



رخداد رونیت همراه با کلینوپیروکسن در گابروهای تشنیتی کمرین (البرز مرکزی)

رقیه دوروزی*، فریبرز مسعودی، منصور قربانی

دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، اوین، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۹۱/۶/۸، نسخه نهایی: ۹۱/۱۱/۲۵)

چکیده: در دامنه‌ی شمالی البرز مرکزی و جنوب روستای کمرین، توده‌ی نفوذی گابروی قلیایی برونزد دارد که در حواشی شامل ترالیت‌های ریزدانه بوده و به سمت مرکز به تشنیت‌های درشت‌دانه تر تبدیل می‌شود. در تشنیت‌های مورد بررسی کانی رونیت به همراه کلینوپیروکسن دیوپسیدی، ترکیب کانی‌شناسی اصلی سنگ را می‌سازند. در این پژوهش حضور این کانی در سنگ‌های درونی البرز مرکزی گزارش شده و ویژگی‌های کانی‌شناسی، پاراژنز و ماگمای سازنده‌ی آن بر اساس آنالیز نقطه‌ای و آنالیز کل سنگ بررسی شدند. ترکیب رونیت در تشنیت‌های کمرین $(\text{Ti, } ^{\text{VI}}\text{Al, Fe}^{+3}, \text{Fe}^{+2}, \text{Mn, Mg})_{5.99}(\text{Na, Ca})_{1.97}(\text{Si, } ^{\text{IV}}\text{Al})_{6.02}\text{O}_{22}$ است. سنگ-نگاری و آنالیز این کانی با ویژگی‌های منتشر شده در منابع علمی با رونیت همخوانی دارد. رونیت‌های مورد بررسی دارای مقادیر کم $\text{Na} + ^{\text{IV}}\text{Si}$ و مقادیر بالای $\text{Ca} + ^{\text{IV}}\text{Al}$ هستند که این مسئله می‌تواند نشانگر خاستگاه اولیه این کانی باشد. بررسی‌های مختلف بیانگر وجود پاراژنز پایدار رونیت و کلینوپیروکسن غنی از Al است. از جمله فاکتورهای مهم مربوط به تبلور رونیت در ماگماهای اشباع شده، مقادیر بالای Al و Ti و تهی‌شدگی از Si دارد. این در حالی است که کلینوپیروکسن‌های همراه با کانی رونیت نیز غنی شدگی قابل توجهی از TiO_2 و Al_2O_3 و تهی‌شدگی از سیلیس را نشان می‌دهند. بنابراین با توجه به ویژگی‌های کانی‌شناسی و شیمیایی کانی رونیت و کلینوپیروکسن دیوپسیدی همراه، می‌توان نتیجه گرفت که کانی رونیت در تشنیت‌ها از یک ماگمای قلیایی تحت اشباع غنی از Al و Ti در فشارهای نسبتاً کم به وجود آمده است. وجود گابروهای قلیایی تشنیتی در جنوب کمرین، بیانگر حضور فاز پلوتونیزم تحت اشباع از سیلیس در یال شمالی البرز مرکزی است.

واژه‌های کلیدی: رونیت؛ ترالیت؛ تشنیت؛ ماگمای تحت اشباع؛ البرز مرکزی.

مقدمه

رونیت سیلیکات زنجیره‌ای است و در سیستم سه میل متبلور می‌شود [۳]. فرمول کلی آن $\text{X}_2\text{Y}_6\text{Z}_6\text{O}_{20}$ است به طوری که $\text{Y} = \text{Ti, } ^{\text{VI}}\text{Al, } ^{\text{VI}}\text{Fe}^{+3}, \text{Fe}^{+2}, \text{Mn, Mg}$, $\text{X} = \text{Na, K, Ca}$, $\text{Z} = \text{Si, } ^{\text{IV}}\text{Al, } ^{\text{IV}}\text{Fe}^{+3}$ است [۴-۶]. تیتان اوژیت، کرسوتیت، دیوپسید، فورستریت، اسپینل، پرووسکیت، نفلین، لوسیت، آنالسیم و تیتانومگنتیت به عنوان کانی‌های همراه معرفی شده‌اند [۳]. رونیت تنها کانی گروه سافیرین است که می‌تواند دارای هر دو مقدار $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}) < 0.5$ و $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}) > 0.5$ باشد. بیشتر رونیت‌ها دارای $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}) > 0.5$ هستند و می‌توانند تحت عنوان رونیت

ماگماهای قلیایی دارای طیف متنوعی از نظر ترکیب و نحوه تشکیل هستند. از این رو کانی‌های تشکیل دهنده‌ی آن‌ها نیز دارای تنوع بسیار است. بررسی کانی‌های متنوع این سنگ‌ها می‌تواند منجر به تشخیص ترکیب شیمیایی ماگماهای قلیایی متفاوت شود. حضور کانی‌های گروه فلدسپاتوئید شاخص عمومی ماگماهای قلیایی تحت اشباع از سیلیس است [۱]. رونیت کانی نادری است که به صورت شاخص به عنوان کانی فرعی در سنگ‌های آذرین تحت اشباع از سیلیس یافت می‌شود. این کانی در گروه کانایی سافیرین قرار می‌گیرد [۲].

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۴۹۳۰۵۷۰، پست الکترونیکی: r.doroozi220@gmail.com

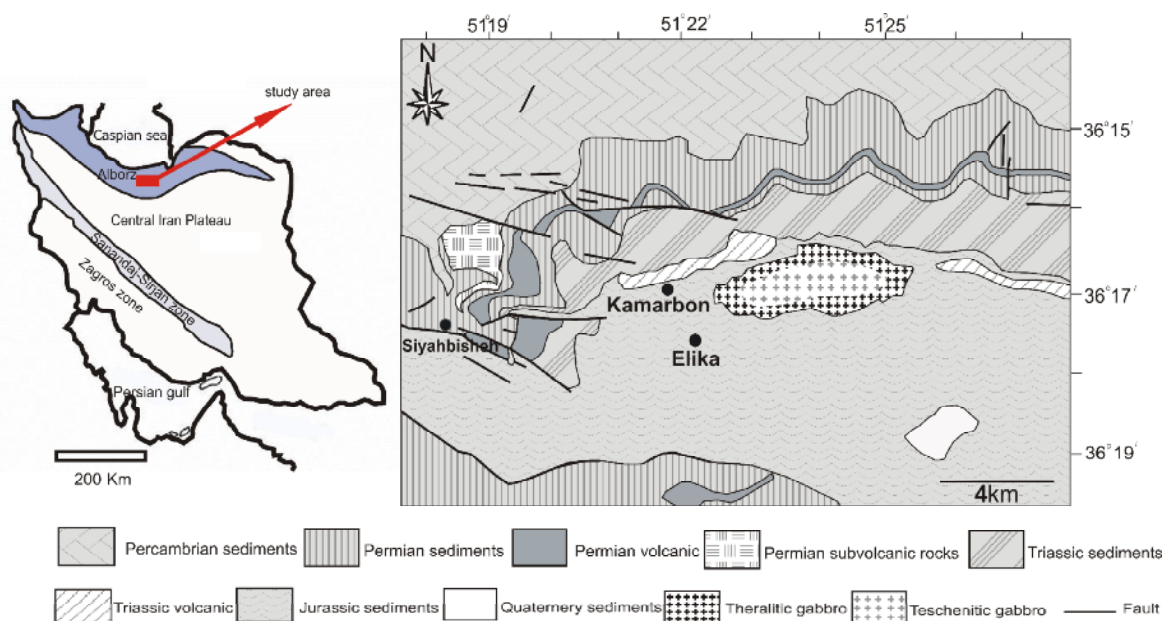
ماگماتیسم قلیایی سازنده‌ی فاز پلوتونیزم در البرز مرکزی را نیز بیشتر نشان می‌دهد.

زمین‌شناسی صحرایی و مشاهدات ناحیه‌ای

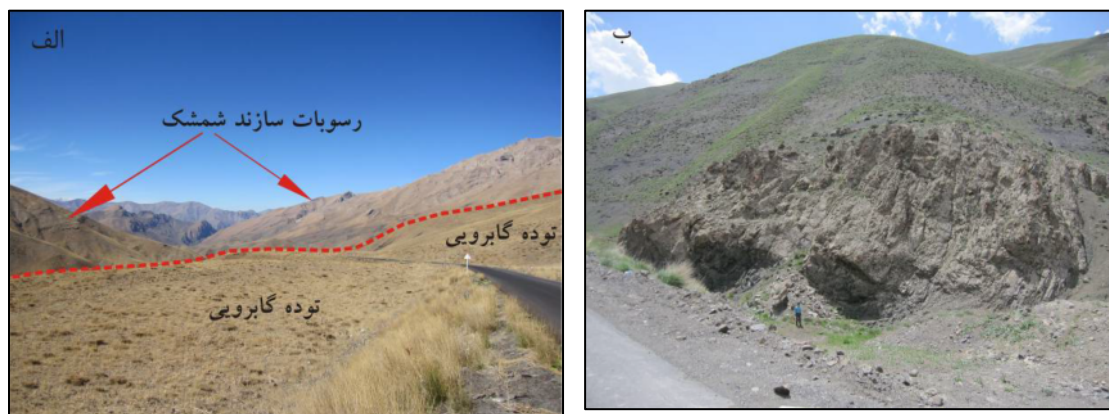
گابروی قلیایی کمرین در دامنه‌ی شمالی البرز، در درون سازند شمشک و در بخش جنوبی دهکده‌ی کمرین دیده می‌شوند (شکل ۱). این گابرو توپوگرافی مسطحی را در صحرا نشان می‌دهند (شکل ۲ الف و ب) و در برخی از قسمت‌ها به وسیله سازند شمشک پوشیده شده‌اند. نفوذ توده‌های کوچک گابرویی متعدد در درون سازند شمشک در مجاور منطقه‌ی مورد بررسی (در نقشه‌ی زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بلده) گزارش شده است [۲۷]. بنا بر این گزارش به نفوذ توده‌های گابرویی در نقشه‌ی ۱/۱۰۰۰۰۰ بلده در واحدهای جوان تر نیز دیده می‌شود، بنابراین سن این توده‌ها می‌تواند حد اکثر به ژوراسیک میانی برسد [۲۷].

توده‌ی گابرویی مورد بررسی در بخش‌های حاشیه‌ای، دانه‌بندی ریز دارد و بافت ریزدانه‌ای در آن نمایان است و اندازه‌ی دانه‌ها غالباً در حد ۱ میلیمتر و یا کمتر از آن است. سنگ‌های ریزدانه حواشی توده دارای کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، نفلین و آنالسیم است و در واقع دارای ترکیب ترالیتی هستند.

با عضو انتهایی $\text{Ca}_2(\text{Mg}_4\text{Fe}^{+3}\text{Ti})\text{O}_2[\text{Si}_3\text{Al}_3\text{O}_{18}]$ نام‌گذاری شوند [۲]. بررسی‌های مختلف کانی‌های همراه با رونیت، بیانگر وجود پاراژنز پایدار رونیت و کلینوپیروکسن غنی از Al است [۷-۱۱] در صورتی که فازهای دیگر همراه با کانی رونیت می‌توانند تغییرات ترکیبی فراوانی داشته باشند و همیشه با این ترکیب کانیایی همراه نباشند. رونیت یکی از کانی‌هایی است که با ماگماهای قلیایی تحت اشباع از سیلیس دیده می‌شود. این کانی ویژگی‌های شیمیائی مانند میزان Al و Ti ماگمای سازنده خود را نشان می‌دهد. این کانی بیشتر در سنگ‌های آتشفشانی از نوع بازانیت و بازالت قلیایی گزارش شده [۹، ۱۰، ۱۲-۲۴] و کمتر در سنگ‌های درونی از نوع گابروهای قلیایی دیده شده است [۲۵]. توده گابرویی کمرین در دامنه‌ی شمالی البرز مرکزی، و جنوب روستای کمرین، رخنمون خوبی دارد (شکل ۱) و ویژگی‌های سنگ‌شناسی خاص سنگ‌های قلیایی را داراست. برونزد این توده‌ی گابرویی قلیایی در درون بخش شیلی و سیلتی سازند شمشک دیده می‌شود (شکل ۱). در این مقاله حضور این کانی نادر در سنگ‌های درونی منطقه‌ی کمرین در البرز مرکزی گزارش شده و ویژگی‌های کانی‌شناسی، پاراژنز و ماگمای سازنده آن بر اساس آنالیز نقطه‌ای و آنالیز کل سنگ بررسی شده است. نتایج به‌دست آمده علاوه بر معرفی بیشتر ویژگی‌های رونیت در سنگ‌های درونی، خصوصیات



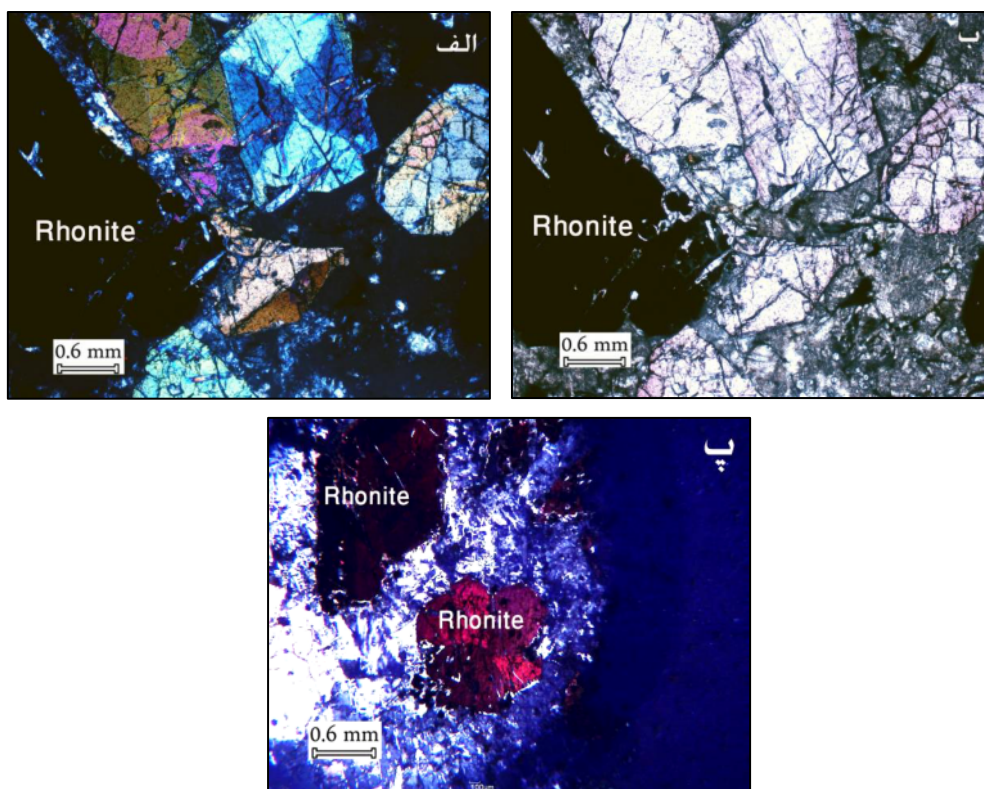
شکل ۱ نقشه زمین شناسی ساده شده منطقه‌ی مورد بررسی، اقتباس با تغییر از [۲۶].



شکل ۲ (الف) نمایی از توده‌ی گابرویی کمرین در درون سازند شمشک (ب) نمایی از سنگ‌های گابرویی کمرین که توپوگرافی مسطحی را در صحرا نشان می‌دهند.

توده دیده می‌شوند. این کانی به علت جذب بالای نور تقریباً ویژگی‌های کانی‌های کدر را نشان می‌دهد (شکل ۳ الف و ب) و فقط در برخی قسمت‌ها در لبه‌های مقطع نازک میکروسکوپی که نازک شدگی بیشتر است، به رنگ تداخلی سرخ مایل به قهوه‌ای دیده می‌شود (شکل ۳ پ). چندرنگی مشاهده شده در این کانی نیز از قهوه‌ای تا سبز تیره و سرخ تیره متغیر است.

با پیمایش به سمت مرکز توده، در بخش‌هایی، بافت سنگ‌های گابرویی درشت دانه‌تر می‌شود (۲ تا ۵ میلیمتر) و با رسیدن به مرکز توده گابروها درشت دانه‌اند (اندازه‌ی دانه‌ها به ۱ تا ۲ سانتیمتر نیز می‌رسد). این گابروهای درشت‌دانه دارای کانی‌های کلینوپیروکسن، نفلین، آنالسیم، رونیت و پلاژیوکلازند و ترکیب تشنیتی از خود نشان می‌دهند. کانی رونیت فقط در درشت دانه تشنیتی مرکز



شکل ۳ (الف و ب) کانی رونیت در سنگ‌های تشنیتی که شباهت زیادی با کانی کدر دارد، به ترتیب در xpl و ppl (پ) کانی رونیت در لبه‌های مقطع نازک میکروسکوپی با نازک شدگی بیشتر، با رنگ تداخلی قرمز مایل به قهوه‌ای تیره.

روش کار

پس از نمونه برداری از بخش های مختلف توده ی گابرویی، ۲۵ مقطع نازک سنگی تهیه شدند، و پس از بررسی های سنگ شناسی و سنگ نگاری، ۲۲ نمونه نیز به روش XRF در آزمایشگاه دانشکده ی علوم زمین دانشگاه فرارای ایتالیا بررسی شدند. همچنین از مقاطع میکروسکوپی سنگ های ته نشستی درشت دانه ی دارای کانی رونیت، به وسیله ی یک ریز پردازنده ی مدل Cameca-Camebax، در دانشگاه علوم زمین پادوای ایتالیا آنالیز نقطه ای به عمل آمد.

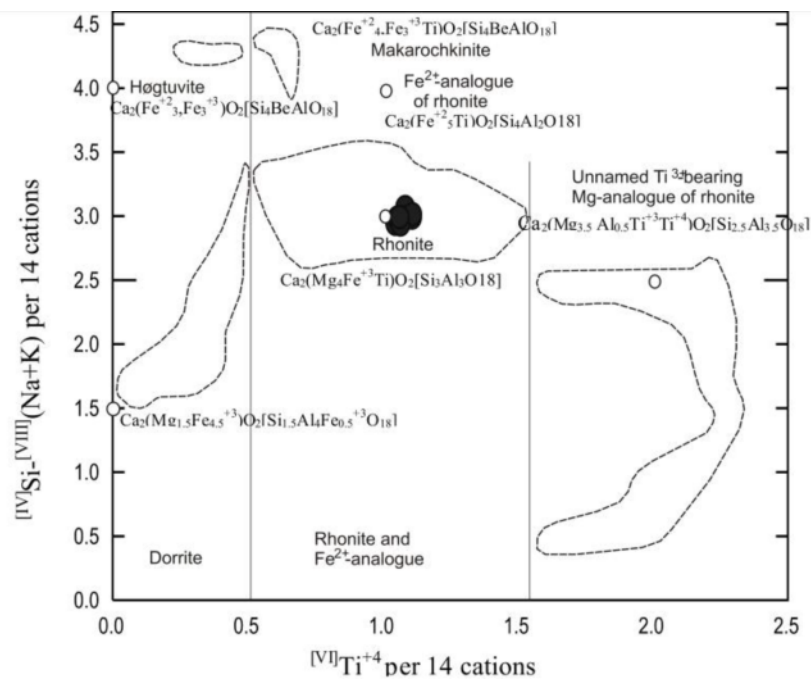
ژئوشیمی رونیت و کلینوپیروکسن همراه

آنالیزهای شیمیایی کانی رونیت را در جدول ۱ درج کرده ایم. محاسبات فرمول ساختاری این کانی بر پایه ی ۱۴ کاتیون و ۲۰ اکسیژن صورت گرفت و میزان Fe^{+2} و Fe^{+3} آنها نیز به روش پیشنهادی دروپ [۲۸،۲۷] محاسبه شدند. میزان $Mg/(Mg + Fe^{+2})$ این کانی بین ۰/۵۱ تا ۰/۶۳ متغیر است. آنالیزهای کانی رونیت در نمودار Si-Na-K نسبت به Ti [۲۲] در (شکل ۴) رسم شد. در این نمودار که برای رده بندی کانی های گروه سافیرین ارائه شده است، عبارتند از کانی های زیر گروه رونیت، شامل کانی های رونیت، دوریت، هگتاویت،

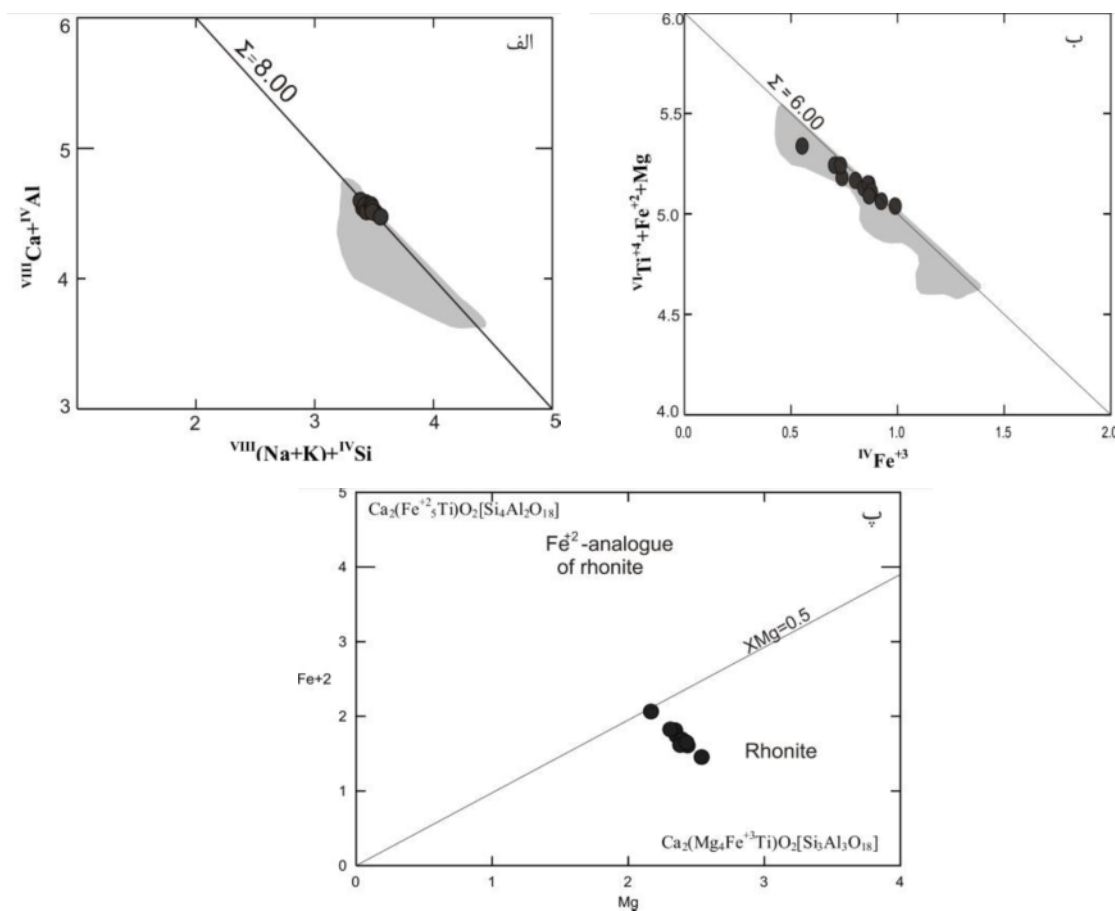
رونیت آهن دار، رونیت منیزیم دار و ماکاروکچینیت کانی های آنالیز شده در این پژوهش در محدوده ی رونیت قرار گرفتند. در شکل ۵ (الف و ب) رونیت های نمونه های تشنیتی در نمودارهای $Ca + Al$ نسبت به $(Na + K) + Si$ [۱۴] و $(Ti + Fe^{+2} + Mg)$ نسبت به Fe^{+3} [۱۵] رسم شدند. این نمودارها می توانند به ترتیب بیانگر رخداد واکنش های تبدیلی $IVSi^{+4} + VIII(Na + K)^+ = IVAl^{+3} + VIICa^{+2}$ و $VI(Fe + Mg)^{+2} + Ti^{+4} = VI2Fe^{+3}$ باشند [۱۴]. در این دو نمودار، رونیت های مورد بررسی در گستره ی ترکیب کانیایی رونیت در سنگ های آذرین (گستره ی خاکستری) [۲۳] قرار گرفته اند. در شکل ۵ (پ) رونیت های سنگ های مورد بررسی در نمودار Fe^{+2} نسبت به Mg [۱۴] قرار داده شده اند. در این نمودار تمام نمونه های آنالیز شده در گستره ی رونیت های معمولی قرار گرفته و نمونه ها، ویژگی های رونیت های غنی از آهن را نشان نمی دهند. روند قرار گیری نمونه ها بیانگر رخداد واکنش تبدیلی $Fe^{+2} = Mg$ است، این در حالی است که میزان $Mg/(Mg + Fe^{+2})$ نمونه های مورد بررسی از ۰/۵۱ تا ۰/۶۳ تغییر کند.

جدول ۱ نتایج تجزیه به ریز پردازش کانی رونیت در سنگ های گابرویی ته نشستی (محاسبات بر پایه ی ۲۰ اکسیژن و ۱۴ کاتیون).

نقطه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱
SiO ₂	۲۴/۶۲	۲۴/۰۸	۲۳/۴۰	۲۴/۴۰	۲۳/۶۷	۲۴/۱۱	۲۴/۰۰	۲۴/۳۱	۲۳/۶۰	۲۳/۸۱	۲۴/۱۹
TiO ₂	۱۰/۶۹	۱۰/۷۳	۱۰/۶۷	۱۰/۵۹	۱۰/۳۸	۱۰/۵۱	۱۰/۸۹	۱۰/۳۸	۱۰/۵۸	۱۰/۵۰	۱۰/۴۵
Al ₂ O ₃	۱۷/۳۲	۱۷/۵۲	۱۷/۳۴	۱۷/۲۹	۱۷/۷۶	۱۷/۹۱	۱۷/۴۵	۱۷/۶۷	۱۸/۰۳	۱۷/۷۸	۱۶/۰۸
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۹
FeO _t	۲۲/۳۷	۲۲/۶۶	۲۲/۲۶	۲۲/۶۲	۲۱/۷۸	۲۲/۲۴	۲۲/۵۷	۲۲/۶۳	۲۲/۶۸	۲۲/۲۸	۲۲/۲۵
MnO	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۳۴	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۱۶
MgO	۱۱/۶۸	۱۲/۰۴	۱۲/۰۷	۱۱/۷۶	۱۲/۷۱	۱۲/۲۶	۱۱/۴۴	۱۲/۰۲	۱۱/۹۴	۱۲/۱۰	۱۰/۳۴
CaO	۱۱/۹۸	۱۲/۱۹	۱۱/۷۷	۱۲/۰۴	۱۲/۱۰	۱۲/۲۵	۱۱/۹۸	۱۲/۲۱	۱۲/۲۰	۱۲/۰۷	۱۱/۳۱
Na ₂ O	۰/۹۳	۰/۸۹	۰/۹۱	۰/۹۵	۰/۸۷	۰/۸۷	۰/۸۹	۰/۸۵	۰/۸۶	۰/۸۱	۱/۰۱
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰
Total	۹۹/۷۹	۱۰۰/۳۰	۹۹/۷۵	۹۹/۸۸	۹۹/۵۱	۱۰۰/۳۵	۹۹/۳۸	۱۰۰/۲۷	۱۰۰/۱۳	۹۹/۵۷	۹۶/۱۸
Si	۳/۳۱	۳/۲۲	۳/۲۳	۳/۲۸	۳/۱۷	۳/۲۱	۳/۲۵	۳/۲۵	۳/۱۶	۳/۲۰	۳/۴۰
Ti	۱/۰۸	۱/۰۸	۱/۱۱	۱/۰۷	۱/۰۵	۱/۰۵	۱/۱۱	۱/۰۴	۱/۰۷	۱/۰۶	۱/۱۱
Al	۲/۷۵	۲/۷۶	۲/۸۲	۲/۷۴	۲/۸۱	۲/۸۱	۲/۷۸	۲/۷۸	۲/۸۵	۲/۸۲	۲/۶۷
Fe ⁺³	۰/۷۰	۰/۸۷	۰/۷۴	۰/۸۰	۰/۹۰	۰/۸۷	۰/۷۳	۰/۸۴	۰/۹۲	۰/۸۶	۰/۵۵
Cr ⁺³	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴
Fe ⁺²	۱/۸۱	۱/۶۷	۱/۴۱	۱/۷۴	۱/۴۵	۱/۶۱	۱/۸۲	۱/۶۹	۱/۶۲	۱/۶۵	۱/۰۶
Mn	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲
Mg	۲/۳۴	۲/۴۰	۱/۶۶	۲/۳۶	۲/۵۴	۲/۴۴	۲/۳۱	۲/۴۰	۲/۳۸	۲/۴۳	۲/۱۷
Ca	۱/۷۳	۱/۷۵	۱/۷۴	۱/۷۳	۱/۷۴	۱/۷۵	۱/۷۴	۱/۷۵	۱/۷۵	۱/۷۴	۱/۷۰
Na	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۸
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۱۴/۰۰	۱۴/۰۰	۱۴/۰۰	۱۴/۰۰	۱۴/۰۰	۱۴/۰۰	۱۴/۰۰	۱۴/۰۰	۱۴/۰۰	۱۴/۰۰	۱۴/۰۰
Mg#	۰/۵۶	۰/۵۹	۰/۵۷	۰/۵۸	۰/۶۴	۰/۶۰	۰/۵۶	۰/۵۰	۰/۶۰	۰/۶۰	۰/۵۱



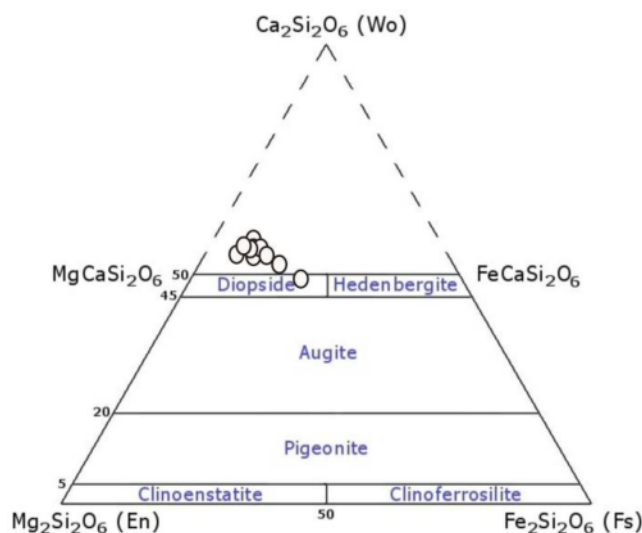
شکل ۴ قرار گیری رونیت‌های سنگ‌های گابرویی ته نشستی در نمودار رده‌بندی کانی‌های گروه سافیرین، زیر گروه رونیت [۲۲].



شکل ۵ قرار گیری رونیت‌های سنگ‌های گابرویی تشنیتی در نمودارهای کاتیونی متفاوت، محدوده خاکستری رنگ مشخص شده نماینده ترکیب کانیایی رونیت در سنگ‌های آذرین می‌باشد [۱۴].

مقادیر بالای عناصری مانند Al و Ti بستگی داشته باشد که در نمودار مثلی رده بندی پیروکسن ها از آن ها استفاده نشد [۳۰]. عدد منیزیم در پیروکسن های سنگ های نشست از ۶۰٫۵۳ تا ۹۰٫۱۱ متغیر است و ترکیب آن ها از $Wo_{51.2}Fs_{12.47}En_{36.51}$ تا $Wo_{48.15}Fs_{21.71}En_{30.14}$ در مرکز تا حاشیه تغییر می کند.

آنالیزهای کانی پیروکسن در جدول ۲ نشان داده شدند. این کانی در سنگ های تشنیتی مورد بررسی از نوع دیوپسید است. در نمودار رده بندی انواع پیروکسن ها [۲۹] تمامی نمونه های مورد بررسی در گستره ی دیوپسید قرار می گیرند همچنین در این نمودار، بیشتر کلینوپیروکسن های آنالیز شده در گستره ی بالای دیوپسید قرار دارند (شکل ۶)، این مسئله می تواند به



شکل ۶ نمودار رده بندی پیروکسن ها و قرار گیری پیروکسن های سنگ های گابرویی قلیایی در گستره ی دیوپسید [۲۸].

جدول ۲ نتایج تجزیه ریز پردازش کانی کلینوپیروکسن در سنگ های گابرویی ته نشستی (محاسبات بر پایه ی ۶ اکسیژن و ۴ کاتیون).

	rim	core	middle	core	middle	rim	middle	rim	rim	core	middle
SiO ₂	۴۷٫۷۴	۴۶٫۵۰	۴۶٫۱۶	۴۵٫۴۳	۴۱٫۸۳	۴۱٫۹۸	۴۵٫۶۱	۴۲٫۵۲	۴۰٫۴۷	۴۴٫۲۸	۴۴٫۰۵
TiO ₂	۳٫۱۳	۲٫۷۵	۲٫۶۹	۳٫۳۳	۴٫۸۷	۵٫۰۴	۳٫۸۶	۴٫۶۹	۵٫۳۷	۳٫۴۹	۳٫۷۱
Al ₂ O ₃	۷٫۵۳	۷٫۴۳	۶٫۹۹	۷٫۶۶	۱۱٫۰۱	۱۱٫۰۲	۶٫۹۲	۱۰٫۲۹	۱۲٫۰۴	۸٫۶۸	۹٫۳۰
FeO	۱۱٫۲۷	۷٫۱۴	۱۰٫۰۴	۸٫۸۲	۷٫۱۷	۷٫۸۸	۱۰٫۲۷	۷٫۶۷	۷٫۴۸	۶٫۵۵	۶٫۶۳
MnO	۰٫۳۳	۰٫۱۵	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۰۷	۰٫۱۸	۰٫۲۵	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۳
MgO	۹٫۰۴	۱۱٫۹۷	۱۰٫۲۳	۱۰٫۶۳	۱۰٫۵۱	۹٫۹۷	۱۰٫۱۸	۱۰٫۳۲	۱۰٫۳۰	۱۲٫۲۴	۱۱٫۸۷
CaO	۲۰٫۰۸	۲۰٫۲۸	۲۲٫۴۸	۲۲٫۸۷	۲۲٫۸۲	۲۲٫۷۶	۲۲٫۳۴	۲۲٫۶۹	۲۰٫۱۰	۲۳٫۱۳	۲۳٫۲۵
Na ₂ O	۱٫۳۶	۰٫۵۲	۰٫۵۷	۰٫۵۶	۰٫۵۱	۰٫۴۹	۰٫۶۳	۰٫۵۹	۰٫۵۱	۰٫۴۶	۰٫۴۴
K ₂ O	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۹۹٫۵۰	۱۰۰٫۱۶	۹۹٫۵۱	۹۹٫۵۳	۹۸٫۷۹	۹۹٫۳۵	۱۰۰٫۰۷	۹۹٫۵۵	۹۸٫۹۸	۹۹٫۴۱	۹۸٫۹۶
Si	۱٫۸۱	۱٫۷۳	۱٫۷۵	۱٫۷۱	۱٫۵۸	۱٫۵۹	۱٫۷۲	۱٫۶۱	۱٫۵۲	۱٫۶۶	۱٫۶۵
Ti	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۰۹	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۰	۰٫۱۰
Al	۰٫۳۴	۰٫۳۳	۰٫۳۱	۰٫۳۴	۰٫۴۹	۰٫۴۹	۰٫۳۱	۰٫۴۶	۰٫۵۳	۰٫۳۸	۰٫۴۱
Fe ³⁺	۰٫۰۲	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۸۰	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۱۲
Fe ²⁺	۰٫۳۳	۰٫۱۵	۰٫۲۵	۰٫۲۰	۰٫۱۳	۰٫۱۷	۰٫۲۵	۰٫۱۵	۰٫۰۹	۰٫۰۸۰	۰٫۰۹۰
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۵۱	۰٫۶۶	۰٫۵۸	۰٫۶۰	۰٫۵۹	۰٫۵۶	۰٫۵۷	۰٫۵۸	۰٫۵۸	۰٫۶۸	۰٫۶۶
Ca	۰٫۸۲	۰٫۹۳	۰٫۹۱	۰٫۹۲	۰٫۹۳	۰٫۹۲	۰٫۹۰	۰٫۹۲	۰٫۹۳	۰٫۹۳	۰٫۹۳
Na	۰٫۱۰	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳
Total	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴
CaTs	۸٫۶۲	۶٫۵۴	۸٫۵۰	۸٫۷۶	۱۲٫۱۷	۱۱٫۱۰	۵٫۳۲	۱۰٫۸۹	۱۴٫۶۱	۱۲٫۴۵	۱۲٫۵۸
Wo	۴۴٫۰۰	۴۷٫۶۸	۴۵٫۹۸	۴۶٫۶۷	۴۶٫۵۱	۴۷٫۱۴	۴۷٫۳۰	۴۶٫۸۵	۴۵٫۴۹	۴۴٫۶۳	۴۵٫۱۳
En	۲۷٫۵۴	۳۴٫۱۲	۲۹٫۱۰	۳۰٫۱۸	۲۹٫۷۹	۲۸٫۷۳	۲۹٫۹۸	۲۹٫۶۶	۲۸٫۲۲	۳۲٫۸۸	۳۲٫۰۵
Fs	۱۹٫۸۴	۱۱٫۶۶	۱۶٫۴۱	۱۴٫۳۹	۱۱٫۵۲	۱۳٫۰۴	۱۷٫۳۹	۱۲٫۶۰	۱۱٫۶۸	۱۰٫۰۴	۱۰٫۲۴

بحث و بررسی

ژنز کانی رونیت و کلینوپیروکسن همراه

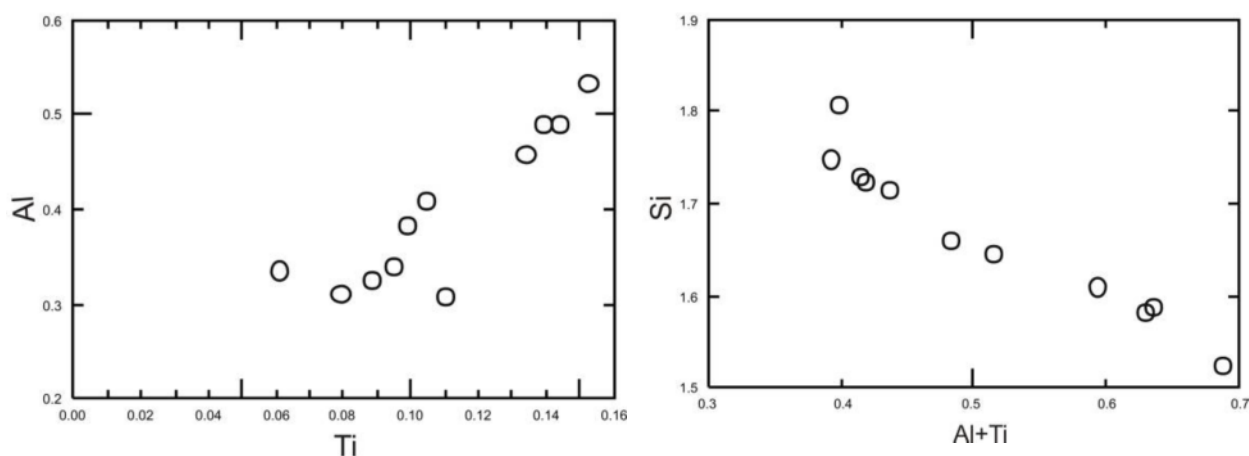
تشنیتی در مقایسه با گستره‌ی خاکستری که نشان دهنده‌ی ترکیب کانیاپی رونیت در سنگ‌های آذرین است، دارای مقادیر کمتر $Na + ^{IV}Si$ و مقادیر بالاتر $Ca + ^{IV}Al$ است. این مسئله می‌تواند نشانگر خاستگاه اولیه این رونیت‌ها باشد.

به عقیده‌ی [۳۱،۷] رونیت می‌تواند به‌صورت یک کانی غالب در سنگ‌های زیر اشباع از سیلیس در نظر گرفته شود، ولی در واقع به علت شباهت فراوان به کانی‌های کدر در بسیاری از مواد می‌تواند نادیده گرفته شود.

ژئوشیمی کانی‌های تشنیت‌های رونیت‌دار

گابروهای تشنیتی رونیت‌دار مورد بررسی، دارای کانی‌های کلینوپیروکسن، نفلین، آنالسیم و پلاژیوکلاز هستند. کلینوپیروکسن‌های دیوپسیدی این سنگ‌ها، خاص ماگماهای بازی فلدسپاتوئیددار است و چنین ویژگی‌هایی حتی در کلینوپیروکسن‌های ماگماهای بازی-قلیایی نیز دیده نمی‌شود. کلینوپیروکسن‌های مربوط به این سنگ‌ها غنی شدگی قابل توجهی از TiO_2 و Al_2O_3 و تهی شدگی از سیلیس را نشان می‌دهند (جدول ۲). بررسی‌های مختلف کانی‌های همراه با رونیت، بیانگر وجود پاراژنز پایدار رونیت و کلینوپیروکسن غنی از Al است [۸-۱۲]. در صورتی که فازهای دیگر همراه با کانی رونیت می‌توانند تغییرات ترکیبی فراوانی داشته باشند و همیشه با این ترکیب کانیاپی همراه نباشند. همراه با روند تبلور در کلینوپیروکسن‌ها، تکامل شیمیایی به سمت غنی شدن از Al و Ti (شکل ۷) پیش می‌رود. همخوانی در هر دو مورد بسیار چشمگیر است و بلورهایی که در انتها به‌وجود آمده‌اند از Al و Ti غنی‌ترند.

رونیت بیشتر در بازائیت‌ها و بازالت‌های قلیایی گزارش شده‌ی [۱۲،۸،۷] و تنها در یک مورد خاص در گابروهای قلیایی گزارش شده است [۲۵]. از این رو با توجه به ویژگی و نادر بودن حضور این کانی در سنگ‌های درونی، در این پژوهش علاوه بر بررسی ویژگی‌های میکروسکوپی، نام‌گذاری کانی بر اساس ویژگی‌های شیمیایی با دقت بیشتری صورت گرفت. این کانی در سنگ‌های گابرویی تشنیتی مورد بررسی دارای ترکیب کانی‌شناسی $(Si, ^{IV}Al)_{6.02}(Ti, ^{VI}Al, Fe^{+3}, Fe^{+2}, Mn, Mg)_{5.99}(Na, Ca)_{1.97}O_{22}$ است. این ترکیب مشابه آنالیزهای منتشر شده در منابع علمی از کانی رونیت است [۷،۳،۲، ۱۵-۱۷]. با توجه به جایگاه قرارگیری آنالیزهای کانی مورد بررسی نمودار رده‌بندی کانی‌های گروه سافیرین، زیر گروه رونیت (نمودار شکل ۴) و نیز میزان $Mg/(Mg + Fe^{+2})$ (۰/۵۱ تا ۰/۶۳) [۲]، این کانی با اطمینان رونیت نامگذاری شد. رونیت به صورت اولیه و یا از تبدیل کرسوتیت در سنگ‌ها حاصل می‌شود به نظر [۲۵،۷]. [۱۷]، تبلور رونیت به صورت اولیه مربوط به ترکیب ماگمای اولیه است و نمی‌تواند به وسیله دماهای نامعمول، گریزندگی اکسیژن و یا شرایط فیزیکی نامعمول تبلور توجیه شود. مقادیر بالای $Na + ^{IV}Si$ و مقادیر کم $Ca + ^{IV}Al$ از ویژگی‌های رونیت‌هایی هستند که محصول تبدیل کرسوتیت در گابروها هستند، در صورتی که رونیت‌های دارای مقادیر کم $Na + ^{IV}Si$ و مقادیر بالای $Ca + ^{IV}Al$ نمایانگر رونیت‌های اولیه‌اند [۳۱]. چنانکه در شکل ۵ (الف) دیده می‌شود، رونیت‌های مورد بررسی در سنگ‌های گابرویی



شکل ۷ روندهای مشاهده شده در کلینوپیروکسن‌ها که نشان‌دهنده تکامل شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها به سمت غنی شدن از Al و Ti همراه با روند تبلور در این کانی‌هاست.

ی توده دیده نمی‌شود. آنالیزهای XRF سنگ‌های تشنیتی و ترالیتی در جدول‌های ۳ و ۴ نمایش داده شده‌اند. میانگین میزان اکسید Al_2O_3 سنگ‌های تشنیتی ۱۷/۲۱ و سنگ‌های ترالیتی ۱۴/۶۷ درصد است. همچنین میانگین میزان TiO_2 و CaO به ترتیب در سنگ‌های تشنیتی و ترالیتی ۲/۷۰، ۲/۰۰ و ۱۱/۱۰، ۱۵/۷۶ درصد است.

[۷] معتقد است که فاکتورهای مهم مربوط به تبلور رونیت در ماگماهای تحت اشباع از سیلیس می‌تواند میزان بالای Al ، مقادیر به نسبت کمتر Ca و نیز محتوای پایین سیلیس آن‌ها باشد و گرچه که رونیت یک فاز غنی از Ti است، ولی میزان Ti موجود در ماگما نمی‌تواند دلیلی بر رخداد رونیت باشد. این در حالی است که [۱۹، ۳۱] معتقدند که میزان TiO_2 بالای ۲/۵ درصد وزنی در ماگما، عامل مهمی در تبلور رونیت است. چنانکه مشاهده می‌شود میزان Ti به طور محسوسی در سنگ‌هایی که تبلور رونیت در آن‌ها رخ داده بالاتر است، بنابراین می‌توان گفت که مقادیر بالای Ti نیز می‌تواند فاکتور مهمی در تبلور رونیت باشد.

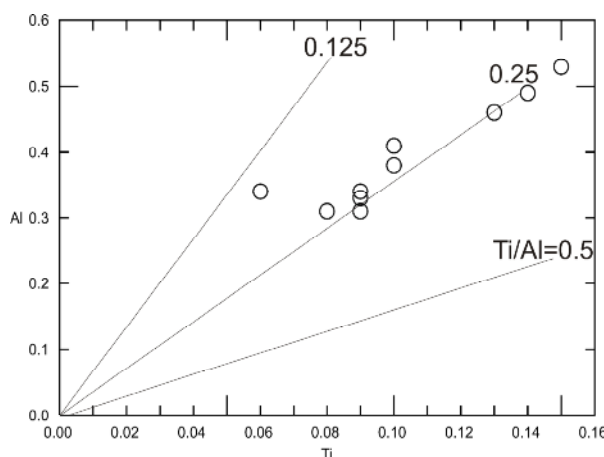
چنانکه پیش از این گفته شد کِلینوپیروکسن‌های متبلور شده در سنگ‌های تشنیتی نیز دارای مقادیر بالای Al ، Ti و مقادیر پایین سیلیس‌اند. در هر صورت به نظر می‌رسد که ترکیب ماگما عامل کنترل کننده‌ی مهم ترکیب کِلینوپیروکسن‌های متبلور شده همراه با کانی رونیت باشد. کِلینوپیروکسن‌ها فقیر از سیلیس هستند و فقط می‌توانند در توده‌هایی نمود یابند که دارای نفلین بهنجار در ترکیب خود باشند [۷].

در شکل ۸ تغییرات عنصر Al نسبت به Ti در کِلینوپیروکسن‌ها به تصویر کشیده شده است [۳۲]. میزان Ti/Al در کِلینوپیروکسن‌های ماگماهای قلیایی در ارتباط با مقدار فشار در این ماگماها می‌باشد، به نحوی که این مقدار با افزایش میزان فشار کاهش می‌یابد [۳۳، ۳۴]. نسبت‌های بالای $0.5 < \text{Ti}/\text{Al} < 0.25$ نشان‌دهنده تبلور ماگما در فشارهای پایین می‌باشد، این در حالی است که نسبت‌های بین $0.25 - 0.125$ می‌تواند بیانگر تبلور در فشارهای نسبتاً پایین باشد [۳۲]. با توجه به مقدار Ti/Al کِلینوپیروکسن‌های مورد بررسی که حدود $0.18 - 0.29$ می‌باشد، می‌توان اظهار داشت که این کِلینوپیروکسن‌ها در فشارهای نسبتاً پایین از ماگمای قلیایی متبلور شده‌اند.

از آنجا که این سنگ‌ها شدیداً تحت اشباع از سیلیس هستند، مقدار پایین سیلیس موجود در ماگما، می‌تواند دلیل روشنی بر میزان پایین Si در کِلینوپیروکسن‌ها باشد [۷، ۱۱]. [۳۵] میزان چرماک کلسیم‌دار کِلینوپیروکسن‌های گزارش شده همراه با کانی رونیت در سنگ‌های قلیایی بازالتی بین ۵/۱ تا ۱۸ متغیر است [۷، ۳۶]. میزان چرماک کلسیم‌دار کِلینوپیروکسن‌های گابروهای تشنیتی مورد بررسی نیز بین ۵/۳۲ تا ۱۴/۶۰ متغیر است (جدول ۲). [۳۷] معتقد است که محتوای پایین Si ماگما عامل تعیین کننده‌ای برای انحلال جزء چرماک کلسیم‌دار در کِلینوپیروکسن‌هاست.

ماهیت ماگمای به وجود آورنده کانی رونیت و کِلینوپیروکسن همراه

چنانکه اشاره شد، رخداد رونیت در توده‌ی گابرویی قلیایی در سنگ‌های گابرویی تشنیتی است و در گابروهای ترالیتی حاشیه-



شکل ۸ تغییرات عنصر Al نسبت به Ti در کِلینوپیروکسن‌ها [۳۱].

جدول ۳ نتایج تجزیه XRF سنگ‌های گابرویی ته نشستی.

SiO ₂	۴۶٫۹۵	۴۶٫۸۹	۴۴٫۷۹	۳۹٫۵۳	۴۴٫۴	۴۷٫۰۴	۴۴٫۲۱	۴۴٫۴۱	۴۷٫۶۲	۴۵٫۸۶	۴۶٫۷۴
TiO ₂	۲٫۲۶	۲٫۳۷	۲٫۱۳	۳٫۹۱	۳٫۱۴	۲٫۴	۲٫۹	۲٫۹۷	۲٫۳	۲٫۵۹	۲٫۴۱
Al ₂ O ₃	۱۸٫۴۶	۱۸٫۵۸	۱۴٫۷۹	۱۴٫۵۷	۱۶٫۱	۱۸٫۹	۱۶٫۷۵	۱۶٫۶۷	۱۹٫۰۴	۱۷٫۱۵	۱۸٫۳۲
Fe ₂ O ₃	۶٫۴	۸٫۳۲	۹٫۴۲	۹٫۵۳	۷٫۳۹	۷٫۰۷	۸٫۴۳	۸٫۲۵	۶٫۶۵	۸٫۶۳	۸٫۴۲
MnO	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۵
MgO	۲٫۹۳	۳٫۲۱	۱۰٫۶۳	۶٫۳۶	۴٫۴۱	۲٫۸۲	۵٫۱	۴٫۴۷	۲٫۶۳	۳٫۹	۳٫۶۴
CaO	۹٫۵۸	۹٫۶۴	۱۱٫۰۴	۱۴٫۰۵	۱۲٫۱۸	۹٫۲۵	۱۱٫۶۲	۱۲٫۵	۹٫۱۸	۹٫۹۳	۹٫۴۹
Na ₂ O	۹٫۰۸	۷٫۵۸	۴٫۹۴	۷٫۴۹	۸٫۴۴	۸٫۷۵	۶٫۹۷	۷٫۱۳	۸٫۷	۷٫۲	۶٫۹۷
K ₂ O	۲٫۳۷	۱٫۸۲	۱٫۱۶	۱٫۱۶	۱٫۵۵	۱٫۹۵	۱٫۷۶	۱٫۴۶	۲٫۰۸	۲٫۸۵	۲٫۲۳
P ₂ O ₅	۱٫۷۸	۱٫۳۷	۰٫۸۹	۳٫۲	۲٫۲۱	۱٫۶۳	۲٫۰۷	۱٫۹۵	۱٫۶	۱٫۶۹	۱٫۵۸
Total	۹۹٫۹۶	۹۹٫۹۴	۹۹٫۹۵	۹۹٫۹۴	۹۹٫۹۴	۹۹٫۹۶	۹۹٫۹۵	۹۹٫۹۵	۹۹٫۹۵	۹۹٫۹۶	۹۹٫۹۵
Ba	۲۱۲۶	۱۹۴۹	۱۲۸۲	۱۲۳۳	۱۴۹۲	۲۴۳۸	۱۶۶۰	۱۸۳۸	۲۴۶۴	۱۵۷۶	۱۹۲۷
Co	۲۴	۳۳	۵۹	۳۴	۳۱	۲۶	۳۲	۳۰	۲۴	۲۹	۲۵
Cr	۲	۳	۴۱۶	۲۷	۱۹	۳	۲۷	۱۶	۰	۵	۰
Hf	۴	۶	۴	۰	۲	۵	۳	۳	۵	۴	۵
Nb	۱۳۳	۱۵۸	۸۶	۱۱۱	۱۳۵	۱۴۷	۱۰۳	۱۱۴	۱۴۳	۱۴۶	۱۳۴
Nd	۸۵	۷۳	۴۵	۱۶۰	۱۱۱	۸۳	۹۶	۱۰۱	۸۵	۹۰	۸۳
Ni	۷	۶	۱۵۵	۶۷	۳۰	۸	۳۱	۲۶	۷	۱۹	۱۳
Rb	۲۹	۲۳	۹	۱۹	۲۷	۳۱	۲۳	۱۷	۳۱	۸۵	۲۱
Sr	۱۴۲۶	۲۳۳۲	۱۱۳۵	۱۴۵۷	۱۱۹۵	۱۹۱۵	۲۹۵۸	۱۶۸۶	۱۶۳۲	۸۷۵	۲۰۹۹
Th	۸	۱۰	۶	۷	۸	۹	۷	۸	۹	۱۰	۸
V	۱۹۰	۱۷۹	۲۲۰	۳۸۴	۳۲۸	۱۹۶	۲۸۵	۳۱۶	۱۹۲	۲۳۴	۱۸۶
Y	۲۱	۲۵	۲۳	۲۲	۲۵	۲۴	۲۳	۲۶	۲۴	۲۶	۲۳
Zr	۲۰۹	۲۵۶	۱۹۳	۲۴۷	۲۶۲	۲۴۱	۲۳۰	۲۵۴	۲۲۷	۲۳۸	۲۲۸

جدول ۴ نتایج تجزیه XRF سنگ‌های گابرویی ترالیتی.

SiO ₂	۴۴٫۳۵	۴۴٫۷۶	۴۴٫۷۸	۴۴٫۹۵	۴۴٫۵۶	۴۴٫۶۸	۴۴٫۶۴	۴۴٫۴۸	۴۵٫۰۵	۴۵٫۴۲	۴۴٫۴۱
TiO ₂	۲٫۰۴	۲٫۰۸	۲٫۱۱	۲٫۱۲	۲٫۰۰	۲٫۱۱	۲٫۱۰	۲٫۱۴	۲٫۱۰	۲٫۱۴	۲٫۰۶
Al ₂ O ₃	۱۴٫۲۶	۱۴٫۶۸	۱۴٫۳۱	۱۴٫۷۵	۱۴٫۳۹	۱۵٫۳۸	۱۵٫۰۶	۱۴٫۲۴	۱۴٫۷۰	۱۵٫۵۶	۱۴٫۰۹
Fe ₂ O ₃	۹٫۴۰	۸٫۷۱	۹٫۳۲	۹٫۱۵	۹٫۳۳	۸٫۹۵	۹٫۰۱	۸٫۹۴	۱۰٫۴۰	۸٫۹۵	۹٫۵۷
MnO	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۷
MgO	۱۱٫۴۹	۱۰٫۵۰	۱۰٫۷۲	۱۰٫۶۳	۱۰٫۹۸	۹٫۶۳	۹٫۷۴	۱۱٫۲۵	۱۰٫۳۲	۸٫۱۰	۱۱٫۶۸
CaO	۱۱٫۰۵	۱۱٫۲۷	۱۱٫۰۶	۱۱٫۱۳	۱۱٫۰۴	۱۱٫۴۱	۱۱٫۳۰	۱۱٫۳۳	۱۰٫۹۹	۱۱٫۱۳	۱۱٫۰۱
Na ₂ O	۴٫۸۹	۵٫۶۰	۵٫۰۱	۵٫۰۲	۵٫۱۷	۵٫۳۶	۵٫۶۹	۵٫۳۹	۴٫۱۳	۶٫۰۳	۴٫۶۸
K ₂ O	۱٫۴۲	۱٫۳۳	۱٫۶۲	۱٫۱۴	۱٫۳۷	۱٫۳۵	۱٫۳۰	۱٫۲۳	۱٫۳۴	۱٫۴۱	۱٫۴۰
P ₂ O ₅	۰٫۸۶	۰٫۸۹	۰٫۸۷	۰٫۹۰	۰٫۹۳	۰٫۹۳	۰٫۹۴	۰٫۸۰	۰٫۷۶	۱٫۰۴	۰٫۸۸
Total	۹۹٫۹۳	۹۹٫۹۹	۹۹٫۹۷	۹۹٫۹۵	۹۹٫۹۴	۹۹٫۹۶	۹۹٫۹۵	۹۹٫۹۷	۹۹٫۹۶	۹۹٫۹۵	۹۹٫۹۵
Ba	۹۳۲	۹۶۳	۹۵۹	۱۲۴۵	۱۱۴۳	۱۰۵۸	۱۰۷۷	۱۰۱۱	۱۲۶۶	۱۵۷۷	۱۰۶۶
Co	۵۴	۵۳	۵۰	۵۰	۴۶	۵۰	۵۰	۵۵	۵۸	۴۵	۵۲
Cr	۵۰۵	۵۷۰	۵۲۱	۴۲۴	۴۰۷	۴۴۰	۴۳۹	۵۳۳	۴۱۸	۳۱۸	۴۴۸
Hf	۴	۳	۳	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴
Nb	۷۵	۷۹	۸۲	۸۰	۸۴	۸۲	۷۷	۷۷	۸۰	۱۰۰	۸۰
Nd	۴۲	۴۷	۴۴	۴۶	۴۰	۴۷	۴۷	۴۶	۴۰	۵۶	۴۰
Ni	۱۹۴	۱۷۵	۱۷۷	۱۵۳	۱۵۲	۱۴۶	۱۴۱	۱۷۲	۱۸۴	۹۵	۱۷۶
Rb	۱۵	۱۳	۲۶	۱۰	۲۰	۱۱	۱۴	۱۴	۱۷	۱۸	۱۳
Sr	۹۵۲	۸۴۰	۸۰۸	۱۰۸۶	۱۰۳۲	۱۰۶۹	۹۴۷	۹۳۱	۱۲۰۶	۱۳۸۷	۱۱۴۶
Th	۶	۶	۷	۶	۵	۶	۶	۷	۶	۷	۶
V	۲۱۷	۲۳۵	۲۳۷	۲۲۵	۲۱۰	۲۳۱	۲۳۰	۲۴۲	۲۳۲	۲۳۰	۲۱۷
Y	۲۳	۲۳	۲۴	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۴	۲۳	۲۳	۲۳
Zr	۱۷۴	۱۸۰	۱۸۲	۱۷۶	۱۸۱	۱۸۷	۱۷۹	۱۷۹	۱۸۹	۲۰۰	۱۸۷

برداشت

رونیت بیشتر در سنگ‌های آتشفشانی دیده شده‌اند و بسیار کمتر در سنگ‌های نفوذی گزارش شد. این پژوهش بیانگر حضور کانی رونیت در نفوذی‌هایی از نوع تشنیت در جنوب روستای کمرین در البرز مرکزی است. رخداد رونیت در سنگ‌ها بیانگر وجود ماگمای خاستگاه اشباع شده از سیلیس است. مقادیر بالای Al و Ti از جمله فاکتورهای مهم وابسته به تبلور رونیت در ماگماهای تحت اشباع است. بررسی‌های مختلف کانی‌های همراه با رونیت، بیانگر وجود [تشکیل دوگانه سنگ-های] پاراژنز پایدار رونیت و کلینوپیروکسن غنی از Al است. این کلینوپیروکسن‌ها که خاص ماگماهای فلدسپاتوئیددار بازی هستند، غنی شدگی قابل توجهی از Al_2O_3 و TiO_2 و تهی شدگی از سیلیس را نشان می‌دهند. مقادیر نسبتاً بالای Ti/Al در این کلینوپیروکسن‌ها نیز می‌تواند بیانگر فشارهای نسبتاً پایین ماگمای تشکیل دهنده‌ی آن‌ها باشد. توجه به جذب بالای نور که از ویژگی‌های کانی رونیت است، این کانی در بیشتر مواقع خواص کانی‌های کدر را نشان می‌دهد، بنابراین به اشتباه می‌تواند به‌عنوان کانی کدر در نظر گرفته شود. ویژگی‌های کانی‌شناسی و شیمیایی وابسته به کانی رونیت و نیز کلینوپیروکسن همراه با این کانی، تاییدی بر تشکیل کانی رونیت از یک ماگمای قلیایی تحت اشباع غنی از Al و Ti است. بنابراین لازمی تبلور کانی رونیت و پاراژنز کانیایی آن، ماگمای خاستگاهی است که دارای مقادیر بالای Al و Ti باشد، البته این ویژگی به تنهایی برای تبلور رونیت و پاراژنز کانیایی آن کافی نیست، بلکه باید ماگمای خاستگاه دارای ویژگی‌های قلیایی و تحت اشباع سیلیس باشد. بنابراین حضور این کانی در سنگ‌های گابرویی تشنیتی در جنوب کمرین نشان‌دهنده‌ی وجود فاز پلوتونیسیم تحت اشباع در یال شمالی البرز مرکزی است.

مراجع

- [2] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "Rock-Forming Minerals", Vol.2a, Single Chain Silicates, Wiley, New York (1978).
- [3] Walenta, "Von Kurt Zur kristallographie des Rhonits", Zeitschrift für Kristallographie 130 (1969) 214-230
- [4] Grew E.S., Halenius U., Pasero M., Barbier J., "Recommended nomenclature for the sapphirine and surinamite groups (sapphirine supergroup)", Mineralogical Magazine 72 (2008) 839–876.
- [5] Mineral Data Publishing, Version 1.2, <http://www.handbookf. Mineralogy .org /pdfs /rhonite/ pdf>. 2001.
- [6] Kelsey C. H., McKie D., "The unit-cell of aenigmatite", Mineralogical Magazine 39 (1964) 86-1001.
- [7] Magonthier M.C., Velde D., "Mineralogy and petrology of some Tertiary leucite-rhonite basanites from central France", Mineralogical Magazine 40 (1976) 817–826.
- [8] Timina T.Yu., Sharygin V.V., Golovin A.V., "Melt evolution during the crystallization of basanites of the Tergesh pipe, northern Minusinsk Depression", Geochemistry International 44 (2006) 752–770.
- [9] Sharygin V.V., "Melt Inclusions in Olivine from Mahtesh Ramon Basanite, Southern Israel", Abstracts of reports at the All Russia seminar "Geochemistry of Igneous Rocks", The Alkaline Magmatism on Earth (2002) <http://alkaline2002.narod.ru/abstracts/sharigin.html>
- [10] Kogarko L.N., Hellebrand E., Ryabchikov, I.D., "Trace Element Partitioning between Rhonite and Silicate Melt in Cape Verde Volcanics", Geokhimiya 1 (2005) 3–9.
- [11] Anan'ev. V. V., Selyangin. O.B., "Rhonite molten inclusions from the olivine of aliivalite nodules from Malyi Semyachik volcano and basalts of Klychevskoi volcano, Kamchatka" Journal of Volcanology and Seismology 5 (2011) 355-340.
- [12] Soellner J., "Über Rhonit ein neues anigmatitähnliches Mineral und über das Vorkommen und über die Verbreitung desselben in Basaltischen Gesteinen", Neues Jahrbuch für Mineralogie 24 (1907) 475–547.
- [13] Lacroix M.A., "Note sur la rhonite du Puy de Barneire a` Saint-Sandoux", Bulletin de la Société
- [1] Dostal J., Owen J.V., "Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic: Geochemistry and petrogenesis", International Journal of Earth Sciences 87 (1998) 67–77.

- [24] Jannot S., Schiano P., Boivin P., "Melt inclusions in scoria and associated mantle xenoliths of Puy Beaunit volcano, Chaîne des Puys, Massif Central, France", Contributions to Mineralogy and Petrology 149 (2005) 600–612.
- [25] Johnston A.D., Stout J.H., "Compositional variations of naturally occurring rhoenite", American Mineralogist 70 (1985) 1211–1216.
- [۲۶] وحدتی دانشمند ف.، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مرزن آباد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۳).
- [۲۷] سعیدی ع.، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بلده، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۷۲).
- [28] Droop T. R., "A general equation for estimating Fe^{3+} concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine 51 (1987) 431–435.
- [29] Morimoto N., Fabries J., Fergusson A.K., Guizbourg I.D., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes" American Mineralogist 17(1988) 34–52.
- [30] Wlodyka R., "Clinopyroxene and amphibole zoning patterns in teschnite rocks from the outer western polish carpatians", Congress of Carpatian-Balkan geological association Bratislava (2002) September 1st–4th.
- [31] Nedli Z., Toth T.M., "Petrography and mineral chemistry of Rohonit in ocelli of alkali basalt from villany mts, sw Hungary", Journal of the Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged (Hungary) 44 (2003) 1123–1133.
- [32] Shehata A., Ntaflos Th., "Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constrains on the origin of the westernmost magmatism in the Carpathian-Pannonian Region", Lithos 121 (2011) 176–188.
- [35] Onuma k., "Effect of oxygen fugacity on Fassaitic pyroxene", Journal of Faculty of Science, Hokkaido University 20 (1983) 185–194.
- [33] Yagi k., Onuma K., "The join $CaMg_2O_6$ - $CaTiAl_2O_6$ and its bearing on the titanaugites", Journal of Faculty of Science of Hakkaido University 13 (1967) 463–483.
- Francaise de Minéralogie et de Crystallographie 32 (1909) 325–331.
- [14] Babkine J.F., Conque're J.C., Duong P.K., "Sur un nouveau gisement de rhonite (Monistrol d'Allier, Haute Loire)", Comptes rendus de l'Académie des Sciences 258 (1964) 5479–5481.
- [15] Cameron K.L., Carman M.F., Butler J.C., "Rhonite from Big Bend National Park, Texas", American Mineralogist 55 (1970) 864–874.
- [16] Grunhagen H., Seck H.A., "Rhonit aus einem Metaphonolith vom Puy de Saint-Sandoux (Auvergne)", Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology 18 (1972) 17–38.
- [17] Kyle P.R., Price R., "Occurrences of rhonite in theMcMurdo Volcanic group, Antarctica and Otago Volcano, New Zealan", American Mineralogist 60 (1975) 722–725.
- [18] Brooks C.K., Pedersen A.K., Rex D.C., "The petrology and age of alkaline mafic lavas from the nunatak zone of central East Greenland", Grønlands Geologiske Undersøgelse Bullten 133 (1979) 28.
- [19] Boivin P., "Donne'es expe'rimmentales pre'liminaires sur lastabilite' de la rhonite a` l'atmosphère", Bulletin de Minéralogie 103 (1980) 491–502.
- [20] Havette A., Clocchiatti R., Nativel P., Montaggioni L., "Une pargene'se inhabituelle a` fassaitte, melilite et rhonite dans un basalte alcalin contamine' au contact d'un re'cif corallien (Saint-Leu, Ile de la Re'union)", Bulletin de Minéralogie 105 (1982) 364–375.
- [21] Olsson H.B., "Rhonite from Skane (Scania), southern Sweden", Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar 105 (1983) 299–286.
- [22] Bonaccorsi E., Merlino S., Pasero M., "Rhonite: structural and microstructural features, crystal chemistry and polysomatic relationships", European Journal of Mineralogy 2 (1990) 203–218.
- [23] Grapes R.H., Wysoczanski R.J., Hoskin P.W.O., "Rhonite paragenesis in pyroxenite xenoliths, Mount Sidley volcano, Marie Byrd Land, West Antarctica", Mineralogical Magazine 67 (2003) 629–651.

SW Germany", European Journal of Mineralogy 22 (2010) 285-292.

[37] Gupta A.K., Onuma K., Yagi K., Lidiak E.G., "Effects of silica concentration on the diopside pyroxenes in the system diopside- $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ - SiO_2 ", Contributions to Mineralogy and Petrology 41 (1973) 330-440.

[34] Seep. B., Kunzmann T., "The stability of clinopyroxene in the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-TiO}_2$ (CMST)", American mineralogist 86 (2001) 265-270.

[35] Onuma k., "Effect of oxygen fugacity on Fassaite pyroxene", Journal of Faculty of Science of Hokkaido University 20 (1983) 185-194.

[36] Grapes R., Keller J., " Fe^{+2} -dominant rhonite in undersaturated alkaline basaltic rocks, Kaiserstuhl volcanic complex, upper Rhine graben,