

## پترولوژی، ژئوشیمی و کانی‌شناسی گدازه‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک (اغلب شوشونیتی) شمال غرب مرند (آذربایجان)

علی اکبر خضولو، صدرالدین امینی: دانشگاه تربیت معلم تهران  
محسن موید: دانشگاه تبریز

### چکیده

سنگ‌های ولکانیک شمال غرب مرند با سن پلیوکواترنر شامل: آندزیت، آندزیت بازالتی، لوسیت تفریت، لوسیت بازائیت و تفریت است. بالا بودن مقادیر  $K_2O$  و  $MgO$  و نیز نسبت  $K_2O/Na_2O$  نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه را می‌توان جزء سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک رده بندی کرد. با این توضیح که از نظر سری ماگمایی در محدود شوشونیتی قرار می‌گیرند. بررسی عناصر فرعی نشان می‌دهد که سنگ‌های این منطقه از عناصر LIL غنی بوده و دارای مقادیر پایین عناصر HFS هستند، این نشان می‌دهد که بخش گوشته ای لیتوسفر متاسوماتیزه شده با ترکیب گارنت لرزولیتی و فوگاسیته بالای  $CO_2/H_2O$  نقش عمده ای در ژنز این سنگ‌ها داشته‌اند که آغستگی بخشی از ماگما با مواد پوسته ای منجر به تغییر ترکیب شیمیایی ماگما از آکالن به ساب آکالن شده است.

### مقدمه

منطقه بررسی شده در محدوده ۴۵ درجه و ۱۵ دقیقه تا ۴۵ درجه و ۳۰ دقیقه طول جغرافیایی شرقی قرار گرفته و دارای عرض جغرافیایی ۳۸ درجه و ۳۰ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۴۵ دقیقه شمالی است. این منطقه در زون‌بندی‌های زمین ساختاری در زون ایران مرکزی (اشتوکلین، [۲۶]) و البرز غربی- آذربایجان (نبوی، [۷]) قرار دارد.

پژوهش‌های قبلی انجام شده در این منطقه بیش‌تر مربوط به نقشه زمین‌شناسی چهارگوش تبریز- پلدشت [۳] با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ و نقشه چهار گوش قره ضیاء‌الدین [۴] با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ است که سازمان زمین‌شناسی کشور انجام داده است. در مجاورت منطقه بررسی شده در غرب و شمال غرب روستای زنجیره بررس‌هایی بر روی ولکانیسم کواترنری به وسیله پرکنی [۲] صورت گرفته است و همچنین احمدزاده [۱] پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود را تحت عنوان بررسی‌های پترولوژی و پتروگرافی سنگ‌های ولکانیک منطقه گله بان، روی سنگ‌های تحت اشباع از سیلیس انجام داده است.

گدازه‌های منطقه بررسی شده به طور متناوب همراه با دوره‌های آرامش فوران کرده‌اند که حالتی تقریباً لایه مانند در سنگ‌های این منطقه قابل مشاهده است. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که سنگ‌های موجود در

شمال و شمال شرق جاده ترانزیتی خوی- مرند از نوع آندزیت بازالتی و آندزیت است. در این منطقه شروع فوران ترکیب آندزیت بازالتی دارد و به آندزیت ختم می‌شود و حجم سنگ‌های آندزیت در این منطقه از سنگ‌های دیگر بیشتر است. بخش دیگر سنگ‌ها که در جنوب جاده آسفالتی و ترانزیتی مرند- خوی قرار گرفته‌اند، نسبت به سنگ‌های قبلی جوان‌ترند. سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک نیز در جنوب جاده آسفالتی و ترانزیتی مرند- خوی قرار گرفته‌اند، فوران‌های اولیه با ترکیب لوسیت تقریباً و لوسیت بازانیت است که با فوران‌های بعدی تقریباً، آندزیت بازالتی و آندزیت دنبال می‌شوند. ویژگی‌های گدازه‌های بررسی شده در این نوشتار از نظر بافت و ساخت و فابریک با نهشته‌های ائوسن آذربایجان متفاوتند. ضمن این‌که نهشته‌های ائوسن و حتی میوسن فوقانی که در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه [۴] نمایش داده شده؛ بعضاً به وسیله این سنگ‌ها به شکل دایک یا سیل قطع شده‌اند و یا مشخصاً با این گدازه‌ها در بعضی نقاط پوشیده شده‌اند (شکل ۱) و به همین سبب از نظر سنی جوانترند و ممکن است به احتمال زیاد مربوط به فعالیت‌های فاز آستیرین و به سن پلیو- کواترنز آذربایجان باشند.

### پتروگرافی

سنگ‌های ولکانیک شمال غرب مرند بر اساس بررسی‌های پتروگرافی در پنج گروه آندزیت، آندزیت بازالتی، لوسیت بازانیت، لوسیت تقریباً و تقریباً قرار می‌گیرند. حجم سنگ‌های آندزیت بیشتر از بقیه سنگ‌ها است و در حدود ۳۰ درصد منطقه را پوشانده است.

### آندزیت

اصلی‌ترین و فراوان‌ترین کانی در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز است و در حدود ۴۵ تا ۵۰ درصد مقاطع را تشکیل می‌دهد. این کانی در اندازه‌های متفاوت از میکروولیت‌های ریزخمیره تا فنوکریستال‌های درشت قابل مشاهده است و تغییرات اندازه به‌صورت پیوسته بوده و این شرایط بافت Seriate (شکل a-۲) را در آن‌ها تشکیل داده است (مکنزی، [۱۶]). بیشتر پلاژیوکلازها ماکل‌دار هستند و بافت غربالی نیز در بعضی از نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل b-۲). زونینگ نوسانی نیز در برخی از پلاژیوکلازهای منطقه بررسی شده دیده می‌شود (شکل a-۲). کانی دیگر این سنگ‌ها کلینوپیروکسن در حدود ۱۰ درصد مقاطع را تشکیل می‌دهد که بیشتر به صورت ریز بلور است و در خمیره سنگ دیده می‌شود و کمتر به صورت فنوکریست مشاهده می‌شود (شکل d-۲). کانی آمفیبول به صورت پراکنده و تقریباً شکل‌دار در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل c-۲). این کانی در حدود ۲ تا ۵ درصد مقاطع را تشکیل می‌دهد و به دو صورت زونه و غیرزونه قابل مشاهده است و اغلب حاشیه سوخته دارد که به اکسید آهن تبدیل شده است. کانی فلوگوپیت در حدود ۶ تا ۸ درصد مقاطع را تشکیل می‌دهد و به دو صورت سالم و حاشیه سوخته دیده می‌شود (شکل c-۲).

بافت اصلی این سنگ‌ها شامل میکروولیتی پورفیریک، جریان‌ی، سری و هیالومیکروولیتی پورفیریک است (شکل ۲-c, a).

### آندزیت بازالتی

در بررسی‌های میکروسکوپی، آندزیت‌ها به خوبی از آندزیت‌های بازالتی قابل تفکیک هستند. در آندزیت‌ها تعداد فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بسیار زیاد است و کلینوپیروکسن به مقدار بسیار کم به صورت فنوکریست وجود دارد اما در آندزیت‌های بازالتی مقدار کلینوپیروکسن‌های فنوکریست قابل توجه است و در هر حال مقدار آن از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز کمتر است. در خمیره آندزیت‌ها کلینوپیروکسن موجود نیست، اما در خمیره آندزیت‌های بازالتی کلینوپیروکسن ظاهر می‌شود.

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی در این سنگ‌هاست که هم به صورت فنوکریست و هم به صورت ریز بلور در خمیره دیده می‌شود. پلاژیوکلاز در حدود ۳۰ تا ۳۵ درصد مقاطع را داراست. پلاژیوکلاهای این سنگ‌ها در مقایسه با آندزیت‌ها سالم‌تر به نظر می‌رسند و همچنین بافت غربالی نیز در پلاژیوکلازهای این سنگ‌ها به ندرت دیده می‌شود. اکثر پلاژیوکلازها به صورت ماکل دار هستند (شکل ۲-f) و زونینگ نوسانی نیز در بعضی نمونه‌ها دیده می‌شود.

کلینوپیروکسن از لحاظ فراوانی دومین کانی در این سنگ‌هاست و در حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد مقاطع را تشکیل می‌دهد. کلینوپیروکسن‌ها هم به صورت فنوکریست و هم به صورت ریز بلور در خمیره یافت می‌شوند. در بعضی نمونه‌های کلینوپیروکسن ماکل ساعت شنی نیز دیده می‌شود (شکل ۲-f).

آمفیبول از کانی‌های فرعی این سنگ‌هاست که در حدود ۲ تا ۵ درصد حجم این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. بیش‌تر آمفیبول‌ها شکل‌دار هستند و حاشیه سوخته دارند (شکل ۲-e).

فلوگوپیت به مقدار بسیار کمتر و در حدود ۶ تا ۸ درصد مقاطع را تشکیل می‌دهد و بیش‌تر به صورت حاشیه سوخته دیده می‌شود (شکل ۲-e). بافت غالب در این سنگ‌ها میکروولیتی پورفیریک است.

### لوسیت تفریت

کلینوپیروکسن از فراوان‌ترین کانی‌های این سنگ‌هاست و حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد حجم این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد که به دو صورت فنوکریست و ریز بلور دیده می‌شود. اغلب به صورت خود شکل و نیمه خود شکل است (شکل ۳-a). اندازه این کانی متغیر است و از بلورهای ریز خمیره تا فنوکریست‌های درشت قابل مشاهده است. اکثر کلینوپیروکسن‌ها سالم هستند و دگرسان نشده‌اند. زونینگ نوسانی در بیش‌تر نمونه‌ها قابل مشاهده است. بافت غربالی نیز در کلینوپیروکسن‌ها دیده می‌شود که دلیل آن ممکن است سرعت صعود زیاد ماگما و کاهش فشار در دمای ثابت باشد.

لوسیت‌ها از لحاظ حجمی معادل با کلینوپیروکسن‌ها هستند و در اندازه‌های درشت فنوکریست تا بلورهای خیلی ریز مینه قابل مشاهده‌اند. اکثراً خودشکل و نیمه خودشکل و ایزوتروپ هستند و ماکل پیچیده دارند (شکل a-۳). پلاژیوکلاژ از کانی‌های دیگر این سنگ‌هاست که فقط به صورت ریز و سوزنی فضای بین بلورهای درشت را پر می‌کند.

آپاتیت کانی فرعی دیگر این سنگ‌هاست که بیش‌تر به صورت درشت بلور دیده می‌شود (شکل b-۳). کانی‌های اپک در حدود ۵ تا ۸ درصد مقاطع را تشکیل می‌دهند و بیش‌تر اتومورف هستند. برای اطلاع از ترکیب کانی‌های تیره در ۳ نمونه آنالیز الکترون میکرو پروپ انجام شده است. ترکیب کانی‌های تیره بیش‌تر منیتیت و تیتانومنیٹیت بوده است. خمیره این سنگ‌ها شیشه‌ای و ریز بلور است؛ ریز بلورها بیش‌تر شامل پلاژیوکلاز، سانیدین، لوسیت و به مقدار کمتر کلینوپیروکسن است که در برخی مقاطع تا ۲۰ درصد شیشه نیز دیده می‌شود. بافت غالب در این سنگ‌ها هیالومیکرولیتی پورفیریک است.

### لوسیت بازانیت

کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی این سنگ‌هاست و در حدود ۲۰ درصد مقاطع را تشکیل می‌دهد. کلینوپیروکسن در این مقاطع در اندازه‌های مختلف دیده می‌شود که از فنوکریست‌های درشت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار تا بلورهای ریز خمیره قابل مشاهده است و بیش‌تر به صورت زونه هستند (شکل d-۳). در بعضی از کلینوپیروکسن‌ها بافت غربالی به وضوح دیده می‌شود.

بلورهای لوسیت نسبت به لوسیت تقریباً درشت‌تر است و در حدود ۱۲ تا ۱۵ درصد حجم سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. اندازه آن‌ها از بلورهای درشت فنوکریست تا بلورهای ریز خمیره متغیر است.

الیون در حدود ۵ تا ۱۰ درصد مقاطع را تشکیل می‌دهد و بیش‌تر به ایدنگزیت تبدیل شده است (شکل c-۳). این مسئله به دلیل تبلور الیون در حرارت‌های زیاد و قرار گرفتن در شرایط جوی و فشار کم است (شلی، [۲۱]). ایدنگزیت مجموعه‌ای از محصولات دگرسانی است که به صورت مخلوطی از اکسیدهای آهن فریک و سیلیکات کلسیم و منیزیم است. نبود حاشیه واکنشی و بافت کرونا در بلورهای الیون ممکن است نشان‌گر الکالینیت‌ه زیاد ماگما و کمبود سیلیس آن باشد.

سانیدین نیز مانند پلاژیوکلاز ریز بلور است، در فضای بین بلورها قرار دارد و در حدود ۵ درصد مقاطع را تشکیل می‌دهد (شکل d-۳).

کانی‌های فرعی شامل پلاژیوکلاز، سانیدین، کانی‌های اپک و آپاتیت است.

بافت غالب در این سنگ‌ها میکروولیتی پورفیریک است.

## تقریت

کانی‌های اصلی شامل کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است.

پلاژیوکلاز از فراوان‌ترین کانی‌ها در این سنگ‌ها است که در برخی مقاطع تا ۲۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. اندازه متفاوت این بلورها در برخی نمونه‌ها باعث تشکیل بافت Sreiate شده است. بیش‌تر پلاژیوکلازها ماکل‌دار است (شکل e-۳) و زونینگ نوسانی بر خلاف سنگ‌های دیگر منطقه به ندرت دیده می‌شود. کلینوپیروکسن کانی اصلی دیگر این سنگ‌هاست و در اندازه‌های مختلف دیده می‌شود (شکل e-۳). بافت غربالی در بعضی از کلینوپیروکسن‌ها قابل مشاهده است (شکل f-۳).

خمیدگی و شکستگی‌ای که در بلورهای درشت کلینوپیروکسن در شکل (f-۳) دیده می‌شود، احتمالاً نمایان‌گر تحت فشار قرار گرفتن ماگما در حین صعود است. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، سانیدین، لوسیت، آمفیبول و فلوگوپیت است؛ بافت غالب در این سنگ‌ها میکروولیتی پورفیریک است.

## شیمی‌کانی‌ها

فلدسپات‌های موجود در سنگ‌های آندزیتی به روش الکترون میکروپروپ تجزیه شده است و ترکیب آن‌ها محلول جامدی است بین An و Ab و یک پلاژیوکلاز با ترکیب الیگوکلاز تا آندزین اسید است (شکل a-۴) و Ab-Or با ترکیب سانیدین (شکل e-۴) است که این مسئله با بررسی‌های پتروگرافی نیز سازگار است. آنالیز نمونه پلاژیوکلاز از مرکز به حاشیه انجام شده و نمودار آن نیز رسم شده است (شکل b-۴). به نظر می‌رسد اسکن خطی و پیوسته به طور کامل انجام نشده است تا زونینگ نوسانی به طور کامل مشخص شود در حالی‌که این پدیده در شکل (a-۲) در یکی از پلاژیوکلازها به خوبی نمایان است. اما این مشکل به دلیل محدودیت در آنالیز میکروپراب (EPMA) و این که اصولاً این کار را افراد غیرمتخصص انجام می‌دهند، ایجاد می‌شود. با این توضیح که زونینگ نوسانی در تصاویر میکروسکوپی کاملاً نمایان است. کاهش تدریجی An از مرکز به حاشیه و سپس افزایش آن ممکن است انعکاسی از زونینگ نوسانی باشد. طبق نمودار خارجی‌ترین نقطه بلور، دارای بالاترین میزان An است که احتمالاً شرایط ترمودینامیکی و فیزیکوشیمیایی ویژه‌ای می‌طلبد. بخش نرمال مربوط به تبلور عادی ماگما است که در ادامه با بخش معکوس دنبال می‌شود و این نیز احتمالاً مربوط به اختلاط ماگمایی است. اختلاط ماگمایی به این صورت انجام می‌گرفته که تبلور ماگمای ساکن در اتاق ماگمایی بر اثر تغذیه مجدد، مختل می‌شده است.

اختلاط ماگمایی با وجود بافت‌های غربالی در بعضی نمونه‌ها نیز قابل تأیید است. علت تشکیل این بافت ممکن است کاهش سریع فشار (صعود سریع ماگما) و یا تغییرات فشار بخار آب ماگما باشد که می‌تواند

منحنی‌های لیکیدوس و سالییدوس سیستم Ab-An را تغییر دهد. در ضمن اختلاط ماگمایی نیز می‌تواند چنین بافتی را به وجود آورد (شلی، [۲۵]). با بررسی‌های به عمل آمده و با توجه به بحث فوق به نظر می‌رسد که علت اصلی در این جا صعود سریع ماگما است.

نوع کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها دیوپسید است و از آنالیز پنج نقطه کلینوپیروکسن‌ها و فرمول سازی نیز این موضوع را تأیید می‌کند (شکل ۴-d). از نتایج تجزیه الکترون میکرون پروپ (EPMA) در تعیین سری ماگمایی منطقه بررسی شده نیز استفاده شده است که در ادامه به تصویر کشیده شده است.

وجود زونینگ نوسانی در بیش‌تر بلورهای کلینوپیروکسن نشان‌گر عدم تعادل سیستم ماگمایی در طول تبلور و یا مربوط به تغییر سرعت رشد بلور، انحلال و واکنش و عدم رشد است که همه این موارد نشان‌دهنده تغییر ترکیب ماگما، دما و فشار است (شلی، [۲۵]). بافت غربالی در بیش‌تر دیوپسیدها دیده می‌شود که دلیل آن ممکن است سرعت صعود زیاد ماگما و کاهش فشار در دمای ثابت باشد که باعث ذوب کانی‌های حرارت زیاد می‌شود و چون فلوگوپیت‌ها سالم باقی مانده‌اند می‌توان گفت که ناپایداری دیوپسیدها ممکن است مربوط به یک مرحله جلوتر باشد. چنانچه ماگما در عمق بیش‌تری بوده و احتمالاً به مکان بالاتری انتقال یافته است که در این مرحله احتمالاً فلوگوپیت متبلور نشده و بعداً فلوگوپیت‌ها در افق‌های بالاتر و در دماهای پایین‌تر تشکیل شده‌اند.

تجزیه الکترون میکرو پروپ از پنج نقطه میکاها انجام شده است که موقعیت آن در شکل c-۴ نمایش داده شده است. به دلیل بالا بودن Mg در مقابل Fe کانی‌های فیلو سیلیکات باید فلوگوپیت یا نهایتاً فلوگوپیت آهن‌دار باشند که این مسئله در شکل c-۴ به وضوح دیده می‌شود. از این مسئله در مورد ژنز کانی‌ها نیز می‌توان استفاده کرد که در ادامه مورد بحث قرار گرفته است. معمولاً کانی همراه دیوپسید، هورنبلند است. با توجه به این که مقدار کانی هورنبلند در این نمونه سنگ‌ها بسیار اندک است و در مقابل میزان فلوگوپیت از فراوانی بیش‌تری دارد. این مسئله حاکی از زیاد بودن نسبت آب یا عامل (OH) در ماگماست که منجر به تشکیل فلوگوپیت به جای آمفیبل شده است.

### پترولوژی و ژئوشیمی

برای جدا کردن محدوده سری آلکان از سری ساب آلکان از دیاگرام (ایروین و باراگر، [۱۳]) مجموع آلکان ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) در مقابل سیلیس استفاده شده است. شکل (۴-f) موقعیت سنگ‌های منطقه شمال غرب مرند را در این دیاگرام نشان می‌دهد. چنانچه ملاحظه می‌شود اغلب نمونه‌ها در محدوده آلکان قرار می‌گیرند و فقط ۵ نمونه در محدوده ساب آلکان واقع می‌شود. نمونه‌هایی که در محدوده ساب آلکان قرار می‌گیرند، به نظر می‌رسد در اثر آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای حاصل شده‌اند.

برای جدا کردن محدوده سنگ‌های آلکان سدیک و آلکان پتاسیک از دیاگرام  $\text{Na}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{K}_2\text{O}$  استفاده شده که به وسیله میدل ماست [۱۸] ارائه شده است.

شکل (a-5) موقعیت نمونه‌های منطقه را در این دیاگرام نشان می‌دهد. پنج نمونه در محدوده با پتاسیم زیاد و ده نمونه در محدوده پتاسیک واقع شده است و همچنین پنج نمونه در محدوده سدیک واقع گردیده است. از دیاگرام  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (گیبسون و همکاران، [۱۲]) برای مشخص کردن میزان پتاسیم نمونه‌ها استفاده شده است که اغلب نمونه‌ها در محدوده پرتپاسیم قرار گرفته و دو نمونه در محدوده با پتاسیم متوسط واقع است (شکل b-5).

با توجه به این که اکثر نمونه‌های شمال غرب مرند در محدوده آلکالن قرار می‌گیرند می‌توان ولکانیسم موجود در منطقه را یک ولکانیسم آلکالن نامید. نتایج آنالیزهای شیمیایی مبین این مطلب است که میزان  $K_2O$  اکثر نمونه‌ها بیش‌تر از  $Na_2O$  بوده به طوری که نسبت  $K_2O/Na_2O$  در بیشتر نمونه‌ها از یک و در برخی موارد به بیش از سه نیز می‌رسد با توجه به این نتایج و نیز زیاد بودن مقادیر  $MgO$  که در اکثر نمونه‌ها بیش از سه در صد وزنی است؛ می‌توان گفت بخش زیادی از سنگ‌های شمال غرب مرند جزء سنگ‌های پتاسیک و اولتر اپتاسیک محسوب می‌شوند.

نمودار  $SiO_2$  در مقابل  $K_2O$  که پکسریلو و تایلور [23] ارائه کرده‌اند در شکل (c-5) نمایان است. این دیاگرام به چهار محدوده شوشونیتی، سری با پتاسیم بالا، سری کالکوالکالن و سری کم پتاسیم تقسیم شده است. همان طور که ملاحظه می‌شود چهار نمونه در محدوده پتاسیم بالا و یک نمونه در محدوده کالکوالکالن و بقیه نمونه‌ها در محدوده شوشونیتی قرار می‌گیرند.

نمودار عبدالرحمن [8]: در این نمودار از اکسیدهای عناصر اصلی  $MgO$  و  $Al_2O_3$  و  $FeO(t)$  موجود در ترکیب شیمیایی میکاها استفاده شده است. در این نمودار نمونه آنالیز شده در محدوده کالک آلکالن و کالک آلکالن کوه زایی قرار می‌گیرد (شکل c,b-6).

برای تعیین سری ماگمای سازنده پیروکسن‌ها از نمودار  $Ca+Na-Ti$  (لتریر و همکاران [۱۵]) استفاده شده است. در این نمودار، کلینوپیروکسن‌های منطقه گراپشی را از ماگماهای تولییتی و کالک آلکالن به ماگمای آلکالن نشان می‌دهد (شکل d-6).

در شکل (d-5) نمونه‌های محدوده بررسی شده نسبت به گوشته اولیه نرمالیزه شده‌اند. چنان‌که در این شکل دیده می‌شود عناصر  $Rb, Ba, K, Sr$  غنی شدگی فراوانی را در سنگ‌های بررسی شده نشان می‌دهد (محدود سایه‌دار تغییرات تمامی نمونه‌ها را در بر دارد). فراوانی تمرکز عناصر لیتوفیل بزرگ یون معمولاً مرتبط با نقش فازهای سیال در ماگما است (رولینسون، [۲۴]) و چون این عناصر ناسازگار هستند، در هنگام ذوب تفریقی ترجیحاً وارد مذاب می‌شوند و در مذاب‌های با میزان ذوب کم غلظت این عناصر افزایش می‌یابد. همچنین عناصر ذکر شده در پوسته خیلی بیش‌تر از گوشته است که این امر احتمالاً نشان می‌دهد ماگما از گوشته متاسوماتیزه با ترکیب لرزولیتی تحت فوگاسیته بالای  $CO_2/H_2O$  منشأ گرفته و با مواد پوسته‌ای نیز آرایش پیدا کرده است.

مقدار اندک Nb در دیاگرام‌ها به وضوح دیده می‌شود. مقدار Nb در پوسته خیلی کمتر از گوشته است که این نیز به احتمال، ممکن است دلیل دیگری برای آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای باشد.

## پتروژنز

تقسیم‌بندی سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک:

طبق تقسیم‌بندی فولی [۱۱]، سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک بر اساس مشخصاتشان به‌ویژه تفاوت در کانی‌شناسی، خصوصیات ژئوشیمیایی و موقعیت‌های مختلف تکتونیکی که ظاهر می‌گردند به چهار گروه اصلی تقسیم می‌شوند:

۱. لامپروئیت‌ها ۲. کامفوریت‌ها ۳. سنگ‌های تیپ ناحیه رومن ایتالیا ۴. شوشونیت‌ها  
از مشخصات لامپروئیت‌ها نبود پلاژیوکلاز و مقادیر بسیار اندک  $\text{SiO}_2$  (کمتر از ۴۵ درصد وزنی) و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (کمتر از ۱۲ درصد وزنی) هستند. با این تفاوت که نمونه‌های منطقه بررسی شده دارای پلاژیوکلاز و مقادیر زیاد  $\text{SiO}_2$  (۴۷ تا ۶۳ درصد وزنی) و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (۱۳ تا ۱۷/۵ درصد وزنی) هستند.  
از مشخصات کامفوریت‌ها نبود سانیدین و حضور ملیلیت و مقادیر بسیار پایین  $\text{SiO}_2$  (کمتر از ۴۵ درصد وزنی) و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (کمتر از ۱۲ درصد وزنی) است. با این تفاوت که نمونه‌های منطقه بررسی شده دارای سانیدین و فاقد ملیلیت هستند و مقادیر  $\text{SiO}_2$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  زیادی دارند.  
سنگ‌های اولتراپتاسیک منطقه بررسی شده شباهت زیادی به سنگ‌های ناحیه رومن ایتالیا دارند. سنگ‌های رومن ایتالیا که دارای سه کانی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و لوسیت به عنوان کانی اصلی هستند با این تفاوت که در بیش‌تر نمونه‌های منطقه بررسی شده به ویژه آندزیت‌ها کانی لوسیت یافت نمی‌شود.  
به طور کلی سنگ‌های ولکانیک منطقه از لحاظ کانی‌شناسی و ژئوشیمی و سایر ویژگی‌ها بیش‌ترین شباهت را به شوشونیت‌ها دارند.

مولر و همکاران [۲۱] و [۲۲] محیط‌های تکتونیکی سنگ‌های پتاسیک را به انواع زیر تقسیم بندی کرده‌اند:

- قوس قاره‌ای
  - قوس‌های بعد از تصادم
  - جزایر قوسی
  - موقعیت داخل صفحه‌ای
- محیط تکتونیکی نمونه‌های بررسی شده قوس‌های بعد از تصادم است و نمودارهای موجود در شکل‌های (e,f) و (۵) و (۶-a) تأیید کننده همین موضوع هستند.

با توجه به بررسی‌های انجام گرفته و شواهد موجود می‌توان گفت که در منطقه پژوهش پدیده فرورانش فعال نئوتنیس در کرتاسه فوقانی متوقف شده است و از دلایل عمده آن سن گرانئوئیدهای S-type نوار دگرگونی

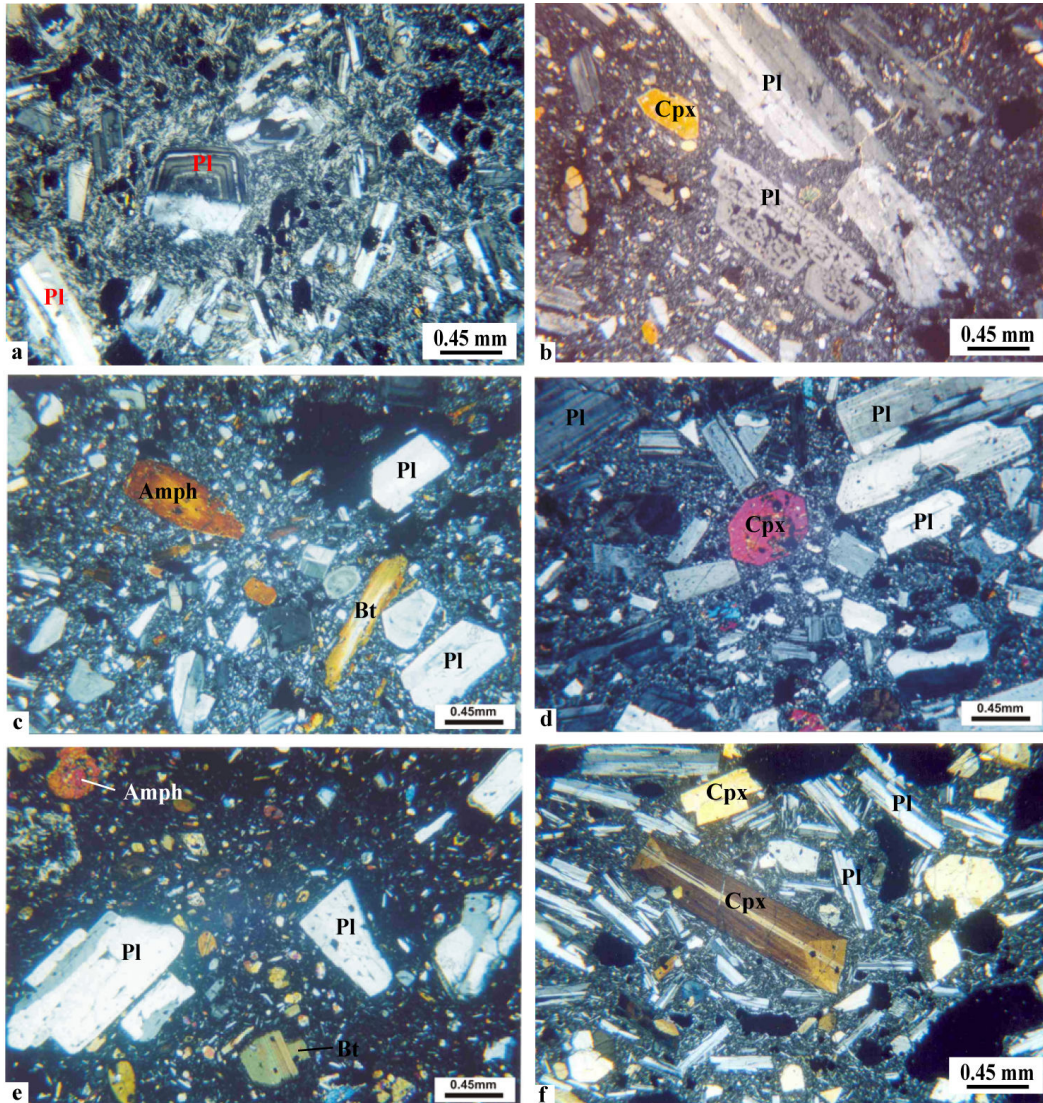


سندج- سیرجان است که برخورد قاره - قاره را در کرتاسه میانی تا فوقانی نشان می‌دهند. مسعودی و همکاران [۱۷] برای گرانیتوئیدهای مشابه دو سن متفاوت ارائه کرده‌اند. نمونه‌های جوان‌تر در حدود ۷۰-۵۲ میلیون سال و نمونه‌های قدیمی‌تر در حدود ۱۲۰ میلیون سال تعیین سن شده‌اند. همچنین بررسی‌های مؤید [۵] و [۶] بر روی ماگماتیسیم ترشیری زون‌های البرز غربی- آذربایجان و ارومیه- دختر نشان داده است که این دو نوار ماگمایی مربوط به قوس‌های ماگمایی پس از برخورد بوده و به فرورانش فعال ارتباطی ندارند. با قبول این موارد، ماگماتیسیم آکالن محدود پژوهشی را نمی‌توان به فرورانش فعال نئوتتیس نسبت داد و دیگر اهرام‌های تعیین کننده محیط تکتونیکی نیز تأیید کننده این موضوع هستند. علاوه بر موارد ذکر شده در بالا بررسی‌های مؤید و همکاران [۱۹] در مورد لامپروفیرهای شمال غرب ایران نیز دلیلی دیگر بر تأیید این مسئله است.

متعاقب فاز فشاری آستیرین (مرز میوسن - پلیوسن) که پیامد گشایش بحر احمر و فشار مضاعف پوسته عربی به پوسته ایران بوده است، فاز کششی متعاقب این فشارش باعث فعالیت گسل‌های موجود در پی سنگ منطقه شده است و با تحرک گسل‌های نرمال و راستالغز در منطقه و یا محل تلاقی سیستم گسله و با کاهش فشار از روی گوشته‌ای که در طی مزوزوئیک توسط سیالات فرورانشی متاسوماتیزه شده است، گوشته با میزان کم ذوب شده و محصول آن یک ماگمای آکالن بوده است. این ماگما در طی صعود متحمل فرایند آلیش با مواد پوسته نیز شده است. ماگماتیسیم تفریتی و بازانیته محدود پژوهش نشان‌دهنده صعود ماگماهای تشکیل شده از مناطق عمیقی هستند که کمتر دچار آلیش با مواد پوسته‌ای شده‌اند، ولی محصولات اسیدی‌تر منعکس کننده پدیده آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای هستند. حضور Mg بیش‌تر، تأییدی دیگر بر عمیق‌تر بودن خاستگاه ماگمایی کانی‌ها و سنگ‌هاست. وجود کانی فلوگوپیت در این سنگ‌ها علاوه بر عمیق بودن منشأ ماگما، نشان‌دهنده آبدار بودن ماگما نیز هست. به هر حال حضور فلوگوپیت ممکن است نشانه حرارت و فشار بالاتر تشکیل ماگما و کانی‌های موجود باشد. با توجه به نمودار یودر و اگستر [۲۸] و کارهای تجربی صورت گرفته توسط آن‌ها، اگر محدود پایداری کانی فلوگوپیت را در فشار ۵ کیلو بار در نظر بگیریم، دمای تشکیل آن بالاتر از ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد خواهد بود و عمق تشکیل آن نیز به بیش از ۱۵ کیلومتر خواهد رسید.

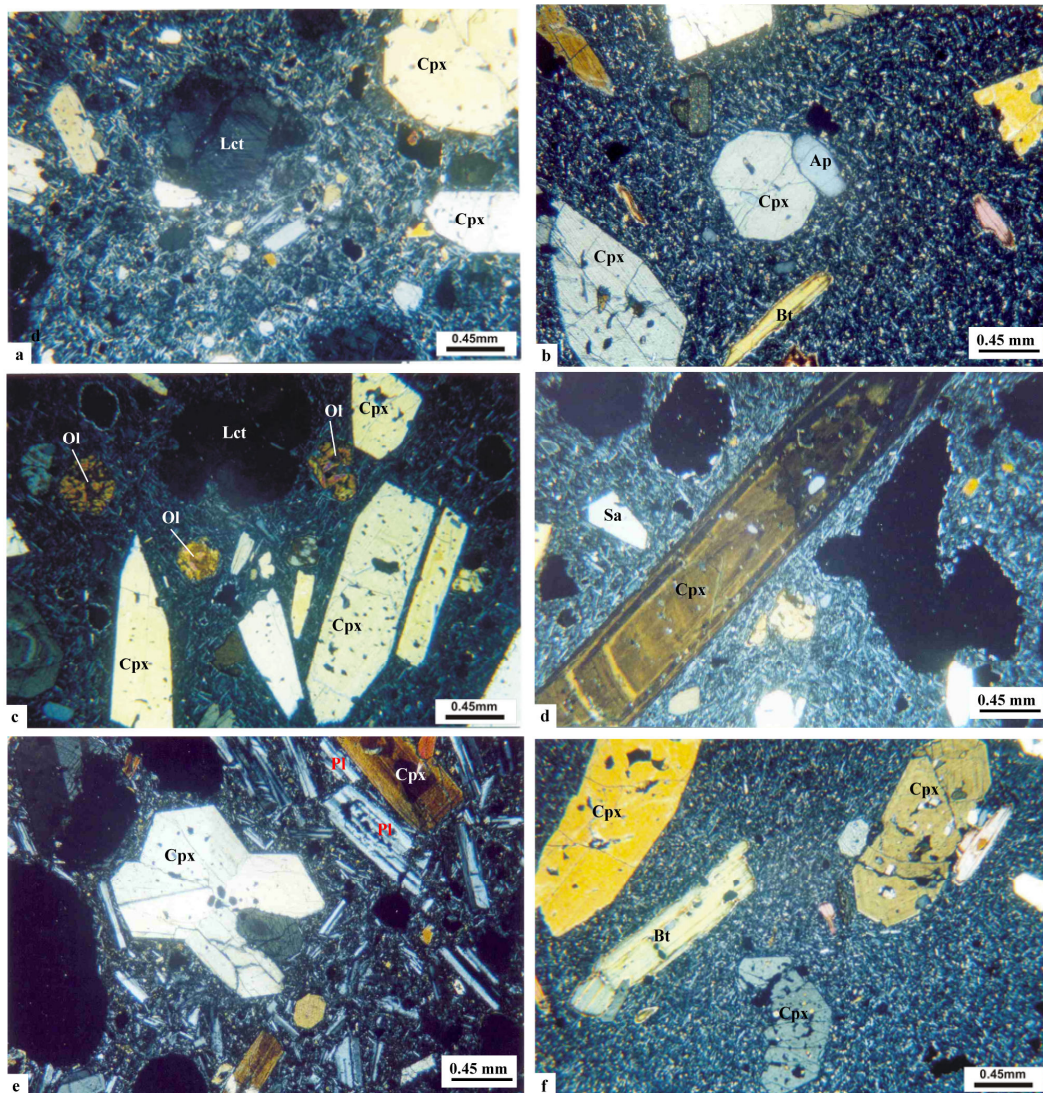


شکل ۱. پوشیده شدن رسوبات میوسن فوقانی (U.R.F) با سنگ‌های ولکانیک پلیو- کواترنر در نزدیکی روستای قابلیق



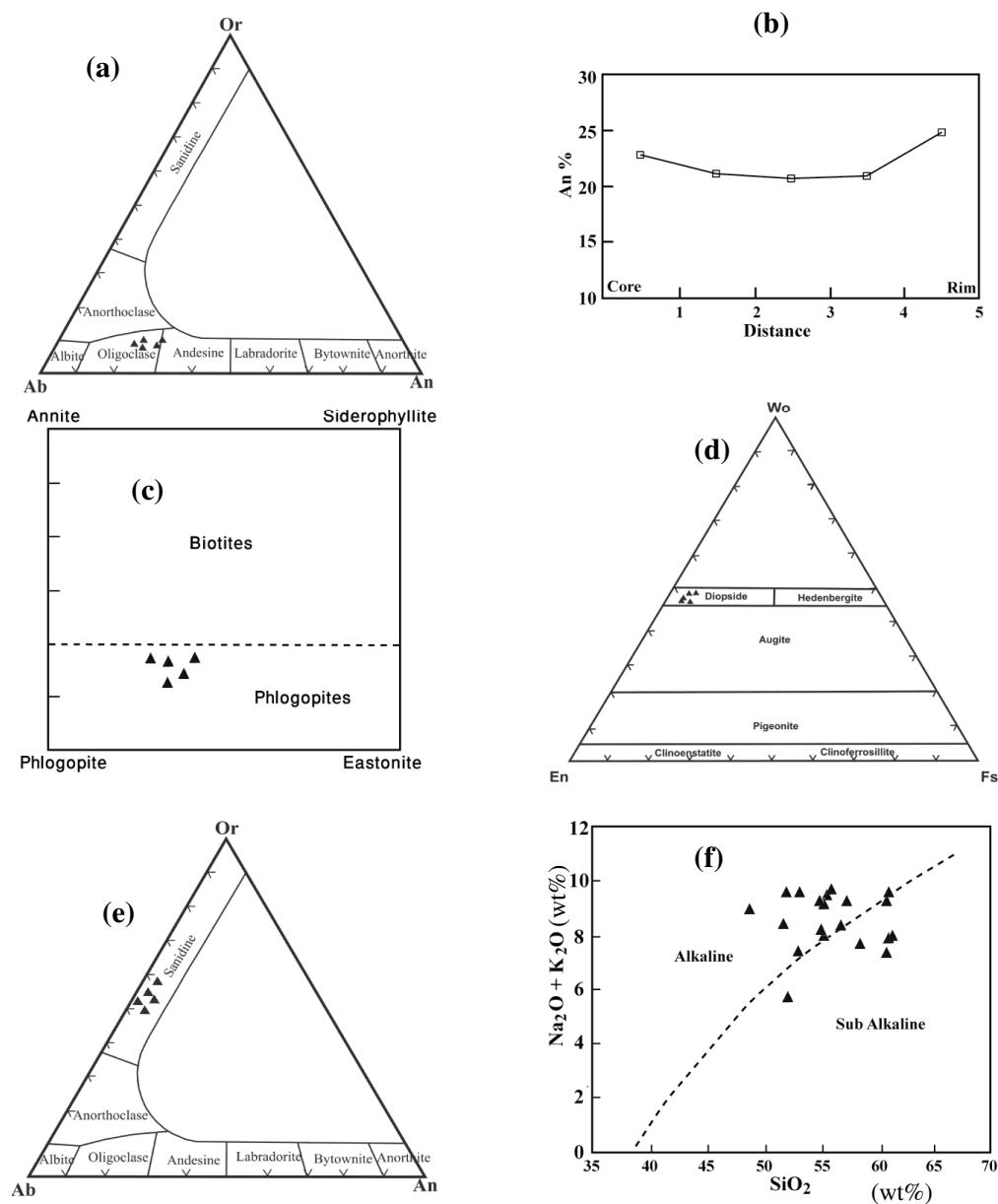
شکل ۲.

- a : بافت میکرولیتی پورفیریک در پیروکسن آندزیت و زونینگ نوسانی در پلاژیوکلاز (حالت XPL)
- b : بافت غربالی در فنوکریستال پلاژیوکلاز در آندزیت (حالت XPL)
- c : فلوگوپیت و آمفیبول زونه در هورنبلند آندزیت‌ها (حالت XPL)
- d : پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن شکل دار در آندزیت (حالت XPL)
- e : بافت میکرولیتی پورفیریک و کانی‌های فلوگوپیت، آمفیبول و پلاژیوکلاز در آندزیت بازالتی (حالت XPL)
- f : بافت هیالومیکرولیتی پورفیریک در آندزیت بازالتی و کلینوپیروکسن با ماکل ساعت شنی (حالت XPL)
- ( pl = پلاژیوکلاز و کلینو پیروکسن = Cpx و بیوتیت = Bt و آمفیبول = Amph )



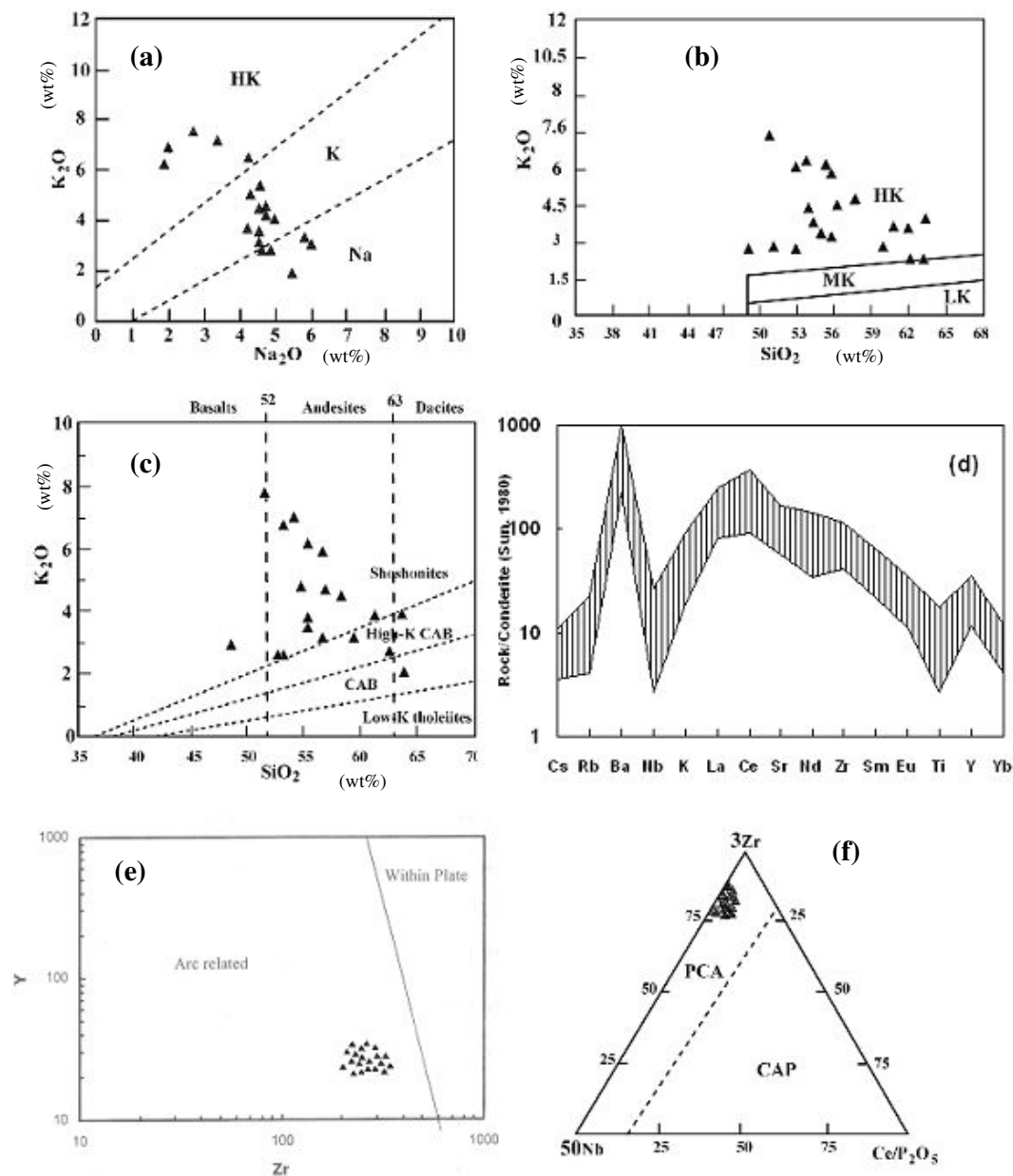
شکل ۳.

- a : لوسیت با ماکل پیچیده و کلینوپیروکسن و بافت میکروولیتی پورفیریک در لوسیت تفریت (حالت XPL)
- b : بلور درشت آپاتیت در لوسیت تفریت (حالت XPL)
- c : لوسیت بازانیت و الیون‌های ایدنگزیده و کلینوپیروکسن و بافت میکروولیتی پورفیریک (حالت XPL)
- d : کلینوپیروکسن با زونینگ نوسانی در لوسیت بازانیت (حالت XPL)
- e : ماکل صلیبی در کلینوپیروکسن در سنگ تفریت (حالت XPL)
- f : بلورهای شکل‌دار کلینوپیروکسن و فلوگوپیت با حاشیه سوخته در تفریت (حالت XPL)
- ( آپاتیت = Ap و لوسیت = Lct و الیون = Ol )



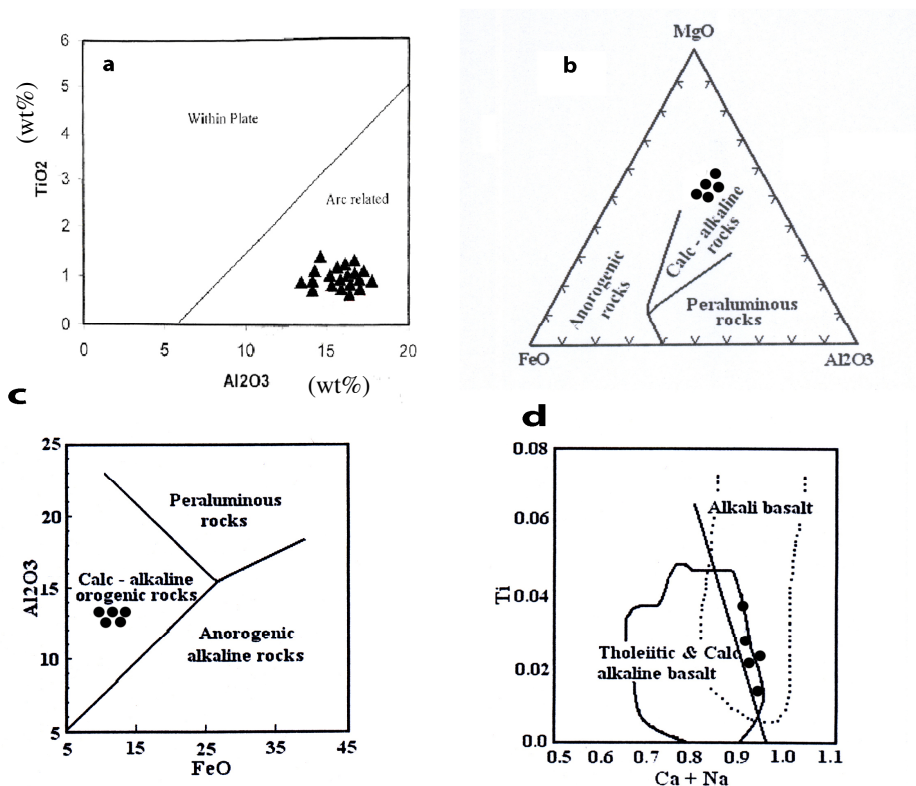
شکل ۴.

- a: نمایش نوع فلدسپار (پلاژیوکلاز) در سنگ‌های آندزیت منطقه (دیر و همکاران، [۹]).  
 b: نمودار زونینگ ترکیبی پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های آندزیت.  
 c: نمایش نوع میکا در سنگ‌های آندزیت منطقه (دیر و همکاران، [۹]).  
 d: نمایش نوع کلینوپیروکسن در سنگ‌های لوسیت تفریت منطقه (فابریز و همکاران، [۱۰]).  
 e: نمایش نوع فلدسپار در سنگ‌های آندزیتی منطقه در دیاگرام پیشنهادی (دیر و همکاران، [۹]).  
 f: تعیین سری ماگمایی سنگ‌های ولکلنیک منطقه با استفاده از دیاگرام (ایروین و بارگر، [۱۳]).



شکل ۵.

- a : موقعیت نمونه‌های ولکانیک منطقه در دیاگرام سدیم در مقابل پتاسیم (میدل ماست، [۱۸]).
- b : موقعیت نمونه‌های ولکانیک منطقه در دیاگرام  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{K}_2\text{O}$  (گیبسون و همکاران، [۱۲]).
- c : موقعیت نمونه‌های ولکانیک منطقه در دیاگرام  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{K}_2\text{O}$  (یکسریلو و تابلور، [۲۳]).
- d : نمودار عنکبوتی سنگ‌ها که بر اساس کندریت نرمالیزه شده است (سان، [۲۷]).
- e : موقعیت تکنونیکی نمونه‌های منطقه در دیاگرام Y در مقابل Zr (لومتر و همکاران، [۱۴]).
- f : موقعیت تکنونیکی نمونه‌های منطقه در دیاگرام  $3\text{Zr}$ ،  $50\text{Nb}$ ،  $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5$  (مولر و همکاران، [۲۰]).



شکل ۶.

a : موقعیت تکتونیکی نمونه‌های منطقه در دیاگرام  $Al_2O_3$  در مقابل  $TiO_2$  (مولر و همکاران، [۲۰]).

b : ترکیب میکا‌های منطقه در نمودار  $Al_2O_3$ -MgO-FeO (عبدالرحمن، [۸]).

c : ترکیب میکا‌های منطقه در نمودار  $Al_2O_3$ -FeO (عبدالرحمن، [۸]).

d : ترکیب کلینوپیروکسن‌های منطقه بر روی نمودار Ti-Ca+Na (لتیریر و همکاران، [۱۵]).

نتایج آنالیز الکترون میکرو پروپ و فرمول‌سازی کانی‌های پلازیوکلاز، بیوتیت، کلینوپیروکسن و سانیدین بدین ترتیب

است:

(پلازیوکلاز)

Oxides(wt%)	FLD1	FLD2	FLD3	FLD4	FLD5
SiO <sub>2</sub>	62.725	62.918	63.051	62.17	62.065
TiO <sub>2</sub>	0	0.014	0.041	1.247	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.231	22.57	21.863	22.193	23.578
BaO	0.496	0.251	0.765	0.578	0
FeO	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0.254
CaO	4.895	4.503	4.419	4.291	5.079
K <sub>2</sub> O	8.253	8.37	8.237	7.954	7.662
Na <sub>2</sub> O	1.41	1.455	1.619	1.577	1.359
Total	100	100.07	99.995	100.009	99.997

Formule(160)	FLD1	FLD2	FLD3	FLD4	FLD5
Si	5.6	5.6	5.63	5.55	5.52
Ti	0	0.001	.003	0.09	0
Al	2.34	2.36	2.3	2.3	2.47
Fe <sup>2+</sup>	0.04	0.02	0.05	0.04	0
Mg	0	0	0	0	0.02
Mn	0	0	0	0	0
Ca	0.47	0.43	0.42	0.41	0.49
Na	1.43	1.44	1.43	1.37	1.33
K	0.16	0.16	0.18	0.18	0.15
<b>Total</b>	10.04	10.011	10.04	9.94	9.98

<b>Or</b>	7.76	7.88	8.87	9.8	7.61
<b>Ab</b>	69.42	70.94	70.43	69.9	67.52
<b>An</b>	22.82	21.18	20.7	20.92	24.87

(میکا)

Formule basedon (24)	Phlo1	Phlo2	Phlo3	Phlo4	Phlo5
SiO <sub>2</sub>	36.5	37.94	37.15	37.34	37.37
TiO <sub>2</sub>	6.34	5.77	5.34	5.81	5.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.7	13.44	13.77	13.64	13.09
FeO	12.218	10.92	11.89	11.49	11.57
MgO	15.97	16.28	16.15	16.33	16.21
MnO	0.16	0.3	0.19	0.23	0.1
CaO	0.2	0.06	0.13	0.13	0.13
H <sub>2</sub> O	4.45	4.47	4.44	4.47	4.43
Na <sub>2</sub> O	1.17	1.32	1.1	1.18	1.16
K <sub>2</sub> O	9.3	9.08	9.84	9.38	9.65
<b>Total</b>	100	99.55	100	100	99.43

Formule basedon (24)	Phlo1	Phlo2	Phlo3	Phlo4	Phlo5
Si	5,35	5,56	5,45	5,46	5,52
Ti	0,7	0,63	0,58	0,64	0,64

Al	2,35	2,31	2,38	2,36	2,27
Fe	1,5	1,33	1,45	1,4	1,41
Mg	3,5	3,55	3,53	3,55	3,54
Mn	0,01	0,03	0,02	0,04	0,01
Ca	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02
OH	4,32	4,37	4,32	4,33	4,33
K	1,7	1,69	1,83	1,74	1,8
Na	0,32	0,37	0,31	0,32	0,32
<b>Total</b>	<b>19,79</b>	<b>19,85</b>	<b>19,88</b>	<b>19,86</b>	<b>19,88</b>

(کلینوپیروکسن)

Oxides(wt%)	CPX 1	CPX 2	CPX 3	CPX 4	CPX5
SiO <sub>2</sub>	52.64	52.26	52.42	53.7	50.48
TiO <sub>2</sub>	0.95	0.92	0.73	0.5	1.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.98	2.01	1.85	1.16	2.28
MnO	0.14	0.3	0.38	0.17	0.3
FeO	4.95	5.71	5.71	4.4	7.19
MgO	15.45	15.18	15.52	16.12	14.41
CaO	22.98	22.79	22.37	23.39	23.21
K <sub>2</sub> O	0.07	0.02	0.07	0.01	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.69	0.81	0.89	0.57	0.59
<b>Total</b>	<b>99.84</b>	<b>99.99</b>	<b>99.93</b>	<b>100</b>	<b>100</b>

Formule(60)	CPX 1	CPX 1	CPX 1	CPX 1	CPX 1
TSi	1.94	1.92	1.93	1.97	1.89
TAl	0.06	0.08	0.07	0.03	0.13
M <sub>1</sub> Al	0.02	0.01	0.01	0.02	0
M <sub>1</sub> Ti	0.03	0.02	0.02	0.01	0.04
M <sub>1</sub> Fe <sup>+2</sup>	0.11	0.14	0.12	0.09	0.16
M <sub>1</sub> Mg	0.85	0.83	0.86	0.88	0.8
M <sub>2</sub> Fe <sup>+2</sup>	0.05	0.04	0.06	0.04	0.06
M <sub>2</sub> Mn	0.002	0.01	0.01	0.003	0.01
M <sub>2</sub> Ca	0.91	0.9	0.89	0.92	0.92
M <sub>2</sub> Na	0.04	0.05	0.03	0.04	0.02
M <sub>2</sub> K	0.003	0	0.002	0	0
<b>Total</b>	<b>4</b>	<b>4</b>	<b>4</b>	<b>4</b>	<b>4</b>



<b>Wo</b>	47.46	47.13	46.24	47.52	47.42
<b>En</b>	44.26	43.46	44.58	45.6	41.24
<b>Fs</b>	8.28	9.42	9.18	6.88	11.34

(سانیدین)

Oxides(wt%)	Sandin 1	Sandin 2	Sandin 3	Sandin 4	Sandin 5
<b>SiO<sub>2</sub></b>	65.265	63.227	64.82	65.281	64.421
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.01	0.1	0.142	0.272	0.091
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19.157	20.048	18.916	19.419	19.254
<b>BaO</b>	0.9	0.558	0.698	0.4	0.685
<b>FeO</b>	0.42	0.257	0.428	0.27	0.541
<b>MgO</b>	0	0.003	0	0.03	0.026
<b>CaO</b>	0.5	0.859	0.372	0.845	0.656
<b>K<sub>2</sub>O</b>	9.145	8.639	10.38	8.872	8.871
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4.585	4.631	4.369	4.599	4.756
<b>Total</b>	99.982	98.322	100.125	99.988	99.301

Formule(160)	Sandin 1	Sandin 2	Sandin 3	Sandin 4	Sandin 5
<b>Si</b>	5.93	5.83	5.92	5.91	5.9
<b>Ti</b>	0.0005	0.006	0.01	0.02	0.006
<b>Al</b>	2.05	2.184	2.04	2.07	2.08
<b>Ba</b>	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04
<b>Ca</b>	0.05	0.08	0.04	0.08	0.07
<b>Mg</b>	0	0.004	0	0.004	0.003
<b>K</b>	1.06	1.02	1.21	1.02	1.03
<b>Na</b>	0.81	0.83	0.77	0.81	0.85
<b>Total</b>	9.9605	9.994	10.05	9.954	9.999

<b>Or</b>	55.21	52.84	59.9	53.4	52.82
<b>Ab</b>	42.19	43.01	38.12	42.41	43.59
<b>An</b>	2.6	4.15	1.98	4.19	3.59

جدول ۱. نتایج آنالیز عناصر اصلی ۲۰ نمونه از سنگ‌های ولکانیک منطقه بررسی شده (درصد وزنی)

Sample name	SiO2	Al2O3	FeO (t)	Fe2O3	FeO	CaO	MgO	K2O	Na2O	MnO	TiO2	P2O5	Total
S-84/A4	53.1	15.6	6.34	2.76	3.2	6.7	4.3	6.7	1.95	0.1	1	0.88	96.53
S-84/C10	56.8	15.8	6.54	3.13	3	6.2	4.1	4.7	4.71	0	1.1	0.62	100
S-84/A2	54.1	15.8	5.99	2.93	2.7	5.9	4	7	3.29	0	1	0.87	88.3
S-84/F1	61.2	15.2	4.25	2.04	2	5.1	2.9	3.8	5.06	0	0.6	0.32	97.9
S-84/A17	56.5	16.6	6.6	2.92	3.2	6.7	2.4	3.2	4.84	0.1	0.7	0.41	98
S-84/A15	59.3	17.2	4.95	2.36	2.3	3.7	1.7	4.5	5.13	0	0.7	0.2	96
S-84/A1	51.5	13.2	6.2	2.95	2.9	7.3	5.5	7.8	2.95	0	1.2	1.21	97.15
S-84/A12	52.6	15.9	7.69	3.14	4.1	8.9	3.8	2.6	4.94	0	1.6	0.67	98.76
S-84/A16	55.3	15.4	6.1	2.67	3.1	5.9	4.8	6.1	1.95	0	1.2	0.81	97.23
S-84/D11	48.5	14.5	7.71	3.36	3.9	7	6	3	6.25	0.1	1.5	0.87	95.74
S-84/C3	59.5	14.4	3.58	1.65	1.8	4.5	3.5	3.2	4.6	0	0.4	0.27	93.85
S-84/A6	55.2	16	6.73	2.9	3.4	6.5	4.1	3.7	3.75	0	1.1	0.61	97.7
S-84/C7	54.9	16	6.26	2.95	3	6.8	3.9	4.8	4.71	0	1.1	0.63	99.05
S-84/K4	62.3	13.2	4.89	2.19	2.4	4.9	4	2.7	4.42	0	0.7	0.34	97.41
S-84/D2	56.5	15.8	5.97	2.97	2.6	4.8	4.5	5.9	4.31	0.2	0.8	0.46	99.43
S-84/K6	62.2	15.3	2.82	1.41	1.3	3.2	2.2	3.2	5.58	0.1	0.3	0.2	95.09
S-84/A8	53.2	16.2	7.38	2.83	4.1	8.5	3.9	2.6	3.07	0	1.3	0.9	94.07
S-84/A21	63.5	15.6	4.18	2.04	2	3.9	3	3.9	4.65	0	0.5	0.22	99.96
S-84/D5-1	63.7	15.6	3.28	1.57	1.6	4.9	2.4	2	5.47	0	0.5	0.23	97.83
S-84/K9	55.2	15.8	6.32	2.78	3.2	7.5	3.1	3.5	5.01	0.2	1.4	0.54	99.02

جدول ۲. نتایج آنالیز عناصر کمیاب ۲۰ نمونه از سنگ‌های ولکانیک منطقه بررسی شده (بر حسب PPM)

Sample Name	Ba	Ce	Cr	Cs	Eu	Hf	La	Nb	Nd	Ni
S-84/A4	2614	262	80	1	1	6	34	4	35	39
S-84/C10	1325	136	176	1	1	6	43	2	50	105
S-84/A2	2369	233	90	2	1	6	38	6	42	36
S-84/F1	937	103	85	1	1	6	36	1	35	87
S-84/A17	1084	117	18	1	1	4	33	5	36	36
S-84/A15	1128	127	22	1	1	6	60	1	70	23
S-84/A1	2681	271	137	1	1	6	45	9	46	48
S-84/A12	1199	124	108	1	1	4	48	2	75	36
S-84/A16	2321	231	101	2	1	6	30	5	37	44
S-84/D11	1376	146	50	1	1	3	58	1	64	46
S-84/C3	820	97	72	1	1	6	31	1	24	90
S-84/A6	1994	201	129	1	1	6	47	5	48	53
S-84/C7	1327	137	176	1	1	6	41	3	38	100
S-84/K4	773	91	155	1	1	4	43	4	37	78
S-84/D2	1218	133	37	1	2	6	53	3	54	35
S-84/K6	902	106	82	1	0	5	32	3	24	37
S-84/A8	1389	146	124	2	1	6	52	1	70	44
S-84/A21	1051	118	32	1	1	5	36	5	26	38
S-84/D5-1	747	89	54	1	1	5	36	4	29	44
S-84/K9	974	105	96	1	2	4	43	4	46	43

ادامه جدول ۲.

Sample Name	Rb	Sc	Sm	Sr	Ta	Tb	Y	Yb	Zr
S-84/A4	50	25	5	1133	0	1	48	2	344
S-84/C10	30	24	7	1232	2	1	32	2	331
S-84/A2	43	23	8	1310	0	1	43	1	398
S-84/F1	32	21	6	1078	2	0	32	2	310
S-84/A17	24	27	8	936	1	1	38	2	255
S-84/A15	40	17	10	1290	0	0	47	1	330
S-84/A1	63	27	8	1132	1	1	55	2	371
S-84/A12	16	34	9	1189	1	1	27	1	292
S-84/A16	28	23	6	1137	1	1	33	2	327
S-84/D11	14	27	7	690	1	1	26	2	229
S-84/C3	33	20	5	1061	2	0	30	2	300

S-84/A6	49	26	7	1325	1	1	47	2	361
S-84/C7	35	26	8	1236	2	1	35	2	334
S-84/K4	22	21	6	1021	2	0	28	2	246
S-84/D2	30	20	8	1005	1	1	34	1	276
S-84/K6	34	15	10	1130	2	0	33	1	276
S-84/A8	28	32	8	1372	1	1	34	2	311
S-84/A21	40	17	9	1071	1	0	39	1	284
S-84/D5-1	31	21	6	1133	2	0	33	2	294
S-84/K9	20	30	7	1094	1	1	31	2	262

### نتیجه‌گیری

- سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب مرند بر روی نهشته‌های میوسن فوقانی قرار گرفته‌اند و به نظر می‌رسد مربوط به عملکرد فاز آستیرین و به سن پلیو-کواترن باشند.
- با توجه به وجود بافت میکروولیتی پورفیریک در اکثر نمونه‌های منطقه می‌توان گفت که تبلور ماگمای سازند سنگ‌های منطقه احتمالاً در دو محیط عمیق و کم عمق صورت گرفته است.
- بررسی‌های میکروسکوپی برخی از کانی‌ها به‌ویژه وجود زونینگ نوسانی و بافت غربالی در پلاژیوکلازها و کلینوپیروکسن‌ها و اکسیداسیون شدید آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها نشان دهنده تغییرات شدید فشار و حرارت و یا تغییر ترکیب ماگما در طول تبلور است.
- مقایسه خصوصیات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه با انواع سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک نشان می‌دهد که این سنگ‌ها بیش‌ترین شباهت را با سنگ‌های شوشونیتی دارند.
- بررسی عناصر فرعی نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) غنی بوده و دارای مقادیر اندک عناصر با میدان پایداری قوی (HFSE) هستند که این امر به احتمال نشان می‌دهد گوشته متاسوماتیزه با ترکیب گارنت لِرزولیتی تحت فوگاسیته بالای  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  نقش عمده‌ای در ژنز این سنگ‌ها دارد و آغشتگی ماگما با مواد پوسته‌ای موجب تغییر ترکیب مقدار کمی از آن‌ها از آکالان به ساب آکالان شده است.
- از لحاظ محیط تکتونیکی، سنگ‌های ولکانیک منطقه بررسی شده مربوط به محیط بعد از تصادم است.
- ماگماتیسم تفریتی و بازائیتی محدود پژوهشی نشان‌دهنده صعود ماگماهای تشکیل شده از مناطق عمیقی هستند که کمتر دچار آلیش با مواد پوسته‌ای شده‌اند ولی محصولات اسیدی تر منعکس کننده پدیده آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای هستند.
- حضور Mg بیش‌تر، تأییدی دیگر بر عمیق‌تر بودن خاستگاه ماگمایی کانی‌ها و سنگ‌هاست. وجود کانی فلوگوپیت در این سنگ‌ها علاوه بر عمیق بودن منشأ ماگما، نشان‌دهنده آبدار بودن ماگما نیز هست. به‌رحال حضور فلوگوپیت ممکن است نشانه حرارت و فشار بیش‌تر تشکیل ماگما و کانی‌های موجود د باشد.

## منابع

۱. احمدزاده، غلامرضا، بررسی پتروگرافی و پترولوژی ولکانیک‌های شمال گله بان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تبریز (۱۳۸۱).
۲. پرکنی، مریم، بررسی ولکانیسم کواترنری در غرب و شمال غرب زنجیره، رساله کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشکده علوم دانشگاه تبریز (۱۳۷۷).
۳. شرح نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ تبریز- پلدشت، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۵).
۴. شرح نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قره ضیاءالدین، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۶).
۵. موید، محسن، پترولوژی نوار ولکانو- پلوتونیک ترشیری البرز غربی - آذربایجان، رساله دکتری، دانشکده علوم - دانشگاه شهید بهشتی تهران (۱۳۸۰).
۶. موید، محسن، نگرشی نو بر تکوین نئوتنیس و ارتباط آن با ماگماتیسم ترشیری زون‌های ارومیه - دختر و البرز غربی- آذربایجان، مجموعه مقالات ششمین همایش زمین‌شناسی کشور- دانشگاه شهید با هنر کرمان، (۱۳۸۱)، ص ۳۷۸-۳۷۴.
۷. نبوی، م. ح، *دییچه ای بر زمین شناسی ایران*، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۵۵).
8. A.M. Abdel-Rahman, Nature of biotites from alkaline, Calc-alkaline and peraluminous magmas. Jour. Petrol, 35 (1994)525-541.
9. W.A. Deer, R.A. Howie, J. Zussman, Rock forming minerals, London(1991).
10. J. Fabries, and 8 others, Nomenclature of pyroxenes, Bull. Mineral, 111 (1988) 535- 550.
11. S. Foley, Petrologic characterization of the source comments of potassic magmas, geochemical and experimental constrains, J. Lithos, 28 (1992) 187 -204.
12. S.A. Gibson, R.N. Thompson, P.T. Leat, M.A. Morrison, G.L. Hendry, A. Dickin, J.G. Mitchell, ultrapotassic magmas along the Flanks of the Oligo-Miocene Rio Grande Rift. U. S. A: monitors of the zone of lithospheric mantle extension and thinning beneath a continental rift. J. Petrol. 34 (1993) 187- 228.
13. T.N. Irvin, and W.R.A. Baragar, a guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, J. Earth Sci.8 (1971) 523-48.
14. R.W. Le Maitre, et al., A classification of igneous rocks and glossary of terms, Blackwell and oxford (1989) 193.
15. J. Leterrier, R.C. Maury, P. Thonon, D. Girad, and M. Marchal, Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth. Planet Sci. Lett., 59 (1982) 139-154.

16. W.S Mac kenzie, C.M.H. Donaldson, C. Guilford, Atlas of igneous rock and their texture, Longman sciences and technical (1987).
17. F. Masoudi, and B.W.D. Yardley, Journal of sciences, Islamic Republic of iran 16(1): 43-53 University of Tehran, ISSN (2005) 1016-1104.
18. E.A.K. Middlemost, The basalt clan. Earth sci. Rev. 11 (1975) 337-64.
19. M. Moayyed, M. Moazzen, A. Calagari, A. Jahangiri, M. Mojarrad, Geochemistry and petrogenesis of Laprophyric dykes and the associated rocks from Islamic peninsula, NW Iran: Implication for IP- Mantle metasomatism, chemi their- erde Geochemistry (2008).
20. D. Muller, N.M.S. Rock, D.I. Groves, Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic setting: a pilot study Mineral petrol 46 (1992b) 259- 289.
21. D. Muller, D.I. Groves, Direct and indirect associations between potassic igneous rocks. Shoshonites and gold- copper deposits. Ore. Geol. Rev., No. 8 (1993) 383- 406.
22. D.Muller, D.I. Groves, Potassic igneous rocks and gold- copper mineralization, Sec. updated. Springer- verlag (1997) 242.
23. A. Peccerillo, and S.R. Taylor Geochemistry of Eocene calc alkaline volcanic rocks from the kastamonu area, northern Turkey (1976).
24. H. Rollinson, Using Geochemical data: evolution, presentation, interpretation, Longman (1993).
25. D. Shelley, Igneous metamorphic rocks under the microscope, Chapman and Hall, London, (1993) 445.
26. J. Stocklin, structural history and tectonics of Iran, a review America, Inc. special paper 88 (1968a) 157-181.
27. S.S. Sun, chemical composition and origin of The earth sprimitive mantle. J.Geo chem. Cosmochin. Acta, 46 (1980) 179-192.
28. H.S. Yoder, and H.P. Eugster, Phlogopite synthesis and stability range, Geochim. Et Cosmochim. Acta, vol. 6 (1954) 157.