

مطالعه زمین‌شناسی، سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری در منطقه مسگران، جنوب سربیشه (شرق ایران)

مریم عرب دوحساران^{۱*}، سید سعید محمدی^۱، مهدی سروش^۲، حسین میری^۳، عارف قاسمی^۱

۱- دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند

۲- دانشکده مهندسی، گروه معدن، دانشگاه بیرجند

۳- دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد

Arab.Maryam@birjand.ac.ir

چکیده

محدوده اکتشافی مسگران در زون ایران مرکزی، در زون جوش‌خورده سیستان و در بخش مرکزی شهرستان سربیشه (خراسان جنوبی) واقع شده است. مطالعات صحرایی و پتروگرافی بر روی مقاطع نازک نشان‌دهنده وجود توالی کامل افیولیتی شامل سنگ‌های اولترامافیک نظیر دونیت، لرزولیت، هارزبورژیت و پیروکسنیت، سنگ‌های مافیک شامل (گابرونوریت و بازالت)، واحدهای دگرگونی (آمفیبولیت، سربیسیت‌شیسیت، اسلیت و فیلیت) و واحدهای رسوبی شیل، مارن و آهک است. الیون، پیروکسن، سرپانتین و کانی‌های کدر مهم‌ترین کانی‌ها در سنگ‌های اولترامافیک و کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول و کمی الیون مهم‌ترین کانی‌های سنگ‌های مافیک به شمار می‌رود. کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، مسکویت و کلریت از کانی‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی می‌باشد. از جمله مهم‌ترین دگرسانی‌های موجود در محدوده می‌توان به دگرسانی سرپانتینی، کلریتی، سیلیسی و کربناته اشاره کرد. براساس بررسی‌های صحرایی کانی‌سازی مس در محدوده مشهود بوده و با توجه به مطالعه مقاطع صیقلی، کانی‌های اولیه شامل پیریت و کالکوپیریت و کانی‌های ثانویه شامل مالاکیت، آزوریت، کالکوزیت، کریزوکولا و اکسیدهای آهن می‌باشد.

کلیدواژه‌ها: مسگران، سیستان، افیولیت، دگرسانی، کانی‌سازی، مس

The study of geology, petrography and mineralogy in Mesgaran area, South of Sarbisheh (East of Iran)

Maryam Arab Dohesaran¹; Seyyed Saeid Mohammadi²; Mehdi Soroosh³; Hossein Miri⁴; Aref Ghasemi⁵

1- Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

2-- Department of mine, Faculty of engineering, University of Birjand

3- Department of Geology, Faculty of Science, Ferdwosi university of mashhad

Abstract

The Mesgaran prospect area is located in the Sistan suture zone, and in the central part of Sarbisheh County (South Khorasan province). Field and petrographic studies on thin sections indicate the existence of a complete ophiolitic sequence including ultramafic rocks such as (dunite, lherzolite, harzburgite, and pyroxenite), mafic rocks including (gabbronorite and basalt), metamorphic units (amphibolite, sericite schist, slate, and phyllite), and sedimentary units of shale, marl, and limestone. Olivine, pyroxene, serpentine, and turbidite minerals are the most important ultramafic rocks, and plagioclase, pyroxene, amphibole, and to a lesser extent olivine are the most important minerals in mafic rocks. Amphibole, plagioclase, muscovite and chlorite minerals are among the minerals found in metamorphic rocks. Among the most important alterations in the area are serpentine, chlorite, siliceous and carbonate alteration. Based on field investigations, copper mineralization is evident in the area, and according to the study of polished sections, primary minerals include pyrite and chalcopyrite, and secondary minerals include malachite, azurite, chalcocite, chrysocolla, and iron oxides.

Keywords: Mesgaran, Sistan, Ophiolite, Alteration, Mineralization, Copper

۱- مقدمه

محدوده اکتشافی مسگران در استان خراسان جنوبی و در ۴۲ کیلومتری جنوب شرقی سریشه واقع شده است. جهت دسترسی به محدوده، در مسیر جاده اصلی بیرجند-نهبندان پس از عبور از شهر سریشه و طی مسافتی حدود ۳۵ کیلومتر، در سمت چپ وارد جاده خاکی شده و با طی مسافت حدود ۷ کیلومتر به مرکز محدوده و رخنمون‌های ماده معدنی می‌رسیم (شکل ۱). در شکل ۲، تصویر ماهواره‌ای منطقه مسگران آورده شده است. این محدوده، بر اساس تقسیم بندی زون‌های ساختاری ایران، در زون جوش خورده سیستان (Tirrul et al., 1983; Alavi, 1994)؛ و در بخش شرقی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سهل‌آباد (نوبی و ارزنگ روش، ۱۹۷۴) واقع شده است.



شکل ۱- نقشه راه‌های دسترسی به محدوده مورد بررسی



شکل ۲- تصویر ماهواره‌ای منطقه مسگران

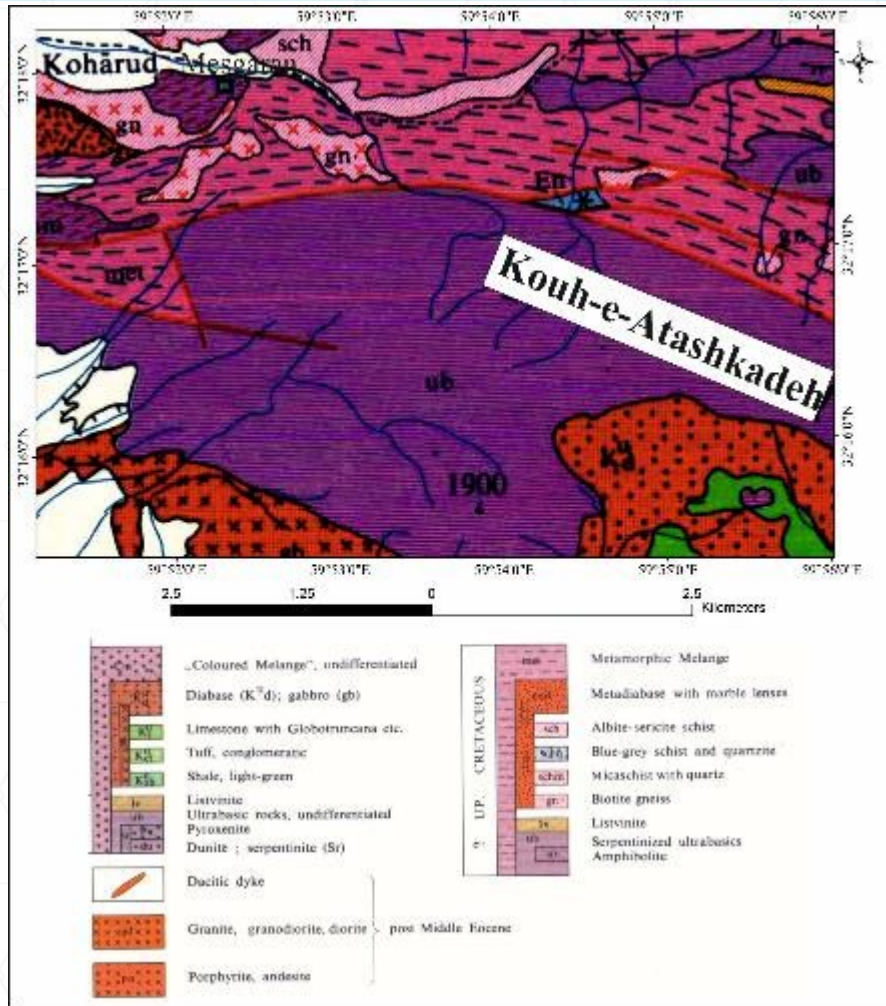
۲- مواد و روش‌ها

طی بررسی‌های صحرائی در محدوده، بیش از ۵۲ نمونه سنگی برداشت و از تعداد ۲۹ نمونه، مقطع نازک و از ۸ نمونه، مقطع صیقلی جهت مطالعات سنگ نگاری و کانه نگاری تهیه و مطالعه شد.

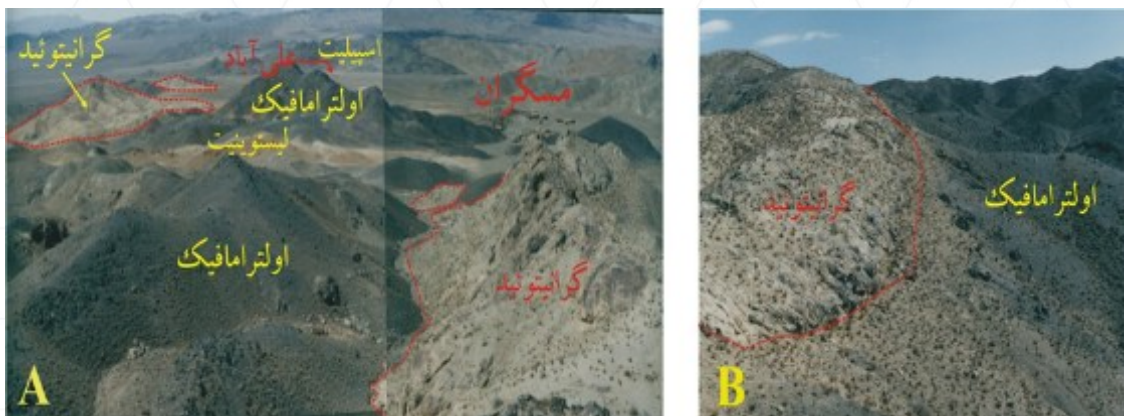
۳- بحث

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در کمربند فلش و آمیزه افیولیتی شرق ایران قرار گرفته است. رخنمون‌های سنگی این کمربند به کرتاسه فوقانی و ترشیری نسبت داده می‌شود (شکل ۳). یکی از مجموعه‌های سنگی رخنمون یافته در منطقه مسگران با عنوان کوه آتشکده (شکل ۳) است که شامل مجموعه سنگی به هم ریخته از سنگ‌های اولترامافیک و مافیک همراه واحدهای رسوبی و دگرگونی مختلف می‌باشد (نویایی و ارژنگ روش، ۱۹۷۴). سنگ‌های اولترامافیک با چندین رخنمون گسترده در کوه آتشکده شامل دونیت، هارزبورژیت، سرپانتینیت و به مقدار کمتر پیروکسنیت هستند. توده‌های عدسی مانند و نامنظم از لیستونیت به رنگ زرد، نارنجی و قهوه‌ای مایل به قرمز همراه با سنگ‌های اولترامافیک دیده می‌شود. علاوه بر این، سنگ‌های مافیک شامل دیاباز و گابرو دارای مرز گسلی با سایر واحدها بوده و در بسیاری جاها در همراهی با سنگ آهک‌های کرتاسه فوقانی و سایر رسوبات دریایی دیده می‌شوند. بهترین رخنمون سنگ آهک در شمال کوه آتشکده وجود دارد که دارای مرز عادی با دیاباز، توف دیابازی و کنگلومرا می‌باشد. رخنمون سنگ آهک به صورت بین لایه‌ای در بین واحدهای دیابازی در ۵ کیلومتری غرب-شمال غرب علی‌آباد کوهک رود دیده می‌شود. در شمال کوه آتشکده، آمیزه افیولیتی شواهدی از دگرگونی نشان داده و سنگ‌های دگرگونی شامل متادیاباز، آلبیت سرپسیت شایسته، بیوتیت گنایس، آمفیبولیت، آمفیبولیت شایسته، لیستونیت تبلور مجدد یافته و سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینی شده هستند (شکل ۳). ترکیبات رسوبی این محدوده از شیل، مارن و آهک تشکیل شده است. شیل و مارن به میزان کم در شمال، غرب و شرق محدوده رخنمون دارد که تحت تاثیر دگرگونی قرار گرفته و به فیلیت و شایسته تبدیل شده است. یکی از واحدهای سنگی در منطقه مسگران، توده‌های گرانیتوئیدی هستند که با امتداد شمال غربی- جنوب شرقی از جنوب شرق روستای مسگران تا جنوب علی‌آباد کوهک رود به صورت دو توده جدا از یکدیگر رخنمون دارند (شکل ۴-A و B). واحدهای سنگی درونگیر توده‌های گرانیتوئیدی عمدتاً شامل سنگ‌های اولترامافیک (شکل ۴-A و B) و آمیزه‌های دگرگونی شامل متادیاباز، شایسته سبز، آمفیبولیت، عدسی‌های مرمر، فیلیت و کوارتزیت می‌باشند. بر اساس کارهای قدیمی، آثاری از کانی‌سازی مس به صورت مالاکیت در شرق و غرب علی‌آباد کوهک رود در دیابازهای کرتاسه دیده می‌شود.



شکل ۳- نقشه زمین شناسی منطقه مسگران اقتباس از نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سهل آباد (نوبی و ارژنگ روش، ۱۹۷۴)



شکل ۴- (A) نمایی از واحدهای سنگی منطقه مسگران (دید به شمال غرب)؛ (B) مرز گرانیتوئید با سنگهای اولترامافیک در جنوب شرق مسگران (دید به جنوب شرق) (اقتباس از محمدی، ۱۳۸۶).

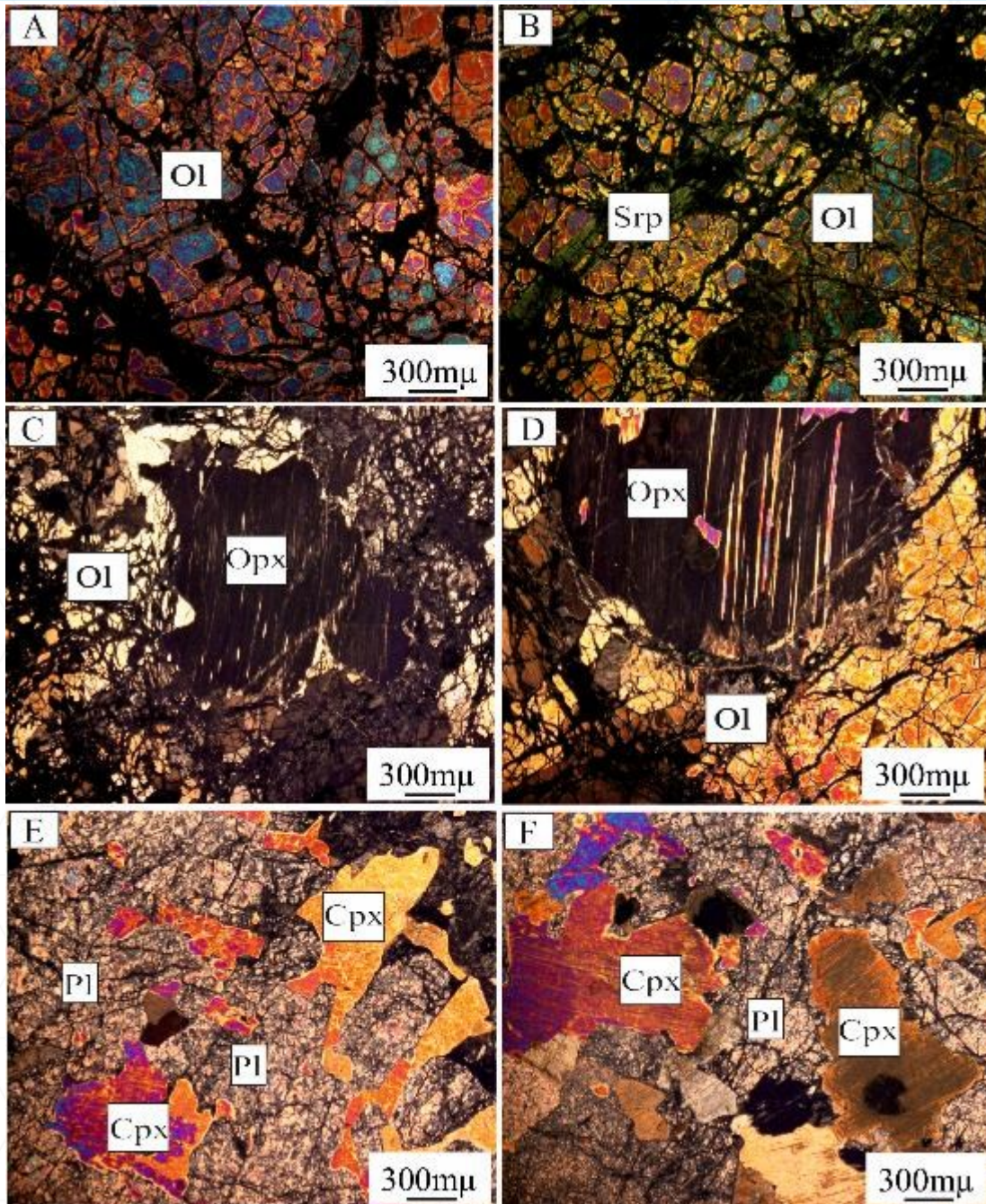
سنگ‌نگاری

همانطور که قبلاً اشاره شد محدوده اکتشافی در مجموعه افیولیتی شرق ایران واقع شده و واحدهای سنگی دارای ترکیب اولترامافیک تا مافیک هستند. نتایج مطالعه سنگ نگاری به شرح ذیل می باشد:

دونیت: درشت بلورهای الیوین بی‌شکل (شکل ۵- A) حدود ۹۰ تا ۹۵ درصد حجم سنگ را تشکیل داده‌اند. گاهی اندازه آن‌ها به دو تا سه میلیمتر می‌رسد. برخی بلورهای الیوین حاشیه واکنشی نشان می‌دهند. همچنین، بلورهای الیوین به کانی‌های دگرسانی از جمله سرپانتین، کلریت و اکسید آهن تبدیل شده‌اند. بافت اصلی سنگ گرانولار است اما به دلیل وجود شکستگی فراوان در الیوین‌ها و تشکیل سرپانتین در شکستگی‌ها، بافت مش نیز مشاهده می‌شود (شکل ۵- B). وجود لبه‌های ایدنگزیتی پیرامون برخی بلورهای الیوین رایج است. جایگزینی اولیوین‌ها با ایدنگزیت بیانگر شرایط اکسایشی محیط طی فرایند دگرسانی است. انتظار می‌رود که اولیوین‌های با فورستریت کمتر بیشتر در معرض ایدنگزیتی شدن باشند، زیرا به علت وجود آهن بیشتر در برابر اکسایش حساس‌تر هستند و ایدنگزیتی شدن شدیدتری را نشان می‌دهند. همچنین، لبه‌های خلیجی پیرامون برخی بلورهای الیوین وجود دارد. علاوه بر الیوین که فراوانی بالایی دارد، کانی پیروکسن نیز دیده می‌شود. اغلب پیروکسن‌ها از نوع اورتوپروکسن می‌باشد. الیوین‌های این سنگ تحت تاثیر دگرسانی به سرپانتین تبدیل شده است. در این سنگ، کانی‌های کدر نظیر مگنتیت و به میزان کمتر کرومیت دیده می‌شود. وجود مگنتیت در این سنگ‌ها و در بر گرفته شدن آن با کانی‌های الیوین و پیروکسن بیانگر تبلور زود هنگام این کانی در یک ماگمای بدون آب است، زیرا در ماگماهای بدون آب، مگنتیت همزمان با الیوین متبلور می‌شود، درحالی‌که در فشار بخار آب و فشار بخشی اکسیژن کم، مگنتیت در مراحل پایانی جدایش بلورین و پس از پلاژیوکلاز متبلور می‌گردد (Hall, 1996).

هارزبورژیت: میزان کانی الیوین در این سنگ بین ۷۵ تا ۹۰ درصد بوده (شکل ۵- C) و در برخی بخش‌ها به کریزوتیل تبدیل شده است. کانی پیروکسن (اورتوپروکسن) بی‌شکل به اندازه ۰/۱ میلیمتر با فراوانی ۱۰ تا ۲۰ درصد در این سنگ دیده می‌شود. در برخی بلورهای اورتوپروکسن به علت وجود ناخالصی‌ها بافت شیلر (بازی رنگ‌ها) مشاهده می‌شود (شکل ۵- C و D). در برخی نقاط، روی سطوح شکستگی اورتوپروکسن باستیتی شدن رخ داده است. کانی کدر به رنگ قرمز مایل به قهوه‌ای (کروم اسپینل) حدود ۲ درصد قابل مشاهده است.

گابرو-بازالت: گابرو در سطح زمین به رنگ سبز دیده می‌شود که در مجاورت آن رخنمون‌های کوچک بازالت نیز مشاهده می‌شود. کانی اصلی تشکیل دهنده گابرو بلورهای درشت پلاژیوکلاز، پیروکسن (شکل ۵- E و F) و به میزان خیلی کم الیوین و آمفیبول می‌باشد. بافت اصلی آن، گرانولار است. پلاژیوکلازها بی‌شکل بوده و در اثر دگرسانی به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند (شکل ۵- E و F). با توجه به دگرسانی رخ داده، این سنگ را می‌توان متاگابرو در نظر گرفت. در نمونه بازالتی، کانی‌های تشکیل دهنده شامل پلاژیوکلازهای دگرسان شده، اکتینولیت، کلریت، اپیدوت و کانی کدر هستند. ترکیب کانی‌شناسی این سنگ بیانگر رخداد دگرگونی درجه پایین در حد رخساره شیست سبز می‌باشد.

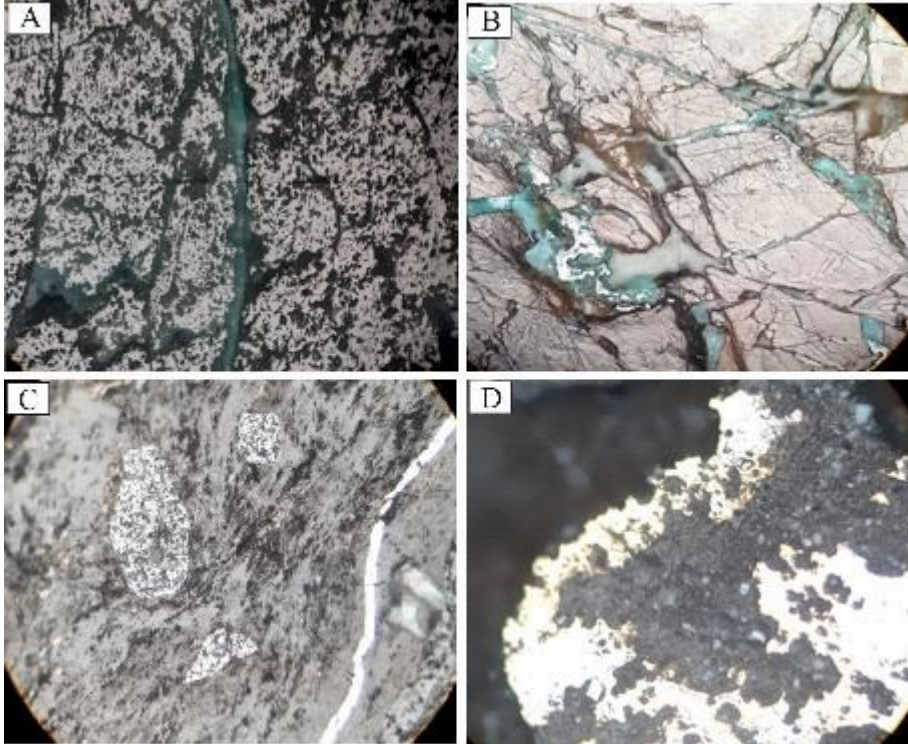


شکل ۵ - خصوصیات میکروسکوپی سنگ های مورد مطالعه (A و B) الیوین فراوان، تشکیل سرپانتین و بافت مشبک در دونیت؛ (C و D) حضور الیوین، ارتوپیروکسن و بافت شیلر در هارزبورژیت؛ (E و F) وجود کلینوپیروکسن و پلاژیوکلازهای دگرسان شده در گابرو. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans (2010).

کانه‌نگاری

کانی‌سازی در منطقه مسگران به دو صورت اکسیدی و سولفیدی می باشد. در نمونه هایی که از زون اکسیدی برداشت گردید، کانی سازی مالاکیت به صورت رگچه‌ای وجود دارد (شکل ۶-A و B). مگنتیت از دیگر کانی هایی است که در مقاطع صیقلی مشاهده شد (شکل ۶-C). کانی‌سازی اکسید آهن نظیر گوتیت نیز به صورت تجمعی دیده می‌شود. کانۀ اکسیدی مس (مالاکیت) به عنوان ذخیره مس در محدوده اکتشافی مد نظر می‌باشد. کانی‌سازی سولفیدی شامل کانی های پیریت، کالکوپیریت و کالکوزیت هستند. بافت اصلی کانی‌سازی پیریت به

صورت تجمعی بوده و به میزان زیاد در مقطع دیده می‌شود. دومین کانی فراوان سولفیدی کالکوپیریت است که به صورت دانه پراکنده و تجمعی مشاهده شد. کالکوزیت در حاشیه کانی‌سازی کالکوپیریت بافت جانیشینی نشان داده (شکل ۶- D) و در برخی قسمت‌ها به صورت پراکنده وجود دارد.



شکل ۶- A و B) کانی‌سازی اکسیدی (مالاکیت و گوتیت)؛ C) کانی‌سازی مگنتیت؛ D) کالکوپیریت در حال تبدیل به کوولیت و کالکوزیت

۴- نتیجه‌گیری

محدوده مورد مطالعه در کمربند آمیزه رنگی و فلیشی شرق ایران قرار گرفته است. تکتونیک فعال موجود در محدوده سبب بهم ریختگی واحدهای سنگی شده و افیولیت‌ها را به افیولیت ملانژ تبدیل کرده است. واحدهای اولترامافیک شامل دونیت، هارزبورژیت، لروزولیت، سرپانتینیت و به مقدار کمتر پیروکسنیت می‌باشند که همراه با این سنگ‌ها پیکره‌های نامنظم یا لنز مانند از لیستونیت‌ها دیده می‌شود. واحدهای رسوبی شیل و مارن بدلیل تکتونیک فعال منطقه، تحت تاثیر دگرگونی به سرسیت شیست، فیلیت و آمفیبولیت تبدیل شده‌اند. کانی‌سازی در منطقه مسگران به دو صورت اکسیدی و سولفیدی می‌باشد.

۵- تقدیر و تشکر

در پایان از شرکت پویندگان سامان شرق جهت همکاری در انجام این پژوهش سپاسگزاری می‌شود.

۴- مراجع

سروش، م.، نظامی، م.، نوروزی، غ.، فتوحی راد، غ.، ۱۳۹۶. شناسائی کانیزاسی مس در منطقه مسگران با استفاده از روشهای ژئوالکتریکی RS&IP و SP. نهمین همایش انجمن ملی زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران. ایوبی، ا.، شمسی پور دهکردی، ر.، باقری، ه.، شیوا، م.، ۱۳۸۹. بررسی مینرالوگرافی و ژئوترموتری کانسار مس مسگران بیرجند. همایش پترولوژی کاربردی، دانشگاه آزاد اسلامی، خوراسگان، ایران.

ایوبی، ا.، شمسی پور دهکردی، ر.، شیوا، م.، ۱۳۹۲. شناسایی ناهنجاریها در اکتشافات زمین شیمی رسوبات آبراهه ای با استفاده از تحلیل عاملی در منطقه مسگران بیرجند، شرق ایران، مجله زمین شناسی اقتصادی. محمدی، س.س.، ۱۳۸۶، پتروگرافی و پتروژنز سنگهای گرانیتوئیدی نوار افیولیتی شرق ایران (ناحیه بیرجند-نهبندان)، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۶۳ صفحه.

زرینکوب، م.، ۱۳۷۹، پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه افیولیت جنوب بیرجند، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران. نوایی، ا.، ارزنگ روش، ب.، ۱۹۷۴، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سهل آباد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.

Hall A., "Igneous petrology", Longman, Newyork (1996)551p.

Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983- The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94: 134-150.

Whitney, D., Evans, B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185-187.

ترکیب شیمیایی پلاژیوگرانیت‌های اسدآباد، افیولیت شمال تربت حیدریه

فاطمه جباری^۱، قاسم قربانی^{*۱}، هادی شفایی مقدم^۱

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران؛ ghorbani@du.ac.ir

چکیده

مجموعه افیولیتی تربت حیدریه در بخش شمال شرقی میکروپلیت ایران شرقی-مرکزی واقع شده است. در این منطقه سکانس تقریباً کاملی از یک مجموعه افیولیتی شامل: پریدوتیت‌های گوشته‌ای (هارزبورژیت، دونیت، ورلیت، لرزولیت)، سنگ‌های کومولایی، مجموعه دایک‌های صفحه‌ای، پلاژیوگرانیت‌ها و واحدهای ولکانیکی (پیلولاواها، گدازه‌های جریان‌ی همراه آهک‌های پلاژیک) وجود دارد. سنگ‌های مورد مطالعه در این بررسی شامل پلاژیوگرانیت‌ها (تونالیت‌ها) و سنگ میزبان پلاژیوگرانیت‌ها (کوآرتزدیوریت و میکرودیوریت) می‌باشند. نمودارهای عنکبوتی پلاژیوگرانیت‌ها دارای یک الگوی قاشقی شکل به همراه آنومالی مثبت در Eu بوده و نشان دهنده سرشت بونینیتی آنها می‌باشند. سنگ میزبان پلاژیوگرانیت‌ها نیز با الگوی مسطح عناصر نادر خاکی و آنومالی منفی Eu به همراه تهنی شدگی در عناصر HFSE و غنی‌شدگی در LILE نشان دهنده سرشت تولییتی جزایر قوسی است. وجود خواص فرورانشی در تمامی واحدهای سنگی این افیولیت نشان دهنده فعالیت زون‌های مرتبط با فرورانش و احتمالاً نشان دهنده فرورانش پوسته اقیانوسی حوضه سبزوار-تربت حیدریه است.

کلیدواژه‌ها: دیوریت، تونالیت، افیولیت، سابداکشن، شمال شرق ایران

Chemical composition of Asad Abad Plagiogranites, N Torbat-e-Heydarieh ophiolite

Fatemeh Jabbari^۱; Ghasem Ghorbani ^{*۱}; Hadi Shafaii Moghadam^۱

^۱ School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran, ghorbani@du.ac.ir

Abstract

The studied area is situated in the northeast of Central Iran structural zone. There are nearly complete sequence of ophiolitic units in this area that includes: mantle peridotites (harzburgite, dunite, wehrlite, lherzolite), cumulate rocks, sheeted dike complex, plagiogranites and volcanic units. Our studied rocks contain plagiogranites (Tonalites), and host rocks (microdiorites and quartzdiorites). Spider diagrams of plagiogranites have a spoon-shaped pattern with positive anomalies of Eu and indicate boninitic nature. Plagiogranite host rocks have flat REE patterns and negative Eu anomalies accompanied by depletion in HFSE and enriched in LILE, indicating the nature of the island arc tholeiites. Subduction properties in all rock units of the ophiolite represent activities associated with subduction zone and probably represent the subduction oceanic crust basin Sabzevar-Torbat-e-Heydarieh.

Keywords: Diorite, Tonalite, Ophiolite, Subduction, Northeast Iran.

۱- مقدمه

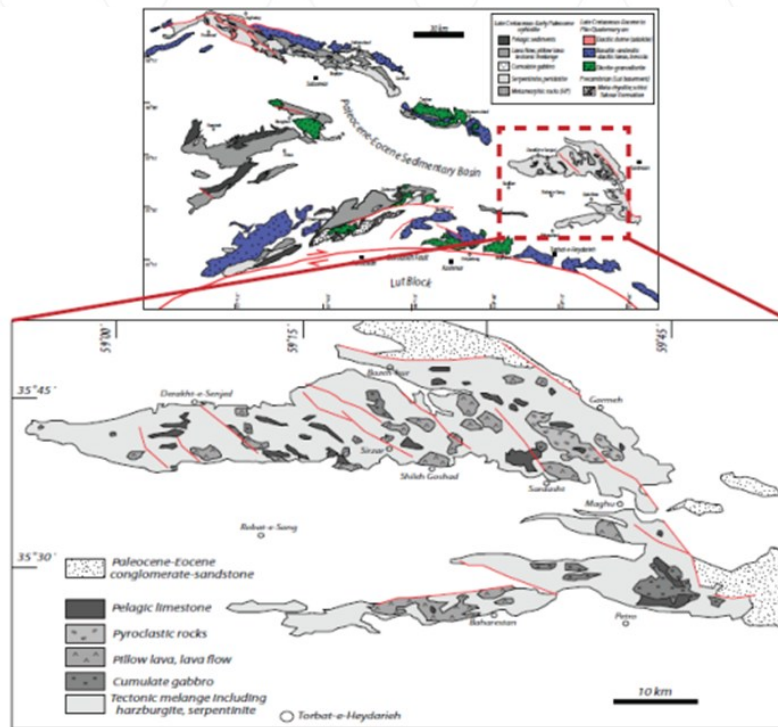
کمر بند افیولیتی سبزوار- تربت حیدریه در شمال شرق ایران واقع شده و در امتداد شرق به غرب بیش از ۴۰۰ کیلومتر گسترش دارد. این کمر بند از شمال با گسل امتداد لغز سنگ بست- شان‌دیز که کوه‌های بینالود (کپه‌داغ) را مشخص می‌کند، محدود شده و از جنوب با گسل امتداد لغز چپ‌گرد درونه از بلوک لوت جدا می‌شود. افیولیت‌ها بقایایی از لیتوسفر اقیانوسی می‌باشند که عموماً در حاشیه صفحه‌های قاره‌ای دیده شده و نشان دهنده خط درزهای قدیمی می‌باشند. از طرف دیگر، افیولیت‌ها شاهی بر فرآیندهای درگیر در حاشیه‌های همگرا در نظر گرفته شده و رخداد‌های ماگمایی و تکتونیکی را از زمان ریفت‌زایی اقیانوسی تا تکامل حوضه‌های مرتبط با فرورانش و پس از آن برخورد قاره‌ای را در خود ضبط می‌نمایند. افیولیت‌ها می‌توانند در حوضه‌های تکتونیکی متفاوت شامل مراکز در حال گسترش اقیانوسی، حوضه‌های مرتبط با پشت قوس، جلوقوس و حتی در دیگر حوضه‌های کششی مرتبط با پلوم‌های گوشته‌ای تشکیل شوند (Dilek and Furnes, 2011). سرزمین ایران در بخش میانی کمر بند کوهزایی آلپ - هیمالیا قرار دارد و تحت تاثیر رخداد‌های زمین‌ساختی مختلفی واقع شده است و از نظر رخنمون‌های افیولیتی جایگاه ویژه‌ای به لحاظ زمین‌شناسی در این کمر بند دارد. اکثر افیولیت‌های ایران بقایایی از پوسته اقیانوسی نئوتتیس هستند که افیولیت‌های شرق مدیترانه را به افیولیت‌های شمال هندوستان و هیمالیا متصل می‌کنند. بر اساس مطالعات انجام شده، به نظر برخی از مؤلفین، در کرتاسه بالایی حوضه سبزوار - تربت حیدریه در ناحیه بینالود در اثر همگرایی بلوک لوت با البرز شرقی بر اثر فرورانش پوسته اقیانوسی به سوی شمال بسته شده و طی آن بقایای افیولیتی رخنمون پیدا کرده است (Berberian & King, 1981; Shojaat et al., 2003). سنگ‌های افیولیتی در این زون در چهار موقعیت با روند تقریباً شرقی- غربی دیده می‌شوند که توسط سنگ‌های حوضه رسوبی پالئوسن- ائوسن از هم جدا شده‌اند و شامل (۱) افیولیت‌های تربت حیدریه (۲) افیولیت‌های جنوب- جنوب غرب سبزوار (اوریان- بردسکن) (۳) افیولیت‌های فرومد تا شمال سبزوار (۴) افیولیت‌های جنوب غرب نیشابور. پلاژیوگرانیته‌ها از جمله واحدهایی است که به شکل رگه‌ای و دایک در سنگ‌های میکرودیوریتی تا کوآرتز دیوریتی میزبان در منطقه اسدآباد تزریق شده‌اند. هدف از این بررسی مطالعه ژئوشیمی پلاژیوگرانیته‌ها و سنگ‌های میزبان آنها است.

۲- مواد و روش‌ها

پس از نمونه برداری و انجام مطالعات میکروسکوپی، نمونه‌های با حداقل آلتراسیون جهت انجام آنالیز ژئوشیمیایی کل سنگ (XRF و ICP-MS) انتخاب و به آزمایشگاه ALS در کشور کانادا ارسال شد.

۳- بحث

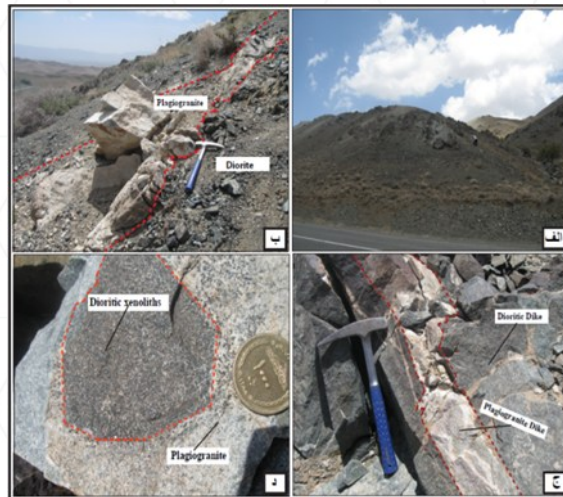
زون افیولیتی تربت حیدریه قسمتی از افیولیت‌های حلقوی پیرامون ایران مرکزی محسوب شده که در حاشیه شمال- شمال شرق خرده قاره شرق ایران مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱). این مجموعه افیولیتی به طور کلی به صورت مجموعه‌ای متشکل از توالی‌های گوشته‌ای مشتمل بر هارزبورژیت‌ها، لروزلیت‌ها، دونیت‌ها، به همراه سرپانتینیت‌ها و نیز توالی‌های پوسته‌ای شامل کومولاهای اولترامافیکی به همراه پگماتیت‌گابروها، گابروها، گابرونوریت‌ها، دیوریت‌ها، تونالیت‌ها و کمپلکس دایک‌های صفحه‌ای تا انبوهه‌های دایکی مافیک تا فلسیک، پیلولواها و گدازه‌های جریانی به همراه رسوبات کرتاسه فوقانی- پالئوسن زیرین معرفی نمود. واحدهای آتشفشانی - رسوبی شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن تا پلیو- کوآرتز نری و سنگ‌های رسوبی میوسن تا پلیو- کوآرتز نری می‌باشند (شکل ۱). سنگ‌های پریدوتیتی رخنمون یافته در بخش گوشته‌ای منطقه مورد مطالعه به طور عمده شامل هارزبورژیت و لنزهایی از دونیت به همراه کرومیتیت، لروزلیت، دایک‌های ورلیتی و پیروکسنیت می‌باشند که



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی افیولیت سبزوار-ترت حیدریه با تفکیک واحدهای سنگی (ساده شده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار-ترت حیدریه).

به طور معمول در اثر دگرسانی به انواع سرپنتینیت تبدیل شده‌اند. هارزبورژیت‌ها سازنده پیکره اصلی سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی شمال سبزوار-ترت حیدریه هستند و در برخی مناطق به شدت سرپانتینیتی شده و به رنگ سبز خاکستری تیره تا روشن دیده می‌شوند و در برخی مناطق دارای ارتوپیروکسن‌های درشت و براق (برونزیت) می‌باشند. پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیتی اسدآباد (ترت حیدریه)، عمدتاً به صورت دایک و رگه‌ای در سنگ‌های گابرویدیوریتی، کوارتزیدیوریتی تا میکرویدیوریتی میزبان تزریق شده‌اند (شکل ۲). این سنگ‌ها از کانی‌های کوارتز و پلاژیوکلاز به عنوان فاز اصلی، به همراه فازهای فرعی آلکالی فلدسپار و آمفیبول تشکیل شده‌اند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز عمدتاً به سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند و کانی‌های کوارتز به مقدار زیاد و همراه با خاموشی موجی مشخص می‌شوند. جهت‌یابی و ماکل خم شده در پلاژیوکلازها نشان می‌دهد که تحت تاثیر تغییر شکل و دگرشکلی قرار گرفته‌اند. گاهی اوقات کوارتز انکلوزیون‌هایی از پلاژیوکلاز را در بر گرفته است (پلاژیوکلاز زودتر از کوارتز تشکیل شده است) و تشکیل بافت پوئی کیلیتیک را می‌دهد. فلدسپار پتاسیک به کانی‌های رسی و سریسیتی دگرسان شده و شدت آلتراسیون در این کانی‌ها بیش از پلاژیوکلازها می‌باشد. بلورهای آمفیبول انهدرال تا سوزنی شکل، گاهی اوقات همراه با اکسید آهن و بعضی هم به صورت انکلوزیون در کانی‌های دیگر اغلب بافت‌های پوئی کیلیتیک را نشان می‌دهند، که آشکارا به یک منشاء ماگمایی اشاره می‌کند (Koepke, 1986). آمفیبول‌ها عمدتاً ریزدانه و کلریتی شده و بین کانی‌های پلاژیوکلاز و کوارتز قرار گرفته‌اند و تجمعات آمفیبول در این سنگ‌ها زیاد می‌باشد. حضور عادی آمفیبول در سنگ‌های فلسیک پوسته اقیانوسی گویای نقش آب در تولید مذاب‌های پلاژیوگرانیتی می‌باشد (Koepke et al., 2002). باندهای برشی (جائی که ریبون‌های کوارتز تبلور مجد نشان می‌دهند)، وجود سوزن‌های فراوان و ریز آپاتیت و حضور

زیرکن و اسفن که به صورت انکلوژیون در آمفیبول‌ها دیده می‌شود، همچنین وجود رگه‌های اپیدوتی (کلینوزوئیت) از دیگر خصوصیات این سنگ‌ها می‌باشند. بافت‌های قابل مشاهده در این سنگ‌ها بافت هیپیدئومورف گرانولار تا آلوتریومورف گرانولار و بافت پوئی کیلیتیک هستند. سنگ میزبان دیوریتی دارای پلاژیوکلاز به مقدار فراوان، هورنبلند و کانی‌های اوپک، به ترتیب به عنوان فازهای اصلی، مافیک و فرعی از ویژگی‌های شاخص این گروه از سنگ‌ها می‌باشد. آمفیبول‌ها عمدتاً بی‌شکل و همراه با بافت پوئی کیلیتیک (پلاژیوکلاز داخل آمفیبول) مشخص می‌شوند. این کانی‌ها به صورت فاز تاخیری در بین پلاژیوکلازها قرار گرفته‌اند و در بعضی قسمت‌ها به کلریت و اکسید آهن دگرسان شده‌اند. بافت‌های موجود در این سنگ‌ها، بافت هیپیدئومورف گرانولار تا آلوتریومورف گرانولار و بافت پورفیریتیک با خمیره میکروگرانولار (فنوکریست‌های آمفیبول در خمیره میکروگرانولار) می‌باشد.



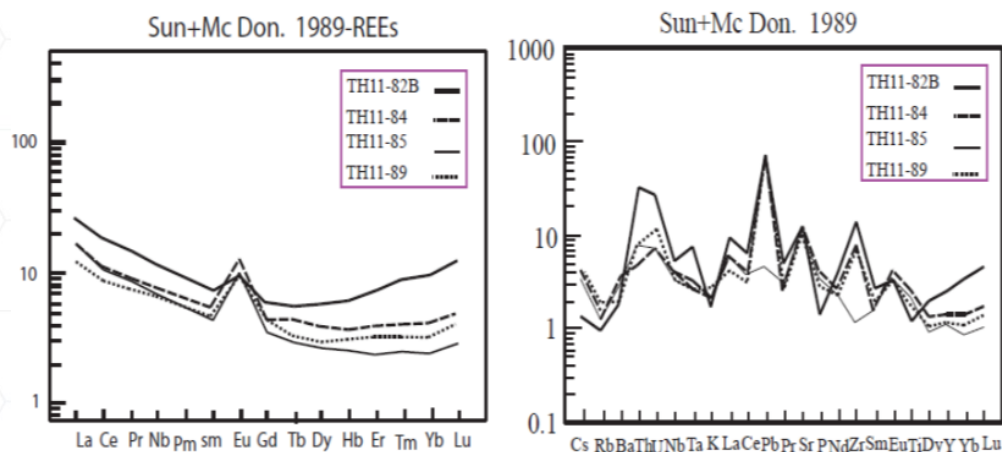
شکل ۲ (الف) نمای کلی از واحدهای دیوریت-گابرویی بالا دست اسداباد. (ب) کنتاکت پلاژیوگرانیت با دیوریت-گابرو. (ج) دایک‌های پلاژیوگرانیتی که در دایک‌های دیوریت-گابرویی تزریق شده‌اند. (د) زینولیت دیوریت-گابرو در پلاژیوگرانیت.

با توجه به نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (Le Bas et al., 1986)، کلیه پلاژیوگرانیت‌ها ترکیب گرانیتی تا گرانودیوریتی (با میزان سیلیس ۷۸/۸-۷۱/۳ درصد) را نشان می‌دهند. نمونه‌های سنگ میزبان مورد مطالعه، ترکیب دیوریتی تا گابرویدیوریت و نمونه دایک‌های مورد مطالعه ترکیب مونزونیت تا مونزودیوریت را نشان می‌دهند. در نمودار Ab-An-Or (O'Connor, 1965) پلاژیوگرانیت‌های مورد مطالعه در محدوده تونالیت پلات شده‌اند. این نمودار برای سنگ‌های فلسیک با بیش از ۱۰٪ کوارتز نورماتیو کاربرد دارد. برتری این نمودار این است که می‌توان این نمودار را برای نمونه‌های گرانیتی دگرگون شده نیز به کار برد. با استفاده از مفهوم ضریب شاند (۱۹۴۳) می‌توان میزان اشباع شدگی از آلومین را در سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس A/NK در مقابل A/NKC تخمین زد، تمام نمونه‌ها در محدوده متآلومین پلات می‌شوند.

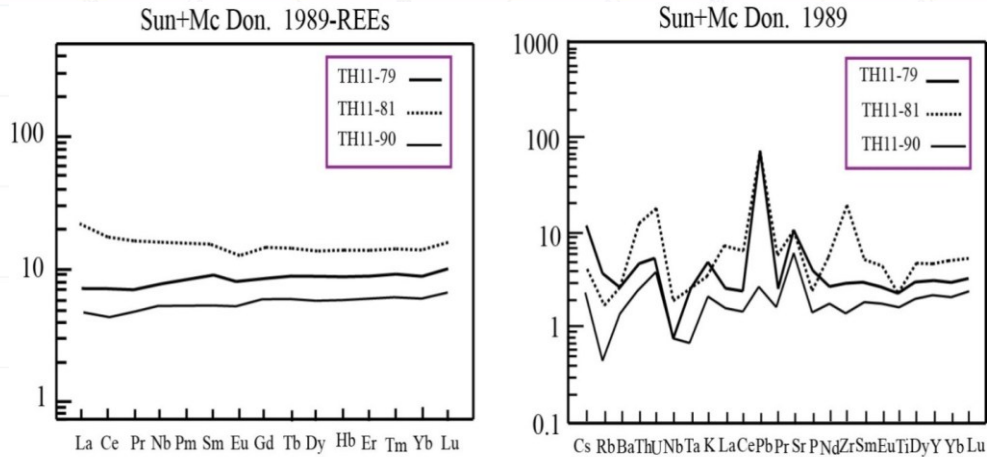
بر اساس الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی و نمودار عنکبوتی ترسیم شده برای عناصر نادر خاکی و کمیاب (به ترتیب به‌هم‌نگار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه) (شکل ۳)، پلاژیوگرانیت‌ها با مقدار فراوانی کمتر عناصر نادر خاکی متوسط یک الگوی قاشقی شکل (مقعر و رو به بالا)، به همراه آنومالی مثبت در Eu مشخص می‌شوند (آنومالی مثبت Eu می‌تواند به دلیل تمرکز پلاژیوکلاز در این نمونه‌ها باشد). در نمودار نرمالیز شده نسبت به گوشته اولیه به طور کلی پلاژیوگرانیت‌ها دارای آنومالی مثبت از Th, U, Pb, Sr, Zr و آنومالی منفی در P, Ti, Nb می‌باشند. آنومالی منفی P در این نمونه‌ها به تفریق آپاتیت در مراحل اولیه

تفریق مربوط می‌شود. الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی پلاژیوگرانیت‌ها می‌تواند نشان دهنده بونینیتی بودن ماگمای مادر این سنگ‌ها باشد. با توجه به این که تمرکز نسبتا بالای عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LIL) نظیر Th, Cs, U و تمرکز پایین عناصر HFS مخصوصا Nb و Ti از خصوصیات ماگماهای در ارتباط با فرورانش است (Mortimer, 2008) و به نظر می‌رسد شکل گیری این سنگ‌ها در ارتباط با یک محیط فرورانش باشد (شکل ۳).

سنگ میزبان پلاژیوگرانیت‌ها شامل نمونه‌های میکرودیوریتی تا کوارتز دیوریتی می‌باشند و تهی شدگی نسبی از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین به همراه آنومالی منفی Eu (آنومالی Eu، توسط پلاژیوکلاز کنترل می‌شود و به فوگاسیته اکسیژن وابسته است نشان می‌دهند (شکل ۴). خروج فلدسپار در اثر تفریق بلوری و در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن، باعث ایجاد آنومالی منفی Eu در مذاب می‌شود. غنی‌شدگی در عناصر U, Th, Pb, K, Sr، (غنی‌شدگی از این عناصر می‌تواند ناشی از آزاد شدن سیالات حاصل آبدایی پوسته اقیانوسی فرورانده شده و انحلال در سیال و ورود آن‌ها به گوه گوشته‌ای محل ذوب و مشارکت آن در مذاب باشد) و تهی‌شدگی در Ti, P, Nb, Ta نشان دهنده منشا گرفتن مذاب آنها از یک گوشته مرتبط با فرورانش می‌باشد (شکل ۴). تمام نمونه‌های سنگ میزبان پلاژیوگرانیت‌ها دارای روندهای موازی بوده (نمونه‌ی TH11-81 نسبت به نمونه‌های دیگر در LREE غنی‌تر می‌باشد، چون تفریق یافته تر است) و در نتیجه دارای منشا واحدی هستند.



شکل ۳ نمودارهای الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی و عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه نمونه‌های پلاژیوگرانیت در نمودار (Sun and Mc Donough, 1989).



شکل ۴ نمودارهای الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی و عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه نمونه‌های سنگ میزبان پلاژیوگرانیت‌ها در نمودار (Sun and Mc Donough, 1989).

پلاژیوگرانیت‌ها یکی از واحدهای سازنده سکانس‌های افیولیتی می‌باشند که علی‌رغم حجم کم، در تمام افیولیت‌ها به اشکال گوناگون مشاهده می‌شوند. از میان فرضیه‌های ارائه شده در زمینه شکل‌گیری پلاژیوگرانیت‌های مرتبط با حوضه‌های گسترش کف اقیانوسی، مدل Palister and Hopson (1981) می‌باشد. این مدل، ایجاد مذاب‌های غنی از سیلیس را ناشی از نرخ بالای تفریق بلورین (۹۰ درصد) یک مذاب مادر بازالتی تفسیر می‌کند. حضور توده‌های پلاژیوگرانیتی در محدوده ما بین بخش زیرین کمپلکس دایک‌های صفحه‌ای و سکانس کومولاتی یا به عبارتی بین سقف و کف محفظه ماگما، جایی که امکان ایجاد مذابی تحول یافته در یک سیستم بسته وجود دارد، به عنوان شاهدهی بر این مطلب استفاده می‌شود (Palister and Hopson, 1981; Palister and Knight, 1981).

نمودار تغییرات Ta+Yb در مقابل Rb، Yb+Nb در مقابل Rb و Ta در مقابل Yb (Pearce et al., 1984) از نمودارهایی است که جهت تعیین و تفکیک محیط تشکیل پلاژیوگرانیت‌ها و سنگ‌های میزبان آن‌ها استفاده شده است. براساس این نمودارها، کلیه پلاژیوگرانیت‌های مورد مطالعه و سنگ‌های میزبان در محدوده گرانیت‌های مرتبط با قوس‌های آتشفشانی (VAG) و به دور از محدوده گرانیت‌های مرتبط با پشته‌های میان اقیانوسی پلات می‌گردند. همچنین بر اساس الگوی نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری ترسیم شده، پلاژیوگرانیت‌ها تمرکز نسبتاً بالایی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LIL) نظیر Th, Cs, U و تمرکز پایینی از عناصر HFS مخصوصاً Nb و Ti دارند، که این ویژگی‌ها، از خصوصیات ماگماهای در ارتباط با فرورانش است (Mortimer, 2008).

۴- نتیجه‌گیری

زون افیولیتی اسدآباد (ترت حیدریه) در حاشیه شمال-شمال شرق خرده قاره شرق ایران مرکزی قرار گرفته است و ژئوشیمی پلاژیوگرانیت‌ها و سنگ‌های میزبان تشکیل دهنده این مجموعه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی زون‌های فرورانشی است و احتمالاً تحول و تکامل آن‌ها در یک محیط ساختاری سوپراسابداکشن و حاصل از فرورانش رو به شمال زیر شاخه‌های اقیانوس نئوتتیس در پاسخ به همگرایی بین صفحات خرد قاره ایران مرکزی به زیر البرز به وجود آمده است.

۵- مراجع

- جباری، ف.، ۱۳۹۲. ژئوشیمی و پترولوژی گدازه‌ها و پلاژیوگرانیت‌های افیولیت تربت حیدریه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه دامغان، ۱۱۳ صفحه.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Candian Journal of Earth Sciences.*, Vol. 18, pp. 210-265.
- Dilek, Y., Furnes, H., 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *GSA Bulletin*, 123, 387–411.
- Koepke, J., 1986. Die Ophiolithe der sudagaischen Inselbrucke. PhD Thesis. Technische Univercittaet: Braunschweig, 204 pp.
- Koepke, J. and Seidel, E. and Kreuzer, H., 2002. Ophiolites on the Southern Aegean islands Crete, Karpathos and Rhodes: composition, geochronology and position within the ophiolite belts of the Eastern Mediterranean. *Lithos.*, Vol. 65, pp. 183-203.
- Le Bas, M. J. and Le Maitre, R. W. and Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram. *Journal of Petrology.*, Vol. 27, No. 3, pp. 745 –750.
- Mortimer, N. and Gans, P. B. and Mildenhall, D. C., 2008. A middle-late Quaternary age for the adakitic arc volcanics of Hautere(Solander Island), Southern Ocean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, Vol. 178, pp. 701–707.
- O'Connor, J.T., 1965. "A classification for quartz-rich igneous rock based upon feldspar ratios". *U.S.G.S. Professional.* pp 525B, B79–B84.
- Pallister, J. S. and Hopson, C. A., 1981. Samail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber. *J. Geophys. Res.* Vol. 86, pp. 2593-2644.
- Pearce, J. A. and Harris, B. W. and Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* Vol. 25, pp. 956-983.
- Shand, S. J., 1943. *The Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relations to ore-deposits with a Chapter on Meteorite.* New York: John Wiley and Sons. 444pp.
- Shojaat, B. and Hassanipak, A. A. and Mobasher, K. and Ghazi, A. M., 2003. Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences.*, Vol. 21, pp. 1053-1067.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocanic basalts implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*". Geological Society Special Publications, Vol. 42, pp.313-345.

دما-فشارسنجی سنگ‌های بازالتی سلطان میدان، شمال شاهرود، شمال شرق ایران

قاسم قربانی^{۱*}، محمود صادقیان^۲، هادی شفافی مقدم^۱

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران؛ ghorbani@du.ac.ir

۲- دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

چکیده

منطقه مورد مطالعه در حدود ۷۰ کیلومتری شمال شاهرود و در زون ساختاری البرز شرقی واقع شده است. چندین رخمون از سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی سیلورین (سازند سلطان میدان) در این منطقه وجود دارند که بازگو کننده تاریخچه‌ای از اقیانوس پالئوتتیس می‌باشند. سنگ‌های آتشفشانی را گدازه‌های بازالتی تا آندزیت بازالتی و سنگ‌های پیروکلاستیکی وابسته تشکیل می‌دهند. اجزاء اصلی کانی‌شناسی این سنگ‌ها متشکل از اولیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز و کانی‌های اوپک می‌باشند. بر اساس شواهد مختلف ژئوشیمیایی، سنگ‌های بازالتی دارای سری آلکالن - ساب آلکالن هستند. مقادیر بالای Zr، Ti و $Zr/Y (>4)$ و نسبت‌های عناصر Zr-Ti-Y سازگار با موقعیت درون صفحه‌ای بازالت‌های سلطان میدان هستند. بازالت‌های سیلورین سلطان میدان در داخل ریفت‌های درون قاره‌ای تشکیل شده و بر اساس نمودارهای تمایز تکنونیک‌های مختلف نیز در جایگاه‌های درون صفحه‌ای پلات می‌شوند و از گوشته لیتوسفری غنی شده زیر قاره‌ای سرچشمه گرفته‌اند. دما-فشارسنجی‌های انجام گرفته در این سنگ‌ها بیانگر دماهای توقف تبادل و تعادل نهایی کانی‌های پیروکسن در دماهای ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲ تا ۵ کیلو بار (معادل با عمق ۷ تا ۱۸ کیلومتری پوسته) برآورد می‌شود.

کلیدواژه‌ها: بازالت، پیروکسن، ژئوترمو بارومتری، خوش ییلاق، پالئوتتیس، شمال ایران

Geothermobarometry of basaltic rocks from Soltan Maidan, N Shahrood, NE Iran

Ghasem Ghorbani¹; Mahmoud Sadeghian²; Hadi Shafaii Moghadam¹

¹ School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran, ghorbani@du.ac.ir

² Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Abstract

The studied area is located about 70 km in north of Shahrood, NE Iran, and in the east of Alborz structural zone. There are several outcrop of Silurian volcano-sedimentary rocks (Soltan Maidan Formation, SMF) in this area, that provide a record of the history of the Paleo-Tethys ocean. The volcanic rocks consist of basalt to basaltic andesite lavas and associated pyroclastic rocks. The main constituents of the rocks are olivine, plagioclase, pyroxene, and opaque minerals. According to different geochemical evidence, basaltic rocks have alkaline-subalkaline nature. The high Ti and Zr, and high $Zr/Y (>4)$ values and Zr-Ti-Y elemental ratios are consistent with a within-plate setting for Soltan maidan basalts. Silurian Soltan Maidan basalts occur within the intracontinental rift, and on the basis of different tectonic discrimination diagrams, also they plot in within-plate setting and generated from enriched sub-continental lithospheric mantle. Geothermobarometry of pyroxenes suggest crystallization equilibrium temperatures at 1150-1200°C and pressures between 2 to 5 kbar (depths of 7 to 18 km of the crust).

Keywords: Basalt, Pyroxene, Geothermobarometry, Khosh Yeilagh, Paleo-Tethys, Northern Iran.

۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در شمال شاهرود و در زون ساختاری البرز مرکزی واقع است (شکل ۱). حجم زیادی از سنگ‌های بازالتی تحت عنوان بازالت‌های سلطان میدان طی فعالیت ماگمایی پالئوزوئیک پیشین ایران واقع در پهنه البرز شرقی و در شمال شرق شاهرود رخنمون دارد و این مجموعه روی سازند قلی به سن اردوئیسین پایانی و در زیر سازند پادها به سن دونین پیشین قرار دارد (شکل ۱). ترکیب سنگ‌شناسی آنها متشکل از بازالت، آندزیت بازالت و آندزیت است و ترکیب ژئوشیمیایی آنها نشان دهنده سری ماگمایی آکالان تا سری انتقالی است و از منشأ گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای سرچشمه گرفته است (قربانی، ۲۰۱۹؛ درخشی و همکاران، ۲۰۱۴). پژوهشگران چندی از جنبه پتروولوژی به مطالعه سنگ‌های آتشفشانی این نوار ماگمایی پرداخته‌اند، اما در خصوص شرایط ترمودینامیکی آنها کمتر مطالعه شده است. در این پژوهش بر اساس داده‌های جدید، شرایط ترمودینامیکی آنها از طریق شیمی کانی‌های پیروکسن مورد بررسی و مطالعه قرار خواهند گرفت. تجربیات محققین مختلف نشان داده است که ترکیب شیمیایی پیروکسن، رابطه مستقیمی با فشار و درجه حرارت تبلور آنها دارد و از اینرو می‌توان برای محاسبات ژئوترموبارومتری استفاده نمود (Soesoo, 1997).

۲- مواد و روش‌ها

پس از تهیه مقاطع نازک صیقلی و مطالعات سنگ‌نگاری، برای بررسی کانی‌شناسی دقیق سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه به منظور استفاده جهت تعیین دما-فشارسنجی، دو نمونه از مقاطع نازک صیقلی از سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه با دستگاه ریزگمانه الکترونی در کشور یونان مورد آنالیز قرار گرفته‌اند. محاسبه کاتیون‌ها و فرمول ساختاری کانی‌های پیروکسن بر اساس ۶ اکسیژن انجام گرفته است.

۳- بحث

منطقه مورد مطالعه بخشی از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ خوش ییلاق (اشتامفلی و همکاران، ۲۰۰۴) می‌باشد و در حدود ۶۰ کیلومتری شمال شاهرود واقع شده است. سنگ‌های مورد مطالعه سازند سلطان میدان در صحرا به رنگ سبز تیره و با راستای شمال شرق- جنوب غرب دارای گسترش زیادی (شکل‌های ۱ و ۲) در منطقه پیرامون روستای خوش ییلاق داشته و به صورت گدازه و معادل‌های پیروکلاستیکی آنها رخنمون دارند و از نظر پتروگرافی دارای ترکیب اولیوین بازالت، بازالت، آندزیت بازالت و آندزیت و از کانی‌های اصلی اولیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز، کانی‌های فرعی آپاتیت و کانی‌های اوپک و کانی‌های دگرسانی کلسیت، کانی‌های رسی، زئولیت و کلریت تشکیل شده‌اند. بافت غالب آنها پورفیریک، حفره‌ای، اینترگرانولار تا اینترسرتال، بادامکی، و گلومروپورفیریک هستند (شکل ۳). در بخش‌هایی از سازند سلطان میدان لایه‌هایی از کنگلومرای با قطعات مختلف گرانیتی، بازالتی و ماسه‌سنگی وجود دارد که عمده قطعات آن را قلوه‌های گرانیتی گردشده و در اندازه‌های چند سانتی‌متر تا حد چند ده سانتی‌متر و به رنگ صورتی است که به علت وجود کانی‌های ارتوکلاز صورتی است. کانی‌های عمده این سنگ‌ها را ارتوکلاز و کوارتز تشکیل می‌دهند. دیگر قطعات تشکیل دهنده این کنگلومرا را قلوه‌های بازالتی و ماسه‌سنگی تشکیل می‌دهند. قطعات گرانیتی موجود در کنگلومرای سازند سلطان میدان دانه‌درشت تا دانه‌متوسط بوده و به جهت رنگ صورتی و گردشگی خیلی خوب جلب توجه نموده و در صحرا به سادگی قابل تشخیص بوده و به لحاظ ماهیت و شرایط تشکیل بسیار حائز اهمیت می‌باشند. کنگلومرای مشابهی همچنین در قاعده‌ی سازند پادها نیز وجود دارد و حاوی قطعات گرانیتوئیدی فراوانی می‌باشد. اندازه این قطعات گرانیتی نیز تا حد چند ده سانتی‌متر و تا متر نیز می‌رسد. واحد کنگلومرای حاوی قطعات درشت صورتی و سفید رنگ گرانیتوئیدی را در بسیاری از رخنمون‌های مجموعه بازالتی سلطان میدان به عنوان یک لایه کلیدی ذکر کرده‌اند.

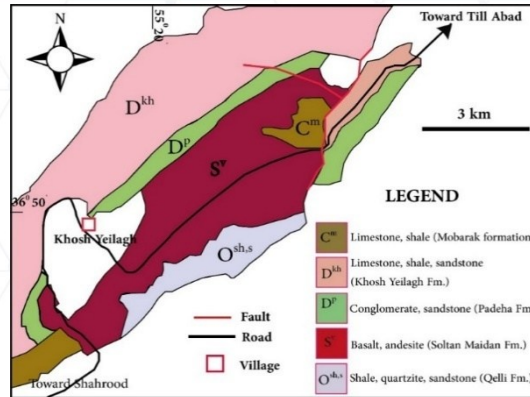
همچنانکه اشاره شد سنگ‌های مورد مطالعه شامل سنگ‌های بازالتی و آندزیت بازالتی و از کانی‌های اصلی پیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. کلینوپيروکسن‌های مورد مطالعه در نمودار مرسوم تقسیم‌بندی (Morimoto, 1988) در گستره‌ی پیروکسن‌های کلسیک قرار می‌گیرند نمودار فت کومولایی هستند و از نوع اوژیت و دیوپسید هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی کلینوپيروکسن‌های اولیه برای تعیین ماهیت ماگمایی بیشتر سنگ‌های بازیک قابل استفاده هستند و همچنین به خوبی معین شده است که ترکیب کلینوپيروکسن بر اساس شیمی گدازه‌های میزبان‌شان و همچنین عمق و درجه حرارت تبلور تغییر می‌کند (Letterier et al., 1982; Soesoo, 1997). در نمودار Al در مقابل Ti+Cr+Na (Berger et al., 2005) پیروکسن‌های مورد مطالعه به جز دو نمونه در محدوده پیروکسن‌های آذرین قرار می‌گیرند (شکل ۴). توزیع عناصر کمیاب (Ti و Al) در پیروکسن توسط دو فاکتور رشد پیروکسن (نرخ سرد شدن) و تغییر ترکیب مذاب توسط فرایند تبلور-تفریق کنترل می‌شود (Hammer, 2006). به طور کلی تغییرات میزان Al پیروکسن به فوگاسیته‌ی اکسیژن حساس نیست، اما نسبت Ti/Al برای همه پیروکسن‌های تشکیل شده در نرخ سردشدگی معین، به طور معکوس با f_{O_2} منطبق می‌شوند (Hammer, 2006). در حالت عدم اشباع از پلاژیوکلاز، نسبت Ti/Al پیروکسن عمدتاً توسط ترکیب مذاب و بنابر این مدال و ترکیب اکسیدهای Fe-Ti در حال تبلور کنترل می‌شود. حتی اگر تیتان اوژیت در حال تشکیل در شرایط اکسیدان باشد نسبتاً از Ti فقیر است و مذاب در مقایسه با شرایط متوسط یا احیاء، از Ti تهی می‌شود، تا جایی که دیگر تیتانومگنتیتی متبلور نمی‌شود. کنترل تیتانومگنتیت بر روی میزان Ti مذاب، منجر به پیروکسن‌های با نسبت‌های Ti/Al بین یک چهارم تا یک هشتم می‌شود و تبلور پلاژیوکلاز اثر معکوس بر روی نسبت Ti/Al پیروکسن دارد، زیرا مقدار Al مذاب را تهی می‌نماید (Hammer, 2006). در نمودار Ti در مقابل Al (Hammer, 2006) نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو میزان یک دوم تا یک هشتم قرار می‌گیرند و این مسئله نشان می‌دهد که تیتانومگنتیت تا حدودی روی مقدار Ti مذاب تأثیر گذاشته و منجر به تشکیل پیروکسن‌های با نسبت Ti/Al نسبتاً پایین گردیده است. بلورهای پیروکسن با نسبت بالای Ti/Al در محدوده یک دوم قرار می‌گیرند و به این معنی است که مقدار پلاژیوکلاز فراوان است (Hammer, 2006). بنابر این، نسبت Ti/Al تقریباً پایین در کلینوپيروکسن‌های مورد مطالعه نشانگر محیط تشکیل اکسیدان و عدم اشباع مذاب از پلاژیوکلاز می‌باشد. همچنین در نمودار Na+Al^{IV} در مقابل Al^{VI}+2Ti+Cr (Schweitzer et al., 1978)، همه نمونه‌ها در بالای خط Fe³⁺ قرار می‌گیرند و بیانگر بالا بودن فوگاسیته‌ی اکسیژن هستند (شکل ۵). کلینوپيروکسن‌های سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه در نمودار Y_{PT} در مقابل X_{PT} استفاده از روش Soesoo (1997) به نظر می‌رسد در دماهای ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار حدود ۲ تا ۵ کیلو بار (معادل با عمق ۷ تا ۱۸ کیلومتری پوسته) متبلور شده‌اند (شکل ۶). پارامترهای X_{PT} و Y_{PT} در این روش با استفاده از روابط زیر محاسبه شده‌اند:

$$X_{PT} = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO^t - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O$$

$$Y_{PT} = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO^t + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O$$

۴- نتیجه‌گیری

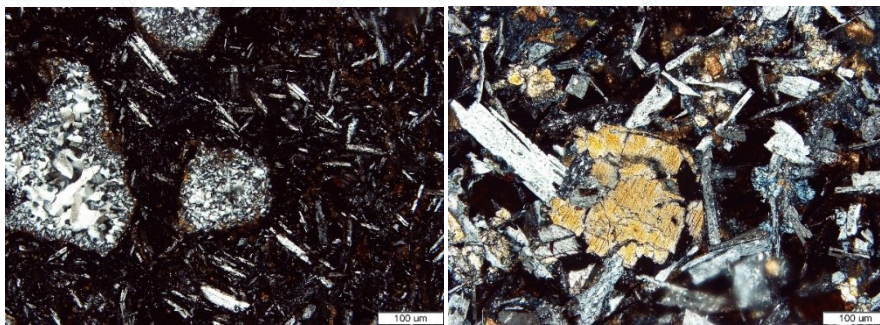
سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه سلطان میدان واقع در شمال شاهرود عمدتاً دارای ماهیت آکالان - ساب‌کالک‌آکالان دارند و مقادیر پایین عناصر Al، Ti و Cr کلینوپيروکسن‌های سنگ‌های مورد مطالعه نشان‌دهنده آن است که این کانی‌ها در فشارهای متوسط تا پایین تشکیل شده‌اند. همچنین مقدار پایین نسبت Ti/Al در آنها نشان‌دهنده آن است که شرایط تشکیل‌شان اکسیدان بوده است. دما-فشارسنجی‌های انجام شده بر مبنای کانی‌های کلینوپيروکسن‌ها دماهای بین ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای حدود ۲ تا ۵ کیلو بار را نشان می‌دهند.



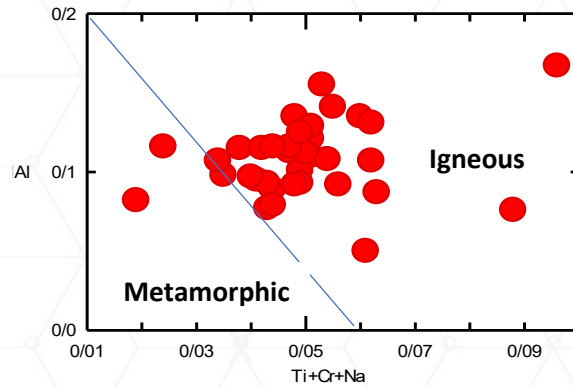
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه خوش‌بیلاق واقع در شمال شاهرود (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی خوش‌بیلاق با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، اشتامفلی و همکاران، ۲۰۰۴).



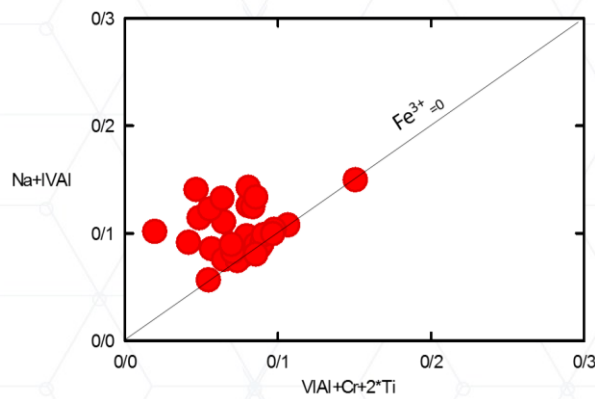
شکل ۲ نمایش نسبتاً نزدیک از رخنمون سازند سلطان میدان و پادها بر روی آن، دید به سمت شمال.



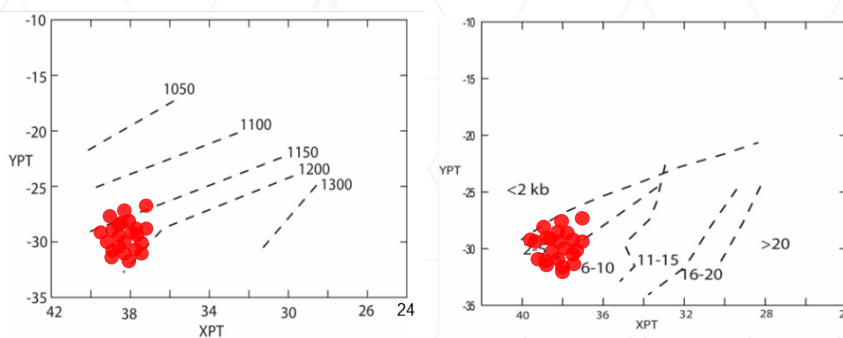
شکل ۳ مقطع میکروسکوپی از بازالت‌های سلطان میدان با کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز با بافت اینترگرانولار و حفره‌ای.



شکل ۴- نمودار Al در مقابل $Ti+Cr+Na$ (Berger et al., 2005) برای تفکیک پیروکسن‌های آذرین و دگرگونی از یکدیگر.



شکل ۵ نمودار $Na+Al^{IV}$ در مقابل $Al^{VI}+2Ti+Cr$ (Schweitzer et al., 1978) برای تعیین میزان فوگاسیته‌ی اکسیژن نمونه‌های مورد مطالعه.



شکل ۶ نمودارهای YPT در برابر XPT (Soesoo, 1997) برای دما-فشارسنجی با استفاده از شیمی کلینوپیروکسن برای نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه سازند سلطان میدان واقع در شمال شاهرود.

۵- مراجع

- Berger J., Femenlas O., J. C. C. Mercier J.C.C., And Demaiffe D., 2005, Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker, *J. metamorphic Geol.*, 23, 795–812, J doi:10.1111/j.1525-1314.2005.00610.x
- Derakhshi M., Ghasemi H., Sahami T., 2014. Geology and petrology of the Soltan Maidan complex in Northeast of Shahrood, Eastern Alborz, N Iran. *Scientific Quaterly Journal, Geosciences*, vo. 23, No. 91, 63-73p.
- Ghorbani G., 2009. Geochemistry of Paleozoic basaltic rocks from north of Shahrood, N Iran, *MITT. OSTERR, Miner. Ges*, 155.
- Ghasemi H., Khanalizadeh R., 2011. Tuye-Darvar A-type granitoid southwest of Damghan: constrains on the Paleotethyan extentional basin of lower Paleozoics in Alborz, Iran. *J. Crystallogr. Mineral.* 20, 3-24.
- Hammer, J.E., 2006. Influence of fO₂ and cooling rate on the kinetics and energetics of Fe-rich basalt crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 248, 618–637.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 139–154.
- Le Bas N.J., 1962, The role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage, *Am.J.Sci.* 260, 267-288.
- Morimoto N., 1988, Nomenclature of pyroxenes. *Bull. Mineral.*, 111, 535-550.
- Naderi A., Ghasemi H., Santos J.F., Rocha F., Griffin W.L., Shafaii Moghadam H., Papadopoulou L., 2018. Petrogenesis and tectonic setting of the Tuyeh-Darvar Granitoid (Northern Iran): Constraints from zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd isotope geochemistry. *Lithos* 318-319, p. 494-508.
- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations. *GFF*, Vol. 119 (Pt. 1, March), pp. 55–60. Stockholm. ISSN 1103–5897.
- Schweitzer E. L., Papike, J. J., & Bence, A. E., 1978, Clinopyroxenes from deep sea basalts: A statistical analysis. *Geophysical Research Letters*, 5(7), 573-576.
- Shafaii Moghadam H., Li Z.H., Griffin W.L., Stern R.J., Thomsen T.B., Meinhold G., Aharipour R., O'Reilly Z.Y., 2017. Early Paleozoic tectonic reconstruction of Iran: Tales from detrital zircon geochronology. *Lithos* 268-271, p. 87-101.
- Stamphli A.G.M., Jafarian M.P., Jalali A., 2004. Geological map of Khoshyeilagh, 1:100000 scale, Geological Survey and mineral exploration of Iran.

دگرگونی و ماگمازایی نوپروتروزوییک پسین - کامبرین پیشین در ایران

حبیب ا. قاسمی^{*}، محبوبه عرب زاده بنی اسدی^۲

۱- گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، گروه پژوهشی ماگمازایی و کانی زایی در ایران،

عضو هیأت مدیره و نایب رئیس انجمن زمین شناسی ایران h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

۲- گروه پژوهشی ماگمازایی و کانی زایی در ایران، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

چکیده

مجموعه‌های دگرگونی- آذرین نوپروتروزوییک پسین- کامبرین پیشین ایران متشکل از انواع گنیس، میگماتیت، آمفیبولیت، آمفیبول‌شیت، مرمر، میکاشیست، اسلیت و فیلیت به همراه توده‌های افیولیتی، گابرویی و گرانیته در رخساره‌های شیت سبز تا آمفیبولیت میانی- بالایی در سری رخساره‌ای نوع باروین دگرگون شده‌اند. بخش زیرین این مجموعه‌های دگرگونی در رخساره آمفیبولیت میانی- بالایی بوده و ساختار میگماتیتی دارند (گنیس و آمفیبولیت، میگماتیت، مرمر) و بخش بالایی آنها با درجه دگرگونی کمتر (رخساره شیت سبز) دیده می‌شود (شیت، فیلیت، اسلیت، مرمر) و میزبان کانسارهای آهن-آپاتیت و سرب و روی هستند. اغلب این مجموعه‌ها متحمل رخداددهای دگرگونی دینامیکی بعدی شده و فابریک میلونیتی نشان می‌دهند. گنیس‌ها از هردو نوع پارا و ارتو هستند ولی آمفیبولیت‌ها و آمفیبول-شیت‌ها از نوع ارتو بوده، سنگ مادر آنها شامل گدازه‌های بازالتی، دایک‌های دیابازی و توده‌های کوچک گابروادیوریتی بوده است.

واژگان کلیدی: مجموعه‌های دگرگونی- آذرین، نوپروتروزوییک پسین- کامبرین پیشین، پرکامبرین.

The Late Neoproterozoic-Early Cambrian Metamorphism and Magmatism in Iran

Habibollah Ghasemi^{*1}, Mahboubeh Arabzadeh Baniasadi²

1- Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Iran. Research Group of Magmatism and Mineralization in Iran (RGMMI), h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

2- Research Group of Magmatism and Mineralization in Iran (RGMMI)

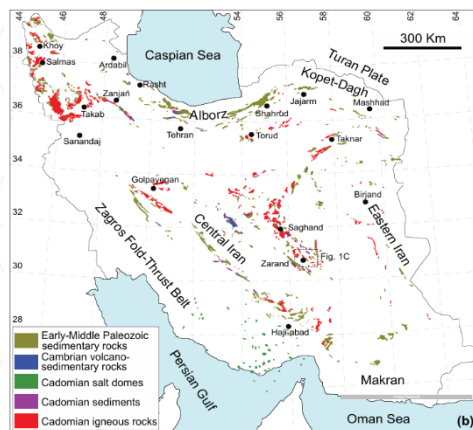
Abstract

The Late Neoproterozoic-Early Cambrian metamorphic and magmatic complexes in Iran composed of gneiss, migmatite, amphibolite, amphibole schist, marble, micaschist, slate and phyllite along with ophiolitic, gabbroic and granitic bodies and meta-volcanics were metamorphosed in green schist to upper-middle amphibolite facies in common barrovian metamorphic series. The lower parts of these metamorphic complexes are in upper-middle amphibolite facies and have migmatitic structure (gneiss, amphibolite, migmatite, marble) and their upper parts show lower metamorphic grade (green schist facies) (schist, phyllite, slate, marble) and hosts iron-apatite and Pb-Zn deposits. Most of these complexes were metamorphosed in the later dynamic metamorphic events and show mylonitic fabrics. The gneisses are both ortho and para types but amphibolites and amphibole schists are of ortho type and their protoliths were basaltic lava flows, diabasic dykes and small gabbro/dioritic bodies.

Key words: Metamorphic and magmatic complexes, Neoproterozoic-Early Cambrian, Precambrian.

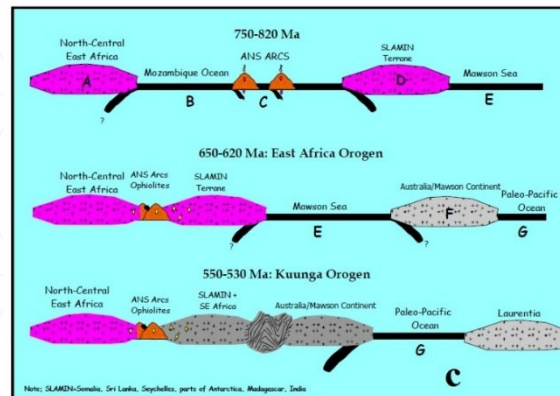
مقدمه

با نگاهی به پراکندگی و گسترش سنگ‌های نوپروتروزوییک پسین - کامبرین پیشین در ایران (شکل ۱) می‌توان دریافت که این سنگ‌ها به‌عنوان پی‌سنگ ایران، تقریباً در همه نواحی ایران، بجز پهله فلیشی مکران در جنوب خاور و پهله کپه داغ در شمال خاور دیده می‌شوند. بیشترین بیرون‌زدگی این سنگ‌ها در راستای خطواره‌های گسلی پی‌سنگی ایران مرکزی همچون نه‌بندان، نای‌بند، تکنار، درونه، کل‌مرد، چاپ‌دونی و پشت بادام دیده می‌شود. این سنگ‌ها در مطالعات اولیه زمین‌شناسی ایران با‌عنوان قدیمی‌ترین سنگ‌های دگرگونی و آذرین ایران به سن پرکامبرین معرفی شده بودند، اما در سال‌های اخیر، مطالعات ارزشمندی بر روی این مجموعه‌های دگرگونی - آذرین با بهره‌گیری از ابزارهای آزمایشگاهی پیشرفته مانند سن‌سنجی‌های ایزوتوپی U-Pb بر روی کانی زیرکن انجام شده و جلوه‌هایی از ماهیت زمین‌شناسی پیچیده آنها روشن گشته است.



شکل ۱- پراکندگی سنگ‌های نوپروتروزوییک پسین - کامبرین پیشین گزارش شده در ایران (برگرفته شده از Shafaii Moghadam et al., 2023).

بررسی‌های زمین‌شناختی دقیق نشان می‌دهند که در بازه زمانی نوپروتروزوییک پسین - کامبرین پیشین، ایران در بخش شمال خاوری ابرقاره گندوانا قرار داشته و رویدادهای زمین‌شناختی اثرگذار بر آن، همان رویدادهای حاکم بر همگرایی بخش‌های خاوری بلوک‌های قاره‌ای مختلف جدا شده از ابرقاره پیشین رودینا در فاصله زمانی ۸۰۰ تا ۵۵۰ میلیون سال پیش بوده که با بسته شدن اقیانوس آغازین تتیس همراه بوده است. در این فاصله زمانی ۲۵۰ میلیون ساله، دست‌کم دو رویداد کوهزادی مهم در جریان همگرایی و به هم پیوستن این بلوک‌های گندوانایی جدا از هم در بازه‌های زمانی ۷۵۰ تا ۶۲۰ میلیون سال پیش (کوهزاد خاور آفریقا) و ۵۷۰ تا ۵۳۰ میلیون سال پیش (کوهزاد کانگا/کادومین) رخ داده است (Meert, 2001).
داده‌های سن‌سنجی دقیق اورانیم-سرب از مجموعه سنگ‌های بلوک‌های قاره‌ای خاور گندوانا نشانگر چهار گروه فراوانی است: الف) فاز هم‌افزایی و جمع‌شدن کمان‌ها در رویداد کوهزاد خاور آفریقا در بازه زمانی ۸۰۰ تا ۶۵۰ میلیون سال پیش، ب) فاز اصلی کوهزاد خاور آفریقا در بازه زمانی ۶۵۰ تا ۶۰۰ میلیون سال پیش، پ) فاز کوهزاد کانگا/کادومین در بازه زمانی ۵۸۰ تا ۵۲۰ میلیون سال پیش و در نهایت، ت) فاز کششی پس از جمع‌شدن بلوک‌ها، پس از ۵۲۰ میلیون سال پیش. در شکل ۲ تصویر کارتونی از مدل زمین‌ساختی کوهزادهای خاور آفریقا در بازه زمانی ۸۲۰ تا ۵۳۰ میلیون سال پیش و کانگا در فاصله زمانی ۵۵۰ تا ۵۳۰ میلیون سال پیش نشان داده شده است (Meert, 2001).



شکل ۲- تصویر کارتونی از مدل زمین‌ساختی کوهزاد خاور آفریقا که با فرورانش اقیانوس موزامبیک به زیر بخش‌های مرکزی- خاوری آفریقا در ۸۷۰ میلیون سال پیش شروع شده و با همگرایی کمان- کمان و سرزمین‌های گندوانایی و آغاز بسته شدن این اقیانوس و به هم پیوستن سرزمین‌های گندوانایی ادامه یافته است. جمع شدن سرزمین‌های گندوانایی تا ۶۰۰ میلیون سال پیش ادامه یافته و سبب به هم پیوستن خاور و باختر گندوانا و یکپارچگی نهایی آن در ۵۵۰ میلیون سال پیش شده است (Meert, 2001).

کوهزاد کادومین به عنوان بخش پایانی کوهزاد پان‌آفریکن، از اسپانیا تا شمال خاور آسیا در امتداد نوار آتشفشانی آوالونیا- کادومین ادامه دارد. این کوهزاد در پیرامون گندوانا و درست در لبه شمال خاوری ابرقاره گندوانا در خلال نوپروتروزویک پسین رخ داده است. محصول این رخداد، کمان ماگمایی کادومین است که توسط فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی آغازین تتیس به زیر لبه شمالی گندوانا تشکیل شده است. این سرزمین‌های پیرامون گندوانایی جدا شده بر اثر این رخداد کافت‌زایی، امروزه در جنوب اروپا، خاور مدیترانه از جمله ترکیه و ایران و شمال آفریقا پراکنده‌اند. به دنبال این کافت‌زایی، پهنه اقیانوسی آغازین تتیس ایجاد شد و فرورانش رو به جنوب در امتداد لبه شمالی سرزمین‌های گندوانایی آغاز گردید و به ایجاد کمان ماگمایی آوالونیا- کادومین انجامید. سرزمین‌های پیرامون گندوانایی ناحیه مدیترانه (از جمله ترکیه و ایران) در پی سنگ خود شامل مجموعه‌های آذرین نوپروتروزویک پسین- کامبرین پیشین هستند. این سرزمین‌ها در نوپروتروزویک پسین- کامبرین پیشین و پیش از کافت‌زایی شمال آفریقا تشکیل شده‌اند و دارای شواهد فعالیت ماگمایی گسترده مربوط به فاز نهایی کوهزادی کادومین از ابرچرخه کوهزادی پان‌آفریکن هستند. البته به دلیل قرار نداشتن ایران در قلمرو این کوهزاد، باید در کاربرد واژه کادومین برای رخدادهای پی‌سنگ ایران بازنگری کرد.

بحث

در اولین نقشه زمین‌شناسی یکپارچه ایران، قطعات پی‌سنگی گرانیته- ارتوگنیسی برخی نقاط ایران در شمال، مرکز و خاور- مرکز به پرکامبرین منسوب و همانند سنگ‌های پی‌سنگی پرکامبرین سپر عربی در نظر گرفته شدند (Stöcklin, 1968). با این وجود، سن تبلور آنها همواره مورد بحث بوده، و از آرکئن تا پروتروزویک پیشین، پروتروزویک میانی و پروتروزویک پسین در نظر گرفته شده است. بیشتر این سن‌ها، براساس روش‌های سن‌سنجی نامناسب برای این سنگ‌ها (همچون روش‌های Rb-Sr و K-Ar) تعیین شده‌اند، که دمای بسته شدن سیستم آنها پایین است و بر اثر رخدادهای دگرگونی، دگرسانی و هوازدگی‌های بعدی، آشفته شده‌اند. سن‌های جدید براساس روش U-Pb برروی کانی زیرکن تعیین شده‌اند که دمای بسته شدن سیستم آن ۷۰۰-۷۵۰ درجه سانتی‌گراد است و در نتیجه، تحت تأثیر رخدادهای دگرگونی، دگرسانی و هوازدگی‌های معمول پوسته قرار نگرفته‌اند. تعیین سن‌های انجام شده برروی بیش از ۲۵۰۰ دانه زیرکن در بیش از ۶۰۰ نمونه، نشان می‌دهد که بیشتر این سن‌ها در محدوده زمانی ۵۷۰ تا ۵۳۰ میلیون سال پیش قرار می‌گیرند (Azizi and Whattman, 2022) و بنابراین، از سن‌های سپر عربی بسیار جوان‌ترند.

در پرتو مطالعات پیشین و امروزین، اثرات کوهزایی خاور آفریقا/کانگا یا کادومین در ایران را می‌توان در سنگ‌های مجموعه‌های دگرگونی-آذرین نواحی جندق- عروسان (Bagheri and Stampfli, 2008؛ بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶)، یزد- چاپدونی- پشت بادام- بافق- اسفوردی- زرند (Hassanzadeh et al., 2008; Ramezani and Tucker, 2003; Verdel et al., 2007; Mehdipour, 2020; Zolala et al., 2025) ، موته- گلپایگان- زاینده‌رود- چادگان- شهرکرد (Hassanzadeh et al., 2008)؛ خوی- ارومیه (Nutman et al., 2014)؛ تکاب- زنجان (Hassanzadeh et al., 2008)؛ سورات (Jamshidi Badr et al., 2013)؛ خوی- ارومیه (Azizi et al., 2011)؛ سلماس (Shafaii Moghadam et al., 2015d) و به‌ویژه در ناحیه تَرود- بیارجمند تا کاشمر و فریمان (Hassanzadeh et al., 2008; Balaghi Einalou, 2014; Hosseini et al., 2015; Shafaii Moghadam et al., 2015a; 2017a)؛ (Rossetti et al., 2014; Mazhari et al., 2020; Sepidbar et al., 2023) ساختار بیرون‌زدگی بیشتر این مجموعه‌ها، از جمله در کوه خشومی در چاپدونی- ساغند در یزد (Yassaghi and Masoodi, 2011) و مجموعه‌های دگرگونی تَرود- بیارجمند در جنوب خاور شاهرود، به‌گونه‌ای است که می‌توان آنها را به‌عنوان مجموعه هسته دگرگونی^{۱۹} در نظر گرفت. سن‌سنجی‌های دقیق به روش‌های نوین اورانیم-سرب بر روی زیرکن در این مجموعه‌های سنگی، بیانگر جوان‌تر بودن مجموعه‌های پی‌سنگی نوپروتروزوییک ایران در مقایسه با این مجموعه‌ها در سیر عربی- نیوبیا است (سن‌های ۸۰۰ تا ۶۰۰ میلیون سال پیش در سیر عربی در مقایسه با سن‌های کمتر از ۶۰۰ میلیون سال پیش در خردقاره ایران در جدول ۱). بر این اساس، باید خردقاره ایران را مناطق دیرترافزوده‌شده به حاشیه سیر عربی- نیوبیا در خلال رخداد کوهزادی خاور آفریقا/کانگا یا کادومین (شکل ۴) در فاصله زمانی ۶۰۰ تا ۵۳۰ میلیون سال پیش دانست. این فرض با حضور مجموعه‌های افیولیتی قدیمی‌تر از ۵۵۰ میلیون سال پیش، مرتبط با بسته شدن اقیانوس آغازین تتیس در مجموعه‌های پی‌سنگی ایران مرکزی در تکاب، جندق- عروسان و ساغند- پشت بادام سازگاری داشته، همانند سیر عربستان، به‌هم پیوستن بلوک‌های قاره‌ای جدا از هم را در حدود ۶۰۰ میلیون سال پیش نشان می‌دهد.

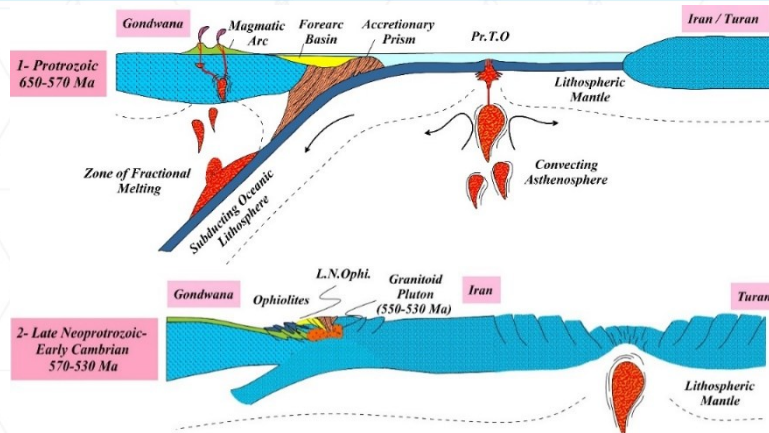
مجموعه‌های دگرگونی- آذرین نوپروتروزوییک پسین- کامبرین پیشین ایران در رخساره‌های شیبست سبز تا آمفیبولیت میانی- بالایی در سری رخساره‌ای نوع باروین معمول دگرگون شده‌اند. این مجموعه‌های سنگی تقریباً مشابه هم بوده، اما تغییرات جزئی ناشی از تغییر پهنه‌های رسوبی را نشان می‌دهند. در منطقه جنوب خاور شاهرود که رخنمون‌های تقریباً کاملی از این سنگ‌ها برنزد دارد، دو مجموعه تا حدودی متفاوت شامل بخش زیرین با درجه دگرگونی بالا (رخساره آمفیبولیت میانی- بالایی) و چهره میگماتیتی و بخش بالایی با درجه دگرگونی کمتر (رخساره شیبست سبز) دیده می‌شود. سنگ‌شناسی بخش زیرین را انواع گنیس (گنیس، گارنت گنیس و سیلیمانیت گنیس)، میگماتیت، آمفیبولیت (آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت)، آمفیبول‌شیست، مرمر و میکاشیست (میکاشیست، گارنت میکاشیست، گارنت- استارولیت میکاشیست، گارنت- کیانیت شیست و در برخی مناطق اطراف ساغند، پشت بادام و کاریزنو در فریمان آندالوزیت شیست و سیلیمانیت شیست)، تشکیل می‌دهند که بیشتر آنها در رخداد‌های بعدی متحمل دگرگونی برگشتی در رخساره شیبست سبز و دگرگونی دینامیکی با فابریک میلونیتی شده‌اند. گنیس‌ها از هر دو نوع پارا و ارتو هستند ولی آمفیبولیت‌ها و آمفیبول‌شیست‌ها از نوع ارتو بوده، سنگ مادر آنها شامل گدازه‌های بازالتی، دایک‌ها و توده‌های کوچک گابرو/دیوریتی بوده است. این بخش زیرین که امروزه از بسیاری از مجموعه‌های پی‌سنگی ایران در ارومیه، خوی، تکاب، شهرکرد، موته- گلپایگان، چادگان- زاینده‌رود، تَرود- بیارجمند، جندق، و ساغند- پشت بادام- زرند- تکناز- فریمان در ایران مرکزی گزارش شده است را می‌توان هم‌ارز مجموعه‌های دگرگونی چاپدونی، پشت بادام، بنه‌شورو، نی‌باز، زمان‌آباد و بخش زیرین سازند تاشک در گزارش‌های زمین‌شناسان پیشگام دانست. وجود مجموعه‌های افیولیتی کوچک مقیاس در برخی از مناطق از جمله میشو در شمال باختر تبریز (Shahzeidi et al., 2016)، تکاب (Hajjaliooghi et al., 2007; Saki, 2010)، جندق- عروسان (ترابی، ۱۳۹۱؛ بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶) و پشت بادام (Haghipour, 1974) را می‌توان با دو نظریه متفاوت تفسیر کرد. این مجموعه‌های افیولیتی یا بقایای پهنه اقیانوسی ۸۰۰ تا ۷۵۰

^{۱۹} Metamorphic Core Complex

میلیون سال پیش آغازین تئیس هستند که در رخدادهای کوهزادی خاور آفریقا در ۶۰۰ میلیون سال پیش بسته شده است و بنابراین در زمره قدیمی‌ترین سنگ‌های ایران هستند و یا مربوط به مرحله گسترش پهنه رسوبی تا تشکیل سنگ‌کره اقیانوسی در زمانه ۵۸۰ تا ۵۳۰ میلیون سال پیش هستند که در خلال رخدادهای کانگا/کادومین در ۵۳۰ میلیون سال پیش بسته شده است. با توجه به قرارگیری ضخامت زیادی از شیست‌ها، آمفیبولیت‌ها و مرمرها بر روی این مجموعه‌های افیولیتی و نفوذ گرانیتهایی به سن ۵۵۰ میلیون سال پیش در این شیست‌ها و آمفیبولیت‌ها (بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶)، به نظر می‌رسد نسبت دادن این افیولیت‌ها به رخدادهای کوهزادی خاور آفریقا و نسبت دادن دگرگونی‌های رویی به رخدادهای کانگا/کادومین منطقی‌تر باشد.

بخش بالایی مجموعه‌های دگرگونی- آذرین نوپروتروزوییک پسین ایران بیشتر از انواع اسلیت، فیلیت، ماسه‌سنگ و گریوک‌های دگرگون شده، مرمرهای دولومیتی و شیست‌های درجه پایین تشکیل شده که در بیشتر موارد میزبان توده‌های گرانیتهایی و در برخی مناطق مانند بافق و اسفوردی، میزبان توده‌های گابرویی، دیوریتی، سینییتی و گرانیتهای قلیایی و کانی‌زایی آهن- آپاتیت- عناصر خاکی کمیاب- اورانیم- مس- سرب- روی هستند. بررسی‌های صحرایی نشانگر ارتباط بسیار نزدیک کانی‌زایی آهن- آپاتیت با توده‌های گابرویدیوریتی است. این بخش بالایی را می‌توان هم‌ارز بخش بالایی سازنده تاشک و هم‌ارز سازنده‌های کهر، قره‌دش، کلمرد، تکنار، سری‌های مراد، ریزو، دزو (دسو)، راور و هرمز در نوشتارهای زمین‌شناسان پیشگام دانست. به روشنی پیداست که دست‌کم دگرگونی‌های بخش بالایی، بر اثر رخدادهای کانگا/کادومین ایجاد شده باشند که منجر به برخورد، بسته شدن نهایی، ایجاد کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای کادومین و سپس بروز رخدادهای کششی پس از برخورد، رهایی پوسته و ایجاد محیط کششی کافتی برای تشکیل سنگ‌های آذرین قلیایی (گرانیته و ریولیت نوع A) و رسوبی تخریبی- تبخیری در ۵۳۰ میلیون سال پیش (کامبرین پیشین) شده است که به تشکیل سازنده‌های کافتی ریزو، دزو، راور و هرمز منجر شده است. به دنبال این رخداد است که ماگماتیسم اسیدی پس از برخورد سبب ایجاد بسیاری از توده‌های گرانیتهایی و ریولیتی نوپروتروزوییک پسین- کامبرین پیشین ایران نظیر زیرگان، نریگان، بُرنُرد و دوران شده است.

پس از این زمان، پی‌سنگ نوپروتروزوییک پسین ایران، پاکستان، بخش‌هایی از افغانستان، ترکیه و عربستان به صورت محیط کافتی و کرانه ساحلی درآمده و به شکل یک پوسته پایدار عمل کرده است. در این دوره زمانی، تمام این مناطق توسط دریای کم‌عمقی پوشیده شده و پوشش رسوبی نازکی را از نوع تخریبی (ماسه‌سنگ لالون، زاگون و میلا) و تبخیری در بسیاری از مناطق به‌ویژه جنوب و جنوب‌باختر ایران به‌وجود آورده است. واحدهای تبخیری جنوب ایران شامل لایه‌های نمکی سری هرمز، بخش زیرین این رسوبات را تشکیل می‌دهند. علاوه بر رسوب‌های تبخیری یادشده، شواهدی از سنگ‌های آذرین بازالتی، آندزیتی، تراکیتی و ریولیتی و نفوذی از جمله گرانودیوریت به سن $549/2 \pm 4/8$ در گنبد‌های نمکی از جمله گنبد چمپه در بندر لنگه (پیروج و همکاران، ۱۳۹۸)، ریولیت در گنبد گچی-نمکی جزیره هرمز به سن ۵۵۸-۵۶۷ میلیون سال پیش (Faramarzi et al., 2015) و گرانیتهای دوران، زیرگان، نریگان، بُرنُرد و معادل‌های آتشفشانی آنها مانند ریولیت‌های قلیایی سری هرمز و بازالت‌های همراه، ریولیت تکنار در کاشمر، سری‌های مراد، راور، ریزو و دزو در کرمان، قره‌دش در آذربایجان، اسفوردی در بافق و بازالت‌های قلیایی ده‌بید، توده‌های آتشفشانی در نوار سهندج- سیرجان از این گونه فعالیت‌ها هستند. با توجه به ویژگی‌های بیان شده برای مجموعه‌های سنگی نوپروتروزوییک پسین- کامبرین پیشین ایران و جمع‌بندی نظریه‌های مختلف پیرامون توسعه و تکامل آنها، می‌توان مدل زمین‌ساختی شکل ۳ را برای تکامل زمین‌ساختی آنها ارائه داد.



شکل ۳- مدل‌های زمین‌ساختی برای توسعه و تکامل زمین‌ساختی مجموعه‌های پی‌سنگی نوپروتروزوییک پسین- کامبرین پیشین ایران در زمان‌های ۶۵۰-۵۷۰ میلیون سال پیش (۱) و ۵۷۰-۵۳۰ میلیون سال پیش (۲). Pr.T.O = اقیانوس آغازین تتیس، L.N.Ophi = افیولیت‌های نوپروتروزوییک پسین.

فراخاست و بیرون‌زدگی رخنمون‌های پی‌سنگ کادومین در بخش‌های مختلف ایران در رخداد‌های مختلفی صورت گرفته است. در ناحیه ساغند- پشت بادام (Ramezani and Tucker (2003) سن ۴۶ میلیون سال را برای اوج رخداد دگرگونی و میگماتیت‌زایی، سن $44/3 \pm 1/1$ میلیون سال را برای گرانیت خشومی و سن $42/4 \pm 0/2$ را برای دیوریت دره انجیر گزارش کرده‌اند. به نظر Kargarabafghi et al. (2012) در این منطقه، رخداد کشش در زمان ائوسن انجام شده و با فعالیت آذرین کرتاسه پسین- پالئوسن ناشی از فروانش مایل سنگ‌کره اقیانوسی نوتتیس به زیر ایران مرکزی و تشکیل نوار ماگمایی ارومیه- دختر همراه بوده است. به باور شفاهی مقدم و همکاران (۲۰۱۵) در منطقه تکاب- زنجان (علم‌کندی) نیز گنیس‌های مجموعه‌های دگرگونی نوپروتروزوییک پسین به سن حدود ۵۵۵ میلیون سال پیش در یک رخداد دگرگونی بعدی در زمان ائوسن- لیگوسن (۳۸-۲۳ میلیون سال پیش)، متحمل ذوب بخشی و میگماتیت‌زایی شده‌اند. اما براساس شواهد زمین‌شناختی، فراخاست و بیرون‌زدگی پی‌سنگ کادومین نواحی تروند- بیارجمند در رخداد کششی و تشکیل پهنه جنینی پشت‌کمانی زمان تریاس پسین- ژوراسیک پیشین در ورای پهنه دگرگونی- ماگمایی سنندج- سیرجان رخ داده است که پس از گسترش به ایجاد پهنه‌های اقیانوسی فرافروانشی^{۲۰} مزوزوییک (نائین- بافت، سبزواری، سیستان، بیرجند) پیرامون خردقاره ایران مرکزی انجامیده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷). در این منطقه در بخش زیرین سازند معادل شمشک، یک واحد کنگلومرای قاعده‌ای متشکل از قطعات درشت گنیس‌ها و گرانیت‌های نوپروتروزوییک پسین به سترای بیش از ۷۰۰ متر دیده می‌شود که توسط فوج دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی ناشی از فرایند کشش و کافت‌زایی حوضه پشت‌کمانی سبزواری قطع شده است.

منابع

- پیروج، ه.، طهماسبی، ز.، و احمدی خلجی، ا.، ۱۳۹۸، کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن‌سنجی پرتوسنجی سنگ‌های آذرین گنبد‌های نمکی چمپه، شمال بندر لنگه. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۲۳(۲): ۹۲۴-۹۰۹.
- ترابی، ق.، ۱۳۹۱، دگرگونی پریدوتیت‌های گوشته افیولیت جندق (ایران مرکزی). مجله پترولوژی ۳(۱۱): ۱۱-۱.
- ویس کرمی، م.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، شکاری، س.، مینگو، ج.، ۱۳۹۷، پترولوژی و سن‌سنجی U-Pb متاریولیت‌های نوپروتروزوییک پسین مجموعه دگرگونی- آذرین ماجراد (جنوب‌خاور شاهرود): شواهدی بر تشکیل و توسعه حوضه‌های کششی درون قاره‌ای در سرزمین‌های گندوانایی ایران. مجله علوم زمین خوارزمی ۲(۲): ۲۴۱-۲۶۲.

^{۲۰} Suprasubduction

ویس کرمی، م.، صادقیان، م.، مینگو، ج.، و قاسمی، ح.، ۱۳۹۸، سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و سن‌سنجی متابازیت‌های نئوپروتروزویک پایانی مجموعه دگرگونی ماجراد (جنوب‌خاور شاهرود): گامی به سوی شناخت تحولات زمین‌دینامیکی سرزمین‌های گندوانایی ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۲۷(۱): ۲۰۶-۱۹۱.

[Azizi, H., Chung, S.L., Tanaka, T., and Asahara, Y., 2011, Isotopic dating of the Khoys metamorphic complex \(KMC\), northwestern Iran: A significant revision of the formation age and magma source. *Precambrian Research*. 185\(3-4\): 87-94.](#)

[Azizi, H., and Whattam, S.A., 2022, Does Neoproterozoic-Early Paleozoic \(570-530 Ma\) basement of Iran belong to the Cadomian Orogeny? *Precambrian Research* 368 \(2022\) 106474. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106474>](#)

[Azizi, H., Daneshvar, N., Asahara, Y., Minami, M., and Anna, R., 2023, The Generation of Eocene Mafic Dike Swarms During the Exhumation of a Core Complex, Biarjmand Area, NE Iran. *Journal of Petrology*, 2023, 64, 1-18. <https://doi.org/10.1093/petrology/egad039>](#)

Badr, A., Davoudian, A.R., Shabani, N., Azizi, H., Asahara, Y., Neubauer, F., Dong, Y., and Yamamoto, K., 2018, A- and I-type metagranites from the north Shahrekord metamorphic complex, Iran: Evidence for Early Paleozoic post-collisional magmatism: *Lithos*, v. 300, p. 86-104. 10. 1016/j.lithos.2017.12.008

[Balaghi Einalou, M., Sadeghian, M., Zhai, M., Ghasemi, H. and Mohajjel, M., 2014, Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrud \(Iran\): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*. 92: 92-124.](#)

[Faramarzi, N.S., Amini, S., Schmitt, A.K., Hassanzadeh, J., Borg, G., McKeegan, K., Razavi, S.M.H., Mortazavi, S.M., 2015, Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island, southern Iran: A new record of Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation. *Lithos* 236-237 \(2015\) 203-211. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.08.017>](#)

Haghipour, A., 1974, Etude géologique de la région de Biabanak-Bafg (Iran Central); pétrologie et tectonique du précambrien et de sa couverture, Ph.D. thesis, université scientifique et médicale de Grenoble, France, 403p.

Hajjaliohli, R., Moazzen, M., Droop, G. T. R., Oberhänsli, R., Bousquet, R., Jahangiri, A. and Ziemann, M. (2007) Serpentine polymorphs and P-T evolution of meta-peridotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran. *Mineralogical Magazine* 71: 155-174

Hajjaliohli, R., Moazzen, M., Jahangiri, A., Oberhänsli, R., Mocek, B. and Altenberger, U., 2011, Petrogenesis and tectonic evolution of metaluminous sub-alkaline granitoids from the Takab Complex, NW Iran. *Geological Magazine* 148 (2): 250-268.

[Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Horton, B.K., Axen, G.J., Stockli, L.D., Grove, M., Schmitt, A.K., and Walker, J.D., 2008, U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics*. 451\(1\): 71-96.](#)

[Hosseini, S.H., Sadeghian, M., Zhai, M., and Ghasemi, H., 2015, Petrology, geochemistry and zircon U-Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites \(NE Iran\): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Journal of Chemie der Erde*. 75: 207-218.](#)

Jamshidi Badr, M., Masoudi, F., Collins, A.S., and G. Cox, G., 2010, Dating of Precambrian Metasedimentary Rocks and Timing of their Metamorphism in the Soursat Metamorphic Complex (NW IRAN): Using LA-ICP-MS, U-Pb Dating of Zircon and Monazite. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*. 21(4): 311-319.

[Jamshidi Badr, M.J., Collins, A.S., Masoudi, F., Cox, G., and Mohajjel, M., 2013, The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*. 22\(1\): 1-31.](#)

[Karagaranbafghi, F., Foeken, J.P.T., Guest, B., and Stuart, F.M., 2012, Cooling history of the Chapedony metamorphic core complex, Central Iran: Implications for the Eurasia-Arabia collision. *Tectonophysics*. 524: 100-107.](#)

[Mazhari, S.A., Klötzli, U., and Safari, M., 2020, U-Pb geochronology, petrogenesis and tectonomagmatic evolution of uppermost Neoproterozoic- lower Cambrian intrusive rocks in Kaboodan area, NE of Iran. *International Geology Review*, 62916\): 1971-1987 <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1681029>.](#)

[Meert, J.G., 2001, A Synopsis of Events Related to the Assembly of Eastern Gondwana. *Meert* 04/27/01 3:43.](#)

- [Mehdipour Ghazi J., and Moazzen, M., 2015, geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone, Zagros orogen, Iran. Turkish Journal of earth Sciences. 24: 513-528.](#)
- [Mehdipour Ghazi, J., and Moazzen, M., 2024, Cadomian Iron ore bodies in the Bafq-Saghand metallogenic province, Iran: genetic constraints from field observations and laser ablation ICP-MS mineral studies, International Geology Review, DOI: 10.1080/00206814.2023.2238210](#)
- Monazzami Bagherzadeh, R., Karimpour, M.H., Farmer, G.L., Stern, C.R., Santos, J.F., Rahimi, B., Heidarian Shahri, M.R., 2015, U–Pb zircon geochronology, petrochemical and Sr–Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic granitoid of the Bornaward Complex (Bardaskan-NE Iran). Journal of Asian Earth Sciences, 2015. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseae.2015.05.019>.
- Nutman, A.P., Mohajjel, M., Bennett, V.C., and Fergusson, C.L., 2014, Gondwanan Eoarchean– eoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U– Pb–Hf isotopic evidence. Canadian Journal of Earth Sciences. 51(3): 272–285.
- Rahmati-Ilkhchi, M., Faryad, S.V., Holub, F.V., Kosler, J., and Frank, W., 2009, Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic complex (Central Iran). International Journal of Earth Science (Geol Rundsch). DOI 10.1007/s00531-009-0499-0
- Ramezani, J., and Tucker, R.D., 2003, The Saghand Region, Central Iran: U–Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana Tectonics. American Journal of Science. 303(7): 622–665.
- Shafaii Moghadam, H., Li, X.H., Stern, R.J., Ghorbani, Gh., and Bakhshizad F., 2015, Zircon U–Pb ages and Hf–O isotopic composition of migmatites from the Zanjan– Takab complex, NW Iran: Constraints on partial melting of metasediments. Lithos. doi:10.1016/j.lithos.2015.11.004.
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R.J., Santos, J.F., and Wu, Y., 2015, Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana. Gondwana Research. 27(1): 439–452.
- Shafaii Moghadama, H., Li, X.H., Stern, R.J., Santos, J.F., Ghorbani, Gh. and Pourmohsen, M., 2016, Age and nature of 560–520 Ma calc-alkaline granitoids of Biarjmand, northeast Iran: insights into Cadomian arc magmatism in northern Gondwana. International Geology Review. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2016.1166461>
- [Shafaii Moghadam, H., Li, X.H., Santos, J.F., Sterne, R.J., Griffin, W.L., Ghorbani, Gh., Sarebani, N., 2017, Neoproterozoic magmatic flare-up along the N. margin of Gondwana: The Taknar complex, NE Iran. Earth and Planetary Science Letters 474 \(2017\) 83–96. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.028>](#)
- Shafaii Moghadam, H., Li, Q.L., Griffin, W.L., Li, X.H., Karsli, O., Spencer, Ch. J., Santos, J.F., Kirschenbaur, M., Nasir, S., O'Reilly, S.Y., 2023, Neoproterozoic to early Paleozoic crustal growth, recycling, and the changing geodynamics of North Gondwana. Gondwana Research (2023). doi: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2023.09.006>
- Shakerardakani, F., Neubauer, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Liu, X., Dong, Y., Mohajjel, M., Monfaredi, B., Friedl, G., 2015. Pan african basement and Mesozoic gabbro in the Zagros orogenic belt in the Dorud-Aznan region (NW Iran): laser-ablation ICP–MS zircon ages and geochemistry. Tectonophysics 647, 146–171
- Shahzeidi, M., Moayyed, M., Murata, M., Yui, T.F., Arai, A., Chen, F., Pirnia, T. and Ahmadian J., 2016, Late Ediacaran crustal thickening in Iran: Geochemical and isotopic constraints from the ~550 Ma Mishu granitoids (northwest Iran). International Geology Review. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2016.1198728>
- [Stöcklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran; a review, American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 52\(7\): 1229-1258.](#)
- [Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., and Guest, B., 2011, A Paleogene extensional arc flare–up in Iran. Tectonics. 30: 3008–3302.](#)
- [Yassaghi, A., and Masoodi, M., 2011, A Metamorphic Core Complex Model for the Host of Uranium Mineralization in the Khoshoumi Mountain, Central Iran. Resource Geology. 61\(3\): 259–269. doi: 10.1111/j.1751-3928.2011.00162.x](#)
- [Zolala, F., Alipour-Asll, M., Sadeghian, M., Ghasemi, H., Zhai, M., Amidimehr, E., 2025, Mineralogy, geochemistry, and petrogenesis of iron oxide–apatite ores in the Bafq mining district, Central Iran: Proposed a new tectonic setting for mineralization. Journal of Geochemical Exploration, 275, 107785.](#)

ویژگی هاله‌های ژئوشیمیایی اولیه و ثانویه در کانه‌زایی تیپ دره می‌سی‌سی‌پی در جنوب فاروج، شمال شرق ایران

رضا ارجمندزاده

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران؛ r.arjmandzadeh@pnu.ac.ir

چکیده

کانسارهای سرب و روی نوع MVT در جنوب فاروج در استان خراسان شمالی (کپه‌داغ) در سنگ‌های کربناته مزوزوئیک تشکیل شده‌اند و کنترل اصلی کانه‌زایی توسط گسل‌ها و زون‌های شکستگی فراهم شده است. شواهد صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان‌دهنده حضور هاله‌های اولیه شامل دولومیتی‌شدن، آنکریتی‌شدن و غنی‌شدگی عناصر همراه نظیر Mn, Cd, Ag, Sb, Mo, Co, Ni, As در اطراف زون‌های کانه‌دار است. با این حال، برخلاف بسیاری از کانسارهای کلاسیک MVT، در این محدوده هاله ژئوشیمیایی ثانویه قابل توجهی در خاک و رسوبات آبراهه‌ای مشاهده نمی‌شود. نبود کانی‌های سوپرژن شاخص نظیر اسمیت‌زونیت و سروزیت و همچنین فقدان آنومالی گسترده Zn و Pb در مطالعات ژئوشیمی سطحی، بیانگر توسعه‌نیافتگی هاله‌های ژئوشیمیایی ثانویه است. این وضعیت می‌تواند ناشی از ترکیب عواملی نظیر اقلیم نیمه‌خشک منطقه، نفوذپذیری پایین واحدهای پوشاننده، عمق نسبی زون کانه‌دار نسبت به سطح فرسایش فعلی و خاصیت بافوری بالای سنگ‌های کربناته میزبان باشد. در چنین شرایطی، تحرک فلزات در محیط سوپرژن محدود شده و هاله‌های ثانویه گسترده شکل نگرفته‌اند. بنابراین، در اکتشاف این تیپ کانسار در جنوب فاروج، اتکا به شاخص‌های دگرسانی و هاله‌های اولیه، ساختارهای کنترل‌کننده و شواهد کانه‌زایی درون‌سنگی نسبت به ژئوشیمی سطحی از اولویت بالاتری برخوردار است.

کلیدواژه‌ها: MVT، فاروج، رسوبات آبراهه‌ای، اسمیت‌زونیت، هاله ثانویه

Characteristics of primary and secondary geochemical halos in Mississippi Valley–Type mineralization from Southern Faruj, NE Iran

Reza Arjmandzadeh

Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran; r.arjmandzadeh@pnu.ac.ir

Abstract

Mississippi Valley–Type (MVT) Pb–Zn mineralization in the southern Faruj area in North Khorasan province (Kopedagh zone) is hosted by Mesozoic carbonate rocks and structurally controlled by faults and fracture zones. Field observations, mineralization, and geochemical data indicate the presence of primary alteration halos characterized by dolomitization, ankeritization, and enrichment in associated elements such as Mn, Cd, Ag, Sb, Mo, Co, Ni, As around the ore zones. However, unlike many classical MVT deposits, no significant secondary geochemical halo has developed in soils or stream sediments in the study area. The absence of typical supergene minerals such as smithsonite and cerussite, together with the lack of extensive Pb and Zn surface anomalies, suggests limited secondary geochemical halos. This condition is likely related to a combination of factors, including the region's semi-arid climate, low permeability of overlying units, the relative depth of the ore zones with respect to the present erosion level, and the strong geochemical buffering capacity of the carbonate host rocks. Under these circumstances, metal mobility in the supergene environment has been restricted, preventing the formation of widespread secondary halos. Therefore, exploration strategies for MVT mineralization in southern Faruj should prioritize primary alteration features, structural controls, and host-rock–related indicators rather than relying mainly on surface geochemical anomalies.

Keywords: MVT, Faruj, Stream sediments, smithsonite, secondary halo

۱- مقدمه

ذخایر سرب و روی تیپ (Mississippi Valley Type) MVT یکی از مهم‌ترین انواع کانسارهای سرب و روی در جهان هستند. معمولاً در سنگ‌های کربناته (آهک و دولومیت) تشکیل می‌شوند، و بیشتر در حوضه‌های رسوبی پلاتفرمی و زون‌های حاشیه‌ای پایدار قاره‌ها یافت می‌گردند. این کانسارها در دمای پایین تا متوسط (۵۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد) و در فشار پایین شکل می‌گیرند (Shelton, 2009).

سیالات حامل فلزات از نواحی عمیق‌تر (مثلاً سنگ‌های تبخیری یا شیل‌های غنی از مواد آلی) به سمت بالا حرکت می‌کنند و هنگام تماس با سنگ‌های کربناته، در نتیجه واکنش‌های احیایی و تبادل یونی، سولفیدهای فلزی رسوب می‌کنند. عناصری که معمولاً همراه با Pb و Zn در سیال هیدروترمال بوده‌اند اما به اندازه کافی برای تشکیل کانی‌های مجزا متمرکز نشده‌اند شامل کادمیوم، منگنز، آهن و گاهی اوقات عناصر گروه باریت و فلوئوریت هستند. پس از اکسیداسیون، فلزات در هاله ژئوشیمیایی ثانویه به شکل محلول درآمده و می‌توانند جابه‌جا شوند، اما در برخی ذخایر MVT، این جابه‌جایی محدود است. عناصر کلیدی در این هاله اغلب روی و سرب هستند.

ردیف چینه‌شناسی کپه‌داغ از قدیم به جدید شامل سازندهای کشف‌رود، چمن‌بید، مزدوران، شوربچه، تیرگان، سرچشمه، سنگان، آیتامیر، آبدراز، آبتلخ، نیزار، کلات، پستلیق، چهل‌کمان و خانگیران می‌باشد و قدمتی از ژوراسیک زیرین تا نئوژن را شامل می‌شود (افشارحرب، ۱۳۷۳). گستره وسیعی از سازندهای کربناتی مزدوران و تیرگان در جنوب استان خراسان شمالی میزبان اندیس‌ها و کانسارهای سرب و روی تیپ دره می‌سی‌سی‌پی می‌باشد.

با توجه به رخنمون گسترده واحدهای رسوبی ژوراسیک-کرتاسه، به‌ویژه واحدهای آهکی و ماسه‌سنگ (نظیر سازندهای مزدوران، شوربچه و تیرگان) پتانسیل بسیار مطلوبی برای شکل‌گیری ذخایر ارزشمند سرب و روی در این کمربند وجود دارد (شکل ۱). تاکنون در خصوص میزان ذخیره و پتانسیل کانی‌سازی سرب و روی و همچنین ویژگی‌های هاله‌های ژئوشیمیایی در این منطقه مطالعه جامعی صورت نگرفته است و در مقاله فعلی، با استفاده از داده‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و صحرایی در مورد بهترین روش اکتشافات ژئوشیمیایی اندیس معدنی سرب و روی MVT باغ محله در جنوب فاروج در بحث شده است. بدین منظور تعداد ۴۰ نمونه سنگی برای تهیه مقاطع نازک - صیقلی برداشت شدند و به روش‌های XRD XRF, ICP-OES آنالیز شدند.

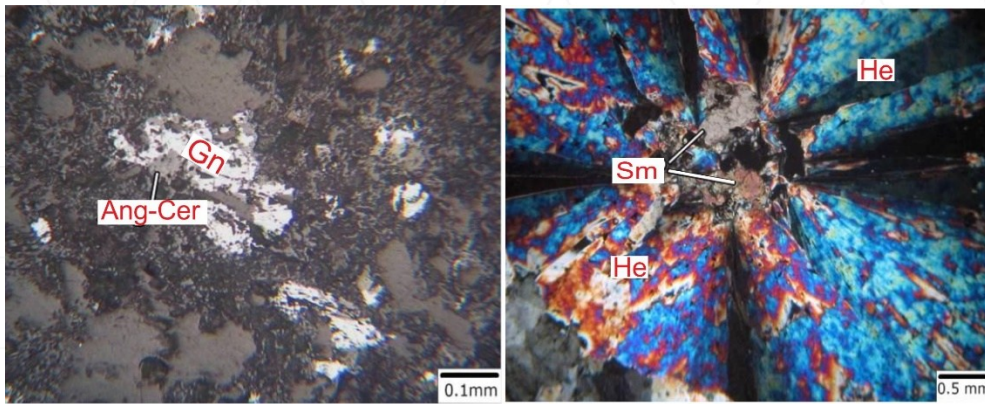
۲- زمین‌شناسی و کانی‌سازی

ردیف چینه‌شناسی کپه‌داغ از قدیم به جدید شامل سازندهای کشف‌رود، چمن‌بید، مزدوران، شوربچه، تیرگان، سرچشمه، سنگان، آیتامیر، آبدراز، آبتلخ، نیزار، کلات، پستلیق، چهل‌کمان و خانگیران می‌باشد (ژوراسیک زیرین تا نئوژن). گستره وسیعی از سازندهای کربناتی مزدوران و تیرگان در جنوب استان خراسان شمالی میزبان اندیس‌ها و کانسارهای سرب و روی تیپ دره می‌سی‌سی‌پی می‌باشد. با توجه به نقشه‌های زمین‌شناسی استان خراسان شمالی محدوده مورد مطالعه از لحاظ ساختاری در زون کپه‌داغ واقع شده است. همچنین با توجه به نقشه زمین‌شناسی ۱/۵۰۰۰ محدوده اکتشافی، رخنمون‌هایی از سازندهای مزدوران، شوربچه و تیرگان و فعالیت‌های ولکانیکی مانند تراکی‌اندزیت و داسیت مشاهده می‌شود.

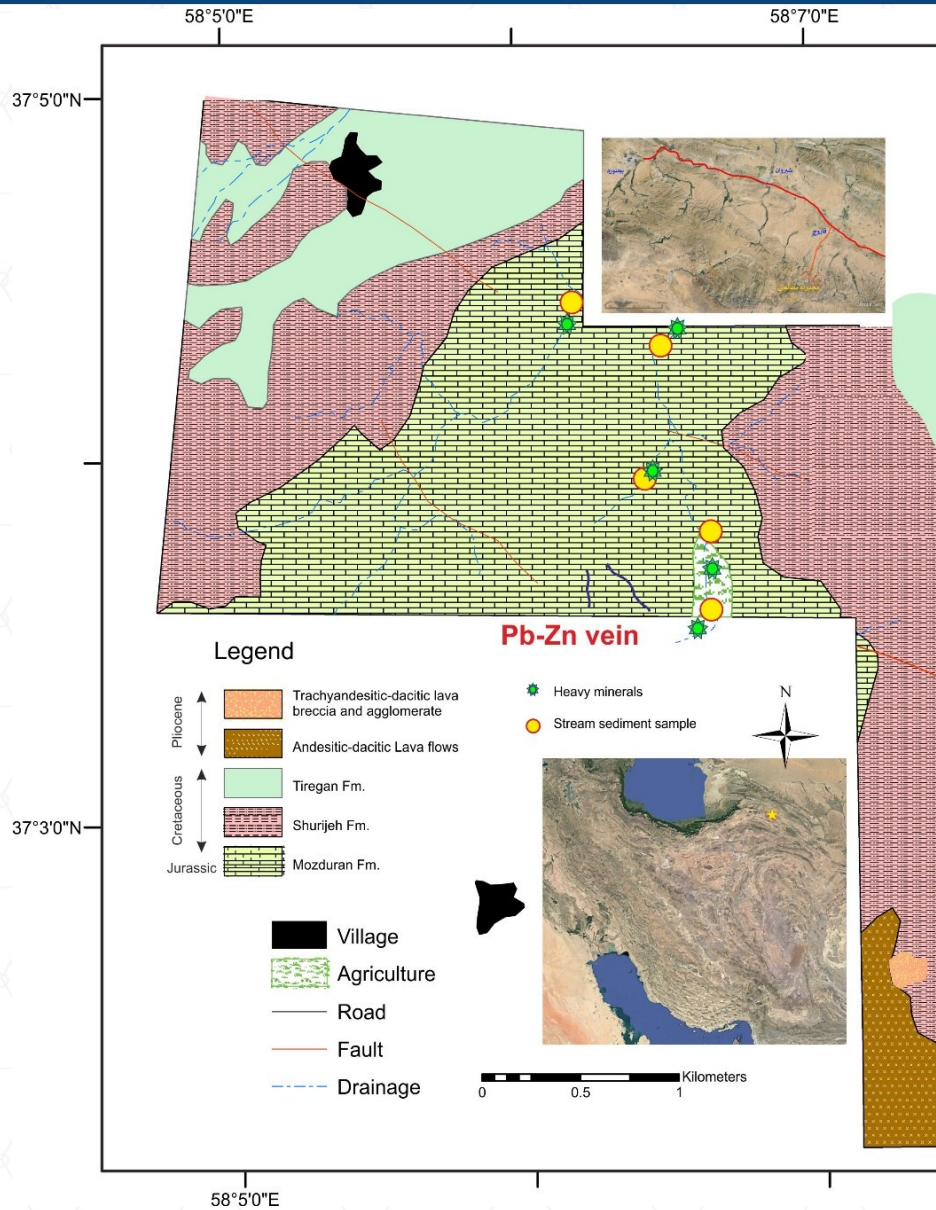
بخش اصلی کانه‌زایی قابل مشاهده شامل کانی‌های اکسیدی-کربناتی-سولفاتی آهن، روی و سرب می‌باشد (شکل ۲). البته وجود مقادیر ناچیزی از سولفیدهایی نظیر گالن درون افق‌های اکسیدی، نشان می‌دهد که این زون‌ها و رگه‌های کانه‌دار غنی از اسمیت‌زونیت، همی‌مورفیت، سروزیت، آنگلیت و هیدروزینسیت همراه با لیمونیت و هماتیت، احتمالاً در نتیجه هوازگی زون‌های سولفیدی تشکیل شده‌اند. در شکل ۳ نقشه زمین‌شناسی ۱/۵۰۰۰ محدوده اکتشافی و محل نمونه برداری نشان داده شده است.



شکل ۱. موقعیت کمر بند سرب و روی اسفراین در نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بجنورد



شکل ۲. بلورهای اسمیت زونیت همراه با همی مورفیت و بلور گالن که توسط انگلیت - سروزیت جانشین شده است.



شکل ۳. نقشه زمین شناسی ۱/۵۰۰۰ محدوده اکتشافی باغ محله در جنوب فاروج

۳- بحث

سازندهای کربناته ژوراسیک- کرتاسه جنوب فاروج میزبان کنسار سرب و روی است. با توجه به رخداد کانه‌زایی در گسل‌های معکوس، سنگ میزبان کربناته مانند دولوستون و آهک دولومیتی، نبود مقادیر مهم باریت و قرارگیری در کمربند فورلند کوهزایی، این ذخیره را می‌توان جزو تیپ MVT در نظر گرفت (ارجمندزاده، ۱۴۰۳). کانی‌سازی سولفیدی هیپوزن در نتیجه فرایندهای هوازدگی به مقدار زیادی از بین رفته است و به جای آن زون‌های کانه‌دار غنی از اسمیت‌زونیت، همی‌مورفیت، سروزیت، آنگلیزیت و هیدروزینسیت همراه با لیمونیت و هماتیت تشکیل شده‌اند.

هاله اولیه همزمان با کانه‌زایی و در عمق تشکیل شده است و مستقیماً به عبور سیالات کانه‌دار از سنگ میزبان مربوط است که موجب دولومیتی شدن سنگ آهکی میزبان، سیلیسی شدن، آنکریتی شدن و آنومای هایی از Mn, Cd, Ag, Sb, Mo, Co, Ni, As در اطراف رگه های سرب و روی شده است (جدول ۱).

در حالی که هاله ثانویه در اثر هوازدگی، اکسیداسیون و تحرک مجدد عناصر بعد از بالا آمدن کانسار به نزدیکی سطح زمین تشکیل می‌شود و در بسیاری از کانسارهای MVT شامل گسترش ژئوشیمیایی Zn, Pb, Cd در خاک و رسوبات آبراهه‌ای می باشد، اما در محدوده اکتشافی جنوب فاروج این هاله تقریباً وجود ندارد یا بسیار ضعیف است. اگر زون کانه‌دار به اندازه کافی به سطح نزدیک نشده باشد، ممکن است اکسیداسیون در اعماق باعث تثبیت و عدم تحرک ژئوشیمیایی شده باشد. در اقلیم‌های کم‌بارش نیز شستشو و جابجایی عناصر محدود می‌شود و در نتیجه عناصر آزاد شده در محل باقی مانده یا اصلاً آزاد نمی‌شوند و پراکندگی ژئوشیمیایی سطحی شکل نمی‌گیرد. از طرف دیگر سنگ‌های آهکی و دولومیتی خاصیت خنثی‌کنندگی بالایی دارند و اسیدیته ناشی از اکسیداسیون سولفیدها سریع خنثی می‌شود و تحرک فلزات کاهش می‌یابد که باعث می‌شود به جای هاله گسترده، یک زون محدود و موضعی ایجاد می‌شود.

جدول ۱. آنالیز نمونه های رسوب آبراهه ای و نمونه های معدنی محدوده فلزی باغ محله به روش ICP-OES

Element	Ag	Al	As	Ba	Be	Ca	Cd	Pb	S	Sb	Zn
Unit	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
DL	0.5	100	0.5	5	1	100	0.1	1	50	0.5	1
Method	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02
B41	<0.5	5562	9.2	33	<1	>10%	0.32	10	178	<0.5	20
B42	<0.5	3455	5.6	16	<1	>10%	0.26	4	243	<0.5	15
B43	<0.5	5292	3.9	58	<1	>10%	0.26	13	127	0.53	18
B44	<0.5	9954	34	121	<1	>10%	0.37	17	506	<0.5	38
B45	<0.5	4394	19.2	25	<1	>10%	0.28	11	204	<0.5	30
B46	<0.5	4568	2.6	22	<1	>10%	0.3	3	368	<0.5	25
B47	<0.5	2627	17	19	<1	>10%	0.34	4	186	0.52	26
B48	<0.5	20625	7.9	131	<1	>10%	0.33	17	281	<0.5	43
B49	<0.5	6872	4.4	63	<1	>10%	0.29	16	236	<0.5	31
B50	<0.5	4401	3.1	22	<1	>10%	0.35	4	198	<0.5	25
B51	<0.5	17610	5.1	145	<1	>10%	0.3	8	432	<0.5	33
BW2	<0.5	3168	11.1	18	<1	>10%	0.32	5	245	0.52	18
BM12L	3.17	5944	>100	50	2	>10%	155	1766	20333	16.41	>3%

۴- نتیجه‌گیری

نبود هاله ثانویه در یک کانسار MVT همان طور که در جنوب فاروج مشاهده می‌گردد، لزوماً نشانه نبود کانه‌زایی یا ضعف سیستم هیدروترمال نیست، بلکه می‌تواند بیانگر شرایط اقلیمی مستعد تشکیل کانی های زون اکسیدان، وجود پوشش سنگی محافظ، عمق نسبتاً زیاد زون کانه‌دار و توان بافری بالای سنگ‌های کربناته میزبان باشد. در چنین شرایطی، اکتشاف باید بر پایه هاله‌های اولیه، ساختارها، دولومیتی شدن و کنترل‌های لیتولوژیکی متمرکز شود و ژئوشیمی سطحی ممکن است منجر به نتایج واقعی نشود. کانی‌سازی سولفیدی هیپوزن در نتیجه فرایندهای هوازدگی به مقدار زیادی از بین رفته

است و به جای آن زون‌های کانه‌دار غنی از اسمیت‌زونیت، همی‌مورفیت، سروزیت، آنگلیت و هیدروزینسیت همراه با لیمونیت و هماتیت تشکیل شده‌اند که از ویژگی کمر بند کانی سازی تیپ MVT در جنوب استان خراسان شمالی می باشد.

۵- تقدیر و تشکر

این پژوهش با حمایت مالی دانشگاه پیام نور انجام شده است.

۶- مراجع

ارجمندزاده، ر.، ۱۴۰۳. پیش‌بینی ذخیره چند ده میلیون تنی سرب و روی تیپ دره می‌سی‌سی‌پی در جنوب استان خراسان شمالی، شمال شرق ایران. سی و دومین همایش ملی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران.

افشار حرب، ع.، ۱۳۶۴. نقشه زمین‌شناسی بجنورد، مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

Shelton KL, Gregg JM, and Johnson AW., 2009. Replacement dolomites and ore sulfides as recorders of multiple fluids and fluid sources in the southeast Missouri MVT district, USA: Halogen- 87Sr/86Sr-d18 O-d34 S systematics in the Bonneterre Dolomite. Economic Geology 104: 733–748.

شواهدی برای ژنز نوع Mississippi Valley–Type (MVT) در کانسارهای سرب و روی جنوب خراسان شمالی، شمال شرق ایران

رضا ارجمندزاده

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران؛ r.arjmandzadeh@pnu.ac.ir

چکیده

کانسارها و نشانه‌های معدنی سرب و روی و آهن در جنوب استان خراسان شمالی به طول بیش از ۱۰۰ کیلومتر در سازندهای کربناته ژوراسیک – کرتاسه کپه داغ واقع شده‌اند که نحوه تشکیل و الگوی ژنتیکی آنها تا حدود زیادی نامشخص مانده است. کانی‌سازی عموماً درون ساختارهای گسلی و مرز لایه‌بندی رسوبی رخ داده است و دارای ژئومتری از نوع رگه – رگچه‌ای و عدسی‌های باریک است و دارای پهنایی از چند سانتیمتر تا چند متر می‌باشد. کانی‌سازی هیپوژن تا حدود زیادی از بین رفته است و شامل مقادیر ناچیزی از سولفیدهایی نظیر گالن، اسفالریت و پیریت می‌باشد که توسط کانی‌های اکسیدی-کربناتی-سولفاتی مانند اسمیت‌زونیت، همی‌مورفیت، سرروزیت، آنگلیت، هیدروزینسیت، لیمونیت و هماتیت جانشین شده‌اند. عیار آهن، سرب و روی بسیار متغیر بوده و در برخی کانسارها صرفاً هماتیت استخراج می‌شود و در برخی دیگر مانند ساریگل عیار روی به بیش از ۳۰٪ و سرب در حد ۳ تا ۵٪ می‌رسد. ویژگی‌های شاخص این نوع کانی‌سازی شامل دمای تشکیل پایین (حدود ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد) و شوری ۷ تا ۱۴ درصد وزنی نمک طعام، نبود واحدهای ماگمایی در منطقه، رخداد بخشی از کانه‌زایی در گسل‌های معکوس، سنگ میزبان کربناته مانند دولوستون و آهک دولومیتی، نبود مقادیر مهم باریت و قرارگیری در کمربند فورلند کوهزایی منطبق با کانسارهای تیپ MVT می‌باشد.

کلیدواژه‌ها: سرب و روی، خراسان شمالی، اسمیت‌زونیت، میزبان کربناته، تیپ MVT

Evidence for a Mississippi Valley–Type (MVT) Genetic Model for Pb–Zn Mineralization in Southern North Khorasan, Northeastern Iran

Reza Arjmandzadeh

Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran; r.arjmandzadeh@pnu.ac.ir

Abstract

Th Lead–zinc and locally iron mineralization occurs over than 100-km-long belt in southern North Khorasan Province, hosted by Jurassic–Early Cretaceous carbonate formations of the Kopeh-dagh Basin. Despite numerous occurrences and small deposits, the genetic model of this mineralization has remained poorly constrained. Ore bodies are mainly structurally controlled, occurring along fault systems and bedding contacts, and display vein–veinlet and narrow lenticular geometries with thicknesses ranging from a few centimeters to several meters. Primary hypogene sulfide mineralization is largely depleted and represented only by minor galena, sphalerite, and pyrite, which are extensively replaced by supergene oxide, carbonate, and sulfate minerals including smithsonite, hemimorphite, cerussite, anglesite, hydrozincite, limonite, and hematite. Metal grades are highly variable; in some deposits only iron oxides are exploited, whereas in others such as Sarigol, Zn grades exceed 30% and Pb ranges between 3–5%. Diagnostic features of the mineralization include low formation temperatures (around 200 °C), moderate salinity of ore fluids (7–14 wt.% NaCl equiv.), absence of coeval magmatic activity, partial localization along reverse faults, carbonate host rocks (dolostone and dolomitic limestone), and a general lack of significant barite. The tectonic setting within a foreland basin and the geological and geochemical characteristics collectively support a Mississippi Valley–Type (MVT) genetic model for Pb–Zn mineralization in southern North

Khorasan. Keywords: lead and zinc, North Khorasan, smithsonite, carbonate host rocks, MVT type deposits

۱- مقدمه

از نظر زمین‌شناسی پهنه ماگمایی - رسوبی شمال شرق ایران از چند بلوک و زون کنار هم شامل کپه داغ در شمال، پهنه البرز در شمال غرب و بلوک لوت در جنوب تشکیل شده است که با زمین درز سبزوار از هم جدا شده‌اند (Arjmandzadeh et al., 2022). از ویژگی‌های اصلی پهنه کپه داغ نبود فعالیت ماگمایی طی شکل‌گیری آن و وجود ذخایر بسیار هیدروکربنی چون میدان گازی خانگی و معدنی زغال‌سنگ آقدربند است (شکل ۱). تا کنون، ذخایر غیر فلزی بسیار زیاد (چون گچ، مارن، باریت سنگ‌های تزئینی در گزارش پهنه کپه داغ شده است. ردیف چینه‌شناسی کپه‌داغ از قدیم به جدید شامل سازندهای کشف‌رود، چمن‌بید، مزدوران، شورپیچه، تیرگان، سرچشمه، سنگان، آتامیر، آبدراز، آبتلخ، نیزار، کلات، پستلیق، چهل‌کمان و خانگیران می‌باشد و قدمتی از ژوراسیک زیرین تا نئوژن را شامل می‌شود.

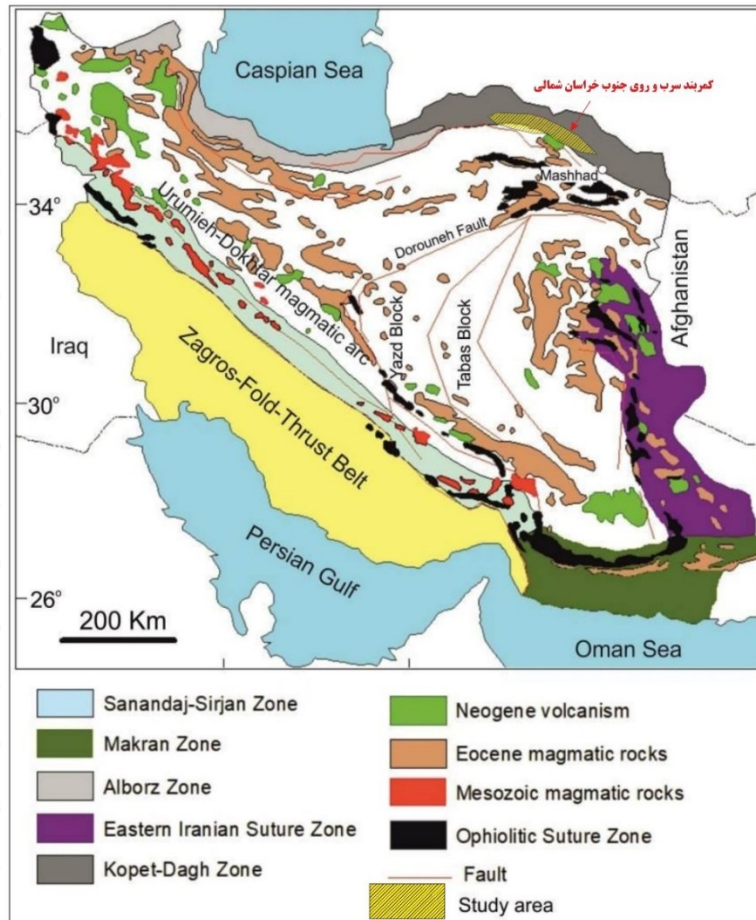
بر اساس (Ghazanfari 1993)، مهم‌ترین ایالت‌های فلزایی برای کانی‌سازی سرب و روی در ایران، زون‌های ساختاری ایران مرکزی، پهنه سندانج-سیرجان، و ناحیه البرز می‌باشد. در حالیکه زون ساختاری کپه‌داغ بر اساس مطالعات ایشان، فاقد اهمیت برای کانی‌سازی سرب روی در نظر گرفته شده است، به نظر می‌رسد با توجه به مطالعات اخیر و به دست آمدن ذخایری مانند ساریگل (آلبلاغ) و چندین کانسار و اندیس دیگر، زون ساختاری کپه‌داغ نیز دارای جایگاه ویژه‌ای است. با توجه به رخنمون گسترده واحدهای رسوبی ژوراسیک-کرتاسه، به‌ویژه واحدهای آهک و ماسه‌سنگ (نظیر سازندهای مزدوران، شورپیچه و تیرگان) پتانسیل بسیار مطلوبی برای شکل‌گیری ذخایر ارزشمند سرب و روی در این کمربند وجود دارد (شکل ۱).

کانسارهای سرب و روی نوع Mississippi Valley-Type (MVT) یکی از مهم‌ترین تیپ‌های کانسارهای با میزبان کربناته در جهان به‌شمار می‌روند و سهم قابل توجهی از ذخایر جهانی روی و سرب را تأمین می‌کنند. از دیدگاه ژنتیکی، مدل غالب برای تشکیل این کانسارها بر پایه گردش گسترده شورابه‌های حوضه‌ای در طی رویدادهای کوهزایی و تراکم حوضه‌های رسوبی است. در این مدل، فلزات از سنگ‌های رسوبی عمیق‌تر یا پی‌سنگ شسته شده و پس از انتقال در مسیرهای گسلی و لایه‌های تراوا، در سنگ‌های کربناته واکنش‌پذیر ته‌نشست می‌کنند. تغییرات در شرایط فیزیکوشیمیایی نظیر دما، فشار، Eh، pH و اختلاط سیالات، نقش مهمی در تمرکز فلزات دارند.

تاکنون در خصوص پتانسیل کانی‌سازی سرب و روی و تیپ کانی‌سازی در جنوب استان خراسان شمالی مطالعه جامعی صورت نگرفته است و در مقاله فعلی، با استفاده از داده‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و میان‌بارهای سیال‌الگوی ژنتزی این نوع کانی‌سازی بحث شده است. بدین منظور از تعداد ۴۰ نمونه سنگی از اندیس‌ها و کانسارهای سرب و روی این ناحیه مقطع نازک - صیقلی تهیه و به روش‌های XRD, XRF, ICP-OES آنالیز شدند.

۲- زمین‌شناسی و کانی‌سازی

بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی در مقیاس‌های ۱:۲۵۰۰۰۰، ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۵۰۰۰، توالی‌های رسوبی رخنمون‌یافته در کمربند سرب و روی جنوب خراسان شمالی عمدتاً دارای سن ژوراسیک تا کرتاسه پیشین هستند. این توالی‌ها شامل آهک‌های روشن و آهک‌های دولومیتی سازند مزدوران، کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های با سیمان کربناته و رنگ رخنمون قرمز (سازند شورپیچه) بوده که با یک توالی سبتر از آهک‌های خاکستری و آهک‌های دولومیتی فسیل‌دار سازند تیرگان پوشیده شده‌اند (شکل ۲). این سکانس رسوبی بیانگر رسوب‌گذاری در یک محیط ساحلی کم‌ژرفا است که با افزایش تدریجی عمق حوضه، شرایط برای گسترش نهشته‌های کربناته فراهم شده است. شایان ذکر است که واحدهای ژوراسیک این زون در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بجنورد با عنوان سازند لار و در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بجنورد با نام سازند مزدوران معرفی شده‌اند.



شکل ۱. موقعیت کمر بند کانی سازی سرب و روی در زون کپه داغ

سازند تیرگان به صورت تدریجی و هم‌شیب بر روی سازند آواری شوربچه (از کیمبرجین در ژوراسیک بالایی تا هاتروین) قرار گرفته است. این سازند با سن بarmین تا آپسین، عمدتاً از آهک‌های آلئیتی به همراه میان‌لایه‌های شیلی تشکیل شده که بر روی نهشته‌های سیلیسی-آواری شوربچه قرار داشته و به‌وسیله شیل‌های سازند سرچشمه پوشیده می‌شود. علاوه بر این، بخش‌های گسسته‌ای از زون بینالود در محدوده نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ بجنورد رخنمون دارند که شامل سازندهای پالئوزوئیک نظیر زاگون، لالون، میلا، نیور، پادها و خوش‌یلاق هستند. جایگاه ساختاری این واحدها در زون بینالود و ارتباط آن‌ها با توالی‌های کپه‌داغ نیازمند بررسی‌های بیشتر چینه‌شناسی و تکتونیکی است. کانه‌زایی سرب و روی در این کمر بند عمدتاً در ارتباط با سیستم‌های گسلی رخ داده و درون واحدهای آهک دولومیتی متمرکز است. رخساره‌های کربناته به‌عنوان کنترل‌کننده لیتولوژیکی اصلی عمل کرده و به دلیل تخلخل، نفوذپذیری و قابلیت انحلال بالا، میزان بخش عمده‌ای از کانی‌سازی هستند. با این حال، کانه‌زایی ضعیف سرب و روی به‌صورت پراکنده در واحدهای ماسه‌سنگی دارای سیمان کربناته نیز مشاهده می‌شود.



شکل ۲. موقعیت کمریند سرب و روی جنوب استان خراسان شمالی در نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بجنورد

۳- بحث

بخش اصلی کانه‌زایی قابل مشاهده کمریند ناشناخته سرب و روی در جنوب استان خراسان شمالی شامل کانی‌های اکسیدی-کربناتی-سولفاتی آهن، روی و سرب می‌باشد. البته وجود مقادیر ناچیزی از سولفیدهایی نظیر گالن درون افق‌های اکسیدی، نشان می‌دهد که این زون‌ها و رگه‌های کانه‌دار غنی از اسمیت‌زونیت، همی‌مورفیت، سروزیت، آنکلیزیت و هیدروزینسیت همراه با لیمونیت و هماتیت (شکل ۳)، احتمالاً در نتیجه هوازدگی زون‌های سولفیدی تشکیل شده‌اند. ماده معدنی شامل آهن، سرب، روی و مقادیر ناچیزی از مس در برخی نمونه‌ها می‌باشد.

کانه‌زایی روی و سرب در این کمریند، عموماً درون ساختارهای گسلی به‌ویژه محل تقاطع گسل‌ها و دارای ژئومتری از نوع رگه‌ای و عدسی‌های باریک است که به صورت تکرار شونده درون گسل‌های کنترل‌کننده شکل گرفته‌اند (شکل ۳).

توالی‌های رسوبی میزبان کانسار سرب و روی، دارای سن ژوراسیک-کرتاسه بوده و مشابهت‌هایی را با ذخایر تیپ MVT دارند. ویژگی‌های شاخص کانسارهای تیپ MVT شامل نبود فعالیت‌های ماگمایی، رخداد کانه‌زایی در گسل‌های معکوس، وجود دولوستون و آهک دولومیتی بعنوان واحدهای سنگی میزبان، وجود باریت در مقادیر جزئی و قرارگیری در کمریند فورلند کوهزایی در این زون قابل مشاهده می‌باشند (Shelton, 2009).

عمومی‌ترین بافت‌های کانسنگ روی و سرب در کانسارهای این کمریند، بافت‌های جانشینی، رگه-رگچه‌ای، توده‌ای و پرکننده فضاهای خالی و برشی می‌باشند. بافت‌های برشی، توده‌ای و جانشینی، عموماً در مرکز ساختارهای گسلی کنترل‌کننده کانه‌زایی، و بافت‌های رگه-رگچه‌ای تا دانه پراکنده نیز عموماً در حاشیه‌های آن جای دارند (شکل ۳).

ویژگی‌های کانساری روی و سرب با میزبان کربناته در جنوب خراسان شمالی، مشابهت‌های زیادی را با کانسارهای نوع MVT نشان می‌دهد و با توجه به جایگاه ژئودینامیکی و زمین‌ساختی منطقه، متالوژنی روی و سرب در زون ساختاری کپه‌داغ، نوع و سن واحدهای سنگی میزبان، نوع دگرسانی‌های سنگ دیواره، نوع و پاراژنز کانی‌های سرب و روی، تشکیل دو مرحله‌ای کانه‌زایی شامل مرحله اول سولفیدها و مرحله دوم کربنات‌ها، اکسیدها و سولفات‌ها، نوع و عملکرد ساختارهای گسلی کنترل‌کننده کانه‌زایی، این کانسار را می‌توان با احتمال زیاد از نوع روی و سرب تیپ دره می‌سی‌سی‌پی یا با عنوان کلی تیپ سرب و روی با میزبان رسوبی در نظر گرفت.

جاویدی مقدم و همکاران (۱۴۰۲) بر پایه مطالعات میان بارهای سیال (LV) در بلورهای کلسیت همزمان با کانی‌سازی، دمای همگن شدن بین ۱۸۰ تا ۲۶۵ و ۱۶۷ تا ۲۱۴ درجه سانتی‌گراد و تغییرات شوری بین ۷/۸ تا ۱۴/۵ و ۱۱/۷ تا ۱۲/۲ درصد وزنی نمک طعام را برای منطقه اکتشافی کلاته پیاله در شمال شرق اسفراین به دست آوردند. این محققین بر پایه شواهدی چون کنترل ساختاری کانی‌سازی، نوع دگرسانی‌ها و گسترش خطی آنها، کانی‌شناسی ساده، زمین‌شیمی و همچنین شواهد میانبارهای سیال محدوده اکتشافی کلاته پیاله را به کانسارهای اپی‌ترمال سرب و روی نسبت داده‌اند که البته به نظر می‌رسد نیاز به بازنگری دارند.



شکل ۳. انواع ساختارهای کانی‌سازی سرب و روی در زون اسفراین. پدیده جاننشینی سروزیت به جای گالن در شکل C نشان داده شده است. Sm: اسمیت زونیت، He: همی‌مورفیت، Ang: انگل‌زیت، Gn: گالن

۴- نتیجه‌گیری

شواهد زمین‌شناسی و کانی‌شناسی نشان می‌دهد کانه‌زایی سرب و روی جنوب خراسان شمالی عمدتاً درون سنگ‌های کربناته ژوراسیک-کرتاسه و تحت کنترل ساختارهای گسلی و سطوح لایه‌بندی رخ داده است. تمرکز کانی‌سازی در واحدهای دولومیتی، هندسه رگه‌ای تا عدسی‌شکل، و نبود ارتباط با فعالیت‌های ماگمایی از ویژگی‌های اصلی این سیستم به شمار می‌رود.

کانی‌شناسی اولیه شامل گالن، اسفالریت و پیریت بوده که به‌طور گسترده توسط کانی‌های سوپرژن مانند اسمیت‌زونیت، همی‌مورفیت، سرروزیت و اکسیدهای آهن جانشین شده‌اند. با وجود دگرسانی سوپرژن، پراکندگی ژئوشیمیایی ثانویه فلزات در سطح منطقه محدود است. دمای نسبتاً پایین تشکیل، شوری متوسط سیالات، سنگ میزبان کربناته، جایگاه تکتونیکی فورلند و نبود دگرسانی‌های ماگمایی، همگی با ویژگی‌های کانسارهای نوع Mississippi Valley-Type (MVT) سازگار هستند.

۵- تقدیر و تشکر

این پژوهش با حمایت مالی دانشگاه پیام نور انجام شده است.

۶- مراجع

جاویدی مقدم، مریم؛ ملک زاده، شفارودی آزاده و فرهمند، میلاد، ۱۴۰۲. کانی سازی سرب - روی در منطقه اکتشافی کلاته پیاله، پهنه کپه داغ، بررسی‌های کانی سازی، زمین شیمی گالن و میان بارهای سیال، زمین شناسی اقتصادی، ۱۵ (۳): ۵۳-۷۰.

Arjmandzadeh, R., Alirezaei, S., Almasi, A., 2022. Tectonomagmatic reconstruction of the Upper Mesozoic-Cenozoic Neotethyan arcs in the Lut block, East Iran: a review and synthesis. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 31:520-544.

Ghazanfari, F., 1993, Zn-Pb Mines and Deposits in Iran [M.Sc. thesis]: University of Tehran, 199 p.

Shelton KL, Gregg JM, and Johnson AW., 2009. Replacement dolomites and ore sulfides as recorders of multiple fluids and fluid sources in the southeast Missouri MVT district, USA: Halogen- 87Sr/86Sr-d18 O-d34 S systematics in the Bonnetterre Dolomite. *Economic Geology* 104: 733-748.

محیط جایگیری توده نفوذی گابرو-دیوریت بر اساس کلینوپیروکسن (جنوب تیکمه داش،
آذربایجان شرقی)

*مرضیه رضایی اقدم^۱، قهرمان سهرابی^۲

۱- گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل

mrezaeiaghdam@pnu.ac.ir

چکیده

توده نفوذی گابرو-دیوریتی بستان آباد- هشرود در جنوب تیکمه داش به داخل سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده است. شیمی پیروکسن بیانگر ترکیب دیوپسید آلومینیم‌دار و تعلق نمونه‌ها به ماگمای میزبان با ماهیت ساب آکالن و کالک الکالن و محصول تفریق ماگما هستند. افزایش فعالیت کلسیم چرماک با افزایش مقدار $Al^{(VI)}$ در ساختمان کانی، بیانگر فزونی فشار هنگام تبلور کانی است. سنگ‌های منطقه مورد بررسی متعلق به یک کمان آتشفشانی کرانه فعال قاره ای و محیطی با فوگاسیته بالای اکسیژن می‌باشند.

کلیدواژه‌ها: شیمی کانی، کلینوپیروکسن، محیط جایگیری، گابرو-دیوریت، تیکمه داش

**Emplacement environment of a clinopyroxene-based gabbro-diorite
intrusive mass (south of Tikmeh Dash, East Azerbaijan)**

*Marzieh Rezaei Aghdam, ²Ghahraman Sohrabi

Department of Geology, Faculty of Sciences Payame Noor University, Tehran, Iran

Department of Geology; Mohaghegh Ardabili University; Ardabil

mrezaeiaghdam@pnu.ac.ir

Abstract

The Bostan Abad-Hashrud gabbro-diorite intrusion south of Tikme Dash has intruded into Eocene volcanic-sedimentary rocks. The pyroxene chemistry indicates the composition of aluminum-bearing diopside and the samples belong to the host magma with a subalkaline and calc-alkaline nature and the product of magma fractionation. The increase in calcium chermak activity with an increase in the amount of $Al^{(VI)}$ in the mineral structure indicates an increase in pressure during mineral crystallization. The rocks of the studied area belong to an active continental margin volcanic arc and environment with high oxygen fugacity.

Keywords: Mineral chemistry, Clinopyroxene, Thermo-barometry, gabbro-diorite, Shirwandeh

۱-مقدمه

بسیاری از محققین معتقد هستند که ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در سنگ از سری ماگمایی سنگ میزبان تبعیت می‌کند (Zhu and Ogasawara, 2004). به همین دلیل، مطالعات سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها یکی از بهترین راه‌های شناخت فرآیندهای ماگمایی است که میتواند شرایط تبلور و فرایندهای تأثیرگذار بر تبلور کانی‌ها را با دقت بیشتری

توضیح دهد (Molina *et al.*, 2009). هدف از انجام این پژوهش، مطالعه پتروگرافی و شیمی کانی کلینوپیروکسن و شرایط محیط جایگیری توده ی گابرودیوریتی تیکمه داش می‌باشد.

۲- مواد و روش‌ها

پس از پیمایش های صحرایی بخش‌های مختلف واحد گابرودیوریتی تیکمه داش، تعداد ۱۵ نمونه ی مناسب جهت انجام آزمایشات ریز کاو الکترونی (EMPA) برای تعیین ترکیب کانیهای تشکیل دهنده گابرودیوریت (پلاژیوکلاز، الیون، پیروکسن و بیوتیت) به آزمایشگاه آکادمی علوم چین (Academy of Sciences, Beijing, China) ارسال گردید. کانی‌های سیلیکاته منتخب مقاطع به تعداد ۴۲ نقطه با دستگاه EMPA با ولتاژ ۱۵ الکترون ولت و طول موج ۰/۰۰۱ nA آنالیز گردیدند. در طی آنالیز، از کالیبراسیون (Element intensity cps/nA) برای عناصر Na, Mg, Al, Fe, Mn, Si, Ca, Cr, Ni, Ti استفاده شده است.

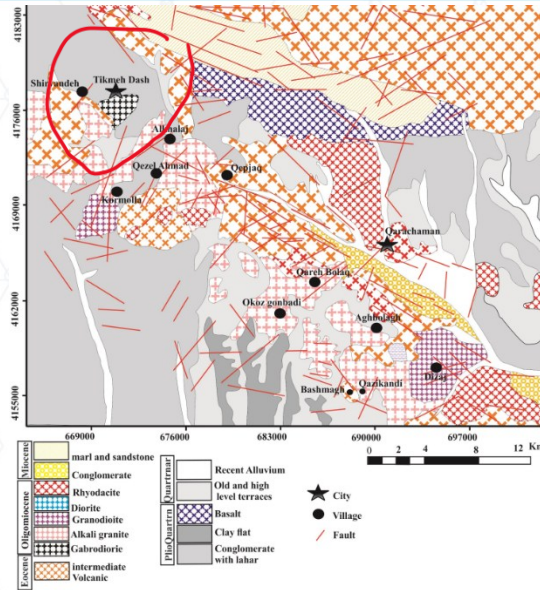
۳- بحث

زمین‌شناسی

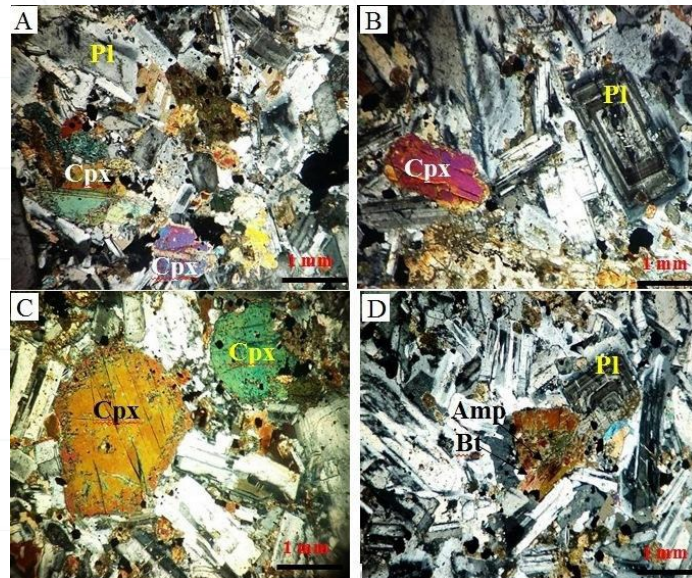
منطقه مورد مطالعه بخشی از زون البرز- آذربایجان است که توده‌های گابرودیوریتی در جنوب تیکمه داش برونزد دارند. بر اساس نقشه های ۱:۱۰۰۰۰۰ بستان آباد (بهروزی و همکاران، ۱۳۷۵)، هشتگرد (امینی آذر و غدیرزاده، ۱۳۷۱) و قره چمن (اسدیان و همکاران، ۱۳۷۳) (شکل ۱)، مهمترین واحدهای زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه شامل سنگ‌های ولکانیکی ائوسن، توده‌های نفوذی و گنبد‌های ساب ولکانیکی الیگوسن- میوسن، تناوبی از ماسه سنگ و مارن‌های میوسن و واحدهای آذرآواری پلیوسن-پلئیسوتوسن مرتبط با آتشفشان سه‌پند می‌باشند. واحدهای آتشفشانی ائوسن توسط انواع توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی قطع شده و هر دو مجموعه اغلب توسط واحدهای آذرآواری پلیوسن-پلئیسوتوسن پوشیده شده است. توده‌های گرانیتوئیدی بصورت استوک‌های کوچک تا بزرگ واحدهای ائوسن را قطع نموده است. گرانودیوریت، مونزوگرانیت، مونزوادیوریت اغلب در جنوب شرقی قره‌چمن و میکرو آلکالی گرانیت تا آپلیت در شمال هشتگرد رخنمون دارند. گابرودیوریت در جنوب تیکمه داش بصورت استوک و به ابعاد تقریبی دو کیلومتر در یک کیلومتر برونزد دارد (شکل ۱).

پتروگرافی

در گابرودیوریت تیکمه داش کانی‌های پلاژیوکلاز کلسیک و کلینوپیروکسن به ترتیب بیشترین فراوانی را دارند. بیوتیت و کانی‌های کدر نیز در ترکیب سنگ حضور دارند. بافت اصلی این سنگ‌ها اغلب شامل گرانولار و ساب افیتیک می‌باشند (شکل ۲- الف و ب). در مقاطع نازک، پلاژیوکلاز اغلب بصورت ایدیومورفیک تا هیپ ایدیومورفیک و فراوانی ۴۵-۴۰ درصد حجمی، گاهی با زونینگ و منطقه بندی دیده می‌شود. (شکل ۲- ب). پلاژیوکلازها در حدود ۱ میلی‌متر بوده و ترکیب شیمیایی آنها بر حسب زاویه خاموشی (حدود ۵۵ درجه)، لابرادوریت تعیین شده است. برخی از پلاژیوکلازها دارای ادخال‌هایی از سوزنهای آپاتیت، اسفن و زیرکن می‌باشند. بلورهای کلینوپیروکسن با فراوانی ۳۵-۳۰ درصد با اندازه بیش از ۲ میلی‌متر به صورت نیمه شکل دار تا شکل دار بوده و زاویه خاموشی ۴۳ درجه نشان می‌دهند (شکل ۲- پ). بلورهای کلینوپیروکسن اغلب منطقه بندی و دوقلوبی (شکل ۲- الف) و یا حاشیه پوئی کلیتیک نشان می‌دهند (شکل ۲- پ). بیوتیت‌ها در مقاطع نازک به رنگ قهوه‌ای کم‌رنگ تا پررنگ دیده می‌شوند (شکل ۲-ت). آمفیبول هیپ ایدیومورفیک از دیگر کانیهای فرعی مافیک بوده که کمتر از ۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. آمفیبول‌ها اغلب بصورت بلورهای ریز پرکننده در همجواری میکاها و کانیهای مافیک دیده می‌شوند (شکل ۲-ت).



شکل ۱- نقشه ساده شده از منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه های ۱:۱۰۰۰۰۰ بستان آباد (Behrozi et al., 1997)، هشتروند (Aminiazar and Ghadirzadeh, 1993) و قره چمن (Asadian et al., 1995).



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی کانیهای توده گابرویدیوریتی جنوب تیکمه داش در حالت XPL الف- بافت گرانولار، کلینوپیروکسن (Cpx) با منطقه بندی دوقلوبی، ب- پلاژیوکلاز (Plg) زونه و بافت ساب افتیک در گابرویدیوریت، ب- حاشیه پویی کلتیک در کلینوپیروکسنها (Cpx)، ت- پلاژیوکلاز (Plg) زونه، آمفیبول (Am) و بیوتیت (Bt) در گابرویدیوریت. علائم استفاده شده برای معرفی کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) می‌باشد.

شیمی بلور پیروکسن

کانی پیروکسن در گابرویدیوریت جنوب تیکمه داش اغلب به شکل بلورهای درشت بوده و تعداد ۱۷ نقطه از آنها مورد بررسی ریزپردازشی قرار گرفتند. بر اساس نمودار Al (a.p.f.u) برابر Fe^{3+} (a.p.f.u) ارائه شده توسط (Morimoto et al., 1988) کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در بخش دیوپسید آلومینیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۳-الف). کلینوپیروکسن‌های عدد منیزیم کمتر از ۰.۸۶٪ محصول تفریق ماگما هستند (Lebas, 1962; Deer et al., 1992). با توجه به اینکه تمام نمونه‌های مورد مطالعه $Mg\# > 0.70$ دارند، می‌توان تمام نمونه‌ها را حاصل تفریق ماگمایی دانست. نمودار تعیین سری ماگمایی بر

اساس ترکیب شیمی پیروکسن از (Nisbet and Pearce, 1997) نشانگر تعلق نمونه‌ها به ماگمای میزبان با ماهیت ساب آلکالن می‌باشد (شکل ۳-ب). همچنین، از ترکیب بلورهای کلینوپیروکسن برای ارزیابی ماهیت ماگما در نمودار Leterrier و همکاران (۱۹۸۲) استفاده شده که بر این اساس، ترکیب ماگمای سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده ساب آلکالن و سری کالک آلکالن هستند (شکل ۳-ب)

جدول ۱- نتایج تجزیه میکروپروپ کلینوپیروکسن در گابرودیوریت جنوب تیکمه‌داش بر اساس شش اتم اکسیژن.

Rim-Cor	Px.gb R1-1	Px.gb R1-2	Px.gb C1-3	Px.gb C1-4	Px.gb C1-5	Px.gb C1-6	Px.gb R1-7	Px.gb R1-8
SiO ₂	50.79	50.94	50.97	50.97	50.66	50.67	50.67	50.69
TiO ₂	0.57	0.56	0.48	0.45	0.53	0.49	0.49	0.52
Al ₂ O ₃	3.25	3.28	3.48	3.55	2.98	3.2	3.5	3.27
Cr ₂ O ₃	0.18	0.12	0.12	0.09	0.11	0.14	0.14	0.12
FeO	7.92	7.88	7.68	7.83	7.67	7.56	7.56	7.68
Fe ₂ O ₃	2.07	2.06	1.98	1.95	2.03	1.99	1.99	2.02
MnO	0.29	0.22	0.19	0.18	0.2	0.18	0.18	0.21
MgO	13.7	13.54	13.36	13.42	13.74	13.4	13.32	13.29
CaO	20.56	20.64	21.21	20.76	20.49	20.79	20.83	20.96
Na ₂ O	0.5	0.55	0.61	0.55	0.57	0.58	0.58	0.6
K ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
	99.84	99.8	100.1	99.76	98.99	99.01	99.28	99.37
Si	1.9	1.9	1.9	1.9	1.91	1.91	1.9	1.9
Ti	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	0.14	0.14	0.15	0.16	0.13	0.14	0.15	0.14
Cr	0.01	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06
Fe ²⁺	0.25	0.25	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.76	0.75	0.74	0.75	0.77	0.75	0.75	0.74
Ca	0.82	0.83	0.85	0.83	0.83	0.84	0.84	0.84
Na	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
K	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	4	4	4	4	4	4	4	4
En	0.42	0.41	0.41	0.41	0.42	0.41	0.41	0.41
Fs	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
Wo	0.45	0.45	0.46	0.46	0.45	0.46	0.46	0.46

	Px.gb R1-1	Px.gb R1-2	Px.gb C1-3	Px.gb C1-4	Px.gb C1-5	Px.gb C1-6	Px.gb R1-7	Px.gb R1-8
Cr#	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02
Ti+Cr+Na	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
Al ^{VI} +2Ti+Cr	0.09	0.09	0.09	0.1	0.08	0.09	0.1	0.09
Ti+Cr	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
TiO ₂ +Cr ₂ O ₃	0.75	0.68	0.6	0.54	0.64	0.63	0.63	0.64
100Al ^{IV}	10.21	9.6	10.24	9.58	9.41	9.29	9.81	9.79
Al ^{IV} +Fe ³⁺	0.16	0.15	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15

	Px.gb R2-1	Px.gb R2-2	Px.gb R2-3	Px.gb C2-4	Px.gb C2-5	Px.gb C2-6	Px.gb R2-7	Px.gb R2-8	Px.gb R2-9
SiO ₂	50.84	50.85	50.9	50.92	50.64	50.71	50.73	50.97	50.98
TiO ₂	0.48	0.48	0.47	0.45	0.47	0.41	0.42	0.4	0.4
Al ₂ O ₃	3.53	3.54	3.59	3.68	3.06	3.08	3.16	3.16	3.18
Cr ₂ O ₃	0.2	0.2	0.17	0.17	0.12	0.09	0.07	0.04	0.07
FeO	7.56	7.53	7.45	7.45	8.3	8.32	8.18	8.17	8.16
Fe ₂ O ₃	1.98	1.98	1.97	1.95	1.97	1.91	1.92	1.9	1.9
MnO	0.18	0.19	0.17	0.16	0.14	0.14	0.13	0.11	0.11
MgO	13.29	13.13	13.12	13.1	13.32	12.99	12.94	12.93	12.9
CaO	20.77	20.71	20.72	20.51	20.09	19.44	19.64	19.37	19.63
Na ₂ O	0.56	0.56	0.57	0.58	0.57	0.58	0.6	0.6	0.6
K ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0	0.02	0.01
Total	99.4	99.18	99.15	98.99	98.69	97.68	97.79	97.67	97.94

	Px.gb R2-1	Px.gb R2-2	Px.gb R2-3	Px.gb C2-4	Px.gb C2-5	Px.gb C2-6	Px.gb R2-7	Px.gb R2-8	Px.gb R2-9
En	0.41	0.41	0.41	0.41	0.41	0.41	0.41	0.41	0.41
Fs	0.13	0.13	0.13	0.13	0.14	0.15	0.15	0.15	0.14
Wo	0.46	0.46	0.46	0.46	0.45	0.44	0.45	0.44	0.45
Mole fractions									
Cr#	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01
Ti+Cr+Na	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
Na+Al ^{IV}	0.13	0.13	0.13	0.12	0.13	0.1	0.11	0.1	0.1
Al ^{VI} +2Ti+Cr	0.11	0.11	0.12	0.12	0.09	0.12	0.12	0.13	0.12
Ti+Cr	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
TiO ₂ +Cr ₂ O ₃	0.68	0.68	0.64	0.62	0.59	0.5	0.49	0.44	0.47
Al ^{IV} +Fe ³⁺	0.15	0.14	0.14	0.14	0.14	0.11	0.12	0.11	0.11

محیط جایگیری و فوگاسیته اکسیژن

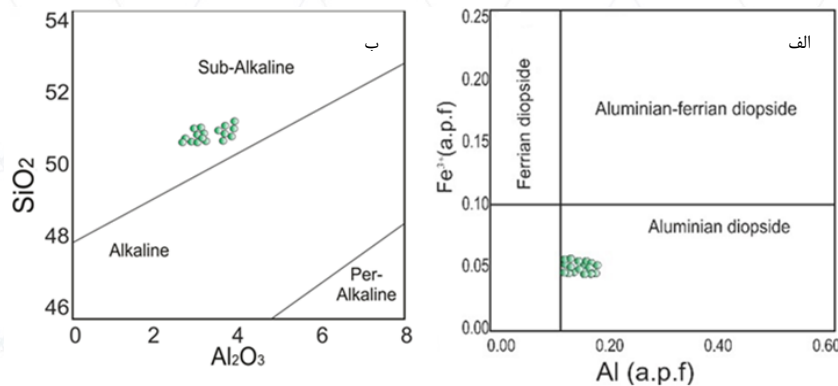
در نمودار $Al^{IV} * 100$ در برابر TiO_2 (Ao et al., 2010)، روند نمونه‌ها نسبت به افزایش TiO_2 از ۰/۴ تا ۰/۵۷، مشابله با کمان‌های ماگمایی است (شکل ۴-الف). با توجه به این که در این کانی‌ها $Na < Al$ می‌باشد، باید آن‌ها را جزء پیروکسن‌های کلسیک طبقه بندی کرد و با افزایش مقدار $Al^{(VI)}$ در ساختمان کانی، فعالیت کلسیم چرماک اضافه می‌شود که خود تابعی از فزونی فشار هنگام تبلور کانی است. نمودار تکتونوماگمایی F1 و F2 (Nisbet and Pearce, 1997)، رسم شده بر اساس داده‌های کلینوپيروکسن نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه مورد بررسی متعلق به یک کمان آتشفشانی می‌باشند (شکل ۴-ب).

مقادیر F1 و F2 طبق فرمول‌های ارائه شده محاسبه شده است:

$$F1 = - (0.012 * SiO_2) - (0.0807 * TiO_2) + (0.0026 * Al_2O_3) - (0.0012 * FeO^{total}) - (0.0026 * MnO) + (0.0087 * MgO) - (0.0128 * CaO) - (0.0419 * Na_2O)$$

$$F2 = - (0.0469 * SiO_2) - (0.0818 * TiO_2) - (0.0212 * Al_2O_3) - (0.0041 * FeO^{total}) - (0.1435 * MnO) - (0.0029 * MgO) + (0.0085 * CaO) + (0.016 * Na_2O)$$

همچنین محیط زمین ساختی بر اساس داده‌های کلینوپيروکسن در نمودار Ca نسبت به $Ti+Cr$ ارائه شده توسط al, Leterrier et (1982) که گستره مورب و تولیتی را از کمان آتشفشانی تفکیک می‌کند، کمان آتشفشانی کرانه فعال قاره ای تعیین شد (شکل ۴-پ). به باور Cameron and Papike, (1981)، هر چه فاصله نمونه‌ها از خط $Fe^{3+}=0$ بیشتر شود، مقدار فوگاسیته اکسیژن در محیط پیدایش آنها بیشتر است. بر پایه نمودار $Al^{IV}+2Ti+Cr$ نسبت به $Na+Al^{IV}$ اقتباس از et al., (1979) Schweitzer، نمونه‌های بررسی شده در محدوده فوگاسیته بالای اکسیژن قرار گرفته اند (شکل ۴-ت).

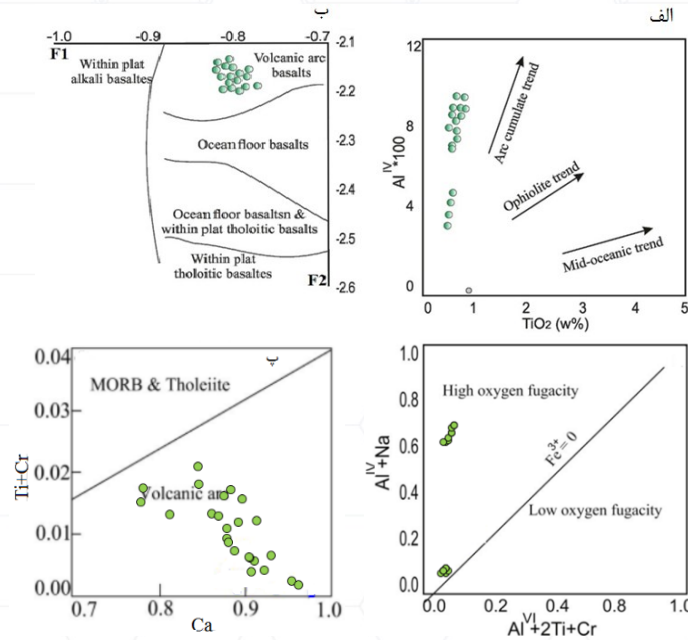


شکل ۳-الف - نمودار Al (a.p.f.u) در برابر Fe^{3+} (a.p.f.u) از Morimoto et al., (1988) ب-تعیین سری ماگمایی از Nisbet and Pearce, (1997)

۴-نتیجه‌گیری

نمودار تعیین سری ماگمایی بر اساس ترکیب شیمی پیروکسن نشانگر تعلق نمونه‌ها به ماگمای میزبان با ماهیت ساب آلكالن و سری کالک آلكالن می‌باشد. با توجه به این که در این کانی‌ها $Na < Al$ می‌باشد، باید آن‌ها را جزء پیروکسن‌های کلسیک طبقه بندی کرد و با افزایش مقدار $Al^{(VI)}$ در ساختمان کانی، فعالیت کلسیم چرماک اضافه می‌شود که خود تابعی از فزونی فشار هنگام

تبلور کانی است. سنگ‌های منطقه مورد بررسی متعلق به یک کمان آتشفشانی می‌باشند. همچنین محیط پیدایش آنها در محدوده فوگاسیته بالای اکسیژن قرار گرفته اند.



شکل ۴-الف-در نمودار (Ao et al., 2010)، نمونه‌ها در روند مشابه کمان قاره‌ای قرار می‌گیرند. ب-نمودار تکتونوماگمایی (Nisbet and Pearce, 1997)،
ت- فوگاسیته بالای کلینوپیروکسن ها در نمودار Schweitzer et al., (1979) پ-نمودار Ca نسبت به Ti+Cr اقتباس از (Leterrier et al, 1982)

منابع:

- امینی آذر، ر.، غدیرزاده، ا. ۱۳۷۱. نقشه زمین شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ هشت‌رود، سازمان زمین شناسی کشور.
 بهروزی، ا.، امینی آذر، ا.، ۱۳۷۵، نقشه زمین شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ بستان آباد، سازمان زمین شناسی کشور.
 -Zhu, Y. and Ogasawara, Y. (2004) Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in, trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokchetav UHP massif, North Kazakhstan. *Journal of Asian Earth Sciences* 22: 517-527.
 -Molina, J., Scarrow, J., Montero, P.G. and Bea, F. (2009) High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 158: 69-98.
 -Whitney, D.L., Evans, B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist* 95:185-187.
 -Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Akoi, K.I. and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 52: 535 – 555.
 -Nisbet, E. G., Pearce, J. A. (1997) Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63: 161-173.
 -Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M. (1982) Clinopyroxene Composition as a Method of Identification of the Magmatic Affinities of Paleo-Volcanic Series. *Earth and Planetary Science Letters* 59: 139-154.
 - Ao, S. J., Xiao, W. J., Han, C. M., Mao, Q. G. and Zhang, J. E. (2010) Geochronology and geochemistry of early Permian mafic-ultramafic complexes in the Beishan area, Xinjiang, NW China: implications for late Paleozoic tectonic evolution of the southern Altai. *Gondwana Research* 18: 466-478.
 -Cameron, M. and Papike, J. J. (1981) Structural and chemical variations. *American Mineralogist* 66: 1-50.
 -Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and Bence, A. E. (1979) Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts *American Mineralogist* 64: 501-513.

تحولات ماگمایی توده نفوذی گرانودیوریت دیزج (شمال غرب ایران)

*مرزیه رضایی اقدام^۱، قهرمان سهرابی^۲ فاطمه رنجبری گوگجه سلطان^۳

۱- گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل

۳- گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

mrezaeiaghdam@pnu.ac.ir

چکیده

فعالیت‌های ماگمایی در طی سنوزوئیک موجب جایگیری توده‌های نفوذی متعددی در زون البرز غربی - آذربایجان بخصوص در نوار بستان آباد - میانه شده است. در توده نفوذی گرانودیوریت دیزج، تغییرات نسبت عنصرهای ناسازگار با شیب مثبت، نشان دهنده نقش فرایند تبلور بخشی همراه با آرایش ماگمایی (AFC) در پیدایش این سنگ‌هاست. مشاهده صحرایی انکلاوها در این توده نفوذی، حالت زونینگ در بلورهای پلاژیوکلاز می‌تواند گواهی بر رویداد فرایندهای هضم و آرایش و اختلاط ماگمایی در کنار فرایند جدایش بلورین باشد. مقادیر Sm/Yb در نمونه‌ها نیز نشانگر هضم پوسته بالایی در پوسته به نسبت نازک است. همچنین با توجه به غنی‌شدگی از K₂O و نیز نسبت بالای K₂O/Na₂O توسط تفریق بلورین همزمان با فرایند آغشتگی ماگما توسط سنگ‌های پوسته‌ای (AFC) و غنی‌شدگی توسط سیالات طی بالا آمدگی در پوسته به نسبت نازک منطقه، در تکامل ماگمای ماژیک مادر نقش مهمی داشته است.

کلیدواژه‌ها: تحولات ماگمایی، گرانودیوریت، دیزج

Magmatic evolution of the Disaj granodiorite intrusive mass (northwest Iran)

*Marzieh Rezaei Aghdam, ²Ghahraman Sohrabi ³Fatimeh Ranjbari Gogjeh Sultan

Department of Geology, Faculty of Sciences Payame Noor University, Tehran, Iran

Department of Geology; Mohaghegh Ardabili University; Ardabil

Department of Geology, Faculty of Sciences Payame Noor University, Tehran, Iran

mrezaeiaghdam@pnu.ac.ir

Abstract

Magmatic activities during the Cenozoic have caused the emplacement of numerous intrusive masses in the Western Alborz-Azerbaijan zone, especially in the Bostan Abad-Mianeh belt. In the Disaj granodiorite intrusive mass, changes in the ratio of incompatible elements with a positive slope indicate the role of the partial crystallization process with magmatic contamination (AFC) in the formation of these rocks. Field observation of enclaves in this intrusive mass, the zoning state in plagioclase crystals can be evidence of the occurrence of magmatic digestion, contamination, and mixing processes along with the crystalline segregation process. Sm/Yb values in the samples also indicate the digestion of the upper crust in the relatively thin crust. Also, considering the enrichment of K₂O and the high K₂O/Na₂O ratio by crystalline fractionation simultaneously with the magma impregnation process by crustal rocks (AFC) and enrichment by fluids during uplift in the relatively thin crust of the region, it has played an important role in the evolution of the parent mafic magma.

Keywords: Magmatic evolution, granodiorite, diseq

۱- مقدمه

مطالعات سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها یکی از بهترین راه‌های شناخت فرآیندهای ماگمایی است که می‌تواند شرایط تبلور و فرایندهای تأثیرگذار بر تبلور کانی‌ها را با دقت بیشتری توضیح دهد (Molina et al., 2009). هدف از این مطالعه استفاده از نتایج شیمی کانی به منظور پی بردن به ترکیب کانی و بررسی تحولات ماگمایی توده گرانودیوریت منطقه دیزج می باشد تا مکمل داده‌ها و تعبیر و تفسیرهای ژئوشیمی و سنگ‌شناسی این سنگ‌ها از این دیدگاه باشد.

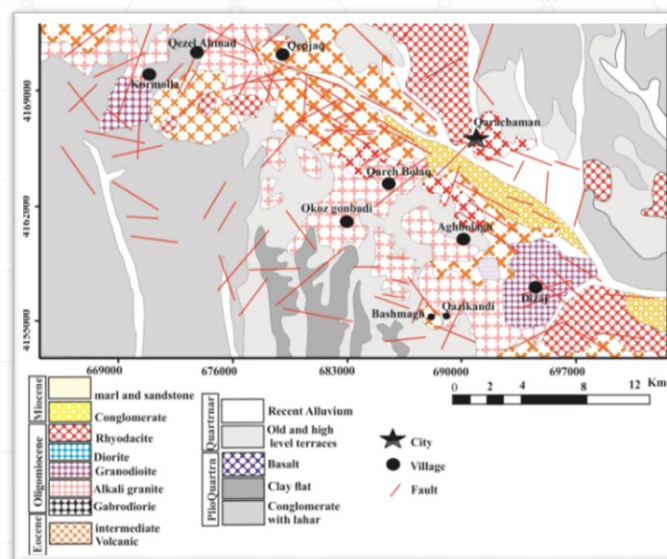
۲- مواد و روش‌ها

جهت مطالعه توده‌های نفوذی منطقه، در طی بازدید صحرایی، تعداد ۲۱ نمونه از سنگ‌های سالم انتخاب و جهت آنالیز به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) و طیف‌سنجی به روش XRF در آزمایشگاه زرآما مورد آنالیز قرار گرفته‌اند. نمودارهای مختلف زمین‌شیمیایی توسط نرم‌افزار GCDkit و Excel ترسیم و مورد تحلیل قرار گرفتند.

۳- بحث

زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در شمال غرب کشور و بخشی از زون البرز-آذربایجان می‌باشد. بر اساس نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ بستان آباد (بهروزی و همکاران، ۱۳۷۵)، هشتروند (امینی آذر و غدیرزاده، ۱۳۷۱) و قره‌چمن (اسدیان و همکاران، ۱۳۷۳) (شکل ۱)، مهمترین واحدهای زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه شامل سنگ‌های ولکانیکی ائوسن (حد واسط با ترکیب تراکی آندزیتی تا تراکی بازالتی و اسیدی با ترکیب ریولیتی داسیتی و ایگنمبریتی)، توده‌های نفوذی و گنبد‌های ساب‌ولکانیکی الیگوسن-میوسن و واحدهای آذرآوری پلیوسن-پلئیسٹوسن مرتبط با آتشفشان سهند می‌باشند. توده‌های گرانیتوئیدی بصورت استوک‌های کوچک تا بزرگ واحدهای ائوسن را قطع نموده و موجب دگرسانی ولکانیک‌های ائوسن شده است. توده‌های نفوذی از نوع گرانودیوریت، بیوتیت‌گرانیت، مونزوگرانیت، مونزودیوریت در جنوب غربی شیخ‌بیگلو (جنوب قره‌چای و کورملا) و دیزج و آلکالی‌گرانیت‌ها در روستای قزل‌احمد رخنمون دارند (شکل ۲-الف).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ بستان آباد (بهروزی و همکاران، ۱۳۷۵) و قره‌چمن (اسدیان و همکاران، ۱۳۷۳).



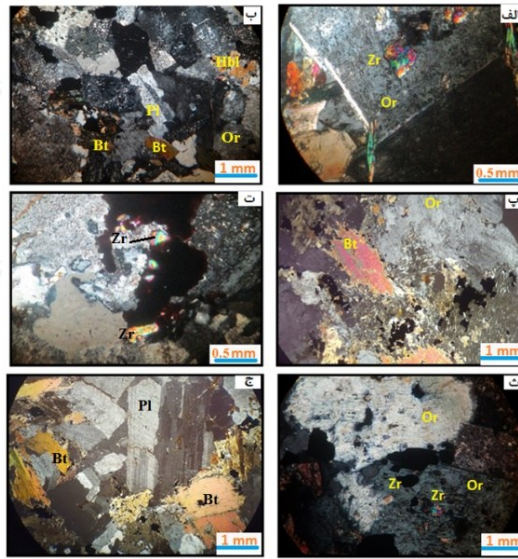
شکل ۲-الف- قطع شدگی گرانودیوریت توسط آلکالی گرانیت در حوالی روستای دیزج (دید به سمت شرق) ب- گرانودیوریت در دیزج

سنگ نگاری

بر اساس مطالعات اولیه ماکروسکوپی و میکروسکوپی تعداد ۲۱ نمونه بدون هوازدگی از توده گرانودیوریتی در حوالی روستای دیزج، کانی‌های اصلی توده گرانودیوریتی شامل بلورهای پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، کوارتز، همچنین بیوتیت و آمفیبول می‌باشد. ترکیب پلاژیوکلازها بر اساس روش میشل-لوی، از نوع الیگوکلاز-آندزین تشخیص داده شد. مطالعه ماکل مضاعف آلبیت-کارلسباد نیز موید نوع آندزین می‌باشد. برخی از پلاژیوکلازها دارای انکلوزیون‌هایی از سوزنهای آپاتیت و بیوتیت و کوارتز می‌باشند که در برخی از پلاژیوکلازها ادخال کوارتز به فراوانی دیده می‌شود. اغلب ریزبلورهای پلاژیوکلاز دچار دگرسانی شده و به اپیدوت تبدیل شده‌اند یا در حال سرسیتی شدن هستند. پتاسیم فلدسپارها اغلب از نوع ارتوز و اکثراً بصورت ایدیومورفیک و هیپ ایدیومورفیک با فراوانی ۳۰-۲۵ درصد حجمی سنگ می‌باشند که گاهی دچار دگرسانی به کائولینیت شده‌اند. در متن برخی از پتاسیم فلدسپارها زیرکن و اسفن دیده می‌شود (شکل ۳-الف). همچنین هم‌رشدی کوارتزهای کرمی شکل و پلاژیوکلاز، بافت میرمکیتی را ایجاد می‌کند (شکل ۳-ب). کوارتز اغلب ریز بلور و گزنومورف با فراوانی ۲۵-۲۰ درصد حجمی سنگ می‌باشد. بیوتیت از دیگر کانیهای اصلی گرانودیوریت، بصورت هیپ ایدیومورفیک و متوسط بلور با فراوانی ۱۵-۱۰ درصد حجمی و قهوه‌ای رنگ با رخ مشخص دیده می‌شوند که اغلب حاوی زیرکن بوده و به کلریت دگرسان شده‌اند. آمفیبول نیز با فراوانی ۱۵-۱۰ درصد از دیگر کانیهای گرانودیوریتها می‌باشد که بصورت هیپ ایدیومورفیک و متوسط بلور و اکثراً کشیده دیده می‌شوند. رخ‌ها بندرت قابل شناسایی است. در مواردی فنوکریست‌های نسبتاً سالم آمفیبول با ترکیب هورنبلاند قابل مشاهده است. بافت گرانولاری بافت غالب بوده که گاه ریز بلورهایی از کانی‌های پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار در فضای بین کانیهای درشت مشاهده می‌شوند. همچنین در خمیره ریزبلورهای آمفیبول جانشین شده توسط ترمولیت و اکتینولیت و بیوتیت جانشین شده با کلریت نیز دیده می‌شوند (شکل ۳-پ). کانیهای فرعی توده گرانودیوریتی شامل ریزبلورهای کانی‌های اوپاک، آپاتیت، زیرکن و اسفن بوده که بصورت پراکنده در متن سنگ و یا بصورت انکلوزیون در داخل کانیهای اصلی (پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز و گاهی بیوتیت) دیده می‌شوند (شکل ۳-الف). مقدار زیرکن نسبت به کانیهای آپاتیت و اسفن بیشتر است. زیرکن و اسفن بیشتر در داخل پتاسیم فلدسپارها و بصورت ایدیومورف و ریز دانه دیده می‌شود.

تحولات ماگمایی

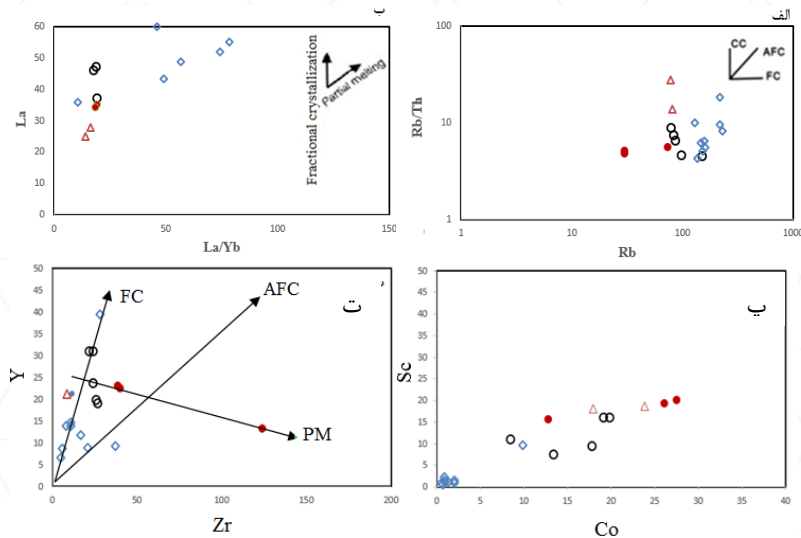
به منظور تعیین فرایندهای موثر بر تبلور جدایشی از نمودار Rb/Th نسبت به Rb از Tchameni et al, (2006) استفاده شد. الگوی خطی با شیب مثبت تغییرات نسبت عنصرهای ناسازگار، نشان دهنده نقش فرایند تبلور بخشی همراه با آلیایش ماگمایی (AFC) در پیدایش این سنگ‌هاست (شکل ۴-الف). در نظام‌های قوسی قاره‌ای، ماگمای گوشته‌ای و یا ماگمای برآمده از مذاب ورقه اقیانوسی در حال فرورانش اگر توسط سیال‌ها غنی‌سازی شود و یا ترکیب آن در اثر آلیایش پوسته‌ای تغییر کند، می‌تواند سنگ‌هایی با ترکیب دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت ایجاد کند که به مدل ACF معروف است (De Paolo, 1981). مشاهده



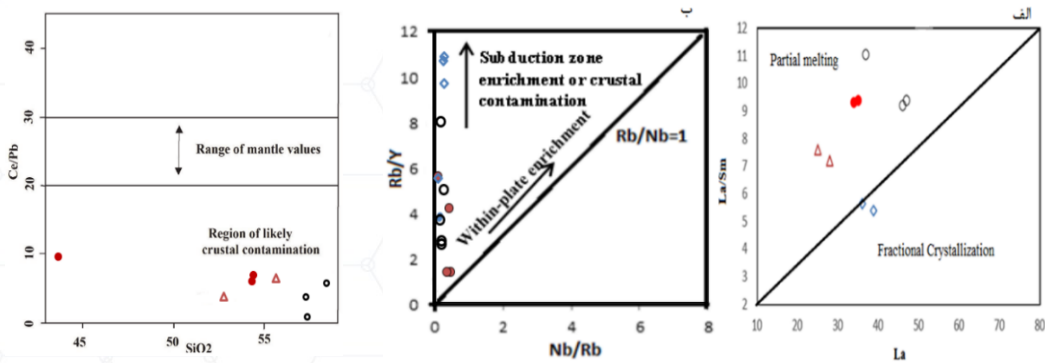
شکل ۳- الف- تشکیل زیرکن و اسفن در داخل پتاسیم فلدسپار در متن گرانودیوریت دیزج ب- کوارتز کرمی شکل داخل پلاژیوکلاز (بافت میرمیکیتی) و بافت گرانولار پ- هم‌رشدی پرتیتی در گرانودیوریت ت- ادخال زیرکن در داخل آلکالی فلدسپار ث- ادخال زیرکن در داخل ارتوز ج- بیوتیت و پلاژیوکلاز (کلیه تصاویر میکروسکوپی در حالت XPL).

صحرائی انکلاوها در سنگ‌های گرانیتوئیدی، حالت زونینگ در بلورهای پلاژیوکلاز و نیز رشد بلورهای پلاژیوکلاز با ترکیب متفاوت در اطراف پلاژیوکلازهای اولیه و بافت غربالی گواهی بر رویداد فرایندهای هضم و آلیش و اختلاط ماگمایی در کنار فرایند جدایش بلورین هستند (Karsli et al., 2007). جای گرفتن نمونه‌های بررسی شده در نمودار La/Yb در برابر La نشان دهنده نقش فرایند جدایش بلورین در پیدایش این سنگ‌های گرانیتوئیدی است (شکل ۴-ب). در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار و سازگار به نظر Rogers and Rayland (1980) اگر دارای روند خطی و مثبت و از مبدا مختصات بگذرد، در این صورت می‌توان فرایند اصلی مرتبط با تشکیل سنگ‌ها را تبلور تفریقی دانست (شکل ۴-پ). در نمودار Abdollah et al., (1998) و Tchameni et al., (2006) نمونه‌های گرانودیوریت و الکالی گرانیت در محدوده تبلور تفریقی همراه با هضم قرار می‌گیرند (شکل ۴-ت). نمودار La در مقابل La/Sm برگرفته از Chung et al., (2001) نشان دهنده نقش ذوب بخشی و فرایند جدایش بلورین در تشکیل توده‌های نفوذی منطقه است (شکل ۵-الف). مقدار عدد منیزیم آلکالی گرانیت‌ها که توسط رابطه $Mg \# = \frac{MgO}{MgO + FeO}$ محاسبه شده در محدوده ۰/۵۵-۰/۰۹ قرار می‌گیرد که نشانه‌ی نمونه‌های تفریق یافته می‌باشد. نمودار Nb/Rb نسبت به Rb/Y برگرفته از Temel et al., (1998) که برای تشخیص غنی‌شدگی به وسیله سیالات در پهنه فرورانش و آلیش پوسته‌ای استفاده می‌شود، نشان می‌دهد که نمی‌توان اثر آلیش پوسته‌ای و غنی‌شدگی به وسیله سیالات را در تشکیل ماگمای سازنده توده‌های نفوذی منطقه نادیده گرفت (شکل ۵-ب). نمودار Ce/Pb نسبت به SiO₂ برگرفته از Furman, (2007) برای تعیین آلیش پوسته‌ای ماگما، در محدوده مقادیر آلیش یافته با پوسته‌ای قرار دارند (شکل ۵-پ). همچنین ناهنجاری منفی Nb و مقدار پایین نسبت Nb/La (<۱/۳) (Kurkuog, 2010) از ویژگی‌های ماگماهای مشتق شده از گوشته آلیش یافته می‌باشند. با توجه به مقادیر این نسبت در نمونه‌های منطقه که کمتر از یک می‌باشد می‌توان گفت سنگ‌های منطقه طبق این گفته تحت تاثیر آلیش پوسته‌ای قرار گرفته‌اند. هرچند که آنومالی منفی Nb می‌تواند تحت عوامل مختلف مانند تفریق و منشا پوسته‌ای هم باشد. همچنین برای تفکیک خاستگاه گوشته‌ای و پوسته‌ای و آلیش پوسته‌ای از نسبت برخی عناصر که نسبت به آلیش پوسته‌ای حساس هستند استفاده شد. نسبت عناصر از قبیل Nb/Ce, Nb/U, Ce/Pb, Nb/La در گوشته به ترتیب ۰/۳۹، ۲۵±۵ و ۵۰ و ۱/۰۱ (Sun and McDonough, 1989) و در پوسته ۰/۲۳، ۳/۷، ۴/۴ و ۰/۳۹ است (Weave et al, 1984). میانگین نسبت‌های Nb/La, Nb/U, Ce/Pb, Nb/Ce برای نمونه‌های منطقه مورد بررسی به ترتیب ۰/۳۴، ۹،

۰/۷۴ و ۰/۴ است که بیانگر نقش آرایش پوسته ای در تشکیل ماگمای سازنده سنگ های توده‌ی نفوذی منطقه است. مقادیر Sm/Yb در نمونه‌ها بین ۱/۷۶ تا ۴/۰۲ نیز نشانگر هضم پوسته بالایی در پوسته به نسبت نازک است (Kay et al, 2001). ماهیت غنی از پتاسیم توده‌های نفوذی از دیگر مسائل قابل توجه است. پتاسیم بالا در ماگماهای کالک آلکالن تشکیل شده در پهنه فرورانش می‌تواند به دلایل زیر باشد (Avanzinelli et al., 2009). الف- ذوب بخشی گوشته غنی شده ب- آزاد شدن سیالات آبدار حاصل از رسوبات فرورانده به داخل گوشته که واکنش بین سیال یا مذاب با پریدوتیت گوشته یک فلوگوپیت پیروکسنیت تولید میکند که فقیر از الیومین است. ذوب این گوشته هیبرید شده می‌تواند یک مذاب غنی از پتاسیم را تولید کند پ- مخلوط شدگی ماگما و آلودگی پوسته ای ت- هضم شدگی پوسته تحتانی در پهنه MASH و یا پهنه‌های داغ. اطلاعات عناصر فرعی و نادر خاکی بدون داشتن ایزوتوپ‌های رادیوژنیک نمیتواند نقش ناحیه منشا و یا آلودگی پوسته ای را در بالا بودن مقدار پتاسیم ماگما از یکدیگر تفکیک کند. اما میتواند مقداری از این غنی شدگی مربوط به آلودگی پوسته باشد. بطور کلی بالا آمدن ماگما از میان پوسته قاره‌ای ضخیم منجر به آلودگی پوسته ای در اثر هضم شدگی و فرایند تبلور بخشی و افزایش مقدار نسبت Rb/Sr و LILE/HFSE و مقدار K₂O و Th می‌شود (Esperanca et al., 1992). نمودار Rb نسبت به Sr اقتباس از Xu et al., (2007) برای توده‌های نفوذی منطقه، منحنی‌ها مدل‌های ذوب بخشی و خطوط مستقیم تبلور تفریقی را برای سه Dsr مختلف نشان می‌دهد. اعداد در امتداد منحنی‌ها اشاره بر درجه ذوب بخشی و جدایش بلوری در تشکیل توده‌های نفوذی دارند (شکل ۵-پ).



شکل ۴- شناسایی فرایندهای گوناگون درگیر در پیدایش سنگ‌های گرانیتوئیدی با استفاده از الف- نمودار Tchemeni et al., (2006) ب- نمودار Wang et al., (2007) پ- نمودار Rogers and Rayland (1980) ت- نمودار Abdollah et al., (1998) و Tchemeni et al., (2006)



شکل ۵- الف- نمودار Chung et al., (2001) ب- نمودار Temel et al., (1998) پ- نمودار Furman, (2007) برای تعیین آرایش پوسته‌ای ماگما

نتیجه‌گیری

در پیدایش توده نفوذی گرانودیوریت دیزج، فرایند تبلور بخشی همراه با آلیش ماگمایی و فرایندهای هضم و اختلاط ماگمایی در کنار فرایند جدایش بلورین نقش داشته است. مقادیر Sm/Yb در نمونه‌ها نیز نشانگر هضم پوسته بالایی در پوسته به نسبت نازک است. همچنین با توجه به غنی‌شدگی از K₂O و نیز نسبت بالای K₂O/Na₂O توسط تفریق بلورین همزمان با فرایند آغشتگی ماگما توسط سنگ‌های پوسته‌ای (AFC) و غنی‌شدگی توسط سیالات طی بالا آمدگی در پوسته به نسبت نازک منطقه، در تکامل ماگمای مافیک مادر نقش مهمی داشته است.

منابع

- امینی آذر، ر.، غدیرزاده، ا. ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتگرد، سازمان زمین‌شناسی کشور.
بهروزی، ا.، امینی آذر، ا.، ۱۳۷۵. نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ بستان آباد، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- Avanzinelli R., Lustrino M., Mattei M., Melluso L., Conticelli S., (2009) "Potassic and ultrapotassic region: Significance of carbonated politic vs. magmatism in the circum-Tyrrhenian politic sediment recycling at destructive plate margin", *Lithos*, 113 213-227.
-Chung, S.L., Liu, D.Y., Ji, J.Q., Chu, M.F., Lee, H.Y., Wen, D.J., Lo, C.H., Lee, T.Y., Qian, Q., Zhang, Q., 2001.
-Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology* 31: 1021-1024.
-De Paolo D. J., (1981) "Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization", *Earth Planetary Science Letters*, 53189-202.
-Furman, T. and Graham, D., (1999) Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Developments in Geotectonics* 24: 237-262.
-Karsli, O., Chen, B., Aydin, F. and Sen, C., (2007) "Geochemical and Sr-Nb-Pb isotopic compositions of the Eocene Dolek and Saricicek Plutons, eastern Turkey: implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting", *Lithos* 98 (4) 67-96.
-Kay S.M., Mpodozis C., (2001) "Central Andes ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust", *GSA TODAY (Geol Soc Am)* 114-9.
-Kurkcuoglu B., (2010) "Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from the Develidog volcanic complex, Central Anatolia, Turkey", *Journal of Asian Earth Science* 37 42-51.
-Molina, J., Scarrow, J., Montero, P.G. and Bea, F. (2009) High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 158: 69-98.
-Rogers, J. J. W. and Rayland, P. C., 1980- Trace elements in continental margin magmatism. Part I. geological society. of American. Bull, 91,
-Sun S. S., McDonough W. F., (1989) "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, magmatism in ocean basins", Geological Society of London, special publication, 42:313-345.
-Tchameni R., Pouclet A., Penay J., Ganwa A., Toteu S., (2006)"Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implication for their sources geological setting", *Journal of African Earth Sciences* 44 511-529.
-Temel A., Gundogdu M.N., Gourgaud A., (1998) "Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey", *Journal of volcanology and geothermal research*, 85 327-354.
-Weaver B. L., Tarney J., (1984) "Empirica approach to estimating the composition of the continental " *Nature* 310: 575-577.
-Xu C., Huang Z., Qi L., Fu P., Liu C., Li E., Gung T., (2007) "Geochemistry of Cretaceous granites from Mianning in the Panix region, Sichuan Province, southwestern China: implications for their generation", *Journal of Asian Earth Sciences* 29737-750.

بررسی کانی‌شناسی و ارزیابی زیست محیطی تپه‌های ماسه‌ای شمال آق‌قلا، استان گلستان

فاطمه مستانی^۱، هادی عمرانی^{۲*}، آرش امینی^۲

۱- کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان

۲- دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان

پست الکترونیکی نویسنده مسئول:

saramstn35@gmail.com

* h.omrani@gu.ac.ir

چکیده

تغییرات گسترده اقلیمی و خشکسالی‌های متوالی منجر به تشدید فرآیند بیابان‌زایی در برخی مناطق کشور از جمله استان گلستان شده است و این استان در فصول مختلف سال با وقوع پدیده گرد و غبار مواجه می‌باشد. به منظور بررسی دقیق کانی‌شناسی و ارزیابی پیامدهای زیست‌محیطی، ۱۵ نمونه سطحی از تپه‌های ماسه‌ای واقع در شمال شهر آق‌قلا جمع‌آوری شد. نمونه‌ها از طریق روش شیکر و الک دانه‌بندی آماده‌سازی و سپس مقاطع نازک آن‌ها جهت مطالعات میکروسکوپی تهیه شد. نتایج نشان داد که تپه‌های ماسه‌ای مورد مطالعه عمدتاً از کانی‌های کوارتز، کلسیت، پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن، کلریت، کانی‌های رسی، مسکوویت، کانی‌های اپک و ژپیس تشکیل شده‌اند. تحلیل زیست‌محیطی نشان می‌دهد که ذرات ریز گرد و غبار می‌توانند اثرات منفی قابل توجهی بر استان گلستان داشته باشند. این اثرات شامل اختلال در فتوسنتز و رشد پوشش گیاهی، کاهش کیفیت هوا، و پیامدهای منفی بر فعالیت‌های اقتصادی و زیست‌بوم انسانی در مناطق روستایی و شهری است. نتایج این مطالعه، اهمیت مدیریت منابع خاک و اقدامات مقابله‌ای با بیابان‌زایی و کنترل گرد و غبار را در استان گلستان به وضوح نشان می‌دهد.

کلیدواژه‌ها: کلید واژه: گردوغبار، کانی‌شناسی، تپه‌های ماسه‌ای، ارزیابی زیست محیطی

Mineralogical Study and Environmental Assessment of the Sand Dunes in Northern Aq Qala, Golestan Province

F.mastani¹, H., Omrani², A. Amini²

¹ Master of Science, Department of Geology, Faculty of Science, Golestan University

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Golestan University

Abstract

Extensive climatic changes and consecutive droughts have intensified the process of desertification in certain regions of the country, including Golestan Province, which experiences dust events throughout various seasons of the year. To conduct a detailed mineralogical investigation and assess the environmental implications, 15 surface samples were collected from the sand dunes located north of Aq Qala city. The samples were prepared using shaker and sieving methods, and thin sections were subsequently produced for examination under optical microscopy. The results indicated that the studied sand dunes are primarily composed of quartz, calcite, plagioclase, amphibole, pyroxene, chlorite, clay-minerals, muscovite, opaque minerals, and gypsum. Environmental analysis shows that fine dust particles can have significant negative impacts on Golestan Province. These effects include disruption of photosynthesis and growth of vegetation, deterioration of air quality, and adverse consequences for economic activities and human ecosystems in both rural and urban areas. The findings of this study clearly highlight the importance of soil resource management and the implementation of measures to combat desertification and control dust pollution in Golestan Province.

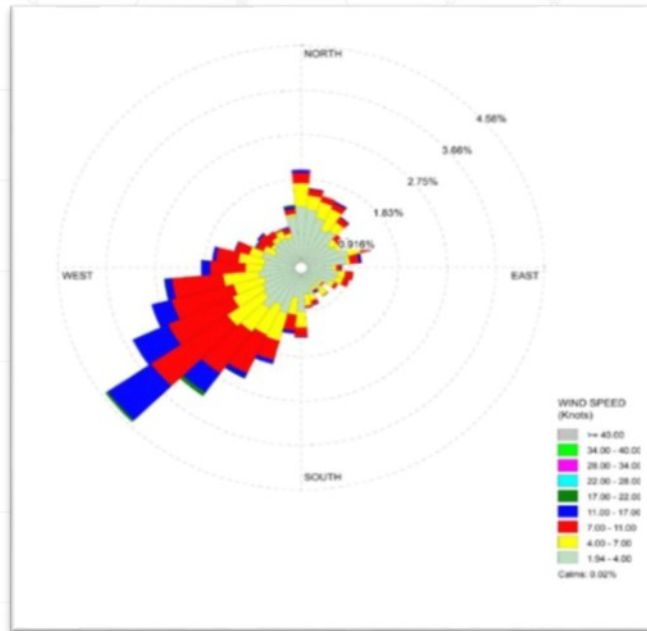
Keywords: Dust storm, mineralogy, sand dunes, environmental assessment

۱- مقدمه

پدیده گرد و غبار یکی از مهم‌ترین مشکلات زیست‌محیطی در مناطق خشک و نیمه‌خشک جهان است که عمدتاً ناشی از فرسایش بادی خاک، کمبود پوشش گیاهی و فعالیت‌های انسانی مانند کشاورزی و بیابان‌زایی می‌باشد. ذرات معلق گرد و غبار می‌توانند به راحتی توسط بادهای غالب جابجا شوند و مسافت‌های طولانی را طی کنند، که منجر به کاهش کیفیت هوا و افزایش بار آلودگی محیطی می‌شود. این ذرات ریز، به ویژه با قطر کمتر از ۱۰ میکرومتر، قادر به نفوذ به دستگاه تنفسی انسان بوده و خطر بروز بیماری‌های ریوی، آلرژیک و قلبی-عروقی را افزایش می‌دهند (Brunekreef & Holgate, 2002). علاوه بر اثرات مستقیم بر سلامت انسان، گرد و غبار می‌تواند پوشش گیاهی را تحت تأثیر قرار دهد؛ با کاهش نفوذ نور و اختلال در فرآیند فتوسنتز، رشد و عملکرد گیاهان کاهش می‌یابد و به دنبال آن تولید زیست‌توده و چرخه‌های تغذیه‌ای اکوسیستم آسیب می‌بیند. این پدیده همچنین باعث رسوب ذرات معدنی و شیمیایی بر سطح خاک و آب شده و کیفیت منابع خاک و آب را کاهش می‌دهد. از منظر اقتصادی، گرد و غبار می‌تواند فعالیت‌های کشاورزی، دامپروری و حمل‌ونقل را مختل کند و هزینه‌های قابل توجهی به بخش‌های شهری و روستایی تحمیل نماید. علاوه بر این، ذرات گرد و غبار می‌توانند فرآیندهای تغییر اقلیم محلی و منطقه‌ای را تشدید کرده و باعث افزایش دما و کاهش رطوبت نسبی هوا شوند. بنابراین، مطالعه منابع گرد و غبار، مسیرهای انتشار و پیامدهای زیست‌محیطی آن برای مدیریت پایدار اکوسیستم‌های خشک و کاهش اثرات منفی انسانی و طبیعی امری ضروری است.

از ۱۳ اقلیم شناخته شده، تقریباً نیمی از آنها در استان گلستان گزارش شده است. مطالعات نشان می‌دهد مهم‌ترین عوامل مؤثر در بیابان‌زایی در استان گلستان شامل زهکشی ضعیف، بافت سنگین و رسی خاک و پوشش گیاهی ضعیف در کنار عامل اقلیم می‌باشد که باعث به وجود آمدن شرایط بیابانی شده است (سیلاخوری و همکاران، ۱۳۹۷). منطقه مورد مطالعه در شمال شهر آق قلا و در محدوده روستای تنگلی واقع شده است که بر اساس گزارشها، جهت باد غالب در منطقه مورد مطالعه از غرب به شرق می‌باشد. مطالعه جهت غالب گرد و غبار در دیگرامهای مربوطه (گلغبار؛ رضوی زاده و همکاران، ۱۴۰۰) در فصل‌های مختلف سال نشان می‌دهد که جهت باد در زمان وقوع گردوغبار فصلی نیز غربی و جنوب غربی بوده و نقش بادهای شمالی تنها در دو فصل پاییز و زمستان پررنگتر است (رضوی زاده و همکاران، ۱۴۰۰).

باتوجه به وسعت زیاد تلماسه در استان گلستان، ضروری است که بررسی جامع در حوزه‌های مختلف در خصوص تپه‌های ماسه‌ای انجام شود. در این مقاله، نتایج مطالعه کانی‌شناسی ۱۵ نمونه سطحی از تلماسه‌ها ارائه شده است.



شکل ۱: گلباد سالیانه ایستگاه اینچه برون (اقتباس از رضوی زاده و همکاران، ۱۴۰۰)

۲- مواد و روش‌ها

در مرحله نخست، مناطق مورد مطالعه با استفاده از نرم‌افزار Google Earth شناسایی و مختصات جغرافیایی آن‌ها ثبت گردید (شکل ۲). پس از انجام بازدیدهای میدانی، نمونه‌برداری با استفاده از بیلچه باغبانی و با رعایت عدم برداشت از نواحی دارای ریشه‌های گیاهی انجام شد. نمونه‌ها از بخش‌های بادسو و بادپناه تپه‌های ماسه‌ای (تلماسه‌ها) و همچنین از رسوبات دریاچه خشک‌شده واقع بین دو بازوی تلماسه‌ها جمع‌آوری گردید.

نمونه‌های برداشت‌شده جهت آماده‌سازی به آزمایشگاه گروه زمین‌شناسی دانشگاه گلستان منتقل شدند. در آزمایشگاه، نمونه‌ها با استفاده از روش الک خشک و دستگاه شیکر دانه‌بندی شدند. پس از فرآیند الک‌کردن، وزن رسوبات باقی‌مانده بر روی هر الک اندازه‌گیری شد. در نهایت، رسوبات مربوط به هر رده دانه‌بندی به‌صورت جداگانه در کیسه‌های پلاستیکی کوچک بسته‌بندی، کدگذاری و نام‌گذاری شدند تا برای مراحل بعدی مطالعات آزمایشگاهی آماده گردند (شکل ۳).



شکل ۲: نمایی از محل نمونه‌های برداشت‌شده در تصاویر ماهواره‌ای (Google Earth)



شکل ۳: مراحل مطالعه نمونه‌های برداشت شده در آزمایشگاه

از رسوبات باقی‌مانده بر روی الک مش ۶۰ هر یک از نمونه‌ها، در آزمایشگاه گروه زمین‌شناسی دانشگاه گلستان مقاطع میکروسکوپی تهیه شد. بدین منظور، ابتدا مقدار مناسبی از هر نمونه درون ظرف پلاستیکی ریخته شد (شکل ۴). سپس چسب اپوکسی و سخت‌کننده (هاردنر) با نسبت دو به یک به کمک ترازوی دیجیتال توزین و به‌طور کامل با یکدیگر مخلوط شدند. پس از آن، حجم مشخصی از رسوبات درون ظرفی قرار داده شد که انتهای آن به پمپ خلأ متصل بود. مخلوط اپوکسی به‌صورت یکنواخت بر روی رسوبات ریخته شد و هم‌زمان دستگاه پمپ خلأ فعال گردید تا با ایجاد مکش، چسب به درون فضاهای بین‌دانه‌ای نفوذ کرده و باعث تثبیت کامل رسوبات شود. این مجموعه به مدت ۲۴ ساعت در همان شرایط باقی ماند تا فرآیند سخت‌شدن کامل گردد. در نهایت، پس از سفت‌شدن کامل، قالب حاوی نمونه برش داده شد و برای مراحل بعدی تهیه مقاطع نازک آماده گردید (شکل ۴).

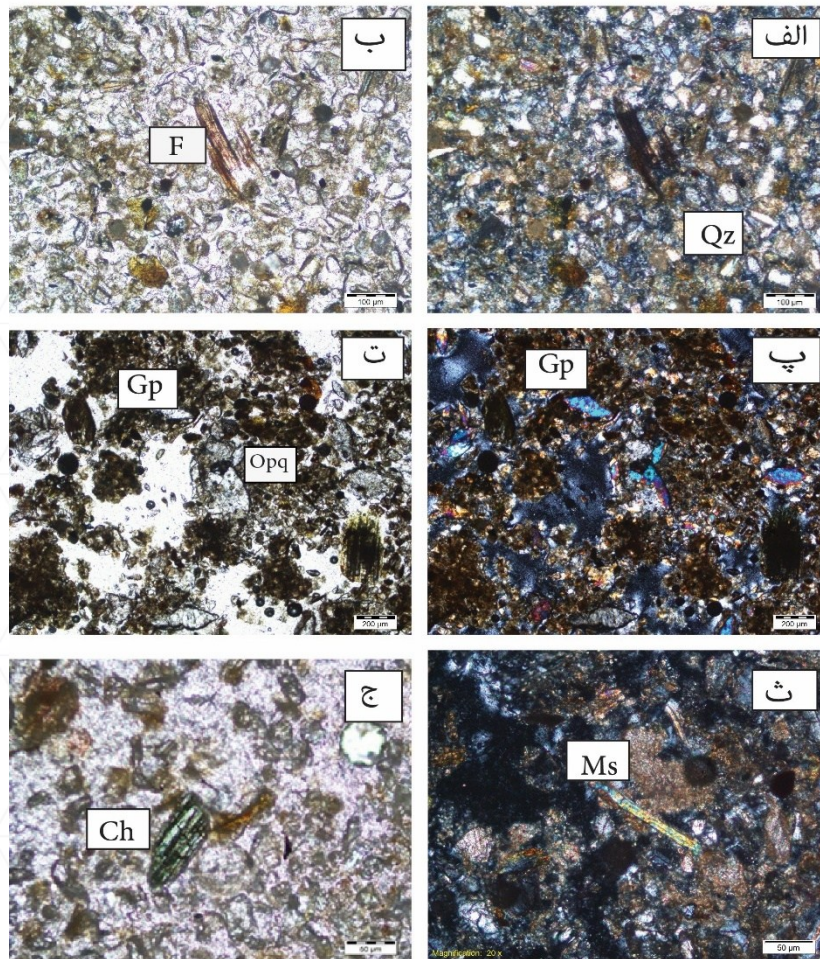


شکل ۴: مراحل تهیه مقطع نازک از نمونه‌ها

۳- بحث

کانی‌شناسی نمونه‌ها

به منظور شناسایی و تشخیص کانی‌ها، ۱۵ مقطع صیقلی تهیه شده با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان در گروه زمین‌شناسی دانشگاه گلستان مورد مطالعه قرار گرفت. نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهد که ترکیب کانی‌شناسی نمونه‌ها به‌طور کلی شامل کوارتز، فلدسپارها (عمدتاً پلاژیوکلاز)، مسکویت، ژیپس، آمفیبول، پیروکسن، کلریت، کانی‌های کربناتی و اکسیدهای آهن، زیرکن می‌باشد (شکل ۵). کوارتز به‌عنوان یکی از فراوان‌ترین کانی‌ها در مقاطع میکروسکوپی مطالعه شده حضور دارد. فراوانی بالای این کانی به دلیل پایداری مکانیکی و مقاومت زیاد در برابر فرسایش فیزیکی و شیمیایی است. همچنین در اغلب نمونه‌ها، قطعات فسیلی و بقایای گیاهی نیز مشاهده شد. علاوه بر کانی‌های ذکر شده، قطعات ریز سنگی نیز شناسایی شد که به‌صورت عمده دارای پلاژیوکلاز، آمفیبول \pm پیروکسن می‌باشند.



شکل ۵: تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های منتخب در منطقه مورد مطالعه (الف) کانی کوارتز در نور XPI (ب) فسیل گیاهی در نور PPL (پ) کانی ژپس در نور XPL (ت) کانی اپک و کانی ژپس در نور PPL (ث) کانی مسکوویت در نور XPL (ج) کانی کلریت در نور PPL

۴- نتیجه‌گیری

مطالعه حاضر نشان داد مهمترین کانی سازنده تپه‌های ماسه‌ای در منطقه مورد مطالعه شامل کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، اکسیدهای آهن، کلریت و آمفیبول، ژپس، مسکوویت، و قطعات فسیلی می‌باشد. کانی ژپس در اندازه‌های مختلف در نمونه‌های مورد مطالعه وجود دارد. اثرات زیست محیطی این کانی مانند کانی کوارتز می‌باشد و می‌تواند باعث بیماری‌های مختلف تنفسی، پوستی و بینایی شود. اثرات مثبت این کانی در تپه‌های ماسه‌ای می‌تواند باعث سیمان شدن دانه‌های ماسه به یکدیگر شود که این مسئله در تثبیت تپه‌های ماسه‌ای دارای اهمیت می‌باشد. اثرات مثبت اکسیدهای آهن شامل اصلاح خاک، حذف آلاینده‌ها و ضد ویروس می‌باشد (Tao et al., 2023). بر اثر ورود ذرات خیلی ریز اکسیدهای آهن (نانو ذرات آهن)، این اکسیدها می‌توانند با جذب فلزات سنگین، کمپلکس‌هایی تشکیل دهند که بسیار خطرناکتر از خود اکسید آهن معمولی باشد. جذب آرسنیک، سرب، کادمیم و مس و روی می‌تواند تاثیرات منفی زیادی بر روی گیاهان داشته باشد. وجود ذرات ریز فلدسپات در تپه‌های ماسه‌ای شمال استان گلستان (محدوده مورد مطالعه) و حضور آن‌ها در اندازه گرد و غبار می‌تواند باعث تحریک دستگاه تنفسی شود. این مسئله ممکن است باعث علائم آلرژی مانند عطسه، آبریزش بینی و خارش چشم‌ها شود.

علاوه بر مشکلاتی که ذرات گرد و غبار به صورت فیزیکی ایجاد می نمایند، هر یک از کانی های ذکر شده می توانند دارای ترکیبی از عناصر کمیاب باشند که تنفس بلند مدت این ذرات می تواند اثرات مختلفی بر سلامتی انسان و دام داشته باشد. در این تحقیق تلاش شد با کمک دستگاه SEM-EDS ترکیب عناصر کمیاب کانی ها تا حدودی (دارای فراوانی زیاد) شناسایی شود، ولی متأسفانه آنالیزهای نقطه ای انجام شده دارای کیفیت مناسب نیستند.

۵- مراجع

رضوی زاده، س.، عباسی، ح.، و درگاهیان، ف. (۲۰۲۱). بررسی پدیده گرد و غبار در استان گلستان، با تاکید بر شاخص عمق اپتیکی و سمت و سرعت باد. علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، ۱۵(۵۳)، ۳-۲. تابستان ۱۴۰۰.

سلاخوری، الف.، نیک نهاد قره ماخر، ح.، آق آتابای، الف.، ۱۳۹۷. ارزیابی خطر بیابانزایی منطقه اینچه برون در استان گلستان با استفاده از مدل ESAs. فصلنامه علمی-پژوهشی تحقیقات مرتع و بیابان ایران، جلد ۲۵، شماره ۱، صفحه ۶۳-۷۷.

Brunekreef, B., and Holgate, S.T., 2002. Air pollution and health. *The Lancet*, 360 (9341), 1233-1242.

Liu J., J., Jiang, X., G., Zheng, X., J., Kang, L., and Qi, F.Y., 2004. An Intensive Mongolian Cyclone Genesis Induced Severe Dust Storm. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences* 15(5), DOI:10.3319/TAO.2004.15.5.1019(ADSE).

Tao, Z., 2023. Iron oxide nanoparticles in the soil environment: Adsorption, transformation, and environmental risk. *Journal of Hazardous Materials*, 459, 132107, <https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2023.132107>.

هورستیل (Horsetail): اینکلوژنی ارزشمند در گارنت دمانتوئید - از اورال روسیه تا کرمان ایران

مصطفی رضایی سیستانی^{۱*}، سیده فروه موسوی زارع^۱، عاطفه رضی^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

mostafa.rezaeisistani@mail.um.ac.ir

چکیده

اینکلوژن‌های هورستیل (horsetail inclusions) از مهم‌ترین ویژگی‌های تشخیصی گارنت دمانتوئید (demantoid garnet) محسوب می‌شوند. این اینکلوژن‌ها که عمدتاً از کریزوتیل (chrysotile) تشکیل شده‌اند، در دمانتوئیدهای استخراج شده از سنگ‌های سرپانتینیته (serpentinite-hosted) مانند ذخایر اورال روسیه و کرمان ایران مشاهده می‌شوند. در این مقاله، با بهره‌گیری از مطالعات موردی ویژگی‌های اینکلوژنی، ترکیب شیمیایی و خواص گوهرشناسی دمانتوئیدهای این دو منطقه مقایسه شده‌اند. نتایج نشان می‌دهند که دمانتوئیدهای کرمان از نظر کیفیت رنگ، شفافیت و دارا بودن اینکلوژن‌های خاص، هم‌تراز با نمونه‌های روسی هستند و حتی از نظر غلظت برخی عناصر کمیاب مانند کروم (Cr)، ژرمانیوم (Ge)، نیکل (Ni) و کبالت (Co) متمایز می‌باشند. این مقاله بر اهمیت دمانتوئید کرمان به عنوان یک منبع گوهرشناسی با ارزش و پتانسیل تجاری بالا تأکید دارد.

کلیدواژه‌ها: دمانتوئید، اینکلوژن، هورستیل

Horsetail: A Valuable Inclusion in Demantoid Garnet – From the Ural Mountains of Russia to Kerman, Iran

Mostafa Rezaei Sistani^{1*}, and Seyyede Farveh Mousavi Zare¹, Atefeh Razi¹
¹ Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad
mostafa.rezaeisistani@mail.um.ac.ir

Abstract

Horsetail inclusions are among the most important diagnostic features of demantoid garnet. These inclusions, primarily composed of chrysotile, are observed in demantoids extracted from serpentinite-hosted deposits such as those in the Ural Mountains of Russia and Kerman Province, Iran. Utilizing case studies, this article compares the inclusion characteristics, chemical composition, and gemological properties of demantoids from these two regions. The results indicate that Kerman demantoids are comparable to their Russian counterparts in terms of color quality, transparency, and the presence of characteristic inclusions, while also being distinguished by higher concentrations of certain trace elements such as chromium (Cr), germanium (Ge), nickel (Ni), and cobalt (Co). This paper emphasizes the importance of Kerman demantoid as a valuable gemological resource with high commercial potential.

Keywords: Demantoid, Inclusion, Horsetail

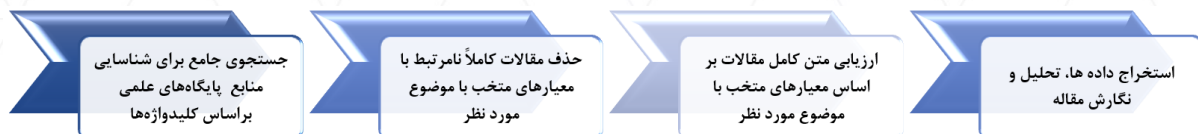
۱- مقدمه

گارنت دمانتوئید، گونه سبز رنگ آندرادیت^{۲۱} از گروه گارنت‌های اوگراندیت^{۲۲}، به دلیل درخشش استثنایی و پراش یا پراکندگی نوری^{۲۳} بالا، از گران‌بهاترین گارنت‌های گوهرشناسی محسوب می‌شود. یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های تشخیصی دمانتوئید، حضور اینکلوزن‌های سوزنی‌شکل و خمیده‌ای است که به دلیل شباهت به دم اسب، با نام «هورستیل» شناخته می‌شوند (Phillips & Talantsev, 1996). این اینکلوزن‌ها عمدتاً از کریزوتیل تشکیل شده و معمولاً از یک ذره مرکزی کرومیت تابش می‌کنند (Laur, 2002; Adamo et al., 2011).

برای دهه‌ها، دمانتوئیدهای باکیفیت عمدتاً از اورال روسیه استخراج می‌شدند. با این حال، در سال‌های اخیر، منابع جدیدی از جمله در استان کرمان ایران شناسایی شده‌اند (Milisenda et al., 2001; Ahadnejad et al., 2022). دمانتوئیدهای کرمان نیز در سنگ میزبان سرپانتینیته تشکیل شده و حاوی اینکلوزن‌های هورستیل هستند، اما تفاوت‌های ترکیبی و برخی ویژگی‌های اینکلوزنی می‌توانند در تمایز آن‌ها از نمونه‌های روسی مؤثر باشند. هدف این مقاله، بررسی تطبیقی اینکلوزن‌های هورستیل و ویژگی‌های گوهرشناسی دمانتوئیدهای دو منطقه اورال روسیه و کرمان ایران با استناد به مطالعات منتشر شده است.

۲- مواد و روش‌ها

این مقاله با هدف یکپارچه‌سازی و تحلیل انتقادی دانش موجود در مورد دمانتوئید-هورستیل‌دار از نظر کانی‌شناسی، گوهرشناسی به ویژه مطالعه گسترده بر روی دمانتوئیدهای کرمان ایران و اینکلوزن در دمانتوئیدهای اورال روسیه است. روش کار مطابق با دستورالعمل‌های استاندارد مرور نظام‌مند، تحلیل داده‌ها و تصویربرداری نمونه‌ها طراحی و اجرا گردید. و سپس، نتایج حاصل از این استخراج داده‌ها، با تمرکز بر ویژگی‌های اینکلوزنی (به ویژه هورستیل)، ترکیب شیمیایی، و خواص نوری مقایسه و تحلیل شده‌اند.



شکل ۱- فرآیند انجام مطالعه

۳- بحث

۳-۱. ویژگی‌های اینکلوزن‌های هورستیل:

- در دمانتوئیدهای سرپانتینیته اورال روسیه و کرمان ایران، اینکلوزن‌های هورستیل (رشته‌های خمیده کریزوتیل) یک ویژگی تشخیصی کلیدی هستند (Ahadnejad et al., 2022; Phillips & Talantsev, 1996).

- در دمانتوئیدهای اورال، علاوه بر هورستیل، اینکلوزن‌های سوزنی مستقیم و بی‌رنگ دیگری نیز مشاهده شده که با روش رمان به عنوان دیوپسید شناسایی شده‌اند (Krzemnicki, 1999). این اینکلوزن‌های دیوپسیدی دارای مقطع لوزی و خطوطی موازی با محور طولی هستند.

²¹ andradite

²² ugrandite

²³ dispersion

- در دمانتوئیدهای کرمان- ایران، اگرچه اینکلوزن‌های سوزنی کریزوتیل فراوان هستند، اما اینکلوزن‌های دیوپسید گزارش نشده‌اند. همچنین، در نمونه‌های کرمانی-ایران، الگوی تابشی هورستیل از یک ذره مرکزی کرومیت به وضوح مشاهده نمی‌شود (Ahadnejad et al., 2022).

- دمانتوئیدهای کرمان-ایران همچنین اغلب دارای ناحیه‌بندی رنگی^{۲۴} مشخص، الگوی ترک‌های ریز^{۲۵} و حجاب‌ها^{۲۶} یا پرده‌های نازک و ابریشمی از اینکلوزیون‌های ریز جزئی هستند (شکل ۱).



شکل ۲- بخشی از طیف‌های رنگی دمانتوئید کرمان-ایران

۲-۳. ترکیب شیمیایی و خواص نوری:

- رنگ سبز در هر دو گروه عمدتاً ناشی از وجود کروم (Cr^{3+}) است. با این حال، دمانتوئیدهای کرمان-ایران دارای غلظت بسیار بالاتری از Cr_2O_3 (تا ۴.۰۹٪) نسبت به میانگین نمونه‌های روسی هستند (Ahadnejad et al., 2022; Pei et al., 2019) (جدول ۱- شکل ۳).

- عناصر کمیاب (trace elements) مانند ژرمانیوم (Ge)، نیکل (Ni) و کبالت (Co) در دمانتوئیدهای کرمان به میزان نسبتاً بالایی وجود دارند که می‌تواند یک نشانگر زمین‌شیمیایی متمایز باشد (Ahadnejad et al., 2022).

- طیف جذب نوری هر دو گروه، باندهای جذب قوی مربوط به Cr^{3+} در ۶۲۵ و ۶۴۰ نانومتر را نشان می‌دهند. در برخی نمونه‌های کرمان، باند جذب Fe^{3+} در حدود ۴۴۰ نانومتر نیز دیده می‌شود (Ahadnejad et al., 2022).

- طیف‌های رامان نمونه‌های کرمان-ایران کاملاً منطبق بر آندرادیت است و تفاوت معناداری با نمونه‌های روسی نشان نمی‌دهد (Ahadnejad et al., 2022).

²⁴ colour zoning

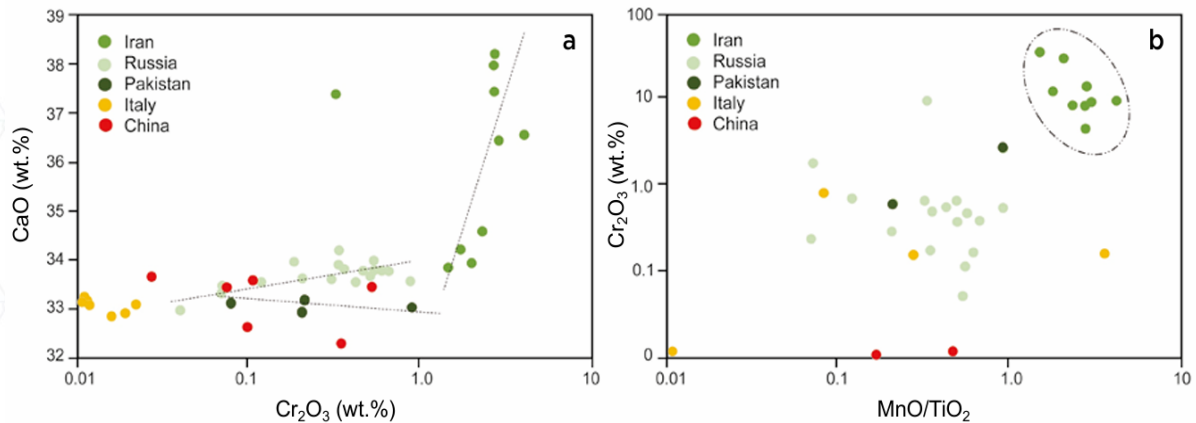
²⁵ micro-cracks

²⁶ veils

جدول ۱: مقایسه میانگین ترکیب شیمیایی عمده (برحسب wt.%) دمانتوئیدهای کرمان (Ahadnejad et al., 2022) و اورال روسیه (Pei et al., 2019).

اکسید	دمانتوئید کرمان	دمانتوئید اورال روسیه
SiO ₂	۲۷.۸	۳۵.۶
CaO	۳۵.۸	۳۳.۵
Fe ₂ O ₃	۳۲.۲	۲۲.۱
Cr ₂ O ₃	۲.۳	۰.۸
MgO	۱.۲	۰.۵

Chemical Composition



شکل ۳- نمودار مقایسه‌ای غلظت Cr₂O₃ در دمانتوئیدهای سرپانتینیتی ایران، روسیه و پاکستان. (بر اساس داده‌های (Ahadnejad et al., 2022; Pei et al., 2019; Adamo et al., 2015)

۳-۳. حساسیت مغناطیسی:

- دمانتوئید به دلیل محتوای آهن (Fe) دارای خاصیت پارامغناطیس است. میانگین حساسیت مغناطیسی جرمی^{۲۷} دمانتوئیدهای کرمان-ایران در محدوده ۶.۰۰-۶.۵۴ × ۱۰^{-۷} m³/kg اندازه‌گیری شده که با مقدار گزارش شده برای یک نمونه آندرادیت توسط Frost (۱۹۶۰) مطابقت دارد (Ahadnejad et al., 2022).

۳-۴. اهمیت گوهرشناسی و کیفیت دمانتوئید کرمان:

- دمانتوئیدهای کرمان-ایران از نظر شفافیت^{۲۸} و طیف رنگ (از سبز زردگون تا سبز زنده و عمیق) کیفیت بالایی دارند (Ahadnejad et al., 2022). (شکل ۳)

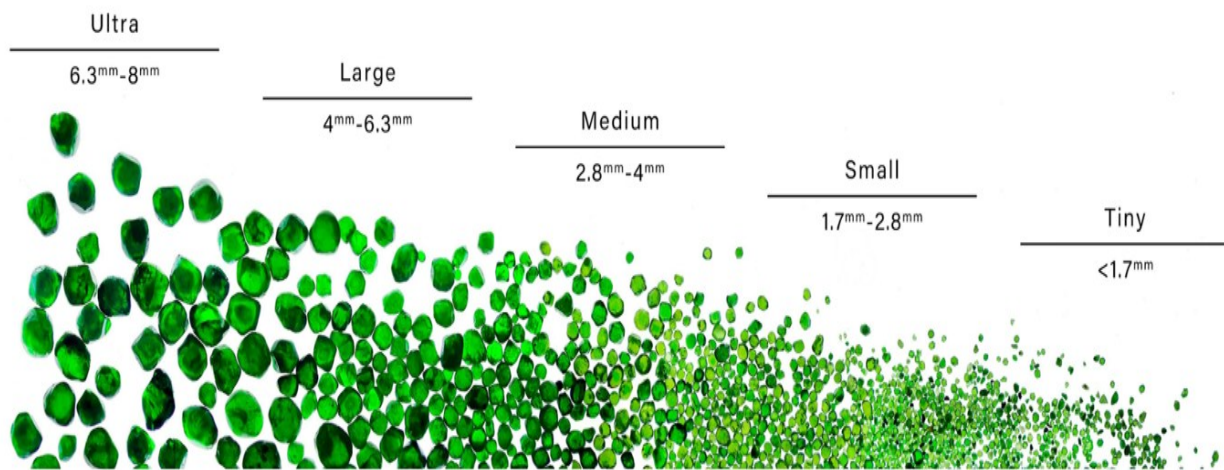
²⁷ mass magnetic susceptibility

²⁸ transparency

- اگرچه کریستال‌های درشت (تا چند ده گرم) به ندرت یافت می‌شوند، اما کیفیت ماده خام^{۲۹} برای تراش سنگ‌هایی با وجوه تراش خوردگی کوچک تا متوسط مناسب است (شکل ۵).



شکل ۴- نمونه‌هایی از کریستال‌های تراش خورده دمانتوئید کرمان-ایران



شکل ۵- بازه‌ای از اندازه دمانتوئیدهای کرمان-ایران

- حضور اینکلوزن‌های هورستیل در دمانتوئید کرمان-ایران، نه تنها به عنوان یک ویژگی تشخیصی، بلکه به عنوان بخشی از هویت و زیبایی طبیعی این گوهر محسوب می‌شود. در صورت تراش به صورت کابوشن^{۳۰}، این اینکلوزن‌های موازی می‌توانند اثر چاتویانسی^{۳۱} یا چشم‌گره‌ای ایجاد کنند (Karampelas et al., 2007).



شکل ۶- اینکلوزن‌های دمانتوئیدهای کرمان-ایران و تأثیر آنها پس از تراش

²⁹ rough material
³⁰ Cabochon Stone
³¹ chatoyancy

۴- نتیجه‌گیری

اینکلوژن‌های هورستیل، به عنوان شاه‌علامت دمانتوئیدهای سرپانتینیتی، پیوند ژنتیکی و زمین‌شناسی مشترکی بین ذخایر معروفی مانند اورال روسیه و کرمان ایران ایجاد می‌کنند. اگرچه از نظر ریخت اینکلوژن‌ها (مانند حضور همزمان دیوپسید در برخی نمونه‌های روسی) و برخی نسبت‌های عنصری (مانند Cr_2O_3 و MnO/TiO_2) تفاوت‌های تشخیصی بین دو منطقه وجود دارد، اما دمانتوئید کرمان-ایران از نظر کیفی با دارا بودن رنگ‌های غنی، شفافیت خوب و اینکلوژن‌های خاص کاملاً با استانداردهای گوهرشناسی جهانی مطابقت دارد.

وجود ذخایر قابل توجه در منطقه باغ برج کرمان و ویژگی‌های منحصر به فرد ترکیبی (جدول ۱)، دمانتوئید ایران را نه تنها به عنوان یک گوهر تشخیص‌پذیر در آزمایشگاه‌های گوهرشناسی، بلکه به عنوان یک منبع با ارزش در بازار گوهرهای رنگی مطرح می‌سازد. شناخت بهتر این ویژگی‌ها می‌تواند به افزایش شناخت بازار و ارزش‌گذاری مناسب این گوهر ملی کمک شایانی نماید.

۵- مراجع

- [1] Adamo, I., Gatta, G.D., Rotiroti, N., Diella, V. & Pavese, A. (2011). Green andradite stones: Gemmological and mineralogical characterisation. *European Journal of Mineralogy*, 23(1), 91–100.
- [2] Ahadnejad, V., Krzemnicki, M.S., & Hirt, A.M. (2022). Demantoid from Kerman Province, South-east Iran: A Mineralogical and Gemmological Overview. *The Journal of Gemmology*, 38(4), 329–347.
- [3] Frost, M.J. (1960). Magnetic susceptibility of garnet. *Mineralogical Magazine*, 32(250), 573–576.
- [4] Karampelas, S., Gaillou, E., Fritsch, E. & Douman, M. (2007). Les grenats andradites-demantoides d'Iran : Zonage de couleur et inclusions. *Revue de Gemmologie A.F.G.*, No. 160, 14–20.
- [5] Kissin, A.Y., Murzin, V.V. & Karaseva, E.S. (2021). "Horsetail" inclusions in the Urals demantoids: Growth formations. *Minerals*, 11(8), 825.
- [6] Krzemnicki, M.S. (1999). Diopside needles as inclusions in demantoid garnet from Russia: A Raman microspectrometric study. *Gems & Gemology*, 35(4), 192–195.
- [7] Laur, B.M. (Ed.) (2002). *Gem News International: Demantoid garnet from Iran*. *Gems & Gemology*, 38(1), 96.
- [8] Milisenda, C., Henn, U. & Henn, J. (2001). Demantoides aus Pakistan. *Gemmologie: Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft*, 50(1), 51–56.
- [9] Pei, J., Huang, W., Zhang, Q. & Zhai, S. (2019). Chemical constituents and spectra characterization of demantoid from Russia. *Spectroscopy and Spectral Analysis*, 39(12), 3849–3854.
- [10] Phillips, W.R. & Talantsev, A.S. (1996). Russian demantoid, czar of the garnet family. *Gems & Gemology*, 32(2), 100–111.

نگین‌های زمین‌شناسی: رمزگشایی از زبان رنگ و داستان بلور در گارنت‌ها

عاطفه رضی^{۱*}، بنفشه اسدی چهاربرج^۱، عاطفه چنارانی^۱، مصطفی رضایی سیستانی^۱

۱- گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد

[*atirazi030708@gmail.com](mailto:atirazi030708@gmail.com)

چکیده

گروه کانی‌های گارنت به دلیل تنوع رنگی چشمگیر و توانایی تشکیل بلورهای درشت و باکیفیت، همواره مورد توجه گوهرشناسان و زمین‌شناسان بوده‌اند. رنگ در گارنت‌ها عمدتاً توسط یون‌های فلزی واسطه (رنگ‌زاها) مانند Fe^{2+} ، Fe^{3+} ، Cr^{3+} ، V^{3+} و Mn^{2+} که در ساختمان بلوری آنها جایگزین می‌شوند، کنترل می‌گردد. پدیده جذاب تغییر رنگ نیز ناشی از جذب نور در نواحی خاصی از طیف مرئی توسط این یون‌ها تحت منابع نوری متفاوت است. از سوی دیگر، تشکیل و اندازه بلورهای گارنت شدیداً متأثر از شرایط ژنتیکی (دما، فشار، ترکیب سیال)، محیط زمین‌شناختی (اسکارن، پگماتیت، سنگ‌های دگرگونی) و دینامیک تبلور است. این مقاله با بررسی نظام‌مند مطالعات پیشین و تحلیل پژوهش‌های جدید بر روی گارنت‌های آندرادیت و تغییررنگ آن‌ها، به تبیین مکانیسم‌های بنیادی رنگ‌زایی و بلورزایی در این کانی‌های ارزشمند می‌پردازد. نتایج نشان می‌دهد که درک این فرآیندها نه تنها در شناسایی و ارزیابی گوهرها، بلکه در اکتشاف ذخایر جدید و تفسیر شرایط زمین‌شناختی تشکیل آنها حائز اهمیت است.

کلیدواژه‌ها: گارنت، رنگ‌زایی، تغییر رنگ، بلورزایی، اندازه بلور.

Geological Gems: Decoding the Language of Color and the Story of Crystal in Garnets

Atefeh Razi^{1*}, Banafsheh Asadi chaharborj¹, Atefeh Chenarani¹, Mostafa Rezaei Sistani¹

¹ Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad

[*atirazi030708@gmail.com](mailto:atirazi030708@gmail.com)

Abstract

The garnet group of minerals has always been of interest to gemologists and geologists due to its remarkable color diversity and ability to form large, high-quality crystals. The color in garnets is mainly controlled by intermediate metal ions (colorants) such as Fe^{2+} ، Fe^{3+} ، Cr^{3+} ، V^{3+} ، and Mn^{2+} that are substituted in their crystal structure. The fascinating phenomenon of color change is also caused by the absorption of light in certain regions of the visible spectrum by these ions under different light sources. On the other hand, the formation and size of garnet crystals are strongly influenced by genetic conditions (temperature, pressure, fluid composition), geological environment (skarn, pegmatite, metamorphic rocks), and crystallization dynamics. This article explains the fundamental mechanisms of color formation and crystallization in these valuable minerals by systematically reviewing previous studies and analyzing new research on andradite garnets and their color change. The results show that understanding these processes is important not only in identifying and evaluating gems, but also in exploring new deposits and interpreting the geological conditions of their formation.

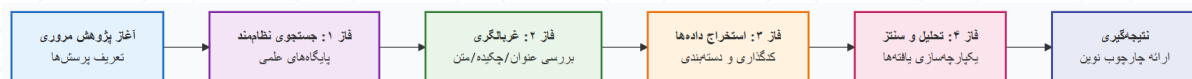
Keywords: Garnet, coloration, chromophore, Rezaei Blue, crystal size.

۱- مقدمه

گارنت‌ها از مهم‌ترین گروه‌های کانی‌های سیلیکاتی با فرمول عمومی $A_3B_2(SiO_4)_3$ هستند که در سیستم کوییک متبلور می‌شوند. این کانی‌ها در طیف وسیعی از محیط‌های زمین‌شناختی از سنگ‌های دگرگونی دما و فشار بالا گرفته تا پگماتیت‌ها و ذخایر اسکارنی تشکیل می‌شوند (Deer et al., 1992). دو ویژگی برجسته گارنت‌ها که محور اصلی این مقاله است، تنوع رنگ خیره‌کننده و توانایی تشکیل بلورهای گوهرین درشت می‌باشد. رنگ‌های سبز زمردی دمانتوئید، قرمز یاقوتی پیروپ، نارنجی اسپسارتین و حتی پدیده نادر تغییر رنگ، همگی حاصل جایگزینی یون‌های فلزی خاص و تعامل نور با ساختار بلوری آنهاست. از طرفی، اندازه و کیفیت بلورهای گارنت مستقیماً با شرایط فیزیکوشیمیایی محیط تشکیل، مانند دما، فشار، غلظت عناصر، نرخ تبلور و مدت زمان رشد در ارتباط است. هدف این مقاله، ارائه یک مرور جامع بر دانش فعلی در مورد عوامل کنترل‌کننده رنگ و اندازه بلور در گارنت‌ها، با استناد به شواهد تحلیلی جدید و نمونه‌های بارز از ایران و جهان است.

۲- مواد و روش‌ها

روش کار این پژوهش مروری، بر اساس پروتکل‌های استاندارد «مرور نظام‌مند» و مطابق با دستورالعمل‌هایی چون PRISMA طراحی و اجرا شد. فرآیند با تعریف دقیق پرسش‌های پژوهشی و معیارهای ورود و خروج مطالعات آغاز گردید. سپس، جستجوی جامع و سیستماتیک در پایگاه‌های علمی معتبر با استفاده از کلیدواژه‌های هدفمند انجام شد. در مرحله بعد، غربالگری چندمرحله‌ای (بر اساس عنوان، چکیده و متن کامل) برای انتخاب نهایی مرتبط‌ترین و باکیفیت‌ترین مقالات به کار گرفته شد. داده‌های کلیدی از مطالعات منتخب استخراج و در قالب جداول دسته‌بندی گردیدند. در نهایت، با تلفیق انتقادی و تفسیر هم‌سو یافته‌های این مطالعات، چارچوب تحلیلی نوین برای پاسخ به پرسش‌های پژوهش ارائه و نتیجه‌گیری نهایی حاصل شد (شکل ۱).



شکل ۱- فرآیند تحلیل و پژوهش

۳- بحث

۳/۱. منشأ رنگ در گارنت‌ها: نقش رنگ‌زاها

رنگ در گارنت‌ها ناشی از جذب انتخابی طول‌موج‌های خاصی از نور سفید توسط یون‌های فلزی واسطه (کروموفورها) است که در دو جایگاه کریستالوگرافی A (دوظرفیتی) و B (سه‌ظرفیتی) قرار می‌گیرند (شکل ۲).

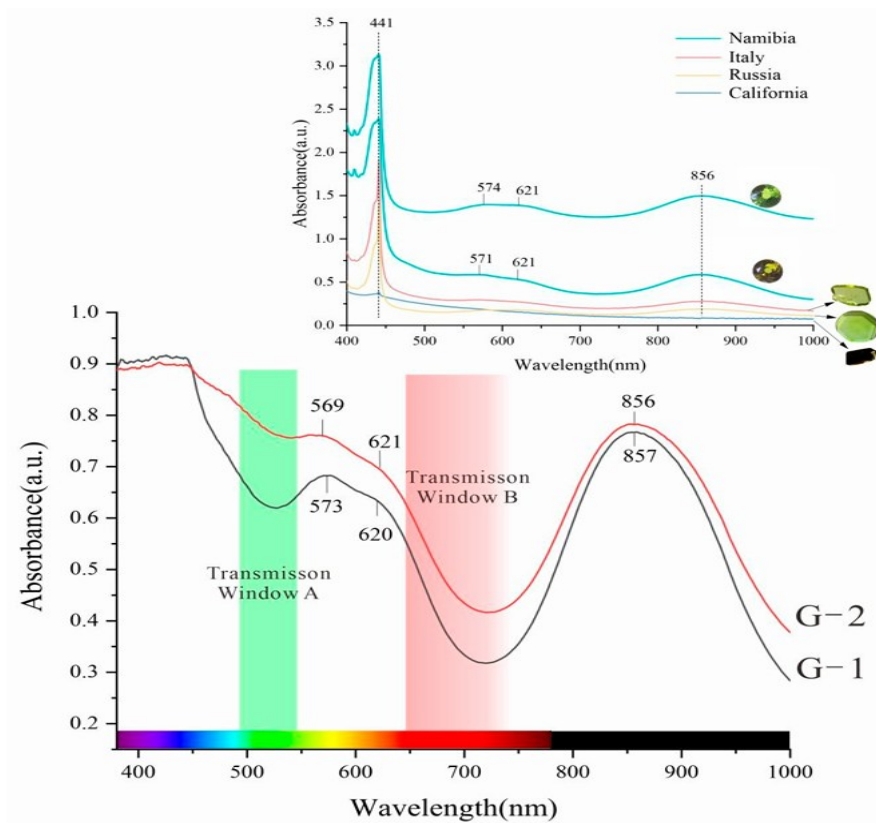
الف) عوامل رنگ‌زای اصلی:

❖ آهن: مهم‌ترین رنگ‌زا. Fe^{2+} (در جایگاه A) باعث ایجاد رنگ‌های زرد تا قهوه‌ای می‌شود. Fe^{3+} (در جایگاه B) مسئول رنگ زرد در آندرادیت است. در نمونه‌های تغییررنگ آندرادیت مطالعه شده، جذب قوی توسط Fe^{2+} در محدوده ~ 570 نانومتر ($E_g \rightarrow {}^3T_1g$ transition⁵) پنجره‌های عبور در سبز و قرمز ایجاد کرده و سبب تغییر رنگ از زرد-سبز به ارغوانی می‌شود (Xu et al., 2024).

- ❖ کروم (Cr^{3+}): قوی‌ترین رنگ‌زای سبز. جایگزین Al^{3+} در جایگاه B می‌شود و رنگ سبز زمردی زیبایی دمانتوئید را ایجاد می‌کند.
- ❖ وانادیم (V^{3+}): می‌تواند رنگ‌های سبز-آبی تا سبز ایجاد کند و در اثر تغییر رنگ برخی گارنت‌ها نقش دارد.
- ❖ منگنز (Mn^{2+}): عامل اصلی رنگ نارنجی تا قرمز در اسپسارترین است (Shen et al, 2018).

جدول ۱: عوامل رنگ‌زای اصلی و اثر آنها در گونه‌های مختلف گارنت

گونه گارنت	رنگ معمول	رنگ‌زای(های) اصلی	مکانیسم / توضیح
آلماندین	قرمز تا قهوه‌ای	Fe^{2+}, Fe^{3+}	جذب در آبی-سبز.
پیروپ	قرمز ارغوانی	Fe^{2+}, Cr^{3+} (ناخالصی)	غلظت پایین Fe^{2+} .
اسپسارترین	نارنجی تا قرمز	Mn^{2+}	جذب قوی در آبی-بنفش.
آندرادیت	زرد، سبز، قهوه‌ای	Fe^{3+} (زرد)، Cr^{3+} (سبز)	دمانتوئید Cr^{3+} : جایگزین Fe^{3+} .
گروسولار	بی‌رنگ، سبز، نارنجی	V^{3+}/Cr^{3+} (سبز)، Fe^{3+} (نارنجی)	تساووریت: سبز به دلیل V^{3+}/Cr^{3+} .



شکل ۲: نمودار طیف جذب UV-Vis-NIR یک گارنت آندرادیت تغییررنگ. پیک جذب گسترده در ~ 570 نانومتر مربوط به Fe^{2+} و پنجره‌های عبور در نواحی سبز و قرمز مشخص شده‌اند (برگرفته از Xu et al., 2024).

(ب) پدیده تغییر رنگ:

این پدیده زمانی رخ می‌دهد که سنگ در زیر دو منبع نور متفاوت (مانند نور روز D65 و نور التهابی A) رنگ‌های متمایزی نشان دهد. مطالعات اخیر نشان می‌دهد که برخلاف تصور رایج، Fe^{2+} نیز می‌تواند مانند Cr^{3+} و V^{3+} عامل ایجاد این اثر باشد. در نمونه‌های آندرادیت مطالعه شده، غلظت Cr و V بسیار ناچیز (> 1 ppm) بود، در حالی که Fe^{2+} بالا (تا ۴.۶۶ wt.%) عامل اصلی تغییر رنگ شناسایی شد (Qiu & Guo, 2021).

G-1



A

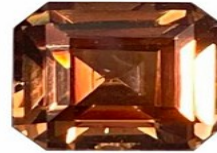


B

G-2



A



B

5mm

شکل ۳- عکس‌هایی از نمونه‌های تغییر رنگ گارنت‌ها. تصویر (الف) زیر نور استاندارد D65 گرفته شده است؛ تصویر (ب) زیر نور استاندارد A گرفته شده است (Qiu & Guo, 2021).

۳.۲. چگونگی پیدایش و رشد بلورهای گارنت: کنترل اندازه و کیفیت

اندازه و شفافیت بلورهای گارنت که تعیین‌کننده قابلیت گوه‌ریزی آنهاست، به عوامل متعددی بستگی دارد.

الف) محیط‌های ژنتیکی اصلی:

۱. ذخایر اسکارنی: مهم‌ترین محیط برای تشکیل گارنت‌های گوه‌ریز درشت، به ویژه آندرادیت و گروسولار. در این محیط، واکنش بین سیالات گرمابی داغ مشتق شده از توده‌های نفوذی و سنگ‌های کربناتی میزبان (مانند سنگ آهک) رخ می‌دهد. دمانتوئیدهای مرغوب ایران (مثل باغ برج کرمان) و جهان در این محیط تشکیل می‌شوند.
۲. سنگ‌های دگرگونی درجه بالا: مانند شیست‌ها و گنیس‌ها، که محل اصلی تشکیل آلماندین و پیروپ هستند. بلورها اغلب ریز تا متوسط بوده و به ندرت به اندازه گوه‌ریز می‌رسند.
۳. پگماتیت‌ها: در این محیط با سیالات غنی از مواد فرار، امکان تشکیل بلورهای درشت و گاه بسیار عظیم‌الجثه از گونه‌هایی مانند اسپسارتین فراهم می‌شود (Gübelin & Schmetzer, 1982).

ب) عوامل کنترل کننده اندازه بلور:

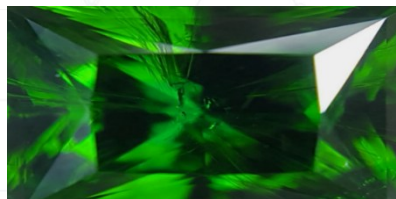
- ❖ درجه فوق اشباع (Ω) و نرخ رشد: هرچه محلول (سیال گرمایی) از حالت تعادل دورتر باشد (Ω بالا)، نرخ هسته‌زایی نسبت به نرخ رشد افزایش یافته و بلورهای ریز و فراوان تشکیل می‌شوند. برای تشکیل بلورهای درشت، شرایط نزدیک به تعادل (Ω پایین تا متوسط) با نرخ رشد آهسته و پایدار ایده‌آل است.
- ❖ مدت زمان رشد: دسترسی پایدار به منبع مواد (Ca, Fe, Si, etc.) در یک بازه زمانی طولانی، شرط ضروری برای رشد بلورهای درشت است. سیستم‌های اسکارنی با دوره‌های طولانی فعالیت هیدروترمال این امکان را فراهم می‌کنند.
- ❖ فضای فیزیکی: وجود حفرات و شکاف‌ها در سنگ میزبان فضای لازم برای رشد بلورهای آزاد (euhedral) و درشت را مهیا می‌سازد.
- ❖ ترکیب شیمیایی سیال: حضور عناصر رنگ‌زا (Cr, V) و همچنین عناصری مانند Al که بر جایگزینی و پایداری گونه خاصی از گارنت تأثیر می‌گذارند، بسیار مهم است. نسبت $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$ در سیال، تعیین‌کننده تشکیل آندرادیت در مقابل گروسولار است (Qiu & Guo, 2021).

جدول ۲: رابطه بین محیط ژنتیکی، گونه گارنت و اندازه معمول بلور.

کیفیت گوه‌ریزی	اندازه معمول بلور	گونه گارنت شاخص	محیط تشکیل
عالی تا خوب (بسته به شفافیت)	ریز تا بسیار درشت (گاه > 5 سانتی‌متر)	آندرادیت (دمانتوئید)، گروسولار	اسکارن
خوب (اغلب دارای ناخالصی)	متوسط تا عظیم‌الجثه (مشهور)	اسپسارتین، آلماندین	پگماتیت
ضعیف تا متوسط (اغلب کدر)	ریز تا متوسط (معمولاً < 2 سانتی‌متر)	آلماندین، پیروپ	شیست/گنیس
خوب (به عنوان سنگ همراه الماس)	ریز تا متوسط	پیروپ	کیمبرلایت

ج) دمانتوئیدهای ایرانی

وجود اینکلوزن‌های سوزنی شکل کریزوتیل (آزبست) به شکل دم اسب (Horsetail) در دمانتوئیدهای ایرانی (مانند باغ برج کرمان - شکل ۴)، نه تنها نشانه‌ای از تشکیل در محیط‌های سرپانتینی-اسکارنی است، بلکه شاهدهی بر رشد آرام و طولانی مدت بلور در حضور سیالات غنی از Mg و Si می‌باشد. این شرایط ویژه منجر به تشکیل گوه‌هایی با کیفیت بالا و مشخصه‌ای منحصر به فرد می‌گردد (Ahadnejad et al, 2022).



شکل ۴- اینکلوزن‌های دمانتوئید باغبرج کرمان

۴- نتیجه‌گیری

تغییر رنگ گارنت‌های آندرادیت، همچون رازآلودترین جواهرات طبیعت، پرده از شگردی خارق‌العاده در بازی نور و ماده برمی‌دارند. این پژوهش با کالبدشکافی دو نمونه استثنایی، نشان داد که در پشت صحنه این نمایش رنگین، آهن دوظرفیتی (Fe^{2+}) نقش اصلی را ایفا می‌کند و نه عناصر کلاسیکی مانند کروم. این کشف، انگاره‌های پیشین را به چالش کشیده و بینش

جدیدی از پیچیدگی مکانیسم‌های رنگ‌زایی در دنیای کانی‌ها ارائه می‌دهد. گوهرهای ما با ایجاد دو "پنجره جادویی" عبور نور در نواحی سبز و قرمز طیف، و یک پرده جذب قدرتمند در مرز زرد-نارنجی، به نورهای مختلف پاسخ‌هایی دراماتیک می‌دهند. گویی هر بلور، یک فیلتر زنده و هوشمند است که ترکیب شیمیایی بی‌نظیرش، آن را قادر به گفتگویی پویا با نور می‌سازد. فراتر از زیبایی، این گوهرها نگین‌های شناسنامه‌دار زمین‌شناسی هستند. ردپای آب ساختمانی^{۳۲} در قلب بلور و پروکسی‌های شیمیایی کم‌کروم، آنها را به محیط‌های اسکارنی مرتبط می‌سازد. این نه تنها کلیدی برای درک گذشته زمین و مسیرهای دگرگونی است، بلکه نقشه گنجی برای جواهریابان و زمین‌شناسان فراهم می‌آورد تا منابع جدیدی از این شگفتی‌های طبیعی را بیابند. بنابراین، این پژوهش تنها به توضیح یک پدیده زیبا بسنده نکرده، بلکه پنجره‌ای به سوی درک عمیق‌تر رابطه شیمی، ساختار بلور و محیط تشکیل گشوده است و تأکید می‌کند که حتی شناخته‌شده‌ترین گوهرها نیز همچنان رازهای ناگفته بسیاری برای آشکار کردن دارند.

۵- منابع

- [1] Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (1992). *An Introduction to the Rock-Forming Minerals* (2nd ed.). Longman.
- [2] Xu, J.-H., Yu, X.-Y., Shen, M., Yan, Y., & Wang, G.-Y. (2024). Explaining Color Change in Gem-Quality Andradite Garnet. *Crystals*, 14(2), 180.
- [3] Geiger, C. A. (2018). Garnet: A Key Mineral in Geology from Mantle to Metamorphism. *Elements*, 14(6), 393-398.
- [4] Baxter, E. F., Caddick, M. J., & Dragovic, B. (2017). Garnet: A Rock-Forming Mineral Petrochronometer. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 469-533
- [5] Qiu, Y.; Guo, Y. Explaining Colour Change in Pyrope-Spessartine Garnets. *Minerals* 2021, 11, 865.
- [6] Qiu, Y., & Guo, Y. (2021). Explaining colour change in pyrope-spessartine garnets. **Minerals*, 11*(8), 865.
- [7] Shen, J.; Qin, L.; Fang, Z.; Zhang, Y.; Liu, J.; Liu, W.; Wang, F.; Xiao, Y.; Yu, H.; Wei, S. (2018). High-temperature inter-mineral Cr isotope fractionation: A comparison of ionic model predictions and experimental investigations of mantle xenoliths from the North China Craton. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018, 499, 278–290.
- [8] Gübelin, E.; Schmetzer, K. (۱۹۸۲). Gemstones with alexandrite effect. *Gems Gemol.* 1982, 18, 197–203
- [9] Ahadnejad, V.; Krzemnicki, M.S.; Hirt, A.M. (2022). Demantoid from Kerman Province, South-east Iran: A Mineralogical and Gemmo logical Overview. *J. Gemmol.* 2022, 38, 329–347.

بررسی فرایندهای دیاژنتیکی سنگ‌های کربناته سازند خوش ییلاق بر اساس مطالعات کاتدولومینسانس و میکروسکوپ الکترونیکی روبشی

علی محمد برزگر^۱، محمد خانه باد^{۱*}، عباس قادری^۱، حسین غلامعلیان^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

*mkhanehbad@ferdowsi.um.ac.ir

چکیده

در این پژوهش فرایندهای دیاژنتیکی با تأکید بر فرآیند سیمانی شدن و فرآیند استیلولیت در تحول بلورشناختی سنگ‌های کربناته سازند خوش ییلاق بررسی شده است. به منظور دستیابی به این هدف، از تلفیق مطالعات کاتدولومینسانس (CL) و میکروسکوپ الکترونیکی روبشی (SEM) استفاده شد. نتایج مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که این سازند یک تاریخچه دیاژنتیکی چندمرحله‌ای شامل دیاژنز دریایی اولیه، متئوریک و تدفینی را تجربه کرده‌اند. این مطالعه نقش کلیدی روش‌های CL و SEM را در تفسیر فرایندهای بلورشناختی و کانی‌شناسی دیاژنزی سنگ‌های کربناته نشان می‌دهد.

کلیدواژه‌ها: سازند خوش ییلاق، کاتدولومینسانس، دیاژنز، میکروسکوپ الکترونی روبشی.

Investigation of diagenetic processes of carbonate rocks of Khoshyeilagh Formation, based on cathodoluminescence and scanning electron microscopy studies

Ali Mohammad Barzegar¹, Mohammad Khanehbad^{1*}, Abbas Ghaderi¹, Hossein Gholamalian²

1- Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

2- Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

*mkhanehbad@ferdowsi.um.ac.ir

Abstract

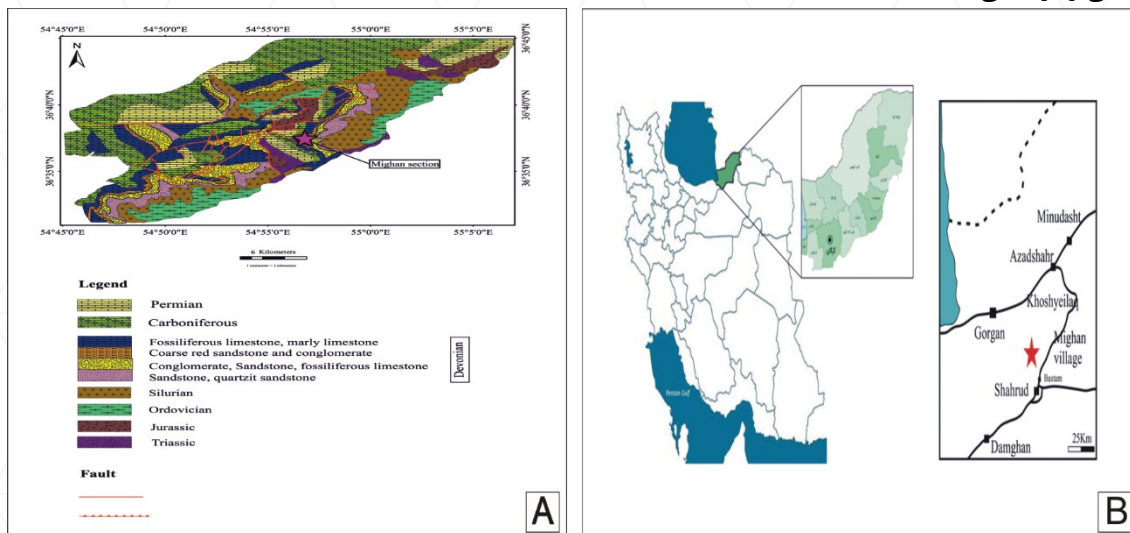
In this study, diagenetic processes with emphasis on the cementation and the stylolite processes in the crystallographic evolution of carbonate rocks of the Khoshyeilagh Formation have been investigated. In order to achieve this goal, a combination of cathodoluminescence (CL) and scanning electron microscopy (SEM) studies was used. The results of petrographic studies indicate that this formation has experienced a multi-stage diagenetic history including early marine, meteoric, and burial diagenesis. This study demonstrates the key role of CL and SEM methods in interpreting the crystallographic and mineralogical processes of carbonate rock diagenesis.

Keywords: Khoshyeilagh Formation, cathodoluminescence, diagenesis, scanning electron microscopy.

۱- مقدمه

سازند خوش ییلاق که نخستین بار توسط بزرگ‌نیا (۱۹۷۳) معرفی و توصیف شده است، در بخش‌های خاوری کوه‌های البرز، دارای توالی ضخیمی از سنگ‌آهک‌های اسکلتی، شیل و ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌های دولومیتی بوده که در قالب دو واحد کربناته و یک واحد ماسه‌سنگی / کنگلومرایی از یکدیگر تفکیک شده‌اند (Wendt et al., 2005). منطقه مورد مطالعه در ۵ کیلومتری شمال

غرب روستای میقان، یکی از روستاهای باستانی بخش بسطام شهرستان شاهرود، در استان سمنان قرار دارد. این منطقه همچنین در فاصله ۲۵ کیلومتری شمال شاهرود و ۲۰۷ کیلومتری شهر سمنان (مرکز استان) جای دارد (شکل ۱). شواهد رسوب‌شناسی نشان می‌دهد که این سازند در یک محیط دریایی کم‌عمق نهشته شده (Ranjbar et al., 2005) و پس از آن تحت تأثیر فشار و فرآیندهای دیاژنز قرار گرفته است. دیاژنز مجموعه‌ای از فرآیندهای فیزیکی، شیمیایی و زیستی است که پس از رسوب‌گذاری بر سنگ‌های رسوبی اثر می‌گذارد (Schmid et al., 2004) و نقش تعیین‌کننده‌ای در تکامل کانی‌شناسی، ریزساختار بلورها و ویژگی‌های مخزنی سنگ‌های کربناته دارد لذا مطالعه دقیق این مهم می‌تواند اطلاعات ارزشمندی در خصوص تاریخچه شیمیایی سیالات و شرایط فیزیکوشیمیایی محیط فراهم می‌کند. هدف اصلی این پژوهش، تجزیه و تحلیل فرآیندهای دیاژنزی نظیر رشد بلور به صورت سیمان رو رشدی (Overgrowth)، سیلیسی شدن، هماتیتی شدن، بازبلوری شدن (neomorphism) در قالب دولومیتی و فسفاتی شدن و تشکیل استیلولیت و شکستگی بوده که گویای ارتباط مستقیم با شرایط شیمیایی سیالات دیاژنتیکی و فاکتور فشار با تکیه بر داده‌های کانی‌شناسی است. نتایج حاصل از این مطالعات امکان شناسایی تغییرات کانی‌شناسی نظیر الگوهای مختلف لومینسانس در قالب زون‌بندی رشد بلورها در فرآیند سیمانی شدن، تفاوت در مورفولوژی و اندازه بلورهای کلسیت و شواهد بازبلوری شدن را فراهم نموده و نقش هر یک را در ارتباط با این رویداد مشخص می‌سازد. این مهم روندی مناسب را برای بازسازی یک تاریخچه دیاژنتیکی چندمرحله‌ای شامل دیاژنز دریایی اولیه، متئوریک و تدفینی را ارائه می‌دهد.



شکل ۱- A: نقشه زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه (شهرابی، ۱۳۶۹)، با ترسیم مجدد. B: نقشه راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.

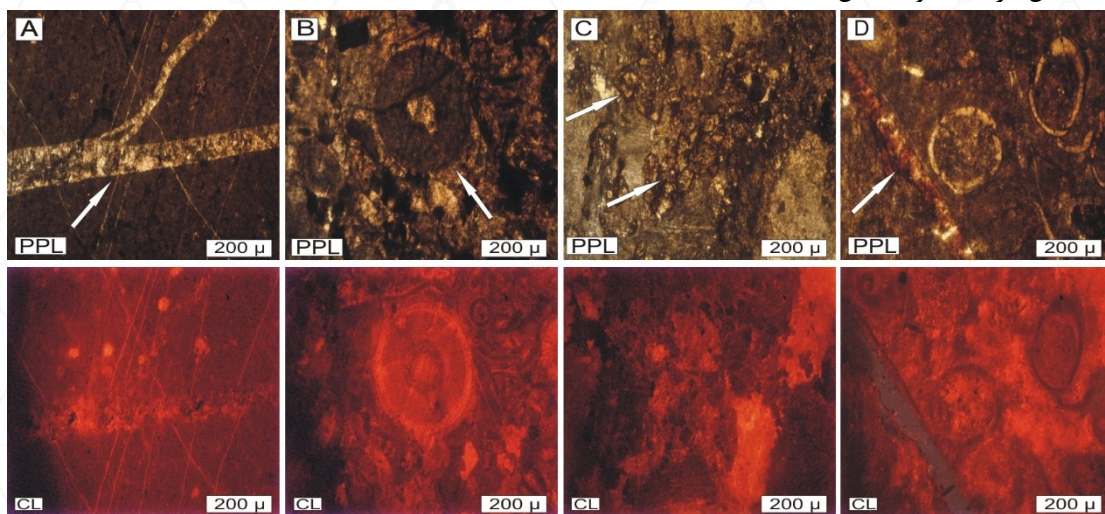
۲- مواد و روش‌ها

با توجه به مطالعات اولیه پژوهش و بر پایه‌ی بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه، برش میقان از سازند خوش بیلاق، به‌عنوان مناسب‌ترین رخنمون جهت انجام نمونه‌برداری انتخاب شد. در این رخنمون، ۲۱۵ نمونه‌ی دستی با فاصله نمونه‌برداری ۱ الی ۲ متر جمع‌آوری گرد. در طی فرآیند برداشت نمونه‌ها، خصوصیات فیزیکی رسوبات شامل رنگ، اندازه‌ی دانه و الگوی لایه‌بندی به‌طور دقیق مشاهده و ثبت گردید. عوامل و فاکتورهای دیاژنتیکی سبب شده است که این توالی‌های دونین خوش بیلاق به منظور مطالعات کانی‌شناسی، از درجه اهمیت بالایی برخوردار باشند. نمونه‌های کربناته به منظور بررسی‌های دقیق‌تر، به صورت مقطع نازک تهیه شدند. در راستای تکمیل داده‌ها، آنالیز میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) با دستگاه LEO 1450 VP در دانشگاه فردوسی مشهد برای تهیه تصاویر با قدرت تفکیک بالا و تجزیه و تحلیل آن‌ها به منظور بررسی ریزساختار بلورها، مورفولوژی سیمان‌ها و شواهد بازبلوری شدن بیشتر بر روی نمونه‌های کربناته صورت گرفت. در ابتدا، ۳ قطعه از هر نمونه با ابعاد

۱×۱ سانتی‌متر به روش اولتراسونیک و با استفاده از حلال مناسب پاک‌سازی شدند تا آلودگی‌های سطحی حذف گردد. سپس نمونه‌ها تحت مطالعات کاندولومینسانس (CL) قرار گرفت. در این مطالعات، شدت و رنگ بندی لومینسانس در سیمان به عنوان شاخصی از تغییرات شیمی شبکه بلوری کلسیت و نسبت عناصر Mn/Fe و حضور عناصر فعال کننده تفسیر شد.

۳- بحث

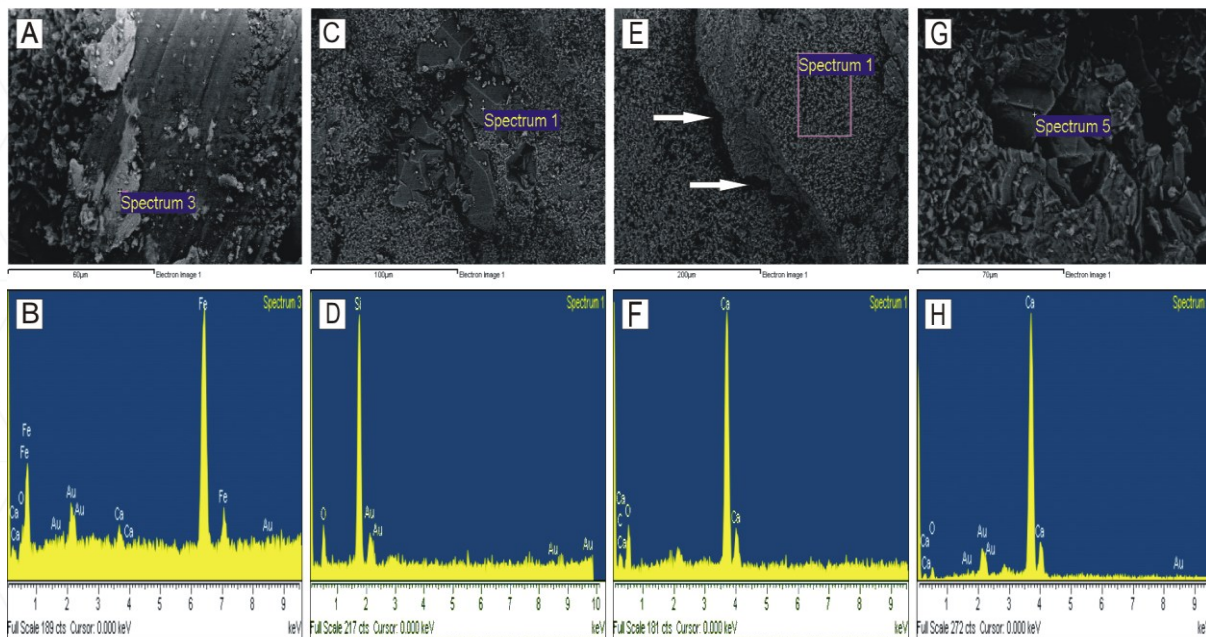
بحث اصلی این پژوهش بر روی فرآیندهای دیاژنتیکی با تلفیق داده‌های CL و SEM می‌باشد. مطالعات انجام شده امکان تفکیک نسل‌های مختلف سیمان، تشخیص مراحل رشد بلور و بازسازی توالی دیاژنتیکی را فراهم می‌سازد. فشار حاصله در طی زمان، شکستگی‌ها و درزه‌هایی را ایجاد نموده است و نفوذ کانی‌های کلسیت اسپاری در قالب فرآیند سیمانی حاکی از نسل بعدی سیمان بوده و گواه تحمل و شرایط دیاژنتیکی برای این امر می‌باشد (شکل ۲A). در شناسایی شرایط دیاژنز و همچنین تفکیک محیط‌های دیاژنزی، فابریک و مورفولوژی سیمان نقش مهمی دارد. البته در محیط‌های دیاژنتیکی مختلف فابریک‌های واضحی از سیمان می‌تواند شکل بگیرد که ما به خوبی می‌توانیم آن را در فرآیند سیمان رورشدی مشاهده کنیم، که موید شرایط مورد بحث ما می‌باشد (شکل ۲B). دولومیتی شدن فرآیندی است که طی آن کلسیت (CaCO_3) یا آراگونیت در سنگ‌های کربناته با دولومیت ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) جایگزین می‌شود. این جایگزینی معمولاً در اثر نفوذ سیالات غنی از منیزیم در شرایط خاص فیزیکی و شیمیایی رخ می‌دهد و می‌تواند ساختار، بافت، تخلخل و خواص مخزنی سنگ را به شدت تغییر دهد (شکل ۲C). فرآیند فسفاتی شدن در سنگ‌های کربناته خوش ییلاق باعث شده که آلومک‌های فسیلی تحت شرایط دیاژنز به فسفات تبدیل گردیده شود (شکل ۲D).



شکل ۲- تصاویر پتروگرافی و کاندولومینسانس (CL) نمونه‌های کربناته ناحیه مورد مطالعه: A: فرآیند دیاژنزی شکستگی حاوی بلور کلسیت. B: فرآیند دیاژنزی سیمان رورشدی. C: فرآیند دولومیتی شدن. D: فرآیند فسفاتی شدن.

در اطلاعات اخذ شده از تصاویر SEM، از تفاوت در ماتریکس کربنات‌ها، حاوی فشارهای حاصله و گویای شرایط ثانویه و فرآیند دیاژنزی هماتیته و سیلیسی شدن، انحلال و تشکیل استیلولیت، و نومورفیسم پرده برداشته و آن را به نمایش گذاشته است. فرآیند هماتیته شدن فرآیندی است که طی آن آهن محلول در آب‌های میان‌دانه‌ای در شرایط اکسیدان رسوب کرده و به صورت هماتیت (Fe_2O_3) در فضای بین‌دانه‌ای یا به‌عنوان جایگزین کانی‌های اولیه ظاهر می‌شود. این فرآیند باعث رنگ قرمز تا قهوه‌ای سنگ، افزایش سختی، و در برخی موارد کاهش تخلخل می‌شود (شکل ۳A، ۳B). فرآیند سیلیسی شدن فرآیندی دیاژنتیکی است که طی آن سیلیس (SiO_2) از محلول‌های میان‌دانه‌ای یا هیدروترمال در سنگ رسوب می‌کند و جایگزین مواد اولیه یا فضای بین‌دانه‌ای می‌شود (شکل ۳C، ۳D). فرآیند استیلولیت خطوط موج‌دار یا دندان‌های که نشان‌دهنده انحلال فشاری‌اند، معمولاً در سنگ‌های آهکی دیده می‌شوند. این فرآیند در بخش‌های عمیق‌تر و در مرحله مزوژنز و در ادامه فرآیند فشردگی

فیزیکی رخ می دهد. وجود استیلولیت بیانگر تأثیرگذاری فشرده‌گی شیمیایی بر روی رسوبات مورد پژوهش به شکل تماس بین خرده های اسکلتی به صورت محدب-معقر دیده می شود. استیلولیت ها یکی از مهم ترین عوارض انحلال فشاری می باشند که به صورت مضرس و یا انحنادار با دامنه تغییرات کوچک و بزرگ به صورت ماکروسکوپی و میکروسکوپی شکل می گیرند (شکل ۳F، ۳E). فرآیند نئومورفیسم در سنگ های کربناته خوش ییلاق گویای شرایط دیگری از دیاژنز بوده که باعث از بین رفتن ساختمان داخلی پوسته های فسیلی از جنس آراگونیت (معمولا ریز بلور)، شده که حاصل این فرآیند بلورهای دانه درشت کلسیت جانشین آن ها می شود (شکل ۳G، ۳H).



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی SEM از شواهد دیاژنز در سنگ های کربناته سازند خوش ییلاق در ناحیه مورد مطالعه:
A: تصاویر میکروسکوپی SEM از فرآیند دیاژنز هماتیته شدن. B: تصویر آنالیز EDX از نمونه مشخص شده در تصویر A.
C: تصاویر میکروسکوپی SEM از فرآیند دیاژنز سیلیسی شدن. D: تصویر آنالیز EDX از نمونه مشخص شده در تصویر C.
E: تصاویر میکروسکوپی SEM از فرآیند دیاژنز استیلولیت. F: تصویر آنالیز EDX از نمونه مشخص شده در تصویر E.
G: تصاویر میکروسکوپی SEM از فرآیند دیاژنز نئومورفیسم. H: تصویر آنالیز EDX از نمونه مشخص شده در تصویر G.

توالی پاراژنتیکی

توالی پاراژنتیکی به تقدم و تاخر رویدادعای دیاژنتیکی در سنگ ها نسبت به یکدیگر گفته می شود. فرآیندهای مختلف دیاژنزی در سه محیط ائوژنز، مزوژنز و تلوژنز و در اعماق و شرایط شیمیایی متفاوت بر روی نهشته ها تاثیر می گذارند (رستم پور و دیگران ۱۴۰۳)، که در (شکل ۴) قابل مشاهده نیز است.

دیاژنز دریایی اولیه (ائوژنز)

در تصاویر CL، سیمان‌های اولیه کلسیتی عمدتاً فاقد لومینسانس یا دارای لومینسانس ضعیف هستند که نشان‌دهنده نسبت بالای Fe و شرایط شیمیایی نسبتاً پایدار محیط دریایی است. در تصاویر SEM، این سیمان‌ها اغلب به صورت بلورهای ریزدانه مشاهده می‌شوند که بیانگر تبلور سریع در محیط‌های کم‌عمق دریایی است.

دیاژنز مزوژنز

در این مرحله، سیمان‌های کلسیتی با لومینسانس قوی‌تر و زون‌بندی منظم دیده می‌شوند. این زون‌بندی بازتاب‌دهنده رشد مرحله‌ای بلورها در اثر نوسانات شیمیایی سیالات متئوریک و تغییر شرایط $Eh-pH$ است. از دیدگاه بلورشناسی، افزایش اندازه بلورها و ظهور اشکال سیمان از جمله پدیده رو رشدی و نئومورفیسم نشان‌دهنده رشد تعادلی‌تر کلسیت در این مرحله است.

دیاژنز تلوزنز

فرآیند انحلال و پدیده استیلولیت و پرشدگی شکستگی‌ها توسط سیمان‌های لومینسانس‌دار، کاهش تخلخل اولیه و شواهد بازبلوری شدن گسترده در تصاویر SEM، همگی مؤید دیاژنز تدفینی هستند. در این مرحله، بازآرایی شبکه بلوری کلسیت در قالب فرآیند سیمانی شدن در پاسخ به دما و فشار بالاتر شرایط تدفینی پیشرفته و گردش سیالات دیاژنتیکی رخ داده است. این فرآیندها نقش مهمی در تغییر ویژگی‌های مخزنی (کاهش تخلخل و کاهش تراکم) سازند خوش‌بیلاق داشته‌اند.

روند دیاژنز			فرآیندهای دیاژنز	
تلوزنز	مزوزنز	ائوزنز		
	*****		دولومیتی شدن	
	*****		رو رشدی	سیمانی شدن
	*****	*****	نئومورفیسم	
	*****		استیلولیتی شدن	
**	*****	**	سیلیسی شدن	جانشینی
*****		*****	هماتیتی شدن	
		*****	فسفاتی شدن	
*****			شکستگی و پر شدگی	

شکل ۴- توالی پارازنتیکی سنگ‌های کربناته سازند خوش بیلاق ناحیه مورد مطالعه.

۴- نتیجه‌گیری

مطالعات کاتدولومینسانس و میکروسکوپ الکترونی ابزارهای موثری برای تشخیص نسل‌های مختلف سیمان و بازسازی شرایط دیاژنتیکی این سازند هستند. سنگ‌های کربناته سازند خوش بیلاق یک تاریخچه دیاژنتیکی چندمرحله‌ای را تجربه کرده‌اند که به‌وضوح در ریزساختار بلورها در تصویر SEM و الگوهای زون بندی کاتدولومینسانس در قالب فرآیند سیمانی شدن CL منعکس شده است. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که تلفیق مطالعات CL و SEM ابزار قدرتمندی برای تفسیر فرآیندهای بلورشناسی و کانی‌شناسی دیاژنز سنگ‌های کربناته است. این رویکرد می‌تواند در مطالعات مخازن کربناته و سایر سازندهای مشابه در ایران مورد استفاده قرار گیرد.

۵- تقدیر و تشکر

این پژوهش با حمایت مالی دانشگاه فردوسی مشهد در قالب طرح پژوهشی ۳/۶۳۳۴۹ انجام شده است.

۶- مراجع

شهرابی، م.، ۱۳۶۹، نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گران، سازمن زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور تهران.
 رستم پور، م.، خانه باد، م.، صباغ بجنانی، م.، ۱۴۰۳، تفسیر توالی پارازنتیکی سنگ‌های کربناته سازند آیتامیر در برش شوراب واقع در شرق حوضه کپه داغ. نهمین همایش ملی انجمن رسوب شناسی ایران، ژئوپارک جهانی طبس، ایران.

- Aghanabati, M., 2004. Geology of Iran (in Farsi). Tehran: Geological Survey of Iran.
- Bozorgnia, F., 1973. Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of Central and East Alborz Mountains, Iran. National Iranian Oil Company, Geological Laboratories 4: 1–185.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., and Bavandpur, A.K., 2005. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part II. North and central Iran. Acta Geologica Polonica 55(1): 31–97.
- Ranjbar, H., Ghaderi, A., Gholamalian, H., and Hairapetian, V., 2024. Middle Devonian-Early Carboniferous microscopic fish remains from Khoshyeilagh Formation, Mighan section, Eastern Alborz. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 34(1), 131,1-18.
- Schmid, S., Worden, R.H., Fisher, Q.J., 2004. Diagenesis and reservoir quality of the Sherwood Sandstone (Triassic), Corrib Field, Slyne Basin, west of Ireland. Marine and Petroleum Geology, 21, 299– 315.

گزارش شناسایی گوهرشناسی میدانی و پیمایش میدانی کانسار دمانتوئید کوه بلقیس (تخت سلیمان)

پوریا سیروس پور^{۱*}، زهرا مختاری^۲، بهاره شیردم^۳

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد گوهرشناسی کاربردی و کانی‌های صنعتی، گروه فناوری فرآورده‌های طبیعی و فرآوری مواد معدنی، دانشکده فناوری‌های نوین بین‌رشته‌ای، دانشگاه نیشابور

۲. استادیار گروه فناوری فرآورده‌های طبیعی و فرآوری مواد معدنی، دانشکده فناوری‌های نوین بین‌رشته‌ای، دانشگاه نیشابور

۳. انستیتو گوهرشناسی، دانشگاه علوم زمین چین، ووهان، چین

* Pouria.sp@gmail.com

چکیده

این مطالعه به بررسی ویژگی‌های زمین‌شناختی و کانی‌شناسی رخداد دمانتوئید (واریته سبز آندرادایت) در دامنه جنوب‌غربی کوه بلقیس، واقع در مجتمع دگرگونی تکاب در شمال‌غرب ایران می‌پردازد. طی یک پیمایش میدانی سیستماتیک در پاییز ۱۴۰۴، کانی‌سازی در دو ایستگاه اصلی در ارتفاع ۳۰۰۰ متری مورد بررسی قرار گرفت و تعداد ۳۰ نمونه شامل دمانتوئید و واریته تیره آن (ملانایت) برداشت گردید. مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد که این رخداد یک سیستم اسکارن توده‌ای است که در مرز تماس واحدهای کربناته (مرمر) و سنگ‌های سیلیکاتی (میکاشیست و گنایس) تحت کنترل مستقیم ساختاری گسل بنیادی چهارطاق شکل گرفته است. بررسی‌های ماکروسکوپی و لوپ دستی (10x) بر روی بلورها، فرم هندسی کامل (یوهدرال) با رخساره‌های رومبیک دودکاهدرن و تراپزوهدرن را تایید می‌کند. طیف رنگی نمونه‌ها از سبز روشن تا تیره متغیر بوده و در برخی زون‌ها به قهوه‌ای سوخته و سیاه (ملانایت) میل می‌کند که نشان‌دهنده نوسانات شیمیایی سیال در زمان رشد است. اگرچه استرس‌های تکتونیکی پس از تبلور ناشی از عملکرد گسل چهارطاق منجر به ایجاد شکستگی‌های داخلی فراوان و کاهش شفافیت جواهری در نمونه‌های سطحی شده است، اما کنتراست بصری جذاب بلورهای سبز بر متن مرمر سفید، این منطقه را به عنوان یک منبع جدید و ارزشمند برای بازار سنگ‌های کلکسیونی، مجموعه‌داری و مطالعات آموزشی معرفی می‌کند.

کلیدواژه‌ها: دمانتوئید کوه بلقیس، دمانتوئید کلکسیونی، گوهرشناسی میدانی، دمانتوئید اسکارنی، دمانتوئید ایران

Field gemological identification report and field survey of the demantoid deposit of Mount Belqeys (Takht -e- Soleyman)

Pouria Sirouspour^{1*}, Zahra Mokhtari², Bahareh Shirdam³

1. Master's student in Applied Gemology and Industrial Minerals, Department of Natural Products and Mineral Processing Technology, Faculty of Novel Interdisciplinary Technologies, University of Neyshabour, Neyshabour, Iran.
2. Assistant Professor, Department of Natural Products and Mineral Processing Technology, Faculty of Novel Interdisciplinary Technologies, University of Neyshabour, Neyshabour, Iran.
3. Gemmological Institute, China University of Geosciences, Wuhan, 430074, China.

Abstract: This study examines the geological and mineralogical characteristics of a demantoid (green andradite variety) occurrence on the southwestern slope of Mount Belqeys, situated within the Takab metamorphic complex of northwestern Iran. During a systematic field survey in Autumn 2025, mineralization was investigated at two primary stations at an elevation of 3,000 meters, where 30 samples of demantoid and its dark variety (melanite) were collected. Field observations indicate that the occurrence is a massive skarn system formed at the contact between carbonate units (marble) and silicate rocks (micaschist and gneiss), structurally controlled by the

Chahartaq master fault. Macroscopic and 10x loupe examination of the crystals confirms a well-developed euhedral geometry, characterized by rhombic dodecahedron and trapezohedron habits. The color ranges from light to dark green, with certain zones grading into dark brown and black (melanite), reflecting chemical fluctuations in the hydrothermal fluids during crystal growth. Although post-crystallization tectonic stress associated with the Chahartaq fault has resulted in extensive internal fracturing and diminished gem-quality transparency in surface samples, the striking visual contrast of green crystals against a white marble matrix identifies this site as a significant new source for the mineral specimen, educational, and collector markets.

Keywords: Demantoid of Mount Belqeys, collectible demantoid, field gemology, skarn demantoid, Iranian demantoid

۱. معرفی

کانی‌های گروه گارنت با فرمول عمومی $X_3Y_2(SiO_4)_3$ به عنوان شاخص‌های کلیدی در پترولوژی مدرن برای درک تکامل شیمیایی سیالات در سیستم‌های دگرگونی و اسکارنی شناخته می‌شوند (Grew, 2018). در این میان، دمانتوئید، به عنوان وارپته سبز رنگ آندرادایت، به دلیل ویژگی‌های اپتیکی استثنایی از جمله ضریب شکست بالا و پاشندگی نوری (۰.۰۵۷)، ارزشمندترین عضو این گروه در بازار سنگ‌های قیمتی است. (Hainschwang et al., 2021) منشأ اصلی رنگ سبز در دمانتوئید به حضور عنصر کروم (Cr^{3+}) نسبت داده می‌شود که با جانشینی در جایگاه هشت‌وجهی آهن (Fe^{3+})، طیف‌های جذبی مشخصی را ایجاد کرده و عامل اصلی درخشندگی و اشباع رنگ در این کانی محسوب می‌گردد. (Smet et al., 2021) رخدادهای دمانتوئید در ایران به‌طور سنتی در زون‌های افیولیتی سرپانتینیتی مطالعه شده‌اند. (Ahadnejad et al., 2022) با این حال، منطقه بلقیس در تکاب، به دلیل قرارگیری در یک گره تکتونیکی حساس حاصل از تلاقی زون‌های سندج-سیرجان، ایران مرکزی و البرز-آذربایجان، واجد پیچیدگی‌های ژئودینامیکی منحصر به فردی است. (Shafaii Moghadam et al., 2020) بر اساس گزارش نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت‌سلیمان (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور)، این منطقه میزبان توالی‌های دگرگونی است که پتانسیل بالایی برای تشکیل کانی‌سازی‌های نوع اسکارن فراهم می‌کند. با توجه به پیشرفت‌های اخیر در متدولوژی گوه‌شناسی میدانی و ضرورت مستندسازی علمی ذخایر جدید، این مطالعه به دنبال مستندسازی ویژگی‌های زمین‌شناختی و توصیف خصوصیات ماکروسکوپی دمانتوئیدهای منطقه بلقیس است. (Hsu et al., 2022) هدف نهایی این پژوهش، ارائه یک گزارش نظام‌مند از وضعیت کانی‌سازی و بررسی ارتباط صحرائی آن با ساختارهای تکتونیکی محلی است که می‌تواند به عنوان مرجعی برای مطالعات اکتشافی آتی در پهنه‌های برخوردی شمال غرب ایران مورد استفاده قرار گیرد.

۲. محیط زمین‌شناسی

۲.۱. چارچوب زمین‌ساختی و ساختاری منطقه

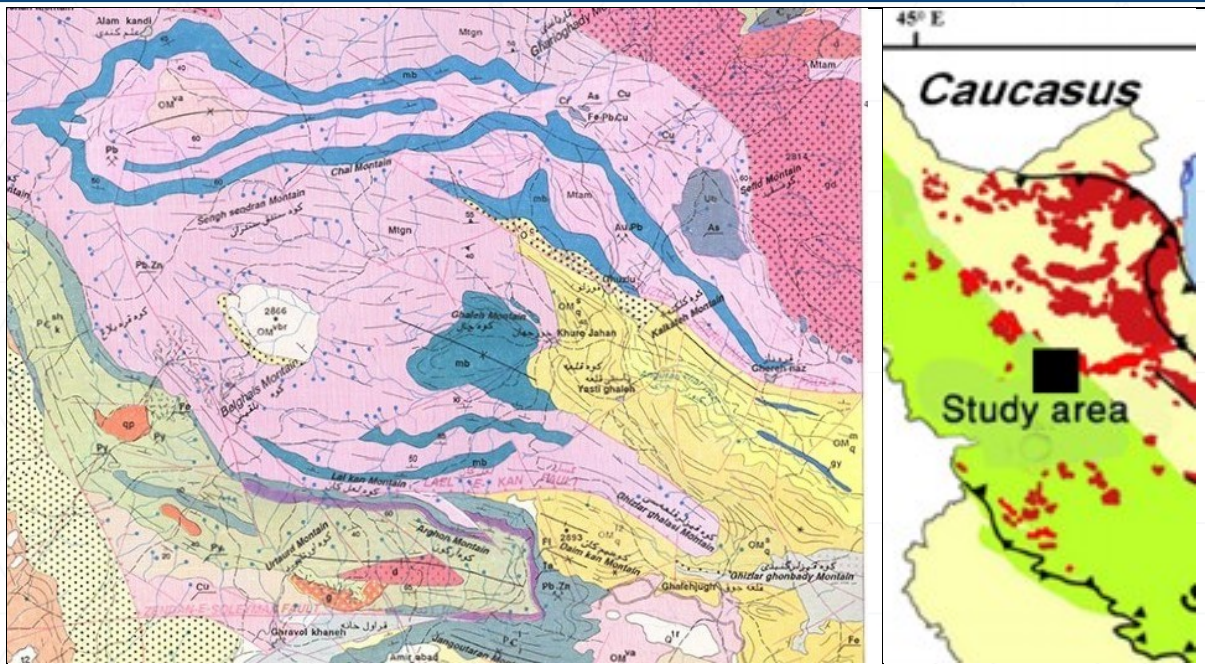
محدوده مورد مطالعه در بخش میانی برکه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ تخت‌سلیمان (شیت ۵۴۶۳) واقع شده است. کوه بلقیس با ارتفاع ۳۳۳۰ متر به عنوان بلندترین عارضه توپوگرافی در مرکز این نقشه، بخشی از مجتمع دگرگونی تکاب را تشکیل می‌دهد. طبق تحلیل‌های ساختاری بیرالوند و همکاران (۱۳۹۸)، تکامل زمین‌ساختی این پهنه به شدت تحت تأثیر گسل بنیادی چهارطاق با روند NW-SE است. مشاهدات میدانی این پژوهش نشان می‌دهد که رخداد دمانتوئید بلقیس در دامنه جنوب‌غربی این کوه و در بخش فرودپایه گسل مذکور واقع شده است. در این پهنه، عملکرد ساختارهای کششی موضعی در امتداد گسل چهارطاق، منجر به ایجاد شکاف‌هایی در پوسته شده که به عنوان مجاری اصلی برای صعود محلول‌های گرمایی عمل کرده‌اند. وجود

مخروط‌های تراورتنی عظیم نظیر کوه زندان در منطقه، گواهی بر عملکرد یک سیستم هیدروترمال فعال در این زون ساختاری است. طبق یافته‌های بیرالوند و همکاران (۱۳۹۸)، گرادیان زمین‌گرایی بالا ناشی از ماگماتیسم جوان منطقه، موتور محرک چرخش این سیالات بوده و این منبع حرارتی باعث انتقال کاتیون‌ها به زون‌های واکنشی در مرز واحدهای کربناته دامنه بلقیس شده است.

۲.۲. لیتو-استراتیگرافی و واحدهای میزبان

بر اساس گزارش سازمان زمین‌شناسی (برگه تخت‌سلیمان) و مشاهدات میدانی این پژوهش، توالی سنگی در محل کانی‌سازی شامل بخش‌های زیر است:

۱. واحد مرمر (کلسیت‌دار): این واحد که سنگ میزبان اصلی کانی‌سازی است، شامل مرمرها و توده‌های غنی از کلسیت با بافت درشت‌بلور و توپوگرافی خشن می‌باشد. شناسایی کلسیت در صحرا با استفاده از واکنش با اسید کلریدریک رقیق (جوهرنمک) انجام شد که منجر به انحلال سریع کلسیت و تمایز آن از کوارتز گردید. دمانتوئیدها و سایر گارنت‌ها در این واحد و در امتداد رگه‌های متاسوماتیک ناشی از نفوذ سیالات در شکستگی‌های دامنه جنوب‌غربی تبلور یافته‌اند.
۲. میکاشیست‌ها و گنایس‌ها: این واحدها که به‌طور گسترده در محدوده پیمایش مشاهده شدند، شامل سنگ‌های دگرگونی غنی از میکا و فلدسپار بوده و در تناوب ساختاری با مرمرها قرار دارند. این سنگ‌ها به عنوان منبع بالقوه آهن، منیزیم و آلومینیوم برای واکنش‌های متاسوماتیک و تشکیل کانی‌های گارنتی در محیط اسکارنی نقش داشته‌اند.
۳. واحدهای تاملین‌کننده کربنات: بر اساس مطالعات بیرالوند و همکاران (۱۳۹۸)، کربنات‌های مورد نیاز در این سیستم هیدروترمال عمدتاً از واحد جانگوتاران (در پی سنگ دگرگونی) و سازند قم (به عنوان پوشش رسوبی منطقه) تأمین شده‌اند. محلول‌های گرمایی با عبور از این سازندها در اعماق، کلسیم لازم را شسته و در برخورد با کانی‌های سیلیکاتی سنگ‌های دگرگونی بلقیس، شرایط تبلور آندرادایت سبز (دمانتوئید) را فراهم کرده‌اند.
۴. شواهد فعالیت‌های گرمایی: گستردگی رسوبات تراورتن در منطقه که در فرودپارچه گسل چهارطاقی متمرکز شده‌اند، نشان‌دهنده استمرار جریان‌های هیدروترمال حاوی کربنات کلسیم است که از واحدهای جانگوتاران و قم منشأ گرفته‌اند. در شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی محل مورد مطالعه آمده است.



شکل ۱. تصویر سمت راست موقعیت محل مورد مطالعه را در نقشه ایران نشان می‌دهد و تصویر سمت چپ نقشه زمین‌شناسی کوه بلقیس (کانسار دمانتوئید) آمده است.

۳. مواد و روش‌ها

تحقیق حاضر بر پایه پیمایش میدانی سیستماتیک در دامنه جنوب‌غربی کوه بلقیس انجام شده است. مراحل اجرای تحقیق به شرح زیر است:

۳.۱. پیمایش میدانی و نمونه‌برداری

عملیات صحرایی در پاییز ۱۴۰۴ با هدف شناسایی رخنمون‌های کانی‌سازی انجام شد. با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ و تصاویر ماهواره‌ای، زون‌های خردشده مرتبط با گسل چهارطاق پایش گردید. در این پیمایش:

- دو ایستگاه اصلی در ارتفاع ۳۰۰۰ متری به عنوان زون‌های کانی‌سازی با تمرکز بالا شناسایی شد.
- موقعیت جغرافیایی ثبت شده توسط دستگاه GPS در مرکز محدوده کانی‌سازی برابر با $36^{\circ}38'36''$ شمالی و $47^{\circ}17'08''$ شرقی می‌باشد.
- تعداد ۳۰ نمونه سنگی شامل بلورهای دمانتوئید سبز رنگ و همچنین گارنت‌هایی با رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای سوخته و سیاه، هم به صورت درجا در سنگ بستر و هم به صورت همراه با سنگ میزبان برداشت گردید.
- نمونه‌برداری از واریته‌های قهوه‌ای‌رنگ به منظور توصیف تغییرات ظاهری، بررسی روابط هم‌رشدی بلورها و مطالعه مورفولوژیک آن‌ها در مقایسه با آندرادایت‌های سبز (دمانتوئید) انجام شد.

۳.۲. پروتکل نمونه‌برداری

جهت اطمینان از صحت نتایج آزمایشگاهی، پروتکل زیر در جمع‌آوری نمونه‌ها رعایت شد:

- **نمونه برداری انتخابی:** نمونه‌ها از زون‌های واکنشی بین مرمر و رگه‌های سیلیسی-کربناتی که بیشترین تمرکز بلورهای مشهود را داشتند، انتخاب شدند.
- **جداسازی فیزیکی:** بلورهایی که کمترین میزان هوازدگی سطحی را داشتند همراه با بخشی از سنگ میزبان به منظور حفظ روابط پتروگرافیک برداشت شدند.
- **بسته‌بندی و کدگذاری:** هر نمونه پس از پاکسازی اولیه، بر اساس موقعیت یافت و ویژگی‌های ظاهری در کیسه‌های مخصوص قرار گرفته و با کدهای اختصاصی از BM01 تا BM30 کدگذاری گردید. این کدگذاری جهت تفکیک نمونه‌های برداشت شده از سنگ بستر و نمونه‌های همراه با سنگ میزبان انجام شد.

۳.۳. مطالعات ماکروسکوپی و کانی‌شناسی اولیه

نمونه‌های برداشت شده در آزمایشگاه صحرایی مورد بررسی قرار گرفتند. این بررسی‌ها شامل ثبت مورفولوژی بلورها، تعیین سیستم تبلور و تحلیل کیفیت رنگ با استفاده از لوپ دستی $10\times$ بود. ارزیابی‌های ظاهری نشان داد که به دلیل تعدد شکستگی‌های داخلی و ناخالصی‌های فراوان در نمونه‌های سطحی، عبور نور به سختی صورت گرفته و پاشندگی نوری در این مرحله مشاهده نمی‌شود. همچنین روابط پارازنتیک بین بلورها و سنگ میزبان به صورت عینی مستند گردید.

۴. بحث و نتیجه

بر اساس پیمایش‌های انجام شده در ارتفاع ۳۰۰۰ متری دامنه بلقیس، ویژگی‌های کانی‌سازی و پارازنز سنگی به شرح زیر تحلیل می‌گردد:

۴.۱. تحلیل رخنمون و کنترل‌کننده‌های ساختاری

کانی‌سازی دمانتوئید در بلقیس تحت کنترل مستقیم ساختارهای تکتونیکی و در مجاورت زون‌های خردشده گسل چهارطاق رخ داده است. برخلاف سیستم‌های رگه‌ای، این رخداد یک سیستم جانشینی متاسوماتیک توده‌ای است که در آن بلورها در متنی متراکم رشد کرده‌اند. ماهیت اسکارنی این توده‌ها بر پایه سه مشاهده عینی تبیین می‌گردد: ۱. تمرکز کانی‌سازی در نوار تماسی مرمرها و سنگ‌های سیلیکاتی؛ ۲. بافت جانشینی متراکم گارنت به جای سنگ میزبان؛ و ۳. حضور هاله‌های دگرسانی اپیدوتی در حاشیه کانی‌سازی که نشان‌دهنده واکنش شیمیایی سیالات با سنگ میزبان است.

۴.۲. ویژگی‌های ماکروسکوپی بلورها

بلورهای گارنت در این منطقه عمدتاً کدر تا نیمه‌شفاف و واجد شکستگی‌های متراکم داخلی مشاهده شد. حفظ فرم هندسی یوهدرال در کنار این دگرشکلی‌های مکانیکی، نشان‌دهنده فعالیت‌های تکتونیکی گسل چهارطاق پس از مرحله تبلور است. به همین دلیل، این نمونه‌های برداشت‌شده به جای کاربرد جواهری، دارای ارزش علمی و مجموعه‌داری هستند. کنتراست رنگی بلورهای سبز بر زمینه مرمر سفید، جذابیت زیباشناختی و ارزش کلکسیونی نمونه‌های این منطقه را دوچندان کرده است.

کانی‌سازی در دو گروه اصلی مشاهده شد:

- دمانتوئیدهای سبز: بلورهای یوهدرال با فرم‌های رومبیک دودکاهدرون و تراپزوهدرون که طیف رنگی سبز روشن تا تیره را در بر می‌گیرند (شکل ۲).



شکل ۲. تصویر سمت راست نمونه سنگ بستر دمانتوئید کوه بلقیس را نشان می‌دهد. تصویر سمت چپ بلورهای دمانتوئید کوه بلقیس را نشان می‌دهد که به صورت *Euhedral* و در فرم‌های رومبیک دودکاهدرون و تراپزوهدرون متبلور شده‌اند. / عکس از پوریا سیروس پور

- گارنت‌های تیره (ملانایت): بلورهایی با ریخت‌شناسی مشابه که تغییر رنگ آن‌ها به قهوه‌ای سوخته و سیاه، نشان‌دهنده نوسانات شیمیایی سیال (نظیر ورود آهن و تیتانیوم) در طی مراحل رشد در سامانه اسکارنی است. ابعاد قابل توجه و سطوح بلوری مشخص، این رخداد را به عنوانی منبعی جدید و مستعد برای عرضه در بازار سنگ‌های مجموعه‌داری و آموزشی شمال غرب ایران معرفی می‌کند.

۴.۳. زون‌بندی متاسوماتیک

در حاشیه توده‌های دمانتوئید، زون‌های واکنشی باریکی (در ابعاد سانتی‌متر) در سنگ میزبان مرمر مشاهده شد. حضور کانی‌های سیلیکاتی نظیر اپیدوت و کلریت در این زون‌ها، تاییدکننده ماهیت اسکارنی-هیدروترمال کانی‌سازی در بلقیس است. مشاهدات صحرائی نشان می‌دهد که سنگ‌های همراه شامل میکاشیست، گنایس و واحدهای غنی از کلسیت (مرمرهای جانگوتاران)، نقش اصلی را در تأمین کاتیون‌های لازم برای واکنش‌های متاسوماتیک ایفا کرده‌اند. شواهد بصری از این زون‌بندی و عملیات پیمایش در شکل ۳ ارائه شده است.



شکل ۳. تصویر A: کارگاه استخراج دمانتوئیدهای کوه بلقیس به صورت تونل‌های تجربی یا تصادفی با عمق کم را نشان می‌دهد. تصویر B: سنگ میزبان دمانتوئید کوه بلقیس که با بررسی میدانی، گنایس به نظر می‌رسد. و تصویر C: سنگ میزبان دمانتوئیدهای کوه بلقیس که با بررسی میدانی، میکاشیست، مرمر به نظر می‌رسند.

۵. نتیجه‌گیری کلی

۱. الگوی کانی‌سازی: رخداد دمانتوئید در منطقه بلقیس از نوع اسکارن توده‌ای است که در مرز بین واحدهای کربناته دگرگون و سنگ‌های سیلیکاتی تشکیل شده است.
۲. کنترل ساختاری: تمرکز کانی‌سازی در زون‌های برشی و خردشده فرودپواره گسل چهارطاق، نقش کلیدی این ساختار را به عنوان مجرای اصلی صعود و به تله افتادن سیالات هیدروترمال تایید می‌کند.
۳. ویژگی‌های کیفی: بلورها علی‌رغم دارا بودن فرم هندسی کامل (یوهدرال)، به دلیل استرس‌های تکتونیکی پس از تبلور، واجد شکستگی‌های فراوان بوده و در نمونه‌های سطحی فاقد شفافیت جواهری هستند.
۴. پتانسیل اقتصادی: کنتراست رنگی جذاب بلورهای سبز بر روی ماتریکس مرمر سفید، این رخداد را به عنوان یک منبع جدید و باارزش برای عرضه در بازار سنگ‌های کلکسیونری و مجموعه‌داری معرفی می‌کند. (شکل ۴)



شکل ۴. دمانتوئید کلکسیونی بلقیس | عکس از سایت لاما جمز

۶. منابع و مأخذ (References)

- Ahadnejad, V., et al. (2022). Demantoid from Iran: A Review. *Journal of Gemmology*.
- بیرالوند، م.، محجل، م.، و قاسمی، م. (۱۳۹۸). نقش زمین‌ساخت و ماگماتیسم در تکامل تراورتن‌های تخت‌سلیمان. فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۱۲.
- Grew, E. S. (2018). *Garnets: Great Indicators of Metamorphic Processes*. Elements.
- Hainschwang, T., et al. (2021). *The Science of Gemology: Advanced Analytical Methods*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry.
- Hsu, T., et al. (2022). *Field Gemology and Trace Element Fingerprinting of Demantoid Garnets*. Gems & Gemology.
- Rezaei-Kahkhaei, S., et al. (2020). *Geochemistry and Tectonic Setting of the Takab Metamorphic Complex*. Journal of Geosciences.
- Shafaii Moghadam, H., et al. (2020). *Tectonic Evolution of the Tethyan Region in Iran*. Earth-Science Reviews.
- Smet, I., et al. (2021). Color Origins in Andradite Garnets. *Gems & Gemology*.
- گزارش نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت‌سلیمان (برگه ۵۴۶۳)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

ذوب بخشی آمفیبولیت در رخساره سانیدینیت در هاله همبری گابروی آب‌شور، مجموعه

سیخوران، بافت، کرمان

محبوبه عرب زاده بنی اسدی^۱، حبیب‌ا. قاسمی^{۲*}

- ۱- گروه پژوهشی ماگمازایی و کانی‌زایی در ایران، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (RGMMI)
۲- دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، گروه پژوهشی ماگمازایی و کانی‌زایی در ایران (RGMMI)، عضو هیأت مدیره و نایب رئیس انجمن زمین‌شناسی ایران.

چکیده

توده گابروی آب‌شور به سن ژوراسیک پیشین با نفوذ به درون آمفیبولیت‌های پالئوزوئیک-تریاس مجموعه‌های دگرگونی سرگز-آب‌شور سبب بروز دگرگونی همبری در رخساره سانیدینیت، ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها و تشکیل میگماتیت‌های کوارتز دیوریتی-تونالیتی با ساخت پگماتوئیدی شده است. ترکیب شیمیایی فلدسپار در گابروها، آمفیبولیت‌های میزبان و پگماتوئیدها به ترتیب در محدوده‌های بیتونیت-آنورتیت، لابرادوریت و آندزین قرار دارد. همچنین، آمفیبول‌ها از نوع کلسیک بوده در گابروها شامل منیزیوهورنبلند و چرماکیت، در آمفیبولیت‌های میزبان از نوع چرماکیت و در میگماتیت‌های پگماتوئیدی شامل منیزیوهورنبلند و چرماکیت است. شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری به همراه برآوردهای دما-فشارسنجی نشانگر بروز فرایند ذوب بخشی در آمفیبولیت‌های میزبان توده گابرویی در دماهای ۶۵۰ تا ۹۹۰ درجه سانتی‌گراد منطبق با شرایط دگرگونی رخساره سانیدینیت برای بروز دگرگونی همبری و ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها و تشکیل مذاب حدواسط کوارتز دیوریتی سازنده پگماتوئیدهاست.

واژگان کلیدی: آمفیبولیت، دگرگونی همبری، ذوب بخشی، آب‌شور، سیخوران.

Partial Melting of Amphibolites in Sanidinite Facies in Contact Areole of Abshour Gabbro, Sikhoran Complex, Baft, Kerman

Habibollah Ghasemi^{*1}, Mahboubeh Arabzadeh Baniasadi²

3- Research Group of Magmatism and Mineralization in Iran (RGMMI)

4- Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Iran. Research Group of Magmatism and Mineralization in Iran (RGMMI), h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

Abstract

The Lower Jurassic Abshour gabbro, intruding into the Paleozoic-Triassic amphibolites of the Sargaz-Abshour metamorphic complexes, has caused contact metamorphism in the sanidinite facies, partial melting of the amphibolites, and generation of quartz dioritic-tonalitic migmatites with a pegmatoid structure. Chemical composition of feldspar and amphibole in the gabbros, host amphibolites, and pegmatoids range from bytonite-anhorthite in the gabbros, labradorite in the host amphibolites and andesine in the pegmatoid migmatites. Also, the amphiboles are of calcic-type and include magnesio-hornblende and tschermakite in the gabbros, tschermakite in the host amphibolites, and magnesio-hornblende and tschermakite in the pegmatoid migmatites. Field evidence, petrography, along with thermobarometric estimates indicate the occurrence of partial melting in the host amphibolites of the gabbroic mass at temperatures of 650 to 990 °C consistent with the metamorphic conditions of the sanidinite facies for contact metamorphism and partial melting of amphibolites and generation of intermediate quartz dioritic melt forming the pegmatoids.

Keywords: Amphibolite, Contact Metamorphism, Partial Melting, Abshour, Sikhoran.

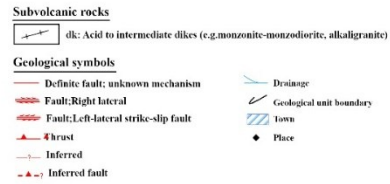
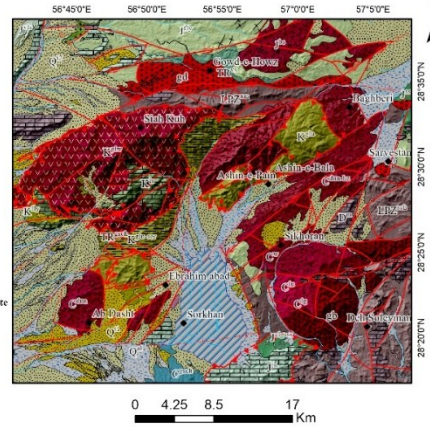
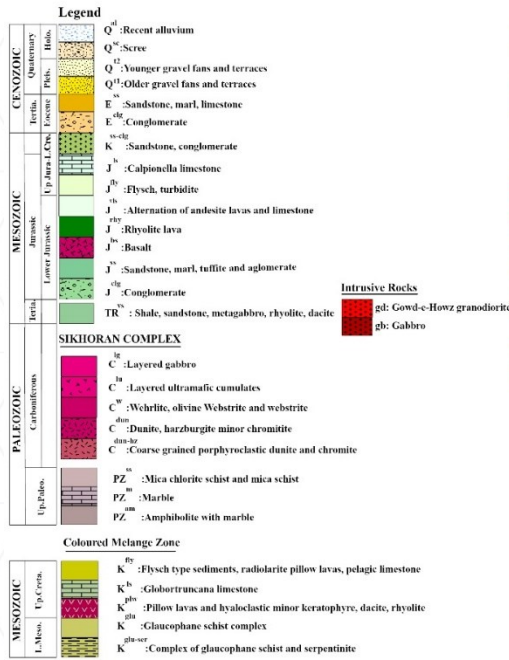
مقدمه

یکی از جالب‌ترین مباحث در سنگ‌شناسی آذرین، منشاء ماگماهای حدواسط-اسیدی (گرانیتوئیدی) است. در حال حاضر، شواهد فزاینده‌ای وجود دارد که نشان می‌دهد بیشتر توده‌های گرانیتوئیدی بزرگ موجود در قاره‌ها، نتیجه‌ی ذوب بخشی (Anatexis) پوسته در اثر تزریق ماگمای بازالتی هستند (Pitcher, 1987; Huppert and Sparks, 1988; Schubert et al., 2013). همچنین شواهد گسترده‌ای از نفوذ همزمان ماگماهای بازالتی مشتق‌شده از گوشته و ماگماهای اسیدی مشتق‌شده از پوسته، به‌ویژه در نوارهای کوه‌زایی بالای مناطق فرورانش وجود دارد (Hildreth, 1981; Vernon, 1983; Pitcher, 1987; Huppert and Sparks, 1988). به‌علاوه، برخی از مناطقی که دگرگونی دما بالا-فشار پایین دارند، معمولاً با تزریق همزمان توده‌های گابرو و گرانیت مرتبط هستند. یک توضیح محتمل برای این ارتباط این است که نفوذ ماگمای بازالتی (توده گابرویی) باعث ایجاد شار حرارتی بالا در پوسته شده و ذوب آن برای تولید ماگمای گرانیتوئیدی می‌شود. در واقع، قرارگیری ماگمای بازالتی در زیر پوسته (Basalt underplating) در حال حاضر ایده جذابی برای توضیح ذوب‌شدگی پوسته در مقیاس بزرگ و همچنین ماهیت بسیار لایه لایه پوسته زیرین است. این لایه‌بندی بر اساس ترکیب، چگالی و رفتار مکانیکی است. پوسته بالایی سرد است و رفتار شکننده دارد، در حالی که پوسته زیرین داغ‌تر و چگال‌تر است و رفتار دگرشکلی نوع شکل‌پذیر دارد (Huppert and Sparks, 1988).

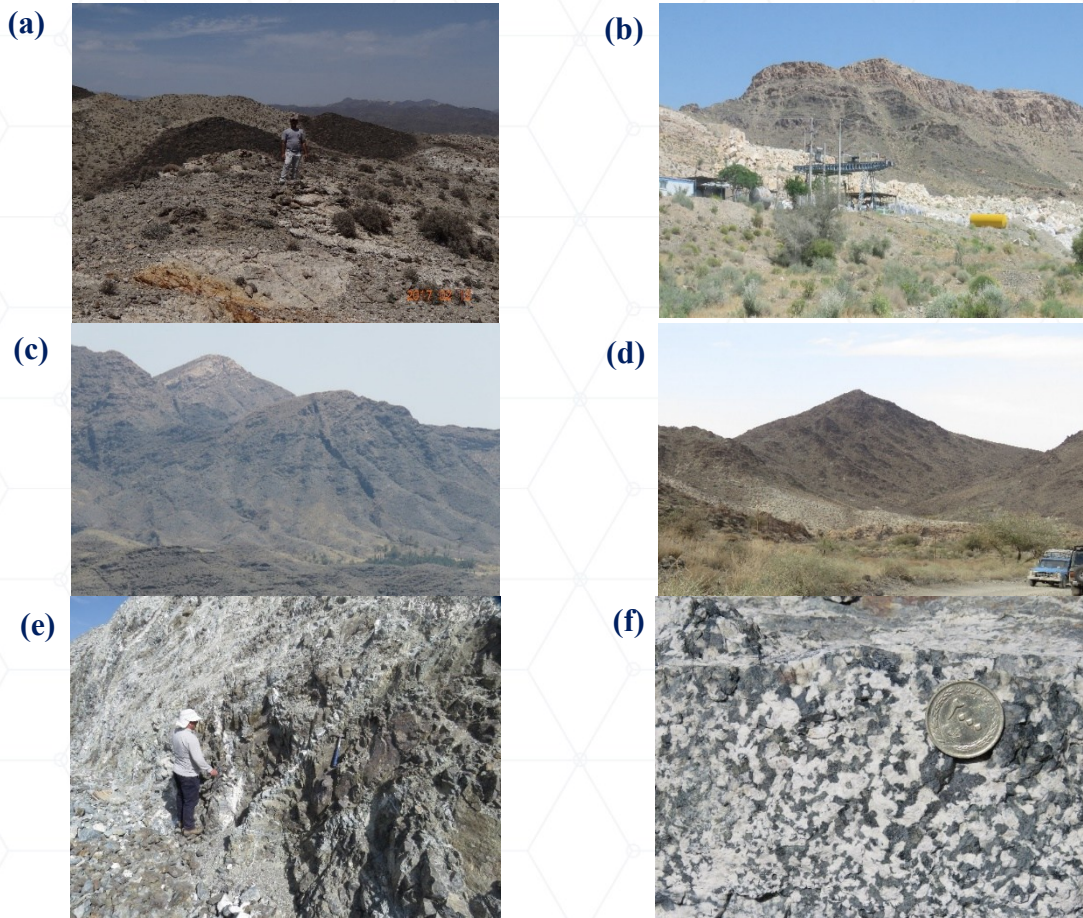
نفوذ توده گابرویی ژوراسیک زیرین آب‌شور به درون آمفیبولیت‌های پالئوزوئیک بالایی-تریاس مجموعه‌های دگرگونی سرگز-آب‌شور سبب بروز دگرگونی همبری شدید در رخساره سانیدینیت، بروز ذوب بخشی در آمفیبولیت‌ها، تشکیل مذاب گرانیتوئیدی و ایجاد منظره میگماتیستی و درنهایت تشکیل پگماتوئیدهای با ترکیب کوارتز دیوریتی-توالیتی شده است (Asadi et al., 2023). این فرایند، شواهدی مستند بر امکان تشکیل مذاب گرانیتوئیدی از طریق ذوب بخشی آمفیبولیت در اثر تزریق ماگمای بازالتی است.

زمین‌شناسی منطقه

مجموعه‌های دگرگونی سرگز-آب‌شور در منطقه اسفندقه در شهرستان بافت استان کرمان، شامل دو مجموعه با لیتولوژی و درجه دگرگونی متفاوت هستند. مجموعه سرگز متشکل از شیست، گنیس و آمفیبولیت به سن کربونیفر پیشین (۳۵۰ میلیون سال پیش) است که تزریق توده اولترامافیک-مافیک سیخوران به سن کربونیفر پسین (۳۲۰ میلیون سال پیش) به درون آن، باعث بروز ذوب بخشی شیست‌ها و گنیس‌ها و تشکیل گرانیت نوع به سن کربونیفر پسین (۳۲۰ میلیون سال پیش) شده است (شکل ۲-ا). مجموعه آب‌شور از دو بخش زیرین متشکل از مرمر و آمفیبولیت (ارتوآمفیبولیت) با دگرگونی رخساره آمفیبولیت میانی-بالایی (شکل ۲-ب) و بخش بالایی متشکل از شیست سبز، اسلیت، فیلیت، متاسندستون و متاکربنات با دگرگونی رخساره شیست سبز تشکیل شده است. در این بخش دایک‌های دیابازی فراوانی به سن تریاس پسین-ژوراسیک پیشین تزریق شده است (شکل ۲-ج). توده گابروی آب‌شور به درون مجموعه دگرگونی آب‌شور (شکل ۲-د) و مجموعه اولترامافیک-مافیک سیخوران نفوذ کرده است. در محل تماس توده گابروی آب‌شور با آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی آب‌شور، دگرگونی همبری شدید رخ داده، آمفیبولیت‌های میزبان متحمل ذوب بخشی شدید گردیده و منظره میگماتیستی پیدا کرده‌اند (شکل ۲-ه). مذاب گرانیتوئیدی حاصل به دلیل آبدار بودن، آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازهای کلسیک درشتی ایجاد کرده و ساخت پگماتوئیدی بسیار دانه درشتی ایجاد کرده که در برخی موارد بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز در مقیاس ده‌ها سانتیمتری و حتی متری ایجاد کرده است (شکل ۲-ف).



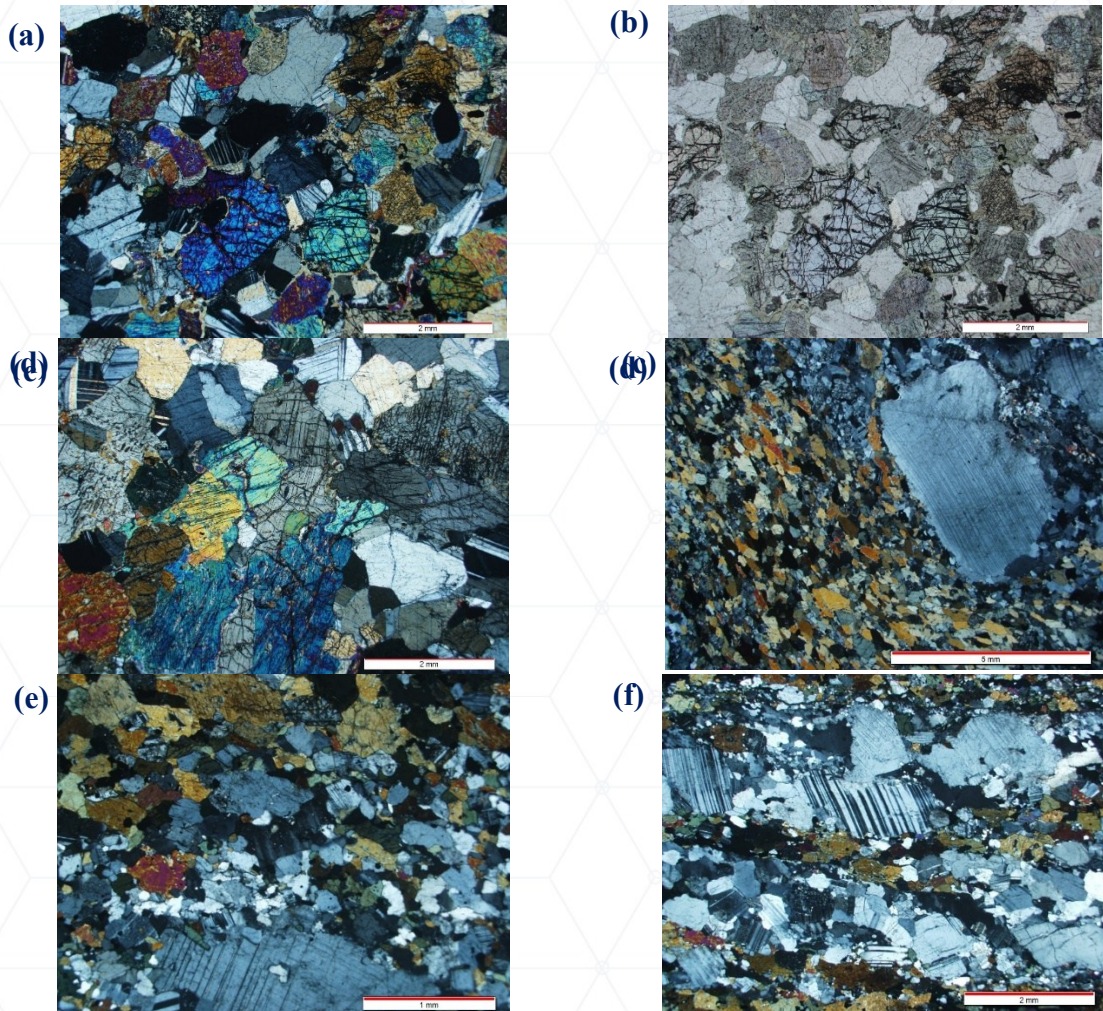
شکل ۱. نقشه زمین شناسی کمپلکس سیخوران - آبشور براساس نقشه های زمین شناسی ورقه های ۱/۲۵۰۰۰۰ حاجی آباد (Sabzehei et al., 1998) و ۱/۱۰۰۰۰۰ دهرسرد (Nazemzadeh and Rashid, 2006).



شکل ۲- تصاویر صحرایی از مجموعه‌های دگرگونی سرگز-آبشور و توده گابروی آبشور. a- نمایی از نفوذ تروکتولیت‌های مجموعه اولترامافیک-مافیک سیخوران به درون گنیس‌های مجموعه دگرگونی سرگز و بروز ذوب بخشی و تشکیل گرانیت نوع S. b- نمایی از توالی مرمر و ارتوآمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی آبشور. c- نمایی دور از دگرگونه‌های بخش بالایی مجموعه آبشور و دایک دیابازی قطع کننده آن. d- نمایی از توده گابروی آبشور در داخل مجموعه دگرگونی آبشور. e-f- منظره میگماتیتهی هاله همبری گابروی آبشور با آمفیبولیت‌ها.

سنگ نگاری

گابروها دارای بافت دانه‌ای ناخودشکل تا نیمه خودشکل متشکل از پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن به عنوان کانی‌های اصلی و الیوین، ارتوپیروکسن و آمفیبول، کانی‌های اپک و آپاتیت به عنوان کانی‌های فرعی و عارضه‌ای هستند (شکل ۳-الف، ب، پ). آمفیبولیت‌ها دارای بافت نماتوبلاستی متشکل از آمفیبول و پلاژیوکلاز هستند (شکل ۳-ت). میگماتیت‌های پگماتوئیدی که از ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها در رخساره سانیدینیت ایجاد شده اند در بخش تفاله آمفیبولیتی دارای بافت نماتوبلاستی و در بخش لوکوسم دارای بافت دانه‌ای و پگماتیتهی متشکل از پلاژیوکلاز، آمفیبول و مقادیر اندکی کوارتز هستند. بخش‌های هورنفلسی تفاله دیرگداز که از ذوب مصون مانده‌اند دارای بافت گرانوبلاستی متشکل از الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز هستند.



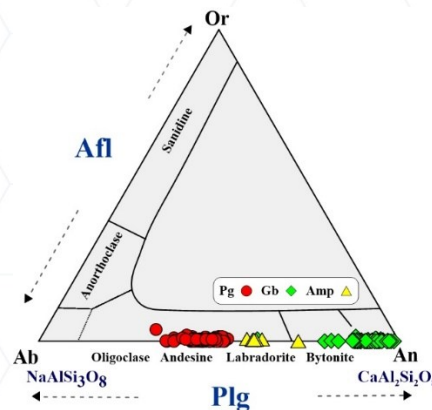
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از گابرو، آمفیبولیت میزبان و پگماتوئیدها. a- الیوین گابرو با بافت دانه‌ای متشکل از الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در نور و b- همان نمونه در نور (ppl). c- گابرونوریت با بافت دانه‌ای متشکل از کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و پلاژیوکلاز در نور. d- آمفیبولیت با بافت نماتوپورفیروبللاستی متشکل از آمفیبول و پلاژیوکلاز در نور. e و f- پگماتوئید حاصل از ذوب بخشی آمفیبولیت.

بحث

برای بررسی شرایط دگرگونی (دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن) در هاله همبری توده گابرویی آب‌شور از ترکیب شیمیایی فلدسپار و آمفیبول استفاده شده است.

الف - شیمی فلدسپار

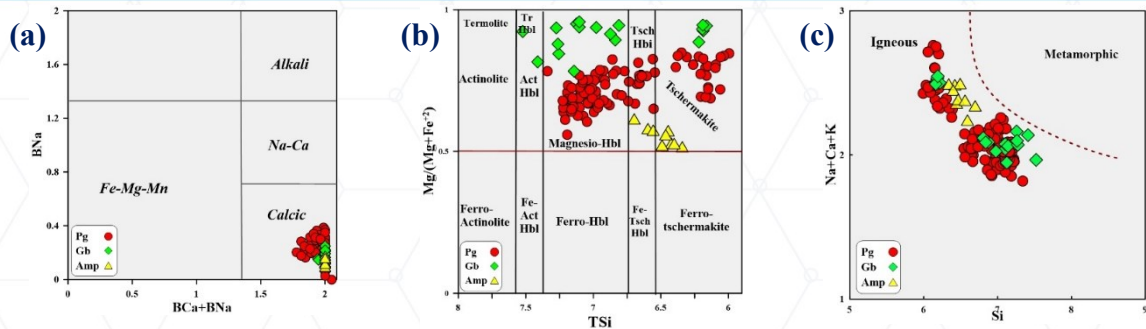
فلدسپار از کانی‌های مهم تشکیل دهنده توده گابروی آب‌شور، آمفیبولیت‌ها و میگماتیت‌های پگماتوئیدی هاله همبری است. ترکیب این کانی در نمودار مثلثی ارتوز-آلبیت-آنورتیت (Deer et al., 1992) در محدوده سری پلاژیوکلاز و در قلمروهای آندزین برای میگماتیت‌های پگماتوئیدی، لابرادوریت برای آمفیبولیت‌ها، بیتونیت و آنورتیت برای گابروها قرار می‌گیرد (شکل ۴).



شکل ۴- موقعیت ترکیب فلدسپارهای موجود در آمفیبولیت‌های میزان، میگماتیت‌های پگماتوئیدی هاله همبری و گابروی آب‌شور در نمودار مثلثی ارتوز-آلبیت-آنورتیت (Deer et al., 1992).

شیمی کانی آمفیبول

آمفیبول‌ها به دلیل ترکیب شیمیایی و ساختار کانی‌شناسی متنوع و محدوده پایداری دما-فشاری گسترده از پرکاربردترین کانی‌ها در محاسبات زمین‌دما-فشارسنجی هستند. پارامترهای شدتی فشار، دما، فوگاسیته اکسیژن به همراه ترکیب سنگ کل و فازهای همزیست بر میزان Al موجود در آمفیبول‌ها تأثیر می‌گذارد (Stein and Dietl, 2001). آمفیبول‌های موجود در توده گابروی آب‌شور، آمفیبولیت‌ها و میگماتیت‌های پگماتوئیدی هاله همبری آن در تقسیم‌بندی‌های مختلف (Leake, 2007; Hawthorne et al., 2012; Ridolfi et al., 2010; et al., 1997) از نوع کلسیک و با ترکیب چرماکیت و منیزوهورنبلند در گابروها، چرماکیت و هورنبلند چرماکیتی در آمفیبولیت‌های میزان و چرماکیت و هورنبلند چرماکیتی در میگماتیت‌های پگماتوئیدی هستند (شکل ۵-A-B). در نمودار Ca+Na+K در مقابل Si (Sial et al., 1998) که جدا کننده آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی است، آمفیبول‌های مورد مطالعه همگی ماهیت آذرین نشان می‌دهند (شکل ۵-C) که در مورد آمفیبولیت‌های میزان توده گابرویی صحیح نیست و به خاطر تحمل دمای بسیار بالای حاکم بر هاله همبری است. در این مورد لازم است از آمفیبولیت‌های دور از هاله همبری استفاده شود.



شکل ۵. موقعیت ترکیب آمفیبول‌های موجود در آمفیبولیت‌های میزبان، میگماتیت‌های پگماتوئیدی هاله همبری و گابروی آبشور در نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها. (A) از لیک و همکاران (Leake et al., 1997). (B) از هاتورن و همکاران (Hawthorne et al., 2012). (C) از سیال و همکاران (Sial et al., 1998).

تعیین سری ماگمایی با استفاده از شیمی آمفیبول

به طور کلی، شیمی کانی‌های مختلف موجود در سنگ‌های آذرین، انعکاسی از شرایط حاکم و ترکیب ماگمای سازنده آن‌هاست. مشارکت Mg، K و Ti در ساختار آمفیبول به ماهیت ماگما وابسته است، به گونه‌ای که آمفیبول‌های سیستم ساب‌آلکالن در مقایسه با سیستم آلکالن دارای مقادیر Na_2O ، TiO_2 ، K_2O کمتر هستند (Molina et al., 2009). تصویر کردن شیمی آمفیبول‌های سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه در نمودارهای مختلف بیانگر ماهیت کالکوآلکالن برای آن‌ها است (شکل ۶).



شکل ۶. موقعیت ترکیب آمفیبول‌های توده گابروی آبشور در نمودارهای تعیین سری ماگمایی از مولینا و همکاران (Molina et al., 2009).

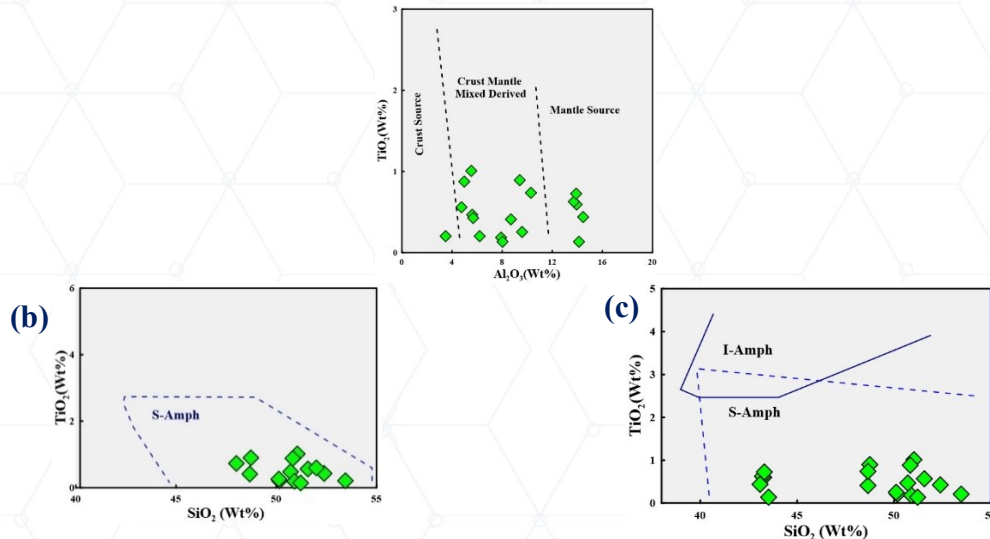
تعیین منشأ و محیط زمین‌ساختی زایش ماگما با استفاده از شیمی آمفیبول

از شیمی آمفیبول به ویژه عدد منیزیم (Mg#) آن می‌توان برای تعیین منشأ ماگما استفاده کرد. مقادیر بالای این عدد (>0.7) نشانگر منشأهای گوشته‌ای و مقادیر پایین آن (<0.5) نشانگر منشأهای پوسته‌ای و مقادیر بین 0.5 و 0.7 به اختلاط منابع پوسته‌ای و گوشته‌ای نسبت داده شده است (Martin, 2007). آمفیبول‌های موجود در نمونه‌های سنگی توده گابروی آبشور دارای مقادیر Mg# بین 0.65 تا 0.93 هستند که نشانگر اختلاط مذاب‌های پوسته‌ای و گوشته‌ای و همچنین منبع گوشته‌ای برای تشکیل آن‌هاست (شکل A-7). علاوه بر این، آمفیبول‌ها در نمودار Na_2O در مقابل SiO_2 در محدوده آمفیبول نوع S یعنی محیط فرورانش واقع شده‌اند (شکل B-C-7). با توجه به اینکه توده گابروی ژوراسیک زیرین آبشور محصول شروع رخداد فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس زاگرس به زیر ایران مرکزی است (Asadi et al., 2023; Arabzadeh Baniasadi et al., 2026) پس به درستی در این قلمرو قرار می‌گیرد.

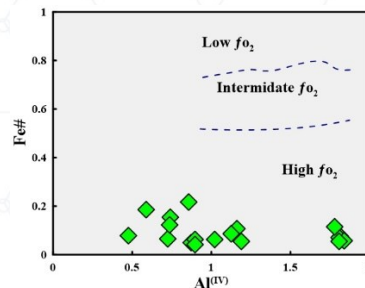
تعیین فوگاسیته اکسیژن

مقدار فوگاسیته اکسیژن ماگما به ماهیت محل منبع و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل آن مرتبط است. ماگما‌های با درجه فوگاسیته بالا (اکسیدان) اغلب با مرزهای ورقه‌ای همگرا (محیط فرورانشی) و ماگما‌های با فوگاسیته پایین (احیایی) با محل منبع‌های گوشته‌ای مناطق کافتی درون ورقه‌ای همراهند. با توجه به نمودار عدد آهن ($\text{Fe}^\#$) در برابر Al^{IV} از آندرسون

و اسمیت (Anderson and Smith, 1995)، آمفیبول‌های توده گابرویی آب‌شور در محدوده‌ی فوگاسیته بالا قرار گرفته‌اند (شکل ۸).



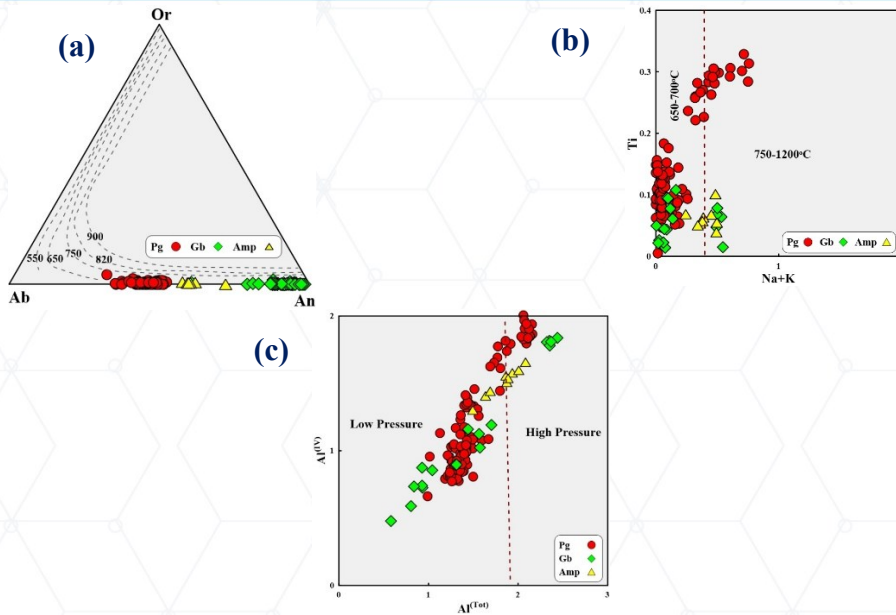
شکل ۷. موقعیت ترکیب آمفیبول‌های توده گابروی آب‌شور در نمودارهای مختلف برای تشخیص منشأ و محیط زمین‌ساختی تشکیل آمفیبول. (A) نمودار TiO_2 در مقابل Al_2O_3 برای تشخیص منشأ آمفیبول (Jiang et al., 1984). (B) نمودار TiO_2 در مقابل SiO_2 و (C) نمودار TiO_2 در مقابل SiO_2 از کولتورتی و همکاران (Coltorti et al., 2007).



شکل ۸- موقعیت ترکیب آمفیبول‌های توده گابروی آب‌شور در نمودار $(Fe\#)$ در برابر Al^{IV} از آندرسون و اسمیت (Anderson and Smith, 1995).

ج-دما-فشارسنجی

شکل ۹ و جدول ۱ نتایج حاصل از بکارگیری زمین دما-فشارسنجی‌های مختلف فلدسپار و آمفیبول را برای نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد. همانگونه که مشاهده می‌شود پلاژیوکلازها بر روی ایزوترم‌های ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد (شکل ۹- A) و آمفیبول‌ها در محدوده دماهای ۶۵۰ تا بالای ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد (شکل ۹- B) قرار می‌گیرند. در نمودار شکل ۹- C نیز آمفیبول‌ها عمدتاً در محدوده کم‌فشار و تعدادی در محدوده پرفشار قرار گرفته‌اند. قرارگیری برخی نمونه‌ها در محدوده پرفشار احتمالاً به دلیل تشکیل آمفیبولیت‌های میزبان توده در سری رخساره‌ای باروین فشار بالا و به ارث رسیدن این ماهیت به میگماتیت‌های پگماتوئیدی است. در مورد گابروها نیز با توجه به ماهیت گوشته‌ای ماگمای والد امکان تشکیل آمفیبول‌ها در آشیانه‌های ماگمایی انبارش ماگما در سطوح میانی پوسته وجود دارد. در جدول ۱ نیز داده‌های دما-فشارسنجی طیف منطقی منطبق بر تشکیل آمفیبول در آمفیبولیت‌ها، توده گابرویی و میگماتیت‌های رخساره سانیدینیت را نشان می‌دهند.



شکل ۹- موقعیت ترکیب فلدسپارها و آمفیبول‌های موجود در آمفیبولیت‌های میزبان، میگماتیت‌های پگماتوئیدی هاله همبری و گابروی آبشور در A- نمودار سیستم Or-Ab-An (Anderson, 1997) جهت تعیین دماهای تعادل فلدسپارها. B) نمودار Ti در مقابل Na+K موجود در آمفیبول (Scaillet and Evans, 1999). C- نمودار تغییرات مقدار آلومینیم چهاروجهی (Al^{IV}) در برابر آلومینیم کل موجود در آمفیبول (Jiang et al., 1984).

جدول ۱- نتایج حاصل از بکارگیری دما-فشارسنج‌های مختلف براساس ترکیب شیمیایی آمفیبول برای آمفیبولیت‌های میزبان، میگماتیت‌های پگماتوئیدی هاله همبری و گابروی آبشور.

Sikhoran-AbShour			
T°C	Gb	Pg	Amp
F'em'enias et al., 2006	565-1001	676-904	766-992
Humphreys et al., 2006	617-925	651-992	789-991
Putirka, 2016	527-625	759-880	834-863
P(Kb)	Gb	Pg	Amp
Hammarstrom & Zen 1986	0.74-6.75	2.91-670	1.17-6.55
Hollister et al. 1987	0.45-5.65	2.54-6.95	1.17-6.47
Johnson & Rutherford 1989	0.36-6.98	2.7-6.71	1.74-6.45

برداشت

مشاهدات صحرایی و سنگ‌نگاری به همراه استفاده از داده‌های شیمیایی ترکیب پلاژیوکلاز و آمفیبول بیانگر بروز دگرگونی همبری و ذوب بخشی در رخساره سانیدینیت در هاله همبری توده گابروی ژوراسیک زیرین آبشور با آمفیبولیت‌های میزبان است که به تشکیل مذاب کوارتز دیوریتی-تونالیتی برای تشکیل پگماتوئیدها منجر شده است.

منابع

- Anderson, J.L., and Smith, D.R. (1995) The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *American Mineralogist*, 80(5-6), 549-559.
- Anderson, J.L. (1997) Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Earth and Environmental Science, Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87, 125-138. http://journals.cambridge.org/abstract_S0263593300006544
- Asadi, S.A.A., Ghasemi, H., Sepidbar, F., Mobasheri, M., Shi, Y., and Palin, R. M. (2023) A polygenetic origin for the Sikhoran ultramafic-mafic complex in South Iran. *LITHOS* 456–457 (2023) 107336. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107336>
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S.Y., and Powell, W. (2007) Amphiboles from mantle. *Lithos*, 99(1-2), 68-84. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.05.009> *suprasubduction and intraplate lithospheric*
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Sussman, J. (1992) *An introduction to the rock forming minerals*. Longman Ltd. 528p.

- F'em'enias, O., Mercier, J.C.C., Nkono, C., Diot, H., Berza, T., Tatu, M., and Demaiffe, D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru dike swarm (southern Carpathians, Romania). *American Mineralogist*, 91, 73–81. DOI: 10.2138/am.2006.1869
- Hammarstrom, J.M., and Zen, E.-a. (1986) Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71(11-12), 1297-1313.
- Hawthorne, F.C., and Oberti, R. (2007) Classification of the Amphiboles. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 67, 55-88. DOI: 10.2138/rmg.2007.67.2
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., and Welch, M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole super group. *American Mineralogist*, 97(11-12), 2031-2048. <http://dx.doi.org/10.2138/am.2012.4276>
- Hollister, L.S., Grissom, G., Peters, E., Stowell, H., and Sisson, V. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72(3-4), 231-239
- Humphreys, M.C.S., Blundy, J.D. and Sparks, R.S.J. (2006) Magma evolution and open-system processes at Shiveluch volcano: Insights from phenocryst zoning. *Journal of Petrology*, 47, 2303–2334. doi:10.1093/petrology/egl045
- Huppert, H. E., and Sparks, R. S. J., (1988) The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust, *J. Petrol.*, 29(3), 599–624.
- Jiang, C., and An, S. (1984) On the chemical characteristics of calcific amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 3(1), 1-9.
- Johnson, M.C., and Rutherford, M.J. (1989) Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17(9), 837-841.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., and Krivovichev, V.G. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names, *Mineralogical magazine*, 61, (405), 295-310.
- Martin, R.F. (2007) Amphiboles in the igneous environment. *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 67, 323–358. doi:10.2138/rmg.2007.67.9
- Molina, J.F., Scarrow, J.H., Montero, P.G., and Bea, F. (2009) High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: Evidence for mildly alkali hybrid melts during evolution of Variscan basic–ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158, 69-98. DOI 10.1007/s00410-008-0371-4
- Nazemzadeh, M., Rashid, A. (2006) Geological map of the Dehsard (Bezar), Scale 1/100,000. Geological Survey of Iran. Sheet No. 7347.
- Pitcher, W. SM., (1987) Granites and yet more granites forty years on. *Geol. Rundschau* 76, 51-79.
- Putirka, K.D. (2016) Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, 101(4), 841-858. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5506>
- Ridolfi, F., Renzulli, A., and Puerini, M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 160(1), 45–66. DOI 10.1007/s00410-009-0465-7
- Sabzehei, M., Houshmandzadeh, A., Berberian, M., Nowgole Sadat, M.A.A., Alavi Tehrani, N., Majidi, B., Nazemzadeh, M., Azizan, H., and Roshan Ravan, J. (1998) Geological map of Hadji Abad, Scale 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Scaillet, B., and Evans, B.W., (1999) The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. Phase equilibria and pre-eruption P–T–f O₂–f H₂O conditions of the dacite magma. *Journal of Petrology*, 40(3), 381-411. DOI: 10.1093/etroj/40.3.381
- Schubert, M., T. Driesner, T. V. Gerya, and Ulmer, P., (2013) Mafic injection as a trigger for felsic magmatism: A numerical study. *Goechemistry, Geophysics, Geosystems*, 14, 1910–1928, doi:10.1002/ggge.20124
- Sial, A., Ferreira, V., Fallick, A., and Cruz, M.J.M. (1998) Amphibole-rich clots in calc-alkali granitoids in the Borborema province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(5), 457-471.
- Stein, E., and Dietl, C. (2001) Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald. *Mineralogy and petrology*, 72 (1), 207-285. <https://www.researchgate.net/publication/225775322>
- Vernon, R. H., (1983) Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *J. Proc. R. Soc. NSW* 116, 77-103.
- Vernon, R.H. (2004) A practical guide to rock microstructures. Cambridge University Press. 594p.

زمین‌شناسی زیست محیطی و کانی‌شناسی مقدماتی کانسار فسفات کوه لار چرام

جواد قانعی اردکان^{*۱} و سلطنت آبرون^۲

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی زیست محیطی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام‌نور مرکز تفت
پست الکترونیکی نویسنده مسئول: ghaneijavad@pnu.ac.ir

چکیده

فسفات یکی از ارزشمندترین مواد معدنی دنیا محسوب می‌شود و کاربرد چندگانه‌ای آن در صنایع کشاورزی، بهداشتی، غذایی، دارویی و نظامی باعث شده که از منظر گوناگون بدان پرداخته شود. ایران بر روی یکی از کمربندهای اصلی فسفات قرار گرفته که آنرا کمر بند خاورمیانه فسفات می‌نامند که به علت عیار پایین فسفات در ایران کمتر مورد توجه قرار گرفته شده است. کانسار فسفات کوه لار یاسوج در بخش جنوب غربی زاگرس قرار دارد و ذخیره کل این کانسار حدود ۸۱ میلیون تن فسفات با عیار متوسط ۹٪ برآورد شده است که بزرگترین کانسار فسفات شناخته شده در کشور می‌باشد و در ترکیب آن علاوه بر P_2O_5 کلسیت، مقدار ناچیزی کلر، اورانیوم و ترکیب‌های دیگر وجود دارد. از نظر کانی‌شناسی حضور ترکیبات بلورین فسفات در سنگ میزبان بسیار ناچیز بوده و فسفات به شکل بلورهای کشیده فلور آپاتیت و ترکیبات فسفاتی غیرمتملور به شکل گلوکوفان به صورت دانه‌های کروی و بیضوی و یا بصورت جان‌شینی در مقاطع دیده می‌شود که همراه با کانی‌های کلسیت، کوارتز، فلدسپار، مگنتیت، لیمونیت و کائولینیت می‌باشد.

کلیدواژه‌ها: فسفات، زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، کوه لار، چرام

Environmental geology and preliminary mineralogy of the Kouh Lar Cheram phosphate deposit

Javad Ghanei Ardakan^{*1} and Saltannat Abron²

1. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Payam Noor University, Tehran, Iran

Corresponding author's email: ghaneijavad@pnu.ac.ir

2. Master's student in Environmental Geology, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences,
Payam Noor University, Taft Center

Abstract

Phosphate is considered one of the most valuable minerals in the world, and its multiple uses in the agricultural, health, food, pharmaceutical, and military industries have led to its being studied from various perspectives. Iran is located on one of the main phosphate belts, which is called the Middle East Phosphate Belt, which has received less attention due to the low phosphate grade in Iran. The Lariasuj Mountain phosphate deposit is located in the southwestern part of the Zagros Mountains, and the total reserve of this deposit is estimated to be about 81 million tons of phosphate with an average grade of 9%. It is the largest known phosphate deposit in the country, and in its composition, in addition to P_2O_5 calcite, there is a small amount of chlorine, uranium, and other compounds. From a mineralogy point of view, the presence of crystalline phosphate compounds in the host rock is very insignificant, and phosphate is seen in the form of elongated crystals of fluorapatite and amorphous phosphate compounds in the form of glaucophane in the form of spherical and elliptical grains or as replacements in sections, which are accompanied by the minerals calcite, quartz, feldspar, magnetite, limonite, and kaolinite.

Keywords: Phosphate, geology, mineralogy, Lar Mountains, Cheram

۱- مقدمه

در جهان طبیعت هرگز فسفر به شکل خالص دیده نشده است؛ اما تنها به شکل فسفات (ترکیبی غیرآلی و نمک اسید فسفریک) دیده شده که شامل اتم فسفر تشکیل پیوند داده با چهار اتم اکسیژن می‌باشد. خاک فسفات که فرم خالص‌تر آن آپاتیت (P_2O_5) نام دارد و یک کانی رسوبی است. شکل ظاهری این ترکیب، بصورت سنگ و صخره تیره رنگ است. خاک فسفات در طبیعت به اشکال مختلف سنگی و پودری مشاهده می‌گردد. آنالیزهای مختلف از آن وجود دارد ولی در کل فسفر در خاک بسیار کمیاب می‌باشد. تقریباً ۷۵ تا ۸۵ درصد از ذخایر موجود حاوی کانی باطاله کربناته هستند که فرآوری و پرعیار سازی آنها به نسبت انواع دیگر دشوارتر است.

ذخایر فسفات با دو منشاء آذرین و رسوبی در ایران شناسایی شده است. ذخایر رسوبی ایران از نظر جغرافیایی و سن زمین-شناسی واحدهای سنگی میزبان به چهار گروه تقسیم می‌شوند:

الف) فسفات‌های موجود در سازندهای کامبرین زیرین: قدیمی‌ترین ذخایر فسفات ایران در سازند سلطانیه و عمدتاً در منطقه البرز و آذربایجان دیده می‌شود.

ب) فسفات‌های موجود در سازندهای با سن اردوئین: این ذخایر در بخش ایران مرکزی و در سازند شیرگشت مشاهده می‌شود.

ج) فسفات‌های موجود در سازندهای دونین فوفانی: این ذخایر در البرز مرکزی و آذربایجان و در سازند جیروود قرار دارد.

د) فسفات‌های موجود در سازندهای با سن کرتاسه-ائوسن: این ذخایر در زاگرس پراکنده می‌باشد و در سازند گورپی با سن کرتاسه بالایی (کانسار چناره) و در مابین دو سازند گورپی (پالئوسن) و پابده (ائوسن) قرار می‌گیرند.

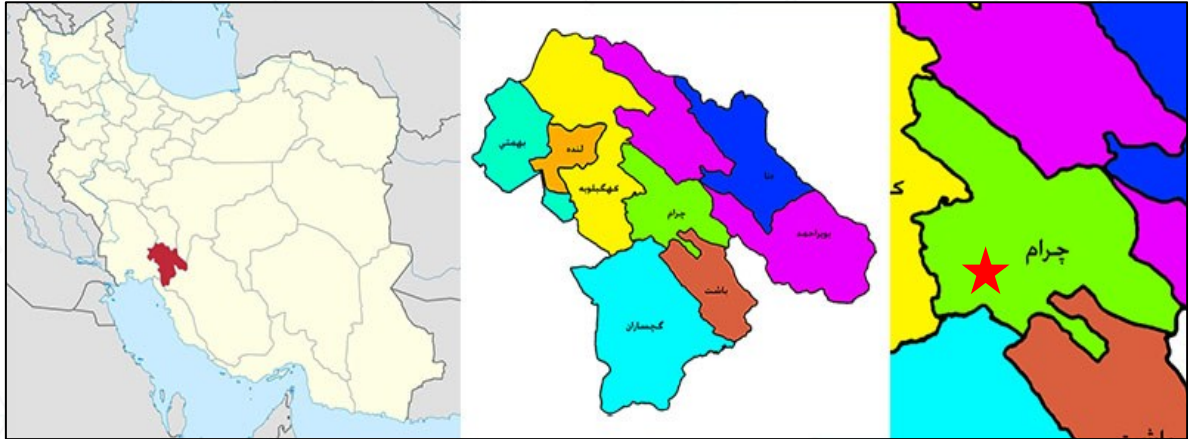
فسفات‌های با منشاء آذرین نیز در ایران شناخته شده و می‌توان به فسفات اسفوردی و زیرگان در سری ریزو در نزدیکی بافق یزد و سنگ‌های آذرین هرمز و کلیبر در شمالشرقی اهر اشاره کرد.

کانسار معدنی کوه لار از نوع رسوبی (بخشی از سازند پابده) است که اغلب دارای لیتولوژی شیلی و تا حدودی کربناته است. این معدن یکی از معادن مهم فسفات رسوبی در ایران است. کوه لار در مسیر ارتباطی باشت - چرام در ۱۶۰ کیلومتری یاسوج واقع شده است. معدن فسفات یاسوج با هدف اشتغالزایی و توسعه صنعتی پس از ۲۵ سال که گواهی کشف آن صادر شد. هنوز در رویای بهره‌برداری شب را به روز و روز را به شب می‌رساند و این در حالی است که بسیاری از جوانان چرام در جستجوی کار هستند.

تعیین تکلیف نشدن معدن فسفات کوه لار به رغم گذشت سال‌ها انتظار جویندگان کار در حالی است که کهگیلویه و بویراحمد بالاترین میزان بیکاری کشور به میزان حدود ۱۶ درصد را دارد. معدن فسفات چرام یکی از این سرمایه‌های غنی است که در صورت بهره‌برداری از آن محرومیت با این منطقه بیگانه می‌شود و دوباره امید میهمان خانه‌های مردم این منطقه خواهد شد.

شهرستان چرام یکی از شهرستان‌های ۸ گانه استان کهگیلویه و بویراحمد است که دارای معادن و ذخایر زیرزمینی است. شهرستان نوپای چرام در غرب و فاصله ۱۸۳ کیلومتری شهر یاسوج مرکز استان کهگیلویه و بویراحمد واقع شده است. این استان دارای معادن فسفات، بوکسیت، دولومیت، سلسنتین، سیلیس و مس است و از نظر ذخایر زیرزمینی و معدن از جمله استان‌های غنی کشور است. رونق معدن سبب محرومیت‌زدایی، ایجاد اشتغال و همچنین توسعه اقتصادی در کشور و به تبع آن در استان می‌شود. جلوگیری از نیاز به واردات مشتقات و کنسانتره فسفات و خروج ارز به مبلغ حداقل ۱۰۰ میلیون دلار در سال و ایجاد سه هزار فرصت شغلی مستقیم و غیرمستقیم در استان، بهترین توجیه اقتصادی بهره‌برداری از معادن و فسفات کوه لار یاسوج از سوی مسوولان اقتصادی اعلام شده است (شکل ۱).

بسیاری از معادن فسفات در سنگ‌های کربناتی قرار می‌گیرند. کربنات‌ها شامل دولومیت، کلسیت و سایر مواد کربناتی می‌باشند. این مواد نه تنها باعث پایین آمدن عیار خاک فسفات می‌شوند، بلکه در مراحل بعدی اسیدفسفریک نیز بر فرآیند تولید اثر می‌گذارد.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی شهرستان چرام و معدن فسفات کوه لار (علامت ستاره)

۲- مواد و روش‌ها

برای به دست آوردن نوع و ترکیب عناصر و کانی‌ها موجود در منطقه مورد مطالعه لازم است که از مناطق در حال استخراج دیوهای باطله و خاک منطقه نمونه‌هایی گرفته شود و به آزمایشگاه‌های مورد نظر فرستاده شود و توسط دستگاه‌های XRD، ICP و XRF مورد بررسی قرار گیرد. در معدن لازمه استخراج و فرآوری استفاده از آب می‌باشد که آب استفاده شده در موارد ذکر شده بعد از مصرف مقداری از آن همراه باطله خارج می‌شود که باعث برخی مشکلات زیست محیطی می‌شود؛ لذا از آب‌های موجود چه قبل از مصرف و یا بعد از مصرف نمونه‌هایی تهیه می‌شود و میزان آلودگی آن مورد بررسی قرار می‌گیرد. برای مشخص کردن نوع و میزان ترکیبات شیمیایی موجود در نمونه معدنی کوه لار از روش XRF و برای نوع کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ معدن از روش XRD استفاده شده است. بر اساس آنالیز XRD، بر روی افق‌های فسفاتی مورد مطالعه، کانی‌های غالب تشکیل‌دهنده این افق‌ها، کلسیت، هیدروکسید آپاتیت و کوارتز می‌باشد. بر اساس آنالیزهای ICP و XRF صورت گرفته بر روی افق‌های فسفاتی، عناصر نادر و فرعی رفتارهای متفاوتی در هریک از این افق‌ها از خود نشان می‌دهند. علت این امر می‌تواند ترکیب کانی‌شناسی کما بیش متفاوت افق‌های فسفاتی باشد که تابع تفاوت در شرایط تشکیل فسفات و محیط رسوبگذاری اولیه آن نیز و تغییرات دیاژنتیکی است.

۳- بحث

سازند پابده در منطقه مورد مطالعه دارای گسترش زیادی در حدود ۴۵۰ متر دارد و به لحاظ داشتن افق آهکی فسفات‌دار اهمیت اقتصادی خاصی دارد. لیتولوژی سازند پابده در محدوده مورد مطالعه به ترتیب از پایین به بالا بلافاصله پس از آهک‌های روشن رنگ سازند گورپی، شیل‌های ارغوانی شروع می‌گردد. این شیل‌ها به وسیله مارن‌های خاکستری دنبال می‌شوند. به سمت بالا بر میزان کربنات کلسیم این مارن‌ها افزوده می‌گردد، به نحوی که به تدریجی به نهشته‌های آهکی نازک لایه تبدیل می‌شوند. بر روی این نهشته آهکی، شیل‌هایی به رنگ خاکستری تیره (شیل‌های بیتومن‌دار) قرار می‌گیرد که دارای میان لایه‌هایی از آهک مارنی می‌باشند. این میان لایه‌ها در قسمت‌های بالایی ساخت گرهک مانند به خود می‌گیرند. لایه‌های آهک گرهک‌دار در

زیر زون فسفات‌ها قرار دارد و به عنوان لایه راهنما در منطقه شناخته می‌شود. بخش میانی با ضخامت بین ۵۰ تا ۱۰۰ متر زون فسفات‌ها را در خود جای داده‌است. این واحدها با لایه‌هایی از آهک‌ماسه‌ای فسفات‌دار (اوولیتی) و تناوبی از مارن و شیل فسفات‌ها با ساخت نواری شروع می‌گردد. روی این زون تناوبی از آهک مارنی متوسط لایه، مارن و شیل قرار دارد (شکل ۲).

در قسمت‌های زیرین این تناوب غالباً مقدار مارن و شیل زیادتر می‌گردد به نحوی که به صورت مارن با میان لایه‌های آهکی می‌باشد. پایین‌ترین لایه آهکی این قسمت حالت قله‌ای دارد و مملو از فسیل‌های دوکفه‌ای است. این لایه فسیل‌دار به عنوان لایه راهنما در بالای زون معدنی قابل ردیابی می‌باشد. بخش فوقانی سازند پابده در منطقه کوه لار که نسبت به بخش‌های دیگر ضخیم‌تر است و از مارن‌های سبز رنگ تشکیل یافته که ضخامت آن از ۱۰۰ تا ۳۰۰ متر در نقاط مختلف متغیر می‌باشد و سن این بخش به الیگوسن می‌رسد (مداد، ۱۳۹۵).



شکل ۲: تصاویری از معدن فسفات چرام

در تاق‌دیس کوه لار چندین افق فسفات وجود دارد و با برآورد احتمالی ۳۵۰ میلیون تن ذخیره، بزرگترین معدن فسفات ایران است که ترکیب اصلی آن را کانی‌های فسفات‌آپاتیت، گلوکان به همراه کلسیت و کوارتز تشکیل می‌دهد. گسترش توده معدنی در منطقه مورد مطالعه محدود بوده و به صورت بین لایه‌ای در رسوبات رخنمون دارد. این کانسار متعلق به بخش میانی افق فسفات‌ها سازند پابده می‌باشد، سنگ فسفات کوه لار یک سنگ آهک بیوشیمیایی است که لیتولوژی غالب سنگ آهک فسفات‌دار است که با توجه به محتوای فرامینیفری پلانکتونیک و بنتیک آن سنی معادل اواخر ائوسن میانی و آشکوب بارتونین دارد (سلسانی و همکاران، ۱۳۹۱).

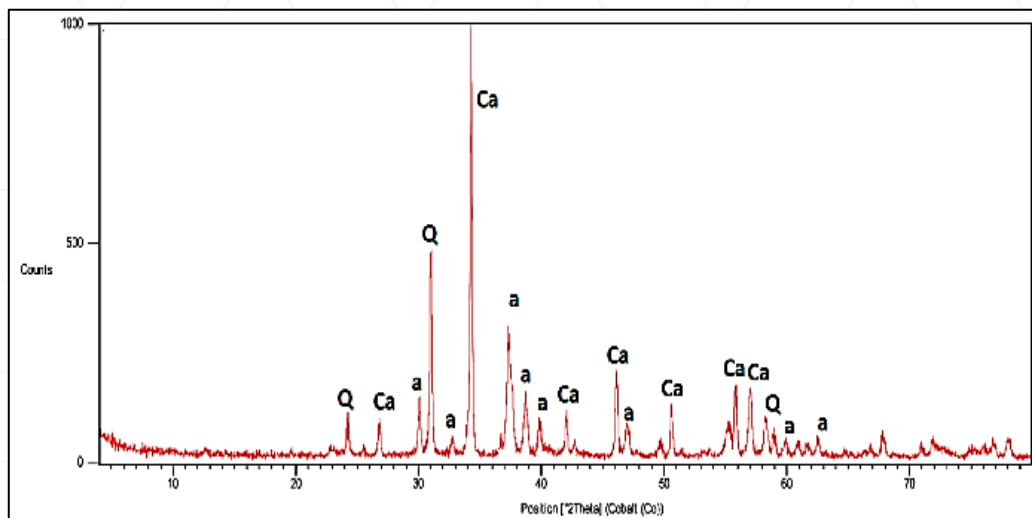
در منطقه مورد مطالعه سنگ آهک آسماری به طور قابل توجهی در یال شمالی تاق‌دیس گسترش دارد و خط‌الراس این یال که ارتفاع آن در بخش شرقی منطقه به ۲۱۵۵ متر می‌رسد بر روی این آهک‌ها منطبق می‌باشد. این سازند از ضخامت و گسترش قابل ملاحظه‌ای در منطقه برخوردار است. به لحاظ سنگ‌شناسی و ریخت‌شناسایی ارتفاع ساز و معمولاً دارای مورفولوژی خشن می‌باشد.

بررسی آنالیز سه نمونه XRD از نمونه‌های برداشتی از سنگ فسفات معدن لار نشان می‌دهد از کانی‌های کلسیت $Ca(CO_3)$ ، کوارتز (SiO_2) و فلوئورآپاتیت $(Ca_5(PO_4)_3F)$ تشکیل شده‌است (شکل ۳). به منظور تشخیص کانی‌های موجود در کانسار لار ۱۰ مقطع نازک و سه مقطع نازک - صیقلی از نمونه معدن تهیه گردیده و پس از مطالعات پتروگرافی نتایج زیر بدست آمد:

- مقدار قابل توجهی کانی آپاتیت در بیشتر بخش‌های مقاطع به صورت درگیر با مجموعه‌ای از ذرات ریز در حد رس و سیلت و همچنین با گلوکونیت و کلسیت و بعضاً با کوارتز مشاهده گردید.

- این مجموعه، گل‌های حاوی ترکیبات فسفرداری بوده که در محیط رسوبی تشکیل شده و شامل ذرات ریز آپاتیت، کلسیت، کوارتز و گلوکونیت می‌باشد.

- کانی گلوکونیت، کلسیت و کوارتز بصورت آزاد و درگیر دیده می‌شود. کانی‌های آهن‌دار به صورت اکسید آهن مگنتیت و هماتیت در نمونه‌ها دیده شد، که در برخی قسمت‌ها به صورت آزاد، ولی در بیشتر بخش‌های مقطع به صورت درگیری تماسی هستند، اما گاهی درگیری به صورت ادخال نیز مشاهده می‌شود، درگیری عمدتاً با کوارتز و بعضاً با کلسیت و مجموعه‌ای از ذرات ریز در حدرس و سیلت است. لازم به ذکر است که مقدار کمی باریت نیز در نمونه‌ها شناسایی شد.



شکل ۳: آنالیز XRD یک نمونه انتخابی سنگ معدن فسفات چرام:
کلسیت=Ca، کوارتز=Q و فلوئور آپاتیت=a

۵- نتیجه‌گیری

بررسی آثار زیست محیطی هر یک از عناصر موجود در ترکیب کانسار فسفات کوه لار به منظور شناسایی دقیق‌تر ترکیب‌های موجود در نمونه کانسنگ این کانسار و بررسی آثار این ترکیب‌ها چند نمونه معرف از این کانسار مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفت؛ آرسنیک، کرومیم، کبالت، مس، سرب، منگنز، جیوه، مولیبدن، نیکل و روی از جمله فلزات مضر در سنگ‌های فسفات رسوبی می‌باشد. سنگ فسفات با منشا رسوبی دارای کادمیم است، که بسیار برای انسان و جانداران مضر می‌باشد و فرآوری فسفات در فلوریدا باعث افزایش غلظت آن به میزان ۳۰۰ برابر خواهد شد.

۶- مراجع

مداد، ار.، ۱۳۹۵. بررسی کانی‌زایی عناصر پرتوزا در توالی‌های رسوبی، مطالعه موردی از توالی پالتوسن در زاگرس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه دامغان، ۱۲۱ صفحه.

سلسانی، آ.، ۱۳۹۱. بیواستراتیگرافی و پالتواکولوژی فرامینیفرای سازند پابده با هدف بررسی ارتباط آن با افق فسفات‌دار در کوه لار (شمال گچساران): پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی.

کانی‌شناسی و پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی تفتان

جواد قانعی اردکان^{۱*} و خالد هاشم زهی^۲

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی زیست محیطی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام‌نور مرکز تفت

پست الکترونیکی نویسنده مسئول: ghaneijavad@pnu.ac.ir

چکیده

آتشفشان تفتان، آتشفشانی نیمه فعال است که اولین فوران‌های آن به اواخر میوسن نسبت داده شده است و دارای طیف ترکیبی بازالت تا داسیت می‌باشد، ولی ترکیب غالب آن آندزیتی است. مطالعه مقاطع نازک از سنگ‌های آتشفشانی تفتان نشان می‌دهد که ترکیب کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی آنها در محدوده آندزیتی است به صورت گدازه، آگلومرا، ایگنمبریت، پومیس، شارد، لاپیلی، پوزولان، لاهار و برش‌های آتشفشانی و توف و همچنین گدازه‌های پاهوو را به وضوح در صحرا می‌توان مشاهده کرد. آندزیت‌های تفتان دارای درشت بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول، فلدسپار، اوژیت و بیوتیت هستند که در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز، کوارتز و شیشه سیلیسی به صورت بافت پورفیری، بافت پورفیری تدریجی (سریال) و پورفیروویتروفیری را نشان می‌دهند. در مجموعه آتشفشانی تفتان، ۵ نسل فوران به همراه چند واحد ایگنمبریت و لاهار قابل مشاهده و دارای رخساره‌های آتشفشانی متنوعی هستند.

کلیدواژه‌ها: تفتان، آتشفشان، زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، زاهدان، پتروگرافی

Mineralogy and petrography of Taftan volcanic rocks

Javad Ghanei Ardakan^{1*} and Khaled Hashemzahi²

1. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Payam Noor University, Tehran, Iran

Corresponding author's email: ghaneijavad@pnu.ac.ir

2. Master's student in Environmental Geology, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Payam Noor University, Taft Center

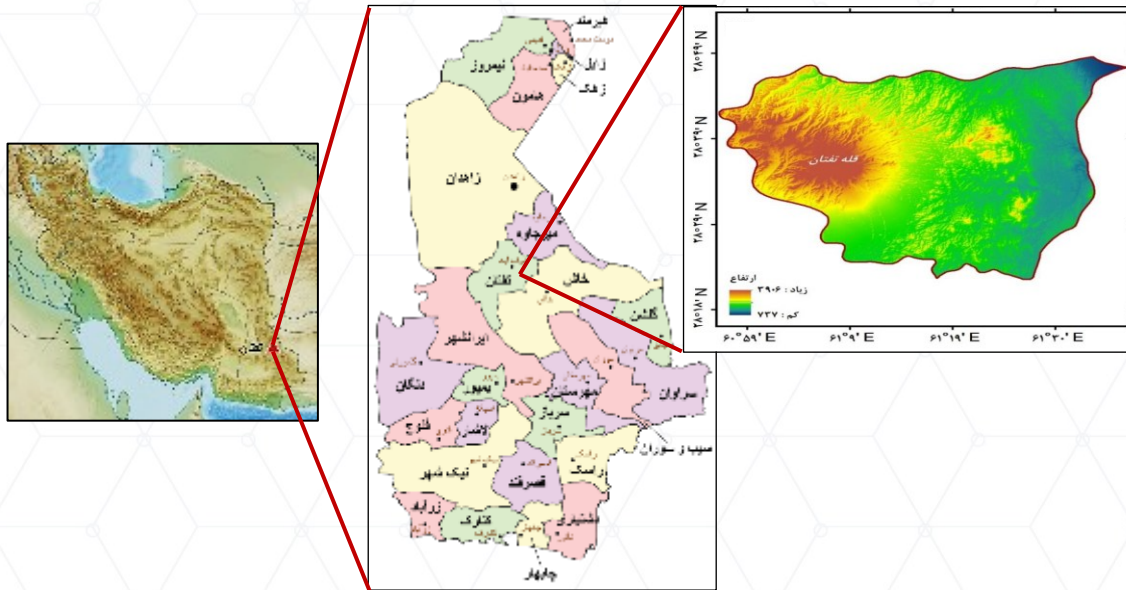
Abstract

Taftan volcano is a semi-active volcano whose first eruptions are attributed to the late Miocene and has a compositional spectrum of basalt to dacite, but its dominant composition is andesite. The study of thin sections of Taftan volcanic rocks shows that their mineralogical and petrological composition is in the andesitic range in the form of lava, agglomerate, ignimbrite, pumice, shard, lapilli, pozzolan, lahar and volcanic and tuff fragments as well as pahuho lavas can be clearly seen in the desert. Taftan andesites contain coarse crystals of plagioclase, amphibole, feldspar, augite and biotite, which show porphyry, serial porphyry and porphyrovitroch textures in a context of plagioclase, quartz and silica glass. In the Taftan volcanic complex, 5 eruption generations along with several ignimbrite and lahar units are visible and have diverse volcanic facies.

Keywords: Taftan, Volcano, Geology, Mineralogy, Zahedan, Petrography

۱- مقدمه

آتشفشان تفتان در ۱۰۰ کیلومتری جنوب شهر زاهدان و ۵۰ کیلومتری شمال شهر خاش واقع است. ارتفاع میانگین ۲۰۰۰ متر بالاتر از زمین‌های اطراف دارد و ارتفاع قله تفتان به ۴۰۵۰ متر بالاتر از سطح دریا می‌رسد و گسترش این آتشفشان مساحتی بیش از ۱۶۰۰ کیلومتر مربع در برمی‌گیرد (شکل ۱).



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی آتشفشان تفتان و منطقه مورد مطالعه

در ابتدا فوران‌ها عمدتاً انفجاری و در پایان اساساً گدازهای بوده‌است. اولین فعالیت آتشفشانی، در بیست کیلومتری شمالغربی قله فعلی به وقوع پیوسته و سپس مراکز دیگری در شرق این نقطه، شروع به فوران نموده‌اند. تفتان یک آتشفشان استراتوولکان است و دارای دو قله معروف مادرکوه و نرکوه است. گانسر در سال ۱۹۷۱ مطالعات خود را در این منطقه را تحت عنوان زمین‌شناسی منطقه تفتان و آتشفشان‌های کواترنری در این ناحیه (تفتان، بزمان و تخت رستم) به صورت مقدماتی آغاز کرد. با مطالعه نقشه‌های زمین‌شناسی و بازدید صحرایی پنج واحدیتولوژی در منطقه عمومی آتشفشان تفتان زاهدان قابل شناسایی و تفکیک می‌باشد:

- ۱- واحدهای سنگی مربوط به مجموعه‌های افیولیتی و آمیزه رنگین جنوبشرقی ایران، به سن کرتاسه بالایی تا پالئوسن
- ۲- واحدهای سنگی مربوط به زون فلیشی شرق ایران به سن ائوسن
- ۳- سنگ‌های آتشفشانی متشکل از بازالت، آندزیت بازالتی و آندزیت آتشفشان تفتان به سن اواخر میوسن تا عهد حاضر
- ۴- نهشته‌های آذرآواری و آتشفشانی تخریبی مرتبط با آتشفشان تفتان
- ۵- سنگ‌ها و رسوبات جوان کواترنری و عهد حاضر که بر روی انواع مختلف واحدهای سنگی قدیمی تر (افیولیتی، فلیشی و آتشفشانی) قرار گرفته‌اند.

آتشفشان تفتان، آتشفشانی نیمه‌فعال است که اولین فوران‌های آن به اواخر میوسن نسبت داده شده‌است و دارای طیف ترکیبی بازالت تا داسیت می‌باشد ولی ترکیب غالب آن آندزیتی است. در مجموعه آتشفشانی تفتان، ۵ نسل فوران به همراه چند واحد ایگنیمبریت و لاهار وجود دارد و دارای رخساره‌های آتشفشانی متنوعی هستند که از جریان‌های گدازه تا رخساره‌های

ریزشی را شامل می‌شود. در محدوده مورد مطالعه دو نسل از این فوران‌ها مشاهده می‌شود. واحدهای افیولیتی و سنگ‌های فلیشی ائوسن، از دیگر واحدهای رخنمون یافته در منطقه (شمال و شرق نقشه مورد مطالعه) می‌باشند (قلمقاش و همکاران، ۱۴۰۱). در نزدیکی دهانه آتشفشان تفتان، در اثر فعالیت‌های فومرولی (انتشار گازهای غنی از گوگرد SO₂) در بین گدازه‌ها، به شدت دگرسان شده و تغییر رنگ داده، بطوریکه در برخی موارد به پودر زرد رنگ تبدیل گردیده‌اند. در واقع دگرسانی گرمایی آرژیلیتی غنی از آنیون‌های سولفات بر آنها تحمیل شده و این واحد در جنوب غرب نقشه جلگه نیز رخنمون دارد، ولی گستره محدودی را به خود اختصاص می‌دهد.



شکل ۲: تصاویری صحرایی از سنگ‌های آتشفشانی تفتان

گسل‌های بزرگ منطقه (گسل زاهدان - سراوان) با مؤلفه راستگرد همراه با خمش این گسل در ناحیه شمالغرب خاش شرایط مناسبی را برای رهایی ماگمای سازنده تفتان به سطح زمین فراهم کرده‌است. در ادامه فعالیت‌های تکتونیکی مرتبط با فرورانش ورقه اقیانوس اقیانوس سیستان به زیر منشورهای بهم افزوده‌ای که اکنون به نام فلیش شرق ایران و مجموعه افیولیتی شرق خرده قاره ایران مرکزی نامیده می‌شوند، تنش‌های تکتونیکی شدیدی، به منطقه اعمال شده‌است. آتشفشان تفتان بر روی پایه‌های سنگ‌های رسوبی و آذرین قرار گرفته که متعلق به کرتاسه فوقانی و ائوسن است. سنگ‌های رسوبی آن شامل توربیدایت‌ها و آهک‌های محتوی آلوتولین و نومولیت بوده و پایه آذرین آن، از سنگ‌های اولترابازیک (افیولیت) تشکیل شده‌است. باتوجه به شواهد صحرایی منطقه‌ای و وجود آنکلاوهای شیلی - ماسه سنگی سبز رنگ و بازالتی سبز - قهوه‌ای که به مقدار قابل ملاحظه، در درون سنگ‌های آندزیتی، آندزی بازالتی و داسیتی آتشفشان تفتان یافت می‌شوند، این آتشفشان از بین ماسه‌سنگ‌ها و آهک‌های ائوسن و همچنین سنگ‌های افیولیتی کرتاسه پایانی پالتوسن سر برآورده است و فعالیت‌های عظیم خود را به انجام رسانده است.

در این مقاله سعی می‌گردد، به‌طور خلاصه به مطالعه کانی‌شناسی و پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی تفتان به سن میوسن - کواترن متشکل از بازالت، آندزی بازالتی و آندزیت پرداخت شود.

۲- مواد و روش‌ها

نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی و تصاویر ماهواره‌ای منطقه مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و مسیرهای مناسب برای نمونه‌برداری و برداشت روابط صحرایی انتخاب گردید. پس از بازدید مقدماتی و شناسایی منطقه، عملیات صحرایی و نمونه‌برداری عملیات در طی سه مرحله به مدت ۱۰ روز در منطقه انجام گرفت که در مجموع بیش از ۱۵۰ نمونه از واحدهای مختلف سنگ‌های آذرین و دگرگونی برداشت و مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها، با دستگاه GPS تعیین و ثبت گردید. همچنین روابط صحرایی و چینه‌شناسی جهت تعیین سن نسبی توده، بررسی گردیده و عکس‌ها و گزارش صحرایی تهیه شد.

به منظور مطالعات پتروگرافی، تعداد بیش از ۴۰ عدد مقطع نازک از سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان الیمپوس BX41 دو منظوره ساخت کشور ژاپن مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. این مطالعه شامل بررسی کانی‌شناسی، بافت، ترتیب تبلور کانی‌ها و طبقه‌بندی سنگ‌ها بوده‌است که براساس درصد حجمی و نوع کانی‌ها (مودال)، نام سنگ‌ها و خاستگاه تکتونیکی آنها و فرآیندهایی نظیر ذوب بخشی، آلیش پوسته‌ای و اختلاط ماگمایی تا حدودی مشخص گردید. با مطالعه دقیق و کامل پتروگرافی مقاطع نازک واحدهای مختلف سنگی آتشفشانی، تعداد ۱۲ نمونه برای آنالیز شیمیایی ICP-MS انتخاب و در آزمایشگاه ACME کشور کانادا با روش 4A4B انجام گرفت. پس از دریافت داده‌ها و انجام تصحیحات لازم، با استفاده از نرم افزارهای متداول در پترولوژی نظیر Icpet، Minpet، GCDKit، نمودارهای متداول طبقه‌بندی، ترکیب نام سنگ‌ها مشخص و سپس خاستگاه و محیط تکتونوماگمایی تعیین گردید.

۳- بحث

در این بخش ویژگی‌های کانی‌شناسی، روابط بافتی، ترتیب تبلور، دگرسانی و سایر شواهد قابل مشاهده در مقیاس میکروسکوپی، مورد بررسی قرار گرفته و سعی شده از این طریق نامگذاری نسبتاً دقیقی برای سنگ‌های مورد مطالعه صورت پذیرد.

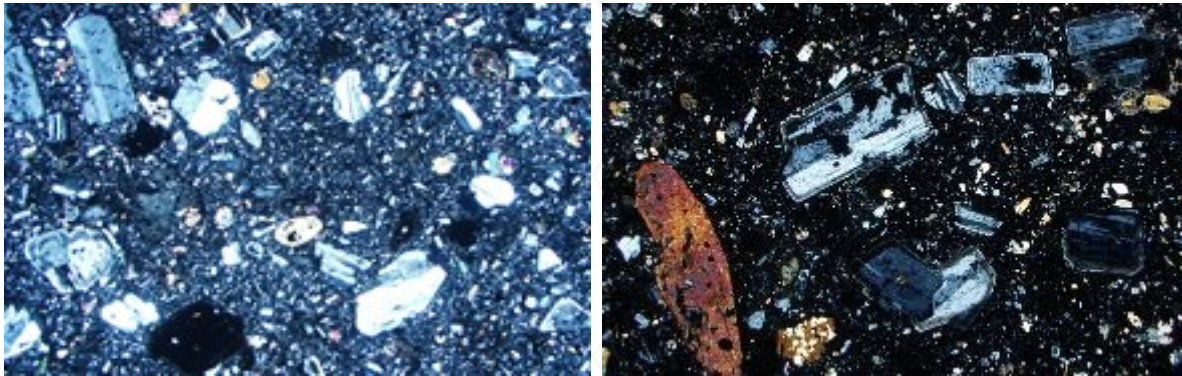
مطالعه پتروگرافی مقاطع نازک از سنگ‌های آتشفشانی تفتان نشان می‌دهد که ترکیب کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی آنها در محدوده داسیت و آندزیت قرار می‌گیرد. سنگ‌های باترکیب آندزیتی بخش مهمی از سنگ‌های آتشفشانی تفتان شامل می‌شود و به صورت گدازه، آگلومرا، ایگنیمبریت، پومیس، لهار و برش‌های آتشفشانی در صحرا قابل مشاهده‌است. آندزیت‌های تفتان دارای درشت بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول، فلدسپار، اوژیت و بیوتیت هستند که در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز، کوارتز و شیشه سیلیسی به صورت بافت پورفیری، بافت پورفیری (سریال) و پورفیروویتروفیری را نشان می‌دهند. بلورهای پلاژیوکلاز اکثراً شکل دار تا نیمه‌شکل دار و آنها منطقه‌بندی عادی و نوسانی نشان می‌دهند که بیانگر تغییرات شرایط محلی تشکیل بلور را نشان می‌باشد. این کانی با میزان فراوان بین ۳۹ تا ۵۰ درصد فراوانترین کانی آندزیت منطقه است. به‌صورت شکل دار تا نیمه شکل دار بوده و غالباً به‌صورت درشت بلور در بین کانی‌های دیگر دیده می‌شود. و ترکیب پلاژیوکلاز در آندزیت‌های منطقه از الیگوکلاز تا آندزین متغیر می‌باشد. دارای ماکل تکراری- مرکب و گاهی منطقه‌بندی ترکیبی و خاموشی غیریکنواخت هستند و برخی از بلورها دارای حاشیه واکنشی، آثار خوردگی و محوشدگی تیغه‌های ماکل می‌باشند که نشان دهنده شرایط غیرتعادلی است. منطقه‌بندی ترکیبی در این بلورها، بیانگر تغییر ترکیب ماگما، در اثر تزریق مداوم ماگما به مخزن ماگمایی و تغییر شرایط پیرامون بلورهای پلاژیوکلاز است.

با کمی دقت در اندازه بلورهای این کانی و همچنین میزان انحلال و سالم بودن آنها می‌توان دو نسل از پلاژیوکلازها را تشخیص داد:

(الف) پلاژیوکلازهای نسل اول: به صورت بلورهای درشت، دارای حاشیه گردشده و بافت انحلالی یا غربالی می‌باشند و بیشتر تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند.

(ب) پلاژیوکلازهای نسل دوم: که در مقایسه با نسل اول از نظر اندازه کوچکتر هستند و کمتر دگرسان شده‌اند. کوارتزها اغلب بی‌شکل و به صورت بین‌دانه‌ای و برخی دارای خاموشی موجی و شکستگی هستند. میزان فراوانی آنها بین ۲ تا ۱۴ درصد متغیر می‌باشد. در مرحله پایانی، مایع غنی از سیلیس، فضای خالی بین بلورهای قبلی را پر کرده و تشکیل کوارتزهای بین‌دانه‌ای را می‌دهند.

آلکالی‌فلدسپار: با میزان فراوانی بین ۵ تا ۲۰ به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار دیده شده و معمولاً یک کانی فاز تأخیری بوده و در فضای بین کانی‌هایی نظیر پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل شده است (شکل ۳).



شکل ۳: تصاویر میکروسکوپی آندزیتی‌های تفتان با بافت پورفیری، حفره‌دار و درشت بلورهای پلاژیوکلاز، هورنبلند و اوژیت (XPL)

آمفیبول از فراوانترین کانی‌های مافیک است که به صورت بلورهای درشت و گاهی ریز دیده می‌شود. این کانی با فراوانی ۵ درصد از نوع هورنبلند بوده که در نور عادی دارای چند رنگی سبز تا قهوه‌ای کم رنگ و در نور پلاریزه دارای رنگ قهوه‌ای مایل به قرمز تا زرد عسلی هستند و زاویه خاموشی بین ۵ تا ۱۵ درجه دارند. اغلب هورنبلندها نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار هستند که این مسئله تشکیل آنها را در مراحل نخستین بلور نشان می‌دهد. در برخی از مقاطع درشت بلورهای هورنبلند به صورت منشوری شش گوش با ماکل کارلسباد و دو سری رخ مورب هستند. در اکثر هورنبلندها آثاری از ادخال کوارتز، بیوتیت، آپاتیت و کانی‌های اوپک دیده می‌شود.

بیوتیت با فراوانی حدود دو درصد به صورت تیغه‌های نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در این سنگ‌ها دیده می‌شود. بیوتیت‌ها، با چند رنگی قهوه‌ای تیره تا روشن، واجد ادخال‌هایی از کانی‌های زیرکن، اکسید آهن و اسفن بوده و در برخی از نمونه‌ها تبدیل‌شدگی بیوتیت به کلریت همراه با اسفن قابل مشاهده است.

پیروکسن عمده‌ترین کانی آهن-منیزیم‌داری است که به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار و دانه ریز (نسبت به بلورهای پلاژیوکلاز) در سنگ دیده می‌شود. پیروکسن‌ها از نوع اوژیت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند و برخی اورالیتی شده‌اند. درشت بلورهای پیروکسن شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و ریز بلورهای آنها در زمینه به صورت بی‌شکل یافت می‌شوند. با توجه به زاویه خاموشی بین ۴۴ تا ۵۶ درجه، نوع رنگ تداخلی و ماکل ساعت شنی که معمولاً در اوژیت‌ها متداول است، اغلب کلینوپيروکسن‌ها از نوع اوژیت می‌باشند.

در این سنگ‌ها اپیدوت، کلریت، اسفن، کلسیت و بیوتیت از جمله کانی‌های حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند هستند که به طور گسترده دیده می‌شود. در اثر حضور سیالات آبدار در طی دگرسانی، با خروج K از بیوتیت و خروج سدیم و کلسیم از هورنبلند و پیروکسن، کلریت‌ها در امتداد رخ‌ها و حاشیه کانی تشکیل شده و اکثراً به صورت رشته‌های آبی تا سبز رنگ جانشین کانی‌های مافیک شده‌اند. بیوتیت‌های ثانویه اکثراً ریزبلور، بی‌شکل و همراه با کوارتز بوده و حاصل تبدیل هورنبلند به بیوتیت می‌باشند.

یک توالی ایگنیمبریتی با ضخامت متغیر (از چند سانتیمتر تا چند ده متر) به صورت یک پوشش بر روی واحدهای آتشفشانی قبلی قرار گرفته و در صحرا معمولاً به رنگ کرم تا زرد مشاهده می‌شود. قطعات این واحد اکثراً آندزیتی یا داسیتی می‌باشند. در ضمن در بسیاری موارد این واحد سنگی نهشته‌های ریزشی پومیزی سفید رنگ را می‌پوشاند. این واحد در واقع در شمال، شرق و جنوب تفتان در حوالی روستاهای تمین، کشانزرد، دومک، ترشاب، چاهوک و گروک رخنمون دارد. و از نظر ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی تفتان دارای ماهیت کالکوالکالین پتاسم متوسط تا پتاسیم بالا می‌باشند و در ضمن دارای ماهیت متاآلومین تا اندکی پرآلومین نیز هستند.

۴- نتیجه‌گیری

برخی از بلورها پلاژیوکلازها دارای حاشیه واکنشی، آثار خوردگی و محوشدگی تیغه‌های ماکل می‌باشند که نشان دهنده شرایط غیرتعادلی است. منطقه‌بندی ترکیبی در این بلورها، بیانگر تغییر ترکیب ماگما، در اثر تزریق مداوم ماگما به مخزن ماگمایی و تغییر شرایط پیرامون بلورهای پلاژیوکلاز است. ترکیب کانی شناسی و شیمیائی آتشفشان تفتان با سنگ‌های کالکوالکالین مناطق فرورانش مطابقت دارد زیرا غنی از بیوتیت و هورنبلند و ترکیب کالکوالکالین دارند.

۵- مراجع

قلمقاش، ج، اکبری، م، و جمال، ر. ۱۴۰۱. زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پتروژن آتشفشان تفتان: رهیافتی برای ژئودینامیک کمان ماگمایی مکران-چگای، فصلنامه علمی علوم زمین، دوره سی و دو، شماره ۴، پیاپی ۱۲۶، صفحات ۸۳-۱۰۲.

Gansser, A., 1971. The Taftan volcano (SE Iran). *Eclogae Geologicae Helvetiae*. 64 (2), 319-334.

بررسی انواع پیریت در معدن مس سرچشمه با تاکید بر اهمیت پیریت فعال

میثم رضایی زنگی آبادی^{۱،*}، سارا درگاهی^۱، عباس بنی اسدی شهربابکی^۲، مجید امین زاده^۲، مسلم شاهی مریدی^۲

^۱ بخش زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

^۲ مجتمع مس سرچشمه، شرکت ملی صنایع مس ایران، رفسنجان، ایران

*نویسنده مسئول Rezayi_meysam@nicico.com

چکیده:

کانسار مس پورفیبری سرچشمه در بخش جنوبی کمربند آتشفشانی-ساختاری ارومیه-دختر واقع شده است که یک مجموعه ماگمایی-رسوبی گسلیده و چین خورده را تشکیل می‌دهد. این ذخیره‌ی بیضی‌شکل حاصل تزریق یک استوک گرانودیوریتی و چندین فاز دایک مرتبط در خلال اواخر دوره ترشیاری به درون سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن است که با کانه‌زایی گسترده مس همراه بوده است. دگرسانی‌های موجود در منطقه شامل انواع آرژیلیک، پروپیلیتیک، فیلیک و پتاسیک هستند که در هر دو زون سوپرژن و هیپوژن قابل مشاهده‌اند. مطالعات حاضر و آنالیز XRD نشان می‌دهد که مواد پرکننده‌ی درزه‌ها و شکستگی‌ها در معدن مس سرچشمه - که هم در سنگ‌های با عیار و هم بدون عیار مس وجود دارند - شامل کانی‌های پیریت، کلسیت، کوارتز، دولومیت، بیوتیت، ایلیت، گالن، اسفالریت، موسکویت، شاموزیت، کالکوپیریت و کالکوسیت است. شناسایی دقیق این مواد پرکننده قبل از بارگیری توسط ماشین‌آلات استخراج (شاول، بیل و لودر) و ارسال مواد به سنگ‌شکن و سپس کارخانه‌ی تغلیظ ضروری است؛ زیرا حضور برخی از این کانی‌ها نظیر پیریت، کالکوسیت کاذب و کالکوسیت می‌تواند فرآیند فرآوری مس را مختل کرده و عیار نهایی محصول را کاهش دهد. تشخیص پیریت‌های هوازده‌ی سیاه‌رنگی که توسط کالکوسیت پوشانده شده‌اند (پیریت فعال) و تمایز آنها از کالکوسیت واقعی در معدن سرچشمه همواره با دشواری همراه بوده و بر لزوم تفکیک دقیق این دو در مراحل استخراج و فرآوری تأکید می‌شود.

کلیدواژه‌ها: پیریت سیاه، کالکوسیت دروغین، پیریت فعال، درزه، کانسار مس سرچشمه.

Investigation of pyrite varieties in the Sarcheshmeh copper mine with emphasis on the significance of active pyrite

Meysam Rezayi Zangiabadi^{1,2*}, Sara Dargahi¹, Abbas Baniasadi Shahrabaki², Majid Aminzadeh²,
Moslem Shahmoridi²

¹Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

²Sarcheshmeh Copper Complex, National Iranian Copper Industries Company, Rafsanjan, Iran

*Corresponding author: Rezayi_meysam@nicico.com

Abstract

The Sarcheshmeh porphyry copper deposit is situated in the southern segment of the Urumieh–Dokhtar Volcanic Belt (UDVB), which constitutes a faulted and folded magmatic–sedimentary assemblage. This elliptical ore body was formed by the emplacement of a granodioritic stock and multiple associated dike phases during the late Tertiary period into Eocene volcanic–sedimentary rocks, accompanied by extensive copper mineralization. Alteration types in the area include argillic, propylitic, phyllic, and potassic assemblages, observable in both supergene and hypogene zones. The present study, along with XRD analyses, indicates that fracture and vein fillings within the Sarcheshmeh copper mine—occurring in both mineralized and barren rocks—comprise minerals such as pyrite, calcite, quartz, dolomite, biotite, illite, galena, sphalerite, muscovite, chamosite, chalcopyrite, and chalcocite. Accurate identification of these infill materials is essential prior to loading by excavators, shovels, and loaders, and subsequent transportation to crushers and the concentration plant. This is due to the fact that the presence of certain minerals, including pyrite, pseudo-chalcocite, and chalcocite, can disrupt copper processing and reduce the final grade. Distinguishing between blackish, weathered pyrite grains coated by chalcocite (active pyrite) and genuine chalcocite has persistently been challenging in the Sarcheshmeh mine, underscoring the necessity for their precise differentiation during both extraction and processing stages.

Keywords: Black pyrite, pseudo-chalcocite, active pyrite, joints, Sarcheshmeh ore deposit.

مقدمه

معدن مس سرچشمه در فاصله ۱۶۰ کیلومتری جنوب غربی کرمان، ۶۵ کیلومتری جنوب غربی رفسنجان و ۳۰ کیلومتری شمال پاریز قرار گرفته است. ارتفاع متوسط این ناحیه از سطح دریا ۲۶۲۰ متر و بلندترین ارتفاع ناحیه از سطح دریا ۳۲۸۰ متر می باشد. طول و عرض جغرافیایی ناحیه معدن به ترتیب ۵۵ درجه و ۵۳ دقیقه شرقی و ۲۹ درجه و ۵۸ دقیقه شمالی است. کانسار مس سرچشمه به صورت بیضی شکل و با قطر بزرگ ۳۰۰۰ متر با امتداد شرقی- غربی و قطر کوچک حدود ۲۰۰۰ متر می باشد. استوک گرانودیوریتی سرچشمه در اواخر ترشیری (میوسن) استقرار یافته است. این استوک بخشی از مجموعه کمپلکسهای ماگمایی مرتبط با توده های نفوذی تزریق شده در ترشیری که با فاصله کمی از توده گرانودیوریتی قدیمی با ابعاد یک باتولیت می باشد. کانسار مس سرچشمه در قسمت جنوبی کمربند آتشفشانی ارومیه دختر که یک مجموعه ماگمایی-رسوبی گسله و چین خورده است، واقع شده است. اکثر کانسارهای مس پورفیری ایران نظیر دره زار، میدوک و سونگون نیز در کمربند آتشفشانی ارومیه دختر واقع شده اند (درگاهی، ۱۳۸۶). کمربند آتشفشانی ارومیه دختر در حاشیه جنوب غربی با یک زون تراستی و مجموعه سنگهای رسوبی پالئوزوئیک و ترشیری گسل خورده و چین خورده و دگرگون شده، که زاگرس را تشکیل می دهند همجوار است.

بحث

در منطقه سرچشمه مجموعه سنگهای آتشفشانی و رسوبی به تدریج به سمت غرب و در عمق، چین خوردگی پیدا کرده اند. در اواخر ترشیری فرآیندهای تزریق توده های نفوذی در نزدیک محور تاقدیس چین ها فعال بوده و کانی سازی مس در بسیاری مناطق در ارتباط با این توده ها می باشد. کانه زایی در معدن مس سرچشمه بیشتر در واحدهای سنگی توف آندزیت ها (سنگ های آذرین بیرونی) و گرانودیوریت ها (سنگ های آذرین درونی) که این کانه زایی عمدتاً از جنس مس و مولیبدن در زون هایپوژن می باشد. با توجه به صعود محلول های هیدروترمال در امتداد گسل ها و شکستگی ها، بسیاری از کانه زایی ها در همین مناطق گسله تشکیل می شوند. به طور کلی گسل ها و مناطق گسله به عنوان مجاری تغذیه و جابجایی سیالات گرمایی، در شناسایی و پی جویی کانسارها از اهمیت اکتشافی زیادی برخوردار می باشد (موسوی نژاد و کلاگری، ۱۳۹۳). وجود کالکوسیت در زون هایپوژن نشانه شسته شدن کالکوسیت در سطح و نفوذ آن به قسمت های پایین تر و ته نشست دوباره این کانی به صورت ثانویه است که به آن کالکوسیت دروغین می گویند. این رخداد اگر همراه با پیریت باشد پیریت ها به رنگ سیاه در می آیند که به آن پیریت فعال گفته می شود (شکل شماره ۱).



شکل شماره (۱) تصویری از پیریت فعال در معدن مس سرچشمه (عادلی، ۱۳۹۴).

مس می تولد در ساختمان بلورین ۲۵۰ کانی جایگزین شود ولی کانیهایی که اهمیت تجاری دارند حداکثر ۱۷ مورد می باشند. از مهمترین این کانیها می توان به مس فلزی، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و آزوریت را نام برد. کالکوپیریت مهمترین و فراوانترین کانی مس محسوب می شود. مس یک عنصر کالکوفیل تیپیک است و از این رو کانی های سولفیدی و بیشتر کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت که اغلب همراه پیریت، گالن یا اسفالریت می باشند را تشکیل می دهد. کانیهای ثانویه در کان تنهای (Ore body) سولفیدی، نزدیک سطح زمین، در دو منطقه تشکیل می شوند. در زون

اکسیدی، آب حاوی اکسیژن، اکسیدهای مس، نیمه نمکها (نیمه کربناتها و نیمه سولفاتها) و سیلیکاتها را تشکیل می دهد. در منطقه سمنتاسیون عمیق تر، محلولهای حاوی مس به دست آمده از این نمکها به سولفیدهای ثانویه مس (کالکوسیت و کوولیت) تبدیل می شوند.

سایر عناصر فلزی که در کانه های مس وجود دارند شامل آهن، سرب، روی، آنتیموان، آرسنیک و فلزات نادر از جمله سلنیوم، تلوریوم، بیسموت، نقره و طلا می باشد (موسوی نژاد و کلاگری، ۱۳۹۳).

عملیات صحرایی جهت بررسی و تفکیک واحدهای سنگی محدوده کانسار سرچشمه، مطالعه سنگ دربرگیرنده و مناطق دگرسانی انجام شده و همچنین برداشت ساختاری گسل ها و درزه ها و نمونه برداری از مواد پرکننده گسل ها و درزه ها و آزمایش XRD بر روی ۸ عدد از نمونه های برداشت شده انجام شده است (جدول های ۱ تا ۱۱) و تمامی نتایج با یکدیگر مقایسه شده است؛ چرا که هر نمونه مربوط به یک ناپیوستگی بوده که در پله های متفاوت معدن برداشت شده اند. تعدادی از نمونه های برداشت شده از سنگ های بدون عیار در پله های بالای معدن یعنی از پله ۲۴۵۰ به بالا برداشت شده اند. زیرا از این پله به بعد در قسمت جنوب و غرب معدن سنگ ها از جنس توف آندزیت هایی است که اکثرا آلتراسیون پروپلیتیک داشته و جزو سنگهای باطله محسوب می شوند (جدول های ۱ و ۲ و ۳).

جدول شماره (۱)

Sample No	شماره ارسالی	ترکیبات موجود در نمونه	درصد نیمه کمی
XRD04-15	1	Calcite	59.3
		Pyrite	1.7
		Quartz	5.2
		Dolomite	33.9

جدول شماره (۲)

Sample no	شماره ارسالی	ترکیبات موجود در نمونه	درصد نیمه کمی
XRD04-167	R-2	Quartz	28.1
		Pyrite	3.6
		Chamosite	23.2
		Dolomite	28.6
		Biotite	7.7
		Calcite	8.8

جدول شماره (۳)

Sample no	شماره ارسالی	ترکیبات موجود در نمونه	درصد نیمه کمی
XRD04-166	R-7	Sphalerite	10.9
		Galena	1.4
		Dolomite	59.2
		Quartz	9.1
		Muscovite	7.3
		Pyrite	12.1

نمونه های برداشت شده از پله های پایین از تراز ۲۴۵۰، متعلق به سنگ های عیار دار معدن مانند واحد سرچشمه پورفیری با آلتراسیون پتاسیک، توف آندزیت با آلتراسیون بیوتیتی و توف آندزیت با آلتراسیون فیلیک (کوارتز - سریسیت) می باشد (جدول های ۴ و ۵ و ۶).

جدول شماره (۴)

Sample No	شماره ارسالی	ترکیبات موجود در نمونه	درصد نیمه کمی
XRD04-16	4	Quartz	30.6
		Pyrite	11.3
		Dolomite	49.6
		Chalcopyrite	1.5
		Biotite	7

جدول شماره (۵)

Sample No	شماره ارسالی	ترکیبات موجود در نمونه	درصد نیمه کمی
XRD04-17	5	Quartz	56.1
		Pyrite	4
		Chalcopyrite	1.4
		Ilite	38.5

جدول شماره (۶)

Sample no	شماره ارسالی	ترکیبات موجود در نمونه	درصد نیمه کمی
XRD04-168	R-6	Pyrite	64.1
		Quartz	7.3
		Biotite	28.7

در نهایت تعدادی از نمونه ها از زون سوپرژن که در سمت شرق و شمال معدن با جنس گرانودیوریت و آلتراسیون آرژیلیک تا فیلیک می باشد برداشت شده است (جدول های ۷ و ۸).

جدول شماره (۷)

Sample no	شماره ارسالی	ترکیبات موجود در نمونه	درصد نیمه کمی
XRD04-168	R-3	Pyrite	42.8
		Dolomite	51
		Biotite	3.6
		Calcite	2.7

جدول شماره (۸)

Sample no	شماره ارسالی	ترکیبات موجود در نمونه	درصد نیمه کمی
XRD04-168	R-8	Quartz	17.8
		Pyrite	3
		Dolomite	77.3
		Biotite	19

طبق نتایج آنالیزهای XRD مشخص شد که نمونه های مربوط به پله های بالای ۲۴۵۰ کالکوپیریت ندارند اما کلسیت و دولومیت بالاتری نسبت به بقیه نمونه ها دارند و نمونه های برداشت شده از پله های پایین تر از ۲۴۵۰ حاوی کالکوپیریت بیشتری نسبت به بقیه نمونه ها هستند و نمونه های برداشت شده از زون سوپرژن، پیریت بیشتری را دارا می باشند. اما در تمامی نمونه ها پیریت کمابیش وجود دارد که این نکته بسیار قابل توجه است؛ چرا که پیریت چه به صورت اکسید و هوازده شده و چه همراه با کالکوسیت ثانویه می تواند به عنوان یک عامل کاهنده عیار در فرآیند پر عیار سازی مس نقش بسیار مهمی داشته باشد. رنگ سیاه این ماده در جبهه کارها باعث می شود بسیاری کارشناسان کنترل عیار، هنگام مشخص کردن منطقه عیاردار دچار اشتباه شده و ممکن است پیریت سیاه و پیریت فعال را که توسط لایه ای کالکوسیت ثانویه پوشانده شده است را به عنوان رگه های کالکوسیت در زون سوپرژن و سنگ های گرانودیوریت تشخیص داده و به عنوان سنگ عیاردار بارگیری و به سنگ شکن فرستاده شود.

نتیجه گیری

با توجه به نتیجه آنالیزها و مطالعات میدانی انجام شده، پیریت فعال که حاوی کالکوسیت ثانویه است به عنوان یک عامل مضر در فرآیند پرعیار سازی مس محسوب می شود؛ به طوری که به عنوان ماده عیاردار که حاوی کالکوسیت است وارد تغلیظ می شود و کالکوسیت به تنهایی حاوی مس بسیار بالایی است که از نظر اقتصادی برای ورود به سنگ شکن و تغلیظ در اولویت قرار دارد و اینکه تنها مقدار خیلی کمی کالکوسیت روی حجم زیادی از پیریت را پوشانده باشد به ظاهر حجم بالایی از عیار را نشان می دهد که در واقع کاملاً برعکس است؛ چرا که پیریت در معدن به عنوان باطله در نظر گرفته می شود که ورودش به به قسمت پرعیار سازی می تواند مشکل ساز باشد. بنابراین تمامی سنگ های میزبانی که به عنوان سنگ عیاردار در نظر گرفته می شوند از لحاظ وجود شکستگی، درزه و هرگونه ناپیوستگی که توسط مواد سیاه رنگ پر شده اند قبل از بارگیری و حمل به سنگ شکن باید توسط کارشناسان زمین شناسی مورد بررسی قرار گیرند. البته لازم به ذکر است که تشخیص میدانی کالکوسیت از پیریت فعال و پیریت های اکسید و هوازده شده بسیار مشکل است و باید از تمامی جبهه کاری هایی که دارای رگه های سیاه رنگ می باشد نمونه برداری و آزمایش XRD انجام شود. همچنین نتایج حاصل از این تحقیق نشان می دهد برخی جبهه کاری ها که قبلاً به عنوان سنگ های حاوی پیریت فعال تشخیص داده می شدند تنها حاوی پیریت اکسید و هوازده می باشند.

تقدیر و تشکر

با سپاس فراوان از مدیریت محترم امور معدن سرچشمه جناب آقای دکتر مهدی عبدالهی ریشه که امکانات انجام این تحقیق را فراهم نمودند.

مراجع

۱. درگاهی، س.، ۱۳۸۶. ماگماتیسیم پس از برخورد میوسن در گستره سرچشمه- شهر بابک، شمال باختر کرمان: بررسی داده های ایزوتوپی، تحلیل پتروژنتیکی و الگوی ژئودینامیکی توده های گرانیتوئیدی و نقش ماگماتیسیم آداکیتی در توسعه کانه زایی مس، رساله دکتری پترولوژی، دانشگاه باهنر کرمان، دانشکده علوم، بخش زمین شناسی، ۳۱۱ص.
۲. موسوی نژاد، ن.، کلاگری، ع.، ۱۳۹۳. بررسی زون های دگرسانی به ویژه آرژلیک شمال معدن مس سرچشمه، استان کرمان. ششمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران.
۳. عادل، ث.، ۱۳۹۴. بررسی اپتیکی کانیهای معدن مس سرچشمه، شرکت ملی صنایع مس ایران. ص ۲۶.

الگوی ترکیبی و جهت‌گیری رگه‌های کانه‌دار در کانسار مس پورفیبری سرچشمه: تفسیری بر پایه

داده‌های ژئوشیمیایی و ساختاری

میثم رضایی زنگی آبادی^{۱,۲*}، سارا درگاهی^۱، مجید امین زاده^۲، مسلم شاهی مریدی^۲

^۱ بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

^۲ مجتمع مس سرچشمه، شرکت ملی صنایع مس ایران، رفسنجان، ایران

*نویسنده مسئول Rezayi_meysam@nicico.com

چکیده

کانسار مس پورفیبری سرچشمه در محدوده یک پهنه برشی راست‌گرد عمده، واقع در میان گسل‌های رفسنجان و شهربابک، قرار گرفته است. مطالعات ساختاری در کانسار مس سرچشمه نشان می‌دهد که غالب رگه‌های کانه‌دار در آزیموت‌های ۲۰ تا ۴۰ درجه و در امتداد شکستگی‌های ریدل وابسته به سامانه گسلی شمالی-جنوبی توسعه یافته‌اند. این رگه‌ها عمدتاً در زون سوپرژن و در سطوح استخراجی فوقانی (پله‌های بالایی) معدن حضور دارند؛ با این حال، مشاهدات اخیر از حفاری‌های انجام‌شده در سطوح تحتانی (پله‌های پایینی) نیز مؤید تداوم حضور این رگه‌ها در اعماق بیشتر است. ترکیب کانی‌شناسی این رگه‌ها متغیر بوده و می‌تواند شامل پیریت اکسیدشده سیاه‌رنگ، پیریت فعال، رگه‌های کربناته و رگه‌های حاوی اکسید آهن-منگنز در بخش‌های سوپرژن، و رگه‌های سیلیسی-آرژیلیک حاوی کالکوپیریت یا کالکوسیت در زون هایپوژن باشد. تشخیص و تفکیک دقیق این کانی‌ها، به‌ویژه در فرآیند برآورد عیار و مدلسازی اقتصادی کانسنگ، از اهمیت تعیین‌کننده‌ای برخوردار است.

کلید واژه‌ها: کنترل ساختاری، رگه‌های معدنی، زون سوپرژن، زون هایپوژن، کانسار مس پورفیبری سرچشمه

Compositional and Orientational Patterns of Ore Veins in the Sarcheshmeh Porphyry Copper Deposit: An Interpretation Based on Geochemical and Structural Data

Meysam Rezayi Zangiabadi^{1,2*}, Sara Dargahi¹, Majid Aminzadeh², Moslem Shahimoridi²

¹Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

²Sarcheshmeh Copper Complex, National Iranian Copper Industries Company, Rafsanjan, Iran

*Corresponding author: Rezayi_meysam@nicico.com

Abstract

The Sarcheshmeh porphyry copper deposit is situated within a major dextral shear zone bounded by the Rafsanjan and Shahr-e-Babak fault systems. Structural investigations reveal that the predominant mineralized veins, striking 20° to 40°, have developed along Riedel shears associated with the principal north-south fault system. These veins are primarily observed within the supergene zone and upper mining levels; however, recent drill core data from deeper levels confirm their persistence at greater depths. The mineralogical composition of these veins is highly variable. In the supergene zone, they may consist of black oxidized pyrite, active pyrite, carbonate veins, and Fe-Mn oxide veins. In contrast, the hypogene zone is characterized by silicic-argillic veins containing chalcopyrite or chalcocite. Accurate identification and discrimination of these mineral phases are of critical importance for ore grade estimation and economic modeling of the orebody.

Keywords: Structural control, Mineral veins, Supergene zone, Hypogene zone, Sarcheshmeh porphyry copper deposit.

مقدمه

کمربند آتشفشانی-ساختاری ارومیه دختر، به عنوان یکی از مهم‌ترین زون‌های فلززایی در ایران و بخشی از کمان ماگمایی آلپ-همیالیا، میزبان مجموعه‌ای از کانسارهای مس پورفیری در سطح جهانی است. در این میان، کانسارهای غول‌پیکری چون سرچشمه، میدوک و سونگون، نه تنها نقش تعیین‌کننده‌ای در اقتصاد معدنی کشور ایفا می‌کنند، بلکه به دلیل پیچیدگی فرآیندهای تشکیل، پنجره‌ای ارزشمند به سوی درک تکامل ماگماتیسم و سیستم‌های هیدروترمال در یک محیط مرتبط با فرورانش ارائه می‌دهند (درگاهی، ۱۳۸۶). موقعیت این کمربند در بخش جنوبی کوهزاد زاگرس، که با راندگی‌های گسترده و سنگ‌های متنوع پیوند خورده است، بر اهمیت مطالعه تأثیر همزمان فرآیندهای ماگمایی و ساختاری بر توزیع کانی‌سازی در آن تأکید می‌کند. این مقاله با پذیرش این اصل که ساختارهای زمین‌شناسی اغلب به عنوان کنترل‌کننده‌های اصلی محل استقرار و آرایش کانسارها عمل می‌کنند، به بررسی نقش گسل‌ها و سیستم‌های درزه‌ها در کنترل کانی‌زایی در کانسار مس سرچشمه می‌پردازد.

کانسار مس پورفیری سرچشمه در فاصله‌ای حدود ۱۶۰ کیلومتری جنوب غرب کرمان، ۶۵ کیلومتری جنوب غرب رفسنجان و ۳۰ کیلومتری شمال شهر پاریز واقع شده است. دسترسی به این معدن از طریق جاده‌های آسفالت به رفسنجان و سیرجان و نیز شبکه ریلی سراسری میسر است. متوسط ارتفاع ناحیه از سطح دریا ۲۶۲۰ متر و مختصات جغرافیایی مرکز کانسار ۵۳°۵۵' طول شرقی و ۵۸°۲۹' عرض شمالی می‌باشد. این کانسار به شکل بیضوی با قطر بزرگ حدود ۳۰۰۰ متر (با روند شرقی-غربی) و قطر کوچک حدود ۲۰۰۰ متر برون‌زد یافته است. توده نفوذی اصلی، یک استوک گرانودیوریتی متعلق به اواخر دوره ترشیاری (میوسن) است که بخشی از یک مجموعه بزرگتر ماگمایی مرتبط با تزریق توده‌های نفوذی با فاصله زمانی نزدیک به هم را تشکیل می‌دهد.

کانسار سرچشمه در بخش جنوبی کمربند چین‌خورده و گسلیده ارومیه-دختر جای گرفته است. فعالیت تکتونیکی اواخر ترشیاری، تزریق توده‌های نفوذی را در مجاورت محور تاقدیس‌های منطقه میسر ساخته که کانی‌زایی مس در پیوندی تنگاتنگ با این تزریق‌ها شکل گرفته است. شواهد باستان‌شناسی از جمله آثار ذوب‌کاری و تفاله‌های به‌جامانده در منطقه، حاکی از بهره‌برداری اولیه از ذخایر اکسیدی سطحی در ادوار کهن است. کانه‌زایی اصلی مس و مولیبدن در این کانسار به صورت نوع پورفیری و درون‌سنگ‌های میزبان، عمدتاً توف‌های آندزیتی (سنگ‌های آذرآواری) و گرانودیوریت، و در زون هیپوژن متمرکز شده است. یک تمایز کلیدی در رفتار این دو عنصر مشاهده می‌شود: در حالی که کانه‌زایی مس به صورت پراکنده در متن سنگ صورت گرفته، تمرکز مولیبدن غالباً در امتداد سطوح گسل‌ها و درزه‌ها مشهود است. این الگو، نشانه‌ای اولیه از کنترل ساختاری بر توزیع کانی‌ها و نقش گسل‌ها به عنوان مجاری اصلی انتقال سیالات کانه‌دار را ارائه می‌دهد (موسوی‌نژاد و کلاگری، ۱۳۹۳). چنین مشاهداتی، این پرسش کلیدی را در ذهن زمین‌شناسان معدن مطرح می‌سازد که آیا دیگر کانی‌های بااهمیت اقتصادی، مانند کالکوسیت، نیز می‌توانند تحت تأثیر مستقیم رژیم تکتونیکی منطقه قرار گرفته باشند. این فرضیه که گسل‌ها و مناطق برشی، نقش تعیین‌کننده‌ای در هدایت سیالات هیدروترمال و مکانیابی کانی‌زایی ایفا می‌کنند، اساس تحلیل‌های بعدی این مقاله را تشکیل می‌دهد. هدف این پژوهش، واکاوی این نقش کنترل‌کننده با تمرکز بر رگه‌های کانه‌دار و توزیع کانی‌های ثانویه، به‌ویژه در ارتباط با سامانه‌های گسلی اصلی در معدن سرچشمه است.

مواد و روش‌ها

برای انجام این تحقیق، عملیات صحرایی جهت بررسی و تفکیک واحدهای سنگی محدوده کانسار، مطالعه سنگ دربرگیرنده و مناطق دگرسانی و همچنین برداشت ساختاری گسل‌ها و درزه‌ها و نمونه برداری از مواد پرکننده گسل‌ها و درزه‌ها جهت

انجام مطالعات ژئوشیمیایی انجام گردید. تجزیه شیمیایی نمونه‌ها به روش جذب اتمی برای ۵ نمونه و ICP-OES برای ۳ نمونه (مجموعاً ۸ نمونه) در آزمایشگاه مرکزی مجتمع مس سرچشمه انجام شد (جداول ۱ و ۲).

جدول شماره (۱) نتایج آنالیز جذب اتمی نمونه‌های مورد مطالعه

Element	Unit	R1	R2	R3	R4	R5
As	%	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03
Cu	%	0.09	0.04	0.45	0.1	1.82
Fe	%	13.18	7.07	38.64	9.28	37
Mn	%	1.67	0.43	0.06	0.67	<0.01
Mo	%	35	14	24	10	151
Pd	%	3.18	0.24	0.01	0.15	0.02
Zn	%	8.01	0.64	0.01	0.32	<0.01

جدول شماره (۲) نتایج آنالیز ICP-OES نمونه‌های مورد مطالعه

Element / Compound	Unit	Sample 2650 Bench-west	Sample 2650 Bench-southwest	Sample 2375 Bench
Zn	%	0.02	0.37	0.14
V	ppm	34	160	200
Sr	Ppm	540	80	60
Pb	%	0.01	0.05	0.05
Ni	ppm	28	62	38
Mn	%	1.58	0.48	0.07
Mg	%	1.82	1.86	0.78
Fe	%	5.9	14.04	5.6
Cu	%	0.02	0.8	0.6
Cr	ppm	46	54	58
Co	ppm	180	40	20
Cd	ppm	1	6	6
Ca	%	25.78	4.48	0.99
Bi	ppm	100	280	80
Ba	%	0.03	0.01	0.05
As	%	0.05	0.02	0.03
Al	%	1.7	5.5	7.41

بحث

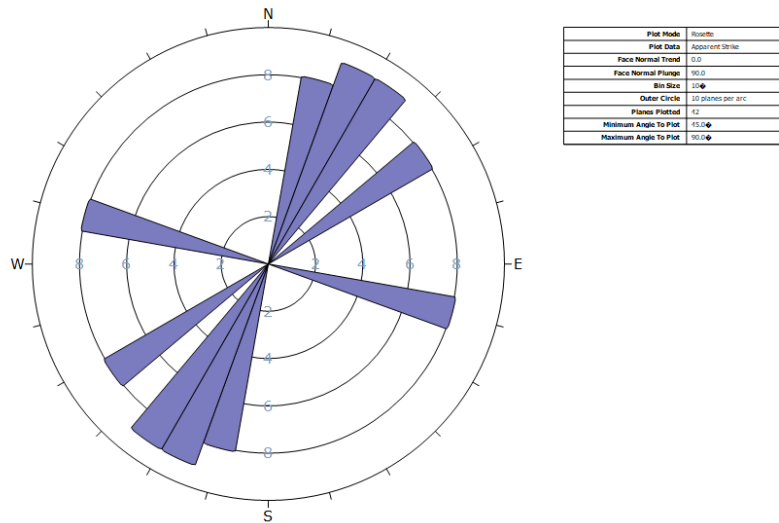
مشاهدات صحرایی، داده‌های ساختاری و نتایج تجزیه شیمیایی، الگوهای مهمی را در توزیع کانی‌ها و کنترل ساختاری رگه‌ها در معدن سرچشمه آشکار می‌سازند. جدول ۱ نتایج آنالیزهای جذب اتمی رگه‌های حاوی مواد تیره رنگ در نمونه‌های ترازهای بالا یا به عبارتی زون سوپرژن معدن سرچشمه را نشان می‌دهد. همانطور که در این جدول به خوبی مشهود است نمونه R5 و

R3 با بالاترین میزان مس همراه با آهن بالا، به خوبی حضور پیریت پوشیده شده با کالکوسیت یا همان پیریت فعال را در نمونه‌ها نشان می‌دهند؛ درحالی‌که در نمونه‌های R1 و R4 میزان آهن به صورت خاص متوسط تا نسبتاً بالاست که این مسئله می‌تواند مبین پیریت اکسیدشده یا هوازده در نمونه‌ها باشد. میزان مس پایین در این نمونه‌ها نشان می‌دهد که فرآیند جایگزینی با کالکوسیت در آنها محدود یا ناچیز بوده است. در نمونه R2 کمترین مقدار آهن و مس دیده می‌شود که احتمالاً نشانگر آن است که فاز سولفیدی غالبی در نمونه وجود ندارد و ممکن است این نمونه عمدتاً از اکسیدها/هیدروکسیدهای آهن (مانند گوتیت/هماتیت) که رنگ سیاه ایجاد می‌نمایند همراه با مواد باطله تشکیل شده باشد. وجود منگنز نسبتاً بالا (۰.۴۳٪) نیز می‌تواند موید این موضوع باشد. البته تأیید نهایی این تفاسیر مستلزم مطالعات کانی‌شناسی مستقیم (مانند مقاطع صیقلی یا میکروسکوپ الکترونی) است.

جدول ۲ مقایسه ترکیب رگه‌های سیاه رنگ زون سوپرژن (تراز ۲۶۵۰ متری) و هایپوژن (تراز ۲۳۷۵ متری) است. بر این اساس مس توان اینگونه تفسیر کرد که در نمونه بخش جنوب غربی زون سوپرژن، عیار بالای کلسیم، منیزیم و استرانسیم نشان‌دهنده غلبه کانی‌های کربناته (مانند کلسیت یا دولومیت) به عنوان مواد پرکننده رگه است. مقدار کم آهن و مس نیز حاکی از آن است که سولفیدهای آهن و مس (پیریت، کالکوسیت) یا وجود ندارند یا به میزان ناچیز در این رگه حضور دارند. با توجه به میزان نسبتاً بالاتر عیار منگنز، رنگ سیاه ممکن است ناشی از حضور اکسیدهای منگنز در نمونه‌ها باشد. این نمونه‌ها به احتمال زیاد فاقد ارزش اقتصادی مستقیم برای مس است و یک رگه کربناته باطله محسوب می‌شوند. اما در نمونه بخش جنوبی زون سوپرژن، غلظت بسیار بالای آهن و مس قابل توجه همراه با کاهش شدید کلسیم نسبت به نمونه جنوب غربی دیده می‌شود. این الگو از مشخصه‌های متداول مواد سوپرژن غنی از سولفیدهای ثانویه است. نسبت بالای آهن نشان‌دهنده حضور فراوان پیریت است. عیار قابل اندازه‌گیری مس (۰.۸٪) قویاً حکایت از آن دارد که حداقل بخشی از این پیریت، به شکل "پیریت فعال" بوده و سطح آن توسط کالکوسیت ثانویه پوشانده شده است. این نمونه یک کانسنگ ثانویه با عیار متوسط مس محسوب می‌شود که رنگ سیاه آن ناشی از همان پیریت/کالکوسیت است.

بررسی نمونه زون هایپوژن (تراز ۲۳۷۵ متری) مبین کاهش چشمگیر کلسیم و کاهش آهن نسبت به نمونه سوپرژن جنوب غربی همراه با عیار مس نسبتاً بالا و غلظت بالای آلومینیوم است. این نوسانات عیاری مبین تغییر فاز از محیط سوپرژن به هایپوژن می‌باشد. کاهش کلسیم، ضعیف‌شدن رگه‌های کربناته را تأیید می‌کند. مقدار مس (۰.۶٪) همراه با آهن نه‌چندان بالا، می‌تواند نشان‌دهنده حضور کالکوپیریت اولیه به جای کالکوسیت ثانویه باشد. با این حال، برای تأیید این موضوع، نسبت Cu/Fe نیاز به بررسی بیشتر دارد. غلظت بالای آلومینیوم نشان می‌دهد این رگه احتمالاً در ارتباط با دگرسانی‌های سیلیسی-آرژیلیک (فیلیک/آرژیلیک پیشرفته) تشکیل شده و حاوی کانی‌های رسی (مانند ایلیت، کائولینیت) است. رنگ سیاه ممکن است ناشی از سولفیدهای ریزدانه و یا حتی حضور کالکوسیت ثانویه باشد. زیرا مطالعات کانی‌شناسی نشان می‌دهد حضور کالکوسیت ثانویه در زون هایپوژن ناشی از شسته‌شدگی و نفوذ مجدد از سوپرژن است و این مسئله یک چالش تشخیصی مهم را ایجاد می‌کند.

تحلیل‌های ساختاری مبتنی بر برداشت‌های میدانی و رسم نمودارهای گل سرخی، حاکی از کنترل قوی ساختاری بر جایگیری رگه‌ها در معدن مس سرچشمه است. جهت‌گیری غالب رگه‌ها در آزیموت ۲۰ تا ۴۰ درجه (شمال شرق-جنوب غرب)، هم‌خوانی روشنی با مدل شکستگی‌های ریدل (Riedel fractures) مرتبط با یک سامانه گسلی راست‌گرد شمالی-جنوبی دارد (شکل ۱).



شکل شماره (۱) نمودار گل سرخی روند درزه های برداشت شده از معدن سرچشمه

نتیجه گیری

در یک جمع بندی کلی می توان گفت نتایج حاصل از آنالیزهای شیمیایی، یک تغییر سیستماتیک با عمق را نشان می دهد. رگه های سیاه رنگ زون سوپرژن، فاقد کالکوپیریت ولی دارای تنوع ترکیبی از رگه های غنی از کلسیت و دولومیت، رگه های دارای پیریت فعال و یا رگه های حاوی اکسیدهای آهن و منگنز هستند. در حالی که در بخش هایپوژن، رگه های کربناته عملا حذف شده و به جای آن رگه های سیلیسی-آرژیلیک حاوی سولفیدهای اولیه و یا احتمالا کالکوسیت پدیدار می گردند. نکته حائز اهمیت، حضور همیشگی پیریت در غالب نمونه هاست که با توجه به نقش آن به عنوان یک عامل کاهنده عیار در فرآوری، چه به صورت اکسیدشده و چه پوشیده از کالکوسیت ثانویه، از اهمیت عملیاتی بالایی برخوردار است. گفتنی است ظهور رگه های سیاه رنگ در پله های پایین تر معدن و شباهت ظاهری این رگه ها با رگه های سیاه رنگ زون سوپرژن، علی رغم تفاوت معنادار کانی شناسی و عیار مس در آنها، می تواند منجر به خطای تشخیص در عملیات کنترل عیار شده و باعث بارگیری و ارسال نادرست مواد به مدار سنگ شکن و فرآوری گردد که پیامد مستقیم آن کاهش بازبایی نهایی مس است. برای مدیریت این ریسک، اجرای برنامه های نمونه برداری سیستماتیک تر، به کارگیری روش های شناسایی سریع (مانند XRF پرتابل) در جبهه کار، و آموزش تخصصی کارشناسان کنترل عیار پیشنهاد می گردد.

تقدیر و تشکر

باسپاس فراوان از مدیریت محترم امور معدن سرچشمه جناب آقای دکتر مهدی عبدالهی ریس و معاونت بخش زمین شناسی و زهکشی معدن مس سرچشمه جناب آقای مهندس عباس بنی اسدی شهربابکی که امکانات انجام این تحقیق را فراهم نمودند.

مراجع

- درگاهی، س.، ۱۳۸۶. ماگماتیسیم پس از برخورد میوسن در گستره سرچشمه- شهربابک، شمال باختر کرمان: بررسی دانه های ایزوتوپی، تحلیل پتروژنتیکی و الگوی ژئودینامیکی توده های گرانیتوئیدی و نقش ماگماتیسیم آداکیتی در توسعه کانه زایی مس، رساله دکتری پترولوژی، دانشگاه باهر کرمان، دانشکده علوم، بخش زمین شناسی، ۳۱۱ص.
- موسوی نژاد، ن.، کلاگری، ع.، ۱۳۹۳. بررسی زون های دگرسانی به ویژه آرژیلیک شمال معدن مس سرچشمه، استان کرمان. ششمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران.

بررسی مورفولوژی بیرونی و درونی ژئودهای آتشفشانی (مطالعه موردی: استان خراسان جنوبی)

مکرمه شکری*^۱ عزیزرحیمی^۱، مصطفی رقیمی^۱، مجتبی قره محمودلو^۲، هادی عمرانی^۱

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان

۲- گروه مهندسی آب، دانشگاه گنبد کاووس

*Email: shokerimokarrameh@gmail.com

چکیده

ژئودهای آتشفشانی ساختارهای زمین‌شناسی منحصر به فردی هستند که در حفره‌های گدازه‌ها و سنگ‌های آتشفشانی ایجاد می‌شوند و با پوسته بیرونی سخت و فضای داخلی پر از بلورهای کوارتز، کلسدونی و آمیتیست شناخته می‌شوند. مطالعه مورفولوژی بیرونی و درونی این ژئودها، اطلاعات ارزشمندی از شرایط فیزیکیوشیمیایی سنگ میزبان، فرآیندهای زمین‌شیمیایی و تاریخچه سیالات در طول زمان ارائه می‌دهد. در این پژوهش، ژئودهای آتشفشانی خراسان جنوبی به‌عنوان مطالعه موردی انتخاب شدند و با بررسی عکس‌های میدانی، تحلیل مورفولوژیک بیرونی (شکل، بافت سطح، ضخامت پوسته و فرورفتگی‌ها/ برجستگی‌ها) و داخلی (لایه‌های متحدالمرکز، بلورهای ریز و درشت، رنگ و شفافیت) ارائه گردید. نتایج نشان داد که شکل و اندازه حفره اولیه، ترکیب و غلظت سیال، شرایط فیزیکیوشیمیایی، سرعت و جهت رشد بلورها، از عوامل اصلی کنترل‌کننده مورفولوژی ژئودها هستند. حضور کانی‌های همراه مانند ژئولیت‌ها به‌عنوان فاز جداگانه نیز در برخی ژئودها شناسایی شد. این پژوهش با استفاده از منابع علمی معتبر و مقالات داخلی، تصویری جامع از ژئودهای آتشفشانی منطقه ارائه می‌دهد و کاربردهای آن‌ها در زمین‌شناسی اقتصادی، شناسایی شرایط محیطی و حفاظت از میراث زمین‌شناسی را برجسته می‌کند.

کلیدواژه‌ها: ژئود، ژئودهای آتشفشانی، مورفولوژی بیرونی و درونی، خراسان جنوبی

External and Internal Morphology of Volcanic Geodes (Case Study: South Khorasan Province)

Mokarrameh Shokri*¹, Aziz Rahimi¹, Mostafa Raghimi¹, Mojtaba Ghara Mahmoudlou², Hadi Omrani¹

¹Department of Geology, Faculty of Science, Golestan University, Iran

² Department of Water Engineering, Gonbad Kavous University, Iran

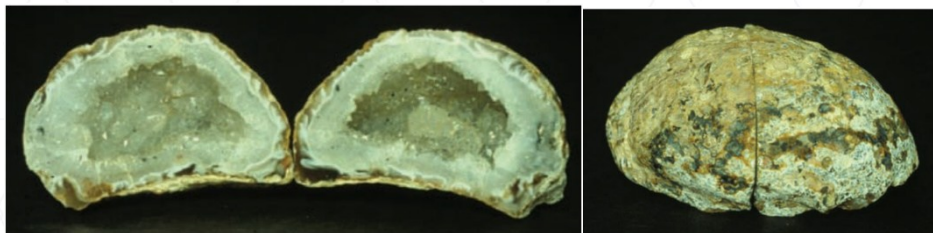
Abstract

Volcanic geodes are unique geological structures that form within cavities of lava flows and volcanic rocks, characterized by a hard outer shell and an interior filled with quartz, chalcedony, and amethyst crystals. Studying the external and internal morphology of these geodes provides valuable information about the physicochemical conditions of the host rock, geochemical processes, and the history of fluids over time. In this research, volcanic geodes from South Khorasan were selected as a case study. Field photographs were analyzed to investigate external morphology (shape, surface texture, shell thickness, and indentations/protrusions) and internal morphology (concentric layers, micro- and macro-crystals, color, and transparency). Results indicate that the primary cavity size and shape, fluid composition and concentration, physicochemical conditions, and growth rate and direction of crystals are the main factors controlling geode morphology. Associated minerals such as zeolites were identified as separate phases in some geodes. By integrating scientific sources (Arduin-Rode et al., 2024; Lu & Sunagawa, 1999; Witzke, 1989; Finkelman, 1972) and domestic studies, this research provides a comprehensive overview of volcanic geodes in the region, highlighting their applications in economic geology, environmental interpretation and geoconservation.

Keywords: geode, volcanic geodes, external and internal morphology, South Khorasan

۱- مقدمه

واژه «ژئود» ریشه در واژه یونانی «geoides» به معنای «شبه زمین» را دارد. ژئودها (شکل ۱) ساختار سنگی توخالی، کروی یا بیضی شکل هستند که با بلورهای رو به داخل یا رسوبات معدنی پوشیده شده‌اند (باسلر، ۱۹۰۸؛ راکووان، ۲۰۱۷). قطر آنها می‌تواند از چند سانتی‌متر تا بیش از یک متر متغیر باشد. ژئودها معمولاً در مناطقی با فعالیت آتشفشانی و در مناطق سنگ رسوبی یافت می‌شوند که در آنها آب باعث انحلال سنگ‌هایی مانند سنگ آهک و شیل شده است. آنها در محیط‌های زمین‌شناسی متنوعی تشکیل می‌شوند و فضای داخلی توخالی آنها اغلب با مواد معدنی مانند کوارتز، آمیتیست، کلسیت، عقیق و سایر کانی‌های سیلیکات یا کربنات پر می‌شود.



شکل ۱- سنگی توخالی، کروی یا بیضی شکل هستند که با بلورهای رو به داخل

لایه بیرونی آنها که غالباً از نوعی کلسدونی ساده و بی‌جلوه تشکیل شده، هیچ نشانه‌ای از بلورهای درونش آشکار نمی‌کند. اما اگر یکی از آنها را بشکافید، اغلب در خواهید یافت که آن ظاهر آرام و متعارف، مجموعه‌های چشم‌نوازی از کریستال‌های رنگارنگ، درخشان و رو به درون را پنهان کرده است (Van Wagner, 2003). تشکیل ژئودها در دو مرحله اصلی رخ می‌دهد: ایجاد حفره و رسوب مواد معدنی. ژئودها به عنوان حفره‌های توخالی در داخل سنگ‌ها شروع می‌شوند که می‌توانند از طریق چندین فرآیند تشکیل شوند: در محیط‌های آتشفشانی، گدازه مذاب می‌تواند حباب‌های گاز را هنگام سرد شدن به دام بیندازد. این حباب‌ها یا وزیکول‌ها، فضاهای خالی را در سنگ در حال جامد شدن تشکیل می‌دهند. با گذشت زمان، این حفره‌ها به عنوان فضای اولیه برای رسوب مواد معدنی عمل می‌کنند. در محیط‌های رسوبی، حفره‌ها می‌توانند به دلیل انحلال مواد معدنی (مانند سنگ آهک یا گچ) توسط آب تشکیل شوند. آب‌های زیرزمینی اسیدی می‌توانند بخش‌هایی از سنگ را حل کنند و حفره‌ها یا فرورفتگی‌هایی را به جا بگذارند که پایه تشکیل ژئود می‌شوند. پس از تشکیل حفره، مرحله دوم شامل رسوب مواد معدنی روی دیواره‌های داخلی حفره است. آب‌های زیرزمینی یا سیالات هیدروترمال، که اغلب غنی از مواد معدنی محلول هستند، به حفره نفوذ می‌کنند. با گذشت زمان، مواد معدنی از محلول رسوب کرده و در امتداد دیواره‌های داخلی حفره متبلور می‌شوند. با ادامه جریان آب مملو از مواد معدنی از حفره، کریستال‌ها به آرامی به سمت داخل رشد می‌کنند. بسته به ژئوشیمی محلی، مواد معدنی مختلفی می‌توانند تشکیل شوند و ژئودهای رنگارنگ و متنوعی ایجاد کنند. کوارتز رایج‌ترین ماده معدنی است، اما انواع دیگری مانند آمیتیست (شکل بنفش کوارتز)، کلسیت و عقیق نیز رایج هستند. ژئودها اغلب نواربندی یا لایه‌هایی از مواد معدنی مختلف را نشان می‌دهند، زیرا تغییرات در شیمی آب یا دما در طول زمان باعث رسوب متوالی مواد معدنی مختلف می‌شود. این می‌تواند منجر به الگوهای پیچیده‌ای از رنگ‌ها و بافت‌ها شود. ژئودهای کوارتز رایج‌ترین هستند و دارای بلورهای کوارتز شفاف یا سفید هستند که حفره را می‌پوشانند. برخی ممکن است حاوی آمیتیست (کوارتز بنفش) یا کوارتز دودی (کوارتز خاکستری-قهوه‌ای) نیز باشند. بلورهای کلسیت یکی دیگر از کانی‌های رایج موجود در ژئودها هستند که اغلب در مقیاسه با کوارتز، بلورهای بزرگ‌تر و بلوکی‌تری تشکیل می‌دهند. برخی از ژئودها دارای آستری از عقیق نواری، نوعی کلسدونی، هستند که لایه‌های متحدالمرکزی از کوارتز ریزبلوری را در اطراف دیواره‌های داخلی تشکیل می‌دهد (Cartwright, et al., 2025).

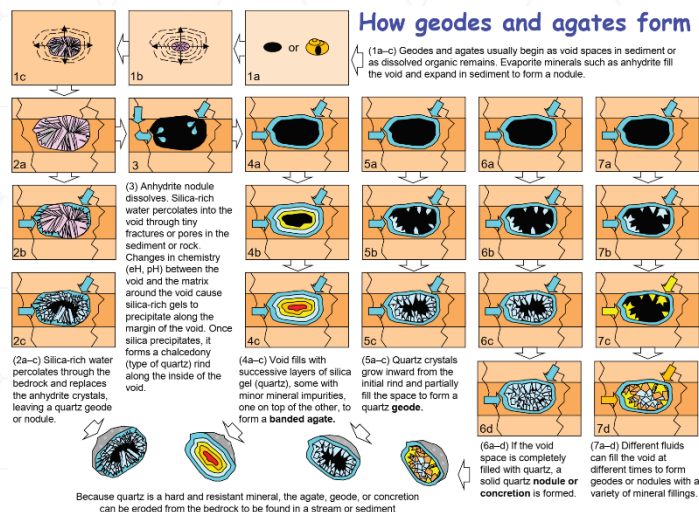
منطقه خراسان جنوبی، واقع در بخش شرقی بلوک لوت، دارای گسترش وسیعی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب بازالتی تا آندزیتی است که بستر مناسبی برای تشکیل ژئودهای آتشفشانی فراهم کرده‌اند (آقناباتی، ۱۳۸۳) (شکل-۲). با وجود گزارش‌های پراکنده از رخداد ژئودها در این منطقه، بررسی نظام‌مند مورفولوژی آن‌ها و ارتباط آن با شرایط زمین‌شناسی محلی تاکنون کمتر مورد توجه قرار گرفته است. هدف این پژوهش، بررسی مورفولوژی بیرونی و درونی ژئودهای آتشفشانی خراسان جنوبی و تحلیل عوامل کنترل‌کننده شکل، بافت و نوع تبلور آن‌ها است. نتایج این مطالعه می‌تواند در تفسیر فرآیندهای پس‌آتشفشانی و نیز در شناسایی نواحی مستعد رخداد ژئودهای با کیفیت اقتصادی مورد استفاده قرار گیرد.



شکل ۲- نمای از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب بازالتی تا آندزیتی و رخنمون ژئودها بهار ۱۴۰۴

۲- مواد و روش‌ها

در این پژوهش، نمونه‌های ژئود نوع آتشفشانی از رخنمون‌های بازالتی مناطق مختلف خراسان جنوبی، از محدوده‌های فردوس و سه قلعه جمع‌آوری گردیدند. نمونه‌ها، از نظر مورفولوژی بیرونی شامل شکل ظاهری، ضخامت پوسته و ناهمواری سطح بر مبنای ناصافی و فرورفتگی بررسی شدند. برای مطالعه مورفولوژی درونی، برخی نمونه‌ها برش داده شده و ویژگی‌هایی نظیر نوع تبلور، اندازه بلورها، توالی لایه‌ها و کانی‌های همراه به صورت میکروسکوپی بر اساس روش مدل طبقه بندی کرب (Greb, 2012) مورد بررسی قرار گرفت (شکل-۲). نتایج حاصل با ژئودهای آتشفشانی سایر مناطق دنیا مقایسه گردید.



شکل ۳- مدل طبقه بندی تشکیل انواع ژئود (Greb, 2012).

۳- بحث

۳-۱. بررسی مورفولوژی بیرونی ژئودهای آتشفشانی

مورفولوژی بیرونی ژئودهای آتشفشانی اولین شاخص برای تفسیر شرایط فیزیکی و مکانیکی محیط تشکیل است. تصاویر میدانی ارائه شده در این پژوهش (شکل ۱) نشان می‌دهد که ژئودهای خراسان جنوبی عمدتاً کروی تا بیضوی هستند، اگرچه نمونه‌هایی با هندسه نامنظم و دارای برجستگی یا فرورفتگی نیز مشاهده می‌شوند (Witzke, 1989; Martinsson & Wanhainen, 2000).



شکل ۴- نمونه ای از مورفولوژی بیرونی ژئودهای آتشفشانی - منطقه خراسان جنوبی

۳-۲. مورفولوژی درونی

مورفولوژی درونی ژئود بازتاب دقیق تری از تاریخچه زمین‌شیمیایی و سینتیکی سیستم تشکیل دهنده آن است. تصاویر برش خورده ژئودها در این پژوهش (شکل ۵) نشان‌دهنده توالی چندمرحله‌ای پر شدن حفره‌هاست. لایه ریزبلورین و پیوسته کلسدونی در تماس مستقیم با سنگ میزبان، نخستین فاز کانی‌سازی درون حفره است. این پوسته نقش یک سد نیمه‌نفوذپذیر را ایفا کرده و کنترل‌کننده نفوذ سیال و آغاز لایه‌بندی‌های بعدی است (Sunagawa, 1999 & Lu). نوارهای رنگی و بافتی در لایه‌های عقیقی نتیجه تغییرات متناوب در غلظت سیلیس، pH و پتانسیل اکسیداسیون-کاهش سیال هستند (Sunagawa, 1999). این ویژگی‌ها منعکس‌کننده فازهای مختلف رشد بلورها در مراحل متعدد ژئود است. فضای مرکزی ژئود عمدتاً با بلورهای آزاد کوارتز، آمیتیست و کلسدونی ماکروکریستالین پوشیده شده است که به صورت خودشکل و با جهت‌گیری مشخص به سمت مرکز حفره رشد کرده‌اند. اندازه و شفافیت بلورها بیانگر تغییرات سینتیکی فرآیند تبلور است: بلورهای ریز و براق ناشی از فوق‌اشباع‌شدگی سریع سیال و نرخ بالای جوانه‌زنی (Sunagawa, 1999 & Lu). بلورهای درشت و شفاف یا شیری: نتیجه رشد آهسته و پایدار در شرایط نزدیک به تعادل (Putnis, 1992). وجود کانی همراه نشان

دهنده محیط رشد آن می باشد به طور مثال وجود ژئولیت (شکل ۲) نشان‌دهنده محیط بازالتی و دگرسانی اولیه می باشد. ژئولیت به‌عنوان فاز مستقل و همراه حضور دارد و نه بخشی از پرشدگی اصلی سیلیسی و نه روی بلورهای اصلی رسوب کرده است. این کانی‌ها معمولاً در مراحل اولیه تشکیل ژئودها هستند (Shabati & Kiani, 2024; Arduin-Rode et al., 2021).

ظاهر داخلی ژئودها به شرایط محیطی مانند دما، pH و محل تشکیل آن‌ها و انواع عناصر موجود در آبی که از آن‌ها نفوذ کرده، بستگی دارد. رسوب مواد معدنی مانند کوارتز یا آمیتیست، درون ژئودها را به شکل‌های درخشان و حیرت‌آوری از کریستال‌ها تبدیل کرده است. ویژگی‌های بیرونی چنین ژئودهایی ممکن است توجه شما را جلب نکند، اما نمی‌توانید زیبایی درونی آن‌ها را نادیده بگیرید. همه ژئودها حاوی ساختارهای جذاب کریستالی نیستند. برای مثال، مواد معدنی بیرون‌زده از پوسته ژئودهای حاوی مقادیر زیاد کلسدونی می باشد که ممکن است ظاهری ناصاف و گل‌کلم‌مانند داشته باشند. ژئودهای کروی و بیضوی بازتاب مستقیم شکل‌گیری حباب‌های گازی (وزیکول‌ها) در گدازه‌های بازالتی هستند. کشش سطحی در حالت مذاب باعث می‌شود حباب‌های گاز برای رسیدن به حداقل انرژی سطحی، شکل کروی به خود گیرند (Walker, 1971; Finkelman, 1972). سرد شدن یکنواخت گدازه موجب حفظ هندسه اولیه حفره و ایجاد پایه‌ای برای لایه‌بندی بعدی ژئود می‌شود. برخی ژئودها دارای برجستگی‌های زگیل‌مانند یا گل‌کلمی بر سطح بیرونی هستند. این ویژگی‌ها می‌توانند ناشی از رشد نامتوازن پوسته سیلیسی در اطراف چند نقطه نفوذ سیال یا ادغام چند وزیکول در مراحل اولیه تشکیل باشند (Witzke, 1989). مشابه این اشکال در ژئودهای آیووا نیز گزارش شده است، جایی که رشد تدریجی لایه‌های کلسدونی در تماس با سنگ میزبان باعث ایجاد ناهمگنی‌های سطحی می‌شود (Martinson & Wanhainen, 2000). فرورفتگی‌های موضعی در سطح ژئود نشان‌دهنده تأثیر تنش‌های مکانیکی پیش از سخت‌شدن کامل پوسته سیلیسی است. فشار ناشی از بارگذاری لایه‌های بالایی گدازه یا تداخل رشد دو ژئود مجاور (Mutual Interference) می‌تواند باعث تغییر شکل حفره اولیه شود (Finkelman, 1972). مورفولوژی مشاهده‌شده امروزی محصول برهم‌کنش بین شکل اولیه ژئود و فرسایش تفریقی بعدی است. ژئودهایی با پوسته ضخیم و یکنواخت سیلیسی معمولاً سطحی صاف دارند، در حالی که ژئودهای با پوسته متخلخل یا دارای ناخالصی‌های کربناته، در اثر هوازدگی شیمیایی، ظاهری زبر و ناهموار پیدا می‌کنند (Witzke, 1989; Finkelman, 1972).

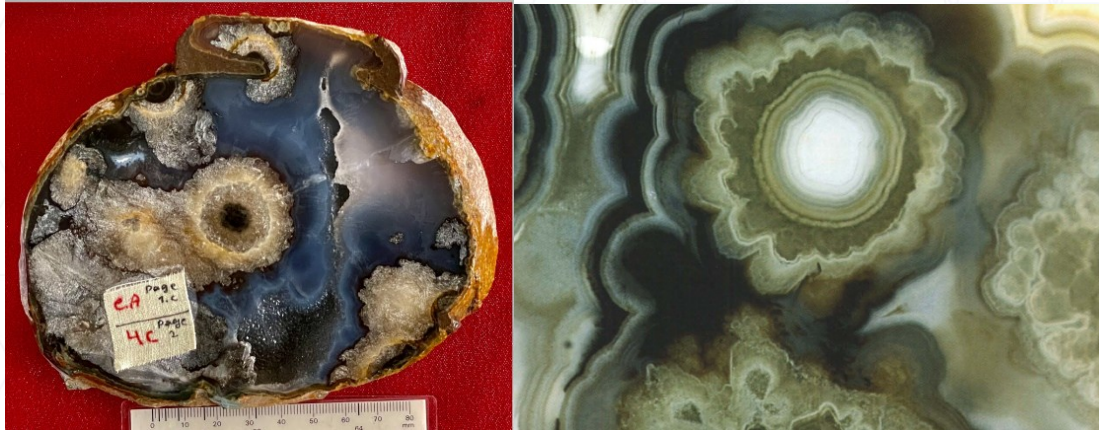


شکل ۶- مورفولوژی داخلی برخی ژئودهای خراسان جنوبی با مدل تقسیم بندی

منطقه لس کاتالانز برای مطالعه دقیق انتخاب شد (Morteani, et al., 2010) زیرا آمیتیست آن منطقه با رنگ بنفش تیره برجسته و وجود بسیار غیرمعمول استالاکتیت‌ها در برخی از ژئودها مشخص می‌شود. استالاکتیت‌ها منحصراً از عقیق تشکیل شده‌اند (شکل) تولید استالاکتیت‌های عمودی و موازی از سیلیس آمورف با فرآیندهای باروری، همانطور که توسط لندمسر (۱۹۹۸) پیشنهاد کرده است (Landmesser, 1998). در شکل ۸ وجود ژئود چشمی را در ماداگاسکار را در سمت راست را نشان می‌دهد (Moorer, 2006) که وجود چنین ژئود نیز در خراسان جنوبی قابل مشاهده است.



شکل ۷ - استالاکتیت‌های عقیق در یک ژئود، معدن کوکیرو. عرض شکل ۳۰ سانتی‌متر (سمت راست) (Morteani, et al., 2010) و این چنین استالاکتیت‌های در ژئود آتشفشانی خراسان جنوبی وجود دارد



شکل ۸- ژئود چشمی در ماداگاسکار (سمت راست) ژئود چشمی خراسان جنوبی (سمت چپ)

۴- نتیجه گیری

مطالعه مورفولوژی بیرونی و درونی ژئودهای آتشفشانی خراسان جنوبی نشان می‌دهد که این ساختارها نمونه‌ای برجسته از سیستم‌های زمین‌شیمیایی چندمرحله‌ای و پیچیده هستند. بررسی مورفولوژی بیرونی ژئودها، از جمله شکل کروی یا بیضوی، برجستگی‌ها، فرورفتگی‌ها و ضخامت پوسته، نمایانگر تأثیر شرایط فیزیکی اولیه سنگ میزبان، فشار مکانیکی، و فرایندهای هوازدگی و فرسایش تفریقی است (این یافته‌ها نشان می‌دهد که شکل نهایی ژئودها نه تنها حاصل فرآیندهای درونی، بلکه بازتابی از تعامل میان سنگ میزبان و محیط سطحی پس از تشکیل است. درون ژئودها، لایه‌بندی‌های متحدالمرکز عقیق، حضور بلورهای ریز و درشت کوارتز و آمیتیست، و ترکیب رنگی متنوع لایه‌ها، حکایت از روند رشد چندمرحله‌ای بلورها تحت کنترل سینتیکی و زمین‌شیمیایی دارد (نتایج تحلیل نشان می‌دهد که نرخ جوانه‌زنی و نرخ رشد بلورها تعیین‌کننده اندازه، شفافیت و رنگ بلورها است. بلورهای ریز و براق نشان‌دهنده رشد سریع در شرایط فوق‌اشباع، و بلورهای درشت و شفاف یا شیری، محصول رشد آهسته و پایدار هستند که فرصت کافی برای تشکیل شبکه بلوری منظم فراهم شده است. در نهایت، این مطالعه تأکید می‌کند که ژئودها صرفاً اشیاء زیبا و کلکسیونی نیستند، بلکه پنجره‌ای مستقیم به فرآیندهای زمین‌شیمیایی، سینتیکی و محیطی هستند. شناخت دقیق مورفولوژی و ترکیب کانی‌شناسی ژئودها، علاوه بر کاربردهای علمی، می‌تواند راهنمایی برای اکتشاف مواد معدنی، حفاظت از ذخایر زمین‌شناسی و توسعه زمین‌گردشگری علمی باشد.

مراجع

آقاباتی، س.ع. (۱۳۸۳). زمین‌شناسی ایران. تهران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Arduin-Rode, F., Sosa, G., van den Kerkhof, A., Krüger, Y., Bajnai, D., Pack, A., Di Rocco, T., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Herwartz, D., Klipsch, S., Wiegand, B., Siegesmund, S.,

Hueck, M. (2024). World-class amethyst-agate geodes from Los Catalanes, Northern Uruguay: genetic implications from fluid inclusions and stable isotopes. *Mineralogy Journal*, 45 (3), 112–135.

Bassler, R. S., (1908), The formation of geodes with remarks on the silicification of fossils, Vol. 35 (US Government Printing Office).

Cartwright, J., et al., (2020), Self-Organized Pattern Formation in Geological Soft Matter. [physics.geo-ph] 25 Dec 2024.88p.

- Finkelman, R. B. (1972). Geodes Could Lead to Mineral Discoveries. *Rocks & Minerals*, 47 (2), 101–108
- Gilg, H. A., Heaney, P. J., & Ripley, E. M. (2003). Volcanic geodes and associated mineralogy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 122, 25–44.
- Götze, J., et al. (2020). Fluid inclusions and paragenetic sequences in geodes. *Lithos*, 360–361, 105402
- Greb, S.F., 2012, Kentucky Geological Survey, University of Kentucky
- Hartmann, L. A., & Renner, L. C. (2021). Origin of the reduced, amethyst-mineralized lower tier of the Cordillera Flow, southern Paraná Volcanic Province. *Brazilian Journal of Geology*, 51 (2), 101–118.
- Hayes JB. Geodes and concretions from the Mississippian Warsaw formation, Keokuk region, Iowa, Illinois, Missouri. *J Sedimentary Petrol* 1964;34:123–133.
- Heaney, P. J. (2018). Geode formation: internal structures and mineralogy. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 83,* 123–178. Landmesser M (1998) “Mobility by metastability” in sedimentary and agate petrology: applications. *Chem Erde* 58:1–22.
- Lu, T., & Sunagawa, I. (1999). Texture formation of agate in geode. **Journal of Gemmology and Materials*, 32 (4), 215–228
- Moorer, W. (2006). Oogjes-agaat uit Madagascar, gea september 2006, numer 3
- Morteani , G., (2010).The genesis of the amethyst geodes at Artigas (Uruguay) and the paleohydrology of the Guaraní ´ aquifer: structural, geochemical, oxygen, carbon, strontium isotope and fluid inclusion study. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* (2010) 99:927–947.
- Putnis, A. (1992). Mineral replacement reactions. *Reviews in Mineralogy*, 28, 87–124
- Rakovan, J., (2017), “Word to the wise: Geode (and friends),” *Rocks & Minerals* 92 (1), 85–91. Rodríguez-Berriguete, M., et al. (2022). Sedimentary geodes as archives of diagenetic fluids. *Sedimentary Geology*, 415, 105960
- Van Wagner L. Crystals: more than meets the eye
Available at: www.yale.edu/ynhti/pubs/A5/vanwagner.html. Accessed Nov 11, 2003.
- Witzke, B. J. (1989). Geodes: A Look at Iowa’s State Rock. **Iowa Geological Survey Report*, 45, 12–28.

معرفی اسکارن آهن در منطقه دوزین، استان گلستان

فائزه نجم آبادی، هادی عمرانی*^۲، غلامحسین شمعانیان^۲

۱- کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان

۲- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان

پست الکترونیکی نویسنده مسئول:

* h.omrani@gu.ac.ir

چکیده

در محدوده شهر دوزین در فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب شرق شهر مینودشت در استان گلستان، دایک آذرین با ضخامت حدود دو متر در مجاورت واحدهای کربناته/ماسه سنگی برونزد دارد. این مجاورت دایک در واحدهای کربناته/ماسه سنگی کانه زایی آن تشکیل شده است. مطالعات میکروسکوپی نشان دهنده این است دایک از نوع بازالت و دارای پلاژیوکلاز، پیروکسن، اولیوین های ایدینگزیتی شده و تیتانومگنتیت می باشد. مطالعات میکروسکوپی نشان می دهد دایک بازالتی دارای دگرسانی می باشد. محصولات دگرسانی شامل کلریت، سربیسیت، پامپلی ایت، هماتیت می باشد. در بخش کانه زایی مگنتیت کانی شاخص می باشد و کانی های کلسیت و کوارتز باطله آن می باشد. در بخش کانه زایی کانی های فرعی دیگری مانند پیریت و باریت نیز دیده می شوند. مجموع مطالعات میدانی و آزمایشگاهی گواهی بر تشکیل اسکارن آن در این محدوده دارد. با توجه به پوشش گیاهی امکان ارزیابی دقیقی از میزان کانه زایی مگنتیت وجود ندارد ولی با توجه به نفوذ ماگما در شکل دایک و محدود بودن آن، احتمالاً کانه زایی مگنتیت در این ناحیه محدود باشد.

کلیدواژه‌ها: کلید واژه: دایک بازالتی، کانی‌شناسی، کانه زایی مگنتیت، اسکارن

Introduction of the Iron-Skarn in the Dozain Region, Golestan Province

Faezeh Najmabadi¹, Hadi Omrani*², Gholam Hossein Shamanian²

¹ Master of Science, Department of Geology, Faculty of Science, Golestan University

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Golestan University

Abstract

Within the Dozain area, located approximately 40 km southeast of Minudasht in Golestan Province, an igneous dike with a thickness of about two meters crops out adjacent to carbonate/sandstone units. Mineralization has developed at the contact between the dike and the carbonate/sandstone host rocks. Microscopic studies indicate that the dike is basaltic in composition and consists of plagioclase, pyroxene, iddingsitized olivine, and titanomagnetite. Petrographic investigations further reveal that the basaltic dike has undergone alteration. The alteration assemblage includes chlorite, sericite, pumpellyite, and hematite. In the mineralized zone (ore bodies), magnetite is the principal ore mineral, while calcite and quartz constitute the gangue minerals. Other accessory minerals such as pyrite and barite are also observed within the mineralized section. The combined field observations and laboratory studies indicate the formation of a skarn system in this area.

Due to the dense vegetation cover, an accurate evaluation of the extent of magnetite mineralization is challenging. Nevertheless, given the limited and dike-like nature of the magmatic intrusion, it is probable that the magnetite mineralization in this region is confined in scope.

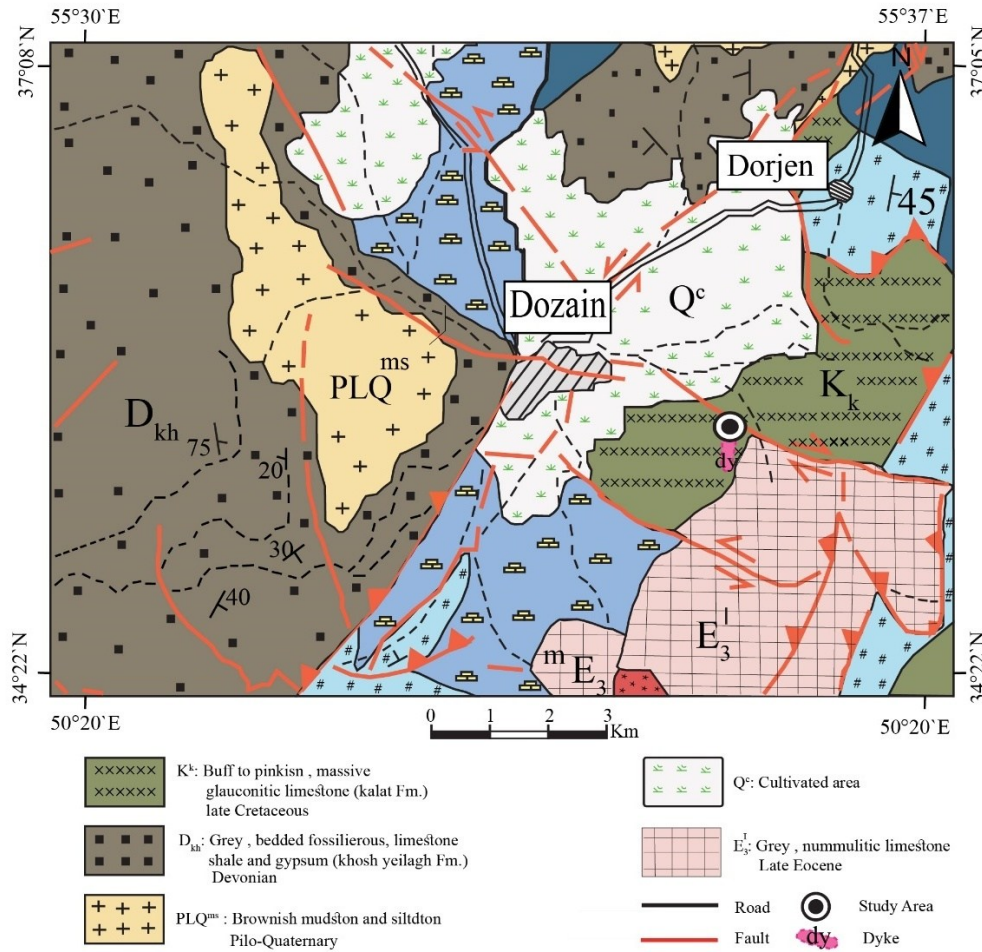
Keywords: Basaltic dike, Mineralogy, Magnetite Mineralization, Skarn

۱- مقدمه

واژه اسکارن در ابتدا توسط معدنچیان سوئدی برای اشاره به مواد باطله کالک - سیلیکاتی غنی از آهن استفاده می‌شد و این اصطلاح اولین بار توسط تورن‌بوم^{۳۳} (۱۸۷۵) در نشریات علمی استفاده شده است (مینرت و همکاران، ۲۰۰۵؛ پیراجنو، ۲۰۰۹). تعداد زیادی از اسکارن‌ها در ارتباط با سیستم پورفیری یافت می‌شود، یعنی مکان‌هایی که یک استوک به درون واحدهای کربناته نفوذ کرده باشد (پیراجنو، ۲۰۰۹). ذخایر اسکارن یکی از فراوان‌ترین نوع کانسار در پوسته زمین می‌باشد و در حال حاضر در تمام کانسنگ‌ها و سنگ‌ها در تمام سنین یافت می‌گردد، اکثراً در کانسنگ سنگ آهک و همچنین در انواع دیگر سنگ‌ها از جمله: شیل‌ها، ماسه سنگ، گرانیت، سازندهای آهن، بازالت و کوماتیت‌ها یافت می‌شوند (مینرت و همکاران، ۲۰۰۵). اسکارن‌ها طیف گسترده‌ای از کانه‌زایی‌ها مانند آهن، تنگستن، سرب و روی، مولیبدنیت، قلع، طلا و مس گزارش شده است (اینودی و بارت، ۱۹۸۲؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۲۵). در تشکیل نوع کانه‌زایی در اسکارن، ترکیب شیمیایی و دمای ماگمای نفوذی، ترکیب شیمیایی سنگ دیواره رسوبی، فوگاسیته اکسیژن، محیط تکتونیکی، نفوذپذیری و گسلش سنگ دیواره از مهمترین عوامل می‌باشند. برای مثال، در نوع گرانیتوئیدهای دارای مگنتیت یا ایلمنیت بر میزان عیار تنگستن تاثیر گذار است. در گرانیتوئیدهای دارای مگنتیت و تیتانیت (محیط اکسیدان)، به طور عمده دارای نسبت Fe_2O_3/FeO بین ۰/۹ تا ۲ می‌باشند، میزان عیار تنگستن در اسکارن کم است و در مقابل در گرانیتوئیدهای دارای ایلمنیت (محیط احیایی) نسبت Fe_2O_3/FeO کمتر از ۰/۶ می‌باشد و میزان عیار تنگستن در اسکارن زیاد می‌باشد. عیار متوسط تنگستن در اسکارن‌هایی در مجاورت گرانیتوئیدهایی با حضور مگنتیت و ایلمنیت، نسبت Fe_2O_3/FeO بین ۰/۶ تا ۰/۹ گزارش شده است (کیث و همکاران، ۱۹۹۱).

اسکارن‌ها بر اساس معیارهای گوناگونی طبقه‌بندی می‌شوند که یکی از متداول‌ترین آن‌ها، تقسیم‌بندی بر مبنای نوع سنگ مادر است. در این چارچوب، اسکارن‌ها به دو گروه اگزواسکارن (Exoskarn) و اندواسکارن (Endoskarn) تفکیک می‌شوند که به ترتیب در سنگ‌های مادر رسوبی و آذرین تشکیل می‌شوند (مینرت، ۱۹۹۲). همچنین این اصطلاحات محل اسکارن‌ها و ارتباط با توده‌ی نفوذی را نشان می‌دهند (مینرت و همکاران، ۲۰۰۵). اگزواسکارن‌ها جایگزین سنگ‌های کربناته و اندواسکارن‌ها جایگزین سنگ‌های آذرین و یا سایر سنگ‌های آذرین غنی از آلومینیم می‌شوند. اگزواسکارن‌ها بسیار گسترده‌تر از اندواسکارن‌ها هستند و همراه با کانه می‌باشند (برت، ۱۹۷۷). ذخایر اسکارن بسته به نوع سنگ میزبان که آهک یا دولومیت باشد، به انواع اسکارن کلسیمی (Calci-skarn) و اسکارن منیزیمی (Magnesian-skarn) تقسیم می‌شود، اسکارن‌های منیزیمی دما بالا حاوی سیلیکات‌های منیزیم مانند: سرپانتین، دیوپسید و فورستریت و اسکارن‌های کلسیمی عمدتاً حاوی سیلیکات‌های آهن و کلسیم نظیر هیدنبرژیت، ولاستونیت، آندرادیت می‌باشند (اینودی و همکاران، ۱۹۸۱).

محدوده‌ی مورد مطالعه بخشی از زون البرز بوده که در آن ناحیه سازندهای مرتبط با زون البرز و سازندهای مرتبط با زون کپه داغ (اشتوکلین، ۱۹۶۸) بروز دارند. از لحاظ چین‌شناسی بر اساس نقشه با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ دوزین، بروزدهایی از پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک را در بر دارد (سلامتی و همکاران، ۱۳۸۰). در این ناحیه سازند کلات با سن کرتاسه در محدوده دارای کانه‌زایی گزارش شده است (شکل ۱).



شکل ۱) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دوزین)، مکان دایک بر روی نقشه محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد (در نشان دادن دایک، مقیاس نقشه رعایت نشده است).

۲- مواد و روش‌ها

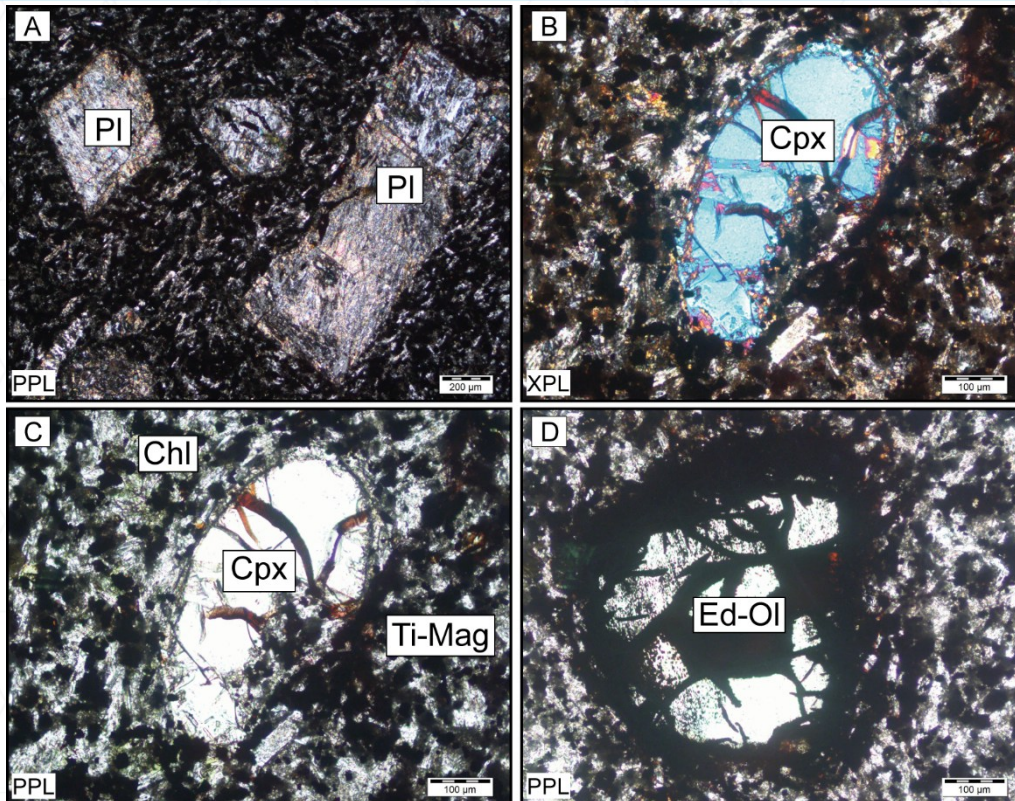
مطالعه‌ی مقالات، کتاب‌ها و مستندات مرتبط با کانه‌زایی، دگرسانی، ژئوشیمی و مقایسه‌ی اطلاعات گردآوری شده با داده‌های بدست آمده از منطقه مورد مطالعه پرداخته شده است. گزارشات اکتشافی و نقشه‌های زمین‌شناسی در مقیاس‌های مختلف، بررسی موقعیت منطقه در نرم افزار گوگل ارث و تشخیص واحدهای لیتولوژیکی و بررسی کانه‌زایی و ساختارهای تکتونیکی از طریق قرارگیری نقشه‌های موجود از منطقه بر روی آن صورت گرفته است. به منظور شناسایی و بررسی واحدهای مختلف سنگی و روابط آنها با یکدیگر و رخدادهای کانی‌زایی نمونه برداری از واحدهای آذرین، توده فلزی و بخش کربناته انجام شده است. برای این منظور تعداد ۳ بازدید صحرایی از منطقه صورت گرفت و تعداد ۳۰ نمونه سنگ از بخش‌های ذکر شده برداشت شد. مختصات جغرافیایی تمام نمونه‌ها توسط GPS ثبت گردیده است.

از ۳۰ نمونه برداشت شده، تعداد ۲۵ نمونه از بخش‌های کانه‌زایی و آذرین در کارگاه تهیه مقطع دانشگاه گلستان برش و مقاطع نازک تهیه شده است. با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان (Olympus) مقاطع میکروسکوپی در دو نور عبوری و انعکاسی مطالعه شدند.

۳- بحث

سنگ نگاری

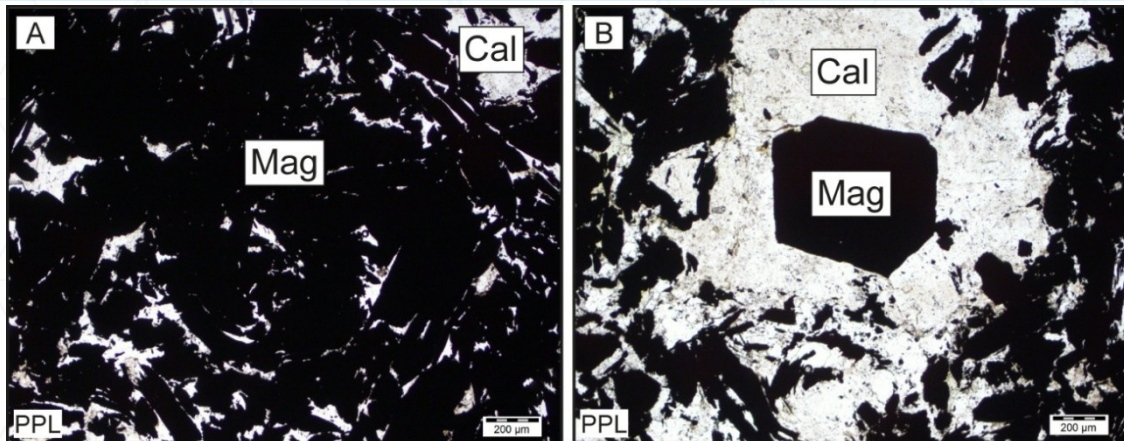
سنگ آذرین غالب در محدوده‌ی مورد مطالعه بازالیت است که به صورت دایک در منطقه رخنمون دارد. به منظور شناسایی دقیق ویژگی‌های سنگ‌های آذرین، بررسی روند تکامل ماگما و تعیین خاستگاه آن، مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی بر روی نمونه‌ها انجام شد. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد کانی‌های اولیه شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، اولیوین ایدینگزیتی شده و تیتانومگنتیت می باشد (شکل ۲). پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی سنگ است و هم به صورت فنوکریست‌هایی با ابعاد حدود ۳/۸ میلی‌متر و هم به شکل کانی های ریز (حدود ۰/۲ میلی‌متر) در زمینه‌ای میکروکریستالین مشاهده می‌شود. این کانی عمدتاً با بافت اینترگرانولار و پورفیری ویری ایت همراه می باشد. کلینوپیروکسن در مقایسه با پلاژیوکلاز، فراوانی کمتری دارد و به صورت کانی های بی شکل با ابعاد ۰/۳ تا ۰/۴ میلی‌متر، گاه با حاشیه‌های نازک زونینگ، مشاهده می‌شود (شکل ۲). اولیوین در نمونه های مورد مطالعه ایدینگزیتی شده است (شکل ۲). در طی این فرآیند با نفوذ فاز سیال در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن رخ داده و طی آن آهن دو ظرفیتی (Fe^{2+}) به آهن سه ظرفیتی (Fe^{3+}) تبدیل می‌شود. این فرآیند با تغییر در ساختار بلوری و ترکیب شیمیایی اولیوین و جایگزینی آن توسط کانی‌های ثانویه همراه است که در نهایت رنگ قهوه‌ای مایل به قرمز مشخصی ایجاد می‌کند. اندازه این کانی ها حدود ۰/۵ میلی‌متر است. تیتانومگنتیت در بخش آذرین از جمله کانی های فرعی و دانه ریز در زمینه سنگ حضور دارد. با کاهش دما، تیتانومگنتیت بافت جدایشی را تجربه کرده است و در طی فرآیند جدایش (اکسولوشن) مگنتیت و اپلمنیت تشکیل شد است. نمونه های آذرین مورد مطالعه متحمل دگرسانی گسترده‌ای شده است. آثار این دگرسانی به‌ویژه در پلاژیوکلازها مشهود است که به سربیسیت و کانی های رسی تجزیه شدگی نشان می دهند. در برخی قسمت‌ها، کلینوپیروکسن ها به کلریت تجزیه شده و این کانی به صورت پراکنده و با ابعاد حدود ۰/۵ میلی‌متر در نمونه‌ها مشاهده می‌شوند. کانی‌های ثانویه در نمونه های آذرین شامل کلریت، سربیسیت، پامپلئیت و هماتیت می باشد (شکل ۲).



شکل ۲: (A) پلاژیوکلاز در اندازه‌های مختلف؛ (B و C) کلینوپیروکسن و تیتانومگنتیت همراه با کانی‌های ثانویه کلریت، (D) اولیوین ایدنگزیتی شده با هماتیت.

بخش کانه‌زایی:

بخش کانه‌زایی عمدتاً در سنگ دیواره آهکی تا آهکی - ماسه‌ای صورت گرفته است. در این بخش، مگنتیت اصلی‌ترین و فراوان‌ترین کانه‌ی تشکیل‌دهنده کانسار است (شکل ۳). این کانی عمدتاً به صورت توده‌ای و متراکم در متن سنگ حضور دارد. در کنار مگنتیت کانی‌های دیگری با فراوانی کم مانند کانی‌های سولفیدی نظیر پیریت و باریت و اکسیدهای آهن به‌ویژه هماتیت دیده می‌شود. کانی‌های باطله در این بخش، عمدتاً کلسیت و کوارتز می‌باشند. پیریت از مهم‌ترین کانی‌های سولفیدی و فرعی این مجموعه به‌شمار می‌رود که در مراحل پس‌رونده اسکارن‌زایی و در اثر ورود سیالات غنی از سولفور تشکیل شده است (یانگ و لنتز، ۲۰۱۲). اندازه کانی‌های پیریت از کمتر از ۰/۱ میلی‌متر تا حدود ۰/۲ میلی‌متر متغیر بوده و اغلب نیمه شش‌گانه هستند. بافت غالب پیریت، دانه‌ای و پراکنده در بین کانی‌های مگنتیت و کانی‌های باطله دیده می‌شود. باریت نیز از دیگر کانی‌های فرعی است که معمولاً در همبری با پیریت یافت می‌شود. این کانی به صورت کانی‌های بی‌شکل با ابعاد ۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر در مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده است. هماتیت نیز عمدتاً در قالب بافت مارتیتی شدن و تجزیه مگنتیت از حاشیه تشکیل شده است.



شکل ۳: A و B) کانی‌های مگنتیت همراه با باطله کلسیت

۴- نتیجه‌گیری

در محدوده شهر دوزین در جنوب شرق مینودشت، واحد آذرین از نوع بازالت به صورت دایک در واحدهای کربناته/ماسه سنگ نفوذ کرده است. در طی نفوذ و دگرسانی، احتمالاً بر اثر نفوذ آبهای جوی، باعث دگرسانی دایک بازالتی و تشکیل کانی‌های ثانویه سریسیست، آلبیت، کلریت، پامپلی ایت و هماتیت شده است. بر اثر نفوذ فاز سیال و تجزیه کانی‌های اولیه، فاز سیال اسیدی همراه با آهن وارد سنگ دیواره کربناته شده و شروع به جوشش نموده است. پس از جوشش و ایجاد حفره و تغییر PH فاز سیال، عنصر آن در سنگ میزبان کربناته همراه با کانی‌های باطله کلسیت و کوارتز رسوب کرده است و توده‌های فلزی را ایجاد نموده است. با توجه به پوشش گسترده و متراکم، امکان ارزیابی دقیقی از میزان کانی‌زایی آهن با روش‌های معمول وجود ندارد ولی با توجه به ضخامت دایک (حدود ۲ متر) و همچنین خشک بودن ماگمای اولیه (عدم وجود کانی‌های آبدار اولیه و منطقه بندی در پلاژیوکلازها)، احتمالاً میزان کانی‌زایی آهن در این محدوده ضعیف می‌باشد.

۵- مراجع

- Einaudi, M.T. and Burt, D.M., 1982.** Introduction, Terminology, Classification, and Composition of Skarn Deposits. *Economic Geology* 77, 745-754.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D., Newberry, R.J., 1981.** Skarn deposits. *Economic Geology* 75, 317-391.
- Guo, J., Xie, G., Ji, Y., Zhu, Q., 2025.** Skarn W mineralization using magnetic susceptibility and garnet spectral characteristics in the Fujiashan W deposit, eastern China. *Ore Geology Reviews* 187, 106967.
- Keith, S.B., Laux, D.P., Maughan, J., Schwab, K., Ruff, S., Swan, M.M., Abbott, E., and Friberg, S., 1991.** Magma series and metallogeny: A case study from Nevada and environs, in *Buffa, R.H., and Coyner, A.R., eds., Geology and Ore Deposits of the Great Basin, Field Trip Guidebook Compendium: Reno, Geological Society of Nevada*, p. 404-493.
- Meinert, L.D., 1993.** Igneous petrogenesis and skarn deposits: in (Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., & Duke, J.M., eds.). *Mineral Deposit modeling: Geological Association of Canada, Special paper* 40, 569-583.
- Pirajno, F., 2009.** *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer Dordrecht. XLI, 1250.
- Zhang, Z., Cao, Y., Shen, L., Guan, J., 2025.** Genesis of high-grade skarn iron deposits: Insights from the Litun deposit in the Luxi district, eastern China. *Geological Society of America, Bulletin* 137, 3626-3638.

معرفی کانی‌شناسی واحدهای لامپروفیری - کربناتیتی شاهکوه، استان گلستان

هادی عمرانی*^۱، مارتین تیمرمن^۲، ماسافومی سودو^۲، کریستینا گونتر^۲، عزیز رحیمی^۱، مهرداد مقصودلو^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان

۲- دانشکده علوم زمین، دانشگاه پتسدام، آلمان

پست الکترونیکی نویسنده مسئول:

* h.omrani@gu.ac.ir

چکیده

سیل‌های لامپروفیری-کربناتیتی شاهکوه در استان گلستان در درون لایه‌های مارنی و کربناتی سازند شمشک با سن ژوراسیک جایگیری کرده اند. از نظر پتروگرافی، این سیل‌ها شامل اولیوین، بیوتیت، فلدسپات آلکالن، کانی‌های کربناتی، \pm پیروکسن، اسپینل، پیریت، آنالسیم و کلریت هستند. کانی‌های بیوتیت معمولاً منطقه‌بندی به‌سوی حاشیه را نشان می‌دهند که بیانگر تحول ترکیبی ماگما یا فرآیندهای بعد از حادثه ماگمایی است. شواهد صحرایی حاکی از آن است که ماگمای مادر به احتمال زیاد از نوع سانائیتی (لامپروفیر آلکالن) بوده است. برهم‌کنش این ماگما با سنگ‌های میزبان مارنی، شیلی و کربناتی موجب غنی‌شدگی کربناتی و شکل‌گیری توده‌های کربناتیتی در محدوده مورد مطالعه شده است. با توجه به اینکه این توده‌ها در سنگ‌های ژوراسیک نفوذ کرده‌اند، سن جایگیری آن‌ها به احتمال زیاد به فعالیت‌های ماگمایی کرتاسه یا جوان‌تر مربوط می‌شود. فعالیت ماگمایی کرتاسه در امتداد کوه‌های البرز از غرب به شرق گزارش شده است.

کلیدواژه‌ها: سیل لامپروفیری-کربناتیتی، کانی‌شناسی، شاهکوه

Introduction of the Shahkuh lamprophyric/carbonatitic units, Golestan Province

Hadi Omrani*¹, Martin Timmerman², Masafumi Sudo², Christina Günter², Aziz Rahimi¹, Mehrdad Maghsudlu¹

¹ Department of Geology, Faculty of Science, Golestan University

² Institute of Geosciences, Golm, University of Potsdam, Germany

Abstract

The Shahkuh lamprophyric - carbonatitic sills in Golestan Province are emplaced within the marly and carbonate strata of the Jurassic Shemshak Formation. Petrographically, these sills consist of olivine, biotite, alkali feldspar, carbonate minerals, \pm pyroxene, spinel, pyrite, analcime, and chlorite. Biotite crystals commonly exhibit rimward zoning, reflecting magmatic or late-stage compositional evolution. Field relationships suggest that the parental magma was most likely of sannaitic (alkaline lamprophyre) affinity. Interaction between this magma and the surrounding marly, shaly, and carbonate host rocks likely promoted carbonatitic enrichment and the formation of carbonatitic bodies in the study area. Considering that these intrusions cut Jurassic strata, their emplacement is plausibly related to Cretaceous or younger magmatic activity. Cretaceous magmatism has been widely documented along the Alborz Mountain belt from west to east.

Keywords: lamprophyric/carbonatitic sills, Mineralogy, Shahkuh

۱- مقدمه

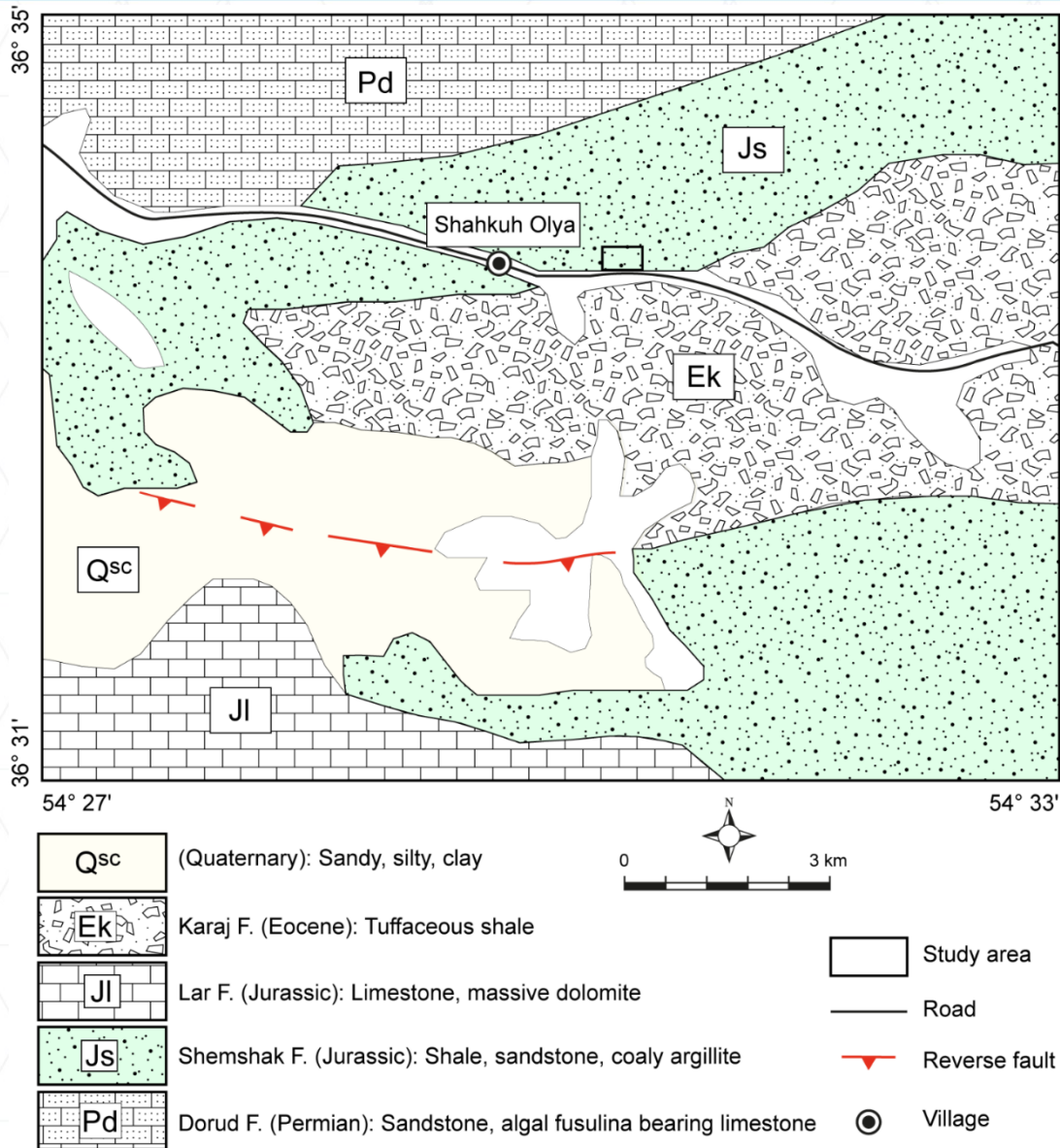
لامپروفیرها به‌عنوان یکی از شاخص‌ترین فرآورده‌های ماگماتیسم گوشته‌ای غنی‌شده، نقش مهمی در بازسازی فرایندهای ژئودینامیکی کمرندهای کوهزایی ایفا می‌کنند. در پهنه آلپ-همیالیا، این سنگ‌ها اطلاعات ارزشمندی درباره ماهیت متاسوماتیسم گوشته، برهم‌کنش سیالات وابسته به فرورانش و تحول ماگماتیسم پس‌برخوردی فراهم می‌سازند. داده‌های ژئوشیمی عناصر کمیاب و ایزوتوپ‌های رادیوژنیک نشان می‌دهد که منبع گوشته‌ای لامپروفیرهای کوهزایی اغلب پیش از ذوب‌بخشی نهایی، تحت تأثیر سیالات و مذاب‌های مشتق از صفحه فرورونده دچار غنی‌شدگی شده است؛ پدیده‌ای که می‌تواند در بازه زمانی نسبتاً کوتاهی پیش از صعود ماگما رخ دهد (عبدالقدیل و همکاران، ۲۰۱۳؛ کونتیسلی و همکاران، ۲۰۱۵). از این منظر، لامپروئیت‌ها و لامپروفیرهای مرتبط با محیط‌های همگرای قاره‌ای ابزار مناسبی برای ردیابی ترکیب شیمیایی لیتوسفر فرورونده، چه در کوهزادهای جوان و چه در کمرندهای کهن، محسوب می‌شوند. از نظر رخساره‌شناسی، لامپروفیرها عمدتاً به‌صورت دایک و سیل در پوسته جایگزین می‌شوند و بافت غالب آن‌ها پورفیری است؛ به‌گونه‌ای که بلورهای نسبتاً درشت و اغلب خودشکل در زمینه‌ای ریزدانه تا میکروولیتی قرار گرفته‌اند. این ویژگی‌ها بازتاب تبلور سریع ماگماهای غنی از مواد فرار در سطوح بالایی پوسته و در شرایط کشتی یا فروکش کردن تنش‌های تراکمی است (اشتویا و همکاران، ۲۰۱۴). غنی‌شدگی از H_2O ، CO_2 و سایر اجزای فرار، سبب تبلور مجموعه‌ای متمایز از کانی‌های آبدار نظیر فلوگوپیت و آمفیبول (مانند پاراگازیت) در کنار فازهای بدون آب همچون اولیوین و کلینوپیروکسن می‌شود. این مجموعه‌های کانیایی در بسیاری موارد تحت تأثیر فرآیندهای خودمتاسوماتیسمی و دگرسانی‌های بعد از فرآیند ماگمایی قرار گرفته و بافت‌ها و ترکیب‌های ثانویه ویژه‌ای ایجاد می‌کنند (راک، ۱۹۹۱؛ میشل، ۲۰۲۱). از دیدگاه رده‌بندی، چارچوب نظام‌مند ارائه‌شده توسط International Union of Geological Sciences و کمیسیون فرعی رده‌بندی سنگ‌های آذرین، همچنان مبنای اصلی طبقه‌بندی این سنگ‌ها به‌شمار می‌رود. بر اساس این نظام، لامپروفیرها در سه گروه کالک‌آلکانل، آلکانل و ملیلیتی جای می‌گیرند (اشتریکایزن، ۱۹۷۹؛ لمایتزه، ۱۹۸۹ و ۲۰۰۲، تپه و همکاران، ۲۰۰۵). تفکیک این گروه‌ها بر پایه ترکیب کانی‌شناسی، ویژگی‌های شیمیایی و جایگاه تکتونیکی صورت می‌گیرد. لامپروفیرهای کالک‌آلکانل عمدتاً در محیط‌های وابسته به فرورانش تشکیل شده و شامل گونه‌هایی مانند مینت، کرسانتیت، اسپسارتیت و ووژزیت هستند (راک، ۱۹۹۱). در مقابل، لامپروفیرهای آلکانل بیشتر با مراحل آغازین ریفتینگ یا محیط‌های پس‌برخوردی مرتبط‌اند و انواعی نظیر کامپتونیت، مونشیکیت و سانائیت را در بر می‌گیرند (ساندرز و رومر، ۲۰۱۸). گروه ملیلیتی که غالباً معادل لامپروفیرهای اولترامافیک در نظر گرفته می‌شود، با محیط‌های کشتی درون‌قاره‌ای پیوند دارد و سنگ‌هایی مانند آلنوئیت، آلیکیت و دامتجرنیت را شامل می‌شود (تپه و همکاران، ۲۰۰۵؛ میشل، ۲۰۲۱). تمایز لامپروفیرهای اولترامافیک از لامپروئیت‌های الیوین‌دار و کیمبرلیت‌ها عموماً بر پایه حضور کربنات‌های اولیه و کلینوپیروکسن انجام می‌شود؛ با این حال، در موارد پیچیده‌تر، ترکیب شیمیایی اسپینل، فلوگوپیت و کلینوپیروکسن معیار دقیق‌تری برای تفکیک آلیکیت، کیمبرلیت و اورانژیت فراهم می‌کند (دونگره و همکاران، ۲۰۲۰؛ کارگین و همکاران، ۲۰۲۱). از نظر ژنتیکی، کیمبرلیت‌ها و لامپروئیت‌ها با لامپروفیرها خویشاوندی داشته و همگی از منابع گوشته‌ای غنی‌شده و متاسوماتیزه منشأ می‌گیرند؛ به همین دلیل در برخی منابع تحت عنوان خانواده لامپروفیری معرفی شده‌اند (راک، ۱۹۹۱؛ میشل، ۲۰۲۱). در عمل، شناسایی و نام‌گذاری این سنگ‌ها بر اساس نوع و فراوانی مودال کانی‌های اصلی نظیر الیوین، پیروکسن، فلوگوپیت، فلدسپارها و فلدسپاتوئیدها، آمفیبول، کلسیت و اسپینل و نیز روابط بافتی آن‌ها انجام می‌شود (اشتویا و همکاران، ۲۰۱۴). مطالعات اخیر نشان داده‌اند که رخداد آتشفشانی پتاسیک (به‌ویژه لامپروئیت‌ها) با نسبت بالای Th/La

می‌تواند با ملانژ رخساره شیست آبی، به‌خصوص حضور لاوسونیت، ارتباط نزدیکی داشته باشد (وانگ و همکاران، ۲۰۲۱). لامپروفیرها اغلب حامل کانی‌های فرعی غنی از عناصر کمیاب و باارزش اقتصادی هستند. شواهد متعددی از ارتباط مستقیم و غیرمستقیم میان ماگماتیسم لامپروفیری و کانه‌زایی طلا، مس و عناصر نادر خاکی (REE) حکایت دارد (مولر و گروز، ۲۰۱۹). لامپروفیرها و کربناتیت‌ها اغلب در قالب یک طیف ماگمایی مشترک و منتسب به منابع گوشته‌ای غنی‌شده و متاسوماتیزه بررسی می‌شوند. شواهد ژئوشیمیایی و ایزوتوپی نشان می‌دهد که هر دو گروه سنگی می‌توانند از ذوب‌بخشی کم‌درجه گوشته لیتوسفری غنی از دی‌اکسید کربن و عناصر ناسازگار منشأ گرفته باشند و در بسیاری از ایالت‌های آلکالن به‌صورت همزاد یا هم‌رخداد ظاهر شوند (وولی و کجارسگارد، ۲۰۰۸؛ بل و سیمونتی، ۲۰۱۰). در برخی موارد، گذار تدریجی از لامپروفیرهای آلکالن به کربناتیت‌ها از طریق تفریق ماگمایی، عدم امتزاج سیال-مذاب (liquid immiscibility) یا جدایش کربناتی از مذاب سیلیکاته پیشنهاد شده است (میشل، ۲۰۰۵؛ برووکر و کجارسگارد، ۲۰۱۱). حضور دایک‌های لامپروفیری در مجاورت توده‌های کربناتی و شباهت در الگوهای عناصر کمیاب به‌ویژه غنی‌شدگی در LREE و عناصر بزرگ‌یون (LILE) مؤید خاستگاه ژنتیکی مرتبط آن‌هاست. بر اساس طبقه‌بندی ارائه‌شده توسط International Union of Geological Sciences کربناتیت‌ها سنگ‌های آذرینی هستند که بیش از ۵۰ درصد حجمی آن‌ها را کانی‌های کربناته اولیه و ماگمایی تشکیل می‌دهد (لمایتره، ۲۰۰۲). این سنگ‌ها از نظر ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی به سه گروه اصلی تقسیم می‌شوند: کلسیتی (سوویت ۳۴)، دولومیتی/آنکریتی (راهوجایت ۳۵) و فری کربناتیت‌ها که به ترتیب فراوانی با کلسیت، دولومیت-آنکریت و کربنات‌های آهن‌دار است (وولی و کمپ، ۱۹۸۹؛ میشل، ۲۰۰۵). برخی پژوهش‌ها همچنین ناتروکربناتیت‌های سدیم‌دار را به‌عنوان زیرگروهی ویژه معرفی کرده‌اند که نمونه شاخص آن در آتشفشان Oldoinyo Lengai تانزانیا گزارش شده است (کِلر و کرافت، ۱۹۹۰). از دیدگاه تکتونیکی، کربناتیت‌ها عمدتاً با ریف‌های درون‌قاره‌ای، استان‌های آلکالن و گاه محیط‌های پس‌ابرخوردی همراه‌اند و از نظر اقتصادی با تمرکز عناصر نادر خاکی (REE)، P، Nb و Sr اهمیت فراوان دارند (بل و سیمونتی، ۲۰۱۰؛ گودایناف و همکاران، ۲۰۲۱).

در استان گلستان و در محدوده شاهکوه، واحدهای لامپروفیری/کربناتیتی برنزد دارد که برای اولین بار در این همایش گزارش می‌شوند.

³⁴ Sövite

³⁵ Rauhaugite



شکل ۱: نقشه ساده شده زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه

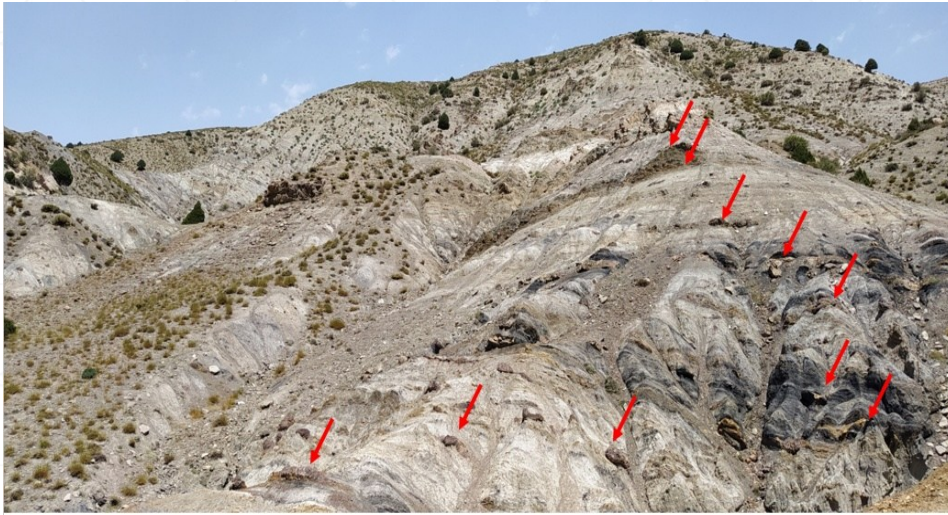
۲- مواد و روش‌ها

منطقه شاهکوه در مرز استان گلستان و سمنان در ارتفاعات کوه‌های البرز واقع شده است. بنابراین قبل از نمونه برداری، به کمک GoogleEarth محدوده مورد مطالعه با دقت مورد بررسی قرار گرفت. سپس در طی بازدید میدانی، اقدام به نمونه برداری از واحدهای آذرین شد و حدود ۵۰ نمونه برداشت شد. در دانشگاه گلستان نمونه‌ها برش و مقاطع میکروسکوپی تهیه گردید. مقاطع مد نظر با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان (Olympus) مقاطع میکروسکوپی در دو نور عبوری و انعکاسی مطالعه شدند.

۳- بحث

مطالعات میدانی

واحدهای لامپروفیری - کربناتیتهی شاهکوه به صورت سیل در منطقه مورد مطالعه برونزد دارند. این واحدهای آذرین در رسوبات مربوط به ژوراسیک و به موازات لایه بندی نفوذ کرده اند (شکل ۲).



شکل ۲: نمایی از سیل های لامپروفیری - کربناتیتهی شاهکوه

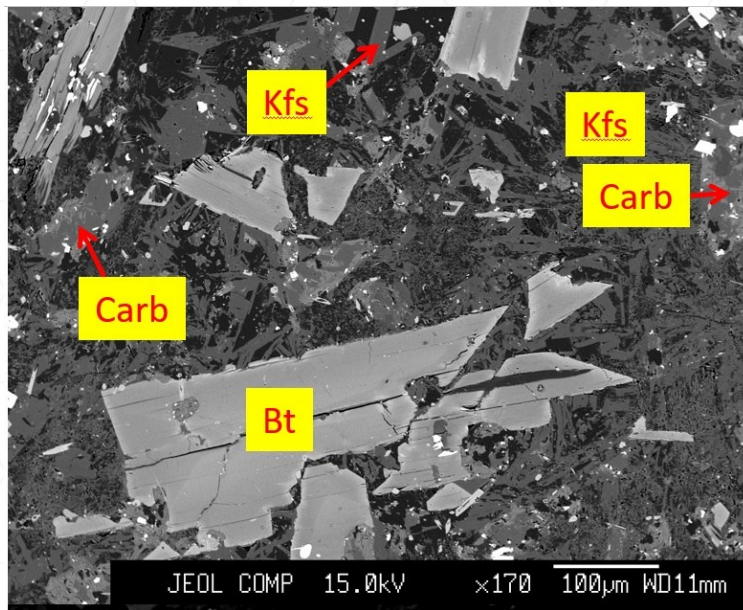


شکل ۳: نمایی نزدیک از سطح برونزد سیل های لامپروفیری - کربناتیتهی شاهکوه. کانی های تیر درشت، میکای تیره می باشد.

سنگ نگاری:

در مطالعات میکروسکوپی مشخص شد حدود نیمی از کانی های تشکیل دهنده نمونه های مورد مطالعه از نوع کربناتی می باشند و نیمی دیگر شامل اولیوین، کلینوپیروکسن، فلدسپار پتاسیم دار، بیوتیت، فلدسپاتوئید و اسپینل می باشد. کانی های بیوتیت درشت دانه (در اندازه ۱ تا ۲ سانتیمتر) و فراوان در نمونه های مورد مطالعه حضور دارد. در مطالعات میکروسکوپی

منطقه بندی در بیوتیت‌ها قابل مشاهده می‌باشد. اولیون‌ها کاملاً از بین رفته و توسط کانی‌های کربناته جایگزین شده است ولی قالب آنها بر جای مانده است. این کانی (اولیون) به صورت ادخال در بیوتیت‌ها و در زمینه دیده می‌شوند. کانی‌های کربناته خود دارای منطقه بندی و گاهی به صورت بیضوی شکل دیده می‌شوند. کانی‌های فلدسپات پتاسیم و فلدسپاتوئیدها دانه ریز و در بین کانی‌های دیگر قرار دارند. اسپینل و پیریت کانی فرعی نمونه‌های مورد مطالعه می‌باشد از حاشیه تجزیه شدگی به کانی‌های هماتیت را نشان می‌دهند. کانی‌های دیگری مانند آنالسیم و کلریت در نمونه‌های مورد مطالعه دیده می‌شوند که از تجزیه کانی‌های دیگر حاصل شده‌اند.



شکل ۴: تصویر بک اسکتر از نمونه لامپروفیر - کربناتیته شاهکوه. کانی‌های کربناتی (Carb)، بیوتیت (Bt) و فلدسپات آلکالن (Kfs)

۴- نتیجه‌گیری

نتیجه‌گیری در این مطالعه به صورت کاملاً ابتدایی می‌باشد و برای تجزیه و تحلیل این واحدها نیاز به مطالعات بیشتر می‌باشد. با این وجود به صورت اولیه می‌توان نتیجه گرفت که لامپروفیر-کربناتیته شاهکوه به صورت سیل در درون سازند شمشک (ژوراسیک) نفوذ کرده است. می‌توان نتیجه گرفت که سن واحدهای آذرین می‌بایست جوانتر از ژوراسیک و احتمالاً کرتاسه باشد. این سنگ تقریباً از ۵۰ درصد کربنات (عمدتاً آنکریت) و کانی‌های سیلیکاته شامل بیوتیت، فلدسپار پتاسیم‌دار، الیون دگرسان‌شده و کلینوپیروکسن تشکیل شده و همچنین حاوی پیریت و کانی‌های ثانویه‌ای نظیر کلریت و آنالسیم است. حضور الیون همراه با کلینوپیروکسن، فلدسپار پتاسیم‌دار، بیوتیت، فلدسپاتوئید و کربنات نشان می‌دهد که ماگمای اولیه از نوع سانائیت (لامپروفیر آلکالن) بوده است. آرایش ماگمای لامپروفیری سانائیتی با مارن و سنگ‌های کربناته واحد میزبان (ژوراسیک) موجب جاننشینی اولیون توسط کربنات‌ها و تشکیل بیوتیت‌های جدید شده است. در این مرحله، فلدسپار یا فلدسپاتوئید نیز دچار دگرسانی و به آنالسیم تبدیل شده‌اند.

Abdelfadil, K. M., Romer, R. L., Seifert, T., & Lobst, R. (2013). Calc-alkaline lamprophyres from Lusatia (Germany) evidence for a repeatedly enriched mantle source. *Chemical Geology*, 353, 230-245.

Bell, K., & Simonetti, A. (2010). Source of parental melts to carbonatites-critical isotopic constraints. *Mineralogy and Petrology*, 98, 77-89.

Brooker, R. A., & Kjarsgaard, B. A. (2011). Silicate–Carbonate Liquid Immiscibility and Phase Relations in the System $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-CO}_2$ at 0.1-2.5 GPa with Applications to Carbonatite Genesis. *Journal of Petrology* 52, 1281-1305.

Conticelli, S., Avanzinelli, R., Ammannati, E., & Casalini, M. (2015). The role of carbon from recycled sediments in the origin of ultrapotassic igneous rocks in the Central Mediterranean. *Lithos*, 232, 174-196.

Dongre, A., Viljoen, K. S., Belyanin, G., Roux, P. L., & Malandkar, M. (2020). Petrogenesis of the diamondiferous Pipe-8 ultramafic intrusion from the Wajrakarur kimberlite field of southern India and its relation to the worldwide Mesoproterozoic (1.1 Ga) magmatism of kimberlite and related rocks. *Geoscience Frontiers*, 11, 793-805.

Kargin, A. V., Nosova, A. A., Sazonova, L. V., Tretyachenko, V. V., Larionova, Y. O., & Kovalchuk, E. V. (2021). Ultramafic alkaline rocks of KepinoCluster, Arkhangelsk, Russia: Different evolution of Kimberlite Melts in sills and pipes. *Minerals*, 11, 540.
<https://doi.org/10.3390/min11050540>

Keller, J., & Krafft, M. (1990). Effusive natrocarbonatite activity of Oldoinyo Lengai. *Bulletin of Volcanology*, 52, 629-645.

Le Maitre, R. W. (Ed.). (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms (Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks)* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press.

Mitchell, R. H. (2005). Carbonatites and Carbonatites and Carbonatites. *Canadian Mineralogist*, 43, 2049-2068. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2049>

Mitchell, R. H. (2021). *Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks*. New York: Springer.

Müller, D., & Groves, D. I. (2019). Potassic igneous rocks and their association with gold and copper mineralization. *Ore Geology Reviews*, 107, 1-28.

Rock, N. M. S. (1991). *Lamprophyres*. Glasgow: Blackie & Son Ltd., PP. 285.

Sonders, C. G., & Romer, R. L. (2018). Post-collisional potassic ultrapotassic magmatism of the Variscan Orogen: Implications for mantle metasomatism during continental subduction. *Journal of Petrology* 59, 1007-1034.

Stoppa, F., Rukhlov, A. S., Schiazza, M., & Vichi, G. (2014). Lamprophyres of Italy: Early cretaceous alkaline lamprophyres of southern Tuscany, Italy. *Lithos*, 188,97-112.

Streckeisen, A. (1979). Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie (Abhandlungen)* 134, 1-14.

Tappe, S., Foley, S. F., Jenner, G. A., Heaman, L. M., Kjarsgaard, B. A., Romer, R. L., Stracke, A., Jozce, N., & Hoefs, J. (2006). Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: A consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic Craton. *Journal of Petrology*, 47, 1261-1315.

Wang, Y., Foley, S. F., Buhre, S., Soldner, J., & Xu, Y. (2021). Origin of potassic postcollisional volcanic rocks in young, shallow, blueschist rich lithosphere. *Science Advances*, 7, eabc029. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abc0291>

Woolley, A. R., & Kempe, D. R. C. (1989). Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, 1-14.

Woolley, A. R., & Kjarsgaard, B. A. (2008). Carbonatite occurrences of the world: Map and database. *Geological Survey of Canada Open File*, 5796, 28. Natural Resources Canada. <https://doi.org/10.4095/225115>