



کانی‌شناسی، ژئوشیمی و تغییرات جرم ناشی از دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی خوش ییلاق، شرق استان گلستان

شهرز بابازاده^۱، سید احمد مظاهری^{۱*}، مصطفی رقیمی^۲، عزیز رحیمی چاکدل^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان

(دریافت مقاله: ۹۱/۳/۳۰، نسخه نهایی: ۹۱/۶/۱۳)

چکیده: سنگ‌های آتشفشانی خوش ییلاق به سن سیلورین بالایی، در شرق استان گلستان و در منطقه‌ی ساختاری البرز شرقی واقع شده‌اند. این توده آتشفشانی به‌طور مشخص تحت تاثیر گرمایی‌های دگرسان شده و دگرسانی پروپلیتی، یکی از دگرسانی‌های گسترش یافته در این منطقه است که بر پایه بررسی‌های صحرایی و پراش پرتو ایکس، چهار منطقه‌ی دگرسان کلریتی، اپیدوتی، آلبیتی و هماتی قابل تشخیص‌اند. نتایج ریز پردازشی نشان می‌دهد که کلریت‌های منطقه از نوع پنینیت، تالک کلریت و دیابانیت بوده و نشان دهنده‌ی این است که این کانی در گستره‌ی دمایی ۱۸۰ تا ۲۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد تشکیل شده است. میانگین پیستاسیت در اپیدوت‌های مورد بررسی ۳۱/۱۵ است و نشان می‌دهد که از نوع ماگمایی بوده و بر این اساس اپیدوت‌ها از سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها تشکیل شده‌اند. بررسی دیگرام‌های ایزوکان نشان‌دهنده تحرک بالای برخی از عناصر غیرمتحرک در طی دگرسانی است، به طوری که در زون دگرسانی آلبیتی با میانگین شیب ایزوکان ۱/۰۶ و ۱/۰۹ بیشترین و در زون دگرسانی کلریتی با میانگین شیب ۱ و ۱/۰۳ کمترین تغییرات جرم را طی دگرسانی شاهدیم. همچنین بر پایه‌ی این نمودار، SiO_2 و P_2O_5 در تمامی زون‌های دگرسانی تهی‌شدگی و Fe_2O_3 و L.O. I غنی‌شدگی از خود نشان می‌دهند. بر پایه‌ی محاسبات شاخص شیمیایی دگرسانی، زون اپیدوتی بین ۴۶/۲۶ تا ۴۶/۳۰٪، زون آلبیتی بین ۴۷/۸۶ تا ۵۱/۴۹٪، زون کلریتی بین ۴۶/۵۰ تا ۴۷/۳۳٪ و زون هماتی بین ۵۹/۷ تا ۷۱/۴۵٪ دستخوش دگرسانی شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: خوش ییلاق؛ سنگ‌های آتشفشانی؛ دگرسان پروپلیتی؛ پیستاسیت؛ دیگرام ایزوکان؛ شاخص شیمیایی دگرسانی.

مقدمه

به طور کلی، در اثر فرآیندهای دگرسانی، در نوع و میزان عناصر موجود در سنگ مادر تغییراتی به وجود می‌آید که به کمک آن می‌توان قلمروی ژئوشیمیایی مجموعه سنگ‌های دگرسان شده و سالم را از هم تفکیک کرد. تاکنون روش‌های مختلفی بدین منظور ارائه شده‌اند. محققین زیادی میزان کاهش یا افزایش جرم را طی دگرسانی از طریق مقایسه میزان کاهش یا افزایش

درصد کانی‌های سنگ دگرسان شده نسبت به سنگ سالم و بر اساس فرمول ساختاری هر کانی و نیز برپایه چگالی و نیز مقایسه‌ی عناصر قبل و بعد از دگرسانی تعیین کرده‌اند [۲۰، ۲۱]. در پژوهش‌های اخیر، روش ایزوکان که روشی ساده و موثر کمی برای تعیین تغییرات جرمی و یا حجمی مواد بر اساس ترسیم ترکیب دگرسان شده نسبت به ترکیب اولیه است استفاده شد [۴، ۳]. در این پژوهش سعی شد تا بر پایه‌ی

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۳۱۵۶۷۰۳، نمابر: ۸۷۹۷۲۷۵ (۰۵۱۱)، پست الکترونیکی: mazaheri@ferdowsi.um.ac.ir

ریز پردازنده‌ی پرتو ایکس XPMA، دستگاه Horiba-XGT-7200 با ولتاژ شتاب‌دهنده‌ی 50kV و جریان 1mA برای تشخیص ترکیب پلاژیوکلازها، تعیین پیستاسیت کانی‌های اپیدوت و نیز دماسنجی کانی‌های کلریت صورت گرفت که نتایج ارائه شده‌اند. تمامی آنالیزهای ژئوشیمیایی در آزمایشگاه ژئوشیمیایی کانساران بینالود تهران انجام گرفتند.

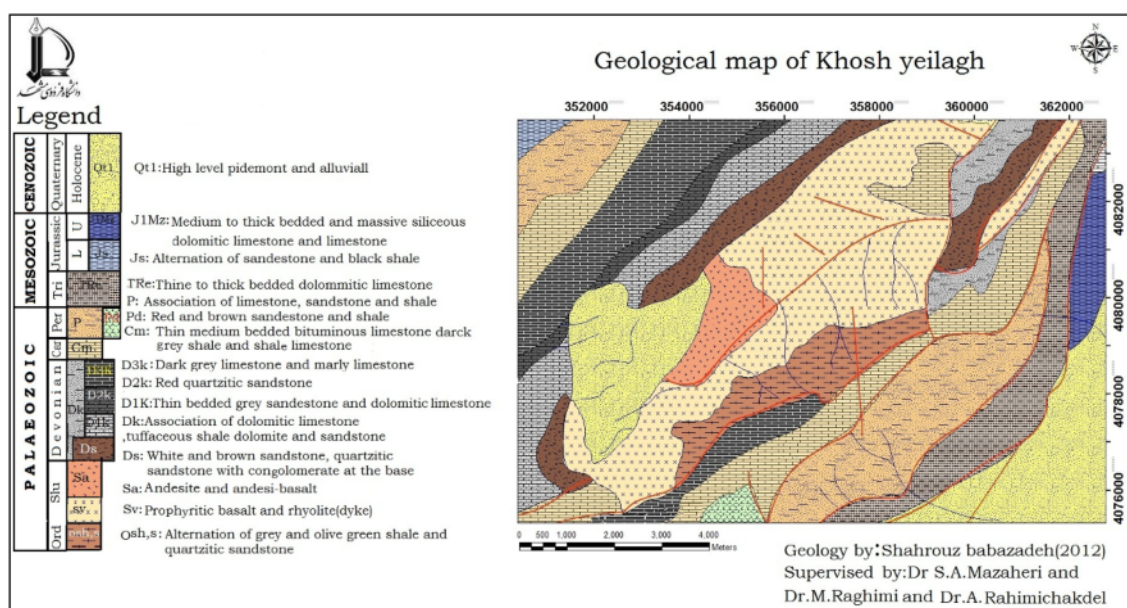
زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی

سنگ‌های آتشفشانی منطقه خوش ییلاق بیشتر شامل بازالت، تراکی بازالت، آندزیت بازالت، آندزیت و سیل‌هایی از دلریت هستند، که یکی از دنباله‌های سیلورین-دونین ایرانند؛ به عنوان بخشی از سازند سلطان میدان در زون ساختاری البرز شرقی و در شرق استان گلستان و در موقعیت جغرافیایی ۹ N ۵۵ ۲۵ ۲۲ E و ۳۶ ۵۰ ۱۰/۲۰ N تا ۳۶ ۵۰ ۴۷/۱۰ E و ۵۵ ۲۱ ۴۷/۱۰ E و در بین دو روستای خوش ییلاق و تیل آباد واقع شده‌اند (شکل ۱). این مجموعه در پالئوزوئیک زیرین (اواخر سیلورین) و در آغاز فعالیت پالئوتتیس فوران کرده است. سن این مجموعه همواره مورد بحث بسیاری از زمین‌شناسان بوده است. بررسی‌های اخیر حاکی از این است که سن بخش مورد بررسی نمی‌تواند جوانتر از گورستین باشد. این پژوهشگران معتقدند که سن اورانیوم-سرب حاصل از زیرکن‌های به دست آمده از سنگ‌های منطقه $434 \pm 4/6$ میلیون سال است که با سن پالینولوژی آن همخوانی دارد [۵].

بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی، ضمن شناسایی زون‌های مختلف در منطقه و مقایسه تغییرات جرم عناصر در این زون‌های دگرسان شده‌ی منطقه، ماهیت سیالات دگرسان کننده و نیز دمای این سیال‌ها در سنگ‌های منطقه مورد بررسی قرار گیرد.

روش بررسی

در این پژوهش، به منظور کانی‌شناسی زون‌های دگرسان، نخست تعداد ۲۰ نمونه‌ی کمتر دگرسان شده تا به شدت دگرسان شده با میکروسکوپ Olympus-BX50 و در ادامه به منظور کانی‌شناسی زون‌های دگرسان، ۵ نمونه از نمونه‌های دگرسان شده‌ی شدید، و نیز ۴ نمونه از سنگ‌های با بافت بادامی که دارای رگچه‌هایی از کانی‌های ثانویه نیز بوده‌اند برای تشخیص نوع کانی‌های ثانویه پرکننده‌ی این حفره‌های با پرash سنج پرتوی X (دستگاه Philips-PW1800) مورد بررسی قرار گرفتند. به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی زون‌های دگرسان شده و نیز بررسی تغییرات جرم ناشی از دگرسانی گرماب حاکم بر منطقه، تعداد ۱۶ نمونه (۸ نمونه از سنگ‌های بازالتی و آندزیتی با کمترین دگرسانی و ۸ نمونه از سنگ‌های به شدت دگرسان شده) بین نمونه‌های برداشت شده، انتخاب شدند و به روش شیمی مرطوب و XRF به وسیله‌ی دستگاه Philips-PW1480 آنالیز شدند و ۳۳ فاکتور شیمیایی آن مورد اندازه‌گیری قرار گرفتند. آنالیز کمی نقطه‌ای کانی‌ها نیز با

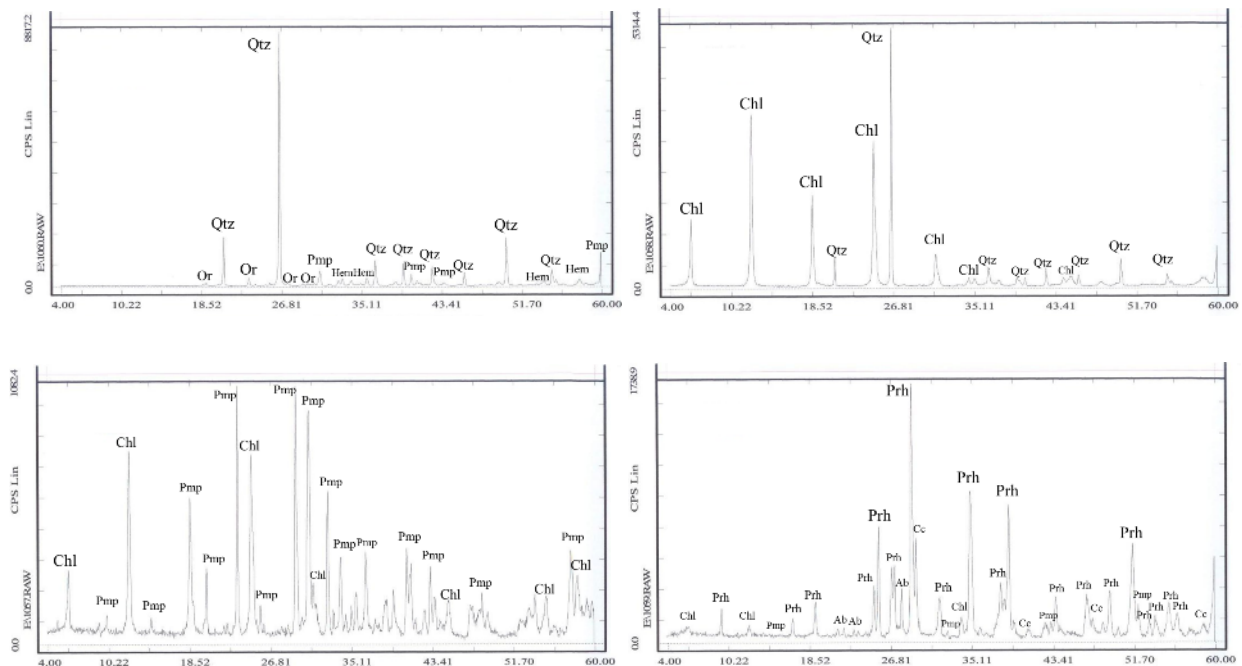


شکل ۱ موقعیت زمین‌شناسی و ساختاری منطقه‌ی مورد بررسی [۶].

دگرسانی سنگ‌های منطقه

بررسی‌های صحرایی و بررسی مقاطع نازک میکروسکوپی حاکی از این‌اند که شدت دگرسانی در طول این مجموعه یکسان نبوده و در برخی نواحی از شدت بیشتری برخوردار است، به‌طوری‌که این دگرسانی در سنگ‌های یاد شده به دو صورت دگرسانی فراگیر انتخابی و نافراگیر رخمون یافته است. دگرسانی فراگیر انتخابی به‌صورت تبلور کانی‌های ثانویه بدون آنکه بافت اولیه سنگ دستخوش تغییر شود، مشخص است، درحالی‌که در دگرسانی نافراگیر فقط بخش‌های معینی از حجم سنگ تحت تاثیر شاره‌های دگرسان‌کننده قرار می‌گیرند که این بخش‌ها شامل زیر گروه‌هایی هستند که حفره‌ها و رگه‌ها و رگچه‌های گرمابی را پر می‌کنند. مراحل مختلف دگرزه‌ادی مانند کلریتی، اپیدوتی، هماتیتی، آلبیتی، سیلیسی و کربناتیتی شدن را می‌توان بر اساس مشاهدات ساختاری، شواهد سنگ‌نگاری و نیز آنالیزهای XRD در سنگ‌های منطقه مشاهده کرد (شکل ۲). دگرسانی نافراگیر در منطقه عبارتند از پرکننده‌ی حفره‌ها، رگه‌ها و رگچه‌های گرمابی. بررسی‌ها حاکی از این است که این حفره‌ها و رگه‌ها و رگچه‌ها با کانی‌های ثانویه‌ی کوارتز،

کلریت، کلسیت، اپیدوت، پرهینیت و پامپلی‌ایت که حاصل ته‌نشینی گرمابی‌هاست، پر شده‌اند. این حفره‌ها و رگه‌ها در تمامی انواع سنگ‌های منطقه رخمون یافته‌اند و به‌طور کلی شواهد بسیار خوبی برای تشخیص مراحل مختلف دگرسانی‌های حاکم بر منطقه‌اند در حالی‌که، دگرسانی فراگیر به وسیله کلریتی شدن کانی‌های مافیک (پروکسن و الیوین)، ایدنگسیتی شدن برخی از بلورهای الیوین، آلبیتی شدن برخی از بلورهای پلاژیوکلاز و نیز جانشینی برخی از بلورهای پلاژیوکلاز با اپیدوت و پرهینیت، در منطقه مشخص می‌شود. سنگ‌های منطقه به‌طور گسترده و ناپیکنواخت تحت تاثیر دگرسانی پروپلیتی قرار گرفته‌اند. این در حالیست که سیلیسی شدن و کربناتیتی شدن نیز به‌طور پراکنده در سنگ‌های منطقه مشاهده می‌شوند. به‌طور کلی، این نوع دگرسانی، نخست از کانی‌های فرومنیزیم‌دار نظیر الیوین و پروکسن شروع شده و سپس پلاژیوکلازها و به ندرت فلدسپار پتاسیم‌ها دگرسان می‌شوند. دگرسانی پروپلیتی منطقه بر پایه‌ی بررسی‌های میکروسکوپی و پراش پرتو ایکس (XRD) به چهار زون کلریتی، اپیدوتی، هماتیتی و آلبیتی قابل تقسیم می‌شود.



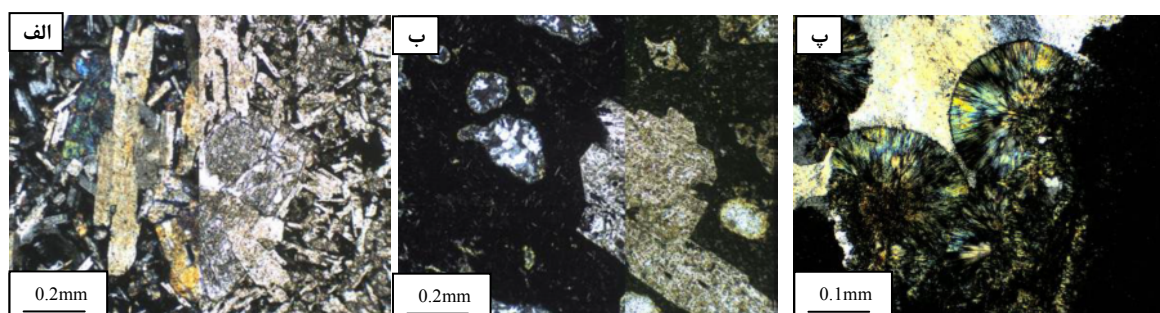
شکل ۲ آنالیزهای XRD از کانی‌های ثانویه پرکننده‌ی حفره‌ها و رگه‌ها و رگچه‌ها Chl: کلریت، Epi: اپیدوت، Cc: کلسیت، Qtz: کوارتز، Prh: پرهینیت، Pump: پامپلی‌ایت، Hem: هماتیت.

دگرسانی فراگیرانتخابی

دگرسانی کلریتی

این نوع دگرسانی حالت خاصی از دگرسانی پروپلیتی است، ولی به دلیل درصد بالای کلریت آن را به نام دگرسانی کلریتی می-شناسند. براساس بررسی‌های میکروسکوپی و پراش‌های پرتو ایکس (XRD) روی سنگ‌های منطقه، کانی‌های کلریت، کلسیت، کوارتز و آلبیت به عنوان کانی‌های مهم زون کلریتی منطقه تشخیص داده شده‌اند. این کلریت‌ها غالباً به رنگ سبز تا آبی دیده می‌شوند که این پدیده در اثر آزاد شدن Fe^{2+} از پیروکسن‌ها و ترکیب شدن با یون Cl^- گرمایی‌ها طی دگرسانی کلریتی، است (شکل ۳ پ). در این زون دگرسانی، دو نوع کلریت قابل تفکیک‌اند: کلریت نوع اول که در فضاهای خالی رشد شعاعی پیدا کرده‌اند و به شکل‌های کروی و به رنگ‌های سبز و آبی قابل مشاهده‌اند. نوع دوم شامل کلریت‌هایی هستند

که ناشی از دگرسانی و جانشینی کانی‌های اولیه از جمله پیروکسن، الیوین و نیز برخی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و فلدسپارهای قلیایی هستند. (شکل ۳ ب). در برخی از بخش‌ها شدت دگرسانی به حدی زیاد است که کانی‌های اولیه قابل تشخیص نیست. به‌طور کلی می‌توان گفت که دگرسانی کلریتی به‌صورت دو صورت دگرسانی فراگیر انتخابی (جانشینی کلریت با الیوین و پیروکسن) و نیز نا فراگیر (پرشدگی حفره‌ها با کلریت) و با گسترش زیاد در سنگ‌های منطقه قابل مشاهده است. نتایج تجزیه ریز پردازشی کانی‌های کلریت و فرمول ساختاری آن‌ها بر پایه ۲۸ اتم اکسیژن محاسبه و در جدول ۱ و ۲ ارائه شده‌اند. بر اساس نمودار پیشنهادی کلریت‌ها [۷]، کلریت‌های منطقه در قلمرو پنینیت، تالک-کلریت و دیابانیت قرار گرفته و دامنه‌ی تغییرات Fe در این کانی‌ها کم تا متوسط است (شکل ۴).



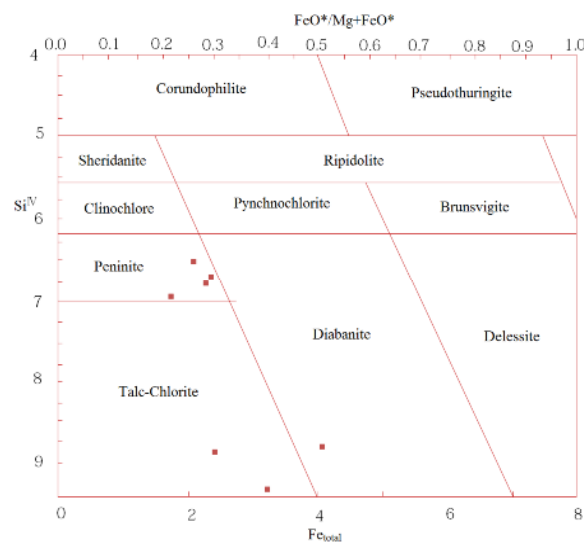
شکل ۳ کلریتی شدن بلورهای پیروکسن در پیروکسن دلریت (الف) کلریتی شدن بلورهای پلاژیوکلاز در بازالت (ب) و پرشدگی حفره‌ها با بلورهای ثانویه کلریت (پ).

جدول ۱ نتایج آنالیز XPMa بر روی کلریت‌های پرکننده‌ی حفره‌ها و در زمینه‌ی سنگ‌های منطقه.

Sample	Chl-1	Chl-2	Chl-3	Chl-4	Chl-5	Chl-6	Chl-7
SiO ₂	۴۰.۶۱	۴۰.۴	۳۹.۹	۴۲.۷۳	۵۱.۳۳	۵۰.۵۸	۵۳.۳۴
Al ₂ O ₃	۱۲.۹	۱۳.۹۴	۱۵.۶۱	۱۳.۶۵	۷.۶	۴.۹۳	۲۰.۹۱
Na ₂ O	۰.۰۰	۰.۲۳	۰.۱۲	۰.۵	۱.۸۸	۱.۴۱	۴.۴۶
MgO	۲۳.۴۶	۲۲.۷۹	۲۲.۱۸	۲۲.۳۴	۸.۸۴	۱۱.۰۸	۱.۷۹
K ₂ O	۰.۰۵	۰.۰۸	۰.۱۲	۰.۱۱	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۵۲
CaO	۰.۴۳	۰.۸۹	۱.۴	۰.۶۸	۱۳.۸۱	۱۵.۵	۱۰.۶۱
Fe ₂ O ₃	۱۷.۸۴	۱۵.۸۹	۱۲.۲۷	۱۵.۳۸	۱۱.۹۷	۹.۵۲	۳.۲۷
MnO	۰.۳۵	۰.۳۳	۰.۳۷	۰.۲۶	۰.۴۸	۰.۵۱	۰.۰۶
TiO ₂	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۹۵	۱.۳۹	۰.۴۴
SO ₃	۰.۱۱	۰.۱۷	۰.۲۸	۰.۰۹	۰.۱۵	۰.۲۶	۰.۳۶
SrO	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱
Cr ₂ O ₃	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۰۱
La ₂ O ₃	۰.۰۰	۰.۱۹	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
CeO ₂	۰.۰۰	۰.۲۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
ZrO ₂	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱
Nd ₂ O ₃	۰.۰۰	۰.۰۷	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
V ₂ O ₅	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۷
NiO	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
ZnO	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
PrO ₂	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
H ₂ O	۴.۲	۴.۶۴	۴.۸۹	۴.۱۶	۴.۸۲	۴.۵۸	۴.۱۳
Total	۱۰۰.۰۲	۹۹.۹۹	۱۰۰.۱۲	۱۰۰	۹۹.۹۷	۱۰۰.۰۱	۹۹.۹۹

جدول ۲ نتایج ریز پردازشی کانی‌های کلریت بر اساس ۲۸ کاتیون اکسیژن.

Sample	Chl-1	Chl-2	Chl-3	Chl-4	Chl-5	Chl-6	Chl-7
Si	۷,۳	۷,۲۷	۷,۰۵	۷,۵	۹,۶۹	۸,۹	۸,۸۴
Al	۰,۷	۰,۷۳	۰,۹۵	۰,۵	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Al	۲,۰۶	۲,۲۷	۲,۳۵	۲,۴	۱,۷۶	۱,۰۵	۳,۹۵
Mg	۶,۲۸	۶,۱۱	۶,۶۳	۵,۸۵	۲,۴۹	۲,۹	۰,۴۴
K	۰,۲۳	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۲
Ca	۰,۰۸	۰,۱۷	۰,۲۶	۰,۱۲	۰,۰۰	۲,۹۲	۱,۸۸
Fe	۰,۷۲	۰,۸۱	۰,۷۶	۰,۹۹	۱,۷	۱,۲۶	۰,۴
Fe	۱,۶۸	۱,۳۳	۰,۸۷	۱,۰۴	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Mn	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۰۰۸
Ti	۰,۰۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۱۳	۰,۱۸	۰,۰۵
Cr	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰۱
Ni	۰,۰۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰



شکل ۴ رده بندی ژئوشیمیایی کلریت‌های منطقه روی نمودار [۷].

دگرسانی اپیدوتی

اپیدوت یکی از کانی‌های شاخص در دگرسانی پروپلیتی منطقه است. این کانی در نمونه‌ی دستی و نیز در مقاطع میکروسکوپی اغلب با کوارتز هم رشدی دارند. زون‌های اپیدوتی شده با حضور سنگ‌های آتشفشانی سبز غنی از اپیدوت که بیشتر در واحدهای آندزیتی و کمتر در واحدهای بازالتی منطقه، مشخص اند. زون اپیدوتی غالباً در مناطقی با شکستگی‌ها و حفره‌های فراوان که سنگ‌ها نفوذپذیری بیشتری دارند و به موجب آن نسبت آب به سنگ هنگام دگرسانی بالاتر بوده است، تشکیل شده است. عدم حضور کلریت در مجموعه سنگ‌های زون اپیدوتی، تا حدی نشاندهنده بالاتر بودن دمای شارهای دگرسان کننده در زمان تشکیل این زون بوده است. به‌طور کلی اپیدوت در اثر دگرسانی پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم تشکیل می‌شود.

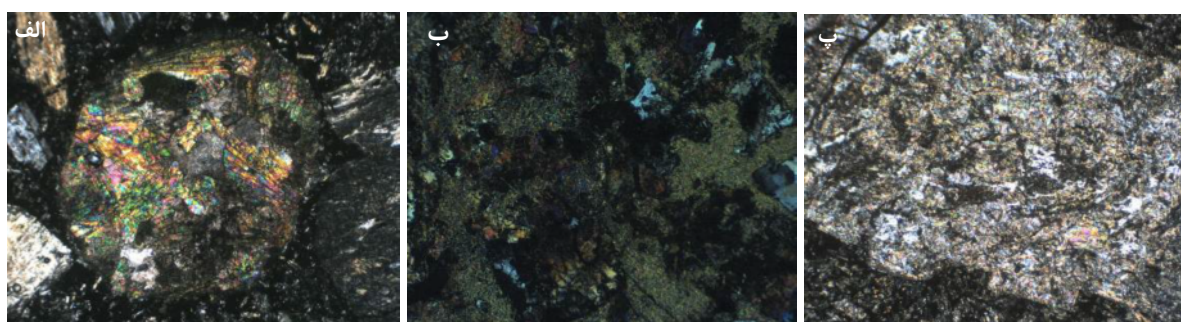
در این زون دگرسانی نیز دو نوع اپیدوت قابل شناسایی است: اپیدوت نوع اول که در حفره‌ها و نیز فضاهای خالی و به صورت نیمه شعاعی بوده و دارای بافت آبله‌گونند (شکل ۵ الف) و نوع دوم شامل اپیدوت‌هایی است که حاصل از دگرسانی پلاژیوکلازهای کلسیک هستند (شکل‌های ۵ ب و ۵ پ). این زون دگرسان نیز مانند زون دگرسان کلریتی به دو صورت فراگیر انتخابی و نا فراگیر، ولی با گسترش کمتر نسبت به زون کلریتی در منطقه قابل مشاهده‌اند. نتایج تجزیه‌ی ریزپردازشی کانی‌های اپیدوت و فرمول ساختاری آن‌ها بر پایه‌ی ۱۲/۵ اتم اکسیژن محاسبه و در جدول ۳-۴ ارائه شده‌اند.

پارامتر اصلی تعیین خاستگاه کانی اپیدوت میزان Fe^{3+} است، با در نظر گرفتن میزان Fe^{3+} موجود در کانی اپیدوت می‌توان درصد پیستاشیت را بر اساس

متوسط تا زیاد (۶ تا ۸ کیلو بار) صورت می‌گیرد که این تا حدی تابع ترکیب و عمق جایگیری ماگماست [۹].

ویژگی دیگر شیمی کانی که به شناخت اپیدوت ماگمایی کمک می‌کند، میزان TiO_2 موجود در این کانی است. در سیستم‌های ماگمایی میزان این اکسید در اپیدوت ماگمایی کمتر از ۰/۱ درصد وزنی است [۱۰]. میزان TiO_2 در اپیدوت-های مورد بررسی به‌طور متوسط در گستره‌ی ۰/۱ تا ۰/۸ درصد وزنی بوده و این میزان موید ماگمایی بودن اپیدوت‌های مورد بررسی است.

از دگرسانی پلاژیوکلاز دارای محتوای پیستاسیت بین صفر تا ۲۴ درصد بوده در حالی که آن‌هایی که از دگرسانی بیوتیت تشکیل شده‌اند دارای پیستاسیت ۳۶ تا ۴۸ درصد و اپیدوت-های ماگمایی دارای پیستاسیت ۲۲ تا ۲۹ درصدند [۸]. از این رو با توجه به اینکه میزان PS اپیدوت‌های آنالیز شده بین ۲۵ تا ۳۶ درصدند (جدول ۵)، می‌توان نتیجه گرفت که اپیدوت منطقه از نوع ماگمایی و از سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز تشکیل شده‌است (شکل ۶). تشکیل اپیدوت‌های ماگمایی در فشار



شکل ۵ (الف) بلورهای اپیدوت پر کننده‌ی حفره‌ها (ب) اپیدوزیت موجود در واحدهای آندزیتی منطقه‌ی (پ) اپیدوتی شدن بلورهای پلاژیوکلاز.

جدول ۳ نتایج آنالیز XPMa بر روی اپیدوت‌های پرکننده حفرات و موجود در زمینه در سنگ‌های منطقه.

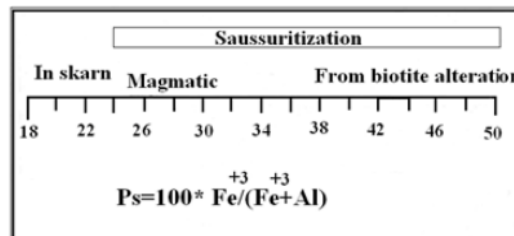
Sample	E-1	E-2	E-3	E-4	E-5	E-6
SiO ₂	۳۵/۲۸	۳۵/۹	۳۸/۹۴	۳۸/۵۸	۳۹/۰۱	۳۹
Al ₂ O ₃	۱۶/۹۷	۱۸/۳۴	۲۰/۰۳	۲۰/۳۷	۲۱/۸۱	۲۱/۹۴
Na ₂ O	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۳۲	۰/۶	۰/۰۳
MgO	۰/۴۲	۶/۵۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۱۷	۰/۰۰
K ₂ O	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
CaO	۱۸/۴۳	۱۴/۶۷	۲۰/۶۱	۲۱/۱۳	۲۱/۷۹	۲۱/۸
Fe ₂ O ₃	۱۶/۷۸	۱۵/۸۵	۱۴/۹۱	۱۴/۹۷	۱۱/۷۴	۱۱/۸۶
MnO	۰/۲۳	۰/۴	۰/۳۲	۰/۲۷	۰/۰۸	۰/۱
TiO ₂	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۴
SO ₃	۰/۰۰	۰/۱	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۲۴	۰/۲۱
SrO	۰/۲۶	۰/۲۲	۰/۶۴	۰/۵۸	۰/۲۷	۰/۲۷
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
La ₂ O ₃	۱/۳۹	۱/۳۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
CeO ₂	۲/۹۹	۲/۵۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
ZrO ₂	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Nd ₂ O ₃	۰/۴۶	۰/۱۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Sm ₂ O ₃	۰/۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Eu ₂ O ₃	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Gd ₂ O ₃	۰/۵۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
PrO ₂	۱/۲۴	۰/۲۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
CuO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰
V ₂ O ₅	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۴
H ₂ O	۴/۶۸	۳/۶۵	۴/۲۳	۳/۵۸	۴/۱۵	۴/۷۳
Total	۱۰۰/۰۱	۹۹/۹۶	۱۰۰/۰۱	۱۰۰/۰۱	۹۹/۹۹	۱۰۰/۰۲

جدول ۴ نتایج ریز پردازشی کانی‌های اپیدوت بر اساس ۱۲/۵ کاتیون اکسیژن.

Sample	E-1	E-2	E-3	E-4	E-5	E-6
Si	۳/۱۴	۳/۰۳	۲/۶۶	۳/۱۴	۳/۱۶	۳/۱۷
Al	۱/۷۸	۱/۸۲	۱/۶۱	۱/۹۵	۲/۰۸	۲/۱
Na	۰/۰۱	۰/۰۰۵	۰/۰۰۲	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۰۵
Mg	۰/۰۵	۰/۰۸۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰
K	۰/۰۰۷	۰/۰۰	۰/۰۰۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۱
Ca	۱/۷۶	۱/۳۳	۱/۵۱	۱/۸۴	۱/۹	۱/۹
Fe	۱/۱۲	۱	۰/۷۶	۰/۹۱	۰/۷۱	۰/۷۲
Mn	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰۵	۰/۰۰۷
Ti	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۱/۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲

جدول ۵ محاسبه پیستاسیت اپیدوت‌های منطقه.

PS میانگین	E-1	E-2	E-3	E-4	E-5	E-6
۳۱/۱۵	۳۶/۶۲	۳۵/۴۶	۳۱/۸۹	۳۲	۲۵/۴۴	۲۵/۵۳

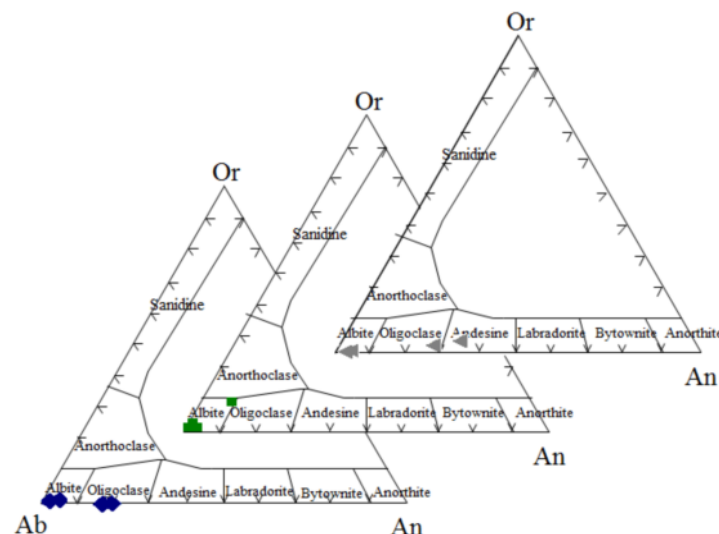


شکل ۶ نمودار تعیین خاستگاه اپیدوت بر اساس میزان پیستاسیت که نمونه‌ها ناشی از سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها هستند [۱۱].

دگرسانی آلبیتی

دگرسانی آلبیتی که به سدیم دگرنهادهای معروف است بیشتر به دلیل اضافه شدن سدیم از طریق محلول‌های ماگمایی یا گرمابی حاصل می‌شود. این نوع دگرسانی نشان‌دهنده غنی‌شدگی سدیم است. بر اساس شواهد میکروسکوپی و نیز پراش‌های پرتو ایکس (XRD) پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های

این منطقه به آلبیت دگرسان شده‌اند (شکل ۷ و ۹ ت) همچنین کانی‌های ثانوی دیگری چون کلریت و کوارتز نیز همراه با آلبیت در این سنگ‌ها به فراوانی مشاهده می‌شوند. نتایج تجزیه ریز پردازشی کانی‌های پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه و فرمول ساختاری آن‌ها بر پایه‌ی ۸ اتم اکسیژن محاسبه و در جدول‌های ۶ و ۷ ارائه شده‌اند.



شکل ۷ ترکیب بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم از سنگ‌های بازالتی و آندزیتی بر روی نمودار رده بندی فلدسپات‌ها.

جدول ۶ نتایج آنالیز کمی نقطه‌ای کانی‌های پلاژیوکلاز بر روی نمونه‌های منطقه.

Sample	بازالت	بازالت	بازالت	بازالت	پیروکسن دلریت	پیروکسن دلریت	پیروکسن دلریت	پیروکسن دلریت	آندزیت	آندزیت	آندزیت	آندزیت
No	B-10	B-10	B-12	B-12	P.D-5	P.D5	P.D-7	P.D-7	An-1	An-1	An-6	An-6
Location	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه
SiO ₂	۶۰٫۱۸	۶۱٫۳۷	۶۷٫۵۷	۶۸٫۴۹	۷۰٫۱۶	۷۱٫۹۵	۶۶٫۰۱	۶۵٫۵۲	۷۱٫۵۱	۶۸٫۷۶	۶۷٫۹۴	۶۶٫۰۳
Al ₂ O ₃	۱۷٫۵۶	۱۷٫۷	۱۸٫۷	۱۷٫۰۶	۱۷	۱۷٫۵۶	۱۵٫۹۳	۱۴٫۹۳	۱۷٫۱	۱۷	۱۷٫۴۱	۱۸٫۰۴
Na ₂ O	۵٫۵۸	۶٫۴۴	۶٫۴۹	۷٫۷۵	۸٫۴۶	۹٫۵۲	۷٫۴۸	۸٫۲۳	۷٫۹۳	۹٫۳۴	۸٫۶۷	۷٫۶۲
MgO	۴٫۳	۳٫۰۶	۲٫۸۴	۲٫۷۴	۰٫۵۵	۰٫۰	۳٫۲۹	۲٫۹۸	۰٫۰	۰٫۰۴	۰٫۱۹	۰٫۲۷
K ₂ O	۰٫۵۵	۰٫۵۱	۰٫۱۲	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۲۶	۱٫۰۵
CaO	۵٫۳۸	۴٫۵۷	۰٫۵۴	۰٫۴۳	۰٫۲۷	۰٫۳۴	۳٫۲۱	۳٫۵۷	۰٫۴۳	۰٫۹۲	۰٫۴۹	۰٫۹۶
Fe ₂ O ₃ *	۴٫۳۳	۴٫۴۴	۲٫۵۱	۲٫۱۶	۰٫۶۱	۰٫۲۵	۲٫۳۱	۱٫۸۴	۰٫۱	۲٫۳	۰٫۳۹	۰٫۹۳
MnO	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
TiO ₂	۰٫۸۵	۰٫۶۱	۰٫۰۹	۰٫۱۳	۰٫۰۵	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۰	۰٫۳۷	۰٫۰۱	۰٫۰۴
SO ₃	۰٫۳۶	۰٫۲۹	۰٫۲۲	۰٫۱۴	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۲	۰٫۱۵	۰٫۱۲
SrO	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Cr ₂ O ₃	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۳	۰٫۰۵
CuO	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰	۰٫۰
CeO ₂	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۴۹	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
ZrO ₂	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰
V ₂ O ₅	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۱۹	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰	۰٫۰
ZnO	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
H ₂ O	۰٫۷۶	۰٫۸۶	۰٫۸۴	۰٫۹۲	۲٫۰۵	۱٫۰۵	۱٫۳۶	۲٫۵۱	۰٫۸۹	۰٫۹۱	۴٫۴۵	۴٫۶۹
Total	۹۹٫۹۹	۱۰۰	۱۰۰٫۰۱	۹۹٫۹۹	۱۰۰٫۰۲	۱۰۰٫۰۱	۱۰۰٫۰۱	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۹۹٫۸۱

جدول ۷ نتایج ریز پردازشی کانی‌های پلاژیوکلاز بر اساس ۸ کاتیون اکسیژن.

Sample	بازالت	بازالت	بازالت	بازالت	پیروکسن دلریت	پیروکسن دلریت	پیروکسن دلریت	پیروکسن دلریت	آندزیت	آندزیت	آندزیت	آندزیت
No	B-10	B-10	B-12	B-12	P.D-5	P.D5	P.D-7	P.D-7	An-1	An-1	An-6	An-6
Location	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه
Si	۲٫۷۶	۲٫۸۱	۲٫۹۸	۳٫۰۲	۳٫۱۱	۳٫۱۴	۲٫۹۶	۲٫۹۹	۳٫۱۲	۳٫۰۵	۳٫۰۸	۳٫۰۳
Al	۰٫۹۵	۰٫۹۵	۰٫۹۷	۰٫۸۸	۰٫۸۹	۰٫۸۵	۰٫۸۴	۰٫۸	۰٫۸۸	۰٫۸۹	۰٫۹۳	۰٫۹۷
Na	۰٫۴۹	۰٫۵۷	۰٫۵۵	۰٫۶۶	۰٫۷۲	۰٫۸	۰٫۶۵	۰٫۷۲	۰٫۸۲	۰٫۸	۰٫۷۶	۰٫۶۷
Mg	۰٫۲۹	۰٫۲	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۰۳	۰٫۰	۰٫۲۲	۰٫۲	۰٫۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱
K	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۶
Ca	۰٫۲۶	۰٫۲۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۵
Fe *	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۳
Mn	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Ti	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱
Ab	۶۲٫۵۹	۶۹٫۲۴	۹۴٫۵	۹۶٫۳۹	۹۷٫۹۶	۹۷٫۶۰	۸۰٫۶۶	۸۰٫۳۰	۹۷٫۳۶	۹۴٫۵۸	۹۵٫۱۵	۸۶٫۱۸
An	۳۳٫۳۴	۲۷٫۱۵	۴٫۳۴	۲٫۹۵	۱٫۷۳	۱٫۹۲	۱۹٫۱۲	۱۹٫۲۴	۲٫۳۷	۵٫۱۵	۲٫۹۷	۶
Or	۴٫۰۵	۳٫۶	۱٫۱۴۹	۰٫۶۵	۰٫۳	۰٫۴۷	۰٫۲۱	۰٫۴۴	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۱٫۸۷	۷٫۸۲

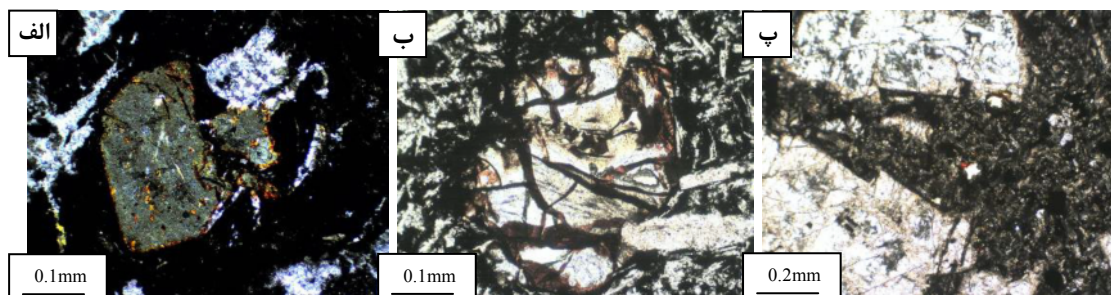
دگرسانی هماتی

دگرسانی هماتی سنگ‌های آتشفشانی هماتی شده نسبت به کلریتی شده؛ حجم کمتری به خود اختصاص داده‌اند. در این سنگ‌ها هماتیت جانشین کانی‌های فرومنیزین شده اند. بررسی مقاطع سنگ‌های هماتی شده منطقه حاکی از آن است که

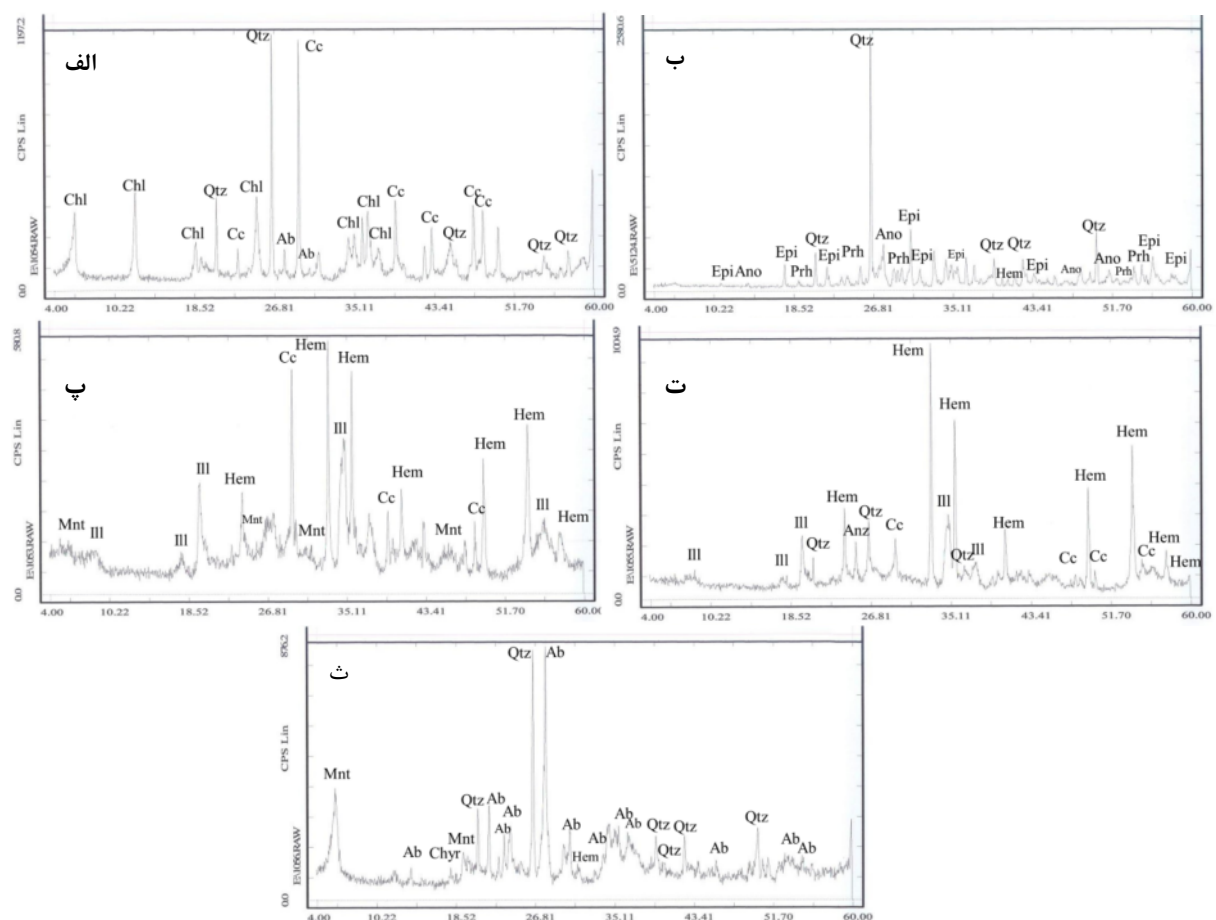
ایدنگسیته شدن که از ویژگی دگرسانی بلورهای الیوین در دمای بالاست، در شکستگی‌ها و حاشیه‌ی بلورهای الیوین و نیز در زمینه‌ی سنگ به فراوانی دیده می‌شود (شکل ۸). پراش‌های پرتو ایکس نمونه‌های به شدت دگرسان‌شده حاکی از این است که در این زون علاوه بر هماتیت، کلسیت، کوارتز، ایلیت، روتیل

علاوه بر دگرسانی‌های یاد شده، کربناتی شدن و سیلیسی شدن نیز در سنگ‌های منطقه حاکم‌اند، به‌طوری که در برخی از شکستگی‌ها، کلسیت، کوارتز به صورت رگچه در کنار هم حضور دارند. همراهی کلسیت و کوارتز در رگه‌های کوارتز-کربنات، نیز موید یک فاز تأخیری گرمابی پس از دگرسانی پروپلیتی است.

و آنتاز نیز حضور دارند (شکل‌های ۹ ب و ۹ الف). به نظر می‌رسد هماتیسی شدن به واسطه نفوذ شاره‌های غنی از Fe-Ca-Mg در سنگ‌های منطقه باشد که همزمان و یا پس از کلریتی و اپیدوتی شدن سنگ‌های آتشفشانی، شاره‌ای که در اثر شستشوی سنگ‌های منطقه حاوی مقادیر فراوانی آهن و منیزیم بوده در نواحی با گریزندگی اکسیژن بالا، سبب تشکیل زون هماتیسی می‌شود.



شکل ۸ الف و ب) ایدنگیسی شدن در مرکز و حاشیه‌ی بلورهای الیوپین (پ) ریز بلورهای ایدنگیسی موجود در زمینه.



شکل ۹ آنالیزهای XRD از واحدهای دگرسان پروپلیتی منطقه. الف) زون کلریتی ب) زون اپیدوتی پ و ت) زون هماتیسی ث) زون آلبدیتی
اختصارها: Chl: کلریت، Epi: اپیدوت، Cc: کلسیت، Qtz: کوارتز، Prh: پرهینیت، Hm: هماتیت، Chyr: کریزوتیل، Ab: آلبیت، Mnt: موننت
موریلونیت، Ill: ایلیت، Ant: آنتاز

ژئوشیمی دگرسانی

در این پژوهش، ترکیب نمونه‌های آتشفشانی مافیک و حدواسط نسبتاً سالم، به عنوان مرجعی برای دستیابی به ترکیب سنگ-های منطقه پیش از دگرسانی در نظر گرفته شدند، و تغییرات شیمیایی سنگ‌های دگرسان نسبت به آن‌ها مورد بررسی قرار گرفتند. یک روش مفید برای نمایش تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر و یا به عبارت دیگر برای تعیین افزایش یا کاهش عناصر طی دگرسانی، از روش نموداری □ محاسبه‌ای با استفاده از نمودارهای ایزوکان [۴،۳] صورت گرفت. در این نمودارها غلظت عناصر در سنگ دگرسان نسبت به غلظت آن‌ها در سنگ مادر (نا دگرسان) نمایش داده می‌شود. در روش خط هم غلظت گرانت، خطی که از مبدأ مختصات می‌گذرد و عناصر نامتحرک روی آن قرار دارند، به عنوان خط هم غلظت استفاده می‌شود. شیب این خط تغییرات جرم را نشان می‌دهد و میزان انحراف عناصر از این خط نشان دهنده ی تغییرات جرم یا فراوانی هر عنصر طی دگرسانی است. برای تعیین شیب خط هم غلظت از روش رده بندی داده‌ها استفاده شد.

بر اساس این نمودار، عناصری که در بالای خط هم غلظت قرار دارند افزایش جرم و عناصری که در پایین این خط قرار دارند کاهش جرم را نشان می‌دهند. نمودارهای خط هم غلظت برای انواع زون‌های دگرسان منطقه‌ی مورد بررسی در شکل ۱۰ نشان داده شده‌اند. در این نمودارها عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm ترسیم شده‌اند. شیب خط هم غلظت با استفاده از عناصر نامتحرک و بهترین خطی که از میان تمام داده‌ها و از مبدأ می‌گذرد، ترسیم شده است. معادله این خط $CiA = MO/MA (CiO + \Delta Ci)$ است. در این فرمول Ci : غلظت سازنده (عنصر) Oa : سنگ مادر و A سنگ دگرسان شده. MO و MA : جرم‌های برابر قبل و بعد از دگرسانی، ΔCi : تغییر غلظت ساز i .

سازنده‌های نامتحرک $\Delta Ci = 0$

$$CiA = (MO/MA) CO$$

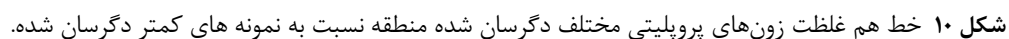
$$CA = (C I A + \Delta CiO) CO$$

تهی‌شدگی و غنی‌شدگی نسبی عناصر متحرک (طی دگرسانی) بر اساس موقعیت نسبی آن‌ها از خط هم غلظت مشخص و از رابطه‌ی $1 - (CiA / CiO) = (MO/MA) \Delta Ci / CiO$ محاسبه می‌شود که در این حالت عناصر نامتحرک به عنوان خط مستقیمی که از مبدأ می‌گذرد تعریف می‌شوند که فرمول این

خط CiA / CiO است.

از عناصر نامتحرک P, Ti, Co, Nb, Y, V, Ni برای ترسیم خط هم غلظت‌های مربوط به منطقه‌ی اپیدوتی، عناصر نامتحرک Co, La, Y, V, Ni, Ti, P برای زون آلپیتی، عناصر نامتحرک Co, Th, La, Nb, Y, Ni برای زون کلریتی و عناصر نامتحرک Zn, Ni, V, Zr, Y, CO برای ترسیم هم غلظت‌های مربوط به زون هماتیتی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. نسبت‌های دگرسان شده و کمتر دگرسان‌شده و نیز افزایش و کاهش جرم عناصر بر اساس درصد وزنی و ppm در جدول‌های (۸ تا ۱۱) و نیز مقادیر دگرسان‌شده نمونه‌ها (CiA) نسبت به نمونه‌های کمتر دگرسان‌شده (CiO) در شکل ۱۰ نشان داده شده‌اند. در این روش برای اینکه تمامی ترکیب‌های محاسبه شده را به توان روی یک نمودار یکنواخت رسم کرد، مقادیر کمتر دگرسان‌شده و دگرسان شده‌ی نمونه‌ها به یک نسبت مشخص کوچک شده‌اند. بر این اساس، نمونه‌های اپیدوتی شده میانگین شیب هم غلظت ۱ و ۱/۰۲، آلپیتی شده ۱/۰۹ و ۱/۰۶، کلریتی شده ۱ و ۱/۰۳ و زون هماتیتی ۱/۰۶ و ۱/۰۷ محاسبه شده‌اند این نشان می‌دهد که زون دگرسانی آلپیتی بیشترین زون دگرسانی کلریتی کمترین تغییرات جرم را طی دگرسانی تحمل کرده‌اند. برخی از این مقادیر نشان دهنده‌ی تحرک برخی از عناصر نامتحرک در اثر دگرسانی‌های حاکم بر منطقه است که از این جمله می‌توان به تغییرات جرمی اشاره کرد که در زون آلپیتی منطقه به‌وجود آمده و سبب افزایش میانگین شیب هم غلظت عناصر نامتحرک این زون شده است.

به‌طور کلی در تمامی زون‌های دگرسان، کاهش SiO_2 را شاهد هستیم، و این کاهش در سنگ‌های دگرسان، نتیجه‌ی تجزیه کانی‌های پلاژیوکلاز، الیوین و پیروکسن سنگ مادر طی واکنش‌هایی چون تشکیل کلریت، اپیدوت و نیز مونت موریلونیت است. که این واکنش‌ها با آزاد شدن SiO_2 همراه است. دگرسانی اکسیدی و تشکیل کانی‌های اکسید آهن مانند هماتیت باعث افزایش Fe_2O_3 در نمونه‌های دگرسان‌شده نسبت به سنگ اولیه است. آهن موجود در کانی‌های مافیک طی دگرسانی شسته می‌شود و این آهن در جای دیگری ممکن است رسوب کند و وارد ساختار کانی‌های آهن‌دار دگرسان شود، بخشی نیز ممکن است به‌صورت سولفید آهن (پیریت) رسوب کند.



جدول ۸ تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر در زون دگرسانی اپیدوتی منطقه خوش ییلاق.

Component	altered Least CiO		Most altered CiA		Slop to CiA, CiO		Gain/loss ΔCi, CiO		Gain/loss in ΔCi	
Sample	Epi1	Epi2	Epi1	Epi2	Epi1	Epi2	Epi1	Epi2	Epi1	Epi2
SiO ₂	۶۶.۴۵	۶۳.۷۱	۵۱.۶۳	۴۹.۱۲	۰.۷۸	۰.۷۷	-۰.۲۲	-۰.۲۳	-۱۴.۸۲	-۱۴.۵۹
Al ₂ O ₃	۹.۱۹	۱۴.۷۲	۱۲.۹۹	۱۵.۵۳	۱.۴۱	۱.۵۵	-۰.۴۱	-۰.۵۵	۳.۸	۰.۸۱
Fe ₂ O ₃	۱۱.۸۲	۵.۴۲	۱۳.۰۳	۸.۳	۱.۱۰	۱.۸۱	-۰.۱	-۰.۸۱	۱.۲۱	۴.۴۱
CaO	۱.۷۹	۲.۲۹	۱۲.۳۰	۹	۶.۸۷	۵.۹۶	۵.۸۷	۴.۹۶	۱۰.۵۱	۱۱.۳۷
Na ₂ O	۳.۹۶	۷.۵۹	۲.۰۵	۱۳.۶۶	۰.۵۲	۰.۴	-۰.۴۸	-۰.۶	-۱.۹۱	-۴.۵۷
K ₂ O	۰.۹۱	۰.۱۹	۰.۸۸	۳.۰۲	۰.۹۷	۳.۴۲	-۰.۰۳	۲.۴۲	-۰.۰۳	۰.۴۶
MgO	۱.۸۹	۱.۵۱	۱.۸۷	۰.۶۵	۰.۹۹	۱.۵	-۰.۰۱	۰.۵	-۰.۰۲	۰.۷۴
TiO ₂	۱.۷۹۱	۲.۴۰۳	۱.۴۷۳	۲.۲۵	۰.۸۲	۰.۸۷	-۰.۱۸	-۰.۱۳	-۰.۳۱۸	-۰.۰۳۳
MnO	۰.۰۰۶	۰.۰۷۲	۰.۱۲۹	۲.۱	۱.۹۵	۲.۰۳	۰.۹۵	۱.۰۳	۰.۰۶۳	۰.۰۷۴
P ₂ O ₅	۰.۲۳۷	۰.۳۳۱	۰.۲۲۴	۰.۱۴۶	۰.۹۵	۰.۶	-۰.۰۵	-۰.۰۴	-۰.۰۱۳	-۰.۱۳۲
SO ₃	۰.۰۰۳	۰.۰۰۵	۰.۰۰۴	۰.۱۹۹	۱.۶	۰.۸	۰.۶	-۰.۲	۰.۰۰۲	-۰.۰۰۱
L.O.I	۱.۳۳	۱.۴۶	۲.۸۹	۰.۰۰۴	۲.۱۷	۲.۰۱	۱.۱۷	۱.۰۱	۱.۵۶	۱.۵۵
Cl	۱.۶۰	۱.۶۵	۱.۶۵	۳.۰۱	۱.۰۳	۰.۸۷	۰.۰۳	-۰.۱۳	۵	-۲۲
Ba	۱.۵۸	۱.۴۸	۸.۵	۱.۴۳	۰.۵۴	۰.۴	-۰.۴۶	-۰.۶	-۷.۳	-۸.۸
Sr	۱.۰۷	۱.۵۵	۲.۸۸۳	۶.۰	۲.۶۹۴	۱.۷۲۵	۲.۵۹	۱.۶۲۵	۲.۲۷۳	۲.۵۱۸
Nb	۸	۲	۹	۲.۶۷۳	۱.۱۲	۶	۰.۱۲	۵	۱	۱۰
Ga	۱.۴	۱.۵	۲.۲	۱.۲	۱.۵۷	۲.۰۷	۰.۵۷	۱.۰۷	۸	۱.۶
Cu	۱.۹	۱.۳	۸	۳.۱	۰.۴۲	۰.۵۴	-۰.۵۸	-۰.۴۶	-۱.۱	-۶
Ni	۴.۰	۳.۸	۴.۰	۷	۱	۰.۸۷	۰	-۰.۱۳	۰	-۵
Cr	۱.۰	۲.۲	۷.۶	۳.۳	۷.۶	۴.۰۱	۶.۶	۳.۰۱	۶.۶	۶.۸
V	۲.۶۵	۳.۱۹	۱.۶۳	۹.۰	۰.۶۱	۰.۶	-۰.۳۹	-۰.۴	-۱.۰۲	-۱.۲۷
Ce	۸.۱	۵.۵	۵.۳	۱.۹۲	۰.۶۵	۱.۴	-۰.۳۵	۰.۴	-۲.۸	۲.۲
La	۴.۳	۲.۷	۲.۵	۷.۷	۰.۵۸	۱.۱۹	-۰.۴۲	۰.۱۹	-۱.۸	۵
W	۴	۳	۳	۳.۲	۰.۷۵	۱.۶۷	-۰.۲۵	۰.۶۷	-۱	۲
Mo	۲	۷	۶	۵	۳	۱.۲۹	۲	۰.۲۹	۴	۲
Zr	۱.۲۱	۱.۹۸	۳.۷۶	۹	۳.۱۱	۱.۹۸	۲.۱۱	۰.۹۸	۲.۵۵	۱.۹۴
Y	۱.۷	۵.۲	۱.۷	۳.۹۲	۱	۰.۴۸	۰	-۰.۵۲	۰	-۲.۷
Rb	۱.۹	۱.۶	۱.۵	۲.۵	۰.۷۹	۱.۵۷	-۰.۲۱	۰.۵۷	-۴	۹
Co	۵	۲	۵	۲.۵	۱	۱.۵	۰	۰.۵	۰	۱
Pb	۸	۴.۹	۱.۷۴	۳	۲.۱.۷۵	۳.۰۹	۲.۰.۷۵	۳.۰.۹	۱.۶۶	۱.۰۲
Zn	۵.۴	۵.۸	۹.۹	۱.۵۱	۱.۸۳	۱.۹۳	۰.۸۳	۰.۹۳	۴.۵	۵.۴
As	۳.۶	۲.۲	۱.۳	۱.۱۲	۰.۴۶	۰.۷۳	-۰.۶۴	-۰.۲۷	-۲.۳	-۶
Th	۱	۱	۳	۱.۶	۳	۶	۲	۵	۲	۵

جدول ۹ تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر در زون دگرسانی آلبیتی منطقه خوش ییلاق.

Component	altered Least CiO		Most altered CiA		Slop to CiA, CiO		Gain/loss ΔCi, CiO		Gain/loss in ΔCi	
Sample	Ab1	Ab2	Ab1	Ab2	Ab1	Ab2	Ab1	Ab2	Ab1	Ab2
SiO ₂	۵۰.۴۱	۴۹.۹۹	۴۴.۵۸	۴۷.۶۳	۰.۸۹	۰.۹۵	-۰.۱۲	-۰.۰۵	-۵.۸۳	-۲.۳۶
Al ₂ O ₃	۱۳.۷۸	۱۲.۷۱	۱۲.۵۷	۱۰.۸۵	۰.۹۱	۰.۶۱	-۰.۰۹	-۰.۳۹	-۱.۲۱	-۶.۸۶
Fe ₂ O ₃	۱۳.۱۶	۹.۵	۱۴.۵۱	۱۵.۶۷	۱.۱	۱.۶۵	۰.۱	۰.۶۵	۱.۳۵	۶.۱۷
CaO	۶.۷۶	۶.۸۵	۳.۴۳	۲.۱	۰.۵۱	۰.۳	-۰.۴۹	-۰.۷	-۳.۲۳	-۴.۷۵
Na ₂ O	۵.۰۳	۵.۷۱	۸.۱۷	۹.۴۲	۱.۶۲	۱.۶۵	۰.۶۲	۰.۶۵	۳.۱۴	۷
K ₂ O	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۲۴	۰.۳	۲.۴	۳.۰	۲.۳	۲.۹	۰.۰۲۳	۰.۲۹
MgO	۵.۳۸	۳.۸۷	۶.۳۲	۵.۸۸	۱.۱۷	۱.۵۲	۰.۱۷	۰.۵۲	۰.۹۴	۲.۰۱
TiO ₂	۱.۹۳	۱.۹۳۴	۲.۴۶۱	۱.۱۸۵	۱.۱۷	۰.۶۱	۰.۱۷	-۰.۳۹	-۰.۳۳۱	-۰.۰۶
MnO	۰.۱۸۸	۰.۱۲	۰.۱۵۵	۰.۱۸	۲.۲۱	۱.۵	۱.۲۱	۰.۵	-۰.۰۳۳	۰.۰۶
P ₂ O ₅	۰.۰۲۸	۰.۰۳۲۸	۰.۰۲۷	۰.۰۴۲	۰.۶	۰.۱۳	-۰.۴	-۰.۸۷	-۰.۱۸۱	-۰.۰۲۸۶
SO ₃	۰.۰۰۶	۰.۰۰۹	۰.۰۶۹	۰.۰۴۸	۰.۸	۵.۲۳	-۰.۲	۴.۲۳	۰.۰۳۳	-۰.۰۳۹
L.O.I	۲.۷۴	۳.۴۸	۷.۳۴	۶.۳۳	۲.۶۸	۱.۸۲	۱.۶۸	۰.۸۲	۴.۶	۲.۸۵
Cl	۲.۰۹	۱.۸۴	۲.۴۳	۲.۸۴	۱.۱۶	۱.۵۴	۰.۱۶	۰.۵۴	۳.۴	۱.۰۰
Ba	۱.۰۰	۹.۵	۱.۵۵	۲.۶۰	۱.۵۵	۲.۷۳	۰.۵۵	۱.۷۳	۵.۵	۱.۶۵
Sr	۵.۹	۱.۵۶	۱.۶۷	۲.۲۵	۲.۸۲	۱.۴۴	۱.۸۲	۰.۴۴	۱.۰۸	۶.۹
Nb	۷	۴	۲.۱	۱.۴	۳	۳.۵	۲	۲.۵	۱.۴	۱.۰
Ga	۱.۶	۱.۹	۶	۵	۰.۲۷	۰.۲۶	-۰.۶۳	-۰.۷۴	-۱.۰	-۱.۴
Cu	۵.۱	۲.۶	۲.۳۴	۱.۹۸	۴.۵۹	۷.۶۱	۳.۵۹	۶.۶۱	۱.۸۳	۱.۷۲
Ni	۶.۹	۶.۹	۷.۷	۴.۱	۱.۱۲	۰.۶	۰.۱۲	-۰.۴	۸	-۲.۸
Cr	۸.۱	۴.۰	۴.۶	۸.۸	۰.۵۷	۲.۲	-۰.۴۳	۱.۲	-۳.۵	۴.۸
V	۲.۸۸	۲.۹۱	۳.۴۷	۴.۲۵	۱.۲	۱.۴۵	۰.۲	۰.۴۵	۵.۹	۱.۳۴
Ce	۲.۸	۳.۷	۳.۵	۶.۶	۱.۲۵	۱.۸	۰.۲۵	۰.۸	۷	۲.۹
La	۱.۲	۱.۹	۱.۷	۱.۴	۱.۴۲	۰.۷۳	۰.۴۲	-۰.۲۷	۵	-۵
W	۲	۲	۱	۱	۰.۲۳	۰.۵	-۰.۶۷	-۰.۵	-۲	-۱
Mo	۲	۶	۱	۱	۰.۵	۰.۱۷	-۰.۵	-۰.۸۳	-۱	-۵
Zr	۱.۰۴	۱.۳۶	۱.۴۸	۱.۹۰	۱.۴۲	۱.۴	۰.۴۲	۰.۴	۴.۴	۵.۴
Y	۱.۶	۲.۲	۲.۷	۲.۲	۱.۷	۱	۰.۷	۰	۹	۰
Rb	۱.۲	۱.۴	۱.۸	۲.۳	۱.۵	۱.۶۴	۰.۵	۰.۶۴	۶	۹
Co	۴	۱	۳	۳	۰.۷۵	۳	-۰.۲۵	۲	-۱	۲.۳
Pb	۱.۳	۳	۹	۲.۶	۰.۶۹	۸.۶۷	-۰.۳۱	۷.۶۷	-۴	۲.۳
Zn	۱.۳۵	۸.۹	۱.۵۶	۱.۵۶	۱.۱۶	۱.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۶	۲.۳	۳.۷
As	۲.۶	۲.۴	۱.۱	۱.۷	۰.۴۲	۰.۷	-۰.۵۸	-۰.۳	-۱.۵	-۷
Th	۸	۳	۷	۶	۰.۸۸	۲	-۰.۱۲	۱	-۱	۳

جدول ۱۰ تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر زون دگرسانی کلریتی منطقه خوش بیلاق.

Component	altered Least		Most altered		Slop to		Gain/loss		Gain/loss in	
	CiO		CiA		CiA, CiO		ΔC_i CiO		ΔC_i	
Sample	Chl1	Chl2	Chl1	Chl2	Chl1	Chl2	Chl1	Chl2	Chl1	Chl2
SiO ₂	۴۸.۴۸	۵۵.۴	۳۹.۲۹	۳۶.۱۲	۰.۸	۰.۶۵	-۰.۲	-۰.۳۵	-۹.۳۹	-۱۹.۲۸
Al ₂ O ₃	۱۴.۷۵	۱۲.۸۸	۱۰.۸۵	۹.۱۵	۰.۶۱	۰.۷	-۰.۳۹	-۰.۳	-۵.۸	-۳.۷۳
Fe ₂ O ₃	۱۲.۰۸	۱۰.۱۹	۱۶.۰۲	۱۷.۶۶	۱.۳۲	۱.۷۳	۰.۷۳	۰.۷۳	۳.۹۴	۷.۴۷
CaO	۳.۷۷	۸.۳	۱۰.۰۵	۹.۸۸	۲.۶۷	۱.۲	۱.۶۷	۰.۲	۶.۲۸	۱.۵۸
Na ₂ O	۵.۳۱	۳.۳۵	۰.۱۵	۰.۲	۰.۰۳	۰.۰۶	-۰.۹۷	-۰.۹۴	-۵.۱۶	-۳.۱۵
K ₂ O	۰.۰۱	۱.۰۷	۰.۰۶	۰.۱	۰.۶	۰.۰۹	۵	-۰.۹۱	۰.۵	-۰.۹۷
MgO	۷.۷۶	۴.۶۵	۹.۹۳	۱۱.۰۸	۱.۲۸	۲.۳۹	۰.۲۸	۱.۳۹	۲.۱۷	۶.۴۳
TiO ₂	۲.۹۸۲	۲.۰۰۴	۰.۸۱۳	۰.۱۱	۰.۲۸	۰.۰۵	-۰.۷۲	-۰.۹۵	-۲.۱۶۹	-۱.۸۹۴
MnO	۰.۱۹۴	۰.۲۵۷	۰.۱۵	۰.۱۸۷	۰.۷۸	۰.۷۳	-۰.۲۲	-۰.۲۷	-۰.۰۴۴	-۰.۰۷
P ₂ O ₅	۰.۴۳۵	۰.۲۸۱	۰.۰۸۳	۰.۰۵۶	۰.۲	۰.۲	-۰.۸	-۰.۸	-۰.۳۳۵	-۰.۳۳۵
SO ₃	۰.۰۰۳	۰.۰۰۲	۰.۰۰۶	۰.۰۰۴	۲.۴	۲	۱.۴	۱	۰.۰۰۳	۰.۰۰۲
L.O.I	۳.۸۸	۱.۳۸	۱.۴۵۳	۱.۳۸۹	۳.۷۵	۱۰.۰۴	۲.۷۵	۹.۰۴	۱۰.۶۵	۱۲.۵۱
Cl	۱.۷۳	۲.۰۴	۸.۹	۹.۹	۰.۵۱	۰.۴۹	-۰.۴۹	-۰.۵۱	-۸.۴	-۱۰.۵
Ba	۱.۶۸	۱.۴۶	۹.۰	۶.۳	۰.۵۴	۰.۴۳	-۰.۴۶	-۰.۵۷	-۷.۸	-۸.۳
Sr	۴.۴	۱.۷۷	۱.۳	۲.۵	۰.۳	۰.۲۹	-۰.۷	-۰.۹۱	-۳.۱	-۲.۵۲
Nb	۳	۹	۱.۹	۱.۴	۶.۳۳	۱.۵۶	۵.۳۳	۵.۵۶	۱.۶	۴.۱
Ga	۲.۲	۱.۶	۴	۶	۰.۱۸	۰.۳۷	-۰.۸۲	-۰.۶۳	-۱.۸	-۱.۰
Cu	۷	۳	۲.۳	۴.۴	۲.۲۹	۱.۴۶۷	۲.۲۹	۱.۳۶۷	۱.۶	۴.۱
Ni	۷.۹	۷.۷	۶.۹	۸.۶	۰.۸۷	۱.۱۲	-۰.۱۳	۰.۱۲	-۷.۰	۹
Cr	۷.۱	۱۲.۰	۲.۱	۳.۵	۰.۳	۰.۲۹	-۰.۷	-۰.۷۱	-۵.۰	-۸.۵
V	۴.۵۲	۳.۰۶	۱.۸۸	۲.۰۵	۰.۴۱	۰.۶۷	-۰.۵۹	۰.۳۳	-۲.۶۴	-۱.۰۱
Ce	۳.۳	۳.۲	۷	۱.۲	۰.۲۱	۰.۳۷	-۰.۷۹	-۰.۶۳	-۲.۶	-۲.۰
La	۱.۲	۱.۷	۳	۹	۰.۲۵	۰.۵۳	-۰.۷۵	-۰.۴۷	-۹	-۸
W	۲	۴	۱	۱	۰.۵	۰.۲۵	-۰.۵	-۰.۷۵	-۱	-۳
Mo	۴	۷	۱	۱	۰.۲۵	۰.۱۴	-۰.۷۵	-۰.۸۶	-۳	-۶
Zr	۱.۵۹	۱.۴۱	۶.۳	۹.۲	۰.۴	۰.۶۵	-۰.۶	-۰.۳۵	-۹.۶	-۴.۹
Y	۲.۹	۲.۱	۱.۴	۲.۲	۰.۴۸	۱.۰۵	-۰.۵۲	-۰.۵۵	-۱.۵	۱
Rb	۱.۴	۲.۸	۱.۵	۲.۶	۱.۱	۰.۹۳	۰.۱	-۰.۰۷	۱	-۲
Co	۲	۴	۱	۱	۰.۵	۰.۲۵	-۰.۵	-۰.۷۵	-۱	-۳
Pb	۱.۳۵	۹	۱.۸	۱.۳	۰.۱۳	۱.۴۴	-۰.۸۷	-۰.۴۴	-۱۱.۷	۴
Zn	۲.۰	۱.۴۹	۱.۳	۱.۶۹	۰.۶۵	۱.۱۳	-۰.۳۵	۰.۱۳	-۷.۰	۲.۰
As	۲.۹	۲.۵	۱.۷	۲.۲	۰.۵۹	۰.۸۸	-۰.۴۱	-۰.۱۲	-۱.۲	-۳
Th	۷	۲	۵	۴	۰.۷۱	۲	-۰.۲۹	۱	-۲	۲

جدول ۱۱ تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر در زون دگرسانی هماتیتی منطقه خوش بیلاق.

Component	altered Least		Most altered		Slop to		Gain/loss		Gain/loss in	
	CiO		CiA		CiA, CiO		ΔC_i CiO		ΔC_i	
Sample	Hem1	Hem2	Hem1	Hem2	Hem1	Hem2	Hem1	Hem2	Hem1	Hem2
SiO ₂	۶۵.۲۴	۵۱.۴۶	۴۶.۵۷	۴۰.۲۳	۰.۷۱	۰.۷۹	-۰.۲۹	-۰.۲۱	-۱۸.۶۷	-۱۱.۲۳
Al ₂ O ₃	۱۲.۲۹	۱۳.۳۶	۱۳.۹۷	۱۷.۹۵	۱.۱۴	۱.۳۴	۰.۱۴	۰.۳۴	۱.۶۸	۴.۵۹
Fe ₂ O ₃	۸.۲۴	۱۳.۷۷	۱۶.۸۷	۲۱.۹۸	۲.۰۵	۱.۶	۱.۰۵	۰.۶	۸.۶۳	۸.۲۱
CaO	۰.۸۸	۲.۳	۴.۲۳	۱.۸۵	۴.۸	۰.۸	۳.۸	-۰.۲	۳.۳۵	-۰.۴۵
Na ₂ O	۰.۷	۴.۵	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۰۴	-۰.۹۶	-۱	-۰.۶۷	-۴.۴۸
K ₂ O	۹.۵۱	۰.۲۴	۵.۱۷	۵.۳	۰.۵۴	۲۲.۰۸	-۰.۴۶	۲۱.۰۸	-۴.۴۳	۵.۰۶
MgO	۰.۸۱	۶.۹	۲.۶۸	۱.۵۸	۳.۳	۰.۲۳	۲.۳	-۰.۷۷	۱.۸۷	-۵.۳۲
TiO ₂	۰.۹۷۴	۲.۱۳۱	۱.۵۴۸	۴.۵۲۹	۱.۵۹	۲.۱۲	۰.۵۹	۱.۱۲	۰.۵۷۴	۲.۳۹۸
MnO	۰.۰۴۹	۰.۰۶۸	۰.۲۰۲	۰.۱۰۷	۴.۱۲	۱.۵۷	۳.۱۲	۰.۵۷	۰.۱۵۳	۰.۰۳۹
P ₂ O ₅	۰.۰۰۱	۰.۷۲۶	۰.۰۴۱	۰.۰۷	۰.۱	۰.۰۱	۴.۰	-۰.۹	۰.۰۴	-۰.۶۵۶
SO ₃	۰.۰۰۴	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۲	۰.۷۵	۰.۸	-۰.۲۵	-۰.۲	-۰.۰۰۱	-۰.۰۰۱
L.O.I	۰.۸۹	۴.۰۶	۷.۸	۶.۱	۸.۸	۱۰.۴	۷.۸	۹.۰۴	۶.۹۱	۲.۰۴
Cl	۲.۱۲	۱.۴۱	۶.۵	۷.۵	۰.۳۱	۰.۵۳	۰.۶۹	-۰.۴۷	-۱.۴۷	-۶.۶
Ba	۳.۸۴	۱.۳۸	۱.۴۰	۳.۳۷	۰.۳۶	۲.۴۴	-۰.۶۴	۱.۴۴	-۲.۲۴	۱.۹۹
Sr	۴.۷	۴.۰	۸.۷	۳.۷	۱.۸۵	۰.۹۲	۰.۸۵	-۰.۰۸	۴.۰	-۳
Nb	۶	۸	۱.۶	۱.۸	۱.۶	۲.۲۵	۱.۵	۱.۲۵	۱.۵	۱.۰
Ga	۱.۳	۱.۶	۷	۷	۰.۴۳	۰.۴۴	-۰.۵۶	-۰.۵۶	-۴	-۹
Cu	۷	۹.۶	۵	۶	۰.۷۱	۰.۰۶	-۰.۲۹	-۰.۹۴	-۲	-۹.۰
Ni	۵.۶	۶.۹	۵.۴	۶.۷	۰.۹۶	۰.۹۷	-۰.۰۴	-۰.۰۳	-۲	۶
Cr	۲.۳	۴.۸	۵.۳	۲.۵	۲.۳	۰.۵۲	۱.۳	-۰.۴۸	۳.۰	-۲.۳
V	۱.۰۴	۳.۲۰	۱.۷۶	۳.۹۰	۱.۷	۱.۴۷	۰.۷	۰.۴۷	۷.۲	۱۵.۲
Ce	۳.۹	۱.۲	۷.۵	۳.۲	۱.۹۲	۲.۷۵	۰.۹۲	۱.۷۵	۳.۶	۲.۱
La	۱.۸	۶	۳.۴	۱.۴	۱.۹	۲.۳۳	۰.۹	۱.۳۳	۱.۶	۸
W	۳	۶	۱	۱	۰.۳۳	۰.۱۷	-۰.۶۷	-۰.۸۳	-۲	-۵
Mo	۵	۳	۱	۱	۰.۲	۰.۳۳	-۰.۸	-۰.۶۷	-۴	-۲
Zr	۱.۵۱	۱.۱۸	۱.۴۱	۱.۷۰	۰.۹۳	۱.۶	-۰.۰۷	۰.۶	-۱.۰	۷.۱
Y	۲.۸	۲.۵	۳.۹	۳.۰	۲.۰۴	۱.۶۴	۱.۰۴	۰.۶۴	۳.۹	۱.۶
Rb	۶.۸	۱.۳	۱.۲۹	۸.۵	۱.۹	۶.۵۳	۰.۹	۵.۵۳	۶.۱	۷.۲
Co	۲	۳	۲	۲	۱	۰.۳۳	-	-۰.۶۷	-	-۲
Pb	۱.۰	۶	۴.۹	۱.۶	۴.۹	۲.۶۷	۳.۹	۱.۶۷	۳.۹	-۲
Zn	۳.۳	۷.۴	۳.۹	۸.۰	۱.۲	۱.۰۹	۰.۲	۰.۰۹	۶	۱.۰
As	۵.۲	۳.۵	۱.۳	۵.۳	۰.۲۵	۱.۵۱	-۰.۷۵	۰.۵۱	-۳.۹	۱.۸
Th	۷	۲	۸	۲	۱.۱۴	۰.۶۷	۰.۱۴	-۰.۳۳	۱	-۱

از سوی دیگر، نفوذ شاره‌های غنی از Fe در سنگ‌های میزبان منطقه نیز سبب رخداد دگرسانی‌های آن‌ها (مانند زون کلریتی) و افزایش Fe_2O_3 در نمونه‌های دگرسان شده نسبت به سنگ اولیه می‌شود. Mg و Fe از لحاظ بار و شعاع یونی به Ni و Co شبیه‌اند. Ni در ساختار کانی‌های مافیک مانند الیوین حضور دارد و نیز بخش بزرگ Co در سنگ میزبان در ساختار کانی‌های Mg دار مانند الیوین و پیروکسن است. دگرسانی کلریتی منطقه سبب خروج Co و Ni از ساختار این کانی‌ها و جانشینی آن‌ها به وسیله‌ی Fe و Mg شده است، لذا در زون‌های کلریتی و آلبیتی شاهد تهی‌شدگی Ni و Co و نیز غنی‌شدگی عناصر جانشین شده آن‌ها (Fe و Mg) هستیم. P_2O_5 تهی‌شدگی محسوسی را در اغلب زون‌های دگرسان از خود نشان می‌دهند. پائین بودن مقدار P_2O_5 در سنگ‌های دگرسان شده نسبت به سنگ اولیه به دلیل پائین بودن مقدار مواد فرار در گرمابه‌است. میزان Na_2O در زون آلبیتی به مقدار زیادی افزایش ولی در زون‌های اپیدوتی، کلریتی و نیز هماتیتی به شدت کاهش یافته است که این نمایانگر اسیدی شدن بلورهای پلاژیوکلاز و آلبیتی شدن آن‌هاست که به‌طور کلی این فرآیند همراه با افزایش غلظت Cl^- همراه است. این تغییرات ترکیب بلورهای پلاژیوکلاز از کلسیک به سدیک نیز با کاهش مقدار CaO نمونه‌ها در زون آلبیتی به خوبی قابل مشاهده می‌باشند. CaO در طی دگرسانی کلریتی و اپیدوتی افزایش یافته است، این امر به دلیل تجزیه پلاژیوکلازها و تشکیل کانی‌های ثانویه کلسیم دار از قبیل اپیدوت و پرهینیت است که نشانگر تحرک بالای Ca در شرایط دگرسانی اپیدوتی است. مقادیر K_2O در سنگ‌های اپیدوتی و کلریتی منطقه نسبت به نمونه‌های کمتر دگرسان شده تغییرات مشخصی از خود نشان نمی‌دهند این در حالیست که در نمونه‌های آلبیتی و به‌ویژه هماتیتی، تغییرات قابل ملاحظه‌ای را نسبت به نمونه‌های کمتر دگرسان شده از خود نشان می‌دهند. به‌طور کلی مقادیر SO_3 تغییرات چندانی مشخصی را در تمامی نمونه‌های زون‌های دگرسان حاکم بر منطقه نسبت به نمونه‌های کمتر دگرسان شده از خود نشان نمی‌دهد که این بیانگر عدم سرشت سولفاتی گرمابی‌های دگرسان‌کننده است. شواهد این عدم سولفاتی بودن شاره‌های دگرسان‌ساز را می‌توان در عدم حضور کانی‌های اسیدی و اکسایشی مانند کائولینیت و آلونیت که ناشی از بالا بودن یون سولفات و نشانگر ماهیت سولفاتی بودن دگرسان‌های منطقه

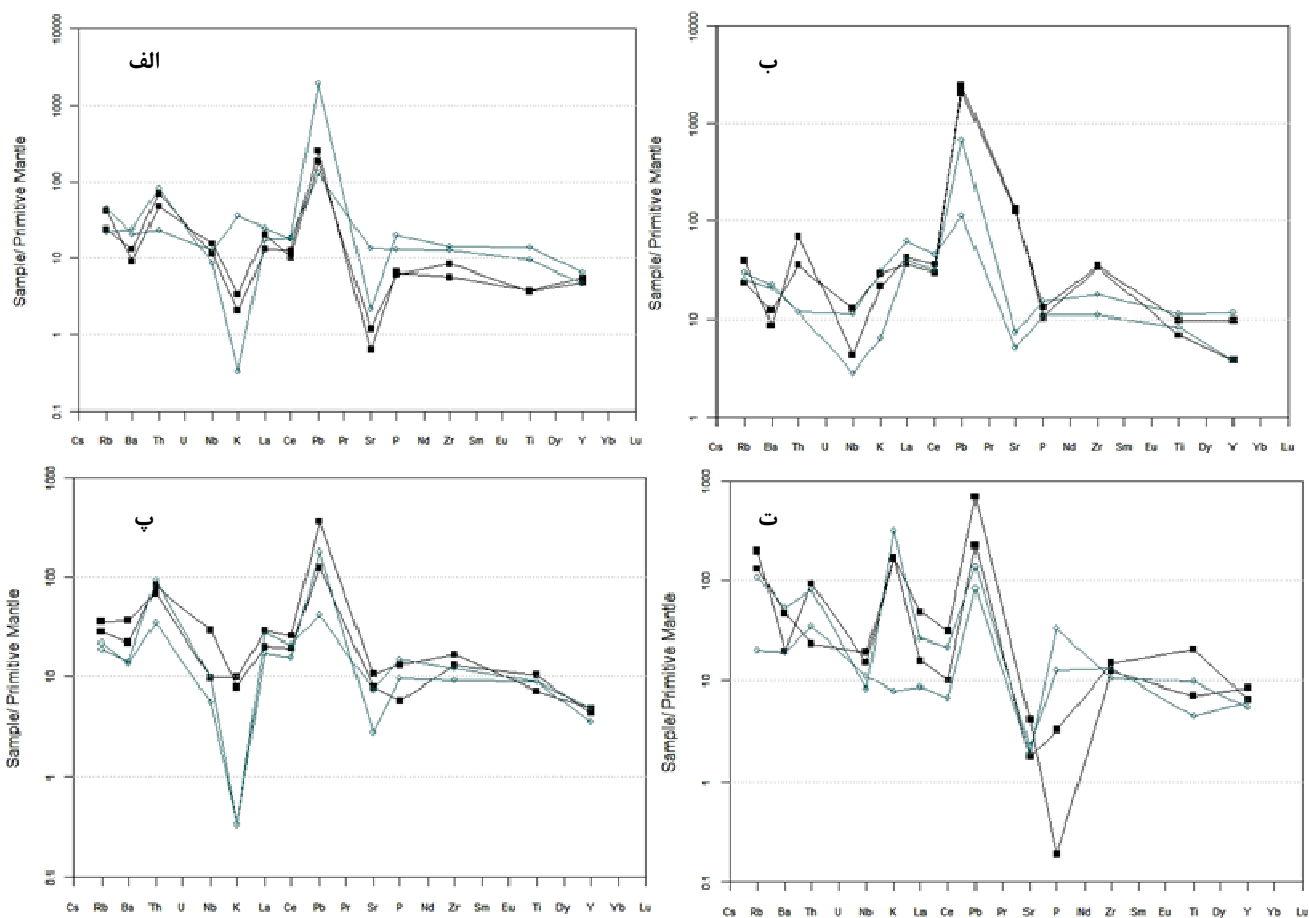
است، مشاهده کرد. میزان عناصر فرار در زون‌های مختلف دگرسانی بالا می‌باشد. به‌طور کلی، بازالت‌ها تقریباً دارای LOI بین ۱/۵-۱ می‌باشند، اما مقادیر بالای LOI در این نمونه‌ها به دلیل حضور فازهای حاوی OH مانند (کلریت هیاکلاسیست‌ها و اپیدوت) و نیز پیریت است که خود معرف فرآیند آبگیری در اثر دگرسانی و نیز تاثیر مهم عناصر فرار در رخداد دگرسانی است. در منطقه کلریتی شاهد تهی‌شدگی Cr هستیم با توجه به اینکه Fe و Mg جانشین Cr در شبکه کلینوپیروکسن و اسپینل می‌شوند می‌توان نتیجه گرفت که Cr موجود در کلینوپیروکسن و اسپینل طی دگرسانی از سنگ خارج شده‌اند که این سبب تهی‌شدگی Cr می‌شود.

به‌طور کلی، عناصر نامتحرک مانند Ce و P، Y، Ti، Nb در فرآیندهای دگرگونی، دگرسانی و دگرنهادی شرکت نکرده و بیشتر ویژگی اولیه سنگ را بازگو می‌کنند، این امر به دلیل تحرک پائین این عناصر طی دگرسانی است. این در حالیست که عناصر متحرک و محلول در آب نظیر Sr، K، Ba، Rb، Pb و Cs تحت تاثیر فرآیندهای پس از ماگماتیسم نظیر دگرسانی گرمابی و دگرگونی تغییرات چشمگیری را دارند. به‌دلیل اینکه غلظت این عناصر به وسیله‌ی کانی‌هایی چون پلاژیوکلاز، بیوتیت و فلدسپارهای قلیایی کنترل می‌شود، لذا دگرسانی‌های وابسته به این کانی‌ها سبب تغییر در غلظت آن‌ها می‌شود. این در حالیست که برخی از نمونه‌های دگرسان شده منطقه رفتاری متحرک از خود نشان می‌دهند. علت متحرک بودن این عناصر را می‌توان به دلیل وجود CO_2 در گرمابی‌های دگرسان‌کننده منطقه دانست [۱۲] که شواهد آن را می‌توان با حضور کانی‌های اپیدوت، کلریت و پرهینیت موجود در منطقه نشان داد.

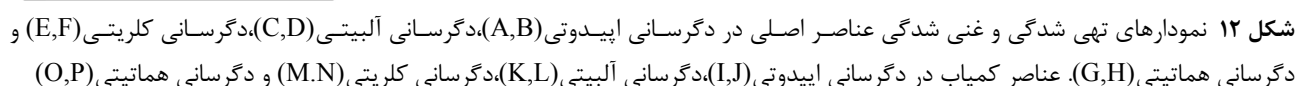
در واحدهای آندزیتی منطقه شاهد دگرسانی اپیدوتی و نیز سوسوریتی شدن محسوس در پلاژیوکلاز هستیم، تهی‌شدگی Cu مس در سنگ‌های دگرسان شده نسبت به سنگ اولیه دیده می‌شود و باتوجه به اینکه آثار کانی زائی مس به‌صورت پراکنده در برخی از نقاط منطقه دیده می‌شود، می‌توان چنین استنباط کرد که Cu شسته شده از سنگ به وسیله‌ی محلول حمل شده و کانی مس در شرایط مناسب در جای دیگر از محلول رسوب کرده است. اما در برخی از نمونه‌ها با وجود دگرسانی کم شاهد مقادیر نسبتاً بالای Cu هستیم، که این امر بیانگر این است که تغییرات تمرکز مس تنها منحصر به دگرسانی نیست بلکه ممکن است ناشی از جدایش فاز

پلاژیوکلازها، پرهینیتی شدن بلورهای پلاژیوکلاز و نیز تشکیل کلسیت و اپیدوت سبب حذف Ca^{2+} از ساختار پلاژیوکلاز می‌شود، که می‌تواند سبب بیهنجاری منفی Sr در نمودارهای عنکبوتی شود (شکل ۱۱). Ba تهی‌شدگی قابل توجهی را در زون‌های دگرسان کلریتی و اپیدوتی و نیز غنی‌شدگی مشخصی را در زون آلپیتی از خود نشان می‌دهد. با توجه به جانشینی Ba به جای K به ویژه در فلدسپات‌ها، می‌توان چنین استنباط کرد که دگرسانی روی فلدسپات‌های سنگ‌های کلریتی و اپیدوتی شده منطقه، سبب کاهش غلظت و نیز تهی‌شدگی این عنصر شده است. Ce در زون کلریتی به مقدار ناچیز تهی‌شدگی از خود نشان می‌دهد، احتمالاً به دلیل شسته شدن Ce به صورت Ce^{3+} از محیط است و که باعث بیهنجاری منفی آن در نمودار عنکبوتی شده است (شکل ۱۲).

سولفیدی در ماگما باشد. Pb که یک عنصر متحرک است، غنی‌شدگی قابل توجهی را در زون‌های اپیدوتی و هماتیتی از خود نشان می‌دهد، این غنی‌شدگی غیر معمول ممکن است در اثر فرآیند دگرنهادی در طی دگرسانی گرماب و یا ناشی از آلاینش پوسته باشد، ولی با توجه به اینکه هیچ شواهدی از آلاینش پوسته دیده نمی‌شود، لذا نقش دگرنهادی در این غنی‌شدگی محتمل تر به نظر می‌رسد. به‌طور کلی Sr دامنه‌ی تغییرات تمرکز گسترده‌ای را بین نمونه‌های منطقه به خود اختصاص می‌دهد، به‌طوری که بیشترین تمرکز این عنصر متحرک با ۲۸۸۳ ppm را در نمونه‌های با دگرسانی اپیدوتی مشاهده می‌شود. افزایش Sr به ویژه در زون اپیدوتی به دلیل تجزیه کانی پلاژیوکلاز و تشکیل کانی‌های جدید حاوی Ca^{2+} (مانند اپیدوت و پرهینیت) است. از آنجا که Sr جانشین Ca^{2+} در ساختار پلاژیوکلاز می‌شود، آلپیتی شدن، سوسوریتی شدن



شکل ۱۱ نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه‌ی نمونه‌های دگرسان شده و کمتر دگرسان شده منطقه‌ی مورد بررسی. (الف) زون اپیدوتی (ب) زون کلریتی (پ) زون آلپیتی. (ت) زون هماتیتی. ■ نمونه‌های دگرسان شده. ▽ نمونه‌های کم‌تر دگرسان شده.



CIA = $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$

نتایج به دست آمده از محاسبات شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) در انواع مختلف زون‌های دگرسانی منطقه نشان می‌دهد که زون دگرسانی اپیدوتی در گستره‌ی ۴۶٫۳۰٪ تا ۴۶٫۲۶٪، زون دگرسانی آلیتی ۴۷٫۸۶٪ تا ۵۱٫۴۹٪، زون دگرسانی کلریتی ۴۶٫۵۰٪ تا ۴۷٫۳۳٪ و در زون دگرسانی

به‌طور کلی سه فرآیند که در سیستم‌های گرمایی مختلف رخ می‌دهد تاکنون تشخیص داده شده‌اند: ۱- دگرسانی در دمای پائین تحت شرایط اکسایشی (دمای کمتر از ۷۰ درجه‌ی سانتی گراد) ۲- دگرسانی در دمای بالاتر، با کانی‌های وابسته به رخساره‌ی زیر سبز شیبست ۳- دگرسانی در دما بالا در شرایط اکسیژن پائین (دمای بیشتر از ۲۵۰ درجه‌ی سانتی گراد تا حدود ۴۰۰ سانتی گراد [۱۵].

“...and I have been thinking about you ever since.”

برداشت‌ها

دگرسانی پروپلیتی مهم‌ترین و روشن‌ترین نوع دگرسانی حاکم بر منطقه است، نوع کانی‌های این زون با در نظر گرفتن دما، ترکیب کانی‌شناسی سنگ اولیه و ترکیب و بر اساس بررسی‌های صحرایی، بررسی‌های میکروسکوپی و نیز نتایج حاصل از پراش پرتو X محلول شامل کلریت، اپیدوت، آلبیت، همتایت، پرهینیت و پامپلی ایت بوده‌اند. این در حالیکه سیلیسی شدن و کربناتیسی شدن به صورت پراکنده سنگ‌های منطقه را تحت تاثیر قرار داده‌اند.

دگرسانی‌های حاکم بر منطقه بر نتایج حاصل از بررسی‌های کانی‌شناسی و نیز با توجه به حضور گدازه‌های بالشی موجود در منطقه، احتمالاً در دو مرحله صورت پذیرفته است. مرحله اول که باعث تشکیل کلریتی شدن، آلبیتی شدن و اپیدوتی شدن سنگ‌های میزبان در شرایط زیر دریایی است، و مرحله دوم در شرایط اکسایش در خارج از آب رخ داده است. بررسی خط‌های هم غلظت نشان‌دهنده متحرک شدن برخی از عناصر نامتحرک طی دگرسانی است، به طوری که در زون دگرسانی آلبیتی با میانگین شیب خط هم غلظت ۱/۰۶ و ۱/۰۹ بیشترین و در زون دگرسانی کلریتی با میانگین شیب ۱ و ۱/۰۳ کمترین تغییرات جرم را طی دگرسانی شاهد خواهیم بود.

بررسی تغییرات اکسیدهای اصلی در نمونه‌های دگرسان- شده نسبت به نمونه‌هایی با کمترین دگرسانی در منطقه نشان می‌دهد که در تمامی زون‌های دگرسانی شاهد تهی‌شدگی در SiO_2 و P_2O_5 غنی‌شدگی در L.O.I و Fe_2O_3 هستیم.

با توجه به درصد پیستاسیت محاسبه شده برای کانی‌های اپیدوت موجود در منطقه، این کانی‌ها خاستگاه ماگمایی داشته و ناشی از سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز و تحت فشار متوسط تا زیاد (۶ تا ۸ کیلوبار) تشکیل شده‌اند.

بر اساس بررسی‌های ترمومتری روی کانی کلریت، دگرسانی سنگ‌های منطقه در گستره‌ی دمایی ۱۸۰ تا ۲۵۰ درجه‌ی سانتی گراد صورت پذیرفته است.

مراجع

[1] Bolgolepov V.G., "The recomputation of the chemical analyses of rocks in studying metasomatic process", Intern. Geol. Rev., Vol 5, (1963) 1585- 1592.

سنگ بالاست) و اساساً در هوازدگی‌های زیردریایی دیده می‌شود. این دگرسانی با مجموعه کانی‌های رخساره‌ی ژئولیت مشخص می‌شود و تقریباً شرایط P-T مشخصی دارند. دگرسانی در دمای بالا شامل واکنش‌های اسپیلیتی شدن و نیز دگرنهادی گرمایی با گستردگی کم است (نسبت آب به سنگ پائین است) که به علت واکنش‌های همرفتی آب دریا گرم شده است.

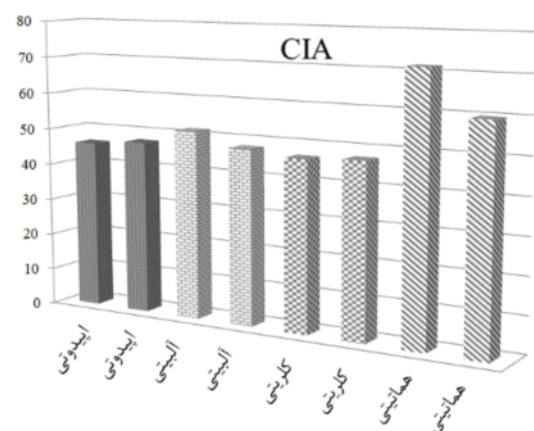
کلریت

تاکنون روش‌های مختلفی برای تعیین شرایط ساختاری کلریت و نیز ژنز این کانی ارائه شده است. زمین- دماسنجی محلول- جامد کلریت نخستین بار بر اساس ارتباط بین ترکیب کلریت و دما در سیستم زمین گرمایی پیشنهاد شد [۱۶] در این مشاهدات تجربی آن‌ها بر این معتقد بودند که عدد اتم‌های چاروجهی (AIV) سازگاری قوی با دمای ته نشست دارد که آن را می‌توان به صورت یک رابطه‌ی خطی بیان کرد. بر این اساس و با استفاده از فرمول زیر می‌توان دمای کلریت را محاسبه کرد:

$$T(0C) = 213.3 AIV + 17.5 \quad \text{و} \\ T(0C) = AIV + 8.26.10^{-2} / 4.71.10^{-3}$$

بر اساس آنالیزهای جدید کلریت و نیز محاسبات میکروترموتری از شاره‌های درگیر بلورهای کوارتز وابسته به کلریت، ارتباط بین دما و AIV به شکل $T(0C) = -61.92 + 321.98 AIV$ ارائه شده است [۱۷].

بر این اساس، کلریت‌های منطقه‌ی گستره‌ی دمایی ۱۸۰-۲۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد را از خود نشان می‌دهند.



شکل ۱۳ تغییر میزان شاخص شیمیایی دگرسانی در زون‌های دگرسان منطقه.

constraintson depth of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil", Lithos105 (2008) 225-238.

[10] Fery M., de Capitanic C., Liou J.G., "A new petrogenetic grid for low-grade meta basites", J Metamorphi.Geol 9(1991) 497-509.

[۱۱] مظاهری ا.، "اهمیت پیستاسیت در تشخیص نوع/پیدوت"، ششمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه علم صنعت تهران، (۱۳۷۸).

[12] Hynes A., "Carbonitization and mobility of Ti, Y, and Zr in Ascot Formation metabasalts, S.E. Quebec. Contrib", Mineral. Petrol, Vol. 75 (1980) 79- 87.

[13] Nessbitt H. W., Young G. M., "Early proterozoic climate and plate motions inferred from major element chemistry of lutites", nature, 299(1982) 715-717.

[14] Fedo C. M., Nesbitt P., Young G.M., "Unraveling the effect of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance", Geology 23 (1995) 363-381.

[15] Thompson G., "Basalt seawater interaction.In:P.Rona et al (Editors).Hydrothermal processes at sea floor spreading centers.Plenum", New York (1983) 225-278.

[16] Cathelineau M., Nieva D., "A chlorite solid solution geothermometer, The Los Azufres (mexico) Geothermal system", Contribution to Mineralogy and Petrology 91 (1985) 235-244.

[17] Cathelineau M., "The Hydrothermal alkali metasomatism effect on granitic rocks: Quartz dissolution and related subsolidus changes", Journal of Petrology 27(1986) 945-956.

[2] Gresens R.L., "Composition -volume relationships of metasomatism", Chem. Geol., Vol. 2, (1967) 47-65.

[3] Grant J.A., "Isocon analysis: A brief review of the method and applications", Phys. Chem. Earth, Vol. 30, (2005) 997-1004.

[4] Grant J.A., "The isocon diagram; a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. Econ.Geol", Vol. 81 (1986) 1976-1982.

[5] Ghavidel-Syooki M., Hassanzadeh J., Vecoli M., "Palynology and isotope geochronology of the upper Ordovician- Silurian successions(Gheli and Soltam Meidan Formation)in the Khoshyeilagh area, eastern Alborz Range, northern Iran; stratigraphic and paleogeographic implications", Review of Paleobotany and Palynology(2011) 251-271.

[۶] بابازاده ش.، مظاهری س.ا.، رقیمی م.، رحیمی چاکدل ع.، "بررسی تغییرات جرم ناشی از دگرسانی در سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده منطقه خوش ییلاق"، چهارمین همایش زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه بیرجند، (۱۳۹۱).

[7] Marcelot G., Maury R.C., Lefevre C., "Mineralgy of Erromango Lava New Hebride: Evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts", Lithos 16 (1983) 135-151.

[8] Tulloch A. J., "Comment on "Implications of magmatic epidote - bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America" and "Magmatic epidote and its petrologic significance". Geology 14 (1986) 186-187.

[9] Sial A. N., Vasconcelos P. M., Ferreira V. P., Pessoa R. R., Brasilino R. G., Morais neto J. M., "Geochronological and mineralogical