

کانه‌زایی، ژئوشیمی و مطالعات میانبارهای سیال در رگه‌های سیلیسی منطقه ساریخانلو، شمال باختر مشگین‌شهر (شمال باختر ایران)

هادی محمدیان^{۱*}، وارطان سیمونز^۲ و کمال سیاه چشم^۲

^۱دانشجوی دکتری، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
^۲دانشیار، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز تبریز، ایران

چکیده

محدوده ساریخانلو در شمال باختر مشگین‌شهر و در پهنه فلززایی قره‌داغ قرار دارد. واحدهای آذرین رخنمون‌یافته در این منطقه شامل توالی‌های آذرآواری پالتوسن-ائوسن (توف و توالی‌های آندزیت-داسیت) و واحدهای آتشفشانی آندزیت-بازالتی است. واحدهای سنگی منطقه سرشت کالک آلکالین پتاسیم بالا تا شوشونیتی و ماهیت متاآلومینوس دارند، که در موقعیت زمین‌ساختی بالاآمدگی پس از برخورد تشکیل شده‌اند. فعالیت سیستم گرمایی در این منطقه منجر به تشکیل رگه‌ها و کلاهک‌های سیلیسی و انواع دگرسانی‌های پروپیلیتیک، فیلیک، سیلیسی و آرتزلیک (شامل حد واسط و پیشرفته) شده است. کانه‌های فلزی تشکیل شده در کانسار ساریخانلو شامل پیریت، طلا، آزاده، آرسنوپیریت و انواع اکسیدهای آهن و به مقدار جزئی مالاکیت است که طی چهار مرحله کانه‌زایی تشکیل شده‌اند. عیار طلا در بیشتر نمونه‌های سطحی این کانسار در حد ۶۵۰-۳۰۰ می‌باشد که به شکل طلای آزاد هم‌رشد با پیریت یا در پیریت‌های نسل دوم میزبانی می‌شود. مطالعات میانبارهای سیال نشان داد که دمای همگن شدن در رگه‌های سیلیسی بین ۱۷۵ تا ۳۵۵^oC است که با توجه به فشار پایین میانبارهای سیال (اغلب کمتر از ۴۰ بار) می‌تواند نشانگر دمای به دام افتادن سیال باشد. شوری میانبارهای سیال بین ۰/۲ تا ۳ درصد وزنی معادل نمک طعام است. شرایط فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌زا و مجموعه کانی‌های دگرسانی و سنگ میزبان آتشفشانی نشانگر شباهت کانسار ساریخانلو با کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۳/۰۸/۱۳۹۹

تاریخ پذیرش: ۰۹/۰۵/۱۴۰۰

تاریخ انتشار: ۰۱/۱۰/۱۴۰۱

کلیدواژه‌ها:

ساریخانلو

دگرسانی گرمایی

اپی‌ترمال

میانبار سیال

۱- پیش‌نوشتار

منطقه ساریخانلو در ۳۰ کیلومتری شمال باختر مشگین‌شهر واقع شده است. راه دسترسی به این محدوده از طریق جاده مشگین‌شهر به روستاهای کوچنق و ساریخانلو ممکن است. این محدوده بخشی از زون فلززایی قره‌داغ است که در سال ۱۳۷۹ توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در طی عملیات پی‌جویی زون‌های طلادار کشور شناسایی شده است. در طی این پی‌جویی تعداد ۱۰ ترانسه بر روی تعدادی از رگه‌های سیلیسی حفر شده است (نقی‌زاده و شکویی، ۱۳۸۱). منطقه قره‌داغ جزء مناطق مستعد کانی‌سازی طلای اپی‌ترمال در کشور است. محدوده‌هایی همچون کانسار اپی‌ترمال ساریلا-زایلیک-نوقدوز (میرانوری و همکاران، ۱۳۹۸)، کانسار اپی‌ترمال نبی‌جان (جمالی و همکاران، ۱۳۹۵)، کانسار اپی‌ترمال سولفیدی مسجداغی (اکبرپور و همکاران، ۱۳۸۵)، کانسار اپی‌ترمال آق‌درق (اصغرزاده‌اصل و همکاران، ۱۳۹۶)، کانسار اپی‌ترمال میرکوه علی‌میرزا (مقصودی و همکاران، ۱۳۸۹)، از جمله اندیس‌های فلزات پایه و اپی‌ترمال در پهنه فلززایی قره‌داغ معرفی شده‌اند. منطقه ساریخانلو دارای ۴۰ رگه سیلیسی-کلسیتی بزرگ (با طول ۱ تا ۴۰۰ متر) و انشعابات آنها است که درون توالی‌های آذرآواری پالتوسن-ائوسن (توف و توالی آندزیت-داسیت) تشکیل شده‌اند.

تشکیل این رگه‌ها با انواع هاله‌های دگرسانی در سنگ‌های میزبان کانی‌سازی همراه است. در طی فعالیت‌های پی‌جویی انجام شده توسط شرکت گسترش و نوسازی معادن خاورمیانه تعداد ۴۲ ترانسه اکتشافی برای روی این رگه‌ها حفر شده است (محمدیان و ونائی، ۱۳۹۷). نتایج حاصله نشان می‌دهد که حداقل ۹ رگه سیلیسی از نظر آنومالی طلا دارای اهمیت هستند که در این مقاله سه رگه سیلیسی اصلی (شامل رگه‌های V01, V02, V03) مورد مطالعه قرار گرفته است (شکل ۱). هدف از این پژوهش مطالعه انواع دگرسانی، پاراژنز کانیایی و ویژگی‌های سیال گرمایی سازنده کانسنگ است که برای این منظور از مطالعات سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری و ریزدماسنجی سیالات درگیر استفاده شده است.

۲- روش مطالعه

در این پژوهش با انجام پیمایش‌های صحرائی، اقدام به تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ شد (شکل ۱). شناسایی و اندازه‌گیری رگه‌های سیلیسی (ستبراه، طول، عرض، شیب و امتداد رگه‌ها) (جدول ۱)، حفر ۴۲ ترانسه اکتشافی، نمونه برداری کانالی از کف یا دیواره ترانسه‌های حفر شده و نمونه‌برداری تصادفی از

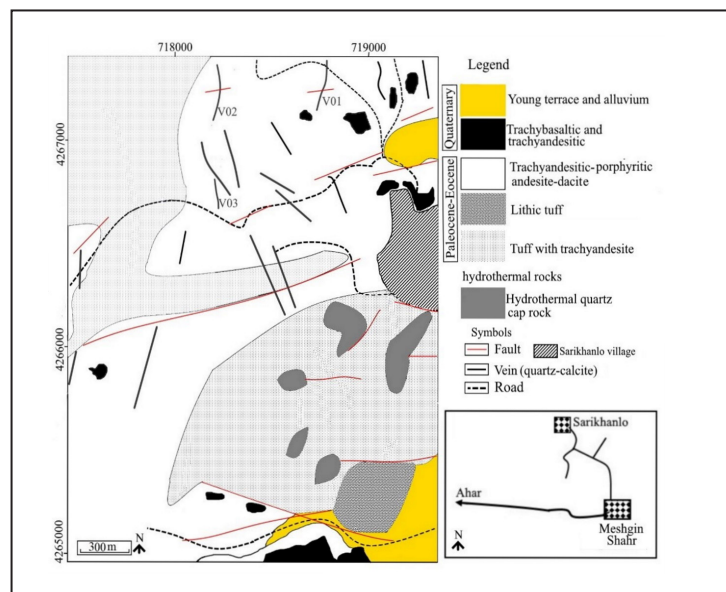
مناطق دگرسانی و کلاهک‌های سیلیسی نیز انجام گرفت (محمدیان و ونایی، ۱۳۹۷). توصیف صحرائی نمونه‌های تهیه شده از رگه‌ها ثبت شد (جدول ۲). تعداد ۳۰ مقطع نازک - صیقلی از واحدهای سنگی تهیه شد و مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری بر روی آنها صورت گرفت. از سه ترانشه حفر شده بر روی رگه‌های سیلیسی مورد پژوهش در این مقاله برای شناسایی فازهای کانیایی، تعیین عیار طلا و فراوانی اکسیدهای عناصر اصلی، تعداد ۴۵ نمونه به روش اسپکترومتری نشری پلاسما جفت شده القایی (ICP-OES) (جدول ۲)، تعداد ۷ نمونه به روش XRD (X-ray fluorescence) (جدول ۳)، و ۷ نمونه به روش X-Ray (جدول ۴) در آزمایشگاه زرآرما مورد تجزیه قرار گرفتند. مطالعه میانبارهای سیال در سه نمونه کانی کوارتز (جدول ۵) در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (استان البرز) انجام شد. اندازه‌گیری پارامترهای دمایی با استفاده از سکوی گرمایش - سرمایش Linkam با مدل THMS600 که بر روی میکروسکوپ ZEISS نصب شده، صورت گرفت. دامنه حرارتی این دستگاه °C ۱۹۶- تا

°C ۶۰۰+ است.

کالیبراسیون سکوی در مرحله گرمایش با دقت °C ۰/۶± بوده که توسط ماده نیترات سزیم با نقطه ذوب °C ۴۱۴ انجام شده است. همچنین در مرحله انجماد کالیبراسیون دستگاه با دقت °C ۰/۲± و با استفاده از ماده استاندارد n-Hexane با نقطه ذوب °C ۹۴/۳- گرفته است. فشار به دام افتادن میانبارهای سیال نیز بر پایه دمای همگن شدن و با استفاده از نرم‌افزار H₂O-NaCl HOKIEFLINCS (Steele-MacInnis et al., 2012) محاسبه شده است.

۳- واحدهای سنگی

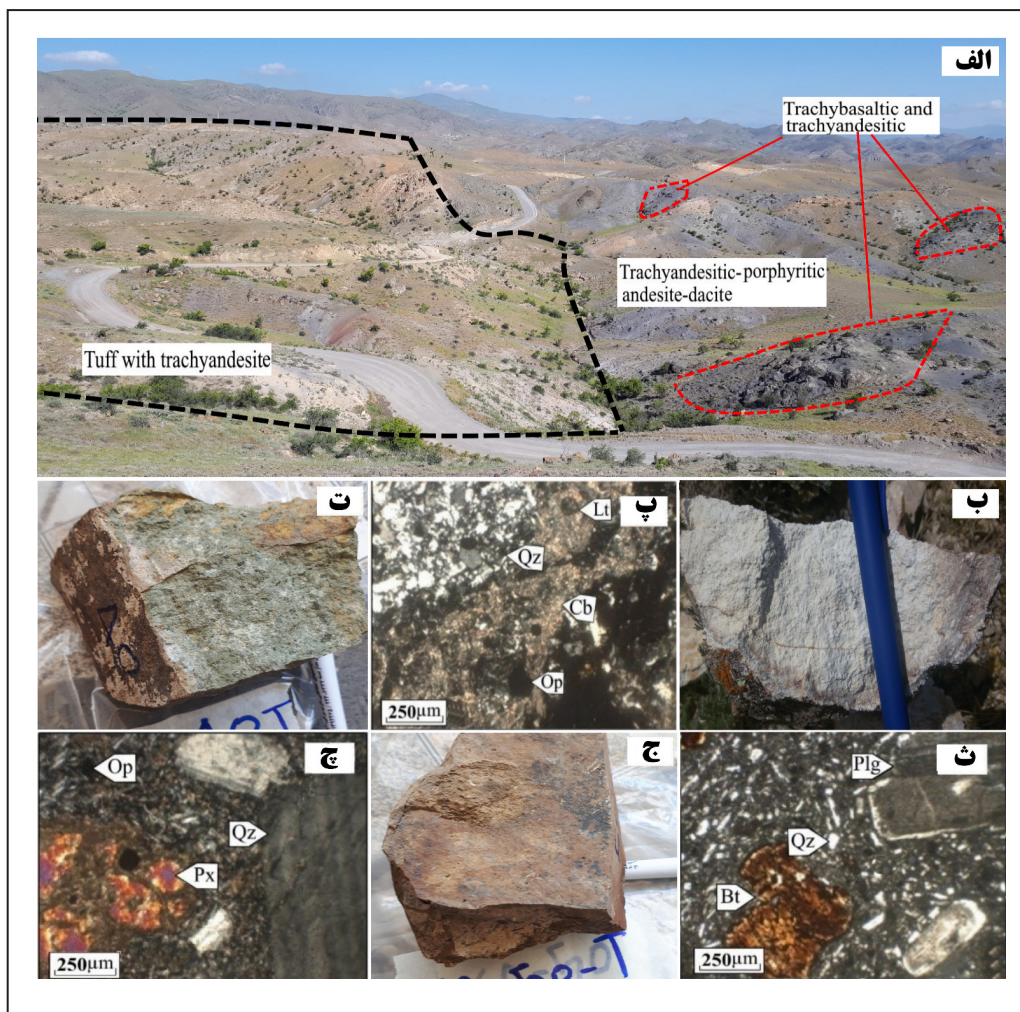
در محدوده مورد مطالعه انواع سنگ‌های آذرین خروجی به ویژه آذرآواری رخمون دارند (لسکویر و همکاران، ۱۹۷۸). این واحدها شامل گدازه و میان‌لایه‌های آذرآواری با ترکیب آندزیت- داسیت، تراکی آندزیت و آندزیت‌بازالت به سن پالوسن- اتوسن هستند (شکل ۲- الف).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی بخش مرکزی محدوده ساریخانلو و موقعیت رگه‌های سیلیسی اصلی (شامل رگه‌های V01, V02, V03) در این محدوده.

جدول ۱- مشخصات سه رگه مورد مطالعه در منطقه ساریخانلو.

V03	V02	V01	نام رگه
150	450	500	طول رگه (m)
4	12	9	آزیموت (امتداد رگه)
75-80	60-70	45-50	شیب رگه (درجه)
75/11	55/18	70/23	طول ترانشه حفر شده (m)
1	2	3	تعداد ترانشه حفر شده
190	170	120-155	عمق ترانشه (Cm)
کلسیت، هماتیت، لیمونیت	کلسیت، هماتیت، لیمونیت	کلسیت، هماتیت، لیمونیت، ژیس	کانی‌های باطله
آندزیت/آندزیت‌بازالت	آندزیت/داسیت/توف	آندزیت/داسیت	جنس سنگ میزبان
کانالی از دیواره ترانشه	کانالی از کف ترانشه	کانالی از کف ترانشه	نحوه نمونه‌برداری
زون اکسیدی/احیایی	زون اکسیدی/احیایی	زون اکسیدی	زون دگرسانی



شکل ۲- تصاویر صحرایی و میکروسکوپ نور عبوری (XPL) از واحدهای سنگی. الف) نمایی از منطقه ساریخانلو با رخنمون واحدهای مختلف؛ ب) نمونه دستی از واحد توف که کمی سیلیسی شده است؛ پ) ریز بلورهای اولیه دگرسان و نامشخص همراه با کانی‌های کربناته و کدر ثانویه و قطعات سنگی (Lt) در واحد توف با بافت پورفیریفتیک و کلاستیک؛ ت) نمونه دستی واحد آندزیت/داسیت؛ ث) درشت بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت در خمیره ریز بلور از پلاژیوکلاز و کوآرتز در واحد آندزیتی؛ ج) نمونه دستی واحد آندزیتی بازالت؛ چ) درشت بلورهای پیروکسن کربناتی شده در واحد آندزیتی بازالت. (علائم اختصاری از Whitney and Evans, 2010).

جدول ۲- مشخصات سنگ میزبان، دگرسانی و عیار طلا (تجزیه ICP-OES) سه رگه مورد مطالعه.

نام نمونه	طول کانال نمونه برداری (Cm)	Au (ppb)	دگرسانی	جنس سنگ بستر، وضعیت ظاهری
TR1-1	300	10	پروپیلیتیک	آندزیت + آندزیتی بازالت
TR1-2	180	16	آرژلیک/سیلیسی	آندزیت با رگچه‌های سیلیسی
TR1-3	230	400	سیلیسی/آرژلیک	رگه سیلیسی با اکسیدهای آهن
TR1-4	190	100	آرژلیک/سیلیسی	آندزیت با رگچه سیلیسی و اکسید آهن
TR1-5	200	350	آرژلیک/سیلیسی	واحد کاملاً آرژلیکی شده و رگه سیلیسی
TR1-6	180	1117	آرژلیک/سیلیسی	آندزیت با رگچه‌های سیلیسی
TR1-7	180	610	آرژلیک/سیلیسی	رگه سیلیسی برشی
TR1-8	140	523	آرژلیک/سیلیسی	کانی‌های رسی + رگچه سیلیسی + اکسید آهن

ادامه جدول ۲-

نام نمونه	طول کانال نمونه برداری (Cm)	Au (ppb)	دگرسانی	جنس سنگ بستر، وضعیت ظاهری
TR1-9	160	450	سیلیسی	رگه سیلیسی + اکسیدهای آهن + ژیس
TR1-10	140	700	سیلیسی	رگه سیلیسی + اکسیدهای آهن + ژیس
TR1-11	220	378	آرژلیک / سیلیسی	رگچه‌های سیلیسی + اکسید آهن
TR1-12	250	425	پروپیلیتیک	آندزیت + آندزی بازالت + رگچه‌های سیلیسی
TR1-13	200	10	سنگ درون گیر سالم	آندزیت + آندزی بازالت
TR2-1	440	8	پروپیلیتیک	آندزیت با رگچه‌های کلسیت
TR2-2	220	66	پروپیلیتیک / آرژلیک	آندزیت با رگچه‌های اکسیدهای آهن
TR2-3	165	370	سیلیسی	رگه سیلیسی + اکسیدهای آهن
TR2-4	180	751	سیلیسی	رگه سیلیسی + اکسیدهای آهن
TR2-5	175	1341	سیلیسی	رگه سیلیسی + لیمونیت + هماتیت
TR2-6	190	1221	سیلیسی	رگه سیلیسی + لیمونیت + هماتیت
TR2-7	180	358	سیلیسی	رگه سیلیسی + لیمونیت + هماتیت
TR2-8	100	870	سیلیسی	رگه سیلیسی + لیمونیت + هماتیت
TR2-9	200	375	سیلیسی	نمونه عمودی از فرادیواره رگه سیلیسی
TR3-1	120	5	کلریتی	آندزیت/داسیت با رگچه‌های کلسیت
TR3-2	90	5	آرژلیک	آندزیت/داسیت با کانی‌های رسی
TR3-3	70	9	سیلیسی / آرژلیک	رگه سیلیسی + لیمونیت + هماتیت
TR3-4	50	350	سیلیسی / آرژلیک	رگه سیلیسی + لیمونیت + هماتیت
TR3-5	45	750	سیلیسی / آرژلیک	رگه سیلیسی + لیمونیت + هماتیت
TR3-6	138	631	پروپیلیتیک	رگه سیلیسی + لیمونیت + هماتیت
TR3-7	210	975	پروپیلیتیک	رگه سیلیسی + لیمونیت + هماتیت
TR3-8	100	450	پروپیلیتیک	آندزیت کلریتی شده
TR3-9	120	600	پروپیلیتیک / آرژلیک	آندزیت + لیمونیت + هماتیت
TR3-10	142	423	پروپیلیتیک	آندزیت کلریتی شده
TR3-11	90	93	پروپیلیتیک	آندزیت کلریتی شده

جدول ۳- نتایج طیف سنج پراش پرتو ایکس نمونه‌های سنگی و دگرسانی در محدوده مورد مطالعه.

S. No.	Major minerals	Minor minerals	Trace minerals
SA1	کریستوبالیت، کوارتز، کلسیت	ژیس	-
SA2	کوارتز، کلسیت	ارتو کلاز، آلپیت، کانولینیت	ژیس، هماتیت
SA3	کوارتز	کلسیت، دولومیت، میکروکلین، کانولینیت	-
SA4	کوارتز، کلسیت	میکروکلین، کانولینیت	مسکوویت - اپلیت، هماتیت
SA5	کوارتز	ژیس، پیریت، ناترو آلونیت، میکروکلین	-
SA6	کوارتز، کلسیت	ژیس، آجولاریا	مسکوویت
SA7	کوارتز، ژاروسیت، فلدسپار	کانولینیت	-

جدول ۴- نتایج تجزیه شیمیایی واحدهای سنگی منطقه به روش XRF.

S. No.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	S	BaO	SrO	ZrO ₂	LOI	total
D01	09/72	20/15	60/1	23/0	47/0	26/0	80/3	51/4	12/0	03/0	<02/0	10/0	03/0	02/0	29/1	75/99
D25	99/54	97/17	55/6	07/1	74/5	17/3	31/4	42/3	80/0	11/0	<02/0	09/0	11/0	04/0	93/0	30/99
D40	35/50	85/18	85/7	23/1	16/9	80/3	13/3	85/2	96/0	17/0	<02/0	16/0	14/0	04/0	57/1	25/100
D34	33/54	27/17	93/5	99/0	38/7	83/2	44/3	52/2	68/0	13/0	04/0	07/0	10/0	04/0	13/4	89/99
D37	37/60	89/16	88/4	73/0	74/4	91/1	87/3	64/3	62/0	07/0	<02/0	12/0	16/0	02/0	82/1	83/99
D70	00/61	28/15	27/4	70/0	48/4	26/1	02/3	67/4	43/0	12/0	<02/0	05/0	05/0	05/0	57/4	94/99
D24	93/65	88/16	44/2	51/0	72/1	83/0	41/3	07/4	21/0	06/0	<02/0	08/0	05/0	05/0	57/3	79/99

۴- دگرسانی

سنگ‌ها در این محدوده تا درجات مختلفی دگرسان شده‌اند و به صورت کامل تا جزئی توسط کانی‌های رسی، سیلیسی، کربناتی، سربستی، اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن و کانی‌های شاخص دگرسانی پروپیلیتیک جانشین شده‌اند. نفوذ سیالات گرمایی به درون واحدهای آذرآواری باعث دگرسانی سیلیسی / آرژیلیک، پروپیلیتیک و فیلیک در حاشیه رگه‌ها و شکستگی‌ها به ویژه در سنگ‌های آندزیتی- داسیتی شده است. وسیع‌ترین دگرسانی در اطراف رگه‌های سیلیسی- کلسیتی به فاصله حداکثر تا ۸ متر رخ داده و شامل دگرسانی آرژیلیک حد واسط است که توسط دگرسانی پروپیلیتیک ضعیف تا متوسط در بر گرفته شده است. کلسیت افزون بر جانیشینی به صورت تیغه‌ای و رگه / رگچه-ای نیز یافت می‌شود. در این محدوده رخداد کانی‌های زون آرژیلیک در جایی که هنوز کانی‌های سولفیدی وجود دارد، به عنوان دگرسانی درون‌زاد در نظر گرفته شده است، که طی فرایندهای بعدی با اکسید شدن پیریت و همچنین تولید کانی‌های رسی منجر به تشکیل زون‌های برون‌زاد شده است. انواع دگرسانی‌های ساریخانلو شامل موارد زیر است:

۴-۱- دگرسانی سیلیسی

این دگرسانی به طور گسترده به دو صورت در واحدهای آذرآواری توسعه یافته است: ۱) به صورت رگه‌های سیلیسی- کلسیتی در زون‌های کشتی و ۲) به شکل کلاهیک‌های سیلیسی. رگه‌های سیلیسی- کلسیتی با ستبرای چند سانتی‌متر تا ۱۰ متر و با امتداد تقریبی شمالی- جنوبی (در مواردی تا ۱۵ درجه متمایل به باختر یا خاور) و شیب ۸۰-۴۵ درجه به سمت خاور (شکل ۳- الف) توسعه یافته‌اند که شامل دو دسته هستند. رگه‌های سیلیسی دسته اول به رنگ‌های شیری، خاکستری روشن بوده و اغلب حاوی کوارتز، کلسیت و کانی‌های فرعی؛ ارتوکلاز، آلپیت، کانولینیت، هماتیت و ژپس هستند (شکل ۳- ب، جدول ۳). رگه‌های دسته دوم به رنگ خاکستری تیره بوده (شکل ۳- ت) و اغلب حاوی کوارتز (به‌عنوان فاز کانیایی اصلی)، قطعات لیتیک از جنس خود رگه (قطعات سیلیسی / کلسیتی ریز) و قطعاتی از دیواره سیلیسی شده در خمیره‌ای از دولومیت، کلسیت، میکروکلین و اکسید / هیدرواکسیدهای آهن هستند (جدول ۳). اکبرپور و همکاران (۱۳۸۵) نیز تشکیل دولومیت را در تعدادی از رگچه / رگچه‌ها و دگرسانی‌های کانسار اپی‌ترمال مسجداغی گزارش کرده است. کلاهیک‌های سیلیسی اغلب در ابعاد بزرگ (تا چند صد مترمربع) بر روی واحدهای توفی تشکیل شده و بخش‌های برجسته منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند (شکل ۱) و با فاصله ۲-۳ کیلومتری در حاشیه سیستم‌های رگه‌ای تشکیل شده‌اند.

این کلاهیک‌ها در اثر نفوذ سیالات اسیدی در زون‌های متخلخل و نفوذپذیر اولیه (رسوبات آذرآواری) و نهشت مستقیم یا جانیشینی سیلیس در سنگ‌های میزبان تشکیل می‌شوند (Corbett, 2001b). بخشی از این کلاهیک‌ها نیز در طی فرآیندهای

۳-۱- واحد توف

این واحد جزو قدیمی‌ترین واحدهای سنگی در منطقه باختر مشگین شهر بوده و شامل توالی از انواع مختلف توف برشی، توف خرده سنگی و توف بلورین است (شکل ۲- ب). نتایج XRD بر روی دو نمونه سنگی (کمی دگرسان شده) از توف‌ها نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی سازنده این واحد شامل کریستوبالایت، کوارتز، کلسیت و ژپس و به مقدار کمتر هماتیت می‌باشند (جدول ۱). این توف‌ها در مطالعات میکروسکوپی بیشتر حاوی بلورهای بی‌شکل، ریز تا متوسط پلاژیوکلاز (۲۵-۱۵٪)، فلدسپات آلکالن (۵-۱۰٪)، بیوتیت (۵-۱۰٪)، انبوه‌های کلسیت (۱۰-۲۵٪) و اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن (۱-۵٪) و قطعات لیتیک (۵-۱۰٪) در زمینه ریز بلور هستند که به شکل ثانویه رسی (کانولینیتی)، کلریتی و کلسیتی شده‌اند (شکل ۲- پ).

۳-۲- واحد آندزیت- داسیت

سنگ‌های این واحد ترکیب تراکی آندزیت تا داسیت داشته و در باختر روستای ساریخانلو گسترش دارند. این سنگ‌ها به رنگ خاکستری روشن تا خاکستری مایل به بنفش بوده و میزان رگه‌های بزرگ سیلیسی منطقه هستند (شکل ۲- ت). در مطالعات میکروسکوپی دارای بافت پورفیری تا میکرولیتی بوده و حاوی درشت بلورهای پلاژیوکلاز (۲۰-۱۰٪) و آلکالی فلدسپار (۱۰-۵٪)، ریز بلورهای کوارتز خلیجی (۱۰-۵٪) و بلورهای متوسط بیوتیت دگرسان (۵٪) و به مقدار خیلی کم پروکسن در زمینه ریز بلور هستند. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار تقریباً سالم با ماکل پلی‌ستتیک و منطقه‌بندی است. اوژیت (با تیغه‌های جدایشی هیپرستن) و بیوتیت‌ها اغلب دگرسان بوده و به صورت بخشی توسط کانی‌های ثانویه مثل کلسیت، کلریت و اکسیدهای آهن جانشین شده‌اند (شکل ۲- ث).

۳-۳- واحد تراکی آندزیتی بازالیت تا تراکی آندزیت

این سنگ‌ها به شکل دایک‌های کوچک با گسترش محدود در واحدهای قدیمی‌تر نفوذ کرده‌اند و جوان‌ترین واحد سنگی منطقه هستند. در نمونه دستی دارای رنگ خاکستری تیره بوده و دگرسانی کمتری دارند (شکل ۲- ج). از نظر ترکیبی در طیفی از تراکی آندزیتی بازالیت تا تراکی- آندزیت متغیر هستند. این سنگ‌ها در مطالعات میکروسکوپی دارای بافت تراکیتی و پورفیری بوده و اغلب حاوی بلورهای متوسط پلاژیوکلاز (۲۰-۱۰٪) و به مقدار کمتر کلینوپروکسن (تا ۵٪) و در مواردی تک بلورهای آلکالی فلدسپار (تا ۲٪) و کوارتز خلیجی (تا ۵٪) به‌عنوان کانی‌های اصلی و آپاتیت به‌عنوان کانی فرعی در زمینه بسیار ریز بلور هستند. فلدسپارها و پروکسن‌ها در این سنگ‌ها به صورت بخشی توسط کانی‌های ثانویه رسی، کربناتی و کانی‌های کدر (اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن) جانشین شده‌اند (شکل ۲- چ).

زون دگرسانی حضور دارند. در زون برون‌زاد در اثر هوازدگی پیریت‌ها مقداری اکسید و هیدروکسید آهن (لیمونیت و گوتیت) هم به‌عنوان کانی‌های ثانویه برون‌زاد در این زون دگرسانی تشکیل شده‌اند (شکل ۳-ج).

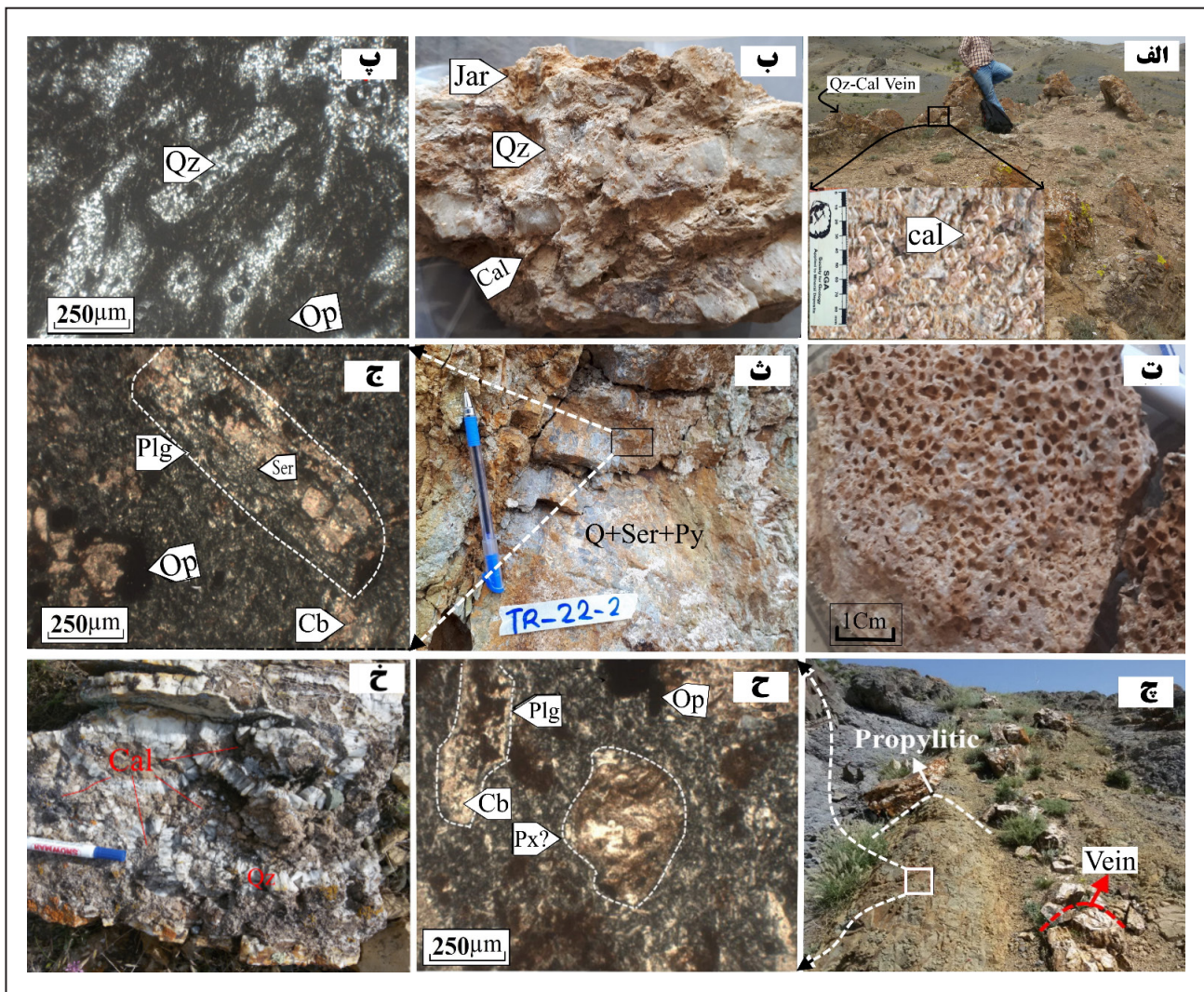
۴-۳. دگرسانی پروپلیتیک

این دگرسانی بیشتر در سنگ‌های آندزیت- تراکی- آندزیتی به ویژه در اطراف رگه‌های سیلیسی با ستبرای حداکثر تا ۴ متر رخ داده است (شکل ۳-ج). کانی‌های کلسیت، کلریت، اپیدوت به‌همراه مقادیر کمتری کانی‌های رسی و اکسیدهای آهن مجموعه کانی‌های تشکیل شده در این زون هستند (شکل ۳-ح).

برون‌زاد و تخریب و شستشوی کانی‌های سنگ‌ساز و باقی ماندن سیلیس به فرم حفره‌ای تشکیل شده است (شکل ۳-ت).

۴-۲. دگرسانی فیلیک

این دگرسانی به‌خوبی توسعه نیافته و به‌صورت هاله‌های باریک نزدیک رگه‌های سیلیسی ظاهر شده و با حضور کانی‌های سریسیت و پیریت در مطالعات میکروسکوپی شناسایی می‌شوند (شکل ۳-ث). این زون توسط دگرسانی آرژیلیک در بر گرفته می‌شود. نتایج طیف‌سنج XRD نشان داد که افزون بر کانی‌های یادشده مقادیر کمتری میکروکلین، کلسیت، کائولینیت، موسکویت - ایلیت و هماتیت نیز در این



شکل ۳- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی (XPL) از زون‌های دگرسانی. الف) رخنمون رگه سیلیسی-کلسیتی با روند شمالی-جنوبی و کلسیت‌های تیغه‌ای در آن؛ ب) نمونه دستی رگه سیلیسی با سیمان کلسیتی و اکسیدهای آهن؛ پ) مقطع میکروسکوپی زون سیلیسی شده و پر شدن قالب فلدسپارها با کوارتز؛ ت) تشکیل سیلیس‌های حفره‌دار در کلاهیک‌های سیلیسی؛ ث) رخنمون زون فیلیک در نزدیک یک رگه؛ ج) دگرسانی فیلیک با پلاژیوکلاز سریسیتی شده؛ چ) رخنمون زون پروپلیتیک با ستبرای یک متری در حاشیه رگه؛ ح) پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک در زون پروپلیتیک با کانی‌های کربناته جایگزین شده‌اند؛ خ) رگه سیلیسی-کربناتی با سیمانی از کانی‌های کربناتی.

۴-۴. دگرسانی آرژیلیک

سیلیسی در ارتفاعات جنوبی روستای ساریخانلو حاکی از تشکیل کانی‌های شاخص آرژیلیک پیشرفته نظیر آلونیت و ناتروآلونیت در این زون‌ها می‌باشد (جدول ۱). اروچی و همکاران (۱۳۹۳) در نزدیکی روستای کوچنق وجود دگرسانی آرژیلیک پیشرفته را گزارش کرده‌اند که احتمالاً می‌تواند امتداد این زون دگرسانی باشد.

این زون دگرسانی از مشخص‌ترین دگرسانی منطقه مورد مطالعه در اطراف رگه‌های سیلیسی و یا زون‌های شکسته و خرد شده است (شکل ۳-الف، ۶-ب). این دگرسانی هم به‌صورت درون‌زاد و هم برون‌زاد تشکیل شده و بیشتر از نوع آرژیلیک متوسط است، اما نتایج طیف‌سنج XRD نمونه‌های تهیه شده از زون‌های آرژیلیک حاشیه کلاهیک‌های

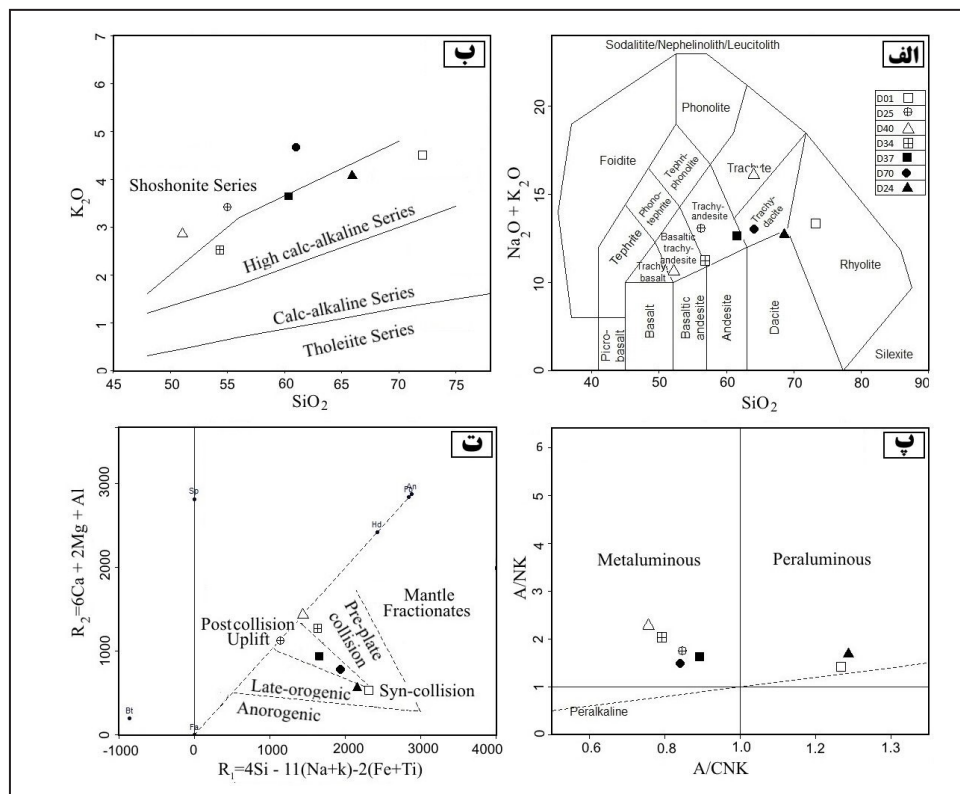
۴-۵. کربناتی شدن

در کانسار ساریخانلو کانی‌های کربناتی (اغلب کلسیت) در زون دگرسانی پروپلیتیک افزون بر جانشینی در کانی‌های سنگ‌ساز، در طی دگرسانی کربناتی به صورت رگه / رگچه‌های کلسیتی (- سیلیسی) یا سیمان کلسیتی (- دولومیتی) تشکیل شده است. کلسیت رگه/رگچه‌ای با ستبری تا ۱۰ سانتی‌متر بسیار فراوان‌تر است (شکل ۳- الف، خ). ته‌نشست و جانشینی کلسیت از طریق واکنش‌های آبکافت آلومینوسیلیکات‌های کلسیم در حضور مقادیر بالایی از CO_2 یا جوشش صورت می‌گیرد (Simmons and Browne, 1978; Simmons and Christensen, 1994). نقش CO_2 در کانسارهای اپی‌ترمال کاملاً شناخته شده نیست. در سیستم‌های گرمایی غلظت CO_2 کنترل‌کننده اصلی pH سیال است، بنابراین جوشش و از دست دادن CO_2 به فاز بخار منجر به افزایش pH و در نتیجه نهشت طلا و دیگر عناصر می‌شود (Hedenquist, et al., 2000). این فرایندها رخداد رایج کلسیت را به عنوان کانی باطله و نیز میزان کانسنگ در سیستم‌های رگه‌ای اپی‌ترمال را توضیح می‌دهند (Fournier, 1985).

۵- زمین‌شیمی واحدهای سنگی و دگرسانی

۵-۱. ژئوشیمی واحدهای آذرین

از تجزیه شیمیایی واحدهای آذرین برای تعیین جنس و نام سنگ‌ها، تعیین سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی استفاده شده است. بررسی یافته‌های حاصل از تجزیه شیمیایی واحدهای سنگی ساریخانلو نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای ترکیب حدواسط تراکی آندزیتی، تراکی‌داسیتی تا ریولیتی هستند (شکل ۴- الف). همچنین واحدهای سنگی ساریخانلو دارای سرشت کالک‌آلکان با پتاسیم بالا تا شوشونیتی بوده (شکل ۴- ب) و اغلب ماهیت متاآلومینوس دارند (شکل ۴- پ). سری کالک‌آلکان در ارتباط با فرورانش بوده و بیشتر در حاشیه قاره‌ای فعال دیده می‌شود و سری سنگ‌های شوشونیتی نیز در بیشتر نقاط در حاشیه قاره‌ها همراه با سری کالک‌آلکان همراه می‌باشد و اغلب این سری حاصل تحول ماگمای کالک‌آلکان در نظر گرفته می‌شود (Kuno, 1960). جایگاه زمین‌ساختی این واحدها بر اساس نمودار Batchelor and Bowden (1985) زون زمین‌ساختی «بالا آمدگی پس از برخورد» می‌باشد (شکل ۴- ت).



شکل ۴- ویژگی‌های ژئوشیمیایی واحدهای آذرین. الف) بر اساس نمودار TAS (Middelmost, 1994) این واحدها دارای ترکیب حدواسط تا ریولیتی هستند؛ ب) واحدهای آذرین منطقه دارای سرشت کالک‌آلکان با پتاسیم بالا تا شوشونیتی هستند (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ پ) نمودار A/CNK در مقابل A/NK (Shand, 1943) و نشانگر ماهیت عمدتاً متاآلومینوس نمونه‌های مورد مطالعه می‌باشد؛ ت) واحدهای سنگی ساریخانلو بیشتر در جایگاه زمین‌ساختی «بالا آمدگی پس از برخورد» تشکیل شده‌اند.

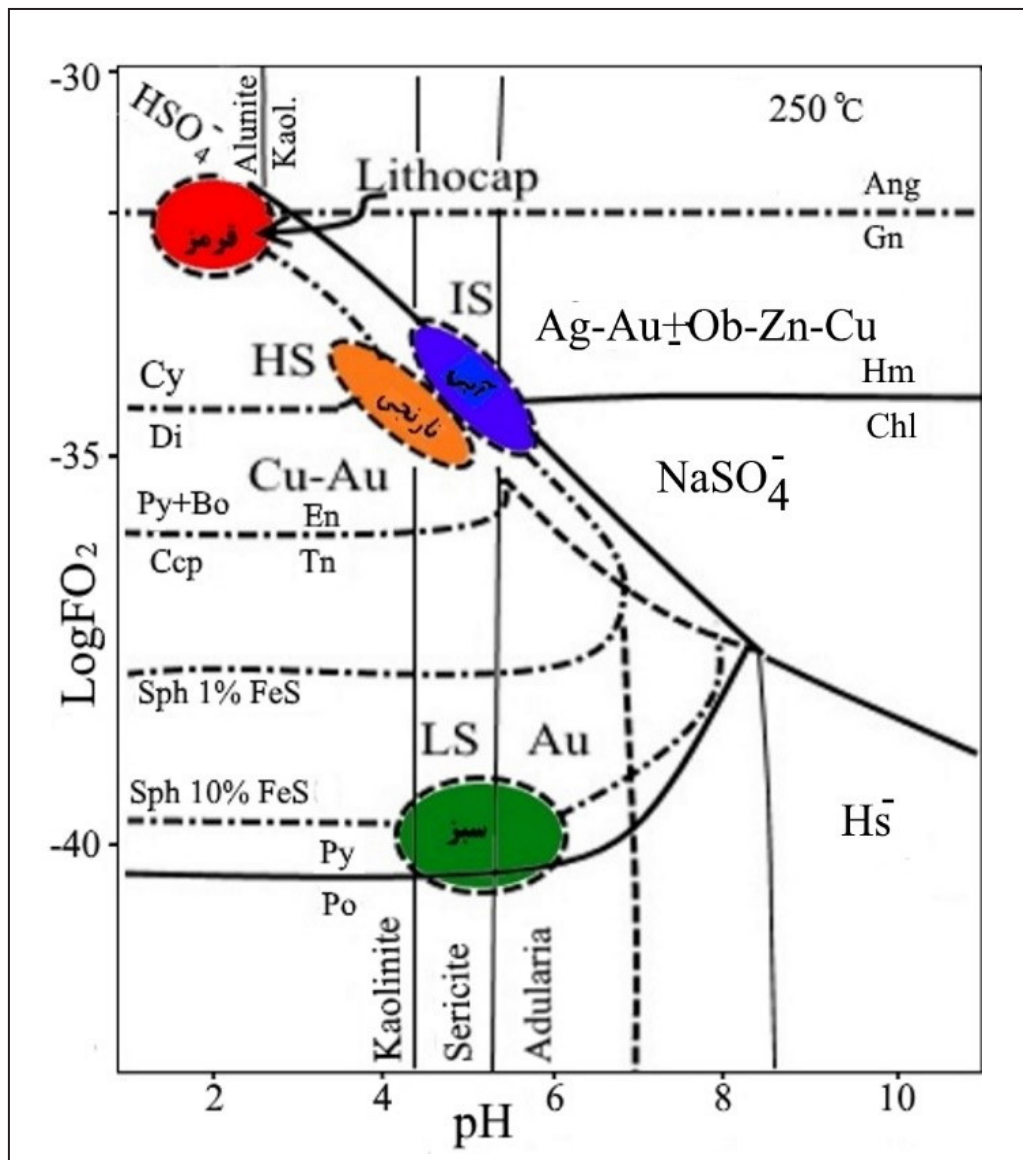
۵-۲. ژئوشیمی دگرسانی

همزمان با روند توسعه سامانه زمین گرمایی (ژئوترمال) ساریخانلو از مرکز سیستم به سمت حاشیه و کاهش فشار سیستم و ایجاد جوشش باعث تولید کانی‌های آدولاریا و کلسیت به شکل رگه‌ای، تیغه‌ای و جانشینی در مرکز سیستم شده است (شکل ۳- الف). حضور کلسیت ورقه‌ای و آدولاریا به صورت رگچه‌ای و جانشینی و نیز سیمان برش‌های گرمایی می‌تواند نشان‌دهنده جوشش سیال در این مرحله باشد (Simmons and Christensen, 1994; Browne and Ellis, 1970). در نهایت کاهش

دما و pH سامانه منجر به انتقال ترکیب سیال از محدوده پایداری آدولاریا به ایلیت گشته است (Simmons and Browne, 2000; Hedenquist and Brown, 1989). تشکیل کانی کوآرتز در رگه‌های سیلیسی و تشکیل کریستوبالیت همراه با کوآرتز و کائولینیت در کلاهک‌های سیلیسی (جدول ۱) نشان می‌دهد که دمای تشکیل رگه‌های سیلیسی بالاتر از تشکیل کلاهک سیلیسی است و بخشی از سیلیسی شدن در کلاهک‌ها در دمای پایین (نزدیک $100^\circ C$) رخ داده است (Saunders, 1994).

ساریخانلو (که با فاصله ۳-۴ کیلومتری از رگه‌های سیلیسی واقع هستند) نشان می‌دهد که فوگاسته اکسیژن در زون آرژلیک پیشرفته حاشیه کلاهک‌های سیلیسی (محدوده قرمز رنگ در شکل ۵) بالاتر از زون آرژلیک اطراف رگه سیلیسی بوده است. مراحل پایانی فعالیت سیستم اپی‌ترمال ساریخانلو با افت شدید دما همراه بوده و اکسید شدن گاز H_2S موجود باعث تشکیل اسید سولفوریک و آب‌های اسیدی سولفات‌دار و تولید کانی‌های کائولینیت، کریستوبالیت در حاشیه رگه‌های سیلیسی شده است. این فرایند احتمالاً در دماهای کمتر از $120^\circ C$ رخ داده است (Rye et al., 1992; Browne, 1978). این فرایند می‌تواند سازوکار محتمل برای دگرسانی‌های حاصل از تشکیل رگه‌های سیلیسی در منطقه ساریخانلو به‌ویژه زون آرژلیک باشد (محدوده سبز رنگ در شکل ۵).

(Leach et al., 1985). با توجه به اینکه ژپس در شرایط محیطی دما پایین (کمتر از $90^\circ C$) تشکیل می‌شود (Harvey et al., 1983) تشکیل این کانی در این کلاهک‌ها نیز می‌تواند نشان‌گر این موضوع باشد (جدول ۱). کانی‌های گروه ایلیت بر حسب دمای سیال در $pH: 4-5$ می‌توانند با کانی‌های گروه کائولینیت همراه باشند (Hemley et al., 1980; Reyes 1991)، تشکیل این گروه کانی‌ها در زون فلیک/ آرژلیک حاشیه رگه‌های سیلیسی در سامانه ساریخانلو می‌تواند نشانگر افزوده شدن پتاسیم در طی فرایند سرد شدن باشد. ایلیت-اسمکتیت در دمای تقریبی $250-200^\circ C$ تشکیل می‌شوند (Harvey and Browne, 1991). گروه کانی‌های کائولینیت بطور معمول در دمای $150-100^\circ C$ و pH های پایین (تقریباً ۴) پایدار هستند (Reyes, 1990) و همراهی آن با گروه کانی‌های آلونیت ($pH: 3-4$) (Stoffregen, 1987; John et al., 1999) در کلاهک‌های سیلیسی کانسار

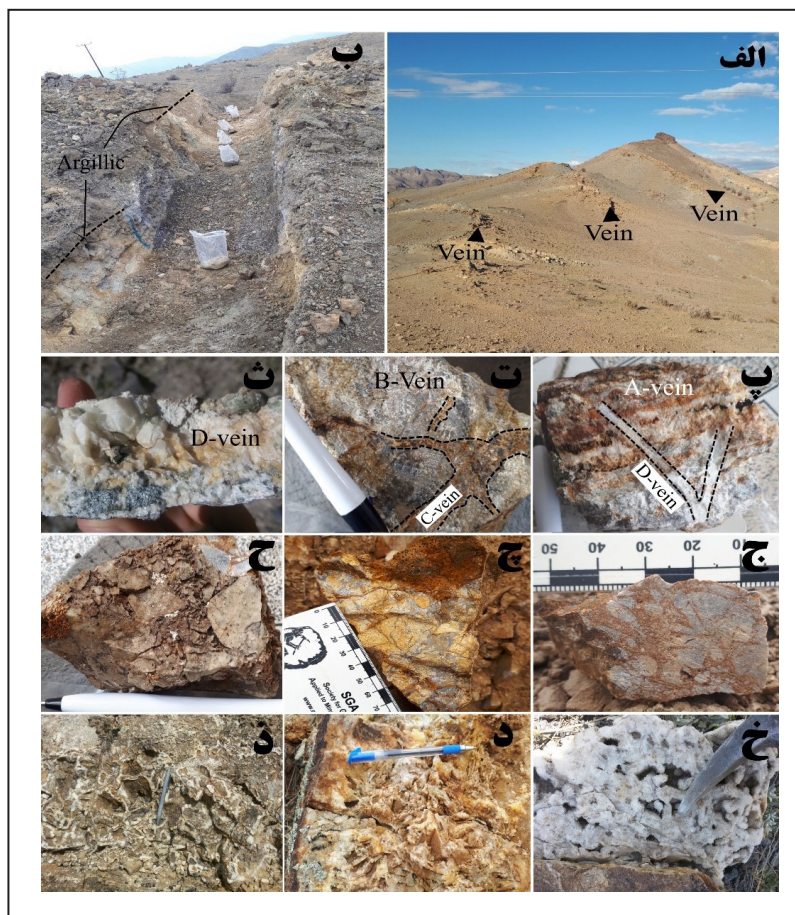


شکل ۵- نمودار $LogFO_2$ در برابر pH در دمای $250^\circ C$ برای برخی از کانی‌های دگرسانی و سولفیدی در سیستم‌های پورفیری و اپی‌ترمال (John et al., 1999; Barton et al., 1979). رنگ قرمز: ششسوی اولیه و تشکیل مجموعه کوارتز - کائولینیت - آلونیت در pH پایین و از محلول‌های اکسیدان. رنگ نارنجی: تشکیل پوشش آرژلیک پیشرفته تهی شده که ممکن است میزبان کانی‌های سولفیدی مرحله سولفیداسیون بالای بعدی (HS) باشد که شامل انارژیت + پیریت می‌باشد. رنگ آبی: کانی‌های مرحله سولفیداسیون حدواسط (IS) که شامل تراندیریت - تنانتیت، کالکوپیریت، اسفالریت با محتوای آهن کم و پایداری سرسیت است. رنگ سبز: تجمعات سولفیدی پیریت، پیرویت، آرسنوپیریت و اسفالریت غنی از آهن که معرف مرحله سولفیداسیون پایین (LS) است. ویژگی‌های رگه‌های سیلیسی کانسار ساریخانلو مشابه این محدوده است.

۶- کانه‌زایی

کانه‌زایی در منطقه ساریخانلو در رگه‌های سیلیسی-کربناتی، پرشدگی‌های فضاهای خالی در زون‌های متخلخل (نهشته‌های آذرآواری و زون‌های گسله) و کلاهک‌های سیلیسی رخ داده است (شکل ۶- الف). برای بررسی کانه‌زایی در این منطقه از ترانسه‌های عرضی حفرشده بر روی رگه‌ها استفاده شده است (شکل ۶- ب). ژئومتری و توصیف صحرایی این رگه‌ها به طور خلاصه در جدول ۱ و ۲ آمده است. پیریت سولفید اصلی در کانسنگ درون‌زاد است که همراه با آرسنوپیریت، طلای آزاد، کوارتز، کلسیت، کلسدون، سریسیت و کائولینیت تشکیل شده است. نمونه‌برداری و تجزیه نمونه‌های زون‌های کانه‌دار و سنگ میزبان دگرسان در این رگه‌ها نشان داد که عیار طلا در بیشتر نمونه‌های رگه‌های سیلیسی بین ۳۵۰-۶۰۰ ppb و تا حداکثر ۱۳۴۱ ppb است و سنگ میزبان دگرسان شده فاقد کانه‌زایی می‌باشد (جدول ۲). بر پایه مطالعات صحرایی، کانه‌نگاری و روابط قطع‌شدگی، حداقل چهار مرحله کانه‌زایی در این منطقه رخ داده است. مرحله اول (A) با حضور رگه‌های سیلیسی بی‌رنگ حاوی

بلورهای ریز تا متوسط پیریت و به صورت فرعی آرسنوپیریت همراه بوده است. رگه‌ها به صورت دسته رگه‌های نیمه موازی دیده می‌شوند (شکل ۶- پ). پیریت + کربنات‌ها + آدولاریا به صورت پراکنده و فراوان در این رگه‌ها تشکیل شده است. مرحله دوم (B) با حضور رگه‌های سیلیسی-برشی خاکستری رنگ و حضور کانی‌های پیریت، طلای آزاد، آرسنوپیریت، دولومیت و میکروکلین همراه است (شکل ۶- ت، جدول ۲). طلای آزاد در برخی نمونه‌های این مرحله به صورت هم رشد با پیریت وجود دارد. پیریت‌های جدیدی نیز به شکل بلورهای منفرد یا رو رشدی پیریت‌های اولیه تشکیل شده‌اند. این دو مرحله از کانه‌زایی (A و B) که در مرکز و باختر محدوده مورد مطالعه قابل شناسایی هستند که از نظر تشکیل طلا حائز اهمیت‌اند به‌ویژه رگه‌های دارای پیریت‌های رو رشدی (پیریت‌های II) آنومالی‌های بالاتری نشان می‌دهند. کانه‌زایی مرحله سوم (C) همراه با تشکیل رگه‌های سیلیسی سفید رنگ همراه با کلسیت فراوان به ویژه در خاور محدوده ساریخانلو همراه بوده است (شکل ۶- ث).



شکل ۶- تصاویر صحرایی و نمونه دستی از رگه/رگچه‌های تشکیل شده طی مراحل مختلف کانه‌زایی و بافت آنها. الف) روند شمالی جنوبی سه رگه سیلیسی با طول صدها متر؛ ب) ترانسه عرضی بر روی یک رگه با نمونه برداری کانالی از دیواره؛ پ) رگه نوع A به رنگ خاکستری روشن و پر از پیرت‌های اکسید شده که توسط رگچه سفید رنگ نوع D قطع شده است؛ ت) رگه نوع B با رنگ خاکستری تیره که توسط رگه نوع C قطع شده و رگچه نوع C نیز خود برشی شده است؛ ث) یک رگه کلسیتی نوع D مربوط به مراحل آخر کانه‌زایی که فاقد کانی‌های سولفیدی است؛ ج) بافت برشی هماتی؛ چ) برش گرمایی با سیمان لیمونیتی-کلسیتی؛ ح) برش گسلی؛ خ) بافت قلوهای (کلوفرمی)؛ د) بافت صفحه‌ای (تیغه‌ای)؛ د) ساخت ژئودی.

و خود بیشتر برشی شده‌اند (شکل ۶- ت). در مرحله چهارم (D) رگچه‌های کلسیتی / سیلیسی ریزبلور بی‌رنگ یا سفید که بیشتر به حالت دندان سگی تشکیل شده‌اند.

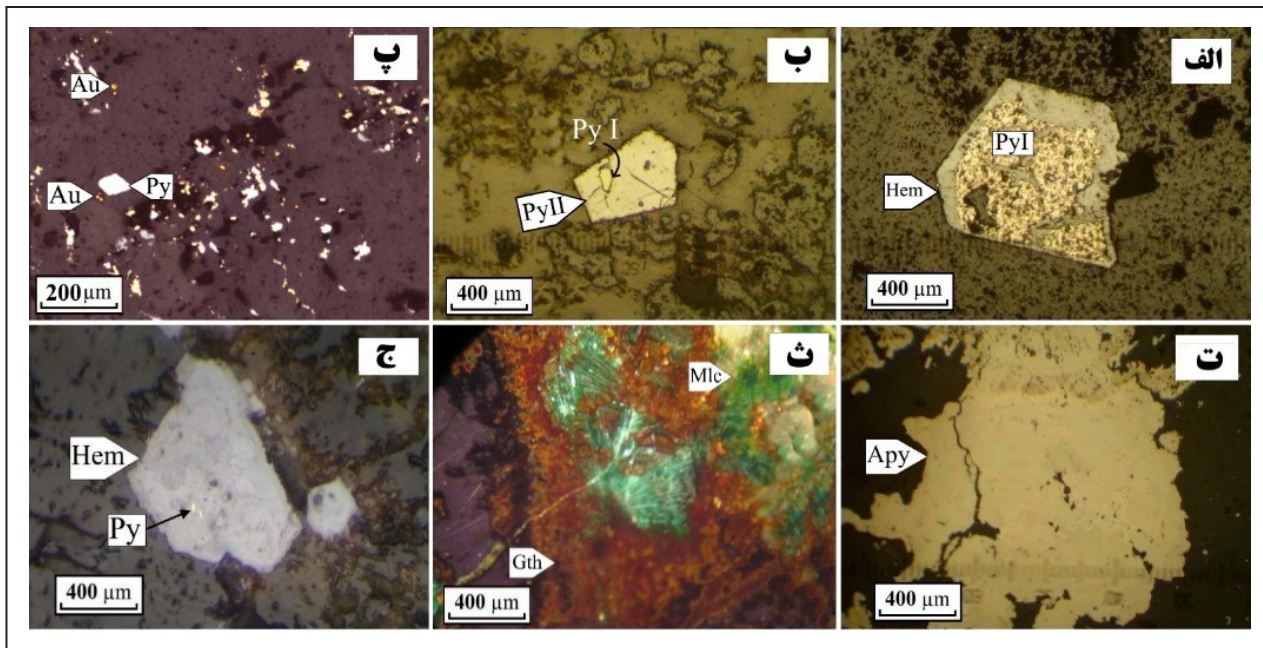
رگچه‌های سیلیسی تشکیل شده در مرحله سوم، معمولاً با زاویه تند رگچه‌های مراحل قبل را قطع کرده‌اند و پر از پیریت می‌باشند. این رگه‌ها سبترای کمی دارند

لیمونیت می‌باشند و بافت‌های صفحه‌ای و جعبه‌ای اغلب از تیغک‌های سیلیسی شیری رنگ شکل گرفته است.

۶-۱. کانه‌نگاری

پیریت: دو نسل پیریت (حداکثر تا ۴٪) در داخل رگه/رگچه‌های سیلیسی تشکیل شده است. نسل اول پیریت‌ها در اندازه‌های ۲۰ الی ۲۰۰ میکرون به صورت پراکنده، دارای زوایای گرد شده و نسبتاً درشت بلور هستند (شکل ۷-الف). در برخی مقاطع صیقلی پیریت‌های نسل دوم نسبتاً خودشکل و ریزدانه به شکل منفرد با ابعاد ۳۵-۱۰ میکرون یا به شکل رورشدی (PyII) با ابعاد بزرگ‌تر وجود دارند (شکل ۷-ب).

عیار طلا در نمونه‌های دارای رگچه مرحله سوم و چهارم پایین (۲۰۰ - ۵۰ ppb) است. طلای آزاد در این دو مرحله مشاهده نشد. همه این مراحل کانه‌زایی در طی فرایندهای درون‌زاد تشکیل شده که بعداً تحت تأثیر فرایندهای برون‌زاد قرار گرفته‌اند. فرآیندهای برون‌زاد به ویژه هوازدگی پیریت‌ها و تشکیل سیال اسیدی باعث تشکیل هرچه بیشتر کائولینیت، اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن و سیلیس‌های خاکستری در زون اکسیدی شده است. ساخت و بافت کانی کوآتز در رگه‌های سیلیسی به عنوان میزبان اصلی کانه‌زایی به اشکال مختلف لایه‌ای یا نواری (شکل ۶-الف)، توده‌ای (شکل ۶-ت)، برشی (گرمابی، هماتی و گسلی) (شکل ۶-ج، چ، ح)، بافت کلوform (قلوه‌ای)، ساخت صفحه‌ای و ژئودی و نظایر آن است (شکل ۶-خ، د، ذ). بافت‌های برشی - گرمابی بیشتر حاوی اکسیدهای آهن فراوان به ویژه هماتیت و



شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌سازی درون‌زاد و برون‌زاد. الف) اکسایش پیریت (PyI) کوبیک که از حاشیه؛ ب) پیریت رورشدی (PyII) پیریت اولیه (PyI) را در برگرفته است؛ پ) هم‌رشدی طلای آزاد با پیریت در نمونه‌های برشی شده؛ ت) آرسنوپیریت‌های درشت بلور و سالم در برخی رگه‌های سیلیسی؛ ث) تشکیل جزئی مالاکیت و گوتیت. ج) تبدیل پیریت نسل اول به هماتیت تحت تأثیر فرآیندهای برون‌زاد (علامه اختصاری Whitney and Evans, 2010).

کلاهیک‌های سیلیسی دیده می‌شود. این کانی به صورت بلورهای نسبتاً درشت ($\geq 1\text{mm}$) پراکنده و اغلب بی‌شکل به همراه پیریت تشکیل شده و کمتر تحت تأثیر هوازدگی قرار گرفته است (شکل ۷-ت).

مالاکیت: فراوانی کمتر از ۲٪ به ندرت مشاهده می‌شود و به صورت لکه‌ها و پوشش نازک در سطح برون‌زادها و شکستگی‌ها همراه با گوتیت و لیمونیت تشکیل شده است (شکل ۷-ث).

اکسیدهای ثانویه آهن: اکسیدهای آهن (لیمونیت، هماتیت و گوتیت) (تا ۵٪) با ابعاد بزرگتر از ۵۰۰ میکرون به صورت پرشدگی داخل قالب کانی‌های اولیه و آغشتگی کانی‌های باطله و فضاهای مویرگی مشاهده می‌شوند (شکل ۷-ج). بر اثر مرور زمان و آبدزایی قسمت‌هایی از لیمونیت در حال تبدیل شدن به هماتیت است. توالی پارژن کانی‌های دگرسانی و کانه‌های تیره کاناسر ساریخانلو در شکل ۸ آمده است.

پیریت‌های نسل دوم سالم‌تر بوده و کمتر دچار دگرسانی شده‌اند. آنومالی طلا در این طیف نمونه‌ها بالاتر است. پیریت در زون‌های برون‌زاد در اثر اکسایش بطور بخشی و یا به‌طور کامل توسط اکسیدهای آهن (لیمونیت و گوتیت) جانشین شده به‌طوری که بقایایی از بلورهای ریز پیریت با ابعاد ۲۰-۵ میکرون به صورت جزیره‌ای در داخل اکسیدهای ثانویه آهن حضور دارند.

طلا: طلای آزاد با فراوانی بسیار کم به ندرت در برخی نمونه‌ها در ابعاد ریز (۵-۱۰ میکرون) و به شکل منفرد در باطله‌های سیلیسی به ویژه حاشیه پیریت‌ها و گاه‌ها رگچه‌های ریز به شکل هم‌رشدی با پیریت مشاهده می‌شود (شکل ۷-پ). شواهدی از رخداد بازشدگی، برشی شدن و سیمان دوباره توسط کانی‌های کربناته و سیلیس در این نمونه‌ها وجود دارد.

آرسنوپیریت: آرسنوپیریت (فراوانی کمتر از ۲٪) در برخی از رگه/رگچه‌ها و یا

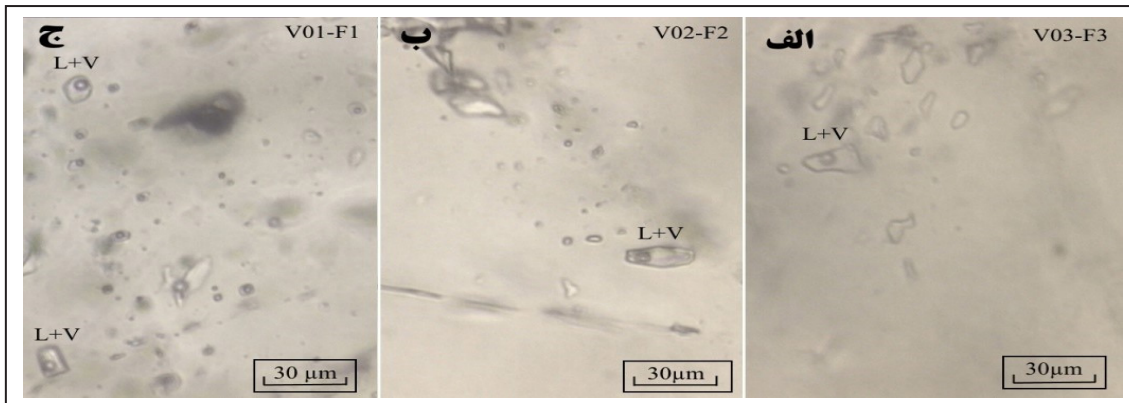
Minerals	Hypogene				Supergene
	Stage1	Stage2	Stage3	Stage4	
Quartz					
Chalcedony					
Gray quartz					
Calcite					
Pyrite I					
Pyrite II					
Native Au					
Arsenopyrite					
Fe Oxides-Hydroxides					
Kaolinite					
Sericite					
Malachite					

شکل ۸- توالی پاراژنیتیک کانی‌های درون‌زاد و بیرون‌زاد.

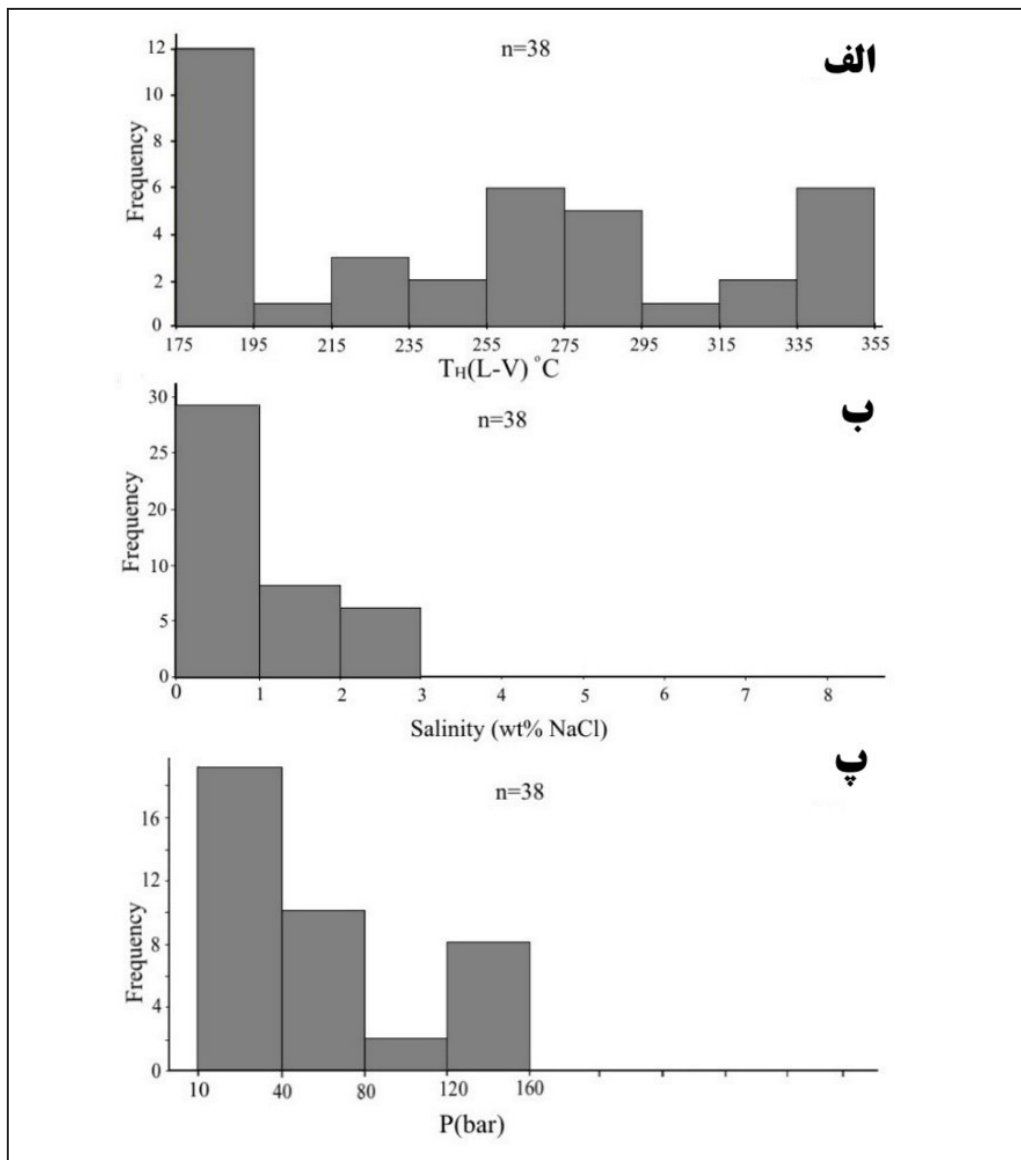
۷- میانبارهای سیال

هنگام به دام افتادن میانبارها است (شکل ۱۰- پ). بر این اساس ژرفای به دام افتادن میانبارها از ۳۳ تا ۵۳۶ متر می‌باشد. با توجه به فشارهای لیتوستاتیک پایین، دمای به دست آمده برای همگن شدن را می‌توان به عنوان دمای سیال هنگام به دام افتادن در نظر گرفت. به منظور تعیین نوع کانه‌زایی بر اساس نتایج ریزدماسنجی سیالات درگیر، داده‌های شوری و دمای همگن شدن برای منطقه مورد مطالعه در نمودار (Wilkinson 2001) جای‌گذاری شده‌اند. در این نمودار دمای همگن شدن و شوری میانبارهای سیال در کانسار ساریخانلو مشابه با سیال سازنده سیستم‌های اپی‌ترمال است (شکل ۱۱). تغییرات دماهای همگن شدن در نمونه‌ها می‌تواند ناشی از تغییر رژیم گرمایی در طول تشکیل رگه‌ها یا به دام افتادن نسبت‌های متفاوتی از فازهای مایع و بخار باشد. روند دمای همگن شدن - شوری، با ترکیبی از فرایندهای آمیختگی (رقیق شدن) یک سیال با شوری و دمای بالاتر با سیالی با شوری و دمای پایین‌تر و تا حدودی جوشش یک سیال غنی از گاز سازگار است (Hedenquist and Henley, 1985; Simmons and Christensen, 1994) (شکل ۱۲)، گرچه شواهد قطعی جوشش مانند میانبارهای غنی از گاز در نمونه‌های فعلی مشاهده نشد، اما وجود آدولاریا در زون‌های کانه‌دار می‌تواند بیانگر رخداد جوشش باشد (Brown and Ellis, 1970; Henley, 1985; Hedenquist, 1990). سیال رقیق‌کننده می‌تواند آب‌های زیرزمینی با دمای پایین باشد که در محیط‌های ژئوترمالی رایج هستند. بر اساس شکل ۱۲، حداقل فشار بخار در زمان به دام افتادن سیالات درگیر نیز اغلب کمتر از ۵۵ بار است که با فشارهای به‌دست آمده با استفاده از نرم‌افزار H₂O-NaCl HOKIEFLINCS (Steele-MacInnis et al., 2012) مطابقت دارد.

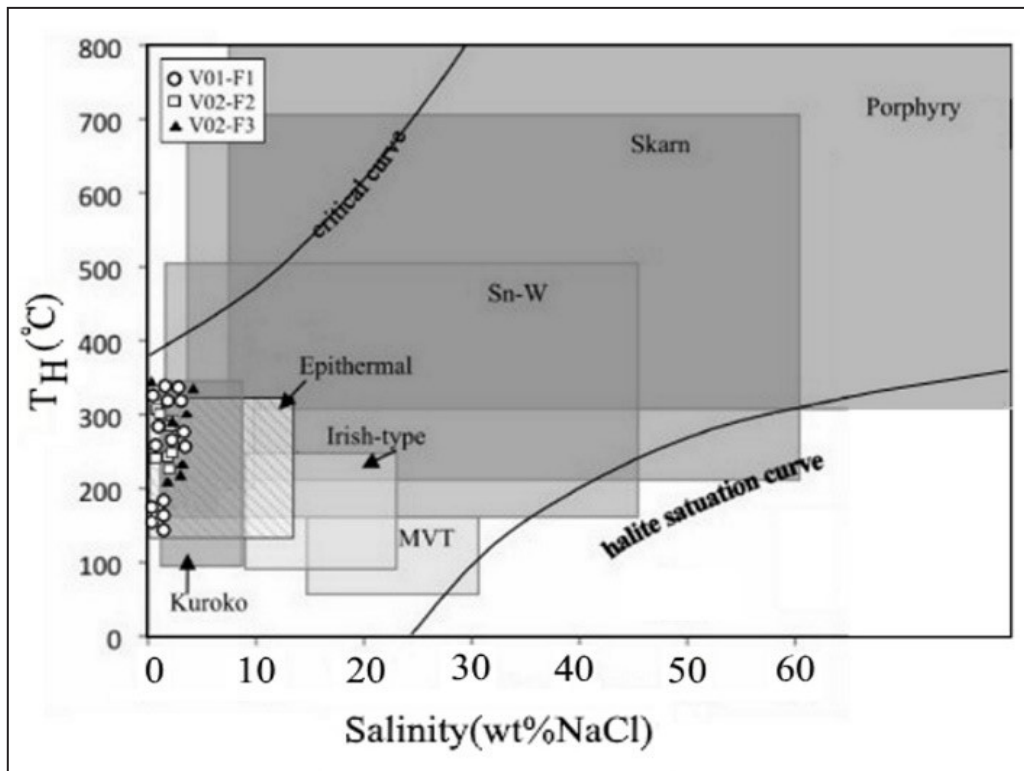
برای مطالعه میانبارهای سیال از میانبارهای موجود در کانی کوارتز (تهیه شده از سه رگه سیلیسی مهم محدوده (استفاده شد (شکل ۱، جدول ۵). ابعاد میانبارها در این نمونه‌ها از ۶ میکرون تا ۳۰ میکرون متغیر است، اما اغلب آنها کوچک‌تر از ۱۰ میکرون می‌باشند. شناسایی میانبارهای سیال اولیه و ثانویه بر اساس معیارهای طرح شده توسط Roedder (1984) صورت گرفت. فراوانی میانبارهای اولیه در نمونه‌ها زیاد بوده و به شکل پراکنده پخش شده‌اند. میانبارهای ثانویه نیز در داخل ریز شکستگی‌ها به صورت دانه‌تسبیحی مشاهده می‌شوند. اغلب میانبارها بدون شکل هندسی خاص بوده اما به شکل چندوجهی‌های بی‌شکل و تا حدودی کشیده مشاهده شده‌اند (شکل ۹). همه این میانبارها در دمای اتاق دو فاز (مایع + بخار) و تک فاز (مایع) می‌باشند و میانبارهای سیال غنی از فاز بخار و میانبارهای دارای فاز نوزاد در نمونه‌های فعلی شناسایی نشد. درجه پرشدگی در میانبارها ۷۰ الی ۹۵ درصد می‌باشد. دمای همگن شدن و نیز ذوب یخ بر روی ۳۸ میانبار اندازه‌گیری شده است. نتایج ریز دماسنجی میانبارهای سیال نشان می‌دهد که تغییرات دمای همگن شدن نمونه‌ها بین ۱۷۵ تا ۳۵۵ °C متغیر است، که بیشترین فراوانی دماهای همگن شدن ۱۷۵ تا ۱۹۵ °C بوده و فراوانی‌های دیگری نیز بین ۲۹۵-۲۵۵ °C و ۳۳۵-۳۵۵ °C مشاهده می‌شوند (شکل ۱۰- الف). میانگین دمای همگن شدن این میانبارها ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (جدول ۵). داده‌های ریزدماسنجی، دمای ذوب نهایی یخ را بین ۰/۲- تا ۱/۴- نشان می‌دهند که بر اساس معادله Bodnar (1993) معرف سیالی با شوری ۳-۰/۴ درصد وزنی معادل نمک طعام است (شکل ۱۰- ب). فشارهای به دست آمده برای کانسار ساریخانلو در محدوده صفر تا ۱۶۰ بار بوده ولی بیشترین فراوانی آنها در محدوده ۴۰-۹۰ بار است که نشان‌دهنده شرایط کم فشار لیتوستاتیک



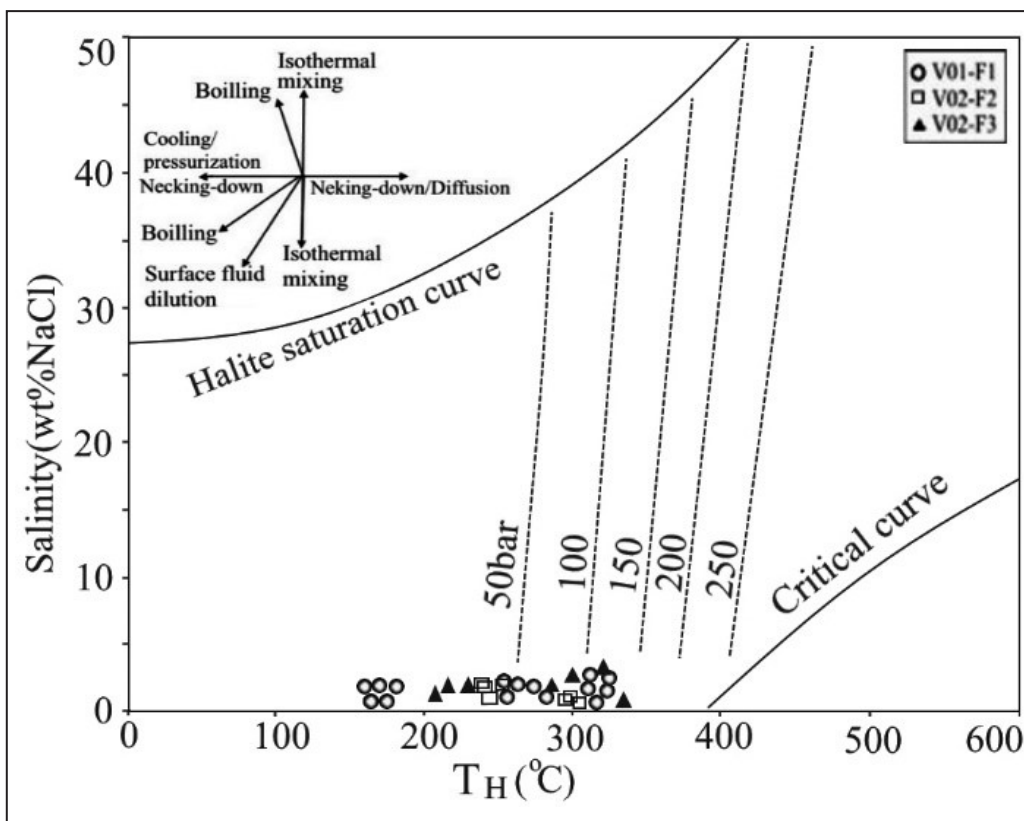
شکل ۹- میانبارهای سیال اولیه در نمونه‌های کوارتز مربوط به سه رگه سیلیسی V01-F1, V02-F2, V03-F3 با نسبت‌های متفاوت بخار (V) به مایع (L). میانبارها اغلب به صورت چند وجهی‌های بی‌شکل تا حدودی کشیده هستند.



شکل ۱۰- نمودارهای فراوانی. الف) دماهای همگن شدن؛ ب) شوری میانبارهای سیال رگه‌های سیلیسی و پ) فراوانی فشارهای به دام افتادن میانبارهای سیال نشان می‌دهد که همه میانبارهای سیال در فشار لیتواستاتیک پایین (عمق کم) به دام افتاده‌اند.



شکل ۱۱- نمودار دمای همگن شدن در برابر شوری در کانسارهای مختلف (Wilkinson, 2001) نشان‌دهنده مشابهت کانسار ساریخانلو با کانسارهای نوع اپی ترمال است.



شکل ۱۲- تغییرات دمای همگن شدن در برابر شوری نشان می‌دهد که فرایندهای آمیختگی و رقیق‌شدگی توسط سیالات سطحی در ساریخانلو رخ داده‌اند.

جدول ۵- خلاصه نتایج داده‌های آماری میانبار سیال برای سه نمونه کانی کوارتز. ° اعداد داخل پرانتز نشانگر میانگین دمای همگن شدن، شوری و فشار می‌باشند. Th: دمای همگن شدن. TFM: دمای اولین ذوب یخ. $T_{m_{ice}}$: دمای نهایی ذوب یخ. p: میانبار اولیه. P @ homog: فشار میانبار سیال بر حسب دمای همگن شدن.

S. No.	Mineral	n	Type	Th (°C) *(Mean)	T_{FM} (°C)	$T_{m_{ice}}$ (°C)	Salinity *(Mean)	P@homog. (bar)
V01-F1	Quartz	۱۷	P	۱۷۵-۳۴۵ (۲۶۷)	-۲۱/۲ تا -۳۰ -۴۱ تا -۴۵	-۷/۰ تا -۳/۰	۵/۰ تا ۳۱/۲ (۳۳/۱)	۹-۱۵۵ (۶/۶۷)
V02-F2	Quartz	۱۰	P	۱۸۰-۲۶۰ (۲۰۸)	-۲/۲۱ تا -۳۰	-۷/۰ تا -۶/۰	۴/۰ تا ۹۹/۰ (۸۳/۰)	۱۰-۴۶ (۶/۲۰)
V03-F3	Quartz	11	P	۱۸۰-۳۴۰ (۲۴۷)	-۴۵	-۲/۰ تا -۴/۱	۶/۰ تا ۸۵/۲ (۱۲/۱)	۱۰-۱۴۲ (۱/۷۲)

۸- نتیجه گیری

Bodnar et al. (2014) تغییرات دمایی ۱۲۰ تا ۳۱۰ درجه سانتی‌گراد را محدوده دمایی همگن شدن برای ۹۰ درصد از میانبارهای سیال در کانسارهای اپی‌ترمال معرفی می‌کنند. آنها همچنین نشان داده‌اند که تغییرات شوری برای کانسارهای اپی‌ترمال فلزات گرانبها و پایه بیشتر بین صفر تا ۱۷ درصد وزنی معادل نمک طعام است و همه شوری‌های بزرگ‌تر از حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد وزنی معادل نمک طعام مربوط به کانسارهای اپی‌ترمال غنی از فلزات پایه یا اپی‌ترمال سولفیداسیون بالای طلا - انارژیت هستند. مطالعات میانبارهای سیال در سه نمونه کوارتز از رگه‌های مهم سیلیسی نشان داد که بیشترین فراوانی دماهای همگن شدن ۱۷۵ تا ۱۹۵ و ۲۵۵ تا ۲۹۵ درجه سانتی‌گراد است که با دماهای لازم برای تشکیل کانی‌های زوهای دگرسانی این کانسار مطابقت دارد. با توجه به فشارهای پایین (اغلب کمتر از ۴۰ بار)، دمای به دست آمده برای همگن شدن را می‌توان به عنوان دمای سیال هنگام به دام افتادن در نظر گرفت. محدوده محاسبه شده برای شوری سیال بین ۰/۴ تا ۲/۸ درصد وزنی معادل نمک طعام است. مقدار پایین کانی‌های فلزات پایه با شوری پایین سیال گرمایی سازگار است چرا که برای انتقال مقادیر بالایی از فلزات پایه به مقدار زیادی کمپلکس کلریدی برای تشکیل کمپلکس نیاز است (Ohmoto and Goldhaber, 1997). در سیستم رگه‌ای کانسار ساریخانلو وجود سیال با این شرایط فیزیکوشیمیایی از یک سو و مجموعه کانی‌های دگرسانی و سنگ میزبان آتشفشانی پالئوژن از سوی دیگر شاخص بیشتر کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین است (Hedenquist and Henley, 1985; Yilmaz, 2007; Albinson et al., 2001). اما کلاهیک‌های سیلیسی منطقه شرایط تشکیل متفاوتی را نشان می‌دهند.

سپاسگزاری

نگارندگان از حمایت‌های شرکت گسترش و نوسازی معادن خاورمیانه (ممرادکو) و همچنین از همکاری‌های معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز نهایت قدردانی خود را ابراز می‌دارند و از نظرات و پیشنهادهای ارزنده و سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.

فوران گدازه‌ها و مواد آذرآواری با ترکیب حدواسط با حجم و ستبرای بالا در زمان پالئوسن-ائوسن در محدوده ساریخانلو و عملکرد گسل‌ها و فعالیت مکرر آنها باعث تشکیل مجاری مناسب برای عبور و حرکت محلول‌های گرمایی در این سنگ‌ها شده است. هجوم سیالات گرمایی منجر به تشکیل رگه‌های سیلیسی-کلسیتی و دگرسانی‌های غیر فراگیر فلیک، آرژلیک و پروپیلیتیک در حاشیه رگه‌ها شده است. کاهش عناصر Na، Ca و افزایش K (حاصل دگرسانی بیوتیت و سانیدین) در طی دگرسانی‌های نزدیک رگه‌های سیلیسی منجر به تشکیل کانی‌های پتاسیم‌دار مانند سریسیت، ایلیت و میکروکلین شده است. کانه‌زایی در کانسار ساریخانلو حداقل طی چهار مرحله تشکیل شده است. پیریت کانی‌فلزی غالب و طلا ماده معدنی اصلی در محدوده مورد مطالعه است. وجود رگه‌های متعدد و متقاطع، تشکیل دو سری پیریت در مرحله میانی کانه‌زایی و به دست آمدن عیار متوسط به پایین (۳۵۰-۶۰۰ ppb) در بیشتر نمونه‌ها احتمالاً می‌تواند نشان‌گر این باشد که کانی‌سازی در رگه‌های کوچک و به صورت کم عیار رخ داده است. با توجه به اینکه فلزات عناصر پایه به ویژه مس در سیال‌های گرمایی به طور عام با کمپلکس‌های کلریدی منتقل می‌شود (Ulrich et al., 1999)، نبود سولفیدهای عناصر پایه، شوری کم سیال، کانی‌شناسی کانسنگ و زون‌های دگرسانی و بالا رفتن عیار طلا در نمونه‌های دارای پیریت‌های نسل دوم پیشنهاد می‌کند که کمپلکس $Au(HS)_2$ مسئول انتقال طلا بوده است (Ohmoto and Goldhaber, 1997). نبود سولفوسالت‌های مس، انواع بافت‌های تشکیل شده به ویژه بافت کانی‌های کوارتز (برشی، تیغه‌ای، قله‌ی و لایه‌ای) و نوع کانی‌های دگرسانی (کوارتز، کلسیت، ایلیت، سریسیت و کائولینیت) در منطقه ساریخانلو نشان‌گر شباهت این کانسار با کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین است. با این وجود، حضور کوارتزهای حفره‌ای، تشکیل کائولینیت و آلونیت در حاشیه کلاهیک‌های سیلیسی با فاصله ۳-۴ کیلومتری رگه‌های سیلیسی شاخص کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون بالا است (Corbett, 2001b). بنابراین به نظر می‌رسد که دو سیستم جداگانه برای تشکیل رگه‌های سیلیسی و (۲) تشکیل کلاهیک‌های سیلیسی در این منطقه فعال بوده است.

کتابنگاری

- اروجی، ح.، کلاگری، ع. ا.، فردوسی، ر. و سیاه‌چشم، ک.، ۱۳۹۳- ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمی ذخایر کاتولن و آلونیت کوجنق، شمال غرب مشگین‌شهر، استان اردبیل. زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱۰، ۱۹-۳۲. https://aag.scu.ac.ir/article_10872.html
- اصغرزاده‌اصل، ح.، طالع‌فاضل، ا.، مهربابی، ب. و مسعودی، ف.، ۱۳۹۶- بررسی تحولات زمین‌شیمیایی- فلززایی سنگهای آذرین منطقه آق‌درق (شمال اهر) - و ارتباط آن با رخداد عنصرهای Cu-Au±W. پتروژئولوژی، شماره ۳۲، ۴۴-۲۱. <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=312800>
- اکبرپور، ا.، رسا، ا. و مهرپرتو، م.، ۱۳۸۵- بررسی کانی‌شناسی منطقه‌ای و حاشیه‌ای هاله‌های دگرسان شده اطراف رگه‌های کانه‌دار اطراف محدوده مسجدداغی جلفا. علوم زمین، شماره ۶۲، ۵۱-۴۲. <https://www.sid.ir/fa/Journal/ViewPaper.aspx?ID=68800>
- جمالی، ح.، محمودآبادی‌پور، ط. و شکوهی، ح.، ۱۳۹۵- هاله‌های زمین‌شیمیایی طلا و عنصرهای همراه در کانسار طلای نی‌جان (جنوب باختری کلیبر، شمال باختری ایران). پتروژئولوژی، شماره ۳۰، ۱۳۹-۱۵۶. <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?ID=312749>
- لسکویز، ج. ل.، ریو، ر. و باباخانی، ع.، ۱۳۵۷- نقشه زمین‌شناسی اهر با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- محمدیان، ه. و ونائی، م.، ۱۳۹۷- گزارش مطالعات نیمه تفصیلی بر روی رگه‌های سیلیسی منطقه ساریخانلو-مشگین‌شهر، گزارش داخلی شرکت گسترش و نوسازی معادن خاورمیانه، منتشر نشده، ۱۲۳ص.
- مقصودی، ع.، یزدی، م.، مهرپرتو، م. و وثوقی‌عابدینی، م.، ۱۳۸۹- معرفی مس تیب پورفیری احتمالی و رگه‌های سیلیسی طلا‌دار در منطقه میرکوه علی‌میرزا سراب با روش اکتشافات ژئوشیمیایی. علوم زمین، شماره ۸۱، ۱۲۱-۱۲۸. <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=160593>
- میرانوری، ا. س.، کلاگری، ع. ا.، سیاه‌چشم، ک. و سهرابی، ق.، ۱۳۹۸- بررسی زمین‌شیمیایی پهنه‌های دگرسانی پیرامون رگه‌های سیلیسی طلا‌دار زایلیک، شرق اهر، استان آذربایجان شرقی. بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۴، ۳۴۷-۳۶۰. <https://www.sid.ir/fa/Journal/ViewPaper.aspx?ID=68800>
- نقی‌زاده، ر. و شکوتی، ح.، ۱۳۸۱- گزارش عملیات اکتشافی طلای اپی‌ترمال محدوده ساریخانلو (شمال باختری مشگین‌شهر). سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی شمال باختری کشور، مرکز تبریز.

References

- Albinson, T., Norman, D. I., Cole, D., and Chomiak, B., 2001 -Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data: Society of Economic Geologists Special Publication 8, 1-32. DOI: 10.1130/2007.2422(14).
- Barton, J. M., Fripp, R. E. P., Horrocks, P., and McLean, N., 1979- The geology age and tectonic setting of the Messina layered intrusion, Limpopo Mobile Belt, Southern Africa: American Journal of Science 279, 1108-1134. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00074-7](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00074-7).
- Batchelor, R. A., and Bowden, P., 1985- Petrogenetic interpretation of granitoid rock series: using multinational parameters: Chem. Geol. 48, 43-55. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8).
- Bodnar R. J., Lecumberri-Sanchez, P., Moncada, D., and Steele-MacInnis, M., 2014- Fluid Inclusions in -Hydrothermal Ore Deposits: Treatise on Geochemistry 13, 119-142. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01105-0>.
- Bodnar, R. J., 1993- Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions: Geochimica et Cosmochimica Acta. 57, 683-684. DOI: 10.1016/0016-7037(93)90378-A.
- Brown, P. R. L., and Ellis, A. J., 1970- The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand; mineralogy and related geochemistry: American Journal of Science 269, 97-131. DOI: <https://doi.org/10.2475/ajs.269.2.97>.
- Browne, P. R. L., 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields: Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences 6, 229-250. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.06.050178.001305>.
- Corbett, G. J., 2001- Pacific rim Epithermal gold mineralisation: in Hancock, G., ed., Geology, exploration and mining conference, July 2001, Port Moresby, Papua New Guinea, Proceedings: Parkville: The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, 56-68. <https://aigjournal.aig.org.au/epithermal-gold-for-exploracionists/>.
- Dong, G. and Morrison, G. W., 1995- Adularia in epithermal veins, Queensland; morphology, structural state and origin: Mineralium Deposita 30, 11-19. <https://doi.org/10.1007/BF00208872>.
- Fournier, R. O., 1985. Carbonate transport and deposition in the epithermal environment: Reviews in Economic Geology 2, 63-72. <https://doi.org/10.5382/Rev.02.04>.
- Harvey, C. C., and Browne, P. R. L., 1991- Mixed layered clay geothermometry in the Wairakei geothermal field, New Zealand: Clay and Clay Minerals 39, 614-621. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1991.0390607>.

- Harvey, C. C., Leach, T. M., and MacDonald, W. J., 1983- Integrated geoscientific exploration at Meager Creek, British Columbia, in Proceedings of the 7th Annual EPRI Geothermal Conference and Workshop. San Diego, June 1993, 78-83. <https://www.osti.gov/biblio/7369611>.
- Hedenquist, J. W., 1990- The thermal and geochemical structure of the Broadlands-Ohaaki geothermal system, New Zealand: *Geothermics* 19, 151-185. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(90\)90014-3](https://doi.org/10.1016/0375-6505(90)90014-3).
- Hedenquist, J. W., Arribas, A., and Gonzalez-Urien, E., 2000- Exploration for epithermal gold deposits: *Reviews in Economic Geology* 13, 245-277. https://www.researchgate.net/publication/228840402_Exploration_for_Epithermal_Gold_Deposits.
- Hedenquist, J. W., and Browne, P. R. L., 1989- The evolution of the Waiotapu geothermal system New Zealand based on the chemical and isotopic composition of its fluids, [minerals and rocks: *Geochimica et-Cosmochimica Acta*. 53, 2235-2257. DOI:10.1016/0016-7037(89)90347-5.
- Hedenquist, J. W., and Henley, R. W., 1985- Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand; their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization: *Economic Geology* 80, 1640-1668. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.80.6.1640>.
- Hemley, J. J., Montoya, J. W., Marinenko, J. W., and Luce, R. W., 1980- Equilibria in the systems Al₂O₃-SiO₂-H₂O and some general implications for alteration/mineralization processes: *Economic Geology* 75, 210-228. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.75.2.210>.
- Henley, R.W., 1985- The geothermal framework of epithermal deposits: *Reviews in Economic Geology* 2, 1-24. https://www.segweb.org/store_info/REV/REV-02-Additional-Product-Info.pdf.
- John, D. A., Garside, L. J., and Wallace, A. R., 1999- Magmatic and tectonic setting of late Cenozoic epithermal gold-silver deposits in northern Nevada, with an emphasis on the Pah Rah and Virginia Ranges and the Northern Nevada rift, in Kizis, J.A., Jr., ed., *Low-sulfidation gold deposits in northern Nevada: Geological Society of Nevada Special Publication* 29, 64-158.
- Kuno, H., 1960- High-alumina Basalt: *Petrology* 1, 121-145. <https://doi.org/10.1093/petrology/1.2.121>.
- Leach, T. M., Umali, D. U., and del Rosario, R. C., 1985. Epithermal mineral zonation in an active island arc: The Bacon-Manito geothermal system, Philippines, in 7th New Zealand geothermal workshop, Auckland, New Zealand, proceedings: Auckland: University of Auckland Geothermal Institute, 6-8 November, 109-114.
- Middelmost, E. A. K., 1994- Naming materials in the magma/igneous rock: *Earth-Science Reviews* 37, 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9).
- Ohmoto, H., and Goldhaber, M. B., 1997- Sulfur and carbon isotopes. In: Barnes, H.L. (Ed.): *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3rd ed. Wiley, New York, 517-611. <https://ci.nii.ac.jp/naid/10017272096/en/>
- Peccerillo, A., Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63-81. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00384745>.
- Reyes, A. G., 1990- Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment: *Volcanology and Geothermal Research* 43, 279-309. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90057-M](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90057-M).
- Reyes, A. G., 1991- Mineralogy, distribution and origin of acid alteration in Philippine geothermal systems, in Third symposium on deep-crust fluids, Tsukuba, Japan, extended abstracts: Tsukuba: Geological Survey of Japan, 15-16 October, 51-58. <https://www.osti.gov/etdweb/biblio/7246532>.
- Roedder, E., 1984- Fluid Inclusions, *Reviews in Mineralogy*, Vol. 12: Mineralogical Society of America, 644 p. DOI: 10.1016/0016-7037(85)90299-6.
- Rye, R. O., Bethk, P. M. and Wasserman, M. D., 1992- The Stable isotope geochemistry of acid-sulfate alteration: *Economic Geology* 87, 225-262. <https://pubs.er.usgs.gov/publication/70016673>.
- Saunders, J. A., 1994- Silica and gold textures in bonanza ores of the Sleeper deposit, Humboldt County, Nevada: Evidence for colloids and implications for epithermal ore-forming processes: *Economic Geology* 89, 628-638. DOI: 10.2113/gsecongeo.89.3.628.
- Shand, S. J., 1943- *Eruptive Rocks, Their Genesis Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite:* John Wiley & Sons, New York, 444 p. <https://doi.org/10.1086/625564>.
- Simmons, S. F., and Browne, P. R. L., 2000- Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki Geothermal System- Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments: *Economic Geology* 95, 971-999. DOI: 10.2113/95.5.971.
- Simmons, S. F., and Christensen, B. W., 1994- Origins of calcite in a boiling geothermal system: *American Journal of Science* 294, 361-400. DOI: 10.2475/ajs.294.3.361.

- Steele-MacInnis, M., Lecumberri-Sanchez, P., and Bodnar, R. J., 2012- HOKIEFLINCS H₂O-NaCl: A Microsoft Excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H₂O-NaCl: *Computers and Geosciences* 49, 334-337. DOI: 10.1016/j.cageo.2012.01.022.
- Stoffregen, R., 1987- Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado: *Economic Geology* 82, 1575-1591. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.6.1575>.
- Ulrich, T., Guenther, D., and Heinrich, C. A., 1999- Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits: *Nature (London)* 399, 676-679. DOI: 10.1038/21406.
- Whitney, D. I., and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals: *American Mineralogist* 95, 185-187. DOI: 10.2138/am.2010.3371.
- Wilkinson, J. J., 2001- Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits: *Lithos* 55, 229-272. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5).
- Yilmaz, H., Oyman, T., Arehart, G. B., Colakoglu, A. R., and Billor, Z., 2007- Low-sulfidation type Au-Ag mineralization at Bergama, Izmir, Turkey: *Ore Geology Reviews* 32, 81-124. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2006.10.007.

Original Research Paper

Mineralization, geochemistry and fluid inclusion studies of silicic veins in Sarikhanloo area, NW Meshgin Shahr, NW Iran

Hadi Mohammadian^{1*}, Vartan Simmonds² and Kamal Siahcheshm²¹Ph.D. Student, Earth Sciences Department, University of Tabriz, Tabriz, Iran²Associate Professor, Earth Sciences Department, University of Tabriz, Tabriz, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2020 November 03

Accepted: 2021 July 09

Available online: 2022 March 21

Keywords:

Sarikhanloo

Hydrothermal alteration

Epithermal

Fluid inclusion


ABSTRACT

The Sarikhanloo area is located within the Qaradagh metallogenic zone in northwest Meshgin Shahr. Igneous rocks cropped out in this area include successions of Paleocene-Eocene pyroclastic rocks (tuff and andesitic-dacitic lavas with intercalations of ignimbrite) and basaltic andesite lava flows. Igneous rocks show high-K calc-alkaline to shoshonitic nature and are mainly metaluminous, formed in a post-collisional uplift tectonic setting. Hydrothermal activities in this area brought about formation of vast silicic veins and caps, along with silicic, propylitic, phyllic (non-pervasive) and intermediate argillic alterations around the veins, as well as intermediate to advanced argillic alteration halos at the margins of silicic caps. Ore minerals in the silicic veins includes pyrite, arsenopyrite and Fe-oxides, accompanied by minor malachite, formed during four mineralization stages. Fluid inclusion studies indicate that the homogenization temperature of fluid inclusions ranges from 175 to 355 °C, considering the low pressure of fluid inclusions ($\leq 0-40$ bars), can signify the fluid temperature at the time of entrapment. The estimated salinity values are between 0.2 and 3 wt% NaCl_{eq}.

* Corresponding author: Hadi Mohammadian; E-mail: H.mohammadain@tabrizu.ac.ir

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2021.253954.1856

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.1.4.4

