

# بررسی کانه‌زایی، زمین‌شیمی و ژنز کانسار مس کهدلان، بستان‌آباد، آذربایجان شرقی

علیرضا یوسفی<sup>۱</sup>، شجاع‌الدین نیرومند<sup>(۲)</sup>، عبدالرحمان رجبی<sup>۳</sup> و محمد امینی<sup>۴</sup>

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران

۲. دانشیار دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران

۳. استادیار دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران

۴. دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۱۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۰۷

## چکیده

ذخیره معدنی مس کهدلان در استان آذربایجان شرقی و در ۲۷ کیلومتری شرق شهر بستان‌آباد، در کمان ماگمایی ارومیه-دختر و در بخش شمال ورقه زمین‌شناسی قره‌چمن واقع شده است. به لحاظ چینه‌شناختی قدیمی‌ترین واحدهای سنگی گستره معدنی را شیل، مارن و سنگ‌آهک‌های کرتاسه بالایی-پالئوسن تشکیل داده است. بر روی واحدهای فوق، توالی آتشفشان-رسوبی ائوسن شامل لیتیک توف، آندزیت، بازالت قرار می‌گیرد. این مجموعه با بیشترین تنوع سنگی تحت تاثیر توده‌های نفوذی و نیمه آتشفشانی الیگوسن با ترکیب مونوزوسینیت تا گابرو قرار گرفته است. واحدهای مونوزوسینیتی میزبان کانه‌زایی مس در این گستره می‌باشند. در این ذخیره، کانه‌زایی از نوع رگه‌ای است و به شدت توسط ساختار کنترل می‌شود. کانی‌شناسی رگه‌ها ساده و به دو صورت هیپوژن و سوپرژن رخداد دارد. مهم‌ترین کانی‌های بخش هیپوژن شامل کانی‌های سولفیدی کالکوپیریت و پیریت و همچنین بخش سوپرژن شامل کانی‌هایی کالکوسیت، کوولیت و کانی اکسیدی اولیه (مگنتیت) و ثانویه (مالاکیت، همتیت و گوتیت) شامل می‌شود. از مهم‌ترین دگرسانی‌های موجود در همراهی با کانه‌زایی می‌توان به دگرسانی‌های آرژلیک، سیلیسی، کربناتی و پروپیلیتیک اشاره کرد. بر اساس مطالعات زمین‌شیمی، سنگ میزبان کانه‌زایی، با ترکیب مونوزوسینیت و در سری کالک‌آلکان تا شوشونیتی و در گستره متالومین قرار دارد؛ همچنین محیط تشکیل توده میزبان کانه‌زایی، کمان آتشفشانی حاصل از کمر بند فرورانش می‌باشد و نمودارهای بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی نیز مصداق این موضوع می‌باشد. با توجه به آنالیزهای صورت گرفته، مقدار عیار مس در نمونه‌های برداشت شده، از ۲۰/۷ PPM الی شش درصد متغیر است. بر اساس کلیه بررسی‌های زمین‌شناختی، کانه‌زایی مس در گستره معدنی کهدلان، در زون غنی‌شده کالکوسیت و در بخش سوپرژن یک کانسار پورفیری قرار گرفته است.

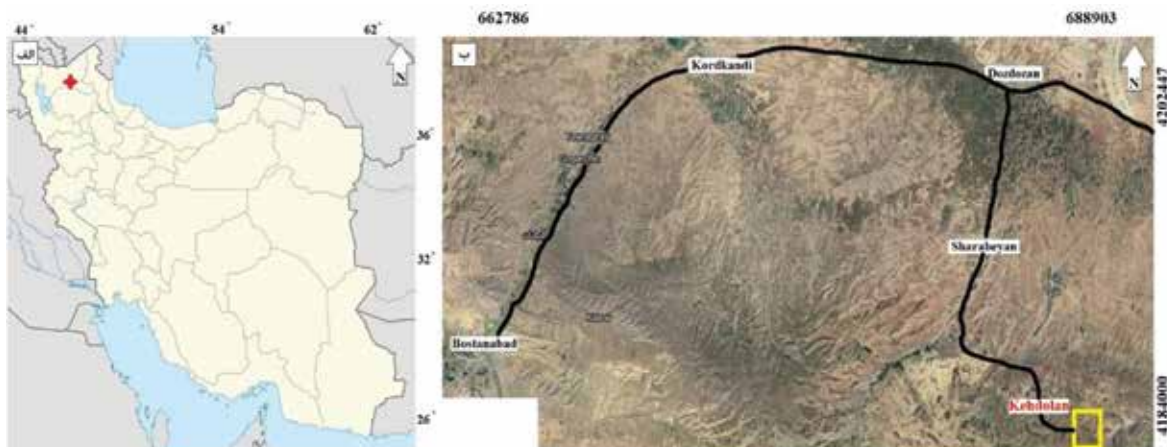
واژه‌های کلیدی: بستان‌آباد، زمین‌شیمی، ژنز، کانه‌زایی، مس کهدلان.

## مقدمه

فرورانش تشکیل شده‌اند تا شمال غرب و تا قفقاز ارمنستان و آذربایجان کشیده شده است، اما آقازاده و همکاران (۲۰۱۵) و جمالی و محرابی (۲۰۱۵)، آن را مربوط به مراحل اولیه برخورد نسبت داده‌اند.

بیشتر کانسارهای مس ایران در کمان ماگمایی ارومیه-دختر و مجموعه ماگمایی البرز غربی-آذربایجان قرار دارند (قربانی، ۱۳۸۷). انواع مختلف تیپ‌های کانه‌زایی مس در ایران شناسایی شده است که می‌توان به پورفیری سرچشمه، سونگون، کدر (حیدری و همکاران، ۱۳۹۷) و بارملک (روان‌خواه و همکاران، ۱۳۹۹)، اسکارن سونگون و مزرعه، رگه‌های قلعه زری، مس رسوبی مارکشه راور کرمان و چشمه کنان تسوج و توده‌های بوانات و شیخ عالی و همچنین تیپ مانتو نارباغی (فضلی و همکاران، ۱۴۰۰) اشاره کرد. گستره معدنی کهدلان به وسعت ۱۵ کیلومتر مربع در استان آذربایجان شرقی و در ۳۶ کیلومتری جنوب غربی شهرستان سراب و ۲۷ کیلومتری شرق شهرستان بستان‌آباد و در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ قره‌چمن (خدابنده و همکاران، ۱۳۸۷) واقع شده است. راه‌های دسترسی به این گستره عبارتند از جاده آسفالته اصلی تبریز-بستان‌آباد-کردکندی-دوزدوزان و سپس جاده فرعی شریبان و روستای کهدلان می‌باشد (شکل ۱). هدف از این پژوهش بررسی کانه‌زایی، زمین‌شیمی و دگرسانی‌های کانسار مس کهدلان می‌باشد.

کمان ماگمایی ارومیه-دختر در کمربند فلززایی تتیس مرکزی واقع شده است (Zhang et al., 2018; Shafiei et al., 2009). در این ناحیه، به‌طور عمده کانه‌زایی در سنگ‌های گرانیتوئید پورفیری ائوسن-پلیوسن مشاهده شده است، بیشتر اسیدی بوده و بیشتر وابستگی آداکیتی را نشان می‌دهد (Simmonds et al., 2017). علاوه بر این، اعتقاد بر این است، این ماگماهای کانه‌ساز از پوسته قاره‌ای زیرین ضخیم شده نشأت گرفته‌اند (Shafiei et al., 2009; Richards et al., 2012; Aghazadeh et al., 2015; Zhang et al., 2018). برخورد نهایی بین صفحه آفری-عربی و صفحه اوراسیا در بازه‌ای از پالتوسن (Alavi, 1980) با گذشتن از ائوسن (Allen, 2009)، الیگوسن (Mohajjel and Fergusson, 2014)، تا ائوسن (Forster, 1978) تخمین زده شده است. این فرآیند برخورد در ایران، از الیگوسن به نئوژن تغییر یافته که بازتاب آن در تغییرات نوع ماگما و تغییر شکل در ایران مشخص است و آقازاده و همکاران (۲۰۱۱)، آن را به گذر از ماگماتیسیم کمان قاره‌ای به ماگماتیسیم برخوردی حاصل از ضخیم‌شدگی لیتوسفر فوقانی نسبت داده است. حسن‌پور و همکاران (۲۰۱۵)، پیشنهاد کردند که کانسارهای مربوط به کمان ماگمایی ارومیه-دختر و ماگمای منشا آن‌ها در کمان مربوط به



شکل ۱. الف) موقعیت پهنه مورد مطالعه بر روی تقسیمات کشور (گستره با علامت ستاره مشخص شده است)، ب) راه‌های دسترسی به گستره مورد مطالعه

## روش مطالعه

آتشفشانی-نفوذی گسترده پالئوژن و نئوژن مشخص می‌شود. در پایان کرتاسه در شمال غرب ایران، فاز کوهزایی لارامید، باعث بالا آمدن البرز و ارتفاعات سلطانیه شده است. پس از مرحله فشارشی لارامید یک مرحله کششی که نقطه اوج آن در ائوسن میانی است (فاز کوهزایی پیرنه)، در البرز باعث فعالیت مجدد گسل‌ها شده است. این مرحله تکتونیکی در میانه، باعث بالا آمدن زمین‌ها و شکسته شدن و تشکیل حوضه‌های فروکششی الیگوسن و میوسن شده است (آقنابتی، ۱۳۸۳). واحدهای الیگوسن رشته‌کوه بزقوش، شامل یک سری دایک‌های اسیدی تا حدواسط با روند شمال شرق-جنوب غرب و طول متغیر از ۵۰۰ تا ۸۰۰ متر است و آندزیت‌های مگاپورفیری را قطع کرده است. در پهنه معدنی کهدلان، چندین واحد از اواخر دوران مزوزوییک تا سنزوییک مشاهده می‌شود. قدیمی‌ترین سنگ‌های این پهنه رسوبی (آهک، شیل و مارن) است، به دوره کرتاسه تا اوایل پالئوسن مربوط می‌شود و در شمال و شمال شرق گستره مشاهده می‌گردد و سنگ‌های خروجی ائوسن با ترکیب آندزیت تا بازالت بر روی این واحدها قرار گرفته‌اند و در الیگوسن سنگ‌های پلوتونیک و ساب‌ولکانیک به داخل واحدهای مذکور نفوذ کرده‌اند، در برخی نقطه‌ها دارای رگه و رگچه‌های معدنی می‌باشند. در پایین به مهم‌ترین واحدها در محدوده هدف مطالعه از قدیم به جدید اشاره شده است.

### کرتاسه بالایی-پالئوسن

سنگ‌های مربوط به این دوره از نوع رسوبی و قدیمی‌ترین واحد پهنه به حساب می‌آیند و نسبت به واحدهای دیگر حجم کمتری از محدوده را اشغال کرده‌اند.

- واحد شیل، مارن و آهک (Lim)؛ کهن‌ترین سنگ‌ها در جنوب غرب پهنه که شامل مجموعه درهمی از آهک، شیل و مارن با روند کم‌وبیش شمالی-جنوبی قرار گرفته است. این واحد رسوبی از بخش غربی با واحد گابروبی در ارتباط است و در ناحیه غربی و شمال غربی کنتاکت آن‌ها از نوع گسلی می‌باشد و همچنین بخشی از این واحد توسط واحدهای ولکانیکی توسط فوران‌های آتشفشانی پوشیده شده است.

پس از بررسی‌های صحرایی صورت گرفته تعداد ۱۲۵ نمونه از گستره معدنی برداشت شد. بعد از انجام مطالعه‌های سنگ‌شناختی، تعداد ۲۶ مقطع نازک، صیقلی و نازک صیقلی در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فراوری مواد معدنی ایران و کارگاه تهیه مقطع دانشگاه تهران تهیه شد و در آزمایشگاه زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه تهران مورد مطالعه قرار گرفتند. تعداد ۱۰۵ نمونه مورد آنالیز ICP-MS در آزمایشگاه‌های زرآما و مرکز تحقیقات و فراوری مواد معدنی ایران و تعداد نه نمونه مورد آنالیز XRF در آزمایشگاه کانساران بینالود صورت گرفته است.

### زمین‌شناسی پهنه مورد مطالعه

بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران (آقنابتی، ۱۳۸۳)، این کانسار در مرز بین زون البرز غربی-آذربایجان و کمان ماگمایی ارومیه-دختر قرار گرفته است. همچنین این گستره در غرب رشته‌کوه بزقوش واقع شده و واحدهای سنگی پهنه به‌طور عمده از سنگ‌های آتشفشانی شامل تراکی‌بازالت، تراکی‌آندزیت، آندزیت‌بازالت، ریولیت، داسیت، آندزیت و سنگ‌های نفوذی شامل سینیت، مونزوسینیت و مونزوگابرو تشکیل شده است. سنگ میزبان کانه‌زایی توده نیمه عمیق مونزوسینیتی در پهنه است، در امتداد یک آبراهه با جهت شمال شرق-جنوب غرب رخنمون دارد. این کمر بند از نظر ماگماتیسم، یک کمر بند پویا به‌ویژه در سنزوییک است و در این دوران، ماگماتیسم شدت داشته و اوج آن در ائوسن و الیگوسن بوده است. همچنین این گستره در غرب رشته‌کوه بزقوش، دارای روندی غربی-شرقی است، قرار دارد. رشته‌کوه بزقوش، بارزترین سیمای زمین‌شناسی گستره است و به همراه فعالیت‌های هیدروترمالی وابسته به ماگماتیسم سیر تکاملی این رشته‌کوه، از اهمیت ویژه‌ای در اکتشاف ذخایر معدنی برخوردار است. گستره مورد نظر در چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰:۱ میانه و در ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰:۱ قره چمن واقع شده است. گستره قره‌چمن-ترکمنچای که پهنه هدف مطالعه را در خود جای داده است، از نظر ساختاری متعلق به کمر بند ارومیه-دختر محسوب می‌شود، توسط فعالیت‌های

### اُوسن

- واحدهای مربوط به این دوره بیشتر از نوع ولکانیک و به مقدار کمی پیروکلاستیک‌ها می‌باشند و بیشترین حجم پهنه را به خود اختصاص داده و با روند شمالی-جنوبی در گستره واقع شده‌اند.
- واحد (Elt): آذرآواری لیتیک توف در جنوب غربی پهنه با روند شمالی-جنوبی واقع شده است. این واحد دارای بافت کاتاکلاستی است و از ناحیه شمال شرقی و شرقی با واحد آندزیت بازالت، از ناحیه جنوبی و غربی با واحد توف و تراکی بازالت و از ناحیه شمال غربی با واحد گابروبی در ارتباط می‌باشد.
- واحد (E<sup>5</sup>): شامل ماسه‌سنگ‌های قرمز، توف ماسه‌ای و لیتیک توف است. در شمال غربی و شمال شرقی گستره واقع شده و روند شمال شرقی-جنوب غربی دارد. از ناحیه جنوبی با واحد توف و تراکی بازالت و در بخش شرقی گستره با واحد مونزوسینیتی در ارتباط است و کنتاکت آن‌ها از نوع گسلی می‌باشد.
- واحد (E<sup>1</sup>): سنگ‌های این واحد شامل تراکی بازالت و توف است و بزرگترین واحد پهنه است. این واحد روند شمالی جنوبی داشته و به دلیل وسعت، با همه واحدهای موجود در پهنه در ارتباط است و در بخش میانی پهنه، توده‌های نفوذی سینوگابرو و مونزوسینیتی به داخل آن نفوذ کرده است. واحدهای نفوذی دارای کانه‌زایی است و در بخش برخوردی دارای دگرسانی سربستی می‌باشد (شکل ۳-الف)
- واحد (E<sup>۷</sup>): این واحد شامل تراکی آندزیت، آندزیت بازالت و آلکالی بازالت است و بیشتر در بخش شمال غرب گستره رخنمون دارد. در بخش شمالی و شرقی نیز با واحد توف و تراکی بازالت در ارتباط است.

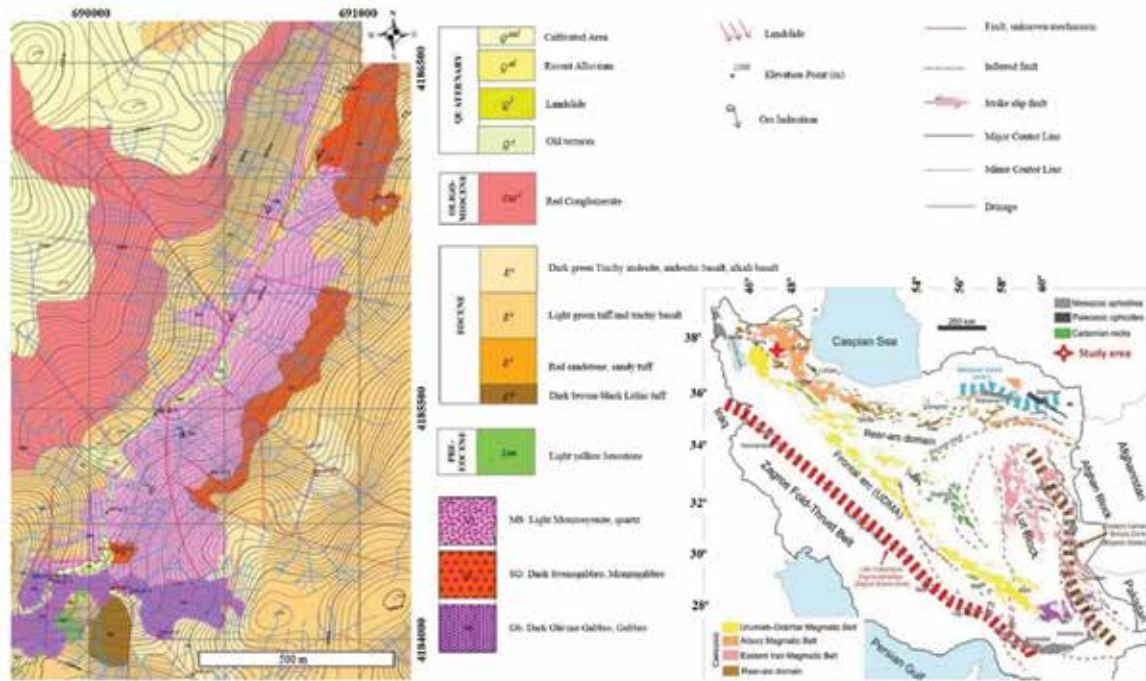
### الیگوسن

واحدهای مربوط به این دوره از نوع توده نفوذی و ساب ولکانیک می‌باشند، در بخش‌های مختلف به داخل سایر واحدهای پهنه نفوذ کرده‌اند و کانه‌زایی در داخل این واحدها صورت گرفته است.

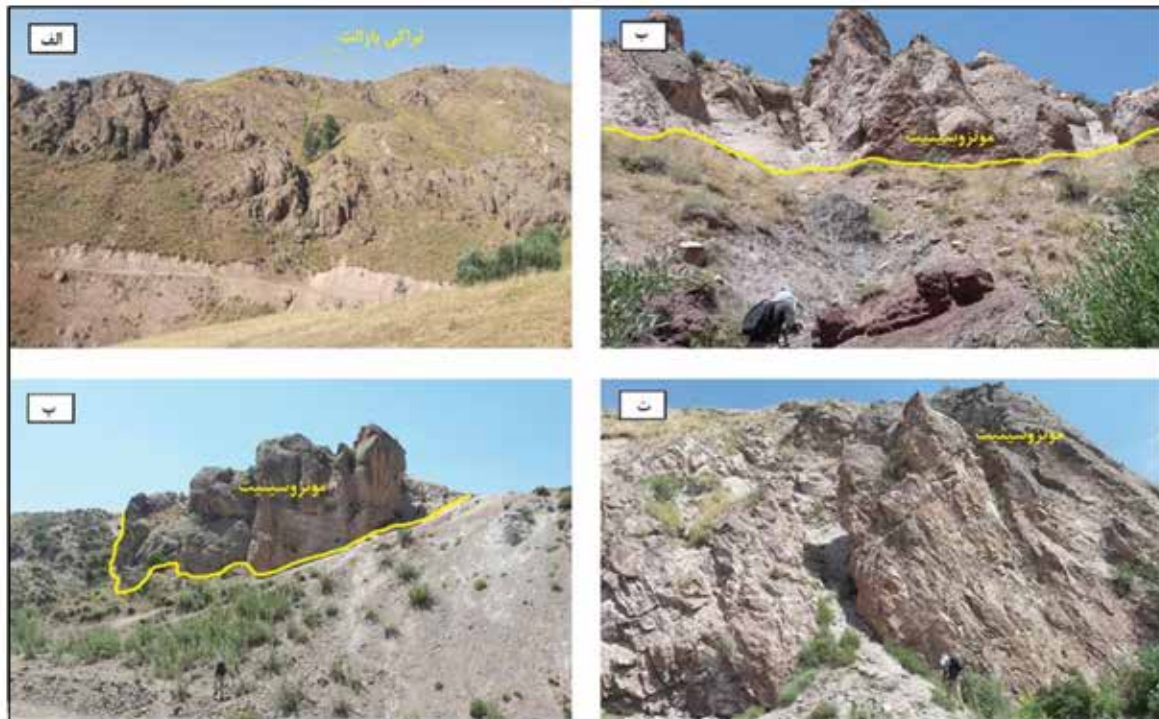
- واحد (Gb): این واحد با ترکیب مونزوگابرو تا گابرو به داخل واحد ولکانیکی در بخش جنوب غربی نفوذ کرده و کنتاکت آن با سایر واحدهای هم‌جوار به صورت معمولی می‌باشد و در ناحیه شمال شرقی خود با واحد مونزوسینیتی دگرسان شده در ارتباط می‌باشد. کانه‌زایی مس در این واحد دیده نمی‌شود.
- واحد (MS): این واحد مونزوسینیت تا سینیتی در پهنه مورد مطالعه به داخل واحد آندزیت تا آندزیت بازالت نفوذ کرده و در اثر فعالیت محلول‌های گرمابی و فعالیت‌های تکتونیکی به‌طور کامل دگرسان شده است (شکل ۳-ب). رنگ این واحد زرد متمایل به قهوه‌ای است، حاصل دگرسانی آرژلیک و اکسیدهای آهن می‌باشد. بخش بزرگی از آبراهه اصلی گستره اکتشافی که نقطه‌های پرعیار مس نیز در آن شناسایی شده‌اند از این واحد عبور می‌کند. تعداد گسل‌ها که بیشتر آن‌ها روند شمال غربی-جنوب شرقی دارند، در این واحد بیش از سایر واحدها است و این واحد را به‌طور کامل تکتونیزه کرده است، به شکلی که خردشدگی و شکستگی‌های زیادی در آن دیده می‌شود و به‌صورت کمر بند برشی درآمده است. این واحد حاوی کانه‌زایی اکسید و سولفید مس می‌باشد (شکل ۳-پ و ت)
- واحد (MG): این واحد با ترکیب مونزوگابرو در ناحیه شرقی گستره به داخل تراکی بازالت‌ها نفوذ کرده است. در آبراهه اصلی رخنمون زیادی نداشته و کانه‌زایی در آن دیده نمی‌شود.

### کواترنری

نهشته‌های کواترنری در وسط گستره به‌صورت خطی با روند شمال شرق-جنوب غرب در آبراهه اصلی مشاهده می‌شود، از داخل واحد مونزوسینیتی می‌گذرد و حاوی سیلت، رس، ماسه و قطعات ولکانیکی و پلوتونیک می‌باشد. همچنین تعدادی زمین لغزش نیز مربوط به این دوره مشاهده می‌شود که در بخش شمال شرقی هستند.



شکل ۲. موقعیت پهنه مورد مطالعه بر روی نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (Moghadam et al., 2014) و نمایی از نقشه زمین‌شناسی از پهنه مورد مطالعه

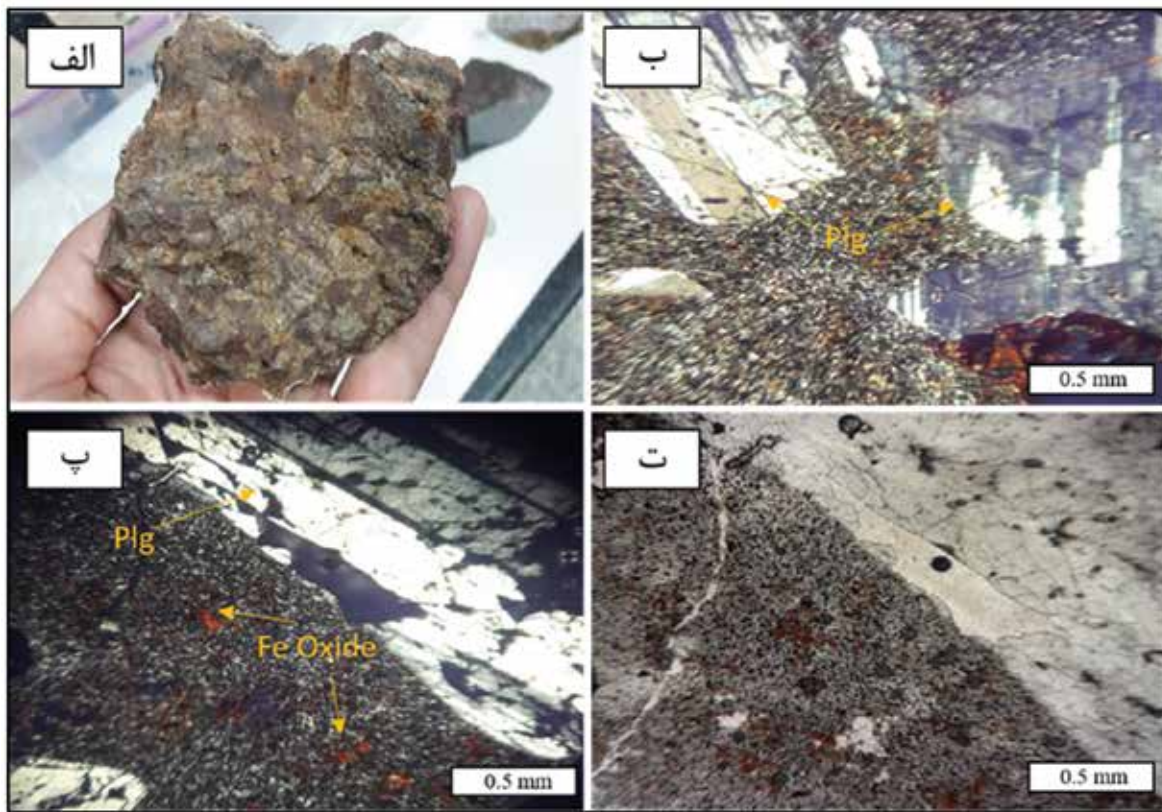


شکل ۳. (الف) واحد تراکی‌بازالتی پهنه مربوط به سن ائوسن، (ب) مرز بین واحد مونوزوسینیتی با تراکی‌بازالت ائوسن، (پ و ت) واحد مونوزوسینیتی دگرسان شده دارای کانه‌زایی مس (دید تصاویر به سمت شمال)

## پترولوژی و کانی‌شناسی سنگ میزبان

در تراکی‌بازالت‌ها پورفیری با زمینه ریزدانه تا شیشه‌ای است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، الیوین و اکسیدهای آهن در زمینه دانه‌ریزی از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم و کانی‌های ریز ثانویه قرار گرفته‌اند (شکل ۴-ب و پ). بافت گلومروپورفیری که حاصل تجمعانی از پلاژیوکلاز است نیز در برخی نمونه‌های تراکی‌بازالت دیده می‌شود (شکل ۴-ت).

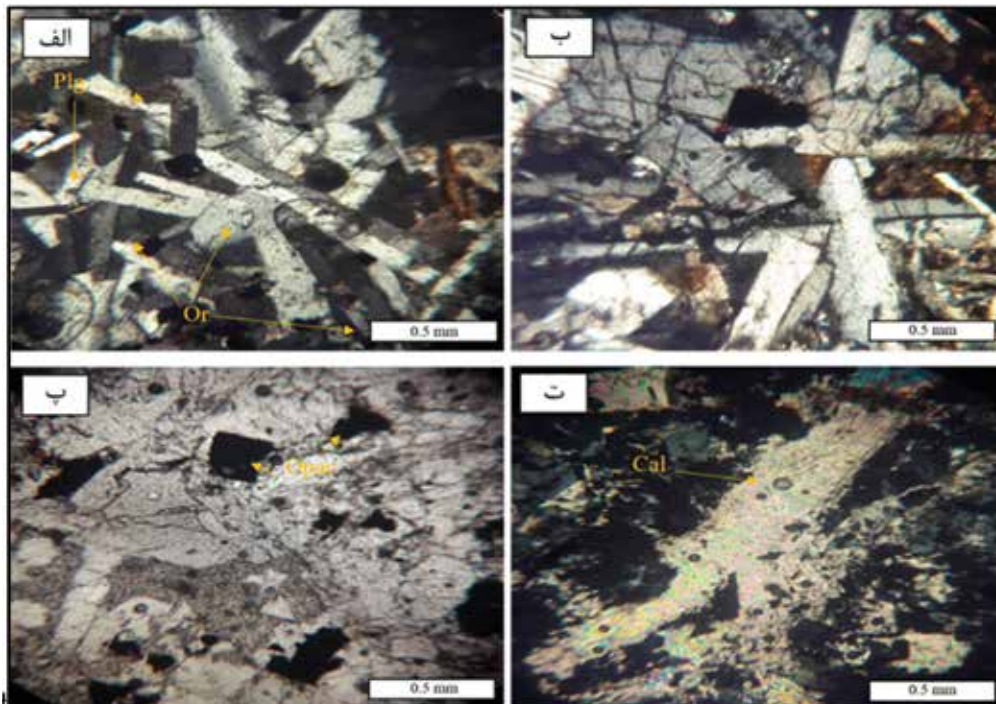
واحدهای تراکی‌بازالت و مونزوسینیت به دلیل گستردگی و میزبان کانه‌زایی در گستره دارای اهمیت هستند. سنگ‌های تراکی‌بازالت در پهنه، به دلیل وجود اکسیدهای آهن به رنگ قرمز مایل به قهوه‌ای دیده شده و درشت بلورهای پلاژیوکلاز که اندازه آن‌ها گاهی تا دو سانتیمتر نیز می‌رسد، به خوبی در سنگ قابل مشاهده است (شکل ۴-الف). بافت بیشتر



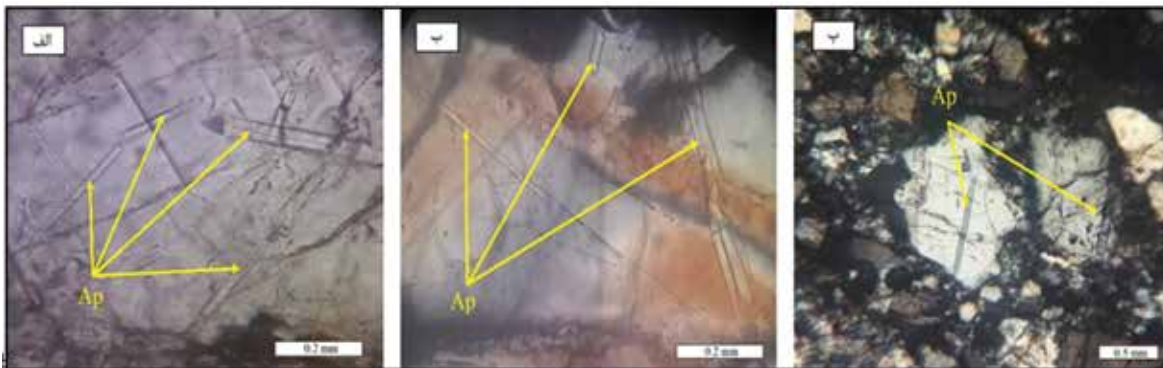
شکل ۴. الف) تراکی‌بازالت در نمونه دستی، ب و پ) تصویر میکروسکوپی از تراکی‌بازالت در نور XPL، ت) تصویر تراکی‌بازالت در نور PPL و بافت گلومروپورفیری آن نمایان است

نسبت به یکدیگر قرار گرفته‌اند (شکل ۵-ب). این حالت گاهی با پلاژیوکلازها نیز به وجود آمده است. بلورهای این کانی‌ها خود شکل است و شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار می‌باشند. کانه‌های فلزی مانند پیریت و مگنتیت نیز در متن سنگ پراکنده‌اند (شکل ۵-پ). کلسیت و رگه‌های سیلیسی نیز به عنوان کانی‌های ثانویه، فضاهای خالی را پر کرده‌اند (شکل ۵-ت). از دیگر کانی موجود می‌توان به آپاتیت نیز اشاره کرد (شکل ۶).

واحد مونزوسینیت بیشتر به رنگ سفید متمایل به صورتی است که به دلیل وجود مقدار زیادی فلدسپارهای پتاسیم می‌باشد و بر اثر دگرسانی‌های آرژیلیک، کربناتی شدن و اکسید آهن به رنگ زرد متمایل به قهوه‌ای درآمده است. کانی‌های فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز) و بعد از آن پلاژیوکلاز (آلبیت)، بیشترین کانی موجود در این سنگ می‌باشد، ترکیبی بین مونزونیت و سینیت به آن می‌دهد (شکل ۵-الف). فنوکریست‌های ارتوکلاز به شکل متقاطع



شکل ۵. الف و ب) فنوکریست‌های ارتوکلاز و پلاژیوکلاز، به صورت متقاطع قرار گرفته‌اند (تصویر در نور XPL)، پ) کانه‌های فلزی در مونزوسینیت در نور عبوری اوپک هستند (تصویر در نور PPL)، ت) رگه کلسیت در سنگ میزبان مونزوسینیتی (تصویر در نور XPL)

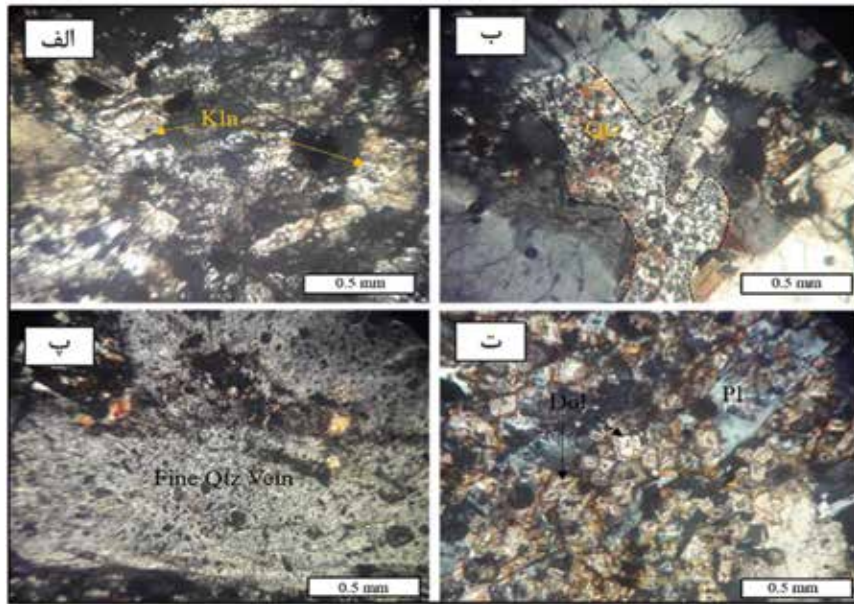


شکل ۶. بلورهای سوزنی شکل آپاتیت در سنگ میزبان (XPL)

## دگرسانی

فضای خالی و بین بلورهای سازنده سنگ (شکل ۷-ب) و همچنین رگه‌های کوارتزی خیلی ریزدانه دیده می‌شود (شکل ۷-پ). دگرسانی کربناتی شدن نیز به شکل رگه و رگچه‌های کلسیت و دولومیت در سنگ میزبان گستره دیده می‌شود و در مقیاس دستی نیز قابل مشاهده است (شکل ۷-ت). دگرسانی پروپیلیتیک فاقد کانه‌زایی است و در اطراف دگرسانی‌های ذکر شده و همچنین در واحدهای ولکانیک قدیمی‌تر دیده می‌شود.

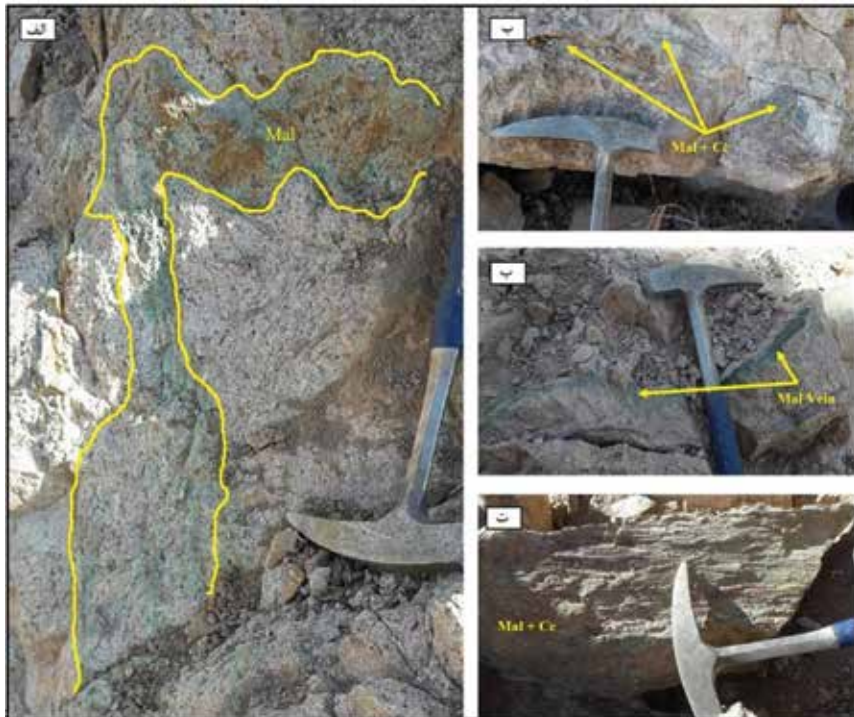
بیشترین دگرسانی، در سطح پهنه اکتشافی کهدلان، در سنگ میزبان کانه‌زایی (مونزوسینیت) مشاهده می‌شود، دگرسانی آرزلیلیک متوسط است. کانی‌های تشکیل‌دهنده این دگرسانی در پهنه به ترتیب فراوانی، کائولینیت، ایلیت و مسکوویت می‌باشد. این کانی‌ها در اثر فرآیند دگرسانی، جانشین فلدسپارهای سنگ میزبان شده‌اند (شکل ۷-الف). میزان شدت این دگرسانی در نقطه‌های مختلف گستره متفاوت است. سیلیسی شدن یکی دیگر از دگرسانی‌ها در سنگ میزبان است، به دو صورت کوارتزهای پرکننده



شکل ۷. الف) دگرسانی آرژیلیک در سنگ میزبان، ب) رگه کوارتز پرکننده فضای خالی، پ) کوارتز ریزدانه؛ بلورهای دولومیت در بین پلاژیوکلازها (تصاویر در نور XPL)

### کانه‌زایی

کانه‌زایی در پهنه اکتشافی کهدلان، به صورت رگه و رگچه‌های سولفید و کربنات مس می‌باشد. کم‌وبیش گسترش رگه‌ها تا از هشت تا ۱۲ متر متغیر است (شکل ۸-الف) و در سنگ میزبان مونوزوسینیتی که در واحدهای ولکانیکی قدیمی‌تر نفوذ کرده می‌باشند (شکل ۸-ب و پ). در طول درزه‌ها و شکستگی‌های سنگ میزبان، ماده معدنی نهشت شده است (شکل ۸-ت). همچنین ماده معدنی به صورت رگه‌های افشان و پراکنده در سنگ میزبان نیز دیده می‌شوند.

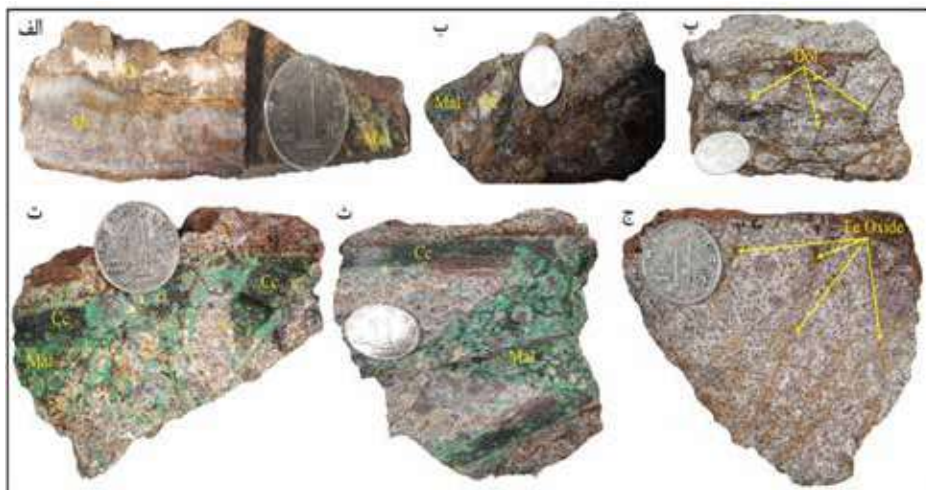


شکل ۸. الف، ب و پ) رگه‌های کانه‌زایی در پهنه مورد مطالعه، ت) کانه‌زایی مس در خش‌لغز گسلی

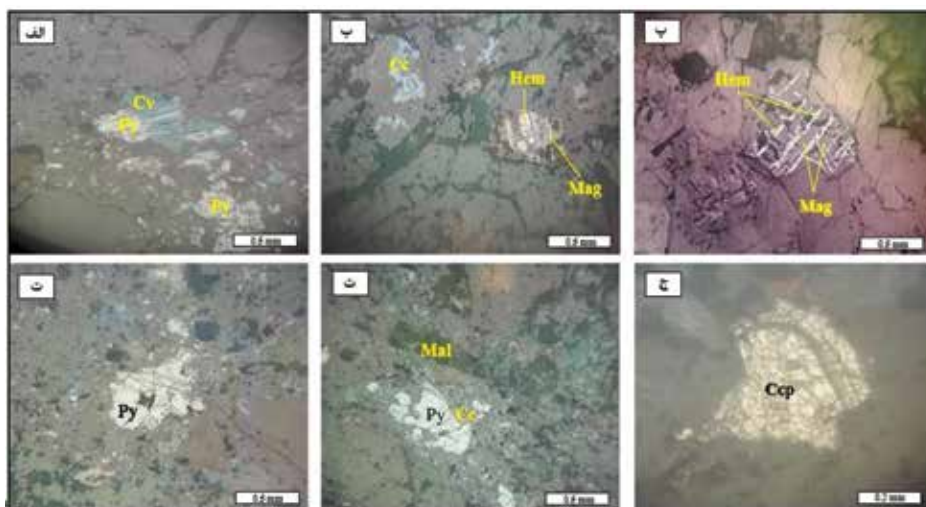


شده‌اند (شکل ۱۰-الف و ب) و جانشینی مگنتیت توسط هماتیت بر اثر اکسیداسیون نیز بافت مارتیتی شدن را به وجود آورده است (شکل ۱۰-پ). رگه‌های مالاکیت و بلورهای پیریت که در سنگ میزبان پراکنده‌اند نیز دیده می‌شوند (شکل ۱۰-ت و ث). همچنین بقایای کالکوپیریت دارای بافت کاتاکلاستی و خرد شده نیز در بعضی نمونه‌ها وجود دارد (شکل ۱۰-ج). کم‌ترین عیار مس در نمونه‌های برداشت شده ۲۰/۷ PPM و بیشترین عیار مس شش درصد و همچنین کمترین عیار مولیبدن ۰/۸ PPM و بیشترین عیار مولیبدن ۵/۵ PPM است. در شکل ۱۱ نیز جانشینی پیریت و کالکوپیریت توسط کالکوسیت و کوولیت مشخص است.

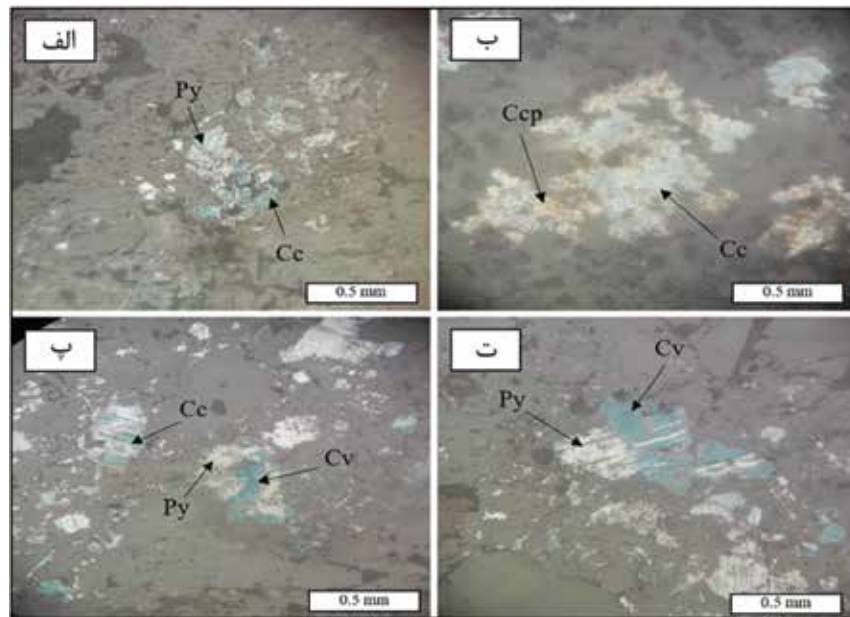
کانه‌زایی در این گستره بیشتر شامل مالاکیت، کالکوسیت، کوولیت و پیریت است، به همراه رگه‌های کوارتزی و دولومیت تشکیل شده‌اند (شکل ۹-الف، ب و پ). این کان‌زایی به صورت رگه‌ای است و در بعضی از رگه‌های ماده معدنی ساخت برشی دیده می‌شود (شکل ۹-ت و ث). اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن مانند هماتیت و گوتیت که بر اثر هوازدگی مگنتیت و پیریت‌های اولیه تشکیل شده‌اند نیز به فراوانی در سنگ میزبان مشاهده می‌شود (شکل ۹-ج). همچنین بقایای کالکوپیریت دارای بافت کاتاکلاستی و خرد شده نیز در بعضی نمونه‌ها وجود دارد. در مقیاس میکروسکوپی، کالکوسیت و کوولیت از حاشیه بلورهای اولیه پیریت، به صورت جانشینی تشکیل



شکل ۹. الف) کان‌زایی مس در سنگ میزبان به همراه رگه‌های کوارتزی، ب) رگه‌های دولومیت، ت) رگه‌کانه‌دار، ث) ساخت برشی در رگه، ج) اکسیدهای آهن در سنگ میزبان



شکل ۱۰. تصاویر میکروسکوپی کان‌های موجود در پهنه مورد مطالعه، الف) کوولیت و پیریت، ب) کالکوسیت، هماتیت و مگنتیت، پ) هماتیت و مگنتیت (به بافت داربستی هماتیت در زمینه مگنتیت توجه شود)، ت) پیریت، ث) پیریت، مالاکیت و کالکوسیت (به حضور کالکوسیت در اطراف پیریت توجه شود)، ج) کانی کالکوپیریت (به بافت شکستگی کالکوپیریت توجه شود)



شکل ۱۱. الف) جاننشینی کالکوسیت از حاشیه بلورهای تخریب شده پیریت، ب) کالکوپیریت تخریب شده توسط هوازدگی و جاننشینی آن توسط کالکوسیت، پ) بلورهای پیریت تخریب شده و پراکنده و جاننشینی آن توسط کالکوسیت و کولیت، ت) تشکیل کالکوسیت در حاشیه پیریت (تصاویر در نور XPL است)

## زمین‌شیمی

حاصل شود. به تحلیل نتیجه‌های آنالیزهای زمین‌شیمیایی ۱۰۵ نمونه از سنگ میزبان کانه‌زایی گستره که به روش ICP-MS غلظت عناصر اصلی و جزئی آن‌ها آنالیز شده (جدول ۱) و نه نمونه از سنگ میزبان و آتشفشانی گستره که به روش XRF اکسید عناصر اصلی آن‌ها تعیین شده می‌پردازیم (جدول ۲).

در این بخش با استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی، توزیع عناصر و اکسیدهای مختلف در سنگ‌ها برای تعیین ترکیب دقیق سنگ میزبان و سری ماگمایی و همچنین چگونگی رفتار عناصر فرعی مورد بررسی قرار گرفته است تا در خصوص فرآیندهای ماگمایی سنگ‌های گستره، شناخت

جدول ۱. نتایج آنالیز نمونه‌های منتخب برداشت شده به روش ICP-MS

Elem. No.	Ag	Al %	As	Ba	Be	Ca	Ce	Cu	La	Cs %	Dy	Er	Eu	Hf	Ga	Gd	Ge
KD-01	۰/۰۸	۷/۸۹	۱۰/۱	۱۱۸۰	۴/۷	۴۰/۷	۸۰/۶	۴۴/۹	۴۳/۷	۲	۳/۹۲	۲/۲۳	۱/۵۹	۳/۹۷	۱۸/۵	۵/۹۷	۰/۶۱
KD-02	۰/۰۹	۸/۱۲	۱۴	۱۲۰۰	۴/۱	۳۰/۱	۶۷/۲	۷۴	۳۵/۱	۲/۷	۳/۲۷	۱/۸۷	۱/۳۱	۳/۳۶	۱۸/۵	۵/۰۵	۰/۶
KD-03	۰/۱	۸/۶۳	۴۹/۹	۱۲۴۰	۴/۲	۲/۶۴	۸۹/۱	۲۲۲/۷	۴۷	۲/۶	۴/۱۹	۲/۴	۱/۵۷	۳/۶۷	۱۹/۷	۶/۲۹	۰/۶
KD-04	۰/۰۸	۸/۷۶	۵۰/۵	۱۲۰۰	۳/۸	۲/۷۱	۷۱/۳	۷۳/۱	۳۸/۳	۳/۳	۳/۴۴	۱/۸۹	۱/۳۸	۳/۰۴	۱۹/۴	۵/۳	۰/۶۲
KD-05	۰/۰۹	۷/۸۷	۵۷/۵	۱۱۷۰	۵/۴	۳/۳۴	۷۰	۱۰۰/۷	۳۷/۱	۲/۵	۳/۴۹	۲	۱/۴	۲/۷۹	۱۷/۷	۵/۰۸	۰/۶۳
KD-06	۰/۰۵	۸/۸۳	۲۶/۱	۱۲۷۰	۴/۵	۲/۸۴	۷۹/۷	۵۵/۹	۴۳/۴	۳/۲	۳/۶۵	۲/۰۲	۱/۵۵	۲/۸۸	۱۹/۲	۵/۸۵	۰/۶۴
KD-07	۰/۰۵	۸/۰۵	۲۳/۳	۱۱۶۰	۴/۲	۲/۵۳	۵۵	۸۷	۲۸/۷	۳/۱	۲/۷۷	۱/۵۴	۱/۱۳	۲/۷۵	۱۸/۶	۴/۱۸	۰/۵۹
KD-08	۰/۰۸	۸/۹۲	۴۷/۱	۱۳۶۰	۴/۳	۳/۵۷	۷۳/۸	۳۰/۷	۳۹/۶	۴/۴	۳/۶۸	۲/۱	۱/۵۲	۳/۳۲	۱۸/۶	۵/۵۸	۰/۵۵
KD-09	۰/۰۵	۷/۷۳	۴۱/۳	۱۳۶۰	۴/۲	۳/۰۸	۴۱/۶	۳۲/۱	۲۱/۲	۳/۹	۲/۱۱	۱/۱۷	۰/۹۵	۲/۴۵	۱۸/۵	۳/۳۳	۰/۵۳
KD-10	۰/۰۸	۹/۰۸	۴۷/۹	۱۳۲۰	۴/۴	۲/۶۱	۷۲/۸	۹۳/۹	۳۸/۶	۳/۴	۳/۳۱	۱/۸۷	۱/۴۵	۲/۸۳	۱۹/۳	۵/۳۵	۰/۷۳
KD-11	۰/۱۳	۹/۲۶	۴۱/۹	۱۵۱۰	۴/۵	۳/۰۳	۷۸/۵	۲۰۹/۷	۴۲/۳	۲/۷	۳/۹۲	۲/۲	۱/۶۲	۳/۲۶	۱۸/۵	۵/۹۶	۰/۶۵
KD-12	۰/۱۲	۹/۳۴	۳۰/۸	۱۳۴۰	۴/۳	۲/۶۴	۱۰۱	۲۹۲/۵	۵۷/۳	۱/۹	۴/۷۱	۲/۵۸	۱/۸۹	۳/۶۶	۱۸/۵	۷/۳۲	۰/۶۵
KD-13	۰/۱۸	۹/۴۲	۲۷/۴	۱۳۱۰	۴/۵	۳/۳۳	۹۲	۷۷۲/۱	۵۰/۵	۱/۴	۴/۴۴	۲/۴۷	۱/۶۹	۳/۷۶	۱۷/۶	۶/۴۸	۰/۶۵
KD-14	۰/۰۶	۸/۶۹	۲۹/۴	۱۲۷۰	۳/۹	۲/۲۹	۶۹	۷۳/۹	۳۷/۱	۲/۱	۳/۲۹	۱/۸۳	۱/۳۷	۳/۳۶	۱۸/۶	۴/۹۴	۰/۶۱
KD-15	۰/۰۸	۸/۹۳	۱۸/۲	۱۲۲۰	۴/۴	۲/۳۲	۱۰۴	۸۱/۵	۵۹/۴	۱/۴	۵/۲	۳/۰۴	۱/۸۶	۴/۴۲	۱۸/۳	۷/۵۸	۰/۷۷
KD-16	۰/۱۸	۱۰/۲۰	۳۱/۴	۱۴۱۰	۵	۱/۱۱	۱۰۷	۹۴/۶	۶۲	۲/۷	۵/۵۶	۳/۲	۱/۹۷	۴/۷۸	۱۹/۹	۷/۹۶	۰/۸۴
KD-17	۰/۱۳	۸/۸۳	۲۰	۱۳۳۰	۴/۲	۳/۹۷	۸۴	۹۱/۲	۴۷/۲	۴/۱	۳/۹۳	۲/۱۹	۱/۷۱	۳/۳۱	۱۸/۳	۶/۲۲	۰/۵۵
KD-18	۰/۱۱	۶/۰۴	۱۸/۶	۷۸۲	۴/۳	۲/۳۹	۳۸/۶	۹۸/۶	۱۹/۱	۲/۶	۱/۶۲	۰/۹۲	۰/۶	۴/۹۷	۱۷/۶	۲/۵۱	۰/۴۹
KD-19	۰/۰۸	۸/۱۳	۲۱/۲	۱۲۵۰	۴/۵	۳/۸۵	۶۹/۹	۸۰/۳	۳۷/۲	۳	۳/۴۸	۱/۹۵	۱/۲۵	۳/۷۸	۱۷/۳	۵/۰۱	۰/۴۸







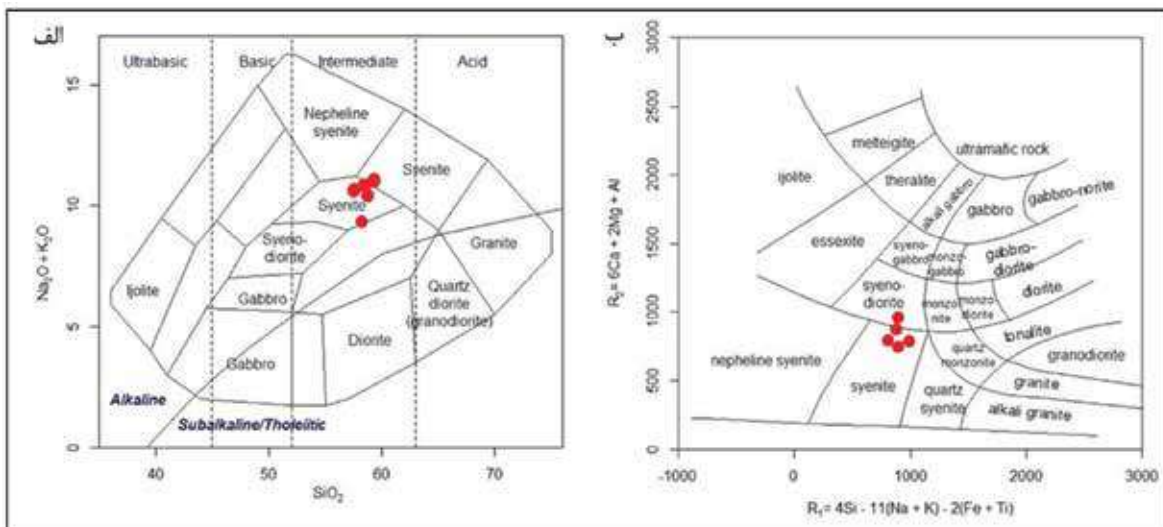


جدول ۲. نتایج آنالیز نمونه‌های سنگ میزبان و آتشفشانی در گستره هدف مطالعه (روش XRD).

Elem. No.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MgO	TiO <sub>2</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S
	KD-01-V	۵۷/۱۷	۲۰/۴۱	۴/۶۲۵	۶/۹۳	۶/۰۳	۴/۴۷	۲/۹۶	۰/۱۶	۰/۸۰۵	۰/۰۸۵	۰/۲۲۸
KD-02-V	۵۹/۵۹	۱۹/۸۱	۲/۹۰۳	۵/۱۹	۴/۵۴	۳/۸۵	۴/۹۶	۰/۰۸	۰/۷۸۷	۰/۲۰۸	۰/۲۴۷	۱۴۳
KD-03-SV	۵۹/۲۴	۱۷/۲۸	۳/۲۷۷	۵/۵۸	۴/۸۸	۲/۶۴	۸/۴۳	۰/۱۲	۰/۸۰۳	۰/۰۸۸	۰/۱۷	۱۴۸
KD-04-SV	۵۸/۳۲	۱۹/۱۲	۳/۰۱۵	۵/۲۶	۲/۴	۲/۸۳	۸/۰۱	۲/۱۷	۰/۷۴۵	۰/۱۰۸	۰/۱۹۶	۱۸۰
KD-05-SV	۵۸/۲۴	۱۹/۰۷	۲/۸۸۱	۵/۱۴	۴/۸۹	۵/۷۸	۳/۴۲	۱/۴۱	۰/۷۵۹	۰/۱۱۵	۰/۲۶۹	۱۶۰
KD-06-V	۵۹/۶۹	۱۹/۱۱	۳/۱۲۸	۵/۳۶	۲/۷۶	۴/۹۹	۵/۴۵	۰/۷۵	۰/۷۳۲	۰/۰۷۱	۰/۲۲۱	۱۶۸
KD-07-SV	۵۷/۴۹	۱۸/۴۴	۱/۲۹۵	۳/۱۸	۳/۴۷	۳/۹۹	۶/۴۷	۰/۸۶	۰/۷۸۵	۰/۲۸۳	۰/۱۰۷	۵۶۱۰
KD-08-V	۶۲/۸۸	۱۶/۹۳	۱/۷۲	۵/۰۳	۴/۰۲	۰/۶۶	۸/۵	۰/۲۹	۰/۸۱	۰/۰۴۴	۰/۱۸۴	۱۷۹
KD-09-SV	۵۸/۵۷	۱۸/۹۶	۴/۱۶۴	۶/۵۷	۳/۵۱	۲/۹۱	۷/۳۶	۰/۶۷	۰/۹۰۶	۰/۱۹۳	۰/۱۹۲	۲۴۱

سنگ‌های آذرین است که تاکنون ارائه شده است. نمودار TAS (TA= Total Alkali, S= SiO<sub>2</sub>) توسط کوکس و همکاران (Cox et al., 1979) ارائه شد که با توجه به این نمودار ترکیب سنگ میزبان محدوده در طیف سنگ‌هایی با ترکیب سینیت واقع می‌شوند (شکل ۱۲-الف). یک طرح رده‌بندی برای سنگ‌های پلوتونیک و ولکانیک، بر پایه نسبت‌های کاتیونی ارائه شده (De La Roche et al., 1980) که در این طرح مورد بحث است. در این نمودار، سنگ میزبان پهنه اکتشافی کهدلان در گستره سینیت قرار می‌گیرند و یک نمونه نیز در گستره سینودیوریت است (شکل ۱۲-ب).

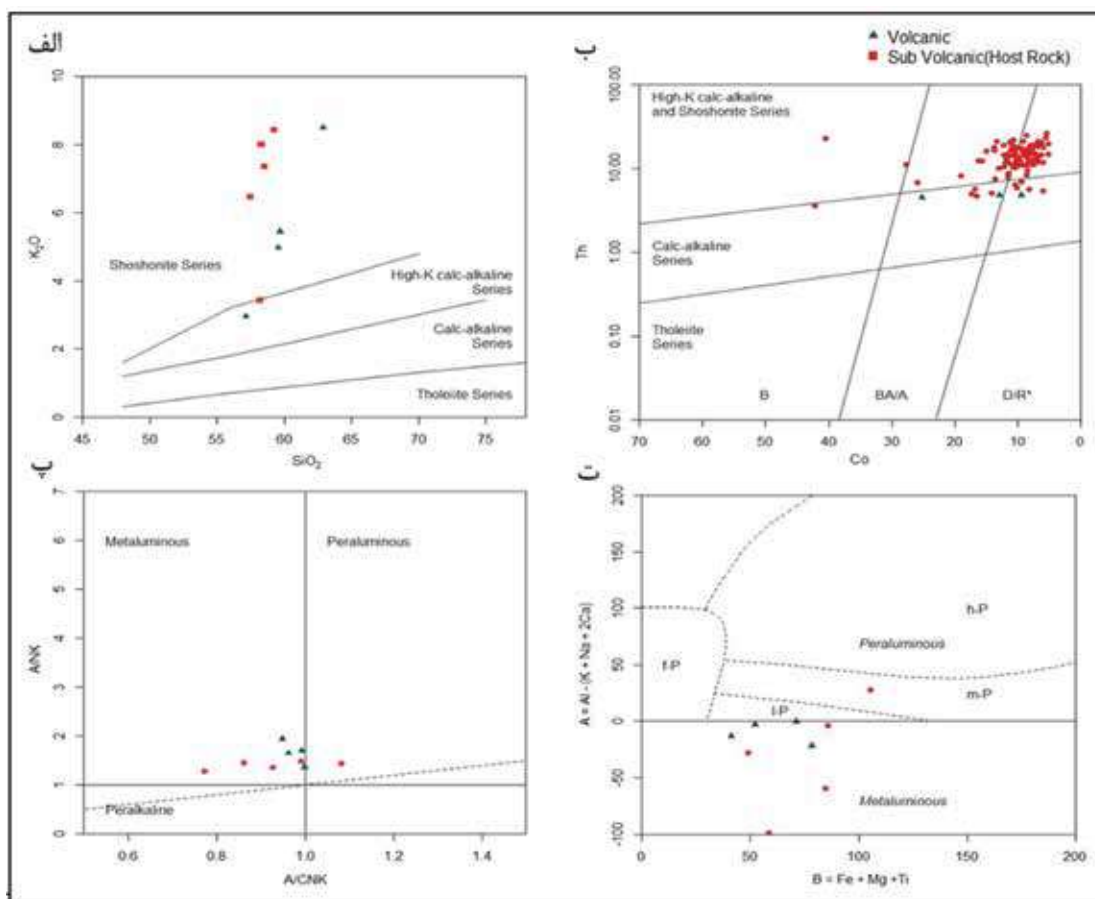
سیلیس در رده‌بندی سنگ‌های آذرین از اهمیت خاصی برخوردار است؛ زیرا سیلیس، اکسید اصلی سنگ‌های ماگمایی معمول در زمین به است و مقدار آن در هر مذاب، خواص فیزیکی و ساختاری آن را کنترل می‌کند. مقادیر Na<sub>2</sub>O و K<sub>2</sub>O نیز با تعیین درجه اشباع از سیلیس سنگ‌های ماگمایی می‌تواند سنگ‌های ساب آلکالن، آلکالن یا هیپرآلکالن را از هم جدا کند. مقادیر این سه اکسید، به‌طور معمول تعیین کننده مقدار و نوع کانی‌های فلسیک تشکیل دهنده یک سنگ است. نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس، یکی از بهترین روش‌های رده‌بندی



شکل ۱۲. الف) نمودار نامگذاری برای سنگ میزبان محدوده بر اساس روش TAS (Cox et al., 1979)، ب) نمودار نامگذاری سنگ میزبان محدوده بر اساس نمودار R1-R2 (De La Roche et al., 1980)

کالک آلکالن با پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-ب). با توجه به درجه اشباع از آلومین (Al/Ca+Na+K)، پژوهشگران رده‌بندی‌های متعددی را برای سنگ‌های آذرین ارائه کردند. مطابق نمودار شاند (Shand, 1943) که بر اساس  $A/CNK = (Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O)$  در مقابل  $A/NK = (Al_2O_3 / Na_2O + K_2O)$  رسم شده، نمونه‌های مورد مطالعه دارای ماهیت مت‌آلومین و یک نمونه نیز پ‌آلومین است (شکل ۱۳-پ). ویلاسکا و همکاران (Villaseca, et al., 1998) نیز با استفاده از نسبت کاتیون‌ها  $B = Fe + Mg + Ti$  و  $A = Al - (K + Na + 2Ca)$  نموداری را ارائه دادند که با استفاده از آن می‌توان شاخص آلومینیوم را با دقت بیشتری تفکیک نمود. در این نمودار نیز سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در محدوده مت‌آلومین قرار می‌گیرند و یک نمونه نیز در محدوده پ‌آلومین متوسط قرار می‌گیرد (شکل ۱۳-ت).

پسریلو و تیلور (Peccerillo and Taylor, 1976)، با استفاده از  $K_2O$  و  $SiO_2$  نموداری را ارائه کردند که قابلیت تفکیک سنگ‌های آذرین به سری‌های تولیتی، کالک آلکالن با پتاسیم کم، کالک آلکالن با پتاسیم زیاد و شوشونیتی را دارد. بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه پهنه اکتشافی کهدلان در گستره شوشونیتی و یک نمونه در گستره کالک آلکالن با پتاسیم زیاد قرار می‌گیرد (شکل ۱۳-الف). با توجه به انجام تعداد بیشتری از آنالیز ICP-MS بر روی نمونه‌های سنگ میزبان، در نمودارهایی که به عناصر فرعی احتیاج است، تعداد نمونه بیشتری را برای استفاده در اختیار داریم. نمودار دیگری برای تعیین شاخص پتاسیم وجود دارد و در آن از عناصر فرعی استفاده می‌شود، نمودار Co-Th هستی و همکاران (Hastie, et al., 2007) است. با توجه به این نمودار، بیشتر نمونه‌های پهنه اکتشافی کهدلان در گستره شوشونیتی و

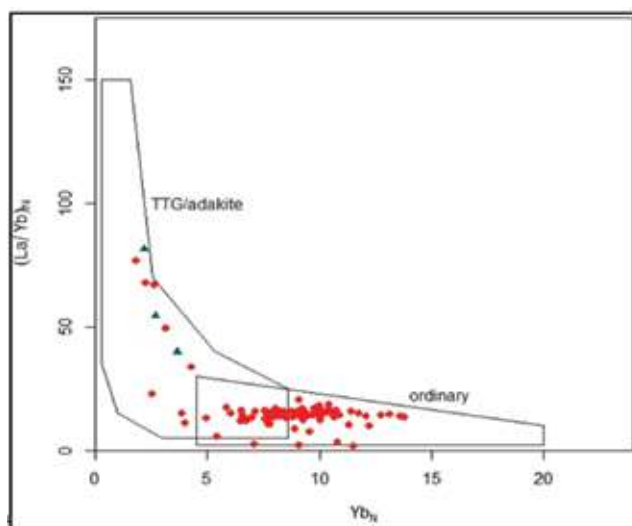


شکل ۱۳. الف) نمودار تعیین سری ماگمایی بر اساس پتاسیم (Peccerillo and Taylor, 1976)، ب) نمودار تعیین شاخص پتاسیم سنگ‌های آذرین (Hastie et al., 2007)، پ) نمودار شاند (Shand, 1943) برای تعیین شاخص اشباع از آلومین نمونه‌های پهنه اکتشافی کهدلان، ت) نمودار نسبت کاتیون‌ها به‌منظور تعیین شاخص آلومینیوم سنگ‌های آذرین (Villaseca et al., 1998)



در برابر  $Yb_N$  (Martin, 1986)، می‌توان سنگ‌های آداکیتی را از واحدهای کالک‌آلکالن نرمال تمایز داد. همان‌طور که در شکل (۱۲-ب) مشاهده شد، واحدهای آذرین گستره معدنی کهدلان در محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار گرفتند. از این‌رو لازم است تا با استفاده از نمودار مارتین (Martin, 1986)، گرایش سنگ‌های این گستره تعیین گردد. همان‌طور که در شکل ۱۴ مشاهده می‌شود، بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه از سنگ میزبان در گستره آداکیتی یا در مرز بین آداکیتی و کالک‌آلکالن نرمال و واحدهای آتشفشانی نیز در گستره آداکیتی قرار دارند. بنابراین می‌توان گفت که واحدهای گستره معدنی کهدلان ماهیت آداکیتی دارند.

تیلمونت و همکاران (Thieblemont et al., 1997)، بر اساس مطالعه کانسارهای مس پورفیری و اپی‌ترمال فیلیپین نشان دادند، ارتباط ژنتیکی بین کانه‌زایی مس پورفیری و آداکیت‌ها وجود دارد. علاوه بر این ایارزون و همکاران (Oyarzun et al., 2001)، پیشنهاد کردند که آداکیت‌ها مسئول تشکیل کانسارهای پورفیری بزرگ در شمال شیلی می‌باشند، زیرا آن‌ها به درجه اکسایش سولفید و آب بالا اشاره دارند (استدلال می‌شود این پورفیری‌ها به‌طور مستقیم از ذوب بخشی صفحه فرورو مشتق شده‌اند) (Borisova et al., 2006). از آن زمان، وجود ارتباط بین آداکیت در تعداد فزاینده‌ای از کانسارهای پورفیری در سرتاسر جهان، از جمله اکوادور، مکزیک، تبت و بخش‌های جنوبی و شرقی چین پیدا شده است. با استفاده از نمودار  $(La/Yb)_N$



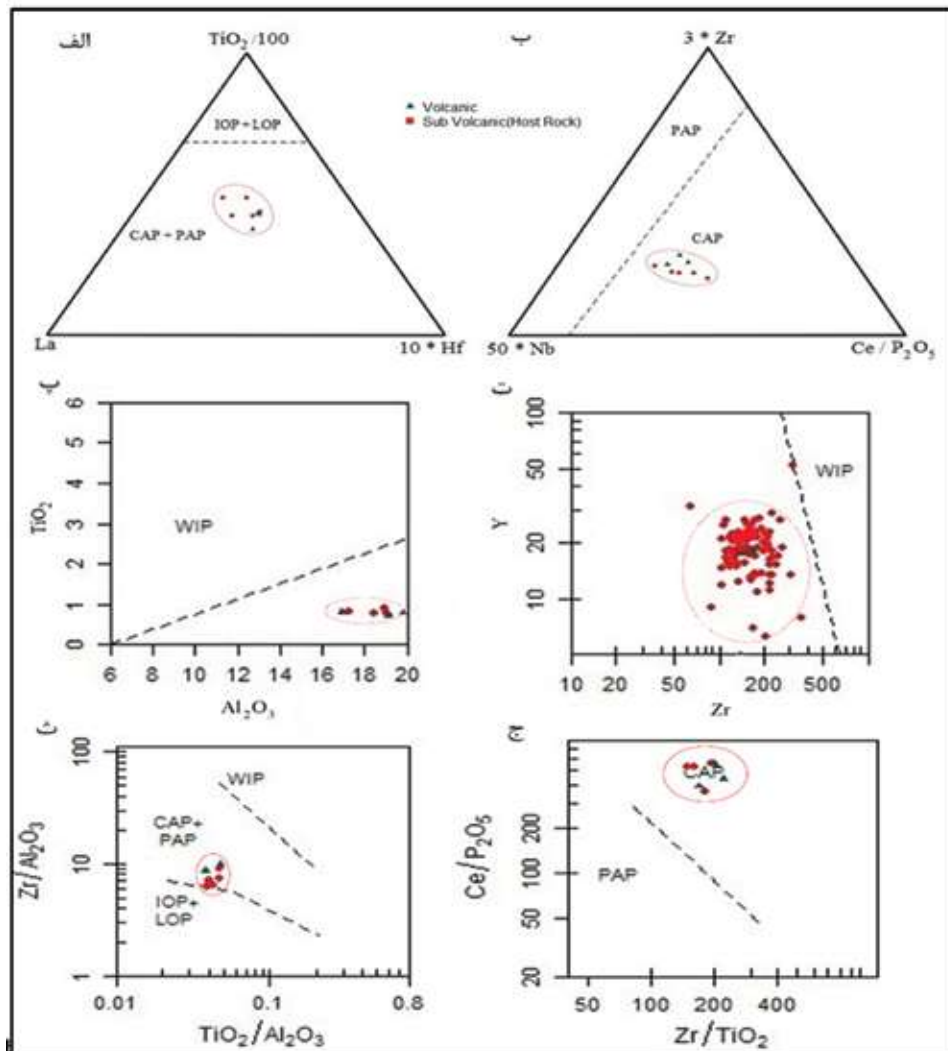
شکل ۱۴. نمودار  $(La/Yb)_N$  در برابر  $Yb_N$  جداکننده سنگ‌های کالک‌آلکالن معمولی از آداکیت (Martin, 1986)

مولر و همکاران (Muller et al., 1992)، برای رده‌بندی محیط تکتونیکی سنگ‌های پتاسیک ارائه کردند، از سه راس با اکسید عناصر اصلی و عناصر خاکی کمیاب رسم شده است. در این نمودارها از  $TiO_2/100-La-10 \times HF$  و از عناصر  $3 \times Zr-10 \times Nb-Ce/P_2O_5$  استفاده شده است. در نمودار شکل (۱۵-الف)، به‌طور کلی جایگاه کمان‌های اقیانوسی و کمان قاره‌ای از هم متمایز شده‌اند و با توجه به این نمودار، محیط تکتونیکی گستره مربوط به کمان قاره‌ای است. برای تفکیک کمان‌های قاره‌ای و کمان‌های پس از

یکی از بهترین روش‌ها برای تشخیص محیط‌های تکتونیکی تشکیل ماگما، استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی است. مولر و همکاران دو مجموعه نمودار را برای تفکیک محیط‌های تکتونیکی ارائه کردند. جایگاه‌های تکتونیکی در این نمودارها به این ترتیب هستند: کمان‌های قاره‌ای (CAP)، کمان‌های پس از برخورد صفحات (PAP)، کمان‌های درون اقیانوسی (IOP)، کمان‌های اقیانوسی جوان (LOP) و درون قاره‌ای (WIP) که ارتباطی به محیط‌های فرورانش ندارند. یکی از مجموعه نمودارهایی که

توجه به این نمودارها محیط تکتونیکی گستره، مربوط به مرز صفحات برخوردی است. در نمودار دیگر که برای تفکیک محیط‌های درون قاره‌ای، کمان‌های اقیانوسی و کمان‌های قاره‌ای و بر اساس نسبت  $Zr/Al_2O_3$  در برابر  $TiO_2/Al_2O_3$  رسم شده، محیط تکتونیکی گستره مربوط به کمان‌های قاره‌ای است و نمودار شکل ۱۵-الف را تایید می‌کند (شکل ۱۵-ث). در نهایت برای تعیین نوع کمان قاره‌ای و تایید نمودار شکل ۱۵-ب، نمودار شکل ۱۵-ج، با استفاده از نسبت  $Ce/P_2O_5$  در برابر  $Zr/TiO_2$  رسم شده و بر اساس این نمودار، محیط تکتونیکی گستره اکتشافی کهدلان، کمان قاره‌ای محیط فرورانشی است.

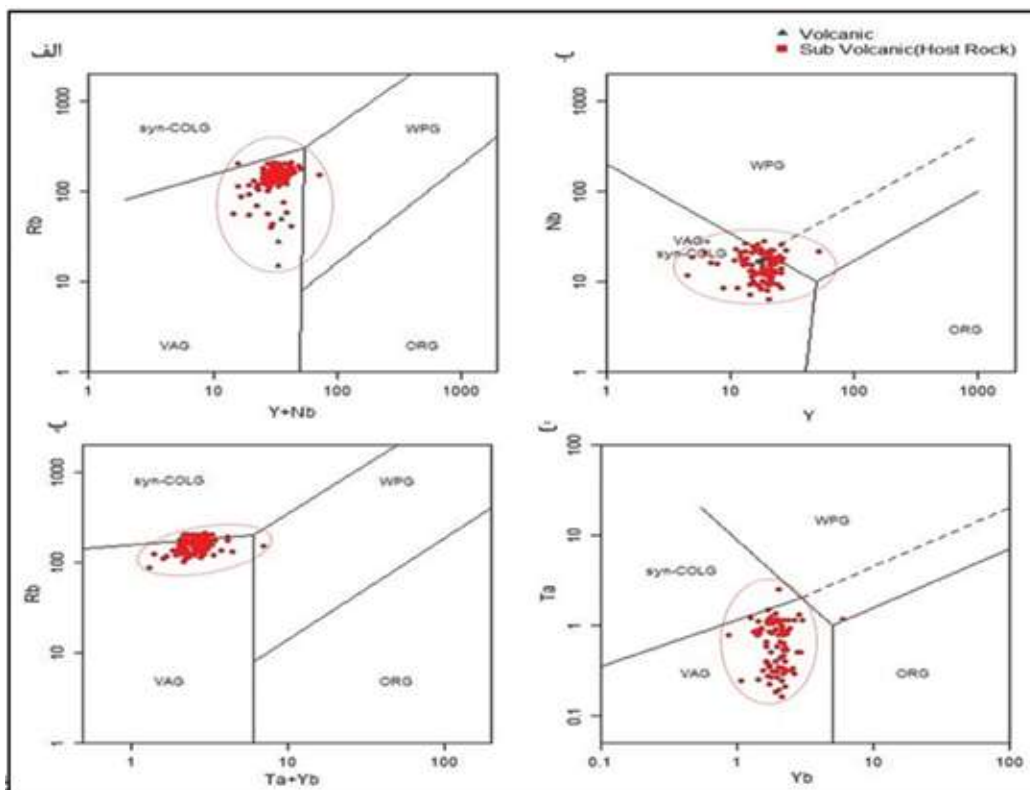
برخورد نیز نمودار دیگری استفاده شده است و بر اساس این نمودار محیط تکتونیکی محدوده کمان قاره‌ای حاصل از فرورانش است (شکل ۱۵-ب). همچنین مجموعه نمودارهای دوضلعی برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های با درصد فراوانی زیاد فلدسپارهای پتاسیم، توسط مولر و همکاران (Muller et al., 1992) ارائه شد. در این نمودارهای دوضلعی، از نسبت‌های عناصر فرعی به اکسید عناصر اصلی در برابر یکدیگر استفاده شده و بر اساس آن، محیط‌های تکتونیکی از یکدیگر تفکیک شده‌اند. در نمودارهای شکل ۱۵-پ و ۱۵-ت، محیط‌های تکتونیکی بر اساس محیط‌های درون قاره‌ای و مرز صفحات برخوردی با استفاده از نسبت  $TiO_2$  در برابر  $Al_2O_3$  و  $Y$  در برابر  $Zr$  متمایز شده‌اند و با



شکل ۱۵. الف) نمودار  $TiO_2/100-La-10*HF$ ، ب) نمودار  $3*Zr-10*Nb-Ce/P_2O_5$ ، پ) نمودار  $TiO_2$  در برابر  $Al_2O_3$ ، ت) نمودار  $Y$  در برابر  $Zr$ ، ث) نمودار  $Zr/Al_2O_3$  در برابر  $TiO_2/Al_2O_3$ ، ج) نمودار  $Ce/P_2O_5$  در برابر  $Zr/TiO_2$  (Muller et al., 1992)

این ترتیب هستند: گرانیت‌های پشته اقیانوسی<sup>۱</sup> (ORG)، گرانیت‌های کمان آتشفشانی<sup>۲</sup> (VAG)، گرانیت‌های درون قاره‌ای<sup>۳</sup> (WPG) و گرانیت‌های برخوردی<sup>۴</sup> (Syn-COLG). بر اساس این نمودارها، محیط تکتونیکی سنگ‌های گستره اکتشافی کهدلان، مربوط به کمان آتشفشانی حاصل از فرورانش است (شکل ۱۶).

برای درک بهتر محیط تکتونیکی گستره؛ از نمودار عناصر جزئی برای تعیین محیط تکتونیکی پیرس (Pearce, 1984)، استفاده شد. هر چند این نمودار در اصل برای رده‌بندی محیط تکتونیکی سنگ‌های گرانیتی ارائه شده، اما برای سنگ‌های پلوتونیک دیگر مثل سینیت و مونزونیت نیز استفاده می‌شود. محیط‌های تکتونیکی‌ای نمودارها به



شکل ۱۶. الف) نمودار Rb در برابر Y+Nb و با توجه به این نمودار محیط تکتونیکی محدوده کمان آتشفشانی است، ب) نمودار Nb در برابر Y که کمان قاره‌ای برای محدوده مشخص شده است، پ) نمودار Rb در برابر Ta+Yb که این نمودار هم کمان آتشفشانی را برای محدوده مشخص می‌سازد، ت) نمودار Ta در برابر Yb که در این نمودار هم محیط تکتونیکی محدوده کمان آتشفشانی است (Pearce, 1984).

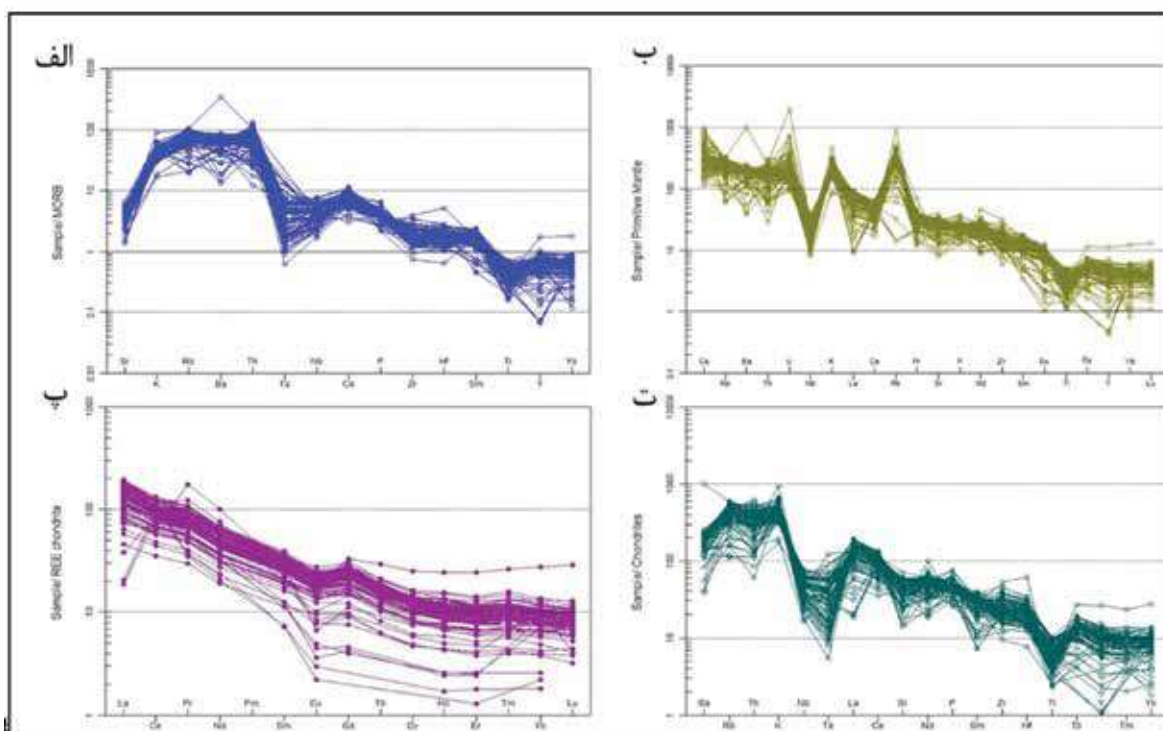
و بی‌تعصب‌ترین نمودار است (Rollinson, 1997). این نمودارها برای بازالت‌ها، آندزیت‌ها و سنگ‌های پوسته‌ای تکامل یافته (سنگ‌هایی که ممکن است MORB و نه گوشته اولیه، والد آن‌ها باشد) بسیار مناسب است. در این نمودار نیز عناصر از سمت<sup>۱</sup> LILE به سمت<sup>۲</sup> HFSE دارای شیبی منفی است. در این الگو عناصر بزرگ یون Ti، Nb، Zr، Ta، HF، aB، K و Th آنومالی مثبت و عناصر

برای بررسی سیر تحولی ماگمای پهنه و همچنین تعیین محیط تکتونیکی از نمودارهای نسبت‌های عناصر جزئی و عناصر کمیاب خاکی استفاده می‌شود. این عناصر، جزو عناصر با کمترین قابلیت انحلال است و در طی فرآیندهایی از قبیل هوازدگی، دگرگونی درجه پایین و دگرسانی هیدروترمال، به نسبت غیر متحرک می‌باشند (Rollinson, 1997). نمودار به‌نجار شده نسبت به MORB (Pearce, 1983)، نمودار استاندارد و یکی از مناسب‌ترین نمودارهای مقادیر به‌نجارسازی نسبت به MORB است، زیرا پراستفاده‌ترین

1. Ocean Ridge Granite
2. Volcanic Arc Granite
3. Within Plate Granite
4. Syncollisional Granite

به این شکل می‌تواند به دلیل: اختلاف ناچیز اندازه یون‌ها که این امر باعث می‌شود LREE‌ها نسبت به HREE‌ها تا حدی ناسازگارتر باشند و بنابراین در سیال باقی مانده، عناصر LREE غلظتی بیشتر از عناصر سنگین داشته باشند (Krauskopf et al., 1967). سنگ‌ها در پهنه‌های فرورانش تشکیل شده و یکی از خصوصیات بارز سنگ‌های پهنه‌های فرورانش، غنی‌شدگی از LREE‌ها نسبت به HREE‌ها است (Winter, 2001) (شکل ۱۷-پ). نموداری برای رفتار عناصر کمیاب و جزئی بهنجار شده نسبت به کندریت‌ها توسط تامپسون (Thompson, 1982)، ارائه شد و با توجه به شکل ۱۷-ت، در این نمودار، الگو به صورت غنی‌شدگی LILE نسبت به HSFE دیده می‌شود. عناصر بزرگ یون لیتوفیل Rb، K، Sr و بی‌هنجاری مثبت و عناصر Ti، Nd، Ba، Nb بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهند.

آنومالی منفی نشان می‌دهند (شکل ۱۷-الف). در بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، از نمودار سان و مک دونگ (Sun and McDonough, 1989) استفاده شده است. همان‌طور که در نمودار شکل ۱۷-ب مشاهده می‌شود، نمودار سنگ میزبان، غنی‌شدگی از عناصر LILE نسبت به HSFE را نشان می‌دهد. در این نمودار عناصر Rb، K، Cs، Pb و Th بی‌هنجاری مثبت و Ti، Nb و Sr بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهند. در نمودار چند عنصری عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت (Nakamura, 1974)، نمودار از سمت LREE<sup>+</sup> به سمت HREE<sup>-</sup> یک روند نزولی از خود نشان می‌دهد و این مطلب بیان‌گر آن است که عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین غنی‌شدگی نشان می‌دهند. یکنواخت بودن این نمودار نشان از هم منشأ بودن سنگ‌های منطقه دارد. علت غنی‌شدگی



شکل ۱۷. الف) نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به (MORB، Pearce, 1983)؛ ب) نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای سنگ میزبان، (Sun and McDonough, 1989)؛ پ) نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت برای سنگ میزبان، (Nakamura, 1974)؛ ت) نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت‌ها (Thompson, 1982)

1. Large-Ion Lithophile Elements
2. High Field Strength Elements
3. Light Rare Earth Elements
4. Heavy Rare Earth elements

## بحث

### ماگماتیسیم

بسیار اکسیده است و به‌طور گسترده غنی از آب (تا ۷٪ وزنی  $H_2O$ ) و عناصر ناسازگار است. همراهی بین ماگماهای غنی از پتاسیم و شوشونیتی با طلا و کانسارهای فلزات پایه مشخص شده است (Muller and Groves, 1993).

### فرآیند سوپرژن

در گستره معدنی کهدلان، کانه‌زایی بیشتر به شکل سولفیدها و کربنات مس و همچنین پیریت و بقایای کالکوپیریت است و گویای کانه‌زایی سوپرژن است. همچنین وجود اکسید و هیدروکسیدهای آهن نیز یکی از ویژگی‌های کمربند سوپرژن در کانسارهای مس پورفیری می‌باشد. ویژگی‌های اصلی کمربند غنی‌شده سوپرژن کانسارهای مس پورفیری که بیان‌گر یک گستره اکسیدی با ضخامت ۱۰۰ متر تا چند صد متر بر روی کانه‌زایی هیپوژن است و همچنین اطلاعات به دست آمده از پهنه معدنی کهدلان در این پژوهش مانند نوع کانه‌زایی، سنگ‌میزبان، شرایط تکتونوماگمایی و دگرسانی‌ها و مقایسه آن‌ها با یکدیگر نشان‌دهنده آن است که در گستره معدنی کهدلان با یک سیستم کانه‌زایی رگه‌ای سوپرژن سروکار داریم که بر روی یک سیستم مس پورفیری هیپوژن قرار گرفته است. مدل پیشنهادی در شکل ۱۸، نمایش داده شده است.

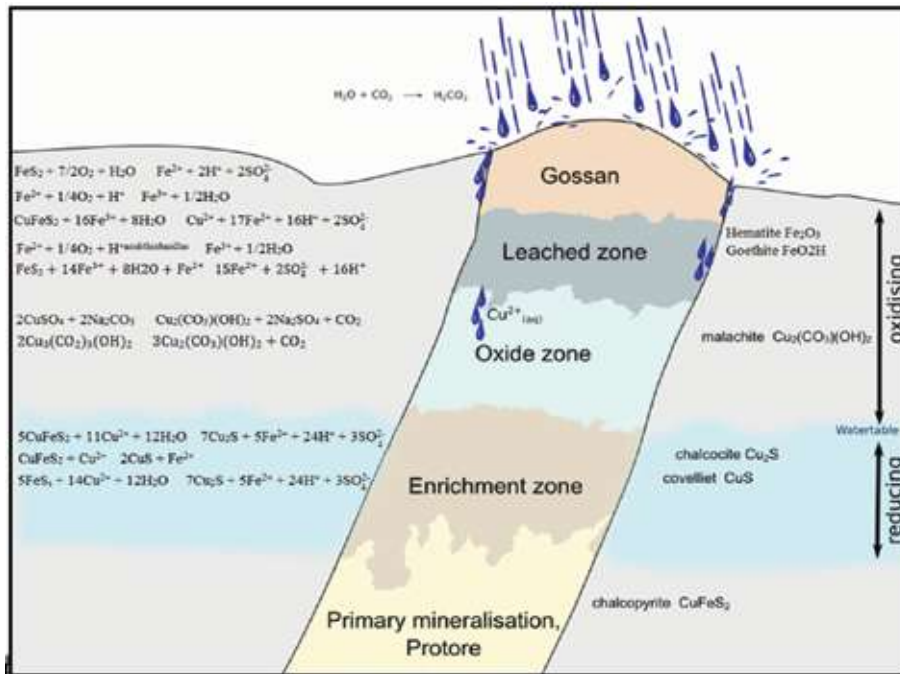
### ساختارها

گستره معدنی کهدلان، در کمربند البرز-آذربایجان قرار دارد و از نظر تکتونیکی فعال است و دارای گسل‌های زیادی است. واحد مونوزوسینیتی میزبان کانه‌زایی نیز توسط یک گسل با امتداد شمال غرب-جنوب شرق به سطح آورده شده است. همچنین کانه‌زایی در امتداد گسل‌های و درزه و شکستگی‌ها دیده می‌شود. وجود کانه‌زایی سولفیدی و کربناتی مس در امتداد رگه‌ها و گسل‌های حاصل از فعالیت تکتونیکی و ماگماتیسیم در کمربند البرز-آذربایجان و ارومیه-دختر که در ائوسن و الیگوسن و همچنین در پلیوسن شدت داشته است، نشان‌دهنده این نوع کانه‌زایی سوپرژن در گستره است.

بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی، خاستگاه واحدهای ساب‌ولکانیک در پهنه در ارتباط با یک محیط زمین‌ساختی از نوع کمان قاره‌ای در حاشیه‌های فعال قاره‌ای است و مربوط به فرورانش نفوتتیس است. همچنین این واحد نفوذی دارای ماهیت آداکیتی است که ارتباط واضحی بین کانه‌زایی مس و آداکیت‌ها در سرتاسر جهان وجود دارد. تزریق و جایگیری این واحد ساب‌ولکانیک، در پهنه معدنی کهدلان بیان‌کننده یک رخداد ماگمایی و متالورژیک مرتبط با کوهزایی پیرنه است که در طی آن فعالیت ماگمایی بزرگی رخ داده که به‌صورت واحدهای نفوذی سینیتی و گرانیتی دیده می‌شوند (اسدیان و همکاران، ۱۳۷۲).

در نمودار فراوانی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت، عناصر LREE نسبت به HREE غنی شده‌اند که ویژگی شاخص ماگمایی مرزهای صفحات همگرا و از ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکالن حاشیه قاره است و می‌توان گفت در روند تفریق ماگمایی، عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین، این عناصر در مذاب باقی مانده و غنی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهند. تغییرات الگوی فراوانی عناصر ناسازگار سنگ‌های پهنه نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده، نشان می‌دهد که سنگ‌های پهنه با داشتن غنی‌شدگی از عناصر LILE مانند K، Rb و Cs شاخص پوسته قاره‌ای و تهی‌شدگی از عناصر HSE مانند Ti، Nb و Eu شبیه به گستره‌های فرورانش است.

ماگماهای پتاسیک اولیه مانند آبساروکیته‌ها، شوشونیت‌ها و لامپروفیرها توسط ذوب بخشی دما پایین گوشته فلوگوپیت‌دار متاسوماتیزه شده و در طول قسمت‌های مختلف فرورانش، از عناصر ناسازگار غنی شده است سرچشمه می‌گیرد (Foley et al., 1992; Carmichael et al., 2003). هرچند، در مقابل ماگماهای آندزیتی و بازالتی، ماگماهای پتاسیک همگی با فرورانش فعال در ارتباط بوده و با شروع تکتونیک کششی همبستگی دارد، که اجازه صعود مستقیم به سطح را بدون تبلور گسترده و یا آمیختگی در پوسته زیرین را به مذاب حاصل از ذوب بخشی می‌دهد. ماگماهای پتاسیک



شکل ۱۸. مدل پیشنهادی برای محدوده معدنی کهدلان

### کانه‌زایی

رگه و رگچه‌های مالاکیت، کالکوسیت، کوولیت و پیریت به‌صورت افشان و همچنین پراکنده در سنگ میزبان است و در امتداد درزه‌ها و سطوح گسلی نیز دیده می‌شوند. مقدار کمی از بقایای کالکوپیریت دارای بافت کاتاکلاستی نیز در سنگ میزبان وجود دارد و به نظر می‌رسد، کانه‌زایی سوپرژن گستره از اکسیداسیون این کالکوپیریت‌ها تشکیل شده است.

### نتیجه‌گیری

در نهایت، بر اساس مشاهدات صحرایی، مطالعه آزمایشگاهی و آنالیزهای شیمیایی بر روی گستره معدنی کهدلان، نتیجه‌های زیر حاصل شد:

گستره از نظر پهنه‌های رسوبی-ساختاری ایران، در مرز بین پهنه البرزغربی-آذربایجان و کمان ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده و مرتبط با ماگماتیسم ائوسن و الیگوسن است. واحدهای تشکیل دهنده گستره شامل سنگ‌های آتشفشانی و ساب‌ولکانیک و آذرآواری مانند توف همچنین سنگ‌های رسوبی مانند کنگلومرا هستند و ترکیب آتشفشانی‌ها از تراکی‌بازالت تا تراکی‌آندریت، توف و آندزی‌بازالت بوده و سنگ‌های ساب‌ولکانیک که به‌عنوان منشا کانه‌زایی مس

کانه‌زایی در پهنه معدنی کهدلان به‌صورت رگه و رگچه‌هایی است و در سنگ میزبان ساب‌ولکانیک با ترکیب مونزوسینیت تا سینیت به سن الیگوسن قرار دارند، در سنگ‌های ولکانیک با ترکیب تراکی‌بازالت و تراکی‌آندریت و توف مربوط به ائوسن نفوذ کرده و متبلور شده است. با توجه به نوع سنگ میزبان، دگرسانی‌های دارای رخنمون در سطح، محیط تکتونیکی و همچنین نوع کانه‌زایی که مربوط به بخش سوپرژن یک کانسار پورفیری مس است، سعی شده تا این ویژگی‌ها در پهنه معدنی کهدلان با پارامترهای معمول معرفی شده توسط پژوهشگران برای این بخش از این نوع کانسارها مقایسه شده و مورد بررسی قرار گیرند. با توجه به بلورهای خود شکل متوسط فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز سنگ میزبان، می‌توان بیان کرد که در یک محیط کم‌عمق نزدیک به سطح متبلور شده است. شواهد صحرایی و مطالعات میکروسکوپی بیان‌گر تاثیر شدید شرایط اکسیداسیون بر روی سنگ میزبان و دیگر سنگ‌های پهنه است و فراوانی بافت مارتیتی شدن و همچنین اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در سنگ میزبان نیز گویای اکسیداسیون می‌باشند. کانه‌زایی در پهنه اکسیدها و سولفیدهای مس هستند، به‌صورت

گزارش زمین‌شناسی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ترکمانچای-قره‌چمن، سازمان زمین‌شناسی کشور.

- خدابنده، ا. و همکاران، ۱۳۸۷. گزارش زمین‌شناسی نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ قره‌چمن، سازمان زمین‌شناسی کشور.

- حیدری، م. زراسوندی، ع. رضایی، م. ساکی، ع. و اسدی، س.، ۱۳۹۷. بازسازی شاخص‌های فیزیکوشیمیایی با استفاده از شیمی بیوتیت و کلریت در کانسار مس پورفیری کدر، کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۲(۴۷)، ۶۳.

- روان‌خواه، ع. موید، م. و لطفی بخش، ع.، ۱۳۹۹. مطالعات زمین‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی کانسار مس پورفیری بارملک (شمال ورزقان-استان آذربایجان شرقی)، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۴(۵۶)، ۷۵-۸۶.

- فضل‌ی، ن. قادری، م. موحدنیا، م. مغفوری، س.، ۱۴۰۰. کانه‌زایی مس تیپ مانتو در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر (ناحیه قم-ساوه) با تاکید بر کانسار نارباغی شرقی، شمال شرق ساوه، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۵(۵۹)، ۶۹.

- قربانی، م. ۱۳۸۷. زمین‌شناسی اقتصادی کانسارها و نشانه‌های معدنی ایران. آرین زمین، ۶۷۴.

- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z. and Zhou, L., 2015. Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology. *Ore geology reviews*, 70, 385-406.

- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. and Vogt, K., 2011. Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran. *Geological Magazine*, 148(5-6), 980-1008.

- Alavi, M., 1980. Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran. *Geology*, 8(3), 144-149.

- Allen, M. B., 2009. Discussion on the Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanadaj-Sirjan Zone, West Iran: a marker of the end of collision in the Zagros orogen: *Journal*, 166, 2009, 53-69. *Journal of the Geological Society*, 166(5), 981-982.

است ترکیب مونوزوسینت تا سینیت دارد. دیگر سنگ‌های ساب‌ولکانیک نیز ترکیب مونزوگابروبی دارند.

کانه‌زایی به شکل رگه و رگچه‌ای به صورت قائم تا افقی به ضخامت یک تا پنج سانتیمتر است و در امتداد گسل‌ها، درزه و شکستگی‌ها مشاهده می‌شود. کانی‌های اصلی شامل کالکوسیت، مالاکیت، کوولیت و پیریت است و اکسید و هیدروکسیدهای آهن و همچنین دولومیت و کلسیت نیز به عنوان کانی‌های فرعی هستند. بافت سنگ میزبان فانریتییک است و فنوکریست‌های ارتوکلاز و پلاژیوکلاز به خوبی به وسیله میکروسکوپ دیده می‌شود. دگرسانی‌های مهم، آرژیلیک، سیلیسی شدن و کربناتی شدن است، بیشتر بخش‌های سنگ میزبان را دگرسان کرده است.

با توجه به بررسی‌های انجام شده، ماگماتیسم در پهنه معدنی کهدلان در کمربند فرورانش و در محیط کمان قاره تشکیل شده و مربوط به کمان آشفشانی است و ماهیت ماگما شوشونیتی می‌باشد. این موارد بیان‌گر آن است که این ماگماتیسم پتانسیل کانه‌زایی مس را دارا می‌باشد.

از دیگر ویژگی‌های پهنه، همراهی دگرسانی آرژیلیک و همچنین اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن با کانه‌زایی سولفیدی و کربناتی مس است و گویای شرایط اکسیداسیون است و منجر به تشکیل کانه‌زایی سوپرژن در گستره شده است. در مقطع عرضی این مدل از کانه‌زایی سه بخش وجود دارد که بالاترین بخش آن کپ شسته شده حاوی هماتیت، گوتیت، ژاروسیت و کانه‌زایی اکسید مس است. بخش میانی که غنی‌شدگی سوپرژن نام دارد و کانه‌های سوپرژن کالکوسیت، دیزنیت و کوولیت جانشین سولفیدهای هیپوژن شده‌اند و بخش پایینی کانه‌زایی هیپوژن پیریت و کالکوپیریت است.

بر اساس مطالعات انجام شده کانه‌زایی در گستره معدنی کهدلان، در کمربند غنی شده کالکوسیت بخش سوپرژن یک کانسار پورفیری قرار گرفته است.

## منابع

- آقاناتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی ایران، ۶۰۶ ص.  
- اسدیان، ع.، امین‌افضل، ع. و خدابنده، ا.، ۱۳۷۲.

- Borisova, A. Y., Pichavant, M., Polvé, M., Wiedenbeck, M., Freydier, R. and Candaudap, F., 2006. Trace element geochemistry of the 1991 Mt. Pinatubo silicic melts, Philippines: Implications for ore-forming potential of adakitic magmatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(14), 3702-3716.
- Carmichael S.E, Francis J. Turner, John Verhoogen., 2003. *Igneous Petrology* McGraw-Hill, 1974-Igneous rocks. 739.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*, George Allen and Unwin, 450.
- De la Roche, H. D., Leterrier, J. T., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses-its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1-4), 183-210.
- Foley, S. and Peccerillo, A., 1992. Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. *Lithos*, 28(3-6), 181-185.
- Förster, H., 1978. Mesozoic-cenozoic metallogenesis in Iran. *Journal of the Geological society*, 135(4), 443-455.
- Hassanpour, S., Alirezaei, S., Selby, D. and Sergeev, S., 2015. SHRIMP zircon U-Pb and biotite and hornblende Ar-Ar geochronology of Sungun, Haftcheshmeh, Kighal, and Niaz porphyry Cu-Mo systems: evidence for an early Miocene porphyry-style mineralization in north-west Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 104(1), 45-59.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of petrology*, 48(12), 2341-2357.
- Jamali, H. and Mehrabi, B., 2015. Relationships between arc maturity and Cu-Mo-Au porphyry and related epithermal mineralization at the Cenozoic Arasbaran magmatic belt. *Ore Geology Reviews*, 65, 487-501.
- Krauskopf, K. B. and Bird, D. K., 1967. *Introduction to geochemistry*. New York: McGraw-Hill, 721.
- Martin, H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14(9), 753-756.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L., 2014. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review*, 56(3), 263-287.
- Moghadam, H. S., Corfu, F., Chiaradia, M., Stern, R. J. and Ghorbani, G., 2014. Sabzevar Ophiolite, NE Iran: Progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data. *Lithos*, 210, 224-241.
- Müller, D., Rock, N. M. S. and Groves, D. I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46(4), 259-289.
- Müller, D. and Groves, D. I., 1993. Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits. *Ore Geology Reviews*, 8(5), 383-406.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*, 38(5), 757-775.
- Oyarzun, R., Márquez, A., Lillo, J., López, I. and Rivera, S., 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Mineralium deposita*, 36(8), 794-798.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. and Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.



Journal of Petrology, 25(4), 956-983.

- Pearce, J. A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins.

- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to mineralogy and petrology, 58(1), 63-81.

- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. Economic geology, 107(2), 295-332.

- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data. Evaluation, presentation, interpretation, 1.

- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, Southeastern Iran, Mineralium Deposita, 44(3), 265-283.

- Shand, S. J., 1943. Classic A/CNK vs A/NK plot for discriminating metaluminous, peraluminous and peralkaline compositions.

- Simmonds, V., Moazzen, M. and Mathur, R., 2017. Constraining the timing of porphyry mineralization in northwest Iran in relation to Lesser Caucasus and Central Iran; Re-Os age data for Sungun porphyry Cu-Mo deposit. International

Geology Review, 59(12), 1561-1574.

- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345.

- Thiéblemont, D., Stein, G. and Lescuyer, J. L., 1997. Epithermal and porphyry deposits: the adakite connection. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Series IIA Earth and Planetary Science, 2(325), 103-109.

- Thompson, R. N., 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. Scottish Journal of Geology, 18(1), 49-107.

- Villaseca González, C., Barbero González, L. C. and Herreros Villanueva, V. M., 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts.

- Wood, D. A. (1979). A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. Geology, 7(10), 499-503.

- Winter, J. D., 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology.

- Zhang, Z., Xiao, W., Ji, W., Majidifard, M. R., Rezaeian, M., Talebian, M. and Esmaili, R., 2018. Geochemistry, zircon U-Pb and Hf isotope for granitoids, NW Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for Mesozoic-Cenozoic episodic magmatism during Neo-Tethyan lithospheric subduction. Gondwana Research, 62, 227-245.