

Crystal-chemistry and whole rock geochemistry evidences for magma mixing, contamination and metasomatism in Akapol Granitoid (SW Kelardasht, Central Alborz)

D. Esmaily, M. Khalaj, M. V. Valizadeh

*School of Geology, University college of Science, University of Tehran, Tehran, Iran
Email: esmaili@khayam.ut.ac.ir*

(Received: 7/1/2007, received in revised form: 7/4/2007)

Abstract: The crystal-chemistry of the plagioclase, alkali feldspar, biotite, amphibole and whole rock geochemistry of Akapol granitic massif are investigated in this paper. The chemical composition of biotites and amphiboles plotted in the annite-siderophyllite, magnesiohornblende and actinolite fields, respectively. Comparison of the chemical composition of biotites and amphiboles with similar minerals from the California granitic batholith indicate that the monzogranitic unit of Akapol belongs to the strongly contaminated I-type granites. Accordingly, these rocks are highly contaminated and may have derived from upper mantle and/or lower crustal sources. They have experienced magma mixing or are affected by contamination with upper crustal rocks. These results are consistent with the curve like logarithmic diagrams of compatible/incompatible elements; the presence of the sieve, poikilitic and rapakivi textures; the partial absorption of the plagioclase phenocrysts; the presence of mafic microgranular enclaves and needle apatite in the samples. Based on this study, two types of plagioclase in monzogranitic unit can be recognized in the monzogranitic unit: the first generation occur in the alkali feldspar phenocrysts and the second generation is in the form of covering crystals in rapakivi and sieve textures which probably formed during magma mixing.

Keywords: *magma mixing, contamination, akapol, granitoid, rapakivi texture.*



شواهد شیمی کانی و ژئوشیمی سنگ کل در آلودگی، دگرنهادی، و اختلاط ماگمایی توده گرانیتوئیدی اکاپل (جنوب غرب کلاردشت، البرز مرکزی)

داریوش اسماعیلی، مرضیه خلیج، محمد ولی ولی زاده

دانشگاه تهران، پردیس علوم، دانشکده زمین‌شناسی
پست الکترونیکی: esmaili@khayam.ut.ac.ir

(دریافت مقاله ۱۳۸۵/۱۰/۱۷، دریافت نسخه نهایی ۱۳۸۶/۱۱/۱۸)

چکیده: استفاده از مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمی - کانی توده گرانیتی اکاپل با استفاده از نتایج آنالیز ریزکاو الکترونی کانیهای پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت و آمفیبول و نیز ژئوشیمی سنگ کل این توده به منظور اثبات وجود آلودگی، دگرنهادی و آلودگی ماگمایی موضوع مقاله است. ترکیب شیمیایی این بیوتیت‌ها و آمفیبول‌ها نشان می‌دهد که واحد مونوزوگرانیتی اکاپل در رده گرانیت‌های نوع I به شدت آلوده (ISC) قرار می‌گیرد، و از یک ماگمای مشتق از گوشته فوقانی و یا پوسته تحتانی، که تحت تاثیر اختلاط ماگمایی و یا آرایش با سنگهای پوسته‌ای قرار گرفته‌اند تشکیل شده است. این نتایج با فراوانی بافتهای غربالی، پوئی کلتیک، راپاکیوی، جذب بخشی درشت بلورهای پلاژیوکلاز و حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و آپاتیت‌های سوزنی شکل در نمونه‌های مورد مطالعه که از شواهد آلودگی و اختلاط ماگمایی هستند، همخوانی دارد. بر اساس این بررسیها، دو نسل پلاژیوکلاز با دو ترکیب شیمیایی مختلف در واحد مونوزوگرانیتی اکاپل قابل تشخیص‌اند، نسل اول به صورت نفوذ در فنوکریستهای آلکالی فلدسپار قرار گرفتند، و نسل دوم بلورهای پلاژیوکلازند که احتمالاً طی اختلاط ماگمایی تشکیل شده‌اند و به صورت بلورهای پوششی در بافتهای راپاکیوی حضور دارند.

واژه‌های کلیدی: اختلاط ماگمایی، آلودگی، بافت راپاکیوی، گرانیتوئید، اکاپل.

مقدمه

اختلاط ماگمایی به عنوان فرایند مهمی در تغییر ترکیب شیمیایی ماگما و تشکیل ماگماهای گرانیتوئیدی و آندزیتی توسط محققین مختلف مورد بررسی قرار گرفته است: [۱ تا ۷]. هنگامی که یک ماگمای اولیه در اثر ذوب بخشی گوشته و یا بخش پائینی پوسته تشکیل و شروع به بالا آمدن می کند حین صعود و تا سرد شدن کامل و حتی پس از انجماد، دستخوش تغییرات زیادی می شود که مهمترین آن تبلور جزء جزء، اختلاط ماگمایی و آرایش پوسته ای است. اختلاط ماگمایی ممکن است در حد اولیه و به شکل اختلاط فیزیکی، و یا ممکن است تا حد اختلاط شیمیایی و تشکیل یک ماگمای همگن دورگه نیز پیش رود.

توده گرانیتوئیدی اکاپل در زون البرز مرکزی با سنی در حدود 54 ± 4 تا 56 ± 3 میلیون سال (به روش های U-Pb و $Ar^{40}-Ar^{39}$ بر روی زیرکن، بیوتیت و آلکالی فلدسپار، [۸]) یعنی در پالتوسن فوقانی تا ائوسن زیرین در محدوده جغرافیایی $59^{\circ} 50'$ تا $51^{\circ} 10'$ طول شرقی و $36^{\circ} 22'$ تا $36^{\circ} 27'$ عرض شمالی در سازندهای شمشک و مبارک نفوذ کرده است. این توده نفوذی قبلاً توسط [۹ تا ۱۳] از جنبه های مختلف زمین شناسی مورد مطالعه قرار گرفته است. در مطالعات انجام شده روی توده گرانیتوئیدی اکاپل به ویژه روی واحد مونزوگرنیتی آن به شواهد صحرایی و سنگ شناختی اختلاط ماگمایی اشاره شده است [۱۴]. در این بررسی سعی شده است تا با استفاده از داده های شیمی کانی بیوتیت، آمفیبول، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار در مورد خاستگاه و فرایندهای ماگمایی آن اطلاعاتی ارائه شود. بدین منظور برای بررسیهای سنگ شناسی، علاوه بر بررسی های صحرایی و مطالعات میکروسکوپی مقاطع نازک، از نتایج آنالیزهای شیمیایی ۱۱ نمونه از سنگ کل و ۴۷ نمونه از شیمی انواع کانی های بیوتیت، آمفیبول، و فلدسپار نیز استفاده شده است. آنالیزهای شیمیایی سنگ کل در آزمایشگاه ALS Chemex کانادا برای اندازه گیری کمی عناصر اصلی و کمیاب به روش ICP-MS و آنالیز کانی ها نیز در آزمایشگاه فراوری مواد معدنی وزارت صنایع و معادن ایران با یک ریزکاو الکترونی SX50، مورد بررسی قرار گرفته است. در آنالیزهای ریزکاو الکترونی برای تعیین مقدار اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی از استانداردهای آل بیت، پریکلاز، کړندوم، ارتوکلاز، ولاستونیت، ردونیت، اسپیکولاریت، سلسیت، بنیتویت، و فلوئوریت استفاده شد. اختلاف پتانسیلی 10 KV و جریان 10 NA بوده است.

(۱) زمین شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه جزئی از زون البرز مرکزی محسوب می شود که رخنمونهایی از تهنشستهای دگرگون شده سازند کهر، کوارتزیت های کامبرین، نهشته های اردوویسین موسوم به سازند لشکرک، آهک مبارک و تهنشستهای سازند شمشک را می توان مشاهده کرد. رشته کوه البرز بیشتر شامل تهنشستها و مواد آتشفشانی پرکامبرین تا ائوسن است که توده های نفوذی و

دایک‌های پالئوزوئیک تا پلیوستوسن در آنها نفوذ کرده‌اند [۱۵، ۱۶ و ۱۷]. در بخش غربی البرز مرکزی، فعالیت آذرین نفوذی تریاس به وسیلهٔ گرانیته و گرانودیوریت لاهیجان و در غرب با دیوریت و گابروی ماسوله مشخص می‌شود [۱۵]. در ژوراسیک پسین مرحله بعدی فعالیت ماگمایی که عبارت از فعالیت آذرین نفوذی است در البرز مرکزی (در شرق دماوند) و در شرق ماسوله، رخنمون یافته است. در غرب البرز نیز رخنمون دیگری از توده‌های نفوذی کرتاسه پسین یافت می‌شود. پس از کوهزائیهای کرتاسه پسین در زمان ائوسن، حجم عظیمی داسیت، آندزیت، و بازالت، با توفیت و دیگر ته‌نشستهای آواری نهشته شد و در ایران مرکزی و البرز سازند کرج را به وجود آورد. به اعتقاد [۱۵] توده‌های نفوذی نسبتاً کوچک و دایک‌هایی به سن ائوسن بالا با ترکیبی از گرانیته، گرانودیوریت، و مونزونیت که از قره داغ تا طارم رخنمون دارند، این نهشته‌ها را قطع کرده‌اند. در پالئوسن فوقانی - ائوسن زیرین توده‌های نفوذی اکاپل و نوشا و در پلیوسن نیز تودهٔ گرانیته علم کوه در البرز مرکزی تشکیل شده‌اند. مشاهدات صحرایی نشان‌دهندهٔ نفوذ توده گرانیته‌ی اکاپل در سازندهای مبارک و شمشک و رخدادهای دگرگونی مجاورتی در آنهاست [۹، ۱۰، ۱۲].

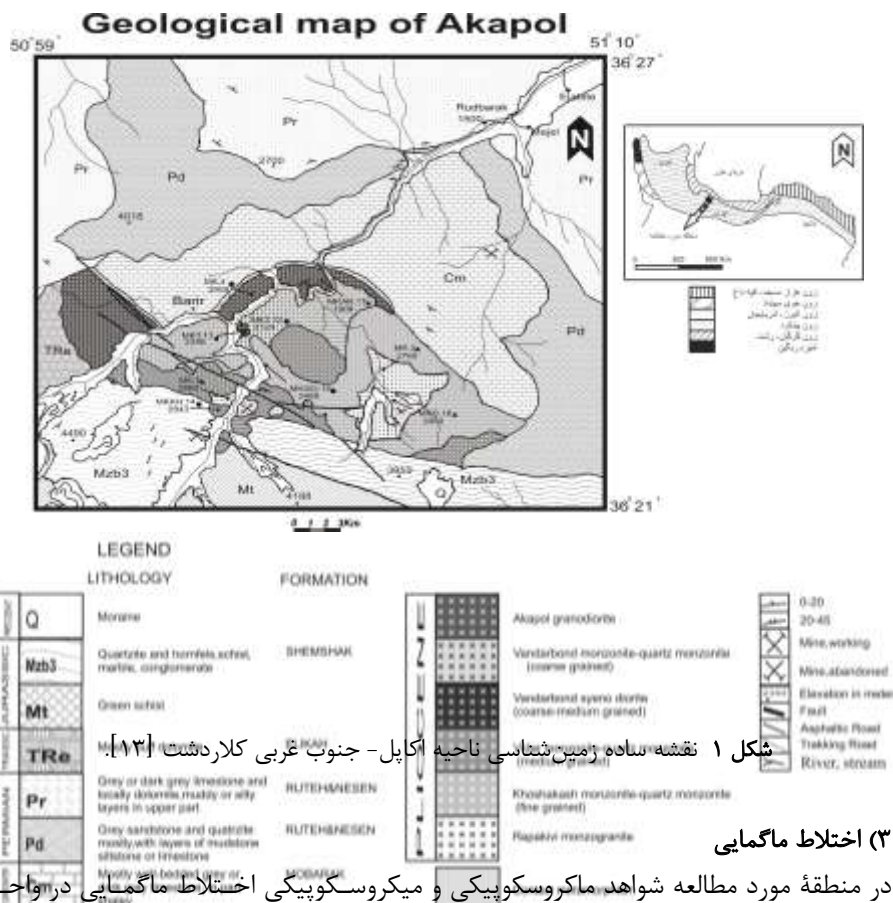
۲) سنگ‌شناسی

تودهٔ گرانیته‌ی اکاپل از مرکز به حاشیه از سه واحد اصلی مونزوگرانیته پرفیروئیدی، واحد مونزونیت-کوارتز مونزونیت، و واحد گرانودیوریت خاکستری تشکیل شده است (شکل ۱). توصیف کامل این واحدها در [۱۳ و ۱۴] ارائه شده است. بخش مرکزی تودهٔ گرانیته‌ی اکاپل از مونزوگرانیته با ساختار درشت‌دانه تا متوسط، به رنگ سفید مایل به صورتی و اغلب بافت پرفیروئیدی و گاهی بافت دانه‌ای معمولی تشکیل شده است. به علاوه بافت راپاکیوی و آنتی راپاکیوی از مشخصات مهم بافتی این سنگ‌هاست. پلاژیوکلاز (۳۲-۱۹٪)، آلکالی فلدسپار (۲۲-۲۷٪)، کوارتز (۲۴-۳۱٪)، بیوتیت (۶-۱۳٪)، آمفیبول (۵-۱۰٪)، آپاتیت، اسفن، زیرکن، و کانی‌های تیره، اجزای سازندهٔ این سنگ‌ها هستند. همچنین وجود آنکلاوهای ریزدانه و تیره رنگ با ترکیب دیوریت تا مونزودیوریت از ویژگیهای مهم این واحد سنگی است. این آنکلاوها در صحرا به صورت مقاطع دایره‌ای تا بیضوی دیده می‌شوند و در مرز بین آنها و سنگ دربرگیرنده، حاشیهٔ واکنشی مشخصی به رنگ سفید شیری ملاحظه می‌شود. ترکیب پلاژیوکلاز این نمونه‌ها که هم به صورت فنوکریست با ساختار زونینگ نوسانی و هم به صورت بلورهای تیغه‌ای در زمینهٔ سنگ حضور دارند، از نوع الیگوکلاز تا آلبیت است. با توجه به ویژگیهای کانی‌شناسی و بافتی آنکلاوها در گروه آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک قرار می‌گیرند [۱۸].

واحد مونزونیت-کوارتز مونزونیت با بافت گرانولار درشت‌دانه، متوسط و ریزدانه و ترکیب کانی‌شناسی پلاژیوکلاز (۳۳-۳۵٪)، آلکالی فلدسپار (۳۵-۴۰٪)، کوارتز (۴-۷٪)، بیوتیت (۱۰-۱۰٪)

۷/۵-۷/۵٪، آمفیبول (۵-۷/۵٪)، آپاتیت، اسفن، زیرکن، و کانیه‌های کدر، فراوان‌ترین سنگهای توده نفوذی اکاپل را تشکیل می‌دهند.

سنگهای گرانودیوریتی نیز با بافت گرانولار و ترکیب کانی‌شناسی پلاژیوکلاز (۳۳-۳۸٪)، آلکالی فلدسپار (۱۲-۱۴٪)، کوارتز (۲۰-۲۷٪)، بیوتیت (۷-۱۰٪)، آمفیبول (۷-۱۲٪)، و سایر کانیه‌های مشابه واحد قبلی، در حاشیه‌های شمالی و غربی توده نفوذی مورد مطالعه رخنمون دارند، و همبری آنها با سنگهای تهنشستی دگرگون شده مجاور (مرمر و دولومیت‌های باز تبلور یافته) به خوبی مشخص است. دایک‌های متعدد مونزدیوریتی تا دیوریتی و به میزانی کمتر آپلیتی، این واحد سنگی را قطع کرده‌اند.

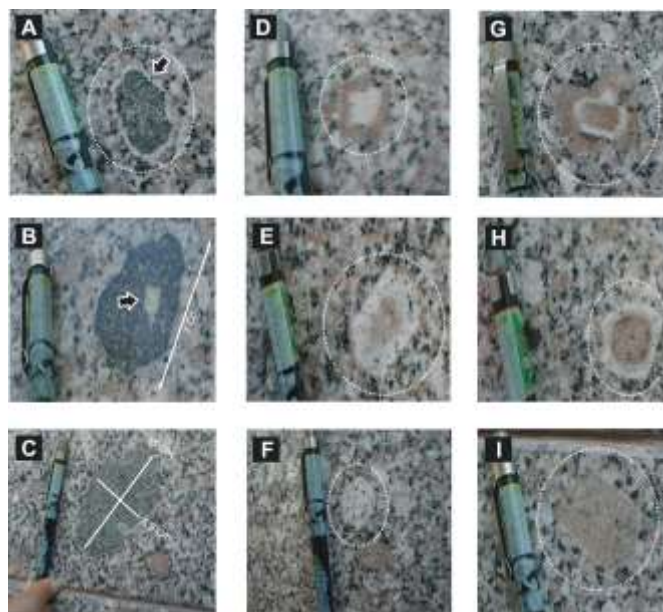


شکل ۱ نقشه ساده زمین‌شناسی ناحیه اکاپل - جنوب غربی کلاردشت [۱۳]

۳) اختلاط ماگمایی

در منطقه مورد مطالعه شواهد ماکروسکوپیکی و میکروسکوپیکی اختلاط ماگمایی در واحدهای مونزوگرانییتی توده نفوذی اکاپل مشاهده می‌شوند [۱۴]. از شواهد اختلاط ماگمایی می‌توان به وجود بافت راپاکیوی (شکل H ۲)، بافت غربالی (Sive)، سوزنی‌های آپاتیت، آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (شکل A-C ۲)، و انکلوزیون‌هایی از بلورهای آمفیبول، بیوتیت، اسفن که

در نمونه دستی به صورت انکلوژیون های تیره و ریز در بلورهای درشت پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار مشاهده می شوند (شکل F ۲، بافت پوئی کلیتیک)، اشاره کرد. همچنین حضور توام بافت راپاکیوی و آنتی راپاکیوی نیز در نمونه مونزوگرانیته دیده می شود (شکل E ۲ و G ۲). چنانکه در شکلها دیده می شود، کرانه های بلور آلکالی فلدسپار در اثر انحلال ناشی از اختلاط ماگمایی گرد شده و بلور شکل دار پلاژیوکلاز آن را پوشش داده است و به این ترتیب بافت راپاکیوی ایجاد شده است، و سپس در اثر دگرتهادی پتاسیک، بلور پلاژیوکلاز به وسیله آلکالی فلدسپار پوشش یافته است. نکته قابل توجه این است که در نمونه هایی از این قبیل،



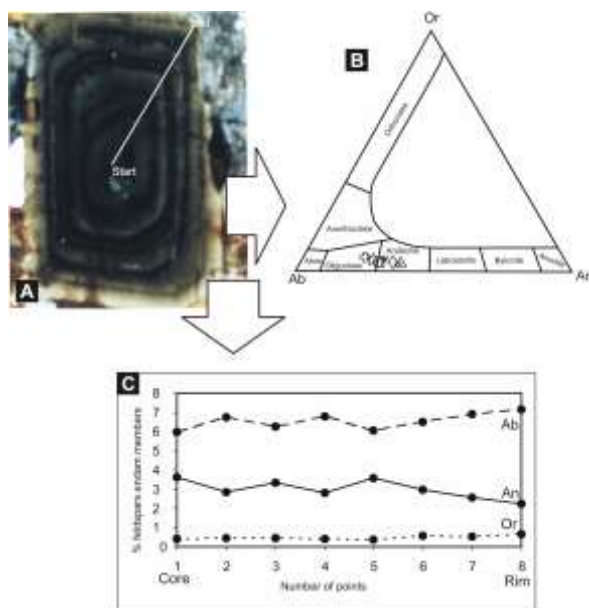
شکل ۲ (A) حاشیه واکنشی به رنگ سفید شیری بین انکلاو و مونزوگرانیته میزبان در نمونه دستی، طول آنکلاو ۲/۵ سانتیمتر می باشد؛ (B) بلور پلاژیوکلاز در انکلاو؛ (C) انکلاو موجود در مونزوگرانیته میزبان؛ (D) بافت آنتی راپاکیوی؛ (E) حضور توام بافت راپاکیوی و آنتی راپاکیوی؛ (F) بلور یوهدرال پلاژیوکلاز، به حضور انکلوژیون های دانه ریز و تیره در بلور پلاژیوکلاز دقت شود؛ (G) حضور توام بافت راپاکیوی و آنتی راپاکیوی؛ (H) بافت راپاکیوی؛ (I) بلور شکل دار الکالی فلدسپار در نمونه مونزوگرانیته.

در مرکز، بلور آلکالی فلدسپار مشاهده می شود که با پلاژیوکلاز احاطه شده و سپس این مجموعه به وسیله آلکالی فلدسپار پوشیده شده است. به عبارتی دیگر روی بافت راپاکیوی بافت آنتی راپاکیوی ایجاد شد

۳-۱) شواهد شیمی کانی

۳-۱-۱) بررسی منطقه بندی نوسانی در پلاژیوکلازها

شکل A ۳ بلور پلاژیوکلازی را نشان می دهد که مورد بررسی ریزکاو الکترونی قرار گرفته است. در این بلور هشت نقطه مورد تجزیه قرار گرفت که مسیر بررسی روی بلور در شکل مشخص شده است. با بررسی تغییرات آلبيت، آنورتیت، و ارتوز در این نمونه معلوم شده است که از نقطه ۱ (نقطه شروع) به سمت منطقه ۵ ساختار نوسانی (به طور متناوب نوسان در مقدار آلبيت و آنورتیت)، و از نقطه ۵ تا نقطه ۸ (نقطه پایان) معمولی است (افزایش آلبيت در مقابل کاهش آنورتیت، شکل ۳C).



شکل ۳ (A) زونینگ در بلور پلاژیوکلاز مورد تجزیه الکترون میکروپروب، مسیر تجزیه با خط سفید نشان داده شده است؛ (B) ترکیب زونینگ در بلور پلاژیوکلاز واحد مونوگرانیته توده نفوذی اکاپیل بر روی نمودار مثلثی Ab-Or-An؛ (C) نمودار نشان دهنده زونینگ نوسانی تا نقطه ۵ و زونینگ نرمال از نقطه ۵ تا نقطه ۸ می باشد (علائم: Δ نقطه ۱، $\square$ نقطه ۲، $\diamond$ نقطه ۳، $\circ$ نقطه ۴، $+$ نقطه ۵، $*$ نقطه ۶، $\star$ نقطه ۷، $\oplus$ نقطه ۸).

۳-۱-۲) بررسی بافت راپاکیوی

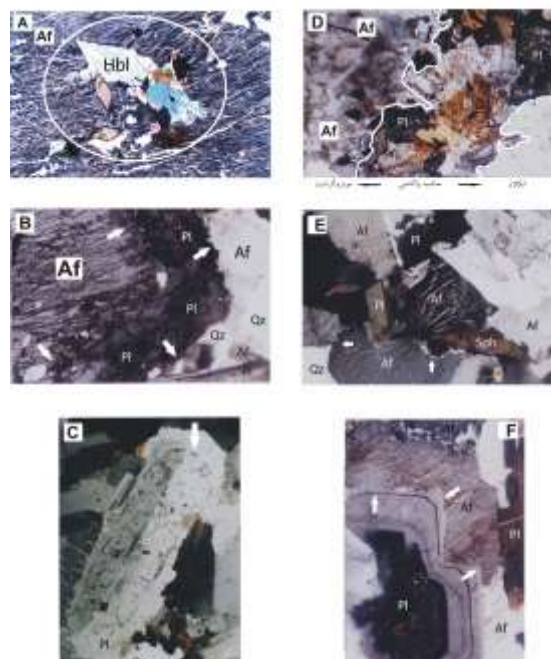
آلکالی فلدسپار در مقاطع میکروسکوپی بافت های راپاکیوی مورد مطالعه، از نوع پرتیتی بوده و دارای حاشیه گرد شده است (شکل ۴). در نمونه های حاوی بافت راپاکیوی مورد مطالعه، دو نسل از بلورهای آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و کوارتز مشاهده می شود: نسل اول بلورهای آلکالی فلدسپار به صورت درشت دانه و با حاشیه گرد شده و بیشتر با بلور پلاژیوکلاز احاطه شده اند

(بافت راپاکیوی). نسل دوم، بلورهای آلکالی فلدسپار در زمینه مشاهده می‌شوند و ریزدانه‌اند. به نظر می‌رسد که فنوکریست های اولیه پلاژیوکلاز (که آثار آنها به صورت هسته پلاژیوکلاز در بافت غربالی برجا مانده است) و نیز انکلوژیون های پلاژیوکلاز موجود در آلکالی فلدسپارها، نسل اول بلورهای پلاژیوکلاز را تشکیل می‌دهند. نسل دوم پلاژیوکلاز نیز به صورت رشد پوششی پلاژیوکلاز روی آلکالی فلدسپار (تشکیل بافت راپاکیوی) و فنوکریست پلاژیوکلاز (تشکیل بافت غربالی) و نیز به صورت بلورهای ریز در زمینه حضور دارند.

برای مطالعه شیمی کانیها در یک نمونه بافت راپاکیوی، به ترتیب دو نقطه در پلاژیوکلاز پوششی (نقطه ۱ حاشیه درونی پلاژیوکلاز دقیقاً در مجاورت بلور آلکالی فلدسپار و نقطه ۲ در حاشیه بیرونی پلاژیوکلاز پوششی)، و دو نقطه در بلور آلکالی فلدسپار (نقطه ۳ در مرکز و نقطه ۴ در حاشیه آلکالی فلدسپار دقیقاً در مجاورت پلاژیوکلاز پوششی) مورد بررسی ریز کاو الکترونی قرار گرفتند (جدول ۱).

جدول ۱ نتایج حاصل از تجزیه فلدسپارهای واحد مونزوگرانیته توده نفوذی اکاپل توسط ریزکاو الکترونی.

	زونینگ در بلور پلاژیوکلاز								بافت غربالی				انکلوژیون پلاژیوکلاز		بافت راپاکیوی				بافت آنتی راپاکیوی			
															پلاژیوکلاز		الکالی		پلاژیوکلاز		الکالی	
																	۱	۲			۱	۲
	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۱	۲	۳	۴	۱	۲	۱	۲	۱	۲	۱	۲	۱	۲
SiO ₂	۶۳.۱۱	۶۵.۳۵	۶۴.۱۹	۶۵.۵۷	۶۲.۲۷	۶۴.۹۲	۶۶.۸۳	۶۶.۲۵	۶۵.۰۲	۶۵.۳	۶۶.۰۵	۶۷.۵۹	۶۰.۱۸	۶۱.۱۳	۶۴.۶	۳۶.۵۶	۶۵.۵	۶۳.۷۴	۶۷.۲۸	۶۵.۲۲	۶۴.۴۸	۶۵.۶۲
Al ₂ O ₃	۲۲.۴۲	۲۱.۲	۲۲.۰۷	۲۱.۶۶	۲۱.۸۵	۲۱.۹۲	۲۲.۱۴	۲۰.۴۹	۲۲.۱۵	۲۱.۸۸	۲۱.۷	۲۰.۶۷	۲۴.۰۵	۲۲.۷۸	۲۲.۸	۲۲.۲۹	۱۷.۶	۱۷.۱۲	۲۱.۸	۲۲.۴۵	۱۸.۲۵	۱۷.۶۵
CaO	۵.۲۴	۳.۹۰۵	۴.۸۰۸	۳.۹۵	۴.۹۹	۴.۱۸	۳.۸۷	۳.۰۵	۴.۲۱	۴.۰۸	۳.۸۷	۴.۶۰۸	۶.۳۸	۴.۴۲	۴.۱	۳.۷۴	۰.۱۳	۰.۲	۲.۳۲	۳.۶	۰.۰۱	۰.۲۸
Na ₂ O	۸.۳۱	۸.۹۲	۸.۶۸	۹.۲۵	۸.۱۵	۸.۸۲	۱۰.۰۰۵	۹.۴۱	۹.۴۴	۹.۳۶	۹.۲۸	۱۰.۰۸	۷.۷۵	۸.۹۳	۹.۳۴	۹.۳۱	۳.۸۲	۱.۳۵	۱۰.۴۵	۹.۶۵	۱.۲۵	۱.۷۰۹
K ₂ O	۰.۴۸	۰.۵۲	۰.۵۴	۰.۵۱	۰.۴۵	۰.۶۷	۰.۷۰۸	۰.۷۵	۰.۲۵	۰.۵۵	۰.۶۶	۰.۷۷	۰.۵۱	۰.۴	۰.۳۷	۰.۵۶	۱.۳۱	۱۵.۹۱	۰.۶۶	۰.۴۶	۱۶.۷۷	۱۵.۷۳
BaO	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۱۸	۰.۰۲	۰.۱۶	۰.۱۲	۰.۰۶	۰.۰۱	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۷	۰.۰۴	۰.۱۴	۰.۰۹	۰.۰۳	۰.۲۱	۰.۹۴	۰.۸۶	۰.۱۹	۰.۰۱	۱.۲	۰.۷۷
Total	۹۹.۵۹	۹۹.۹۴	۱۰۰.۳	۱۰۱	۹۷.۸۷	۱۰۰.۷۱	۱۰۳.۶۱	۹۹.۹۴	۱۰۱.۱۴	۱۰۱.۲۳	۱۰۱.۶۳	۱۰۱.۷۶	۹۹.۰۱	۹۷.۷۵	۱۰۱	۹۹.۶۷	۱۰۱	۹۹.۱۸	۱۰۲.۷۱	۱۰۲.۴۱	۱۰۲.۴۱	۱۰۱.۸
Si	۲.۹۵	۳.۰۵۴	۳.۰	۳.۰۶۵	۲.۹۱۱	۳.۰۳۴	۳.۱۲۴	۳.۰۹۷	۳.۰۳۹	۳.۰۵۲	۳.۰۸۷	۳.۱۵۹	۲.۸۱۳	۲.۸۵۷	۳.۰۲	۲.۹۷۱	۳.۰۶	۲.۹۷۹	۳.۰۴۵	۳.۰۴۸	۳.۰۱۴	۳.۰۶۷
Al	۱.۱۲	۱.۱۲۲	۱.۱۶۸	۱.۱۴۶	۱.۱۵۶	۱.۱۶۱	۱.۱۷۲	۱.۰۸۴	۱.۱۷۲	۱.۱۵۸	۱.۱۴۸	۱.۰۹۴	۱.۲۷۳	۱.۲۰۵	۱.۲۱	۱.۱۸	۰.۹۳۲	۰.۹۰۶	۱.۱۵۳	۱.۱۸۸	۰.۹۵	۰.۹۲۴
Ca	۳.۷۴	۴.۷۹	۴.۴۳	۴.۸۲	۳.۵۷	۴.۹۹	۴.۷۷	۴.۱۸	۴.۰۱	۴.۹۲	۴.۷۷	۱.۸۶	۴.۵۶	۴.۱۶	۴.۹۳	۴.۶۷	۰.۰۹	۰.۱۵	۱.۲۹	۲.۲۴	۰	۰.۲
Na	۶.۱۷	۶.۶۲	۶.۴۴	۶.۸۶	۶.۰۵	۶.۵۴	۷.۴۲	۶.۹۸	۷	۶.۹۴	۶.۸۹	۷.۴۸	۵.۷۵	۶.۶۲	۶.۹	۶.۸۳	۱.۰۰۴	۸.۰۸	۷.۴۵	۰.۹۳	۱.۲۶	
Ba	۰.۰۳۴	۰.۰۳۷	۰.۰۱	۰.۰۹	۰.۱۴	۰.۱۰۹	۰.۰۶	-	۰.۰۶۴	۰.۰۶۱	۰.۰۶۴	۰.۰۴	۰.۱۲	۰.۰۸	۰.۰۲	۰.۱۹	۰.۸۴	۰.۷۷	۰.۱۷	۰.۰۱	۱.۴۵	۰.۶۹
Ab	۵۹.۸۴۵	۶۷.۲۸	۶۲.۴	۶۷.۸۵	۶۰.۵۶	۶۴.۸۲	۶۸.۸۵۹	۷۱.۲۹۷	۶۸.۴۹۳	۶۷.۳۱۳	۶۷.۵۵	۷۴.۹۵	۵۳.۵۹۵	۶۵.۴۸	۶۸.۱	۶۸.۸۳	۳۰.۵	۶۹.۷	۸۱.۵۶	۸۴.۸۱	۶۳.۷	۸۷.۲
Or	۳.۸۷۷	۴.۳۷	۴.۳۶	۴.۲۵۳	۳.۷۰۴	۵.۵۵	۵.۳۸۵	۶.۴۳۵	۲.۰۵۴۸	۴.۳۶۴۷	۵.۲۹۴۱	۶.۴۱۲۸	۳.۹۱	۳.۲۶	۳.۰۵	۴.۵۸۶	۷.۸۸۹	۱۰.۹۹	۵.۵۵	۳.۷۹	۹۳.۳۳	۸۹.۸۸
An	۳۶.۲۷۵	۲۸.۳۵	۳۳.۲۴	۲۷.۸۹	۳۵.۷۴	۲۹.۶۳	۲۵.۷۲	۲۲.۲۶۸	۲۹.۴۶	۲۸.۳۳	۲۷.۱۶	۱۸.۶۴	۴۲.۵	۳۱.۲۶	۲۸.۸۲	۲۶.۶۷	۰.۶۵	۱.۰۴	۱۲.۸۹	۱۱.۴	-	۱.۴۰۵



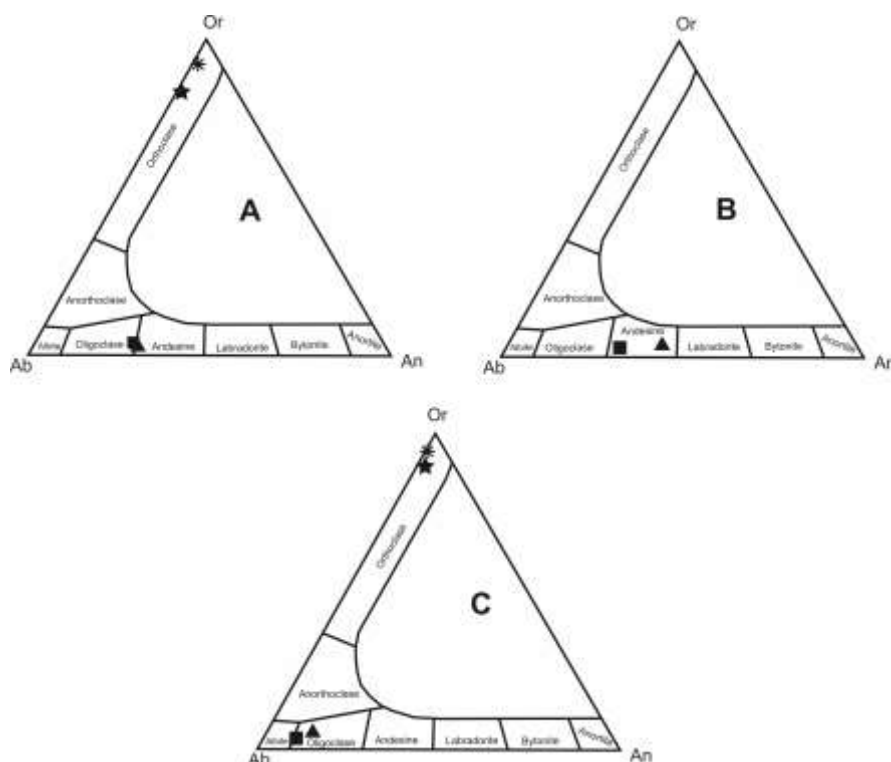
شکل ۴ (A) بافت پوئی کلیتیک در نمونه مونزوگرانیت؛ **(B)** بافت راپاکیوی در توده مونزوگرانیت صورتی اکاپل. مرز بین الکالی فلدسپار با پلاژیوکلاز با فلش زرد و حاشیه خارجی پلاژیوکلاز با فلش قرمز مشخص شده است. بلور الکالی فلدسپار توسط پلاژیوکلاز احاطه شده است؛ **(C)** بافت غربالی در نمونه های مونزوگرانیت صورتی؛ **(D)** حاشیه واکنشی بین انکلاو میکروگرانولار مافیک با مونزوگرانیت میزبان، مرزها با خط قرمز مشخص شده اند. کانی های سازنده حاشیه واکنشی عمدتاً شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و اسفن و با فراوانی کمتر الکالی فلدسپار و کوارتز می باشد؛ **(E)** حاشیه آلبیتی در وجه مشترک دو بلور الکالی فلدسپار، در این تصویر نیز در مرز بین الکالی فلدسپار با کوارتز حاشیه آلبیتی مشاهده نمی شود (نمونه مورد مطالعه مربوط به مونزوگرانیت گل بران است)؛ **(F)** بافت آنتی راپاکیوی در نمونه مونزوگرانیت، مرزها با فلش زرد و فلش قرمز مشخص شده است (نور Lp و بزرگمایی ۲۵ برابر) Pl = پلاژیوکلاز، Af = الکالی فلدسپار، Qz = کوارتز، Sph = اسفن، Bi = بیوتیت، Hbl = هورنبلند.

نتایج تجزیه ریزکاو الکترون الکالی فلدسپار نشان دهنده ترکیب $Ab_{20.46} Or_{78.89} An_{0.65}$ برای نقطه ۳ و ترکیب $Ab_{6.97} Or_{91.99} An_{1.04}$ برای نقطه ۴ است (شکل ۵). نقطه ۱ در حاشیه درونی پلاژیوکلاز پوششی دقیقاً در مجاورت بلور الکالی فلدسپار با ترکیب $Ab_{68.14} Or_{3.04}$ و نقطه ۲ در حاشیه بیرونی پلاژیوکلاز پوششی با ترکیب $Ab_{68.83} Or_{4.5} An_{26.67}$ گستره آندزین و الیگوکلاز قرار می گیرند.

پلاژیوکلاز پوششی در بافت راپاکیوی دارای ترکیبی مشابه با ترکیب حواشی بلور پلاژیوکلاز دارای زونینگ ($Ab_{68.9} Or_{5.38} An_{25.72}$)، پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی ($Ab_{67.55} Or_{5.29}$) و انکلوزیونهای پلاژیوکلاز موجود در آلکالی فلدسپار ($Ab_{65.48} Or_{3.26} An_{31.26}$) است. [۱۹] بر این باورند که ترکیب مشابه حواشی بلورهای پلاژیوکلاز گویای پایان تلاطم ماگمایی و در نتیجه سدیک تر شدن ترکیب ماگما در پایان رخداد اختلاط ماگمایی است.

۳-۱-۳ بررسی بافت پوئی کلیتیک

از موارد جالب دیگر وجود بافت پوئی کلیتیک در سنگهای مورد مطالعه است (شکل ۴). در این بافت بلورهای درشت آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز، بلورهای زودتر شکل یافته اسفن، هورنبلند، بیوتیت، زیرکن و پلاژیوکلاز را در برگرفته اند. از میان انکلوزیونهای پلاژیوکلازهای درون آلکالی فلدسپار، یک نمونه انتخاب و در آن دو نقطه (در مرکز و در حاشیه بلور) مورد

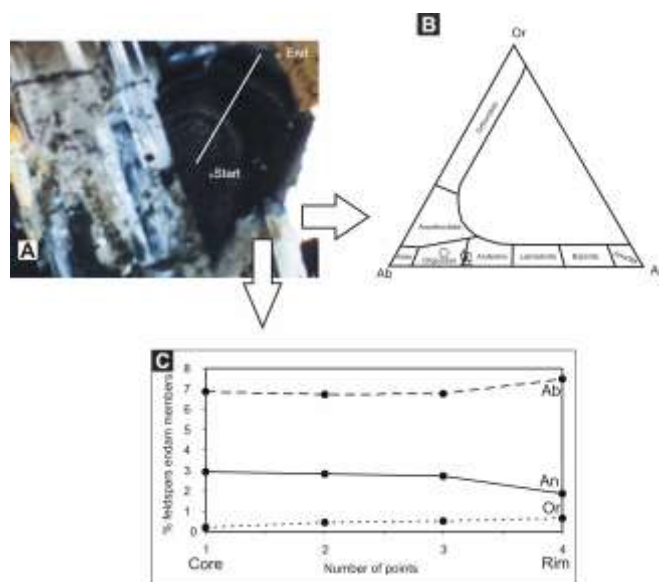


شکل ۵ (A) ترکیب شیمیایی فلدسپارها در (A) بافت راپاکیوی؛ (B) انکلوزیون پلاژیوکلاز موجود در آلکالی فلدسپار؛ (C) بافت آنتی راپاکیوی در واحد مونزوگرائیتی توده نفوذی اکاپل (علائم: (▲ نقطه ۱، (■ نقطه ۲) در پلاژیوکلاز و (☆ نقطه ۳، * نقطه ۴) در آلکالی فلدسپار).

بررسی ریزکاو الکترونی قرار گرفتند. نتایج حاصل نشان دهنده ترکیب $Ab_{53.59} Or_{3.91} An_{42.50}$ برای مرکز و ترکیب $Ab_{65.48} Or_{3.26} An_{31.26}$ برای حاشیه پلاژیوکلاز مورد بررسی است که از نظر ترکیبی در نمودار مثلثی Ab-Or-An در گستره آندزین قرار می گیرند. بر اساس این نتایج، هسته پلاژیوکلاز انکلوزیون از حاشیه بلور کلسیک تر است.

۳-۱-۴) بررسی بافت غربالی (Sive)

بلور پلاژیوکلاز با بافت غربالی مورد تجزیه ریزکاو الکترون قرار گرفت (شکل ۶). مسیر تجزیه در چهار نقطه بلور روی این شکل و ترکیب آنها در نمودار مثلثی Ab-Or-An نشان داده شده است. چنانکه ملاحظه می شود نقطه ۱ (نقطه شروع در مرکز بلور) دارای ترکیب $Ab_{68.49} Or_{2.05} An_{29.46}$ در گستره آندزین، نقطه ۲ (پیش از زون خورده شده) با ترکیب $Ab_{67.31} Or_{4.36} An_{28.33}$ روی خط مشترک گستره آندزین و الیگوکلاز، نقطه ۳ (پس از زون خورده شده) با ترکیب $Ab_{67.55} Or_{5.29} An_{27.16}$ نزدیک به خط مشترک گستره آندزین و الیگوکلاز و نقطه ۴ (در حاشیه بلور) با ترکیب $Ab_{74.95} Or_{6.41} An_{18.64}$ در گستره الیگوکلاز قرار می گیرد.



شکل ۶ (A) بافت غربالی در بلور پلاژیوکلاز مورد تجزیه الکترون میکروپروب مسیر تجزیه با خط سفید نشان داده شده است، نور Lp و بزرگنمایی ۲۵ برابر؛ (B) تغییرات ترکیبی بافت غربالی در بلور پلاژیوکلاز واحد مونزوگرانیته توده نفوذی اکاپل بر روی نمودار مثلثی Ab-Or-An؛ (C) تا نقطه ۳ در نمودار تغییری مشاهده نمی شود اما از نقطه ۳ تا ۴ افزایش Ab همراه با کاهش An و افزایش اندک در Or مشاهده می گردد (علامت: Δ نقطه ۱، $\square$ نقطه ۲، $\diamond$ نقطه ۳، $\circ$ نقطه ۴).

۳-۱-۵) شیمی بیوتیت‌ها

نتایج حاصل از تجزیه ریزکاو الکترونی ۱۵ نمونه از بیوتیت‌های واحد مونزوگرانییتی، توده نفوذی اکاپل در جدول ۲ آورده شده است. [۲۰] با توجه به تغییرات Al و $Fe/(Fe+Mg)$ میکاها، چارگوش آنیت (Annite)، سیدروفیلیت (Siderophyllite)، فلوگوپیت (Phlogopite) و ایستونیت (Eastonite) را به صورت (ASPE) برای نشان دادن ترکیب این کانیها پیشنهاد کرد. از این نمودار به ویژه برای تشخیص پرآلومینیومی (با توجه به مقدار Al) سنگ میزبان بیوتیت می‌توان بهره گرفت.

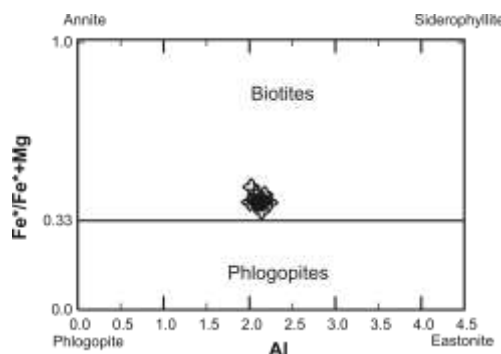
میکا‌های انواع سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار ASPE و در شکل (۷) ارائه شده‌اند. بنابر این نمودار، بیوتیت‌های تجزیه شده با داشتن $Al > ۱/۹۷$ و $Fe/(Fe+Mg) > ۰/۳۹۲$ در گستره بیوتیت با اندک تمایلی به سمت قطب آنیت قرار می‌گیرند. همچنین [۲۱] نیز طرح دیگری در رده‌بندی واحدهای مختلف گرانییتی باتولیت کالیفرنیا با استفاده از شیمی بیوتیت و آمفیبول ارائه کردند. بنا بر این رده‌بندی گرانیته‌ها به چهار گروه به شرح زیر تقسیم می‌شوند.

جدول ۲ نتایج الکترون میکروپروب نمونه‌های میکا‌های واحد مونزوگرانییتی توده نفوذی اکاپل، تعداد کانیونها به ازای ۲۲ اکسیژن محاسبه شده است

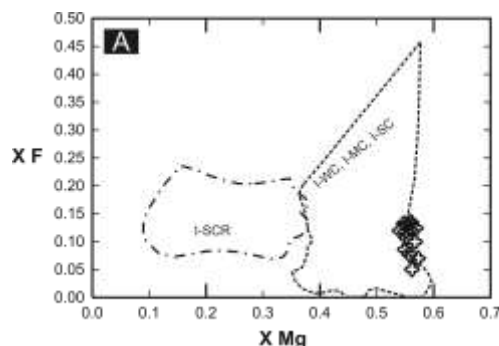
	A1	A2	A3	A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11	A12	A13	A14	A15
SiO2	۳۸,۸۹	۳۸,۶	۳۸,۷	۳۷,۶	۳۸,۱	۳۷,۲	۳۷,۴۵	۳۷,۳۳	۳۷,۳۵	۳۸	۳۷,۹۵	۳۸,۰۵	۳۷,۶۷	۳۷,۴۱
TiO2	۳,۷۷	۳,۷۶	۳,۲۱	۳,۹۹	۳,۹۷	۳,۹۹	۳,۹۶	۴,۸	۴,۱۱	۳,۱۳	۳,۹	۴,۱۴	۳,۹۱	۴,۱۲
Al2O3	۱۲,۵۲	۱۱,۸۳	۱۱,۸۲	۱۲,۳۶	۱۲,۳۲	۱۲,۸۱	۱۲,۶۲	۱۲,۶۴	۱۲,۶۵	۱۲,۴۵	۱۲,۷۵	۱۲,۶۳	۱۲,۹۸	۱۲,۱۶
FeO*	۱۶,۵۱	۱۶,۵۵	۱۶,۳۵	۱۵,۶۲	۱۶,۲۹	۱۶,۲۵	۱۶,۵۷	۱۵,۴۵	۱۶,۱۷	۱۶,۳۱	۱۶,۹۸	۱۶,۸۱	۱۶,۹۰	۱۶,۷۵
MnO	۰,۳	۰,۳۱	۰,۳۲	۰,۳۳	۰,۳۱	۰,۳۳	۰,۳۵	۰,۳۷	۰,۳۸	۰,۳۸	۰,۳۷	۰,۳۲	۰,۳۷	۰,۳۷
MgO	۱۳,۸۲	۱۴,۲	۱۴	۱۳,۴۵	۱۳,۶۴	۱۴,۵۵	۱۴,۰۵	۱۳,۳۵	۱۱,۶۸	۱۴,۰۵	۱۳,۹۹	۱۴,۱۱	۱۴,۱۳	۱۳,۷۷
Na2O	۰,۱۹	۰,۱۹	۰,۱۹	۰,۲	۰,۲	۰,۲۳	۰,۲۲	۰,۲۳	۰,۲۳	۰,۲	۰,۲۲	۰,۲۱	۰,۲۳	۰,۲۵
K2O	۱۱,۰۱	۱۱,۰۳	۱۰,۹۲	۱۰,۸۹	۱۰,۷۸	۱۰,۷۸	۱۰,۸۱	۱۰,۸	۱۰,۷۷	۱۰,۸۸	۱۰,۸۵	۱۰,۹۹	۱۰,۸۷	۱۰,۶۱
F	۱,۲۲	۱,۴۵	۱,۰۱	۰,۹۸	۱,۰۸	۱,۲۷	۱,۳۱	۱,۴۳	۰,۹۹	۰,۷۸	۰,۶۹	۱,۱۹	۰,۶۹	۰,۹۵
Total	۹۸,۲۳	۳۲	۹۶,۵۲	۹۵,۴۲	۹۶,۷۱	۹۷,۴۱	۹۷,۳۴	۹۶,۴۰	۹۴,۳۳	۹۶,۱۸	۹۵,۷۰	۹۸,۴۵	۹۷,۷۴	۹۶,۳۹
Si	۵,۴۶	۵,۴۹	۵,۵۰	۵,۳۵	۵,۳۹	۵,۳۱	۵,۳۴	۵,۳۰	۵,۳۱	۵,۴۰	۵,۳۵	۵,۳۶	۵,۳۱	۵,۳۷
Ti	۰,۴۰	۰,۴۰	۰,۳۴	۰,۴۳	۰,۴۲	۰,۴۳	۰,۴۲	۰,۵۱	۰,۴۴	۰,۳۳	۰,۴۱	۰,۴۳	۰,۴۱	۰,۴۴
Al	۲,۰۷	۱,۹۸	۱,۹۸	۲,۰۷	۲,۰۵	۲,۱۵	۲,۱۲	۲,۱۱	۲,۱۲	۲,۰۹	۲,۱۲	۲,۰۹	۲,۱۵	۲,۰۵
Fe 2+	۱,۶۵	۱,۶۷	۱,۶۷	۱,۶۷	۱,۶۶	۱,۶۸	۱,۶۸	۱,۶۷	۱,۶۷	۱,۶۷	۱,۶۶	۱,۶۵	۱,۶۶	۱,۶۸
Fe 3+	۰,۲۹	۰,۲۹	۰,۲۹	۰,۲۷	۰,۲۸	۰,۲۹	۰,۲۹	۰,۲۷	۰,۲۸	۰,۲۹	۰,۲۶	۰,۲۹	۰,۲۹	۰,۲۹
Mn	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۴
Mg	۲,۹۵	۲,۹۹	۲,۹۹	۲,۹۹	۲,۹۸	۳,۰۰	۳,۰۰	۲,۹۸	۲,۹۹	۲,۹۹	۲,۹۶	۲,۹۶	۲,۹۷	۲,۹۴
Na	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶
K	۱,۹۷	۱,۹۹	۱,۹۹	۲,۰۰	۱,۹۸	۲,۰۰	۲,۰۰	۱,۹۹	۱,۹۹	۱,۹۹	۱,۹۸	۱,۹۷	۱,۹۵	۱,۹۴
F	۰,۵۳	۰,۵۴	۰,۵۴	۰,۵۴	۰,۵۳	۰,۵۴	۰,۵۴	۰,۵۳	۰,۵۳	۰,۵۴	۰,۵۳	۰,۵۳	۰,۳۱	۰,۴۳
OH	۱,۸۵۰	۱,۸۷۵	۱,۸۷۴	۱,۸۷۶	۱,۸۶۶	۱,۸۸۰	۱,۸۷۹	۱,۸۷۱	۱,۸۷۳	۱,۸۷۵	۱,۸۵۸	۱,۸۵۰	۱,۹۹۰	۱,۹۱۰

۱- گرانیت‌های نوع I با آلودگی اندک (Weakly Contaminated I-type granite= I-WC)؛
 ۲- گرانیت‌های نوع I با آلودگی متوسط (Moderately Contaminated I-type =I- MC)؛
 ۳- گرانیت‌های نوع I به شدت آلوده (Strongly Contaminated I-type granite= I- SC)؛
 ۴- گرانیت‌های نوع I احیایی به شدت آلوده (Strongly Contaminated and reduced =CR) I type granite

در اینجا واژه آلودگی دارای مفهوم وسیعی است و کلیه واکنش‌های تحت تاثیر قرار دهنده ماگماهای نوع I مشتق از گوشته فوقانی، پوسته عمیق و یا لیتوسفر فرورونده به علت ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی و یا هضم را در بر می‌گیرد. نتایج حاصل از تجزیه بیوتیت‌های مورد مطالعه در این نمودار و در گستره I-SC یعنی گرانیت‌های نوع I به شدت آلوده قرار می‌گیرند (شکل ۸).



شکل ۷ ترکیب شیمیایی میکاهای واحد مونوزوگرانیتی توده نفوذی اکاپل در رده‌بندی [۲۰]



شکل ۸ ترکیب بیوتیت‌های واحد مونوزوگرانیتی توده نفوذی اکاپل بر روی نمودارهای آگو و بریمهال [۲۱]. علائم: I-WC: گرانیت‌های نوع I با آلودگی اندک؛ I-MC: گرانیت‌های نوع I دارای آلودگی متوسط؛ I-SC: گرانیت‌های نوع I به شدت آلوده.

۳-۱-۶) شیمی آمفیبول

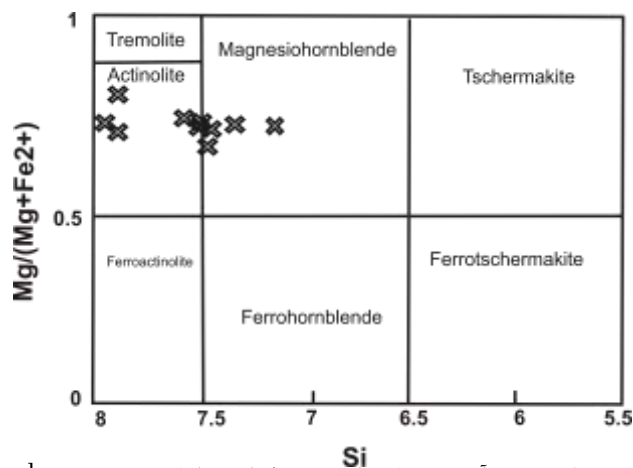
تعداد ۱۰ نمونه از آمفیبول‌های واحد مونزوگرانییتی مورد بررسی ریزکاو الکترونی قرار گرفته‌اند (جدول ۳). به منظور نامگذاری آمفیبول‌ها از رده‌بندی [۲۲] استفاده شد. بنابر این رده‌بندی (شکل ۹)، کلیه آمفیبول‌های تجزیه شده با داشتن $(Ca+Na)_B > 1/14$ در گروه آمفیبول‌های کلسیک و در زیر گروه منیزیوهورنبلند و اکتینولیت قرار می‌گیرند. مقدار $\text{Log } (X_{\text{Mg}} / X_{\text{Fe}})$ آمفیبول‌ها نیز مانند بیوتیت‌ها در طیف گسترده‌ای (از ۱/۶۹ - تا ۰/۴۶) تغییر می‌کنند.

۴) شواهد شیمی سنگ

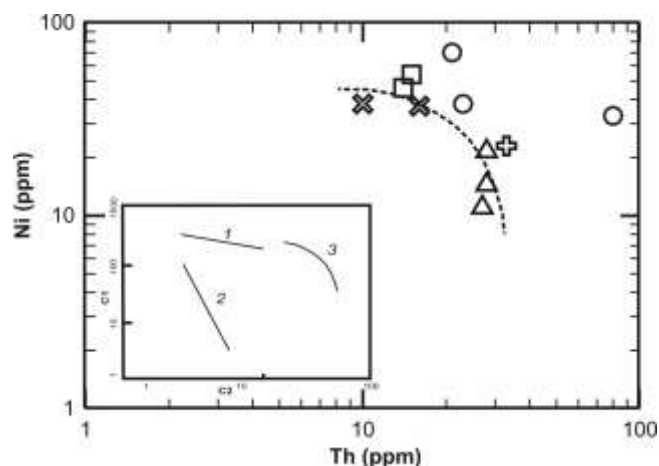
[۲۳] با استفاده از نمودارهای لگاریتمی عناصر کمیاب ناسازگار (مانند Rb, Th و Zr) در مقابل عناصر سازگار (مانند V, Ni ...) تلاش کرد تا فرایندهای ذوب بخشی، تبلور بخشی و اختلاط ماگمایی را از یکدیگر تشخیص دهد. در این بررسی نیز برای تشخیص این فرایندها در منطقه مورد مطالعه از نمودار $\text{Log Ni} - \text{Log Th}$ استفاده شده است (شکل ۱۰). چنانکه ملاحظه می‌شود روند تغییرات نمونه‌های مورد مطالعه با روند اختلاط ماگمایی سازگاری دارد.

جدول ۳ نتایج الکترون میکروپروب آمفیبول‌های واحد مونزوگرانییتی توده نفوذی اکاپل

	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10
SiO ₂	۴۸/۱۵	۵۰	۴۸/۹۹	۵۰/۱۱	۴۸	۵۱/۱۸	۵۲/۰۲	۵۴/۱۵	۵۵/۱۹	۴۹/۰۱
TiO ₂	۱/۱۳	۱/۱۱	۱/۱۲	۱/۰۹	۱/۰۸	۱/۰۶	۰/۸۵	۰/۱۸	۰/۱۱	۱/۱۳
Al ₂ O ₃	۵۸/۸	۳/۰۲	۴/۲۴	۳/۸۹	۲/۸۷	۳/۸۲	۳/۰۸	۲/۵۳	۱/۵۱	۵/۲۳
FeO	۱۳/۴	۱۲/۸۹	۱۳/۰۱	۱۲/۹۹	۱۳/۸۵	۱۲/۷۸	۱۲/۰۱	۱۱/۳۱	۱۰/۳۹	۱۳/۰۷
MnO	۰/۴۰	۰/۴۴	۰/۴۲	۰/۴۳	۰/۴۷	۰/۵۱	۰/۵۷	۰/۶۲	۰/۷۵	۰/۴۲
MgO	۱۳/۷	۱۴/۲۱	۱۴/۰۷	۱۳/۹۸	۱۳/۱۵	۱۴/۱۷	۱۵/۰۷	۱۴/۸۲	۱۶/۷۳	۱۴/۰۹
CaO	۱۱/۰۱	۱۱/۱۸	۱۱/۱۳	۱۱/۱۶	۱۱/۱۸	۱۱/۲۲	۱۱/۷	۱۱/۱	۱۲/۳۶	۱۱/۱۴
Na ₂ O	۱/۸۲	۱/۶۱	۱/۶۵	۱/۶۳	۱/۶۱	۱/۵۳	۱/۴۸	۰/۳۵	۰/۳	۱/۶۴
K ₂ O	۰/۸۱	۰/۷۱	۰/۷۵	۰/۷۳	۰/۶۹	۰/۷۲	۰/۶۵	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۷۶
F	۱/۸۱	۱/۸۷	۱/۸۲	۱/۹۰	۱/۸۲	۱/۸۵	۱/۷۹	۱/۰۱	-۴/۶۵	۰/۵۷
Total	۹۸/۱	۹۸/۲۵	۹۷/۲	۹۷/۹۱	۹۴/۹۷	۹۸/۸۴	۹۹/۲۲	۹۶/۱۹	۹۲/۷۷	۹۶/۹۰
Si	۷/۱۴	۷/۴۹	۷/۳۳	۷/۴۴	۷/۴۵	۷/۵۰	۷/۵۷	۷/۹۴	۷/۸۷	۳/۹۳
Ti	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱
Al	۱/۰۲	۰/۵۳	۰/۷۴	۰/۶۸	۰/۵۲	۰/۶۶	۰/۵۲	۰/۴۳	۰/۲۵	۰/۱۲
Fe ²⁺	۱/۵۱	۱/۶۰	۱/۵۴	۱/۵۹	۱/۸۸	۱/۵۵	۱/۴۸	۱/۵۵	۱/۲۲	۰/۶۱
Fe ³⁺	۰/۱۵	۰/۰۲	۰/۰۹۲	۰/۰۲	۰/۰	۰/۰۰۷	۰/۰	۰/۰	۰/۰۲	۰/۰۱
Mn	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۵
Mg	۳/۰۳	۳/۱۸	۳/۱۴	۳/۰۹	۳/۰۵	۳/۰۹	۳/۲۷	۳/۲۴	۳/۵۶	۱/۷۸
Ca	۱/۷۵	۱/۸۰	۱/۷۸	۱/۷۸	۱/۸۶	۱/۷۶	۱/۸۲	۱/۷۴	۱/۸۹	۰/۹۵
Na	۰/۵۲	۰/۴۷	۰/۴۸	۰/۴۷	۰/۴۹	۰/۴۳	۰/۴۲	۱/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۴
K	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱
F	۰/۹۰	۰/۹۳	۰/۹۱	۰/۹۵	۰/۹۱	۰/۹۲	۰/۸۹	۰/۵۰	-۲/۰۹	۰/۲۵
OH	۱/۰۹۷	۱/۱۳۷	۱/۱۰۷	۱/۱۸۲	۱/۱۱۲	۱/۱۲۲	۱/۰۸۷	۱/۴۱۹	۱/۱۰۲	۰/۹۰۸



شکل ۹ طبقه‌بندی آمفیبول‌های واحد مونزوگرانیته اکاپل در رده‌بندی [۲۲].



شکل ۱۰ نمودار لگاریتمی عناصر سازگار در مقابل عناصر ناسازگار برای نمونه‌های مورد مطالعه، LogNi-LogTh همانطور که مشاهده می‌شود روند تغییرات نمونه‌های مورد مطالعه مشابه منحنی شماره ۳ می‌باشد که گویای این امر است که اختلاط ماگمایی نقش موثری در تشکیل توده نفوذی اکاپل داشته است؛ نمودار کوشیری [۲۳] منحنی شماره ۱ نشان دهنده ذوب بخشی، منحنی شماره ۲ نشان دهنده تبلور بخشی و منحنی شماره ۳ نشان دهنده اختلاط ماگمایی می‌باشند. برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه شود (علائم □ گرانودیوریت، Δ مونزوگرانیته، O مونزونیت-کوارتزمونزونیت، □ مونزودیوریت، ✖ انکلاوهای میکروگرانولار مافیک).

۵- بحث و بررسی

۵-۱- اختلاط و آلودگی ماگمایی

منطقه‌بندی نوسانی (شکل ۳)، بافت راپاکیوی (شکل H ۲)، بافت غربالی (شکل ۶)، آپاتیت‌های سوزنی شکل (شکل ۴)، بافت پوئی کلیتیک (شکل F ۲)، بافت آنتی راپاکیوی (شکل D ۲)، حاشیه آلبیتی در اطراف فلدسپارها (شکل E ۴)، و آنکلاوهای میکروگرانولار بازیک (شکل D ۴)، از مهمترین ویژگی‌های نمونه‌های مورد مطالعه بوده‌اند. به اعتقاد [۲۴] منطقه‌بندی نوسانی و سپس منطقه‌بندی معمولی در بلور پلاژیوکلاز می‌تواند در اثر تغییر ترکیب ماگما در مراحل مختلف رشد بلور حاصل شود؛ به عبارت دیگر در نتیجه رشد پلاژیوکلاز بعدی بر بلور پلاژیوکلاز در ماگمای در حال تغییر شیمیایی، منطقه‌بندی نوسانی شکل می‌گیرد، زیرا در این شرایط، بلور به بخش‌هایی که دارای ترکیب کلسیک‌تری هستند منتقل شده و در نتیجه پلاژیوکلاز کلسیک‌تر روی بلور قبلی رشد می‌کند. از طرفی از آنجا که ماگما به علت اختلاط ماگمایی در حال تغییر شیمیایی، است لذا وقتی بلور یاد شده به بخش‌های سدیک‌تر ماگما می‌رسد پلاژیوکلاز سدیک‌تر روی بلور رشد می‌یابد. این چرخه چندین بار تکرار می‌شود و در نتیجه بلور پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نوسانی شکل می‌گیرد. سرانجام زمانی فرا می‌رسد که ماگما به تعادل شیمیایی و دینامیکی می‌رسد، در این هنگام روند تبلور به گونه‌ای پیش می‌رود که ترکیب ماگما سدیک‌تر می‌شود و پلاژیوکلاز سدیک‌تر بلور قبلی را پوشش می‌دهد و در نتیجه هسته بلور پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نوسانی با حاشیه‌ای با منطقه‌بندی معمولی تشکیل می‌شود.

بافت راپاکیوی می‌تواند در اثر اختلاط ماگمایی و یا دگرتهادی تشکیل شود. یکی از مشخصات مهم بافت راپاکیوی در نمونه‌های مورد مطالعه گردش‌گی فنوکریست‌های آلکالی فلدسپار پوششی است. در واحد مونوزوگرانیته مورد مطالعه، بافت راپاکیوی نمی‌تواند در اثر دگرتهادی تشکیل شده باشد، زیرا گردش آلکالی فلدسپار به ویژه کرانه‌ها با دگرتهادها ارتباطی ندارند و در نتیجه انحلال ناشی از افزایش دما در اثر اختلاط ماگمای بازیک با ماگمای اسیدی اولیه حاصل شده است [۱۹ و ۲۵].

نتایج حاصل از ریزکاو الکترونی دو نمونه پلاژیوکلاز حاوی منطقه‌بندی و بافت غربالی را نشان می‌دهند که در هر دو بلور پلاژیوکلاز (با منطقه‌بندی غربالی) حاشیه بلور نسبت به هسته آن ترکیب سدیک‌تری دارد. در شکل ۶ تغییرات آلبیت، آنورتیت و ارتوز در یک نمونه با بافت غربالی از نقطه ۱ (نقطه آغاز) به سمت نقطه ۴ (حاشیه بلور) بررسی شد. چنانکه مشاهده می‌شود از نقطه ۳ تا نقطه ۴ درصد آلبیت افزایش، ولی درصد آنورتیت کاهش می‌یابد و یک منطقه‌بندی معمولی را به نمایش می‌گذارد که می‌تواند نشان‌دهنده تعادل شیمیایی و دینامیکی ماگما طی رویداد اختلاط ماگمایی باشد [۱۹ و ۲۴]. به اعتقاد این پژوهشگران، طی

اختلاط ماگمایی، در اثر تفاوت دمایی بین ماگمای اسیدی و بازیک، پلاژیوکلاز دستخوش شوک گرمایی شده و کرانه‌ها و بخش‌های درونی آن ذوب می‌شوند، بخش‌های ذوب شده به علت نداشتن زمان کافی برای تبلور، به صورت شیشه در آمده و سپس بخشهای خورده شده در اثر واکنش با ماگما کلسیک‌تر می‌شوند، و به این ترتیب بخش‌های خورده شده کرانه‌ها با رشد پلاژیوکلاز کلسیک‌تر، پلاژیوکلاز سدیک تر را می‌پوشاند و بافت غربالی و منطقه‌بندی تشکیل می‌شود [۶ و ۲۶].

آپاتیت سوزنی به همراه انواع دانه‌ای آن، به فراوانی در نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود که می‌تواند به عنوان یکی دیگر از شواهد اختلاط ماگمایی در نظر گرفته شود. به اعتقاد بسیاری از محققین (به عنوان مثال: [۱، ۶، ۱۸ و ۲۷]) بلورهای سوزنی شکل آپاتیت از تبلور و سرد شدن سریع و موضعی ماگماهای مافیک داغ آمیخته با ماگماهای فلسیک نسبتاً سردتر در طول اختلاط ناشی می‌شوند.

انکلاوهای میکروگرانولار که از سنگهای در برگیرنده خود به واسطه رنگ تیره‌تر، بافت ریزدانه، و مرز مشخص از سنگ میزبان خود قابل تشخیص‌اند [۱۴] نیز از دیگر شواهد اختلاط ماگمایی به حساب می‌آیند (به عنوان مثال: [۱ و ۲۸ تا ۳۱]). در نمونه‌های دستی در مرز بین انکلاو و سنگ در برگیرنده کرانه واکنشی به رنگ سفید شیری مشاهده می‌شود (شکل ۲A) که ضخامت آن تا حدود دو میلیمتر نیز می‌رسد (شکل D ۴)، که نشان دهنده محلی است که اختلاف دما برای سرد شدن سریع ماگمای مافیک به اندازه کافی زیاد بوده است، بنابراین می‌تواند به عنوان معیار اولیه اختلاط بین دو ماگما در نظر گرفته شود. به علاوه اختلاف دمای موجود بین دو ماگما، حاشیه‌های سریعاً سرد شده و بافت ریزدانه انکلاوهای ماگمایی مافیک را توجیه می‌کند.

از طرف دیگر مقایسه ترکیب بیوتیت‌ها و آمفیبول‌های مورد مطالعه با باتولیت گرانیتوئیدی کالیفرنیا [۲۱] نشان می‌دهند که این نمونه‌ها در گستره I-SC یعنی گرانیت‌های نوع I به شدت آلوده قرار می‌گیرند. این آلودگی می‌تواند به دلیل اختلاط ماگمایی و یا آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای حاصل شده باشد [۲۱] که در مورد منطقه مورد مطالعه با توجه به شواهد دیگر اختلاط ماگمایی محتمل‌تر است.

۲-۵) دگرنهادی

مهمترین شواهد دگرنهادی در منطقه مورد مطالعه بافت آنتی راپاکیوی (شکل F ۴) و کرانه‌های آلبیتی پیرامون بلورهای پلاژیوکلاز (شکل E ۴) است. بافت آنتی راپاکیوی ممکن است در اثر دگرنهادی و یا اختلاط ماگمایی تشکیل شود. در واحد مونزوگرنیتی توده نفوذی اکاپل،

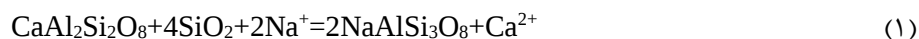
بافت آنتی‌راپاکیوی در نتیجه اختلاط ماگمایی حاصل نشده است، زیرا در شرایطی که بافت راپاکیوی در نتیجه اختلاط ماگمایی در حال تشکیل است، بافت آنتی راپاکیوی تشکیل نخواهد شد [۳ و ۱۹]. همچنین روند منفی $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ برای نمونه‌های مورد مطالعه احتمالاً در ارتباط با دگرنهادی پتاسیک همراه با حذف سدیم است، زیرا این نمونه‌ها از مقادیر K_2O ، Rb ، Nb غنی و از CaO ، MgO ، P_2O_5 ، TiO_2 ، V و Sr تهی شده‌اند (جدول ۴). بررسی شیمی کانی‌ها در این بافت نیز مؤید این مدعاست که به عنوان مثال در یک نمونه بافت آنتی راپاکیوی (شکل C ۵) به ترتیب دو نقطه در پلاژیوکلاز (نقطه ۱ در مرکز و نقطه ۲ در حاشیه پلاژیوکلاز دقیقاً در کنار آلکالی فلدسپار پوششی) و دو نقطه در بلور آلکالی فلدسپار (نقطه ۳ حاشیه درونی آلکالی فلدسپار دقیقاً در کنار بلور پلاژیوکلاز و نقطه ۴ در حاشیه بیرونی آلکالی فلدسپار پوششی) مورد بررسی ریزکاو الکترونی قرار گرفت که نتایج آن در جدول ۱ و شکل C ۵ تصویر شده‌اند. این نتایج نشان دهنده ترکیب $\text{Ab}_{81.56} \text{Or}_{5.55} \text{An}_{12.89}$ (الیگوکلاز متمایل به آلبیت) برای نقطه ۱، ترکیب $\text{Ab}_{84.81} \text{Or}_{3.79} \text{An}_{11.40}$ (خط مشترک گستره الیگوکلاز و آلبیت) برای نقطه ۲، ترکیب $\text{Ab}_{1.40} \text{Or}_{89.88} \text{An}_{8.72}$ برای نقطه ۳، و ترکیب $\text{Ab}_{6.27} \text{Or}_{93.73}$ (ارتوکلاز) برای نقطه ۴ است.

چنانکه که ملاحظه می‌شود هسته بلور پلاژیوکلاز (نقطه ۱) نسبت به حاشیه بلور پلاژیوکلاز (نقطه ۲) ترکیب سدیک‌تری دارد که برخلاف روند معمول مشاهده شده در بلورهای پلاژیوکلاز واحد مونوزوگرانیتهی مورد مطالعه است زیرا چنانکه پیش از این گفته شد حاشیه‌های بلورهای پلاژیوکلاز (در بافت غربالی، انکلوزیونهای پلاژیوکلاز موجود در آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی) نسبت به هسته بلور ترکیب سدیک‌تری نشان می‌دهند. لذا ترکیب سدیک‌تر هسته نسبت به حاشیه بلور پلاژیوکلاز در بافت آنتی راپاکیوی احتمالاً طی دگرنهادی به تدریج سدیک‌تر شده است، (شکل C ۵). ولی نکته جالب این است که نقطه ۴ نسبت به نقطه ۳ سازنده ارتوز بیشتری دارد و نیز مقدار سازنده آنورتیت نقطه ۳ برابر با ۱/۴۰۵ درصد و نقطه ۴ بدون آنورتیت است. چنانکه ملاحظه می‌شود نقطه ۴ نسبت به نقطه ۳ دارای سازنده آلبیت کمتری است، زیرا طی واکنش ۲ (چنانکه در ادامه خواهیم دید) آلبیت با از دست دادن سدیم و گرفتن پتاسیم به ارتوز تبدیل می‌شود، به همین دلیل نیز نقطه ۳ نسبت به نقطه ۴ دارای سازنده ارتوز کمتری است؛ این امر می‌تواند در ارتباط با رخداد دگرنهادی پتاسیک در نمونه‌های مورد مطالعه باشد. به این ترتیب که طی این فرایند، پلاژیوکلاز کلسیک نخست به وسیله آلبیت و سپس به وسیله فلدسپار

پتاسیک جانشین شده است. بنابراین می‌توان به این نتیجه رسید که طی این فرایند، هسته بلور پلاژیوکلاز از مرکز به حاشیه بلور به تدریج بر اثر از دست دادن کلسیم به پلاژیوکلاز سدیک تبدیل می‌شود (سدیک تر بودن حاشیه نسبت به هسته بلور پلاژیوکلاز در بافت آنتی راپاکیوی) و سپس حاشیه بلور پلاژیوکلاز که ترکیب سدیک تری نسبت به هسته بلور پلاژیوکلاز یافته با آلکالی فلدسپار جایگزین می‌شود.

وجود حاشیه آلبیتی در مرز مشترک دو بلور آلکالی فلدسپار (شکل ۴ E) از موارد جالب توجه دیگر در بررسی میکروسکوپی مقاطع نازک است. با توجه به اینکه حاشیه آلبیتی با درجه و نوع پرتیتی شدن آلکالی فلدسپار (پرتیت رشته‌ای، تکه‌ای، رگه‌ای و ...) برآزش ندارد، بلکه صرفاً در سطح مشترک دو بلور آلکالی فلدسپار تشکیل شده است، تصور می‌شود که تشکیل حاشیه آلبیتی با تشکیل پرتیت مرتبط نیست. از طرف دیگر شدت پرتیتی شدن آلکالی فلدسپار تاثیری در ایجاد حاشیه آلبیتی ندارد؛ بنابراین خاستگاه جدایش این پدیده را مردود دانسته و بنابر نظر [۱۹] این امر را به جانشینی آلبیت به جای آلکالی فلدسپار طی فرایند دگرتهادی منتسب می‌دانیم.

کارتن [۳۲] حضور حاشیه‌های آلبیتی در حاشیه‌های بافت آنتی‌راپاکیوی را به واکنش:



و تبادل عناصر الکالی را به واکنش



نسبت می‌دهد. توزیع عناصر الکالی بین یک شاره همگن و آلکالی فلدسپارها به شدت به دما وابسته‌اند [۳۳]. بنابراین در یک سیستم بسته، پتاسیم به بخش‌های سردتر و سدیم به بخش‌های گرمتر سیستم انتشار می‌یابد. اگر چنین سیستم‌هایی باز باشند نشست شاره از محیط با دمای بالاتر به محیط با دمای پایین‌تر، مبادله پتاسیم در شاره با سدیم در سنگ دیواره صورت می‌گیرد و دگرتهادی پتاسیک پدید می‌آید. اگر شاره از ناحیه‌ای با دمای پایین‌تر به ناحیه‌ای با دمای بالاتر نشست کند، فرایند وارون رخ می‌دهد و سدیم موجود در شاره با پتاسیم موجود در سنگ دیواره مبادله می‌شود و دگرتهادی سدیک به وجود خواهد آمد.

جدول ۴ نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌های انتخاب شده از توده نفوذی اکاپل. مقدار Total بدون اجزای فرار می‌باشد.

	MKBA1	MKBA2	MKAK17	MKT13	MKGO15	MKT12	MKKH14	MK4	MKD16	MK5	MK3
SiO ₂ (Wt%)	۵۳.۵	۵۴	۵۴.۱	۵۴.۷	۵۹.۳	۵۹.۹	۶۰	۶۵.۹	۶۸	۶۸.۹	۶۹.۱
TiO ₂	۱.۷۹	۱.۶۵	۱.۴۹	۱.۴۱	۱.۱۵	۱.۰۲	۱.۱۲	۱.۲۳	۰.۴۵	۰.۵	۰.۴۱
Al ₂ O ₃	۱۶.۶۵	۱۶.۲	۱۶.۷۵	۱۶.۳۵	۱۶.۲	۱۶.۱	۱۶	۱۵	۱۵.۱	۱۵.۲۵	۱۳.۸
Fe ₂ O ₃	۷.۶۹	۷.۲	۷.۰۳	۷.۰۳	۵.۶۶	۴.۹۷	۵.۳۴	۴.۹۹	۲.۵	۲.۶۷	۲.۳۵
MnO	۰.۱	۰.۰۹	۰.۱	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۸	۰.۰۶	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۳
MgO	۳.۲۲	۳.۶۵	۳.۳۷	۳.۷۴	۲.۶۵	۲.۵۷	۲.۶۶	۲.۲۶	۰.۹۳	۱.۰۲	۰.۸۶
CaO	۵.۳	۴.۹۱	۵.۱۷	۵.۲۲	۴.۰۶	۴.۱۳	۳.۸۷	۲.۵۴	۲.۱۶	۲.۲۵	۱.۸۴
Na ₂ O	۵.۶	۵.۰۱	۵.۵۱	۵.۲	۵.۰۸	۵.۰۹	۵.۳	۴.۵۷	۴.۶۵	۴.۵۵	۴.۲۵
K ₂ O	۲.۵۱	۲.۸۲	۳.۵	۲.۹	۳.۴۷	۵.۰۹	۳.۳	۳.۸۳	۳.۹۸	۴.۱۳	۳.۷۹
P ₂ O ₅	۰.۸۷	۰.۸۲	۰.۸۱	۰.۸۴	۰.۶۶	۰.۶۹	۰.۶۹	۰.۳۵	۰.۲۸	۰.۲۳	۰.۲۶
Total	۹۷.۲۳	۹۶.۳۵	۹۷.۸۳	۹۷.۴۸	۹۸.۳	۹۹.۶۳	۹۸.۳۶	۱۰۰.۷۳	۹۸.۰۸	۹۹.۵۴	۹۶.۶۹
Ni (ppm)	۳۸	۳۷	۴۶	۵۴	۳۸	۳۳	۸۰	۲۳	۲۲	۱۵	۱۱
Cr	۲۰	۳۰	۵۰	۸۰	۴۰	۵۰	۴۰	۳۰	۲۰	۲۰	۱۰
Co	۷۰.۹	۵۲.۱	۳۴	۳۷.۲	۳۹.۲	۴۴.۶	۶۱.۵	۸۹.۹	۵۳.۲	۱۱۶	۸۵.۵
V	۱۵۰	۱۰۶	۱۱۶	۱۲۴	۹۸	۹۲	۹۵	۱۱۶	۴۳	۴۸	۳۹
Zn	۹۹	۸۷	۹۱	۹۷	۷۷	۶۳	۶۹	۸۱	۲۷	۴۳	۳۲
Sn	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۳	۲	۱	۲
Rb	۵۷	۶۲.۷	۶۸.۱	۶۹.۲	۹۰.۶	۶۰.۱	۶۸	۱۷۱	۱۰.۷	۱۳۶	۱۰.۷
Ba	۱۱۵۵	۸۷۴	۱۷۵۵	۱۳۲۵	۱۱۹۵	۱۳۳۵	۹۸۸	۶۲۶	۹۳۲	۱۱۷۰	۶۷۹
Sr	۱۵۶۵	۱۱۸۵	۱۸۴۰	۱۵۰۵	۱۲۵۰	۱۳۳۵	۱۲۱۰	۴۵۲	۷۴۹	۷۲۹	۵۶۶
Ga	۲۵	۲۱	۲۳	۲۴	۲۴	۲۳	۲۴	۲۶	۲۲	۲۳	۲۱
Nb	۸۹	۵۷	۹۵	۸۳	۶۸	۹۷	۶۵	۹۷	۴۴	۳۵	۳۱
Hf	۶	۵	۹	۶	۸	۶	۸	۱۲	۵	۵	۵
Zr	۲۷۹	۲۲۵	۴۳۲	۲۵۸	۳۳۵	۲۲۳	۳۴۸	۴۷۳	۱۵۸.۵	۱۸۹	۱۸۲.۵
Y	۱۴.۴	۱۳.۱	۵.۱۵	۱۴	۱۱.۴	۱۹	۱۱.۸	۱۷.۷	۶.۶	۷.۱	۶
Th	۱۰	۱۶	۱۴	۱۵	۲۳	۸۰	۲۱	۳۳	۲۸	۲۸	۲۷
U	۲.۶	۴.۶	۲.۵	۳.۱	۳.۵	۸.۲	۴.۷	۵.۶	۵.۵	۲.۸	۴.۲
Cs	۰.۶	۱.۲	۱.۶	۰.۷	۱.۲	۰.۵	۰.۹	۳.۲	۱	۱.۹	۰.۹
Ta	۵.۳	۳.۵	۶.۲	۴.۹	۴.۶	۱۱	۴.۶	۷.۸	۳.۷	۳.۲	۲.۸
La	۱۱۵	۷۶.۳	۱۲۳.۵	۱۰.۴	۹۲.۵	۱۰.۵	۹۲.۷	۱۲۲	۵۳.۸	۵۱.۵	۴۶
ce	۱۷۸	۱۲۳.۵	۱۹۲.۵	۱۶۵	۱۴۴	۱۸۴	۱۴۵	۲۰.۸	۷۸.۲	۸۱.۱	۷۰.۶
Nd	۶۱.۷	۴۳	۶۴.۹	۵۵.۵	۴۷.۱	۶۴.۹	۴۷.۷	۶۷.۲	۲۲.۷	۲۴	۱۹
Sm	۸.۳	۶	۸.۵	۷.۲	۶.۴	۸.۹	۶.۲	۸.۹	۲.۹	۳.۱	۲.۵
Eu	۲.۳	۱.۸	۲.۳	۲.۱	۱.۹	۲.۶	۱.۸	۲	۰.۸	۰.۹	۰.۷
Gd	۶.۶	۵.۱	۷	۶.۱	۵.۲	۷.۳	۵	۷.۳	۲.۵	۲.۷	۲.۲
Dy	۳.۱	۲.۶	۳.۱	۲.۷	۳.۲	۹.۳	۲.۴	۳.۳	۱.۲	۱.۲	۱
Er	۱.۴	۱.۲	۱.۴	۱.۲	۱	۱.۷	۱.۱	۱.۶	۰.۵	۰.۶	۰.۵
Yb	۱	۰.۸	۱.۱	۱	۰.۸	۱.۵	۰.۹	۱.۴	۰.۵	۰.۵	۰.۴
Tb	۰.۷	۰.۶	۰.۷	۰.۶	۰.۵	۰.۸	۰.۵	۰.۸	۰.۲	۰.۳	۰.۲
Ho	۰.۵	۰.۴	۰.۵	۰.۴	۰.۴	۰.۶	۰.۴	۰.۶	۰.۲	۰.۲	۰.۲
Tm	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۲	۰.۱	۰.۲	۰.۱	۰.۱	۰.۱
Lu	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۲	۰.۱	۰.۲	۰.۱	۰.۱	۰.۱
Pr	۱۸.۴	۱۲.۶	۲۰.۴	۱۶.۵	۱۴.۸	۱۹.۸	۱۴.۷	۲۱	۷.۵	۷.۵	۶.۲

۶) برداشت

بررسی‌های انجام شده در این پژوهش نشان می‌دهند که؛

۱- روابط صحرایی و مطالعات سنگ‌شناختی (مثل فراوانی بافت راپاکیوی، بافت پوئی کلتیک، بافت غربالی، حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و آپاتیت سوزنی) نشان‌دهنده آلودگی ماگمایی در منطقه مورد مطالعه هستند.

۲- بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی و ریزکاو الکترونی، دو نسل پلاژیوکلاز در واحد مونوزوگرانیته مورد مطالعه قابل تشخیص‌اند: نسل اول به صورت انکلوزیون در فنوکریست‌های آلکالی فلدسپار قرار دارند که دارای ترکیب $Ab_{59.54} Or_{3.58} An_{36.88}$ بوده و در گستره آندزین قرار می‌گیرند؛ نسل دوم بلورهای پلاژیوکلاز به صورت بلورهای پوششی در بافتهای راپاکیوی و غربالی را باید نام برد که در بافت راپاکیوی بلور آلکالی فلدسپار با ترکیب $Ab_{13.71} Or_{85.45} An_{0.84}$ در گستره ارتوکلاز و پلاژیوکلاز پوششی با ترکیب $Ab_{68.46} Or_{3.82} An_{27.72}$ روی خط مشترک گستره آندزین و الیگوکلاز قرار می‌گیرند. بلورهای پلاژیوکلاز در بافت غربالی نیز با بافت راپاکیوی دارای ترکیب $Ab_{67.55} Or_{5.29} An_{27.16}$ بوده و روی خط مشترک گستره آندزین و الیگوکلاز قرار می‌گیرند. ترکیب مشابه پلاژیوکلاز پوششی در بافت راپاکیوی و بافت غربالی، خود می‌تواند مؤید نسل دوم بلورهای پلاژیوکلاز باشد که احتمالاً طی فرایند اختلاط ماگمایی تشکیل شده‌اند.

۳- منحنی نمودارهای لگاریتمی عناصر سازگار در مقابل عناصر ناسازگار می‌تواند با فرایند اختلاط ماگمایی در تشکیل و تحول توده گرانیته اکاپل در ارتباط باشد.

۴- مقایسه ترکیب بیوتیت و آمفیبول نمونه‌های مورد مطالعه با توده نفوذی کالیفرنیا نشان می‌دهد که این نمونه‌ها در رده I-SC (گرانیته‌های نوع I به شدت آلوده) قرار می‌گیرند، بنابراین واحد مونوزوگرانیته مورد مطالعه از یک ماگمای نوع I مشتق شده از گوشته بالایی و یا پوسته تحتانی که تحت تاثیر آلودگی قرار گرفته است، تشکیل شده است.

۵- بافت آنتی راپاکیوی که در آن بلور پلاژیوکلاز با ترکیب $Ab_{83.18} Or_{4.67} An_{12.15}$ روی خط مشترک الیگوکلاز-آلبیت و بلور آلکالی فلدسپار پوششی آن با ترکیب $Ab_{7.46} Or_{91.79} An_{0.75}$ در گستره ارتوکلاز قرار می‌گیرد و نیز حضور حاشیه آلبیتی در پیرامون پلاژیوکلاز نیز از شواهد آرایش با مواد پوسته‌ای در منطقه مورد مطالعه محسوب می‌شوند.

قدردانی

از شورای محترم پژوهشی پردیس علوم دانشگاه تهران به دلیل تأمین هزینه مالی این پژوهش (طرح نوع ششم) تشکر می‌شود. همچنین از جناب آقای مهندس مجتبی کرمی کارشناس ارشد محترم سازمان انرژی اتمی ایران به خاطر همکاری ارزشمندشان در انجام کارهای صحرائی سپاسگزاریم.

مراجع

- [1] Reid J. B., Evans O. C., Fates D. G., "Magma mixing in granitic rocks of the Central Sierra Nevada, California", *Earth Planet. Sci. Lett.* 66 (1983) 243-261.
- [2] Bindeman I. N., "Experimental studies of magma mixing", *Int. Geol. Rev.*, 35 (1993) 721-738.
- [3] Hibbard M. J., "The magma mixing origin of mantled feldspars", *Contrib. Mineral. Petrol.* 76 (1981) 158-170.
- [4] Blake D. H., "Intrusive felsic-mafic net-veined complexes in north Queensland", *Bul. Mineral Resour., J. Aust. Geol. Geophys.* 6 (1981) 95-99.
- [5] Barrier M., "Hybridisation de roches basiques par un granite porphyroide dans le massif de Ploumanac, h (Cotes-du-Nord)", *C.R.Acad.Sci., Paris* 274 (1972) 983-986.
- [6] Baxter S., Feely M., "Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway granite, Connemara, Ireland", *Mineralogy and Petrology* 76 (2002) 63-74.
- [7] Blundy J. D., Sparks R. S. J., "Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy", *J. Petrol.* 33 (1992) 1039-1104.
- [8] Axen G. J., Hassanzadeh J., Stockli D. F., Lam P. S., Grove M., "Exhumation of the West-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics", *Geology* 29 6 (2001) 559-562.
- [9] Gansser A., Huber H., "Geological observations in the central Elborz, Iran", *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 42 (1962) 583-630.
- [10] Glaus M., "Die geologie des gebietes nordich Elburz, Iran", *Mitt. Ins. E. T. H. N. Zurich* 48 (1965) 165.
- [11] Isler A., Seger F., "Preliminary report on the field activities west Alamkuh mapping project", *Geo. Note* 821 (1972).
- [12] Deshpande G. G., "Exploration for Radioactive Mineral Deposits in the Central Alborz Region", *Atomic Energy Organization of Iran* 50 (1987).
- [۱۳] خلج م., "بررسی کانی شناسی توده گرانیتوئیدی اکاپیل", پایان نامه کارشناسی ارشد، پردیس علوم، دانشکده زمین شناسی ۲۰۰ صفحه (۱۳۸۴).

- [۱۴] اسماعیلی د.، خلیج م.، ولی زاده م. و.، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی اکاپل (جنوب غرب کلاردشت)"، مجله علوم دانشگاه تهران، (۱۳۸۴) زیر چاپ.
- [15] Annells R. N., Arthurton R. S., Bazley R. A., Davies R. G., "Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangles map: Tehran", Geological Survey of Iran 94 (1975).
- [16] Stockline J., "Possible ancient continental margins in Iran", in Burk C. A., And Drake C. L., eds., "The geology of conyidental margins", New York, Springer- Verlag (1974) 837-887.
- [17] Vahdati- Daneshmand F., "Amol: geological quadrangle map of Iran: Tehran", Geological Survey of Iran, scale 1:250000 (1991).
- [18] Didier J., "Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granite magma", Geol.Rundsch 76 (1987) 41-50.
- [19] Slaby E., Galbarczyk- Gasiorowska L., Baszkiewicz A., "Mantled alkali- feldspar megacrysts from the mariginal part of the Karkonosze granitoid massif", Acta Geological Polonia 52 4 (2002) 501-519.
- [20] Speer J. A., "Mica in igneous rocks", In: Micas, Bailey S. W. (ed; Mineralogical Society of America Rewiew in Mineralogy 13 (1984) 299-356.
- [21] Ague J. J., Brimhall G. H., "Granites of the batholits of California", Products of local assimilation and regional scale contamination. Geology 15 (1987) 63-66.
- [22] Leak B. E., Woolley A. R., Birch W. C., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthone F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovicher V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., "Nomenclature of amphiboles", Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new mineral and mineral names. Mineralogical Magazine 61 (1997) 295-321.
- [23] Cocherie A., "Systematic use of trace element distribution pattern in Log-Log diagrams for plutonic suite", Geochemical and cosmochimica Acta 50 (1986) 2517-2522.
- [24] Smith J. V., "Feldspar minerals", V.2, Berlin. Heidelberg, Springer-Verlag (1974) 690.
- [25] Wark D., Stimac J., "Origin of mantled (rapakivi)feldspars: experimental evidence of a dissolution- and diffusion-controlled mechanism", Con. Min. Pet (1992) 111.
- [26] Shelly D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope (Classification, texture, microstructures and mineral preferred orientation)", Chapman & Hall London (1993).

- [27] Didier J., "*Granites and their enclaves: The bearing of enclaves on the origin of granites*", Development in petrology, 3. Elsevier, Amsterdam (1973) 393.
- [28] Furman T., Spera F. J., "*Co-mingling of acid and basic magma with implications for the origin of mafic I-type xenoliths, field and petrochemical relations of usual dike complex at Eagle Peak Lake, Sequoia National Park, California, USA*", J. Volcanol. Geotherm. Res 24 (1985) 151-178.
- [29] Reid J. B., Hamilton M. A., "*Origin of Sierra Nevada granite: evidence from small scale composite dikes*", Con. Min. Pet 96 (1987) 441-454.
- [30] Barbarin B., "*Importance des differentes processus d'hybridation dans les plutons granitiques du batholite de la Sierra Nevada, California*", Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt 69 (1989) 303-315.
- [31] Bateman P. C., Clark L. D., Huber N. K., "*The Sierra Nevada batholith- A synthesis of recent work across the central part: U.S*", Geological Survey Professional Paper 414D (1963) D1-D46.
- [32] Carten R. B., "*Sodium- calcium metasomatism, chemical, temporal and spatial relationship at Yerington, Nevada, porphyry copper deposit*", Econ. Geol 81 (1986) 1495-1519.
- [33] Lagach M., Weisrod A., "*The system two alkali feldspars KCl- NaCl- H₂O at moderate to high temperatures and low pressures*", Con. Min. Pet 62 (1977) 77-101.