

بررسی ژئوشیمی و کانی‌شناسی سنگ‌های آداکایتی روستای منور، شمال تبریز (شمال غرب ایران)

مهدیه فاضلی حق^۱، نصیر عامل^(۲) و احمد جهانگیری^۳

۱. کارشناسی ارشد پترولوژی دانشگاه تبریز

۲. استادیار گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۳. استاد گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۲/۱۵

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۳/۱۱

چکیده

منطقه مورد مطالعه در ۳۵ کیلومتری شمال غرب تبریز واقع شده است. بر اساس شواهد چینه‌ای سنگ‌های آتشفشانی منطقه منور، سنی از میو- پلیوسن تا پلیو- کواترنری داشته و از نظر زمین‌شناسی ساختاری بخشی از زون البرز باختری - آذربایجان به شمار می‌روند. سنگ‌های آتشفشانی بیشتر از نوع داسیت، ریوداسیت، آندزیت، آندزیت بازالت و تراکی آندزیت می‌باشند. در نمودارهای عنکبوتی، این سنگ‌ها غنی‌شدگی از عناصر LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE، تهی‌شدگی و آنومالی منفی Ti، Nb و Ta (TNT) و نسبت‌های بالای Ba/Nb و Ba/Ta را نمایان می‌سازند که نشانگر شکل‌گیری آنها در قوس‌های قاره‌ای و قوس‌های بعد از تصادم هستند. مقادیر بالای SiO₂ برابر با ۵۵ تا ۶۶ درصد وزنی و پایین بودن مقادیر Y، MgO، Yb و نسبت‌های بالای Sr/Y و La/Yb بیانگر شکل‌گیری آنها از یک ماگمای آداکایتی پرسیلیس در منطقه است. با وجود این شواهد و بررسی الگوهای پراکندگی عناصر نادر خاکی نشان‌دهنده تشکیل ماگما از ذوب بخشی پوسته ضخیم شده پس از برخورد است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آداکایتی، پوسته ضخیم شده بعد تصادم، منور، تبریز.

مقدمه

و HSFE مشخص می‌شوند (Wang et al., 2006).
ماگماتیسیم آداکایتی در زون ارومیه-دختر در شمال غرب ایران از مناطق تبریز، مرند و جلغا گزارش شده است (Jahangiri, 2007). در منطقه وسیعی از آذربایجان به‌ویژه در بخش شمالی گسل تبریز و شمال غرب مرند، سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب حدواسط - اسیدی در گستره وسیعی قابل مشاهده هستند و ماهیت آداکایتی دارند (عامل، ۱۳۷۳). گزارشات اخیر (Jahangiri, 2007) در مورد آداکایت‌های شمال غرب ایران نشان می‌دهد که آنها محدود به مناطق فرورانشی فعال نیستند و در محیط‌های تصادمی

اصطلاح آداکایت عموماً در ارتباط با ماگماهای حاصل از ذوب صفحه اقیانوسی فرورفته توصیف شده است. آداکایت‌ها می‌توانند بر اثر تفریق ماگمای بازالتی، ذوب پریدوتیت آبدار، اختلاط ماگمای بازالتی و ماگمای فلسیک مشتق شده از پوسته، ذوب بخشی پوسته پایینی در اثر نفوذ ماگمای بازالتی و ذوب بخشی پوسته قاره‌ای پایینی ضخیم شده یا ورقه ورقه شده تولید شوند (Guo et al., 2007؛ Xu et al., 2002). آداکایت‌ها ترکیب اسیدی تا حدواسط داشته و با مقادیر بالای Sr/Y، La/Yb و پایین بودن مقادیر HREE

* نویسنده مرتبط: n.amel@tabrizu.ac.ir

جوان و پساتصاومی نیز یافت می‌شوند. بنابه عقیده (Jahangiri, 2007)، آداکایت‌های با سیلیس بالا، نشان‌دهنده ذوب سنگ‌های مافیک صفحه فرورونده هستند، در حالی که آداکایت‌های کم سیلیس در اثر ذوب تیغه گوشته پریدوتیتی که ترکیب آن در اثر واکنش با آبگون حاصل از ذوب صفحه فرورونده تغییر یافته، حاصل شده است. با در نظر گرفتن ویژگی‌های آداکایتی منطقه می‌توان گفت که این آداکایت‌ها همانند آداکایت‌های پرسیلیس از ذوب بخشی پوسته ضخیم شده تحتانی که احتمالاً تحت تأثیر ماگمای بازالتی منتج از گوشته نیز بوده است، به وجود آمده‌اند. در این پژوهش، سعی شده تا با استفاده از بررسی‌های صحرایی، مطالعات میکروسکوپی، آنالیز سنگ‌ها همراه با داده‌های ژئوشیمیایی به بررسی کانی‌شناسی و سنگ‌زائی پرداخته شود تا نتایج مطمئن‌تری حاصل شده و خاستگاه دقیق این سنگ‌ها مورد بررسی و تحلیل قرار گیرد.

روش مطالعه

در مراحل اولیه، مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری‌های سیستماتیک انجام گرفته و پس از تهیه مقاطع نازک به تعداد ۲۰ نمونه از رخنمون‌های سطحی و بررسی‌های سنگ‌نگاری دقیق آن‌ها، به‌منظور بررسی خاستگاه و تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی تعداد ۱۲ نمونه از نمونه‌های برداشت شده که سالم و دگرسان نشده بودند، جهت آنالیزهای XRF و ICP-MS به آزمایشگاه کانساران بینالود در تهران ارسال شدند. عناصر اصلی به روش XRF و عناصر نادر و REE در نمونه‌ها، به روش ICP و با استفاده از ذوب لیتیم بورات اندازه‌گیری شده‌اند (جدول ۱).

زمین‌شناسی منطقه

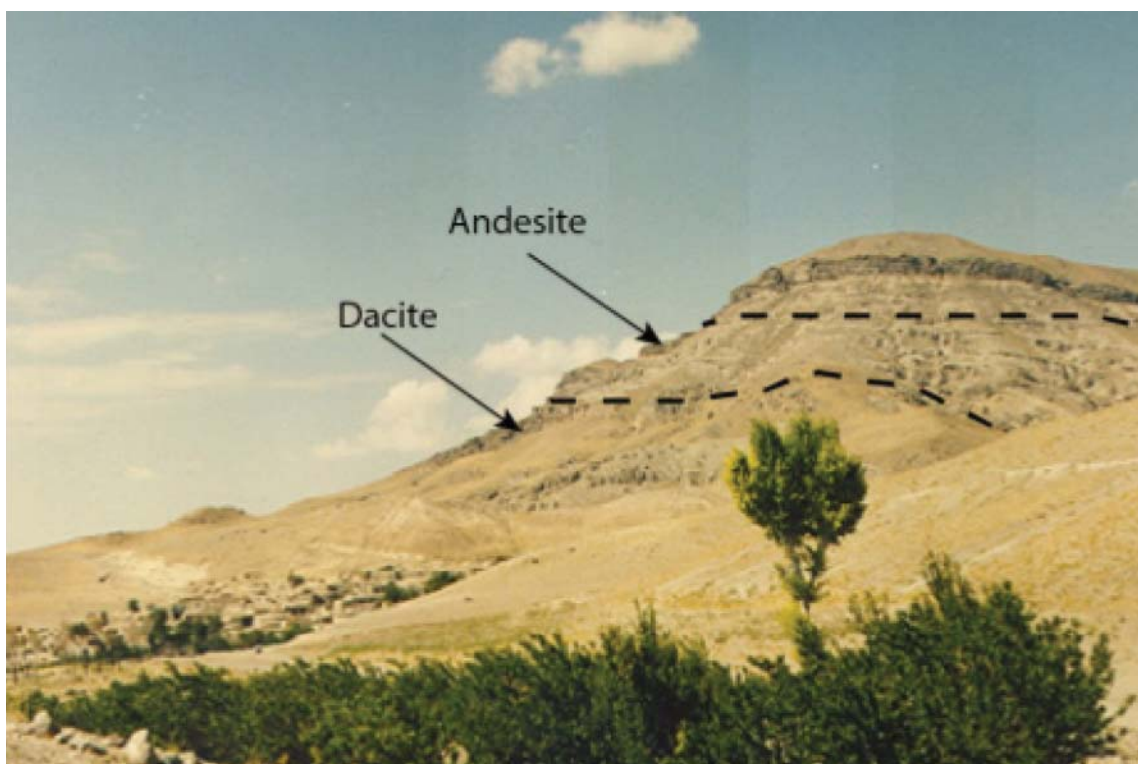
منطقه مورد مطالعه در شمال روستای منور در ۳۵ کیلومتری شمال غرب تبریز، در استان آذربایجان شرقی و

بین طول‌های جغرافیایی $46^{\circ}6'2''$ تا $46^{\circ}18'50''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $38^{\circ}9'45''$ تا $38^{\circ}22'34''$ شمالی واقع شده است. این منطقه از نظر زمین‌شناسی ساختاری، بخشی از زون البرز باختری - آذربایجان به شمار می‌رود. واحدهای سنگی موجود در این نوار آتشفشانی به‌موازات گسل تبریز و با روند شمال غرب - جنوب شرق قرار گرفته‌اند. قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه مورد مطالعه سازند قرمز فوقانی است. ضخامت این واحد با سن الیگو میوسن در بعضی مناطق آذربایجان به ۱۲۰۰ متر می‌رسد و بیشتر شامل ماسه‌سنگ، کنگلومرا، مارن، شیل‌های قرمز رنگ همراه با لایه‌های گچ و نمک هستند. با توجه به موقعیت نواری شکل محصولات آتشفشانی که شامل تناوبی از سنگ‌های پیروکلاستیک و گدازه‌های آتشفشانی هستند، فوران‌های آتشفشانی در این منطقه به‌صورت شکافی و همراه با دوره‌های انفجار و آرامش متعدد عمل کرده است (عامل، ۱۳۸۶).

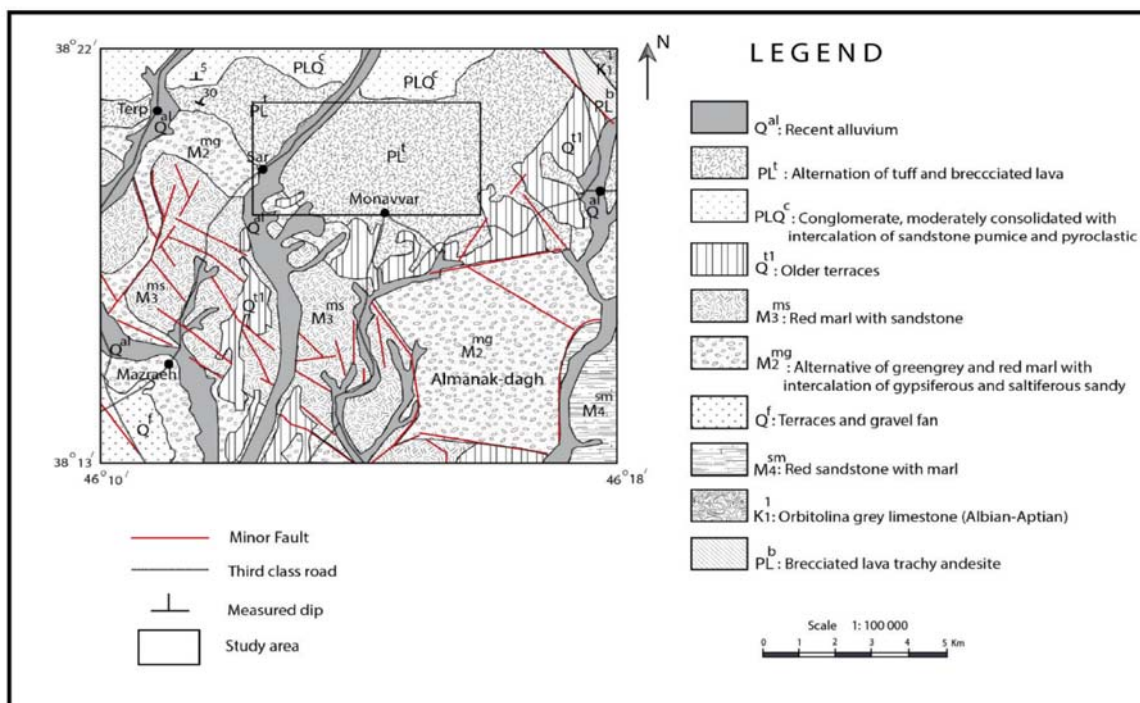
براساس شواهد چینه‌شناسی، دو مرحله مشخص و متفاوت آتشفشانی در نظر گرفته می‌شود. مرحله اول، آتشفشان دارای فعالیت انفجاری و همراه با پیروکلاست‌ها مثل خاکسترهای آتشفشانی، بمب‌ها و روانه‌های گدازه بوده و واحدهای سنگی داسیتی، ریوداسیتی و ریولیتی را به وجود آورده است که بر روی رسوبات قرمز فوقانی قرار گرفته‌اند. در ادامه فعالیت آتشفشان، گدازه‌های آندزیتی، تراکی آندزیت‌ها و بازالت‌ها ایجاد شده‌اند (شکل ۱). با توجه به شواهد چینه‌شناسی و سن سنجی‌های به‌دست‌آمده از واحدهای مشابه ولکانیکی شرق ترکیه، آغاز فعالیت آتشفشان در اواخر میوسن و اوایل پلیوسن با سنی حدود ۱۱ تا شش میلیون سال تعیین شده است (عامل و همکاران، ۱۳۸۷). در شکل ۲، بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تبریز و منطقه منور نشان داده شده است.

جدول ۱: نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه منور (عناصر اصلی بر حسب درصد و عناصر فرعی بر حسب PPM)

	MB20	MB14	MB4	MB15	MB3	MB19	MB16	MB18	MB13
	Dacite	Dacite	Dacite	Dacite	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite
SiO ₂	۶۶/۶۵	۶۵/۴۴	۶۳/۹۱	۶۳/۵۶	۶۲/۸۱	۶۲/۱۸	۶۲/۰۲	۵۸	۵۵/۹۲
Al ₂ O ₃	۱۶/۰۵	۱۴/۰۳	۱۶/۲۵	۱۶/۸	۱۶/۴۲	۱۶/۴۵	۱۶/۳۷	۱۷/۱۴	۱۷/۲۹
Fe ₂ O ₃	۳/۱۳	۳/۸۹	۳/۷۷	۴/۰۲	۳/۸۱	۵/۳۴	۴/۴۲	۶/۷	۷/۲۹
CaO	۳/۶۶	۴/۳۹	۴/۷۴	۵/۳۴	۵/۰۳	۴/۷۵	۵/۰۴	۶/۹۷	۶/۹
Na ₂ O	۵/۳۳	۵/۲۶	۴/۲۹	۴/۲۲	۴/۸۵	۴/۰۶	۵/۰۳	۴/۰۲	۳/۳۱
K ₂ O	۱/۷۹	۱/۷۹	۲/۰۳	۱/۷۵	۱/۳۹	۳/۰۶	۱/۸	۱/۶۱	۱/۹۵
MgO	۱/۷۹	۲/۳۳	۲/۷۱	۰/۷۸	۲/۸۱	۱/۳۸	۲/۷۳	۳/۰۸	۲/۰۵
TiO ₂	۰/۵۲	۰/۷۱	۰/۵۶۱	۰/۶۴	۰/۵۸۱	۰/۶۷	۰/۶۸	۰/۸۵	۰/۸۵
MnO	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۶۳	۰/۰۶	۰/۰۴۹	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۱۷	۰/۱۴
P ₂ O ₅	۰/۱۹	۰/۴۵	۰/۳۹۶	۰/۲۵	۰/۳۱۱	۰/۳۶	۰/۳۳	۰/۳۸	۰/۳۴
LOI	۰/۶۴	۱/۴۵	۱/۱۱	۰/۸۷	۱/۸۴	۱/۱	۱/۴	۰/۹۶	۱/۶۷
Total	۹۹/۷۹	۹۹/۷۹	۹۹/۷۳	۹۸/۲۹	۹۹/۸۰۱	۹۹/۲۱	۹۹/۸۹	۹۹/۷۸	۹۸/۶۱
Ba	۶۳۵	۶۶۹	۶۸۷	۱۰۸۵	۶۲۷	۱۳۳۵	۷۱۱	۸۵۵	۹۱۷
Ce	۳۹/۴	۷/۰۲	۴۱	۴۲	۴۵	۵۷/۶	۴۹/۵	۴۶/۴	۵۰/۸
Co	۸/۹	۱۲/۳	۱۳/۱	۷	۱۴/۴	۱۱/۵	۱۳/۷	۱۵/۲	۲۱/۴
Cr	۵۰	۴۰	۶۲	۱۰	۸۳	۲۰	۷۰	۲۰	۱۰
Cs	۱/۳۹	۰/۹۳	۳/۱	۱/۳۷	۱/۸	۲/۹۹	۲/۰۶	۲/۳۳	۲/۹۷
Cu	۲۳	۲۲	۳۵	۱۵	۲۱	۳۲	۲۴	۲۲	۸۴
Dy	۱/۲۵	۱/۸۴	۱/۶۲	۲/۹۷	۱/۷۹	۲/۹۱	۲/۰۲	۳/۶۵	۴/۳۹
Er	۰/۶۲	۰/۸۷	۰/۷۶	۱/۶۴	۰/۸۴	۱/۷۱	۱/۰۷	۱/۹۷	۲/۶
Eu	۰/۷۲	۱/۰۸	۰/۹۴	۱/۰۱	۱/۰۱	۱/۰۹	۱/۰۶	۱/۲۴	۱/۳۴
Gd	۲/۱۹	۳/۵۳	۲/۶۱	۳/۳۱	۲/۸۶	۳/۶۴	۳/۱	۳/۷۴	۴/۳
Hf	۲/۹	۳/۵	۱/۶	۳/۶	۲/۲۵	۴/۳	۳/۳	۳/۵	۴/۳
La	۲۰/۱	۳۸/۳	۲۲	۲۱/۹	۲۴	۳۳/۵	۲۷/۳	۲۴/۶	۲۶/۲
Lu	۰/۰۷	۰/۱	۰/۱۲	۰/۲۴	۰/۱۳	۰/۲۵	۰/۱۲	۰/۳۲	۰/۴
Nb	۹/۲	۲۰	۱۱/۴	۸/۳	۱۰/۴	۱۳/۶	۱۴/۱	۸/۶	۹/۶
Nd	۱۷/۲	۲۷/۹	۱۸/۷	۱۹/۵	۱۹/۵	۲۲/۷	۱۹/۲	۲۰/۸	۲۳
Ni	۲۲	۲۳	۴۶	۵	۶۰	۵	۶۴	۵	۵
Pb	۱۱	۱۴	۱۱	۱۴	۱۱	۱۵	۱۲	۱۵	۱۲
Pr	۴/۶۶	۷/۸۸	۳/۹۷	۴/۹۶	۴/۱۵	۶/۵۵	۵/۵۶	۵/۵۲	۶/۰۷
Rb	۴/۱۵	۴۳	۳۱	۴۵	۳۲	۷۳/۷	۴۱	۴۳/۳	۶۰/۹
Sm	۲/۵۶	۴/۴۵	۳	۳/۷۲	۳/۲۱	۳/۹۴	۳/۳۶	۴/۳۱	۴/۷۳
Sr	۶۵۷	۱۰۰۰	۸۵۹	۶۱۶	۸۹۴	۶۰۹	۷۳۶	۵۶۶	۴۷۹
Ta	۰/۵	۱	۰/۶۷	۰/۵	۰/۵۱	۰/۷	۰/۸	۰/۴	۰/۷
Tb	۰/۲۷	۰/۴۱	۰/۳۴	۰/۵	۰/۳۷	۰/۴۸	۰/۳۵	۰/۶	۰/۷۲
Th	۶	۹/۶۳	۶/۲۵	۶/۵	۶/۵۱	۹/۷۷	۷/۵۸	۷/۲۸	۹/۴۲
Tm	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۱	۰/۲۴	۰/۱	۰/۳۴	۰/۱۵	۰/۳۱	۰/۴۳
U	۲/۰۲	۲/۸۳	۱/۷	۲/۲۳	۱/۷	۳/۶۱	۲/۱۳	۲/۴۳	۲/۸۶
V	۵۴	۸۲	۸۰	۱۱۲	۸۵	۱۱۵	۸۸	۱۵۵	۱۸۸
W	۱	۱	۱/۳	۱	۱/۳	۱	۲	۱	۶
Y	۵/۸	۸/۶	۸/۳	۱۵/۷	۹/۱	۱۵/۶	۱۰/۱	۱۸/۸	۲۴/۴
Yb	۰/۵۲	۰/۷۱	۰/۸	۱/۶۳	۰/۹	۱/۵۳	۰/۸۴	۲/۱۴	۲/۶۵
Zn	۴۸	۶۱	۵۷	۷۲	۶۰	۶۷	۶۳	۹۲	۱۰۸
Zr	۱۰۷	۱۳۶	۶۹	۱۳۳	۱۰۶	۱۶۵	۱۲۴	۱۳۴	۱۵۵



شکل ۱. نمائی از واحدهای آتشفشانی منطقه منور



شکل ۲. نقشه منطقه مورد مطالعه، برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تبریز، تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۲)

سنگ‌نگاری

بر پایه مطالعات میکروسکوپی، سنگ‌های ماگمایی منور را می‌توان به گروه‌های زیر تقسیم‌بندی کرد، که به‌طور جداگانه در زیر شرح داده شده‌اند.

آندزیت: این گروه از سنگ‌ها در نمونه‌های ماکروسکوپی به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند. آندزیت‌ها در منطقه منور بیشترین و گسترده‌ترین حجم محصولات آتشفشانی پلیوکواترنری را به خود اختصاص می‌دهند. بافت پورفیری این سنگ‌ها با درشت بلورهای پلاژیوکلاز در یک زمینه دانه‌ریز کاملاً مشخص است. پلاژیوکلازها به‌عنوان کانی اصلی، هم به‌صورت فنوکریست و هم به شکل بلورهای ریز خرد شده در خمیره یافت می‌شوند. پلاژیوکلازها دارای زونینگ نوسانی بوده و ساخت منطقه‌ای معمولی نشان می‌دهند (شکل ۳، الف). برخی از پلاژیوکلازها با ماکل پری‌کلین و آلبیتی قابل مشاهده هستند. فراوانی پلاژیوکلازها حاکی از آن است که در هنگام فوران ماگمای آندزیتی، پلاژیوکلاز فاز جامد‌گدازه را تشکیل می‌داده است.

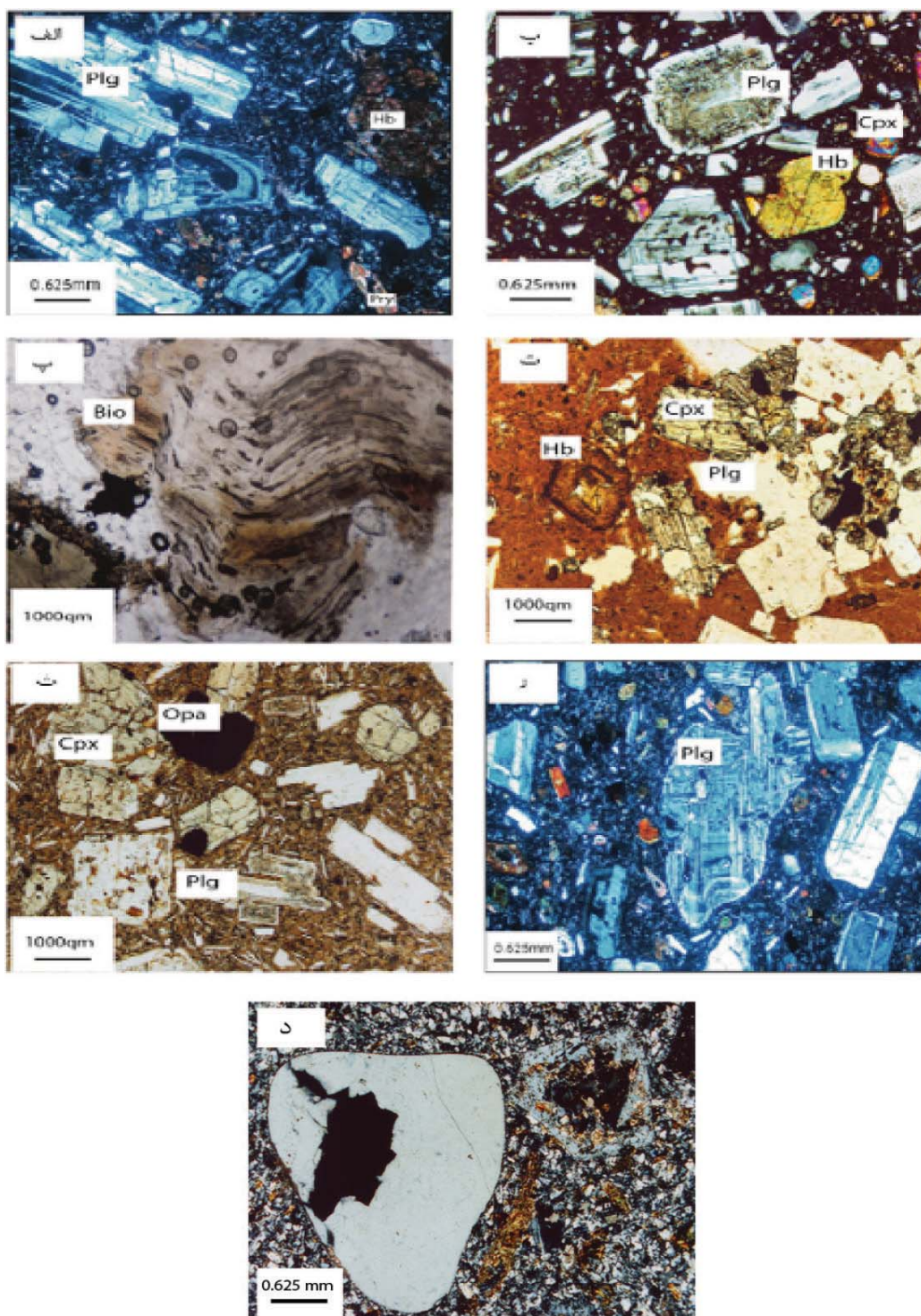
هورنبلند هم به‌صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار بعد از پلاژیوکلازها کانی اصلی است (شکل ۳- الف). برخی از هورنبلندهای شکل‌دار هم زونینگ نوسانی نشان می‌دهند. در حاشیه برخی از هورنبلندها هم اثرات خوردگی مشاهده می‌شود (شکل ۳- ث). در این سنگ‌ها، بیوتیت به‌عنوان یک کانی فرعی در مقدار کم با بافت کینگ‌باند قابل مشاهده است (شکل ۳- پ). عموماً بیوتیت‌ها به‌صورت تیغه‌ای و نیمه خودشکل دیده می‌شوند. کانی‌های اپاک بیشتر از نوع مگنتیت و ایلمنیت هستند (شکل ۳- ث) که به‌صورت دانه‌ریز و اغلب به شکل فنوکریست در متن سنگ به‌صورت پراکنده قابل مشاهده هستند. برخی از هورنبلندها هم دارای حواشی سوخته و بافت اپاسیته می‌باشند (شکل ۳- ث). بلورهای دارای حواشی سوخته نشان‌دهنده شرایط عدم تعادل بین ماگما و هورنبلندهای موجود در آن است

(Blatt and Tracy, 1995). این سنگ‌ها دارای بافت هیالومیکرولیتی پورفیریک، میکرولیتی پورفیریک و پورفیریک هستند که نشان‌دهنده انجماد و تبلور دو مرحله‌ای است که درشت‌بلورها در عمق زیاد تبلور شده و همراه با بالا آمدن ماگما، مرحله بعدی تبلور با تشکیل میکرولیت‌ها و شیشه اتفاق افتاده است.

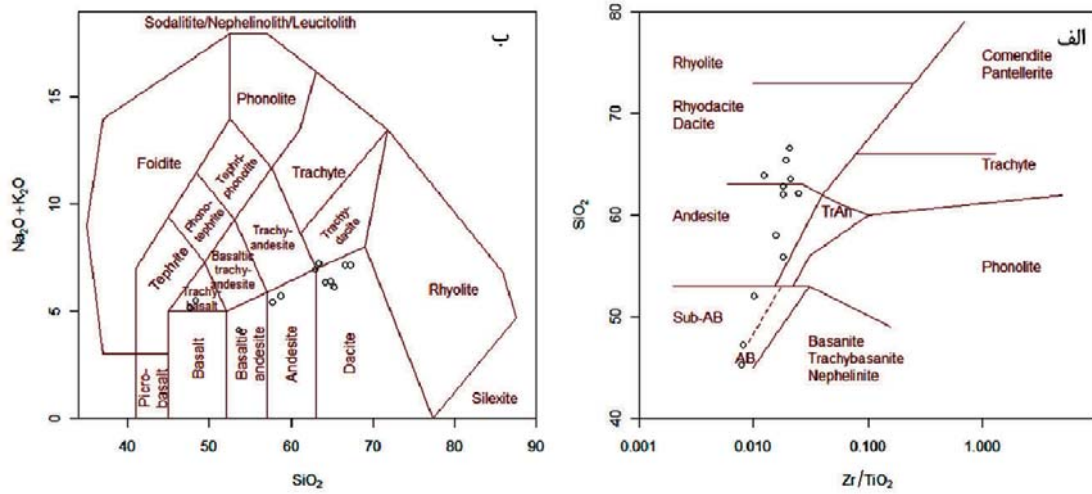
داسیت: کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلازهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار با دانه‌بندی متوسط تا ریز هم به‌صورت درشت و هم به‌صورت ریزبلور و میکرولیت در خمیره سنگ قرار دارند (شکل ۳- ب، رود). پلاژیوکلازها اغلب زونینگ نوسانی و ماکل پلی‌سنتتیک نشان می‌دهند (شکل ۳- ب). با توجه به زاویه خاموشی، بیشتر پلاژیوکلازها در حد آندزین می‌باشند. بعد از پلاژیوکلاز، پیروکسن به‌صورت خود شکل تا نیمه خود شکل در بافت سنگ وجود دارد (شکل ۳- ت و ب). با توجه به زاویه خاموشی مایل و ماکل پلی‌سنتتیک و زاویه بین رخ‌ها، به نظر می‌رسد که پیروکسن‌ها در حد اوژیت باشند. ارتوپروکسن در این کانی‌ها به‌عنوان کانی فرعی در مقدار کمتر یافت می‌شود. وجود کانی‌های هورنبلند با حواشی سوخته و بافت اپاسیته با تعداد کمتر نسبت به پیروکسن‌ها، نشان‌دهنده شرایط عدم تعادل بین ماگما و هورنبلندهای موجود در آن است (شکل ۳- ت). بافت این سنگ‌ها بیشتر از نوع هیالومیکرولیتی پورفیریک، میکرولیتی پورفیریک و پورفیریک می‌باشد. بافت پورفیری هم بیشتر از نوع سرئیتی است (شکل ۳- ر). پلاژیوکلازها هم اغلب دارای بافت غربالی هستند (شکل ۳- ب)؛ این بافت در اثر کم شدن فشار در مرکز و کناره‌های بلور پلاژیوکلاز ایجاد می‌شود.

ژئوشیمی

سنگ‌های آتشفشانی منطقه منور در نمودارهای ژئوشیمیایی TAS (شکل ۴- ب) و SiO_2 نسبت به Zr/TiO_2 (شکل ۴- الف) در محدوده داسیت، تراکی داسیت و آندزیت قرار می‌گیرند.

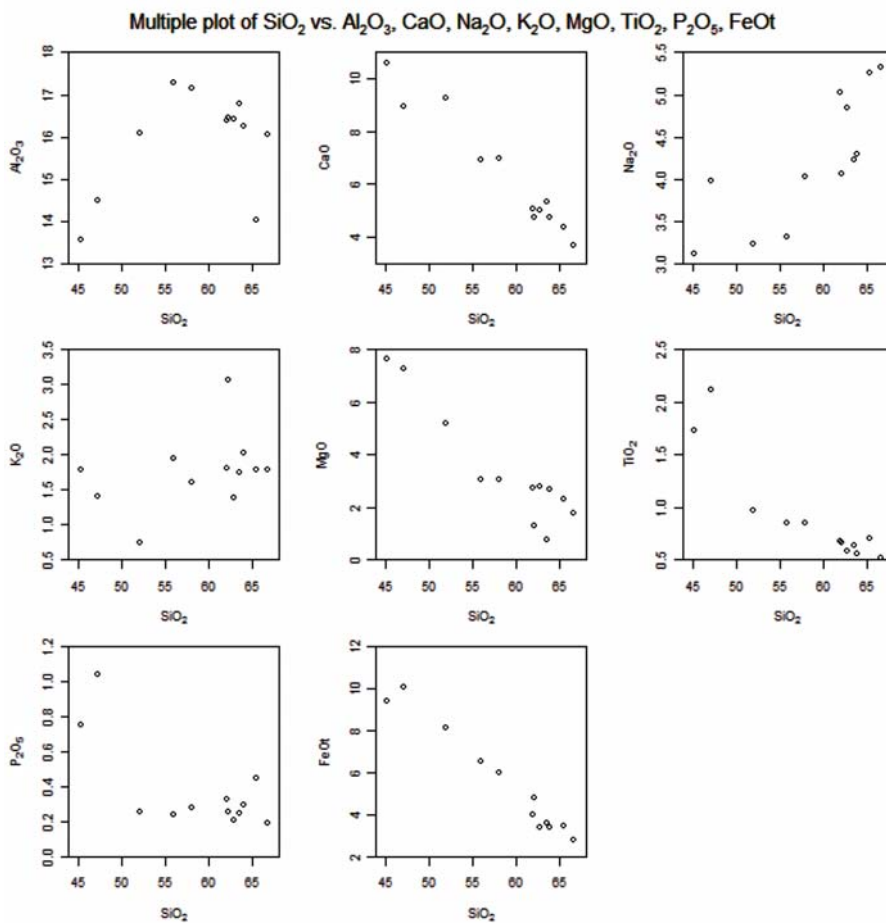


شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی منتخب از منطقه منور، الف) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای زونینگ نوسانی و ساخت منطقه‌ای، هورنبلند و پیروکسن، آندزیت (در نور XPL)، ب) درشت بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز با بافت غربالی و ساختمان منطقه‌بندی، هورنبلند شکل‌دار، ریزبلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در خمیره و بافت پورفیری، داسیت (در نور XPL)، پ) کانی بیوتیت با بافت کینگ باند و حاشیه واکنشی، آندزیت (در نور PPL)، ت) پلاژیوکلازها با بافت غربالی و کانی‌های آمفیبول شکل‌دار با حاشیه سوخته و پیروکسن‌ها در یک متن، شیشه‌ای و میکرولیتی ریزبلور با بافت هیالو پورفیری و میکرولیتی پورفیریک، داسیت (در نور PPL)، ث) پلاژیوکلازهای زونه در با بافت هیالومیکرولیتیکی دارای فنوکریست‌هایی از کانی‌های اپک، آندزیت (در نور PPL)، ر) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای بافت پورفیری سرتیتی، داسیت (در نور XPL)، د) کلینوپروکسن اوژیتی در روانه‌های داسیتی (در نور XPL)



شکل ۴. الف) نمودار SiO_2 در مقابل Zr/TiO_2 از (Winchester and Floyd, 1977) و ب) نمودارهای TAS از (Middlemost, 1994)

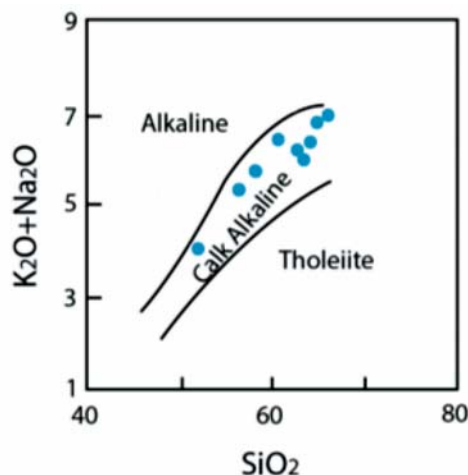
در نمونه‌های مورد بررسی میزان SiO_2 بیشتر از ۵۵ درصد وزنی و میزان MgO کمتر از سه درصد وزنی محاسبه شده است. در نمودارهای هارکر، تغییرات برای برخی از عناصر اصلی و فرعی نسبت به SiO_2 ، به‌خوبی روندهای جدایشی را نشان می‌دهند (شکل ۵).



شکل ۵. نمودارهای تغییرات عناصر مختلف در مقابل SiO_2 ، (HPFS) تفریق بلوری در فشار بالا از (OrhanKarli et al., 2010)

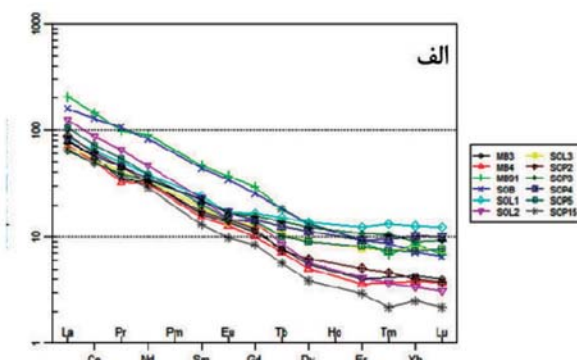
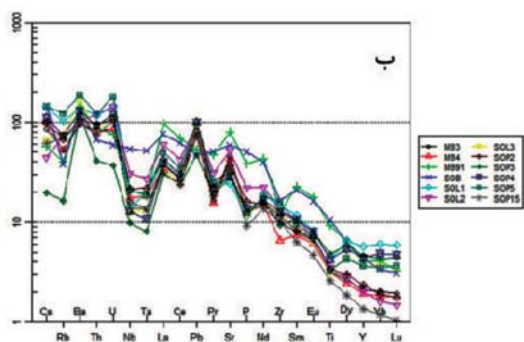
SiO₂ روند پراکنده‌ای را نشان می‌دهد که می‌تواند از تأثیر هضم پوسته‌ای و آلیش ماگمایی ناشی شود (OrhanKarsli et al., 2010). الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده این سنگ‌ها به کندریت (شکل ۷-الف) نشان‌دهنده ارتباط زایشی تمام نمونه‌ها با یکدیگر و غنی‌شدگی آنها از عناصر نادر خاکی سبک است. سنگ‌های مورد بررسی در عناصر نادر خاکی سنگین، تهی‌شدگی نشان می‌دهند، اما در عناصر نادر خاکی سبک، غنی‌شدگی و یک روند افزایشی را از عناصر نادر خاکی میانه تا سبک نشان می‌دهند. همچنین تغییرات عناصر کمیاب در این سنگ‌ها نسبت به گوشته اولیه هم نرمالیز شده است (شکل ۷-ب). نمودارها نشان می‌دهند که نمونه‌های مطالعه شده غنی‌شدگی مشخصی از عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILEs) مانند Cs، U، Pb، K و Sr و آنومالی منفی در Nb را نشان می‌دهند. غنی‌شدگی در Ti نشان‌دهنده تمرکز فازهای تیتان دار در سنگ‌های مورد بررسی است (Pearce and Peate, 1995). همچنین Eu آنومالی مثبت دارد و نشان‌دهنده عدم جدایش پلاژیوکلاز از ماگما می‌باشد. برخی از نمونه‌های مورد مطالعه مانند MB13، MB14، MB15 و MB18 در دیاگرام‌های عنکبوتی روندهای متفاوتی نسبت به بقیه نشان می‌دهند. به نظر می‌رسد ویژگی‌های شیمیائی آنها تا حدی با ویژگی‌های گدازه‌های کالک آلکالن نرمال شباهت داشته و یا ویژگی‌های بینابینی با آداکایت‌ها نشان می‌دهند.

بر اساس نمودار SiO₂ در مقابل Na₂O+K₂O پیشنهادی (Kuno, 1968)، سری‌های ماگمایی از همدیگر قابل تفکیک هستند. در این نمودار سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و داسیتی منطقه مورد مطالعه در محدوده کالک آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۶).



شکل ۶. نمودار SiO₂ در مقابل K₂O+Na₂O به منظور تعیین سری ماگمایی (Kuno, 1968)

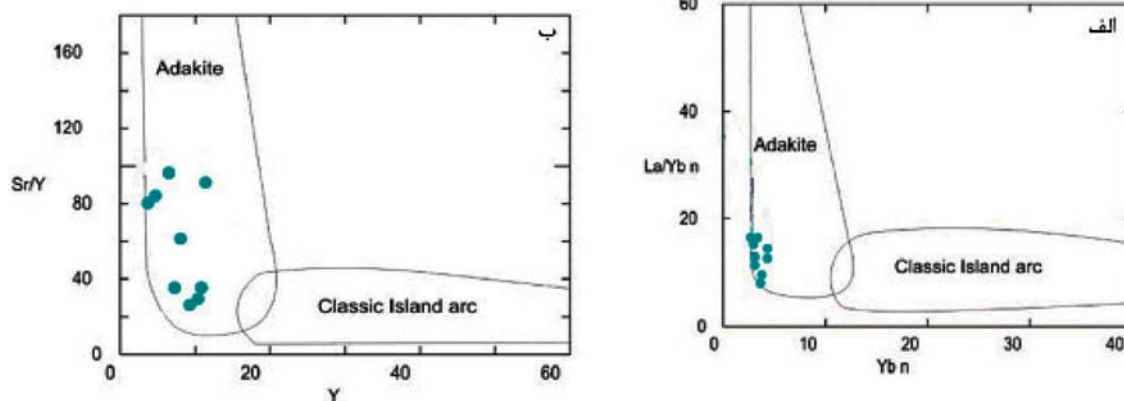
روند منفی در چگونگی پراکنش نمونه‌ها در مقادیر CaO، MgO، FeO، TiO₂ و Ni نسبت به SiO₂ نشان‌دهنده جدایش بلورهای هورنبلند و پلاژیوکلاز از ماگماست. کاهش مقادیر Al₂O₃ با افزایش مقدار SiO₂ در نمونه‌های مورد بررسی، نشان‌دهنده جدایش بلوری در شرایط فشار بالاست (OrhanKarsli et al., 2010). مقادیر K₂O نسبت به



شکل ۷. الف) نمودار REE نرمالیزه شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) ب) نمودار عناصر کمیاب نرمالیزه شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)

Ybn (شکل ۸-الف) و در نمودار Y به Sr/Y (شکل ۸-ب) به عنوان سنگ‌های آداکایتی رده‌بندی کرد.

با در نظر گرفتن ویژگی‌های ذکر شده به همراه مقادیر بالای Sr، می‌توان این سنگ‌ها را در نمودار La/Ybn به

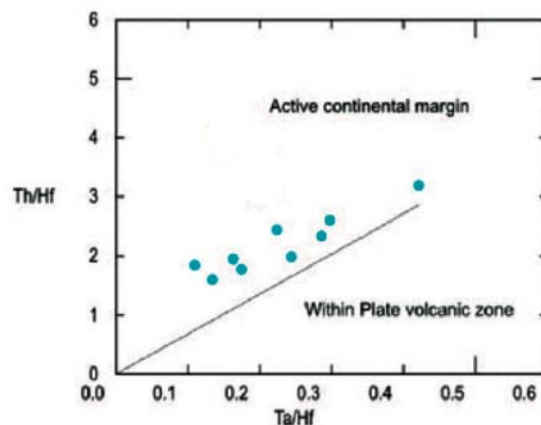


شکل ۸. نمودارهای جدایشی ماگماهای آداکایتی از ماگماهای مشتق شده از گوشته، الف) La/Ybn نسبت به Ybn از (Petron et al., 2006) و ب) Sr/Y نسبت به Y از (Defant and Drummond, 1990)

(Castillo et al., 1999)، ذوب پریدوتیت آبدار (Martin et al., 2005؛ Stern and Hanson, 1991)، آرایش ماگمای بازالتی با ماگمای فلسیک مشتق شده از پوسته (Guo et al., 2007) و ذوب بخشی پوسته‌ی قاره‌ای پایینی ضخیم همگن (Guo et al., 2007؛ Xu et al., 2002) نیز به وجود آیند. برای تعیین خاستگاه آنها لازم است ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها به‌طور دقیق مورد بررسی قرار گیرد.

آداکایت‌ها به دو گروه پر سیلیس با ویژگی‌های $Sr < 1100 \text{ ppm}$ ، $MgO = 0.5 - 4 \text{ wt\%}$ ، $Na_2O + K_2O < 11 \text{ wt\%}$ کم سیلیس با ویژگی‌های $MgO = 4-9 \text{ wt\%}$ و $Na_2O + K_2O > 10 \text{ wt\%}$ تقسیم‌بندی می‌شوند (Martin et al., 2005). آداکایت‌های پر سیلیس بر اثر ذوب بخشی متابازالت‌ها در گستره پایداری گارنت تشکیل می‌شوند. بررسی‌های تجربی (Rapp et al., 2007) نشان‌دهنده آن است که ذوب گوشته دگر نهاد شده، ماگمایی مشابه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکایت‌های کم سیلیس به وجود می‌آورند. اختلاف ژئوشیمیایی مشخصی بین دو گروه آداکایت‌های پر سیلیس و کم سیلیس در نمودارهای پهن‌جاری شده کندریت وجود دارد. آداکایت‌های کم سیلیس الگوی REE جدایش یافته‌تری را نسبت به آداکایت‌های پر سیلیس نشان می‌دهند. به‌طوری‌که نسبت Yb/Lu در آداکایت‌های

شاندل و گورتن (Shandle and Gorton, 2002) نموداری را پیشنهاد کرده‌اند که سنگ‌های حاشیه فعال قاره‌ای را از آتشفشان‌های فعال درون صفحه‌ای تفکیک می‌کند. طبق این نمودار سنگ‌های مورد نظر در گستره‌ی حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۹).



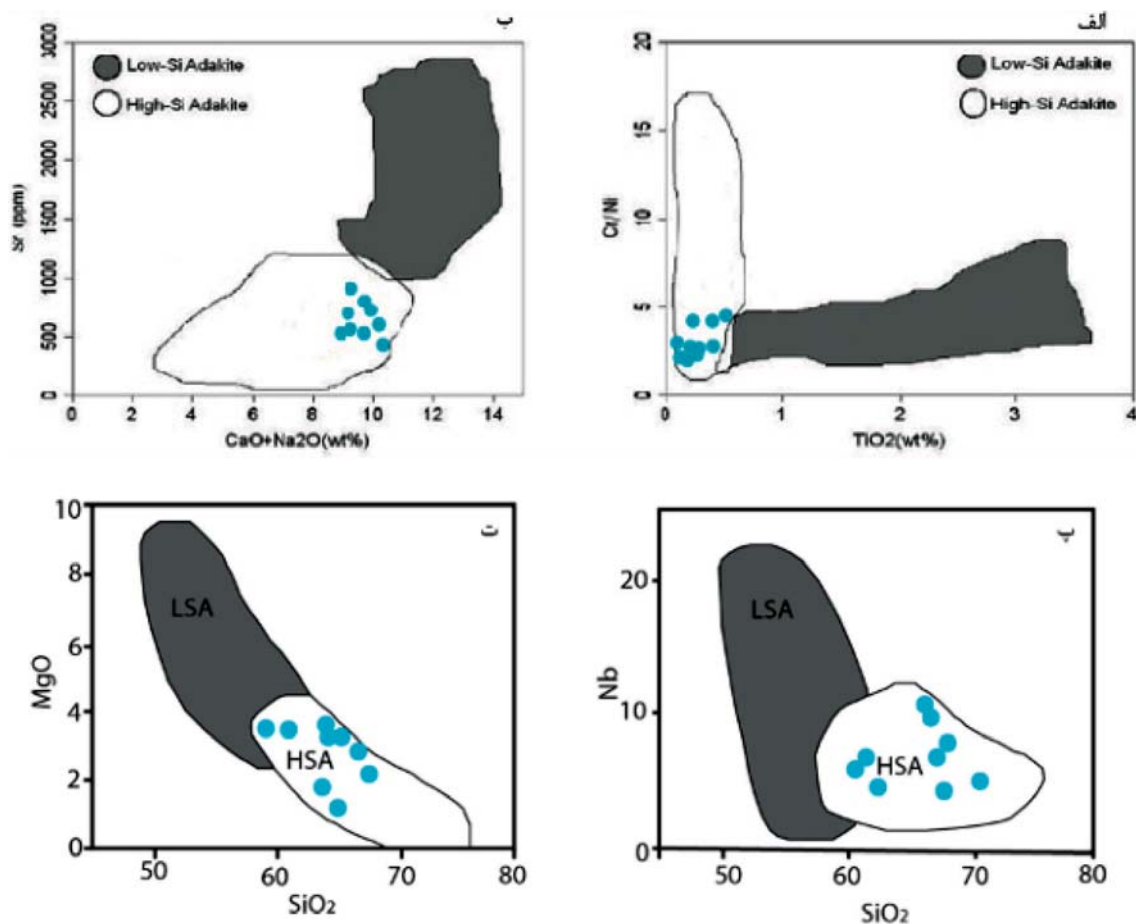
شکل ۹. جدایش محیط زمین ساختی حاشیه فعال قاره‌ای از محیط آتشفشانی درون صفحه‌ای برگرفته از (Shandle and Gorton, 2002)

بحث و بررسی

به عقیده (Defant and Drummond, 1990) ماگماهای آداکایتی از ذوب پوسته اقیانوسی گرم و جوان ریشه می‌گیرند. درحالی‌که پژوهشگران دیگر عقیده دارند که آداکایت‌ها می‌توانند از روش‌های متعددی مثل جدایش ماگمایی

آداکیت‌های مورد بررسی به نوع پرسیلیس است. در شکل ۱۰، نمونه‌ها بیشتر در محدوده پرسیلیس واقع شده‌اند. بنابراین، در پیدایش آداکیت‌های مورد بررسی گوه‌گوشته‌ای دخالتی نداشته است.

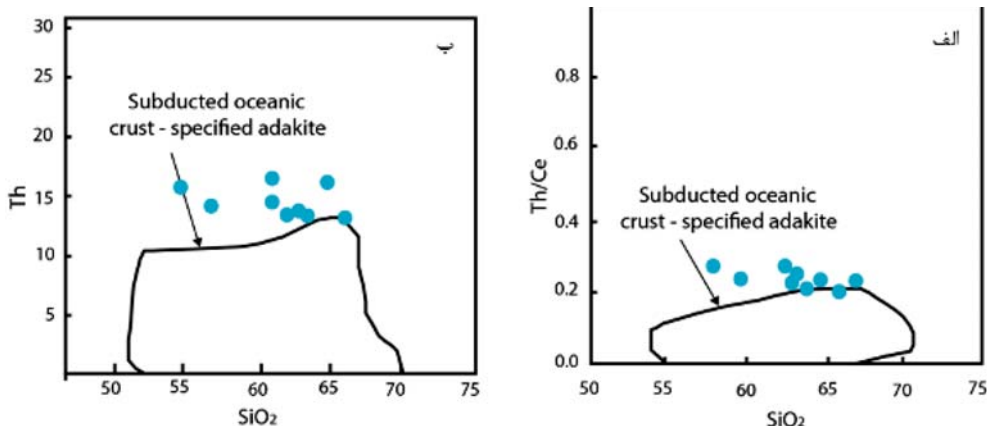
کم سیلیس حدود ۱۰ و در آداکیت‌های پرسیلیس حدود پنج گزارش شده است (Jean, 2009). مقدار Sr در نمونه‌های مورد بررسی ۱۰۲۰-۴۷۹ ppm و مقدار MgO برابر با ۰/۷۸-۳/۰۸ درصد وزنی است که نشان‌دهنده گرایش



شکل ۱۰. نمودارهای تفکیک‌کننده آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) از کم سیلیس (LSA) از (Martin et al., 2005)

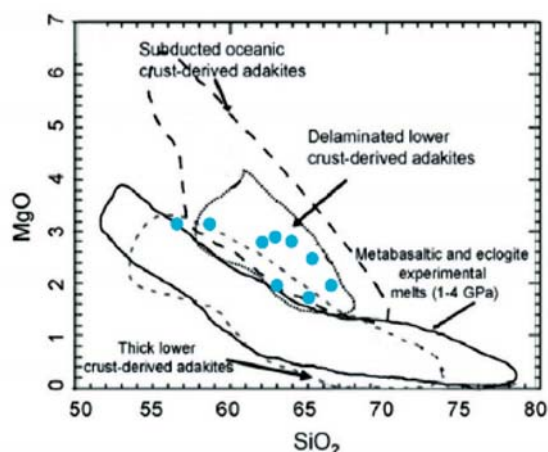
آذرین از جایگاه‌های زمین ساختی مختلف را بر اساس نسبت‌های ساده عناصر غیر متحرک نشان می‌دهد. با استفاده از این روش و به کمک این نمودار می‌توان طی چند مرحله جایگاه‌های LOP، IOP، PAP، CAP و WIP را به راحتی از یکدیگر تفکیک کرد. با توجه به شکل ۱۲ سنگ‌های آتشفشانی منطقه منور بر اساس نسبت‌های ساده عناصر غیر متحرک در منطقه PAP + CAP قرار می‌گیرند.

مقادیر Th (شکل ۱۱-ب) و نسبت Th/Ce (شکل ۱۱-الف) در نمونه‌های مورد بررسی بیشتر از مقادیر این عناصر در آداکیت‌های ناشی از ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده شده است. در کنار این موارد نسبت‌های SiO₂ و MgO نیز در شکل ۱۲ نشان می‌دهند که این سنگ‌ها از ذوب صفحه اقیانوسی فرورانده ایجاد نشده‌اند. شکل ۱۳، نمودار تشخیص مرحله‌ای برای سنگ‌های

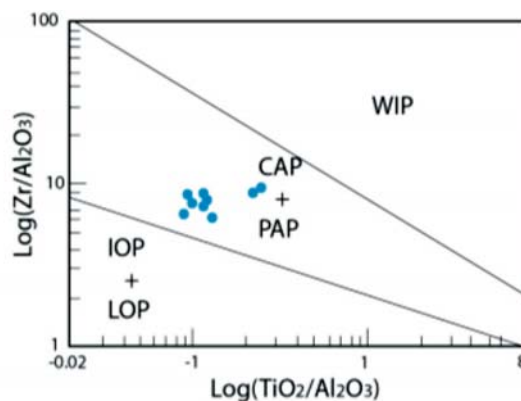


شکل ۱۱. الف) نمودار SiO_2 نسبت به Th/Ce (ب). نمودار SiO_2 نسبت به Th . گستره مشخص شده برای آداکایت‌های حاصل از پوسته اقیانوس فرورانده شده از (Martin et al., 2005)

به وجود آمدن آداکایت‌ها از ذوب مواد مافیک پوسته تحتانی مستلزم شرایط گرمایی داغ است (Peacock et al., 1994). همچنین ذوب بخشی پروتولیت‌های مافیک در رخساره‌های انتقالی آمفیبولیت به اکلوژیت و در حداقل فشار ۱۵ تا ۲۵ کیلو بار و در گستره دمایی ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد امکان‌پذیر است (Martin, 1999). به وجود آمدن آداکایت‌ها از ذوب پوسته بازالتی تحتانی در کمان‌های قاره‌ای واقع بر یک پوسته ضخیم نیز امکان‌پذیر است (Atherton and Petford, 1993). عده‌ای دیگر نیز به وجود آمدن آداکایت‌ها از طریق ذوب پوسته تحتانی و تهی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون در گرانولیت‌های پوسته را محتمل دانسته‌اند (Rollinson and Tarney, 2005). با در نظر گرفتن کلیه نظریه‌های فوق‌الذکر در ارتباط با تشکیل آداکایت‌ها و همچنین با در نظر گرفتن ویژگی‌های شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه منور به‌ویژه سن جوان‌گدازه‌ها و با توجه به شواهد چینه‌ای که در محدوده پلیوسن تا کواترنری است، گدازه‌های مورد مطالعه از ذوب بخشی پوسته زیرین ضخیم شده در یک محیط پسا برخوردی شکل گرفته‌اند و احتمالاً ذوب بخشی پوسته تحتانی در اثر ضخیم‌شدگی و آشفستگی در ترازهای حرارتی پوسته‌ای و با صعود گدازه‌های بازیک گوشته‌ای کم‌عمق که ویژگی‌های پوسته اقیانوسی به زیر رانده را نیز به ارث برده‌اند، صورت گرفته است. از طرف دیگر وجود سنگ‌های آداکایتی در بخش شمالی و جنوبی گسل تبریز از جمله مسائلی است که باید مورد



شکل ۱۲. نمودار SiO_2 در مقابل MgO برگرفته از (Stern and Kilian, 1996) برای نمونه‌های منطقه منور



شکل ۱۳. نمودار تشخیصی مرحله‌ای برای سنگ‌های آتشفشانی بر اساس نسبت‌های ساده عناصر غیر متحرک (Muller and Groves, 1997) نمودار لگاریتمی Zr/Al_2O_3 نسبت به TiO_2/Al_2O_3 که سنگ‌های آتشفشانی در محدوده CAP+PAP قرار می‌گیرند. WIP, Within-plate; CAP, Continental arc; PAP, Post collisional arc; LOP, Late oceanic arc; IOP, Initial oceanic arc

ماگمایی پلیو-کواترنر آذربایجان (شمال غرب ایران). رساله دکتری، دانشگاه تبریز، ۱۸۸.

- عامل، ن.، مؤید، م.، عامری، ع.، وثوقی عابدینی، م. و مؤذن. م.، ۱۳۸۷. سنگ‌زایی بازالت‌های پلیو-کواترنری آذربایجان (شمال غرب ایران) و مقایسه آنها با بازالت‌های مشابه در شرق ترکیه. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۳۲۷ - ۳۴۰.

- Alishah, F and Jahangiri, A., 2013. Post-collisional Pliocene to Pleistocene adakitic volcanism in Sahand region in Northwest Iran: Geochemical and geodynamic implications. *Physical Sciences Research International*, 1, 62- 75.

- Atherton, M.P and Petford, N., 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362, 144- 146.

- Blatt, H. and Tracy, R., 1995. *Petrology: Igneous, Sedimentary and metamorphic*. W. H., Freeman Book Company, New York.

- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, 63-114.

- Castillo, P.R., Janney, P.E and Solidum, R.U., 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 134, 33-51.

- Defant, M.J and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted. lithosphere *Nature*, 367, 662-665.

- Guo, F., Nakamura, E., Fan W., Kobayashi, K., Li and C., 2007. Generation of Palaeocene adakitic and esites by magma mixing; Yanji Area, NE China. *Journal of Petrology* 48, 661-692.

- Jahangiri, A., 2007. Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical

توجه قرار گیرد. در جنوب گسل تبریز آتشفشان سهند با سن میوسن تا کواترنر قرار دارد، که واحدهای جوان‌ترین آتشفشان به سمت سنگ‌های آداکایتی گرایش را نشان می‌دهند (Alishah and Jahangiri, 2013).

در یک بررسی (Pearce et al., 1990)، فلات ایران-آناتولی بعد از کرتاسه همواره تحت تأثیر رژیم تکتونیکی فشارشی بوده است. ادامه همگرایی بعد از تصادم پلیت عربی- اوراسیا، سبب ایجاد شکستگی‌ها و گسل‌های امتدادلغز متعدد شده و نهایتاً زون قطعه قطعه شده‌ای را به وجود آورده است (عامل، ۱۳۸۶). بر طبق اظهارات این افراد (Pearce et al., 1990)، بیشترین حجم ماگماها از طریق شکاف‌ها در حوضه‌های تراکشی، در زون‌های گسلی امتدادلغز به سطح رسیده‌اند. به نظر می‌رسد الگوی ارائه شده با واقعیت‌های زمین‌شناسی و ویژگی‌های سنگ‌شناختی و پتروژنتیکی آتشفشان‌های پلیو-کواترنر آذربایجان و از جمله منطقه مورد مطالعه مطابقت داشته باشد. البته نبود سن سنجی دقیق در مورد سنگ‌های آتشفشانی منطقه منور از محدودیت‌های این بررسی است، ولی با توجه به مطالعات انجام گرفته می‌توان پیدایش این سنگ‌ها را به ذوب پوسته ضخیم شده پس از برخورد وابسته دانست.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی منطقه منور بیشتر ترکیب داسیتی، تراکی داسیتی، آندزیتی داشته و به‌وسیله سنگ‌های بازالتی پوشیده شده‌اند که در ارتباط با مجموعه‌های آداکایتی در نظر گرفته نمی‌شوند. سنگ‌های مورد مطالعه از نوع سنگ‌های آداکایتی پر سیلیس هستند. با توجه به شواهد صحرايي و ویژگی‌های زمین‌شناسی این سنگ‌ها دارای سن میو- پلیوسن تا پلیو-کواترنری هستند و در اثر ذوب پوسته ضخیم شده پس از برخورد و از طریق شکستگی‌های اطراف گسل تبریز به سطح رسیده‌اند.

منابع

- جلیلیان، ع.، افشاریان‌زاده، ع. م.، ۱۳۷۲. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تبریز، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- عامل، ن.، ۱۳۸۶. پتروژنی و پتروژنز سنگ‌های

- and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 433-447.
- Jean, F.M., 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the "adakitic signature". *Lithos*, 112, 556-574.
 - Kuno, H., 1968. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic compositions. Interscience, New York 2, 623-688.
 - Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46, 411-429.
 - Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite - trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1-24.
 - Middlemost, E. A. K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37, 215-224.
 - Muller, D and Groves, D.I., 1997. Potassic Igneous rocks and associated gold-copper mineralization. *Earth Sciences*, 56: 238.
 - OrhanKarsli, O., Dokuz, A., Uysal, O., Aydin, F., Kandemir, R and Wijbrans, J., 2010. Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: Implications for crustal thickening to delamination. *Lithos*, 114, 109-120.
 - Peacock, S.M., Rushmer, T and Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 227-244.
 - Pearce, J.A., 1983. The role of subcontinentallithosphere magma genesis at destruction platemargin, In continental basalts and mantle Xenolithes.
 - Pearce, J.A and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 200-290.
 - Pearce, J.A and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-285
 - Pearce, J.A., Bender, S.E., DeLong, W.S.E., Kidd, P.J., Low, Y., Guner, F., Saroglu, Y., Yilmaz, Y., Moorbath, J.G and Mitchell, J.F., 1990. Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia Turkey. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 44, 189-229.
 - Petrone, C.M., Francalanci, L., Ferrari, L., Schaaf, P and Conticelli, S., 2006. The San Pedro-Cerro Grande Volcanic Complex (Nayarit, Mexico): inferenceson volcanology and magma evolution ", in: SiebeC, Aguirre-Déaz G, Macéas JL (eds) Neogene-Quaternary continental margin volcanism: a perspective form Mexico. *Geological Society of America*, 402, 65-98.
 - Rapp, R., Yaxley, G., Norman, M.D and Shimizu, N., 2007. Comprehensive trace element characteristics of experimental TTG and sanukitoid melts, Sixth International Hutton Conference on the Origin of Granitic Rocks. Stellenbosch, South Africa.
 - Rollinson, H.R and Tarney, J., 2005. Adakites- The key to understanding LILE depletion in granulites. *Lithos*, 79, 61-81.
 - Shandle, E.S and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environment. *Economic Geology*, 97, 629-642.
 - Stern, R.A and Hanson, G.N., 1991. Archaean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth elementen riched monzodiorite of mantle origin, *Journal of Petrology*, 32, 201-238.
 - Stern, C.R and Kilian, R., 1996. Rôle of the subducted slab, mantle wedge and continental

crust in the generation of adakites from the Austral volcanic zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 263-281.

- Sun, S.S and MC Donough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, AD. And Norry, M.J (eds), *Magmatism in oceanic basins*, Geological Society of London Special Publication, 42, 313-345.

- Wang, Q., Xu, J., Jian, P., Bao, Z., Zhao, Z., Li, C and Xiong, X., 2006. Petrogenesis of Adakitic Porphyries in an Extensional Tectonic

Setting, Dexing, South China: Implications for the Genesis of Porphyry Copper Mineralization. *Journal of Petrology*, 47, 119-144.

- Winchester, J.A and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.

- Xu, J.F., Shinjo, R., Defant, M.J., Wang, Q and Rapp, R.P., 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust. *Geology*, 30, (12), 1111-1114.