



بررسی نوع کانه‌زایی، زمین شیمی دگرسانی و ارتباط طلا و عناصر همراه در منطقه هیزه جان (شمال غرب ایران)

بهاالدین نخجوانی، سید غفور علوی*

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

(دریافت مقاله: ۹۶/۶/۴، نسخه نهایی: ۹۶/۱۰/۲۳)

چکیده: منطقه مورد بررسی در شهرستان ورزقان و از توابع استان آذربایجان شرقی است. کانه‌زایی در منطقه هیزه‌جان از نوع طلا و در ارتباط با رگه و رگچه‌های سیلیسی و سیلیسی - کربناتی بوده که در داخل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب غالب آندزیت رخ داده است. بارزترین دگرسانی‌های گسترش یافته در این منطقه، شامل دگرسانی‌های پروپلیتی، آرژیلی و سیلیسی هستند. بر اساس بافت‌های برشی، شانه‌ای و رورشدی کانی‌های باطله کوارتز و کربنات در این رگه‌ها، تشکیل کانه‌های سولفیدی از نوع گالن - اسفالریت - کالکوپریت - پیریت - تتراندریت، تشکیل کانی‌های کائولینیت و مونت موریلونیت در پهنه دگرسانی آرژیلی و تمرکز بیشتر رگه‌های کانی‌سازی شده در نزدیکی دایک‌های ریز دیوریتی، نوع کانه‌زایی رخ داده در این منطقه از نوع کانه‌زایی طلای فراگرمایی سولفیداسیون حدواسط است و بررسی‌های آماری دو متغیره، تشکیل طلا و عناصر همراه فلزات پایه را در فازهای مختلف کانه‌زایی تایید می‌کند. همچنین در این منطقه نتایج، بررسی‌های زمین شیمی دگرسانی با بررسی‌های میکروسکوپی و تجزیه کانی‌شناسی با پراش پرتوی X همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: هیزه جان، ورزقان، پروپلیتی، آرژیلی، کانه‌زایی، دگرسانی، زمین شیمی.

مقدمه

الیگو میوسن و دگرسانی‌های وسیع پیامد آن هستند [۲]. کانه - زایی هیزه‌جان در اواخر دهه ۱۳۷۰ توسط سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور کشف شد و سپس عملیات اکتشافات مقدماتی، نیمه تفصیلی و تفصیلی، شامل تهیه نقشه - های زمین شناسی - مکان‌نگاری، بررسی‌های زمین‌فیزیک، حفر ترانشه به حجم ۱۱۰ متر مکعب و حفاری ۱۴ گمانه اکتشافی با عمق تقریبی ۴۵ تا ۱۱۱ متر، نمونه‌برداری از آن‌ها و تعیین عیار عناصر مهم کانه‌ساز انجام گرفت [۱۵]. اما طی این بررسی‌ها، نگرش جامعی پیرامون مطالعات زمین شیمی نظیر مقایسه تغییرات کانی‌شناسی با تغییرات زمین شیمیایی دگرسانی‌ها (کاهیدگی و افزودگی عناصر) و همبستگی عناصر مهم کانه‌ساز انجام نگرفته است که این موارد در این پژوهش بررسی می‌شوند.

منطقه مورد بررسی در طول‌های شرقی $46^{\circ} 28' 46''$ تا $43^{\circ} 31' 46''$ و عرض‌های شمالی $38^{\circ} 36' 20''$ تا $38^{\circ} 38' 05''$ در استان آذربایجان شرقی و ۲۶ کیلومتری شمال غرب شهرستان ورزقان واقع بوده و بخشی از پهنه البرز - آذربایجان [۱] و منطقه فلززایی اهر [۲] است. منطقه فلززایی اهر دربرگیرنده سیستم‌های پورفیری مس $\pm$ مولیبدن $\pm$ طلای متعددی مانند سونگون [۳، ۴]، هفت چشمه [۵]، کیکال [۶] و مسجد داغی [۷]، سیستم‌های اسکارنی مس چون مزرعه [۸] و انجرد [۹]، سیستم‌های فراگرمایی طلا مثل زگلیک - ساریلار [۱۰]، میوه رود [۱۱-۱۲]، مسجد داغی [۱۳-۱۷] و صفی خانلو - نقدوز [۱۴] است. رخداد این کانه‌زایی‌ها به دلیل آتش فشان گسترده پالئوسن - ائوسن و در پی آن فعالیت نفوذی

روش بررسی

تعیین نوع کانه‌زایی طلا و ارتباط فضایی پهنه‌های دگرسانی ایجاد شده (پروپیلیتی، آرژیلی و سیلیسی) با کانه‌زایی و نیز همبرزایی عناصر مهم کانه‌ساز، می‌تواند در اکتشافات تفصیلی منطقه مورد بررسی و همچنین بعنوان الگویی برای اکتشاف در سایر مناطق، مورد استفاده قرار گیرد. در این بررسی، پس از شناسایی همه رگه‌های کانی‌سازی شده و پهنه‌های دگرسانی، از آنها نمونه‌برداری شد. سپس ۳۰ نمونه از این رگه‌ها و پهنه‌های دگرسانی به روش جذب اتمی (AAS) در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور مورد تجزیه قرار گرفتند (جدول ۱). بررسی میزان همبستگی طلا و سایر عناصر کانه‌ساز

به روش ضریب همبستگی اسپیرمن، می‌تواند برای تعیین هم‌فاز بودن و یا تعدد مراحل کانه‌زایی و حتی در تعیین مشابهت یا تفاوت کمپلکس‌های حمل‌کننده فلزات مفید باشد. پس از آن، ۱۶ نمونه از پهنه‌های دگرسانی و سنگ‌های سالم دربرگیرنده آنها برداشت و به روش فلوتورسانس پرتو X (XRF) در آزمایشگاه دانشگاه صنعتی سهند تجزیه شدند (جدول ۲). در پایان پس از انجام ۶ مورد تجزیه به روش پراش پرتو ایکس (XRD) در سازمان زمین‌شناسی (جدول ۳) و تهیه و بررسی ۳۰ مقطع میکروسکوپی نازک و صیقلی، نوع کانه‌زایی، فازهای کانه‌زایی و زمین‌شیمی دگرسانی‌ها از نظر کاهیدگی و افزودگی عناصر به روش گرنت (Grant) بررسی شد.

جدول ۱ نتایج تجزیه نمونه‌های برداشت شده از رگه‌های سیلیسی و پهنه‌های دگرسانی اطراف آنها به روش AAS.

نمونه	Au ppm	Ag ppm	Cu ppm	Mo ppm	Pb ppm	Zn ppm	Sb ppm	Hg ppm	As ppm
رگه سیلیسی 1-H	۵	۵	۳۹۸	۱۲	۱۶۰۰	۳۴۰۰	۱۹	<۰٫۱	۳۲
آرژیلی 2-H	۰٫۱۲	۵	۴۴	۸	۹۵	۹۶	۲۴	۰٫۱	۹۲
پروپیلیتی 3-H	۰٫۱۴	۲	۴۱	۱۲	۱۷۰	۱۳۰	۱۷	۰٫۳	۵۲
رگه سیلیسی 4-H	۰٫۴	۱۱	۳۹۰۰	۲	۱۶۴۰۰	۲۵۳۰۰	۵۱	<۰٫۱	۲۲
آرژیلی 5-H	۰٫۱۰	۴	۹۰۵	۲	۴۵۰۰	۱۴۳۰۰	۲۳	<۰٫۱	۱۴
پروپیلیتی 6-H	۰٫۰۳	۶	۱۸۰۰	۲	۹۹۰۰	۲۳۸۰۰	۱۹	<۰٫۱	۴
رگه سیلیسی 7-H	۰٫۶۳۰	۲	۲۷۷	۱۶	۳۴۰۰	۸۶۰	۲۵	۰٫۱	۲۰
آرژیلی 8-H	۰٫۱۰	۱٫۴	۶۴	۴	۳۴۴	۶۷۰۰	۱۷	۰٫۱	۱۲
پروپیلیتی 9-H	۰٫۱۵	۱٫۲	۳۶	۴	۱۰۵	۲۱۰۰	۲۰	۰٫۲	۳۰
رگه سیلیسی 10-H	۰٫۵۴	۱٫۲	۶۲	۲	۱۳۸	۲۲۰	۲۰	۰٫۴	۲۴
آرژیلی 11-H	۰٫۰۸	۲	۴۱	۲	۸۲	۲۳۵	۲۷	۰٫۳	۵۲
پروپیلیتی 12-H	۰٫۰۹	۲	۱۴	۲	۳۵۹	۳۹۵	۲۵	۰٫۴	۲۸
رگه سیلیسی 13-H	۱٫۵	۳	۸۰	۸	۸۸	۲۶۹	۱۹	<۰٫۱	۷۶
آرژیلی 14-H	۰٫۲۵	۱٫۴	۱۰	۱۶	۲۸	۲۸	۷٫۳	<۰٫۱	۱۹
پروپیلیتی 15-H	۰٫۳۳	۷	۱۷	۷۶	۵۷	۵۸	۱۷	<۰٫۱	۳۴
رگه سیلیسی 16-H	۱٫۵	۴	۲۹۳	۱۲	۴۰۰۰	۱۰۰۰	۳۴	<۰٫۱	۴۰
آرژیلی-سیلیسی 17-H	۰٫۸	۶	۹۱۷	۱۲	۷۴۰۰	۲۹۰۰	۲۵	<۰٫۱	۲۹
پروپیلیتی 18-H	۰٫۳۵	۶	۶۹۱	۸	۳۹۰۰	۱۵۰۰	۴۱	۰٫۱	۲۰
رگه سیلیسی 19-H	۱٫۳	۲	۹۵	۱۲	۵۳۰	۷۶۱	۵۵	۰٫۱	۶۰
آرژیلی-سیلیسی 20-H	۰٫۳۲	۰٫۵	۲۹	۴	۱۳۰	۳۰۲	۱۱	۰٫۱	۳۵
پروپیلیتی 21-H	۰٫۲۳	۱٫۲	۳۶	۸	۵۲۲	۳۷۴	۵۵	۰٫۱	۶۸
رگه سیلیسی 22-H	۰٫۷۵	۶	۲۱۰۰	۴	۸۵۰۰	۴۵۰۰۰	۲۴	۰٫۲	۲۰
آرژیلی 23-H	۰٫۲۸	۱۱	۳۸۰۰	۴	۳۵۸۰۰	۱۴۱۰۰	۲۸	۰٫۲	۱۲
پروپیلیتی 24-H	۰٫۰۰۹	۶	۱۲۰۰	۲	۹۸۰۰	۴۳۰۰	۲۳	۰٫۲	۲۲
رگه سیلیسی 25-H	۰٫۴۲	۰٫۵	۸	۸	۵۳۴	۳۲۸	۱۱	۰٫۱	۴
آرژیلی 26-H	۰٫۵۲	۰٫۵	۷	۲۴	۱۰۶	۱۸۰	۱۲	۰٫۱	۷
پروپیلیتی 27-H	۰٫۰۷	۰٫۵	۷	۲۴	۱۱	۱۰۹	۱۴	۰٫۱	۱۰
رگه سیلیسی 28-H	۰٫۹	۰٫۵	۷۵	۲	۳۶	۴۹	۱۰۱	۰٫۲	۲۸
آرژیلی 29-H	۰٫۳۶	۱٫۸	۱۷۰۰	۴	۱۶۳	۳۵۵	۲۴	۰٫۱	۶۴
پروپیلیتی 30-H	۰٫۱	۰٫۵	۱۸۶	۸	۱۱۰۰	۹۹	۱۵	۰٫۱	۳۶

جدول ۲ نتایج تجزیه نمونه‌های سالم آندزیتی (Ande)، پهنه‌های دگرسانی پروپیلیتی (Pro)، آرژیلی (Arg) و سیلیسی (Si) به روش XRF.

نمونه	Ande 1	Ande 2	Ande 3	Ande 4	Pro 1	Pro 2	Pro 3	Pro 4	Arg 1	Arg 2	Arg 3	Arg 4	Si 1	Si 2	Si 3	Si 4
SiO ₂ %	۵۲٫۹	۵۶٫۵	۵۳٫۴۴	۵۵٫۹۶	۵۲٫۴	۵۲٫۳	۵۲٫۷	۵۲	۳۵٫۴	۴۹٫۷	۴۳٫۶	۴۱٫۵	۶۲٫۷	۶۷٫۱	۶۴٫۵	۶۵٫۳
Al ₂ O ₃ %	۲۱٫۸	۱۹	۱۹٫۷	۲۱٫۱	۱۷٫۹	۱۸٫۵	۱۸٫۱۵	۱۸٫۲۵	۳۶٫۸	۲۹٫۵	۳۴٫۱	۳۲٫۲	۲۰	۲۳٫۳	۲۲٫۸	۲۰٫۵
Fe ₂ O _{3T} %	۵٫۵۱	۴٫۹۱	۴٫۹۶	۵٫۴۶	۷٫۸۵	۸٫۹	۸٫۲۵	۸٫۵	۳٫۷۵	۲٫۶۴	۳٫۲۶	۳٫۱۳	۷٫۱۸	۵٫۱۴	۵٫۷۳	۶٫۵۹
TiO ₂ %	۰٫۶۳۱	۰٫۵۹۶	۰٫۶۱۵	۰٫۶۱۲	۰٫۸۷۵	۰٫۹۱۸	۰٫۸۸۵	۰٫۹۰۸	۰٫۹۷	۱٫۱۹	۱٫۲۶	۰٫۹	۰٫۵۱۲	۰٫۷۲	۰٫۵۵	۰٫۶۸۲
CaO %	۸٫۱۷	۷٫۸۱	۷٫۹۵	۸٫۰۳	۷٫۹۲	۶٫۲۱	۶٫۷۶	۷٫۳۷	۱٫۲۱	۱٫۶۷۴	۱٫۵۲	۱٫۳۶۴	۰٫۳۱۶	۰٫۶۹	۰٫۴۶	۰٫۵۴۶
MgO %	۴٫۳۸	۴٫۹۵	۴٫۴۷	۴٫۸۶	۶٫۱۴	۵٫۷۸	۵٫۸	۶٫۱۲	۸٫۴۹	۶٫۲۴	۷٫۵۵	۷٫۱۸	۱٫۲	۱٫۵۴	۱٫۲۷	۱٫۴۷
Na ₂ O %	۲٫۵۲	۳٫۱	۲٫۷۶	۲٫۸۶	۳٫۴۵	۳٫۹۸	۳٫۶۲	۳٫۸۱	۱٫۰۷	۱٫۸۲	۱٫۵۳	۱٫۳۶	۰٫۵۲۹	۱٫۵۱	۱٫۲	۰٫۸۳۹
K ₂ O %	۲٫۸۸	۲٫۴۸	۲٫۶۷	۲٫۶۹	۲٫۱۳	۲٫۲۳	۲٫۲۶	۲٫۲	۱٫۱	۱٫۳۸	۱٫۲۶	۱٫۲۲	۲٫۴۲	۰٫۹۷۶	۱٫۴۸	۱٫۹۱۶
MnO %	۰٫۱۲۶	۰٫۱۴۴	۰٫۱۳۷۳	۰٫۱۳۲۷	۰٫۱۶۲	۰٫۲۰۶	۰٫۱۸۳	۰٫۱۸۵	۰٫۱۴۴	۰٫۰۳۸	۰٫۰۸۵	۰٫۰۹۷	۰٫۰۸۰۵	۰٫۰۳۲۸	۰٫۰۵۶۱	۰٫۰۵۷۲
P ₂ O ₅ %	۰٫۲۰۵	۰٫۲۰۶	۰٫۲۰۷	۰٫۲۰۴	۰٫۳۷۳	۰٫۳۴۶	۰٫۳۵۵	۰٫۳۶۴	۰٫۵۸۶	۰٫۱۷۶	۰٫۳۵۸	۰٫۴۰۴	۰٫۱۹۷	۰٫۱۰۱	۰٫۱۵۳	۰٫۱۴۵
SO ₃ %	۰٫۶۶۸	۰٫۷۴۸	۰٫۲۶	۰٫۴۸۲۸	۰٫۴۵۱	۰٫۱۷۳	۰٫۳۴۹	۰٫۲۷۵	۹٫۸۴	۵٫۲۲	۷٫۴۶	۷٫۶	۱٫۶۵	۱٫۷	۱٫۶۷	۱٫۶۸
BaO ppm	۴۷۹	۹۴۲	۷۳۶	۶۸۵	۸۵۳	۶۳۰	۷۳۴	۷۴۹	۶۲۳	۱۵۳	۴۰۸	۳۶۸	۱۰۵۰	۷۱۰	۹۱۶	۸۴۴
CoO ppm	۱۱۹	۱۱۲	۱۱۶	۱۱۵	۱۸۱	۱۶۸	۱۷۳	۱۷۶	۸۶٫۴	۱۹٫۱	۳۶٫۶	۶۸٫۹	۱۶۸	۸۲٫۶	۱۴۶٫۵	۱۰۴٫۱
CuO ppm	۹۳٫۶	۱۱۰	۱۰۵	۹۸٫۶	۱۲۰	۳۸۷	۲۷۶	۲۳۱	۵۱۳	۷۲٫۲	۳۱۶	۲۷۰٫۲	۱۷۵	۱۵۰	۱۶۱	۱۶۴
Ga ₂ O ₃ ppm	۲۵٫۳	۲۴٫۸	۲۴٫۹	۲۵٫۲	۲۸٫۱	۳۲٫۷	۲۹٫۷	۳۱٫۱	۳۲٫۹	۲۱٫۵	۲۵٫۲	۲۹٫۲	۲۰٫۵	۲۶٫۵	۲۲٫۴	۲۴٫۶
PbO ppm	۲۷٫۷	۴۲٫۵	۲۹٫۶۲	۴۰٫۵۸	۲۲٫۷	۳۱٫۸	۲۶٫۸	۲۷٫۷	۱۳۷	۵۴	۸۷	۱۰۴	۱۵۶	۹۵	۱۱۶	۱۳۵
Rb ₂ O ppm	۷۲٫۱	۵۱٫۴	۶۶٫۲	۵۷٫۳	۵۹	۶۲٫۴	۶۰٫۳	۶۱٫۱	۲۰٫۶	۱۷٫۲	۱۸٫۶	۱۹٫۲	۴۵٫۹	۱۷٫۹	۳۰٫۱	۳۳٫۷
SrO ppm	۳۴۳	۵۹۹	۴۸۷	۴۵۵	۵۷۳	۴۶۹	۵۱۱	۵۳۱	۱۷۸	۱۳۲	۱۵۶	۱۵۴	۴۹۰	۱۱۴	۲۶۹	۳۳۵
Y ₂ O ₃ ppm	۳۶٫۳	۳۵٫۵	۳۵٫۱	۳۶٫۷	۴۱٫۵	۴۸	۴۳٫۷	۴۵٫۸	۴۱	۲۱	۳۳	۲۹	۱۷٫۹	۱۵٫۶	۱۵٫۸	۱۷٫۷
ZnO ppm	۹۸٫۸	۸۳٫۶	۹۱٫۴	۹۱	۱۱۹	۱۷۲	۱۵۲	۱۳۹	۱۷۵	۱۷۰	۱۸۲	۱۶۳	۳۶۰	۱۷۶	۲۴۸	۲۸۸
ZrO ₂ ppm	۱۵۸	۱۲۰	۱۴۹	۱۲۹	۱۴۸	۱۶۶	۱۵۵	۱۵۹	۲۱۷	۱۶۹	۱۸۷	۱۹۹	۱۰۶	۱۴۵	۱۲۶	۱۲۵

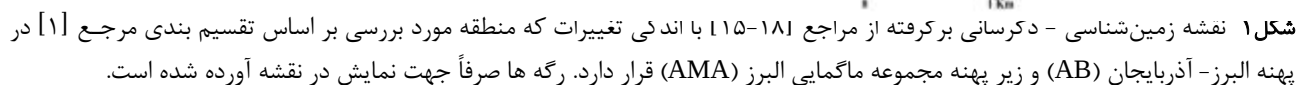
جدول ۳ نتایج بررسی نمونه‌های برداشت شده از پهنه‌های دگرسانی آرژیلی (Arg)، پروپیلیتی (Pro) و سیلیسی (Si) به روش XRD.

نمونه	توضیح
Arg-1	کانولینیت + مونت موریلونیت + فلدسپار + کوآرتز + کلریت + ژپس + گیبسیت + شبه مالاکیت
Arg-2	کانولینیت + مونت موریلونیت + فلدسپار + کوآرتز + مسکویت + کلینو کلوهماتیت
Pro-1	کوآرتز + فلدسپار (آلبیت) + کلریت + کلسیت + کانولینیت
Pro-2	کوآرتز + فلدسپار + کلریت + اپیدوت + کلسیت + پیریت
Si-1	کوآرتز + فلدسپار + کانولینیت + گوتیت
Si-2	کوآرتز + کانولینیت + مونت موریلونیت + مسکویت

زمین شناسی منطقه مورد بررسی

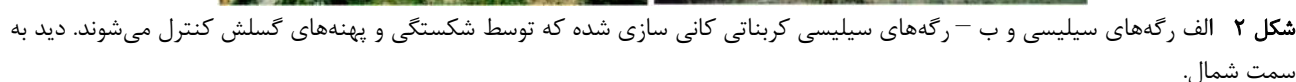
قدیمی‌ترین واحد در این گستره، سنگ‌های آذرآواری و گدازه-ای ائوسن با ترکیب غالب آندزیت بوده [۱۶] که این واحد وسیع‌ترین و حجیم‌ترین سنگ‌های برونزد یافته شده در این منطقه است. واحد جوانتر، سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌ای پلیوسن با ترکیب غالب تراکی آندزیتی و بصورت سنگ‌های آذرآواری (توف و پومیس) و گدازه‌ای هستند [۱۶]. علاوه بر واحدهای اشاره شده، دایک‌هایی با ترکیب ریزدیوریتی و داسیت آندزیتی در غرب منطقه دیده می‌شوند که با توجه به قطع نمودن سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و عدم قطع سنگ‌های

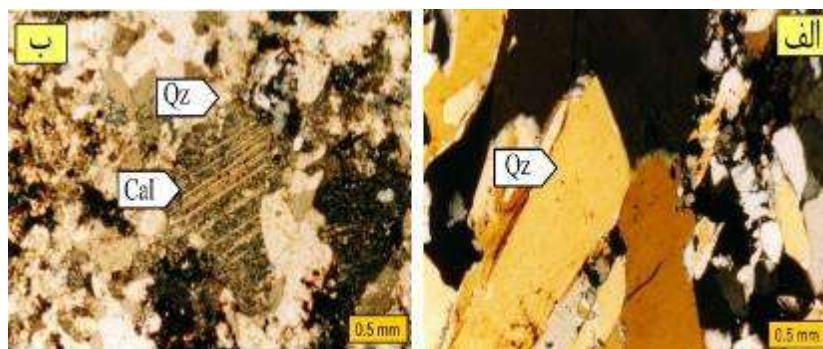
آتشفشانی پلیوسن دارای سنی در حدود الیگو میوسن بوده و احتمالاً تظاهراتی از یک توده نیمه آتشفشانی هستند که توانسته‌اند در عمق چند کیلومتری سطح زمین جایگیری نمایند. جوان‌ترین واحد نیز شامل رسوبات آبرفتی کوآرتز واقع در بستر رودخانه هیزه جان است. نقشه زمین شناسی - دگرسانی و موقعیت منطقه مورد مطالعه، بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران [۱] در شکل ۱ آورده شده است.



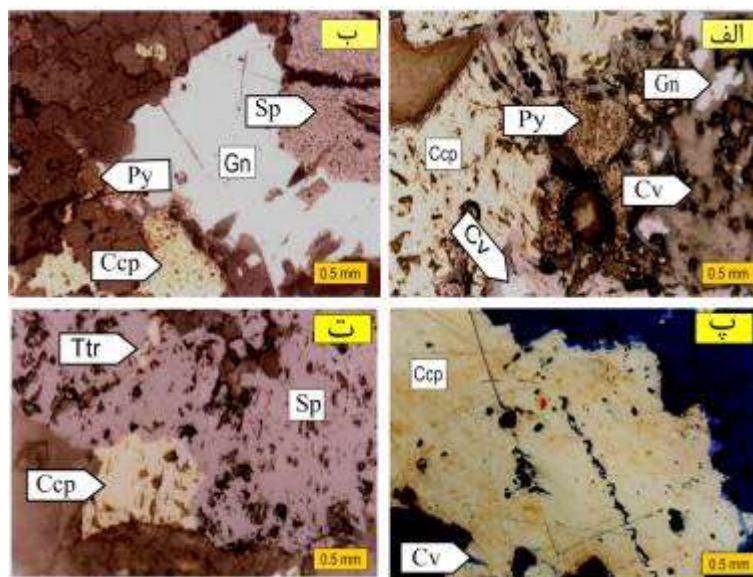
کانه زایی

کانه‌زایی در این منطقه بصورت رگه - رگچه‌های سیلیسی و سیلیسی - کربناتی است که توسط شکستگی‌ها و پهنه‌های گسلی کنترل می‌شود (شکل ۲) که این رگه‌ها اغلب دارای روند NW - SE و گاهی NE -SW با شیب ۵۰ تا ۷۵ درجه در راستای غالب NE هستند. کانی‌های تشکیل‌دهنده این رگه‌ها شامل کوارتز، اپال و بمقدار کمتری کلسیت (شکل ۳) بوده و

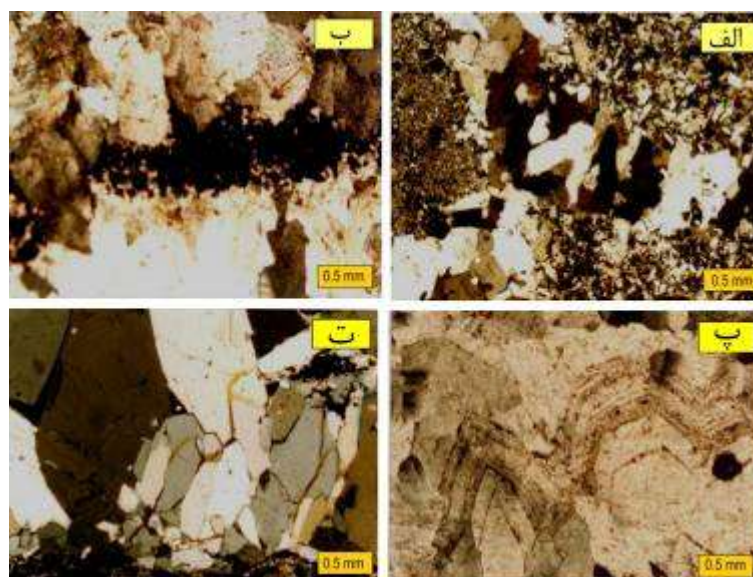




شکل ۳ کوارتز (Qz) و کلسیت (Cal) کانی‌های اصلی و عمده تشکیل‌دهنده رگه‌ها هستند. (نور XPL) علائم کانی‌ها بر اساس مرجع [۱۹].



شکل ۴ الف و ب- پیریت دگرسان، کالکوپیریت، اسفالریت و گالن در حال جایگزینی از کناره با کوولیت. پ- کالکوپیریت در حال جایگزینی با کوولیت. ت- اسفالریت، کالکوپیریت و تتراندريت. (نور PPL). Py: پیریت، Ccp: کالکوپیریت، Cv: کوولیت، Gn: گالن، Sp: اسفالریت، Ttr: تتراندريت. علائم کانی‌ها بر اساس مرجع [۱۹].



شکل ۵ الف- کوارتز با بافت کاکلی؛ ب- کوارتز با بافت قشری؛ پ- کوارتز با بافت رورشدی و ت- کوارتز با بافت شانه‌ای. (نور XPL)

نوع کانه‌زایی

نتایج تجزیه‌های شیمیایی انجام یافته بر رگه‌های کوارتزی، نوع و سن سنگ‌های دربرگیرنده این رگه‌ها، نشان‌دهنده کانه‌زایی فراگرمایی فلزات گرانبها در این منطقه است. کانسارهای فراگرمایی طلا- نقره بر اساس حالت سولفیداسیون به سه گروه سولفیداسون پایین (LS)، سولفیداسیون حد واسط (IS) و سولفیداسیون بالا (HS) تقسیم می‌شوند [۲۰]. کانسارهای HS دارای ۱۰-۹۰٪ محتوای سولفیدی، IS ۲۰-۵٪ و LS ۱۰-۲٪ و در مواقعی که دارای سنگ میزبان بازالتی است دارای محتوای بیشینه ۲۰٪ است [۲۱]. کانه‌های کلیدی سولفیدی در نهشته‌های HS انارزیت، لوزونیت، فاماتینیت و کولیت، در نهشته‌های IS اسفالریت، گالن، تنانتیت، تتراندريت و کالکوپیریت و در نهشته‌های LS شامل مقادیر جزئی و بسیار جزئی آرسنوپیریت و پیروتین به‌همراه مقادیر جزئی اسفالریت، گالن، تنانتیت، تتراندريت و کالکوپیریت هستند [۲۱]. کانی‌های اصلی گانگ در نهشته‌های LS و IS کلسدونی و کوارتزهای دارای بافت قشرگونه، کلوform و شانه‌ای به‌همراه کربنات و در نهشته‌های HS شامل سیلیس توده‌ای و ریز دانه و کوارتز حجره‌ای هستند که فاقد کربنات است [۲۱]. پورنیک بر اساس نوع کانه‌های سولفیدی، بافت رگه‌های سیلیسی، نوع کانی‌های تشکیل شده در پهنه آرژیلی و کنترل ساختاری رگه‌ها توسط پهنه‌های برشی و گسلی، کانه‌زایی رخ داده در منطقه را از نوع LS معرفی می‌کند [۱۵]. ابراهیمی بر اساس بررسی میانبارهای سیال، ژرفای ۴۰۰ متری زیر سطح ایستایی دیرینه را برای شکل‌گیری این کانسار محاسبه کرد و بر پایه چیرگی دگرسانی آرژیلی حد واسط، همراهی طلا با کانه‌های سولفیدی فلزات پایه و شوری متوسط میانبارهای سیال [۲۲] و بر پایه بررسی‌های ایزوتوپی گوگرد که دارای مقدار δ^{34} برابر با ۱٫۷ تا ۶٫۹- در هزار) است [۲۳]، کانه‌زایی را از نوع IS معرفی می‌کند. جمالی نیز کانه‌زایی رخ داده در منطقه هیزه جان را از نوع IS معرفی می‌کند [۲۴]. مقصودی با توجه به همبستگی کانی‌ها، نوع کانه‌زایی را از نوع HS می‌داند [۲۵]. عابدینی با توجه به حضور پیروفلیت، آلونیت و دیاسپور و غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها در ذخیره کائولن هیزه‌جان نتیجه گرفت که آندزیت‌ها طی تشکیل ذخیره کائولن، دگرسانی در حد آرژیلی پیشرفته را در نتیجه عملکرد فرآیندهای درون‌زاد تجربه کرده‌اند [۲۶]. با توجه به نوع کانه‌های سولفیدی، بافت رگه‌های سیلیسی، تشکیل پهنه آرژیلی حد واسط، کنترل ساختاری رگه‌ها توسط پهنه‌های برشی و گسلی، نوع سنگ‌های دربرگیرنده، مقدار حجمی ۱۰ تا ۱۵ درصدی کانی‌های سولفیدی

در رگه‌های سیلیسی، حضور گانگ کربناتی در رگه‌های کانی-سازی شده و تمرکز رگه‌های سیلیسی در نزدیکی دایک‌های ریزدیوریتی و داسیت آندزیتی، کانه‌زایی این منطقه از نوع IS است [۱۸].

بررسی آماری دو متغیره عناصر در رگه‌های سیلیسی و دگرسانی اطراف آنها

برای داشتن معیاری از همبستگی بین دو متغیر، مستقل از یکای اندازه‌گیری داده‌ها، یک پارامتر آماری به نام ضریب همبستگی (r) تعریف می‌شود. برای محاسبه ضریب همبستگی دو روش کلی بنام‌های پیرسون و اسپیرمن وجود دارند. در این پژوهش از روش محاسباتی اسپیرمن که به بهنجار و نابهنجار بودن توزیع داده‌ها حساس نیست، استفاده شد و نتیجه آن در جدول ۴ آورده شده است. یکی از کاربردهای محاسبه ضریب همبستگی می‌تواند بررسی ارتباط زایشی بین دو متغیر طی مراحل مختلف کانی‌سازی باشد. چرا که بالا بودن مقدار آن می‌تواند نشان‌دهنده شرکت دو متغیر مورد نظر در یک فاز کانه‌زایی و حتی انتقال این عناصر توسط کمپلکس‌های مشابه حمل‌کننده فلزات در محلول‌های گرمایی باشد. یکی از این رتبه‌بندی‌های متداول برای توصیف شدت همبستگی بین دو متغیر که در این پژوهش نیز از آن استفاده شده است، بصورت زیر است:

- (۱) $r < 0.2$: همبستگی بسیار ضعیف و ناچیز، (۲) $0.2 < r < 0.4$: همبستگی ضعیف، (۳) $0.4 < r < 0.6$: همبستگی متوسط، (۴) $0.6 < r < 0.8$: همبستگی قوی و (۵) $r > 0.8$: همبستگی بسیار قوی.

بر اساس داده‌های جدول ۴، عنصر مس با عناصر نقره، سرب، روی و آنتیموان دارای همبستگی قوی و با عنصر مولیبدن دارای همبستگی ضعیف منفی و عنصر طلا با عناصر مس، مولیبدن و آرسنیک دارای ضریب همبستگی مثبت ضعیف است. این ضرایب نشان‌دهنده همبزرایی عنصری مس-سرب-روی و آنتیموان با هم است و بنظر می‌رسد که عنصر طلا طی یک فاز کانه‌زایی مجزا تشکیل شده باشد. بررسی میانبارهای سیال در کوارتز خاکستری مرتبط با فاز اصلی کانه-زایی، نشان‌دهنده گستره دمایی ۱۷۰-۲۷۰ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱-۸٫۷ درصد وزنی معادل NaCl و میانبارهای موجود در اسفالریت، معرف دمای همگن‌شدگی ۲۱۵ تا ۲۶۵ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱۰٫۸ تا ۱۵٫۳ درصد وزنی معادل NaCl هستند که نشانگر دمای تشکیل زیر ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و شوری متوسط سیال گرمایی است [۲۲].

جدول ۴ ضریب همبستگی عناصر بر اساس روش اسپیرمن.

	Au	Ag	Cu	Mo	Pb	Zn	Sb	Hg	As
Au	۱	۰/۱۱۲۴	۰/۲۱۹۹	۰/۳۰۱۳	۰/۰۹۳۶	۰/۰۳۱۳	۰/۱۵۸۶	-۰/۳۰۰۱	۰/۲۱۸۶
	۰	۰/۵۵۴۱	۰/۲۴۲۸	۰/۱۰۵۵	۰/۶۲۲۴	۰/۸۶۹۲	۰/۴۰۲۴	۰/۱۰۷۰	۰/۲۴۵۷
Ag	۰/۱۱۲۴	۱	۰/۶۸۲۴	-۰/۱۱۱۳	۰/۵۷۰۱	۰/۵۶۴۳	۰/۵۴۱۰	-۰/۲۸۷۸	۰/۰۰۳۰
	۰/۵۵۴۱	۰	۰/۰۰۰۰۳	۰/۵۵۸۰	۰/۰۰۱۰	۰/۰۰۱۱	۰/۰۰۲۰	۰/۱۲۲۹	۰/۹۸۷۳
Cu	۰/۲۱۹۹	۰/۶۸۲۴	۱	-۰/۳۸۶۷	۰/۷۲۷۹	۰/۷۱۲۵	۰/۶۰۹۶	-۰/۱۴۰۰	-۰/۰۲۲۰
	۰/۲۴۲۸	۰/۰۰۰۰۳	۰	۰/۰۳۴۷	۰/۰۰۰۰۰۵	۰/۰۰۰۰۰۹	۰/۰۰۰۰۳	۰/۴۶۰۳	۰/۹۰۷۹
Mo	۰/۳۰۱۳	-۰/۱۱۱۳	-۰/۳۸۶۷	۱	-۰/۲۴۲۳	-۰/۳۹۷۸	-۰/۴۴۱۶	-۰/۴۰۵۸	۰/۰۷۲۸۱
	۰/۱۰۵۵	۰/۵۵۸۰	۰/۰۳۴۷	۰	۰/۱۹۶۸	۰/۰۲۹۴	۰/۰۱۴۵	۰/۰۲۶۰	۰/۷۰۲۱
Pb	۰/۰۹۳۶	۰/۵۷۰۱	۰/۷۲۷۹	-۰/۲۴۲۳	۱	۰/۸۹۸۱	۰/۳۵۴۴	-۰/۱۳۳۴	-۰/۳۴۰۹
	۰/۶۲۲۴	۰/۰۰۱۰	۰/۰۰۰۰۰۵	۰/۱۹۶۸	۰	۰/۰۰۰۰۰۱	۰/۰۵۴۶	-۰/۴۸۲۱	۰/۰۶۵۲
Zn	۰/۰۳۱۳	۰/۵۶۴۳	۰/۷۱۲۵	-۰/۳۹۷۸	۰/۸۹۸۱	۱	۰/۳۷۴۰	-۰/۱۳۶۲	-۰/۳۲۴۹
	۰/۸۶۹۲	۰/۰۰۱۱	۰/۰۰۰۰۰۹	۰/۰۲۹۴	۰/۰۰۰۰۰۱	۰	۰/۰۴۱۷	۰/۴۷۲۹	۰/۰۷۹۷
Sb	۰/۱۵۸۶	۰/۵۴۱۰	۰/۶۰۹۶	-۰/۴۴۱۶	۰/۳۵۴۴	۰/۳۷۴۰	۱	۰/۱۸۳۹	۰/۰۹۰۶
	۰/۴۰۲۴	۰/۰۰۲۰	۰/۰۰۰۰۳	۰/۰۱۴۵	۰/۰۵۴۶	۰/۰۴۱۷	۰	۰/۳۳۰۴	۰/۶۳۳۸
Hg	-۰/۳۰۰۱	-۰/۲۸۷۸	-۰/۱۴۰۰	-۰/۴۰۵۸	-۰/۱۳۳۴	-۰/۱۳۶۲	۰/۱۸۳۹	۱	۰/۰۸۸۴
	۰/۱۰۷۰	۰/۱۲۲۹	۰/۴۶۰۳	۰/۰۲۶۰	-۰/۴۸۲۱	۰/۴۷۲۹	۰/۳۳۰۴	۰	۰/۶۴۲۲
As	۰/۲۱۸۶	۰/۰۰۳۰	-۰/۰۲۲۰	۰/۰۷۲۸۱	-۰/۳۴۰۹	-۰/۳۲۴۹	۰/۰۹۰۶	۰/۰۸۸۴	۱
	۰/۲۴۵۷	۰/۹۸۷۳	۰/۹۰۷۹	۰/۷۰۲۱	۰/۰۶۵۲	۰/۰۷۹۷	۰/۶۳۳۸	۰/۶۴۲۲	۰

از این رو باتوجه به اهمیت انتقال عنصر نقره بیشتر توسط کمپلکس‌های کلریدی و انتقال عناصر مس، سرب و روی در محلول‌های گرمایی دارای شوری متوسط و بالا توسط کمپلکس‌های کلریدی و اهمیت کمپلکس‌های بی‌سولفیدی طلا در دماهای کمتر از ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد [۲۷]، این امر می‌تواند در عدم وجود همبستگی قوی طلا با عناصر نام‌برده مهم و تاثیرگذار باشد.

دگرسانی

دگرسانی نتیجه کنش و واکنش سیال‌های گرمایی با سنگ‌های مجاور بوده که با تغییرات کانیایی، شیمیایی، رنگ و بافت سنگ‌های دیواره همراه است. این فعالیت تا زمان رسیدن به تعادل ادامه می‌یابد و نتیجه این واکنش بوجود آمدن غشایی دگرسان در سنگ‌های دربرگیرنده توده معدنی است [۱۷]. بررسی‌های انجام یافته نشان می‌دهد که تغییرات کانی‌شناسی بیشتر شامل سوسوریتی شدن و سریسیتی شدن پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم، کلریتی شدن بیوتیت و همتایتی شدن مگنتیت است. بیشترین تغییرات زمین شیمیایی نیز مربوط به افزایش پتاسیم و کاهش کلسیم در سنگ‌های ماگمایی است [۲۸]. دگرسانی در منطقه هیزه جان منحصر به اطراف و کناره‌های رگه‌ها نبوده و دارای گسترش نسبتاً زیادی است. گسترده‌ترین دگرسانی در منطقه هیزه جان شامل دگرسانی پروپیلیتی است

که به رنگ سبز روشن تا تیره در بخش گسترده‌ای از سنگ‌های شمال و غرب گستره مورد بررسی دیده می‌شود (شکل ۶) و بر پایه نتایج بررسی‌های میکروسکوپی و XRD در برگیرنده کانی‌های کلریت، اپیدوت، کلسیت، سریسیت، آلبیت، کانی‌های رسی نظیر کائولینیت و پیریت است. دیگر دگرسانی موجود در این منطقه، دگرسانی آرژیلی بوده که با رنگ سفید تا زرد آجری مشخص است و بر پایه نتایج بررسی‌های میکروسکوپی و XRD کانی‌های کائولینیت، مونت موریلونیت، اپال، کلریت، ژپس، آلونیت، جاروسیت، گیبسیت، پیریت و اکسید و هیدروکسیدهای آهن کانی‌های تشکیل‌دهنده این دگرسانی هستند. بنظر می‌رسد که این نوع دگرسانی طی دو فرآیند جداگانه تشکیل شده است: الف) بصورت اولیه یا درونزاد در کناره رگه‌ها ب) بصورت ثانویه و یا برونزاد، در قسمت‌هایی که سولفیدها به‌ویژه پیریت حضور دارد و اکسایش آنها موجب تشکیل H_2SO_4 و در نتیجه ایجاد محلول اسیدی شده و لذا این نوع دگرسانی بوجود آمده و یا دگرسانی آرژیلی اولیه تشدید شده است (شکل ۷). نوع کانی‌های موجود در دگرسانی آرژیلی، در تعیین حدواسط یا پیشرفته بودن این دگرسانی و نوع کانه‌زایی احتمالی همراه با آن، از اهمیت بالایی برخوردار است. حضور کانی‌هایی همچون پیروفیلیت، دیاسپور، آندالوزیت و آلونیت می‌تواند از شواهد کانیایی دگرسانی آرژیلی پیشرفته

باشد [۱۷]. در دگرسانی آرژیلی منطقه مورد بررسی کانی‌های دما بالا بجز کانی آلونیت حضور ندارند که بنظر می‌رسد که آلونیت بصورت پوششی بر پهنه آرژیلی حدواسط حضور دارد و در ترازهای سطحی قابل مشاهده است. در مورد خاستگاه آلونیت باید گفت که این کانی می‌تواند بصورت حالت‌های درونزاد (سیستم‌های فراگرمایی نوع سولفیداسیون بالا)، آب‌های گرم شده توسط بخار در ترازهای سطحی سیستم‌های فراگرمایی HS و همچنین برونزاد تشکیل شده باشد [۲۰]. براساس همبازی کانیایی همراه آلونیت (جاروسیت، گیبسیت، کائولینیت، مونت موریلونیت و رگچه‌های ژئپس) که نشان‌دهنده دمای پایین تشکیل است و عدم همراهی کانی‌های دما بالای پیروفیلیت و آندالوزیت می‌توان گفت که این کانی توسط دگرسانی اسیدی ایجاد شده در اثر محلول‌های اسید - سولفات سطحی برونزاد تشکیل شده است [۲۹] و از آن رو در ارتباط با

کانه‌زایی سولفیداسیون بالا نبوده، بلکه با سیستم‌های فراگرمایی IS و LS در ارتباط است. دگرسانی سیلیسی بصورت رگچه و پر کننده حفره‌ها در کناره رگه‌ها، بصورت کلاhek سیلیسی در شمال روستای هیزه جان و بصورت پهنه جاسپروئیدی (کوارتزهای بسیار ریز به‌مراه اکسید آهن) در جنوب روستای هیزه جان دیده می‌شود (شکل ۸). در کناره رگه‌ها علاوه بر افزایش مقدار سیلیس بدلیل حضور رگچه‌های سیلیسی، کلریتی‌شدن کانی‌های تیره چون آمفیبول، سبب آزاد شدن سیلیس از این کانی‌ها شده است. در کلاhek‌های سیلیسی نیز علاوه بر نفوذ رگچه‌های سیلیسی، افزایش مقدار سیلیس، بدلیل انحلال مواد دیگر سنگ بوده و در نتیجه سبب ایجاد ریختار خشن نسبت به دگرسانی پایینی خود (آرژیلی) شده است.



شکل ۶ الف- نمایی از دگرسانی پروپیلیتی و دگرسانی آرژیلی شمال روستای هیزه جان. دید به سمت شمال ب- نمایی از رگه سیلیسی و دگرسانی آرژیلی کناره آن که توسط دگرسانی پروپیلیتی احاطه شده است. دید به سمت شمال شرق.



شکل ۷ الف- دگرسانی آرژیلی و کلاhek سیلیسی تشکیل شده در بالای پهنه دگرسانی آرژیلی. دید به سمت شمال ب- دگرسانی آرژیلی تشدید شده توسط فرآیندهای برونزاد و ایجاد آبهای اسیدی آهن دار و کلاhek آهنی. دید به سمت شمال.



شکل ۸. الف- کلاهک سیلیسی در بخش بالایی پهنه آرژیلی که به دلیل افزایش سیلیس دارای ریختار خشن است. دید به سمت شمال غرب ب- رگه‌های ژاسپروئیدی که شامل سیلیس دانه‌ریز با آغشتگی اکسید آهن است. دید به سمت جنوب.

زمین شیمی دگرسانی

یکی از زمینه‌های مطالعه دگرسانی‌ها، بررسی افزودگی و کاهیدگی هر یک از عناصر اصلی و کمیاب در هر پهنه دگرسانی است. اهمیت کاربردی افزودگی عناصر بر اثر ورود عناصر در این است که این نوع عناصر عموماً برای توده‌های کانساری نقش عناصر تیپو مورفیک را ایفا کرده و از این رو، معرف اکتشافی مهمی برای این توده‌ها بحساب می‌آیند [۳۰]. در مقابل، کاهیدگی عناصر می‌تواند به دلیل خروج این عناصر در مرحله تشکیل کانسار و یا طی فرآیندهای دگرسانی پس از کانی‌سازی بوده و در نتیجه ارزش کاربردی چندانی برای مقاصد اکتشافی نداشته باشند. برای بررسی‌های زمین شیمیایی دگرسانی از روش گرنیت [۳۱] استفاده شد که نتایج به دست آمده، با مطالعات میکروسکوپی و XRD انجام گرفته همخوانی دارند. تلفیق این بررسی‌ها نشان می‌دهند که پهنه‌های دگرسانی پروپیلیتی، آرژیلی و سیلیسی در منطقه بخوبی گسترش یافته است، بطوریکه استفاده از این روش برای آشکار سازی مناطق دگرسانی و تفکیک آنها از هم و تعیین پهنه‌های کانی‌سازی شده و ارتباط آنها با نوع دگرسانی بسیار سودمند بوده است. برای نخستین بار گرسنس تغییرات جرم و غنی‌شدگی را طی دگرسانی گرمابی محاسبه کرد [۳۱]. این روش بعدها توسط گرنیت فرمول بندی شد. او با قرار دادن سنگ‌های دگرسان در مقابل سنگ‌های مادر سالم و رسم نمودارهای ایزوکن، تغییرات عناصر را طی دگرسانی تعیین کرد. برای تعیین تغییرات عناصر در سنگ‌های دگرسان نسبت به سنگ‌های سالم، باید از عنصری استفاده کرد که تحرک‌پذیری پایین‌تری طی فرآیندهای دگرسانی داشته باشد، تا بتوان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی سایر عناصر را نسبت به آن سنجید. به همین دلیل عنصر Al بعنوان عنصر شاخص با تحرک‌پذیری

پایین انتخاب شد. در این روش برای محاسبه تغییرات جرم و تعیین مقدار و نوع عناصر تهی شده و غنی شده از فرمول زیر استفاده شد:

$$\Delta C_i / C_i^O = (C_{Al_2O_3}^O / C_{Al_2O_3}^A) (C_i^A / C_i^O) - 1 \quad (1)$$

C_i^A و C_i^O درصد وزنی اکسید یا عنصر به ترتیب در سنگ سالم و سنگ دگرسان، $C_{Al_2O_3}^O$ و $C_{Al_2O_3}^A$ درصد وزنی Al_2O_3 به ترتیب در سنگ سالم و سنگ دگرسان و $\Delta C_i / C_i^O$ تغییرات جرم عنصر یا اکسید طی دگرسانی (افزودگی یا کاهیدگی) است.

تغییرات جرم محاسبه شده در جدول‌های ۵، ۶ و ۷ و تغییرات عناصر اصلی و فرعی بصورت ایزوکن در پهنه‌های دگرسانی در شکل‌های ۹ تا ۱۳ آورده شده است. در رسم نمودارهای ایزوکن بنظر می‌رسد که گستره تغییرات از صفر تا سی درصد مناسب باشد. عناصری که در این گستره قرار نمی‌گیرند را می‌توان در عدد ثابتی، ضرب یا تقسیم کرد تا در گستره قرار گیرند. البته گفتنی است که در صورت ضرب یا تقسیم یک عنصر در عدد ثابت، باید انحراف معیار آن عنصر نیز در آن عدد ضرب یا تقسیم شود. در نتیجه عناصری که روی خط شاخص بی تحرکی (خطی که مبداء مختصات را به Al وصل می‌کند) قرار گیرد و یا انحراف معیار آنها خط را قطع کند، بعنوان عناصر بی تحرک در نظر گرفته می‌شوند که طی دگرسانی دچار تغییری نشده‌اند. عناصری که بالای این خط قرار می‌گیرند، عناصری هستند که طی دگرسانی به سیستم اضافه شده‌اند و عناصری که زیر خط شاخص بی تحرکی قرار می‌گیرند، عناصری هستند که طی دگرسانی از سیستم خارج شده‌اند.

جدول ۵ تغییرات جرم محاسبه شده به روش گرنت در پهنه پروپیلیتی.

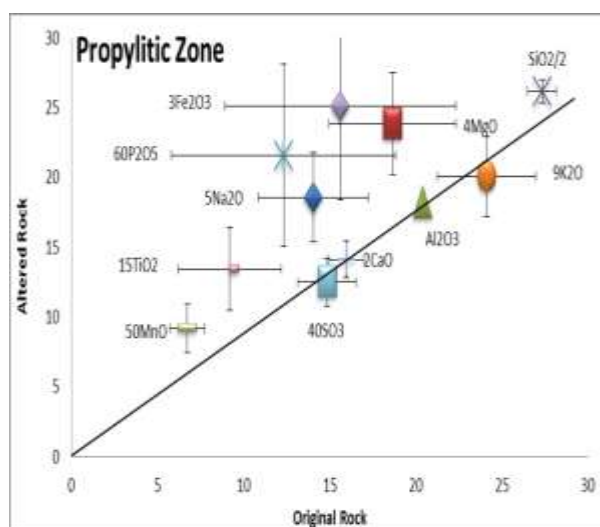
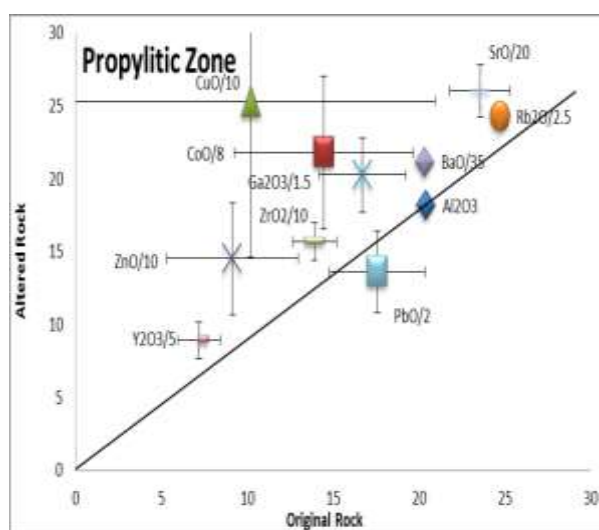
افزودگی یا کاهیدگی	$(C^0_{Al2O3}/C^A_{Al2O3})(Ci^A/Ci^0)$	C^0_{Al2O3}/C^A_{Al2O3}	Ci^A/Ci^0	متوسط تغییر یافته	متوسط اصلی
۰	۱	۱٫۱۲۱	۰٫۸۹	۱۸٫۲	۲۰٫۴
۰٫۴۸۲	۱٫۴۸۲	۱٫۱۲۱	۱٫۳۲۲	۱۸٫۵۷۵	۱۴٫۰۵
۰٫۴۳۱	۱٫۴۳۱	۱٫۱۲۱	۱٫۲۷۷	۲۳٫۸۴	۱۸٫۶۶
۰٫۰۷۳	۱٫۰۷۳	۱٫۱۲۱	۰٫۹۶	۲۶٫۱۷۵	۲۷٫۳۵
۰٫۰۶۷	۰٫۹۳۲	۱٫۱۲۱	۰٫۸۳	۲۰٫۰۷	۲۴٫۱۲
۰٫۶۴	۱٫۶۴	۱٫۱۲۱	۱٫۴۶	۱۳٫۴۴	۹٫۲۰
۰٫۵۳	۱٫۵۳	۱٫۱۲۱	۱٫۳۶۳	۹٫۲	۶٫۷۵
۰٫۰۰۹	۰٫۹۹۱	۱٫۱۲۱	۰٫۸۸	۱۴٫۱۳	۱۵٫۹۸
۰٫۹۶	۱٫۹۶	۱٫۱۲۱	۱٫۷۵	۲۱٫۵۷	۱۲٫۳۳
۰٫۸۰۲	۱٫۸۰۲	۱٫۱۲۱	۱٫۶۱	۲۵٫۱۲۵	۱۵٫۶۳
۰٫۳۶	۱٫۳۶	۱٫۱۲۱	۱٫۲۱۳	۲۰٫۲۶۷	۱۶٫۷
۰٫۲۶۶	۱٫۲۶۶	۱٫۱۲۱	۱٫۱۳	۱۵٫۷	۱۳٫۹
۰٫۷۹	۱٫۷۹	۱٫۱۲۱	۱٫۵۹	۱۴٫۵۵	۹٫۱۲
۰٫۱۰۲	۱٫۱۰۲	۱٫۱۲۱	۰٫۹۸۳	۲۴٫۲۸	۲۴٫۷
۰٫۲۴	۱٫۲۴	۱٫۱۲۱	۱٫۱۰۶	۲۶٫۰۵	۲۳٫۵۵
۰٫۳۴	۱٫۳۴	۱٫۱۲۱	۱٫۲۵	۸٫۹۵	۷٫۱۸
۰٫۱۳	۰٫۸۷	۱٫۱۲۱	۰٫۷۷۶	۱۳٫۶۲۵	۱۷٫۵۵
۰٫۱۷	۱٫۱۷	۱٫۱۲۱	۱٫۰۴۴	۲۱٫۱۸۶	۲۰٫۳
۰٫۶۹۳	۱٫۶۹۳	۱٫۱۲۱	۱٫۵۱۱	۲۱٫۸۱	۱۴٫۴۴
۱٫۷۹۱	۲٫۷۹۱	۱٫۱۲۱	۲٫۵	۲۵٫۳۵	۱۰٫۱۸
۰٫۰۵۹	۰٫۹۴۱	۱٫۱۲۱	۰٫۸۴	۱۲٫۴۸	۱۴٫۸۵۶
۸٫۴۶					Total

جدول ۶ تغییرات جرم محاسبه شده به روش گرنت در پهنه آرژیلی.

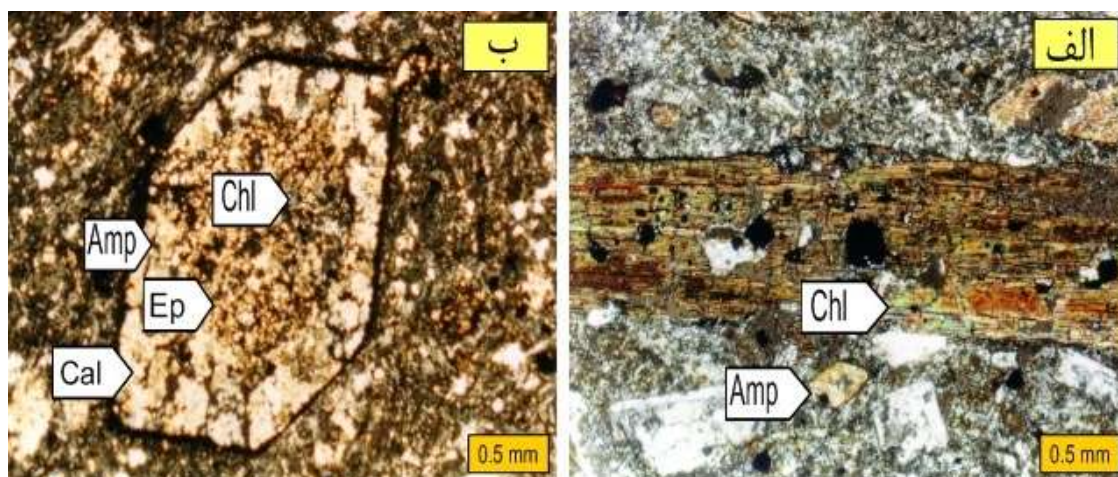
افزودگی یا کاهیدگی	$(C^0_{Al2O3}/C^A_{Al2O3})(Ci^A/Ci^0)$	C^0_{Al2O3}/C^A_{Al2O3}	Ci^A/Ci^0	متوسط اصلی	متوسط تغییر یافته
۰	۱	۰٫۶۱۵	۱٫۶۲۵	۲۷٫۶۲۵	۱۷
۰٫۰۶۸۴	۰٫۳۱۶	۰٫۶۱۵	۰٫۵۱۴۵	۱۰٫۱۱۵	۱۹٫۶۷
۰٫۰۲۸۵	۰٫۹۷۱۵	۰٫۶۱۵	۱٫۵۸	۱۴٫۷۳	۹٫۳۳
۰٫۵۲	۰٫۴۸	۰٫۶۱۵	۰٫۷۷۸	۲۱٫۲۷۵	۲۷٫۳۵
۰٫۷۱۵	۰٫۲۸۵	۰٫۶۱۵	۰٫۴۶۳	۱۲٫۴	۲۶٫۸
۰٫۸۳۳	۱٫۰۸۳۳	۰٫۶۱۵	۱٫۷۶	۸٫۶۴	۴٫۹۰۸
۰٫۵۸	۰٫۴۲	۰٫۶۱۵	۰٫۶۷۴	۳٫۱۸۵	۴٫۷۲۵
۰٫۸۸۹	۰٫۱۱۱	۰٫۶۱۵	۰٫۱۸	۲٫۸۸۴	۱۵٫۹۸
۰٫۱۴۱	۱٫۱۴۱	۰٫۶۱۵	۱٫۸۵۴	۲۰٫۹۵۵	۱۱٫۳۰۲
۰٫۶۲	۰٫۳۸	۰٫۶۱۵	۰٫۶۱۳	۶٫۳۹	۱۰٫۴۲
۰٫۳۳	۰٫۶۷	۰٫۶۱۵	۱٫۰۸۶	۲۷٫۲	۲۵٫۰۵
۰٫۱۵	۰٫۸۵	۰٫۶۱۵	۱٫۳۹	۱۶٫۱	۱۱٫۵۸
۰٫۱۶۴	۱٫۱۶۴	۰٫۶۱۵	۱٫۹	۱۷٫۲۵	۹٫۱۲
۰٫۸۱۲	۰٫۱۸۸	۰٫۶۱۵	۰٫۳۱	۶٫۳	۲۰٫۵۸
۰٫۸۰	۰٫۲۰	۰٫۶۱۵	۰٫۳۳	۵٫۱۷	۱۵٫۷
۰٫۴۷	۰٫۵۳	۰٫۶۱۵	۰٫۸۶۳	۱۷٫۲۲	۱۹٫۹۴
۰٫۶۷۴	۱٫۶۷۴	۰٫۶۱۵	۲٫۷۲۱	۱۹٫۱	۷٫۰۲
۰٫۶۶۴	۰٫۳۳۶	۰٫۶۱۵	۰٫۵۴۶	۱۲٫۹۳	۲۳٫۶۹
۰٫۷۲	۰٫۲۸	۰٫۶۱۵	۰٫۴۵۷	۸٫۷۹	۱۹٫۲۵
۰٫۷۸	۱٫۷۸	۰٫۶۱۵	۲٫۸۸	۱۴٫۶۵۵	۵٫۰۹
۱٫۱۴۸	۱۲٫۴۸	۰٫۶۱۵	۲۰٫۲۷۵	۱۸٫۸۲۵	۰٫۹۲۸۵
۵٫۳۳					مجموع

جدول ۷ تغییرات جرم محاسبه شده به روش گرنت در پهنه سیلیسی.

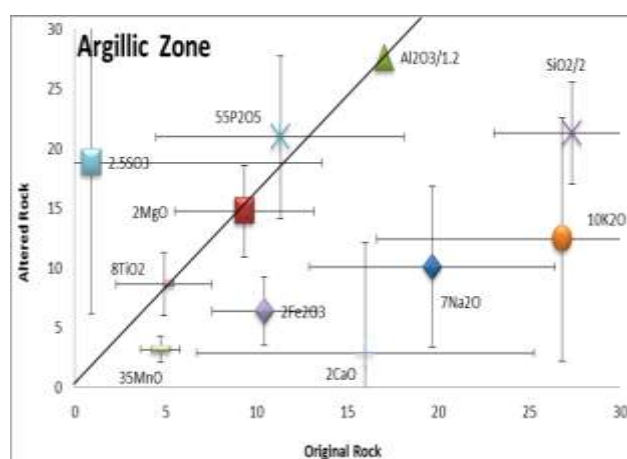
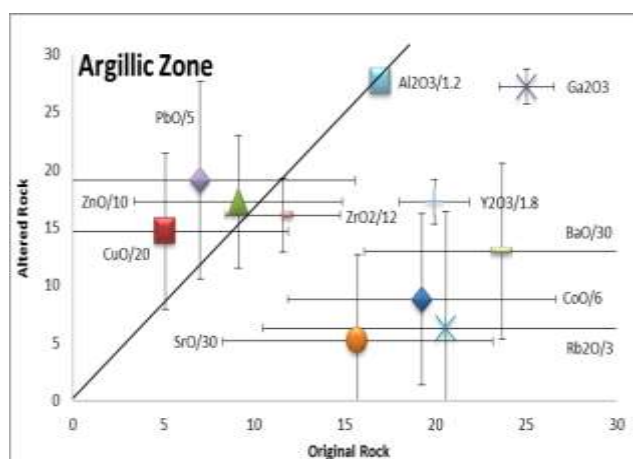
افزودگی یا کاهیدگی	$(C_{Al_2O_3}^O / C_{Al_2O_3}^A) (Ci^A / Ci^O)$	$C_{Al_2O_3}^O / C_{Al_2O_3}^A$	Ci^A / Ci^O	متوسط اصلی	متوسط تغییر یافته
۰	۱	۰.۹۷۱	۱.۰۳	۲۱	۲۰.۴
-۰.۶۴	۰.۳۶	۰.۹۷۱	۰.۳۶۳	۵۰.۹۷۵	۱۴.۰۵
-۰.۷۱۵	۰.۲۸۵	۰.۹۷۱	۰.۲۹۴	۵.۴۸	۱۸.۶۶
۰.۱۶۵	۱.۱۶۵	۰.۹۷۱	۱.۲	۲۸.۵	۲۳.۷۸۳
-۰.۳۸۵	۰.۶۱۵	۰.۹۷۱	۰.۶۳۴	۸.۵	۱۳.۴
-۰.۰۲۵	۰.۹۷۵	۰.۹۷۱	۱.۰۰۴	۴.۹۲۸	۴.۹۰۸
-۰.۹۵۹	۰.۰۴۱	۰.۹۷۱	۰.۰۴۲	۰.۸۵۵	۲۰.۲۵
-۰.۹۳۹	۰.۰۶۱	۰.۹۷۱	۰.۰۶۳	۱.۵۱	۲۳.۹۷
-۰.۲۹۶	۰.۷۰۴	۰.۹۷۱	۰.۷۲۵	۲.۹۸	۴.۱۱
۰.۱۵	۱.۱۵	۰.۹۷۱	۱.۱۹	۹.۲۴۷	۷.۸۱۵
-۰.۰۸۹	۰.۹۱	۰.۹۷۱	۰.۹۴	۲۳.۵	۲۵.۰۵
-۰.۱۲۳	۰.۸۷۷	۰.۹۷۱	۰.۹۰۳	۱۲.۵۵	۱۳.۹
۱.۸۵۵	۲.۸۵۵	۰.۹۷۱	۲.۹۴	۱۳.۴	۴.۵۶
-۰.۴۹۸	۰.۵۰۲	۰.۹۷۱	۰.۵۱۶۶	۱۰.۶۳	۲۰.۵۸
-۰.۳۷۷	۰.۶۲۳	۰.۹۷۱	۰.۶۴۱۲	۱۵.۱	۲۳.۵۵
-۰.۵۴۷	۰.۴۵۳	۰.۹۷۱	۰.۴۶۷	۵.۵۸۳	۱۱.۹۷۷
۲.۴۷۳	۳.۴۷۳	۰.۹۷۱	۳.۵۷۵	۲۵.۱	۷.۰۲
۰.۲۰۳	۱.۲۰۳	۰.۹۷۱	۱.۲۴	۲۶.۶۷	۲۱.۵۳
۰.۰۵۴	۱.۰۵۴	۰.۹۷۱	۱.۰۸۵	۱۵.۶۶	۱۴.۴۴
۰.۵۵	۱.۵۵	۰.۹۷۱	۱.۵۹۶	۹.۵۶	۵.۹۹
۳.۳۸۱	۴.۳۸۱	۰.۹۷۱	۴.۵۱	۲۵.۱۲۵	۵.۵۷۱
۲.۲۲۲					مجموع



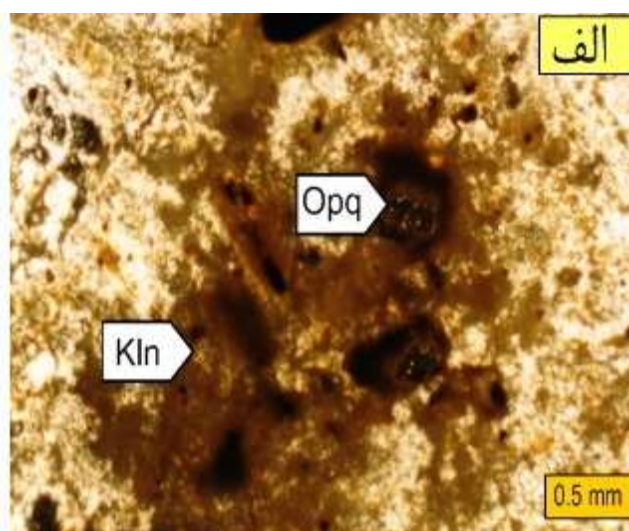
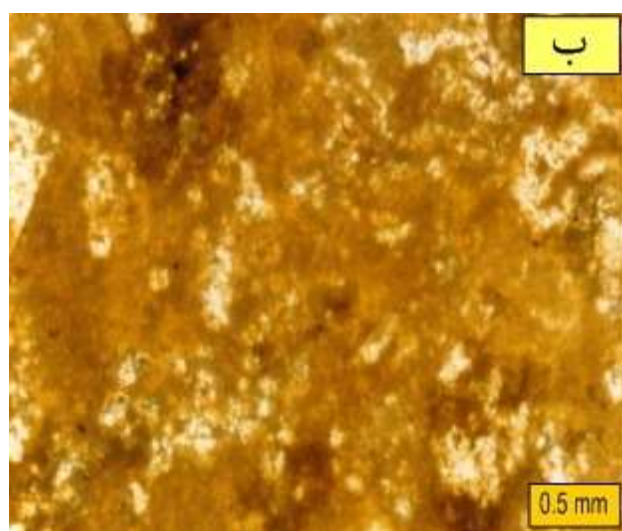
شکل ۹ نمایش تغییرات الف) عناصر اصلی و ب) فرعی بصورت ایزوکن در پهنه پروپیلیتی.



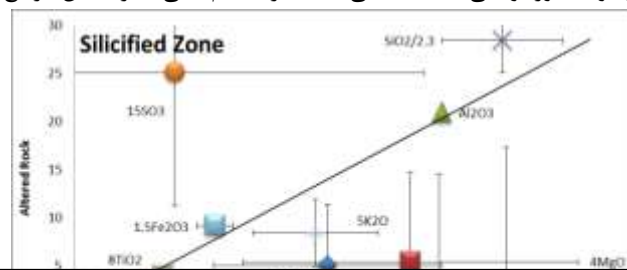
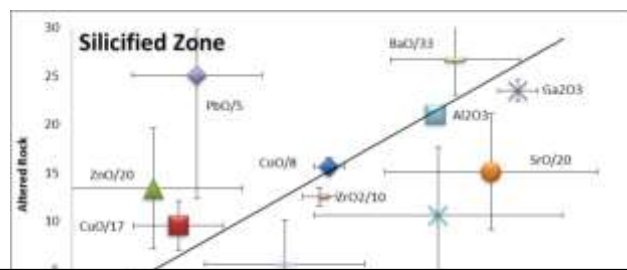
شکل ۱۰ تبدیل آمفیبول به کلریت، اپیدوت و کلسیت و ایجاد دگرسانی پروپلیتی. (نور XPL): Chl : کلریت، Amp : آمفیبول، Cal: کلسیت، Ep: اپیدوت. علایم کانی ها بر اساس مرجع [۱۹].



شکل ۱۱ نمایش تغییرات (الف) عناصر اصلی و (ب) فرعی بصورت ایزوکن در پهنه آرژیلی.



شکل ۱۲ تبدیل فلدسپار به کانی های رسی کائولینیته و مونت موریلونیتی و ایجاد دگرسانی آرژیلی. (نور XPL): Kln : کانی های رسی کائولینیته و مونت موریلونیتی، Opq : کانی های کدر. علایم کانی ها بر اساس مرجع [۱۹].



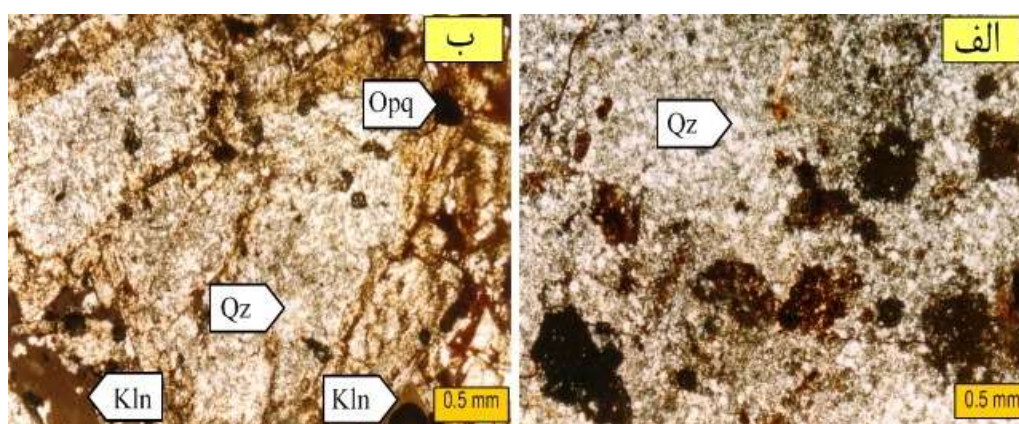
شکل ۱۳ نمایش تغییرات الف) عناصر اصلی و ب) فرعی بصورت ایزوکن در پهنه سیلیسی.

الف) تغییرات عناصر در پهنه پروپیلیتی: افزودگی و کاهیدگی عناصر مطابق شکل ۹ با تغییرات جرم عناصر که به روش گرنه محاسبه شده‌اند (جدول ۵) همخوانی دارد. در این پهنه: عناصر افزوده شده شامل $Y, Si, Na, P, Ti, Fe, Mn, Mg, Cu, Rb, Sr, Ba, Co, Zr$ و عناصر بی تحرک شامل Al, K, Pb, Ca, S هستند. چنان که دیده می‌شود محلول-هایی که دگرسانی پروپیلیتی را ایجاد کرده‌اند غنی از سدیم، منیزیم، آهن و عناصر فلزی مس، روی و دی اکسید کربن بوده‌اند. این افزودگی عناصر کاملاً هماهنگ با کانی‌های ثانویه تشکیل شده در این پهنه از جمله کلریت، اپیدوت و آلبیت است. عنصر کلسیم در این نوع دگرسانی بعنوان عنصر بی تحرک عمل نموده و کلسیم آزاد شده از شبکه آمفیبول در شبکه دو کانی ثانویه جای گرفته است. در برخی نمونه‌ها، همراه کلریت کانی کلسیت دیده می‌شود که نشان‌دهنده غنی بودن محلول دگرسان کننده از CO_2 و ترکیب آن با کلسیم آزاد شده از شبکه آمفیبول و تشکیل کلسیت است و در برخی دیگر از نمونه‌ها کانی آمفیبول به کانی اپیدوت دگرسان شده و کلسیم آزاد شده در ساختمان این کانی جای گرفته است (شکل ۱۰).

ب) تغییرات عناصر در پهنه آرژیلی: افزودگی و کاهیدگی عناصر مطابق شکل ۱۱ با تغییرات جرم عناصر که با روش گرنه محاسبه شده است (جدول ۶) همخوانی دارد. در این پهنه عناصر بی تحرک شامل $Al, S, Mg, Ti, Zr, P, Cu, Zn$ و عناصر کاهیده شامل $Mn, Fe, Ca, Na, K, Si, Ga$ و Y, Co, Sr, Rb هستند. چنان که دیده می‌شود محلول اسیدی که دگرسانی آرژیلی را ایجاد کرده، موجب شستشوی سدیم، کلسیم، پتاسیم، روبیدیم و استرانسیم از فلدسپارها و آمفیبول شده و زمینه را برای تشکیل کانی‌های رسی چون مونت موریلونیت و کائولینیت فراهم نموده است (شکل ۱۲).

کاهیدگی عنصر گالیم که عنصر همریخت آلومینیوم است را می‌توان تا حدی به بیشتر بودن خواص بازی نسبت داد که در شرایط اسیدی محیط، از مجموعه خارج شده است. در مورد بی تحرک بودن عناصر گوگرد، مس، سرب و روی می‌توان گفت که این عناصر به احتمال زیاد طی دگرسانی آرژیلی اولیه دچار غنی‌شدگی شده‌اند ولی مقداری از آنها طی دگرسانی برونزاد سیستم از مجموعه خارج شده‌اند. بخشی از گوگرد موجود در شبکه کانی‌های سولفیدی چون پیریت در شبکه کانیایی آلونیت، جاروسیت و ژپس جای گرفته است. در مورد کاهیدگی عنصر سیلیسیم نیز بخشی از آن طی دگرسانی آرژیلی اولیه بصورت محلول از سیستم خارج شده و بخشی از آن نیز طی دگرسانی‌های برونزاد که موجب تشدید دگرسانی آرژیلی اولیه شده از محیط خارج گردیده است. شاهد این مدعا می‌تواند تشکیل کانی گیبسیت در پهنه آرژیلی باشد.

پ) تغییرات عناصر در پهنه سیلیسی: افزودگی و کاهیدگی عناصر مطابق شکل ۱۳ با تغییرات جرم عناصر که به روش گرنه محاسبه شده است (جدول ۷) همخوانی دارد. در این پهنه عناصر افزوده شده شامل S, Si, Ba, Cu, Zn و Pb و عناصر کاهیده شامل $Mn, Mg, Ca, Na, K, Ga, Y, Sr$ و Rb هستند. عناصر بی تحرک شامل Fe, Ti, P و Co هستند. با توجه به قرارگیری این پهنه در بالای پهنه آرژیلی می‌توان گفت، که رگچه‌های سیلیسی موجود در این پهنه در نتیجه تزریق مقداری سیلیس محلول پیامد ایجاد پهنه دگرسانی آرژیلی بوده و بخشی از این افزایش نیز به دلیل شستشوی بقیه عناصر است. شستشوی عناصر سدیم، پتاسیم و کلسیم و منیزیم نیز باعث تشکیل کانی‌های رسی در این پهنه شده است (شکل ۱۴) و عناصر مس، سرب و روی به همراه گوگرد غنی‌شدگی نشان می‌دهند.



شکل ۱۴ سیلیسی شدن در نتیجه شسته شدن کاتیون‌ها و آرژیلی شدن. (نور XPL)، Qz: کوارتز، Opq: کانی‌های کدر، Kln: کانی‌های رسی. علایم کانی‌ها بر اساس مرجع [۱۹].

برداشت

با توجه به بافت قشری، کاکلی، شانه‌ای و رورشدی رگه‌های سیلیسی و همراهی کانی‌های کربناتی بصورت رگه و رگچه‌های فاز نهایی در این رگه‌ها، کانه‌های سولفیدی گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، پیریت و تترائدریت، تشکیل پهنه آرژیلی حد واسط، کنترل ساختاری رگه‌ها توسط پهنه‌های برشی و گسلی، نوع سنگ‌های در برگیرنده، مقدار حجمی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصدی کانی‌های سولفیدی در رگه‌های سیلیسی، تمرکز بیشتر رگه‌های کوارتزی در نزدیکی دایک‌های ریزدیوریتی و داسیت آندزیتی، کانه‌زایی رخ داده در منطقه هیزه جان از نوع سولفیداسیون حد واسط (IS) است. همچنین با توجه به نتایج بررسی‌های ضریب همبستگی اسپیرمن، شکل‌گیری طلا و فلزات پایه و نقره در مراحل مختلف رخ داده است و حتی با توجه به اهمیت کمپلکس‌های کلریدی در انتقال فلزات پایه و نقره و همچنین کمپلکس‌های بی سولفیدی طلا در دماهای زیر ۳۵۰ درجه سانتی گراد، می‌توان پایین بودن این همبستگی را توجیه کرد. نتایج بررسی‌های زمین شیمی دگرسانی‌ها نیز با نوع کانی‌های تشکیل شده همخوانی کامل دارد.

مراجع

[1] Alavi M., "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo- Thethys remnants in

northeastern Iran", Geological Society of American Bulletin 103 (1991) 983- 993.

[2] Ghorbani M., "The Economic Geology of Iran (Mineral Deposits and Natural Resources)" national geoscience database of IRAN (2002). (Persian book).

[3] Calagari A. A., "Geochemical, stable isotope, noble gas and fluid inclusion studies of mineralization and alteration at Sungun porphyry copper deposit (East Azarbaijan), Iran: Implication, Unpublished PhD. Thesis", Manchester university, (1997) 537.

[4] Kamali A., Moayyed M., Amel N., Hoseinzadeh M. R., "Mineralogy and mineral chemistry of quartz-dioritic dykes of Sungun Mo-Cu porphyry deposit (NW Iran)" Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 25(1), (2017) 123-138. (In Persian).

[5] Hasanpour Sh., Rasa E., Heydari M., Moayyed M., "Geology, alteration and mineralization in Cu - Mo Porphyry deposit in Haftcheshmeh" Iranian Journal of Geology 15, (2010) 15-28. (In Persian)

[6] Simmonds V., Calagari A., Moayyed M., Jahangiri A., "Petrologic and petrogenetic study of Kighal porphyry stock, north of Varzeghan, East-Azerbaijan province, NW Iran" Iranian Journal of Geology 13, (2010) 47-60. (In Persian)

[7] Mohammadi B., "A brief report on the semi-detailed exploration of Au, Cu and Mo in the

Varzghan" Geological Survey of Iran, Tehran (1992).

[17] Shahabpour J., "Economic geology" shahid bahonar University, kerman (2001) 543 pp, (Persian book).

[18] Nakhjavani B., "Investigation of alteration, formation and mineralization of Au and other associated elements in the region of HizaJan (northwest of Varzaghan)" MSc Thesis, Tabriz university (2005) 101pp. (In Persian).

[19] Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American mineralogist, (2010) 95, 158-187.

[20] Hedenquist J.W., Arribas A., "Exploration for Epithermal Gold deposits", SEG Reviews, (2000) 245-277.

[21] Sillitoe H. R., Hedenquist J. W., "Linkage between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious- metal deposits", Society of Economic Geologist, Special Publication 10 (2003) 315-343.

[22] Ebrahimi S., Yovan m., Alirezaei S., Mehrparto M., "Study of mineralogy and fluid inclusions in Sharafabad Au deposit, Northwest of Iran" Journal of Earth Sciences 71(2009) 149-154. (In Persian).

[23] Ebrahimi S., Alirezaei S., YuanMing Pan P., "Various epithermal precious metal system in the Urmieh- Dokhtar magmatic assemblage, Iran", Goldschmidt Conference abstracts (2009) A318.

[24] Jamali H., Mehrabi B., "Relathionships between arc maturity and Cu- Mo- Au porphyry and related epithermal mineralization at the cenezoic Arasbaran magmatic belt", Ore geology Reviews 65 (2015) 487- 501.

[25] Maghsoudi A., Rahmani M., Rashidi B., "Deposits and Indices of gold in Iran" Arian zamin (1384). (Persian book).

[26] Abedini A., "Mineralogy and geochemistry of the Hizeh-Jan kaolin deposit, northwest of Varzaghan, East-Azarbaidjan Province, NW Iran" 24(4) (2017) 647-660. (In Persian)

Masjed daghi area" Geological Survey of Iran, Tehran (2004). (In Persian).

[8] Mollai H., Yaghubpur A. H., Sharifiyan Attar R., "Geology and geochemistry of skarn deposits in the northern part of Ahar batholith, East Azarbaijan, NW Iran", Iranian Journal of Earth Sciences 1, 15- 34.

[9] Alavi S. Gh., Moayyed M., Hoseinzadeh M.R., "Petrography, Geochemistry and Petrology of Sheyvardagh Batholith (North of Ahar, East Azerbaijan)" Iranian Journal of Geology 33(2015) 105-122. (In Persian)

[10] Heidarzadeh R., "Mineralogy, alteration and genesis of Au mineralization in Zaglik- Sarilar region" MSc Thesis in economic geology, Institute of Earth Science, Geological Survey of Iran, Iran (2006) (In Persian).

[11] Gholamichichakli S., "Geology and factors controlling mineralization of Au zones in the Miverod deposit in Kharvana region (East Azarbaijan)" MSc Thesis, Islamic Azad University, Iran, Tehran north Unit (2001). (In Persian)

[12] Jamali H., "Study of geology, geochemistry and determination of possible genes of Mivehrod Polymetal deposit in East Azarbaijan" MSc Thesis in economic geology. Tarbiat Moalem University (1998). (In Persian)

[13] Zonozi R., "Mineralogy and genesis of Au mineralization in the Masjed daghi area, south east of Jolfa" MSc Thesis, Islamic Azad University, Iran, Tehran (2006). (In Persian)

[14]Ghadimzadeh H., "Economic geology and gold Exploration in the SafiKhanlou- noghdoz Exploration Area (Southeast of Ahar)" MSc Thesis in economic geology, Institute of Earth Science, Geological Survey of Iran, Iran(2002). (In Persian).

[15] Pornik B., "A detailed gold exploration report in the SharafAbad- Hizajan Exploration Area" Geological Survey of Iran (2006). (In Persian)

[16] Mehrpartou, M., Aminifazl, A and Radfar J., "Geological quadrangle map 1:100000 of

- [30] Hasanipak A. A., "*Principles of Geochemical Exploration*" University of tehran(1998) (Persian book).
- [31] Grant J.A., "*The Isocon Diagram- A simple solution to Gresens equation for metasomatic alteration*", *Economic Geology* 81 (1986).
- [27] Barns H. L., "*Geochmistry of Hydrothermal Ore deposit*", third edition, John Wiley& Sons, Inc, (1997) 972.
- [28] Drake H., Tullborg E. L., Annersten, H., "*Red- staining of the wall rock and it's in fluence on the reducing capacity around water conducting fractures* ", *Applied Geochemistry* 23 (2008) 1898-1920.
- [29] Corbett G.J., Leach T.M., "*Southwest Pacific rim gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization*", *Economic Geology, Special Publication* 6 (1998) 238.