

## دگرسانی گرمابی فسیل در مجموعه آتشفشانی- رسوبی ژوراسیک شمال شهرکرد (پهنه سنندج- سیرجان)

\*سید نعیم امامی؛ مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان چهارمحال و بختیاری  
حمیدرضا پیروان؛ پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری  
زهرا الیاسی؛ مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان چهارمحال و بختیاری

### چکیده

مجموعه سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی شمال شهرکرد، به صورت کمربندی با راستای شمال باختری-جنوب خاوری، در شمال شهرکرد مرکز استان چهارمحال و بختیاری و در بخش مرکزی پهنه سنندج سیرجان استقرار یافته است. سنگ‌های آذرین موجود در این ناحیه به دو بخش عمده ماگمایی و آذر آواری تفکیک شده که گروه اول شامل سنگ‌های آتشفشانی خاصه بازالت، بازالت آندزیتی و آندزیت و سنگ‌های نیمه عمیق به ویژه دولریت و میکرودیوریت است و سنگ‌های آذر آواری نیز غالباً توف، توفیت، لاپیلی توف و آگلومرا به سن ژوراسیک فوقانی و فاز کوهزایی کیمبرین میانی هستند که در محیط تکتونیکی جزایر قوسی تشکیل شده‌اند. تمامی واحدهای سنگ‌شناسی تحت تأثیر محلول‌های ماگمایی قلیایی با (pH=۸-۹) و حرارت ۲۲۶ (در پهنه آرژیلیک حد واسط) تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد (در رگه‌های کوارتز-اپیدوت) در فشار حدود ۲۰۰ بار متحمل درجاتی از دگرسانی شده‌اند و پهنه‌های سریسیتیک-آرژیلیک حدواسط و پروپیلیتیک (کلریتی) را تشکیل داده‌اند (دگرسانی فراگیر انتخابی). به علاوه حفره‌ها و شکاف‌ها با کانی‌های ثانویه‌ای مانند کوارتز، اپیدوت، کلریت و کلسیت (دگرسانی غیرفراگیر) پر شده‌اند. بررسی تغییرات جرم در سنگ‌های پهنه‌های دگرسانی نشان‌دهنده کاهش جرم در نتیجه دگرسانی است که نرخ آن از دگرسانی سریسیتیک به آرژیلیک متوسط و تا کلریت فزونی می‌یابد. تهی‌شدگی شدید از  $\text{Na}_2\text{O}$  و غنی‌شدگی از  $\text{CaO}$  در پهنه کلریتی، غنی‌شدگی تا ۱۰۰ درصد از  $\text{MgO}$  و تهی‌شدگی شدید از  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$  در پهنه سریسیتیک و تهی‌شدگی از  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{FeO}$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$  در پهنه آرژیلیک حدواسط از شاخص‌های کلیدی تشخیص پهنه‌های دگرسانی فسیل هستند.

### مقدمه

با هدف بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی پدیده‌ها و پهنه‌های دگرسانی مجموعه آتشفشانی-رسوبی پهنه ساختاری سنندج- سیرجان در شمال شهرکرد، مرکز استان چهارمحال و بختیاری، مجموعه عملیات صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. کاوش‌های صحرایی در محدوده‌ای با مساحت بیش از ۲۰۰

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آتشفشانی، ژوراسیک، پهنه سنندج- سیرجان، دگرسانی گرمابی فسیل، عناصر اصلی

پذیرش ۹۱/۷/۳

دریافت ۹۰/۶/۲۰

emami1348@yahoo.com

\*نویسنده مسئول

کیلومتر مربع صورت پذیرفت. بررسی‌های دقیق با بهره‌گیری از نمونه‌برداری‌های سیستماتیک و آزمایش‌های شیمیایی برای تعیین عناصر اصلی انجام گرفت و سیمای روشنی از چگونگی عمل‌کرد سیالات گرمایی در سطح منطقه به نمایش گذاشت. با تفکیک پهنه‌های دگرسانی براساس یافته‌های کانی‌شناختی و ژئوشیمیایی، تغییرات جرم سنگ‌ها در جریان دگرسانی در پهنه‌های شناسایی شده مورد سنجش و ارزیابی واقع و به‌عنوان شاخص‌هایی در شناسایی پهنه‌های دگرسانی فسیل معرفی شدند.

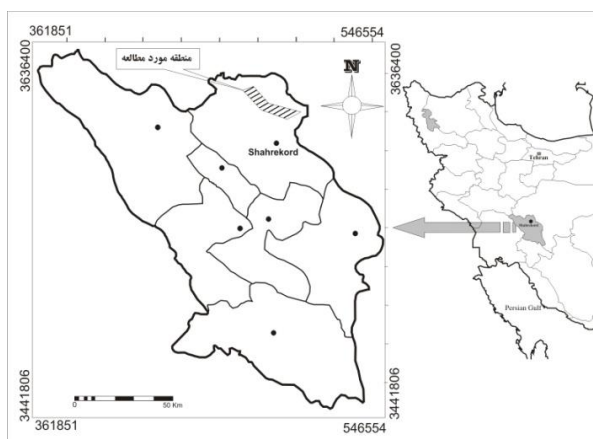
## مواد و روش‌ها

برای انجام این پژوهش، پس از جمع‌آوری اطلاعات، گزارش‌ها و نقشه‌های زمین‌شناسی (۱/۲۵۰۰۰۰) شهرکرد) و بررسی دقیق آن‌ها، برنامه بازدیدهای صحرایی تدوین شد. در جریان بررسی‌های صحرایی که طی ۲ فصل نمونه‌برداری صورت پذیرفت، پس از تفکیک تقریبی واحدهای سنگی روی عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای (TM) منطقه، نمونه‌برداری از سنگ‌های نسبتاً سالم و دگرسان شده از همه رخنمون‌های متعلق به پهنه‌های مختلف به‌عمل آمد. در گام بعدی با تهیه بیش از ۲۰۰ مقطع نازک از سنگ‌های مختلف، بررسی‌های دقیق پتروگرافی با استفاده از میکروسکوپ اولیمپوس<sup>۱</sup> انجام شد. برای اندازه‌گیری عناصر اصلی از آنالیز طیف‌سنج نشری<sup>۲</sup> و عناصر نادر از طیف‌سنج جرمی<sup>۳</sup> آزمایشگاه ACME در شهر ونکوور کانادا استفاده شد. آنالیز ICP روش مناسبی در تعیین ترکیب شیمیایی فراتر از ۶۰ عنصر سنگ است که از توسعه طیف‌سنجی گسیل پلاسمای جفتیده القایی بهره می‌برد [۸]. از این روش به دلیل دقت و صحت چشمگیر در تجزیه عناصر کمیاب (از جمله عناصر نادر خاکی) و ایزوتوپ‌ها نیز استفاده می‌شود [۱۶] با توجه به اهداف تحقیق که تعیین ماهیت پدیده دگرسانی و پهنه‌های دگرسان شده است و به منظور مشخص کردن فازهای کانیایی تشکیل شده در نتیجه پدیده فوق، به‌ویژه در مورد کانی‌های رسی، بر روی ۳۰ نمونه سنگ دگرسان شده در پهنه‌های مختلف آزمایش XRD با استفاده از دیفرآکتومتر<sup>۴</sup> با پرتو  $CuK\alpha$  در جریان ۴۰ کیلووات با فیلتر نیکل و زاویه انحراف ۱ درجه انجام شد. برای تجزیه و تحلیل نتایج آزمایش‌های انجام شده، نرم‌افزار مین‌پت<sup>۵</sup> ۲۰۰۲ استفاده شد [۱۱]. بررسی‌های الکترون میکروپروب<sup>۶</sup> (EMPA) با دستگاه کامکا<sup>۷</sup> SX 50 در دانشگاه اوکلاهاماسیتی (نورمن) آمریکا انجام شد. برای تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه و همچنین تفکیک پهنه‌های دگرسانی با دقت زیاد علاوه بر استفاده از عکس‌های هوایی از اطلاعات رقومی ماهواره لندست ۵ (سنجنده TM) شامل ۷ باند (۱۹۹۰) و لندست ۷ شامل ۸ باند با قدرت تفکیک ۶۰ و ۳۰ متر، و نیز تصاویر ETM (۲۰۰۲) استفاده شد. تصویر منطقه حاصل موزاییک‌سازی دو فرم<sup>۸</sup> ۱۶۴-۳۷ و ۱۶۴-۳۸ است که با به‌کارگیری ترکیب RGB مختلف، در نهایت بهترین پردازش موجود برای تفکیک واحدهای سنگ‌شناسی و سپس واحدهای دگرسان شده به‌دست آمد (ترکیب ۷۴۱). برای تفسیر تصاویر از نرم‌افزارهای گلوبال مپ<sup>۹</sup> و ای‌آر مپ<sup>۱۰</sup> استفاده شد.

۱. Olympus      ۲. ICP- Emission      ۳. ICP-Mass      ۴. Stoe -Stodip      ۵. MinPet  
۶. Cameca      ۷. Electron Microprobe Analysis      ۸. Frame      ۹. Global mapper      ۱۰. Er- mapper

## موقعیت جغرافیایی

منطقه پژوهش به صورت کمربندی با راستای شمال باختری- جنوب خاوری، به طول تقریبی ۵۰ و عرض تقریبی ۴ کیلومتر در شمال شهرکرد مرکز استان چهارمحال و بختیاری استقرار یافته است. این محدوده بین ۱۰° و ۴۰' و ۵۰° تا ۱' و ۰۶' و ۵۱° طول شرقی و ۴۴' و ۲۵' و ۳۳° تا ۵۱' و ۳۹' و ۳۳° عرض شمالی واقع است و بخش‌هایی از شمال استان چهارمحال و بختیاری و باختر استان اصفهان را در برمی‌گیرد (شکل ۱). نزدیکترین نقطه شهری به غیر از شهر بن که داخل محدوده پژوهش واقع است، شهر سامان است که در ۷ کیلومتری جنوب منطقه قرار دارد. فاصله این شهر تا شهرکرد، مرکز استان حدود ۲۵ کیلومتر است.

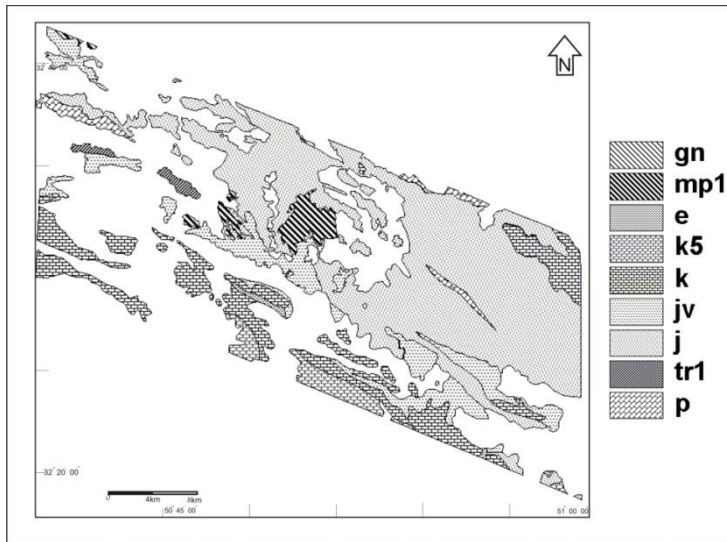


شکل ۱. موقعیت جغرافیایی مجموعه آتشفشانی- رسوبی شمال شهرکرد

## موقعیت زمین‌شناسی

منطقه بررسی شده در فاصله تقریبی ۳۸ کیلومتری شرق و شمال شرق گسله زاگرس (بر روی کمر بالای گسل مذکور) و در پهنه ساختاری سندانج- سیرجان قرار گرفته است. قلمرو تحت پژوهش در بخش میانی و شرقی نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ چهارگوش شهرکرد و در بخش‌های غربی نقشه چهارگوش اصفهان [۵] واقع است. این ناحیه همچنین نیمه جنوبی نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چادگان [۶] را به خود اختصاص می‌دهد. منطقه بررسی شده در واقع بین دو گسل بن و دالان در جنوب و شمال محصور شده است و گسل شیدا از مرکز منطقه با امتدادی موازی دو گسل پیش گفته یعنی شمال باختر- جنوب خاور عبور می‌کند. هر سه گسل از نوع معکوس، با راستای مذکور هستند که جز گسل شیدا بقیه به سمت شمال خاوری شیب دارند (شکل ۲).

در منطقه بررسی شده، سنگ‌های آذرین عمدتاً شامل سنگ‌های آتشفشانی مافیک خاصه بازالت و حجم‌های کمتری از سنگ‌های حدواسط با غلبه آندزیت، آندزیت بازالت همراه با توده‌های نیمه عمیق دولریت و میکرودیوریت به فرم‌های استوک و دایک هستند. سن سنگ‌های آتشفشانی منطقه به روش  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  از ۱۴۵ تا ۱۶۹ میلیون سال پیش، حدفاصل اشکوب‌های کالوین (دوگر فوقانی) تا تیتونین (مالم فوقانی) تعیین شده‌اند. بدین ترتیب ابتدا سنگ‌های مافیک و حد واسط و سپس سنگ‌های نیمه عمیق به سطح راه یافته‌اند. پدیده ولکانیسم منطقه به فاز کوهزایی کیمرین میانی تعلق دارد [۳]، [۲۲].



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه

تحقیق در شمال شهرکرد

- =P آهک‌های متوسط لایه پرمین،
- =tr1 آهک‌های تفکیک نشده تریاس،
- =j ماسه سنگ و سیلت استون‌های ژوراسیک تحتانی تا میانی،
- =gn گنایس ژوراسیک میانی؟،
- =jv واحدهای آتشفشانی ژوراسیک میانی تافوقانی،
- =k آهک‌های خاکستری رنگ ضخیم لایه کرتاسه،
- =k5 آهک‌های رسی کرتاسه،
- =e کنگلومرای معادل کشکان به سن پالنوسن- انوسن، mp1= تناوب آهک و مارن ژیبس دارمیوسن، Q= رسوبات کواترنر

### پتروگرافی و کانی‌شناسی

با توجه به بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، مجموعه سنگ‌های آذرین شمال شهرکرد عمدتاً طیف محدودی از سنگ‌های آتشفشانی را با ترکیب شیمیایی مافیک تا حد واسط در برمی‌گیرند که غالباً مشتمل بر بازالت، بازالت آندزیتی و آندزیت با دو گونه هورنبلند آندزیت و به‌میزان اندکی پیروکسن آندزیت همراه با توده‌های نیمه عمیق دولریتی و میکرودیوریتی به شکل دایک و استوک هستند (جدول ۱ و شکل‌های ۳ و ۴ و ۵).

در سنگ‌های مافیک، پیروکسن کانی فرومنیزین غالب است و ترکیب آن بین  $Wo_{46.20}En_{43.13}Fs_{10.04}Ac_{0.62}$  (اورژیت تا اورژیت دیوپسیدی) در بازالت‌ها تا  $Wo_{40.29}En_{43.57}Fs_{16.13}$  (اورژیت) در پیروکسن آندزیت‌ها متغیر است. [۳]

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های منطقه به روش ICP-ES

Sample No.	۱۴-۱	۷۴-۶	۲۰-۳	۱۴-۲	۱۴-۹	۱۹-۵	۲۸-۲	۳۳-۴	۵۵-۴	۲۳-۱	۲۳-۲
Rock	A	A	B	B	B	B	BA	BA	B	B	B
Zone	F	F	F	Ser	Ser	Ser	Ser	Ser	Ser	Int.Arg	Int.Arg
SiO <sub>2</sub> (wt%)	۵۸/۴۴	۵۷/۳۷	۴۷/۳۸	۴۷/۷۷	۴۷/۰۸	۴۷/۴۹	۵۵	۵۵/۰۲	۴۴/۳۴	۴۷/۸۲	۴۹/۱۵
TiO <sub>2</sub>	۰/۴۸	۰/۶۱	۰/۶۲	۰/۶۸	۰/۸۴	۰/۶۹	۰/۷	۰/۵۴	۰/۸۲	۰/۷۵	۰/۷۴
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۵/۶	۱۷	۱۵/۵۱	۱۵/۲۵	۱۸/۲۵	۱۵/۲۷	۱۶/۴۷	۱۵/۸۳	۱۷/۷۸	۱۷/۱۸	۱۸/۶۷
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	۱۱/۴۵	۶/۷۳	۱۶/۰۹	۱۴/۰۳	۸/۶۲	۱۳/۸۷	۷/۰۹	۷/۷۲	۹/۲۱	۶/۵۹	۸/۱۳
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶	۰/۰۴۷	۰/۰۵۸	۰/۰۲۴	۰/۰۵۶	۰/۰۲۷	۰/۰۴۷	۰/۰۶۱	۰/۰۲۸	۰/۰۰۲
MgO	۲/۸۱	۳/۲۴	۷/۲۲	۸/۱۴	۴/۳۳	۸/۴۳	۶/۱۶	۶/۴۵	۱۰/۶۸	۴/۴۹	۴/۱۶
CaO	۲/۸۵	۵/۲۴	۷/۵۸	۷/۹۴	۷/۹۹	۷/۹۵	۶/۶۸	۶/۰۸	۹/۶۱	۱۰/۱۷	۶/۳۲
MnO	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۲	۰/۱۹	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۱
Na <sub>2</sub> O	۳/۳۹	۷/۲۴	۲/۷	۲/۹۷	۱/۶۱	۲/۸۸	۲/۸۵	۲/۷۴	۱/۴۷	۴/۰۹	۴/۸۲
K <sub>2</sub> O	۴/۰۶	۰/۶۶	۱/۲۴	۰/۸۴	۲/۷۹	۰/۹۲	۱/۵۱	۰/۶۹	۱/۰۸	۱/۲۳	۱/۱۴
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۳۱	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۱	۰/۱	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲
LOI	۰/۶	۱/۶	۱	۲	۵/۹	۲/۱	۳	۵/۵	۴/۵	۷/۱	۶/۴
SUM	۱۰۰/۰۳	۹۹/۹۳	۹۹/۹۲	۱۰۰/۱۲	۹۹/۸	۱۰۰/۰۹	۹۹/۸۲	۹۹/۸۵	۹۹/۹۶	۹۹/۸۳	۹۹/۸۵
Zr	۵۸/۲	۷۸/۹۳	۴۰/۱	۳۸/۳	۵۷/۳	۳۴/۴	۳۸/۶	۴۴/۵	۴۸/۶	۴۴/۹	۳۹/۲
V	۱۰۴	۱۵۳	۲۴۴	۲۴۴	۲۸۱	۲۵۰	۲۲۹	۱۹۸	۲۷۲	۲۲۱	۲۵۲

ادامه جدول ۱

Samples No.	۲۸-۱	۲۹-۱	۶۴-۱	۲۲-۸	۲۲-۹	۱۸-۱	۴۸-۶	۵۶-۱	۵۶-۲	۲۲-۲
Rock	B	B	BA	B	B	BA	D	D	D	D
Zone	Int.Arg	Int.Arg	Int.Arg	Ch	Ch	Ch	Ch	Ch	Ch	Ch
SiO <sub>2</sub> (wt%)	۴۸/۸۷	۴۸/۱۲	۵۲/۶	۴۴/۰۱	۴۷/۶۹	۵۳/۵۳	۴۶/۸۵	۴۷/۱۴	۴۶/۵۴	۴۴/۵۲
TiO <sub>2</sub>	۰/۸	۰/۷	۰/۷۵	۰/۹۳	۰/۷۲	۰/۴۹	۲/۵۵	۲/۹۲	۲/۸۶	۳/۹۶
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۸/۱۹	۱۶/۵۳	۱۷/۱۳	۱۶/۲	۱۸/۴۴	۱۴/۵۳	۱۶/۰۸	۱۳/۹۹	۱۴/۹۲	۱۳/۸۷
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	۸/۶۳	۹/۱۲	۸/۱۵	۱۶/۸۴	۸/۲۴	۶/۳۱	۱۳/۱۱	۱۴/۵۶	۱۳/۶۲	۱۵/۸۸
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۰۲۷	۰/۰۵۳	۸/۱۵	۰/۰۳۹	۰/۰۳۵	۰/۰۲۲	۰/۰۰۸	۰/۰۱۲	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶
MgO	۷/۴۷	۸/۴	۵/۵۸	۶/۲۳	۶/۲۴	۴/۷۱	۴/۹۷	۴/۹۹	۳/۴۴	۴/۸
CaO	۶/۵۷	۸/۵۶	۸/۰۴	۱۰/۲۴	۹/۶	۱۱	۸/۱	۹/۳۲	۸/۱۹	۸/۷۴
MnO	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱	۰/۱۴	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۶
Na <sub>2</sub> O	۲/۵۹	۳	۲/۴۹	۱/۸۴	۱/۷۹	۲/۹۶	۳/۹	۳/۷۷	۴/۱۶	۳/۸۱
K <sub>2</sub> O	۲/۱	۱/۲۲	۱/۷۸	۱/۷۲	۳	۰/۲۶	۰/۶	۰/۲۵	۱/۳۸	۰/۲۲
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۲	۰/۱۹	۰/۲۶	۰/۳۷	۰/۳۴	۰/۱۵	۰/۵۳	۰/۴۵	۱/۱۸	۱/۰۸
LOI	۰/۲	۳/۹	۲/۹	۱/۴	۳/۷	۵/۹	۲/۹	۲/۳	۳/۲	۲/۸
SUM	۹۹/۸۹	۹۹/۹۸	۹۹/۸۱	۹۹/۹۸	۹۹/۹	۱۰۰/۰۱	۹۹/۸۱	۹۹/۹۵	۹۹/۷۳	۹۹/۹۶
Zr	۵۰/۱	۳۸/۲	۴۴/۳	۶۴	۵۲/۶	۴۸/۶	۲۰۶/۸	۲۱۶/۹	۲۱۳/۷	۲۳۳/۱
V	۲۹۲	۲۴۵	۲۶۰	۲۸۷	۲۵۹	۱۴۷	۲۷۲	۳۳۸	۱۱۶	۳۰۲

BA=آندزیت بازالتی، B=بازالت، A=آندزیت، Ch=پهنه کلریتی، Ser=پهنه سریسیتی، Int.Arg=پهنه آرژلیک حد واسط، F=سنگ سالم

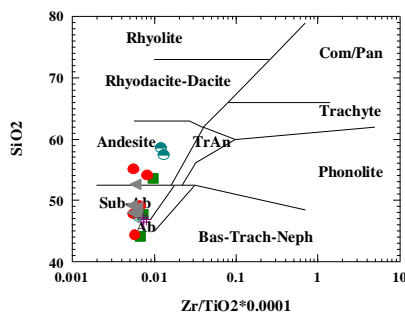
آمفیبول‌ها نیز شامل  $Si_{6.674}Al_{1.326}O_{22}(Ca_{1.631}Na_{0.407}K_{0.109})(Mg_{2.641}Fe^{3+}_{0.854}Al_{0.109}Fe^{3+}_{1.18}Mn_{0.082})$

(هورنبلند مگنز- یوهستنگزیتی) تا  $Si_{6.102}Al_{1.9}O_{22}(Ca_{1.778}Na_{0.538}K_{0.184})(Mg_{3.048}Fe^{3+}_{0.632}Al_{0.242}Fe^{3+}_{0.79}Mn_{0.019})$

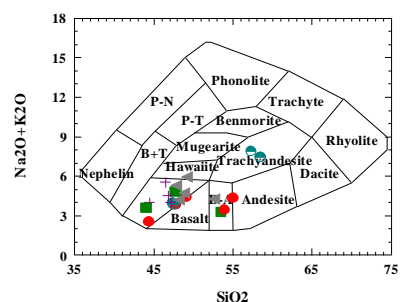
(مگنز یوهستنگزیت) هستند. پلاژیوکلازها با ترکیب  $Ab_{0.4}An_{99.6}Or_{0.0}$  (آنورتیت) در جریان پدیده دگرسانی

گرمایی کاملاً تجزیه شده و به آلبیت، اپیدوت، اسکاپولیت، کلسیک، کلریت و کانی‌های رسی مانند ایلیت تبدیل

شده‌اند. ترکیب پلاژیوکلازهای دگرسان شده  $Ab_{97.6}An_{1.8}Or_{0.6}$  (آلبیت) است [۳].

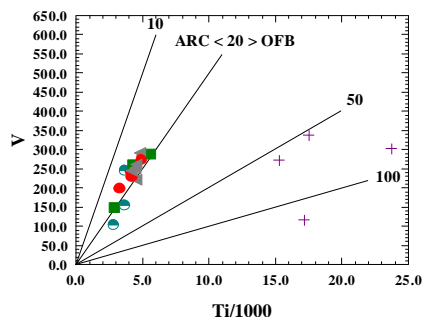


شکل ۴. طبقه‌بندی ژئوشیمیایی و نام‌گذاری سنگ‌های منطقه بر اساس سیلیس در مقابل زیرکونیوم به تیتانیوم  $(\%SiO_2 - Zr/TiO_2 \times 0.001)$  [۱۹] + سنگ‌های نیمه‌عمیق (نمودارها براساس جدول ۱ ترسیم شده‌اند)



شکل ۳. طبقه‌بندی ژئوشیمیایی و نام‌گذاری سنگ‌های منطقه براساس مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (Cox et al., 1979)

- سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده در پهنه سریسیتی
- ▲ سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده در پهنه آرژلیک
- سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده در پهنه کلریتی



شکل ۵. نمودار متمایز کننده بازالت‌ها براساس [۱۸] Ti-V  
 $10 < Ti/v < 20$  = تولیت‌های جزایر قوسی  
 $20 < Ti/v < 50$  = بازالت‌های طغیانی قاره‌ای و مورب  
 $50 < Ti/v < 100$  = بازالت‌های جزائر اقیانوسی و بازالت‌های آکالن  
 $Ti/v = 20$  = بازالت‌های کالکوالکالن

در آندزیت‌ها، کانی‌های مافیک کم‌تر دست‌خوش تجزیه شده‌اند، در حالی که فلدسپات‌های با ترکیب اولیه آندزین کاملاً سریسیتی و آلبیتی شده‌اند. در کنار سنگ‌های فوق، رخنمون‌های چشم‌گیری از سنگ‌های نیمه‌عمیق به‌صورت دایک و استوک در بین سنگ‌های پیش گفته نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها از نظر ترکیبی، بازیک (دولریت) تا حد واسط (دیوریت) هستند و شباهت‌های ذاتی با سنگ‌های آتشفشانی بازیک و حد واسط منطقه دارند که حاکی از قرابت ژنتیکی آن‌ها است. نکته جالب توجه آن است که سنگ‌های ماگمایی گسترش زیادی ندارند و بیش از ۷۰ درصد از رخنمون‌ها را سنگ‌های آذرآوری شامل توف، لاپیلی توف، توفیت و آگلومرا با ترکیب بازالتی به‌خود اختصاص می‌دهند. رنگ سطحی تمام واحدهای سنگی متمایل به سبز است که از حاکمیت شرایط احیا و فوران در محیط دریایی نسبتاً کم عمق حکایت دارد [۱]، [۲۷]. تفوق بازالت و آندزیت بازالتی همراه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی پیش گفته (شکل ۶) مؤید محیط تکتونوماگمایی جزایر قوسی است [۴].

## دگرسانی

سنگ‌های آتشفشانی بازیک تا حد واسط همراه با سنگ‌های نیمه عمیق به‌طور وسیع تحت تأثیر پدیده دگرسانی قرار گرفته‌اند. در نتیجه این رخداد، رنگ ظاهری سنگ‌ها در صحرا تغییر یافته و آمیزه‌ای از رنگ‌های سبز، خاکستری، سفید و کرم قابل مشاهده است. به‌علاوه وجود رگه‌ها و رگچه‌های متعدد کوارتز، کلسیت و اپیدوت در لابه‌لای توده‌های آتشفشانی نیز گواه دیگری بر عمل‌کرد و نفوذ محلول‌های گرمایی در داخل این مجموعه سنگ‌ها است. این سنگ‌ها، فاقد آثاری از پدیده‌های فعال و پویای گرمایی و ماگماتیسم هستند، به این دلیل می‌توان این نوع دگرسانی را دگرسانی فسیل نام نهاد [۱۵]. به‌دلیل فوران توأم با رسوب‌گذاری رسوبات تخریبی (ماسه‌سنگ و اسلایت) در محیط دریایی، رنگ سطحی سنگ‌ها در کل منطقه به سبز گراییده است که حاکی از قرارگیری سنگ‌های مذکور در یک محیط احیای زیرآبی است. به‌همین دلیل امکان تفکیک پهنه‌های مختلف با استفاده از سیستم‌های سنجش از دور<sup>۱</sup> و سیستم اطلاعات جغرافیایی<sup>۲</sup> بسیار دشوار است. با این حال براساس تلفیق اطلاعات GIS (تصاویر ماهواره‌ای لندست<sup>۳</sup> ۹۰) و پژوهش‌های صحرایی، نقشه پهنه‌های دگرسانی تهیه گردید (شکل ۶).

۱. Remote sensing

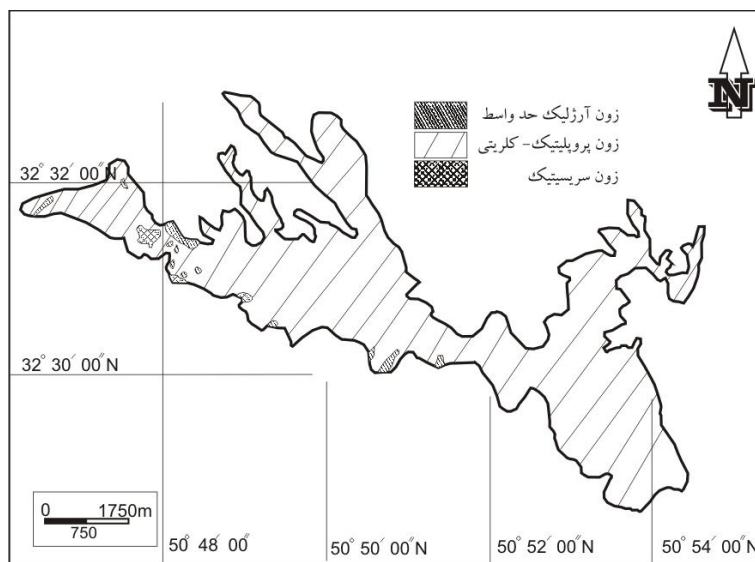
۲. Geographical Information System

۳. Landsat

نامگذاری و طبقه‌بندی پهنه‌ها به شیوه پیراجنو (۱۹۹۲) انجام شده است [۹]. در این روش دگرسانی به دو فرم<sup>۱</sup> فراگیر<sup>۲</sup> و غیرفراگیر<sup>۳</sup> طبقه‌بندی می‌شود. دگرسانی فراگیر مشتمل بر تغییرات جامع و کلی کانی‌شناسی در ابعاد يك منطقه (فراگیر کلی یا عمومی) و یا دگرسانی برخی کانی‌ها در جوار کانی‌های سالم (فراگیر انتخابی<sup>۴</sup>) است. دگرسانی غیرفراگیر شامل زیرگروه‌هایی مانند پرکننده حفره‌ها<sup>۵</sup> و یا رگه‌ها و رگچه‌های گرمایی است. با این نگرش، پهنه‌های مختلف دگرسانی در منطقه شناسایی و تفکیک شده، با این توضیح که در منطقه دگرسانی فراگیر کلی (عمومی) مشاهده نشد.

### دگرسانی فراگیر انتخابی<sup>۶</sup>

در این فرم خاص دگرسانی بدون این که بافت اولیه سنگ به‌طور کلی از بین رفته و مبهم گردد، برخی از کانی‌های اولیه دست‌خوش تجزیه و دگرسانی می‌شوند، اما در يك سنگ مشخص برخی کانی‌ها سالم باقی می‌مانند. در منطقه بررسی شده، عمومی‌ترین فرم دگرسانی، فراگیر انتخابی است. در این فرم در سنگ‌های بازیک (متابازالت‌ها) پلاژیوکلازهای حدواسط تا کلسیک (آندزین تا بیتونیت) درجه‌های بالایی از دگرسانی را تحمل کرده و در نتیجه سوسوریتینراسیون<sup>۷</sup> غالباً به کلریت+ اکتینولیت+ اپیدوت+ پره‌نیت تبدیل شده‌اند در حالی که کلینوپیروکسن‌ها (اوزیت و دیوپسید) و آمفیبول‌ها (هورنبلندهای سبز هستنگزیتی) نسبتاً سالم و بدون آثار تجزیه بر جای مانده‌اند. ضمن این که بافت معمولاً پورفیری سنگ نیز تغییر شدیدی را متحمل نشده است. می‌توان عمل‌کرد انتخابی در این فرم از دگرسانی را مواردی مانند درجه حرارت محلول‌های گرمایی، ترکیب شیمیایی و به‌ویژه pH آن‌ها و ترکیب شیمیایی سنگ میزبان دانست.



شکل ۶. نقشه پهنه‌های دگرسانی سرزمین آتشفشانی شمال شهرکرد

- |                    |                                   |                     |                        |
|--------------------|-----------------------------------|---------------------|------------------------|
| ۱. Style           | ۲. Pervasive                      | ۳. Non pervasive    | ۴. Selective pervasive |
| ۵. Vesicle filling | ۶. Selective Pervasive Alteration | ۷. Saussoritization |                        |

با در نظر گرفتن تفوق برخی کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی، می‌توان انواع دگرسانی گرمایی و در نتیجه انواع پهنه‌های دگرسانی را تفکیک کرد. در منطقه پژوهش پهنه‌های تشخیص داده شده مشتمل بر پروپلیتیک<sup>۱</sup> (با غلبه پهنه کلریتی)- سریسیتیک<sup>۲</sup> (فیلیک و یا کوارتز- سریسیت- پیریت) (Q-S-P) و آرژیلیک<sup>۳</sup> حدواسط هستند<sup>۳</sup>.

### دگرسانی پروپلیتیک

در بخش شمالی و مرکزی کمر بند آتشفشانی- رسوبی بررسی شده، همه سنگ‌های رخنمون یافته دست‌خوش دگرسانی پروپلیتیک شده‌اند. این نوع دگرسانی حاصل افزایش  $H_2O$  و  $CO_2$  و به‌طور محلی گوگرد (S) بدون متازوماتیزم چشمگیر  $H^+$  است [۹]. کانی‌های شاخص این نوع دگرسانی شامل اپیدوت، کلریت، کربنات، فلدسپات پتاسیم و پیریت است که در برخی محل‌ها ممکن است سریسیت، اکسیدهای آهن، مونتموریلونیت و زئولیت نیز عمومیت داشته باشند. چنانچه کانی کلریت ثانویه تنها کانی یا کانی غالب در سنگ باشد، از واژه کلریتیزاسیون به جای پروپلیتیزاسیون استفاده می‌شود. کلریتیزاسیون در محدوده بررسی شده، بر روی بازالت‌ها و دولریت‌ها تأثیر گذاشته است (شکل ۷). در شکل ۱۱ (الف و ب) نتیجه آزمایش XRD ارائه شده است. چنانچه ملاحظه می‌شود، کانی‌های کلسیت، کلینوکلر و آلبیت فازهای عمده ثانویه محسوب می‌شوند. این درحالی است که در سایر نمونه‌ها اپیدوت، زئولیت و کلینوزوئیزیت در مقادیر چشمگیری شناسایی شده‌اند.

### دگرسانی سریسیتیک

این نوع دگرسانی که با عناوین دیگری مانند فیلیک و کوارتز- سریسیت- پیریت (QPS) نیز شناخته می‌شود، در بخش‌های مرکزی و در هسته پهنه کلریتی منطقه، جایی که بیش‌ترین رخنمون سنگ‌های آذرآواری شامل لاپیلی توف‌ها و برش‌های ولکانیک با ترکیب آندزیتی همراه با گدازه‌های آندزی بازالتی وجود دارند، قابل مشاهده است. به‌طور کلی سریزیتیزاسیون به‌واسطه تجمعی از کواتز- سریسیت مشخص می‌شود (شکل ۸). براساس نتایج آزمایش XRD، فازهای ثانویه شامل کوارتز، کلسیت و موسکویت هستند (شکل ۱۱ ج و د). در صحرا، تشکیل بلورهای درشت پیریت بر روی توده‌های آذرآواری از نشانه‌های تشخیص پهنه سریسیتی است. لازم به ذکر است که این نوع از دگرسانی الزاماً حاصل ناپایداری شدن فلدسپات‌ها در حضور  $H^+, OH^-, K^+$  و S برای تشکیل کوارتز، میکای سفید و پیریت است.

### دگرسانی آرژیلیک متوسط

در حاشیه بخش غربی و نیز به‌صورت توده‌های عدسی شکل مجزا از یکدیگر در مرکز کمر بند بررسی شده، آثاری از این نوع دگرسانی با ورنی صحرایی سفید رنگ دیده می‌شود. این نوع خاص دگرسانی با تشکیل کانی‌های

۱. Propylitic      ۲. Sericitic      ۳. Intermediate Argillic



رسی و در نتیجه متازوماتیزم شدید  $H^+$  (آبشویی اسید) در حرارت‌های بین ۱۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد مشخص می‌شود. کانی‌های معرف این نوع دگرسانی عبارتند: از مونتموریلونیت، ایلیت، کلریت، رس‌های گروه کائولن و مقادیر کمی سربسیت. در فاز پیشرفته این نوع دگرسانی ضمن تجزیه تمامی کانی‌های سیلیکاته مافیک و اسید، آلونیت تشکیل می‌شود. با توجه به وجود نداشتن آلونیت و همچنین ثبات بافت اولیه و کانی‌های مافیک (کلینوپیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها) دگرسانی آرژیلیک در منطقه از فاز متوسط فراتر نرفته است (شکل ۹). در شکل ۱۱ نیز نتیجه آزمایش XRD روی یکی از بازالت‌های دگرسان شده در پهنه آرژیلیک متوسط ارائه شده است. بر این اساس ایلیت کانی رسی اصلی در این پهنه است.

### دگرسانی غیرفراگیر

پس از عمل‌کرد محلول‌های گرمایی با حرارت‌های ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه، محلول‌های جدیدی با حجم کمتر، از طریق درز و شکاف موجود در سنگ‌ها یا به‌صورت پراکنده حفره‌های بازالت‌ها، سنگ‌های موجود در منطقه را تحت تأثیر قرار داده است. بر این اساس می‌توان دگرسانی فراگیر را در این دو گروه بررسی کرد:

**دگرسانی شکافی:** بررسی‌های صحرایی و کانی‌شناسی میکروسکوپی نشان می‌دهد که مجموعه آتشفشانی آذرآوری منطقه تحت تأثیر محلول‌های گرمایی نفوذکننده از طریق مجاری کم‌عرض و درز و شکاف‌های موجود در پیکره‌های سنگی قرار گرفته‌اند. ترکیب رگه‌های گرمایی شامل اپیدوت، کلسیت، کوارتز و فلدسپات است (شکل ۱۰ و ۱۱). در مقاطع میکروسکوپی رگه‌های کوارتز-فلدسپاتی قدیمی‌تر و مقدم بر رگه‌های اپیدوت و کلسیت هستند (شکل ۱۰). این شواهد مؤید آن است که ترکیب سیال داغ در آغاز (همزمان و کمی پس از فوران آتشفشانی) اسیدی است و به مرور قلیایی‌تر شده و میزان کلسیم ( $Ca^{2+}$ ) در سیال افزایش یافته که حاصل آن تزریق شیرابه‌های اپیدوتی و کربناته است. ضخامت رگه‌های کوارتز در صحرا بین ۱ تا ۱۰ سانتی‌متر، کلسیت و اپیدوت بین ۵/ تا ۲۰ سانتی‌متر و فلدسپات حدود ۱۰ سانتی‌متر است. رگه‌های کوارتز و فلدسپات در راستای تقریبی شرقی-غربی و کلسیت و اپیدوت در امتداد شمالی جنوبی تزریق شده‌اند. دمای نه چندان زیاد این سیالات مانع از آن شده تا اطراف آن‌ها دچار دگرسانی چشمگیری گردد.

**دگرسانی پراکنده حفره‌ها:** حفره‌های موجود در بازالت‌ها مکان مناسبی برای ته‌نشست کانی‌های ثانویه حاصل از باقی‌مانده سیالات داغ در حجم سنگ است. در داخل حفره‌های موجود در بازالت‌های حفره‌دار می‌توان کلکسیون زیبایی از انواع کانی‌های ثانویه دگرسانی از جمله کلریت (پنین)-اپیدوت (زونیزیت)-کلسیت و کوارتز را مشاهده کرد.

### تعیین حرارت دگرسانی

ارزیابی حرارت فرایندهای دگرسانی را می‌توان در مقایسه با حرارت تشکیل کانی‌های ثانویه در سیستم ژئوترمال فعال صورت داد [۱۴]. وجود پرهینت در برخی از حفره‌ها نشان می‌دهد که حرارت پدیده دگرسانی

منطقه می‌تواند بین ۲۰۰ تا ۲۸۰ درجه سانتی‌گراد [۲۱] یا ۲۴۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد [۹] باشد. وجود اپیدوت مبین حرارت‌های زیاده‌تر از ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد [۲۰] و حتی ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد [۱۰] است. وجود پیکنوکلر و کلینوکلر در داده‌های مربوط به جزیره ایسلند مؤید حرارت ۲۴۵ تا ۲۶۵ درجه سانتی‌گراد است [۲۵].

برای تعیین حرارت سیستم گرمایی فسیل در سنگ‌های آتشفشانی شمال شهرکرد با توجه به این که اولاً: در منطقه سیستم فعال و پدیده‌های ژئوترمال مشاهده نمی‌شود و ثانیاً نسبت  $Fe/Fe+Mg$  عموماً کمتر از ۰/۶ است و ثالثاً کلریت‌ها در جریان ماگماتیسیم کالکوالکالن و تولییتی و در محیطی اشباع از آلومینیوم تشکیل شده‌اند، صرفاً می‌توان از معادلات ارائه شده به وسیله کرانیودیوتیس- مک‌لین [۲۴]، [۱۲] برای ترمومتری کلریت‌ها به عنوان کانی دگرسانی متداول و مشترک در تمام پهنه‌ها استفاده کرد. در جدول ۲ نتایج آزمایش تجزیه نقطه‌ای (EMPA) بر روی کلریت‌های سنگ‌های ولکانیک دگرسان شده آمده است.

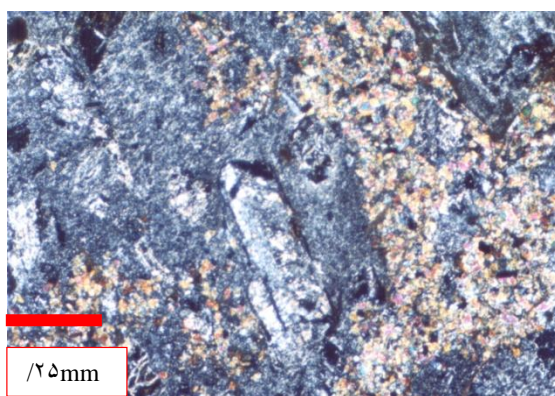
$$Al_c^{IV} = Al^{IV} + 0.7(Fe/(Fe + Mg)) \quad [24]$$

$$T(^{\circ}C) = 106Al_c^{IV} + 18$$

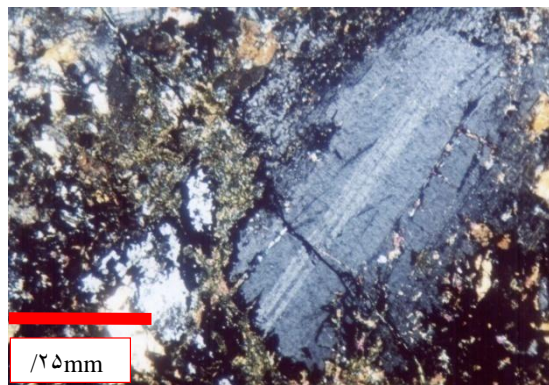
$$Al_c^{IV} = Al^{IV} + 0.1(Fe/(Fe + Mg)) \quad [24] \quad [2]$$

$$T = 319Al_c^{IV} - 69$$

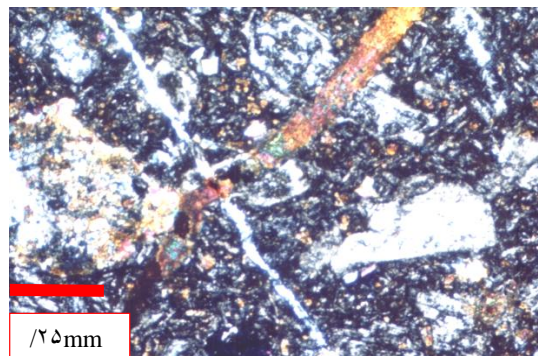
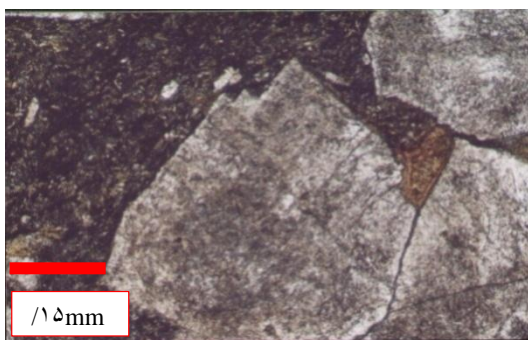
در جدول ۳ خلاصه داده‌ها و نتایج محاسبه‌ها در هر سه روش مورد اشاره درج گردیده است.



شکل ۸. دگرسانی بازالت آندزیتی در پهنه سرسیتی (XPL\* 4)



شکل ۷. دگرسانی بازالت در پهنه کلریتی (XPL\*4)

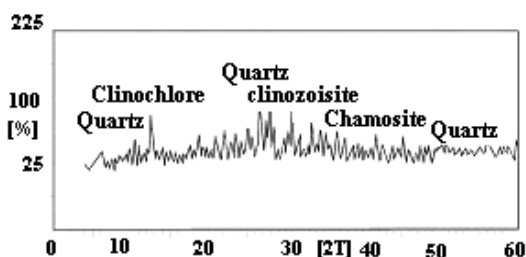
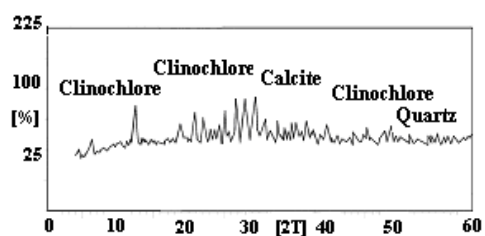


شکل ۱۰. دگرسانی غیرفراگیر از نوع شکافی (رگه کوارتز مقدم بر رگه اپیدوت) (XPL×4)

شکل ۹. دگرسانی بازالت در پهنه آرژلیک متوسط (XPL×10)

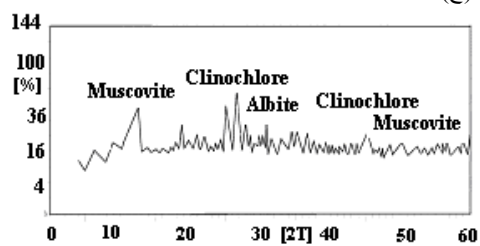
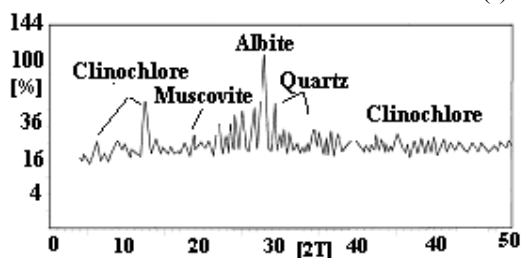
(ب)

(الف)



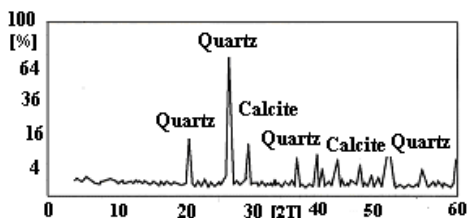
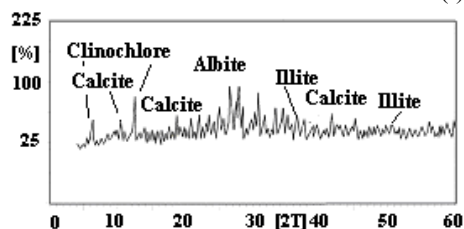
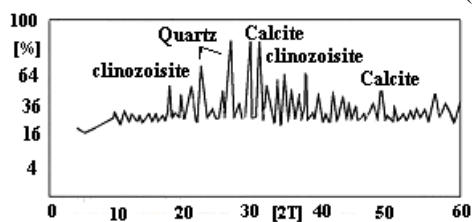
(د)

(ج)



(ز)

(ه)



(و)

شکل ۱۱. نمونه‌ای از نمودارهای (دیفراکتوگرام‌های) XRD سنگ‌های آتشفشانی (بازالت) الف و ب) پهنه دگرسانی کلریتی ج و د) پهنه دگرسانی سربستی ه) پهنه دگرسانی آرژلیک حدواسط و و ز) رگه‌های گرمایی

جدول ۲. میانگین نتایج آنالیز نقطه‌ای الکترون مایکروپروب کلریت‌های شمال شهرکرد

Zone	Chlorite	Sericite	Intermediate argillic
Rock type	Basaltic andesite	Basalt	Basalt
Sample	(۲)	(۲)	(۲)
SiO <sub>2</sub>	۲۷/۹۳	۳۱/۴۳	۳۰/۶۵
TiO <sub>2</sub>	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۹/۷۷	۱۵/۸	۱۶/۴۸
FeO (t)	۱۴/۲۲	۱۸/۲۸	۱۸/۸
MnO	۰/۴۳	۰/۲۵	۰/۲۶
MgO	۱۸/۰۹	۲۱/۷	۲۱/۱
CaO	۰/۰۷	۰/۱۰۷	۰/۱۲
Na <sub>2</sub> O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K <sub>2</sub> O	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲
Total	۸۸/۴۸	۸۵/۵۹	۸۷/۴۴
NIC	۱۹/۹	۱۹/۷۶	۱۹/۸
Al <sub>total</sub>	۴/۸۱	۳/۷۵	۳/۹۴
No. Of Oxygens	۲۸	۲۸	۲۸
Si	۶/۳۹۴	۵/۷۲۵	۴/۹۷۴
Fe <sup>2+</sup>	۳/۰۱۵	۳/۷۰۴	۲/۳۴
Fe <sup>3+</sup>	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰

(اعداد داخل پرانتز تعداد نمونه‌ها را نشان می‌دهد)

جدول ۳. نتایج ژنوترمومتری کلریت‌های سنگ‌های آتشفشانی شمال شهرکرد (بر اساس داده‌های جدول ۴-۴)

مشخصه کانی	$Al^{IV}$	$Al_c^{IV}$		Fe <sup>2+</sup>	Mg	$T(^{\circ}C)$	
		معادله کرانیویوتیس	معادله جاوت			کرانیویوتیس	جاوت
A	۲/۲۷۵	۲/۵۵	۲/۳۱	۳/۷۰۴	۵/۵۳	۲۸۸/۳	۶۶۷/۸۹
B	۲/۰۰۱	۲/۲۶	۲/۰۴	۳/۴۹۳	۵/۸۹۶	۲۵۷/۷	۵۸۱/۷۶
C	۱/۷۴۰	۱/۹۷	۱/۷۷۳	۳/۱۴۵	۶/۴۰۵	۲۲۶/۸۷	۴۹۶/۵۶

### تغییرات جرمی در طی دگرسانی

اولین بار گریسنز به‌دست آوردن و از دست دادن جرم را از روی آنالیزهای شیمیایی و گراویته مخصوص برای یک سنگ یا برای یک کانی تعیین کرد [۲۶]. اساس معادله گریسنز بر این فرض استوار است که عناصر نادر غیرمتحرکند. گرانت روش ساده‌ای را برای حل معادله گریسنز پیشنهاد کرد که در آن می‌توان به آسانی تغییرات جرم را در طی دگرسانی از روی نموداری با عنوان ایزوکون<sup>۱</sup> اندازه‌گیری کرد [۱۷].

بررسی‌های مختلف صورت گرفته نشان می‌دهد که در جریان دگرسانی،  $Al_2O_3$  تنها جزء اصلی است که کمترین میزان تحرک را نشان می‌دهد و تقریباً ثابت باقی می‌ماند. براین اساس نموداری با محورهای X و Y ترسیم می‌شود که روی محور X مقادیر اکسید عناصر اصلی در سنگ سالم و در محور Y مقادیر این اکسیدها در سنگ دگرسان شده نشان داده می‌شود [۲۷].

از مبدأ دستگاه مختصات ( $X, Y = 0$ ) خطی عبور داده می‌شود که نقطه نظیر  $Al_2O_3$  سنگ سالم و دگرسان شده (که برهم منطبق هستند) را قطع می‌کند. این خط را "ایزوکون" می‌نامند [۱۷].

در واقع ایزوکون خطی است که روی آن هیچ گونه افزایش (به‌دست آوردن) و کاهش (از دست دادن) جرم صورت نمی‌پذیرد. برای محاسبه مقدار تغییرات هر عنصر (به‌صورت اکسیدی) در جریان دگرسانی از فرمول زیر استفاده می‌شود.

$$\% \Delta i = \frac{\left[ \left( \frac{C_{Al_2O_3}^P \times C_i^D}{C_{Al_2O_3}^D} \right) - C_i^P \right]}{C_i^P} \times 100$$

در این معادله:

$C_{Al_2O_3}^P$  = مقدار  $Al_2O_3$  در سنگ مادر سالم،  $C_{Al_2O_3}^D$  = مقدار  $Al_2O_3$  در سنگ دگرسان شده

$C_i^P$  = مقدار عنصر "i" در سنگ مادر،  $C_i^D$  = مقدار عنصر "i" در سنگ دگرسان شده.

در جدول ۴ میانگین درصد اکسیدهای عناصر اصلی در پهنه‌های مختلف دگرسانی شمال شهرکرد درج شده و در جدول ۵ نیز مقدار به‌دست آوردن و از دست دادن<sup>۱</sup> در مورد عناصر اصلی ارائه شده است.

جدول ۴. میانگین درصد وزنی عناصر اصلی در سنگ سالم و پهنه‌های دگرسانی شمال شهرکرد

عناصر (%)	پهنه سرسینتیک	پهنه آرژیلیک حدواسط	پهنه کلریتی (سنگ‌های ولکانیک)	سنگ سالم
SiO <sub>2</sub>	۴۹/۷	۴۹/۳۱۲	۴۸/۴۱	۵۴/۳۹
TiO <sub>2</sub>	۰/۷۱۱	۰/۷۴۸	۰/۷۱۳	۰/۵۷
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۶/۰۴۷	۱۷/۵۴	۱۶/۳۹	۱۶/۰۳۶
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	۱۰/۰۹	۸/۱۲۴	۱۰/۴۶	۱۱/۴۲
MgO	۷/۳۶	۶/۰۲	۷/۵۲	۴/۳۸۶
CaO	۷/۷۰۸	۷/۹۳۲	۱۰/۲۸	۵/۲۲
MnO	۰/۱۴۸	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۵
Na <sub>2</sub> O	۲/۴۲	۳/۴	۲/۱۹	۴/۴۴
K <sub>2</sub> O	۱/۳۰۵	۱/۴۹	۱/۶۶	۱/۹۸
جمع	۹۸/۶۰۳	۹۵/۴۸۹	۶۴/۶۹۶	۹۵/۹۵۳

جدول ۵. مقادیر غنی‌شدگی (به‌دست آوردن) و تهی‌شدگی (از دست دادن) عناصر اصلی در پهنه‌های دگرسانی

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	MgO	CaO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
پهنه سرسینتیک	-۰/۱۱	۰/۲۱	-۰/۱۴	۰/۶۳	۰/۴۳	-۰/۳۹	-۰/۴۷	-۰/۳۵۸
پهنه آرژیلیک حدواسط	-۰/۱۷	۰/۱۹	-۰/۳۵	۰/۲۵	۰/۳۹	-۰/۲	-۰/۳	-۰/۳۱
پهنه کلریتی	-۰/۱۳	۰/۲۲	-۰/۱۰۳	۰/۲۷	۰/۹۲	-۰/۱۵	-۰/۵۱	-۰/۱۸

\* با فرض ثابت بودن Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

در نمودار ایزوکون پهنه سرسینتیک (شکل ۱۲ الف) معادله خط ایزوکون بدین صورت است:

$$Y = ۰/۶۸۸۲ + (X \text{ (جرم سنگ سالم)}) \times ۰/۹۰۵۷ = \text{جرم سنگ آلتیره} (Y)$$

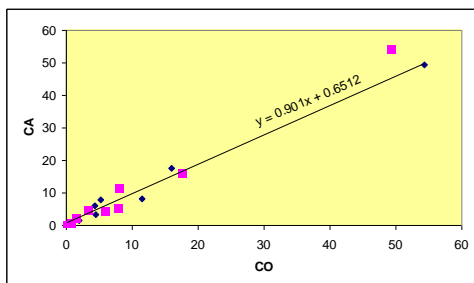
بدین ترتیب اگر وزن واحد سنگ سالم را ۱۰۰ گرم در نظر بگیریم ( $X = 100$ )، جرم سنگ دگرسان شده معادل ۹۱/۲۵۸ گرم است. به عبارتی در پهنه سرسینتیک سنگ‌ها به مقدار ۸/۷ درصد از جرم خود را از دست

می‌دهند.

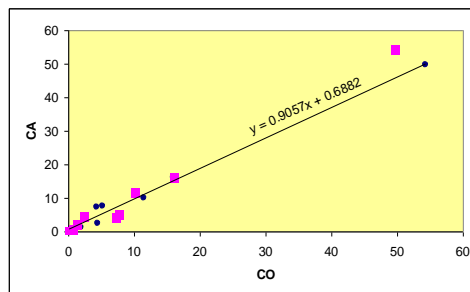
#### ۱. Loss and Gain

در نمودار ایزوکون پهنه آرژیلیک حدواسط (شکل ۱۲ ب) معادله خط ایزوکون بدین صورت است:

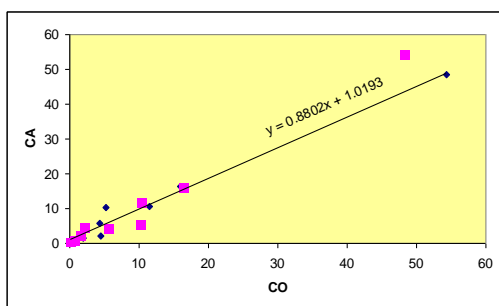
$$Y(جرم سنگ آلتزه) = 0.6512 X(جرم سنگ سالم) + 0.901$$



(ب)



(الف)



(ج)

شکل ۱۲. نمودار ایزوکون برای سنگ‌های دگرسانی شمال شهرکرد (CO مقدار عناصر در سنگ سالم، CA مقدار عناصر در سنگ دگرسان شده)  
 الف) پهنه سرسپتیک (■) نسبت به سنگ‌های سالم (◆)  
 ب) پهنه آرژیلیک حدواسط (■) نسبت به سنگ‌های سالم (◆)  
 ج) پهنه پروپیلینیک (کلریتی) (■) نسبت به سنگ‌های سالم (◆)

مانند محاسبه‌های قبل، جرم سنگ دگرسان شده معادل ۹۰/۷۵ گرم است. بدین ترتیب در پهنه آرژیلیک حدواسط سنگ‌ها به مقدار ۹/۲۵ درصد از جرم خود را از دست می‌دهند.

در نمودار ایزوکون پهنه پروپیلینیک (کلریتی) (شکل ۱۲ ج) معادله خط ایزوکون بدین صورت است:

$$Y(جرم سنگ آلتزه) = 0.8802 X(جرم سنگ سالم) + 1.0193$$

براین اساس جرم سنگ دگرسان شده معادل ۸۹/۰۴ گرم است. به عبارتی در پهنه کلریتی سنگ‌ها به مقدار ۱۰/۹ درصد کاهش جرم نشان می‌دهند و این در حالی است که مجموع درصد وزنی عناصر اصلی در این پهنه بیش از دو پهنه دیگر است.

ملاحظه می‌شود که از پهنه سرسپتیک به پهنه کلریتی به لحاظ تفاوت در مقدار غنی‌شدگی و تهی‌شدگی از عناصر اصلی، کاهش جرم اتفاق افتاده است و به عبارت بهتر پهنه کلریتی به عنوان پر حرارت‌ترین پهنه دگرسانی در این ناحیه، توانسته است بیش‌ترین تأثیرات فیزیکی و شیمیایی را بر سنگ‌های مادری تحمیل کند و پس از آن پهنه‌های آرژیلیک حدواسط و سرسپتیک تأثیرات خود را بر روی خواص فیزیکی و شیمیایی سنگ‌های میزبان به مقدار کمتر تحمیل کرده‌اند.

## بحث و نتیجه گیری

با مقایسه نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی بر روی کانی‌های دگرسانی و به‌ویژه کلریت‌ها با نتایج سایر پژوهش‌ها، به‌نظر می‌رسد شباهت چشم‌گیری بین شرایط حاکم بر دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی شمال شهرکرد و جزائر آئولین<sup>۱</sup> ایتالیا [۲۳] از دیدگاه حرارت سیالات گرمایی، pH و ویژگی‌های شیمیایی وجود دارد. در منطقه شمال شهرکرد بر خلاف جزائر آئولین پهنه‌های سیلیسیک<sup>۲</sup> و آرژیلیک<sup>۳</sup> پیشرفته شکل نگرفته است که نشان از ماهیت عمدتاً قلیایی محلول‌ها در منطقه دارد. حرارت‌های به‌دست آمده براساس ترکیب کلریت‌ها در سنگ‌های شمال شهرکرد بین ۲۲۶°C، در پهنه آرژیلیک<sup>۳</sup> حدواسط تا حدود ۲۸۸°C، در پهنه کلریتی (پروپلیتیک) در تغییر است که از حرارت‌های پیشنهادی فولیگناتی<sup>۴</sup> بیشتر است، ضمن این که هر دو سیستم تداعی‌کننده حرارت‌های متوسط منطبق بر پهنه مزوزون در مدل لیندگرن<sup>۲</sup> است [۷]. این مدل حرارتی با نتایج تجربی پاتریدا (۲۰۰۰) نیز منطبق است. بدین لحاظ می‌توان فشار حاکم بر دگرسانی را بین ۱۵۰ تا ۲۰۰ بار در نظر گرفت. براساس نتایج پژوهشی بر روی سیستم گرمایی لس آزوفرس<sup>۳</sup> مکزیک، کلریت، کلسیت، کوارتز، زئولیت، آیدریت، آلبیت، اسفن، پیریت، هماتیت و ایلیت تشکیل‌دهنده مجموعه (پاراژنز) کانیایی با حرارت حداکثر ۲۵۰°C و فشار ۱۵۰ بار است. ظهور کانی‌های اپیدوت، آمفیبول، پرهنیت و گارنت نشان‌دهنده حرارت بالای ۲۵۰°C و شرایط فشاری بین ۱۵۰ تا ۲۰۰ بار است. همچنین آرژیلیتیزاسیون در شرایط حرارتی پایین و کمتر از ۱۷۰°C به‌وقوع می‌پیوندد. در این شرایط اسمکتیت، زئولیت، کلسیت و کلریت تجمع کانیایی غالب است [۱۳].

در مورد تغییرات جرمی عناصر مختلف در جریان دگرسانی در پهنه‌های مختلف نیز در منطقه بررسی شده روند نسبتاً یک‌نواختی در هر سه پهنه دیده می‌شود، به‌گونه‌ای که بین عناصر اصلی،  $CaO$ ,  $MgO$  غنی‌شدگی و  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $Fe_2O_3(t)$ ,  $SiO_2$  تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در تحقیقات فولیگناتی<sup>۴</sup> عمدتاً تغییرات جرم عناصر نادر حاکی بررسی شده است. اسماعیلی و رازقی [۲] در بررسی تغییرات جرم طی دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی منطقه قوچ پلنگ دریافته‌اند که در پهنه پروپلیتی  $Fe_2O_3$ ,  $LOI$ ,  $MnO$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $Na_2O$  افزایش و اکسیدهای  $SiO_2$ ,  $BaO$ ,  $Na_2O$  کاهش نشان می‌دهند. در پهنه دگرسانی آرژیلیک اکسیدهای  $Bao$ ,  $K_2o$ ,  $Fe_2o_3$ ,  $Mgo$ ,  $Cao$ ,  $Mno$  کاهش و به‌علت پدیده سیلیسی شدن  $SiO_2$  افزایش نشان می‌دهد. محاسبه‌های تغییر جرم در پهنه دگرسانی کوارتز- سربستی شمال شهرکرد حاکی از آن است که اکسیدهای  $Na_2O$  و  $SiO_2$  غنی‌شدگی و اکسیدهای  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $Na_2O$ ,  $CaO$ ,  $MnO$  تهی‌شدگی نشان می‌دهند.

بر این اساس می‌توان نتایج حاصل از بررسی پدیده دگرسانی در منطقه بررسی شده را بدین شرح مطرح کرد:  
- سنگ‌های آتشفشانی مافیک (بازالت‌ها و بازالت‌های آندزیتی) و سنگ‌های آنرواری معادل و همچنین سنگ‌های نیمه‌عمیق تحت تأثیر محلول‌های قلیایی (pH=۸-۹) با حرارت ۲۲۶ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد منحل‌درجاتی از دگرسانی شده‌اند و پهنه‌های سربستی- آرژیلیک حدواسط و پروپلیتیک (کلریتی) را

۱. Aeolian      ۲. Lindegern      ۳. Los Azufres

تشکیل داده‌اند. به علاوه دگرسانی‌های پرکننده حفره‌های و شکاف‌ها با کانی‌هایی مانند کوارتز، اپیدوت، کلریت و کلسیت لابه‌لای مجموعه سنگ‌های بررسی شده به‌فور یافت می‌شوند. بررسی تغییرات جرم در سنگ‌های پهنه‌های دگرسانی نشان‌دهنده آن است که در نتیجه دگرسانی، جرم سنگ‌ها کاهش یافته و نرخ آن از دگرسانی سریسیتیک به آرژیلیک متوسط و کلریت فزونی می‌یابد.

- دگرسانی در حرارت ۲۲۶ تا حدود ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد به‌وقوع پیوسته و فشار حاکم بر دگرسانی حدود ۲۰۰ بار بوده است. بیش‌ترین حرارت (حدود ۳۰۰°C) مربوط به رگه‌های اپیدوت- کوارتز و کم‌ترین حرارت (۲۲۶°C) مربوط به پهنه آرژیلیک حدواسط است.

- تهی‌شدگی شدید از Na<sub>2</sub>O و غنی‌شدگی تا ۲ برابر از CaO شاخص‌های کلیدی تشخیص پهنه کلریتی در سرزمین‌های دارای دگرسانی فسیل هستند.

- تهی‌شدگی شدید از Na<sub>2</sub>O و به مقدار کمتر K<sub>2</sub>O از شاخص‌های کلیدی تشخیص پهنه سریسیتی فسیل است.

- تهی‌شدگی از K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, FeO از شاخص‌های کلیدی تشخیص پهنه آرژیلیک حدواسط است.

## منابع

۱. علی آقائباتی، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران (۱۳۸۵) ۵۸۶ صفحه.
۲. داریوش اسماعیلی، محمدرضا رازقی، بررسی تغییرات جرم در طی دگرسانی سنگ‌های ولکانیکی منطقه قوچ پلنگ (شمال شرق کاشمر)، مجموعه مقالات دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۸۵) ۶۲۰-۶۲۸.
۳. سید نعیم امامی، بررسی‌های پترولوژیکی با تأکید بر پهنه‌های دگرسانی در سرزمین آتشفشانی شمال شهرکرد، پایان‌نامه دکتری پترولوژی (۱۳۸۷) ۲۶۶ صفحه.
۴. سید نعیم امامی، زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شمال شهرکرد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان (۱۳۷۵) ۲۵۵ صفحه.
۵. مصطفی زاهدی، گزارش و نقشه زمین‌شناسی اصفهان (مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰)، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۵۷).
۶. امیر قاسمی، ابوالفضل حاج حسینی، محمد حسینی، نقشه زمین‌شناسی چادگان (مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰)، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۵).
۷. محمدحسن کریم پور، آزاده ملک‌زاده، محمدرضا حیدریان، اکتشاف نخبیر معدنی، مدل‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمی، ماهوارهای ژئوفیزیکی، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد (۱۳۸۴) ۶۳۲ صفحه.

8. A. Date, K. E., Jarvis, "The application of ICP-MS in the earth sciences", In: Date, A. R. and Gray A. L. (eds), The application of inductively coupled plasma mass spectrometry, Blackie, Glasgow (1989) 43-70.



9. A. Reyes, "Petrology of Phillipine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43 (1) (1990) 279-309.
10. D. Bird, P. Schiffman, W. A. Elders, A. E. Williams, S. D. McDowell, "Calc-silicate mineralization in active geothermal systems", *Economic Geology*, 79 (4) (1984) 671-695.
11. D. Clark, "The software of Newpet", University of Newfoundland (1993).
12. E. Jowett, C. Fitting, "Iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer, GAC/MAC/SEG", *Joint Annual Meeting (Toronto, May 27-29 (1991) Program with Abstracts 16, A62 (1991).*
13. E. Patrida, G. P. Birkle, I. S. Torres-Alvarado, "Evolution of the hydrothermal system at Los Azufres, Mexico, based on petrologic, fluid inclusion and isotopic data", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104 (2000) 277-296.
14. F. Fuentes, L. Aguirre, M. Vergara, L. Valdebetino, E. Fonseca, "Miocene fossil hydrothermal system associated with a volcanic complex in the Andes of central Chile", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138(1) (2004) 139-161.
15. F. Pirajno, "Hydrothermal Mineral Deposits, Springer-verlag" (1992).
16. G. Jenner, H. P. Longerich, S. E. Jackson, B. J. Freyer, "ICP-MS a powerful tool for high precision trace-element analysis in earth sciences; evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples", *Chemical Geology*, 83 (1990) 133-148.
17. J. A. Grant, "The Isocon Diagram- A simple solution to Gresens equation for metasomatic alteration", *Economic Geology*, 81 (1986) 1976-1982.
18. J. Shervais, "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas", *Earth and Planetary Science Letters*, 59 (1982) 101-118.
19. J. Winchester, P. A. Floyd, "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements" (1976).
20. M. Chao, J. G. Liou, S. Maruyama, "Transition from zeolite to prehnite-pumpellyite facies in the Karmutsen metabasites", Vancouver Island, British Columbia, *Journal of Petrology*, 27 (4) (1986) 467-469.
21. M. Frey, C. de Capitani, J. G., Liou, "A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *Journal of Metamorphic Geology*", 9 (4) (1991) 497-509.

22. N. Emami, M. Khalili, "Mineralogical and geochemical constraints of jurassic fossil hydrothermal alteration associated with an calc-alkaline volcano-sedimentary complex in Sanandaj-Sirjan Zone", southwest of Iran, Journal of Applied Sciences, 8(9) ,(2008) 1600-1611.
23. P. Fulignati, A. Gioncada, A. Sbrana, "Rare earth elements (REE) behavior in the alteration facies of the active hydrothermal system of volcano(Aeolian- magmatic islands, Italy", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 88(4) (1999) 325-342.
24. P. Kranidiotis, W. H. MacLean, "Systematics chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit", Matagami, Quebec, Economic Geology, 82 (1987) 1898-1911.
25. P. Schiffman, G.O. Fridleifsson, "The smectite to chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir Geothermal Field, Iceland: XRD, BSE, and electron microprobe investigations", Journal of Metamorphic Geology, 9 (6) (1991) 679-696.
26. R. Gresens, "Composition- volume relationships of metasomatism", Chemical Geology, 2 (1967) 47-65.
27. S. Altaner, P. Ylgan, Robert F, Savin, Samuel M, Aronson, James L, Belkin, Harvey E, and A, Pozzuoli, "Geothermometry, geochronology, and transfer associated with hydrothermal alteration of a rhyolitic hyaloclastic from Ponza Island, Italy", Geochemica et Cosmochemica Acta, 67 (2) (2003) 275-288.