

## بررسی کانی‌شناسی و فرآیندهای موثر بر سنگ‌های آتشفشانی تاقدیس جهق (جنوب کاشان)

سید محسن طباطبایی‌منش\*، همایون صفایی و اکرم‌السادات میرلوحی  
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

### چکیده

تاقدیس جهق در ۴۰ کیلومتری جنوب کاشان و شرق روستای قهرود واقع شده است. سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین در هسته این تاقدیس برونزد دارند. بررسی کانی‌شناسی این سنگ‌ها نشان‌دهنده وقوع رخداد‌های دگرسانی و دگرگونی درجه ضعیف است. با این حال، بافت‌های اولیه به خوبی حفظ شده، ولی ترکیب کانی‌شناسی تغییر کرده است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها که غالباً پلاژیوکلاز و به‌ندرت کانی‌های فرومنیزین بوده‌اند، دگرسان شده‌اند. حضور کانی‌های ثانویه آلبیت، اپیدوت، کلریت و کلسیت بیانگر دگرگونی ضعیف این سنگ‌هاست. به دنبال نفوذ توده گرانیتوئیدی قهرود، سنگ‌های آتشفشانی نزدیک به توده حداکثر تا رخساره هورنبلندهورنفلس دگرگون شده‌اند که همراهی پلاژیوکلاز الیگوکلاز-آندزین با آمفیبول‌های فروشرماکیت با نزدیک‌تر شدن به توده نفوذی در سنگ‌های بخش غربی از جمله شواهد آن است.

واژه‌های کلیدی: پالئوزوئیک، تاقدیس جهق، دگرگونی، کاشان، کانی‌شناسی

### مقدمه

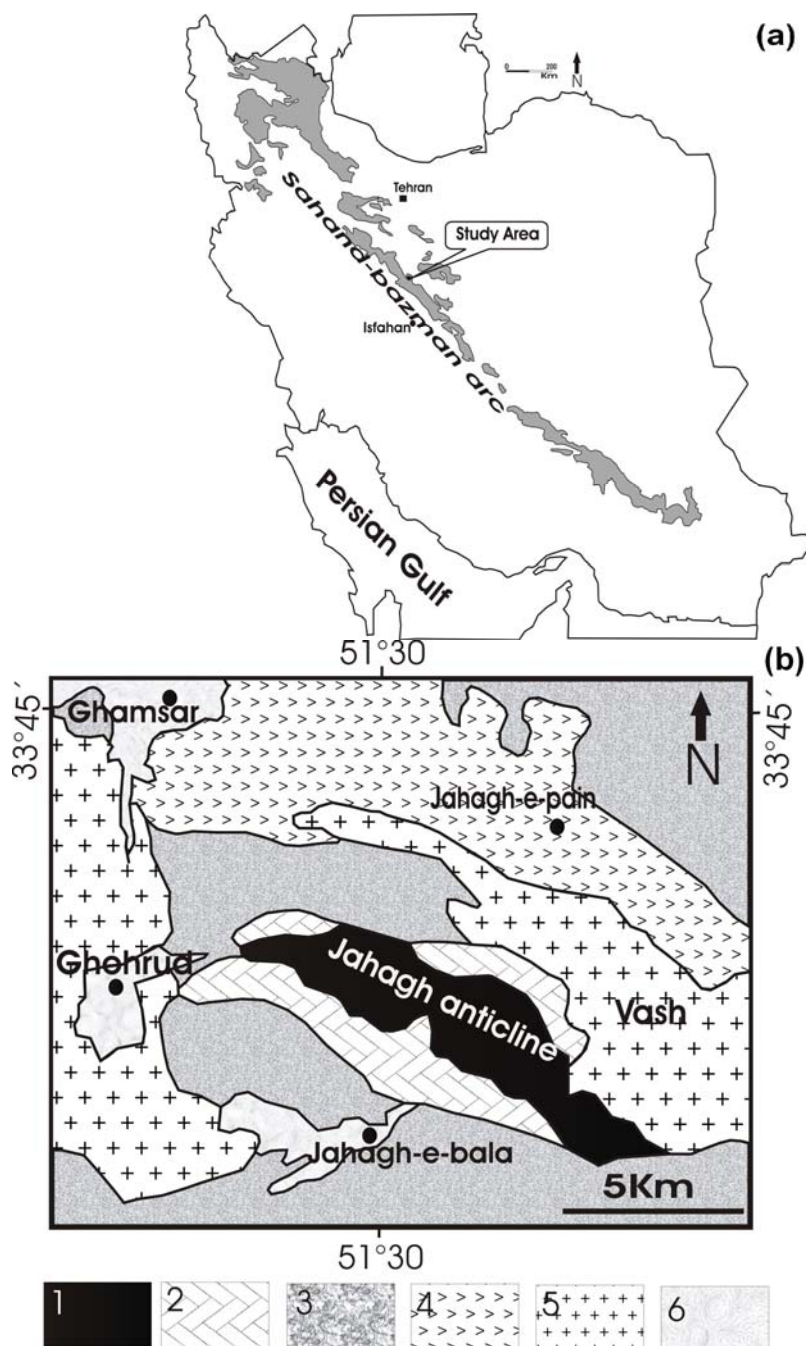
سن سیلورین معرفی شده است (خلعت‌بری جعفری و علائی مهابادی، ۱۳۷۷).

روند کلی تاقدیس جهق NW-SE بوده، ولکانیک‌ها، تشکیل‌دهنده هسته آن هستند. در یال‌های شمال‌شرق و جنوب‌غرب تاقدیس، افق ماسه سنگی نیور و سازندهای رسوبی پادها (ماسه‌سنگ) و بهرام (کربناته) به‌ترتیب تکرار می‌شوند. توده گرانیتوئیدی قهرود و هورنفلس‌های کوردیریت‌دار در سمت شرق و توده نفوذی وش به‌همراه هاله‌های دگرسانی و اسکارن‌ها در

در استان اصفهان، حدود ۴۰ کیلومتری جنوب کاشان (شکل ۱-a) و شرق روستای قهرود، بین عرض‌های شمالی  $33^{\circ} 38' 50''$  تا  $33^{\circ} 41' 30''$  و طول‌های شرقی  $51^{\circ} 26' 30''$  تا  $51^{\circ} 33' 50''$  تاقدیس جهق با هسته ولکانیک برونزد دارد. این تاقدیس بخشی از کوهستان قهرود بوده که در بخش‌های شمال شرقی زون ارومیه - دختر مستقر گردیده و هسته ولکانیک به‌عنوان قاعده سازند نیور و به

آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها پرداخته و در نهایت، درباره علل احتمالی تشکیل این کانی‌ها و فرآیندهای موثر بحث می‌شود.

سمت غرب و شمال این تاق‌دیس نمایان هستند (شکل ۱-ب). در این مقاله به بررسی این سنگ‌ها و معرفی کانی‌های موجود در آن‌ها بر اساس شواهد پتروگرافی و



شکل ۱- (a) نقشه ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه، (b) زمین‌شناسی ساده شده از منطقه بر اساس (زاهدی و عمیدی، ۱۳۷۷) (۱: سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک (سنگ‌های مورد مطالعه)، ۲: سنگ‌های رسوبی پالئوزوئیک (دونین)، ۳: سنگ‌های رسوبی مزوزوئیک، ۴: سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک (ائوسن)، ۵: توده‌های نفوذی سنوزوئیک (الیگوموسن و بعد از آن)، ۶: رسوبات کواترنری).

## روش انجام پژوهش

به منظور بررسی وسعت و گسترش ولکانیک‌ها و شناسایی راه‌های دسترسی به منطقه و نمونه‌برداری‌های هدف‌دار، ابتدا داده‌های رقومی ماهواره‌ای پردازش شدند و سپس مختصات جغرافیایی، راه‌های دسترسی به منطقه و محل رخنمون سنگ‌ها تعیین گردید. همچنین با ایجاد تصاویری با رنگ‌های مجازی بر اساس داده‌های رقومی ماهواره‌ای، محدوده‌های نمونه‌برداری مشخص و مختصات نقاط نمونه‌برداری شده نیز توسط گیرنده دستی GPS تعیین شد.

پس از برداشت‌های صحرائی و تهیه مقاطع نازک، مطالعات پتروگرافی با استفاده از میکروسکوپ‌های پلاریزان و انعکاسی مدل BH-2 در دانشگاه اصفهان انجام شد. به منظور انجام آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها تعدادی از مقاطع انتخاب و به مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران ارسال شد. آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها توسط دستگاه میکروپروب Cameca مدل SX-50 و با شرایط شدت جریان  $10\text{ nA}$  و ولتاژ شتاب دهنده  $15\text{ Kev}$  انجام شده است.

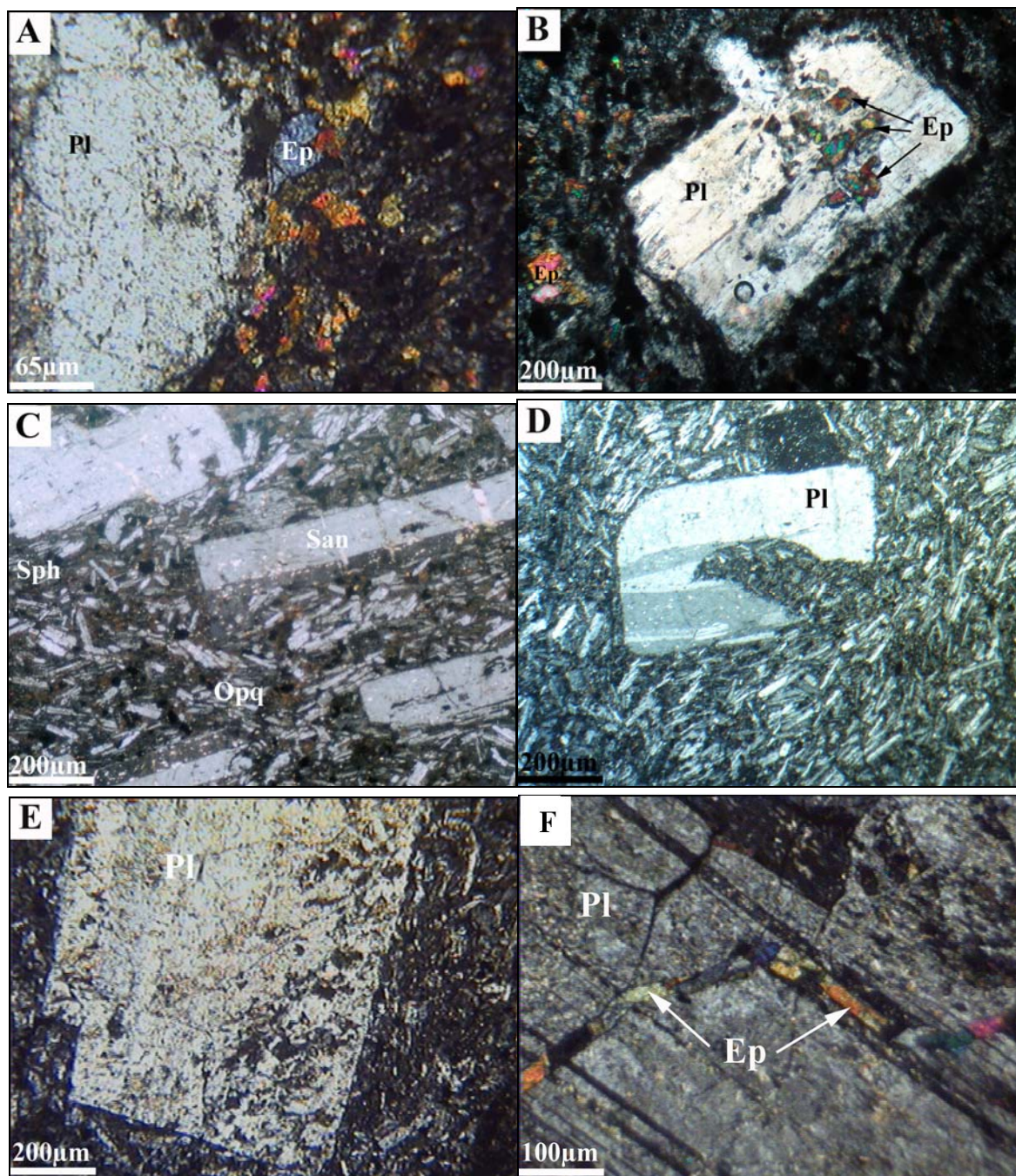
## کانی‌شناسی

در نمونه‌های دستی سنگ‌های آتشفشانی این منطقه، پورفیرهای پلاژیوکلاز با رنگ‌های سفید و اشکال مستطیلی در زمینه‌ای دانه‌ریز با رنگ‌های سیاه تا سبز به خوبی قابل تشخیص هستند. همچنین ساخت‌های بادامکی و جریان‌ی به همراه پورفیرهای کم تا زیاد در این سنگ‌ها قابل شناسایی است. در برخی از توده‌های سنگی، اپیدوتیزاسیون به وفور دیده می‌شود. بر اساس مطالعات میکروسکوپی بافت‌های موجود در این سنگ‌ها

عبارتند از: پورفیری، میکرولیتی-پورفیری، جریان‌ی، تراکی میکرولیتیک-پورفیری، بادامکی و بافت فرعی غربالی در پلاژیوکلازها.

فلدسپارها از فراوانترین کانی‌های موجود در این سنگ‌ها هستند که به صورت درشت‌بلور و میکرولیت‌های زمینه دیده می‌شوند. علاوه بر پلاژیوکلازها، سانیدین با ماکل کارلسباد، شکل سرنیزه‌ای و ظاهر شفاف خود شناسایی می‌شود که به صورت فنوکریست و یا به شکل میکرولیت در زمینه دیده می‌شود و در ایجاد بافت جریان‌ی نیز شرکت می‌کند. اکثر پلاژیوکلازها با دگرسانی سوسوریتی که از مهم‌ترین همراهان آن‌ها اپیدوت و کلسیت است، دیده می‌شوند. حواشی گردشده و خوردگی خلیجی در برخی از این کانی‌ها می‌تواند حاکی از افزایش دما و ذوب حاشیه بلورها در زمان تشکیل این کانی‌ها باشد (Tsuchiyama, 1985). حوادث تکتونیک باعث ایجاد خمیدگی و همچنین شکستگی ماکل پلاژیوکلازها شده که این شکستگی‌ها بعداً با ورود سیالات حاوی Ca و Fe توسط کانی‌های ثانویه‌ای همچون اپیدوت، کلسیت و هماتیت پر شده است.

تصاویر میکروسکوپی فلدسپارها در شکل ۲ آمده است. نتایج آنالیز نقطه‌ای تعدادی از فلدسپارها (پلاژیوکلازها و میکرولیت‌ها) به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جدول ۱ آورده شده است. در شکل ۳ نیز ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های ولکانیک منطقه جهق بر روی نمودار مثلثی ارتوز-آلبیت-آنورتیت نشان داده شده است. با توجه به شکل و از روی نتایج آنالیز نقطه‌ای مربوط به این کانی‌ها می‌توان پی‌برد که ترکیب فلدسپارها آلبیتی شده است.



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی مربوط به پلاژیوکلازهای موجود در ولکانیک‌های جهق، علائم اختصاری به کار رفته در تصویرها و جدول‌ها از Kretz (۱۹۸۳) است. (A)، (B) دگرسانی پورفیرهای پلاژیوکلاز و تشکیل اپیدوت، (C) سانیدین‌ها و بافت جریان‌ی، (D) خوردگی خلیجی در پلاژیوکلاز، (E) بافت غربالی پلاژیوکلاز، (F) رگه اپیدوتی که پلاژیوکلاز را قطع کرده است (XPL).

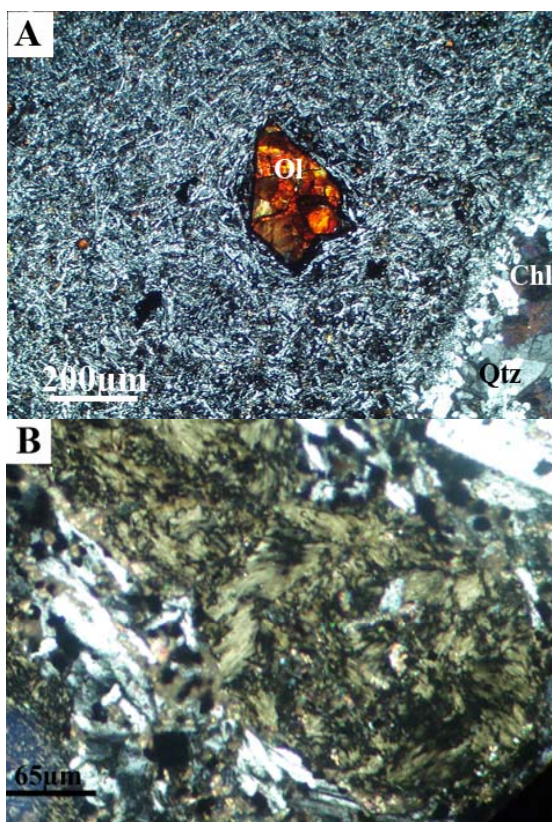
جدول ۱- نتایج آنالیز نقطه‌ای فلدسپارهای منطقه جهق و محاسبه فرمول ساختاری پلاژیوکلازها بر اساس ۸ اکسیژن.

| Sample                         | 2j-13 | 2j-13 | 2j-13  | 2j-13  | 2j-13 | 3j-14  | 3j-14  | 3j-14  | 3j-14 | 3j-14  | 3j-14 | 3j-14  | 3j-20 | 3j-20 | 3j-20 |
|--------------------------------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|
| Location                       | 1     | 2     | 3      | 5      | 6     | 1      | 2      | 3      | 4     | 5      | 6     | 7      | 1     | 2     | 3     |
| SiO <sub>2</sub>               | 67.90 | 69.17 | 69.32  | 64.36  | 68.25 | 68.15  | 68.20  | 67.60  | 67.20 | 68.17  | 67.27 | 68.16  | 68.14 | 68.24 | 68.21 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.00  | 0.00  | 0.07   | 0.07   | 0.02  | 0.00   | 0.07   | 0.02   | 0.05  | 0.01   | 0.05  | 0.04   | 0.04  | 0.04  | 0.01  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19.15 | 17.20 | 19.38  | 22.56  | 19.06 | 20.16  | 20.14  | 20.08  | 19.77 | 20.33  | 19.85 | 20.08  | 19.75 | 19.30 | 19.23 |
| FeO*                           | 0.10  | 0.05  | 0.07   | 0.27   | 0.30  | 0.06   | 0.03   | 0.25   | 0.39  | 0.19   | 0.14  | 0.10   | 0.03  | 0.29  | 0.00  |
| MgO                            | 0.00  | 0.00  | 0.06   | 0.12   | 0.35  | 0.00   | 0.00   | 0.07   | 0.16  | 0.00   | 0.00  | 0.07   | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| CaO                            | 0.75  | 0.11  | 0.05   | 0.86   | 0.50  | 0.35   | 0.43   | 0.48   | 0.43  | 0.38   | 0.40  | 0.44   | 0.57  | 0.43  | 0.33  |
| Na <sub>2</sub> O              | 11.65 | 12.20 | 12.12  | 10.39  | 11.36 | 11.69  | 11.61  | 11.37  | 11.87 | 11.15  | 11.82 | 11.31  | 11.19 | 10.88 | 11.89 |
| K <sub>2</sub> O               | 0.00  | 0.04  | 0.00   | 1.41   | 0.03  | 0.14   | 0.04   | 0.11   | 0.13  | 0.21   | 0.07  | 0.33   | 0.10  | 0.16  | 0.04  |
| Total                          | 99.55 | 98.77 | 101.07 | 100.03 | 99.87 | 100.55 | 100.51 | 100.04 | 99.99 | 100.43 | 99.61 | 100.52 | 99.82 | 99.34 | 99.71 |
| Si                             | 2.99  | 3.06  | 3.00   | 2.85   | 2.99  | 2.97   | 2.97   | 2.96   | 2.95  | 2.97   | 2.96  | 2.97   | 2.98  | 3.00  | 2.99  |
| Al                             | 0.99  | 0.90  | 0.99   | 1.17   | 0.98  | 1.03   | 1.03   | 1.04   | 1.02  | 1.04   | 1.03  | 1.03   | 1.02  | 1.00  | 0.99  |
| Ti                             | 0.00  | 0.00  | 0.00   | 0.00   | 0.00  | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00  | 0.00   | 0.00  | 0.00   | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0.00  | 0.00  | 0.00   | 0.01   | 0.01  | 0.00   | 0.00   | 0.01   | 0.01  | 0.01   | 0.01  | 0.00   | 0.00  | 0.01  | 0.00  |
| Mg                             | 0.00  | 0.00  | 0.00   | 0.01   | 0.02  | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.01  | 0.00   | 0.00  | 0.00   | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| Ca                             | 0.04  | 0.01  | 0.00   | 0.04   | 0.02  | 0.02   | 0.02   | 0.02   | 0.02  | 0.02   | 0.02  | 0.02   | 0.03  | 0.02  | 0.02  |
| Na                             | 0.99  | 1.05  | 1.02   | 0.89   | 0.97  | 0.99   | 0.98   | 0.97   | 1.01  | 0.94   | 1.01  | 0.96   | 0.95  | 0.93  | 1.01  |
| K                              | 0.00  | 0.00  | 0.00   | 0.08   | 0.00  | 0.01   | 0.00   | 0.01   | 0.01  | 0.01   | 0.00  | 0.02   | 0.01  | 0.01  | 0.00  |
| Cation                         | 5.01  | 5.01  | 5.01   | 5.05   | 5.00  | 5.01   | 5.00   | 5.01   | 5.04  | 4.99   | 5.03  | 5.00   | 4.98  | 4.97  | 5.02  |
| X                              | 3.98  | 3.96  | 3.99   | 4.02   | 3.98  | 4.00   | 4.00   | 4.00   | 3.98  | 4.01   | 3.99  | 4.00   | 4.00  | 4.00  | 3.99  |
| Z                              | 1.03  | 1.06  | 1.03   | 1.03   | 1.02  | 1.01   | 1.00   | 1.01   | 1.06  | 0.98   | 1.04  | 1.00   | 0.98  | 0.97  | 1.03  |
| Ab                             | 96.6  | 99.3  | 99.8   | 88.1   | 97.5  | 97.6   | 97.8   | 97.1   | 97.4  | 96.9   | 97.8  | 96.1   | 96.7  | 97.0  | 98.3  |
| An                             | 3.4   | 0.5   | 0.2    | 4.1    | 2.3   | 1.6    | 2.0    | 2.3    | 1.9   | 1.9    | 1.8   | 2.0    | 2.8   | 2.1   | 1.6   |
| Or                             | 0.0   | 0.2   | 0.0    | 7.8    | 0.2   | 0.8    | 0.2    | 0.6    | 0.7   | 1.2    | 0.4   | 1.9    | 0.5   | 0.9   | 0.2   |

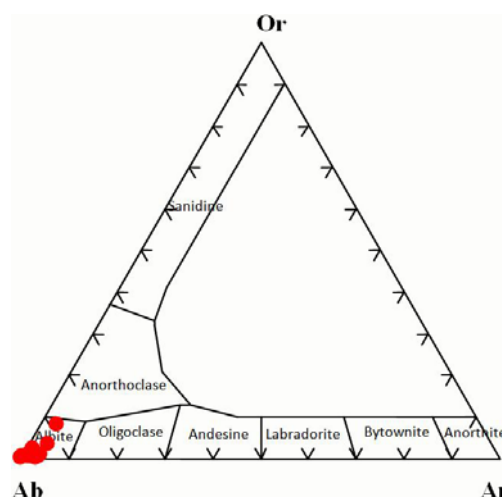
| Sample                         | 3j-20  | 3j-20  | 3j-20  | G24    | G24    | G24    | G24    | G24    | j-15  | j-15   | j-15   | j-15   | j-15   | j-15   | j-15   |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Location                       | 4      | 4      | 5      | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      | 1     | 2      | 3      | 4      | 5      | 6      | 7      |
| SiO <sub>2</sub>               | 68.78  | 68.78  | 66.98  | 61.10  | 59.76  | 61.18  | 61.89  | 61.01  | 67.06 | 67.28  | 67.27  | 67.86  | 67.96  | 67.38  | 66.23  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.01   | 0.00   | 0.01   | 0.02   | 0.05  | 0.03   | 0.06   | 0.00   | 0.03   | 0.01   | 0.04   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19.70  | 19.70  | 20.09  | 24.87  | 24.82  | 24.11  | 24.28  | 24.61  | 20.16 | 20.12  | 20.35  | 20.49  | 19.65  | 20.36  | 19.84  |
| FeO*                           | 0.00   | 0.00   | 0.99   | 0.19   | 0.54   | 0.06   | 0.13   | 0.59   | 0.11  | 0.01   | 0.11   | 0.03   | 0.08   | 0.06   | 1.69   |
| MgO                            | 0.00   | 0.00   | 0.66   | 0.00   | 0.06   | 0.08   | 0.00   | 0.13   | 0.00  | 0.26   | 0.21   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 1.47   |
| CaO                            | 0.50   | 0.50   | 0.91   | 6.32   | 7.41   | 7.06   | 6.18   | 6.18   | 0.54  | 0.92   | 0.85   | 0.83   | 0.72   | 0.67   | 0.48   |
| Na <sub>2</sub> O              | 11.32  | 11.32  | 10.76  | 8.35   | 7.85   | 8.06   | 8.04   | 8.28   | 11.93 | 11.75  | 11.81  | 11.45  | 11.67  | 11.52  | 10.86  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.06   | 0.06   | 0.54   | 0.06   | 0.09   | 0.03   | 0.08   | 0.12   | 0.10  | 0.09   | 0.10   | 0.04   | 0.09   | 0.08   | 0.14   |
| Total                          | 100.36 | 100.36 | 100.92 | 100.89 | 100.54 | 100.58 | 100.61 | 100.93 | 99.95 | 100.46 | 100.75 | 100.69 | 100.19 | 100.08 | 100.75 |
| Si                             | 2.99   | 2.99   | 2.93   | 2.70   | 2.66   | 2.71   | 2.73   | 2.70   | 2.95  | 2.94   | 2.93   | 2.95   | 2.97   | 2.95   | 2.91   |
| Al                             | 1.01   | 1.01   | 1.03   | 1.29   | 1.30   | 1.26   | 1.26   | 1.28   | 1.04  | 1.04   | 1.05   | 1.05   | 1.01   | 1.05   | 1.03   |
| Ti                             | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00  | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0.00   | 0.00   | 0.04   | 0.01   | 0.02   | 0.00   | 0.01   | 0.02   | 0.00  | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.06   |
| Mg                             | 0.00   | 0.00   | 0.04   | 0.00   | 0.00   | 0.01   | 0.00   | 0.01   | 0.00  | 0.02   | 0.01   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.10   |
| Ca                             | 0.02   | 0.02   | 0.04   | 0.30   | 0.35   | 0.34   | 0.29   | 0.29   | 0.03  | 0.04   | 0.04   | 0.04   | 0.03   | 0.03   | 0.02   |
| Na                             | 0.96   | 0.96   | 0.91   | 0.71   | 0.68   | 0.69   | 0.69   | 0.71   | 1.02  | 1.00   | 1.00   | 0.97   | 0.99   | 0.98   | 0.92   |
| K                              | 0.00   | 0.00   | 0.03   | 0.00   | 0.01   | 0.00   | 0.01   | 0.01   | 0.01  | 0.01   | 0.01   | 0.00   | 0.01   | 0.01   | 0.01   |
| Cation                         | 4.98   | 4.98   | 5.03   | 5.01   | 5.03   | 5.01   | 4.98   | 5.02   | 5.04  | 5.04   | 5.04   | 5.01   | 5.02   | 5.01   | 5.05   |
| X                              | 4.00   | 4.00   | 3.96   | 3.99   | 3.96   | 3.97   | 3.99   | 3.98   | 3.99  | 3.98   | 3.98   | 4.00   | 3.99   | 4.00   | 3.93   |
| Z                              | 0.98   | 0.98   | 1.06   | 1.02   | 1.06   | 1.04   | 0.99   | 1.04   | 1.05  | 1.06   | 1.06   | 1.01   | 1.03   | 1.02   | 1.11   |
| Ab                             | 97.3   | 97.3   | 92.6   | 70.2   | 65.4   | 67.2   | 69.8   | 70.3   | 97.0  | 95.4   | 95.7   | 95.9   | 96.2   | 96.4   | 96.8   |
| An                             | 2.3    | 2.3    | 4.4    | 29.4   | 34.1   | 32.6   | 29.6   | 29.0   | 2.4   | 4.1    | 3.8    | 3.9    | 3.3    | 3.1    | 2.4    |
| Or                             | 0.3    | 0.3    | 3.0    | 0.4    | 0.5    | 0.2    | 0.5    | 0.7    | 0.6   | 0.5    | 0.5    | 0.2    | 0.5    | 0.5    | 0.8    |

خالص می‌تواند بر روی الیوین اکسید شده در طی انجماد بازالیت یا اکسیداسیون بعدی ایجاد شود (Baker *et al.*, 1967; Hoffmann and Soffel, 1986) نهایی این فرایندها به عوامل مختلف مانند فوگاسیته اکسیژن، نرخ سرد شدن و کانی‌شناسی مواد اولیه بستگی دارد. این شرایط تعیین کننده آن است که کدام یک از کانی‌های هماتیت یا ماگنتیت تشکیل شود (Gunnlaugsson *et al.*, 2006).

اندازه‌گیری ترموماگنتیکی (thermomagnetic) که توسط Vahle و همکاران (۲۰۰۷) در مجاورت هوا انجام شده، بیانگر آن است که ماگنتیت می‌تواند از اکسیداسیون دما بالای تیتانوماگنتیت ایجاد و در برخی از موارد به تدریج به ماگهمیت اکسید شده شود.



شکل ۴- کانی‌های فرومنیزین موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه که کاملاً توسط کانی‌های ثانویه جانشین شده‌اند (XPL).



شکل ۳- ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در ولکانیک‌های جهق (Deer *et al.*, 1992).

در برخی از این سنگ‌ها آثار کانی‌های فرومنیزین به صورت الیوین خودشکل ایدینگزیتی شده با حاشیه‌ای از اکسید آهن که حاوی کانی آپاتیت نیز هست و همچنین قالب‌های هشت ضلعی پیروکسن که با کلریت و اسفن ثانویه اشغال شده‌اند، دیده می‌شوند (شکل ۴). اکسیدهای آهن از جمله کانه‌هایی هستند که در اکثر مقاطع به چشم می‌خورند (شکل ۵). مطالعه مقاطع نازک صیقلی با میکروسکوپ انعکاسی نشان می‌دهد که بر اساس فراوانی، این کانه‌ها به ترتیب از نوع ماگنتیت، ایلمنیت و هماتیت هستند. گاهی تیغه‌هایی از ایلمنیت و هماتیت به صورت اکسولوشن در ماگنتیت دیده می‌شود. اکسید آهن در بخش‌هایی به صورت سودومورف جانشین کانی‌های فرومنیزین شده و ریزشکستگی‌های موجود در برخی پلاژیوکلازها نیز توسط هماتیت پر شده است.

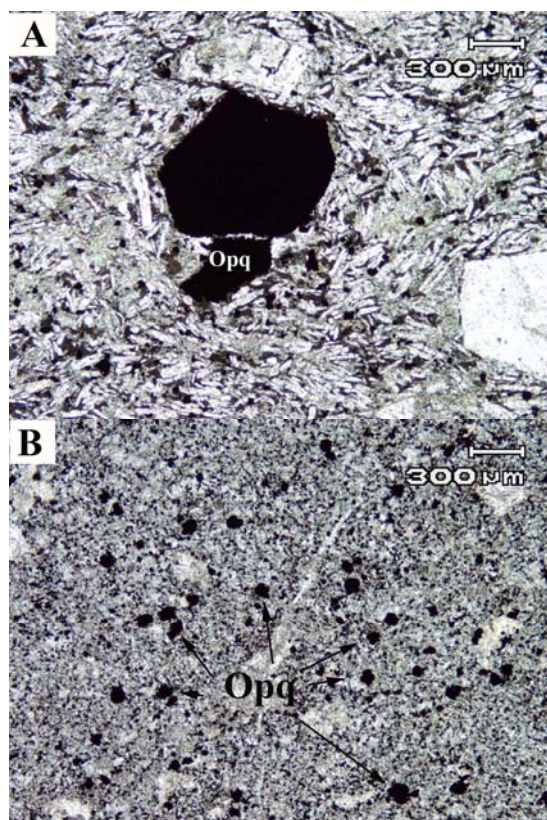
اکسیداسیون ماگنتیت منجر به تشکیل ماگهمیت (Steinthorsson *et al.*, (Maghemite,  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) (1992) و نهایتاً به هماتیت تبدیل می‌شود (Gunnlaugsson *et al.*, 2002). همچنین ماگنتیت

۱۳۷۸). فراوانی این کانی در بخش‌هایی از منطقه سبب تشکیل اپیدوزیت شده است.

Deer و همکاران (۱۹۸۶) معتقدند که برای اعضای منوکلینیک Fe-Al از گروه اپیدوت، فهرست اسامی قابل پذیرشی وجود ندارد. به همین منظور، در گروه اپیدوت‌ها اعضای منوکلینیک Fe-Al بر اساس درصد پیستاشیت (Ps%) بررسی می‌شوند. بسیاری از مؤلفان، اعضای که غنی از آهن هستند و میزان  $\text{Ca}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$  آن‌ها بین ۱۵ تا ۳۳ درصد مولی است را با نام اپیدوت می‌خوانند. تشخیص نوری سری‌های کلینوزویت-اپیدوت با ترکیب ۱۵ درصد مولی مشکل است و در نبود آنالیز شیمیایی، فقط بر اساس رنگ و چند رنگی می‌توان آن‌ها را از یکدیگر متمایز ساخت، ولی اگر ترکیب کانی شناخته شود، به‌طور تئوری از درصد پیستاشیت استفاده می‌شود (Armbruster *et al.*, 2006). همچنین در تشخیص نوع اپیدوت به‌دلیل این که معیارهای شیمیایی نسبت به معیارهای بافتی قابل اعتمادتر هستند، از میزان Ps استفاده می‌کنند:

$$\text{Ps} = 100 * \text{Fe}^{3+} / (\text{Fe}^{3+} + \text{Al})$$

همان‌طور که ذکر شد یکی از فراوانترین کانی‌های ثانویه تشکیل‌شده در منطقه، اپیدوت است. در جدول ۲ نتایج آنالیز نقطه‌ای این کانی به‌همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها آمده است. میانگین درصد پیستاشیت (Ps) محاسبه‌شده برای اپیدوت‌های موجود در سنگ‌های منطقه ۲۸/۴۸ است. بر اساس نتایج (مظاهری، ۱۳۷۸) میزان Ps در اپیدوت‌های ثانویه حاصل از سوسوریتی‌شدن پلاژیوکلازها بین ۵۰ Ps تا ۲۴ Ps تغییر می‌کند (شکل ۶). بنابراین، می‌توان اپیدوت‌های این منطقه را با توجه به مطالعات پتروگرافی و میانگین پیستاشیت آن‌ها، در همین دسته جای داد.

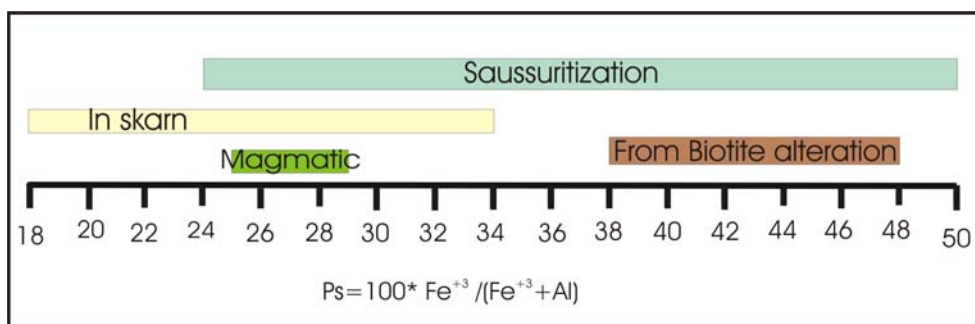


شکل ۵- تصاویری از اکسیدهای آهن در سنگ‌های آتشفشانی منطقه جهق (PPL).

در میان کانی‌های ثانویه، اپیدوت و کلریت دارای بیشترین فراوانی هستند. اپیدوت با فراوانی متفاوت در اکثر مقاطع دیده می‌شود. این کانی هم در مرکز پلاژیوکلازها، که نشان دهنده وفور Ca در این قسمت از پلاژیوکلاز است و هم به‌صورت پراکنده یا تجمعی در کنار پلاژیوکلازها و داخل متن سنگ ملاحظه می‌شود. گاهی این کانی به‌صورت روبانی پلاژیوکلازها را قطع می‌کند و گاهی درون حفرات و درز و شکستگی‌های سنگ به همراه کلریت، کلسیت و کوارتز دیده می‌شود که نشان از تأثیر محلول‌های داغ و حاوی Ca بر روی این سنگ‌هاست. اپیدوت‌های حاصل از سوسوریتی‌شدن پلاژیوکلازها و یا تشکیل آن‌ها در امتداد درز و شکاف‌ها و یا در حفرات نشان دهنده تشکیل این کانی به عنوان یک محصول حاصل از دگرسانی است (مظاهری،

جدول ۲- نتایج آنالیز نقطه‌ای اپیدوت‌های منطقه جهق به‌همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها.

| Sample                           | 2j-15 | 2j-15 | 2j-15 | 2j-15 | 2j-15 | 3j-20 | 3j-20 | 3j-20 | 3j-20 | 3j-20 |
|----------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Location                         | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     |
| SiO <sub>2</sub>                 | 37.56 | 37.17 | 38.33 | 37.38 | 38.18 | 37.91 | 37.83 | 37.88 | 38.36 | 38.02 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 22.85 | 22.32 | 22.65 | 22.43 | 22.12 | 21.92 | 21.62 | 21.67 | 22.15 | 21.83 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | 13.83 | 13.66 | 13.89 | 13.70 | 14.28 | 13.70 | 13.96 | 13.77 | 13.57 | 13.84 |
| MgO                              | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| CaO                              | 23.52 | 23.29 | 23.31 | 23.58 | 23.23 | 23.35 | 23.53 | 23.59 | 23.09 | 23.31 |
| La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 0.00  | 0.18  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.03  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 0.00  | 0.02  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.09  | 0.07  | 0.02  | 0.00  |
| Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 0.15  | 0.16  | 0.14  | 0.00  | 0.11  | 0.04  | 0.00  | 0.06  | 0.00  | 0.05  |
| Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| Total                            | 97.91 | 96.80 | 98.33 | 97.08 | 97.93 | 96.96 | 97.02 | 97.03 | 97.18 | 97.05 |
| Si                               | 3.00  | 3.01  | 3.04  | 3.01  | 3.05  | 3.06  | 3.05  | 3.06  | 3.08  | 3.06  |
| Al                               | 2.15  | 2.13  | 2.12  | 2.13  | 2.08  | 2.08  | 2.05  | 2.06  | 2.09  | 2.07  |
| Fe <sup>3+</sup>                 | 0.83  | 0.83  | 0.83  | 0.83  | 0.86  | 0.83  | 0.85  | 0.84  | 0.82  | 0.84  |
| Mg                               | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| Ca                               | 2.01  | 2.02  | 1.98  | 2.04  | 1.99  | 2.02  | 2.03  | 2.04  | 1.98  | 2.01  |
| La                               | 0.00  | 0.01  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| Ce                               | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| Nd                               | 0.00  | 0.01  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| Sum_Cats                         | 8.00  | 8.00  | 7.98  | 8.01  | 7.98  | 7.98  | 7.99  | 7.99  | 7.97  | 7.98  |
| O                                | 12.50 | 12.50 | 12.50 | 12.50 | 12.50 | 12.50 | 12.50 | 12.50 | 12.50 | 12.50 |
| Ps                               | 0.30  | 0.30  | 0.30  | 0.30  | 0.30  | 0.30  | 0.30  | 0.30  | 0.30  | 0.30  |



شکل ۶- رابطه میزان پیستاشیت در انواع اپیدوت‌ها و منشأ آن‌ها (بر اساس مظاهری، ۱۳۷۸).

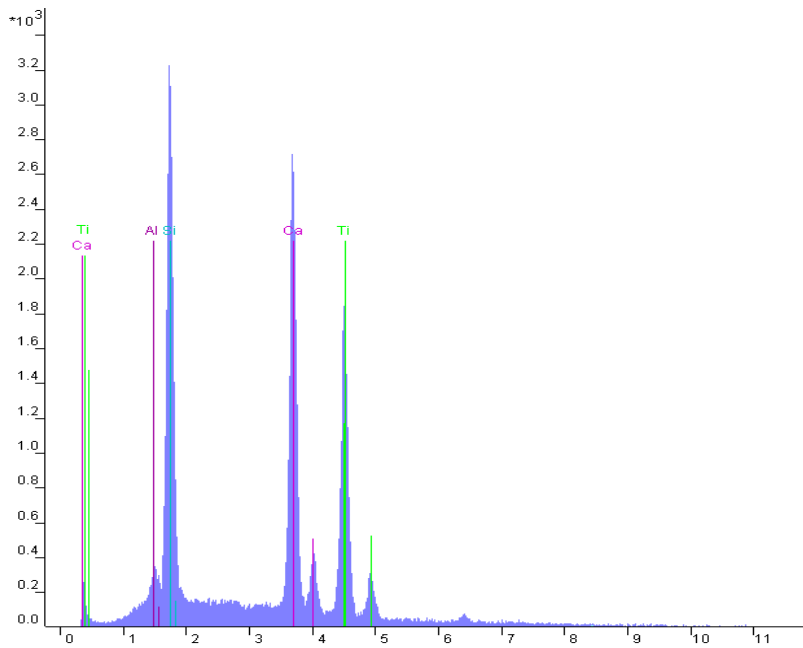
آمفیبول‌ها هم در زمینه و هم در داخل پلاژیوکلازها به چشم می‌خورند. آمفیبول‌های زمینه، ریزدانه و سوزنی با چندرنگی قهوه‌ای-سبز بوده، آمفیبول‌هایی که در داخل پلاژیوکلازها قرار دارند، تقریباً بی‌شکل و دارای چند رنگی سبز-آبی هستند. چندرنگی سبز-آبی، از ویژگی آمفیبول‌های سدیم‌دار است که تجزیه شیمیایی این کانی‌ها نیز مؤید بیشتر بودن میزان سدیم در آمفیبول‌های همراه با پلاژیوکلازها نسبت به آمفیبول‌های زمینه است. شایان ذکر است که این سنگ‌ها ویژگی بافتی اولیه خود (بافت‌های پورفیری و جریان‌ی) را حفظ کرده، ولی ترکیب شیمیایی کانی‌ها

اسفن، کلریت، پرهنیت، زئولیت، کلسیت و کوارتز از دیگر کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها هستند که به‌صورت جانشین، پراکنده در زمینه و پرکننده درز و شکستگی‌ها و حفرات دیده می‌شوند. طیف EDS اسفن در شکل ۷ آورده شده است.

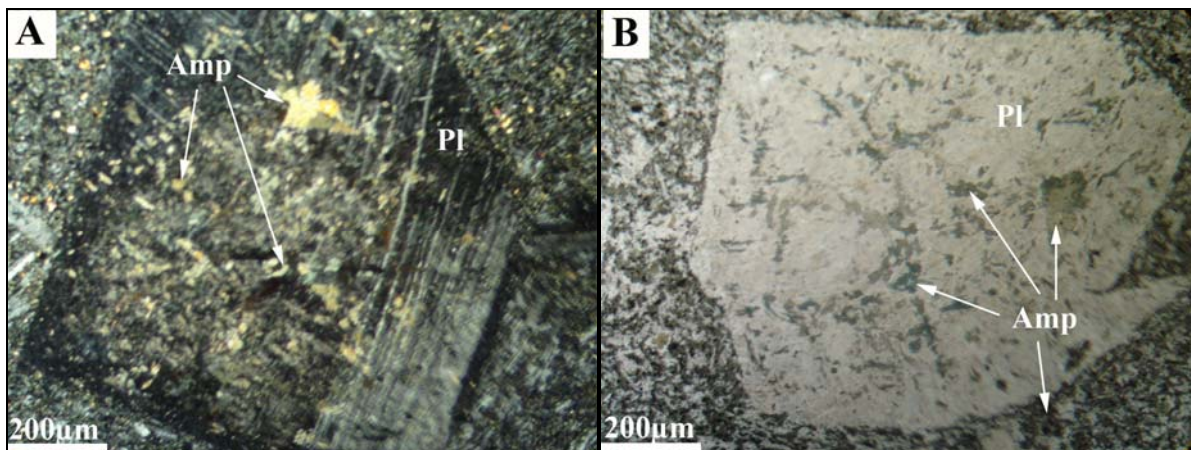
نفوذ توده گرانیتوئیدی قهرود در ولکانیک‌های منطقه، باعث دگرگونی موضعی و بخشی این سنگ‌ها در حد رخساره‌های آلبیت-اپیدوت هورنفلس و هورنبلند-هورنفلس شده است. آثار دگرگونی در حد رخساره هورنبلند هورنفلس در بخش غربی منطقه، به‌صورت تشکیل آمفیبول در این سنگ‌ها دیده می‌شود. این

کلسیک است. نتایج آنالیز نقطه‌ای این کانی‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جدول ۳ آورده شده است. بر اساس دیگرام ترسیم شده Hawthorne (۱۹۸۱) در شکل ۱۰ ترکیب آمفیبول‌های زمینه از نوع فروهورنبلند و آمفیبول‌های موجود در پلاژیوکلازها از نوع فروشرماکیت است.

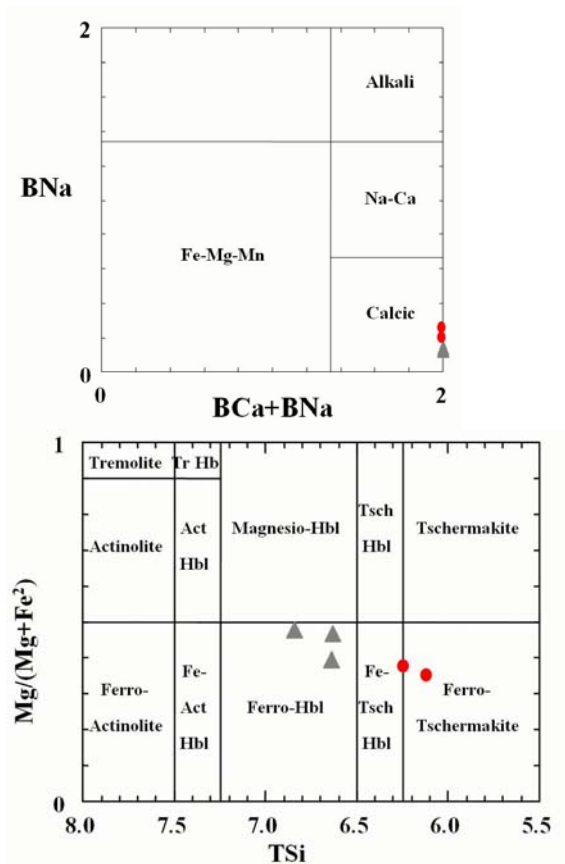
تغییر کرده است (شکل ۸). نتایج آنالیز نقطه‌ای مربوط به پلاژیوکلازهای این بخش در جدول ۱ (نمونه G-24) و ترکیب و طبقه‌بندی آن‌ها در شکل ۹ آمده است. ترکیب این پلاژیوکلازها از نوع الیگوکلاز- آندزین است. بر اساس آنالیز نقطه‌ای انجام‌شده، ترکیب آمفیبول‌ها مطابق با تقسیم‌بندی Leake و همکاران (۱۹۹۷) از نوع



شکل ۷- طیف EDS مربوط به اسفن.

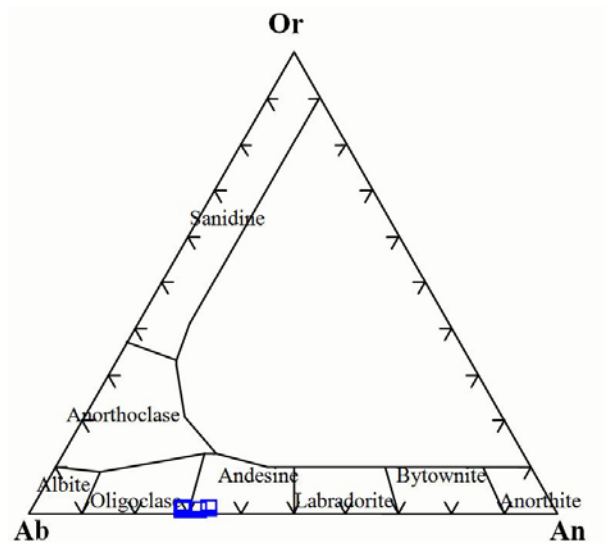


شکل ۸- همراهی پلاژیوکلاز و آمفیبول در ولکانیک‌های بخش غربی. (A) XPL، (B) PPL.



شکل ۱۰- نمایش ترکیب آمفیبول‌ها (نمونه‌هایی که با دایره مشخص شده‌اند مربوط به آمفیبول‌هایی است که درون پلاژیوکلازها هستند) بر روی دیاگرام تقسیم بندی آمفیبول‌ها (Leake *et al.*, 1997; Hawthorne, 1981).

به منظور بررسی دمای تعادل بین دو کانی آمفیبول و پلاژیوکلاز و تعیین شرایطی که در آن تشکیل شده‌اند، از ترمومتری آمفیبول- پلاژیوکلاز استفاده شده است. در برخی از سیلیکات‌ها مانند آمفیبول و پیروکسن، مقدار و نسبت بعضی از عناصر به شرایط فشار و حرارت محیط تبلور آن کانی بستگی دارد؛ مثلاً آلومینیوم کل موجود در هورنبلند به‌عنوان شاخص فشار (Hammarstorm and Zen, 1986) و همزیستی تعادلی زوج‌های آمفیبول- پلاژیوکلاز (Holland and Blundy, 1994) به‌عنوان ژئوترموتر کاربرد دارند.



شکل ۹- ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در ولکانیک‌های بخش غربی منطقه (نزدیک به توده نفوذی قهرود) (Deer *et al.*, 1992).

جدول ۳- نتایج آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌ها ی موجود در سنگ‌های بخش غرب منطقه به‌همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن.

| Sample                         | G-24  | G-24  | G-24  | G-24  | G-24  |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Location                       | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     |
| SiO <sub>2</sub>               | 45.25 | 44.10 | 43.87 | 41.34 | 40.20 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.69  | 0.74  | 0.83  | 0.57  | 0.54  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 8.60  | 9.81  | 10.54 | 13.99 | 14.98 |
| FeO*                           | 20.64 | 21.14 | 22.47 | 22.96 | 23.45 |
| MnO                            | 0.01  | 0.16  | 0.00  | 0.03  | 0.05  |
| MgO                            | 8.58  | 8.31  | 6.87  | 5.88  | 5.17  |
| CaO                            | 11.53 | 11.60 | 11.46 | 11.16 | 10.76 |
| Na <sub>2</sub> O              | 1.07  | 1.55  | 1.31  | 1.97  | 2.00  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.41  | 0.54  | 0.50  | 0.44  | 0.54  |
| F                              | 0.00  | 0.13  | 0.00  | 0.05  | 0.06  |
| Total%                         | 96.76 | 98.07 | 97.86 | 98.38 | 97.74 |
| Si                             | 6.87  | 6.66  | 6.67  | 6.27  | 6.16  |
| Ti                             | 0.08  | 0.08  | 0.09  | 0.07  | 0.06  |
| Al <sup>iv</sup>               | 1.13  | 1.34  | 1.33  | 1.73  | 1.84  |
| Al <sup>vi</sup>               | 0.41  | 0.41  | 0.55  | 0.77  | 0.86  |
| Fe <sup>3+</sup>               | 0.30  | 0.33  | 0.25  | 0.35  | 0.41  |
| Fe <sup>2+</sup>               | 2.33  | 2.34  | 2.61  | 2.56  | 2.59  |
| Mn                             | 0.00  | 0.02  | 0.00  | 0.00  | 0.01  |
| Mg                             | 1.94  | 1.87  | 1.56  | 1.33  | 1.18  |
| Ca                             | 1.88  | 1.88  | 1.87  | 1.81  | 1.77  |
| Na                             | 0.31  | 0.46  | 0.39  | 0.58  | 0.59  |
| K                              | 0.08  | 0.10  | 0.10  | 0.09  | 0.11  |
| F                              | 0.00  | 0.06  | 0.00  | 0.02  | 0.03  |
| Sum_cat                        | 15.33 | 15.49 | 15.41 | 15.57 | 15.57 |

مهمترین کالیبراسیون ژئوترموتری Amp - Pl بر مبنای روش ارائه شده توسط Holland و Blundy (۱۹۹۴) بوده که این روش ژئوترموتری، یک ژئوترموتر تبادلی است که تأثیر فشاری نداشته، تابع دماست (Gerya and Perchuk, 1994). تخمین درجه حرارت به این روش نشان می‌دهد که در محدوده فشارهای بین ۱ تا ۱۰ کیلوبار، درجه حرارت تعادل این دو کانی بین ۶۱۰ تا ۷۲۰ درجه سانتی‌گراد است. به منظور بررسی فشار با استفاده از Al کل موجود در آمفیبول، فرمول زیر از (Schmidt, 1992) به کار گرفته شد. نتایج فشار سنجی به کمک معادله زیر در جدول ۴ آمده است.

$$P (\pm 0.6 \text{ Kbar}) = -0.31 + 4.76 Al_{\text{total}}$$

جدول ۴- نتایج فشارسنجی مربوط به Al کل موجود در آمفیبول‌های بخش غربی

| Sample  | P (Kbar) |
|---------|----------|
| 1       | 4.31564  |
| 2       | 5.30096  |
| 3       | 5.96736  |
| Average | 5.19465  |

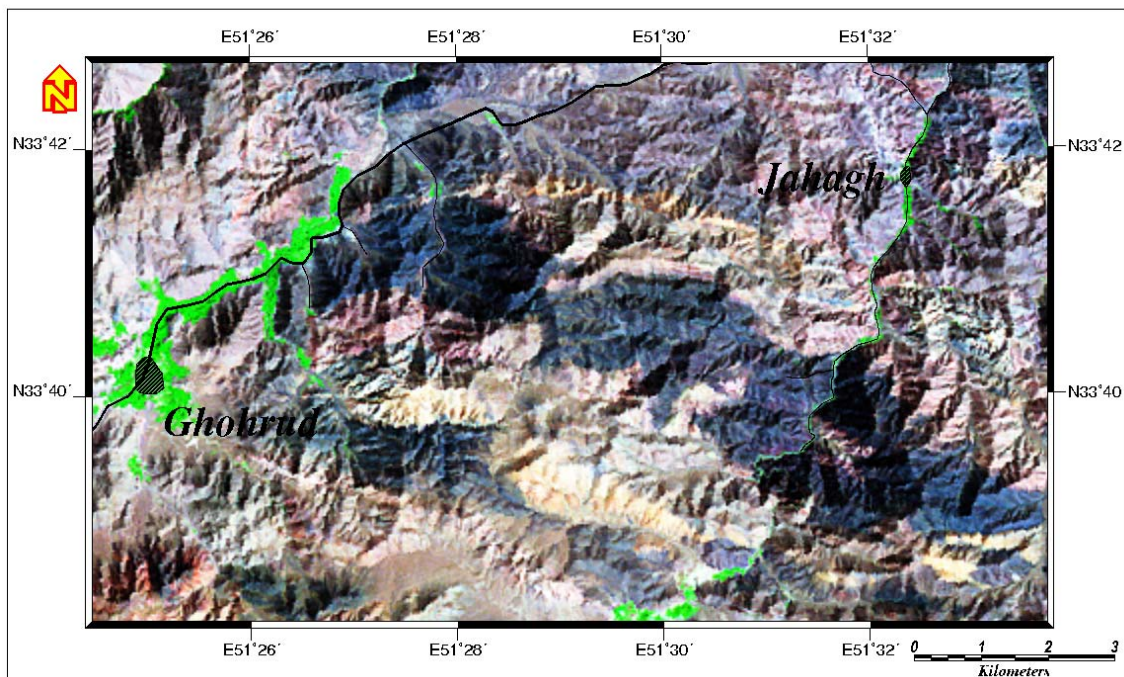
## عملیات دورسنجی و تفکیک اولیه و مقدماتی

### واحدهای لیتولوژی

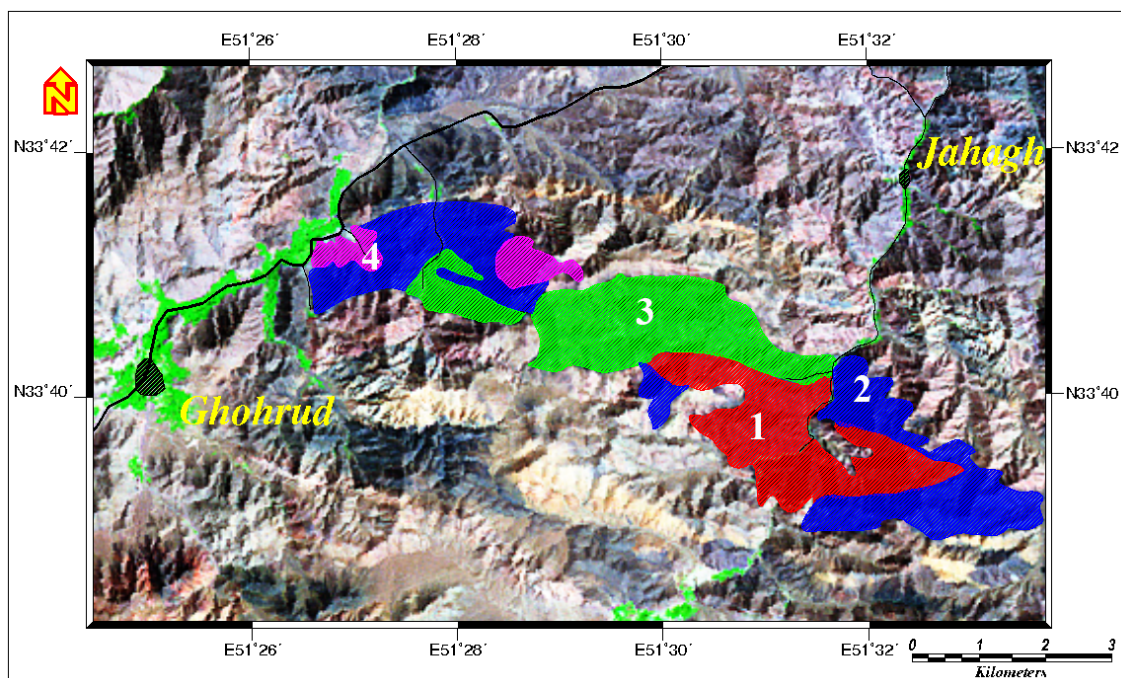
تکنیک سنجش از دور به دلیل مزایای متعدد، یکی از مناسبترین روش‌ها برای مطالعات زمین‌شناسی بوده، به منظورهای متفاوت به کار گرفته می‌شود. یکی از کاربردهای مهم و متداول این تکنیک، تفکیک مقدماتی واحدهای سنگی است که در این مطالعه به کار رفته و نتایج قابل قبولی نیز ارائه کرده است (Sabins, 2000). در این پژوهش از داده‌های TM ماهواره لندست پنج استفاده شده که دارای هفت باند طیفی است و ترکیب متفاوت آن‌ها باعث ایجاد تصاویری با رنگ‌های مجازی مختلف و در نتیجه تفکیک بهتر واحدهای لیتولوژی می‌شود. از جمله تصاویر مجازی که برای تفکیک بهتر واحدهای سنگی از آن استفاده شده است ترکیب

(۱۱). در تصاویر ماهواره‌ای، سنگ‌های مورد مطالعه به علت بازتاب طیفی کم نسبت به دیگر سنگ‌ها تنوع لیتولوژی گسترده‌ای نشان نمی‌دهند. پردازش این تصاویر، چهار تن رنگی در ترکیب رنگ مجازی (RGB=741) ایجاد می‌نماید که شامل: (۱) رنگ‌های متمایل به قرمز، (۲) متمایل به آبی، (۳) متمایل به سبز و (۴) متمایل به صورتی هستند (شکل ۱۲). در این تصویر محدوده‌های این چهار تن رنگی به صورت مشخص تری نشان داده شده است. پس از مشخص شدن این محدوده‌ها بر روی نقشه، نمونه‌برداری صحرائی از آنها انجام شد.

بر اساس مطالعات پتروگرافی و با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی و تفاوت در نوع کانی‌ها و دگرسانی‌های متحمل شده، تن‌های رنگی ایجاد شده در تصاویر ماهواره‌ای پردازش شده قابل توجه است. در نمونه‌های برداشت شده از واحد ۱، پورفیرهای پلاژیوکلاز و سانیدین در زمینه میکروولیتی دیده می‌شوند. در این واحد میزان کانی‌های کدر کمتر بوده، دگرسانی کلریتی غلبه دارد. در نمونه‌های واحد ۲، فراوانی پورفیرها بسیار کم است و فاقد آثار کانی‌های مافیک و پورفیرهای سانیدین است. همچنین فرآیندهای اپیدوتی و کلریتی شدن در آن‌ها کمتر ملاحظه می‌شود. آثار کانی‌های فرومنیزینی، همچون الیوین و پیروکسن، به همراه اسفن، اپاک و اپیدوت و نیز پلاژیوکلاز بیشتر در واحد ۳ مشاهده می‌شود و واحد چهارم شامل هورنفلس‌های کردیریت‌دار با پورفیرهایی از بیوتیت و کردیریت است. بنابراین، به کمک مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی، تفکیک‌های انجام شده بر روی تصاویر ماهواره‌ای قابل توجه می‌شود.



شکل ۱۱- تصویر ماهواره‌ای پردازش شده منطقه به همراه مختصات جغرافیایی. ولکانیک‌های مورد مطالعه با رنگ آبی تیره و روند NW-SE ملاحظه می‌شوند (این تصویر بخشی از فریم با شماره گذر ۱۶۴/۳۷، داده‌های رقومی TM ماهواره لندست ۵ است که محدوده تاقدیس جهق را نشان می‌دهد).



شکل ۱۲- چهار محدوده تفکیک شده مربوط به ولکانیک‌های تاقدیس جهق (این رنگ‌ها در متن با شماره ۱ برای قرمز، ۲ برای آبی، ۳ برای سبز و ۴ برای صورتی بررسی شده‌اند).

## بحث و نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعه انجام‌شده (پتروگرافی، کانی‌شناسی و دیاگرام‌های عناصر فرعی) سنگ‌های آتشفشانی منطقه جهق تقریباً یکنواخت و شامل آلکالی‌بازالت هستند. این سنگ‌ها حاوی پلاژیوکلاز فراوان با بافت‌های پورفیری و میکرولیتی پورفیری هستند.

معمولاً حضور کانی‌های زئولیت، پرهنیت، اپیدوت و غیره می‌تواند بیانگر رخداد دگرگونی درجه ضعیف در سنگ‌های بازیگ باشد (Bucher and Frey, 2002). فرآیند دگرسانی یا دگرگونی این سنگ‌ها باعث خروج Ca از ساختار فلدسپارهای کلسیک (آلبیتی‌شدن ترکیب پلاژیوکلازها) و تشکیل کانی‌های Ca دار مانند اپیدوت و زئولیت شده است. همچنین جانشین‌شدن کانی‌های مافیک اولیه و تشکیل کانی‌های اپاک به‌همراه اسفن، کلریت و کوارتز در این سنگ‌ها حاکی از تأثیر عوامل دگرگونی درجه ضعیف بر این سنگ‌هاست.

در قسمت غرب منطقه، به‌علت نفوذ توده گرانیتوئیدی قه‌رود که دارای عمق و گسترش زیادی است، این سنگ‌ها تحت تأثیر دگرگونی و این‌بار از نوع مجاورتی قرار گرفته‌اند، به‌طوری که تا رخساره هورنبلند هورنفلس دگرگون شده‌اند.

## منابع

- خلعت‌بری جعفری، م. و علائی‌مهابادی، س. (۱۳۷۷) نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ نطنز. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- زاهدی، م. و عمیدی، س. م. (۱۳۷۷) نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ کاشان. شماره ۷، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مظاهری، ا. (۱۳۷۸) اهمیت پیستازیت (PS) در تشخیص نوع اپیدوت. هشتمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه علم و صنعت تهران.

وجود آمفیبول‌هایی با ترکیب فروشرماکیت به‌همراه فلدسپارهایی که ترکیب الیگوکلاز تا آندزین دارند نشان‌دهنده ورود این سنگ‌ها به رخساره هورنبلندهورنفلس است که نتایج حاصل از ترمومتری و بارومتری نیز تاحدودی شرایط این رخساره را نشان می‌دهد. از دیگر شواهدی که تأییدکننده وقوع این رخساره دگرگونی در این بخش از منطقه است، وجود هورنفلس‌های کردیریت‌دار است که از دگرگونی سنگ‌های پلیتی ایجاد شده‌اند.

به‌طور کلی، تفکیک‌های انجام‌شده به کمک پردازش داده‌های رقومی ماهواره‌ای، توسط مطالعات پتروگرافی (نوع کانی‌ها و دگرسانی حاصل از آن‌ها و یا رخساره‌های دگرگونی) تأیید می‌شود و می‌تواند در بررسی‌های اولیه و برداشت‌های صحرایی مؤثر باشد.

## سپاسگزاری

نویسندگان از حمایت‌های تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان و راهنمایی‌ها و مساعدت‌های جناب آقای دکتر ترابی و مهندس رهنما تشکر و سزاسگزاری می‌کنند.

- Armbruster, T. H., Bonazzi, P., Akasaka, M., Berman, V., Chopin, C. H., Gieré, R., Heussasbichler, S., Liebcher, A., Yuanming Pan, S. and Pasero, M. (2006) Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *European Journal of Mineralogy* 18: 551-567.
- Baker, I. and Haggerty, S. E. (1967) The alteration of olivine in basaltic and associated lavas, Part II, Intermediate and low temperature alteration. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 16: 258-273.
- Bucher, K. and Frey, M. (2002) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 7<sup>th</sup> Edition, Berlin, Springer-Verlag.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) *An Introduction to the Rock forming Minerals*. 2<sup>nd</sup> Edition, Longman, London.
- Gerya T. V. and Perchuk, L. L. (1994) A new thermodynamic database for Thermo-barometry. 16<sup>th</sup> International Mineralogical Association, Italy.
- Gunnaugsson, H. P., Helgason, Ö., Kristjánsson, L., Nørnberg P., Rasmussen, H., Steinþórson, S. and Weyer, G. (2006) Magnetic properties of olivine basalt: Application to Mars. *Physics of Earth and Planetary Interiors* 154: 276-289.
- Gunnaugsson, H. P., Weyer, G. and Helgason, Ö. (2002) Titanomaghemite in Icelandic basalt: possible clues for the strongly magnetic phase in Martian soil and dust. *Planetary and Space Science* 50: 157-161.
- Hammarstrom, J. M. and Zen, E. A. (1986) Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71: 1297-1313.
- Hawthorne, F. C. (1981) Crystal chemistry of the amphiboles. In D.R. Veblen, Ed., *Amphiboles and other hydrous pyriboles-mineralogy*. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, Washington, D.C. 9A: 1-102.
- Hoffmann, V. and Soffel, H. C. (1986) Magnetic properties and oxidation experiments with synthetic olivines ( $\text{Fe}_x\text{Mg}_{1-x}\text{Si}_2\text{O}_4$   $0 \leq x \leq 1$ ). *Journal of Geophysics* 60: 41-46.
- Holland, T. J. B. and Blundy, J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.
- Hoye, G. S. and Evans, M. E. (1975) Remanent magnetization in oxidized olivine. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 41: 139-151.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *Canadian Mineralogist* 35: 219-246.
- Sabins, F. F. (2000) *Remote sensing principles and Interpretation*. Freeman and company, 3<sup>rd</sup> Edition, New York.
- Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 304-310.
- Steinþórsson, S., Helgason, Ö., Madsen, M. B., Koch, C. B., Bentzon, M. D. and Mørup, S. (1992) Maghemite in Icelandic basalts. *Mineralogical Magazine* 56: 185-199.

- Tsuchiyama, A. (1985) Dissolution Kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside – albite – anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89: 1-163.
- Vahle, C., Kontny, A., Gunnlaugsson, H. P. and Kristjansson, L. (2007) The Stardalur magnetic anomaly revisited—new insights into a complex cooling and alteration history. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 164: 119–141.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology* 20: 249-284.



## **Mineralogical study and the effective processes on the volcanic rocks of the Jahagh Anticline (South of Kashan)**

**Seyed Mohsen Tabatabaeimanesh\*, Homayoon Safaei and Akram Sadat Mirlohi**

Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Iran

### **Abstract**

The Jahagh anticline is located at 40 km south of Kashan and east of Ghohrud village. The Early Paleozoic volcanic rocks are outcropped in the Jahagh anticline core. Despite low degree alteration and metamorphism that are identified by mineralogical studies, the primary textures are well preserved whereas mineralogical composition has changed. The major minerals including of plagioclases and rare Fe-Mg minerals have experienced alteration. The presence of secondary minerals such as albite, chlorite, epidote and calcite shows that the low-grade metamorphism have occurred under greenschist facies. Following the intrusion of Ghohrud granitoid, the adjacent volcanic rocks have been metamorphosed under hornblende - hornfels facies. This phenomenon is evidenced by the association of plagioclase (oligoclase - andesine) and amphibole (Ferro -Tschermakite) in the rocks of western parts (approaching the intrusive mass).

**Keywords:** Paleozoic, Jahagh anticline, Metamorphism, Kashan, Mineralogy

---

\* tabataba@sci.ui.ac.ir