پترولوژی، ژئوشیمی و کانی‌شناسی گدازه‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک (اغلب شوشونیتی) شمال‌غرب مرند(آذربایجان)

علی اکبر خضرلو، 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 بازانیت 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 محدودٔ 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 آغشتگی بخشی از ماگما با مواد پوسته ای منجر به تغییر ترکیب شیمیایی ماگما از آلکالن به ساب آلکالن شده است.

مقدمه

منطقهٔ بررسی شده در محدودهٔ ۴۵ درجه و ۱۵ دقیقه تا ۴۵ درجه و ۳۰ دقیقه طول جغرافیایی شرقی قرار گرفته و دارای عرض جغرافیایی ۳۸ درجه و۳۰ 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 نقشهٔ چهار گوش قره ضیاءالدین[۴] با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ است که سازمان زمین‌شناسی کشور انجام داده است. در مجاورت منطقهٔ 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 منطقهٔ 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

دریافت ۸۵/۱۱/۲۳ پذیرش ۸۸/۳/۱۱

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

شمال و شمال شرق جادهٔ 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 جادهٔ آسفالته و ترانزیتی مرند- خوی قرار گرفته‌اند، نسبت به سنگ‌های قبلی جوان‌ترند. سنگ‌های پتاسیك و اولتراپتاسیك نیز در جنوب جادهٔ آسفالته و ترانزیتی مرند- خوی قرار گرفته‌اند، فوران‌های اولیه با ترکیب لوسیت تفریت و لوسیت بازانیت است که با فوران‌های بعدی تفریت، 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 منطقهٔ [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(شکل۱) و به همین سبب از نظر سنی جوانترند و ممکن است به احتمال زیاد مربوط به فعالیت‌های فاز آستیرین و به سن پلیو- کواترنر آذربایجان باشند.

پتروگرافی

سنگ‌های ولکانیك شمال‌غرب مرند بر اساس بررسی‌های پتروگرافی در پنج گروه آندزیت، آندزیت بازالتی، لوسیت بازانیت، لوسیت تفریت و تفریت قرارمی‌گیرند. 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 میکرولیت‌های ریزخمیره تا فنوکریستال‌های درشت قابل مشاهده است و تغییرات اندازه به‌صورت پیوسته بوده و این شرایط بافت Seriate (شکلa-۲) را در آن‌ها تشکیل داده است (مکن‌زی،[۱۶]). بیش‌تر پلاژیوکلازها ماکل‌دارهستند و بافت غربالی نیز در بعضی از نمونه‌ها دیده می‌شود (شکلb-۲). زونینگ نوسانی نیز در برخی از پلاژیوکلازهای منطقهٔ بررسی شده دیده می‌شود(شکلa-۲).

کانی دیگر این سنگ‌ها کلینوپیروکسن در حدود۱۰ درصد مقاطع را تشکیل می‌دهد که بیش‌تر به صورت ریز بلور است و در خمیرهٔ 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 دوصورت 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).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

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

آندزیت بازالتی

در بررسی‌های میکروسکوپی، آندزیت‌ها به خوبی از آندزیت‌های بازالتی قابل تفکیك 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 خمیرهٔ آندزیت‌ها کلینوپیروکسن موجود نیست، اما در خمیرهٔ آندزیت‌های بازالتی کلینوپیروکسن ظاهر می‌شود.

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی در این سنگ‌هاست که هم به‌صورت فنوکریست و هم به‌صورت ریز بلور در خمیره دیده می‌شود. پلاژیوکلاز در حدود ۳۰ تا ۳۵ درصد مقاطع را داراست. پلاژیوکلاهای این سنگ‌ها درمقایسه 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 f -۲) 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 f- ۲).

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

فلوگوپیت به مقدار بسیار کم‌تر و در حدود ۶ تا ۸ درصد مقاطع را تشکیل می‌دهد و بیش‌تر به صورت حاشیهٔ سوخته دیده می‌شود (شکل e- ۲). بافت غالب در این سنگ‌ها میکرولیتی پورفیریك 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 به‌صورت خود شکل و نیمه خود شکل است (شکل a-۳). اندازهٔ 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.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

لوسیت‌ها از لحاظ حجمی معادل با کلینوپیروکسن‌ها هستند و در اندازه‌های درشت فنوکریست تا بلورهای خیلی ریززمینه 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 اپاك 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 تیتانومنیتیت بوده است .

خمیرهٔ 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 پورفیریك 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 تفریت‌ها 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.

الیوین در حدود ۵ تا ۱۰ درصد مقاطع را تشکیل می‌دهد و بیش‌تر به ایدنگزیت تبدیل شده است (شکلc-۳). این مسئله به دلیل تبلور الیوین 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 فریك و سیلیکات کلسیم و منیزیم است. نبود حاشیه واکنشی و بافت کرونا در بلورهای الیوین 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 اپاك و آپاتیت است.

بافت غالب در این سنگ‌ها میکرولیتی پورفیریك است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

تفریت

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 به‌ندرت 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 میکرولیتی پورفیریك 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 نمونهٔ پلاژیوکلاز از مرکز به حاشیه انجام شده و نمودار آن نیز رسم شده است (شکلb -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. امّا 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 نقطهٔ 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

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

منحنی‌های لیکیدوس و سالیدوس سیستم Ab-An را تغییردهد. در ضمن اختلاط ماگمایی نیز می‌تواند چنین بافتی را به‌وجود 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 آنالیزپنج نقطه کلینوپیروکسن‌ها وفرمول سازی نیز این موضوع را تأیید می‌کند (شکل ۴-d). از نتایج تجزیهٔ الکترون میکرون پروپ (EPMA) در تعیین سری ماگمایی منطقهٔ 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 وعدم رشد است که همهٔ این موارد نشان‌دهندهٔ 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 یك 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 بعدا فلوگوپیت‌ها در افق‌های بالاتر و در دماهای پایین تر تشکیل شده‌اند.

تجزیه الکترون میکرو پروپ از پنج نقطهٔ 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 محدودهٔ سری آلکالن از سری ساب آلکالن از دیاگرام (ایروین و باراگار، [۱۳]) مجموع آلکالن ($Na_2O + K_2O$) در مقابل سیلیس استفاده شده است. شکل (۴-f) موقعیت سنگ‌های منطقهٔ شمال غرب مرند را دراین دیاگرام نشان می‌دهد. چنان‌که ملاحظه می‌شود اغلب نمونه‌ها در محدودهٔ آلکالن قرار می‌گیرند و فقط ۵ نمونه در محدودهٔ ساب آلکالن واقع می‌شود. نمونه‌هایی که در محدودٔ ساب آلکالن قرار می‌گیرند، به نظر می‌رسد در اثر آلایش ماگما با مواد پوسته‌ای حاصل شده‌اند.

برای جدا کردن محدوهٔ سنگ‌های آلکالن سدیك و آلکالن پتاسیك از دیاگرام Na_2O درمقابل K_2O استفاده شده که به وسیله میدل موست [۱۸] ارائه شده است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

شکل (a-۵) موقعیت نمونه‌های منطقه را در این دیاگرام نشان می‌دهد. پنج نمونه در محدودهٔ با پتاسیم زیاد و ده نمونه در محدودهٔ پتاسیک واقع شده است و همچنین پنج نمونه در محدودهٔ 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 درمحدودهٔ پرپتاسیم قرارگرفته و دو نمونه در محدودهٔ با پتاسیم متوسط واقع است (شکل b-۵).

با توجه به این که اکثر نمونه‌های شمال غرب مرند در محدودهٔ آلکالن قرار می‌گیرند می‌توان ولکانیسم موجود در منطقه را یك ولکانسیم آلکالن نامید. نتایج آنالیزهای شیمیایی مبین این مطلب است که میزان K_2O اکثرنمونه‌ها بیش‌تر از Na_2O بوده به طوری که نسبت K_2O/Na_2O در بیش‌تر نمونه‌ها از یك 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 پتاسیك و اولتراپتاسیك محسوب می‌شوند.

نمودار SiO_2 در مقابل K_2O که پکسریلو و تایلور [23] ارائه کرده‌اند در شکل (c-۵) نمایان است. این دیاگرام به چهار محدودهٔ شوشونیتی، سری با پتاسیم بالا، سری کالکوآلکالن و سری کم پتاسیم تقسیم شده است. همان طور که ملاحظه می‌شود چهار نمونه در محدودهٔ پتاسیم بالا و یک نمونه در محدودهٔ کالکوآلکالن و بقیه نمونه‌ها در محدودهٔ 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 نمونهٔ آنالیز شده در محدودهٔ کالك آلکالن و کالك آلکالن کوه زایی قرار می‌گیرد (شکل c,b-۶).

برای تعیین سری ماگمای سازنده پیروکسن‌ها از نمودار Ca+Na-Ti (لتریر و همکاران [۱۵]) استفاده شده است. در این نمودار، کلینوپیروکسن‌های منطقهٔ گرایشی را از ماگماهای تولئیتی و کالك آلکالن به ماگمای آلکالن نشان می‌دهد (شکل d-۶).

در شکل (d-۵) نمونه‌های محدودهٔ بررسی شده نسبت به گوشتهٔ اولیه نرمالیزه شده‌اند. چنان‌که در این شکل دیده می‌شود عناصر Rb , Ba , K , Sr غنی شدگی فراوانی را در سنگ‌های بررسی شده نشان می‌دهد (محدودهٔ سایه‌دار تغییرات تمامی‌نمونه‌ها 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 گوشتهٔ متاسوماتیزه با ترکیب لرزولیتی تحت فوگاسیته بالای CO_2/H_2O منشأ گرفته و با مواد پوسته‌ای نیز آلایش پیدا کرده است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

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 آلایش ماگما با مواد پوسته‌ای باشد.

پتروژنز

تقسیم‌بندی سنگ‌های پتاسیک و اولترا پتاسیک:

طبق تقسیم‌بندی فولی [۱۱]، سنگ‌های پتاسیک و اولترا پتاسیک 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. کامفوژیت‌ها ۳. سنگ‌های تیپ ناحیه رومن ایتالیا ۴. شوشونیت‌ها

از مشخصات لامپروئیت‌ها نبود پلاژیوکلاز و مقادیر بسیار اندک SiO_2 (کمتر از ۴۵درصد وزنی) و Al_2O_3 (کمتر از ۱۲ درصد وزنی) هستند. با این تفاوت که نمونه‌های منطقهٔ بررسی شده دارای پلاژیوکلاز و مقادیر زیاد SiO_2 (۴۷ تا ۶۳ درصد وزنی) و Al_2O_3 (۱۳ تا ۵/ ۱۷ درصد وزنی) هستند.

از مشخصات کامفوژیت‌ها نبود سانیدین و حضور ملیلیت و مقادیر بسیار پایین SiO_2 (کمتر از ۴۵درصد وزنی) و Al_2O_3 (کمتر از ۱۲ درصد وزنی) است. با این تفاوت که نمونه‌های منطقهٔ بررسی شده دارای سانیدین و فاقد میلیلیت هستند و مقادیر SiO_2 و Al_2O_3 زیادی دارند.

سنگ‌های اولترا پتاسیک منطقهٔ بررسی شده شباهت زیادی به سنگ‌های ناحیهٔ 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 منطقهٔ بررسی شده به ویژه آندزیت‌ها کانی لوسیت یافت نمی‌شود.

به طورکلی سنگ‌های ولکانیك 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-۵) و (a-۶) تأیید کننده همین موضوع هستند.

با توجه به بررسی‌های انجام گرفته و شواهد موجود می‌توان گفت که در منطقهٔ پژوهش پدیده فرورانش فعال نئوتتیس درکرتاسه فوقانی متوقف شده است و از دلایل عمده آن سن گرانیتوئیدهای S-type نوار دگرگونی

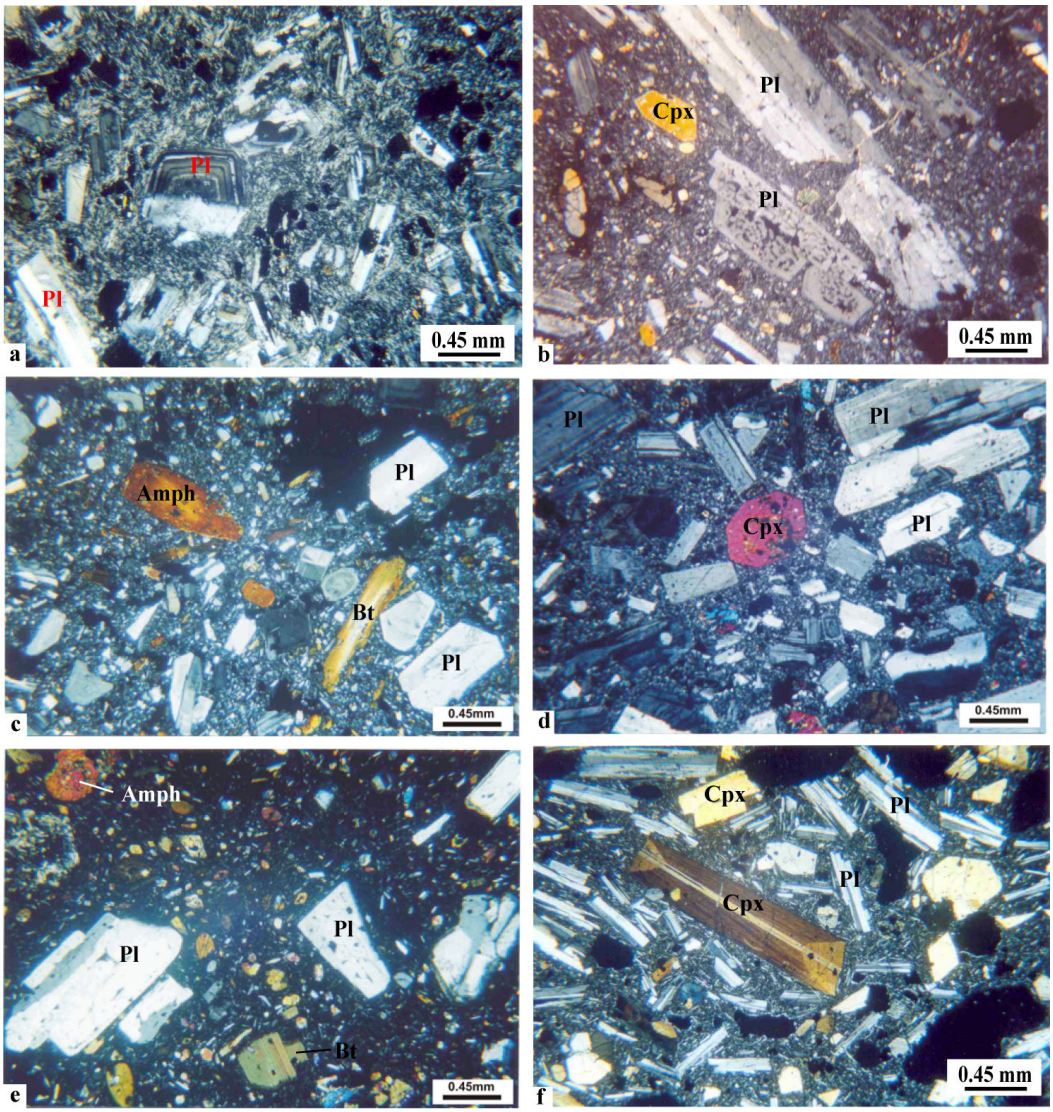
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

سنندج- 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 ماگماتیسم 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، ماگماتیسم آلکالن محدودهٔ پژوهشی را نمی‌توان به فرورانش فعال نئوتتیس نسبت داد و دیاگرام‌های تعیین کنندهٔ 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 پوستهٔ 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 آلکالن بوده است. این ماگما در طی صعود متحمل فرایند آلایش با مواد پوسته نیز شده است. ماگماتیسم تفریتی و بازانیتی محدودهٔ پژوهش نشان‌دهندهٔ صعود ماگماهای تشکیل شده از مناطق عمیقی هستند که کم‌تر دچار آلایش با مواد پوسته‌ای شده‌اند، ولی محصولات اسیدی‌تر منعکس کنندهٔ پدیدهٔ آلایش 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. به‌هر حال حضور فلوگوپیت ممکن است نشانهٔ 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 محدودهٔ 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.

شکل۱. پوشیده شدن رسوبات میوسن فوقانی (U.R.F) با سنگ‌های ولکانیك پلیو- کواترنر در نزدیکی روستای قاپلیق

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل۲.

a : بافت میکرولیتی پورفیریك 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)

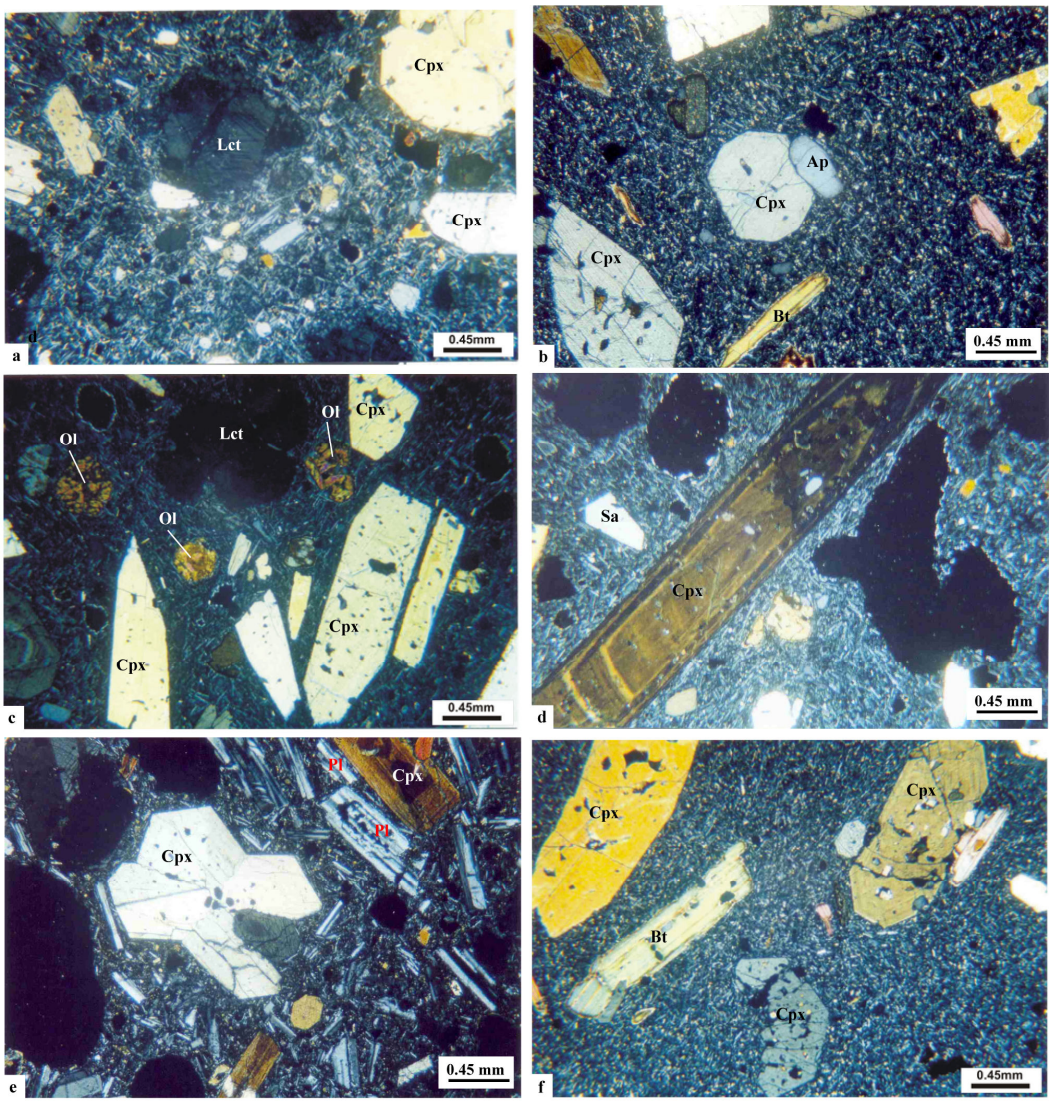
d : پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن شکل دار در آندزیت (حالت XPL)

e : بافت میکرولیتی پورفیریک و کانی‌های فلوگوپیت، آمفیبول و پلاژیوکلاز در آندزیت بازالتی (حالت XPL)

f :بافت هیالومیکرولیتی پورفیریك در آندزیت بازالتی و کلینوپیروکسن با ماکل ساعت شنی (حالت XPL)

(پلاژیوکلاز= pl و کلینو پیروکسن = Cpx وبیوتیت = Bt و آمفیبول = Amph)

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل ۳.

a : لوسیت با ماکل پیچیده و کلینوپیروکسن و بافت میکرولیتی پورفیریک در لوسیت تفریت (حالت XPL)

b : بلور درشت آپاتیت در لوسیت تفریت (حالت XPL)

c : لوسیت بازانیت و الیوین‌های ایدنگزیته و کلینوپیروکسن و بافت میکرولیتی پورفیریک (حالت XPL)

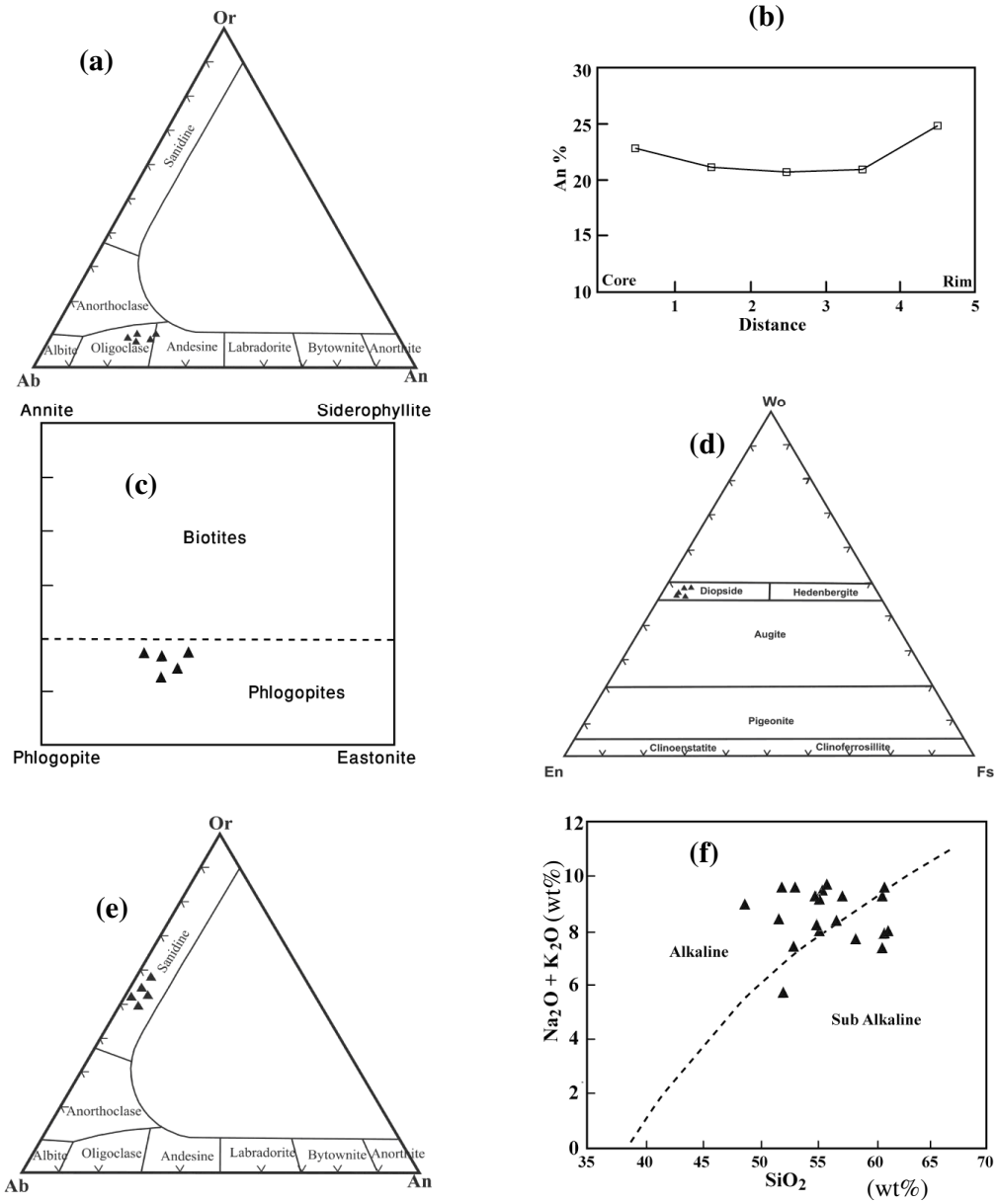
d : کلینوپیروکسن با زونینگ نوسانی در لوسیت بازانیت (حالت XPL)

e :ماکل صلیبی در کلینوپیروکسن در سنگ تفریت (حالت XPL)

f : بلورهای شکل‌دار کلینوپیروکسن و فلوگوپیت با حاشیهٔ سوخته در تفریت (حالت XPL)

(آپاتیت = Ap و لوسیت = Lct و الیوین = Ol)

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل ۴.

a : نمایش نوع فلدسپار (پلاژیوکلاز) در سنگ‌های آندزیت منطقه (دیر و همکاران، [۹]).

b : نمودار زونینگ ترکیبی پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های آندزیت.

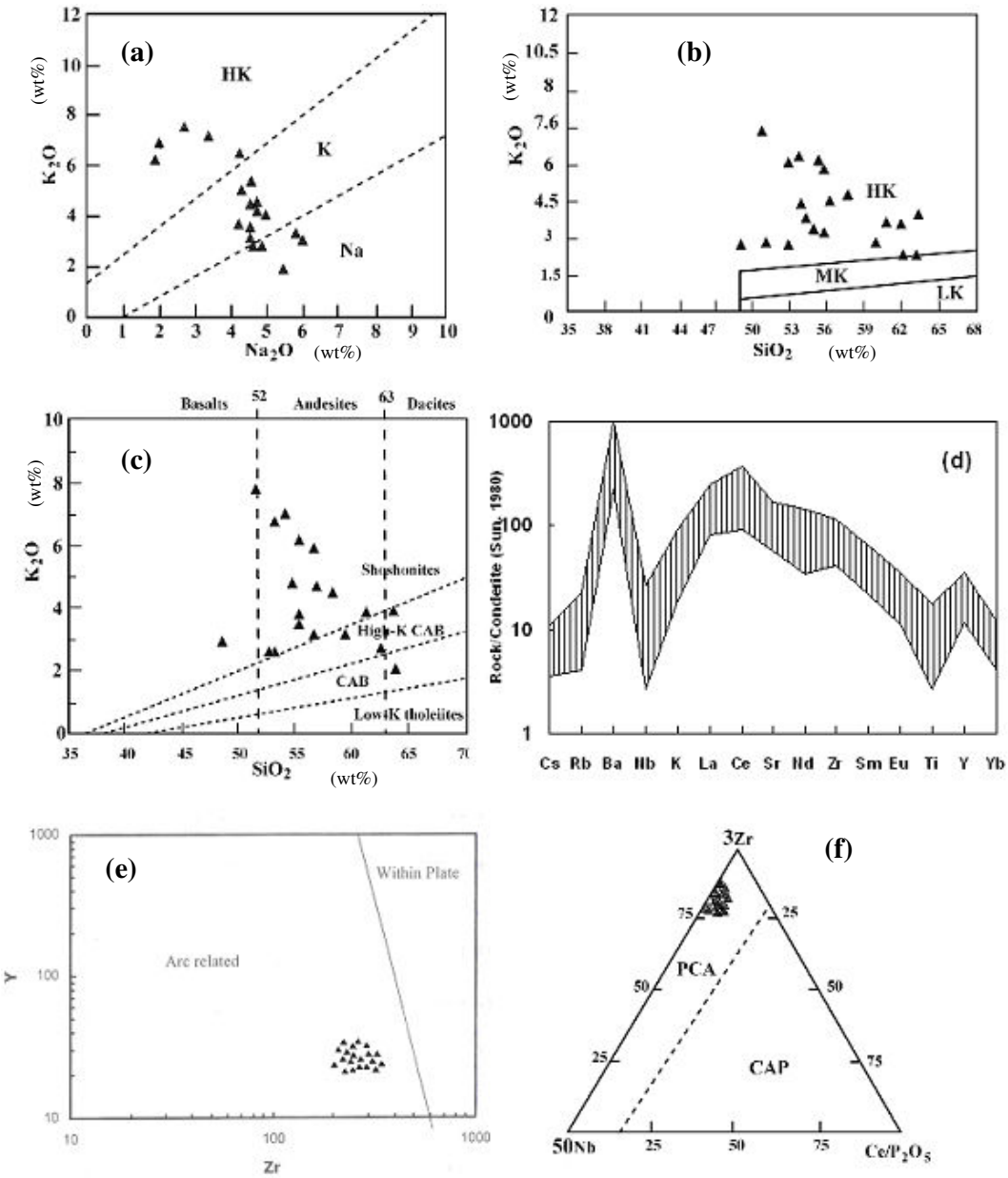
c : نمایش نوع میکا در سنگ‌های آندزیت منطقه (دیر و همکاران، [۹]).

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 باراگر، [۱۳]).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل ۵.

a : موقعیت نمونه‌های ولکانیک منطقه در دیاگرام سدیم در مقابل پتاسیم (میدل موست، [۱۸]).

b : موقعیت نمونه‌های ولکانیک منطقه در دیاگرام SiO_2 در مقابل K_2O (گیبسون و همکاران، [۱۲]).

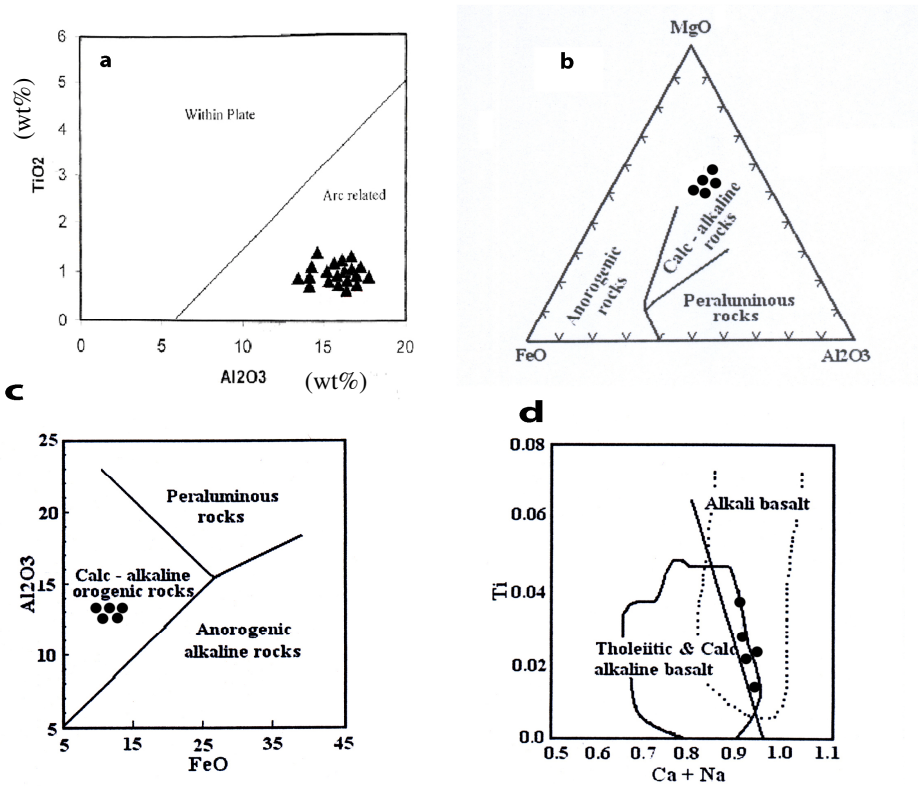
c : موقعیت نمونه‌های ولکانیک منطقه در دیاگرام SiO_2 در مقابل K_2O (پکسریلو و تایلور، [۲۳]).

d : نمودار عنکبوتی سنگ‌ها که بر اساس کندریت نرمالیزه شده است (سان، [۲۷]).

e : موقعیت تکتونیکی نمونه‌های منطقه در دیاگرام Y در مقابل Zr (لومتر و همکاران، [۱۴]).

f : موقعیت تکتونیکی نمونه‌های منطقه در دیاگرام $3Zr, 50Nb, Ce/P_2O_5$ (مولر و همکاران، [۲۰]).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل ۶.

a : موقعیت تکتونیکی نمونه‌های منطقه در دیاگرام Al_2O_3 در مقابلTiO_2 (مولر و همکاران، [۲۰]).

b :ترکیب میکاهای منطقه در نمودارAl_2O_3-MgO-FeO (عبدالرحمن، [۸]).

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

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

نتایج آنالیز الکترون میکرو پروپ و فرمول‌سازی کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، کلینوپیروکسن و سانیدین بدین ترتیب است:

(پلاژیوکلاز)

Oxides(wt%)	FLD1	FLD2	FLD3	FLD4	FLD5
SiO_2	62.725	62.918	63.051	62.17	62.065
TiO_2	0	0.014	0.041	1.247	0
Al_2O_3	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_2O	8.253	8.37	8.237	7.954	7.662
Na_2O	1.41	1.455	1.619	1.577	1.359
Total	100	100.07	99.995	100.009	99.997

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

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^{2+}	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
Total	10.04	10.011	10.04	9.94	9.98

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

(میکا)

Formule basedon (24)	Phlo1	Phlo2	Phlo3	Phlo4	Phlo5
SiO_2	36.5	37.94	37.15	37.34	37.37
TiO_2	6.34	5.77	5.34	5.81	5.72
Al_2O_3	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_2O	4.45	4.47	4.44	4.47	4.43
Na_2O	1.17	1.32	1.1	1.18	1.16
K_2O	9.3	9.08	9.84	9.38	9.65
Total	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

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

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
Total	19,79	19,85	19,88	19,86	19,88

(کلینوپیروکسن)

Oxides(wt%)	**CPX 1**	**CPX 2**	**CPX 3**	**CPX 4**	**CPX5**
SiO_2	52.64	52.26	52.42	53.7	50.48
TiO_2	0.95	0.92	0.73	0.5	1.53
Al_2O_3	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_2O	0.07	0.02	0.07	0.01	0.02
Na_2O	0.69	0.81	0.89	0.57	0.59
Total	99.84	99.99	99.93	100	100

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_1Al	0.02	0.01	0.01	0.02	0
M_1Ti	0.03	0.02	0.02	0.01	0.04
M_1 Fe^{+2}	0.11	0.14	0.12	0.09	0.16
M_1Mg	0.85	0.83	0.86	0.88	0.8
M_2 Fe^{+2}	0.05	0.04	0.06	0.04	0.06
M_2Mn	0.002	0.01	0.01	0.003	0.01
M_2Ca	0.91	0.9	0.89	0.92	0.92
M_2Na	0.04	0.05	0.03	0.04	0.02
M_2K	0.003	0	0.002	0	0
Total	4	4	4	4	4

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

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

(سانیدین)

Oxides(wt%)	**Sandin 1**	**Sandin 2**	**Sandin 3**	**Sandin 4**	**Sandin 5**
SiO_2	65.265	63.227	64.82	65.281	64.421
TiO_2	0.01	0.1	0.142	0.272	0.091
Al_2O_3	19.157	20.048	18.916	19.419	19.254
BaO	0.9	0.558	0.698	0.4	0.685
FeO	0.42	0.257	0.428	0.27	0.541
MgO	0	0.003	0	0.03	0.026
CaO	0.5	0.859	0.372	0.845	0.656
K_2O	9.145	8.639	10.38	8.872	8.871
Na_2O	4.585	4.631	4.369	4.599	4.756
Total	99.982	98.322	100.125	99.988	99.301

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

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

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

جدول ۱. نتایج آنالیز عناصر اصلی ۲۰ نمونه از سنگ‌های ولکانیک منطقهٔ 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-84D5-1	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

جدول۲. نتایج آنالیز عناصر کمیاب ۲۰ نمونه از سنگ‌های ولکانیك منطقهٔ 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 جدول۲.

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

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

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 شمال‌غرب مرند بر روی نهشته‌های میوسن فوقانی قرار گرفته‌اند و به نظر می‌رسد مربوط به عمل‌کرد فاز آستیرین و به سن پلیو- کواترنر باشند.
- با توجه به وجود بافت میکرولیتی 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 طو ل تبلور است.
- مقایسه خصوصیات کانی شناسی 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 گوشتهٔ متاسوماتیزه با ترکیب گارنت لرزولیتی تحت فوگاسیته بالای CO_2/H_2O نقش عمده‌ای در ژنز این سنگ‌ها دارد و آغشتگی ماگما با مواد پوسته‌ای موجب تغییر ترکیب مقدار کمی از آن‌ها از آلکالن به ساب آلکالن شده است.
- از لحاظ محیط تکتونیکی، سنگ‌های ولکانیک منطقهٔ بررسی شده مربوط به محیط بعد از تصادم است.
- ماگماتیسم تفریتی و بازانیتی محدودً پژوهشی نشان‌دهندهٔ صعود ماگماهای تشکیل شده از مناطق عمیقی هستند که کم‌تر دچار آلایش با مواد پوسته ای شده‌اند ولی محصولات اسیدی تر منعکس کنندهٔ پدیده آلایش 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، نشان‌دهندهٔ آب‌دار بودن ماگما نیز هست. به‌هرحال حضور فلوگوپیت ممکن است نشانهٔ حرارت و فشار بیش‌تر تشکیل ماگما و کانی‌های موجود د باشد.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

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*، رسالهٔ کارشناسی ارشد زمین شناسی، 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*، رسالهٔ دکتری، دانشکده علوم - دانشگاه شهید بهشتی تهران (۱۳۸۰).

۶. موید، محسن، *نگرشی نو بر تکوین نئوتتیس 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، *دیباچه 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.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

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 petrogensis 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 discriimination 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 microscop, 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.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]