

زمین شناسی و ژئوشیمی توده های نفوذی و نیمه عمیق کاشمر، (شمال بلوک لوت)

علیرضا الماسی^۱، محمدحسن کریم پور^{*}، خسرو ابراهیمی نصرآبادی^۱، بهنام رحیمی^۱، اورس کلوتزلی^۲

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

۲- گروه زمین شناسی دانشگاه وین اتریش

(دریافت مقاله: ۹۴/۹/۲۹، نسخه نهایی: ۹۴/۱۱/۱۱)

چکیده: بازه ی ترکیبی توده های آذرین نفوذی و نیمه عمیق کاشمر از کوارتز گابرو تا قلیایی گرانیت تشکیل شده است. باستانای چند توده ی کوچک مافیک با ویژگی بازالت های تولیتی قلیایی (کمترین مقادیر SiO_2 و CaO ، بیشترین مقدار MgO ، مقادیر Na_2O و K_2O بالا و متاآلومینوس تا پرآلومینوس زیاد ($2/32-1/33$))، همه سنگ ها ویژگی آهکی- قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی، متاآلومین تا کمی پرآلومین (غالباً $ASI < 1/1$ و حداکثر تا $1/3$) دارند. الگوهای REE بهنجار شده نشان دهنده ی غنی شدگی از LILE (مانند Ba، Th، Rb، U و K) و LREE ها، تهی شدگی از Nb-Ta-Ti (شاخص های مشابه کمان)، الگوهای صاف HREE و بی هنجاری منفی Eu است. براین اساس همه ی سنگ های مافیک تا اسیدی همخون و نوع I هستند. در نمودارهای جدایشی زمین ساختی، گرانیتوئیدها در قلمرو برخوردگاه کمانی قاره قرار می گیرند. تغییرات عناصر K، Rb، Ba، Eu و Sr گرانیتوئیدها، نشان دهنده ی نقش ذوب بخشی و فرآیند AFC در تشکیل گرانیتوئیدهای کاشمر است. الگوهای HREE صاف دلالت بر عدم حضور گارنت در باقیمانده ی یا جدایش دارد. براساس مقادیر Sr، Y، Al_2O_3 و La، Yb، همه ی سنگ های کاشمر ناآداکیتی و از ذوب بخشی ۵۰ درصد آمفیبولیت به وجود آمده اند.

واژه های کلیدی: توده های نفوذی و نیمه عمیق؛ ژئوشیمی؛ ائوسن؛ کاشمر.

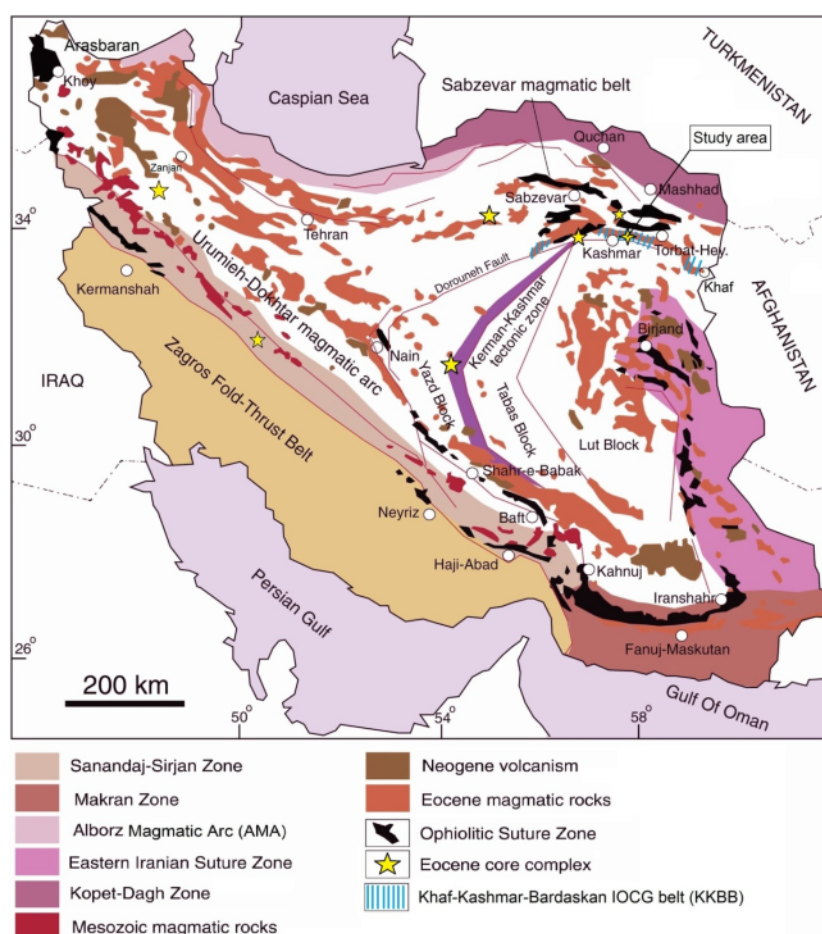
مقدمه

رژیم زمین ساختی مطلوب برای تشکیل گرانیت های آهکی- قلیایی نوع I، محیط های رمبش (Collapse) و کشش پسا برخورد است که با نازک شدگی پوسته ی در اثر برخورد قاره های دنبال می شود [۱، ۷، ۹، ۱۰].

در شمال شرق ایران یک منطقه ی ماگمایی- رسوبی پیچیده با چند بلوک کنار هم، شامل بلوک لوت در جنوب، بلوک کپه داغ (توران = اورازیا) در شمال و منطقه ی البرز در شمال غرب دیده می شود که با خط درز سبزوار از هم جدا شده اند. در شمال شرق ایران، گرانیتوئیدهای نوع I کرتاسه تا ائوسن بین افیولیت های سبزوار- تربت حیدریه در شمال و گسل درونه در جنوب رخنمون دارند (شکل ۱).

شناخت خاستگاه گدازه های گرانیتی نوع I بخاطر اینکه مقدار بیشتری از پوسته ی قاره ای را تشکیل داده اند، و اغلب میزبان ذخایر معدنی هستند، اهمیت بسیاری دارند. اعتقاد کلی بر این است که گرانیت های با پتاسیم بالای نوع I از ذوب سنگ های آذرین دگرگون شده ی پتاسیم بالای حدواسط تا مافیک آبدار [۱، ۲] و/یا از اختلاط ماگماهای گوشته ای با گدازه های پوسته- ای مشتق شده اند [۳، ۴]. هضم متاپلیت ها به وسیله ماگماهای بازالتی نیز برای تولید گرانیتوئیدهای نوع I پیشنهاد شده است [۵، ۶]. گرانیت های آهکی- قلیایی پتاسیم بالا در رژیم های غیر کوهزایی ندارند، ولی در محیط های حاشیه همگرا، به ویژه در رژیم های پسا برخورد، به فراوانی دیده شده اند [۱، ۷، ۸].

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۵۱۳۸۸۰۴۰۵۱، نمابر: ۰۵۱۳۸۷۶۶۴۱۶، پست الکترونیکی: karimpur@um.ac.ir



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده‌ی ایران را که دارای پراکندگی سنگ‌های ماگمایی ائوسن است نشان می‌دهد (با تغییراتی از [۱۱]). پراکندگی همبافت‌های هسته به عقیده‌ی [۱۳، ۱۲]؛ موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در مرز شمال گسل درونه و بلوک لوت نشان داده شده است.

۵۷/۲±۳/۷ میلیون سال را برای K/Ar هورنبلند را نشان داد ولی بعقیده‌ی [۱۷، ۱۱] تنها براساس شواهد صحرایی پلوتون-های کاشمر ممکن است با سنگ‌های آتشفشانی کاشمر معادل-های نفوذی و بیرونی باشند. همه‌ی بررسی‌های سنگ‌شناسی پیشین روی کمر بند شمال بلوک لوت [۱۸، ۱۷، ۱۱]، روی گرانیتوئیدها صورت گرفته است. این اولین بررسی ژئوشیمی از همه‌ی توده‌های نفوذی مافیک-حدواسط و اسیدی در این ناحیه است. بررسی‌های سنگ‌شناسی و تعیین سن U-Pb زیرکن روی گرانیتوئیدهای سنگان [۱۸]، ضمن معرفی آن‌ها به عنوان سری I و وابسته به فروران نشئوتتیس، جایگزینی آن‌ها را به ائوسن میانی (سن ۴۲ میلیون سال) نسبت داده است. بررسی‌های سال‌سنجی U-Pb اخیر [۱۹] و سنگ‌شناسی و سال‌سنجی Rb-Sr قبلی [۱۷]، گرانیتوئیدهای کاشمر را نیز به ائوسن میانی نسبت داده است. داده‌های ما نشان می‌دهد که توده‌های نفوذی مافیک-حدواسط و گرانیتوئیدهای همخون کاشمر، یک فاز ماگمایی ائوسن میانی مشخص را نشان می-

همبافت افیولیت سبزوار- تربت حیدریه به صورت غربی- شرقی بوده و بیش از ۴۰۰ کیلومتر گسترش داد و بخشی از شاخه‌ی اقیانوسی نئوتتیس است (اقیانوس سبزوار) که در کرتاسه زیرین به صورت حوضه‌ی اقیانوسی اولیه نارس باز و در پالئوسن زیرین بسته شد [۱۴].

در این مقاله، ما داده‌های سنگ نگاری و ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی مافیک-حدواسط و گرانیتوئیدهای کاشمر شمال شرق ایران ارائه داده‌ایم. منطقه‌ی مورد بررسی از نظر تقسیمات ساختاری در شمال بلوک لوت و گسل درونه (۳۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان کاشمر در استان خراسان رضوی و در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فیض‌آباد [۱۵]) قرار گرفته است (شکل ۱). براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ [۱۵]، در این منطقه توده‌های نفوذی مافیک-حدواسط و گرانیتوئیدی در سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده‌اند. تنها داده‌ی سنی ایزوتوپی سنگ‌های آتشفشانی میزبان در شمال شهر کاشمر توسط [۱۶] گزارش شده، که سن

شده با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، واحدهای سنگی منطقه کاشمر، از قدیم به جدید به این صورت گزارش می‌شود (شکل‌های ۲ و ۳): سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بیشتر بازالت- آندزیت- داسیت- توف- پیروکلاست که در سرتاسر منطقه خصوصاً نیمه- شمالی، گسترش دارند. توده‌ها و استوک‌های متوسط تا کوچک مافیک- حدواسط با ترکیب گابرو، دیوریت، کوارتز مونوزدیوریت، مونزونیت در منطقه پراکنده‌اند (شکل ۳ الف). چند استوک کوچک کوارتز گابرو/کوارتز مونزونیت متفاوت از سنگ‌های دیگر مافیک دیده شدند. گرانیتوئیدها (با طیفی از گرانودیوریت، مونزوگرانیت تا گرانیت قلیایی و مقدار کم کوارتز مونزونیت) بر اثر فرسایش واحدهای آتشفشانی در بخش- های جنوبی منطقه رخنمونی گسترده یافته‌اند (اشکال ۳ الف و ب). گرانیتوئیدها (با طیفی از گرانودیوریت، مونزوگرانیت تا سینوگرانیت و گرانیت قلیایی و مقادیر کم از کوارتز مونزونیت و دایک‌های آپلیتی معادل آن‌ها) که بر اثر فرسایش واحدهای آتشفشانی در بخش‌های جنوبی منطقه رخنمون یافته‌اند. برونوم‌های ریزدانه به صورت لخته‌های مافیک و/یا انباشت بلورهای هورنبلند (ترکیب هورنبلند دیوریت) به رنگ سبز در متن گرانیتوئیدها دیده می‌شوند (شکل ۳. پ).

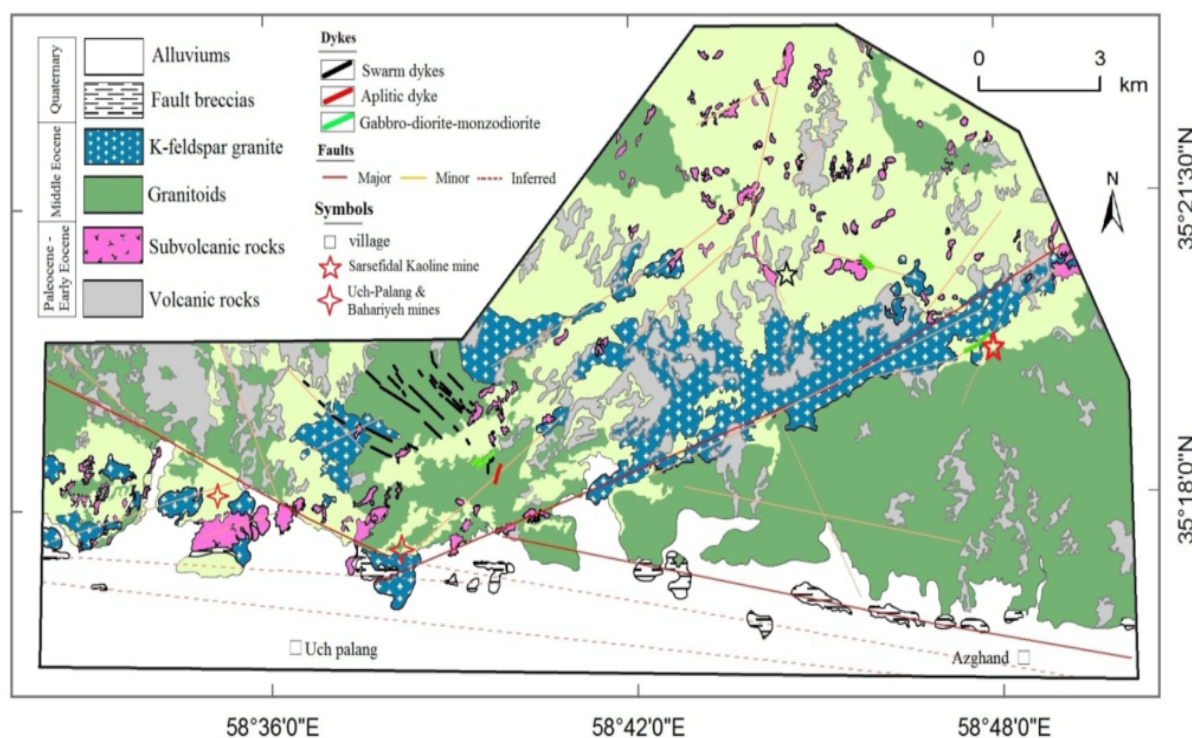
دهند که این ماگماها از ذوب پوسته‌ی قاره‌ای با دخالت گدازه- های گوشته‌ای تشکیل شد که با فرآیند تبلور جدایشی (AFC) دنبال شده است. نتایج ما دارای مفهومی مهمی برای شناخت چارچوب ژئودینامیکی ماگماتیسم ائوسن در ایران دارد.

مراحل پژوهش

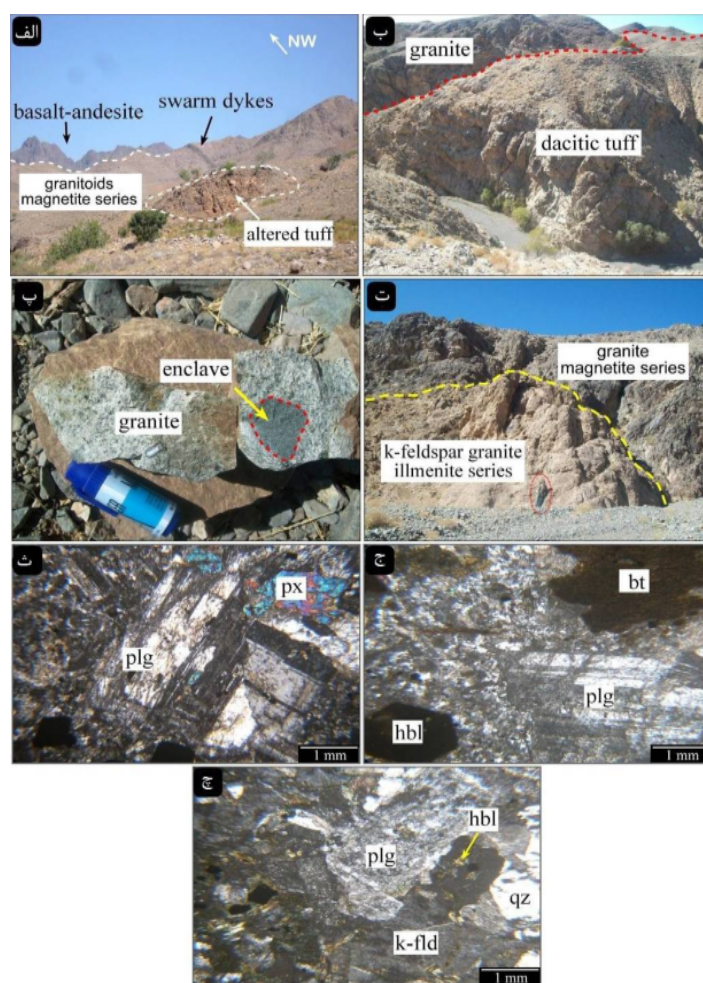
۱۵۰ نمونه‌ی سنگی از واحدهای مختلف منطقه برداشت و پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، نقشه‌ی زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ تهیه شد. بین نمونه‌ها ۲۴ نمونه از توده‌ی نفوذی و نیمه عمیق با کمترین دگرسانی انتخاب و برای تجزیه به آزمایشگاه Acme کانادا ارسال شدند. نمونه‌های سنگ‌شناسی برای عناصر اصلی به روش XRF و عناصر فرعی و کمیاب به روش ذوب قلیایی (ICP-MS(4A-4B code تجزیه شدند. پذیرفتاری مغناطیسی گرانیتوئیدهای منطقه‌ی کاشمر با حساسیت سنج مغناطیسی Cintrex مدل GMS2 ساخت شرکت سینترکس کانادا (با دقت 10^{-5} SI) اندازه گیری شد.

زمین‌شناسی

بر پایه‌ی بررسی‌های صحرایی (روابط قطع‌شدگی و ویژگی‌های نمونه‌ی دستی) و آزمایشگاهی، و نقشه‌ی زمین‌شناسی تهیه



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی کاشمر با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰.



شکل ۳ تصاویر صحرایی و میکروسکوپی سنگ‌های آتشفشانی، توده‌های نفوذی و نیمه عمیق در منطقه‌ی کاشمر. الف) نمای کلی صحرایی از واحدهای سنگی و روابط بین آن‌ها؛ ب) قطع‌شدگی واحد آتشفشانی توف داسیتی با گرانیت؛ پ) برونوم‌های مافیک در گرانیت؛ ت) قطع‌شدن گرانیت به وسیله‌ی گرانیت قلیایی؛ ث) پیروکسن در گابرو پورفیری در نور XPL؛ ج) هورنبلند بیوتیت در کوارتز مونزودیوریت/مونزونیت در نور XPL و چ) هورنبلند در گرانیت در نور XPL. اختصارها: bt: بیوتیت؛ hbl: هورنبلند؛ plg: پلاژیوکلاز؛ px: پیروکسن؛ qz: کوارتز

آن با گرانیت قلیایی است. دسته دایک‌های موازی کوارتز مونزودیوریتی با روند شمال غربی - جنوب شرقی جوان‌ترین واحدهای منطقه را تشکیل می‌دهند (شکل ۳ الف). احتمالاً دسته دایک‌ها رخنمون از توده‌ی ماگمایی مافیک - حدواسط در عمق منطقه هستند. به استثنای دسته دایک‌ها، همه‌ی واحدها دستخوش دگرسانی شده‌اند. همجواری دسته دایک‌های با نقاط با شدیدترین دگرسانی، می‌تواند نشان دهنده‌ی رابطه‌ی دگرسانی‌ها با نفوذ ماگمای عامل دسته دایک‌های موازی باشد. در این مقاله می‌پردازیم به ویژگی‌های سنگ نگاری و ژئوشیمی توده‌های نفوذی و نیمه عمیق مافیک تا اسیدی کاشمر. نتایج دارای مفهوم‌های مهمی برای شناخت چارچوب ژئودینامیکی ماگماتیسم ائوسن در ایران.

بیشترین رخنمون در منطقه به گرانودیوریت، گرانیت و گرانیت قلیایی وابسته است (شکل ۳ الف). توده‌ی گرانیت قلیایی (شکل ۳ ت) و دایک آپلیتی جوانتر از مجموعه‌های قبلی، به طور مشخص با روند شمال شرقی - جنوب غربی در منطقه نفوذ کرده‌اند. فلسی شدن گرانیت در محل نفوذ گرانیت قلیایی و وجود نوارهای ضعیف کانی‌های فرومنیزین در برخوردگاه آن‌ها از شواهد قطع شدن آن به وسیله‌ی گرانیت قلیایی است. دایک‌های منطقه به چند دسته تقسیم می‌شوند (شکل ۲: ۱-۳) دسته دایک‌های موازی؛ ۲) دایک آپلیتی؛ و ۳) دایک‌های با ترکیب مافیک - حدواسط وابسته به توده‌های نفوذی مافیک - حدواسط. دایک آپلیتی فقط در یک منطقه رخنمون داشته و ویژگی‌های کانی‌شناسی میکروسکوپی آن نشان دهنده‌ی ارتباط

سنگ نگاری

توده‌های نفوذی مافیک و گروه دایک‌های موازی

این سنگ‌ها با بافت میان دانه، پورفیری، افیتیک و گلومروپورفیری دارای ترکیب متنوعی از کوارتز گابرو، گابرو، دیوریت، کوارتز مونزونیت / مونزونیت، کوارتز دیوریت - مونزونیت، کوارتز مونزونیت - مونزونیت هستند. این سنگ‌ها به پیروی از نام سنگ دارای کانی‌های اصلی، تیره و فرعی متعارف (درصد حجمی کانی‌ها در توضیحات زیر آورده شده است) شامل پلاژیوکلاز کلسیک - سدی (منطقه‌بندی عادی) (تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلاز توسط [۱۸])، پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت، کوارتز، آپاتیت، مگنتیت، زیرکن و تیتانیت هستند.

کوارتز گابرو / کوارتز مونزونیت

بافت میان دانه‌ای و شامل ۳ تا ۱۳ درصد کوارتز با اندازه‌ی ۰/۲ تا ۳۰ میلی‌متر، ۴۰ درصد توفال‌های پلاژیوکلاز با اندازه‌ی بیش از ۱ میلی‌متر، ۵ تا ۳۵-۳۰ درصد فلدسپار پتاسیم (ارتوز) با اندازه‌ی ۰/۵ میلی‌متر، کمتر از ۱۵ درصد پیروکسن با اندازه‌ی ۱ میلی‌متر است. کانی‌های فرعی شامل مگنتیت و آپاتیت می‌شوند.

هورنبلند پیروکسن گابرو / گابرو دیوریت پورفیری

بافت پورفیری با خمیره ریزسنگی و بافت‌های دیگری مثل افیتیک و گلومروپورفیری است (شکل ۳. ث). کانی‌هایی به صورت فنوکریست و زمینه در سنگ (بر حسب درصد) شامل پلاژیوکلاز (۸۵-۹۰)، پیروکسن (۶-۷)، هورنبلند (۵) و کانی کدر (۳) است. فنوکریست‌ها شامل پلاژیوکلاز (با اندازه‌ی ۳ تا ۳ میلی‌متر، دارای منطقه‌بندی و ردی از پلی سنتتیک)، پیروکسن و هورنبلند است. زمینه (۶۵ درصد سنگ) از ریزبلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن‌های ریز تشکیل شده، و کانی فرعی سنگ آپاتیت است.

گروه دایک‌های موازی کوارتز مونزونیت / دیوریت

این دایک‌ها دارای بافت پورفیری و گلومروپورفیری است. اندازه دانه‌ها ریز تا درشت بوده و بیشتر از پلاژیوکلاز (۶۵-۶۰) و بقایای پیروکسن (تبدیل به اپیدوت)، آپاتیت و مگنتیت تشکیل شده‌اند. دگرسانی گرمایی روی این سنگ‌ها تاثیری نداشته است (براساس روابط صحرائی به دلیل نزدیک بودن محل نفوذ دسته‌ی دایک‌ها و محل شدیدترین دگرسانی‌ها، ماگمای مولد این دایک‌ها احتمالاً عامل دگرسانی در کاشمر است) ولی

واکنش‌های قهقرایی را تجربه کرده‌اند و در شرایط فشار-دمای بعد از جایگزینی، به تعادل دوباره رسیده‌اند. این حالت با اورالیتی و سوسوریتی شدن به ترتیب پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها مشخص شده است. توصیف یک نمونه با نام هورنبلند کوارتز دیوریت - مونزونیت بدین شرح است: بافت اصلی سنگ پورفیری با خمیره‌ی ریزبلوری و بافت فرعی گلومروپورفیری است. نوع و درصد حجمی کانی‌های سنگ شامل: پلاژیوکلاز ۶۰ تا ۶۵، فلدسپار پتاسیم ۱۰ تا ۱۵، کوارتز ۷ تا ۹ و هورنبلند ۳ تا ۵ است. میزان فنوکریست ۳۵ تا ۴۰ درصد حجم سنگ را تشکیل داده که غالباً پلاژیوکلاز با اندازه تا ۲/۵ میلی‌متر و کوارتز تا ۱ میلی‌متر است. اندازه‌ی کانی‌های زمینه‌ی متوسط و کانی‌های آن غالباً ریزبلور پلاژیوکلاز و کمی کوارتز و فلدسپار پتاسیم است، و کانی فرعی آپاتیت و مگنتیت است.

هورنبلند بیوتیت کوارتز مونزونیت / دیوریت پورفیری

بافت سنگ پورفیری است. کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، کوارتز ۱۰-۵ درصد، بیوتیت ۱۰-۸ درصد، هورنبلند ۳-۲ درصد و کانی کدر ۳-۲ (با اندازه‌ی متوسط و شکل دار تا نیمه شکل دار) است. میزان فنوکریست سنگ (۳۵ درصد) و غالباً پلاژیوکلاز (به اندازه‌ی ۲/۵ - ۲ میلی‌متر)، بیوتیت (به اندازه‌ی ۰/۶ - ۰/۷ میلی‌متر) و هورنبلند است. زمینه شامل فلدسپار پتاسیم (۴۵-۴۰ درصد)، کوارتز (۱۵-۱۰ درصد) و پلاژیوکلاز (۳۵-۲۵ درصد) و کانی کدر ریز، تا چند درصد، و کانی‌های فرعی؛ آپاتیت و زیرکن است. دگرسانی سنگ در برخی نقاط منطقه جزئی است ولی در جایی که شدید است، شامل آرژیلیک (۴۰-۳۰ درصد)، اپیدوتی (۱۲-۱۰ درصد) و کلریتی (۳-۲ درصد) است.

گرانیتوئیدها

گرانیتوئیدهای کاشمر دارای اندازه میان دانه به اندازه یک تا چند میلی‌مترند. بازه‌ی ترکیبی آن‌ها از گرانودیوریت تا مونزوگرانیت و گرانیت قلیایی و مقادیر کم از کوارتز مونزونیت است (اشکل ۳ ج و چ). از این رو با توجه به فراوانی و نوع کانی‌های موجود در هر کدام، رنگ نمونه دستی گرانیتوئیدها از سفید کرمی تا خاکستری روشن و صورتی روشن تغییر می‌کند. نوع و درصد حجمی کانی‌های سنگ و بافت از نوع متعارف در گرانودیوریت، مونزوگرانیت تا سینوگرانیت و گرانیت قلیایی متغیر است. کانی‌های اصلی و فرعی شامل: پلاژیوکلاز سدی - کلسیک (آلبیت - الیگوکلاز -

آندزین) (با بازه ۲۰ تا ۵۵ درصد حجمی)، فلدسپار پتاسیم (با بازه ۷۰-۲۵)، کوارتز (غالباً بیش از ۲۰)، هورنبلند و بیوتیت (غالباً بیش از ۵) است. کانی‌های مافیک شامل هورنبلند و بیوتیت است. وجود برونوم در مقاطع میکروسکوپی به صورت درشت و بصورت لخته (clot) های مافیک کوچک و بلورهای منفرد پلاژیوکلاز رایج است. پلاژیوکلاز فراوانترین کانی موجود در این سنگ‌هاست که غالباً به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا شکل دار وجود دارد. اندازه‌ی بلورهای پلاژیوکلاز تا ۳ میلیمتر می‌رسد که به سمت انواع اسیدی تر اندازه اشان کوچکتر و مقدارشان کمتر می‌شود. گاهی با نفوذی‌هایی از هورنبلند، اکسید آهن- تیتان و بلورهای سوزنی دراز ولی غالباً منشوری آپاتیت دیده می‌شوند. ماکل پلی سنتتیک رایجترین ویژگی دانه‌های پلاژیوکلاز است. بلورهای پلاژیوکلاز گرانودیوریت و گرانیت با منطقه‌بندی شتخصی دیده می‌شوند (بررسی‌های تجزیه نقطه‌ای [۱۷] روی پلاژیوکلاز). فلدسپار پتاسیک نوع میکروکلین (ماکل هاشوری) و ارتوز (ماکل کارلسباد) با آلبیت (ماکل مرکب) همزیست اند. کوارتز به صورت دانه های نیمه شکل دار و بی‌شکل با اندازه‌ای از ۰/۵ تا ۱/۵ میلیمتر دیده می‌شود و غالباً شکاف‌های بین کانی‌هایی را که قبلاً تشکیل شده‌اند، پر می‌کند. همچنین کوارتز به صورت هم‌رشدی‌های ریزبلوری و میرمیکیتی دیده می‌شود. در گرانودیوریت و گرانیت، کوارتز حواشی خورده شده و خاموشی موجهی نشان می‌دهد، که گاهی به صورت کوارتز حاوی نفوذی-هایی از آپاتیت و دیگر کانی‌های فرعی است. کانی‌های تیره‌ی این سری بیوتیت و هورنبلند و کانی‌های فرعی مگنتیت، آپاتیت و زیرکن است. هورنبلند بندرت به صورت بلورهای شکل دارند، ولی عموماً نیمه شکل‌دار با طرح پلئوکروئیک (چند رنگی) سبز کمرنگ و سبز و زرد کهربایی با بیشترین میانگین اندازه‌ی دانه ۱/۴ میلیمتر است. هورنبلند همراه با بیوتیت، تیتانیت و اکسید آهن- تیتان [۱۷] است. در یک نمونه هورنبلند گرانیت با نوع و درصد حجمی شامل پلاژیوکلاز آندزین و گاهی الیگوکلاز [۱۷] ۳۰ تا ۴۰، فلدسپار پتاسیم ۲۵ تا ۳۰، کوارتز بیش از ۲۰، هورنبلند ۱۰ تا ۱۲، بیوتیت ۱ تا ۲ و مگنتیت [۱۷] ۱ تا ۳ است.

ایلیمنیت کمتر از این مقدار است. با اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی گرانیتوئیدهای کاشمر، معلوم شد که مقدار آن از ۲ تا $10^{-5} \times 1654$ (SI) را نشان می‌دهد. براین اساس گرانیتوئیدها ویژگی مگنتیتی- ایلمنیتی نشان می‌دهند (شکل ۴).

ژئوشیمی

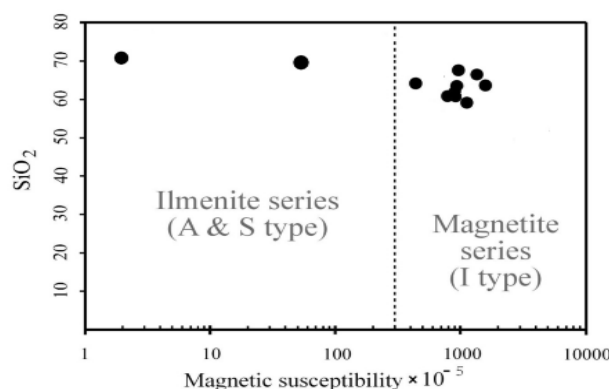
نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و کمیاب در جدول ۱ آمده‌اند. مقدار SiO_2 از ۵۰/۸۱ تا ۷۱/۸۱ متغیر است. جهت نامگذاری سنگ‌ها براساس اکسیدهای اصلی، از نمودار سنگ‌های پلوتونیک Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 [۲۳] (شکل ۵ الف) استفاده شد. توده‌ها در بازه‌ی گسترده‌ای از دیوریت گابرویی، مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند. براساس نمودار AFM [۲۴] (شکل ۵ ب)، همه‌ی نمونه‌ها در قلمرو آهکی- قلیایی قرار می‌گیرند، به استثنای دو نمونه مافیک (نمونه‌ی کوارتز مونزوگابرو (BP-104) و یک نمونه کوارتز مونزونیت- مونزونیت (نمونه BP-25) که در قلمروی تولیتی قرار دارند. با استثنای سه نمونه (دو نمونه مافیک یادشده در شکل ۵ ب و یک نمونه اسیدی)، همه‌ی نمونه سنگ‌های نفوذی و نیمه عمیق کاشمر در نمودار K_2O در برابر SiO_2 [۲۵]، در قلمروی سری‌های آهکی- قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۵ پ).

یک نمونه اسیدی به دلیل پایین بودن K_2O در قلمرو تولیتی قرار گرفت، که علت آن بالا بودن مقدار Na_2O است (شکل ۵ پ و جدول ۱). در نمودار رده‌بندی سنگ‌ها با شاخص اشباع آلومینیوم [۲۶] (شکل ۵ ت)، همه‌ی سنگ‌ها ویژگی متاآلومین ($A/CNK < 1.1$) تا پراآلومین ضعیف (ASI) تا ۱/۱ نشان می‌دهند. مقدار $A/CNK < 1.1$ برای اغلب نمونه‌ها موید ویژگی متاآلومین و وابستگی آن‌ها به سری I است. سه نمونه مافیک (نمونه‌ی کوارتز مونزوگابرو (BP-104) و دو نمونه کوارتز مونزونیت- مونزونیت (نمونه‌های BP-14 و BP-25) با مقدار $ASI = 1.33-2.32$ و ویژگی پراآلومین قوی و با کمترین مقادیر SiO_2 و CaO و بیشترین مقادیر MgO)، فاقد دگرسانی ولی دارای LOI بالا هستند (جدول ۱). علاوه بر فراوانی اکسید عناصر اصلی سدیم، پتاسیم و نیزیم، غنی‌شدگی در عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Ta, Nb, Y, Zr, Ti و P شاخص لامپروفیرها هستند. ماگماهای لامپروفیری غنی از مواد فرار در محدوده‌ای از فرایاری تا حدواسط و با ترکیب پتاسیک

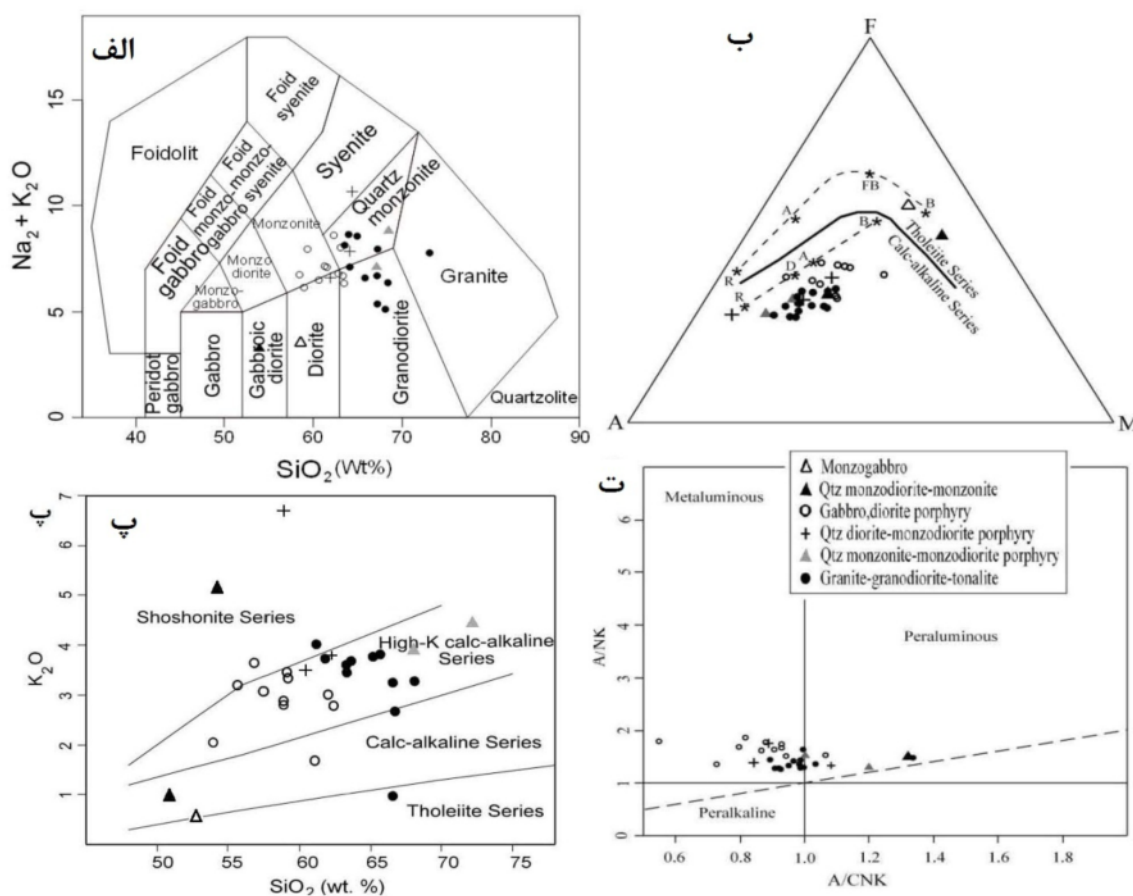
ایشی‌هارا [۲۰، ۲۱، ۲۲]، گرانیتوئیدها را به دو دسته مگنتیت (اکسیدان) و ایلمنیت (احیایی) تقسیم کرد. عدد پذیرفتاری مغناطیسی (Magnetic susceptibility) گرانیتوئیدهای سری مگنتیت بیشتر از $SI \times 10^{-5} 300$ و سری

نمودار SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ [۲۷] برای تعیین کلسیک یا قلیایی بودن گرانیتوئیدها (شکل ۶ الف)، گرانیتوئیدها در بازه آهکی-قلیایی تا قلیایی قرار می‌گیرند. براساس رده-بندی Frost [۲۸] برای گرانیتوئیدهای نوع A و I، گرانیتوئیدهای کاشمر در قلمرو منیزیم‌دار (نوع I) قرار می‌گیرند (شکل ۶ ب).

تا سدیگ هستند که معمولاً به صورت دایک، لوپولیت، استوک و نفوذیه‌های کوچک دیده می‌شوند. سه نمونه کوارتز مونزوگابرو و کوارتز مونزونیت-مونزونیت ویژگی‌های بازالت تولیتی با آلومینیوم زیاد و سنگ‌های لامپروفیری را نشان می‌دهند. بازالت تولیتی آلومینیوم زیاد معمولاً در ابتدائی‌ترین مراحل فعالیت‌های ماگمایی مافیک در یک ناحیه نفوذ می‌کند. در



شکل ۴ نمایش گرانیتوئیدهای کاشمر در نمودار تعیین مقدار پذیرفتاری مغناطیسی (Magnetic susceptibility) گرانیتوئیدها از [۲۲].



شکل ۵ موقعیت توده‌های نفوذی و نیمه عمیق کاشمر در: الف) نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 [۲۳]، ب) نمودار AFM [۲۴]، پ) نمودار K_2O در برابر SiO_2 [۲۵]، ت) نمودار تعیین اندازه آلومینیوم (A/NK-A/CNK) [۲۶].

جدول ۱

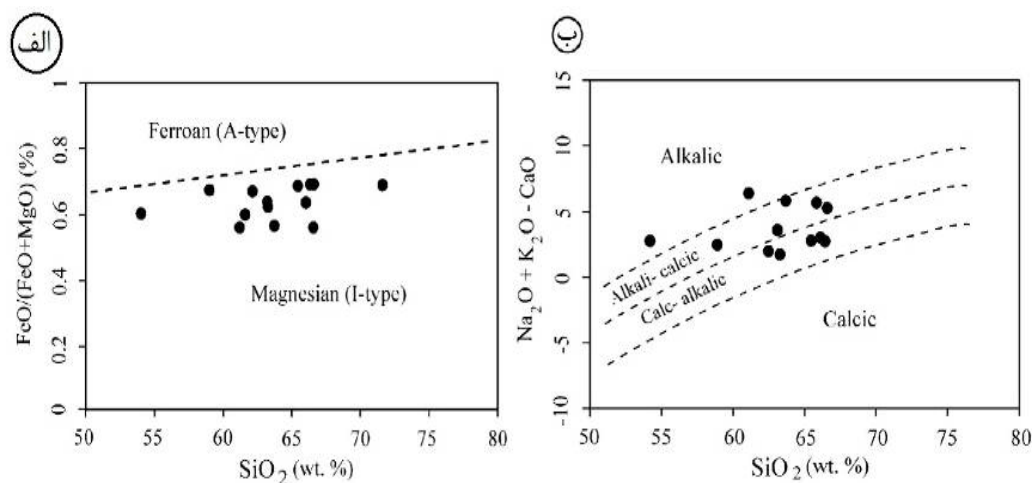
Sample	Mafic- intermediate rocks										
	BP-104	BP-25	BP-14	KP-101	BP-24	BP-28	KP-22	KP-33	BP-4	SP-20	KP-104
	qz-gb/mnzd	qz-gb/mnzd	qz-gb/mnzd	Dr/qz-dr	Dr/qz-dr	Dr/qz-dr	Dr/qz-dr	Dr/qz-dr	qz-mnzd	qz-mnzd	qz-mnzd
SiO ₂	۵۲٫۶۵	۵۰٫۸۱	۵۳٫۳۴	۵۹٫۱۷	۵۸٫۸۶	۵۷٫۵۲	۶۲٫۰۶	۵۶٫۸۶	۶۱٫۰۸	۶۲٫۳۳	۶۳٫۶۸
TiO ₂	۰٫۹۸	۱٫۴۱	۰٫۸۴	۰٫۶۴	۰٫۸۱	۰٫۸۶	۰٫۸۱	۰٫۷۷	۰٫۸۵	۰٫۸۱	۰٫۶۲
Al ₂ O ₃	۱۲٫۸۰	۱۲٫۷۸	۱۳٫۰۵	۱۵٫۱۵	۱۴٫۱۴	۱۵٫۱۰	۱۵٫۰۹	۱۴٫۱۱	۱۴٫۸۵	۱۵٫۳۶	۱۴٫۹۲
Fe ₂ O ₃	۱٫۳۹	۱٫۵۰	۰٫۶۴	۰٫۶۰	۰٫۷۹	۰٫۷۹	۰٫۶۱	۰٫۶۸	۰٫۷۷	۰٫۵۰	۰٫۵۰
FeO	۱۱٫۲۵	۱۲٫۲۱	۵٫۱۹	۴٫۸۶	۶٫۳۸	۶٫۴۰	۴٫۹۸	۵٫۵۲	۶٫۲۶	۴٫۸۵	۴٫۰۵
MnO	۰٫۳۲	۰٫۵۴	۰٫۱۲	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۱۴	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۱۳
MgO	۶٫۴۴	۱۱٫۱	۴٫۱۹	۴٫۵۵	۳٫۹۹	۴٫۵۴	۳٫۳۷	۴٫۹۲	۳٫۲۲	۲٫۸۳	۳٫۱۵
CaO	۰٫۶۱	۰٫۵۶	۰٫۶۶	۴٫۰۴	۵٫۱۴	۵٫۶۸	۳٫۹۲	۴٫۸۸	۳٫۲۱	۴٫۸۰	۲٫۴۹
Na ₂ O	۲٫۶۲	۲٫۱۲	۱٫۸۶	۳٫۴۵	۳٫۴۶	۲٫۹۳	۳٫۵۵	۳٫۹۷	۴٫۹۱	۳٫۴۵	۴٫۶۸
K ₂ O	۰٫۵۴	۰٫۹۲	۵٫۱۰	۳٫۳۸	۲٫۸۴	۳٫۰۷	۲٫۹۹	۳٫۶۴	۱٫۶۸	۲٫۷۸	۳٫۶۵
P ₂ O ₅	۰٫۲۹	۰٫۲۶	۰٫۱۹	۰٫۲۶	۰٫۲۱	۰٫۵۰	۰٫۳۹	۰٫۳۰	۰٫۳۶	۰٫۳۳	۰٫۲۸
LOI	۴٫۷۶	۴٫۱۱	۵٫۱۱	۳٫۰۳	۲٫۰۵	۱٫۴۷	۱٫۳۴	۳٫۳۹	۱٫۷۸	۱٫۰۷	۱٫۲۳
Total	۹۴٫۶۴	۹۸٫۳۲	۹۱٫۲۹	۹۹٫۲۹	۹۹٫۱۲	۹۹٫۰۷	۹۹٫۲۵	۹۹٫۲۲	۹۹٫۱۲	۹۹٫۲۴	۹۹٫۳۸
A/CNK	۲٫۱۳	۲٫۳۲	۱٫۳۳	۰٫۹۱	۱٫۰۶	۰٫۸۲	۰٫۹۳	۰٫۷۳	۰٫۹۴	۰٫۸۸	۰٫۹۲
(ppm)											
Ba	۸۱	۲۷۹	۹۸۳	۵۳۵	۴۶۵	۷۶۰	۵۳۲	۶۷۰	۵۹۸	۵۵۶	۷۰۷
Be	۲	<۱	۲	۱	۱	<۱	۳	<۱	۱	۴	<۱
Rb	۱۲	۱۷	۱۰۲	۷۴	۵۰	۶۰	۷۱	۷۴	۳۱	۷۴	۷۱
Sr	۵۶	۵۸	۱۵۰	۳۷۷	۳۸۱	۵۱۴	۴۰۴	۲۸۱	۳۳۵	۳۷۹	۲۵۹
Ga	۱۷	۱۸	۱۵	۱۷	۱۶	۱۸	۱۶	۱۷	۱۶	۱۶	۱۶
Ta	۰٫۸	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۵	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۸
Th	۸٫۶	۴٫۸	۶٫۵	۷٫۴	۷٫۱	۷٫۵	۸٫۴	۸	۷٫۷	۷٫۸	۹٫۹
U	۳٫۲	۱٫۳	۱٫۴	۲٫۱	۲٫۲	۱٫۹	۲٫۲	۲	۱٫۶	۱٫۹	۲٫۴
Zr	۱۸۹	۱۳۴	۱۷۵	۲۰۴	۱۷۵	۱۸۳	۲۳۷	۲۱۷	۲۰۶	۲۳۵	۲۴۳
Hf	۶	۴	۴	۵	۵	۴	۵	۵	۵	۶	۶
Y	۲	۲۳	۲۳	۲۸	۲۵	۲۷	۳۰	۲۶	۳۰	۳۳	۳۱
Cs	۱	۱	۱	۱۱	۱	۸	۴	۱	۱	۲	۱
Nb	۱۱	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۰	۱۳	۱۰	۱۰	۱۳	۱۲
Co	۲۰	۲۴	۲۰	۱۰	۱۵	۱۹	۹	۱۳	۱۲	۱۰	۵
V	۱۴۶	۲۴۳	۱۴۴	۱۲۶	۱۴۸	۲۱۱	۱۱۷	۱۷۷	۱۲۰	۱۱۶	۹۳
La	۱۲٫۱	۲۰٫۲	۱۴٫۸	۲۴	۲۴٫۵	۲۳٫۵	۲۷٫۹	۲۴٫۳	۲۵٫۸	۲۷٫۳	۲۶٫۳
Ce	۳۲٫۹	۴۳٫۱	۳۳٫۸	۴۸٫۹	۵۰	۵۱٫۶	۵۶٫۵	۵۰٫۵	۵۳٫۷	۵۸٫۷	۵۷٫۲
Pr	۳٫۷۶	۵٫۲۱	۴٫۲۲	۶٫۴۰	۵٫۹۴	۶٫۱۹	۶٫۷۰	۶٫۳۰	۶٫۳۸	۶٫۹۹	۷٫۱۷
Nd	۱۵٫۷	۲۲٫۴	۱۸٫۳	۱۹٫۵	۲۴٫۵	۲۹	۲۷٫۸	۲۸٫۳	۲۸٫۲	۲۹٫۸	۲۵٫۳
Sm	۳٫۵۰	۴٫۷۰	۳٫۷۶	۴٫۷۶	۵٫۰۳	۵٫۱۰	۵٫۷۶	۵٫۱۵	۵٫۹۲	۵٫۷۰	۶٫۰۳
Eu	۰٫۵۰	۱٫۰۹	۰٫۸۴	۱٫۲۲	۱٫۲۹	۱٫۳۹	۱٫۳۵	۱٫۲۹	۱٫۴۰	۱٫۳۷	۱٫۲۹
Gd	۳٫۲۵	۴٫۷۹	۳٫۷۳	۵٫۳۹	۵٫۶۰	۵٫۳۸	۵٫۴۷	۵٫۶۵	۵٫۸۸	۵٫۷۷	۵٫۲۴
Tb	۰٫۵۱	۰٫۶۶	۰٫۵۷	۰٫۷۴	۰٫۸۰	۰٫۷۰	۰٫۷۷	۰٫۷۳	۰٫۸۰	۰٫۷۹	۰٫۷۹
Dy	۳٫۴۰	۴٫۱۲	۴٫۲۳	۴٫۴۵	۴٫۹۱	۴٫۳۵	۴٫۸۲	۴٫۶۴	۴٫۷۳	۵٫۳۱	۴٫۳۰
Ho	۰٫۶۹	۰٫۸۱	۰٫۸۶	۰٫۹۲	۰٫۹۹	۰٫۸۷	۰٫۹۷	۰٫۹۰	۲٫۰۹	۱	۰٫۹۶
Er	۱٫۸۸	۲٫۴۱	۲٫۲۳	۲٫۷۹	۲٫۷۶	۲٫۳۹	۳٫۰۱	۲٫۶۲	۲٫۶۷	۳٫۰۸	۳٫۱۴
Tm	۰٫۳۵	۰٫۳۵	۰٫۳۸	۰٫۴۳	۰٫۴۴	۰٫۳۷	۰٫۴۵	۰٫۴۴	۰٫۴۰	۰٫۴۷	۰٫۴۵
Yb	۲٫۳۵	۲٫۳۲	۲٫۶۳	۲٫۷۸	۲٫۸۰	۲٫۶۸	۲٫۸۱	۲٫۷۵	۳٫۰۶	۲٫۷۶	۳٫۰۹
Lu	۰٫۳۵	۰٫۴۸	۰٫۳۶	۰٫۴۱	۰٫۴۵	۰٫۳۷	۰٫۴۸	۰٫۴۴	۰٫۴۷	۰٫۴۷	۰٫۵۲
(La/Yb) _n	۶٫۶۹	۵٫۹۶	۵٫۶۸	۶٫۰۱	۵٫۹۰	۵٫۹۱	۶٫۶۹	۵٫۹۶	۵٫۶۸	۶٫۶۷	۶٫۶۷
Eu/Eu*	۰٫۴۵	۰٫۷۰	۰٫۶۹	۰٫۷۴	۰٫۷۴	۰٫۸۱	۰٫۷۴	۰٫۷۳	۰٫۷۳	۰٫۷۳	۰٫۷۰
ΣREEs	۸۱٫۲	۱۱۲٫۵	۹۰٫۷	۱۲۳٫۵	۱۳۰	۱۳۳٫۹	۱۴۴٫۸	۱۳۴	۱۴۰٫۵	۱۴۹٫۵	۱۴۱٫۸

جدول ۱

Sample	Mafic- intermediate rocks								Dyke swarm	Granitoids		
	KP-24	KP-60	KP-57	KP-41	BP-11	BP-102	KP-102			R15907*	R15924	SP-7
(Wt %) SiO ₂	qz-mnzd	qz- mnzd/mn	qz- dr/mnzd	qz- dr/mnz	qz- mnz/mn	qz-mnz	grd/qzm nzd	Qz-dr/ mnzdr		grd	tn/grd	gr
	۶۱,۲۳	۶۵,۹۸	۶۰,۶۱	۶۱,۵۳	۶۵,۹۲	۶۷,۲۱	۶۱,۸۳	۶۲,۲۸		۵۹,۰۱	۵۴,۳۵	۶۳,۳۱
TiO ₂	۰,۶۴	۰,۶۰	۰,۷۷	۰,۶۳	۰,۵۴	۰,۵۷	۰,۶۹	۰,۷۳		۰,۸۱	۰,۸۰	۰,۶۵
Al ₂ O ₃	۱۴,۸۵	۱۴,۹۸	۱۵,۰۸	۱۶,۳۱	۱۴,۳۶	۱۴,۴۳	۱۴,۶۵	۱۴,۲۷		۱۶,۰۴	۱۶,۸۰	۱۵,۳۵
Fe ₂ O ₃	۰,۵۰	۰,۴۵	۰,۶۶	۰,۵۰	۰,۵۲	۰,۴۹	۰,۵۷	۰,۵۹		۰,۷۶	۰,۹۵	۰,۵۶
FeO	۴,۰۵	۳,۶۰	۵,۳۵	۴,۰۹	۴,۲۴	۳,۹۷	۴,۶۱	۴,۷۴		۶,۱۸	۷,۷۰	۴,۵۵
MnO	۰,۴۲	۰,۰۹	۰,۱۲	۰,۱۸	۰,۱۱	۰,۱۲	۰,۱۴	۰,۱۳		۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۱۲
MgO	۳,۲۴	۲,۰۱	۳,۹۱	۱,۱۰	۲,۶۲	۱,۹۵	۳,۱۲	۳,۰۱		۲,۷۶	۴,۲۷	۲,۸۲
CaO	۱,۹۳	۲,۰۹	۴,۶۱	۱,۴۲	۰,۷۳	۰,۴۶	۳,۴۵	۳,۵۱		۴,۲۶	۴,۱۸	۳,۲۹
Na ₂ O	۴,۲۳	۴,۰۴	۲,۹۷	۲,۲۰	۳,۱۸	۳,۷۲	۴,۱۷	۳,۸۶		۴,۱۵	۴,۸۱	۳,۳۶
K ₂ O	۴,۰۷	۳,۹۰	۳,۴۷	۸,۱۸	۳,۸۴	۴,۸۸	۳,۷۲	۳,۷۸		۲,۸۷	۲,۰۴	۳,۶۱
P ₂ O ₅	۰,۵۴	۰,۲۰	۰,۲۷	۰,۲۷	۰,۱۷	۰,۲۰	۰,۳۸	۰,۲۸		۰,۲۱	۰,۲۰	۰,۲۵
LOI	۲,۲۵	۱,۴۸	۱,۴۲	۲,۹۶	۱,۱۲	۱,۳۸	۱,۹۶	۲,۱۲		۱,۶۲	۲,۶۰	۱,۴۷
Total	۹۷,۹۵	۹۹,۴۲	۹۹,۲۴	۹۹,۳۷	۹۹,۳۶	۹۹,۳۸	۹۹,۲۹	۹۹,۲۹		۹۹,۶۵	۹۹,۸۰	۹۹,۳۴
A/CNK	۱	۰,۹۴	۰,۸۹	۱,۰۸	۱,۱۰	۰,۹۷	۰,۸۵	۰,۸۸		۰,۹۹	۱,۰۹	۱
(ppm)												
Ba	۸۰۸	۶۶۲	۵۴۵	۹۹۱	۵۴۷	۱۴۷۵	۷۰۱	۷۲۳		۵۰۵	۲۹۵	۶۶۷
Be	<۱	۳	۱	<۱	۴	۱	۳	۱				۱
Rb	۱۰۹	۷۷	۷۳	۱۷۳	۹۴	۸۰	۸۷	۶۵		۵۵	۷۲	۷۳
Sr	۱۹۱	۳۴۷	۳۳۱	۱۱۵	۳۹۳	۱۲۹	۳۵۴	۳۵۹		۳۶۳	۳۱۵	۳۴۰
Ga	۱۶	۱۶	۱۵	۱۴	۱۴	۱۴	۱۶	۱۵		۱۸	۱۹	۱۷
Ta	۰,۷	۰,۹	۰,۶	۰,۹	۰,۷	۰,۹	۰,۹	۰,۸				۰,۸
Th	۹,۵	۱۲,۱	۹,۲	۹,۷	۱۳,۵	۱۱,۲	۱۱,۲	۸,۸		۱۱	۳	۸,۹
U	۲,۵	۲,۹	۲,۱	۲	۳,۶	۳,۳	۲,۳	۲,۶		۲	۲	۱,۵
Zr	۲۰۱	۲۳۲	۲۲۹	۲۱۸	۱۶۷	۲۲۳	۲۵۱	۲۱۵		۱۴۴	۸۴	۲۵۷
Hf	۵	۶	۵	۶	۵	۷	۶	۶				۶
Y	۲۴	۳۱	۲۸	۲۵	۱۹	۲۸	۳۱	۲۹		۳۳	۲۰	۲۵
Cs	۳	۲	۴	۳	۳	۱	۴	۱				۳
Nb	۱۱	۱۴	۱۲	۱۱	۸	۱۳	۱۵	۱۲		۸	۴	۱۱
Co	۷	۷	۱۴	۵	۱۰	۴	۱۱	۱۰				۸
V	۸۶	۷۳	۱۴۴	۸۷	۱۰۶	۵۷	۱۲۰	۱۰۶		۱۹۰	۲۲۰	۹۴
La	۳۲,۳	۳۳,۴	۲۷	۲۳,۱	۲۴,۱	۳۰,۸	۳۰	۲۸,۸		۲۶	۱۴	۲۹,۱
Ce	۶۲,۹	۶۷,۷	۵۴,۲	۵۰,۵	۴۸,۳	۵۹,۵	۶۴,۵	۶۰		۶۰	۲۵	۵۵,۸
Pr	۷	۷,۵۳	۶,۳۷	۶,۴۵	۵,۴۱	۷,۱۶	۷,۷۶	۶,۹۸				۶,۴۴
Nd	۲۷,۱	۳۰,۶	۲۲,۴	۲۵,۴	۲۰,۶	۲۷,۹	۲۷,۶	۲۸,۹				۲۲,۵
Sm	۴,۷۷	۶,۱۲	۵,۲۸	۵,۱۵	۴,۳۱	۵,۴۳	۶,۷۶	۵,۸۷				۴,۵۴
Eu	۱,۰۶	۱,۴۰	۱,۱۵	۱,۰۱	۰,۹۵	۱,۱۹	۱,۳۶	۱,۴۷				۰,۹۷
Gd	۴,۴۷	۶,۷۶	۵,۳۱	۴,۶۵	۴	۵,۶۴	۵,۷۱	۶,۱۴				۴,۴۰
Tb	۰,۶۵	۰,۹۴	۰,۷۳	۰,۶۸	۰,۶۰	۰,۸۲	۰,۸۱	۰,۸۸				۰,۶۲
Dy	۴,۰۷	۵,۹۴	۴,۲۵	۳,۹۳	۳,۴۰	۵,۷۴	۵,۴۰	۵,۴۰				۴,۲۱
Ho	۰,۸۵	۱,۱۸	۰,۸۶	۰,۸۷	۰,۶۵	۱,۰۸	۱,۰۵	۱,۱۳				۰,۷۹
Er	۲,۳۲	۳,۵۵	۲,۵۷	۲,۴۷	۲,۰۴	۳,۱۶	۲,۸۸	۳,۱۳				۲,۳۱
Tm	۰,۳۶	۰,۵۵	۰,۴۰	۰,۳۸	۰,۳۳	۰,۴۸	۰,۴۴	۰,۴۸				۰,۳۸
Yb	۲,۵۱	۳,۸۷	۲,۶۸	۲,۴۴	۲,۱۴	۳,۴۷	۲,۹۷	۳,۲۲				۲,۶۶
Lu	۰,۳۸	۰,۵۴	۰,۴۴	۰,۴۱	۰,۳۳	۰,۵۳	۰,۴۳	۰,۴۸				۰,۴۲
(La/Yb) _n	۵,۲۹	۵,۸۲	۶,۷۹	۶,۳۸	۸,۰۸	۷,۵۹	۶,۶۹	۶,۰۳				۵,۹۶
Eu/Eu*	۰,۷۰	۰,۶۷	۰,۶۶	۰,۶۳	۰,۱۷	۰,۷۰	۰,۶۷	۰,۷۵				۰,۶۶
ΣREEs	۱۵۰,۷	۱۷۰	۱۳۳,۶	۱۲۷,۳	۱۱۷,۲	۱۵۲,۹	۱۵۷,۶	۱۵۲,۹				۱۳۵,۱

جدول ۱

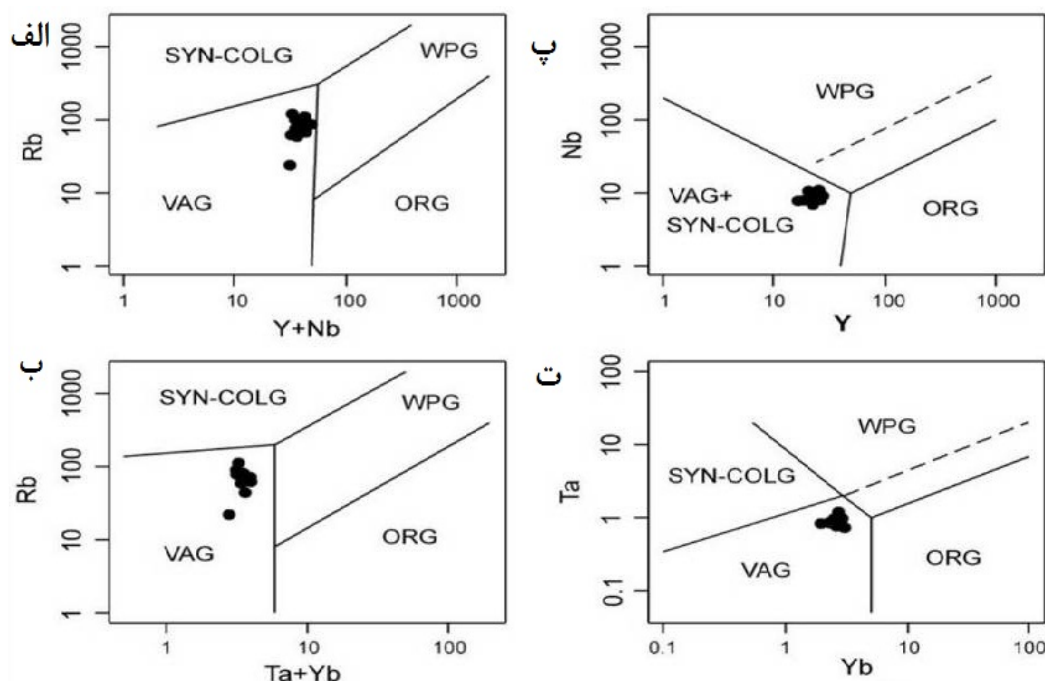
Sample	Granitoids									
	SP-101	BP-101	SP-22	BP-13	R15908*	R15958*	R15918*	R15910*	R15915*	R15909*
	gr	gr	gr	gr	gr	gr	gr	gr	Kf-g	Kf-g
(Wt %)										
SiO ₂	۶۶,۵۵	۶۳,۶۸	۶۱,۲۳	۶۵,۹۸	۶۲,۳۰	۶۶,۴۴	۶۵,۳۳	۶۳,۴۲	۶۶,۴۱	۷۱,۸۱
TiO ₂	۰,۸۷	۰,۶۲	۰,۶۴	۰,۶۰	۰,۶۳	۰,۴۵	۰,۴۹	۰,۵۹	۰,۴۶	۰,۲۶
Al ₂ O ₃	۱۴,۱۸	۱۴,۹۲	۱۴,۸۵	۱۴,۹۸	۱۶,۰۲	۱۵,۲۴	۱۵,۵۳	۱۵,۳۷	۱۵,۲۲	۱۳,۷۷
Fe ₂ O ₃	۰,۵۸	۰,۵۰	۰,۵۰	۰,۴۵	۰,۵۳	۰,۳۹	۰,۴۵	۰,۵۴	۰,۳۹	۰,۲۲
FeO	۴,۶۸	۴,۰۵	۴,۰۵	۳,۶۰	۴,۳۲	۳,۱۳	۳,۶۲	۴,۳۷	۳,۱۶	۱,۸۰
MnO	۰,۲۳	۰,۱۳	۰,۴۲	۰,۰۹	۰,۰۹	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۱۰	۰,۰۶	۰,۰۳
MgO	۳,۷۸	۳,۱۵	۳,۲۴	۲,۰۱	۱,۹۳	۱,۳۹	۱,۶۵	۲,۳۶	۱,۴۱	۰,۷۰
CaO	۰,۶۶	۲,۴۹	۱,۹۳	۲,۰۹	۴,۵۱	۳,۳۹	۳,۳۷	۴,۷۱	۳,۱۳	۲,۰۴
Na ₂ O	۵,۰۸	۴,۶۸	۴,۲۳	۴,۰۴	۳,۸۱	۳,۶۳	۳,۷۰	۳,۳۴	۳,۸۹	۳,۱۰
K ₂ O	۰,۹۷	۳,۶۵	۴,۰۷	۳,۹۰	۲,۷۵	۳,۲۱	۳,۲۳	۳,۳۹	۲,۸۳	۴,۶۲
P ₂ O ₅	۰,۲۵	۰,۲۸	۰,۵۴	۰,۲۰	۰,۱۸	۰,۱۲	۰,۱۴	۰,۱۷	۰,۱۳	۰,۰۶
LOI	۱,۵۲	۱,۲۳	۲,۲۵	۱,۴۸	۱,۰۳	۱,۷۷	۱,۶۱	۱,۳۷	۱,۶۱	۲,۰۴
Total	۹۹,۳۵	۹۹,۳۸	۹۷,۹۵	۹۹,۴۲	۹۸,۷۵	۹۹,۹۴	۹۹,۷۷	۱۰۰,۳۸	۹۹,۳	۱۰۰,۸۰
A/CNK	۱,۳۴	۰,۹۲	۱	۰,۹۴	۰,۹۲	۰,۹۶	۰,۹۹	۰,۸۷	۰,۹۹	۰,۹۹
(ppm)										
Ba	۲۷۶	۷۰۷	۸۰۸	۶۶۲	۵۱۵	۵۳۰	۵۱۵	۴۴۰	۵۹۵	۵۸۰
Be	۲	>۱	>۱	۳						
Rb	۲۱	۷۱	۱۰۹	۷۷	۵۹	۸۰	۸۸	۱۰۳	۶۲	۱۴۵
Sr	۱۲۸	۲۵۹	۱۹۱	۳۴۷	۳۴۲	۲۶۹	۲۸۸	۳۱۵	۲۷۳	۱۸۸
Ga	۱۲	۱۶	۱۶	۱۶	۱۸	۱۶	۱۷	۱۶	۱۵	۱۳
Ta	۰,۸	۰,۸	۰,۷	۰,۹						
Th	۹,۴	۹,۹	۹,۵	۱۲,۱	۵,۳	۱۰,۹	۱۰,۱	۱۰,۷	۱۰,۸	۱۷,۶
U	۱,۹	۲,۴	۲,۵	۲,۹	۰,۹	۱,۵	۲,۳	۱,۸	۳,۱	۴,۶
Zr	۲۰۳	۲۴۳	۲۰۱	۲۲۲	۱۹۸	۱۷۰	۱۷۴	۱۸۰	۱۸۰	۱۴۸
Hf	۶	۶	۵	۶	۴,۸	۹,۴	۴,۶	۴,۹	۴,۶	۴
Y	۲۳	۳۱	۲۴	۳۱	۲۲	۲۲	۲۲	۲۳	۲۲	۱۶
Cs	۱	۱	۳	۲	۰,۹	۱,۲	۲,۷	۵	۲,۶	۵
Nb	۱۰	۱۲	۱۱	۱۴	۸	۸	۸	۸	۸	۸
Co	۶	۷	۷	۷						
V	۶۹	۹۳	۸۶	۷۳	۹۶	۵۸	۷۸	۱۰۸	۶۲	۳۰
La	۲۳,۸	۲۶,۳	۳۲,۳	۳۳,۴	۱۷,۴	۲۵	۲۲	۲۲	۲۱,۵	۲۴,۵
Ce	۵۰,۵	۵۷,۲	۶۲,۹	۶۷,۷	۳۶,۵	۵۰	۴۴	۴۵	۴۲,۵	۴۵,۵
Pr	۵,۳۶	۷,۱۷	۷	۷,۵۳						
Nd	۲۰,۹	۲۵,۳	۲۷,۱	۳۰,۶	۱۷,۴	۲۰,۵	۱۸,۲	۲۰	۱۷,۶	۱۵,۸
Sm	۴,۰۴	۶,۰۳	۴,۷۷	۶,۱۲	۴	۳,۴	۴	۴,۲	۳,۹	۳,۳
Eu	۱,۰۶	۱,۲۹	۱,۰۶	۱,۴۰	۱,۱۱	۰,۹۴	۰,۸۷	۰,۹۳	۰,۸۷	۰,۵۷
Gd	۳,۹۵	۵,۲۴	۴,۴۷	۶,۷۶	۳,۶۰	۳	۳,۷۰	۳,۳۷۰,۸۰	۳,۶۰	۳,۳۰
Tb	۰,۵۷	۰,۷۹	۰,۶۵	۰,۹۴	۰,۵۴	۰,۵۰	۰,۶۵	۰,۶۵	۰,۶۲	۰,۵۵
Dy	۳,۶۷	۴,۳۰	۴,۰۷	۵,۹۴						
Ho	۰,۶۶	۰,۹۶	۰,۸۵	۱,۱۸	۰,۷۵	۰,۶۵	۰,۹۰	۰,۹۵	۰,۹۵	۰,۸۰
Er	۲,۲۵	۳,۱۴	۲,۳۲	۳,۵۵						
Tm	۰,۳۴	۰,۴۵	۰,۳۶	۰,۵۵						
Yb	۲	۳,۰۹	۲,۵۱	۳,۸۷	۲,۱۰	۲,۳۵	۲,۳۰	۲,۱۵	۲,۴۰	۱,۹۰
Lu	۰,۳۶	۰,۵۲	۰,۳۸	۰,۵۴	۰,۳۴	۰,۳۹	۰,۳۷	۰,۳۵	۰,۳۸	۰,۲۹
(La/Yb) _n	۵,۶۸	۶,۶۷	۵,۲۹	۵,۸۲	۵,۶۰	۷,۱۹	۶,۴۶	۶,۹۱	۶,۰۵	۸,۷۱
Eu/Eu*	۰,۸۱	۰,۷۰	۰,۷۰	۰,۶۷	۰,۸۸	۰,۸۸	۰,۶۸	۰,۶۹	۰,۷۰	۰,۵۲
ΣREEs	۱۱۹,۵	۱۴۱,۸	۱۵۰,۷	۱۷۰	۸۳,۷۴	۱۰۶,۷۳	۹۶,۹۹	۸۰,۵۵	۹۴,۳۲	۹۶,۵۱



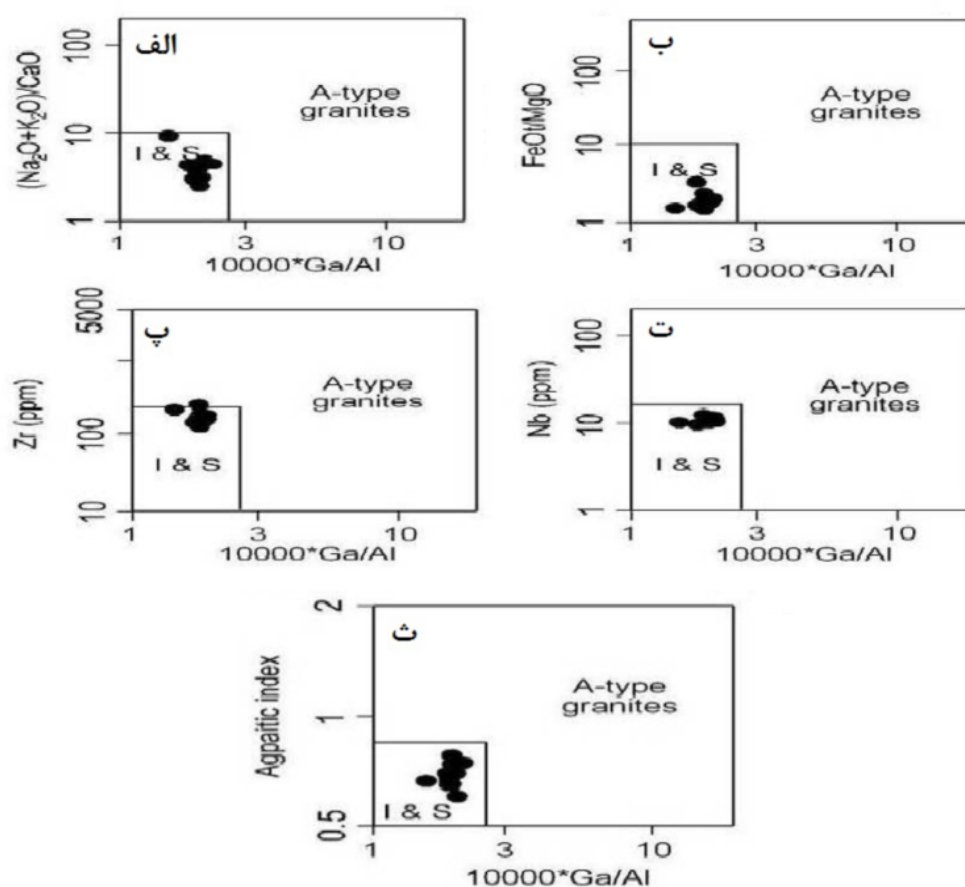
شکل ۶ الف) نمایش گرانیتوئیدهای کاشمر در نمودار SiO_2 در مقابل $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ [۲۷]. بالای خط چین به گستره‌ی گرانیتوئیدهای آهن دار (نوع A) و زیر خط به گرانیتوئیدهای منیزیم دار نوع کردیلرا (I-type) تعلق دارد. ب) نمایش گرانیتوئیدهای کاشمر در نمودار SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ برای تعیین کلسیک یا قلیایی بودن [۲۸].

جدا کننده‌ی گرانیت‌ها (شکل ۸) [۳۰] و قراردادن عناصر Zr، Nb، Ce و Y در مقابل نسبت‌های FeO^*/MgO و 10000^* Ga/Al در برابر شاخص پایین آگپائیتیک (Molar AI = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$)، سنگ‌ها در قلمرو گرانیت‌های I قرار می‌گیرند.

براساس مقدار عناصر Rb، Nb و Ta در نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی گرانیتوئیدها [۲۹]، سنگ‌های نفوذی و نیمه عمیق کاشمر در قلمرو کمان آتشفشانی منطقه‌ی فرورانش (VAG) نزدیک به قلمرو برخورد قاره (syn-COLG) قرار می‌گیرند (شکل ۷). با نمایش گرانیتوئیدها در نمودارهای



شکل ۷ موقعیت گرانیتوئیدهای کاشمر در نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی [۲۹]؛ الف) Rb در مقابل $\text{Y}+\text{Nb}$ ؛ ب) Rb در مقابل Ta؛ پ) Nb در مقابل Y، و پ) Ta در مقابل Yb. نمونه‌ها در قلمرو کمان آتشفشانی درون قاره و برخوردگاه قرار می‌گیرند SYN-COLG: Syn Collision Granite, WPG: Within Plate Granite, ORG: Oceanic Ridge Granite, VAG: Volcanic Arc Granite



شکل ۸ موقعیت گرانیتهای کاشمر در نمودارهای جداکننده‌ی گرانیتهای [۳۰]: الف) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ (در مقابل $1000 \times \text{Ga}/\text{Al}$; ب) FeO/MgO (در مقابل $1000 \times \text{Ga}/\text{Al}$; پ) Zr (در مقابل $1000 \times \text{Ga}/\text{Al}$; ت) Nb (در مقابل $1000 \times \text{Ga}/\text{Al}$; و ث) اندیس آپاتیتیک در مقابل $1000 \times \text{Ga}/\text{Al}$. براین اساس نمونه‌ها در قلمرو گرانیتهای نوع I و S قرار می‌گیرند. FG: fractionated felsic granites, OGT: unfractionated I-, S- and M-type granites

کمتر از یک باشد، بی‌هنجاری منفی است [۳۳]. بر این اساس همه‌ی سنگ‌ها بی‌هنجاری منفی یوروپیم (Eu) دارند (جدول ۱ و شکل ۹). مقادیر منفی ناشی از کمبود پلاژیوکلاز کلسیک در نمونه‌هاست که با میزان Sr پایین (کمتر از ۴۰۰ گرم در تن) در همه‌ی نمونه‌ها (به جز یک نمونه) نیز تایید می‌شود. بهنجارسازی برخی عناصر فرعی و خاکی کمیاب نسبت به گوشته‌ی اولیه، نشان دهنده‌ی غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند Cs, Rb, Ba و Th و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) مانند Ce و La [۸۷-۸۸] $(\text{La}/\text{Yb})_N = 5/2$ ، نسبت به عناصر واسطه با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Zr, Nb و Ti و عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) مانند Lu و Yb است. الگوهای عناصر خاکی نادر سنگین صاف تقریباً جدا شده [۸۷-۸۸] $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 0.8$ است.

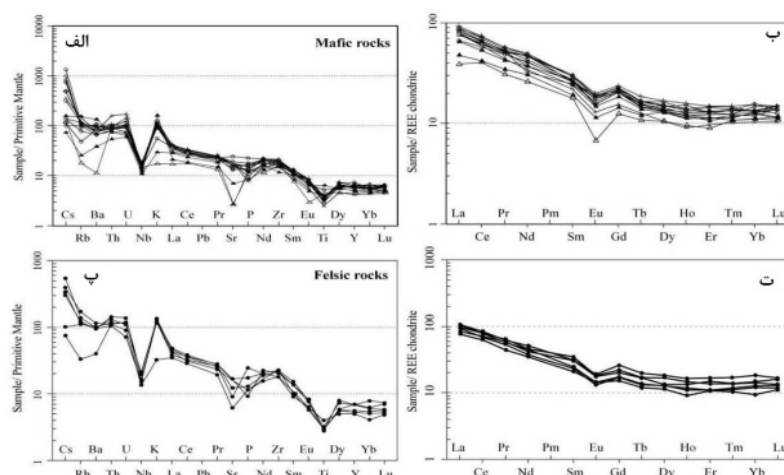
نمودار عنکبوتی، مقدار عناصر خاکی کمیاب بهنجارشده با مقادیر REE کندریت [۳۱] و بهنجارسازی برخی عناصر فرعی و خاکی کمیاب نسبت به گوشته‌ی اولیه [۳۲] در شکل ۹ نشان داده شده‌اند. چنانکه دیده می‌شود غنی‌شدگی در عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) در همه‌ی نمونه‌ها دیده می‌شوند. در برخی نمونه‌های مافیک (نمونه‌های با ویژگی بازالت قلیایی؛ مراجعه می‌شود به بخش ژئوشیمی)، تهی‌شدگی شدید مقادیر Ba, Rb و Sr را می‌توان با نبودن پلاژیوکلاز کلسیک در ترکیب این سنگ‌ها توجیه کرد. یک نمونه‌ی اسیدی به دلیل تغییر موضعی مقدار برخی از کانی‌ها در سنگ (مانند پلاژیوکلاز یا فلدسپار قلیایی) دستخوش افت در مقدار عناصری چون Ba و Cs شده است، دارای مقادیر کم از بی‌هنجاری منفی یوروپیم (Eu) با نسبت Eu/Eu^* مشخص است. در صورتی که مقدار این کسر

بحث

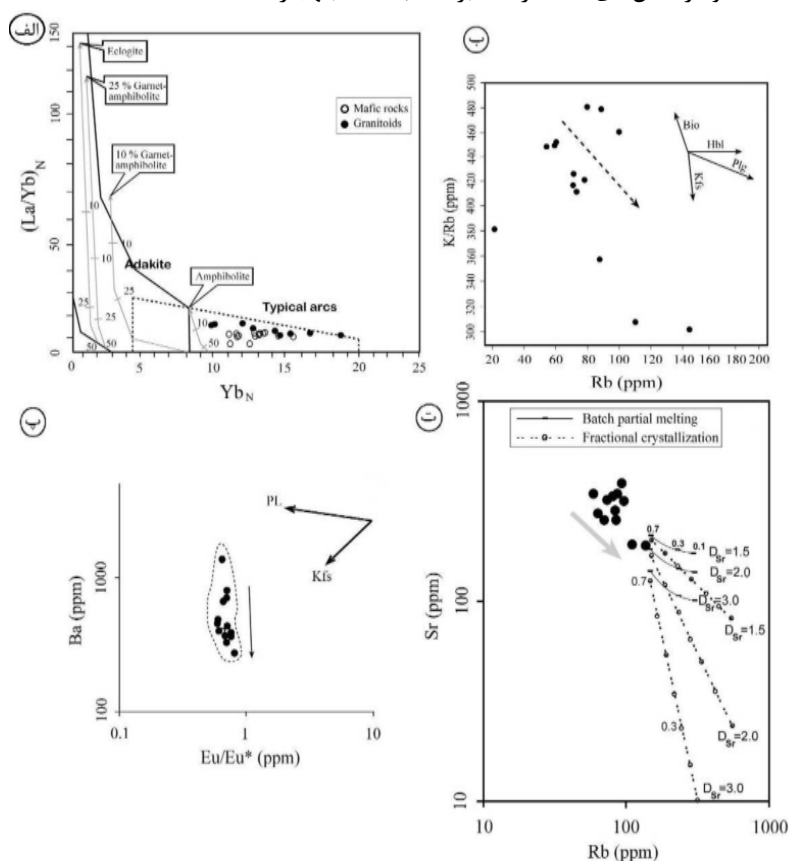
براساس ویژگی‌های صحرایی و نقشه‌ی زمین‌شناسی، ما حداقل سه فاز ماگمایی مستقل از هم (فاز اول: آتشفشانی و نفوذی‌های مافیک- حدواسط)؛ فاز دوم: گرانیتوئیدها، و فاز سوم: ماگمای عامل دسته دایک‌های موازی) را برای ماگماتیسم کاشمر پیشنهاد می‌کنیم. بازه وسیع ترکیبی و کانی‌شناسی سنگ‌های کاشمر از کوارتز مونوزوگابرو تا گرانیت، نمونه‌ای شاخص از نفوذ ماگماهای تولییتی (فاز ضعیف) و آهکی-قلیایی- شوشونیتی (فاز قوی) کمان است. اخیراً سن گرانیتوئیدها توسط [۱۹] ۴۰ میلیون سال (اوسن میانی) تعیین شده است. ویژگی‌های صحرایی همراه با تجزیه ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که همه انواع سنگ‌ها در اساس همخون‌اند. براساس اندازه‌گیری گشتاور، مغناطیسی و بررسی‌های سنگ نگاری و ژئوشیمی توده‌های نفوذی مافیک- حدواسط و گرانیتوئیدهای اوسن میانی کاشمر، سنگ‌های آذرین کاشمر از نوع اکسایشی- احیایی و فرورانش نوع I وابسته‌اند. شروع ماگماتیسم با نفوذ ضعیف انباشت‌های مافیک- حدواسط تولییتی (سه نمونه‌ی استثنایی در بخش ژئوشیمی) با ویژگی پرآلومین قوی تا متآلومین، نشان دهنده‌ی شروع ماگماتیسم به صورت بازالت‌های تولییتی قلیایی و سپس ادامه‌ی شدید آن با توده‌های مافیک- حدواسط گسترده‌تر با ویژگی آهکی-قلیایی و شوشونیتی است. فاز اسیدی در کاشمر به صورت نفوذ گسترده‌ی گرانیتوئیدهای آهکی-قلیایی است. چنانکه برای گرانیت‌های نوع I انتظار می‌رود، گرانیتوئیدها دارای کانی‌های بیوتیت و هورنبلند بوده و ویژگی متآلومینوس تا پرآلومینوس دارند [۳۴]. سنگ‌های نفوذی مافیک- حدواسط و گرانیتوئیدهای کاشمر دارای شاخص‌های مشابه کمان، شامل تهی شدگی از Nb-Ta-Ti و غنی شدگی در Ba, Th, Rb, U و K هستند [۳۵]، اگرچه تهی شدگی‌های HFSE و غنی شدگی‌های LILE نیز شاخص‌هایی از سنگ‌های همزمان تا پسا برخورد هستند [۲۹]. بی‌هنجاری‌های منفی Ti-Nb-Ta خاص انواع ماگماهای آهکی-قلیایی بوده و ممکن است با هورنبلند باقیمانده و/یا اکسیدهای آهن- تیتان (روتیل، ایلمنیت) در خاستگاه ماگماهای مادر توصیف شود [۳۶-۳۸].

براساس نمودار $(La/Yb)_N$ در مقابل Yb_N [۳۹]، همه‌ی سنگ‌های کاشمر از ذوب تقریبی ۵۰ درصد آمفیبولیت بوجود آمده‌اند که نشان‌دهنده‌ی خاستگاه پوسته‌ای است (شکل ۱۰الف). علاوه بر مقادیر $(La/Yb)_N$ کم و Y و Yb_N متوسط

تا زیاد، دیگر ویژگی‌های این سنگ‌ها مانند نسبت Sr/Y ($< 2 ppm$)، Al_2O_3 کمتر از ۱۵ درصد وزنی، $Sr < 400 ppm$ و نبود بی‌هنجاری یوروپیم (Eu) سبب شده است تا آداکیتی نبودن آن‌ها مسجل شود. قرارگیری زیرصفحه‌ای ماگماهای مافیک نزدیک موهوی قاره ای می‌تواند گرمای کافی برای ذوب بخشی پوسته زیرین را فراهم کند ([۴۰])؛ گرچه این سازوکار توسط [۴۱، ۴۲] مورد سوال قرار گرفته است. این سازوکار قادر به تولید گرانیتوئیدهای آهکی-قلیایی با پتاسیم بالا نوع I است که ترکیبی از نسبت‌های مختلف ترکیبات گوشته‌ای و پوسته ایست. [۴۲-۴۷]. داده‌های ژئوشیمیایی و نمودارهای نقش فرآیندهای ذوب بخشی و جدایش بلوری (شکل‌های ۱۰ ب، پ و ت)، دلالت بر هضم پوسته توسط گدازه‌های گوشته‌ای دارد. یک محدودیت مهم برای خاستگاه سنگ‌های گرانیتی، الگوهای REE آنهاست (شکل ۹). الگوهای HREE صاف مشاهده شده دلالت بر نبود گارت در باقیمانده‌ی یا جدایش دارد. وجود بی‌هنجاری‌های منفی کم تا قابل توجه یوروپیم (Eu) (جدول ۱ و شکل ۹) و نمودارهای تغییرات عناصر K/Rb در برابر Rb [۴۸]، Ba در برابر Sr و Eu/Eu* در برابر Rb [۴۹] برای سنگ‌های گرانیتوئیدی (شکل‌های ۱۰ ب، پ و ت)، نشان دهنده‌ی نقش فرآیندهای ذوب بخشی و جدایش بلوری (AFC) در تشکیل گرانیتوئیدهای سری I کاشمر است. ذوب بخشی در تشکیل سری I کاشمر نقش اصلی را ایفا کرده و روند جدایش از روند جدایش پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی پیروی می‌کند. به طور گسترده پذیرفته شد که گرانیتوئیدهای نوع I در کمربندهای کوهزایی هنگامی که ماگماهای بازالتی مولد با پوسته قاره‌ای از طریق واکنش اختلاط ماگما، یا هضم ترکیب شده با تبلور تفریقی (AFC) صورت می‌گیرد، حاصل می‌شوند [۵۰، ۵۱، ۵۲]. اغلب بازسازی‌های زمین‌ساختی برای بسته شدن نئوتیس با یک حاشیه فعال تشکیل شده در راستای اورازیایی جنوبی از مزوزئیک بالایی تا سرتاسر سنوزئیک سازگار است [۵۳، ۵۴]. دو فاز تصادمی اصلی در ایران مرکزی و شمال‌شرقی تشخیص داده شده شامل: ۱- برخورد نئوژن بین ایران و عربی و ۲- برخورد پالئوسن بین ایران مرکزی و اورازیا با بسته شدن حوضه‌ی سبزار. فرورانش لیتوسفر نئوتیس به زیر ایران مرکزی با ماگماتیسم کمانی گسترده در درون صفحه رویی، با یک فاز اصلی طی اوسن میانی همراه بود [۵۳، ۵۵، ۵۶].



شکل ۹ نمودارهای چند عنصری و عناصر کمیاب الف و ب) برای توده‌های نفوذی مافیک- حدواسط و پ و ت) برای گرانیتوئیدها. مقادیر در شکل‌های سمت چپ بر حسب [۳۱] و در شکل‌های سمت راست بر حسب [۳۲] بنه‌ج‌ار شده‌اند.



شکل ۱۰ الف) نمودار $(La/Yb)_N$ در مقابل Yb_N [۳۹]. بنابر این نمودار، توده‌های نفوذی و نیمه عمیق کاشمر در محیط آداکیت قرار نمی‌گیرند. این توده‌ها از ذوب تقریبی ۵۰ درصد آمفیبولیت بدون حضور گارنت به‌وجود آمده‌اند که نشان‌دهنده خاستگاه پوسته‌ای آن‌ها است؛ ب، پ و ت) نمودارهای تغییرات عناصر سنگ‌های گرانیتوئیدی برای درک فرآیندهای دخیل در تشکیل ماگمای گرانیتوئیدی کاشمر: ب) Rb در برابر K/Rb [۴۸]؛ پ) Ba در برابر Eu/Eu^* [۴۹]؛ و ت) نمودار Rb در مقابل Sr [۴۹] برای گرانیتوئیدهای کاشمر منحنی‌ها، مدل‌های ذوب بخشی و تبلور تفریقی را برای سه D_{Sr} مختلف در امتداد منحنی‌های درجه ذوب بخشی مربوط به درجات ذوب بخشی و تبلور تفریقی نشان می‌دهد. اعداد D_{Sr} در امتداد منحنی‌ها اشاره بر درجه‌ی ذوب بخشی و درجه‌ی تبلور دارند. نمودارهای ب تا ت نشان‌دهنده نقش فرآیندهای ذوب بخشی و جدایش بلوری (AFC) در تشکیل گرانیتوئیدهای سری I کاشمر است. ذوب بخشی در تشکیل ماگمای گرانیتوئیدی نقش اصلی را ایفا کرده و روند جدایش از روند تفریق پلازیوکلاز و فلدسپار قلیایی پیروی می‌کند.

همبافت‌های هسته‌ای ایران مرکزی شده است. توده‌های نفوذی و نیمه عمیق سری I کاشمر ممکن است از فروورانش صفحه‌ای اقیانوسی عمیقاً فرورانده شده نئوتتیس به زیر پوسته‌ی زیرین قاره‌ای ایران مرکزی در راستای حاشیه‌ی قاره‌ای اورازیایی تولید شده باشند. احتمالاً ورودی غالب ماگماهای گوشته‌ای جوان با کشش بالای منطقه‌ی فروورانش تتیس در ائوسن همراه بوده است. گرما و آغشتگی ماگماهای گوشته‌ای جوان سبب ذوب بخشی لیتوسفر قاره‌ای شد که بر اثر صعود و جدایی ماگمای ناشی از آن در ائوسن، توده‌های نفوذی و نیمه عمیق سری I کاشمر جایگزین شده‌اند.

برداشت

ماگماتیسم در کاشمر به ذوب بخشی پوسته‌ی قاره‌ای ایران مرکزی وابسته بوده، که با تحریک گدازه‌های ناشی از صفحه‌ی فرورانده ذوب شده نئوتتیس در زیر پوسته‌ی ایران مرکزی و کشش پوسته ائوسن نزدیک به سطح، جایگزین شده است. در واقع کمر بند ماگمایی خواف- کاشمر- بردسکن به عنوان کمربندی با رخمون گسترده‌ی سنگ‌های ائوسن (در مناطقی چون سنگان و کاشمر)، نمودی از فوران ماگمایی گسترده ائوسن در ایران است که با ویژگی کالکوالکان-شوشونیتی قوی و توانیته ضعیف، یادآور نوارهای ماگمایی دور از گودال است.

مراجع

- [1] Roberts M.P., Clemens J.D., "Origin of High-Potassium, Calc-Alkaline", I-Type Granitoids. *Geology* 21 (1993) 825-828.
- [2] Sisson T.W., Ratajeski K., Hankins W.B., Glazner A.F., "Voluminous granitic magmas from common basaltic sources", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148 (2005) 635-661.
- [3] Hildreth W., Halliday A.N., Christiansen R.L., "Isotopic and Chemical Evidence Concerning the Genesis and Contamination of Basaltic and Rhyolitic Magma beneath the Yellowstone Plateau Volcanic Field", *Journal of Petrology* 32 (1991) 63-138.
- [4] Huang C.M., Zhao Z.D., Zhu D.C., Liu D., Huang Y., Dung M.C., Hu Z.C., Zheng J.P., "Geochemistry, zircon U-Pb chronology and Hf isotope of Luozha leucogranite, southern Tibet: Implication for petrogenesis", *Acta Petrologica Sinica* 29 (2013) 3689-3702.

داده‌های ژئوشیمیایی کمان‌های آتشفشانی در ایران مرکزی و شمال-شمال غربی محدود به دوره‌های فاز ماگمایی ۱۷ میلیون ساله، از حدود ۵۴ میلیون سال تا ۳۷ میلیون سال، است [۵۶]. طی ائوسن، تغییر از یک حاشیه صفحه‌ی کششی به فشارشی در راستای منطقه‌ی همگرای عربی-اورازیایی رخ داد، که با رمبش پوسته‌ی ضخیم‌شده ایران مرکزی همراه بود [۱۲، ۵۷]. رویداد بزرگ در زمان ائوسن در ایران کشش ناحیه‌ای بود که همبافت‌های هسته‌ای را آشکار کرد (شکل ۱) [۱۲، ۵۸]. سنگ‌های ماگمایی ائوسن در شمال و جنوب افیولیت‌های سبزوار رخ شکل‌گرفته‌اند (شکل ۱). سنگ‌های ماگمایی این کمر بند از مافیک تا اسیدی و از تولیته تا آهکی-قلیایی، شوشونیتی و حتی آداکیتی متغیرند. مشابه با ارومیه-دختر ایران مرکزی، زمان ائوسن اوج فعالیت ماگمایی در کمر بند ماگمایی سبزوار مشخص شده است [۵۶، ۵۵]. ماگماتیسم ائوسن در شمال شرق ایران مشابه با شمال شرقی ارومیه-دختر است. سنین پلیو-کواترنری داشته و ممکن است با ذوب پسا برخورد یک تیفه فرورانده و/یا پوسته زیرین ضخیم شده مافیک، که پس از شکستن صفحه یا تورق در اثر صعود استئوسفری تحریک شده، تشکیل شده‌اند [۵۹]. سنگ‌های مافیک-حدواسط نفوذی و گرانیتوئیدی کاشمر ویژگی‌های آهکی-قلیایی وابسته به سنگ‌های حاصل از کشش و رمبش پس از برخورد بعد از زمان بسته شدن اقیانوس سبزوار در ایران مرکزی را نشان می‌دهند. مدل‌های سنگ‌زایی سنگ‌های آذرین کاشمر باید با پذیرش ایران به عنوان حاشیه‌ی فعال صفحه سنوزوئیک، سازگار باشد. در زمان کرتاسه‌ی بالایی-پالئوسن زیرین، همگرایی پیوسته بین کشورهای عربی و ایران به بسته شدن اقیانوس سبزوار کمک کرد، و افیولیت‌های سبزوار و دیگر افیولیت‌های ایران مرکزی همراه با شکل‌گیری اورازیای جنوب غربی از یک حاشیه‌ی صفحه‌ی همگرای پیشرونده (کششی) به حاشیه صفحه‌ی همگرای پس زده (فشارشی)، جایگزین شدند [۶۱، ۶۰]. طی ائوسن، فشردگی ایران با بسته شدن حوضه‌ی سبزوار همراه بود که با رمبش کوهزایی دنبال شد. کشش ائوسن و نازک شدگی لیتوسفری ممکن است با ذوب شدگی ناشی از کاهش فشار وابسته به استئوسفر آبدار در حال صعود همراه بوده است [۵۶، ۱۲]. ممکن است کشش ائوسن همراه با تورق لیتوسفری نیز بوده باشد، که همچنین عامل محرک کشش و بیرون زدگی سریع

International Journal of Earth Sciences 102, 1603–1625.

[14] Shafaii Moghadam H.S., Corfu F., Chiaradia M., Stern R.J., Ghorbani G., "Sabzevar Ophiolite, NE Iran: Progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data", *Lithos* 210–211 (2014) 224–241.

[15] Behrooz A., "Geological map of Feyzabad, scale 1:100000, Geological Survey of Iran", Tehran. (1988)

[16] Bernhardt U., "Middle Tertiary volcanic rocks from the southern Sabzevar zone, Khorasan, NE Iran. Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran", Report No. 51: 277–284, Geological Survey of Iran (1983).

[17] Soltani A., "Geochemistry and geochronology of I-type granitoid rocks in the northeastern Central Iran Plate", PhD Thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia. (2000)

[18] Golmohammadi A., Mazaheri S. A., Malekzadeh shafaroudi A., Karimpour M. H., "Zircon U-Pb dating and geochemistry of Sarkhar and Bermeni granitic rocks, East of Sangan iron mine, Khaf", *Iranian Journal of Petrology* 17: 83–102.

[۱۹] الماسی ع.، کریم‌پور م.ح.، ابراهیمی نصرآبادی خ.، رحیمی ب.، کلوتزلی ا.، سانتوز ژ.ف.، "زمین‌شناسی، کانی‌سازی، سن-سنجی U-Pb و ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sr-Nd توده‌های نفوذی شمال شرق کاشمر"، *مجله زمین‌شناسی اقتصادی*، جلد ۷، شماره ۱، (۱۳۹۴) ص ۶۹–۹۰.

[20] Ishihara S., "The magnetite-series and ilmenite-series granitic Rocks", *Mining Geology* 27 (1981) 293–305.

[21] Ishihara S., "The granitoid series and mineralization", *Economic Geology* 75 (1996) 458–484.

[22] ISHIHARA S., HASHIMOTO M., MACHIDA M., "Magnetite/Ilmenite-series Classification and Magnetic Susceptibility of the Mesozoic-Cenozoic Batholiths in Peru", *Resource Geology* 50, Issue 2, pages 123–129.

[23] Middlemost E.A.K., "Naming materials in the magma/igneous rock system", *Earth-Sci Rev* 37 (1985) 215–224

[5] Castro A., Fernandez C., El-Hmidi H., El-Biad M., Diaz M., de la Rosa J., Stuart F., "Age constraints to the relationships between magmatism, metamorphism and tectonism in the Aracena metamorphic belt, southern Spain", *International Journal of Earth Sciences* 88 (1999) 26–37.

[6] Patino-Douce A.E., "Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks", *Journal of Geophysical Research* 100 (1995) 15623–15639.

[7] Barbarin B., "A review of the relationships between granitoid types", their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46 (1999) 605–626.

[8] Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J., Collins W.J., Gray C.M., Blevin P.L., Eimf. "Isotopic evidence for rapid continental growth in an extensional accretionary orogen: The Tasmanides", eastern Australia. *Earth and Planetary Science Letters* 284 (2009) 455–466.

[9] Jiang X.-Y., Li X.-H., "In situ zircon U-Pb and Hf-O isotopic results for ca. 73Ma granite in Hainan Island: Implications for the termination of an Andean-type active continental margin in southeast China". *Journal of Asian Earth Sciences* 82 (2014) 32–46.

[10] Li X.-H., Li Z.-X., Li W.-X., Liu Y., Yuan C., Wei G., Qi C., "U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I-and A-type granites from central Guangdong", SE China: a major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? *Lithos* 96 (2007) 186–204.

[11] Shafaii Moghadam H.S., Li X.H., Ling X.X., Santos J.F., Stern R.J., "Eocene Kashmar granitoids (NE Iran): Petrogenetic constraints from U-Pb zircon geochronology and isotope geochemistry", *Lithos* 216–217 (2015) 118–135.

[12] Verdel C., Wernicke B.P., Ramezani J., Hassanzadeh J., Renne P.R., Spell T.L., "Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran", *Geological Society of America Bulletin* 119 (2007) 961–977.

[13] Alaminia Z., Karimpour M.H., Homam S.M., Finger F., "The magmatic record in the Arghash region (northeast Iran) and tectonic implications",

- arc petrogenesis. In: Prichard, H.M., Albaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (Eds.), *Magmatic Processes in Plate Tectonics*, Geological Society of London 76 (1993) 373–403.
- [37] Reagan M. K., Gill J. B., "Coexisting calc-alkaline and high niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implication for residual titanates in arc magma source", *Journal of Geophysical Research* 94(1989)4619–4633.
- [38] Martin H., "The Achaean grey gneisses and the genesis of the continental crust", *Elsevier* 86: (1995) 205–25.
- [39] Hildreth W., "Gradients in Silicic Magma Chambers – Implications for Lithospheric Magmatism", *Journal of Geophysical Research* 86 (1981) 153–192.
- [40] Castro A., Gerya T.V., "Magmatic implications of mantle wedge plumes", *Experimental study. Lithos* 103 (2008) 138–148.
- [41] Castro A., Gerya T., Garcia-Casco A., Fernandez C., Diaz-Alvarado J., Moreno-Ventas I., Low I., "Melting Relations of MORB-Sediment Melanges in Underplated Mantle Wedge Plumes; Implications for the Origin of Cordilleran-type Batholiths", *Journal of Petrology* 51(2010)1267–1295.
- [42] Altherr R., Henjes-Kunst F., Langer C., Otto J., "Interaction between crustal-derived felsic and mantle-derived mafic magmas in the Oberkirch Pluton (European Variscides, Schwarzwald, Germany)", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 137 (1999) 304–322.
- [43] Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H., "High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany)", *Lithos* 50(2000)51–73.
- [44] Galan G., Pin C., Duthou J.L., "Sr-Nd isotopic record of multi-stage interactions between mantle-derived magmas and crustal components in a collision context – The ultramafic-granitoid association from Vivero (Hercynian belt", NW Spain). *Chemical Geology* 131 (1996) 67–91.
- [45] Kemp A.I.S., Whitehouse M.J., Hawkesworth C.J., Alarcon M.K., "A zircon U-Pb study of metaluminous (I-type) granites of the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia: implications for the high/low temperature classification and magma
- [24] Irvine T. N., Baragar W. R. A., "A guide to chemical classification of the common volcanic rocks", *Journal of Sciences* 8 (1971) 523–548.
- [25] Peccerillo A, Taylor SR., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey", *Contrib Miner Petrol* 58 (1976) 63–81.
- [26] Shand S. J., "Eruptive rocks", London 488 (1943) 231–252.
- [27] Frost B. R., Frost C. D., "A geochemical classification for feldspathic igneous rocks", *Journal of Petrology* 49(2008)1955–1969.
- [28] Frost B. R., Arculus R. J., Barnes C. G., Collins W. J., Ellis D. J., Frost C.D., "A geochemical classification of granitic rocks", *Journal of Petrology* 42(2001) 2033–2048.
- [29] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology* 11(1984) 77–96.
- [30] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., "A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis", *Mineralogy and Petrology* 96(1987) 407–419.
- [31] Sun S. S., Mc Donough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes". In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publications 42(1989)313–345. Geological Society, London.
- [32] Boynton W. V., "Cosmochemistry of the rare earth elements", *Meteorite studies*. In: *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 115–1522. (1985) Elsevier, Amsterdam.
- [33] Taylor S. R., McLennan S. M., "The continental crust, its composition and evolution, an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks", Blackwell. Oxford 46(1985)312–333.
- [34] Wilson M., "Igneous petrogenesis", *Univin Hyman*, London. (1989).
- [35] Martin H., "The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids", *Lithos* 46 (3): (1999) 411–429.
- [36] Pearce J. A., Parkinson I.J., "Trace element models for mantle melting: application to volcanic

- [54] Moghadam H.S., Stern R.J., "Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone", *Geological Magazine* 148 (2011) 762–801.
- [55] Chiu H.-Y., Chung S.-L., Zarrinkoub M.H., Mohammadi S.S., Khatib M.M., Iizuka Y., "Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny", *Lithos* 162–163 (2013) 70–87.
- [56] Verdel C., Wernicke B.P., Hassanzadeh J., Guest B., "A Paleogene extensional arc flare-up in Iran", *Tectonics* 30. (2011).
- [57] Ramezani J., Tucker R.D., "The Saghand Region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana Tectonics", *American Journal of Science* 303(2003) 622–665.
- [58] Kargaranbafghi F., Neubauer F., Genser J., Faghih A., Kusky T., "Mesozoic to Eocene ductile deformation of western Central Iran: From Cimmerian collisional orogeny to Eocene exhumation", *Tectonophysics* 564(2012)83–100.
- [59] Shabanian E., Acocella V., Gioncada A., Ghasemi H., Bellier O., "Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey", *Tectonics* 31. (2012)
- [60] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", *Geological Magazine* 148(2011) 692–725.
- [61] Rossetti F., Nasrabad M., Theye T., Gerdes A., Monie P., Lucci F., Vignaroli G., "Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevarmagmatism (NE Iran)", *Geological Society of America Bulletin* 126(2014)317–343.
- differentiation processes", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150 (2005a) 230–249.
- [46] Kemp A.I.S., Wormald R.J., Whitehouse M.J., Price R.C., "Hf isotopes in zircon reveal contrasting sources and crystallization histories for alkaline to peralkaline granites of Temora, southeastern Australia", *Geology* 33 (2005b) 797–800.
- [47] Topuz G., Altherr R., Siebel W., Schwarz W.H., Zack T., Hasozbek A., Barth M., Satir M., Sen C., "Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: The Gumushane pluton (NE Turkey)". *Lithos* 116 (2010) 92–110.
- [48] Eby G. N., "Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications", *Geology* 20(1992)641–644.
- [49] Xu C., Huang Z., Qi L., Fu P., Liu C., Li E., Gung T., "Geochemistry of Cretaceous granites from Mianning in the Panix region, Sichuan Province, southwestern China: implications for their generation", *Journal of Asian Earth Sciences* 29(2007) 737–750.
- [50] Altunkaynak S., "Collision-driven slab breakoff magmatism in northwestern Anatolia, Turkey", *Journal of Geology* 115(2007) 63–82.
- [51] Altunkaynak S., Sunal G., Aldanmaz E., Genc C.S., Dilek Y., Furnes H., Foland K.A., Yang J.S., Yildiz M., "Eocene Granitic Magmatism in NW Anatolia (Turkey) revisited: New implications from comparative zircon SHRIMP U-Pb and ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology and isotope geochemistry on magma genesis and emplacement", *Lithos* 155 (2012) 289–309.
- [52] Dilek Y., Altunkaynak S., Oner Z., "Syn-extensional granitoids in the Menderes core complex and the Late Cenozoic extensional tectonics of the Aegean province", *Geological Society, London, Special Publications* 321 (2009) 197–223.
- [53] Berberian M., King G.C.P., "Towards a Paleogeography and Tectonic Evolution of Iran", *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(1981)210–265.