	۱٫۷۱	۲٫۳۳	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۱٫۰۰	۷٫۸۷
۰٫۹۹		۲٫۷۰	۰٫۰۴	۱٫۶۹	۲٫۳۹	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۱٫۰۲	۷٫۹۱

جدول ۵ نتایج آنالیز ریزپردازشی موسکوویت از مناطق آرتیمان و تاریک‌دره.

Sample	پگماتیت تورمالین- گارنت- موسکوویت‌دار (Ar4)			آپلیت موسکوویت‌دار (T6)			
SiO_2	۴۵٫۶۳	۴۵٫۹۴	۴۶٫۲۸	۴۶٫۲۷	۴۶٫۰۱	۴۶٫۰۷	۴۵٫۵۳
TiO_2	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۴۳	۰٫۴۳	۰٫۳۲	۰٫۳۲
Al_2O_3	۳۶٫۶۲	۳۶٫۴۶	۳۶٫۶۸	۳۵٫۵	۳۶٫۱۸	۳۶٫۱۸	۳۷٫۰۶
FeO	۱٫۹۷	۱٫۸۷	۱٫۷۹	۷٫۰	۰٫۶۱	۰٫۶۱	۱٫۰۳
MnO	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۶	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۶۶	۰٫۷	۰٫۶۵	۰٫۵۷
CaO	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۱٫۰	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۳
Na_2O	۰٫۵۶	۰٫۵۴	۰٫۶۳	۰٫۸۲	۰٫۹۴	۰٫۹	۱٫۰۴
K_2O	۱۱٫۴۶	۱۱٫۵۲	۱۱٫۲۱	۱۰٫۹۴	۱۰٫۸۸	۱۱٫۰۲	۱۰٫۱
Total	۹۶٫۳۸	۹۶٫۶۲	۹۶٫۸۰	۹۵٫۳۴	۹۵٫۹۷	۹۵٫۷۶	۹۵٫۶۸
مقدار کاتیون‌ها بر اساس ۱۱ اکسیژن							
Si	۳٫۰۲	۳٫۰۴	۳٫۰۴	۳٫۰۷	۳٫۰۴	۳٫۰۵	۳٫۰۱
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Al	۲٫۸۶	۲٫۸۴	۲٫۸۴	۲٫۷۸	۲٫۸۲	۲٫۸۲	۲٫۸۹
Fe	۰٫۱	۱٫۰	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۵
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۱	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۳
K	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۴	۰٫۹۲	۰٫۹۱	۰٫۹۳	۰٫۸۵
Total	۷٫۰۵	۷٫۰۵	۷٫۰۳	۷٫۰۲	۷٫۰۴	۷٫۰۴	۷٫۰۲

جدول ۶ نتایج آنالیز میکروپروب فلدسپار از مناطق آرتیمان و تاریک‌دره.

Sample	پگماتیت تورمالین- گارنت- موسکوویت‌دار (Ar4)					آپلیت گارنت-		پگماتیت تورمالین-			(T5) آپلیت گارنت- تورمالین‌دار				
	پلاژیوکلاز							ارتوکلاز							
SiO_2	۶۴٫۲۱	۶۴٫۰۶	۴۶٫۱۴	۶۷٫۲	۶۴٫۰۱	۶۴٫۳۳	۶۵٫۱۶	۶۵	۶۷٫۲	۶۷٫۷	۶۷٫۴۳	۶۴٫۲۱	۶۴٫۰۶	۶۶٫۲۶	۶۶٫۶۵	۶۵٫۷۲
TiO_2	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳
Al_2O_3	۱۸٫۴۴	۱۸٫۳۹	۱۸٫۴۸	۱۸٫۳۴	۱۸٫۴۳	۱۸٫۳۱	۱۸٫۲۳	۱۸٫۲۵	۲۰٫۱۳	۲۰٫۸	۱۹٫۹۳	۲۰٫۲۹	۲۰٫۳	۲۱٫۱۳	۲۱٫۱۶	۲۲٫۰۹
FeO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۱	۰٫۰۲۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶
MnO	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱
MgO	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱
CaO	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۴	۰٫۲۷	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۲۷	۱٫۶۱	۰٫۵۶	۰٫۷
Na_2O	۰٫۶۲	۰٫۸۷	۰٫۶۳	۰٫۰۳	۰٫۶۳	۰٫۴۹	۰٫۹۱	۰٫۹۱	۱۱٫۴۹	۱۱٫۰۹	۱۱٫۷۷	۱۱٫۱۷	۱۱٫۰۳	۱۱٫۳۶	۱۱٫۲	۱۰٫۲
K_2O	۱۷٫۶۴	۱۷٫۱۴	۱۷٫۴۹	۱۷٫۸	۱۷٫۴۸	۱۷٫۳	۱۶٫۴	۱۷٫۰۹	۰٫۱۶	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۲۷	۰٫۲۵	۱۰٫۰۲
Total	۱۰۰٫۹۲	۱۰۰٫۵۱	۱۰۰٫۷۵	۱۰۳٫۳۹	۱۰۰٫۵۸	۱۰۰٫۴۳	۱۰۱٫۲۱	۱۰۱٫۷۳	۹۹٫۰۸	۹۹٫۰۶	۹۹٫۳۴	۹۹٫۶۰	۹۹٫۵۴	۱۰۰٫۶۵	۹۹٫۸۴	۹۹٫۴۹
مقدار کاتیون‌ها بر اساس ۸ اکسیژن																
Si	۲٫۹۷	۲٫۹۷	۲٫۹۷	۳٫۰۱	۲٫۹۷	۲٫۹۸	۲٫۹۸	۲٫۹۸	۲٫۹۶	۲٫۹۷	۲٫۹۶	۲٫۹۷	۲٫۹۷	۲٫۸۹	۲٫۹۲	۲٫۸۹
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۰٫۹۷	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۱٫۰۴	۱٫۰۴	۱٫۰۳	۱٫۰۴	۱٫۰۴	۱٫۰۹	۱٫۰۹	۱٫۰۴
Fe	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۳
Na	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۹۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۹۸	۰٫۹۴	۱٫۰۰	۰٫۹۴	۰٫۹۳	۰٫۹۶	۰٫۹۵	۰٫۸۵
K	۱٫۰۴	۱٫۰۱	۱٫۰۳	۱٫۰۱	۱٫۰۳	۱٫۰۲	۰٫۹۶	۰٫۹۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴
Total	۵٫۰۷	۵٫۰۷	۵٫۰۷	۵٫۰۱	۵٫۰۷	۵٫۰۵	۵٫۰۳	۵٫۰۶	۵٫۰۰	۴٫۹۷	۵٫۰۱	۴٫۹۸	۴٫۹۷	۵٫۰۴	۵٫۰۱	۴٫۹۸

گرانیت‌ها: گرانیت‌ها مهم‌ترین و فراوان‌ترین واحد سنگی موجود در توده‌ی پلوتونیک الوند را تشکیل می‌دهند که به دسته‌های مختلفی نظیر؛ گرانیت‌های پورفیری، گرانیت‌های هولولوکوکرات، گرانیت‌های میلونیتی و گرانیت‌های ریزدانه تقسیم می‌شوند. گرانیت‌های پورفیری همراه با درشت بلورهای فلدسپار کانی‌های تشکیل دهنده‌ی آنها از کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، بیوتیت و موسکوویت تشکیل شده‌اند (شکل ۳ج). از جمله ویژگی‌های این دسته از سنگ‌ها وجود زینوکریست‌های گارنت و آندالوزیت در آنهاست. حجم اصلی گرانیت‌های هولولوکوکرات را پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهد، مقدار کانی‌های مافیک در آن‌ها نسبت به انواع دیگر گرانیت‌های منطقه بسیار پایین‌تر است. دیگر کانی‌های موجود عبارتند از ارتوکلاز (گاهی میکروکلین)، اسفن، روتیل، بیوتیت، موسکوویت، کلریت، زیرکن و آپاتیت. بافت این سنگ‌ها نیمه-شکلدار و بی‌وجه دانه‌دار، گاهی گرانوفیری، و پورفیروئید است.

پگماتیت‌ها: پگماتیت‌های موجود در منطقه شامل انواع پگماتیت‌های تورمالین‌دار، پگماتیت‌های تورمالین- موسکوویت-گارنت‌دار، پگماتیت‌های حاوی سیلیکات آلومینیوم و پگماتیت-های میکادارند. کانی‌های موجود در آنها از کوارتز، ارتوکلاز، میکروکلین، پلاژیوکلاز، تورمالین، اسفن، اپیدوت و کلریت تشکیل شده‌اند. آپاتیت‌های سوزنی نیز در آن‌ها به فراوانی مشاهده می‌شوند (شکل۳ چ). پگماتیت‌های تورمالین-موسکوویت- گارنت‌دار حاوی تورمالین، کوارتز، ارتوکلاز (گاهی به صورت میکروکلین)، پلاژیوکلاز، بیوتیت، موسکوویت، گارنت، اسفن و اکسید آهن دیده شده‌اند (شکل۳ح). بافت پرتیتی در این مقاطع به وفور مشاهده می‌شود. پگماتیت‌های حاوی سیلیکات آلومین: این پگماتیت‌ها هم در توده‌ی الوند و هم در سنگ‌های دگرگون مجاور توده مشاهده می‌شوند. پگماتیت‌های داخل توده‌ی گرانیتی اغلب از نوع کیانیت‌دار بوده که مونزوگرانیت‌ها و گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات را قطع کرده‌اند. این سنگ‌ها از کوارتز، فلدسپار و سیلیکات آلومین (کیانیت، آندالوزیت و سیلیمانیت) تشکیل شده‌اند. پگماتیت‌های میکادار: کانی‌های تشکیل دهنده‌ی این پگماتیت‌ها عبارتند از کوارتز، ارتوکلاز (گاهی میکروکلین)، پلاژیوکلاز، موسکوویت، بیوتیت، آپاتیت، اپیدوت و اسفن (شکل۳ خ). بافت‌هایی نظیر پرتیت و پرتیت شعله‌ای در این سنگ‌ها دیده می‌شوند.

آپلیت‌ها: آپلیت‌های موجود در توده‌ی الوند شامل انواع آپلیت-های تورمالین- گارنت- موسکوویت‌دار، آپلیت‌های گارنت‌دار و آپلیت‌های تورمالین‌دارند. آپلیت‌های تورمالین- گارنت-موسکوویت‌دار از کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز (گاهی میکروکلین)، پلاژیوکلاز، موسکوویت، تورمالین، بیوتیت، کلریت، آمفیبول، کیانیت، روتیل و زوئیزیت تشکیل شده‌اند. شدت سریسیتی شدن در بعضی از نمونه‌ها به قدری زیاد است که در حال تبدیل شدن به گریزن است (شکل ۳د). آپلیت‌های گارنت‌دار: شامل کوارتز، ارتوکلاز (گاهی میکروکلین)، آلبیت، گارنت، موسکوویت، بیوتیت و کلینوزوئیزیت هستند، و بافت این سنگ-ها دانه‌دار بی‌شکل و گاهی ریزنموداری هستند. آپلیت‌های تورمالین‌دار: در این آپلیت‌ها کانی‌های کشیده‌ی تورمالین در نمونه دستی به خوبی دیده می‌شوند، کانی‌های دیگر موجود عبارتند از کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت. بافت‌های مشاهده شده شامل بافت آپلیتی، میرمیکیتی و گرافیکی است.

دایک‌های مافیک: کانی‌های موجود عبارتند از پلاژیوکلاز، هورنبلند، پیروکسن، اورالیت، کوارتز، پتاسیم فلدسپار، اسفن، آپاتیت و زیرکن (شکل۳ذ). گاهی در آنها رگه‌هایی از پرهنیت-کلسیت و کوارتز- کلسیت دیده می‌شوند (شکل۳ر). بافت این سنگ‌ها پورفیری، دیابازی و درون دانه‌ای است.

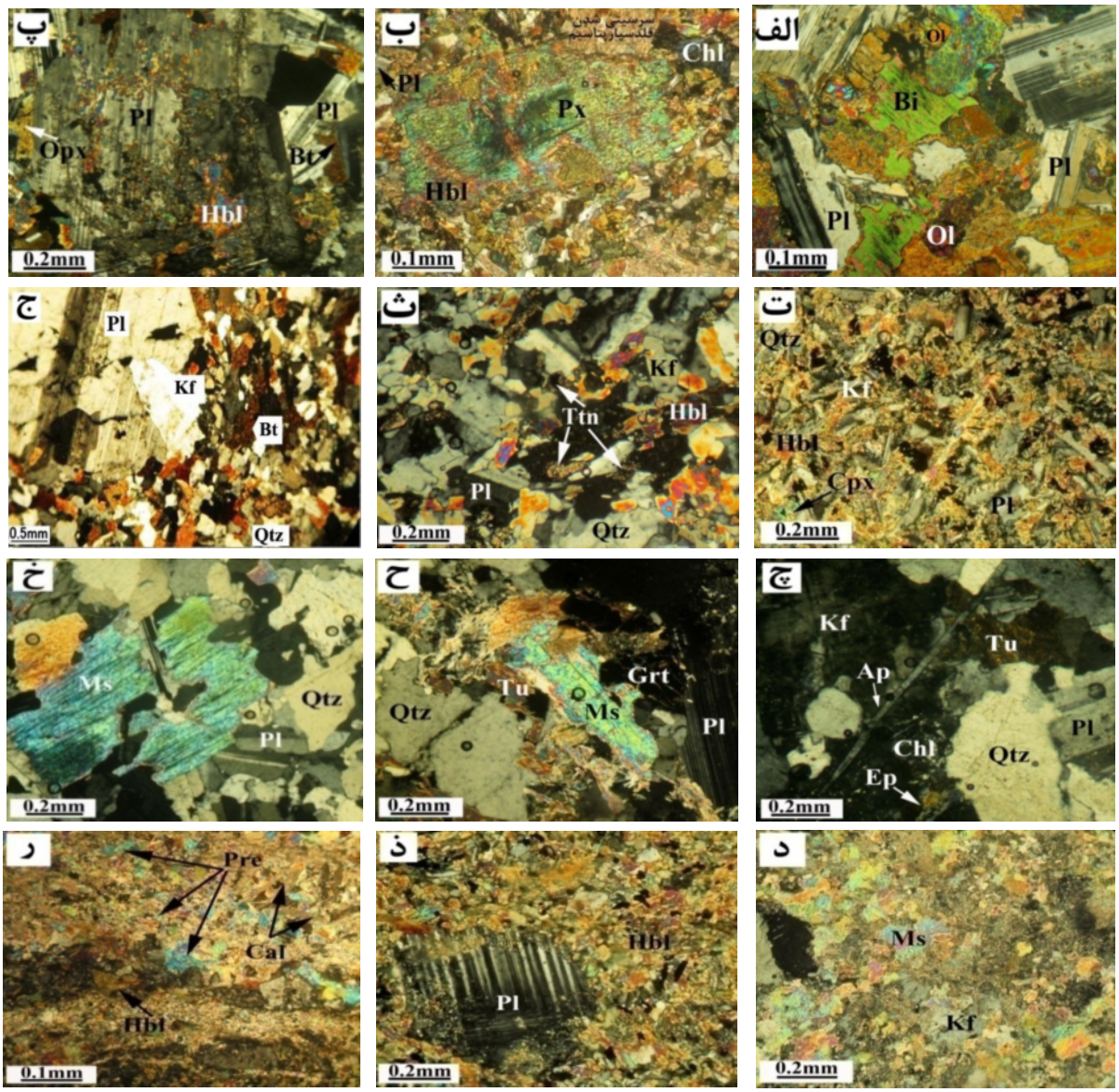
رگه‌های تاخیری: از رگه‌های تاخیری موجود در توده‌ی گرانیتوئیدی الوند می‌توان به انواعی از رگه‌های کوارتز- اسفن، کوارتز- آلومینیوسیلیکات، کوارتز- پرهنیت، کوارتز- آپاتیت، کوارتز- تورمالین، کوارتز- روتیل، کوارتز- فلدسپات، کوارتز-کلسیت و کوارتز- آمفیبول اشاره کرد.

نام‌گذاری و رده بندی شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی

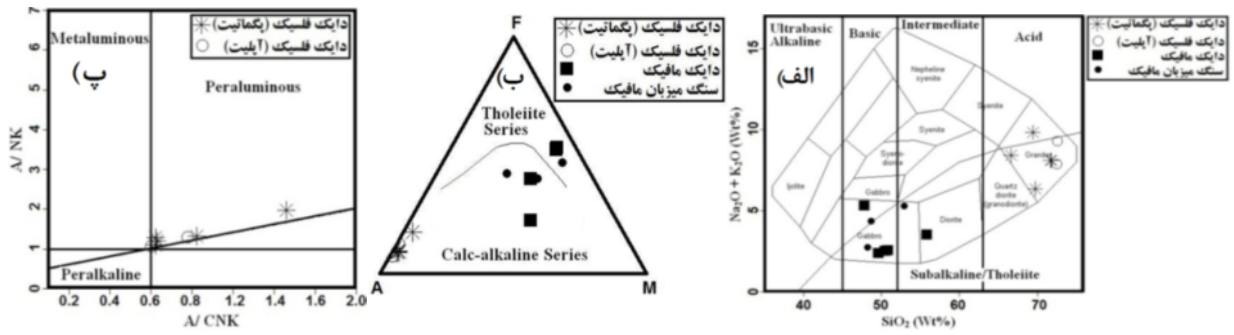
نمونه‌های مورد بررسی، بر اساس رده بندی TAS [۱۵] در گستره‌ی گرانیت، گابرو و دیوریت قرار می‌گیرند، که بر این اساس دایک‌های فلسیک در گستره‌ی گرانیت، دایک‌های مافیک در گستره‌ی گابرو و دیوریت و نمونه‌های میزبان دایک-های مافیک در گستره‌ی گابرو قرار می‌گیرند (شکل۴الف). در نمودار AFM [۱۶] نمونه‌های دایک‌های مافیک و سنگ میزبان آن‌ها در گستره‌ی آهکی-قلیایی تا تولئیتی و نمونه‌های دایک‌های فلسیک (پگماتیت و آپلیت) در گستره‌ی آهکی-قلیایی قرار می‌گیرند (شکل۴ب). در نمودار A/CNK - A/NK [۱۷] نمونه‌های فلسیک در گستره‌ی پرآلومین قرار گرفته‌اند (شکل۴پ).

ژئوشیمی عناصر اصلی

به منظور بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمودارهای هارکر [۱۸] نخست این تغییرات در دایک‌های فلسیک و به علت تشابه دایک‌های مافیک و سنگ‌های دیگر پلوتونیک مافیک منطقه این نمونه‌ها با یکدیگر مورد بررسی قرار می‌گیرند.



شکل۳ تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های برداشت شده از توده‌ی الوند: الف) الیوین گابرو، ب) گابرو، پ) تشکیل کانی‌های ثانویه اورالیت در گابرو، ت) میکرودیوریت، ث) کوارتز دیوریت، ج) گرانیت پورفیری، چ) پگماتیت‌های تورمالین‌دار، ح) پگماتیت‌های تورمالین- موسکوویت- گارنت‌دار، خ) پگماتیت‌های موسکوویت‌دار، د) آپلیت موسکوویت‌دار، ذ) مقطع میکروسکوپی یک دایک مافیک با ترکیب کوارتز دیوریت، ر) رگه پرهنیت- کلسیت در یک کوارتز دیوریت، علائم اختصاری کانی‌ها بنابر [۱۹] انتخاب شدند.



شکل۴ الف) موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار TAS [۱۵]، ب) موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار AFM [۱۶]، پ) موقعیت نمونه‌های برداشت شده از دایک‌های فلسیک (پگماتیت و آپلیت) منطقه‌ی الوند در نمودار A/CNK - A/NK [۱۷].

ژئوشیمی عناصر اصلی دایک‌های فلسیک

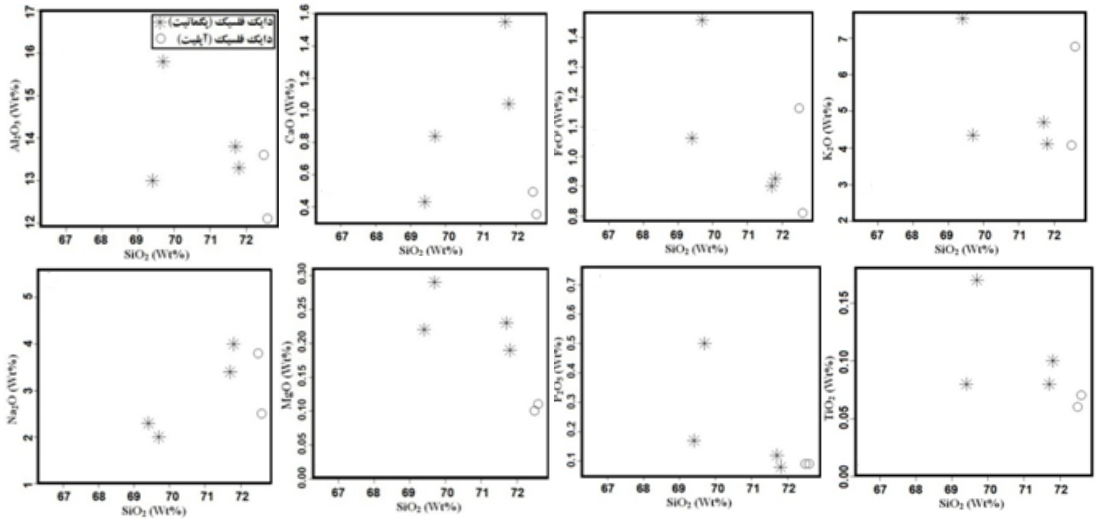
دایک‌های فلسیک منطقه به دو دسته آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها تقسیم می‌شوند. بر اساس نمودار اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به سیلیس، این دایک‌ها به احتمال زیاد هم خاستگاه هستند، در نمودار K_2O-SiO_2 برخی از نمونه‌ها غنی شدگی بالایی از K_2O را نشان می‌دهند، این نمونه‌ها در نمودار Na_2O-SiO_2 مقادیر پایینی از Na_2O دیده می‌شوند (شکل۵). بنابراین به کمک روند نمونه‌های دایکی فلسیک (پگماتیت و آپلیت) روی این نمودارها می‌توان، آنها را به دو دسته سدی و پتاسی رده‌بندی کرد. روند کاهشی MgO و FeO_t در این نمودارها به علت تبلور جدایشی کانی‌های فرومنیزین در مراحل اولیه تبلور است. روند کاهشی TiO_2 به علت تبلور بیوتیت و اسفن و روند کاهشی Al_2O_3 و CaO نیز به علت تبلور جدایشی پلاژیوکلازهای کلسیک در اوایل تبلور است.

مقایسه‌ی ژئوشیمی عناصر اصلی دایک‌های مافیک با سنگ‌های پلوتونیک مافیک دیگر در منطقه به منظور بررسی ارتباط دایک‌های مافیک با سنگ‌های پلوتونیک دیگر مافیک موجود در منطقه روند تغییرات اکسیدهای اصلی در آنها مورد بررسی قرار گرفت، روند نسبتاً خطی این نمودارها (شکل ۶) نشان می‌دهد که دایک‌های مافیک و سایر سنگ‌های پلوتونیک منطقه به احتمال زیاد هم خاستگاهند. در نمودار K_2O - SiO_2 دو روند (افزایشی و کاهشی) متفاوت دیده می‌شود، افزایش این مقدار احتمالاً به دلیل دگرنهادی در منطقه است. کاهش مقدار CaO به علت تبلور پلاژیوکلازهای کلسیک در اوایل تبلور است، کاهش مقدار TiO_2 نیز تبلور اسفن در اوایل تبلور بستگی دارد، کاهش مقدار P_2O_5 نیز در ارتباط با تبلور آپاتیت است.

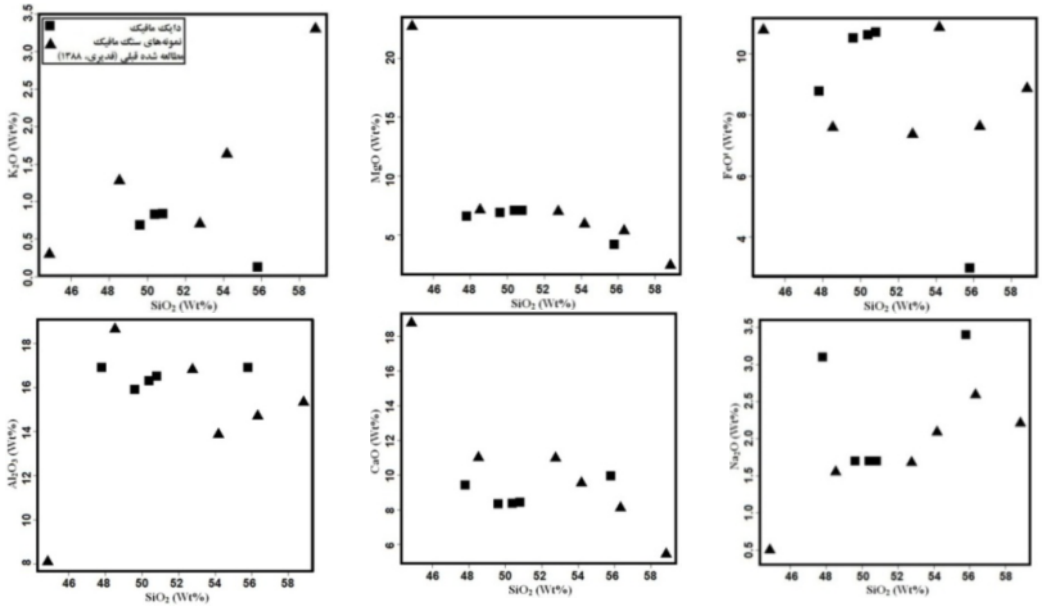
ژئوشیمی عناصرکمیاب و عناصر نادر خاکی

ژئوشیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی دایک‌های فلسیک

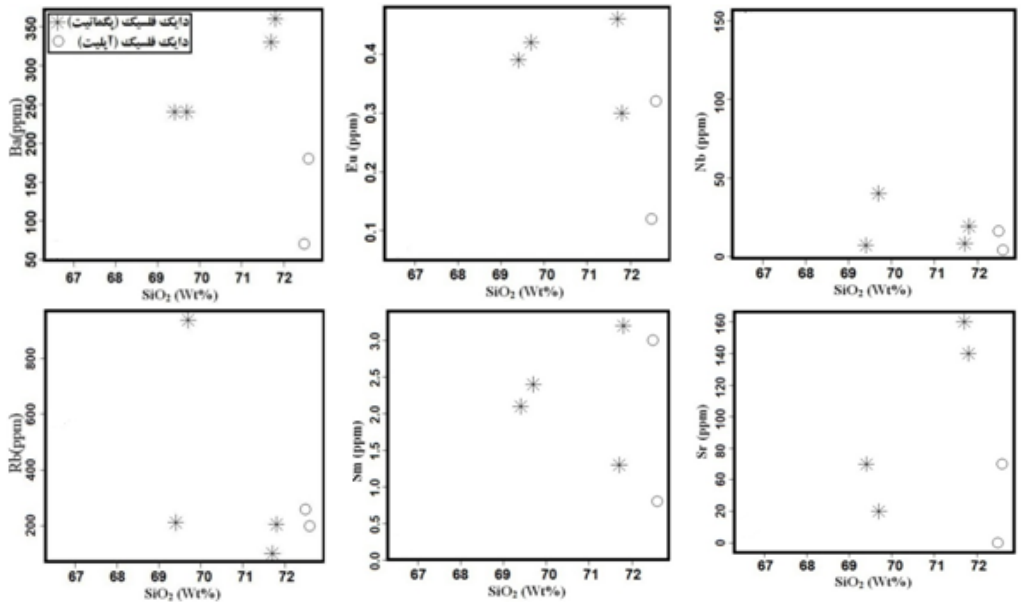
در دایک‌های فلسیک منطقه با افزایش مقدار SiO_2 مقادیر Rb و Nb کاهش یافته و مقادیر Ba، Sr، Eu و Sm به صورت پراکنده دیده می‌شوند (شکل۷). کاهش Rb نشان دهنده‌ی جدایشی فلدسپار پتاسیم و بیوتیت است. در نمودار بهنجار شده نمونه‌های پگماتیتی و آپلیتی با کندریت‌ها [۲۰] (شکل ۸الف)، مقدار عناصر LREE نسبت به HREE غنی شدگی نشان می‌دهند. بهنجاری منفی Eu در این نمونه‌ها نشان دهنده جدایش پلاژیوکلازهای کلسیک در طول تبلور جدایشی ماگماست. در نمودار بهنجار شده‌ی این نمونه‌ها با ORG (گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی) [۲۱] (شکل ۸ب)، عناصر ناسازگار Rb و Th غنی شدگی و عنصر سازگار Ba تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بیهنجاری مثبت Rb نشان‌دهنده‌ی حضور فلدسپار پتاسیم و بیهنجاری منفی Ba نشان‌دهنده‌ی جدایش پلاژیوکلاز طی تبلور ماگماست. در نمودار [۲۲] (شکل۸پ) نیز مقادیر LILE (Rb، K و Th) و LREE (Nd، Ce و La) نسبت به HREE و برخی عناصر کمیاب نظیر (Yb، Y، Sm، Zr، Hf و Nb) غنی شدگی نشان می‌دهند. به‌عبارت دیگر، عناصر کمیاب دارای نقاط بیشینه و کمینه‌ای هستند که اختلاف بین آنها زیاد بوده و نشانگر محیط‌های فرورانش و آلایش با رسوب‌ها و شاره‌هاست [۲۴،۲۳]. غنی شدگی از Rb و K ناشی از وجود فلدسپار پتاسیم در این نمونه‌ها و بیهنجاری منفی Sr و Ba ناشی از تبلور جدایشی پلاژیوکلازهای غنی از Ca است. بیهنجاری منفی Ti نیز ناشی از تبلور بیوتیت و اسفن در طول جدایشی ماگماست.



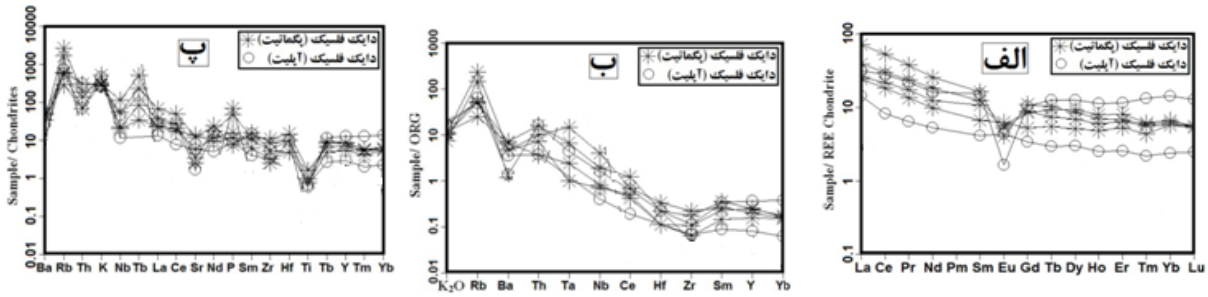
شکل۵ نمودار اکسیدهای اصلی نسبت به سیلیس [۱۸]، برای نمونه‌های دایک فلسیک (آپلیت و پگماتیت).



شکل۶ نمودار اکسیدهای اصلی نسبت به سیلیس [۱۸]، برای نمونه‌های دایک مافیک و دیگر نمونه‌های مافیک موجود در منطقه.



شکل۷ نمودار عناصر فرعی در مقابل سیلیس [۱۸]، برای نمونه‌های دایک فلسیک (آپلیت و پگماتیت).



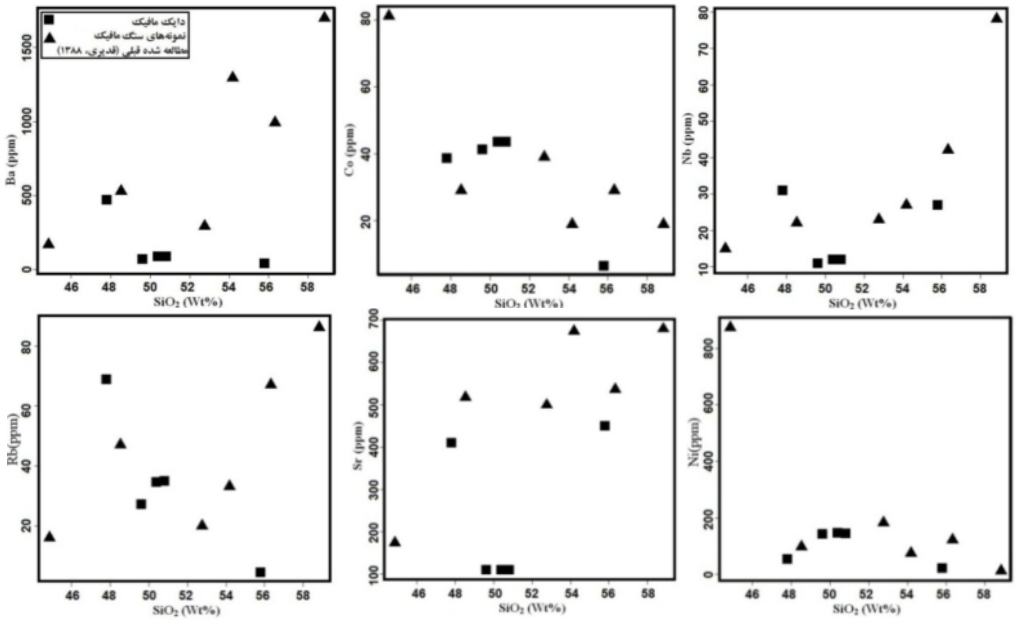
شکل ۸ نمودار عنکبوتی نمونه‌های دایک‌های فلسیک. الف) بهنجار شده با کندریت [۲۰]، ب) بهنجار شده با ORG [۲۱]، پ) نرمالیزه شده باکندریت[۲۲].

مقایسه‌ی ژئوشیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی دایک‌های مافیک با سنگ‌های دیگرپلوتونیک مافیک موجود در منطقه

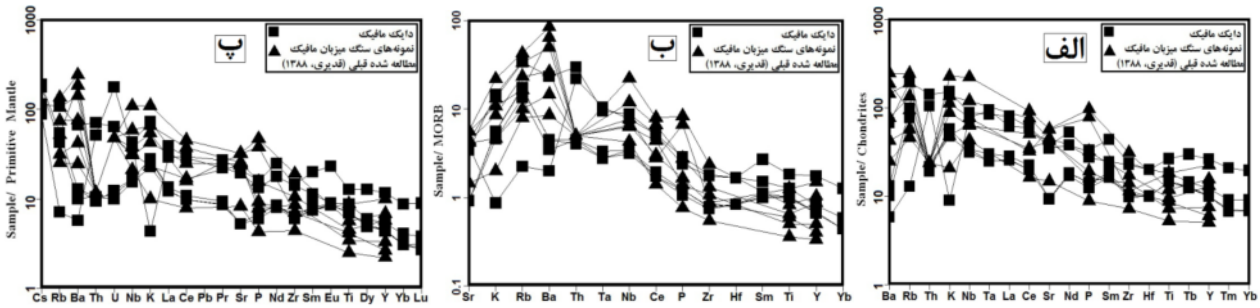
روند مشابهی که در نمودارهای عناصر فرعی دایک‌های مافیک منطقه و سنگ‌های میزبان آنها مشاهده می‌شود (شکل۹)، نشان دهنده‌ی هم خاستگاه بودن احتمالی آنهاست. در نمودار بهنجار شده دایک‌های مافیک و سایر سنگ‌های دیگر پلوتونیک مافیک منطقه با کندریت‌ها [۲۲] (شکل۱۰ الف)، بیهنجاری منفی عناصر Ba، Sr، P و Ti دیده می‌شود، که این ویژگی می‌تواند به توده‌های آهکی-قلیایی قوسی وابسته باشد. در نمودار بهنجار شده‌ی این نمونه‌ها با MORB [۲۳] (شکل۱۰ب) نیز بیهنجاری منفی Sr ناشی از جدایی پلاژیوکلاز کلسیک است، در نمودار بهنجار شده با گوشته‌ی اولیه [۲۵] (شکل۱۰پ) بیهنجاری منفی Ti نشان دهنده‌ی جدایی اسفن و بیوتیت در طول تبلور است. بیهنجاری منفی Sr و Ba در نمونه‌های دایک‌های مافیک نشان دهنده‌ی جدایی پلاژیوکلاز کلسیک و بهنجاری مثبت این عناصر در نمونه‌های مافیک موجود در منطقه نشان دهنده‌ی حضور پلاژیوکلاز کلسیک است. بهنجاری مثبت Nb نشان دهنده‌ی نقش نداشتن پوسته-ی قاره‌ای در تشکیل ماگمای مادر این سنگ‌هاست. مقدار LILE (K ،Rb) و LREE (Nd، Ce و La) نسبت به HREE و برخی عناصر کمیاب نظیر (Y، Sm، Zr و Nb) غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل۱۰پ).

شیمی کانی‌ها

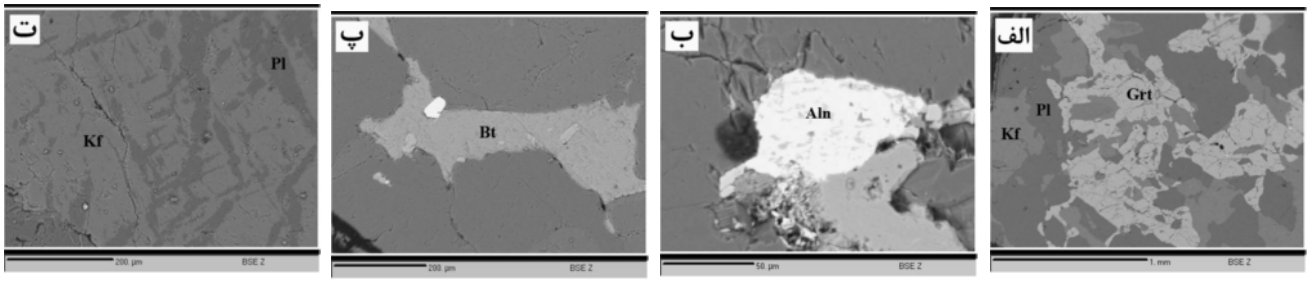
به منظور بررسی ژئوشیمی کانی‌های موجود در پگماتیت‌ها و آپلیت‌ها به روش ریزپردازشی، از این نمونه‌ها مقاطع صیقلی نازک تهیه و با میکروسکوپ الکترونی بررسی شدند (شکل۱۱)، که به بررسی نتایج حاصله می‌پردازیم.



شکل۹ نمودار عناصر فرعی نسبت به سیلیس [۱۸]، برای نمونه‌های دایک مافیک و دیگر نمونه‌های مافیک موجود در منطقه.



شکل ۱۰ نمودار عنکبوتی نمونه‌های دایک مافیک و سایر سنگ‌های پلوتونیک مافیک منطقه. الف) بهنجار شده با کندریت [۲۲]، ب) بهنجار شده باMORB [۲۳]، پ) بهنجار شده با گوشته اولیه [۲۵].



شکل۱۱ تصاویر BSE مقاطع آنالیز شده توسط میکروسکپ الکترونی، علائم اختصاری کانی‌ها بر طبق [۱۹].

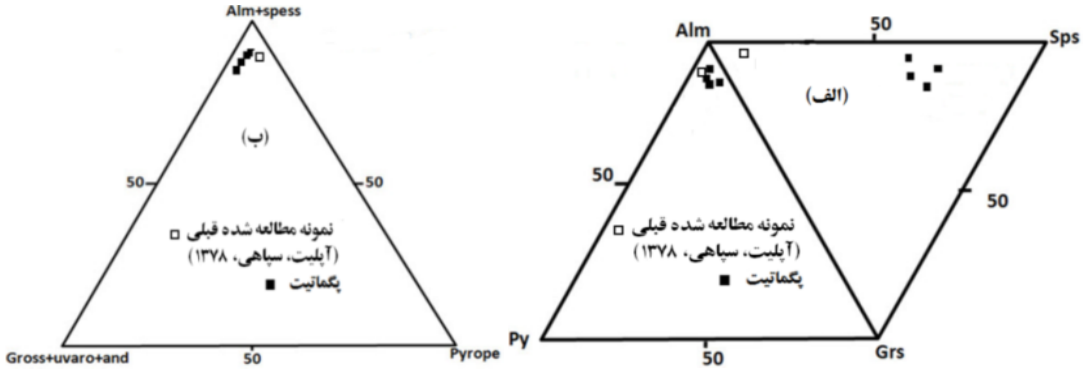
گارنت: ۴ نقطه از گارنت‌های موجود در پگماتیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی ریزپردازشی قرار گرفتند (جدول ۳)، با توجه به شکل (۱۲الف و ب) گارنت‌های موجود در پگماتیت‌های منطقه از نوع اسپسارتین حاوی آلماندین‌اند. گارنت‌ها دارای گستره‌ی گسترده‌ای ترکیبی هستند گارنت‌های نوع پیروپ معمولاً در کیمبرلیت‌ها و پریدوتیت‌ها، گارنت‌های نوع گراسولار- آندرادیت در اسکارن‌ها، گارنت‌های نوع آلماندین- پیروپ در بیوتیت شیست‌ها و گارنت‌های نوع اسپسارتین- آلماندین معمولاً در گرانیت‌ها، پگماتیت‌ها و آپلیت‌ها یافت می‌شوند [۱۴، ۲۶]. نمونه‌هایی از آنالیز گارنت‌های مشابه (اسپسارتین- آلماندین) از مناطق مختلف دنیا برای مقایسه با گارنت‌های مورد بررسی در جدول ۳ ارائه شده‌اند؛ گارنت G1 مربوط به توده پگماتیتی Kolmozero در Kola Peninsula، گارنت G2 مربوط به آپلیت‌های گرانیتی در توده‌ی Adamello در شمال ایتالیا و نمونه گارنت G3 مربوط به توده پگماتیتی Delaware County در پنسیلوانیاست [۱۴]، چنانکه مشاهده می‌شود ترکیب این گارنت‌ها، کم و بیش مشابه گارنت‌های منطقه مورد بررسی (اسپسارتین- آلماندین) است، که حاکی از شرایط شکل‌گیری مشابه در نمونه‌های مورد نظر است. بر اساس بررسی‌های پیشین صورت گرفته روی گارنت‌های موجود در آپلیت‌های الوند [۱۰]، مقدار اکسید MnO گزارش شده حدود ۵/۱۳٪ و درصد اسپسارتین آنها حدود ۱۲٪ است و ترکیب میانگین این گارنت‌ها به‌صورت (Alm_{84}-Sps_{12} -Prp_3-Grs_1) است. بر اساس نتایج جدید بدست آمده در این پژوهش مقدار MnO موجود در گارنت‌های مورد بررسی (نمونه برداشت شده از پگماتیت‌های آرتیمان) حدود (۲۱/۷۷-۲۸/۸۵٪) و درصد اسپسارتین آن بین (۵۷/۷۰-۶۸/۴۰) متغیر بوده که ترکیب میانگین این گارنت‌ها به‌صورت ($Sps_{61.5}$- $Grs_{3.1}$-$Prp_{0.8}$ -$Alm_{34.6}$) است، که می‌تواند تاییدی بر دمای پایین‌تر تشکیل آن‌ها باشد [۲۶]. در مقاطع میکروسکوپی نیز، با توجه به اینکه در گارنت‌ها هیچ‌گونه نابهنجاری مشاهده نمی‌شود، این حالت با نتایج آنالیز شیمیایی گارنت‌ها که در آن‌ها متشکله گراسولار بسیار ناچیز است مطابقت می‌کند.

بیوتیت: ۴ نقطه از بیوتیت‌های موجود در آپلیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی ریزپردازشی قرار گرفتند. این بیوتیت‌ها در نمودار Al^{IV} نسبت به Fe/Fe+Mg، در گستره سیدروفیلیت قرار می‌گیرند (شکل۱۳الف) [۲۶]. درصد وزنی اکسیدها و تعداد کاتیون‌ها به ازای ۱۱ اکسیژن در جدول ۶ آورده شده‌اند.

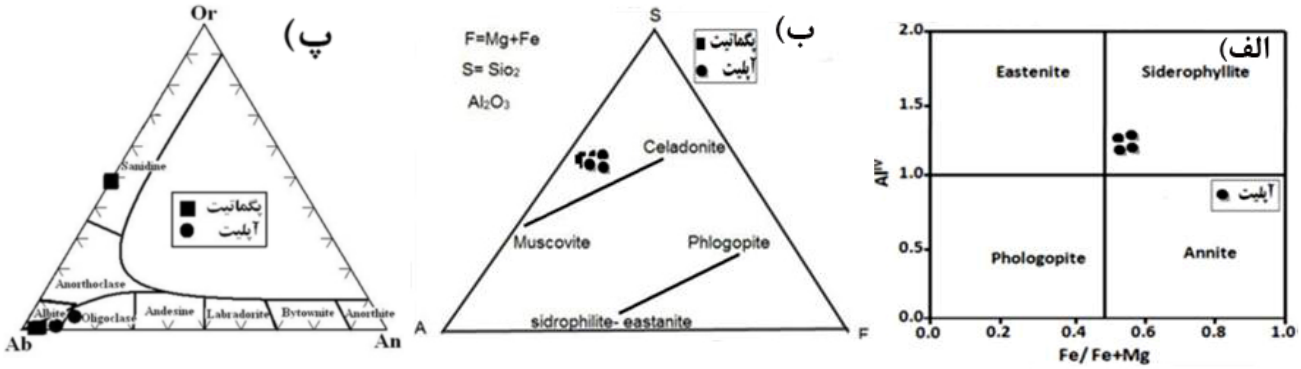
- میکای سفید: ۳ نقطه از موسکوویت‌های موجود در پگماتیت‌ها و ۴ نقطه از موسکوویت‌های موجود در آپلیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی ریزپردازشی قرار گرفتند. با توجه به نمودار A-S-F (شکل ۱۳ب) موسکوویت‌های مورد بررسی در گستره‌ی بین موسکوویت و سلادونیت قرار می‌گیرند. درصد وزنی اکسیدها و تعداد کاتیون‌ها به ازای ۱۱ اکسیژن در جدول ۵ آمده‌اند.

-فلدسپات: در پگماتیت‌ها ۳ نقطه پلاژیوکلاز و ۶ نقطه فلدسپارپتاسیم و در آپلیت‌ها ۵ نقطه پلاژیوکلاز و ۲ نقطه فلدسپار پتاسیم مورد آنالیز ریزپردازشی قرار گرفتند. پلاژیوکلازهای موجود در پگماتیت‌ها و آپلیت‌ها از نوع غنی از آلبیت بوده به ترتیب دارای An_{2-5} و An_{7-13} هستند. (شکل۱۳پ) [۲۶]. پتاسیم فلدسپارهای موجود در پگماتیت‌ها پرتیتی بوده و تیغه‌های آلبیت تا حدود ۵۰٪ هستند.

آلانیت: آلانیت کانی است با فرمول شیمیایی $(Ca, Ce)_2(Fe^{+2}, Fe^{+3})Al_2O.OH\ [Si_2O_7]\ [SiO_4]$، که براساس فراوانی عناصر کمیاب موجود در آن دارای انواع مختلفی است [۲۷]. وجود این کانی در پگماتیت‌های مورد بررسی تاییدی بر زایا بودن این پگماتیت‌هاست، با توجه به طیف پراش پرتو ایکس آلانیت‌های منطقه از نوع غنی از Ce هستند، همچنین عناصری مثل Ce، Ca و Ag در طیف آلانیت‌های منطقه مشاهده شده است.



شکل ۱۲ تقسیم بندی گارنت‌های تشکیل شده در پگماتیت مورد مطالعه بر اساس ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز.



شکل۱۳ الف) رده‌بندی بیوتیت‌ها بر اساس ترکیب شیمیایی آنها به روش[۲۶]، ب) : رده‌بندی موسکوویت‌ها در پگماتیت‌ها و آپلیت‌های مورد بررسی بر اساس ترکیب شیمیایی، پ) رده‌بندی پلاژیوکلازها در پگماتیت‌ها و آپلیت‌های مورد بررسی بر اساس ترکیب شیمیایی[۲۶].

برداشت

سنگ‌های موجود در همبافت الوند طیف گسترده‌ای از سنگ-های مافیک تا فلسیک را شامل می‌شوند؛ این مجموعه‌ها شامل انواع سنگ‌های مافیک تا حد واسط، گرانیت‌ها، پگماتیت‌ها، آپلیت‌ها، دایک‌های مافیک و رگه‌های تاخیری. انواع دایک‌های مشاهده شده در توده پلوتونیک الوند شامل دایک‌های پگماتیتی، آپلیتی و مافیک هستند. با توجه به بررسی‌های ژئوشیمیایی دایک‌های پگماتیتی و آپلیتی هم خاستگاه بوده و ماگمای تشکیل دهنده دایک‌های مافیک و سنگ‌های مافیک-حدواسط توده نیز ارتباط ژنتیکی دارند. نفوذ دایک‌های مافیک در لوکوگرانیت‌های الوند نشان دهنده‌ی ادامه‌ی تزریق ماگمای مافیک پس از تشکیل لوکوگرانیت‌هاست. تاکنون پگماتیت‌های مجموعه پلوتونیک الوند به پگماتیت‌های تورمالین- گارنت-موسکوویت‌دار، آلومینیوسیلیکات‌دار و تورمالین‌دار و آپلیت‌های موجود به انواع تورمالین‌دار و گارنت‌دار تقسیم می‌شدند، ولی بر اساس این پژوهش دسته‌ی دایک‌های پگماتیتی موسکوویت‌دار و آپلیت‌های تورمالین، گارنت و موسکوویت‌دار نیز در منطقه مشاهده شدند. روند تغییرات عناصر نادر خاکی در دایک‌های فلسیک و مافیک منطقه نشان دهنده‌ی محیط‌های وابسته به فرورانش است. گارنت‌های گزارش شده در این پژوهش اسپسارتین بالای تا بیش از ۶۸٪ را نشان دادند، که تاکنون از این منطقه گارنت‌های با این مقدار اسپسارتین گزارش نشده است. وجود آلانیت در این پگماتیت‌ها تاییدی بر زایا بودن آنهاست.

مراجع

[1] Jahns R.H., Burnham C.W., *"Experimental studies of pegmatite genesis: I.A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites"*, Econ. Geol 64 (1969) 843-864.

[۲] سپاهی‌گرو، ع. ا.، *"پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرش ویژه بر گرانیتوئیدها"*، رساله دکتری پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۸).

[3] Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafee M., Ghorbani M., Sepahi A. A., Shang C. J., VousoughiAbedini M., *"Geochemistry and U-Pb zircon geochoronology of Alvand plutonic complex*

in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism", Journal of Asian Earth Sciences 39 (2010) 668 -83.

[۴] ترکیان ا.، *"مطالعه پتروگرافی و پتروفابریکی پگماتیت‌های الوند (همدان)"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران (۱۳۷۴).

[۵] پورمعافی م.، ایرانی م.، *"سنگ شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی توده گرانیتی الوند (همدان)"*. نشریه علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، شماره۳ (۱۳۷۴) ص ۷۵ - ۸۸.

[۶] پادیار ف.، *"بررسی پتروگرافی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای روشن الوند و بررسی پراکندگی تیتانیوم در آن"*، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی، دانشگاه تهران (۱۳۷۸).

[۷] هاشمی م.، *"مطالعه فرایندهای تحول ماگمایی در مجموعه پلوتونیک الوند"*. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا (۱۳۸۴).

[۸] شهبازی ح.، *"پترولوژی مجموعه سنگ‌های آذرین و میگماتیت‌های کمپلکس الوند و توده نفوذی آلموقلاغ همدان و ارتباط ژنتیکی بین آن‌ها"*. رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۸۹).

[۹] قدیری م.، *"مطالعه توده پلوتونیک الوند و هاله دگرگونی آن در منطقه مریانج- پسیجان (همدان) "*. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا (۱۳۸۸).

[۱۰] سپاهی گرو، ع. ا.، معین وزیری ح.، *"مروری بر فازهای پلوتونیک و رگه‌های موجود در مجموعه پلوتونیک الوند"*، مجله علوم دانشگاه تهران، شماره ۲ ، جلد بیست و ششم (۱۳۷۹)، ص ۱۸۶- ۱۷۵.

[11] Stöcklin J.*," Structural history and tectonics of Iran: a review".* American Association Petroleum Geologists Bulletin 52 (1968) 1229-1258.

[۱۲] مجیدی ب.، عمیدی س. م.، *"شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش همدان"*، ترجمه منوچهر سهیلی و همکاران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (گزارش داخلی) (۱۳۵۹).

[13] Mohajjel M., Fergusson C. L., Sahandi M. R., *" Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran".* Journal of Asian Earth Sciences 21(2003) 397-412.

[14] Deer W.A., Howie A., Zussman J., *"Rock-forming minerals"*, Long man, London (1982) 919p.

[15] Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst*, R. J.,"* The Interpretation of Igneous Rocks". Allen and Unwin, London (1979) 450.

[16] Irvine T. N., Baragar W. R. A., *" A guide to the chemical classification of common volcanic rocks".* Can. Journal of Asian Earth Sciences 8 (1971) 523 484.

[17] Shand S. J., *" Eruptive Rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore deposites (3rd Ed)".* John Wiley and Sons (1943) 448.

[18] Harker A., *"The natural history of igneous rocks"*, Methuen, London (1909).

[19] Kertz R., *"Symbol for rock- forming minerals". American Mineralogist 68(1983)277-9.*

[20] Boynton W.V., *"Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies in: Henderson, P. (ed) Rare Earth Element Geochemistry". Elsevier"*, Amsterdam (1984) 63-114.

[21] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., *" Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rock"* , Journal of Petrology 25 (1984) 956-983.

[22] Thompson R.N., *"Magmatism of the British Tertiary volcanic province*", Scottish Journal of Geology 18 (4) (1982) 9–107.

[23] Pearce A. J., *"Role of the sub- continental lithosphere in magma genesis at active continental margins",* In: Hawkesworth C. J. and Norry, M. J., (eds), Continental basalts and mantle xenolithe, Shiva, nantwich (1983) 230- 249.

[24] Rogers J. J. W., Suayah I. B., Edwards J. M., *"Trace elements in continental margine magmatism, Part IV".* Geological Society of America Bulletin 95 (1984) 1437-1445.

[25] Sun S. S., McDonough W. F., *" Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A. D., Norry, M. J. (eds.) Magmatic in ocean basins".* Geological Society Publication London 42 (1989) 313-45.

[26] Deer W.A., Howie A., Zussman J., *"An introduction to the rock-forming minerals",* Long man, London (1991) 528p.

[27] Reto G., Sorena S. S., *"Allanite and Other REE-Rich Epidote-Group Minerals"*, Reviews in Mineralogy and Geochemistry 56 (2004) 431-493.