

Geothermobarometry of Khunrang intrusive complex (northwest of Jiroft, Kerman province): Constraint on using mineral chemistry of amphibole to determine characteristics of parental magma

Soodeh Sedighian¹, Sara Dargahi^{*1}, Mohsen Arvin¹ and Kazuo Nakashima²

¹ Department of Geology, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

² Department of Earth and Environmental Sciences, Yamagata University, Yamagata, Japan

Abstract

The Khunrang intrusive complex (KIC), as one of the largest complexes in the southern part of the Sanandaj- Sirjan zone, is located in the northwest of Jiroft in the Kerman province. The complex consists mainly of acidic-intermediate felsic rocks of diorite, quartz diorite, tonalite, granodiorite and granite with subordinate amounts of hornblende gabbro and microgabbro as mafic members. The general texture of the samples is hypidiomorphic granular; but porphyry texture with microgranular groundmass also occasionally occurs in felsic samples. Mineral chemistry studies on the amphibole crystals from both felsic and mafic parts of the KIC show that they are S-Amph type and magnesio-hornblende in composition that formed in a relatively oxidized environment in an active continental margin. The plagioclases have a range of composition from labradorite (An_{50.4}Ab_{49.0}Or_{0.6}) to oligoclase (An_{26.2}Ab_{73.0}Or_{0.9}) with an average of andesine (An_{36.6}Ab_{62.6}Or_{0.8}) and bytownite (An_{89.6}Ab_{10.4}Or_{0.0}) to andesine (An_{35.8}Ab_{56.0}Or_{8.2}) with an average of labradorite (An_{56.8}Ab_{41.9}Or_{1.3}) for felsic and mafic samples, respectively. Based on geothermobarometry studies on amphiboles and also amphibole-plagioclase pairs, the average temperatures of 760-783°C and 691-717 °C with pressure ranges of <1 to 4.7 and 1.8 to 3.4 Kbar were estimated for felsic and mafic samples, respectively. The calculated pressures are equivalent to near the surface conditions to the depth of approximately 17 km.

Key words: amphibole, mineral chemistry, intrusive complex, Sanandaj- Sirjan Zone

* s.dargahi@uk.ac.ir

زمین‌دما فشارسنجی مجموعه نفوذی خونرنگ (شمال باختری جیرفت، استان کرمان): تاکیدی ویژه بر کاربرد شیمی کانی آمفیبول در بررسی ویژگی‌های ماگمای مادر

سوده صدیقیان^۱، سارا درگاهی^{۱*}، محسن آروین^۱ و کازو ناکاشیما^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

^۲ گروه علوم زمین و محیط زیست، دانشگاه یاماگاتا، یاماگاتا، ژاپن

چکیده

مجموعه نفوذی خونرنگ، از بزرگ‌ترین مجموعه‌های رخنمون‌یافته در بخش جنوبی پهنه سنندج-سیرجان، در شمال باختری شهرستان جیرفت (در استان کرمان) است. این مجموعه اساساً دربردارنده سنگ‌های فلسیک اسیدی و حد واسط (مانند: دیوریت، کوارتز دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت) همراه با مقدارهای اندکی اعضای مافیک تر (مانند: هورنبلندگابرو و میکروگابرو) است. بافت کلی نمونه‌ها، گرانولار نیمه‌شکل‌دار است؛ اما گاه در نمونه‌های فلسیک، به صورت محلی، بافت پورفیری با زمینه ریزدانه نیز دیده می‌شود. بررسی‌های شیمی کانی روی کانی‌های آمفیبول در هر دو بخش فلسیک و مافیک مجموعه نفوذی خونرنگ نشان می‌دهند که این بلورها ترکیب منیزیم‌هورنبلند دارند. این آمفیبول‌ها از نوع S-Amph هستند و در ارتباط با مرز فعال قاره‌ای و در پهنه‌ای کمابیش اکسیدان توسعه یافته‌اند. پلاژیوکلازهای بخش فلسیک و مافیک مجموعه نفوذی خونرنگ نیز به ترتیب بازه ترکیبی لابرادوریت ($An_{50.4}Ab_{49.0}Or_{0.6}$) تا الیگوکلاز ($An_{26.2}Ab_{73.0}Or_{0.9}$) با میانگین ترکیبی آندزین ($An_{36.6}Ab_{62.6}Or_{0.8}$) و بیتونیت ($An_{89.6}Ab_{10.4}Or_{0.0}$) تا آندزین ($An_{35.8}Ab_{56.0}Or_{8.2}$) و میانگین ترکیبی لابرادوریت ($An_{56.8}Ab_{41.9}Or_{1.3}$) دارند. برپایه بررسی‌های زمین‌دما فشارسنجی روی بلورهای آمفیبول و نیز جفت کانی‌های آمفیبول-پلاژیوکلاز، برای بخش مافیک و فلسیک مجموعه نفوذی خونرنگ به ترتیب دمای تقریبی میانگین ۷۶۰-۷۸۳ و ۶۹۱-۷۱۷ درجه سانتیگراد به دست آمده است. بازه فشار نیز برای نمونه‌های سنگی مافیک و فلسیک این مجموعه نفوذی، به ترتیب از کمتر از ۱ تا ۴/۷ کیلوبار و ۱/۸ تا ۳/۴ کیلوبار به دست آمده است که معادل با شرایط نزدیک به سطح زمین تا ژرفای نزدیک به ۱۷ کیلومتر است.

واژه‌های کلیدی: آمفیبول، شیمی کانی، مجموعه نفوذی، پهنه سنندج-سیرجان

* s.dargahi@uk.ac.ir

مقدمه

برآورد پارامترهای فشار-دما و فوگاسیته اکسیژن در سیستم‌های ماگمایی اهمیت دارد؛ زیرا با به‌کارگیری آنها سازوکارهای پیدایش سیستم‌های ماگمایی بررسی می‌شوند. برای نمونه، برای مخازن ماگمایی فعال، فشار مهم‌ترین پارامتر برشمرده می‌شود؛ زیرا ارتباط مستقیمی با ژرفای مخزن ماگمایی دارد و محاسبه دقیق ژرفای مخزن ماگمایی در تفسیر داده‌های گوناگون (مانند: چگونگی تبلور بلورها و پیدایش بافت‌های متفاوت) بسیار کاربردی و مهم است (Simakin et al., 2012). بررسی شیمی کانی‌هایی مانند آمفیبول از راه‌های شناسایی شرایط تبلور سیستم ماگمایی است. کانی آمفیبول کانی معمول در ماگماهای کالک‌آلکان است که در محتوای آب بیشتر از ۲ درصد و در بازه گسترده‌ای از فشار و دما (از ۱ تا ۲۳ کیلوبار و ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد) پایدار است. شیمی این بلور بازتابی از شرایط فشار-دما و میزان فوگاسیته اکسیژن ماگمای مادر است (Schmidt, 1992; Anderson and Smith, 1995). از سوی دیگر، با کاربرد جفت کانی‌های آمفیبول-پلاژیوکلاز نیز میزان فشار در هنگام تبلور سنگ‌ها به‌دست می‌آید (Blundy and Holland, 1990).

مجموعه نفوذی خونرنگ در ۳۰ کیلومتری شمال‌باختری شهرستان جیرفت، از بزرگ‌ترین مجموعه‌های نفوذی ژوراسیک (Dimitrijevic, 1973) است که در بخش جنوبی پهنه ماگمایی-دگرگونی سنندج-سیرجان (Stöcklin, 1968) رخنمون یافته است و تا کنون هیچگونه

بررسی‌های زمین‌دما فشارسنجی روی آن انجام نشده است (شکل ۱- A). در این پژوهش تلاش شده است تا برپایه ترکیب شیمیایی کانی‌های گوناگون، به‌ویژه آمفیبول‌های درون سنگ‌های گوناگون سازنده مجموعه نفوذی خونرنگ، شناخت بهتر و کامل‌تری از شرایط پیدایش و سنگ‌زایی این مجموعه به‌دست آید.

زمین‌شناسی منطقه

مجموعه نفوذی خونرنگ در میان طول‌های جغرافیایی ۳۵' ۵۷° تا ۴۱' ۵۷° خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۵۱' ۲۸° تا ۵۸' ۲۸° شمالی در استان کرمان جای گرفته است. این منطقه اساساً از مجموعه‌ای از سنگ‌های فلسیک گوناگون همراه با مقدرهای اندکی اعضای مافیک که محدود به مرزهای مجموعه نفوذی می‌شوند ساخته شده است (شکل ۱- B).

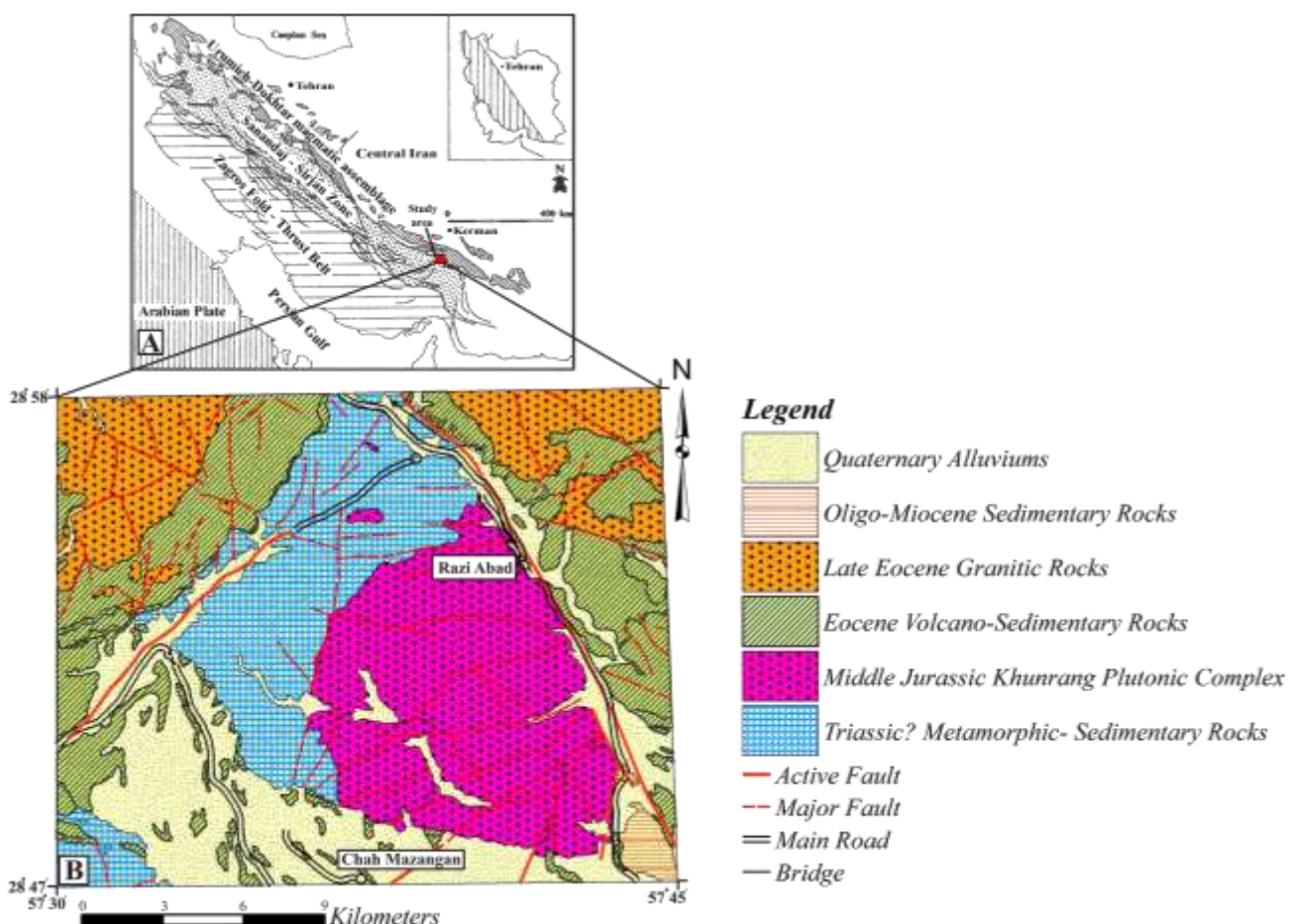
ارتباط فازهای فلسیک و مافیک در این مجموعه به‌صورت تزریقی و گاه پوشیده است. گاه در محل همجواری، فازهای حدواسط گسترش یافته‌اند که چه‌بسا نشان‌دهنده همزیست بودن دو فاز ماگمایی هستند (شکل ۲- A). بخش‌هایی از فاز فلسیک که با فاز مافیک دربرگرفته شده است و برعکس، نیز نشان از همزمانی فعالیت این دو فاز ماگمایی دارند (شکل‌های ۲- B و ۲- C).

مجموعه نفوذی خونرنگ از سوی باختر و شمال‌باختری با مجموعه رسوبی-دگرگونی تریاس (Dimitrijevic, 1973) هم‌مرز است. این همبری به‌صورت تزریقی است؛ به‌گونه‌ای که در محل همبری، رگه‌های آپلیتی پدیدآمده از

هستند جای می‌دهد. از سوی جنوب و جنوب‌خاوری نیز رسوب‌های کواترنری رخنمون سنگ‌های مجموعه نفوذی خونرنگ را پوشانده‌اند (شکل ۱- B). Dastanpour و همکاران (۲۰۰۱) این مجموعه را بررسی کرده‌اند؛ اما آنها بیشتر نگاه کاربردی در زمینه اکتشاف سنگ‌نما داشته‌اند. پس از آنها، Sedighian و همکاران (۲۰۱۴، ۲۰۱۷) زمین‌شیمی سنگ‌کل این منطقه را بررسی کرده‌اند. این پژوهش نخستین بررسی زمین‌دما فشارسنجی روی نمونه‌های سنگی این مجموعه است.

فعالیت مجموعه نفوذی خونرنگ درون مجموعه رسوبی- دگرگونی تریاس تزریق شده‌اند. افزون‌براین، در این مرزهای همبندی، تکه‌های زئولیتی از جنس سنگ‌های همبندی، درون مجموعه نفوذی خونرنگ به‌دام افتاده‌اند.

گسل فعال سبزوآران با راستای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری، در بخش خاوری منطقه، این مجموعه نفوذی را در نزدیکی سنگ‌های آتشفشانی مجموعه بحرآسمان با سن ائوسن و توده‌های نفوذی با سن ائوسن پایانی که هر دو بخشی از مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر



شکل ۱- A) موقعیت مجموعه نفوذی خونرنگ روی نقشه زمین‌شناسی ایران (با تغییر پس از Dargahi و همکاران، ۲۰۱۰؛ B) نقشه زمین‌شناسی منطقه بررسی شده (با تغییر پس از Dimitrijevic، ۱۹۷۳)



شکل ۲- روابط صحرایی میان فازهای مافیک و فلسیک در مجموعه نفوذی خونرنگ که نشان‌دهنده هم‌زیست بودن دو فاز ماگمایی هستند: (A) همجواری ماگمایی بخش مافیک و فلسیک همراه با وجود بخش‌هایی با ترکیب حد واسط؛ (B) تزریق نامنظم فاز مافیک درون فاز فلسیک؛ (C) دربرگرفته شدن بخش‌هایی از فاز فلسیک با فاز مافیک

روش انجام پژوهش

پس از انجام بررسی‌های کتابخانه‌ای، بازدید صحرایی و نمونه‌برداری‌های لازم انجام شد. سپس از میان ۲۸۰ نمونه سنگی برداشت‌شده، شمار ۲۰۰ مقطع نازک تهیه شد. پس از انجام بررسی‌های سنگ‌نگاری، شمار ۱۴ نمونه، برپایه بیشترین تنوع ترکیب سنگی جدا و از آنها مقطع نازک- صیقلی ساخته شد. سپس کانی‌های نشانه‌گذاری شده روی این مقطع‌ها به روش WDS با دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی (EMPA) خودکار (مدل JEOL. JXA-8600 در دانشگاه یاماگاتا، ژاپن) با ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ کیلوولت و جریان 2×10^{-8} آمپر تجزیه شیمیایی شدند. قطر پرتوی الکترونی ۵ میکرون بوده است. در پایان، داده‌های به دست آمده از این روش‌های تجزیه‌ای با نرم‌افزارهای Iqpet 2007 و نیز Excel 2007 بررسی و تحلیل شدند.

بحث

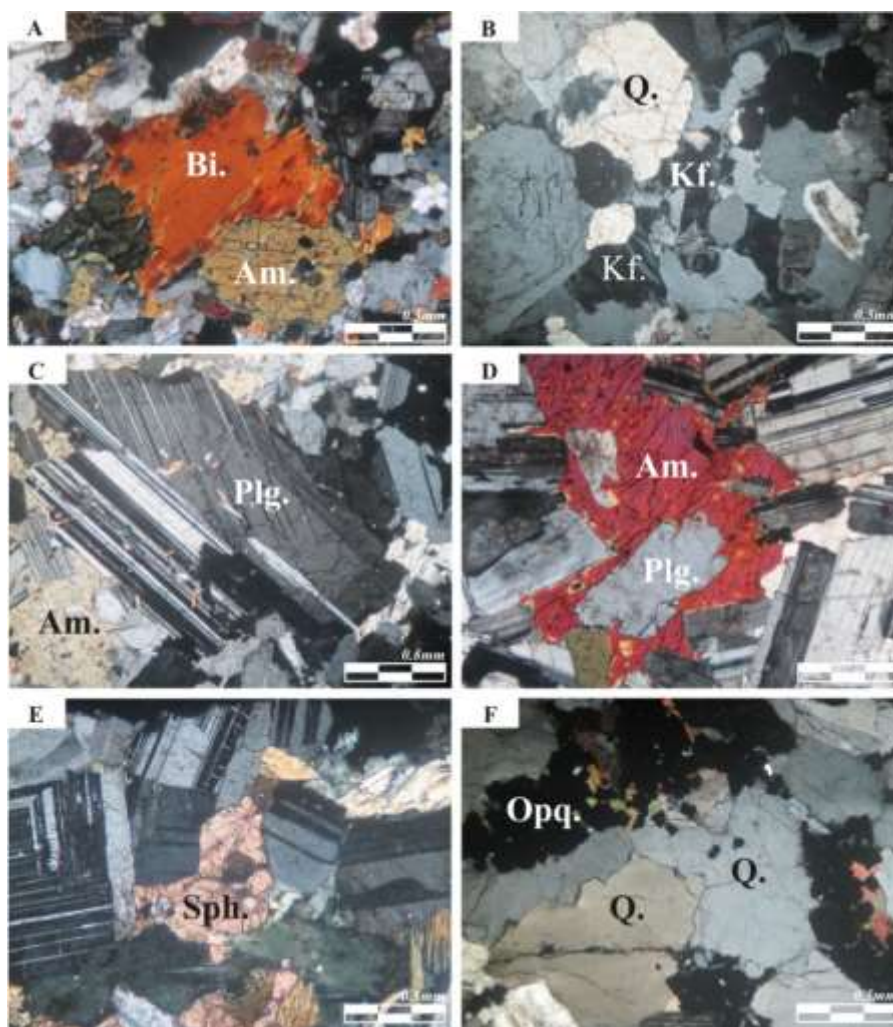
مجموعه نفوذی خونرنگ از بزرگ‌ترین مجموعه‌های نفوذی در بخش جنوبی پهنه سندانج- سیرجان، در استان کرمان است. در این مجموعه، فاز فلسیک دربردارنده سنگ‌های دیوریت، کوارتز دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت است و سنگ‌ها عموماً بافت کلی دانه‌ای (گرانولار) متوسط‌دانه دارند؛ اما به صورت محدود در برخی بخش‌ها، بافت پورفیری یا زمینه ریزدانه نیز

دید می‌شود. برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های حد واسط فاز فلسیک (دیوریت و کوارتز دیوریت) به صورت کانی‌های پلاژیوکلاز (میانگین: ۵۵-۴۵ درصد حجمی)، پتاسیم‌فلدسپار (۳-۰ درصد حجمی)، کوارتز (تا ۱۰ درصد حجمی در کوارتز دیوریت)، آمفیبول (۳۰-۱۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۱۵-۵ درصد حجمی) و کانی کدر (تا حداکثر ۱۰ درصد حجمی) است. سنگ‌های اسیدی فاز فلسیک (تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت) نیز ترکیب کانی‌شناسی کوارتز (نزدیک به ۲۵-۱۵ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (بیش از ۴۵ درصد حجمی در تونالیت تا نزدیک به ۲۰ درصد حجمی در گرانیت)، پتاسیم‌فلدسپار (از کمتر از ۵ درصد حجمی در تونالیت تا حداکثر ۳۵ درصد حجمی در گرانیت)، آمفیبول (تا بیشینه ۱۵ درصد حجمی)، بیوتیت (تا حداکثر ۱۲ درصد حجمی) و کانی کدر (کمتر از ۸ درصد حجمی) دارند. افزون بر کانی‌های یادشده، کانی‌های فرعی آپاتیت، زیرکن و اسفن نیز در سنگ‌های فلسیک منطقه دیده می‌شوند.

فاز مافیک سنگ‌های هورنبلند گابرو و میکروگابرو را در برمی‌گیرد. پلاژیوکلاز (میانگین: ۴۸ درصد حجمی)، پیروکسن (کمتر از ۱۰ درصد حجمی)، هورنبلند (میانگین: ۳۰ درصد حجمی) و کانی‌های کدر (تا بیشینه ۱۲ درصد حجمی) از

آمفیبول گاه به‌صورت بخشی و یا گهگاه کاملاً دچار دگرسانی شده‌اند. کلریت، اپیدوت، اکسید آهن و اسفن ثانویه از فراورده‌های پدیدآمده از دگرسانی این کانی هستند. ماکل ساده و گاهی مکرر و نیز بافت پوی کیلیتیک و میانبره‌هایی مانند بیوتیت، زیرکن، اسفن، کوارتز و پلاژیوکلاز نیز گاه در بلورهای آمفیبول دیده می‌شوند (شکل ۳).

کانی‌های سازنده این سنگ‌ها هستند. بافت کلی این سنگ‌ها گرانولار متوسط تا ریزدانه است. برپایه بررسی‌های انجام‌شده، آمفیبول مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی مافیک در سنگ‌های مافیک و فلسیک مجموعه نفوذی خونرنگ است. بلورهای آمفیبول در نور قطبی صفحه‌ای به رنگ سبز تا قهوه‌ای تیره و به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار، به فرم تخته‌ای تا کشیده دیده می‌شوند. بلورهای



شکل ۳- مجموعه پارائز کانیایی سازنده سنگ‌های مجموعه نفوذی خونرنگ (شمال‌باختری جیرفت). (A) بلورهای بیوتیت (Bi.) در کنار بلورهای آمفیبول (Am.) و گسترش کلریتی شدن در راستای رخ‌های بیوتیت (کوارتز دیوریت)؛ (B) بلورهای کوارتز (Q) و نیز بلورهای بی‌شکل پتاسیم‌فلدسپار (Kf.) در بلورهای پتاسیم‌فلدسپار، ماکل میکروکلین، پرتیتی‌شدن و همچنین، دگرسانی کائولینیتی به‌خوبی دیده می‌شود (گرانودیوریت)؛ (C, D) هم‌مرز بودن بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز (Plg.) که تعادل این دو کانی در زمان تبلور را نشان می‌دهد (سنگ‌های فلسیک منطقه)؛ (E) تک‌بلورهای اسفن (Sph.) (گرانودیوریت)؛ (F) کوارتز و کانی‌های کدر (Opq.) گاه کانی‌های کدر (مگنتیت و ایلمنیت) در همراهی با بلورهای آپاتیت، اسفن و زیرکن دیده می‌شوند (در XPL) (گرانودیوریت)

ترکیبی در آمفیبول‌های مجموعه نفوذی خونرنگ موثر خواهد بود و برپایه آن، دیدگاه روشن‌تری از چگونگی پیدایش این مجموعه نفوذی به دست می‌آید.

همان‌گونه که گفته شد، به باور پژوهشگران، آب و مواد فرار چه بسا روی پایداری و ترکیب بلورهای آمفیبول تأثیرگذار باشند (Martin, 2007). محتوای آب در مذاب، شیمی کانی‌های آمفیبول در حال تبلور را کنترل می‌کند؛ به‌گونه‌ای که کاهش غلظت آب در مذاب تبلور ترکیب‌های سدیک‌تری را در پی دارد (Scaillet and Macdonald, 2003; Ridolfi et al., 2010). به باور Scaillet و Macdonald (۲۰۰۳)، کاهش میزان آب مذاب با افزایش محتوای فلئور در بلورهای آمفیبول همراه است؛ به‌گونه‌ای که در سنگ‌های گرانیتوئیدی، آمفیبول‌های سدیک مقدارهای اولیه فلئور بالاتری در مذاب خود نسبت به سنگ‌های گرانیتوئیدی با بلورهای آمفیبول کلسیک دارند و این نکته نشان‌دهنده رابطه معکوس این دو فاز فرار است (Papoutsas and Pe-Piper, 2014). در نمونه‌های سنگی منطقه بررسی شده، بلورهای بیوتیت نشان می‌دهند که آمفیبول‌های کلسیک از ماگمایی با محتوای آب بالا متبلور شده‌اند.

۱-۱- جداسازی آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی

از آنجایی که مجموعه نفوذی خونرنگ در نزدیکی سنگ‌های دگرگونی جای گرفته است، برای شناسایی دقیق نوع بلورهای آمفیبول در سنگ‌های سازنده آن، نمودار Si در برابر Ca+K+Na (Sial et al., 1998) به کار برده شد. برپایه این نمودار، همه آمفیبول‌ها در محدوده آمفیبول‌های آذرین جای می‌گیرند (شکل ۶). افزون‌براین، محتوای Si در بیشتر آمفیبول‌ها در بازه ۶/۸ تا ۷/۴ جای می‌گیرد. به باور Leake و همکاران (۱۹۹۷)، این مقدار Si، آذرین بودن این بلورها را نشان می‌دهد.

بررسی‌ها و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند این مجموعه ویژگی‌های ماگماتیسم کالک‌آلکالن نوع I را دارد و پیدایش آن پیامد فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی در زمان ژوراسیک میانی بوده است (Sedighian et al., 2014, 2017).

۱- شیمی کانی آمفیبول

همان‌گونه که پیشتر گفته شد، کانی آمفیبول فراوان‌ترین و مهم‌ترین بلور در میان کانی‌های تیره در سنگ‌های مجموعه نفوذی خونرنگ است. فرمول عمومی کانی‌های آمفیبول به صورت $A_{0.1}B_2C_5T_8O_{22}(OH)_2$ یا $A(M4)_2(M13)_3(M2)_2(T2)_4(T1)_4O_{22}(O,OH,F)_2$ است. موقعیت A در فرمول عمومی بلورهای آمفیبول کاملاً خالی است (Giret et al., 1980) (در جدول ۱ خلاصه‌ای از جایگزینی‌های ممکن در فرمول آمفیبول آورده شده است). برای بررسی ترکیب شیمیایی این کانی، شمار ۲۶ نقطه در سنگ‌های گوناگون این مجموعه به روش ریزکاو الکترونی تجزیه شدند. داده‌های به دست آمده در جدول ۲ آورده شده‌اند.

برپایه نمودار Leake و همکاران (۱۹۹۷)، این بلورها در گروه آمفیبول‌های کلسیک و در زیرگروه منیزوهورنبلند جای می‌گیرند (شکل ۴). همچنین، برپایه مجموع کاتیونی Si+Na+K در برابر $Ca+Al^{IV}$ (شکل ۵)، بلورهای آمفیبول بررسی شده در محدوده گروه هورنبلند و روی خط ۱۰ جای می‌گیرند.

دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن و در نهایت حضور مواد فرار از مهم‌ترین عواملی هستند که نوع آمفیبول در سنگ را کنترل می‌کنند (Papoutsas and Pe-Piper, 2014). بررسی هر یک از این عوامل در شناخت فرایندهای زمین‌شناسی روی داده در پیدایش تغییر

جدول ۱- ترکیب اعضای پایانی بلورهای آمفیبول و جانشینی‌های احتمالی در آنها نسبت به ترمولیت برپایه Hawthorne (۱۹۸۳) (Tr):
 (Tremolite؛ Ed: Edenite؛ Hb: Hornblende؛ Pg: Pargasite؛ نماد □: فضای خالی)

Symbol	A	M ₄	M ₁₃	M ₂	T ₂	T ₁
Tr	□	Ca ₂	Mg ₃	Mg ₂	Si ₄	Si ₄
Ed	Na	Ca ₂	Mg ₃	Mg ₂	Si ₄	AlSi ₃
Hb	□	Ca ₂	Mg ₃	MgAl	Si ₄	AlSi ₃
Pg	Na	Ca ₂	Mg ₃	MgAl	Si ₄	Al ₂ Si ₂

Site Allocations: A K, Na, □

M₄ Ca, Na, Mn, (Fe²⁺, Mg)

M₁₃ Mg, Fe²⁺, (Mn)

M₂ Al^{VI}, Fe³⁺, Ti, Cr, +(Mg, Fe²⁺)

T₂ Si

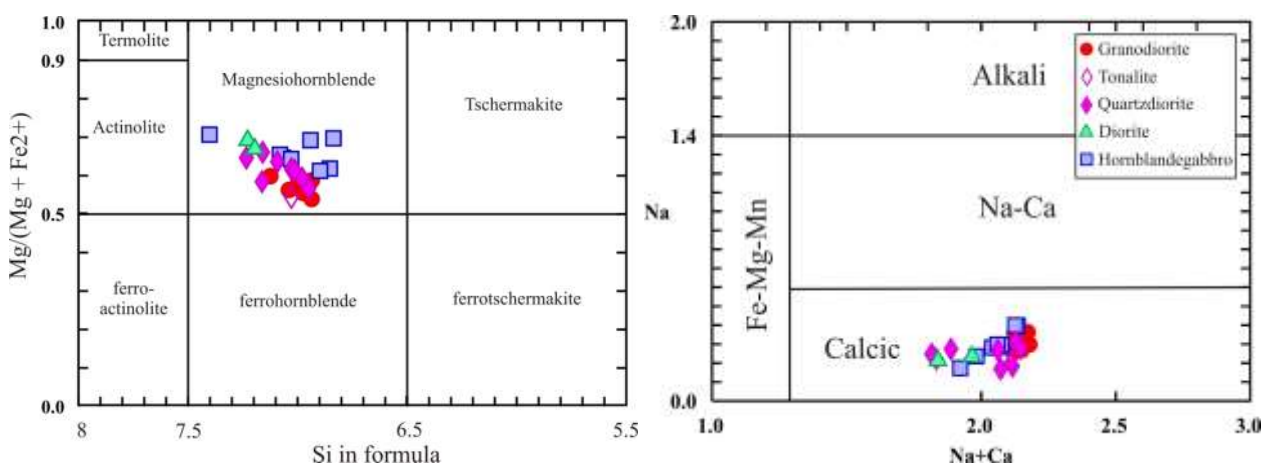
T₁ Si, Al^{IV}

جدول ۲- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی آمفیبول در مجموعه نفوذی خونرنگ (شمال‌باختری جیرفت) به‌همراه فرمول ساختاری برپایه ۲۳ اتم اکسیژن

Sample No.	SH-3-1-1	SH-3-1-2	KD-8	SR-2-1	SR-2-2	SH-3-1-3	SD-16	ZS-4-1	ZS-4-2	SH-2-1	SH-2-2	SH-2-3	ZS-8-3
Rock type	Granodiorite						Tonalite	Quartz diorite					
SiO ₂	47.98	47.52	46.91	47.74	47.32	48.73	48.05	49.87	50.89	48.90	48.41	48.16	49.12
TiO ₂	1.11	0.96	1.04	1.61	1.54	1.002	0.79	0.94	1.010	1.07	1.33	1.19	0.85
Al ₂ O ₃	7.40	8.07	7.84	7.81	8.07	7.31	8.006	7.11	6.38	8.22	8.10	7.90	6.77
FeO	16.81	16.77	17.60	15.19	15.40	15.00	17.33	13.04	13.89	15.40	15.34	14.01	15.94
MnO	0.70	0.63	0.75	0.51	0.52	0.62	0.52	0.26	0.27	0.52	0.38	0.53	1.19
MgO	11.97	11.60	11.40	12.16	12.12	12.34	11.41	14.02	14.06	13.73	13.48	13.54	12.40
CaO	11.23	11.97	11.43	11.55	11.99	11.91	11.60	12.58	12.56	10.48	10.40	9.94	11.48
Na ₂ O	1.26	0.94	1.27	1.09	1.05	0.91	1.002	0.66	0.72	0.79	0.97	0.86	0.95
K ₂ O	0.46	0.54	0.79	0.84	0.72	0.52	0.70	0.52	0.43	0.45	0.41	0.39	0.32
Cl	0.14	0.07	0.14	0.19	0.17	0.07	0.07	0.03	0.03	0.10	0.13	0.12	0.05
F	0.19	0.19	0	0.16	0.06	0.07	0.02	0.23	0	0.06	0	0	0.14
Total	99.15	99.15	99.13	98.74	98.88	98.42	99.49	99.17	100.25	99.69	98.94	96.63	99.14
Si	7.04	6.97	6.93	7.00	6.93	7.12	7.03	7.16	7.23	7.03	7.01	7.09	7.16
Ti	0.12	0.11	0.11	0.18	0.17	0.11	0.09	0.10	0.11	0.12	0.14	0.13	0.09
Al ^{IV}	0.84	0.92	0.95	0.83	0.89	0.76	0.88	0.74	0.66	0.85	0.84	0.77	0.74
Al ^{VI}	0.44	0.49	0.42	0.52	0.50	0.49	0.50	0.46	0.41	0.54	0.54	0.60	0.42
Fe	2.06	2.06	2.18	1.86	1.89	1.83	2.12	1.56	1.65	1.85	1.86	1.72	1.94
Mn	0.09	0.08	0.09	0.06	0.06	0.08	0.06	0.03	0.03	0.06	0.05	0.06	0.15
Mg	2.62	2.54	2.51	2.66	2.65	2.69	2.49	3.001	2.98	2.94	2.91	2.97	2.70
Ca	1.76	1.89	1.81	1.81	1.88	1.87	1.81	1.93	1.91	1.61	1.61	1.57	1.79
Na	0.36	0.27	0.36	0.31	0.30	0.26	0.28	0.18	0.20	0.22	0.27	0.25	0.27
K	0.08	0.10	0.15	0.16	0.13	0.10	0.13	0.09	0.08	0.08	0.07	0.07	0.06
Cation Sum	15.42	15.40	15.40	15.41	15.27	15.31	15.40	15.27	15.27	15.31	15.32	15.25	15.38
(Ca+Na)B	2.12	2.15	2.17	2.12	2.18	2.12	2.10	2.12	2.11	1.83	1.89	1.82	2.06
(Na+K)A	0.44	0.37	0.51	0.47	0.43	0.35	0.41	0.28	0.28	0.30	0.35	0.32	0.33
Al total	1.28	1.40	1.36	1.35	1.39	1.26	1.38	1.20	1.07	1.39	1.38	1.37	1.16
Fe#	0.44	0.45	0.46	0.41	0.41	0.40	0.46	0.31	7.23	0.39	0.39	0.37	0.42
Mg#	0.56	0.55	0.53	0.59	0.58	0.60	0.54	0.70	0.11	0.61	0.61	0.63	0.58

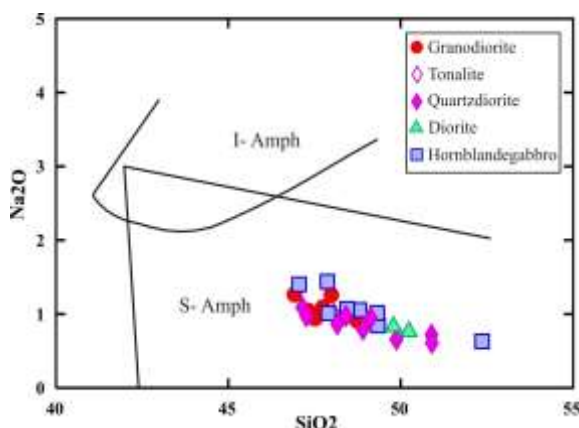
جدول ۲- ادامه

Sample No.	ZS-4-3	SF-16-1	SF-16-2	JD-4-3-1	JD-4-3-2	SKN-3-1	SKN-3-2	SS-13	RZ-4-4	AS-14	AS-15-1	AS-15-2	AS-15-3
Rock type	Quartz diorite			Diorite		Hornblende gabbro							
SiO ₂	50.90	47.14	47.26	49.79	50.23	47.05	47.90	47.87	52.36	48.44	48.80	49.34	49.32
TiO ₂	0.97	1.47	1.37	0.72	0.79	1.84	1.78	1.010	0.11	1.82	1.29	1.33	1.51
Al ₂ O ₃	6.46	7.94	8.07	7.32	7.31	8.74	8.55	10.13	5.11	8.24	7.11	7.17	7.33
FeO	13.95	14.94	16.19	11.74	13.32	14.55	15.01	11.69	12.54	12.06	13.97	13.91	14.43
MnO	0.30	0.59	0.58	0.57	0.57	0.30	0.32	0.28	0.32	0.27	0.28	0.31	0.38
MgO	14.06	12.06	11.70	14.52	14.88	13.04	13.11	14.85	16.67	14.96	14.13	14.55	14.38
CaO	12.51	11.45	11.88	11.14	10.61	11.16	11.58	11.29	11.55	11.49	11.46	11.37	11.52
Na ₂ O	0.61	1.09	0.98	0.83	0.76	1.40	1.01	1.44	0.63	1.07	1.05	0.84	1.01
K ₂ O	0.44	0.84	0.72	0.22	0.15	0.64	0.60	0.38	0.28	0.55	0.68	0.52	0.53
Cl	0.03	0.20	0.14	0.05	0.03	0.14	0.14	0.05	0.07	0.03	0.10	0.12	0.15
F	0.18	0.03	0.19	0.04	0.10	0.30	0	0.15	0.07	0.11	0.11	0	0.15
Total	100.34	97.71	98.96	96.92	98.70	99.01	99.97	99.06	99.68	99.001	98.92	99.44	100.63
Si	7.23	6.98	6.95	7.23	7.19	6.85	6.90	6.84	7.40	6.94	7.07	7.08	7.03
Ti	0.10	0.16	0.15	0.08	0.08	0.20	0.19	0.11	0.01	0.20	0.14	0.14	0.16
Al ^{IV}	0.66	0.85	0.90	0.70	0.72	0.94	0.91	1.05	0.59	0.86	0.79	0.78	0.81
Al ^{VI}	0.42	0.53	0.50	0.56	0.51	0.55	0.54	0.65	0.26	0.53	0.42	0.44	0.42
Fe	1.66	1.85	1.99	1.42	1.60	1.77	1.81	1.40	1.48	1.44	1.69	1.67	1.72
Mn	0.04	0.07	0.07	0.07	0.07	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04
Mg	2.98	2.66	2.56	3.14	3.18	2.83	2.81	3.16	3.51	3.20	3.05	3.11	3.05
Ca	1.90	1.82	1.87	1.73	1.63	1.74	1.78	1.73	1.75	1.76	1.78	1.75	1.76
Na	0.17	0.31	0.28	0.23	0.21	0.40	0.28	0.40	0.17	0.30	0.30	0.23	0.28
K	0.08	0.16	0.13	0.04	0.03	0.12	0.11	0.07	0.05	0.10	0.12	0.09	0.10
Cation Sum	15.24	15.40	15.32	15.20	15.22	15.45	15.38	15.44	15.40	15.37	15.33	15.38	15.52
(Ca+Na)B	2.07	2.13	2.15	1.97	1.84	2.14	2.07	2.13	1.92	2.06	2.07	1.98	2.04
(Na+K)A	0.25	0.47	0.41	0.27	0.24	0.51	0.40	0.47	0.22	0.40	0.42	0.33	0.38
Al total	1.082	1.38	1.40	1.25	1.23	1.50	1.45	1.70	0.85	1.40	1.21	1.21	1.23
Fe#	0.36	0.41	0.44	0.312	0.33	0.38	0.40	0.31	0.34	0.36	0.36	0.35	0.36
Mg#	0.64	0.59	0.56	0.69	0.66	0.61	0.61	0.69	0.66	0.64	0.64	0.65	0.64

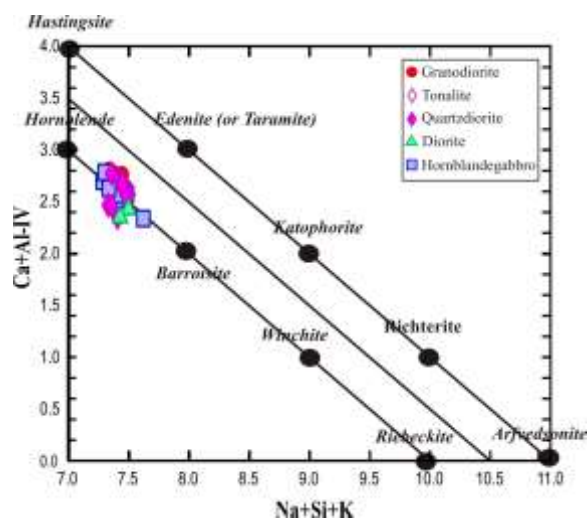


شکل ۴- بلورهای آمفیبول در سنگ‌های سازنده مجموعه نفوذی خونزنگ (شمال‌باختری جیرفت) در نمودار رده‌بندی آمفیبول‌های (Leake *et al.*, 1997)

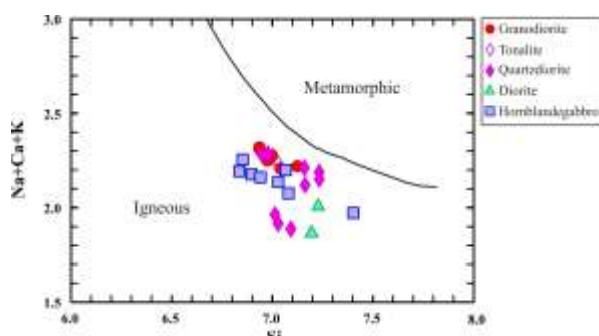
آمفیبول‌های وابسته به فرورانش (S-Amph)، TiO_2 و Na_2O کمتری نسبت به انواع آمفیبول‌های درون‌صفحه‌ای (I-Amph) دارند؛ هرچند این دو گروه اغلب همپوشانی‌های گسترده‌ای نیز دارند. افزون‌براین، $\text{Al}^{\text{IV}}=1.5$ مرز جدایشی پهنه زمین‌ساختی آمفیبول‌ها و گواهِ دیگری بر تایید پهنه زمین‌ساختی این آمفیبول‌هاست. برپایه این مرز، آمفیبول‌هایی که در فشارهایی نزدیک به ۱۰ کیلو بار و در پهنه جزیره‌های کم‌انی پدید می‌آیند مقادارهای بالاتر از ۱/۵ دارند؛ در برابر آنها، آمفیبول‌های پدیدآمده در مرزهای فعال قاره‌ای و فشار کمتر از ۵ کیلو بار مقادارهای کمتر از ۱/۵ نشان می‌دهند (Miyashiro, 1974; Vyhnal et al., 1991). پس برپایه مقادارهای Al^{IV} (جدول ۲)، همه آمفیبول‌های منطقه بررسی‌شده مقادارهای کمتر از ۱/۵ دارند و پهنه مرز فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش را نشان می‌دهند. این نتیجه‌گیری با داده‌های به‌دست‌آمده از بررسی‌های زمین‌شیمیایی انجام‌شده روی سنگ‌کل همخوانی دارد (Sedighian et al., 2017).



شکل ۷- شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش بلورهای آمفیبول در سنگ‌های خونرنگ (شمال‌باختری جیرفت) برپایه نمودار پیشنهادی Coltorti و همکاران (۲۰۰۷)



شکل ۵- ترکیب آمفیبول مجموعه نفوذی خونرنگ (شمال‌باختری جیرفت) در نمودار مجموع کاتیونی (Si+Na+K) در برابر (Ca+Al^{IV}) (پس از Giret و همکاران، ۱۹۸۰)



شکل ۶- ترکیب آمفیبول مجموعه نفوذی خونرنگ (شمال‌باختری جیرفت) در نمودار جدایش آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی (Sial et al., 1998)

۱-۳- شناسایی پهنه زمین‌ساختی برپایه شیمی بلورهای آمفیبول

به باور برخی پژوهشگران (مانند: Dietl و Stein, ۲۰۰۱؛ Coltorti و همکاران، ۲۰۰۷)، حضور آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های گرانیتوئیدی چه‌بسا نشانه وابستگی این سنگ‌ها به توده‌های نفوذی نوع I است. نمودار SiO_2 در برابر Na_2O (Coltorti et al., 2007؛ شکل ۷) نشان می‌دهد بلورها در محدوده آمفیبول‌های نوع S جای گرفته و در پهنه وابسته به فرورانش پدید آمده‌اند.

آزمایشگاهی بیشتر نشان می‌دهند محتوای Al در آمفیبول‌ها با افزایش فشار افزوده می‌شود (Anderson and Smith, 1995) (شکل ۸).

چندین روش کالیبراسیون برای فشارسنجی آلومینیم در هورنبلند پیشنهاد شده‌اند:

رابطه ۱ (Hammarstrom and Zen, 1986):

$$P(\pm 3\text{kbar}) = -3.92 + 5.03Al_{\text{total}}, r^2 = 0.80$$

رابطه ۲ (Hollister *et al.*, 1987):

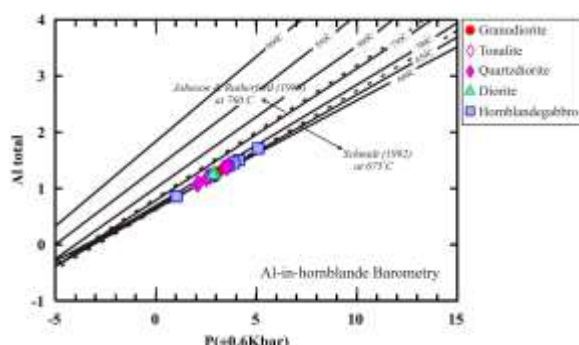
$$P(\pm 1\text{kbar}) = -4.76 + 5.64Al_{\text{total}}, r^2 = 0.97$$

رابطه ۳ (Johnson and Rutherford, 1989):

$$P(\pm 0.5\text{kbar}) = -3.46 + 4.23Al_{\text{total}}, r^2 = 0.99$$

رابطه ۴ (Schmidt, 1992):

$$P(\pm 0.6\text{kbar}) = -3.01 + 4.76Al_{\text{total}}, r^2 = 0.99$$



شکل ۸- نمودار نشان‌دهنده افزایش محتوای آلومینیم بلورهای آمفیبول با افزایش فشار (Anderson and Smith, 1995) همراه با موقعیت بلورهای آمفیبول در سنگ‌های مختلف سازنده مجموعه نفوذی خونرنگ (شمال‌باختری جیرفت)

سنجش فشار انجماد یک مجموعه نفوذی کالک‌آلکان برپایه محتوای Al در آمفیبول آن نشان می‌دهد:

(۱) فشار تعادل به‌دست‌آمده از فشارسنجی

آمفیبول و سنگ‌های میزبان مشابه هم هستند؛

(۲) فشار تعادل به‌دست‌آمده از آمفیبول مشابه فشار جایگزینی توده نفوذی است (Toummite *et al.*, 2012).

این فرضیه‌ها را بسیاری از پژوهشگران پیشنهاد کرده‌اند (Hollister *et al.*, 1987;)

۲- ارزیابی و سنجش شرایط تبلور ماگما

همان‌گونه‌که پیش از این گفته شد، برآورد پارامترهای فشار-دما و نیز فوگاسیته اکسیژن در سیستم‌های ماگمایی، با به‌کارگیری کانی آمفیبول روش متداول و مرسوم است. از آنجایی‌که این بلور در مجموعه نفوذی خونرنگ فراوانی بالایی دارد، در ادامه این مجموعه در بررسی زمین‌فشارسنجی، دماسنجی و محاسبه فوگاسیته اکسیژن به‌کار برده می‌شود.

۲-۱- سنجش فشار

فراوانی آلومینیم در آمفیبول به‌طور بالقوه نقش مهمی را در سنجش فشار تبلور مجموعه‌های نفوذی دارد و ژرفای جایگیری این مجموعه‌ها را روشن می‌کند (Simakin *et al.*, 2012). در دو دهه اخیر، آمفیبول به‌طور گسترده‌ای در این زمینه به‌کار برده شده است (Castro *et al.*, 2011; Martinez Dopico *et al.*, 2013; Hernández-Pineda *et al.*, 2011; Bhattacharya *et al.*, 2014; Sarjoughian *et al.*, 2015). فشارسنجی به تغییر فوگاسیته اکسیژن و دما حساس است و چه‌بسا در f_{O_2} کم فشار به‌دست‌آمده بالاتر می‌رود. همچنین، تأثیر دما نیز بیش از ۲ کیلو بار در هر ۱۰۰ درجه سانتیگراد است و به فراوانی آلومینیم کل بستگی دارد (Anderson and Smith, 1995). به باور Hammarstrom و Zen (۱۹۸۶) و Hollister و همکاران (۱۹۸۷)، در حضور یک مجموعه بافری مناسب (آمفیبول + پلاژیوکلاز + پتاسیم‌فلدسپار + کوارتز) و در شرایط فوگاسیته اکسیژن متوسط تا بالا، محتوای Al در آمفیبول‌های کلسیک نسبت به فشار تبلور به‌صورت خطی افزایش می‌یابد و این به معنای برآورد ژرفای جایگیری توده نفوذی است. بررسی‌های صحرایی و

آمفیبول هنگامی برای فشارسنجی گرانیتوئیدها کاربردی است که مجموعه کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول، اسفن و مگنتیت و یا ایلمنیت در سنگ حضور داشته باشند؛ زیرا در این صورت تغییر ترکیبی را آشکارا کم می‌کنند (Helmy *et al.*, 2004). گردهمایی کانیایی یادشده با مجموعه کانیایی در سنگ‌های حدواسط-اسیدی مجموعه خونرنگ همخوانی دارد.

در جدول ۳ فشار به‌دست‌آمده برپایه همه روش‌های بیان شده در بالا آورده شده است.

(Ghent *et al.*, 1991; Helmy *et al.*, 2004). فشار به‌دست‌آمده چه‌بسا به جانشینی یون‌ها در آمفیبول، فوگاسیته اکسیژن، مواد فرار و ترکیب ماگما وابسته است. در بیشتر مواقع، فشار به‌دست‌آمده شاید ژرفایی را نشان دهد که در آن آمفیبول متبلور می‌شود و از این‌رو، چه‌بسا نشان‌دهنده فشار و در نهایت محل انجماد کامل مجموعه نفوذی نباشد (زیرا ماگمای در حال تبلور شاید پس از انجماد بلورهای آمفیبول همچنان به حرکت خود به‌سوی بالا ادامه دهد) (Ghent *et al.*, 1991). محاسبه محتوای Al در

جدول ۳- مقدرهای فشار پیدایش بلورهای گوناگون به‌دست‌آمده برای آمفیبول‌های مجموعه نفوذی خونرنگ (شمال‌باختری جیرفت) برپایه چهار روش زمین‌فشارسنجی ناوابسته به دما (۱: Hammarstrom و Zen، ۱۹۸۶؛ ۲: Hollister و همکاران، ۱۹۸۷؛ ۳: Johnson و Rutherford، ۱۹۸۹؛ ۴: Schmidt، ۱۹۹۲) و روش فشارسنجی وابسته به دمای پیشنهادی Anderson و Smith (۱۹۹۵) (روش ۵) برپایه محتوای آلومینیم کل در هورنبلند

Sample No.	Rock type	1: P(±3Kbar)	2: P(±1Kbar)	3: P(±0.5Kbar)	4: P(±0.6Kbar)	5: P(±0.6Kbar)	
SH-3-1-1	Granodiorite	2.5	2.4	1.9	3.1	2.6	
SH-3-1-2		3.1	3.1	2.4	3.6	3.3	
SH-3-1-3		2.4	2.3	1.9	3.0	2.7	
SR-2-1		2.9	2.8	2.2	3.4	2.0	
SR-2-2		3.1	3.1	2.4	3.6	2.3	
KD-8		2.9	2.9	2.3	3.5	3.1	
SD-16	Tonalite	3.1	3.0	2.4	3.6	3.5	
ZS-4-1	Quartz diorite	2.1	2.0	1.6	2.7	2.5	
ZS-4-2		1.5	1.3	1.1	2.1	1.8	
ZS-4-3		1.5	1.3	1.1	2.1	1.9	
ZS-8-3		1.9	1.8	1.5	2.5	2.4	
SF-16-1		3.0	3.0	2.4	3.6	2.4	
SF-16-2		3.1	3.1	2.4	3.6	2.7	
SH-2-1		3.1	3.1	2.4	3.6	3.2	
SH-2-2		3.0	3.0	2.4	3.6	2.7	
SH-2-3		3.0	3.0	2.3	3.5	2.9	
JD-4-3-1		Diorite	2.4	2.3	1.8	2.9	3.0
JD-4-3-2	2.3		2.2	1.8	2.9	2.8	
SKN-3-1	Hornblende	3.6	3.7	2.9	4.1	2.0	
SKN-3-2		3.4	3.4	2.7	3.9	2.1	
SS-13		4.6	4.8	3.7	5.1	4.7	
RZ-4-4		gabbro	0.4	0.0	0.1	1.0	-0.3
AS-15-1		2.2	2.2	1.7	2.8	2.0	
AS-15-2		2.2	2.2	1.7	2.8	1.1	

شمار کمی از نمونه‌ها، چه بسا تبلور برخی بخش‌های این مجموعه در شرایط نزدیک به سطح را نشان دهد. این شرایط در نمونه RZ-4 که کمترین فشار را نشان می‌دهد، دیده می‌شود (جدول ۳). همانند چنین وضعیتی را Davoudian Dehkordi (۲۰۱۰) در پهنه برشی شمال شهرکرد نیز گزارش کرده است.

۲-۲- سنجش دما

همان‌گونه که پیشتر گفته شد، آمفیبول معمولاً برای ارزیابی دما و فشار تبلور ماگما به کار برده می‌شود. در این مقاله، سه روشی که برای برآورد دمای تبلور ماگما به کار برده شده‌اند عبارتند از: روش Helz (۱۹۷۳)، روش جفت کانی آمفیبول-پلاژیوکلاز (Blundy and Colombi, 1990) و روش محاسبه (Holland, 1990) (۱۹۸۹). روشن است که در هنگام روند جدایش ماگمایی، در دمای بالاتر، میزان SiO_2 در آمفیبول افزایش و Al_2O_3 در آن کاهش می‌یابد.

۲-۲-۱- سنجش دمای هورنبلند برپایه روش Helz (۱۹۷۳): به باور Anderson (۱۹۸۳)، میزان Ti در آمفیبول همراه با افزایش دما افزایش می‌یابد؛ از این رو، برای ارزیابی دمای تبلور آمفیبول‌های این سنگ‌ها، تغییر Ti در برابر Al^{IV} به کار برده می‌شود (Helz, 1973). بر این پایه، دمایی نزدیک به ۶۶۵ تا ۷۳۰ درجه سانتیگراد برای تبلور سنگ‌های فلسیک سازنده مجموعه خونرنگ به دست آمده است؛ اما نمونه‌های مافیک منطقه (هورنبلندگابرو) دمایی نزدیک به ۷۲۵

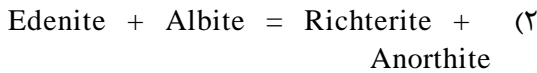
همان‌گونه که دیده می‌شود، میانگین فشارهای به دست آمده برای نمونه‌های سنگی مافیک و فلسیک مجموعه نفوذی خونرنگ به ترتیب برابر $۴/۶-۰/۴$ و $۱/۵-۳/۱$ کیلوبار است (بنا در نظر گرفتن اینکه هر یک کیلوبار برابر با $۳/۷$ کیلومتر در پوسته قاره‌ای است؛ Toummite و همکاران، ۲۰۱۲). این میزان با ژرفای نزدیک به کمتر از ۱۷ کیلومتر تا شرایط نزدیک به سطح زمین برابری می‌کند.

از آنجایی که روش پیشنهادی Anderson و Smith (۱۹۹۵) (رابطه ۵) دقیق‌تر و جدیدتر است و نیز در این کالیبراسیون، تأثیر دما روی فشار به دست آمده در نظر گرفته می‌شود، در نهایت این رابطه برای محاسبه فشار به کار برده شد. در این روش دمای فرض شده، دمای به دست آمده برپایه روش Colombi (۱۹۸۹) است.

رابطه ۵:

$$P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = 4.76 \text{ Al}_{\text{total}} - 3.01 - \{ [T (\text{°C}) - 675] / 85 \} * \{ 0.530 \text{ Al}_{\text{total}} + 0.005294 [T (\text{°C}) - 675] \}, r^2 = 0.99.$$

داده‌های به دست آمده بازه فشاری برابر با کمتر از ۱ تا $۴/۷$ کیلوبار (میانگین: ۲ کیلوبار) را برای سنگ‌های مافیک و $۱/۸$ تا $۳/۴$ کیلوبار (میانگین: $۲/۶$ کیلوبار) را برای سنگ‌های فلسیک مجموعه نفوذی خونرنگ نشان می‌دهند. خطای به دست آمده برای فشار برابر با $\pm ۰/۶$ کیلوبار است؛ این نکته با داده‌های به دست آمده از روش‌هایی که پیش از این به کار برده شدند به خوبی همخوانی دارد. گفتنی است که با آنکه بافت کلی سنگ‌های مجموعه نفوذی خونرنگ گرانولار متوسط دانه است، اما وجود بافت‌های نیمه عمیقی مانند بافت‌های ریزدانه دست‌کم در



برپایه این دو رابطه معادله زیر به دست می‌آید:

$$T = \{(0.677P - 48.98 + Y) / (-0.0429 - 0.008314 \ln K)\} \text{ and } K = \{(Si-4) / (8-Si)\} X_{Ab}^{Plag}$$

که در آن، Si شمار کاتیون‌های سیلیسیم در

فرمول ساختاری آمفیبول‌ها، P فشار برپایه کیلوبار، T

دمای تعادل برپایه درجه کلوین و X_{Ab}^{Plag} میزان

درصد آلبیت در پلاژیوکلاز است. مقدار Y_{Ab} از

رابطه‌های زیر به دست می‌آید:

$$X_{Ab} > 0.5, Y_{Ab} = 0$$

$$X_{Ab} < 0.5, Y = -8.06 + 25.5(1 - X_{Ab})^2$$

در جدول ۴، داده‌های به دست آمده از تجزیه

ریزکاو الکترونی بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های

گوناگون مجموعه نفوذی خونرنگ آورده شده‌اند.

همان‌گونه که در شکل ۱۰ دیده می‌شود، این بلورها

بازۀ ترکیبی از بیتونیت ($An_{89.6}Ab_{10.4}Or_{0.0}$) تا

آندزین ($An_{35.8}Ab_{56.0}Or_{8.2}$) با میانگین ترکیب

لابرادوریت ($An_{56.8}Ab_{41.9}Or_{1.3}$) برای بخش مافیک و

از لابرادوریت ($An_{50.4}Ab_{49.0}Or_{0.6}$) تا الیگوکلاز

($An_{26.2}Ab_{73.0}Or_{0.9}$) با میانگین ترکیب آندزین

($An_{36.6}Ab_{62.6}Or_{0.8}$) برای بخش فلسیک را نشان

می‌دهند. برپایه این روش، دمای تعادل میان بلورهای

آمفیبول و پلاژیوکلاز هم‌زیست به دست آورده شد

(جدول ۵). در این روش، برای محاسبه دما، فشار

به دست آمده از رابطه ۴ به کار برده شد (Helmy *et al.*, 2004).

به دست آمده از رابطه ۴ به کار برده شد (Helmy *et al.*, 2004).

به دست آمده برای بخش مافیک و فلسیک مجموعه

نفوذی خونرنگ به ترتیب ۶۷۰-۱۱۷۲ (میانگین):

۷۸۳ و ۶۴۰-۸۱۳ (میانگین: ۶۹۱) درجه سانتیگراد

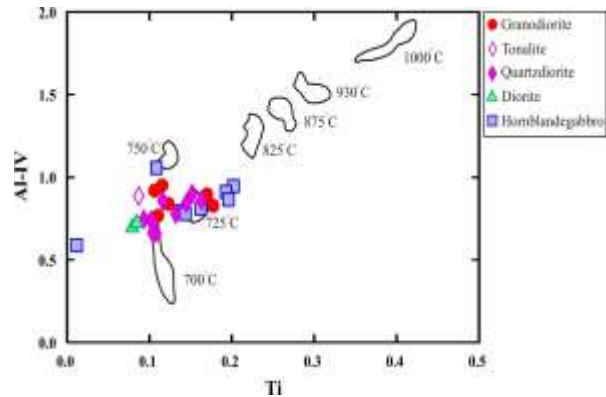
به دست آمد.

تا ۷۷۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند؛ مگر

نمونه RZ-4-4 که به علت شرایط پیدایش در

نزدیکی سطح زمین، کمترین دما را نشان

می‌دهد (شکل ۹).



شکل ۹- به دست آوردن دمای تقریبی تبلور آمفیبول‌های

مجموعه نفوذی خونرنگ (شمال‌باختری جیرفت) برپایه روش

Helz (۱۹۷۳)

۲-۲-۲- سنجش دما به روش جفت

کانی‌های آمفیبول - پلاژیوکلاز (Blundy and

Holland, 1990): در این روش داده‌های تجزیه

ریزکاو الکترونی برای ترکیب‌های Si-Na-Al-Ca

در جفت کانی‌های آمفیبول - پلاژیوکلاز

هم‌زیست در مجموعه سنگی خونرنگ با هم در

دمای تبلور تا نزدیک به ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد،

برای ارزیابی دما به کار برده شده‌اند. در این

حالت آمفیبول‌هایی برگزیده شدند که با

بلورهای پلاژیوکلاز هم‌مرز هستند (Helmy *et al.*, 2004; Blundy and Cashman, 2008).

در حقیقت، این روش برپایه

واکنش‌های ۱ و ۲ است:

Edenite + 4Quartz = Termolite + Albite (1)

Albite

جدول ۴- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی کانی پلاژیوکلاز در مجموعه نفوذی خونرنگ (شمال‌باختری جیرفت) به‌همراه فرمول ساختاری برپایه ۸ اتم اکسیژن و اعضای پایانی

Sample No.	SH-3-1-1	SH-3-1-2	SH-3-1-3	SR-2-1	SR-2-2	KD-8	SD-16	ZS-4-1	ZS-4-2	ZS-4-3	ZS-8-3	SF-16-1
Rock type	Granodiorite						Tonalite	Quartz diorite				
SiO ₂	61.43	62.44	61.88	60.32	59.55	62.14	61.56	61.70	61.94	60.63	63.94	61.00
Al ₂ O ₃	25.22	24.55	25.07	25.77	26.38	25.16	25.82	25.75	25.35	26.10	23.84	25.89
FeO	0.00	0.13	0.17	0.25	0.16	0.13	0.12	0.15	0.27	0.31	0.24	0.16
CaO	7.33	6.37	7.06	7.42	8.27	6.64	7.02	7.45	7.20	8.01	5.40	7.76
Na ₂ O	7.55	7.70	7.43	6.86	6.64	7.66	7.58	7.34	7.32	6.78	8.32	7.20
K ₂ O	0.12	0.14	0.18	0.13	0.13	0.14	0.20	0.14	0.21	0.14	0.15	0.11
Total	101.65	101.33	101.79	100.76	101.14	101.87	102.31	102.54	102.30	101.97	101.89	102.12
Si	2.69	2.73	2.70	2.66	2.63	2.71	2.68	2.68	2.70	2.65	2.78	2.66
Al	1.30	1.27	1.29	1.34	1.37	1.29	1.32	1.32	1.30	1.34	1.22	1.33
Fe	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.34	0.30	0.33	0.35	0.39	0.31	0.33	0.35	0.33	0.37	0.25	0.36
Na	0.64	0.65	0.63	0.59	0.57	0.65	0.64	0.62	0.62	0.57	0.70	0.61
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cation Sum	4.98	4.96	4.97	4.96	4.97	4.97	4.99	4.97	4.97	4.97	4.97	4.98
An	34.67	31.09	34.07	37.13	40.45	32.14	33.46	35.67	34.81	39.15	26.15	37.08
Ab	64.64	68.10	64.89	62.08	58.77	67.05	65.39	63.52	63.98	60.05	72.96	62.26
Or	0.70	0.81	1.04	0.78	0.78	0.81	1.14	0.81	1.21	0.80	0.89	0.66

جدول ۴- ادامه

Sample No.	SF-16-2	SH-2-1	SH-2-2	JD-4-3-1	JD-4-3-2	AS-15-1	AS-15-2	AS-15-3	RZ-4-4	SKN-3-1	SKN-3-2	AS-14
Rock type	Quartz diorite			Diorite		Hornblende gabbro						
SiO ₂	60.33	57.77	56.86	61.32	61.09	57.01	57.58	58.55	56.45	58.69	59.60	55.46
Al ₂ O ₃	26.63	27.81	28.15	25.01	25.44	27.72	27.42	27.24	28.64	27.34	26.93	29.59
FeO	0.17	0.13	0.14	0.15	0.08	0.25	0.17	0.21	0.17	0.21	0.38	0.21
CaO	8.19	9.87	10.26	6.72	7.15	9.95	9.67	9.20	10.71	9.65	7.18	12.04
Na ₂ O	6.60	5.87	5.52	7.59	7.24	5.86	5.77	6.22	5.37	6.18	6.20	4.70
K ₂ O	0.19	0.05	0.10	0.06	0.06	0.07	0.04	0.07	0.04	0.20	1.38	0.16
Total	102.12	101.51	101.04	100.85	101.07	100.86	100.60	101.50	101.38	102.28	101.66	102.17
Si	2.63	2.50	2.53	2.70	2.68	2.54	2.56	2.58	2.50	2.57	2.62	2.45
Al	1.37	1.45	1.47	1.30	1.32	1.45	1.44	1.42	1.50	1.41	1.40	1.54
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.38	0.47	0.49	0.32	0.34	0.47	0.46	0.43	0.51	0.45	0.34	0.57
Na	0.56	0.50	0.47	0.65	0.62	0.50	0.50	0.53	0.46	0.53	0.53	0.40
K	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.08	0.01
Cation Sum	4.96	4.98	4.98	4.98	4.96	4.99	4.97	4.98	4.98	4.99	4.98	4.98
An	40.21	48.03	50.36	32.76	35.16	48.22	47.96	44.80	52.29	45.76	35.83	58.06
Ab	58.70	51.68	49.03	66.90	64.47	51.38	51.77	54.81	47.47	53.08	55.99	41.02
Or	60.33	57.77	56.86	61.32	61.09	57.01	57.58	58.55	56.45	58.69	59.60	55.46

Colombi (۱۹۸۹): Colombi (۱۹۸۹) دو حالت کلی را

برای انجام این دماسنجی پیشنهاد می‌کند:

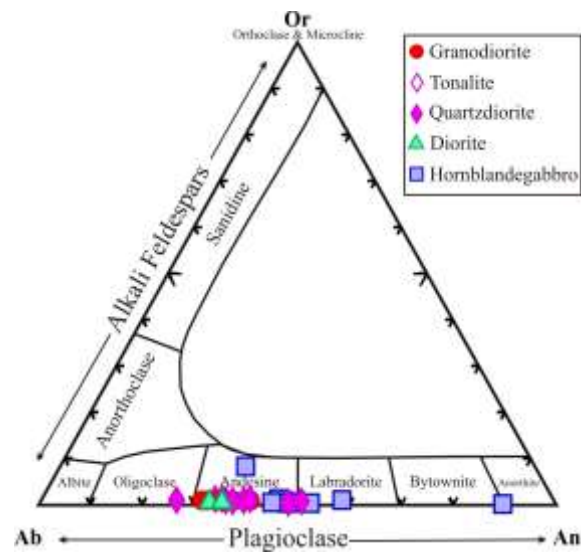
(۱) چنانچه $Ti < 0.08$ باشد، دما از رابطه

$$T(^{\circ}C) = (2816 * Ti) + 445$$

(۲) چنانچه $Ti > 0.08$ باشد، دما برابر با

$$(980 * Ti) + 600$$

این روش دمای به‌دست‌آمده به فشار وابسته نیست. گفتنی است که در این رابطه، Ti نشان‌دهنده میزان کاتیونی عنصر Ti در فرمول آمفیبول است. برپایه این روش، میزان دمای $706-798$ با میانگین 760 درجه سانتیگراد برای سنگ‌های مافیک (مگر دمای 478 درجه سانتیگراد برای نمونه نیمه‌عمیق RZ-4-4) و دمای $668-774$ با میانگین 717 درجه سانتیگراد برای سنگ‌های فلسیک به‌دست آمد (جدول ۵).



شکل ۱۰- بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های سنگی مجموعه نفوذی خونزنگ (شمال‌باختری جیرفت) در نمودار رده‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1966)

۲-۲-۳- سنجش دمای هورنبلند به روش

جدول ۵- دماهای به‌دست‌آمده برای پیدایش بلورهای گوناگون آمفیبول در مجموعه نفوذی خونزنگ (شمال‌باختری جیرفت) با به‌کارگیری زمین‌دما‌سنجی آمفیبول- پلاژیوکلاز به روش‌های پیشنهادی Blundy و Holland (۱۹۹۰) و Colombi (۱۹۸۹)، به‌همراه مقدارهای $\log f_{O_2}$ به‌دست‌آمده برای نمونه‌ها

Sample No.	Rock type	T°K (°C) (1)	T°K (°C) (2)	$\log f_{O_2}$	
SH-3-1-1	Granodiorite	960 °K (687 °C)	721 °C	-17.2	
SH-3-1-2		958 °K (684 °C)	704 °C	-17.3	
SH-3-1-3		941 °K (668 °C)	708 °C	-17.9	
SR-2-1		972 °K (698 °C)	774 °C	-16.8	
SR-2-2		992 °K (719 °C)	766 °C	-16.2	
KD-8	Tonalite	971 °K (698 °C)	713 °C	-16.9	
SD-16		954 °K (681 °C)	685 °C	-17.4	
ZS-4-1		940 °K (667 °C)	700 °C	-17.9	
ZS-4-2		930 °K (657 °C)	706 °C	-18.3	
ZS-4-3		939 °K (666 °C)	702 °C	-18.0	
ZS-8-3		921 °K (648 °C)	691 °C	-18.6	
SF-16-1		Quartz diorite	973 °K (699 °C)	760 °C	-16.8
SF-16-2			989 °K (716 °C)	749 °C	-16.3
SH-2-1			993 °K (720 °C)	714 °C	-16.2
SH-2-2		Diorite	1006 °K (733 °C)	742 °C	-15.7
SH-2-3	1086 °K (813 °C)		729 °C	-13.5	
JD-4-3-1	913 °K (640 °C)		668 °C	-18.9	
JD-4-3-2	928 °K (654 °C)		683 °C	-18.4	
SKN-3-1	Hornblende gabbro	1022 °K (748 °C)	798 °C	-15.3	
SKN-3-2		1005 °K (732 °C)	789 °C	-15.8	
RZ-4-4		944 °K (671 °C)	478 °C	-17.8	
AS-15-1		997 °K (724 °C)	737 °C	-16.0	
AS-15-2		992 °K (719 °C)	741 °C	-16.2	
AS-15-3		993 °K (720 °C)	759 °C	-16.1	
AS-14		1058 °K (785 °C)	792 °C	-14.3	

۲-۳- سنجش فوگاسیته اکسیژن

اساس فوگاسیته اکسیژن در یک ماگما به مواد سازنده خاستگاه آن بستگی دارد و به سیستم زمین‌ساختی وابسته است. ماگماهای گرانیته‌ی جداشده از رسوب‌ها معمولاً در محیط احیاء توسعه می‌یابند؛ اما گرانیته‌های نوع I به‌طور نسبی در پهنه‌های اکسیدان پدید می‌آیند. بیشتر ماگماهای بسیار اکسیدان عموماً در مرز صفحه‌های همگرا یافت می‌شوند (Helmy *et al.*, 2004)؛ اما ماگماهای فلسیکی که پیامد تبلور بخشی از ماگماهای جداشده از گوشته در پهنه‌های ریفتی هستند، احیاء هستند (Loiseau and Wones, 1979).

برآورد دقیق فوگاسیته اکسیژن ماگمای اولیه برپایه بررسی‌های مجموعه‌های گرانیته‌ی کار ساده‌ای نیست؛ زیرا مگنتیت معمولاً هنگام سرد شدن آرام ماگما، از Ti تهی می‌شود و همچنین، ایلمنیت یک یا چندین مرحله از اکسیداسیون و جدایش را می‌گذراند (Helmy *et al.*, 2004). حضور آمفیبول‌های سرشار از Mg، نشان‌دهنده ماگماهای کمابیش اکسیدان هستند. به گفته دیگر، فوگاسیته اکسیژن تأثیر مهمی روی شیمی آمفیبول و به‌ویژه شیمی آمفیبول‌های کلسیک دارد؛ به‌گونه‌ای که با افزایش فوگاسیته اکسیژن بلورهای آمفیبول در حال تبلور از ماگما به‌طور مداوم از منیزیم غنی‌تر می‌شوند (Wones, 1981). حضور کانی اسفن و مگنتیت شکل‌دار به‌صورت فازهای متبلور شده اولیه در سنگ‌های فلسیک مانند سنگ‌های اسیدی - حد واسط مجموعه خونرنگ، نیز نشانه‌ای از اکسیدان بودن ماگمای سازنده آنهاست (Enami *et al.*, 1993; Helmy *et al.*, 2004 (شکل ۳)).

مجموعه‌های نفوذی با فوگاسیته اکسیژن بالا (مانند: مجموعه خونرنگ) با فراوانی مگنتیت شناخته می‌شوند. تغییر دما، fO_2 و فشار کل بسیار اهمیت دارد؛ زیرا fO_2 به شدت شیمی کانی‌های سیلیکاته مافیک را کنترل می‌کند. با افزایش fO_2 ، نسبت Fe/(Fe+Mg) در کانی‌های سیلیکاته به‌گونه چشمگیری (بی آنکه به نسبت Fe/Mg در سنگ کل وابستگی داشته باشد) کاهش می‌یابد و بالعکس. بالا بودن fO_2 برای کانی‌های آمفیبول و حضور کانی مگنتیت در این سنگ‌ها نشانه جای‌گرفتن مجموعه گرانیته‌ی در سری مگنتیت یا I-type بودن آن است (Ishihara, 1977; Anderson and Smith, 1995; Esmaeili *et al.*, 2013)؛ اما باید به یاد داشت که جای‌گرفتن نمونه‌های سنگی در سری مگنتیتی به تنهایی برای سنجش میزان فوگاسیته اکسیژن کافی نیست؛ زیرا مجموعه‌های گرانیته‌ی مگنتیت‌دار در شرایط فوگاسیته کم اکسیژن نیز پدید می‌آیند (Anderson and Smith, 1995). به‌رحال به باور Anderson و Smith (۱۹۹۵)، بسیاری از توده‌های نفوذی وابسته به پهنه‌های کمانی در فوگاسیته اکسیژن بالا متبلور می‌شوند.

به باور Wones (۱۹۸۹)، مجموعه کانی‌های اسفن + مگنتیت + کوارتز در سنگ‌های گرانیته‌ی (شکل ۳) که در مجموعه نفوذی خونرنگ نیز دیده می‌شوند، برآورد میزان نسبی فوگاسیته اکسیژن را امکان‌پذیر می‌کنند. رابطه‌ای که Wones (۱۹۸۹) برای به‌دست آوردن فوگاسیته اکسیژن پیشنهاد کرده است عبارتست از:

$$\log fO_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142(P-1)/T$$

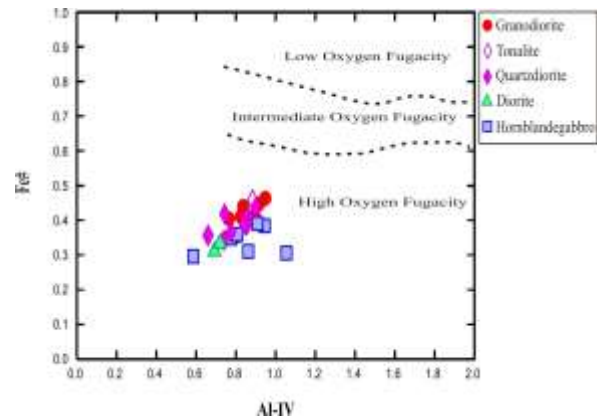
گفتنی است که محاسبه P و T تنها برپایه جفت کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز، انجام شد. در جدول ۵، میزان فوگاسیته اکسیژن به‌دست‌آمده

مافیک و فلسیک مجموعه نفوذی خونرنگ به‌ترتیب کمتر از ۱ تا ۴/۷ کیلو بار و ۱/۸ تا ۳/۴ کیلو بار است. این میزان از فشار با ژرفای کمابیش کمتر از ۱۷ کیلومتر تا شرایط نزدیک به سطح زمین هم‌ارز است. شرایط نزدیک به سطح زمین (فشار کمتر از یک کیلو بار) تنها در نمونه‌های با بافت ریزدانه دیده می‌شود. گفتنی است که داده‌های به‌دست‌آمده از روش‌های گوناگون فشارسنجی آمفیبول، همخوانی خوبی با یکدیگر نشان می‌دهند.

- برپایه روش‌های دماسنجی به‌کاررفته، برای بیشتر سنگ‌های گوناگون سازنده مجموعه نفوذی بررسی‌شده دمای تبلور آمفیبول در بازه ۸۰۰-۶۵۰ درجه سانتیگراد در تغییر است. در بخش مافیک و فلسیک مجموعه نفوذی خونرنگ، دمای میانگین به‌دست‌آمده برای کانی آمفیبول برپایه روش جفت کانی آمفیبول-پلاژیوکلاز (Blundy and Holland, 1990) به‌ترتیب ۶۷۰-۱۱۷۲ (میانگین: ۶۴۰-۸۱۳) و ۷۸۳ (میانگین: ۶۹۱) درجه سانتیگراد به‌دست آمد. دمای به‌دست‌آمده برپایه روش Colombi (۱۹۸۹) برای سنگ‌های مافیک برابر ۷۰۶-۷۹۸ (میانگین: ۷۶۰) درجه سانتیگراد است (مگر دمای ۴۷۸ درجه سانتیگراد که برای نمونه نیمه‌عمیق RZ-4-4 به‌دست آمده است). برای سنگ‌های فلسیک، دمای ۶۶۸-۷۷۴ (میانگین: ۷۱۷) درجه سانتیگراد به‌دست آمد.

- با آنکه داده‌های به‌دست‌آمده از روش‌های گوناگون دماسنجی آمفیبول در مجموعه نفوذی خونرنگ داده‌های کمابیش مشابهی را به‌دست می‌دهند؛ اما همچنان گمان می‌رود به‌علت تأثیر فشار در محاسبه‌ها، داده‌های روش جفت کانی آمفیبول-پلاژیوکلاز (Blundy and Holland, 1990) منطقی‌تر باشند.

برای مجموعه نفوذی بررسی‌شده آورده شده است. همچنین، در شکل ۱۱ که برپایه Al^{IV} در برابر $Fe^{\#}$ رسم شده است (Anderson and Smith, 1995)، نمونه‌های بررسی‌شده همگی در محدوده فوگاسیته اکسیژن بالا جای می‌گیرند.



شکل ۱۱- fO_2 بالا در هنگام تبلور آمفیبول در مجموعه نفوذی خونرنگ (شمال‌باختری جیرفت) در نمودار ارزیابی فوگاسیته اکسیژن برپایه ترکیب آمفیبول (Anderson and Smith, 1995)

نتیجه‌گیری

برپایه بررسی شیمی کانی بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگ‌های مجموعه نفوذی خونرنگ، داده‌های زیر به‌دست آمد:

- همه آمفیبول‌ها در نمونه‌های سنگی مافیک و فلسیک مجموعه نفوذی خونرنگ، در پی فرایندهای آذرین متبلور شده‌اند و در گروه آمفیبول‌های کلسیک و زیرگروه منیزیوهورنبلند هستند.

- این آمفیبول‌ها در محدوده پیدایش آمفیبول‌های مرتبط با پهنه‌های فرورانش (S-Amph) جای می‌گیرند و داده‌های به‌دست‌آمده از بررسی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌کل، پهنه زمین‌ساختی وابسته به مرزهای فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند.

- برپایه محاسبه‌های انجام‌شده، میانگین فشارهای به‌دست‌آمده برای نمونه‌های سنگی

داده‌های به‌دست‌آمده از سنجش فوگاسیته اکسیژن، مجموعه نفوذی خونرنگ را در رده سنگ‌های با fO_2 بالا جای می‌دهند که این نکته با گردهمایی کانیاپی سنگ‌ها کاملاً همخوانی دارد.

منابع

- Anderson, J. L. (1983) Proterozoic anorogenic granite plutonism of North American. Geological Society of America Memoir 161: 133-152.
- 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.
- Bhattacharya, S., Panigrahi, M. K. and Jayananda, M. (2014) Mineral thermobarometry and fluid inclusion studies on the Closepet granite, Eastern Dharwar Craton, south India: Implications to emplacement and evolution of late-stage fluid. Journal of Asian Earth Sciences 91: 1-18.
- Blundy, J. and Cashman, K. (2008) Petrologic reconstruction of magmatic system variables and processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 69: 179–239.
- 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.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I., Fernández, C., Vujovich, G., Gallastegui, G., Heredia, N., Martino, R. D., Becchio, R., Corretgé, L. G., Díaz-Alvarado, J., Such, P., García-Arias, M. and Liu, D. –Y. (2011) Petrology and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Cordilleran granitoids of the Bariloche area, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 32: 508-530.
- Colombi, A. (1989) Metamorphisme et geochemie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales. Memoires de Geologie, No. 4, Universite de Lausanne, Lausanne.
- Coltorti, M., Bondaiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S. Y. and Powell, W. (2007) Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. Lithos 99: 68-84.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A. (2010) Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian–Eurasian continental collision. Lithos 115: 190–204.
- Dastanpour, M. (2001) Prospecting and preliminary exploration of Khurang granites, Jiroft. Industry and Mine Organization of Kerman Province, Kerman, Iran.
- Davoudian Dehkordi, A. R. (2010) Mineral chemistry and P-T conditions of crystallization of the granitoid plutons in the Zayandeh- Rood river area, shear zone of north of Shahrekord with special reference to magmatic epidote. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 18(3): 497-512 (in Persian).
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1966) An introduction to Rock-Forming Minerals. 17th Edition, Longman Ltd., London, UK.
- Dimitrijevic, M. D. (1973) Geology of Kerman Region. Report No. Yu/52, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Enami, M., Suzuki, K., Liou, J. G. and Bird, D. K. (1993) Al–Fe³⁺ and F–OH substitutions in titanite and constrains on their P–T dependence. European Journal of Mineralogy 5: 231–291.
- Esmaili, D., Tabakh Shabani, A.E., Najjar, H. and Rezaie, M. (2013) Using amphibole mineral chemistry to study magmatic and producing characteristics and geothermobarometry of granitoid plutons of northwest of Saveh, central Iran. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 21(3): 417-430 (in Persian).

- Ghent, E. D., Nicholls, J., Siminy, P. S., Sevigny, H. H. and Stout, M. Z. (1991) Hornblende Geobarometry of the Nelson Batholith, Southeastern British Columbia: Tectonic Implications. *Canadian Journal of Earth Science* 28: 1982-1991.
- Giret, A., Bonin, B. and Leger, J. M. (1980) Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. *The Canadian Mineralogist* 18: 481-495.
- Hammarstrom, J. M. and Zen, E. (1986) Aluminum-in-hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71: 1297-1313.
- Hawthorne, F. C. (1983) Crystal chemistry of the amphiboles. *Canadian Mineralogist* 21: 174-481.
- Helmy, H. M., Ahmed, A. F., El Mahallawi, M. M. and Ali, S. M. (2004) Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications. *Journal of African Earth Sciences* 38: 255-268.
- Helz, R. T. (1973) Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O}=5\text{kb}$, Part 11, Melt composition. *Journal of Petrology* 17: 139-193.
- Hernández-Pineda G. A., Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Méndez-Cárdena, D. L. and Pérez-Arvizu, O. (2011) Petrogenesis and thermobarometry of the ~50 Ma rapakivi granite-syenite Acapulco intrusive: Implications for post-Laramide magmatism in southern Mexico. *Geosphere* 7: 1419-1438.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. B. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72: 231-239.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology* 27: 293-305.
- Johnson, M. C. and Rutherford, M. J. (1988) Experimental calibration of an Aluminium-in-hornblende geobarometer applicable to calc-alkaline rocks. *EOS, Transactions American Geophysical Union* 69, 1511.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J. A., Maresch, W. V., Nicket, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungareti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *European Journal of Mineralogy* 9: 623-651.
- Loiselle, M. C. and Wones, D. R. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 11(7).
- Martin, R. F. (2007) Amphiboles in the igneous environment. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 67: 323-358.
- Martinez Dopico, C. I., López de Luchi, M. G., Wemmer, K. and Rapalini, A. E. (2013) Composición química de biotita y hornblenda y edades de enfriamiento como indicadores de las condiciones de emplazamiento del complejo plutónico La Esperanza (Pérmico Superior), Macizo Norpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70: 3-15.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Sciences* 247: 321-355.
- Papoutsas, A. and Pe-Piper, G. (2014) Geochemical variation of amphiboles in A-type granites as an indicator of complex magmatic systems: Wentworth pluton, Nova Scotia, Canada. *Chemical Geology* 384: 120-134.

- Ridolfi, F., Renzulli, A. and Puerini, M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160: 45–66.
- Sarjoughian F., Kananian, A., Lentz, D. R. and Ahmadian, J. (2015) Nature and physicochemical conditions of crystallization in the South Dehgolan intrusion, NW Iran: mineral-chemical evidence. *Turkish Journal of Earth Sciences* 24: 249-275.
- Scaillet, B. and Macdonald, R. (2003) Fluorite stability in silicic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147: 1867-1894.
- 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.
- Sedighian, S., Dargahi, S. and Arvin, M. (2014) Petrography and geochemistry of Khunrang intrusive complex, northwest of Jiroft, Kerman province. 18th Geological Society of Iran Congress, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian).
- Sedighian, S., Dargahi, S. and Arvin, M. (2017) Petrography, origin and magmatic evolution of Khunrang intrusive complex, northwest of Jiroft, Kerman. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences* 26: 207-220 (in Persian).
- Sial, A. N., Ferreira, V. P., Fallick, A. E., Jeronimo, M. and Cruz, M. (1998) Amphibole- rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Science* 11: 457-471.
- Simakin, A., Zakrevskaya, O. and Salova, T. (2012) Novel Amphibole Geo-barometer with Application to Mafic Xenoliths. *Earth Science Research* 1: 82-97.
- Stein, E. and Dietl, C. (2001) Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of Odenwald. *Mineralogy and petrology* 72: 185-207.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52: 1229-1258.
- Toummite, A., Ikenne, M., Beraaouz, E. H. (2012) Geothermobarometry of Askaoun Pluton in Ouzellarh-Sirwa Promontory (Central Anti-Atlas; Morocco). *Journal of Geology* 2: 136-147.
- Vyhnal, C. R., McSween, H. Y. and Speer, J. A. (1991) Hornblende Chemistry in southern Appalachian granitoids Implications for aluminum aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist* 76: 176-188.
- Wones, D. R. (1981) Mafic minerals as indicators of intensive variables in granitic magmas. *Mineral Geology* 31: 19-122.
- Wones, D. R. (1989) Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist* 74: 744-749.