مجلة پژوهشي دانشگاه اصفهان(علوم پايه)
جلد ۳۴- شماره۵- سال ۱۳۸۷
صص۲۴۰-۲۱۷

بررسي تغييرات جرم ناشي از دگرساني هيدروترمال سنگ‌هاي آتشفشاني تتماج, شمال غرب نطنز

علي كنعانيان* ، مريم امين‌الرعايايي يميني* و جمشيد احمديان**

* گروه زمين‌شناسي دانشگاه تهران

** گروه زمين شناسي دانشگاه پيام نور اصفهان

چكيده

سنگ‌هاي آتشفشاني-رسوبي زيردريايي تتماج بخشي از كمربند ولكانيكي سهند- بزمان را تشكيل مي‌دهند. اين سنگ‌ها از گدازه‌هاي حدواسط-مافيك و مواد آذرآواري وابسته همراه با بين لايه‌هايي از سنگ‌هاي رسوبي به سن اليگوسن تشكيل شده‌اند. سنگ‌هاي آتشفشاني مذكور با شدت‌هاي مختلف متحمل دگرساني گرمابي شده‌اند به طوري كه كاني‌هاي ثانويه آلبيت, اپيدوت، هماتيت, كلريت، اكتينوليت, كلسيت و كوارتز در آن‌ها به وجود آمده است. بر اساس ويژگي‌هاي كاني‌شناسي و شيميايي، سنگ‌هاي مذكور به انواع ۱- نسبتاً سالم ۲- كلريتي-اپيدوتي شده ۳- هماتيتي شده ٤- اپيدوتي شده قابل تفكيك مي‌باشند. سنگ‌هاي كمتر دگرسان شده با تركيب آندزيت, آندزيت بازالتي و بازالت حدود ۱۰% از سنگ‌هاي منطقه را تشكيل مي‌دهند. دگرساني كلريت-اپيدوت به عنوان اولين فاز دگرساني به صورت گسترده سنگ‌هاي منطقه را تحت تأثير قرار داده است. اين دگرساني كه در اثر چرخش آب دريا به داخل گدازه‌هاي داغ به وجود آمده باعث افزايش مقدار عناصر TiO_2, Sr, CaO, و Ni در سنگ‌هاي بازالتي و عناصر Rb, Th, CaO و K_2O در سنگ‌هاي آندزيتي شده است. زون‌هاي اپيدوتي, بخش‌هايي از سنگ‌هاي غني از كلريت-اپيدوت هستند كه به علت داشتن تراوايي زياد, تحت نفوذ سيال غني از Ca , از اپيدوت غني و از عناصري مثل Na, Fe و Mg تهي شده‌اند. سنگ‌هاي غني از هماتيت از تبديل سنگ‌هاي غني از كلريت-اپيدوت, در شرايط فوگاسيته بالاي اكسيژن و در مواجه با سيال غني از آهن و منيزيم تشكيل شده‌اند. با هماتيتي شدن سنگ‌هاي غني از كلريت- اپيدوت, مقدار قابل ملاحظه‌اي CaOاز محيط خارج شده است.

واژه‌هاي كليدي: تغييرات جرم, دگرساني هيدروترمال, بازالت, تتماج.

Mass Changes Due to Hydrothermal Alteration of Totmaj Volcanic Rocks, NW of Natanz, Iran

A. Kananian*, M. Aminoroayaei yaminei* and J. Ahmadian**
***Geology Department , University of Tehran**
**** Geology Department , Payam-e Noor University of Isfahan**

Abstract

The submarine volcanic rocks of Totmaj area as a small part of Sahand-Bazman volcanic belt are mainly composed of mafic and intermediate lava flow and pyroclastic rocks which locally show an alternation with Oligocene sedimentary rocks. The volcanic rocks undertaken the hydrothermal alteration during the waning stages of the explosive activity and include secondary minerals such as albite, chlorite, calcite, actinolite, epidote, hematite and quartz. Based on the chemical and mineralogical characteristics, the altered rocks have been divided into four following groups: least altered, chlorite-epidote rich, hematite rich, and epidote rich rocks. Least altered rocks, including basalt, andesite and basaltic andesite, form approximately 10 percent of the area. The chlorite-epidote alteration which is the earliest hydrothermal event, has extensively affected the rocks due to seawater circulation into the heat submarine volcanic rocks. These rocks, compared to least altered rocks, suffered some increase TiO2, Sr, CaO, and Ni in Basalt and Rb, Th, CaO and K2O in andesite. The epidote rich zones have been as a high permeable part of chlorite-epidote rich zones which during interaction with Ca rich fluid have been enriched of epidote and lost some elements such as Fe, Mg, and Na. The rocks containing hematite, subsequent to chlorite-epidote alteration, have been evolved by high-temperature Fe and Mg rich fluid which have been circulated within the chlorite-epidote rich rocks leading to CaO leaching.

Keywords: Mass changes, Hydrothermal alteration, Basalt, Totmaj.

مقدمه

سنگ‌هاي آتشفشاني تتماج واقع در جنوب شرق شهرستان كاشان به عنوان بخش كوچكي از سنگ‌هاي نوار آتشفشاني سهند-بزمان, مانند بسياري از نقاط ديگر اين نوار, به طور گسترده متحمل دگرساني هيدروترمال شده‌اند. گستردگي قابل توجه اين سنگ‌ها از يك طرف و متداول بودن دگرساني هيدروترمال در آن‌ها از طرف ديگر, انگيزه‌اي قوي براي بررسي تغييرات ژئوشيميايي ناشي از وقوع دگرساني در اين سنگ‌ها محسوب مي‌شود. مطالعاتي كه تاكنون بر روي سنگ‌هاي اين نوار آتشفشاني انجام شده نشان دهنده ارتباط نزديك بين فرايندهاي كاني‌سازي و دگرساني در بسياري از ذخاير معدني موجود در اين زون, از جمله كانسار مس پورفيري سرچشمه(به عنوان مثال, Waterman and Hamilton, 1975), است و اين موضوع بيانگر

اهميت مطالعه زون‌هاي دگرساني در ديگر نقاط اين زون مي‌باشد.

در مطالعه زون‌هاي دگرساني هميشه اين سؤال مطرح است که ترکيب شيميايي سنگ منشأ(پروتوليت) چه بوده است و چه تغييراتي در طي دگرساني متحمل شده است. براي پاسخ به اين سؤال پژوهشگران روش‌هاي مختلفي را ارايه کرده‌اند. تا قبل از سال ۱۹۶۰، ميزان کاهش يا افزايش جرم در سنگ‌هاي دگرسان‌شده از طريق مقايسه ميزان کاهش يا افزايش درصد کاني‌هاي سنگ دگرسان‌شده نسبت به سنگ سالم و بر اساس فرمول ساختماني هر کاني تعيين مي‌شد(Bolgolepov, 1963; Turner and Verhoogen, 1960; Poldervart, 1953; Ridge, 1949). Gresens, (1967) تغييرات جرم در طي دگرساني را بدون استفاده از فرمول ساختماني کاني‌ها و فقط از طريق مقايسه نتايج آناليزهاي شيميايي و وزن مخصوص سنگ‌هاي دگرسان‌شده و دگرسان‌نشده محاسبه نمود. محاسبات گريسنز و ساير محققين که پس از وي اقدام به محاسبه تغييرات جرم نمودند(Grant, 1986; MacLean, 1990; MacLean and Kranidiotis, 1987) بر مبناي رفتار عناصر غيرمتحرك در طي دگرساني استوار است. عناصر کم تحرك و يا غير متحرك نظير Zr, Ti, Y, Sc, Nb, REE و Al در حين دگرساني هيدروترمال, هوازدگي و يا حتي دگرگوني درجه ضعيف سنگ‌هاي آتشفشاني, مقاوم و بدون تغيير باقي مي‌مانند(Floyd and Winchester, 1978) و لذا نسبت آن‌ها در سنگ‌هاي دگرسان شده مشابه با انواع سالم و دگرسان نشده مي‌باشد. بنابراين با استفاده از تکنيك عناصر کم تحرك مي‌توان به نحوه تغييرات جرم ساير عناصر در حين دگرساني, و عامل بروز فرايند دگرساني پي برد. در مقاله حاضر سعي شده است با تکيه بر مطالعات صحرايي, پتروگرافي و تجزيه و تحليل داده‌هاي ژئوشيميايي, ضمن شناسايي زون‌هاي مختلف در منطقه و مقايسه تغييرات جرم عناصر در اين زون‌ها, نحوه وقوع دگرساني در سنگ‌هاي آتشفشاني منطقه تتماج مدلسازي شود.

زمين شناسي منطقه مورد مطالعه

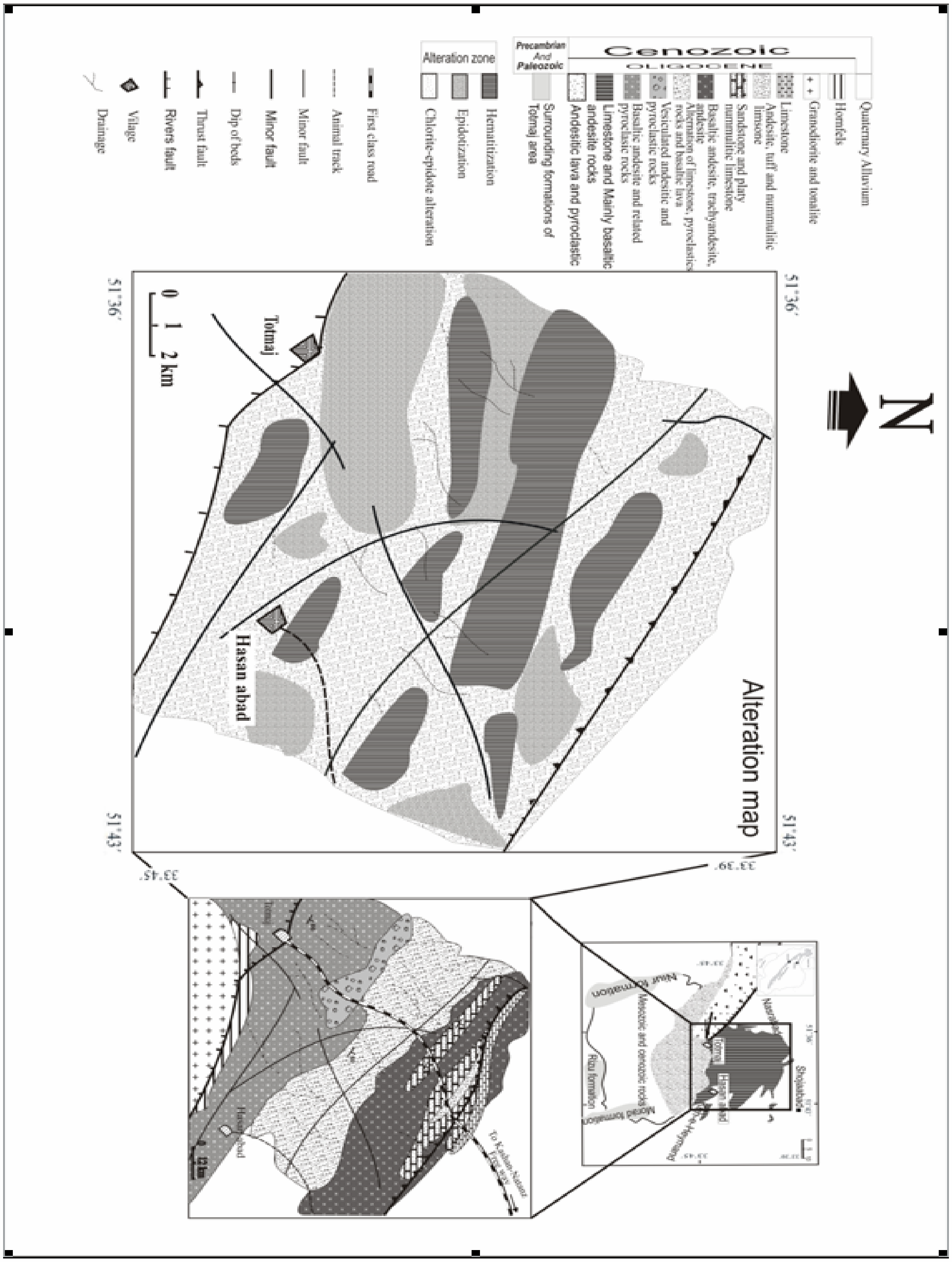
منطقه تتماج با وسعتي بالغ بر ٦۰ کيلومتر مربع، بين طول‌هاي جغرافيايي ´۴۳ °۵۱ تا ´۳۶ °۵۱ شرقي و عرض‌هاي جغرافيايي ´۴۵ °۳۳ تا ´۳۹ °۳۳ شمالي در استان اصفهان و شمال غرب شهرستان نطنز قرار دارد(شکل ۱). اين منطقه، بر اساس تقسيم‌بندي زون‌هاي ساختماني-رسوبي ايران (Stocklin, 1968; Stocklin and Nabavi, 1973) در زون ايران مرکزي واقع شده و بخشي از غرب نقشه زمين‌شناسي ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش نطنز(علايي و خلعت‌بري, ۱۳۷۷) و شمال غرب نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ چهارگوش کاشان(عميدي و همکاران, ۱۳۵٦) را تشکيل مي‌دهد. در نقشه زمين‌شناسي ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش نطنز سنگ‌هاي منطقه تحت عنوان آندزيت، تراکي آندزيت، آندزيت

بازالتي، داسيت-آندزيت، ايگنمبريت ريوليتي، ايگنمبريت تراكيتي، ايگنمبريت داسيتي-ريوليتي معرفي شده‌اند. قديمي‌ترين سنگ‌هاي موجود در اين چهارگوش كه به پركامبرين منسوب مي‌شود، به صورت مجموعه‌اي متناوب از شيل و ماسه‌سنگ‌هاي سازند مراد، با كنتاكت گسلي در زير تناوبي از سنگ‌هاي دولوميتي و ديابازي سازند ريزو رخنمون دارند. اين مجموعه در جنوب شرقي تتماج واقع شده است(شكل ۱). واحدهاي پالئوزوئيك و مزوزوئيك به صورت متاآندزيت، متابازالت، شيست(سازند نيور)، شيل، كنگلومرا، ماسه سنگ، دولوميت و سنگ آهك در بخش جنوب و جنوب شرق چهارگوش قابل مشاهده‌اند. واحدهاي سنوزوئيك نيز در قالب سنگ‌هاي آتشفشاني، ماسه سنگ، تراورتن و سنگ آهك در قسمت‌هاي شمال، مركز و جنوب شرق رخنمون‌هاي گسترده‌اي را تشكيل داده‌اند. سنگ‌هاي آتشفشاني مورد بحث اين مقاله واقع در شمال تتماج, بخشي از واحدهاي سنوزوئيك هستند كه با توجه به نتايج ايزوتوپ‌هاي پايدار كلسيت‌هاي هيدروترمال, در يك محيط زير دريايي تشكيل شده‌اند. واحدهاي جوان‌تر در اين چهارگوش، شامل رسوبات كواترنر مي‌باشد كه به صورت تپه‌هاي ماسه‌اي و آبرفت‌هاي رودخانه‌اي رخنمون پيدا كرده‌اند.

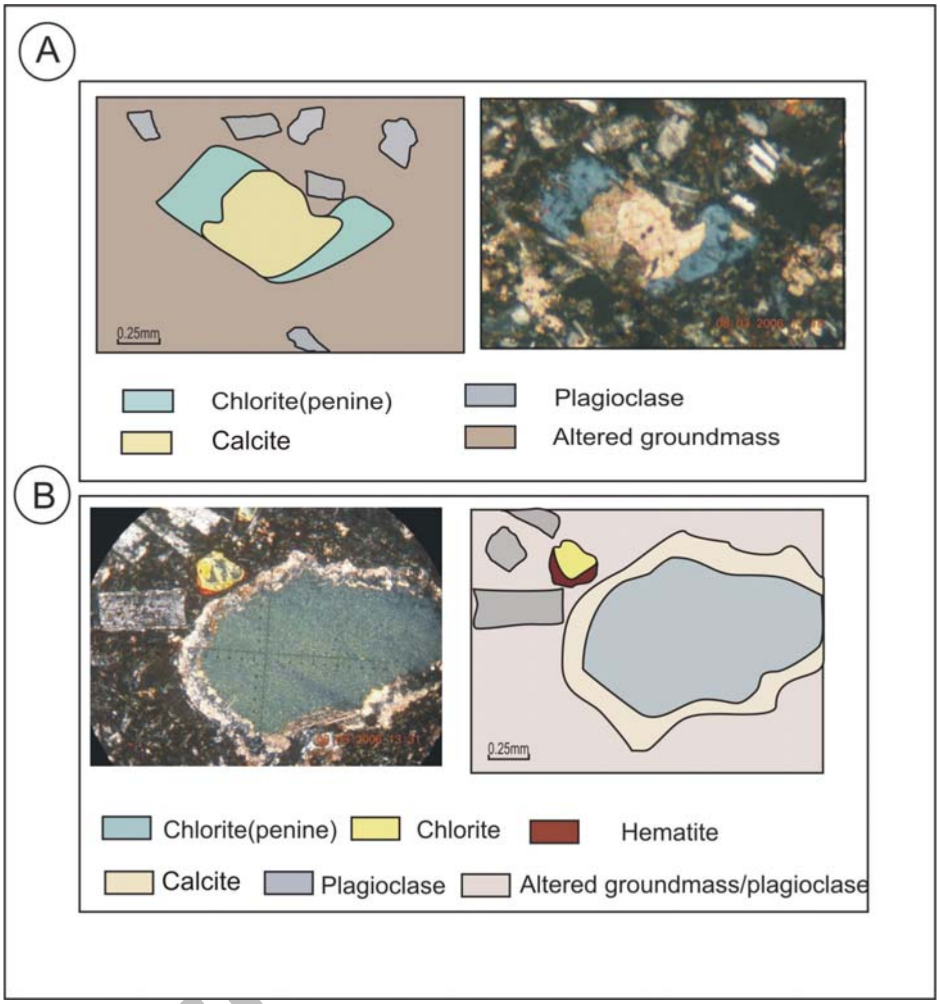
پتروگرافي سنگ‌هاي آتشفشاني تتماج

الف- گدازه‌ها

اين سنگ‌ها بيشتر به صورت توده‌اي ولي گاهي به صورت بين لايه‌اي به ضخامت حدود ۲ تا ۵ متر در بين طبقات رسوبي و آذرآواري قرار گرفته‌اند. مطالعات ميكروسكوپي نشان مي‌دهد كه سنگ‌هاي آتشفشاني منطقه تتماج شامل آندزيت، آندزيت بازالتي و بازالت هستند. بافت آن‌ها ميكروليتي پورفيريك، حفره‌اي و بادامكي است. اندازه حفرات در گدازه‌هاي مافيك از ۲ ميلي‌متر تا ۲ سانتي‌متر متغير است. گاه در همبري روانه‌هاي گدازه با سنگ‌هاي آذرآواري و يا رسوبات آهكي، رگه‌هايي از كلسيت و كوارتز نفوذ كرده است. فنوكريست‌ها ۱۵ تا ۳۵ درصد حجم سنگ را تشكيل مي‌دهند و اساساً از پلاژيوكلاز, آمفيبول و پيروكسن تشكيل شده‌اند. پلاژيوكلاز حدود ۸۰% از كل فنوكريست‌هاي سنگ را شامل مي‌شود. اين كاني اغلب شكل‌دار تا نيمه‌شكل‌دار است و ماكل پلي‌سينتتيك نشان مي‌دهد. پلاژيوكلازها در جريان دگرساني, از مركز به سمت حاشيه, به آلبيت, اپيدوت، كوارتز، كلسيت و كلريت تبديل شده‌اند. شكل ۲-A تجزيه كاني پلاژيوكلاز در يك آندزيت را نشان مي‌دهد.



شکل ۱- نقشه‌هاي زمين شناسي و آلتراسيون منطقه مورد مطالعه كه با توجه به نتايج اين پژوهش و نقشه زمين شناسي ۲۵۰۰۰۰: ۱ چهار گوش كاشان(عميدي و همكاران, ۱۳۵٦) و ۱۰۰۰۰۰: ۱ چهارگوش نطنز تهيه شده است.



شكل ۲- دگرساني سنگ‌هاي آتشفشاني تتماج. **A**: كاني پلاژيوكلاز به طور كامل به كلريت و كلسيت تبديل شده است. **B**: حفره‌اي كه توسط كلريت و كلسيت پر شده است.

چنانچه مشاهده مي‌شود اين كاني به طور كامل به كلريت و كلسيت تجزيه شده است و فقط قالبي از پلاژيوكلاز بر جاي مانده است. كاني‌هاي مافيك نيز شامل كلينوپيروكسن(اوژيت) و آمفيبول(هورنبلند) مي باشند و حدود ۱۰% از فنوكريست‌هاي سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. اين كاني‌ها به صورت نيمه شكل‌دار هستند و در نمونه‌هاي دگرسان شده توسط اكتينوليت، هماتيت و كلريت جانشين شده‌اند. اين جانشيني از حاشيه به سمت مركز بلور كاهش مي‌يابد. زمينه دانه ريز حدود ۷۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده است كه در اين ميان ميكروليت‌هاي پلاژيوكلاز بيشترين فراواني را دارند. در فضاي بين ميكروليت‌ها، كاني‌هاي اوژيت، آپاتيت و اپاك واقع شده‌اند. كلريت، سريسيت، اپيدوت به همراه كلسيت، كوارتز و هماتيت رگه‌ها و

حفرات را پر كرده‌اند. در شكل ۲-B، بخش مركزي حفره يك آندزيت بازالتي توسط كاني كلريت و حاشيه آن به وسيله كلسيت پر شده است.

ب- سنگ‌هاي آذرآواري

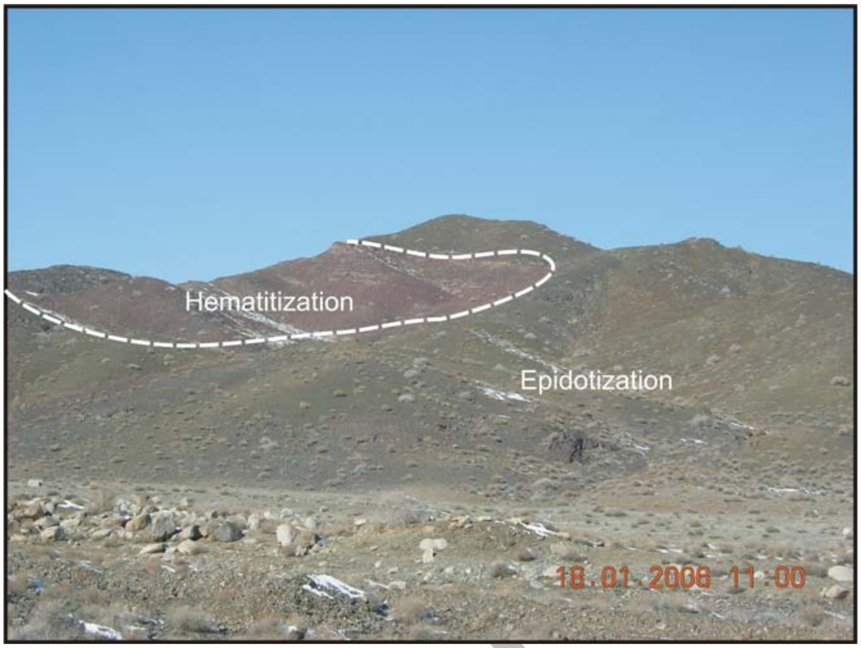
سنگ‌هاي آذرآواري منطقه تتماج بر اساس Fisher and Schmincke(1984) در رده كريستال-ليتيك توف و آگلومرا قرار مي‌گيرند. كريستال-ليتيك توف‌ها عمدتا داراي تركيب آندزيتي و آندزيت بازالتي هستند. توف‌ها در برخي موارد تركيب ماسه‌اي پيدا مي‌كنند. در اجزاء ماسه‌اي اين سنگ‌ها, ميكروفاسيس‌هاي ريف مرجاني و لاگوني كه متعلق به محيط زيردريايي كم‌عمق هستند، شناسايي شده است. خرده سنگ‌هاي سازنده اين سنگ‌ها از جنس آتشفشاني با بافت ميكروليتي و هيالوپورفيريك حفره‌دار هستند. از ديگر اجزاء تشكيل دهنده اين سنگ‌ها مي‌توان به بلورهاي پلاژيوكلاز و به ميزان كمتر كلينوپيروكسن اشاره كرد. كاني‌هاي كلريت، اپيدوت، كلسيت، هماتيت و كوارتز به صورت پزودومورف جانشين كاني‌هاي اصلي سنگ شده‌اند. اندازه قطعات سنگي درتوف‌ها كمتر از ۲ ميلي‌متر و در آگلومراها گاه به ۱۵ سانتي‌متر مي‌رسد.

دگرساني سنگ‌هاي آتشفشاني

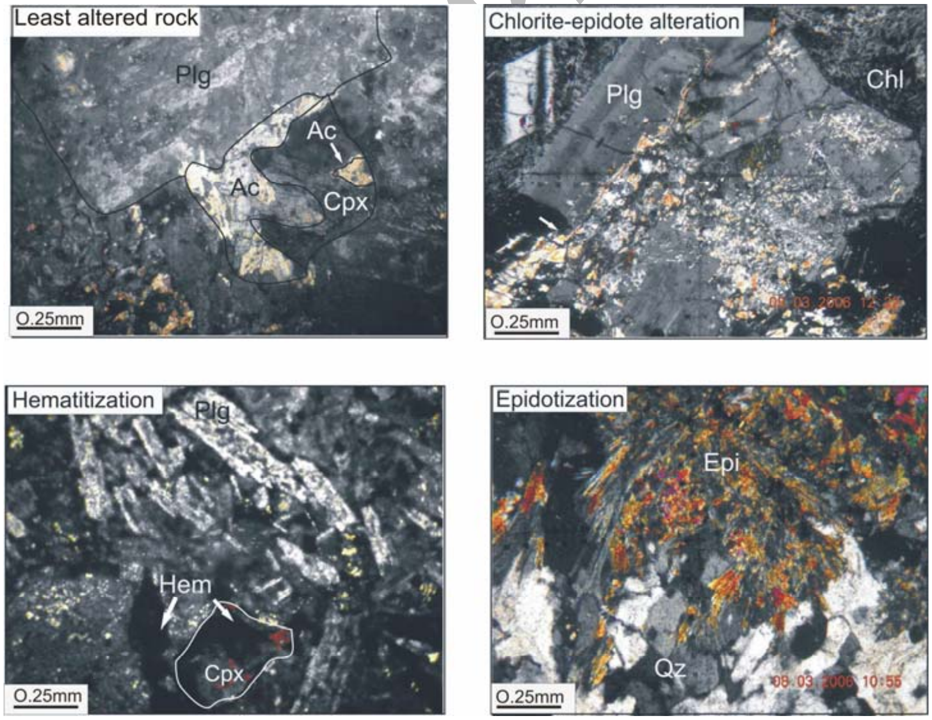
مطالعات صحرايي و ميكروسكوپي سنگ‌هاي آتشفشاني تتماج نشان مي‌دهد كه اين سنگ‌ها به طور گسترده و غير يكنواخت تحت تأثير دگرساني پروپليتي قرار گرفته‌اند و كاني‌هاي ثانويه آلبيت, اپيدوت، هماتيت, كلريت، اكتينوليت, كلسيت و كوارتز در آن‌ها تشكيل شده است. اين سنگ‌ها بر اساس ويژگي‌هاي كاني‌شناسي و شيميايي به چهار زون شامل(۱) انواع كمتر دگرسان شده(۲) زون كلريت-اپيدوت(۳) زون هماتيت(٤) زون اپيدوت قابل تقسيم‌اند. مرز بين اين زون‌ها تدريجي است و با روند تقريباً شرقي-غربي به موازات يكديگر قرار گرفته‌اند. گسترش و پراكندگي دگرساني در جهت عمود بر توالي چينه‌شناسي و از سمت غرب(روستاي تتماج) به شرق(روستاي حسن‌آباد) يعني از پايين به سمت بالاي توالي كاهش مي‌يابد. وجود ساخت‌هاي حفره‌اي، درز و شكاف در سنگ‌هاي آتشفشاني، شرايط مناسبي براي دگرساني فراهم آورده است و ظهور كاني‌هاي هيدروترمال باعث به وجود آمدن رخنمون‌هاي رنگارنگ در سطح زمين شده است. شكل ۳ نمايي از گسترش دگرساني اپيدوت و هماتيت در منطقه و شكل ٤ مقاطع ميكروسكپي انواع زون‌هاي دگرساني را نشان مي‌دهد.

الف- سنگ‌هاي نسبتاً سالم

بخش كوچكي از گدازه‌هاي آتشفشاني تنها سنگ‌هايي هستند كه مي‌توان آن‌ها را در دسته سنگ‌هاي نسبتاً سالم طبقه‌بندي كرد. اين سنگ‌ها حدود ۱۰% از سنگ‌هاي آتشفشاني-رسوبي منطقه را تشكيل مي‌دهند و به رنگ خاكستري متمايل به سبز ديده مي‌شوند. سنگ‌هاي مذكور حاوي اكتينوليت(۲۰%), , كلريت(۱۰%) , آلبيت(١٤%) و پيروكسن(۱۷%) همراه با كمي كوارتز هستند. بافت اوليه آن‌ها به خوبي حفظ شده است و حاوي پلاژيوكلازهاي شكل‌دار تجزيه شده به آلبيت مي‌باشند(شكل ٤).



شكل ۳- نمايي از زون‌هاي آلتراسيون هماتيت و اپيدوت در منطقه تتماج(ديد به سمت شمال شرق).



شكل ٤- تصاوير ميكروسكپي انواع زون‌هاي دگرساني در منطقه تتماج(**Ep**: اپيدوت، **Qz**: كوارتز، **Chl**:كلريت، **Ac**: اكتينوليت، **Cpx**: كلينوپيروكسن, **Plg**:پلاژيوكلاز, **Hem**: هماتيت،(**Yardley, 1989**.

ب- زون کلريت-اپيدوت

دگرساني کلريت-اپيدوت به صورت گسترده و غير يکنواخت در سراسر منطقه مشاهده مي‌شود و حدود ۵۰% از سنگ‌هاي منطقه را تحت پوشش قرار داده است. سنگ‌هاي اين زون از کاني‌هاي کلريت(۴۵%), اپيدوت(۳۵%), هماتيت(۱۰%), همراه با مقدار کمي کوارتز و کلسيت تشکيل شده‌اند. کاني‌هاي کلريت و اپيدوت در اثر جانشيني پلاژيوکلازها به وجود آمده‌اند. همچنين کلريت از تجزيه کاني‌هاي فرومنيزين(اوژيت و هورنبلند) تشکيل شده است(شکل ٤).

ج- زون هماتيت

آندزيت‌هاي بازالتي و بازالت‌هاي که غني از هماتيت هستند حدود ۲۰% از سنگ‌هاي منطقه را به خود اختصاص داده‌اند. اين سنگ‌ها با روند شرقي-غربي به موازات سنگ‌هاي غني از اپيدوت قرار گرفته‌اند و به رنگ ارغواني در منطقه قابل مشاهده مي‌باشند. در اين سنگ‌ها هماتيت جانشين کاني‌هاي فرومنيزين شده و در زمينه دانه ريز سنگ نيز به وفور قابل مشاهده است. معمولا در سنگ‌هاي اين زون علاوه بر هماتيت, کلسيت و اپيدوت نيز حضور دارند(شکل ٤).

د- زون اپيدوت

آندزيت‌هاي بازالتي و بازالت‌هاي غني از اپيدوت حدود ۳۰% از سنگ‌هاي منطقه را تشکيل داده‌اند. سنگ‌هاي غني از اپيدوت با رنگ بسيار شاخص سبز مغز پسته‌اي و با مرز تدريجي در کنار سنگ‌هاي هماتيتي حضور دارند. اين سنگ‌ها حاوي اپيدوت(۸۰%) و کوارتز(۲۰%) هستند. کاني اپيدوت در اين مجموعه جانشين پلاژيوکلاز و کاني‌هاي مافيك(اوژيت و هورنبلند) شده است و در زمينه سنگ نيز به وفور يافت مي‌شود(شکل ٤). در ضمن حفرات سنگ‌هاي متخلخل اين زون عمدتا توسط مجموعه کاني‌هاي اپيدوت پر شده است.

ژئوشيمي دگرساني

به منظور بررسي تغييرات شيميايي در طي دگرساني سنگ‌هاي آتشفشاني تتماج, و با توجه به فراواني نسبي اين سنگ‌ها در منطقه، تعداد ۳ نمونه از سنگ‌هاي مافيك و حدواسط نسبتاً سالم, ۷ نمونه از زون کلريت-اپيدوت, ۲ نمونه از زون هماتيت و ۲ نمونه از زون اپيدوت برداشت شد. فراواني عناصر اصلي و تعدادي از عناصر کمياب اين نمونه‌ها به روش XRF در دانشگاه ناروتو ژاپن مورد سنجش قرار گرفت. در جدول ۱ نتايج تجزيه شيميايي نمونه‌هاي متعلق به زون‌هاي دگرساني مختلف ارايه شده است. براي تخمين مقدار FeO و Fe_2O_3 از روي Fe_2O_3 کل از روابط پيشنهادي لومتر(۱۹۷٦) به شرح زير استفاده شده است.

$$FeO/(Fe_2O_3 + FeO) = ۰/۹۳ - ۰/۰۰۴۲\, SiO_2 - ۰/۰۲۲(Na_2O + K_2O)$$

Alteration type	سنگ کمتر دگرسان‌شده			زون کلریت-اپیدوت							زون هماتیت		زون اپیدوت	
شماره نمونه	1TA	3TA	24TA	23TA	39TA	49TA	76TA	77TA	80TA	150TA	58TA	82TA	15TA	83TA
نام سنگ	An-Ba	An	Ba	Ba	An-Ba	Ba	An	An-Ba	An-Ba	Ba	Ba	An-Ba	An-Ba	An-Ba
SiO_2	48.66	61.36	49.7	43.54	60.57	48.8	62.24	52.42	47.53	47.37	53.94	47.1	49.79	55.51
TiO_2	0.94	0.79	1.1	1.21	1.07	1.14	0.6	1.28	0.95	1.28	0.89	1.13	0.78	0.73
Al_2O_3	15.79	15.99	18.48	18.62	14.95	19.02	15.88	15.13	15.97	15.39	14.04	17.28	17.35	13.01
Fe_2O_3	10.88	6.45	10.17	13.22	8.22	8.55	5.89	9.89	11.06	9.7	8.15	11.87	8.69	8.41
FeO	4.9	2.9	4.58	5.95	3.7	3.85	2.65	4.45	4.98	4.37	3.67	5.34	3.91	0.18
MnO	0.25	0.12	0.33	0.14	0.19	0.17	0.16	0.13	0.25	0.16	0.13	0.22	0.14	0.15
MgO	4.04	2.07	3.56	6.62	2.76	1.56	1.21	3.17	4.2	5.85	1.95	6.76	6.08	0.33
CaO	9.65	4.77	8.51	11.92	1.78	10.37	7.75	5.52	10.15	7.41	7.97	3.65	6.42	16.23
Na_2O	3.84	3.72	6.15	2.14	4.61	3.35	1.16	5.92	3.74	3.44	7.18	4.31	4.78	0.01
K_2O	0.13	2.28	1.82	0.38	1.95	1.23	3.78	1.67	0.14	0.75	0.07	2.03	0.39	0.04
P_2O_5	0.12	0.18	0.2	0.06	0.25	0.17	0.16	0.44	0.13	0.42	0.26	0.16	0.11	0.1
LOI	5.69	2.27	1.55	2.15	3.65	5.64	1.16	4.42	5.89	7.23	5.43	5.35	7.46	5.47
Total	99.99	100	101.57	100	100	100	99.99	99.99	100	99	100.01	99.86	101.99	99.99
Cr	79.3	-	41.5	7	-	52	-	-	84.6	233.9	198.8	65.6	149.5	32.4
Nb	1.74	8.57	7.11	2.53	7	2.73	5.63	8.52	2.25	8.91	5.84	4.21	1.2	2.66
Ni	38.5	-	18.2	10.1	-	8.2	-	-	38.3	75.2	38.7	19.2	61.3	-
Pb	36.2	15.7	0.2	4.7	10.3	8.8	13.4	1.5	38.8	25.8	6.9	14.3	36.5	25.2
Rb	6.3	53.7	40	9.2	41.7	57	96.1	26.7	6	15.2	3.6	87.8	10.7	3.3
Sr	395.7	314.2	124.7	374	198.4	358.9	167.7	184	426.4	769.3	199.9	473.1	536.2	246.7
Th	0.92	4.63	3.87	1.78	3.76	0.7	5.88	5.86	1.26	3.09	3.19	-	0.84	1.19
Y	15.4	23.4	20.1	14	21.5	18.8	24.3	24.6	15.7	17.8	18.3	21	16.8	15.1
Zr	48.2	167.1	109.7	47.8	143.2	53.9	122.1	161.6	51.4	120.5	88.6	72.7	59.4	45
Ba	70.1	400.8	339.2	109.8	359.2	824.6	446.9	185.9	65.9	262.3	63.2	374.9	143.9	51.1

جدول ۱- نتايج تجزيه شيميايي انواع زون‌هاي دگرساني در منطقه تتماج.

علامت Ba: بازالت, An: آندزيت و An-Ba آندزيت بازالتي را نشان مي‌دهد.

در این پژوهش, ترکیب نمونه‌هاي آتشفشاني مافيك و حدواسط نسبتاً سالم, به عنوان مرجعي براي دستيابي به ترکیب سنگ‌هاي منطقه قبل از دگرساني در نظر گرفته شده است و تغييرات شيميايي سنگ‌هاي دگرسان شده

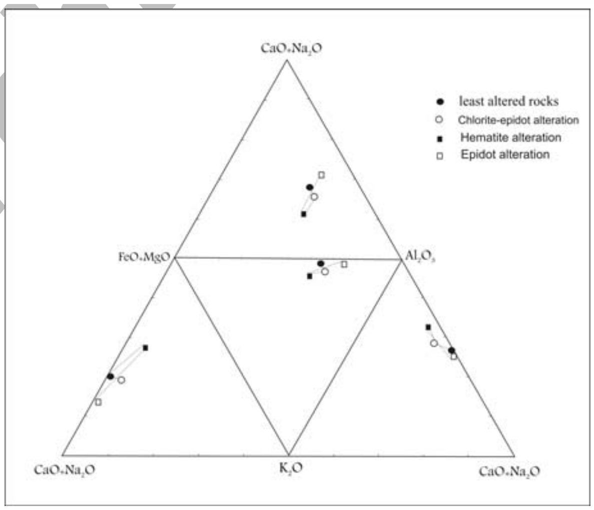
نسبت به آن‌ها مورد بررسي قرار گرفته است. براي تعيين افزايش يا كاهش عناصر در طي دگرساني از روش گرافيكي-محاسبه‌اي(Grant(1986 استفاده شده است. در روش ايزوكن گرانت خطي كه از مبدأ مختصات مي‌گذرد و عناصر غيرمتحرك روي آن قرار دارند, به عنوان خط ايزوكن استفاده مي‌شود. شيب اين خط تغييرات جرم را نشان مي‌دهد و ميزان انحراف عناصر از اين خط تغييرات جرم يا فراواني هر عنصر را در طي دگرساني نشان مي‌دهد. بدين ترتيب عناصري كه در بالاي خط ايزوكن قرار دارند افزايش جرم و عناصري كه در پايين اين خط قرار دارند كاهش جرم را نشان مي‌دهند. نمودارهاي ايزوكن براي انواع زون‌هاي دگرساني منطقه مورد مطالعه در شكل ۸ نشان داده شده‌اند. در اين نمودارها عناصر اصلي بر حسب درصد وزني و عناصر كمياب بر حسب ppm ترسيم شده‌اند. شيب خط ايزوكن به كمك عناصر غير متحرك و بهترين خطي كه از ميان تمام داده‌ها و از منشأ مي‌گذرد, ترسيم شده است.

الف- رفتار عناصر اصلي

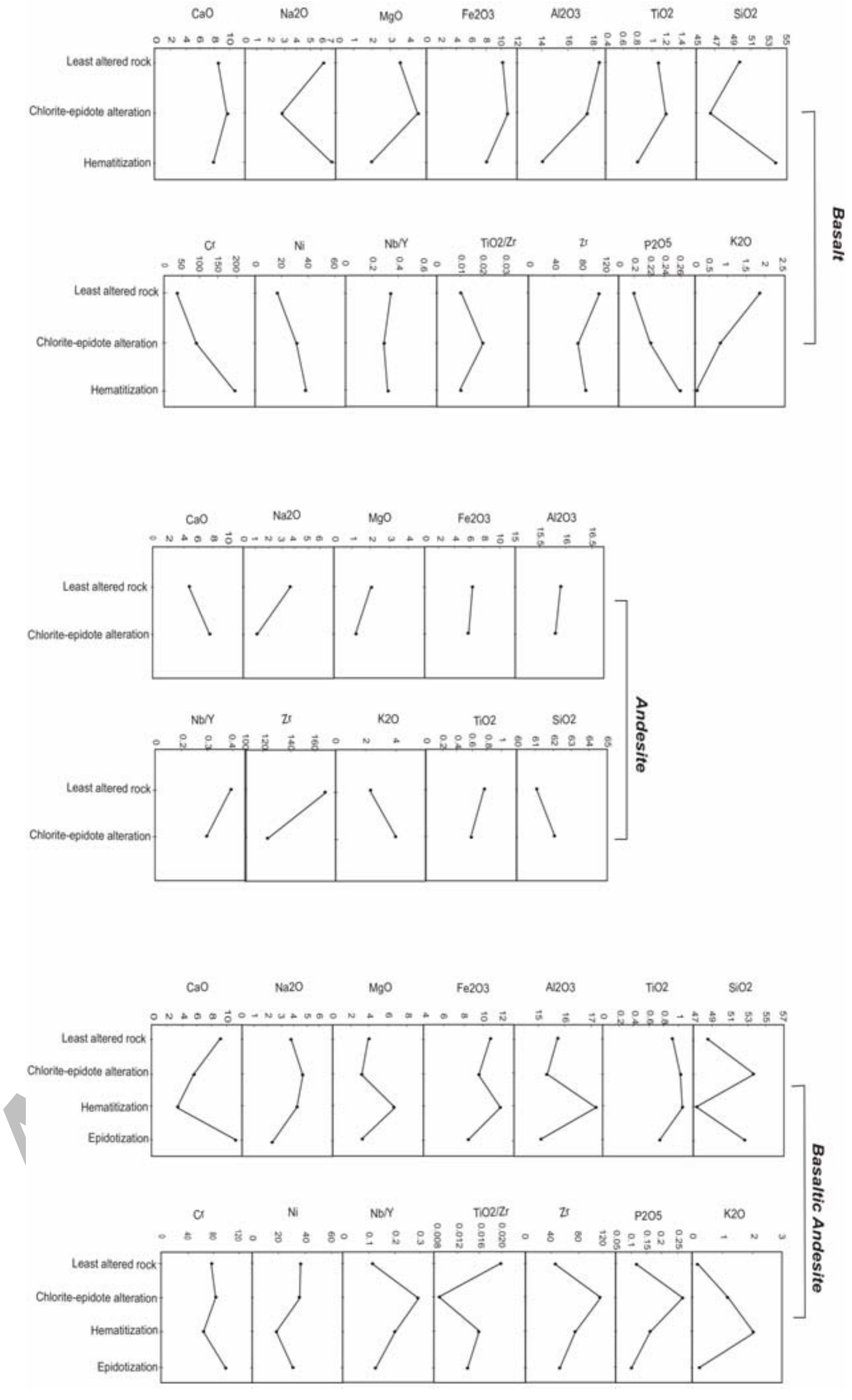
داده‌هاي شيميايي نشان مي‌دهد كه اكسيدهاي FeO, MgO, CaO, K2O, Na2O در طول دگرساني متحرك بوده‌اند. آگاهي از تركيب كاني‌هايي كه در واكنش‌هاي دگرساني به وجود آمده‌اند، به ما اين امكان را مي‌دهد تا گروهي از عناصر كه به همراه يكديگر نقش مشابهي در انجام واكنش به عهده گرفته‌اند, شناسايي شوند. اكسيدهاي FeO و MgO به همراه يكديگر در تشكيل كلريت نقش دارند. درحاليكه CaO و Na2O در تركيب پلاژيوكلاز وارد مي‌شوند. K2O در تركيب سريسيت حضور دارد. Al2O3 نيز در ساختار ميكاها و فلدسپارها نقش دارند(Carten, 1986; Riverin, 1980). تركيب سنگ‌هاي دگرسان شده منطقه تتماج را مي‌توان در سيستم چهار تشكيل دهنده(-FeO+MgO)-(CaO+Na2O)-Al2O3-(K2O كه به سيستم F-C-A-K معروف است((Riverin, 1977 منتقل نموده و با ترسيم ميانگين تركيبات انواع زون‌هاي دگرساني(جدول ۲) در اين سيستم مي‌توان روند متاسوماتيسم اين زون‌ها را تفسير كرد. همانطور كه در شكل ۵ مشاهده مي‌شود در سنگ‌هاي آندزيت بازالتي منطقه مقدار K2O نمونه‌ها نسبت به ساير تشكيل‌دهنده‌ها, از سنگ‌هاي نسبتاً سالم به سمت زون كلريت-اپيدوت و هماتيت افزايش شديدي نشان مي‌دهد. ولي از زون هماتيت به طرف زون اپيدوت اين مقدار كاهش يافته است بطوري كه ميزان K2O در سنگ‌هاي اپيدوتي شده نسبت به سنگ‌هاي نسبتاً سالم تغييرات محسوسي نداشته است. ميزان FeO+MgO در زون هماتيت نسبت به ساير زون‌ها بدليل حضور كاني هماتيت به طور قابل توجهي افزايش يافته است. در حاليكه در زون اپيدوت اين مقدار بعلت فقدان كاني‌هاي آهن-منيزيوم‌دار به شدت كاهش يافته است. ميزان CaO+Na2O در ساير زون‌ها كاهش و در سنگ‌هاي غني از اپيدوت به دليل نقش كلسيم در تشكيل كاني اپيدوت, افزايش يافته است.

جدول ۲- ميانگين تركيب شيميايي زون‌هاي دگرساني در منطقه تتماج. علائم مشابه جدول ۱ است.

	انواع دگرسانی								
Weight percent	سنگ نسبتاً سالم			کلریت-اپیدوت			هماتیت		اپیدوت
	An-Ba	An	Ba	An-Ba	An	Ba	Ba	An-Ba	An-Ba
SiO_2	48.66	61.36	49.7	53.51	62.24	46.57	53.94	47.1	52.65
TiO_2	0.94	0.79	1.1	1.1	0.6	1.21	0.89	1.13	0.75
Al_2O_3	15.79	15.99	18.48	15.35	15.88	17.68	14.04	17.28	15.18
Fe_2O_3	10.88	6.45	10.17	9.72	5.89	10.49	8.15	11.87	8.55
FeO	4.9	2.9	4.58	4.38	2.65	4.72	3.67	5.34	2.05
MnO	0.25	0.12	0.33	0.19	0.16	0.16	0.13	0.22	0.14
MgO	4.04	2.07	3.56	3.38	1.21	4.68	1.95	6.76	3.2
CaO	9.65	4.77	8.51	5.82	7.75	9.9	7.97	3.65	11.32
Na_2O	3.84	3.72	6.15	4.76	1.16	2.98	7.18	4.31	2.39
K_2O	0.13	2.28	1.82	1.25	3.78	0.79	0.07	2.03	0.21
P_2O_5	0.12	0.18	0.2	0.27	0.16	0.22	0.26	0.16	0.1
LOI	5.69	2.27	1.55	4.65	1.16	5.01	5.43	5.35	6.46
Parts per million									
Cr	79.3	-	41.5	84.6	-	97.63	198.8	65.6	90.95
Nb	1.74	8.57	7.11	5.92	5.63	4.72	5.84	4.21	1.93
Ni	38.5	-	18.2	38.3	-	31.17	38.7	19.2	30.65
Pb	36.2	15.7	0.2	16.87	13.4	13.1	6.9	14.3	30.85
Rb	6.3	53.7	40	24.8	96.1	27.13	3.6	87.8	7
Sr	395.7	314.2	124.7	269.6	167.7	500.73	199.9	473.1	391.45
Th	0.92	4.63	3.87	3.63	5.88	1.86	3.19	-	1.01
Y	15.4	23.4	20.1	20.6	24.3	16.87	18.3	21	15.95
Zr	48.2	167.1	109.7	118.73	122.1	74.07	88.6	72.7	52.95
Ba	70.1	400.8	339.2	203.67	446.9	398.9	63.2	374.9	97.5



شكل ۵- سيستم چهار تشكيل‌دهنده **F-C-A-K**(**Riverin, 1977**)براي نمايش روندهاي دگرساني سنگ‌هاي آندزيت بازالتي منطقه.

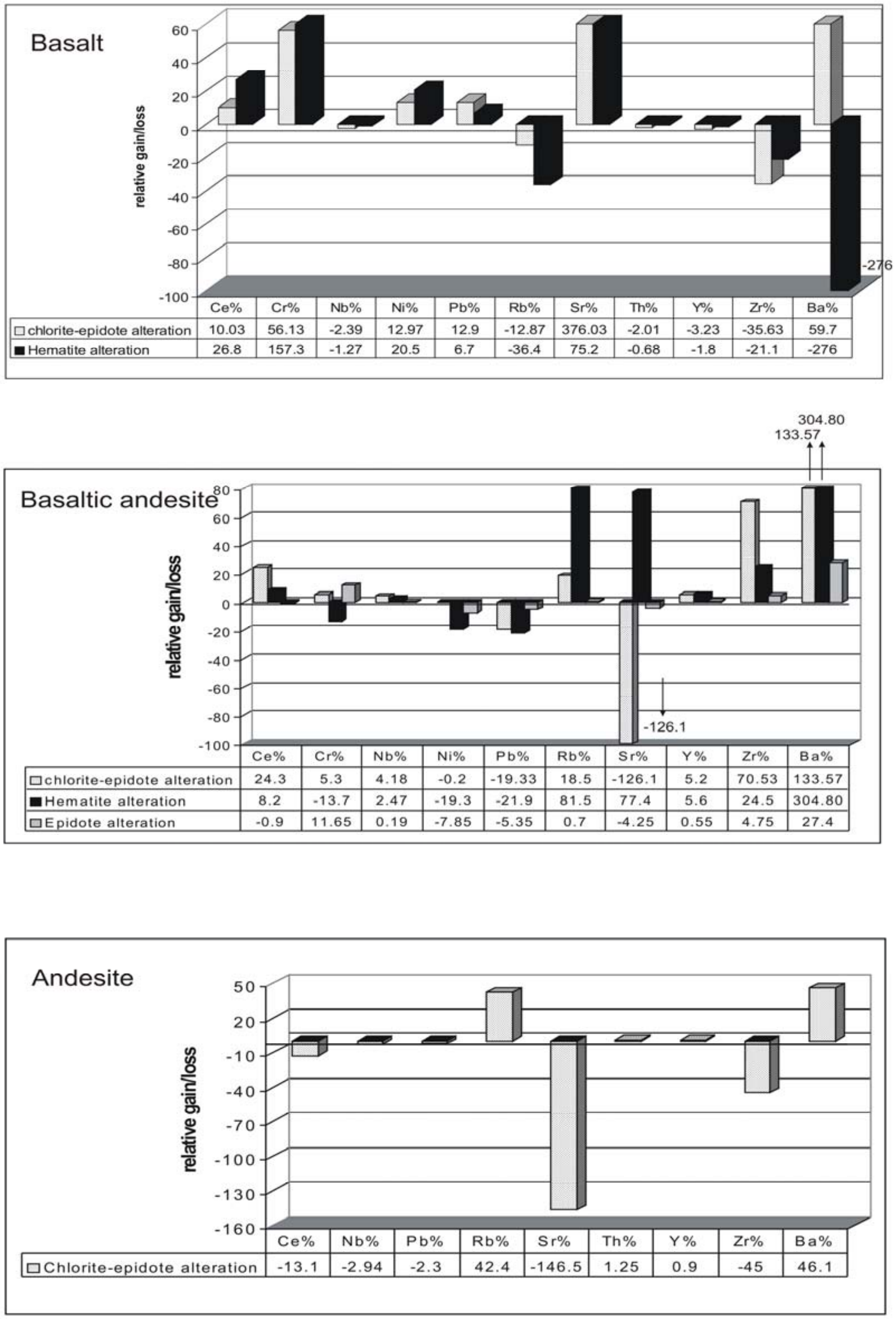


شكل ٦- مقايسه تغييرات عناصر اصلي و كمياب در انواع زون‌هاي دگرساني منطقه

به منظور پي بردن به ميزان جابجايي عناصر در طي دگرساني, در شكل ٦ فراواني متوسط عناصر اصلي و كمياب نمونه‌هاي دگرسان با مقدار اين عناصر در سنگ‌هاي نسبتاً سالم مقايسه شده است. همانطور كه

ملاحظه مي‌شود در اثر دگرساني گرمابي، ميزان SiO_2 آندزيت‌ها و آندزيت‌هاي بازالتي زون كلريت-اپيدوت و اپيدوت و بازالت‌هاي هماتيتي‌شده نسبت به سنگ‌هاي مرجع و كمتر دگرسان شده به علت حضور كوارتز ثانويه روند افزايشي سپري كرده است. در آندزيت‌هاي بازالتي منطقه عناصر كم تحركي مثل P_2O_5 و TiO_2 در دگرساني كلريت-اپيدوت و هماتيت به دليل حضورشان در كاني‌هاي اسفن و آپاتيت(Alderton et al., 1980) افزايش يافته‌اند. عناصر Zr, Y و Ti در طي دگرساني سنگ‌هاي آتشفشاني منطقه مورد مطالعه متحرك بوده‌اند. هنس(Hynes, 1980) با اشاره به متحرك بودن اين عناصر در سنگ‌هاي متاولكانيك جنوب كيك, دليل تحرك اين عناصر را وجود CO_2 در محلولهاي هيدروترمال عامل دگرساني عنوان نموده است. ميزان Fe_2O_3 در سنگ‌هاي منطقه تغييرات ناچيزي متحمل شده است. ولي در آندزيت‌هاي بازالتي هماتيتي‌شده اين مقدار به شدت افزايش يافته‌اند. ميزان اكسيدهاي Fe_2O_3 و MgO در سنگ‌هاي اپيدوتي‌شده منطقه به دليل فقدان كاني‌هاي فرومنيزين و هماتيت كاهش شديدي نشان مي‌دهند. اكسيد K_2O در آندزيت‌هاي بازالتي و آندزيت‌هاي زون كلريت-اپيدوت و هماتيت, افزايش قابل ملاحظه‌اي نشان مي‌دهد ولي اين مقدار در بازالت‌هاي منطقه به شدت كاهش يافته است. CaO در آندزيت‌هاي بازالتي غني از كلريت-اپيدوت و هماتيتي‌شده كاهش يافته ولي در سنگ‌هاي غني از اپيدوت به شدت افزايش يافته است. چنانچه در جدول شماره ۱ ملاحظه مي‌شود از دو نمونه مربوط به زون اپيدوت يكي حدود ۱۶% و ديگري حدود ۶/۵% CaO دارد كه علت اين اختلاف چنانچه در مبحث دگرساني زون اپيدوت نيز ذكر شد مربوط به پر شدن حفرات سنگ‌هاي متخلخل با مجموعه كاني‌هاي اپيدوت مي‌باشد. به عقيده (Ichikuni (1989 عناصر Ca و Fe نسبت به ساير عناصر در طول دگرساني دماي پايين از تحرك بيشتري برخوردارند. در آندزيت‌ها و بازالت‌هاي زون كلريت-اپيدوت مقدار Na_2O روندكاهشي داشته و در زون اپيدوتي كه اكثر كاني‌ها به اپيدوت تبديل شده، اين مقدار به شدت كاهش يافته است. در حاليكه ميزان Na_2O در سنگ‌هاي زون هماتيت به دليل آلبيتي شدن بلورهاي پلاژيوكلاز(Carten, 1986; Morata and Aguirre, 2003) افزايش يافته است.

نسبت عناصر كم تحرك مثل TiO_2/Zr در بازالت‌هاي دگرسان شده و آندزيت‌هاي بازالتي هماتيتي و اپيدوتي شده منطقه افزايش يافته در حالي كه اين ميزان در آندزيت‌هاي بازالتي زون كلريت-اپيدوت به شدت كاهش يافته است. نسبت Nb/Y در بازالت‌هاي منطقه تغييرات محسوسي متحمل نشده است ولي در آندزيت‌هاي بازالتي بدليل شستشوي ساير عناصر و باقيماندن و غني شدن اين عناصر روند افزايشي داشته است(Meadows and Appleyard, 1991).



	Ce%	Cr%	Nb%	Ni%	Pb%	Rb%	Sr%	Th%	Y%	Zr%	Ba%
☐ chlorite-epidote alteration	10.03	56.13	-2.39	12.97	12.9	-12.87	376.03	-2.01	-3.23	-35.63	59.7
■ Hematite alteration	26.8	157.3	-1.27	20.5	6.7	-36.4	75.2	-0.68	-1.8	-21.1	-276

	Ce%	Cr%	Nb%	Ni%	Pb%	Rb%	Sr%	Y%	Zr%	Ba%
☐ chlorite-epidote alteration	24.3	5.3	4.18	-0.2	-19.33	18.5	-126.1	5.2	70.53	133.57
■ Hematite alteration	8.2	-13.7	2.47	-19.3	-21.9	81.5	77.4	5.6	24.5	304.80
▨ Epidote alteration	-0.9	11.65	0.19	-7.85	-5.35	0.7	-4.25	0.55	4.75	27.4

	Ce%	Nb%	Pb%	Rb%	Sr%	Th%	Y%	Zr%	Ba%
☐ Chlorite-epidote alteration	-13.1	-2.94	-2.3	42.4	-146.5	1.25	0.9	-45	46.1

شکل ۷- نمودار افزايش-کاهش عناصر کمياب در طي دگرساني سنگ‌هاي آتشفشاني تتماج.

ب- رفتار عناصر كمياب

در شكل ۷ ميزان افزايش يا كاهش عناصر كمياب در زون‌هاي مختلف نسبت به سنگ‌هاي نسبتاً سالم مقايسه شده است. همانطور كه ملاحظه مي‌شود عناصر كمياب داراي پتانسيل يوني پايين(LILE) پراكندگي بيشتري نسبت به عناصر با پتانسيل يوني بالا(HFSE) نشان مي‌دهند. اين پراكندگي به علت تحرك نسبتاً زياد عناصر LILE در طول دگرساني است(Morata and Aguirre, 2003).ميزان Rb و Zr در سنگ مافيك و Sr و Zr در آندزيت‌هاي دگرسان شده نسبت به نمونه‌هاي نسبتاً سالم كاهش يافته‌اند. در ميان عناصر فلزي انتقالي عنصر Ni در آندزيت‌هاي بازالتي و بازالت‌ها كاهش ولي مقدار Cr در بازالت‌هاي دگرسان‌شده به شدت افزايش يافته است. Ba و Rb نيز در آندزيت‌ها و آندزيت‌هاي بازالتي افزايش چشم‌گيري نشان مي‌دهند تا جايي كه مقدار باريم در آندزيت‌هاي بازالتي هماتيتي شده تا ۳۰٤% غني‌شدگي نشان مي‌دهد كه اين امر را مي توان به يكسان بودن رفتار ژئوشيميايي پتاسيم و باريم مرتبط دانست.

ج- افزايش يا كاهش عناصر

شكل ۸ نمودارهاي ايزوكن مربوط به زون‌هاي كلريت-اپيدوت, هماتيت و اپيدوت منطقه تتماج را نشان مي‌دهند. در اين نمودارها اكسيدهاي اصلي و بعضي از عناصر كمياب مورد بررسي قرار گرفته‌اند. براي محاسبه تغييرات جرم از سه نمونه نسبتاً سالم از انواع مختلف سنگ‌هاي منطقه به عنوان نمونه مبنا در نظر گرفته شده است. براي تعيين شيب ايزوكن از روش طبقه‌بندي داده‌ها (Grant(2005) استفاده شده است. در اين روش خطي كه از مبدأ مختصات مي‌گذرد و عناصر غيرمتحرك روي آن قرار دارند, براي تعيين شيب ايزوكن استفاده مي‌شود. علت قرارگيري عناصر غيرمتحرك بر روي خط ايزوكن به دو دليل است:

۱- عناصري كه واقعاً غير متحرك بوده و در طي دگرساني هيچ تغييري نكرده‌اند و به عبارتي تغييرات غلظت آن‌ها صفر($\Delta C_i = 0$) است, بر روي خط ايزوكن واقع مي‌شوند.

۲- عناصري كه داراي خصوصيات شيميايي مشابه هستند و در طي دگرساني به يك نسبت تغيير مي‌كنند نيز بر روي يك خط قرار مي‌گيرند. مثلاً غلظت K و Rb در طي دگرساني با هم افزايش و كاهش مي‌يابد(Grant, 1986).

بنابراين اگر افزايش يا كاهش در طي دگرساني صورت نگرفته باشد, شيب ايزوكن برابر يك مي‌شود. اگر شيب ايزوكن يك نباشد, دلالت بر آن دارد كه تغييراتي در جرم به وجود آمده است و به كمك روابط زير(Grant, 1986) مي‌توان اين تغييرات را محاسبه كرد.

$C_{Ai} = M_0 / M_A (C_{0i} + \Delta C_i)$ (۱)

$\Delta C_i / C_{0i} = (M_A / M_0)(C_{Ai}/C_{0i}) - 1$ (۲)

در اين روابط C_{Ai} غلظت تشكيل‌دهنده i در سنگ دگرسان شده و C_{0i} غلظت تشكيل دهنده i در سنگ اوليه, ΔC_i تغييرات در غلظت تشكيل دهنده i , M_0

جرم قبل از دگرساني, MA جرم بعد از دگرساني را نشان مي‌دهند.

شيب ايزوكن از تقسيم CAi به C0i بدست مي‌آيد. در بازالت‌هاي كلريتي-اپيدوتي‌شده نسبت(C0i/CAi) در عناصرSi, Al, Fe, P و Ti نزديك به يك است و به همين دليل از نظر ميزان تغيير جرم همگي در يك گروه قرار مي‌گيرند. با توجه به اينكه عناصر Al و Tiجزء عناصر غيرمتحرك محسوب مي‌شوند بنابراين عناصرSi, Al, Fe, P و Ti براي رسم ايزوكن مربوط به زون كلريت-اپيدوت انتخاب شده‌اند. بدين ترتيب در آندزيت‌هاي كلريتي-اپيدوتي‌شده عناصر Si, Al, Fe و Y, در آندزيت‌هاي بازالتي كلريتي-اپيدوتي شده عناصر Al, Si, Ni,Cr و Ti, بازالت‌هاي هماتيتي شده عناصرY, CaO, Si و Na, آندزيت‌هاي بازالتي هماتيتي شده عناصر Si, Fe, Al و Na و در آندزيت‌هاي بازالتي اپيدوتي شده عناصر Y, Th, Sr و Zr به عنوان عناصر غيرمتحرك انتخاب مي‌شوند. از شيب ايزوكن عناصر غير متحرك ميانگين گرفته مي‌شود. بنابراين ميانگين شيب ايزوكن براي بازالت‌هاي كلريتي-اپيدوتي‌شده برابر ۱/۰۲, آندزيت‌هاي كلريتي-اپيدوتي‌شده برابر ۰/۹۹ , آندزيت‌هاي بازالتي كلريتي-اپيدوتي شده برابر ۱/۰۳ , بازالت‌هاي هماتيتي شده برابر ۱/۰۲, آندريت‌هاي بازالتي هماتيتي شده برابر ۱/۰۷ و براي آندزيت‌هاي بازالتي اپيدوتي شده برابر ۱/۰۳ محاسبه شده است. بدين ترتيب نسبت افزايش و كاهش جرم در جدول ۳ بر اساس درصد وزني و ppm محاسبه شده‌اند. براي آن‌كه بتوان تمام تركيبات مورد بررسي را بر روي يك نمودار واحد به نمايش در آورد, مقادير C0i و CAi به يك نسبت مشخص كوچك شده‌اند. با ترسيم مقادير CAi در مقابل C0i، نمودارهاي ايزوكن براي هر يك از زون‌هاي دگرساني به دست مي‌آيد كه در شكل ۸ نشان داده شده است. خط ايزوكن بر اساس شيب به دست آمده از هر زون ترسيم شده است. بنابراين عناصري كه در طول دگرساني افزايش جرم داشته باشند در بالاي ايزوكن و عناصري كه كاهش جرم داشته باشند در پايين خط ايزوكن قرار مي‌گيرند.

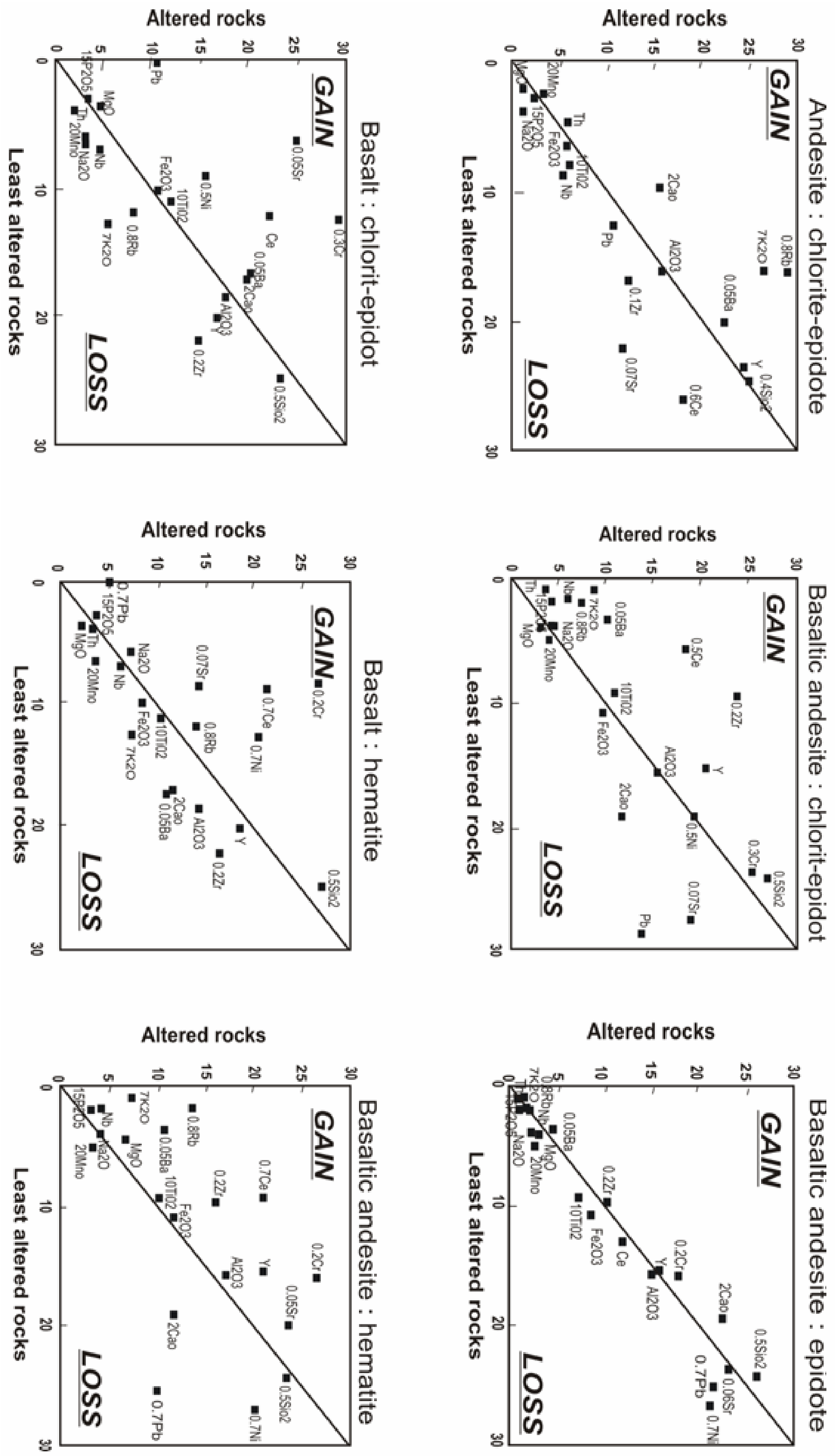
در دگرساني كلريت-اپيدوت, در اثر تبديل پيروكسن به هماتيت مقدار آهن كل نسبت به نمونه‌هاي سالم تغييرات محسوسي متحمل نشده است. تجزيه پلاژيوكلاز در آندزيت‌ها و بازالت‌ها به اپيدوت باعث افزايش CaO در مقايسه با سنگ‌هاي نسبتاً سالم, شده است. تبديل زون كلريت-اپيدوت به زون هماتيت در سنگ‌هاي آندزيت بازالتي و بازالتي منطقه حكايت از دگرساني سنگ‌هاي منطقه در يك محيط اكسيدان و تحول كاني‌هاي مافيك و ماتريكس سنگ به هماتيت دارد. در زون هماتيت مقدار Fe و Mg نمونه‌ها در اثر تبديل كاني‌هاي فرومنيزين و زمينه به هماتيت نسبت به نمونه‌هاي سالم ظاهراً تغييري نكرده‌اند. عنصر منيزيم در اين نمونه‌ها به صورت كاني كلريت حضور دارد. با اپيدوتي شدن سنگ‌هاي اين مجموعه اكثر كاني‌هاي سنگ(فنوكريست‌ها و زمينه) به اپيدوت و به مقدار كمتر كوارتز تبديل شده‌اند, به طوري كه سنگي با بافت و

كاني‌هاي متفاوت به وجود آمـده اسـت. بنـابراين مقـدار عناصر Na, Fe و Mg نسبت به زون كلريـت-اپيـدوت كاهش يافته و بـه همـراه آن اكـسيدهاي CaO و SiO2 افزايش يافته است.

آندزیت	آندزیت بازالتي			بازالت		
كلريتي-اپيدوتي	اپيدوتي	هماتيتي	كلريتي-اپيدوتي	هماتيتي	كلريتي-اپيدوتي	Weight percent
0.88	3.99	-1.56	4.85	4.24	-3.13	SiO_2
-0.19	-0.19	0.19	0.16	-0.21	0.11	TiO_2
-0.11	-0.61	1.49	-0.44	-4.44	-0.8	Al_2O_3
-0.56	-1.84	0.99	-1.16	-2.02	0.32	Fe_2O_3
0.04	-0.11	-0.03	-0.06	-0.2	-0.17	MnO
-0.86	-0.84	2.72	-0.66	-1.61	1.12	MgO
2.98	1.67	-6	-3.83	-0.54	1.39	CaO
-2.56	-1.45	0.47	0.92	1.03	-3.17	Na_2O
1.5	0.08	1.9	1.12	-1.75	-1.03	K_2O
-0.02	-0.02	0.04	0.15	0.06	0.02	P_2O_5
						Parts per million
-13.1	-0.9	8.2	24.3	26.8	10.03	Ce
-	11.65	-13.7	5.3	157.3	56.13	Cr
-2.94	0.19	2.47	4.18	-1.27	-2.39	Nb
-	-7.85	-19.3	-0.2	20.5	12.97	Ni
-2.3	-5.35	-21.9	-19.33	6.7	12.9	Pb
42.4	0.7	81.5	18.5	-36.4	-12.87	Rb
-146.5	-4.25	77.4	-126.1	75.2	376.03	Sr
1.25	0.09	-	2.71	-0.68	-2.01	Th
0.9	0.55	5.6	5.2	-1.8	-3.23	Y
-45	4.75	24.5	70.53	-21.1	-35.63	Zr
46.1	27.4	304.8	133.57	-276	59.7	Ba

انـــواع دگرســـــــاني

جدول۳- نسبت‌هاي افزايش(+) و كاهش(-) عناصر در سنگ‌هاي دگرسان‌شده منطقه تتماج در مقايسه با نمونه‌هاي نسبتاً سالم.



شکل ۸- نمودار ایزوکن Grant(1986) برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه شماخ.

مدل آلتراسيون

شواهد صحرايي متعددي مبين آن است كه عامل رخداد دگرساني گرمابي در ناحيه مورد مطالعه چرخش سيالات دريايي در حين انجماد گدازه‌ها بوده است و توده نفوذي گرانوديوريتي نقشي در شكل‌گيري پهنه‌هاي دگرساني نداشته است. بخشي از اين شواهد عبارتند از:

۱- متناوب بودن سنگ‌هاي آتشفشاني منطقه با سنگ‌هاي رسوبي و وجود لايه بندي منظم در آن‌ها كه دلالت بر زيردريايي بودن فوران‌ها دارد.

۲- حضور ميكروفاسيس‌هاي ريف مرجاني و لاگوني در سنگ‌هاي آهكي كه به صورت بين لايه‌اي با سنگ‌هاي آتشفشاني منطقه رخنمون دارند.

۳- عدم ظهور كاني‌هاي دگرساني در طبقات رسوبي روي گدازه‌ها. اين طبقات, بايوكلاستيك پكستون، بايوكلاستيك باندستون، بايوكلاستيك گرينستون‌هايي و رسوبات آذرآواري هستند كه فسيل‌هاي موجود در آن‌ها متعلق به اليگوسن بوده و در يك محيط زيردريايي نزديك به ساحل مي‌زيسته‌اند. اين فسيل‌ها در يك متن اسپاراتي تا كمي ميكرايتي قرار دارند و هيچگونه آثار دگرساني در آن‌ها مشاهده نمي‌شود. اين امر مي‌تواند دلالت بر وقوع دگرساني در حين فعاليت‌هاي آتشفشاني داشته باشد. به عبارتي پس از حاكم شدن آرامش بر محيط و توقف فعاليت‌هاي آتشفشاني كه خود با رسوبگذاري سنگ‌هاي آهكي فسيل‌دار توام بوده، فعاليت‌هاي دگرساني نيز متوقف شده است.

٤- حضور قطعات گدازه گردشده و سالم در قاعده طبقات رسوبي. با توجه به اين كه قطعات مذكور از بالاترين بخش هر روانه آتشفشاني مشتق شده‌اند و از طرفي شدت دگرساني نيز از بالا به طرف پايين توالي آتشفشاني افزايش مي‌يابد، لذا به نظر مي‌رسد همزمان با وقوع فرايند دگرساني در بخش‌هاي تحتاني توالي، بخش‌هاي فوقاني آن در تماس با آب دريا تا حدي قطعه قطعه شده و با رسوبات كربناتي فسيل‌دار دريايي سيمان شده باشند. عدم تأثير فرايند دگرساني بر روي قطعات موجود در آهك‌ها گوياي توقف دگرساني در مرحله رسوبگذاري آهك‌ها و پس از آن مي‌باشد و به عبارتي حاكي از همزماني فرآيندهاي دگرساني و آتشفشاني است.

٥- توزيع گسترده و نسبتاً يكنواخت دگرساني در تمام بخش‌هاي منطقه و عدم وجود زون‌بندي دگرساني در اطراف توده نفوذي موجود در جنوب منطقه دليل ديگري بر عدم تأثير توده نفوذي بر شكل‌گيري زون‌هاي دگرساني منطقه محسوب مي‌شود. لازم به ذكر است كه تزريق توده نفوذي به داخل سنگ‌هاي منطقه باعث ظهور بي نظمي در آرايش زون‌هاي دگرساني اطراف توده

نفوذي شده است و به همين دليل به نظر مي‌رسد دگرساني در زمان فعاليت‌هاي آتشفشاني رخ داده باشد.

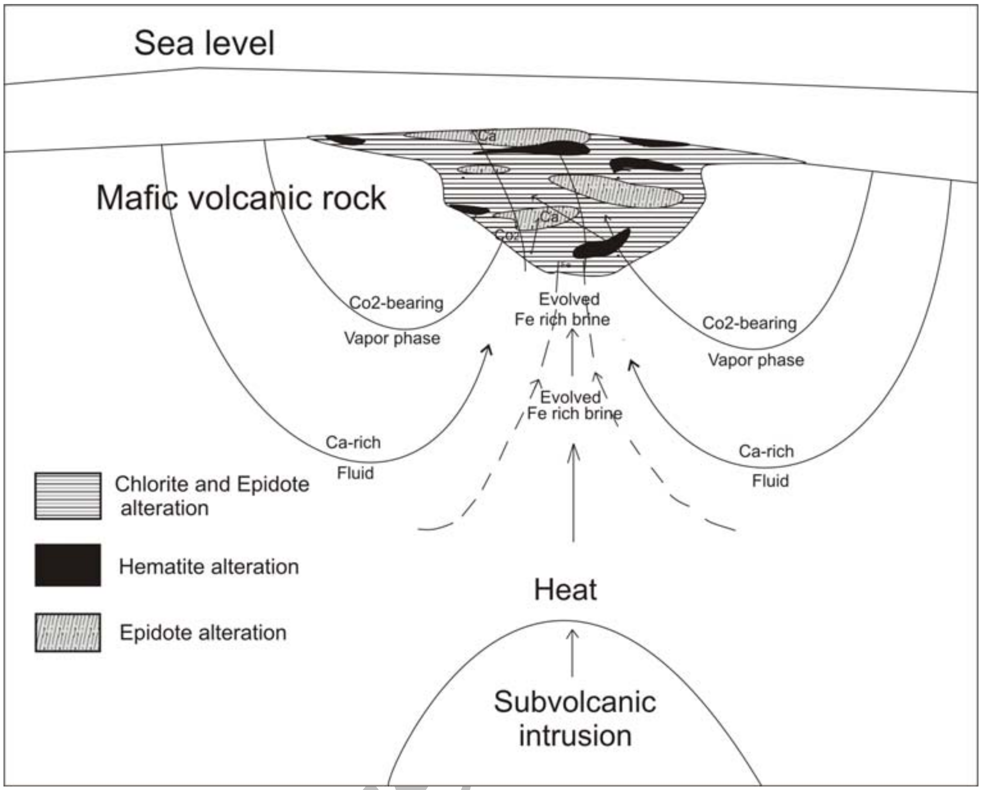
به عقيده فرانكلين و همكاران(۱۹۸۱) و اسپونر و فايف(۱۹۷۳), سنگ‌هاي آتشفشاني زيردريايي در اثر سيستم همرفتي آب دريا و واكنش سيال-سنگ دچار دگرساني مي‌شوند. تركيب ايزوتوپ‌هاي پايدار كلسيت‌هاي هيدروترمال زون دگرساني كلريتي-اپيدوتي نشان مي‌دهد كه دامنه تغييرات δ۱۸O سيال سازنده آن‌ها بين ‰۹/۲- تا ‰۱۱/۳- و δ۱۳C آن‌ها از ۲/۰۲- تا ٦/۰۲ متغيير است..

بنابراين در منطقه مورد مطالعه همزمان با كاهش فعاليت آتشفشاني زيردريايي و نفوذ آب دريا به داخل گدازه‌هاي داغ, سيستم گرمابي وسيعي در سنگ‌هاي آتشفشاني شكل گرفته و در اثر چرخش سيالات گرمابي در داخل گدازه‌ها, نظير آنچه كه امروزه در مناطق گسترش ميان اقيانوسي رخ مي‌دهد, واحدهاي سنگي دستخوش دگرساني هيدروترمال گسترده شده‌اند(شكل۹).

بدين ترتيب زون‌هاي كلريتي و اپيدوتي، با افزوده شدن Sr, CaO, TiO2 و Ni در سنگ‌هاي بازالتي و افزوده شدن Rb, Th, CaO و K2O در سنگ‌هاي آندزيتي شكل مي‌گيرند. سنگ‌هاي موجود در زون دگرساني اپيدوتي، از لحاظ كاني‌شناسي مشابه با زون كلريت-اپيدوت بوده اما برخلاف سنگ‌هاي اين زون فاقد كلريت مي‌باشند. زون اپيدوتي اصولاً در مناطقي با شكستگي‌ها و حفرات فراوان كه سنگ‌ها نفوذپذيري بيشتري دارند و به تبعيت از اين ويژگي نسبت آب به سنگ در هنگام دگرساني بالاتر بوده است، تشكيل شده است. عدم حضور كلريت در مجموعه سنگ‌هاي زون اپيدوتي، تا حدي معرف بالاتر بودن دماي دگرساني در زمان تشكيل اين زون بوده است.

فرايند اپيدوتي شدن و تشكيل كاني اپيدوت در زون مذكور ناشي از واكنش سنگ‌هاي منطقه با سيال غني از CaO و شستشوي عناصر Na, Fe و Mg از گدازه‌ها بوده است. همزمان و يا بعد از كلريتي-اپيدوتي شدن سنگ‌هاي آتشفشاني, سيالي كه در اثر شستشوي گدازه‌هاي بازالتي حاوي مقادير فراواني از آهن و منيزيم بوده در نواحي با فوگاسيته اكسيژن بالا, سبب تشكيل زون هماتيتي مي‌شود.

همراه با هماتيتي شدن سنگ‌هاي آتشفشاني تتماج مقدار قابل ملاحظه‌اي CaO از محيط خارج شد. با كاهش دماي سيستم هيدروترمال و مخلوط شدن هرچه بيشتر آب دريا با سيالات همرفتي, فلزاتي مثل Fe و Cu به صورت رگه‌ها و رگچه‌هايي از مگنتيت و انديس‌هاي پراكنده‌اي از پيريت و كالكوپيريت, در غرب منطقه تتماج شكل گرفته است.



شکل ۹- مدل احتمالي آلتراسيون در سنگ‌هاي آتشفشاني زير دريايي منطقه تتماج.

نتيجه‌گيري

سنگ‌هاي آتشفشاني زيردريايي تتماج در اثر سيستم همرفتي آب دريا و واكنش سيال-سنگ دچار دگرساني پروپليتي شده‌اند. در طي اين دگرساني كاني‌هاي ثانويه آلبيت, اپيدوت، هماتيت, كلريت، اكتينوليت, كلسيت و كوارتز به وجود آمده‌اند. بر اساس ويژگي‌هاي كاني‌شناسي و شيميايي اين سنگ‌ها به انواع ۱- نسبتاً سالم ۲- كلريتي-اپيدوتي شده ۳- هماتيتي شده ٤- اپيدوتي شده قابل تفكيك مي‌باشند.

دگرساني كلريت-اپيدوت به عنوان اولين فاز دگرساني به صورت گسترده سنگ‌هاي منطقه را تحت تأثير قرار داده است.

در طي اين دگرساني, در اثر تبديل پيروكسن به هماتيت مقدار آهن كل نسبت به نمونه‌هاي سالم تغييرات محسوسي متحمل نشده است. تجزيه پلاژيوكلاز در آندزيت‌ها و بازالت‌ها به اپيدوت باعث افزايش CaO در مقايسه با سنگ‌هاي نسبتاً سالم, شده است.

با اپيدوتي شدن سنگ‌هاي اين مجموعه اكثر كاني‌هاي سنگ(فنوكريست‌ها و زمينه) به اپيدوت و به

مقدار کمتر کوارتز تبديل شده‌اند, بطوري که سنگي با بافت و کاني‌هاي متفاوت به وجود آمده است. بنابراين مقدار عناصرNa, Fe و Mg کاهش يافته و به همراه آن CaO افزايش يافته است. تبديل زون کلريت-اپيدوت به زون هماتيت در سنگ‌هاي آندزيت بازالتي و بازالتي منطقه حکايت از دگرساني سنگ‌هاي منطقه در يک محيط اکسيدان و تحول کاني‌هاي مافيک و ماتريکس سنگ به هماتيت دارد. با هماتيتي شدن سنگ‌هاي غني از کلريت-اپيدوت, مقدار قابل ملاحظه‌ايCaO از محيط خارج شده است.

منابع

۱- علايي مهابادي, س., خلعت بري جعفري, م., نقشه زمين‌شناسي ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش نطنز, سازمان زمين‌شناسي و اکتشافات معدني کشور, ۱۳۷۷.

۲- عميدي, س.م., امامي, م.ه., زاهدي, م., زهره‌بخش ع.م., نقشه زمين‌شناسي ۱/۲۵۰۰۰ چهارگوش کاشان, سازمان زمين‌شناسي و اکتشافات معدني کشور, ۱۳۵٦.

3- D.H.M., Alderton, J.A., Pearce and P.J., Potts, Rare earth element mobility during granite alteration: Evidence from southwest England. Earth Planet. Sc. Lett., Vol. 49, pp. 149-165.(1980).

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

5- R., Carten, Sodium-Calcium metasomatism chemical, temporal, and spatial relationships at the Yerington, Nevada, porphyry copper deposit. Econ.Geol., Vol. 81, pp. 1495-1519.(1986).

6- S.R., Elliott-Meadows, E.C.,Appleyard, The alteration geochemistry and petrology of the Lar Cu-Zn deposit, Lynn lake area, Manitoba, Canada. Econ. Geol., Vol. 86, pp. 486-505.(1991).

7- A.M., Evans, Ore geology and industrial minerals. Bleck well-Science, Oxford. 390 p.(1992).

8- R.V., Fisher, H.U., Schmincke, Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 472 p.(1984).

9- P.A., Floyd and T.A., Winchester, Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. Chem. Geol., Vol. 21, pp. 291-306.(1978).

10- R.L., Folk, Petrology of sedimentary rocks. Austin, Texas: Hemphills, Booksone, 184 p.(1980).

11- J.M., Franklin, J.W., Lydon and D.F., Sangster, Volcanic-associated massive sulfide deposits. Econ. Geol., 75th Anniversary Volume, pp. 485-627.(1981).

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

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

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

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

16- M., Ichikuni, Weathering of silicates and its products. In Soil Chemistry(Tsuchi no Kagaku), Japanese Society of Chemistry, Vol. 15, pp. 1847-1858.(1989).

17- R.W., Le Maitre, Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. Contrib.Mineral.Petrol., Vol. 56, pp. 181-189.

18- A., Loeblich, H.,Tappan, Foraminifera genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company, Vol 1, New York, 1182 p.(1988).

19- W.H., MacLean, Mass change calculations in altered rock series. Miner. Depos., Vol. 25, pp. 44-49.(1990).

20- W.H., MacLean, and P., Kranidiotis, Immobile elements as monitors of mass transport in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami. Econ.Geol., Vol. 82, pp. 951-962.(1987).

21- D., Morata, L., Aguirre, Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range(29 20 -30 S), Chile: geochemistry and petrogenesis. J. South Am. Earth Sci., Vol. 16, pp. 459-476.(2003).

22- A., Poldervart, Petrological calculation in metasomatic process. Am. J. Sci., Vol. 251, pp. 481- 504.(1953).

23- J.D., Ridge, Replacement and the equating of volume and weight. J. Geol., Vol. 57, pp. 522-550.(1949).

24- G., Riverin, Wall-rock alteration at the Millenbach mine, Noranda, Quebec. Ph.D. thesis, Queen's Univ., 255 p.(1977).

25- G., Riverin, J., Hodgson, Wall-Rock Alteration at the Millenbach Cu-Zn Mine, Noranda, Quebec. Econ. Geol., Vol. 75, pp. 424-444.(1980).

26- R.G., Skirrow, and J.M., Franklin, Silicification and metal leaching in semiconformable alteration beneath the Chisel Lake massive sulfide deposit, Snow Lake, Manitoba. Econ. Geol., Vol. 89, pp. 31-50.(1994).

27- E.T.C., Spooner, and W.C., Fyfe, Sub-sea floor metamorphism, heat and mass transfer. Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 42, pp. 287-304.(1973).

28- J. Stocklin, Structural history and tectonics of Iran: a review, AAPG Bull. Vol. 52, pp. 1229-1258.(1968).

J., Stocklin, M. H., Nabavi, Tectonic map of Iran. Geol. Surv. Iran.(1973).

29- F.J., Turner, J., Verhoogen, Igneous and Metamorphic Petrology. MaGraw-Hill BooK company, New York, 694 p.(1960).

30- G.C., Waterman, R.L., Hamilton, The Sar-Cheshmeh porphyry copper system. Econ. Geol. Vol. 70, pp. 568–576.(1975).

31- B.W.D., Yardley, An introduction to metamorphic petrology. Longman scientific and Technical, 248 p.(1989).