

سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین درونی منطقه ذاکر، جنوب شرق زنجان

حدیث قاسمی فرد^۱، احمد احمدی خلجی^{۱*}، محمد ابراهیمی^۲، قاسم نباتیان^۲، رضا زارعی سهامیه^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

E-mail addresses: ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

تلفن: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۱۹، تاریخ تنظیم: ۱۴۰۵/۴/۲۳

چکیده

منطقه ذاکر در جنوب شرق زنجان و در زیرپهنه آتشفشانی- نفوذی طارم (پهنه ساختاری البرز غربی- آذربایجان) قرار دارد. سنگ‌های نفوذی منطقه با ترکیب غالب گرانیت، میکروکواتز دیوریت پورفیری، کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت و میکروکواتز گابرو پورفیری در واحدهای آتشفشانی-آذرآواری ائوسن نفوذ کرده‌اند. کانی‌های اصلی فلسیک در سنگ‌های آذرین درونی مورد مطالعه شامل کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز هستند که با کانی‌های مافیک بیوتیت، آمفیبول و کلینوپیروکسن همراهی می‌شوند. کانی‌های اپاک، آپاتیت، اسفن و زیرکن به عنوان کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها وجود دارند. بافت غالب در سنگ‌های آذرین درونی مورد مطالعه بافت گرانولار است که با بافت‌های اینترگرانولار، پورفیروئیدی، گلوپورفیروئیدی، آنتی‌راپاکیوی، آنتی‌پرتیتی، غربالی (در پلاژیوکلاز)، میرمکیتی و گرانوفیری همراه است. انطباق نمونه‌های مورد مطالعه با آرایه قوس آتشفشانی همراه با غنی‌شدگی LILE و تهی‌شدگی HFSE، نشان‌دهنده تشکیل این سنگ‌ها در محیط حاشیه فعال قاره‌ای است، جایی که ذوب در اعماق کم (محدوده پایداری اسپینل) و ترکیب سیالات حاصل از صفحه فرورونده همراه با آلودگی پوسته‌ای، ترکیب ماگمای اولیه را کنترل کرده‌اند.

کلمات کلیدی: سنگ‌های آذرین درونی، زمین‌شیمی، قوس آتشفشانی، حاشیه فعال قاره‌ای، ذاکر، زنجان.

مقدمه

منطقه ذاکر در پهنه ساختاری البرز غربی-آذربایجان (زیرپهنه طارم) جای گرفته است. این منطقه از لحاظ مواد معدنی و بررسی‌های زمین‌شناسی مورد توجه پژوهشگران بسیاری بوده است. در این منطقه در پی فعالیت‌های ماگمایی گسترده در دوره

ترشیری با روند ساختاری شمال غربی-جنوب شرقی، کانه‌زایی‌های آهن نیز توسعه یافته‌اند. از منظر سنگ‌شناسی، در منطقه ذاکر واحدهای آتشفشانی-ولکانو کلاستیک (گدازه‌های آندزیتی-بازالتی و توف‌های داسیتی) متعلق به سازند کرج به سن ائوسن برونزد داشته و در آن‌ها سنگ‌های گرانیتوئیدی شامل کوارتز مونزودیوریت، کوارتز مونزونیت و کوارتز سینیست به سن ائوسن پایانی [۱] نفوذ نموده‌اند. فعالیت‌های ماگمایی ائوسن در این منطقه، به دلیل گسترش سنگ‌های آذرین درونی با روند شمال غربی - جنوب شرقی، منجر به ایجاد طیف متنوعی از کانسارها شده است [2,3,4,5,6] همچنین نفوذ ماگما منجر به بروز دگرگونی‌های مجاورتی در حد رخساره هورنبلند هورنفلس در سنگ‌های آتشفشانی احاطه‌کننده شده است. از نظر نوع کانی‌سازی، کانسارهای این منطقه تنوع گسترده‌ای را نشان می‌دهند. از جمله می‌توان به کانسارهای اسکارنی مانند قوزلو، باشکند، ارجین و گوزل دره [7,8,9]، کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت (IOA) شامل ذاکر، سرخه‌دیزج و مروارید [10,11,12,13]، کانسارهای آتشفشانی-رسوبی شاه‌بلاغی، حسین‌آباد، ریجان و میرجان [14] و کانسارهای پلاسی آهن زرنان [15,16]. علاوه بر این، سیستم‌های معدنی منطقه با فراوانی اپی‌ترمال نیز همراه بوده‌اند [17]. بررسی‌های تکوینی نشان می‌دهند که کانسارهای نوع IOA و IOCG با ذخایر آهن نوع اسکارنی دارای ارتباطات ژنتیکی و زایشی هستند [18]. همچنین، از دیدگاه زمانی، پیدایش این کانسارها بازه‌ای گسترده از آرکئن [19,20] تا پلیوسن [21,22] را در بر می‌گیرند که در بسیاری از موارد با متاسوماتیسم شدید عناصر Ca، K و Na همراه است. در میان این کانی‌سازی‌ها، کانسار آهن ذاکر که دارای کانسنگ اصلی مگنتیت-آپاتیت به همراه مقداری کانی‌سازی سولفیدی مس است، اهمیت ویژه‌ای دارد [23]. علیرغم مطالعات پیشین، بررسی دقیق فرآیندهای دخیل در تکامل توده‌های نفوذی و ارتباط آن‌ها با کانی‌سازی در این منطقه همچنان نیازمند بررسی‌های بیشتر است. پژوهش حاضر با هدف تکمیل دانش موجود، به بررسی دقیق جزئیات سنگ‌نگاری، زمین‌شیمیایی و فرآیندهای دخیل در ایجاد و تکامل سنگ‌های آذرین درونی منطقه ذاکر می‌پردازد.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه در فاصله ۲۲ کیلومتری جنوب شرق زنجان و در بخش جنوب غربی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ طارم واقع شده است [24]. ناحیه مورد مطالعه در محدوده‌ای بین طول‌های جغرافیایی $36^{\circ}43'23''$ تا $48^{\circ}46'18''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ}39'5''$ تا $37^{\circ}11'$ شمالی قرار گرفته است (شکل ۱). این محدوده از جنوب به دشت سلطانیه-زنجان و از شمال به ارتفاعات کوه‌های طارم علیا محدود می‌گردد. این ناحیه بر اساس تقسیم‌بندی‌های ساختاری ایران، در پهنه البرز غربی-آذربایجان [25] قرار دارد.

منطقه عمدتاً از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری با ضخامت تقریبی ۴۰۰۰ متر تشکیل شده است که در طی ائوسن میانی در یک حوضه دریایی کم‌عمق (باقیمانده دریای تتیس) نهشته شده‌اند [24]. واحدهای رخنمون یافته در منطقه بر اساس [۳] (شکل ۱) عبارتند از:

- واحد E_{ka^5} : این واحد شامل انواع توف (کریستال توف، لیتیک-کریستال توف)، ماسه‌سنگ و آندزیت پورفیری بوده و در هسته طاق‌دیس واقع در شمال شرق ناحیه مشاهده می‌شود.

- واحد E_{ka^6} : این واحد شامل توف برشی و لاپیلی توف بوده و به‌صورت هم‌شیب بر روی واحد E_{ka^5} قرار گرفته است.

- واحد E_{ka8} : شامل زیرواحدهای E_{ka8-1} و E_{ka8-2} بوده و با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در تماس است.

- توده نفوذی ذاکر (qm): این توده بر اساس سن‌سنجی U-Pb روی زیرکن، متعلق به ائوسن پایانی است [۱] و باعث ایجاد دگرگونی رخساره هورنبلند-هورنفلس در زیر واحد E_{ka8-2} شده است [26]. توده‌های نفوذی ائوسن پایانی، واحدهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن را با روند NW-SE قطع کرده‌اند که شامل دو توده اصلی هستند: ۱. توده qm شامل کوارتزموزنودیوریت، کوارتزموزنویت و کوارتزسینیت با بافت گرانولار. کانی‌های اصلی این توده شامل پلاژیوکلاز (با حاشیه فلدسپار آلکالن)، فلدسپار آلکالن پرتیتی، کوارتز، کلینوپیروکسن و بیوتیت حاوی اذخالی‌های زیرکن است که توسط رگه‌های تورمالین‌دار (ناشی از فعالیت‌های پنوماتولیتی قطع شده‌اند). ۲. توده p شامل میکروکوارتز دیوریت و میکرودیوریت پورفیری خاکستری که بخش مرکزی منطقه را پوشش داده است.

تصویر صحرایی از برونزد سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری ائوسن در شکل ۲ و تصویر صحرایی از برونزد سنگ‌های گرانیتوئیدی ائوسن پایانی و معدن آهن ذاکر در شکل ۳ نمایش داده شده است.

روش انجام پژوهش

در مرحله نخست، طی پیمایش‌های صحرایی در منطقه مورد مطالعه، مجموعاً ۷۰ نمونه سنگ جمع‌آوری گردید. از میان نمونه‌های گردآوری‌شده، ۶۰ نمونه جهت تهیه مقاطع نازک به‌منظور بررسی‌های پتروگرافی، سنگ‌شناسی و تحلیل روابط بافتی انتخاب شدند. این مقاطع با استفاده از میکروسکوپ‌های پلاریزان Leica مورد مطالعه قرار گرفتند تا مشخصات کانی‌شناسی، بافت، نام سنگ و میزان دگرسانی آن‌ها به‌دقت تعیین گردد. به‌منظور تعیین ترکیب شیمیایی سنگ‌ها، ۱۵ نمونه از میان نمونه‌های جمع‌آوری‌شده که دارای کمترین میزان دگرسانی بودند، جهت انجام آنالیزهای شیمیایی انتخاب و به آزمایشگاه زرازا ارسال شدند. اندازه‌گیری مقادیر عناصر اصلی و فرعی با استفاده از روش ICP-ES و اندازه‌گیری مقادیر عناصر کمیاب و عناصر

نادر خاکی با استفاده از روش ICP-MS انجام پذیرفت. نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی، عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

سنگ‌نگاری

بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری و نمودار R1-R2 [27] سنگ‌های آذرین نفوذی مورد مطالعه شامل گرانیت، میکروکواتزدیوریت پورفیری، کوارتزمونزونیت، کوارتزمونزودیوریت و میکروکوارتزگابرو پورفیری هستند. در ادامه جزئیات سنگ‌نگاری این سنگ‌ها تشریح گردیده است.

گرانیت

این سنگ‌ها دارای رنگ روشن و دانه‌بندی متوسط تا درشت با کانی‌های اصلی کوارتز (به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه‌های مختلف)، آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز هستند (شکل ۴-الف). فراوانی آلکالی‌فلدسپارها نسبت به پلاژیوکلازها در این واحد سنگی بیشتر است و بافت راپاکیوی در آن‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۴-ب).

میکروکوارتزدیوریت پورفیری

این سنگ‌ها دارای بافت پورفیروئیدی و گلومروپورفیروئیدی هستند و کانی‌های آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، آمفیبول و کوارتز کانی‌های اصلی آن‌ها را تشکیل می‌دهند. همچنین، کانی‌های کوارتز، فلدسپار و کانی‌های اپاک به صورت بی‌شکل و ریزبلور در زمینه این سنگ‌ها حضور دارند (شکل ۵-الف). بافت گلومروپورفیری در اثر کنار هم قرار گرفتن کانی‌های فلدسپار حاصل شده است (شکل ۵-ب).

کوارتزمونزونیت

کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، کلینوپیروکسن و کوارتز هستند. در این سنگ‌ها هم‌رشدی کوارتز و پلاژیوکلاز ایجاد بافت میرمکتی نموده است (شکل ۶-الف). کوارتز در این سنگ‌ها به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود (شکل ۶-ب). همچنین، بافت گرانوفیری حاصل از هم‌رشدی کوارتز و آلکالی‌فلدسپار قابل رؤیت است. این بافت نشان‌دهنده تبلور سریع و هم‌زمان این دو کانی از یک مذاب در اعماق کم می‌باشد (شکل ۶-پ).

کوارتزمونزودیوریت

در این واحد، مقدار کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن به طور قابل توجه بالا است. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، پیروکسن، بیوتیت و کوارتز می‌باشند (شکل ۷-الف). حضور بلورهای درشت پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها

ایجاد بافت پورفیروئیدی نموده است (شکل ۷-ب). کانی‌های اپاک عمدتاً مگنتیت‌هایی هستند که در اثر فرآیندهای اکسیداسیون به هماتیت دگرسان شده‌اند.

میکروکوارتزگابرو پورفیری

از نظر کانی‌شناسی این واحد دارای پیروکسن و پلاژیوکلاز به عنوان کانی‌های اصلی و کوارتز، اپیدوت و کلریت به عنوان کانی‌های فرعی و ثانوی است. در اثر فرآیندهای دگرسانی، پیروکسن به کلریت با بیرفرنزاس آبی غیر عادی تبدیل شده است (شکل ۸-الف). حضور تجمعاتی از پیروکسن‌های سالم به همراه پلاژیوکلازهای درشت، منجر به ایجاد بافت گلوبروپورفیروئیدی در این سنگ‌ها شده است (شکل ۸-الف و ب).

زمین‌شیمی

جهت نامگذاری و طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار R1-R2 [۲۲] استفاده گردید. در این نمودار پارامتر R1 برابر با $4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ و پارامتر R2 برابر با $6Ca+2Mg+Al$ است (شکل ۹-الف). سنگ‌های آذرین درونی منطقه ذاکر در نمودار R1-R2 در محدوده‌های گرانیت، کوارتز مونزونیت، مونزونیت، دیوریت و گابرو دیوریت قرار می‌گیرند. بررسی شاخص آلومینیوم نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده متآلومینوم تمایل به گرانیت‌های نوع I هستند (شکل ۹-ب، پ) [۲۸، ۲۹ و ۳۰]. همچنین، مقادیر شاخص A/CNK در محدوده ۰/۷ تا ۱ بیانگر آن است که این سنگ‌ها عمدتاً حاصل ذوب بخشی مواد آذرین پوسته یا گوشته می‌باشند. در نمودارهای شکل‌های ۹-ت، ث [۳۱] نیز به دلیل مقادیر پایین مجموع عناصر Zr+Nb+Ce+Y، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده OTG (گرانیت‌های نوع S، I و M تفریق نیافته) قرار دارند؛ بنابراین، این سنگ‌ها در زمره گرانیت‌های نوع A قرار نگرفته و منشأ قوسی یا کوهزایی دارند. علاوه بر این، در نمودار شکل ۹-پ [۳۰]، موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه با روند گرانیت‌های نوع I انطباق بیشتری داشته و نمودار ۹-ج [۳۲] نشان‌دهنده منشأ آذرین ماگما و غنی‌شدگی نسبی ایتريم (Y) طی فرآیند تفریق می‌باشد.

الگوی عناصر بهنجار شده نسبت به NMORB (شکل ۱۰-الف) [۳۳]، غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل با یون بزرگ (LILE) نظیر Cs، Rb و Ba و همچنین غنی‌شدگی در برخی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) را نشان می‌دهد. در مقابل، تهی‌شدگی در عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) به‌ویژه Nb، Ti، P و Zr مشاهده می‌شود که از ویژگی‌های بارز ماگماهای تکوین‌یافته در محیط‌های فروران‌ش و قوس‌های آتشفشانی است. همچنین، حضور ناهنجاری مثبت Pb در کنار تهی‌شدگی Nb گواهی بر نقش مؤثر پوسته قاره‌ای در تکامل این سنگ‌ها یا وقوع آلودگی ماگمایی با مواد پوسته‌ای است.

الگوی توزیع عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (شکل ۱۰-ب) [۳۴]، غنی‌شدگی نسبی LREE در مقایسه با HREE را نشان می‌دهد. شیب نزولی نمودار از چپ به راست ($La/Yb > 1$) و موازی بودن خطوط مربوط به نمونه‌ها، بیانگر تکامل این سنگ‌ها طی یک فرآیند تبلور تفریقی منظم از یک منشأ مشترک است. شایان ذکر است که نبود ناهنجاری منفی در عنصر Eu، نشان‌دهنده این مطلب است که جدایش پلاژیوکلاز در مراحل اولیه ذوب یا تبلور، نقش تعیین‌کننده‌ای در کنترل ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها نداشته است.

فرآیندهای ماگمایی

به منظور تفکیک فرآیندهای کلیدی در تکامل ماگمایی سنگ‌های نفوذی منطقه ذاکر، بررسی‌های مبتنی بر نسبت‌های عناصر کمیاب صورت پذیرفت. نحوه قرارگیری نمونه‌ها در نمودار نسبت La/Yb در مقابل La (شکل ۱۱-الف) [۳۵]، نشان‌دهنده غالب بودن فرآیند ذوب بخشی در منشأ سنگ‌های مورد مطالعه است. همچنین، روند تغییرات در نمودار نسبت‌های La/Sm در برابر La (شکل ۱۱-ب) [۳۶] تأیید می‌کند که تنوع ترکیب شیمیایی در این سنگ‌ها، عمدتاً ناشی از درجات مختلف ذوب بخشی در منشأ ماگمایی است. نمودار نسبت‌های Nb/Y در مقابل Nb (شکل ۱۱-پ) [۳۷] نیز نشان می‌دهد که فرآیندهای آمیختگی ماگمایی یا آلودگی پوسته‌ای در طول مسیر صعود، نقش مؤثری در تحول ترکیب شیمیایی ماگمای اولیه داشته‌اند. علاوه بر این، نمودار نسبت‌های Nb/U در مقابل Rb/Sr (شکل ۱۱-ت) [۳۸]، حاکی از غلبه مواد ذوب‌شده از پوسته قاره‌ای در طی تحولات ماگمایی این واحدهای سنگی است. مقادیر پایین نسبت Nb/U (کمتر از ۱۰) در کنار مقادیر Rb/Sr بالاتر نسبت به مقادیر استاندارد گوشته، گواهی بر این مطلب است که ماگمای اولیه از منبعی غنی از عناصر لیتوفیل، مشتق شده و در جریان صعود، تحت تأثیر آلودگی‌های پوسته‌ای قرار گرفته است. روند توزیع نمونه‌ها در نمودار مذکور، از قلمرو MORB و منشأ ذوب ورقه فرورونده به سمت قلمرو پوسته‌ای (شکل ۱۱-ث)، نشان‌دهنده اثرات متقابل فرآیند فروانش و ورود سیالات آزادشده از صفحه فرورونده به گوه گوشته‌ای است که در نهایت منجر به تولید ماگماهایی با ویژگی‌های قوس آتشفشانی شده است. مطالعات [۱] بر روی توده‌های نفوذی این ناحیه، بیانگر نقش گوشته متاسوماتیسم شده در تشکیل ماگمای مادر این توده‌ها است.

در نهایت، تمرکز اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Nb/La در مقابل Ba/Rb (شکل ۱۱-ث) [۳۹] در نزدیکی میانگین پوسته قاره‌ای (CC)، نقش کلیدی مواد پوسته‌ای در تکامل این سنگ‌ها را تأیید می‌کند. همچنین، فاصله گرفتن نمونه‌ها از منابع تهی‌شده نظیر N-MORB و جابجایی به سمت راست پیکان، نشان‌دهنده غنی‌شدگی ماگمای اولیه توسط سیالات یا مذاب‌های حاصل از پهنه فروانش است. لازم به ذکر است که حضور تعدادی از نمونه‌ها در نزدیکی قلمرو OIB، احتمالاً بیانگر ورود مقادیر

اندکی از مواد مشتق از گوشته غنی شده یا سست کره به سیستم ماگمایی است که منجر به ایجاد تنوع در ترکیب نهایی آن شده است (شکل ۱۱-ث).

موقعیت زمین ساختی

به منظور تفکیک و شناسایی محیط زمین ساختی سنگ های مورد مطالعه، از نمودارهای تفکیکی براساس عناصر کمیاب استفاده گردید (شکل ۱۲). این نمودارها به طور کلی نشان دهنده قرارگیری نمونه ها در محدوده حاشیه فعال قاره ای و در برخی موارد، در مرز میان این محیط و مناطق درون ورقه ای است. به طوری که در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb [۴۰]، تمرکز نمونه ها در محدوده حاشیه فعال قاره ای، بیانگر غنی شدگی از عناصر LILE نسبت به HFSE است که از ویژگی بارز و تشخیصی محیط های فرورانش می باشد. همچنین، موقعیت نمونه ها در نمودارهای $Th-Ta$ [۱۹] و $Th-Ta-Yb$ [۴۰] ماهیت کالک آکالن ماگما را در یک محیط قوس آتشفشانی قاره ای تأیید می کند (شکل ۱۲- الف و ب). هرچند تمایل برخی نمونه ها به سمت قلمرو مناطق آتشفشانی درون ورقه ای می تواند بیانگر گذار زمین ساختی به محیط های پس از برخورد یا تأثیر پوسته قاره ای ضخیم بر ترکیب ماگما باشد. به طور کلی، این توزیع نشان دهنده فعالیت های ماگمایی در ارتباط با فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر یک پوسته قاره ای در یک محیط کوهزایی می باشد.

بر اساس نسبت های Th/Yb در مقابل Nb/Yb (شکل ۱۲- پ) [۴۱] که ابزاری کارآمد برای تفکیک ماگماهای حاصل از فرورانش از ماگماهای منشأ گوشته ای خالص (مانند MORB و جزایر اقیانوسی) است، قرارگیری اکثر نمونه ها در بالای خط روند MORB-OIB و تمایل آن ها به سمت محدوده روند قوس آتشفشانی (شکل ۱۲- پ) نشان دهنده غنی شدگی منبع ماگمایی از عنصر توریم (Th) نسبت به نیوبیم (Nb) می باشد که از ویژگی های بارز محیط های قوس آتشفشانی محسوب می شود. همچنین، توزیع نمونه ها بین مقادیر EMORB و OIB، نشان دهنده مشتق شدن این ماگماها از یک منشأ گوشته ای غنی شده می باشد که پیش از فرورانش یا همزمان با آن وجود داشته است. در نهایت، قرارگیری نمونه ها در محدوده محور MORB (ذوب های کم عمق) و در نزدیکی نقطه EMORB در نمودار TiO_2/Yb در مقابل Nb/Yb (شکل ۱۲- ت) [۴۱] تأیید می کند که فرآیند ذوب در اعماق کم (در محدوده پایداری اسپینل) در گوشته لیتوسفری رخ داده و برخلاف جزایر اقیانوسی (OIB)، محصول ذوب عمیق در حضور گارنت نمی باشد. مجموع این شواهد نشان دهنده یک محیط قوس آتشفشانی می باشد که ماگمای آن از ذوب درجات بالای یک گوشته غنی شده در اعماق کم حاصل شده و به شدت تحت تأثیر سیالات حاصل از فرورانش قرار گرفته است.

نتیجه گیری

نتایج حاصل از این پژوهش به شرح زیر می باشند:

- سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه در پهنه زمین‌ساختی البرز-آذربایجان و زیرپهنه طارم قرار دارند که شامل گرانیت، میکروکوارتز دیوریت پورفیری، کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت و میکروکوارتز گابرو پورفیری هستند. کانی‌های اصلی فلسیک در سنگ‌های آذرین درونی مورد مطالعه شامل کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز هستند که با کانی‌های مافیک بیوتیت، آمفیبول و کلینوپیروکسن همراهی می‌شوند. کانی‌های اپاک، آپاتیت، اسفن و زیرکن به عنوان کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها وجود دارند. بافت غالب در سنگ‌های آذرین درونی مورد مطالعه بافت گرانولار است که با بافت‌های اینترگرانولار، گلومروپورفیروئیدی، آنتی‌رپاکوئی، آنتی‌پرتیتی، غربالی (در پلاژیوکلاز)، میرمکتی و گرانوفیری همراه است.

- بر اساس داده‌های زمین‌شیمیایی، سنگ‌های منطقه در زمره گرانیت‌های نوع I، متآلومین قرار می‌گیرند. بررسی نسبت‌های عناصر کمیاب، غلبه فرآیند ذوب بخشی در منشأ ماگما و نقش مؤثر آلودگی پوسته‌ای و آمیختگی ماگمایی طی مسیر صعود را تأیید می‌کند. این امر نشان‌دهنده تداخل مستقیم مواد ذوب‌شده از پوسته قاره‌ای در تکامل ماگمای اولیه است.

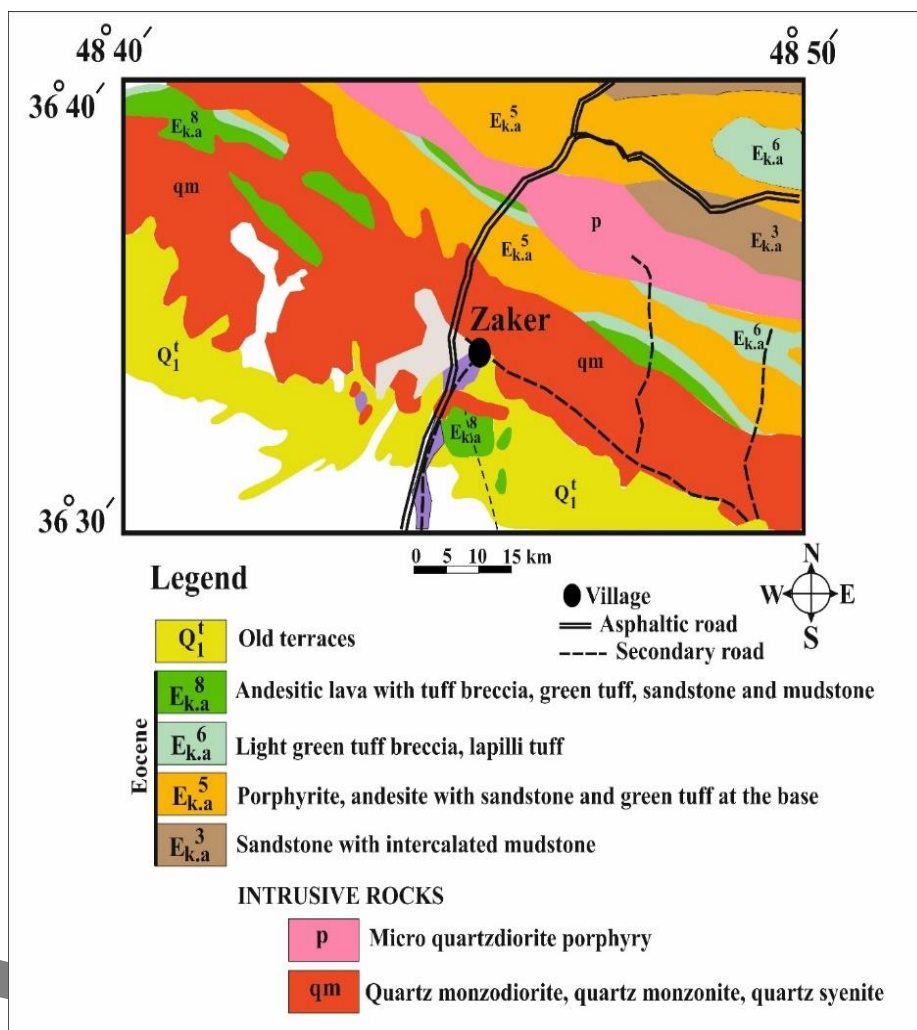
- موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین درونی مورد مطالعه بر اساس نمودارهای تفکیکی (نظیر Th/Yb در برابر Ta/Yb) و توزیع نمونه‌ها در امتداد محور قوس آتشفشانی، یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای و در چارچوب یک قوس آتشفشانی-کوهزایی را نشان می‌دهد. همچنین، قرارگیری نمونه‌ها در محدوده محور MORB و نزدیک به EMORB، نشان‌دهنده ذوب در اعماق کم (محدوده پایداری اسپینل) و از یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده صورت گرفته است.

References

- [1] Nabatian Gh., Ghaderi M., Neubauer F., Honarmand M., Lui X., Dong Y., Jiang S.-Y., Bernroider M., "Petrogenesis of Tarom highpotassic granitoids in the Alborz–Azarbaijan belt, Iran: geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints", *Lithos* 184-187 (2014) 324- 345.
- [2] Castro A., Aghazadeh M., Badrzadeh Z., Chichorro, M., "Late Eocene–Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source", *Lithos*, 180 (2013), 109-127.
- [3] Aghazadeh M., Badrzadeh Z., Castro A., "Petrogenesis and U–Pb SHRIMP Dating of Tarom Plutons", *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 24 (2015), 3-20. (in Persian)
- [4] Nabatian G., Ghaderi, M., "Mineralogy and geochemistry of rare earth elements in iron oxide–apatite deposits of the Zanjan region", *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 24 (2014), 157-170. (in Persian)
- [5] Ghasemi Siani M., Mehrabi B., Azizi H., Wilkinson C.M., Ganerod, M., "Geochemistry and geochronology of the volcano-plutonic rocks associated with the Glojeh epithermal gold mineralization, NW Iran", *Open Geosciences*, 7 (2015), 207-222.
- [6] Saeedi A., Mokhtari M.A.A., Kouhestani H., "Petrology and geochemistry of intrusive rocks at Khanchay-Aliabad region (Tarom sub-zone, East of Zanjan)", *Petrological Journal*, 33, 207–229. (in Persian)
- [7] Moghaddasi S.J., Ebrahimi M., Mohammadi, F., "Mineralogy, geochemistry and genesis of Gozaldarreh iron skarn deposit, southeast Zanjan", *Journal of Economic Geology*, 11 (2019), 33-55. (in Persian with English abstract)
- [8] Mokhtari M.A.A., Kouhestani H., Gholizadeh, K., "Mineral chemistry and formation conditions of calc-silicate minerals of Qozlou Fe skarn deposit, Zanjan Province, NW Iran", *Arabian Journal of Geosciences*, 12 (2019), 658.

- [9] Shafaiepour N., Mokhtari M.A.A., Kohestani H., Honarmand, M., "Petrology and Geochemistry of the Qozlou Granitoid and Related Fe skarn (west Zanjan)", *Journal of Economic Geology*, 12 (2020), 47-76 (in Persian with English abstract)
- [10] Nabatian G., Ghaderi M., Neubauer F., Honarmand M., Liu X., Dong Y., Bernroider M., "Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz–Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints", *Lithos*, 184 (2014a), 324–345.
- [11] Nabatian, G., Ghaderi, M., "Oxygen isotope and fluid inclusion study of the Sorkhe-Dizaj iron oxide-apatite deposit, NW Iran", *International Geology Review*, 55 (2013), 397-410.
- [12] Khanmohammadi N., Khakzad A., Izadyar, J., "Mineralogrophy, Structural and Textural Studies and Genesis of Zaker Iron-Apatite Deposit (Northeast of Zanjan)", *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 19 (2010), 119-176. (in Persian)
- [13] Nabatian G., Ghaderi M., Daliran F., Rashidnejad-Omran, N., "Sorkhe-Dizaj Iron Oxide–Apatite Ore Deposit in the Cenozoic Alborz-Azarbaijan Magmatic Belt, NW Iran", *Resource Geology*, 63 (2012), 42-56.
- [14] Mokhtari M.A.A., Kouhestani H., Gholizadeh K., "Mineral chemistry and formation conditions of calc-silicate minerals of Qozlou Fe skarn deposit, Zanjan Province, NW Iran", *Arabian Journal of Geosciences*, 12 (2019), 658.
- [15] Ebrahimi M., Goli M., Esmaili R., Nematolahi M.J., Farzadian H., "Placer iron mineralization in Zarnan, east of Zanjan", 8th National Conference of the Economic Geology Association of Iran, (2016) 1-7.
- [16] Ebrahimi M., Esmaili R., Nematolahi M.J., "Petrography of the intrusive rocks in the Zarnan region, east of Zanjan", 9th National Conference of the Economic Geology Association of Iran, (2017) 1-7.
- [17] Ghasemi Siani M., Lentz D., "Lithogeochemistry of various hydrothermal alteration types associated with precious and base metal epithermal deposits in the Tarom-Hashtjin metallogenic province, NW Iran: Implications for regional exploration", *Journal of Geochemical Exploration*, 232 (2022), 106903.
- [18] Li H., Zhang Z., Liu B., Jin Y., Santosh, M., "The genetic link between iron oxide apatite and iron skarn mineralization in the Beizhan deposit, Western Tianshan, NW China: Evidence from magnetite and gangue mineral geochemistry", *Journal of Asian Earth Sciences*, 241 (2023), 105460.
- [19] Childress T.M., Simon A.C., Day W.C., Lundstrom C.C., Bindeman I.N., "Iron and oxygen isotope signatures of the Pea Ridge and Pilot Knob magnetite-apatite deposits, southeast Missouri, USA", *Economic Geology*, 111 (2016), 2033–2044.
- [20] DeMelo G.H., Monteiro L.V., Xavier R.P., Moreto C.P., Santiago E.S., Dufrane S.A., Santos, A.F., "Temporal evolution of the giant Salobo IOCG deposit, Carajás Province (Brazil): constraints from paragenesis of hydrothermal alteration and U-Pb geochronology", *Mineralium Deposita*, 52 (2017), 709–732.
- [21] Naranjo J.A., Henríquez F., Nyström J.O., "Metasomatismo de contacto subvolcánico en el Complejo Volcánico El Laco, Andes centrales", *Andean Geology*, 37 (2010), 110-120.
- [22] Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Creaser R.A., DuFrane S.A., Tassinari C.C.G., Amaral W.S., "Neoproterozoic and Paleoproterozoic iron oxide-copper-gold events at the Sossego deposit, Carajás Province, Brazil: Re-Os and U-Pb geochronological evidence", *Economic Geology*, 110 (2015), 809-835.
- [23] Rahmani Sh., "Investigation and Introduction of Promising Mineral Areas in Tarom 1:100,000 Sheet (Tarom Exploration Zone)", Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (2008), 1-20.
- [24] Amini B., "Geological Map of Tarom, Scale 1:100,000 with Explanatory Text", Geological Survey of Iran (2001), 70p.
- [25] Nabavi M.H., "A Preface to Iran's Geology", Geology Survey and Mineral Exploration of Iran (1976), 109p.
- [26] Khanmohammadi N., Khakzad A., Izadyar J., "Mineralogrophy, Structural and Textural Studies and Genesis of Zaker Iron - Apatite Deposit (Northeast of Zanjan)", *Scientific Quarterly Journal of Geosciences* 19 (76) (2010), 119-126. (In Persian)
- [27] Dela Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M., "A classification of volcanic and plutonic Rocks using RI-R2 diagram and major element analyses its relationship with current Nomenclature", *Chemical Geology*, 29 (1980), 183-210.

- [28] Shand S.J., *"The study of rocks"*, Thomas Murby and co, London (1974), 236 p.
- [29] Maniar P.D., Piccoli P.M., *"Tectonic Discrimination of Granitoids"*, Geological Society of America Bulletin 101 (1989), 635-643.
- [30] Chappell B.W., White A.J.R., *"Two contrasting granite types: 25 years later"*, Australian Journal of Earth Sciences 48(2001), 489- 499.
- [31] Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W., *"A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis"*, Contribution to Mineralogy and Petrology 95(1987), 407-419.
- [32] White A.J.R., Chappell, B.W., *"Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia"*, In: Roddick, J.A., Ed., Geological Society of America Memoirs, Geological Society of America (1983), 21-34.
- [33] Sun S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes"*, In: Saunders, A. D, Norry, M.J. (Eds), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication 42(1989),313-345.
- [34] Boynton W.V., *"Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies"*, IN: Rare earth element geochemistry, Henderson, P. (Editor)Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam (1984), 63-114.
- [35] Gao Y., Hou Z., Kamber B.S., Wei R., Meng X., Zhao, R., *"Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: Evidence for slab melt metasomatism"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 153(2007),105–120.
- [36] Li W.C., Zeng P.S., Hou Z.Q., Zeng P.S., Noel C.W., *"The Pulang Porphyry Copper Deposit and Associated Felsic Intrusions in Yunnan Province, Southwest China"*, Economic geology 106(2011), 79–92.
- [37] McDermott F., Delfin F.G., Defant M. J., Turner S., Maury R., *"The petrogenesis of magmas from Mt. Bulusan and Mayon in the Bicol arc, the Philippines"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 150(2005), 652-670.
- [38] Hou Z.Q., Gao Y.F., Qu X.M., Rui Z.Y., Mo X.X., *"Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet"*, Earth and Planetary Science Letters 220 (1-2) (2004), 139-155.
- [39] Marchev P., Raicheva R., Downes H., Vaselli O., Chiaradia M., Moritz R., *"Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting"*, Tectonophysics 393(2004), 301-328.
- [40] Schandl E.S., Gorton M.P., *"Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments"*, Economic geology 97(3) (2002), 629-642.
- [41] Pearce JA., *"Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust"*, Lithos 100(2008),14–48.



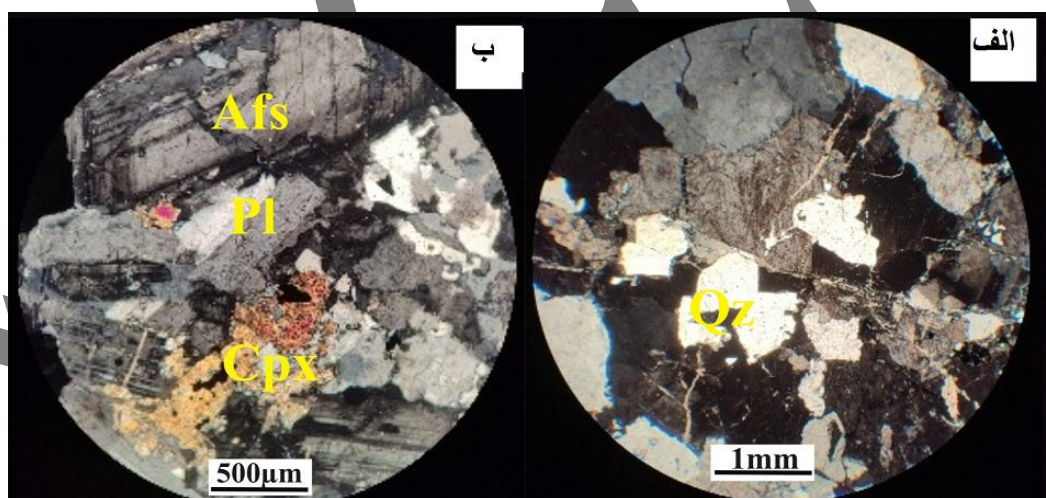
شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، ترسیم شده بر اساس منبع [24]



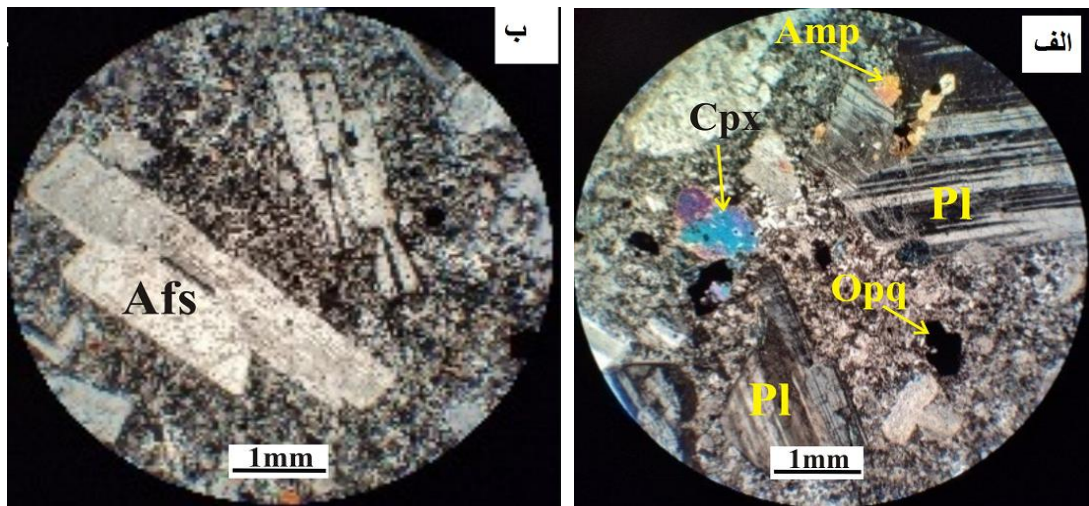
شکل ۲: نمایی از روستای ذاکر و برون‌زد سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری ائوسن در شمال غرب آن (نگاه تصویر به سمت شمال غرب).



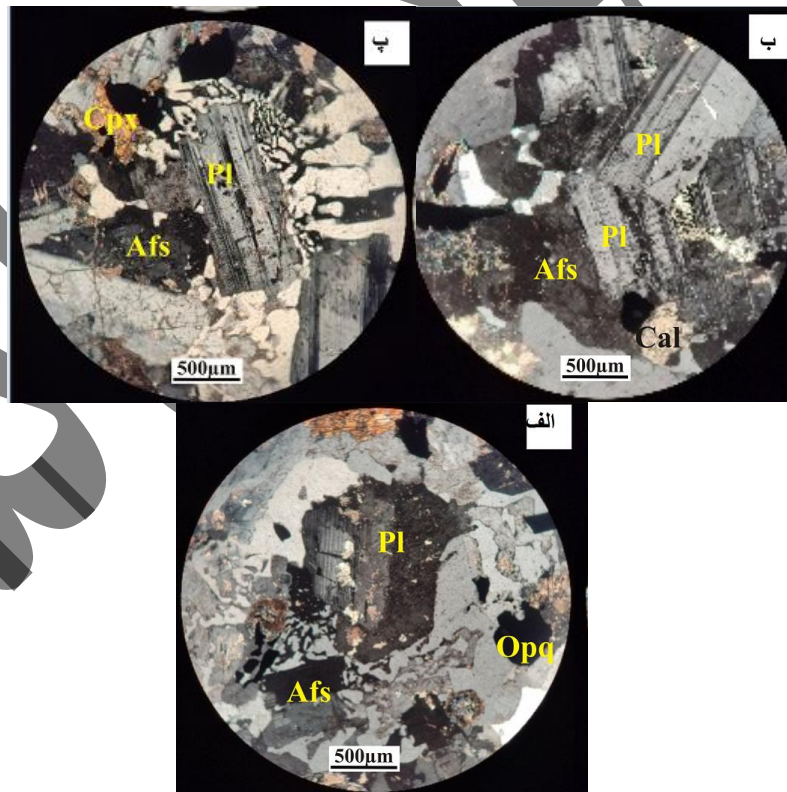
شکل ۳: نمایی از همبری سنگ‌های گرانیتوئیدی با سنگ‌های آتشفشانی-آذرآوری ائوسن (نگاه تصویر به سمت شمال شرق). معدن آهن ذاکر و حفاری‌های معدنی مربوطه در بخش جلوی تصویر نمایان می‌باشند.



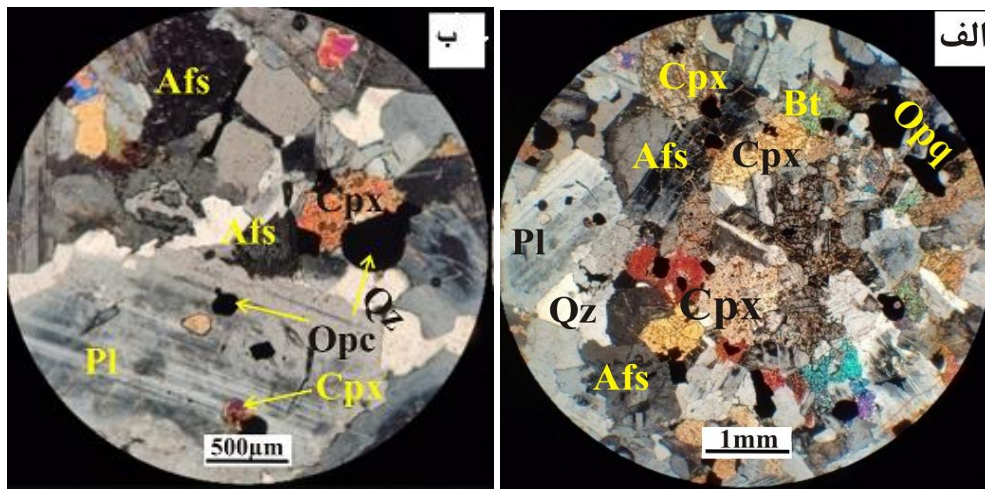
شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی گرانیت در نور XPL: الف: بافت دانه‌ای همراه با مقادیر بالای کوارتز. ب: بافت راپاکیوی.



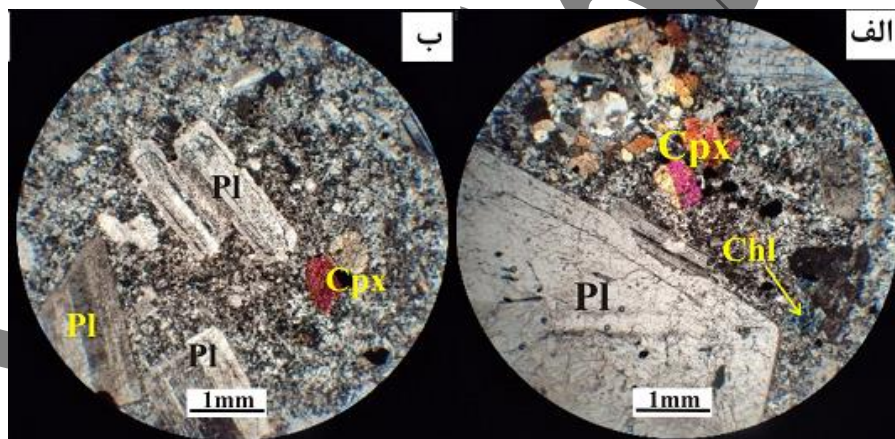
شکل ۵: تصاویر میکروسکوپی میکروکوارتز دیوریت پورفیری در نور XPL: الف: حضور بلورهای درشت پیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه سنگ (بافت گلوپورفیری). ب: بافت گلوپورفیری (تجمع بلورهای درشت فلدسپار در زمینه سنگ).



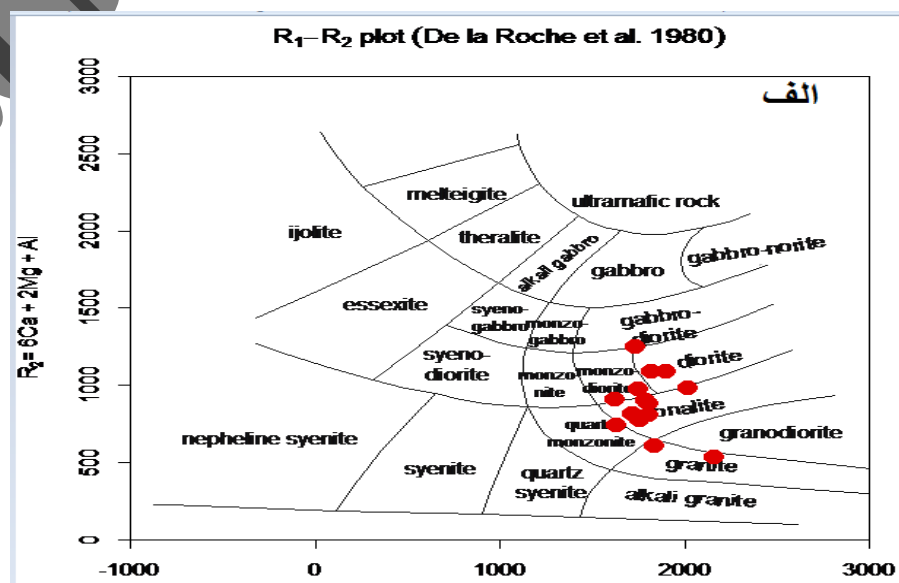
شکل ۶: تصاویر میکروسکوپی کوارتز مونزونیت در نور XPL: الف) بافت میرمیکیتی حاصل از هم‌رشدی کوارتز و پلاژیوکلاز. ب: بافت اینترگرانولار. پ: بافت گرانوفیری حاصل از هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار.

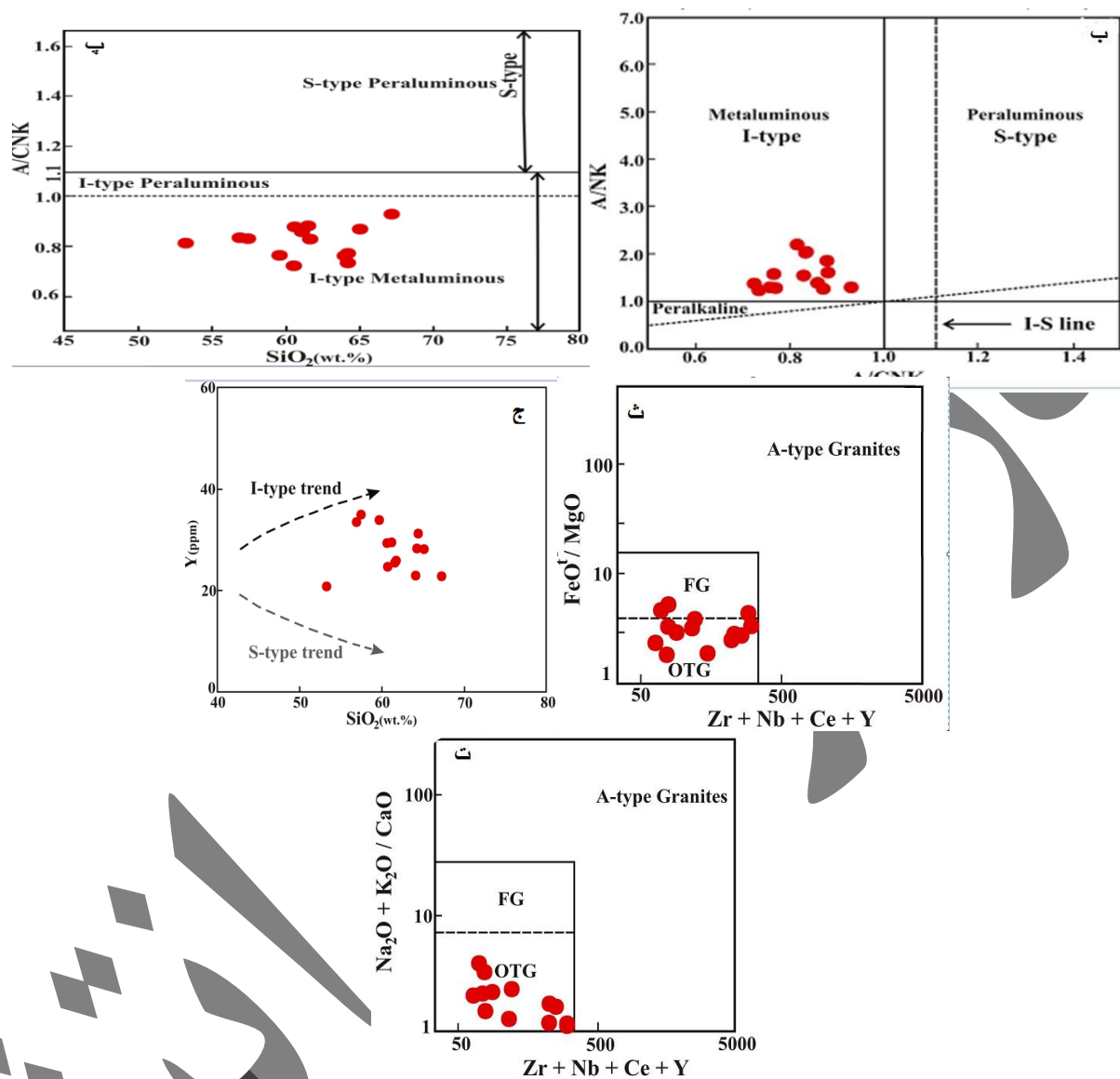


شکل ۷: تصاویر میکروسکوپی کوارتز مونوزودیوریت در نور XPL: الف- بافت گرانولار (بافت دانه‌ای)، ب: بافت پورفیروئیدی.

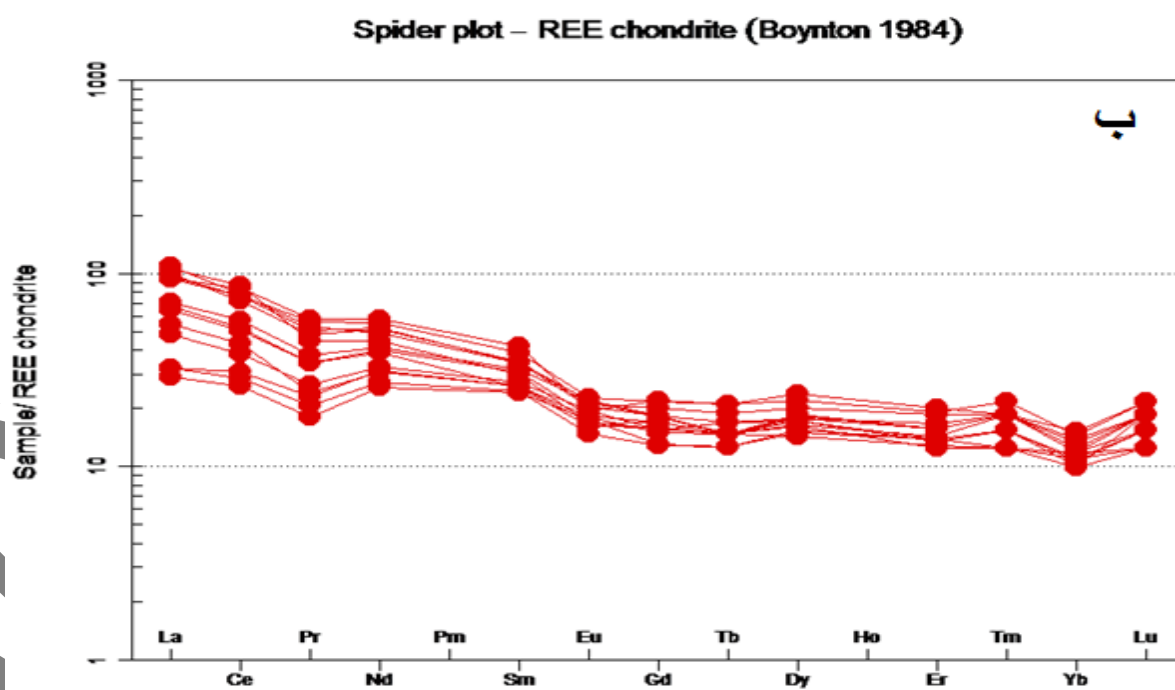
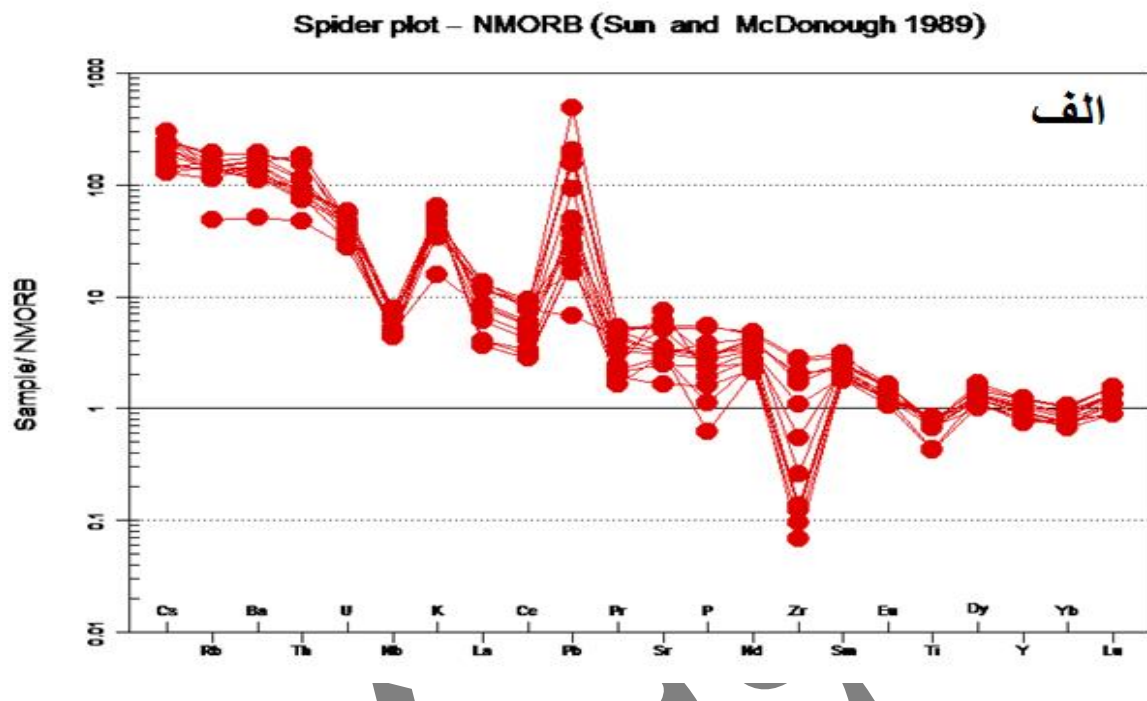


شکل ۸: تصاویر میکروسکوپی میکروکوارتز گابرو پورفیری در نور XPL. الف- بافت غربالی در درشت‌بلور پلاژیوکلاز، ب: بافت گلومروپورفیری ناشی از تجمع بلورهای درشت پلاژیوکلاز غربالی در سنگ.

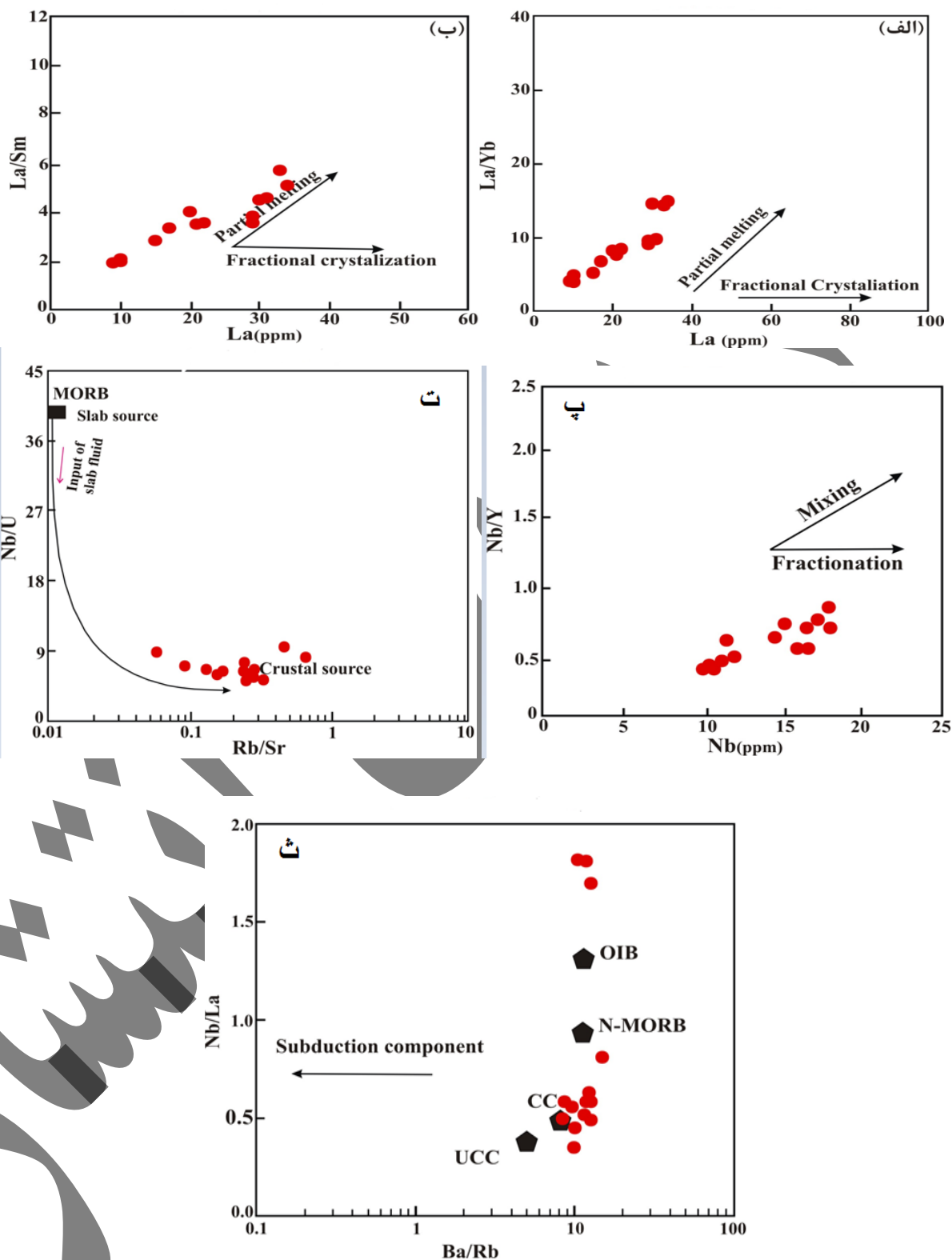




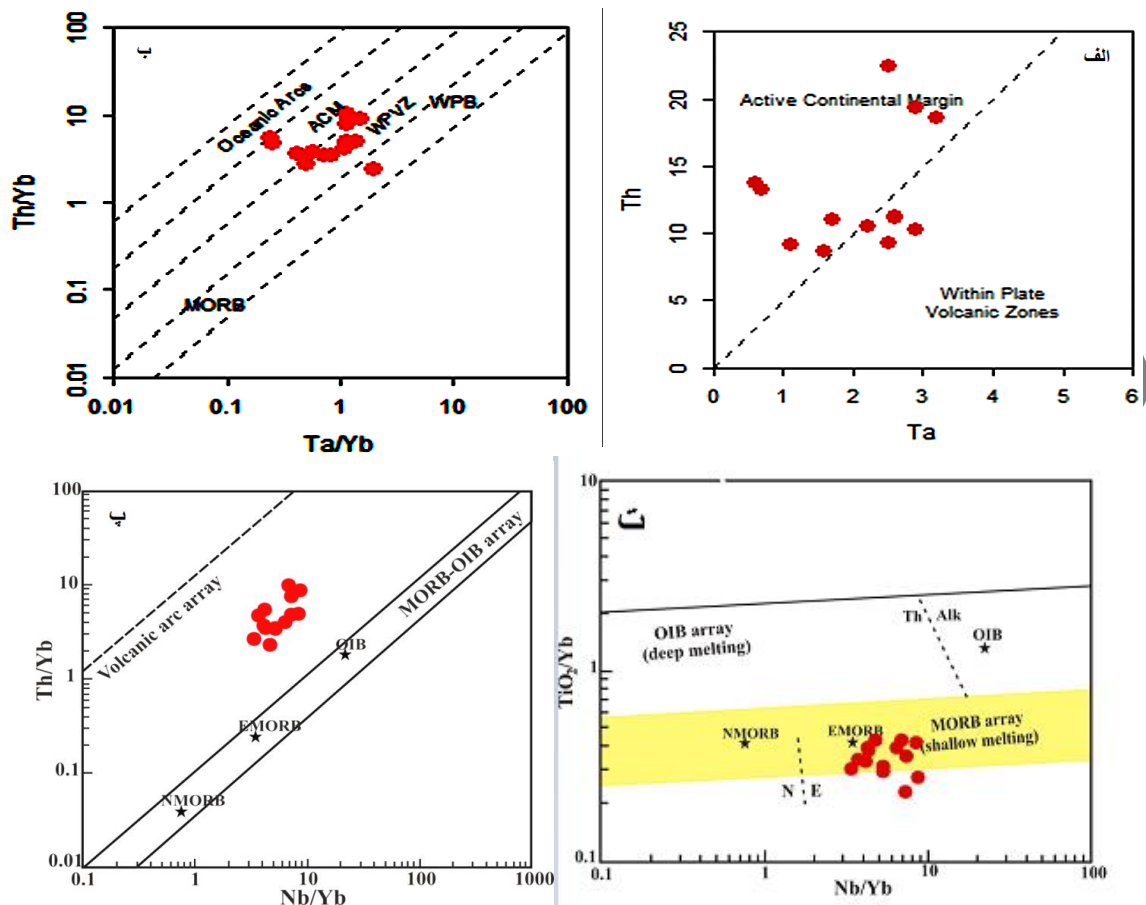
شکل ۹: (الف) نمودار R1-R2 [27] که نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن پلات شده‌اند. (ب) نمودار A/NK در برابر A/CNK [28 و 29]. (پ): نمودار A/CNK در برابر SiO_2 [30]. (ت، ث) نمودارهای تمایز گرانیتوئیدهای نوع A از سایر گرانیتوئیدها بر اساس معیارهای [31]. (ج) تمایز گرانیت‌های نوع I از نوع S با استفاده از Y در برابر SiO_2 [32].



شکل ۱۰: الف- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب و نادر خاکی برای سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه ذاکر بهنجار شده نسبت به NMORB [33]. (ب) الگویتغییرات عناصر نادر خاکی سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه ذاکر بهنجار شده نسبت به کندریت [34].



شکل ۱۱: (الف) La/Yb در مقابل La [35]. (ب) نمودار La/Sm در مقابل La [36]. (پ) نمودار Nb/Y در برابر Nb [37]. (ت) تعیین منشأ نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Nb/U در برابر Rb/Sr [38]؛ (ث) نمودار Nb/La در برابر Ba/Rb [39].



شکل ۱۲: (الف و ب) محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس نمودارهای ارائه شده در منبع [40]; (پ) تمایز محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb [41]; (ت) تمایز محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودار TiO_2/Yb در برابر Nb/Yb [41].

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و نادر خاکی سنگ‌های آذرین درونی مورد مطالعه به روش ICP-ES (بر حسب درصد وزنی) و ICP-MS (بر حسب قسمت در میلیون)

	Z15-B	Z16-B	Z39-B	Z40-B	Z42-B	Z43-B	Z44-B	Z45-B	Z51	Z52	Z53	Z62	Z69-B	Z100	Z105
SiO ₂	۶۵/۱۱	۶۷/۲۳	۵۳/۲۷	۶۱/۵۸	۶۱/۷۱	۶۰/۷۱	۵۹/۶۵	۵۷/۴۹	۶۴/۰۸	۶۰/۶۱	۶۴/۳۹	۶۴/۲۷	۶۱/۱۸	۵۶/۹۴	۷۲/۱۵
Al ₂ O ₃	۱۳/۷۶	۱۳/۹۰	۱۵/۶۶	۱۵/۶۷	۱۵/۳۱	۱۵/۹۲	۱۴/۴۱	۱۶/۰۸	۱۳/۹۲	۱۳/۹۱	۱۳/۹۴	۱۳/۷۶	۱۴/۳۲	۱۶/۴۸	۱۳/۸۷
BaO	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۷
CaO	۲/۷۰	۲/۱۰	۶/۶۴	۴/۴۰	۴/۶۷	۵/۲۳	۵/۳۱	۶/۲۴	۴/۱۶	۴/۹۶	۳/۹۱	۴/۱۱	۳/۴۶	۶/۳۸	۱/۱۹
Fe ₂ O ₃	۵/۴۵	۵/۲۱	۹/۷۱	۶/۳۷	۶/۱۲	۶/۰۵	۸/۹۷	۷/۴۳	۴/۴۷	۷/۷۴	۵/۳۶	۴/۱۷	۷/۳۱	۷/۹۹	۰/۹۳
K ₂ O	۵/۶۱	۵/۰۲	۰/۹۳	۴/۳۸	۴/۱۱	۲/۶۴	۳/۰۵	۳/۴۰	۴/۷۵	۳/۸۵	۵/۰۷	۶/۰۴	۴/۱۹	۳/۵۱	۳/۸۴
MgO	۰/۹۵	۱/۰۴	۴/۶۳	۲/۰۵	۲/۰۵	۲/۲۲	۲/۵۳	۲/۰۷	۱/۷۶	۲/۰۸	۱/۶۲	۲/۰۵	۱/۷۷	۱/۶۷	۰/۴۱
MnO	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۲۱	۰/۰۶	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۳۶	۰/۱۸	<۰/۰۵
Na ₂ O	۲/۹۳	۲/۸۱	۳/۷۳	۳/۱۴	۳/۳۴	۳/۴۸	۳/۵۵	۲/۶۰	۳/۴۲	۳/۶۵	۳/۳۵	۲/۸۸	۳/۵۴	۲/۶۲	۴/۸۴
P ₂ O ₅	۰/۲۳	۰/۱۶	۰/۲۱	۰/۲۶	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۳۶	۰/۵۰	۰/۰۷	۰/۱۹	۰/۲۵	۰/۱۰	۰/۳۲	۰/۵۵	<۰/۰۵
TiO ₂	۰/۵۸	۰/۵۷	۱/۰۵	۰/۸۱	۰/۹۱	۰/۸۶	۰/۹۷	۰/۹۴	۰/۹۶	۰/۹۷	۰/۹۴	۰/۹۹	۱/۰۰	۰/۹۶	۰/۴۳
LOI	۲/۲۶	۲/۶۵	۳/۷۷	۱/۱۶	۱/۱۶	۲/۱۷	۰/۷۲	۲/۸۷	۲/۰۴	۱/۶۸	۰/۸۶	۱/۳۲	۲/۲۰	۲/۵۵	۲/۲۶

ادامه جدول ۱.

Sample	Z15-B	Z16-B	Z39-B	Z40-B	Z42-B	Z43-B	Z44-B	Z45-B	Z51	Z52	Z53	Z62	Z69-B	Z100	Z105
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
As	18/3	16/2	18/3	22/8	24/3	28/5	24/8	19/3	19/2	20/9	15/7	17/5	19/6	17/1	10/5
Ba	1151	1226	321	770	750	936	739	693	1024	963	1058	1127	872	763	783
Be	1/7	1/4	1/3	2	1/9	2/1	1/6	1/9	1/9	1/9	1/9	1/7	1/8	2/1	1/3
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cd	0/1	0/1	0/2	<0.1	0/1	0/3	0/2	<0.1	<0.1	0/4	0/1	0/3	0/3	0/2	0/2
Co	3/6	3/4	21	10/4	10/9	11	13/5	11/3	3/8	6/9	6/8	5	7/3	11/5	1/7
Cr	62	87	88	55	58	70	53	49	57	74	54	59	47	43	33
Cs	1/7	1/7	<0.5	1/7	1/1	2/1	1/5	1/3	1	0/9	0/9	1	1/7	1/5	1/2
Cu	11	7	334	21	31	119	44	105	12	48	13	21	11	8	17
Hf	0/8	0/9	2/9	3/6	3/4	3/5	1	5/7	0/7	0/8	0/8	0/7	1/5	5/1	0/6
In	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
La	10	10	20	34	33	30	31	29	9	15	21	17	22	29	2
Ce	25	23	41	63	70	62	58	68	21	31	42	35	46	62	11
Pr	2/8	2/51	4/22	6/45	5/44	6/21	5/85	7/03	2/19	3/21	4/2	2/95	4/58	6/87	<0.05
Nd	18/7	16/3	23/2	29/4	26/9	31/1	30/7	35	15/4	19/8	24/2	18/4	24/7	33/2	5
Sm	5/1	4/8	5	6/7	5/8	6/7	6/8	8/2	4/7	5/3	6	5/1	6/2	7/6	1/1
Eu	1/24	1/08	1/19	1/49	1/23	1/62	1/54	1/42	1/29	1/42	1/34	1/32	1/59	1/66	0/43
Gd	4/05	3/32	4/09	4/7	4/35	4/74	5/18	5/68	3/36	4	4/38	3/86	4/69	5/58	1/28
Tb	0/7	0/6	0/7	0/7	0/7	0/8	0/9	1	0/6	0/8	0/7	0/7	0/7	1	<0.1
Dy	5/7	4/8	5/2	5/5	4/6	5/5	6/5	7/6	5	5/7	6	5/3	5/9	7/1	0/9
Er	3/5	2/9	2/6	2/8	2/7	2/9	3/9	4/2	2/9	3/3	3/3	3	3/3	4	0/6
Tm	0/6	0/5	0/4	0/5	0/4	0/4	0/6	0/6	0/5	0/6	0/6	0/6	0/6	0/7	0/1
Yb	2/5	2/08	2/44	2/28	2/3	2/06	3/19	3/17	2/22	2/91	2/75	2/5	2/61	3/05	<0.05
Lu	0/6	0/6	0/4	0/5	0/4	0/4	0/7	0/7	0/5	0/6	0/6	0/5	0/6	0/7	<0.1
Li	16	16	19	16	17	18	17	22	16	15	16	16	16	21	15
Mo	1/4	1	0/6	2/4	2/4	1	1/4	2/2	1/1	1/9	1/9	1/1	1/4	3/1	1/5
Nb	18/2	18/1	11/6	16/7	14/7	17/4	10/8	16/8	15/3	12/1	10/2	10/6	11/3	16/1	5/1
Ni	11	6	16	8	11	7	8	5	3	5	7	9	6	4	23
Pb	8	6	28	9	5	147	2	46	6	15	12	11	62	54	4
Rb	110	103	27	91	75	74	74	80	81	64	83	91	76	79	68
Sb	0/7	1	1/2	½	1/1	1/4	0/6	0/8	<0.5	<0.5	1	<0.5	1/1	1/2	<0.5
Sc	7/2	8/1	25	12/6	13/5	13/2	19/7	13/9	14/1	18/5	13/4	14/6	16/9	13/7	0/8
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sn	0/3	0/2	0/7	0/7	0/6	1/1	0/4	1/2	0/2	0/2	0/3	0/2	0/4	1/1	<0.1
Sr	223/9	147/5	454/6	316/8	298/8	549/9	282/6	453/1	272/3	673/2	281/6	261/2	299/1	488/9	58/6
Ta	2/9	3/2	4/9	2/6	2/5	2/9	1/6	2/6	2/5	1/7	0/7	0/6	1/1	2/2	0/4
Te	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Th	19/3	18/6	5/7	11/2	9/3	10/3	8/7	11/1	22/4	11	13/3	13/8	9/2	10/5	<0.1
Tl	0/4	0/5	0/3	0/6	0/4	0/6	0/2	0/5	0/3	0/2	0/3	0/3	0/3	0/5	0/4
U	1/9	2/2	1/3	2/7	2/3	2/6	2/1	2/6	2/3	1/7	1/8	2	1/5	2/7	0/4
V	69	44	225	102	109	106	123	90	64	112	107	76	104	91	6
W	<1	<1	<1	¼	1/6	1/3	<1	1/8	<1	<1	<1	<1	<1	2/2	<1

Y	28/1	22/7	20/7	25/4	25/8	24/5	33/8	34/9	22/8	29/2	31/1	28/2	29/4	33/4	<0.5
Zn	26	34	114	27	54	117	78	295	38	35	43	35	314	294	40
Zr	10	10	80	143	151	125	19	207	7	9	10	5	40	196	<5

Petrology, geochemistry and tectonic setting of the intrusive igneous rocks in the Zaker area, Southeast Zanzan

**HadisGhasemi Fard¹, Ahmad Ahmadi-Khalaji^{*1}, MohammadEbrahimi², GhasemNabatian²,
Reza Zarei Sahamieh¹**

1. Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

2. Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanzan, Zanzan, Iran

**E-mail addresses: ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir Tel: 06633120619*

Abstract

The Zaker area is located in the southeastern part of Zanzan, in the Tarom volcanic-plutonic subzone (Western Alborz-Azarbaijan structural zone). The intrusive igneous rocks in the area, are predominantly composed of granite, quartzdiorite, quartzmonzonite, quartzmonzodiorite and micro quartz gabbro porphyry which have intruded into the Eocene volcanic-pyroclastic units. The major felsic minerals of the study intrusive igneous rocks are quartz, alkali feldspar and plagioclase accompanied by mafic minerals such as biotite, amphibole and clinopyroxene. Opaque minerals, apatite, sphene and zircon are present as accessory minerals in these rocks. The dominant texture in the study rocks is granular texture which is accompanied by intergranular, porphyroid, glomeroporphyroid, antirapakivi, antiperthitic, sieve (in plagioclase), myrmekitic, and granophyric textures. Geochemical results indicate that the study rocks are classified as I-type and metaluminous granitoids. Enrichment in Large Ion Lithophile Elements (LILE), depletion in High Field Strength Elements (HFSE), and the positioning of samples along the volcanic arc axis suggest that these rocks have formed in an active continental margin setting (volcanic arc). Moreover, the distribution of samples on the TiO₂/Yb versus Nb/Yb diagram confirms that melting occurred at shallow depths (within the spinel stability field), and the primary magma has been influenced by fluids derived from the subducting slab as well as crustal contaminations.

Keywords: *Intrusive igneous rocks, geochemistry, volcanic arc, active continental margin, Zaker, Zanzan.*