

پetroloژی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه دستگردو- ملاحمد (شرق اصفهان)، بخش میانی نوار ماگمایی ارومیه-دختر

زهرا گلی، قدرت ترابی*، حسنا ملکی؛

دانشگاه اصفهان، گروه زمین‌شناسی

دریافت ۹۶/۱۲/۲۰ پذیرش ۹۸/۱۲/۱۹

چکیده

در منطقه دستگردو- ملاحمد (شرق اصفهان)، که قسمتی از بخش میانی نوار ماگمایی ارومیه-دختر محسوب می‌شود، برونزدهای خوبی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دیده می‌شود. زون ارومیه-دختر در این منطقه دارای پهنای حداکثر ۱۳ کیلومتر است که از کم پهناترین بخش‌های این نوار ماگمایی محسوب می‌شود. سنگ‌های ائوسن در این منطقه شامل تناوبی از گدازه‌ها (تراکیت، داسیت، آندزیت، بازالت آندزیتی، بازالت) و سنگ‌های پیروکلاستیک (لیتیک توف، توفبرشی و ایگنیمبریت) است که به‌وسیله گرانودیوریت‌های با سن الیگوسن قطع شده‌اند. آندزیت‌ها بیش‌ترین حجم را به‌خود اختصاص داده و دارای رخنمون خوبی هستند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آندزیت‌ها شامل کلینوپیروکسن (اوژیت)، ارتوپیروکسن (انستاتیت)، پلاژیوکلاز (آندزین تا بیتونیت)، آمفیبول (هورنبلند منیزیم‌دار)، بیوتیت، کوارتز، مگنتیت، ایلمنیت و اسفن است. کانی‌های ثانویه حاصل دگرسانی نیز شامل الیون کلریتی شده، مالاکیت، کلریت، کلسیت، اپیدوت، اکتینولیت، آلبیت و مونت موریلونیت هستند. نتایج تجزیه‌های شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه دستگردو- ملاحمد بیان‌گر طیف وسیع SiO_2 (۵۰/۴ تا ۶۵/۵ درصد وزنی) و سرشت ماگمایی کالک آلکالن این سنگ‌ها است. مقدار عناصر نادر خاکی سبک (LREE) در این سنگ‌ها بیش از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) است و Eu آنومالی منفی واضحی دارد. با توجه به شیمی این سنگ‌ها و افقی بودن HREE‌ها، سنگ منشأ مذاب سازنده این سنگ‌ها را می‌توان یک اسپینل لرزولیت دانست. بررسی‌های پتروگرافی، شیمی کانی‌ها و نمونه‌های سنگ کل نشان می‌دهد که این سنگ‌ها طی فرآیندی یک‌سان ایجاد شده‌اند و در تشکیل آن‌ها آرایش و اختلاط ماگمایی نیز مؤثر بوده است. با توجه به بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه دستگردو-ملاحمد، محیط زمین‌ساختی تشکیل آن‌ها را می‌توان یک قوس آتشفشانی در نظر گرفت که در اثر فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی به‌وجود آمده است.

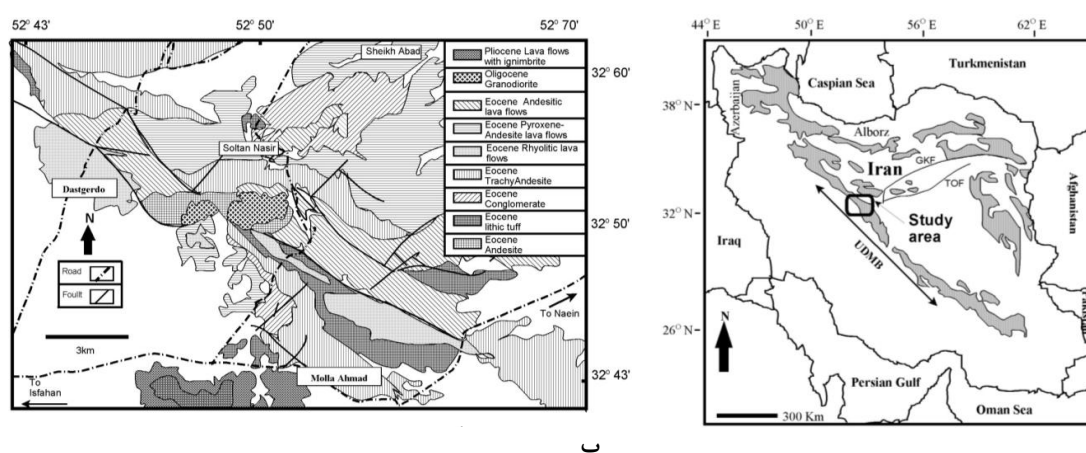
واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، آندزیت، کالک آلکالن، نوار ماگمایی ارومیه-دختر، ملاحمد، دستگردو

مقدمه

ایران به‌عنوان بخشی از سامانه کوهزایی آلپ-همیمالیا، [۱]، [۲] و عملکرد تکتونیکی، جولان‌گاه فعالیت‌های ماگمایی گسترده‌ای به‌ویژه در دوران سنوزوئیک بوده است. محصول این فعالیت، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری فراوان در مناطق مختلف از جمله نوار ماگمایی ارومیه-دختر است [۳]. نوار ماگمایی ارومیه-دختر محوری فعال از نظر آتشفشانی (در کرتاسه فوقانی و ائوسن) و پلوتونیزم (در الیگوسن و میوسن) به‌شمار می‌رود. تنوع ترکیب شیمیایی واحدهای مختلف سنگی و فراوانی سنگ‌های حدواسط تا اسیدی با ترکیب کالک آلکالن از ویژگی‌های این نوار ماگمایی است [۴].

*نویسنده مسئول Torabighodrat@sci.ui.ac.ir

قسمتی از استان اصفهان جزیی از نوار ماگمایی ارومیه-دختر است، به همین دلیل سنگ‌های این نوار ماگمایی در استان اصفهان برون‌زدهای منحصر به فردی را از لحاظ سهولت دسترسی فراروی زمین شناسان قرار داده است. از این میان، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن مناطق دستگردو- ملاحمد (شرق اصفهان) برای بررسی‌های پترولوژی انتخاب شده‌اند که در بخش میانی نوار ماگمایی ارومیه-دختر و در نزدیکی بخش غربی خرد قاره شرق-ایران مرکزی قرار گرفته‌اند (شکل ۱ آ). بررسی پژوهش‌های پیشین نشان می‌دهد که بخش میانی نوار ماگمایی ارومیه-دختر در مقایسه با سایر بخش‌ها از نظر پترولوژی کم‌تر بررسی شد است. این منطقه در یکی از کم پهناترین بخش‌های نوار ماگمایی ارومیه-دختر قرار دارد. در این پژوهش سعی شده است که سنگ‌های آتشفشانی ائوسن مناطق دستگردو و ملاحمد به‌عنوان قسمتی از بخش میانی نوار ماگمایی ارومیه-دختر از دیدگاه سنگ‌شناختی و ژئوشیمی سنگ‌ها و کنایه‌ها مورد کنکاش قرار گیرند.



شکل ۱. نقشه پراکندگی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و موقعیت منطقه بررسی شده (برگرفته از [۳۷]). (ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه دستگردو- ملاحمد (شرق اصفهان- بخش میانی نوار ماگمایی ارومیه-دختر)

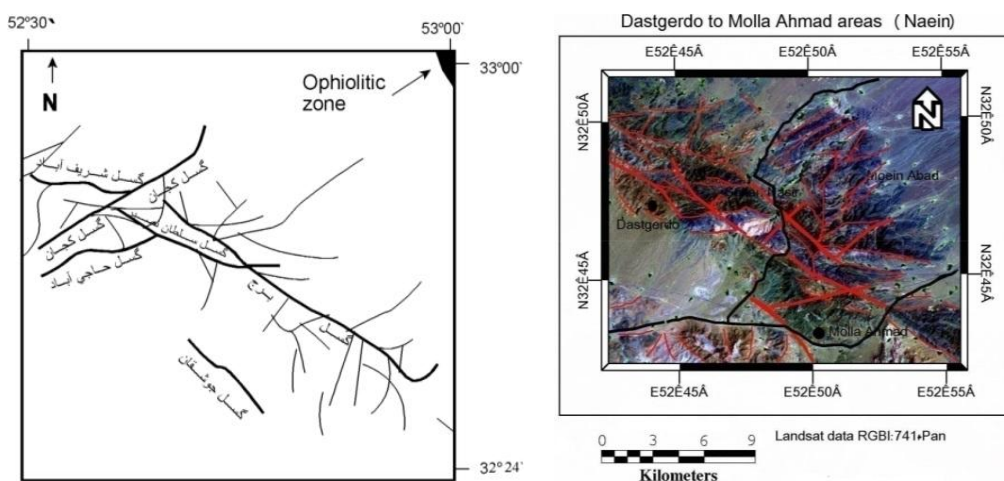
زمین‌شناسی عمومی

منطقه دستگردو- ملاحمد در ۱۱۰ کیلومتری شرق اصفهان و بین طول‌های جغرافیایی $۵۲^{\circ} ۴۳'$ تا $۵۲^{\circ} ۵۲'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $۳۲^{\circ} ۴۳'$ تا $۳۲^{\circ} ۵۴'$ شمالی قرار گرفته است و دارای وسعتی حدود ۱۴۳ کیلومترمربع است. از نظر تقسیم‌بندی واحدهای زمین‌ساختی، این منطقه در بخش میانی نوار ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است. این نوار ماگمایی از غرب دریاچه ارومیه آغاز می‌شود و در یک راستای شمال غرب-جنوب شرق به‌طور مورب تا گسل میناب در شمال بندرعباس ادامه می‌یابد و در حاشیه ایران مرکزی قرار گرفته است [۵]، [۶]. این نوار بیش‌تر متشکل از سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی به سن ائوسن تا کواترنری است [۷]. این نوار با درازای حدود ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای ۵۰ تا ۱۰۰ کیلومتر که گاهی تا ۲۵۰ کیلومتر نیز می‌رسد به‌موازات منطقه روانده زاگرس گسترش دارد (شکل ۱ آ).

منطقه بررسی شده از نظر ساختاری در نزدیکی تغییر روند گسل کویر بزرگ واقع شده است و گسل‌های متعددی در آن دیده می‌شود که از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به گسل‌های برج، سلطان نصیر، حاجی آباد، شریف‌آباد و کجان اشاره نمود. این گسل‌ها از روند کلی نوار ماگمایی ارومیه-دختر تبعیت می‌کنند. گسل ناین-دهشیر-بافت نیز که با روند

شمال غرب-جنوب شرق، از شرق این محدوده عبور می‌کند، با بیرون زدگی‌هایی از آمیزه‌های رنگی افیولیتی مشخص می‌شود (شکل ۲). این گسل‌ها که بر اثر عملکرد برشی حاکم بر نوار ماگمایی ارومیه-دختر تشکیل شده‌اند؛ نقش مهمی در شکل‌گیری منطقه به‌ویژه در فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن و توده‌های نفوذی الیگوسن داشته و باعث دگرسانی گرمایی گسترده همراه با کانی‌سازی در سنگ‌های منطقه شده‌اند. آثار دگرسانی و کانه‌زایی در نتیجه تأثیر محلول‌های هیدروترمال بر واحدهای سنگی در منطقه قابل رؤیت است [۸].

سنگ‌های این منطقه بیش‌تر شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن و توده‌های نفوذی الیگوسن (گُجد) هستند. کنگلومرا همراه با میان لایه‌های سیلتستون، ماسه سنگ و ماسه سنگ توفی به سن ائوسن نیز در منطقه دیده می‌شود. از سیماهای بارز این منطقه وجود حجم عظیمی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (بیش‌تر آندزیت)، به‌عنوان میزبان اصلی بیش‌تر کانه‌زایی‌ها و دگرسانی‌ها است که به‌وسیله توده‌های نفوذی مونزوگرانیته الیگوسن قطع شده‌اند (شکل ۱ ب). با توجه به سن‌های در نظر گرفته شده به‌وسیله عمیدی [۹] و پورحسینی [۱۰] و شباهت‌های توده‌های نفوذی ناحیه جنوب غربی ناین (شمال شرقی و غربی دهکده گُجد) با توده‌های نفوذی منطقه اردستان، سن بخش‌های اسیدی را می‌توان میوسن میانی، و سن بخش‌های بازیک و متوسط را میوسن زیرین و الیگوسن در نظر گرفت. خدای سنگ‌های آتشفشانی پلیو-کواترنر واقع در جنوب شرق و شمال غرب اصفهان را آندزیت‌های بازالتی، آندزیت و داسیت کالک آلکالن پتاسیم زیاد می‌داند [۱۱]. شرافت سنگ‌های آتشفشانی پلیو-کواترنر غرب و جنوب غرب استان یزد را بررسی کرده است و این سنگ‌ها را ریوداسیت، داسیت و آندزیت کالک آلکالن دارای پتاسیم متوسط تا زیاد می‌داند [۱۲]. فاضلی نیز سنگ‌های آتشفشانی کوه سیاه (شمال باتلاق گاوخونی) را بازالت و آندزیت‌های بازالتی کالک آلکالن می‌داند [۱۳].



شکل ۲. تصویر ماهواره‌ای و نمایش گسل‌های منطقه دستگردو-ملاحمد (برگرفته از [۳۹])

مواد و روش‌ها

به‌منظور بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌ها و کانی‌های منطقه دستگردو-ملاحمد، پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای مختلف سنگ‌شناسی، تهیه مقاطع نازک و نازک صیقلی انجام شد و نمونه‌ها به‌وسیله میکروسکوپ پلاریزان مدل BH-2 بررسی شدند. تجزیه‌های شیمیایی کانی‌ها با استفاده از دستگاه الکترون مایکروپروب

JEOL JXA-8800R با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ kv و جریان ۱۲ nA در دانشگاه کاناوازا ژاپن انجام شده است. همچنین به منظور مطالعه ژئوشیمی سنگ‌های ولکانیک بررسی شده ۱۱ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در آزمایشگاه ACM Lab کانادا به روش ICP-MS و ICP-AES مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. به منظور تعیین نوع کانی‌های حاصل از دگرسانی هیدروترمال، دو نمونه دگرسان نیز به روش پراش پرتو ایکس با دستگاه مدل Bruker & Advance XRD در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان بررسی شد. رسم نمودارها با به کارگیری نرم‌افزارهای PR20, Corel Presentation, Newpet, Minpet 2.02 انجام شده است. نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی کانی‌ها و سنگ‌ها در جدول‌های ۱ تا ۳ آورده شده‌اند.

جدول ۱. نتایج تجزیه میکروپروب کانی‌های آمفیبول، کلریت، فلدسپار و کانی‌های تیره موجود در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه دستگردو - ملاحمد و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها (اکسیدها بر حسب درصد)

Sample	B696	B696	Sample	B698	B698	Sample	B696	B696	B698	B696	Sample	B696	B696
Point	165	166	Point	189	190	Point	152	153	191	154	Point	151	169
Mineral	Magnesio-Hbl	Magnesio-Hbl	Mineral	Chlorite	Chlorite	Mineral	Labradorite	Andesine	Bytownite	Andesine	Mineral	Magnetite	Magnetite
SiO ₂	۴۵/۹۰۳	۴۴/۵۶۶	SiO ₂	۳۹/۳۹	۳۷/۳۷	SiO ₂	۵۴/۴۲۸	۵۴/۶۳۶	۵۰/۳۵۷	۵۷/۳۴۸	SiO ₂	۰/۲۷۵	۰/۰۰۰
TiO ₂	۱/۹۸۸	۲/۱۷۲	TiO ₂	۰/۱۷۷	۰/۴۶۰	TiO ₂	۰/۰۰۴	۰/۰۲۳	۰/۰۵۶	۰/۰۰۰	TiO ₂	۱۲/۴۸۸	۱۵/۰۵۵
Al ₂ O ₃	۸/۸۷۵	۹/۴۸۹	Al ₂ O ₃	۲/۹۴۹	۲/۸۳۶	Al ₂ O ₃	۲۸/۳۱۴	۲۶/۵۷۸	۳۰/۵۸۷	۲۶/۴۰۲	Al ₂ O ₃	۱/۹۱۰	۲/۸۳۷
FeO*	۱۳/۹۹۳	۱۳/۸۵۸	FeO*	۳۷/۳۷	۳۶/۳۶	FeO*	۰/۴۳۱	۰/۵۳۵	۰/۸۱۵	۰/۲۵۲	FeO*	۷۴/۱۵۲	۷۴/۰۰۲
MnO	۰/۲۶۲	۰/۳۳۰	MnO	۰/۰۲۵	۰/۰۳۱	MnO	۰/۰۰۶	۰/۰۲۴	۰/۰۱۰	۰/۰۲۵	MnO	۰/۵۸۳	۰/۳۸۲
MgO	۱۳/۸۷۶	۱۳/۲۰۰	MgO	۴/۲۲۲	۴/۷۹۴	MgO	۰/۰۴۹	۰/۰۲۲	۰/۱۴۴	۰/۰۰۰	MgO	۱/۰۱۹	۲/۸۵۹
CaO	۱۱/۳۵۴	۱۱/۵۵۲	CaO	۱/۷۶۵	۲/۰۶۸	CaO	۱۱/۳۹۸	۹/۶۰۳	۱۴/۷۴۰	۹/۳۷۱	CaO	۰/۰۲۳	۰/۰۰۰
Na ₂ O	۱/۷۴۷	۱/۹۰۲	Na ₂ O	۰/۰۳۱	۰/۰۲۸	Na ₂ O	۵/۰۰۲	۵/۷۳۵	۳/۲۴۴	۶/۰۲۰	Na ₂ O	۰/۰۴۸	۰/۰۰۰
K ₂ O	۰/۷۹۳	۰/۸۰۶	K ₂ O	۰/۵۶۵	۰/۱۶۶	K ₂ O	۰/۳۸۳	۰/۶۳۶	۰/۱۵۹	۰/۵۴۴	K ₂ O	۰/۰۲۰	۰/۰۰۰
Total	۹۸/۷۹۰	۹۷/۸۸۰	Total	۸۶/۸۶	۸۴/۸۴	Total	۹۹/۹۱۰	۹۹/۷۹۰	۱۰۰/۱۱۰	۹۹/۹۶۰	Total	۹۰/۵۱۸	۹۵/۱۳۵
Oxygen#	۲۳	۲۳	Oxygen#	۲۸	۲۸	Oxygen#	۸	۸	۸	۸	Oxygen#	۴	۴
Si	۶/۵۹۷	۶/۱۵۵	Si	۸/۸۶۹	۸/۷۲۱	Si	۲/۴۶۶	۲/۵۵۹	۲/۳۰۴	۲/۵۸۰	Si	۰/۰۲۵	۰/۰۲۵
Ti	۰/۲۱۵	۰/۲۳۹	Ti	۰/۰۳۰	۰/۰۸۰	Ti	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	Ti	۲/۹۶۲	۲/۱۸۹
Al ^{IV}	۱/۴۰۳	۱/۴۸۵	Al	۰/۷۸۲	۰/۷۷۴	Al	۱/۵۱۱	۱/۴۱۴	۱/۶۴۸	۱/۳۹۹	Al	۰/۷۱۰	۰/۹۱۷
Al ^{VI}	۰/۰۹۹	۰/۱۴۹	Fe ³⁺	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	Fe ²⁺	۰/۰۱۶	۰/۰۲۰	۰/۰۳۱	۰/۰۰۹	Fe ³⁺	۹/۲۲۹	۱۰/۶۷۵
Fe ³⁺	۰/۷۴۶	۰/۵۴۹	Fe ²⁺	۷/۰۹۳	۷/۰۲۷	Mn	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	Fe ²⁺	۱۰/۳۳۱	۹/۳۶۹
Fe ²⁺	۰/۹۳۶	۱/۱۴۵	Mn	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶	Mg	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۱۰	۰/۰۰۲	Mn	۰/۱۵۶	۰/۱۴۵
Mn	۰/۰۳۲	۰/۰۴۱	Mg	۱/۴۱۷	۱/۶۵۷	Ca	۰/۵۴۸	۰/۴۶۵	۰/۷۲۳	۰/۴۵۲	Mg	۰/۴۷۹	۰/۶۲۹
Mg	۲/۹۷۳	۲/۸۷۷	Ca	۰/۴۲۶	۰/۵۱۴	Na	۰/۴۳۹	۰/۵۰۲	۰/۲۸۸	۰/۵۲۵	Ca	۰/۰۰۸	۰/۰۳۲
Ca	۱/۷۴۸	۱/۸۰۹	Na	۰/۰۱۴	۰/۰۱۳	K	۰/۰۲۲	۰/۰۳۷	۰/۰۰۹	۰/۰۳۱	Na	۰/۰۲۹	۰/۰۱۹
Na	۰/۴۸۷	۰/۵۴۰	K	۰/۱۶۲	۰/۰۴۹	Ab	۴۲/۵۰۰	۵۰/۰۰۰	۵۰/۱۵	۵۲/۱۰۰	K	۰/۰۰۸	۰/۰۰۰
K	۰/۱۴۵	۰/۱۵۰	Cations	۱/۷۹۸	۱/۸۴۱	An	۵۴/۳۰۰	۴۶/۳۰۰	۲۸/۲۰۰	۴۴/۸۰۰			
Sum	۱۵/۳۸۰	۱۵/۴۹۹	Mg#	۰/۱۷۰	۰/۱۹۰	Or	۲/۲۰۰	۳/۷۰۰	۷/۹۰۰	۳/۱۰۰			
Mg#	۰/۷۶۱	۰/۷۱۵											

پetroگرافی

سنگ‌های ائوسن منطقه دستگردو- ملاحمد به صورت سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری برونزد دارند. در این منطقه آندزیت‌ها در مقایسه با سنگ‌های دیگر فراوانی بیشتری دارند. سنگ‌های آذرآواری نیز شامل لیتیک توف، توف برشی و ایگنمبریت است. سنگ‌های آتشفشانی در نمونه دستی به رنگ تیره و سنگ‌های آذرآواری به رنگ قرمز دیده می‌شوند. آثار دگرسانی در این سنگ‌ها به رنگ سبز تا سفید است.

بافت اصلی موجود در این سنگ‌های آتشفشانی پورفیریستیک و بافت‌های گلوپورفیریستیک، غربالی، شعاعی و پوئی کیلیستیک است و بافت‌های آنتی راپاکیوی، وزیکولار و اسفنجی جز بافت‌های فرعی محسوب می‌شوند. سنگ‌های آذرآواری بافت جریان‌ی از خود نشان می‌دهند، هم‌چنین در برخی موارد زنولیت‌هایی از آندزیت در آن‌ها قابل رؤیت است. جدول ۲. نتایج تجزیه میکروپروب پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه دستگردو- ملاحمد و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها (اکسیدها بر حسب درصد)

Samples	B696	B696	B696	Samples	B697	B697	B697
Point	149	150	168	Point	206	210	211
Mineral	Enstatite	Enstatite	Enstatite	Mineral	Augite	Augite	Augite
SiO ₂	۵۳/۰۶۳	۵۲/۱۵۸	۵۲/۷۵۶	SiO ₂	206	۵۲/۰۲۴	۵۲/۰۴۵
TiO ₂	۰/۰۸۱	۰/۱۲۶	۰/۰۴۶	TiO ₂	۰/۵۲۴	۰/۴۹۶	۰/۵۲۹
Al ₂ O ₃	۰/۵۱۳	۰/۶۰۴	۰/۴۲۸	Al ₂ O ₃	۱/۹۴۲	۱/۵۰۵	۱/۶۰۸
FeO*	۲۳/۴۵۲	۲۳/۶۱۶	۲۳/۷۹۱	FeO*	۹/۲۱۱	۱۱/۱۷۰	۱۰/۶۶۴
MnO	۱/۰۸۶	۱/۰۷۱	۱/۲۹۲	MnO	۰/۳۱۶	۰/۳۶۲	۰/۳۸۸
MgO	۲۱/۵۴۴	۲۱/۵۱۳	۲۰/۹۶۷	MgO	۱۵/۴۵۳	۱۴/۴۱۳	۱۴/۴۳۲
CaO	۰/۹۳۵	۰/۸۵۰	۰/۷۵۷	CaO	۲۰/۷۱۲	۲۰/۱۴۵	۲۰/۶۴۸
Na ₂ O	۰/۰۲۱	۰/۰۲۰	۰/۰۰۶	Na ₂ O	۰/۲۳۸	۰/۲۸۶	۰/۲۸۳
K ₂ O	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۶	K ₂ O	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰
NiO	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۸	NiO	۰/۰۱۵	۰/۰۰۰	۰/۰۱۸
Total	۱۰۰/۷۰۰	۹۹/۹۶۰	۱۰۰/۰۶۰	Total	۱۰۰/۵۷۰	۱۰۰/۴۰۰	۱۰۰/۴۲۰
Oxygen#	۶	۶	۶	Oxygen#	۶	۶	۶
Si	۱/۹۷۶	۱/۹۵۶	۱/۹۸۴	Si	۱/۹۲۳	۱/۹۳۷	۱/۹۳۴
Ti	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۱	Ti	۰/۰۱۵	۰/۰۱۴	۰/۰۱۵
AlIV	۰/۰۲۲	۰/۰۲۷	۰/۰۱۶	AlIV	۰/۰۷۷	۰/۰۶۳	۰/۰۶۶
AlVI	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	AlVI	۰/۰۰۷	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵
Fe ³⁺	۰/۰۲۳	۰/۰۵۵	۰/۰۱۲	Fe ³⁺	۰/۰۵۸	۰/۰۵۳	۰/۰۵۱
Fe ²⁺	۰/۷۰۸	۰/۶۸۶	۰/۷۳۶	Fe ²⁺	۰/۲۲۶	۰/۲۹۴	۰/۲۷۴
Mn	۰/۰۳۴	۰/۰۳۴	۰/۰۴۱	Mn	۰/۰۱۰	۰/۰۱۱	۰/۰۱۲
Mg	۱/۱۹۶	۱/۲۰۳	۱/۱۷۵	Mg	۰/۸۴۹	۰/۸۰۰	۰/۸۰۰
Ca	۰/۰۳۷	۰/۰۳۴	۰/۰۳۰	Ca	۰/۸۱۸	۰/۸۰۴	۰/۸۲۲
Na	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	Na	۰/۰۱۷	۰/۰۲۱	۰/۰۲۰
K	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	K	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Ni	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	Ni	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱
Sum	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	Sum	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰
WO	۱/۸۶۷	۱/۶۹۸	۱/۵۲۹	WO	۴۱/۷۱۴	۴۰/۹۴۲	۴۱/۹۶۵
EN	۵۹/۸۶۲	۵۹/۷۹۱	۵۸/۹۱۰	EN	۴۳/۳۰۳	۴۰/۷۵۷	۴۰/۸۱۲
FS	۳۸/۲۷۰	۳۸/۵۱۲	۳۹/۵۶۱	FS	۱۴/۹۸۳	۱۸/۳۰۱	۱۷/۲۲۳
WEF	۹۹/۸۴۷	۹۹/۸۵۲	۹۹/۹۵۶	WEF	۹۸/۲۴۴	۹۷/۸۸۳	۹۷/۹۰۷
JD	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۸	JD	۰/۱۹۱	۰/۱۰۴	۰/۱۸۰
AE	۰/۱۵۳	۰/۱۴۸	۰/۰۳۶	AE	۱/۵۶۶	۲/۰۱۳	۱/۹۱۳
Mg#	۰/۶۲۸	۰/۶۳۷	۰/۶۱۵	Mg#	۰/۷۹۰	۰/۷۳۱	۰/۷۴۵

جدول ۳. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه دستگردو- ملاحمد (شرق اصفهان)

Sample	M4-2	M6	M6-2	M6-3	M6-4	M6-5	M6-6	M6-7	M7	M11	M11-1
Name	Trachyte	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite	Dacite	Andesite	Basaltic Andesite	Andesitic Basalt	Andesitic Basalt
SiO ₂	۶۵/۸۰	۵۸/۷۰	۵۸/۶۰	۵۸/۹۰	۵۹/۰۰	۵۷/۲۰	۶۲/۱۰	۵۸/۰۰	۵۳/۰۰	۵۰/۴۰	۵۱/۰۰
TiO ₂	۰/۳۵	۰/۶۹	۰/۷۲	۰/۷۱	۰/۷۲	۰/۶۵	۰/۵۱	۰/۷۹	۰/۸۲	۰/۹۲	۰/۹۲
Al ₂ O ₃	۱۵/۱۰	۱۶/۰۰	۱۶/۵۰	۱۶/۴	۱۶/۵	۱۶/۶	۱۶/۶	۱۶/۵	۱۶/۵	۱۷/۲	۱۷/۶
Fe ₂ O ₃ *	۳/۴۵	۶/۵۴	۶/۲۹	۶/۸۵	۷/۰۷	۶/۷۱	۵/۵۳	۷/۰۷	۷/۷۹	۸/۵۳	۸/۶۶
FeO	۲/۱۴	۴/۴۷	۴/۴۶	۴/۶۸	۴/۸۳	۴/۵۹	۳/۶۵	۴/۸۳	۵/۵۱	۶/۰۳	۶/۱۲
Fe ₂ O ₃	۱/۰۷	۱/۵۷	۱/۶۳	۱/۶۵	۱/۷۰	۱/۶۱	۱/۴۷	۱/۷۰	۱/۶۶	۱/۸۲	۱/۸۵
MnO	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۹	۰/۱۹
MgO	۱/۰۵	۲/۱۳	۲/۴۳	۲/۳۷	۲/۳۶	۲/۵۷	۱/۹۲	۳/۱۹	۳/۵	۵/۳۹	۵/۴۴
CaO	۱/۸۰	۵/۵۳	۵/۸۶	۵/۷۸	۵/۸۹	۶/۰۱	۵/۳	۶/۵۸	۷/۶۳	۸/۷۸	۸/۸۹
Na ₂ O	۴/۰۰	۳/۲۰	۳/۲۰	۳/۲۰	۳/۲۰	۳/۰۰	۳/۶۰	۳/۰۰	۲/۷۰	۲/۷۰	۲/۸۰
K ₂ O	۳/۹۲	۱/۹۲	۱/۷۸	۱/۹۱	۱/۸۹	۲/۰۴	۲/۶۵	۲/۰۳	۱/۲۷	۰/۴۹	۰/۴۹
P ₂ O ₅	۰/۱۰	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۲۴	۰/۲۴
LOI	۲/۷۸	۲/۴۸	۱/۷۶	۱/۵۳	۱/۹۴	۲/۰۹	۱/۷۹	۱/۰۷	۱/۷۴	۲/۹۱	۲/۹۲
Total	۹۸/۴۰	۹۷/۴۰	۹۷/۹۰	۹۷/۸۰	۹۸/۸۰	۹۷/۲۰	۱۳۰/۰۱	۹۸/۵۰	۹۵/۳۰	۹۷/۸۰	۹۹/۱۰
Ni (ppm)	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	۵	<۵	۱۲	۳۰	۳۹	۳۹
Cr	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	۶۸/۴۲۵	۱۳۶/۸۵	۶۸/۴۲۵
Co	۵/۸	۱۴/۶	۱۶/۷	۱۶/۲	۱۶/۷	۱۷/۶	۱۱/۹	۲۰/۳	۲۰	۲۹/۱	۲۹/۶
V	۴۵	۱۲۷	۱۳۹	۱۳۷	۱۳۸	۱۴۰	۸۰	۱۷۵	۱۹۲	۱۸۷	۱۹۲
Cu	۱۳	۲۹	۳۱	۳۵	۳۲	۳۰	۲۶	۷۶	۱۰۵	۸۴	۸۳
Zn	۶۱	۷۸	۶۶	۶۶	۷۶	۶۲	۵۹	۶۳	۶۸	۱۰۹	۱۲۱
Sn	۲	۳	۳	<۱	۲	۱	<۱	<۱	۲	<۱	<۱
W	۱	۱	۲	<۱	<۱	۱	۳	۱	<۱	<۱	<۱
Mo	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	۲	۴	۲	<۲	<۲	<۲
Ag	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Rb	۱۱۱	۷۵/۵	۸۰/۴	۷۴/۴	۷۲/۷	۵۹/۸	۶۹/۶	۷۸/۳	۳۸/۷	۸	۷/۹
Cs	۳/۷	۱/۸	۱/۸	۱/۶	۱/۸	۱/۲	۱/۴	۲	۲/۷	۰/۴	۰/۵
Ba	۸۶۰	۹۱۰	۵۵۰	۵۵۰	۷۲۰	۸۹۰	۱۰۵۰	۵۵۰	۴۵۰	۳۹۰	۳۹۰
Sr	۳۸۰	۴۳۰	۳۶۰	۳۴۰	۳۷۰	۴۱۰	۴۲۰	۳۰۰	۳۲۰	۵۳۰	۵۴۰
Tl	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵
Ga	۱۵	۱۷	۱۷	۱۷	۱۷	۱۶	۱۵	۱۷	۱۶	۱۸	۱۹
Ta	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	۱/۲	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵
Nb	۶	۴	۴	۴	۴	۴	۱۱	۵	۵	۸	۸
Hf	۴	۴	۳	۳	۳	۳	۵	۴	۳	۳	۳
Zr	۱۱۹	۱۰۵	۱۰۴	۱۰۴	۱۰۶	۸۹	۱۳۷	۱۱۵	۹۲/۶	۸۹/۶	۹۱/۶
Y	۱۶/۵	۲۵/۷	۲۵/۶	۲۵/۴	۲۶/۱	۲۰/۳	۲۳/۸	۲۶/۷	۲۴	۲۰/۵	۲۱/۵
Th	۶/۴	۴/۴	۳/۹	۴/۲	۴/۱	۲/۹	۴/۳	۴/۸	۲/۵	۲	۲/۲
U	۱/۷۷	۱/۳۷	۱/۰۳	۰/۹۴	۱/۰۳	۰/۶۴	۱/۱۷	۱/۵۱	۰/۶۸	۰/۵۱	۰/۵۲
La	۲۱	۱۶/۲	۱۴/۵	۱۴/۲	۱۴/۵	۱۶/۳	۲۷/۲	۱۵/۵	۱۱/۶	۱۷/۱	۱۷/۸
Ce	۳۹/۴	۳۱/۲	۳۱/۵	۳۱/۱	۳۱/۵	۳۲/۱	۴۹/۲	۳۳/۹	۲۶/۴	۳۵/۷	۳۶/۵
Pr	۴/۳۲	۴/۳۶	۴/۱	۴/۰۴	۴/۰۸	۴/۱۱	۶/۳۳	۴/۴۶	۳/۵۳	۴/۴	۴/۵۵
Nd	۱۵/۴	۱۷/۷	۱۶/۳	۱۶/۷	۱۶/۹	۱۵/۸	۲۲/۶	۱۸/۱	۱۵/۳	۱۷/۱	۱۷/۱
Sm	۲/۸	۴/۲	۴	۴	۴/۲	۳/۶	۴/۹	۴/۲	۳/۹	۴	۴
Eu	۰/۷	۰/۹۶	۱	۱/۱	۰/۹۷	۰/۹۸	۱/۱	۰/۹۳	۰/۹۶	۱/۱۴	۱/۲۲
Gd	۲/۶۲	۴/۳۱	۴/۳۱	۴/۵۹	۴/۱۳	۳/۶۶	۴/۶۲	۴/۵۱	۴/۲۲	۳/۹۱	۳/۸۵
Tb	۰/۴	۰/۶۸	۰/۶۸	۰/۷۴	۰/۷۲	۰/۵۸	۰/۷۴	۰/۷۴	۰/۷	۰/۶۱	۰/۶۲
Dy	۲/۵۹	۴/۲۵	۴/۰۸	۴/۱۶	۴/۳۸	۳/۱۱	۴/۲۵	۴/۱۷	۳/۹۸	۲/۴۸	۳/۴۲
Ho	۰/۵۵	۰/۸۹	۰/۸۸	۰/۹	۰/۹۱	۰/۷۳	۰/۹۳	۰/۹۶	۰/۸۷	۰/۷۲	۰/۷۸
Er	۱/۶۱	۲/۵۸	۲/۴۸	۲/۶۳	۲/۶	۱/۹۶	۲/۵۸	۲/۶۹	۲/۵	۲/۰۵	۲/۲۶
Tm	۰/۲۶	۰/۴	۰/۴۱	۰/۴	۰/۴۲	۰/۳۳	۰/۴	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۳۴	۰/۳۴
Yb	۱/۸	۲/۶	۲/۵	۲/۶	۲/۶	۲/۲	۲/۴	۲/۴	۲/۴	۲	۲
Lu	۰/۲۸	۰/۴۳	۰/۴۳	۰/۴۴	۰/۴۴	۰/۳۷	۰/۴۳	۰/۴۳	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۳۵

کانی‌های اصلی آندزیت‌های منطقه دستگردو- ملاحمد شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، آمفیبول و بیوتیت هستند. کانی‌های فرعی شامل کوارتز، مگنتیت، ایلمنیت و اسفن است و الیوین کلریتی شده، مالاکیت،

کلریت، کلسیت، اپیدوت، اکتینولیت و آلبیت نیز به‌عنوان کانی ثانویه در این سنگ‌ها به‌چشم می‌خورند. زمینه در این سنگ‌ها از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز همراه با مقدار کمی آلکالی فلدسپار تشکیل شده است.

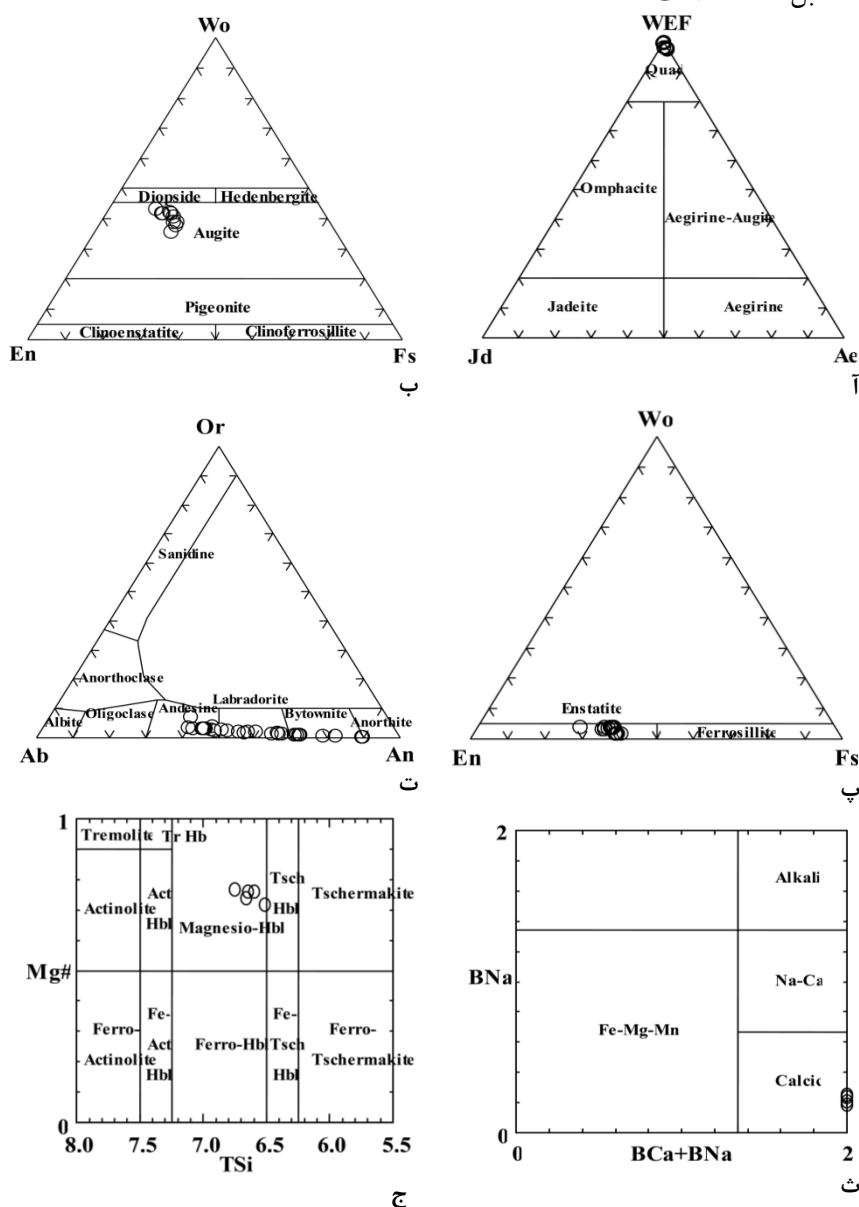
پلاژیوکلاز کانی عمده موجود در آندزیت‌ها است و به‌دو صورت فنوکریست و میکروولیت دیده می‌شود. در اغلب آن‌ها ماکل پلی‌سینتتیک و بافت غربالی قابل مشاهده است. گاهی نیز بافت شعاعی، پوئی کیلیتیک، آنتی راپاکیوی، جریان‌ی و منطقه‌بندی نوسانی در آن‌ها دیده می‌شود. این کانی در برخی موارد به سرسیت دگرسان شده است. ارتوپروکسن به‌صورت فنوکریست و میکروولیت در آندزیت‌ها مشاهده می‌شود. در برخی موارد اطراف ارتوپروکسن به‌وسیله حاشیه‌ای از کلینوپروکسن احاطه شده است و بافت کرونا را تشکیل داده است. ارتوپروکسن‌ها در برخی مقاطع به‌همراه پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن در تجمعاتی ایجاد بافت گلمروپورفیریتیک کرده‌اند. تشکیل کلینوپروکسن در حاشیه برخی از ارتوپروکسن‌ها احتمالاً مربوط به افزوده شدن ماگمایی غنی از کلسیم به ماگمای اشباع از سیلیس در حال تبلور بوده است. کلینوپروکسن در آندزیت‌ها به‌صورت درشت بلورهای شکل‌دار و به‌صورت ریزدانه در بین میکروولیت‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. این کانی در برخی مقاطع بر اثر دگرسانی به اکتینولیت، کربنات، کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند. آمفیبول‌های موجود در آندزیت‌ها به‌صورت درشت بلورهای شکل‌دار دیده می‌شوند و در برخی مقاطع نیز به‌صورت ادخال در پلاژیوکلازها هستند. گاهی این کانی به کربنات و کلریت دگرسان شده است. بیوتیت‌ها در این سنگ‌ها بر اثر فوران دگرسان شده و اغلب به‌صورت شکل‌دار با رخ‌های مشخص دیده می‌شوند. بیوتیت نسبت به سایر کانی‌ها فراوانی کم‌تری داشته است و به‌عنوان کانی فرعی در این سنگ‌ها محسوب می‌شود. کانی‌های تیره در آندزیت‌ها به‌صورت شکل‌دار و بی‌شکل در مقاطع وجود دارند و گاهی به‌صورت ادخال در پلاژیوکلازها، کلینوپروکسن و در امتداد رخ‌های بیوتیت دیده می‌شوند. در آندزیت‌های دگرسان منطقه، اپیدوت به‌شکل‌های رگه‌ای و پراکنده در زمینه سنگ وجود دارد گاهی نیز با کلسیت همراه است و در حفرات به‌صورت شعاعی دیده می‌شود. در سنگ‌های آتشفشانی الیوین سالم دیده نمی‌شود؛ زیرا در اثر هجوم سیالات ناپایدار شده و در همه موارد به‌طور کامل به کلریت تبدیل شده است. کانی‌های حاوی مس (مالاکیت) نیز به‌همراه رگه‌های کلسیت در برخی موارد در این سنگ‌ها دیده می‌شوند.

کانی‌های سازنده آذرآواری‌های (لیتیک توف، توف‌برشی و ایگنمبریت) منطقه شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول و کانی‌های تیره هستند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بافت غربالی و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز بافت اسفنجی از خود به نمایش می‌گذارند. اغلب کوارتزهای موجود در آن‌ها بافت خوردگی خلیجی از خود نشان می‌دهند. بیوتیت و آمفیبول‌ها نیز در اثر فوران دگرسان شده و اغلب به‌صورت شکل‌دار و با رخ‌های مشخص و حاشیه سوخته (پاسیتی شدن) دیده می‌شوند. کانی‌های تیره در زمینه سنگ و در اطراف کانی‌های فرومنیزین وجود دارند.

شیمی کانی‌ها

بررسی شیمی کانی‌های موجود در سنگ‌های آندزیتی نشان می‌دهد که کلینوپروکسن‌ها بر اساس نمودار [۱۴] در بخش Quad قرار می‌گیرند (شکل ۳ آ). در نمودار Wo-En-Fs که بر اساس Mg, Fe, Ca تقسیم‌بندی شده است [۱۴]؛ ترکیب کلینوپروکسن‌ها از نوع اوژیت بوده و میزان $Mg\# = 0.731 - 0.790$ را نشان می‌دهند که اشاره به تبلور این کانی از ماگمای اولیه دارد (شکل ۳ ب). بررسی نتایج حاصل از تجزیه ارتوپروکسن‌ها نشان می‌دهد که دارای

ترکیب انستاتیت هستند و میزان $Mg \#$ در آن‌ها برابر ۰/۶۱۵-۰/۶۳۷ است (شکل ۳ پ). بنابر رده بندی [۱۵] آمفیبول‌های این سنگ‌ها کلسیک است و ترکیب آن‌ها هورنبلند منیزیم‌دار ($Mg \# 0.71-0.76$) است (شکل ۳ ت و ج). آمفیبول‌های با ترکیب اکتینولیت و ترمولیت حاصل فرآیند دگرسان شدن پیروکسن‌ها هستند. بررسی شیمی پلاژیوکلازها بر اساس نمودار ارائه شده به وسیله [۱۶] نشان‌دهنده ترکیب بیتونیت تا آندزین ($An\% 89.5-38.70$) آن‌ها است (شکل ۳ ت). بررسی منطقه‌بندی پلاژیوکلازهای آندزیت، از مرکز به حاشیه نشان می‌دهد که مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز به صورت نوسانی تغییر می‌کند. کلریت‌ها نیز که بر اثر دگرسانی حاصل شده‌اند $Mg \#$ ۱۷ تا ۱۹ درصد را نشان می‌دهند. ترکیب کانی‌های تیره ایلمنیت، مگنتیت، و ایلمنیت مگنتیتی شده ($Fe\# 0.17-0.19$) است. اسفن نیز در برخی نمونه‌ها قابل مشاهده است.



شکل ۳. نمودارهای تقسیم‌بندی کانی‌ها بر اساس شیمی آن‌ها در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه ملاحمد تا دستگردو، آ، ب، پ. نمودارهای تقسیم‌بندی پیروکسن‌ها [۱۶] (ت) ترکیب فلدسپارها [۱۶]، (ث و ج) نوع آمفیبول‌های [۱۵] موجود در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه دستگردو- ملاحمد

با توجه به نتایج تجزیه XRD نمونه‌های دگرسان، کانی‌های مالاکیت، آلبیت، کلسیت، میکروکلین، سانیدین، مونت مورینیت و در این سنگ‌ها کریستوبالیت وجود دارند که به‌همراه بقیه کانی‌های ثانویه رؤیت شده در نمونه‌ها نشان‌دهنده دگرسانی‌های پروپیلیتیک، آرژیلیک، سیلیس‌زایی و کوارتز- اپیدوت در این سنگ‌ها است. این دگرسانی‌ها در ارتباط با تزریق توده‌های نفوذی الیگوسن همراه با فعالیت‌های زمین‌ساختی نظیر تأثیر گسل‌های منطقه است و تحت تأثیر محلول‌های گرمابی رخ داده‌اند. کانی‌سازی مس در سنگ‌های دگرسان بررسی شده به‌صورت رگه‌ای در قالب کانی‌های کربناته آبدار (مالاکیت) قابل مشاهده هستند.

ژئوشیمی سنگ کل

نتایج تجزیه ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی روستای دستگردو- ملاحمد نشان می‌دهد که میزان SiO_2 موجود در این سنگ‌ها ۵۰/۴ تا ۶۵/۸ درصد وزنی است و طیف وسیعی از ترکیب بازی تا اسیدی را در برمی‌گیرند. محدوده وسیع تغییرات SiO_2 وجود تفریق در ماگمای سازنده این سنگ‌ها را نشان می‌دهد. نام‌گذاری نمونه‌ها بر اساس نمودارهای TAS [۱۷] و Nb/Y-Zr/TiO_2 [۱۸] گستره تراکیت، ریوداسیت، داسیت، آندزیت، بازالت آندزیتی و بازالت ساب‌آلکان را برای سنگ‌های آتشفشانی روستای دستگردو- ملاحمد نشان می‌دهند (شکل ۴ آ و ب). نمونه‌ها از نظر میزان K_2O مطابق نمودار [۱۹] در محدوده سنگ‌های با پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند (شکل ۴ پ). علاوه بر مقادیر متوسط تا بالای آلکالی‌ها، مقدار قابل توجه LOI در این سنگ‌ها می‌تواند به‌دلیل وجود کانی‌های آبدار (آمفیبول، بیوتیت) و رخداد دگرسانی در برخی نمونه‌ها باشد.

استفاده از نمودارهای AFM [۲۰]، Ta/Yb - Th/Yb [۲۱] و Ta/Yb در برابر Ce/Yb [۲۲] برای تعیین سرشت ماگمای سازنده سنگ‌های بررسی شده نشان می‌دهد که نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکان قرار دارند و از روند سری ماگمایی کالک‌آلکان تبعیت می‌کنند (شکل ۴ ث، ج، چ، ح). میانگین محتوای TiO_2 (۰/۷ درصد وزنی) نیز تأیید کننده این مطلب است. بر اساس میزان آلومینیوم، درجه اشباع از آلومین سنگ‌های منطقه از نوع مت‌آلومین هستند (شکل ۴ ت) [۲۳]. وجود کانی‌های تیره شامل بیوتیت، هورنبلند، مگنتیت و آپاتیت و نیز نبود کانی‌های مشخصه پراآلکان و پراآلومین دلیل دیگری بر مت‌آلومین بودن سنگ‌های منطقه است.

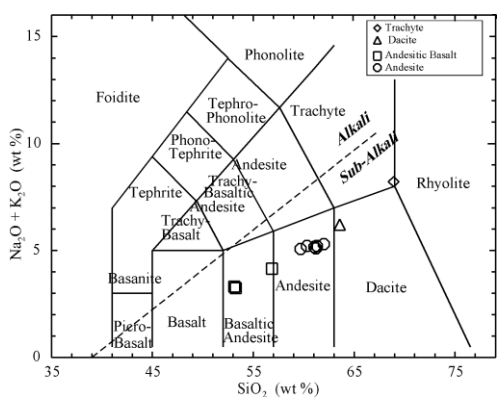
با توجه به تغییرات مقادیر عناصر اصلی و کمیاب روی نمودارهای هارکر [۲۴] مشخص است که:

روند اکسیدهای TiO_2 ، CaO ، MgO ، MnO و FeO^* نسبت به افزایش مقدار SiO_2 روندی نزولی است که نشان‌دهنده پیشرفت تفریق ماگمایی است [۲۵] و می‌تواند در نتیجه جای‌گیری آن‌ها در ساختار کانی‌های فرومیزین (پیروکسن، بیوتیت و آمفیبول) در مراحل اولیه تبلور تفریق ماگما باشد. روند نزولی CaO ، Sr و Co نسبت به SiO_2 نیز نشان‌دهنده آن است که این عناصر در مراحل اولیه تفریق ماگمایی وارد ساختار کانی‌هایی مانند کلینوپیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلازهای کلسیک شده‌اند. کاهش مقادیر TiO_2 ، P_2O_5 و V در برابر افزایش SiO_2 می‌تواند به‌علت تبلور کانی‌هایی مانند آپاتیت، تیتانومگنتیت و ایلمنیت باشد. تغییرات عناصر قلیایی Na_2O ، K_2O و Rb نسبت به SiO_2 یک روند کاملاً صعودی است که با روند عادی تبلور و افزایش میزان فلدسپار در سنگ‌های اسیدی و تبلور آلکالی فلدسپار سازگار است. روند تغییرات خطی مشاهده شده در میزان Al_2O_3 به جدایش پلاژیوکلازها نسبت داده می‌شود. افزایش میزان Ba در برابر SiO_2 به تبلور بیوتیت و فلدسپار پتاسیم در سنگ‌های این منطقه اشاره دارد. در

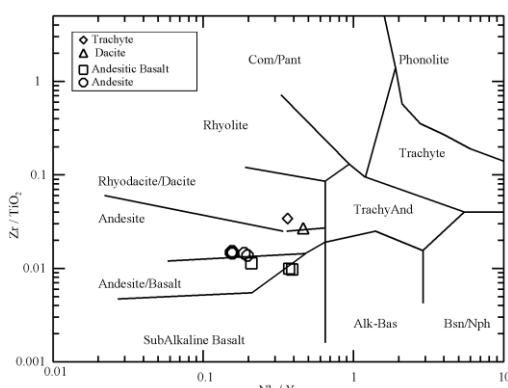
این نمودارها رفتار عنصر Eu مانند سایر REE ها کاهشی است و نشان دهنده سدیک تر شدن پلاژیوکلازها در طی تفریق است (شکل ۵).

نمونه‌های بررسی شده در نمودار عنکبوتی به‌هنجارسازی نسبت به گوشته اولیه [۲۶] بی‌هنجاری منفی عناصر Ta, Nb, Ti و بی‌هنجاری مثبت عناصر U, K, Sr را نشان می‌دهند (شکل ۱۶). با توجه به این نمودار می‌توان بی‌هنجاری منفی عناصر HFSE و بی‌هنجاری مثبت LILE را نیز مشاهده کرد.

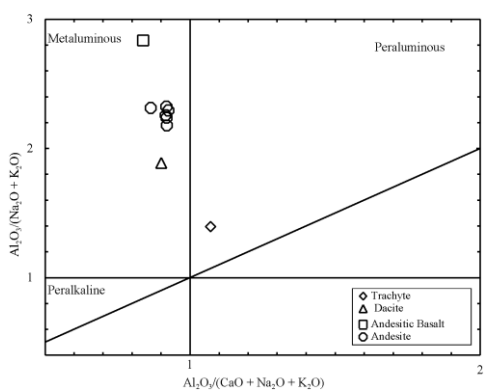
مطابق نمودار به‌هنجارسازی نمونه‌ها نسبت به کندریت [۲۷]، این سنگ‌ها بسیار شبیه به هم است و از لحاظ REE ها ۵۰ تا ۱۰۰ برابر غنی‌شدگی نشان می‌دهند. هم‌چنین میزان LREE نسبت به HREE در آن‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهد و شیب نمودار از LREE به سمت HREE کاهش یافته است. در این نمودار محتوی Eu، آنومالی منفی از خود به نمایش می‌گذارد (شکل ۶ ب).



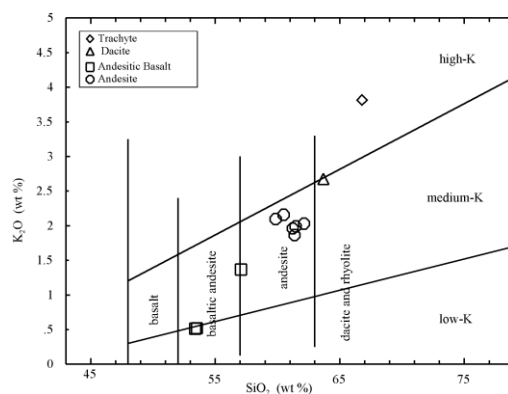
ب



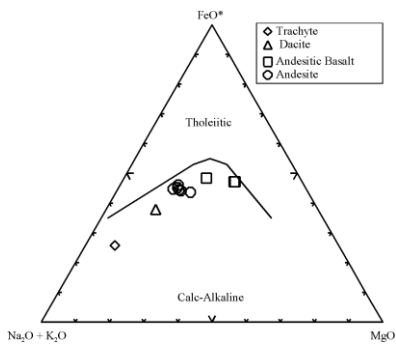
ا



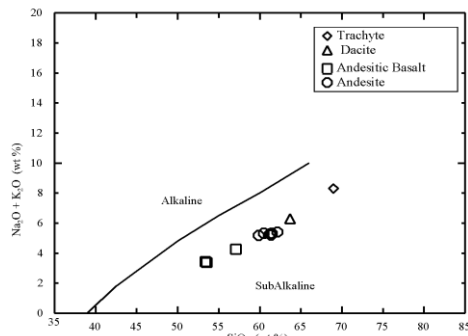
ب



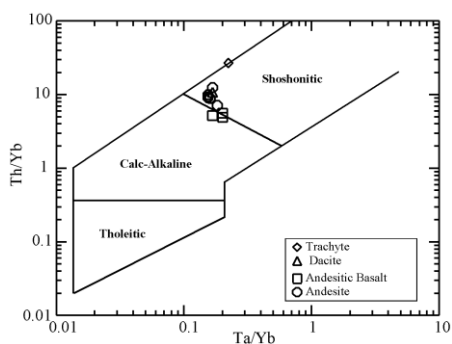
ب



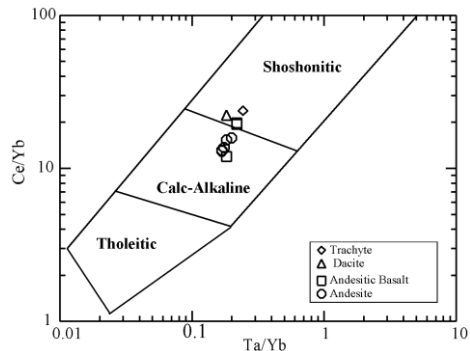
ج



ب

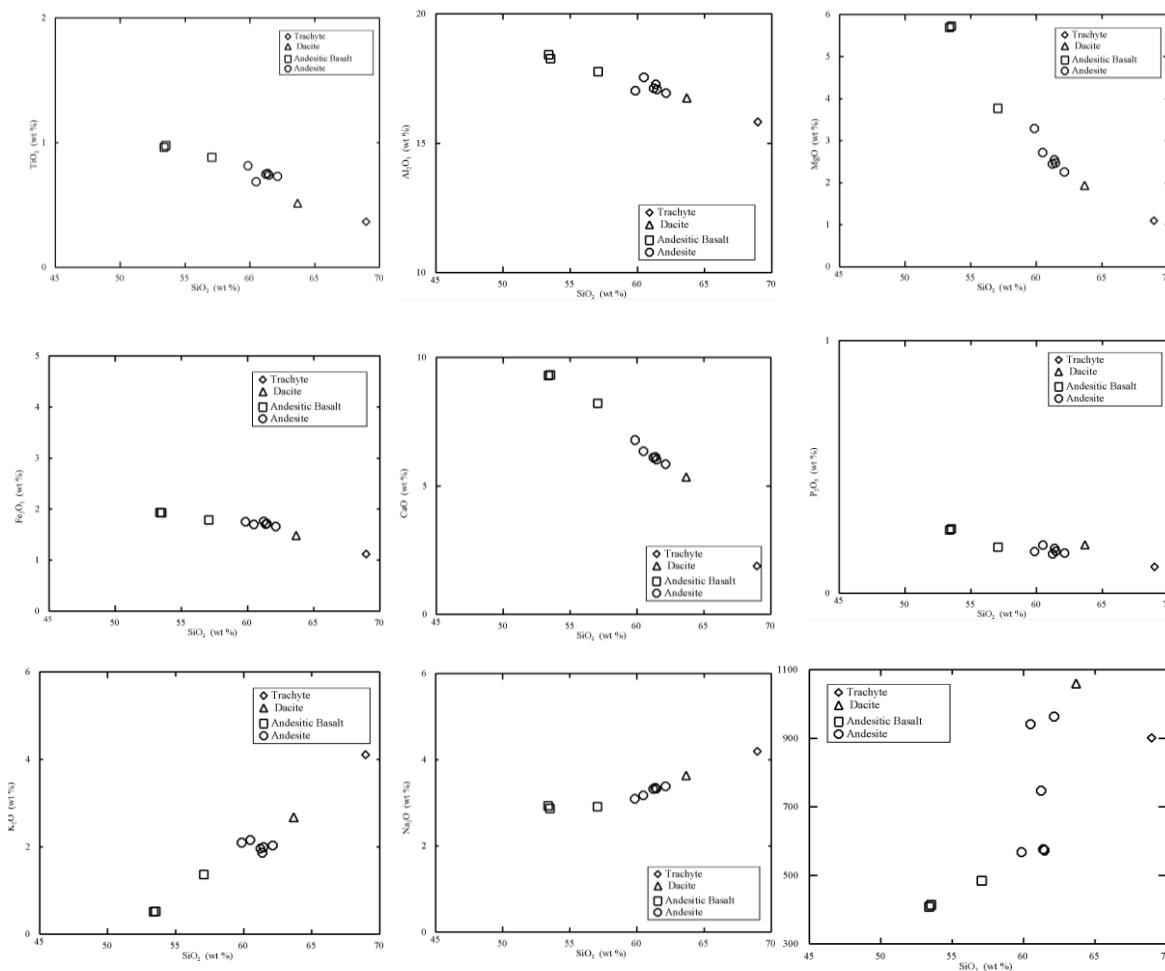


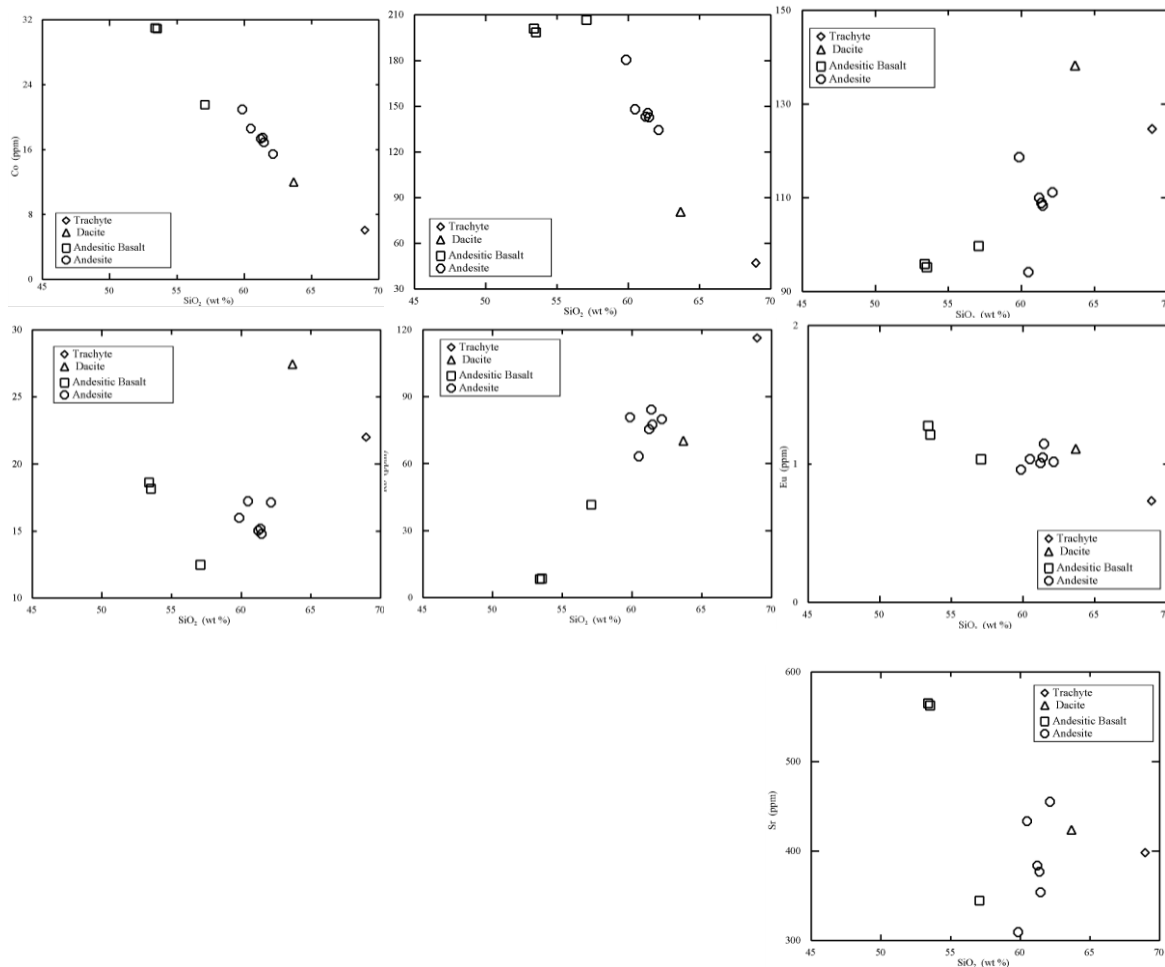
ح



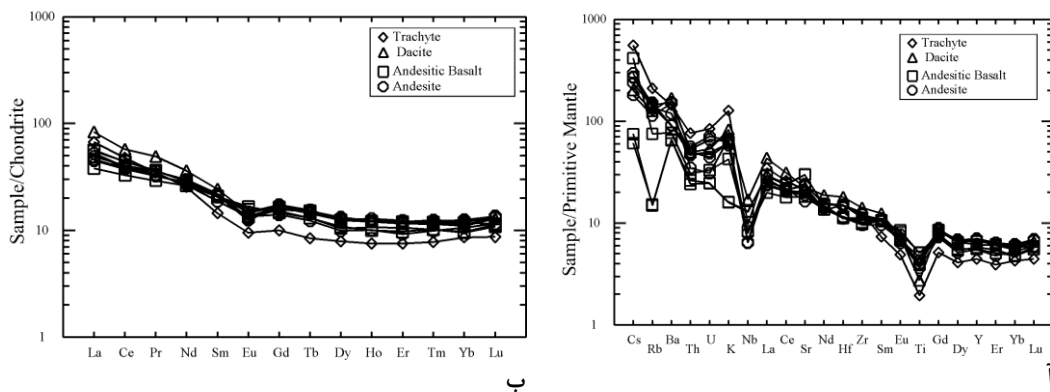
چ

شکل ۴. نمودارهای تعیین ماهیت سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه دستگردو- ملاحمد، نمودار آ، ب) نمودارهای تعیین کننده نام سنگ [۱۷، ۱۸]، پ) نمودار تعیین کننده میزان پتاسیم [۱۹]، ت) نمودار تعیین وضعیت آلومینیوم [۲۰، ۲۱، ۲۲]، ج، چ، ح) نمودارهای تعیین کننده سری ماگمایی [۲۳]





شکل ۵ نمودارهای هارکر سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه دستگردو- ملاحمد



شکل ۶ نمودارهای بهنجارسازی شده سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه دستگردو- ملاحمد، (آ) نمودار بهنجارسازی شده نسبت به گوشته اولیه [۲۶]، (ب) نمودار بهنجارسازی شده نسبت به کندریت [۲۷]

بحث

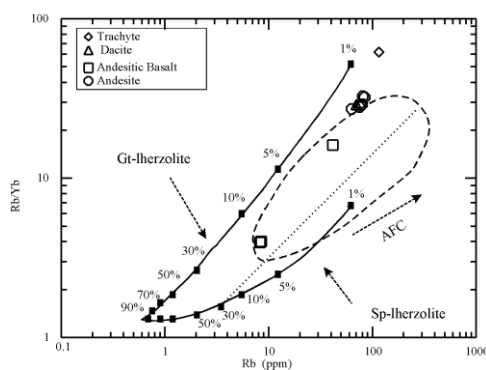
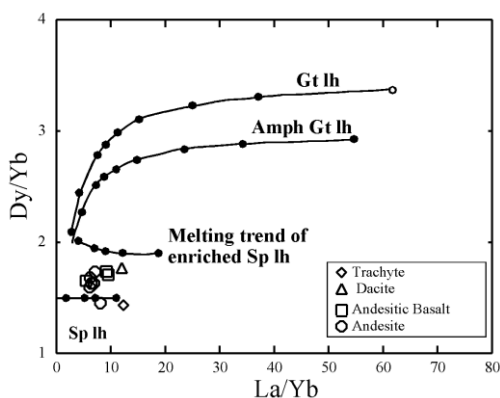
۱. پتروژنز

نمونه‌های بررسی شده در نمودار به‌هنجارسازی نسبت به گوشته اولیه [۲۶]، بی‌هنجاری منفی عناصر Ta Nb, Ti و بی‌هنجاری مثبت عناصر K و Sr را نشان می‌دهند. این بی‌هنجاری‌ها شاخص مناطق فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای است و بیانگر درگیری پوسته در فرآیندهای ماگمایی هستند. غنی‌شدگی از (Cs, Rb, Ba) LILE و تهی‌شدگی از HFSE (Ta, Nb, Ti) در این نمودار نشان‌دهنده شکل‌گیری این سنگ‌ها در منطقه فرورانش است؛ هم‌چنین شاخصی برای سنگ‌های آتشفشانی وابسته به قوس ماگمایی است [۲۸]، [۲۹]. مقادیر زیاد LILE و LREE همراه با مقادیر اندک HFSE در این نمونه‌ها به نقش منبع گوشته لیتوسفری و تأثیر سیالات مشتق شده از صفحه فرورونده در پتروژنز این سنگ‌ها اشاره می‌نماید.

روند تغییرات عناصر کمیاب در نمودار به‌هنجارسازی نسبت به کندریت برای سنگ‌های مختلف این منطقه کم و بیش موازی است که دلالت بر هم‌خاستگاه بودن آن‌ها دارد. بررسی الگوی خطی در این نمودار نشان‌دهنده شیب کاهشی و غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE است که وابستگی این سنگ‌ها را به سری کالک آلکالن نشان می‌دهد. هم‌چنین در روند عمومی نمونه‌ها می‌توان تفکیک MREE نسبت به LREE و HREE را تشخیص داد که می‌تواند نشان‌دهنده حضور آمفیبول در منشأ آن‌ها و مشارکت در ایجاد مذاب باشد [۳۰]. در این نمونه‌ها مقدار نسبت Eu/Eu^* در محدوده ۰/۶۵ تا ۰/۹۴ است که بیان‌گر بی‌هنجاری منفی Eu و تغییرات آن است.

۲. تعیین سنگ منشأ ماگمای والد و درجه ذوب‌بخشی سنگ‌های آتشفشانی روستای دستگردو- ملاحمد

به‌منظور آگاهی از ماهیت سنگ منشأ ماگمای والد سنگ‌های آتشفشانی ائوسن از دو نمودار $Rb-Rb/Yb$ [۳۱] و $La/Yb - Dy/Yb$ [۳۲] استفاده شده است. داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن روستای دستگردو- ملاحمد در دو نمودار ذکر شده سنگ منشأیی با ترکیب اسپینل پریدوتیت را نشان می‌دهد؛ که حدود ۱ تا ۵ درصد ذوب‌بخشی را تحمل کرده است (شکل ۷). افقی بودن روند HREEها در نمودار به‌هنجارسازی به کندریت نیز این موضوع را تأیید می‌کند (شکل ۶ ب).



شکل ۷. نمودارهای تعیین سنگ منشأ ماگمای والد و درجه ذوب‌بخشی سنگ‌های آتشفشانی روستای دستگردو- ملاحمد [۳۱]، [۳۲]

۳. تحولات ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی روستای دستگردو- ملاحمد

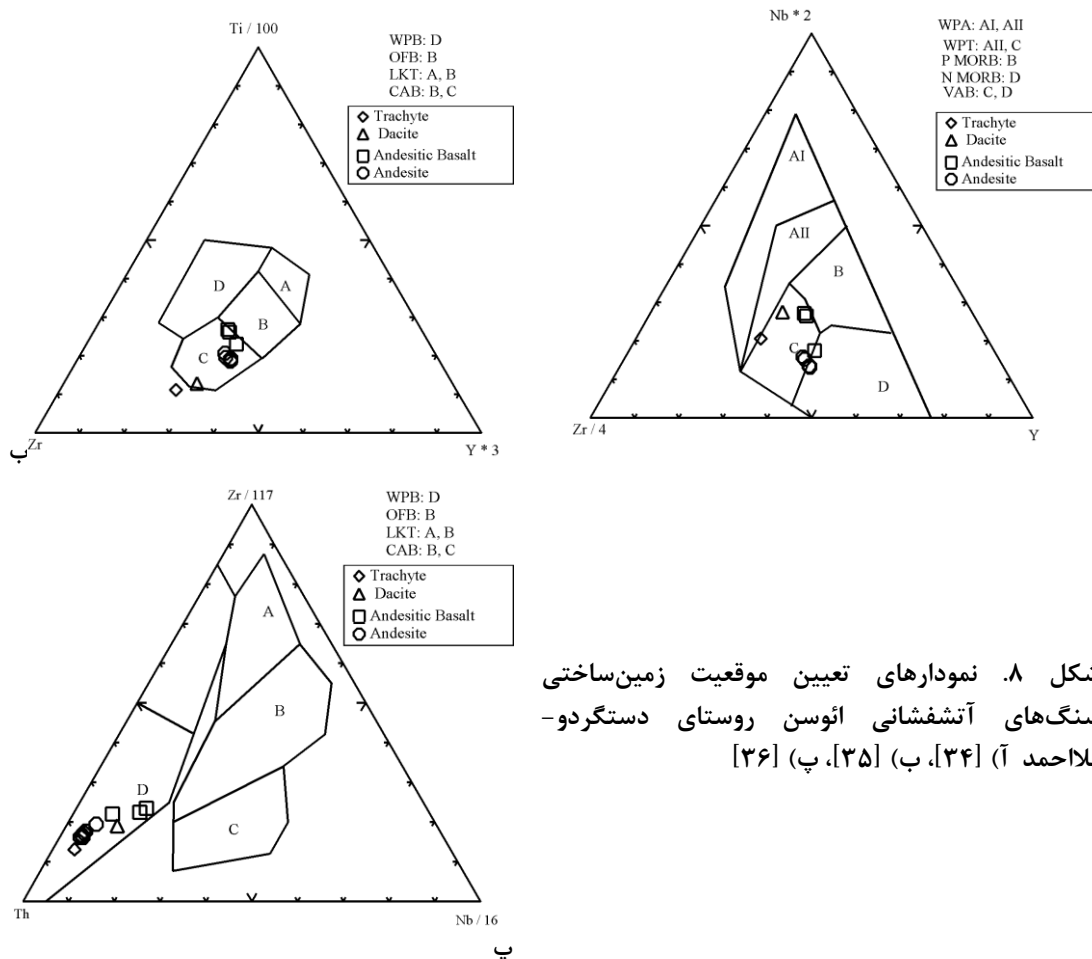
بررسی‌های ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن روستای دستگردو- ملاحمد نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در کنار نقش تفریق در تحول ماگمای اولیه، طی صعود و رسیدن به سطح زمین تحت تأثیر آرایش و اختلاط ماگمایی نیز قرار گرفته‌اند، به‌ویژه این که ماگما بر اساس بررسی‌های گرانی‌سنجی از ضخامت حدود ۴۵-۴۰ کیلومتری پوسته قاره‌ای در این بخش از نوار ماگمایی ارومیه-دختر عبور کرده است [۳۳]. از شواهد این آرایش و اختلاط می‌توان به وجود مقادیر بالای La و Nb در سنگ‌های بررسی شده، هم‌چنین بی‌هنجاری منفی Ti و Nb و بی‌هنجاری مثبت Ba و K و Rb در نمودارهای عنکبوتی اشاره کرد. شواهد پتروگرافی و شیمی کانی‌ها از جمله وجود بافت غربالی و منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازها، حاشیه خلیجی اطراف بلورهای کوارتز، تشکیل کلینوپیروکسن در حاشیه ارتوپیروکسن، وجود چندین نسل پلاژیوکلاز، آپاسیتی شدن حاشیه هورنبلندها و بیوتیت‌ها، وجود بافت‌های پوئی کیلیتیک، آنتی راپاکیوی و اسفنجی نشان‌دهنده اختلاط ماگمایی است. وجود زنولیت‌هایی با ترکیب شبیه به سنگ دربرگیرنده (آندزیت) و با ترکیب دیوریتی (ساب آکالن) در سنگ‌های منطقه نیز بیان‌گر رخداد آرایش ماگمایی است.

۴. تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی روستای دستگردو- ملاحمد

منطقه بررسی شده در این پژوهش در یکی از کم پهناترین بخش‌های نوار ماگمایی ارومیه-دختر قرار گرفته است. بررسی‌های زمین‌شناسی صحرایی نشان‌دهنده آن است که حجم سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه دستگردو- ملاحمد مشابه سایر بخش‌های اطراف در نوار ماگمایی ارومیه-دختر است. تنها تفاوت این بخش با بخش‌های اطراف این است که ارتفاع کوه‌های آن بیش‌تر از مناطق اطراف است، همین مسئله نیز باعث شده است که پهنای این بخش از نوار ماگمایی ارومیه-دختر کم‌تر از مناطق اطراف باشد. دلیل این مسئله نیز وجود گسل‌های متعدد و عمیق در این منطقه است که باعث شده عبور مذاب‌ها به سمت سطح زمین در ائوسن و الیگوسن راحت‌تر انجام شده و پهنای آن تا حدود ۱۳ کیلومتر باشد این در حالی است که پهنای این نوار در بقیه مناطق ۵۰ تا ۱۰۰ و گاهی تا ۲۵۰ کیلومتر نیز می‌رسد. به‌منظور تعیین موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه دستگردو- ملاحمد از نمودار [۳۴] استفاده شده است. با توجه به این نمودار نمونه‌های بررسی شده در محدوده C که نماینده بازالت‌های قوس‌های آتشفشانی است، قرار می‌گیرند (شکل ۸ آ).

نمونه‌های بررسی شده در نمودار [۳۵] نیز در محدوده C یا بازالت‌های کالک آکالن قرار می‌گیرند (شکل ۸ ب). هم‌چنین براساس نمودار [۳۶] سنگ‌های آتشفشانی ائوسن روستای ملاحمد تا دستگردو در محدوده قوس‌های ماگمایی قرار گرفته‌اند (شکل ۸ پ).

با توجه به نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی [۳۴]، [۳۵]، [۳۶] تشکیل این سنگ‌ها را می‌توان یک قوس ماگمایی در نظر گرفت. هم‌چنین با در نظر گرفتن سن این سنگ‌ها و موقعیت زمین‌شناسی آن‌ها علت رخداد ولکانیسم در منطقه نیز احتمالاً مرتبط با فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی است [۳۷].



شکل ۸. نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن روستای دستگردو- ملاحمد (آ [۳۴]، ب [۳۵]، پ [۳۶])

نتیجه‌گیری

بر اساس پژوهش‌های انجام شده، مجموعه سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه دستگردو- ملاحمد، واقع در بخش میانی نوار ماگمایی ارومیه-دختر، از نظر سنگ‌شناسی شامل طیف وسیعی از سنگ‌های اسیدی تا بازی (تراکیت، داسیت، آندزیت، بازالت آندزیتی، بازالت) هستند، که همراه سنگ‌های آذرآواری (لیتیک توف، توف‌برشی و ایگنیمبریت) رخمون دارند. ترکیب غالب سنگ‌های منطقه آندزیت است.

بر طبق اطلاعات حاصل از بررسی‌های صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های این منطقه دارای سرشت ماگمایی کالک‌آلکان هستند؛ الگوی عناصر نادر خاکی و نمودارهای عنکبوتی حاکی از غنی بودن نمونه‌ها از LREE و LILE و فقیر بودن از HSFE (نظیر Ti, Ta, Nb) است؛ که از مشخصات ماگماتیسم مرتبط با فرورانش است.

داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها حاصل درجات ذوب بخشی کم‌تر از ۱۰ درصد یک اسپینل لرزولیت‌گوشته بوده است و متعلق به یک قوس آتشفشانی وابسته به فرورانش هستند.

بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی بیان‌گر تشکیل این سنگ‌ها طی فرآیندهای پتروژنیک یکسان است و در روند تحول آن‌ها آلیش و اختلاط ماگمایی نقش داشته است. دلیل پهنای کم‌تر سنگ‌های آذرین در این بخش از نوار ماگمایی ارومیه-دختر نیز عملکرد گسترده گسل‌های است.

با در نظر گرفتن سن سنگ‌های بررسی شده، موقعیت جغرافیایی آن‌ها و اطلاعات حاصل از داده‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در این منطقه را می‌توان به رخداد فرورانش اقیانوس نتوتیس به زیر ایران مرکزی نسبت داد.

تشکر و قدرانی

از حمایت‌های مالی و تجهیزاتی دانشگاه اصفهان و دانشگاه کاناواوا ژاپن تشکر می‌کنیم.

منابع

1. Shahabpour J., "Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt", *Journal of Asian Earth Sciences*, 30 (5) (2007) 652-665.
2. Ghasemi A., Talbot C. J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", *Journal of Asian Earth Sciences*, 26 (6) (2006) 683-693.
۳. عطاپور ح.، "زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های شوشونیتی ایران زمین"، سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش داخلی (۱۳۷۳) ۱۴۱.
۴. امامی، م. ح.، "ماگماتیسم در ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۷۱ (۱۳۷۹) ۶۲۲.
۵. معین وزیری ح.، "دبیاچه‌ای بر ماگماتیسم ایران"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم (۱۳۷۵) ۴۴۰.
6. Shahabpour J. "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz", *Journal of Asian Earth Sciences*, 24 (4) (2005) 405-417.
7. Berberian F., Muir I. D., Pankhurst R. J., Berberian M., "Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran", *Journal of the Geological Society*, 139 (5) (1982) 605-614.
۸. مهوری ر.، نقره بیان م.، مکی‌زاده، م.ع.، پورنقش‌بند غ.، "بررسی کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی کانسار بنتونیت مهرآباد (شرق اصفهان)"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دوره ۱۹، شماره ۱ (۱۳۹۰) ۳-۱۴.
9. Amidi S. M., Emami M. H., Michel R., "Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation", *Geologische Rundschau*, 73 (3) (1984) 917-932.
10. Purhosseini F., "Petrogenesis of Iranian plutons: A study of the Natanz and Bazman intrusive complexes", *Geological Survey of Iran Reports*, 53 (1983) 315.
۱۱. خدای م.، "بررسی پترولوژیکی سنگ‌های آتشفشانی شمال گاوخونی"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان (۱۳۷۷) ۱۷۱.
۱۲. شرافت ش.، "پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی پلیوکواترن در غرب و جنوب غرب استان یزد"، پایان‌نامه دکتری پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان (۱۳۸۸) ۲۰۰.
۱۳. فاضلی ب.، "سنگ‌های آتشفشانی کوه سیاه (شکال باتلاق گاوخونی، جنوب شرق اصفهان)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان (۱۳۸۹) ۱۱۱.
14. Morimoto N., "Nomenclature of pyroxenes. The Canadian Mineralogist, 27 (1989) 143-156.

15. Leake B. E., Wolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., M. G. Gilbert M. G., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W. V., Nickel E. H., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G., "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 (1997) 623-651.
16. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to the rock-forming minerals", Longman Scientific & Technical, Hong Kong, (Vol. 696) (1992).
17. Le Bas M. J., LeMaitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B., "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali- silica diagram. *Journal of Petrology*, 27 (1986) 745-750.
18. Winchester J. A., Floyd P. A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", *Chemical Geology*, 20 (1977) 249-284.
19. Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M. J., Sabine P. A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A. R., Zanettin B., "A classification of igneous rocks and glossary of terms (IUGS): Recommendations of the International Union of Geological Sciences", *Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks: Blackwell, Oxford* (1989)193.
20. Irvine T. N. J., Baragar W. R. A. F., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8 (5) (1971) 523-548.
21. Muller D., Rock N. M. S., Groves D. I., "Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings, a pilot study", *Mineralogy and Petrology*, 46 (1992) 259-289.
22. Pearce J. A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins", In: *Andesite Orogenic andesites and related rocks*, R.S. Thorpe (ed.) Wiley (1982)525-548.
23. Maniar P. D., Piccoli P. M., "Tectonic discrimination of granitoids", *Geological Society of America bulletin*, 101(5) (1989) 635-643.
24. Harker A., "The natural history of igneous rocks Methuen", London(1909) 384.
25. Rollinson H. R., "Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation", Longman, UK (1993) 352.
26. McDonough W. F., Sun S. S., "The composition of the earth", *Chemical Geology*, 192 (1995) 223-253.

27. Sun S. S., McDonough W. S., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", Geological Society, London, Special Publications, 42 (1) (1989) 313-345.
28. Foley S. F., Wheller G. E., "Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanates", Chemical Geology, 85 (1-2) (1990) 1-18.
29. Saunders A. D., Tarney J., Weaver S. D., "Transverse geochemical variations across the Antarctic peninsula: implications for the genesis of calcalkaline magmas", Earth and Planetary Science Letters, 6 (1980) 344-360.
30. Best M. G., "Igneous and metamorphic petrology", John Wiley & Sons Publication, London, UK. (2013) 729.
31. Özdemir Y., Karaoğlu Ö., Tolluoğlu A. Ü., Güleç N., "Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovolcano (East Anatolian High Plateau): the most recent post-collisional volcanism in Turkey", Chemical Geology, 226 (3-4) (2006) 189-211.
32. Hou T., Zhang Z., Encarnacion J., Du Y., Zhao Z., Liu J., "Geochemistry of Late Mesozoic dioritic porphyries associated with Kiruna-style and stratabound carbonate-hosted Zhonggu iron ores, Middle-Lower Yangtze Valley, Eastern China: constraints on petrogenesis and iron sources", Lithos, 119 (3-4) (2010) 330-344.
33. Motaghi K., Tatar M., Priestley K., Romanelli F., Doglioni C., Panza G. F., "The deep structure of the Iranian Plateau. Gondwana Research, 28 (1) (2015) 407-418.
34. Meschede M., "A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb 1bZr 1bY diagram", Chemical Geology, 56 (3-4) (1986) 207-218.
35. Pearce J. A., Cann J. R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19 (2) (1973) 290-300.
36. Wood D. A., "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) (1980) 11-30.
37. Verdel C., "Cenozoic geology of Iran: An integrated study of extensional tectonics and related volcanism", Ph.D. Thesis, California Institute of Technology, Pasadena, California, (2009) 287.
38. Torabi G., "Subduction-related Eocene shoshonites from the Cenozoic Urumieh-Dokhtar magmatic arc (Qaleh-Khargooshi area, western Yazd province, Iran)", Turkish Journal of Earth Sciences, 18 (4) (2009) 583-613.

۳۹. امینی ب.، امینی چهرق م.، ر.، "نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰۰ کجان (۱۳۸۲).