

شیمی کانی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی ائوسن امیرکندی، شمال اردبیل، شمال غرب

ایران: شواهدی برای تکامل ماگما و جایگاه تکتونیکی

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن امیرکندی در شمال استان اردبیل بخشی از ماگماتیسم سنوزویک شمال غرب ایران را تشکیل می‌دهند که در ارتباط با تکامل زمین‌ساختی پهنه البرز - آذربایجان و فرایندهای پس از برخورد صفحه عربی و اوراسیا ایجاد شده‌اند. در این پژوهش، با تلفیق داده‌های سنگ‌نگاری، شیمی کانی و ژئوترموبارومتري آمفیبول، منشأ ماگما، شرایط تبلور و فرایندهای تکامل ماگمایی این سنگ‌ها بررسی شد. نتایج پتروگرافی نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه عمدتاً شامل تراکیت، تراکی آندزیت و آندزیت‌بازالت با بافت‌های پورفیری، گلوپورفیری و تراکیتی هستند. آمفیبول‌ها از نوع آمفیبول‌های کلسیک بوده و عمدتاً در محدوده منیزوپه‌هورنبلند قرار می‌گیرند، درحالی‌که فلدسپات‌های قلیایی غالباً ترکیب سانیدین تا آنورتوکلاز دارند. نتایج ترموبارومتري آمفیبول، دمای تبلور حدود ۷۱۰ تا ۸۱۰ درجه سانتی‌گراد، فشار ۱ تا ۲/۶ کیلو بار و عمق جای‌گیری حدود ۴ تا ۱۰ کیلومتر را نشان می‌دهد که بیانگر تبلور در یک مخزن ماگمایی کم‌عمق است. بر اساس نمودارهای طبقه‌بندی، نمونه‌ها در سری پتاسیم بالا تا شوشونیتی و محدوده متاآلومینوس قرار می‌گیرند. الگوی عناصر خاکی کمیاب با غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE، مقادیر بالای $(La/Yb)_N$ و آنومالی‌های منفی Nb، Ta و Ti، منشأ گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه‌شده و نقش باقی‌ماندن گارنت در منشأ را نشان می‌دهد. روندهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب نیز بیانگر آن است که تکامل مذاب عمدتاً تحت‌تأثیر تبلور تفریقی همراه با آلاش محدود پوسته‌ای (AFC) انجام شده است. مطالعات نشان می‌دهد که ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی امیرکندی در یک محیط کششی پس از برخورد و در نتیجه ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری غنی‌شده تولید شده و طی صعود و توقف در مخازن کم‌عمق، دچار تکامل ماگمایی شده است.

واژه‌های کلیدی: امیرکندی، اردبیل، سنگ‌های آذرین، شیمی کانی، ژئوترموبارومتري، ژئوشیمی، پتروژنز.

۱- مقدمه

ماگماتیسم سنوزویک شمال غرب ایران یکی از مهم‌ترین پیامدهای تکامل ژئودینامیکی کمربند آلپی - هیمالیا است که در نتیجه فرورانش نئوتتیس و سپس برخورد صفحه عربی با صفحه اوراسیا شکل گرفته است [۱، ۲]. این رویدادها علاوه بر ضخیم‌شدگی پوسته،

موجب متاسوماتیسم گوشته لیتوسفری، تغییر در رژیم تنش و تشکیل مجموعه گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین با ترکیب کالک‌آلکالن تا آلکالن در پهنه البرز - آذربایجان شده‌اند [۳، ۴، ۵]. سنگ‌های آتشفشانی آلکالن، به‌ویژه تراکیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها، از مهم‌ترین شاخص‌های ژئودینامیکی در محیط‌های پس از برخورد به شمار می‌روند، زیرا ترکیب شیمیایی آن‌ها بازتابی از ویژگی‌های گوشته منشأ، میزان دوب‌بخشی، نقش متاسوماتیسم گوشته و فرآیندهای تکامل ماگما است [۶، ۷، ۸]. بررسی هم‌زمان سنگ‌نگاری، شیمی کانی و ژئوشیمی سنگ کل می‌تواند اطلاعات ارزشمندی درباره منشأ ماگما، شرایط تبلور، روندهای تبلور تفریقی، آلیش پوسته‌ای و محیط زمین‌ساختی فراهم کند [۹، ۱۰]. در میان کانی‌های سنگ‌ساز، آمفیبول یکی از حساس‌ترین کانی‌ها نسبت به تغییرات فشار، دما، فوگاسیته اکسیژن و ترکیب مذاب است. از این رو، ترکیب شیمیایی آمفیبول به‌طور گسترده برای برآورد شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور ماگما، از جمله فشار، دما، عمق جای‌گیری و وضعیت اکسیداسیون مورد استفاده قرار می‌گیرد [۱۱، ۱۲، ۱۳]. علاوه بر این، ترکیب فلدسپات‌های قلیایی اطلاعات مهمی درباره میزان تفریق ماگما، تکامل مذاب و شرایط تبلور در مراحل پایانی تبلور ارائه می‌کند [۱۴]. شمال استان اردبیل بخشی از پهنه ساختاری البرز - آذربایجان محسوب می‌شود که طی سنوزویک تحت تأثیر ماگماتیسم گسترده مرتبط با فرورائش نئوتتیس و سپس فرآیندهای پس از برخورد قرار گرفته است [۱۵، ۴]. مجموعه آتشفشانی امیرکندی که در شمال آتشفشان سبلان رخنمون دارد، عمدتاً از گدازه‌های تراکیتی، تراکی‌آندزیتی و آندزیت‌بازالتی ائوسن تشکیل شده است و از دیدگاه مطالعه تکامل ماگمایی، یکی از رخنمون‌های شاخص این پهنه به شمار می‌رود. باوجود مطالعات منطقه‌ای متعدد، تاکنون پژوهشی که به‌صورت تلفیقی از داده‌های سنگ‌نگاری، شیمی کانی، ژئوشیمی سنگ کل و ژئوترموبارومتري برای بازسازی مدل پتروژنتیکی این مجموعه استفاده کرده باشد، منتشر نشده است. در این پژوهش، با تلفیق داده‌های سنگ‌نگاری، شیمی کانی آمفیبول و فلدسپات، ژئوشیمی عناصر اصلی، کمیاب و عناصر خاکی کمیاب، همراه با ژئوترموبارومتري آمفیبول، تلاش شده است تا (۱) ویژگی‌های کانی‌شناسی و شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی امیرکندی تعیین شود، (۲) شرایط فشار، دما، عمق تبلور و فوگاسیته اکسیژن ماگما بازسازی گردد، (۳) فرآیندهای تکامل ماگما شامل تبلور تفریقی، آلیش پوسته‌ای و اختلاط احتمالی ماگما ارزیابی شود و (۴) مدل جامعی برای منشأ ماگما و محیط زمین‌ساختی تشکیل این سنگ‌ها در چارچوب تکامل ژئودینامیکی شمال غرب ایران ارائه شود.

۲- روش مطالعه

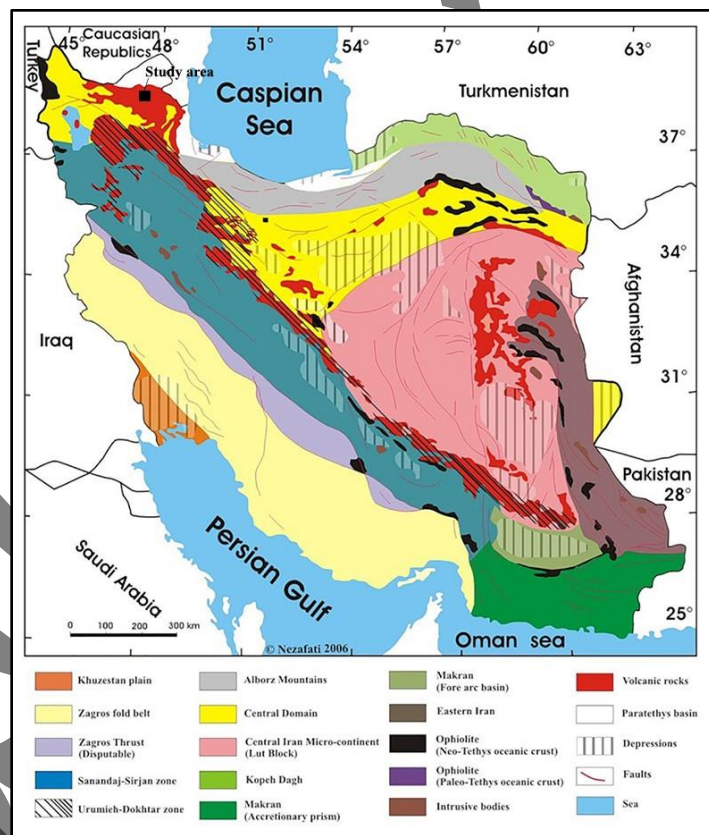
به‌منظور بررسی منشأ، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین منطقه، پس از مطالعات صحرایی و برداشت‌های زمین‌شناسی، نمونه‌های تازه و با کمترین میزان دگرسانی انتخاب شدند. مقاطع نازک تهیه و ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی آن‌ها با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان بررسی شد. ترکیب شیمیایی عناصر اصلی با روش XRF توسط دستگاه Philips

PW1480 و عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی (REE) با روش ICP-MS توسط دستگاه PerkinElmer SCIEX ELAN 9000 در آزمایشگاه زرآما تعیین گردید (جدول ۱). ۵ نمونه جهت آنالیز نقطه ای آمفیبول و فلدسپات به آزمایشگاه پژوهشکده زمین شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین ارسال گردید. آنالیز نقطه ای توسط دستگاه میکروپروب JEOL, JXA-8100، با ولتاژ 20 kV، شدت جریان 20 nA و قطر نقطه آنالیز 3 μm ، انجام گرفت. فرمول ساختاری آمفیبول ها بر مبنای ۲۳ اتم اکسیژن محاسبه گردید و نام گذاری آنها مطابق طبقه بندی انجمن بین المللی کانی شناسی (IMA) انجام شد [۱۶ و ۱۷] (جدول ۲). شرایط فشار، دما، فوگاسیته اکسیژن و عمق تبلور ماگما با استفاده از ژئوترموبارومتری آمفیبول [۱۸، ۱۹، ۲۰، ۲۱، ۲۲] محاسبه شد (جدول ۳). محاسبات ژئوشیمیایی و ترسیم نمودارها با استفاده از نرم افزارهای IgPet، GCDkit و Microsoft Excel انجام شد [۲۳]. داده های شیمی آمفیبول نیز با نرم افزار WinAmphCal پردازش شدند [۲۴]. تمامی نمودارها بر اساس تقسیم بندی های استاندارد بین المللی ترسیم و نتایج حاصل با داده های سنگ نگاری، ژئوشیمی سنگ کل و شیمی کانی به صورت تلفیقی تفسیر شدند.

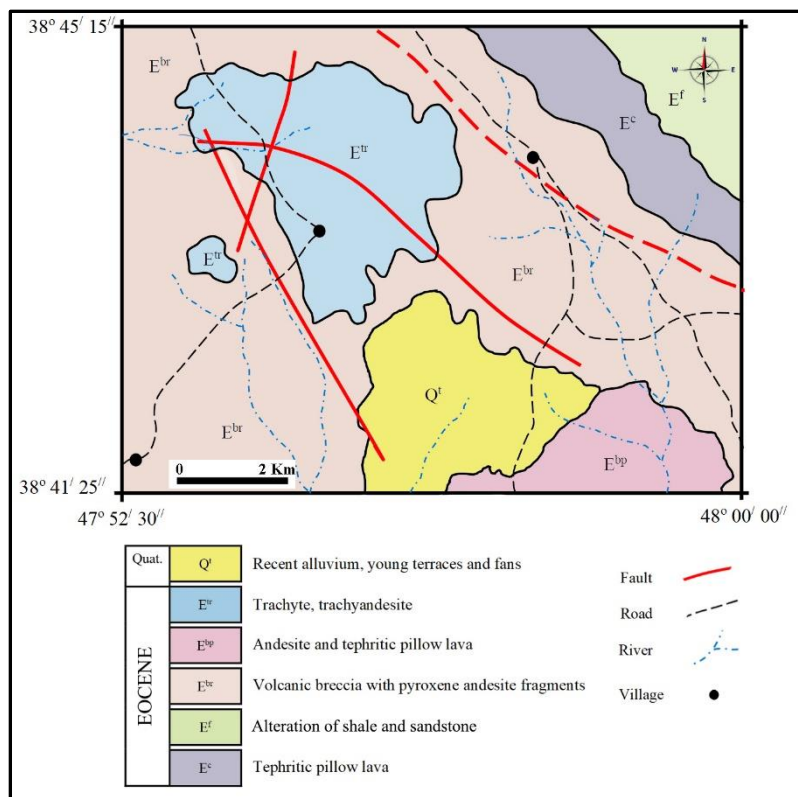
۳- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه امیرکندی در شمال استان اردبیل و در بخش شمالی پهنه ساختاری البرز - آذربایجان قرار دارد که بخشی از کمربند کوهزایی آلپی - هیمالیا محسوب می شود [۲۵، ۱] (شکل ۱). این پهنه طی مزوزوئیک تا سنوزوئیک تحت تأثیر فروانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی و در ادامه برخورد صفحه عربی با صفحه اوراسیا قرار گرفته است که نتیجه آن ایجاد ماگماتیسم گسترده، دگرشکلی پوسته و تشکیل مجموعه متنوعی از سنگ های آذرین در شمال غرب ایران بوده است [۱۵، ۵]. رخنمون های آتشفشانی منطقه عمدتاً از گدازه ها و نهشته های آذرآواری ائوسن تشکیل شده اند که بخش مهمی از توالی آتشفشانی البرز - آذربایجان را می سازند. این واحدها از نظر سنگ شناسی شامل آندزیت بازالت، تراکی آندزیت و تراکیت هستند و به صورت جریان های گدازه ای، توده های نیمه عمیق و دایک های متعدد رخنمون دارند. بررسی های صحرایی نشان می دهند که واحدهای تراکیتی جوان تر بوده و دایک های تراکیتی در بسیاری از نقاط، سنگ های حدواسط را قطع کرده اند که بیانگر استمرار فعالیت های ماگمایی در مراحل پایانی ائوسن است (شکل ۲). اگرچه فعالیت های ماگمایی سبلان عمدتاً در نئوژن و کواترنر رخ داده است، اما سنگ های مورد مطالعه متعلق به مرحله قدیمی تر ماگماتیسم ائوسن هستند. این موضوع نشان می دهد که ماگماتیسم در این بخش از شمال غرب ایران چندمرحله ای بوده و از ائوسن تا کواترنر به صورت متناوب ادامه یافته است [۴، ۳]. ترکیب سنگ شناسی، گستردگی واحدهای آتشفشانی و ارتباط آن ها با ساختارهای کششی منطقه نشان می دهد که ماگمای سازنده این سنگ ها در شرایط کششی پس از برخورد، به سطح زمین راه یافته است. در چنین شرایطی، کاهش ضخامت نسبی لیتوسفر یا شکستگی های ناشی از فرورانش می تواند سبب ذوب بخشی

گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه و تولید ماگماهای پتاسیم بالا تا آلکالن شود [۲۶، ۲۷]. این تفسیر با ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه که در بخش‌های بعدی مقاله ارائه می‌شود، سازگاری کامل دارد. بررسی‌های صحرایی همچنین نشان می‌دهد که سنگ‌های تراکیتی معمولاً دارای حاشیه‌های سردشدگی بوده و در برخی نقاط زینولیت‌های مافیک را در بر می‌گیرند. وجود این زینولیت‌ها بیانگر آن است که بخشی از ماگما در هنگام صعود، قطعاتی از سنگ‌های عمقی یا دیواره مخزن ماگمایی را جدا کرده است. این مشاهدات صحرایی با داده‌های شیمی آمفیبول و نتایج ژئوترموبارومتری همخوانی دارد.



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه (■) در تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری ایران [۲۵].



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه امیرکندی در شمال استان اردبیل برگرفته از نقشه زمین‌شناسی چهارگوش لاهرود [۲۶].

۴- سنگ‌نگاری

در مقیاس ماکروسکوپی، سنگ‌های آتشفشانی امیرکندی عمدتاً به رنگ خاکستری روشن تا خاکستری تیره و در برخی نمونه‌های تکامل‌یافته‌تر خاکستری متمایل به روشن دیده می‌شوند. بیشتر نمونه‌ها دارای ساخت پورفیری مشخص هستند و فنوکریست‌های روشن فلدسپات با ابعاد میلی‌متری در زمینه‌ای ریزدانه تا آفانیتی به آسانی قابل تشخیص‌اند. در برخی نمونه‌ها، بلورهای تیره آمفیبول نیز به صورت منشوری و پراکنده در زمینه مشاهده می‌شوند. تفاوت در فراوانی فنوکریست‌ها، رنگ زمینه و نسبت کانی‌های روشن به تیره امکان تفکیک اولیه واحدهای تراکیتی، تراکی‌اندزیتی و آندزیت‌بازالتی را در نمونه دستی فراهم می‌کند. تراکیت‌ها عموماً رنگ روشن‌تر و فراوانی بیشتری از فلدسپات قلیایی دارند، در حالی که تراکی‌اندزیت‌ها و به‌ویژه آندزیت‌بازالت‌ها تیره‌تر بوده و سهم کانی‌های مافیک در آن‌ها بیشتر است. این ویژگی‌های ماکروسکوپی با مشاهدات میکروسکوپی و نتایج طبقه‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌ها مطابقت کلی دارد. بررسی مقاطع نازک نشان می‌دهد که مجموعه آتشفشانی امیرکندی عمدتاً از تراکیت، تراکی‌اندزیت و آندزیت‌بازالت تشکیل شده است. بافت‌های غالب شامل پورفیری، گلوپورفیری، تراکیتی و میکرولیتی تا هیالوپورفیری هستند.

(شکل ۳). مجموعه کانی‌شناسی نیز عمدتاً از فلدسپات قلیایی، پلاژیوکلاز و آمفیبول همراه با مقادیر فرعی بیوتیت، کانی‌های کدر و در برخی نمونه‌ها پیروکسن تشکیل شده است. حضور فنوکریست‌ها در یک زمینه ریزبلور تا میکروولیتی نشان‌دهنده دست‌کم دو مرحله متفاوت در تاریخچه تبلور است؛ مرحله نخست شامل رشد فنوکریست‌ها در شرایط درون‌مخزنی و مرحله دوم شامل تشکیل زمینه طی صعود و سردشدن سریع‌تر مذاب در سطوح کم‌عمق‌تر است. بافت‌های عدم تعادل مشاهده‌شده در برخی فلدسپات‌ها و آمفیبول‌ها نیز نشان می‌دهد که شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما در طول صعود و تبلور ثابت نبوده است (شکل ۳).

۴-۱- تراکیت

تراکیت‌ها از واحدهای شاخص مجموعه آتشفشانی امیرکندی هستند و در مقیاس نمونه دستی عمدتاً رنگ خاکستری روشن تا متوسط و ساخت پورفیری مشخص دارند. فنوکریست‌های روشن فلدسپات قلیایی مهم‌ترین مشخصه ماکروسکوپی این سنگ‌ها هستند و در برخی نمونه‌ها بلورهای تیره آمفیبول نیز در زمینه ریزدانه قابل تشخیص‌اند. در مقطع نازک، تراکیت‌ها دارای بافت پورفیری تا تراکیتی مشخص هستند (شکل ۳-الف و ت). فنوکریست‌ها عمدتاً از فلدسپات قلیایی، آمفیبول و مقادیر فرعی بیوتیت تشکیل شده‌اند و در زمینه‌ای متشکل از میکروولیت‌های فراوان فلدسپات، مواد شیشه‌ای دگرسان‌شده و کانی‌های کدر قرار گرفته‌اند. فلدسپات قلیایی فراوان‌ترین فاز فلسیک بوده و به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با ابعاد تقریباً ۱ تا ۵ میلی‌متر مشاهده می‌شود. ماکل کارلسباد در تعدادی از بلورها قابل تشخیص است و برخی فنوکریست‌ها دارای حاشیه‌های نامنظم، آثار خوردگی یا شکستگی هستند (شکل ۳).

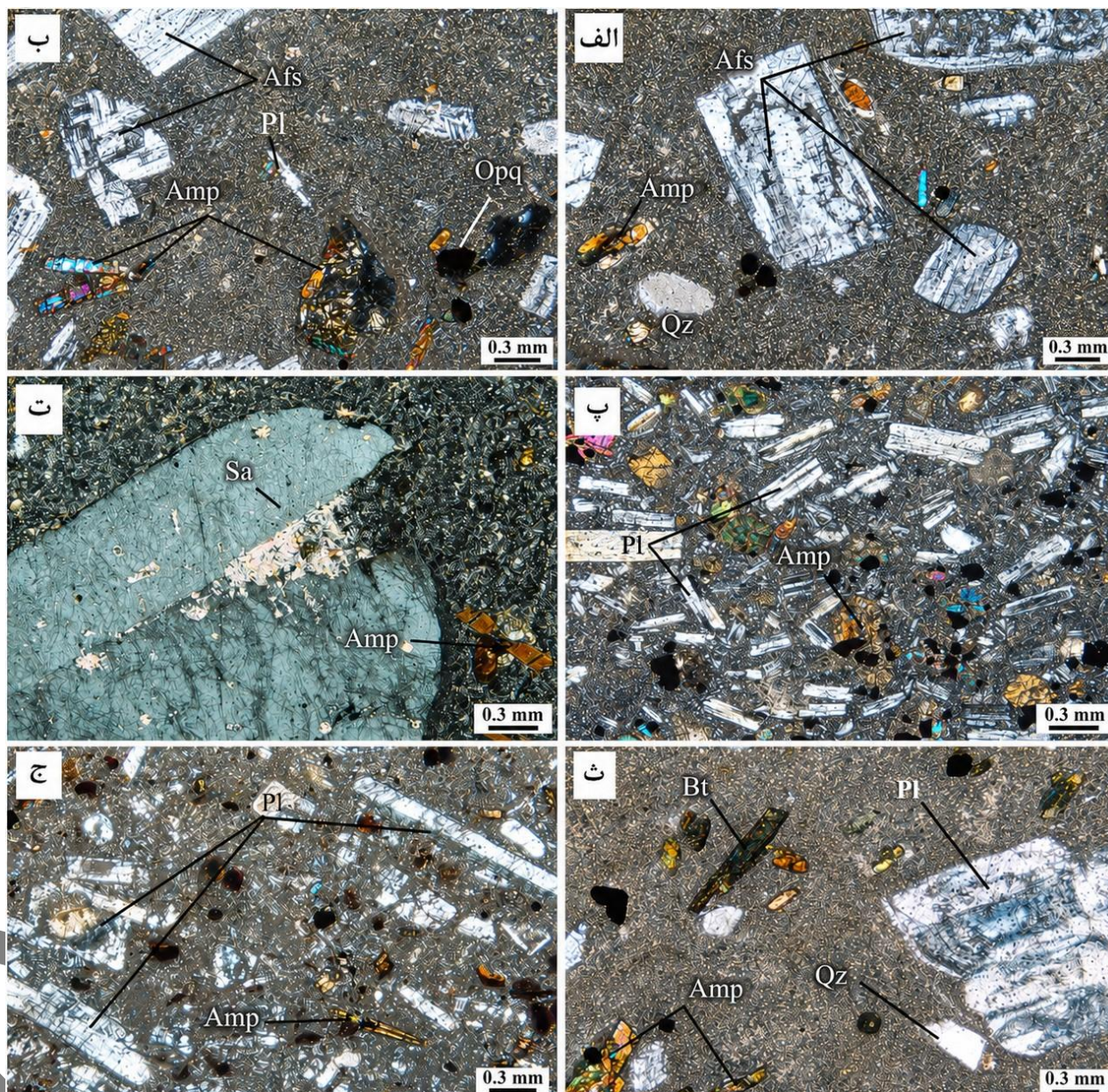
۴-۲- تراکی آندزیت

نمونه‌های تراکی آندزیتی در مقیاس ماکروسکوپی عموماً خاکستری متوسط تا تیره و پورفیری هستند. در سطح تازه سنگ، بلورهای روشن فلدسپات همراه با بلورهای تیره آمفیبول قابل تشخیص‌اند و نسبت کانی‌های مافیک در مقایسه با تراکیت‌ها افزایش می‌یابد. در مقطع نازک، این سنگ‌ها عمدتاً دارای بافت پورفیری، گلومروپورفیری و میکروولیتی تا تراکیتی هستند (شکل ۳-ب و پ). پلاژیوکلاز و فلدسپات قلیایی همراه با آمفیبول مهم‌ترین فنوکریست‌ها را تشکیل می‌دهند. آمفیبول‌ها عمدتاً نیمه‌شکل‌دار بوده و در تعدادی از بلورها حاشیه‌های تیره و واکنشی مشاهده می‌شود. تشکیل حاشیه‌های واکنشی و اپاسیتی در آمفیبول‌های آتشفشانی می‌تواند در پاسخ به تغییر فشار، دما و به‌ویژه کاهش فشار جزئی آب هنگام صعود و گاززدایی مذاب ایجاد شود؛ بنابراین، این بافت‌ها شواهدی از برهم‌خوردن تعادل آمفیبول با مذاب در مراحل پایانی تکامل سامانه ماگمایی فراهم می‌کنند [۲۹ و ۳۰]. در برخی مقاطع، تجمع چند بلور فلدسپات و آمفیبول به‌صورت خوشه‌ای موجب ایجاد بافت گلومروپورفیری شده است. چنین تجمع‌هایی می‌توانند حاصل رشد و

تجمع بلورها در بخش‌های مختلف سامانه ماگمایی و انتقال بعدی آن‌ها توسط مذاب باشند. با این حال، تعیین دقیق منشأ این تجمعات صرفاً از پتروگرافی امکان‌پذیر نیست و باید همراه با شیمی کانی ارزیابی شود.

۳-۴- آندزیت‌بازالت

آندزیت‌بازالت‌ها در نمونه دستی عموماً نسبت به دو گروه قبلی تیره‌تر و ریزدانه‌تر هستند و زمینه خاکستری تیره تا تقریباً سیاه دارند. فنوکریست‌های فلدسپات و کانی‌های مافیک در یک زمینه ریزدانه قرار گرفته‌اند و در برخی نمونه‌ها ساخت پورفیری به‌وضوح قابل تشخیص است. در مقطع نازک، این سنگ‌ها عمدتاً دارای بافت پورفیری با زمینه میکروولیتی تا هیالوپورفیری هستند (شکل ۳-ث و ج). پلاژیوکلاز، آمفیبول و مقادیر فرعی پیروکسن مهم‌ترین فنوکریست‌ها هستند و زمینه از میکروولیت‌های فلدسپات، مواد شیشه‌ای و اکسیدهای Fe-Ti تشکیل شده است. برخی پلاژیوکلازها دارای سطوح نامنظم، خوردگی و بافت‌های غربالی هستند. بافت غربالی در پلاژیوکلاز می‌تواند در اثر تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی مذاب، از جمله تغییر فشار و دما، ورود مذاب جدید یا فرایندهای انحلال-رشد مجدد ایجاد شود [۴۴].

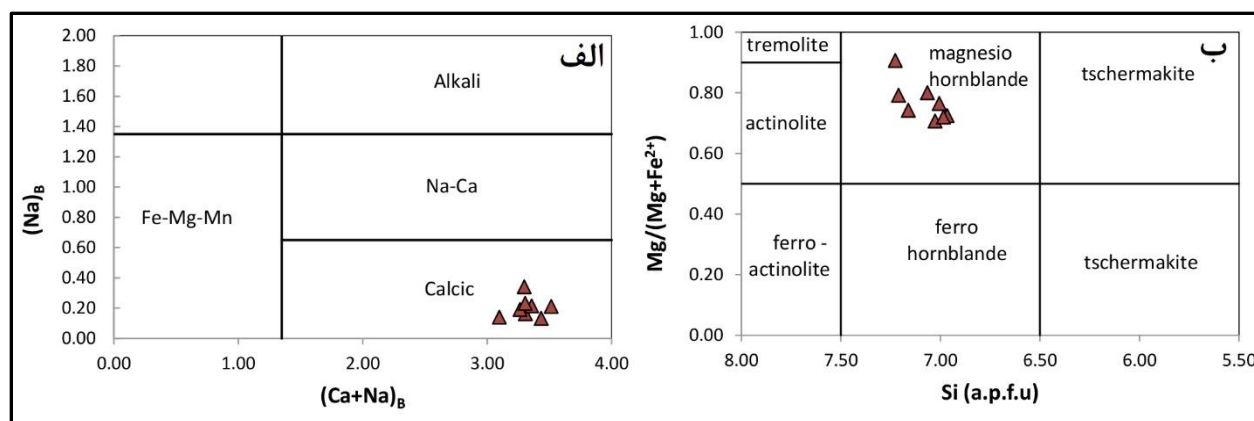


شکل ۳- ویژگی‌های سنگ‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه امیرکندی، شمال اردبیل، در نور پلاریزه متقاطع (XPL). (الف) تراکیت: فنوکریست‌های درشت فلدسپات قلیایی همراه با آمفیبول و کوارتز در زمینه ریزبلور تا میکرولیتی؛ (ب) تراکی‌آندزیت: فنوکریست‌های فلدسپات قلیایی، پلاژیوکلاز و آمفیبول، همراه با کانی‌های اوپک، در زمینه میکرولیتی؛ (پ) تراکی‌آندزیت: بلورهای کشیده پلاژیوکلاز و آمفیبول در زمینه میکرولیتی، همراه با جهت‌یافتگی موضعی میکرولیت‌های فلدسپاتی؛ (ت) تراکیت: فنوکریست درشت سانیدین همراه با آمفیبول در زمینه ریزبلور تا میکرولیتی؛ (ث) آندزیت‌بازالت: فنوکریست پلاژیوکلاز همراه با بیوتیت، آمفیبول و کوارتز در زمینه میکرولیتی؛ (ج) آندزیت‌بازالت: فنوکریست‌ها و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز همراه با آمفیبول و جهت‌یافتگی بلورهای کشیده فلدسپاتی در زمینه. نام اختصاری

۵- شیمی کانی ها

۵-۱- آمفیبول ها

آمفیبول مهم ترین کانی فرومنیزین در سنگ های آتشفشانی امیرکندی است و به صورت فنوکریست و گاهی میکرو فنوکریست در تراکیت ها، تراکی آندزیت ها و آندزیت بازالت ها مشاهده می شود. نتایج محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول ها بر مبنای ۲۳ اتم اکسیژن مطابق توصیه [۱۷] محاسبه شد (جدول ۲). همه محاسبات با نرم افزار WinAmphcal [۲۴] انجام شد و مقدار Fe^{3+} با روش [۱۷] برآورد گردید. طبقه بندی پیشنهادی [۱۶] و بازنگری [۱۷] نشان می دهد که (شکل ۴) تمامی آنالیزها در گروه آمفیبول های کلسیک قرار می گیرند. قرارگیری تمامی داده ها در محدوده ای با مقادیر $(Ca+Na)B > 3.0$ و $NaB < 0.35$ بیانگر آن است که جایگاه B بلوری تقریباً به طور کامل توسط کلسیم اشغال شده است؛ ویژگی ای که مشخصه آمفیبول های ماگمایی متبلور شده از مذاب های آبدار حدواسط تا اسیدی است [۱۶، ۱۷]. نمودار Si در برابر $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ نیز نشان می دهد که تمامی ترکیب ها در محدوده مگنزیو هورنبلند قرار دارند. مقدار Si در محدوده نسبتاً باریک ۶/۹ تا ۷/۲ اتم در واحد فرمول و نسبت $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ بین ۰/۷۰ تا ۰/۹۰ تغییر می کند که بیانگر ترکیب منیزیم دار آمفیبول ها است. این مشخصات نشان دهنده تبلور آمفیبول ها در شرایط اکسیدان و غنی از آب است؛ شرایطی که از ویژگی های شاخص ماگماهای کالک آلکالن وابسته به محیط های فرورانس به شمار می رود [۱۱]. مطالعات تجربی نشان داده اند که با افزایش فوگاسیته اکسیژن و میزان آب مذاب، آمفیبول های غنی از Mg در مراحل اولیه تبلور تشکیل می شوند، در حالی که تکامل ماگما و افزایش نسبت Fe/Mg موجب حرکت ترکیب آمفیبول به سمت فرو هورنبلند می شود [۱۲]. بنابراین، ترکیب نسبتاً یکنواخت آمفیبول های مورد مطالعه بیانگر آن است که تبلور آنها در یک سامانه ماگمایی نسبتاً پایدار و پیش از غنی شدگی شدید آهن در مذاب باقیمانده انجام گرفته است. از سوی دیگر، تغییرات محدود مقدار Si نشان می دهد که میزان جانشینی چرمکیتی در طی رشد بلورها چندان گسترده نبوده و شرایط فشار و دمای تبلور در طول تشکیل آمفیبول ها تغییرات شدیدی نداشته است.



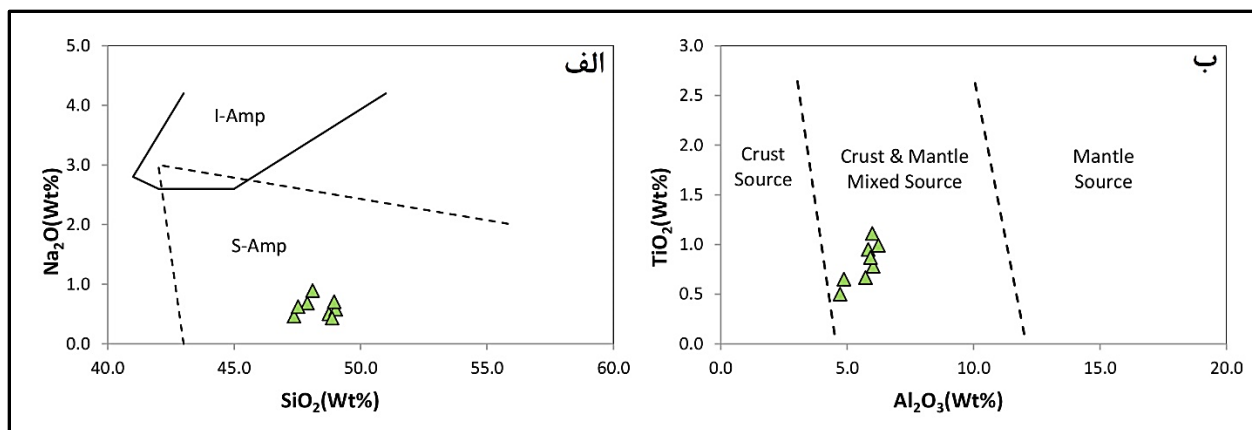
شکل ۴- طبقه‌بندی شیمیایی آمفیبول‌های مورد مطالعه بر اساس فرمول ساختاری الف) نمودار $(Na)_B$ در برابر $(Ca+Na)_B$ قرارگیری تمامی نمونه‌ها در گروه آمفیبول‌های کلسیک را نشان می‌دهد [۱۶]. ب) نمودار Si (a.p.f.u.) در برابر $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ که تمامی آمفیبول‌ها در محدوده مگنیو هورنبلند قرار دادند [۱۷].

برای بررسی رفتار عناصر در ساختمان آمفیبول، تغییرات عناصر اصلی نسبت به $\#Mg$ بررسی شد. نتایج نشان می‌دهد که عناصر Mg و Ca با افزایش $\#Mg$ روند افزایشی دارند، در حالی که عناصر Fe ، Ti ، Na و Mn روندی کاهشی نشان می‌دهند. قوی‌ترین همبستگی منفی میان Fe و $\#Mg$ مشاهده می‌شود که بیانگر وقوع جانشینی کلاسیک $Mg^{2+} \rightleftharpoons Fe^{2+}$ در سایت‌های اکتاهدری آمفیبول است. از سوی دیگر، کاهش Ti همراه با افزایش $\#Mg$ نشان می‌دهد که تبلور آمفیبول با سرد شدن تدریجی ماگما همراه بوده است، زیرا ورود Ti به ساختمان آمفیبول معمولاً در دماهای بالاتر افزایش می‌یابد [۳۳، ۱۲]. همچنین کاهش Na همراه با افزایش $\#Mg$ بیانگر کاهش تدریجی دما و کاهش میزان جانشینی ادیتی در مراحل پایانی تبلور است. به‌طور کلی، این روندها نشان می‌دهد که تغییرات ترکیب شیمیایی آمفیبول عمدتاً توسط تبلور تفریقی کنترل شده و شواهدی از تغییر ناگهانی ترکیب ماگما مشاهده نمی‌شود. در نمودار Na_2O در برابر SiO_2 (شکل ۵-الف)، تمامی آنالیزها در محدوده آمفیبول‌های آذرین قرار گرفته‌اند. این موضوع نشان می‌دهد که آمفیبول‌های مورد مطالعه منشأ کاملاً ماگمایی داشته و ترکیب آنها در طی فرآیندهای دگرگونی یا دگرسانی پس از تبلور به طور قابل ملاحظه‌ای تغییر نکرده است [۳۴]. همچنین، همراهی مقادیر نسبتاً بالای SiO_2 (حدود ۴۷ تا ۴۹ درصد وزنی) با مقادیر پایین Na_2O (۰/۴ تا ۰/۹ درصد وزنی)، از تبلور آمفیبول‌ها در شرایط تعادل با یک مذاب آبدار و کالک‌آلکالن حکایت دارد و بیانگر آن است که این کانی‌ها ترکیب اولیه ماگما را حفظ کرده‌اند. مطالعات تجربی نشان داده‌اند که آمفیبول‌های اولیه ماگمایی در محیط‌های اکسیدان و غنی از آب تشکیل می‌شوند، در حالی که آمفیبول‌های دگرگونی معمولاً در اثر باز تعادل شیمیایی

طی دگرگونی، ترکیب متفاوتی پیدا می‌کنند [۱۷]. نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 (شکل ۵-ب) نیز اطلاعات مهمی درباره منشأ ماگما ارائه می‌دهد. تمامی آنالیزها در محدوده منشأ مختلط گوشته - پوسته قرار گرفته‌اند و نشان می‌دهد که ماگمای مولد سنگ‌ها حاصل ذوب یک منبع یکنواخت نبوده، بلکه از برهم‌کنش مذاب‌های منشأ گرفته از گوشته با مواد پوسته‌ای طی صعود و استقرار ماگما حاصل شده است. چنین فرایندی می‌تواند از ویژگی‌های ماگماتیسم کالک‌آلکالن در کمان‌های قاره‌ای باشد که طی آن مذاب‌های بازالتی غنی از آب منشأ گوشته‌ای، ضمن صعود در پوسته قاره‌ای، تحت فرآیندهای آلیس پوسته‌ای و تبلور تفریقی (AFC) قرار می‌گیرند و در نهایت ماگماهای حدواسط تا اسیدی تولید می‌کنند [۳۵، ۳۶]. تغییرات محدود TiO_2 در آمفیبول‌ها نیز نشان می‌دهد که طی تبلور، شرایط اکسایش و ترکیب مذاب نسبتاً پایدار بوده و غنی‌شدگی قابل توجهی از اکسیدهای Fe-Ti در سیستم رخ نداده است [۱۱]. بنابراین، مجموعه شواهد حاصل از این دو نمودار نشان می‌دهد که آمفیبول‌های مورد مطالعه، بلورهای اولیه ماگمایی هستند که از یک ماگمای کالک‌آلکالن، غنی از آب و حاصل اختلاط مؤلفه‌های گوشته‌ای و پوسته‌ای متبلور شده‌اند.

جدول ۲- نتایج آنالیز میکروپروب کانی آمفیبول

وزنی %	158	159	160	161	165	169	174	179
SiO ₂	48.76	49.02	47.9	47.37	48.96	48.87	48.11	47.53
TiO ₂	0.67	0.65	0.78	0.95	0.87	0.5	0.99	1.11
Al ₂ O ₃	5.73	4.87	6.03	5.84	5.93	4.72	6.24	6
Cr ₂ O ₃	0.17	0	0.02	0.02	0.37	-0.15	0.23	0.18
FeO	9	8.59	8.85	9.07	9.2	8.44	9.06	9.23
MnO	0.29	0.25	0.3	0.24	0.49	0.1	0.51	0.4
MgO	12.21	13.84	13.1	13.06	12.41	13.69	13.31	13.22
CaO	20.06	21.13	20.95	21.73	20.26	20.98	21.16	21.89
Na ₂ O	0.5	0.58	0.68	0.46	0.7	0.43	0.89	0.62
K ₂ O	0.07	0	0.02	0.04	0.27	0.15	0.23	0.2
مجموع	99.54	101	100.73	100.82	99.74	100.85	100.94	100.98
a.p.f.u.								
Si	7.03	7.16	6.97	6.99	7.23	7.21	7.01	7.07
Ti	0.07	0.07	0.09	0.09	0.07	0.06	0.08	0.1
Al	0.97	0.84	1.03	1.02	1.17	0.89	1.07	1.1
Cr	0.02	0	0	0	0.22	0.05	0.04	0.08
Fe ³⁺	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ²⁺	1.09	1.05	1.08	1.12	1.09	1.05	1.08	1.12
Mn ²⁺	0.04	0.03	0.04	0.03	0.24	0.04	0.03	0.03
Mg	2.62	3.01	2.84	2.87	2.82	3.06	2.88	2.95
Ca	3.1	3.31	3.27	3.43	3.3	3.36	3.31	3.51
Na	0.14	0.16	0.19	0.13	0.34	0.21	0.23	0.21
K	0.01	0	0	0.01	0.21	0.05	0.04	0.09
(Na+K)A	0.15	0.16	0.2	0.14	0.35	0.21	0.24	0.22
Mg#	0.71	0.74	0.72	0.72	0.72	0.74	0.73	0.72



شکل ۵- نمودارهای تفکیکی شیمی آمفیبول‌های مورد مطالعه. (الف) نمودار Na₂O در برابر SiO₂ برای تفکیک آمفیبول‌های آذرین (I- Amp) از آمفیبول‌های دیگرگونی (S-Amp) که نشان می‌دهد تمامی نمونه‌ها در محدوده آمفیبول‌های آذرین قرار می‌گیرند [۳۴]. (ب) نمودار TiO₂ در برابر Al₂O₃ که بر اساس ترکیب شیمیایی آمفیبول، اطلاعاتی درباره منشأ احتمالی ماگمای مولد ارائه می‌دهد و جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه را در محدوده منشأ مختلط پوسته - گوشته نشان می‌دهد [۳۵].

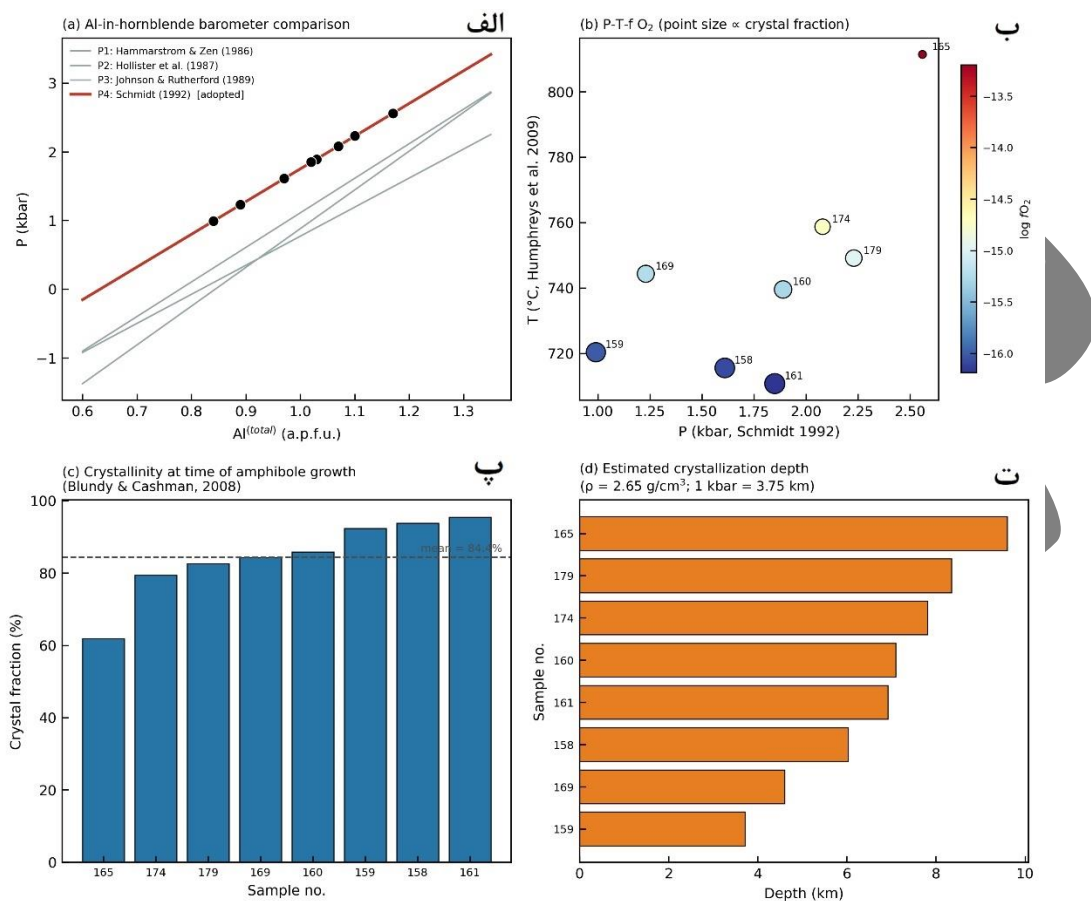
۵-۲- شرایط فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن تبلور آمفیبول

ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها یکی از معتبرترین شاخص‌های برآورد شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور ماگما به شمار می‌رود، زیرا مقادیر Al، K، Na و نسبت‌های کاتیونی آمفیبول به تغییرات فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن حساس هستند [۱۸، ۳۷]. افزایش هم‌زمان Al (کل) و (Na+K)A در آمفیبول‌های مورد مطالعه بیانگر تبلور آنها در شرایطی است که فشار و دمای ماگما طی رشد بلورها نسبتاً بالا و تغییرات این پارامترها محدود بوده است. فشار تبلور آمفیبول‌ها با استفاده از بارومترهای آلومینیوم در کانی هورنبلند که شامل کالیبراسیون‌های [۱۸]، [۱۹]، [۲۰] و [۲۱] محاسبه شد. باتوجه به اینکه کالیبراسیون [۲۱] بر پایه داده‌های آزمایشگاهی توسعه یافته و دارای کمترین عدم قطعیت (± 0.6 kbar) است، نتایج حاصل از این روش مبنای تفسیرهای بعدی قرار گرفت. فشارهای محاسبه شده بین ۱۰۰ تا ۲۰۶ کیلو بار متغیر بوده که متناظر با عمق تقریبی ۳۰۷ تا ۹۰۶ کیلومتر است. این مقادیر نشان می‌دهد که تبلور آمفیبول‌ها در بخش‌های فوقانی پوسته و در یک مخزن ماگمایی کم‌عمق تا میان پوسته‌ای انجام شده است؛ شرایطی که برای گرانیتوئیدها و توده‌های کالک‌آلکان مرتبط با کمان‌های ماگمایی به‌طور گسترده گزارش شده است [۱۸، ۱۱]. دمای تبلور بر اساس دماسنج تک کانی آمفیبول [۲۲] بین ۷۱۱ تا ۸۱۱ درجه سانتی‌گراد و بر اساس رابطه وابسته به فشار [۳۸] بین ۶۷۱ تا ۷۱۱ درجه سانتی‌گراد برآورد شد. اگرچه دمای تبلور [۲۲] در برخی نمونه‌ها دماهای اندکی بالاتر ارائه می‌کند، اختلاف دو روش در محدوده عدم قطعیت معمول دماسنج‌های مبتنی بر شیمی آمفیبول قرار دارد [۳۹] و در مجموع، هر دو روش بر تبلور

آمفیبول‌ها در دماهای متوسط تا نسبتاً بالا دلالت دارند. این بازه دمایی تقریباً با پایداری کانی منزیو هورنبلند و تبلور آن از ماگماهای کالک‌آلکانل غنی از آب کاملاً سازگار است [۱۲]. برآورد میزان تبلور ماگما با استفاده از مدل تجربی [۴۰] نشان می‌دهد که آمفیبول‌ها در شرایطی متبلور شده‌اند که ۶۲ تا ۹۵ درصد از مذاب اولیه جامد شده بود (میانگین حدود ۸۴ درصد). این نتایج بیانگر آن است که آمفیبول‌ها عمدتاً در مراحل میانی تا پایانی تبلور ماگما تشکیل شده‌اند و رشد آنها در یک بازه زمانی نسبتاً طولانی از تکامل سامانه ماگمایی ادامه داشته است، نه در یک مرحله کوتاه از تبلور. چنین الگویی مشخصه سامانه‌های ماگمایی باز و غنی از آب است که طی تبلور تفریقی تدریجی تکامل می‌یابند [۴۰]. مقادیر محاسبه‌شده فوگاسیته اکسیژن بر اساس روش [۴۱] فوگاسیته اکسیژن بین ۱۶۰۲- تا ۱۳۰۲- (میانگین ۱۵/۱-) تغییر می‌کند (شکل ۶) و بیانگر شرایط نسبتاً تا کاملاً اکسیدان در زمان تبلور آمفیبول‌ها است. چنین شرایطی موجب پایداری آمفیبول و جلوگیری از غنی‌شدگی سریع مذاب از آهن شده و از ویژگی‌های شاخص ماگماهای کالک‌آلکانل آبدار مرتبط با محیط‌های فورانش به شمار می‌رود [۳۷، ۴۲].

جدول ۳- دماسنجی، بارومتري، اکسیژن‌سنجی و کسر تبلور آمفیبول‌ها، باز محاسبه‌شده برای هر آنالیز از روی Al^{total} و $(Na+K)_A$

شماره نمونه و نقاط آنالیز آمفیبول	158	159	160	161	165	169	174	179
Al^{total} (a.p.f.u.)	0.97	0.84	1.03	1.02	1.17	0.89	1.07	1.1
$(Na+K)_A$ (a.p.f.u.)	0.15	0.16	0.2	0.14	0.35	0.21	0.24	0.22
P1 Hammarstrom & Zen (1986)	0.96	0.31	1.26	1.21	1.97	0.56	1.46	1.61
P2 Hollister et al. (1987)	0.71	-0.02	1.05	0.99	1.84	0.26	1.27	1.44
P3 Johnson & Rutherford (1989)	0.64	0.09	0.9	0.85	1.49	0.3	1.07	1.19
P4 Schmidt (1992)	1.61	0.99	1.89	1.85	2.56	1.23	2.08	2.23
(کیلومتر عمق)	6.03	3.71	7.1	6.92	9.6	4.6	7.81	8.35
T. Humphreys et al. (2009) (°C)	715.5	720.3	739.5	710.7	811.4	744.3	758.7	749.1
T. Vyhnal et al. (1991) (°C)	686.6	670.9	693.8	692.6	710.6	676.9	698.6	702.2
(%) کسر تبلور Blundy & Cashman (2008)	93.8	92.3	85.8	95.4	61.8	84.3	79.4	82.6
log fO2. Wones (1989)	-16.08	-16.01	-15.3	-16.19	-13.2	-15.25	-14.71	-14.97



شکل ۶- دماسنجی، بارومتري، گريزندگي اکسيژن و کسر تبلور آمفيبول. (الف) مقايسه‌ي بارومترهاي Al در هورنبلند؛ کالبراسيون منتخب با رنگ قرمز. (ب) نمودار P-T، اندازه‌ي نقطه متناسب با کسر تبلور، رنگ متناسب با $\log fO_2$. (پ) کسر تبلور به تفکيک نمونه. (ت) عمق برآوردی تبلور به تفکيک نمونه [۴۰ و ۴۱].

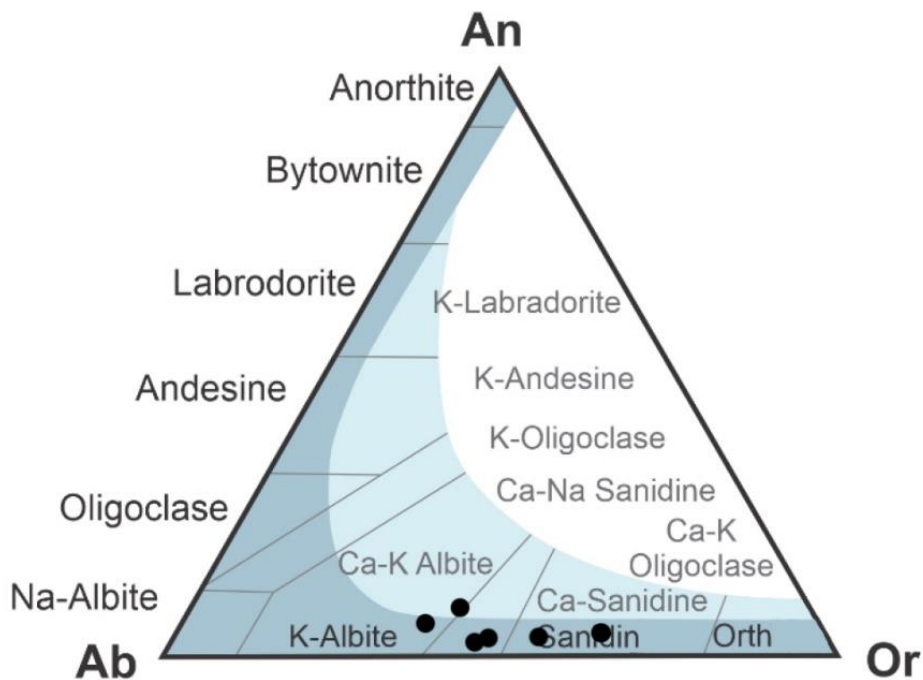
۵-۳- شيمي فلدسپات‌ها

به‌منظور بررسی ویژگی‌های شیمیایی فلدسپات‌ها، تعداد ۶ آنالیز نقطه‌ای بر روی بلورهای فلدسپات قلیایی سنگ‌های تراکیتی توسط ریزپردازنده الکترونی انجام شد. فرمول ساختاری فلدسپات‌ها بر اساس ۸ اکسیژن محاسبه گردید و مقادیر مولی اجزای نهایی Or، Ab و An تعیین شد (جدول ۴). نتایج نشان می‌دهد که مقدار SiO_2 بین ۴۷/۷ تا ۷۱/۵۲ درصد وزنی، Al_2O_3 بین ۱۵/۱۵ تا ۲۸/۱۸ درصد، Na_2O بین ۰/۵۷ تا ۵/۴۲ درصد و K_2O بین ۳/۴۹ تا ۱۰/۱۲ درصد وزنی تغییر می‌کند. ترکیب مولی فلدسپات‌ها نیز در محدوده ارتوز بین ۳۴/۵۴ تا ۵۱/۶۰، آلبيت بین ۱۲/۴۸ تا ۴۴/۸۷ و آنورتیت بین ۸/۱۷ تا ۱۱/۹۲ قرار می‌گیرد. ترسیم داده‌ها در نمودار طبقه‌بندی Or-Ab-An نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌ها در محدوده سانیدین قرار دارند و تنها یک نمونه در محدوده ارتوکلاز واقع شده است (شکل ۷). این موضوع نشان می‌دهد که فلدسپات‌های منطقه عمدتاً در شرایط دمای نسبتاً بالا متبلور شده‌اند؛

زیرا سانیدین، پلی‌مورف دمای بالای فلدسپات پتاسیم است و معمولاً در سنگ‌های آتشفشانی سریع سرد شده تشکیل می‌شود [۱۴]. از سوی دیگر، مقدار نسبتاً زیاد مؤلفه Or در بیشتر نمونه‌ها، همراه با حضور گسترده سانیدین، با ترکیب پتاسیم‌دار سنگ‌های منطقه که در نمودار K_2O-SiO_2 (شکل ۱۴) مشاهده شد، کاملاً سازگار است. این روند بیانگر غنی‌شدگی تدریجی مذاب از پتاسیم در طی تکامل ماگما است. در مقابل، تنها چند نمونه دارای مقادیر نسبتاً زیاد An هستند که احتمالاً بلورهای قدیمی‌تر یا حاصل تبلور مراحل اولیه سامانه ماگمایی محسوب می‌شوند. وجود این پراکندگی محدود نشان می‌دهد که فلدسپات‌های منطقه عمدتاً طی یک‌روند تبلور تفریقی پیوسته تشکیل شده‌اند و شواهد مشخصی از اختلاط گسترده ماگما در ترکیب آن‌ها مشاهده نمی‌شود. حضور گسترده سانیدین و آلبیت، نشان می‌دهد که ماگمای مولد سنگ‌های امیرکندی در مراحل پایانی تکامل خود به‌شدت از پتاسیم غنی شده است. این ویژگی از مهم‌ترین خصوصیات ماگماها شوشونیتی و کالکوالکالن پتاسیم بالا محسوب می‌شود [۴۳]. از سوی دیگر، نبود زون‌بندی شدید در ترکیب فلدسپات‌ها و تمرکز بیشتر داده‌ها در محدوده سانیدین (شکل ۷) نشان می‌دهد که تغییرات دما و ترکیب مذاب در هنگام رشد بلورها نسبتاً تدریجی بوده است. در صورتی که اختلاط ماگمایی نقش غالبی داشت، انتظار می‌رفت دامنه تغییرات ترکیب فلدسپات‌ها بسیار گسترده‌تر و زون‌بندی نوسانی در بلورها مشاهده شود [۴۴]. در حالی که چنین ویژگی‌هایی در نمونه‌های امیرکندی مشاهده نمی‌شود. همچنین، همخوانی کامل ترکیب فلدسپات‌ها با نتایج ژئوشیمی سنگ‌کل (شکل‌های ۱۴ و ۱۵) بیانگر آن است که روند اصلی تکامل ماگما تحت‌تأثیر تبلور تفریقی فلدسپات‌های قبلیایی کنترل شده است. این فرایند باعث افزایش تدریجی عناصر ناسازگار مانند Rb، Ba و K در مذاب باقیمانده شده و در نهایت به تشکیل سنگ‌های تراکیتی غنی از پتاسیم منجر شده است.

جدول ۴- داده‌های تجزیه میکروپروب کانی آلکالی فلدسپار در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

شماره نمونه و نقاط آنالیز: فلدسپار	169	167	168	212	211	27
SiO ₂	62.82	62.80	62.80	71.52	62.86	55.64
TiO ₂	0.10	0.08	0.14	0.05	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	20.74	20.74	20.68	15.91	20.80	24.38
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
FeO	0.33	0.31	0.36	0.20	0.25	0.27
MnO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.06	0.04	0.07	0.03	0.03	0.05
CaO	1.58	1.59	1.53	1.78	2.77	5.07
Na ₂ O	5.01	5.42	5.27	4.83	5.20	1.35
K ₂ O	7.28	7.50	7.32	4.66	6.37	10.12
Total	97.94	98.51	98.15	98.96	98.28	96.92
Formula	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)
Si	2.89	2.88	2.88	3.16	2.88	2.65
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.12	1.12	1.12	0.83	1.12	1.37
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.08	0.08	0.08	0.08	0.14	0.26
Na	0.45	0.48	0.47	0.41	0.46	0.12
K	0.43	0.44	0.43	0.26	0.37	0.62
Total	4.98	5.02	5.00	4.76	4.98	5.03
Ab	46.95	48.25	48.2	54.41	47.63	12.48
Or	44.87	43.95	44.05	34.54	38.37	51.6
An	8.17	7.8	7.74	11.06	14	11.92



شکل ۷- نمودار طبقه‌بندی فلدسپات‌ها بر اساس اجزای نهایی Or-Ab-An بیشتر آنالیزهای فلدسپات‌های امیرکندی در محدوده آلبیت تا سانیدین قرار گرفته‌اند [۱۴].

۶- ژئوشیمی سنگ کل

۶-۱ طبقه‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌ها

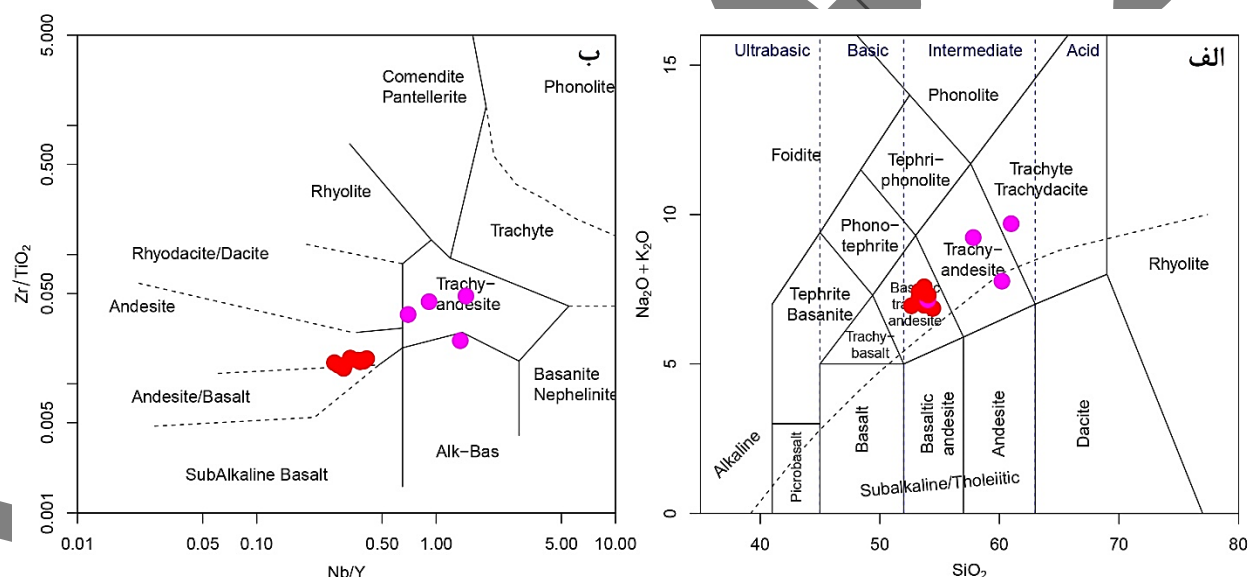
به منظور طبقه‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه (جدول ۵)، از نمودار مجموع قلیاها در برابر سیلیس (TAS) [۴۵] و نمودار عناصر نامتحرک Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 [۴۶] استفاده شد (شکل ۸). نتایج هر دو نمودار سازگاری قابل توجهی با یکدیگر نشان می‌دهند و بیانگر آن هستند که نمونه‌ها عمدتاً در محدوده آندزیت و تراکی آندزیت قرار می‌گیرند، در حالی که تعداد محدودی از نمونه‌ها به سمت ترکیب‌های تکامل یافته تر تراکیت گرایش دارند. در نمودار TAS بیشتر نمونه‌ها در محدوده آندزیت و در مجاورت مرز با تراکی آندزیت قرار گرفته‌اند، در حالی که چند نمونه با مقادیر بیشتر SiO_2 و مجموع قلیاها در محدوده تراکی آندزیت و تراکیت - تراکیت واقع شده‌اند. این روند بیانگر افزایش تدریجی مقدار SiO_2 و عناصر قلیایی در طی تکامل ماگما است و نشان می‌دهد که ترکیب مذاب از یک ترکیب حدواسط مافیک به سمت مذاب‌های تکامل یافته تر تغییر کرده است. نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 که از عناصر نسبتاً نامتحرک در طی دگرسانی و هوازدگی استفاده می‌کند، طبقه‌بندی حاصل از نمودار TAS را تأیید می‌کند. بیشتر نمونه‌ها در محدوده آندزیت و تراکی آندزیت قرار گرفته‌اند. انطباق مناسب نتایج این دو نمودار نشان می‌دهد که دگرسانی ثانویه تأثیر قابل توجهی بر طبقه‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌ها نداشته و ترکیب شیمیایی اصلی آنها تا حد زیادی حفظ شده است؛ از این رو، می‌توان از داده‌های عناصر اصلی برای تفسیر فرآیندهای ماگمایی با اطمینان بیشتری استفاده کرد [۴۶]. پراکندگی نمونه‌ها در هر دو نمودار، وجود یک روند تکاملی پیوسته از ترکیب‌های بازالتیک آندزیتی به سمت تراکی آندزیتی را نشان می‌دهد که به احتمال زیاد حاصل تبلور تفریقی در یک سامانه ماگمایی واحد است. افزایش هم‌زمان SiO_2 و مجموع قلیاها، همراه با انتقال تدریجی نمونه‌ها به سمت ترکیب‌های غنی تر از آلکالی، با جدایش تدریجی کانی‌های مافیک نظیر کلینوپیروکسن، آمفیبول و اکسیدهای Fe-Ti از مذاب سازگار است؛ فرایندی که موجب غنی‌شدگی نسبی مذاب باقیمانده از سیلیس و عناصر ناسازگار می‌شود [۷، ۱۰]. از سوی دیگر، قرارگیری اکثر نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکان تا مرز سری‌های آلکان نشان می‌دهد که اگرچه برخی نمونه‌ها گرایش ملایمی به افزایش عناصر قلیایی دارند، اما ترکیب کلی مجموعه با ماگماتیسیم حدواسط مرتبط با کمان‌های آتشفشانی سازگار است. این ویژگی

با حضور آمفیبول‌های نوع مگنزیو هورنبلند، می‌تواند شرایط نسبتاً اکسیدان تبلور همخوانی دارد و از تکامل ماگما در یک سامانه کالک‌آلکانل غنی از آب حمایت می‌کند.

جدول ۵ - نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه به روش XRF(wt%) و عناصر کمیاب به روش ICP-MS(ppm)

Sample Type	62 And.	78 And.	38 And.	79 And.	84 And.	NA8 And.	88 And.	27 And.	43 And.	86 And.	87 And.	17 And.	NA4 Tr.	14 Tr.	NA2 Tr.	NA1 Tr.
Al ₂ O ₃	15.95	14.50	14.55	14.15	15.20	14.30	18.65	14.80	15.15	15.40	15.30	16.25	17.80	19.05	18.45	21.60
BaO	0.12	0.11	0.11	0.12	0.13	0.13	0.09	0.13	0.12	0.14	0.12	0.14	0.11	0.14	0.15	0.20
CaO	9.42	9.23	9.43	9.71	9.02	9.42	7.00	9.24	8.66	8.79	8.72	8.03	4.67	2.46	2.41	4.01
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ₂ O ₃	9.97	9.91	9.60	9.62	10.34	9.87	8.89	9.39	10.09	10.40	10.59	9.72	5.22	4.13	3.93	3.55
K ₂ O	4.19	4.51	4.28	4.93	3.83	4.79	3.35	4.74	4.84	4.73	4.76	4.44	4.07	5.27	7.15	7.36
MgO	4.81	5.38	5.36	5.79	4.77	5.56	3.50	5.06	5.13	4.50	4.62	4.22	1.62	1.24	0.90	0.55
MnO	0.18	0.17	0.15	0.17	0.18	0.18	0.16	0.16	0.17	0.16	0.19	0.16	0.12	0.12	0.10	0.16
Na ₂ O	2.77	2.48	2.71	2.28	3.38	2.45	3.91	2.62	2.65	2.77	2.75	3.15	4.14	6.00	4.38	5.14
P ₂ O ₅	0.44	0.53	0.47	0.53	0.52	0.54	0.65	0.47	0.54	0.55	0.56	0.43	0.23	0.18	0.26	0.11
SiO ₂	48.90	48.90	50.40	48.60	48.90	48.40	49.80	49.40	49.50	48.80	48.90	50.20	59.60	55.20	58.90	52.70
SO ₃	0.04	0.02	0.04	0.07	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04	0.05	0.05	0.02	0.02	0.16
SrO	0.13	0.12	0.11	0.11	0.15	0.10	0.09	0.12	0.14	0.14	0.14	0.10	0.07	0.13	0.05	0.23
TiO ₂	0.74	0.76	0.78	0.69	0.80	0.70	1.41	0.68	0.76	0.81	0.80	0.88	0.55	0.39	0.71	0.41
LOI_1000	1.62	2.58	1.95	2.63	2.16	2.84	1.59	2.64	1.87	2.19	1.78	1.69	1.03	5.60	1.81	3.62
Ba	1080	969	975	1030	1140	1135	783	1210	1005	1235	1130	1235	1010	1305	1340	1750
Ce	55.20	64.60	60.80	55.20	66.60	58.00	134.50	57.40	65.90	68.70	68.50	62.70	72.90	88.20	94.20	99.80
Cr	50.00	80.00	70.00	100.00	40.00	100.00	10.00	60.00	70.00	30.00	30.00	20.00	10.00	10.00	10.00	10.00
Cs	8.29	2.34	1.94	1.70	6.72	4.34	9.85	1.74	10.00	11.35	3.00	20.30	1.36	34.70	2.89	2.90
Dy	4.05	4.77	4.65	3.89	4.67	4.26	6.50	4.07	4.28	4.38	4.70	4.90	4.31	4.43	4.50	4.03
Er	1.89	2.27	2.29	1.84	2.43	1.95	3.27	2.22	1.95	2.28	2.34	2.56	2.28	2.39	2.70	2.01
Eu	1.69	1.73	1.76	1.62	1.82	1.74	2.57	1.57	1.53	1.98	1.91	1.44	1.31	1.51	1.47	1.62
Ga	18.90	18.00	17.30	15.80	17.30	17.20	22.30	16.60	16.40	17.10	17.40	19.30	19.30	17.40	20.00	20.10
Gd	5.63	5.78	6.03	5.53	6.26	5.62	8.26	5.73	5.33	6.26	6.35	5.59	4.38	5.27	5.05	5.06
Hf	2.80	2.90	3.20	2.40	3.10	2.40	6.40	2.90	3.20	3.40	3.30	3.90	5.00	4.70	8.20	3.90
Ho	0.73	0.74	0.86	0.70	0.84	0.71	1.20	0.80	0.76	0.87	0.86	0.94	0.82	0.81	0.88	0.69
La	28.90	33.40	32.20	28.90	34.20	30.40	72.20	31.70	35.40	35.50	35.60	33.80	41.20	51.60	52.70	62.00
Lu	0.30	0.29	0.28	0.23	0.33	0.27	0.47	0.27	0.31	0.33	0.31	0.32	0.35	0.35	0.49	0.31
Nb	7.10	9.20	6.50	5.80	8.80	6.20	44.20	5.40	7.70	9.40	9.20	9.40	15.00	11.50	35.90	18.10
Nd	28.00	31.50	32.20	27.80	33.30	29.30	55.40	29.80	32.90	33.80	33.60	32.10	30.20	36.70	35.30	37.00
Pr	6.84	7.77	8.14	6.88	8.28	7.08	14.90	7.49	8.52	8.32	8.34	7.96	8.70	10.35	10.50	10.85
Rb	89.00	69.90	94.90	81.90	47.60	79.70	96.80	96.80	112.50	81.70	94.90	100.00	98.30	146.00	217.00	152.00
Sm	5.79	6.54	7.24	6.00	7.50	6.10	9.60	6.54	7.32	7.01	7.06	6.77	5.95	7.31	6.49	6.68
Sn	1.00	2.00	2.00	1.00	3.00	1.00	2.00	1.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.00	2.00	2.00	1.00
Sr	1150	1010	946	910	1350	836	809	1010	1095	1225	1165	823	579	1040	426	1945
Ta	0.40	0.50	0.60	0.30	0.50	0.30	2.30	0.40	0.50	0.50	0.50	0.70	1.10	0.90	2.40	1.00
Tb	0.73	0.79	0.80	0.68	0.79	0.69	1.16	0.77	0.77	0.91	0.86	0.76	0.64	0.76	0.77	0.66
Th	8.42	8.25	8.33	6.72	8.49	7.07	17.95	8.43	9.02	8.68	8.85	9.87	14.40	14.75	23.10	20.10
Tm	0.32	0.31	0.33	0.26	0.34	0.25	0.45	0.31	0.31	0.36	0.38	0.34	0.33	0.35	0.39	0.30
U	2.37	2.19	2.39	2.06	2.23	1.76	4.39	2.41	2.25	2.28	2.39	2.49	2.82	3.82	4.30	5.50
V	296.00	280.00	272.00	277.00	303.00	297.00	187.00	271.00	253.00	302.00	295.00	280.00	107.00	103.00	45.00	103.00
W	1.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	8.00	3.00	2.00	1.00	2.00	5.00	2.00	1.00	3.00	3.00
Y	21.30	22.40	22.70	19.00	24.20	20.00	32.30	19.90	20.50	24.20	23.40	24.20	21.50	22.40	24.50	19.80
Yb	1.78	1.90	2.24	1.73	2.22	1.77	2.93	1.87	2.06	2.27	1.97	2.30	2.58	2.32	3.10	2.19
Zr	117.00	119.00	108.00	91.00	122.00	97.00	303.00	99.00	113.00	123.00	120.00	134.00	189.00	176.00	341.00	178.00

Ag	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
As	9.00	0.00	6.00	0.00	0.00	6.00	5.00	5.00	0.00	0.00	7.00	5.00	0.00	17.00	5.00	13.00
Cd	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
Co	30.00	32.00	29.00	31.00	30.00	32.00	23.00	30.00	30.00	32.00	31.00	27.00	9.00	5.00	3.00	5.00
Cu	122.00	120.00	110.00	138.00	122.00	138.00	97.00	129.00	125.00	126.00	132.00	127.00	32.00	20.00	15.00	21.00
Li	20.00	10.00	10.00	20.00	10.00	20.00	30.00	10.00	20.00	20.00	20.00	20.00	10.00	20.00	10.00	30.00
Mo	1.00	1.00	1.00	0.00	1.00	0.00	2.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.00	0.00	1.00	0.00
Ni	15.00	24.00	25.00	21.00	18.00	22.00	7.00	21.00	24.00	16.00	16.00	14.00	2.00	1.00	1.00	2.00
Pb	17.00	19.00	19.00	19.00	20.00	16.00	12.00	15.00	16.00	19.00	20.00	18.00	20.00	28.00	25.00	31.00
Sc	25.00	28.00	30.00	31.00	28.00	30.00	14.00	28.00	26.00	28.00	28.00	23.00	9.00	5.00	6.00	1.00
Zn	86.00	86.00	76.00	83.00	89.00	85.00	90.00	80.00	87.00	92.00	94.00	86.00	65.00	81.00	62.00	88.00
FeO ^t	8.97	8.92	8.64	8.66	9.30	8.88	8.00	8.45	9.08	9.36	9.53	8.75	4.70	3.72	3.54	3.19
mg#	48.87	51.82	52.52	54.39	47.75	52.74	43.82	51.63	50.18	46.16	46.36	46.24	38.07	37.30	31.21	23.48
A_NK	1.75	1.62	1.60	1.56	1.57	1.55	1.85	1.57	1.58	1.59	1.58	1.63	1.59	1.22	1.23	1.32
A_CNK	0.61	0.56	0.55	0.53	0.58	0.54	0.82	0.56	0.60	0.60	0.60	0.66	0.90	0.95	0.95	0.91

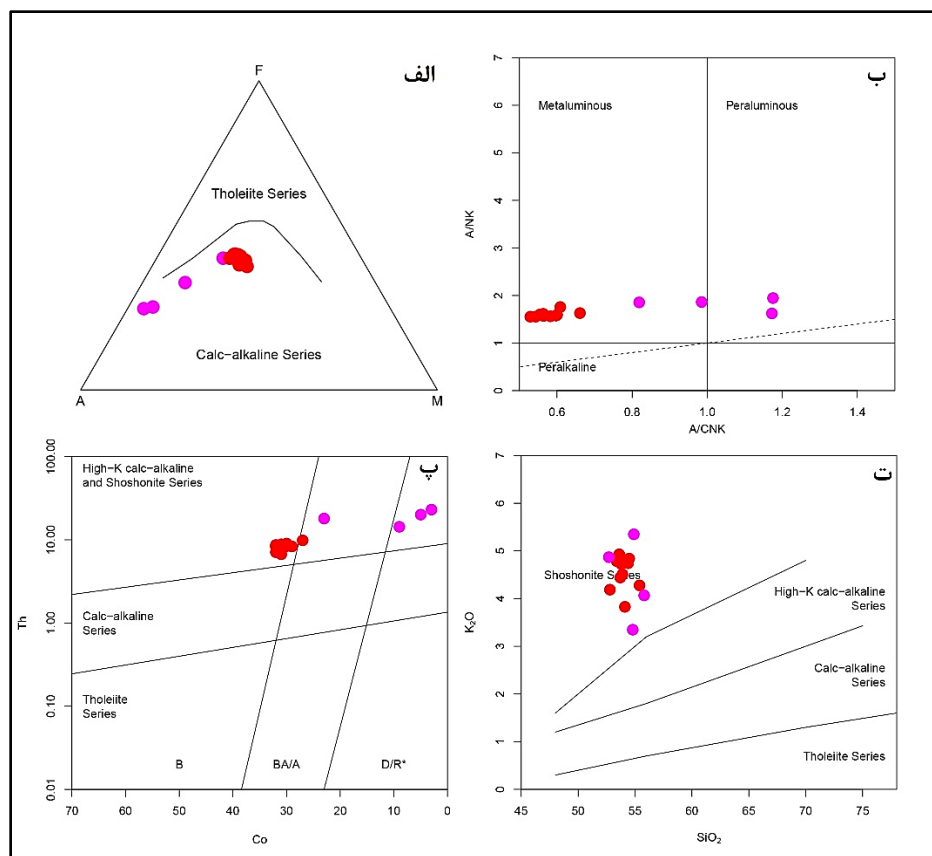


شکل ۸- نمودارهای طبقه‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه. (الف) نمودار مجموع قلیاها ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در برابر SiO_2 که جایگاه نمونه‌ها را عمدتاً در محدوده بازالتیک‌اندزیت، تراکی‌اندزیت و به‌طور محدود تراکیت - تراکی داسیت نشان می‌دهد [۴۵]. (ب) نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 که بر پایه عناصر نسبتاً نامتحرک، طبقه‌بندی سنگ‌ها را تأیید کرده و روند تکاملی از تراکی‌اندزیت تا آندزیت بازالت را نشان می‌دهد [۴۶].

۶-۲- سری ماگمایی

به‌منظور تعیین سری ماگمایی و ماهیت ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودارهای AFM [۴۷]، شاخص اشباع آلومین [۴۸]، [۴۹] نمودار $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ [۵۰] و نمودار $\text{Co}-\text{Th}$ [۵۱] استفاده شد (شکل ۹). نتایج حاصل از این نمودارها تصویر نسبتاً منسجمی از ویژگی‌های ماگمای مولد ارائه می‌کنند. در نمودار AFM (شکل ۹-الف)، اغلب نمونه‌ها در محدوده سری کالک‌آلکان قرار گرفته‌اند

و تنها تعدادی از نمونه‌ها به مرز سری تولیتی نزدیک می‌شوند، بدون آنکه وارد روند غنی‌شدگی آهن مشخصه ماگماهای تولیتی شوند. نبود روند افزایش شدید FeO در طی تکامل ماگما نشان می‌دهد که تفریق آهن در سامانه ماگمایی محدود بوده و تبلور نسبتاً زودهنگام آمفیبول، کلینوپیروکسن و اکسیدهای Fe-Ti احتمالاً از غنی‌شدگی آهن در مذاب جلوگیری کرده است. این رفتار از ویژگی‌های رایج ماگماهای کالک‌آلکالن غنی از آب در محیط‌های فرورانش است [۴۷، ۶۵]. نمودار شاخص اشباع آلومین A/CNK در برابر A/NK (شکل ۹-پ) نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌ها در محدوده متا آلومین قرار دارند، درحالی‌که تعداد محدودی از نمونه‌ها به سمت محدوده پراآلومین ضعیف گسترش یافته‌اند. نبود نمونه‌ها در محدوده پراآلکالن بیانگر آن است که مذاب‌های مولد از نظر آلومین عمده‌تاً متعادل بوده و احتمالاً آمفیبول، پلاژیوکلاز و بیوتیت از مهم‌ترین فازهای کنترل‌کننده ترکیب شیمیایی مذاب طی تبلور بوده‌اند. حضور تعداد اندکی نمونه با A/CNK بزرگ‌تر از یک را می‌توان به تکامل بیشتر مذاب از طریق تبلور تفریقی یا جذب محدود مواد پوسته‌ای نسبت داد، هرچند این نمودار به‌تنهایی برای اثبات آرایش پوسته‌ای کافی نیست [۴۹]. نمودار K₂O در برابر SiO₂ (شکل ۹-پ) نشان می‌دهد که تمامی نمونه‌ها در محدوده سری پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار گرفته‌اند. غلبه این دو سری حاکی از غنی‌شدگی نسبی مذاب از پتاسیم است؛ ویژگی‌ای که معمولاً در ماگماهای مرتبط با کمان‌های قاره‌ای بالغ و یا ماگماهایی که طی صعود تحت‌تأثیر فرآیندهای تبلور تفریقی قرار گرفته‌اند مشاهده می‌شود [۵۰]. در نمودار Co-Th (شکل ۹-ت) نیز بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های کالک‌آلکالن و بخشی از نمونه‌ها در محدوده سری پتاسیم بالا تا شوشونیتی قرار گرفته‌اند. غنی‌شدگی نسبی Th نسبت به Co بیانگر افزایش سهم عناصر ناسازگار طی تکامل ماگما است؛ فرایندی که معمولاً به تبلور تفریقی، متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات حاصل از فرورانش و یا ترکیبی از این دو نسبت داده می‌شود [۵۱].



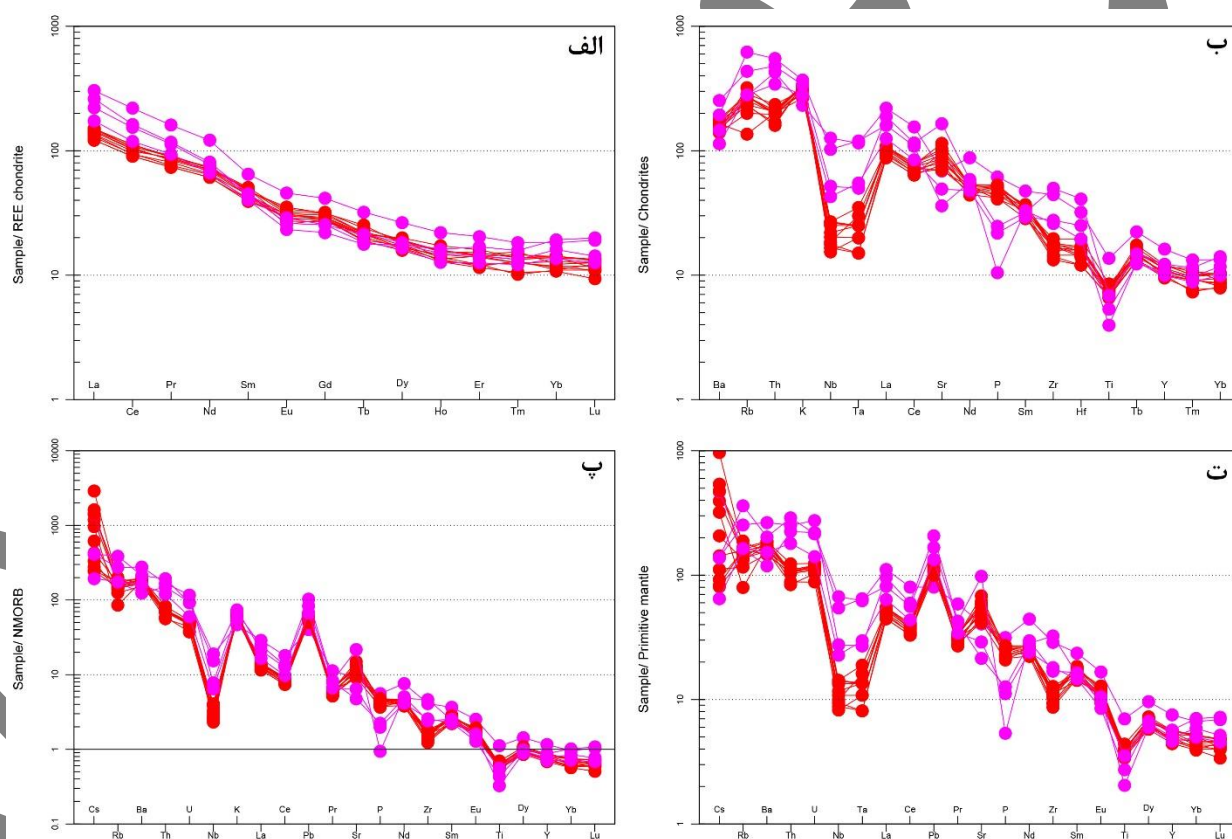
شکل ۹- نمودارهای ژئوشیمیایی مورد استفاده برای تعیین سری ماگمایی و ویژگی‌های شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه. (الف) نمودار AFM که جایگاه نمونه‌ها را عمدتاً در سری کالک‌آلکالن نشان می‌دهد [۴۷]. (ب) نمودار شاخص اشباع آلومین (A/CNK) در برابر A/NK که نشان می‌دهد بیشتر نمونه‌ها در محدوده متا آلومین و تعداد محدودی در محدوده پراآلومین ضعیف قرار دارند [۴۸ و ۴۹]. (پ) نمودار $Co-Th$ برای تفکیک سری‌های ماگمایی که غالب بودن ویژگی‌های کالک‌آلکالن تا پتاسیم بالا را نشان می‌دهد [۵۰]. (ت) نمودار K_2O-SiO_2 در برابر SiO_2 که قرارگیری نمونه‌ها در محدوده سری‌های کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا و شوشونیتی را نشان می‌دهد [۵۱].

۳-۶- الگوهای عناصر نادر خاکی (REE) و عناصر کمیاب

الگوهای عناصر خاکی نادر (REE) و عناصر کمیاب چند عنصری، پس از نرمال‌سازی نسبت به کندریت [۵۲]، گوشته اولیه [۵۳] و MORB [۵۴]، روندهای ژئوشیمیایی بسیار یکنواختی را برای تمامی نمونه‌ها نشان می‌دهند (شکل ۱۰). شباهت زیاد الگوها، همراه با اختلاف محدود در مقدار غنی‌شدگی، بیانگر آن است که سنگ‌های مورد مطالعه از یک سامانه ماگمایی مشترک منشأ گرفته و تغییرات ترکیب آنها عمدتاً حاصل فرآیندهای درون ماگمایی، به‌ویژه تبلور تفریقی، بوده است. الگوی REE نرمال‌شده نسبت به

کندريت (شکل ۱۰-الف) با غنی‌شدگی قابل توجه عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) مشخص می‌شود. مقادیر بالای $(La/Yb)_N$ و شیب منفی نسبتاً یکنواخت منحنی‌ها نشان‌دهنده غنی‌شدگی مذاب از عناصر ناسازگار و تهی‌شدگی نسبی HREE است. این ویژگی معمولاً به ذوب‌بخشی یک منبع گوشته‌ای متاسوماتیزه‌شده یا آلیش‌یافته توسط سیالات و مذاب‌های حاصل از صفحه فرورونده نسبت داده می‌شود [۹، ۶، ۱۰]. نبود تهی‌شدگی شدید HREE نیز نشان می‌دهد که اگرچه گارنت احتمالاً در منبع نقش داشته است، اما ذوب در شرایطی انجام نشده که مقدار زیادی گارنت باقیمانده در منبع وجود داشته باشد؛ بنابراین منبع احتمالاً در بخش فوقانی گوشته یا در مرز پوسته - گوشته قرار داشته است [۵۵]. یکی از ویژگی‌های مهم الگوی REE، آنومالی منفی ضعیف تا متوسط Eu است. این آنومالی نشان‌دهنده جدایش پلاژیوکلاز طی تکامل ماگما و کاهش تدریجی Eu^{2+} در مذاب است. شدت نسبتاً محدود این آنومالی بیانگر آن است که تبلور پلاژیوکلاز به‌صورت تدریجی انجام شده و احتمالاً آمفیبول و کلینوپیروکسن نیز هم‌زمان نقش مهمی در کنترل روند تبلور داشته‌اند. این نتیجه با شواهد پتروگرافی و حضور فراوان آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد مطالعه کاملاً همخوانی دارد. نمودارهای چند عنصری نرمال‌شده نسبت به کندريت، گوشته اولیه (شکل‌های ۱۰-ب و پ) دارای الگوهای تقریباً یکسانی هستند که با غنی‌شدگی عناصر بزرگ یون (LILE) شامل Cs، Rb، Ba، K و Th در مقابل تهی‌شدگی مشخص عناصر با میدان یونی بالا (HFSE) به‌ویژه Nb، Ta، Ti و تا حدی P مشخص می‌شوند. این الگو یکی از شاخص‌ترین ویژگی‌های ماگماهای مرتبط با محیط‌های فرورانش است و بازتاب متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات آزادشده از صفحه اقیانوسی فرورونده محسوب می‌شود [۵۴، ۵۶، ۵۵]. آنومالی منفی Nb-Ta یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های ژئوشیمیایی مجموعه است. این آنومالی بیانگر آن است که منبع ماگما تحت‌تأثیر سیالات حاصل از فرورانش غنی شده است؛ زیرا در چنین شرایطی عناصر LILE به‌آسانی توسط سیالات منتقل می‌شوند، درحالی‌که Nb و Ta عمدتاً در فازهای مقاوم مانند روتیل و تیتانیت باقی می‌مانند و وارد مذاب نمی‌شوند [۵۵]. وجود هم‌زمان آنومالی منفی Ti نیز با جدایش اکسیدهای Fe-Ti طی تبلور و یا باقی‌ماندن فازهای Ti در در منبع ذوب سازگار است و یکی دیگر از ویژگی‌های متداول ماگماهای کالک‌آلکالن وابسته به کمان‌های آتشفشانی محسوب می‌شود [۱۰]. از سوی دیگر، آنومالی مثبت Pb که در اغلب نمونه‌ها مشاهده می‌شود، نشان‌دهنده انتقال مؤثر Pb توسط سیالات آزادشده از صفحه فرورونده است؛ زیرا Pb نسبت به عناصر HFSE تحرک بسیار بیشتری در سیالات فرورانشی دارد. این ویژگی یکی از شاخص‌ترین مشخصه‌های ماگماهای کم‌آبی بوده و در کنار غنی‌شدگی Ba، Rb و Th، منشأ مرتبط با فرورانش را تقویت می‌کند [۵۵]. آنومالی منفی P نیز احتمالاً حاصل تبلور و جدایش آپاتیت در مراحل تکامل ماگما است، درحالی‌که کاهش تدریجی Ti بیانگر نقش اکسیدهای Fe-Ti و احتمالاً آمفیبول در کنترل ترکیب مذاب طی تبلور تفریقی است. این تفسیر با نتایج ترموبارومتري آمفیبول که تبلور آن را در شرایط نسبتاً اکسیدان و غنی از آب نشان می‌دهد، کاملاً

سازگار است. به‌طور کلی، شباهت زیاد الگوهای REE و نمودارهای اسپایدر نشان می‌دهد که تمامی نمونه‌ها از یک منبع ماگمایی مشترک مشتق شده‌اند و تغییرات ژئوشیمیایی آنها عمدتاً تحت تأثیر تبلور تفریقی رخ داده است. غنی‌شدگی LILE، تهی‌شدگی Nb-Ta-Ti، آنومالی مثبت Pb و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE، مجموعه‌ای از شواهد مستقل را فراهم می‌کنند که منشأ ماگما را به یک گوشته متاسوماتیزه‌شده در بالای صفحه فرورونده نسبت می‌دهد. این تفسیر با نتایج حاصل از سری ماگمایی کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی، شیمی آمفیبول و شرایط نسبتاً اکسیدان تبلور کاملاً همخوانی دارد و نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد مطالعه محصول تکامل یک سامانه ماگمایی وابسته به کمان ماگمایی قاره‌ای هستند.



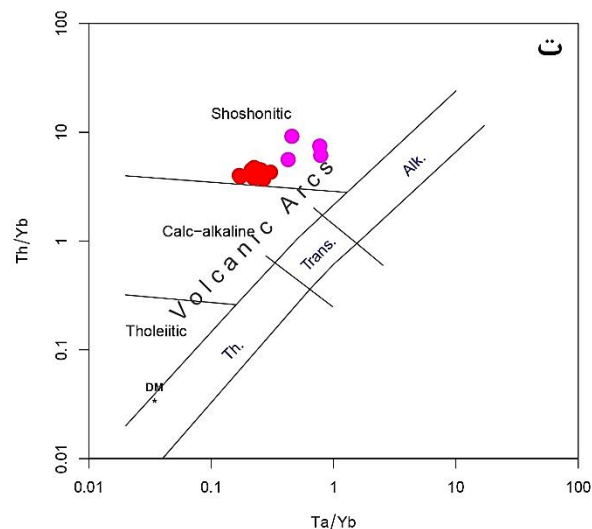
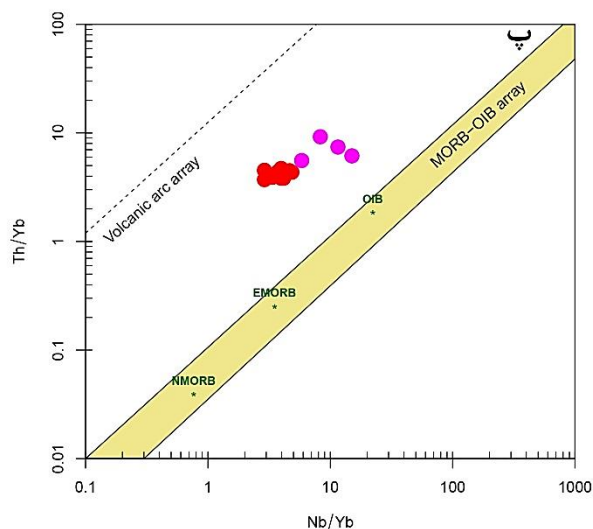
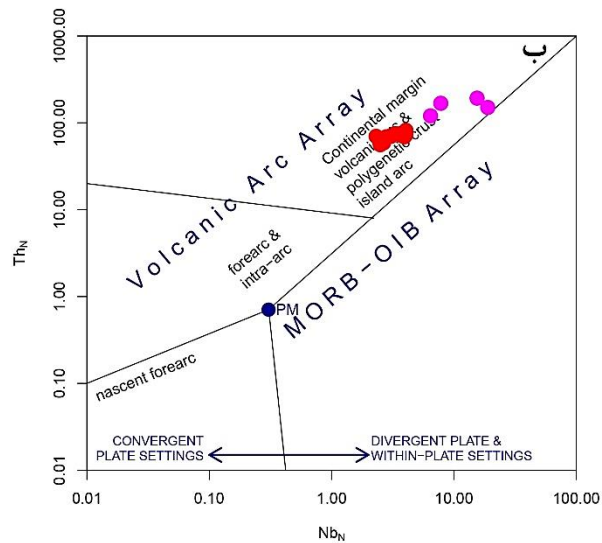
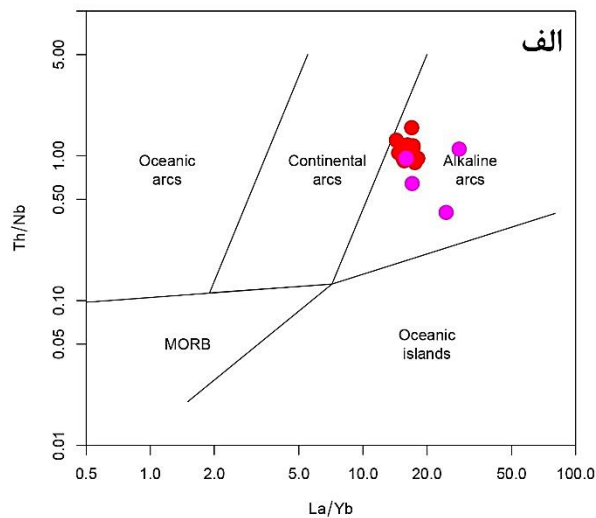
شکل ۱۰- الگوهای نرمال‌شده عناصر خاکی نادر و عناصر کمیاب سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه. (الف) الگوی عناصر خاکی نادر (REE) نرمال‌شده نسبت به کندریت [۵۲]. (ب) نمودار چند عنصری نرمال‌شده نسبت به کندریت. (پ) نمودار چند عنصری نرمال‌شده نسبت به MORB بر اساس [۵۳]. (ت) نمودار چند عنصری نرمال‌شده نسبت به گوشته اولیه بر اساس [۵۴].

۷- جایگاه تکتونیکی

برای بررسی منشأ ماگما و تعیین محیط تکتونیکی، از نمودارهای La/Yb-Th/Nb بر اساس [۵۷]، نمودار $\text{Nb}_N\text{-Th}_N$ بر اساس [۵۸]، نمودار Nb/Yb-Th/Yb بر اساس [۵۹] و نمودار Ta/Yb-Th/Yb بر اساس [۶۰] استفاده شد (شکل ۱۱). نتایج حاصل از این نمودارها سازگاری بسیار خوبی با یکدیگر دارند و همگی بر منشأ کمانی و تأثیر فرآیندهای مرتبط با فروانش بر ترکیب ماگما دلالت می‌کنند. در نمودار La/Yb در برابر Th/Nb شکل (۱۱-الف)، بیشتر نمونه‌ها در محدوده کمان‌های قاره‌ای قرار گرفته‌اند. مقادیر نسبتاً بالای La/Yb و Th/Nb بیانگر غنی‌شدگی مذاب از عناصر ناسازگار و افزایش سهم مؤلفه‌های حاصل از فروانش در منبع گوشته‌ای است. این ویژگی معمولاً زمانی ایجاد می‌شود که گوه گوشته‌ای توسط سیالات یا مذاب‌های آزادشده از صفحه فرورونده متاسوماتیزه شده باشد و سپس دچار ذوب‌بخشی شود [۵۷]. نمودار $\text{Nb}_N\text{-Th}_N$ شکل ۱۱-ب نیز نشان می‌دهد که تمامی نمونه‌ها بر روی رده کمان آتشفشانی جای گرفته‌اند و اغلب آنها در محدوده حاشیه آتشفشانی قاره‌ای و کمان جزیره‌ای متمرکز شده‌اند. این جایگاه با آنومالی منفی Nb-Ta و غنی‌شدگی LILE که در نمودارهای چند عنصری مشاهده شد، کاملاً سازگار است [۵۵، ۵۸]. در نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb شکل ۱۱-پ، تمامی نمونه‌ها در بالای آرایه MORB-OIB و در محدوده حاشیه کمان آتشفشانی قرار گرفته‌اند. مطابق تفسیر [۵۹]، افزایش نسبت Th/Yb بدون افزایش متناظر Nb/Yb نشان‌دهنده ورود مؤلفه‌های مشتق از صفحه فرورونده به منبع گوشته‌ای است، زیرا Th نسبت به Nb تحرک بیشتری در سیالات و مذاب‌های آزادشده از پوسته اقیانوسی و رسوبات فرورونده دارد. بنابراین، موقعیت نمونه‌ها بیانگر آن است که ترکیب اولیه گوشته توسط فرایند متاسوماتیسم ناشی از فروانش اصلاح شده و سپس دچار ذوب‌بخشی شده است. نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb شکل ۱۱-ت نیز نتایج مشابهی ارائه می‌دهد؛ به‌طوری که تمامی نمونه‌ها در محدوده کمان آتشفشانی و عمدتاً در بخش‌های کالکوالکال و شوشونیتی قرار گرفته‌اند. چنین الگویی معمولاً در کمان‌های قاره‌ای بالغ مشاهده می‌شود؛ جایی که گوه گوشته‌ای طی چندین مرحله متاسوماتیسم توسط سیالات و مذاب‌های حاصل از فروانش غنی شده و در ادامه، ذوب‌بخشی درجات مختلفی از آن رخ داده است [۶۰].

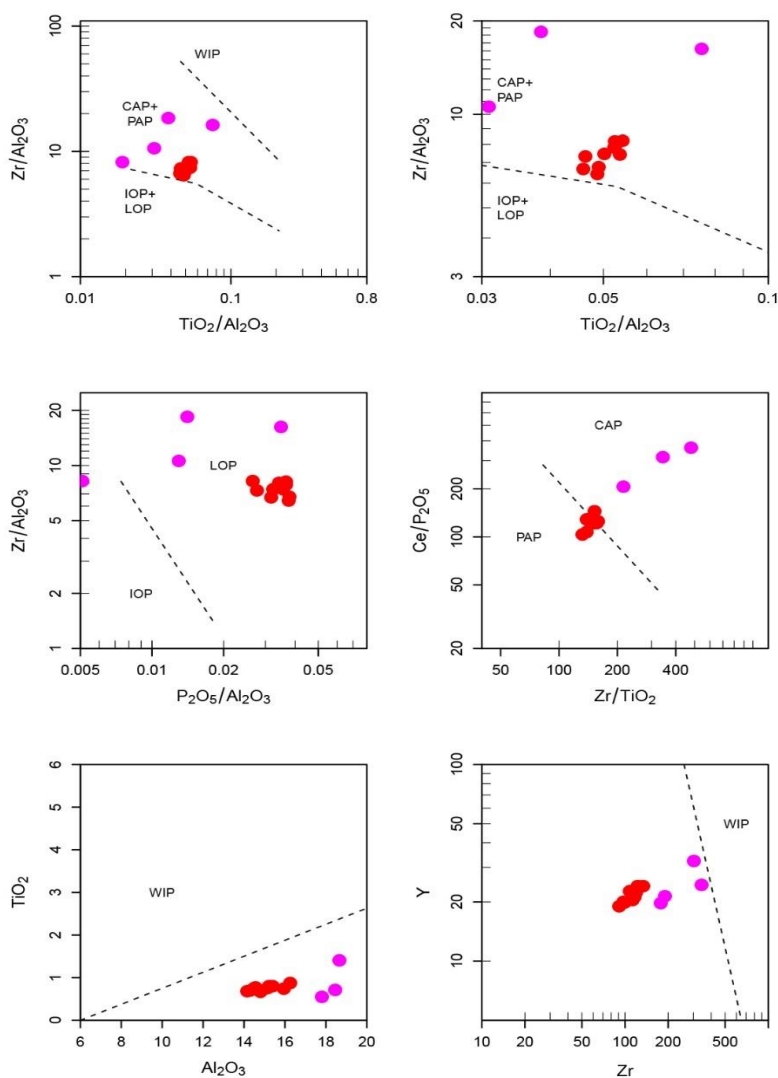
همچنین به‌منظور بررسی جایگاه ژئودینامیکی ماگماهای پتاسیک، از مجموعه نمودارهای پیشنهادی [۴۳] شامل نسبت‌های Y-Zr و $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ ، $\text{Ce/P}_2\text{O}_5\text{-Zr/TiO}_2$ ، $\text{P}_2\text{O}_5/\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Zr/Al}_2\text{O}_3$ ، $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Zr/Al}_2\text{O}_3$ (شکل ۱۲). این نمودارها بر پایه عناصر نسبتاً نامتحرک طراحی شده‌اند و برای تفکیک سنگ‌های پتاسیک تشکیل‌شده در محیط‌های کمانی، پس‌برخوردی و درون صفحه‌ای از کارایی بالایی برخوردارند [۴۳]. در نمودارهای $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ در برابر $\text{Zr/Al}_2\text{O}_3$ (شکل ۱۲)، اغلب نمونه‌ها در محدوده CAP+PAP قرار گرفته‌اند، درحالی‌که تنها تعداد اندکی از نمونه‌های تکامل‌یافته به سمت بخش فوقانی این میدان گرایش دارند. قرارگیری غالب نمونه‌ها در این محدوده نشان می‌دهد که ماگماها در یک محیط کمان قاره‌ای

(Continental Arc Province; CAP) یا محیط پسابر خوردی (Post-collisional Arc Province; PAP) تشکیل شده‌اند و شواهدی مبنی بر منشأ درون صفحه‌ای (Within-Plate Province; WIP) در بیشتر نمونه‌ها مشاهده نمی‌شود. نمودار P_2O_5/Al_2O_3 در برابر Zr/Al_2O_3 (شکل ۱۲) نیز تمامی نمونه‌ها را در محدوده LOP (Late Orogenic Potassic) متمرکز می‌کند و از محدوده IOP (Initial Orogenic Potassic) فاصله قابل توجهی دارند. این الگو نشان می‌دهد که ماگماها در مراحل نسبتاً پیشرفته تکامل کمر بند کوهزایی تشکیل شده‌اند؛ زمانی که گوه گوشته‌ای پیش‌تر توسط سیالات و مذاب‌های حاصل از فرو رانش متاسوماتیزه شده و سپس در اثر تغییرات تنش‌های تکتونیکی یا نازک شدن موضعی لیتوسفر دچار ذوب بخشی شده است [۴۳]. در نمودار Ce/P_2O_5 در برابر Zr/TiO_2 (شکل ۱۲)، بیشتر نمونه‌ها در نزدیکی مرز PAP و CAP قرار گرفته‌اند، اما تمرکز اصلی آن‌ها در سمت CAP است. این جایگاه بیانگر آن است که اگرچه ویژگی‌های شیمیایی ماگما تا حدی از فرآیندهای پسابر خوردی تأثیر پذیرفته است، اما منبع اصلی آن همچنان یک سیستم ماگمایی وابسته به کمان قاره‌ای بوده است. افزایش نسبت Ce/P_2O_5 همراه با مقادیر نسبتاً بالای Zr/TiO_2 در برخی نمونه‌ها نیز احتمال تکامل ماگما از طریق تبلور تفریقی و غنی‌شدگی تدریجی عناصر ناسازگار را نشان می‌دهد. نمودارهای TiO_2 در برابر Al_2O_3 و Y در برابر Zr نیز مؤید همین نتیجه هستند. تمامی نمونه‌ها در خارج از محدوده Within-Plate Province (WIP) قرار گرفته‌اند و روند تغییرات آن‌ها با تکامل یک ماگمای کالک‌آلکالن پتاسیک در یک محیط همگرای صفحه‌ای سازگار است. تنها چند نمونه دارای مقادیر نسبتاً بالاتر Zr و Y هستند که احتمالاً بازتاب درجه بیشتر تبلور تفریقی، افزایش غلظت عناصر ناسازگار در مذاب باقی‌مانده و یا سهم محدود آلیش پوسته‌ای است و نه تغییر در محیط زمین‌ساختی را نشان می‌دهند.



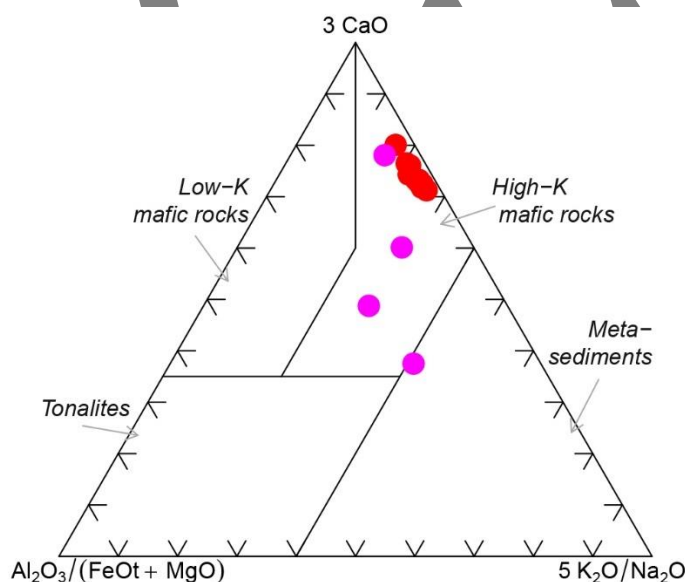
شکل ۱۱- نمودارهای ژئوشیمیایی مورد استفاده برای تعیین منشأ ماگما و محیط تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه. (الف) نمودار La/Yb در برابر Th/Nb که جایگاه بیشتر نمونه‌ها را در محدوده کمان قاره‌ای نشان می‌دهد [۵۷]. (ب) نمودار Nb/N در برابر Th/Nb که قرارگیری نمونه‌ها را در امتداد $Volcanic Arc Array$ و دور از آرایه $MORB-OIB$ نشان می‌دهد [۵۸]. (پ) نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb که غنی‌شدگی منبع گوشته‌ای توسط مؤلفه‌های حاصل از فرورانش را نشان می‌دهد [۵۹]. (ت) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb که وابستگی نمونه‌ها به سری‌های $Shoshonitic$ و $Calc-alkaline$ در محیط کمان آتشفشانی را نشان می‌دهد [۶۰].

Geotectonic classification of potassic rocks – Muller et al. (1992)



شکل ۱۲- نمودارهای طبقه‌بندی ژئوتکتونیکی سنگ‌های پتاسیک بر اساس [۴۳]. (الف و ب) نمودارهای $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ در برابر $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ، (پ) نمودار $\text{P}_2\text{O}_5/\text{Al}_2\text{O}_3$ در برابر $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ، (ت) نمودار $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5$ در برابر Zr/TiO_2 ، (ث) نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 و (ج) نمودار Y در برابر Zr . تمرکز عمده نمونه‌ها در محدوده‌های Continental Arc Province (CAP) و Late Orogenic Potassic (LOP) نشان می‌دهد که ماگماها در یک حاشیه فعال قاره‌ای با ویژگی‌های پتاسیک و مراحل پایانی تکامل کوهزایی تشکیل شده‌اند، درحالی‌که نبود تمرکز نمونه‌ها در محدوده Within-Plate Province (WIP)، نقش ناچیز ماگماتیسم درون صفحه‌ای را تأیید می‌کند.

به منظور ارزیابی ماهیت منبع ماگما و تعیین ترکیب سنگ منشأ، داده‌های ژئوشیمیایی بر روی نمودار سه‌تایی $3\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}^{\text{t}}+\text{MgO})-5\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [۶۲] ترسیم شدند (شکل ۱۳). نتایج نشان می‌دهد که اغلب نمونه‌های مورد مطالعه به‌طور مشخص در محدوده سنگ‌های مافیک غنی از پتاسیم متمرکز هستند که بیانگر آن است که منبع اولیه مذاب عمدتاً از ذوب بخشی سنگ‌کره گوشته‌ای غنی شده تشکیل شده است که پیش‌تر تحت تأثیر سیالات و مذاب‌های آزاد شده از صفحه فرورونده غنی از عناصر ناسازگار قرار گرفته است [۶۲، ۴۳]. در چنین شرایطی، ورود سیالات غنی از K، Ba، Rb و سایر عناصر LILE موجب متاسوماتیسم گوه گوشته شده و منبعی غنی از فلوگوپیت و آمفیبول ایجاد می‌کند که قادر به تولید ماگماهای شوشونیتی و کالک‌آلکان پتاسیم بالا است [۶۳، ۸]. غنی‌شدگی قابل توجه عناصر بزرگ یون لیتوفیل (Th، K، Ba، Rb)، تهی‌شدگی مشخص Nb، Ta و Ti و همچنین قرارگیری نمونه‌ها در محدوده قوس‌های آتشفشانی در نمودارهای [۶۴]، [۵۹]، [۶۰] و [۴۳] کاملاً سازگار است.



شکل ۱۳- نمودار سه‌تایی $3\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}^{\text{t}}+\text{MgO})-5\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ برای تعیین منشأ سنگ‌های پتاسیک و تشخیص نوع سنگ منشأ ماگما. تمرکز اغلب نمونه‌ها در محدوده High-K mafic rocks نشان‌دهنده منشأ غالب از گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه و غنی شده از پتاسیم است [۶۲].

۸- برداشت

تلفیق شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری با داده‌های شیمی کانی و ژئوشیمی سنگ‌کل نشان می‌دهد که مجموعه آتشفشانی ائوسن امیرکندی حاصل یک سامانه ماگمایی تکامل یافته با ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم‌بالا تا شوشونیتی است. سنگ‌های این مجموعه عمدتاً

شامل آندزیت بازالیت، تراکی آندزیت و تراکیت هستند و تغییرات ترکیبی و بافتی آنها بیانگر تکامل ماگما طی مراحل مختلف تبلور، صعود و جایگیری در پوسته است.

ویژگی‌های سنگ‌نگاری شامل بافت‌های پورفیری، گلوپروپورفیری، میکرولیتی و تراکیتی، همراه با حاشیه‌های واکنشی و اپاسیتی در برخی آمفیبول‌ها و بافت‌های عدم تعادل در فلدسپات‌ها، نشان می‌دهد که شرایط فیزیکوشیمیایی سامانه ماگمایی در طول تبلور ثابت نبوده است. این شواهد با تبلور اولیه فنوکریست‌ها در مخزن ماگمایی و ادامه تکامل مذاب در هنگام صعود، کاهش فشار، گاززدایی و سردشدن در سطوح کم‌عمق‌تر سازگار است.

آمفیبول‌های مورد مطالعه عمدتاً از نوع کلسیک و منیزوهورنبلند بوده و مقادیر نسبتاً بالای $Mg\#$ آنها با تبلور از یک مذاب حدواسط، آبدار و نسبتاً اکسیدان سازگار است. نتایج ترموبارومتري آمفیبول نیز نشان می‌دهد که بخش مهمی از تبلور در شرایط کم‌فشار تا فشار متوسط و در یک مخزن ماگمایی واقع در بخش‌های کم‌عمق پوسته صورت گرفته است. ترکیب فلدسپات‌ها و حضور فلدسپات‌های قلیایی غنی از مؤلفه پتاسیمی نیز با ماهیت پتاسیک و تکامل یافته مذاب سازگار است.

روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب نشان می‌دهد که تبلور تفریقی یکی از مهم‌ترین فرایندهای کنترل‌کننده تکامل ماگما بوده است. کاهش MgO ، $FeOT$ ، CaO و TiO_2 با افزایش میزان تکامل ماگما با جدایش تدریجی فازهای مافیک، پلاژیوکلاز و اکسیدهای $Fe-Ti$ سازگار است، در حالی که افزایش نسبی K_2O و برخی عناصر ناسازگار، غنی‌شدگی مذاب باقیمانده را در مراحل پیشرفته‌تر تبلور نشان می‌دهد. شواهد موجود همچنین با برهم‌کنش محدود ماگما با پوسته قاره‌ای سازگار است؛ بنابراین، تکامل مجموعه امیرکندی را می‌توان عمدتاً حاصل تبلور تفریقی همراه با درجاتی از آلیاژ پوسته‌ای دانست.

الگوهای عناصر خاکی کمیاب با غنی‌شدگی $LREE$ نسبت به $HREE$ و الگوهای چندعنصری با غنی‌شدگی عناصر $LILE$ و آنومالی‌های منفی مشخص $Nb-Ta-Ti$ نشان می‌دهند که ویژگی‌های ژئوشیمیایی منبع ماگما به شدت تحت تأثیر یک مؤلفه فرورانشی پیشین بوده است. این مشخصات با ذوب‌بخشی یک گوشته لیتوسفری غنی‌شده و متاسوماتیزه‌شده سازگار است که در طی فرورانش نئوتتیس توسط سیالات و/یا مذاب‌های مشتق از صفحه فرورونده اصلاح شده و این اثر ژئوشیمیایی را در خود حفظ کرده است. غنی‌شدگی $LREE$ همراه با رفتار $HREE$ نیز نشان می‌دهد که کانی‌شناسی پسماند گوشته‌ای و درجه ذوب‌بخشی در ایجاد ترکیب مذاب اولیه نقش داشته‌اند.

مجموع شواهد ژئوشیمیایی و نمودارهای تفکیک زمین‌ساختی، ضمن حفظ آشکار امضای ژئوشیمیایی مرتبط با فرورانش، با تکامل ماگماتیسیم پتاسیک در مراحل متأخر سامانه همگرای نئوتتیس سازگار است. در چارچوب زمین‌ساختی شمال غرب ایران، این ویژگی‌ها را می‌توان به بازفعال شدن و ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه‌شده در طی تحول از شرایط فرورانشی به مرحله پسابروردی

نسبت داد. بنابراین، آنومالی‌های منفی Nb-Ta-Ti لزوماً بیانگر فعالیت همزمان یک کمان فرورانشی در زمان تشکیل این سنگ‌ها نیستند، بلکه می‌توانند بازتاب میراث ژئوشیمیایی فرورانش پیشین در منبع گوشته‌ای باشند.

بر این اساس، مدل پتروژنتیکی پیشنهادی برای مجموعه امیرکندی شامل (1) متاسوماتیسم گوشته لیتوسفری در جریان فرورانش نئوتتیس، (2) ذوب‌بخشی این منبع غنی‌شده در مراحل بعدی تحول زمین‌ساختی، (3) تولید و صعود مذاب پتاسیک، (4) توقف و تبلور در مخازن کم‌عمق پوسته‌ای، (5) تبلور تفریقی آمفیبول $\pm$ پلاژیوکلاز $\pm$ اکسیدهای Fe-Ti و در مراحل تکامل یافته‌تر فلدسپات قلیایی، و (6) برهم‌کنش محدود با پوسته قاره‌ای است. ادامه این فرایندها در نهایت طیفی از سنگ‌های آندزیت‌بازالت تا تراکی‌آندزیت و تراکیت را ایجاد کرده است.

در مجموع، مجموعه آتشفشانی ائوسن امیرکندی را می‌توان محصول ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه‌شده با میراث فرورانشی و تکامل بعدی مذاب در یک سامانه پوسته‌ای چندمرحله‌ای دانست. ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم‌بالا تا شوشونیتی، شیمی آمفیبول و فلدسپات، شرایط تبلور کم‌عمق، الگوی عناصر کمیاب و شواهد تبلور تفریقی و آرایش محدود پوسته‌ای، در مجموع نشان می‌دهند که ماهیت منبع گوشته‌ای، میراث فرورانش و فرایندهای درون‌پوسته‌ای سه عامل اصلی کنترل‌کننده پیدایش و تکامل ماگمای ائوسن امیرکندی بوده‌اند.

۹- قدردانی

از معاونت پژوهشی دانشگاه پیام نور به‌دلیل حمایت‌های علمی، پژوهشی و مالی در انجام این پژوهش صمیمانه قدردانی می‌نماید همچنین، از سردبیر محترم و داوران مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران به‌سبب بررسی دقیق دست‌نوشته و ارائه دیدگاه‌ها و پیشنهادهای علمی و سازنده که موجب بهبود کیفیت و انسجام علمی مقاله شد، سپاسگزاری می‌شود.

مراجع

- [1] Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., & Wortel, R. (2011). Zagros orogeny: A subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5–6), 692–725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>
- [2] Allen, M. B., & Armstrong, H. A. (2008). Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265(1–2), 52–58. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.04.021>
- [3] Moghadam, H. S., Stern, R. J., Griffin, W. L., Khedr, M. Z., Kirchenbaur, M., Ottley, C. J., Whattam, S. A., Kimura, J.-I., Ghorbani, G., Gain, S., O'Reilly, S. Y., & Tamura, A. (2020). Subduction initiation and back-arc opening north of Neo-Tethys: Evidence from the Late Cretaceous Torbat-e-Heydarieh ophiolite of NE Iran. *GSA Bulletin*, 132(5–6), 1083–1105. <https://doi.org/10.1130/B35065.1>
- [4] Chiu, H.-Y., Chung, S.-L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M., & Iizuka, Y. (2013). Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, 162–163, 70–87. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>

- [5] Stern, R. J., Moghadam, H. S., Pirouz, M., & Mooney, W. (2021). The geodynamic evolution of Iran. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 49, 9–36. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-071620-052109>
- [6] Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Unwin Hyman.
- [7] Winter, J. D. (2010). *Principles of igneous and metamorphic petrology* (2nd ed.). Pearson.
- [8] Foley, S. F., Venturelli, G., Green, D. H., & Toscani, L. (1987). The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Reviews*, 24(2), 81–134. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(87\)90001-8](https://doi.org/10.1016/0012-8252(87)90001-8)
- [9] Rollinson, H. R. (1993). *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical.
- [10] Gill, J. B. (1981). *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag.
- [11] Ridolfi, F., Renzulli, A., & Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1), 45–66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>
- [12] Ridolfi, F., & Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: Thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130 °C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(5), 877–895. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0704-6>
- [13] Putirka, K. D. (2016). Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, 101(4), 841–858. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5506>
- [14] Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (2013). *An introduction to the rock-forming minerals* (3rd ed.). Mineralogical Society of Great Britain and Ireland.
- [15] Allen, M. B., Kheirkhah, M., Emami, M. H., & Jones, S. J. (2011). Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia–Eurasia collision zone. *Geophysical Journal International*, 184(2), 555–574. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04874.x>
- [16] Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., ... Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, 9(3), 623–651. <https://doi.org/10.1127/ejm/9/3/0623>
- [17] Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., & Welch, M. D. (2012). Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97(11–12), 2031–2048. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4276>
- [18] Hammarstrom, J. M., & Zen, E.-A. (1986). Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297–1313.
- [19] Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H., & Sisson, V. B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72, 231–239.
- [20] Johnson, M. C., & Rutherford, M. J. (1989). Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17(9), 837–841.
- [21] Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(2–3), 304–310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>
- [22] Humphreys, M. C. S., Edmonds, M., Christopher, T., & Hards, V. (2009). Chlorine variations in the magma of Soufrière Hills Volcano, Montserrat: Insights from Cl in hornblende and melt inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(19), 5693–5708. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.06.014>

- [23] Janoušek, V., Farrow, C. M., & Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255–1259. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>
- [24] Yavuz, F., & Döner, Z. (2017). WinAmptb: A Windows program for calcic amphibole thermobarometry. *Periodico di Mineralogia*, 86(2), 135–167. <https://doi.org/10.2451/2017PM710>
- [25] Nezafati, N. (2006). *Au-Sn-W-Cu-mineralization in the Astaneh-Sarband area, West Central Iran: Including a comparison of the ores with ancient bronze artifacts from Western Asia* [Doctoral dissertation, Eberhard Karls University Tübingen].
- [26] Babakhani, A., & Khan-Nazar, H. (1991). *Geological map of Lahrud area, scale 1:100,000*. Geological Survey of Iran.
- [27] Bonin, B. (2004). Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, 78(1–2), 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.042>
- [28] Best, M. G. (2003). *Igneous and metamorphic petrology* (2nd ed.). Blackwell Publishing.
- [29] Rutherford, M. J., & Hill, P. M. (1993). Magma ascent rates from amphibole breakdown: An experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B11), 19667–19685. <https://doi.org/10.1029/93JB01613>
- [30] Browne, B. L., & Gardner, J. E. (2006). The influence of magma ascent path on the texture, mineralogy, and formation of hornblende reaction rims. *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3–4), 161–176. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.05.006>
- [31] Bachmann, O., & Bergantz, G. W. (2008). The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements*, 4(1), 17–21. <https://doi.org/10.2113/gselements.4.1.17>
- [32] Nelson, S. T., & Montana, A. (1992). Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77(11–12), 1242–1249.
- [33] Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185–187. DOI: 10.2138/am.2010.3371.
- [34] Jiang, C. Y., & An, S. Y. (1984). On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 4(3), 1–9. [Original article in Chinese.]
- [35] Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S. Y., & Powell, W. (2007). Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos*, 99(1–2), 68–84. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.05.009>
- [36] Davidson, J. P., Hora, J. M., Garrison, J. M., & Dungan, M. A. (2005). Crustal forensics in arc magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140, 157–170. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.07.019>
- [37] Scaillet, B., & Evans, B. W. (1999). The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. Phase equilibria and pre-eruption P–T–fO₂–fH₂O conditions of the dacite magma. *Journal of Petrology*, 40(3), 381–411. <https://doi.org/10.1093/petroj/40.3.381>
- [38] Vyhnał, C. R., McSween, H. Y., & Speer, J. A. (1991). Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist*, 76(1–2), 176–188.
- [39] Holland, T. J. B., & Blundy, J. D. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole–plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4), 433–447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>
- [40] Blundy, J. D., & Cashman, K. V. (2008). Petrologic reconstruction of magmatic system variables and processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 179–239. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.6>
- [41] Wones, D. R. (1989). Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74, 744–749.

- [42] Ewart, A. (1979). A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary–Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. In F. Barker (Ed.), *Trondhjemites, dacites and related rocks* (pp. 13–121). Elsevier Scientific Publishing Company.
- [43] Müller, D., Rock, N. M. S., & Groves, D. I. (1992). Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: A pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46(4), 259–289. <https://doi.org/10.1007/BF01173568>
- [44] Ginibre, C., Wörner, G., & Kronz, A. (2007). Crystal zoning as an archive for magma evolution. *Elements*, 3(4), 261–266. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.4.261>
- [45] Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- [46] Winchester, J. A., & Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325–343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- [47] Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- [48] Shand, S. J. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits; with a chapter on meteorites* (Rev. 2nd ed.). Thomas Murby & Co./John Wiley & Sons.
- [49] Maniar, P. D., & Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5), 635–643.
- [50] Peccerillo, A., & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- [51] Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., & Mitchell, S. F. (2007). Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th–Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12), 2341–2357. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>
- [52] Boynton, W. V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In P. Henderson (Ed.), *Rare earth element geochemistry* (pp. 63–114). Elsevier.
- [53] Sun, S.-S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In A. D. Saunders & M. J. Norry (Eds.), *Magmatism in the ocean basins* (Geological Society, London, Special Publication 42, pp. 313–345). Geological Society of London. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- [54] Pearce, J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In C. J. Hawkesworth & M. J. Norry (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths* (pp. 230–249). Shiva Publishing.
- [55] Pearce, J. A., & Peate, D. W. (1995). Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251–285. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.23.050195.001343>
- [56] Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Hergt, J. M., & McDermott, F. (1993). Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21, 175–204. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.21.050193.001135>
- [57] Condie, K. C. (2005). *Earth as an evolving planetary system*. Elsevier Academic Press.
- [58] Saccani, E. (2015). A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th–Nb and Ce–Dy–Yb systematics. *Geoscience Frontiers*, 6(4), 481–501. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006>
- [59] Pearce, J. A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1–4), 14–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- [60] Gorton, M. P., & Schandl, E. S. (2000). From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 38(5), 1065–1073. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065>

- [61] Wood, D. A. (1980). The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1), 11–30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8)
- [62] Sylvester, P. J. (1998). Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45(1–4), 29–44. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3)
- [63] Peccerillo, A. (1999). Multiple mantle metasomatism in central-southern Italy: Geochemical effects, timing and geodynamic implications. *Geology*, 27(4), 315–318. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0315:MMMICS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0315:MMMICS>2.3.CO;2)
- [64] Pearce, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In R. S. Thorpe (Ed.), *Andesites: Orogenic andesites and related rocks* (pp. 525–548). John Wiley & Sons.
- [65] McKenzie, D., & O’Nions, R. K. (1991). Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32(5), 1021–1091.
- [66] Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J.-F., & Champion, D. (2005). An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1–2), 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048>