



## خاستگاه و روند تکامل سیال‌های کانه‌زا در منطقه جیزوان (شمال غرب زنجان): بر اساس بررسی میانبارهای سیال

نادر گلشنی نسب<sup>۱</sup>، علیرضا جعفری راد<sup>۱\*</sup>، محسن موید<sup>۲</sup>، نیما نظافتی<sup>۱</sup>

۱- دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، دانشکده علوم و فناوری‌های همگرا، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران.

۲- گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۳/۱۸، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۷/۹)

**چکیده:** منطقه جیزوان با مساحت ۴۵ کیلومتر مربع در ۷۰ کیلومتری شمال غرب زنجان و در پهنه فلززایی طارم- هشتجین واقع است. واحدهای سنگی عمده در منطقه جیزوان شامل توالی منظمی از طبقه‌های نازک لایه توف و توف برشی شده با ترکیب حدواسط تا بازیک با میان لایه‌هایی از آندزیت و بازالت به سن ائوسن است. افزون بر آن، واحدهای آتشفشانی تراکیتی و تراکی آندزیتی به سن الیگوسن نیز در منطقه گسترش دارند. در شرق منطقه، به بخش‌هایی از توالی توف و توف برشی شده، توده‌های نیمه‌عمیق کوارتز مونزونیت، مونزودیوریت و سینیت نفوذ کرده‌اند. در نتیجه این رویداد و به دلیل حضور ساختارهای خطی و نفوذ سیال‌های گرمایی، این سنگ‌ها دستخوش دگرسانی آرزلیک پیشرفته شده‌اند. کانی‌سازی کربناتی (مالاکیت) و سولفیدی مس (کالکوپریت، بورنیت، تتراهدريت-تنانتیت و کالکوسیت-کوولیت) به همراه کانی‌های پیریت، گالن، اسفالریت، آرسنوپریت، کوارتز، کلسیت و گوتیت با بافت رگه-رگچه‌ای در واحدهای نام برده گسترش یافته‌اند. از بررسی میانبارهای سیال اولیه با دو فاز مایع و گاز، دماهای همگن‌شدگی از ۹۵/۶ تا ۲۶۸/۹ °C با بیشترین فراوانی در ۱۸۵ °C ثبت شد. شوری سیال‌های کانه‌زا بین ۴/۶۵ تا ۲۳/۸ درصد وزنی معادل NaCl و چگالی آنها در گستره ۰/۷۷ تا ۱/۰۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب است. براساس داده‌های میانبارهای سیال، آمیختگی آب‌های ماگمایی با آب‌های جوی عامل اصلی ته‌نشست عناصر فلزی و رخداد کانی‌سازی در منطقه جیزوان است. این نتایج، همپوشی بسیاری با داده‌های معرف قلمرو کانسارهای فراگرمایی (Epithermal) دارند.

**واژه‌های کلیدی:** سیال درگیر؛ کانی‌زایی؛ فراگرمایی؛ دگرسانی؛ منطقه جیزوان؛ پهنه طارم- هشتجین.

### مقدمه

همکاران [۶]، کوهستانی و همکاران [۷]، و یاسمی و قادری [۸] کانی‌سازی مس به صورت رگه‌های کوارتز-فلوریت در بازالت‌های آندزیتی ائوسن شبیه با کانسارهای فراگرمایی فلزهای پایه را در منطقه جیزوان گزارش کرده‌اند. از سوی دیگر، عابدینی [۹] کانی‌سازی سولفیدی مس و سرب و کانی‌سازی ثانویه مس و گوتیت را در رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی و کربناتی این منطقه گزارش داده است. از مهم‌ترین رخدادهای کانی‌زایی در منطقه مورد بررسی، رگه و رگچه‌های سیلیسی دارای کانی‌سازی سولفیدی اولیه شامل پیریت، کالکوپریت و گالن، و کانی‌زایی ثانویه دارای مالاکیت و گوتیت

منطقه جیزوان با مساحت ۴۵ کیلومتر مربع در ۲۰ کیلومتری جنوب شرق شهرستان هشتجین و در ۷۰ کیلومتری شمال غرب زنجان قرار دارد. بر پایه تقسیمات پهنه‌های زمین‌ساختی ایران، منطقه جیزوان در پهنه ساختاری البرز-آذربایجان [۱] و در برخوردگاه آن با کمربند ماگمایی ارومیه- دختر [۲،۳] واقع است. این منطقه بخشی از پهنه فلززایی طارم-هشتجین [۵،۴] را تشکیل می‌دهد (شکل ۱). پهنه فلززایی طارم-هشتجین از دیدگاه پی‌جویی کانه‌زایی گوناگون فلزهای پایه به عنوان یکی از مستعدترین پهنه‌های فلززایی کشور است [۴]. فیضی و

آمفیبول، هم چنین کانی‌های ثانویه کلسیت، کلریت، کانی‌های کدر و کانی‌های رسی و سربیسیت با بافت بلورسنگ آواری است. رخنمون‌های توالی آندزیت و آندزیت بازالتی دربردارنده سنگ‌هایی از نوع آندزیت بازالتی تا آندزیت با بافت پورفیری هستند. کانی‌های اصلی آن پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و سایر کانی‌های تشکیل دهنده آن شامل کانی‌های فرعی کوارتز، پیروکسن، کانی‌های کدر و کانی‌های ثانویه کلسیت و کانی‌های رسی (سربیسیت) هستند. در واحد آندزیت پورفیری، کانی‌های اصلی شامل درشت بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی هستند. آمفیبول، کوارتز و زیرکن به عنوان کانی‌های فرعی و کانی‌های ثانویه شامل کلسیت، کلریت، کانی‌های رسی (سربیسیت) و کانی‌های کدر هستند.

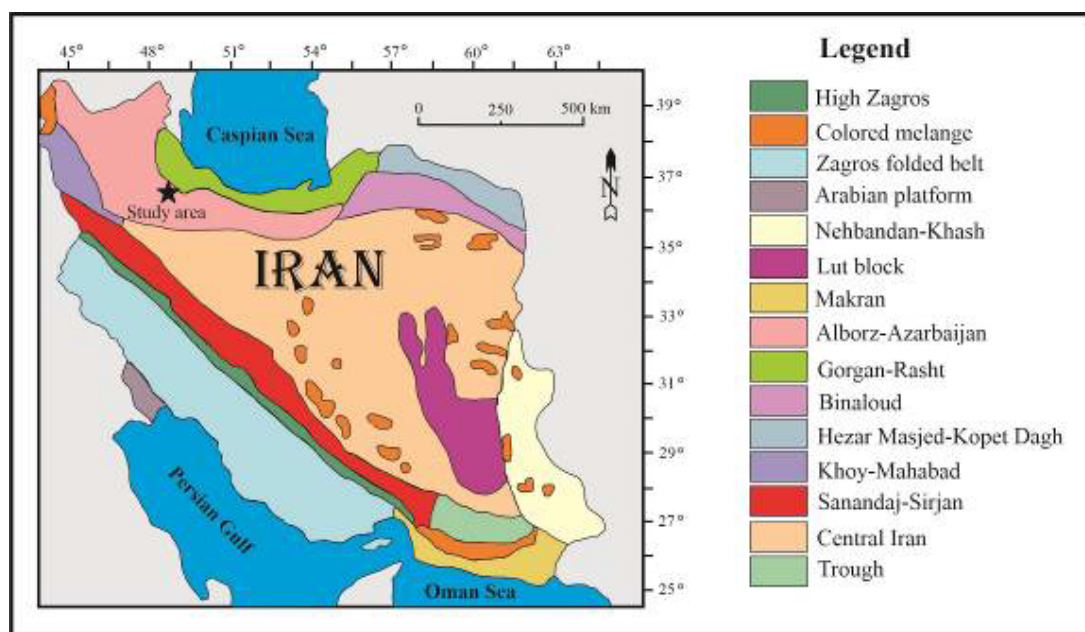
گدازه‌های تراکیتی الیگوسن در منطقه جیزوان با دگرشیبی زاویه‌دار بر سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری‌های ائوسن گسترده شده‌اند [۱۴، ۱۵]. این گدازه‌ها دارای ظاهر منشوری هستند و با بلورهای درشت و شکل‌دار سانیدین در متن سنگ مشخص می‌شوند. گدازه‌ها در سطح دارای حفره‌های خالی بوده که گاه با کربنات از لبه در حال پر شدن هستند. بررسی‌های سنگ-نگاری نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این گدازه‌ها سانیدین، اوژیت اثرین، آمفیبول سدیک و بیوتیت در زمینه‌ای ریزسنگی و ریزبلور از فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز هستند. بافت سنگ تراکیتی تا شیشه‌ای ریزسنگی پورفیری بوده و بدون دگرسانی است.

هستند. به منظور بررسی خاستگاه این نوع کانی‌زایی در منطقه جیزوان، در این بررسی از داده‌های میانبارهای سیال استفاده شد.

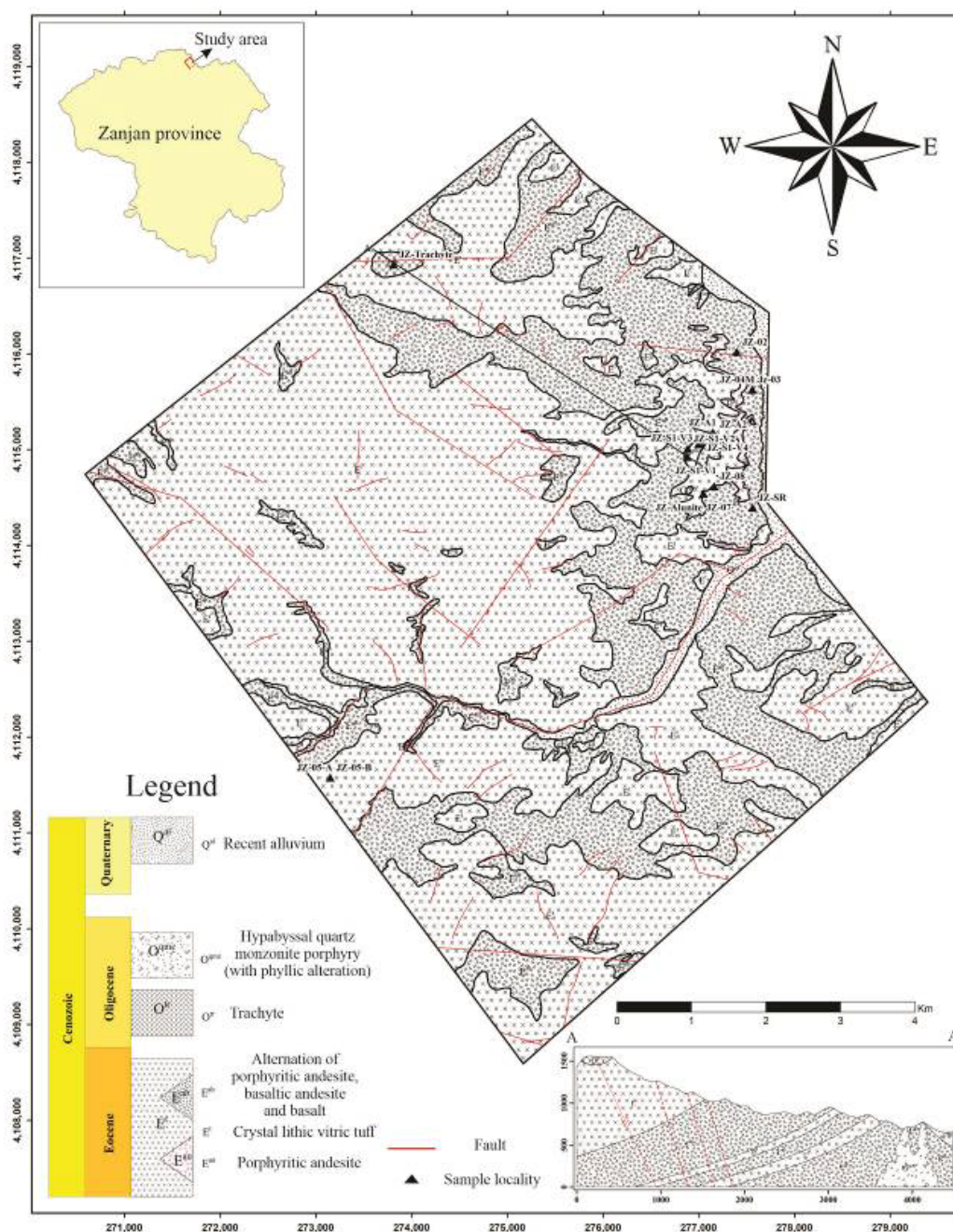
#### زمین‌شناسی

سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی به سن ائوسن و الیگوسن مهم ترین واحدهای سنگی در منطقه جیزوان هستند. بخش قابل ملاحظه‌ای از منطقه مورد بررسی را قدیمی‌ترین واحدهای سنگی شامل توف‌ها و تراکی بازالت‌های ائوسن دربرگرفته‌اند (شکل ۲) [۱۰]. گدازه‌های آندزیتی تا تراکی آندزیتی با گسترش بسیار محدود از دیگر رخنمون‌های سنگی ائوسن در منطقه هستند. توده‌های نفوذی الیگوسن شامل کوارتز مونزونیت، مونزودیوریت و سینیت هستند که با برونزد بسیار محدود و اغلب به صورت دایک در منطقه رخنمون یافته‌اند. واحدهای خروجی الیگوسن سنگ‌های تراکیتی هستند. جوان ترین واحدهای سنگی منطقه آبرفت‌های عهد حاضر هستند [۱۱-۱۳].

بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که واحدهای آذرین خروجی در منطقه شامل بلور توف سنگی، یک توالی از آندزیت و آندزیت بازالتی، آندزیت پورفیری به سن ائوسن و تراکیت‌های الیگوسن هستند. این مجموعه خروجی با واحد نفوذی کوارتز مونزونیت پورفیری به سن الیگوسن قطع شده است. واحد بلورتوف سنگی به عنوان سنگ میزبان کانی‌سازی شامل کانی‌های فلدسپار (پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی)، کوارتز و



شکل ۱ موقعیت منطقه جیزوان در پهنه ساختاری البرز- آذربایجان [۱].



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی برگرفته از مرجع [۱۶] با تغییر.

در یک نظام تغییر شکل تراکشی محلی ناشی از نظام زمین‌ساختی فشارشی با روند شمالی-جنوبی [۱۷]، نفوذ توده‌های آذرین کوارتزمونزدیوریتی الیگوسن با ماهیت شوشونیتی و آهکی قلیایی به درون واحدهای سنگی ائوسن، به صورت گسترده توفها و به طور محدود تراکی بازالت‌ها را دگرسان نموده، به طوری که یک سامانه دگرسانی آرژلیک به نسبت گسترده درون توفها و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن

گسترش یافته است. این دگرسانی به طور گسترده در محل تراکم و گسترش گسل‌ها گسترش یافته و با کانه‌زایی رگه‌ای-رگچه‌ای کالکوپیریت، پیریت، گالن، گوتیت و ملاکیت همراه شده است [۱۷]. رگه‌ها و رگچه‌های یاد شده از نوع سیلیسی-کربناتی هستند. برشی شدن محلی، سیلیسی شدن، کانی‌سازی سنگ گچ، انیدریت و باریت و پرشدگی شکستگی‌ها با کلسیت

## نتایج

## سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی کانسنگ

کانه‌زایی در منطقه جیزوان به صورت رگه-رگچه‌ای و به همراه رگه‌های سیلیسی در سنگ میزبان بیشتر شامل واحد بلور توف سنگی صورت گرفته است. کانه‌زایی رگه-رگچه‌ای در گسل‌ها، درزه‌ها و شکستگی‌ها رخ داده است و در آن، کانی‌های سولفیدی و سیلیس در اثر نهشت مستقیم از سیال‌های گرمایی کانها تشکیل شده‌اند. در این کانه‌زایی، کوارتز در حفره‌های سنگ همراه با کانه‌زایی سولفیدی شکل گرفته و کانی‌های مس حدود ۸ تا ۱۵٪ سنگ را تشکیل داده‌اند.

با توجه به نتایج سنگ‌نگاری انجام شده بر مقاطع صیقلی تهیه شده از نمونه‌هایی از کانسنگ، توالی زمانی تشکیل کانی‌ها در رگه‌های سیلیسی دربردارنده کان‌های سولفیدی در منطقه جیزوان را می‌توان به صورت شکل ۳ در نظر گرفت. کلسیت و کوارتز کانی‌های باطله اصلی در کانی‌سازی مورد بررسی را تشکیل می‌دهند (شکل ۴ الف). کلسیت اغلب بصورت درشت تا متوسط بلور تشکیل شده و کان‌های سولفیدی چون کالکوپیریت، پیریت، آرسنوپیریت و تتراهدریت-تنانتیت را دربر می‌گیرد. کلسیت گاه آغشتگی‌هایی به اکسیدهای آهن را نشان می‌دهد. کوارتز به صورت بلورهای ریز تا متوسط پراکنده در بین کان‌های سولفیدی و کلسیت قابل دیده است. این کانی گاهی به صورت رگچه‌ای نیز دیده می‌شود. با توجه به روابط بافتی، به نظر می‌رسد که کلسیت فاز تأخیری نسبت به کوارتز است.

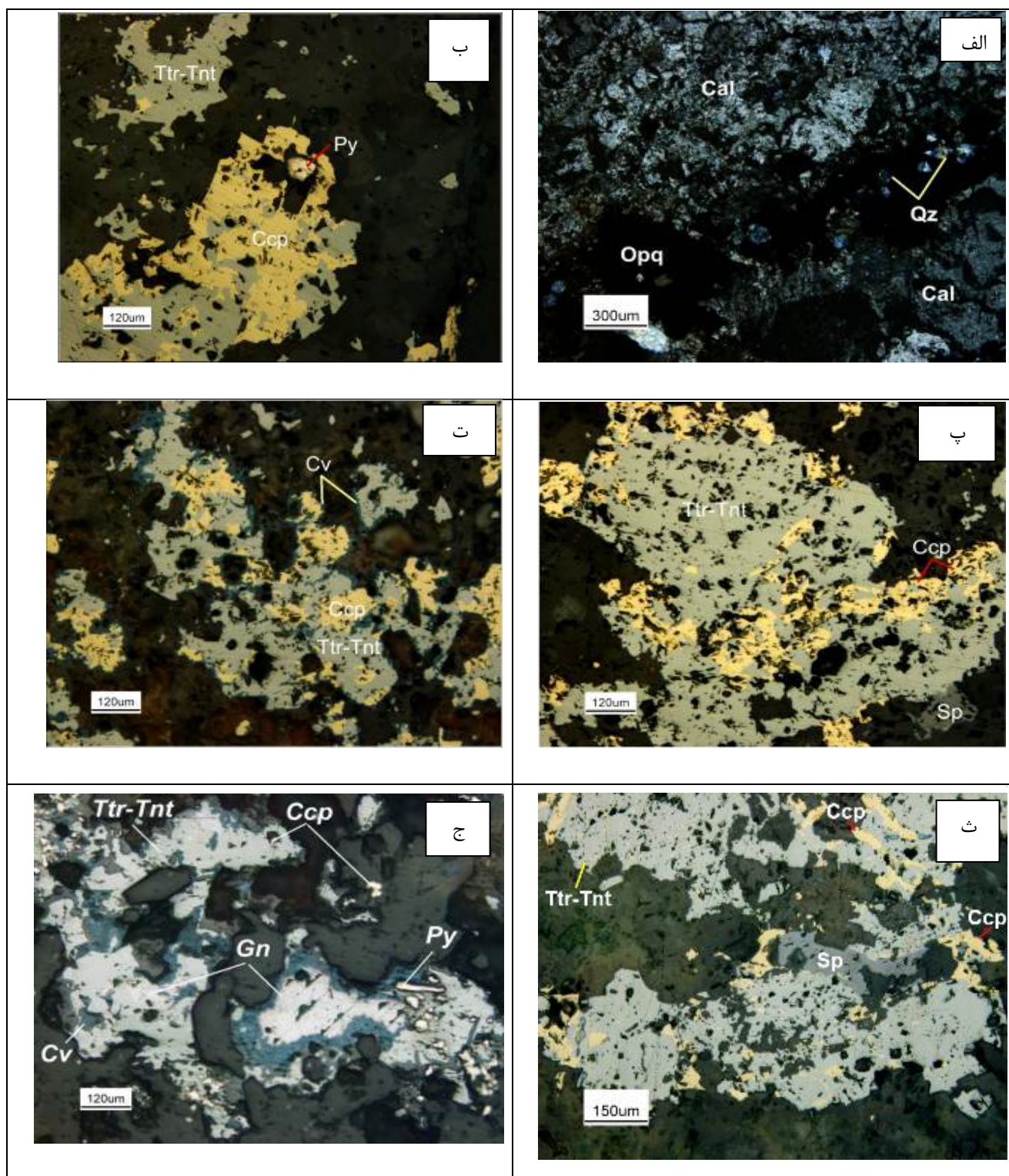
از مهمترین ویژگی‌های زمین‌شناسی پهنه دگرسانی آرژلیک در منطقه جیزوان به شمار می‌رود [۱۷-۱۹].

## نمونه‌ها و روش‌ها

به منظور انجام بررسی‌های کان‌نگاری، تعداد ۲۰ مقطع صیقلی از کانسنگ و برای بررسی میانبارهای سیال، تعداد ۵ مقطع دوبر صیقل از کوارتزهای همزمان با کانی‌سازی (بخش ۴-۱ را ببینید) برداشت شد. بررسی میانبارهای سیال برای نمونه‌هایی انجام شد که در آنها کوارتز از نظر همبرزایی با کانی‌های سولفیدی همزمان است. از نمونه‌های انتخابی، مقاطع نازک دو بر صیقل با ضخامت حدود ۲۵۰ میکرون تهیه شد و اندازه گیری‌های ریزدماسنجی با میکروسکوپ زایس دارای میز گرمایش و سرمایش THMS-600 لینکام در آزمایشگاه ریزدماسنجی دانشگاه تربیت مدرس تهران انجام گرفت. برای سرمایش از نیتروژن مایع و برای گرمایش از یک حسگر گرمایی استفاده گردید. دستگاه با استفاده از ترکیب‌های استاندارد ( $\text{KNO}_3$  و  $\text{C}_4\text{H}_3\text{CH}_3$ ) واسنجی شد. دقت استاندارد در گستره دمایی ۱۹۶- تا  $650^\circ\text{C}$  برای اندازه‌گیری سرمایش  $\pm 0.2$  درجه سانتی‌گراد و برای اندازه‌گیری گرمایش  $\pm 0.6$  درجه سانتی‌گراد است. سرمایش میانبارهای سیال تا انجماد کامل آنها انجام شد و تبدیل‌های فازی درست پس از گرمایش اندازه‌گیری گردید. اندازه‌گیری‌های گرمایش با گرمادهی میانبار سیال تا رسیدن به دماهای همگن‌شدگی انجام شد. چگالی و شوری سیال (براساس آخرین دمای ذوب یخ) براساس روابط بودنار [۲۰] محاسبه شده است.

| Mineral                 | Hypogene mineralization stage | Supergene mineralization stage |
|-------------------------|-------------------------------|--------------------------------|
| Quartz                  |                               |                                |
| Pyrite                  |                               |                                |
| Galena                  |                               |                                |
| Chalcopyrite            |                               |                                |
| Bornite                 |                               |                                |
| Sphalerite              |                               |                                |
| Calcite                 |                               |                                |
| Tetrahedrite-tennantite |                               |                                |
| Arsenopyrite            |                               |                                |
| Chalcocite-covellite    |                               |                                |
| Goethite                |                               |                                |
| Malachite               |                               |                                |

شکل ۳ توالی همبرزایی تشکیل کانی‌ها در منطقه جیزوان.



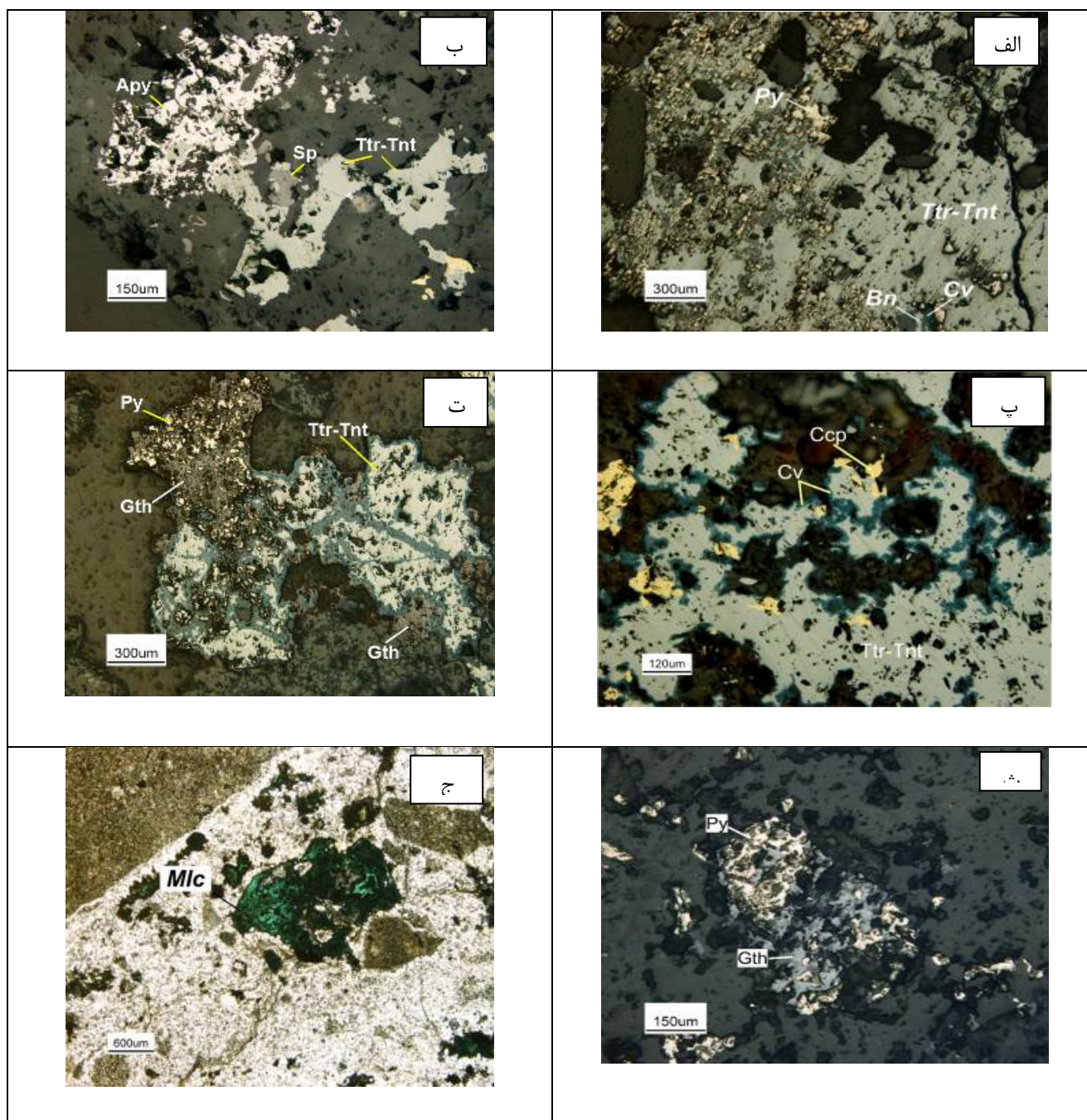
**شکل ۴** تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های مختلف تشکیل دهنده کانسنگ: (الف) بلورهای ریز تا متوسط کلسیت (Cal) و کوارتز (Qz) به همراه کانه‌های کدر (Opq)، (در نور قطبیده متقاطع XPL)، (ب) بلور بی‌شکل پیریت (Py) دربرگرفته شده با کالکوپیریت به همراه تتراهدریت-تنانتیت (در نور قطبیده ساده، PPL)؛ (پ) جانشینی گسترده کالکوپیریت (Ccp) با تتراهدریت-تنانتیت (Ttr-Tnt) در PPL، (ت) جانشینی کالکوپیریت (Ccp) و تتراهدریت-تنانتیت (Ttr-Tnt) از لیه با لایه نازکی از کوولیت (Cv) در PPL، (ث) جانشینی کالکوپیریت (Ccp) و اسفالریت (Sp) با سری تتراهدریت-تنانتیت (Ttr-Tnt) در PPL و (ج) جانشینی تتراهدریت-تنانتیت (Ttr-Tnt) به جای گالن (Gn) و تبدیل آن به کوولیت (Cv) در PPL.

پیریت به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار، ریز تا متوسط بلور و با بافت افشان در زمینه سنگ دیده می شود. پیریت گاهی با کالکوپیریت در بر گرفته شده است که نشان دهنده فاز ابتدایی کانه زایی در رگه و رگچه های منطقه است (شکل ۴ ب). این کانی با تتراهدريت-تنانتیت و گاه گوتیت جانشین شده است. کالکوپیریت بصورت افشان و ریزبلور یافت می شود و از لبه اغلب با تتراهدريت-تنانتیت و گاه با اسفالریت جانشین شده است (شکل ۴ پ). کالکوپیریت گاهی بلورهای کوچکی از پیریت را دربر گرفته است که می تواند نشان دهنده تشکیل این کانی پس از پیریت در توالی همبرزایی باشد. کالکوپیریت گاهی از لبه و در راستای شکستگی ها طی فرایند برونزادی به کوولیت و گوتیت دگرسان شده است (شکل ۴ ت). در مواردی که جانشینی به طور فزاینده رخ داده است، بقایایی از کالکوپیریت به صورت بافت بازماندی و به شکل جزیره ای دیده می شود. اسفالریت به مقدار جزئی در بخش هایی همراه با کانی کالکوپیریت و تتراهدريت-تنانتیت دیده می گردد (شکل ۴ پ). اسفالریت گاه با تتراهدريت-تنانتیت جانشین شده است (شکل ۴ ث). براساس بافت های موجود، به نظر می رسد که این کانی پس از کالکوپیریت و کمی پس از تتراهدريت-تنانتیت در توالی همبرزایی تشکیل شده است. گالن به مقدار بسیار کم در مقاطع بررسی شده دیده می شود. این کانی بی شکل است و جانشینی با سولفوسالت ها و بورنیت را نشان می دهد. این کانی گاهی در اثر فرایندهای برونزادی از لبه به کوولیت تبدیل شده است (شکل ۴ ج). بورنیت به صورت بی شکل دیده می شود (شکل ۵ الف). این کانی جانشین گالن و کالکوپیریت اولیه شده که وجود قطعه های شناوری از این کانی ها درون بورنیت نشان دهنده تقدم تشکیل این کانی ها نسبت به بورنیت است. در اثر غنی سازی ثانویه، خود بورنیت نیز از لبه در حال تبدیل به کانی های ثانویه کالکوسیت-کوولیت است. بورنیت همچنین دارای بافت ناآمیختگی با کالکوپیریت است. این بافت به شکل تیغه هایی از کانی کالکوپیریت درون بورنیت مشخص بوده و نشان دهنده جدایش کانی کالکوپیریت از بورنیت در اثر سرد شدن است. با توجه به مطالب بیان شده، می توان نتیجه گرفت که فرایند تشکیل بورنیت شامل دو مرحله بوده است: نخست این که بورنیت پس از کالکوپیریت و گالن و بر اثر جانشینی این کانی ها تشکیل شده است و دوم آن که فرایند تشکیل بورنیت همراه با کالکوپیریت بوده به طوری که ایجاد بافت ناآمیختگی (exsolution) نشان دهنده تبلور همزمان دو کانی است.

سری تتراهدريت-تنانتیت به صورت افشان و توده ای در متن سنگ دیده شده و گاهی به طور گسترده از لبه جانشین کانی های کالکوپیریت، پیریت، بورنیت، گالن و اسفالریت شده است (شکل های ۴ ب تا ج و ۵ الف). تتراهدريت-تنانتیت خود گاهی از لبه و شکستگی ها با کوولیت و گاه گوتیت جانشین شده است. به نظر می رسد که تتراهدريت-تنانتیت همراه با فاز کربناتی (کلسیت) تشکیل شده باشد. آرسنوپیریت با فراوانی بسیار کم به صورت نیمه شکل دار تا بی شکل با بافت افشان در زمینه سنگ دیده می شود که گاهی جانشین سری تتراهدريت-تنانتیت شده است (شکل ۵ ب).

سری کالکوسیت-کوولیت در مرحله برونزاد به صورت جانشینی در لبه و شکستگی های کانی های کالکوپیریت و تتراهدريت-تنانتیت، بورنیت و گالن تشکیل شده است (شکل های ۴ ت و ۵ پ). با توجه به وجود ناهمسانگردی نارنجی در برخی از بخش ها، به نظر می رسد که ترکیب شیمیایی این کانی بیشتر نزدیک به عضو پایانی سری کالکوسیت-کوولیت یعنی کوولیت باشد. گوتیت در مراحل پایانی برونزادی در اثر ورود سیال های جوی از دگرسانی پیریت، کالکوپیریت و تتراهدريت-تنانتیت و به صورت بی شکل تشکیل شده است (شکل ۵ ت). ملاکیت در مقاطع بررسی شده فراوانی کمی دارد و در حفره های سنگ دیده می شود (شکل ۵ ث). این کانی در بخش های اکسیدی رگه های مس و نواحی برونزاد یافت شده و در اثر خنثی سازی محلول های اسیدی فرورو و دارای مس ناشی از اکسایش سولفیدهای مس طی برخورد با توده های کربناتی شکل می گیرد.

دو پهنه اصلی برونزاد و درونزاد در منطقه قابل تشخیص هستند. پهنه درونزاد در عمق و در اثر ایجاد جریان سیال گرمایی با خاستگاه اغلب ماگمایی رخ داده، در حالی که پهنه برونزاد سطحی تر بوده و ناشی از ایجاد جریان سیال گرمایی با خاستگاه اغلب جوی است. از جمله کانی های اولیه تشکیل شده در پهنه درونزاد، پیریت و از جمله کانی های پایانی تشکیل شده در پهنه برونزاد، گوتیت است. طی تغییر فاز درونزاد به برونزاد در منطقه، رگه ها از سیلیسی به کلسیتی تبدیل شده اند که نشان دهنده تغییر ماهیت سیال گرمایی از اسیدی به قلیایی است. از سویی، رگه های سیلیسی بیشتر همراه با کالکوپیریت و رگه های کلسیتی با کوولیت و گوتیت تشکیل شده اند. کانه زایی درونزاد منطقه شامل کالکوپیریت، گالن و پیریت و کانه زایی برونزاد منطقه شامل گوتیت و ملاکیت است.



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های مختلف تشکیل دهنده کانسنگ: (الف) جانشینی پیریت (Py) افشان با تتراهدریت-تنانتیت (Ttr-Tnt) در PPL، (ب) جانشینی سری تتراهدریت-تنانتیت (Ttr-Tnt) با آرسنوپیریت (Apy) در PPL، (پ) کوولیت (Cv) بصورت لایه‌ای نازک جانشین تتراهدریت-تنانتیت (Ttr-Tnt) شده است (PPL)، (ت) کانی‌سازی پیریت (Py) به صورت پراکنده در متن سنگ که به گوتیت (Gth) دگرسان شده است (PPL؛ ث) رخداد پیریت (Py) و گوتیت (Gth) در سنگ (PPL)؛ و (ج) پرشدن حفره‌های سنگ با مالاکیت (Mlc) در PPL.

#### میانبارهای سیال

#### سنگ نگاری میانبارهای سیال

میانبارهای سیال در منطقه کانی‌سازی جیزوان برای نمونه‌هایی از کوارتز همراه با کانه‌زایی نوع رگه-رگچه‌ای که نمایانگر نهشت

مستقیم کانی‌ها از سیال کانه‌زا هستند، بررسی شدند. این نمونه‌ها شیری‌رنگ و دربردارنده تعداد زیادی میانبار سیال کوچک و بسیار کوچک هستند. بنابراین، تشخیص میانبارهای اولیه مجزا از میانبارهای ثانویه یا ثانویه دروغین ناممکن است.

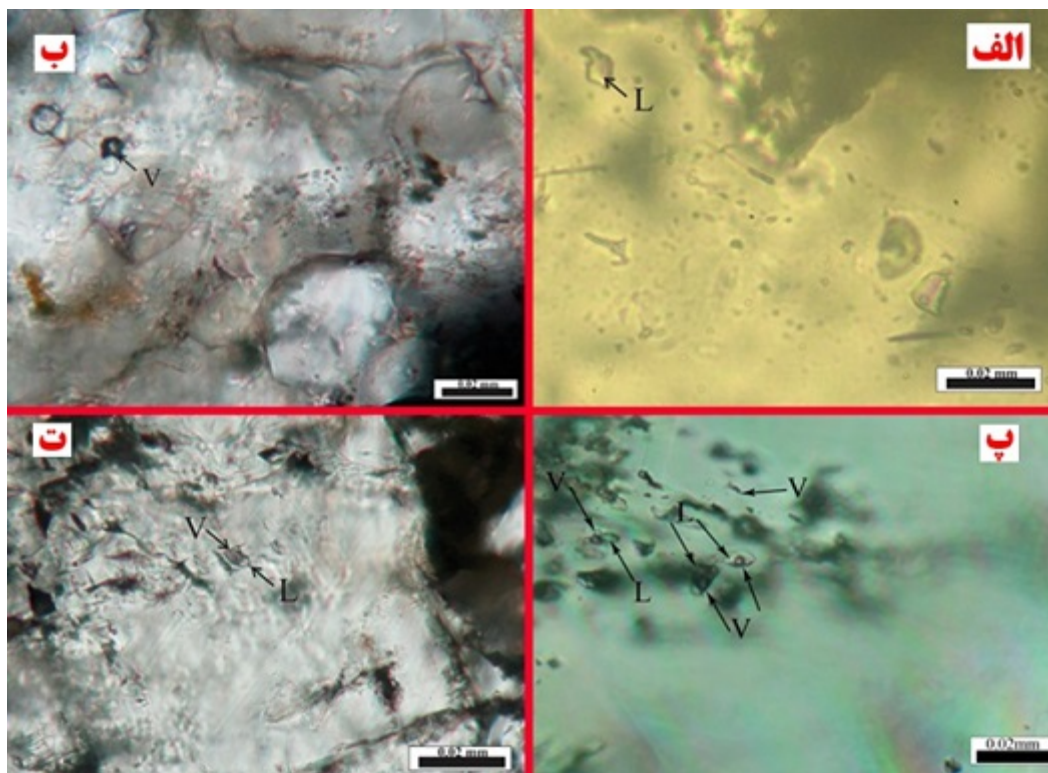
از مایع (L+V) از یک فاز مایع و یک حباب بخار تشکیل شده- اند (شکل ۶ پ) و طی اندازه‌گیری‌های گرمایشی به فاز مایع همگن می‌شوند. حجم فاز بخار در این میانبارها ۱۰ تا ۳۰ درصد حجم میانبار است. اندازه این میانبارها از ۲ تا ۲۰ میکرون تغییر می‌کند. این میانبارها دارای شکل‌های نامنظم، کروی، بیضوی و تخت هستند، و فراوانی به نسبت زیادی در نمونه‌ها دارند. میانبارهای دوفازی غنی از مایع اغلب به صورت تکی و کمتر انباشتی دیده می‌شوند. میانبارهای سیال دوفازی غنی از گاز (V+L) با فراوانی بسیار کمتری نسبت به میانبارهای دوفازی غنی از مایع (L+V) در نمونه‌ها قابل تشخیص هستند (شکل ۶ ت). حجم فاز بخار در این میانبارها حدود ۷۰ تا ۹۵ درصد حجم میانبار است. اندازه این میانبارها از ۵ تا ۱۵ میکرون تغییر می‌کند. این میانبارها بیشتر با شکل- های نامنظم و به صورت تکی دیده می‌شوند.

#### ریزدماسنجی میانبارهای سیال

اندازه‌گیری‌های ریزدماسنجی برای ۱۴۴ میانبار سیال دوفازی غنی از مایع انجام شد (جدول ۱).

از این رو، اندازه‌گیری‌ها در بخش‌هایی از نمونه‌ها با مقدار کمتری میانبار سیال انجام شده و می‌توان گروه‌های مختلف میانبارها را از هم تفکیک نمود. بر اساس فازهای موجود در میانبارهای سیال در دمای اتاق [۲۲،۲۱]، چهار نوع میانبار سیال اولیه شامل تک فاز مایع (L)، دو فاز غنی از مایع (L+V)، دو فاز غنی از گاز (V+L)، و تک فاز غنی از گاز (V) قابل تشخیص است.

میانبارهای سیال تک فاز مایع که تنها از فاز مایع (L) تشکیل شده‌اند، به نسبت کمیاب هستند (شکل ۶ الف). اندازه این میانبارها بین ۲ تا ۱۰ میکرون تغییر می‌کند. این میانبارها به صورت منفرد یافت می‌شوند و از نظر شکل اغلب نامنظم هستند. میانبارهای سیال تک فاز غنی از گاز تنها از فاز گازی (V) تشکیل شده‌اند و به رنگ تیره هستند (شکل ۶ ب). این میانبارها با فراوانی به نسبت زیاد و به صورت انباشتی، دنباله‌ای و منفرد در نمونه‌ها دیده می‌شوند. اندازه آنها از ۲ تا ۳۰ میکرون تغییر می‌کند. این میانبارها به شکل‌های کروی، بیضوی و نامنظم دیده می‌شوند. میانبارهای سیال دوفازی غنی



شکل ۶ الف) میانبارهای سیال تک فاز مایع. ب) میانبارهای سیال تک فاز غنی از گاز. پ) میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع. ت) میانبارهای سیال دوفازی غنی از گاز.

جدول ۱ چکیده نتایج برآمده از بررسی میانبارهای سیال.

| N   | چگالی (g/cm <sup>3</sup> ) | شوری (wt% NaCl eq.) | T <sub>h</sub> (°C) | T <sub>m, ice</sub> (°C) | شکل                      | درجه پرشدگی | اندازه (μm) | نوع میانبار |
|-----|----------------------------|---------------------|---------------------|--------------------------|--------------------------|-------------|-------------|-------------|
| 144 | 0.77-1.08                  | 4.65-23.80          | 96-269              | -22.28/-2.80             | نامنظم، کروی، بیضوی، تخت | 0.7-0.9     | 2-20        | L+V         |

### بررسی سرمایش

برای اطمینان از انجماد کامل میانبارهای سیال در بررسی‌های سرمایش آنها تا دماهای ۱۰۰- تا ۱۱۰- °C سرد شدند. متأسفانه به دلیل تشکیل فازهای نیمه پایدار، دمای اولین ذوب یخ ( $T_e$ ) قابل اندازه‌گیری نبود. دمای آخرین ذوب یخ ( $T_{m, ice}$ ) در گستره ۲۲/۲۸- تا ۲/۸۰- °C است. شوری محاسبه شده براساس دماهای آخرین ذوب یخ ( $T_{m, ice}$ ) در گستره ۴/۶۵ تا ۲۳/۸۰ درصد وزنی معادل NaCl با بیشترین فراوانی در ۲۱ درصد وزنی معادل NaCl قرار دارد (جدول ۱ و شکل ۷ الف).

### بررسی گرمایش

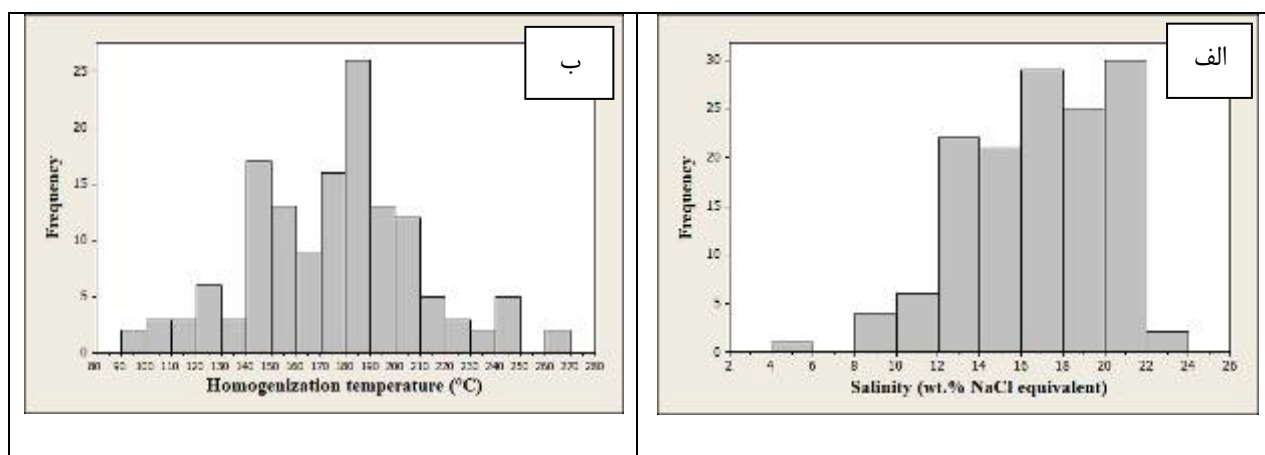
طی بررسی‌های گرمایش، همه میانبارها به فاز مایع همگن شدند. دمای همگن‌شدگی ( $T_h$ ) از ۹۵/۶ تا ۲۶۸/۹ °C با بیشترین فراوانی در ۱۸۵ °C است (جدول ۱ و شکل ۷ ب). بر پایه دماهای همگن‌شدگی و شوری میانبارهای سیال، صرف نظر از شرایط به دام افتادن آنها، می‌توان چگالی سیال را مشخص کرد [۱۹]. بر این اساس، چگالی میانبارهای سیال در گستره ۰/۷۷ تا ۱/۰۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب قرار دارد.

### بحث

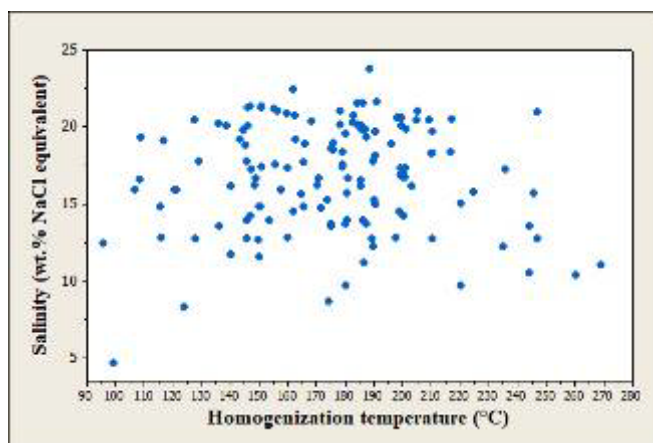
#### دمای همگن‌شدگی

دماهای همگن‌شدگی ( $T_h$ ) میانبارهای سیال در کانی کوارتز منطقه جیزوان در گستره وسیعی از ۹۵/۶ °C تا ۲۶۸/۹ °C قرار دارند. این گستره دمایی یا نشانگر دماهای واقعی به دام

افتادن میانبارهای سیال طی رشد کانی است، یا شاید ناشی از بازتعادل گرمایی مجموعه میانبارهای سیال پس از به دام افتادن باشد. داده‌های میانبارهای سیال در کانی کوارتز منطقه جیزوان، نه روندهای همگرا را در نمودار دمای همگن‌شدگی نسبت به شوری مشخص می‌کند (شکل ۸) [۲۳]، و نه یک توزیع دوگانه یا گسسته را در نمودار ستونی توزیع دماهای همگن‌شدگی به نشان می‌دهد (شکل ۷ ب) [۲۵، ۲۴]. بنابراین، داده‌ها شاهدهی برای بازتعادل گرمایی پس از به دام افتادن میانبارهای سیال در اثر نشت و پرشدن دوباره یا کشیدگی ارائه نمی‌کنند. حساسیت میانبارهای سیال به بازتعادل گرمایی در اثر کشیدگی با افزایش اندازه میانبار سیال به شدت افزایش می‌یابد [۲۷، ۲۶] و بنابراین باید در میانبارهای بزرگتر بیشتر یافت شود. شاهدهی برای این اثر نیز در داده‌های منطقه جیزوان دیده نمی‌شود، زیرا رابطه‌ای بین اندازه میانبارهای سیال و دمای همگن‌شدگی آنها وجود ندارد (ضریب همبستگی  $R^2=0.035$ ). اگرچه احتمال کشیدگی میانبارهای سیال را نمی‌توان به طور کامل رد کرد، نبود شواهدی برای هر گونه تغییرات دمایی در داده‌های میانبارهای سیال نشان می‌دهد که گستره وسیع دماهای همگن‌شدگی ناشی از تغییرات پس از به دام افتادن میانبارهای سیال نیست، بلکه بیانگر گستره واقعی دماهای به دام افتادن آنهاست. کم و زیاد شدن فشار طی فرآیند کانی‌سازی می‌تواند دلیلی برای دست کم بخشی از گستردهی دماهای همگن‌شدگی باشد.



شکل ۷ الف) نمودار ستونی توزیع شوری و ب) نمودار ستونی توزیع دماهای همگن‌شدگی در میانبارهای سیال در کانی کوارتز منطقه جیزوان.



شکل ۸ نمودار دماهای همگن‌شدگی نسبت به شوری برای میانبارهای سیال در کانی کوارتز منطقه جیزوان.

ماگمایی با شوری بالا و آب‌های جوی با شوری پایین (کمتر از ۵ درصد وزنی معادل NaCl) تولید می‌شود، قرار می‌گیرند. بنابراین، داده‌های میانبارهای سیال نشان می‌دهد که سیال مسئول کانی‌سازی در منطقه جیزوان یک سیال مرکب بوده که در اثر آمیختگی آب‌های ماگمایی با آب‌های جوی شکل گرفته است. تولید سیال‌های کانی‌ساز در اثر آمیختگی مایع ماگمایی و آب‌های جوی برای بسیاری از کانسارهای مس پورفیری دیده می‌شود [۳۰]. براساس نمودار دمای همگن‌شدگی نسبت به شوری (شکل ۱۰) [۳۱]، میانبارهای سیال در منطقه جیزوان همپوشی بسیاری با قلمرو کانسارهای فراگرمایی و نوع ایرلندی دارد.

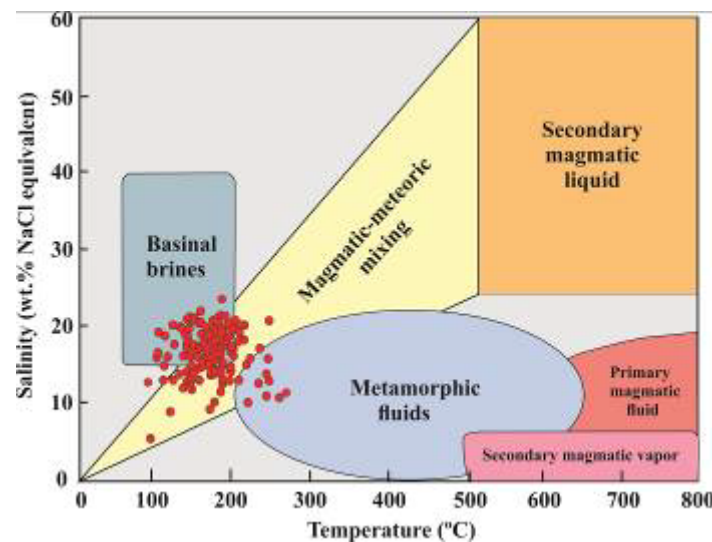
#### ته‌نشست کانی‌ها

مهم‌ترین فرآیندهایی که می‌توانند باعث ته‌نشست کانی‌ها در منطقه جیزوان شده باشند، عبارتند از جوشش سیال، سرد شدن و آمیختگی سیال. جوشش سیال مهم‌ترین فرآیندی است که باعث آغاز ته‌نشست فلزها در بسیاری از کانسارها، به ویژه در سامانه‌های فراگرمایی می‌شود. در اعماق تا ۲ کیلومتری سامانه‌های گرمایی، جوشش مهم‌ترین فرایند کنترل کننده پارامترهای شیمیایی کلیدی برای ته‌نشست کانی‌ها چون pH، ترکیب سیال و حلالیت کانی است. در مقابل، فرایندهای دیگری چون سرد شدن هدایتی ساده توسط سنگ‌های دیواره و آمیختگی با آب زیرزمینی رقیق و سرد، در تشکیل کانسارهای فراگرمایی اثر کمتری دارد [۳۲]. چنان که بیان شد، حضور میانبارهای سیال با نسبت‌های متفاوت مایع به بخار، رخداد جوشش سیال طی کانی‌سازی در منطقه جیزوان را تأیید می‌کند.

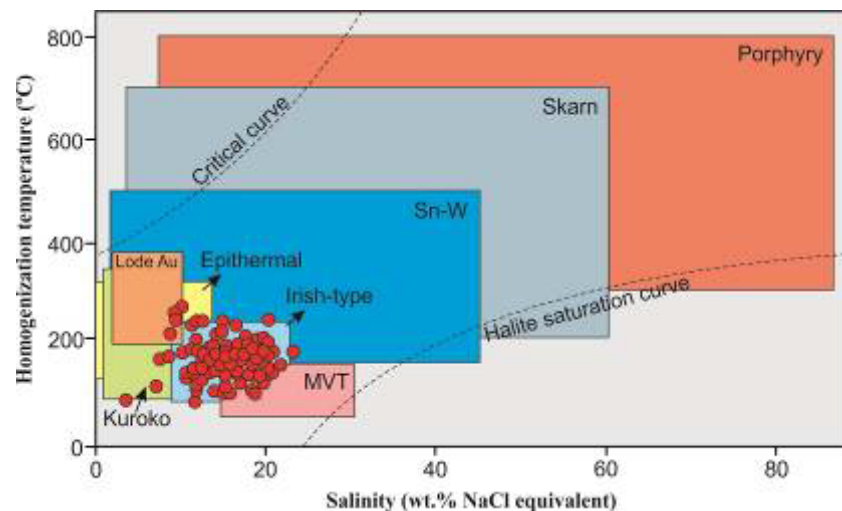
حضور میانبارهای سیال با نسبت‌های مختلف مایع به گاز (تک‌فاز مایع، دوفازی غنی از مایع، دوفازی غنی از گاز و تک فاز غنی از گاز) که نشانگر وجود همزمان بخار و مایع در محلول کانی‌ساز است، معیار اصلی برای تشخیص جوشش سیال طی کانی‌سازی است [۲۸]. بنابراین، وجود میانبارهای سیال با نسبت‌های متفاوت مایع به سیال می‌تواند دلیلی بر رخداد جوشش در سیال کانی‌ساز در منطقه جیزوان باشد. در شرایطی که میانبارهای سیال از محلول‌های در حال جوشش به دام می‌افتند، دمای همگن‌شدگی میانبار با دمای واقعی به دام افتادن آن (دمای واقعی تشکیل کانی) برابر است [۲۹]. از این رو، دماهای همگن‌شدگی میانبارهای سیال که براساس بررسی‌های گرمایش بدست آمده است، بیانگر دمای واقعی تشکیل کانی کوارتز و سایر کانی‌هایی که از نظر همبرزایی با کوارتز تشکیل شده‌اند، است.

#### خاستگاه سیال‌های کانی‌ساز

داده‌های میانبارهای سیال نشان می‌دهد که کانی‌سازی در منطقه جیزوان با سیال‌هایی با شوری پایین تا به نسبت بالا (۴/۶۵ تا ۲۳/۸ درصد وزنی معادل NaCl) و در گستره دمایی ۹۵/۶ تا ۲۶۸/۹ °C با بیشترین فراوانی در ۱۸۵ °C انجام شده است. گستره شوری میانبارهای سیال حضور دو نوع سیال طی کانی‌سازی را نشان می‌دهد: یکی با شوری بالا (بیش از ۲۰ درصد وزنی معادل NaCl) و دیگری با شوری به نسبت پایین (کمتر از ۵ درصد وزنی معادل NaCl). نقاط مربوط به داده‌های میانبارهای سیال در نمودار توزیع تقریبی دما - شوری برای محلول‌های گرمایی با خاستگاه‌های مختلف (شکل ۹) [۳۰]، به خوبی در گستره دماها و شوری‌هایی که با آمیختگی مایع



شکل ۹ توزیع تقریبی دما-شوری برای محلول‌های گرمایی با خاستگاه‌های مختلف [۲۴].



شکل ۱۰ نمودار دمای همگن‌شدگی-شوری که قلمرو میانبارهای سیال در کانسارهای مختلف را نشان می‌دهد. گفتنی است قلمرو کانسارها را نباید قطعی در نظر گرفته شوند و ترکیب‌هایی در خارج از گستره‌های نشان داده شده وجود دارند [۲۵].

نشان دهنده این واقعیت باشد که سیال‌هایی از سطوح مختلف پوسته (شامل آب جوی کم عمق) طی کانی‌سازی به سرعت به تعادل گرمایی رسیده‌اند.

فرآیند آمیختگی سیال نیز با داده‌های میانبارهای سیال تایید می‌شود. چنان‌که شکل ۹ نشان می‌دهد، آمیختگی یک شوراب ماگمایی با شوری به نسبت بالا و آب‌های جوی با شوری پایین رخ داده و منجر به تشکیل سیال‌هایی با شوری بین این دو سیال شده است.

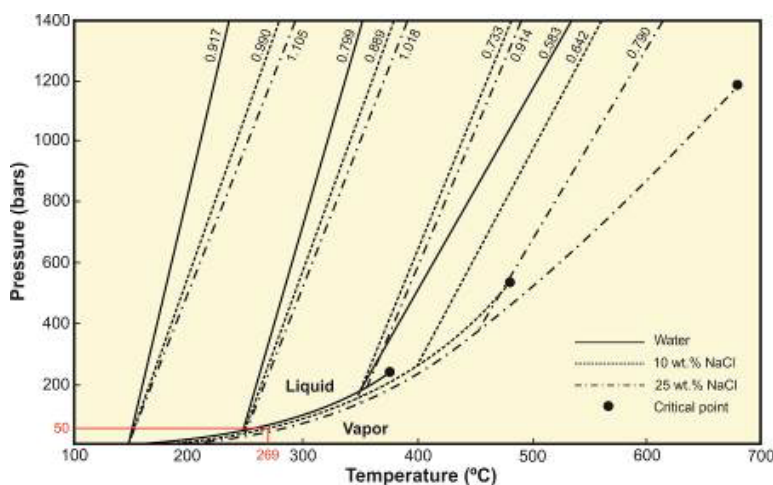
#### فشار و عمق کانی‌سازی

در شرایط رخداد جوشش در سیال کانی‌ساز، فشار روی منحنی مایع - بخار در دمای همگن‌شدگی فشار به دام افتادن میانبار

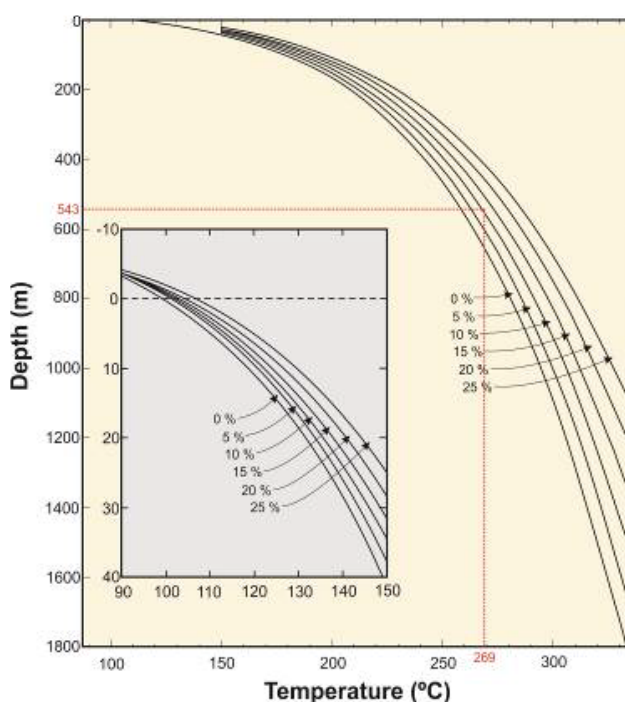
فرایند سرد شدن با گستره‌ی وسیع دماهای همگن‌شدگی میانبارهای سیال تأیید می‌شود. سرد شدن می‌تواند به دلیل نبود تعادل گرمایی بین سیال بالارو و گرم با سنگ میزبان، یا آمیختگی با یک سیال سردتر در محل ته‌نشست کانی‌ها باشد. اگرچه آمیختگی آب‌های ماگمایی با آب‌های جوی طی کانی‌سازی در منطقه جیزوان رخ داده است، اما نبود همبستگی بین دمای همگن‌شدگی و شوری (شکل ۸) نشان می‌دهد که این آب‌های جوی سرد نبوده‌اند و امکان سرد شدن در اثر آمیختگی با آب‌های سرد را رد می‌کند. از این رو، نبود تعادل گرمایی بین سیال گرمایی و سنگ‌های میزبان محتمل‌ترین سازوکار سرد شدن است. شباهت دمای بین انواع مختلف سیال‌ها می‌تواند

سیال را نشان می‌دهد [۳۳، ۲۹] (شکل ۱۱). دمای همگن - شدگی ( $T_H$ ) میانبارهای سیال در کانی کوارتز منطقه جیزوان از نزدیک به ۹۵ تا ۲۶۹ °C تغییر می‌کند. با توجه به شکل ۱۱، فشار متناظر با این دماها از صفر تا ۵۰ بار متغیر است. بنابراین، کانی‌سازی در منطقه جیزوان در فشارهای تا ۵۰ بار رخ داده است.

در شرایطی که جوشش در سیال کانی ساز رخ داده است، عمق تشکیل کانی‌سازی را می‌توان به کمک نمودار هاس [۳۴]



شکل ۱۱ بخشی از نمودار فازی آب و محلول‌های با شوری ۱۰ و ۲۵ درصد وزنی معادل NaCl که منحنی‌های مایع-بخار و چند خط هم غلظت را نشان می‌دهد [۲۳].



شکل ۱۲ منحنی‌های نقطه جوش مایع و شورابه‌های با ترکیب ثابت. نقطه جوش مایع در فشار ۱۰۱۳ بار (۱/۰ اتمسفر) است که معادل فشار جو در سطح دریا است [۲۷].

## برداشت

کانه‌زایی در منطقه جیزوان به شکل رگه-رگچه‌ای همراه با رگه‌های سیلیسی در واحدهای سنگی اغلب شامل توف رخ داده است. کانه‌زایی رگه-رگچه‌ای در گسل‌ها، درزه‌ها و شکستگی‌های سنگ‌های میزبان در اثر ته‌نشست مستقیم کانه-های سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، آرسنوپیریت، گالن و اسفالریت) و کوارتز از سیال‌های گرمابی رخ داده است. در مرحله برونزاد، کانی‌های سولفیدی به کانی‌های ثانویه‌ای چون سری تتراهدردیت-تانتیت، سری کالکوسیت-کولیت، گوتیت و مالاکیت دگرسان شده‌اند.

کانی‌سازی در منطقه جیزوان توسط سیال‌هایی با شوری پایین تا به نسبت بالا (۴/۶۵ تا ۲۳/۸ درصد وزنی معادل NaCl) و در گستره دمایی ۹۵/۶ تا ۲۶۸/۹ درجه سانتی‌گراد با بیشترین فراوانی در ۲۱ درصد وزنی معادل NaCl در ۱۸۵ درجه سانتی‌گراد انجام شده است. این گستره شوری، حضور و نقش دو نوع سیال با شوری‌های متفاوت در کانی‌سازی را نشان می‌دهد که شامل سیالی با شوری بالا (بیش از ۲۰ درصد وزنی معادل NaCl) با خاستگاه ماگمایی و یک سیال با شوری به نسبت پایین (کمتر از ۵ درصد وزنی معادل عادل NaCl) با خاستگاه آب‌های جوی است. از این رو، براساس داده‌های میانبارهای سیال، سیال مسئول کانی‌سازی در منطقه جیزوان سیالی مرکب بوده که از آمیختگی آب‌های ماگمایی با آب‌های جوی تشکیل شده است. چنین فرایندی در بسیاری از کنسارهای گرمابی در ارتباط با سامانه‌های پورفیری دیده می‌شود. این داده‌ها در نمودار دمای همگن‌شدگی نسبت به شوری همپوشی بسیاری با قلمرو کنسارهای فراگرمایی دارد.

## قدردانی

این مقاله برآمده از بخشی از فعالیت‌های پژوهشی لازم برای کسب درجه دکتری تخصصی زمین‌شناسی اقتصادی نویسنده اول از دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران است. نویسندگان صمیمانه از داوران مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران که با پیشنهادات و راهنمایی‌های ارزنده خود باعث بهبود کیفیت مقاله شدند، سپاسگزارند.

## مراجع

- [1] Nabavi M. H., "An introduction to the geology of Iran", Geological survey of Iran, 109p (1976).
- [2] Eftekharneshad J., "Separation of different parts of Iran in terms of construction status in

- relation to sedimentary areas", Journal of the Oil Association, No. 8 (1980).
- [3] Aghanabati S. A., "The Geology of Iran", Geological Survey of Iran. 600p (2004).
- [4] Ghorbani M., "The Economic Geology of Iran", Mineral Deposits and Natural Resources. Springer, London, (2013) 569p.
- [5] Khakzad A., Hajalilou B., "Investigation on Pb, Zn and Cu mineralization in northwest of Zanjan and east of Mianeh and their relation to pervasive hydrothermal alteration", In 3rd Symposium of Geological Society of Iran, University of Shiraz, Shiraz, Iran (in Persian with English abstract) (1999).
- [6] Feyzi M., Ebrahimi M., Kouhestani H., Mokhtari M. A. A., "Geology, mineralogy and geochemistry of Aghkand copper mine (North of Zanjan, Tarom-Hashtjin area)", Journal of Economic Geology, 8 (2) (2017) 507-524.
- [7] Kouhestani H., Mokhtari M. A. A., Qin K., Zhao J., "Fluid inclusion and stable isotope constraints on ore genesis of the Zajkan epithermal base metal deposit, Tarom-Hashtjin metallogenic belt, NW Iran", Ore Geology Reviews, 109 (2019) 564-584.
- [8] Yasami N., Ghaderi M., "Distribution of alteration, mineralization and fluid inclusion features in porphyry-high sulfidation epithermal systems: The Chodarchay example", NW Iran. Ore Geology Reviews, 104 (2019) 227-245.
- [9] Abedini A., "Geochemistry of Argillic Alteration: A Case Study from the Jizvan Area, Tarom-Hashtjin Zone", Geosciences, 26 (104) (2017) 3-16.
- [10] Abedini A., Calagari A. A., Nasser H., "Mineralization and REE geochemistry of the hydrothermal quartz and calcite of the Helmesi vein-type copper deposit, NW Iran", Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 281 (2016) 123-134.
- [11] Faridi M., Anvari A., "Geological map 1/100000 Hashtjin Ardabil province", Geological Survey of Iran (2000).
- [12] Moayyed M., Talebi Rad F., Ravankhah A., Baghernejhad M., Behmaram H., Ahmadi M., Hosseinzadeh N., "Geological map of Jizvan (scale 1:5000)", Iranian Mines & Mining Industries Development & Renovation (IMIDRO) (2018).
- [13] Clark G. C., Davis R. G., Hamzehpour B., Jones C. R., "Explanatory text of the Bandar-e-Anzali quadrangle map, scale 1: 250,000", Geological Survey of Iran, 198 (1975).

- [24] Barker C. E., Goldstein R. H., "Fluid inclusion technique for determining maximum temperature and its comparison to the vitrinite reflectance geothermometer", *Geology* 18 (1990) pp. 1003-1006.
- [25] Fall A., Bodnar R. J., "How precisely can the temperature of a fluid event be constrained using fluid inclusions?", *Economic Geology*, 113 (2018) 1817-1843.
- [26] Lanczette A., "Application of linear elastic fracture mechanics to the quantitative evaluation of fluid inclusion decrepitation", *Geology* 18 (1990) pp. 782-785.
- [27] Goldstein R. H., Reynolds T. J., "Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals", *Society of Sedimentary Geology Short Course* 31 (1994) 199 p.
- [28] Van den Kerkhof A. M., Hein U. F., "Fluid inclusion petrography", *Lithos*, 55 (2001) 27-47.
- [29] Roedder E., Bodnar R. J., "Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. Annual review of earth and planetary sciences", 8(1) (1980) 263-301.
- [30] Bodnar R.J., "Hydrothermal Solutions. in *Encyclopedia of Geochemistry*, C.P. Marshall and Fairbridge eds.", Kluwer Academic Publishers, Lancaster, (1999) 333-337.
- [31] Wilkinson J. J., "Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits", *Lithos*, 55 (2001) 229-272.
- [32] Canet C., Franco S. I., Prol-Ledesma R. M., González-Partida E., Villanueva-Estrada R. E., "A model of boiling for fluid inclusion studies: Application to the Bolaños Ag-Au-Pb-Zn epithermal deposit, Western Mexico", *Journal of Geochemical Exploration* 110 (2011) 118-125.
- [33] Chi G., Diamond L. W., Lu H., Lai J., Chu H., "Common problems and pitfalls in fluid inclusion study: a review and discussion", *Minerals*, 11, 7(1) (2021) 1-23.
- [34] Haas J. L., "The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure", *Economic geology*, 66 (2021) 940-946.
- [14] Moayyed M., "Petrological investigations of the Western Alborz- Azarbaijan Tertiary volcano-plutonic belt with special view on Hashjin area", Ph.D. Thesis, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, 328p (2000).
- [15] Yousefi Babil A., Moayyed M., Ravankhah A., "Structural and geomechanical study of deformation in Jizvan Alteration zone (northeast of Zanjan). Thirty-sixth Assembly and the Third International Congress of Earth Sciences", Geological Survey and Mineral Exploration Organization, Tehran, Iran (2017).
- [16] Moayyed M., Talebi Rad F., Ravankhah A., Baghernejhad M., Behmaram H., Ahmadi M., Hoseinzadeh N., "Geological map of Jizvan (scale 1:25000)", *Iranian Mines & Mining Industries Development & Renovation (IMIDRO)* (2018).
- [17] Hajaliloo B., "Tertiary metallurgy in western Alborz-Azerbaijan (Mianeh-Hashtrud) With a special view on the Hashtjin area. Ph.D. Thesis, Faculty of Earth Sciences", Shahid Beheshti University, 275p (1999).
- [18] Hadizadeh H., Kalagary A., Abedini A., "Mineralogy, type and metallogenic power of alteration spots on the banks of the Ghezel Ozon River in northeastern Zanjan", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* (2006) 23-37.
- [19] Mehrabi B., Siani M. G., Goldfarb R., Azizi H., Ganerod M., Marsh E. E., "Mineral assemblages, fluid evolution, and genesis of polymetallic epithermal veins, Glojeh district, NW Iran", *Ore Geology Reviews*, 78 (2016) 41-57.
- [20] Bodnar R.J., "Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*", 57 (1993) 683-684.
- [21] Roedder E., "Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*", Mineral. Soc. America, Washington., v. 12 (1984) 644p.
- [22] Sheppard S. M., Harris C., "Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of Ascension Island lavas and granites: variation with crystal fractionation and interaction with sea water", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91 (1985) 74-81.
- [23] Goldstein R.H., "Petrographic analysis of fluid inclusions. In: I. Samson, A. Anderson and D. Marshall (Eds.), *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*", Mineral. Assoc. Canada, Short Course Ser. 32, pp.9-53.