

بررسی ویژگی‌های کانه‌زایی، دگرسانی و زمین‌شیمی سنگ میزبان آتشفشانی در کانسار آلچه‌قشلاق (شمال ورزقان)، آذربایجان شرقی

حسین ناصری*^۱، علی‌اصغر کلاگری^۱، سید غفور علوی^۱، سید مهران حیدری^۲

۱- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
۲- پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و معدنی کشور، تهران، ایران
(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۱۱/۲۲، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۳/۲۰)

چکیده: منطقه آلچه‌قشلاق در شمال شهر ورزقان و جنوب معدن سونگون در پهنه فلزآبی ارسباران واقع است. سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی با سن ائوسن شامل آندزیت و تراکی‌آندزیت، داسیت، داسیت‌آندزیت و ریوداسیت هستند که با دایک‌های ریولیتی و داسیت‌آندزیتی قطع شده‌اند. حضور رگه‌های سیلیسی و باریتی همراه با دگرسانی‌های گسترده فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتی از سیماهای کانی‌سازی در این منطقه است. کانی‌های اسفالریت، کالکوپیریت، گالن و پیریت همراه کانی‌های رسی، سریسیت، کربناتی و کلریتی از ویژگی‌های کانی‌زایی هستند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای سرشت آهکی قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی است. نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت نشانگر غنی‌شدگی عناصر سنگ‌دوست درشت یون (LILE) نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و ناهنجاری مثبت عناصر Rb، K، Th و ناهنجاری منفی عناصر Ti و Nb و در نتیجه بیانگر فعالیت ماگمایی کمان‌های آتشفشانی کرانه قاره‌ای و فرورانش است. نمودار عناصر خاکی نادر (REE) نیز نشان دهنده غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و میانه (MREE) بوده که از ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی سری آهکی قلیایی وابسته به کمان ماگمایی است. این نتایج نشانگر غنی‌شدگی گوشته با فرایند فرورانش هستند. بررسی نمودارهای مختلف سنگ‌شناسی، محیط زمین‌ساختی پهنه‌های فرورانش کرانه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: کانی‌زایی؛ زمین‌شیمی؛ فرورانش کرانه قاره‌ای؛ آلچه‌قشلاق.

مقدمه

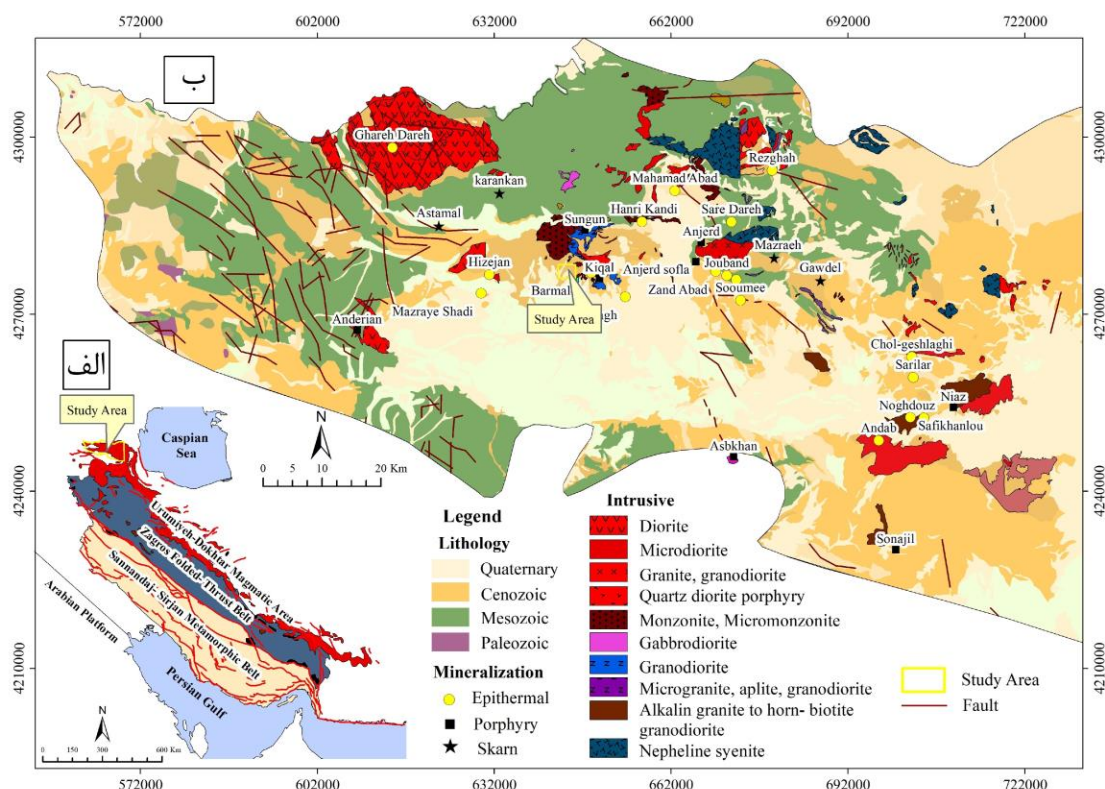
شیمی و اکتشافات چکشی پی‌جویی شد و در سال ۱۳۹۸ اکتشاف تکمیلی با حفر ۱۴ گمانه اکتشافی ادامه یافت. در این مرحله از اکتشاف، ذخیره‌ای حدود ۳۵ هزار تن با عیار ۱ درصد برای عنصر روی بدست آمد. این منطقه بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری، در پهنه البرز- آذربایجان (شکل ۱ الف) قرار دارد. از دیدگاه فلزآبی، این گستره در پهنه کانی‌زایی ارسباران [۲، ۱] (شکل ۱ الف) و ۱۰ کیلومتری جنوب کانسار مس سونگون واقع است. این پهنه از بارزترین مناطق دربردارنده

کانسار فلزهای پایه (سرب، روی، مس) و گرانها (طلا) در منطقه آلچه‌قشلاق در ۱۷ کیلومتری شمال شهرستان ورزقان، شمال شرق استان آذربایجان شرقی، با مختصات جغرافیایی بین طول‌های ۳۴' ۳۸" ۴۶° و ۲۳' ۴۰" ۴۶° شرقی و عرض‌های ۱۱' ۳۸" و ۳۲' ۳۷" ۳۸° شمالی واقع است. این گستره برای نخستین بار در سال ۱۳۹۱ توسط کارشناسان سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی شمال غرب به روش زمین

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۷۹۳۳۹۷۱، پست الکترونیکی: Hossein.naseri@tabrizu.ac.ir

Copyright © 2025 The author(s). This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0 International License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>) Non-commercial uses of the work are permitted, provided the original work is properly cited





شکل ۱ الف) موقعیت گستره کانی‌زایی آلچه‌قشلاق بر پهنه‌های ساختاری ایران [۳] و ب) نقشه پهنه فلززایی ارسباران و نمایش کانسار آلچه‌قشلاق در بر آن [۴].

گستره انجام نشده و این پژوهش برای نخستین بار به این امر پرداخته است.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه آلچه‌قشلاق بخشی از کمربند فلززایی ارسباران بوده (شکل ۱ ب) و در ۱۰ کیلومتری جنوب معدن مس پورفیری سونگون و در کيقال واقع است. کمربند مس پورفیری ارسباران در شمال غرب ایران قرار دارد. کمربند فلززایی ارسباران از شمال غرب به رشته کوه‌های قره‌باغ آذربایجان وارد شده و سرانجام در ارمنستان و ترکیه پایان می‌یابد و از طرف جنوب و جنوب‌شرق نیز به کمربند فلززایی ایران مرکزی متصل می‌گردد. این کمربند دربرگیرنده کانسارهای مس، مولیبدن و طلا در متعددی است [۳۱]. کمربند ارسباران دارای ۴۶۶ کیلومتر درازا و ۶۰ تا ۸۶ کیلومتر پهنا بوده و دربرگیرنده نهشته‌های آتشفشانی - رسوبی کرتاسه و سنوزوئیک و همچنین، توده‌های نفوذی سنوزوئیک است. حضور رخنمون‌های نادری از سازندهای پرکامبرین و پالئوزوئیک شبیه ایران مرکزی شاهدی بر تاریخچه یکسان این منطقه و به‌طور کلی، آذربایجان و ایران

ذخایر فلزی در ارتباط با توده‌های نیمه عمیق (ذخایر پورفیری، اسکارن و فراگرمایی) است که با کانسارهای پورفیری چون سونگون [۵، ۶]، مسجدداغی [۷]، سوناجیل [۸، ۹]، هفت چشمه [۱۰]، صاحب‌دیوان [۱۱]، کيقال [۱۲، ۱۳]، دره علی - جواد [۱۴]، ذخایر اسکارنی مس سونگون [۱، ۱۵]، مس اسکارنی مزرعه [۱۶]، معدن انجرد [۱۷، ۱۸]، گودال [۱۹] و ذخایر طلاي فراگرمایی مانند شرف‌آباد - هیزه‌جان [۲۰، ۲۱]، زگلیک - ساریلار [۲۲، ۲۳]، انیق - قره‌چیلر [۲۴]، اندریان و آسترقان [۲۵-۲۷]، مزرعه شادی [۲۸]، نبی‌جان [۲۹] و صفی‌خانلو - نقدوز [۳۰] شناخته می‌شود. بر این اساس، حضور کانی‌زایی‌های مس و مولیبدن و فلزهای قیمتی چون طلا در این پهنه اهمیت ویژه‌ای دارد و بررسی ترکیب و ویژگی‌های این مجموعه‌های آتشفشانی‌کننده بر اهمیت آن می‌افزاید. از این رو، در این پژوهش، این ویژگی‌ها براساس سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه زمین‌ساختی واحدهای آتشفشانی میزبان کانی‌زایی بررسی شده‌اند. گفتنی است که تاکنون بررسی دقیق و جامعی از دیدگاه زمین‌شناسی بر واحدهای آتشفشانی این

روش بررسی

به منظور شناسایی ماهیت زمین‌شناسی منطقه، بررسی‌ها در دو بخش صحرایی (بیشتر در مقیاس گستره معدنی) و آزمایشگاهی انجام گردید. بررسی‌های کانی‌شناسی و بافتی بر ۶۰ مقطع نازک، ۱۵ مقطع نازک-صیقلی و ۱۰ مقطع صیقلی برداشت شده از بخش‌های سطحی و عمقی، انجام شد. همچنین به منظور بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین میزبان کانه‌زایی، تعداد ۱۹ نمونه از بخش‌های کمتر دگرسان شده این مجموعه برای تجزیه زمین‌شیمیایی سنگ کل (عناصر اصلی و کمیاب) و تعیین ترکیب ماگما برداشت شد (جدول ۱). پس از آماده‌سازی نمونه‌ها (خردایش و پودر سازی) در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، عناصر اصلی به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی X (XRF) با دقت حدود ۰/۰۱٪ و عناصر فرعی به روش طیف-سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) با دقت ppm ۰/۱ - ۰/۰۱ تجزیه شدند. سرانجام برای تحلیل داده‌های زمین‌شیمیایی از نرم افزار GCDKit و برای رسم نقشه‌های زمین‌شناسی از نرم افزار Arc GIS 10.5 استفاده شد.

ویژگی‌های صحرایی واحدهای آتشفشانی

با بررسی‌های صحرایی و تهیه نقشه زمین‌شناسی (در مقیاس ۱:۵۰۰۰) منطقه مورد بررسی (شکل ۲)، گسترده‌ترین واحد سنگی تشکیل‌دهنده منطقه واحد حدواسط تا اسیدی به سن ائوسن پسین با ترکیبی از آندزیت تا ریوداسیت و ریولیت مشخص شد. این واحد با فاصله از رگه‌های سیلیسی-باریتی اغلب دچار دگرسانی پروپیلیتی شده است و واحدهای اسیدی‌تر دگرسانی‌های کربناتی و سریسیتی را نیز نشان می‌دهند. دایک‌های با ترکیب ریولیتی و ریوداسیتی در منطقه در راستای شمال شرق-جنوب غرب و دایک‌های آندزیتی تا داسیت-آندزیتی با روند شمال غرب-جنوب شرق به درون واحدهای قدیمی‌تر تزریق شده اند. دایک‌های ریولیتی و ریوداسیتی همراستای روند کانی‌زایی هستند و در بخشی به عنوان میزبان کانی‌زایی نیز عمل کرده اند. واحدهای جوان کواترنری با ترکیب بازیک چون تراکی آندزیت تا آندزیت بازالتی واحدهای قدیمی را پوشانده‌اند و بیشتر در ارتفاعات منطقه دیده می‌شوند. همچنین واحدهای رسوبی کواترنری با قطعه‌های درشت از واحدهای دگرسان شده قدیمی در کل منطقه حضور دارند.

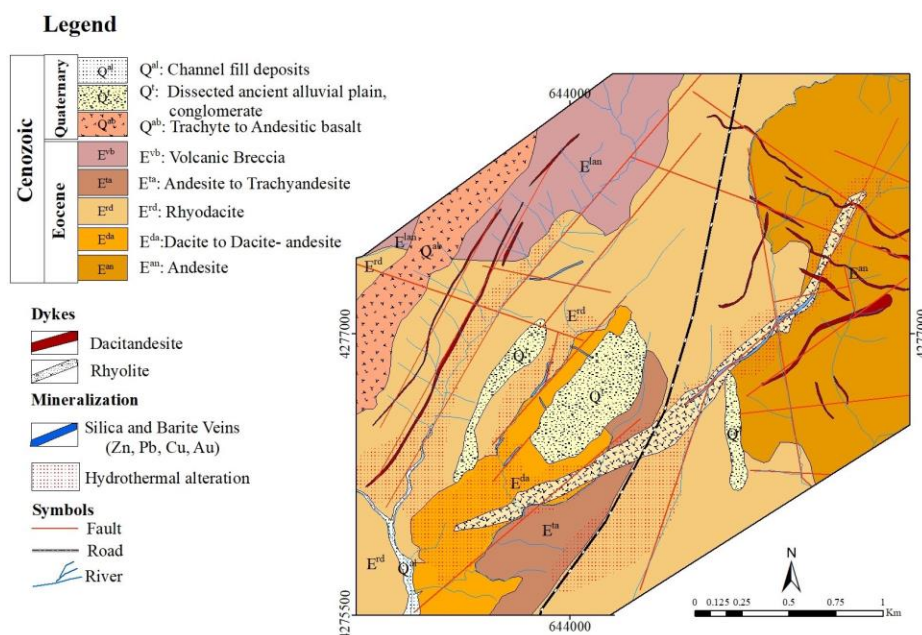
مرکزی در دوره‌های یادشده است [۳۲]. نهشته‌های فیلیش‌گونه کرتاسه و کربنات‌های سکوی قاره‌ای به همراه سنگ‌های بیشتر آتشفشانی سنوزوئیک، نهشته‌های قدیمی‌تر را در کمربند ارسباران می‌پوشانند. در این کمربند، فعالیت ماگمایی از کرتاسه پایانی تا کواترنری در این منطقه شامل دو مرحله اصلی ائوسن و میوسن پایانی - کواترنری است. توالی سنگ‌های آتشفشانی بیشتر بازیک تا مابا ائوسن طبیعت قلیایی مابا و شوشونیتی دارند و این سنگ‌ها با توالی سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی میوسن پایانی پوشیده می‌شوند. مرحله آتشفشانی میوسن پایانی - کواترنری با رخنمون سنگ‌های بازیک تا فلسی و همچنین، آذرآوری‌های وابسته به ماهیت قلیایی تا شوشونیتی و ابر پتاسیمی مشخص می‌شود [۳۳، ۳۴] آخرین رخداد ماگمایی در منطقه با آتشفشان‌های نقطه‌ای و نیز شکافی چون سبلان و سهند بیشتر ماهیت شوشونیتی و قلیایی و ویژگی درون صفحه‌ای مشخص می‌شوند [۳۵]. توده‌های نفوذی گسترده‌ای با طبیعت و سن‌های متفاوت در دوره الیگوسن-میوسن در کمربند ارسباران جایگزین شده‌اند [۳۸-۳۶] که در اثر عملکرد آنها، پهنه‌های دگرسانی گسترده و همچنین، کانی‌زایی‌های متعددی چون پورفیری، اسکارنی و فراگرمایی گسترش یافته‌اند [۳۹، ۱]. فعالیت آذرین نفوذی در کمربند ارسباران در زمان الیگوسن میانی تا پایانی با نفوذی‌های قلیایی شروع شده و با نفوذی‌های شوشونیتی میوسن پسین ادامه یافته است [۳۸، ۴۰] گنبد‌های داسیتی، گرانودیوریتی و مونزونیتی آخرین رخداد آذرین نفوذی در این کمربند هستند که نفوذی‌های پیشین را قطع می‌کنند. کانی‌سازی مس پورفیری در کمربند ارسباران در اصل همراه با توده‌های نفوذی الیگومیوسن رخ داده است. کانی‌سازی در پهنه فلززایی ارسباران در اصل دربردارنده دو دوره اصلی الیگوسن پسین تا میوسن پیشین شامل ذخایر مس مولیبدن پورفیری و میوسن پسین شامل کانی‌سازی پورفیری و فراگرمایی مس-طلا است. ارتباط زمان دقیق کانی‌سازی نوع پورفیری با آخرین برخورد مشخص نیست، ولی با این حال، حضور ذخایر متنوع پورفیری و فراگرمایی مربوط به زمان الیگوسن پسین نشان می‌دهد که این ذخایر در مراحل پایانی تکامل کمان ماگمایی ارسباران که با فعالیت آتشفشانی گسترده ائوسن دنبال می‌شود، تشکیل شده - اند (شکل ۱ ب) [۴].

جدول ۱ داده‌های بدست آمده از تجزیه عنصرهای اصلی به روش XRF (برحسب درصدوزنی) و عنصرهای کمیاب و خاکی نادر به روش ICP-MS (برحسب ppm) و برخی از نسبت‌های عنصری در واحدهای آتشفشانی الچه‌قشلاق (Da: داسیت‌آندزیت و An: آندزیت)

شماره نمونه	Al-۱۱۸	Al-۱۵۰	Al-۱۹۹	Al-۲۲۹	Al-۲۴۰	Al-۲۵۰	Al-۲۸۱	Al-۰۱۰
نوع سنگ	Da	Da	Da	Da	Da	Da	Da	Da
SiO _۲	۶۵۷	۶۴۲	۶۶۱	۶۵۱	۶۴۴	۶۲۲	۶۲۹	۶۶
Al _۲ O _۳	۱۶۷۸	۱۶۵۵	۱۵۴۱	۱۵۲۸	۱۶۲۴	۱۵۴۵	۱۵۶۷	۱۵۷
CaO	۱۱۱	۲۳۸	۲۲۴	۲۰۲	۲۷۲	۴۳۳	۱۵۵	۲۴۲
Fe _۲ O _۳	۷۰۷	۶۱۷	۵۷۹	۶۰۶	۲۲۵	۶۱	۵۷۳	۴۹
K _۲ O	۴۵۴	۳۵۴	۳۴۳	۴۲۶	۴۶۵	۴۰۲	۴۶۴	۴۰۶
MgO	۱۱۱	۲۳۹	۳۵۱	۱۶۲	۲۰۳	۲۸۶	۳۳۲	۲۰۱
Na _۲ O	۰۴۳	۱۷۹	۱۱۹	۱۱۳	۰۲۸	۲۶۹	۲۴۵	۱۴۵
TiO _۲	۷۷	۰۶۶	۰۶۲	۰۶۸	۰۸۴	۰۷	۰۶۵	۰۵۷
P _۲ O _۵	۰۱۸	۰۱۴	۰۱۳	۰۱۶	۰۱۸	۰۱۶	۰۱۵	۰۲۱
MnO	۰۱۴	۰۱۸	۰۱۸	۰۱۹	۰۱۵	۰۲۶	۰۱۵	۰۲۸
Ba	۱۲۸۸	۷۴۲	۱۱۷۳	۷۴۷	۱۰۹۶	۱۵۹۰	۶۵۸	۹۳۱
Ce	۱۵۲۸	۲۴۵۸	۵۶۱	۱۳۹۶	۱۵۷۳	۱۰۸۷	۲۹۰۲	۲۴۴۲
Co	۱۹۲۱	۲۰۲۸	۱۸۲۶	۱۷۸۶	۱۸۷۶	۱۸۰۹۷	۱۷۸۸	۲۱۶۷
Cr	۹۸۶۴	۴۱۵۹	۳۷۳۴	۷۰۴۱	۱۰۵	۹۹۳۶	۴۱۶۵	۸۷۹
Cs	۳۵۸	۹۳۲	۳۱۵	۳۴۴	۲۸۷	۳۳۵	۲۵۱	۲۶۲
Dy	۱۴۷	۳۳۵	۲۵۱	۱۶۵	۲۵۷	۲۶۷	۲۶۶	۳۴۱
Er	۰۵۶	۱۵۱	۱۷۴	۱۶	۱۴۴	۱۶۱	۱۱۱	۲۳
Eu	۰۷۵	۰۹۷	۰۸۹	۰۸۲	۰۷۱	۰۹۳	۰۸۹	۱۱۲
Ga	۱۶۳	۱۸۱	۱۹۰۸	۱۴۱۹	۱۷۱۲	۱۷۸۵	۱۶۵۷	۱۸۸
Gd	۵۷۱	۵۴	۲۰۷	۴۹۷	۴۷۱	۵۳۶	۱۶۸۹	۴۴۳
Ge	۲۱	۲۰۴	۱۵۲	۲۱۲	۱۶۴	۲۴۱	۱۴۴	۲۳۴
Hf	۱۶۵۳	۱۵۸۸	۱۴۹۷	۱۶۵۴	۱۳۹۹	۱۸۹۷	۱۳۳۷	۵۰۱
Ho	۱۰۲	۰۷۴	۰۶	۰۶۷	۰۶۲	۰۸۲	۱۳۹	۰۳۳
La	۷۸۷	۱۳۹۱	۱۴۶۷	۸۱۴	۸۴	۷۴	۱۴۸۶	۱۳۴۶
Li	۷۸۶	۶۳۹	۶۰۵	۱۰۰۳	۸۱۵	۱۵۶۹	۵۸۹	۷۵۵
Lu	۰۵۵	۰۴۹	۰۴۹	۰۴۶	۰۴۱	۰۴۹	۰۴۵	۰۲۴
Nb	۱۱۱	۱۳۱۶	۱۲۹۷	۸۰۸	۹۸۹	۹۰۶	۱۳۴۸	۴۴۶
Nd	۹۴۳	۱۳۳	۱۴۱۲	۸۸۱	۱۰۷۵	۱۰۹۲	۱۵۰۸	۱۴۴
Ni	۴۴۳۱	۳۵۶	۳۱۰۴	۳۷۶۲	۴۶۶۲	۴۳۶۷	۵۱۸۶	۱۲۸۸
P	۸۰۵	۶۱۰	۵۵۳	۷۰۹	۷۹۳	۷۰۹	۶۴۷	۹۳۵
Pb	۵۳۲۷	۳۲۹۶	۵۸۴۱	۲۳۰۸۶	۴۴۲۲	۶۲۷۲	۲۸۹۲	۷۷۱
Pr	۵۶۶	۶۳۸	۶۲۲	۵۶	۴۷۸	۵۹۷	۴۸۲	۵۷۹
Rb	۱۷۳۹۹	۱۴۷۶۴	۱۳۶۸۷	۱۴۹۱۶	۱۶۱۹۹	۸۶۳	۱۳۷۷۶	۱۱۲۹۳
Sm	۲۸	۳۵۳	۲۹۸	۱۸۱	۲۲۷	۴۳۲۲	۲۵	۳۴۹
Sn	۴	۳۵۱	۳۱۹	۳۸۴	۳۰۲	۴۱۷	۳۰۱	۴۴۶
Sr	۱۱۳	۲۲۰	۱۴۳	۱۲۱	۱۳۱	۱۴۴	۱۷۰	۱۳۵
Ta	۲۵۹	۲۶۷	۲۹۹	۲۹	۳۰۷	۴۱۴	۰۰۷	۲۳۳
Tb	۱۲۶	۰۹۴	۰۹۱	۱۰۵	۰۸۱	۱۰۴	۰۹۳	۰۸۲
Te	۰۶۶	۰۶۲	۰۵۵	۰۷	۰۴۷	۰۳۸	۰۴۲	۰۳۱
Ti	۴۶۰۹	۳۹۲۹	۳۷۰۳	۴۰۹۰	۵۰۱۴	۴۱۷۱	۲۸۷۲	۳۴۲۷
Tl	۰۳۴	۱۷۵	۲۰۷	۰۶۵	۴۵۳	۰۴۳	۲۰۵	۱۶۵
Th	۱۶۵	۱۳۷۶	۱۳۹۴	۱۳۶	۱۱۷	۱۳۹۲	۱۲۱۹	۱۴۳۶
Tm	۰۶۵	۰۴۵	۰۴۶	۰۵۳	۰۳۹	۰۵۷	۰۵۳	۰۳۳
U	۳۹	۲۹	۳۲	۳۳	۳۸	۳	۳۶	۳۲
Y	۹۳۱	۱۳۹	۱۶۶۶	۹۷	۱۲۵۳	۱۷۴	۱۵۵۴	۱۴
Yb	۱۲۳	۱۴۹	۱۸	۱۱۴	۱۳۸	۱۹۵	۲۰۷	۱۵۸
Zr	۱۸۸	۱۸۲	۲۴۱	۱۴۹	۲۲۴	۱۳۹	۳۲۳	۲۲۵
Eu/Eu*	۰۵۷	۰۶۸	۰۷۶	۰۷	۰۸۴	۰۶۶	۰۶۹	۰۷۳
Ce/Ce*	۰۵۴	۰۶۱	۰۶۳	۰۶۳	۰۴۸	۰۵۸	۰۳۸	۰۵۶

ادامه جدول ۱

نمونه	Al-015	Al-040	Al-050	Al-055	Al-075	Al-090	Al-105	Al-05	Al-010	Al-015	Al-020
سنگ	Da	An	An	An	An	An	An	An	An	An	An
SiO ₂	۶۵۴	۵۹۹	۶۲	۶۳/۱	۶۰۴	۶۰/۱	۶۰/۱	۵۸۹۸	۵۷۶۸	۵۹۰۹	۶۰/۱۶
Al ₂ O ₃	۱۶/۱	۱۳/۹	۱۴/۷	۱۲/۸	۱۴/۹	۱۳/۵۸	۱۳/۶۳	۱۵/۶	۱۵/۸۲	۱۷/۰۷	۱۶/۲۶
CaO	۳۰/۱	۴۳۲	۴۸۸	۵۱۲	۳۹۹	۷۰/۹	۶۷۶	۶۳۵	۵۰/۹	۲/۱۴	۳/۶۸
Fe ₂ O ₃	۵۰/۹	۴۸۷	۴۶۹	۵/۱	۷۵۷	۵/۹	۶۶۶	۷/۱۷	۷/۳۱	۷/۴۲	۷/۳۱
K ₂ O	۴۹۹	۵۵۳	۵۳۴	۵۲۳	۴۶۳	۵۸۶	۵۴۳	۴۵۴	۴۳۲	۶۵۴	۵/۴
MgO	۲/۷۸	۲/۹۴	۱/۹۹	۱/۹۸	۲/۸۷	۳/۳۲	۳/۰۵	۰/۴۸	۲/۵۱	۳/۵۱	۳/۴۵
Na ₂ O	۲/۲۸	۱/۱۵	۱/۴۲	۱/۱۲	۲/۸۷	۱/۵۴	۱/۳۹	۲/۳۳	۲/۹۸	۰/۵۳	۱/۵
TiO ₂	۰/۵۳	۰/۵۵	۰/۶۸	۰/۶	۰/۶	۰/۵۵	۰/۵۷	۰/۸۱	۰/۸۸	۰/۷۸	۰/۸۶
P ₂ O ₅	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۱۶
MnO	۰/۲۲	۰/۰۳	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۲۴
Ba	۸۸۵	۱۴۲۸	۴۱۴	۴۹۵	۱۴۲۰	۹۳۹	۴۰۷	۴۰۳	۱۴۴	۱۸۳	۱۹۵
Ce	۲۳/۱۶	۲۱/۹۵	۲۴/۲۳	۲۲/۹۹	۲۰/۹۷	۱۸/۲۳	۲۳/۳۹	۲۵/۳۹	۲۳/۸۲	۲۵/۰۲	۲۱/۹۷
Co	۱۸/۷۹	۲۲/۵۲	۲۵/۵۶	۲۱/۰۸	۱۹/۷۱	۱۷/۹	۲۱/۲۲	۲۰/۱۹	۲۱/۹۵	۲۱/۰۸	۲۱/۸۹
Cr	۶/۱۸	۱۰/۰۶	۱۳/۱۸	۱۳/۶۷	۹/۹۹	۱۱/۳۷	۲۳/۲۲	۴۰/۵۴	۴۳/۴۵	۴۵/۰۹	۴۲/۸۱
Cs	۲/۷۹	۳/۰۱	۳/۱۸	۳/۴۱	۲/۷۹	۳/۵۶	۳/۵۶	۳/۳۷	۲/۷۳	۳/۶۳	۳/۳۸
Dy	۳/۰۳	۱/۲۶	۲/۱۹	۱/۴۶	۲/۴۵	۲/۴۲	۲/۸۱	۴/۳۸	۳/۰۵	۳/۳۵	۳/۴۸
Er	۱/۹۶	۱/۲۶	۱/۴۸	۱/۲۸	۱/۴۲	۱/۲۴	۱/۷۸	۱/۷	۲/۲۷	۱/۸۲	۱/۰۷
Eu	۱/۰۷	۰/۸	۱/۱۷	۰/۸۹	۰/۷۱	۰/۷۷	۰/۷۸	۱/۲۴	۱/۱	۱/۲۲	۱/۱۷
Ga	۱۸/۵۵	۱۹/۹۶	۱۹/۹۴	۱۶/۴۱	۱۵/۵۸	۱۵/۲۷	۱۵/۴۴	۱۷/۹	۱۵/۸۵	۱۷/۹۵	۱۶/۱۴
Gd	۴/۳۹	۴/۲۵	۵/۳۱	۴/۰۹	۴/۰۵	۴/۳	۴/۱۵	۶/۲۸	۶/۸	۶/۶	۶/۳۳
Ge	۲/۲۶	۳/۰۷	۳/۸۶	۲/۸۵	۲/۸۱	۳/۵۳	۲/۶۹	۱/۴۴	۲/۰۶	۲/۲۴	۱/۹۷
Hf	۷/۱۱	۱۰/۸۷	۵/۶۸	۳/۰۶	۹/۳۱	۷/۴۶	۹/۲۲	۱۵/۹۳	۱۲/۸۸	۱۷/۳۶	۱۷/۱۴
Ho	۰/۴۱	۰/۴۵	۰/۳۲	۰/۴۲	۰/۳۸	۰/۳۷	۰/۳۳	۰/۴۱	۰/۶۱	۰/۳۵	۱/۰۱
La	۱۳/۲۳	۱۱/۵	۱۳/۶	۱۲/۸۱	۱۱/۸۴	۱۰/۴	۱۲/۹۳	۱۳/۱۵	۱۱/۹۵	۱۳/۹۶	۱۲/۶۵
Li	۲/۴۸	۲/۷۳	۷/۲۵	۶/۰۱	۳/۸۳	۳/۵۶	۵/۳۹	۷/۲۲	۶/۶۴	۸/۵۴	۱۰/۱
Lu	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۹	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۵۴	۰/۵۹	۰/۵۷	۰/۵۶
Nb	۳/۸۸	۵/۰۷	۵/۳	۵/۶۱	۶/۷۳	۴/۷۱	۵/۶۵	۱۶/۸۶	۱۴/۹۵	۱۶/۳۴	۱۶/۱۲
Nd	۴/۲۹	۱۱/۶۸	۱۵/۱۶	۱۳/۰۱	۱۱/۱۴	۱۰/۵۵	۱۱/۶۶	۱۷/۳۹	۱۷/۱۲	۱۵/۸	۱۶/۶۶
Ni	۸/۰۵	۱۱/۶۲	۱۶/۸۳	۱۱/۷۲	۱۲/۰۵	۱۱/۲۷	۱۲/۵۷	۳۲/۲۴	۴۴/۰۲	۳۷/۲۶	۳۸/۲۴
P	۷/۶۷	۵/۹۳	۷/۹۷	۸/۴۴	۹/۱۱	۷/۸۵	۵/۹۰	۶/۸۵	۶/۸۵	۷/۰	۷/۰۲
Pb	۱۵/۸۴	۲۶/۳۹	۱۷/۶۸	۱۵/۶۸	۱۵/۹	۷/۰۴	۵/۴۳	۳۲/۱۱	۲۹/۵۶	۳۲/۹۹	۳۳/۰۷
Pr	۵/۴۹	۵/۱۲	۶/۳	۵/۱۳	۴/۸۶	۵/۴۵	۵/۰۵	۵/۵۸	۷/۱۷	۹/۵۹	۶/۱
Rb	۱۶۰/۶۸	۱۳۸/۷۴	۱۲۹/۵۵	۱۲۷/۴۴	۱۶۴/۵۹	۱۰۶/۴۴	۱۲۹/۹۵	۹۱/۷۷	۹۰/۸۱	۱۵۸/۵۴	۱۱۰/۶۱
Sm	۳/۳۳	۲/۶۸	۳/۴۲	۲/۸۳	۲/۸۵	۳/۸۹	۲/۳	۳/۶۲	۳/۵۸	۳/۷۶	۳/۶۹
Sn	۴/۱۵	۴/۸	۵/۳۶	۴/۸۴	۴/۷۷	۴/۷۹	۳/۷۸	۳/۴۳	۲/۹	۳/۸۵	۳/۸۵
Sr	۱۷/۹	۱۳/۲	۲۰/۴	۱۷/۳	۱۸/۱	۱۷/۲	۱۱/۲	۶/۷	۱۶/۰	۱۱/۷	۱۰/۸
Ta	۲/۷۹	۵/۵	۱/۳۸	۱/۳۱	۲/۳	۲/۳۸	۲/۱۸	۳/۰۶	۳/۸۹	۲/۲۶	۳/۹۱
Tb	۰/۳	۰/۶۳	۰/۴۷	۰/۸۹	۰/۶	۰/۷۷	۰/۶۱	۱/۰۶	۱/۱۱	۱/۰۷	۱/۰۸
Te	۰/۴۴	۰/۴۳	۰/۶۷	۰/۴۴	۰/۵۴	۰/۴۶	۰/۴۶	۰/۷۴	۰/۶۵	۰/۵۸	۰/۵۷
Ti	۳۱/۷۱	۳۳/۲۵	۴۰/۷۳	۳۶/۱۳	۳۶/۱۱	۳۲/۷۷	۳۴/۲۴	۴۸/۴۰	۵۲/۸۲	۴۶/۴۷	۵۱/۸۵
Tl	۰/۴۵	۰/۸۹	۰/۳۸	۰/۴۳	۰/۸۴	۰/۳۳	۰/۷۹	۳/۴۱	۰/۴۳	۲/۷۲	۲/۱۹
Th	۱۲/۹۴	۱۴/۹۱	۱۶/۵۴	۱۵/۰۳	۱۴/۲۲	۱۵/۲۹	۱۲/۲۷	۱۶/۱۸	۱۵/۵	۱۴/۸۵	۱۶
Tm	۰/۳۲	۰/۲۸	۰/۳۶	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۲۸	۰/۶۳	۰/۶۹	۰/۶۶	۰/۶۱
U	۳/۵۸	۳/۶۶	۴/۲۶	۳/۳۸	۲/۹۷	۳/۳۴	۳/۱۵	۴/۱	۳/۹	۳/۲	۳/۳
Y	۱۴/۹۶	۸/۰۷	۱۱/۹۶	۸/۲۸	۹/۲۸	۹/۲۶	۱۲/۵۱	۲۳/۴۱	۱۹/۹۱	۱۶/۳۲	۱۸/۶۶
Yb	۱/۵۲	۱/۰۵	۱/۴۷	۰/۹۴	۱/۱۲	۱/۰۸	۱/۳۶	۲/۲۳	۲/۲	۱/۷۸	۱/۸۱
Zr	۲۰/۷	۲۰/۹	۲۰/۷	۱۴/۳	۲۰/۲	۱۶/۸	۳۰/۴	۱۷/۲	۲۲/۶	۱۷/۳	۲۱/۷
Eu/Eu*	۰/۸۵	۰/۷۲	۰/۸۴	۰/۸	۰/۶۴	۰/۶۷	۰/۷۷	۰/۸	۰/۶۸	۰/۷۵	۰/۷۴
Ce/Ce*	۰/۶۴	۰/۶۷	۰/۶۱	۰/۶۶	۰/۶۵	۰/۵۷	۰/۶۸	۰/۶۹	۰/۶	۰/۶۶	۰/۵۹

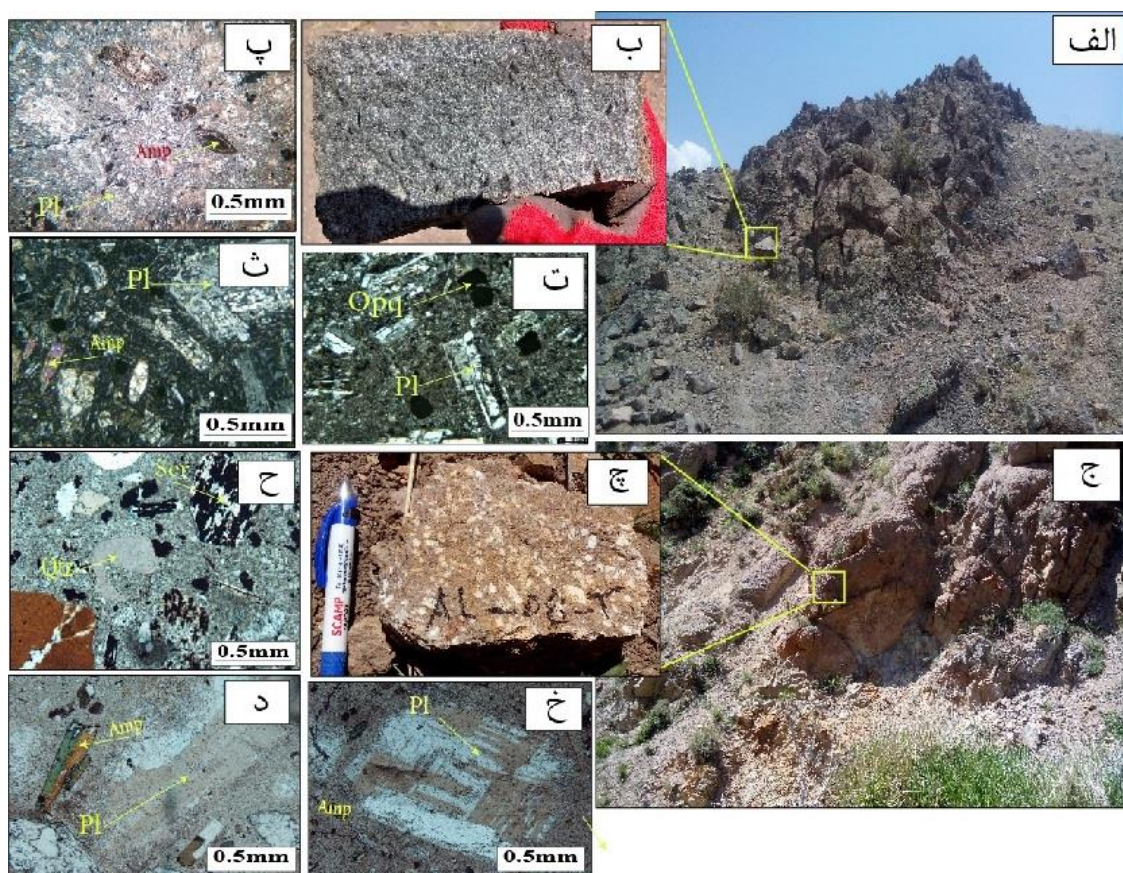


شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه آلچه‌قشلاق در مقیاس ۱:۵۰۰۰

دارد. این واحد در معرض دایک ریولیتی قرار گرفته و با بافت برشی و کانی‌زایی همراه است. رنگ کرمی از ویژگی‌های بارز این واحد در منطقه مورد بررسی بوده که نسبت به سایر واحدها قابل تفکیک است (شکل ۳ ث). میزان فرسایش در این واحد به شدت بالا بوده و بخش عمده آن به خاک تبدیل شده است (شکل‌های ۳ ث و ج). بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، بافت پورفیریتی، بافت غالب در این واحد است که در آن کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و کوارتز درشت بلورهای آن را تشکیل می‌دهند. بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز (با فراوانی ۳۵ تا ۴۵ درصد حجمی) در اندازه بلوری میکرونی تا ۳/۵ میلی‌متر با ماکل چندریختی و گاهی منطقه بندی که از لبه‌ها به سرسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند، دیده می‌شوند (شکل ۳ ح). آمفیبول (با فراوانی ۱۰ تا ۱۳ درصد حجمی) به صورت شکل‌دار (مقطع کامل) تا نیمه شکل‌دار با ماکل در اندازه‌های متفاوت میکرونی تا ۲ میلی‌متر (شکل ۳-خ) با دگرسانی به کلریت، کربنات و اکسیدهای آهن به همراه بلورهای نیمه شکل‌دار کوارتز (با فراوانی ۴ تا ۶ درصد حجمی) در حد ۰/۵ میلی‌متر در سنگ حضور دارند (شکل ۳ د). کوارتز با زمینه سنگ واکنش داده و دارای هاله واکنشی است. زمینه سنگ مورد بررسی (با فراوانی ۳۰ تا ۳۵ درصد حجم کلی سنگ) از کانی‌های کوارتز و فلدسپارهایی بی‌شکل بسیار ریز همراه با کانی‌های ثانویه سرسیت، کلریت، کربنات و کانی‌های رسی به همراه اکسید آهن تشکیل شده است.

واحد آندزیتی E^{an}: این واحد قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته در منطقه بوده که با دایک‌های به سن الیگوسن پسین قطع شده است. گسترش این واحد بیشتر در شرق منطقه است و به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شود (شکل‌های ۳ الف و ب) این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری با خمیره ریز بلور هستند و کانی‌های درشت بلور ۲۰ تا ۲۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلاز با بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار ریز تا ۲ میلی‌متر با ماکل چندریختی و بافت غربالی حدود ۵۰ تا ۶۰ درصد حجم کانی‌های درشت بلور را شامل می‌شود (شکل‌های ۳ پ و ت). ویژگی‌هایی چون منطقه بندی و بافت غربالی می‌تواند نشان‌دهنده عدم تعادل شیمیایی و سرعت بالای صعود ماگما (کاهش ناگهانی فشار) باشند و نقش آرایش پوسته‌ای را مشخص می‌کند [۴۲، ۴۱]. هورنبلند با بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با اندازه بلور تا ۱/۵ میلی‌متر حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی درشت بلور را تشکیل می‌دهد. در بیشتر نمونه‌های بررسی شده، هورنبلند لبه کدر شده دارد (شکل ۳ ث). این امر در اثر اکسایش گرمابی، تغییر دما، نرخ سرد شدگی و فوران، کاهش فشار جانبی و در گریزندگی اکسیژن بالا رخ می‌دهد [۴۳]. زمینه سنگ مورد بررسی نیز از ریزسنگ‌های بسیار ریز و ریزبلورهای فلدسپار سرسیتی شده و گاهی کانی‌های مخفی بلور تشکیل شده است. زمینه به طور بخشی کربناتی و سرسیتی شده است.

واحد داسیت تا داسیت-آندزیت E^{da}: این واحد در مرکز منطقه قرار داشته و گسترش کمتری نسبت به سایر واحدهای سنگی



شکل ۳ تصاویر صحرایی، نمونه‌های دستی و سنگ‌نگاری (در نور قطبیده متقاطع، XPL) از سنگ‌های آندزیتی و داسیت آندزیتی منطقه آنچه قشلاق: الف) واحد آندزیتی (دید به سمت شرق)، ب) واحد آندزیتی با درشت بلورهای پلاژیوکلاز، پ) آمفیبول کدر شده همراه با پلاژیوکلاز با دگرسانی بالا و منطقه‌بندی، ت) بافت پورفیری با کانی‌های پلاژیوکلاز سرسیتی شده و آمفیبول کلریتی شده در زمینه ریزبلوری تا نهان بلوری و فراوانی کانی کدر (پیریت) در آن، ث) کانی هورنبلند به صورت درشت بلور، ج) واحد داسیت آندزیت با دگرسانی آرژلیک، چ) واحد داسیت آندزیت با پلاژیوکلاز دگرسان شده، ح) درشت بلورهای کوارتز با خوردگی خلیجی شکل و پلاژیوکلاز سرسیتی شده، خ) پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نوسانی و کانی‌های ریز آمفیبول دگرسان شده، د) بافت پورفیری و حضور کانی‌های درشت بلور در داسیت تا داسیت آندزیت. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز [۴۴] هستند: PI: پلاژیوکلاز، Qtz: کوارتز، Amp: آمفیبول، Opq: کانی کدر.

کوارتز با بلورهای نیمه شکل‌دار باز تبلور یافته با خاموشی موجی و پلاژیوکلاز و قالب‌های بلوری شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار آن در اندازه بلوری ۲/۵ میلی‌متر به طور کامل و به شدت سرسیتی و گاهی سیلیسی و کربناتی شده است. زمینه سنگ مورد بررسی نیز از ریزبلورهای کوارتز-فلدسپار بسیار ریز بی‌شکل در هم رشد کرده همراه با کانی‌های بسیار ریز سرسیت و کانی‌های رسی تشکیل شده است.

واحد برش آتشفشانی E^{th} : رخنمون این واحد بیشتر در بخش شمال غرب منطقه گسترش دارد. این واحد از شرق با واحد آندزیتی و از جنوب با واحد ریوداسیتی محدود می‌گردد. افزون بر واحدهای نام برده، سنگ‌های آتشفشانی با سن کواترنر با ترکیب داسیت-آندزیت تا کوارتز آندزیت بخش‌های میانی این

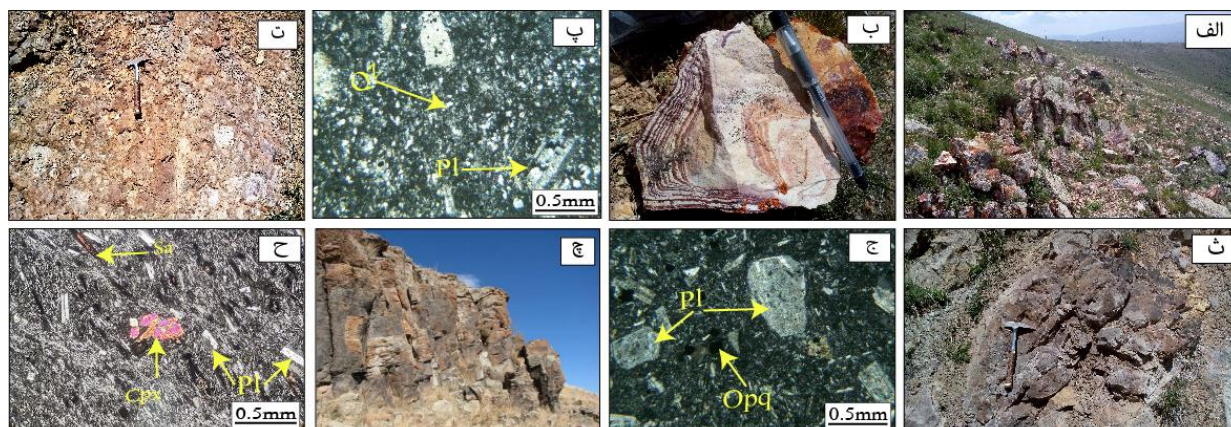
واحد ریوداسیت E^{th} : این واحد از گسترده‌ترین واحدهای تشکیل دهنده منطقه مورد بررسی بوده که بیشترین گستره آن از جنوب منطقه تا میانه آن است (شکل ۴ الف). این واحد به دلیل فعالیت‌های زمین‌ساختی و گرمایی به شدت خرد و دگرسان شده است و اکسیدهای آهن همه سطوح آن را در برگرفته‌اند (شکل ۴ ب). بررسی مقاطع نازک این سنگ‌ها نشان‌دهنده بافت ریزسنگی پورفیری جریانی با خمیره ریزسنگی و گاهی شیشه است. درشت‌بلورها در این سنگ‌ها شامل کوارتز (با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی) و پلاژیوکلاز (با فراوانی ۴ تا ۶ درصد حجمی) بوده (شکل ۴-پ) و کانی‌های فرعی آن نیز شامل هورنبلند (با فراوانی ۲ تا ۳ درصد حجمی) و کانی‌های کدر (با فراوانی حدود ۱ درصد حجمی) هستند.

ریزسنگ‌های سوزنی بسیار ریز و کانی‌های ریزبلور و مخفی‌بلور به همراه کانی‌های ثانویه چون کلریت، کربنات کلسیم، سریسیت و سیلیس دوباره رشد کرده تشکیل شده است.

واحد تراکی-آندزیت‌بازالتی Q^{ab}: این واحد سنگی در غرب و شمال غرب منطقه مورد بررسی واقع است. روند عمومی این واحد شمال شرق- جنوب غرب بوده و به صورت دگرشیب بر واحدهای قدیمی‌تر قرار گرفته است (شکل ۴ ج). بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورزقان [۴۵]، سن این واحد کواترنر بوده و مربوط به آخرین فعالیت ماگمایی فعال در منطقه است. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، بافت اصلی این سنگ‌ها ریزسنگی پورفیری و بین دانه ای بوده و زمینه سنگ نیز دربردارنده شیشه به صورت بین دانه‌ای است که با تیغک‌های سانیدین و پلاژیوکلاز در بر گرفته شده است (شکل ۴ ح). پیروکسن اغلب به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و در اندازه‌های مابا تا درشت، به صورت درشت بلور در زمینه ریزسنگی این واحد سنگی دیده می‌شود (شکل ۴ ح). پلاژیوکلاز به صورت ریزسنگی زمینه سنگ را تشکیل می‌دهد (شکل ۴ ح). این ریزسنگ‌ها، درشت بلورهای کلینوپیروکسن را دور زده که در یک روند مشخص منظم شده‌اند. کانی‌های سانیدین نیز به صورت ریزسنگ حضور دارند و بسیار ریز هستند (شکل ۴ ح).

واحد را به صورت افقی پوشانده اند. قطعه‌های برشی موجود در این واحد بیشتر با ترکیب ریولیت تا داسیت و آندزیت در اندازه‌های میلی‌متری تا ۱۰ سانتی‌متر هستند که در خمیره‌ای از مواد آتشفشانی اسیدی قرار دارند (شکل ۴ ت). این قطعه - های تا حدی گرد شده بوده و درون سیمان آتشفشانی اسیدی غوطه ور هستند. قطعه‌های تشکیل‌دهنده این واحد بیشتر دگرسا شده هستند و همبستگی با واحدهای محدود کننده آن دارند که گویای جوان‌تر بودن آن است.

واحد آندزیت تا تراکی آندزیت E^a: این واحد به رنگ خاکستری با دگرسانی مابا از مرکز منطقه مورد بررسی به سمت جنوب غرب و در راستای جاده دسترسی معدن سونگون کشیده شده است. این واحد در کنار واحد داسیت تا داسیت آندزیتی که میزبان بخشی از کانی زایی بوده در نقشه زمین‌شناسی قابل تشخیص است (شکل ۴ ث). بر اساس بررسی مقاطع میکروسکوپی، بافت غالب سنگ پورفیری با زمینه ریزسنگی ریز بلور تا نهان بلوری است. پلاژیوکلاز به عنوان کانی درشت بلور با بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با اندازه بلوری تا ۳ میلی‌متر و ماکل چندریختی ۶۰ درصد کانی‌های درشت بلور را تشکیل می‌دهد (شکل ۴ ج). کانی‌های تیره نیز به صورت پراکنده در متن سنگ حضور دارند که با توجه به شکل و اندازه آنها به نظر می‌رسد که کانی پیریت باشند (شکل ۴ ج). زمینه سنگ از

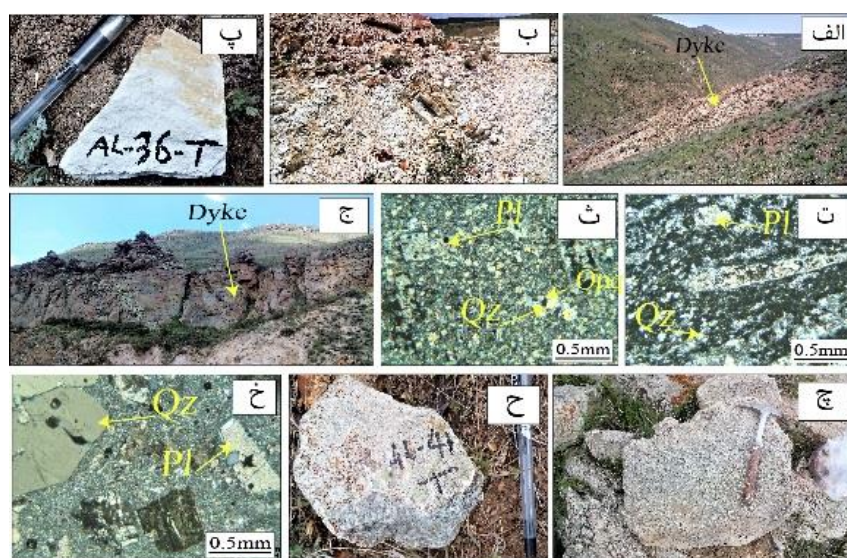


شکل ۴: تصاویر صحرایی، نمونه دستی و سنگ نگاری (XPL) از واحدهای ریودایتی، واحد برش آتشفشانی، آندزیت تا تراکی آندزیتی و تراکی - آندزیت‌بازالتی محدوده بررسی‌هایی آنچه قشلاق. الف) تصویر صحرایی واحد ریوداسیتی (دید به سمت جنوب) ب) نمونه دستی واحد ریوداسیت که در آن دگرسانی آرژیلیکی و اکسیدهای آهن به صورت نواری که نشان از توالی فرایند شستشو و لیچینگ است دیده می‌شود، پ) تصویر سنگ نگاری از واحد ریوداسیتی که پلاژیوکلاز به صورت درشت بلور در زمینه حاوی سیلیسی. ت) واحد برش آتشفشانی که در آن قطعات درشت از واحدهای قدیمی‌تر قابل مشاهده است. ث) واحد آندزیت تا تراکی آندزیت که دچار دگرسانی پروپیلیتیک شده است. ج) درشت بلورهای پلاژیوکلاز دگرسا شده همراه با کانی‌های کدر در زمینه‌ای از میکروولیت‌های سوزنی بسیار ریز. چ) نمای دور از واحد تراکی تا تراکی بازالت مربوط به دوران کواترنر ح) کانی کلینوپیروکسن به عنوان درشت بلور در زمینه‌ای از شیشه که با تیغک‌های سانیدین و پلاژیوکلاز در بر گرفته شده است. علایم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز [۴۴] اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Cpx: کلینوپیروکسن، Opq: کانی کدر).

منطقه مورد بررسی حضور دارند و بیشترین رخنمون آنها نیز در غرب و شمال غرب و درون واحد آندزیتی است. روند عمومی آنها در بخش غربی منطقه شمال غرب- جنوب شرق بوده و در شرق منطقه نیز تا حدی شمال شرق- جنوب غرب است. این دایک‌ها با دارا بودن افزایش بیش از ۳ متر در غرب منطقه مورد بررسی دیده می‌شوند (شکل ۵ ج). رنگ ظاهری این دایک‌ها خاکستری تا خاکستری روشن است (شکل ۵ چ) و کانی‌های درشت بلور پلاژیوکلاز با دگرسانی رسی در آن دیده می‌شوند (شکل ۵ ح). روند عمومی آنها شمال غرب- جنوب شرق است و از آنجا که دایک ریولیتی را قطع کرده‌اند جوانتر از آن هستند. بررسی مقاطع نازک بیانگر حضور بافت پورفیریک با خمیره ریز بلور و مخفی‌بلور دگرسان شده است. کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند و کوارتز با فراوانی به ترتیب ۴۵، ۱۵ و ۵ درصد از کانی‌های درشت بلور هستند. کانی‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز (شکل ۵ خ) در اندازه‌های حدود ۴ میلی‌متر دیده می‌شوند. کوارتز با بلورهای نیمه شکل‌دار با خوردگی خلیجی شکل و خاموشی موجی در اندازه بلوری ریز تا ۷ میلی‌متر با درصد قابل توجهی در سنگ دیده می‌شود (شکل ۵ ز). زمینه سنگ مورد بررسی از ریزبلورهای کوارتز همراه با فلدسپارهای سریسیتی و کانی‌های ثانویه تشکیل شده است.

دایک ریولیتی: این دایک به رنگ سفید با روند شمال شرق - جنوب غرب و با شیبی به سمت شمال غرب با ضخامت حدود ۲۰ متر و طولی حدود ۲ کیلومتر در مرکز منطقه مورد بررسی قرار دارد (شکل ۵ الف). دگرسانی گسترده این دایک باعث از بین رفتن ساخت و بافت اولیه سنگ شده و لبه آن نیز به شدت بر سنگ میزبان اثر گذاشته است (شکل ۵ ب). به دلیل شدت دگرسانی، کانی‌های اولیه این دایک از بین رفته‌اند و با کانی‌های رسی و اکسیدهای آهن پر شده است (شکل ۵ پ). براساس بررسی‌های مقاطع نازک از این واحد، بیشترین بافت دیده شده پورفیری با خمیره ریز بلور و گاهی جریان است. درشت بلورهای تشکیل‌دهنده آن شامل فلدسپارقلیایی (با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی) و کوارتز (با فراوانی ۶۰ تا ۷۰ درصد حجمی) هستند (شکل ۵ ت). کانی‌های فرعی چون آمفیبول و به ندرت بیوتیت و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی تشکیل دهنده این سنگ هستند (شکل ۵ ث). کانی‌های کلریت، کلسیت و کانی‌های رسی از ثانویه این سنگ محسوب می‌گردند. زمینه سنگ مورد بررسی از ریزبلورهای کوارتز بی-شکل با درصد بالا و فلدسپارهای سریسیتی با درصد کم و کانی‌های مخفی‌بلور و کمی شیشه تشکیل شده است.

دایک داسیتی تا داسیت آندزیت: این دایک‌ها به طور گسترده در

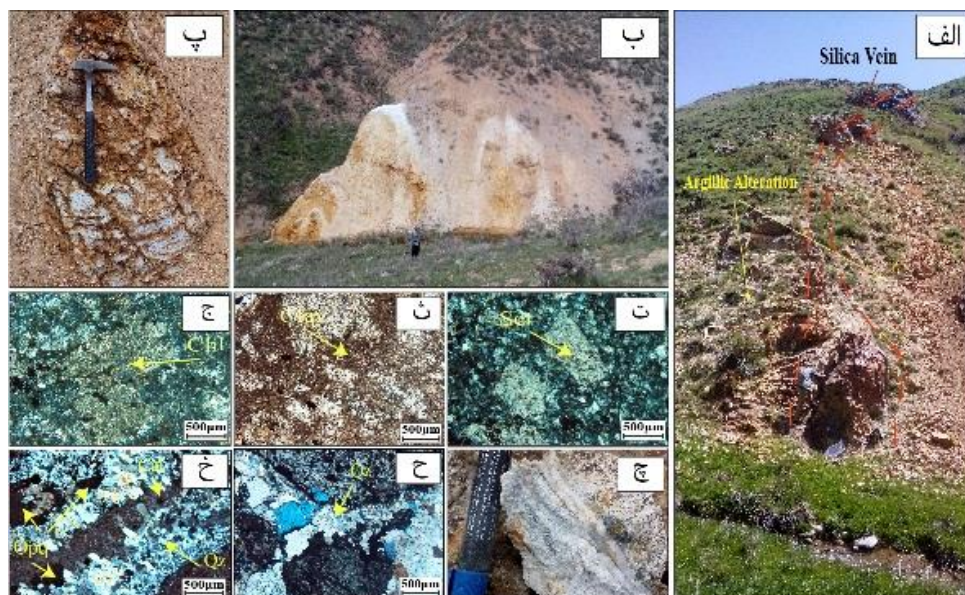


شکل ۵ تصاویر صحرایی، نمونه‌های دستی و سنگ‌نگاری (XPL) از دایک‌های منطقه آنچه قشلاق: الف) دایک ریولیتی دگرسان شده (دید به سمت شمال شرق)، ب) دایک ریولیتی با دگرسانی آرژیلیکی و اکسیدهای آهن در درز و شکستگی‌های آن، پ) دایک ریولیت با دگرسانی آرژیلیکی بافت پورفیری و کانی پلاژیوکلاز سریسیتی شده در خمیره‌ای از ریزبلورهای کوارتز بی‌شکل، ث) درشت بلورهای پلاژیوکلاز با کوارتزهای ثانویه کانی‌های تیره کدر (پیریت)، ج) دایک داسیتی تا داسیت آندزیتی (دید به سمت غرب)، چ) دایک داسیت آندزیتی، ح) دایک داسیت آندزیتی با پلاژیوکلاز دگرسان شده، خ) درشت بلورهای کوارتز خلیجی شکل همراه با پلاژیوکلاز دگرسان شده. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز [۴۴] هستند (Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Opq: کانی کدر).

دگرسانی و کانه‌زایی

سریسیت افزون بر اثر بر درشت بلورهای فلدسپار، حضور گسترده‌ای نیز در متن سنگ دارد. پیریت (حدود ۵ درصد سنگ) به صورت تمام بلورین و درشت در متن سنگ دیده می‌شود که در سطح در حال تبدیل شدن به کانی‌های اکسیدی چون هماتیت و لیمونیت است (شکل ۶ پ). دگرسانی آرژیلیک نیز به طور گسترده در همه واحدهای سنگی درگیر با کانی‌زایی حضور دارد و به دلیل همپوشی با دگرسانی فیلیک، به جز پیرامون رگه‌های سیلیسی قابل تفکیک نیست. این دگرسانی در دایک ریولیتی، واحدهای داسیتی و ریوداسیتی بیشترین اثر را داشته است و پیرامون رگه‌های سیلیسی به رنگ سفید قدیده می‌شود (شکل ۶ ت). دگرسانی سیلیسی به دو صورت در این منطقه قابل مشاهده است؛ نوع اول بیشتر در ارتباط با پهنه‌های ساختاری است و در راستای گسل‌ها به صورت متراکم و رگه‌ای دیده می‌شود. نوع دوم در ارتباط با پهنه‌های برشی گرمابی (شکل ۶ چ) بوده و همه فضای بین قطعه را پر کرده (شکل ۶ ح) و یا بصورت جانیشینی تمرکز یافته است. سیلیس در این دگرسانی در رگه‌ها بیشتر به صورت بلورین و گاهی به صورت کلسدونی و در پهنه‌های برشی بصورت بلوری و دندان‌سگی (شکل ۶ خ) دیده می‌شود.

سنگ میزبان کانی‌زایی در منطقه مورد بررسی اغلب شامل آندزیت، داسیت، ریولیت، ریوداسیت و داسیت‌آندزیتی است و این سنگ‌های میزبان پیرامون رگه‌های سیلیسی دچار دگرسانی شده‌اند. این دگرسانی‌ها هم به صورت گسترده پیرامون رگه‌های سیلیسی - باریتی (شکل ۶ الف) و هم به صورت مجزا رخ داده‌اند (شکل ۶ ب). پهنه‌های دگرسانی سریسیتی و پروپیلیتی بیشترین گسترش را داشته و دگرسانی - های سیلیسی و آرژیلیک بیشتر پیرامون رگه‌های سیلیسی حضور دارند. دگرسانی فیلیک بیشترین گسترش را در میان سایر دگرسانی‌ها دارد و بیشتر واحدهای داسیتی، ریوداسیتی و دایک ریولیتی دستخوش آن شده‌اند. اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن در همه سطوح و درز و شکستگی‌های این دگرسانی‌ها حضور دارند (شکل ۶ پ) که نشانگر فرایند اکسایش و شستشوی بالا در این سامانه کانی‌زایی است. واحد آندزیتی نیز محدود به رگه‌های سیلیسی است و سرانجام با دگرسانی پروپیلیتی محدود می‌گردد. این دگرسانی شامل سریسیت (شکل ۶ ت)، کوارتز و پیریت بوده به طوری که سریسیت بیشتر بر کانی‌های فلدسپار چون پلاژیوکلاز اثر گذاشته است و در همه نمونه‌های بررسی شده حضور دارد.

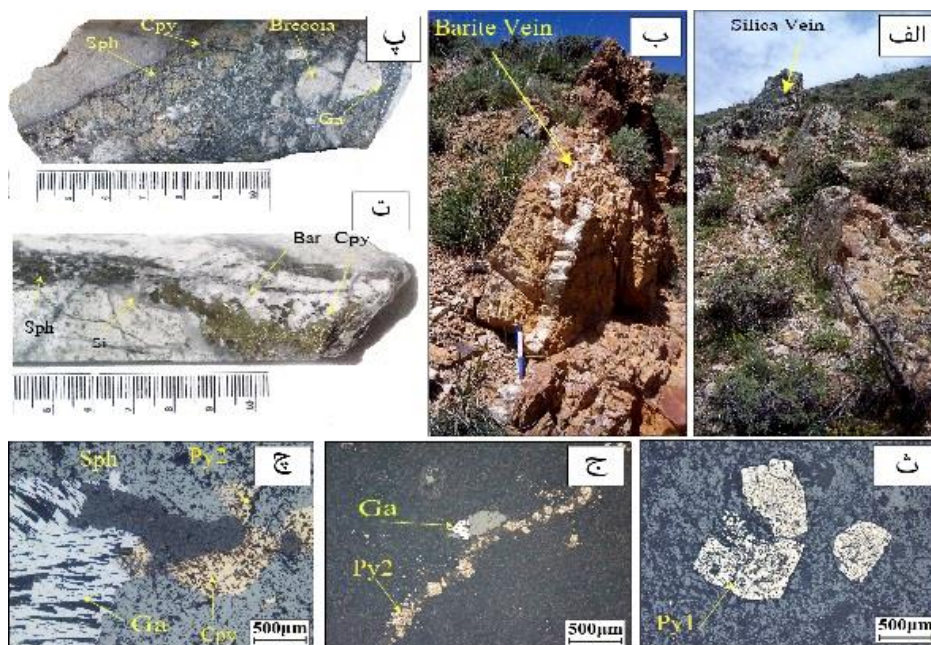


شکل ۶ تصاویر صحرایی، نمونه‌های دستی و میکروسکوپی (XPL) از دگرسانی‌های سیلیسی و آرژیلی در منطقه آلچه‌فشلاق: الف) رگه کانی‌دار سیلیسی و دگرسانی‌های فیلیک و آرژیلی، ب) دگرسانی آرژیلی، پ) دگرسانی آرژیلی پر شده با اکسیدهای آهن در محل کانی‌زایی. ت) دگرسانی فیلیک و کانی سریسیت در آن، ث) حضور کانی‌های رسی در متن سنگ در دگرسانی آرژیلی، چ) رگچه‌های سیلیسی، ج) تشکیل کانی‌های کلریت در دگرسانی پروپیلیتی، ح) کوارتز پرکننده فضاهای خالی در بافت برشی، خ) بافت شکاف پرکن و دندان سگی کانی کوارتز. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از وینتی و اوانز [۴۴] هستند (PI: پلاژیوکلاز، QZ: کوارتز، Opq: کانی کدر).

تا ۸۰ درجه در راستای شمال غرب است (شکل ۷ الف). رگه‌های باریت نیز طولی حدود ۲۰ متر و ضخامتی حدود ۲ متر دارند و روند عمومی آنها شمالی - جنوبی تا شمال غرب - جنوب شرق با شیبی حدود ۸۰ درجه در راستای جنوب غرب است (شکل ۷ ب). این رگه‌ها به دلیل مقاومت بالای سیلیس نسبت به فرسایش نسبت به سنگ میزبان خود به صورت برجسته با افزایش ارتفاع در سطح زمین دیده می‌شوند. با توجه به نمونه برداری‌های انجام شده، بیشتر کانه‌زایی محدود به این سامانه رگه‌ای سیلیسی - باریتی است. بافت‌های قابل مشاهده در این سامانه شامل پرکننده فضاهای خالی، برشی (شکل ۷ پ)، رگچه‌ای (شکل ۷ ت)، و دانه پراکنده هستند. از مهمترین کانه‌های فلزی در این رگه‌ها، می‌توان به پیریت، اسفالریت (شکل‌های ۷ پ و ت)، گالن (شکل‌های ۷ پ و ت) و کالکوپیریت (شکل‌های ۷ پ و ت) به عنوان کانه‌های درونزاد و کولیت، کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت و اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن به عنوان کانه‌های برونزاد اشاره کرد. کانه غالب سولفیدی در این سامانه کانی‌زایی پیریت است.

افزون بر این، کانی‌کوارتز به صورت جانشینی، پرکننده فضای خالی و رگچه‌ای در سنگ‌های پیرامون رگه‌های کانه‌دار نیز دیده می‌شود که گاهی نیز دربردارنده کانی‌زایی فلزی است. سنگ میزبان اصلی کانه‌زایی در این کنسار را واحدهای ریوداسیت و آندزیت و کمتر داسیت تا داسیت‌آندزیتی تشکیل می‌دهد (شکل ۲). دگرسانی پروپلیتی با حضور کانی‌های کلریتی (شکل ۶ ج)، اپیدوتی و کلسیتی در واحدهای آندزیتی تا تراکی آندزیتی با دور شدن از رگه‌های سیلیسی گسترش می‌یابد. این کانی‌ها جانشین کانی‌های فرومنیزین چون پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت شده‌اند، به طوری که در بسیاری از مقاطع بررسی شده، آثاری از کانی اولیه باقی نمانده است. افزون بر بافت جانشینی، رگه‌های کلریتی نیز دیده می‌شوند که با نزدیکتر شدن به سامانه گرمایی منطقه بر مقدار آنها افزوده می‌شود.

پهنه کانه‌دار در این منطقه از ۷ رگه سیلیسی - باریتی کانه‌دار تشکیل شده است. این رگه‌های سیلیسی دارای طولی حدود ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر و عرض حدود ۵ تا ۷ متر هستند. روند عمومی این رگه‌ها شمال شرق - جنوب غرب با شیبی حدود ۷۵



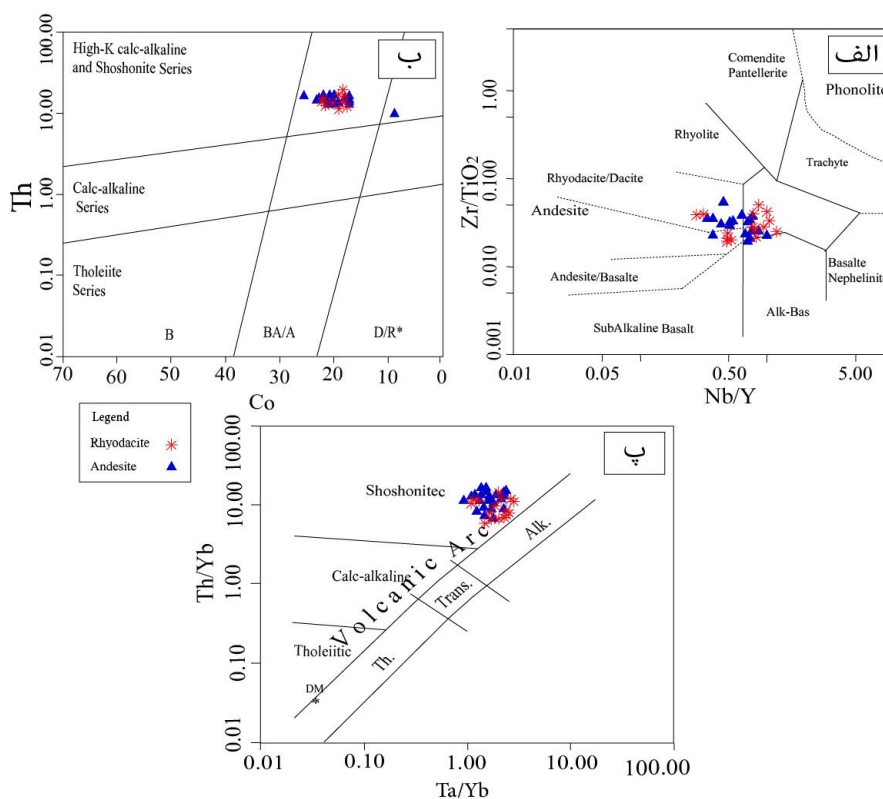
شکل ۷ تصاویر صحرایی، نمونه‌های دستی و کانه‌نگاری (XPL) از بخش کانی‌زایی آنچه‌شلاق: الف) رگه سیلیسی کانه‌دار (دید به سمت شمال شرق)، ب) رگه باریتی (دید به سمت شمال غربی)، پ) کانی‌زایی اسفالریت، گالن، کالکوپیریت و پیریت در بافت برشی مغزه حفاری با سنگ میزبان داسیت آندزیتی؛ ت) کانی‌زایی غالب کالکوپیریت، اسفالریت و گالن در مغزه حفاری با باطله سیلیسی - کلسیتی، ث) کانی‌زایی پیریت به صورت درشت بلور، ج) کانی رگچه‌ای پیریت نسل دوم همراه با گالن در مرحله دوم کانی‌زایی، چ) کانی‌های اسفالریت، کالکوپیریت و گالن مرحله دوم کانی‌زایی. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوآنز [۴۶] هستند (Sph: اسفالریت، Py: پیریت، Ga: گالن، Cpy: کالکوپیریت، Bar: باریت).

ناحیه آلچه‌قشلاق از نمودارهای عناصری با تحرک پذیری پایین (چون Zr و Ti) استفاده شد. به این منظور از نمودار Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y [۴۵] استفاده گردید (شکل ۸ الف). بر این اساس، سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی بیشتر در گستره‌های داسیت، ریوداسیت، تراکی‌اندزیت و آندزیت قرار می‌گیرند. برای بررسی سرشت ماگمایی سنگ‌های منطقه از نمودار نسبت‌های عناصر کمیاب Co-Th (شکل ۸ ب) [۴۷] و Ta/Yb و نسبت به Th/Yb [۴۸] (شکل ۸ پ) استفاده شد. نمودار Co-Th براساس دو عنصر با رفتارهای کاملاً متفاوت است؛ Th عنصری ناسازگار است که در درجه‌های پایین ذوب بخشی وارد مذاب می‌شود، در صورتی که Co بواسطه پایداری میدان بلوری خود و نزدیکی شعاع مؤثر آن به عنصر Mg، در درجه‌های بالای ذوب بخشی وارد مذاب می‌گردد. می‌توان نتیجه گرفت که بر پایه این نمودار، نمونه‌های منطقه آلچه‌قشلاق در گستره سنگ‌های آهکی قلیایی با پتاسیم بالا و شوشونیتی و براساس نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb، در گستره شوشونیتی قرار دارند.

کانی پیریت در دو نسل هم به صورت پراکنده (شکل ۷ ث) در مرحله پیش از کانی‌زایی اصلی و نیز به صورت رگچه‌های پیریتی و هم با سایر کانی‌های فلزی (شکل ۷ ج) در مرحله اصلی کانی‌زایی حضور دارد. کانی اسفالریت (شکل ۷ چ) در مرحله اصلی کانی‌زایی بیشتر به صورت رگچه‌هایی همراه با سایر کانی‌های فلزی حضور دارد و گاهی به صورت شکاف پرکن پیرامون این رگچه‌ها دیده می‌شود. اسفالریت کانی اصلی در پهنه برشی است (شکل‌های ۷ پ و چ). کانی گالن (شکل‌های ۷ ج و چ) همراه با کانی کالکوپیریت (شکل‌های ۷ ت و چ) فراوانی کمتری نسبت به کانی‌های پیریت و اسفالریت دارند و در مرحله اصلی کانی‌زایی و پیرامون اسفالریت و پیریت دیده می‌شوند. فراوانترین کانی‌های باطله شامل کوارتز (شکل‌های ۶ ح و خ)، باریت (شکل ۷ ت)، کلسیت، کانی‌های رسی، کربناتی و اکسیدهای آهن هستند که در رگه‌ها و سنگ‌های میزبان دیده می‌شوند.

زمین‌شیمی

در این پژوهش، برای ده‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی



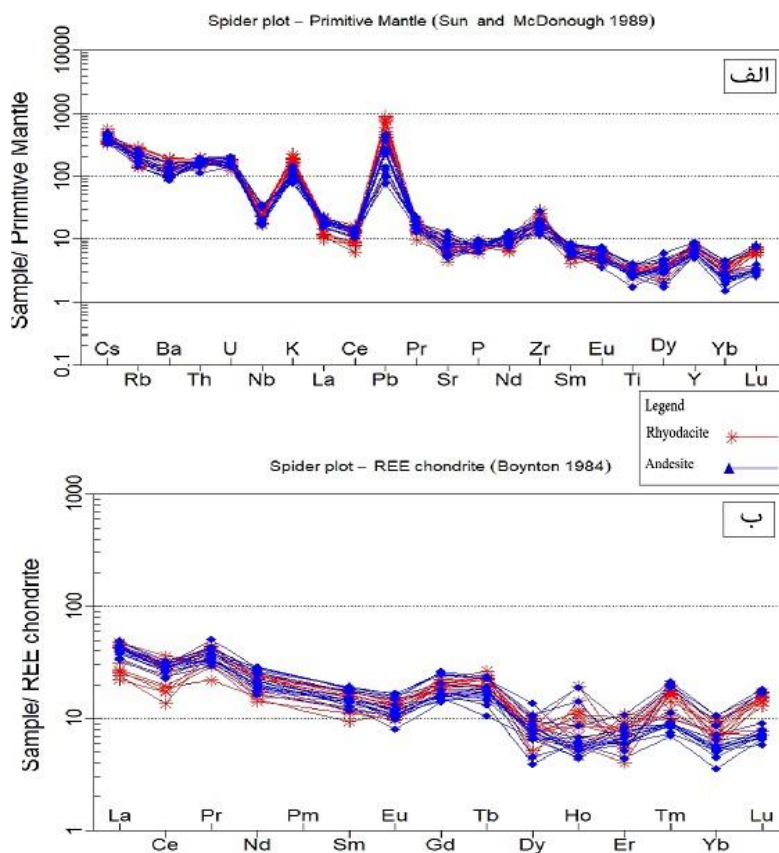
شکل ۸ ده‌بندی و سرشت سنگ‌های آتشفشانی منطقه آلچه‌قشلاق بر اساس عناصر اصلی و کمیاب در الف) نمودار عناصر اصلی [۴۶]، ب) نمودار نسبت‌های عناصر کمیاب Co-Th [۴۷] و پ) نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb [۴۸].

زمین‌شیمی عناصر کمیاب

بر اساس نمودارهای عنکبوتی که بهنجار شده نسبت به داده‌های گوشته اولیه [۴۹] (شکل ۹ الف)، عناصر Nb و Ti دارای ناهنجاری منفی هستند که تأییدی بر تشکیل ماگما در مناطق فرورانش است [۵۰]. غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر سنگ دوست با شعاع یونی بزرگ (LILE: Th, Cs, U, Rb, K) و همچنین تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (Zr, P, Ti, HFSE: Nb) می‌تواند بیانگر فعالیت ماگمایی کمان‌های آتشفشانی کرانه قاره باشد [۴۵، ۵۱-۵۳]. تهی‌شدگی عنصرهای Nb و Ta در نمودارهای عنکبوتی پیامد رخداد سنگ‌ها در پهنه‌های فرورانشی دانسته شده است [۵۴]. افزون بر این، ناهنجاری منفی Nb از ویژگی‌های سنگ‌های قاره‌ای است و ناهنجاری منفی آن می‌تواند ناشی از آرایش این ماگماها با مواد پوسته‌ای طی صعود و جایگزینی باشد. آمفیبول یک کانی بسیار مهم برای Nb و Ta در گوشته بالایی است و می‌تواند ناهنجاری این عنصرها را در فعالیت ماگمایی گوشته بالایی کنترل نماید [۵۵، ۵۶]. ناهنجاری مثبت U و Th در نمونه‌ها می‌تواند ناشی از اضافه شدن رسوب‌های گودابه‌ای و یا پوسته اقیانوسی به خاستگاه و یا آرایش پوسته‌ای باشد [۵۷]. عنصر Th در پهنه‌های فرورانشی تحرک بیشتری دارد و در گوشته‌ای بالایی پهنه فرورانش غنی‌شدگی نشان می‌دهد. ناهنجاری منفی Ti نیز نقش اکسیدهای Fe-Ti را آشکار می‌کند [۵۵] کانی‌هایی چون تیتانومگنتیت در مراحل اولیه جدایش می‌توانند عنصر Ti را در ساختار خود جای داده و باعث ناهنجاری منفی آن گردند. عنصر K به دلیل شعاع بزرگ می‌تواند در ساختار کانی‌هایی چون بیوتیت و فلدسپار پتاسیم شرکت کند. به باور هاریس [۵۸]، ناهنجاری مثبت عنصرهای K و Rb می‌تواند نشان‌دهنده دخالت پوسته قاره‌ای و دگرگونی ماگمای سازنده سنگ‌ها باشد. ناهنجاری منفی Sr نیز می‌تواند در ارتباط با کانی‌های پلاژیوکلاز باشد. این عنصر به صورت انتخاب شده در کانی پلاژیوکلاز به جای Ca پذیرفته می‌شود و از این رو، جدایش این کانی باعث ناهنجاری منفی آن می‌شود [۵۵]. عنصر Zr در نمونه‌های منطقه غنی‌شدگی نشان می‌دهد که به باور رولینسون [۵۵]، این عنصر به دلیل شعاع یونی کمی بزرگ و بار الکتریکی بالا به ساختار کانی‌های سنگ ساز رایج

وارد نمی‌شود و در فازهای ویژه‌ای چون زیرکن حضور دارد. در همه نمونه‌های بررسی شده، Pb دارای ناهنجاری مثبت است که می‌تواند نشانگر اثر سیال‌های برآمده از پوسته اقیانوسی فرورو در دگرنهادی گوّه گوشته‌ای و یا آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای باشد [۵۹].

در نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت [۶۰] برای نمونه‌های آتشفشانی منطقه (شکل ۹ ب)، عنصرهای خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عنصرهای خاکی نادر سنگین (HREE) غنی‌شدگی بیشتری دارند. مقدار نسبت $(La/Yb)_N$ که دارای گستره‌ای از ۲٫۵ تا ۱۳٫۹ است نیز این غنی‌شدگی را تأیید می‌کند (جدول ۱). غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها را می‌توان به (۱) درجه پایین ذوب بخشی و بالا بودن مقادیر LREEها نسبت به HREEها در سنگ خاستگاه [۶۱]، (۲) تشکیل سنگ در مناطق فرورانش، (۳) اختلاف ناچیز شعاع یون‌ها، (۴) وجود کانی‌هایی چون زیرکن آپاتیت (با ضریب جدایش بالای REEها) [۴۷] و (۵) آلودگی ماگمایی به مواد پوسته‌ای [۶۲]، وجود کانی‌هایی چون گارنت، الیوپین و پیروکسن در منطقه فرورانش باشد. هورنبلند ممکن است در مذاب‌های فلسیک موجب غنی‌شدگی بسیار زیادی از LREEها نسبت به HREEها گردد، البته گستره ضریب جدایش آن به اندازه کانی گارنت بزرگ نیست. روند غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها از ویژگی‌های آتشفشانی سری آهکی قلیایی وابسته به کمان ماگمایی است [۵۰، ۶۳]. همچنین بالا بودن این نسبت در سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی می‌تواند نشان دهنده غنی‌شدگی گوشته با فرایند فرورانش و یا آرایش پوسته‌ای باشد [۶۴، ۶۵]. ناهنجاری منفی کمی که برای عنصر Eu در شکل ۹ ب دیده می‌شود و نسبت Eu/Eu^* در واحدهای آتشفشانی منطقه که گستره‌ای از ۰٫۵۷ تا ۰٫۸۹ (جدول ۱) دارد نشانگر منفی بودن ناهنجاری Eu در آنهاست. این امر به باور تپیر و همکاران [۶۶] می‌تواند در ارتباط با حضور کم کانی پلاژیوکلاز در خاستگاه و شرایط اکسایشی ماگما باشد. افزون بر آن، جدا شدن فلدسپارها از مذاب‌های فلسیک چه در اثر جدایش بلوری و چه به علت ذوب بخشی موجب ناهنجاری منفی Eu در مذاب می‌گردد [۵۴].

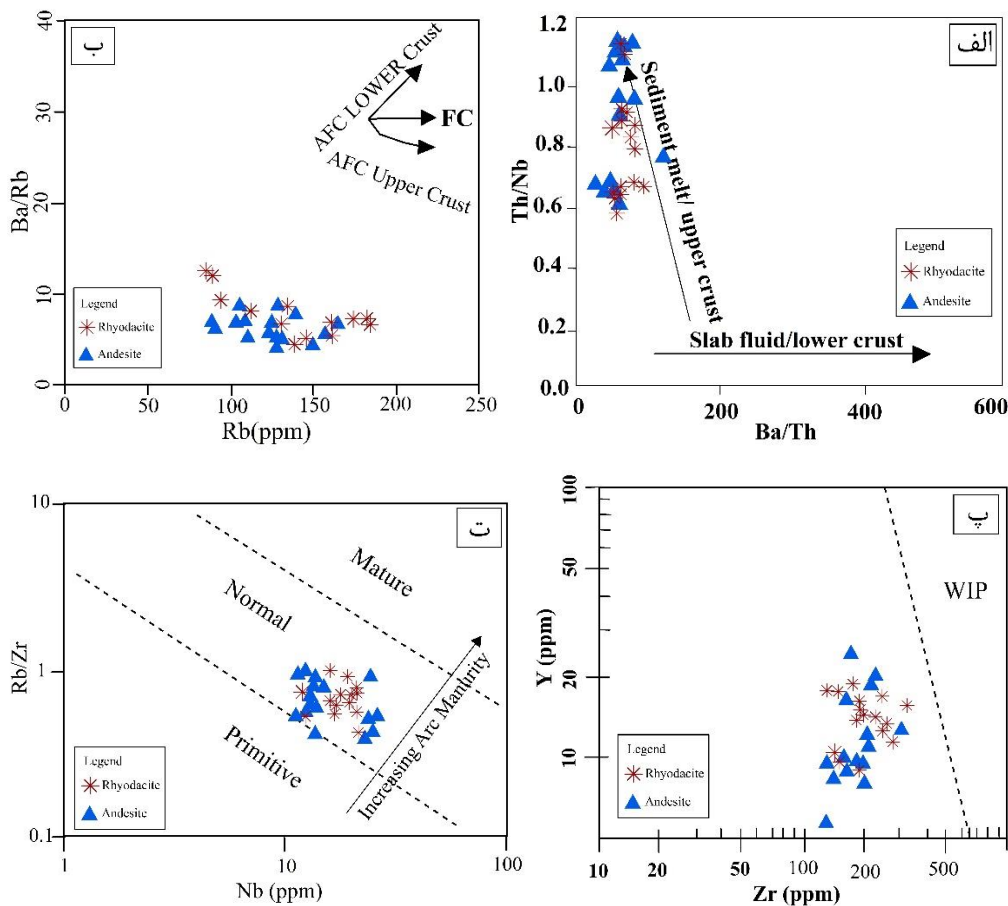


شکل ۹ ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقه آلچه‌قشلاق در الف) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه [۴۹] و ب) نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۶۰].

سرشت و جایگاه زمین‌ساختی

پوسته بالایی را نشان می‌دهند. به طور معمول، سنگ‌های آتشفشانی چون آندزیت‌ها، داسیت‌ها و ریولیت‌ها در پهنه‌های زمین‌ساختی گوناگونی یافت می‌گردند، اما بیشتر آنها در پهنه‌های فرورانش (جزایر کمانی و مرز فعال قاره‌ای) هستند و ترکیب آنها در این پهنه‌ها به فرایند درون مرزهای همگرا بستگی دارد [۵۲]. برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی مجموعه‌های آتشفشانی منطقه آلچه‌قشلاق از نمودارهای مختلفی استفاده شد که همه نشانگر وابستگی آن به پهنه‌های فرورانش هستند (شکل ۱۰ ت). برای تفکیک فعالیت ماگمایی کمان آتشفشانی از فعالیت ماگمایی درون صفحه‌ای از نمودار Zr نسبت به Y استفاده گردید [۶۹] (شکل ۱۰ پ). همچنین بر پایه نمودار Nb نسبت به Rb/Zr [۷۰]، واحدهای سنگی مورد بررسی در گستره کمان آتشفشانی عادی یا مراحل میانی فرورانش جای دارند (شکل ۱۰ ت).

عناصر بسیار ناسازگار چون Th، Nb و Ba که بسیار کم دستخوش درجه‌های متفاوت ذوب‌بخشی، تبلوربخشی یا انباشت بلوری می‌شوند برای شناسایی سازهای ماگمای کمانی استفاده می‌شوند. بر این اساس، نمودار Ba/Th نسبت به Th/Nb بکار برده شد. در این نمودار، بالا بودن نسبت Th/Nb به مشارکت مذاب برآمده از ذوب رسوب‌های فرورونده یا پوسته بالایی و نسبت بالای Ba/Th به دگرنهادی خاستگاه گوشته‌ای با سیال‌های جدا شده از صفحه فرورو مربوط است [۶۷]. بر این اساس، در خاستگاه نمونه‌های مورد بررسی اجزای فرورانشی چون دگرنهادی برآمده از ذوب رسوب‌ها و همچنین پوسته بالایی بیشترین نقش را داشته‌اند (شکل ۱۰ الف). برای تشخیص نقش آرایش پوسته‌ای در پیدایش سنگ‌های منطقه از نمودار Rb نسبت به Ba/Rb استفاده شد [۶۸] (شکل ۱۰ ب). بر این اساس سنگ‌های آتشفشانی منطقه آلچه‌قشلاق آرایش با



شکل ۱۰ تعیین نقش آلاینش پوسته‌ای و تعیین جایگاه زمین‌ساختی در سنگ‌های آتشفشانی منطقه آلچه‌قشلاق با الف) نمودار Ba/Th نسبت به Th/Nb [۶۷]، ب) نمودار Rb نسبت به Ba/Rb [۶۸]، پ) نمودار Zr نسبت به Y [۶۹]، ت) نمودار Rb/Zr نسبت به Nb [۷۰].

برداشت

بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری، ترکیب سنگ‌شناسی نمونه‌ها در گستره کانسار چندفلزی آلچه قشلاق را از نوع آندزیت، داسیت‌آندزیت، ریوداسیت، واحدهای برش آتشفشانی، آندزیت تا تراکی‌آندزیت با سن ائوسن همراه با دایک‌های ریولیتی و داسیت‌آندزیتی و تراکیت تا تراکی بازالت به سن کواترن نشان می‌دهد. بیشترین گسترش واحدهای سنگی مربوط به واحدهای آندزیتی و ریوداسیتی و سرانجام داسیت-آندزیتی در مرکز منطقه است که با دایک‌های ریولیتی و سپس داسیت‌آندزیتی قطع شده‌اند. بافت غالب در این سنگ‌های آتشفشانی، پورفیری با خمیره ریزسنگی است. کانی‌های غالب این واحدهای سنگی بیشتر پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول‌های با لبه‌های سوخته و در برخی از آنها کلینوپروکسن است، این

کانی‌ها با نزدیک شدن به سامانه گرمابی دچار دگرسانی‌های سریسیتی، آرژلیک، سیلیسی، کربناتی و پروپیلیتی شده‌اند که در بیشتر موارد، فقط قالب‌هایی از کانی اولیه باقی مانده است. کانی‌زایی در این سامانه گرمابی با رگه‌های دربردارنده کانی‌های باطله سیلیسی و باریتی همراهی می‌شود. پیریت، اسفالریت، گالن، کالکوپیریت و کانی‌های ثانویه چون اکسیدهای آهن، ملاکیت و آزوریت از جمله کانی‌های موجود در این سامانه گرمابی هستند. بر اساس داده‌های زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و فرعی، سنگ‌های منطقه از نظر سری ماگمایی از سری آهکی قلیایی، آهکی قلیایی با پتاسیم بالا و شوشونیتی هستند. داده‌های عناصر کمیاب به‌نچارشده نسبت به گوشته و کندریت نشان‌دهنده فعالیت ماگمایی کمان‌های آتشفشانی کرانه قاره و آلاینش آن با مواد پوسته‌ای طی صعود و جایگیری است. بررسی

[7] Ebrahimi S., Alirezaei S., Pan Y., Mohammadi B., "Geology, mineralogy and ore fluid characteristics of the Masjed Daghi gold bearing veins system, NW Iran", Journal of Economic Geology 9(2) (2017) 561-586.

[8] Hosseinzadeh M. R., Maghfouri S., Ghorbani M., Moayyed M., "Vein- Veinlets related with Mineralization and Fluid Inclusion Studies in the Sonajil Porphyry Cu- Mo Deposit, Arasbaran Magmatic Zone", Scientific Quarterly Journal of Geoscience 26(101): 219- 231 (in Persian). <https://doi.org/10.22071/gsj.2016.41069>

[9] MAANIJOU M., RAMEZANI T., Alipor S., "The main effective factors on the mineralization of Sonajil porphyry-epithermal copper-gold deposit, using remote sensing, mineralogical and geochemical studies", IRANIAN JOURNAL OF GEOLOGY, 12(48) (2019) 63-79. SID. <https://sid.ir/paper/129274/en>

[10] Hassanpour S., "Metallogeny and Mineralization of copper and gold in Arasbaran zone (Eastern Azerbaijan)", Ph. D. thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian) (2010).

[11] Khalilzadeh H., Alipour S., Abedini A., "Geochemistry, tectonic setting and magmatic origin of the mineralized stock in SahebDivan porphyry copper system, NW Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27 (4) (2019) 781-794.

[12] Simmonds V., Calagari A. A., Kyser K., "Fluid inclusion and stable isotope studies of the Kighal porphyry Cu-Mo prospect, East-Azarbaidjan, NW Iran", Arabian Journal of Geosciences 8 (2015) 437- 453. <https://doi.org/10.1007/s12517-013-1130-z>

[13] RAMEZANI T., MAANIJOU M., ASADI S., LENTZ D., Pirouznia N., "Comparison of mineralization of the Sungun and Kighal porphyry copper deposits, NW Iran", with an emphasis on fluid inclusion studies. JOURNAL OF ECONOMIC GEOLOGY, 10(2) (2019) 403-424. SID. <https://sid.ir/paper/180484/en>.

[14] Hajalilou B., Aghazadeh M., "Geological, Alteration and Mineralization Characteristics of

سرشت خاستگاه سنگ‌ها نشانگر روند غنی‌شدگی همسو با روند غنی‌شدگی‌های در ارتباط با پهنه فرورانش است. اجزای فرورانشی چون دگرنهادی برآمده از ذوب رسوب‌ها بیشترین نقش را در سرشت سنگ‌های این منطقه داشته‌اند.

قدردانی

این پژوهش بخشی از رساله دکتری نویسنده اول مقاله از دانشگاه تبریز است. نگارندگان از حمایت اساتید و مسئولان این دانشگاه، همچنین حمایت‌های مالی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی شمال‌غرب، به‌ویژه آقایان مهندس سرتیپی (رئیس وقت سازمان)، مهندس قدیرزاده و مهندس رواقی و در پایان از نظرها و پیشنهادهای سازنده داوران محترم مجله قدردانی می‌نمایند.

مراجع

[1] Kowsari A., "Semi-detailed geochemical studies of Arpalin area (vol. 3)", Geological and Mineral Exploration Survey of Iran, Tehran (1994).

[2] Ghorbani M., "Economic Geology of Mineral Deposits of Iran (vol. 1)", Arian Zamin publication, Tehran (2007).

[3] Aghanabati A., "Geology of Iran. Geological Survey of Iran Publication", Tehran (in Persian) (2006).

[4] Jamali H., Mehrabi B., "Relationships between arc maturity and Cu-Mo-Au porphyry and related epithermal mineralization at the Cenozoic Arasbaran Magmatic Belt", Ore Geology Reviews, 65(2) (2015) 487-501.

DOI: 10.1016/j.oregeorev.2014.06.017

[5] Calagari A. A., "Geochemical, stable isotope, noble gas, and fluid inclusion studies of mineralization and alteration at Sungun porphyry copper deposit, East Azarbaidjan, Iran", Implication for genesis. Unpublished PhD. Thesis. Manchester University, Manchester, p. 537.

[6] Izad-yar J., "M.Sc. Thesis: Study on the Igneous Rocks in the Sungun's ore Area", Shahid Beheshti University, Faculty of Earth Science, Tehran (1992).

- [23] Aghaei M., Rastad E., Shamanian G. H., Madanipour S., "Characteristics of the gold-bearing and barren quartz veins at the Zaylik-Sarilar epithermal deposit, Ahar-Arasbaran Zone, NW Iran: Evidence from mineralogy, alteration, texture and fluid inclusion", *Ore Geology Reviews*, Volume 154, 105341, ISSN 0169-1368, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105341>.
- [24] Asiay Soufiani F., Mokhtari M. A. A., Kouhestani H., Azimzadeh A. M., "Geology, geochemistry and fluid inclusion of Qarachilar Cu-Mo-Au quartz veins, northeast of Kharvana", *East Azerbaijan Journal of Economic Geology*, 10(1) (2018)139-171.
<https://doi.org/10.22067/econg.v10i1.58161>
- [25] Ferdowsi R., Calagari A.A., Hosseinzadeh M.R., Siahcheshm K., "Investigation of petrography, mineralogy, and mineralization of gold-bearing epithermal veins in Astarghan area, Kharvana, East Azarbaijan. 32th national and 1th international Geosciences Congress. Geological Survey of Iran", Tehran, Iran. (in Persian with English abstract) (2014).
- [26] Ferdowsi R., Calagari A.A., Hosseinzadeh M.R., Siahcheshm K., "Petrography, geochemistry and mineral chemistry of Astergan porphyritic stock, Kharvana, Eastern Azerbaijan", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 23(4) (2016)759-774. (in Persian with English abstract)
- [27] Jamali H., "Geology, geochemistry, mineralogy and genesis of Mivehrud Au-Cu mineralization, Eastern Azerbaijan Province. M.Sc. Thesis", Tarbiat Moallem University of Tehran, Tehran, Iran, 172 pp. (in Persian with English abstract) (1999).
- [28] Radmard K., Zamanian H., hosainzadeh M., ahmadi khalaji A., "The study of mineralogy, geochemistry and fluid inclusions in quartz veins at the Mazreh Shadi gold deposit, northeastern Tabriz", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 25 (4) :823-844
- [29] Baniadam F., "Geology and genesis of goldcopper mineralization in Nabijan area. M.Sc. Thesis, Institute of Geoscience", Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. 167 pp. (in Persian with English abstract).
- Ali Javad Porphyry Cu-Au Deposit, Arasbaran Zone, NW Iran", Open Journal of Geology*, 6(2016)859-874.
<http://dx.doi.org/10.4236/ojg.2016.68066>
- [15] Calagari A. A., Hosseinzadeh G., "The mineralogy of copper bearing skarn to the east of the Sungun-Chay river, East-Azarbaidjan, Iran", *Journal of Asian Earth Science* 28(2006) 423-438.
- [16] Mollai H., Sharma R., Pe-Piper G., "Copper mineralization around the Ahar Batholith, north of Ahar (NW Iran): evidence for fluid evolution and the origin of the skarn ore deposit", *Ore Geology Reviews* 35(2009) 401-414.
- [17] Hassanpour S., "The alteration, mineralogy and geochronology (SHRIMP U-Pb and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$) of copper bearing Anjerd skarn, north of the Shayvar Mountain, NW Iran", *International Journal of Earth Sciences* 102(3): 687- 699
<https://doi.org/10.1007/s00531-012-0819-7>
- [18] Hezarkhani Ardeshir, "Anjerd skarn geochemistry and its association with economic copper mineralization", *Azarbaijan-Iran*. 15. 158-175.
- [19] Nakhjavani B., Calagari A. A., Alavi S. G., SiahCheshm K., "Study of the intrusive body associated with Gowdal skarn (North of Ahar) and its comparison with other skarn granitoids", *Iranian Journal of Petrology* 11(4) (2021) 111-134
- [20] Nakhjavani B., Alavi S. G., "Type of mineralization, Geochemistry of Alteration and Relation of Gold and associated elements in the Hizeh-jan area (NW Iran)", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 26(3) (2018) 673-688 (in Persian).
- [21] Pournik P., "Economic geology and Au exploration at Sharafabad-Hizehjan area(northwest of Varzaghan)", *Institute of Earth Science, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran*, 201 pp. (in Persian with English abstract) (2002).
- [22] Miranvari A. S., Calagari A., Siahcheshm K., Sohrabi G., "Geochemical study of alteration zones around Au-bearing silicic veins at Zailic, East of Ahar, East-Azarbaidjan Province", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 27 (2) (2019) 347-360

- volcanic belt, northern Iran*”, International Geology Reviews 52(4-6) (2009) 608-630.
- [39] Mehrpartou M., “Contributions to the geology, geochemistry, Ore genesis and fluid inclusion investigations on Sungun Cu-Mo porphyry deposit, northwest of Iran”, Unpublished PhD. Thesis. University of Hamburg, Germany (2009) p. 245.
- [40] Yadollahi R., Kananin A., Maanijou M., Sarjoughian F., Hassanpour SH., “Genesis of adakitic magmatism in masjed daghi region in julfa, eastern azarbaijan”, Iranian journal of crystallography and mineralogy, 19(2) (2011) 297-310. SID. <https://sid.ir/paper/4079/en>
- [41] Raymond L. A., “The study of igneous sedimentary and metamorphic rocks”, McGraw-Hill Companies, Inc., New York (2002).
- [42] Javid Moghaddam M., Karimpour M.H., Ebrahimi Nasrabadi K., Malekzadeh Shafaroudi A., Haidarian Shahri M.R., “Petrology and geochemistry of volcanic rocks of Cheshmeh Khuri and Shekasteh Sabz areas, Khur, northwest of Birjand”, Iranian Journal of Petrology 7(27) (2016) 125-146 (in Persian).
- [43] Rutherford M. J., Devine A. D., “Magmatic conditions and magma ascent as indicated by Hornblende phase equilibria and reaction in the 1995-2002”, Soufriere Hills Magma. Journal of Petrology 44 (2003) 1433-1484.
- [44] Whitney D.L., Evans B.W., “Abbreviations for names of rock-forming minerals”, American Mineralogist 95 (2010) 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- [45] Mehrpartou M., “Geological map of Varzaghan, Scale 1:100,000”, Geological Survey and mineral exploration of Iran, Tehran (1992).
- [46] Winchester J. A., Floyd P. A., “Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements”, Chemical Geology 20 (1977) 325-343.
- [47] Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce J. A., Mitchell S. F., “Classification of altered island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram”, Journal of Petrology 48 (2007) 2341-2357.
- [30] Ghadimzadeh H., “Economic geology and Au exploration at Safikhanlou-Noghdouz area (SE Ahar). M.Sc. Thesis, Institute of Earth Science”, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran, 232 pp. (in Persian with English abstract).
- [31] Moritz R., Mederer J., Ovtcharova M., Spikings R., Selby D., Melkonyan R., Hovakimyan S., Tayan R., Ulianov A., Ramazanov V., “Jurassic to Tertiary metallogenic evolution of the southernmost Lesser Caucasus, Tethys belt. 12th the Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA) Biennial Meeting”, Uppsala, Sweden.
- [32] Aghazadeh M., “Petrology and geochemistry of Anzan, Khankandi and Shaivar Dagh granitoids (north and east of Ahar, eastern Azerbaijan) with references to associated mineralization”, PhD thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian) (2009).
- [33] Ahmadzadeh G., Jahangiri A., Lentz D., Mojtahedi M., “Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran”, Journal of Asian Earth Sciences 39(1-2) (2010) 37-50.
- [34] Kheirkhah M., Allen M. B., Emami M., “Quaternary syn-collision magmatism from the Iran, Turkey borderlands”, Journal of Volcanology and Geothermal Research 182(1-2) (2009) 1-12.
- [35] Jahangiri A., “Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications”, Journal of Asian Earth Sciences 30 (2007) 433-447.
- [36] Babakhani A. R., Lesquer J. L., Rico R., “Geological Quadrangle map of Ahar, 1:250000”, Geological Survey of Iran (1990).
- [37] Aghazadeh M., Emami M. H., Moinevaziri H., Rashidnezhad Omran N., Castro A., “Post-collisional shoshonitic, C-type adakitic and lamprophyric plutonism in the Khankandi pluton, Arasbaran (NW Iran)”, Geosciences Scientific Quarterly Journal 20(78) (2011b) 173-178 (in Persian).
- [38] Jamali H., Dilek Y., Daliran F., Yaghubpur A., Mehrabi B., “Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar-Arasbaran

- [58] Harris C., "The petrology of lavas and associated plutonic of Ascension Island", *Journal of Petrology* 24(2003) 424-470.
- [59] Kamber B. S., Ewart A., Collerson K. D., Bruce M. C., McDonald G. D., "Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: 38-56.
- [60] Boynton W.V., "Chosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies", In: *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 63-134. Elsevier, Amsterdam (1984).
- [61] Wright J.B., McCurry P., "Geochemistry of calc-alkaline volcanic in northwestern Nigeria, and a possible PAN- AFRICAN suture zone", *Earth and Planetary Science Letters* 37 (1997) 90 96.
- [62] Sirvastava R. K., Singh R. K., "Trase element geochemistry and genesis of precabrian subalkaline mafic dikes from the central Indian caton evidence for mantle metasomatism", *Journal of Asian Earth Sciences* 23 (2004) 373-389.
- [63] Machado A. T., Chemale Jr. F., Conceicao R. V., Kawaskita K., Morata D., Oteiza O., Schmus W. R. V., "Modeling of subduction components in the Genesis of the Meso-Cenozoic igneous rocks from the South Shetland Arc", *Antarctica. Lithos*, 82(3-4) (2005) 435-453.
- [64] Barragan R., Geist D., Hall M., Larson P., Kurz M., "Subduction controls on the composition of lavas from the Ecuadorian Andes", *Earth Planet Scientific Letters* 154 (1998) 153-166.
- [65] Fitton J., James D., Leeman W., "Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the western United States: Compositional variations in space and time", *Journal of Geophysical Research* 96(B8) (1991) 13693-13711.
- [66] Tepper J. H., Nelson B. K., Bergantz G. W., Irving A. J., "Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113(3) (1993) 333-351.
- [48] Pearce J. A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*", (Ed. Thorpe, R. S.) 525 -548. John Wiley & Sons, Chichester, UK (1982).
- [49] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", In: *Magmatism in Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D., Norry, M. J.) Geological Society, Special Publication 42 (1989) 312- 345.
- [50] Wilson M., "Igneous Petrogenesis", Unwin Hyman, London (1989).
- [51] Chappell B. W., "Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites", *Lithos* 46 (1999) 535-551.
- [52] Gill R., "Igneous Rocks and Processes", Wiley-Blackwell, Malaysia (2010).
- [53] Pearce J. A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.)", 230-249. Shiva Publisher, Nantwich, UK:
- [54] Rollinson H., "Using geochemical data: Evaluation", Presentation, Interpretation. Singapore Longman (1993).
- [55] Wilson M., Downes H., "Tertiary-Quaternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. In: *European Lithosphere Dynamics*", D.G. Gee and R.A. Stephenson (eds). Geol. Soc. London Mem. 32 (2006) 147166 .
- [56] Ionov D. A., Hofmann A. W., "Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations", *Earth and Planetary Science Letters* 131 (1995) 341-356.
- [57] Fan W. M., Gue F., Wang Y. J., Lin G., "Late Mesozoic calc-alkalin volcanism of post orogenic extention in the northern Da Hinggan Mountian, northern China", *Journal of volcanology and Geothermal Research* 121:115-135.

- [69] Müller D., Groves D. I., “*Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization*”, 3rd edition Springer, Verlag, London (2000).
- [70] Brown G. C., Thorpe R. S., Webb P. C., “*The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources*”, Journal of Geological Society London 141(1984) 413-426.
- [67] Orozco-Esquivel T., Petrone C. M., Ferrari L., Tagami T., Manetti P., “*Geochemical and isotopic variability in lavas from the eastern Trans-Mexican volcanic belt*”, slab detachment in a subduction zone with varying dip. Lithos, 93(2007) 149-174.
- [68] Askren D. R., Roden M. F., Whitney J. A., “*Petrogenesis of Tertiary andesite lava flows interlayered with large- volume felsic ash- flow tuffs of the Western USA*”, Petrology 38(1999) 1021-1046.