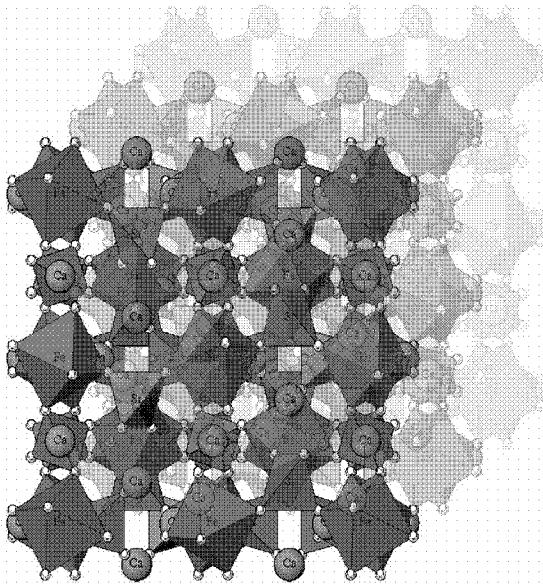




گارنت

مفاهیم کانی‌شناسی، خاستگاه و دما فشارسنجی



تألیف:

رامین صمدی
نرگس شیردشت‌زاده



بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

گارنت

(مفاهیم کانی شناسی، خاستگاه و دما فشارسنجی)

تألیف:

رامین صمدی

نرگس شیردشت زاده

سرشناسه:	صمدی، رامین، ۱۳۵۸
عنوان و نام پدیدآور:	گارنت (مفاهیم کانی‌شناسی، خاستگاه و دما فشارسنجی) / تألیف:
مشخصات نشر:	رامین صمدی، نرگس شیردشت‌زاده
مشخصات ظاهری:	مشهد: رامین صمدی، ۱۳۸۹
شابک:	۱۰۶ ص: مصور، جدول، نمودار
وضعیت فهرست نویسی:	۳۵۰۰۰ ریال: ۰-۵۳۴۹-۰۴-۹۶۴-۹۷۸
یادداشت (عنوان به انگلیسی):	فیبا Garnet (Implications in Mineralogy, Origin and Thermobarometry)
یادداشت:	کتاب‌نامه
موضوع:	سیلیکات‌ها
موضوع:	معدن‌شناسی
شناسه افزوده:	شیردشت‌زاده، نرگس، ۱۳۵۹
رده بندی کنگره:	۱۳۸۹ گک ۸ص / QE۳۸۹/۲
رده بندی دیویی:	۵۴۹/۶
شماره کتاب‌شناسی ملی:	۲۱۵۱۵۲۹

نام کتاب: گارنت (مفاهیم کانی‌شناسی، خاستگاه و دما فشارسنجی)

تألیف: رامین صمدی - نرگس شیردشت‌زاده

تیراژ: ۵۰۰ جلد، رقی

تاریخ چاپ: ۱۳۸۹ (چاپ اول)

بهای هر جلد: ۳۵۰۰۰ ریال

نشانی پایگاه اینترنتی:

ISBN:978-964-04-5349-0



9 789640 453490

www.Petrology.ir

rsamadi@hotmail.com

nshirdasht@gmail.com

نشانی الکترونیکی:

حق چاپ و سایر حقوق دائمی این اثر محفوظ و متعلق به مؤلفین آن می‌باشد

تقدیم به

ساحت مقدس حضرت حجت بن الحسن عسگری (عج)

و

شہیدان سرافراز و سربلند میهن مان

تقدیر و تشکر

و سپاس

و سپاس

و سپاس یگانه‌ای را که مهربانی‌اش جان‌نشین تمام نداشتن‌هایمان بود، هم او که در هر لحظه‌ای که فراخواندیم‌اش پاسخ‌مان داد و هرگز در رنج‌ها تنهایمان نگذاشت و یاریمان کرد تا بتوانیم در زمینه تحقق آرمان‌های علمی و میهنی خویش گامی دیگر برداریم.

مراتب سپاس خود را به استادان دانشمند میهن سرافرازمان ایران و اندیشمندانی که ما را مورد لطف خود قرار داده و از دانش خویش بهره‌مندمان ساختند تقدیم می‌داریم.

از اساتید گرانقدرمان آقای دکتر حسن میرنژاد و آقای دکتر قدرت ترابی که همواره از راهنمایی‌های علمی و معنوی ایشان بهره‌مند بوده‌ایم و همراهی ایشان بهترین انگیزه ادامه این راه برای ما بوده است، سپاسگزاری می‌نماییم.

و آنچه نه انکارپذیر است و نه فراموش‌شدنی، محبت، بزرگواری و تلاش دو شمع پرفروغ زندگی‌مان، پدر و مادر مهربان‌مان است که زمینه رشد و شکوفایی اندیشه‌مان را فراهم نمودند. رخصت می‌خواهیم که در پیشگاه مهربان آنها بنشینیم، زانو بزنییم و بگوییم تمام آنچه که بودیم، هستیم و خواهیم بود، همه و همه مدیون شما بزرگواران است.

پیش گفتار

گارنت‌ها یکی از مهمترین گروه‌های کانی‌های ارتوسیلیکاتی هستند که در محدوده گسترده‌ای از محیط‌های زمین‌شناسی یافت می‌شوند. مطالعه کانی‌شناسی و شیمی گارنت در بررسی ماهیت تشکیل، خاستگاه گارنت و سنگ میزبان همواره مد نظر پژوهشگران بوده و راهکارهای کاربردی بسیاری در این زمینه توسط ایشان ارائه گردیده است. همچنین نقش گارنت در مطالعات زمین‌دماسنجی و زمین فشارسنجی برای شناخت شرایط دما و فشار تشکیل سنگ‌ها، در دهه‌های اخیر به‌عنوان یک روش مفید مطرح شده و جایگاه خاصی در مطالعات زمین‌شناسی پیدا نموده است. در این زمینه، تجربیات آزمایشگاهی دانشمندان، محاسبات و مدل‌سازی ترمودینامیکی، بر اساس تجزیه شیمیایی گارنت و کانی‌های همراه آن به فهم بهتر شرایط دما و فشار حاکم بر سنگ‌ها در خلال فرآیندهای زمین‌شناسی، کمک مؤثری نموده است. در این کتاب به بحث و بررسی راجع به کانی گارنت از دیدگاه کانی‌شناسی، خاستگاه و دما فشارسنجی پرداخته می‌شود. در ترجمه مطالب مورد استفاده در این کتاب امانت‌داری علمی رعایت شده و مطالب بدون دخل و تصرف به فارسی ترجمه گردیده است. با اذعان به این امر که اثر حاضر عاری از کاستی نمی‌باشد، از نظرات سازنده و مؤثر اساتید گرامی، صاحب‌نظران و دانشجویان محترم استقبال می‌نمایم.

تابستان ۱۳۸۹

صمدی

شیردشت‌زاده

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
	فصل اول: کانی‌شناسی گارنت
۱	۱-۱- کلیات
۴	۲-۱- ساختمان بلورشناسی گارنت
۴	۳-۱- مشخصات نوری و فیزیکی گارنت
۸	۴-۱- ترکیب شیمیایی گارنت
۱۳	۵-۱- توزیع کاتیونی در گارنت
۱۳	۶-۱- منطقه‌بندی ترکیبی در گارنت
۱۵	۷-۱- مطالعات پیرامون کانی‌شناسی گارنت
۱۵	۱-۷-۱- گارنت در سنگ‌های آذرین
۱۵	۱-۷-۱- الف- گارنت در تونالیت
۱۶	۱-۷-۱- ب- گارنت در گرانیت
۱۷	۲-۷-۱- گارنت در سنگ‌های دگرگونی
۱۷	۲-۷-۱- الف- گارنت در اسکارن
۱۸	۲-۷-۱- ب- گارنت در هورنفلس
۱۹	۲-۷-۱- پ- گارنت در شپست
۲۰	۲-۷-۱- ت- گارنت در آمفیبولیت
	فصل دوم: بررسی خاستگاه گارنت
۲۱	۱-۲- مقدمه
۳۷	۲-۲- بررسی ژئوشیمی سنگ میزبان توسط گارنت
۴۱	۳-۲- بررسی پدیده انتشار و تأثیر آن بر رشد گارنت
۴۹	۴-۲- مثالی از مطالعه خاستگاه گارنت

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
	فصل سوم: کاربرد گارنت در مطالعات دمانشارسنجی
۵۱	۳-۱- مقدمه
۵۴	۳-۲- دمانسج منگنز موجود در تک بلور گارنت
۵۵	۳-۳- دمانسج گارنت - بیوتیت
۵۹	۳-۴- دمانسج گارنت - مسکوویت
۶۰	۳-۵- دمانسج گارنت - هورنبلند
۶۱	۳-۶- دمانسج گارنت - کلینوپیروکسن
۶۵	۳-۷- دمانسج گارنت - ایلمنیت
۶۶	۳-۸- دمانسج گارنت - کردیریت
۶۶	۳-۹- دمانسج گارنت - ارتوپیروکسن
۶۸	۳-۱۰- دمانسج گارنت - کلریت
۶۸	۳-۱۱- دمانسج گارنت - فنجیت
۷۱	۳-۱۲- دمانسج گارنت - کردیریت - سیلیمانیت - کوارتز
۷۲	۳-۱۳- فشارسنج گارنت - بیوتیت - مسکوویت - آلومینوسیلیکات - کوارتز
۷۴	۳-۱۴- فشارسنج گارنت - بیوتیت - پلاژیوکلاز - کوارتز
۷۷	پیوست‌ها
۸۳	مراجع

فصل اول

کانی‌شناسی گارنت

۱-۱- کلیات

گارنت‌ها یکی از مهم‌ترین گروه‌های کانی‌های ارتوسیلیکاتی هستند که در محدوده گسترده‌ای از محیط‌های زمین‌شناسی یافت می‌شوند (دیر^۱ و همکاران، ۱۹۹۷). با وجود این که کانی‌های گروه گارنت غالباً به‌عنوان مشخص‌کننده سنگ‌های دگرگونی شناخته شده‌اند اما در حقیقت در بعضی از سنگ‌های آذرین و همچنین به صورت دانه‌های تخریبی در رسوبات هم دیده می‌شوند. در مجموعه‌های طبیعی انواع گارنت محلول جامد گسترده‌ای را عرضه می‌دارند، بنابراین ترکیبات شیمیایی آنها اغلب

¹ Deer

بر حسب نسبت‌های مولار ترکیب اعضای نهایی بیان می‌شود (هاوتورن^۱، ۲۰۰۲). گارنتی که ترکیب آن کاملاً مشابه تنها یکی از اعضای نهایی گروه باشد کمیاب است، اما با این وجود گارنت را با نام عضوی که بیش‌ترین درصد را در ترکیب بلور دارد می‌نامند. نام گارنت از لغت لاتین گراناتوم^۲ به معنی انار به دلیل شباهت ظاهری آنها به دانه‌های آن گرفته شده است. نام آلمان‌دین نیز برگرفته از منطقه آلاباندا^۳ در آسیای صغیر است که محل استخراج این گارنت بوده است. آندرادیت هم از نام کانی‌شناس برزیلی دآندراد سیلوا^۴ که خصوصیات این کانی را شناسایی نموده گرفته شده است. نام اوواروایت به افتخار کنت اووارو^۵ نامگذاری شده است. بعضی از گونه‌های گروسولار، سبز کم‌رنگ می‌باشند و نام آنها از گیاهی به نام گروسولاریا^۶ آمده است. منشأ نام پیروپ نیز از لغت یونانی پاراپوز^۷ به معنی شبیه آتش می‌باشد. لغت اسپسارتین نیز از منطقه اسپسارت^۸ در شمال‌غربی استان باواریا^۹ آلمان اخذ شده است. وینچل^{۱۰} (۱۹۵۸) گارنت‌ها را به دو دسته پیرالسپیت (پیروپ، آلمان‌دین و اسپسارتین) و اوگران‌دیت (اوواروایت، گروسولار و آندرادیت) تقسیم‌بندی نموده است.

¹ Hawthorne

² Granatum

³ Alabanda

⁴ de Andrade silva

⁵ S. S. Uvarov

⁶ Grossularia

⁷ Puropos

⁸ Spessart

⁹ Bavaria

¹⁰ Winchell

فرمول کلی گارنت بدون آب به صورت $\phi_{12}(Z_3)\{Y_2\}\{X_3\}$ می‌باشد، که در این فرمول X و Y و Z کاتیون‌ها، $\{ \}$ نشانگر کنوردیناسیون هشت وجهی کاتیون‌ها، $[]$ کنوردیناسیون اکتاهدرال، $()$ کنوردیناسیون تتراهدرال و ϕ مشخص کننده جایگاه آنیونی می‌باشد (لوکوک^۱، ۲۰۰۸).

تاکنون ۱۵ نوع کانی کوییک در گروه گارنت شناسایی شده است (ماندرینو و بک^۲، ۲۰۰۴). بعضی از کانی‌های کمیاب گروه گارنت که دارای کاتیون‌های معمولی می‌باشند در جدول ۱ به نمایش گذاشته شده‌اند. این مجموعه با فهرست اعضای نهایی که ریکوود^۳ (۱۹۶۸) منتشر نموده متفاوت است، زیرا محدوده وسیع تری از تمرکز عناصر را شامل می‌شود و رفتارهای گوناگونی از H ، Mn^{3+} ، Ti و Si اکتاهدرال را نشان می‌دهد (لوکوک، ۲۰۰۸).

جدول ۱: کانی‌ها و انواع اعضای نهایی گارنت (اقتباس از لوکوک، ۲۰۰۸).

End-member	Formula	End-member	Formula
Henritermierite	$\{Ca_3\}[Mn_2](SiO_4)_2(OH)_4$	Majorite	$\{Mg_3\}[SiMg](Si_3)O_{12}$
Blythite	$\{Mn_3\}[Mn_2](Si_3)O_{12}$	Sc garnet	$\{Ca_3\}[Sc_2](Si_3)O_{12}$
Katoite	$\{Ca_3\}[Al_2](OH)_{12}$	Goldmanite	$\{Ca_3\}[V_2](Si_3)O_{12}$
FCa garnet	$\{Ca_3\}[Al_2](O)_3F_{12}$	Yamatoite	$\{Mn_3\}[V_2](Si_3)O_{12}$
FMn garnet	$\{Mn_3\}[Al_2](O)_3F_{12}$	Uvarovite	$\{Ca_3\}[Cr_2](Si_3)O_{12}$
Yttrogarnet	$\{Y_3\}[Al_2](Al_3)O_{12}$	Knorringite	$\{Mg_3\}[Cr_2](Si_3)O_{12}$
Kimzeyite	$\{Ca_3\}[Zr_2](SiAl_2)O_{12}$	Spessartine	$\{Mn_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$
Kimzeyite-Fe	$\{Ca_3\}[Zr_2](SiFe_2)O_{12}$	Pyrope	$\{Mg_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$
Tin garnet	$\{Ca_3\}[SnFe](Si_3)O_{12}$	Almandine	$\{Fe_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$
Schorlomite	$\{Ca_3\}[Ti_2](SiFe_2)O_{12}$	Grossular	$\{Ca_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$
Schorlomite-Al	$\{Ca_3\}[Ti_2](SiAl_2)O_{12}$	Andradite	$\{Ca_3\}[Fe_2](Si_3)O_{12}$
Morimotoite	$\{Ca_3\}[TiFe](Si_3)O_{12}$	Calderite	$\{Mn_3\}[Fe_2](Si_3)O_{12}$
NaTi garnet	$\{Na_2Ca\}[Ti_2](Si_3)O_{12}$	Skiagite	$\{Fe_3\}[Fe_2](Si_3)O_{12}$
Morimotoite-Mg	$\{Ca_3\}[TiMg](Si_3)O_{12}$	Khoharite	$\{Mg_3\}[Fe_2](Si_3)O_{12}$
Morimotoite-Fe	$\{Fe_3\}[TiFe](Si_3)O_{12}$		

¹ Locock

² Mandarino and Back

³ Rickwood

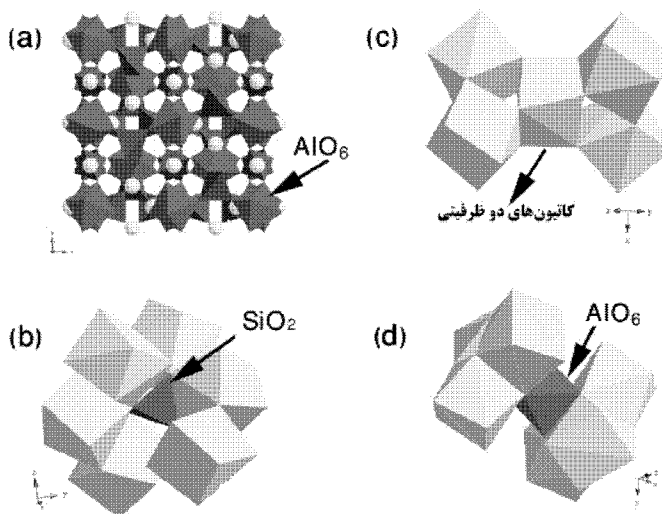
۱-۲- ساختمان بلورشناسی گارنت

واحد شبکه‌ای شامل هشت واحد فرمولی است که در آن تتراهدراهی سیلیسیم-اکسیژن به صورت واحدهای مجزا به گروه‌های اکتاهدراهی یون‌های سه‌ظرفیتی متصل شده و یون‌های فلزی دوظرفیتی بین واحدهای شبکه‌ای Si-Al قرار گرفته‌اند. هر یون دوظرفیتی توسط هشت اکسیژن احاطه شده است. طول واحد شبکه در گروه گارنت به عنوان شاخصی برای شناسایی آنها به کار می‌رود که تابعی از کسرملکولی هریک از اعضای نهایی گارنت است که در ساختمان بلور شرکت نموده است و همچنین تابعی از تعداد و نوع یون‌های فلزی که در ساختمان بلور وارد شده می‌باشد. در شکل ۱ ساختمان بلورشناسی گارنت ملاحظه می‌شود (گیگر^۱، ۲۰۰۸).

۱-۳- مشخصات نوری و فیزیکی گارنت

گارنت‌ها خانواده‌ای از سیلیکات‌های پیچیده را تشکیل می‌دهند که دارای ترکیبات متنوع ولی با ساختار مشابه می‌باشند. با وجود این که تصور بسیاری بر این است که گارنت‌ها، قهوه‌ای تیره یا قرمز مایل به بنفش می‌باشند ولی در حقیقت گارنت‌ها ممکن است در رنگ‌های مختلف دیگری نیز تشکیل گردند. ضرایب انکسار، شکست مضاعف، منطقه‌بندی، ماکل، انتقال حرارت و جریان الکتریکی از دیگر خصوصیات فیزیکی مهم گارنت‌ها هستند که توسط محققین بسیاری مورد بررسی قرار گرفته‌اند که در ادامه به طور خلاصه به آنها می‌پردازیم.

¹ Geiger



شکل ۱: (a) مدل ساختاری چندضلعی گارنت، تتراهدر SiO_2 و اکتاهدر AlO_6 در گوشه‌ها به هم متصل شده و یک شبکه سه بعدی را تشکیل داده‌اند. کاتیون‌های دو ظرفیتی در موقعیت دودکاهدرال مثلثی قرار گرفته‌اند؛ (b) روابط ساختاری بین تتراهدر SiO_2 و دودکاهدرهای مثلثی اطراف آن؛ (c) ارتباط بین دودکاهدرهای مثلثی در کنار هم؛ (d) ارتباط ساختاری بین یک اکتاهدر AlO_6 و شش دودکاهدر اطراف آن (گیگر، ۲۰۰۸).

ارتباط بین اندیس انکسار و سایر مشخصات فیزیکی گارنت‌ها توسط فورد^۱ (۱۹۱۵) و فلایشر^۲ (۱۹۳۷)، با جمع‌آوری تجزیه نمونه‌هایی از گارنت و تعیین مقدار اعضای نهایی در آنها، بیان شده است. اغلب محققین گارنت‌ها را ترکیبی از آلماندین، آندرادیت، گروسولار، پیروپ و اسپسارتین می‌دانند. این پنج عضو نهایی در حدود بیش از ۹۹ درصد

^۱ Ford

^۲ Fleischer

اکثر بلورهای گارنت را تشکیل می‌دهند. لوین^۱ (۱۹۴۹) روشی را برای تعیین ترکیب شیمیایی گارنت با اندازه‌گیری سه کمیت فیزیکی ارائه نمود و اسکینر^۲ (۱۹۵۶) خصوصیات فیزیکی پنج عضو نهایی گارنت‌ها را که به صورت مصنوعی تهیه شده بودند، مورد بررسی قرار داده است. بر طبق کارهای نامبردگان، اسریراماداس^۳ (۱۹۵۷) تعدادی نمودار مثلی مشخص‌کننده ارتباط ترکیب شیمیایی با اندیس انکسار را ارائه نمود.

هنریکو^۴ (۱۹۵۸) معادلاتی را برای تعیین طول واحد شبکه‌ای و اندیس انکسار گارنت بر اساس ترکیب شیمیایی معرفی کرد. امروزه تطابق چندگانه گارنت‌ها با هم باعث ارائه معادلات پیچیده‌ای شده است که توسط آنها با استفاده از ترکیب شیمیایی گارنت‌ها می‌توان مشخصات فیزیکی آنها را پیش‌بینی کرد (بیسواس^۵، ۱۹۷۴). مک کورنل^۶ (۱۹۶۴) و (۱۹۶۶) با استفاده از معادلات لورنتز^۷، اندیس‌های انکساری گارنت‌ها را بر اساس طول واحد شبکه‌ای محاسبه نمود.

وزن مخصوص یک گارنت با ترکیب شیمیایی عضو نهایی نیز قابل محاسبه است. وینچل (۱۹۵۸) دو نوع نمودار ابداع کرد که در آن وزن مخصوص به صورت تراز رسم شده است و طول واحد شبکه‌ای به همراه اندیس انکسار، متغیرهای وابسته این نمودارها می‌باشند. حجم گارنت‌ها با تغییر دما تغییر می‌نماید. انبساط حرارتی گارنت‌ها توسط اسکینر (۱۹۵۶)

¹ Levin

² Skinner

³ Sriramadas

⁴ Henriques

⁵ Biswas

⁶ Mc Cornell

⁷ Lorentz

مورد مطالعه قرار گرفته است. پیروپ و اسپسارتین تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد انبساط حرارتی مشابهی دارند، اما انبساط حرارتی آلمان‌دین حالت غیر عادی نشان می‌دهد.

هورایی^۱ (۱۹۷۱) نشان داد که در گروه گارنت انتقال حرارت با افزایش وزن مولکولی کانی کاهش پیدا می‌کند. مسئله دیگر در کانی‌های گروه گارنت انتقال جریان الکتریکی است. مقاومت الکتریکی پیروپ را تولند^۲ (۱۹۷۳) اندازه‌گیری نموده است، که با افزایش حرارت مقدار آن کاهش می‌یابد.

رنگ نیز از مشخصات فیزیکی است که در گارنت‌های مختلف متفاوت می‌باشد. بعضی از گارنت‌های کمیاب حالت فلورسانس نشان می‌دهند. فلورسانس در اوواروایت قابل توجه است (پرینگشیم و ووگ^۳، ۱۹۴۶). انواع هیدروگروسولار بی‌رنگ در پرتوهایی با طول موج کوتاه و نور فرابنفش، فلورسانس نارنجی از خود نشان می‌دهند (نيسن^۴، ۱۹۷۲). اعضای گروه گارنت قدرت تبلور زیادی دارند و معمول‌ترین شکل بلوری که ایجاد می‌کنند دودکاهدرال رومییک و ایکوزی تتراهدرال می‌باشد. ارتباط بین شکل، ترکیب شیمیایی و پاراژنز گارنت‌ها را کاستوف^۵ (۱۹۶۰ و ۱۹۶۸) مورد مطالعه قرار داده است.

¹ Horai

² Tolland

³ Pringsheim and Voge

⁴ Nissen

⁵ Kostov

روش سن‌سنجی اثر رد شکافت^۱ در گارنت‌ها قابل اجرا است. با استفاده از این روش، زمان سرد شدن کانی تحت دمائی مشخص به دست می‌آید. برای سری آندرادایت - گروسولار دمای مشخص شده که پائین‌تر از آن اشکال اثر رد شکافت ایجاد می‌شود حدود ۲۸۰ درجه سانتیگراد محاسبه شده است (هک^۲، ۱۹۷۷؛ هک و پاتز^۳، ۱۹۷۲). اشکال اثر رد شکافت در گارنت‌ها (که حاصل شکست ساختمان گارنت به علت واپاشی اورانیم است) را می‌توان با حل کردن گارنت توسط محلول جوشان NaOH مشخص نمود (هک و گرامس^۴، ۱۹۷۲).

بعضی از گارنت‌ها از نظر اپتیکی شکست مضاعف نشان می‌دهند که علت آن حضور بعضی از یون‌های خاص از قبیل عناصر خاک‌های نادر و ایتیریم در گارنت‌ها است که به جای کلسیم می‌نشینند.

۱-۴- ترکیب شیمیایی گارنت

کاتیون‌های دوظرفیتی Ca، Mg، Fe²⁺ و Mn به همراه چهار کاتیون سه ظرفیتی Al، Fe³⁺، Mn و Cr (که با سیلیسیم در موقعیت تتراهدرال قرار می‌گیرند) امکان تشکیل ۱۶ نمونه گارنت را به صورت تئوری ایجاد می‌نمایند. بعضی از این ترکیبات تئوریک به همراه شش کانی اصلی گروه گارنت در طبیعت دیده می‌شوند (لوکوک، ۲۰۰۸).

¹ Fission track

² Haack

³ Potts

⁴ Gramse

امروزه مشخص شده است که مولکول $Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$ (نام قبلی آن هانلئیت^۱ می‌باشد) که توسط ساستری^۲ (۱۹۶۳) به صورت نظری تحت عنوان نورینگیت^۳ بررسی شده است، یکی از مهم‌ترین ترکیبات موجود در گارنت‌های کیمبرلیتی می‌باشند (نیکسون و هورنانگ^۴، ۱۹۶۸). تجزیه دقیق گارنت‌ها توسط ویگرو و یودر^۵ (۱۹۷۴) نشان داده است که اسکیاژیت^۶ نیز در نمونه‌های طبیعی یافت می‌شود اما دو فاز حاوی Cr یعنی $Mn_3Cr_2Si_3O_{12}$ و $Fe_3Cr_2Si_3O_{12}$ در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد و فشاری به ترتیب بالاتر از ۲۰ و ۶۰ کیلو بار به طور مصنوعی ساخته شده‌اند (فارسنکل^۷، ۱۹۸۱). نام‌های ملانیت^۸ و شورلومیت^۹ برای انواع Ti دار با تیتانیم متوسط و تیتانیم زیاد به کار می‌رود. اصولاً نام ملانیت برای آندرادیت تیتانیم دار به کار می‌رود. در حالی که در گارنت‌هایی که در آنها مقدار Ti بیش‌تر از Fe^{3+} در موقعیت اکتاهدرال باشد کانی حاصل شورلومیت نامیده می‌شود (ایتو و فروندل^{۱۰}، ۱۹۶۷).

در بعضی از گارنت‌ها، عناصر نادر نیز یافت می‌شوند که مهم‌ترین آنها وانادیم و زیرکونیم است. اعضای نهایی وانادیم دار، گلدمانیت^{۱۱} به فرمول

¹ Hanleite

² Sastri

³ Knorringite

⁴ Nixon and Hornung

⁵ Vigro and Yoder

⁶ Skiagite

⁷ Fursenkol

⁸ Melanite

⁹ Schorlomite

¹⁰ Ito and Frondel

¹¹ Goldmanite

$Ga_3Y_2Si_3O_{12}$ (مونخ و میرویتز^۱، ۱۹۶۷) و یاماتوئیت^۲ به فرمول $Mn_3V_2Si_3O_{12}$ (یوشیمارا و مومویی^۳، ۱۹۶۴) می‌باشد. مقدار ایتريم در گارنت‌های طبیعی بیش‌تر از سایر عناصر نادر است. کانی به فرمول $Y_3Al_2Al_3O_{12}$ ایتروگارنت نامیده می‌شود (یدر و کیث^۴، ۱۹۵۱). از دیگر دیگر ترکیبات شیمیایی موجود در ساختمان بلوری گارنت‌ها آب است (هاتون^۵، ۱۹۴۳). مشکل اساسی در محاسبه اعضای نهایی از نقطه نظر سنگ‌شناسی، متعدد بودن تعداد اعضای نهایی به‌دست آمده می‌باشد، به‌طوری‌که با توجه به ترکیب شیمیایی این تعداد گارنت، امکان محاسبه اعضای نهایی به ۱۲۰ صورت مختلف وجود دارد (ریکوود، ۱۹۶۸). بنابراین برای محاسبه اعضای نهایی، باید یک روش منطقی انتخاب نمود. ریکوود (۱۹۶۸) بر اساس انواع یون‌های موجود روش استاندارد برای محاسبه اعضای نهایی گارنت ارائه نمود. اشکال این روش نیز این است که برای بعضی از اعضای نهایی ترکیبات ویژه‌ای به‌دست می‌آید. برای مثال در مورد هیدروگروسولار، فرمول $Ca_3Al_2H_{12}O_{12}$ به‌دست می‌آید که فاقد Si بوده و با فرمولی که هاتون (۱۹۴۳) برای این کانی پیشنهاد کرده است متفاوت می‌باشد. به همین ترتیب در مورد شورلومیت فرمول به‌دست آمده به‌صورت $Ca_3Ti_2Fe_2TiO_2$ می‌باشد که با فرمول پیشنهادی ایتو و فروند (۱۹۶۷) متفاوت بوده و فاقد Si است. با آن‌که

¹ Moench and Meyrowitz

² Yamatoite

³ Yoshimura and Momoi

⁴ Yoder and Keith

⁵ Hatton

ترکیب شیمیایی محاسبه شده برای کانی‌ها درست است، اما استفاده از این ترکیبات در محاسبه درصد اعضای نهایی یک بلور گارنت می‌تواند نتایج نادرستی را به وجود آورد. با این حال استفاده از روش ریکوود (۱۹۶۸) بسیار معمول است و برای سهولت محاسبه درصد اعضای نهایی گارنت، یک برنامه کامپیوتری به زبان فورترن تهیه شده است. ضمناً برنامه‌های دیگری برای محاسبه اعضای نهایی، با در نظر گرفتن تعادل بین Fe^{2+} و Fe^{3+} تهیه گردیده‌اند (برای مثال توسط فینگر^۱، ۱۹۷۲؛ شیمازاکی^۲، ۱۹۷۷ و لوکوک، ۲۰۰۸). برنامه‌های اخیر در مواردی که تجزیه‌های دقیق توسط میکروپروب صورت گرفته باشد به کار برده می‌شوند.

در تجزیه شیمیایی گارنت‌ها نسبت $R^{2+}:R^{3+}:R^{4+}$ مهم است. نسبت متوسطی که توسط ریکوود (۱۹۶۸) برای این کاتیون‌ها منظور شده برابر ۳:۲:۳ می‌باشد. با مقایسه نتایج حاصل از تجزیه گارنت‌ها و محاسبه اعضای نهایی این کانی‌ها، روش‌های مختلف تقسیم‌بندی گارنت‌ها توسط تیمسک^۳ و همکاران (۱۹۷۸) ارائه شده است. تروگر^۴ (۱۹۵۹) و سوبولف^۵ سوبولف^۵ (۱۹۶۴) تعداد زیادی تجزیه شیمیایی گارنت را گردآوری کرده کرده و گارنت‌ها را بر اساس پاراژنز آنها تقسیم‌بندی نموده‌اند. سوبولف (۱۹۶۵) چهار سری گارنت‌های سنگ‌ساز را به صورت زیر مشخص نموده است: آلماندین - پیروپ، آلماندین - اسپسارتین، اسپسارتین - گروسولار

¹ Finger

² Schimazaki

³ Timcek

⁴ Troger

⁵ Sobolev

و گروسولار - آندرادیت.

البته با در نظر گرفتن گارنت‌های حاوی تیتانیم پنج سری را می‌توان مشخص نمود. بدین ترتیب تقسیم‌بندی قبلی گارنت‌ها به پیرالسپیت و اوگراندیت ارزش خود را از دست می‌دهد.

اعضای مصنوعی گروه گارنت که معادلی در طبیعت ندارند شامل گارنت ایتریم - آلومینیم (YAG) و گارنت گادلینیم - گالیم (GGG) می‌باشند. گارنت ایتریم - آلومینیم مشخصات مغناطیسی مهمی نشان می‌دهد و به همین علت با روش‌های الکترومغناطیسی می‌توان آن را از انواع دیگر جدا نمود. با جانشینی عناصر دیگر در ساختمان این کانی‌های مصنوعی رنگ‌های متعددی ایجاد می‌شود، به طوری که کروم باعث ظهور رنگ سبز شده، که کانی حاصل، قیمتی در نظر گرفته می‌شود. کبالت باعث ظهور رنگ آبی و تیتانیم سبب ایجاد رنگ زرد می‌شود (وبستر^۱، ۱۹۷۴؛ ال^۲، ۱۹۷۹). جزئیات مربوط به چگونگی ساخت گارنت‌های ایتریم‌دار توسط رودنس و کبلر^۳ (۱۹۶۰) و چگونگی رشد دادن گارنت‌های ژرمانیم‌دار توسط میل^۴ (۱۹۷۴) و روش ساخت گارنت‌های وانادیم‌دار توسط رونینگر^۵ و میل (۱۹۷۳) بیان گردیده است.

¹ Webster

² Elwell

³ Rudness and Kebler

⁴ Mill

⁵ Ronniger

۱-۵- توزیع کاتیونی در گارنت

به منظور بررسی دقیق گارنت لازم است که اعضای نهایی آن محاسبه گردند. نحوه محاسبه مقادیر کسر مولی گارنت برای آلماندین، پیروپ، گروسولار و اسپسارتین در ادامه آورده شده است:

$$X_{\text{Alm}} = \frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca}} \quad X_{\text{Prp}} = \frac{\text{Mg}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca}}$$

$$X_{\text{Grs}} = \frac{\text{Ca}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca}} \quad X_{\text{Sps}} = \frac{\text{Mn}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca}}$$

همچنین اکتیویته اعضای نهایی گارنت بر اساس روش‌های مختلف در پیوست ارائه گردیده‌اند.

۱-۶- منطقه‌بندی ترکیبی در گارنت

مطالعه ترکیب شیمیایی منطقه‌بندی کانی‌های آذرین و دگرگونی، همزمان با ظهور استفاده از میکروسکوپ الکترونی، یعنی از اوایل دهه ۷۰ در قرن بیستم آغاز شد و اولین مطالعات هم در خصوص ساختمان منطقه‌ای کانی‌های دگرگونی، بر روی منطقه‌بندی بلورهای گارنت بوده است (آرتون و ادموندز^۱، ۱۹۶۶؛ بانو، ۱۹۶۵ و چینر^۲، ۱۹۶۲). منطقه‌بندی کانی‌ها در محیط‌های زمین‌شناسی گوناگون از دماهای بسیار پایین، در حد دیاژنز (ریدر و گرامز^۳، ۱۹۸۷) تا رژیم‌های دمای بالا، حتی هنگام تبلور ماگما (سیبلی^۴ و همکاران، ۱۹۷۶) مشاهده می‌شود. البته الگوهای منطقه‌بندی اولیه ممکن است توسط واکنش بعدی با ماگما یا سایر فازهای

¹ Atherton and Edmunds

² Chinner

³ Reeder and Grams

⁴ Sibley

فرومیزین تغییر یافته باشد (اوون و مار^۱، ۱۹۹۰). گرین^۲ (۱۹۷۷) بیان نمود که میزان گروسولار گارنت در گرانیت با افزایش فشار افزایش می‌یابد. در گارنت‌های درون سنگ‌های نفوذی اختلاف بین میزان گروسولار در هسته و حاشیه نشان‌دهنده تغییرات فشار در حین رشد گارنت می‌باشد به طوری که گارنت تشکیل شده در بخش‌های هسته‌ای تر با گروسولار بالاتر از حاشیه، از فشار بالاتری منشأ گرفته است.

به عقیده هرنگی و همکاران (۲۰۰۱)، توزیع عناصر Mg, Fe, Mn و Ca در گارنت اساساً تحت تأثیر درجه دگرگونی، دما، نرخ سردشدگی، ماهیت سیال دگرگونی و شیمی سنگ مادر قرار می‌گیرد. استون^۳ (۱۹۸۸)، هریسون^۴ (۱۹۸۸) و دو بری^۵ (۱۹۸۸) تغییرات شیمی گارنت‌ها را بازتابی از تحول شیمی فازهای در حال تبلور دانسته و آن را وابسته به عمق و منشأ تحول ماگمای گرانیتی آن می‌دانند. تغییرات چرخه‌ای ضرایب توزیع، یکی از مکانیسم‌های ممکن برای ایجاد منطقه‌بندی نوسانی است. کاهش دما موجب افزایش Kd_{Fe-Mg} بین گارنت و مذاب می‌گردد (گرین، ۱۹۷۷؛ ایس، ۱۹۸۶؛ کنراد^۶ و همکاران، ۱۹۸۸). از دیدگاه کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵)، اغلب گارنت‌های نوع I (فنو کریستی) دارای نوسان در روند کلی تغییرات نسبت Fe/Mg می‌باشند.

¹ Owen and Marr

² T.H. Green

³ Stone

⁴ Harrison

⁵ du Bray

⁶ $Kd_{Fe-Mg} = (Fe^{Grt}/Mg^{Grt}) / (Fe^{melt}/Mg^{melt})$

⁷ Conrad

۱-۲- مطالعات پیرامون کانی‌شناسی گارنت

در ادامه به ارائه مطالعات صورت گرفته توسط نویسندگان بر روی سنگ‌های آذرین و دگرگونی دارای گارنت در مناطق دهنو (شمال غرب مشهد) و ناین (شمال شرق اصفهان) اشاره می‌گردد. در جدول ۲ به ترکیب شیمیایی متوسط گارنت در سنگ‌های دو منطقه مورد مطالعه دهنو و ناین اشاره گردیده است.

جدول ۲: ترکیب شیمیایی میانگین گارنت در واحدهای سنگی مختلف.

Rock Type	Granite	Tonalite	Skarn	Hornfels	Schist	Amphibolite
Reference	[2]	[1]	[2]	[1]	[1]	[2]
Garnet Composition	Alm-rich	Alm-rich	Grs-rich	Alm-rich	Alm-rich	Alm-rich
SiO ₂	37.50	39.29	37.77	37.89	36.00	37.87
TiO ₂	0.00	0.48	1.48	0.06	0.07	0.19
Al ₂ O ₃	21.69	21.12	13.95	21.56	21.47	21.48
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.04	0.00	0.06	0.02
FeO	33.71	29.44	10.80	35.61	36.35	24.32
MnO	7.12	2.15	0.15	4.36	4.19	3.28
MgO	1.49	4.00	0.30	1.03	1.22	2.95
CaO	0.76	5.65	35.48	0.15	0.19	10.40
Na ₂ O	0.08	0.01	0.02	0.08	0.04	0.03
K ₂ O	0.03	0.00	0.00	0.07	0.07	0.00
Total	102.28	102.14	100.00	100.81	99.65	100.56
Almandine	75.82	63.72	0.66	80.49	84.52	51.65
Spessartine	16.09	4.70	0.32	9.98	9.85	7.31
Pyrope	5.94	15.44	1.16	4.15	5.07	11.57
Grossular	2.11	12.77	63.2			26.52

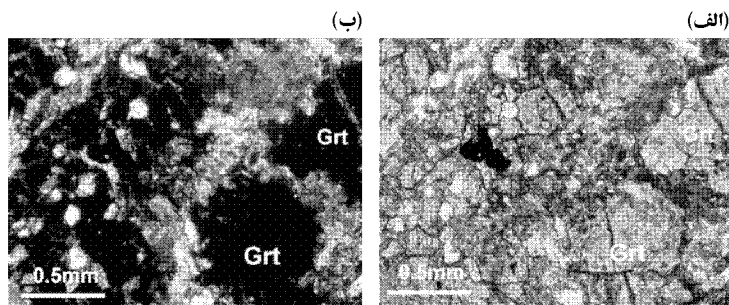
منابع: [۱]: صمدی (۱۳۸۷)؛ [۲]: شیردشت‌زاده (۱۳۸۶).

۱-۲-۱- گارنت در سنگ‌های آذرین

۱-۲-۱- الف- گارنت در تونالیت

صمدی (۱۳۸۷) به بررسی درشت بلورهای گارنت در درون تونالیت - گرانودیوریت‌های دهنو که در تماس با حاشیه هورنفلسی قرار داشته‌اند پرداخته است. گارنت موجود در این سنگ‌ها در حدود ۲ سانتیمتر قطر داشته و بر اساس آنالیز شیمیایی، ترکیب شیمیایی متوسط آنها عمدتاً از

نوع آلماندین - پیروپ می‌باشد (جدول ۲). در مقاطع میکروسکوپی گارنت‌ها به رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای تیره، خودشکل تا نیمه‌شکل دار با قطر ۳ تا ۵ میلیمتر هستند که مرز خارجی در بلورهای نیمه‌شکل دار نامنظم می‌باشد (شکل ۲).



شکل ۲: مقطع میکروسکوپی گارنت (Grt) موجود در تونالیت به صورت (الف) تصویر PPL و (ب) تصویر XPL. این گارنت‌ها گاه هموژن نبوده و منطقه‌بندی نشان می‌دهند و دارای ادخال‌هایی از بیوتیت، مسکوویت، کوارتز و پلاژیوکلاز ریزدانه می‌باشند. دانه‌های گارنت توسط کانی‌های ریزدانه بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز احاطه شده‌اند (صمدی، ۱۳۸۷).

۱-۲-۱-ب- گارنت در گرانیت

شیردشت‌زاده (۱۳۸۶) در مطالعات خود بر روی سنگ‌های دگرگونی افیولیت ملانژ شمال ناین به بحث راجع به واحدهای گرانیتی موجود در این منطقه پرداخته و در گروهی از این گرانیت‌ها به وجود گارنت‌های دانه‌ریز و خرد شده اشاره نموده است. این گارنت‌ها در زمینه‌ای از کوارتز حضور داشته و دارای ادخال‌های ریزی از کوارتز می‌باشند. وی معتقد است که گارنت موجود در این سنگ‌ها که از نوع آلماندین است، بیانگر حضور بخش‌های رسوبی در سنگ‌های اولیه ذوب شده می‌باشد،

که نشانه سنگ‌های پلیتی و غنی از آلومینیوم است که بر روی پوسته اقیانوسی افیولیت نایین قرار داشته و به همراه آن فرورانش نموده‌اند.

۱-۷-۲- گارنت در سنگ‌های دگرگونی

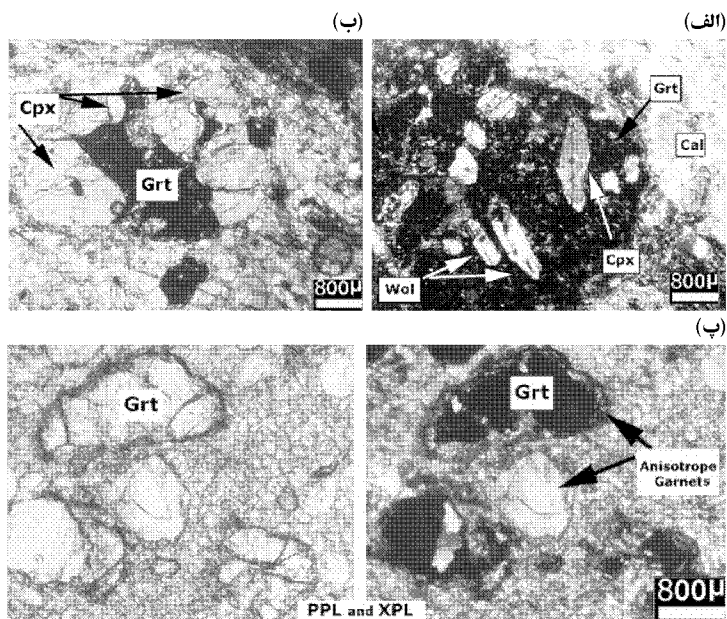
۱-۷-۲-الف- گارنت در اسکارن

با توجه به مطالعات شیردشت‌زاده (۱۳۸۶)، از سنگ‌های دگرگونی موجود در افیولیت ملائز نایین می‌توان به اسکارن‌ها اشاره نمود، که گارنت موجود در این سنگ‌ها دارای ترکیب گروسولار است (جدول ۲). در درون دانه‌های درشت گارنت می‌توان بقایایی از کلینوپیروکسن و ولاستونیت را مشاهده کرد (شکل ۳). وجود باقی‌مانده‌هایی از کلینوپیروکسن در گارنت (بافت باقی‌مانده) بیانگر تبدیل برخی کلینوپیروکسن‌ها به گارنت و تقدم تشکیل کلینوپیروکسن و ولاستونیت نسبت به گارنت می‌باشد (شکل ۳). در مواردی هم گارنت در امتداد رخ‌های کلینوپیروکسن مشاهده می‌شود که تمامی این موارد شاهدی برای تبدیل کلینوپیروکسن به گارنت می‌باشند. در چند نمونه از مقاطع نازک مورد مطالعه علاوه بر گارنت‌های ایزوتروپ^۱، گارنت‌های آن ایزوتروپ^۲ نیز مشاهده شد که حضور آنها را می‌توان به اشکالات ساختاری^۳ گارنت‌ها مربوط دانست که به شکل تشکیل هاله‌ای از گارنت آن ایزوتروپ در اطراف گارنت ایزوتروپ مشاهده می‌شود و بیانگر مراحل متاسوماتیسم می‌باشد (شکل ۳).

¹ Isotrope

² Anisotrope

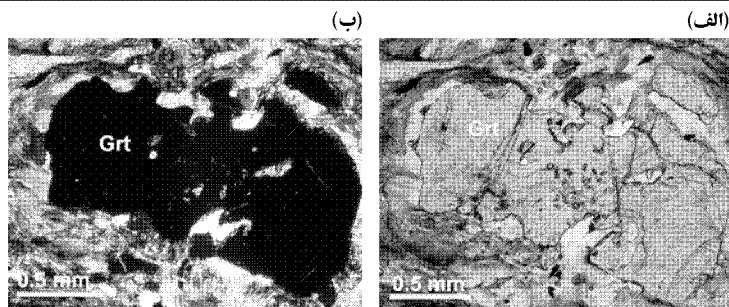
³ Structural defects



شکل ۳: مقطع میکروسکوپی اسکارن، افیولیت ملانژ ناین: (الف) حضور کلینوپیروکسن (Cpx) و ولاستونیت (Wol) در گارنت (تصویر XPL)؛ (ب) تشکیل گارنت از کلینوپیروکسن (تصویر XPL)؛ (پ) گارنت‌های آن ایزوتروپ (شیردشت‌زاده، ۱۳۸۶).

۱-۷-۲-ب- گارنت در هورنفلس

بلورهای گارنت موجود در هورنفلس‌های منطقه دهنو، نیمه‌شکل دار تا بی‌شکل بوده و دارای اندازه متوسط $1/2$ تا $1/7$ میلیمتر می‌باشند که عموماً با غلافی از کوارتز و فیبرولیت (سیلیمانیت) احاطه شده‌اند (صمدی، ۱۳۸۷). گارنت‌ها دارای ادخال‌هایی از کوارتز، بیوتیت، مسکوویت، کلریت و کانی‌های کدر هستند (شکل ۴). صمدی (۱۳۸۷) ترکیب متوسط این گارنت‌ها را آلماندین به‌دست آورده است (جدول ۲).

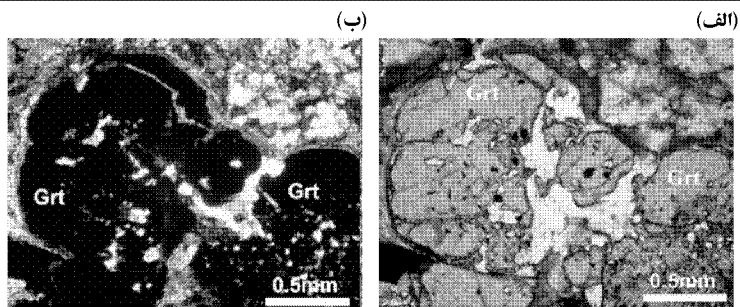


شکل ۴: مقطع میکروسکوپی گارنت و ادخال‌های کوارتز و بیوتیت درون آن؛ هورنفلس ده‌نو: (الف) تصویر PPL و (ب) تصویر XPL (صمدی، ۱۳۸۷).

۱-۲-۷-پ- گارنت در شیست

بر اساس مطالعات صمدی (۱۳۸۷) که بر روی شیست‌های منطقه ده‌نو در شمال‌غربی شهر مشهد انجام گرفت، گارنت موجود در گارنت میکاشیست‌های منطقه با اندازه تقریبی ۲ تا ۲/۵ میلی‌متر قطر و به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و ادخال‌هایی از کوارتز، مسکوویت و بیوتیت در آن دیده می‌شود (شکل ۵). ترکیب شیمیایی متوسط این گارنت‌ها به صورت آلمان‌دین می‌باشد (جدول ۲).

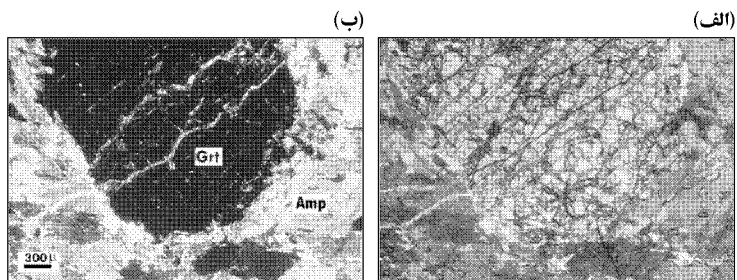
به‌طور کلی گارنت موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه (شامل شیست‌ها و هورنفلس‌ها) که در مجاورت با تونالیت‌ها قرار دارند، از لحاظ ترکیب شیمیایی با گارنت موجود در تونالیت‌ها کاملاً متفاوت می‌باشد و هیچ شباهتی از لحاظ منطقه‌بندی شیمیایی بین گارنت درون شیست‌ها و هورنفلس‌ها با بخش‌های هسته و حاشیه گارنت موجود در تونالیت‌ها دیده نمی‌شود، لذا تشکیل گارنت درون تونالیت‌ها هیچ‌گونه رابطه ژنتیکی با سنگ‌های دگرگونی مجاور و گارنت موجود در آنها ندارد.



شکل ۵: تصویر PPL و XPL گارنت (گارنت میکاشیت، صمدی، ۱۳۸۷).

۱-۷-۲-ت- گارنت در آمفیبولیت

آمفیبولیت‌های موجود در افیولیت ملانژ ناین توسط شیردشت‌زاده (۱۳۸۶) مورد بررسی قرار گرفتند. بر اساس این مطالعات، گارنت موجود در این سنگ‌ها در اندازه‌های بسیار ریز تا بزرگ (۴-۵ میلیمتر) می‌باشد. قطعات درشت‌تر گارنت‌ها دارای ادخال‌هایی از کلینوپیروکسن، کوارتز، پلاژیوکلاز و اپیدوت می‌باشند (شکل ۶). ترکیب شیمیایی به دست آمده برای گارنت‌ها آلماندین (-گروسولار) می‌باشد (جدول ۲).



شکل ۶: گارنت از اطراف در حال تجزیه به پره‌نیت، کلسیت و اپیدوت می‌باشد (PPL و XPL) و شکستگی‌های آن توسط پره‌نیت پر شده است.

فصل دوم

بررسی خاستگاه گارنت

۲-۱- مقدمه

گارنت یکی از کانی‌های متداول در گرانیت‌های پرآلومین (مانند گرانیت‌های تیپ S) است، ولی در سنگ‌های آذرین درونی کالک‌آلکالن مت‌آلومین نسبتاً نادر می‌باشد. مطالعات نشان می‌دهند که منشأ گارنت‌ها در برخی موارد ماگمایی بوده و در برخی موارد دیگر آن را به یک فاز زینوکریستی دیرگداز^۱ (به صورت تفاله‌ای^۲) نسبت می‌دهند که از سنگ‌هایی با منشأ دگرگونی به وجود آمده است (استون، ۱۹۸۸) و گاه آنها را به یک منشأ متاسوماتیکی منتسب می‌دانند (کانتک و کوری^۳،

^۱ Refractory xenocrystic phase

^۲ Restite

^۳ Kontak and Corey

۱۹۸۸). همچنین برخی محققین تشکیل گارنت‌های ماگمایی را به تبلور در فشارهای بالا یعنی $P \geq 7 \text{ kb}$ (گرین. تی. اچ، ۱۹۷۷) و یا تبلور در فشارهای نسبتاً پایین (احتمالاً در f_{O_2} یا $f_{\text{H}_2\text{O}}$ پایین) ماگمای پرآلومین تفریق‌یافته نسبت می‌دهند (آلن و کلارک^۱، ۱۹۸۱؛ کاوتورن و براون^۲، ۱۹۷۶ و ۱۹۷۸).

تاکنون معیارهای ترکیبی و بافتی متنوعی برای تمایز بین منشأ ماگمایی و زینوکریستی گارنت‌ها در سنگ‌های گرانیتوئیدی پیشنهاد شده است. گارنت‌های خوش‌فورم و فاقد منطقه‌بندی معمولاً به‌عنوان فنوکریستال شناخته می‌شوند (هریسون، ۱۹۸۸؛ گرین و رینگوود، ۱۹۸۸). اگرچه شکل دانه‌ها متأثر از واکنش گارنت با ماگما است، خصوصاً در نمونه‌هایی که مربوط به سطوح کم‌عمق هستند. تمایز بافتی بین فنوکریست‌ها و زینوکریست‌ها توسط زینوکریست‌هایی که دوباره بلعیده شده‌اند مشکل می‌گردد، در نتیجه بهتر است که از معیارهای ترکیبی و شیمیایی برای بررسی منشأ گارنت این سنگ‌ها استفاده شود (اوون و مار، ۱۹۹۰). درحالی‌که ترکیب زینوکریست‌های گارنت به ترکیب سنگ کل و درجه دگرگونی سنگ منشأ بستگی دارد، اما ترکیب فنوکریست‌های گارنت به تأثیرات ترکیب ماگما از قبیل متغیرهایی مانند فشار مربوط می‌باشد (اوون و مار، ۱۹۹۰).

برای تشخیص منشأ گارنت در سنگ‌های آتشفشانی، راه‌های گوناگونی پیشنهاد شده است اما هیچ‌یک از آنها معیاری مطلق محسوب

¹ Allan and Clarke

² Cawthorne and Brown

نشده و ممکن است در یک منطقه کاربرد داشته، اما در منطقه دیگر، فاقد کارایی لازم باشند. به‌طور خلاصه مهم‌ترین معیارهای مطرح شده در تشخیص منشأ گارنت عبارت هستند از:

(۱) الگوی منطقه‌بندی (بیرچ و گلیدو^۱، ۱۹۷۴؛ کاواباتا و تاکافوجی^۲،

۲۰۰۵؛ پاترانابیس^۳ و همکاران، ۲۰۰۹)؛

(۲) شکل بلوری (بیرچ و گلیدو، ۱۹۷۴؛ کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵)؛

(۳) توزیع عناصر اصلی (همر و مویز^۴، ۱۹۸۲؛ هرنگی^۵ و همکاران، ۲۰۰۱؛

۲۰۰۱؛ میرنژاد^۶ و همکاران، ۲۰۰۸؛ صمدی، ۲۰۰۹)؛

(۴) توزیع عناصر کمیاب (هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱؛ شاینر^۷ و همکاران،

۲۰۰۷)؛

(۵) ایزوتوپ‌ها (هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱)؛

(۶) ادخال‌های آذرین و دگرگونی (بیرچ و گلیدو، ۱۹۷۴؛ گرین^۸، ۱۹۷۷؛

۱۹۷۷؛ کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵؛ پاترانابیس و همکاران، ۲۰۰۹).

از بین معیارهای ارائه شده در بالا، تقریباً هیچ‌کدام قابلیت تعمیم به‌عنوان یک معیار عمومی را ندارند. معمولاً هر یک از معیارهای فوق در محدوده یا منطقه کوچکی کاربرد داشته و مخصوصاً هنگامی قابلیت استناد دارند که در محدوده مطالعه، انواع گارنت با بافت و ترکیب

¹ Birch and Gleadow

² Kawabata & Takafuji

³ Patranabis

⁴ Hamer and Moyes

⁵ Harangi

⁶ Mirnejad

⁷ Scheibner

⁸ Green

متفاوت در سنگ حضور داشته باشند (هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱). در مواردی که گارنت تنوع ترکیبی نداشته باشد، به سختی می‌توان از معیارهای شیمیایی استفاده نمود. در این موارد، می‌توان از وضعیت ادخال‌ها، نوع زنولیت‌ها، تنوع ترکیبی گارنت و نیز ماهیت ماگما استفاده نمود.

منطقه‌بندی در گارنت‌های دگرگونی امری عادی بوده ولی در گارنت‌های موجود در سنگ‌های گرانیتی نیز گزارش شده است (لیک، ۱۹۶۷؛ میننگ^۱، ۱۹۸۳). البته طرح‌های منطقه‌بندی اولیه بوسیله زیر سکانس‌های واکنشی با ماگما یا سایر فازهای فرومینیزین در معرض تغییر قرار می‌گیرد (اوون و مار، ۱۹۹۰). متأسفانه منطقه‌بندی رشدی معمولاً در گارنت‌های تشکیل شده در شرایط ترمودینامیکی دمای بالا، در طی انتشار حذف می‌شود (آندرسون و باکلی^۲، ۱۹۷۳؛ بلک‌برن^۳، ۱۹۶۹؛ گرنٹ و ویبلن^۴، ۱۹۷۱؛ دو بتون^۵ و همکاران، ۱۹۷۵؛ تریسی^۶ و همکاران، ۱۹۷۶؛ وودزورث^۷، ۱۹۷۷؛ یاردلی^۸، ۱۹۷۷). طبق نظر وایت و چاپل^۹ (۱۹۷۷) کانی‌های باقی‌مانده قادر به حفظ ترکیب منشأ نبوده و عمدتاً با مذاب گرانیتی پیرامون در تعادل می‌باشند. که البته این فرضیه در مورد همه کانی‌ها به صورت یکسان با تحقیقات امروز سازگار نمی‌باشد.

¹ Manning

² Anderson and Buckley

³ Blackburn

⁴ Grant and Weiblen

⁵ de Bethune

⁶ Tracy

⁷ Woodsworth

⁸ Yardley

⁹ White and Chappell

بسیاری از محققین منشأ گارت در سنگ‌های گرانیتی را مورد بررسی قرار داده و سه مکانیزم برای آن در نظر گرفته‌اند:

- ۱- فاز مقاوم باقی‌مانده از محدوده ذوب‌بخشی (وایت و چاپل، ۱۹۷۷؛ ونوم و میر^۱، ۱۹۷۹؛ آلان و کلارک، ۱۹۸۱؛ استون، ۱۹۸۸)؛
- ۲- زینوکریست‌ها و فنوکریست‌های فشار بالا که در اعماق تشکیل و به سطوح بالایی منتقل شده‌اند (گرین، ۱۹۷۷)؛
- ۳- ته‌نشست در فشار پایین از یک مذاب گرانیتی پرآلومینوس (هال^۲، ۱۹۶۵؛ آلان و کلارک، ۱۹۸۱؛ میلر و استادارد^۳، ۱۹۸۱؛ هریسون، ۱۹۸۸).

فنوکریست‌های گارت به‌طور محتمل در فشار پایین بی‌ثبات می‌شوند و سپس دوباره بلعیده شده و در همین فشار پایین با مذاب دارای فازهای گوناگون واکنش می‌دهند تا به تعادل برسند. این مطالعه در مورد فرآیند رشد دوباره کردیریت و هیپرستن (میاشیرو^۴، ۱۹۵۵؛ گرین و رینگوود، ۱۹۶۸)، بیوتیت (ادواردز^۵، ۱۹۳۶؛ لیونز^۶ و همکاران، ۱۹۷۳)، فلدسپار (ادواردز، ۱۹۳۶؛ الیور^۷، ۱۹۵۶) و کلریت و مگنتیت (فیتون^۸، ۱۹۷۲) انجام شده است.

افزایش مقدار محتوای اسپسارترین یک گارت می‌تواند موجب پایداری

¹ Vennum and Meyer

² Hall

³ Miller and Stoddard

⁴ Miyashiro

⁵ Edwards

⁶ Lyons

⁷ Oliver

⁸ Fitton

گارنت در فشارهای کم گردد (گرین، ۱۹۷۷؛ میلر و استادارد^۱، ۱۹۷۷ و ۱۹۷۸). محتوای گروسولار گارنت با ترکیب سنگ کل دارای رابطه مستقیم است و با افزایش عمق تبلور و با مصرف نمودن Mn افزایش می‌یابد (میلر و استادارد، ۱۹۷۸ و ۱۹۸۱).

همچنین بسیاری از گارنت‌ها که به‌عنوان فنوکریست دیده می‌شوند، از اسپسارتین غنی بوده و دارای $X_{Mn} = Mn / (Mn + Mg + Fe^{2+})$ در حدود ۰/۱ تا ۰/۸ هستند (میلر و استادارد، ۱۹۷۸ و ۱۹۸۱). گارنت‌های ماگمایی دیگری نیز به‌صورت محلول آلماندین- پیروپ دیده شده‌اند (فیتون، ۱۹۷۲). علاوه بر این بسیاری از گارنت‌های دگرگونی (به‌ویژه در سنگ‌های گرانیتی و سنگ‌های با شرایط ترمودینامیکی درجه پایین) حاوی تشکیل دهنده‌های مهم فاقد آهن و منیزیم هستند، لذا نمی‌توان آنها را به راحتی و صرفاً بر اساس ترکیب شیمیایی‌شان از معادل‌های ماگمایی متمایز ساخت. در حقیقت، گارنت‌های گروه پیرالسپیت (آلماندین، اسپسارتین و پیروپ) عموماً در سنگ‌های گرانیتی دیده می‌شوند (میلر و استادارد، ۱۹۸۱؛ دوبری، ۱۹۸۸).

گارنت‌های موجود در توده‌های نفوذی گرانیتی که در یک منطقه دگرگونی قرار دارند می‌توانند به یک منشأ دگرگونی مربوط باشند (چمبرلین و لیونز^۲، ۱۹۸۳؛ پلانک^۳، ۱۹۸۷). در برخی از توده‌های نفوذی نفوذی (به‌ویژه توده‌های نفوذی مافیک) گارنت به‌صورت یک فاز

^۱ Miller and Stoddard

^۲ Chamberlain and Lyons

^۳ Plank

حاشیه‌ای در بخش‌های جانبی توده، به‌ویژه در نواحی که دارای استرین کم هستند مشاهده می‌شود. تشخیص منشأ گارنت حاشیه‌ای دشوار است، زیرا این بخش‌های حاشیه‌ای ممکن است حین سرد شدن در سابسولیدوس (سورنسون^۱، ۱۹۷۹) و یا طی یک دگرگونی به‌وجود آمده باشند (دیویدسون و وان‌بریمن^۲، ۱۹۸۸). جواستن (۱۹۸۶) پیشنهاد نموده است که برخی از این حاشیه‌ها به‌عنوان اشکال سابسولیدوس بوده و در حقیقت دارای منشأ ماگمایی می‌باشند.

وجود گارنت‌های فنوکریست غنی از آلماندین در بسیاری از سنگ‌های کالک‌آلکالن دنیا گزارش شده است. سنگ میزبان آنها عمدتاً گرانودیوریت، ریوداسیت، داسیت و همچنین ریولیت، گرانیت، آندزیت، کوارتز دیوریت، نوریت و پگماتیت فلسیک می‌باشد. هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) نیز به وجود سه نوع گارنت در سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکالن مورد مطالعه خود اشاره نموده‌اند:

۱) گارنت‌های ماگمایی: این گارنت‌ها دارای اهمیت پتروژنتیک بوده و ترکیب آنها نوع ماگما، فشار و دمای تبلور را منعکس می‌کند (گرین، ۱۹۷۷ و ۱۹۹۲)؛

۲) گارنت‌های زینوکریست؛

۳) گارنت‌های مرکب: این گارنت‌ها در هسته زینوکریست و در بخش‌های حاشیه‌ای فنوکریست و از منشأ ماگمایی هستند. از لحاظ رنگ ظاهری بخش‌های مرکزی این گارنت‌ها روشن‌تر و در حاشیه‌ها

¹ Sorenson

² Davidson and Van Breemen

که گارنت منشأ ماگمایی یافته، تیره‌تر می‌باشند. گاه ادخال‌های آنها در قسمت‌های مرکزی و حاشیه می‌توانند با هم تفاوت داشته باشند. همچنین میزان ترکیبات شیمیایی در بخش‌های مرکزی و حاشیه‌ای بلور تفاوت نشان می‌دهد. بخش‌های زینوکریستی این گارنت‌ها با گارنت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی اطراف موجود در منطقه شباهت‌های شیمیایی نشان می‌دهند.

همان‌گونه که قبلاً نیز به آن اشاره گردید، به‌طور کلی، گارنت موجود در سنگ‌ها می‌توانند به‌صورت (۱) فاز اولیه ماگمایی و یا (۲) زینوکریست‌های مشتق از سنگ میزبان و یا (۳) یک فاز باقی‌مانده باشند. تعیین نوع کانی‌های همراه با گارنت می‌تواند در تشخیص منشأ مفید واقع گردد، البته این مسئله نیازمند انجام مطالعات تجربی بر روی روابط فازی ماگمای میزبان گارنت‌ها می‌باشد (دی^۱ و همکاران، ۱۹۹۲؛ گرین، ۱۹۹۲). اما متأسفانه این روش از اعتبار کاربردی چندانی برخوردار نمی‌باشد، زیرا ماگمای حاوی گارنت طی فرآیندهای ماگمایی بعدی، از قبیل هضم یا اختلاط، دچار تغییراتی می‌گردد (کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵).

از این‌رو ادخال‌های موجود در گارنت می‌توانند اطلاعات بیش‌تری را در مورد منشأ ارائه نمایند، زیرا بلورها در حین تبلور ممکن است کانی‌ها، مذاب‌ها و سیالات را در خود به‌دام بیندازند (رودر^۲، ۱۹۷۹؛

¹ Day

² Roedder

وان دن کرهوف و هین^۱، ۲۰۰۱).

هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) معتقدند که چنانچه ترکیب شیمیایی ادخال‌های موجود در درون گارنت‌ها با ترکیب شیمیایی همان کانی‌ها در زمینه سنگ مشابه باشد، این گارنت‌ها دارای منشأ اولیه خواهند بود. تاکنون الگوهای منطقه‌بندی گوناگونی برای فنوکریست‌های گارنت موجود در سنگ‌های آتشفشانی کالک آلکالن ارائه گردیده است. هر چند تهی‌شدگی از Mg# به سمت حاشیه یکی از الگوهای متعارف در گارنت‌های فنوکریست می‌باشد (گرین و رینگوود، ۱۹۶۸؛ وود، ۱۹۷۴؛ دی و همکاران، ۱۹۹۲)، اما الگوی عکس آن نیز تاکنون توسط بسیاری از محققین گزارش شده است (فیتون، ۱۹۷۲؛ دی و همکاران، ۱۹۹۲). لذا تغییرات مقدار منیزیم و Mg# در همه موارد نمی‌تواند به‌عنوان معیار دقیقی برای تشخیص خاستگاه گارنت محسوب شود.

همچنین وجود منطقه‌بندی نوسانی یا نبود آن در گارنت نیز همیشه متمایز کننده گارنت‌های فنوکریست و زینوکریست نیست، زیرا با وجود اینکه گارنت‌های خوش‌فورم و فاقد منطقه‌بندی معمولاً به‌عنوان فنوکریستال شناخته می‌شوند (هریسون، ۱۹۸۸؛ گرین و رینگوود، ۱۹۸۸)، بر اساس مطالعه پیشین (لیک، ۱۹۶۷؛ میننگ، ۱۹۸۳)، منطقه‌بندی در گارنت‌های دگرگونی امر متعارفی می‌باشد، اما منطقه‌بندی نوسانی در فنوکریست‌های گارنت نیز گزارش شده است (دی و همکاران، ۱۹۹۲؛ کانو^۲، ۱۹۸۳). در حقیقت وجود منطقه‌بندی نوسانی در گارنت‌های

¹ Van den Kerkhof and Hein

² Kano

فنوکریستی می‌تواند بیانگر نوسان ترکیب مذاب (دی و همکاران، ۱۹۹۲) و یا تغییرات فشار در هنگام تشکیل آنها باشد (کانو و یاشیما، ۱۹۷۶).

به عقیده اسپیر (۱۹۹۳) نیز ترکیب گارنت به تنهایی معیار کاملی برای تشخیص منشأ آن نمی‌باشد، زیرا ترکیب گارنت می‌تواند بسته به نوع و ترکیب سنگ کل، ترکیب زمینه پیرامون گارنت، مجموعه کانی‌های همراه آن و شرایط دما و فشار، متغیر باشد.

کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵)، نوع گارنت‌های موجود در سنگ‌های کالک‌آلکالن نوار آتشفشانی ستوچی^۲ ژاپن را به این صورت تقسیم‌بندی نمودند:

۱. گارنت‌های نوع M یا دگرگونی: که به صورت زینوکریست می‌باشند، را می‌توان با توجه به وجود ادخال‌های سیلیمانیت و بافت‌های انحلالی و نیز همراهی قطعات زینولیت مشخص نمود. این گارنت‌ها دارای افزایش نسبت MgO/FeO و کاهش MnO به سمت حاشیه می‌باشند؛
۲. گارنت‌های نوع I یا آذرین: که به عنوان فنوکریست خوانده می‌شوند، توسط نداشتن ادخال‌های سیلیمانیت قابل تشخیص می‌باشند. همچنین این گروه از گارنت‌ها دارای ادخال‌هایی از شیشه در درون خود هستند که بیانگر تبلور گارنت در کنار مذاب می‌باشد. این نوع گارنت دارای منطقه‌بندی نوسانی و تغییرات نامنظم MgO و FeO بوده که این منطقه‌بندی نوسانی ممکن است در پی ناهمگنی ماگما حاصل گردیده باشد.

¹ Yashima

² Setouchi

در نمونه‌های گارنت نوع M مربوط به ریولیت‌های منطقه ستوجی، به سمت حاشیه میزان MnO کاهش و نسبت MgO/FeO افزایش می‌یابد، در حالی که در گارنت‌های نوع I همین منطقه، میزان MgO و FeO دارای منطقه‌بندی نوسانی می‌باشند (کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵).

گارنت نوع I یا فنوکریست‌های آذرین (کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵): این گارنت‌ها دارای ادخال‌هایی از آپاتیت، ایلمنیت، پلاژیوکلاز و زیرکن می‌باشند. ادخال‌های این کانی‌ها به صورت نامنظم پراکنده‌اند ولی توزیع منحنی شکل ادخال‌ها که به‌عنوان ساخت گلوله برقی شناخته شده و اغلب در گارنت سنگ‌های دگرساخت مشاهده می‌گردد، در گارنت‌های نوع I مشاهده نمی‌گردد (اسکادروپروت^۱ و همکاران، ۲۰۰۰).

آندرسون (۱۹۸۴)، این ادخال‌های موجود در پرفیروبلاست‌های گارنت، سنگ‌های دگرگون شده را به دو گروه تقسیم بندی نمود:

۱) ادخال‌های گروه اول (شامل کوارتز، اکسید Fe-Ti و گرافیت) که در امتداد محل مرزها تمرکز می‌یابند و به‌عنوان کانی‌های به‌دام افتاده زمینه شناخته می‌شوند (آندرسون^۲، ۱۹۸۴؛ برتون^۳، ۱۹۸۶؛ رایس و میچل^۴، ۱۹۹۱)؛

۲) گروه دوم ادخال‌هایی هستند که نسبت به سطح بلور گارنت به‌طور عمودی توزیع یافته‌اند و به‌صورت هم‌رشدی استوانه‌ای شکل

¹ Escuder Viruete

² Anderson

³ Burton

⁴ Rice and Mitchell

کوارتز با گارنت میزبان دیده می‌شوند (برتون، ۱۹۸۶؛ آندرسون، ۱۹۸۴).

گارنت نوع M (بنا به تعریف کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵): از لحاظ پتروگرافی و نیز حضور ادخال‌های سوزنی شکل سیلیمانیت و یا توسط بافت‌های انحلالی در بخش‌های مرکزی بلور، از گروه I (فنو کریست‌های گارنت) متمایز می‌باشند. البته قابل ذکر است که این گارنت‌ها گاهی به همراه زینولیت‌های پلاژیو کلاز، بیوتیت و سیلیمانیت می‌باشند. ادخال‌های موجود در گارنت‌های نوع M شامل سیلیمانیت سوزنی، کوارتز، اسپینل، بیوتیت و نیز کانی‌های مربوط به ادخال‌های موجود در گارنت‌های نوع I می‌باشند. هسته برخی از گارنت‌های نوع M به صورت یک منطقه غبارآلود از تجمع ذرات ریزتر ادخال‌ها است و الگویی شبیه به الگوی توزیع ادخال‌های گارنت‌های نوع دوم در تقسیم‌بندی ارائه شده توسط آندرسون (۱۹۸۴) را نشان می‌دهد. این ذرات ریز شامل پلاژیو کلاز، اکسید Fe-Ti و کوارتز بوده ولی شیشه در میان آنها حضور ندارد.

بر اساس نظر کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵) با توجه به افزایش نسبت MgO/FeO و کاهش MnO در هسته تا حاشیه هسته گارنت، این بخش از گارنت‌ها شباهت‌هایی را به گارنت‌های زینو کریستی نشان می‌دهد. در حالی که در مقابل، بخش‌های حاشیه‌ای را که دارای روندی عکس روند مذکور می‌باشند، باید شبیه به فنو کریست‌ها دانست. لذا باید فرض نمود که قطعاتی از گارنت، از بخش‌های رسوبی و دگرگونی مجاور به درون توده نفوذی فرو افتاده و هسته زینو کریستی گارنت را تشکیل داده‌اند و

سپس ماگمای نفوذی در ساخت حاشیه فنوکریستی گارت‌های مذکور شرکت نموده است. اما چنین فرضیه‌ای در مورد تمامی گارت‌ها نمی‌تواند صحیح باشد، زیرا:

(۱) اگر بخش هسته‌ای گارت‌ها دارای منشأ زینوکریستی باشد، در چنین وضعیتی بایستی قطعاتی از زینولیت‌های دگرگونی در توده و یا کانی‌های سنگ‌های دگرگونی نیز به صورت ادخال در گارت‌های درون توده مشاهده گردد؛

(۲) مطالعات دماسنجی چنانچه با استفاده از روش‌های گوناگون صورت پذیرد و دمای تشکیل مشابهی را در بخش‌های مختلف گارت نشان دهد، شرایط دمای تشکیل بخش هسته گارت را از بخش‌های حاشیه‌ای آن نمی‌توان متمایز در نظر گرفت و آن را به یک محیط متفاوت خارجی و دگرگونی نسبت داد.

گارت‌های نوع I یا همان فنوکریست‌های گارت موجود در داسیت‌های منطقه شیراکاتای ژاپن (کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵)، دارای نسبت MgO/FeO بالاتری نسبت به گارت‌های موجود در ریولیت‌های ستوچی می‌باشند. بنابراین مقایسه ترکیب پلاژیوکلاز موجود در زمینه با ادخال‌های پلاژیوکلاز درون گارت‌های نوع I نشان می‌دهد که ادخال‌های پلاژیوکلاز دارای $An\%$ بالاتری می‌باشند. به طور کلی میزان CaO/Na_2O و MgO/FeO موجود در یک مذاب، با افزایش مقدار SiO_2 مذاب، کاهش پیدا می‌کند. علاوه بر این، ضریب توزیع $Fe-Mg$ بین مذاب و گارت، که به صورت $Kd_{Fe-Mg} = (Fe^{Grt}/Mg^{Grt}) / (Fe^{melt}/Mg^{melt})$ می‌باشد،

بیان می‌گردد، با فلسیک‌تر شدن ترکیب ماگما افزایش می‌یابد، زیرا Kd_{Fe-Mg} دارای رابطه عکس با دمای ماگما می‌باشد (الیس^۱، ۱۹۸۶) و در ماگماهای فلسیک‌تر که به‌طور نسبی دمای کم‌تری دارند، مقدار آن افزایش پیدا می‌کند.

به این ترتیب، با توجه به مطالعات کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵) و صمدی (۱۳۸۷)، تفاوت بین ترکیب ادخال پلاژیوکلاز موجود در گارنت و پلاژیوکلازهای زمینه این سنگ‌ها می‌تواند بیانگر این باشد که هر دو از یک مذاب مافیک‌تر نسبت به مذاب میزبان‌شان منشأ گرفته‌اند.

همان‌گونه که پیش‌تر نیز به‌طور کامل به آن اشاره گردید، تغییرات مقدار منیزیم و $Mg\#$ همیشه نمی‌تواند به‌عنوان معیار دقیقی برای تشخیص خاستگاه گارنت محسوب شود و وجود منطقه‌بندی نوسانی یا نبود آن در گارنت نیز همیشه متمایز کننده گارنت‌های فنوکریست و زینوکریست نیست. در حقیقت وجود چنین طبقه‌بندی نوسانی در گارنت‌های فنوکریستی می‌تواند بیانگر نوسان ترکیب مذاب و یا تغییرات فشار باشد.

لذا صرفاً استناد به تغییرات میزان MnO و MgO/FeO که توسط کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵) برای تمایز بین فنوکریست‌ها و زینوکریست‌های گارنت ارائه گردیده است نمی‌تواند در مورد همه مناطق و نمونه‌ها صحیح باشد.

به‌منظور بررسی ماهیت گارنت‌های مورد مطالعه بهتر است نمونه‌ها با نمونه‌های فنوکریست و زینوکریست شناخته شده در مناطق مختلف جهان

¹ Ellis

مقایسه کردند، که در جدول ۳ به‌طور خلاصه به برخی از مطالعاتی که در نقاط مختلف جهان صورت گرفته اشاره شده است. یکی از این مناطق، نوار آتشفشانی ستوچی در ژاپن می‌باشد که توسط کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵) مورد مطالعه قرار گرفته‌اند.

جدول ۳: مطالعات بر روی منشأ کانی‌گارنت در نقاط مختلف جهان.

Author	Rock type	Garnet Composition	Origin of Garnet
Green & Ringwood (1968)	rhyodacite & granodiorite	Alm-rich	primary phenocryst
Fitton (1972)	andesite & dacite	Alm-rich	primary phenocryst
Lopez ruiz (1976)	dacite&rhyodacite+ xenolith	Alm-rich	phenocryst & xenocryst
Vennum (1979)	diorite, granodiorite, aplite	Alm-rich	xenocryst, phenocryst (aplite only)
Moyes & Hamer (1982)	andesite, rhyolite (S-type)		phenocryst & xenocryst
Munksgaard (1985)	dacite	Alm-rich	metamorphic rock
Bray (1988)	ganitoid		primary phenocryst
Gilbert & Rogers (1989)	rhyolite & dacite	Alm-rich	primary phenocryst
Harangi et al. (2001)	andesite & dacite	Alm-rich	phenocrysts (type1,2,3rim), xenocryst (type3core, type4)
Kawabata & Takafuji (2005)	dacite		phenocryst (typeI), xenocryst (type M)
Yuan et al. (2008)	tonalitic porphyry		primary phenocryst
Mirnejad et al. (2008)	rhyolite	Alm-rich	primary phenocryst
Samadi (2009)	tonalite	Alm-rich	primary phenocryst

کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵) برای گارنت‌های نوع I (فئوکریست‌های گارنت) منطقه مورد مطالعه خود در نوار آتشفشانی ستوچی و شیراکاتا^۱ (ژاپن)، ترکیب شیمیایی $Alm_{57-70}Py_{r_{9-23}}Sps_{2-7}Grs_{13-18}$ را معرفی نمودند. در این منطقه تغییرات آلماندین و پیروپ گارنت، به‌صورت منطقه‌بندی نوسانی بوده و دارای تغییراتی در حد $10mole\% <$ می‌باشد. در منطقه‌بندی، تغییرات آلماندین نسبت به پیروپ به‌صورت ناسازگار

¹ Shirakata

بوده و در هر دانه گارنت تغییرات اسپسارتین و گروسولار در حدود ۵ درصد مول یا کم‌تر می‌باشد. گارنت‌های نوع M، دارای تغییرات ترکیبی وسیع‌تری به‌ویژه در مورد میزان اسپسارتین و گروسولار می‌باشند (کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵).

گارنت‌های دگرگونی موجود در داسیت‌های شیراکاتا (ژاپن)، از نوع زینوکریست می‌باشند و به‌همراه مجموعه کانی‌های پلاژیوکلاز + ارتوپیروکسن + بیوتیت + اسپینل + گارنت یا پلاژیوکلاز + کوارتز + بیوتیت می‌باشند. اغلب آنها ذوب شده و در مرزهای آنها شیشه مشاهده می‌شود (آسامی^۱ و آسامی، ۱۹۸۲؛ تاگیری^۲ و همکاران، ۱۹۷۵؛ کانو، ۱۹۸۳؛ کوماتسو^۳، ۱۹۹۶). این داسیت‌ها دارای زینولیت‌های گنایسی گارنت‌دار می‌باشند. همچنین مطالعات کوماتسو (۱۹۹۶) نشان می‌دهند که این گارنت‌ها دارای منطقه‌بندی ترکیبی بوده و هسته نسبت به حاشیه آنها دارای اسپسارتین بیشتر و پیروپ کم‌تری می‌باشد. تاکنون طبقه‌بندی نوسانی در فنوکریست‌های گارنت نیز توسط دی و همکاران (۱۹۹۲) و کانو (۱۹۸۳) گزارش شده است. علاوه بر این، در داسیت‌های منطقه شیراکاتا، سیلیمانیت‌های سوزنی شکل در متن و حاشیه گارنت‌های نوع دگرگونی مشاهده می‌شوند، لذا به‌خوبی می‌توان آنها را از گارنت‌های نوع دگرگونی و زینوکریست‌ها دانست. گارنت‌های منطقه ستوچی به گارنت‌های نوع M (یعنی دگرگونی) منطقه شیراکاتا بسیار

¹ Asami

² Tagiri

³ Komatsu

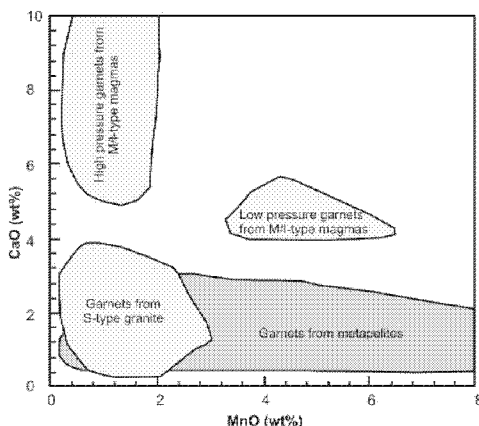
شبهات دارند. در واقع گارنت‌های نوع M و زینولیت‌های دگرگونی منطقه شیراکاتای ژاپن به یکدیگر بسیار شبیه می‌باشند.

۲-۲- بررسی ژئوشیمی سنگ میزبان توسط گارنت

ترکیب گارنت و سنگ میزبان آن رابطه مستقیمی با یکدیگر دارند. به طور مثال گارنت موجود در سنگ‌های کلسیم‌دار (مانند اسکارن) به طور غالب از نوع گراسولار می‌باشد ولی در متاپلیت‌ها بسته به ترکیبات اولیه سنگ، ترکیب گارنت موجود می‌تواند از آلماندین تا پیروپ و اسپسارتین متغیر باشد. در سنگ‌های ماگمایی نیز ترکیب ماگما تأثیر بزرگی بر روی شیمی گارنت‌ها می‌گذارد. در جدول ۲ به ترکیب متوسط گارنت در برخی از نمونه‌های سنگی مورد مطالعه توسط صمدی (۱۳۸۷) و شیردشت‌زاده (۱۳۸۶) اشاره شده است.

به عقیده گرین (۱۹۹۷) گارنت‌های ماگمایی که از ماگما‌های گرانیتی نوع S متبلور شده‌اند از آندرادیت و اسپسارتین غنی شده‌اند. هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) معتقدند که شیمی گارنت‌های غنی از آلماندین به‌ویژه در سنگ‌های آتشفشانی نسبت به شرایط تشکیل حساس بوده و می‌توانند به‌عنوان شاخصی برای تعیین منشأ مورد استفاده قرار بگیرند. بر این اساس گارنت‌هایی که در سنگ‌های آتشفشانی پرآلومین (تپ S) متبلور می‌گردند از نظر CaO فقیر بوده ($\text{CaO} < 4 \text{ wt\%}$)، در حالی که گارنت‌هایی که از ماگما‌های متآلومین (تپ M یا I) متبلور می‌شوند دارای محتوی CaO بالاتری ($\text{CaO} > 4 \text{ wt\%}$) می‌باشند (هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱). در حقیقت، گارنت‌های فشار بالایی که از گوشته مشتق

شده‌اند، ماگماهای نوع M یا نوع I، به وسیله CaO بالا (>5 wt%) و مقدار MnO (<2 wt%) مشخص می‌شوند. با کاهش فشار مقدار MnO گارنت افزایش (>3 wt%) می‌یابد، در حالی که مقدار CaO نسبتاً بالا (>4 wt%) باقی می‌ماند. در مقایسه گارنت‌های با منشأ ماگماهای نوع S و نیز منشأ متاپلیتی دارای مقدار CaO پایین (<4 wt%) و مقادیر متغیری از MnO می‌باشند (هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱) (شکل ۷).



شکل ۷: نمودار CaO در برابر MnO (هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱).

چاپل و وایت (۱۹۷۴) و گرین (۱۹۹۲) مذاب‌های دارای آلماندین را در سه گروه مذاب‌های نوع I، S و M تقسیم‌بندی نموده‌اند:

(۱) فنوکریست‌های گارنت در مذاب‌های پرآلمین نوع S متداول‌تر می‌باشند، یعنی از ذوب آناتکسی سازنده‌های متاپلیتی حاصل می‌گردند. این نوع گارنت‌ها اغلب به همراه کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز، فلدسپار پتاسیک و کوردیریت می‌باشند. علاوه بر این،

این سنگ‌ها اغلب دارای زینولیت‌هایی از سنگ‌های متاپلیتی می‌باشند (زک^۱، ۱۹۷۰؛ وود^۲، ۱۹۷۴؛ مانکسگارد^۳، ۱۹۸۴؛ بارکر، ۱۹۸۷)؛

(۲) گارنت می‌تواند در ماگماهای نوع I نیز تشکیل گردد. این مذاب‌ها حاصل ذوب بخشی سنگ‌های آذرین موجود در پوسته و یا مذاب‌های نوع M مربوط به گوشته بالایی می‌باشند. این سنگ‌ها، مت‌آلومین بوده و دارای دیوپسید نورماتیو و نسبت $A/CNK < 1$ می‌باشند. در این سنگ‌ها گارنت دارای مقدار قابل توجهی Ca بوده ($Grs > 10 \text{ mol}\%$) و به‌طور هم‌زیست با کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، ارتوپیروکسن و ندرتاً کلینوپیروکسن می‌باشد (هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱).

در حقیقت، ایس و تامپسون^۴ (۱۹۸۶)، کنراد و همکاران (۱۹۸۸)، گرین (۱۹۹۲) و هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) معتقد هستند که ماگماهای سیلیسی و پرآلومین می‌توانند از مذاب‌های مت‌آلومین و طی تفریق فشار بالای کلینوپیروکسن و آمفیبول و یا از آرایش پوسته تحتانی به‌وجود آمده باشند.

تاکنون تعداد اندکی از توده‌های گارنت‌دار مت‌آلومین در مناطق فرورانش و محیط‌های مرتبط یافت شده‌اند (دی و همکاران، ۱۹۹۲؛ هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱؛ نیتویی^۵ و همکاران، ۲۰۰۲؛ باندرس^۶ و

¹ Zeck

² Wood

³ Munksgaard

⁴ Ellis and Thompson

⁵ Nitoi

⁶ Bandres

همکاران، ۲۰۰۴؛ کاواپاتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵). اما گارت موجود در توده‌های نفوذی متآلومین در مقایسه با پلوتون‌های گرانیتی تیپ S، از نظر Ca غنی و به صورت آلماندین فقیر از Mn می‌باشند که تحت شرایط فشار نسبتاً بالا و مرتبط با اعماق منطقه انتقالی پوسته-گوشته تشکیل شده‌اند (دی و همکاران، ۱۹۹۲؛ گرین، ۱۹۹۲). صعود سریع ماگماهای گارت‌دار در یک رژیم کششی و به همراه مقادیر زیاد مواد فرار به خوبی می‌تواند بلورهای گارت را از ذوب شدن در حین فرآیندهای تعادلی بعدی مربوط به فشارهای کم‌تر، حفظ نماید (دی و همکاران، ۱۹۹۲؛ هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱). بنابراین سنگ‌های متآلومین گارت‌دار ممکن است نماینده مذاب‌های اولیه پوسته باشند (یوآن و همکاران، ۲۰۰۸).

در حقیقت، گارت آلماندین یک فاز نسبتاً کمیاب در سنگ‌های آتشفشانی به‌شمار می‌آید، زیرا شرایطی که این نوع گارت می‌تواند در آن تشکیل گردد محدود به وجود یک منبع گوشته‌ای آبدار، تبلور در فشار بالا، از یک ماگمای آبدار غنی از Al و نیز یک محیط ژئودینامیکی کششی (که در آن صعود سریع مذاب‌های گارت‌دار بهتر صورت می‌پذیرد) است (هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱). علاوه بر این طبق گفته دی و همکاران (۱۹۹۲) و هرنگی و همکاران (۲۰۰۱)، برای حضور آلماندین فقیر از Mn، که در اعماق کم، پایدار نیست، صعود سریع ناشی از گسل‌های عمیق یا زون تکتونیکی ضعیف و یا استرس کششی نیاز می‌باشد. صعود سریع ماگمای گارت‌دار تحت یک رژیم کششی، همراه با مواد

فرار بالا، بلورهای گارنت را از انحلال در طی تعادل دوباره تحت فشار پایین حفاظت می‌کند. از سویی دیگر گارنت‌های آلماندین حاوی Ca نیز در شرایط فشار پایین ناپایدار بوده (گرین، ۱۹۸۲ و ۱۹۹۲) و ممکن است که در طی زمان، در شرایط فشار کم اتاق‌های ماگمایی کم عمق ناپدید شوند. بنابراین حضور چنین گارنت‌هایی در درون سنگ‌های آتشفشانی می‌تواند نشان‌دهنده صعود نسبتاً سریع (عدم منطقه‌بندی، شیشه در زمینه و گارنت خودشکل) ماگمای میزبان آنها باشد (فیتون، ۱۹۸۲؛ گیلبرت و راجرز^۱، ۱۹۸۹)، که البته حضور این ماگماها در یک محیط کم فشار و کششی می‌تواند این مسئله را تأیید نماید (هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱).

همچنین بنا به نظر هرنگی و همکاران (۲۰۰۱)، اگر حاشیه گارنت‌ها دارای هاله واکنشی باشد بیانگر صعودی آرام و چنانچه حاشیه آنها دارای مرزهای واضح^۲، گرد شده و یا خود شکل^۳ باشد، می‌تواند بیانگر صعود سریع ماگما باشد.

۲-۳- بررسی پدیده انتشار و تأثیر آن بر رشد گارنت

تشخیص سرعت سرد شدن در حین تبلور، اغلب بر اساس طبقه‌بندی ترکیبی و ضرایب انتشار کاتیون‌ها در کانی‌هایی نظیر گارنت، انجام می‌پذیرد. در ابتدا محققین (اسپیر و دانیل^۴، ۱۹۹۸ و ۱۹۹۹) با فرض موازنه موازنه Mn در یک مقطع نازک، تمرکز منگنز را برای بررسی فرآیند زمان هسته‌زایی و تاریخچه رشد مورد استفاده قرار دادند. با این وجود،

¹ Gilbert and Rogers

² Sharp

³ Euhedral

⁴ Spear and Daniel

بررسی منطقه‌بندی Ca و Mg ، Fe ، Mn نشان می‌دهد که همه این عناصر نمی‌توانند به‌طور هم‌زمان با هم در تعادل باشند. بنابراین، ترکیب کل و یا پدیده انتشار نقش مهم و مؤثری بر روی هسته‌زایی^۱ و جنبش‌شناسی^۲ رشد گارنت دارد (اسپیر و دانیل، ۲۰۰۱).

اسپیر و دانیل (۱۹۹۸) اعلام داشتند که منطقه‌بندی منگنز در درون گارنت به‌وسیله رشد یک زمینه همگن و تحت شرایط تعادلی در مقیاس یک مقطع نازک به‌وجود می‌آید و می‌توان از آن به‌عنوان شاخصی برای بررسی زمان استفاده نمود (کرتز^۳، ۱۹۷۳، ۱۹۷۴، ۱۹۹۳؛ کارلسون^۴، ۱۹۸۹، ۱۹۹۱؛ اسپیر و دانیل، ۲۰۰۱). منطقه‌بندی Mn با منطقه‌بندی Fe و Mg دقیقاً دارای روند یکسانی نیست و نسبت به Ca به‌طور قابل توجهی ناسازگار می‌باشد. لذا استفاده از Mn می‌تواند شاخص مناسبی برای بررسی زمان باشد.

منطقه‌بندی Fe ، Mg و Mn بیانگر تعادل با زمینه سنگ می‌باشد، درحالی‌که منطقه‌بندی Ca به‌وسیله پدیده انتقال انتشاری بین زمینه و بلور در حال رشد کنترل می‌شود (اسپیر و دانیل، ۲۰۰۱).

در این رابطه اسپیر و دانیل (۲۰۰۱) دو اصطلاح را ارائه نمودند؛ (۱) کنترل تعادلی^۵ و (۲) کنترل انتقالی^۶:

¹ Nucleation

² Kinetic

³ Kretz

⁴ Carlson

⁵ Equilibrium control

⁶ Transport control

(الف) کنترل تعادلی به معنای تعادل شیمیایی است که در حاشیه همه فازها و در همه زمان‌ها برقرار می‌شود. وجود منطقه‌بندی مانع تعادل بخش‌های داخلی تر بلورها می‌گردد. به این ترتیب، در سنگی که در آن تعادل حاکم است، ترکیب حاشیه همه فازها یکسان خواهد شد. باید توجه داشت که کنترل تعادلی ممکن است در مقیاس‌های گوناگون و برای عناصر مختلف اتفاق بیفتد، یعنی برخی عناصر ممکن است در اندازه یک نمونه دستی از خود تعادل نشان بدهند و برخی دیگر صرفاً در مقیاس کوچک چند سانتیمتر تعادل نشان بدهند. جدای از مقیاس، در کنترل تعادلی، ترکیب فاز به وسیله روابط فازی P-T-X سیستم بیان می‌گردد.

(ب) کنترل انتقالی به شرایطی مربوط می‌باشد که گرادیان‌های قابل توجهی از ترکیب یک عنصر در حجم مورد نظر وجود داشته باشد. لذا ترکیب فاز در حال رشد (مثلاً گارنت) تا حدودی توسط شار^۱ عناصر کنترل می‌شود.

به عقیده اسپیر و دانیل (۲۰۰۱)، عناصر Fe، Mn و Mg در حالت تعادل بوده ولی Ca تا حدودی انتقال می‌یابد، زیرا:

(۱) سیستماتیک^۱ منطقه‌بندی: به نظر می‌رسد که شباهت چگونگی منطقه‌بندی در مورد عناصر Fe، Mn و Mg توسط عوامل مشابهی کنترل می‌شود، در حالی که شکل منطقه‌بندی متفاوت Ca بیانگر تأثیر عوامل کنترل کننده دیگری برای این عنصر می‌باشد. از آنجایی که

¹ flux

بعید به نظر می‌رسد که انتقال همه عناصر محدود باشد، لذا باید به بررسی این مسئله پرداخت که آیا Fe، Mg و Mn به‌طور محدود دچار انتقال می‌شوند یا Ca؟

۲) الگوهای منطقه‌بندی: الگوی منطقه‌بندی Ca با سایر عناصر متفاوت می‌باشد؛

۳) ترکیب حاشیه گارنت: اگر حاشیه همه بلورهای گارنت مورد مطالعه، علی‌رغم خطاهای آنالیزی، دارای ترکیب مشابه باشند، این مسئله نشان می‌دهد که در پایان تبلور گارنت‌ها، همه عناصر به‌طور محلی به تعادل رسیده‌اند؛

۴) تطابق اندازه گارنت و ترکیب هسته: اسپیر و دانیل (۱۹۹۸) ارتباط بین شعاع گارنت و تمرکز Mn در مرکز را به‌عنوان شاخصی برای هسته‌زایی پیش‌رونده معرفی نمودند. از همین مسئله می‌توان برای تأیید فرضیه کنترل تعادلی استفاده نمود. از سویی دیگر صرفه‌نظر از اندازه گارنت، منطقه‌بندی کلسیم نیز الگویی مشابه را ارائه می‌نماید. حتی گارنت‌های کوچک نیز در هسته، تهی‌شدگی از کلسیم نشان می‌دهند و به سمت حاشیه افزایش و سپس در خود حاشیه دچار کاهش شده‌اند. اگر منطقه‌بندی Ca بیانگر رشد تعادلی باشد، بنابراین گارنت‌های کوچک باید در هسته دارای ترکیبی شبیه به حاشیه گارنت‌های بزرگ باشند، در حالی که این چنین نیست. لذا این مسئله نشان می‌دهد که Ca به‌صورت کنترل انتقالی عمل می‌نماید؛

۵) سرعت‌های نسبی انتشار: کلیه نتایج در تحقیقات اخیر نشان‌دهنده

سرعت‌های نسبی انتشار به صورت $Mn > Fe > Mg > Ca$ می‌باشد و انتشار عناصر Fe ، Mg و Mn در سیلیکات‌ها بسیار سریع‌تر از Ca می‌باشد (چاکرابورتی و گانگولی^۱، ۱۹۹۲). فوستر (۱۹۸۱) سرعت انتقال نسبی این عناصر را برای شیست‌های سیلیمانیت‌دار اندازه‌گیری نمود و دریافت که سرعت انتقال Ca نسبت به Fe و Mg بسیار کم‌تر است. با وجود اینکه تاکنون انتشار مرزی دانه‌ای برای این عناصر در سنگ‌های محدوده گارنت‌دار بررسی نشده است، اما احتمالاً انتقال عناصر Fe ، Mg و Mn نسبت به Ca سریع‌تر بوده و در نتیجه عناصر Fe ، Mg و Mn به صورت کنترل تعادلی عمل می‌کنند، در حالی که عملکرد Ca به صورت کنترل انتقالی می‌باشد (اسپیر و دانیل، ۲۰۰۱). بر اساس پیشنهاد ویلسون (۲۰۰۶) نیز، یون‌های کوچک‌تر (مثل Mg)، در مقایسه با یون‌های بزرگ‌تر (مثل Ca)، کم‌تر تحت تأثیر تغییر ترکیب شیمیایی قرار می‌گیرند. این روند را می‌توان به صورت افزایش شعاع یونی $Mg < Fe < Mn < Ca$ نمایش داد و بر اساس آن، مقدار k ، که همان پارامتر تغییر ترکیبی نرخ‌های انتشار است، افزایش می‌یابد. یعنی تغییرات Mg کم‌ترین حساسیت را نسبت به تغییر ترکیب شیمیایی از خود نشان می‌دهد و دارای بیش‌ترین نرخ انتشار می‌باشد؛

(۶) ترکیب ادخال‌های پلاژیوکلاز: اگر چه حاشیه پلاژیوکلازهای زمینه با حاشیه گارنت‌ها دارای تعادل می‌باشند، اما شباهت ترکیب

¹ Chakraborty and Ganguly

ادخال‌های پلاژیوکلاز درون گارنت‌ها (که دارای منطقه‌بندی ترکیبی بوده و ترکیب X_{grs} حاشیه آنها تا هسته متفاوت می‌باشد) با پلاژیوکلازهای موجود در حاشیه نشان می‌دهد که ادخال‌های پلاژیوکلاز به‌طور موضعی با گارنت در تعادل نبوده‌اند، لذا کلسیم دارای کنترل انتقالی بوده است؛

(۷) اگر بررسی ادخال‌های ایلمنیت موجود در گارنت‌ها نشان دهد که تغییرات تمرکز منگنز به محل قرارگیری آنها در درون دانه گارنت بستگی دارد، این مسئله می‌تواند بیانگر وجود تعادل بین گارنت و ایلمنیت‌ها باشد. در حقیقت، تمرکز منگنز در اغلب ادخال‌های ایلمنیت موجود در گارنت‌ها با تمرکز موضعی در درون گارنت همخوانی دارد.

به‌عقیده ویلسون^۱ (۲۰۰۶) پدیده انتشار در دماهای پایین به‌طور سیستماتیک به سرعت انتشار و ترکیب گارنت بستگی دارد. در دماهای بالاتر پدیده انتشار تمام بلور را تحت تأثیر قرار می‌دهد و موجب کاهش تمرکز Mg و افزایش مقدار Fe در مرکز بلور می‌شود. مطالعات کورولیوک و لپزین^۲ (۲۰۰۸) نشان می‌دهد که ضریب انتشار برای عناصر آهن، منگنز، منیزیم و کلسیم به‌صورت $D_{Mn} > D_{Fe} > D_{Mg} > D_{Ca}$ بوده و به تغییرات شرایط دما و فشار بستگی دارد. در واقع با افزایش فشار، ضریب انتشار این عناصر کاهش و با افزایش دما، ضریب انتشارشان افزایش می‌یابد. این ضرایب انتشار به‌صورت زیر می‌باشند:

¹ Wilson

² Korolyuk and Lepezin

$$\tilde{D}_{\text{Fe}} = 1.0 \cdot 10^{-3} \exp [-(61450 + 23.9 \cdot 8 \cdot P)/(RT)],$$

$$\tilde{D}_{\text{Mn}} = 2.3 \cdot 10^{-6} \exp [-(44600 + 23.9 \cdot 6 \cdot P)/(RT)],$$

$$\tilde{D}_{\text{Mg}} = 4.9 \cdot 10^{-3} \exp [-(65900 + 23.9 \cdot 9.2 \cdot P)/(RT)],$$

$$\tilde{D}_{\text{Ca}} = 4.1 \cdot 10^{-5} \exp [-(62450 + 23.9 \cdot 11.2 \cdot P)/(RT)].$$

در مدل‌های اولیه (آترتون^۱، ۱۹۶۸؛ سیگان و لاساگا^۲، ۱۹۸۲؛ هالیستر، ۱۹۶۶) ناهمگنی فازهای جامد را مربوط به تهی‌شدگی سنگ‌ها از برخی ترکیبات در حین رشد بلورها دانسته و پدیده انتشار را در این مدل‌ها در نظر نگرفته‌اند. آندرسون و باکلی (۱۹۷۳) نشان دادند که انتقال ماده در کانی‌های طبیعی ممکن می‌باشد، و به این ترتیب، پدیده رشد کانی‌ها بر اساس مدل‌های انتشاری قابل توجیه شد (آوچنکو^۳، ۱۹۸۲؛ کپزینسکاس^۴ و همکاران، ۱۹۷۴؛ کورولیوک^۵، ۱۹۹۰؛ کورولیوک و همکاران، ۲۰۰۴؛ لپزین و کورولیوک، ۱۹۸۴؛ لومیز^۶، ۱۹۷۸).

بر اساس مطالعات تجربی و آزمایشگاهی کورولیوک و لپزین (۲۰۰۸)، فرآیند همگن شدن یک دانه گارنت با قطر دو میلیمتر که از لحاظ توزیع عناصر ناهمگن می‌باشد، در دمای ۵۰۰ درجه سانتیگراد، برای عنصر Mn در حدود ۱۰^۹*۱ سال، برای عنصر Fe در حدود ۱۰^۹*۱/۵ سال، برای Mg در حدود ۱۰^۹*۲ سال و برای Ca در حدود ۱۰^۹*۳ سال طول خواهد کشید. در دمای بالاتر در حدود ۶۵۰ درجه سانتیگراد، این فرآیند برای

¹ Atherton

² Cygan and Lasaga

³ Avchenko

⁴ Kepezhinskas

⁵ Korolyuk

⁶ Loomis

Mg، Fe، Mn و Ca به ترتیب در حدود 10^7 ، 10^5 ، 10^8 و 10^8 سال خواهد بود. از آنجایی که فشار تأثیر اندکی بر روی ضریب انتشار می‌گذارد لذا می‌توان از مقدار فشار در دگرگونی‌های مجاورتی و ناحیه‌ای چشم‌پوشی نمود. البته باید توجه داشت که ضرایب انتشار گارنت‌های طبیعی بیش‌تر از مقادیر به‌دست آمده در این مطالعات تجربی می‌باشد (کورولیوک و لپزین، ۲۰۰۸).

همان‌گونه که گفته شد، عناصر Fe، Mn و Mg در حالت تعادل بوده ولی Ca تا حدودی انتقال می‌یابد (اسپیر و دانیل، ۲۰۰۱)، یعنی اگر گرادیان‌های قابل توجهی از ترکیب کلسیم در حجم مورد نظر وجود داشته باشد، ترکیب فاز در حال رشد (مثلاً گارنت) تا حدودی توسط شار^۱ عنصر کلسیم کنترل می‌شود. البته دما نیز به عنوان یک عامل موثر، می‌تواند موجب افزایش ضریب انتشار شود (کورولیوک و لپزین، ۲۰۰۸)، زیرا با توجه به این که مذاب داغ نفوذی در بخش‌های حاشیه‌ای خود دارای بیش‌ترین تبادل دما می‌باشد، لذا پدیده انتشار در این بخش‌ها می‌تواند با شدت بیش‌تری روی دهد. اما با توجه به این که سرعت سرد شدن مذاب در این بخش‌ها بیش‌تر از سایر قسمت‌های توده نفوذی است، لذا فرصت رویداد پدیده انتشار بسیار محدود می‌شود.

در واقع، در مطالعات تجربی کورولیوک و لپزین (۲۰۰۸)، میزان دما در مدت انتشار، هر بار ثابت در نظر گرفته شده و مقدار ضریب انتشار

¹ Flux

مربوط به آن دما محاسبه شده است. لذا می‌بایست برای هر لحظه از افت دمای توده نفوذی، به کاهش مقادیر ضریب انتشار عناصر توجه داشت.

۲-۴- مثالی از مطالعه خاستگاه گارنت

گارنت‌های درشت و کلسیم‌دار ($\text{CaO} > 4\text{wt}\%$) و فقیر از Mn ($\text{MnO} < 3\text{wt}\%$) در تونالیت - گرانودیوریت‌های دهنو با مرز مشخص و فاقد هاله واکنشی با ترکیب کلی آلماندین می‌باشند و بر اساس مطالعه ترکیب آنها، منشأ گارنت‌ها را می‌توان به یک ماگمای گرانیتوئیدی نوع I نسبت داد (صمدی، ۱۳۸۷).

با توجه به عدم حضور ادخال سیلیمانیت در درون گارنت‌های منطقه دهنو، عدم تفاوت رنگ ظاهری بین هسته و حاشیه گارنت‌ها و نیز عدم وجود زینولیت شستی در درون این نفوذی‌ها، شباهت این گارنت‌ها به گارنت‌های فنوکریستی محرزتر می‌گردد. گارنت‌های موجود در تونالیت - گرانودیوریت‌های دهنو دارای ادخال‌هایی از قبیل پلاژیوکلاز، بیوتیت و ایلمنیت هستند که ترکیب شیمیایی آنها با ترکیب همین کانی‌ها در زمینه سنگ میزبان بسیار مشابه می‌باشد و ترکیب آنها از بخش‌های مرکزی تا حاشیه گارنت تغییر مشخصی نشان نمی‌دهد.

فصل سوم

کاربرد گارنت در مطالعات دما فشارسنجی

۳-۱- مقدمه

با توجه به اهمیت تعیین شرایط فشار و دما در مطالعات مربوط به پهنه‌های زمین‌شناسی، تاکنون روش‌های گوناگونی بدین منظور ارائه شده‌اند که قدیمی‌ترین آنها استفاده از شبکه‌های پتروژنتیک است. به مرور زمان با پیشرفت روزافزون علم و اختراع دستگاه‌های گوناگون و پیشرفت در اندازه‌گیری عناصر، این روش جای خود را به استفاده از داده‌های ترمودینامیکی داده است. مطالعات زمین دماسنجی^۱ و زمین فشارسنجی^۲ برای شناخت شرایط دما و فشار تشکیل سنگ‌ها، در دهه‌های اخیر به‌عنوان یک روش مفید مطرح شده‌اند. در این زمینه تجربیات آزمایشگاهی دانشمندان، محاسبات و مدل‌سازی ترمودینامیکی بر اساس تجزیه شیمیایی

^۱ Geothermometry

^۲ Geobarometry

کانی‌ها به وسیله الکترون میکروپروب به فهم بهتر شرایط دما و فشار حاکم بر سنگ‌ها در خلال فرآیندهای زمین‌شناسی کمک مؤثری نموده است. اساس این تحقیقات بر این فرض مبتنی است که مجموعه کانی‌های سنگ در شرایط تعادلی تشکیل شده باشد. به عقیده بوخر و فری (۱۹۹۴)، این وضعیت ممکن است برای سنگ‌هایی که به سرعت سرد شده‌اند یا اینکه دمای پائینی داشته‌اند معتبر باشد. در واقع این دما - فشارسنج‌ها بر اساس حساسیت توزیع عناصر در ساختار کانی‌ها و یا طی تبدلات شیمیایی، نسبت به دما و یا فشار طراحی شده‌اند. اما در مورد هر یک از این روش‌ها، تردیدها و یا محدودیت‌هایی هم وجود دارد که بایستی به آنها توجه نمود. به‌طور کلی زمین دما فشارسنجی موفق بر پایه فرض‌های متعددی استوار است که از آن جمله می‌توان به تعادل، تأثیرات قهقرایی، کیفیت کالیبراسیون، تصحیحات لازم در مورد دما و فشار، حساسیت دما فشارسنج، وضعیت ساختاری متغیر، تأثیر سایر متشکله‌ها و تخمین Fe^{2+}/Fe^{3+} موجود در کانی‌ها اشاره نمود.

تاکنون دماسنج‌ها و فشارسنج‌های مختلفی به منظور تعیین دما و فشار سیستم‌های دگرگونی و غیر دگرگونی با استفاده از کانی گارنت ارائه گردیده است که از آن جمله می‌توان به دماسنج‌ها و فشارسنج‌های متداول زیر اشاره نمود:

- ۱) دماسنج‌ها: گارنت-بیوتیت، گارنت-کلینوپیروکسن، گارنت-ارثوپیروکسن، گارنت-آمفیبول و غیره؛
- ۲) فشارسنج‌ها: گارنت-آلومینوسیلیکات-پلاژیوکلاز-کوارتز،

گارنت-پلاژیوکلاز-هورنبلند-کوارتز و غیره.

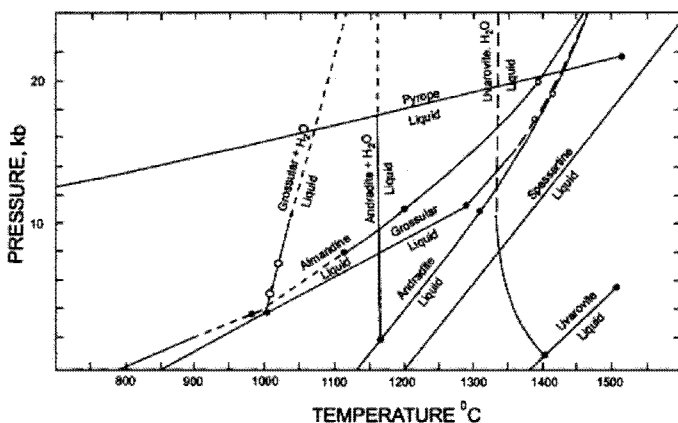
علاوه بر این، دماسنج‌ها و فشارسنج‌ها معمولاً در شرایط خاصی از دما و فشار برای گروه خاصی از سنگ‌ها کالیبره شده‌اند. مثلاً در مورد دماسنج گارنت-کلینوپیروکسن، بهترین نتایج وقتی به دست خواهد آمد که سنگ رخساره دگرگونی در حد رخساره اکلوزیت و گرانولیت را تحمل کرده باشد.

بسیاری از محاسبات مربوط به زمین دما فشارسنجی به صورت صفحات گسترده برنامه اکسل موجود می‌باشند و برخی دیگر نیز به صورت برنامه‌های اجرایی و به زبان‌های مختلف برنامه‌نویسی طراحی شده‌اند. از آن جمله می‌توان به برنامه‌های PTMafic، Solvcalc، HBPL، BGT و غیره اشاره نمود که اغلب آنها به راحتی قابل دریافت از اینترنت و در دسترس می‌باشند.

با توجه به اهمیت کسرهای مولی و اکتیویته کانی در محاسبات زمین دما فشارسنجی، نحوه محاسبه آن در مورد کانی گارنت در پیوست آورده شده است.

محدوده پایداری دما - فشار انواع مختلف گارنت‌ها توسط هوکنهولز و یودر^۱ (۱۹۷۱) ارائه گردیده است (شکل ۸).

¹ Huckenholz and Yoder



شکل ۸: نمودار پایداری نسبی انواع گارت‌ها (پس از هوکنهولزر و یودر، ۱۹۷۱).

در ادامه به ارائه برخی از روش‌هایی که در آنها از نقش کانی‌گارت در مطالعات دماسنجی و فشارسنجی بهره گرفته شده است اشاره می‌شود:

۳-۲- دماسنج منگنز موجود در تک بلور گارت

این روش دماسنجی توسط کریگتون^۱ (۲۰۰۹) ارائه گردیده است. وی به بررسی زئوکریستال گارت موجود در کیمبرلیت‌هایی پرداخت که از یک گارت پریدوتیت مشتق شده و بیانگر ترکیب سنگ منشأ گوشته‌ای بودند. در طی صعود سریع ماگمای کیمبرلیتی به سطح زمین، دمای آخرین تعادل در زئوکریستال‌های گارت موجود در این سنگ‌ها ثبت گردیده است. کریگتون (۲۰۰۹) معتقد است که حتی با استفاده از ابزارهای ژئوشیمیایی مناسب و بررسی زئوکریست‌های گارت می‌توان نهشته‌های الماس دارای ارزش اقتصادی را در منطقه مورد اکتشاف قرار داد. اساس این روش بر

¹ Creighton

تبادل Mn بین گارنت و الیون استوار می‌باشد (أنیل و وود، ۱۹۷۹) و به صورت یک دماسنج ساده Mn موجود در تک بلور گارنت ارائه گردیده است:

$$T_{Mn} = -1635.48 - 184.8 \times (\ln a_{spess} - \ln a_{pyr})$$

در گارنت موجود در پریدوتیت‌ها، منگنز عنصر فرعی به حساب می‌آید که مقدار آن اغلب در حدود ۰/۲ تا ۰/۷ درصد وزنی می‌باشد. با استفاده از این روش می‌توان دماهای باقی‌مانده گشته‌ای را بر اساس داده‌های میکروپروب زئوکریستال‌های گارنت آنها ارزیابی نمود. در حالی که در روش‌های دیگر مانند دماسنج نیکل موجود در گارنت به داده‌های عناصر کمیاب گارنت و استفاده از روش‌های گران‌قیمت LA-ICPMS و PIXE نیاز می‌باشد.

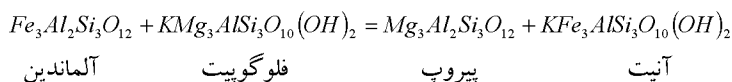
۳-۳- دماسنج گارنت - بیوتیت

روش دماسنجی گارنت - بیوتیت در طی ۴۰ سال گذشته با ارائه بیش از ۳۰ کالیبراسیون در حال گسترش بوده است. برای نخستین بار کرتز (۱۹۵۹) امکان وابستگی ضریب تغییرات دمایی را به وسیله آزمایش‌های تجربی مطرح نمود و در سال ۱۹۶۴ رابطه بین توزیع Fe و Mg را ناشی از تغییرات دما و فشار عنوان کرد اما معادله‌ای برای توضیح آن ارائه نمود. فروست^۲ (۱۹۶۲) از توزیع Fe و Mg بین گارنت و بیوتیت برای تعیین کیفی درجات دگرگونی در سنگ‌های دگرگونی استفاده نمود. شرکت‌پذیری Mg و Fe در گارنت و بیوتیت همزیست به دمای تعادل

¹ O'Neill and Wood

² Frost

بستگی دارد. به دلیل حضور این زوج کانی در درجات گوناگون، از تبادل Mg و Fe به عنوان یک دماسنج، کاربرد بسیار گسترده‌ای در مطالعات سنگ‌شناسی شده است. شرایط تعادل در فشار و دماهای مختلف برای تبادل Mg و Fe میان گارنت و بیوتیت تحت واکنش زیر صورت می‌گیرد:



در واکنش فوق آبتیت و فلوگوپیت به ترتیب دو قطب آهن و منیزیم‌دار محلول جامد بیوتیت بوده و آلماندین و پیروپ نیز دو قطب آهن و منیزیم‌دار محلول جامد گارنت هستند. به دلیل این که محلول‌های جامد این دو کانی به محلول‌های جامد ایده‌آل نزدیک هستند، بنابراین ضریب توزیع منیزیم و آهن در آنها تابعی از دما می‌باشد. این رابطه چندان تحت تأثیر فشار نبوده و برای مثال در دمای ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد، در صورتی که فشار به اندازه یک کیلوپا افزایش یابد، مقدار ضریب توزیع فقط به مقدار ۰/۱۴ تغییر می‌یابد. علاوه بر محاسبه تغییرات منیزیم و آهن، در برخی از کالیبراسیون‌ها تغییرات عناصری چون Ca، Mn موجود در گارنت، Ti و Al موجود در بیوتیت نیز مورد توجه قرار گرفته است (هوجز^۱ و اسپیر، ۱۹۸۲؛ داسگوپتا^۲ و همکاران، ۱۹۹۱). روابط T و K_D توسط مؤلفین گوناگون بیان شده است (وو و چنگ^۳، ۲۰۰۶).

جهت محاسبه دما با روش گارنت - بیوتیت از شش کالیبراسیون معمول استفاده شده است. روش مذکور به عنوان یک روش مرسوم در

¹ Hodges

² Dasgupta

³ Wu and Cheng

سنگ‌های دگرگونی مطرح می‌باشد. کالیبراسیون‌ها و پارامترهای لازم برای این روش به شرح زیر می‌باشند:

تامسون^۱ (۱۹۷۶):

$$T = (2739.646 + 0.0234P) / (LnK_D + 1.56)$$

$$K_D = (X_{Mg}/X_{Fe})^{Bio} / (X_{Mg}/X_{Fe})^{Grt}$$

فری و اسپیر (۱۹۷۸):

$$T = (12454 + 0.057P) / (4.662 - 3RLnK)$$

$$K_D = (Mg/Fe)^{Grt} / (Mg/Fe)^{Bio}$$

هوجز و اسپیر (۱۹۸۲):

$$T = (12454 + 0.057P) / (4.662 - 3RLnK)$$

$$K_D = (a_{Pyr}/a_{Alm}) / (a_{Phl}/a_{Ann})^{Bio} = (X_{Pyr}/X_{Alm})^{Gre} / (X_{Phl}/X_{Ann})^{Bio} \cdot (Y_{Pyr}/Y_{Alm})$$

$$(Y_{Pyr}/Y_{Alm}) = \exp[(3300 - 1.5T)(X_{Grs}^2 + X_{Alm}X_{Grs} + X_{Grs}X_{Sps} + X_{Pyr}X_{Grs}) + W_{MgMn}]$$

$$[X_{Sps}^2 + X_{Grs}X_{Sps} + X_{Alm}X_{Sps} + X_{Pyr}X_{Sps}] RT$$

$$X_{Pyr} = Mg / (Fe + Mg + Ca + Mn)$$

$$X_{Alm} = Fe / (Fe + Mg + Ca + Mn)$$

$$X_{Grs} = Ca / (Fe + Mg + Ca + Mn)$$

$$X_{Sps} = Mn / (Fe + Mg + Ca + Mn)$$

$$X_{Phl} = Mg / (Fe + Mg + Ti + Al^{VI})$$

$$X_{Ann} = Fe / (Fe + Mg + Ti + Al^{VI}) \cdot W_{MgMn} = 0$$

پرچاک و لاورنتوا^۲ (۱۹۸۳):

$$T = (7843 + \Delta V(P - 6000)) / (1.9872LnK_D + 5.699)$$

$$\Delta V = -0.0577$$

$$K_D = (X_{Mg}/X_{Fe})^{Bio} / (X_{Mg}/X_{Fe})^{Grt}$$

داسگوپتا و همکاران (۱۹۹۱):

$$T = (4301 + 3000X_{Ca}^{Grt} + 1300X_{Mn}^{Grt} - 495(X_{Mg} - X_{Fe})^{Grt} - 3595X_{Bio}Al^{VI} - 4423X_{Ti}^{Bio} + 1073(X_{Mg} - X_{Fe})^{Bio} + (0.0246P) / (1.85 - RLnK_D)$$

$$K_D = (Mg/Fe)^{Grt} / (Mg/Fe)^{Bio} = (Fe/Mg)^{Bio} / (Fe/Mg)^{Grt}$$

¹ Thomson

² Percuk and Lavrenteva

$$X_{Mg}^{Grt} = Mg / (Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn)$$

$$X_{Fe}^{Grt} = Fe^{2+} / (Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn)$$

$$X_{Ca}^{Grt} = Ca / (Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn)$$

$$X_{Mn}^{Grt} = Mn / (Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn)$$

$$X_{Mg}^{Bio} = Mg / (Mg + Fe + Al^{VI} + Ti)$$

$$X_{Al^{VI}}^{Bio} = \Sigma Al - [Si + Al^{VI}]$$

$$X_{Ti}^{Bio} = Ti / (Mg + Fe + Al^{VI} + Ti)$$

$$X_{Fe}^{Bio} = Fe / (Mg + Fe + Al^{VI} + Ti)$$

باتاچاریا و همکاران^۱ (۱۹۹۲):

(A):

$$T(HW) = \left[20286 + 0.0193P - \left\{ 2080(X_{Mg}^{Grt})^2 - 6350(X_{Fe}^{Grt})^2 - 13807(X_{Ca}^{Grt}) \right. \right. \\ \left. \left. (1 - X_{Mn}^{Grt}) + 8540(X_{Fe}^{Grt})(X_{Mg}^{Grt})(1 - X_{Mn}^{Grt}) + 4215(X_{Ca}^{Grt})(X_{Mg}^{Grt} - X_{Fe}^{Grt}) \right\} \right. \\ \left. + 4441(2X_{Mg}^{Bio} - 1) \right] / \left[(13.138 + 8.3143LnK_D + 6.276(X_{Ca}^{Grt})(1 - X_{Mn}^{Grt})) \right]$$

(B):

$$T(GS) = \left[13538 + 0.0193P - \left\{ 837(X_{Mg}^{Grt})^2 - 1046(X_{Fe}^{Grt})^2 - 13807(X_{Ca}^{Grt}) \right. \right. \\ \left. \left. (1 - X_{Mn}^{Grt}) + 19246(X_{Fe}^{Grt})(X_{Mg}^{Grt})(1 - X_{Mn}^{Grt}) + 5649(X_{Ca}^{Grt})(X_{Mg}^{Grt} - X_{Fe}^{Grt}) \right\} \right. \\ \left. + 7972(2X_{Mg}^{Bio} - 1) \right] / \left[(6.778 + 8.3143LnK_D + 6.276(X_{Ca}^{Grt})(1 - X_{Mn}^{Grt})) \right]$$

$$K_D = (X_{Mg}/X_{Fe})^{Bio} / (X_{Mg}/X_{Fe})^{Grt}$$

$$X_{Mg}^{Grt} = Mg / (Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn)$$

$$X_{Fe^{2+}}^{Grt} = Fe^{2+} / (Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn)$$

$$X_{Ca}^{Grt} = Ca / (Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn)$$

$$X_{Mn}^{Grt} = Mn / (Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn)$$

$$X_{Mg}^{Bio} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$$

¹ Bhattacharya

۳-۴- دماسنج گارنت - مسکوویت

مسکوویت در رخساره‌های شیبست سبز تا آمفیبولیت در متاپلیت‌ها حضور دارد. بنابراین استفاده از دماسنج گارنت - مسکوویت جهت شناسایی شرایط دمایی متاپلیت‌ها بسیار با اهمیت می‌باشد. زمین دماسنج گارنت - مسکوویت در سنگ‌های سکانس‌های پیش‌رونده زون‌های دگرگونی معکوس و هاله‌های کنتاکت حرارتی کاربرد گسترده‌ای دارد. این دماسنج بر اساس تبادل Mg-Fe بین دو کانی مسکوویت و گارنت می‌باشد.

دماسنج گارنت - مسکوویت تاکنون توسط کراف و رحیم^۱ (۱۹۸۷)، گرین و هلمن^۲ (۱۹۸۲)، هاینس و فارست^۳ (۱۹۸۸) و وو^۴ و همکاران (۲۰۰۲) مورد مطالعه قرار گرفته است. این زمین دماسنج در شرایط دمایی ۴۵۰ الی ۷۶۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۰/۸ تا ۱۱/۱ کیلوبار با محدوده ± ۵۰ درجه سانتی‌گراد کالیبره شده است (وو و ژائو، ۲۰۰۶). تفاوت بین دماسنج‌های گارنت - مسکوویت و گارنت - بیوتیت وابسته به تشکیل دهنده سلادونیت^۵ در مسکوویت می‌باشد. بنابراین زمین دماسنج گارنت - مسکوویت برای سنگ‌های دگرگونی که میزان منیزیم مسکوویت آنها بیش‌تر از ۰/۱۳ و مقدار آهن کم‌تر از ۰/۰۴ بر اساس ۱۱ اکسیژن باشد، توصیه نمی‌گردد. شیب منحنی‌های دما - فشار در دماسنج گارنت - مسکوویت بیش‌تر از گارنت - بیوتیت می‌باشد. محققین دلیل

¹ Krogh and Raheim

² Green T.H. and Hellman

³ Hynes and Forest

⁴ Wu

⁵ Celadonite

این امر را وابستگی کم‌تر دماسنج گارنت - مسکوویت به فشار عنوان می‌نمایند (وو و ژائو، ۲۰۰۶). این زمین‌دماسنج در سنگ‌های دگرگونی در شرایطی که بیوتیت در سنگ حضور ندارد، بسیار کاربردی می‌باشد. این دماسنج با توجه به حضور یا عدم حضور آهن فریک در مسکوویت و با استفاده از دو فرمول زیر محاسبه می‌شود:

واکنش مدل الف (محاسبه دما با فرض عدم وجود آهن فریک):

$$T_{(a)}^{(K)} = \left\{ 2325.8 + P(kbar) \left[-0.1 - 13.5(Fe_s - Mg_s) - 0.0135(Fe_s - Mg_s - 6541.2) \right] \right. \\ \left. (X_{Mg}^{Fe} - X_{Mg}^{Mg}) - 1127.7 X_{Mg}^{Fe} \right\} / \left\{ 1 + 0.0135 [R \ln K_{Mg} (1) + (Fe_s - Mg_s)] \right\}$$

واکنش مدل ب (محاسبه دما در حالتی که ۵۰٪ آهن کل، آهن فریک باشد):

$$T_{(b)}^{(K)} = \left\{ 2064.7 + P(kbar) \left[-0.7 - 9.8(Fe_s - Mg_s) \right] - 0.0098(Fe_s - Mg_s) \right. \\ \left. - 7077.9(X_{Mg}^{Fe} - X_{Mg}^{Mg}) - 941.7 X_{Mg}^{Fe} \right\} / \left\{ 1 + 0.0098 [R \ln K_{Mg} (1) + (Fe_s - Mg_s)] \right\}$$

خطا در زمین‌دماسنج گارنت - مسکوویت به دلایل گوناگونی مانند عدم دقت مدل‌های آنالیز ترکیب شیمیایی کانی‌ها روی می‌دهد. البته تعیین خطاهای نهایی در دماسنج گارنت - مسکوویت از میان روش‌های منتشر شده مشکل می‌باشد (اسپیر، ۱۹۹۵).

۳-۵- دماسنج گارنت - هورنبلند

دماسنج گارنت - هورنبلند تاکنون توسط پاول^۱ (۱۹۸۵)، گراهام و پاول^۲ (۱۹۸۴)، پرچاک^۳ و همکاران (۱۹۸۵) و کراف-راونا^۴ (۲۰۰۰) مورد بررسی قرار گرفته است. در فشار و دمای متوسط دگرگونی، Mg و Fe^{2+}

¹ Powell

² Graham and Powell

³ Perchuk

⁴ Krogh Ravna

در موقعیت‌های M_1 و M_3 هورنبلند وارد می‌شوند و موقعیت M_2 توسط Al^{3+} ، Ti^{4+} و Fe^{3+} و موقعیت M_4 توسط Ca و تا حدودی هم Na پر می‌شوند. همچنین Fe^{3+} وارد M_4 و مقادیری از Mg و Fe^{2+} هم وارد M_2 می‌شود (کرافراونا، ۲۰۰۰). البته این دماسنج بر اساس توزیع Fe^{2+} -Mg بین گارنت و هورنبلند موجود در ترکیبات حدواسط تا بازالتی کالیبره شده است (کرافراونا، ۲۰۰۰). در این روش محاسبه مقادیر دما بر اساس فرمول‌های زیر انجام می‌پذیرد:

گراهام و پاول (۱۹۸۴):

$$K_D = \frac{X_{Alm} \cdot X_{Mg}^{Amp}}{X_{Pyr} \cdot X_{Fe^{2+}}^{Amp}}$$

$$T_c = \frac{2880 + 3280 \cdot X_{Grs}}{\ln K + 2.426} - 273.15$$

پرچاک و همکاران (۱۹۸۵):

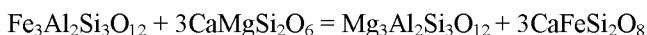
$$T_c = \frac{3330}{\ln K + 2.333} - 273.15$$

کرافراونا (۲۰۰۰):

$$T(^{\circ}C) = \frac{1504 + 1784(X_{Ca}^{Grt} + X_{Mn}^{Grt})}{\ln K_{D(Fe^{2+}/Mg)}^{Grt-Hbl} + 0.720} - 273$$

۳-۶- دماسنج گارنت - کلینوپیروکسن

با توجه به اینکه K_D (ضریب انتشار) Fe-Mg بین گارنت و کلینوپیروکسن نسبت به شرایط دمایی حساس می‌باشد، این دماسنج بر اساس تبادل Fe-Mg بین گارنت و کلینوپیروکسن طراحی شده است و واکنش آن به صورت زیر می‌باشد:



برای اولین بار رحیم و گرین^۱ (۱۹۷۴) یک کالیبراسیون تجربی را برای آن ارائه نمودند. بعدها کالیبراسیون‌های تجربی دیگری توسط محققین دیگر پیشنهاد گردید که از جمله می‌توان به دماسنج‌های پیشنهادی ایس و گرین^۲ (۱۹۷۹)، گانگولی^۳ (۱۹۷۹)، ساکسانا^۴ (۱۹۷۹)، پاول (۱۹۸۵)، کراف^۵ (۱۹۸۸)، پتیسون و نیوتن^۶ (۱۹۸۹)، سنگوپتا^۷ (۱۹۸۹)، آی^۸ (۱۹۹۴)، برمن^۹ و همکاران (۱۹۹۵)، گانگولی و همکاران (۱۹۹۶)، کراف‌راونا (۲۰۰۰)، ناکامورا^{۱۰} و همکاران (۲۰۰۴) اشاره نمود. این کالیبراسیون‌ها در جدول ۴ آورده شده‌اند.

جدول ۴: کالیبراسیون‌های مختلف دماسنج گارنت - کلینوپیروکسن.

Method	Formula
Mysen and Heier (1972)	$K_{D1} = \frac{Fe_{Grt}^{2+} \cdot Mg_{Cpx}}{Fe_{Cpx}^{2+} \cdot Mg_{Grt}}$ $T_c = \frac{2475}{\ln K_{D1} + 0.781} - 273.15$
Raheim & Green (974)	$T_c = \frac{3686 + 28.35 \cdot P_{kbar}}{\ln K_{D1} + 2.33} - 273.15$
Mori and Green (1978)	$T_c = \frac{2800}{\ln K_{D1} + 1.19} - 273.15$
Ellis & Green (1979)	$T_c = \frac{3104 \cdot X_{Grs} + 3030 + 10.86 \cdot P_{kbar}}{\ln K_{D2} + 1.9034} - 273.15$
Saxena (1979)	$T_c = \frac{8288 + 27.6 \cdot P_{kbar} + A + B}{1.987 \cdot \ln K_D + 2.4083} - 273$

¹ Raheim and Green

² Ellis and Green

³ Ganguly

⁴ Saxena

⁵ Krogh

⁶ Pattison and Newton

⁷ Sengupta

⁸ Ai

⁹ Berman

¹⁰ Nakamura

Ganguly (1979)	$T_c = \frac{4801 + 11.07 \cdot P_{kbar} + 1586 \cdot X_{Grs} + 1308 \cdot X_{Sps}}{\text{Ln}K_{D1} + 2.93} - 273$
Ganguly (1979)	$T_c = \frac{4801 + 11.07 \cdot P_{kbar} + 1586 \cdot X_{Grs} + 1308 \cdot X_{Sps}}{\text{Ln}K_{D1} + 2.93} - 273$
Dahl (1980)	$T_c = \frac{2324 + 0.022 \cdot P_{bar} + 1509 \cdot X_{Alm} X_{Pyr} + 2810 \cdot X_{Grs} + 2855 \cdot X_{Sps}}{1.987 \cdot \text{Ln}K_{D2}} - 273.15$
Powell (1985)	$T_c = \frac{2790 + 10 \cdot P_{kbar} + 3140 \cdot X_{Grs}}{\text{Ln}K_{D1} + 1.735} - 273.15$
Krogh (1988)	$T_c = \frac{-6173 \cdot X_{Grs}^2 + 10 \cdot P_{kbar} + 6731 \cdot X_{Grs} + 1879}{\text{Ln}K_{D1} + 1.393} - 273.15$
Pattison & Newton (1989) for $X_{grs} = 0.20$	$T_c = \frac{AP \cdot X_{Grs}^3 + BP \cdot X_{Grs}^2 + CP \cdot X_{Grs} + DP}{\text{Ln}K_{D1} + A \cdot X_{Grs}^3 + B \cdot X_{Grs}^2 + C \cdot X_{Grs} + D} + 5.5 \cdot (P_{kbar} - 15) - 273$
Sengupta and others (1989)	$a = X_{Grs}^2 \cdot (1.52 - 5.17 \cdot X_{Alm})$ $b = X_{Pyr}^2 \cdot (0.10 + 2.26 \cdot X_{Alm})$ $c = X_{Grs} X_{Pyr} \cdot ((3.01 - 6.67 \cdot X_{Alm}) + 1.05 \cdot X_{Grs} - 1.5 \cdot X_{Pyr})$ $d = X_{Grs} X_{Sps} \cdot (0.98 - 4.08 \cdot X_{Alm})$ $e = X_{Pyr} X_{Sps} \cdot (0.02 + 3.71 \cdot X_{Alm})$ $\gamma_{Fe} = \exp [a + b + c + d + e]$ $a = X_{Alm}^2 \cdot (1.23 - 2.26 \cdot X_{Pyr})$ $b = X_{Sps}^2 \cdot (-0.26 + 3.00 \cdot X_{Pyr})$ $c = X_{Grs} X_{Alm} \cdot ((3.53 - 4.85 \cdot X_{Pyr}) + 2.58 \cdot X_{Alm} - 2.58 \cdot X_{Gr})$ $d = (X_{Alm} X_{Sps} \cdot (1.30 - 2.75 \cdot X_{Pyr})) + (0.78 \cdot X_{Sps}^2)$ $e = X_{Grs} X_{Sps} \cdot (1.27 + 3.00 \cdot X_{Pyr})$ $\gamma_{Mg} = \exp [a + b + c + d + e]$ $T_c = \frac{3030 + 10.86 \cdot P_{kbar}}{\text{Ln}K_{D1} + 1.9034 + \text{Ln} \gamma_{Fe} - \text{Ln} \gamma_{Mg}} - 273.15$

Ai (1994)	$T_c = \frac{-1629.X_{Grs}^2 + 3648.55.X_{Grs} - 6.59.X_{Mg\#Grt} + 1987.98 + 17.66.P_{Kbar}}{\ln K_D + 1.076} - 27.$
Ganguly et al. (1996)	$T_c = \frac{4100 + 11.07.P_{Kbar} - A}{\ln K_D + 2.4 + B} - 273$
Krogh-Ravna (2000)	$T_c = \frac{1939.9 + 3270.X_{Grs} - 1396.X_{Grs}^2 + 3319.X_{Sp} - 3535.X_{Sp}^2 + 1105.X_{Mg\#Grt} - 3561.X_{Mg\#Grt}^2 + 2324.X_{Mg\#Grt}^3 + 16.9}{\ln K_D + 1.223}$
Nakamura et al. (2004)	$T_c = \frac{3318 + 14.52.P_{Kbar} + 1509.X_{Grs}}{\ln K_D + 1.865} - 273$

در میان فرمول‌های مذکور، روش‌های الیس و گرین (۱۹۷۹)، پاول (۱۹۸۵) و کراف (۱۹۸۸) به‌منظور دماسنجی اکلوزیت‌ها طراحی شده‌اند و با توجه به تأثیر فاکتور X_{Grs}^{Grt} بهتر است برای گارنت‌های دارای Ca بالا (گروسولار) استفاده گردند. دماسنج گانگولی (۱۹۷۹) و ساکسآنا (۱۹۷۹) برای سنگ‌های پریدوتیتی و اکلوزیت‌های دما بالا مناسب است. در حقیقت گانگولی (۱۹۷۹) فرمولی را بر اساس کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های اولترامافیک پیشنهاد کرد که در آن گارنت‌ها از نظر Mg غنی (Fe/Mg=0.25-0.35) و کلینوپیروکسن‌ها از نظر Na و Al فقیر ($Na_2O < 0.4$ wt% و $Al_2O_3 < 4.7$ wt%) می‌باشند. در حالی که کالیبراسیون پیشنهادی ناکامورا و همکاران (۲۰۰۴) بر اساس سنگ‌های بازالتی است که در آنها گارنت چندان از نظر Mg غنی (Fe/Mg=1.0-1.2) نبوده ولی کلینوپیروکسن از نظر Na و Al غنی است ($Na_2O = 4.1-4.7$ wt%) و برای گرانولیت‌ها و $Al_2O_3 = 10.2-10.9\%$). فرمول پتیسون و نیوتن (۱۹۸۹) برای گرانولیت‌ها و آمفیبولیت‌ها قابل استفاده می‌باشد (ناکامورا و هیراجیما^۱، ۲۰۰۵). همچنین کاربرد دماسنج برمن و همکاران (۱۹۹۵) برای گرانولیت‌ها و

¹ Nakamura and Hirajima

آمفیبولیت‌ها نیز نتایج قابل قبولی را به دست می‌دهند در حالی که دماهای حاصل از کاربرد آن برای اکلوژیت‌ها بسیار پایین می‌باشد. این فرمول بر اساس کلینوپیروکسن‌های با AI پایین طراحی شده که بیش‌تر در آمفیبولیت‌ها و اکلوژیت‌ها یافت می‌شوند (ناکامورا و هیراجیما، ۲۰۰۵).

۳-۷- دماسنج گارنت-ایلمنیت

این دماسنج بر اساس توزیع Fe و Mn بین دو کانی گارنت و ایلمنیت هم‌زیست با هم استوار می‌باشد و توسط پانسبای^۱ و همکاران (۱۹۸۷) برای محدوده دمایی ۶۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد، فشار ۲ و ۵ کیلوبار و $f_{O_2}=QFM$ کالیبره شده است. فرمول مورد استفاده ایشان به صورت زیر می‌باشد:

$$T_c = \frac{-4089 + 420 \cdot \left(\left(2 \cdot X_{Mn}^{ilm} \right) - 1 \right) - 77 \cdot \left(\left(2 \cdot X_{Sps} \right) - 1 \right) - 972 \cdot X_{Grs}}{\left(-\frac{R}{4.184} \cdot \ln K_D \right) - 1.44} - 273.15$$

همچنین بر اساس مطالعات و تغییرات بعدی پانسبای و همکاران (۱۹۹۱) این دماسنج برای دمای ۶۵۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱۰ کیلوبار و برای گارنت‌های Mn-Ca-Fe دار با نسبت‌های مختلف Fe-Mn کالیبره شده است. طبق پیشنهاد ایشان فرمول این دماسنج به صورت زیر می‌باشد:

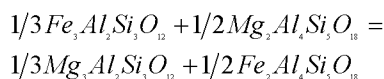
$$T(^{\circ}C) = \left[\frac{14918 - 2200(2X_{Mn}^{gr} - 1) + 620(X_{Mn}^{gr} - X_{Fe}^{gr}) - 972X_{Ca}^{gr}}{R \ln K_j + 4.38} \right] - 273.15$$

خطای محاسبه دما بوسیله این دماسنج ۳۰ تا ۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

¹ Pownceby

۳-۸- دماسنج گارنت-کردیریت

توزیع Mg و Fe بین گارنت و کردیریت هم‌زیست آن بر روی شرایط دمایی تأثیرگذار است و اساس آن واکنش زیر می‌باشد:



بر اساس مطالعات باتاچاریا و همکاران (۱۹۸۸) فرمول این دماسنج

به صورت زیر می‌باشد:

$$T = \frac{1814 + 0.0152P + 1122(X_{Mg}^{Ox} - X_{Fe}^{Ox}) - 1258(X_{Mg}^{Fe} - X_{Fe}^{Mg}) + 1510(X_{Ca}^{Fe} + X_{Mn}^{Fe})}{1.028 - \ln(X_{Fe}/X_{Mg})^{Ox} / (X_{Fe}/X_{Mg})^{Fe}}$$

که در آن T بر اساس درجه کلوین و P بر اساس bar می‌باشد. دقت این کالیبراسیون در حدود ۳۰ تا ۶۰ درجه بیش‌تر از کالیبراسیون‌هایی است که قبلاً ارائه شده‌اند.

۳-۹- دماسنج گارنت- ارتوپیروکسن

بر اساس مطالعات آرانوویچ و برمن^۱ (۱۹۹۷) این دماسنج براساس انحلال Al_2O_3 موجود در دو کانی فروسیلیت (Fs) در حال تعادل با کانی گارنت (نوع آلماندین) می‌باشد و در دمای ۸۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱۲ تا ۲۰ کیلو بار کالیبره شده است. در مورد سنگ‌های پوسته‌ای این دماسنج بر اساس تعادل $Alm=3Fs + Al_2O_3$ استوار می‌باشد. به دلیل این که این دماسنج نسبت به تغییرات بعدی Fe-Mg حساس نمی‌باشد لذا به عنوان یک دماسنج موفق و مناسب برای سنگ‌های با درجه بالای فشار و دما به حساب می‌آید. کالیبراسیون‌های مختلف این زمین دماسنج عبارت هستند از:

¹ Aranovich and Berman

رود و بانو (۱۹۷۳): (V) یک مقدار ثابت و تابعی از $\%Al_{MI}^{VI}$ پیروکسن می‌باشد.

$$OM = \frac{X_{Mg}^{M1} \cdot X_{Al}^{M1} \cdot (X_{Mg}^{M2})^2}{X_{Pyr}^3}$$

$$T_C = \frac{(V \cdot (P_{kbar} - 1)) - 4207}{\left(\frac{R}{4.184} \cdot \ln(OM)\right) - 2.69} - 273.15$$

داهل^۱ (۱۹۸۰):

$$K_{D1} = \frac{X_{Alm} \cdot Mg_{Opx}^{\#}}{X_{Pyr} \cdot Fe_{Opx}^{\#}}$$

$$T_C = \frac{1391 + 1509 \cdot (X_{Alm} - X_{Pyr}) + 2810 \cdot X_{Grs} + 2255 \cdot X_{Sps}}{\frac{R}{4.184} \cdot \ln K_{D1}} - 273.15$$

هارلی^۲ (۱۹۸۴):

$$K_{D2} = \frac{Fe_{Grt}^{2+} \cdot Mg_{Opx}}{Mg_{Grt} \cdot Fe_{Opx}^{2+}}$$

$$T_C = \frac{3740 + 1400 \cdot \left(\frac{Ca}{Ca + Fe^{2+} + Mg}\right) + 22.86 \cdot P_{Kbar}}{\left(\frac{R}{4.184} \cdot \ln K_{D2}\right) + 1.96} - 273.15$$

سن و باتاچاریا^۳ (۱۹۸۴):

$$T_C = \frac{2713 + 3300 \cdot X_{Grs} - 0.022 \cdot P_{bar} + 195 \cdot (X_{Alm} - X_{Pyr})}{-1.9872 \cdot \ln K_{D2} + 0.787 + 1.5 \cdot X_{Grs}} - 273.15$$

^۱ Dahl

^۲ Harley

^۳ Sen and Bhattacharya

۳-۱۰- دماسنج گارنت-کلریت

بر اساس مطالعات گرامبلینگ^۱ (۱۹۹۰)، دما و اکتیویته H_2O را می‌توان با استفاده از مجموعه کانی‌های دگرگونی با دقت بالایی به‌دست آورد. این دماسنج بر اساس تبادل Fe-Mg بین گارنت و کلریت می‌باشد و فرمول آن به‌صورت زیر ارائه گردیده است:

$$T(K) = (0.05 \times P(\text{bars}) + 4607 \times \ln K_D + 24.156) / 19.02$$

خطای این کالیبراسیون در حدود $8^{\circ}C \pm$ است. مقادیر دماهای به‌دست آمده با استفاده از این دماسنج با دماهای به‌دست آمده از طریق دماسنج‌های گارنت-کلریت که قبلاً توسط دیکنسون و هویت^۲ (۱۹۸۶) و گنت^۳ و همکاران (۱۹۸۷) ارائه شده نزدیک می‌باشد.

۳-۱۱- دماسنج گارنت-فنجیت

توزیع Fe و Mg بین گارنت و مسکوویت از نوع فنجیت توسط محققین بسیاری مورد بررسی قرار گرفته و به‌صورت یک زمین دما فشارسنج بیان شده است. بر اساس پیشنهاد کراف و رحیم (۱۹۷۸) نحوه محاسبه دما به‌صورت زیر می‌باشد:

$$Fe_{Grt, Ms}^{\#} = \frac{Fe_{Grt, Ms}^{2+}}{Fe_{Grt, Ms}^{2+} + Mg_{Grt, Ms}}$$

$$Mg_{Grt, Ms}^{\#} = \frac{Mg_{Grt, Ms}}{Fe_{Grt, Ms}^{2+} + Mg_{Grt, Ms}}$$

$$K_{D1} = \frac{Fe_{Grt}^{\#} \cdot Mg_{Ms}^{\#}}{Fe_{Ms}^{\#} \cdot Mg_{Grt}^{\#}}$$

$$T_c = \frac{3685 + 77.1 \cdot P_{\text{kbar}}}{\ln K_{D1} + 3.52} - 273.15$$

¹ Grambling

² Dickenson and Hewitt

³ Ghent

گرین و هلمن^۱ (۱۹۸۲) برای سنگ‌های پلیتی با $MgMs^{\#} < 0.6$ (سیستم با Ca پایین) فرمول زیر را ارائه نموده‌اند:

$$T_c = \frac{5680 + 36.0 \cdot P_{\text{kbar}}}{\text{Ln}K_{D1} + 4.48} - 273.15$$

و برای پلیت‌های با Ca بالا ($MgMs^{\#} \geq 0.6$)، فرمول زیر را پیشنهاد کرده‌اند:

$$T_c = \frac{5560 + 36.0 \cdot P_{\text{kbar}}}{\text{Ln}K_{D1} + 4.65} - 273.15$$

همچنین برای سنگ‌های بازالتی فرمول زیر:

$$T_c = \frac{5170 + 36.0 \cdot P_{\text{kbar}}}{\text{Ln}K_{D1} + 4.17} - 273.15$$

را طراحی نموده‌اند. بر اساس مطالعات هاینس و فورست (۱۹۸۸)، کاربرد این دماسنج برای پلیت‌هایی که تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته‌اند، در فشار ۳ تا ۷ کیلو بار بیانگر دماهای بیش‌تری نسبت به دماسنج گارنت-بیوتیت است. فرمول پیشنهادی ایشان به صورت زیر می‌باشد (با در نظر گرفتن اختلاط ایده‌آل):

$$K_{D2} = \frac{X_{\text{Alm}} \cdot Mg_{\text{Ms}}^{\#}}{Fe_{\text{Ms}}^{\#} \cdot X_{\text{Pyr}}}$$

$$T_c = \frac{4090}{\text{Ln}K_{D2} + 3.23} - 273.15$$

$$T_c = \frac{4726 - 17 \cdot P_{\text{kbar}}}{\text{Ln}K_{D2} + 4.16} - 273.15$$

کالیبراسیون تجربی ایشان برای سنگ‌هایی پیشنهاد شده است که در آنها گارنت در درجات کم‌تری نسبت به بیوتیت تشکیل می‌شود و در آن K به صورت $\ln K = \ln K_d$ و X_{ii} کسرهای مولی گارنت است. در حقیقت

¹ Green and Helman

هاینس و فورست (۱۹۸۸) این کالیبراسیون را بر اساس مقایسه با دماسنج گارنت-بیوتیت، فری و اسپیر^۱ (۱۹۷۸) به دست آورده‌اند.

طبق فرض ایشان توزیع بین گارنت و مسکوویت به صورت مستقل از فشار عمل نموده، توزیع آهن فریک روی نداده، اختلاط ایده آل در مسکوویت وجود داشته و با تغییر الگوی اختلاط گارنت ارائه شده توسط گانگولی و ساکسانا^۲ (۱۹۸۴)، از آن برای تأثیر غیرخطی کلسیم استفاده نموده‌اند. ایشان علت استفاده از الگوی مذکور برای اختلاط در گارنت را نتایج مستدل و منطقی زمین‌شناسی آن ذکر می‌نمایند. طبق نظر آنها هنوز امکان تشخیص تأثیر فشار از تأثیر آهن فریک اثبات نشده است.

بر اساس رفتار اختلاط غیر ایده آل مدل‌های مختلفی برای گارنت ارائه گردید که از آن جمله می‌توان به مدل‌های زیر اشاره نمود:
هوجز و اسپیر^۳ (۱۹۸۲):

$$A = X_{\text{Grs}}^2 + X_{\text{Grs}} X_{\text{Pyr}} + X_{\text{Grs}} X_{\text{Alm}} + X_{\text{Grs}} X_{\text{Sps}}$$

$$T_C = \frac{-\frac{3300 \cdot A}{R} + 4.27 \cdot 10^3}{\text{Ln}K_{D2} + 3.35 - \frac{1.5 \cdot A}{R}} - 273.15$$

گانگولی و ساکسانا (۱۹۸۴):

$$B = 0.8 \cdot W_{\text{Grt}} - W_{\text{Grt}} (X_{\text{Alm}} - X_{\text{Pyr}}) - 3000 \cdot X_{\text{Grs}} - 3000 \cdot X_{\text{Sps}}$$

$$T_C = \frac{5.41 \cdot 10^3 - \frac{B}{R}}{\text{Ln}K_{D2} + 4.82} - 273.15$$

^۱ Ferry and Spear

^۲ Ganguly and Saxena

^۳ Hodges and Spear

هوینکس^۱ (۱۹۸۶):

$$\text{Ln}K_{D3} = \frac{4.79 \cdot 10^3}{T_C^{\text{Grt-Ganguly}}} - 4.13$$

$$C = B + 3000 \cdot X_{\text{Grs}}$$

$$X = \frac{C}{R} - 2.978 \cdot 844 \cdot X_{\text{Grs}} - 4.79 \cdot 10^3$$

$$Y = 5.906 \cdot 844^2 \cdot X_{\text{Grs}}^2$$

$$Z = \text{Ln}K_{D2} + 4.13$$

$$N = \sqrt{X^2 - 4 \cdot Y \cdot Z}$$

$$T_C = \frac{2 \cdot Y}{\pm N} - 273.15$$

هاینس و فورست (۱۹۸۸) متوجه شدند که علی‌رغم سادگی فرضیاتی که به‌منظور طراحی این کالیبراسیون مطرح شده‌اند، اما دماهایی که طی این روش به‌دست می‌آید عموماً در محدوده دماهایی هستند که با استفاده از دماسنج گارتنت - بیوتیت به‌دست آورده‌اند.

۳-۱۲ - دماسنج گارتنت - کردیریت - سیلیمانیت - کوارتز

مطالعات تجربی نیکولاس و همکاران (۱۹۹۲) مربوط به توزیع Mg-Fe بین گارتنت و کردیریت در دمای ۶۵۰-۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴-۱۲ کیلو بار بوده‌است. فرمول دماسنجی مورد استفاده ایشان به‌صورت زیر می‌باشد (دما بر حسب درجه کلوین):

$$T(WH) = 6832 + 0.031(P-1) - \left\{ 66(X_{Mg}^{\text{Grt}})^2 - 506(X_{Fe}^{\text{Grt}})^2 + 680X_{Fe}^{\text{Grt}}X_{Mg}^{\text{Grt}} \right. \\ \left. 336(X_{Ca} + X_{Mg}) (X_{Mg} - X_{Fe})^{\text{Grt}} - 3300X_{Ca}^{\text{Grt}} - 358X_{Mg}^{\text{Grt}} \right\} + 954(X_{Fe} - X_{Mg})^{\text{Odt}} / \\ 1.987 \ln K_D + 3.41 + 1.5X_{Ca}^{\text{Mn}} + 1.23(X_{Fe} - X_{Mg})^{\text{Odt}}$$

$$T(B\tau) = 6920 + 0.031(p-1) - \left\{ 8(X_{Mg}^{\text{Grt}})^2 - 296(X_{Fe}^{\text{Grt}})^2 + 556X_{Fe}^{\text{Grt}}X_{Mg}^{\text{Grt}} \right. \\ \left. 6339X_{Ca}^{\text{Grt}}X_{Mg}^{\text{Grt}} - 99(X_{Ca}^{\text{Grt}})^2 + 4687X_{Ca}^{\text{Grt}}(X_{Mg} - X_{Fe}) - 4269X_{Ca}^{\text{Grt}}X_{Fe}^{\text{Grt}} \right. \\ \left. - 358X_{Mg}^{\text{Grt}} \right\} + 640(X_{Fe} - X_{Mg})^{\text{Odt}} + 1.90X_{Ca}^{\text{Grt}}(X_{Mg} - X_{Ca})^{\text{Odt}}$$

¹ Hoinkes

۳-۱۳ - فشارسنج گارنت-بیوتیت-مسکوویت-آلومینوسیلیکات-کوارتز
 به کارگیری فشارسنج گارنت-بیوتیت-مسکوویت-آلومینوسیلیکات-
 کوارتز^۱ و گارنت-آلومینوسیلیکات-پلاژیوکلاز^۲ محدوده‌های فشار
 مشابهی را نشان می‌دهند (وو و ژائو، ۲۰۰۷). به‌علاوه متاپلیت‌های داخل
 هاله کتتاکت حرارتی یا مناطق جغرافیایی محدود، هیچ معکوس‌شدگی
 فشار را در فشارسنج‌های GBMAQ و GASP نشان نمی‌دهند. این فشارسنج
 هیچ تأثیر منظمی در اثر تغییرات فشار، دما، Al^{VI} در مسکوویت، Fe در
 بیوتیت و گارنت نشان نمی‌دهد. فشارسنج GBMAQ برای مجموعه‌های
 دگرگونی با گارنت کم کلسیم (<۰/۰۳) و پلاژیوکلاز کم کلسیم
 (<۰/۱۷) و سنگ‌های دگرگونی فاقد پلاژیوکلاز مناسب می‌باشد (وو و
 ژائو، ۲۰۰۷).

مجموعه کانی‌های گارنت+بیوتیت+مسکوویت+کوارتز± پلاژیوکلاز±
 آلومینوسیلیکات در سنگ‌هایی با درجه دگرگونی متوسط تا بالا عمومیت
 دارند. در صورت حضور پلاژیوکلاز و آلومینوسیلیکات از فشارسنج
 GASP استفاده می‌شود (هولدای،^۳ ۲۰۰۱). در صورت حضور
 پلاژیوکلاز و فقدان آلومینوسیلیکات از فشارسنج GBPQ (وو و همکاران،
 ۲۰۰۴) یا فشارسنج GMPQ (وو و همکاران، ۲۰۰۴؛ وو و ژائو،^۴ ۲۰۰۶)
 استفاده می‌گردد.

فشارسنج GBMAQ در محدوده متاپلیت‌های طبیعی و دمایی در حدود

¹ GBMAQ

² GASP

³ Holdaway

⁴ Zhao

۵۳۰ تا ۸۹۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۰/۸ تا ۹/۲ کیلو بار بر اساس دماسنج گارنت - بیوتیت هولداوی (۲۰۰۰) و فشارسنج GASP هولداوی (۲۰۰۱) کالیبره شده است. خطای تصادفی در فشارسنج GBMAQ در حدود ۰/۸ ± کیلو بار برآورد شده است (وو و ژائو، ۲۰۰۷).

فشارسنج GBMAQ به صورت فرمول زیر کالیبره شده است (وو و ژائو،

۲۰۰۷):

$$\begin{aligned}
 P(\text{bars}) = & (1 - \Delta H^0 / \Delta V^0) + T(K)(\Delta S^0 / \Delta V^0) \\
 & + (W_{MgA}^{bo} / \Delta V^0) X_{A}^{bo} (X_{Fe}^{bo} + X_{Mg}^{bo} - 1) \\
 & + (W_{MgT}^{bo} / \Delta V^0) X_{T}^{bo} (X_{Fe}^{bo} + X_{Mg}^{bo} - 1) \\
 & + (W_{AlT}^{bo} / \Delta V^0) X_{Al}^{bo} X_{T}^{bo} + (1 / \Delta V^0) \left\{ -RTLn \left[\frac{(X_{Fe}^{bo})^3}{(X_{Fe}^{bo})^3 (X_{AlT}^{bo})^3} \right] \right. \\
 & + T (Fe_s + 3.68 X_{Mg}^{bo} + 238.585 X_{Al}^{bo} + 370.39 X_{T}^{bo} \\
 & - 3.68 X_{Fe}^{bo} X_{Mg}^{bo} - 238.585 X_{Fe}^{bo} X_{Al}^{bo} \\
 & - 370.39 X_{Fe}^{bo} X_{T}^{bo}) + Fe_s P(\text{bars}) + Fe_s - 5333.0 X_{Mg}^{bo} \\
 & - 209850.0 X_{Al}^{bo} - 310990.0 X_{T}^{bo} + 5333.0 X_{Fe}^{bo} X_{Mg}^{bo} \\
 & \left. + 209850.0 X_{Fe}^{bo} X_{Al}^{bo} + 310990.0 X_{Fe}^{bo} X_{T}^{bo} \right\}
 \end{aligned}$$

این معادله بر اساس حضور آلومینوسیلیکات آندالوزیت در مجموعه مورد

مطالعه به صورت زیر کالیبره شده است (وو و ژائو، ۲۰۰۷):

$$\begin{aligned}
 P_{(bars)} = & \left\{ 23641.1 + 31.4192T - 261161.5 X_{Al}^{bo} \times (X_{Fe}^{bo} + X_{Mg}^{bo} - 1) - 1489211.0 X_{T}^{bo} \right. \\
 & \left. (X_{Fe}^{bo} + X_{Mg}^{bo} - 1) - 2782295.6 X_{Al}^{bo} X_{T}^{bo} - 0.2637 \times \left[RTLn \left(\frac{(X_{Fe}^{bo})^3}{(X_{Fe}^{bo})^3 (X_{AlT}^{bo})^3} \right) \right] \right. \\
 & + T (Fe_s + 3.68 X_{Mg}^{bo} + 238.585 X_{Al}^{bo} + 370.39 X_{T}^{bo} - 3.68 X_{Fe}^{bo} X_{Mg}^{bo} \\
 & - 238.585 X_{Fe}^{bo} X_{Al}^{bo} - 370.39 X_{Fe}^{bo} X_{T}^{bo}) + Fe_s - 5333.0 X_{Mg}^{bo} - 209850.0 X_{Al}^{bo} \\
 & \left. - 310990.0 X_{T}^{bo} + 5333.0 X_{Fe}^{bo} X_{Mg}^{bo} + 209850.0 X_{Fe}^{bo} X_{Al}^{bo} + 310990.0 X_{Fe}^{bo} X_{T}^{bo} \right\} \\
 & / (1 - 0.2637 Fe_s)
 \end{aligned}$$

۳-۱۴- فشارسنج گارنت- بیوتیت- پلاژیوکلاز- کوارتز

این فشارسنج توسط وو و همکاران (۲۰۰۴)، به‌طور تجربی و بر اساس واکنش تبدیلی بین کانی‌های گارنت، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز برای دمای ۵۱۴-۸۷۸ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱-۱۱/۴ کیلوبار تنظیم شده است و در طراحی آن از دمای به‌دست آمده برای ۲۲۴ نمونه طبیعی از متاپلیت‌های آلومینوسیلیکات‌دار با استفاده از روش گارنت- بیوتیت و فشار حاصل از روش GASP استفاده شده است. خطای تصادفی این فشارسنج $\pm 1/2$ کیلوبار است. از ویژگی‌های ممتاز این فشارسنج این است که می‌توان از آن برای فشارسنجی متاپلیت‌های فاقد آلومینوسیلیکات نیز استفاده نمود.

از جمله معیارهای استفاده از این فشارسنج این است که گارنت موجود در سنگ دارای $X_{grs} > 3\%$ ، پلاژیوکلاز دارای $X_{An} > 17\%$ و بیوتیت دارای $X_{Al} > 3\%$ بایستی باشند. استفاده از این فشارسنج در شرایطی غیر از این توصیه نمی‌شود.

دو فرمول محاسبه فشار توسط این روش عبارت هستند از:

$$\begin{aligned}
 P(1)(\text{bars}) = & 1 - \Delta_1 H^0 / \Delta_1 V^0 + T(K)(\Delta_1 S^0 / \Delta_1 V^0) \\
 & + 3(X_{Fe}^{bio} + X_{Mg}^{bio} - X_{Al}^{bio})(W_{MgAl}^{bio} / \Delta_1 V^0) \\
 & + 3X_{Ti}^{bio} [(W_{AlTi}^{bio} - W_{MgTi}^{bio}) / \Delta_1 V^0] \\
 & + (1 / \Delta_1 V^0) [T(K)(-R \ln K_{(1)}^{ideal} - 6Fa + Mga \\
 & + 2Caa - 788.73X_{Fe}^{bio}) \\
 & + P(-6Fb + Mgb + 2Cab) - 6Fc + Mgc \\
 & + 2Cac + 667683.0X_{Fe}^{bio}]
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
P(2)(\text{bars}) = & 1 - \Delta_2 H^0 / \Delta_2 V^0 + T(\text{K})(\Delta_2 S^0 / \Delta_2 V^0) \\
& + 3(X_{\text{Fe}}^{\text{bio}} + X_{\text{Mg}}^{\text{bio}} - X_{\text{Al}}^{\text{bio}})(W_{\text{MgAl}}^{\text{bio}} / \Delta_2 V^0) \\
& + 3X_{\text{Ti}}^{\text{bio}} [(W_{\text{AlTi}}^{\text{bio}} - W_{\text{MgTi}}^{\text{bio}}) / \Delta_2 V^0] \\
& + (1 / \Delta_2 V^0) [T(\text{K})(-R \ln K_{(2)}^{\text{ideal}} - 6\text{Fa} \\
& + \text{Fea} + 2\text{Caa} - 840 \cdot 918 X_{\text{Fe}}^{\text{bio}} \\
& + 52 \cdot 188 X_{\text{Mg}}^{\text{bio}} + 840 \cdot 918 X_{\text{Al}}^{\text{bio}} \\
& + 1111 \cdot 17 X_{\text{Ti}}^{\text{bio}}) + P(-6\text{Fb} + \text{Feb} + 2\text{Cab}) \\
& - 6\text{Fc} + \text{Fec} + 2\text{Cac} + 736677 \cdot 0 X_{\text{Fe}}^{\text{bio}} \\
& - 68994 \cdot 0 X_{\text{Mg}}^{\text{bio}} - 736677 \cdot 0 X_{\text{Al}}^{\text{bio}} \\
& - 932970 \cdot 0 X_{\text{Ti}}^{\text{bio}}]
\end{aligned}$$

پایان

پیوست‌ها

نحوه محاسبه اکتیویته گارت

۱- گارت

۱-۲- کسرهای مولی:

$$X_{Prp} = \frac{Mg}{Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca}$$

$$X_{Alm} = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca}$$

$$X_{Grs} = \frac{Ca}{Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca}$$

$$X_{Sps} = \frac{Mn}{Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca}$$

$$\# mg \text{ (in \%)} = 100 \cdot \frac{Mg}{Fe^{2+} + Mg}$$

$$W_{Grt} = \left(200 \cdot \frac{X_{Prp}}{X_{Prp} + X_{Alm}} \right) + \left(2500 \cdot \frac{X_{Alm}}{X_{Prp} + X_{Alm}} \right)$$

۲-۲- اکتیویته اعضای نهایی: (توجه: همه مدل‌های مربوط به اکتیویته

گارت بر اساس $T \neq 0^\circ C$ ارائه شده‌اند).گانگولی و پرکینز^۱ (۱۹۷۴):

$$\ln \gamma_{Pyr} = \left(\frac{(3300 - 1.5T_K) \cdot (X_{Pyr}^2 + X_{Pyr} \cdot X_{Alm})}{R \cdot T_K} \right)$$

$$\ln \gamma_{Grs} = \left(\frac{(3300 - 1.5T_K) \cdot (X_{Grs}^2 + X_{Grs} \cdot X_{Alm})}{R \cdot T_K} \right)$$

$$\ln a_{Pyr} = 3 \cdot (\ln \gamma_{Pyr} + \ln X_{Pyr})$$

$$\ln a_{Grs} = 3 \cdot (\ln \gamma_{Grs} + \ln X_{Grs})$$

پرکینز (۱۹۷۹):

$$W_1 = 3480 - (1.2 \cdot T_C)$$

¹ Ganguly and Perkins

$$W_2 = 4180 - (1.2 \cdot T_C)$$

$$W_3 = 1050 - (1.2 \cdot T_C)$$

$$\text{Ln} \gamma_{\text{Grs}} = \left[\frac{W_3 \cdot X_{\text{Alm}}^2 + W_2 \cdot X_{\text{Pyr}}^2 + (W_3 - W_1 + W_2) \cdot X_{\text{Alm}} X_{\text{Pyr}}}{R \cdot T_K} \right]$$

$$\text{Ln} \gamma_{\text{Alm}} = \left[\frac{W_3 \cdot X_{\text{Grs}}^2 + W_1 \cdot X_{\text{Pyr}}^2 + (W_3 - W_2 + W_1) \cdot X_{\text{Grs}} X_{\text{Pyr}}}{R \cdot T_K} \right]$$

$$a_{\text{Alm}} = \exp \left[3 \cdot (\text{Ln} \gamma_{\text{Alm}} + \text{Ln} X_{\text{Alm}}) \right]$$

$$a_{\text{Grs}} = \exp \left[3 \cdot (\text{Ln} \gamma_{\text{Grs}} + \text{Ln} X_{\text{Grs}}) \right]$$

هوجز و اسپیر (۱۹۸۲):

$$a_{\text{Pyr}} = \left[X_{\text{Pyr}} \cdot \exp \left(\frac{(13800 - 6.28 T_K) \cdot (X_{\text{Grs}}^2 + X_{\text{Alm}} \cdot X_{\text{Grs}} + X_{\text{Sps}} \cdot X_{\text{Grs}})}{R \cdot T_K} \right) \right]^3$$

$$a_{\text{Grs}} = \left[X_{\text{Grs}} \cdot \exp \left(\frac{(13800 - 6.28 T_K) \cdot (X_{\text{Pyr}}^2 + X_{\text{Alm}} \cdot X_{\text{Pyr}} + X_{\text{Sps}} \cdot X_{\text{Pyr}})}{R \cdot T_K} \right) \right]^3$$

$$a_{\text{Alm}} = \left[X_{\text{Alm}} \cdot \exp \left(\frac{(13800 - 6.28 T_K) \cdot (-X_{\text{Grs}} \cdot X_{\text{Pyr}})}{R \cdot T_K} \right) \right]^3$$

نیوتن و پرکینز^۱ (۱۹۸۲):

$$W_{\text{Grs-Pyr}} = 13.087 - (0.0063 \cdot T_K)$$

$$a_{\text{Grs}} = X_{\text{Grs}} \cdot \exp \left[\frac{W_{\text{Grs-Pyr}}}{R \cdot T_K} \cdot (X_{\text{Pyr}}^2 + X_{\text{Pyr}} X_{\text{Alm}}) \right]$$

$$a_{\text{Pyr}} = X_{\text{Pyr}} \cdot \exp \left[\frac{W_{\text{Grs-Pyr}}}{R \cdot T_K} \cdot (X_{\text{Grs}}^2 + X_{\text{Grs}} X_{\text{Alm}}) \right]$$

¹ Newton and Perkins

ساکسانا و اریکسون^۱ (۱۹۸۳): (تغییر یافته توسط پاریا و همکاران^۲، ۱۹۸۸)

$$\begin{aligned} \text{Ln } \gamma_{\text{Alm}} &= \left(X_{\text{Grs}}^2 \cdot (1.520 - 5.165 \cdot X_{\text{Alm}}) \right) + \\ &\left(\left(X_{\text{Pyr}} X_{\text{Grs}} \cdot (-0.259 - 2.583 \cdot X_{\text{Alm}} - 1.498 \cdot X_{\text{Pyr}} + 1.498 \cdot X_{\text{Grs}}) \right) \right) \\ \text{Ln } \gamma_{\text{Pyr}} &= \left(X_{\text{Grs}}^2 \cdot (-0.261 + 2.997 \cdot X_{\text{Pyr}}) \right) + \\ &\left(\left(X_{\text{Alm}} X_{\text{Grs}} \cdot (0.259 + 1.498 \cdot X_{\text{Pyr}} + 2.583 \cdot X_{\text{Alm}} - 2.583 \cdot X_{\text{Grs}}) \right) \right) \\ a_{\text{Alm}} &= \exp \left[3 \cdot (\text{Ln } X_{\text{Alm}} \cdot \text{Ln } \gamma_{\text{Alm}}) \right] \\ a_{\text{Pyr}} &= \exp \left[3 \cdot (\text{Ln } X_{\text{Pyr}} \cdot \text{Ln } \gamma_{\text{Pyr}}) \right] \end{aligned}$$

گانگولی و ساکسانا (۱۹۸۴): (تغییرات توسط پرکینز و چیپرا^۳، ۱۹۸۵):

$$\begin{aligned} a &= X_{\text{Pyr}}^2 \cdot (1.24 - 3.0 \cdot X_{\text{Grs}}) \\ b &= X_{\text{Alm}}^2 \cdot (-1.07 + 5.16 \cdot X_{\text{Grs}}) \\ c &= X_{\text{Pyr}} X_{\text{Alm}} \cdot (0.05 + 1.08 \cdot X_{\text{Grs}} + 1.13 \cdot X_{\text{Pyr}} - 1.13 \cdot X_{\text{Alm}}) \\ d &= X_{\text{Pyr}} X_{\text{Sps}} \cdot (-0.99 - 1.5 \cdot X_{\text{Grs}}) \\ e &= X_{\text{Alm}} X_{\text{Sps}} \cdot (0.23 + 2.58 \cdot X_{\text{Grs}}) \\ \text{Ln } \gamma_{\text{Grs}} &= a + b + c + d + e \\ a &= X_{\text{Alm}}^2 \cdot (1.23 - 2.26 \cdot X_{\text{Pyr}}) \\ b &= X_{\text{Grs}}^2 \cdot (-0.26 + 3.0 \cdot X_{\text{Pyr}}) \\ c &= X_{\text{Grs}} X_{\text{Alm}} \cdot (0.92 + 0.37 \cdot X_{\text{Pyr}} + 2.53 \cdot X_{\text{Alm}} - 2.53 \cdot X_{\text{Grs}}) \\ d &= X_{\text{Alm}} X_{\text{Sps}} \cdot (2.14 - 1.13 \cdot X_{\text{Pyr}}) \\ e &= 1.48 \cdot X_{\text{Sps}}^2 + X_{\text{Grs}} X_{\text{Sps}} \cdot (1.96 + 1.50 \cdot X_{\text{Pyr}}) \\ \text{Ln } \gamma_{\text{Pyr}} &= a + b + c + d + e \\ a &= X_{\text{Grs}}^2 \cdot (1.52 - 5.17 \cdot X_{\text{Alm}}) \\ b &= X_{\text{Pyr}}^2 \cdot (0.10 + 2.26 \cdot X_{\text{Alm}}) \\ c &= X_{\text{Grs}} X_{\text{Pyr}} \cdot (0.40 - 1.45 \cdot X_{\text{Alm}} + 1.50 \cdot X_{\text{Grs}} - 1.50 \cdot X_{\text{Pyr}}) \end{aligned}$$

¹ Saxena and Erikson

² Paria, Bhattacharya and Sen

³ Perkins and Chipera

$$d = X_{Grs} X_{Sps} \cdot (0.23 - 2.58 \cdot X_{Alm})$$

$$e = X_{Pyr} X_{Sps} \cdot (0.66 + 1.13 \cdot X_{Alm})$$

$$\text{Ln } \gamma_{Alm} = a + b + c + d + e$$

$$a_{Alm} = \exp \left[3 \cdot (\text{Ln } X_{Alm} \cdot \text{Ln } \gamma_{Alm}) \right]$$

$$a_{Pyr} = \exp \left[3 \cdot (\text{Ln } X_{Pyr} \cdot \text{Ln } \gamma_{Pyr}) \right]$$

$$a_{Grs} = \exp \left[3 \cdot (\text{Ln } X_{Grs} \cdot \text{Ln } \gamma_{Grs}) \right]$$

گانگولی و ساکسانا (۱۹۸۴): (تغییرات توسط موخر و همکاران^۱، ۱۹۸۸):

$$a = X_{Pyr}^2 \cdot (4047 - 1.5 \cdot T_K - 6094 \cdot X_{Grs})$$

$$b = X_{Alm}^2 \cdot (150 - 1.5 \cdot T_K - 7866 \cdot X_{Grs})$$

$$c = X_{Pyr} X_{Alm} \cdot (3290 - 3.0 \cdot T_K - 866 \cdot X_{Grs} + 2300 (X_{Grs} - X_{Alm}) + 4620 (1 - 2 \cdot X_{Grs}))$$

$$d = X_{Pyr} X_{Alm} \cdot (2117 - 3.0 \cdot T_K - 3933 \cdot X_{Grs} + 2300 (X_{Grs} - X_{Alm}) - 1967 (1 - 2 \cdot X_{Grs}))$$

$$e = X_{Pyr} X_{Sps} \cdot (2524 - 3.0 \cdot T_K - 3047 \cdot X_{Grs} + 2300 (X_{Grs} - X_{Alm}) - 1524 (1 - 2 \cdot X_{Grs}))$$

$$f = 2300 \cdot (X_{Pyr} X_{Alm} X_{Sps})$$

$$\text{Ln } \gamma_{Grs} = \left(\frac{a + b + c + d + e + f}{R \cdot T_K} \right)$$

$$a = X_{Grs}^2 \cdot (1000 - 1.5 \cdot T_K - 6094 \cdot X_{Pyr})$$

$$b = \left(X_{Alm}^2 \cdot (2500 - 4600 \cdot X_{Pyr}) \right) + \left(3000 \cdot X_{Sps}^2 \right)$$

$$c = X_{Grs} X_{Alm} \cdot (1757 + 747 \cdot X_{Pyr} - 3993 (X_{Grs} - X_{Alm}) + 4640 (1 - 2 \cdot X_{Pyr}))$$

$$d = X_{Sps} X_{Alm} \cdot (4350 - 2300 \cdot X_{Pyr} + 1150 (1 - 2 \cdot X_{Pyr}))$$

$$e = X_{Grs} X_{Sps} \cdot (5524 + 3047 \cdot X_{Pyr} - 1524 (1 - 2 \cdot X_{Pyr}))$$

$$f = 3933 \cdot (X_{Grs} X_{Alm} X_{Sps})$$

$$\text{Ln } \gamma_{Pyr} = \left(\frac{a + b + c + d + e + f}{R \cdot T_K} \right)$$

$$a = X_{Pyr}^2 \cdot (200 + 4600 \cdot X_{Alm})$$

$$b = X_{Grs}^2 \cdot (4083 - 1.5 \cdot T_K - 7866 \cdot X_{Alm})$$

$$c = X_{Grs} X_{Pyr} \cdot (943 - 1633 \cdot X_{Alm} - 3047 (X_{Pyr} - X_{Grs}) - 4640 (1 - 2 \cdot X_{Alm}))$$

¹ Moecher, Essene, and Anovitz

$$d = X_{\text{Sps}} X_{\text{Grs}} \cdot (2117 - 1.5 \cdot T_K - 3933 \cdot X_{\text{Alm}} + 1917 (1 - 2 \cdot X_{\text{Alm}}))$$

$$e = X_{\text{Pyr}} X_{\text{Sps}} \cdot (-1650 + 2300 \cdot X_{\text{Alm}} - 1150 (1 - 2 \cdot X_{\text{Alm}}))$$

$$f = 3048 \cdot (X_{\text{Grs}} X_{\text{Pyr}} X_{\text{Sps}})$$

$$\text{Ln} \gamma_{\text{Alm}} = \left(\frac{a + b + c + d + e + f}{R \cdot T_K} \right)$$

$$a_{\text{Alm}} = \exp \left[3 \cdot (\text{Ln} \gamma_{\text{Alm}} + \text{Ln} X_{\text{Alm}}) \right]$$

$$a_{\text{Pyr}} = \exp \left[3 \cdot (\text{Ln} \gamma_{\text{Pyr}} + \text{Ln} X_{\text{Pyr}}) \right]$$

$$a_{\text{Grs}} = \exp \left[3 \cdot (\text{Ln} \gamma_{\text{Grs}} + \text{Ln} X_{\text{Grs}}) \right]$$

مراجع

شیردشت‌زاده، ن.، (۱۳۸۶). پترولوژی سنگ‌های دگرگونی افیولیت ملائز نایین. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۹۲ صفحه.

شیردشت‌زاده، ن.، صمدی، ر.، (۱۳۸۹). آشنایی با روش‌های زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی، ۹۹ صفحه.

صمدی، ر.، (۱۳۸۷). بررسی منشأ مگاکریست‌های گارنت موجود در تونالیت دهنو (شمال‌غرب مشهد). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۷۹ صفحه.

Ai Y. (1994). A revision of the garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg exchange geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **115**: 467-473.

Allan B.D., Clarke D.B. (1981). Occurrence and origin of garnets in the south mountain batholith, Nova Scotia. *Canadian Mineralogist*. **19**: 19-24.

Anderson D., Buckley G. (1973). Zoning in garnets - diffusion models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **40**: 87-104.

Anderson T.B. (1984). Inclusion patterns in zoned garnets from Mageroy, North Norway. *Mineralogical Magazine*. **48**: 21-26.

Aranovich L.Y., Berman R.G. (1997). A new garnet-orthopyroxene thermometer based on reversed Al_2O_3 solubility in $FeO-Al_2O_3-SiO_2$ Orthopyroxene. *American Mineralogist*. **82**: 345-353.

Asami M., Asami S. (1982). Granulite xenoliths in andesites from Amagiri-yama, Kagawa prefecture. *Journal of Geological Society of Japan*. **21**: 151-161 (in Japanese with English abstract).

Atherton M.P., Edmunds W.M. (1966). An electron Microprobe Study of some zoned garnets from metamorphic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*. 185-193.

Bandres A., Eguluz L., Pin C., Paquette J.L., Ordenez B., Le Fevre B. (2004). The northern Ossa-Morena Cadomian batholith (Iberian Massif): magmatic arc origin and early evolution. *International Journal of Earth Sciences*. **93**: 860-885.

Banno S. (1965). Notes on rock-forming minerals: zonal structure of pyralspite garnet in Sanbagawa Schists in the Bessi area, Sikoku. *Journal of Geolpgical Society of Japan*. **71**: 185-188.

Berman R.G., Aranovich L.Y., Pattison D.R. (1995). Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **119**: 30-42.

Bhattacharya A., Mazumdar A.C., Sen S.K. (1988). Fe-Mg mixing in cordierite: Constraints from natural data and implications for cordierite-garnet geothermometry in granulites. *American Mineralogist*. **73**: 338-344.

Bhattacharya A., Mohanty L., Maji A., Sen S.K., Raith M. (1992). Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Fe-Mg partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer.

Contributions to Mineralogy and Petrology. **111**:87-93

- Birch W.D., and Gleadow A.J.W. (1974). The genesis of garnet and cordierite in acid volcanic rocks: evidence from the Cerberean Cauldron. Central Victoria. Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology. **45**: 1-13.
- Blackburn W.H. (1969). Zoned and unzoned garnets from the Greenville Gneisses around Gananoque Ontario. Canadian Mineralogist. **9**: 691- 698.
- Bray E.A. (1988). Garnet compositions and their use as indicators of peraluminous granitoid petrogenesis - southeastern Arabian Shield. Contributions to Mineralogy and Petrology. **100**(2): 205-212.
- Carlson W.D. (1989). The significance of intergranular diffusion to the mechanisms and kinetics of porphyroblast crystallization. Contributions to Mineralogy and Petrology. **103**: 1-24.
- Carlson W.D. (1991). Competitive diffusion-controlled growth of porphyroblasts. Mineralogical Magazine. **55**: 317-330.
- Carlson W.D. (2006). Rates of Fe, Mg, Mn, and Ca diffusion in garnet. American Mineralogist. **91**: 1-11.
- Chakraborty S., Ganguly J. (1992). Cation diffusion in aluminosilicate garnets: Experimental determination in spessartine-almandine diffusion couples, evaluation of effective binary diffusion coefficients, and applications. Contributions to Mineralogy and Petrology. **111**: 74-86.
- Chinner G.A. (1962). Almandine in thermal aureoles. Journal of Petrology. **3**: 316-34.
- Conrad W.K., Nicholls L. A., Wall V. J. (1988). Water-saturated and unsaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand and other occurrence. Journal of Petrology. **29**: 765-803.
- Creighton S. (2009). A semi-empirical manganese-in-garnet single crystal thermometer. Lithos **112S** (2009) 177-182.
- Dahl P.S. (1980). The thermal-compositional dependence of Fe²⁺-Mg distributions between coexisting garnet and pyroxene: applications to geothermometry. Am. Min. **65**(9/10): 852-866.
- Dasgupta S., Sengupta P., Guha D., Fukuoka M. (1991). A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. Contributions to Mineralogy and Petrology. **109**:130-137.
- Day R.A., Green T.H., Smith I.E.M. (1992). The Origin and Significance of garnet phenocrysts and garnet-bearing xenoliths in Miocene calc-alkaline volcanics from Northland, New Zealand. Journal of Petrology. **33**: 125-161.
- De Bethune P., Laduron D., Bocquet J. (1975). Diffusion process in resorbed garnets. Contributions to Mineralogy and Petrology. **50**: 1975-2004.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1992). An Introduction to the Rock forming Minerals, Second Editions, Longman, London, 696 p.
- Dickenson M.P., Hewitt D.A. (1986). A garnet-chlorite geothermometer. Geol. Soc. Am. Abstr. Prog. **18**: 584.
- Droop G.T.R. (1987). A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using

- stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*. **51**: 431-435.
- Du Bray E.A. (1988). Garnet compositions and their use as indicators of peraluminous granulite petrogenesis, Southern Arabian Shield. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 205-212.
- Eckert J.O.Jr., Newton R.C., Kleppa O.J. (1991). The ΔH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. *American Mineralogist*. **76(1/2)**: 148-160.
- Edwards A.B. (1936). On the occurrence of almandine garnets in some Devonian igneous rocks of Victoria. *Proc. Roy. Soc. Victoria*. **49**: 40-50.
- Ellis D.J., Thompson A.B. (1986). Subsolidus and partial melting reactions in the quartz-excess $\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{SiO}_2+\text{H}_2\text{O}$ system under water-excess and water-deficient conditions to 10 kb: some implications for the origin of peraluminous melts from mafic rocks. *Journal of Petrology*. **27**: 91-121.
- Ellis D.J., Green D.H. (1979). An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **71**: 13-22.
- Ferry J.M., Spear F.S. (1978). Experimental calibration of partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **66**: 113-117.
- Fitton J.G. (1972). The Genetic Significance of Almandine-Pyrope Phenocrysts in the Calc-Alkaline Borrowdale Volcanic Group, Northern England. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **36**: 231-248.
- Ganguly J. (1979). Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe Mg distribution coefficient. *Geochim. Cosm. Acta*. **43**: 1021-1029.
- Ganguly J., Cheng W., Chakraborty S. (1998). Cation diffusion in aluminosilicate garnets: experimental determination in pyrope-almandine diffusion couples. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **131**: 171-180.
- Ganguly J., Cheng W., Tirone M. (1996). Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, an optimized model, and thermometric applications. *Contributions to Mineralogical and Petrology*. **126**: 137-151.
- Ganguly J., Perkins III, D. (1974). The energetics of natural solid solution: I. Mixing of the aluminosilicate end-members. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **48(2)**: 137-148.
- Ganguly J., Saxena S.K. (1984). Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data and applications to geothermobarometry. *American Mineralogist*. **69(1/2)**: 88-97.
- Geiger C.A. (2008). Silicate garnet: A micro to macroscopic (re)view. *American Mineralogist*. **93**: 360-372.
- Ghent E.D., Stout M.Z. (1981). Geothermometry and geobarometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. *Contributions to Mineralogical and Petrology*. **76**: 92-97.
- Ghent E.D., Stout M.Z. (1986). Garnet-hornblende thermometry, $\text{CaMg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ activity, and the minimum pressure limits of metamorphism for garnet amphibolites.

- J. Geol. **94**: 736-743.
- Gilbert J.S., Rogers N.W. (1989). The significance of garnet in the Permo-Carboniferous volcanic rocks of the Pyrenees. *Journal of the Geological Society*. **146** (3): 477-490.
- Graham C.M., Powell R. (1984). A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, *Southern California Journal of Metamorphic Geology*. **3**: 13-21.
- Grambling J.A. (1990). Internally-consistent geothermometry and H₂O barometry in metamorphic rocks: The example garnet-chlorite-quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **105**(6): 617-628.
- Grant J.A., Weiblen P.W. (1971). Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograd: *American Journal of Science*. **270**: 281-296.
- Green T.H. (1977). Garnet in Silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **65**: 59-67.
- Green T.H. (1992). Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanics and high-level intrusives from Northland, New Zealand. *Trans R Soc Edinb Earth Sci*. **83**: 429-438.
- Green T.H., Adam J. (1991). Assessment of the garnet-clinopyroxene. Fe-Mg exchange thermometer using new experimental data. *J. Metam. Geol.* **9**: 341-347.
- Green T.H., Hellman P.L. (1982). Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*. **15**: 253- 266.
- Green T.H., Ringwood A. E. (1968). Origin of Garnet Phenocrysts in Calc-Alkaline Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **18**: 163-174.
- Hall A. (1965). The origin of garnet in the Donegal granites. *Mineralogical Magazine*. **35**: 628-633.
- Hamer R.D., Moyes A.B. (1982). Composition and origin of garnet from the Antarctic Peninsula Volcanic Group of Trinity Peninsula. *Journal of the Geological Society*. **139**: 713-720.
- Harangi S.Z., Downes H., Ko'sa L., Szabo' C.S., Thirlwall M.F., Mason P.R.D. (2001). Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*. **42**: 1813-1843.
- Harley S.L., Green D.H. (1982). Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and garnet peridotites. *Nature*. **300**: 697-700.
- Harrison T.N. (1988). Magmatic garnets in the Cairngorm granite, Scotland. *Mineral. Mag.* **52**: 659-667.
- Hawthorne F.C. (2002). The use of end-member charge-arrangements in defining new mineral species and heterovalent substitutions in complex minerals. *Canadian Mineralogist*. **40**: 699-710.
- Hodges K.V., Spear F.S. (1982). Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire: *American Mineralogist*. **67**(11/12): 1118-1134.

- Hoinkes G. (1986). Effect of grossular content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **92**: 393-399.
- Hoisch T.D. (1990). Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz+muscovite+biotite+garnet+plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**: 225-234.
- Holdaway M.J. (2001). Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, **86**: 1117-1129.
- Holdaway M.J. (2000). Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, **85**: 881-892.
- Holdaway M.J. (2004). Optimization of some key geothermobarometers for pelitic metamorphic rocks. *Mineralogical Magazine*, **68**(1): 1-14.
- Holdaway M.J., Mukhopadhyay B., Dyar M.D., Guidotti C.V., Dutrow B. L. (1997). Garnet-biotite geothermometry revised; new Margules parameters and a natural specimen data set from Maine. *American Mineralogist*, **82**: 582-595.
- Hollister L.S. (1966). Garnet zoning, An interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, **154**: 1647-1651.
- Huckenholz H.G., Yoder H.S. (1971). Andradite stability relations in the CaSiO₃-Fe₂O₃ join up to 30 Kb. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abh.* **114**: 246-280.
- Hyndman D.W. (1985). *Petrology of Igneous and metamorphic rocks* (second edition). Mc Graw Hill. New York. 786 p.
- Hynes A., Forest R.C. (1988). Empirical garnet- muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies). *Journal of Metamorphic Geology*, **6**: 297- 309.
- Indares A., Martignole J. (1985). Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *American Mineralogist*, **70**: 272-278.
- Ito J., Frondel C. (1967). New synthetic hydrogarnets. *American Mineralogist*, **52**: 1105-1109.
- Kaneko Y., Miyano T. (2004). Recalibration of mutually consistent garnet–biotite and garnet-cordierite geothermometers. *Lithos*, **73**: 255- 269.
- Kanen R. (2001). *Distinguishing Between S- and I-Type Granites*. Published by MinServ (Mineral Services) 5 Cassia Crt, Wantirna Melbourne, Vic. **3152**, Australia.
- Kano H. (1983). On the origin of garnets in the Setouchi andesites. *Scientific and Technical Report of Mining College, Akita University*, **4**: 41-46 (in Japanese).
- Kano H., Yashima R. (1976). Almandine-garnets of acid magmatic origin from Yamanogawa, Fukushima prefecture and Kamitazawa, Yamagata prefecture. *Journal of Japanese Association of Petrologists and Economic Geologists*, **71**: 106-119 (in Japanese with English abstract).
- Kawabata H., Takafuji N. (2005). Origin of garnet crystals in calcalkaline volcanic rocks from the Setouchi volcanic belt, Japan. *Mineralogical Magazine*, **69**:

951-971.

- Kleemann U., Reinhardt J. (1994). Garnet-biotite thermometry revisited: the effect of Al(VI) and Ti in biotite. *Europ. J. Mineral.* **6**: 925-941
- Kohn M.J., Spear F.S. (1989). Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet+hornblende+plagioclase+quartz. *American Mineralogist.* **74**(1/2): 77-84.
- Komatsu M. (1996). The process of formation of extremely high temperature zones in the deep crust beneath the Miocene Setouchi volcanic province. Report of the grant-in-aid for scientific research (A) in 1993-1995, (project No. 05402021, Japan Society for the Promotion of Science), 158 p.
- Kontak D.J., Corey M. (1988). Metasomatic origin of spessartine-rich garnet in the south Mountain batholiths, Nova Scotia. *Canadian Mineralogist.* **26**: 318-334.
- Korolyuk V.N., Lepezin G.G. (2008). Analysis of experimental data on the diffusion coefficients of Fe, Mn, Mg, and Ca in garnets. *Russian Geology and Geophysics.* **49**: 557-569.
- Krauskopf B. (1967). *Introduction to Geochemistry*. McGraw Hill: New York. 617 p.
- Kretz R. (1959). Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. *Journal of Geology.* **67**: 371-403.
- Kretz R. (1973). Kinetics of the crystallization of garnet at two localities near Yellowknife. *Canadian Mineralogist.* **12**: 1-20.
- Kretz R. (1974). Some models for the rate of crystallization of garnet in metamorphic rocks. *Lithos.* **7**: 123-131.
- Kretz R. (1983). Symbols for rock-forming minerals: *American Mineralogist.* **68**(1/2): 277-279.
- Kretz R. (1993). A garnet population in Yellowknife schist, Canada. *Journal of Metamorphic Geology.* **11**: 101-120.
- Kretz R. (1994). *Metamorphic crystallization*. John Wiley and Sons Ltd, 507 p.
- Krogh E. J., Raheim A. (1978). Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology.* **66**: 75-80.
- Krogh E.J. (1988). The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer a reinterpretation of existing experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology.* **99**: 44-48.
- Krogh Ravna E. (2000). Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer. *Lithos.* **53**: 265-277.
- Krogh Ravna E. (2000). The garnet-clinopyroxene Fe²⁺Mg geothermometer: an updated calibration. *J. Metam. Geol.* **18**: 211-219.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudeck A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P. A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. (1989). *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.

- Liou J.G., Maruyama S., Cho M. (1987). In: Frey, M., Low temperature metamorphism. p. 59-113, Glasgow (Blackie) 349 p.
- Locock A.J. (2008). An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets. *Computers and Geosciences*. **34**(12): 769-1780.
- Lopez Ruiz J. (1976). The zoning of garnets as an indicator of the P-T history of their host rocks. *Annls Soc. Geol. Belg.* **99**: 337-346
- Lyons J.B., Norwick S., Lambine, J. (1973). Mantled garnet in plutonic rocks Geological Society of America Abstracts with Programs. **5**: 190.
- Mandarino J.A., Back M.E. (2004). Fleischer's Glossary of Mineral Species 2004. The Mineralogical Record Inc., Tucson, AZ. 310 p.
- Manning D.A.C. (1983). Chemical variation in garnets from aplites and pegmatites, peninsular Thailand. *Mineralogical Magazine*. **47**: 353-358.
- Miller C.F., Stoddard E.F. (1981). The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman-Plute Range, California. *Journal of Geology*. **89**: 233-246.
- Miller C.F., Stoddard E.F. (1978). Origin of garnet in granitic rocks: an example of the role of Mn from the Old Woman-Piute range, California. Geological Society of Canada. Mineralogical Association of Canada Abstracts Programs. **3**: 456 p.
- Mirnejad H., Blourian G.H., Kheikhah M., Akrami M.A., Tutti F. (2008). Garnet-bearing rhyolite from Deh-Salm area, Lut block, Eastern Iran: anatexis of deep crustal rocks. *Mineralogy and Petrology*. **94**: 259-269.
- Miyashiro A. (1953). Calcium-poor garnet in relation to metamorphism, *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **4**: 179-208.
- Miyashiro A. (1955). Pyralspite garnets in volcanic rocks. *Journal of Geological Society of Japan*. **61**: 463-470.
- Moeche D.P., Essen, E.J., Anovit L.M. (1988). Calculation and application of clinopyroxene-garnet-plagioclase-quartz geobarometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **100**: 92-106.p
- Mukhopadhyay B. (1991). Garnet-clinopyroxene geobarometry: The problems, a prospect, and an approximate solution with some applications. *American Mineralogist*. **76**: 512-529.
- Munksgaard N.C. (1985). A non-magmatic origin for compositionally zoned euhedral garnets in silicic Neogene volcanic from SE Spain. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie Monatchefte*. **2**: 73-82.
- Nakamura D., Hirajima T. (2005). Experimental evaluation of garnet-clinopyroxene geothermometry as applied to eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **150**: 581-588.
- Nakamura D., Svojtka M., Naemura K., Hirajima T. (2004). Very high-pressure (>4 GPa) eclogite associated with the Moldanubian Zone garnet peridotite (Nové Dvory, Czech Republic), *J. Metam. Geol.* **22**: 593-603.
- Newton R.C., Perkins D. (1982). Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-

- quartz. *American Mineralogist*. **67(3/4)**: 203-222.
- Nichols G.T., Berry R.F., Green D.H. (1992). Internally consistent garnitic spinel-cordierite-garnet equilibria in the FMASHZn system: geothermobarometry and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **111**: 362-377.
- Nitoi E., Munteanu M., Marincea S., Paraschivoiu V. (2002). Magmaenclave interactions in the East Carpathian subvolcanic zone, Romania: petrogenetic implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Researches*. **118**: 229-259.
- Oliver R.L. (1956). The origin of garnets in the Borrowdale Volcanic series and associated rocks, English Lake District. *Geol. Mag.* **93**: 121-139.
- O'Neill, H.S.C., Wood, B.J. (1979). An experimental study of Fe-Mg partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **70**, 59-70.
- Owen J.V., Maar R.A. (1990). Contrasting garnet parageneses in a composite Grenvillian granitoid pluton, Newfoundland. *Mineralogical Magazine*. **54**: 367-380.
- Paria P., Bhattacharya A., Sen S.K. (1988). The reaction garnet+clinopyroxene+quartz = 2 orthopyroxene+anorthite: a potential geobarometer for granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **99**: 126-133.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J. (1996). *Microtectonics*. Springer-Verlag, New York. 289 p.
- Patranabis-Deb S., Schreiber J., Basu A. (2009). Almandine garnet phenocrysts in a ~1Ga rhyolitic tuff from Central India. *Geological Magazine*. **146** (1): 133-143.
- Pattison D.R.M., Newton R.C. (1989). Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **101**: 87-103.
- Perchuk A.L., Burchard M., Schertl H.P., Maresch W.V., Gerya T.V., Bernhardt H.J., Vidal O. (2008). Diffusion of divalent cations in garnet: multi-couple experiments. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.
- Perchuk L.L., Aranovich L.Ya., Podlesskii K.K., Lavrent'eva I.V., Gerasimov V. Y., Fed'kin V. V., Kitsul V. I., Karsakov L. P., Berdnikov N. V. (1985). Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. *Journal of Metamorphic Geology*. **3**:265-310.
- Perchuk L.L., Lavrenteva (1983). Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions* (S. K. Saxena, editor). *Advances in Physical Geochemistry*. Springer, New York. **3**: 199-239.
- Perkins H., Brown T.H., Berman R.G. (1986). Three programs, which calculate pressure temperature composition diagrams. *Comp. Geosci*. **12**: 749-755.
- Perkins III, D., Chipera S.J. (1985). Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz geobarometry: refinements and application to the English River subprovince and the Minnesota River Valley. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **89**: 69-80.

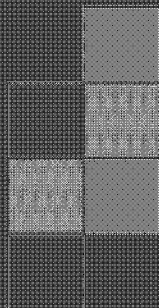
- Plank T. (1987). Magmatic garnets from the Cardigan pluton and the Acadian thermal event in southwest New Hampshire. *American Mineralogist*. **72**: 681-688.
- Powell R. (1985). Regression diagnostics and robust regression in geothermometer / geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *Journal of Metamorphic Geology*. **3**: 231-243.
- Pownceby M.I., Wall V.J., O'Neill H. (1987). Fe-Mg partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **97**: 116-126.
- Pownceby M.I., Wall V.J., O'Neill H. (1991). An experimental study of the effect of Ca upon garnet-ilmenite Fe-Mn exchange equilibria. *American Mineralogist*. **76**: 1580-1588.
- Raheim A., Green D.H. (1974). Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **48**: 179-203.
- Reeder R.J., Grams J. C. (1987). Sector zoning in calcite cement crystals, Implications for trace element distributions in carbonates. *Geochemica et Cosmochimica Acta*. **51**: 187-194.
- Rene' M., Stelling J. (2007). Garnet-bearing granite from the Trebic pluton, Bohemian Massif (Czech Republic). *Mineralogy and Petrology*. **91**: 55-69.
- Rice A. H. N., Mitchell J. I. (1991). Porphyroblast textural sector-zoning and matrix displacement. *Mineralogical Magazine*. **55**: 379-396.
- Rickwood P.C. (1968). On recasting analyses of garnet into end-member molecules. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **18**: 175-198.
- Rollinson H. (1993). *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*, Longman Group UK Ltd., London, United Kingdom, 352 p.
- Saxena S.K. (1979). Garnet-clinopyroxene geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **70**: 229-235.
- Saxena S.K., Eriksson G. (1983). Theoretical computation of mineral assemblages in pyrolyte and lherzolite. *Journal of Petrology*. **24**: 538-555.
- Scheibner B., Worner G., Civetta L., Stosch H. G., Simon K., Kronz A. (2007). Rare earth element fractionation in magmatic Ca-rich garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **154**: 55-74.
- Sengupta P., Dasgupta S., Bhattacharya P.K., Hariya Y. (1989). Mixing behavior in quaternary garnet solid solution and an extended Ellis and Green garnet-clinopyroxene geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **103**: 223-227.
- Sobolev N.V. (1964). Classification of rock-forming garnets. *Doklady Akademii Nauk SSSR*. **157**: 353-356.
- Sorenson H. (1979). *The alkaline rocks*. John Wiley. 622 p.
- Spear F.S. (1993). *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Monograph, Mineralogical Society of America, Washington. 970 H. 799 p.
- Spear F.S., Daniel C.G. (1998). 3-dimensional imaging of garnet porphyroblast sizes

- and chemical zoning. Nucleation and growth history in the garnet zone. *Geological Materials Research*. **1**: 1-43.
- Spear F.S., Daniel C.G. (1999). Diffusive transport and garnet 194 F. S. SPEAR & C.G. DANIEL growth, Harpswell Neck, Maine, USA. *Geological Society of America Abstracts with Programs*. **31** :168.
- Spear F.S., Daniel C.G. (2001). Diffusion control of garnet growth, Harpswell Neck, Maine, USA. *Journal of metamorphic Geology*. **19**: 179-195.
- Stone M. (1988). The significance of almandine garnets in the Lundy and Dartmoor granites. *Mineralogical Magazine*. **52**: 651-8.
- Tagiri M., Onuki H., Ymazaki T. (1975). Mineral parageneses of argillaceous xenoliths in andesitic rocks from the Nijo-san and Amataki-yama districts, Southwest Japan. *Journal of Japanese Association of Petrologists and Economic Geologists*. **70**: 305-314.
- Thomson A.B. (1976). Mineral reactions in pelitic rocks. II. Calculation of some P-T-X(Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science*. **276**: 425-454.
- Tracy R.J., Robinson P., Thompson A.B. (1976). Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *American Mineralogist*. **61**: 762-775.
- Van den Kerkhof A. M., Hein U. H. (2001). Fluid inclusion petrography. *Lithos*. **55**: 27-47.
- Vennum W.R., Meyer C.E. (1979). Plutonic garnets from the Werner batholith, Lassiter.
- White A.J.R., Chappell B.W. (1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis: *Tectonophysics*. **43**: 7-22.
- Winkler H.G.F. (1974). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, 320 p.
- Winter C. (2001). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. 697 p.
- Wood B.J., Banno S. (1973). Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **42**(2): 109-124.
- Wood C.P. (1974). Petrogenesis of garnet-bearing rhyolites from Canterbury, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. **17**: 759-787.
- Woodsworth G.J. (1977). Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. *Canadian Mineralogist*. **15**: 230-242.
- Wu C.M., Cheng B.H. (2006). Valid garnet-biotite (GB) geothermometry and garnet-aluminum silicate-plagioclase-quartz (GASP) geobarometry in metapelitic rocks. *Lithos*. **89**: 1-23.
- Wu C.M., Wang X.S., Yang C.H., Geng Y.S., Liu F.L. (2002). Empirical garnet-muscovite geothermometry in metapelites. *Lithos*. **62**: 1-13.
- Wu C.M., Zhang J., Ren L.D. (2004). Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to highgrade metapelites. *Journal of Petrology*. **45**: 1907-1921.

- Wu C.M., Zhang J., Ren L.D. (2004). Empirical garnet-muscovite-plagioclase-quartz geobarometry in medium- to high-grade metapelites. *Lithos*. **78**: 319-332.
- Wu C.M., Zhao G.C. (2006). Recalibration of the garnet-muscovite (GM) geothermometer and the garnet-muscovite-plagioclase-quartz (GMPQ) geobarometer for metapelitic assemblages. *Journal of Petrology*. **47**: 2357-2368.
- Wu C.M., Zhao G.C. (2006). The applicability of the GRIPS geobarometry in metapelitic assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*. **24**: 297-307.
- Wu C.M., Zhao G.C. (2007). The metapelitic garnet-biotite-muscovite-aluminosilicate-quartz (GBMAQ) geobarometer. *Lithos*. **97**: 365-372.
- Yardley B.W.D. (1977). The nature and significance of mechanism of sillimanite growth in the Connemara schists. Ireland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **65**: 53-58.
- Yoder H.S., Keith M.L. (1951). Complete substitution of aluminum for silicon: the system $3\text{MnO} \cdot 3\text{SiO}_2 - 3\text{Y}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3$. *American Mineralogist*. **36**: 519-533.
- Yuan C., Sun M., Xiao W., Wilde S., Li X., Liu X., Long X., Xia X., Ye K., Li J. (2008). Garnet-bearing tonalitic porphyry from East Kunlun, Northeast Tibetan Plateau: implications for adakite and magmas from the MASH Zone. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*.
- Zeck H.P. (1970). An erupted migmatite from Cerro del Hoyazo, SE Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **26**: 225-246.

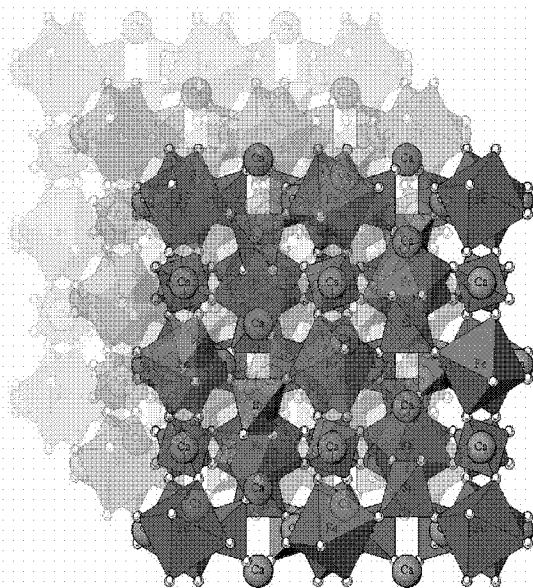
گازیت (مفاهیم پایه‌ای شناسایی، خاستگاه و دماشناسی)

تألیف: رامین صادی - نرگس شیردشتزاده



Garnet

Implications in Mineralogy, Origin and Thermobarometry



ISBN: 978-964-04-5349-0



9 789640 453490

Ramin Samadi
Nargess Shirdashtzadeh

