

Determination of tectonomagmatic environment of volcanic and subvolcanic rocks in North of Shahrekord by amphiboles geothermobarometry

N. Emami¹, M. Khalili², M. Noghreyan²

1- Agriculture and Natural resources research center of Chaharmahal and Bakhtiary Province

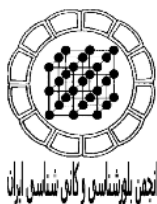
2- Department of Geology, University of Isfahan

Email: emami1348@yahoo.com

(Received: 7/5/2008, in revised form: 21/1/2009)

Abstract: On the basis of geothermobarometric calculations, amphiboles in volcanic and subvolcanic rocks belong to Upper Jurassic volcanism of Sanandaj-sirjan zone in north of Shahrekord. Using Hamarstrom, Schmidt, Johnson - Rutherford and Hollister methods, amphiboles have crystallized about 635 to 715° c and 2.68 to 7.5 kbar at the depth about 17 to 25 km. The result of calculations has moderate accuracy. The lower FET/ (Fe_t + Mg) ratio in amphiboles is characteristic of calc-alkaline magma suites. Calculated temperatures, pressures and depths for amphiboles is coincide with a subduction tectonical environment. The maximum depth of crystallization of amphiboles is 25km and subduction angle is lower than 45° on the basis of 35 km distance between this volcanic belt and main Zagros fault. Al^{iv} measures of amphiboles are higher than 1.5 that indicate an island arc suite. The presence of this old island arc had predicted in Zagros orogenic belt.

Keywords: *Jurassic Volcanism, Sanandaj-sirjan zone, Tectonomagmatic, Geothermobarometry, Amphibole.*



تعیین محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق شمال شهرکرد با استفاده از گرما- فشارسنجی (Geothermobarometry) آمفیبول‌ها

سید نعیم امامی^۱، محمودخلیلی^۲، موسی نقره‌نیا^۲

۱- مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان چهارمحال و بختیاری

۲- دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

پست الکترونیکی: emami1348@yahoo.com

(دریافت مقاله: ۸۷/۲/۱۸، نسخه نهایی: ۸۷/۱۱/۲)

چکیده: بر اساس نتایج حاصل از گرما- فشارسنجی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق حاصل از آتشفشانی ژوراسیک فوقانی در بخش مرکزی زون سنندج - سیرجان، واقع در شمال شهرکرد به روش‌های هاماراستروم، اشمیت، جانسون - رادفورد و هالیستر، این کانی‌ها در دماهایی بین ۶۳۵ تا ۷۱۵ درجه سانتیگراد و فشارهای ۳/۵۲ تا ۷/۵ کیلو بار و معادل ۲۰ تا ۲۵ کیلومتر عمق تشکیل شده‌اند. نتایج محاسبات به دست آمده در تعیین فشار حاکم بر تشکیل آمفیبول‌ها از دقت متوسطی برخوردار بوده‌اند. پائین بودن میزان $Fe/(Fe + Mg)$ در آمفیبول‌های یاد شده و به طور کلی پائین بودن نرخ افزایش پارامتر مورد نظر از ویژگی‌های بارز مجموعه‌های ماگمایی آهکی- قلیایی است. دما، فشار و عمق به دست آمده برای آمفیبول‌های مورد بررسی که غالباً هستنگزیت تا منیزو هستنگزیت‌اند، با شرایط پایداری هورنبلند سبز سازگار بوده و موید شکل‌گیری این گروه از آمفیبول‌ها در یک زون فروانش همراه با ماگماتیسم آهکی- قلیایی است، به طوری که عمق بیشینه‌ی تشکیل آمفیبول‌ها روی قطعه‌ی فروانده، ۲۵ کیلومتر و با توجه به فاصله‌ی مجموعه سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق در بردارنده این کانی‌ها تا گسل زاگرس که حدود ۳۵ کیلومتر است، زاویه‌ی فروانش کمتر از ۴۵ درجه ارزیابی می‌شود. با توجه به مقادیر $Al^{IV} > 1/5$ در آمفیبول‌های مورد بررسی، سنگ‌های حامل این کانی‌ها در قلمرو جزائر قوسی قرار می‌گیرند. این مجموعه سنگ‌های آذرین یکی از جزایر قوسی ژوراسیک مورد انتظار و گمنامی است که در کمربند کوهزاد زاگرس حضور آن پیش بینی شده است.

واژه‌های کلیدی: آتشفشانی ژوراسیک، زون سنندج - سیرجان، تکتونوماگمایی، گرما- فشارسنجی، آمفیبول.

مقدمه

به صورت نواری با طول حدود ۵۰ و پهنای تقریبی ۴ تا ۲/۵ کیلومتر و مساحت کلی بالغ بر ۲۰۰ کیلومتر مربع به صورت شکاف فرو افتاده‌ای است که از شمال باختری استان چهارمحال و بختیاری (ناحیه فریدون شهر) آغاز و پس از عبور از شمال سامان (پل زمانخان) به ارتفاعات پیر شمع الدین در شمال تا شمال باختری کلیشاد رخ در استان اصفهان، بین مختصات 32° و 39° و 51° تا 50° و 1° و 06° و 51° طول شرقی و 44° و 25° و 32° تا 51° و 39° عرض شمالی محدود می‌شود (شکل ۱). در جریان بررسی‌های دامنه داری که بر روی این مجموعه سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق همراه صورت

پتروژن و جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی و توده- های نیمه عمیق (استوک‌ها و دایک‌های) وابسته به ژوراسیک در پهنه‌ی زمین‌ساختی سنندج - سیرجان از نکات ناشناخته در رویدادهای زمین‌ساختی به ویژه سنگ‌شناسی کشور محسوب می‌شود که پرداختن دقیق و سیستماتیک به آن از جایگاه علمی ارزشمندی برخوردار است.

کمربند سنگ‌های آذرین به سن ژوراسیک میانی تا فوقانی که به سبب فراوانی سنگ‌های آتشفشانی از این پس تحت عنوان سنگ‌های آتشفشانی شمال شهرکرد از آن‌ها یاد می‌شود،

اکلاهای آمریکا به وسیله یک دستگاه (Cameca, SX-50) صورت پذیرفت. بر اساس نتایج این بررسی‌ها، پس از رده‌بندی و نام گذاری این کانی‌ها [۲]، محاسبات دما و فشار بر اساس روش‌های تجربی و پیشنهادی توسط هاماراستروم [۳]، اشمیت [۴]، جانسون-رادرفورد [۵] و هالیستر [۶] انجام گرفت.

بحث و بررسی

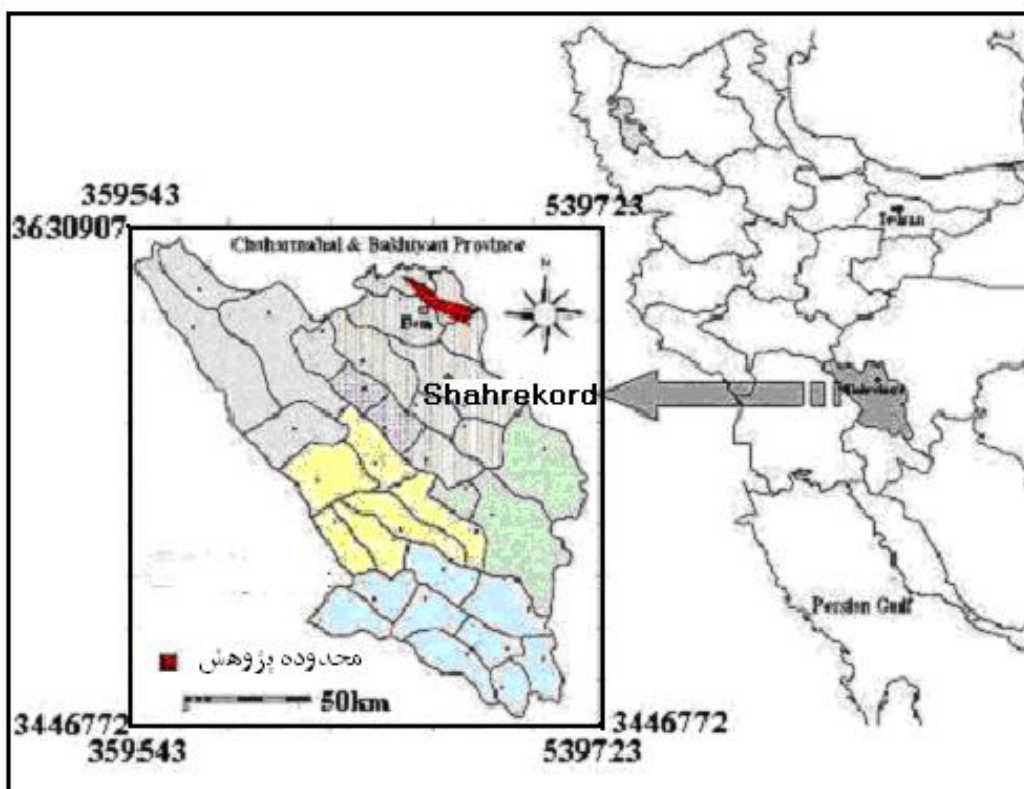
در منطقه‌ی مورد بررسی، سنگ‌های آذرین بیشتر شامل بازالت و حجم‌های کمتری از آندزیت، آندزیت بازالتی همراه با توده‌های نیمه عمیق دولریتی و میکرودیوریتی به شکل دایک و استوک وجود دارند.

هورنبلند یکی از کانی‌های نوعی سنگ‌های آتشفشانی، توده‌های نفوذی و نیمه عمیق آهکی-قلیایی است [۴]. نتایج حاصل از ریز پردازنده‌ی الکترونی (جدول ۱) بر روی آمفیبول-های موجود در نمونه سنگ‌های آتشفشانی با بافت پورفیری و ترکیب آندزیتی و نیمه عمیق با بافت میکرولیتی و ترکیب دیوریتی و دولریتی مؤید آن است که علیرغم تفاوت‌های موجود در مقاطع میکروسکوپی از جمله تفاوت در رنگ، هوازدگی، هابیت و فرم کانی‌ها، همه‌ی آن‌ها کلسیم دارند (شکل‌های ۲ و ۳).

پذیرفت، ابعاد مختلف زمین‌شناختی منطقه شامل سنگ-شناختی، پتروژنز و سن نگاری این سنگ‌ها مورد بررسی دقیق قرار گرفت [۱]. در این مقاله با توجه به نتایج آنالیز ریز پردازنده‌ی الکترونی (EMPA) روی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و سنگ‌های نیمه عمیق دیوریتی و دولریتی منطقه، ضمن محاسبه فشار و دمای تشکیل این سنگ‌ها، جایگاه تکتونوماگمایی آن‌ها نیز با استفاده از نمودارهای تجربی تعیین شده‌اند.

روش مطالعه

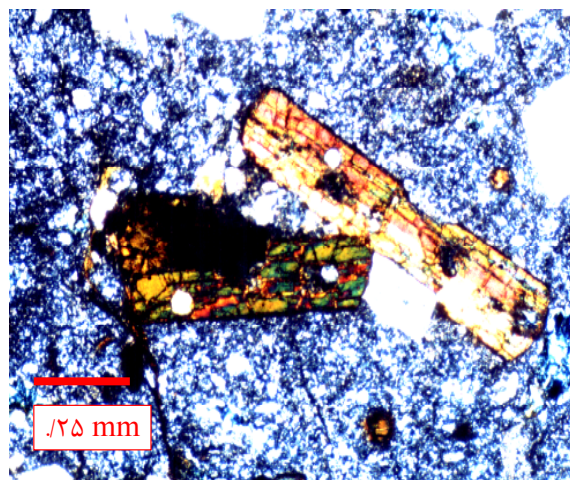
در راستای این کار پژوهشی، پس از جدایش واحدهای سنگ-شناسی در تصاویر هوایی و ماهواره‌ای و تهیه نقشه زمین-شناسی، نخست ۲۰۰ مقطع نازک از سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق تهیه شده و با میکروسکوپ قطبشی (OlympusBH2) مورد بررسی دقیق کانی‌شناسی قرار گرفتند. سپس با انتخاب چند مقطع مناسب با کم‌ترین آثار دگرسانی در سطح کانی‌ها، بین تعداد معدودی از مقاطع دارای کانی آمفیبول، با استفاده از ریز پردازنده‌ی الکترونی (EMPA) روی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های نیمه عمیق و آتشفشانی بررسی‌های لازم انجام گرفت. این آنالیزها در دانشگاه نورمن



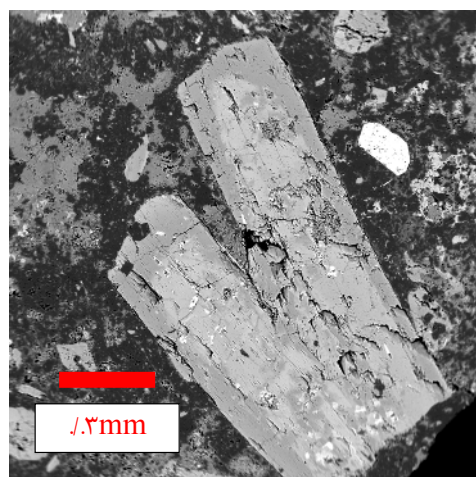
شکل ۱ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه.

جدول ۱ نتایج آنالیز الکترون مایکروپروب آمفیبول‌های منتخب شمال شهرکرد.

نمونه	۲۶-۳			۷۴-۱			۷۴-۲			۳۰-۶
	هسته	حاشیه	میانگین	هسته	حاشیه	میانگین	هسته	حاشیه	میانگین	میانگین
نوع سنگ	آندزیت بازالتی			آندزیت			آندزیت			دیوریت
SiO ₂	۴۲/۱۱	۴۲/۱۶	۴۲/۱۳۵	۴۴/۳۴	۴۲/۲۴	۴۳/۲۹	۴۵/۹۱	۴۲/۹۴	۴۲/۴۲	۴۲/۹
TiO ₂	۲/۴۶	۲/۴۲	۲/۴۴	۱/۷۲	۲/۰۲	۱/۸۷	۱/۱۴	۱/۹۵	۱/۵۴۵	۲/۲۳
Al ₂ O ₃	۱۲/۵۳	۱۲/۱۷	۱۲/۳۵	۹/۲۱	۱۲/۱۲	۱۰/۶۶	۸/۷۷	۱۱/۱۴	۹/۷۵۵	۱۱/۳۰
FeO ⁺	۱۱/۷۴	۱۲/۱۵	۱۱/۹۴	۱۶/۹۰	۱۲/۹۳	۱۴/۹۱	۱۶/۸۱	۱۵/۰۳	۱۵/۹۲	۱۲/۴۹
MgO	۱۴/۱۱	۱۳/۸۹	۱۴	۱۱/۴۳	۱۳/۲۱	۱۲/۳۲	۱۲/۱۹	۱۲/۷۰	۱۲/۴۴	۱۳/۶۴
MnO	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۶۵	۰/۶۲	۰/۲۲	۰/۴۲	۰/۶۷	۰/۳۱	۰/۳۵	۰/۲۳
CaO	۱۱/۴۱	۱۱/۴۰	۱۱/۴۰	۱۰/۷۴	۱۱/۳۲	۱۱/۰۳	۱۰/۴۷	۱۰/۹۶	۱۰/۷۱	۱۱/۳
Na ₂ O	۲/۱۵	۱/۹۱	۲/۰۳	۱/۴۸	۱/۹۴	۱/۷۱	۱/۴۴	۱/۷۸	۱/۶۱	۱/۸۸
K ₂ O	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۸۵	۰/۹۳	۰/۸۹	۰/۵۹	۰/۸۴	۰/۷۱۵	۰/۸۶
F	۰/۱۶	۰/۲۵	۰/۲۰۵	۰/۱۲	۰/۰۱	۰/۰۶۵	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۲۵	۰/۰۶
Cl	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۱۳	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۱۶	۰/۰۹	۰/۰۴
H ₂ O	۲/۱۵	۲/۴۶	۲/۳۰	۲/۴۶	۳/۰۳	۲/۷۴۵	۲/۱۷	۲/۳۶	۰/۹۰۶	۳/۰۷
Sum	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
محاسبه کاتیون‌ها براساس ۲۳ اکسیژن صورت گرفته و تمام آهن بصورت Fe O می باشد.										
Si	۶/۱۵۰	۶/۱۸۲	۶/۱۶۶	۶/۶۰۴	۶/۲۳۶	۶/۴۲	۶/۷۵۸	۶/۳۱۳	۶/۵۳۵	۶/۳۲
Al ^{IV}	۱/۸۵	۱/۸۱۸	۱/۸۳۴	۱/۳۹۶	۱/۷۶۴	۱/۵۸	۱/۴۲۴	۱/۶۸۷	۱/۴۶۴	۱/۶۸
(Sum) T (site)	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
Al ^{IV}	۰/۳۰۵	۰/۲۸۴	۰/۲۹۴	۰/۲۲	۰/۳۴۳	۰/۲۸۱	۰/۲۱۰	۰/۲۴۲	۰/۲۲۶	۰/۲۸۷
Fe ²⁺	۰/۹۰۳	۰/۹۰۸	۰/۹۰۵	۱/۵۰۶	۱/۰۴۷	۱/۲۷۶	۱/۳۲۱	۱/۱۰۱	۱/۲۱۱	۱/۰۰۴
Mg	۳/۰۷۲	۳/۰۳۶	۳/۰۵۴	۲/۵۳۸	۲/۹۰۷	۲/۷۲۲	۲/۶۷۵	۲/۷۸۴	۲/۷۲۹	۲/۹۹۷
Fe ³⁺	۰/۴۴	۰/۴۹۵	۰/۴۶۷	۰/۵۰۵	۰/۴۶۵	۰/۴۸۵	۰/۶۲۷	۰/۶۲۸	۰/۶۳۲	۰/۴۴۲
Ti	۰/۲۷	۰/۲۶۷	۰/۲۶۸	۰/۱۹۳	۰/۲۲۴	۰/۲۰۸	۰/۱۲۶	۰/۲۱۶	۰/۱۸۸	۰/۲۴۷
Mn	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۳۹	۰/۰۱۴	۰/۰۲۶	۰/۰۴۱	۰/۰۱۹	۰/۰۳	۰/۰۱۴۷
(Sum) M1,M2,M3	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵
Mn	۰/۰۱۰	۰/۰۱۱	۰/۰۲۱	۰/۰۴۰	۰/۰۱۴	۰/۰۲۷	۰/۰۴۲	۰/۰۱۹	۰/۰۳۰	۰/۰۱۴
Fe ²⁺	۰/۰۹۱	۰/۰۸۴	۰/۰۸۹	۰/۰۹۵	۰/۰۸۴	۰/۰۸۹	۰/۱۲۲	۰/۱۰۹	۰/۱۱۵	۰/۰۸۶
Mg	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ca	۱/۴۸۵	۱/۷۹۱	۱/۷۸۸	۱/۷۱۴	۱/۷۹۰	۱/۷۵۲	۱/۶۵۱	۱/۷۲۷	۱/۶۸۹	۱/۷۸
Na	۰/۱۱۴	۰/۱۱۱	۰/۱۱۲	۰/۱۵۲	۰/۱۱۱	۰/۱۳۱	۰/۱۸۵	۰/۱۴۵	۰/۱۶۵	۰/۱۱۵
(Sum) M4	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na	۰/۴۹۵	۰/۴۳۲	۰/۴۶۳	۰/۲۷۶	۰/۴۴۴	۰/۳۶	۰/۲۲۶	۰/۳۶۲	۰/۲۹۴	۰/۴۲۱
K	۰/۱۸۴	۰/۱۸۵	۰/۱۸۵	۰/۱۶۲	۰/۱۷۵	۰/۱۶۸	۰/۱۱۱	۰/۱۵۸	۰/۱۳۴	۰/۱۱۰
Asite	۰/۶۷۹	۰/۶۱۷	۰/۶۴۸	۰/۴۳۸	۰/۶۱۹	۰/۵۲۸	۰/۳۳۷	۰/۵۲۰	۰/۴۲۸	۰/۵۳۱
جمع کاتیونها	۱۵/۶۷۹	۱۵/۶۱	۱۵/۶۴۸	۱۵/۴۳۸	۱۵/۶۲	۱۵/۵۲۸	۱۵/۳۳۷	۱۵/۵۲	۱۵/۴۲۸	۱۵/۵۳
Al _{total}	۲/۱۵۵	۲/۱۰۲	۲/۱۲۸	۱/۶۱	۲/۱۰۷	۱/۸۵۳	۱/۶۵۲	۱/۹۲۹	۱/۶۹۰	۱/۹۶۷
Fe _t (Fe _t +Mg)	۰/۳۱۸	۰/۳۲۹	۰/۳۲۳	۰/۴۵۳	۰/۳۵۴	۰/۴۰۳	۰/۴۳۶	۰/۳۹۸	۰/۴۱۷	۰/۳۳۸



شکل ۲ درشت بلورهای هورنبلند منیزیو هستنگزیتی در زمینه کوارتز-فلدسپاتی در هورنبلند آندزیت $\times 40$ XPL.

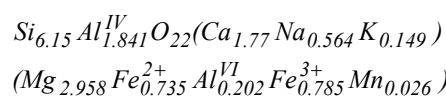


شکل ۳ تصویر الکترون مایکروپروب از یک هورنبلند منیزیو هستنگزیتی در هورنبلند آندزیت.

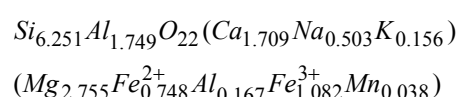
کل آمفیبول‌های کلسیم‌دار و معرف عمق جایگزینی پلوتون‌ها و توده‌های نیمه عمیق است [۷، ۳].

با توجه به این که بیش‌تر سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه، سنگ‌های آتشفشانی گنبدی شکل بوده که با توده‌های نیمه عمیق (استوک و دایک) همراهی می‌شوند، در این کار پژوهشی از روش‌های تجربی هاماراستروم، اشمیت، جانسون - رادرفورد و هالیستر برای تعیین فشار و دمای حاکم بر این سنگ‌ها استفاده شد. در این میان روش اختصاصی در مورد سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق، روش جانسن - رادرفورد بوده که نتایج آن به عنوان روش اصلی با سایر روش‌های مورد

فرمول‌های محاسبه شده‌ی این کانی‌ها به شرح زیرند (شکل ۴). هورنبلند منیزیو - هستنگزیتی (در آندزیت‌ها)

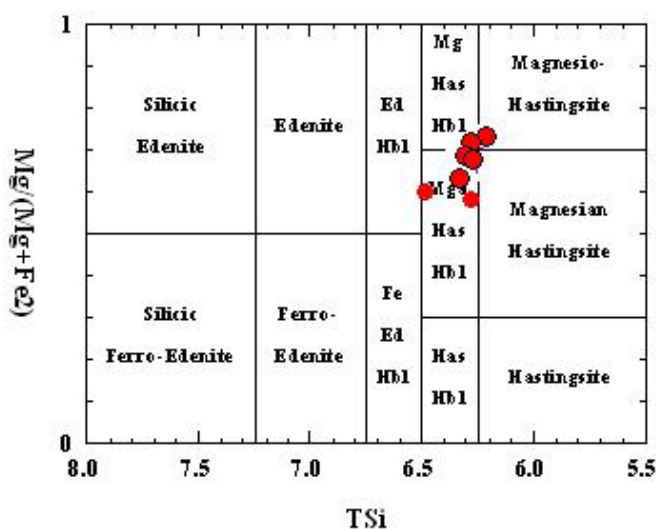


هورنبلند هستنگزیتی منیزیم‌دار (در دایک‌های دیوریتی)



تجارب و آزمایش‌های صورت گرفته روی آمفیبول‌ها نشان می‌دهد که ترکیب این کانی‌ها به شیمی سنگ کل، فشار، دما و فشار جزئی (فوگاسیته) اکسیژن بستگی دارد (جدول ۲). فشار یک عامل غالب و مؤثر بر اختلافات بارز در محتوای آلومینیم

اشاره مقایسه و در مورد امکان به کارگیری آن‌ها در سنگ‌های
آتشفشانی و نیمه عمیق قضاوت خواهد شد.



شکل ۴ نمایش موقعیت بلورهای آمفیبول آنالیز شده بر روی نمودار طبقه بندی آمفیبول‌های کلسیک.

جدول ۲ مثال‌هایی از وابستگی ترکیبی آمفیبول‌ها به حرارت (T)، فشار (P) فوگاسیته اکسیژن fO_2 و ترکیب کل (+ افزایش، - کاهش، خالی: بی اثر)

عنصر	حرارت (T)	فشار (P)	فوگاسیته اکسیژن fO_2	غلظت	منابع
Si				+	[۲]، [۷]
Al^{IV}	+				[۹]، [۸]
Al^{VI}	-	+			[۱۱]، [۱۰]، [۸]، [۱]
Ti	+		-	+	[۱]، [۱۰]، [۹]
Mn	-				[۲]
$Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Fe^{2+})$	-				[۱۳]
$Mg / (Mg + Fe^{2+})$	+		+	+	[۲]، [۸]
موقعیت A	+				[۹]
قلیایی‌ها				+	[نقل از ۱]
آلومینیم کل		+			[نقل از ۱]

فشارسنجی براساس آلومینیم در هورنبلند

- روش هاماراستروم وزن [۳]

هاماراستروم و زن با آنالیز هورنبلندهای پنج مجموعه‌ی آهکی-قلیایی به عنوان معرف رژیم‌های فشار پائین و بالا با استفاده از یک ریزپردازنده‌ی الکترونی، یک رابطه خطی بین آلومینیم کل (Al^T) و محتوای آلومینیم با همارایی Al^{IV} با ۲۳ اکسیژن به شرح زیر برقرار کردند: [۳]

$$Al^{iv} = 0.15 + 0.69 Al^T \quad (r^2 = 0.97)$$

$$P (\pm 3 \text{ kbar}) = -3.92 + 5.03 Al^T \quad (r^2 = 0.8)$$

سنگ‌های مورد آزمایش شامل کانی‌شناسی نوعی ماگمایی مثل پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، فلدسپات پتاسیک، کوارتز، اسفن، مگنتیت یا ایلمنیت $\pm$ اپیدوت بودند که احتمالاً در دماهای مشابه متبلور شده‌اند. آمفیبول‌های آهکی فشار بالا (دارای اپیدوت ماگمایی) با Al^T بالا بوده که مستقل از ترکیب کل است. گرچه Al^{IV} وابسته به دماست ولی به تنهایی نمی‌تواند مسئول تفاوت‌های مشاهده شده در Al^T بین ترکیب‌های فشار پائین و فشار بالا باشد [۷].

بر اساس محاسبات انجام شده در نمونه‌ی سنگ دولریتی (نمونه ۳-۲۶) میانگین فشار بدست آمده هسته $3. \pm 6.919$ و

دیوریتی، میانگین فشار تشکیل هورنبلند 6.352 ± 0.6 کیلوبار بوده است.

- روش جانسن - رادرفورد [۵]

این پژوهشگران یک فشار سنج تجربی را بر اساس محتوای آلومینیم هورنبلندهای آذرین در تعادل با مذاب، شاره، بیوتیت، کوارتز، سانیدین، پلاژیوکلاز، اسفن و مگنتیت یا ایلمنیت به صورت آزمایشگاهی همسنجی کردند. عمل همسنجی به واسطه تعادل انبوه فازهای یاد شده در گستره‌ی فشار ۲ تا ۸ کیلوبار و در $740 - 780$ درجه سانتیگراد صورت پذیرفت [۵]. آزمایش روی هورنبلندهای شکل‌دار سنگ‌های آتشفشانی که در تعادل با زمینه‌ی شیشه‌ای و کوارتز فلدسپاتی (مذاب) بودند انجام شد.

معادله‌ی پیشنهادی در این روش به صورت زیر است:

$$P(\pm 0.5 \text{ kbar}) = -3.46 + 4.23 Al^T \quad (r^2 = 0.99)$$

این روش به طور مشخص در مورد سنگ‌های آتشفشانی با بافت پورفیری با یک فاز فنوکریست به کارگرفته شده، بر ریزپردازش روی فنوکریست‌های در تعادل با زمینه، تاکید دارد و از این دیدگاه در فشارسنجی سنگ‌های آتشفشانی منحصر به فرد است.

بر اساس محاسبات انجام شده مبتنی بر رابطه‌ی بالا، فشار تشکیل هورنبلند در سنگ‌های دولریتی از 5.65 ± 0.5 کیلوبار در هسته تا 5.43 ± 0.5 کیلوبار در حاشیه با میانگین 5.54 ± 0.5 کیلوبار متغیر است. در سنگ‌های آندزیتی، فشار تشکیل هورنبلند در هسته 3.35 ± 0.5 ، در حاشیه 5.45 ± 0.5 و با میانگین 4.399 کیلوبار است. در مورد سنگ‌های نیمه عمیق دیوریتی نیز میانگین فشار محاسبه شده معادل 4.86 ± 0.5 کیلوبار به دست آمد.

چنان‌که مشاهده می‌شود ارقام به دست آمده برای فشار تشکیل هورنبلند در این روش کمتر از روش‌های دیگر است. با توجه به این‌که این روش به طور اختصاصی برای سنگ‌های آتشفشانی موزائیکی توصیه شده و به لحاظ این‌که سنگ‌های آندزیتی مورد بررسی تنها دارای یک فاز کانایی به شکل فنوکریست در زمینه‌ی فلسیکاند (شکل‌های ۲ و ۳)، نتایج به دست آمده در این شیوه برای سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی قابل اطمینان تر است.

- روش هالیستر و همکاران [۶]

در این روش با مبنا قرار دادن رابطه‌ی ارائه شده توسط هاماراستروم، با هدف کاهش خطای این روش و تعیین شرایط

حاشیه‌ی 6.65 ± 0.3 کیلوبار، در سنگ آتشفشانی آندزیتی (نمونه ۷۴-۱) میانگین فشار محاسبه شده برای هسته هورنبلند 5.56 ± 0.3 کیلوبار و برای حاشیه 6.44 ± 0.3 کیلوبار است. میانگین فشار برای کل کانی در این نمونه معادل 6.25 ± 0.3 کیلوبار است. در یک هورنبلند دیگر (۷۴-۲) در همین سنگ میانگین فشار هسته 3 ± 0.3 کیلوبار و در حاشیه 5.78 ± 0.3 کیلوبار است که متفاوت از کانی قبلی است. در سنگ نیمه عمیق (با ترکیبی دیوریتی) (۳۰-۶) میانگین فشار محاسبه شده برای هورنبلند 6.56 کیلوبار بوده که نزدیک به مقادیر محاسبه شده برای سنگ‌های آتشفشانی حدواسط است. بالاتر بودن فشار حاشیه نسبت به هسته‌ی برخی از آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی را می‌توان به سرعت زیاد فوران پس از تبلور این کانی‌ها در زیر سطح زمین و عدم وجود فرصت مناسب برای ایجاد تعادل بین هسته و حاشیه در نظر گرفت [۵، ۸ و ۹]. بدین ترتیب، این سنگ در فشار کم تا متوسط متبلور شده است.

- روش اشمیت [۴]

در این روش، فشارسنج آلومینیم در هورنبلند که مبتنی بر رابطه‌ی خطی بین Al^T هورنبلند ماگمایی با فشار تبلور در توده‌های نفوذی و آتشفشانی کم عمق است، به طور تجربی در شرایط اشباع از آب و در فشارهای ۲.۵ تا ۱۳ کیلوبار و دماهای $700 - 655$ درجه سانتیگراد همسنجی شده است. در جریان ایجاد تعادل بین مجموعه هورنبلند - بیوتیت - پلاژیوکلاز - ارتوکلاز - کوارتز - اسفن و اکسید آهن - تیتان مذاب - بخار در یک حالت طبیعی در دمایی معادل ۱۵ تا ۲۰ درجه سانتیگراد بالاتر از خط انجماد، ترکیب و محتوای آلومینیوم کل (Al^T) هورنبلند دستخوش تغییر می‌شود [۴، ۱۰]. معادله‌ی این تغییرات عبارت است از [۴]:

$$P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 Al_{H1b}^{Total} \quad (r^2 = 0.99)$$

محاسبات انجام شده بر اساس معادله‌ی فشارسنجی اشمیت بیانگر آن است که در سنگ‌های دولریتی فشار در هسته هورنبلندها 6.247 ± 0.6 ، در حاشیه 6.995 ± 0.6 و با میانگین 7.119 ± 0.6 کیلوبار است. در سنگ‌های آندزیتی فشار در هسته از 3.901 ± 0.6 تا 4.65 ± 0.6 ، در حاشیه از 6.172 ± 0.6 تا 7.019 ± 0.6 و با میانگین 5.034 ± 0.6 کیلوبار محاسبه شد. در سنگ‌های نیمه عمیق با ترکیب

$$P(\pm 1 \text{ kbar}) = -4.76 + 5.64 Al^T \quad (r^2 = 0.97)$$

چنان‌که که مشاهده می‌شود در این روش خطای محاسبه به ± 1 کیلو بار تقلیل یافته است.

بر اساس محاسبات انجام شده به روش هالیستر، در سنگ‌های دولریتی فشار محاسبه شده در حاشیه 1 ± 7.09 بوده است که نزدیک به مقادیر محاسبه شده به روش هاماراستروم است. در سنگ‌های آندزیتی فشار در حاشیه از 1 ± 7.123 تا 1 ± 6.119 کیلو بار در تغییر است. در سنگ‌های نیمه عمیق با ترکیب دیوریتی نیز میانگین فشار تعیین شده برای تشکیل هورنبلند برابر با 1 ± 6.333 کیلو بار محاسبه شد. چنان‌که انتظار می‌رود فشار تشکیل هورنبلند در سنگ‌های آتشفشانی با بافت پورفیری و خاستگاه نسبتاً عمیق، بالاتر از سنگ‌های نیمه عمیق با ترکیب مشابه (حدواسط و بازیک) است.

با توجه به این که هالیستر و همکاران (۱۹۸۷) اندازه‌ی فشار در حاشیه‌ی هورنبلند را نزدیک به واقعیت می‌دانند، می‌توان فشار تشکیل هورنبلند را در سنگ‌های دولریتی 1 ± 7.09 ، در سنگ‌های دیوریتی 1 ± 6.333 و در سنگ‌های آندزیتی 1 ± 7.12 تا 1 ± 6.11 کیلو بار به دست آوردند که اختلاف قابل ملاحظه‌ای با یکدیگر ندارند و می‌تواند مؤید خاستگاه مشترک هورنبلندها در سه نوع سنگ یاد شده باشد.

در جدول ۳ نتیجه‌ی زمین دما- فشار سنجی به روش‌های مختلف پیش گفته درج شده است.

مناسب به کارگیری این فرمول، با آنالیز و میانگین‌گیری از ترکیب‌های حاشیه (صرفاً حاشیه) هورنبلند از توده‌هایی که فشار آن‌ها فقط براساس سنگ‌های دگرگون میزبان تعیین شده بود، معادله‌ی جدیدی ارائه شد [۶، ۱۰ و ۱۱]. آن‌ها معتقد بودند که در گستره‌ای از فشار بین ۲ تا ۸ کیلو بار، محتوای Al متوسط هورنبلند در حاشیه با فشار رابطه خطی دارد. داده‌های این پژوهش آن رابطه‌ی خطی را برای فشارهای متوسط (۴ تا ۶ کیلو بار) تأیید می‌کند. با افزایش داده‌های مناطق با فشار متوسط، خطای تعیین فشار بر اساس محتوای آلومینیم در هورنبلند، از $3 \pm$ کیلو بار (روش هاماراستروم و زن، ۱۹۸۶) به $1 \pm$ کیلو بار کاهش می‌یابد. فرض اول آن است که توده‌های نفوذی کم عمق و نیمه عمیق آهکی- قلیایی در خلال انجماد و سرد شدن، محدودیت‌های ترمودینامیکی قابل ملاحظه‌ای نداشته‌اند به طوری که محتوای کل هورنبلند از بدو تولد تابعی از فشار بوده است. فرض دوم آن است که در زیر فشار ۲ کیلو بار دما بر محتوای Al^T اثر گذارده و در بالاتر از آن بی تأثیر است. همچنین فشار سنجی باید صرفاً روی حاشیه هورنبلندها صورت گیرد زیرا این بخش‌ها در تعادل با فازهای زمینه‌ی سنگ و نیز شیشه و کانی‌های ریز زمینه است.

بدین ترتیب معادله‌ی جدیدی برای تعیین فشار تبلور هورنبلند و در نهایت فشار تشکیل سنگ‌های دارای هورنبلند به شرح زیر ارائه شد [۶]:

جدول ۳ نتایج محاسبه فشار تشکیل هورنبلندهای منطقه براساس محتوای آلومینیم کل به روش‌های مختلف.

توصیف سنگ‌های حامل کانی	روش جانسن- رادفورد kbar ± 0.5	روش اشویت kbar ± 0.6	روش هالیستر ± 0.1 kbar	روش هاماراستروم ± 0.3 kbar	Al_{Total}	شماره نمونه
بازالت پورفیری حاوی هورنبلند (هستگزیتی) و پیروکسن (اوزیت)	۵۶۵۵	۷۲۴۷	۷۰۹۵	۷۵۰	۲۱۵۵	۲۶-۳
	۵۴۳۰	۶۹۹۵	۷۰۹۵	۷۲۲	۲۱۰۲	
	۵۵۴۰	۷۱۱۹	۷۲۴۱	۷۳۵۸	۲۱۲۸	
هورنبلند آندزیت حاوی هورنبلند هستگزیتی	۳۳۵	۴۶۵	۴۲۶۴	۴۶۱۳	۱۶۱	۷۴-۱
	۵۴۵	۷۰۱۹	۷۱۲۳	۷۲۴۰	۲۱۰۷	
	۴۳۹۹	۵۸۳۴	۵۷۱۹	۵۹۲	۱۸۵۸	
	۳۵۲	۳۹۰۱	۳۴۲۹	۳۷۷	۱۴۵۲	۷۴-۲
	۴۷۹۹	۶۱۷۲	۶۱۱۹	۶۳۰	۱۹۲۹	
	۳۶۸۸	۵۰۳۴	۴۷۷	۵۰۳۷	۱۶۹۰	
سنگ نیمه عمیق دیوریتی بلورهای انوهدرال تا ساب هدرال هورنبلند سبز همراه بالات‌های پلاژیوکلاز آلبیتی شده	۴۸۶	۶۳۵۲	۶۳۳۳	۶۵۰	۱۹۶۷	۳۰-۶

است که شرط دوم در تمام نتایج فراهم است. بر این اساس و با توجه به این که دو شرط یاد شده هم‌ارزاند، نتایج حاصل از دقت متوسطی برخوردارند. پائین بودن میزان $Fet/(Fet + Mg)$ در آمفیبول‌های شمال شهرکرد و به طور کلی پائین بودن نرخ افزایش پارامتر بالا، ویژگی بارز مجموعه‌های ماگمایی آهکی-قلیایی است [۱۴، ۱۵].

- تعیین دمای تشکیل آمفیبول‌ها براساس محتوای تیتانیم -
حلالیت تیتانیم در کانی‌های سیلیکاتی به ویژه آمفیبول‌ها، میکاها و پیروکسن‌ها تابع دماست [۱۶، ۱۷]. در شکل ۵ گستره‌های دما تشکیل آمفیبول‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار دما-Ti ارائه شده است.

نتایج حاصل از پیاده کردن مقادیر Ti (درصد) آمفیبول‌های منطقه روی راس نمودار نشانگر آن است که دمای تشکیل آمفیبول‌ها در سنگ‌های نیمه عمیق دولریتی ۶۹۰ (حاشیه) تا ۷۱۵ (هسته) درجه سانتیگراد و در سنگ‌های آندزیتی و دیوریتی ۶۳۵ درجه سانتیگراد در هسته تا ۶۹۰ درجه سانتیگراد در حاشیه است. بدین ترتیب آمفیبول‌ها در دمایی بین ۶۳۵ تا ۷۱۵ درجه سانتیگراد متبلور شده‌اند.

-تعیین عمق تشکیل آمفیبول‌ها

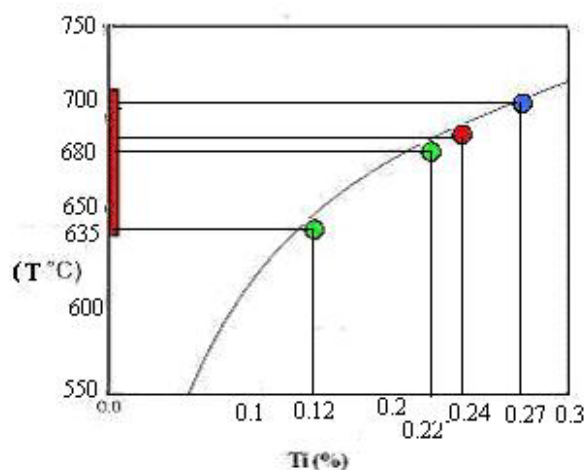
با در نظر گرفتن گرادیان فشار از سطح به عمق که در پوسته معادل ۰/۲۸ بار بر کیلومتر و در مانتوی فوقانی حدود ۰/۳۳ بار بر کیلومتر است [۱۸]، پس از ترسیم فشارهای محاسبه شده برای تشکیل آمفیبول‌ها روی نمودار فشار - عمق، معلوم شد که مجموعه سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق آمفیبول‌دار منطقه شمال شهرکرد، از اعماق ۲۰ تا ۲۵ کیلومتر ریشه گرفته‌اند به گونه‌ای که سنگ‌های دولریتی در عمق ۲۵، سنگ‌های آندزیتی در عمق ۲۰ و سنگ‌های نیمه عمیق دیوریتی در عمق در حدود ۲۳ کیلومتری تشکیل شده‌اند (شکل ۶). با توجه به این که عمق تشکیل بازالت‌های حاوی کلینوپیروکسن (اوزیت) و پلاژیوکلاز (لابرادور) هم‌زاد در این کمر بند آتشفشانی معادل ۴۰ تا ۴۵ کیلومتر محاسبه شده است [۱] ارقام بالا برای سنگ‌های حدواسط مطالعه شده منطقی به نظر می‌رسد.

با این حال بسیاری از پژوهشگران معتقدند که تنها فشارسنج هورنبلند نمی‌تواند فشار دقیق و واقعی تشکیل سنگ‌ها را تعیین کند و معمولاً لازم است تا روش‌های مکمل نیز به کار گرفته شوند [۱۲]. معادلات مورد استفاده برای تعیین فشار آمفیبول‌ها در شرایط خاصی همسنجی شده‌اند.

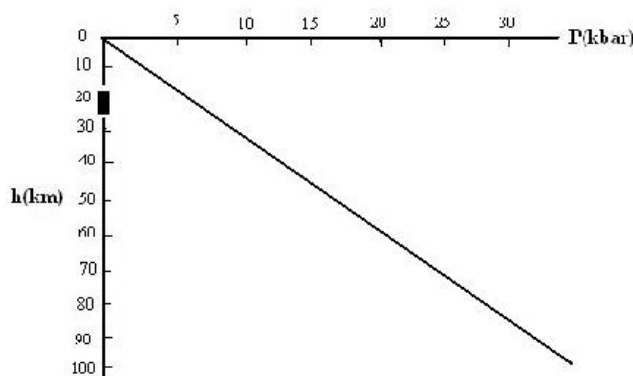
به عنوان مثال اشمیت (۱۹۹۲) معادله‌ی خود را در دمای در حدود 675°C و جانسن و رادفورد (۱۹۸۹) نیز در 760°C مدل خود را همسنجی کردند. به این دلیل می‌توان پس از محاسبه دمای تشکیل کانی آمفیبول به روش‌های دیگر و یا با استفاده از رابطه‌ی عمق - دما، فشار محاسبه شده را تصحیح کرد. به عنوان مثال آندرسون رابطه‌ی اشمیت را به صورت زیر تصحیح کرد [۷].

$$P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = 4.76Al - 3.01 - \left\{ \frac{T_{(C)}^O - 675}{85} \right\} \times \left\{ 0.530Al + 0.005294[T_{(C)}^O - 675] \right\}$$

به عبارتی چنانچه میزان آلومینیم کل به طور متوسط ۲ در نظر گرفته شود و بالاترین دمای محاسبه شده نیز بنا بر آنچه در بخش پیشین بیان شد ۷۱۵ درجه سانتیگراد باشد، فشار تصحیح شده معادل ۸/۵۱ کیلو بار است. بنابراین با این دیدگاه فشارهای محاسبه شده به روش‌های تجربی پیش گفته تا حدود ۱ کیلو بار کم تر از مقادیر واقعی است که تأثیر چندانی در محاسبه‌ی دما و عمق تشکیل آمفیبول‌ها ندارد. در هر صورت در تمام شیوه‌های تجربی همخوانی مثبتی بین دما و فشار محاسبه شده با فشارسنج آلومینیم در هورنبلند بدست آمده است [۱۲، ۱۳]. گستره‌ی تغییرات فشار از ۱/۳ تا ۲ کیلو بار بر ۱۰۰ درجه سانتیگراد است. به عبارتی به ازای افزایش دما به اندازه‌ی 100°C ، فشار محاسبه شده باید به اندازه‌ی ۱/۳ تا ۲ کیلو بار همسنجی شود. براین اساس پژوهشگران مختلف بر این نکته اتفاق نظر دارند که از همه آمفیبول‌ها به خاطر حساسیت زیاد به تغییرات دما نمی‌توان به عنوان فشارسنج استفاده کرد و باید آمفیبول‌هایی را انتخاب کرد که نسبت $Fe_t/(Fe_t + Mg)$ آن‌ها بین ۰/۴ تا ۰/۶۵ و $0.2 < Fe^{2+} < (Fe^{2+} + Fe^{3+})$ باشد [۱۴]. در آمفیبول‌های مورد مطالعه در این کار پژوهشی مقدار پارامتر اول بین ۰/۳۱۸ تا ۰/۴۳۶ تغییر می‌کند. این در حالی



شکل ۵ نمودار Ti (%) در برابر دما (T °C) در کلینو آمفیبول ها، ستون پررنگ نشان دهنده دمای تشکیل آمفیبول های شمال شهرکرد می باشد. (آبی: دولریت، قرمز: دیوریت، سبز: آندزیت).



شکل ۶ عمق تشکیل آمفیبول های موجود در سنگ های آتشفشانی - نیمه عمیق شمال شهرکرد بر روی نمودار فشار- عمق. مستطیل تیره نشانگر محدوده عمقی تشکیل آمفیبول ها (۱۷ تا ۲۵ کیلومتر). نمودار براساس داده های جدول ۳ ترسیم شده است.

تعیین محیط تکتونوماگمایی

$Al^{iv} = 1/5$ به عنوان مرز و جدایش محیط تکتونوماگمایی آمفیبول ها در نظر گرفته شده است به گونه ای که ارقام بالاتر از $1/5$ مربوط به آمفیبول هایی است که در فشارهای در حدود ۱۰ کیلو بار و در محیط های زمین ساختی جزائر قوسی شکل می گیرند و ارقام پائین تر از $1/5$ معرف آمفیبول های تشکیل شده در حاشیه ای فعال قاره ای در فشارهای کمتر از ۵ کیلو بارند [۱۴، ۱۹ و ۲۰]. براین اساس و با توجه به مقادیر Al^{iv} (جدول ۱) تقریباً تمام آمفیبول های شمال شهرکرد مقادیر بالاتر از $1/5$ را به خود اختصاص داده و در قلمرو جزائر قوسی قرار می گیرند که کاملاً با نتایج زمین دما سنجی و نیز کانی شناسی (از جمله حضور اپیدوت ماگمایی) سازگار است [۱].

پژوهش های پیشین نشان داده است که مجموعه های آتشفشانی خطی مزوزوییک [میانہ زیستی] در کمربند کوهزاد زاگرس که زون های زمین ساختی زاگرس مرتفع، زاگرس چین خورده ساده و زون سنندج- سیرجان را در بر می گیرد، در واقع حاصل ماگماتیسم خطی آهکی- قلیایی به سن ژوراسیک بوده است که به صورت جزایر قوسی مجزا بر روی پی سنگ پرکامبرین در حاشیه ی جنوبی اوراسیا به ویژه در زون ساختاری سنندج- سیرجان قرار گرفته اند [۲۱] برخی پژوهش ها الگوی ساختاری سنندج - سیرجان را از نوع چین های بسته و هم راستا در مقیاس کیلومتری می دانند [۲۲]. به علاوه مدلی برای فرورانش دو مرحله ای در کمربند کوهزایی آناتولی ترکیه و نواحی مجاور (خرده قاره ی ایران) مطرح شده است [۲۳، ۲۴] در ترکیه اولین مرحله فرورانش در تریاس پسین رخ داد و باعث

عمق در حدود ۴۵ کیلومتری تشکیل بازالت‌های همزاد این سنگ‌ها [۱]، زاویه فروانش صفحه‌ی اقیانوسی فرورو (نئوتتیس) کمتر از ۴۵ درجه برآورد می‌شود که با فروانش اول در ایده‌ی فروانش دو مرحله‌ای پیش گفته همخوانی دارد.

برداشت

براساس نتایج این کار پژوهشی، آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آذرین شمال شهرکرد در دمایی بین ۶۳۵ تا ۷۱۵ درجه سانتیگراد و فشاری معادل ۳/۵۲ تا ۷/۵ کیلو بار و عمقی بین ۱۷ تا ۲۵ کیلومتر تشکیل شده‌اند. به دلیل آن که امکان اندازه‌گیری مستقیم دما و فشار تشکیل سنگ‌های آمفیبول‌دار به خاطر فقدان حضور زوج کانی‌های متعادل و بافت‌های دانه‌ای میسر نشد، با احتیاط می‌توان ارقام بالا را به عنوان شرایط ترمودینامیکی تشکیل سنگ‌های حدواسط منطقه در نظر گرفت. سنگ‌های مورد مطالعه غالباً ماهیت آهکی-قلیایی داشته و به صورت یک جزیره قوسی قدیمی به سن ژوراسیک میانی تا فوقانی روی پی سنگ اقیانوسی پرمو-تریاس جای گرفته است.

همخوانی ارقام فشار و دمای بدست آمده برای آمفیبول‌ها در سنگ‌های آتشفشانی حدواسط و سنگ‌های نیمه عمیق دیوریتی می‌تواند تاییدی بر همخوانی و همزمانی تشکیل این سنگ‌ها باشد. به علاوه این نتایج بر امکان استفاده از روش‌های تجربی مورد اشاره در این مقاله برای زمین دماسنجی بر اساس آلومینیم در هورنبلند در انواع سنگ‌های آتشفشانی حدواسط و نیمه عمیق تاکید می‌کند.

با مقایسه‌ی اعداد به دست آمده برای فشار و دمای تشکیل آمفیبول‌ها در مجموعه سنگ‌های یاد شده و نیز با در نظر گرفتن شرایط همسنجی فرمول‌های تجربی به کار رفته، در سنگ‌های آتشفشانی حدواسط با بافت موزائیکی و دارای یک فاز فنوکریست و زمینه‌ی ریز بلورین کوارتز فلدسپاتی، روش جانسن - رادرفورد و برای سنگ‌های نیمه عمیق روش‌های اشمیت، هاماراسترام و هالیستر با تاکید بر ترکیب حاشیه بلورهای درشت مافیک نتایج مطلوب‌تری ارائه می‌دهند. بر اساس نتایج این کار پژوهشی و استناد به پژوهش‌های صورت گرفته‌ی دیگر در منطقه‌ی مورد بررسی، سنگ‌های آتشفشانی حدواسط و توده‌های نیمه عمیق وابسته در یک محیط تکتونوماگمایی برخوردی از نوع فروانش تشکیل شده و ویژگی‌های جزایر قوسی را نشان می‌دهند. این برخورد و فروانش

فروانش صفحه اقیانوسی عربی به زیر صفحه اقیانوسی نئوتتیس شده و دومین مرحله فروانش نیز در کرتاسه آغازین باعث فروانش صفحه نئوتتیس به زیر نواحی مشابه تاروس^۱ همچون خرده قاره ایران شده است. حاصل فروانش صفحه‌ی اول ایجاد جزایر قوسی همراه با افیولیت در پیشانی آن‌ها و فروانش دوم باعث پیدایش کمان ماگمایی آهکی-قلیایی بر روی پوسته‌ی قاره‌ای شده است [۲۳].

در خرده قاره‌ی ایران، کف اقیانوس نئوتتیس با زاویه‌ای ملایم به زیر زون سنندج - سیرجان رانده شده و کف پوسته‌ی اقیانوسی ناین-بافت در پشت زون سنندج - سیرجان به زیر خرده قاره‌ی ایران مرکزی فروانش کرده است [۲۴]. در این راستا دیابازها، آندزیت‌ها و پیروکسن آندزیت‌های ناحیه ده سرد به سن ژوراسیک پسین - کرتاسه آغازین و سنگ‌های دگرگون ژوراسیک پسین به سمت باختر سیرجان و دگرگونی فشار کم تا متوسط همراه با فعالیت ماگمایی در راستای زون سنندج - سیرجان نشان دهنده‌ی آن است که فروانش نئوتتیس زیر زون سنندج - سیرجان (فروانش ۱) در خلال ژوراسیک پایانی - کرتاسه آغازین تداوم داشته است. شیب صفحه بنیوف در زون فروانش اول کمتر از ۴۵° و در زون دوم فراتر از ۸۰° در نظر گرفته شده است ازسوی دیگر سن سنگ‌های مورد بررسی در این پژوهش، بر اساس روش ایزوتوبی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ روی آمفیبول‌ها معادل ۱۴۵ تا ۱۶۹ میلیون سال و با طبقه‌های کالوین تا تیتونین از ژوراسیک میانی (دوگر) تا فوقانی (مالم) و حاصل فروانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته حدواسط سنندج - سیرجان در تریاس میانی تا فوقانی و در امتداد گسل زاگرس همخوانی دارد [۱]. بدین ترتیب و با توجه به نتایج بررسی‌های اشاره شده در بالا و اثبات شباهت سنگ‌های آتشفشانی منطقه به جزایر قوسی، می‌توان نوار سنگ‌های آتشفشانی همراه با سنگ‌های نیمه عمیق در شمال شهرکرد را یکی از جزایر قوسی قدیمی (ژوراسیک فوقانی) پیش بینی شده دانست [۲۱]، با این توضیح که قرارگیری آن روی پی سنگ پرکامبرین با توجه به سنین اندازه‌گیری شده، با تردید جدی روبروست.

از طرف دیگر با توجه به فاصله‌ی در حدود ۳۵ کیلومتری نوار سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در شمال شهرکرد و عمق در حدود ۲۵ کیلومتری تشکیل سنگ‌های آندزیتی و نیز

[12] Ghent E. D., Nicholls j., Simony, P. S., Sevigny J H., Stout M. Z., "Hornblende barometry of the Nelson batholith, southeastern British Columbia: Tectonic implications", Canadian Journal of Earth Sciences 28(1991) 1982-1991.

[13] Vynhal C. R., McSween H. Y., Speer J. A., "Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminium hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability", American Mineralogist 76(1991) 176-188.

[14] Miyashiro A., "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins", American Journal of Sciences 247(1974)321-355.

[15] Kuno H., "Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas", Japan. Geological Society American Bulltein 61(1950)957-1020.

[16] Raase P., "Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism", Contributions to mineralogy and Petrology 45(1974) 231- 236.

[17] Ernest, W. G., "Paragenesis and thermobarometry of Ca-amphiboles in the Barcroft granodioritic pluton, central White Mountains, eastern California", American Mineralogists, 87(2002) 478-490.

[18] Hall A., "Igneous petrology" (1987) Longman, London, 573 P.

[19] Ghent, E. D., j. Nicholls, P. S. Simony, J. H. Sevigny, M. Z. Stout, "Hornblende barometry of the Nelson batholith, southeastern British Columbia: Tectonic implications", Canadian Journal of Earth Sciences, 28(1991) 1982 - 1991.

[20] Vynhal C. R., H. Y. McSween, J. A. Speer, "Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoides: Implications for aluminium hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability", American Mineralogists, 76(1991) 176 - 188.

[21] Kazmin V.C., "Volcanic belts as markers of the Mesozoic – Caenozoic active margin of Eurasia", Tectonophysics 123(1986) 123 – 152.

[22] Mohajjel, M. and C.L. Fergusson, "Dexteral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj - Sirjan zone, Western Iran", Journal of Structural Geology, 22 (8)(2000) 1125 - 1139.

[23] Parlak, O., V. Hock, H. Kozlu, M. Dlaloye, "Oceanic crust generation in an island arc tectonic setting, SE Anatolian orogenic belt (Turkey)", Geological Magazine, 141 (5) (2004) 583 - 603.

[24] Ghasemi A., C.J. Talbot, "A new tectonic scenario for the Sanandaj - Sirjan zone (Iran)", Journal of Asian Earth Sciences, 26 (6) (2006) 683-693.

متعاقب آن، احتمالاً در تریاس فوقانی و بین پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس و پوسته‌ی حدواسط سنندج – سیرجان رخ داده است.

مراجع

[۱] امامی س. ن.، "بررسی‌های پترولوژیکی با تاکید بر پهنه‌های دگرسانی و ارزیابی آثارزیست محیطی آن‌ها در سرزمین آتشفشانی شمال شهرکرد"، پایان‌نامه دکتری پترولوژی (۱۳۸۷) دانشگاه اصفهان، ۲۶۵ص.

[2] Leake B. E., IMA Commission, "Nomenclature of amphiboles of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names", European Journal of mineralogy 9(1997) 623-651.

[3] Hammarstrom Jane M., E-AN Zen., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", American Mineralogist 71(1986) 1297-1313.

[4] 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 -310.

[5] Johnson M. C., Malcolm J. Rutherford, "Experimental calibration of the aluminum- in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks", Geology 17(1989) 837- 841.

[6] Hollister L. S., et al., "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons", American Mineralogists 72(1987) 231- 239.

[7] Anderson J. Lawford., "The effects of temperature and fO_2 on the Al- in hornblende barometer", American Mineralogists 80(1995) 549-559.

[8] Wones D. R., Gilbert M. C., "Amphiboles in the igneous environment", Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, 9(1982) 355-390.

[9] Cawthorn P.C., G. Davies, "Amphibole fractionation in calcalkaline magma genesis", American journal of sciences, 276 (1982) 309 – 329.

[10] Helz R. T., "Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5kb$ as a function of oxygen fugacity", Journal of Petrology 14(1973) 249-302.

[11] Helz R. T., "Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5kb$. PartII. Melt compositions", Journal of Petrology 17(1976) 139-193.