بررسی کانهزایی، زمینشـــیمی و ژنز کانسار مس کهدلان، بستانآباد، آذربایجان شرقی

علیرضا یوسفیٰ، شجاعالدین نیرومند^(روّ)، عبدالرحمان رجبیّ و محمد امینیٔ

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

چکیدہ

ذخیره معدنی مس کهدلان در استان آذربایجان شرقی و در ۲۷ کیلومتری شرق شهر بستان آباد، در کمان ماگمایی ارومیه-دختر و در بخش شــمال ورقه زمین شناسی قره چمن واقع شده است. به لحاظ چینه شناختی قدیمی ترین واحدهای سنگی گستره معدنی را شیل، مارن و سنگ آهک های کرتاسه بالایی-پالئوسن تشکیل داده است. بر روى واحدهاى فوق، توالى أتشفشان-رسوبى ائوسن شامل ليتيك توف، أندزيت، بازالت قرار می گیرد. این مجموعه با بیشترین تنوع سنگی تحت تاثیر تودههای نفوذی و نیمه آتشفشانی الیگوسن با ترکیب مونزوسینیت تا گابرو قرار گرفته است. واحدهای مونزوسینیتی میزبان کانهزایی مس در این گستره می باشند. در این ذخیره، کانهزایی از نوع رگهای است و بهشدت توسط ساختار کنترل می شود. کانی شناسی رگهها ساده و به دو صورت هیپوژن و سوپرژن رخداد دارد. مهمترین کانیهای بخش هیپوژن شامل کانیهای سولفیدی کالکوییریت و پیریت و همچنین بخش سویرژن شامل کانی هایی کالکوسیت، کوولیت و کانی اکسیدی اولیه (مگنتیت) و ثانویه (مالاکیت، هماتیت و گوتیت) شامل می شود. از مهمترین دگرسانی های موجود در همراهی با کانهزایی میتوان به دگرسانیهای آرژیلیک، سیلیسی، کربناتی و پروپیلیتیک اشاره کرد. بر اساس مطالعات زمین شیمی، سنگ میزبان کانهزایی، با ترکیب مونزوسینیت و در سری کالک آلکالن تا شوشونیتی و در گستره متاآلومین قرار دارد؛ همچنین محیط تشکیل توده میزبان کانهزایی، کمان آتشفشانی حاصل از کمربند 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 برداشــت شــده، از ۲۰/۷ PPm الی شــش درصد متغیر است. بر اساس کلیه بررسیهای زمین شناختی، کانهزایی مس در گستره معدنی کهدلان، در زون غنی شده کالکوسیت و در بخش سویرژن یک کانسار پورفیری قرار گرفته است.

واژههای کلیدی: بستان آباد، زمین شیمی، ژنز، کانهزایی، مس کهدلان.

^{*} نویسنده مرتبط: niroomand@ut.ac.ir

مقدمه

کمان ماگماییی ارومیه-دختر در کمربند فلززایی تتیس مركزى واقع شده است Zhang et al., 2018; Shafiei مركزى واقع شده است et al., 2009). در ایــن ناحیه، بهطــور عمده کانهزایی در سنگهای گرانیتوئید یورفیری ائوسن-پلیوسن مشاهده شده است، بیشــتر اسیدی بوده و بیشتر وابســتگی آداکیتی را نشان میدهد (Simmonds et al., 2017). علاوه بر این، اعتقاد بر این است، این ماگماهای کانهساز از پوسته قارهای زیرین ضخیم شده نشات گرفتهاند (Shafiei et al., 2009) Richards et al., 2012; Aghazadeh et al., 2015; Zhang et al., 2018). برخورد نهایی بین صفحه آفرو-عربی و صفحه اوراسیا در بازهای از پالئوسن (Alavi، 1980) با گذشتن از ائوسن (Allen، 2009)، الیگوسن (Mohajjel) and Fergusson, 2014)، تــا ائوســن (Forster, 1978) تخمین زده شــده اســت. این فرآیند برخــورد در ایران، از الیگوســن به نئوژن تغییر یافته که بازتــاب آن در تغییرات نوع ماگما و تغییر شـکل در ایران مشخص است و آقازاده و همکاران (۲۰۱۱)، آن را به گذر از ماگماتیســم کمان قارهای به ماگماتیسم برخوردی حاصل از ضخیم شدگی لیتوسفر فوقانی نسبت داده است. حسن یور و همکاران (۲۰۱۵)، ییشینهاد کردند که کانسارهای مربوط به کمان ماگمایی ارومیه-دختر و ماگمای منشا آنها در کمان مربوط به

فرورانش تشکیل شدهاند تا شمال غرب و تا قفقاز ارمنستان و آذربایجان کشیده شده است، اما آقازاده و همکاران (۲۰۱۵) و جمالی و محرابیی (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، رگهای قلعه زری، مس رسوبی مارکشه راور کرمان و چشمه کنان تسوج و تودهای 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 جنوبغربی شهرستان سـراب و ۲۷ کیلومتری شرق شهرستان بسـتانآباد و در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ قره چمن (خدابنده و همکاران، ۱۳۸۷) واقع شده است. راههای دسترسی به این گستره عبارتند از جاده آسفالته اصلی تبریز-بستان آباد-کردکندی-دوزدوزان و سیس جاده فرعی شربیان و روستای کهدلان میباشد (شـکل۱). هدف از این پژوهش بررسی کانهزایی، زمین شیمی و دگرسانی های کانسار مس کهدلان می باشد.



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

پس از بررسیهای صحرایی صورت گرفته تعداد ۱۲۵ نمونه از گستره معدنی برداشت شد. بعد از انجام مطالعههای سنگ شناختی، تعداد ۲۶ مقطع نازک، صیقلی و نازک صیقلی در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فراوری مواد معدنی ایران و کارگاره تهیه مقطع دانشگاه تهران تهیه شد و در آزمایشگاه زمین شناسی اقتصادی دانشگاه تهران مورد مطالعه قرار گرفتند. تعداد ۱۰۵ نمونه مورد آنالیز ICP-MS در آزمایشگاههای زرآزما 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 تقسیم بندی پهنه های ساختاری ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳)، این کانسار در مرز بین زون البرز غربی-آذربایجان و كمان ماگمایی ارومیه-دختر قرار گرفته است. همچنین این گستره در غرب رشته کوه بزقوش واقع شده و واحدهای سنگی یهنه بهطور عمده از سنگهای آتشفشانی شامل تراكىبازالت، تراكىآندزيت، آندزىبازالت، ريوليت، داسيت، آندزیت و سنگهای نفوذی شامل سینیت، مونزوسینیت و مونزوگابرو تشــكيل شده است. سنگ ميزبان كانهزايي توده نیمه عمیق مونزوسینیتی در پهنه است، در امتداد یک آبراهه با جهت شمال شرق-جنوب غرب رخنمون دارد. این کمربند از نظر ماگماتیسم، یک کمربند پویا بهویژه در سنوزوییک 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. رشتەكوە بزقوش، بارزترين سيماي زمين شناسى گسترە است و به همراه فعالیتهای هیدروترمالی وابسته به ماگماتیسم سیر تکاملی این رشــته کوه، از اهمیت ویژهای در اکتشاف ذخایر معدنی برخوردار است. گستره مورد نظر در چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ میانه و در ورقه زمین شناسیی ۱:۱۰۰۰۰ قره چمن واقع شده است. گستره قرهچمن-ترکمنچای که پهنه هدف مطالعه را در خود جای داده است، از نظر ساختاری متعلق به كمربند ارومیه-دختر محسوب می شود، توسط فعالیتهای

آتشفشانی-نفوذی گسترده پالئوژن و نئوژن مشخص می شود. در پایان کرتاسه در شمالغرب ایران، فاز کوهزایی لارامید، باعث بالا آمدن البرز و ارتفاعات سلطانيه شده است. يس 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 فروکششے الیگوسن و میوسن شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). واحدهای الیگوسن رشتهکوه بزقوش، شامل یک سری دایکهای اسپدی تا حدواسط با روند شمال شـرق-جنوبغرب و طول متغیـر از ۵۰۰ تا ۸۰۰۰ متر است و آندزیتهای مگایورفیری را قطع کرده است. در یهنه معدنی کهدلان، چندین واحد از اواخر دوران مزوزوییک تا سنوزوییک مشاهده می شود. قدیمی ترین سنگهای این پهنه رسوبی (آهک، شیل و مارن) است، به دوره کرتاسه تا اوایل پالئوسین مربوط می شود و در شمال و شمال شرق گستره مشاهده می گردد و سنگهای خروجی ائوسن با تركيب آندزيت تا بازالت بر روى اين واحدها قرار گرفتهاند و در الیگوسن سنگهای پلوتونیک و سابولکانیک به داخل واحدهای مذکور نفوذ کردهاند، در برخی نقطهها دارای رگه و رگچههای معدنی می باشد. در پایین به مهم ترین واحدها در محدوده هدف مطالعه از قدیم به جدید اشاره شده است.

كرتاسه بالايي- 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 جنوبغرب 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 گابرویی در ارتباط است و در ناحیه غربی و شمالغربی کنتاکت آنها از نوع گسلی میباشد و همچنین بخشی از این واحد توسط واحدهای ولکانیکی توسط فورانهای آتشفشانی پوشیده شده است.

ائوسن

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 جنوبغربی 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 تراکـی بازالت و از ناحیه شـمالغربی با واحد
 گابرویی در ارتباط میباشد.
- واحد (^E): شامل ماسه سنگهای قرمز، توف ماسه ای
 و لیتیک توف است. در شـمال 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 آن ها از نوع گسلی می باشد.
- واحد (E): سنگهای این واحد شامل تراکیبازالت و توف است و بزرگترین واحد پهنه است. این واحد روند شامالی 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 سریسیتی میباشد (شکل ۳-الف)
- واحد (^x): این واحد شامل تراکی آندزیت، آندزی 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.

اليگوسن

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

- واحـد (Gb): این واحد با ترکیب مونزوگابرو تا گابرو
 بـه داخل واحد ولکانیکی در بخـش جنوب غربی نفوذ
 کرده و کنتاکت آن با سایر واحدهای هم جوار به صورت
 معمولـی می باشـد و در ناحیه شمال شـرقی خود با
 واحد مونزوسـینیتی دگرسان شده در ارتباط می باشد.
 کانهزایی مس در این واحد دیده نمی شود.
- واحد (MS): این واحد مونزوسینیت تا سینیتی در پهنه مورد مطالعه به داخل واحد آندزیت تا آندزی 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 آرژیلیک 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 این واحد عبور میکند. تعداد گسلها که بیشتر آنها از سایر واحدها است و این واحد را بهطور کامل تکتونیزه زیادی در آن دیده می شود و به صورت کمربند بر شی درآمده است. این واحد حاوی کانهزایی اکسید و سولفید درآمده است. این واحد حاوی کانهزایی اکسید و سولفید
- واحـد (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 نمی شود.

كواترنرى

نهشتههای کواترنری در وسط گستره بهصورت خطی با روند شمال سرق-جنوب غرب در آبراهه اصلی مشاهده می سود، از داخل واحد مونزوسینیتی می گذرد و حاوی سیلت، رس، ماسه و قطعات ولکانیکی و پلوتونیکی می باشد. همچنین تعدادی زمین لغزش نیز مربوط به این دوره مشاهده می شود که در بخش شمال شرقی هستند.

عليرضا يوسفي و همكاران



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



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

پترولوژی و کانیشناسی سنگ میزبان

واحدهای تراکیبازالت و مونزوسینیت به دلیل گستردگی است. فنوکریس و میزبان کانهزایی در گستره دارای اهمیت هستند. سنگهای در زمینه دانهر تراکیبازالت در پهنه، بهدلیل وجود اکسیدهای آهن به رنگ پتاسیم و کان قرمز مایل به قهوهای دیده شده و درشت بلورهای پلاژیوکلاز پ). بافت گلوه که اندازه آنها گاهی تا دو سانتیمتر نیز می رسد، به خوبی است نیز در م در سنگ قابل مشاهده است (شکل ۴-الف). بافت بیشتر (شکل ۴-ت).

در تراکیبازالتها پورفیری با زمینه ریزدانه تا شیشهای است. فنوکریستهای پلاژیوکلاز، الیوین و اکسیدهای آهن در زمینه دانهریزی از میکرولیتهای پلاژیوکلاز و فلدساپر پتاسایم و کانیهای ریز ثانویه قرار گرفتهاند (شکل ۴-ب و پ). بافت گلومروپورفیری که حاصل تجمعاتی از پلاژیوکلاز اسات نیز در برخی نمونههای تراکی بازالت دیده می شود (شکل ۴-ت).



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

واحد مونزوس ینیت بیشتر به رنگ سفید متمایل به نسبت به یکدیگر قر صورتی است که به دلیل وجود مقدار زیادی فلدسپارهای گاهی با پلاژیوکلازه پتاسیم میباشد و بر اثر دگرسانیهای آرژیلیک، کربناتی این کانیها خود شک شدن و اکسید آهن به رنگ زرد متمایل به قهوهای درآمده میباشند. کانههای فا است. کانیهای فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز) و بعد از آن سنگ پراکندهاند (شک پلاژیوکلاز (آلبیت)، بیشترین کانی موجود در این سنگ نیز بهعنوان کانیهای میباشد، ترکیبی بین مونزونیت و سینیت به آن میدهد (شکل ۵-ت). از دب (شکل ۵-الف). فنوکریستهای ارتوکلاز به شکل متقاطع اشاره کرد (شکل ۶).

نسبت به یکدیگر قرار گرفتهاند (شکل ۵–ب). این حالت گاهـی با پلاژیوکلازهـا 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 بهعنوان کانیهای ثانویـه، فضاهای خالی را پر کردهاند (شکل ۵–ت). از دیگر کانی موجود میتوان به آپاتیت نیز اشاره کرد (شکل ۶).



شــکل ۵. الف و ب) فنوکریســتهای ارتــوکلاز و پلاژیوکلاز، بهصورت متقاطع قــرار گرفتهاند (تصویر در نــور 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

بیشترین دگرسانی، در سطح پهنه اکتشافی کهدلان، فضای خالی و بین بلوره در سنگ میزبان کانهزایی (مونزوسینیت) مشاهده می شود، و همچنین رگههای کوا دگرسانی آرژیلیک متوسط است. کانیهای تشکیل دهنده (شکل ۷-پ). دگرسا این دگرسانی در پهنه به ترتیب فراوانی، کائولینیت، ایلیت رگچههای کلسیت و دول و مسکوویت می باشد. این کانیها در اثر فرآیند دگرسانی، می شود و در مقیاس در جانشین فلدسپارهای سنگ میزبان شدهاند (شکل ۷-الف). ۷-ت). دگرسانی پروپیلی میزان شدت این دگرسانی در نقطههای مختلف گستره دگرسانیهای ذکر شد متفاوت است. سیلیسی شدن یکی دیگر از دگرسانیها قدیمی تر دیده می شود. در سانگ میزبان است، به دو صورت کوارتزهای پرکننده

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



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)

كانەزايى

کانهزایی در پهنه اکتشافی کهدلان، به صورت رگه و قدیمی تر نفوذ کرده می باشند (شکل ۸-ب و پ). در طول رگچههای سولفید و کربنات مس می باشد. کم وبیش گسترش درزهها و شکستگیهای سنگ میزبان، ماده معدنی نهشت رگهها تا از هشت تا ۱۲ متر متغیر است (شکل ۸-الف) و شده است (شکل ۸-ت). همچنین ماده معدنی به صورت در سنگ میزبان مونزوسینیتی که در واحدهای ولکانیکی 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 خش لغز 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 می شوند (شکل ۱۰-ت و ث). همچنین بقایای کالکوپیریت دارای بافت کاتاکلاستی و ثرد 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 APPm /۰ و بیشترین عیار مولیبدن محاوی 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 (شکل۹–الف، ب و پ). این کانهزایی بهصورت رگهای است و در بعضی از رگههای ماده معدنی ساخت برشی دیده میشود (شکل۹–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



شــکل ۹. الف) کانهزایی مس در سنگ میزبان به همراه رگههای کوارتزی، ب) رگههای دولومیت، ت) رگه کانهدار، ث) ساخت برشی در رگه، ج) اکسیدهای آهن در سنگ میزبان



شکل ۱۰. تصاویر میکروسکوپی کانههای 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) جانشینی کالکوسیت از حاشیه بلورهای تخریب شده پیریت، ب) کالکوپیریت تخریب شده توسط هوازدگی و جانشینی آن توسط کالکوسیت، پ) بلورهای پیریت تخریب شده و پراکنده و جانشینی آن توسط کالکوسیت و کوولیت، ت) تشکیل کالکوسیت در حاشیه پیریت (تصاویر در نور XPL است)

زمینشیمی 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

حاصل شود. به تحلیل نتیجههای آنالیزهای زمین شیمیایی ۱۰۵ نمونه از ســـنگ میزبان کانهزایی گســـتره که به روش ICP-MS غلظت عناصر اصلى و جزئى آن ها آناليز شده (جدول ۱) و نه نمونه از ســنگ میزبان و آتشفشانی گستره که به روش XRF اکسید عناصر اصلی آن ها تعیین شده می پردازیم (جدول ۲).

As

Elem. No.

Ag

A1 '/.

	0,		, ,				-		U	•		0 1	
ں NS	به روش	ن شده	برداشن	نتخب	های م	ز نمونه	يج آنالي	۱. نتا	جدول				
Ba	Be	Ca	Ce	Cu	La	Cs ′/.	Dy	Er	Eu	Hf	Ga	Gd	G
۱۱۸۰	۴/۷	۴/۰۷	٨٠/۶	44/9	۴۳/۷	٢	٣/٩٢	۲/۲۳	٧۵٩	٣/٩٧	۱۸/۵	۵/۹۷	•/9
17	۴/۱	۳/۰۱	۶۷/۲	۷۴	۳۵/۱	۲/۷	۳/۲۷	١/٨٧	1/31	۳/۳۶	۱۸/۵	۵/۰۵	•/9
126.	۴/۲	7/84	٨٩/١	777/7	۴۷	۲/۶	4/19	۲/۴	١/۵٢	۳/۶۷	۱٩/٧	۶/۲۹	•/9
17	٣/٨	۲/۷۱	۷١/٣	۷۳/۱	۳۸/۳	٣/٣	۳/۴۴	١/٨٩	١/٣٨	۳/۰۴	19/4	۵/۳	•/9
۱۱۷۰	۵/۴	۳/۳۴	٧٠	۱۰۰/۷	۳۷/۱	۲/۵	۳/۴۹	٢	1/4	۲/۷۹	١٧/٧	۵/۰۸	•/9

ICP-N

KD-01	۰/۰۸	٧/٨٩	۱۰/۱	۱۱۷۰	۴/۷	۴/۰۷	٨٠/۶	44/9	۴۳/۷	٢	۳/۹۲	۲/۲۳	۱/۵۹	٣/٩٧	۱۸/۵	۵/۹۷	۰/۶۱
KD-02	۰/۰۹	٨/١٢	14	17	4/1	۳/۰۱	۶۷/۲	۷۴	۳۵/۱	۲/۷	۳/۲۷	١/٨٧	1/31	۳/۳۶	۱۸/۵	۵/۰۵	•/9
KD-03	٠/١	٨/۶٣	49/9	174.	۴/۲	7/84	٨٩/١	222/1	41	۲/۶	4/19	۲/۴	١/۵٧	۳/۶۷	۱٩/٧	۶/۲۹	•/8
KD-04	•/•٨	٨/٧۶	۵۰/۵	17	٣/٨	۲/۷۱	۷١/٣	۱/۳۲	۳۸/۳	٣/٣	37/44	١/٨٩	١/٣٨	۳/۰۴	19/4	۵/۳	•/97
KD-05	۰/۰۹	٧/٨٧	۵۷/۵	117.	۵/۴	۳/۳۴	٧٠	۱/۷	۳۷/۱	۲/۵	۳/۴۹	۲	۱/۴	۲/۷۹	١٧/٧	۵/۰۸	۰/۶۳
KD-06	•/•۵	۸/۸۳	26/1	1211	۴/۵	۲/۸۴	۷۹/۷	۵۵/۹	47/4	٣/٢	۳/۶۵	۲/۰۲	۱/۵۵	۲/۸۸	19/۲	۵/۸۵	•/94
KD-07	۰/۰۵	٨/٠۵	۲۳/۳	1180	۴/۲	۲/۵۳	۵۵	٨٧	۲۸/۷	۳/۱	۲/۷۷	1/24	1/11	۲/۷۵	۱۸/۶	4/11	۰/۵۹
KD-08	۰/۰۸	٨/٩٢	41/1	1860	۴/۳	۳/۵۷	۷۳/۸	۳•/۷	۳٩/۶	۴/۴	۳/۶۸	۲/۱	1/22	۳/۳۲	۱۸/۶	۵/۵۸	۰/۵۵
KD-09	۰/۰۵	۷/۷۳	۴1/۳	1880	۴/۲	٣/٠٨	41/8	37/1	۲١/٢	٣/٩	۲/۱۱	1/17	۰/۹۵	2/40	۱۸/۵	٣/٣٣	۰/۵۳
KD-10	۰/۰۸	٩/٠٨	41/9	1820	۴/۴	7/81	۷۲/۸	۹۳/۹	۳۸/۶	۳/۴	۳/۳۱	١/٨٧	1/40	۲/۸۳	۱۹/۳	۵/۳۵	۰/۷۳
KD-11	۰/۱۳	9/19	41/9	1010	۴/۵	٣/٠٣	۷۸/۵	۲۰۹/۷	47/8	۲/۷	۳/۹۲	۲/۲	1/85	۳/۲۶	۱۸/۵	۵/۹۶	۰/۶۵
KD-12	٠/١٢	۹/۳۴	۳•/٨	1840	۴/۳	7/84	1.1	293/0	۵۷/۳	١/٩	۴/۷۱	۲/۵۸	١/٨٩	۳/99	۱۸/۵	۷/۳۲	۰/۶۵
KD-13	۰/۱۸	9/47	21/4	1810	۴/۵	٣/٣٣	٩٢	1111	۵۰/۵	۱/۴	4/44	۲/۴۷	١/۶٩	۳/۷۶	17/8	۶/۴۸	۰/۶۵
KD-14	•/•9	٨/۶٩	29/4	1211	٣/٩	۲/۲۹	۶٩	۷۳/۹	۳۷/۱	۲/۱	۳/۲۹	۱/۸۳	۱/۳۷	۳/۳۶	۱۸/۶	4/94	•/۶۱
KD-15	۰/۰۸	٨/٩٣	۱۸/۲	1220	۴/۴	۲/۳۲	1.4	۸١/۵	۵٩/۴	۱/۴	۵/۲	۳/۰۴	۱/۸۶	4/47	۱۸/۳	۷/۵۸	۰/۷۷
KD-16	٠/١٨	۱۰/۲۰	۳1/۴	1410	۵	1/11	۱۰۷	94/8	87	۲/۷	6/69	٣/٢	١/٩٧	۴/۷۸	۱٩/٩	٧/٩۶	۰/۸۴
KD-17	۰/۱۳	۸/۸۳	۲۰	۱۳۳۰	۴/۲	٣/٩٧	٨۴	٩1/٢	41/1	۴/۱	۳/۹۳	۲/۱۹	١/٧١	۳/۳۱	۱۸/۳	8/22	٠/۵۵
KD-18	٠/١١	9/•4	۱۸/۶	۲۸۲	۴/۳	۲/۳۹	۳۸/۶	٩٨/۶	19/1	۲/۶	1/88	٠/٩٢	•/9	4/91	17/8	۲/۵۱	٠/۴٩
KD-19	•/•٨	۸/۱۳	٢١/٢	120.	۴/۵	٣/٨۵	۶٩/٩	٨٠/٣	۳٧/٢	٣	۳/۴۸	1/90	1/20	٣/٧٨	۱۷/۳	۵/۰۱	۰/۴۸

ادامه جدول ۱.

Elem. No.	Ag	A1 '/.	As	Ba	Be	Са	Ce	Cu	La	Cs ′/.	Dy	Er	Eu	Hf	Ga	Gd	Ge
KD-20	۰/۰۸	1./1.	74/9	147.	۴	۲/۹۸	٨۶/٩	٨٠	۴٧/٧	۵/۵	٣/٩٣	٢/١٩	١/٧٣	٣/٢۴	۱۸/۵	8/18	•/۵۵
KD-21	•/\	9/9٣	74/5	101.	۴/۱	T/OV	1815	٧٠/٢	49/V	۴/۴	٣/٨٥	7/18	1/88	٣/٧١	11/4	۶/۰۸	•/09
KD_22	•/•9	1./8.	۲۳/۸	145.	۴/۳	۲/۲۰	99.6	<u>۶۱/۸</u>	1.1.1	Δ/Δ	¥/¥	۲/۸	1/27	۴/۰۹	19.0	8/81	•/8/
KD_23	•/•9	1./.	۲۱/۵ ۲۱/۵	148.	۴/۸	٣/٠١	۸۸/۶	۶۷/۲	۴۷/۸	<u>س/م</u>	۴۸	7/21	1/87	8/88	14/4	8/84	·/\V
KD 24	•/19	1/41	14.4	YAV	T/W	٣/٩٨	117	1819	F1/W	, ,	F/WF	7/79	1/27	8/11	18	VAA	-/VV
KD-24	•/11	1/1/		1/11	1/1 1/1	1/ W	0,6,0	6 W M	7 1/ 1 A W A	1	1/11 ¥.AA	7/11	1/11	7/1A	10	1/1W	-///
KD-23	•/•٦	1.//.	1 4/4	1411	1/0	1/11	11/1	71/1		1/1	1/00	1/01	1/11	1/17	17/1	۷/۰۵	•/67
KD-26	•/•٩	9/11	11	11.0.	1/1	1/01	1.0	14/1	۵۷ <i>/۶</i>	<u>γ/γ</u>	۲/۵۲	1/11	1/A Y	۲/۷	14/A	۷/۴۵	•/91
KD-27	•/• ٧	٨/٩٧	57/0	177.	۲/۸	5/14	۸٢/٩	91/9	F0/F	4/9	۲/۹۸	۲/۲۷	1/04	٢/٩١	١٨/٧	8/11	•/٢٨
KD-28	•/•9	1./5.	77/8	1610	۳/۷	7/44	1.1	49/1	68/0	۴/۳	4/81	۲/۳۸	١/٨٢	٣/٣٨	19/9	٧/٢١	•/۵۳
KD-29	۰/۰۸	۱۰/۰۰	10/0	1.8.	۳/۲	۳/۲۴	۱۰۷	۴٩/٧	۶۰/۲	4/4	4/31	۲/۳۵	1/94	۳/۵۵	۱۸/۲	٧/٢۴	•/۵۶
KD-30	•/•9	۱۰/۳۰	۲1/۴	6910	۴	۳/٨۶	۹٩⁄٣	47/1	۵۵/۵	۲/۶	4/00	2/81	۲/۱	۳/۲۲	17/4	۸/۲۸	•/۶
KD-31	•/•9	٨/٩٧	۱٩/٧	۱۳۵۰	۳/۴	۳/۱۹	۹۴/۸	۵۷	57/4	۲/۸	4/34	7/41	١/٧١	۳/۷۳	17/2	۶/۷۳	•/۴۵
KD-32	•/•9	٩/٨۶	۲.	103.	4/1	۲/۳۸	۹۵/۹	۶۶/۹	۵۳	٧	۴/۱۸	۲/۳۱	۱/۸۸	۳/۱۶	۱۸/۵	9/94	•/۴٩
KD-33	۰/۰۹	۱۰/۴۰	۱۸/۶	1050	۴	۲/۲۹	۹۵/۷	۶۰/۲	54/3	۶/۳	۴/۳۸	7/44	١/٨٣	٣/٣٣	۱۸/۴	۶/٨۶	٠/۵٨
KD-34	۰/۱۹	۱۰/۳۰	78/1	177.	۳/۶	1/0.	۱۱۵	۱۱۳۰	84/1	٢	۴/۵۸	7/49	V/9V	۴/۳۹	۱۸/۷	٧/۶٧	•/97
KD-35	۰/۰۸	1./4.	18/4	189.	٣/۵	۲/۷۶	٨۴	7777	۴۵/۷	٣/۶	٣/٨٩	۲/۰۸	1/81	٣/١٨	۱۸/۴	9/04	•/۵V
KD-36	٠/١٧	1.0.	۲٣/٢	149.	٣/٨	۲/۸۴	1.7	۲۹۴/۳	۵۶/٨	۲/۵	۴/۵	۲/۵۷	٧٧٩	۴/۰۵	19/1	٧/١٦	•/88
KD-37	•/78	9/44	٣٩/۶	۱۳۵۰	۴	٣/٢٨	1.1	٨١٩/٣	Δ٧/٧	1/A	۴/۸۱	۲/۶۸	1/19	4/14	١٨	٧/٢٨	•/8
KD_38	•/٢	9/00	۲۸/۸	14	۳/۸	7/80	١•٨	1914	8.17	۳.۴	۴/۷۹	۲/۶۸	1/17	4,74	19.19	V/AY	•/87
KD 30	.//٣	1.16.	77.7		¥/1	T// W	97/9	1.17	1 1/1 AY N	V/6	6,76	7/20	1/11	7/19	14.5	5/1W	
KD-39	-/11	10/10	11/1 VE	1011	1/A	1/1/ W.SC	V.7	100 (W1/1	7//	1/11 w.cv	1/10	1/1/1	1/1/ 1/1/		7///1	·/ພາ
KD-40	•/11	V/•A	11		1/0	1/17	¥•/1		1 // /	1/0	1/71	1///1	1/11	1/•0		ω/Λ1	•/// 1
KD-41	1/1	۸۲/۷	185	۸۸۰	۲/۷	1/19	14/1	100/0	77/7	7	۲/۶۷	1/01	•/٧٨	9/19	14/1	۲/۰۲	1/10
KD-42	٠/٣٧	٩/٢٧	۶۰/۵	117.	۳/۸	751.	۲/۲۸	2979	47/4	٢	۳/۸۵	۱/۹۵	1/47	0/94	۲۰/۷	8/88	1/84
KD-43	۲/۲	٨/١٧	497	1770	۶/۲	۱/۶۹	۵۱/۹	521/4	۲۷/۴	۳/۱	۲/۸۹	1/22	1/•۴	۵/۲۱	۲۰/۳	4/21	1/29
KD-44	۰/۳۶	9/97	۵۲/۵	144.	۴	١/٣٨	۹١/۶	808/V	۴٩/٨	۲/۱	4/47	۲/۲۳	۱/۶	0/14	۲۰/۲	٧/١۵	1/17
KD-45	۰/۵۸	٩/٣٩	147	۱۲۷۰	4/8	۷۸۵۰	۶ ٩ /۶	1074	۳۷	۲/۹	۳/4۶	۱/۷۶	1/14	٣/٩٧	۲۰/۳	0/42	1/25
KD-46	۰/۶۵	٩/٧۶	171	1840	4/9	۹۹۳۰	٧٩/۴	7994	47/4	٣	٣/٨۵	٢	١/٣٧	۵/۷۳	٢1/٢	۵/۹۵	1/44
KD-47	•/18	٨/۴٩	۳۱/۱	1880	۴/۲	1/40	۵۸/۹	1/•9'/.	۳۰/۵	۲/۳	۲/۸۴	1/49	١/•١	۵/۴۸	19/9	4/88	1/11
KD-48	•/9٣	٨/٧۶	188	۱۳۵۰	۴/۴	1/4.	۵۲/۲	8989	۲۵/۸	۲/۸	٣/٢٨	١/٨۵	1/05	۵/۲۷	19/8	۴/۲	1/20
KD-49	•/۳۸	9/81	77/7	144.	٣/٩	1/41	٨٧/٩	۱۸۳۶	۴٧/٨	7/8	۴/۵۳	۲/۳۷	1/04	۵/۳	۲۰/۱	۶/٩	1/71
KD-50	•/•9	٨.٣٨	TA/V	100+	۴,۲	1/51	Δ1./¥	9469	۳۰/۲	۲/۸	7/11	1/21	1/17	۴/۱۱	7.7	\$181	1/14
KD 51		9/14	79/1	148.	٣/٩	1/18	۵.۱/۴	*1V/F	۴۸/۲	۲/۸	٣/٩٩	1/9.4	1/81	¥/YA	19./V	<u>ج</u> رم	1/17
KD-51		1,66		107 -	<u>۳</u> .a	1/1/	AV &	TV9.	Ψ. (A	7/0	wa	1/1/	1// 1	¥6,167		γ/ω ¥.\/G	<u></u>
KD-32	•/•/	C. WE	11/1		1/1	1/11	ω v/1		1.7/	1/1	1/• (1/07	1/11	1/11		1/1/	
KD-53	•/• ٧	9/17	17/1	11. 1.	٢	1/•1	1.10	7/14	10	1	1/91	•/٨٩	•/٧٢	r/۵r	1//0	1/97	•///٩
KD-54	•/•9	۸/۳۳	FF/9	1000	۲/۲	4/09	4%Y	1/11/.	۳۷/۸	۲/۱	4/91	1/88	1/11	٣/٩٣	19/1	۵/۹۲	<u> </u>
KD-55	•/•٨	٨/٧٩	20/0	۱۳۵۰	٣/٣	1/1.	<i>99/</i> 9	۸۵۰۷	34/3	١/٨	۳/۵۲	۱/۷۳	1/20	4/1	19/4	۵/۳۷	1/11
KD-56	•/•9	٨/٩۶	۱۸/۱	1490	۳/۶	7/07	۸١/٢	49/4	44/1	۲/۴	۳/۹۹	1/94	۱/۵	۵/۱۷	19/8	۶/۴۳	1/1
KD-57	۰/۰۸	٨/٧۴	19/8	1477.	٣/٧	1/94	٧١/١	۲۹	۳۸/۷	۲/۳	٣/٧	١/٧٨	۱/۳۷	۴/۸۳	۱۹/۶	۵/۸۴	1/14
KD-58	•/18	٩/۶۲	۴۳/۳	1780	٣/٨	٨۴٢٠	٧٩	54/2	47/3	٧/٢	٣/٨	۱/۸۵	1/44	۵/۲۳	۲۰	8/22	1/18
KD-59	۰/۲۵	٩/١٠	۲۷/۸	119.	٣/٣	۲۵۶۰	۵٩/۶	۵۹۵۷	٣٣/٣	٧/٣	۲/۷۷	1/34	۱⁄۰۸	۵/۴	۲۰/۴	۴/۷۶	1/11
KD-60	۰/۵۳	۶/۷۵	۹۳۷	٧٧٩	14/8	۶۵۳۰	۹٣/۴	۳۰/۸	54/8	1/1	٨/۶٣	۵/۴۵	1/41	۵/۲۸	۱۵	٩/١۶	4/.4
KD-61	٠/١	٩/٢۵	47/9	۱۲۸۰	۴/۲	٨٠٧٠	٩٢/٨	۲۵/۷	۵١/۵	٧/٢	4/37	۲/۱۲	١/۶٨	8/08	۲۰	٧/٣۶	١/٠٩
KD-62	•/٢٢	٩/٠٨	4Y/Y	۹۸۳	۴/۷	۷۷۲۰)))	٣٢/٢	87/1	V۵	0/47	۲/8۶	1/29	۵/۰۶	۲۰/۶	٨/۵۵	1/51
KD-63	•/•Å	λ/λΥ	77/7	188.	٣/٨	۲/۸۸	937/5	۲٠/٧	17/4	1/0	۴/۸	7/41	1/17	۶/۰۸	١٨	٧/٧٨	1/.8
KD_64	•/•	V/00	77/1	188.	Δ	1/15	VT/T	74/2	¥./F	1/2	FAV	7/7	1/0	۴۱	10/9	8/77	•/81
		C,CW	71.0		۳.۸	w,wc	¥1,4	TAA.T	70.7	1/1	7/17	1/1	1/00	* AV		¥.)	
KD-03	•/••	7//1			1/0	1/17	11/1	176/1	16/1	7/1	1///	1/17	1/•6	1/61	11/0	1/1	•//
KD-00	•/•7	7/11	11/1	1110	1/5	1/17	A1/F	1171	F ω/1	1/0	r/1r	1/14	1/01	1//1	1/7	9/07	•/٨
KD-67	•/•9	9/17	14/1	101.	۲/۲	۲/۵۸	۸۱/۸	1	FF/4	1/1	7/17	7/77	1/24	7/97	11/4	9/19	•/٧۵
KD-68	•/•9	۷/۵۲	18/1	141.	۳/۴	۲/۳۳	۵۰/۳	۸۷/۲	79/9	١/٨	۲/۹۲	۱/۵	1/18	۴/۱۱	١٧/٧	4/84	٠/٧٧
KD-69	•/•٨	٨/•۴	۳۴/۲	981	۴/۷	4/•4	$\lambda\lambda/\lambda$	1.6/1	۵۰/۳	١/٧	4/47	۲/۲۵	1/41	۴	۱۵/۹	٧/٠٨	1/1
KD-70	•/11	۶/۹۷	۶۰/۹	۸۳۵	۶/۱	۳/۲۲	۲۱	۳۲۹/۵	۳۸/۳	۲/۲	۴/۲۸	۲/۳۷	1/1	۳/۹۱	۱۵/۹	۵/۷۲	١/•٧
KD-71	۰/٣	٨/٧۴	181	998	۴/۵	٣/٣٩	٨٩/٨	199/7	۵./۲	1/8	4/44	٢/٢٧	۱/۵	4/11	۱۵/۹	۶/۹۳	1/51
KD-72	۰/۴۹	٨/٨١	134	1270	٣/۴	۲/۶۸	۶۰/۱	۱۵۷۳	۳١/٧	١/٦	۳/۳۴	١/٧١	۱/۳۲	۴/۰۷	18/8	۵/۰۳	٠/٩١
KD-73	۰/۰۹	۸/۳۷	۹۸/۳	17	۵/۳	۲/9۵	۸۲/۴	14/22	۴۵/۸	١/٧	4/14	۲/۱۱	۱/۵۸	۳/۲۴	۱۵/۹	8/81	1/17
KD-74	۰/۰۷	٨/٢٩	34/1	178.	٣/٨	۲/۵۹	90/5	49.7.	۵۴/۷	١/٨	۴/۸۹	۲/۳۱	١/۵٢	٣/٣٧	۱۸	٧/٣۶	٠/٩٨
KD-75	•/٢١	λ/ΥΔ	۶۷/۶	144.	۴/۱	7/07	٨٩/٣	۳۸۰/۸	27/7	۲/۴	۴/۷۶	۲/۲	1/19	٣/۶٨	17/8	Y/19	•/9.0
KD_76	•/0	9,77	۲۲۹	17	۴/۳	7/10	977	799/1	۵۳۸	۲	۴/۷۹	۲/۳۱	1/4	7/19	14/1	٧/٣	1/17
KD_77	•/•V	V/94	۳./	149.	4.1	۲/۹۳	Y•/	۳۱/۸	٣٩,٩	١/٩	٣/٩٨	1/10	1/44	٣/٩٩	14.0	٨/٩٨	•///٣
122-11	/ 1	. / /	1.7.1	1.1.1	1/1	1/ 11	1.7.1		· · ·	·/ `	1/ 1/1	., w	1/ 1 1	.,	10 1/ 1	w, w,	/**1

ادامه جدول ۱.

Elem. No.	Ag	Al '/.	As	Ba	Be	Ca	Ce	Cu	La	Cs '/.	Dy	Er	Eu	Hf	Ga	Gd	Ge
KD-78	•/•٧	9/+1	۱۸/۸	141.	۴/۱	۲/8۶	۲۸/۱	1876.	۴۵/۳	۲/۶	F/TF	1/94	٧۵٢	٣/٠٣	۱۸/۳	8/88	•/٨۶
KD-79	•/• λ	٧/۵٣	74/4	105.	۴/۴	0/79	VA/A	8.11.	44	١/٨	۴/۲۸	1/91	1/49	٣/٣۶	18	8/41	1/•1
KD_80	•/٢٣	٣/۴٢	91/7		8/7	11/9+	۶۲/۸	٨٧٣	۳٧/٣	•/9	۴/۷۳	۲/۳۴	1/2	¥/V	٨/٠١	A/9.4	1/+1
KD 81	•/•V	1/11	71	146.	۴,۹	7/19	V.	10.0	F • /	۲/۳	٣/٨٨	1/19	1/1	1/1			
KD 82	./*	1.14	1/7	1001.	¥.V	7/17	69.W	96.1	₩9 /¥	7.7	T////	1/11	1/1	Ψ.XV	11/1	<u></u>	100
KD-62	•/1	A/11	1 8 1	117.	1/1	1/61	7 (1)	(7/•1	1 (/1	1/1	1///	1/11	1/11	1/11	14/1	ω/Λ	1/16
Elem, No.	Но	In	К	Li	Lu	Mø	N	ĺn	Mo	Na	Nb	Nd	Р	Ph	Pr	Rb	Sb
KD 01	•//		*91	10/8	./*	988.	1.		7/9	1/1	14/4	۳۱/۴	۲	۲۳/۴	11	110	7/1
KD 02			¥V9	16/7		AV9.	V	17	٣,٣	1/97	-11/1	YG/F	Y.V.	77%	V.XV		
KD-02	·// W	•/•1	11100	11/1	•/1W	ΔΥ (¢	· · ·	<u>64</u>	7/1	7.11	11/1	we,w	777.	YV.F	9.00		
KD-03	•//\\	•/•1	<u> </u>	11/0	•/11	w1/.•	60		1/0		11/1	71/1	111.	70.0	V.WA	111	1/1
KD-04	•/70	•/•١	6 V 1	11/7	•/11	1 1 1 1	77	- W	1/1	1// 1		1/1	1111	10/0	V/VQ		1/1
KD-05	•/99	•/• /	097	4/4	•/٢۶	9000			1/1	1/19	- 1/1	1//1	1.9.	10/1	٧/۵٩	111	1/1
KD-06	•/٧١	•/•٢	۵۸۱۰۰	٨/٨	•/٢۵	977.	۵	r9 	۲/۶	1/41	٩/٢	۲۱/۹	197.	<u>ΓΓ/Λ</u>	٨/٢۵	101	7/7
KD-07	•/۵۳	•/•٣	054	11/1	•/٢	277.	6	r9	۲/۲	١/٩٠	۸/٢	11/1	197.	10/1	۵/۹۹	110	۲/۷
KD-08	•/٧٢	•/•٣	271	11/1	•/19	5980	6	14	4/8	1/19	۱۱/۹	49/8	7.7.	14/1	٨/٠٩	188	۳/۶
KD-09	•/۴١	•/•٣	۵۳۰۰۰	17/0	•/14	8290	٧٧	27	۲/۱	۱/۵۵	۸/٣	۱۷	718.	۲1/۹	4/24	٨۴/٩	۲/۷
KD-10	۰/۶۵	•/•٣	566	۱۳/۱	•/14	470.	Y	۳۷	١/٨	۱/۸۶	٧	۲۸/۹	7.9.	۲۲/۸	۲/۸۹	۱۳۰	١/۵
KD-11	۰/۷۵	۰/۰۳	۵۵۰۰۰	۱۳/۵	۰/۲۸	۶۶۸۰	٩٢	٣	١/٩	۲/۱۷	٨/٩	۳1/۴	111.	20/2	٨/۶١	129	٧/٣
KD-12	۰/۹۱	•/•۴	۶۳۹۰۰	11/4	۰/۳۳	۷۹۶۰	Y١	/入	۲/۲	2/40	11	4./1	77	29/2	11/1	۱۸۲	1/0
KD-13	۰/٨۶	•/•۴	۴۸	۱۳/۱	۰/۳۱	١/٠٠/	٨	١٢	۲/۱	۲/۵۵	11/0	36/4	1980	۲۷/۸	۱۰/۱	144	1/0
KD-14	•/98	•/•۴	489	١٢	۰/۲۳	494.	γ·	٠Y	١/٩	۲/۲۱	٩	21/2	771.	21/1	٧/۴٨	117	1/Y
KD-15	۱/۰۵	•/•۴	449	١١/٢	۰/۴	749.	11	۲.	٣/٨	۲/۳۰	۱۷/۴	۴١/٣	۱۸۲۰	۲۸/۲	11/4	۱۵۵	۲/۸
KD-16	١/•٨	۰/۰۳	540	14/0	•/۴۳	۲۱۵۰	١٢	٨٠	۳/۶	7/74	۱۷/۸	477	۲۱۸۰	21/2	17/1	177	۴/۴
KD-17	٠/٧۵	•/•٣	49	٩	٠/٢٧	۴۰۸۰	91	λ.	۲/۲	١/٨۶	11/Y	٣٣/٢	۲۰۲۰	۲۳/۲	9/10	108	۲
KD-18	•/٣١	•/•٣	٣٩٢٠٠	۴/٩	•/11	۲۹۸۰	١٠	٣٠	٣/٧	۲/۳۵	۲٠/٧	14/4	141.	۲١/٨	۴/۰۵	177	VY
KD-19	·/9Y	•/•٣	479	٨/١	٠/٢۵	٧٥٦٠	11	1.	۲/۱	۲/۱۲	11/8	YY/F	190.	۲۳/۱	٧/۵٩	17.	۲/۳
KD-20	•/٧٧	•/•٣	۵۲۳۰۰	λ/Υ	•/٢٧	497.	V	٣١	۲	۲/۰۸	9/9	٣۴/١	174.	74/9	٩/٣٨	184	۲/۴
KD_21	•/٧٨	•/•٣	5.9	٨./٩	•/7٧	۸۱۲۰			۲٬۴	7/77	17/8	۳۳/V	77.	74/1	9/191	174	7/
KD 22			<u> </u>	9		¥9V.		~~	¥.V	7/11	17/1	W1/1	776.	71.0	1.4	1916	
KD-22	·////	•/•1	619	1.0		FAV.	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~		1/1	7/10			<u>~~.</u>	70.9	9,6		1
KD-23	-///		FTV	14/1 C.Y		716.	1	9.	*/V	1/11	TV/2	1ω/1 ¥C.,C	11.0	τω/ τ 	11/9	1/1	<u></u>
KD-24	•/٨	•/•1	<u> </u>	7/1	•/1/	11/·	1.	<u>.</u>	1/1	1/11	1 1/1	1•// wv.sc		- 1 •/1	11/1	167	
KD-25	•/٨٧	•/• /	777	4/1	•/11	٧٨٩٠	11	1.	1/7	1/1.	117/0	11/1	111.	1//1	1•/0	1/1	1/1
KD-26	•/٨٧	•/•٣	47	۵/۵	•/٣١	101.	1	2.	۳/۷	7/80	16/1	۴۰/۳	119.	۲۸/۸	11/4	194	۲/۹
KD-27	٠/٢٩	•/•٣	47	۶/٨	۰/۳	491.	٨	19	۲/۳	۲/۰۲	17/7	۳۲/۹	711.	۲۵/۹	9/17	147	۲/۸
KD-28	٠/٨٣	•/•٣	979	۷/۳	•/٢٩	495.	٨٥	26	١/٩	2/22	٩/٣	۳۸/۵	۲۱۸۰	۳۰/۸	۱۰/۸	1916	۳/۱
KD-29	٠/٨٢	•/•٣	9.4	۶/۳	۰/۳۱	۳۸۶۰	۵۶	-7	١/٩	۲/۲۳	٩⁄٢	۴./۲	۱۷۱۰	۲۸/۴	11/4	۱۹۷	۳/۱
KD-30	٠/٨٨	•/•٣	۷۷۹۰۰	4/4	۰/۳۶	٨١٩٠	11	•••	۲/۱	7/47	٩/۴	۳۷/۴	1910	37/8	۱۰/۶	۲۰۷	٣/٢
KD-31	۰/۸۳	•/•٣	۵۷۱۰۰	4/9	۰/۳۱	۷۹۹۰	٨٥	29	۲/۴	۲/۱۱	۱۱/۹	۳۵/۷	۱۸۵۰	۲۵/۸	١٠	۱۸۱	۲/۹
KD-32	۰۸۱	۰/۰۳	818	٨	۰/۲۹	9.1.	Y	۹١	٧/٧	1/98	Υ/٨	۳۷/۲	2210	۲۸/۲	۱۰/۲	١٩٩	۲/۸
KD-33	٠/٨۴	۰/۰۳	۶۴۷۰۰	۵/۹	۰/۳۲	۶۳۹۰	۶١	۴۳	۲/۲	7/18	٩⁄١	۳۶/۷	۲۳۳۰	۲۸/۷	۱۰/۳	۱۹۸	۲/۳
KD-34	٠/٨۶	۰/۰۳	۴۸۳۰۰	۶/۱	۰/۳۲	۳19.	۴۵	۱۳	۲/۵	۲/۷۶	14/9	47/4	۱۸۲۰	۳۰/۴	17/1	۱۸۰	۲/۴
KD-35	٠/٧٣	۰/۰۳	۶۳۸۰۰	٨/۶	۰/۲۶	441.	69	۵^	١/٦	۲/۶۵	٨/٢	۳۲/۹	۲۳۸۰	۲۹/۷	٩/١٨	178	١/٩
KD-36	٠/٨٨	•/•٣	546	٨/١	۰/۳۲	۴۳۸۰	٨,	14	۲/۳	۲/۶۸	١١/٧	۳٩/٣	77	۳۲/۶	11/1	188	۲/۱
KD-37	•/94	•/•۴	*99	۶/۴	۰/۳۶	۵۶۸۰	١٢	٣٠	۲/۲	۲/۵۱	117/1	۳۹/۱	۲۰۷۰	۳۲/۵	11	189	١/٩
KD-38	•/9٢	•/•٣	۵۱۹۰۰	9/9	•/٣۶	479.	٨	٧١	۲/۳	۲/۶۵	۱۲/۳	۴1/۱	۲	۲۸/۴	١٧٥	۱۸۲	۲
KD-39	•/٨٢	•/•٣	546	١٠/٧	۰/٣	۶۲۳۰	Y	٢٨	1/4	۲/۰۸	8/5	86/8	74	78	1./1	184	۲/۵
KD-40	•/87	•/•۴	4.7	9./V	•/٢٧	797.	11	٨.	۲/۸	۲/۰۲	18/5	79/9	197.	78/1	٧/۴٩	177	۲/۳
KD-41	•/۴٩	•/•۴	۳۷۱	19/٨	•/7٧	181.	١.	۲.	۳/۳	1/17	78/8	14.74	197.	79/9	۸/۳۳	187	٣/۶
KD 42	./99	•/•٣	***	14/1	./٣٨	V99	۰. ۳.	· ^•	¥/Y	۲/۲.	70.7	٣.,٨	۲۱۸.	75/1	۵/۱۱ ۸/۷۸	1//1	*
KD 42			A. F.	17/1		711		<u></u>	1/1	¥.14	¥. /	19/1	771.	GA /	A.67	<u></u>	¥.1
KD 443	-/01	•/•1	644	11/1	-/1/ 	1.1.	/1 C.	<u>\</u>	ω/ 1 Ψ.0	1/11	Y1.A	WA.W	711	γω/1 γλ.c	Q.Q.A	<u> </u>	<u>۳۸</u>
KD-44	•/ ٧ ٧	•/• ٢	× c.a	16	•/11	1.1.	- 7	1.	1/1 w.w	1/17	11/0		· · · ·	1ω/7	V70	1	1/1
KD-45	•/64	•/•٣	579.0	10/7	•/٢٧	11/	۲۱ ۲۱	ω	۲/۲	۱/۲۰ سیر ب	11/0	1 ω/Υ	1.4.	11/0	¥/T ¥	17/	7
KD-46	•/79	•/•٢	7.7.	10	•/٣١	1.2.	*	10	۲/۸	17/11	7/17	۲۰/۲	• 117	T•/۶	1/17	101	۲/۲
KD-47	•/۵	•/•۴	0.1	۱۰/۳	•/٢٢	1.7.	۵۱	٧۶	۵/۳	۲/۳۸	17	۲۲/۸	110.	۲۵/۵	7/47	187	۲/۲
KD-48	•/9	•/•٣	۵۱۱۰۰	۱۰/٨	٠/٢٩	۱۸۵۰	Y	۳.	۳/۹	7/47	۲1/۵	۲۰/۱	۱۹۸۰	۳١/٢	۵/۵۷	188	۲/۸
KD-49	۰/٨	۰/۰۳	589	18/0	٠/٣٧	7.9.	۶۱	٢٨	۲/۵	۲/۱۲	10/9	۳۴	779.	77	٩/۴٨	108	۲/۱
KD-50	٠/۴٧	•/•٣	449	W/Y	۰/۲	۲۰۸۰	۳۸	19	4/1	1/98	١٧	22/1	۲۳۰۰	79	۶/۳	147	١⁄Υ
KD-51	۰/۶۹	•/•۴	۳۷۳۰۰	۱۰/۹	٠/٢٩	۲۳۸۰	۵	۳	۴/۴	۲/۰۱	۱۷/۳	۳۲/۳	226.	20/0	٨/٩۵	178	۲

ادامه جدول ۱.

Elem. No.	Но	In	K	Li	Lu	Mg	Mn	Mo	Na	Nb	Nd	Р	Pb	Pr	Rb	Sb
KD-52	۰/۵۳	۰/۰۴	۳۸۹۰۰	۱۰/۹	۰/۲۳	18	۶۹۰	۴	۲/۱۸	۱۲/۸	27/4	7.4.	14/8	8/51	177	۲/۴
KD-53	•/٣	•/•۴	۳۷۱۰۰	1./1	•/1٣	۲۱۲۰	٧١۵	٣/۵	1/10	10/A	17	174.	۲۳/۱	٣/٣١	1.9	۲/۲
KD_54	•/87	•/•۴	151	11/1	•/٢٧	۲۳۹.	¥81	٣/٨	1/9٣	18/5	71/1	777.	741	V/AY	140	7/7
KD 55	./8		٣٧۴	1.0		174.	۴۸۴	۴.٩	۲/۸۱	7./	781	7.1.	77/9	VXX	17%	<u>۲</u>
KD 56	./69	•/•	٨٣٩	11/1		718.	5V1	۴.۹	7/61	19/4	٣١/۴	777.	77/7	1/17	1//	1/9
KD-50	-// (-/•ω	wvc	11/1		¥ 6	211	1/1	1/1X		71.0		77/0	N/N1		7.1
KD-57	•/71	•/•۵	1 177.	<u>//A</u>	•/10	1.7.	۵۱٦ ۲۵۲	<u> </u>	1/01	11/1	1 //1	111.	11/7	V/A	110	1/1
KD-58	•/94	•/•٢	696	17	•/٢٧	٨٢٩	444	۴/۶	5/50	11/8	۲۰/۲	1111	57/9	٨/٢	101	1/0
KD-59	•/۴٨	•/•٢	۴۸	18/8	•/1٨	777	777	۴/۲	۲/۱۳	47/0	17/1	717.	14/1	9/49	101	۲⁄۳
KD-60	١⁄γ	۰/۰۵	۳۷۷۰۰	۳۸/۹	٠/٩٨	1020	260.	۶/٨	8610	71	۳۷/۸	101.	24/1	۱۰/۲	101	۳/۵
KD-61	٠/٧۴	•/•۴	477	۱۳/۷	۰/۳	۸۵۵	٨۶٧	۴/۹	۲/۲۰	۲۰/۷	۳۵/۷	71	78/1	1./1	149	١/٩
KD-62	۰/۹۵	۰/۰۴	431	17/8	•/44	٩۴٨	۷۸۶	۵/۱	۲/۰۳	20/8	۴1/۷	۱۹۰۰	۲۵/۵	17/7	۱۷۲	١/٨
KD-63	۰/۸۳	۰/۰۴	546.	۱۳/۷	۰/۳۶	١/١٨٪.	1.2.	۲/۸	١/٨۵	۱۶/۸	36/4	۲۲۸۰	۲١/٨	۱۰/۳	189	۲/۷
KD-64	٠/٧۵	•/•۴	474	٩٧۵	۰/۳۵	۲/۱۵٪.	1870	۲/۴	1/49	17/9	۲٩/٣	777.	19/4	٨/١١	117	۲/۷
KD-65	•/۵	•/•۴	411	۱۱/۳	•/۲۱	۹۷۸۰	17	۲/۶	1/00	10	١٩/٨	7.1.	۲٠/۲	۵/۴	99/4	۲/۹
KD-66	٠/٧۴	•/•٣	491	۱۳/۴	•/٣٣	۷۸۹۰	٧٢٧	٣/١	١/٨١	۱۸/۶	۳۲	۲۲۹۰	22/9	٨/٩٣	141	٣/۴
KD-67	•/٧9	•/•٣	۳۷۸۰۰	١٣/٣	•/٣٢	٨٠٩٠	٨۴٣	۲/۷	1/14	10/A	٣٢/٢	۲۲۸۰	۲٣/٣	1/98	177	٣/١
KD-68	•/01	•/•٣	۳۸۸۰۰	١٣/٩	•/٢٣	۴۵۲۰	184	T/V	1/84	10/8	۲۰۸	۲۳۱۰	T1/F	A/AF	1.7	۲/۹
KD 60			۴۸۸	TVV		121	110.	~~~~	VEV	10//	***	176.		9,161	180	<u> </u>
KD-09	-///		17.000	11/1	•/10 .wa	<u>, , , , , , , , , , , , , , , , , , , </u>	1100	×.1	1/11	16/6	¥6.6	11//	1///	V 11		ω/ω Ψ.λ
KD-70	•/ ٧ ٨	•/•۵	***	1//1	•/1٦	1/1 ¥ /.	167.	····	1/11	1/	17/7	1///•	17/A	V/F7		1/٨
KD-71	•/٧٧	•/•٢	۵۰۸۰۰	۲۱/۵	•/٢٢	1/51/.	11	۲/۷	1/11	19/٨	<u>ΓΓ/Υ</u>	1980	17/9	9/01	101	1/1
KD-72	۰/۵۹	•/•٣	۵۱۹۰۰	11	•/٢۵	\/•••'/.	747	۲/۲	١/٩٠	17/1	۲۳/۹	179.	۲۰/۹	9/QV	17.	1
KD-73	•/٧٢	•/•٣	۵۰۸۰۰	۱۸/۵	•/٣٢	1/81%	1.2.	۲/۴	۱/۳۵	17/8	۳١/۵	717.	۱۸/۸	٨/٨٨	101	1/8
KD-74	۰/۷۹	۰/۰۳	۵۸۶۰۰	11/8	۰/۳۳	٨٩٠٠	۲۹۶	۲	۱/۸۵	۱۲/۳	۳۶/۹	7990	۲۳	۱۰/۵	199	٧/٣
KD-75	۰/۷۸	۰/۰۳	۶۱۸۰۰	17/7	۰/۳	۹۷۶۰	۷۵۹	۴/	1/98	٨/٣	36/1	348.	۲١/١	۱٠	201	1/1
KD-76	۰/۷۹	•/•٣	889	18/4	۰/۳۲	۷۲۸۰	۶۱۲	١/٩	۲/۱۴	۱۸/۸	۳۷	744.	22/9	1./4	۲۰۸	١/٣
KD-77	•/94	۰/۰۳	۴۸۳۰۰	٩/٨	۰/۲۵	١/•٣٪.	٨۴۵	١/٩	١/٩٧	۱۰/۳	۲٩/۱	۲۸۳۰	22/1	٨/٠٢	188	٧/٣
KD-78	•/۶٨	•/•٣	889	17/9	•/79	9910	γ٩٠	۲/۲	۲/۰۷	۱۲/۸	۳1/۹	۳۳۸۰	۲۱/۸	λ/λΥ	175	1/8
KD-79	•/Y	•/•۴	494	19/7	•/78	۲/۲۳٪	۱۵۸۰	VA	1/49	9/1	٣١	۲۵۱۰	17/7	٨/٩٢	141	1/7
KD-80	•/٨	•/•9	777	۲۰/۹	•/٣٢	A/YY'/	٣٩۴.	•/٨	۵۵۷۰	Δ/Α	TV/A	114.	V/9	V/YA	<u>۷۵/۳</u>	1/5
KD_81	./94	•/•٣	¥97		•/٢۴	988.		1/9	7/17	11/17	۲۸/۸	79.1.	77/9	V/9A	10/1	1/7
KD-81			FWA	17.0		۸۳۹.	×××		1/11	177	77/1	TVV.	77.0	<u></u>	101	1/1
KD-62	•/71	•/• \	110	$11/\omega$	•/11	61 7.	¥ 1A	1/7	1/11	11/1	1 1//	1 4 4 •	11/1	¥/¥ ¥		1/1
		-		C			-T1		TT1		TT1				3.71	7
Elem. No.	Sc	Se	Sm	Sn	Sr	la	Tb	le	Th	11	11	Im	U	Y	Yb	Zr
KD-01	۵	•/47	۵/۹۲	١/٧	۵۹۰	7/49	۰٬۷۳	< •/٢	۱۳/۳	818.	۰/۲	٠/٣٢	۲/۹۹	۱۸/۵	۲/۰۷	101
KD-02	۵	۰/۲۹	4/98	1/4	۵۸۷	۰/۸۳	•/97	< •/٢	۱۰/٨	7870	۰/۲	•/٢٧	۳/۲۶	10/1	١/٧۴	177
KD-03	۶	۰/۴۵	۶/۴	١/٧	561	۰/۴۵	٠/٢٨	< •/۲	10/2	۲۵۰۰	۰/۲	۰/۳۵	۳/۴۴	۱۸/۸	۲/۲۱	188
KD-04	۴	•/44	0/14	۲/۴	۵۸۳	۰/۳۵	•/84	< •/۲	11/4	۲۴۸۰	۰/۲	۰/۲۷	۳/۱۷	10/8	١/٧۴	110
KD-05	۵	۰/۴	0/18	١/٢	974	۰/۳	•/84	< •/٢	۱۰/٨	718.	•/1	•/٢٩	۲/۵۵	18/4	١/٨٧)))
KD-06	۵	۰/۳۶	۵/۷۲	١⁄٣	837	۰/۳	۰/۶۸	< •/٢	١٢/٧	774.	۰/۲	•/٢٩	۲/۵	18/8	1/10	11.
KD-07	۴	٠/٣١	4/18	٧/٢	698	٠/٢۵	•/۵۱	< •/٢	۸/۳۷	110.	•/)	•/٢٢	٣/٠١)//Y	1/48	1.7
KD-08	۵	•/۳۸	۵/۵۷	VA	۶۵۵	•/۴	•/81	< •/٢	11/0	۲۹۷۰	٠/٢	•/٣	٣/۴٧	18/8	1/95	١٢٨
KD-09	٣	•/٣٨	٣/٢۶	1/1	811	•/74	•/٣٩	< •/٢	۵/۸۲	747.	•/	•/\٧	۲/۹۸	٨/٩٣		٨٩
KD 10	¥	./٣٣	A/XA	1/1	547	• / ٢ ٢	./87	< •/٢		19.14	•/	•/TV	7/9	14.8	1/18	1.4
KD-10	- -	-/11	ω/ ۱ω Δ./ Ι.V	1.00	- 1 W		-//1	< 1/1	11/1	76	•/1	-/11	1/ N	11//	1/1/	1.1
KD-11		•/11		1/1	710	•/17	•/ •/	< •/1	11	17	•/1	•/11	1/11		V11	111
KD-12	Y	•/٢٨	٧/١۶	١/٨	911	•/11	•///٩	< •/٢	11/7	1.4.	•/٢	•/٢ ٧	1/99	11	1/19	171
KD-13	۶	•/٣٣	9/19	١/٩	646	•/٣٣	•/٨٢	< •/٢	10/1	444.	۰/۲	٠/٣۵	۳/۹۲	۲۰/۲	7/74	147
KD-14	۵	•/79	۵/۰۵	V۵	۶۱۵	٠/٢٧	•/۶۱	< •/٢	11/1	787.	۰/۲	•/79	۳/۱	14/1	١/۶٨	129
KD-15	۶	۰/۴۵	٧/۶	١⁄٩	471	۰/۵	•/9۶	< •/٢	۱۸/۴	410.	•/١	•/44	٣	19/4	۲/۸	۱۸۷
KD-16	٧	۰/۵۵	٧/٩٧	١/٩	۵۷۶	۰/۵	١	< •/۲	۱۸/۸	494.	۰/۱	•/۴٧	۳/۱۲	۲۷	۲/۹۹	۱۸۸
KD-17	۵	•/44	۶/۱	۲/۳	۶۱۱	۰/۳	٠/٧۴	< •/٢	14/1	۳۰۲۰	٠/١	۰/۳۱	٣/١	۱۸/۵	١/٩٩	129
KD-18	١	۰/۱۹	۲/۵۴	1/8	431	•/۵۸	۰/۳	< •/٢	۶/٩	۴	< •/1	۰/۱۳	٣/٨٩	۶/۲	٠/٨۴	۲.٧
KD-19	۴	٠/٢٧	0/11	1/4	۶۱۸	•/٣۴	•/84	< •/۲	۱١/٩	۳۱۷۰	٠/١	۰/۲۸	4/18	10/8	1/19	۱۵۰
KD-20	6	•/٣٣	8/18	۱/۳	۷۱۳	•/79	•/٧۴	< •/٢	14/1	۳.۷.	•/1	•/۳۱	۲/۹۳	١٨/۴	1/91	17.
KD_21	, 6	• / ٣ ٨	8/51	1/0	664	•/٣۴	•/٧٣	< •.17	10/1	897.	•/	•/٣٢	7/91	14/1	7/17	144
KD 22	, ç	./٣٩	5,9.4	1/0	۶۸۴	•/٨٨		~	11/1	٣٨٢.	- 1	./**	7,94	Y./F	7,79	117
KD-22	· ·		-/\ω c.xc	1/6	γω1 γ.ι	-//.	-///1	< •/1	11/1	1 01 .	-/1	-/1/ 	1/ 11 W/A	11/1	7	161
KD-23	<u> </u>	•/11	7/5	1/1	γ•Λ 	•/ ٧ ٨	•/ ٧ 7	< •/١	16/7	111.	•/1	•/11	1/10	1///7	-1/•7	111
KD-24	1	•/٢٢	۲/۱۳	1/1	11.	1/11	•/٨۵	< •/٢	17/5	1 1 7 .	•/1	•/17	ω/Λγ	1Λ/Υ	1	175
VD 25	v	• / ۲ ۸	8/91	$\lambda \Delta$	696	•/07	•/٨Δ	< •/٢	18/0	ም ለ۴۰	•/\	۰/۳۶	۲/۷۲	۲1/۸	۲/۳۱	100

ادامه جدول ۱.

Elem, No.	Sc	Se	Sm	Sn	Sr	Та	Th	Те	Th	Ti	T1	Tm	U	Y	Yh	Zr
KD_26	6	• / ۴۹	V/٣٨	1/9	<u>۸۴۱</u>	•/\26	•/٨٧	- ·/Y	19./V	٣٩٢٠	•/7	•/٣۶	٣/١١	71/7	7/79	14.
KD 27	¢		8/16	1/8	AVY	./44	.//۴	< 1/1	161	**V.	•/	./**	٣/١٢	11/8	7/11	1/14
KD-27	, c	-/1/		1//	641		•/11	< 1/1	11/1	70	-/1	-/11	7.91	- 1/1// 	- 1/11 	101
KD-20		•/11	1/11	1/1	710	•/11	•///1	< •/1	- 11//		•/1	•/10	1/11			
KD-29	· ·	•/17	V/1A	1/1	0·1	•/11	•/٨٢	< •/٢	11	11	•/١	•/17	1/11	1.1	1/19	117.
KD-30	۶	•/٢٢	۶/٨	1/1	717	•/٢٩	٠/٨٢	< •/٢	11	101.	•/\	٠/٣٩	۳/۵	77/7	۲/۶۵	171
KD-31	9	•/٢٧	8/49	1/4	۶۳۱	•/٣١	•/٨	< •/٢	17/4	777.	۰/۱	٠/٣۵	4/1	۲۰/۷	۲/۲۸	144
KD-32	۶	•/٢۵	9/14	١/٢	878	•/18	۰/۷۹	< •/٢	18/8	771.	۰/۱	۰/۳۳	8/98	7./4	۲/۱۷	122
KD-33	۶	٠/٢٩	8/80	1/4	۶۹۸	۰/۲۱	٠/٨٢	< •/٢	17/4	194.	۰/۱	۰/۳۵	۲/۸۸	۲1/۲	۲/۳	177
KD-34	۵	۰/۳۵	٧/۶	۲/۱	۵۰۳	۰/۴	٠/٨٩	< •/٢	۲۳/۱	۳۴۷۰	۰/۱	۰/۳۶	۳/۷۶	۲1/۲	۲/۲۹	184
KD-35	۶	۰/۳۴	۶/۰۸	۱/۴	۶۸۹	۰/۱۸	۰/۷۳	< •/٢	14/17	776.	۰/۱	۰/۳	۲/۹۲	۱۷/۸	1/97	117
KD-36	٧	۰/۴	٧/١	١/٨	۶۲۳	٠/٣١	٠/٨۵	< •/٢	۱۹	۳۵۷۰	۰/۲	۰/۳۶	۳/۶۹	۲1/۵	۲/۳۵	۱۴۸
KD-37	٧	۰/۵۹	٧/٢٢	١/٨	۵۸۲	٠/٣٣	٠/٨٩	< •/٢	۱۸/۶	۳۵۶۰	۰/۲	۰/۴	4/04	۲۳/۳	۲/۵۸	184
KD-38	٧	۰/۳۳	٧/٣٧	\/Y	544	•/۳۱	٠/٩	< •/٢	۲۰/۶	۳۲۱۰	۰/۱	٠/۴	۳/۸۴	۲۳/۳	۲/۵۱	18.
KD-39	۶	٠/٢٨	۶/۵۸	1/1	695	•/11	٠/٨	< •/٢	18/4	۲۱۸۰	٠/١	•/٣۴	٢/٩١	۲۰/۹	۲/۳۷	١٠٣
KD-40	۵	•/٣٢	۵/۰)	1/Y	468	•/٨۵	•/99	< •/٢)\/Y	479.	•/)	•/٢۵	٣/۵١	11/1	1/14	۱۵۹
KD_41	۴	1/18	٣٠٨١	۲/۵	۳.۶	1/40	•/ ۴ ۷	< •/٢	11/1	Δ٣٩٠	1/8	•/77	11/4	15/5	1/89	۳.۴
KD 42	ŕ		A/VF	7/8	*V*	1/2	•/\)	< .17	19/4	A14.		./79	V/V	18/9	1/94	777
KD-42		7.4		70	FEV	1/11		< //	110	ATC.	<u></u>		1/1	17/1		72.
KD-43	۲ د	1.1/1	1/1/A	1/1	111	1/•1	•/11	< •/1	11/1	017.	1/ Y	•/۱۱		- 11/1	7/11	
KD-44	7	•/\67	7/01	1/1	17.	1/11	•///1	< •/1	1//0	ωτι·	•/1	•/1	7/10	11/1	1/17	111
KD-45	9	۲/۰۵	٢/٨٢	۲/۲	619	1/17	•/91	< •/٢	19/5	9150	1/1	•/11	۸٦/٧	10/5	1/11	111
KD-46	8	1/49	0/01	۲/۲	447	1/14	•/Y	< •/٢	۱۷/۸	6460	1	•/٢٨	0/94	18/1	۲/۰۱	111
KD-47	۴	۰/۵	4/19	۲/۲	441	1/1	•/67	< •/٢	۱۱/۵	68	۰/۴	٠/٢	4/98	18/4	1/44	171
KD-48	۶	1/47	۴/۰۳	۲/۲	400	1/1	٠/۵٧	< •/٢	17/7	56	1/1	•/٢۶	۵/۹۶	۱۳/۳	1/90	777
KD-49	٧	•/49	9/14	۲/۳	۵۳۵	۰/۷۹	۰/۸۱	< •/٢	18/1	441.	۰/۳	۰/۳۳	4/80	77	۲/۳۴	149
KD-50	۴	۰/۱۹	۴/۲	١/٨	544	۰/۸۵	•/0۲	< •/٢	17/1	4080	۰/۲	۰/۱۹	٣/٠٧	۱۰/۹	٧/٣٣	۱۸۴
KD-51	۶	۰/۲۱	۵/۹۵	٢	۵۷۶	•/٨٨	۰/۷۵	< •/٢	14/9	۴۸۳۰	۰/۲	۰/۲۶	۳/۱	۱۸/۷	1/90	۱۸۳
KD-52	۵	٠/١٩	4/29	١/٨	۵۳۱	•/97	•/۵۵	< •/٢	11/1	49	۰/۲	۰/۲۱	۲/9۵	۱۳/۷	1/27	191
KD-53	٢	٠/٢	۲/۲۷	١/٨	۵۰۳	•/٧۶	۰/۳	< •/٢	۵/۵۷	403.	۰/۲	•/1٢	٣/١٢	۶/۹۸	•/٨٨	171
KD-54	۵	•/٢٣	۵/۲۵	١/٩	۵۳۲	•/٨٢	٠/۶٧	< •/٢	١٣	401.	۰/۲	•/79	٣/١	18/9	١/٨١	۱۷۶
KD-55	۵	•/14	۵٬۰۳	۲/۳	497	1/•9	•/84	< •/٢	10/0	547.	•/٢	•/14	۲/۶۳	10/7	V/Y	717
KD-56	6	•/٢٣	۵/۸۵	۲/۲	497	1/•٣	•/٧٢	< •/٢	10/7	۵۵۸۰	•/٢	•/79	۲/۷۹	١٨/١	1/40	۲
KD_57	Δ	•/18	<u>م/٣٨</u>	۲/۸	۴۸۸	1/17	•/81	< .17	14/8	<u>۸۸۲۰</u>	•/٢	•/٢٣	٣/•۶	18	1/81	714
KD 58	<u>م</u>	•/\V	0/1X	7/6	100	1/14	•// 1	< 1/1	11//	5.7.	•/٣	•/YV	E/EV	15/5	1/1	774
KD-50	ε	-/11	w// 1	1/1 7/F	111 111	1/11	•/11	< 1/1	11/M	<u> </u>	•/1	-/11	7/11 A/F	17/1		719
KD-39	· · ·	•/11	1/11	1/1	1/1	1/1/	•/61	< •/1	11/1		•/1	•/1/	ω/1 •••	11/1	6.7	
KD-60	11	•/\	V/V1	1/1	F 17	1/10	1/1 A	< •/\	11	110.	•/٦	•/٧٦	F 1/1	۵۱/٦	7/•1	1 11
KD-61	<u>۶</u>	•/1٨	9/90	۲/۲	001	<u>۱/۰۷</u>	•//٩	< •/٢	1//٢	0990	•/٢	•/٢٨	۴/٩٨	19/1	۲/۰۴	715
KD-62	8	•/٢١	٧/۶	۲/۱	217	1/11	٠/٩٨	< •/٢	14/1	044.	•/٢	•/٢	٨/٠٨	17/1	۲/۸۸	791
KD-63	Ŷ	•/٢٣	۶/۸۵	١/٨	241	٠/٨٣	•/٨٨	< •/٢	۱۸	400.	۰/۱	•/٣٢	۳/۱	14/0	۲/۳۳	184
KD-64	۶	۰/۱۹	۵/۵۱	۱/۵	588	•/98	۰/۷۵	< •/٢	۱۱/۹	۳۷۲۰	۰/۱	۰/۳۱	۳/۹۷	71/8	۲/۲	101
KD-65	٣	٠/١٧	۳/٨۶	۱/۶	49.	٠/٧٧	۰/۵۱	< •/٢	۷/۸۳	444.	۰/۱	۰/۲	۳/۶۹	۱۳/۱	1/47	180
KD-66	۶	٠/١٨	0/94	١/٩	۵۳۷	•/9۶	۰/۷۶	< •/٢	۱۵/۳	۴۸۳۰	۰/۱	۰/۲۹	٣/٨٣	۲۰/۱	۲/۱۳	۱۹۸
KD-67	۶	٠/١٧	۶/۰۲	١/٨	۵۸۹	•/٨	٠/٧٨	< •/۲	14	4720	۰/۲	۰/۳	۳/۸۴	۲1/۳	۲/۲	171
KD-68	۴	•/1٣	۳/٩۶	١/٧	۴۸۷	٠/٧٨	•/۵۲	< •/٢	٨/99	477.	۰/۲	۰/۲۱	۳/۹۵	18/8	1/41	176
KD-69	۶	•/17	8/15	1/8	۳۸۱	٠/٧۶	•/٨	< •/٢	١۶/٨	۳۸۱۰	۰/۱	٠/٣١	٣/٧	۲۳/۳	۲/۲۱	188
KD-70	۶	•/٢٢	۵/۱۷	١/٩	۳۸۴	•/97	٠/٧۴	< •/٢	۱۳/۲	418.	٠/١	۰/۳۳	9/41	22/2	7/49	7.9
KD-71	۶	•/۴٣	8/54	1/Y	491	٠/٨٣	•/٨)	< •/٢	۱۷/۸	47	٠/٢	۰/٣	۴/۸	55/8	۲/۲۳	177
KD-72	6	•/\A	۴/۵۸	1/Y	879	•/80	•/9	< •/٢	9/29	474.	•/٢	•/٢٣	4/07	10/8	1/88	177
KD_73	V	•/71	1/94	1/0	٨٣٩	1/84	•/\/	< •/٢	10/1	<i><i>w</i></i> <i>ęw</i> .	•/	•/7 ٨	A/VA	71/1	7/11	144
KD 74	، د		G/11	1/6	766			< 1/1	10/1	746.		./**	Δ/1X	YC/W		1169
KD 75	/ /	·/w1	, //\ c,cv	10	ωιι çc.	·/w1	•///	< -/1	141	764	·/1	./1/	w/~1 ¥,CY	1//1 YG.K		
KD-/3	¥	•/۲۱ سعر	7/7 Y	1/1	77.	•/1٦	•/٨۵	< •/١	11/7	111.	•/١	•/11	1/71	17/5	1/•1	111
KD-/0	۵	•/ ٢ ٢	7/11	1/1	ωωτ	•/٨٨	•/٨۵	< •/1	۱۰/۲	1 11.	•/1	•/17	N/1 T	1 6/1	1/1A	167
KD-77	۵	۰/۳۵	0/40	1/4	6.1	•/٣٧	٠/٧١	< •/٢	17/7	۲۷۷۰	۰/۱	۰/۲۸	1/11	۳۱/۳	1/17	110
KD-78	۶	•/٣۶	۵/۹۷	V۵	66Y	٠/۵	۰/۷۶	< •/٢	۱۳/۵	۳۶۷۰	۰/۱	•/۲٩	4/11	22/0	1/44	۱۳۷
KD-79	۵	•/۴١	۵/۸۵	۲⁄۲	۵۱۰	•/79	۰/۷۶	< •/٢	17/0	۲۵۳۰	٠/١	٠/٢٩	۳/۶۸	26/6	١/٨	١٠٩
KD-80	۴	•/49	۵/۴۸	•/9	788	< •/• \	۰۸۱	< •/٢	۶/۴	124.	۰/۱	۰/۳۴	۴/۰۵	۳1/۴	۲/۰۴	۶۵
KD-81	۶	۰/۳۵	۵/۳۸	۲/۴	949	٠/۴	•/69	< •/٢	١٢	۳۲۳۰	٠/١	۰/۲۷	4/53	۲1/۵	1/99	138
KD-82	۵	۰/۴۳	۵/۳۲	1/8	۶۱۰	٠/۵٧	۰/۶۹	< •/٢	۱۲/۲	۳۵۸۰	۰/۳	۰/۲۷	۵/۳۶	۲۰/۴	1/99	۱۳۷

Elem. No.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	S
KD-01-V	۵۷/۱۷	70/41	4/980	۶/۹۳	۶/۰۳	4/47	7/98	٠/١۶	۰/۸۰۵	۰/۰۸۵	•/778	187
KD-02-V	۵٩/۵٩	۱۹/۸۱	۲/۹۰۳	۵/۱۹	4/04	۳/۸۵	4/98	•/•٨	•/٧٨٧	•/٢•٨	•/747	143
KD-03-SV	29/14	۱۷/۲۸	٣/٢٧٧	۵/۵۸	۴/۸۸	7/94	۸/۴۳	•/1٢	۰/۸۰۳	•/•٨٨	٠/١٧	141
KD-04-SV	۵۸/۳۲	19/17	۳/۰۱۵	۵/۲۶	۲/۴	۲/۸۳	٨/•١	۲/۱۷	•/740	۰/۱۰۸	•/198	۱۸۰
KD-05-SV	01/14	۱٩/۰۷	۲/۸۸۱	0/14	۴/۸۹	۵/۷۸	۳/۴۲	1/41	٠/٧۵٩	•/11۵	•/۲۶٩	18.
KD-06-V	۵٩/۶۹	19/11	۳/۱۲۸	۵/۳۶	۲/۷۶	4/99	۵/۴۵	٠/٧۵	•/٧٣٢	۰/۰۷۱	•/771	188
KD-07-SV	67/49	18/44	1/290	۳/۱۸	٣/۴٧	۳/۹۹	9/47	۰/٨۶	٠/٢٨۵	•/۲۸۳	•/1•7	5610
KD-08-V	۶۲/XX	18/98	۲۷/۱	۵/۰۳	4/07	•/99	٨/۵	•/۲٩	۰/۸۱	•/•۴۴	•/114	١٧٩
KD-09-SV	۵۸/۵۷	۱۸/۹۶	4/194	۶/۵۷	3/21	۲/۹۱	٧/٣۶	•/97	•/9•۶	•/19٣	•/197	241

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

سنگهای آذرین است که تاکنون ارائه شده است. نمودار TAS (TA= Total Alkali، S= SiO) 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 می گیرند و یک نمونه نیز در گستره سینود 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 مدناب، خواص فیزیکی و ساختاری آن را کنترل میکند. مقادیر Na₂O و Na₂C نیز با تعیین درجه اشباع از سیلیس سنگهای ماگمایی میتواند سنگهای ساب آلکالن، آلکالین یا هیپرآلکالن را از هم جدا کند. مقادیر این سه اکسید، به طور 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 De La Roche et al.، 1980) R1-R2)

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 ارائه کردند. مطابق نمودار شاند (Shand، 1943) که بر اساس مارکه کردند. مطابق نمودار شاند (Shand، 1943) که بر اساس مروره مطابق نمودار شاند (Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O) مورد مطالعه دارای ماهیت متاآلومین و یک نمونه نیز مرورد مطالعه دارای ماهیت متاآلومین و یک نمونه نیز پرآلومین است (شکل ۱۳–پ). ویلاسکا و همکاران پرآلومین است (شکل ۱۳–پ). ویلاسکا و همکاران کاتیونها (Villaseca, et.al., 1998) B = Fe+Mg+Ti و A - Al-(K+Na+2Ca) کاتیونها (می توان شاخص نموداری را ارائه دادند که با استفاده از آن میتوان شاخص نموداری را با دقت بیشتری تفکیک نمود. در این نمودار نیز سنگهای آذرین مورد مطالعه در محدوده متاآلومین قرار میگیرند و یک نمونه نیز در محدوده پرآلومین متوسط قرار میگیرد (شکل ۱۳–ت).

پسریلو و تیلور (Peccerillo and Taylor, 1976 و SiO₂ نموداری را ارائه کردند که قابلیت تفکیک سنگهای آذرین به سریهای تولئیتی، 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 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 ham ی و همکاران استفاده می اکتشافی کهدلان در گستره شوشونیتی و مکاران



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 شـاند (Shand، 1943) برای تعیین شـاخص اشباع از آلومین نمونههای پهنه اکتشافی کهدلان، ت) نمودار نسبت کاتیونها بهمنظور تعیین شاخص آلومینیوم سنگهای آذرین (Villaseca et al.، 1998)

در برابر _{Nartin}, 1986) Yb، می توان سنگهای آداکیتی را از واحدهای کالک آلکالن نرمال تمایز داد. همان طور که در شکل (۱۲-ب) مشاهده شد، واحدهای آذرین گستره معدنی کهدلان در محدوده کالک آلکالن یتاسیم بالا و شوشونیتی قرار گرفتند. از این رو لازم است تا با استفاده از نمودار مارتین (Martin, 1986)، گرایش سےنگھای این گسےترہ تعیین گردد. همانطور که در شـکل ۱۴ مشاهده می شود، بیشتر نمونههای مورد مطالعه از سنگ میزبان در گستره آداکیتی یا در مرز بین آداکیتی و کالکآلکالین نرمال و واحدهای آتشفشانی نیز در گستره آداکیتی قرار دارند. بنابراین میتوان گفت که واحدهای گستره معدنی کهدلان ماهیت آداکیتی دارند.

تيبلمونت و همكاران (Thieblemont et al., 1997)، بر اساس مطالعه کانسارهای مس پورفیری و اییترمال فیلیپین نشـان دادند، ارتباط ژنتیکـے بین کانەزایے مس پورفیـری و آداکیتها وجود دارد. علاوه بـر این ایارزون و همکاران (Oyarzun et al., 2001)، پیشـــنهاد کردند که آداکیتها مسیئول تشکیل کانسیارهای پورفیری بزرگ در شمال شیلی می باشند، زیرا آن ها به درجه اکسایش سولفید و آب بالا اشــاره دارند (استدلال میشــود این پورفیریها بهطور مستقيم از ذوب بخشى صفحه فرورو مشتق شدهاند (Borisova et al., 2006). از آن زمان، وجود ارتباط بين 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 _N (La/Yb)



شکل ۱۴. نمودار _۱(La/Yb) در برابر Yb_N جداکننده سنگهای کالکآلکالن معمولی از آداکیت (Martin, 1986)

مولر و همــکاران (Muller et al., 1992)، برای ردمبندی محیط تکتونیکی سنگهای یتاسیک ارائه کردند، از سه راس با اکسید عناصر اصلی و عناصر خاکی کمیاب رسم شده است. در این نمودارها از TiO₂/100-La-10×HF و از عناصر Zr-10×Nb-Ce/P₂O₅ استفاده شده است. در نمودار شـکل (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 محیطهای فرورانش ندارند. یکی از مجموعه نمودارهایی که است. برای تفکیک کمان های قارهای و کمان های پس از

یکے از بہترین روش ہا برای تشخیص محیط ہای تکتونیکی تشکیل ماگما، استفادہ از دادہھای 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)، کمان های پس از برخورد صفحات (PAP)، کمان های درون اقیانوسی (IOP)، کمان های اقیانوسی جوان (LOP) و درون قرارهای (WIP) که ارتباطی به

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/Al₂O₃ در برابر TiO₂/Al₂O₃ رسم شده، محیط تکتونیکی گستره مربوط به کمانهای قارهای است و نمودار شکل ۱۵–الف را تایید می کند (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/P₂O₂ در برابر Zr/TiO₂, 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 فراوانی زیاد فلدسپارهای پتاسیم، توسط مولر و همکاران دوضلعی، از نسبتهای عناصر فرعی به اکسید عناصر اصلی 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 ما-پ و ۱۵–ت، محیطهای تکتونیکی بر اساس محیطهای درون قارهای و مرز صفحات برخوردی با استفاده از نسبت 2013 در برابر ₂O₁ و ۲ در برابر Zr متمایز شدهاند و با



شکل ۱۵. الف) نمودار TiO₂/100-La-10×HF، ب) نمودار TiO₂O₅، پ) نمودار TiO₂/100-La-10×HF، ت) نمودار Y در برابر در الف) نمودار TiO₂/100-La-10×HF، ت) نمودار ۲۵_ Czr/TiO در برابر Muller et al.، 1992) Zr/TiO در برابر Cz/P₂O در برابر Cz/DI (1992) در برابر TiO₂/Al₂O) در برابر TiO₂/Al₂O) در برابر TiO₂/Al₂O) در برابر Muller et al.، 1992) Zr/TiO

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 می شود. محیط های تکتونیکی ای نمودارها به

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



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 بی تعصب ترین 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 'LILE به سمت 'HFSE این نمودار نیز عناصر از سمت 'LILE به سمت 'Till دارای شیبی منفی است. در این الگو عناصر بزرگ یون Ti و Mb، Zr، Ta و عناصر ای مثبت و عناصر Ti

برای بررسی سیر تحولی ماگمای پهنه و همچنین تعیین محیط تکتونیکی از نمودارهای نسبتهای عناصر جزئی و عناصر کمیاب خاکی استفاده می شود. 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 می باشند (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 شـکل میتواند به دلیل: اختلاف ناچیز اندازه یونها که این امر باعث میشـود LREEها نسـبت به HREEها تا حدی ناسازگارتر باشـند و بنابراین در سیال باقی مانده، عناصر LREE غلظتی بیشـتر از عناصر سـنگین داشته باشند (Krauskopf et al., 1967). سنگها در پهنههای فرورانش تشکیل شده و یکی از خصوصیات بارز سنگهای پهنههای فرورانش، غنیشـدگی از EREEها نسـبت به ورانش تشکیل شده و یکی از خصوصیات بارز سنگهای پهنههای فرورانش، غنیشـدگی از HREEها نسـبت به HREEها است (Winter, 2001) (شکل ۱۷-پ). نموداری برای رفتار عناصر کمیاب و جزئی بهنجار شـده نسـبت به کندریتها توسط تامپسون (Winter, 1982)، ارائه شد و با توجه به شـکل ۱۷-ت، در این نمـودار، الگو بهصورت غنیشـدگی LILE نسبت به HSFE دیده میشود. عناصر غنیشـدگی K، Rb یون لیتوفیل مثبت و عناص بزرگ یون لیتوفیل K، Rb و RS بیهنجاری مثبت و عناصر آنومالــی منفی نشـان میدهند (شـکل ۱۷-الـف). در بررسـی الگوی تغییـرات عناصـر کمیاب بهنجار شـده نسـبت به گوشـته اولیـه، از نمودار سـان و مک دونگ (Sun and McDonough، 1989) اســتفاده شده است. همان طور که در نمودار شـکل ۱۷-ب مشـاهده می شود، نمودار سـنگ میزبان، غنی شدگی از عناصر LILE نسبت به HSFE را نشان میدهد. در این نمودار عناصر K، d، به Pb، Cs و Th بی هنجاری مثبت و Th، I و S بی هنجاری منفی نشان میدهند. در نمودار چند عنصری عناصر خاکی کمیاب بهنجار شـده با کندریـت (Nakamura، 1974)، نمودار از سمت LIEE به سمت HREE^{*} یک روند نزولی نمودار از سمت نرولی مطلب بیان گر آن است که عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین ز هم منشا بودن سنگهای منطقه دارد. علت غنی شدگی



شکل ۱۷. الف) نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به MORB، (Pearce، 1983)، ب) نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای ســـنگ میزبان، (Sun and McDonough، 1989)، پ) نمودار چند عنصری بهنجار شــده 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

ماگماتیسم

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 نئوتتیس 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 متالوژنیک مرتبط با کوهزایی پیرنه است که در طی آن فعالیت ماگمایی بزرگی رخ داده که به صورت 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 غنی شدگی بیشتری را نشان میدهند. تعییرات الگوی فراوانی عناصر ناسازگار سنگهای پهنه نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده، نشان میدهد که سنگهای پهنه با داشتن غنی شدگی از عناصر LILE مانند K، dS و Cs شاخص پوسته قارهای و تهی شدگی از عناصر HSFE مانند شاخص پوسته قارهای و تهی شدگی از عناصر HSFE مانند

ماگماهای پتاسیک اولیه مانند آبسار و کیت ها، شوشونیت ها و لامپروفیر ها توسط ذوب بخشی دما پایین گوشته فلو گو پیت دار متاسوماتیزه شده و در طول قسمت های مختلف فرورانش، از عناصر ناساز گار غنی شده است سرچشمه می گیرد (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 می دهد. ماگماهای پتاسیک

بسیار اکسیده است و بهطور گسترده غنی از آب (تا ۷٪ وزنی H₂O) 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).

فرآيند سوپرژن

در گستره معدنی کهدلان، کانهزایی بیشتر به شکل سولفیدها و کربنات مسس 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 مانند نوع کانهزایی، سنگمیزبان، شرایط تکتونوماگمایی و 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 مونزوسینیتی 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 می شود. وجود کانهزایی سولفیدی و کربناتی مس در امتداد رگهها و گسلهای حاصل از فعالیت تکتونیکی و ماگماتیسم در کمربند البرز-آذربایجان و ارومیه-تکتونیکی و ماگماتیسم در کمربند البرز-آذربایجان و ارومیه-دختر که در ائوسن و الیگوسن و همچنین در پلیوسن شدت داشته است، نشان دهنده این نوع کانهزایی سوپرژن در گستره است.



شکل ۱۸. مدل پیشنهادی برای محدوده معدنی کهدلان

كانەزايى

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 کاتاکلاسیتی نیز در سنگ میزبان وجود دارد و به نظر میرسد، کانهزایی سوپرژن گستره از اکسیداسیون این کالکوپیریتها تشکیل شده است.

نتيجهگيرى

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

کانهزایے در یهنه معدنے کهدلان بهصورت رگه و رگچههایی است و در سنگ میزبان سابولکانیک با ترکیب مونزوسینیت تا سینیت به سن الیگوسین قرار دارند، در سنگهای ولکانیک با ترکیب تراکیبازالت و تراکیآندزیت 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 سویرژن یک کانسار یورفیری مس است، سعی شده تا این ویژگیها در پهنه معدنی کهدلان با پارامترهای معمول معرفی شدہ 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 میکروسکویے بیان گر تاثیر شدید شرایط اکسیداسیون بر روی سینگ 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 یهنه اکسیدها و سولفیدهای مس هستند، به صورت

است ترکیب مونزوسینت تا سینیت دارد. دیگر سنگهای سابولکانیک نیز ترکیب مونزوگابرویی دارند.

کانهزایی به شـکل رگه و رگچهای بهصورت 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 فانریتیک است و فنوکریستهای ارتوکلاز و پلاژیوکلاز بهخوبی بهوسیله 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 تشـکیل شـده 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 دیگ رویژگیهای 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، دیژنیت و کوولیت جانشین سولفیدهای هیپوژن شدهاند و بخش پایینی کانهزایی هیپوژن پیریت و کالکوپیریت

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

منابع

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمینشناسی ایران، سازمان
 زمینشناسی ایران، ۶۰۶ ص.

- اسدیان، ع.، امین افضل، ع. و خدابنده، ا.، ۱۳۷۲.

گزارش زمینشناسی نقشه ۱:۱۰۰۰۰ ترکمانچای-قرهچمن، سازمان زمینشناسی کشور.

خدابنده، ۱. و همکاران، ۱۳۸۷. گزارش زمین شناسی
 نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ قره چمن، سازمان زمین شناسی 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.

- روان خواه، ع. موید، م. و لطفی بخش، ع.، ۱۳۹۹. مطالعات زمین شناسی، دگرسانی و کانی سازی کانسار مس پورفیری بارملک (شمال ورزقان-استان آذربایجان شرقی)، فصلنامه زمین شناسی ایران، ۱۴(۵۶)، ۲۵–۸۶.

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

قربانی، م. ۱۳۸۷. زمین شناسی 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.

- 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 northwest 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 calcalkaline 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., Razique, 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'Academie 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 Esmaeili, 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.