



سنگ‌شناختی و ژئوشیمی گرانیتوئید لاهیجان بر اساس یافته‌های جدید

سعید تاکی^{*}، علیرضا گنجی، ناری بافکر

دانشگاه آزاد اسلامی، واحد لاهیجان، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی، لاهیجان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۰/۶/۲۷، نسخه نهایی: ۹۰/۱۱/۳)

چکیده: توده‌ی گرانیتوئیدی لاهیجان در شرق استان گیلان به لحاظ سنگ‌شناسی غالباً از دو گروه فلسیک (گرانیت، گرانیت پورفیری، گرانودیوریت) و مافیک (دیوریت) تشکیل شده و از لحاظ سری ماگمایی جزء نیمه‌قلیایی بوده و بیشتر آهکی-قلیایی هستند. برخوردگاه این توده با سنگ‌های اطراف بیشتر گسله بوده و از سنگ‌های کاتاکلاستیک و میلونیتی تشکیل شده و در حالیکه هیچ‌گونه هاله‌ی دگرگونی مجاورتی نیز پیرامون آن وجود ندارد، به درون آن‌ها نفوذ نکرده و بر خلاف گفته‌های قبلی سن آن ممکن است تریاس نباشد. وجود مانستگ‌ی مابین رفتار عناصر کمیاب، بخصوص عناصر نادر خاکی از جمله الگوهای مشابه و غنی شدگی از لحاظ REE ها، شیب تند LREE ها و تخت HREE ها، غنی شدگی نسبی از لحاظ LFSE ها همگی حاکی از خاستگاه مشترک مابین اعضای مافیک و فلسیک است. وجود ویژگی‌های دوگانه، از جمله شاخص اشباع از آلومین (ASI) یا نسبت مولی $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$ (K₂O)، رفتار عنصر P، عدم مشاهده‌ی برونوم‌های رسوبی یا ریز دانه‌ای و بازی، حضور بیوتیت فراوان در انواع فلسیک، هورنبلند و پیروکسن اورالیتیزه در انواع مافیک، وجود آپاتیت به صورت مستقل در انواع فلسیک، عدم مشاهده‌ی این کانی و محتوای پایین P₂O₅ در انواع مافیک، نسبت درصد وزنی Na₂O/K₂O، مقدار سنگ‌کندوم نرماتو و ... حکایت از آن دارند که گرانیتوئید لاهیجان بیشتر دورگه است تا صرفاً I یا S. با توجه به الگوهای مربوط به نمودارهای عنکبوتی و نمودارهای جدا کننده، این نفوذی‌ها مربوط به یک جایگاه قوسی هستند.

واژه‌های کلیدی: لاهیجان؛ گرانیتوئید؛ هیبرید؛ قوس.

مقدمه

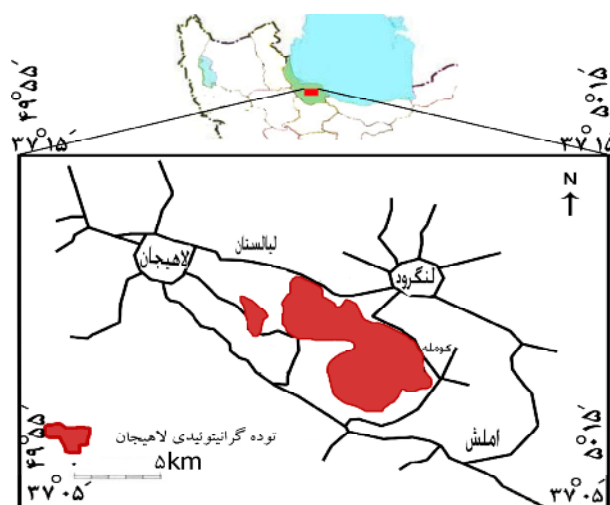
توده‌ی گرانیتوئیدی لاهیجان در استان گیلان و در شرق و جنوب شرقی شهرستان لاهیجان، در مابین طول‌های جغرافیایی ۵۰°، ۴۵' تا ۵۰°، ۴۳' و شرقی و عرض-های ۳۷°، ۱۱' تا ۳۷°، ۴۴' شمالی واقع شده است. ناحیه مورد مطالعه حدود ۴۰ کیلومتر مربع وسعت دارد (شکل ۱). بر اساس تقسیم‌بندی [۱] این توده در زون گرگان-رشت واقع می‌باشد. این زون خود بخشی از زون البرز است. با توجه به اینکه در دو پژوهش انجام شده‌ی قبلی [۳، ۲] در منطقه، دو نتیجه‌ی متفاوت نسبت به نوع گرانیت منطقه به دست آمده-

ی [۲] گرانیتوئید لاهیجان را نوع I و [۳] S معرفی کرده‌اند) بنابراین در این پژوهش سعی شده تا بر اساس یافته‌های جدیدتر در مورد ماهیت این گرانیتوئید اظهار نظر شود.

زمین‌شناسی عمومی

[۴] سن توده‌ی گرانیتوئیدی لاهیجان را به استناد اینکه به داخل سنگ‌های فیلیتی - شیستی رشت لاهیجان (کربونیفر) نفوذ کرده و قطعاتی از آن در واحدهای تخریبی سازند شمشک، همجوار منطقه، دیده شده است به تریاس نسبت داده‌اند. ولی بر اساس یافته‌های تعیین سن رادیومتری انجام

* نویسنده مسئول، تلفن: ۲۲۳۹۰۵۲ (۰۱۴۱)، پست الکترونیکی: Taki_saeed2002@yahoo.com



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی توده‌ی گرانیتوئیدی لاهیجان.

اعمال نیروهای زمین‌ساختی متحمل بافت کاتاکلاستیک یا میلونیتی شده‌اند. الف) گرانیت دانه‌ای: بافت این سنگ‌ها با دانه‌ای متوسط تا درشت دیده می‌شود، اندازه‌ی دانه‌ها در انواع مختلف به‌طور متوسط بین ۱ تا ۷ میلی‌متر تغییر می‌کند، ولی در بعضی نمونه‌ها به ۱/۵ سانتی متر نیز می‌رسد. درشت‌ترین دانه‌ها را کوارتز و پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهند. در بعضی نمونه‌ها بافت راپاکیوی نیز دیده می‌شود کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی سنگ عبارتند از: فلدسپات‌های قلیایی، پلاژیوکلاز، کوارتز. فلدسپات‌های قلیایی در نمونه‌های مختلف بین ۲۰ تا ۴۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند و شامل ارتوزهای پرتیتی (که به مقدار کمی کائولینیتی یا سریسیتی شده) و میکروکلین‌های پرتیتی می‌شوند. ارتوزها در بعضی نمونه‌ها به صورت نواری شکل و موازی با یکدیگر دیده می‌شوند و میکروکلین‌های پرتیتی گاهی در راستای رخ خود شکاف برداشته‌اند در بعضی نمونه‌ها نیز دارای خاموشی موجی هستند که نشان دهنده‌ی اعمال نیروهای زمین‌ساختی است. فلدسپات‌های قلیایی گاهی یک یا چند پلاژیوکلاز را در بر می‌گیرند. پلاژیوکلازها گاهی آنتی پرتیتی بوده و معمولاً دستخوش کائولینیتی یا سریسیتی شده‌اند و حدود ۱۵ تا ۳۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. با توجه به برجستگی منفی و زاویه‌ی خاموشی (انواع دارای ماکل پلی سینیتیک آلیتی) که در بعضی نمونه‌ها حداکثر ۱۰ درجه و در بعضی دیگر تا ۱۵ درجه نیز می‌رسد، بایستی به ترتیب ترکیبی معادل An_{12} (الیگوکلاز) و An_7 (آلیت) داشته باشند. کوارتزها غالباً درشت دانه، دارای خاموشی موجی و در بعضی نمونه‌ها با حاشیه‌ی مضرّس و باز بلوری شده و در نمونه‌های مختلف حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. کانی تیره‌ی شاخص این سنگ‌ها نیز معمولاً بیوتیت است. بیوتیت‌های موجود به رنگ قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای متمایل به سبز پررنگ‌اند. نسبت Ti/Fe^{3+} روی رنگ بیوتیت اثری تعیین کننده دارد، به‌طوری که کاهش این نسبت منجر به سبزتر شدن بیوتیت می‌شود [۶]، بنابراین به نظر می‌رسد که نسبت فوق در این بیوتیت‌ها تقریباً بالاست. بیوتیت در نمونه‌های مختلف از لحاظ حجمی حدود ۴ تا ۱۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند و به‌صورت ریز بلورهای پرکننده فضاهای خالی بین بلورهای فوق و یا به صورت نواری و جهت یافته (در انواع میلونیتی) دیده می‌شوند. کانی‌های فرعی کمیاب از جنس آپاتیت و زیرکن هستند.

شده اخیر توسط [۵]، سن این توده به اواخر پروتروزوئیک (دوره ادیاکارن) نسبت داده شد. به گفته‌ی آن‌ها زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌ها، سنی معادل 551 ± 9 میلیون سال دارند و بر خلاف تفسیرهای قبلی برخوردگاه این نفوذی با سنگ‌های دگرگونی گسله است. با توجه به داده‌های محلی، فراوانی مناطق کاتاکلاستی نیز این موضوع را تایید می‌کند. رخنمون سنگ‌های کربونیفر در منطقه روندی شمال غربی - جنوبی شرق داشته و شامل متاگری واک، دولومیت و آهک‌های دگرگون (مرمر و مرمریت)، کوارتزیت، اسلیت و سیلتستون دگرگون شده هستند [۴]. برداشت‌های صحرایی انجام شده در این پژوهش حکایت از آن دارد که هیچ هاله‌ی دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های دگرگونی فیلیتی - شیشتی کربونیفر حوالی توده‌ی نفوذی دیده نشده و برخوردگاه‌های مشاهده شده نیز گسله‌اند.

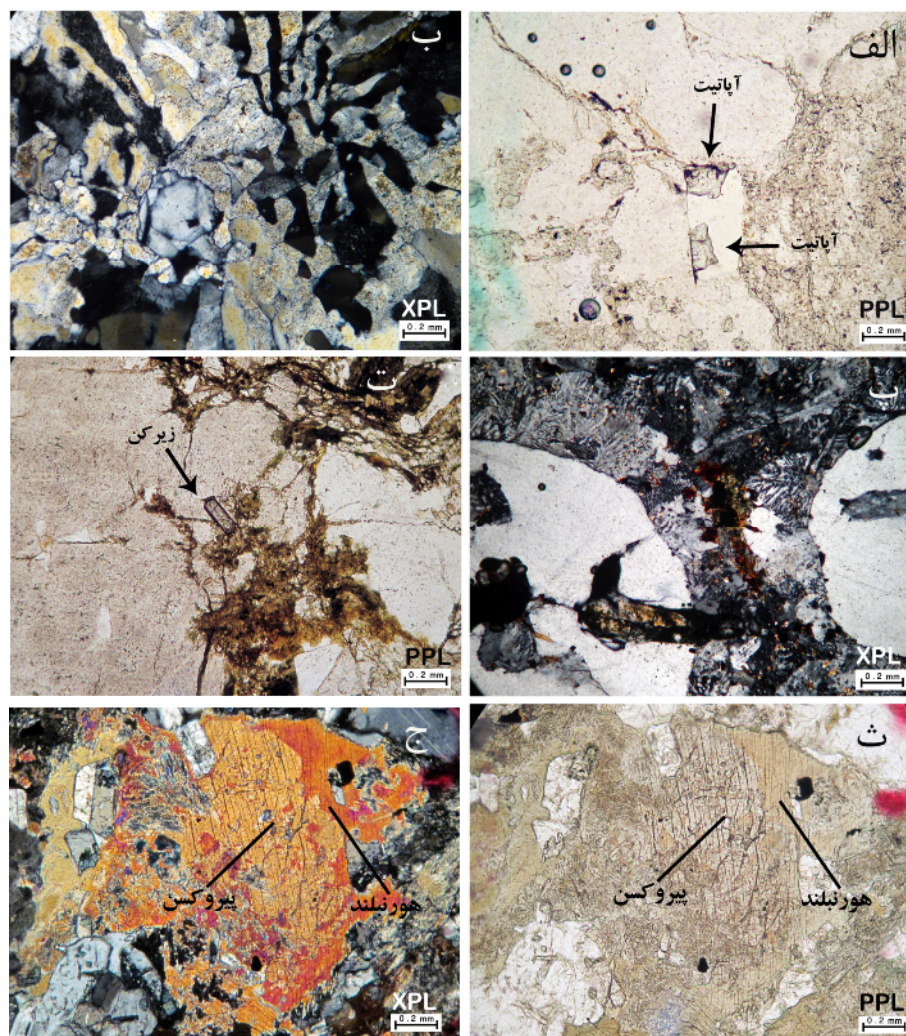
سنگ‌نگاری

سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه‌ی لاهیجان از لحاظ سنگ‌شناسی غالباً از دو گروه فلسیک (گرانیت، گرانودیوریت) و مافیک (دیوریت) تشکیل شده‌اند. شرح سنگ‌شناسی آن‌ها به قرار زیر است:

گرانیت: گرانیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی را می‌توان بر اساس بافت و اندازه‌ی دانه‌ها به انواع: گرانیت دانه‌ای متوسط تا درشت دانه (شکل ۲- الف) و در بعضی موارد دارای بافت گرافیکی (شکل ۲- ب)، میکروگرانیت و گرانیت پورفیری با خمیره‌ی میکرو گرانوفیری (شکل ۲- پ) یا دارای خمیره گرانولار نسبتاً ریز دانه تقسیم بندی کرد. غالباً گرانیت‌ها در اثر

پلاژیوکلازهای سنگ است]. کانی‌های کدر که (بین سطوح صاف بلورین کوارتز و نیز در راستای رخ‌های بیوتیت‌ها و به-همراه رگه‌های سریسیتی دیده می‌شوند. بیشتر از کانی‌های کدر، اکسیدهای آهنی هستند که از دگرسانی بیوتیت‌های سنگ تشکیل شده‌اند)، روتیل (به مقدار جزئی در راستای رخ بعضی از بیوتیت‌ها وجود دارد. به نظر می‌رسد که این روتیل‌ها حاصل دگرسانی بیوتیت‌ها بوده‌اند، روتیل‌ها در کنار رگه‌های کلریتی نیز دیده می‌شوند)، مسکویت (در بعضی نمونه‌ها بین ورقه‌های بیوتیت، مسکویت نیز وجود دارد، این مسکویت‌ها ثانویه بوده و حاصل دگرسانی بیوتیت‌اند).

آپاتیت در سنگ هم به صورت بلورهای مستقل (شکل ۲ - الف) و هم به صورت ادخال در بیوتیت دیده می‌شود. در گرانیته‌ها زیرکن معمولاً به دو صورت ظاهر می‌شود: الف) به صورت ادخال در بیوتیت‌ها و کلریت‌ها با هاله‌ی پلئوکروئیک ضعیف، ب) به صورت مستقل و شکل دار (شکل ۲ - ت). توده‌ی گرانیتوئیدی لاهیجان در بخش‌هایی دستخوش دگرسانی شده است. گرانیته‌های منطقه با رگه‌های کلریتی (حاصل دگرسانی بیوتیت‌ها)، رگه‌های کوارتز و رگه‌های سریسیتی قطع شده‌اند. کلریت‌ها بصورت انباشتی حاصل دگرسانی بیوتیت‌ها نیز در سنگ دیده می‌شوند. در نمونه‌های مختلف گرانیته کانی‌های ثانویه مختلفی دیده می‌شوند: زوئیزیت [که محصول دگرسانی



شکل ۲ تصاویر میکروسکوپی الف) بافت ریزدانه‌ای متوسط و تا حدی میلونیتی و نیز بلورهای مستقل آپاتیت ب) بافت گرافیکی حاصل هم‌رشدی کوارتز و فلدسپات قلیایی پ) بافت گرانوفیری (هم‌رشدی کوارتز و فلدسپات قلیایی به صورت شعاعی) در اطراف فنوکریستال‌های کوارتز، ت) بلور شکل‌دار زیرکن به صورت مستقل، در گرانیته‌های منطقه‌ی مورد بررسی، ث و ج) کانی پیروکسن که از اطراف به هورنبلند قهوه‌ای تبدیل شده است (در نمونه دیوریت) (طول تصاویر حدود ۲ میلی‌متر است).

ب) گرانیته پورفیری: سنگ‌های دارای بافت پورفیری یا حاشیه‌ی توده‌ی اصلی را تشکیل می‌دهند و یا به‌صورت رگه‌ای دیده می‌شوند. حداقل دو نوع متفاوت از گرانیته پورفیری در منطقه دیده شدند: الف) آن‌هایی که خمیره‌ی نسبتاً ریز دانه دارند و ب) آن‌هایی که دارای خمیره‌ی میکروگرانوفیری هستند. از لحاظ ترکیبی هر دو نوع عبارتند از گرانیته معمولی و فنوکریست‌ها شامل کوارتز، فلدسپات قلیایی و پلاژیوکلاز. بیشتر فنوکریست‌ها از جنس کوارتز و پلاژیوکلاز هستند. کوارتزها شکل‌دار با خاموشی موجی و نیز دارای خوردگی خلیجی‌اند و حدود ۱۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند، در بعضی نمونه‌ها به سبب تاثیر نیروهای برشی وارد بر سنگ و میلونیتی شدن کوارتزها به‌صورت چشمی در آمده یا دستخوش تبلور دوباره شده‌اند. پلاژیوکلاز حدود ۸ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. اطراف پلاژیوکلازها قشر نازکی از جنس فلدسپات قلیایی دیده می‌شود، که حاکی از دگرسانی پتاسی سنگ است. باقیمانده‌ی فنوکریست‌ها از جنس فلدسپات قلیایی (ارتوز) بوده و حدود ۲ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. فلدسپات‌های سنگ دستخوش دگرسانی سریسیتی نیز شده‌اند. تعداد زیادی از رگه‌های اکسید آهن سنگ را قطع می‌کنند و به موازات آن‌ها انباشتی از سریسیت و کائولینیت دیده می‌شوند. خمیره‌ی سنگ شامل کوارتز (که حدود ۴۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد)، فلدسپات قلیایی (حدود ۲۰ درصد و غالباً سریسیتی یا کائولینیتی شده‌اند. سریسیت‌ها و کائولینیت‌ها به موازات رگه‌های اکسید آهن و همراه آن‌ها به‌صورت انبوه دیده می‌شوند) و پلاژیوکلاز (حدود ۱۰ درصد). علاوه بر کانی‌های یاد شده کلریت (که یا حاصل دگرسانی کانی‌هایی مثل بیوتیت هستند یا به صورت رگه‌ای در سنگ وجود دارند و حدود ۳ تا ۴ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند، بیوتیت (حدود ۳ تا ۴ درصد)، زیرکن (معمولاً شکل‌دار و به‌صورت بلورهای مستقل)، اسفن (که معمولاً یا ثانویه هستند و یا به‌صورت مخلوط با کلریت و دارای هاله چندرنگی و اجتماعی وجود دارند و یا به‌صورت مستقل در داخل سنگ دیده می‌شوند)، آپاتیت به‌صورت مستقل در کنار زیرکن‌ها دیده می‌شوند. در نمونه‌های با خمیره‌ی دانه‌دار، تیغه‌های فلدسپات به هم تکیه کرده و کوارتز، بیوتیت، کلریت و زیرکن فضای بین آن‌ها را پر کرده‌اند. در نمونه‌های با خمیره‌ی میکروگرانوفیری، هم‌رشدی‌های میکروگرانوفیری غالباً بین کانی‌های کوارتز و فلدسپات قلیایی

وجود دارد. بافت گرانوفیری بازگو کننده‌ی عمق نسبتاً کم و در عین حال نشانه‌ی تبلور همزمان کوارتز و فلدسپات منفرد در شرایط انجماد و سردشدگی سریع در فشار بخار کم است و از این رو تصور بر این است که تقریباً نزدیک به سطح زمین جایگزین شده‌اند [۷]. در مواردی هم‌رشدی‌های گرانوفیری روی فنوکریست‌هایی که از پیش وجود داشته‌اند و حاصل سرد شدن آرام و یا تبلور قبل از اوتکتیک هستند، دیده می‌شوند. این هم‌رشدی به صورت شعاعی یا شاخه شاخه در اطراف فنوکریست‌های کوارتز مشاهده می‌شود (شکل ۲ - پ).

ج) میکروگرانیت: میکرو گرانیت‌ها معمولاً به صورت رگه‌ای با ضخامت متوسط ۳۰ سانتیمتر و با راستای تقریبی شمال شرقی - جنوب غربی، توده‌ی گرانیتوئیدی منطقه را قطع می‌کنند. در نمونه دستی ریز، همسان دانه و صورتی رنگ هستند. بافت سنگ همسان دانه و ریز، و غالب دانه‌ها بی‌شکل‌اند. قطر دانه‌های فلدسپات قلیایی از بقیه‌ی کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ بیشتر است. اندازه دانه‌ها بین ۰/۱ تا ۰/۷ میلیمتر است. کانی‌های اصلی سنگ عبارتند از: فلدسپات قلیایی، کوارتز و پلاژیوکلاز. مهم‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ فلدسپات قلیایی (ارتوز و میکروکلین پرتیتی) هستند، که به مقدار کمی کائولینیتی شده‌اند و حدود ۳۷ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. کوارتز در حدود ۳۰ درصد حجم سنگ است. پلاژیوکلازها تا حدی سریسیتی و کائولینیتی شده و از لحاظ حجمی حدود ۳۰ درصدند. کانی‌های فرعی کمیاب عبارتند از: بیوتیت (حدود ۲ تا ۳ درصد متمایل به سبز و به صورت پرکننده‌ی فضای بین کانی‌های اصلی، در داخل آن‌ها در اثر دگرسانی اکسید آهن دیده می‌شوند)، اسفن (هم به‌صورت ثانویه در داخل بیوتیت‌های سنگ و هم به‌صورت مستقل در متن سنگ)، آپاتیت و زیرکن (هر دو به‌صورت مستقل در داخل متن سنگ وجود دارند). رگه‌های اپیدوت، اکسید آهن و زوئیزیت نیز سنگ را قطع کرده‌اند.

گرانودیوریت: گرانودیوریت‌ها دارای رنگ خاکستری و بلورهای درشت پلاژیوکلاز و کوارتزند، و نسبت به سنگ‌های گرانیتی دارای پلاژیوکلاز بیشتری هستند. بافت سنگ گرانولار میان دانه تا درشت دانه است و اکثر نمونه‌ها میلونیتی شده‌اند. کانی‌های سنگ عبارتند از: پلاژیوکلاز (کائولینیتی - سریسیتی و یا تا حدی زوئیزیتی شده‌اند. اطراف بعضی از نمونه‌ها را هاله‌ای از فلدسپات قلیایی احاطه کرده است. این کانی حدود ۴۰ تا ۴۳

کانی‌های فوق)، پلاژیوکلاز (که غالباً به زئویزیت، اپیدوت و کائولینیت دگرسان شده‌اند و به‌صورت پوئی کلیتیک با آمفیبول‌ها در بر گرفته شده‌اند. پلاژیوکلازها معمولاً منطقه-بندی داشته و غالباً از جنس لابرادر (An_{51}) با ماکل آلبدیتی ساده‌اند)، پیروکسن (بعضی از آن‌ها بافت اکسلوشن نشان می‌دهند. با توجه به خواص نوری به‌نظر می‌رسد که پیروکسن‌ها غالباً از جنس دیوپسید یا اسپودمن باشند)، هورنبلند سبز (دارای چندرنگی سبز متمایل به آبی تا سبز کم رنگ و یا سبز متمایل به قهوه‌ای)، هورنبلند قهوه‌ای، فلدسپات قلیایی (از جنس میکروکلین)، بیوتیت (دارای پلئوکروئیسم قهوه‌ای کم رنگ تا قهوه‌ای متمایل به سبز تیره و بیشتر همراه با کانی‌های کدر)، اسفن (در بعضی نمونه‌ها اسفن به مقدار زیاد در سنگ وجود دارد و حدود ۷ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد، گاهی به‌صورت رگه‌ای نیز دیده می‌شوند)، زیرکن (در داخل آمفیبول‌ها به‌صورت اذخال همراه با هاله‌ی چندرنگ) و کانی‌های کدر (که در بخش‌هایی از سنگ به‌صورت انباشتی وجود دارند). رگه‌های کلریتی و اکسید آهن نیز در بعضی نمونه‌ها سنگ را قطع می‌کنند.

سنگ‌شناسی و ژئوشیمی

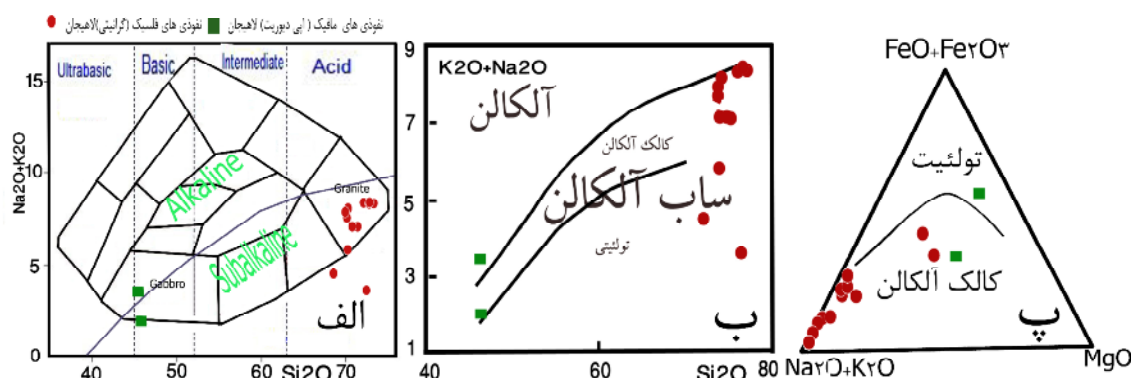
برای بررسی رفتار عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های نفوذی منطقه‌ی لاهیجان تعداد ۱۴ نمونه از سالم‌ترین نمونه‌ها در آزمایشگاه Acme کانادا به روش ICP-MS و ICP-ES آنالیز شدند. نتایج حاصل از این آنالیز در (جدول ۱) آورده شده‌اند. برای نام‌گذاری سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه‌ی مورد بررسی از رده‌بندی شیمیایی مجموع قلیایی‌ها-سیلیس (نمودار TAS [۸]) (شکل ۳-الف) استفاده شد که در آن علاوه بر مرزبندی بین انواع سنگ‌ها، گستره‌ی سنگ‌های قلیایی و شبه قلیایی نیز از هم جدا شده‌اند. بنابر این نمودار، سنگ‌های آذرین نفوذی فلسیک منطقه بیشتر در گستره‌ی گرانیات و انواع مافیک در گستره‌ی گابرو قرار می‌گیرند. در عین حال بین روندهای مختلف، روند پیوسته و تدریجی مشاهده نشد، و نمونه‌های مختلف در گستره‌ی شبه قلیایی قرار می‌گیرند. موقعیت نفوذی‌های منطقه‌ی لاهیجان روی نمودار تمایز سری‌های ماگمایی [۹] و AFM [۱۰] حاکی از آن است که ماگمای تشکیل دهنده‌ی این نفوذی‌ها جزو سری آهکی-قلیایی هستند (شکل ۳-ب و پ).

درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد، فلدسپات قلیایی (غالباً از جنس میکروکلین پرتیتی و نادگرسانند و حدود ۲۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد)، بیوتیت (معمولاً حاوی اذخال زیرکن همراه با هاله پلئوکروئیک و در حدود ۶ تا ۱۲ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند). بعضی از بیوتیت‌ها نیز کلریتی شده‌اند. بیوتیت‌های این سنگ دو نوع‌اند: الف) بیوتیت-هایی که بلورهای ریزی را تشکیل داده و چندرنگی سبز کدر تا سبز کم رنگ دارند و بیشتر بیوتیت‌های سنگ را تشکیل می‌دهند، ب) آن‌هایی که بلورهای درشتی تشکیل می‌دهند و دارای چندرنگی سبز کدر تا قهوه‌ای هستند و بیشتر نیز خمیدگی دارند، کوارتز (حدود ۳۰ تا ۳۳ درصد)، علاوه بر کانی‌های فوق در داخل این سنگ‌ها کانی‌های زیرکن (به‌صورت اذخال در بیوتیت‌های سنگ)، اسفن، آپاتیت (به‌صورت مستقل در داخل سنگ) و کلریت (حاصل دگرسانی بیوتیت‌های سنگ) نیز وجود دارد. کانی‌های کدر بین بیوتیت‌ها مشاهده می‌شوند. رگه‌های زئویزیتی، سریسیتی و کلسیتی نیز سنگ را قطع می‌کنند.

دیوریت: توده‌های نسبتاً مافیک، با ترکیب دیوریت در چند نقطه در میان توده‌ی فلسیک اصلی (از جمله بخش شمال شرقی و جنوب روستای دیوشل با قطر متوسط ۵۰۰ متر) و به‌صورت تداخلی با بخش‌های فلسیک دیده می‌شوند، به‌طوری که تقدم و تاخر آن‌ها قابل تشخیص نیست. دیوریت در نمونه‌ی دستی رنگ سبز تیره داشته و ریزبلور است. با توجه به وجود بقایایی از پیروکسن در میان آمفیبول‌های سنگ، به‌نظر می‌رسد که غالب آمفیبول‌ها ثانویه بوده و حاصل دگرسانی پیروکسن‌ها هستند لذا این سنگ یک سنگ آذرین از جنس گابرو کوارتزدار بوده که تحت تاثیر شاره‌های دگرسان کننده، کانی‌های پیروکسن موجود در آن تبدیل به آمفیبول (هورنبلند قهوه‌ای) شده‌اند (شکل ۲-ث و ج). وجود سمت یافتگی در سنگ نشانه‌ی اعمال نیروهای زمین‌ساختی به سنگ است (میلونیتی زاسیون). پیروکسن‌ها در اثر دگرسانی و آبگیری، نخست از حاشیه به هورنبلند قهوه‌ای تبدیل شده‌اند و سپس در مرحله آخر هورنبلندها به اورالیت مبدل گشته‌اند. کانی‌های سنگ به‌ترتیب فراوانی عبارتند از: اورالیت (به‌صورت رشته‌ای)، اپیدوت (معمولاً به صورت مخلوط با اورالیت)، زئویزیت (محصول پلاژیوکلازهای دگرسان سنگ)، کوارتز (غالباً تجدید تبلور یافته با ظاهری نواری شکل و پر کننده‌ی فضاهای خالی

جدول ۱ نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌های منطقه‌ای مورد بررسی (اکسید عناصر اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm).

نمونه عنصر	L16	L18	L23	L26	L48	L76	L79	L82	L84	L86	L93	L103	L105
SiO ₂	۷۳٫۶۵	۷۴٫۳۶	۷۳٫۸۰	۷۳٫۵۹	۷۶٫۸۳	۷۴٫۸۵	۷۵٫۸۴	۷۳٫۸۷	۷۳٫۶۴	۷۷٫۱۷	۷۶٫۲۴	۴۶٫۴۳	۴۶٫۱۱
Al ₂ O ₃	۱۴٫۱۶	۱۴٫۰۸	۱۴٫۱۷	۱۴٫۰۹	۱۲٫۹۶	۱۴٫۹۳	۱۲٫۷۷	۱۳٫۸۳	۱۳٫۸۶	۱۲٫۷۴	۱۱٫۳۴	۱۸٫۷۲	۲۵٫۱۵
Fe ₂ O ₃	۲٫۵۵	۲٫۱۰	۲٫۱۹	۲٫۱۶	۰٫۳۸	۱٫۰۳	۱٫۰۸	۲٫۴۲	۲٫۵۴	۰٫۷۸	۳٫۵۱	۱۱٫۲۵	۴٫۲۷
CaO	۰٫۲۳	۰٫۱۳	۰٫۹۵	۱٫۰۰	۰٫۳۹	۰٫۳۹	۰٫۴۴	۰٫۱۹	۰٫۳۳	۰٫۲۵	۰٫۰۸	۱۱٫۳۰	۱۳٫۲۴
Na ₂ O	۷٫۰۶	۶٫۹۹	۴٫۳۲	۴٫۰۷	۳٫۵۳	۵٫۰۸	۳٫۳۳	۳٫۳۴	۳٫۴۸	۳٫۷۳	۰٫۹۷	۱٫۲۱	۱٫۴۵
K ₂ O	۰٫۴۶	۰٫۱۱	۱٫۴۸	۳٫۴۹	۴٫۸۳	۲٫۰۰	۵٫۰۱	۴٫۷۱	۴٫۴۷	۴٫۶۱	۲٫۶۳	۰٫۷۵	۲٫۰۶
P ₂ O ₅	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۵	<۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۴
MgO	۰٫۶۳	۰٫۹۷	۰٫۳۶	۰٫۵۱	۰٫۰۵	۰٫۳۱	۰٫۲۴	۰٫۴۵	۰٫۵۰	۰٫۰۹	۲٫۸۷	۶٫۵۰	۴٫۳۴
MnO	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	<۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۲۶	۰٫۰۲
TiO ₂	۰٫۲۶	۰٫۱۷	۰٫۲۸	۰٫۲	۰٫۰۲	۰٫۱۸	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۰۲	۰٫۱۷	۲٫۰۹	۰٫۲۲
LOI	۰٫۸	۱٫۱	۲٫۲	۰٫۷	۱	۱٫۱	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۷	۰٫۶	۲	۱٫۲	۲٫۸
Sum	۹۹٫۹۴	۹۹٫۹۴	۹۹٫۸۶	۹۹٫۸۹	۹۹٫۹۶	۹۹٫۹۰	۹۹٫۸۵	۹۹٫۹۰	۹۹٫۸۶	۹۹٫۹۹	۹۹٫۹۱	۹۹٫۷۴	۹۹٫۸۰
Ba	۰٫۸۲	۲۰	۴۷۲	۷۳۴	۲۶۲	۶۳۹	۱۱۱۹	۶۸۹	۸۸۲	۱۹۷	۲۳۸	۳۱۹	۳۳۸
Cs	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۹	۱٫۸	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۲	۱٫۱	۱٫۵	۲٫۰
Rb	۶٫۴	۲٫۳	۴۲٫۶	۹۵٫۶	۸۸٫۰	۵۳٫۷	۱۲۹٫۰	۱۲۵٫۱	۱۰۲٫۰	۹۳٫۲	۷۹٫۸	۲۲٫۱	۶۶٫۳
Ta	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۷	۱٫۴	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۷	۰٫۸	۱٫۰	۰٫۷	۰٫۳	۰٫۱
Th	۱۴٫۱	۱۶٫۲	۱۳٫۶	۱۳٫۴	۲۸٫۰	۱۵٫۷	۱۵٫۸	۱۵٫۲	۱۷٫۴	۱۹٫۶	۱۲٫۸	۰٫۷	۱٫۰
Hf	۵٫۳	۷٫۲	۵٫۹	۴٫۹	۴٫۳	۴٫۸	۴٫۲	۴٫۲	۵٫۶	۲٫۳	۴٫۲	۰٫۹	۰٫۶
Nb	۹٫۲	۸٫۹	۸٫۴	۸٫۱	۴٫۶	۸٫۶	۸٫۸	۷٫۴	۱۱٫۷	۵٫۷	۶٫۱	۵٫۲	۳٫۷
Zr	۱۸۰٫۶	۲۳۹٫۳	۲۲۲٫۷	۱۴۸٫۹	۷۹٫۴	۱۴۲٫۳	۱۲۳٫۲	۱۴۱٫۴	۱۷۷٫۹	۵۵٫۵	۱۲۴٫۴	۲۷٫۱	۱۸٫۲
Y	۴۲٫۱	۳۹٫۴	۲۱٫۲	۲۱٫۱	۱۸٫۰	۲۰٫۹	۲۷٫۶	۱۹٫۶	۳۳٫۶	۱۳٫۵	۲۵٫۴	۹٫۷	۴٫۹
La	۲۲٫۲	۲۲٫۲	۲۵٫۴	۱۱٫۸	۳٫۴	۲۲٫۰	۳۲٫۴	۲۱٫۱	۳۹٫۴	۸٫۵	۳۹٫۰	۵٫۳	۴٫۵
Ce	۴۹٫۱	۴۹٫۱	۵۰٫۹	۳۶٫۰	۲۲٫۵	۴۶٫۶	۷۰٫۰	۵۳٫۹	۸۳٫۸	۲۴٫۲	۶۲٫۶	۱۲٫۰	۹٫۹
Pr	۵۴٫۱	۵۴٫۱	۶۱٫۲	۳۱٫۳	۱٫۱۴	۵۵٫۳	۷۱٫۶	۵۲٫۱	۹۲٫۸	۲۵٫۰	۹۷٫۸	۱۵٫۲	۱٫۱۸
Nd	۲۰٫۷	۲۰٫۷	۲۳٫۱	۱۲٫۵	۵٫۵	۲۰٫۹	۲۸٫۲	۱۹٫۳	۳۶٫۲	۹٫۹	۳۶٫۶	۷٫۳	۵٫۰
Sm	۳٫۸۴	۳٫۸۴	۴٫۲۳	۲٫۸۸	۱٫۶۹	۴٫۷۸	۵٫۸۴	۳٫۶۳	۶٫۷۸	۲٫۳۷	۶٫۸۰	۱٫۶۴	۱٫۰۲
Eu	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۶۴	۰٫۶۵	۰٫۱۰	۰٫۷۹	۰٫۹۵	۰٫۵۴	۱٫۰۱	۰٫۲۱	۰٫۷۹	۱٫۰۴	۰٫۷۶
Gd	۴٫۴۹	۴٫۴۹	۳٫۷۶	۲٫۹۱	۲٫۱۴	۴٫۷۷	۶٫۱۹	۳٫۴۵	۶٫۵۲	۲٫۳۱	۵٫۳۶	۱٫۸۰	۱٫۰۰
Tb	۰٫۸۸	۰٫۸۸	۰٫۶۲	۰٫۵۶	۰٫۵۳	۰٫۸۱	۰٫۹۷	۰٫۵۷	۱٫۰۲	۰٫۴۲	۰٫۸۱	۰٫۳۱	۰٫۱۵
Dy	۶٫۰۹	۶٫۰۹	۳٫۷۳	۳٫۵۱	۳٫۵۴	۴٫۷۳	۵٫۱۱	۳٫۴۶	۵٫۶۱	۲٫۶۳	۴٫۵۵	۱٫۸۱	۰٫۸۹
Ho	۱٫۴۳	۱٫۴۳	۰٫۸۳	۰٫۷۷	۰٫۷۶	۰٫۸۷	۰٫۹۵	۰٫۶۸	۱٫۱۸	۰٫۵۵	۰٫۹۴	۰٫۳۹	۰٫۱۸
Er	۴٫۳۰	۴٫۳۰	۲٫۴۷	۲٫۳۹	۲٫۲۷	۲٫۱۱	۲٫۳۴	۱٫۹۸	۳٫۳۲	۱٫۶۵	۲٫۷۱	۱٫۰۶	۰٫۵۳
Tm	۰٫۶۲	۰٫۶۲	۰٫۳۸	۰٫۳۷	۰٫۳۵	۰٫۲۹	۰٫۳۰	۰٫۲۷	۰٫۴۸	۰٫۲۸	۰٫۴۲	۰٫۱۶	۰٫۰۸
Yb	۴٫۰۳	۴٫۰۳	۲٫۵۱	۲٫۴۲	۲٫۵۲	۱٫۹۰	۱٫۸۱	۱٫۷۹	۳٫۱۶	۲٫۱۳	۲٫۸۵	۱٫۰۶	۰٫۵۰
Lu	۰٫۶۰	۰٫۶۰	۰٫۴۱	۰٫۳۷	۰٫۳۷	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۰٫۲۸	۰٫۴۷	۰٫۳۳	۰٫۴۵	۰٫۱۶	۰٫۰۸



با مقایسه‌ی الگوهای REE به دست آمده از سنگ‌های نفوذی عادی سازی شده بر اساس مقادیر کندریتی ارائه شده توسط [۱۱] (شکل ۴ - الف و ب) می‌توان به نکات زیر پی برد: (۱) همه‌ی انواع سنگ‌های نفوذی منطقه (مافیک و فلسیک) دارای الگوهای مشابهی هستند (بنابراین دارای خاستگاه مشترک‌اند) (۲) انواع مافیک غنی‌شدگی کمتری نسبت به انواع فلسیک نشان می‌دهند (به جز Eu)، (۳) بیهنجاری Eu در هر دو گروه مافیک و فلسیک مشاهده می‌شود با این تفاوت که در انواع مافیک این بیهنجاری مثبت است در حالی که در انواع فلسیک منفی است. از آنجا که ضریب توزیع این عنصر در فلدسپات‌ها بالاست بنابراین وجود بیهنجاری منفی در سنگ‌های فلسیک می‌تواند به عدم مشارکت فلدسپات در ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها به‌هنگام ذوب بخشی سنگ مادر (و باقی ماندن آن به صورت تفاله در سنگ خاستگاه) یا جدایش این کانی به‌هنگام تبلور بخشی ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های فلسیک، نسبت داده شود، در مقابل بیهنجاری مثبت در انواع مافیک یا به مشارکت فلدسپات در ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها به‌هنگام ذوب بخشی سنگ مادر وابسته است و یا عدم جدایش به‌هنگام تبلور بخشی است. (۴) شیب الگوها (چه در انواع مافیک و چه در انواع فلسیک) در سمت LREE منفی و تند و در سمت HREE تخت است (به گفته‌ی [۱۲] این شاخص سنگ‌های آهکی-قلیایی زون‌های فرورانش حاشیه‌ی فعال قاره‌هاست). بنا به‌نظر [۱۴، ۱۳] جدایش LREE از HREE به‌صورت غنی‌شدگی LREE می‌تواند به‌دلیل تعادل مذاب با گارنت (به عنوان یک فاز تفاله‌ای در سنگ خاستگاه) باشد، زیرا ضریب توزیع خاک‌های نادر از La تا Lu افزایش چشمگیری را در تمام مذاب‌ها از بازی تا اسیدی نشان می‌دهند، ولی از آنجا که غلظت این عناصر در سنگ‌های نفوذی منطقه چندین برابر مقادیر کندریتی است (به‌خصوص سنگ‌های فلسیک)، از طرفی شیب الگوها در سمت HREE سنگ‌ها تخت است، بنابراین حضور گارنت (حتی هورنبلند) در سنگ خاستگاه بعید است، زیرا ضریب توزیع این عناصر برای گارنت (به‌خصوص HREE‌ها) بسیار بالاتر از یک بوده و در عین حال افزایش این ضریب توزیع از La تا Lu به‌صورت یکنواخت و خطی است [۱۳].

چنانکه قبلاً گفته شد در بررسی‌های قبلی انجام شده روی این نفوذی‌ها در مورد رده‌بندی ژنتیکی، دو نتیجه‌ی کاملاً متفاوت گرفته شد به نحوی که [۲] نوع آن‌ها را I و S [۲]

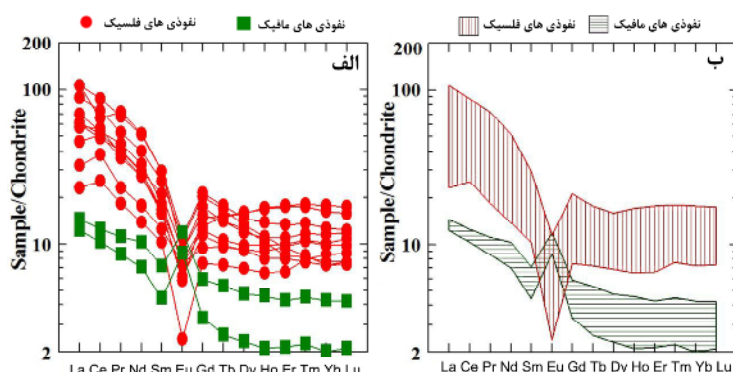
معرفی کرده است. در این پژوهش مجموعه‌ی داده‌های سنگ-نگاری، عناصر اصلی و کمیاب به‌کار برده شد تا بتوان نتیجه‌ی درست را تشخیص داد. داده‌های نامبرده نشان می‌دهند که ویژگی‌های این سنگ‌ها به گونه‌ای است که بعضی نشان دهنده‌ی نوع S اند در حالی که دیگران نوع I را نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها به شرح زیر تنظیم شده است:

(۱) براساس نسبت مولی $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ یا A/CNK [۱۵] یا شاخص اشباع آلومینیوم (ASI) [۱۶] و نمودار ANK - ACNK [۱۷] (شکل ۵-الف)، همه‌ی نفوذی‌های فلسیک پرآلومین بوده و شاخص ASI آن‌ها از ۱/۰۹ تا ۲/۴۷ تغییر می‌کند، ولی انواع مافیک متآلومین بوده و شاخص ASI آنها از ۰/۸۷۵ تا ۰/۸۰۱ است. به‌نظر [۱۸] چنانکه در شکل (۵-ب) آمده است مقدار ASI در انواع فلسیک هر دو نوع گرانیت‌های I و S همپوشی قابل ملاحظه‌ای دارند به نحوی که همه‌ی هاپلوگرانیت‌های نوع S کمربند چین خورده‌ی لاجلان استرالیا، پر آلومین‌اند در حالی که هاپلوگرانیت‌های نوع I این کمربند بعضی متآلومین و بعضی پرآلومین هستند، این در حالی است که انواع مافیک این کمربند هیچ همپوشی از نظر ASI ندارند (شکل ۵-ج)، و این شاخص در انواع I زیر یک و در انواع S بالای یک است. بنابراین با توجه به این معیار سنگ‌های نفوذی فلسیک لاهیجان نوع S و انواع مافیک نوع I را نشان می‌دهند.

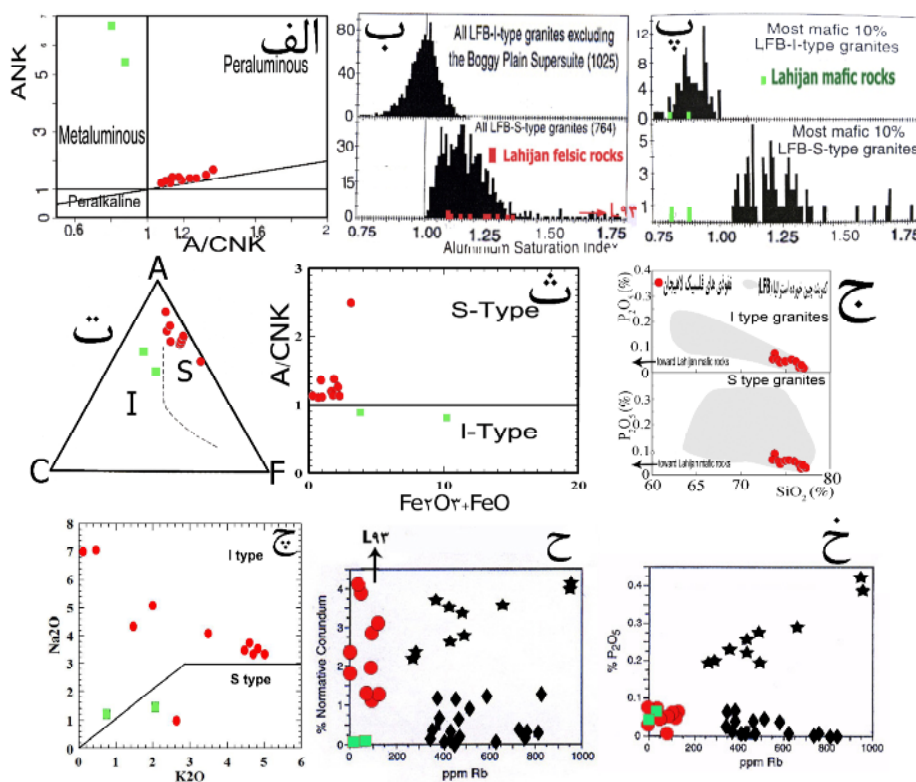
(۲) بر اساس نمودار ACF [۱۹] (شکل ۵-ت)، نفوذی‌های فلسیک منطقه‌ی لاهیجان در گستره‌ی S واقع می‌شوند در حالی که انواع مافیک در گستره‌ی I قرار دارند.

(۳) داده‌های وابسته به نفوذی‌های لاهیجان روی نمودار $A/CNK - Fe_2O_3 + FeO$ [۲۰] (شکل ۵-ث) نشان می‌دهد که نفوذی‌های فلسیک از نوع S و مافیک از نوع I هستند.

(۴) رفتار P در سنگ‌های گرانیتوئیدی لاهیجان همانند الگوی رفتاری این عنصر در گرانیت‌های نوع I کمربند چین خورده‌ی لاجلان استرالیا (LFB) است (شکل ۵-ج). به‌نظر [۱۸] گرانیت‌های نوع I یک نوار متشکل از نقاط ترکیبی را نشان می‌دهد که با افزایش SiO_2 ، کاهش یافته و رفته رفته باریک و در گستره‌ی بین ۷۵ تا ۷۷/۵ درصد SiO_2 به مقادیر کمتر از ۰/۰۱ درصد P_2O_5 نزدیک می‌شود و این نشان می‌دهد که غلظت P در گدازه‌های هاپلوگرانیتی نوع I همیشه بسیار پایین است. به گفته‌ی این پژوهشگر و نیز [۲۱] کاهش محتوای



شکل ۴ الگوهای REE نفوذی‌های منطقه‌ی لاهیجان (عادی سازی شده نسبت به کندریت اولیه بر اساس [۱۱]) برای الف) تک تک نمونه‌ها، ب) گروه سنگ‌های فلسیک و مافیک به‌طور جداگانه.



شکل ۵ موقعیت داده‌های وابسته به نفوذی‌های منطقه‌ی لاهیجان بر روی نمودارهای: الف) نسبت A/NK به A/CNK از [۱۷]، چنانکه مشاهده می‌شود همه‌ی نفوذی‌های فلسیک لاهیجان در گستره‌ی پراآلمین و مافیک در گستره‌ی متاآلمین واقع می‌شوند، ب) نمودارهای ستونی مربوط به ASI گرانیت‌های نوع I و S کمر بند Lاهیجان (چین خورده‌ی لاجلان استرالیا) از [۱۸]، ASI گرانیت‌های نوع I از ۰٫۷۷۴ تا ۱٫۱۵۴ و انواع S از ۱٫۰۰۱ تا ۱٫۹۹۷ تغییر می‌کند [۱۸]، داده‌های وابسته به سنگ‌های فلسیک لاهیجان نشان می‌دهد که با نوع S گرانیت‌های Lاهیجان همخوانی دارد، پ) نمودار ستونی وابسته به مافیک‌ترین گرانیت‌های نوع I و S کمر بند Lاهیجان [۱۸]، چنانکه مشاهده می‌شود در این سنگ‌ها هیچ‌گونه همپوشی از لحاظ ASI بین I و S دیده نمی‌شود [۱۸] و میزان اشباع از آلومینوم سنگ‌های مافیک چه بالای یک و چه زیر یک با سنگ خاستگاه آن‌ها همخوانی دارد [۱۸]. سنگ‌های مافیک لاهیجان از این نظر به انواع I وابسته‌اند، ت) نمودار ACF از [۱۹]، نمودار $ACNK-Fe_2O_3+FeO$ (ت) نمودار Na_2O-K_2O از [۲۴]، ج) نمودار P_2O_5 وابسته به گرانیت‌های نوع I و S کمر بند چین خورده‌ی استرالیا (Lاهیجان) [۲۰]، چ) نمودار Na_2O-K_2O از [۲۴]، ح) میزان کروندم نرماتیو نسبت به Rb برای گرانیت‌های نوع I (لوزی‌های توپر) و نوع S (ستاره‌های توپر) کمر بند چین خورده‌ی استرالیا [۲۰]، خ) نمودار P_2O_5 نسبت به Rb وابسته به گرانیت‌های نوع I (لوزی‌های توپر) و S (ستاره‌های توپر) کمر بند چین خورده‌ی استرالیا [۲۰] (علائم مشابه شکل ۳).

اکسید عناصر اصلی و کمیاب نامنظم، ی) نسبت $Fe_2O_3/FeO < 0.4$ (بین ۰/۲ تا ۰/۲۵)، ک) گرانیت‌های لوکوکرات و بیشتر از نوع مونزوگرانیت‌اند، ل) میانگین مجموع اکسیدهای عناصر اصلی $Fe_2O_3 + FeO + MgO + 2/4$ $(\sum(MnO + TiO_2)) =$

۸) در مقابل مطالب بالا، مدارکی حاکی از نوع I بودن نفوذی-های لاهیجان (به‌خصوص انواع مافیک) وجود دارند که عبارتند از: الف) وجود گروه‌های مافیک (دیوریت) همراه با انواع فلسیک و دارای الگوهای REE و نمودارهای عنکبوتی تقریباً مشابه (شکل ۴، ب) عدم مشاهده‌ی برونوم‌های میکادار رسوبی و دگرگون شده، ج) حضور هورنبلند و پیروکسن‌های اورالیتیزه (در انواع مافیک، د) محتوای پایین P_2O_5 (شکل ۵-خ). طبق [۲۲، ۲۱، ۱۸] حلالیت P در گدازه‌های فلسیک (نه چندان پرآلومین) پایین است، این در حالی است غالب نفوذی‌های لاهیجان (به‌خصوص انواع فلسیک) پرآلومین هستند پس قاعدتاً بایستی محتوای P_2O_5 آن‌ها بالا باشد (همانند گرانیت-های نوع S کمرند چین خورده‌ی استرالیا) (شکل ۵-خ) در صورتی که چنین نیست.

مجموعه شواهد بالا ما را بر آن داشت که نتیجه بگیریم که نفوذی‌های لاهیجان ویژگی‌های دوگانه‌ای داشته که بیشتر بایستی آن‌ها را در ردیف گرانیتوئیدهای دورگه قرار داد. چنانکه بنابر [۲۵] علیرغم اینکه رده‌بندی ژنتیکی واژه‌ای انواع گرانیتوئیدها (I-S-A-M) اطلاعات مفیدی را در راستای شناخت خاستگاه عرضه می‌کند ولی این رده‌بندی خالی از اشکال نیست. از جمله اشکالات این نوع رده‌بندی این است که همه‌ی توده‌های گرانیتوئیدی مشتق از پوسته منحصراً تحت تاثیر خاستگاه آذرین یا رسوبی به تنهایی قرار نمی‌گیرند، بلکه با وجود چگونگی پیچیده‌ی پوسته، وجود گرانیتوئیدهای دارای خاستگاه دورگه‌ای یک امر قطعی است.

در نمودارهای جدایش محیط زمین‌ساختی (شکل ۶ الف تا ت) [۲۰]، گرانیت‌ها به چهار گروه شامل: گرانیت‌های پشته‌ی اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG) گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های برخوردی (COLG) رده‌بندی شده‌اند. موقعیت نفوذی‌های لاهیجان روی این نمودارها نشان می‌دهد که آن‌ها غالباً در گستره‌ی قوس آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند.

P_2O_5 با افزایش SiO_2 در گرانیت‌های نوع I با کاهش حلالیت P در گدازه‌های سیلیسی همخوانی دارد. در عوض داده‌های وابسته به گرانیت‌های نوع S، LFB، فراوانی‌های کاملاً متفاوت و پراکنده‌ای به شکل یک ناحیه‌ی مثلثی هستند و از مقادیر ۰/۱۵ درصد P_2O_5 در مافیک‌ترین سنگ‌ها گرفته و به سمت انواع فلسیک هم با افزایش و هم با کاهش روبرو می‌شوند، و (از ۰/۰۲ تا ۰/۴۲ درصد) را نشان می‌دهند. داده‌های وابسته به گرانیتوئیدهای لاهیجان روی نمودارهای نشان می‌دهد که رفتار P در این سنگ‌ها همانند نوع I کمرند یاد شده بوده و مقادیر آن در انواع فلسیک با افزایش SiO_2 ، کاهش یافته و رفته رفته و در مقدار SiO_2 برابر با ۷۷/۱۷ به ۰/۰۱ درصد می‌رسد. به عقیده‌ی [۱۸] فراوانی بیشتر P_2O_5 در گرانیت‌های نوع S با ماهیت پرآلومین تر همخوانی دارد. چنانکه [۲۲] نشان داده آپاتیت در گدازه‌های پرآلومین محلول است. [۲۳] نیز به‌طور تجربی نشان دادند که حلالیت آپاتیت در یک گدازه‌ی هاپلوگرانیتی (و در نتیجه فراوانی P_2O_5) به‌طور خطی با ASI افزایش می‌یابد. بنابراین با توجه به ماهیت پرآلومین گرانیتوئیدهای لاهیجان قاعدتاً انتظار داریم که مقادیر P_2O_5 در انواع فلسیک زیادتر از مقادیر فعلی باشند در صورتی که چنین نیست.

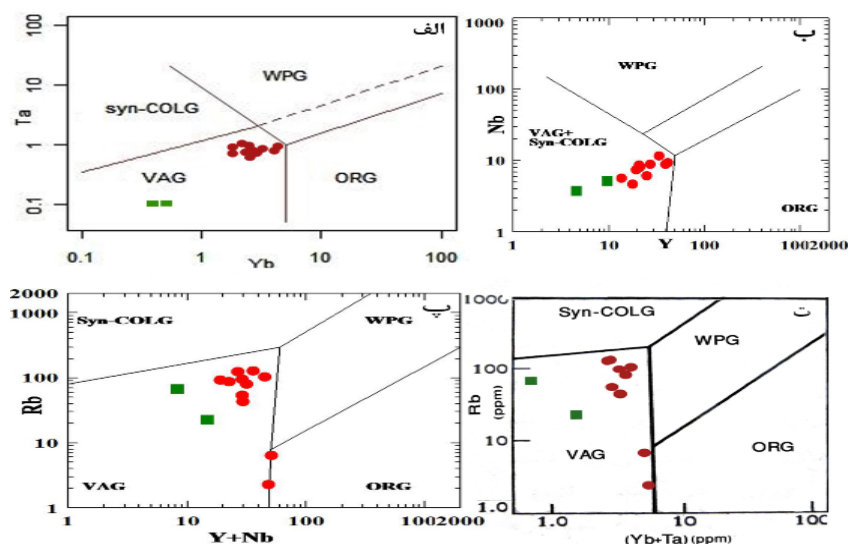
۵) بر اساس نسبت Na_2O به K_2O (شکل ۵-چ) [۲۴] بیشتر سنگ‌های فلسیک در گستره‌ی I و بعضی از انواع مافیک در گستره‌ی S قرار می‌گیرند.

۶) از نظر محتوای Rb (نمودارهای ۵-ح و خ) [۱۸] نفوذی-های لاهیجان در خارج از گستره و یا در گستره‌ی همپوشی انواع I و S کمرند LFB قرار می‌گیرند (هرچند که به نظر می‌رسد بر اساس نمودار Rb نسبت به کروندوم نرماتیو نفوذی-های فلسیک و مافیک لاهیجان به ترتیب با انواع S و I کمرند LFB همخوانی دارند).

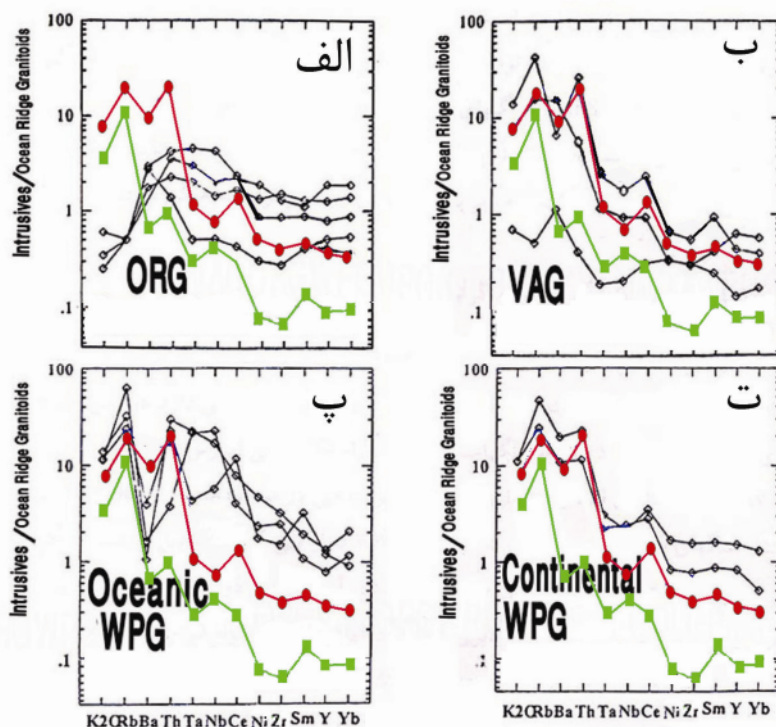
۷) علاوه بر موارد یاد شده، شواهدی مبنی بر نوع S بودن نفوذی‌های لاهیجان (به‌خصوص انواع فلسیک) وجود دارد که عبارتند از: الف) عدم همراهی سنگ‌های آتشفشانی با توده‌ی نفوذی لاهیجان، ب) حضور بیوتیت فراوان، ج) وجود آپاتیت به‌صورت کانی مستقل، د) عدم حضور هورنبلند یا پیروکسن، ه) عدم وجود مگنتیت اولیه، و) عدم مشاهده‌ی برونوم‌های ریز دانه‌ای بازی، ز) وجود اسفن به‌صورت ثانویه، ح) مقادیر کرمند نورماتیو بیش از ۱٪ (شکل ۵-ح)، ط) نمودارهای تغییرات

تشابه نسبی بین الگوهای عنکبوتی نفوذی‌های لاهیجان با گرانیتوئیدهای وابسته به Continental WPG مشاهده می‌شود.

مقایسه‌ی نمودارهای عنکبوتی میانگین نفوذی‌های لاهیجان (عادی سازی شده بر اساس [۲۰]) با گرانیتوئیدهای وابسته به جایگاه‌های زمین‌ساختی مختلف دنیا (شکل ۷) نشان می‌دهد که نفوذی‌های لاهیجان به VAG وابسته‌اند، در حالی که یک



شکل ۶ داده‌های وابسته به نفوذی‌های منطقه‌ی لاهیجان بر روی نمودارهای جدا کننده‌ی گرانیتوئیدها بر اساس [۲۰] با استفاده از عناصر: الف) Ta-Yb، ب) Nb-Y، پ) Rb-(Y + Nb)، ت) Rb-(Yb+Ta). چنانکه مشاهده می‌شود نفوذی‌های لاهیجان در گستره‌ی قوس آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند (علائم مشابه شکل ۳).



شکل ۷ مقایسه‌ی الگوهای نمودارهای عنکبوتی ترکیب میانگین نفوذی‌های منطقه‌ی لاهیجان با الف) گرانیت‌های پشتی اقیانوسی (ORG)، ب) گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG)، پ) گرانیت‌های میان صفحه‌ی اقیانوسی (WPG)، ت) گرانیت‌های میان صفحه‌ی قاره‌ای (WPG) [۲۰] (لوزی‌های تو خالی وابسته به مناطق دیگر دنیا، بقیه علائم مشابه شکل ۳).

برداشت

توده‌ی نفوذی گرانیتوئیدی لاهیجان که در شرق این شهرستان واقع شده است، جزئی از زون گرگان - رشت بشمار می‌رود. شواهد صحرایی حاکی از عدم وجود هاله‌ی دگرگونی مجاورتی و در عوض وجود سنگ‌های کاتاکلاستیک و میلونیتی در اطراف این توده است. بنابراین گرانیتوئید لاهیجان به‌داخل سنگ‌های اطراف (متاگری واکه و کربناته) نفوذ نکرده است بلکه تماسی گسله با آن‌ها دارد به این ترتیب بر خلاف گفته‌های قبلی سن آن احتمالاً تریاس نیست. تشابه نسبی رفتار عناصر کمیاب در اعضای مافیک و فلسیک به‌خصوص عناصر نادر خاکی ناشی از خاستگاه مشترک این دو گروه بوده و هرچند بعضی صفات گرایش اعضای مافیک به نوع I و فلسیک را به نوع S نشان می‌دهد ولی غالب ویژگی‌ها نشان از دوگانه بودن خاستگاه این سنگ‌ها دارد لذا گرانیتوئیدهای لاهیجان در ردیف گرانیتوئیدهای دورگه قرار گرفته و بایستی قاعداً بیش از یک نوع سنگ (آذرین یا رسوبی محض) در ایجاد مذاب‌های آن‌ها شرکت داشته باشد. نوع سری ماگمایی و طرح‌های توزیع عناصر کمیاب و نمودارهای عنکبوتی جایگاه زمین‌ساختی قوس‌های آتشفشانی (VAG) را برای آن‌ها پیشنهاد می‌کند، هرچند تمایل به سمت محیط داخل صفحه (WPG) می‌تواند نشان از رویداد فرایندهای ثانویه (نظیر جدایش و . . .) بر مذاب‌های یاد شده باشد.

قدردانی

این مقاله حاصل بخشی از طرح پژوهشی است که در دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان به تصویب رسیده است، لذا از حمایت‌های مالی این دانشگاه بخصوص حوزه‌ی معاونت پژوهشی واحد صمیمانه قدردانی می‌شود.

مراجع

- [۱] نبوی م.، "دیپاچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۵۵) ۱۰۹ص.
- [۲] موسوی ر.، "بررسی پترولوژیکی سنگهای آذرین جنوب لاهیجان"، رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران (۱۳۷۳) ۱۵۸ ص.

[۳] واعظی پور م.ج.، "گزارش بازدید از گرانیت لاهیجان به منظور اکتشاف تنگستن و مولیبدن"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۰).

[۴] آنلز رن.، اثرتون ر.س.، بیزلی ر.آ. و دیویس ر.ج.، "نقشه و گزارش زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ رشت- قزوین"، سازمان زمین‌شناسی ایران (۱۹۷۵).

[5] Hassanzadeh J., Stockli F.D., Horton B.K., Axen G.J., Stockli L.D., Grove M., Schmitt A. K., Walker J.D., "U-Pb Zircon geochronology of Late Neoproterozoic – Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism and exhumation history of Iranian basement", Tectonophysics, 45 (2008) 71-96.

[6] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to rock forming minerals", Longman, (1991) 528p.

[7] Shelly D., "Igneous and Metamorphic rocks under the Microscope", Chapman & Hall, (1993) 405p.

[8] Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J., "The interpretation of igneous rocks", Allen and Unwin, London, (1979) 405p.

[9] Kuno H., "Differentiation of basalt magmas", In: Hess H. H. and Poldervaart A. (eds), Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic compositions, Interscience, New York, 2 (1968) 623-688.

[10] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Can. J. Earth Sc., (1971) 523-548.

[11] McDonough W.F., Sun S., "Composition of the Earth", Chemical geology, 120 (1995) 223-253.

[12] Winter J.D., "An introduction to igneous and metamorphic petrology", New Jersey Prentice Hall, (2001) 699p.

[13] Rollinson H.R., "Using geochemical data: evaluation, Presentation, Interpretation", Longman Scientific & Technical, (1993) 322p.

[14] Wilson M., "Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach", Unwin Hyman, London, (1989) 466p.

[15] Clarke D.B., "Peraluminous granites", Can. Miner., 19 (1981) 1-2.

[16] Zen E., "Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: Some mineralogic and petrographic constraints", J. Petrol., 27 (1986) 1095-1117.

- [23] Wolf M.B., London D., "Apatite dissolution into peraluminous haplogranitic melts: an experimental study of solubilities and mechanisms", *Geochim. Acta* 56 (1994) 4127-4145.
- [24] Chappell B.W., White A.J.R., "Two contrasting granite types", *Pac. Geol.*, 8 (1974) 173-174.
- [25] Clarke D.B., "Granitoid Rocks", New York, Chapman and Hall, (1992).
- [26] Muller D., Rock N.M.S., Groves D.I., "Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings", *Min. Pet.*, 94 (1992) 259-289.
- [27] Forster H.J. Tischendorf D., Tramball R.B., "An evaluation of the Rb vs (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks", *Lithos*, 40 (1997) 261-293.
- [17] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoides", *Geo. Soc. of AM. Bull.*, 101 (1989) 635-643.
- [18] Cappell B.W., "Aluminum saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites", *Lithos*, 46 (1999) 535-551.
- [19] Chappell B.W., White A.G.R., "I and S type granites in the Lachlan fold belt", *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Sciences*, 83 (1992) 1-26.
- [20] Pearce J.A., Harris N.B.W., Thindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock", *Journal of Petrology*, 25 (1984) 956-983.
- [21] Harrison T.M., Watson E.B., "The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations", *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 48 (1984) 1468-1477.
- [22] Montel J.M., Mouchel R., Pichavant M., "High apatite solubility in peraluminous melts", *Terra Cognita*, 8 (1988) 71.