

پتروژنز دایک‌های هورنبلندیتی جنوب غرب سلطان‌آباد (شمال شرق سبزوار)

محسن نصرآبادی *

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، قزوین، ایران

چکیده

مجموعه‌ای از دایک‌های بازیک و ندرتاً حدواسط در یکی از توده‌های تونالیتی جنوب غرب سلطان‌آباد تزریق شده‌اند. در بیشتر نمونه‌ها آمفیبول، سازنده اصلی سنگ است و کانی‌های پلاژیوکلاز، اپیدوت و میکای سفید با فراوانی مودال متغیر مشاهده می‌شوند. ویژگی‌های شیمیایی آمفیبول، دلالت بر منشأ ماگمایی آن دارد و شاخص‌های ترکیبی و محاسبات فشارسنجی بیانگر تبلور آن در اعماق زیاد است. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل بیشتر نمونه‌ها گویای ترکیب بازالتی با ماهیت تولییتی آن‌هاست. الگوی نمودارهای عنکبوتی و عناصر نادر خاکی آن‌ها با تمرکز آمفیبول و تشکیل در منطقه فروانش همخوانی دارد. بر اساس شواهد صحرایی از جمله رابطه مکانی نزدیک دایک‌ها و توده تونالیتی میزبان و فراوانی کم آمفیبول در توده‌های نفوذی منطقه، متداول بودن هورنبلندیت به صورت کومولا در نوارهای کوهزایی، تعادلات فازی بازالت آبدار، منشأ ماگمایی آمفیبول و تبلور آن در عمق نسبتاً زیاد، شاخص‌های شیمیایی سنگ کل دایک‌ها (مقادیر کم سیلیس و تقعر رو به بالای عناصر نادر خاکی میانی در نمودارهای عنکبوتی) و همچنین مقادیر در خور توجه سیلیس و ویژگی‌های آداکیتی بسیار شاخص در تونالیت میزبان، موضوع تفريق آمفیبول از یک مذاب آداکیتی حدواسط حاصل از ذوب بخشی صفحه اقیانوسی فرورو و تشکیل کومولای غنی آمفیبول و مذاب فلسیک تونالیتی - ترونجمیتی، به اثبات رسیده است.

واژه‌های کلیدی: دایک مافیک، هورنبلندیت، تفريق آمفیبول، کومولا، سلطان‌آباد، سبزوار

مقدمه

شرایط فشار و حرارت تشکیل ماگما و میزان تأثیر فرآیندهای تفريق ماگمایی، اختلاط ماگمایی و آرایش با مواد پوسته‌ای نسبت داد. تشخیص مشارکت هر یک از این عوامل در ایجاد تنوع ترکیبی ماگما از موضوعات اساسی علم پتروولوژی آذرین بوده، مستلزم بهره‌گیری از شواهد صحرایی و میکروسکوپی، شاخص‌های زمین‌شیمیایی کانی‌ها و سنگ کل، داده‌های سن‌سنجی

وجود ماگماهای با طیف ترکیبی وسیع که دارای قرابت پتروژنتیکی نیز هستند در مناطق کوهزایی امری متداول است. این چنین تنوع ترکیبی را می‌توان به تنوع ترکیب شیمیایی سنگ منشأ (گوه گوشته‌ای، لیتوسفر اقیانوسی فرورو و رسوبات همراه آن و پوسته تحتانی قاره‌ای در مناطق برخوردی)، نرخ ذوب بخشی،

خاکی سنگین، افزایش میزان سیلیس و تشدید ماهیت پرآلومین و ایجاد روند کالک‌آلکالن در مذاب‌های تحول‌یافته نهایی می‌گردد (Drummond *et al.*, 1996; Wareham *et al.*, 1997).

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در شمال‌شرق ایران، در استان خراسان رضوی واقع است و بخشی از محدوده نوار افیولیتی شمال سبزوار محسوب می‌شود (شکل ۱-ا). در این منطقه، یک مجموعه دگرگونی مرتبط با مجموعه افیولیتی شمال‌شرق سبزوار وجود دارد که برونزد آن در منطقه سلطان‌آباد است. این مجموعه شامل سنگ‌های دگرگونی رخساره‌های شیست سبز، شیست آبی و آمفیبولیت است که چند توده نفوذی با ترکیب تونالیت و ترونجمیت در آن تزریق شده است (شکل ۱-ب). یکی از توده‌های نفوذی واقع در جنوب‌غرب سلطان‌آباد، توسط تعداد زیادی دایک هورنبلندیتی در راستای تقریباً شرقی- غربی قطع شده است. هم‌زیستی مکانی نزدیکی بین توده نفوذی میزبان و دایک‌ها وجود دارد. به‌طوری‌که رخنمون صحرایی این نوع دایک‌ها در منطقه افیولیتی شمال سبزوار محدود به توده تونالیتی غرب سلطان‌آباد است.

Baroz و همکاران (۱۹۸۳) با تعیین سن توده‌های نفوذی و سنگ‌های دگرگونی اطراف، به هم‌زمانی ماگماتیسیم و دگرگونی در منطقه سلطان‌آباد پی برده و از این رو تشکیل توده‌های نفوذی را مرتبط با فرآیند دگرگونی منطقه در نظر گرفته‌اند. جعفری (۱۳۸۰) و نصرآبادی (۱۳۸۲) توده‌های نفوذی منطقه سلطان‌آباد را از نوع ماگمای کالک‌آلکالن جزایر قوسی در نظر گرفته و منشأ آن‌ها را به ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای نسبت داده‌اند.

تعیین ترکیب شیمیایی دقیق این گرانیتوئیدها به روش ICP-MS، مشخص کرد که این سنگ‌ها ترونجمیت و تونالیت هستند. همچنین با توجه به

و نسبت‌های ایزوتوپی است.

پژوهشگران مختلف (De Bari and Coleman, 1989؛ Burg *et al.*, 1998؛ Ulmer, 2007)، هم‌زیستی واحدهای ماگمایی فلسیک، مافیک و الترامافیک (پیروکسنیت و هورنبلندیت) مرتبط با فروورانش را در بسیاری از کمربندهای کوه‌زایی گزارش کرده‌اند. این هم‌زیستی را می‌توان به دگرگونی پیش‌رونده و ذوب بخشی ناشی از ناپایداری آمفیبول (Petford and Atherton, 1996) و یا تبلور ماگمای اولیه در فشار بالا (Ringuette *et al.*, De Bari and Coleman, 1989؛ Ulmer, 2007؛ 1999) نسبت داد. با مطالعه طیف‌های سنگی هم‌زاد و متنوع قوس‌های ماگمایی، ضمن شناخت فرآیندهای ماگمایی اعماق پوسته قوس، می‌توان به ارزیابی هر یک از مکانیسم‌های ذوب مجدد پوسته و تبلور تفریقی و نقش جدایش آمفیبول در تولید ماگمای کالک‌آلکالن پرداخت.

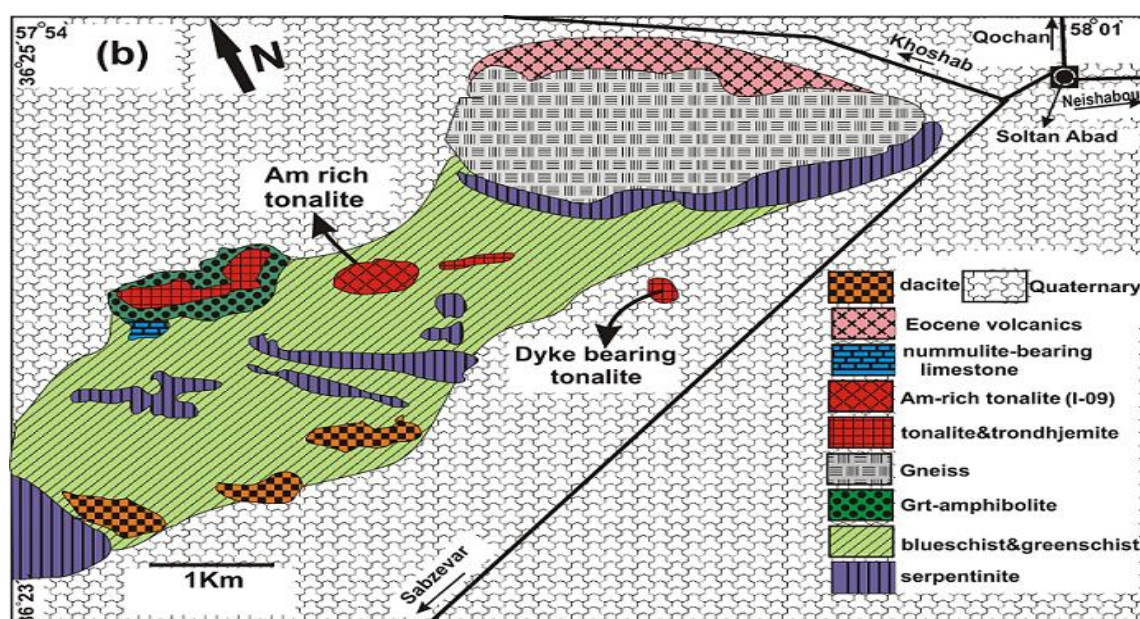
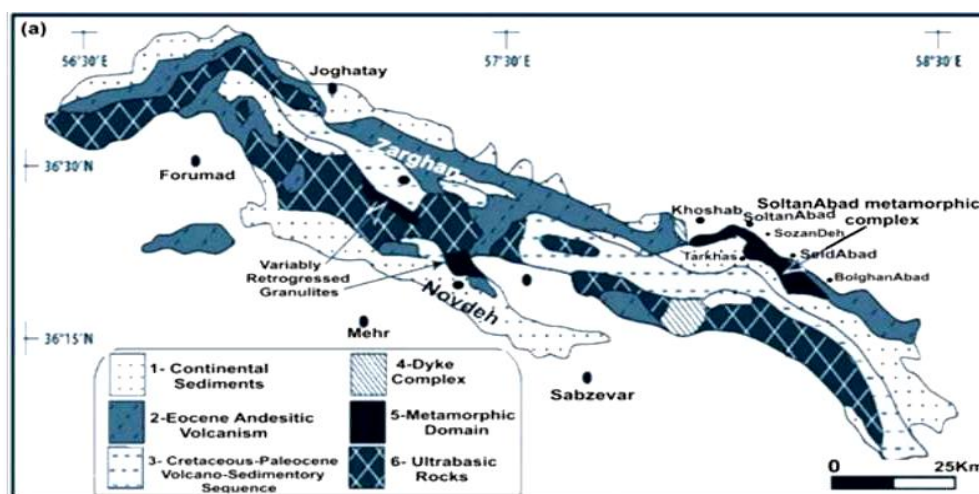
تمرکز عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی مناطق کوه‌زایی (آلپ، آند، هیمالیا و آلاسکا) بیانگر آنست که تبلور کانی‌های فقیر از سیلیس مانند گارنت، آمفیبول و اکسیدهای آهن، نقش مهمی در تفریق ماگما و ایجاد کومولاهای غنی از آمفیبول و گارنت همراه با مذاب‌های تفریق یافته غنی از سیلیس ایفا می‌نماید (Jan and Howie, 1981؛ Ulmer *et al.*, 1983؛ De Bari and Coleman, 1989؛ Greene *et al.*, 2006). تشکیل کومولای غنی از آمفیبول در واحدهای ماگمایی مناطق قوس، مستلزم تفریق ماگما در اعماق متوسط پوسته و فراوانی آب در ماگماست (Fischer and Marty, 2005; Wallace, 2005).

جدایش آمفیبول و گارنت در اعماق بیشتر از ۳۵ کیلومتر به‌صورت فازهای کومولا، از ماگمای حدواسط و بازیک، سبب ایجاد شاخص‌های آداکیتی در مذاب باقی‌مانده می‌شود (Wareham *et al.*, 1997؛ Mütener *et al.*, 2001). تفریق آمفیبول باعث تهی‌شدگی مذاب از عناصر نادر خاکی متوسط و تا اندازه‌ای عناصر نادر

میانی در بخش‌های سطحی زمین برونزد داشته و فرآیندهای تکتونیکی و دگرگونی منطقه قبل از ائوسن میانی پایان یافته است (نصرآبادی، ۱۳۸۲).

در این نوشتار سعی شده است تا به کمک بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها و شاخص‌های ژئوشیمیایی سنگ کل، شرایط تشکیل و ژنز دایک‌های مافیک تزریق شده به توده توانلیتی جنوب غرب سلطان‌آباد بحث و بررسی شود.

مقادیر کم پتاسیم، تهی‌شدگی از عناصر خاکی سنگین (مانند ایتیریم و ایتربیم)، مقادیر بالای آلومینیم و غنی‌شدگی از استرانسیم، خصوصیات آداکیتی را نشان می‌دهند (نصرآبادی، ۱۳۸۸). سن این توده‌ها به روش اورانیم-سرب زیرکن، پالئوسن میانی به دست آمده است (نصرآبادی، ۱۳۸۸). از نظر چینه‌شناسی نیز وجود قطعاتی از توده‌های نفوذی و سنگ‌های دگرگونی اطراف در آهک‌های نومولیت‌دار جنوب خوشاب نشان‌دهنده این است که توده‌های نفوذی منطقه در طی ائوسن



شکل ۱- (a) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از نوار افیولیتی شمال سبزوار و مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد که در شمال شرق سبزوار واقع است (با تغییرات از Lensch و همکاران (۱۹۷۷)). (b) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از نوار دگرگونی غرب و جنوب غرب سلطان‌آباد (نصرآبادی، ۱۳۸۸)

روش انجام پژوهش

روش مطالعه شامل نمونه برداری از برونزد دایک‌های مافیک جهت مطالعات میکروسکوپی و آنالیز سنگ کل، تهیه مقاطع نازک از نمونه‌ها، بررسی‌های دقیق پتروگرافی و آنالیز نقطه‌ای ۲۵۰ نقطه از کانی‌های گوناگون دایک‌ها در دانشگاه اشتوتگارت (آلمان) و رم (ایتالیا) است. دستگاه آنالیز الکترون مایکروپروب دانشگاه اشتوتگارت از نوع Cameca SX100 و دانشگاه لاسپینزای رم از نوع Cameca SX50 است. در طول انجام آنالیز نقطه‌ای، ولتاژ شتاب‌دهنده هر دو دستگاه 15 KV، شدت جریان 15 nA و زمان شمارش 30 S بوده است. عناصر اصلی، فرعی و نادر ۱۲ نمونه از دایک‌ها نیز در آزمایشگاه فعال‌سازی (Activation Lab) انتاریای کانادا به روش ICP-MS اندازه‌گیری شده است. در محاسبه فرمول ساختمانی کانی‌ها از نرم افزار کالک‌مین (Calc Min) و به‌منظور تخمین شرایط حرارت و فشار از دما- فشارسنج آمفیبول، دماسنج آمفیبول- پلاژیوکلاز و محدوده پایداری کانی‌ها استفاده شده است.

روابط صحرائی

در مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد، چندین برونزد سیل مانند از توده‌های نفوذی فلسیک وجود دارد. یکی از آن‌ها که در غرب سلطان‌آباد و در بخش جنوبی ارتفاعات گنیسی چیلی واقع است، دارای ترکیب تونالیتی بوده و با داشتن دایک‌های بازیک متعدد، نظر هر بیننده‌ای را به خود جلب می‌کند (شکل ۲- a). دایک‌ها تقریباً موازی با یکدیگر بوده و دارای امتداد شرقی- غربی هستند (N89E-N110E) و شیب آن‌ها به‌طرف شمال شرق (65-85NE) است (شکل‌های ۲- a و b). ضخامت این دایک‌ها از مقیاس سانتی‌متری تا ۵ متر متغیر است. ترکیب بازالتی و مقادیر زیاد

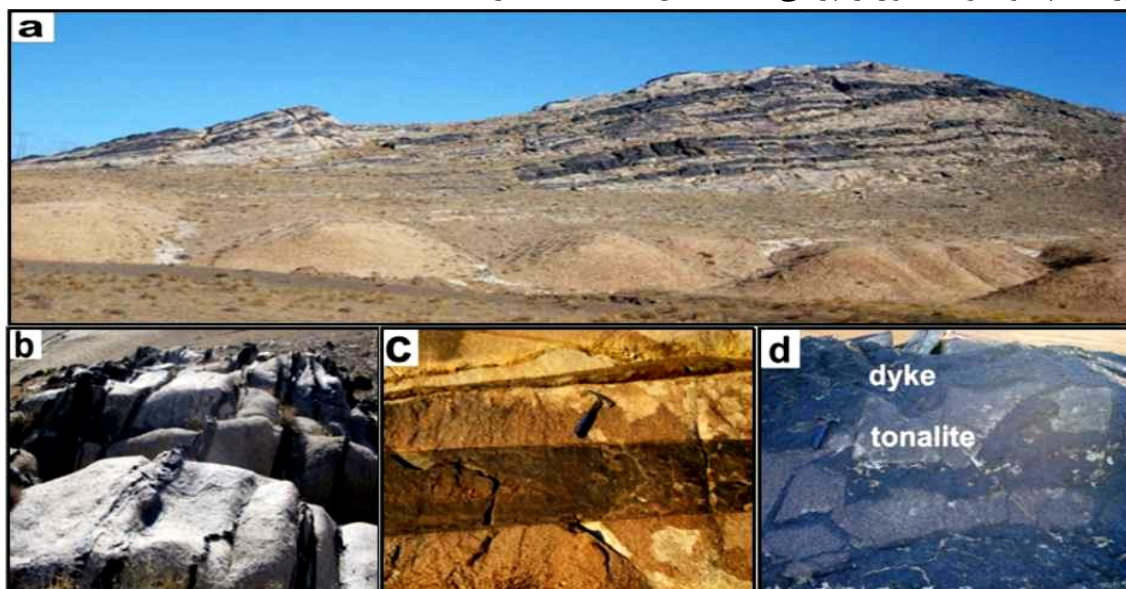
آب (فراوانی کانی‌های آبدار) با کم کردن گرانیروی، باعث نفوذ مذاب غنی از آمفیبول به شکاف‌های باریک (شکل ۲- c) شده است. در بعضی از دایک‌ها می‌توان قطعات زاویه‌دار (شکل ۲- d) تا مدور از سنگ میزبان تونالیتی را مشاهده کرد. با توجه به ضخامت کم دایک‌ها، تأثیر حرارتی آن‌ها کمتر از آن بوده که سبب ذوب بخشی توده تونالیتی شده باشد و شواهد ذوب بخشی نیز در سنگ میزبان دیده نمی‌شود. در نمونه دستی، سوزن‌های آمفیبول، سازنده اصلی سنگ است و با توجه به فراوانی مودال آمفیبول، فلدسپات و اپیدوت، نمونه‌های مورد مطالعه از نظر ضریب رنگینی مزوکرات تا هولوملانوکرات هستند. در بیشتر نمونه‌ها، منشورهای آمفیبول، غیر جهت یافته هستند اما در مواردی نیز بر اثر فرآیند میلونیت‌زایی، برگوارگی پیدا کرده‌اند. از نکات در خور توجه دیگر، وجود بیگانه‌سنگ‌های بزرگ ورقه‌ای از شیبست آبی به طول چندین متر و به موازات دایک‌های مافیک در توده تونالیتی است. نمونه دستی این بیگانه‌سنگ‌های بزرگ، دارای برگوارگی بوده و در زیر میکروسکوپ باقی‌مانده‌هایی از بلور گلوکوفان با چندرنگی آبی را نشان می‌دهند.

پتروگرافی

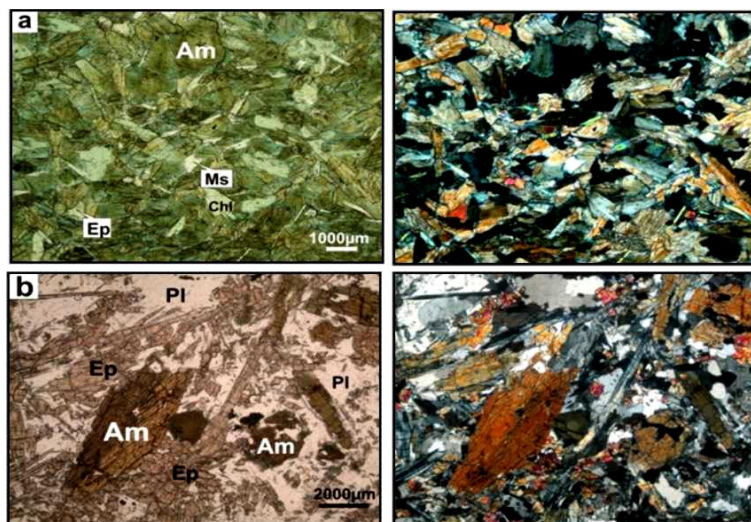
کانی سنگ‌ساز اصلی در بیشتر نمونه‌ها آمفیبول است و بیش از ۹۰ درصد سنگ را شامل می‌شود (شکل ۳- a). از کانی‌های اصلی دیگر، می‌توان به پلاژیوکلاز غنی از آل بیت و اپیدوت اشاره کرد که در نمونه‌های مختلف دارای فراوانی مودال متغیر هستند (شکل ۳- b). کانی‌های فرعی و ثانویه سنگ، کلریت، میکای سفید، اسفن و اکسید آهن هستند. به غیر از انواع میلونیتی‌شده، بلورهای آمفیبول، هیچ‌گونه جهت‌یافتگی

(b). اپیدوت به صورت بلورهای درشت خودشکل (شکل ۳- b) و یا تجمع‌هایی از بلورهای ریزتر در سنگ حضور دارد.

ترجیحی نشان نمی‌دهند. در نمونه‌های غنی از پلاژیوکلاز، این کانی، سازنده زمینه سنگ است و فضای بین بلورهای اپیدوت و آمفیبول را پر می‌کند (شکل ۳- b).



شکل ۲- (a) نمایی از توده تونالیتی غرب سلطان‌آباد و دایک‌های مافیک تزریق شده به داخل آن، (b) نمایی نزدیک از دایک‌های مافیک باریک که بیانگر گرانروی کم ماگما است، (c) مرز واضح بین دایک‌های مافیک و توده تونالیتی میزبان و (d) قطعات زاویه‌دار سنگ میزبان تونالیتی در یک دایک ضخیم‌تر که بیانگر منجمد بودن توده نفوذی در زمان تزریق دایک‌های مافیک است.



شکل ۳- (a) مقاطع میکروسکوپی دایک‌های مافیک: سازنده اصلی بیشتر دایک‌های مافیک آمفیبول است و بیش از ۹۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد، (b) در بعضی از نمونه‌ها، اپیدوت نوع فقیر از آهن و پلاژیوکلاز از فراوانی در خور توجهی برخوردار هستند و فضای بین بلورهای آمفیبول را پر می‌کنند (تصاویر سمت چپ در نور طبیعی و سمت راست در نور پلاریزه).

ترکیب کانی‌شناسی

برای شناخت ترکیب شیمیایی کانی‌ها و متعاقب آن،

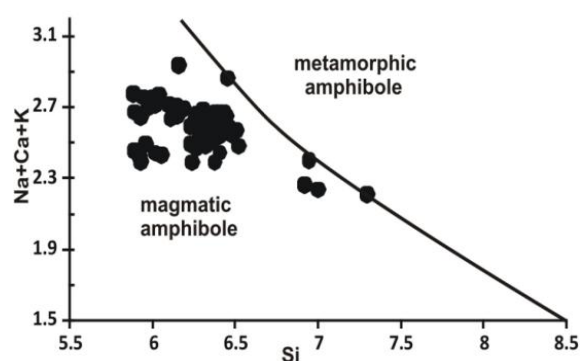
انجام محاسبات دما- فشارسنجی، از کانی‌های سه نمونه از دایک‌های مافیک، بیش از ۲۵۰ آنالیز نقطه‌ای انجام

شد. در این بخش، ترکیب کانی‌های سازنده دایک‌های مافیک تشریح می‌شود.

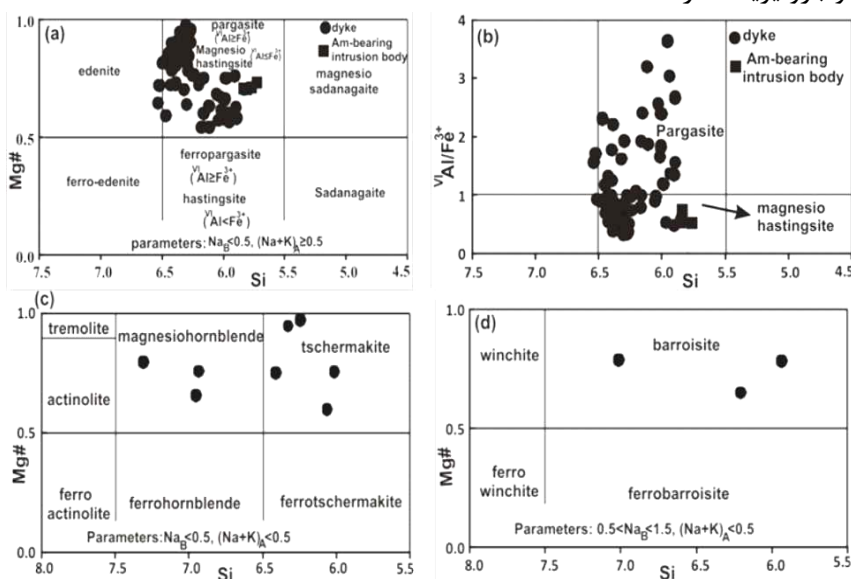
آمفیبول

آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های دو نمونه از دایک‌های مافیک و یک نمونه تونالیت آداکیتی غنی از آمفیبول در جدول ۱ ارائه شده است. همان‌طور که از نتایج آشکار است، یکی از شاخص‌های زمین‌شیمیایی بارز در مورد آمفیبول دایک‌های مورد مطالعه، مقادیر زیاد آلومینیم در ترکیب شیمیایی آن‌هاست؛ به طوری که میزان آن تا ۱۷/۷۹ درصد نیز می‌رسد. در راستای شناخت منشأ این آمفیبول‌ها، از نمودار متمایز کننده آمفیبول‌های آذرین از انواع دگرگونی (Leake, 1971) استفاده شد. بر اساس این نمودار (شکل ۴)، آمفیبول‌های مورد مطالعه از نوع آذرین هستند. در نمودارهای طبقه‌بندی آمفیبول آذرین (Leake et al., 2004)، بیشتر آن‌ها از گروه کلسیک (پارگازیت، منیزیوهایستینگزیت، چرماکیت و منیزیوهورنبلند) و به ندرت کلسیک-سدیک (باروئیزیت) هستند (شکل ۵). میزان کاتیون‌های آلومینیم و تیتانیم در مرکز بلورهای آمفیبول نسبت به حاشیه بیشتر است و منطقه‌بندی ترکیبی در آمفیبول‌ها به صورت آمفیبول نوع منیزیوهایستینگزیت و پارگازیت در مرکز، تا چرماکیت، منیزیوهورنبلند و باروئیزیت در

حاشیه بلور رخ داده است. این منطقه‌بندی ترکیبی احتمالاً بیانگر تبلور حاشیه آمفیبول در شرایط دما و فشار کمتر نسبت به شرایط تبلور مرکز بلور است. از طرفی، ممکن است آمفیبول نوع باروئیزیت موجود در حاشیه آمفیبول‌های کلسیک، حاصل دگرسانی باشد، به طوری که فرایندهای سوسوریت‌زایی و سرپسیت‌زایی با جایگزینی آمفیبول‌های ماگمایی توسط انواع دگرگونی در بعضی از نمونه‌ها همراه بوده است. همان‌طور که در شکل‌های ۵-a و ۵-b مشاهده می‌شود، آمفیبول موجود در تونالیت آداکیتی منطقه نیز از نوع کلسیک بوده و مانند انواع موجود در دایک‌های مافیک، دارای ترکیب منیزیوهایستینگزیت است.



شکل ۴- با توجه به نمودار متمایز کننده آمفیبول‌های ماگمایی و دگرگونی (Leake, 1971) اکثر آمفیبول‌های مورد مطالعه دارای منشأ ماگمایی هستند.



شکل ۵- طبقه‌بندی آمفیبول‌های مورد مطالعه بر اساس تقسیم‌بندی Leake و همکاران (۲۰۰۴). مطابق این نمودارها، آمفیبول‌ها، از گروه کلسیک (پارگازیت، منیزیوهایستینگزیت، چرماکیت و منیزیوهورنبلند (شکل‌های a، b و c) و کلسیک-سدیک (باروئیزیت) (شکل d)) هستند. از نکات شایان توجه، شباهت ترکیبی آمفیبول در تونالیت آداکیتی و دایک‌های غنی از هورنبلند است (شکل‌های a و b).

میکای سفید

آنالیز شیمیایی میکای سفید در جدول ۲ ارائه شده است. متشکله‌های اصلی میکای سفید شامل موسکویت (۵۳ تا ۵۷ درصد)، سالدونیت (۱۴ تا ۲۱ درصد)، پاراگونیت (۱۳ تا ۲۲ درصد) هستند.

فلدسپار

فلدسپار نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر از نوع آلبیت است و در بعضی از موارد، میزان سازنده آنورتیت تا ۱۶ درصد فلدسپات را تشکیل می‌دهد (جدول ۲). با توجه به حضور بلورهای اپیدوت ثانویه، بیشتر بلورهای فلدسپات متحمل دگرسانی شده‌اند.

اپیدوت

از اپیدوت موجود در یکی از دایک‌های حدواسط غنی از اپیدوت و پلاژیوکلاز، آنالیز نقطه‌ای به عمل آمده است (جدول ۲). میزان سازنده پیستاشیت در اپیدوت‌ها از ۹ تا ۳۱ درصد متغیر است. احتمالاً اپیدوت‌های خودشکل و درشت موجود در دایک‌های حدواسط دارای منشأ ماگمایی هستند. از نظر زمین‌شیمیایی، اپیدوت‌های ماگمایی دارای بیشتر از ۲۵ درصد سازنده پیستاشیت هستند (Tulloch, 1979). با وجود آمفیبول‌های ماگمایی غنی از آلومینیم، امکان حضور اپیدوت‌های ماگمایی در نمونه‌های مورد مطالعه وجود دارد. لازم به ذکر است که در توده توانالیتی میزبان نیز اپیدوت ماگمایی وجود دارد (نصرآبادی، ۱۳۹۰). بنابر این، با توجه به مقادیر پیستاشیت (۹ تا ۳۱ درصد)، اپیدوت موجود در دایک‌های منطقه از هر دو نوع ماگمایی و دگرسانی هستند.

کلریت

کلریت‌ها دارای منشأ ثانویه بوده و حاصل تجزیه آمفیبول‌ها هستند. از ویژگی‌های ترکیبی این کانی،

فراوانی منیزیم در آن است (جدول ۲).

اسفن

مقادیر کم آلومینیم موجود در اسفن، بیانگر منشأ ثانویه و تشکیل آن‌ها تحت شرایط دگرسانی است. زیرا مقادیر کم آلومینیم (۱ تا ۲ درصد) نشان‌دهنده خاستگاه دگرسانی اسفن است (Franz and Spear, 1985).

بحث

حرارت و عمق تشکیل ماگمای سازنده دایک‌ها

دما- فشار سنجی آمفیبول

آمفیبول از جمله کانی‌های معمول موجود در ماگماهای آب‌دار تبلور یافته در بخش‌های عمقی پوسته است. ترکیب شیمیایی آمفیبول، تحت تأثیر عواملی مانند فشار، حرارت، ترکیب شیمیایی مذاب، فوگاسیته اکسیژن و میزان آب است (Spear, 1981; Heltz, 1982). وجود یک رابطه خطی مستقیم بین میزان آلومینیم و تیتانیم آمفیبول و عمق و دمای تبلور ماگما توسط مطالعات آزمایشگاهی بسیاری از پژوهشگران به اثبات رسیده است (Hammarstrom and Otten, 1984; Johnson and Hollister et al., 1987; Zen, 1986; Rutherford, 1989; Anderson and Schmidt, 1992; Smith, 1995). به واسطه این رابطه، دما- فشار سنجی آمفیبول توده‌های نفوذی و آتشفشانی، به منظور تخمین عمق تبلور و جایگزینی و دمای انجماد ماگما استفاده می‌شود. تعداد کاتیون‌های آلومینیم موجود در آمفیبول دایک‌های مورد مطالعه، از ۳/۱۱ در مرکز تا ۲/۲۷ در حاشیه بلور و به استثنای یکی از آمفیبول‌ها که دارای بیش از ۱۰ درصد وزنی تیتانیم است (کرسوتیت) میزان کاتیون‌های تیتانیم از ۰/۳۸ در مرکز تا ۰/۱۳ در حاشیه بلور متغیر است. این مقادیر، معادل فشار ۹ تا ۱۲ کیلوبار و حرارت ۹۸۰ درجه سانتیگراد برای تبلور مرکز

تبلور فاز آمفیبول در ماگمای سازنده دایک‌هاست در حالی که مقادیر کمتر دما و فشار محاسبه شده به کمک داده‌های حاشیه آمفیبول، معرف جایگزینی و تزریق دایک‌ها در بخش‌های سطحی تر و یا تأثیر فرآیندهای دگرسانی بر حاشیه آمفیبول‌هاست.

آمفیبول و فشار ۶ تا ۸ کیلو بار و حرارت ۷۰۳ درجه سانتیگراد در طی تبلور حاشیه آمفیبول است (جدول ۳).

به نظر می‌رسد که شرایط فشار و حرارت محاسبه شده با کمک داده‌های مرکز آمفیبول‌ها، معادل عمق

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی آمفیبول، آهن کل به صورت FeO_t است.

Sample	D-G200 (dyke)					D23 (dyke)				
SiO_2	39.68	38.95	39.12	42.71	41.64	40.89	40.45	39.13	39.89	40.49
TiO_2	1.31	10.17	1.71	1.34	1.36	1.28	1.51	1.37	3.43	1.4
Al_2O_3	14.75	11.42	16.11	13.14	12.5	14.45	14.86	15.29	15.25	15.78
FeO^t	13.69	13.68	16.15	11.46	13.41	14.3	15.23	15.35	15.03	14.69
MnO	0.32	0.35	0.35	0.24	0.28	0.24	0.37	0.24	0.34	0.31
MgO	11.22	9.55	9.18	13.17	12.16	11.41	10.74	10.59	9.84	10.32
CaO	11.0	8.54	10.49	10.52	10.36	11.25	9.95	9.84	10.69	10.61
Na_2O	2.85	2.81	2.81	2.95	2.91	2.93	2.79	2.64	2.96	3.04
K_2O	0.69	0.32	0.68	0.67	0.64	0.79	0.65	0.75	0.71	0.79
Total	95.6	95.82	96.68	96.2	95.26	97.54	96.53	96.41	98.14	97.41
O# 23										
Si	5.98	5.89	5.88	6.28	6.25	6.04	5.97	5.9	5.6	5.68
Ti	0.14	1.15	0.19	0.14	0.15	0.14	0.17	0.19	0.38	0.16
Al^{IV}	2.01	2.03	2.11	1.71	1.74	1.96	2.04	2.1	2.1	2.02
Al^{VI}	0.61	0	0.73	0.56	0.47	0.55	0.55	0.56	0.55	0.72
Fe^{2+}	1.09	1.51	1.3	0.8	0.96	1.19	0.8	0.74	1.44	1.2
Fe^{3+}	0.99	0.19	0.65	0.54	0.65	0.58	1.08	1.15	0.41	0.61
Mn	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04
Mg	2.52	2.15	2.05	2.89	2.72	2.51	2.36	2.33	2.17	2.27
Ca	1.77	1.38	1.69	1.66	1.64	1.78	1.57	1.56	1.69	1.68
Na	0.83	0.82	0.81	0.84	0.4	0.84	0.8	1.76	0.85	0.87
K	0.13	0.06	0.19	0.12	0.12	0.15	0.12	0.14	0.13	0.15
Sum Cat.	15.16	15.26	15.63	15.57	15.59	15.77	15.49	15.45	15.68	15.7
Na_B	0.3	0.64	0.38	0.4	0.39	0.22	0.43	0.44	0.3	0.32
Mg#	0.69	0.58	0.61	0.78	0.73	0.68	0.75	0.76	0.6	0.65

جدول ۱- ادامه.

Sample	D23 (dyke)					I-09 (Am-bearing tonalite)				
SiO_2	39.93	40.58	39.67	40.07	39.75	38.81	39.4	39.42	39.07	
TiO_2	1.58	1.26	1.3	1.27	1.18	1.3	1.44	1.1	1.31	
Al_2O_3	15.85	16.37	16.48	17.25	17.79	15.74	15.26	16.45	15.54	
FeO^t	16.59	15.17	14.87	14.65	14.89	18.17	17.83	16.81	17.56	
MnO	0.27	0.26	0.26	0.29	0.27	0.18	0.22	0.1	0.21	
MgO	9.1	9.28	9.95	9.21	9.04	8.38	8.2	8.29	8.47	
CaO	11.53	10.92	11.15	11.13	10.75	10.86	10.67	10.39	10.62	
Na_2O	2.15	2.82	2.89	2.86	3.04	2.75	2.8	3.11	2.42	
K_2O	0.97	0.86	0.87	0.88	1	1.05	1.07	1.01	1.07	
Total	97.97	97.5	97.44	97.59	97.7	97.24	96.89	96.59	96.27	
O# 23										
Si	5.94	6.03	5.89	5.95	5.89	5.75	5.87	5.84	5.83	
Ti	0.18	0.14	0.15	0.14	0.13	0.15	0.16	0.11	0.15	
Al^{IV}	2.07	1.98	2.11	2.05	2.11	2.25	2.14	2.16	2.17	
Al^{VI}	0.71	0.89	0.77	0.97	1	0.5	0.54	0.72	0.57	
Fe^{2+}	1.55	1.53	1.35	1.55	1.47	1.49	0.9	1.33	0.82	
Fe^{3+}	0.52	0.35	0.5	0.27	0.38	0.76	1.32	0.75	1.37	
Mn	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01	0.82	
Mg	2.02	2.05	2.2	1.04	2	1.85	1.82	1.83	1.89	
Ca	1.84	1.74	1.77	1.77	1.71	1.72	1.7	1.65	1.7	
Na	0.62	0.81	0.83	0.82	0.87	0.79	0.81	0.89	0.7	
K	0.18	0.16	0.17	0.17	0.19	0.2	0.2	0.18	0.2	
Sum Cat.	15.65	15.71	15.77	15.76	15.77	15.28	15.49	15.29	16.22	
Na_B	0.16	0.26	0.22	0.23	0.29	0.28	0.3	0.35	0.3	
Mg#	0.57	0.57	0.62	0.57	0.58	0.71	0.67	0.71	0.7	

جدول ۲- نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌های میکای سفید، اپیدوت، آلپیت، کلریت و اسفن. جدایش آهن دو و سه ظرفیتی به روش تعادل بار صورت گرفته و آهن کل به صورت FeO_t محاسبه شده است. Ti-Mn-Ca-WM متشکله میکای سفید دارای تیتانیوم، منگنز و کلسیم است. XPs درصد متشکله پیستاشیت کانی اپیدوت است.

Sample mineral	G-D200							D23			
	میکای سفید	کلریت	اپیدوت		اسفن	پلاژیوکلاز		میکای سفید	پلاژیوکلاز		
SiO_2	47.06	27.22	38.03	38.8	38.48	30	65.46	47.46	47.21	66.44	68.29
TiO_2	0.44	0	0.16	0.22	0.06	36.69	0.01	0.63	0.28	0.01	0.02
Al_2O_3	30.22	21.15	20.52	30.57	27.37	1.51	20.57	33.06	30.5	20.93	19.6
FeO^t	2.66	18.52	14.16	4.82	9.48	0.47	0.12	2.66	3.64	0.14	0.21
MnO	0.01	0.38	0.16	0.06	0.33	0.06	0	0	0	0	0
MgO	2.21	20.1	0.06	0.02	0.03	0	0.01	1.62	2.22	0	0.07
CaO	0.01	0	22.35	23.25	22.9	28.03	1.34	0.07	0	2.14	0.19
Na_2O	0.99	0	0.1	0	0	0.04	10.53	1.96	1.13	10.67	11.49
K_2O	9.38	0	0	0	0	0	0.03	8.91	10.42	0.05	0.28
Total	93.49	87.71	97.37	97.82	98.7	96.84	98.09	94.57	95.01	100.41	100.19
O#	22	28	12.5			4	8	22		8	
Si	6.42	5.53	3.08	2.94	2.93	1	2.92	6.26	6.34	3.08	3.17
Ti	0.04	0	0	0.01	0	0.92	0	0.06	0.08	0	0
Al	1.57	2.46	1.96	2.73	2.46	0.05	1.08	1.73	1.65	1.14	1.07
AlIV	3.29	2.6						3.41	3.17		
AlVI	0.3	3.15	0	0	0	0	0	0.29	0.28	0	0
Fe^{2+}	0	0	0.88	0.27	0.54	0.01	0	0	0.1	0	0
Fe^{3+}	0	0.06	0.01	0	0.01	0	0	0	0	0	0
Mn	0.45	6.09	0	0	0	0	0	0.31	0.44	0	0.07
Mg	0	0	1.94	1.89	1.87	1	0.06	0.1	0	0.1	0.009
Ca	0.26	0	0.01	0	0	0	0.91	0.44	0.29	0.9	0.97
Na	0.63	0	0	0	0	0	0	1.5	1.78	0.003	0.01
K	13.71	19.89	7.88	7.83	7.81	2.98	4.97	14.15	14.13	5.22	5.2
Sum Cat.			0.31	0.09	0.18						
X_{Ps}	57.5							57.8	53.2		
Ms	21.4							14.6	19.3		
Cel	13.8							22.5	18.5		
Pg	2.6							4.4	4		
Ti-Mn-Ca-Ms											
Ab							93.27			82.9	96
An							6.5			16.6	1.6
Or							0.1			0.5	2.4

جدول ۳- نتایج دما- فشار سنجی آمفیبول دایک‌ها

sample	Al and Ti Cantions of amphibole	Pressure (Kb)										Temperature (°C)	
		H and Z		H	J and R	S	A and S						O
							O		H and B				
							730°C	752°C	735°C	726°C	686°C		
G- D200	Al	Max	2.84	10.36	11.25	8.55	10.5	9.34				10.3	10.57
		Min	2.27	7.49	8.04	6.14	7.79	6.82				7.63	7.85
		Med	2.39	8.1	8.7	6.64	8.3	7.35				8.11	8.42
	Ti	Max	0.19										777
		Min	0.14										723
		Med	0.15										730
D23	Al	Max	3.11	11.73	12.78	9.69	11.79	-	9.93	10.4	10.64		
		Min	2.51	8.7	9.39	7.15	8.93	-	7.36	7.77	7.97		
		Med	2.78	10.06	10.91	8.29	10.22		8.51	8.95	8.41		
	Ti	Max	0.38										981
		Min	0.13										703
		Med	0.17										752

O: [Otten, 1984]; H and Z: [Hammarstrom and Zen, 1986]; H: [Hollister *et al.*, 1987]; J and R: [Johnson and Rutherford, 1989]; S: [Schmidt, 1992]; A and S: [Anderson and Smith, 1995]; H and B: [Holland and Blundy, 1994].

P (± 3 kbar) = $-3.92 + 5.03 \text{ Altot}$, $r_2 = 0.80$ [Hammarstrom and Zen, 1986]

P (± 1 kbar) = $-4.76 + 5.64 \text{ Altot}$, $r_2 = 0.97$ [Hollister *et al.*, 1987]

P (± 0.5 kbar) = $-3.46 + 4.23 \text{ Altot}$, $r_2 = 0.99$ [Johnson and Rutherford, 1989]

P (± 0.6 kbar) = $-3.01 + 4.76 \text{ Altot}$, $r_2 = 0.99$ [Schmidt, 1992]

P (± 0.6 kbar) = $4.76 \text{ Altot} - 3.01 - \{[(T^\circ\text{C}) - 675]/85\} \times \{0.530 \text{ Al} + 0.005294 [T(T^\circ\text{C}) - 675]\}$, $r_2 = 0.99$ [Anderson and Smith, 1995]

ترکیب شیمیایی سنگ کل دایک‌ها

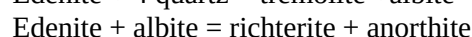
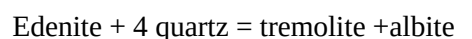
به منظور بررسی شیمی سنگ کل، ۱۲ نمونه از دایک‌های منطقه به روش ICP-MS در مؤسسه آزمایشگاهی فعال سازی شهر اونتاریو کانادا آنالیز شد (جدول ۵). همان طور که قابل پیش بینی است با توجه به مقادیر زیاد آمفیبول در نمونه‌های تجزیه شده (غیر از نمونه Y3) ترکیب شیمیایی سنگ کل آن‌ها تقریباً معادل ترکیب شیمیایی آمفیبول است. مقدار سیلیس بیشتر نمونه‌ها کمتر از ۵۰ درصد است و از مقادیر اندکی پتاسیم (۵۶/۰ تا ۱۳۶/۱) نیز برخوردار هستند. میزان آلومینیم آن‌ها بالا بوده، از ۱۳/۱۲ تا ۱۷/۷۹ درصد متغیر است. عدد منیزیم بیشتر نمونه‌ها نیز بیشتر از ۵/۰ است. تفاوت در عناصر اصلی و نادر نمونه‌های مختلف را می‌توان به فراوانی مودال متغیر کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز و فازهای فرعی مانند مگنتیت نسبت داد.

بر طبق نمودارهای متمایزکننده سری ماگمایی، بیشتر نمونه‌های مطالعه شده از ماهیت تولییتی برخوردارند (شکل ۶). در غالب نمونه‌های بازیک و الترابازیک به هنجار شده نسبت به کندریت، الگوی نسبتاً مسطح و تفریق نیافته، همراه با غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی میانی (MREE) را شاهد هستیم (شکل ۷-a). این الگو، نشأت گرفته از تجمع آمفیبول در این سنگ‌هاست. زیرا آمفیبول در طی تفریق ماگمایی، بخش زیادی از عناصر نادر خاکی میانی را جذب می‌کند (Davidson et al., 2007). از طرفی، الگوی نسبتاً مسطح و تفریق نیافته عناصر نادر خاکی در این نمونه‌ها بیانگر آن است که تمرکز عناصر خاکی تحت تأثیر فرآیندهای دگرگونی ثانوی، قرار نگرفته است (Sun and McDonough, 1989). در نمونه‌های حدواسط و دو نمونه بازیک نیز، الگوی تفریق یافته به صورت غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به سنگین وجود دارد (شکل ۷-b). این امر را می‌توان به غنی‌شدگی ثانوی حاصل از اضافه

وجود ادخال‌های زاویه‌دار تا گرد شده از تونالیت در دایک‌های مافیک، بیانگر سرد بودن سنگ میزبان در حین تزریق دایک‌هاست. با توجه به گرادیان زمین‌گرایی پایین مربوط به منطقه تزریق توده‌های نفوذی و دایک‌ها (نصرآبادی و همکاران، ۱۳۹۱) امکان سرد شدن آن‌ها در عمق نسبتاً زیاد نیز امکان‌پذیر بوده است. لازم به ذکر است که شرایط تبلور آمفیبول دایک‌های مافیک منطقه به‌ویژه از نظر فشار، بسیار مشابه آمفیبول‌های ماگمایی موجود در توده‌های تونالیتی همجوار است (نصرآبادی، ۱۳۸۸).

دما- فشارسنجی آمفیبول - پلاژیوکلاز

روش دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز، مهم‌ترین روش تعیین دمای انجماد توده‌های ماگمایی است. نخست، Blundy و Holland (۱۹۹۰)، بر مبنای جانشینی ادنیستی و چرماکیستی صورت گرفته در ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها، اولین دماسنجی بر مبنای زوج کانی هورنبلند- پلاژیوکلاز را ابداع نمودند و سپس Holland و Blundy (۱۹۹۴) این نوع دماسنجی را مجدداً کالیبره نموده و با توجه به واکنش‌های:



دو دماسنج مستقل، برای سنگ‌های کوارتزدار و عاری از کوارتز ارائه نمودند. دماهای حاصل از دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز در جدول ۴ ارائه شده است. در گستره فشار بین ۵ تا ۱۰ کیلو بار، دما از ۶۷۱ تا ۷۳۵ درجه سانتیگراد متغیر است که معادل حرارت سرد شدن توده بعد از تبلور پلاژیوکلاز و آمفیبول است.

جدول ۴- نتایج دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز (Holland and Blundy, 1994) دایک‌های مافیک

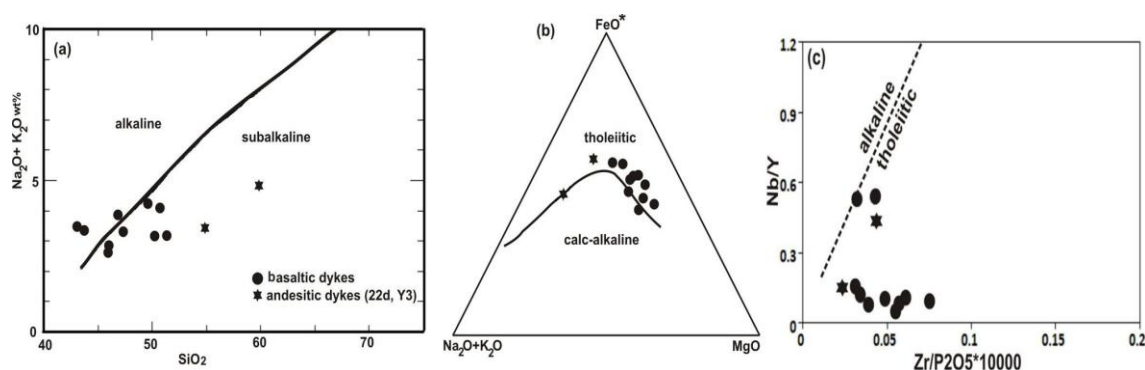
Sample	P (Kb)	5	10
D23	T (ed-tr) °C	726	735
g-d200	T (ed-tr) °C	686	671

مثبت سرب و بی‌هنجاری منفی عناصر نیوبیم، زیرکونیم، تیتانیم و فسفر در بیشتر نمونه‌ها بارز و مشخص است. این شاخص‌های زمین‌شیمیایی از ویژگی‌های ماگماتیسم مناطق فرورانش است (Wilson, 1989).

شدن سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورانده یا نرخ‌های متفاوت انباشتگی آمفیبول نسبت داد (Gray, 2007). در نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به مورب عادی، تمامی نمونه‌ها از عناصر LILE غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۷- b). بی‌هنجاری

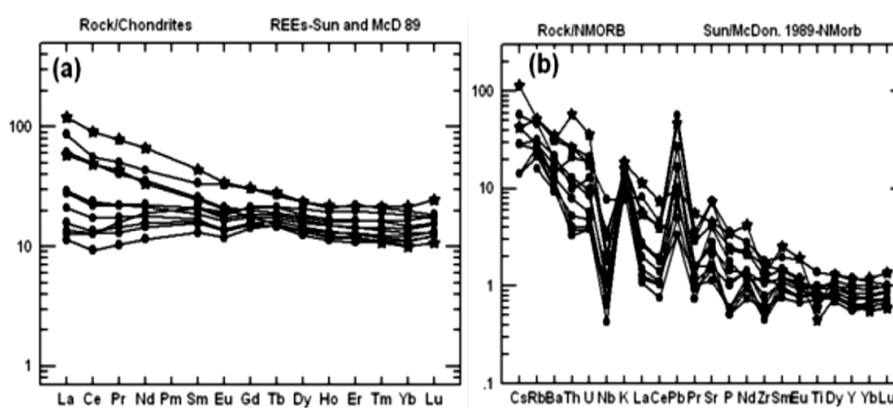
جدول ۵- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل ۱۲ نمونه از دایک‌های مورد مطالعه که با روش ICP-MS اندازه‌گیری شده است.

Samples	25d	2d	316d	204d	24d	4d	23d	26d	21d	3d	22d	Y3
wt%												
SiO ₂	43.18	43.77	45.96	46.09	46.94	47.3	49.58	50.31	50.77	51.41	54.95	59.88
TiO ₂	1.28	1.231	1.182	1.758	1.072	1.055	0.948	1.173	0.955	0.817	0.754	0.567
Al ₂ O ₃	15.5	15.22	13.12	15.6	14.35	13.9	15.05	17.53	15.86	18.22	18.59	18.55
FeO*	14.13	13.43	9.22	8.82	11.67	11.6	9.44	11.19	10.25	9.4	8.12	5.35
MnO	0.209	0.21	0.225	0.112	0.169	0.158	0.159	0.193	0.19	0.206	0.198	0.171
MgO	9.27	10.32	5.73	5.56	10.14	11.83	9.15	5.38	7.25	3.94	2.36	1.51
CaO	10.3	9.87	15.61	15.31	8.94	9.9	8.54	9.15	8.67	9.56	9.16	6.95
Na ₂ O	2.46	2.27	1.88	2.27	2.86	2.31	3.55	2.15	2.72	1.91	2.09	3.64
K ₂ O	1.01	1.05	0.74	0.56	0.98	1	0.68	0.99	1.36	1.27	1.35	1.17
P ₂ O ₅	0.07	0.12	0.13	0.42	0.07	0.06	0.06	0.21	0.17	0.29	0.41	0.28
LOI	1.87	1.64	5.76	2.247	1.7	1.77	1.61	2.16	1.42	2.69	1.96	1.9
Totale	99.27	99.13	99.57	98.74	98.89	100.9	98.75	100.4	99.64	99.42	99.93	99.98
ppm												
Sc	52	56	36	40	59	64	53	27	41	24	15	7
Be	<1	<1	1	2	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	1
V	431	465	264	209	441	485	380	265	333	213	127	78
Cr	50	<20	270	330	140	90	250	20	90	30	<20	<20
Co	46	60	31	23	47	63	42	28	35	21	12	7
Ni	30	<20	30	70	70	70	70	20	40	<20	<20	<20
Cu	160	180	70	60	180	320	120	110	110	100	60	30
ZN	100	110	100	120	80	70	70	120	80	110	80	110
Ga	16	16	15	18	13	14	12	21	16	20	21	19
Ge	1.6	1.9	1	2	1.7	1.6	1.6	1.6	1.6	1.8	1.9	1.2
As	<5	<5	9	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Rb	14	16	16	12	12	15	9	18	26	29	29	29
Sr	140	144	253	669	102	133	190	361	226	389	409	658
Y	23.4	23.1	28	34	17.8	19	17.7	15.7	20.5	26.8	32.9	17.4
Zr	34	47	79	134	40	33	45	90	58	91	98	123
Nb	2.4	1.8	3	18	1.5	1	1.7	8.5	2.4	4.2	4.9	7.5
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
In	<0.1	<0.1	3.3	<0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sn	1	1	4	6	<1	<1	<1	2	<1	1	1	<1
Sb	<0.2	<0.2	<0.5	<0.5	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	1.1
Cs	0.2	0.3	0.4	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.4	0.3	0.3	0.8
Ba	61	82	108	95	63	74	58	137	126	195	199	22.1
La	2.99	6.54	6.7	20.6	3.75	3.23	2.7	4.98	6.98	14.5	28.6	13.8
Ce	7.73	14.6	13.4	34.2	8.27	7.85	5.7	10.6	14.2	30.3	55.7	29.9
Pr	1.51	2.12	2.1	4.78	1.38	1.24	0.98	1.68	2.13	3.8	7.46	4.1
Nd	8.87	10.5	10.4	20.3	7.39	6.82	539	8.41	10	16.7	31	15.6
Sm	3.19	3.2	3.2	5.2	2.5	2.38	2	2.6	2.89	3.95	6.72	3.79
Eu	1.07	1.01	1.13	1.9	0.808	0.796	0.687	0.782	0.946	1.23	1.98	1.2
Gd	4.37	3.85	4.3	6.3	3.21	3.11	2.93	3.14	3.61	3.95	6.32	3.6
Tb	0.8	0.69	0.8	1	0.61	0.55	0.56	0.55	0.65	1.23	1.05	0.58
Dy	4.69	4.24	5.2	6	3.66	3.42	3.47	3.14	3.98	4.44	5.99	3.43
Ho	0.96	0.85	1.1	1.2	0.76	0.69	0.75	0.64	0.85	0.91	1.24	0.68
Er	2.76	2.39	3.3	3.7	2.08	1.98	2.13	1.8	2.36	2.72	3.55	1.95
Tm	0.417	0.351	0.49	0.54	0.306	0.283	0.319	0.282	0.371	0.414	0.547	0.277
Yb	2.52	2.19	3.1	3.4	1.93	1.75	2.05	1.86	2.36	2.82	3.67	1.69
Lu	0.397	0.334	0.44	0.47	0.308	0.269	0.34	0.313	0.394	0.456	0.621	0.273
Hf	1.2	1.6	2.4	3.6	1.2	1.2	1.3	2.5	1.6	2.4	2.6	2.9
Ta	0.17	0.11	0.3	1	0.11	0.05	0.07	0.64	0.17	0.29	0.38	0.6
Tl	0.11	0.1	0.3	0.3	0.1	0.9	0.6	0.11	0.21	0.16	0.19	0.22
Pb	2.5	5	5	17	1.5	5	1	1	2	8	3	14
Th	0.4	0.95	1.4	2.5	0.63	0.49	0.45	1.2	1.56	3.16	6.95	3.16
U	0.18	0.27	0.4	0.9	0.23	0.19	0.18	0.61	0.46	0.99	1.68	0.83



شکل ۶- در نمودارهای متمایزکننده سری ماگمایی بیشتر نمونه‌ها دارای ماهیت تولییتی هستند:

(a: Kuno, 1968; Irvine and Baragar, 1971; b: Irvine and Baragar, 1971; c: Winchester and Floyd, 1976)



شکل ۷- نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های مورد مطالعه (Sun and McDonough, 1989). علامت دایره معرف نمونه‌های بازیک و الترابازیک و علامت ★ نشان‌دهنده نمونه‌های حدواسط است.

مافیک منطقه در مغایرت با این فرضیه است.

لازم به ذکر است که در انتهای بخش غربی مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد، بلوک‌هایی از گارنت-هورنبلندیت وجود دارند (شکل ۱- b). کانی‌شناسی این بلوک‌ها شامل آمفیبول غنی از آلومینیم (هاستینگزیت و چرماکیت)، گارنت غنی از آلماندن، اپیدوت، روتیل $\pm$ میکای سفید $\pm$ کوارتز $\pm$ آلیت است (نصرآبادی، ۱۳۸۸). بعضی از پژوهشگران مانند Storkey و همکاران (۲۰۰۵) و García-Casco و همکاران (۲۰۰۸) این لیتولوژی‌های غنی از آمفیبول و گارنت و فقیر یا عاری از پلاژیوکلاز را رستیت‌های حاصل از ذوب بخشی متابازیت در نظر گرفته‌اند. شرایط فشار و حرارت مرحله اوج دگرگونی گارنت-هورنبلندیت‌ها (حرارت بیشتر از ۶۵۰ درجه سانتیگراد و فشار بالاتر از ۱۵ کیلوبار) فراتر

پتروژنز دایک‌ها

در رابطه با پتروژنز دایک‌های هورنبلندیتی تزریق شده به توده تونالیتی چندین فرضیه را می‌توان مطرح کرد. توده‌های نفوذی فلسیک منطقه ممکن است ناشی از ذوب بخشی یک پروتولیت بازیک آبدار باشند. به‌طوریکه مذاب حاصل از ذوب بخشی با ترکیب ترونجمیت و تونالیت، سازنده توده‌های نفوذی منطقه بوده و تفاله باقی‌مانده، دایک‌های غنی از آمفیبول را به وجود آورده است. با توجه به مطالعات آزمایشگاهی مرتبط با ذوب بخشی متابازیت‌ها، گارنت از جمله فازهای معمول در مجموعه رستیت حاصل از ذوب بخشی است (Sen and Dunn, 1994; Rapp et al., 1991; Wolf and Wyllie, 1991; Rapp and Watson, 1995; Rapp et al., 1999). نبود گارنت در دایک‌های

در واقع یک رخداد ماگمایی مجزای از پلوتونیزم اسیدی است. اما یک رابطه مکانی نزدیک بین این دو رخداد ماگمایی وجود دارد. به‌طوری‌که ماگماتیزم بازیک آبدار، تنها به‌صورت دایک‌های هورنبلندیتی در توده تونالیتی جنوب غرب سلطان‌آباد دیده می‌شود و هیچ اثری از این دایک‌ها در سنگ‌های دگرگونی و مجموعه افیولیتی اطراف دیده نمی‌شود. این هم‌زیستی استثنایی بین ماگماتیزم اسیدی و بازیک، بیانگر وجود ارتباط پتروژنتیکی بین آن‌هاست.

در نهایت، این دایک‌ها ممکن است دارای منشأ کومولایی باشند (Hatch et al., 1975) به‌طوری‌که اگر ماگمای حدواسط آبدار منطقه فروانش (تونالیت آداکیتی غنی از آمفیبول منطقه) متحمل تفریق شود، بر اثر جدایش آمفیبول در اعماق، کومولای هورنبلندیتی (دایک) و ماگمای تحول یافته (توده های تونالیتی- ترونجمیتی فقیر از آمفیبول منطقه) تشکیل خواهد شد. همان‌طور که قبلاً نیز اشاره شد، تمرکز عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی مناطق کوه‌زایی (آلپ، هیمالیا، آند و آلاسکا)، بیانگر آنست که تبلور کانی‌های فقیر از سیلیس مانند آمفیبول، گارنت و اکسیدهای فلزی نقش مهمی را در تفریق ماگمایی این مناطق ایفا کرده است (Hatch et al., 1975؛ Jan and De Bari and Ulmer et al., 1983؛ Howie, 1981؛ Greene et al., 2006؛ Coleman, 1989). تعادل فازی در بازالت‌های آبدار، بیانگر آن است که با افزایش فشار و فوگاسیته آب، محدوده پایداری آمفیبول افزایش و پلاژیوکلاز کاهش می‌یابد (Grove et al., 2003؛ Barclay and Carmichael, 2004). بنابراین، بر اثر فرآیند تفریق در فشار زیاد، مایعات با ترکیب آندزیتی تا داسیتی با کومولاهای هورنبلندیتی در تعادل هستند (Pichavant and Macdonald, 2007).

با توجه به مطالب یاد شده، در ماگماهای آبدار مناطق فروانش که تحت فشارهای معادل پوسته قاره‌ای

از منحنی سالیدوس بازالت آبدار بوده و بیانگر انجام فرآیند ذوب بخشی در این مرحله است به‌طوری‌که می‌توان لوکوسوم‌هایی متشکل از کوارتز و آلبیت که موفق به جدایش از فاز رستیت نشده‌اند را نیز شناسایی کرد. ترکیب شیمیایی لوکوسوم‌ها با دارا بودن ویژگی‌های آداکیتی، بسیار مشابه توده‌های تونالیتی و ترونجمیتی همجوار بوده و از طرفی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل گارنت-هورنبلندیت‌ها نیز مؤید منشأ تفاله‌ای آن‌هاست. به‌علاوه، سن تشکیل توده‌های نفوذی منطقه (سن سنجی اورانیم-سرب زیرکن) هم‌زمان با انجام مرحله اوج دگرگونی و ذوب بخشی گارنت-هورنبلندیت‌ها (سن سنجی اورانیم-سرب زیرکن محصور در لوکوسوم گارنت-هورنبلندیت‌ها)، حدود ۵۷ تا ۶۱ میلیون سال پیش (پالئوسن میانی) بوده است (نصرآبادی، ۱۳۸۸). اما همان‌طور که در بخش ترکیب شیمیایی کانی‌ها نیز بیان شد، آمفیبول دایک‌های هورنبلندیتی دارای منشأ آذرین بوده و بیانگر تبلور از یک مذاب آبدار حدواسط یا بازیک است. بنابراین، با توجه به مطالب یاد شده، رستیت حاصل از فرآیند ذوب بخشی در منطقه، بلوک‌های گارنت-هورنبلندیتی هستند، نه دایک‌های هورنبلندیتی عاری از گارنت.

از طرفی، پروتولیت این دایک‌ها می‌تواند پیروکسنیت و یا دیاباز باشد که تحت شرایط آخرین فاز دگرگونی حاکم بر منطقه تبدیل به هورنبلندیت شده‌اند. با انجام مطالعات دقیق پتروگرافی و آنالیز نقطه‌ای، هیچ اثری از پیروکسن اولیه یافت نشد. از طرفی، در صورت تبدیل پیروکسن به آمفیبول در شرایط دگرگونی، شاهد تشکیل آمفیبول‌های دگرگونی خواهیم بود در صورتی‌که آمفیبول دایک‌ها، از نوع آذرین هستند.

سومین فرضیه ممکن برای منشأ دایک‌های مافیک، تصور وجود ماگمای بازیک آبداری است که فاقد هر گونه ارتباط ژنتیکی با توده‌های نفوذی فلسیک بوده و

توده نفوذی حدواسط آداکیتی غنی از آمفیبول و انواع موجود در دایک‌های هورنبلندیتی یکسان است. شرایط تشکیل تعدادی از آمفیبول‌های ماگمایی موجود در توده‌های ترونجمیتی منطقه به‌ویژه از نظر عمق نیز مشابه آمفیبول دایک‌های مورد مطالعه است (نصرآبادی، ۱۳۹۱).

چگالی کمتر ماگمای غنی از هورنبلند نسبت به پریدوتیت، مانع از فرو رفتن آن به بخش‌های عمیق گوشته می‌شود. فراوانی آب در ماگمای بازیک حاوی آمفیبول باعث کاهش چگالی و گرانروی آن شده است و در نتیجه عملکرد رژیم تکتونیکی کششی، با تحرک مجدد کومولای غنی از هورنبلند، جایگزینی آن به‌صورت دایک‌های موازی در شکستگی‌های توده تونالیتی سرد شده در منشورهای بهم افزوده منطقه فرورانش، رخ داده است. لازم به ذکر است که گرادیان زمین‌گرایی پایین (۹ تا ۱۰ درجه سانتیگراد بر کیلومتر) موجود در این منطقه (نصرآبادی و همکاران، ۱۳۹۱)، سرد شدن سریع و ایجاد شکستگی کششی توده تونالیتی را در عمق زیاد ممکن ساخته است. در حال حاضر با توجه به کمبود داده‌های دقیق در منطقه، مکانیسم جایگزینی کومولای غنی از هورنبلند به‌صورت دایک روشن نیست اما آنچه که مسلم است عملکرد تکتونیک در جایگزینی آن‌ها به‌صورت دایک نقش اساسی را داشته است. تحرک مجدد مجموعه‌های کومولایی غنی از هورنبلند و تشکیل دایک‌های هورنبلندیتی با منشأ کومولایی از سایر مناطق کوه‌زایی دنیا گزارش شده است (Peltonen *et al.*, 1998; Dungan and Davidson, 2004).

نتیجه‌گیری

بر اساس شواهد صحرایی، ترکیب شیمیایی آمفیبول و شواهد زمین‌شیمیایی سنگ کل دایک‌ها و توده‌های تونالیتی و ترونجمیتی منطقه، منشأ کومولایی دایک‌های مافیک منطقه، استنباط شده است. هم‌زیستی مکانی نزدیک بین دایک‌های

میانی منجمد می‌شوند، تبلور و تفریق آمفیبول امری رایج است و وجود کومولاهای هورنبلندیتی در بسیاری از مناطق قوس مؤید این موضوع است (Cawthorn and De Bari, 1976; O'Hara, 1976; Arculus and Wills, 1980; Ducea and Saleeby, 1996; and Coleman, 1989; Davidson *et al.*, 2007; Sisson *et al.*, 1996; Larocque and Canil, 2010). بالا بودن ضریب جدایش عناصر نادر خاکی حدواسط (MREE) در طی تبلور آمفیبول (Davidson *et al.*, 2007) سبب تمرکز بیشتر این گونه عناصر نسبت به عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و سنگین (HREE) در فاز کومولای هورنبلندیتی می‌شود. تحذب رو به بالای الگوی عناصر خاکی به‌هنگار شده نسبت به کندریت، برای بیشتر دایک‌های مافیک (شکل ۷-ا) گویای این امر است. تبلور و جدایش آمفیبول از مذاب باعث ایجاد ماهیت پرآلمینوس و ویژگی‌های آداکیتی در مذاب‌های فلسیک حاصل از تفریق ماگمایی شده و یا تشدید شاخص‌های آداکیتی مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی صفحه اقیانوسی فرور را به همراه دارد (Drummond Wareham *et al.*, 1997; and Defant, 1990; Sisson *et al.*, 2005; Müntener *et al.*, 2001; Dessimoz *et al.*, 2011) که وجود شاخص‌های آداکیتی بسیار بارز (Sr/Y: 148-842 ppm; Yb: 0.03-0.58 ppm; Y: 0.5-3.3 ppm) و مقادیر سیلیس ($\text{SiO}_2=63-73\%$) و آلومینیم زیاد ($\text{Al}_2\text{O}_3=15-18\%$) و کاهش نسبت Dy/Yb با افزایش SiO_2 توده‌ای ترونجمیتی و تونالیتی منطقه (نصرآبادی، ۱۳۸۸) می‌تواند مربوط به تأثیر هم‌زمان انجام فرآیند ذوب بخشی صفحه اقیانوسی فرورو تحت فشار بالا و تفریق آمفیبول از مذاب آداکیتی حدواسط اولیه باشد. فراوانی مودال کم آمفیبول در توده‌های ترونجمیتی و تونالیتی منطقه سلطان‌آباد (نصرآبادی، ۱۳۸۸ و ۱۳۹۰) نیز گویای جدایش آمفیبول در طی تفریق ماگمایی است. همچنین، از نظر ترکیب شیمیایی، آمفیبول موجود در

بنابراین، منطقه سلطان‌آباد، از محدود نقاط افیولیتی است که در آن ویژگی آداکیتی ماگماتیسیم اسیدی، حاصل تأثیر همراهی ذوب بخشی و تفریق آمفیبول در عمق زیاد است.

سپاسگزاری

از معاونت پژوهشی دانشگاه بین‌المللی امام خمینی برای تأمین اعتبار پژوهشی به شماره ۳۸۷۱۰۸۹۱ در راستای تحقق و انجام این پژوهش، صمیمانه تشکر می‌نمایم. از آقایان دکتر معین‌وزیری و دکتر رضوی از دانشگاه خوارزمی و دکتر محجل از دانشگاه تربیت مدرس که با ارائه نظرات و پیشنهادات علمی، در راستای هر چه بر بارتر شدن این تحقیق نقش ارزنده‌ای را ایفا نمودند سپاسگزارم.

از آقایان پروفیسور روزتی و کوتسوپولی و دکتر ویگنارولی از دانشگاه رم ایتالیا و دکتر تیه از دانشگاه اشتوتگارت آلمان که با انجام آنالیزهای میکروپروب سهم به‌سزایی در به ثمر رسیدن این تحقیق ایفا نمودند کمال تشکر را دارم. از داوران محترم مجله پترولوژی، که با ارائه پیشنهادات سازنده، به ارتقاء کیفی مقاله مساعدت نمودند صمیمانه سپاسگزارم.

مافیک و حدواسط و توده تونالیتی میزبان، بیانگر وجود ارتباط پتروژنتیکی بین آن‌هاست. شاخص‌های زمین‌شیمیایی آمفیبول و محاسبات دما- فشارسنجی نیز نشان‌دهنده منشأ ماگمایی آمفیبول‌ها و تشکیل آن‌ها در شرایط فشار نسبتاً زیاد حاکم در بخش‌های عمقی پوسته است. از طرفی، مقادیر کم سیلیس در ترکیب شیمیایی سنگ کل دایک‌ها و تحذب رو به بالای الگوی عناصر نادر خاکی اکثر آن‌ها، مؤید تمرکز آمفیبول و منشأ کومولایی دایک‌های هورنبلندیتی است. با توجه به وجود شاخص‌های آداکیتی بسیار بارز در توده‌های نفوذی فلسیک همجوار با دایک‌ها، احتمالاً توده‌های فلسیک ترونجمیتی و تونالیتی فقیر از آمفیبول منطقه سلطان‌آباد و دایک‌های مافیک آن‌ها، اعضاء نهایی حاصل از تفریق ماگمای آداکیتی حدواسط اولیه غنی از آمفیبول هستند. چنین ماگمایی از ذوب صفحه اقیانوسی فرورو با نرخ ذوب بخشی بالا حاصل شده است. احتمالاً توده تونالیتی غنی از آمفیبول منطقه معرف ماگمای اولیه‌ای است که جدایش آمفیبول آن، از یک طرف موجب تشکیل کومولای هورنبلندیتی شده و از طرفی به تشدید ماهیت آداکیتی مذاب‌های فلسیک تحول یافته منجر شده است.

منابع

- جعفری، ع. ا. (۱۳۸۰) پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه سلطان‌آباد (سبزوار) با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدهای این منطقه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم (خوارزمی)، تهران، ایران.
- نصرآبادی، م. (۱۳۸۲) پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های دگرگونی جنوب سلطان‌آباد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم (خوارزمی)، تهران، ایران.
- نصرآبادی، م. (۱۳۸۸) پترولوژی سنگ‌های دگرگونی نوار افیولیتی شمال سبزوار. رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم (خوارزمی)، تهران، ایران.
- نصرآبادی، م. (۱۳۹۰) پیدایش کانی‌های غیر معمول در ترونجمیت‌های منطقه سلطان‌آباد (شمال‌شرق سبزوار): شواهدی از شرایط تبلور و جایگزینی ماگما. پترولوژی (۱): ۱۱۳-۱۳۲.

- نصرآبادی، م. (۱۳۹۱) دما- فشارسنجی توده‌های نفوذی منطقه سلطان‌آباد (شمال شرق سبزوار) با نگرشی ویژه به هاله مجاورتی و حاشیه واکنشی اطراف توده‌ها. پتروولوژی ۹(۱): ۸۵-۱۰۴.
- نصرآبادی، م.، روزتی، ف.، معین‌وزیری، ح.، رضوی، م. ح. و محجل، م. (۱۳۹۱) کانی‌شناسی و دما- فشارسنجی شیبست‌های آبی مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد (شمال شرق سبزوار). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ۱: ۱۲۳-۱۴۰.
- Anderson, J. L. and Smith, D. R. (1995) The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* 80: 549-559.
- Arculus, R. J. and Wills, K. J. A. (1980) The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles Island arc. *Journal of Petrology* 21: 743-799.
- Barclay, J. and Carmichael, I. S. E. (2004) A hornblende basalt from Western Mexico: water-saturated phase relations constrain a pressure-temperature window of eruptability. *Journal of Petrology* 45: 485-506.
- Baroz, J., Macaudiere, J., Montigny, R., Noghreyan, M., Ohnenstetter, M. and Rocci, G. A. (1983) Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar (Iran) and possible geotectonic reconstructions. Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran, Geological Survey of Iran, Rep. No.: 51.
- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104: 208-224.
- Burg, J., Bodinier, J., Chaudhry, S., Hussain, S. and Dawood, H. (1998) Infra arc mantle-crust transition and intra-arc mantle diapirs in the Kohistan Complex (Pakistan, Himalaya): petro-structural evidence. *Terra Nova* 10: 74-80.
- Cawthorn, R. G. and O'Hara, M. J. (1976) Amphibole fractionation in calcalkaline magma genesis. *American Journal of Sciences* 276: 309-329.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C. and Dosseto, A. (2007) Amphibole 'sponge' in the arc crust. *Geology* 35: 787-790.
- De Bari, S. M. and Coleman, R. G. (1989) Examination of the deep levels of an island arc: Evidence from the Tonsina ultramafic-mafic assemblage, Tonsina, Alaska. *Journal of Geophysical Research* 94: 4373-4391.
- Dessimoz, M., Müntener, O. and Ulmer, P. (2011) A case for hornblende dominated fractionation of arc magma: the Chelan complex (Washington Cascades). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 163 (4): 567-589.
- Drummond, M. S. and Defant, M. J. (1990) A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research* 95: 21503-21521.
- Drummond, M. S., Defant, M. J. and Kepezhinskas, P. K. (1996) Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 87: 205-215.
- Ducea, M. N. and Saleeby, J. B. (1996) Buoyancy sources for a large, unrooted mountain range, the Sierra Nevada, California: Evidence from xenolith thermobarometry. *Journal of Geophysical Research* 101: 8229-8244.
- Dungan, M. A. and Davidson, J. P. (2004) Partial assimilative recycling of the mafic plutonic roots of arc volcanoes: An example from the Chilean Andes. *Geology* 32: 773-776.
- Fischer, T. P. and Marty, B. (2005) Volatile abundances in the sub-arc mantle: Insights from volcanic and hydrothermal gas discharges. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 140: 205-216.

- Franz, G. and Spear, F. S. (1985) Aluminous titanite (sphene) from eclogite zone, south-central Tauern window, Austria. *Chemical Geology* 50: 33-46.
- García-Casco, A., Lázaro, C., Torres-Roldán, R. L., Núñez, Cambra, K., Rojas, Agramonte, Y., Kröner, A., Neubauer, F., Millán, G. and Blanco Quintero, I. (2008) Partial melting and counterclockwise P-T path of subducted oceanic crust (Sierra del Convento mélange, Cuba). *Journal of Petrology* 49: 129-161.
- Gray, E. B. (2007) Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 260: 373-393.
- Greene, A. R., De Bari, S. M., Kelemen, P. B., Blusztain, J. and Clift, P. D. (2006) A detailed geochemical study of island arc crust: the Talkeetna arc section, south-central Alaska. *Journal of Petrology* 47: 1051-1093.
- Grove, T. L., Elkins-Tanton, L. T., Parman, S. W., Chatterjee, N., Muntener, O. and Gaetani, G. A. (2003) Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145: 515-533.
- Hammarstrom, J. M. and Zen, E. (1986) Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71: 1297-1313.
- Hatch, F. H. W., Ells, A. K. and Wells, M. K. (1975) *Petrology of the igneous rocks*. 15th Edition. George Allen and Unwin Ltd, London.
- Heltz, R. T. (1982) Phase relations and compositions of amphiboles produced in studied of the melting behavior of rocks. *Mineralogical Society of American Reviews in Mineralogy* 9B: 279-346.
- Holland, T. and Blundy, J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.
- Hollister, L. S., Grissom, G. E., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. R. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72: 231-239.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Jan, M. Q. and Howie, R. A. (1981) The mineralogy and geochemistry of the metamorphosed basic and ultrabasic rocks of the Jijal complex, Kohistan, NW Pakistan. *Journal of Petrology* 22: 85-126.
- Johnson, M. C. and Rutherford, M. J. (1989) Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17: 837-841.
- Kuno, H. (1968) Differentiation of basaltic magma. In: Hess, H. H. and Polervaart, A. (Eds): *basalts*. *International Science Bulletin* 2: 623-688.
- Larocque, J. and Canil, D. (2010) The role of amphibole in the evolution of arc magmas and crust: the case from the Jurassic Bonanza arc section, Vancouver Island, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 159: 475-492.
- Leake, B. E. (1971) On aluminous andedenitic hornblendes. *Mineralogical Magazine* 38: 389-407.
- Leake, B. E., Alan, R. W., William, D. B., Ernst, A. J. B., Giovanni, F., Jeol, D. J., Frank, C. H., Hanan, J. K., Vladimir, G. K., John, C. S., Nicholas, C. N. S. and Eric, J. W. W. (2004) Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the international mineralogical associations amphibole nomenclature. *American Mineralogist* 89: 883-887.
- Lensch, G., Mihm, A. and Alavi Tehrani, N. (1977) Petrography and geology of the ophiolite belt north of

- Sabzevar/Khorasan (Iran). *Neues Jahrbuch Fur Geologie un Palaontologie Monatshefte* 131: 156-178.
- Müntener, O., Kelemen, P. B. and Grove, T. L. (2001) The role of H₂O during crystallisation of primitive arc magmas under upper most mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: and experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141: 643-658.
- Otten, M. T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86: 189-99.
- Peltonen, P., Kontinen, A. and Huhma, H. (1998) Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua ophiolite (Finland): Melt migration in the upper mantle during Palaeoproterozoic continental break-up. *Journal of petrology* 39(2): 297-329.
- Petford, N. and Atherton, M. (1996) Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholith, Peru. *Journal of Petrology* 37: 1491-1521.
- Pichavant, M. and Macdonald, R. (2007) Crystallization of primitive basaltic magmas at crustal pressures and genesis of the calcalkaline igneous suite: experimental evidence from St Vincent, Lesser Antilles arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154: 535-558.
- Rapp, R. P. and Watson, E. B. (1995) Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology* 36(4): 891-931.
- Rapp, R. P., Shimizu, N. and Norman, M. D. (1999) Reaction between slab- driven melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3Gpa. *Chemical Geology* 160: 335-356.
- Rapp, R. P., Watson, E. B. and Miller, C. F. (1991) Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities. *Precambrian Research* 51: 1-25.
- Ringuette, L., Martignole, J. and Windley, B. (1999) Magmatic crystallization, isobaric cooling and decompression of the garnet-bearing assemblages of the Jijal Sequence (Kohistan Terrane, western Himalayas). *Geology* 27(2): 139-143.
- 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: 304-310.
- Sen, C. and Dunn, T. (1994) Dehydration melting of basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2 Gpa: Implications for the origin of adakites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117: 394-409.
- Sisson, T. W., Grove, T. L. and Coleman, D. S. (1996) Hornblende gabbro sill complex at Onion Valley, California and a mixing origin for the Sierra Nevada batholith. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126: 81-108.
- Sisson, T. W., Ratajeski, K., Hankins, W. B. and Glazner, A. F. (2005) Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148(6): 635-661.
- Spear, F. S. (1981) An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolites. *American Journal of Science* 281: 697-734.
- Storkey, A. C., Hermann, J., Hand, M. and Buick, I. S. (2005) Using in situ trace-element determinations to monitor partial-melting processes in metabasites. *Journal of Petrology* 6: 1283-1308.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.): *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London, Special Publication 42: 312-345.
- Tulloch, A. J. (1979) Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 105-117.
- Ulmer, P. (2007) Differentiation of mantle-derived calc-alkaline magmas at mid to lower crustal levels:

- experimental and petrologic constraints. *Periodico di Mineralogia* 76(2-3): 309-325.
- Ulmer, P., Callegari, E. and Soderegger, U. (1983) Genesis of the mafic and ultramafic rocks and their genetical relations to the tonalitic-trondhjemitic granitoids of the southern part of the Ademello Batholith, (Northern Italy). *Memorie della Società Geologica Italiana* 26: 171-222.
- Wallace, P. J. (2005) Volatiles in subduction zone magmas: Concentrations and fluxes based on melt inclusion and volatile gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 140: 217-240.
- Wareham, C. D., Millar, I. L. and Vaughan, A. P. M. (1997) The generation of sodic granite magmas, Western Palmer Land, Antarctic Peninsula. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128: 81-96.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Unwin and Hyman, London.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1976) Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 28: 459-469.
- Wolf, M. B. and Wyllie, P. J. (1991) Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kbar: Textural development, liquid interconnectivity and applications to the segregation of magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 44: 151-179.

Petrogenesis of hornblenditic dykes from southwest Soltan Abad (NE Sabzevar)

Mohsen Nasrabad *

Department of Geology, Faculty of Sciences, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

Abstract

The basic and rarely intermediate dyke swarms have been injected into one of the tonalitic bodies in the southwest of Soltan Abad. Amphibole is the main constituent of the most samples and variable modal abundance of epidote, plagioclase and white mica are observed. Chemical characteristics of amphiboles indicate their magmatic origin and compositional indicators along with barometry calculations point to their crystallization at high depths. Whole rock geochemical characteristics of dykes signifying basaltic composition with tholeiitic affinity. Their spider diagrams and rare earth elements patterns are compatible with amphibole accumulation and their generation in the subduction zone. On the basis of field evidences such as intimate spatial relation between dyke and the host tonalitic-trondhjemitic body and the paucity of amphibole in the intrusion bodies of the study area, the prevalence of hornblendite as cumulate in the orogenic belts and phase equilibria of water-bearing basalts a hypothesis of amphibole fractionation from an intermediate adakitic melt produced by subducted oceanic crust partial melting and the formation of amphibole-riched cumulate and felsic tonalitic-trondhjemitic melt. Magmatic origin of amphibole and its crystallization at relatively high depth, whole rock geochemical characteristics of dykes like low contents of SiO₂ and upward convex of middle rare earth elements in the spider diagrams and furthermore according to the considerable contents of SiO₂ and very prominent adakitic characteristics of host tonalite also support this phenomenon.

Key words: Mafic dyke, Hornblendite, Amphibole fractionation, Cumulate, Soltan Abad, Sabzevar

* nasrabad@sci.ikiu.ac.ir