پتـــــرولوژی، سال چهارم، شماره سیزدهم، بهار ۱۳۹۲، صفحه ۱۹-۳۲
تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۷/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۷/۰۵

# پتروگرافی و شیمی‌کانی دایک‌های ائوسن کوه کم‌خاشک (شمال خور، استان اصفهان)

**حمیده عباسی و قدرت ترابی ***
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

**چکیده**
کوه کم‌خاشک در شمال‌شرق اصفهان (شمال خور) واقع شده است. در این منطقه دایک‌های بازیک با امتداد شمال‌شرق-جنوب‌غرب و دایک‌های حد واسط با امتداد شمال‌غرب- جنوب‌شرق درون واحدهای ماسه‌سنگ، سنگ آهک‌ها و مارن‌های کرتاسه بالایی نفوذ کرده‌اند. دایک‌های حدواسط از نظر حجم، تعداد، طول و همچنین ضخامت نسبت به دایک‌های بازیک برتری دارند. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که در برخی موارد، دایک‌های بازیک، دایک‌های حدواسط را قطع نموده است که نشان دهنده ایجاد این دایک‌ها بعد از دایک‌های حدواسط است. دایک‌های بازیک از کانی‌های الیوین (کریزولیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید و اوژیت)، پلاژیوکلاز (لابرادوریت و الیگوکلاز)، سانیدین، مگنتیت، ارتوپیروکسن (انستاتیت)، اسپینل و فلوگوپیت به‌عنوان کانی‌های اولیه تشکیل شده‌اند و کانی‌های ثانویه آن‌ها، زئولیت (ناترولیت و مزولیت)، کلریت، کلسیت و سرپانتین هستند. کانی‌های اولیه تشکیل دهنده دایک‌های حدواسط نیز کلینوپیروکسن (دیوپسید)، پلاژیوکلاز (لابرادوریت)، سانیدین، میکا (بیوتیت و فلوگوپیت)، آمفیبول (هاستینگزیت منیزیم‌دار) و مگنتیت بوده و کانی‌های ثانویه آن‌ها کلسیت و کلریت هستند. انواع بیگانه‌بلورهای کوارتز و بیگانه‌سنگ‌های پیروکسنیتی و هورنفلس در دایک‌های بازیک مشاهده می‌شود. بررسی شیمی کلینوپیروکسن‌ها، فشار کمتر از ۵ کیلو بار و مقدار متغیر $PH_2O$ را برای زمان تبلور این کانی‌ها نشان می‌دهد. دماسنجی میکاها، دمای تبلور را در نمونه‌های دایک حدواسط در محدوده ۷۳۲ تا ۷۴۷ درجه سانتیگراد نشان می‌دهد، در حالی‌که دمای تبلور بیوتیت‌های نمونه‌های بازیک، ۶۹۹ تا ۸۰۸ درجه سانتیگراد است. بر مبنای بررسی‌های پتروگرافی و شیمی‌کانی‌ها، ترکیب ماگمای سازنده این دایک‌ها ساب آلکالن و از نوع کالک‌آلکالن تشخیص داده شد و نیز از لحاظ جایگاه تکتونوماگمایی در قلمرو قوس ماگمایی واقع می‌شوند.
**واژه‌های کلیدی:** دایک، ائوسن، کالک‌آلکالن، کم‌خاشک، خور، ایران مرکزی

## مقدمه

دایک‌ها، توده‌های نفوذی لایه‌ای شکلی هستند که طبقات قدیمی‌تر اطراف خود را به‌صورت غیر هم‌شیب قطع نموده و کانال‌هایی برای انتقال ماگما از اعماق به سمت پوسته بالایی هستند. آن‌ها معمولاً نمایان‌گر گسترش پوسته‌ای هستند. دلیل رخداد ماگماتیسم به‌صورت دایک‌ها، حرکت گسل‌ها و نیروهای کششی حاصل از آن‌ها در نظر گرفته می‌شود به این صورت که

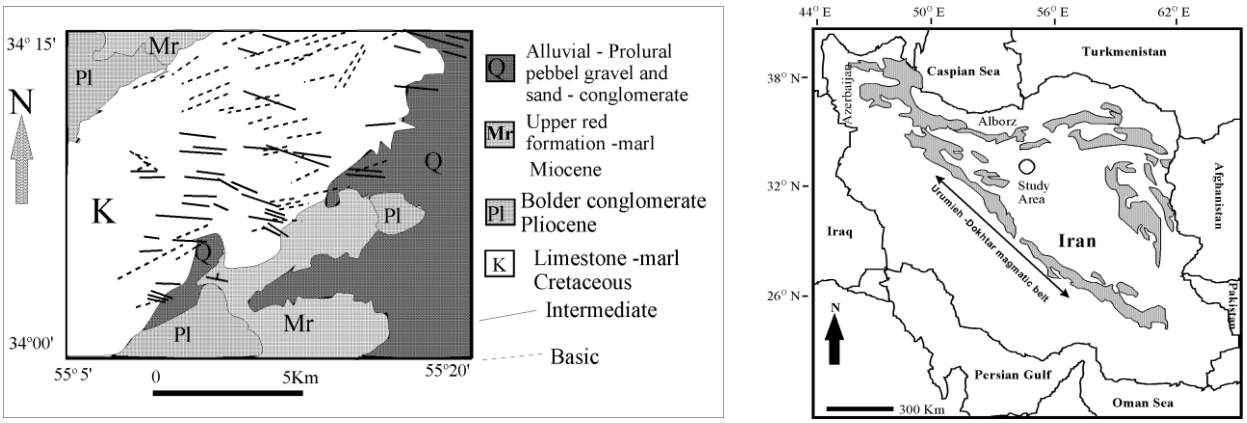
* torabighodrat@sci.ui.ac.ir

نخست شکاف‌هایی ایجاد شده و با کاهش فشار، ماگما به سمت بالا صعود می‌کند. با بررسی ویژگی‌های دایک‌ها می‌توان به محیط تکتونیکی، ماهیت ماگمای منشاء و فرآیندهای تشکیل آن‌ها پی برد.

کوه کم‌خاشک بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی است (آقانباتی، ۱۳۸۳). این منطقه در شمال خور (شمال‌شرق اصفهان) بین طول‌های جغرافیایی ′۰۵ °۵۵ تا ′۲۰ °۵۵ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ′۰۰ °۳۴ تا ′۱۵ °۳۴ شمالی قرار دارد (شکل ۱).

در مطالعات پتروگرافی، دایک‌ها به دو گره دایک‌های بازیک و حدواسط تقسیم شده‌اند. این تقسیم‌بندی، مبنای زمین‌شیمیایی نداشته و تنها یک اصطلاح پتروگرافی برای تمایز و معرفی بهتر دو گروه دایک است. گروهی از دایک‌ها دارای الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و اسپینل در خور توجه هستند و گروه دیگر، دارای آمفیبول، بیوتیت و فلدسپار فراوان هستند. به همین علت، از واژه‌های بازیک و حدواسط استفاده شد.

الف ب




شکل ۱- الف) نقشه سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در ایران، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه (بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ عروسان (Technoexport, 1984)

در کوه کم‌خاشک، دایک‌های بازیک، با امتداد شمال‌شرق- جنوب‌غرب و دایک‌های حدواسط با امتداد شمال‌غرب- جنوب‌شرق، ماسه‌سنگ، سنگ آهک و مارن‌های کرتاسه بالایی را قطع کرده‌اند. تعیین سن دایک‌های موجود در منطقه خور با استفاده از روش K-Ar، اعداد ۴۸ و ۵۴ میلیون سال را ارائه داده است که نشان دهنده زمان ائوسن زیرین و میانی است (Technoexport, 1984). علاوه بر مطالب یاد شده، روابط صحرایی و همچنین شباهت زمین‌شیمیایی و پتروگرافی این دایک‌ها با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه خور، سن ائوسن را برای دایک‌های مورد مطالعه تأیید می‌کند.

در برداشت‌های صحرایی مشخص شد که امتداد دایک‌های بازیک در کوه کم‌خاشک تغییر می‌کند و در جهت شرقی- غربی قرار می‌گیرند. دایک‌های مورد مطالعه در صحرا به رنگ سبز مایل به قهوه‌ای تیره و قرمز مایل به قهوه‌ای مشاهده می‌شوند. در این منطقه ۴۰ دایک مشاهده شد که ۱۲ دایک از نوع بازیک هستند. این دایک‌ها، دارای ضخامت ۲ تا ۳ متر هستند و طول آن‌ها تا ۷ کیلومتر می‌رسد. دایک‌های حدواسط، دارای حجم، تعداد، طول و همچنین ضخامت بیشتری نسبت به دایک‌های بازیک هستند (شکل ۲-A). در برخی موارد، دایک حدواسط توسط دایک بازیک قطع شده است و این نشان دهنده ایجاد این دایک‌ها قبل از دایک‌های بازیک است. نفوذ دایک‌های بازیک و حدواسط به درون واحدهای کرتاسه بالایی باعث

دگرگونی قابل توجهی نشده و در بعضی موارد، تنها سنگ دیواره را دچار پختگی کرده است.

این دایک‌ها در بررسی‌های پیشین از نظر پترولوژی و کانی‌شناسی مورد توجه قرار نگرفته و تنها وجود آن‌ها توسط زمین‌شناسان روسی در پروژه تکنواکسپورت (Technoexport, 1984) گزارش شده است.

در این نوشتار به مطالعه پتروگرافی، شیمی‌کانی‌ها و تعیین خاستگاه تکتونیکی، با استفاده از بررسی کانی‌های سازنده دایک‌های بازیک و حدواسط موجود در کوه کم‌خاشک پرداخته می‌شود.

## روش انجام پژوهش

به‌منظور دستیابی به اهداف این تحقیق، نخست، مطالعات صحرایی و نمونه برداری انجام شد. پس از انجام بررسی‌های پتروگرافی مقاطع نازک و نازک صیقلی، تصاویر میکروسکوپی دایک‌های مورد مطالعه (شکل ۲- B و C) تهیه شد. در تصاویر میکروسکوپی ارائه شده، خلاصه نام کانی‌ها برگرفته از Kretz (۱۹۸۳) است. در مرحله بعد، آنالیز نقطه‌ای بر روی کانی‌ها با استفاده از دستگاه الکترون مایکروپروب Cameca SX-100 در دانشگاه لیبنیز هانوور آلمان با ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ kv و جریان ۱۵ nA انجام شد. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها در جدول‌های ۱ تا ۷ آورده شده است. در محاسبه فرمول ساختاری و تعیین درصد اعضای پایانی کانی‌های دارای محلول جامد و همچنین در تفکیک $Fe^{2+}$ و $Fe^{3+}$ آن‌ها از نسبت‌های استوکیومتری (Droop, 1987) استفاده شد. مقادیر Cr#، Mg#، $Fe^{2+}$# و $Fe^{3+}$# به ترتیب به‌صورت Cr/(Cr+Al)، $Mg/(Mg+Fe^{2+})$، $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ و $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ محاسبه شد.

## پتروگرافی و شیمی‌کانی دایک‌های بازیک

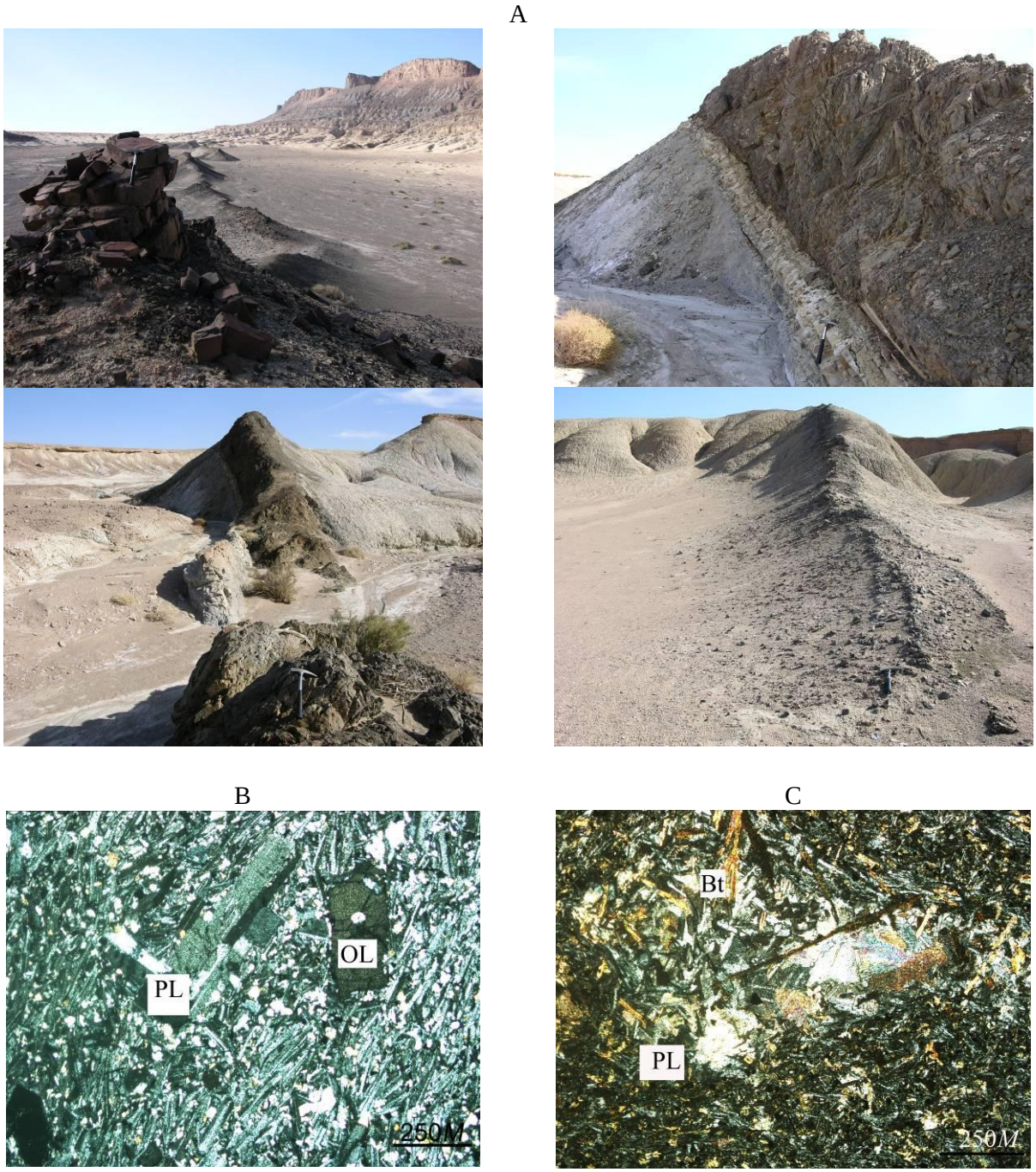
دایک‌های بازیک دارای کانی‌های اصلی الیوین (کریزولیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید)، پلاژیوکلاز (لابرادوریت)، سانیدین، کانی‌های فرعی مگنتیت، ارتوپیروکسن (انستاتیت)، اسپینل، فلوگوپیت و کانی‌های ثانویه زئولیت (ناترولیت و مزولیت)، کلریت (کروندوفیلیت)، کلسیت و سرپانتین هستند (شکل ۲- B). این دایک‌ها دارای انواع بیگانه‌سنگ‌های با ترکیب پیروکسنیت و هورنفلس و بیگانه‌بلورهای کوارتز هستند. در اثر واکنش مذاب با بیگانه‌بلورهای کوارتز، حاشیه واکنشی شامل کانی‌های پلاژیوکلاز از نوع الیگوکلاز و کلینوپیروکسن از نوع اوژیت تشکیل شده است. بافت‌های موجود در سنگ‌های این دایک‌ها شامل پورفیری، هیالوپورفیری، میکرولیتیک پورفیری، گلومروپورفیری و پوئی‌کلیتیک است.

### الیوین (کریزولیت)

این کانی، شکل‌دار و دارای ادخال‌های ریز اسپینل است. الیوین‌های ریز نیز در بین میکرولیت‌های فلدسپار زمینه دیده می‌شوند. برخی الیوین‌ها به کلریت و سرپانتین تبدیل شده‌اند. در رده‌بندی شیمیایی الیوین‌ها که بر اساس $Mg\#=Mg/(Mg+Fe^{2+})$ و $Fe\#=Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ است نمونه‌های مورد بررسی در گستره ترکیبی کریزولیت قرار می‌گیرند (شکل ۳- E).

### کلینوپیروکسن (دیوپسید)

فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، شکل‌دار و در برخی موارد دارای منطقه‌بندی و ماکل ساعت شنی هستند ($TiO_2$=1.9 %) و همچنین به‌صورت ریزبلور در بین میکرولیت‌های فلدسپار دیده می‌شود. بعضی کلینوپیروکسن‌ها دارای ادخال‌هایی از ارتوپیروکسن‌هستند. بر اساس آنالیز نقطه‌ای، مقدار Mg# کلینوپیروکسن‌ها به‌طور متوسط ۸۰ است. پیروکسن‌ها در گستره پیروکسن‌های آهن- منیزیم- کلسیم قرار دارند و مجموع کاتیون‌های $Ca + Na + Fe^{2+}$ آن‌ها نزدیک به ۲ است.




شکل ۲ - A)تصویر صحرایی دایک‌های ائوسن درون مارن و سنگ آهک کرتاسه، B) تصویر میکروسکوپی دایک بازیک و C)تصویر میکروسکوپی دایک حد واسط (Ol: Olivine; Pl: Plagioclase; Bt: Biotite)

در نمـــودار Wo-En-Fs نمونـــه‌هـــا در گســـتره دیوپسید قـرار دارنـد، امـا نتـایج آنـالیز نقطـه‌ای نشـان می‌دهد که آن گـروه از کلینوپیروکسـن‌هـا کـه اطـراف حاشیه واکنشی بیگانـه‌بلـور کـوارتز قـرار دارنـد از نـوع اوژیت هستند (شکل ۳- A).

**پلاژیوکلاز (لابرادوریت)**

پلاژیوکلازهـــا بـــه صـــورت درشـــت بلـــور و میکرولیـت‌هـای درشـت تـا ریـز، بـا بافـت جریـانی و

غربالی هستند. وجود پلاژیوکلازهای انبوه (بافت گلومروپورفیری) در نمونه‌ها نشان دهنده افت دمای ناگهانی ماگماست. بر اساس آنالیز نقطه‌ای، پلاژیوکلازها به‌طور متوسط دارای ۶۳/۶ آنورتیت، ۳۳/۹ آلبیت و ۲/۴ ارتوکلاز هستند (شکل ۳- C). پلاژیوکلاز موجود در اطراف حاشیه بیگانه‌بلور کوارتز از نوع الیگوکلاز است و دارای ۱۱/۶ آنورتیت، ۷۸/۷ آلبیت و ۹/۷ ارتوکلاز است.

**سانیدین**

این کانی، به‌صورت میکرولیت‌های ریز در زمینه و نیز گاهی به صورت ادخال در درون کلینوپیروکسن دیده می‌شود. بر اساس آنالیز نقطه‌ای، سانیدین به‌طور متوسط دارای ۲/۸ آنورتیت، ۳۵/۸ آلبیت و ۶۱/۴ ارتوکلاز است (شکل ۳- C).

**ارتوپیروکسن (انستاتیت)**

با اندازه ریز در زمینه دایک بازیک و نیز به‌صورت ادخال در برخی از کلینوپیروکسن‌ها مشاهده می‌شود. بر اساس آنالیز نقطه‌ای، #Mgارتوپیروکسن به‌طور متوسط ۶۱ است (شکل ۱- D).

**فلوگوپیت**

فنوکریست‌های شکل‌دار فلوگوپیت به میزان کم با اندازه ریزتر از کلینوپیروکسن‌ها به‌رنگ قهوه‌ای در زمینه دایک‌های بازیک یافت می‌شود. برخی از آن‌ها بر اثر دگرسانی به کلریت و مگنتیت تبدیل شده‌اند. بر اساس آنالیز نقطه‌ای، #Mgفلوگوپیت به‌طور متوسط ۸۱ و میزان $Al^{VI}$ آن‌ها کمتر از ۱ است (شکل ۳-F).

**اسپینل**

ادخال‌های شکل‌دار، ریز و ایزوتروپ اسپینل به‌رنگ قهوه‌ای، نه تنها در داخل الیوین‌ها یافت می‌شود بلکه در زمینه دایک نیز قابل مشاهده هستند. بر اساس آنالیز، اسپینل‌ها از نوع اسپینل کروم‌دار بوده و به‌طور متوسط دارای #Mg، #$Fe^{3+}$ و #Cr به ترتیب ۴۵/۲۶، ۷/۱۰ و ۳۱/۲۶ هستند.

**زئولیت (ناترولیت و مزولیت)**

به‌صورت پرکننده حفرات و شعاعی، تنها در دایک‌های نوع بازیک دیده می‌شوند. علت تشکیل زئولیت‌ها، محلول‌های غنی از کلسیم و سدیم است که شرایط لازم برای تشکیل زئولیت را در محیط فراهم کرده است.

**سرپانتین**

به‌صورت رشته‌ای، به‌رنگ سبز و در اثر دگرسانی الیوین ایجاد شده است. این کانی به همراه اکسید آهن در بین شکستگی‌های الیوین دیده می‌شود.

**کلریت (کروندوفیلیت)**

کلریت سبز رنگ بوده و از دگرسانی سایر کانی‌ها تشکیل شده است. بر اساس آنالیز نقطه‌ای، #Mg کلریت ۶۲ است (شکل ۳- G).

**بیگانه‌بلور کوارتز**

این کوارتزها در هنگام صعود ماگما از سنگ دیواره جدا شده و درون ماگما قرار گرفته‌اند که در اطراف آن‌ها پیروکسن‌های دانه‌ریز اوژیت و پلاژیوکلازهای ریز الیگوکلاز مشاهده می‌شوند.

**بیگانه‌سنگ‌های هورنفلس و پیروکسنیت**

دایک‌های بازیک مورد بررسی در برخی موارد دارای بیگانه‌سنگ‌های هورنفلس و پیروکسنیت هستند. پیروکسنیت‌ها ریزدانه بوده و هورنفلس‌ها احتمالاً از دگرگونی مجاورتی بخشی از سنگ میزبان (شیست‌های پرکامبرین و یا مارن‌های کرتاسه) که در هنگام صعود ماگما درون آن قرار گرفته‌اند به‌وجود آمده‌اند.

**پتروگرافی و شیمی‌کانی دایک‌های حدواسط**

کـانی‌هـای اصـلی دایـک‌هـای حدواسـط شـامل کلینوپیروکسـن (دیوپسـید)، پلاژیـوکلاز (لابرادوریـت)، بیوتیـت، فلوگوپیـت، آمفیبـول (هاسـتینگزیت منیـزیم‌دار) و مگنتیـت بـوده و کـانی‌هـای ثانویـه نیـز شـامل کلریـت و کلسـیت هستند. بافت‌هـای عمـده ایـن دایـک‌هـا میکرولیتیـک پـورفیری و هیـالوپورفیری اسـت. از نظـر کـانی‌شناسـی ایـن دایـک‌هـا دارای شـباهت‌هـایی بـه لامپروفیرهـا هستند.

**کلینوپیروکسن (دیوپسید)**

فنوکریست‌های شـکل‌دار کلینوپیروکسـن درشـت و ریز در بین میکرولیت پلاژیوکلاز دیده می‌شود. بر اساس آنـالیز نقطـه‌ای کلینوپیروکسـن‌هـا بـه طـور متوسـط دارای Mg#=۸۳ هستند (شکل ۳- A).

**پلاژیوکلاز (لابرادوریت)**

میکرولیت‌های پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی‌سـینتتیک هستند و همراه با بیوتیت، عمده‌ترین کـانی دایـک‌هـای حدواسط به‌شمار می‌روند. در برخی مقاطع، این کانی‌هـا دچـار دگرسـانی شـده‌انـد. بـر اسـاس آنـالیز نقطـه‌ای، پلاژیوکلاز به‌طور متوسط دارای ۵۷/۵ درصـد آنورتیـت، ۴۰ درصد آلبیت و ۲/۴ درصد ارتوکلاز اسـت (شـکل ۳- C).

**فلدسپار پتاسیم**

این کانی به‌صورت میکرولیت، با بافت جریـانی تنهـا در محدوده زمینه سنگ دیده می‌شود. بر اسـاس آنـالیز نقطـه‌ای، سـانیدین بـه‌طـور متوسـط دارای ۴/۱ درصـد آنورتیت، ۴۶ درصد آلبیت و ۴۹ درصـد ارتـوکلاز اسـت (شکل ۳- C).

**میکا (بیوتیت و فلوگوپیت)**

فنوکریسـت‌هـای شـکل‌دار و نیمـه‌شـکل‌دار میکـا بـه‌رنـگ قهـوه‌ای، در ایـن دایـک‌هـا بـه فراوانـی دیـده مـی‌شـود. در برخـی مقـاطع، ایـن کـانی بـر اثـر دگرسانی بـه کلریـت و کـانی‌هـای اپـاک تبـدیل شـده اسـت و اکسـیدهای آهـن در امتـداد رخ‌هـای آن متمرکـز شـده‌انـد. محققـین، وجـود ایـن پدیـده را ناشـی از افـت سـریع فشـار و یـا افـزایش فوگاسـیته اکسـیژن در هنگـام فـوران بیـان مـی‌کننـد. بـر اسـاس آنـالیز، Mg# میکاهـا بـه طـور متوسـط ۶۴ و میـزان $Al^{VI}$ آن‌ها کمتر از ۱ است (شکل ۳- F).

**آمفیبول (هاستینگزیت منیزیم‌دار)**

فنوکریسـت‌هـای شـکل‌دار آمفیبـول بـه‌رنـگ سـبز در ایـن دایـک‌هـا بـا انـدازه درشـت دیـده مـی‌شـود. آمفیبول‌ها از نـوع کلسـیک هسـتند. بـر اسـاس آنـالیز، آمفیبـول‌هـا بـه‌طـور متوسـط دارای Mg#= ۹۳ هستند (شکل ۳- H).

**مگنتیت**

این کانه به‌صورت اولیه و ادخال‌های شکل‌دار داخـل کانی‌ها دیده مـی‌شـود. همچنـین، در حاشـیه دگرسـان میکاها یافت می‌شود. به‌طور کلی در اغلب مقـاطع مـورد بررسی پراکنده است.

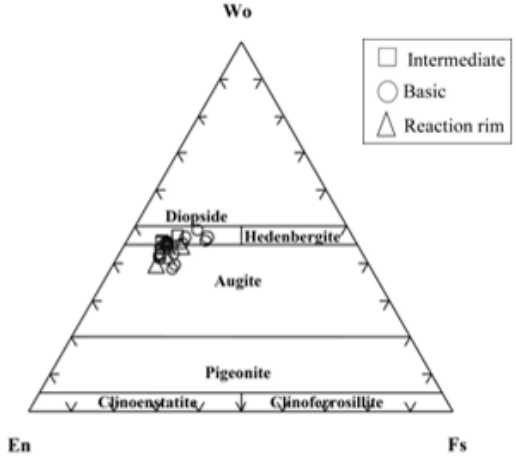
**کلسیت**

به‌صورت پر کننده حفرات و شکاف‌ها دیده شد. بافت بادامکی را ایجاد نمـوده اسـت و در نمونـه دسـتی قابـل تشخیص است. در محل کنتاکت دایک و سـنگ دیـواره نیز یافت می‌شود.

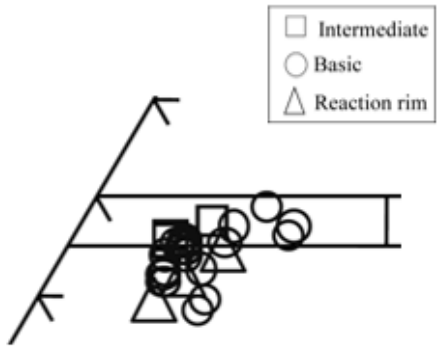
**کلریت**

کلریت به رنگ سبز و یک کانی ثانویـه اسـت کـه از دگرسانی سایر کانی‌ها از جمله الیوین حاصل شده است. این کـانی بـه‌صـورت پراکنـده در بعضـی مقـاطع دیـده می‌شود.

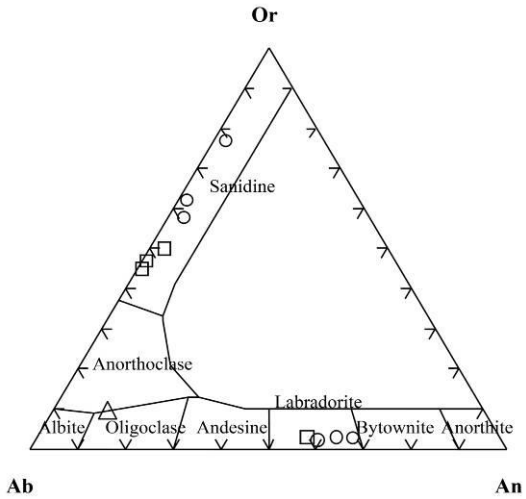
A


Wo
Intermediate
Basic
Reaction rim
Diopside
Hedenbergite
Augite
Pigeonite
Clinoenstatite
Clinoferrosillite
En
Fs

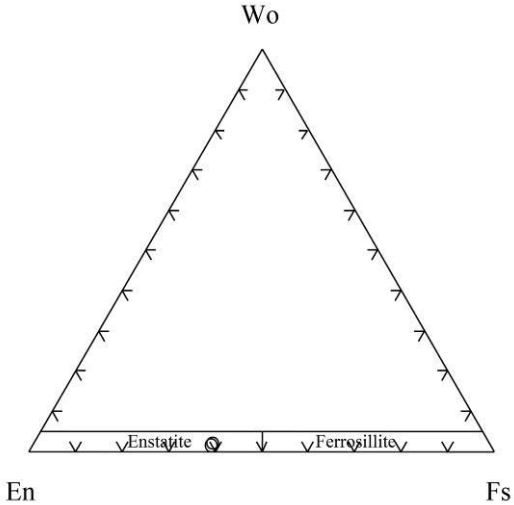
B


Intermediate
Basic
Reaction rim

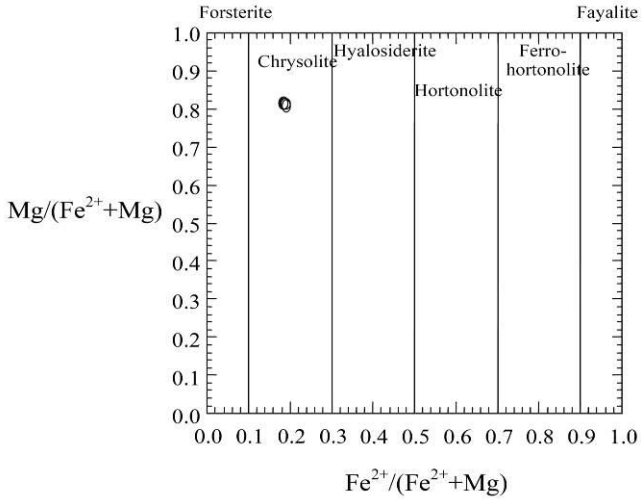
C


Or
Sanidine
Anorthoclase
Labradorite
Albite
Oligoclase
Andesine
Bytownite
Anorthite
Ab
An

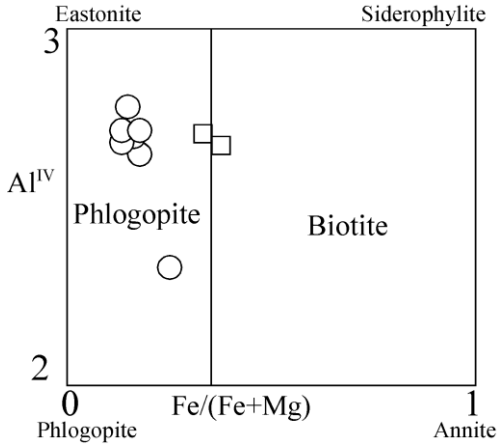
D

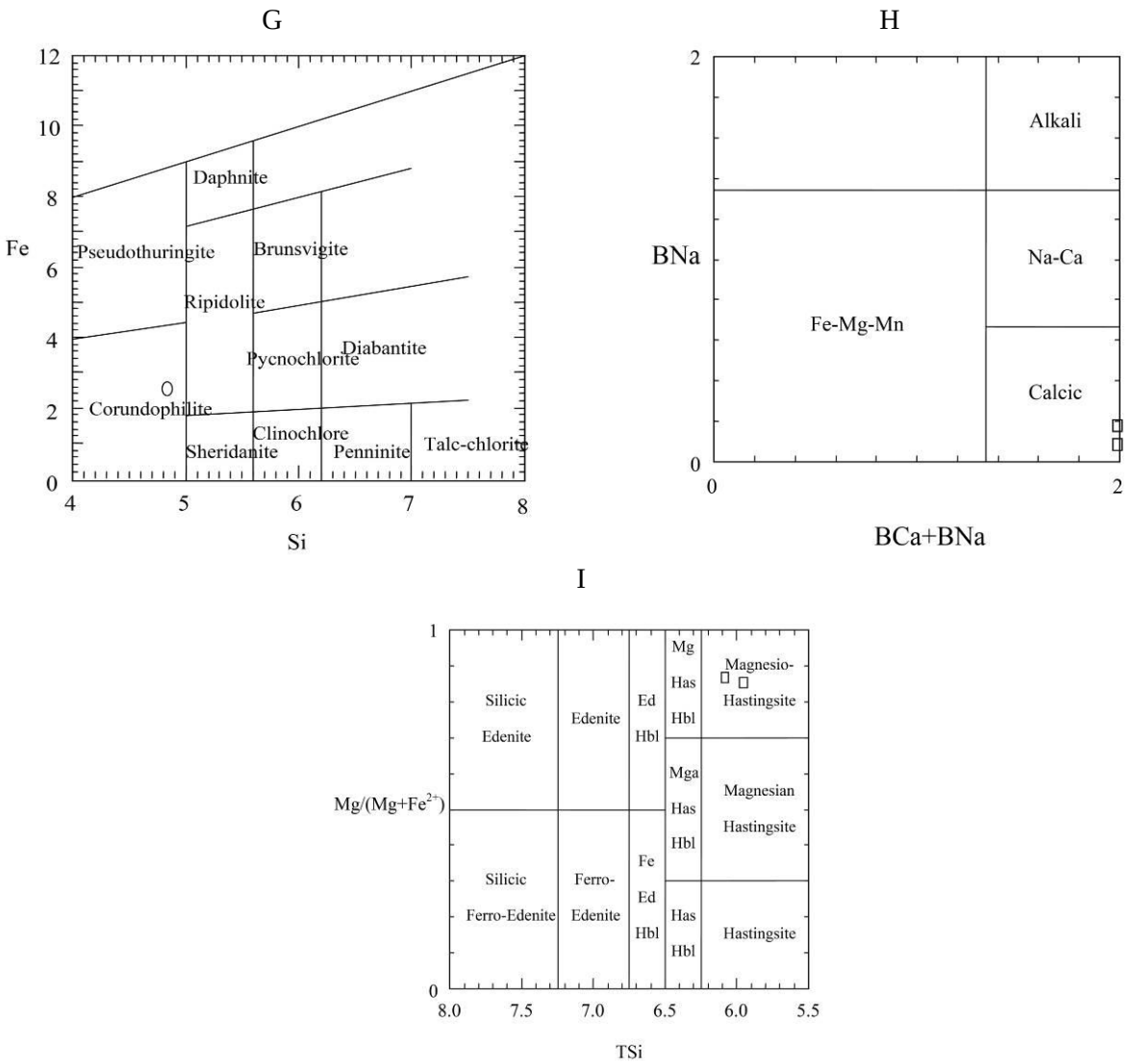

Wo
Enstatite
Ferrosillite
En
Fs

E


Forsterite
Fayalite
Chrysolite
Hyalosiderite
Ferro-
hortonolite
Hortonolite
Mg/(Fe2+ +Mg)
Fe2+/(Fe2+ +Mg)
0.0
0.1
0.2
0.3
0.4
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0

F


Eastonite
Siderophylite
3
2
AlIV
Phlogopite
Biotite
0
Fe/(Fe+Mg)
1
Phlogopite
Annite




شکل ۳- نمودارهای ترکیب کانی‌های موجود در دایک‌ها؛ A) و B)کلینوپیروکسن‌های مطالعه شده در دایک‌های بازیک و حدواسط و حاشیه بیگانه‌بلور کوارتز را نشان می‌دهند (Morimoto *et al*., 1988)، C) ترکیب فلدسپات‌ها (Deer *et al*., 1992)، D) ترکیب ارتوپیروکسن موجود در دایک بازیک(Morimoto *et al*., 1988)، E) ترکیب الیوین‌های دایک بازیک (Deer *et al*., 1992)، F) ترکیب میکاهای موجود در دایک‌های بازیک و حدواسط (Deer *et al*., 1992)، G) نمودار رده‌بندی کلریت‌های دایک‌ها (Hey, 1954)، H) ترکیب آمفیبول‌های دایک حدواسط (Hawthorne, 1983) و I) طبقه‌بندی آمفیبول‌های دایک حدواسط (Leak *et al*., 1997).

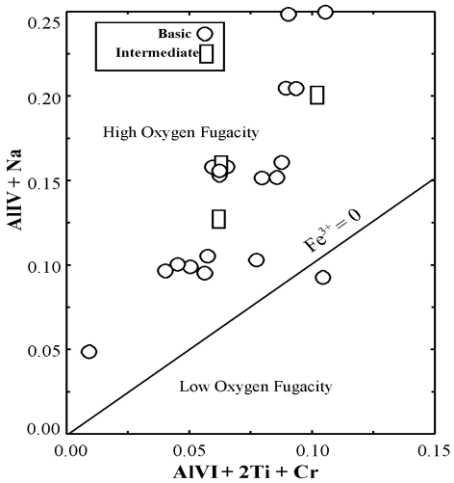
## بحث

کلینوپیروکسن‌ها در نمونه‌های دایک بازیک دارای #Mg از ۶۴ تا ۸۳ و در نمونه‌های دایک حدواسط دارای #Mg از ۷۷ تا ۸۳ هستند. میزان بیش از ۷۰ درصد #Mg در اکثر کلینوپیروکسن‌ها نشان دهنده تبلور آن‌ها از یک ماگمای اولیه در دمای بالاست. همچنین، با وجود #Mg پایین‌تر از ۷۰ درصد در بعضی نمونه‌ها می‌توان نتیجه گرفت که از یک ماگمای تفریق یافته حاصل شده‌اند.

پژوهشگران متعددی مانند Kushiro (۱۹۶۰)، Leake و همکاران (۱۹۹۷)، Nachite (۱۹۸۶) و Nisbet و Pearce (۱۹۷۷) بر وابستگی ترکیب

کلینوپیروکسن‌ها به ترکیب شیمیایی گدازه میزبان آن‌ها اشاره نموده‌اند.

میزان آهن سه ظرفیتی پیروکسن‌ها تابعی از فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل دهنده آن‌هاست. بر اساس نمودار $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ در برابر $Na + Al^{IV}$ (Schweitzer *et al*., 1979) میزان فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل دایک‌های بازیک و حد واسط بالاست زیرا این نمونه‌ها در نمودار ترسیم شده (شکل ۴) بالای خط $Fe^{3+}=0$ قرار گرفته‌اند.



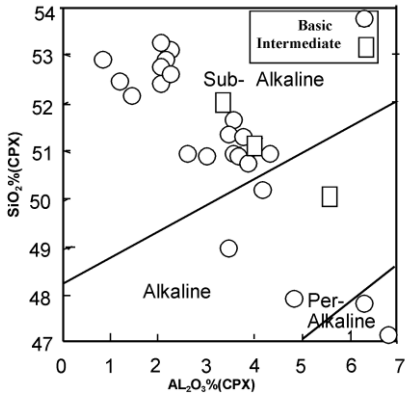

شکل ۴- تعیین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌ها (Schweitzer *et al*., 1979). قرارگرفتن نمونه‌ها بالای خط $Fe^{3+}=0$ نشان دهنده فوگاسیته اکسیژن بالا در محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی است.

برای شناخت نوع ماگما و محیط تکتونیکی، استفاده از ترکیب شیمیایی سنگ کل همیشه از شیمی کلینوپیروکسن بهتر است اما زمانی که تجزیه سنگ کل در دسترس نباشد و یا سنگ دچار دگرسانی شده باشد، از فنوکریست‌های کلینوپیروکسن استفاده می‌شود.

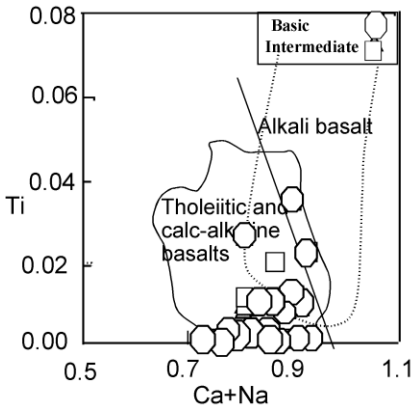
از نمودار شکل ۵- A (Le Bas, 1962) برای تعیین سری ماگمایی استفاده شد. با توجه به این شکل، بیشتر نمونه‌ها در محدوده ساب آلکالن واقع شده‌اند. در نمودار شکل ۵- B (Leterrier *et al*., 1982)، کلینوپیروکسن‌ها بر مبنای تغییرات Ti در برابر Ca+Na، اکثراً در قلمرو بازالت‌های تولئیتی- کالک‌آلکالن واقع شده‌اند.

نتایج بررسی نمونه‌ها در نمودار F1-F2 (Nisbet and Pearce, 1977)، شکل ۵- C، برای تعیین موقعیت تکتونیکی سنگ‌های منطقه در زمان تشکیل، گویای قلمرو قوس‌های ماگمایی است.

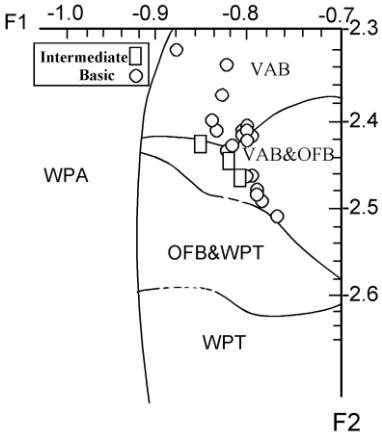
A




B




C



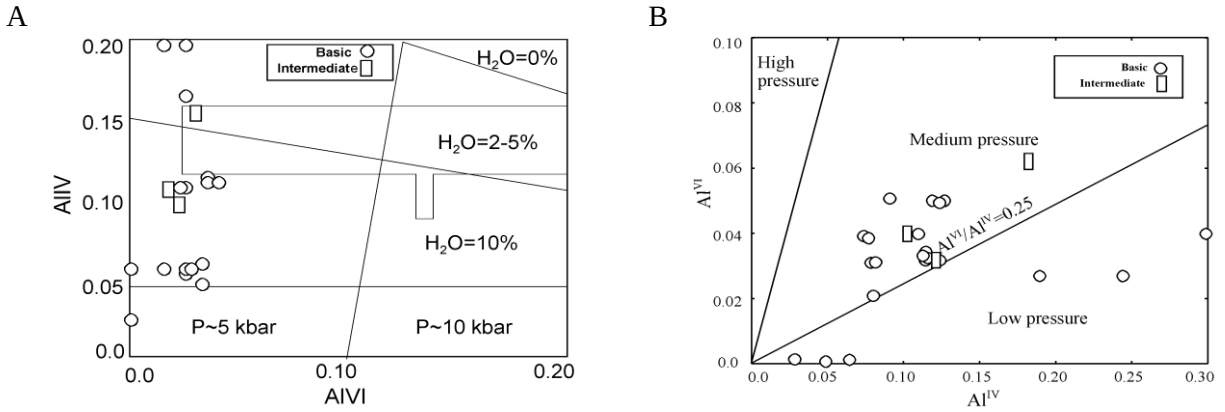

شکل ۵- B و A) استفاده از کانی کلینوپیروکسن جهت تعیین سری ماگمایی دایک‌های کوه کم خاشک (Le Bas, 1962) و (Leterrier *et al*., 1982) که نمونه‌ها در قلمرو ساب آلکالن و نیز در قلمرو مشترک با آلکالن واقع شده‌اند و C) تعیین موقعیت تکتونوماگمایی دایک‌های منطقه (Nisbet and Pearce, 1977).

## فشارسنجی

پژوهشـــگران معتقدنـــد کـــه قرارگیـــری Al در موقعیـــت‌هـــای $Al^{IV}$ و $Al^{VI}$ کلینوپیروکســـن‌هـــا، معیـــار مناسبی برای تخمـین مقـدار آب ماگمـا و میـزان فشـار حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌های آذرین اسـت (Helz, 1973). مدل ارائـه شـده در نمـودار شـکل ۶- A، فشـار کمتر از ۵ کیلوبار و مقدار متغیر آب ماگما (کمتـر از ۱۰ درصد) را برای زمان تبلور پیروکسن‌هـای بازیـک و حـد واسط نشان می‌دهد. از این نمودار می‌توان نتیجه گرفـت که کلینوپیروکسن‌ها از یک ماگمای مـادر در فشـارکمتر از ۵ کیلوبار متبلور شده‌اند. نمودار شکل ۶- B بر اساس نســـبت $Al^{VI}$ و $Al^{IV}$ در کلینوپیروکســـن‌هاســـت و نشـان‌دهنـده فشـار متوسـط و پـایین در زمـان تبلـور کلینوپیروکسن‌های دایک‌هـای بازیـک و فشـار متوسـط برای کلینوپیروکسن دایک‌های حد واسط است.

## دماسنجی

از داده‌های آنالیز نقطه‌ای به‌منظور دماسنجی بیوتیت و تعیین دمای تشکیل آن استفاده شـد. ایـن دماسـنجی توسـط Henry و همکـاران (۲۰۰۵) ارائـه شـده اسـت. میزان تیتان موجود در بیوتیـت متابازیـت‌هـا مـی‌توانـد دمای تبلور آن‌ها را در فشار های ۴ تا ۶ کیلوبار مشخص کند. با توجه به آن که بیوتیت‌های مـورد بررسـی اولیـه هستند و Patino Douce (۱۹۹۳) دماسنجی بیوتیت‌هـا بر اساس مقدار تیتان موجود در سـاختار آن‌هـا را قابـل استفاده برای سنگ‌های آذرین و متاپلیت‌هـا دانسـت، از این رو از این روش برای دماسنجی استفاده شـد. دمـای تبلور بیوتیت‌های دایک‌های بازیک دارای محـدوده ۶۹۹ تا ۸۰۸ درجه سـانتیگراد و دمـای تبلـور در نمونـه‌هـای دایک حدواسط از ۷۳۲ تا ۷۴۷ درجـه سـانتیگراد اسـت (جدول ۸).




شکل ۶- A) نمودار توزیع $Al^{IV}$ در برابر $Al^{VI}$ کلینوپیروکسن‌ها (Helz, 1973) این نمودار بیانگر فشار کمتر از ۵ کیلوبار و مقدار متغیر آب ماگما در زمان تبلور کلینوپیروکسن‌هاست، B) توزیع آلومینیوم $Al^{IV}$ و $Al^{VI}$ در کلینوپیروکسن‌هـا (Aoki and Shiba, 1973) بیـانگر فشـار متوسـط و پایین در زمان تبلور کلینوپیروکسن‌های دایک‌های بازیک و فشار متوسط برای کلینوپیروکسن دایک‌های حدواسط است.

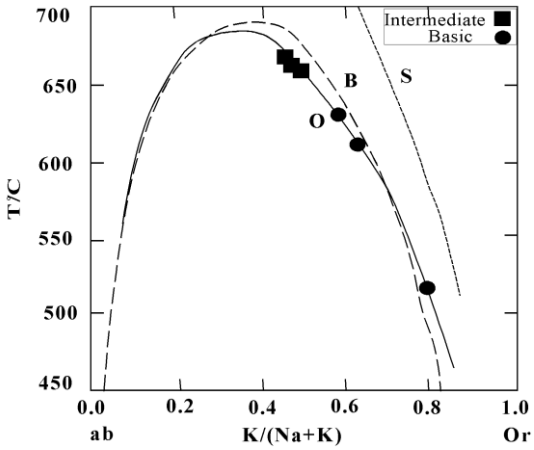
جدول ۸- نتایج دماسنجی بیوتیت‌ها با استفاده از روش ارائه شده توسط Henry و همکاران (۲۰۰۵)

| sample | a | b | c | Ti | X (Mg) | T (°C) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **Intermediate** | -2.3594 | 4.6482E-09 | -1.7283 | 0.417 | 0.64 | 747 |
| **Intermediate** | -2.3594 | 4.6482E-09 | -1.7283 | 0.348 | 0.67 | 732 |
| **Basic** | -2.3594 | 4.6482E-09 | -1.7283 | 0.192 | 0.81 | 705 |
| **Basic** | -2.3594 | 4.6482E-09 | -1.7283 | 0.203 | 0.82 | 718 |
| **Basic** | -2.3594 | 4.6482E-09 | -1.7283 | 0.223 | 0.75 | 699 |
| **Basic** | -2.3594 | 4.6482E-09 | -1.7283 | 0.394 | 0.84 | 808 |
| **Basic** | -2.3594 | 4.6482E-09 | -1.7283 | 0.187 | 0.83 | 711 |
| **Basic** | -2.3594 | 4.6482E-09 | -1.7283 | 0.189 | 0.83 | 713 |
| **Basic** | -2.3594 | 4.6482E-09 | -1.7283 | 0.186 | 0.83 | 710 |

$$T = ([Ln (Ti) - a - c (X_{Mg})^3] / b)^{33}.$$

در این عبارت T، دما بر حسب سیلسیوس، Ti تعداد اتم در واحد فرمول بر اساس ۲۲ اکسیژن و $X_{Mg}$ برابر Mg /(Mg + Fe) است. با بالارفتن دما به‌ویژه در دمای ۸۰۰ درجه سانتیگراد، میزان Tiافزایش می‌یابد اما افزایش فشار باعث کاهش غلظت Ti می‌شود.

به منظور دماسنجی فلدسپارهای پتاسیم، نمودار شکل ۷ (Seck, 1972) ارائه شده است. محاسبات Barth (۱۹۵۶) منحنی سولووس B را برای محدوده‌های امتزاج رسم نموده است. در آزمایشات دیگر، منحنی O برای فشار ۲ کیلوبار (Orville, 1963) و منحنی S برای فشار ۱۰ کیلوبار ترسیم شده است (Seck, 1972) (شکل ۷). آلکالی فلدسپار دایک‌های بازیک، منحنی O را در دمای ۶۳۰ و ۵۳۰ درجه سانتیگراد و نمونه‌های دایک حدواسط منحنی O را در ۶۷۵ درجه سانتیگراد قطع کرده‌اند (Seck, 1972).



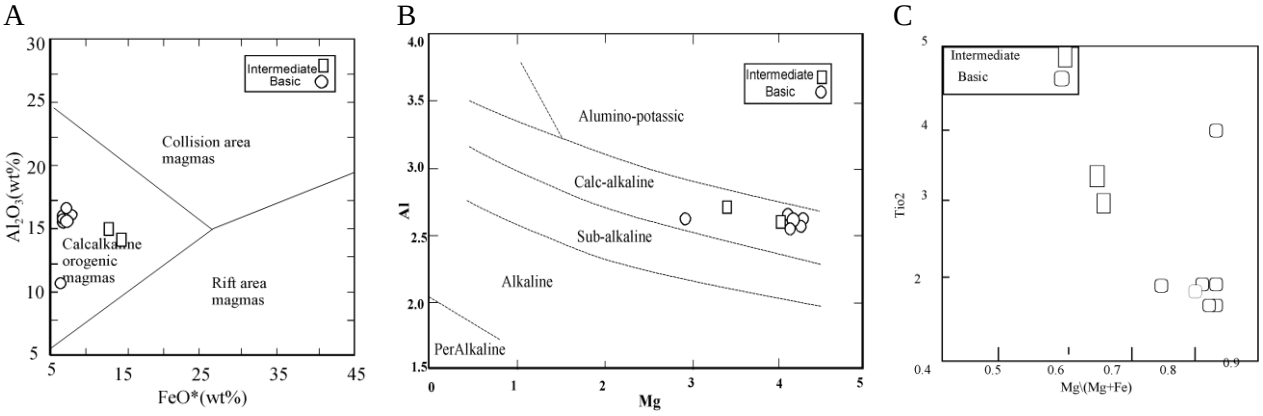

شکل ۷- نمودار دماسنجی آلکالی فلدسپارها (Seck, 1972) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه

ترکیب فلوگوپیتی میکاها در دایک بازیک نشان دهنده تبلور آن‌ها از یک ماگمای غنی از منیزیم است (Patino Douce, 1993). حضور فلوگوپیت در گدازه‌های بازیک، فشار بالاتری نسبت به حضور بیوتیت در گدازه‌های اسیدی را نشان می‌دهد. بنابراین، ماگمای سازنده در عمق قابل توجهی (فشار بیشتر) ایجاد شده است. میزان Ti در بیوتیت‌ها متناسب با دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن ماگماست و تنها بیوتیت‌های با دمای بالا، حاوی مقادیر بالای Ti هستند.

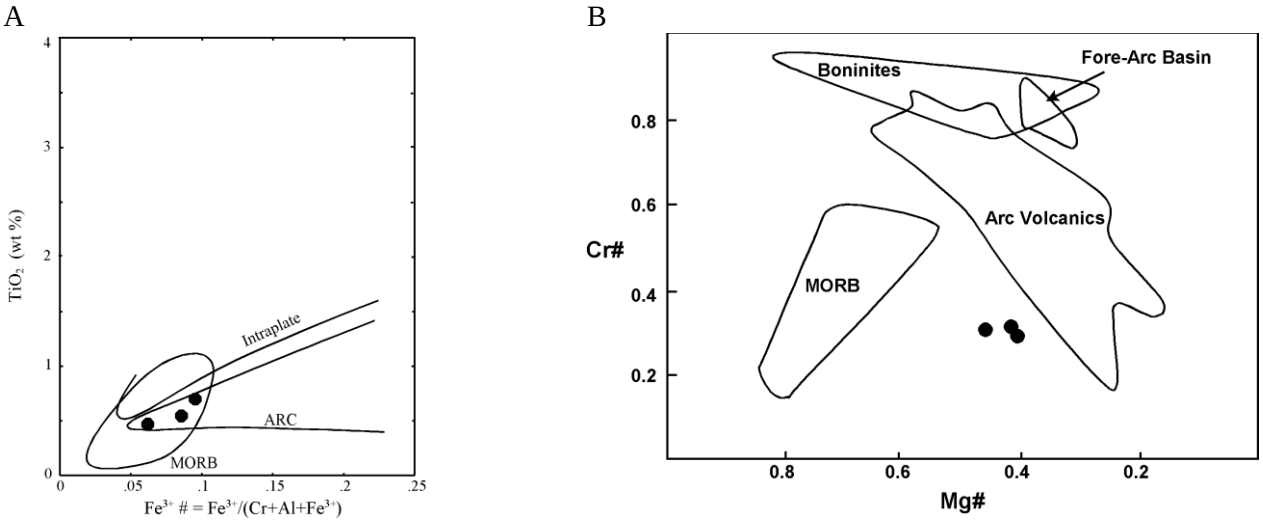
ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های ماگمایی بازتاب دهنده شرایط ماگمایی است (Nachite, 1986). از بیوتیت‌ها جهت تعیین ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای سازنده میکاها (شکل ۸) استفاده شد. در نمودار شکل ۸- A نمونه‌ها در گستره ترکیبی کالک‌آلکالن کوه‌زایی قرار می‌گیرند. بیوتیت‌های غنی از آلومینیوم، در دماهای پایین پایداری بیشتری دارند در صورتی که با افزایش دما، پایداری Mg و Ti بالا می‌رود (Patino Douce, 1993). طبق نمودار ارائه شده در شکل ۸- B ترکیب بیوتیت‌ها در قلمرو ماگماهای کالک‌آلکالن واقع شده است. میزان انحلال‌پذیری Ti در بیوتیت، با افزایش دما زیاد و با افزایش فشار کم می‌شود (Tronnes *et al.*, 1985). همچنین در بیوتیت‌های آهن و منیزیم‌دار، مقدار Ti با افزایش فوگاسیته اکسیژن افزایش می‌یابد (Abdel-Rahman, 1994). در شکل ۸- C مقدار Ti در بیوتیت‌های مطالعه شده بالاست، بنابراین کاهش فشار، فوگاسیته اکسیژن و دمای بالا را نشان می‌دهد. بررسی‌ها نشان می‌دهد که روند غنی‌شدگی از $Fe^{2+}$ یا Mg در میکاها تابعی از فوگاسیته اکسیژن در طول تبلور مذاب است. میکاهای متبلور شده در شرایط اکسیدان غنی از منیزیم هستند، در حالی‌که در شرایط احیا، غنی از $Fe^{2+}$ هستند. با توجه به اینکه میکاهای منطقه غنی از منیزیم هستند، در نتیجه اکثر نمونه‌ها در شرایط اکسیدان تشکیل شده‌اند. نمودار ارائه شده در شکل ۴ این موضوع را تأیید می‌کند.

با استفاده از ترکیب شیمیایی اسپینل‌های ماگمایی می‌توان محیط تشکیل ماگمای سازنده

آن‌هـــا را تعیـــین نمـــود. شـــکل ۹- A توســـط Arai (۱۹۹۲) ارائـه شـده اسـت کـه بـا اسـتفاده از نسـبت $TiO_2$ در مقابـل $Fe^{3+}$# اسـپینل‌هـا رسـم شـده اسـت. اسپینل‌هـای مـورد بررسـی در محـدوده‌هـای مـرتبط بـا کمـان آتشفشـانی و MORB قـرار مـی‌گیرنـد. در شـکل ۹- B (Kepezhinskas *et al.*, 1993) اسـپینل‌هـای مـورد مطالعـه در نزدیکـی محـدوده کمـان‌هـای آتشفشـانی قـرار گرفتـه‌انـد. بررسـی‌هـای صـحرایی و عدم وجود افیولیت در ایـن منطقـه نشـان مـی‌دهـد کـه این سنگ‌ها متعلق به کمان آتشفشانی هستند.




شکل ۸- A) در این نمودار که توسط Abdel-Rahman (۱۹۹۴) پیشنهاد شده است، تمـامی نمونـه‌هـا در گسـتره ترکیبـی کالـک‌آلکـالن قـرار می‌گیرند،B) این نمودار توسط Nachite (۱۹۸۶) پیشنهاد شده است و بیانگر ترکیب کالک‌آلکالن بیوتیت‌های مورد مطالعـه اسـت و C) نمـودار نسبت Mg / (Mg + Fe) در مقابل $TiO_2$




شکل ۹- A) در این نمودار که توسط Arai (۱۹۹۲) پیشنهاد شده است، تمامی نمونه‌ها در محدوده‌های مرتبط با کمـان آتشفشـانی و MORB قرار می‌گیرند، B) این نمودار توسط Kepezhinskas و همکاران (۱۹۹۳) پیشنهاد شده که نمونه‌های ایـن منطقـه در نزدیکـی محـدوده کمـان آتشفشانی قرار می‌گیرند.

وجود دایک‌های این منطقه را می‌توان نشأت گرفتـه از تکتونیک پویای ایران مرکزی در زمان ائوسن دانسـت. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که در زمـان ائوسـن، نخست، منطقه کم‌خاشک تحت تأثیر نیروهـای کششـی در جهت شمال‌شرق- جنوب‌غرب قرار گرفتـه اسـت کـه حاصل آن ایجاد دایک‌های حد واسط است و سپس ایـن

منطقه تحت تأثیر نیروهای کششی در جهت شمال‌غرب- جنوب‌شرق قرار گرفته است که در نتیجه این نیروها، دایک‌های بازیک در جهت شمال‌شرق- جنوب‌غرب پدید آمده اند.

## نتیجه‌گیری

در منطقه کم‌خاشک، دایک‌های حدواسط با امتداد NW-SE و دایک‌های بازیک با امتداد NE-SW، سنگ‌های کرتاسه را قطع کرده‌اند. دایک‌های حدواسط، دارای کانی‌های کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، بیوتیت، فلوگوپیت، آمفیبول، سانیدین و مگنتیت و کانی‌های ثانویه کلریت و کلسیت هستند. دایک‌های بازیک دارای کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، سانیدین، مگنتیت، ارتوپیروکسن، اسپینل و فلوگوپیت و کانی‌های ثانویه کلریت، سرپانتین، کلسیت و زئولیت هستند. در مجاورت دایک‌ها با سنگ میزبان، اندکی پختگی مشاهده می‌شود. رخداد دو نوع ماگماتیسم به‌صورت دایک، با دو جهت متفاوت در زمان ائوسن، بیانگر تغییر جهت رژیم کششی منطقه خور از شمال‌شرق- جنوب‌غرب به شمال‌غرب- جنوب‌شرق است. پتروگرافی و شیمی‌کانی‌ها نشان می‌دهد سنگ‌های مورد بررسی به سری ماگمایی کالک‌آلکالن و محیط زمین‌ساختی قوس‌های ماگمایی تعلق دارند.

## سپاسگزاری

نویسندگان مقاله از تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان سپاسگزاری می‌نمایند.

## منابع

آقانباتی، ع. (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

Abdel-Rahman, A. M. (1994) Nature of biotites from alkaline, calc - alkaline and peraluminous magmas. Journal of Petrology 35: 525-541.

Aoki, K. and Shiba, I. (1973) Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-Gata, Japan. Lithos 6: 41-51.

Arai, S. (1992) Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. Mineralogical Magazine 56: 173-184.

Barth, T. F. W. (1956) Studies in gneiss and granite. Norske Vidensk. Akad. Oslo, I. Mat.-Naturv Klasse I, 263-274.

Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) An introduction to the rock forming minerals. Longman Scientific and Technical, London.

Droop, G. T. R. (1987) A general equation for estimating $Fe^{3+}$ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Mineralogical Magazine 51: 431-435.

Hawthorne, F. C. (1983) The crystal chemistry of the amphiboles. Canadian Mineralogist 21: 173-480.

Helz, R. T. (1973) Phase relations of basalts in their melting range at PH20= 5 kb as a function of oxygen fugacity. Journal of Petrology 14: 249-302.

Henry, D. J., Guidotti, C. V. and Thomson, J. A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. American Mineralogist 90: 316-328.

Hey, M. H. (1954) A new review of the chlorites. Mineralogical Magazine 30: 277-292.

Kepezhinskas, P. K., Taylor, R. N. and Tanaka, H. (1993) Geochemistry of plutonic spinels from the North Kamchatka Arc-Comparisons with spinels from other tectonic settings. Mineralogical Magazine 57: 575-590.

Kretz, R. (1983) Symbols for rock forming minerals. American Mineralogist 68: 277-279.

Kushiro, I. (1960) Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. American Journal of Science 258: 548-554.

Le Bas, N. J. (1962) The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. American Journal of Science 260: 267-288.

Leake, B. E., Wolley, 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., 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(1): 219-246.

Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo - volcanic series. Earth and Planetary Science Letters 59: 139-54.

Morimoto, N., J., Fabrice, A., Ferguson, I. V., Ginzburg, M., Ross, F. A., Seifert, J., Zussman, K., Aoki, and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxene. Mineralogical Magazine 52: 535-555.

Nachite, H. (1986) Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques, Thèse de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest.

Nisbet, E. G. and Pearce, J. A. (1977) Clinopyroxene compositions in mafic lavas from different tectonic settings. Contributions to Mineralogy and Petrology 63: 149-160.

Orville, P. M. (1963) Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. American Journal of Science 251: 201-237.

Patino Douce, A. E. (1993) Titanium substitution in biotite, an empirical model with applications to thermometry, $O_2$ and $H_2O$ barometries and consequences from biotite stability. Chemical Geology 108: 133-162.

Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and Bence, A. E. (1979) Statistical analysis of clinopyroxenes from deep - sea basalts. American Mineralogist 64: 501-513.

Seck, H. A. (1972) The influence of pressure on the alkali feldspar solvus from peraluminous and persilicic materials. Fortschritte der Mineralogie 49: 31-49.

Technoexport (1984) Geology of Khur area (Central Iran) Report TE/NO. 20, Geological survey of Iran.

Tronnes, R. G., Edgar, A. D. and Armina, M. (1985) A high pressure - high temperature study of $TiO_2$ solubility in Mg-rich phlogopite, Implications to phlogopite chemistry. Geochimica et Cosmochimica Acta 49: 2323-2329.

# Petrography and mineral chemistry of Eocene dykes from Kuh-e-Kam Khashak (North of Khur, Isfahan province)

**Hamideh Abbasi and Ghodrat Torabi ***

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

## Abstract

Ku-e-Kam Khashak is located in the NE of Isfahan (North of Khur). Basic dykes trending NE-SW and intermediate dykes with NW-SE trend cross cut the Upper Cretaceous sandstone, limestone and marl. The intermediate dykes are much more abundant and widespread in the area. Field studies show that the basic dykes cross-cutting the intermediate dykes, indicating that intermediate dykes are older. Primary minerals of the basic dykes are olivine (chrysolite), clinopyroxene (diopside, augite), plagioclase (labradorite, oligoclase), sanidine, magnetite, orthopyroxene (enstatite), spinel, phlogopite and secondary minerals are zeolite (natrolite and mesolite), chlorite, calcite and serpentine. The intermediate dykes are composed of clinopyroxene (diopside), plagioclase (labradorite), sanidine, mica (biotite and phlogopite), amphibole (magnesio-hastingsite) and magnetite as primary minerals and chlorite and calcite as secondary minerals. Basic dykes have xenocrysts of quartz and xenoliths with pyroxenite and hornfels in composition. Mineral chemistry of clinopyroxenes reveals pressure less than 5 kbars and variable $P_{H2O}$ for the formation of these phases. Thermometry of the micas in intermediate dykes show 732- 747 °C, whereas the biotites of basic dykes crystallized 699 to 808 °C. Petrography and mineral chemistry of the studied dykes indicate sub- alkaline and calc- alkaline characteristic of the primary magma and their magmatic arc setting.

**Key words:** Dyke, Eocene, Calc-Alkaline, Kam Khashak, Khur, Central Iran

* torabighodrat@sci.ui.ac.ir