

بررسی شیمی کانی آمفیبول و تعیین خاستگاه ماقمایی سنگ‌های آپینیتی و گرانیتی جنوب غرب نقده (شمال غرب ایران)

مریم یزدانی

گروه مهندسی معدن مرکز آموزش عالی شهید باکری میاندوآب-دانشگاه ارومیه، ۵۹۷۱۱۵۹، میاندوآب، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۲/۲۶، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۴/۸)

چکیده: کوه‌زایی زاگرس طی فرایند باز شدن پوسته اقیانوس باز شدن اقیانوس با برخورد پوسته عربی با خردۀ قاره ایران مرکزی رخ داده است پهنه سندج سیرجان جزئی از کمریند دگرگونی و فعالیت ماقمایی کوه‌زایی زاگرس و بخشی از کوه‌زایی آلب است. در پهنه سندج-سیرجان، توده‌های نفوذی گسترده‌ای دیده شده که در نتیجه فرورانش اقیانوس نفوذیس تشکیل شده‌اند. در این پژوهش، شیمی کانی‌های آمفیبول و فلدسپات توده‌های آپینیتی - گرانیتی رخنمون یافته در جنوب غرب نقده بررسی شده است. توده‌های آپینیتی مجموعه‌ای از سنگ‌های هم سن هستند که ترکیب فرامافیک تا اسیدی دارند. کانی‌های هورنبلن و فلدسپات کانی‌های اصلی و غالب هستند و به دو صورت بلورهای بسیار درشت و ریزدانه تشکیل شده‌اند. ترکیب کانی‌های آمفیبول و فلدسپات موجود در سنگ‌های آپینیتی حدواسط-گرانیتی شبیه هستند. ترکیب آمفیبول کلسیمی و از نوع منیزیو هورنبلن و فلدسپات از نوع اورتوکلاز است. سنگ‌های آپینیتی حدواسط و توده‌های گرانیتی هر دو ویژگی ماقمایی آهکی قلایی مربوط به جایگاه زمین ساختی قوس قاره‌ای را نشان می‌دهند. هر دو گروه سنگی از خاستگاه گوشته‌ای با آغشتنگی سنگ‌های گوشته‌ای و گریزندگی اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند. سنگ‌های آپینیتی حدواسط و توده‌های گرانیتی هم سن نیستند. داده‌های دما‌فشار‌سنگی هورنبلن شرایط تبلوری ماقمای سنگ‌های آپینیتی را در گستره فشاری ۱-۳ کیلوبار (عمق کم پوسته‌ای) و برای سنگ‌های گرانیتی ۳-۵ کیلوبار (عمق زیاد پوسته‌ای) مشخص کرده است. بنابراین می‌توان گفت که ماقمای آپینیتی از ذوب‌بخشی گوشته سنگ کره‌ای دگرنهاده شده با فلوبیدها در عمق کم، طی شکستن سنگ کره اقیانوسی شکل گرفته است. اغلب ماقماهای بازالتی آبدار نمی‌توانند از پوسته قاره‌ای عبور کنند، بنابراین به زیر سنگ کره اضافه شده و گرما و آب کافی برای تسهیل ذوب پوسته و تولید گرانیت‌های همراه شده با آپینیت را تامین می‌کنند.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آپینیت؛ گرانیت؛ قوس قاره‌ای؛ نقده؛ شمال غرب ایران.

مقدمه

شده و شکستگی و گسل خوردگی در سنگ کره بالایی ایجاد می‌شود. به این ترتیب، فشار بر گوشته سنگ کره‌ای کاهش یافته است و همچنین انتقال گسترده‌ای از فلوبیدها به گوشته سنگ کره‌ای انجام می‌شود [۲]. بدلیل کاهش فشار و افزایش فلوبیدها، ذوب گسترده‌ای در گوشته سنگ کره‌ای رخ می‌دهد [۲]. از ذوب گوشته سنگ کره‌ای غنی شده از آب، ماقماهای آپینیتی تشکیل می‌شوند [۲].

در مناطق فرورانشی قوس، فلوبیدهای آزاد شده از تختال فرورانشی به گوشته سنگ کره‌ای اضافه شده و گوشته سنگ کره‌ای با ترکیب اسپینل لرزولیتی، دگرنهاده می‌شود و دمای ذوب گوشته پایین آمده و ذوب شروع می‌گردد. فعالیت ماقمایی قوس اغلب ترکیب بازالتی و آندزیتی دارد [۱]. در مناطق فرورانشی که شکستن و عقبگرد صفحه فرورانشی، رخداده است، فشار از سنگ کره بالای پهنه فرورانشی برداشته

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۳۳۲۶۱۰۷، پست الکترونیکی: m.yazdani@urmia.ac.ir

بررسی‌های تجربی نشان داده است که با افزایش فشار آب، گستره پایداری هورنبلند نسبت به الیوین و پیروکسن افزایش می‌یابد [۱۶-۱۷]. همچنین گرانووی مذاب کاهش می‌یابد، بنابراین حمل و نقل یون‌ها به جایگاه‌های کانی هورنبلند با آسانی صورت می‌گیرد و کانی هورنبلند سریع متبلور شده و از نظر اندازه نیز درشت‌تر شکل می‌گیرد [۲۰]. سنگ‌های آپینیتی در نتیجه تبلور مagma در شرایط غیرعادی غنی‌شدگی از آب تشکیل شده‌اند [۲۱].

در برخی مکان‌ها، آپینیت‌هایی گزارش شده‌اند که هورنبلندپریدوتیت خوانده می‌شوند و برآمده از دگرگونی کانی‌های الیوین و پیروکسن موجود در پریدوتیت‌های گوشه‌ای به کانی هورنبلند هستند. در این سنگ‌ها، الیوین و پیروکسن اولیه بصورت باقیمانده در هورنبلند تازه تشکیل شده دیده می‌شوند و همچنین لبه واکنشی در مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده است. این تغییرات کانی‌شناسی می‌تواند در اثر برخورد magma مافیک غنی از آب با پریدوتیت‌های گوشه‌ای ایجاد شود [۱۶]. در سامانه رده‌بندی سنگ‌ها (IUGS)، سنگ‌های آپینیتی فرامافیک بنام هورنبلندیت، هورنبلندپریدوتیت و الیوین-پیروکسن هورنبلندیت، سنگ‌های مافیک و حدوداً آپینیتی، به ترتیب هورنبلندگابرو و هورنبلنددیوریت و سنگ‌های اسیدی فلدسپارگرانیت قلیایی، سینیت، کوارتزمنزونیت نام گذاری شده‌اند [۲۶-۲۲].

در بیشتر مناطق فرورانشی قوس قاره‌ای، سنگ‌های اسیدی بشکل باتولیت‌های گرانیتی کنار سنگ‌های آپینیتی بطور گستردۀ دیده می‌شوند که همسن با آپینیت‌ها نیستند و در مناطق مختلف خاستگاه‌های مختلفی برای آنها در نظر گرفته شده است؛ به احتمال بسیار گرانیت‌های غیر همسن آپینیت‌ها در مناطق قوس برآمده از جدایش magma مافیک آپینیتی باشد [۹]. همچنین ممکن است که پس از جایگیری magma آپینیتی در محل گسل‌ها، مذاب‌های آپینیتی و یا مذاب‌های بازالتی که امکان خروج نداشته و به زیر سنگ کره قاره‌ای افزوده شده‌اند، باعث ذوب سنگ کره قاره‌ای شوند و magma گرانیتی تشکیل شود [۲۸، ۲۷، ۹]. افون بر این‌ها، ممکن است که در اثر شکستن سنگ کره فرورونده و عقب‌گرد فرورانش، شکستگی و گسل خوردگی‌های سنگ کره بالایی، فشار از اعمق گوشه‌ته برداشته شده و سست کره بالا آمده و با القای ذوب به گوشه‌های پایینی گارنت لرزولیتی دگرنهاده شده، magma

ماگماهای آپینیتی اغلب در مناطق فرورانشی که همراه با شکستن صفحه فروزنده است و یا در محل فرونژیت‌های پس از برخورد دیده شده [۴-۲] و بیشتر از طریق پهنه‌های گسلی شکل‌پذیر و یا گسل‌های عمیق جایگیری کرده‌اند [۵-۶].

مجموعه سنگ‌های آپینیتی طیف گسترده‌ای از مقادیر SiO_2 در گستره $47.82\text{-}61.74$ و مقادیر O از $10.62\text{-}26.1$ درصد نشان می‌دهند این ویژگی ناشی از چند مرحله جدایش بلوری در مagma آبدار زیر پوسته قاره‌ای ضخیم است [۱۱]، بطوریکه در فشارهای پایین پوسته‌ای کانی کلینوپیروکسن، در فشارهای متوسط پوسته‌ای کانی‌های هورنبلند و مگنتیت و در مراحل جایگیری magma کانی، پلازیوکلاز فاز اصلی جدایش بلوری است [۱۱].

در محل فعالیت magma قوس قاره‌ای، در اثر جدایش magma، انبوه‌هایی با ترکیب پیروکسنیت و هورنبلندیت تشکیل شده‌اند و magma آپینیتی باقیمانده بصورت پگماتیت‌های مافیک-حدواسط تا اسیدی با خاستگاه دوگانه (گوشه سنگ کره‌ای و فلوئیدهای آزاد شده از رسوب‌های فرورونده) در اعماق مختلف جایگیری می‌کنند که هم سن هستند [۷]. مشخصه آنها وجود کانی درشت و شکل دار هورنبلند با ترکیب غالب منیزیوهرنبلند است [۷]. کانی‌های فلدسپات در سنگ‌های آپینیتی مافیک غنی از آنورتیت و در سنگ حدواسط-اسیدی فلدسپات‌ها فقری از آنورتیت و حتی پتاسیمی هستند که در مراحل پایانی جدایش بلوری تشکیل می‌شوند [۷].

آپینیت‌ها نخستین بار توسط بیلی و مواف [۸] عنوان سنگ‌های درونی معادل با لامپروفیرهای غنی از هورنبلند توصیف شده‌اند. سنگ‌های آپینیتی در طیف گسترده‌ای از اعماق پوسته‌ای از عمق زیاد تا عمق کم جایگیری کرده‌اند. اعضای فرامافیک و مافیک آپینیت‌ها ویژگی زمین‌شیمیایی غنی‌شدگی از عنصر K و عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و اعضای حدواسط و اسیدی با غنی‌شدگی Sr/Y و LREE نشان می‌دهند [۹]. برای سنگ‌های آپینیتی خاستگاه گوشه‌ای همراه با آغشته‌گی فلوئیدهای پهنه فرورانش گزارش شده است [۱۱، ۱۰]. اغلب magma آپینیتی آهکی قلیایی است [۱۶-۱۲]. آپینیت‌ها بیشتر بصورت مجموعه باتولیت‌های کوچک و یا برونبوم‌های بزرگی که با گرانیت‌های پس از برخورد به سطح انتقال یافته‌اند، رخنمون دارند [۹].

در منطقه تیبت، فعالیت ماقمایی آپینیتی-گرانیتی در ارتباط با قوس قاره‌ای و ناشی از شکستن صفحه فروزانشی اقیانوس نئوتیس رخ داده است که یک نمیرخ قائم از تکامل ماقمایی از اعماق زیاد تا سطح پوسته نشان می‌دهد [۲].

توده‌های آپینیتی مافیک-حدواسط تا اسیدی بطور گسترده‌ای در شرق پیرانشهر، جنوب شرق و جنوب غرب نقده وجود دارند. در این پژوهش، توده‌های آپینیتی حدواسط-اسیدی جنوب غرب نقده و شیمی کانی‌های هورنبلند و فلدسپات نمونه‌های آپینیتی حدواسط و اسیدی بررسی شده‌اند و دما و فشار تشکیل هورنبلند و خاستگاه آپینیت‌ها مشخص شده است.

موقعیت زمین‌شناسی و شواهد صحرایی

نقده در شمال غرب ایران، در استان آذربایجان غربی واقع است. از دیدگاه تقسیم‌های واحدهای ساختاری-رسوبی ایران [۴۰] این منطقه بخشی از کمربند دگرگونی و افیولیتی پهنه سندج-سیرجان است. منطقه آپینیتی نقده در جنوب غرب شهرستان نقده واقع است. (شکل ۱). تقسیم‌بندی کمربند کوهزایی زاگرس به بخش‌های زاگرس چین خورده و رورانده، پهنه سندج-سیرجان و پهنه ارومیه-دختر از [۴۱] در شکل ۱ الف نشان داده شده است. منطقه مورد بررسی در نقشه افیولیتی شمال غرب ایران در شکل ۱ ب و موقعیت زمین‌شناسی جنوب غرب نقده در شکل ۱ پ نشان داده شده‌اند.

قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه شامل متاپلیت‌ها، شیسته‌های بازالتی و آمفیبولیت‌های مافیک در شرق رostای گردسور رخمنون یافته‌اند و این مجموعه بخشی از پی‌سنگ پهنه سندج-سیرجان بوده و بر اساس ویژگی‌های سنگ‌شناسی و چینه‌نگاری، سن پرکامبرین به آن نسبت داده شده است [۴۲]. رسوب‌های به سن پالئوزوئیک با تشکیلات باروت و میلا و رسوب‌های پرمین با آهک و دولومیت‌های خاکستری و ستبر دیده می‌شوند [۴۲]. گسل‌ها و راندگی‌های دیده شده در منطقه مانند روند ساختاری پهنه سندج-سیرجان روند شمال غربی-جنوب شرقی (NW_SE) دارند. گسل‌های راندگی قدیمی‌ترین گسل‌های منطقه هستند و از برخورد پوسته عربی با خرد قاره ایران مرکزی تشکیل شده و با گسل جوان پیرانشهر قطع شده‌اند [۴۳]. در شمال غرب نقده، مجموعه آمیزه افیولیتی شامل سنگ‌های آمفیبولیت و شیست وجود دارد که بعنوان قدیمی‌ترین سنگ و سنگ بستر پهنه سندج-

گرانیتی تولید شود این ماقمایی گرانیتی ویژگی شوشونیتی و غنی شده از عنصر K و عناصر بزرگ یون سنگ دوست (LILE) است و در آن Laها غنی‌شدگی نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) نشان می‌دهند [۹]. ترکیب سست کره با شیمی عناصر Sm, Nd قابل شناسایی است [۹]. کوهزایی زاگرس با باز شدن اقیانوس نئوتیس، فروزانش و بسته شدن آن همراه است [۲۹]. شروع فروزانش اقیانوس نئوتیس در ایران با آغاز ماقمازایی گستردگی در راستای پهنه سندج-سیرجان مشخص شده است [۳۱-۲۹]. شروع فروزانش اقیانوس نئوتیس در زمان تربیاس می‌باشد [۳۲] و به احتمال بسیار تا زمان ائوسن ادامه داشته است [۳۴, ۳۳]. توده‌های نفوذی بسیار در بخش شمالی پهنه سندج-سیرجان گستردگی شده بوده که اغلب گرانیت‌وئیدهای آهکی قلیایی وابسته به قوس هستند که طی فروزانش نئوتیس زیر خرد قاره ایران مرکزی تشکیل شده‌اند [۳۷-۳۵].

بیشتر توده‌های نفوذی گرانیت‌وئیدی به سن اوایل تا اواسط ژوراسیک گزارش شده از پهنه سندج سیرجان به فروزانش نئوتیس نسبت داده شده‌اند [۳۴] و همچنین بیشترین فعالیت ماقمایی قوس ناشی از فروزانش نئوتیس در زمان پالئوسن و ائوسن (۴۰-۶۰ میلیون سال پیش) بوده است [۲۹].

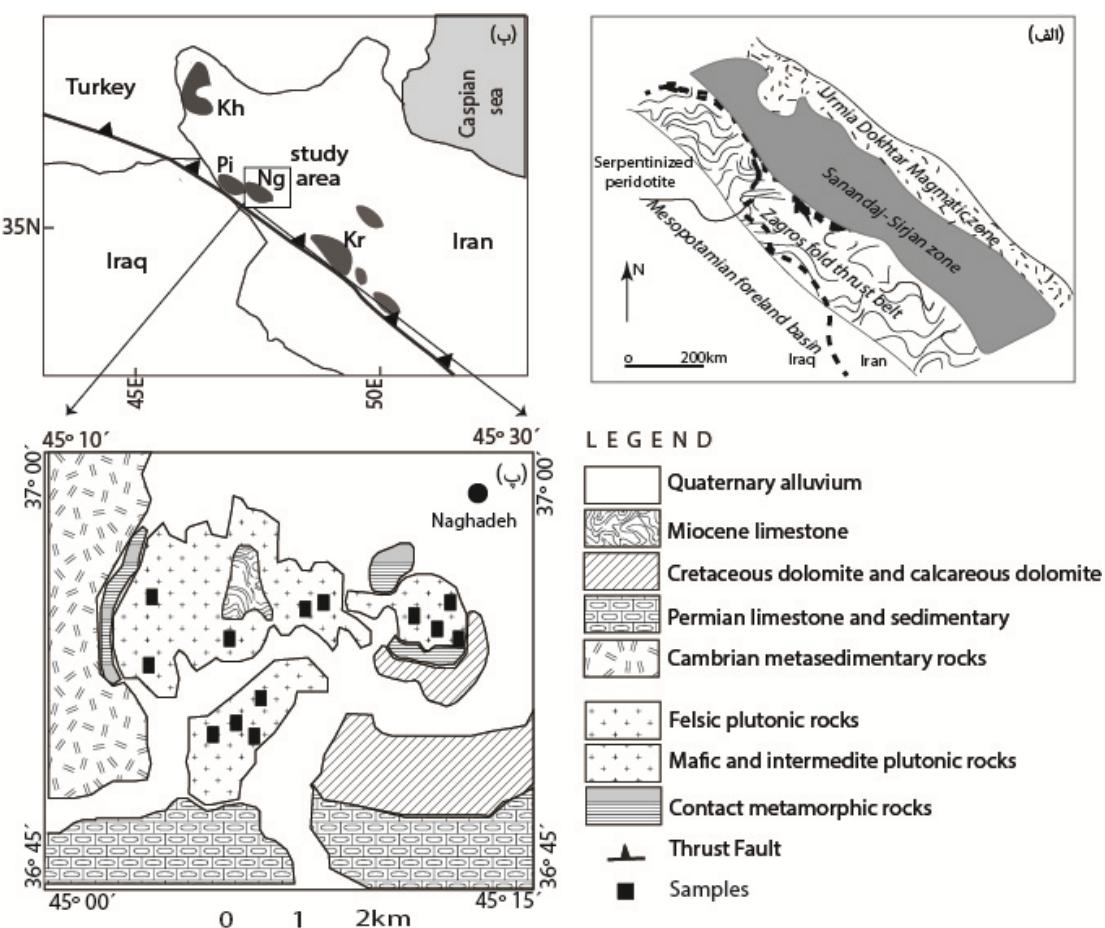
سنگ‌های آپینیتی-گرانیتی در منطقه بانه، بر اساس سن سنجی U-Pb زیرکن، سنگ‌های آپینیتی ۳۸-۴۱ میلیون ساله و سنگ‌های گرانیتی ۳۸-۴۱ میلیون ساله تعیین شده‌اند [۳۸]. سنگ‌های آپینیتی بانه از ذوب‌بخشی گوشته دگرنهاده در بالای تختال فروزانشی تشکیل شده و گرانیت‌های بانه از جدایش ماقمایی آپینیتی و ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای و رسوب‌های فرورونده شکل گرفته‌اند [۳۸].

توده‌های نفوذی حدواسط (دیوریت) و اسیدی (مونزوگرانیت) در جنوب غرب نقده وجود داشته که بر اساس سن سنجی U-Pb زیرکن، سنگ‌های دیوریتی ۱۰۰ میلیون سال و سنگ‌های مونزوگرانیتی ۴۱ میلیون سال سن دارند [۳۹]. بر اساس شیمی سنگ کل و مقادیر نئودومیوم $\epsilon_{Nd_{40Ma}}=4.26$ و نسبت ایزوتوپی استرانسیوم $^{87}Sr/^{86}Sr_{40Ma}=0.708638$ گرانیت نتیجه گرفته شده است که ماقمایی گرانیتی از ذوب سنگ‌های مافیک در شرایط آب فراوان و همچنین در معرض آلودگی رسوب‌های پوسته اقیانوسی فرورونده تولید شده است [۳۹].

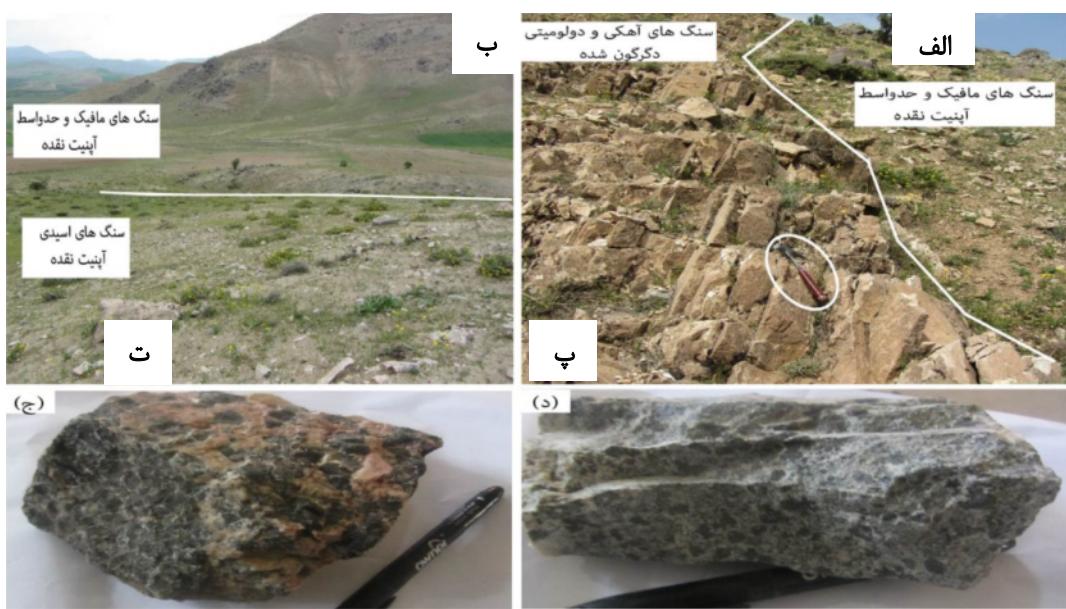
بررسی بخش کوچکی از این مجموعه بوده که در جنوب غرب شهرستان نقهه واقع است. بدليل فراوان بودن و درشت بودن کانی‌های هورنبلند و فلدسپات (با طول کانی ۱/۵-۱ سانتیمتر)، نام آپینیت خوانده می‌شوند.

تصویر صحرايی از مرز بین سنگ‌های آپینیتی مافیک-حدواسط و گرانیتی در شکل ۲ الف آورده شده است. در این پژوهش، داده‌های سنگ‌های حدواسط و اسیدی شده است. سنگ‌های حدواسط با هورنبلندهای سیاه رنگ و درشت و همچنین فلدسپات‌های سفید و صورتی رنگ درشت دیده می‌شوند. سنگ‌های اسیدی گرانیت‌های سفید رنگ غنی از فلدسپات هستند. در برخوردگاه ماجمای آپینیتی با سنگ‌های آهکی دولومیتی کرتاسه [۴۲]، سنگ‌های مرمریت تشکیل شده‌اند (شکل ۲ ب). تصاویری از نمونه دستی سنگ‌های آپینیتی در شکل‌های ۲ پ و ت آورده شده است.

سیرجان معرفی شده است [۴۲]. پریدوتیت‌های سرپانتینیتی شده با ترکیب دونیت، هارزبورزیت و پیروکسنیت بیش از ۷۰ درصد سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. توده‌های آذرین بازالت، دایک‌های دیابازی، گابرو، دیوریت و گرانیتوئید، کربنات‌های پرمین، کربنات‌های کرتاسه و رادیولاریت چرت از سنگ‌های تشکیل دهنده آمیزه افیولیتی هستند [۴۴-۴۱]. شیمی کانی‌های اسپینل، الیوین و پیروکسن سنگ‌های فرامافیک (توالی گوشه‌ای افیولیت) وجود دو نوع محیط زمین‌ساختی قوس آتشفسانی و پشتی میان اقیانوسی را در منطقه مشخص کرده است [۴۴-۴۱]. توده‌های گابرو، دیوریت و گرانیتوئیدی در بخش‌های مختلف از جمله شرق پیرانشهر، جنوب غرب و جنوب شرق نقده بصورت گسترده دیده می‌شوند. آنها بیشتر در سنگ‌های کربناتی کرتاسه نفوذ کرده و دگرگونی هونفلس و مرمریت ایجاد کرده و از نظر سنی به کرتاسه پایانی-پالئوسن نسبت داده شده‌اند [۴۲]. توده آپینیتی حدواسط-گرانیتی مورد



شکل ۱ (الف) تقسیم‌بندی بخش‌های مختلف کمریند کوهزاری و افیولیتی زاگرس [۴۱]. (ب) موقعیت منطقه افیولیتی نقهه در شمال غرب ایران، لکه‌های سیاه موقعیت مناطق افیولیتی است (نقده، خوی، Kr: کرمانشاه، Pi: پیرانشهر، Ng: پیرانشهر، Kh: خوی، Ng: نقده) [۴۲].



شکل ۲ تصاویر صحرایی سنگ‌های آپینیتی نقده: (الف) مرز بین سنگ‌های آهکی و دولومیتی دگرگون شده به سن کرتاسه [۴۲]. (ب) دورنمای بخشی از منطقه و مرز بین سنگ‌های آپینیتی مافیک-حدواسط و گرانیتی، (پ) و (ت) نمونه‌های دستی سنگ آپینیتی حدواسط و مافیک.

رده‌بندی سنگ (IUGS)، سنگ‌های آپینیتی حدواسط بنام هورنبلن‌دیوریت و سنگ‌های اسیدی فلدسپارگرانیت آهکی نامگذاری شده‌اند.

روش پژوهش

به منظور تعیین خاستگاه آپینیت‌های نقده براساس بررسی شیمی کانی، پس از بازدید و نمونه‌برداری صحرایی، تعداد ۱۰ نمونه برای مقطع‌گیری و بررسی‌های میکروسکوپی انتخاب شد. سپس تعداد ۲۰ نقطه از کانی آمفیبول سنگ‌های آپینیتی حدواسط، ۱۶ نقطه از آمفیبول سنگ‌های اسیدی، ۱۰ نقطه از کانی فلدسپات در سنگ‌های آپینیتی حدواسط و ۱۱ نقطه از کانی فلدسپات سنگ‌های اسیدی برای تجزیه با ریزکاوالکترونی انتخاب گردیدند. تجزیه کانی‌های آمفیبول و فلدسپات در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران-بخش کانی‌شناسی انجام شد.

بحث و بررسی فلدسپات

فرمول ساختاری فلدسپات بر اساس ۸ اکسیژن و ۵ کاتیون محاسبه می‌شود که نتیجه تجزیه آن در جدول ۱ ارائه شده است. فلدسپات‌های سنگ‌های آپینیتی حدواسط با اعضای پایانی اورتوکلاز ۹۲,۸۷-۹۵,۳۸ درصد و فلدسپات‌های سنگ‌های اسیدی با اعضای پایانی اورتوکلاز ۹۱,۸۸-۹۶,۵۷ درصد مشخص شده است. براساس نمودار مثلثی Ab-Or-An

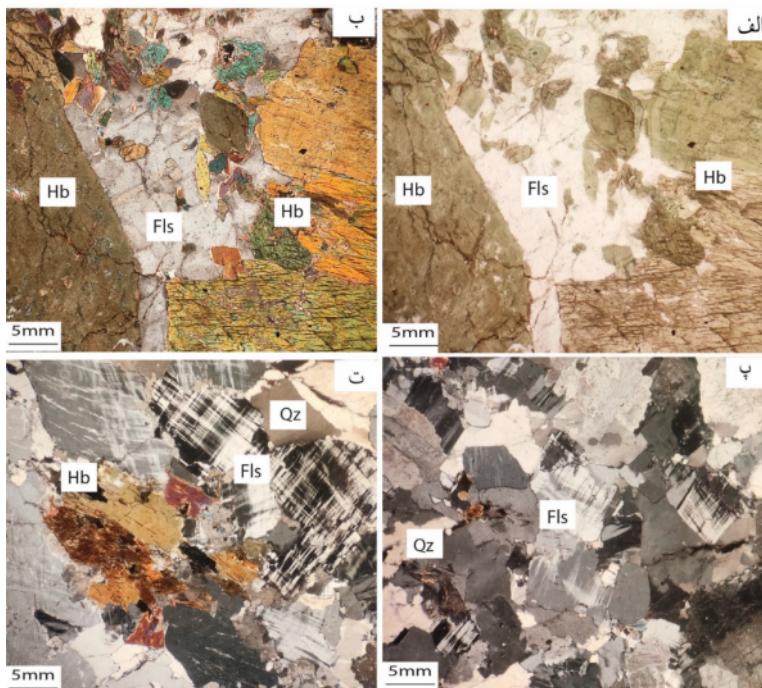
سنگنگاری

سنگ‌های آپینیتی حدواسط جنوب غرب نقده از کانی‌های اصلی هورنبلن‌دیوریت و فلدسپار تشکیل شده‌اند. کانی‌های هورنبلن‌دیوریت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و با دو اندازه ریز و درشت دیده می‌شوند طول هورنبلندهای درشت در نمونه دستی ۱/۵-۱ سانتی متر است و در بررسی‌های میکروسکوپی بدیلیز بزرگ بودن کانی هورنبلن‌دیوریت طول کانی بیش از اندازه میدان دیده میکروسکوپ بوده و قابل اندازه‌گیری نیست. هورنبلندهای ریزدانه شکل‌دار بصورت میانبار درون فلدسپات‌ها قابل دیده می‌شوند (شکل ۳ الف). کانی هورنبلن‌دیوریت با چندرنگی سبز تا قهوه‌ای مشخص می‌شود (شکل ۳ الف). کانی هورنبلن‌دیوریت تا بیش از ۸۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های فلدسپات اغلب از نوع میکروکلین هستند و در مرز بین کانی‌های هورنبلن‌دیوریت که در شکل ۳ ب) نشان داده شده اند (شکل ۳ ب). اکسیدهای آهن و تیتانیوم از کانی‌های فرعی سنگ هستند و کانی‌های کلسیت، اپیدوت و کلریت از کانی‌های دگرسانی در این سنگ‌ها دیده می‌شوند.

سنگ‌های گرانیتی جنوب غرب نقده از کانی‌های اصلی کوارتز، فلدسپات میکروکلین و هورنبلن‌دیوریت تشکیل شده‌اند. تا ۹۰ درصد سنگ از کانی فلدسپات میکروکلین تشکیل شده است ۵ درصد کانی کوارتز و ۵ درصد کانی هورنبلن‌دیوریت می‌شود. هورنبلن‌دیوریت با چندرنگی سبز-قهوه‌ای، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و در برخی مقاطع، به بیویتیت تجزیه شده است (شکل‌های ۲ پ و ت). براساس درصد مودال کانی‌ها و سامانه

فلدسپات‌ها در سنگ‌های آپینیتی حدواسط و گرانیتی از نظر ترکیب شیمیایی شبیه هستند.

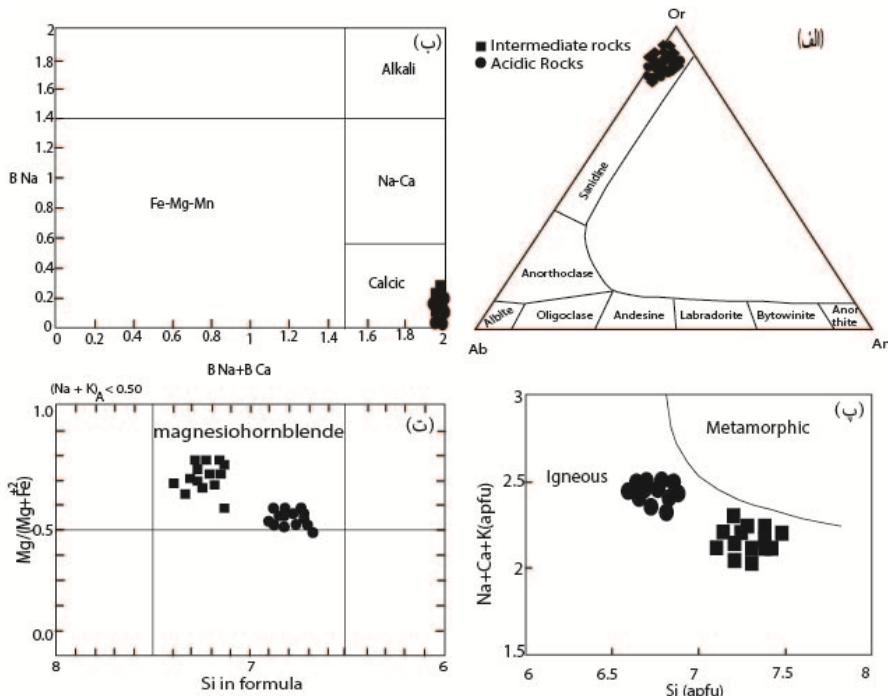
ترکیب شیمیایی فلدسپات‌ها پتاسیمی بوده و در گستره فلدسپات‌پتاسیمی (اورتوکلаз) واقع است (شکل ۴ الف).



شکل ۳ تصاویر سنگ‌نگاری از سنگ‌های آپینیتی و گرانیتی نقده، الف) هورنبلندریزدانه بصورت میانیار در فلدسپات (نور قطبیده صفحه‌ای، PPL) و (ب) هورنبلندریزدانه بصورت میانیار در فلدسپات (نور قطبیده متقطع، XPL)، (پ) فلدسپات میکروکلین و کوارتز در سنگ گرانیتی، (ت) هورنبلندریزدانه در سنگ گرانیتی.

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای فلدسپات‌های موجود در سنگ‌های آپینیتی حدواسط و گرانیت منطقه نقده. محاسبه ترکیب‌ها بر پایه ۸ اکسیژن و ۵ کاتیون انجام شده است. سنگ‌های حدواسط با حروف اختصاری IN و سنگ‌های اسیدی با حرف اختصاری A نشان داده شده‌اند.

نمونه	SiO ₂ (Wt%)	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	مجموع	Si(apfu)	Al	Fe ²⁺	Ca	Na	K	Ab	An	Or
IN1-1	64.80	17.43	0.20	0.00	0.60	16.24	99.30	2.02	0.96	0.01	0.00	0.05	0.97	5.22	0.00	94.68
IN2-1	64.41	17.68	0.08	0.00	0.67	16.79	99.71	3.00	0.97	0.00	0.00	0.06	1.00	5.72	0.00	94.28
IN3-1	64.89	17.56	0.17	0.00	0.74	15.72	99.08	2.02	0.96	0.1	0.00	0.07	0.93	6.68	0.00	93.32
IN4-1	64.45	17.00	0.13	0.00	0.71	16.54	98.83	3.03	0.94	0.00	0.00	0.06	0.99	6.12	0.00	93.88
IN5-1	64.93	17.50	0.12	0.00	0.80	15.84	99.32	2.02	0.96	0.01	0.00	0.07	0.94	7.13	0.00	93.87
IN6-1	65.10	17.76	0.10	0.00	0.72	16.82	100.93	2.01	0.97	0.00	0.00	0.06	0.99	6.11	0.00	93.89
IN7-1	64.43	17.55	0.16	0.00	0.66	16.53	99.34	2.01	0.97	0.01	0.00	0.06	0.99	5.72	0.00	94.28
IN8-1	64.50	17.76	0.29	0.00	0.55	17.25	100.36	3.00	0.97	0.01	0.00	0.05	1.02	4.62	0.00	95.38
IN9-1	64.27	19.39	0.17	0.00	0.75	15.25	100.00	2.96	1.05	0.01	0.00	0.07	0.90	6.95	0.00	93.05
IN10-1	63.31	18.56	0.05	0.00	0.64	16.41	99.29	2.97	1.03	0.00	0.00	0.06	0.98	5.60	0.00	94.40
A1-1	64.49	17.66	0.05	0.00	0.39	16.70	99.35	2.01	0.97	0.01	0.00	0.04	1.00	3.43	0.00	96.57
A2-1	64.27	18.96	0.43	0.00	0.77	16.21	100.86	2.96	1.03	0.00	0.00	0.07	0.95	6.72	0.00	93.27
A3-1	63.71	17.80	0.20	0.00	0.65	16.48	98.91	2.99	0.99	0.01	0.00	0.06	0.99	5.66	0.00	94.34
A4-1	64.34	19.17	0.15	0.00	0.58	16.30	100.54	2.96	1.04	0.00	0.00	0.05	0.96	5.13	0.00	94.87
A5-1	66.18	20.82	0.06	0.01	0.88	16.11	99.66	2.92	1.08	0.01	0.00	0.03	0.01	7.51	0.00	91.88
A6-1	63.45	18.35	0.13	0.00	0.51	17.03	99.47	2.97	1.01	0.00	0.00	0.05	1.02	4.35	0.00	95.65
A7-1	64.61	17.87	0.23	0.00	0.73	16.30	99.74	2.00	0.98	0.01	0.00	0.07	0.97	6.37	0.00	93.63
A8-1	63.98	18.22	0.15	0.00	0.72	16.65	99.77	2.98	1.00	0.00	0.00	0.07	0.99	6.17	0.00	93.83
A9-1	64.58	18.18	0.13	0.00	0.58	16.60	100.42	2.99	0.99	0.01	0.00	0.05	0.98	5.04	0.00	94.96
A10-1	64.57	18.36	0.10	0.02	0.74	15.72	99.51	2.00	1.00	0.00	0.00	0.07	0.93	6.67	0.10	93.13
A11-1	64.00	18.98	0.14	0.04	0.86	15.59	99.65	2.97	1.04	0.01	0.00	0.08	0.92	7.72	0.20	92.81



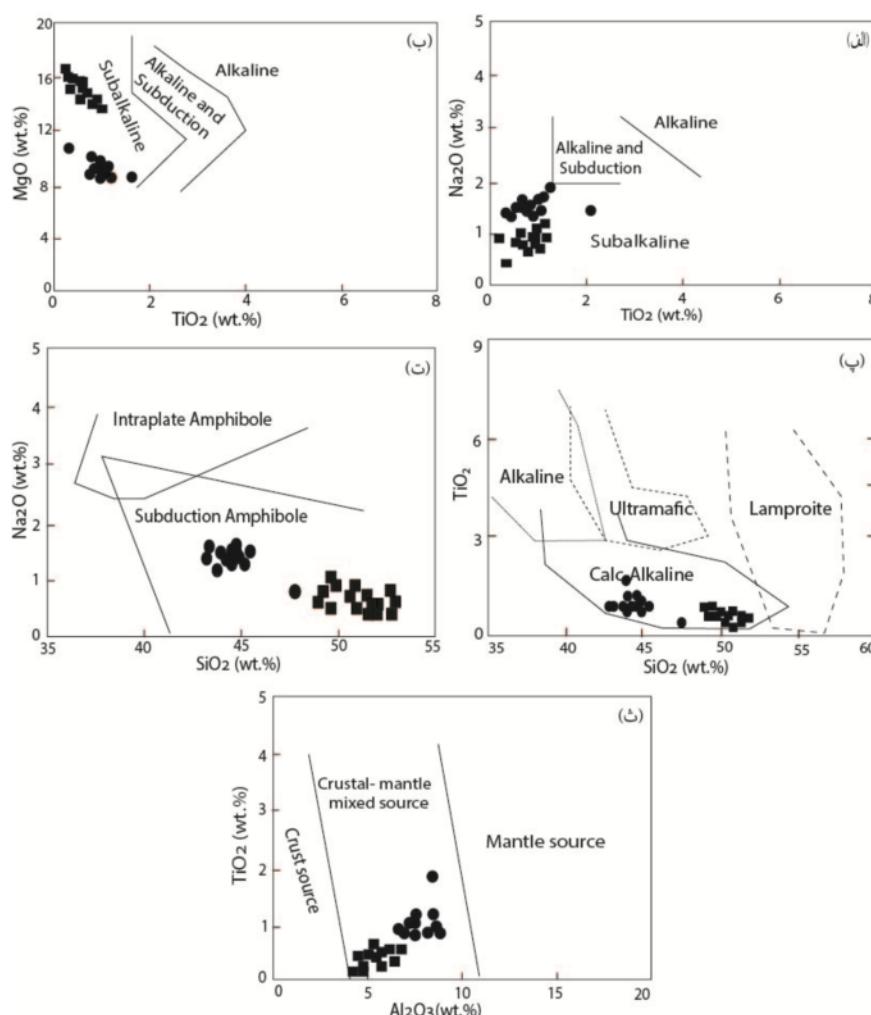
شکل ۴ (الف) ردهبندی فلدسپات‌های موجود در سنگهای حدواسط- اسیدی آپینیت نقده. (ب) ردهبندی آمفیبول‌های موجود در سنگهای حدواسط- اسیدی نقده بر اساس ترکیب شیمیایی آنها [۴۵]. (پ) جداسازی آمفیبول‌های برآمده از فرایندهای آذرین و دگرگونی بروش شاری [۴۶]. (ت) ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های مورد بررسی بر اساس نمودار عدد منیزم نسبت به Si [۴۷].

زمین ساخت و خاستگاه آپینیت‌های نقده بر اساس ترکیب آمفیبول در نمودار Na_2O و MgO نسبت به TiO_2 [۵۰]، همه آمفیبول‌های آپینیتی و گرانیتی نقده ماهیت شبه قلیایی نشان می‌دهند (شکل‌های ۵ الف و ب). براساس طبق نمودار SiO_2 نسبت به TiO_2 [۵۱]، آمفیبول‌ها ماهیت ماقمایی آهکی قلیایی دارند (شکل ۵ پ).

در نمودار Na_2O نسبت به SiO_2 [۵۲]، همه آمفیبول‌های موجود در سنگهای آپینیتی و گرانیتی نقده محیط زمین- ساختی فرورانشی نشان می‌دهند (شکل ۵ ت). عدد منیزم آمفیبول عامل مهمی در تعیین محیط زمین‌ساختاری است عدد منیزیم بیش از ۰/۷ در ارتباط با خاستگاه گوشه‌ای و کمتر از ۰/۵ مربوط به خاستگاه پوسته‌ای است و بین این دو عدد را مربوط به خاستگاه گوشه‌ای آغشته با ترکیب‌های پوسته‌ای در نظر می‌گیرند [۵۲]. عدد منیزیم آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آپینیتی حدواسط ۰/۸۳-۰/۷۱ و بوده که نشان دهنده خاستگاه گوشه‌ای برای این سنگ‌هاست. عدد منیزیم آمفیبول‌های موجود در سنگ گرانیتی ۰/۵۶-۰/۴۶ است که می‌تواند نشان‌دهنده خاستگاه گوشه‌ای آغشته با ترکیب‌های پوسته‌ای باشد.

آمفیبول

آمفیبول‌ها کانی اصلی و غالب سنگ‌های آپینیتی حدواسط هستند. فرمول ساختاری آن‌ها بر پایه‌ی ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون در جایگاه‌های چاروجهی و هشت‌وجهی در جدول ۲ ارائه شده است. مقدار SiO_2 آمفیبول در سنگ‌های آپینیتی حدواسط ۴۹/۵۸-۵۱/۸۶ درصد و در سنگ‌های اسیدی ۴۵/۳۵-۴۳/۷۸ درصد است. مقدار Na_2O در همه آمفیبول‌ها در گستره ۰/۵۲-۱/۵۷ درصد وزنی است (جدول ۲). آمفیبول‌ها بر اساس ردهبندی ارائه شده توسط لیک و همکاران [۴۵] از نوع کلسیمی هستند. (شکل ۴ ب). کلسیمی بودن آمفیبول‌ها نشان‌دهنده آذرین بودن خاستگاه این سنگ‌هاست [۴۹، ۴۸]. در نمودار جداسازی خاستگاه آمفیبول‌ها از نظر آذرین و دگرگونی به روش شاری [۴۶]، همه آمفیبول‌ها در گستره آذرین واقع هستند (شکل ۴ پ). ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های مورد بررسی بر اساس نمودار عدد منیزم نسبت به Si [۴۷]، منیزیوهرونبلند است (شکل ۴ ت). از این رو می‌توان گفت که آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آپینیتی حدواسط و گرانیتی از نظر ترکیب شیمیایی شبیه هستند.



شکل ۵ (الف) نمودار MgO نسبت به TiO_2 [۵۰] که براساس آن، همه آمفیبول‌ها ماهیت شبه قلیایی دارند. (ب) نمودار Na_2O نسبت به TiO_2 [۵۰] که بر پایه آمفیبول‌ها ماهیت شبه قلیایی دارند. (پ) نمودار SiO_2 نسبت به TiO_2 [۵۱] که براساس آن آمفیبول‌ها ماهیت ماقمایی آهکی قلیایی دارند. (ت) نمودار Na_2O نسبت به SiO_2 [۵۲] که بر پایه آن همه آمفیبول‌ها محیط زمین ساختی فروزانشی دارند. (ث) نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۵۳] که با توجه به آن، آمفیبول‌ها خاستگاه گوشه‌ای آغشته با ترکیب‌های پوسته‌ای دارند.

آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آپینیتی حدواسط- گرانیتی نقده کمتر از ۱/۵ است که می‌توان گفت که شرایط تشکیل آمفیبول، فشار کمتر از ۵ کیلوبار و محیط ساختاری تشکیل آن قوس قاره‌ای است.

دما و فشارسنجی با استفاده از کانی آمفیبول
آمفیبول در گستره دمایی ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی گراد و فشار ۱ تا ۲۳ کیلوبار پایدار است [۵۳]. مقدار آلومینیوم آمفیبول تابعی از غلظت آلومینیوم خاستگاه ماقمایی نبوده و تابع فشار طی تشکیل این کانی است. برای محاسبه فشار تبلور آمفیبول براساس مقادیر Al^{IV} و Al^I موجود در آمفیبول‌ها، روش‌های مختلفی ارائه شده است [۵۴-۵۶]. برای نمونه

برای تعیین خاستگاه ماقمایی از نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۵۳]، استفاده شد که بر این اساس، آمفیبول‌ها از خاستگاه گوشه‌ای آغشته شده با ترکیب‌های پوسته‌ای تشکیل شده‌اند (شکل ۵ ث).

مقدار Al^{IV} برابر با ۱/۵ را می‌توان مرز جدایش محیط زمین ساختی تشکیل آمفیبول‌ها در نظر گرفت، بطوریکه مقدار بیش از ۱/۵ نشان دهنده آمفیبول‌های فشار بالا (حدود ۱۰ کیلوبار) است که در محیط جزایر قوسی شکل گرفته‌اند و مقادیر کمتر از ۱/۵ مربوط به محیط ساختاری قوس قاره‌ای و فشار کمتر از ۵ کیلوبار است [۵۴]. مقدار Al^{IV} آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آپینیتی حدواسط نقده ۰/۵۰-۱/۱۳ و برای سنگ‌های گرانیتی نقده ۱/۳۷-۰/۸۳ است. مقادیر Al^{IV}

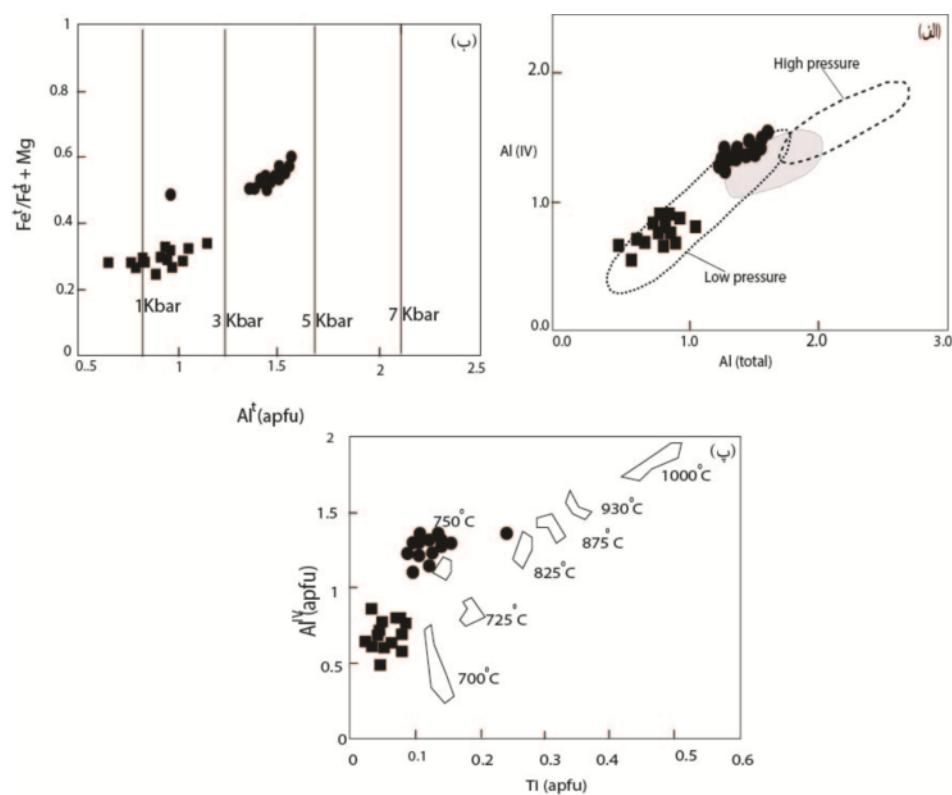
گستره دمایی 750°C واقع هستند (شکل ۶ پ). از بررسی دما-فشار تشکیل آمفیبول‌ها، می‌توان گفت که دو گروه شرایط دما-فشار در محل تشکیل توده‌های آپینیتی-گرانیتی نقده وجود داشته است؛ شرایط دما و فشار تشکیل آمفیبول سنگ‌های آپینیتی حدوداً ۱-۳ کیلوبار و ۷۰۰ درجه سانتیگراد و نشانده‌نده شرایط مناطق کم عمق پوسته‌ای برای سنگ‌های گرانیتی ۳-۵ کیلوبار و 750°C درجه سانتیگراد و نشانده‌نده مناطق عمیق پوسته‌ای است. براساس شب فشار و عمق در محیط ساختاری فروزانش وابسته به قوس قاره‌ای، در گستره فشار ۱ تا ۴ کیلوبار در اعمق ۲ تا ۱۶ کیلومتری حاکم است. فشار ۱ تا ۴ کیلوبار در اعمق ۲ تا ۱۶ کیلومتری حاکم است. بر اساس رابطه $1\text{kbar}=3.7 \text{ km}$ برای پوسته قاره‌ای [۶۰]، می‌توان گفت که آمفیبول موجود در سنگ‌های آپینیتی حدوداً ۳-۷-۱۱ کیلومتری و آمفیبول موجود در سنگ‌های گرانیتی در اعمق ۱۱-۱۸.۵ کیلومتری متبلور شده است.

براساس رابطه اشمیت [۵۵]، فشار تبلور آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آپینیتی و گرانیتی نقده 4.19 ± 0.6 کیلوبار است:

$$\text{P} (\pm 0.6 \text{ Kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}^t \quad r_2 = 0.99$$

برای محاسبه فشار تبلور آمفیبول‌ها از نمودار $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^t$ [۵۷] استفاده شد که بر این اساس، همه نمونه‌ها در گستره فشار پایین واقع هستند (شکل ۶ الف). برای نمودار Fe^t/Al^t [۵۸]، همه نمونه‌ها در گستره فشار کمتر از ۵ کیلوبار قرار دارند و آمفیبول سنگ‌های آپینیتی حدوداً ۱-۳ کیلوبار و آمفیبول سنگ‌های گرانیتی در گستره فشار ۳-۵ کیلوبار واقع هستند (شکل ۶ ب).

از نمودار $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^t$ [۵۹] برای تعیین شرایط دمایی تبلور آمفیبول استفاده شد. در این نمودار، آمفیبول سنگ‌های آپینیتی حدوداً ۰.۰-۰.۵ درجه دمایی در گستره گراد و آمفیبول سنگ‌های گرانیتی نزدیک به



شکل ۶ (الف) نمودار $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^t$ [۵۷] که براساس آن، همه نمونه‌های آپینیتی در گستره فشار پایین واقع هستند. (ب) نمودار Al^t نسبت به Fe^t [۵۸] که بر پایه آن، همه نمونه‌های آپینیتی در گستره فشار کمتر از ۵ کیلوبار قرار دارند. (پ) نمودار $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^t$ نسبت به Ti [۵۹] که با توجه به آن، همه نمونه‌های آپینیتی در گستره دمایی پایین تر از 750°C درجه سانتی گراد واقع هستند.

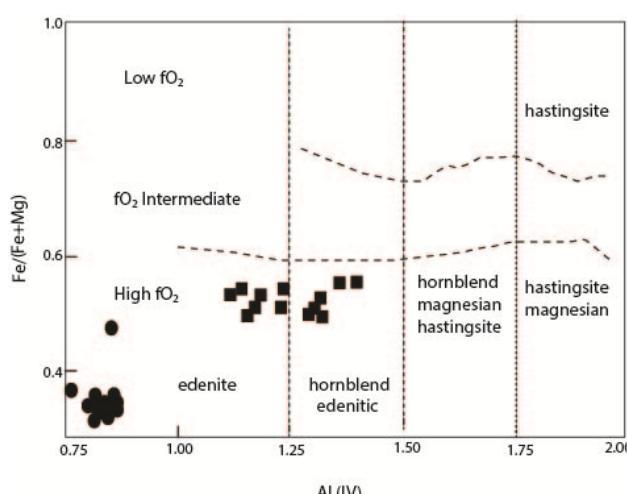
گوشه‌ای آغشته با رسوب‌های پوسته‌ای است. از بررسی شرایط دما-فشار تبلور هورنبلند مشخص شد که نمونه‌های آپینیتی حدوداً سطح در فشار ۱-۳ کیلوبار (عمق کمتر از ۱۱ کیلومتر) و توده گرانیتی در فشار ۳-۵ کیلوبار (عمق بیش از ۱۱ کیلومتر) تشکیل شده‌اند. براساس سن‌سنجی U-Pb زیرکن [۳۹]، سنگ‌های آپینیتی (۱۰۰ میلیون سال) و گرانیتی (۴۱ میلیون سال) هم سن نیستند. اختلاف عمق تبلور و اختلاف سن سنگ‌ها، می‌توان گفت که سنگ‌های گرانیتی نمی‌توانند از جدایش سنگ‌های آپینیتی ناشی شده باشد و هر یک خاستگاه مجزا دارند، بطوريکه احتمال می‌رود که با شکستن سنگ کره فرورانشی نتوتیس و گسل خوردگی سنگ کره بالایی، فلئیدها بطور گسترده به گوشه زیر سنگ کره‌ای افزوده شده و با شروع ذوب، ماقمای آپینیتی آهکی قلیابی غنی از آب در مناطق کم عمق پوسته‌ای تشکیل شده و در محل گسل خوردگی‌ها جایگیری کرده باشد. تنها محیط قوس قاره‌ای با شکست فروانش می‌تواند تامین کننده آب در گوشه زیر سنگ کره‌ای و تشکیل ماقمای آپینیتی باشد. ماقمای بازالتی آبدار و یا آپینیتی که نتوانسته‌اند از پوسته عبور کنند در زیر سنگ کره بدام افتاده و می‌توانند با تامین آب و گرمای، باعث ذوب پوسته شده و ماقمای گرانیتی در محل قوس با ترکیب گوشه آغشته به رسوب‌های پوسته‌ای ایجاد کنند. نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd گرانیت [۳۹] تایید می‌کند که گرانیت‌های همرا توده‌های آپینیتی می‌توانند از ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته‌ای مافیک و با دخالت رسوب‌های پوسته‌ای تشکیل شده باشند.

تعیین گریزندگی اکسیژن

گریزندگی اکسیژن از جمله عوامل اثر گذار بر مجموعه کانی‌های سنگ است. گریزندگی اکسیژن در شرایطی که مقدار آلومینیوم در ساختار چاروجه‌ی بیش از ۰/۷۵ و مقدار آهن کل بیش از ۰/۳ باشد قابل محاسبه است. بر اساس مقدار عدد آهن $\text{Fe}^{(\text{t})}/(\text{Fe}^{(\text{t})}+\text{Mg})$ ، گریزندگی اکسیژن در سه گروه رده‌بندی می‌شود، بطوريکه عدد آهن بیش از ۱ برای گریزندگی اکسیژن پایین است؛ گریزندگی اکسیژن متوسط مربوط به عدد آهن ۰/۶ تا ۰/۸ و گریزندگی اکسیژن بالا برای عدد آهن صفر تا ۰/۶ است. گریزندگی اکسیژن بالا در زمان تبلور آمفیبول سبب قرارگیری ترجیحی آهن در شبکه هورنبلند و جانشینی آن بجای آلومینیوم و در نتیجه موجب کاهش آلومینیوم هورنبلند می‌شود. براساس $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Fe}^{(\text{t})}+\text{Mg}$ [۵۸]، همه نمونه‌ها در گستره گریزندگی اکسیژن بالا واقع هستند و سنگ‌های آپینیتی در شرایط گریزندگی اکسیژن بیشتری نسبت به سنگ‌های گرانیتی تشکیل شده‌اند (شکل ۷).

برداشت

بررسی شیمی کانی آمفیبول و کانی فلدسپات سنگ‌های آپینیتی حدوداً سطح در جنوب غرب نقده نشان داده است که از نظر ترکیب کانی شناسی هر دو گروه سنگ دارای کانی‌های مشابه هستند؛ در هر دو گروه، آمفیبول با ترکیب منیزیوهرنبلند و فلدسپات با ترکیب اورتوکلاز وجود دارد. در هر دو گروه، ماقما ویژگی آهکی قلیابی دارد و وابسته به محیط زمین ساختی قوس قاره‌ای است. خاستگاه هر دو گروه ماقما



شکل ۷ نمودار $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Fe}^{(\text{t})}+\text{Mg}$ [۵۸] که براساس آن، نمونه‌های آپینیتی در گستره گریزندگی اکسیژن بالا واقع هستند.

قدردانی

از داوران مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران که با راهنمایی- های خود که باعث ارتقای سطح علمی مقاله شده‌اند کمال تشكر را دارم.

مراجع

- [10] Miyashiro A., "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins", American Journal of Science. 274 (1974) 321–355.
- [11] Pearce J.A., "A user's guide to basaltic discrimination diagrams, in Wyman, D.A., ed., *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*", Geological Association of Canada Short Course Notes. 12 (1996) 79–113.
- [12] Fowler M.B., Henney P.J., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B., "Petrogenesis of high Ba–Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland", Journal of the Geological Society. 158 (2001) 521–553.
- [13] Atherton M.P., Ghani A.A., "Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal", Ireland. Lithos. 62 (2002) 65–85.
- [14] Castro A., Corretge L.G., De la Rosa J.D., Fernandez C., Lopez S., Garcia-Moreno O., Chacon H., "The appinite–migmatite complex of Sanabria, NW Iberian massif, Spain", Journal of Petrology. 44 (2003) 1309–1344.
- [15] Neuendorf K.K.E., Mehl Jr., J.P., Jackson J.A. (Eds.) "Glossary of Geology", 5th ed. American Geological Institute, (2005).10.1017/S0016756807004141.
- [16] Morphy J.B., "Appinite suites: A record of the role of water in the genesis, transport, emplacement and crystallization of magma", Earth-Science Reviews. 119 (2013) 35–59.
- [17] Yoder H.S., Tilley C.E., "Origin of basaltic magma: an experimental study of natural and synthetic rock systems", Journal of Petrology. 3 (1962) 342–532.
- [18] Moore G., Carmichael I.S.E., "The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth", Contributions to Mineralogy and Petrology. 130 (1998) 304–319.
- [19] Müntener O., Kelemen P.B., Grove T.L., "The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study", Contributions to Mineralogy and Petrology. 141 (2001) 643–658.
- [20] Pitcher W.S., "The Nature and Origin of Granite, 2nd ed. Chapman and Hall, London", (1997) 395.
- [21] Hamidullah S., "Petrography and mineral chemistry as indicators of variations of crystallization conditions in the Loch Lomond and
- [1] Zhao S.W., Yang C., Lai S.C., Pei X.Z., Li Z.C., and Zhu R.Z., "Multistage Fractional Crystallization in the Continental Arc Magmatic System: Constraints from the Appinites in Tengchong Block, Southeastern Extension of Tibet", GeoScienceWorld, (2021) 18. <https://doi.org/10.2113/2021.3367816>.
- [2] Atherton M.P., and Ghani A.A. "Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite yncollisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland", Lithos. 62 (2002), 65–85.
- [3] Ye H.M., Li X.H., Li Z.X. and Zhang C.L., "Age and origin of high Ba-Sr appinite-granites at the northwestern margin of the Tibet Plateau: Implications for early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt", Gondwana Research 13(2008), 126–138.
- [4] Zhang X.H., Xue F.H., Yuan L.L., Ma Y.G. and Wilde S.A., "Late Permian appinite-granite complex from northwestern Liaoning, North China Craton: Petrogenesis and tectonic implications", Lithos 155 (2012), 201–217.
- [5] Murphy J.B. and Hynes A.J., "Tectonic control on the origin and orientation of igneous layering: an example from the Greendale Complex., Nova Scotia", Geology 18(1990), 403–406.
- [6] Murphy J.B., Appinite suites: "A record of the role of water in the genesis, transport, mplacement and crystallization of magma", Earth Science Reviews, 119 (2013), 35–59.
- [7] Huang F., Zhang Z., Xu J., Li X., Zeng Y., Wang B., Li X., Xu R., Fan Z., Tian Y., "Fluid flux in the lithosphere beneath southern Tibet during Neo-Tethyan slab breakoff: Evidence from an appinite–granite suite", LITHOS, (2019). <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.07.004>
- [8] Bailey E.B., Maufe H.B., "The geology of Ben Nevis and Glen Coe and the surrounding country Memoirs", Geological Society of Scotland. 53 (1916) 1–247.
- [9] Murphy J.B., "Appinite suites and their genetic relationship to coeval voluminous granitoid batholiths", International Geology Review, (2019) doi: 10.1080/00206814.2019.1630859.

- Grandjacquet C., Sbortshikov I.M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D.H., Boulin J., Sibuet J.C., Savostin L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P., and Biju-Duval B., "Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the LIAS", *Tectonophysics*, 123 (1986) 241-315.
- [33] Mazhari S.A., Bea F., Amini S., Ghalamghash J., Molina J.F., Montero P., Scarrow J.H., and Williams I.S., "The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogen", *Journal of Geological Society*, 166(2015), 53-69.
- [34] Zhang Z., Xiao W., Ji W., Majidifard M.R., Rezaeian M., Talebian M., Xiang Z., Chen L., Wan B., Ao S., and Esmaeili R., "Geochemistry, zircon U-Pb and Hf isotope for granitoids, NW Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for Mesozoic-Cenozoic episodic magmatism during Neo-Tethyan lithospheric subduction", *Gondwana Research*. 19 (2018) 1-18.
- [35] Sepahi G., "A Petrology of Alvand pluton assemblage, Ph.D. thesis", Tarbiat Moallem University. (in Persian), (1999) 302.
- [36] Ahmadi Kh., Esmaeily D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab H., "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone", *Western Iran. Journal Asian Earth Science*. 29 (2007) 859-877.
- [37] Ghalamghash J., Nédélec A., Bellon H., Vouslyghi Abedini M., Bouchez J.L., "The Urumieh plutonic complex (MW Iran): A record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times—Part I: Petrogenesis and K/Ar dating", *Journal Asian Earth Science*. 35 (2009) 401-415.
- [38] Azizi H., Hadad S., Stern R.J. and Asahara Y., "Age, geochemistry, and emplacement of the ~40-Ma Baneh granite-appinite complex in a transpressional tectonic regime, Zagros suture zone northwest Iran", *International Geology Review*, 2018, DOI: 10.1080/00206814.2017.1422394.
- [39] Mazhari S.A., Amini S., Ghalamghash J. and Bea F., "Petrogenesis of granitic unit of Naqadeh complex, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran", *Arabian Journal Geoscience*. 4 (2011) 59-67.
- [40] Stöcklin J., "Structures history and tectonic of Iran: A review", *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 52 (1968) 1229-1258.
- Appin appinite suites, western Scotland",* *Sciedirect*. 118 (2007) 101-115.
- [22] Hall A., "The chemistry of appinitic rocks associated with the Ardara Pluton, Donegal, Ireland", *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 16(1967) 156-171.
- [23] French W.J., "Geochemistry of the appinite suite", *Geological Society, London, Special Publication*. 8 (1979) 699-704.
- [24] Pitcher W.S., Berger A.R., "The Appinite suite: basic rocks genetically associated with granite. The Geology of Donegal. A Study of Granite Emplacement and Unroofing, Regional Geology Series", John Wiley and Sons Ltd, Chichester, Sussex. (1972) 143-168.
- [25] Fowler M.B., Henney P.J., Derbyshire D.P.F. and Greenwood, P.B., "Petrogenesis of high Ba-Sr granites the Rogart pluton, Sutherland", *Journal of the Geological Society*. 158 (2001) 521-534.
- [26] Fowler M.B., Kocks H., Derbyshire D.P.F., Greenwood P.B., "Petrogenesis of high Ba-Sr plutons from the Northern Highlands Terrane of the British Caledonian Province", *Lithos*. 105 (2008) 129-148.
- [27] Collins W.J., Huang H., and Jiang X., "Water-fluxed crustal melting produces Cordilleran batholiths", *Geology*. 44 (2016) 143-146.
- [28] Huang F., Xu J.F., Zeng Y.C., Chen J.L., Wang B.D., Yu H.X., Chen L., Huang W.L. and Tan R.Y., "Slab Breakoff of the Neo-Tethys Ocean in the Lhasa Terrane Inferred from Contemporaneous Melting of the Mantle and Crust", *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 18 (2017) 4074-4095.
- [29] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., and Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", *Geological Magazine*, 148 (2011) 692-725.
- [30] Agard P., Omrani J., Jolivet L., and Mouthereau F., "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation", *International Journal of Earth Sciences*, 94 (2005) 401-419.
- [31] Rolland Y., "Caucasus collisional history: review of data from East Anatolia to West Iran", *Gondwana Research*. 49 (2017) 130-146.
- [32] Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E., Kazmin V.G., Le Pichon X., Knipper A.L.,

- alkaline mafic magma-peraluminous crustal melt hybrid appinites of the Central Iberian Variscan continental collision”, Lithos.* 110 (2009) 50-54.
- [51] Coltorti M., Bondaiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S. Y., Powell W., “*Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle*”, *Lithos.* 99 (2007) 68-84.
- [52] Zhang S.H., Zhao Y. and Song B., “*Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of North China block*”, *Mineralogy and Petrology.* 87 (2006) 123-141.
- [53] Blundy J.D., Holland T.J., “*Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer*”, *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 104 (1990) 208-224.
- [54] Jiang C., An S., “*On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance*”, *Journal of Mineralogy and Petrology.* 3 (1984) 1-9.
- [55] Schmidt M.W., “*Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer*”, *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 110 (1992) 304-10.
- [56] Helz R.T., “*Phase relations of basalts in their melting ranges at P H₂O=5 kb. Part II. Melt compositions*”, *Journal of Petrology.* 17 (1976) 139-193.
- [57] Hammarstrom J.M., Zen E., “*Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer*”, *American Mineralogy.* 71 (1986) 1297-1313.
- [58] Anderson J.L., Smith D.R., “*The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer*”, *American Mineralogist.* 80 (1995) 549-559.
- [59] Helz R.T., “*Phase relations of basalts in their melting range at PH₂O= 5 kb as a function of oxygen fugacity: part I. Mafic phases*”, *Journal of Petrology.* 14 (1973) 249-302.
- [60] Tulloch A.J., Challis G.A., “*Emplacement depths of Paleozoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-Al geobarometry*”, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics.* 43 (2000) 555-567.
- [41] Hajialioghli R., & Moazzen M., “*Supra-subduction and mid-ocean ridge peridotites from the Piranshahr area, NW Iran*”, *Journal of Geodynamics.* 18 (2014) 41-55.
- [42] Khodabandeh, A.A., “*Explanatory text of Naghadeh, Geological quadrangle map, 1:100000*”, Geological survey of Iran. (2004), Tehran (in Persian).
- [43] Mohajjal M., Rasouli A., “*Structural evidence for superposition of transtension on transpression in the Zagros collision zone: Main Recent Fault, Piranshahr area, NW Iran*”, *Journal of Structural Geology.* 62 (2014) 65-79.
- [44] Yazdani M., *Study of field occurrence and petrology of igneous rocks related to ophiolite complex in Northwest Piranshahr-NW Iran*, University of Tabriz, PhD Thesis, (2014), (in Persian).
- [45] Leak B.E.; Wooley A.R.; Arps C.E.S.; Birch W.D.; Gilbert M.C.; Grice J.D.; Hawthorne F.C.; Kato A.; Kisch H.J.; Krivovichev V.G., “*Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names*”, *Can. Mineral.* 35 (1997) 219-233.
- [46] Sial A.N., Ferreira V.P., Fallick A.E., Cruz M.J.M., “*Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province, northeastern Brazil*”, *Journal of South American Earth Sciences.* 1 (1998) 457-471.
- [47] Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., “*Nomenclature of the amphibole supergroup*”, *American Mineralogist.* 97 (2012) 2031-2048.
- [48] Agemar T., Wörner G., Heumann A., “*Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water?*”, *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 136 (1999) 331-344.
- [49] Chivas A.R., “*Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization*”, *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 78 (1982) 389-403.
- [50] Scarrow J.H., Molina J.F., Bea F., Montero P., “*Within-plate calc-alkaline rocks: insights from*