



پترولوژی، ژئوشیمی و کانی‌سازی سنگهای آتشفشانی ترشیری و توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی همراه آنها در منطقه ارغش - قاسم‌آباد (شمال شرق ایران) با گرایش ویژه به سن و منشأ گرانیته‌ها

زهرا اعلمی‌نیا^{1*}، محمدحسن کریم‌پور²، سید مسعود همام¹ و فریتز فینگر³

(1) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

(2) گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

(3) گروه تحقیقات و فیزیک، دانشگاه سالزبورگ، اتریش

دریافت مقاله: 1391/8/3، پذیرش: 1391/12/12

چکیده

منطقه ارغش - قاسم‌آباد در شمال شرق ایران و در حاشیه زون ساختاری سبزوآر قرار دارد. رخنمونهای ترشیری شامل گرانیته و کوارتز مونوزودیوریت پورفیری همراه با سنگهای آتشفشانی از نوع داسیت و آندزیت هستند. در منطقه مورد مطالعه، دایک‌هایی از نوع کوارتز گابرو و کوارتز مونوزودیوریت، سنگهای قدیمی‌تر را مورد نفوذ قرار داده‌اند. گرانیته‌ها و سنگهای آتشفشانی، میزبان رگه‌های کوارتز-کلسیت طلا و آنتیموان دار هستند. رگه‌های کانی‌سازی عمدتاً در اطراف دایک‌ها و در نیمه جنوبی منطقه دیده می‌شوند. مطالعات ژئوشیمیایی حاصل از این پژوهش نشان می‌دهد که گرانیته‌ها ماهیت کالک‌آلکانل پتاسیم بالا داشته، و از نوع گرانیته‌های انتقالی بین دو نوع A و I هستند. سنگهای آتشفشانی نیز با ترکیب آداکیتی، سرشار از استرانسیم و باریوم می‌باشند. دایک‌های منطقه مورد مطالعه، ویژگیهای سنگهای لامپروفیری را نشان می‌دهند. سن سنجی اورانیم-سرب بر روی زیرکن در گرانیته، سن $55/4 \pm 2/2$ میلیون سال (اوسن زیرین) را نشان می‌دهد. نسبتهای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ϵNd اولیه در گرانیته‌ها به ترتیب 0/704142 و 5/84+ می‌باشند. داده‌های نسبتهای ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه، وجود ماگمایی با منشأ گوشته تهی شده را تأیید می‌کند. سن به‌دست آمده نشان می‌دهد کانی‌سازی طلا-آنتیموان از اوسن زیرین جوانتر است. براساس شواهد صحرایی، ارتباط کانی‌سازی با دایک‌های لامپروفیری، بیش از ارتباط آن با سنگهای آداکیتی است.

واژه‌های کلیدی: گرانیته‌تئوئید نوع I/A، آداکیت، لامپروفیر، کانی‌سازی طلای رگه‌ای.

مقدمه

ایران دیده می‌شود. همگرایی میان صفحات در انتهای کرتاسه پایانی در زمان بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در ایران و ترکیه، نقش مهمی را در افزایش شدت ماگماتیسم دوره ائوسن داشته و سبب رخنمون فراوان سنگهای آذرین در این نواحی شده است. ماگماتیسم مرتبط با فرورانش از 35 تا 50 میلیون سال اغلب با حضور سنگهای درونی و آتشفشانی شوشونیتی و کالک‌آلکانل اسیدی تا حدواسط همراه بوده است [2]. اطلاعات ژئوشیمیایی به‌دست‌آمده از مطالعه سنگهای گرانیته‌تئوئیدی مربوط به دوره ائوسن و کرتاسه پایانی در زونهای

اثر کوه‌زایی آلپ-همیالیا در بخشی از ایران و ترکیه دیده می‌شود و سبب جوش‌خوردگی بلوکهای کیمبرین در نواحی مفصلی شده است. ایران مرکزی یکی از این بلوکهاست که براساس تقسیم‌بندی ساختاری توسط اشتوکلین و نبوی (1972) از شمال به زون البرز، از شمال شرق به کپه داغ، از جنوب غرب به سنندج سیرجان و از سمت شرق به زون شرق ایران محدود می‌شود (شکل 1) [1]. فعالیتهای متعدد ماگماتیسم در زمانهای مختلف در اغلب زونهای ساختاری

گذشته تفاوت دارد. در این تحقیق توده‌های درونی گرانیتی که در مطالعات گذشته به بعد از ائوسن [9] نسبت داده شده بود سن‌سنجی و تعیین منشأ شده و رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی و نادر در آنها با توده‌های نیمه‌عمیق و سنگهای آتشفشانی داسیت و آندزیت ترشیری مقایسه و ارتباط آنها با کانی‌زایی طلا و آنتیموان بررسی شده است.

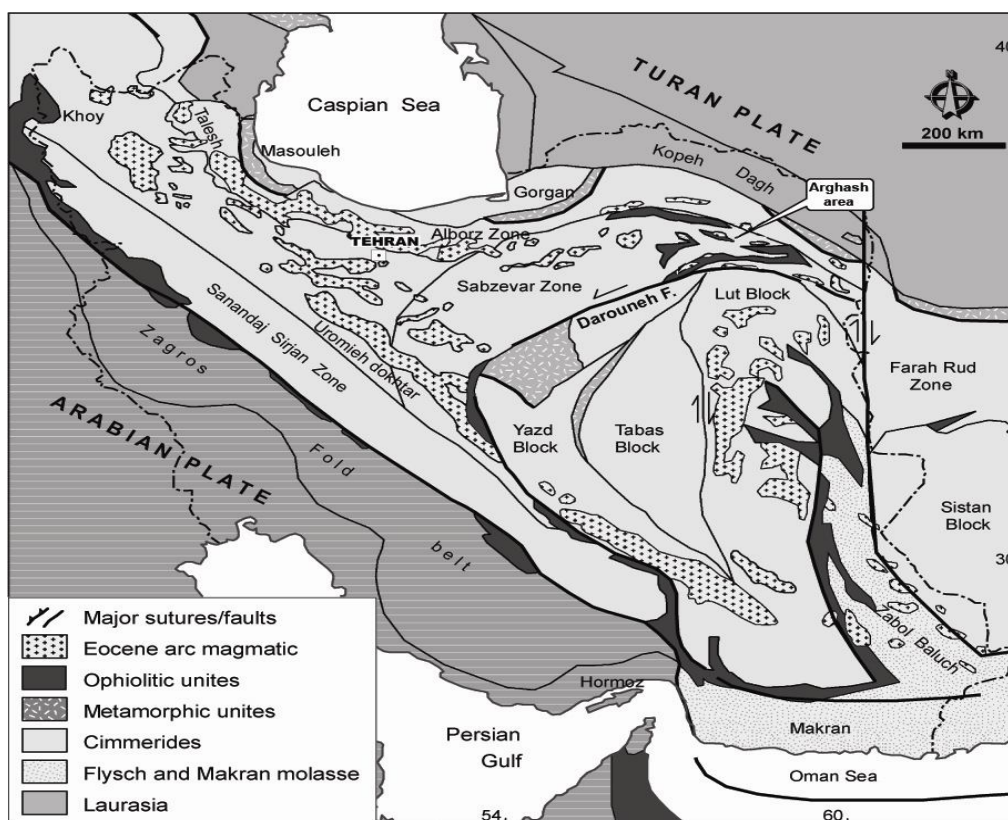
روش انجام پژوهش

این پژوهش بر مبنای مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. برای رسیدن به اهداف این تحقیق، پس از شناسایی، تفکیک و بررسی ارتباط توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق با سنگهای آتشفشانی جوان، نمونه‌هایی از سطح و گمانه‌ها جمع‌آوری و مقاطع نازک تهیه و مطالعه گردید. نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعاتی با مقیاس 1:20000 تهیه و رقومی شد. جمعاً 4075 متر مغزه حفاری متعلق به رگه‌های طلای 1، 2، 3، 4 و رگه آنتیموان از نظر زمین‌شناسی، دگرسانی، کانی‌سازی و وجود درز و گسل مطالعه گردید. 31 نمونه سنگی از سطح و گمانه‌ها انتخاب و قرصها تهیه شدند. سپس با دستگاه MicroXRF به کمک ابزار Bruker S4 در دانشگاه سالزبورگ اتریش برای تعیین عناصر اصلی و فرعی کل سنگ به جز عناصر نادر خاکی (REE) تجزیه شیمیایی شدند. به منظور تعیین سن به روش اورانیوم سرب زیرکن به روش LA-ICP-MS یک نمونه به وزن 5 کیلوگرم از توده‌های گرانیتی انتخاب گردید. پس از خردشدن و عبور از الک 0/42 میلی‌متر کانیهای سنگین مانند زیرکن، مگنتیت، پیریت، هورنبلند، پیروکسن و ... به کمک لاک‌شویی و سپس عبور از محلول سنگین برموفرم جدا گردیدند. سپس در زیر میکروسکپ بیناکولار زیرکنها از سایر کانیهای سنگین جدا شدند. از نمونه گرانیت، 65 عدد زیرکن با اندازه بزرگتر از 35 میکرون انتخاب و به مرکز Laserchron آریزونا در دانشگاه آریزونا آمریکا فرستاده شد. پس از تهیه پلاک‌های صیقلی و قبل از انجام تجزیه در این مرکز، زیرکنها با استفاده از ترکیب کاتادولومینسانس و میکروسکپ نوری مورد آزمایش قرار گرفت. بخشی از نمونه انتخابی برای سن‌سنجی، ابتدا از نظر هوازدگی و دگرسانی کنترل شد. سپس کل نمونه سنگی خرد و به ذرات کوچکتر از 60 میکرومتر پودر شد. 10 گرم از پودر سنگ برای تجزیه ژئوشیمی ایزوتوپهای Rb-Sr و Sm-Nd

مختلف ساختاری ایران، غالباً معرف ویژگی کالک‌آلکانل نوع I در آنهاست. سلطانی (2000) در پایان‌نامه دکتری خود ژئوشیمی سنگهای گرانیتوئیدی شمال شرق صفحه ایران مرکزی (زونهای سبزوار و تکنار) را مورد بررسی قرار داده است. وی گرانیتوئیدهای شمال منطقه کاشمر را از نوع I و دما پایین معرفی نموده و با روش Rb-Sr سن 43 میلیون سال را به آنها نسبت داده است [3]. اسپیس (Spies) و همکاران (1983) سنگهای آتشفشانی جوانتر از افیولیت‌ها را در حد فاصل کوههای قوچان تا سبزوار، از نگاه ژئوشیمی عناصر LIL و عناصر جزئی به سه دسته آندزیت‌های ائوسن، نفوذیهایی داسیتی الیگوسن - پلیوسن و گروه بازالت‌های قلیایی و شوشونیت‌های میوسن - پلیوسن تقسیم کرده‌اند. به عقیده آنها دو گروه اول دارای ویژگیهای ماگمای آهکی قلیایی بوده و متعلق به تیپ کمان جزیره‌های اقیانوس آرام هستند [4]. اشرف‌پور و همکاران (1386) ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی محدوده ارغش (جنوب شرق نیشابور) را به نوار ارومیه-دختر شباهت داده و متعلق به سری پتاسیم متوسط تا بالا، با گرایش کالک‌آلکانل و شاخص ماگماتیسیم کمان قاره‌ای مرتبط با فرورانش دانسته‌اند [5].

منطقه مطالعاتی ارغش - قاسم‌آباد در شمال شرق بلوک کویر بزرگ، در حاشیه زون سبزوار و شمال گسل درونه قرار دارد (شکل 1). منطقه اکتشافی ارغش از سال 1373 پس از بررسیهای ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه‌ای و شناسایی ناهنجاریهای متعدد طلا و آنتیموان توسط سازمان زمین‌شناسی کشور مورد توجه قرار گرفت. در گزارشهای قبلی احتمال داده شده که گرانیتها با کانی‌زایی آنتیموان مرتبط بوده و سیالات گرمایی آنها در سنگهای میزبان رگه‌ها نفوذ کرده و سبب دگرسانی آنها شده‌اند [6]. فراوانی گسلها سبب پیچیدگی وضعیت زمین‌شناسی در منطقه شده است. نقشه‌های منتشر شده قبلی با اطلاعات لیتولوژی تناقض دارد. لذا نقشه جدید زمین‌شناسی براساس کار صحرایی و بررسیهای پتروگرافی در فاصله سالهای 1388 - 1390 با مقیاس 1:20000 تهیه شد. در برخی قسمتها از نقشه زمین‌شناسی معدنی با مقیاس 1:5000 ارغش [7] و یک گزارش چاپ نشده از منطقه اکتشافی چشمه‌زرد [8] استفاده شده است. نقشه جدید از جهات بسیاری از جمله روابط سنی میان توده‌های آذرین با سنگهای آتشفشانی، با نقشه‌های

براساس Finnigan MAT 261 6-collector به دانشگاه کلرادوی امریکا فرستاده شد.



شکل 1. نقشه ساختاری ساده شده ایران. با تغییراتی از [10، 11 و 12]؛ ناحیه کیمیرین با رنگ روشن مشخص شده است که در محدوده سرزمین ایران شامل بلوکهای لوت، طبس، یزد و کویر بزرگ است. موقعیت منطقه مطالعاتی در حاشیه زون سبزوار نشان داده شده است.

زمین‌شناسی

محدوده مورد بررسی در استان خراسان رضوی، در 45 کیلومتری جنوب شهرستان نیشابور، حدفاصل روستاهای قاسم‌آباد، ارغش و حسن‌آباد قرار دارد. این منطقه با وسعت 81 کیلومتر مربع در گستره‌ای میان $30^{\circ} 33' 58''$ تا $41^{\circ} 39' 58''$ طول خاوری و $07^{\circ} 50' 35''$ تا $45^{\circ} 54' 35''$ عرض شمالی می‌باشد (شکل 2).

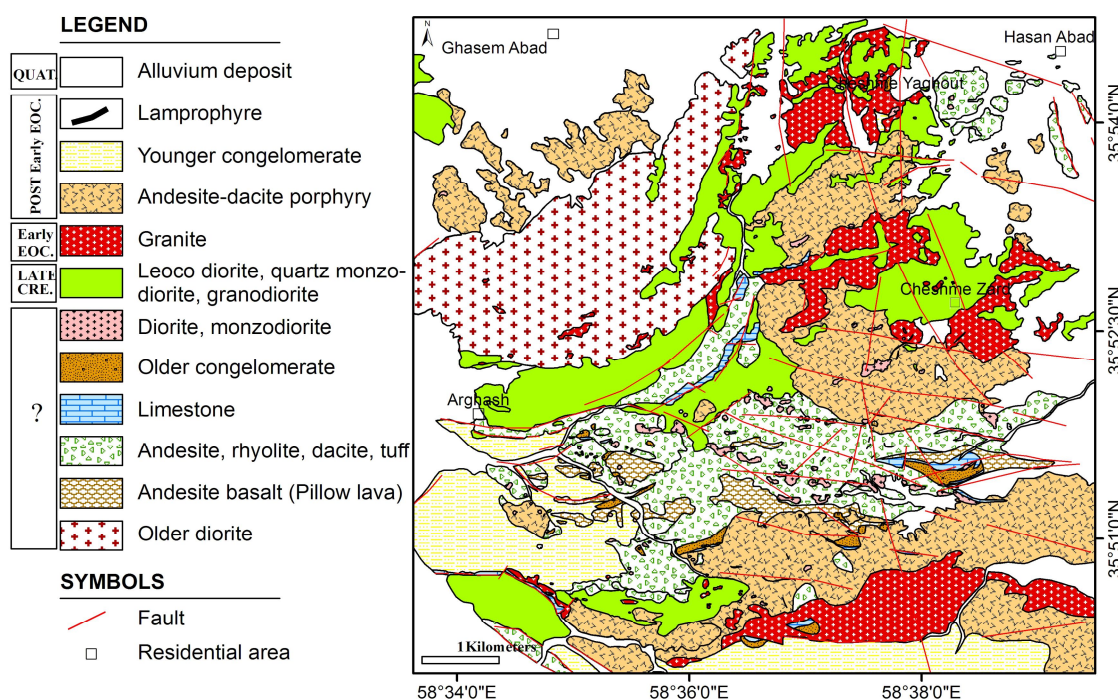
براساس شواهد صحرائی به‌دست آمده در این تحقیق، نمونه‌برداری و مطالعات آزمایشگاهی از جمله سنگ‌شناسی و شیمی کل سنگ، قدیمی‌ترین سنگ منطقه توده بزرگ هورنبلند دیوریت در شمال غرب محدوده است (شکل 2) که بلندترین ارتفاعات منطقه را نیز تشکیل می‌دهد. توده‌های متعدد با ترکیب گرانیتی و گرانودیوریتی درون هورنبلند دیوریت نفوذ نموده‌اند. گدازه‌های بالشی با کشیدگی شرقی-غربی در شرق روستای ارغش رخنمون دارند (شکل 2).

سنگهای آتشفشانی آندزیتی بخش وسیعی از مرکز تا جنوب منطقه را پوشانده‌اند (شکل 2). این واحد روند شرقی-غربی داشته و از توفهای ماسه‌ای سبز ریزدانه به همراه ماسه‌سنگ دانه‌ریز تا متوسط خاکستری تشکیل شده است. در شرق روستای ارغش، توفهای سبز خاکستری به‌صورت شیب‌دار بر روی گدازه‌های بالشی قرار گرفته‌اند. لایه‌های متعدد کربناته خاکستری با گسل‌های تراست و یا به‌صورت رخنمونهای کوچک در نزدیکی گدازه‌های بالشی در منطقه ظاهر شده است. مقادیر فراوانی فسیل فوزولین به‌صورت آزاد در بخش‌های بالایی آهک‌های تراست‌شده دیده می‌شود. در رخنمونهای کوچک آهکی فسیل نومولیت دیده می‌شود. رخنمونهای محدودی از کنگلومرای قدیمی با جورشدگی ضعیف در نیمه جنوبی محدوده دیده می‌شود (شکل 2). قطعات آن شامل آندزیت، داسیت و قطعات آهکی فسیل‌دار می‌باشد. در بخش غربی محدوده، توده‌های گرانیتوئیدی هورنبلنددار به داخل توفها و

می‌شود. توده‌های نیمه‌عمیق کوارتزومونوزودیوریت‌پورفیری رخنمون کمی در منطقه دارند و به نظر می‌رسد که از سایر توده‌ها جوانتر باشند و به‌صورت رخنمونهای پراکنده‌ای در داخل سنگهای آتشفشانی دیده می‌شوند. در بخشهای مرکزی و شرقی سیزده دایک از جنس گابرو، دیوریت، کوارتزومونوزودیوریت درون واحدهای آتشفشانی و توده‌های گرانیتی تزریق شده‌اند. بلندترین دایک به طول تقریبی 450 متر به موازات رگه اصلی طلا دار Au-III در نزدیکی روستای متروکه چشمه زرد دیده می‌شود (شکل 2). کنگلومرای الیگوسن [7] با جورشدگی ضعیف گسترش وسیعی در جنوب غرب روستای ارغش دارد (شکل 2). قطعات آن شامل آندزیت، کوارتز آندزیت، توف، دیوریت، گرانیت، آهک فسیل‌دار و قطعات کلسیت و کوارتز است. رسوبات کواترنری شامل نهشته‌های سیلابی حاشیه کال‌ها و آبراهه‌های منطقه می‌باشند.

گسلها و شکستگیهای منطقه عمدتاً دارای دو روند شمال شرقی - جنوب غربی و شمال غربی - جنوب شرقی می‌باشند. اغلب گسلهای منطقه از روند اول پیروی می‌کنند. رگه‌های کوارتز - کلسیت همراه با طلا و آنتیموان بیشتر در این امتدادها دیده می‌شوند.

سنگهای آتشفشانی آندزیتی قدیمی‌تر نفوذ نموده‌اند. این گرانیتوئیدها خاکستری تیره تا روشن با طیف ترکیبی دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتزومونوزودیوریت، گرانودیوریت و تونالیت هستند که در بخشهای مختلف محدوده رخنمون وسیعی دارند (شکل 2). سن گرانیتوئیدهای یاد شده به روش اورانیوم سرب زیرکن، کرتاسه بالایی به‌دست آمده است [13]. گرانیتها بیشتر در شمال محدوده مطالعاتی و نزدیکی چشمه زرد رخنمون دارند. گرانیتها در بخشهایی از شرق و جنوب محدوده، سنگ میزبان رگه‌های کانی‌سازی طلا و آنتیموان می‌باشند (شکل 2). گرانیتهای صورتی دانه‌ریز تا متوسط بوده و به‌ندرت کانی مافیک در آنها به چشم می‌خورد. سن گرانیتها بعد از ائوسن در نظر گرفته شده است [9] اما همان‌طور که بعداً اشاره خواهد شد سن دقیق آنها ائوسن زیرین است. گرانیتهای صورتی به درون گرانودیوریتها نفوذ نموده و سبب حاشیه دانه‌ریزی در مجاورت با توده‌های گرانودیوریتی شده است. در حواشی گرانیتهای صورتی دگرسانی ضعیفی به چشم می‌خورد. در منطقه چشمه‌زرد نزدیک به رگه‌های اصلی طلا، کانی‌زایی پیریت در گرانیتها دیده می‌شود. به‌دنبال فعالیت آتشفشانی ائوسن [7]، سنگهای آتشفشانی از جنس آندزیت و داسیت در منطقه رخنمون دارند. قطعاتی از گرانیت و گرانودیوریت در مرز سنگهای آتشفشانی با این توده‌ها دیده



شکل 2. نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعاتی [13]

پتروگرافی سنگهای آتشفشانی و توده‌های ترشیری

توده‌های نفوذی جوان، استوکهای نیمه‌عمیق و سنگهای آتشفشانی جوان به ترتیب از جنس گرانیت، کوارتز مونوزو دیوریت پورفیری و آندزیت- داسیت می‌باشند. استوکهای کوارتز مونوزو دیوریت پورفیری به صورت پراکنده در منطقه دیده می‌شوند و گرانیتها و سنگهای آتشفشانی آندزیت و داسیت را قطع کرده‌اند. دایک‌های متعدد از جنس کوارتز گابرو، دیوریت و کوارتز مونوزو دیوریت در نزدیکی رگه‌های کانی‌زایی طلا دیده می‌شوند.

گرانیت: دارای بافتهای دانه‌ای ریز تا متوسط دانه، گرافیکی، میکروگرافیکی (هم‌رشدی کوارتز و آلکالی فلدسپار در پلاژیوکلاز) و میرمیکیتی (به صورت هم‌رشدیهای کوارتز و آلکالی فلدسپار) می‌باشند. کانی‌شناسی سنگهای مذکور ساده بوده و شامل 14 تا 38 درصد حجمی کوارتز با اندازه کمتر از 0/8 تا 2/5 میلی‌متر که گاهی در فضای بین بلورها تشکیل می‌شود؛ 11 تا 31 درصد حجمی آلکالی فلدسپار شامل ارتوز، پرتیت و میکروکلین با اندازه 0/5 تا 1/5 میلی‌متر، 23 تا 32 درصد حجمی آلبیت با اندازه 1 تا 2 میلی‌متر می‌باشد. این سنگها به ندرت دارای کانی مافیک می‌باشند. تنها کانی مافیک از نوع بیوتیت با فراوانی کمتر از 4/5 درصد با رنگ سبز قهوه‌ای با اندازه کمتر از 0/6 تا 1 میلی‌متر است. فلدسپارها به سرسیت، اپیدوت یا کلسیت تجزیه شده‌اند. در حاشیه توده‌های گرانیتی با توده‌های هورنبلند گرانیتوئیدی کرتاسه بالایی بافت پورفیری با زمینه‌ای پر از کوارتزهای دانه‌ریز و فلدسپارهای کمی گرد شده دیده می‌شوند. زیرکن، آپاتیت و کانیهای اپک از جمله کانیهای فرعی این سنگها می‌باشند.

آندزیت و داسیت: بافت پورفیری دارند. درشت‌بلورها عمدتاً شامل 30 تا 45 درصد حجمی فلدسپار، 10 تا 17 درصد حجمی هورنبلند، 11 تا 20 درصد حجمی بیوتیت و گاهی 3 تا 5 درصد حجمی پیروکسن با اندازه متوسط 2 میلی‌متر و 7 تا 21 درصد حجمی کوارتز می‌باشند. کانیهای فرعی شامل زیرکن، آپاتیت و پیریت هستند. پلاژیوکلاز با اندازه 0/2 تا 7 میلی‌متر بیشترین فراوانی درشت‌بلور را در بین سایر کانیها دارد. آنها معمولاً شکل‌دار، توفال مانند و بعضی از آنها ماکل پلی‌سننتیک نشان می‌دهند. در میان درشت‌بلورهای فلدسپات، سانیدین گاهی به اندازه 14 میلی‌متر می‌رسد. هورنبلند به شکل شکل‌دار و سبز قهوه‌ای با اندازه 0/1 تا 1/5

میلی‌متر می‌باشد. برخی از آنها به کلسیت، کلریت و اپیدوت دگرسان شده‌اند. پیروکسنها گاهی در حاشیه به هورنبلند تبدیل شده‌اند. درشت‌بلورهای بیوتیت با اندازه 0/1 تا 0/7 میلی‌متر نیمه‌شکل‌دار و قهوه‌ای هستند. در داسیتها کوارتزهای گرد شده با خوردگی خلیجی در اندازه 0/2 تا 1/5 میلی‌متر به فراوانی در متن سنگ دیده می‌شوند.

کوارتز مونوزو دیوریت پورفیری: بافت پورفیری با 7 تا 20 درصد درشت‌بلور شامل کانیهای پلاژیوکلاز با اندازه 0/5 تا 8 میلی‌متر، هورنبلند 0/2 تا 0/8 میلی‌متر و کلینوپروکسن با اندازه 0/5 میلی‌متر است. زمینه شامل کوارتز با کمتر از 0/3 میلی‌متر، اورتوز و پلاژیوکلاز کمتر از 0/5 میلی‌متر است. فلدسپارها در زمینه به شکل تیغه و میکرولیتی دیده می‌شوند. کانیهای زیرکن، آپاتیت و پیریت به صورت کانی فرعی در زمینه دیده می‌شوند.

دایک‌های لامپروفیری: از جنس کوارتز گابرو، دیوریت و کوارتز مونوزو دیوریت می‌باشند. بافت اینترگرانولار و شامل 3 تا 15 درصد کوارتز با اندازه 0/2 میلی‌متر، 30 تا 39 درصد توفالهای پلاژیوکلاز با اندازه کمتر از 0/9 میلی‌متر، 5 تا 32 درصد آلکالی فلدسپار با اندازه 0/4 میلی‌متر، کمتر از 15 درصد پیروکسن با اندازه 1 میلی‌متر است. کانیهای فرعی شامل مگنتیت و آپاتیت می‌باشند.

کانه‌زایی و آنتراسیون

کانه‌زایی طلا و آنتیموان در بخش جنوبی محدوده مطالعاتی شامل پنج رگه کوارتز کلسیت طلا دار با نامهای Au-I، Au-II، Au-III، Au-IV و Au-V و یک رگه کوارتز آنتیموان می‌باشند.

رگه طلا دار Au-III: مهمترین بخش کانه‌زایی طلاست که 1/2 کیلومتر طول و 0/3 تا 5 متر پهنا دارد (شکل 3). سنگ درون‌گیر رگه شامل گرانیت، دیوریت، آندزیت و لاپیلی توف است. کانی‌زایی سولفیدی شامل پیریت، آرسنوپیریت، کالکوپیریت و گالن به شکل افشان و رگه‌چه‌ای همراه با کوارتز، کلسیت و اکسیدهای آهن ثانویه دیده می‌شود. بالاترین عیار طلا در حد 3/2 گرم در تن دیده می‌شود [14]. آنتراسیون در حاشیه رگه شدت بیشتری دارد و شامل انواع سیلیسی، سرسیتیک، آرژیلیک و دورتر از رگه از نوع پروپلیتیک می‌شود.

کمتری نسبت به دیگر رگه‌ها دارد. کانی‌سازی اولیه به شکل رگه‌چهای و افشان به‌صورت دانه‌های بی‌شکل پیریت با بافت غربالی به همراه اکسیدهای آهن ثانویه دیده می‌شود [14]. آلتراسیون در حاشیه رگه‌ها از نوع سیلیسی، آرژیلیک و پروپلیتیک است.

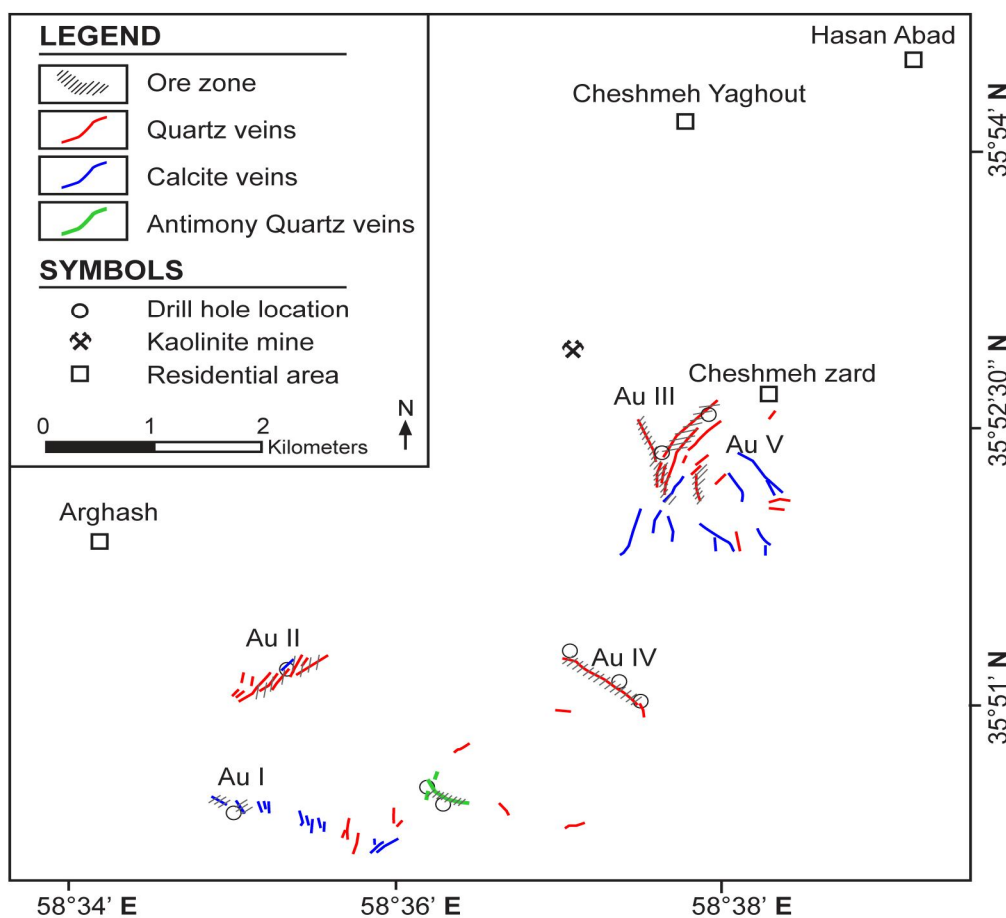
رگه طلا دار Au-V: غالباً از کلسیت و به صورت جزئی از کوارتز تشکیل شده‌اند. رگه‌های کوچکتری از کلسیت عقیم و تأخیری به‌صورت پراکنده در اطراف رگه‌های اصلی دیده می‌شود [5].

رگه کوارتز آنتیموان‌دار: در سطح بیشتر به‌صورت رگه‌ای و بعضاً رگه‌چه، افشان و برشی دیده می‌شود. کانی‌زایی سولفیدی همراه رگه کوارتز شامل پیریت، کالکوزیت، کولیت و سینابر است که به‌صورت رگه‌چه و افشان دیده می‌شود. بخش عمده کانی‌سازی در زون سیلیسی و زون کوارتز-سرسیت و پیریت دیده می‌شود [13].

رگه طلا دار Au-IV: سنگ درون‌گیر رگه شامل ماسه‌سنگ، توف ماسه‌ای، آندزیت بازالت، آندزیت و گابرو است. پیریت به‌صورت رگه‌چهای و افشان همراه با کوارتز و کلسیت دیده می‌شود. میانگین عیار طلا در برخی رگه‌ها به 1/53 گرم در تن می‌رسد [14]. آلتراسیون از نوع آرژیلیک، سیلیسی، کربناتی و پروپلیتیک می‌باشد.

رگه طلا دار Au-II: سنگ درون‌گیر کانه‌زایی شامل آندزیت بازالت و اسلیت است. تنها کانی سولفیدی در رگه‌ها پیریت‌های ریزدانه و فرامبوئیدال است که به همراه کوارتز، کلسدون، سیدریت، کلسیت و اکسیدهای آهن ثانویه دیده می‌شود. عیار طلا از 0/3 تا 1/65 گرم در تن گزارش شده است [14]. آلتراسیون از نوع آرژیلیک، کربناتی، سیلیسی و پروپلیتیک است.

رگه طلا دار Au-I: کانه‌زایی غالباً در سنگ درون‌گیر آندزیت دیده می‌شود. از نظر ضخامت، پهنا و کانی‌سازی طلا اهمیت



شکل 3. توزیع رگه‌های کوارتز و کلسیت طلا-آنتیموان‌دار در منطقه مطالعاتی نشان داده شده است. با تغییراتی از [7].

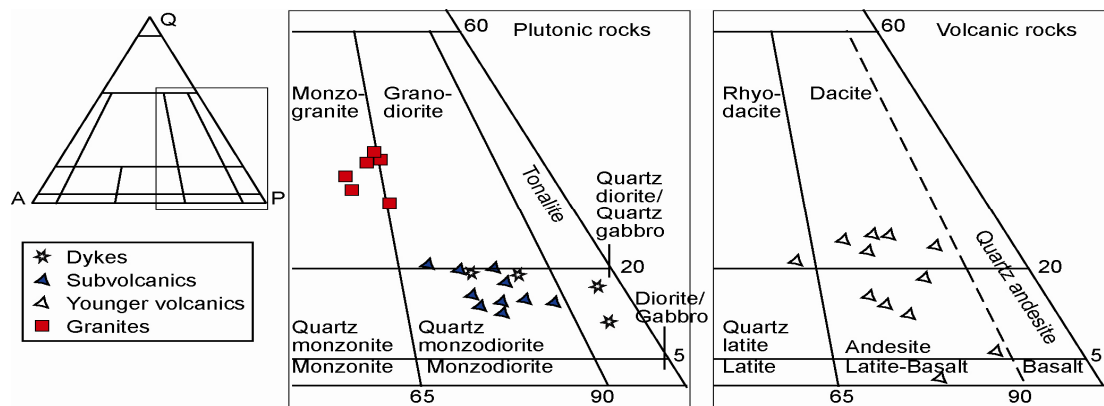
انتخاب گردید. سن نسبی آنها براساس مشاهدات صحرایی به دست آمده است. تجزیه عناصر اصلی و فرعی کل سنگ به جز عناصر نادر خاکی (REE) برای کل سنگ به روش XRF انجام گرفت (جدول 1). مقادیر FeO و Fe_2O_3 با استفاده از نرم از میزان Fe_2O_3 محاسبه شده است (جدول 1). 6 نمونه گرانیت، 10 نمونه توده‌های نیمه عمیق، 4 نمونه از دایک‌های میکروگابرو و مونزودیوریتی در نزدیکی کانی‌سازی Au-II، 11 نمونه از سنگهای آتشفشانی انتخاب شدند. نمونه‌های سنگی منطقه طلای ارغش دگرسانی نشان می‌دهند. پس از محاسبه نرم، نمونه‌ها در نمودار سه‌تایی اشتربیکایزن (1976) قرار گرفتند. سنگهای آتشفشانی در قلمرو آندزیت، داسیت و کمتر لایتت بازالت و توده‌های نیمه‌عمیق در قلمرو کوارتز مونزودیوریت قرار دارند. نمونه‌های مربوط به سن ائوسن زیرین تماماً در قلمرو مونزوگرانیت قرار دارند. نمونه‌های برداشت شده از دایک‌ها جنس کوارتزگابرو و کوارتز مونزودیوریت نشان می‌دهند (شکل 4).

حساسیت مغناطیسی

مقدار حساسیت مغناطیسی برای نمونه‌های دستی سنگهای گرانیتوئیدی ترشیری توسط دستگاه حساسیت‌سنج مغناطیسی مدل GM-S2 در دانشگاه فردوسی مشهد اندازه‌گیری شد. بیشترین مقدار حساسیت مغناطیسی در دایک‌های میکروگابرو و کوارتز مونزودیوریت (SI) 10^{-5} تا 1703×10^{-5} تا 4012 اندازه‌گیری شده است. توده‌های نیمه‌عمیق کوارتز مونزودیوریت پورفیری حساسیت مغناطیسی (SI) 431×10^{-5} تا 2976 نشان می‌دهند. حساسیت مغناطیسی در گرانیتها با اندازه 0 تا حداکثر (SI) 603×10^{-5} اندازه‌گیری شده است. اغلب نمونه‌های گرانیتی حساسیت مغناطیسی کمتر از (SI) 355×10^{-5} دارند.

ویژگیهای ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی

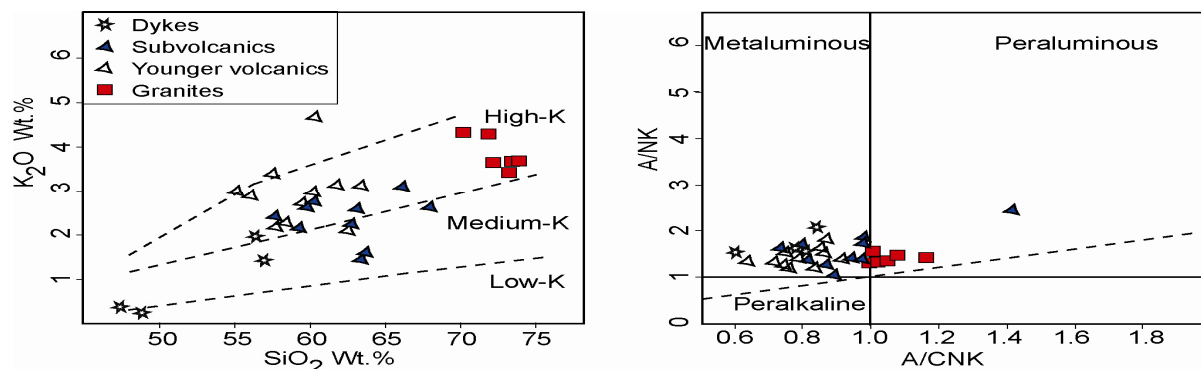
پس از مطالعه مقاطع نازک، برای بررسی رفتار ژئوشیمیایی سنگهای مختلف، 31 نمونه با حداقل دگرسانی از سنگهای نفوذی، نیمه‌عمیق و آتشفشانی جوان از سطح زمین و گمانه‌ها



شکل 4. موقعیت نمونه‌های سنگی پس از محاسبه نرم بر روی نمودار اشتربیکایزن.

Shand (1943) نسبت مولی $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ برای اغلب نمونه‌های گرانیتی بین 1 تا 1/1 است و ویژگی پرآلومین ضعیفی نشان می‌دهد [16]. اندیس یادشده در توده‌های نیمه‌عمیق، سنگهای آتشفشانی و دایک‌ها کمتر از یک است و ویژگی متا آلومین و شبه قلیایی نشان می‌دهند. یک نمونه از سنگهای آتشفشانی به علت دگرسانی سرسیتیک جابه‌جایی نشان می‌دهد و در ناحیه پرآلومین قرار دارد (شکل 5).

در این تحقیق توزیع عناصر اصلی و فرعی گرانیتها با سنگهای آتشفشانی و توده‌های نیمه‌عمیق جوانتر مقایسه شده‌اند. براساس نمودار تغییرات SiO_2 در برابر K_2O ، Peccerillo and Taylor (1976) نمونه‌های گرانیتی در قلمرو پتاسیم بالا می‌باشد (شکل 5) [15]. نیمه‌عمیق‌ها، دایک‌ها و سنگهای آتشفشانی جوانتر در قلمرو پتاسیم متوسط تا بالا در سری کلسیمی - قلیایی با تمایل به شوشونیتها قرار دارند. دو نمونه از دایک‌ها به سبب دگرسانی میزان K_2O پایینی نشان می‌دهند. در تقسیم‌بندی توده‌ها با اندیس اشباع آلومینیوم در نمودار



شکل 5. موقعیت نمونه‌های سنگی در نمودار SiO_2 در برابر K_2O [15] و در نمودار تعیین اندازه آلومینیوم [16].

با نمایش نمونه‌های گرانیتی در نمودارهای متمایز کننده گرانیتوئیدها، براساس فراوانی Zr در برابر Ga/Al در قلمرو گرانیتوئیدهای نوع A قرار می‌گیرند (شکل 8). در نمودارهای $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})/(\text{K}_2\text{O}+\text{NaO})/\text{CaO}$ در برابر FeO/MgO حد فاصل میان نوع A و I قرار دارند (شکل 8). در سایر نمودارهای تفکیکی، ویژگی گرانیتوئیدهای نوع I را نشان می‌دهند (شکل 8). هر چند مقدار استرانسیم در آنها بالا نیست (شکل 6) و نسبت Rb/Sr در آنها کمتر از یک است. برطبق Chappell و همکاران (2004) اگر در منشأ ماگما به اندازه کافی کوارتز، آلبیت و اورتوز نباشد و حداقل در درجات پایین، مقدار آب قابل دسترس برای ورود به ذوب محدود شود پدیده ذوب‌شدگی می‌تواند تا درجات بالا ادامه پیدا کند و یک ماگمای هاپلوگرانیتی حرارت بالا یا نوع A را به وجود آورد. چنین ماگمایی در عناصر فرعی مشخص مانند Zr، Y و عناصر نادر خاکی غنی خواهد شد [18]. گرانیت‌های نوع A ویژگی‌های ترکیبی منحصر به فردی مانند مقدار بالای $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ نسبت به گرانیتوئیدهای نوع I، مقادیر بالای عناصر فرعی Zr، Y، Nb و عناصر کمیاب خاکی (REE به جز Eu) و مقدار پایین از نسبت‌های LIL/HFS و اکسیدهای CaO، MgO و Al_2O_3 دارند. برای تعیین موقعیت تکتونیکی گرانیت‌ها از نمودارهای تقسیم‌بندی پیرس و همکاران (1984) استفاده می‌شود [19] ولی بهتر است احتیاط و دقت بیشتری صورت گیرد و گاهی ممکن است این نمودارها گمراه‌کننده باشند. نمونه‌های گرانیتی منطقه مطالعاتی در نمودار Y+Nb در برابر Rb مرز میان گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای (WPG)، همزمان با تصادم قاره‌ای (SYN-COLG) و کمرندهای آتشفشانی ناحیه فرورانش (VAG) قرار می‌گیرند (شکل 9).

در بررسی رفتار شیمیایی عناصر اصلی و فرعی در نمودارهای تغییرات هارکر، الگو و رفتار متفاوتی میان چهار مجموعه سنگی شامل سنگهای گرانیتی، توده‌های کوارتز مونزودیوریت پورفیری، دایک‌های کوارتز گابرو-کوارتز مونزودیوریت و سنگهای آتشفشانی داسیت-آندزیت جوان دیده می‌شود که جداگانه شرح داده می‌شوند. لازم به ذکر است در بسیاری از نمودارهای شکلهای 6 و 7، رفتار عناصر فرعی با شدت میدان بالا (HFSE) نمایش داده شده است. این عناصر در سیالات آبی مانند شرایط هیدروترمالی، هوازگی کف دریا و درجات دگرگونی پایین تا متوسط نسبتاً غیر متحرک هستند.

گرانیتها: گرانیتها با میزان اکسید سیلیسیم 69/83 درصد تا 73/70 درصد دارای کمترین مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی مانند MgO ، CaO ، FeO ، Al_2O_3 ، TiO_2 و P_2O_5 می‌باشند (شکل 8). مقدار پایین تیتان و فسفر می‌تواند به تفریق تیتانومگنتیت و آپاتیت ارتباط داشته باشد. تهی‌شدگی در عناصر فرعی سازگار مانند Co، Sr و Cr (به ترتیب 2 تا ppm ناسازگار La و Nb به ترتیب مقادیر 4 تا 8 ppm، 5 تا 20 ppm نشان می‌دهند (شکلهای 6 و 7). میزان عناصر کمیاب با شدت میدان بالا (HFS) مانند Y، Ta، Nb و Th اغلب با کانیهای فرعی مانند تیتانیت، فلور آپاتیت، مونازیت و زیرکن کنترل می‌شود که ارتباط با ضریب جدایشی بالای این عناصر در کانیهای فرعی دارد [17]. بیشترین مقادیر عناصر کمیاب ناسازگار Y، Zr و Nd (به ترتیب 166 تا 252 ppm، 18 تا 28 ppm، 18 تا 21 ppm) در گرانیتها دیده می‌شوند (شکلهای 6 و 7). همچنین گرانیتها دارای مقادیر بالایی از عناصر فرعی Ba و Rb (به ترتیب 295 تا 443 ppm، 62 تا 106 ppm) می‌باشند.

جدول 1. تجزیه شیمیایی سنگهای نفوذی، نیمه عمیق و آتشفشانی در منطقه ارغش - قاسم آباد. علایم اختصاری: (G) گرانیت، (Qmz) کوارتز مونزودیوریت، (Dk) دایک، (Vol) سنگهای آتشفشانی.

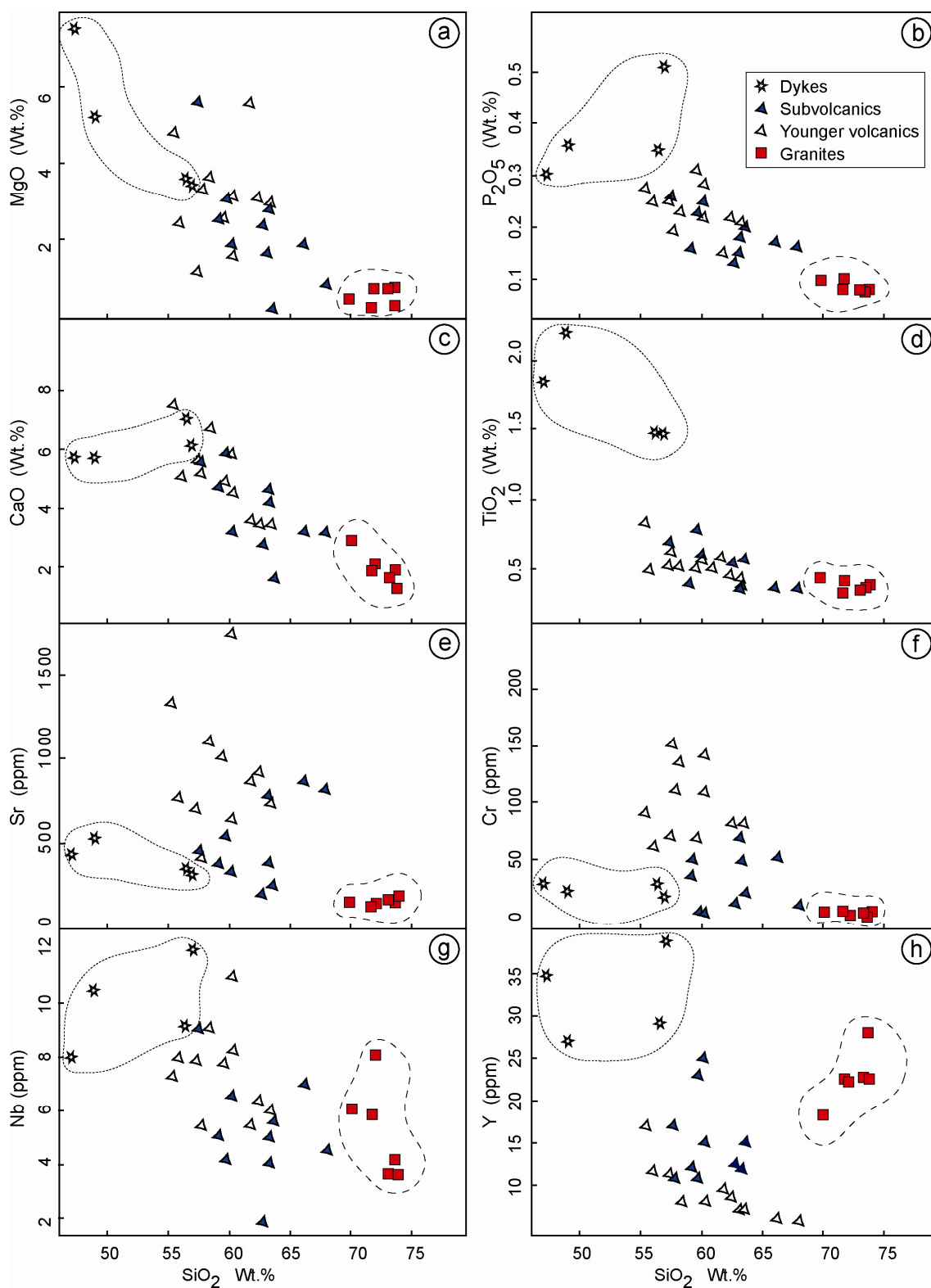
	G	G	G	G	G	G	Qmz	Qmz	Qmz	Qmz	Qmz
	AR162	AH03	AP92	AP2	AP9	AP11	A43.1	A92.5	AH14	A80.2	A113
X	646461	646522	643758	647688	647822	647921	Au V	Au III	647010	Au III	645537
Y	3974397	3974419	3968181	3971905	3972052	3971995	گمانه	گمانه	3974767	گمانه	3970559
Major elements (%)											
SiO ₂	69/83	71/67	71/85	73/11	73/52	73/70	55/34	55/93	57/54	57/39	58/36
TiO ₂	0/43	0/32	0/41	0/35	0/36	0/37	0/82	0/48	0/69	0/51	0/51
Al ₂ O ₃	14/52	13/95	14/18	12/89	12/97	13/39	15/55	15/76	14/89	16/42	16/00
FeO	1/98	1/39	1/90	1/84	1/95	0/82	4/62	3/18	4/89	2/90	3/03
Fe ₂ O ₃	0/24	0/17	0/24	0/23	0/24	0/10	0/57	0/39	0/60	0/36	0/37
MnO	0/03	0/02	0/02	0/04	0/05	0/01	0/12	0/09	0/15	0/09	0/08
MgO	0/50	0/24	0/71	0/72	0/72	0/29	4/85	2/43	5/54	1/19	3/64
CaO	2/94	1/92	2/06	1/67	1/84	1/29	7/48	5/09	5/61	5/62	6/71
Na ₂ O	2/76	2/93	4/07	3/43	3/31	3/14	4/9	4/75	3/67	3/14	4/35
K ₂ O	4/35	4/31	3/67	3/36	3/68	3/71	2/9	2/89	2/42	3/29	2/29
P ₂ O ₅	0/1	0/08	0/1	0/08	0/08	0/08	0/59	0/25	0/26	0/25	0/23
LOI	2/25	2/62	0/77	1/80	1/27	2/77	2/23	9/25	3/88	8/90	4/58
F		61		64		69		67		55	
SO ₃	0/01	0/01	0/01	0/01	0/01	0/05	0/12	1/76	0/06	3/94	0/03
Total	100/15	99/77	100/20	99/72	100/21	99/75	100/48	100/85	100/7	100/38	100/48
Trace elements (ppm)											
As	8	<10	10	<10	4	<10	8	36	1	96	24
Ba	443	425	295	344	377	372	715	704	620	600	478
Rb	106	99	104	62	72	64	57	54	58	60	58
Sr	154	118	133	163	153	169	1325	758	450	698	1099
Zr	221	210	252	166	186	197	150	136	153	133	125
Nb	6	6	8	4	4	4	7	8	9	8	9
Ni	6	3	7	3	4	4	38	22	89	32	49
Pb	8	8	4	2	4	5	20	15	1	20	21
Co	3	2	3	4	4	2	20	11	23	13	14
Zn		17		24		14		62		94	
Cr	2	2	1	2	1	2	90	60	22	70	136
La	19/8	17	20/5	5	15/2	15	41/8	31	22/4	29	31
Ce	41/6	49	40/0	33	32/8	38	78/2	11	40/8	22	
Nd	19/7	20	18/1	18	17/3	21	37/7	21	18/6	18	19
Y	18/0	22	22/0	23	28/0	23	17	12	17	11	8
Cs	2/5	<10	2/5	<10	0/7	<10	8/7	11	0/3	13	
Ga	13/9	12	13/7	11	11/8	9	20/8	19	15/7	18	24
Sc	14	4	7	10		7	22	12	22	12	5
Th	10/7	11	12/1	7	6/4	6	8/2	<5	4/6	<5	
U	2/0	<5	1/6	<5	1/4	<5	2/1	7	1/3	<5	
V	60	45	60	32	33	27	210	119	169	111	106
W	<0/5	<10	<0/5	<10	<0/5	<10	1	10	<0/5	<10	

ادامه جدول 1.

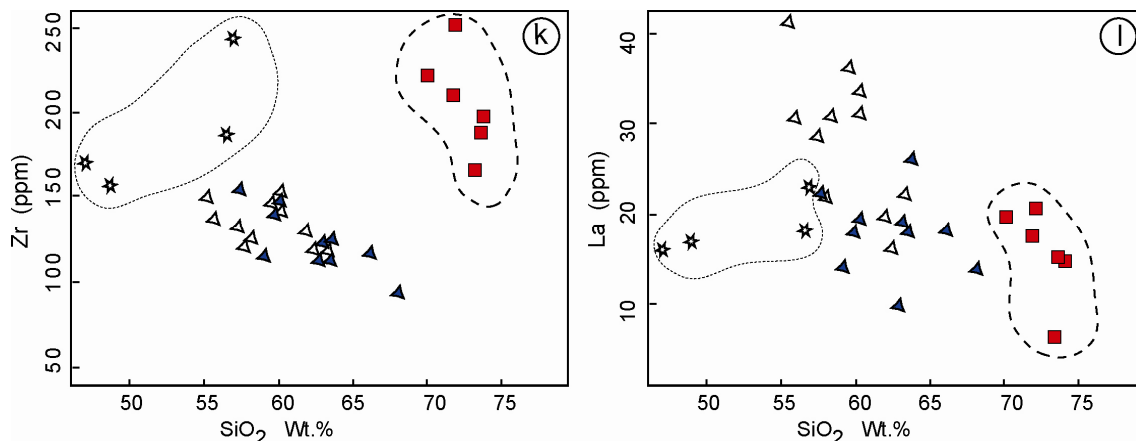
	Qmz AS21	Qmz AM45	Qmz AL100	Qmz A24.2	Qmz AH09	Dk AS03	Dk AM35	Dk AM78	Dk AM69	Vol AP01	Vol AP52
X	643186	643591	Au I	Au IV	646440	643226	642621	644396	644864	647483	645943
Y	3969676	3969511	گمانه	گمانه	3974581	3969700	3968894	3970288	3970218	3971957	3968883
Major elements (%)											
SiO ₂	59/1	59/73	60/2	62/72	63/3	47/06	48/97	56/44	57/00	57/71	59/55
TiO ₂	0/38	0/78	0/56	0/54	0/36	1/84	2/20	1/47	1/46	0/62	0/51
Al ₂ O ₃	17/48	14/54	15/33	15/98	16/06	14/77	15/42	12/28	15/19	16/26	15/38
FeO	3/43	5/16	3/39	4/50	3/49	7/42	9/02	6/76	5/86	4/41	3/35
Fe ₂ O ₃	0/42	0/64	0/42	0/56	0/43	0/92	1/11	0/84	0/72	0/54	0/41
MnO	0/1	0/13	0/06	0/08	0/12	0/16	0/13	0/11	0/09	0/08	0/06
MgO	2/52	3/05	3/14	2/38	2/79	7/44	5/12	3/51	3/43	3/31	2/57
CaO	4/66	5/87	5/84	2/73	4/21	5/76	5/65	7/05	6/12	5/19	4/97
Na ₂ O	4/36	3/67	4/76	2/35	4/43	5/11	5/57	3/38	3/43	4/44	5/49
K ₂ O	2/14	2/65	3	2/24	1/4	0/33	0/14	2/04	1/43	2/19	2/71
P ₂ O ₅	0/16	0/23	0/37	0/13	0/18	0/3	0/36	0/35	0/51	0/19	0/31
LOI	5/11	2/55	2/93	5/72	3/33	8/77	6/60	4/44	4/59	4/96	4/51
F				53			44		73	59	66
SO ₃	0/06		0/16	0/25	0/01	0/03	0/09		0/03	0/01	0/08
Total	100/24	99/57	100/38	100/42	100/5	100/7	101/29	99/42	100/46	100/39	100/20
Trace elements (ppm)											
As	5		9	12	1	26	10		11	<10	51
Ba	407	313	1216	247	403	87	97	255	276	307	595
Rb	42	45	65	37	28	8	2	33	22	38	57
Sr	377	542	1744	198	374	434	525	342	319	409	1002
Zr	115	141	152	113	114	172	157	187	243	119	147
Nb	5	4	11	2	4	8	11	9	12	5	8
Ni	8	4	47	6	20	18	17	19	14	29	35
Pb	2	9	20	7	4	6	3	20	5	3	16
Co	12	13	14	10	12	27	33	20	17	17	12
Zn				40			77		67	62	62
Cr	35	3	109	10	48	29	21	25	15	110	67
La	14	17/9	31/2	10	18	16	17	18/2	23	22	36
Ce		36/5	56/3	25			26	39/1	50	18	11
Nd	15	20/6	25/2	10	15	12	13	21/3	27	13	21
Y	12	23/1	8/0	12	12	35	27	28/9	39	11	11
Cs		2/6	5/4	<10			<10	1/9	<10	<10	<10
Ga	15	18/3	18/7	14	16	17	18	17/4	16	16	19
Sc	6		14	24	12	31	37		19	20	12
Th		3/8	7/7	6			<5	3/6	6	6	7
U		1	2/3	<5			<5	1/2	<5	<5	<5
V	86	147	130	159	86	311	386	398	319	151	121
W		<0/5	0/5	<10			<10	<0/5	<10	<10	30

ادامه جدول 1.

	Vol AM12	Vol AM72	Vol A97.5	Vol AM99	Vol AM13	Vol AS33	Vol A107	Vol AM94	Vol AM85
X	643811	643548	Au II	647224	643847	644431	646773	647458	644062
Y	3968829	3969133	گمانه	3970421	3968572	3968404	3970140	3970864	3976513
Major elements (%)									
SiO ₂	60/18	60/25	61/76	62/44	63/59	63/17	63/34	66/1	67/96
TiO ₂	0/60	0/56	0/57	0/44	0/56	0/35	0/41	0/36	0/34
Al ₂ O ₃	17/36	15/93	12/46	15/90	16/63	15/79	15/24	14/98	15/67
FeO	3/41	2/90	3/79	2/63	4/83	1/84	2/38	1/91	2/04
Fe ₂ O ₃	0/42	0/36	0/47	0/33	0/60	0/23	0/30	0/24	0/25
MnO	0/09	0/08	0/06	0/07	0/04	0/06	0/06	0/05	0/02
MgO	1/90	1/59	5/53	3/10	0/24	1/65	2/97	1/91	0/82
CaO	3/18	4/57	3/58	3/47	1/64	4/65	3/43	3/27	3/19
Na ₂ O	5/55	3/12	4/04	5/31	8/54	5/05	5/36	4/88	4/87
K ₂ O	2/75	4/69	3/15	2/16	1/55	2/57	3/12	3/07	2/60
P ₂ O ₅	0/25	0/22	0/15	0/22	0/2	0/15	0/21	0/17	0/16
LOI	4/06	5/71	3/41	3/69	1/39	4/47	3	3/07	1/59
F	56	68		82					72
SO ₃	0/01	0/08		0/07	0/02	0/11	0/03	0/1	0/02
Total	100/13	100/30	99/39	100/04	100/4	100/18	100/08	100/22	99/74
Trace elements (ppm)									
As	11	27		23	68	12	17	8	<10
Ba	342	655	725	712	310	693	506	565	468
Rb	56	116	72/8	46	17	68	70	54	52
Sr	332	648	863	916	248	777	728	862	814
Zr	147	143	130	117	124	123	117	116	92
Nb	7	8	5	6	6	5	6	7	5
Ni	2	104		36	7	29	37	34	9
Pb	4	28	23	19	2	21	10	21	14
Co	10	12	14	13	4	7	11	7	5
Zn	63	74		54					41
Cr	3	42	53	81	19	69	82	51	8
La	19	34	19/9	16	26/2	19	22	18/1	14
Ce	22	17	36/3	<5	45/8			32/5	<5
Nd	21	20	17	17	19/0	13	12	14/4	13
Y	25	15	9/4	9	15/0	7	7	6	6
Cs	<10	14	4/6	<10	1/5			2/3	<10
Ga	18	20	19/3	18	13/5	20	19	18/3	17
Sc	14	11		8	12	5	8	7	9
Th	<5	<5	5/7	<5	6/9			5	5
U	<5	<5	2	<5	1/0			1/8	<5
V	87	100	69	86	87	59	83	72	54
W	<10	13	<0/5	<10	9/44			0/5	<10



شکل 6. نمودارهای هارکر انتخاب‌شده از برخی عناصر اصلی و فرعی در مقابل اکسید سیلیسیوم.



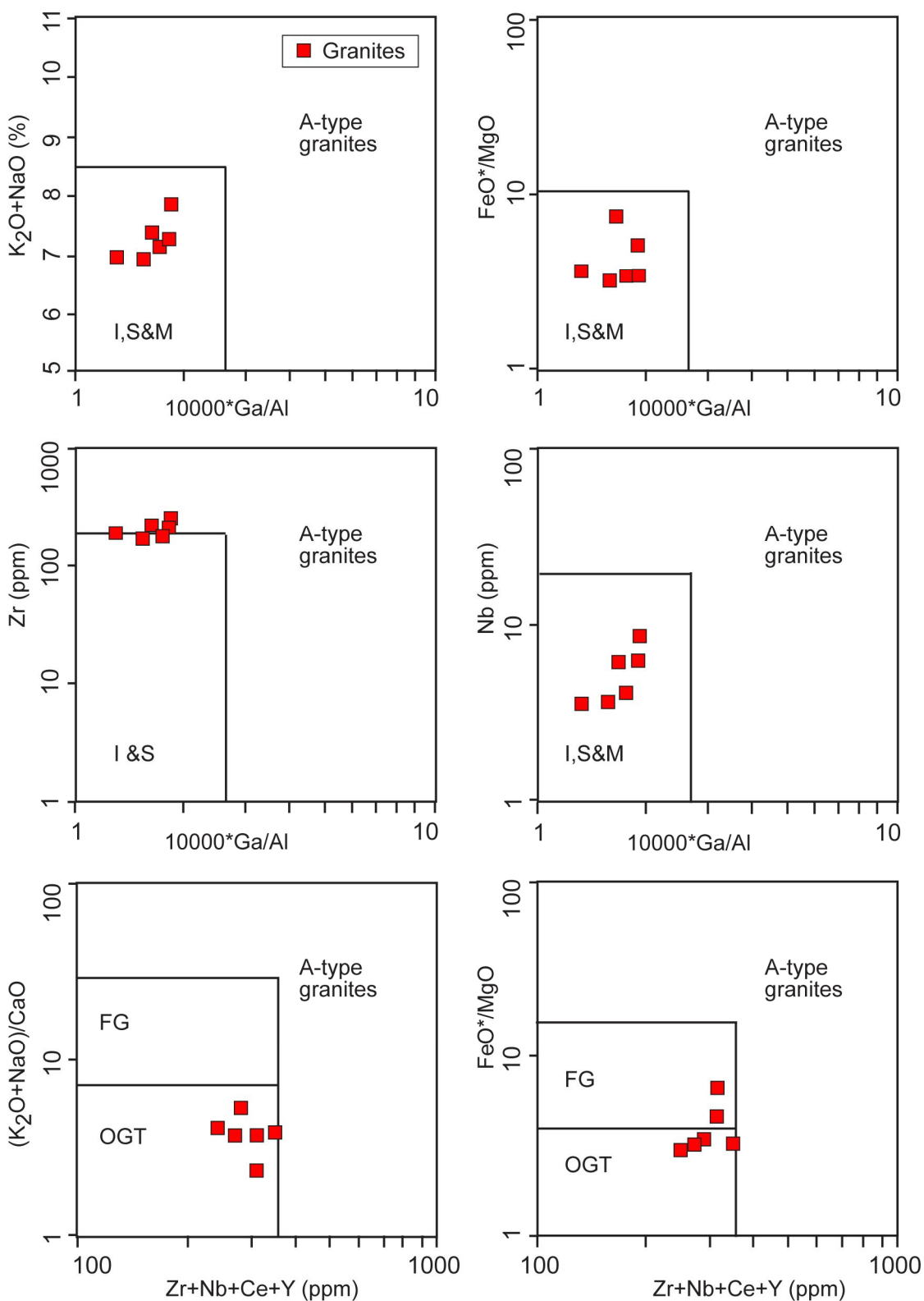
شکل 7. ادامه نمودارهای تغییرات (هارکر) برای عناصر فرعی Zr و La در مقابل اکسید سیلیسیوم؛ برای علائم نمونه‌ها به شکل 6 مراجعه شود.

(شکل 10). آداکیتها با میزان $\text{SiO}_2 \geq 56\%$ ، $\text{Sr} \geq 400$ ppm و $\text{Yb} < 1/9$ ppm و $\text{Y} < 18$ ppm و مقدار بالای Sr/Y و La/Yb مشخص می‌شوند [23].

آداکیتها نخستین بار در سال 1990 در کمانهای سنوزوئیک همراه با پوسته‌های اقیانوسی جوان در زون فرورانش معرفی شده‌اند [24]. مطالعات گذشته نشان می‌دهد که دلیل مشخصی برای ذوب‌بخشی در ماگماهای آداکیتی وجود ندارد. آداکیتها به‌طور غیرعادی پتانسیل بالایی برای تشکیل ذخایر پورفیری دارند. چندین شرح برای ذوب‌بخشی آداکیتها پیشنهاد شده است: 1- ذوب‌بخشی ممکن است به‌طور غیرمعمول غنی از آب باشد و یا به‌خاطر طبیعت فلسیک فوراً به شکل پلوتونهای، در دام افتاده باشند که سبب تولید سیستم‌های هیدروترمالی ماگماتیکی پوسته‌ای می‌شوند [25]. 2- علاوه بر آب، ذوب‌بخشی ممکن است به‌طور غیرمعمول اکسیدی و غنی از سولفور باشد و زمانی تولید می‌شود که فرورانش مسطح همراه با نیروهای فشارشی در بالای صفحه باشد. این ماگماها ممکن است به شکل سیستم بسته غیرفورانی، به‌صورت پلوتونهای بالای پوسته به تله افتند جایی که سولفور ممکن است به شکل سولفیدهای هیدروترمالی و سولفاتها به جای تخلیه‌شدن از سطح در قالب SO_2 ته‌نشین شوند [26]. 3- ذوب‌بخشی همراه با اکسیداسیون بالا (به خاطر میزان بالای آهن سه ظرفیتی از دگرسانی اکسایشی کف دریا) ممکن است سبب اکسیدشدن فازهای سولفیدی دارای فلزات کالکوفیلی در قطعه گوشته با انتشار دیرتر عناصر فلزی ناسازگار به فاز ذوب سیلیکاته شود.

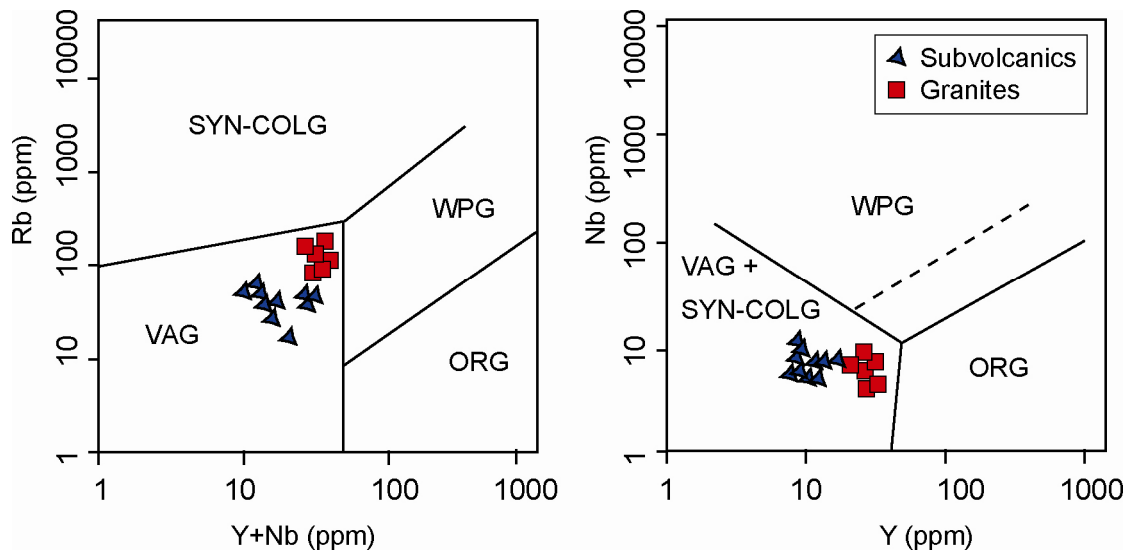
همچنین گرانیتها در نمودار Y در برابر Nb در قلمرو (VAG+ SYN-COLG) قرار دارند (شکل 9). منشأ گرانیتوئیدهای نوع A نواحی غیرکوهزایی (ریفت یا ورقه‌های پایدار قاره‌ای) در نظر گرفته می‌شود [20]. در حالی که مطالعات جدید به‌طور واضحی اشاره دارد که این نوع گرانیتوئیدها می‌توانند در جایگاه ژئودینامیکی متفاوتی (از درون صفحات تا مرز صفحات) رخ دهند. اگرچه آنها اطلاعات مناسبی را می‌توانند روی محیط تکتونیکی‌شان پیشنهاد کنند، اما هنوز پاسخ فرآیندهای پتروژنتیکی در ارتباط با منشأ آنها مورد بحث است. در حال حاضر مدل مخلوط‌شدگی در منشأ طرفداران بیشتری دارد [21].

سنگهای آتشفشانی (داسیت و آندزیت): آنها با میزان 55/34 تا 63/34 درصد اکسید سیلیسیوم دارای مقادیر بالایی از اکسیدهای عناصر اصلی P_2O_5 ، Na_2O ، K_2O و مقدار پایین TiO_2 هستند (شکل 6). همچنین دارای مقادیر بالایی از عناصر فرعی Sr، Ba، Ni، Nb، Nd، La (به ترتیب 409 تا 307، 1744 تا 1216، 22 تا 5، 104 تا 11، 18 تا 37 و 16 تا 41/8 ppm) می‌باشند (شکل‌های 6 و 7). مقادیر بالای $\text{Sr} > 500$ ppm و $\text{Ba} > 400$ ppm شاخص ماگماهای شوشونیتی می‌باشند. آنها تهی‌شدگی در عنصر فرعی Y با مقدار 7 تا 17 ppm نشان می‌دهند (شکل 6). لذا کاهیدگی مشخص و واضحی در عناصر کمیاب سنگین و ناهنجاری مثبت در میزان Sr نشان می‌دهند. همه نمونه‌های آتشفشانی داسیت-آندزیتی در نمودار Sr/Y در مقابل Y در قلمرو آداکیتها قرار می‌گیرند



شکل 8. موقعیت گرانیتها در نمودارهای متمایزکننده گرانیتوئیدها [22].

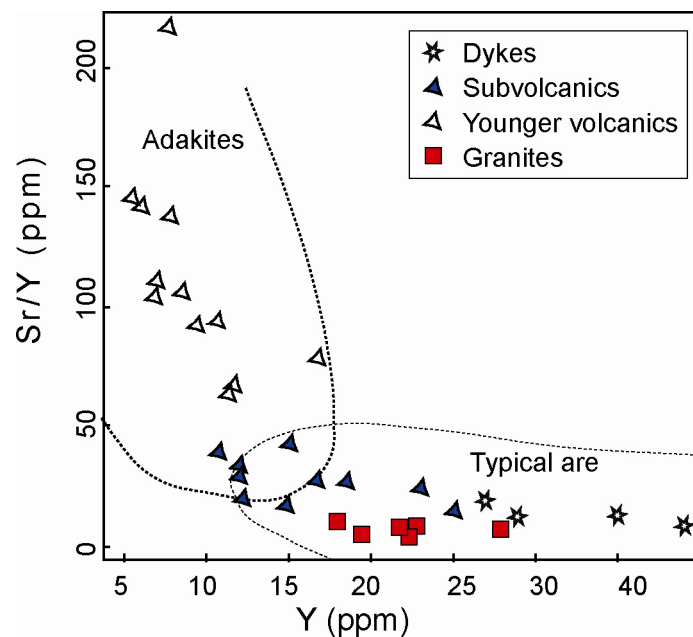
FG = fractionated felsic granites, OGT = unfractionated I-, S- and M-type granites



شکل 9. موقعیت نمونه‌های گرانیت و کوارتز مونزودایوریت پورفیری در نمودارهای موقعیت تکتونیکی [19].

می‌باشند. رفتار سایر عناصر اصلی و فرعی در توده‌های نیمه‌عمیق مشابه سنگهای آتشفشانی داسیت- آندزیت می‌باشند (شکل‌های 6 و 7) و در تقسیم‌بندی پیرس و همکاران (1984) در قلمرو گرانیت‌های کمان ماگماتیکی ناحیه فرورانش قرار می‌گیرند (شکل 9). بیشتر آنها در نمودار Sr/Y در مقابل Y در قلمرو آداکیت‌ها قرار نمی‌گیرند (شکل 10).

توده‌های نیمه‌عمیق کوارتز مونزودایوریت پورفیری: توده‌های نیمه‌عمیق کوارتز مونزودایوریت پورفیری از سنگهای آتشفشانی داسیت- آندزیت جوانترند. آنها با میزان پایین‌تری از عناصر فرعی Sr، Ba، Nb، La و Cr (به ترتیب 198 تا 862 ppm، 247 تا 693 ppm، 2 تا 9 ppm، 10 تا 26/2 ppm و 3 تا 69 ppm) متفاوت از سنگهای آتشفشانی داسیت- آندزیت



شکل 10. نمایش سنگهای گرانیت، آتشفشانی، نیمه‌عمیق و دایک‌های منطقه مطالعاتی در نمودار Sr/Y در مقابل Y [24].

بلندتر بوده و نسبت طولی 2/7 به 1 دارند. نسبت Th/U از 1 تا 2/1 متغیر است و میانگین آن 1/5 است که نشانه منشأ ماگماتیکی زیرکن است [28] (جدول 2). از مجموع زیرکنهای تجزیه شده میانگین سنی $55/4 \pm 2/2$ میلیون سال به دست می‌آید (شکل 12).

ژئوشیمی ایزوتوپهای Nd-Sr

نمونه AR162 از جنس گرانیت برای تجزیه رادیو ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd، انتخاب شد. نتایج تجزیه شیمیایی آن در جدول 3 نشان داده شده است. قبلاً این نمونه برای سن‌سنجی به روش اورانیوم سرب انتخاب شده بود. نسبتهای ایزوتوپی اولیه Nd و Sr با مقدار دو سیگما براساس سن میانگین 55 میلیون سال حاصل از سن‌سنجی اورانیوم سرب زیرکن محاسبه شده است. نسبتهای اولیه Sr-Nd از منطقه مطالعاتی نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه به ترتیب اعداد 0/704142 و 0/512867 را نشان می‌دهند (جدول 3). مقدار ϵNd_i اولیه عدد 5/84 را نشان می‌دهد و در نمودار ϵNd_i برابر $i(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ در بخش بالایی آرایش گوشته قرار می‌گیرد (شکل 13). سن سنگ منشأ 360 میلیون سال محاسبه شده است (جدول 3).

بحث و نتیجه گیری

در منطقه ارغش - قاسم‌آباد رخدادهای ماگمایی در مقاطع سنی مختلف شناسایی شده است که به ترتیب سنی از قدیم (کرتاسه‌بالایی) به جدید (ترشیری) به شرح زیر است: (شکل 14).

1- توده‌های هورنبلند گرانیتوئیدی: شامل طیف ترکیبی دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت و تونالیت می‌باشند و براساس بررسی انجام‌گرفته توسط نویسندگان، آنها سن کرتاسه پایانی دارند و از نوع گرانیتوئیدهای نوع I (اکسیدان) با پتاسیم متوسط هستند [29].

2- توده‌های گرانیت: براساس مطالعات سن‌سنجی اورانیوم سرب زیرکن حاصل از این پژوهش، سن آنها ائوسن زیرین (پرسین) به دست آمده است. به استناد مطالعات ژئوشیمیایی و مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده کمتر از (SI) $10^{-5} \times 355$ ، توده‌های گرانیت با ویژگی ماگمایی انتقالی بین

دایک‌ها و استوکهای کوارتزگابرو و کوارتز مونزودیوریت: غلظت اکسید سیلیسیوم در آنها از 47/06 تا 57 درصد متغیر است. بیشترین فراوانی عناصر اصلی CaO، MgO، FeO، Na_2O ، TiO_2 و P_2O_5 به ترتیب مقادیر 5/65 تا 7/05 %، 3/43 تا 7/44 %، 5/85 تا 9/0 %، 3/38 تا 5/57 %، 1/46 تا 2/20 و 0/3 تا 0/51 % نشان می‌دهند. فراوانی اکسید عناصر آلکالی $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ بین 4/9 تا 5/7 درصد می‌باشند. به خاطر وجود کانیهای آب‌دار میزان LOI از 4/44 تا 8/77 درصد در آنها متغیر است. همچنین آنها دارای غنی‌شدگی عناصر فرعی Zr، Nb، Co، Y (به ترتیب 157 تا 39 ppm) هستند (شکل‌های 6 و 7). علاوه بر فراوانی اکسید عناصر اصلی سدیم، پتاسیم و منیزیم، غنی‌شدگی در عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Ti، Zr، Y، Nb، Ta و P شاخص لامپروفیرها می‌باشند. لامپروفیرها به طور معمول میزان بالایی از عناصر نادر خاکی (REE) دارند. لامپروفیرها مزوکرات تا ملانوکرات هستند. ماگماهای لامپروفیری غنی از مواد فرار در محدوده‌ای از اولترابازیک تا حدواسط و با ترکیب پتاسیک تا سدیک هستند که معمولاً به صورت دایک، لوپولیت، استوک و نفوذیهای کوچک دیده می‌شوند. لامپروفیرها به پنج دسته اصلی تقسیم می‌شوند که شامل لامپروفیرهای کالک‌آلکان، آلکان، اولترامافیک، لامپروفیرتیک و کیمبرلیتها می‌شوند. Rock (1991) لامپروفیرهای آلکان را با نسبت $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \geq 1$ معرفی می‌کنند در حالی که در لامپروفیرهای کالک‌آلکان، نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \geq 1$ می‌باشد [27]. لامپروفیرهای منطقه مطالعاتی از نوع آلکان هستند.

مطالعات سن‌سنجی اورانیوم سرب (زیرکن)

به منظور بررسی ارتباط زمانی گرانیتها با توده‌های نفوذی قدیمی‌تر با سن کرتاسه بالایی [13] در منطقه ارغش - قاسم‌آباد، یک نمونه از گرانیت (نمونه شماره AR162) جهت انجام سن‌سنجی اورانیوم - سرب انتخاب شد.

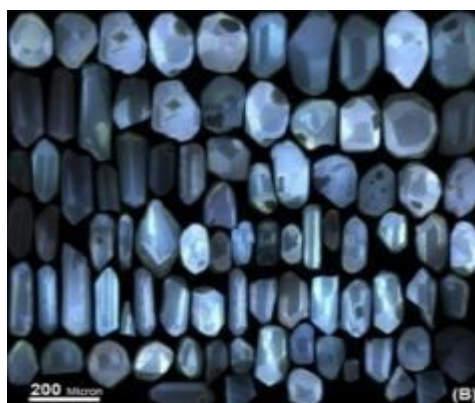
نمونه AR162: در این نمونه زیرکن فراوان است. همه دانه‌های زیرکن کهربایی تا زرد روشن، شفاف، شکل‌دار و کمی گرد شده در تصاویر کاتادولومینسانس است (شکل 11). آنها شکل منشوری بلند دارند و معمولاً 170 تا 220 میکرومتر طول با نسبت 1/6 به 1 دارند. البته یک تعداد از زیرکنها

گرانیتوئیدهای نوع I در زونهای ساختاری سندج- سیرجان و ارومیه - دختر گزارش شده است [30 و 31]. گرانیتوئیدهای ائوسن میانی و کرتاسه پایانی در اطراف نواحی شرقی پونتید ترکیه در جنوب شرق دریای سیاه عمدتاً از نوع I هستند که با پلوتونهای نوع A همراه شده‌اند [32].

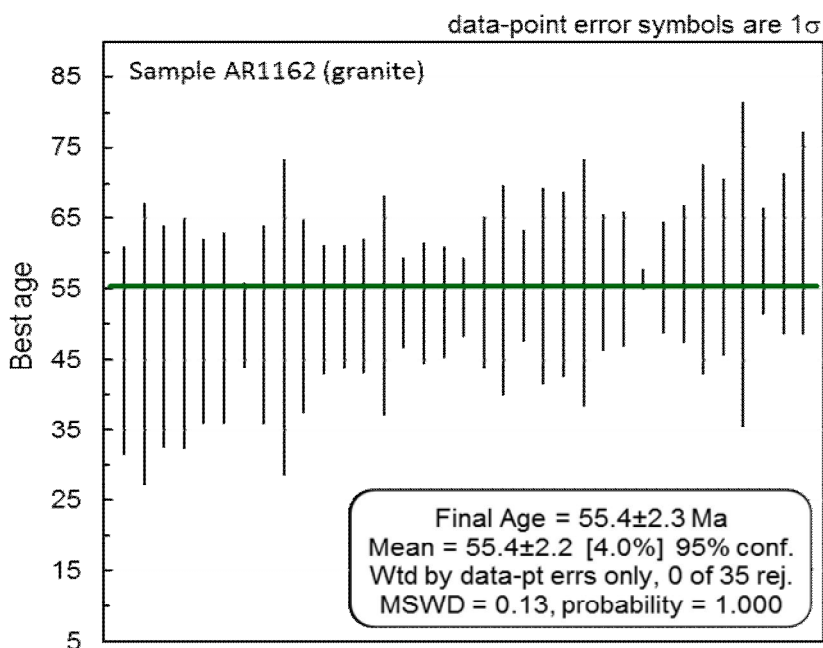
دو نوع A و I مشخص می‌شوند. در نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در برابر میزان ϵNd اولیه، منشأ ماگمایی آنها از گوشته تهی شده است (شکل 13). سن سنگ منشأ جوان و 360 میلیون سال است (جدول 3). در ایران پلوتونهایی از گرانیتوئیدهای نوع A در کمربند کوه‌زایی زاگرس به همراه

جدول 2. نتایج تجزیه سن‌سنجی نمونه گرانیت (AR162) از توده‌های نفوذی منطقه ارغش - قاسم‌آباد.

Spot name	U (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	U/Th	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$	\pm (%)	Isotope ratios				age (Ma)	\pm (Ma)
						$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^*$	\pm (%)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	\pm (%)		
AR162-12R	1200	15378	2/1	19/2361	11/7	0/0630	12/0	0/0088	2/6	56/4	1/5
AR162-11R	96	2163	1/0	19/9406	116/1	0/0579	116/6	0/0084	10/6	53/8	5/7
AR162-5R	331	3935	1/6	22/3530	21/6	0/0479	24/8	0/0078	12/2	49/9	6/1
AR162-28R	81	1591	2/0	14/4072	73/1	0/0790	74/1	0/0083	12/1	53/0	6/4
AR162-14R	75	1523	1/7	10/4025	209/3	0/1216	209/7	0/0092	13/1	58/9	7/7
AR162-16R	53	1343	1/4	46/7613	140/3	0/0250	141/0	0/0088	14/1	56/6	7/9
AR162-2C	79	2237	1/1	6/9858	204/3	0/1703	204/8	0/0086	14/4	54/4	7/9
AR162-5C	65	1202	1/2	9/6611	83/5	0/1178	85/1	0/0083	16/3	53/0	8/6
AR162-18R	86	1642	1/6	6/0072	222/3	0/1861	223/0	0/0081	18/0	52/1	9/3
AR162-6R	80	2425	1/4	2/5438	357/3	0/4441	357/8	0/0082	18/3	52/6	9/6
AR162-7R	97	4174	1/2	26/0189	77/0	0/0462	79/0	0/0087	17/4	55/9	9/7
AR162-24	99	1845	1/1	5/7170	295/9	0/2142	296/4	0/0089	17/2	57/0	9/8
AR162-4R	62	1031	1/7	1/6678	968/7	0/7020	968/9	0/0085	19/9	54/5	10/8
AR162-15R	44	1338	1/5	4/3595	304/1	0/2958	304/7	0/0094	19/3	60/0	11/5
AR162-20R	56	1113	1/6	0/9031	1300/6	1/3820	1300/8	0/0091	21/8	58/1	12/6
AR162-1C	67	1850	1/1	12/9623	193/1	0/0813	195/0	0/0076	26/8	49/1	13/1
AR162-27R	55	2421	1/6	11/7824	49/8	0/1014	55/1	0/0087	23/7	55/6	13/1
AR162-10R	49	872	1/5	15/4360	116/4	0/0712	119/5	0/0080	27/0	51/2	13/7
AR162-2R	58	1544	1/7	6/0778	112/9	0/1959	115/7	0/0086	25/4	55/4	14/0
AR162-29R	36	801	1/8	1/7290	609/3	0/6805	609/9	0/0085	27/4	54/8	15/0



شکل 11. تصویر کاتادلومینسانس زیرکن‌ها، مربوط به نمونه AR162 است.



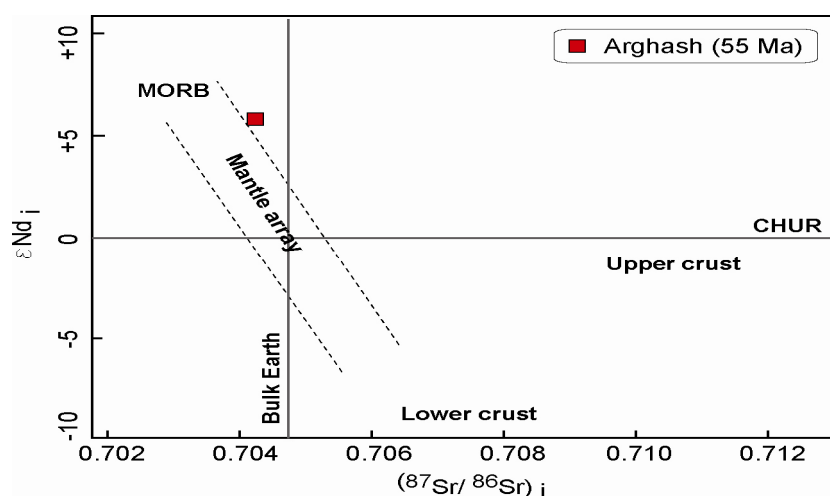
شکل 12. پلات میانگین سن تعیین‌شده از اطلاعات ایزوتوپی U-Pb برای نمونه گرانیت AR162.

جدول 3. نتایج اطلاعات ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd از کل سنگ مربوط به نمونه AR162 (گرانیت)

Sample (rock type)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_m$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	2SE
AR162 - Granite	78	123	1/8387	0/705579	0/704142	0/000009

Sample (rock type)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_m$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\epsilon_{\text{Nd } i}$	T_{DM}	Age (Ma)
AR162 - Granite	3/6	18/9	0/1152	0/512908	0/512867	5/84	0/36	55

(i) نسبت‌های اولیه (m) نسبت‌های اندازه‌گیری شده (2SE) خطای استاندارد (ϵ_{Nd_i}) مقدار اولیه براساس فاکتورهای CHUR (Age) سن محاسبه شده براساس سن سنجی اورانیوم سرب زیرکن.



شکل 13. موقعیت قرارگیری توده نفوذی گرانیتی در نمودار ϵ_{Nd_i} در برابر $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$.

دایک‌های لامپروفیری در منطقه طلای ارغش به اختصار اشاره کرده‌اند [8]. لامپروفیرها اولین بار توسط ترابی در ایران مرکزی به تفصیل مطالعه شده است. آنها از پالئوسن تا الیگوسن در ایران مرکزی در جایگاههای متفاوت زمین‌شناسی گزارش شده‌اند [37]. ارتباط لامپروفیرها با کانی‌زایی طلا در غرب استرالیا (دارلت) در میان گرانیتوئیدهای ارکن و جنوب شرق استرالیا (ویکتوریا) و در شمال چین گزارش شده است [38، 39، 40 و 41].

به استناد شواهد صحرایی رگه‌های طلا دار جوانتر از گرانیتها و سنگهای آتشفشانی آندزیت و داسیت (آداکیتی) هستند. اطلاعات سن‌سنجی به دست آمده علاوه بر تعیین سن گرانیتها با سن ائوسن زیرین (55 میلیون سال) در منطقه سن نسبی کانی‌زایی را می‌تواند نشان دهد. سنگهای آتشفشانی آداکیتی و لامپروفیرها هر دو می‌توانند پتانسیل مناسبی برای کانی‌زایی هستند. از طرفی رگه‌های طلا دار و دایک‌ها در نیمه شمالی محدوده مطالعاتی دیده نمی‌شوند. بزرگترین رگه طلا دار به موازات بزرگترین دایک قرار دارد. لذا براساس شواهد صحرایی به نظر می‌رسد ارتباط کانی‌زایی طلا در منطقه با دایک‌ها بیشتر از سنگهای آداکیتی باشد.

3- سنگهای آتشفشانی داسیت - آندزیت آداکیتی: آنها تهی‌شدگی در عنصر فرعی Y و غنی‌شدگی در میزان Sr نشان می‌دهند. همه نمونه‌های آتشفشانی داسیت - آندزیتی در نمودار Sr/Y در مقابل Y در قلمرو آداکیتها قرار می‌گیرند (شکل 10). سنگهای آداکیتی در سالهای اخیر در نقاط مختلف ایران از جمله زون البرز - آذربایجان و بلوک لوت گزارش شده‌اند [مانند 33 و 34].

4- توده‌های نیمه‌عمیق کوارتز مونزودیوریت پورفیری: رفتار ژئوشیمیایی آنها در نمودارهای هارکر (به جز برای عناصر فرعی Cr و Sr) به سنگهای آتشفشانی داسیت - آندزیت شباهت دارند. آنها در محدوده آداکیتها قرار نمی‌گیرند. در مطالعات گذشته در منطقه ارغش، این توده‌ها مرتبط با کانی‌زایی مس - طلا عنوان شده بودند [35 و 36].

5- لامپروفیرها: شامل دایک‌ها و استوکهای از جنس کوارتز گابرو و کوارتز مونزودیوریت با حساسیت مغناطیسی بسیار بالا (SI) 1703×10^{-5} تا 4012 هستند. شواهدی مبنی بر تشخیص سن نسبی آنها نسبت به توده‌های کوارتز مونزودیوریت پورفیری در منطقه دیده نشد. لامپروفیرها آخرین ظهور فعالیت ماگماتیکی هستند. لذا سن آنها جوانتر از توده‌های نیمه‌عمیق است. چانگ و همکاران (2001) به

Stratigraphy	Absolute time (Ma)	Type of magmatism	Rock type	Mineralization associated with magmatism
Post Eoc.	?	Lamprophyre	quartz gabbro, quartz monzodiorite	Au ?
		Subvolcanic	quartz monzodiorite porphyry	
		Adakite	dacite, andesite	
Lower Eoc.	55	I/A-type granitoid	granite	
Late Crt.	93	I-type granitoid	diorite, quartz diorite, quartz monzodiorite, granodiorite, tonalite	Fe

شکل 14. دیاگرام نشان‌دهنده زمان و نوع ماگماتیسم از زمان کرتاسه بالایی تا ترشیری در منطقه مطالعاتی.

کوچک با طول عمر کوتاه از جمله سبزار، سیستان و ناین در اطراف خردقاره ایران مرکزی تشکیل شده است. منطقه مطالعاتی ارغش - قاسم‌آباد در زون سبزار و در شمال خردقاره

مدل تکتونیکی

در انتهای دوره تریاس و ابتدای ژوراسیک، با پایدار ماندن حرکات تکتونیکی کیمیرین (بخشی از اوراسیا)، چندین حوضه

گزارش اکتشاف عمومی طلا-آنتیموان حسن آباد"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (1388).

[7] کیوانفر م.، عسکری ا.، "گزارش نقشه های زمین‌شناسی معدنی 1:5000 ناحیه معدنی ارغش- چشمه زرد (جنوب نیشابور)"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (1377).

[8] Xiong., Binghui D., Samadi M., "Gold exploration text in Arghash, Au III", Geological Survey of Iran, Unpublished report (2001).

[9] Naderi Mighan N., Torshizian H., "Geological Map of Kadkan, 7760, 1:100.000 scale", Tehran, Geological Survey of Iran (1998).

[10] Alavi M., "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran", Journal of Geodynamics 21 (1996) 1-33.

[11] Sengör A.M.C., "A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonics evolution of Iran and implications for Oman", In: Robertson A.H.F., Searle M.P., Ries A.C., (Eds.), The geology and tectonics of the Oman region 49. Geological Society of London Special Publication (1990) 797-831.

[12] Bagheri S., Stampfli GM., "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications", Tectonophysics 451 (2008) 123-155.

[13] اعلامی‌نیا ز.، "مطالعات زمین‌شناسی، کانی‌سازی (طلا-مس)، آلتراسیون، سن‌سنجی و منشأ توده‌های نفوذی ارغش-قاسم‌آباد"، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد، چاپ نشده (1392).

[14] صمدی، م.، "گزارش عملیات اکتشافی در کانسار طلای ارغش کانسارهای شماره ۱، ۲، ۳، ۴، ۵، جنوب نیشابور"، (1380).

[15] Pecerrillo A., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey", Contributions to Mineralogy and Petrology 58 (1976) 63-81.

[16] Shand S. J., "Eruptive rocks", T Murby, London (1943) 488p.

[17] Rollinson H., "Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation. Addison-Wesley/Longman, Harlow", England (1993) 352p.

[18] Chappell B. W., White A. J. R., William I. S., Wyborn D., "Low and high-temperature

ایران مرکزی قرار دارد. در زمان کرتاسه بالایی (93 میلیون سال) با فرورانش پوسته اقیانوسی سبزوار به زیر پوسته قاره‌ای کمان ماگماتیکی با طیف ترکیبی دیوریت، کوآرتزدیوریت، کوآرتزمونزدیوریت، گرانودیوریت و تونالیت در منطقه مطالعاتی شکل گرفته است. با ادامه فرورانش، حوضه اقیانوسی سبزوار بسته شده است و دو طرف پوسته قاره‌ای کیمرین بسیار به همدیگر نزدیک شده‌اند؛ اما با هم برخوردی نداشته‌اند و گرانیت‌های ائوسن زیرین (55 میلیون سال) را شکل داده‌اند. به دنبال برخورد صفحه ایران و عربستان در ائوسن، قطعه فرورونده در ناحیه فرورانش شکسته شده و ماگمای آداکیتی را شکل داده‌اند و در نهایت با ذوب نرم کره بالا آمده، ماگمای لامپروفیری شکل گرفته است.

سپاس‌گزاری

تجزیه‌های شیمیایی در دوره فرصت مطالعاتی نویسنده اول در دانشگاه سالزبورگ انجام شده است؛ از خانم دکتر بیلینا استریجس برای همکاری در تجزیه نمونه‌ها تشکر و قدردانی می‌گردد.

منابع

[1] Stocklin J., Nabavi M., "Tectonic Map of Iran", Geological Survey of Iran (1972).

[2] Berberian F., Berberian M., "Tectono-plutonic episodes in Iran", In: Gupta H.K., Delany F.M. (Eds.), Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution. American Geophysical Union & Geological Society of America, Washington (1981) 5-32.

[3] Soltani A., "Geochemistry and geochronology of I-type granitoid rocks in the northeastern central Iran plate", Ph.D. Thesis, School of Geosciences, University of Wollongong, Australia (2000).

[4] Spies O., Lensch G., Mihm A., "Geochemistry of the post-ophiolitic Tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan/NE-Iran", Geological Survey of Iran, Report 51 (1983) 247-267.

[5] اشرف‌پور ا.، "ویژگی‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و دگرسانی محدوده طلای ارغش، جنوب غرب نیشابور، شمال شرق ایران"، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی (1386) ص 137.

[6] جعفری زنگلانو م.، منظمی باقرزاده ر.، "طرح تلفیق لایه‌های اطلاعات پایه و تعیین نقاط امید بخش مواد معدنی،

- پایانی در منطقه ارغش - قاسم آباد (شمال شرق ایران)"، مجله پترولوژی اصفهان (1391).
- [30] Sepahi A. A., Athari S. F., "Petrology of major granitic plutons of the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Zagros Orogen, Iran: with emphasis on A-type granitoids from the SE Saqqez area", Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen 183 (2006) 93-106.
- [31] Dargahi S., Arvin M., Pan Y., Babaei A., "Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian-Eurasian continental collision", Lithos 115 (2010) 190-204.
- [32] Karsli O., Caran S., Dokuz A., Coban H., Chen B., Kandemir R., "A-type granitoids from the Eastern Pontides, NE Turkey: Records for generation of hybrid A-type rocks in a subduction-related environment", Tectonophysics 530-531 (2012) 208-224.
- [33] ارجمندزاده ر.، علیرضایی "ماگماتیسیم آداکیتی و نهشته‌های مس - طلای پورفیری؛ مثال از خاروانا، شمال غرب ایران"، بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (1384).
- [34] Arjmandzadeh R., Karimpour M. H., Mazaheri S. A., Santos J. F., Medina J. M., Homam, S. M. "Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran)", Journal of Asian Earth Sciences 41(2011) 283-296.
- [35] غلامی ن.، "زمین‌شناسی ژئوشیمی و پترولوژی شرق ارغش (نیشابور)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد (1388) 189 ص.
- [36] کریمی سعید آبادی ز.، "کانی‌سازی-آلتراسیون و ژئوشیمی محدوده جنوب ارغش"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد (1388) 180 ص.
- [37] Torabi G., "Late Permian lamprophyric magmatism in NE of Isfahan Province, Iran: a mark of rifting in the Gondwana land", Comptes Rendus Geoscience 341 (2009) 85-94.
- [38] Phillips G.N., Hughes M.J., "The geology and gold deposits of the Victorian gold province", Ore Geology Reviews 11 (1996) 255-302.
- [39] Kenworthy S., Hagemann S.G., "Fault and vein relationships in a reverse fault system at the Centenary orebody (Darlot gold deposit), Western Australia: Implications for gold mineralization", Journal of Structural Geology 29 (2007) 712-735.
- "granites", Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci. 95 (2004) 125-140.
- [19] Pearce J. A., Haris N.B.W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". Journal of petrology 25, part 4 (1984) 956-983.
- [20] Jiang Y. H., Zhao P., Zhou Q., Liao S.Y., Jin G.D., "Petrogenesis and tectonic implications of Early Cretaceous S- and A-type granites in the northwest of the Gan- Hang rift, SE China", Lithos 121 (2011) 55-73.
- [21] Anderson I. C., Frost C. D., Frost, B.R., "Petrogenesis of the Red Mountain pluton, Laramie anorthosite complex, Wyoming: implications for the origin of A-type granite", Precambrian Res 124 (2003) 243-267.
- [22] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell, B.W., "A-Type Granites - Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesi", Contributions to Mineralogy and Petrology 95-4 (1987) 407-419.
- [23] Richards J. R., Kerrich R., "Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis", Economic Geology 102 (2007).
- [24] Defant M. J., Drummond M. S., "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere", Nature 347 (1990) 662-665.
- [25] Sajona F. G., Maury R. C., "Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines", Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série II, Sciences de la terre et des planets 326 (1998) 27-34.
- [26] Oyarzun R., Marquez A., Lillo J., Lopez I., Rivera S., "Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism", Mineralium Deposita 36 (2001) 794-798.
- [27] Rock N. M. S., "Lamprophyres", Blackie, Glasgow (1991).
- [28] Chen R. X., Zheng Y. F., Zhao Z. F., Tang J., Wu F. Y., Liu X. M. "Zircon U-Pb age and Hf isotope evidence for contrasting origin of bimodal protoliths for ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Chinese Continental Scientific Drilling Project", J. Metamorp. Geology 25 (2007) 873-894.
- [29] "اعلمی‌نیا ز" کریم‌پور م.ج.، همام م.، فینگر ف.، "ژئوشیمی و سن‌سنجی گرانیتوئیدهای سری مگنتیت کرتاسه"

[41] Kerrich R., Wyman D.A., *"The mesothermal gold-lamprophyre association: significance on accretionary geodynamic setting, supercontinent cycles, and metallogenic processes"*, Mineral. Petrol 51 (1994) 147–172.

[40] Mao J, Wang Y, Li H, Pirajno F, Zhang C, Wang R., *"The relationship of mantle-derived fluids to gold metallogenesis in the Jiaodong Peninsula: Evidence from D–O–C–S isotope systematic"*, Ore Geology Reviews 33 (2008) 361–381.