



مطالعات کانی‌شناسی کانی‌های اورانیل با میکروسکوپ الکترونی نشر میدانی در کانسار آنومالی ۶ خشومی (بلوک ۱)، کمربند فلزایی بافق - ساغند

خالق خشنودی^{ID}، سمانه ضیاءپور^{ID}

پژوهشکده چرخه سوخت هسته‌ای، پژوهشگاه علوم و فنون هسته‌ای، سازمان انرژی اتمی ایران، صندوق پستی: ۱۳۶۵-۸۴۸۶، تهران - ایران

*Email: kkhoshnoodi@aeoi.org.ir

مقاله پژوهشی

تاریخ دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۰۴/۰۴ تاریخ بازنگری مقاله: ۱۴۰۳/۰۶/۲۶ تاریخ پذیرش مقاله: ۱۴۰۳/۰۷/۰۷

چکیده

آنومالی ۶ خشومی یکی از کانسارهای مهم اورانیم در پهنه فلزایی بافق - ساغند در زون ایران مرکزی است. گنیس سنگ میزبان اصلی کانی‌سازی اورانیم در بلوک ۱ آنومالی ۶ خشومی است و براساس مطالعات میکروسکوپ الکترونی نشر میدانی دو مرحله کانی‌سازی اورانیم شامل کانی‌سازی اولیه (هیپوژن) و سیلیکات اورانیل (سوپرژن) مشاهده گردید. کانی‌های اورانیم اولیه در منطقه هیپوژن شامل اورانینیت همراه با مقادیر فرعی توروانینیت، برانریت و اورانوتوریت است. کانی‌سازی سیلیکات اورانیل در امتداد شکستگی‌ها به صورت بولتوودیت و سدینیت رخ داده که در ادامه بولتوودیت تحت تأثیر دگرسانی به سدیم - بولتوودیت و اورانوفان تبدیل شده است. براساس شواهد صحرایی و مطالعات کانی‌شناسی، احتمالاً سیالات با منشأ جوی با pH خنثی تا قلیایی و دمای پایین در گردش، اورانیم، سیلیسیم، پتاسیم، سدیم و کلسیم را از گنیس شسته و در امتداد شکستگی‌ها به صورت کانی‌های سیلیکات اورانیل همراه با کلسیت، رس و کلریت نهشته کرده‌اند. وجود کلسیت پاراژنز همراه با سیلیکات‌های اورانیل بیانگر حمل اورانیم به صورت کمپلکس‌های کربنات اورانیل در سیال است.

کلیدواژه‌ها: اورانیم، سیلیکات اورانیل، خشومی، بافق - ساغند

Mineralogical studies of uranyl minerals with field emission electron microscope in the Khoshoumi Anomaly 6 deposit (Block 1), Bafq-Saghand metallogenic belt

K. Khoshnoodi*, S. Ziapour

Nuclear Fuel Cycle Research School, Nuclear Science and Technology Research Institute, AEOL, P.O.Box: 11365-8486, Tehran - Iran

Research Article

Received: 24.06.2024,

Revised: 16.09.2024,

Accepted: 28.09.2024

Abstract

Khoshoumi Anomaly 6 is a significant uranium deposit located in the Bafq-Saghand metallogenic belt within the Central Iran zone. The gneiss serves as the primary host for uranium mineralization in block 1 of Khoshoumi Anomaly 6. Field emission electron microscopy studies have identified two stages of uranium mineralization within the area: primary mineralization (hypogene) and uranyl silicate (supergene). Primary uranium minerals found in the hypogene zone include uraninite, with minor amounts of thorouraninite, brannerite, and uranothorite. Uranyl silicate mineralization is observed along fractures in the form of boltwoodite and soddyite. Over time, boltwoodite undergoes alteration into sodium-boltwoodite and uranophane. Field evidence and mineralogical studies suggest that meteoric fluids, with a neutral to alkaline pH and low temperature, played a role in leaching uranium, silicon, potassium, sodium, and calcium from the gneiss. These elements were then deposited along fractures as uranyl silicate minerals, accompanied by calcite, clay, and chlorite. The presence of calcite alongside uranyl silicates indicates the transport of uranium in the form of uranyl carbonate complexes within the fluid.

Keywords: Uranium, Uranyl silicate, Khoshoumi, Bafq-Saghand



۱. مقدمه

کانی‌های اورانیل که حاوی یون U^{6+} هستند، اجزای مهمی در مناطق اکسید شده کانسارهای اورانیم هستند. کانی‌سازی اورانیل با رسوب مستقیم اورانیل (اورانیم شش ظرفیتی، $U(VI)$) بدون کاهش به اورانوس (اورانیم چهار ظرفیتی، $U(IV)$) نامحلول تشکیل می‌شود و برخی محققین از آن به عنوان کانی‌سازی کانی‌های اورانیم ثانویه نام می‌برند. با این حال، از آنجایی که مکانیزم نهشت در کانی‌سازی اورانیم ثانویه عمدتاً به صورت احیای اورانیل به اورانوس به عنوان کانی‌سازی اورانیم رول-فرونت می‌باشد، بهتر است از کانی‌سازی اورانیل برای توصیف کانی‌سازی اورانیم سوپرژن استفاده شود. به عنوان مثال در سپر عربی-نوبی، کانی‌سازی اورانیم اولیه حاصل فرایندهای متاسوماتیک در گرانیته‌ها و پگماتیت‌ها بوده است و کانی‌سازی اورانیل از دگرسانی کانی‌های اولیه اورانیم رخ داده است [۹-۱]. از میان کانی‌های اورانیل، سیلیکات‌های اورانیل مانند اورانوفان و بولتودیت از رایج‌ترین آن‌ها هستند که در ناحیه سوپرژن به دنبال رهاسازی اورانیم در زیر سطح تشکیل می‌شوند [۱۰]. و یا به عنوان محصولات دگرسانی سوخت هسته‌ای مصرف شده و سایر مواد رادیواکتیو تحت شرایط اکسیدکننده مرطوب [۱۱-۱۳] و در ناحیه وادوز به دنبال رهاسازی اورانیم در زیر سطح تشکیل می‌شوند [۱۰].

براساس داود و همکاران [۱۴] در کانی‌سازی سوپرژن اورانیم سپر عربی-نوبی، سیالات همرفتی (مخلوطی از آب‌های جوی و فسیل) بر اثر تکتونیسم شدید گرم شده و اورانیم را از رسوبات دگرگون شده میزبان شسته و به صورت کمپلکس اورانیل به حاشیه توده‌های نفوذی گرانیته منتقل کرده است. مناطق گسلی مکان‌های بسیار مناسبی برای گردش سیالات و نهشت کانی‌های اورانیل هستند. دگرسانی ناشی از برهم‌کنش سیال/سنگ توسط دو فرایند اصلی رخ می‌دهد: (۱) نفوذ سیالات در امتداد ناپوستگی‌های ساختاری موضعی، مانند شکستگی‌های باز و ریزترک‌ها و (۲) انتشار یون‌ها از طریق مایعات منفذی ساکن [۹]. دمای این سیالات از کمی بالا تا جوش متغیر است و ترکیب آن‌ها نیز بسیار متغیر است. این سیالات ممکن است حاوی انواع مختلفی از گازها، نمک‌ها (سیال شور)، آب و فلزات باشند [۱۴].

پهنه فلزایی بافق-ساغند بخشی از زون تکتونیکی کاشمر-کرمان از مهم‌ترین مناطق با پتانسیل بالای اورانیم در مرکز ایران محسوب می‌شود و مهم‌ترین کانسارهای اورانیم در این پهنه شامل ناریگان، خشومی و آنومالی ۲ ساغند و آنومالی ۵ ساغند هستند [۱۵-۱۶]. برخی محققین، کانی‌سازی اورانیم در منطقه ساغند را از نوع متاسوماتیک دانسته‌اند [۱۷]، درحالی‌که

مطالعات اخیر توسط خشنودی و همکاران [۱۸-۱۹] حاکی از ارتباط برخی از کانی‌سازی‌های اورانیم و توریم در زون کاشمر-کرمان با ذخایر آهن تیپ کایرونا شامل آنومالی‌های ۱ و ۲ ساغند، چغارت، سه‌چاهون، چاه‌گز و آریاجنوب است. به‌عبارتی در این زون، کانی‌سازی عناصر پرتوزا بر روی کانی‌سازی مگنتیت-آپاتیت تیپ کایرونا برنهشته شده است [۱۸-۲۰].

مطالعات اولیه در منطقه کوه خشومی تا کویر دره انجیر در ۱۵۰ کیلومتری شمال شرقی شهرستان یزد در سال ۱۳۶۸ منجر به شناسایی ۴۷ ناهنجاری هوابرد اورانیم شد [۲۱-۲۲]. نتایج مطالعات اولیه نشان داده است که آنومالی شماره ۶ خشومی به لحاظ پرتوایی و وجود کانی‌های ثانویه اورانیم در سنگ‌ها از اهمیت بیشتری برخوردار است. آنومالی ۶ خشومی به وسعت تقریبی ۳۲۰ هکتار در منتهی‌الیه گوشه جنوب‌شرق رشته‌کوه درانجیر و خشومی واقع شده است و به ۵ بلوک اکتشافی تقسیم می‌شود که در این میان، بلوک ۱ از نظر وسعت و میزان کانی‌سازی از اهمیت بیشتری برخوردار است [۲۱]. مطالعات پیشین، میزبان کانی‌سازی اورانیم در آنومالی ۶ خشومی را عمدتاً پگماتیت‌ها، گنیس و تاحدی میگماتیت مربوط به مجموعه دگرگونی چاپدونی معرفی کرده‌اند [۲۱، ۲۳-۲۴]. این محققین، کانه‌زایی اورانیم را با توسعه میگماتیت‌زایی و تزریق توده‌های نفوذی گرانیته تا پگماتیتی مرتبط دانسته و برش خوردگی و عملکرد فرایندهای گرمایی را عامل غنی‌شدگی تأخیری اورانیم معرفی نموده‌اند [۲۱، ۲۳-۲۴]. یساقی و مسعودی [۲۲]، یک مدل هم‌تافت هسته دگرگونی^۱ برای کانی‌سازی اورانیم کوه خشومی پیشنهاد کرده‌اند. کانی‌سازی از نظر فضایی در یک زون برشی با زاویه کم از میگماتیت میلونیتی شده در بخش شکل‌پذیر پایینی مجموعه دگرگونی چاپدونی متمرکز شده است. هسته پلوتونیک در هم‌تافت هسته مجموعه دگرگونی چاپدونی، گرانیته ائوسن می‌باشد و زون برشی توسط چندین گسل امتداد لغز چپگرد با روند شمال شرقی قطع شده است. این گسلش به عنوان عامل غنی‌سازی قابل توجه اورانیم در قسمت جنوبی کوه خشومی معرفی شده است [۲۲].

منطقه خشومی یک رخداد متمایز از کانی‌سازی اورانیل در ایران است که سنگ میزبان آن گنیس است. تمام مطالعات کانی‌شناسی انجام شده تاکنون در کانسار اورانیم خشومی براساس نتایج آنالیز XRD و مطالعات میکروسکوپ نوری صورت پذیرفته است که کانی‌های اورانیم به‌ویژه اورانیل به‌وسیله XRD شناسایی شده‌اند [۲۱، ۲۳-۲۴] و هدف اصلی این مقاله، شناسایی کانی‌های اولیه اورانیم و سیلیکات‌های اورانیل در سنگ



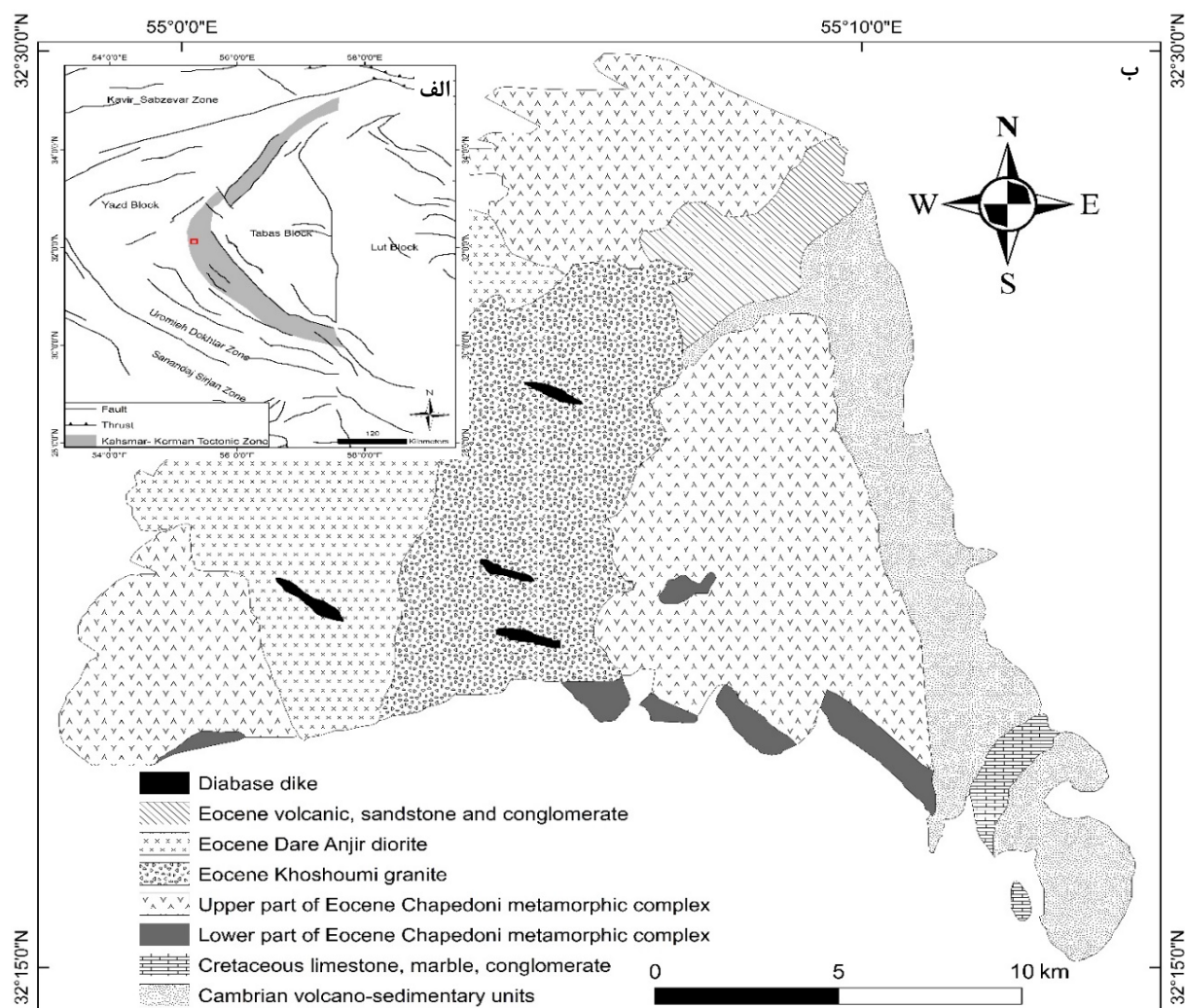
دارای روند شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد. میگماتیت و گرانیت آناتکسی عمدتاً قسمت پایینی و گنیس قسمت بالایی مجموعه چاپدونی را تشکیل می‌دهند [۲۱-۲۲]. گنیس با بافت چشمی متوسط تا درشت دانه و رنگ خاکستری در سطح زمین برونزد دارد و پورفیروبلاست‌های کوارتز و آلکالی فلدسپار به وفور در آن مشاهده می‌شود. این سنگ‌ها از درجه دگرگونی بسیار بالا برخوردارند و با افزایش فشار و دما به گرانولیت و گرانیت آناتکسی با مرز تدریجی تبدیل شده‌اند. کانی‌های اصلی گرانیت آناتکسی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و بیوتیت همراه با مقادیر کمی آمفیبول و مقادیر جزئی آلانیت و تورمالین با بافت پورفیروبلاست است. این سنگ‌ها عمدتاً دارای پورفیروبلاست‌های آلکالی فلدسپار هستند. میزان پرتوایی زمینه در گنیس منطقه بالاتر از گرانیت آناتکسی می‌باشد [۲۱].

میزبان گنیس در بلوک ۱ آنومالی ۶ خشومی با استفاده از میکروسکوپ الکترونی نشر میدانی (FE-SEM) و تعیین مدل تشکیل سیلیکات‌های اورانیل است.

۲. زمین‌شناسی

۱.۲ زمین‌شناسی بلوک ۱ خشومی

موقعیت منطقه خشومی در زون تکتونیکی کاشمر- کرمان در شکل ۱- الف ارائه شده است. مهم‌ترین واحدهای زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی موجود در بلوک ۱ خشومی عبارتند از مجموعه دگرگونی چاپدونی با سن ائوسن متشکل از گنیس و مقادیر کمتری میگماتیت و گرانیت آناتکسی که توسط رگه‌های پگماتیتی- آپلیتی مورد هجوم واقع شده‌اند (شکل ۱- ب). دایک‌های با ترکیب اسیدی نیز واحدهای منطقه را تحت تأثیر قرار داده‌اند. واحد ولکانیکی شامل طبقات توفی و گدازه‌ای است که میان لایه‌هایی از مرمر- دولومیت و گچ به همراه دارد و



شکل ۱. الف) موقعیت زون تکتونیکی کاشمر- کرمان در ایران مرکزی [۲۵]، موقعیت منطقه خشومی با مربع قرمز رنگ مشخص شده. ب) نقشه زمین‌شناسی کوه خشومی [۲۲].



۲.۲ کانی‌سازی

کانی‌سازی در منطقه خشومی به صورت غنی‌سازی عنصر U و به میزان کمتر عناصر REE، Cu، Mo، Ni و در برخی نقاط Th است. حیدریان [۲۳] کانی‌سازی در منطقه خشومی را در سه مرحله بررسی کرده است:

(۱) کانی‌سازی مرحله پگماتیته که در طی فاز اول پگماتیته و دگرسانی پتاسیک و به همراه غنی شدن عناصر REE و U در منطقه در دایک‌های پگماتیته رخ داده است.

(۲) کانی‌سازی مرحله گرمایی که در مرحله بعد از فاز پگماتیته در منطقه رخ داده است و به همراه آن کانی‌سازی عناصری چون U، Cu، Mo، Ni و Au به وقوع پیوسته است. کانی‌سازی اصلی اورانیم در طی فاز گرمایی و به صورت کانی‌های اولیه اورانیم شامل پیچ بلند، اورانینیت و کافینیت رخ داده است.

(۳) کانی‌سازی مرحله سوپرژن که در پایان تمام این مراحل عمل کرده و باعث دگرسانی کانی‌های اولیه اورانیم شده و با شستن عنصر U و دیگر عناصر متحرک (Cu، Mo) و نهشت آن‌ها در امتداد شکستگی‌ها، زون‌های خرد شده و میلیونیتی منجر به غنی‌سازی ثانویه و سوپرژن اورانیم می‌گردد. کانی‌سازی سوپرژن اورانیم به شکل کانی‌های زرد ثانویه یکی از مشخصه‌های بارز این مرحله است. کانی‌سازی سوپرژن مس به صورت مالاکیته و آزوریت نیز کانی‌های ثانویه اورانیم را همراهی می‌کند. کانی‌سازی ثانویه اورانیم در بلوک ۱ آنومالی ۶ خشومی به صورت رگه‌های نابرجای اورانیم‌دار در امتداد شکستگی‌ها بیشترین گسترش را دارد. کانی‌های ثانویه اورانیم شامل اورانوفان و بولتودیت است [۲۳].

دگرسانی‌های آلبیتی، کربناتی، فلدسپاتی، آرژیلیتی، پروپیلیتی، سیلیسی و هماتیته شدن واحدهای سنگی منطقه را در جریان کانی‌سازی تحت تأثیر قرار داده‌اند [۲۱، ۲۳].

۳. روش تحقیق

پس از بررسی صحرایی و بازدید از محدوده کانسار، تعداد ۳۰ نمونه از سنگ‌های گنیس و زون کانی‌سازی سوپرژن حاوی کانی‌های زرد در گنیس‌ها برداشت شد. پس از بررسی ماکروسکوپی نمونه‌ها، تعداد ۳ مقطع نازک و ۵ مقطع نازک- صیقلی از سنگ‌های گنیس با کانی‌سازی اورانیم هیپوژن و همچنین ۵ مقطع نازک- صیقلی و ۱۷ مقطع صیقلی از کانی‌سازی سوپرژن اورانیم تهیه شد. مطالعات کانی‌شناسی با

واحدهای میگماتیته با ظاهری تیره و روشن در منطقه وجود دارند که قسمت‌های تیره متشکل از کانی‌های مافیک (عمدتاً بیوتیت و به میزان کمتر آمفیبول) و قسمت‌های روشن با ظاهری ماگمایی شامل کوارتز و آلکالی فلدسپار است. بخش قدیمی باقی‌مانده میگماتیته‌ها عمدتاً از جنس میکاشیست به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره با شیبستوزیته کاملاً مشخص است که داخل نوارهای روشن و تیره میگماتیته مشاهده می‌شود [۲۱]. سن‌سنجی اورانیم- سرب کانی زیرکن در گنیس و میگماتیته [۲۵] نشان می‌دهد که مرحله اصلی دگرگونی مجموعه چاپدونتی تقریباً در ۴۶ میلیون سال قبل (ائوسن) و پیش از تبلور گرانیته خشومی (۴۴/۳ میلیون سال) و دیوریت دره انجیر (۴۳/۴ میلیون سال) رخ داده و مرتبط با فاز کوه‌زایی آلبی است. واحدهای میگماتیته به شدت تغییر شکل داده و میلیونیت‌ها را تشکیل داده‌اند و نوارهای بخش تیره آن به بودین‌های عدسی‌شکل تغییرشکل یافته‌اند. برگ وارگی میلیونیتی از نظر فضایی در میگماتیته و درزون انتقال به گنیس توسعه یافته است [۲۲].

از دیگر واحدهای موجود در منطقه، رگه‌های فراوان آپلیت- پگماتیته است که سنگ‌های دیگر را قطع کرده‌اند. پگماتیته‌ها به صورت توده‌های کوچک و اشکال عدسی، دایک و نواری دیده می‌شوند. کانی‌های میکروکلین (به رنگ قرمز تا خاکستری)، آلبیت، کوارتز، بیوتیت و مسکوویت اجزای اصلی این رگه‌ها را تشکیل می‌دهند. کانی‌های فرعی این واحدهای سنگی شامل آلانیت، زیرکن، اپیدوت، گارنت و تورمالین می‌باشد. کانی آلانیت به دلیل بالا بودن مواد پرتوزا در شبکه بلورین خود دچار پدیده متامیکتی شدن گردیده است. رگه‌های متقاطع با باندهای بیوتیتی هیدروترمال از محل‌های اصلی تمرکز اورانیم در این واحدها هستند [۲۱].

دایک‌های اسیدی بر روی زمین به رنگ صورتی روشن تا سفید مایل به کرم دیده می‌شوند که جوان‌ترین فاز تزریقی در منطقه می‌باشند و هیچ‌گونه پرتوایی قابل توجهی در اطراف این رخنمون‌های سنگی گزارش نشده است. این دایک‌ها به دلیل شکننده بودن در اثر فشارهای تکتونیکی شکستگی‌های فراوانی پیدا کرده‌اند. کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده دایک‌های اسیدی هستند. این دایک‌ها به احتمال زیاد در اثر ادامه روند تزریق دایک‌های پگماتیته- آپلیتی در منطقه تشکیل شده‌اند [۲۱].



(شکل ۳). مرز بلورهای ریز کوارتز منحنی شکل و خمیده هستند و خاموشی موجی دارند که نشان دهنده نقش تبلور مجدد دینامیکی در تشکیل این بلورها است (شکل ۳-ب). در برخی موارد بیوتیت در حال تبدیل شدن به کلریت است. مقادیر زیادی از اذخال‌های زیرکن در بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز وجود دارد (شکل ۴-الف). کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی سنگ شامل کلسیت، سریسیت و کلریت است (شکل ۳-ب). دگرسانی‌های آرژلیک و کلسیتی شدن در امتداد شکستگی‌ها در گنیس به طور گسترده ایجاد شده است. از کانی‌های عناصر نادر خاکی در گنیس خشومی می‌توان به آلانیت اشاره نمود (شکل ۴-ب). این کانی عمدتاً به صورت اذخال‌های نیمه‌شکل‌دار و گاهی بی‌شکل در کوارتز و پلاژیوکلاز تشکیل شده است (شکل ۴-ب).

کانی اصلی میزبان اورانیم و توریم در زون کانی‌سازی هیپوژن گنیس خشومی شامل اورانینیت (UO_2)، تورواورانینیت، برانریت (UTi_2O_6)، اورانوتوریت و توریت ($ThSiO_4$) است (شکل ۴-پ تا ۴-ج). کانی‌های میزبان اورانیم و توریت به صورت اذخال‌های بی‌شکل تا شکل‌دار در زمینه کانی‌های اصلی تشکیل دهنده گنیس مانند پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز و آلکالی فلدسپار تشکیل شده‌اند (شکل ۴-پ تا ۴-ج). اورانینیت به صورت بلورهای ریز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و پاراژن با توریت، اورانوتوریت و شفلیت ($CaWO_4$) درون بلورهای درشت پلاژیوکلاز و بیوتیت وجود دارد (شکل ۴-ث و ۴-ج). کانی اورانوتوریت و تورواورانینیت به ترتیب حاوی حداکثر ۳۰ درصد اورانیم و توریم هستند. تورواورانینیت به صورت درهم‌رشدی با توریت و اورانوتوریت در بیوتیت تشکیل شده است که کانی بیوتیت در مراحل بعدی تحت تأثیر دگرسانی به کلریت تبدیل شده است (شکل ۴-ث).

استفاده از میکروسکوپ نوری مدل Olympus CX۲۱ پژوهشکده چرخه سوخت هسته‌ای و میکروسکوپ الکترونی روبشی نشر میدانی مدل FESEM SIGMA/VP-ZEISS ساخت کشور آلمان در مرکز پژوهش‌های کاربردی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شد.

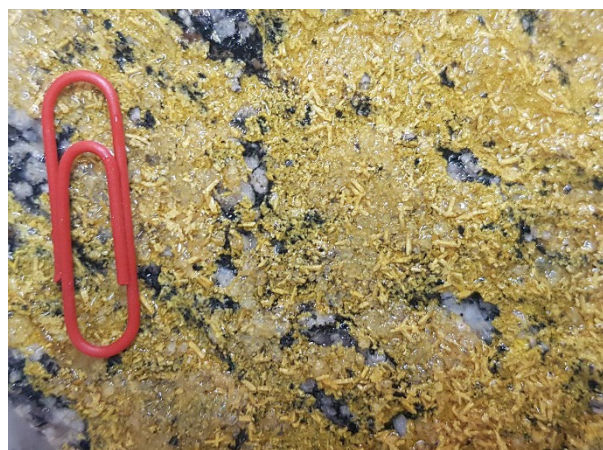
۴. نتایج

در بلوک ۱ محدوده خشومی بیشترین پرتوزایی مربوط به واحد گنیس است و کانی‌های زرد اورانیم در امتداد و سطوح شکستگی متبلور شده‌اند (شکل ۲). در این تحقیق، کانی‌سازی اورانیم در واحد سنگی گنیس در بلوک ۱ آنومالی ۶ خشومی مورد مطالعه قرار گرفت. کانی‌سازی اورانیم در گنیس‌ها در دو بخش قابل بررسی می‌باشد: کانی‌سازی هیپوژن و کانی‌سازی سوپرژن.

۱۰۴ کانی‌سازی اورانیم هیپوژن در گنیس

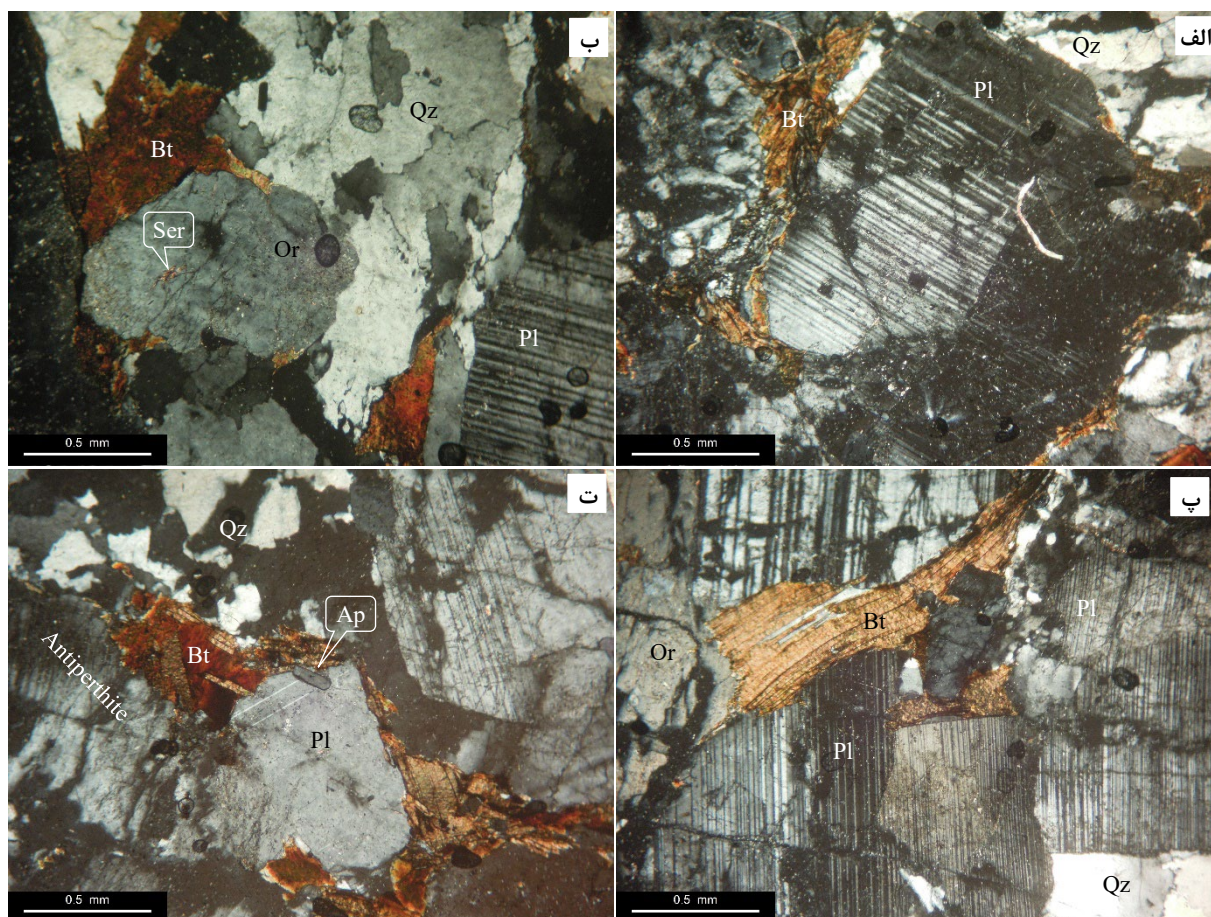
کانی‌های اصلی تشکیل دهنده گنیس خشومی شامل پلاژیوکلاز (۴۰ درصد)، کوارتز (۲۵ درصد)، بیوتیت و هورنبلند (۱۵ تا ۲۰ درصد) و آلکالی فلدسپار (۱۰ تا ۱۵ درصد) به همراه مقادیر فرعی زیرکن، آپاتیت، تیتانیت، اورانینیت، آلانیت و کانی‌های اوپک (مگنتیت، ایلمنیت، آرسنوپیریت، کالکوسیت) می‌باشند (شکل‌های ۳ و ۴). پلاژیوکلاز به صورت بلورهای درشت تا متوسط با ماکل پلی‌سنتتیک مشاهده می‌شود و برخی بلورها شکسته شده‌اند (شکل ۳-الف).

بلورهای آلکالی فلدسپار به شکل بلورهای ریز تا متوسط از نوع ارتوز می‌باشند (شکل ۳-ب و پ). کوارتز فضای بین کانی‌ها در اندازه‌های ریز تا درشت و بیوتیت به صورت حاشیه‌ای مرز بین بلورهای پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار و کوارتز را پر کرده‌اند

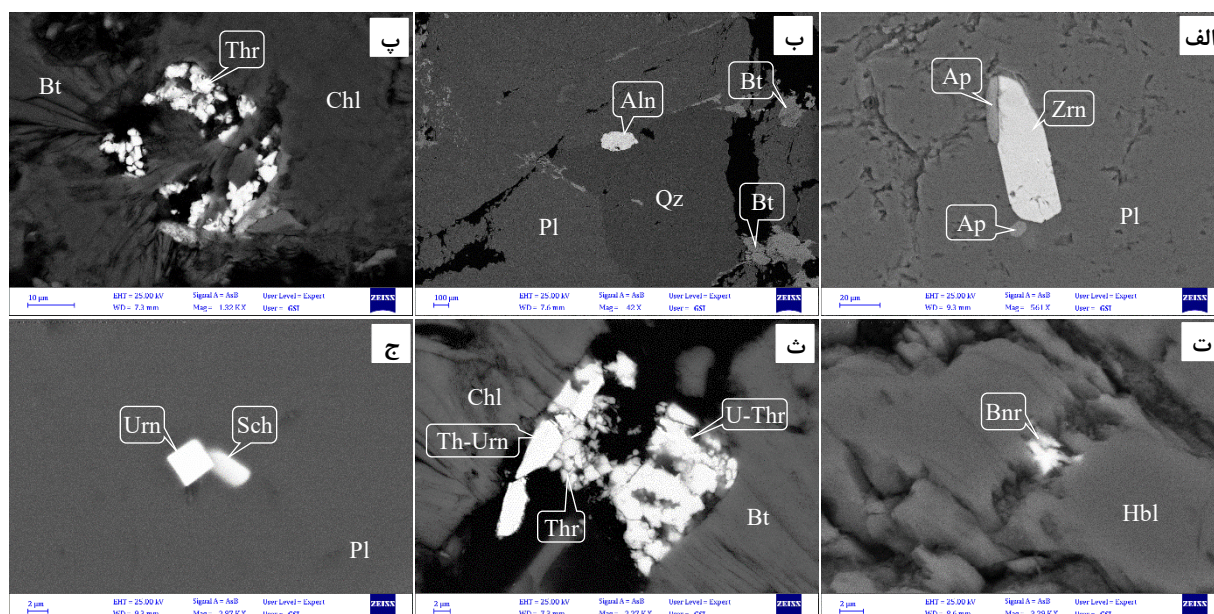


شکل ۲. نمای از تشکیل کانی‌های سیلیکات اورانیل زرد رنگ در سطح شکستگی‌های گنیس در بلوک ۱ محدوده ۶ خشومی.





شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی (XPL) از الف) پورفایروبلاست پلاژیوکلاز که شکسته شده، ب) پورفایروبلاست ارتوز در حال سرپسیتی شدن و بلورهای کوارتز با حواشی منحنی، پ) بیوتیت خمیده در مرز پورفایروبلاست‌های پلاژیوکلاز و ارتوز، ت) بلور آپاتیت بر روی پلاژیوکلاز و تشکیل بیوتیت در فضاهای بین بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز (Ap: آپاتیت، Bt: بیوتیت، Or: ارتوز، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Ser: سرپسیت) (علائم اختصاری براساس [۲۶]).



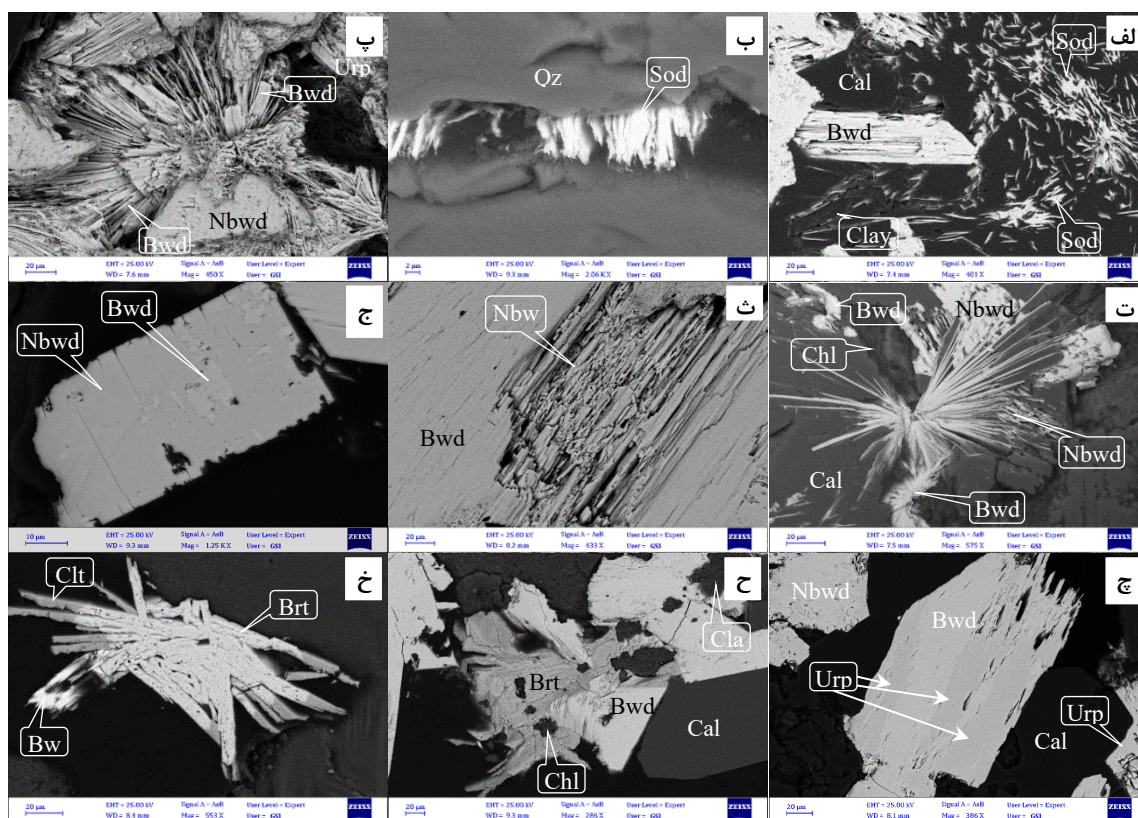
شکل ۴. تصاویر BSE از گنیس خشومی، الف) ادخال‌های زیرکن و آپاتیت در پلاژیوکلاز، ب) ادخال آلانیت در کوارتز، پ) تجمع بلورهای ریز توریت درون بیوتیت کلریتی شده، ت) ادخال برانریت در هورنبلند، ث) درهم‌رشدی تورواورانینیت، توریت و اورانوتوریت در بیوتیت کلریتی شده، ج) پارائز اورانینیت و شلیت درون پلاژیوکلاز (Aln: آلانیت، Ap: آپاتیت، Bt: بیوتیت، Bnr: برانریت، Chl: کلریت، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Sch: شلیت، Thr: توریت، Urn: اورانینیت، Zrn: زیرکن) (علائم اختصاری براساس [۲۶]).



۲.۴ کانی‌سازی سوپرژن

کانی‌سازی سوپرژن در بلوک ۱ خشومی به شکل پوسته‌های زرد و بلورهای زرد سوزنی‌شکل کانی‌های سیلیکات اورانیل در بخش بالایی گنیس‌های خشومی در امتداد شکستگی‌ها و محل‌های تقاطع آن‌ها رخ داده است (شکل ۲). در این منطقه، دگرسانی و برهم‌کنش سنگ-سیال سبب انتقال و نهشت مجدد اورانیم به صورت سیلیکات اورانیل از کانی‌های اولیه اورانیم شده است (شکل ۵). مطالعات کانی‌شناسی توسط FE-SEM نشان داد که سیلیکات‌های اورانیل در زون کانی‌سازی سوپرژن خشومی شامل بولتوودیت، سدیم-بولتوودیت (ناتروبولتوودیت)، اورانوفان و سدیثیت هستند (شکل ۵). کانی‌های سیلیکات اورانیل عمدتاً همراه با کلسیت و در مقادیر کمتر رس و کلریت و مقادیر جزئی باریت و سلسیتین در امتداد شکستگی‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۵). سدیثیت با فرمول شیمیایی $(\text{UO}_2)_2\text{SiO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ اغلب به صورت بلورهای سوزنی یا شکل‌دار در زمینه کلسیت تشکیل شده است (شکل ۵-الف و ب). این کانی گاهی در فضای شکستگی‌های کانی‌های اصلی اولیه گنیس مانند کوارتز از دیواره رشد نموده است (شکل ۵-ب).

بولتوودیت با فرمول $(\text{K},\text{Na})(\text{UO}_2)(\text{HSiO}_3)\text{H}_2\text{O}$ یک سیلیکات اورانیل از گروه اورانوفان است که عمدتاً به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، آگرگات‌های شعاعی (به شکل بادبزنی) یا بلورهای سوزنی آزاد زردرنگ تشکیل شده است (شکل ۵). این کانی در ادامه به اورانوفان و سدیم-بولتوودیت دگرسان شده است (شکل ۵-ث تا ۵-چ). سدیم-بولتوودیت با فرمول شیمیایی $\text{Na}(\text{UO}_2)(\text{HSiO}_3)\text{H}_2\text{O}$ به صورت جانشینی بولتوودیت (سدیم به جای پتاسیم)، بلورهای بی‌شکل، رشته‌های بسیار نازک و تجمعات بادبزنی همراه با اورانوفان تشکیل شده است (شکل ۵-ت تا ۵-چ). اورانوفان با فرمول شیمیایی $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_3\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ به صورت آگرگات‌های شعاعی زردرنگ در حفرات و یا به صورت پوشش‌های نازک در امتداد شکستگی‌ها تشکیل شده است (شکل ۵-پ و ۵-چ). وجود مقادیر جزئی باریت و سلسیتین همراه با کانی‌های سیلیکات اورانیل نشان‌دهنده تبلور این کانی‌ها در محیط اکسیدان است (شکل ۵-ح و ۵-خ).



شکل ۵. تصاویر BSE از کانی‌سازی سیلیکات اورانیل در گنیس خشومی نشان‌دهنده، الف) بلورهای رشته‌ای سدیثیت و بلور شکل‌دار بولتوودیت در زمینه کلسیت و رس، ب) رشد سدیثیت از دیواره شکستگی در کوارتز، پ) آگرگات‌های شعاعی بولتوودیت، ت) تجمعات بادبزنی سدیم-بولتوودیت در زمینه کلسیت و کلریت، ث) دگرسانی بولتوودیت به سدیم-بولتوودیت، ج) جانشینی بولتوودیت شکل‌دار توسط سدیم-بولتوودیت که مقادیر کمی از بولتوودیت باقی مانده، چ) دگرسانی بولتوودیت به اورانوفان، ح) پارائز باریت، بولتوودیت، کلسیت و رس در محیط اکسیدان، خ) تشکیل هم‌زمان باریت، سلسیتین و بولتوودیت در محیط اکسیدان، باریت، بولتوودیت، کلسیت، Chl: کلریت، Clay: کانی رسی، Clt: سلسیتین، Nbwd: سدیم-بولتوودیت، Qz: کوارتز، Sod: سودیثیت، Urp: اورانوفان (علائم اختصاری براساس [۲۶]).



۵. بحث

در کانی‌سازی سوپرژن گنیس خشومی، کانی‌های سیلیکات اورانیل شامل سیدییت، بولتوودیت، سدیم-بولتوودیت و اورانوفان تشکیل شده‌اند. این کانی‌سازی مشابه با مناطق دگرسانی و کانی‌سازی سوپرژن گنیس ابوروشید متشکل از بولتوودیت همراه با اورانوفان، سیدییت و سایر کانی‌های ثانویه است [۲۷-۲۹]. در سیال حاوی Si و غنی از K^+ و Na^+ ، فازهای بولتوودیت و سدیم-بولتوودیت تشکیل می‌شوند [۱۲-۱۳]. منبع K، Ca، Na و Si در این کانی‌ها به احتمال زیاد تجزیه پلاژیوکلازها و آلکالی فلدسپارهایی است که اجزای اصلی تشکیل‌دهنده گنیس خشومی هستند.

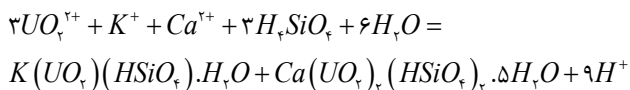
۱۵. کانی‌سازی هیپوژن و سوپرژن

اورانیم موجود در کانی‌های اولیه مرحله هیپوژن معمولاً به راحتی توسط سیالات گرمایی تأخیری دمای بالا تحت شرایط اکسیدان شستشو و حمل می‌شوند [۳۰]. به عنوان مثال، اورانینیت و پیچبلند موجود در گرانیته El Sela، Jabel Gattar، El Erediya و Um Ara در مصر تأمین‌کننده اورانیم برای سیالات گرمایی در گردش بوده‌اند [۱، ۶، ۳۰]. شواهد چنین دگرسانی شامل سیلیسی، رسی، سریستی، هماتیته، کلریتی و کربناتی شدن است. اورانیم و کاتیون‌های دیگر (مانند Na، Ca، Fe، Mn، F، Th و Zr) از ساختار کانی‌های فرعی اولیه در گرانیته El Erediya آزاد شدند و متعاقباً در سیالات گرمایی تمرکز یافته‌اند [۱]. کانی‌های اولیه اورانیم در گنیس خشومی عمدتاً شامل اورانینیت به همراه مقادیر کمتر تورو اورانینیت، برانریت و اورانوتوریت است.

هنگامی که سیال دمای بالا به آرامی به سمت بالا حرکت می‌کند، بسیار آهسته سرد شده و مواد در حجم زیادی از سنگ رسوب و پخش می‌شوند و در نتیجه غلظت آن به حدی نمی‌رسد که بتواند کانسنگ تشکیل شود. هنگامی که سیال در یک شکستگی باز یا از میان توده‌ای از سنگ‌های خرد شده و یا از میان یک لایه تفرای متخلخل که در آن جریان کمتر محدود می‌شود به سرعت جریان می‌یابد، به طور ناگهانی سرد شده و منجر به نهشت سریع مواد معدنی و تشکیل کانسار می‌شود [۹]. در کانسار خشومی نیز انتقال سیال‌های گرمایی از شکستگی‌های باز حاصل از خردشدگی سبب تشکیل رگه‌ها و کانی‌سازی در امتداد شکستگی‌ها شده است.

آب‌های جوی اکسیدان طی دگرسانی سوپرژن در امتداد گسل‌ها و نواحی شکستگی سنگ‌های میزبان به سمت پایین

جریان می‌یابند و در حین حرکت سبب دگرسانی کانی‌های اولیه و شسته شدن اورانیم از سنگ‌های میزبان می‌شوند. کانی‌های اورانیل می‌توانند با دگرسانی سوپرژن کانی‌های اکسید U(IV)، اکسید U(VI)-Pb و سیلیکات U(VI) تشکیل شوند [۲، ۱۱، ۳۱-۳۳]. کانی‌های سیلیکات اورانیل در منطقه سوپرژن هنگامی که اورانینیت اولیه تحت تأثیر آب‌های زیرزمینی یا جوی شسته شود، در نزدیکی سطح تشکیل می‌شوند. غلظت Si در سیال نوع سیلیکات اورانیل را کنترل می‌کند و نهشت مستقیم سیلیکات‌های اورانیل از سیال به غلظت‌های بسیار بالای Si نیاز دارد [۳۴]. در شرایط تحت اشباع از سیلیس و کلسیم، کانی‌های شوئپیت با فرمول شیمیایی $[(UO_2)_8O_2(OH)_{12}](H_2O)_{12}$ و متاشوئپیت با فرمول $[UO_2(H_2O)_2]$ به جای سیلیکات‌ها نهشته می‌شوند [۱۱، ۳۴]. اورانوفان معمول‌ترین کانی اورانیل و احتمالاً فراوان‌ترین کانی اورانیم بعد از اورانینیت است که از آب‌های زیرزمینی نزدیک به خنثی تا قلیایی غنی از Si و Ca نهشت می‌کند [۳۵]. قرار گرفتن طولانی‌مدت شوئپیت با آب‌های زیرزمینی غنی از Ca^{2+} و Si منجر به دگرسانی کامل کانی‌ها به سیلیکات‌های اورانیل عمدتاً سیدییت و اورانوفان می‌شود. بولتوودیت و سدیم-بولتوودیت از دگرسانی متاشوئپیت و اورانینیت به دلیل اضافه شدن K^+ یا Na^+ تشکیل می‌شوند. با این حال پتاسیم-بولتوودیت می‌تواند تحت شرایط pH اسیدی‌تر تشکیل شود [۳۶].



بولتوودیت در حین دگرسانی با جانشینی Ca^{2+} به جای K^+ به اورانوفان تبدیل می‌شود [۳۴].

در گنیس خشومی نیز سیالات نقش مهمی در تحرک اورانیم از کانی‌های اولیه اورانیم موجود در گنیس (شامل اورانینیت، برانریت) داشته و سبب شسته شدن و جابه‌جایی اورانیم شده‌اند. با توجه به پاراژنز کانی‌های سیلیکات اورانیل با کلسیت، اورانیم احتمالاً به صورت کمپلکس‌های کربنات اورانیل حمل شده و در امتداد شکستگی‌ها نهشته شده است. هنگامی که این کمپلکس‌ها پایداری خود را با نهشت کلسیت از دست می‌دهند، در حضور سیلیسیم، پتاسیم و سدیم تجزیه شده و کانی‌های سیدییت و بولتوودیت تشکیل می‌شوند. در ادامه نیز با دگرسانی بولتوودیت در حضور سدیم و کلسیم کانی‌های سدیم-بولتوودیت و اورانوفان به وجود می‌آیند.



در این ذخایر گزارش شده است. کانی‌های سیلیکات اورانیل شناسایی شده در کانی‌سازی اورانیم سوپرژن بلوک ۱ کانسار خشومی با سنگ میزبان گنیس عمدتاً در گروه یک قرار می‌گیرند و شامل بولتوودیت، سدیم-بولتوودیت و اورانوفان هستند. کانی سدیتیت که به گروه سوم تعلق دارد، در این منطقه در مقادیر محدودی وجود دارد.

۳.۵ تحرک اورانیم و تشکیل کانی‌های اورانیل

سیالات اکسیدکننده اورانیم ناپایدار را از زمینه سنگ میزبان آزاد کرده و کمپلکس‌های اورانیم در آن‌ها تشکیل می‌شود. بخش قابل توجهی از این اورانیم محلول متعاقباً به صورت رسوب ثانویه در سنگ‌های رسوبی یا در امتداد شکستگی‌ها و درزه‌های سنگ میزبان نهشته می‌شود [۹].

اکسیدهای آهن و منگنز، مواد آلی طبیعی و مواد هیومیک نقش مهمی در جذب یون اورانیل دارند. اکسیداسیون اورانیم باعث تشکیل یون کمپلکس اورانیل UO_2^{2+} محلول می‌شود که نقش مهمی در انتقال اورانیم در مرحله دگرسانی با دمای پایین و کانی‌سازی سوپرژن دارد. یون اورانیل تا pH حدود ۵ پایدار است. وقتی pH بالاتر می‌رود، اورانیل هیدرولیز می‌شود و کمپلکس‌های هیدروکسید اورانیل تشکیل می‌شوند. این هیدروکسیدها با کربنات ترکیب می‌شوند و کمپلکس کربنات یا فلورید اورانیل $[UO_2(CO_3)_2]^{2-}$ ، $UO_2F_3^-$ را تشکیل می‌دهند. پس از تشکیل کمپلکس، این سیالات از طریق شکستگی‌ها و مناطق برشی منتقل می‌شوند تا زمانی که به دلیل اختلاط سیال‌های حاوی اورانیم با آب‌های زیرزمینی، کمپلکس‌های اورانیم شکسته شوند و منجر به کانی‌سازی اورانیل شود [۹، ۳۹-۴۱]. وجود کانی کلستیت همراه با سیلیکات‌های اورانیل در کانی‌سازی سوپرژن خشومی این رخداد را تأیید می‌کند.

۶. نتیجه‌گیری

کانی‌سازی اورانیم در گنیس‌های آنومالی ۶ بلوک ۱ خشومی در دو مرحله رخ داده است: (۱) مرحله هیپوژن به صورت کانی‌های اولیه اورانیم به صورت اذخال در کانی‌های اصلی گنیس (۲) مرحله سوپرژن به صورت کانی‌های سیلیکات اورانیل در امتداد شکستگی‌های گنیس. براساس شواهد صحرایی و مطالعات کانی‌شناسی، مدل زیر برای کانی‌سازی اورانیم در منطقه پیشنهاد می‌شود.

کانی غالب سیلیکات اورانیل در کانی‌سازی سوپرژن اورانیم در بلوک ۱ خشومی، (پتاسیم-) بولتوودیت است و در مقادیر خیلی کمتر سدیتیت، اورانوفان و سدیم-بولتوودیت مشاهده می‌شود و از طرفی مطالعات میکروسوپ الکترونی نشان می‌دهد که اورانوفان و سدیم-بولتوودیت به صورت کانی مجزا تشکیل نشده‌اند و شواهد بافتی حاکی از جانشینی آن‌ها در کانی بولتوودیت است. در نتیجه می‌توان اظهار نمود سیالات حاوی اورانیم و غنی از سیلیکا و پتاسیم در شرایط اکسیدان موجب نهشت مستقیم سدیتیت و بولتوودیت شده‌اند و در مرحله بعدی سیالات غنی از سدیم و کلسیم موجب جانشینی سدیم و کلسیم به جای پتاسیم در شبکه بولتوودیت شده‌اند و به ترتیب سدیم-بولتوودیت و اورانوفان تشکیل شده است. دگرسانی بیوتیت در گنیس موجب تأمین پتاسیم و دگرسانی پلاژیوکلاز موجب تأمین کلسیم و سدیم مورد نیاز تشکیل بولتوودیت، اورانوفان و سدیم-بولتوودیت شده است.

۲.۵ سیلیکات اورانیل

کانی‌های اورانیم را می‌توان به دو دسته کلی طبقه‌بندی کرد: (۱) گونه‌های احیایی که بیشتر حاوی اورانیم به صورت U^{4+} هستند و (۲) گونه‌های اکسید شده یا کانی‌های اورانیل که حاوی اورانیم به صورت U^{6+} هستند. حالت اکسیداسیون $+6$ پایدارترین حالت است و یون کمپلکس اورانیل UO_2^{2+} محلول را تشکیل می‌دهد که نقش مهمی در تحرک اورانیم دارد. سیلیکات‌های اورانیم، فراوان‌ترین گروه کانی‌های اورانیم هستند [۳۷]. کانی‌های سیلیکات اورانیل براساس نسبت اورانیم به سیلیسیم به سه گروه تقسیم می‌شوند. گروه اول با نسبت ۱:۱ اورانیم به سیلیسیم شامل اورانوفان، بتا اورانوفان، بولتوودیت، سدیم-بولتوودیت (ناتروبولتوودیت)، کسولیت، اسکلودوسکیت و کوپروسکلودوسکیت است. گروه دوم کانی‌های اورانیل با نسبت اورانیم به سیلیسیم ۱:۳ شامل ویکسیت و هایوئیت هستند. گروه سوم کانی‌های سیلیکات اورانیل با نسبت اورانیم به سیلیسیم ۲:۱ که فقط شامل کانی سدیتیت است [۳۸]. کمپلکس‌های اورانیل در مواجهه با یون‌های آزاد سیلیکاته می‌توانند به صورت سیلیکات اورانیل در محیط نهشته شوند [۳۷].

کانی‌های اورانیل از مناطق مختلف ایران گزارش شده است. مانند گنبد نمکی گچین در بندرعباس که کانی‌سازی در ریولیت و آنومالی ۱ ساغند که همراه با کانی‌سازی آهن رخ داده است. انواع مختلفی از کانی‌های اورانیل عمدتاً شامل اتونیت و اورانوفان



5. Abdalla H.M, Ishihara S, Matsueda H, Abdel-Monem A.A. On the albite-enriched granitoids at UmAra area, Southeastern Desert, Egypt: I. Geochemical, ore potentiality and fluid inclusion studies. *Geochemical Exploration*. 1996;57:127-138. doi: 10.1016/S0375-6742(96)00029-5.
6. Gaafar I, Cuney M, Gawad A.A. Mineral Chemistry of Two-mica Granite Rare Metals: Impact of Geophysics on the Distribution of Uranium Mineralization at El Sela Shear Zone Egypt. *Open Journal of Geology*. 2014;4:137-160. doi: 10.4236/ojg.2014.44011.
7. Shalaby M.H, Abu Zeid E.K, Mahdy N.M. On the Petrogenesis and Evolution of U-rich Granite: Insights from Mineral Chemistry Studies of Gattar Granite, North Eastern Desert Egypt. *Arabian Journal of Geosciences*. 2015;8(6):3565-3585. doi: 10.1007/s12517-014-1466-z.
8. Ibrahim M.E, Saleh G.M, Dawood M.I, Kamar M.S, Saleh S.M, Mahmoud M.A, El-Tohamy A.M. Rare Metals Mineralization in Pegmatite at Abu Rusheid Area, South Eastern Desert Egypt. *Mining Science*. 2017;3(1):44-63. doi: 10.20431/2454-9460.0301004.
9. Dawood Y.H, Abd El-Naby H.H. Genesis of Uranyl Mineralization in the Arabian Nubian Shield: A Review. *Asian Earth Sciences*. 2022;225:105047. doi: 10.1016/j.jseaes.2021.105047.
10. Catalano J.G, Heald S.M, Zachara J.M, Brown G.E. Spectroscopic and Diffraction Study of Uranium Speciation in Contaminated Vadose Zone Sediments from the Hanford Site, Washington State. *Environmental Science and Technology*. 2004;38:2822-2828. doi: 10.1021/es049963e.
11. Finch R.J, Ewing R.C. The Corrosion of Uraninite under Oxidizing Conditions. *Nuclear Materials*. 1992;190:133-156. doi: 10.1016/0022-3115(92)90083-W.
12. Wronkiewicz D.J, Bates J.K, Gerding T.J, Veleckis E, Tani B.S. Uranium Release and Secondary Phase Formation during Unsaturated Testing of Uranium Dioxide at 90°C. *Nuclear Materials*. 1992;190:107-127. doi: 10.1016/0022-3115(92)90081-U.
13. Wronkiewicz D.J, Bates J.K, Wolf S.F, Buck E.C. Ten-Year Results from Unsaturated Drip Tests with UO_2 at 90°C: Implications for the Corrosion of Spent Nuclear Fuel. *Nuclear Materials*. 1996;238:78-95. doi: 10.1016/S0022-3115(96)00383-2.
14. Dawood Y.H, Abd El-Naby H.H, Ghaleb B. U-series Isotopic Composition of Kasolite Associated with Aplite-Pegmatite at Jabal Sayid, Hijaz region, Kingdom of Saudi Arabia. *Arabian Journal of Geosciences*. 2014;7:2881-2892. doi: 10.1007/s12517-013-0963-9.
15. Samani B. Saghand Formation, a Riftogenic Unit of Upper Precambrian in Central Iran. *Journal of Geosciences*. 1993;6:32-45 [In Persian].

در حین فرایندهای دگرگونی، کانی‌های اولیه اورانیوم (شامل اورانینیت، تورواورانینیت، برانریت و اورانوتوریت) به صورت ادخال درون کانی‌های سیلیکاته گنیس متبلور می‌شوند. سیالات با منشأ جوی با pH خنثی تا قلیایی در حین حرکت به سمت عمق و گردش با گنیس فعل و انفعالاتی انجام می‌دهند. این سیالات، کانی‌های اولیه اورانیوم دارای قابلیت آبشویی (اورانینیت) را دستخوش تجزیه قرار داده است. در نتیجه شسته شدن اورانیوم و کاتیون‌ها از گنیس، سیالات از U ، Si^{2+} ، K^+ ، Ca^{2+} و Na^+ غنی می‌شوند. در چنین شرایطی اورانیوم به صورت کمپلکس‌های کربنات اورانیل حمل می‌شوند. شکستگی‌ها به عنوان مجرای انتقال سیالات گرمابی حاوی کمپلکس کربنات اورانیل و کاتیون‌ها و همچنین به عنوان مکانی مناسب جهت کانی‌های اورانیل عمل کرده‌اند. نهشت کانی‌های سیلیکات اورانیل احتمالاً به اختلاط با سیالات گرمابی با دمای پایین‌تر و pH قلیایی‌تر رخ داده است [۹]. نهشت کانی‌سازی اورانیل با کلسیت، رس و کلریت همراه است.

تشکر و قدردانی

این پژوهش با حمایت‌های مادی و معنوی پژوهشگاه علوم و فنون هسته‌ای انجام شده است و از مسئولین و کارشناسان محترم مربوطه سپاسگزاری می‌شود.

مراجع

1. Abd El-Naby H.H. Genesis of Secondary Uranium Minerals Associated with Jasperoid Veins, El Erediya Area, Eastern Desert Egypt. *Mineralium Deposita*. 2008;43(8):933-944. doi: 10.1007/s00126-007-0171-1.
2. Abd El-Naby H.H. High and Low Temperature Alteration of Uranium and Thorium Minerals, Um Ara Granites, South Eastern Desert, Egypt. *Ore Geology Review*. 2009;35:436-446. doi: 10.1016/j.oregeorev.2009.02.006.
3. Abd El-Naby H.H. Role of Argillic Alteration in Uranophane Precipitation along Shear Zones of the Gattar Granites, Eastern Desert, Egypt. *Journal of King Abdulaziz University: Earth Sciences*. 2009;20(2):45-69.
4. Abd El-Naby H.H. Role of Geochemical Alteration on the Formation of Secondary Zr- and U-bearing Minerals in El Atshan Trachyte, Central Eastern Desert Egypt. *Mineralogical and Petrological Sciences*. 2009;104(1):37-51. doi: 10.2465/jmps.080506.



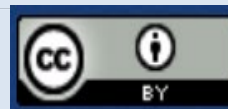
16. Forster H, Jafarzadeh A. The Bafq Mining District in Central Iran a Highly Mineralized Infra-Cambrian Volcanic Field. *Economic Geology*. 1994;89:1697-1721. doi: 10.2113/gsecongeo.89.8.1697.
17. OECD-NEA/IAEA. Uranium 2005: Resources, Production and Demand. *A Joint Report by the Organization for Economic Co-Operation and Development (OECD) of Nuclear Energy Agency and the International Atomic Energy Agency*. 2005.
18. Khoshnoodi K, Ziapour S, Yazdi M, Cuney M. Mineralogy of Various Types of Th-U-REE Mineralisation in the Iron Oxide- Apatite Deposits of the Bafq District, Central Iran. *Applied Earth Science*. 2023;132:1-15. doi: 10.1080/25726838.2022.2147300.
19. Khoshnoodi K, Ziapour S, editors. Mineralization potential of radioactive elements in iron ore deposits, Kashmar- Kerman Tectonic Zone. *Proceeding of the 42nd National Geosciences Congress*; 2024; Tehran, Iran [In Persian].
20. Khoshnoodi K, Yazdi M, Ghannadi M, Ziapour S, Deymar S, Behzadi M. Formation and Evolution of Th-REE Mineralizing Fluids at the Kiruna-Type Choghart Iron Oxide-Apatite Deposit, Central Iran: Insights from Fluid Inclusions and H-C-O Isotopes. *Geological Journal*. 2022;57(6):2144-2159. doi: 10.1002/gj.4399.
21. Madankav Company. Report on Estimation and Evaluation of Uranium Deposit in Block1 of Khoshoumi Area in the Detailed Phase. 2011 [In Persian].
22. Yassaghi A, Masoodi M. A Metamorphic Core Complex Model for the Host of Uranium Mineralization in the Khoshoumi Mountain, Central Iran. *Resource Geology*. 2011;61(3):259-269. doi: 10.1111/j.1751-3928.2011.00162.x.
23. Heidaryan F. A Study on Mineralization U, REE and Related Processes in Anomaly No.6 Khoshoumi Area, Central Iran. *Journal of Nuclear Science, Engineering and Technology*. 2005;34:47-52 [In Persian].
24. Samani B, Honarmand M, editors. Uranium Mineralization and Exploration Capability in the Khoshoumi Exploratory Area (Central Iran). *Proceeding of the Second National Conference of Geology and Mineral Exploration*; 2016; Kerman, Iran [In Persian].
25. Ramezani J, Tucker R.D. The Saghand Region, Central Iran: U-Pb Geochronology, Petrogenesis and Implication for Gondwana Tectonics. *American Journal of Science*. 2003;303(7):622-665. doi: 10.2475/ajs.303.7.622.
26. Whitney D.L, Evans D.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. 2010; 95:185–187. Doi: 10.2138/am.2010.3371.
27. Raslan M, Ali M. Mineralogy and Mineral Chemistry of Rare-Metal Pegmatites at Abu Rusheid Granitic Gneisses, South Eastern Desert Egypt. *Geologija*. 2011;53(2):205-222. doi: 10.5474/geologija.2011. 016.
28. Saleh G.M, Abdallah S.A, Abbas A.A, Dawood N.A, Rashed M.A. Uranium Mineralization of Wadi Sikait Mylonites, Southeastern Desert Egypt. *Geology and Mining Research*. 2012;3(5):86-104. doi: 10.5897/JGMR10.035.
29. Dawood H.Y, Harbi H.M, Abd El-Naby H.H. Genesis of Kasolite Associated with Aplite-Pegmatite at Jabel Sayid, Hijaz Region, Kingdom of Saudi Arabia. *Asian Earth Sciences*. 2010;37:1-9. doi: 10.1016/j.jseaes.2009.05.007.
30. El-Kammar A.M, Salman A.E, Shalaby M.H, Mahdy A.I. Geochemical and Genetical Constraints on Rare Metals Mineralization at the Central Eastern Desert of Egypt. *Geochemical Journal*. 2001;35(2):117-135. doi: 10.2343/geochemj.35.117.
31. Isobe H, Ewing R.C, Murakami T. Alteration of Uranium Minerals in the Koongarra Deposit, Australia: Unweathered Zone. *Journal of Nuclear Materials*. 1994;190:174-187. doi: 10.1016/0022-3115(92)90085-Y.
32. Ragnarsdottir K.V, Charlet L. Uranium Behaviour in Natural Environments. In: Cotter-Howells JD, Cambellm LS, Valsami-Jones E, Batchelder M, editors. *Environmental Mineralogy: Microbial Interactions, Anthropogenic Influences, Contaminated Land and Waste management*. London: *The Mineralogical Society of GB, Alden Press, Oxford*. 2000;245-289. doi: 10.1180/MSS.9.14.
33. Saleh G.M, Kamar M.S. Geochemical Characteristics and Radioactive Elements Estimation along Trenches of Um Ara Area, South Eastern Desert, Egypt. *Geoinformatics and Geostatics: An Overview*. 2018;6(2):1-16. doi: 10.4172/2327-4581.1000178.
34. Prikryl J.D. The Thermodynamics of Uranophane Dissolution and Growth in CaCl₂-SiO₂(AQ) Test Solutions. *Center for Nuclear Waste Regulatory Analyses*. 2008.
35. Finch R, Murakami T. Systematics and Paragenesis of Uranium Minerals. In: Burns PC, Finch R, editors. *Uranium: Mineralogy, Geochemistry, and the Environment*. Washington DC: *Mineralogical Society of America*. 1999;91-179.
36. Shvareva T.Y, Mazeina L, Gorman-Lewis D, Burns P.C, Szymanowski J.E.S, Fein J.B, Navrotsky A. Thermodynamic characterization of boltwoodite and uranophane: Enthalpy of formation and aqueous solubility. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2011;75:5269-5282. doi: 10.1016/j.gca.2011.06.041.
37. Dawood Y.H. Mineral Chemistry and Genesis of Uranyl Minerals Associated with Psammitic Gneisses, Abu Rusheid Area, South Eastern Desert of Egypt. *Earth Science*. 2010;21(1):137-169.



38. Stohl F.V, Smith D.K. The Crystal Chemistry of the Uranyl Silicate Minerals. *American Mineralogist*. 1981;66:610-625.
39. Wang Z, Ulrich K.U, Pan C, Giammar D.E. Measurement and Modeling of U (IV) Adsorption to Metal Oxide Minerals. *Environmental Science and Technology Letters*. 2015;2(8):227-232. doi: 10.1021/acs.estlett.5b00156.
40. Bone S.E, Dynes J.J, Cliff J, Bargar J.R. Uranium (IV) Adsorption by Natural Organic Matter in Anoxic Sediments. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2017;114(4):711-716. doi: 10.1073/pnas.1611918114.
41. Cumberland S.A, Douglas G, Grice K, Moreau J.W. Uranium Mobility in Organic Matter-rich Sediments: A Review of Geological and Geochemical Processes. *Earth Science Reviews*. 2016;159:160-185. doi: 10.1016/j.earscirev.2016.05.010.

COPYRIGHTS

©2021 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.



استناد به این مقاله

خشنودی، خالق، ضیاپور، سمانه. (۱۴۰۴)، مطالعات کانی‌شناسی کانی‌های اورانیل با میکروسکوپ الکترونی نشر میدانی در کانسار آنومالی ۶ خوشومی (بلوک ۱)، کمر بند فلز زایی بافق - ساغند. *مجله علوم، مهندسی و فناوری هسته‌ای*، ۱۱۲ (۲)، ۱۲۳-۱۳۴. DOI: <https://doi.org/10.24200/nst.2024.1594.2030>. Url: https://jonsat.nstri.ir/article_1677.html

