

## Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered volcanic rocks in SE of Kashan

A. Kananian<sup>1</sup>, M. Aminoroayaei yaminei<sup>1</sup>, J. Ahmadian<sup>2</sup>

1- Faculty of Geology, College of Science, University of Tehran, Iran

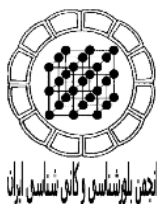
2- Payam Noor University of Isfahan

E-mail: Kananian@khayam.ut.ac.ir

(Received: 20/5/2007, in revised form: 12/7/2008)

**Abstract:** The submarine volcanic rocks of Totmaj volcano-sedimentary sequence, located at 25 Km southeast of Kashan city, have suffered extensive non-uniform propylitization. Based on field and petrographical studies, the volcanic rocks can be classified into three alteration zones: chlorite-epidote zone, epidote zone and hematite zone. The secondary hydrothermal minerals formed in the volcanic rocks include epidote-chlorite, calcite and hematite. These minerals have pseudomorphly replaced the primary phenocrysts (e.g. plagioclase, amphibole, and pyroxene) or have filled veins and vesicles. Stable carbon and oxygen isotope analysis of the hydrothermal calcite indicate that the  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values range from -9.2 to -11.3 and -2.02 to -6.02 per mil respectively. Thus, seawater has been a source for hydrothermal fluid which by circulation into the hot submarine lavas, caused to leaching of some elements such as Fe and Mg from the altered rocks with the exception of epidote-chlorite zone. Also, the seawater circulation leads to an increase in Na ratio in the rocks. Geothermometrical studies on hydrothermal chlorite showed that these minerals have formed at a temperature between 240 to 300°C. Furthermore, the ranges of temperature stability of coexisting secondary minerals in the volcanic rocks are compatible with those of the green schist facies.

**Keywords:** *hydrothermal alteration, geothermometry, stable isotope, basalt, Totmaj.*



## کانی‌شناسی و ژئوشیمی ایزوتوپ‌های پایدار سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده جنوب خاوری کاشان

علی کنعانیان<sup>۱</sup>، مریم امین‌الرعایایی یمینی<sup>۱</sup>، جمشید احمدیان<sup>۲</sup>

۱- دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۲- دانشگاه پیام نور اصفهان

پست الکترونیکی: [Kananian@khayam.ut.ac.ir](mailto:Kananian@khayam.ut.ac.ir)

(دریافت مقاله ۸۶/۲/۳۰، نسخه نهایی ۸۷/۴/۲۲)

**چکیده:** سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی موجود در مجموعه آتشفشانی-ته نشستی تتماج، در ۲۵ کیلومتری جنوب خاوری شهرستان کاشان، دستخوش دگرسانی پروپلیتی نا یکنواخت و گسترده شده‌اند. بر پایه بررسیهای صحرایی، سنگ شناختی و نتایج آنالیزهای XRD، سه زون دگرسان کلریتی-اپیدوتی، اپیدوتی، و هماتیتی در منطقه قابل تشخیص‌اند. کانیهای ثانویه گرمابی در سنگ‌های آتشفشانی شامل آلبیت، اپیدوت، هماتیت، کلریت، کلسیت و کوارتز است. این کانیها یا به صورت سودومورف جایگزین فنوکریستهای اولیه پلاژیوکلاز، آمفیبول، و پیروکسن شده‌اند و یا شکستگیها و حفره‌های گدازه‌ها را پر کرده‌اند. ترکیب ایزوتوپهای پایدار کلسیت‌های گرمابی زون دگرسانی کلریتی-اپیدوتی نشان می‌دهد که دامنه تغییرات  $\delta^{18}\text{O}$  شاره سازنده آنها بین  $-9.2\text{‰}$  تا  $-11.3\text{‰}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  آنها از  $-2.0\text{‰}$  تا  $-6.2\text{‰}$  تغییر می‌کند. بنابراین شاره عامل دگرسانی به استثنای زون هماتیتی آب دریا است که با نفوذ به درون گدازه‌های داغ و چرخش شاره‌ها در آنها باعث شستشوی عناصری مانند آهن و منیزیم از گدازه‌ها و اضافه شدن عناصری مانند سدیم به آنها شده است. بررسیهای زمین-دماسنجی بر روی کلریت‌های دگرسان نشان می‌دهد که این کانیها در دمای بین  $240^{\circ}\text{C}$  تا  $300^{\circ}\text{C}$  تشکیل شده‌اند. بر پایه این نتایج و با توجه به گستره دمای پایداری مجموعه کانیهای همزیست با کلریت (از قبیل اپیدوت، اکترینولیت، کلسیت و کوارتز)، به نظر می‌رسد که سنگ‌های آتشفشانی منطقه تتماج در حد رخساره شیست سبز دگرسان شده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** دگرسانی گرمابی، زمین-دماسنجی، ایزوتوپ پایدار، بازالت، تتماج.

### ۱- مقدمه

ایران [۱]، این منطقه در باختر زون ایران مرکزی قرار دارد. رخنمون‌های سنگی در منطقه مورد مطالعه به صورت مجموعه‌ای آتشفشانی-ته نشستی است که شامل تناوبی از گدازه، سنگ‌های آذرآواری و ته نشستی می‌شوند. این مجموعه روی سنگ‌هایی با ترکیب آندزیت-داسیتی و ایگنمبریت داسیتی

منطقه مورد مطالعه به وسعت تقریبی ۶۸ کیلومتر مربع در حوالی روستای تتماج بین طولهای جغرافیایی  $43^{\circ}$  تا  $51^{\circ}$  شمالی و عرضهای جغرافیایی  $33^{\circ}$  تا  $39^{\circ}$  خاوری واقع شده است. بر پایه تقسیمات واحدهای زمین ساختی

## ۲- سنگ‌شناسی

سنگ‌های آتشفشانی-ته نشستی الیگوسن در منطقه تتماج ضخامتی بالغ بر ۷۰۰ متر دارند. این سنگ‌ها از حدود ۵۰٪ گدازه، ۲۰٪ سنگ آذرآواری و ۳۰٪ سنگ ته نشستی تشکیل شده‌اند. روانه‌های گدازه بیشتر ترکیب آندزیت، آندزیت بازالتی، و بازالت دارند. این سنگ‌ها دارای ساخت توده‌ای و بافت میکرولیتی پورفیریک (با فراوانی ۱۵ تا ۲۰ درصد فنوکریست) و حفره‌دار هستند. اندازه حفره‌ها در گدازه‌های مافیک از ۲ میلی‌متر تا ۲ سانتی‌متر تغییر می‌کند. گاهی این حفره‌ها با بلورهای ثانویه پر شده و ساخت بادامکی در سنگ‌ها ایجاد کرده‌اند. گدازه‌های بازیگ دارای فنوکریستهای پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک می‌باشند. پلاژیوکلاز حدود ۸۰٪ از کل فنوکریستهای سنگ را تشکیل می‌دهد. این کانیها اغلب شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دارند و ماکل چند ترکیبی و کارلسیاد نشان می‌دهند. در برخی از پلاژیوکلازها منطقه بندی نیز مشاهده می‌شود. پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های آتشفشانی تتماج با یک ریز پردازنده بررسی شده‌اند و نتایج این بررسی‌ها در جدول ۱ دیده می‌شوند. فرمول ساختاری این کانی‌ها بر پایه ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است. ترکیب پلاژیوکلازها از نوع آلبیت ( $Ab_{98}$ ) است. پلاژیوکلازها در جریان دگرسانی، از مرکز به سمت حاشیه، به آلبیت، اپیدوت، کوارتز، کلسیت، و به مقدار کمتر به کلریت و سیرسیت تبدیل شده‌اند. کانیهای مافیک کلینوپروکسن و آمفیبول هستند و حدود ۱۰٪ از فنوکریستهای سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. این کانیها به صورت نیمه شکل‌دارند. به منظور تعیین نوع و فراوانی عناصر اصلی سازنده پیروکسنها، این کانی‌ها با ریز پردازنده، بررسی شدند و نتایج کمی این بررسیها را در جدول ۲ می‌توان دید. فرمول ساختاری این کانیها بر پایه ۶ اتم اکسیژن محاسبه شد، و از لحاظ کانی‌شناسی از نوع اوزیت ( $Wo_{40}En_{65}Fs_{35}$ ) هستند. نتایج بررسیهای سنگ‌شناختی و پراش سنجی با پرتو X (شکل ۱) حاکی از آن است که آمفیبولهای موجود در سنگ‌های آتشفشانی از نوع منیزیهورنبلند و اکتینولیت هستند. کانیهای مافیک در نمونه‌های دگرسان شده با اکتینولیت، هماتیت، و

ریولیتی به سن ائوسن قرار گرفته و به وسیله سنگ‌های ته نشستی میوسن پوشیده شده است. در بخشهایی از منطقه، مجموعه آتشفشانی-ته نشستی مورد مطالعه با مرز گسلی روی توده‌های نفوذی گابروبی تا کوارتز دیوریتی به سن پس از الیگوسن [۲] قرار دارد. این مجموعه در قاعده با سنگ‌های آهکی شروع می‌شود و در نهایت با گدازه‌های آندزیت بازالتی خاتمه می‌یابد.

سوابق کارهای انجام شده در این منطقه محدود به گزارش‌های زمین‌شناسی نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش نطنز [۳] و نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ چهارگوش کاشان [۴] می‌شود که در آن‌ها به معرفی سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک اقدام شده است. وجود ساختهای حفره‌ای، درز و شکاف در سنگ‌های آتشفشانی منطقه شرایط مناسبی برای دگرسانی و کانی‌زایی فراهم آورده است و پیدایش کانیهای گرمابی باعث به وجود آمدن رخنمون‌های رنگارنگ در سطح زمین شده است. کانی‌زایی مس در باختر منطقه تتماج در اثر فعالیت گرمابی با بافت افشان تشکیل شده است و با مجموعه‌ای از کانیهای پیریت، کالکوپیریت، و پیروتیت مشخص می‌شود.

در این مقاله سعی شد تا با استفاده از نتایج برداشت‌های صحرایی، بررسی‌های سنگ‌شناختی و داده‌های مربوط به تجزیه ریز پردازشی کانیهای موجود در گدازه‌ها و سنگ‌های آذرآواری منطقه تتماج، و با استناد به نتایج آنالیز ایزوتوپی کانی کلسیت، به بررسی محیط فوران سنگ‌های آتشفشانی و تشخیص انواع دگرسانی سنگ‌های منطقه، دما و خاستگاه گرماب پردازیم. آنالیز کانیها در دانشگاه ناروتو ژاپن با یک دستگاه ریز پردازنده JEOL مدل JXA-8800R انجام شده است. در طول آنالیز ریز پردازش، ولتاژ شتابنده دستگاه ۱۵ kv بوده است. کلسیت‌های گرمابی نیز به روش EA-IRMS در آزمایشگاه ایزوتوپهای پایدار بخش زمین‌شناسی و ژئوفیزیک دانشگاه A&M تگزاس آمریکا مورد بررسی قرار گرفته‌اند. همچنین تعدادی از نمونه‌های دارای بافت آمیگدالوئید که واجد رگچه-هایی از کانیهای ثانویه نیز بوده‌اند، با پراش سنج پرتو X دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران بررسی شده‌اند که نتایج آن بررسیها در این مقاله ارائه شده‌اند.

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی فنوکریستهای پلاژیوکلاز (آهن کل به صورت FeO محاسبه شده است).

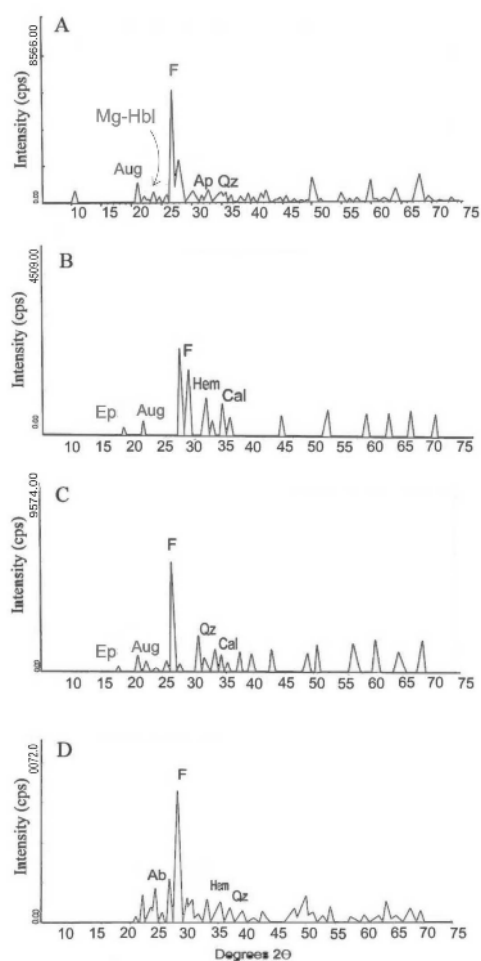
| نوع سنگ                              | An    | An-Ba  | An-Ba  | An-Ba  | Ba    | Ba     | Ba     |
|--------------------------------------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|
| شماره                                | ۸۴TA  | ۷۷TA   | ۷۷TA   | ۷۷TA   | ۵۲TA  | ۵۲TA   | ۵۲TA   |
| مکان                                 | مرکز  | حاشیه  | حاشیه  | مرکز   | حاشیه | حاشیه  | مرکز   |
| SiO <sub>2</sub>                     | ۶۸٫۳۱ | ۶۸٫۵۰۵ | ۶۸٫۷۷۲ | ۶۸٫۵۶۲ | ۶۷٫۵۱ | ۶۶٫۹۸  | ۶۷٫۳۸۳ |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | ۲۰٫۰۲ | ۲۰٫۰۶۴ | ۲۰٫۲۶۸ | ۲۰٫۳۰۲ | ۱۹٫۶۱ | ۱۹٫۸۴  | ۱۹٫۲۶۸ |
| TiO <sub>2</sub>                     | ۰٫۰۲۹ | ۰٫۰۰۶  | ۰٫۰۱۱  | ۰٫۰۳۴  | .     | ۰٫۰۲۱  | ۰٫۰۲۳  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۳۸  | .      | .      | ۰٫۰۳۲ | .      | ۰٫۰۰۲  |
| FeO                                  | ۰٫۰۳۱ | ۰٫۰۵   | ۰٫۱۶۳  | ۰٫۰۹۵  | ۰٫۰۲۱ | ۰٫۰۲۶  | ۰٫۰۱۹  |
| MnO                                  | .     | ۰٫۰۲   | .      | .      | .     | .      | .      |
| MgO                                  | .     | .      | .      | ۰٫۰۰۸  | .     | .      | .      |
| CaO                                  | ۰٫۲۶۹ | ۰٫۲۳۳  | ۰٫۲۳۲  | ۰٫۲۱۴  | ۰٫۳۰۸ | ۰٫۲۶۱  | ۰٫۴۰۹  |
| Na <sub>2</sub> O                    | ۱۱٫۸۴ | ۱۲٫۰۲۸ | ۱۲٫۲۶۸ | ۱۲٫۲۵۴ | ۱۱٫۶۸ | ۱۱٫۵۱۶ | ۱۱٫۵۱۳ |
| K <sub>2</sub> O                     | ۰٫۰۵۴ | ۰٫۰۳۴  | ۰٫۰۷۷  | ۰٫۰۶۴  | ۰٫۰۴۳ | ۰٫۰۳۹  | ۰٫۰۴۸  |
| NiO                                  | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۰۲  | ۰٫۰۵۲  | ۰٫۰۲۸  | .     | .      | ۰٫۰۱   |
| Total                                | ۱۰۰٫۶ | ۱۰۰٫۹۸ | ۱۰۱٫۸۴ | ۱۰۱٫۵۶ | ۹۹٫۲  | ۹۸٫۶۸  | ۹۸٫۶۷  |
| تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۸ اتم اکسیژن |       |        |        |        |       |        |        |
| Si                                   | ۲٫۹۶۵ | ۲٫۹۷۲  | ۲٫۹۷۱  | ۲٫۹۶۲  | ۲٫۹۶۰ | ۲٫۹۷۵  | ۲٫۹۶۸  |
| Al                                   | ۱٫۰۲۴ | ۱٫۰۲۶  | ۱٫۰۲۵  | ۱٫۰۲۸  | ۱٫۰۳۲ | ۱٫۰۱۹  | ۱٫۰۳۵  |
| Ti                                   | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰۱  | .      | .      | ۰٫۰۰۱ | .      | ۰٫۰۰۱  |
| Fe                                   | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۱  | ۰٫۰۰۲  | ۰٫۰۰۶  | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۱  | ۰٫۰۰۱  |
| Mn                                   | ۰٫۰۰۲ | .      | ۰٫۰۰۱  | .      | .     | .      | .      |
| Mg                                   | ۰٫۰۰۲ | .      | .      | .      | ۰٫۰۰۱ | .      | .      |
| Ca                                   | .     | .      | .      | .      | .     | .      | .      |
| Na                                   | ۰٫۰۰۹ | ۰٫۰۱۳  | ۰٫۰۱۱  | ۰٫۰۱۱  | ۰٫۰۱۰ | ۰٫۰۱۵  | ۰٫۰۱۳  |
| K                                    | ۱٫۰۲۶ | ۰٫۹۹۹  | ۱٫۰۱۱  | ۱٫۰۲۵  | ۱٫۰۲۶ | ۰٫۹۹۹  | ۰٫۹۸۹  |
| Ab                                   | ۰٫۹۸  | ۰٫۹۸   | ۰٫۹۸   | ۰٫۹۸   | ۰٫۹۸  | ۰٫۹۸   | ۰٫۹۷   |
| An                                   | ۰٫۰۱۲ | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۱۴ | ۰٫۰۱۲  | ۰٫۰۱۹  |
| Or                                   | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۲  | ۰٫۰۰۴  | ۰٫۰۰۳  | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۰۲  | ۰٫۰۰۳  |

علامت: An = آندزیت، Ba = بازالیت، An-Ba = آندزیت بازالیتی

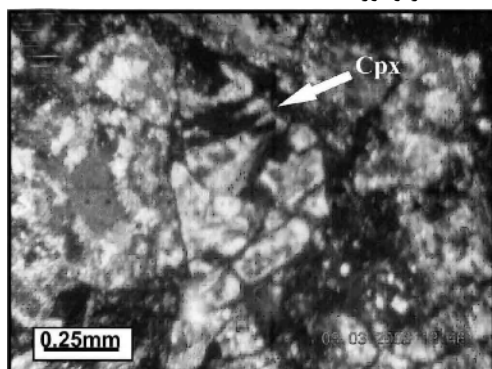
کلریت جانشین شده‌اند. این جانیشینی از حاشیه به درون انجام شده است به طوری که در برخی از نمونه‌ها فقط قالبی از کانی اولیه به جا مانده است، و بافت اسپیلیتی نشان می‌دهند (شکل ۲). کانیهای فرعی موجود در گدازه‌های بازیک شامل آپاتیت، اسفن و کانیهای تیره می‌شوند. زمینه ریزدانه در حدود ۷۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده است که در این میان میکروولیت‌های پلاژیوکلاز بیشترین فراوانی را دارند. در فضای بین میکروولیت‌ها کانیهای کلسیت، همتایت، کلریت، و کوارتز قرار دارند.

سریسیت، کلریت، اپیدوت به همراه کلسیت، کوارتز و همتایت رگ‌ها و حفره‌ها را پر کرده‌اند. سنگهای آتشفشانی گاه به وسیله دایک‌هایی با ترکیب دلریتی قطع شده‌اند. دایک‌ها در نمونه دستی با رنگ سبز تیره مشخص می‌شوند و به فراوانی حاوی فنوکریستهای پلاژیوکلاز و اوژیت هستند.

سنگهای آذرآواری منطقه تتماج برپایه رده‌بندی فیشر و اشمینک [۶] در رده کریستال-لیتییک توف و آگلومرا قرار می‌گیرند. کریستال-لیتییک توف‌ها بیشتر دارای ترکیب آندزیتی و آندزیت بازالیتی هستند. خرده سنگهای سازنده این سنگ‌ها از جنس آتشفشانی با بافت میکروولیتی و هیالوپورفیری حفره‌دارند. از دیگر اجزای تشکیل دهنده این سنگها می‌توان به بلورهای پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر کلینوپیروکسن اشاره کرد. کانیهای کلریت، اپیدوت، کلسیت، همتایت و کوارتز به صورت سودومورف جانشین کانیهای اصلی سنگ شده‌اند و یا حفره‌ها را پر کرده‌اند. اندازه تکه پاره‌های سنگی در توف‌ها کمتر از ۲ میلی‌متر و در آگلومراها گاه به ۱۵ سانتی‌متر می‌رسد. سنگهای تهنشستی منطقه تتماج بیشتر شامل سنگ آهک و ماسه سنگ‌اند. این سنگ‌ها به صورت توده‌ای و یا لایه‌هایی به ضخامت متوسط ۳۰ سانتی‌متر بین سنگهای آتشفشانی قرار گرفته‌اند. راستای طبقات تهنشستی در حدود ۱۴۵ درجه و شیب آن‌ها ۷۰ درجه به سمت شمال خاوری است. گاهی در این سنگها لایه‌بندی ظریفی دیده می‌شود که می‌تواند نشان دهند تشکیل این سنگ‌ها در یک محیط زیر دریایی آرام باشد.



شکل ۱ نقش پراش پرتو X از سنگهای بازیک منطقه تتماج که انواع کانیهای موجود در این سنگهای آتشفشانی را مشخص می‌کند (A : آندزیت، B : بازالت، C : آندزیت بازالتی، D : بازالت، F : فلدسپار، Qz : کوارتز، Hem : هماتیت، Ab : آلبیت، Aug : اوژیت، Ep : اپیدوت، Cal : کلسیت، Ap : آپاتیت، Mg-Hbl : منیزیهورنبلند).



شکل ۲ بافت اسپیلیتی در سنگهای منطقه تتماج. کانی کلینوپیروکسن (Cpx) که به کانی کلریت تبدیل شده است در زمینه ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز که به کلریت و اپیدوت دگرسان شده‌اند.

جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازشی فنوکریستهای پیروکسن در آندزیت بازالتی (آهن کل به صورت FeO محاسبه شده است).

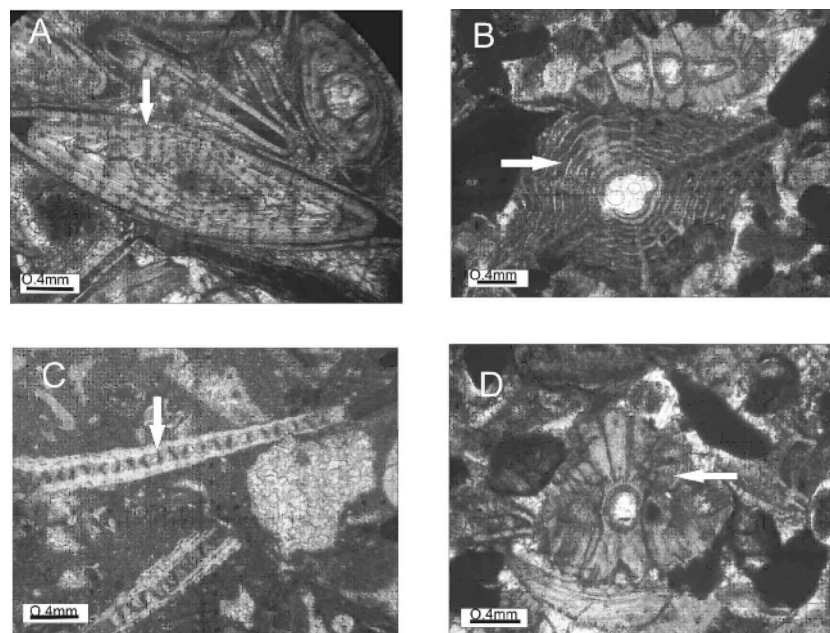
| نوع سنگ                              | An-Ba  | An-Ba  | An-Ba  |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|
| شماره نمونه                          | ۷۷TA   | ۷۷TA   | ۷۷TA   |
| مکان                                 | حاشیه  | حاشیه  | مرکز   |
| SiO <sub>2</sub>                     | ۵۱٫۲۴۹ | ۵۱٫۳۹  | ۵۱٫۳۸۹ |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | ۱٫۷۶۵  | ۲٫۱۷۹  | ۱٫۶۵۱  |
| TiO <sub>2</sub>                     | ۰٫۶۰۲  | ۰٫۷۴   | ۰٫۶۲۵  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | ۰٫۰۲۹  | ۰٫۰۳۷  | ۰٫۰۰۸  |
| FeO                                  | ۹٫۵۰۳  | ۹٫۴۴۱  | ۱۱٫۱۵۹ |
| MnO                                  | ۰٫۳۱   | ۰٫۳۶۱  | ۰٫۳۸۲  |
| MgO                                  | ۱۵٫۴۷۹ | ۱۵٫۳۶۱ | ۱۴٫۷۰۴ |
| CaO                                  | ۲۰٫۰۳۳ | ۱۹٫۶۵  | ۱۹٫۴۴۵ |
| Na <sub>2</sub> O                    | ۰٫۳۱۸  | ۰٫۳۲۲  | ۰٫۳۰۳  |
| K <sub>2</sub> O                     | -      | ۰٫۰۱۱  | ۰٫۰۱۶  |
| NiO                                  | -      | -      | ۰٫۰۲۲  |
| Total                                | ۹۹٫۲۸  | ۹۹٫۱۴  | ۹۹٫۷۰  |
| تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۶ اتم اکسیژن |        |        |        |
| TSi                                  | ۱٫۹۱۳  | ۱٫۹۰۸  | ۱٫۹۰۸  |
| TAI                                  | ۰٫۰۷۸  | ۰٫۰۹۲  | ۰٫۰۹۲  |
| M <sub>1</sub> Al                    | -      | ۰٫۰۰۴  | ۰٫۰۰۴  |
| M <sub>1</sub> Ti                    | ۰٫۰۱۷  | ۰٫۰۲۱  | ۰٫۰۲۱  |
| M <sub>1</sub> Fe                    | ۰٫۰۲۱  | ۰٫۱۱۸  | ۰٫۱۱۸  |
| M <sub>1</sub> Cr                    | ۰٫۰۰۱  | ۰٫۰۰۱  | ۰٫۰۰۱  |
| M <sub>1</sub> Mg                    | ۰٫۸۶۱  | ۰٫۸۵۶  | ۰٫۸۲۶  |
| M <sub>2</sub> Fe                    | ۰٫۱۷۶  | ۰٫۱۷۸  | ۰٫۱۷۸  |
| M <sub>2</sub> Mn                    | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۱۱  | ۰٫۰۱۱  |
| M <sub>2</sub> Ca                    | ۰٫۸۰۱  | ۰٫۷۸۷  | ۰٫۷۸۷  |
| M <sub>2</sub> Na                    | ۰٫۰۲۳  | ۰٫۰۲۳  | ۰٫۰۲۳  |
| M <sub>2</sub> K                     | -      | ۰٫۰۰۱  | ۰٫۰۰۱  |
| Sum-Cat                              | ۴      | ۳٫۹۹۹  | ۳٫۹۹۹  |

### ۳- سن و محیط تشکیل سنگ‌های منطقه تتماج

برای مجموعه آتشفشانی-ته‌نشستی تتماج در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش نطنز [۳] و ۱/۲۵۰۰۰۰ چهارگوش کاشان [۴] سنهای متفاوتی ارائه شده است. علائی و خلعتبری در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ نطنز سن سنگهای آتشفشانی تتماج را ائوسن میانی و بالائی معرفی کرده‌اند. در حالی که در نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ کاشان سن این سنگها الیگوسن بیان شده است. این اختلاف سن ما را بر آن داشت تا با نمونه برداری از میکروفسیلهای موجود در سنگهای آهکی که در تناوب با سنگهای آتشفشانی منطقه هستند، سن این سنگها را مورد بررسی قرار دهیم. بررسیهای میکروسکوپی نشان می‌دهد که میکروفسیلهای موجود در سنگهای رسوبی شامل:

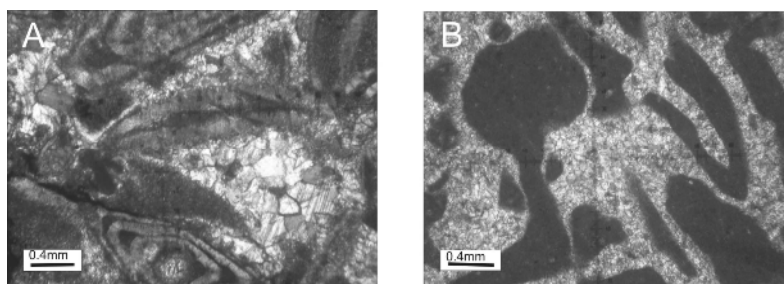
*Operculina complanata* *Eulepidina dilata*  
*pellatispira* sp. *Algal fragments haplophragmium*  
*slinger* *victoriella* sp. *Astrigerina* sp. *Coral*  
*bryozoa* *Gastropoda*. *Heterostegina* sp.  
*Amphistegina* sp. *Rotalia viennoti*. *Miliolid*  
*Planorbulina* sp. *Neoalveolina* sp. *Pyrgo* sp.  
*Astrigerina* sp. *Echinoid spine*. *Nummulites* sp.

می‌شوند (شکل ۳) و طبق نظر لوبلیش و تاپان [۷] متعلق به الیگوسن می‌باشند. بنابراین سن مجموعه آتشفشانی-رسوبی

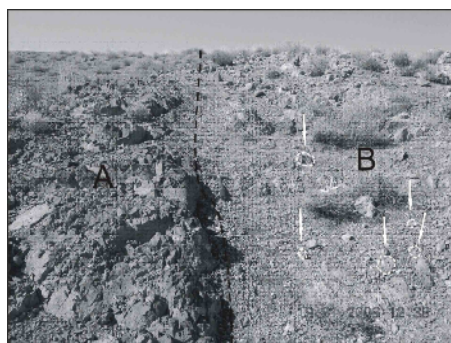


شکل ۳ فسیلهای موجود در سنگهای آهکی شامل: (A). *Nummulites intermedius/Fichteli*; (B) *Nephrolepidina tournoueri*; (C) *Rotalia viennoti*; (D) *Eulepidina dilatata*. با توجه به حضور طبقات ته‌نشستی فسیل‌دار متشکل از رخساره‌های کم عمق در سنگهای آتشفشانی منطقه، می‌توان نتیجه گرفت که سنگهای آتشفشانی در زمان الیگوسن و در یک محیط زیردریایی کم عمق تشکیل شده‌اند.

تتماج را می‌توان الیگوسن در نظر گرفت. بررسی‌های ته‌نشست‌شناسی نشان می‌دهد که میکروفاسیسه‌های موجود در منطقه شامل ریف مرجانی و لاگونی می‌شود. میکروفاسیسه‌های ریف مرجانی به صورت بیوکلاست باندستون قابل مشاهده هستند. این رخساره دارای عناصر اسکلتی نظیر جلبک، مرجان و گاستروپوداست. این آلوکرها در یک متن سیمان کلسیتی اسپاری قرار دارند. میکروفاسیسه‌های لاگونی نیز به صورت بیوکلاست پکستون و بیوکلاست گرینستون وجود دارند. این رخساره دارای بریوزوآ، جلبک، مرجان و فرامینیفرهای بنتیک است. این اجزای اسکلتی در یک متن اسپارایتی تا کمی میکرایتی قرار دارند (شکل ۴). فسیلهای موجود در سنگهای آهکی منطقه نیز نشان می‌دهند که این موجودات در یک محیط زیردریایی نزدیک به ساحل زندگی می‌کردند. شواهدی مانند تناوب سنگهای آتشفشانی و ته‌نشستی و وجود پاره گدازه‌ها در قاعده طبقات ته‌نشستی (شکل ۵) نشان می‌دهد که سنگهای آتشفشانی-ته‌نشستی تتماج در یک محیط زیردریایی نزدیک به ساحل تشکیل شده‌اند.



شکل ۴ محیط تشکیل سنگ‌های آهکی منطقه تتماج بر پایه وجود میکروفاسیسه‌های لاگونی (A) و ریف مرجانی (B) یک محیط زیردریایی نزدیک به ساحل بوده است. با توجه به تناوب این سنگ‌ها با سنگ‌های آتشفشانی تتماج می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های آتشفشانی نیز در یک محیط زیردریایی تشکیل شده‌اند.



شکل ۵ مرز سنگ‌های آتشفشانی و ته‌نشستی. خط چین سیاه رنگ جدا کننده آندزیت‌ها (بخش A) از سنگ‌های آهکی (بخش B) است و پیکان‌ها معرف حضور تکه پاره‌های گدازه گردشده و سالم گدازه در قاعده سنگ‌های آهکی هستند که همزمان بودن فرایندهای دگرسانی و آتشفشانی را نشان می‌دهد.

#### ۴- دگرسانی

بررسی‌های سنگ‌شناختی و برداشتهای صحرایی نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی منطقه تتماج دستخوش دگرسانی گرمابی شده و طی این فرآیند پاراژنزی از کانیهای دگرگون با درجه ضعیف در حد رخساره شیبست سبز نظیر آلبیت، اپیدوت، کلریت و اکتینولیت (دگرسانی پروپلیتی) در آنها تشکیل شده است. آلبیت، اپیدوت و هماتیت فراوان‌ترین کانیهای موجود در این سنگ‌ها هستند. کانیهای کلریت، کلسیت و کوارتز چند بلوری دارای فراوانی کمتری هستند. اکتینولیت و سریسیت نیز به ندرت قابل مشاهده‌اند.

در این سنگ‌ها کانیهای آلبیت، اپیدوت، کلسیت، کوارتز و به مقدار کمتر کلریت و سریسیت، به طور بخشی یا کامل جانشین پلاژیوکلازها شده‌اند و در جاهایی که دگرسانی شدیدتر بود، فقط قالبی از پلاژیوکلاز بر جای مانده است. هماتیت و کلریت جانشین کانیهای مافیک نظیر پیروکسن و آمفیبول شده‌اند. کلسیت، کلریت، هماتیت و کوارتز در زمینه سنگ حضور دارند.

حفره‌ها و رگه‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه به وسیله اپیدوت، کلسیت و کوارتز پر شده‌اند. سنگ‌های منطقه تتماج به یکی از سه شکل زیر دستخوش دگرسانی شده‌اند:

- ۱- دگرسانی پرکننده رگه‌ها و رگچه‌ها: در این دگرسانی شکستگی‌هایی که طی تکامل سیستم گرمابی شکل گرفته‌اند با کانیهای ثانویه اپیدوت، کوارتز و کلسیت که حاصل ته‌نشست سیالات گرمابیها هستند، پر شده‌اند (شکل ۶- A).

- ۲- دگرسانی انتخابی: در اثر این دگرسانی پلاژیوکلاز در حجم گسترده‌ای از سنگ‌های منطقه به کلسیت و اپیدوت تبدیل شده است. وجود درزه‌های میکروسکوپی که به خوبی گسترش یافته باشند، شرط اساسی گسترش این نوع دگرسانی در سنگ میزبان است (شکل ۶- B و C).

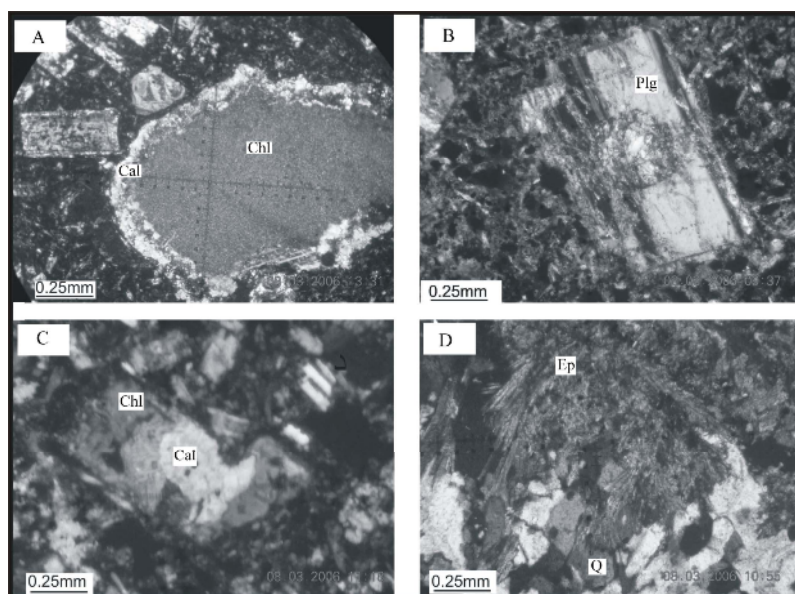
- ۳- دگرسانی فراگیر: طی این دگرسانی تمام حجم سنگ به طور یکنواخت اپیدوتی شده و سنگی با ترکیب شیمیایی، کانی‌شناسی و بافتی متفاوت از سنگ اولیه به وجود آمده است (شکل ۶- D).



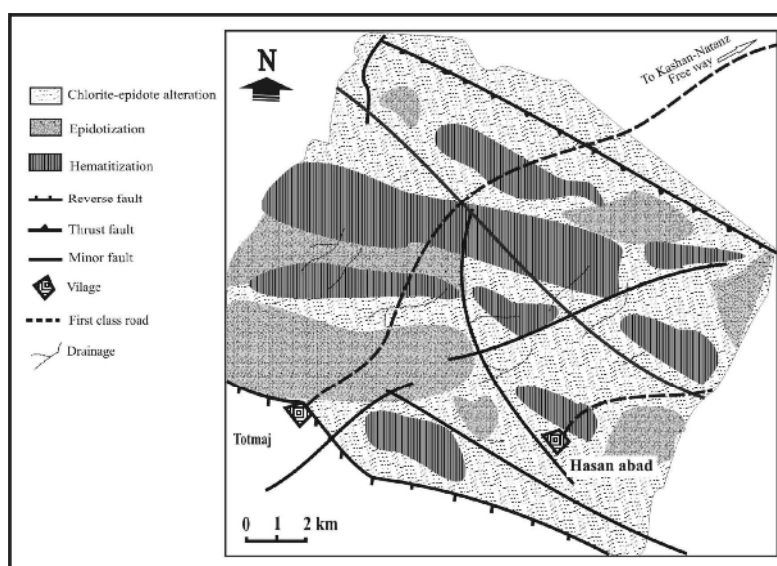
## ۴-۱- انواع دگرسانیها

شرایطی است که شاره دارای دمای پایین، مقادیر اندک  $H^+$ ،  $CO_2$  و نسبتاً غنی از Fe, Mg و  $HCO_3^-$  باشد. در این فرایند به احتمال زیاد نسبت آب به سنگ بالاست. دگرسانی پروپلیتی در منطقه مورد مطالعه بر پایه ویژگیهای کانی‌شناختی به سه زون کلریتی-اپیدوتی، هماتیتی و اپیدوتی قابل تقسیم است.

چنانکه در شکل ۷ مشاهده می‌شود سنگ‌های آتشفشانی منطقه تتماج به‌طور گسترده و غیر یکنواخت تحت تأثیر دگرسانی پروپلیتی قرار گرفته‌اند. به عقیده تاتلی و بین [۸] پدیده پروپلیتی شدن و تشکیل کانی‌های ویژه آن، مربوط به



شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های دگرسان شده منطقه تتماج (در نور قطبیده). A: حفره پر شده از کلسیت و کلریت. B: پلاژیوکلاز در حال تجزیه به کوارتز و سرپسیت. C: پلاژیوکلازی که به کلسیت و کلریت تبدیل شده است. D: آندزیت بازالتی که کاملاً به اپیدوت و کوارتز تبدیل شده است (Ep: اپیدوت، Q: کوارتز، Chl: کلریت، Cal: کلسیت، Plg: پلاژیوکلاز).

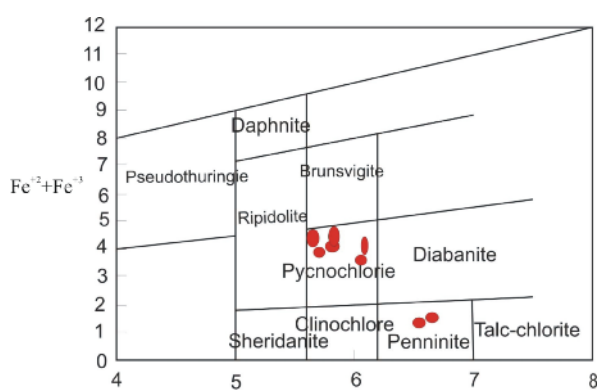


شکل ۷ نقشه آلتراسیون منطقه تتماج که زون‌های دگرسانی در آن مشخص شده است.



جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازشی کلریت در سنگ‌های آندزیت بازالتی، (آهن کل به صورت FeO محاسبه شده است).

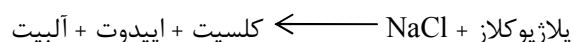
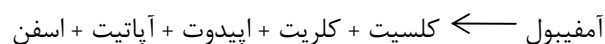
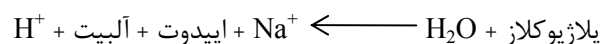
| نمونه                              | TA۵۲  | TA۵۲  | TA۵۲  | TAY۷  | TAY۷  | TAA۴  | TAA۴  | TAA۴  |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                   | ۲۶٫۹۱ | ۲۶٫۹۳ | ۲۶٫۲۹ | ۲۶٫۸۱ | ۲۹٫۰۲ | ۲۶٫۷۱ | ۲۸٫۵۰ | ۲۸٫۶۶ |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | ۱۹٫۰۴ | ۱۸٫۸۱ | ۱۴٫۱۷ | ۱۶٫۸۹ | ۱۶٫۹۳ | ۱۶٫۹۸ | ۱۷٫۰۸ | ۱۶٫۶۲ |
| TiO <sub>2</sub>                   | ۰     | ۰٫۰۲  | ۰٫۰۵  | ۰٫۰۱  | ۰     | ۰٫۰۴  | ۰٫۰۴  | ۰     |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | ۰٫۰۵  | ۰٫۰۱  | ۰     | ۰٫۰۱  | ۰     | ۰     | ۰     | ۰٫۰۵  |
| FeO                                | ۲۲٫۹۶ | ۲۳٫۳۴ | ۱۹٫۷۲ | ۲۴٫۱۴ | ۲۳٫۷۱ | ۲۲٫۶۹ | ۲۳٫۴۱ | ۲۲٫۳۵ |
| MnO                                | ۰٫۶۵  | ۰٫۶۵  | ۰٫۵۴  | ۰٫۵۷  | ۰٫۵۵  | ۱٫۰۷  | ۱٫۱۹  | ۱     |
| MgO                                | ۱۷٫۵۸ | ۱۷٫۰۶ | ۱۸٫۸۶ | ۱۷٫۱۶ | ۱۷٫۲۳ | ۱۷٫۳۹ | ۱۸٫۱۹ | ۱۸٫۹۹ |
| CaO                                | ۰٫۱۸  | ۱     | ۰٫۲۴  | ۰٫۲۶  | ۰٫۳۴  | ۰٫۲۱  | ۰٫۰۴  | ۰٫۱۸  |
| Na <sub>2</sub> O                  | ۰٫۰۲  | ۰٫۰۱  | ۰٫۰۴  | ۰٫۰۴  | ۰٫۰۴  | ۰٫۰۲  | ۰     | ۰٫۰۲  |
| K <sub>2</sub> O                   | ۰٫۰۸  | ۰     | ۰٫۲۹  | ۰٫۱۶  | ۰٫۱۲  | ۰٫۰۸  | ۰     | ۰٫۰۶  |
| NiO                                | ۰٫۰۲  | ۰     | ۰     | ۰     | ۰٫۰۲  | ۰٫۰۵  | ۰٫۰۴  | ۰٫۰۱  |
| Total                              | ۸۷٫۵۰ | ۸۶٫۹۷ | ۸۳٫۲۱ | ۸۸٫۰۷ | ۸۷٫۹۷ | ۸۵٫۲۵ | ۸۸٫۰۶ | ۸۷٫۹۷ |
| تعداد کاتیون‌ها بر اساس اتم اکسیژن |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Si                                 | ۵٫۶۳  | ۵٫۶۸  | ۶٫۳۵  | ۶٫۰۱  | ۶٫۰۴  | ۵٫۷۸  | ۵٫۸۶  | ۵٫۹۵  |
| Al <sup>IV</sup>                   | ۲٫۳۷  | ۲٫۳۳  | ۱٫۶۵  | ۱٫۹۹  | ۱٫۹۵  | ۲٫۲۳  | ۲٫۱۴  | ۲٫۰۵  |
| Al <sup>VI</sup>                   | ۲٫۳۳  | ۲٫۳۵  | ۱٫۹۶  | ۲٫۱۶  | ۲٫۲   | ۲٫۰۹  | ۴٫۰۹  | ۲٫۰۱  |
| Al                                 | ۴٫۶۹  | ۴٫۶۷  | ۳٫۶۱  | ۴٫۱۵  | ۴٫۱۵  | ۴٫۳۲  | ۶٫۲۳  | ۴٫۰۶  |
| Ti                                 | ۰     | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰۸ | ۰     | ۰٫۰۰۱ |
| Fe                                 | ۴٫۰۲  | ۴٫۱۱  | ۳٫۵۷  | ۴٫۲۱  | ۴٫۱۴  | ۴٫۰۹  | ۵٫۶۶  | ۳٫۸۹  |
| Cr                                 | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۰۱ | ۰     | ۰٫۰۰۲ | ۰     | ۰     | ۰     | ۰٫۰۰۹ |
| Mn                                 | ۰٫۱۱  | ۰٫۱۲  | ۰٫۰۹  | ۰٫۱۰  | ۰٫۰۹  | ۰٫۱۹  | ۰٫۲۱  | ۰٫۱۷  |
| Mg                                 | ۵٫۴۸  | ۵٫۳۶  | ۶٫۰۹  | ۵٫۳۴  | ۵٫۳۵  | ۵٫۶۰  | ۵٫۶۶  | ۵٫۸۹  |
| Ca                                 | ۰٫۰۴  | ۰٫۰۳  | ۰٫۰۵  | ۰٫۰۶  | ۰٫۰۸  | ۰٫۰۵  | ۰     | ۰٫۰۴  |
| Na                                 | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۱۷ | ۰٫۰۱۵ | ۰٫۰۱۵ | ۰٫۰۰۷ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۱  |
| K                                  | ۰٫۰۲۱ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۸  | ۰٫۰۴  | ۰٫۰۳  | ۰٫۰۲  | ۰     | ۰٫۰۱  |
| O                                  | ۳۶    | ۳۶    | ۳۶    | ۳۶    | ۳۶    | ۳۶    | ۳۶    | ۳۶    |



شکل ۸ کانی‌های کلریت در سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده  
تتماج از نوع پیکنوکلریت و پنینیت هستند [۹].

#### ۴-۱-۱- دگرسانی کلریتی-اپیدوتی

این نوع دگرسانی به صورت نا یکنواخت و با گسترش زیاد در آندزیت‌ها، آندزیت‌های بازالتی و بازالت‌های منطقه مشاهده می‌شود. وجود درز و شکاف‌های موجود در این سنگها شرایط گذر گرماییها را فراهم کرده‌اند. به طوری که در این زون رگه‌های پر شده به وسیله کوارتز، کلسیت و اپیدوت به فراوانی قابل مشاهده است. دگرسانی در این زون منجر به کلریتی شدن کانیهای فرومنیزین (اوژیت و منیزیوهورنبلند) شده و در برخی از بخشها شدت دگرسانی به حدی است که کانی اولیه آن قابل تشخیص نیست. پلاژیوکلازها از مرکز به اپیدوت تبدیل شده‌اند و در برخی نمونه‌ها فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به طور کامل به وسیله اپیدوت جایگزین شده‌اند. نتایج آنالیز مودال مشخص کرد که سنگهای مربوط به این زون دارای ۱۴٪ کانی‌های مافیک تجزیه شده به کلریت و هماتیت، ۴۱٪ پلاژیوکلاز تجزیه شده به اپیدوت و کلریت، ۶٪ کلسیت، ۳٪ اپیدوت، ۲٪ کلریت، ۳۳٪ میکروولیت پلاژیوکلاز و ۱٪ کدر هستند. اپیدوت به صورت پیستاسیت و زوئیزیت در نمونه‌ها حضور دارد و به نظر می‌رسد که کانیهای یاد شده بنابر واکنش‌های زیر در سنگ‌های بازیک منطقه به وجود آمده باشند [۸]:



نتایج تجزیه ریزپردازشی کانیهای کلریت و فرمول ساختاری آنها بر پایه ۳۶ اتم اکسیژن محاسبه و در جدول ۳ ارائه شده‌اند. کلریت‌های مورد مطالعه از میزان Fe پایینی برخوردارند و روی نمودار  $\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}$  نسبت به Si [۹] در قلمرو کلینوکلر و پنینیت قرار می‌گیرند (شکل ۸). به عقیده اوانز [۱۰] کلریت‌های ثانویه یا از دگرسانی کانیهای مافیک موجود در سنگ تشکیل می‌شوند و یا به واسطه ورود آهن و منیزیوم به سنگ به وسیله گرماییها به وجود می‌آیند. کریم‌پور [۱۱] علت کلریتی شدن سنگهای آذرین را حضور شاره‌های غنی از Fe, Mg و Al و قرار گرفتن در دمای بین ۲۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد بیان می‌کند. وایت و هدنگویست [۱۲] نیز خاطر نشان می‌کنند که حضور مجموعه کانیهای همزیست کلریت، اپیدوت، کلسیت و آمفیبول نشانگر عملکرد آگونئی با PH خنثی در سنگ میزبان می‌باشد.

## ۴-۱-۲- دگرسانی اپیدوتی

زون‌های اپیدوتی شده با حضور سنگهای آتشفشانی غنی از اپیدوت در منطقه مشخص می‌شوند. سنگهای مربوط به این زون را بازالت‌های آندزیتی حفره‌دار تشکیل می‌دهند که دارای تخلخل بالایی هستند. منافذ موجود در این سنگها گذرگاههای مناسبی برای گذر گرمابها در جریان دگرسانی بوده‌اند. بیشتر پژوهشگران بر این باورند که شاره‌های غنی از Ca می‌توانند باعث اپیدوتی شدن سنگ میزبان شوند [۱۱ و ۱۳]. به عقیده سیفرید و همکاران [۱۴] در اثر واکنشهای تثبیت Ca در سنگ،  $H^+$  تولید شده و باعث شستشوی فلزی و اپیدوتی شدن سنگ میزبان می‌شود. کانی اپیدوت در این سنگها جانشین پلاژیوکلاز و کانیه‌های مافیک (اویژیت و منیزیوهورنبلند) شده است و در زمینه سنگ نیز به فراوانی یافت می‌شود. سنگهای آتشفشانی این زون حدود ۷۴٪ اپیدوت، ۲٪ پلاژیوکلاز، ۲۳٪ کوارتز و ۱٪ کانی‌های تیره دارند و به علت فراوانی اپیدوت به رنگ سبز روشن دیده می‌شوند.

نتایج تجزیه ریزپردازشی اپیدوت و فرمول ساختمانی این کانی که بر پایه ۱۳ اتم اکسیژن محاسبه شده، در جدول ۴

ارائه شده است. چنانکه در این جدول مشاهده می‌شود مقدار پیستاسیت در اپیدوت‌های منطقه در حدود ۰/۳ تا ۰/۴ درصد مولی است.

## ۴-۱-۳- دگرسانی هماتیتی

سنگهای آتشفشانی هماتیتی شده با روند تقریباً خاوری-غربی، به موازات زون‌های اپیدوتی شده، رخنمون‌های قابل توجهی را در سطح منطقه به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۷). در این سنگها هماتیت جانشین کانیه‌های فرومنیزین شده و در زمینه سنگ نیز به فراوانی قابل مشاهده است. حضور هماتیت به این سنگها رنگ ارغوانی بخشیده است. معمولاً در سنگهای این زون علاوه بر هماتیت، کلسیت و اپیدوت نیز حضور دارد و به نظر می‌رسد هماتیتی شدن به واسطه نفوذ آبگونیهای غنی از Ca-Fe-Mg [۱۵] در آندزیت‌های بازالتی و بازالت‌های منطقه تتماج به وجود آمده باشد. همزیستی هماتیت و کربنات در این سنگها نشان می‌دهد که خاستگاه احتمالی شاره، آب‌های جوی بوده و در زمان دگرسانی، شرایط اکسایش و فوگاسیته بالا بر محیط حاکم بوده است [۱۵].

جدول ۴ نتایج تجزیه ریزپردازشی اپیدوت در یک سنگ آندزیت (آهن کل به صورت  $Fe_2O_3$  محاسبه شده است).

| نوع سنگ                              | An     | An     |
|--------------------------------------|--------|--------|
| شماره نمونه                          | ۸۴TA   | ۸۴TA   |
| SiO <sub>2</sub>                     | ۳۷,۰۳۸ | ۳۶,۴۱۶ |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | ۲۲,۷۱۸ | ۱۹,۴۹۱ |
| TiO <sub>2</sub>                     | ۰,۰۰۴  | ۰,۰۶۳  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | ۰      | ۰,۰۱   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | ۱۳,۶۰۸ | ۱۸,۴۰۲ |
| MnO                                  | ۱,۳۱۸  | ۰,۱۶   |
| MgO                                  | ۰,۰۰۹  | ۰,۰۲۱  |
| CaO                                  | ۲۱,۱۱۹ | ۲۳,۱۱۲ |
| Na <sub>2</sub> O                    | ۰      | ۰,۰۱۶  |
| NiO                                  | ۰,۰۱   | ۰      |
| Total                                | ۹۵,۸۲۴ | ۹۷,۶۹۱ |
| فرمول ساختمانی بر اساس ۱۳ اتم اکسیژن |        |        |
| Si                                   | ۳,۲۴۷  | ۲,۷۶۳  |
| Al                                   | ۲,۳۴۸  | ۲,۹۵۷  |
| Fe <sup>3+</sup>                     | ۱,۰۵۵  | ۳۳۱    |
| Mg                                   | ۰,۰۹۷  | ۰,۰۱۲  |
| Ca                                   | ۰,۰۰۱  | ۰,۰۰۱  |
| Ps                                   | ۰,۳    | ۰,۴    |

## ۴-۲- خاستگاه شاره

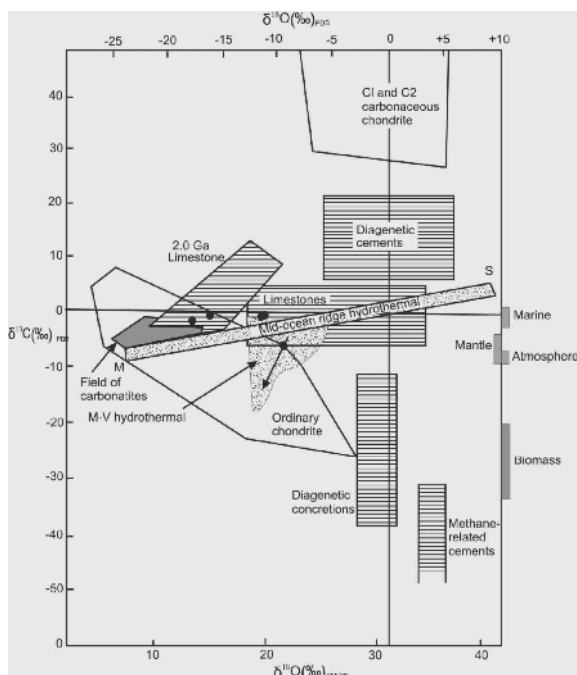
بنابر نظر فار [۱۶] ترکیب ایزوتوپی آب وابسته به تشکیل کانسارهای گرمابی و دگرسانی سنگ دیواره وابسته به آن را به دو صورت مختلف می‌توان ارزیابی کرد: (۱) از طریق تجزیه آب به دام افتاده در شاره‌های نفوذی، و (۲) از طریق محاسبه مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta\text{D}$  شاره آبگینی که اکسیژن و هیدروژن را با کانی‌ها در دمایی خاص متعادل کرده است. اوهموتو [۱۷] و اوهموتو و رای [۱۸] نیز عقیده دارند که با این روش‌ها امکان تعیین خاستگاه و ترکیب ایزوتوپی آبی که در ته‌نشست کانسنگ و دگرسانی سنگ‌دیواره مشارکت داشته است وجود دارد. با توجه به این شواهد و به منظور تعیین خاستگاه گرماب که باعث دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی تتماج شده است، نمونه‌هایی از کلسیت‌های گرمابی همزیست با اپیدوت و کلریت موجود در زون کلریت-اپیدوت که حفره‌های و رگه‌ها را پر کرده بودند، از سنگ جدا و با استفاده از طیف‌سنج جرمی به روش EA-IRMS در آزمایشگاه ایزوتوپ‌های پایدار بخش زمین‌شناسی و ژئوفیزیک دانشگاه A&M تگزاس آمریکا مورد بررسی ایزوتوپی قرار گرفتند. نتایج این آزمایش‌ها در جدول ۵ ارائه شده‌اند. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  کلسیت‌های یاد شده از  $-9/2\text{‰}$  تا  $-11/3\text{‰}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  آن‌ها از  $-2/02$  تا  $-6/02$  تغییر می‌کند. خطای تجزیه در طول آزمایش  $0/5\text{‰}$  محاسبه شده است.

شکل ۹ مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  نسبت به  $\delta^{13}\text{C}$  را برای ترکیبات کربناته در محیط‌های مختلف نشان می‌دهد [۱۹-۲۵]. در این نمودار محور X بر حسب دو استاندارد، مدرج شده است. در بخش پایین نمودار، مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  بر پایه استاندارد SMOW (Standard Mean Ocean Water) و در بخش بالا بر پایه استاندارد PDB (Pee Dee Belemnite) معرفی شده است. مقدار  $\delta^{13}\text{C}$  نیز روی محور Y بر پایه استاندارد PDB تعیین شده است. ترکیب ایزوتوپی تعدادی از مخازن کربن در سمت راست نمودار مشخص شده‌اند. چنانکه ملاحظه می‌شود ترکیب ایزوتوپی کربنات‌های دریایی در گستره باریکی از تغییرات  $\delta^{13}\text{C}$  ( $0/56 \pm 1/55\text{‰}$ ) قرار می‌گیرد. همچنین گستره ترکیب‌های ایزوتوپی کربنات‌های ته‌نشستی کلسیت‌های گرمابی پشته‌های میان اقیانوسی با دو خاستگاه گوشته‌ای (قطب M) و آب دریا (قطب S)، کلسیت‌های گرمابی از نوع دره می‌سی‌سی‌پی (M-V hydrothermal) و ترکیب‌های کندریتی در این نمودار مشخص شده است. مقادیر ایزوتوپی  $\delta^{13}\text{C}$  در کلسیت‌های گرمابی زون کلریت-اپیدوت سنگ‌های آتشفشانی بازیک تتماج

در گستره  $0/56 \pm 1/55\text{‰}$  که معرف کربنات‌های دریایی است [۱۶] قرار می‌گیرند. به این ترتیب می‌توان به این نتیجه رسید که کلسیت‌های گرمابی موجود در این سنگ‌ها، خاستگاه زیردریایی داشته و دگرسانی زون کلریت-اپیدوت در مرحله فوران زیردریایی و تحت تأثیر آب دریا به وجود آمده است.

جدول ۵ ترکیب ایزوتوپی کلسیت‌های هیدروترمال که بر اساس استاندارد PDB اندازه‌گیری شده‌اند.

| شماره نمونه | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ |
|-------------|-----------------------|-----------------------|
| TA۱۰        | -۶/۰۲                 | -۹/۲۸                 |
| TA۴۷        | -۲/۶۴                 | -۱۸/۳                 |
| TA۲۶        | -۰/۵۶                 | -۱۱/۲۴                |
| TA۶۰        | -۱/۴۷                 | -۱۵/۹۶                |
| TA۶۷        | -۲/۰۲                 | -۱۱/۳۶                |



شکل ۹ ترکیب  $\delta^{18}\text{O}$  در مقابل  $\delta^{13}\text{C}$  کربنات‌ها در محیط‌های مختلف [۱۹]. مقادیر کربنات‌های رسوبی (مناطق هاشور خورده) از هادسون [۲۰] و بیکر و فلیک [۲۱]، کلسیت‌های هیدروترمال پشته‌های میان اقیانوسی از استیکز و انیل [۲۲]، کلسیت‌های هیدروترمال نوع دره می‌سی‌سی‌پی از ریچاردسن و همکاران [۲۳]، ترکیب کندریت از رایت و همکاران [۲۴] و محدوده کربنات‌ها از دینز و گلد [۲۵]. با توجه به مقدار  $\delta^{13}\text{C}$  در کربنات‌های دریایی که برابر  $0/56 \pm 1/55\text{‰}$  است [۱۶] می‌توان نتیجه گرفت که کلسیت‌های موجود در زون دگرسانی کلریت-اپیدوت منطقه تتماج در محدوده کربنات‌های دریایی قرار می‌گیرند.

دگرسانی احتمالاً در دو مرحله سنگهای منطقه را تحت تأثیر قرار داده باشد. سنگهای زون کلریت-اپیدوت در مرحله اول و در شرایط زیردریایی در اثر نفوذ آب دریا دگرسان شده‌اند و سنگهای زون هماتیته که بر خلاف دو زون دیگر در شرایط اکسایش و تحت تأثیر آبهای جوی تشکیل شده‌اند در مرحله بعدی و احتمالاً پس از خروج سنگ‌ها از آب به وجود آمده‌اند.

#### ۴-۳- دمای شاره

برای تعیین دمای دگرسانی سنگهای منطقه تتماج از دمای تشکیل کانی کلریت و گستره دمای پایداری سایر کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها استفاده شده است. با توجه به همراهی کانی‌های کلریت، اپیدوت و اکتینولیت در سنگهای دگرسان شده منطقه، به نظر می‌رسد فرایند دگرسانی در شرایط حاکم بر رخساره شیست سبز رخ داده باشد. گستره دما-فشار کانی‌های رخساره شیست سبز با رنگ تیره در شکل ۱۰ نشان داده شده است [۲۶ و ۲۷]. استفاده از زمین‌دماسنج کادلینیو و نیوا [۲۸] و کادلینیو [۲۹] که بر پایه افزایش سیستماتیک مقدار  $Al^{IV}$  کلریت با افزایش دما طراحی شده، نشان می‌دهد که کانی‌های کلریت موجود در سنگهای منطقه در دمایی حدود  $240^{\circ}C$  تا  $300^{\circ}C$  تشکیل شده‌اند (شکل ۱۱). بنابر عقیده شیفمن و فردلیفسن [۳۰] چنانچه ترکیب کلریت به سمت کلینوکلر و پنینیت سوق یابد، به طور قطع دمای تشکیل آن بین  $245-265^{\circ}C$  خواهد بود. با وجود این کاریتات و همکاران [۳۱] و بیس و همکاران [۳۲] عقیده دارند که ترکیب کلریت به تنهایی برای تعیین دمای دگرسانی سنگ مناسب نیست و لذا باید از زمین-دماسنج کلریت با احتیاط استفاده کرد. به همین منظور برای اطمینان بیشتر دمای دگرسانی سنگهای منطقه از روی گستره پایداری کانیهای ثانویه همراه با کلریت نیز تعیین شده است. بیشتر پژوهشگران اعتقاد دارند که اپیدوت در دمای بالاتر از  $250^{\circ}C$  تشکیل می‌شود [۲۶ و ۳۳] ولی به عنوان مثال چو و همکاران [۳۴] و ریز [۳۵] عقیده دارند که کانی‌های اپیدوت در دمای  $200^{\circ}C$  نیز قادر به تشکیل هستند.

بر پایه بررسیهای که تا کنون روی کانیهای گرمابی انجام شده است، گستره دمای پایداری کلریت بین  $300-90^{\circ}C$ ، اپیدوت  $300-220^{\circ}C$ ، کوارتز  $300-75^{\circ}C$ ، اکتینولیت  $300-250^{\circ}C$  و کلسیت  $300-60^{\circ}C$  متغیر است [۳۶] (شکل

علاوه بر داده‌های ایزوتوپی بالا، شواهد صحرایی زیر نیز حکایت از این دارند که عامل دگرسانی سنگهای زون کلریت-اپیدوت منطقه تتماج، آب دریا بوده که در زمان فعالیت آتشفشانی، با نفوذ و چرخش در سنگ‌های آتشفشانی باعث تجزیه آن‌ها شده است:

- سنگ‌های آتشفشانی و تهنشستی به صورت متناوب در منطقه حضور دارند و وجود لایه‌بندی منظم در آن‌ها دلالت بر زیر آبی بودن فوران‌ها دارد.

- فسیلهای موجود در سنگهای آهکی نشان می‌دهد که این موجودات در یک محیط زیردریایی نزدیک به ساحل می‌زیسته‌اند.

- حضور میکروفاسیسهای ریف مرجانی و لاگونی در سنگهای آهکی که به صورت بین لایه‌ای با سنگ‌های آتشفشانی منطقه رخنمون دارند نشان می‌دهد که این مجموعه در یک محیط زیردریایی نزدیک به ساحل تشکیل شده است.

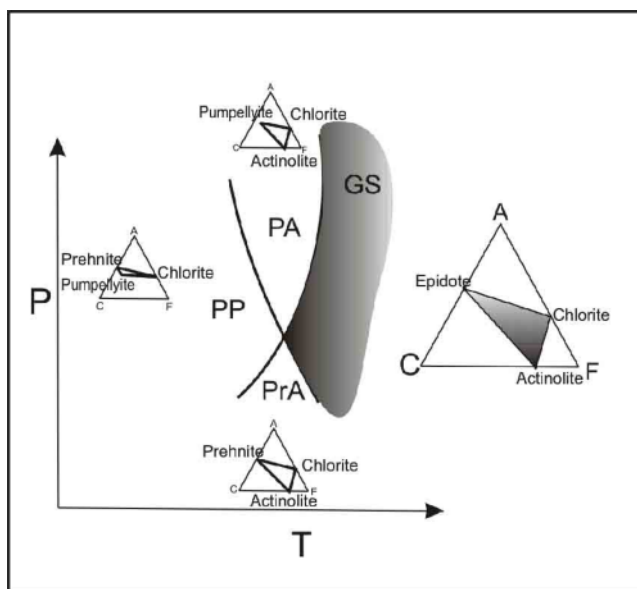
- آثار دگرسانی در طبقات تهنشستی روی گدازه‌ها مشاهده نمی‌شود که این امر می‌تواند دلالت بر رخداد دگرسانی حین فعالیتهای آتشفشانی داشته باشد. به عبارتی پس از حاکم شدن آرامش بر محیط و توقف فعالیتهای آتشفشانی که خود با تهنشستی سنگهای آهکی فسیل‌دار توام بوده است، فعالیتهای دگرسانی نیز متوقف شده است.

- تکه‌پاره‌های گدازه گرد شده موجود در قاعده طبقات تهنشستی، سالم‌اند و در آن‌ها آثار دگرسانی مشاهده نمی‌شود (شکل ۵). با توجه به این که این تکه پاره‌ها از بالاترین بخش هر روانه آتشفشانی مشتق شده‌اند و از طرفی شدت دگرسانی نیز از بالا به طرف پایین توالی آتشفشانی افزایش می‌یابد، لذا به نظر می‌رسد همزمان با رخداد فرایند دگرسانی در بخشهای تحتانی توالی، بخشهای فوقانی آن در تماس با آب دریا تا حدی تکه تکه شده و با تهنشستهای کربناتی فسیل‌دار دریایی سیمان شده باشند. عدم تأثیر فرایند دگرسانی روی تکه پاره‌های موجود در آهک‌ها، گویای توقف دگرسانی در مرحله تهنشستی آهکها و پس از آن است، و به عبارتی حاکی از همزمانی فرایندهای دگرسانی و آتشفشانی است.

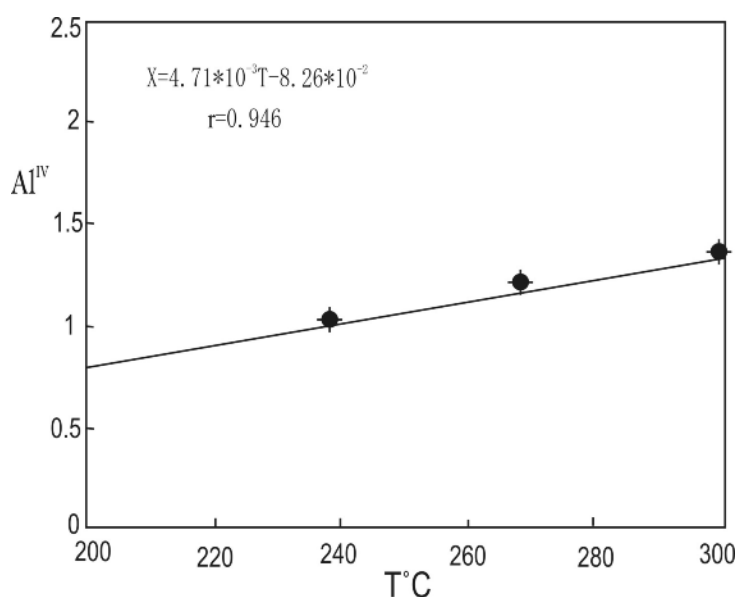
با توجه به شباهت کانی‌شناسی بین سنگهای زون دگرسانی کلریت-اپیدوت با زون دگرسانی اپیدوت و اختلاف آنها با سنگهای زون هماتیته، به نظر می‌رسد که فرایند

این گستره دمایی با دمای محاسبه شده با دمای محاسبه شده با دماسنج کلریت همخوانی مناسبی نشان می‌دهد.

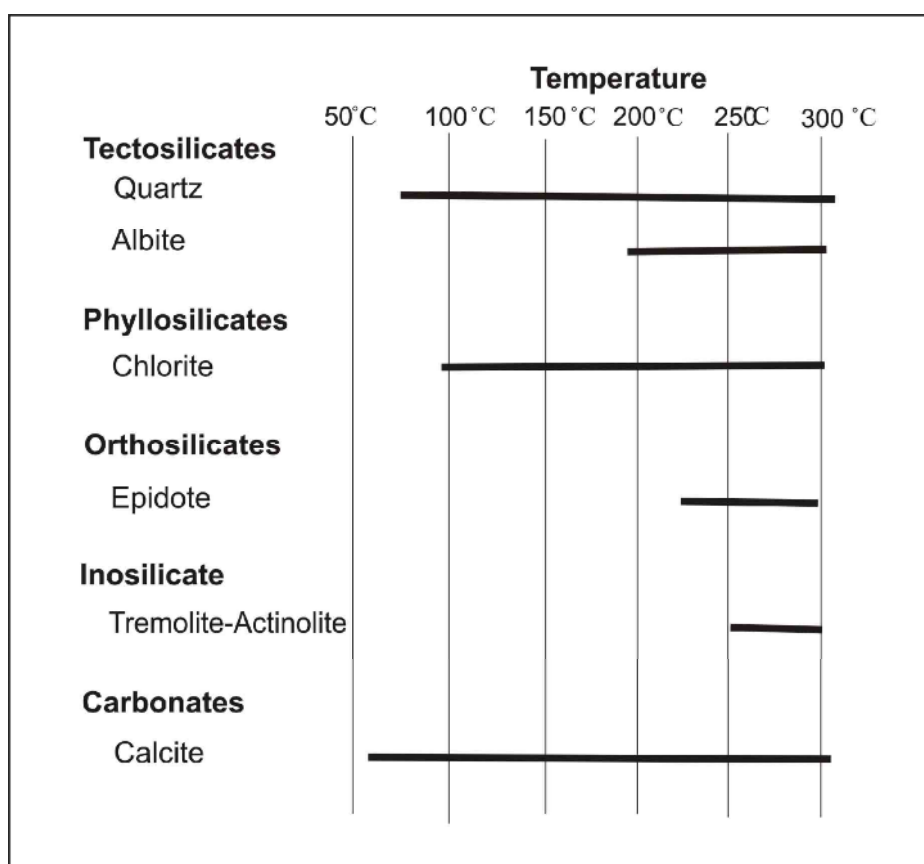
۱۲). با توجه به همراهی کانیهای کلریت، اپیدوت و اکتینولیت در سنگهای دگرسان شده منطقه می‌توان دمای دگرسانی این سنگ‌ها را بین ۲۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد در نظر گرفت که



شکل ۱۰ نمودار ACF که در آن گستره پایداری کانیهای مربوط به هر یک از رخساره‌های شیست سبز (GS)، پرهنیت-پمپلایت (PP)، پرهنیت-اکتینولیت (PrA) و پمپلایت-اکتینولیت (PA) مشخص شده است. همچنین قلمرو پایداری این رخساره‌ها روی نمودار دما-فشار در سمت چپ شکل نشان داده شده است [۲۶ و ۲۷]. چنانکه مشاهده می‌شود گستره پایداری کانیهای موجود در سنگهای آتشفشانی منطقه مورد مطالعه (رخساره شیست سبز) با رنگ تیره در شکل مشخص شده است.



شکل ۱۱ زمین-دماسنجی کلریت با استفاده از روش کادلینو و همکاران [۲۹ و ۲۸]. چنانکه در شکل مشاهده می‌شود کلریت‌های منطقه در دمای بین ۲۴۰ تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند.



شکل ۱۲ گستره دمای تشکیل کانیهای تشکیل دهنده سنگهای آتشفشانی تتماج که بخشی از نتایج تحقیقات بالانگ است [۳۶]. با توجه به پاراژنز سنگهای دگرسان منطقه، دمای تشکیل کانیهای دگرسان بین ۲۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد ارزیابی می‌شود.

## ۵- برداشت

برداشتهای حاصل از بررسی دگرسانی و زمین‌دماسنجی سنگهای آتشفشانی- تهنشستی منطقه تتماج به شرح زیراند:

- وجود بین لایه‌هایی از سنگهای تهنشستی در بین روانه‌های آتشفشانی دلالت بر تناوب فعالیت‌های آتشفشانی و تهنشستی در منطقه دارد.

- فسیلهای موجود در سنگهای آهکی نشان می‌دهد که سن مجموعه آتشفشانی- تهنشستی تتماج الیگوسن است.

- حضور میکروفاسیسهای ریف مرجانی و لاگونی در سنگهای آهکی منطقه حاکی از آن است که یک محیط زیردریایی نزدیک به ساحل در زمان تشکیل این سنگها حاکم بوده است.

- بررسیهای صحرایی، میکروسکوپی و نتایج حاصل از پراش پرتو X نشان داد که سنگهای آتشفشانی این مجموعه در حد رخساره شیبست سبز، دستخوش دگرسانی گرمایی (پروپلیتی) نا

یکنواخت و گسترده شده‌اند، و کانیهای ثانویه آلبیت، اپیدوت، همتایت، کلریت، اکتینولیت، کلسیت، کوارتز و سیرسیت در آنها تشکیل شده‌اند.

- بررسی‌های سنگ‌شناختی نشان می‌دهد که سنگهای آتشفشانی به سه صورت دستخوش دگرسانی شده‌اند: الف) دگرسانی فراگیر ب) دگرسانی انتخابی ج) دگرسانی پرکننده رگه‌ها و رگچه‌ها.

- نتایج آنالیز ریزپردازشی نشان داد که پلاژیوکلازهای مورد آزمایش در منطقه از نوع آلبیت، کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت و کلریت‌ها به صورت کلینو کلو و پیکنوکلویت در سنگ حضور دارند.

- ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار کلسیت‌های گرمایی زون دگرسانی کلریت-اپیدوت نشان داد که خاستگاه شاره عامل دگرسانی این زون آب دریا بوده است.

[7] Loeblich A., Tappan H., "Foraminiferal genera and their classification", Van nostrand reinhold (1988).

[8] Titley S.R., Beane R.E., "Porphyry cooper deposits", Economic Geology 75<sup>th</sup> Ann. (1981) PP. 214-269.

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

[10] Evans A.M., "Ore geology and industrial minerals: Blackwell-Sci", Pub. (1992) p.390.

[۱۱] کریم‌پور م.ح، سعادت س.، "زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی"، نشر مشهد، (۱۳۸۱) ۵۳۵ ص.

[12] White N.C., Hedenquist J.W., "Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration", Society of Economic Geologists Newsletter 23 (1995) 1-13.

[13] Skirrow R.G., Franklin J.M., "Silicification and Metal Leaching in Semiconformable alteration beneath the Chisel lake massive sulfide deposit, Snow lake, Manitoba", Economic Geology 89 (1994) 31-50.

[14] Seyfried W.E., Jr. Janecky D.R., "Heavy metal and sulfur transport during subcritical and supercritical hydrothermal alteration of basalt: Influence of fluid pressure and basalt composition and crystallinity", Geochimica et Cosmochimica Acta 49 (1985) 2545-2560.

[15] Dalstra H., Guedes S., "Giant hydrothermal hematite deposits with Mg-Fe metasomatism a comparison of the Carajas, Hamersley, and other Iron", Geology 99 (2004) pp. 1793-1800.

[16] Faure G., "Principles of isotope geology", 2nd Edition, John Wiley and Sons, New York, (1986) p.589.

[17] Ohmoto H., "Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits", Economic Geology 67 (1972) pp. 551-578.

[18] Ohmoto H., and Rye R.O., "Isotopes of sulfur and carbon". In H. L. Barnes, ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd ed., John Wiley, New York (1979) p 798.

[19] Rollinson H.R., "Using geochemical data: evaluation presentation interpretation", Longman group UK Ltd, (1993) p. 352.

[20] Hudson J.D., "Stable isotopes limestone lithification", Journal of Geological Society of London 133 (1977) 637-660.

- با توجه به شباهت کانی‌شناسی بین سنگهای زون دگرسانی کلریت-اپیدوت با زون دگرسانی اپیدوت و اختلاف آنها با سنگهای زون هماتیتی، به نظر می‌رسد که فرایند دگرسانی احتمالاً در دو مرحله سنگهای منطقه را تحت تأثیر قرار داده باشد. سنگهای زون کلریت-اپیدوت در مرحله اول و در شرایط زیردریایی تحت نفوذ آب دریا دگرسان شده‌اند و سنگهای زون هماتیتی که بر خلاف دو زون دیگر در شرایط اکسایش و تحت تأثیر آبهای جوی تشکیل شده‌اند، در مرحله بعدی و احتمالاً پس از خروج سنگها از آب به وجود آمده‌اند.

- بر پایه بررسیهای زمین-دماسنجی روی کانی کلریت و گستره دمای پایداری کانی‌های ثانویه دیگر موجود در سنگهای آتشفشانی تتماج، مشخص شد که این سنگها در گستره دمایی  $240^{\circ}\text{C}$  تا  $300^{\circ}\text{C}$  دگرسان شده‌اند.

#### قدردانی

این کار پژوهشی حاصل طرح تحقیقاتی "زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی تتماج (جنوب شرق کاشان)" به شماره پرونده ۶۱۰۵۰۲۶/۵۶/۰۴ است که با حمایت مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران انجام شده است. لذا بدینوسیله از همکاری ارزنده آن معاونت قدردانی می‌شود.

#### مراجع

[1] Stocklin J., "Geology of the area between Kashan, Ardestan, Isfahan. Iran oil Co", 108B, 13 (1954) 24.

[2] Pourhosseini F., "Petrogenesis of Iranian plutons: a study of the Natanz and Bazman intrusive complexes", P.h.D. Thesis University of Cambridge (1981) p. 315.

[۳] علایی مهابادی س.، خلعت بری جعفری م. (۱۳۷۷) نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهار گوش نطنز. ورقه شماره نطنز.

[۴] عمیدی س.م، امامی م.ه، زاهدی م.، زهره‌بخش ع.م. (۱۳۵۶) "نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ چهار گوش کاشان"، ورقه شماره F7.

[5] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K. and Gottardi. G., "Nomenclature of pyroxenes", Mineral. Mag. 65 (1988) 1-28.

[6] Fisher R.V., "Schmincke H.U Pyroclastic Rocks", Springer-Verlag, Berlin (1984) pp. 472.



- [29] Cathelineau M., *"The Hydrothermal alkali metasomatism effect on granitic rocks: Quartz dissolution and related subsolidus changes"*, Journal of Petrology 27(1986) 945-956.
- [30] Schiffman P., Fridleifsson G.O., *"The smectite to chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir Geothermal Field, Iceland: XRD, BSE, and electron microprobe investigations"*, Journal of Metamorphic Geology 9 (1991) 679-696.
- [31] Caritat P., Hutcheon I., Walshe J.L., *"Chlorite geothermometry: a review"*, Clay Mineralogy 41 (1993) 219-239.
- [32] Boyce A.J., Fulignati P., Sbrana A., *"Deep hydrothermal circulation in a granite intrusion beneath Larderello geothermal area (Italy): constraints from mineralogy, fluid inclusions and stable isotopes"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 126 (2003) 243-262.
- [33] Bird D.K., Schiffman P., Elders W.A., Williams A.E., McDowell S.D., *"calc-silicate mineralization in active geothermal system"*, Economic Geology 79 (1984) 671-695.
- [34] Cho. M., Liou J.G., Maruyama S., *"Transition from the zeolite to prehnite-pumpellyite facies in the Karmutsen metabasites, Vancouver Island, British Columbia"*, Journal of Petrology 27 (1986) 467-494.
- [35] Reyes A.G., *"Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 43 (1990) 279-309.
- [36] Balangué M.I.R.D., *"Chemical reaction path modeling of hydrothermal mineralization in the Tongonan geothermal field, Leyte (Philippines)"*, Geothermics 33 (2004) 143-179.
- [21] Baker A.J., Fallick A.E., *"Evidence from Lewisian limestones for isotopically heavy carbon in two-thousand-million-year-old sea water"*, Nature 337 (1989) 352-354.
- [22] Stakes D.S. and O'Neil J.R., *"Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered oceanic rocks"*, Earth and Planetary Science Letter 57 (1982) 285-304.
- [23] Richardson C.K., Rye R.O., Wasserman M.D., *"The chemical and thermal evolution of the fluids in the Cave-in-rock fluor spar district, Illinois: stable isotope systematics at the Deardorff mine"*, Economic Geology 83 (1988) 765-783.
- [24] Wright I.P., Grady M.M., Pillinger C.T., *"Carbon, Oxygen and nitrogen isotopic composition of possible martian weathering products in EETA 79001"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 52 (1988) 917-924.
- [25] Deines P., Gold D.P., *"The isotope composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotope composition of deep seated carbon"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 37 (1973) 1709-1733.
- [26] Liou J.G., Seki Y., Guillemette R., Sakai H., *"compositions and paragenesis of secondary minerals in the Onikobe geothermal system, Japan"*, Chemical Geology 49Z (1985) 1-37.
- [27] Bucher, K., Frey, M., *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer - Verlag, (1994) 318p.
- [28] Cathelineau M., Nieva D., *"A chlorite solid solution geothermometer, The Los Azufres (mexico) Geothermal system"*, Contribution to Mineralogy and Petrology 91 (1985) 235-244.