

پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز لوکوگرانیتهای باتولیت الوند

حجت حاج حسنی^۱، جلیل قلمقاش^۲، منصور وثوقی عابدینی^۳، رحیم دبیری^۴ و حمیده رشیده^۵

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

^۲دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۳استاد، گروه زمین شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

^۴دانشیار، گروه زمین شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

^۵دکتر، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۲/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۵/۱۱

چکیده

لوکوگرانیتهای الوند به صورت توده های کوچک و دایک جایگیر شده اند. این سنگ ها با ترکیب آلکالی گرانیته تورمالین دار، آلکالی گرانیته بیوتیت دار، آلکالی گرانیته آرفدسونیت دار، آلکالی گرانیته روتیل دار و گرانیته بیوتیت مسکوویت دار و ماهیت آلکالین و پرآلومین هستند. در این سنگ ها الگوی توزیع عناصر نادر خاکی به هنجار شده به ترکیب کندریت دارای غنی شدگی از LREE نسبت به HREE هستند. در نمودارهای عنکبوتی به هنجار شده به ترکیب گوشته اولیه دارای غنی شدگی از LILE نسبت به HFSE و آنومالی منفی Ta و Nb و Ti هستند و به نظر می رسد در محیط فرورانش تشکیل شده اند. سنگ های لوکوگرانیته الوند به طور بارزی ویژگی های گرانیته های نوع A را دارند که با توجه به مقدار Al_2O_3 یا کرنندوم نورماتو و عناصر کمیاب می توان آنها را به دو گروه نوع A و A' با منشأ مشابه گوشته ای طبقه بندی نمود. با صعود، تفریق و جایگیری ماگمای اولیه گوشته ای در درون پوسته، لوکوگرانیته های نوع A با حداقل آلاش و لوکوگرانیته های نوع A' با آلاش مقادیر قابل توجهی مواد پوسته قاره ای تشکیل شده اند. به نظر می رسد لوکوگرانیته های الوند در یک فاز کششی همزمان با فرورانش، احتمالاً به دلیل تغییر در میزان همگرایی صفحات، وقفه در فرورانش و برداشت فشار تشکیل شده اند.

کلیدواژه ها: لوکوگرانیته، ژئوشیمی، پتروژنز، گرانیته نوع A، الوند.

***نویسنده مسئول:** جلیل قلمقاش

E-mail: ghalamghash@yahoo.com

۱-پیش نوشتار

لوکوگرانیته ها به صورت توده های کوچک و یا دایک در تمام بخش های توده الوند رخنمون دارند (زرعیان و فیاض، ۱۳۵۰؛ سپاهی گرو، ۱۳۷۸). فیلیت، اسلیت و شست سنگ های دگرگونی و درونگیر توده نفوذی الوند هستند که در اثر حرارت توده به شست های لکه ای یا هورنفلس کردیریت دار و هورنفلس کیانیت دار بازدگرگون شده اند (Baharifar et al., 2004).

به گزارش سپاهی گرو (۱۳۷۸) توده الوند از پنج نوع سنگ نفوذی شامل ۱- گابرویدوریت، ۲- گرانیته ریزبلور، ۳- گرانیته درشت بلور، ۴- گرانیته پورفیری، ۵- گرانیته های ریزبلور تشکیل شده است. ایشان سنگ های نفوذی یادشده را حاصل تغییرات بافتی و سنگی سه نوع ماگما شامل ۱- ماگمای مافیک که متوسط بلور گابرو تا دیوریت و تونالیت، ۲- ماگمای گرانیته پورفیری که گرانیته های ریزبلور تا درشت بلور را تشکیل داده است، ۳- ماگمای که گرانیته های پورفیری و ریزبلور را به وجود آورده، دانسته اند. گابروهای الوند حاصل ذوب بخشی گوشته اولیه (Ghalamghash et al., 2009) یا گوشته تهی شده (Shahbazi et al., 2010)، گرانیته های پورفیری الوند حاصل ذوب بخشی سنگ های پوسته زیرین (Shahbazi et al., 2010) یا گرانیته های نوع S (Sepahi A. A., 2008; Ghalamghash et al., 2009) هستند. قلمقاش و همکاران (۱۳۸۵) آمیزش و اختلاط ماگمای مافیک و فلیسک در این مجموعه را شواهد جایگیری همزمان دانسته اند. زمان تشکیل بخش های گابرویی و گرانیته پورفیری الوند توسط (Shahbazi et al., 2010) و به روش اورانیوم - سرب بر روی کانی زیرکن $166 \pm 11/8$ و $161 \pm 11/7$ تا $163 \pm 9/9$ میلیون سال تعیین شده است. زمان تشکیل دایک های لوکوگرانیته توسط (Shahbazi et al., 2010) بین $154 \pm 11/3$ تا $153 \pm 11/3$ میلیون سال تعیین شده که آخرین فاز ماگمایی منطقه و همچنین موضوع این مطالعه می باشد. هدف از این تحقیق پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز لوکوگرانیته های باتولیت الوند و یا به عبارتی آخرین فاز ماگمایی باتولیت الوند در ژوراسیک پایانی است.

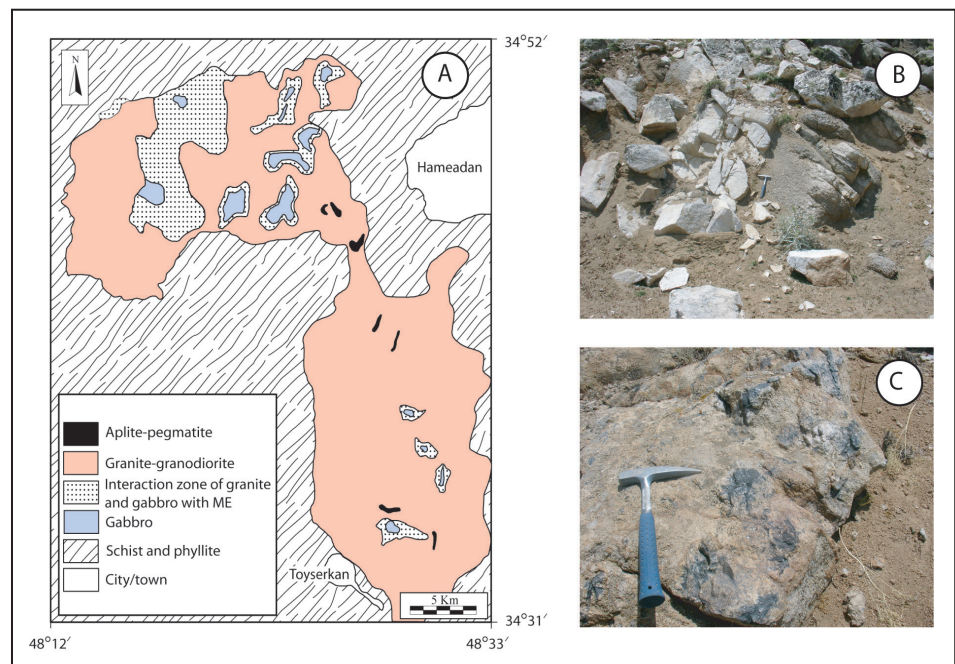
مجموعه گرانیته های الوند بزرگترین توده باتولیتی در ایران واقع در بخش میانی زون سندج سیرجان و مجاورت شهر همدان، شمال باختر ایران قرار دارد. یکی از فازهای مهم ماگمایی توده الوند فاز تاخیری لوکوگرانیته است که فازهای قدیمی تر را به صورت دایک، رگه، توده های کوچک پگماتیته و آپلیتی قطع نموده است. دایک ها و توده های کوچک لوکوگرانیته الوند علیرغم فراوانی و اهمیت آنها به دلیل ماهیت متفاوت و احتمالاً خاستگاه و جایگاه تکتونیکی متفاوت، در مطالعات گذشته کمتر مورد مطالعه قرار گرفته است. به همین دلیل در مقاله حاضر با بررسی ژئوشیمی و پتروژنز لوکوگرانیته های الوند تلاش خواهد شد تا الگوی ژئودینامیکی پهنه سندج - سیرجان در زمان ژوراسیک تکمیل گردد.

اولین مطالعات و گزارش های منتشر شده در مورد سنگ های آذرین توده الوند، مربوط به زرعیان و فیاض (۱۳۴۳) بوده است. این مطالعات توسط زرعیان و همکاران ادامه یافته و به صورت سلسله مقالاتی در شش قسمت از سال ۱۳۵۰ تا ۱۳۵۳ در نشریه علوم دانشگاه تهران به چاپ رسیده است. طبق نظر زرعیان و همکاران (۱۳۵۰) توده الوند از سه بخش گرانیته، رخساره های تغییراتی و سنگ های رگه ای پدید آمده است. از نظر ترکیب کانی شناختی و سنگی بخش گرانیته الوند: گرانیته های پورفیری و اسفن دار و گرانیته های پورفیری روتیل دار، گرانیته دیستن دار، گرانیته دومیکادار و گرانیته پورفیری بیوتیت و گرونادار را در بر دارد. طبق این مطالعات بخش گرانیته مقدار قابل توجهی آنکلاو دارد. زرعیان و همکاران (۱۳۵۱ الف) سنگ های حدواسط و بازیک در حواشی توده گرانیته الوند را رخساره های تغییراتی خوانده و شامل گرانودیوریت (بیوتیت - گرونا - آندالوزیت دار)، دیوریت، گابرو، پیروکسنیت، ملادلریت الیون دار، دلریت الیون دار، دلریت اوژیت - هیپرستن دار، دلریت کوآرتز دار گزارش نموده اند. در مقاله دیگری زرعیان و همکاران (۱۳۵۱ ب) برای اولین بار ترکیب مدال سنگ های گرانیته و بازیک الوند را ارائه می نمایند. در همین مقاله ایشان سنگ های آپلیتی، پگماتیته و رگه های کوآرتز دار را به عنوان سنگ های رگه ای الوند معرفی می نمایند.

۲- زمین شناسی

تعداد قابل توجهی زبانه های نفوذی به شکل توده های کوچک، دایک و رگه های لوکوکرات آپلیتی و پگماتیتهی قطع شده است. ابعاد این دایک ها و رگه های لوکوکرات از چند میلی متر تا چند ده متر متغیر می باشد. در جنوب گنج نامه (در اطراف جاده همدان- شهرستان) توده ها و دایک های پگماتیتهی لوکوکرات با رنگ سفید در بین واحدهای نفوذی الوند نمایان هستند. قطعاتی از سنگ های گابرویی و گرانیت پورفیری الوند به گونه انکلاو در داخل این دایک ها وجود دارد (شکل ۱). طبق گزارش زرعیان و همکاران (۱۳۵۱ ب) سنگ های رگه ای الوند به انواع آپلیت، پگماتیت و رگه های کوارتز قابل طبقه بندی است. آپلیت گارنت دار و آپلیت تورمالین دار انواع آپلیت های الوند را پدید می آورند، پگماتیت های تورمالین، مسکویت و گارنت دار و پگماتیت گرافیکی انواع پگماتیت ها هستند. رگه های کوارتز به گونه رگه های کوارتز تورمالین دار، کوارتز فلدسپاردار، و کوارتز آمفیبول دار قابل طبقه بندی می باشند. زرعیان و همکاران (۱۳۵۱ ب) گرانیت دیستن دار، گرانیت روتیل دار، گرانیت دو میکا دار را از دیگر انواع دایک های قاطع گرانیت الوند گزارش نموده اند. در شکل ۱ نقشه زمین شناسی ساده شده الوند (شکل ۱- A) به همراه دورنمایی از دایک های لوکوکراتیتی در جاده گنج نامه- شهرستانک (شکل ۱- B) و یک لوکوکراتیت تورمالین دار (شکل ۱- C) آورده شده است.

پهنه سندیج- سیرجان کمربند دگرگونی شمال باختری- جنوب خاوری است که در اثر فروانش پسته اقیانوسی تتیس جوان به زیر ایران مرکزی و برخورد ابرقاره های گندوانا و اوراسیا پدید آمده است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994). این پهنه در زمان مزوزوئیک حاشیه فعال قاره ای فروانش پسته اقیانوسی تتیس جوان بوده است (Berberian and King, 1981; Berberian and Berberian, 1981). این نوار دگرگونی دارای توده های نفوذی بزرگ و چند مرحله ای با ماهیت کالک آلکالن با سن ژوراسیک میانی است (قلمقاش و حق نظر لیسوردی، ۱۳۹۳). در واقع پدیده ماگماتیسم ژوراسیک، پهنه سندیج- سیرجان را از زاگرس چین خورده و گسل تراستی جنوب آن تفکیک می کند (Hassanzadeh and Wernicke, 2016). شیست، فیلیت، گارنت شیست و آندالوزیت شیست سنگ های دگرگونی سازنده پهنه سندیج- سیرجان هستند. این سنگ های در اثر حرارت توده الوند دچار دگرگونی مجاورتی شده و شیست لکه دار، گارنت- آندالوزیت هورنفلس، آندالوزیت- سیلیمانیت هورنفلس، کوردیریت هورنفلس، کیانیت هورنفلس، گارنت- سیلیمانیت- کوردیریت هورنفلس و آندالوزیت- سیلیمانیت- کیانیت هورنفلس را پدید آورده اند (Shahbazi et al., 2010). همانطوری که اشاره شد سنگ های گابرویی و گرانیت پورفیری الوند توسط



شکل ۱- A) نقشه زمین شناسی ساده شده باتولیت الوند (برگرفته از Ghalamghash et al., 2009) B) دورنمایی از دایک های لوکوکراتیتی در جاده گنج نامه- شهرستانک و C) نمای از لوکوکراتیت تورمالین دار در جنوب روستای وهتان.

بر اساس ترکیب کانی شناسی دایک های لوکوکراتیک الوند شامل آلکالی گرانیت تورمالین دار، گرانوفیرهای تورمالین دار، آلکالی گرانیت بیوتیت دار، آلکالی گرانیت آرفدسونیت دار، آلکالی گرانیت غنی از روتیل و گرانیت بیوتیت مسکویت دار هستند. این سنگ ها از کانی های اصلی کوارتز، فلدسپار آلکالن، پلاژیوکلاز و کانی های فرعی بیوتیت، مسکویت، روتیل، آمفیبول آلکالن (آرفدسونیت) و تورمالین و خمیره کوراتز- فلدسپاری تشکیل شده است. در بررسی دقیق تر کانی شناسی با بزرگنمایی بیش از ۱۰۰ برابر کانی های جزئی حائز اهمیتی مانند: زیرکن، اسفن، آپاتیت، و آلانیت شناسایی شده اند. آلکالی گرانیت تورمالین دار دارای ارتوز پرتیتی و میکروکلین با بافت داربستی هستند. در این سنگ ها برخی از بلورهای بیوتیت در حال تبدیل شدن به تورمالین می باشند (شکل ۲- A). گرانوفیرهای تورمالین دار دارای بافت گرانوفیریک که حاصل رشد همزمان فلدسپار آلکالن و

۳- نمونه برداری و روش تحقیق

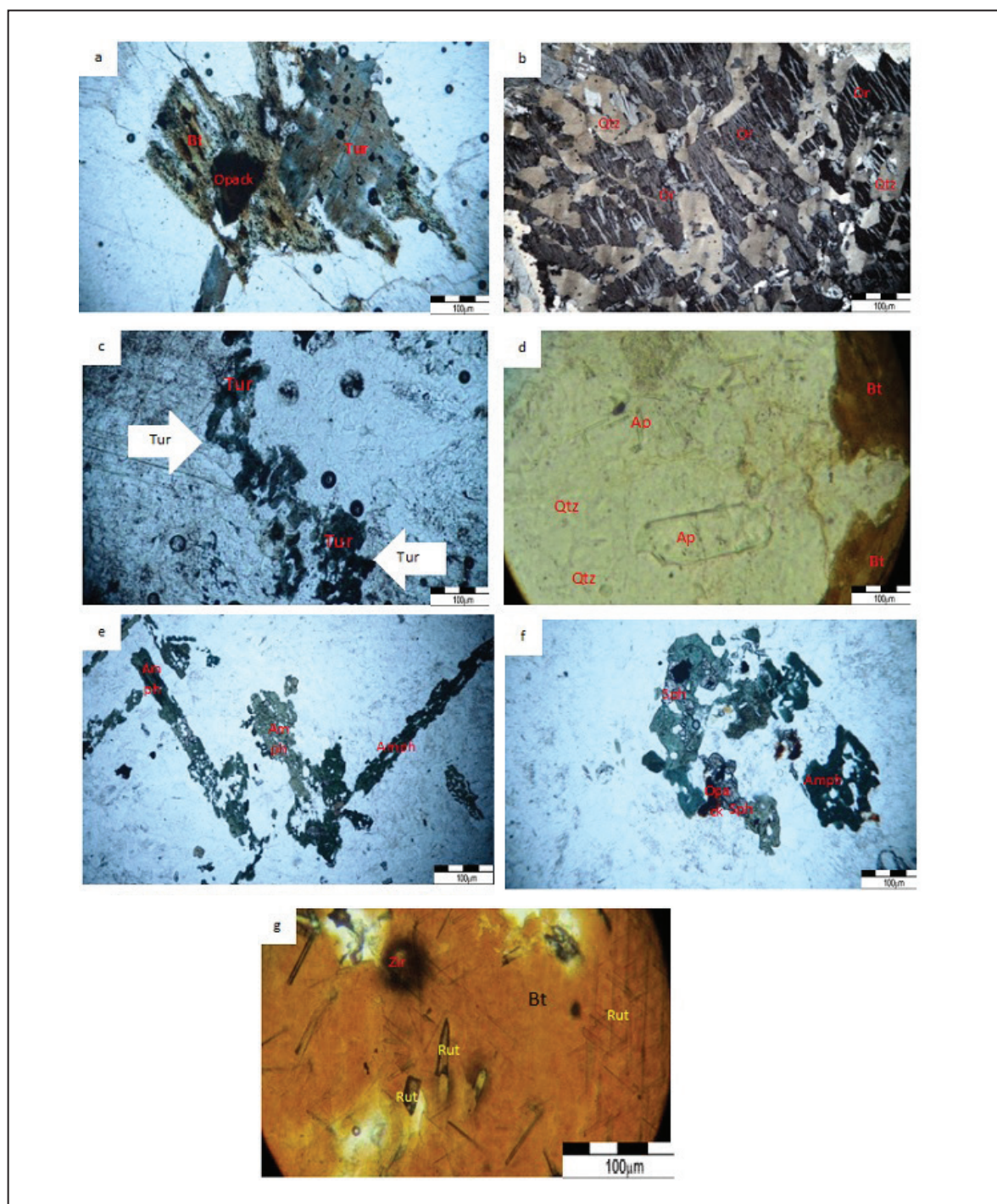
مطالعات آزمایشگاهی دربردارنده مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک میکروسکوپی برای تعیین نام سنگ، کانی های تشکیل دهنده، بافت سنگ ها و ریزساختارهای آنها بوده است. به منظور انجام تجزیه شیمیایی تعداد ۱۶ نمونه با کمترین دگرسانی از بین نمونه های لوکوکراتیتی الوند انتخاب، پودر گردید. تجزیه شیمیایی برای اکسیدهای عناصر اصلی با روش XRF، عناصر فرعی، کمیاب و نادر خاکی با بهره گیری از دستگاه ICP-MS در شرکت ALS Chemex کانادا انجام شده است.

۴- پتروگرافی

لوکوکراتیت های الوند در نمونه دستی، رنگ سفید تا مایل به خاکستری و در برخی موارد صورتی دارند. بافت آنها بسیار متنوع و بیشتر شامل بافت های بلورین (ریزبلور تا درشت بلور)، گرانوفیریک و پورفیریتیک با خمیره میکروگرانولار است.

به اسفن، کانی کدر و آلانیت تبدیل شده اند (شکل ۲- f). در آلکالی گرانیت غنی از روتیل، بلورهای روتیل اغلب به صورت ادخال درون کانی‌های ارتوز و بیوتیت هستند. در واقع بلورهای روتیل بر اثر پدیده جدایش TiO_2 موجود در بیوتیت ساختار ساژنیت (Sagenite) را ایجاد کرده‌اند (Mackenzie et al., 1984) (شکل ۲- g). گرانیت بیوتیت مسکوویت‌دار، با بافت گرانوفیریک و ارتوکلاز پرتیتی‌شده، کوارتز، پلاژیوکلاز و مسکوویت است. به طور کلی زیرکن در تمام واحدهای سنگی به صورت پراکنده وجود دارد و غالباً به صورت ادخال درون بیوتیت با هاله پلئوکروئیک و در برخی موارد به طور کامل متامیکتی شده وجود دارد.

کوارتز در مراحل نهایی تفریق می‌باشد (شکل ۲- b) (Collins and Collins, 2013). کانی تورمالین در این سنگ به صورت خاصی به شکل زنجیره‌ای مشاهده می‌شوند (شکل ۲- c). آلکالی گرانیت بیوتیت‌دار از فراوانترین سنگ‌ها مورد مطالعه بوده که فلدسپار آلکالن و میکروکلین در آن اغلب پرتیتی می‌باشد. ادخال بلورهای زیرکن درون درشت بلورهای بیوتیت و ادخال آپاتیت در فلدسپار آلکالن فراوان می‌باشد (شکل ۲- d). آلکالی گرانیت آرفدسونیت‌دار دارای مقدار زیادی ارتوز و کمی پلاژیوکلاز از نوع آلپیت تا الیگوکلاز و دارای ۱۰٪ آمفیبول آلکالن از نوع آرفدسونیت می‌باشد (شکل ۲- e). در برخی موارد بلورهای آمفیبول آلکالن



شکل ۲- a) تورمالین‌های در حال تبدیل به بیوتیت در نور PPL، b) بافت گرانوفیریک میان کوارتز و ارتوزهای پرتیتی در نور XPL، c) بلورهای تورمالین به صورت زنجیره‌ای در نور PPL، d) ادخال آپاتیت درون ارتوکلاز در نور XPL، e) چند رنگی متغیر در بلورهای آرفدسونیت در نور PPL، f) تبدیل شدگی آرفدسونیت به اسفن و کانی‌های فلزی، g) ادخال روتیل سوزنی شکل در بیوتیت و پدیده ساژنیت در نور XPL. روتیل: Rut، بیوتیت: Bt، زیرکن: Zir، آمفیبول: Amph، اسفن: Sph، تورمالین: Tur، آپاتیت: Ap؛ برای نامگذاری کانی‌ها از اسامی مخفف (Whitney and Evans, 2010) استفاده شده است.

۵-ژئوشیمی

به طور هماهنگ با پتروگرافی تمام نمونه های مورد مطالعه در محدوده گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت قرار گرفته اند (شکل ۳). براساس نمودار اکسیدهای آلکالن در برابر SiO_2 (Rickwood, 1989) (شکل ۴- a) و نمودار SiO_2 در برابر A.R (Wright, 1969) (شکل ۴- b)، کلیه نمونه های سنگی موجود در لوکوکرانیت های الوند در محدوده سنگ های آلکالن و تعداد کمی در مرز بین آلکالن و ساب آلکالن واقع می شوند (شکل ۴).

در جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب آورده شده است. بر پایه این نتایج سنگ های مورد مطالعه از نظر سیلیس دارای $72/67$ تا $76/80$ درصد هستند (جدول ۱).

در فصل پتروگرافی مشخص شد که سنگ های لوکوکرانیتی الوند ترکیب آلکالی فلدسپار گرانیتی تا گرانیتی دارند. به منظور نامگذاری شیمیایی آنها از نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (Middlemost, 1994) استفاده شده است که

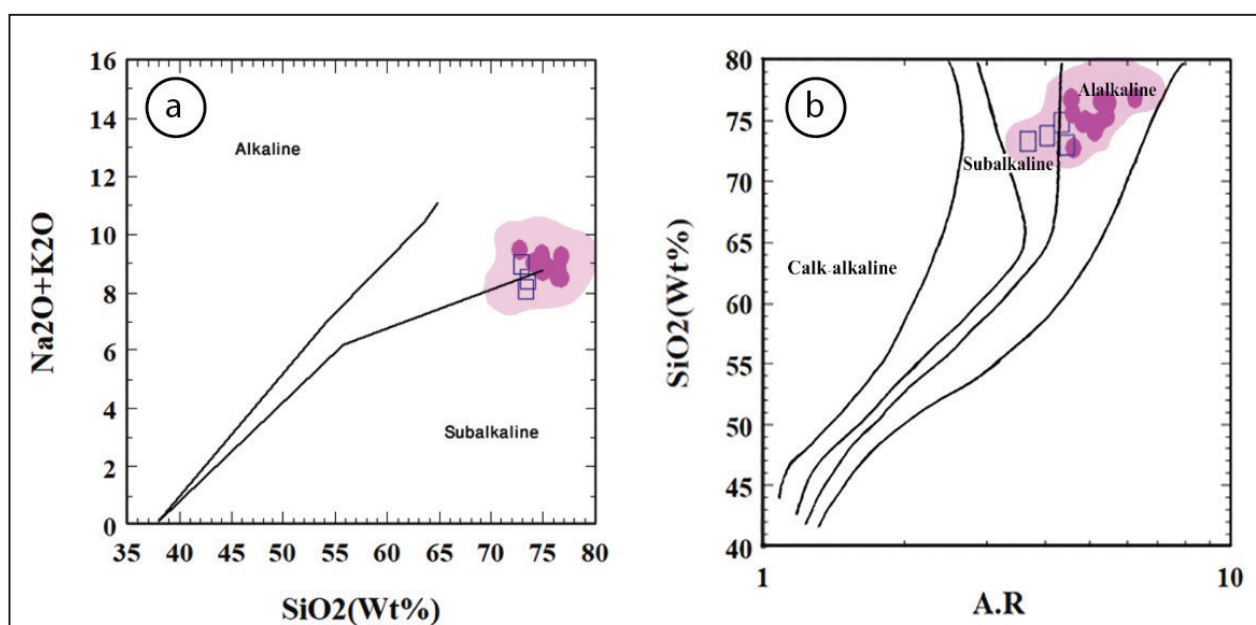
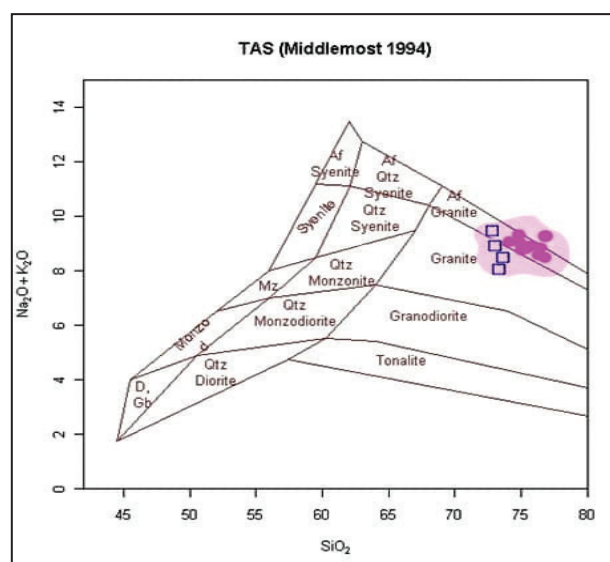
جدول ۱- نتایج حاصل از آنالیز عناصر اصلی و کمیاب لوکوکرانیت های الوند.

شماره نمونه سنگ	Sh1G	Sh5G	Sh8G	Sh9G	Sh10G	Sh12G	Sh13G	Sh14G	Sh15G	Sh16G	Sh17G	Sh20G	Sh21G	Sh24G	Sh25G	Sh29G
SiO_2	74/72	75/55	75/25	73	74/82	73/32	73/65	74/85	74/85	76/39	75/04	76/80	76/75	74/05	76/52	77/67
TiO_2	0/13	0/11	0/26	0/31	0/25	0/26	0/14	0/06	0/08	0/16	0/21	0/07	0/10	0/20	0/14	0/28
Al_2O_3	12/96	12/99	12/12	12/65	13/65	13/44	13/34	13/00	13/00	11/79	12/55	12/57	12/59	12/01	12/84	13/79
Fe_2O_3	1/24	0/80	2/06	2/22	1/81	2/69	1/65	0/92	0/90	1/79	1/90	0/32	0/85	2/16	0/45	2/03
MnO	0/02	0/01	0/06	0/03	0/03	0/12	0/07	0/03	0/01	0/03	0/04	0/01	0/02	0/07	0/01	0/03
MgO	0/12	0/20	0/20	0/21	0/19	0/34	0/26	0/10	0/11	0/18	0/19	0/06	0/09	0/32	0/28	0/28
CaO	0/56	0/78	0/90	0/41	0/49	0/65	0/58	0/47	0/44	0/56	0/65	0/22	0/62	0/40	0/11	0/86
Na_2O	3/43	3/04	0/21	2/49	3/32	2/96	3/08	3/40	3/81	3/27	3/30	4/16	3/51	3/84	4/05	3/40
K_2O	5/61	5/81	5/55	6/43	5/70	5/11	5/35	5/48	5/48	5/28	5/42	5/10	4/96	5/19	4/79	6/05
P_2O_5	0/02	0/04	0/06	0/15	0/06	0/14	0/13	0/16	0/03	0/03	0/08	0/01	0/02	0/06	0/02	0/07
TOTAL	98/81	99/33	99/38	98/90	99/47	99/05	98/25	99/18	99/41	99/47	99/39	99/31	99/51	99/28	99/21	99/48
CORUNDUM NORMATIVE	0/25	0/35	0/0	2/14	0/39	2/12	1/7	1/65	0/75	0/0	0/23	0/0	0/35	0/46	0/83	0/21
Ba	10/1	41/6	14/1	19/3	14/1	11/2	73/5	44/8	25/5	70/8	120	75/3	85/3	190	125	242
Ce	76/9	77/2	111	44/4	109/5	42	26/1	8	45/2	127/5	138	24/6	77/8	72/7	34/3	92
Cr	60	70	50	80	120	190	120	60	60	70	50	50	90	1060	60	50
Cs	3/79	2/54	11	9/74	9/38	10/6	8/92	5/31	4/25	8/4	10/5	2/67	6/08	13/2	2/15	8/68
Co	1/2	1/3	1/6	3/2	1/6	3/4	2	1/1	1	1/2	1/6	0/5	1/1	2/6	0/5	1/5
Cu	<5	<5	<5	5	<5	19	15	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Dy	3/85	4/73	3/8	4/98	3/09	4/26	3/71	1/57	6/19	4/56	4/2	4/46	3/75	5/37	5/68	3/65
Er	2/83	3/2	2/28	3/37	2/01	3/03	2/5	1/12	4/44	2/88	2/62	3/93	2/57	3/82	4/48	2/23
Eu	0/3	0/4	0/4	0/5	0/3	0/3	0/2	0/1	0/1	0/3	0/3	0/1	0/3	0/3	0/2	0/5
Ga	16/8	16/9	16/5	16/4	16	18/9	16/7	15/9	15/5	16/5	16/9	19/6	16/5	18	18/8	17/7
Gd	4/3	4/6	5/2	4/2	4/6	3/3	2/6	0/9	4/1	5/9	5/8	2/4	4/1	4/8	3/6	4/7
Hf	5/4	4/2	4/1	3/6	4/3	1/4	2/9	2	3	4	4/6	9/8	3/8	5/2	5	5/9
Ho	0/8	1	0/8	1/1	0/6	0/9	0/8	0/3	1/4	0/9	0/9	1/1	0/8	1/2	1/3	0/7
La	42/8	42/2	65/9	25/1	55/9	21/5	13/6	4/3	22/6	73/9	80	7/4	40/4	41/3	20/3	52/6
Lu	0/52	0/55	0/36	0/46	0/33	0/55	0/42	0/23	0/74	0/48	0/43	1/05	0/5	0/71	0/88	0/27
Mo	<2	<2	<2	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Nb	78/7	49/2	33/5	21/2	32/9	22/2	17/7	21/7	32/7	38/2	42/3	95/4	39/7	65	85/5	32/9
Nd	23/3	25/2	22/4	17/8	29/4	15/5	9/9	3/1	15/5	38/8	39/9	7/5	24/8	23/4	10/2	29/1
Ni	<5	7	6	9	6	9	7	<5	<5	<5	5	<5	6	11	<5	6
Pb	16	14	14	29	14	29	26	46	27	14	14	18	21	16	<5	14
Pr	7/69	8/1	10/8	5/21	9/8	6/59	2/9	0/91	4/8	12/8	13/4	2/2	7/99	7/47	3/35	9/24
Rb	196	139	223	201	220	219	220	206	235	217	246	236	233	290	250	236
Sn	1	2	4	4	6	4	4	3	2	3	6	2	2	7	3	3
Sm	4/1	4/31	5/03	3/56	4/48	3/2	2/36	0/86	3/65	6/12	6/18	2/32	4/5	4/64	2/63	4/99
Sr	34/7	149	48/6	66/4	47/6	41/2	26/5	18/7	13/7	27/7	42/8	23/7	35/8	49/3	30/1	74/4
Ta	7/3	8/8	3/6	2/3	4/2	3/6	4	6/7	5/1	5/1	4/7	17/6	8/1	9/1	15/4	3/4

ادامه جدول ۱-

شماره نمونه سنگ	Sh1G	Sh5G	Sh8G	Sh9G	Sh10G	Sh12G	Sh13G	Sh14G	Sh15G	Sh16G	Sh17G	Sh20G	Sh21G	Sh24G	Sh25G	Sh29G
Tb	۰/۷	۰/۸	۰/۷	۰/۸	۰/۶	۰/۷	۰/۵	۰/۲	۰/۹	۰/۸	۰/۸	۰/۶	۰/۷	۰/۹	۰/۸	۰/۷
Th	۵۰	۳۷/۴	۳۵/۵	۱۶/۵۵	۴۳/۲	۱۸/۴	۱۳/۳	۶/۷۷	۲۷/۵	۴۳	۴۴/۲	۴۸/۹	۶۴/۷	۴۷/۴	۴۸/۴	۴۳/۷
Tl	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵
Tm	۰/۴۶	۰/۵۴	۰/۳۴	۰/۵	۰/۳۱	۰/۵۲	۰/۴۳	۰/۲	۰/۷۴	۰/۴۶	۰/۴	۰/۸	۰/۴۵	۰/۶۴	۰/۷۹	۰/۳۵
U	۱۲/۴۵	۸/۳۳	۵/۴۴	۹/۱۸	۳/۴	۷/۹۵	۴/۴۶	۳/۶۲	۵/۰۶	۷/۲۲	۵/۴۷	۲۲/۹	۹/۴۸	۱۰/۵۵	۲۰/۴	۵/۱۱
V	<۵	۹	۷	۲۰	۵	۱۶	۵	<۵	<۵	<۵	۷	<۵	<۵	<۵	<۵	۱۰
W	۳	۳	۳	۴	۳	۳	۱۵	۱۱۴	۱۳	۳	۴	۵	۵	۱۱	۱۵	۲
Y	۲۱/۶	۲۷/۴	۱۹/۵	۳۰	۱۶/۸	۲۴/۹	۲۱/۳	۹/۶	۳۹/۹	۲۵/۸	۲۲/۹	۳۲/۷	۲۴/۱	۳۱/۶	۳۸/۷	۱۹/۹
Yb	۳/۳۴	۳/۷	۲/۳	۳/۱۸	۲/۱۳	۳/۶۸	۲/۸	۱/۵۶	۴/۹۵	۳/۱۷	۲/۸۷	۶/۴۲	۳/۲۱	۴/۶۲	۵/۸۷	۲/۳۵
Zn	۱۹	۲۵	۲۷	۳۲	۳۰	۴۶	۲۵	۱۷	۱۵	۲۴	۲۷	۱۴	۲۰	۳۵	۱۶	۲۸
Zr	۱۳۴	۱۱۱	۱۴۸	۱۲۴	۱۳۴	۱۲۱	۸۱	۴۱	۷۴	۱۱۶	۱۴۶	۲۰۸	۱۰۹	۱۴۹	۱۱۹	۱۹۹

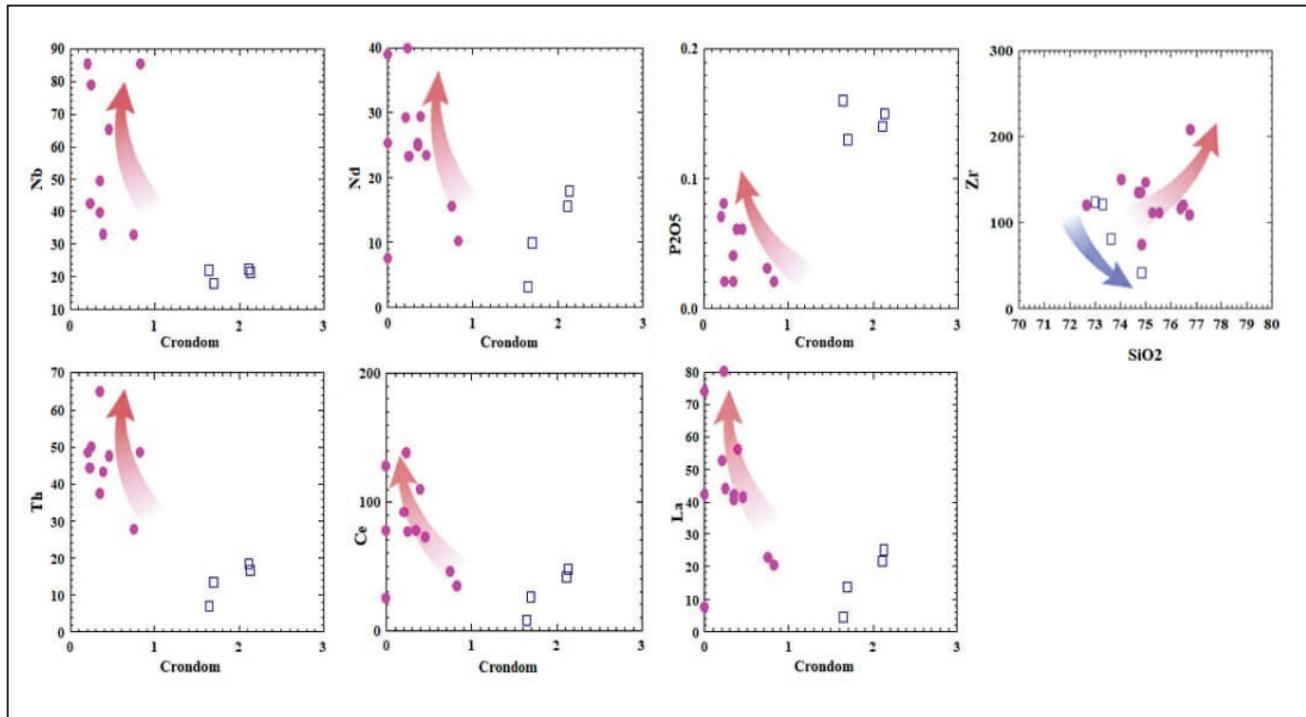
شکل ۳- نامگذاری شیمیایی لوکوگرائیت‌های الوند بر اساس نمودار (Middlemost, 1994).



شکل ۴- تعیین سری ماگمایی لوکوگرائیت‌های الوند بر اساس نمودار (a) (Rickwood, 1989) و (b) (Wright, 1969).

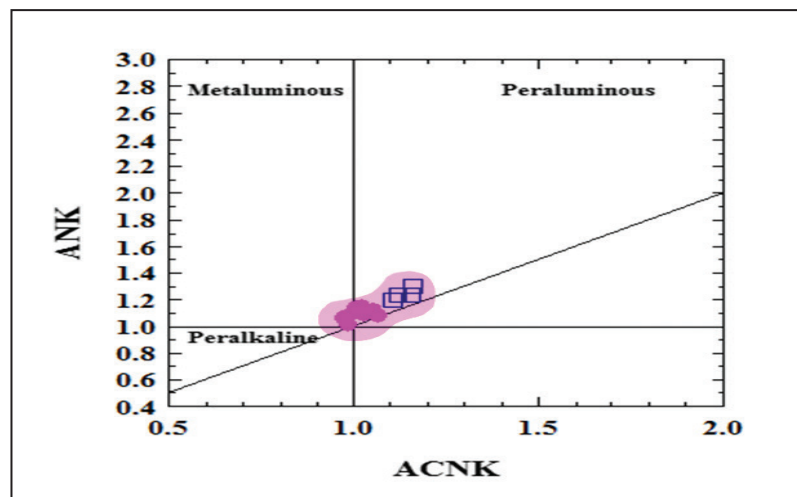
شکل ۵ به نظر می‌رسد که فراوانی عناصر کمیاب با مقدار کوندوم نورماتیو در سنگ‌های لوکوگرانیتی الوند رابطه عکس دارد. براساس شاخص اشباع از آلومینیوم یا نمودار $Al_2O_3/(CaO+K_2O)$ در برابر $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ (Shand, 1951) تمامی نمونه‌های مورد مطالعه پراآلمین هستند (شکل ۶).

بررسی ژئوشیمیایی عناصر اصلی و محاسبه نرم نمونه‌های مورد مطالعه نشان داد که سنگ‌های با میزان کوندوم نورماتیو بیش از ۱ درصد (نتایج محاسبه نرم در اینجا ارائه نشده است) تفاوت شیمیایی قابل توجهی در میزان عناصر کمیاب (به ویژه در مقدار عناصر $Ce, Nb, Nd, La, Th, Zr, SiO_2, P_2O_5$) با نمونه‌هایی که دارای کوندوم نورماتیو کمتر از ۱ درصد دارند (شکل ۵). بر پایه نمودارهای



شکل ۵- بررسی تغییرات P_2O_5 و عناصر کمیاب در برابر تغییرات کوندوم نورماتیو در سنگ‌های لوکوگرانیتی الوند.

شکل ۶- محل قرار گیری نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Shand (1943) جهت تعیین ماهیت لوکوگرانیت‌های الوند بر اساس میزان آلومین.



و مشابه می‌باشد (Wu et al., 2002; Whalen et al., 1987; Collins et al., 1982). محتوای کل REE در سنگ‌های لوکوگرانیتی از ۰/۱ تا ۱۲۷/۵ (گرم بر تن) متغیر می‌باشد. در الگوی توزیع عناصر نادر خاکی به هنجار شده نسبت به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989) تمام سنگ‌های لوکوگرانیتی دارای غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE هستند و نسبت $(La/Yb)_n$ در این سنگ‌های ۱/۱۵ تا ۲۷/۸۷ متغیر می‌باشد علت این امر میزان ذوب بخشی کم ماگما در منشأ (گوشته یا پوسته) و یا ماگما دچار تحول تفریق ماگمایی شده است (Rollinson, 1993). تمام نمودارهای REE در این سنگ‌ها آنومالی منفی Eu دارند. بزرگی

نمودارهای عنکبوتی لوکوگرانیت‌های الوند به هنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) دارای غنی‌شدگی عناصر LIL نسبت به عناصر HFS هستند. در این نمودارها آنومالی منفی در عناصر Sr, Ba, Ta, Nb, Ti وجود دارد (شکل ۷- a). آنومالی منفی در عناصر Sr, Ba, Ta, Nb, Ti احتمالاً به دلیل تشکیل دایک‌های لوکوگراتیک در محیط فرورانش و احتمالاً غنی‌شدگی K, Th, U, Pb در ارتباط با آلایش پوسته‌ای ماگما می‌باشد (Rollinson, 1993). ویژگی‌های ژئوشیمیایی که در این بخش ذکر شده است با میزان ذوب بخشی کم ماگما در منشأ (گوشته) گرانیت‌های نوع A و تحول و تفریق ماگمایی گرانیت‌های آلکان مرتبط

King et al., 2001) گرانیت‌های نوع A را حاصل ذوب بخشی مواد پوسته‌ای باقیمانده (گرانولیت) و یا از منشأ کوارتز-فلدسپار دانسته‌اند. (King et al. (2001 تشکیل گرانیت‌های نوع A پرآلومین را حاصل ذوب بخشی منشأ کوارتز-فلدسپاری تفریق نیافته در شرایط خاص (فشار لیتواستاتیک پایین، دمای بالا، فوگاسیته نسبتاً پایین اکسیژن، بخار آب کم) دانسته است. در تشکیل گرانیت‌های نوع A با منشأ کوارتز-فلدسپاری باید سنگ اولیه از کانی‌های فرعی مثل زیرکن، آپاتیت، تیتانیت و زینویم که محتوای قابل توجهی از عناصر HFS و REE^{3+} دارند، غنی بوده باشد که ذوب آنها در دمای بالای منشأ گرانیت‌های نوع A تسهیل شده و در نهایت موجب غنی شدن نسبی از این عناصر می‌گردد. (Anderson (1983 و Creaser et al. (1991 یک منشأ تونالیتی تهی نشده یا تونالیتی-گرانودیوریتی را برای منشأ گرانیت‌های نوع A مت‌آلومین پیشنهاد نموده‌اند.

بر اساس تفکیک ژنتیکی Eby (1992) گرانیت‌های نوع A، تقریباً کلیه نمونه‌های مورد مطالعه لوکوگرانیت‌های الوند (نوع A) در محدوده گروه A1 ناشی از گوشته می‌باشند اما نمونه‌های آلکالی لوکوگرانیتی نوع A^c در مرز گروه A2 (منشأ پوسته‌ای) قرار دارند (Eby, 1992)، (شکل ۹).

بر اساس خصوصیات ژئوشیمیایی به نظر می‌رسد که الوند دارای دو نوع لوکوگرانیت از نوع A است که از نظر منشأ با یکدیگر متفاوت هستند. بخشی از نمونه‌های مورد مطالعه دارای خصوصیات گرانیت نوع A با منشأ گوشته‌ای (لوکوگرانیت) است. گروه دیگر آلکالی لوکوگرانیت‌های پرآلومین هستند که دارای کردوم نورماتو بیش از ۱ و عیار پایین عناصر کمیاب می‌باشند که به نظر می‌رسد این گروه نیز منشأ گوشته‌ای همراه با مقادیر قابل توجه آلاینش پوسته تشکیل شده‌اند (گرانیت نوع A^c).

نتایج مطالعات حاضر با پژوهش Shahbazi et al. (2010) که گرانیت‌های لوکوگراتیک الوند را از نوع A دانسته‌اند هماهنگی دارد ولی با نتایج ارائه شده Aliani et al. (2012) که لوکوگرانیت‌ها را از نوع I می‌دانند متفاوت می‌باشد.

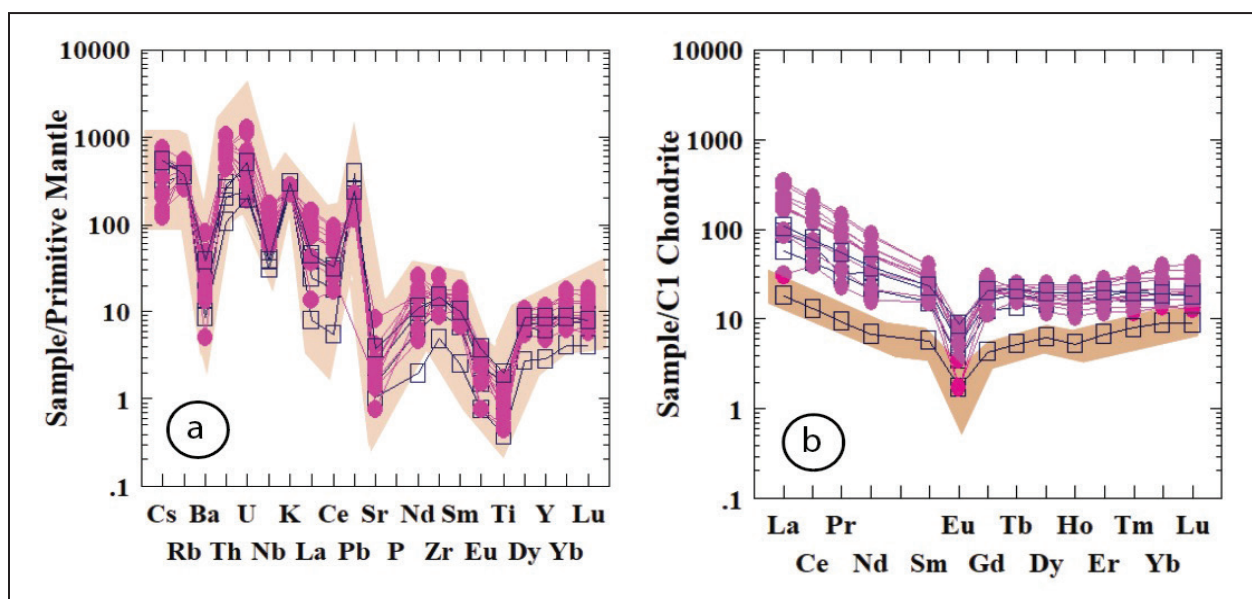
آنومالی Eu با توجه به دامنه تغییرات نسبت Eu/Eu^* از ۰/۱۳ تا ۰/۳۹ متغیر است (شکل ۷- b). آنومالی منفی Eu در ماگماهای اسیدی توسط فلدسپارها (به‌ویژه پلاژیوکلاز) کنترل می‌شود. به علاوه فقیرشدگی شدید این عنصر از شاخصه‌های گرانیت نوع A می‌باشد (شکل ۷- b) (Rollinson, 1993; Tapper et al., 1993). ضمناً ممکن است که خاستگاه سازنده مذاب‌های گرانیتی مورد بحث از Eu تهی بوده‌اند (Tapper et al., 1993).

۶-خاستگاه ماگمایی

همانطوریکه در بخش پتروگرافی اشاره شد لوکوگرانیت‌های الوند شامل انواع آلکالی گرانیت تورمالین دار، گرانوفیرهای تورمالین دار، آلکالی گرانیت بیوتیت دار، آلکالی گرانیت آرفدسونیت دار، آلکالی گرانیت روتیل دار و گرانیت بیوتیت مسکوویت دار هستند. بر پایه ویژگی‌های شیمیایی این سنگ‌ها دارای ماهیت آلکالن و پرآلومین می‌باشند.

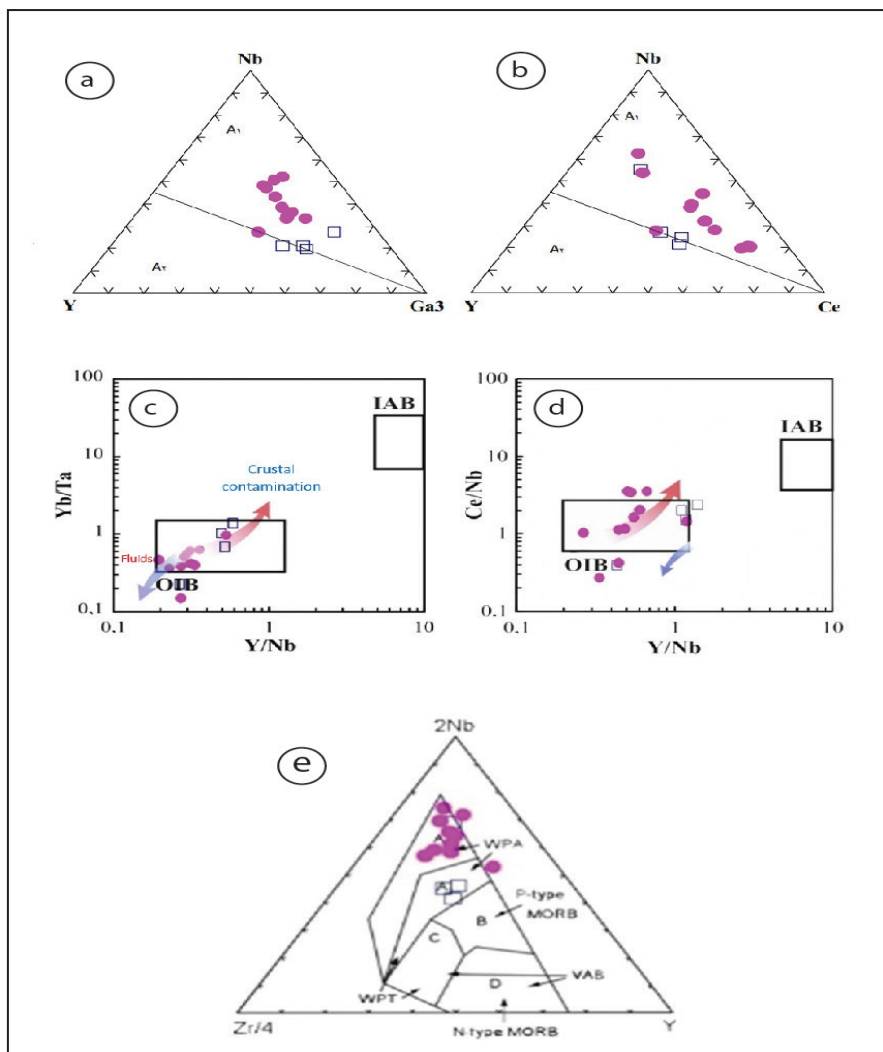
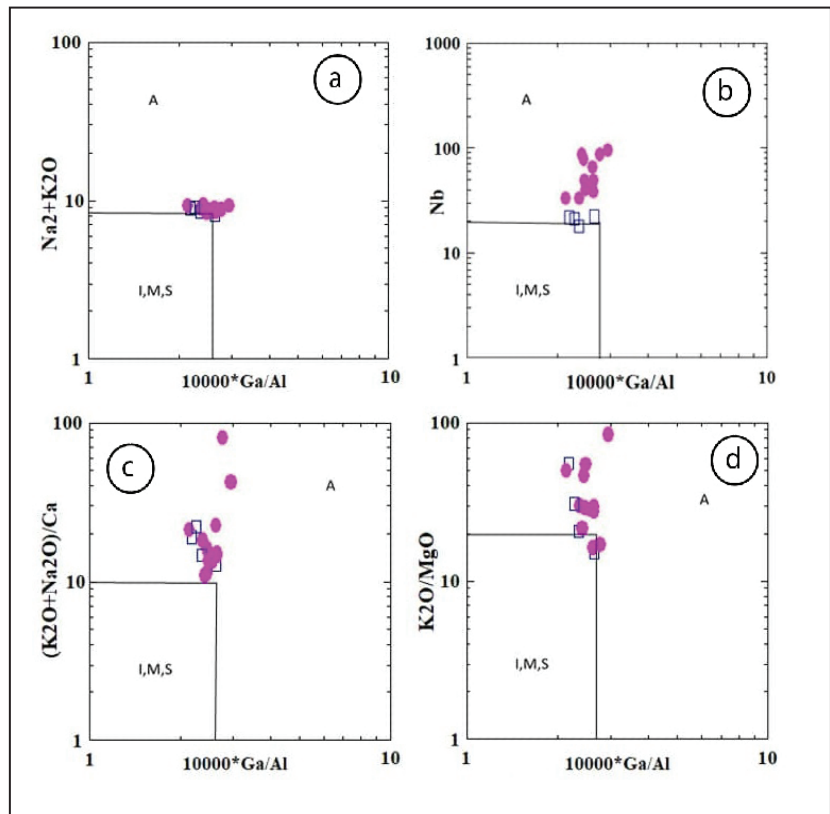
یکی از روش‌های مؤثر در تشخیص انواع گرانیت‌ها و تفکیک آنها استفاده از نسبت Ga/Al است که بر اساس آن می‌توان گرانیت‌های نوع A را از انواع S, M, I تفکیک نمود (Whalen et al., 1987). در نمودارهای $1000Ga/Al$ در مقابل Nb و Na_2O+K_2O , $(K_2O+Na_2O)/CaO$, K_2O/MgO تمامی نمونه‌های لوکوگرانیتی الوند در محدوده گرانیت‌های نوع A قرار می‌گیرند (شکل ۸) (Whalen et al., 1987; Goodman., 1972).

محققان بسیاری بر روی نوع منشأ گرانیت‌های نوع A مطالعه نموده‌اند. برخی از آنها تفریق ماگمای مافیک حاصل ذوب بخشی گوشته (Frost & Frost, 1997; Bedard, 1990) را به عنوان منشأ گرانیت‌های نوع A معرفی نموده‌اند. این محققان معتقد هستند که این نوع اغلب با آنکلاوهای مافیک همراه بوده و یا توسط دایک‌های مافیک قطع شده‌اند (Ramo and Haapala, 1991). برخی دیگر (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; Creaser et al., 1991;) نیز



شکل ۷- (a) نمودار عنکبوتی به هنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و (b) الگوی توزیع عناصر کمیاب به هنجار شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های لوکوگرانیتی الوند.

شکل ۸- موقعیت قرارگیری لوکوگرانیت های الوند بر روی نمودارهای عناصر کمیاب (Whalen et al., 1987; Goodman., 1972).



شکل شماره ۹- (a, b) نمودارهای تفکیک انواع گرانیت های تیپ A لوکوگرانیت های الوند (Eby, 1992). (c, d) نمودارهای بررسی خاستگاه ماگمایی گرانیت های تیپ A لوکوگرانیت های الوند (Eby, 2011; Eby, 2006). (e) نمودارهای بررسی خاستگاه ماگمایی گرانیت های تیپ A و کوگرانیت های الوند (Meschede, 1986).

۷- نتیجه‌گیری

کششی همزمان با فروورانش احتمالاً به دلیل تغییر در میزان همگرایی صفحات، وقفه در فروورانش و برداشت فشار (decompression) بوده است. صعود، تفریق و جایگیری ماگمای گوشته‌ای در درون پوسته، سبب تشکیل دو نوع لوکوگرانیت الوند شده است. در این فرآیند لوکوگرانیت‌های نوع A پس از تفریق ماگمای گوشته‌ای با حداقل آلایش با مواد پوسته‌ای و لوکوگرانیت‌های نوع A⁻ (آلکالی لوکوگرانیت) در اثر آلایش با مقادیر قابل توجه مواد پوسته قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

سنگ‌های گابرویی و گرانیت پورفیرویدی باتولیت الوند در زمان ژوراسیک میانی (حدود ۱۷۰ میلیون سال قبل) و لوکوگرانیت‌های الوند در زمان ژوراسیک پایانی (حدود ۱۵۴ میلیون سال) در دو مرحله در بخش مرکزی پهنه سندج- سیرجان جایگیر شده‌اند. به نظر می‌رسد حدود ۱۵ میلیون سال پس از تشکیل سنگ‌های گابرویی و گرانیتی الوند، لوکوگرانیت‌های الوند در یک فاز کششی به دلیل کاهش فشار لیتواستاتیک به صورت دایک و توده‌های کوچک جایگیر شده‌اند. محیط

کتابنگاری

- زرعیان، س. و فیاض، ه.، ۱۳۴۳- تحقیق کانی شناسی پاره‌ای از سنگ‌های آذرین ایران، مجله علوم زمین دانشگاه تهران جلد دوم، شماره اول، ۳۰-۴۲.
- زرعیان، س.، فرقانی، ع. و فیاض، ه.، ۱۳۵۰-۱۳۵۳- مجموعه مقالات توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن، مجله علوم زمین دانشگاه تهران ۶ جلد.
- زرعیان، س.، فرقانی، ع. و فیاض، ه.، ۱۳۵۱الف- توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن، قسمت دوم، نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، جلد چهارم، شماره سوم، ۸۳-۹۰.
- زرعیان، س.، فرقانی، ع. و فیاض، ه.، ۱۳۵۱ب- توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن، قسمت چهارم، نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، جلد چهارم، شماره چهارم، ۹۷-۱۰۶.
- سپاهی گرو، ع. ا.، ۱۳۷۸- پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدهای الوند، پایان نامه دوره دکتری، دانشگاه تهران، ۳۲۵ صفحه.
- قلمقاش، ج. و حق نظر لیس، وردی، م.، ۱۳۹۳- دانش‌نامه توده‌های گرانیتوئیدی ایران، پژوهشکده علوم زمین، تهران، ۳۶۳ ص. رده بندی دیویی: ۵۵۳، ۵۳۰، ۹۵۵.
- قلمقاش، ج.، محمدیها، ک.، رشید، ح. و قهرایی پور، م.، ۱۳۸۳- آمیزش و اختلاط ماگمای مافیک و فلسیک در توده نفوذی الوند: شواهد جایگیری همزمان، خلاصه مقالات ۲۳ گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قلمقاش، ج.، میرزاد، ح.، رشید، ح.، محمدیها، ک.، قهرایی پور، م. و ذاکری، م.، ۱۳۸۵- ژئوشیمی گابرو، گرانیت و انکلاوهای مافیک باتولیت الوند، با نگرشی ویژه به منشأ آنها، خلاصه مقالات ۲۵ گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Alavi, M., 1994- tectonic of the zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretation. tectonophysics, no.229,211-238. DOI: 10.1016/0040-1951(94)90030-2.
- Aliani, F., Maanijou, M., Sabouri, Z., Sepahi, A.A., 2012, Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive Complex, Hamedan, Iran, Geochemistry 72- 4, 363-383. DOI: 10.1016/j.chemer.2012.05.001.
- Anderson, J. L., 1983- Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. Geological Society of American Memory 161, 133-154.
- Baharifar, A. A., Moinevaziri, H., Bellon, H. and Pique, A., 2004- The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic event. Comptes Rendus Geosciences 336, 1443-1452. DOI:10.1016/j.crte.2004.09.014.
- Bedard, J., 1990- Enclaves from the A-type granite of the Megantic complex, White Mountain magma series: clues to granite mag-magenesis. Journal of Geophysical Research 95(B11), 17797-17819. DOI:10.1029/JB095iB11p17797.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981- Tectonic-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H.K., Delany, F.M. (Eds.), Zagros indukush, Himalaya Geodynamic Evolution. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 5-32. DOI: 10.1029/GD003p0005.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian journal of earth science, 18, 210-265. DOI: 10.1139/e81-019.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. and chappell, B.W., 1982- Nature and origin of A_type granite with particulsr refrence to south_ eastern Australia. contrib. mineral. p80:189_200. DOI: 10.1007/BF00374895.
- Collins, L.G. and Collins, B.J., 2013. Origin of myrmekite as it relates to K-, Na-, and Ca-metasomatism and the metasomatic origin of some granite masses where myrmekite occurs. Inyo Mountains, California, USA. Myrmekite electronic journal, ISSN 1526-5757, Nr. 44, in <http://www.csun.edu/~vcgeo005/Nr56Papoose.pdf>.
- Creaser, R. A., Price, R. C. & Wormald, R. J., 1991- A-type granite revisited: assessment of a residual-source modal. Geology 19, 163-166. DOI: 10.1130/0091-7613(1991)019<0163:ATGRAO>2.3.CO; 2 .
- Eby, G.N., 1992- Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. Geology, 20, 641-644. DOI: 10.1130/0016-7606(1973)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2 .
- Eby, N., 2006- Distinctions between A-type granites and petrogenetic pathways. In Dall'Agnol, R. et al. (eds.) 2006. Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogensis of the Amazonian Craton, Abstracts Volume and Field Trips Guide. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, p. 48. DOI: 10.1590/2317-4889201620160059.

- Eby, G. N., 2011- A-type granites: magma sources and their contribution to the growth of the continental crust. Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, p. 50-51. DOI: 10.1016/j.lithos.2012.08.003.
- Forst, C. D. & Forst, R. B., 1997- Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection. *Geology* 25, 647-650. DOI: 10.1130/0091-7613(1997)025<0647:RRTGTT>2.3.CO;2.
- Goodman, R.J., 1972- The distribution of Ga and Rb in coexisting groundmass and phenocryst phase of some basic volcanic rocks. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 36, 303–317. DOI: 10.1016/0016-7037(72)90025-7.
- Ghahamghash J., Mirnejad, H., Hamideh Rashid, H., 2009. Mixing and mingling of mafic and felsic magmas along the Neo-Tethys continental margin, Sanandaj-sirjan zone, NW Iran: A case study from the Alvand pluton, Stuttgart, Vol. 186/1, p. 79-93. DOI: 10.1127/0077-7757/2009/0133.
- Hassanzadeh, J., and B. P. Wernicke., 2016- The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions, *Tectonics*, 35, 586–621. DOI: 10.1002/2015TC003926.
- King, P. L., Chappell, B. W., Allen, M. C., White, A. J. R., 2001- Are A-type granites the high temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the wangrash suite, *Australian Journal of earth sciences* 48, 501-5014. DOI: 10.1046/j.1440-0952.2001.00881.x.
- Mackenzie, W. S., Donaldson, C. H., Guilford, C., 1984- Atlas of igneous rocks and their textures. Longman publication.
- Meschede, M., 1986- A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56, 207–218. DOI: 10.1016/0009-2541(86)90004-5.
- Middlemost, E. A. K., 1994- Naming materials in the magma Igneous rock system. *Earth sc Rev.*, 37:215-224. DOI: 10.1016/0012-8252(94)90029-9/.
- Ramo, O. T. & Haapala, I., 1991- The rapakivi granites of eastern Fennoscandia: a review withinsights into their origin in the light of new Sm-Nd isotopic data. In: Gower, C.F., River, T. and Ryan, B. (Eds), *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica*. Geological Association of Canada Special Paper 38, 401-415.
- Rickwood, P. C., 1989- Boundary lines within petrologic diagrams Which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22:247263-. DOI: 10.1016/0024-4937(89)90028-5.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. 1st edition, Longman Scientific and Technichal, London. DOI: 10.1144/GSL.SP.2006.264.01.03.
- Sepahi, A.A., 2008- Typology and petrogenesis of granitic rocks in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran: with emphasis on the Alvand plutonic complex. *Neues Jahrb. Geol. P.-A.* 247 (3), 295–312. DOI: 10.1127/0077-7749/2008/0247-0295
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafae, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K., Vossoughi Abedini, M., 2010- Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 39, 668–683. DOI: 10.1016/j.jseae.2010.04.014.
- Shand, S.J., 1951, The study of rocks. London, Thomas, Murby and Co, 236 PP.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- 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*. Geological Society of London, pp. 313–345 (Special Publication 42). DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Tapper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W. and Irving, A. J., 1993- Petrology of the Chilliwack Batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113: 333–351. DOI: 10.1029/95JB03463.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., and Chappell, B. W., 1987- A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-419. DOI: 10.1007/BF00402202.
- Whitney, D. L. and Evans, W. B., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, Volume 95, pages 185–187. DOI: 10.2138/am.2010.3371.
- Wright, J. B., 1969- A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.* Vol. 106, No. 4, pp.370-384. DOI: 10.1017/S0016756800058222.
- Wu, F., Sun, D., Li, H., Jahn, B. and Wilde, S., 2002- A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology*, 187, 143-173. DOI: 10.1016/S00092541(02)000189.

Petrography, geochemistry and petrogenesis of Alvand batholith leucocratic granites

H. Haj Hassani¹, J. Ghalamghash^{2*}, M. Vosoughi Abedini³, R. dabiri⁴ and H. Rashid⁵

¹Ph.D.Student, Department of Geology, Science and Research Branch, Islamic azad University, Tehran, Iran

²Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

³Professor, Department of Geology, Science and Research branch, Islamic azad University, Tehran, Iran

⁴Associate Professor, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic azad University, Mashhad, Iran

⁵Ph. D., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2019 April 28

Accepted: 2020 August 02

Abstract

The leucocratic granite emplaced as small masses and dykes in the Alvand batholith. The leucocratic granite consists of tourmaline alkali granite, biotite alkali granite, arfvedsonite alkali granite, rutil alkali granite, and biotite- muscovite granites with alkaline and peraluminous affinities. They show enrichments of LREEs relative to HREEs and LILE relative to HFSE with negative anomalies in Nb, Ta and Ti, in normalized trace element diagrams. The leucocratic granite of the Alvand batholith resemble A-type and can be further classified in two of A and A' types granite. The trace elements content of A-type is much higher than A'-type granite. Based on geochemical data, it seems that A- and A'-type granites were generated from partial melting of mantle source. As mantle magma ascends, fractionate and emplace into the crust, A-type leucocratic are formed with minimal contamination and A'-type leucocratic with significant contaminant with continent crust are formed. Field and geochronology data suggest that the leucocratic granite were generated in the late Jurassic, which is contemporaneous with the subduction of the Neo-Tethys oceanic crust beneath the central Iran. It seems that the leucocratic granites were emplaced during a local extensional phase as dykes and small bodies in the Alvand batholith.

Keywords: Leucocratic granite, geochemistry, petrogenesis, A-type granite, Alvand.

For Persian Version see pages 61 to 70

*Corresponding author: J. Ghalamghash; E-mail: ghalamghash@yahoo.com