چهل و دومین گردهمایی (همایش) ملی
علـوم زمیـــن
The 42nd National
Geosciences Congress
www.geoconf.ir

بررسی واحدهای سنگی، پتروگرافی و دگرسانی منطقه اسبخان هریس، استان آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران

نیما یادگاری[1*]، سید غفور علوی[1]، محسن موید[1]
[1] گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
Nima.yadegari7@yahoo.com

چکیده

محدوده مورد مطالعه در جنوب رشته کوه قوشآداغ، در شمال روستای اسبخان، شهرستان هریس و در استان آذربایجان‌شرقی واقع شده است. این محدوده از نظر زمین‌شناسی ساختاری ایران، در پهنه اصلی ایران مرکزی و زیر پهنه البرز - آذربایجان قرار دارد. واحدهای زمین‌شناسی منطقه، شامل سنگ‌های آذرین و آذرآواری ائوسن با ترکیب آندزیتی، تراکی‌آندزیتی، بازالتی، توفی و ایگنمبریتی است. توده نفوذی نیمه عمیق با سن الیگوسن، با ترکیب کوارتز دیوریت، دیوریت و کوارتز مونزونیت به صورت استوک و دایک در منطقه رخنمون دارد. تحت تاثیر فرایندهای هیدروترمالی منشاء گرفته از توده نفوذی اسبخان، با سن الیگوسن، و با نفوذ در واحدهای رسوبی- آتشفشانی ائوسن میانی، دگرسانی‌های وسیعی (فیلیک، آرژیلیکی متوسط، پروپلیتیک و سیلیسی) در محدوده ایجاد شده است.

واژه‌های کلیدی: دگرسانی، پتروگرافی، آرژیلیک، اسبخان

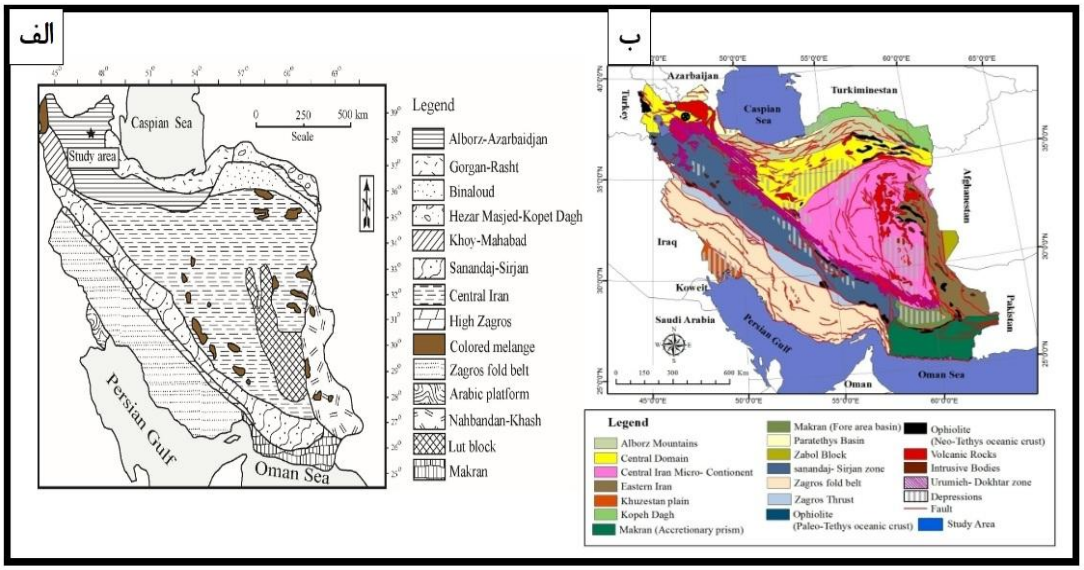
۱. مقدمه

کمربند فلزایی ارسباران در شمال‌غربی ایران واقع بوده و شامل مناطقی از جمله اهر، کلیبر، ورزقان، سیه‌رود و بخش‌های از شمال و غرب مشکین شهر است. برخی زمین‌شناسان این کمربند را ادامه قفقاز کوچک در نظر می‌گیرند که با روند شمال غرب-جنوب شرق وارد ایران می‌شود [۱]. عده‌ای آن را بخشی از زون ارومیه-دختر در نظر می‌گیرند [۲] و عده‌ای دیگر آن را کمربند ماگمایی مجزا در نظر می‌گیرند که از البرز تا شمال‌شرق ترکیه کشیده شده است [۳، ۴ و ۵]. این کمربند دارای برون‌زدهای گسترده‌ای از رسوبات فیلیشی پالئوسن و سنگ‌های آذرین آتشفشانی و درونی ائوسن تا میوسن است. ماگماتیسم سنوزوییک که از ائوسن آغاز می‌شود عمدتا آتشفشانی است که اغلب ماهیت اسیدی و حد واسط دارند. از ائوسن بالایی تا میوسن، فعالیت آذرین بیشتر به شکل توده‌های نفوذی بروز می‌کند که با کانی‌سازی و دگرسانی گسترده‌ای همراه است [۶]. بخش‌های وسیعی از سنگ‌های ماگمایی به ویژه سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری آن دگرسان شده‌اند [۷]. توالی سنگ‌های مطالعه شده دراین پهنه شامل دو دوره اصلی الیگوسن پسین – میوسن پیشین است[۸]. در این کمربند کانه‌زایی‌هایی از جمله مس، مولیبدن، طلا، آهن، سرب، روی، آرسنیک، آنتیموان و جیوه به صورت ذخایر پورفیری، اسکارنی و رگه‌ای قابل پی جویی است [۹ و ۱۰]. از مطالعات اخیر روی ذخایر این پهنه می‌توان به ذخایر پورفیری مس-مولیبدن سونگون [۱۱]، مس-مولیبدن هفت چشمه [۱۲ و ۱۳] و برخی از ذخایر اپی‌ترمال مانند زایلیک-صفیخانلو [۱۴]، شرف آباد و مسجد داغی [۱۵] اشاره کرد.

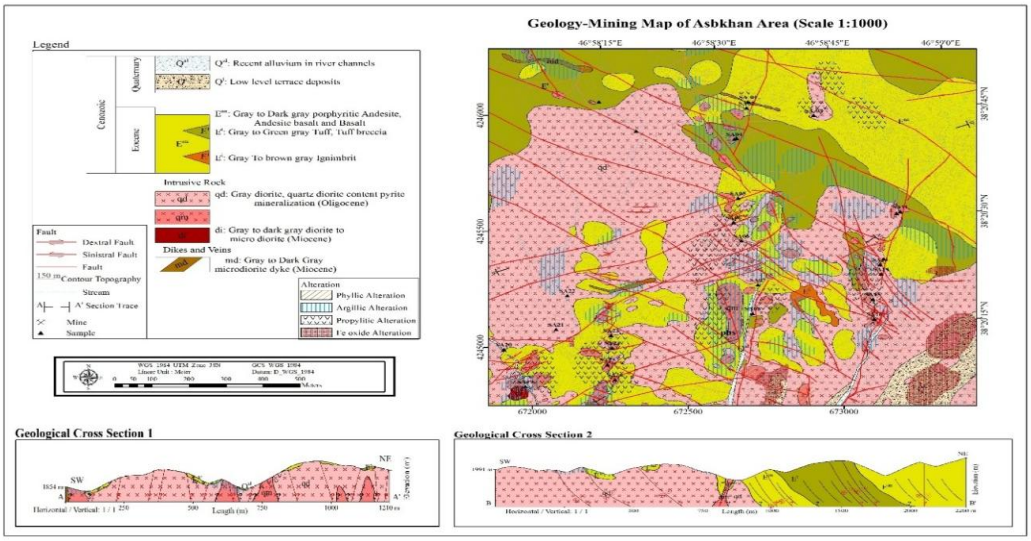
بحث

۲. زمین‌شناسی

منطقه اسبخان به مختصات جغرافیایی ″۱۵ ′۵۷ °۴۶ تا ″۲۳ ′۵۹ °۴۶ طول شرقی و ″۱۵ ′۱۹ °۳۸ الی ″۴۸ ′۲۱ °۳۸ عرض شمالی، در ۲۵ کیلومتری شمال غرب شهر هریس در استان آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران واقع است. از دیدگاه (نبوی ۱۳۵۵) این منطقه جز زون البرز – آذربایجان (شکل ۱ الف) و از لحاظ تقسیم‌بندی ساختاری – تکتونیکی ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳) این منطقه بخشی از زون ایران مرکزی می‌باشد (شکل ۱ ب). قدیمی‌ترین رخنمون تشکیلات سنگی منطقه اسبخان مربوط به سنگ‌های آهکی ائوسن است. این سنگ‌های رسوبی شیمیایی توسط رخنمون‌های سنگی چون آندزیت، تراکی‌آندزیت، بازالت، توف و ایگنمبریت ائوسن همراهی می‌شود. واحدهای سنگی الیگوسن در منطقه اسبخان شامل سنگ‌های آذرین درونی با ترکیب سنگ‌شناسی کوارتز دیوریت، کوارتزمونزونیت پورفیری و دیوریت می‌باشد که توسط مارن‌ها، ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراهای الیگومیوسن پوشیده شده‌اند (شکل۲).



شکل ۱. (الف) تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی-رسوبی ایران [۱۶] ، (ب) پهنه‌های رسوبی – ساختاری ایران [۱۷]



شکل ۲. نقشه زمین شناسی محدوده اسبخان در مقیاس ۱:۱۰۰۰ با تغییرات برگرفته از مراجع [۱۸ و ۱۹]

۳. واحدهای آتشفشانی ائوسن

این واحد قدیمی‌ترین واحد سنگی می‌باشد که در منطقه بخصوص در بخش شمالی محدوده رخنمون دارد. واحدهای سنگی ائوسن محدوده مورد بحث از سنگ‌های بازیک، حدواسط تا اسیدی تشکیل شده است و تمامی این واحدها به صورت لایه‌بندی قابل مشاهده هستند. شیب لایه‌بندی‌ها به دلیل نفوذ توده‌های متعدد نفوذی، کاملا به هم ریخته بوده و تنها در بخش‌های شمالی قابل پیگیری می‌باشد (شکل ۳ الف). واحدهای پیروکلاستیکی اسیدی این مجموعه در قسمت‌های از ناحیه بخصوص در بخش شمالی همراه با دگرسانی‌های سیلیسی، آرژیلیکی، سیلیسی آرژیلیکی، هماتیتی و لیمونیتی هستند در کل این واحد از میان لایه هایی نیز که قابل تفکیک بودند تشکیل شده است که در زیر بصورت مفصل بحث می‌شود.

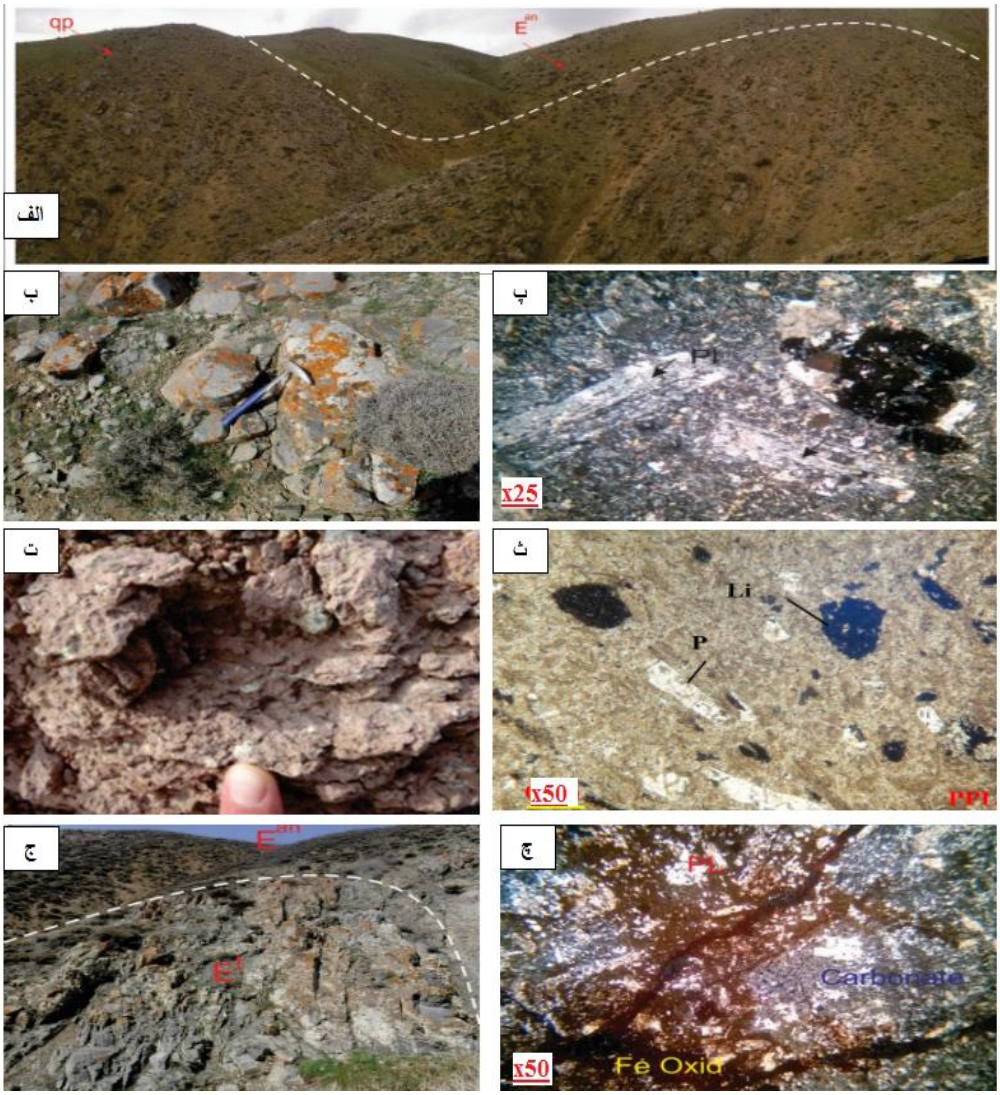
واحد آندزیتی- بازالتی: این واحد در بخش پایین ابتدا با لایه‌ای از آندزیت پورفیری تا مگاپورفیری شروع می‌شود که دارای رنگ خاکستری تیره و بافت متراکم است (شکل ۳ ب). واحد سنگی E^{an} به طور کلی بخش غیرقابل تفکیک با جنس‌های مختلف سنگی اعم از آندزیت، آندزیت بازالت و توف می‌باشد. بخش فوقانی این واحد به صورت توالی از آندزیت- بازالت و توف پیزولیتی آمیگدالوئیدال بر روی هم تکرار شده‌اند. بافت این سنگ‌ها پورفیریک با خمیره میکرولیتیک است. به علت دگرسانی به کانی‌های رسی، تشخیص نوع میکرولیت‌ها مشکل است و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز که تنها قالبی از آن به جا مانده است و از کانی‌های ثانویه پر شده است در این متن گسترش دارند. نمونه به شدت حاوی بلورهای ریز اُپاک است و به نظر می‌رسد نمونه از یک ماگمای بازیک نشأت گرفته باشد. نمونه به شدت تحت تأثیر دگرسانی آرژیلیکی قرار گرفته و به کانی‌های رسی تبدیل شده است(شکل ۳ پ).

واحد ایگنمبریتی: این واحد از کریستال لیتیک توف اسیدی تشکیل شده است و زمینه‌ی ویتریک آن به وضوح قابل مشاهده است. رنگ صورتی تا قرمز، شکستگی صدفی و سختی بالا از خصوصیات اصلی این توف‌ها به شمار می‌رود (شکل ۳ ت). اساس سنگ از شیشه تشکیل شده است. شاردهای هلالی شکل و تبلور مجدد در شیشه دیده می‌شود. قطعات بلورین فلدسپاری، کوارتزی و بیوتیت در این متن گسترش دارند. قطعات بیگانه به شدت اپاسیته شده بازالتی و قطعات آندزیتی- ماسه‌ای و شیلی نیز در سنگ گسترش دارند. در این سنگ شیشه نسبت به قطعات کریستالین و قطعات بیگانه به مراتب بیشتر است (شکل ۳ ث).

واحد توفی: این واحد از دو بخش کریستال توف‌های اسیدی و آندزیت- لاتیت‌آندزیت تشکیل شده است. بخش کریستال توف آن دارای ساخت مطبق است و بخش گدازه‌ای آن ترکیبی بین آندزیت و لاتیت‌آندزیت دارد. رنگ ظاهری توف و لاتیت‌آندزیت هر دو هم رنگ با ظاهری مشابه و به رنگ خاکستری روشن می‌باشند(شکل ۳ ج). بافت سنگ پورفیری با خمیره هیالومیکرولیتیک است. سنگ از یک زمینه‌ی شیشه‌ای و میکرولیتی تشکیل شده است و میزان میکرولیت از شیشه بیشتر است و زمینه‌ی این سنگ‌ها تقریباً ۷۰-۷۵ درصد

حجمی سنگ را شامل می‌شود. در متن سنگ در برخی موارد حضور بلورهای اُپاک چشم‌گیر است و درشت بلورهای (فنوکریست‌ها) پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار در متن گسترش دارند در برخی نمونه‌ها بلورهای فلدسپار به شدت دگرسان شده است و تنها سطوح کریستالوگرافی آن به صورت قالبی شکل‌دار به جا مانده است. کانی‌های فرومنیزین سنگ به علت دگرسانی اغلب قابل شناسایی نیست، دگرسانی به کانی‌های رسی باعث مخدوش و کدر شدن سطح بلورها شده، به طوری که تشخیص نوع فلدسپار و سایر کانی‌های سنگ مشکل است. قالب اکثر بلورها توسط کلسیت و کانی‌های رسی پر شده است. حضور کانی‌های اُپاک چشم‌گیر است و که تا حدود زیادی به اکسید و هیدرواکسیدهای آهن تبدیل شده است و باعث رنگ‌آمیزی سنگ شده است. اغلب رگه- رگچه‌های ظریفی از کلسیت در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳ چ).

واحد کواترنری: این واحد از تجمع رسوبات مربوط به واحد Q^{al} تشکیل شده است. این رسوبات با منشأهای مختلفی هستند و از نظر جورشدگی و گردشدگی ضعیف هستند و در کل رسوبات نابالغی می‌باشند.

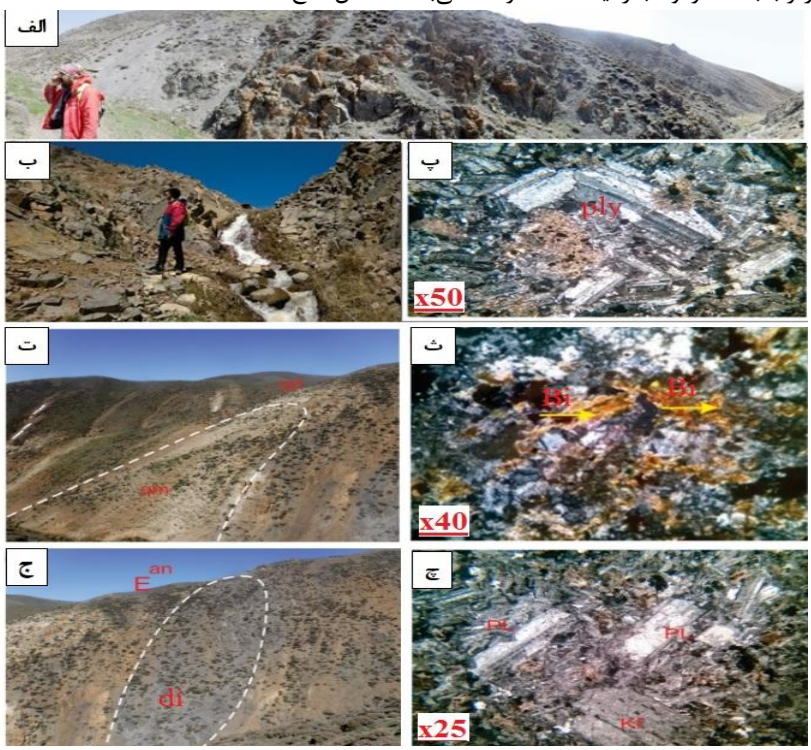


شکل ۳. الف) نمایی از شمال محدوده به همراه واحدهای ائوسن و مرز آن با توده کوارز دیوریتی(دید به سمت شمال) ب) نمایی نزدیک از طبقات آندزیت بازالتی در شمال محدوده پ) نمایی از بلورهای درشت پلاژیوکلاز در یک زمینه سیلیسی (بزرگنمایی ۲۵ برابر، نورXPL). ت) تصویر نزدیک از لیتیک توف‌های ایگنمبریتی مربوط به واحد E^{ig} است. ث) تصویر میکروسکوپی از نمونه‌های کریستال لیتیک ویتریک توف مربوط به واحد E^{ig} می‌باشد. ج) نمایی دور و نزدیک از طبقات توفی موجود در محدوده و مرز آن با واحد آندزیت

بازالتی (دید به سمت شمال). چ) نمایی از رگچه‌های اکسید آهن به همراه زمینه کربناتی و سیلیسی شده (بزرگنمایی ۲۵ برابر، نور XPL).

۴. واحدهای الیگوسن

از برجسته‌ترین سیماهای زمین‌شناسی اقتصادی منطقه اسبخان می‌توان به نفوذ توده‌های آذرین درونی کوارتز دیوریت، کوارتزمونزونیت پورفیری و دیوریت الیگوسن به درون تشکیلات آندزیتی، تراکی‌آندزیتی، بازالتی، توفی و ایگنمبریتی ائوسن و گسترش یک سامانه دگرسانی گسترده اشاره کرد. سامانه دگرسانی یاد شده از پهنه‌های دگرسانی آرژیلیک، فیلیک، پروپیلیتیک و سیلیسی تشکیل شده است. توده کوارتزدیوریت با گسترش بیشتر در بخش‌های مرکزی، شمالی و جنوبی ناحیه اکتشافی رخنمون دارد که به صورت باتولیت واحدهای آتشفشانی و آندزیتی – بازالتی را قطع کرده است. (شکل ۴ الف و ب) از لحاظ مورفولوژیکی این واحد سنگی ارتفاعات متوسط تا خشن منطقه را تشکیل می‌دهند (شکل ۴ ب). رنگ این مجموعه در مشاهدات صحرایی و نمونه دستی، خاکستری متوسط و خاکستری روشن تا سفید می‌باشد. بر اساس مطالعات میکروسکوپی کانی‌های اصلی آن شامل کوارتز، ارتوز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند با بافت پورفیری هستند (شکل ۴ پ). توده کوارتز مونزونیت پورفیری با وسعت کمتر نسبت به توده کوارتز دیوریتی در حاشیه این توده به صورت پچ هایی با اندازه های متفاوت رخنمون دارد. این واحد دارای مورفولوژی ملایم می‌باشد. بر اساس پیمایش‌ها و مطالعات صحرایی دگرسانی‌های فیلیک و آرژیلیک در این واحد قابل مشاهده است (شکل ۴ ت). کانی شناسی اصلی این توده شامل بلورهای نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز و اندکی پتاسیم فلدسپار است که در خمیره ریز بلوری از کوارتز و پتاسیم فلدسپار قرار دارند. کانی‌های فرومنیزین این توده (احتمالا آمفیبول و بیوتیت) کاملا توسط محصولات دگرسانی نظیر کلریت، کلسیت، اپیدوت، اکسیدهای آهن، سریسیت و در نهایت بیوتیت‌های ریز و پولکی ثانویه سودومورف شده اند (شکل ۴ ث). واحد سنگی دیوریتی با وسعت کمتر نسبت به دو توده بحث شده در بخش غربی محدوده و به صورت دایک در بخش های میانی محدوده گسترش دارد (شکل ۴ ج). کانی‌های اصلی مشاهده شده در این توده شامل ارتوز، پلاژیوکلاز و کوارتز با بافت گرانولا با زمینه دانه متوسط می‌باشد (شکل ۴ چ).



شکل ۴. الف) نمای دور از واحد کوارتز-دیوریتی با دید به سمت شرق، ب) نمای نزدیک از واحد کوارتز- دیوریتی، پ) مجموعه‌ای از فنوکریست‌های دانه درشت تا متوسط پلاژیوکلاز و ارتوز در نور XPL، ت) نمایی از مرز واحد کوارتز- مونزونیت پورفیری با توده کوارتز- دیوریت، ث) تصاویری از تشکیل بیوتیت ثانویه در توده کوارتز- مونزونیت پورفیری اسبخان در نور XPL، ج) نمایی از توده دیوریتی تا

میکرودیوریتی که به شکل دایک در داخل توالی ائوسن نفوذ کرده است، چ) تصاویری از بافت گرانولار به همراه پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار موجود در توده دیوریتی در نور XPL.

۵. دگرسانی

با توجه به مشاهدات صحرایی در این محدوده، دگرسانی آرژیلیکی، آرژیلیکی- سیلیسی، از بیشترین و دگرسانی فیلیک از کمترین گسترش برخوردار می‌باشند. دگرسانی سیلیسی نیز در مناطقی که رگه‌های سیلیسی از حجم بیشتری برخوردار است گسترش یافته و می‌توان گفت در مرز بین واحدهای سنگی و در امتداد گسل‌ها رخنمون دارد. دگرسانی پروپیلیتیک نیز واحد سنگی آندزیت مگاپورفیری را تحت تأثیر قرار داده و در اثر این دگرسانی کانی‌های کلریت و اپیدوت با رگه – رگچه‌هایی از کلسیت و سیلیس تشکیل شده است. در این محدوده دگرسانی‌ها در بعضی قسمت‌ها شدید و در بعضی قسمت‌ها از شدت کمتری برخوردارمی‌باشند، که احتمالاً به دلیل شدت و ضعف عمل محلول‌های گرمابی و همچنین حضور یا عدم حضور توده ها بخصوص توده پورفیری، گسله ها و یا رگه‌های سیلیسی می‌باشد. هوازدگی در این محدوده اکثر دگرسانی‌ها را تا حدودی تحت تأثیر گذاشته و باعث هماتیتی‌شدن سطحی آن‌ها شده است.

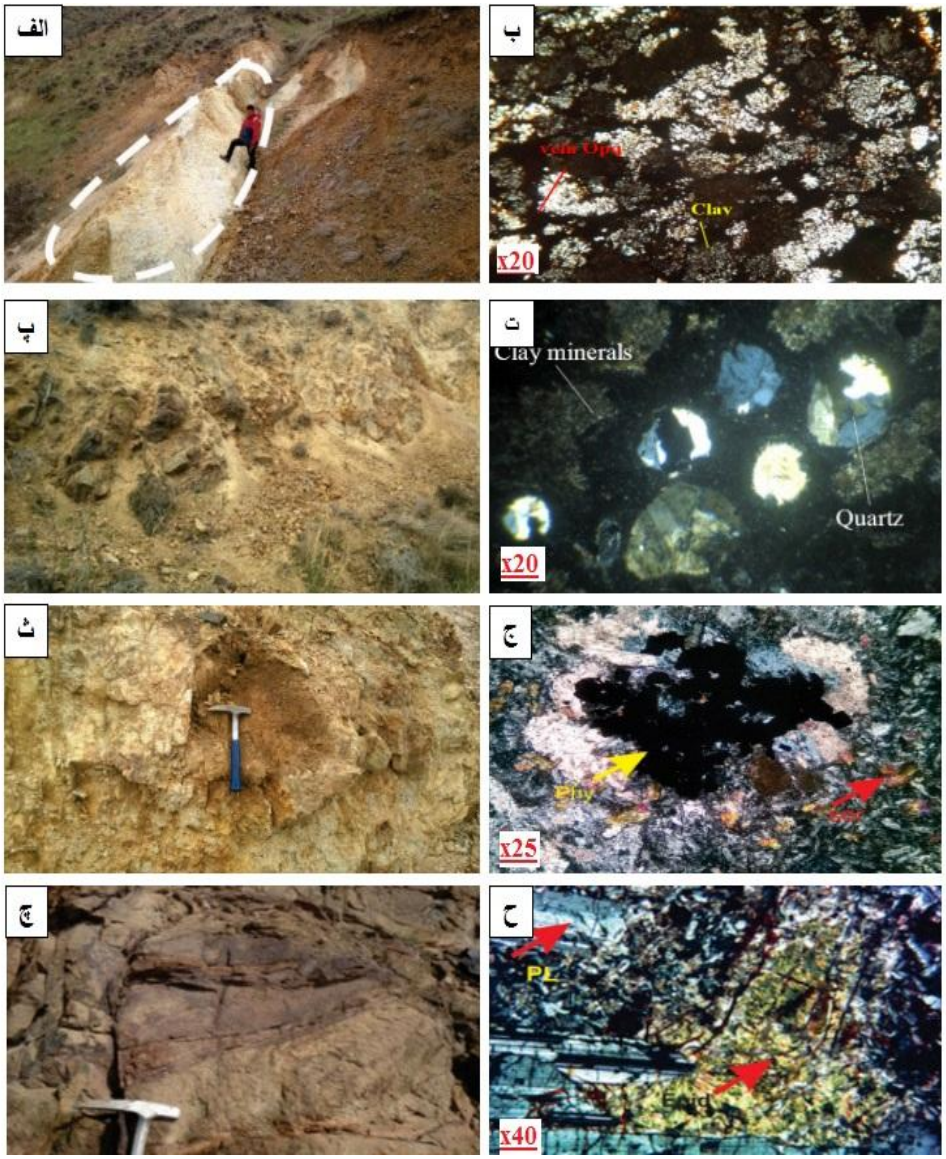
۱،۵. دگرسانی آرژیلیکی : در ناحیه اکتشافی اسبخان این دگرسانی با وسعت کمتر از ۱/۵ کیلومترمربع، در بخش مرکزی و شمالی ناحیه رخنمون دارد. اکثر ترانشه‌ها و سینه کارهای اکتشافی جهت کائولن و بنتونیت، در ناحیه اکتشافی اسبخان بر روی رخنمون‌های این زون واقع شده‌اند. واحدهای آندزیت- بازالت، آندزیت، لیتیک‌توف، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت پورفیری و توف تحت تاثیر این دگرسانی واقع شده‌اند. این سنگ‌ها تحت تاثیر محلول‌های گرمابی و ماگمایی قرار گرفته و به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. لازم به ذکر است که در این زون علاوه بر کانی‌های رسی، کانی‌های سیلیس، کلریت، هماتیت، گوتیت، لیمونیت و ژاروسیت نیز مشاهده شده‌اند. با تأثیر این دگرسانی رنگ واحدهای ذکر شده به سفید و کرم روشن متمایل گشته و به راحتی قابل تفکیک می‌باشند (شکل ۵ الف).
مطالعه میکروسکوپی نشان از تجزیه کانی‌های آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز به صورت جزئی تا کامل به کانی‌های رسی که کانی ثانویه اصلی این زون هستند، دارد. کانی‌های ثانویه فرعی شامل کوارتز، کربنات، سریسیت، ورمیکولیت، ژاروسیت و اکسیدهای آهن هستند (شکل ۵ ب).

۲،۵. دگرسانی آرژیلیکی- سیلیسی : در ناحیه اکتشافی اسبخان این دگرسانی با وسعت ۸ کیلومترمربع، یکی از وسیع‌ترین و شایع‌ترین دگرسانی‌ها بوده و در بخش‌های شمالی، مرکزی و شرقی ناحیه رخنمون دارد. واحدهای سنگی آندزیت- بازالت، آندزیت، بازالت، کریستال- لیتیک‌توف، کریستال‌توف، لیتیک‌توف، ایگنمبریت‌توف، کوارتز دیوریت و کوارتز مونزونیت پورفیری تحت تاثیر این دگرسانی واقع شده‌اند. این سنگ‌ها تحت تاثیر محلول‌های گرمابی و ماگمایی قرار گرفته و به مجموعه‌ای از سیلیس و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند (شکل ۵ پ). کانی‌های ثانویه علاوه بر سیلیس و کانی‌های رسی؛ شامل کلریت، ژاروسیت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت نیز هستند. فراوانی سیلیس در این زون بیشتر از فراوانی کانی‌های رسی می‌باشد به همین دلیل ابتدا نام سیلیس و سپس آرژیلیکی ذکر می‌گردد. با تأثیر این دگرسانی رنگ واحدهای ذکر شده به سفید، خاکستری روشن و کرم متوسط متمایل گشته و قابل تفکیک می‌باشند. شواهد صحرایی نشان از حضور رگه- رگچه‌های متعدد سیلیسی که حاوی سولفید بوده‌اند را دارد (شکل ۵ ت).

۳،۵. دگرسانی فیلیک : این زون دگرسانی از گسترش جزئی در سطح ناحیه اکتشافی اسبخان برخوردار بوده و بیشتر به همراه سایر زون-های دگرسانی می‌باشد. واحدهای سنگی آندزیت- بازالت، کریستال‌توف، ایگنمبریت‌توف، توف، کوارتز دیوریت و کوارتز مونزونیت پورفیری تحت تاثیر این دگرسانی واقع شده‌اند. اما بیشتر در داخل توده کوارتز مونزونیت پورفیری گسترش یافته و در نمونه دستی کانی‌های سریسیت و پیریت قابل مشاهده می‌باشد. تفاوت این دگرسانی با دگرسانی سیلیسی– آرژیلیکی وجود کانی پیریت، سریسیت و ژاروسیت می‌باشد. (شکل ۵ ث). مطالعه میکروسکوپی نمونه‌های برداشت شده از این زون نشان از حضور کوارتز ثانویه، سریسیت، کانی‌های رسی حاصل از تجزیه فلدسپات‌ها، ژاروسیت و کانی‌های اوپک بخصوص پیریت به عنوان کانی اصلی و کربنات، اکسید آهن و ورمیکولیت به عنوان کانی ثانویه فرعی دارند (شکل ۵ ج).

۴،۵. دگرسانی پروپیلیتیک : در ناحیه اکتشافی اسبخان این دگرسانی گسترش چندانی نداشته و نسبت به دیگر دگرسانی ها از گسترش کمتری برخوردار است، و تنها به صورت پراکنده و بیشتر در درزه و شکستگی‌های سنگ‌های آندزیتی، بازالتی و آندزیت- بازالتی، و به صورت کمتر در واحدهای دیوریتی، کوارتز دیوریتی رخ داده است(شکل ۵ چ). تزریق محلول‌های گرمابی با pH اسیدی در سنگ‌های

آذرین و در دمای مناسب باعث تبدیل کانی‌هایی مثل هورنبلند و بیوتیت که غنی از Fe و Mg هستند، به کلریت می‌شود. در نتیجه این عمل پتاسیم موجود در بیوتیت نیز آزاد می‌شود، پتاسیم آزاد شده با پلاژیوکلاز باعث تشکیل سریسیت می‌شود و Ca آزاد می‌شود. این کلسیم آزاد شده می‌تواند در تشکیل اپیدوت و کلسیت استفاده شود. همچنین اپیدوت می‌تواند در اثر دگرسان شدن کانی‌های آهن و منیزیم‌دار مثل آمفیبول و بیوتیت و همچنین پلاژیوکلاز تشکیل گردد (شکل ۵ ح).



شکل ۳. الف) نمایی از دگرسانی آرژیلیک در امتداد گسلها در مرکز و جنوب محدوده ب) مقطع میکروسکوپی از دگرسانی آرژیلیکی می‌باشد، که در آن کانی‌های رسی و اپک نشان داده شده است. پ) نمایی دور از دگرسانی آرژیلیکی-سیلیسی در مرکز محدوده مورد مطالعه ت) تصویر میکروسکوپی از دگرسانی آرژیلیکی – سیلیسی ث) نمایی نزدیک از دگرسانی فیلیک در داخل توده کوارتز مونزونیت پورفیری ج) تصاویری از کانی‌های اوپک پیریت و سریسیت و کربنات در توده پورفیری اسبخان (بزرگنمایی ۲۵ برابر، نور XPL). چ) دگرسانی پروپیلیتیک در واحد سنگی آندزیت مگاپورفیری ح) تصاویر مقطع میکروسکپی از دگرسانی پروپلتیک که کانی‌های کلریت، اپیدوت و کلسیت حضور دارند (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

نتیجه گیری

در محدوده مطالعاتی، ۴ لیتولوژی عمده را می‌توان تشخیص داد؛ ۱- توده دیوریتی تیره رنگ که بیشتر در کند دره و دره قره تورپاق قابل مشاهده است و جوانترین واحدهای محدوده را که بیشتر به شکل دایک نفوذ کرده‌اند تشکیل می‌دهند. ۲- توده کوارتزدیوریتی روشنتر با زمینه کالباسی رنگ که در بخش‌های شمالی دره زرلیک رخنمون دارند. ۳- توده کوارتزمونزونیتی روشن (اصطلاحاً توده پورفیری) که رخنمون‌های آن را در سطوح ارتفاعی پایین و در بخش‌های جنوبی و غرب محدوده رخنمون دارد و ۴- آندزیت بازالت که در بیشتر محدوده قابل مشاهده هستند. با توجه به مشاهدات صحرایی در این محدوده، دگرسانی آرژیلیکی، آرژیلیکی- سیلیسی، از بیشترین و دگرسانی فیلیک از کمترین گسترش برخوردار می‌باشند. دگرسانی سیلیسی نیز در مناطقی که رگه‌های سیلیسی از حجم بیشتری برخوردار است گسترش یافته و می‌توان گفت در مرز بین واحدهای سنگی و در امتداد گسل‌ها رخنمون دارد. دگرسانی پروپیلیتیک نیز واحد سنگی آندزیت مگاپورفیری را تحت تأثیر قرار داده و در اثر این دگرسانی کانی‌های کلریت و اپیدوت با رگه – رگچه‌های از کلسیت و سیلیس تشکیل شده است.

منابع

[1] Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati di Brozolo, F. and Villari, L., 1982- Tertiary and quaternary volcanism of the Erzurumkars area (Eastern Turkey): geochronological data and geodynamic evolution, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 13, 223-240

[2] Hezarkhani, A., 2006- Petrology of the intrusive rocks within the Sungun porphyry copper deposit, Azerbaijan, Iran, Journal of Asian Earth Sciences, 27(3), 326-340.

[3] Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, S., 2010- Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint, International Geology Review, 52(4-6), 536-578.

[4] Dercourt, J.E, Zonenshain, LP, Ricou, LE, Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I.M., Geyssant, J.,Lepvrier, C., Pechersky, D.H., 1986- Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias, Tectonophysics, 123(1-4): 241-315.

[5] Alavi, M., 2007- Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. American Journal of science, 307(9), 1064-1095.

[6] Jamali, H., Dilek, Y., Daliran, F., Yaghubpur, A. and Mehrabi, B., 2010- Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar–Arasbaran volcanic belt, northern Iran, International Geology Review, 52(4-6), 608-630.

[7] Ghorbani, M., 2013- A summary of geology of Iran, In The Economic Geology of Iran, Springer, Dordrecht, 45-64.

[8] Jamali, H. & Mehrabi, B., 2015- Relationships between arc maturity and Cu–MO–Au porphyry and related epithermal mineralization at the Cenozoic Arasbaran magmatic belt. Ore Geology Review 31, 123–138.

[9] Simmonds V., Calagari A. A., Kyser K., "Fluid inclusion and stable isotope studies of the Kighal porphyry Cu–Mo prospect, East- Azarbaidjan, NW Iran", Arabian Journal of Geosciences 8 (2015) 473-453.

[10] Simmonds V., Moazzen M., "Re-Os dating of molybdenites from Oligocene Cu-Mo-Au mineralized veins in the Qarachilar area, Qaradagh batholith (northwest Iran): Implications for understanding Cenozoic mineralization in South Armenia, Nakhchivan, and Iran", International Geology Review 57 (2015) 290-304.

[11] Calagari, A. A., 2004- Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, East-Azarbaidjan, Iran. Journal of Asian Earth Science 23, 179–189.

[12] Mohamadi, M. & Borna, B., 2006- Report of Geology and Drilling in the Masjed Daghi Area (National Iranian Copper Industries Company (NICICO)).

[13] Zarnab Company, 2007- Geology and Alteration Studies of the Haftcheshmeh Area (National Iranian Copper Industries Company (NICICO)).

[14] Ebrahimi, S., Alirezaei, S. & Pan, Y., 2011- Geological setting, alteration, and fluid inclusion characteristics of Zaglic and Safikhanloo epithermal gold prospects, NW Iran. Geological Society, London, Special Publications 350(1), 133-147.

[15] Alirezaei, S., Ebrahimi, S. & Pan, Y., 2008- Fluid Inclusion Characteristics of Epithermal Precious Metal Deposits in the Arasbaran Metallogenic Zone, Northwestern Iran [extended abs.], ACROFI-II, India, 1–4.

[16] Nabavi, M. H., "*An Introduction to the Geology of Iran*", Geological Survey of Iran Publication (1976) 1-105.

[17] Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran, Ministry of industry and mines, Geological survey of Iran. Tehran, Iran, 582 pp. (in Persian)

[18] Faridi, M. And Zamani Mehr, S., 2006- Geological map of Khoja with a scale of 1: 100000, Geological Survey and Mineral Exploration.

[19] Lesquyer. L., Rio, R. And Babakhani, A. R., 1990- Description of Ahar rectangular geological map, 1: 250,000, Geological Survey of Iran.