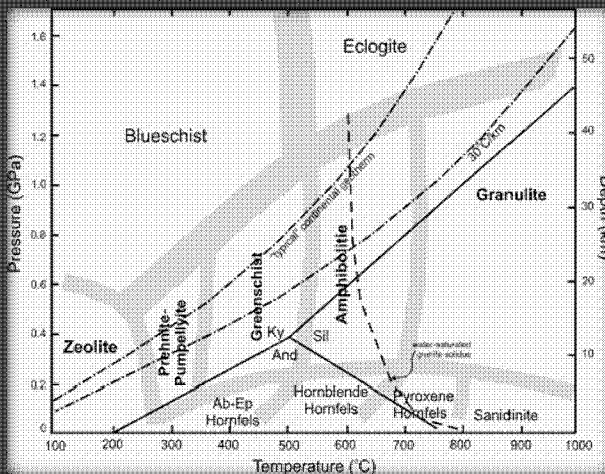


آشنایی با روش‌های زمین دماسنجی و زمین فشارسنجی



تألیف و ترجمه:

نرگس شیردشت‌زاده

رامین صمدی

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

آشنایی با روش‌های
زمین دماسنجی و زمین فشارسنجی

تألیف و ترجمه:

نرگس شیردشت‌زاده
رامین صمدی

سرشناسه:	شیردشت‌زاده، نرگس، ۱۳۵۹-
عنوان و نام پدیدآور:	آشنایی با روش‌های زمین دماسنجی و زمین فشارسنجی/
مشخصات نشر:	تألیف و ترجمه: نرگس شیردشت‌زاده، رامین صمدی
مشخصات ظاهری:	اصفهان: نرگس شیردشت‌زاده، ۱۳۸۹.
شابک:	۹۹ ص.: مصور، جدول.
وضعیت فهرست نویسی:	۹۷۸-۹۶۴-۰۴-۴۸۵۴-۰
یادداشت (ص.ع):	فیپا
یادداشت:	Narges Shirdashtzadeh, Ramin Samadi. An introduction to methods of geothermometry and geobarometry
موضوع:	کتاب‌نامه
موضوع:	دمای زمین
موضوع:	فشار خاک
شناسه افزوده:	صمدی، رامین، ۱۳۵۸-
رده بندی کنگره:	۱۳۸۹ ۵۱۹/۵۰۹QE
رده بندی دیویی:	۵۵۱/۱۴
شماره کتاب‌شناسی ملی:	۱۹۶۹۳۳۹

نام کتاب: آشنایی با روش‌های زمین دماسنجی و زمین فشارسنجی

تألیف و ترجمه: نرگس شیردشت‌زاده - رامین صمدی

تیراژ: ۱۰۰۰ جلد، رقی

تاریخ چاپ: بهار ۱۳۸۹ (چاپ اول)

بهای هر جلد: ۲۵۰۰۰ ریال

نشانی پایگاه اینترنتی:

www.petrology.ir
www.zaminazmoon.com

نشانی الکترونیکی:

nshirdasht@gmail.com
rsamadi@hotmail.com

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

تقدیم به ساحت مقدس ولی عصر

حضرت حجت بن الحسن عسگری (عج)

پیش گفتار

مطالعات زمین دماسنجی و زمین فشارسنجی برای شناخت شرایط دما و فشار تشکیل سنگ‌ها، در دهه‌های اخیر به عنوان یک روش مفید مطرح و جایگاه خاصی در مطالعات زمین‌شناسی پیدا نموده است. در این زمینه، تجربیات آزمایشگاهی دانشمندان، محاسبات و مدل‌سازی ترمودینامیکی، بر اساس تجزیه شیمیایی کانی‌ها به وسیله الکترون مایکروپروب به فهم بهتر شرایط دما و فشار حاکم بر سنگ‌ها در خلال فرآیندهای زمین‌شناسی، کمک مؤثری نموده است.

در ترجمه مقالات 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، صاحب‌نظران و دانشجویان محترم استقبال می‌نمایم.

زمستان ۱۳۸۸

شیردشت‌زاده

صمدی

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۱	فصل اول:
۱	مقدمه
۷	فصل دوم: زمین دماسنجی
۷	دماسنج گارنت - بیوتیت
۱۰	دماسنج گارنت - مسکوویت
۱۲	دماسنج گارنت - هورنبلند
۱۳	دماسنج گارنت - کلینوپیروکسن
۱۶	دماسنج تک کلینوپیروکسن
۱۶	دماسنج کلینوپیروکسن - مذاب
۱۸	دماسنج پیروکسن
۲۱	دماسنج کلینوپیروکسن - ارتوپیروکسن
۲۳	دماسنج الیوین - اسپینل
۲۴	دماسنج تیتانیم موجود در بیوتیت
۲۶	دماسنجی بر اساس ترکیب آمفیبول
۲۷	دماسنج هورنبلند - پلاژیو کلاز
۲۹	دماسنج پلاژیو کلاز - آلکالی فلدسپار
۲۹	دماسنجی بر اساس ترکیب پرهنیت
۳۰	دماسنجی اسکارن ها بر اساس مجموعه کانی ها
۳۶	دماسنج کلریت
۳۷	دماسنج گارنت - ایلمنیت
۳۸	دماسنج گارنت - کوردیریت
۳۸	دماسنج کوردیریت - هرسنیت
۳۹	دماسنج گارنت - ارتوپیروکسن

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۴۰	دماسنج گارنت - کلریت
۴۰	دماسنج تیتانیم موجود در کوارتز
۴۱	دماسنج ارتوپروکسن - اسپنل - الیوین
۴۲	دماسنج ارتوپروکسن - اسپنل
۴۳	دماسنج گارنت - فنجیت
۴۶	دماسنج بیوتیت - تورمالین
۴۶	دماسنج مسکوویت
۴۷	دماسنج گارنت - کوردیریت - سیلیمانیت - کوارتز
۴۸	دماسنج الیوین - کلینوپروکسن
۴۹	فصل سوم: زمین فشارسنجی
۴۹	فشارسنجی بر اساس ترکیب آمفیبول
۵۱	فشارسنج آلومینیم موجود در آمفیبول
۵۴	فشارسنج گارنت - بیوتیت - مسکوویت - آلومینوسیلیکات - کوارتز
۵۵	فشارسنج کلینوپروکسن
۵۶	فشارسنج کوردیریت - هرسینیت
۵۷	پیوست‌ها
۷۱	منابع

فصل اول

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 به عنوان یک روش مفید مطرح شده‌اند. در این زمینه تجربیات آزمایشگاهی دانشمندان، محاسبات و مدل‌سازی ترمودینامیکی بر اساس تجزیه شیمیایی 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

¹ Geothermometry

² Geobarometry

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 فقهقاری، کیفیت کالبراسیون، 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.

به‌منظور مطالعات زمین دما فشارسنجی بر اساس ترکیب شیمیایی کانی‌ها، ابتدا می‌بایست به بررسی مقاطع نازک کانی‌ها پرداخت و سپس کانی‌های مورد نظر را با در نظر گرفتن شرایط مورد تجزیه میکروپروب قرار داد و در نهایت بر اساس انتخاب روش و کالبراسیون مناسب به بررسی دما، فشار تشکیل و تعادل کانی‌ها پرداخت.

تاکنون دماسنج‌ها و فشارسنج‌های مختلفی به‌منظور تعیین دما و فشار سیستم‌های دگرگونی و غیر دگرگونی 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، آمفیبول-پلاژیوکلاز-کوارتز، پلاژیوکلاز-آلکالی فلدسپار و غیره.

۲) فشارسنج‌ها: گارنت-آلومینوسیلیکات-پلاژیوکلاز-کوارتز، گارنت-پلاژیوکلاز-هورنبلند-کوارتز، فشارسنجی آلومینیم موجود در هورنبلند 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-کلینوپروکسن، بهترین نتایج وقتی به دست خواهد آمد که سنگ رخساره دگرگونی در حد رخساره اکلوژیت و گرانولیت را تحمل کرده باشد. در جدول ۱ به چند مورد از روش‌های دماسنجی - فشارسنجی و رخساره‌های دگرگونی قابل بررسی توسط آنها اشاره شده است. در شکل ۱ نیز نمودار رخساره‌های دگرگونی و منحنی ذوب گرانیات برگرفته از وینتر (۲۰۰۱) ارائه گردیده است.

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 BGT، HBPL، Solvecalc، PTMafic 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 کانی‌ها در محاسبات زمین دما فشارسنجی، نحوه محاسبه آنها در مورد برخی از کانی‌های متداول در پیوست آورده شده است.

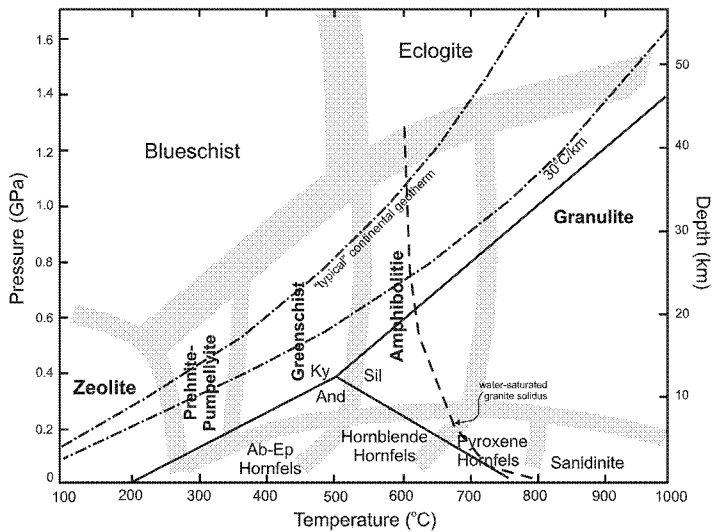
جدول ۱: کالبراسیون‌های دماسنج‌ها و فشارسنج‌های مختلف ارائه شده برای رخساره‌های دگرگونی (برگرفته از ویل^۱، ۱۹۹۸؛ با اندکی تغییرات).

(amph=amphibolite, gra=granulite, ecl=eclogite)

Thermometer		
Reaction	Facies	Calibrations and Comments
<i>garnet-clinopyroxene</i> $alm + 3 di = py + 3 hed$	gra, ecl	Ellis and Green (1979), Powell (1985), Krogh (1988), Pattison and Newton (1989), Perkins and Vielzeuf (1992)
<i>amphibole-plagioclase-quartz</i> $ed + 4 q = tr + ab$ $parg + 4 q = hb + ab$	amph	Blandy and Holland (1990, 1992a, b), Hammarstrom and Zen (1992), Rutherford and Johnson (1992), Poli and Schmidt (1992), Holland and Blandy (1994)
<i>plagioclase-alkali feldspar</i>	amph, gra	Powell and Powell (1977b), Brown and Parsons (1981, 1985), Fuhrman and Lindsley (1988), Elkins and Grove (1990), Hovis et al. (1991), Kroll et al. (1993)

Geobarometer		
Reaction	Facies	Calibrations and Comments
Al-contents in hornblende	granitic rocks	Hammerstrom and Zen (1986), Hollister et al. (1987), Johnson and Rutherford (1989)

¹ Will



شکل ۱: نمودار رخساره‌های دگرگونی و منحنی ذوب گرانیت (وینتر^۱، ۲۰۰۱).

¹ Winter

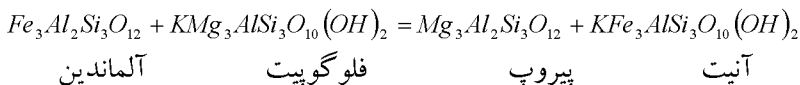
فصل دوم

زمین دماسنجی

دماسنج گارنت - بیوتیت

روش دماسنجی گارنت - بیوتیت در طی ۴۰ سال گذشته با ارائه بیش از ۳۰ کالبراسیون در حال گسترش بوده است. برای نخستین بار کرتز (۱۹۵۹) امکان وابستگی ضریب تغییرات دمایی را بوسیله 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 (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 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 آنیت و فلوگوپیت به ترتیب دو قطب آهن و منیزیم دار محلول جامد بیوتیت بوده و آلماندین و پیروپ نیز دو قطب آهن و منیزیم دار 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 کیلو بار افزایش یابد، مقدار ضریب توزیع فقط به مقدار ۰/۱۴ تغییر می‌یابد. علاوه بر محاسبه تغییرات منیزیم و آهن، در برخی از کالبراسیون‌ها 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 K_D و T توسط مؤلفین گوناگون بیان شده است (چونگ‌مینگ و بن‌هی^۳، ۲۰۰۶).

جهت محاسبه دما با روش گارنت - بیوتیت از شش کالبراسیون معمول استفاده شده است. روش مذکور به عنوان یک روش مرسوم در سنگ‌های دگرگونی مطرح می‌باشد. کالبراسیون‌ها و پارامترهای لازم برای این روش به شرح زیر می‌باشند:

تامسون^۴ (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):

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

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

¹ Hodges

² Dasgupta

³ Chung-Ming and Ben-He

⁴ Thomson

هوجز و اسپیر (۱۹۸۲):

$$\begin{aligned}
 T &= (12454 + 0.057P) / (4.662 - 3R \ln K) \\
 K_D &= (a_{Pyr} / a_{Alm}) / (a_{Phl} / a_{Ann})^{Bio} = (X_{Pyr} / X_{Alm})^{Grt} / (X_{Phl} / X_{Ann})^{Bio} \cdot (Y_{Pyr} / Y_{Alm}) \\
 (Y_{Pyr} / Y_{Alm}) &= \exp[(3300 - 1.5T)(X_{Grs}^2 + X_{Alm} \cdot X_{Grs} + X_{Grs} \cdot X_{Sps} + X_{Pyr} \cdot X_{Grs}) + W_{MgMn}] \\
 &\quad (X_{Sps}^2 + X_{Grs} \cdot X_{Sps} + X_{Alm} \cdot X_{Sps} + X_{Pyr} \cdot X_{Sps}) / RT \\
 X_{Pyr} &= Mg / (Fe + Mg + Ca + Mn) \\
 X_{Alm} &= Fe / (Fe + Mg + Ca + Mn) \\
 X_{Grs} &= Ca / (Fe + Mg + Ca + Mn) \\
 X_{Sps} &= Mn / (Fe + Mg + Ca + Mn) \\
 X_{Phl} &= Mg / (Fe + Mg + Ti + Al^{VI}) \\
 X_{Ann} &= Fe / (Fe + Mg + Ti + Al^{VI}) \cdot W_{MgMn} = 0
 \end{aligned}$$

پرچاک و لاورنتوا^۱ (۱۹۸۳):

$$\begin{aligned}
 T &= (7843 + \Delta V(P - 6000)) / (1.9872 \ln K_D + 5.699) \\
 \Delta V &= -0.0577 \\
 K_D &= (X_{Mg} / X_{Fe})^{Bio} / (X_{Mg} / X_{Fe})^{Grt}
 \end{aligned}$$

داسگوپتا و همکاران (۱۹۹۱):

$$\begin{aligned}
 T &= (4301 + 3000X_{Ca}^{Grt} + 1300X_{Mn}^{Grt} - 495(X_{Mg} - X_{Fe})^{Grt} - 3595X_{Bio}Al^{VI} \\
 &\quad - 4423X_{Ti}^{Bio} + 1073(X_{Mg} - X_{Fe})^{Bio} + (0.0246P) / (1.85 - R \ln K_D) \\
 K_D &= (Mg/Fe)^{Grt} / (Mg/Fe)^{Bio} = (Fe/Mg)^{Bio} / (Fe/Mg)^{Grt} \\
 X_{Mg}^{Grt} &= Mg / (Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn) \\
 X_{Fe}^{Grt} &= Fe^{2+} / (Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn) \\
 X_{Ca}^{Grt} &= Ca / (Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn) \\
 X_{Mn}^{Grt} &= Mn / (Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn) \\
 X_{Mg}^{Bio} &= Mg / (Mg + Fe + Al^{VI} + Ti) \\
 X_{Al^{VI}}^{Bio} &= \Sigma Al - [Si + Al^{VI}] \\
 X_{Ti}^{Bio} &= Ti / (Mg + Fe + Al^{VI} + Ti) \\
 X_{Fe}^{Bio} &= Fe / (Mg + Fe + Al^{VI} + Ti)
 \end{aligned}$$

باتاچاریا و همکاران^۲ (۱۹۹۲):

$$\begin{aligned}
 (A): T(HW) &= [20286 + 0.0193P - \{2080(X_{Mg}^{Grt})^2 - 6350(X_{Fe}^{Grt})^2 - 13807(X_{Ca}^{Grt}) \\
 &\quad (1 - X_{Mn}^{Grt}) + 8540(X_{Fe}^{Grt})(X_{Mg}^{Grt})(1 - X_{Mn}^{Grt}) + 4215(X_{Ca}^{Grt})(X_{Mg}^{Grt} - X_{Fe}^{Grt})\}]
 \end{aligned}$$

¹ Percuk and Lavrenteva² Bhattacharya

$$\begin{aligned}
 & + 4441(2X_{Mg}^{Bio} - 1)] / [(13.138 + 8.3143LnK_D + 6.276(X_{Cq}^{Grt})(1 - X_{Mn}^{Grt}))] \\
 (B): T(GS) = & [3538 + 0.0193P - \{ 837(X_{Mg}^{Grt})^2 - 10460(X_{Fe}^{Grt})^2 - 13807(X_{Ca}^{Grt}) \\
 & (1 - X_{Mn}^{Grt}) + 19246(X_{Fe}^{Grt})(X_{Mg}^{Grt})(1 - X_{Mn}^{Grt}) + 5649(X_{Ca}^{Grt})(X_{Mg}^{Grt} - X_{Fe}^{Grt}) \} \\
 & + 7972(2X_{Mg}^{Bio} - 1)] / [(6.778 + 8.3143LnK_D + 6.276(X_{Ca}^{Grt})(1 - X_{Mn}^{Grt}))] \\
 K_D = & (X_{Mg}/X_{Fe})^{Bio} / (X_{Mg}/X_{Fe})^{Grt} \\
 X_{Mg}^{Grt} = & Mg / (Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn) \\
 X_{Fe^{2+}}^{Grt} = & Fe^{2+} / (Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn) \\
 X_{Ca}^{Grt} = & Ca / (Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn) \\
 X_{Mn}^{Grt} = & Mn / (Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn) \\
 X_{Mg}^{Bio} = & Mg / (Mg + Fe^{2+})
 \end{aligned}$$

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.

این دماسنج 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 کیلو بار با محدوده ± 50 درجه سانتی‌گراد کالیبره شده است (چونگ مینگ و گوچون^۵، ۲۰۰۶). تفاوت بین دماسنج‌های گارنت - مسکوویت و گارنت - بیوتیت

¹ Krogh and Raheim

² Green T.H. and Hellman

³ Hynes and Forest

⁴ Wu

⁵ Chung-Ming and Gouchun

وابسته به تشکیل دهنده سلاونیت^۱ 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 این امر را وابستگی کمتر دماسنج گارنت - مسکوویت به فشار عنوان می‌نمایند (چونگ مینگ و گوچون، ۲۰۰۶). این زمین‌دماسنج در سنگ‌های دگرگونی در شرایطی که بیوتیت در سنگ حضور ندارد، بسیار کاربردی می‌باشد. در این تحقیق با توجه به مدل‌های ارائه شده توسط محققین مختلف، نمونه‌های مورد مطالعه بوسیله روش چونگ مینگ و گوچون (۲۰۰۶) مورد بررسی قرار گرفتند.

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):

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

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

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

خطا در زمین دماسنج 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).

¹ Celadonite

دماسنج گارنت - هورنبلند

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

$$K_D = \frac{X_{Alm} \cdot X_{Mg}^{Amp}}{X_{Pyr} \cdot X_{Fe^{2+}}^{Amp}} \quad T_c = \frac{2880 + 3280 \cdot X_{Grs}}{\ln K + 2.426} - 273.15$$

پرچاک و همکاران (۱۹۸۵):

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

کرافراونا (۲۰۰۰):

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

¹ Powell

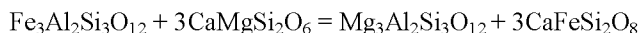
² Graham and Powell

³ Perchuk

⁴ Krogh Ravna

دماسنج گارنت - کِلینوپیروکسن

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



برای اولین بار رحیم و گرین^۱ (۱۹۷۴) یک کالیراسیون تجربی را برای آن ارائه کردند. بعدها کالیراسیون‌های تجربی دیگری توسط محققین دیگر پیشنهاد گردید که از جمله می‌توان به دماسنج‌های پیشنهادی الیس 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)، کراف راونا (۲۰۰۰)، ناکامورا^{۱۰} و همکاران (۲۰۰۴) اشاره نمود. این کالیراسیون‌ها در جدول ۲ آورده شده‌اند.

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

جدول ۲: کالیبراسیون‌های مختلف دماسنج گارنت - کالینوپروکسن.

Method:	Formula:
Mysen and Heier (1972)	$K_{Dl} = \frac{Fe_{Grt}^{2+} \cdot Mg_{Cpx}}{Fe_{Cpx}^{2+} \cdot Mg_{Grt}} \quad T_c = \frac{2475}{\ln K_{Dl} + 0.781} - 273.15$
Raheim & Green (1974)	$T_c = \frac{3686 + 28.35 \cdot P_{kbar}}{\ln K_{Dl} + 2.33} - 273.15$
Mori and Green (1978)	$T_c = \frac{2800}{\ln K_{Dl} + 1.19} - 273.15$
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)	$T_c = \frac{8288 + 27.6 \cdot P_{kbar} + A + B}{1.987 \cdot \ln K_{D2} + 2.4083} - 273$
Ganguly (1979)	$T_c = \frac{4801 + 11.07 \cdot P_{kbar} + 1586 \cdot X_{Grs} + 1308 \cdot X_{Sps}}{\ln K_{Dl} + 2.93} - 273$
Ganguly (1979)	$T_c = \frac{4801 + 11.07 \cdot P_{kbar} + 1586 \cdot X_{Grs} + 1308 \cdot X_{Sps}}{\ln K_{Dl} + 2.93} - 273$
Dahl (1980)	$T_c = \frac{2324 + 0.022 \cdot P_{bar} + 1509 \cdot X_{Alm} \cdot X_{Pyr} + 2810 \cdot X_{Grs} + 2855 \cdot X_{Sps}}{1.987 \cdot \ln K_{D2}} - 273.15$
Powell (1985)	$T_c = \frac{2790 + 10 \cdot P_{kbar} + 3140 \cdot X_{Grs}}{\ln K_{Dl} + 1.735} - 273.15$
Krogh (1988)	$T_c = \frac{-6173 \cdot X_{Grs}^2 + 10 \cdot P_{kbar} + 6731 \cdot X_{Grs} + 1879}{\ln K_{Dl} + 1.393} - 273.15$
Pattison & Newton (1989) for $X_{Grs} = 0.20$	$T_c = \frac{AP \cdot X_{Grs}^3 + BP \cdot X_{Grs}^2 + CP \cdot X_{Grs} + DP}{\ln K_{Dl} + A \cdot X_{Grs}^3 + B \cdot X_{Grs}^2 + C \cdot X_{Grs} + D} + 5.5 \cdot (P_{kbar} - 15) - 273$
Sengupta and others (1989)	$ \begin{aligned} 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} \cdot X_{Pyr} \cdot ((3.01 - 6.67 \cdot X_{Alm}) + 1.05 \cdot X_{Grs} - 1.5 \cdot X_{Pyr}) \\ d &= X_{Grs} \cdot X_{Sps} \cdot (0.98 - 4.08 \cdot X_{Alm}) \\ e &= X_{Pyr} \cdot 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} \cdot X_{Alm} \cdot ((3.53 - 4.85 \cdot X_{Pyr}) + 2.58 \cdot X_{Alm} - 2.58 \cdot X_{Grs}) \end{aligned} $

	$d = (X_{Alm} X_{Sps} \cdot (1.30 - 2.75 \cdot X_{Pyr})) + (0.78 \cdot X_{Sps}^2)$ $e = X_{Grs} X_{Sps} \cdot (1.27 + 3.00 \cdot X_{Pyr})$ $\gamma_{Mg} = \exp[a + b + c + d + e]$ $T_c = \frac{3030 + 10.86 \cdot P_{kbar}}{\ln K_D + 1.9034 + \ln \gamma_{Fe} - \ln \gamma_{Mg}} - 273.15$
Ai (1994)	$T_c = \frac{-1629.X_{Grs}^2 + 3648.55.X_{Grs} - 6.59.X_{Mg\#Grt} + 1987.98 + 17.66.P_{kbar}}{\ln K_D + 1.076} - 273$
Ganguly et al. (1996)	$T_c = \frac{4100 + 11.07.P_{kbar} - A}{\ln K_D + 2.4 + B} - 273$
Krogh-Ravna (2000)	$T_c = \frac{1939.9 + 3270.X_{Ox} - 1396.X_{Ox}^2 + 3319.X_{Sp} - 3535.X_{Sp}^2 + 1105.X_{Mg\#Ox} - 3561.X_{Mg\#Ox}^2 + 2324.X_{Mg\#Ox}^3 + 16.94.P_{kbar}}{\ln K_D + 1.223} - 273$
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 ایلس 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 کردند. دماسنج گانگولی (۱۹۷۹) و ساکس‌آنا (۱۹۷۹) برای سنگ‌های پریدوتیتی و اکلوزیت‌های دما بالا مناسب است. در حقیقت گانگولی (۱۹۷۹) فرمولی را بر اساس کلینوپيروكسن‌های سنگ‌های اولترامافیک پیشنهاد کرد که در آن گارنت‌ها از نظر Mg غنی (Fe/Mg=0.25-0.35) و کلینوپيروكسن‌ها از نظر Na و Al فقیر ($Al_2O_3 < 4.7\%$ و $Na_2O < 0.4 \text{ wt\%}$) می‌باشند. در حالی که کالیبراسیون پیشنهادی ناکامورا (۲۰۰۴) بر اساس سنگ‌های بازالتی است که در آنها گارنت چندان از نظر Mg غنی (Fe/Mg=1.0-1.2) نبوده ولی کلینوپيروكسن از نظر Na و Al غنی است ($Al_2O_3 = 10.2-10.9\%$ و $Na_2O = 4.1-4.7 \text{ wt\%}$).

فرمول پتیسون و نیوتن (۱۹۸۹) برای گرانولیت‌ها و آمفیبولیت‌ها قابل استفاده می‌باشد (ناکامورا و هیراجیما^۱، ۲۰۰۵). همچنین کاربرد دماسنج برمن و همکاران

¹ Nakamura and Hirajima

(۱۹۹۵) برای گرانولیت‌ها و 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 Al پایین طراحی شده که بیشتر در آمفیبولیت‌ها و اکلوژیت‌ها یافت می‌شوند (ناکامورا و هیراجیما، ۲۰۰۵).

دماسنج تک کلینوپیروکسن^۱

در این روش که توسط نیمیس و تیلور (۲۰۰۰) ارائه شده، می‌توان با داشتن ترکیب تنها یک کلینوپیروکسن مقدار دما و فشار را بر اساس فرمول زیر محاسبه نمود:

$$T(K) \pm 30 = \frac{23166(\pm 447) + 39.28(\pm 4.27).P(Kbar)}{13.25(\pm 0.32) + 15.32(\pm 2.90).Ti + 4.50(\pm 0.83).Fe - 1.55(\pm 0.29).(Al + Cr - Na) + (Lna_{en}^{cpx})^2}$$

$$a_{en}^{cpx} = (1 - Ca - Na - K) \cdot (1 - \frac{1}{2}(Al + Cr + Na + K))$$

بر اساس فرمول برتراند و مرسیر^۲ (۱۹۸۵، ۱۹۸۶):

$$T_C^{Cpx} = \frac{33696 + 45.45 \cdot P_{kbar}}{17.61 - 8.314 \cdot \ln\left(\frac{1 - X_{Ca}^{M2}}{0.95}\right) - 12.13 \cdot (X_{Ca}^{M2})^2}$$

دماسنج کلینوپیروکسن - مذاب

علاوه بر روش مذکور روش‌های دیگری هم تاکنون ارائه شده‌اند که از آن جمله می‌توان به روش دماسنجی کلینوپیروکسن - مذاب توسط پاتیرکا^۳ و همکاران (۱۹۹۶ و ۲۰۰۳) اشاره نمود. در این فرمول با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن و مذاب همراه آن، دما و فشاری که مذاب و کلینوپیروکسن در آن با هم در تعادل بوده‌اند به دست آورده می‌شود. فرمول جدیدتری که ارائه نمودند برای سنگ‌های تحت اشباع از آب و غنی از سیلیس (تا ۷۱/۳ درصد وزنی) نیز قابل استفاده است.

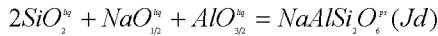
^۱ Single clinopyroxene thermometry

^۲ Bertrand and Mercier

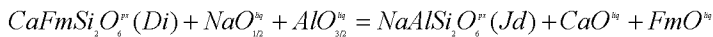
^۳ Putirka

این دماسنج بر پایه تعادل‌های زیر می‌باشد (موردیک و گلزنر^۱، ۲۰۰۶):

واکنش الف:



واکنش ب:



که در آن Jd و Di به صورت ژادئیت و دیوپسید بوده و مقادیری مانند Ca^{liq} ، جزء کاتیونی اکسید موجود در مذاب می‌باشند. جزءهای مولی ترکیبات پیروکسن (مانند Jd^{cpx}) با توجه به مقادیر نورماتیو این سنگ به دست می‌آیند. منظور از مقدار Fm همان $FeO+MgO$ بوده و مقدار FeO برابر با $0.9 * Fe_2O_3$ است. در مورد محاسبه مقادیر مربوط به پیروکسن نیز دو رابطه زیر پیشنهاد شده‌اند:

$$Fe^{3+} = Na + Al^{iv} - Al^{vi} - 2Ti - Cr$$

$$Fe^{2+} = Fe - Fe^{3+}$$

در این روش کاتیون‌های موجود در کلینوپیروکسن‌ها بر اساس ۶ اتم اکسیژن محاسبه می‌شوند. در ابتدا فرمول‌های مربوط به محاسبه دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها که توسط پاتیرکا و همکاران (۱۹۹۶) ارائه شده به این صورت بوده‌اند:

$$\begin{aligned} P(MPa) &= -5.430 + 2.99T(K) \\ &+ 0.364T(K) \ln \left[\frac{Jd^{cr}}{[Si^{iv}] \times Na^{liq} \times Al^{liq}} \right] \\ &- 36.700 [Na^{liq} \times Al^{liq}] \\ \frac{10^4}{T(K)} &= 6.73 - 0.26 \times \ln \left[\frac{Jd^{cr} \times Ca^{liq} \times Fm^{liq}}{DiHd^{cr} \times Na^{liq} \times Al^{liq}} \right] \\ &- 0.86 \times \ln \left[\frac{Mg^{liq}}{Mg^{liq} + Fe^{liq}} \right] + 0.52 \times \ln [Ca^{liq}] \end{aligned}$$

¹ Mordick and Glazner

فرمول‌های جدیدتر مربوط به این روش که توسط پاتیرکا و همکاران (۲۰۰۳) ارائه شده‌اند، عبارت هستند از:

$$P(Kbar) = -88.3 + 2.82 \times 10^{-3} \times T(K) \times \ln \left[\frac{[Jd^{qpx}]}{[Na^{liq} Al^{liq} (Si^{liq})^2]} \right] + 2.19 \times 10^{-2} \times T(K) - 25.1 \times \ln[Ca^{liq} Si^{liq}] + 7.03 \times [Mg^{liq}] + 12.4 \times \ln[Ca^{liq}]$$

$$\frac{10^4}{T(K)} = 4.60 - 4.37 \times 10^{-1} \times \ln \left[\frac{[Jd^{qpx} Ca^{liq} Fe^{liq}]}{[DiHd^{qpx} Na^{liq} Al^{liq}]} \right] - 6.54 \times 10^{-1} \times \ln[Mg^{liq}] - 3.26 \times 10^{-1} \times \ln[Na^{liq}] - 6.32 \times 10^{-3} \times [P(Kbar)] - 0.92 \times \ln[Si^{liq}] + 2.74 \times 10^{-1} \times \ln[Jd^{qpx}]$$

محاسبه مقادیر مختلف در این فرمول به صورت زیر می‌باشد:

- (۱) Jd برابر با Al^{VI} یا Na (هر کدام که کمتر است)؛
- (۲) اگر پس از تشکیل Jd از مقدار Al^{VI} اضافه آمد، مقدار CaTs برابر با Al^{VI} -Jd خواهد بود؛
- (۳) اگر Al^{IV} بیشتر از CaTs بود، مقدار CaTi برابر با $(Al^{IV}-CaTs)/2$ خواهد شد؛
- (۴) مقدار CrCaTs نیز برابر با Cr/2 می‌باشد؛
- (۵) مقدار $DiHd^{qpx}$ به صورت جزء مولی دیوپسید + هیدرژیت موجود در کلینوپروکسن می‌باشد و برابر با Ca-CaTi-CaTs-CrCaTs است؛
- (۶) مقدار EnFs برابر با $(Fm-DiHd/2)$ است.

دماسنج پیروکسن

بر خلاف روش‌های یاد شده که بر مبنای محاسبات و دارای فرمول می‌باشند، روش دماسنجی دو پیروکسن^۱ که توسط لیندسلی^۲ (۱۹۸۳) ارائه شده، گرافیکی و تجربی است (شکل ۲). البته روش‌های محاسباتی زیر نیز ارائه گردیده‌اند:

¹ Two Pyroxene Thermometry

² Lindsley

برتراند و مرسیر (۱۹۸۵، ۱۹۸۶):

$$Ca_{Cpx}^{\$} = \frac{X_{Ca}^{M2}}{1 - X_{Na}^{M2}} + \left(-0.77 + 10^{-3} T_C^{Cpx} \right) \cdot \left(\frac{Fe_{tot}^{2+}}{Fe_{tot}^{2+} + Mg_{tot}} \right)$$

$$Ca_{Opx}^{\$} = \frac{X_{Ca}^{M2}}{1 - X_{Na}^{M2}} \quad K = \frac{1 - Ca_{Cpx}^{\$}}{1 - Ca_{Opx}^{\$}}$$

$$T_C = \frac{36273 + 39.9 \cdot P_{kbar}}{19.31 - 8.314 \cdot \ln K - 12.15 \cdot \left(Ca_{Cpx}^{\$} \right)^2}$$

بری و کوهرلر^۱ (۱۹۹۰):

الف) برای توزیع Ca:

$$Ca_{Px}^* = \frac{Ca^{Cpx}}{1 - Na^{Cpx}} \quad Fe_{Px}^{\#} = \frac{Fe_{tot}^{2+}}{Fe_{tot}^{2+} + Mg_{tot}} \quad K_D = \frac{1 - Ca_{Cpx}^*}{1 - Ca_{Opx}^*}$$

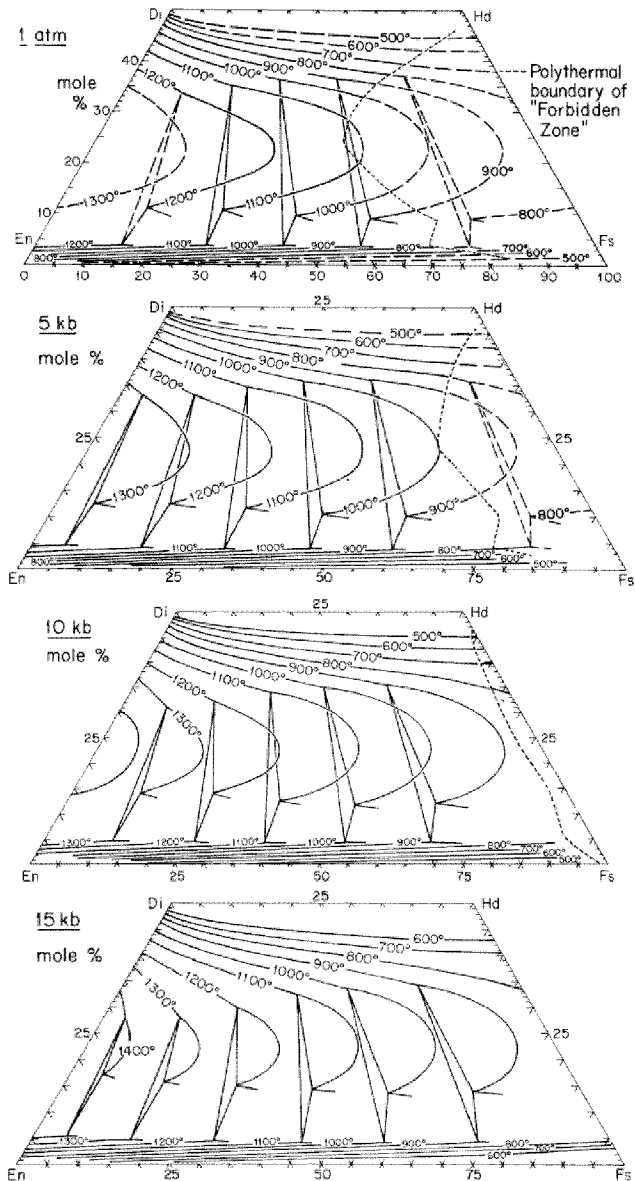
$$T_C = \frac{23664 + P_{kbar} \cdot \left(24.9 + \left(126.3 \cdot Fe_{Cpx}^{\#} \right) \right)}{13.38 + \left(\ln K_D \right)^2 + \left(11.59 \cdot Fe_{Opx}^{\#} \right)} - 273.15$$

ب) برای توزیع Na: (اگر مقدار Na در کلینوپیروکسن برابر با صفر شود

آنگاه دمای به دست آمده با استفاده از این روش برابر صفر خواهد بود).

$$D_{Px}^{Na} = \frac{Na_{Opx}}{Na_{Cpx}} \quad T_C = \frac{35000 + 61.5 \cdot P_{kbar}}{\left(\ln D_{Px}^{Na} \right)^2 + 19.8} - 273.15$$

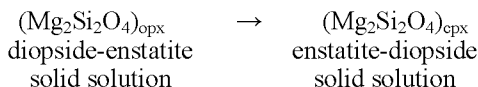
¹ Brey and Köhler



شکل ۲: نمودار پیروکسن‌ها در دما و فشارهای مختلف (برگرفته از لیندسلی، ۱۹۸۳).

دماسنج کلینوپروکسن - ارتوپروکسن

به‌طور کلی دماسنج پروکسن‌های همزیست بر پایه توزیع یون‌های Ca و Na در محدوده محلول جامد بین این دو کانی استوار می‌باشد. این دماسنجی‌ها معادلات جبری می‌باشند که برای واکنش کلی زیر نوشته شده‌اند:



موری^۱ (۱۹۷۸) توانست به‌طور تجربی فازهای تعادلی ساب‌سولیدوس پروکسن در سیستم CaO-MgO-FeO-SiO₂ را در فشار ۱۵ و ۳۰ کیلو بار و دمای ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد مشخص نماید. در حالی که روابط فازی در فشار ۳۰ کیلو بار و دمای ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد به‌گونه‌ای است که تنها فاز کلینوپروکسن و ارتوپروکسن داریم اما در ۱۵ کیلو بار و ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد روابط فازی با پیدایش یک نامیزاکی بین دو کلینوپروکسن پیچیده می‌شود. در این مطالعه بر اساس مطالعات تجربی نشان داده شده است که پایداری کلینوپروکسن‌های بدون کلسیم در فشار ۱۵ کیلو بار و دمای ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و نیز در ۳۰ کیلو بار و ۱۴۵۰ درجه سانتی‌گراد بیشتر می‌باشد.

توزیع فلزات واسطه بین کلینوپروکسن و ارتوپروکسن با D_M نمایش داده می‌شود و عبارت از فراوانی عنصر M در واحد فرمولی کانی ارتوپروکسن به فراوانی همان عنصر (M) در واحد فرمولی کلینوپروکسن همزیست با ارتوپروکسن می‌باشد. فاکتور D_M اساساً بوسیله دما و به میزان کمتر با فشار کنترل می‌گردد. تغییرات فراوانی عناصر اصلی در پروکسن‌ها بر روی D_M تأثیر نمی‌گذارد. طی تحقیقاتی که توسط سیتز^۲ و همکاران (۱۹۹۹) صورت گرفته است، مشخص گردید که یک رابطه مستقیم میان $\ln D_M$ و دمای تشکیل سنگ با ضریب دقت بسیار خوب

¹ Mori² Seitz

در حدود ۰/۹۵۰ تا ۰/۹۸۱ وجود دارد. به همین دلیل از توزیع فلزات واسطه بین ارتوپیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌های همزیست در پریدوتیت‌ها و وبستریت‌ها می‌توان به عنوان یک دماسنج استفاده نمود.

$$T_{\text{ss}} = \frac{-0.02 \cdot P - 2229}{-1.37 - \ln D_{\text{ss}}} \quad T_{\text{o}} = \frac{11.00 \cdot P + 2829}{1.56 - \ln D_{\text{o}}}$$

در معادلات بالا $-\ln D_{\text{ss}} = a_1 \cdot \frac{P}{T} + a_2 \cdot \frac{1}{T} + a_3$ ، براساس درجه کلین و P برحسب کیلو بار می‌باشد.

فرمول ارائه شده توسط وود و بانو^۱، ۱۹۷۳ چنین می‌باشد:

$$K_D = \frac{a_{\text{En}}^{\text{Cpx}}}{a_{\text{En}}^{\text{Opx}}}$$

$$T_{\text{C}} = \frac{-10202}{\ln K_D - 7.65 \cdot \left(\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}} \right)_{\text{Opx}} + 3.88 \cdot \left(\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}} \right)_{\text{Opx}} - 4.6} - 273.15$$

نهر و وایلی^۲ (۱۹۷۴): (در ۳۰ کیلو بار)

$$T_{\text{C}} = \frac{-5006}{\ln K_D - 1.72} - 273.15$$

هرزبرگ و چاپمن^۳ (۱۹۷۶): (در ۱۲ و ۱۶ کیلو بار)

$$T_{\text{C}} = \frac{-8392}{\ln K_D - 3.64} - 273.15 \quad T_{\text{C}} = \frac{-8494}{\ln K_D - 3.58} - 273.15$$

ولز^۴ نیز در سال ۱۹۷۷ فرمول زیر را پیشنهاد نموده است:

$$T_{\text{C}} = \frac{7341}{3.355 + 2.44 \cdot X_{\text{ss}}^{\text{Opx}} - \ln K} - 273.15$$

متغیرهای دو معادله بالا به صورت زیر تعریف می‌گردند:

$$a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{cpx}} = \left(X_{\text{Mg}}^{M_2} \cdot X_{\text{Mg}}^{M_1} \right)_{\text{cpx}} \quad a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{opx}} = \left(X_{\text{Mg}}^{M_2} \cdot X_{\text{Mg}}^{M_1} \right)_{\text{opx}}$$

¹ Wood and Banno

² Nehru and Wyllie

³ Herzberg and Chapman

⁴ Wells

این دو به ترتیب اکتیوئیت کلینوپروکسن و ارتوپروکسن می‌باشند و

$$X_{Fe}^{opx} = \frac{Fe^{+2}}{Fe^{+2} + Mg^{+2}} \text{ می‌باشد.}$$

بری و کوهرلر نیز در سال ۱۹۹۰ فرمول زیر را ارائه نموده‌اند:

$$T_c = \frac{23664 + (24.9 + 126.3 X_{Fe}^{opx}) \cdot P_{Bar}}{13.38 + (\ln K_o)^2 + 11.59 X_{Fe}^{opx}} - 273.15$$

در این واکنش KD به صورت زیر تعریف می‌گردد:

$$KD^* = \frac{(1 - N_{Ca}^{opx} / (1 - N_{Na}^{opx}))}{(1 - N_{Ca}^{opx} / (1 - N_{Na}^{opx}))}$$

در روش بری و کوهرلر (۱۹۹۰) هیچ گونه وابستگی منظم به معیارهای دمایی، فشاری و ترکیبی وجود ندارد و برای محدوده گسترده‌ای از ترکیبات سنگی با کمترین خطا قابل استفاده است. متأسفانه تاکنون روشی دقیق برای تعیین فشار در پریدوتیت‌های گوشته ارائه نشده است، به همین دلیل برای وضوح بیشتر در محاسبات انجام شده برای تمامی نمونه‌ها فشار ثابت ۱۵ Kbar فرض گردید (ویت - ایکشن و اونیل^۱، ۲۰۰۵). هرچند خوشبختانه این روش نسبت به فشار حساس نمی‌باشد.

دماسنج الیوین - اسپینل

در سنگ‌های مافیک و اولترامافیک که حاوی اسپینل می‌باشند، دمای به دست آمده از دماسنجی الیوین - اسپینل تحت تأثیر ضریب جدایش عناصر آهن و منیزیم بین الیوین و اسپینل می‌باشد. ضریب جدایش فوق الذکر نیز خود شدیداً وابسته به تغییرات ترکیبی در دمای ساب سولیدوس است (مک کالوم، ۲۰۰۰). در نتیجه دمای حاصل از دماسنجی الیوین - اسپینل به تغییرات ترکیبی صورت گرفته در دمای ساب سولیدوس وابسته می‌باشد. روش الیوین - اسپینل بر اساس تبادل و

¹ Witt-Eickchen and O'Neill

جایجایی یون‌های Fe^{2+} -Mg در بین دو کانی ذکر شده می‌باشد. معادله زیر مربوط به دماسنجی فابریز، ۱۹۷۷ می‌باشد:

$$T_C = \frac{4250 \cdot Y_{Spl}^{Cr} + 1343}{\ln K_{D2} + 1.825 \cdot Y_{Spl}^{Cr} \cdot 0.571} - 273.15$$

که در آن $K_{D2} = \ln K_{D1} - 4 \cdot Y_{Spl}^{Fe^{2+}}$ می‌باشد.

همچنین رودر و همکاران^۱ (۱۹۷۹) فرمول زیر را طراحی نمودند:

$$K_{D1} = \frac{X_{Ol}^{Mg} \cdot X_{Spl}^{Fe^{2+}}}{X_{Spl}^{Mg} \cdot X_{Ol}^{Fe^{2+}}}$$

$$T_C = \frac{3480 \cdot Y_{Spl}^{Cr} + 1018 \cdot Y_{Spl}^{Al^{VI}} - 1720 \cdot Y_{Spl}^{Fe^{3+}} + 2400}{2.23 \cdot Y_{Spl}^{Cr} + 2.56 \cdot Y_{Spl}^{Al^{VI}} - 3.08 \cdot Y_{Spl}^{Fe^{3+}} - 1.47 - 1.987 \cdot \ln K_{D1}} - 273.15$$

روش بالهاس و همکاران^۲ (۱۹۹۱) طبق معادله زیر می‌باشد:

$$T_C = \frac{A + [16150 \cdot X_{Spl}^{Cr} + (25150 \cdot (X_{Spl}^{Fe^{3+}} + X_{Spl}^{Ti}))]}{R \cdot \ln K_{D1} + 4.705} - 273.15$$

متغیر A در معادله بالا به صورتی که در زیر آورده شده است محاسبه می‌گردد:

$$A = 6350 + 280 \cdot P_{GPa} + [(7000 + 108 \cdot P_{GPa}) \cdot (1 - 2 \cdot X_{Ol}^{Fe^{3+}})] - [1960 \cdot (X_{Spl}^{Mg} - X_{Spl}^{Fe^{3+}})]$$

دماسنج تیتانیم موجود در بیوتیت

کانی بیوتیت از میزبان‌های مهم Ti در متاولکانیک‌ها و متادیا بازها محسوب می‌شود، از این رو از دماسنج Ti در بیوتیت برای تعیین دمای تشکیل بیوتیت‌ها استفاده می‌شود. علاوه بر این مقدار Ti بیوتیت می‌تواند به عنوان یک دماسنج برای متاپلیت‌های غنی از آلومینیم و گرافیتی که حاوی ایلمنیت یا روتیل است و در فشارهای ۴-۶ کیلو بار به تعادل رسیده‌اند به کار گرفته شود. همچنین مقدار Ti موجود در بیوتیت به عنوان تابعی از تغییرات دما در سنگ‌های دگرگونی شناخته

^۱ Roeder, Campbell and Jamieson

^۲ Ballhaus, Berry and Green

شده است (انگل و انگل^۱، ۱۹۶۰؛ کوآک^۲، ۱۹۶۸؛ رابرت^۳، ۱۹۷۶؛ دایمک^۴، ۱۹۸۳؛ پاتینودوس، ۱۹۹۳).

به‌هرحال عواملی که بر مقدار Ti موجود در بیوتیت تأثیر می‌گذارند صرفاً به تغییرات دما محدود نمی‌باشند؛ بلکه عوامل فشار، شیمی بلورهای بیوتیت و مجموعه کانی‌های همراه آنها نیز مهم می‌باشد (دایمک، ۱۹۸۳؛ هنری و گویدوتی^۵، ۲۰۰۲). دما بیشترین تأثیر را بر روی کنترل مقدار Ti در بیوتیت دارد. افزایش فشار تأثیر متضادی دارد به این معنی که مقدار Ti جایگزین شده با افزایش فشار، کاهش می‌یابد (فربس و فلاور^۶، ۱۹۷۴؛ رابرت، ۱۹۷۶؛ آریما و ادگار^۷، ۱۹۸۱؛ ترانس^۸ و همکاران، ۱۹۸۵) (منابع موجود در هنری و همکاران، ۲۰۰۵). به این ترتیب افزایش دما موجب افزایش مقدار Ti و افزایش فشار موجب کاهش آن می‌شود (رابرت، ۱۹۷۶). البته این روش برای بررسی شرایط ترمودینامیکی سنگ‌های متاپلیتی پرآلومین در فشارهای کم تا متوسط و نیز سنگ‌های دگرگونی پرآلومین پیشنهاد شده است و برای محدوده دمایی ۴۸۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد مقادیر دمایی منطقی را (با خطای تقریبی $\pm 24^\circ\text{C}$) ارائه می‌نماید (هنری و همکاران، ۲۰۰۵). این معادله برای $T = 480 - 800^\circ\text{C}$ و $\text{Ti} = 0.04 - 0.60 \text{ apfu}$ ، $X_{\text{Mg}} = 0.275 - 1.00$ معتبر می‌باشد (هنری و همکاران، ۲۰۰۵). هنری و همکاران (۲۰۰۵) فرمول این دماسنج را به‌صورت زیر بیان نموده‌اند:

$$T (^\circ\text{C}) = \{(\text{Ln}(\text{Ti}) + 2.3594 + 1.7283(X_{\text{Mg}})^3) / (4.6482 \times 10^{-9})\}^{0.333}$$

و در آن Ti، تعداد اتم‌های تیتانیم محاسبه شده در فرمول ساختاری (a.p.f.u.)

¹ Engel and Engel

² Kwak

³ Robert

⁴ Dymek

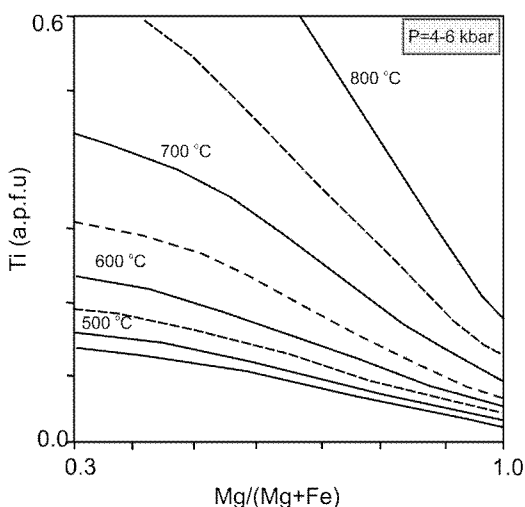
⁵ Henry and Guidotti

⁶ Forbes and Flower

⁷ Arima and Edgar

⁸ Tronnes

بیوتیت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن و X_{Mg} برابر $Mg/(Mg+Fe)$ می‌باشد. میزان Ti در بیوتیت به‌طور کلی با افزایش مقدار Fe افزایش می‌یابد (آریمو و ادگار، ۱۹۸۱؛ آبرکت و هویت^۱، ۱۹۸۸). دمای حاصل از روش دماسنج Ti در تک‌کانی بیوتیت، با استفاده از تصویرگیری مقادیر Ti و $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$ بر روی شکل ۳ نیز قابل تخمین است.



شکل ۳: تعیین دمای تشکیل بیوتیت با استفاده از دماسنج Ti (هنری و همکاران، ۲۰۰۵).

دماسنجی بر اساس ترکیب آمفیبول

بر اساس مطالعات بلوندی و هلند^۲ (۱۹۹۰)، اندرسون^۳ (۱۹۹۷)، ارنست و لیو^۴ (۱۹۹۸)، هلند و بلوندی^۵ (۱۹۹۴) با افزایش درجه دگرگونی، میزان عناصر Ti، Al، Na، K و $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ موجود در آمفیبول کلسیم‌دار نیز افزایش می‌یابد، ولی مقدار Si و $Fe+Mg+Mn+Ca$ کاهش می‌یابد.

¹ Abrecht and Hewitt

² Blundy and Holland

³ Anderson

⁴ Ernst and Liu

⁵ Holland and Blundy

به عبارتی با افزایش دما، Al مایل است تا جای Si را در تتراهدرال‌های آمفیبول‌های کلسیم‌دار بگیرد در حالی که با افزایش فشار، Al به جای Mg+Fe موجود در اکتاهدرال M_2 می‌نشیند (راس^۱، ۱۹۷۴؛ هاوتورن، ۱۹۸۱؛ گیلبرت^۲ و همکاران، ۱۹۸۲؛ اشمیت^۳، ۱۹۹۲؛ اندرسون و اسمیت^۴، ۱۹۹۵؛ استین و دایتل^۵، ۲۰۰۱). به این ترتیب می‌توان گفت که با افزایش فشار و دما مقدار Al_2O_3 به عنوان تابعی از این دو افزایش می‌یابد (ارنست و لیو، ۱۹۹۸). از سویی دیگر با افزایش دما، عنصر Ti در سایت M_2 آمفیبول افزایش می‌یابد (راس، ۱۹۷۴). البته به دلیل شعاع یونی بزرگ‌تر Ti نسبت به Al، Ti کمتر تحت تأثیر فشار قرار می‌گیرد. به همین دلیل می‌توان گفت که میزان Ti در آمفیبول‌های کلسیم‌دار با دما رابطه مستقیم ولی با فشار رابطه تقریباً معکوس دارد (ارنست و لیو، ۱۹۹۸).

دماسنج هورنبلند - پلاژیوکلاز

دماسنج هورنبلند - پلاژیوکلاز بر اساس میزان Al^{IV} و Si موجود در موقعیت تترادر هورنبلند و نوع پلاژیوکلاز همراه آن، در سنگ‌های اشباع از سیلیس است. این دماسنج برای سنگ‌های مربوط به رخساره شیبست سبز تا گرانولیت قابل استفاده می‌باشد (بلوندی و هلند، ۱۹۹۰).

تا کنون سه کالیبراسیون مختلف توسط بلوندی و هلند (۱۹۹۰) و هلند و بلوندی (۱۹۹۴) برای این دماسنج ارائه شده است که دو مورد از آنها بر پایه واکنش ترمولیت - ادنیت یعنی واکنش ۱ و دیگری بر اساس واکنش ادنیت - ریشتریت یعنی واکنش ۲ می‌باشد:

¹ Raase

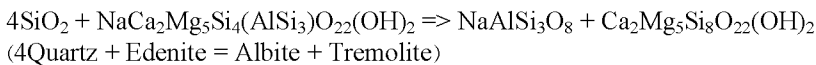
² Gilbert

³ Schmidt

⁴ Anderson and Smith

⁵ Stein and Dietl

واکنش ۱:



واکنش ۲:



در ابتدا بلوندی و هلند (۱۹۹۰) یک دماسنج تجربی بسیار ساده را ارائه نمودند که بر پایه واکنش ترمولیت - ادنیت بود و می‌توان آن را برای سنگ‌های آذرین فلیسیک تا حد واسط کوارتزدار که دارای پلاژیوکلاز با $\text{An} \leq 0.92$ هستند و میزان Si در فرمول ساختاری هورنبلند آنها کمتر یا مساوی ۷/۸ اتم در واحد فرمول (p.f.u)^۱ است، استفاده نمود. این دماسنج برای دماهای بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد کالیبره شده است و فرمول آن به صورت زیر می‌باشد:

$$T(\pm 311^\circ\text{K}) = \frac{0.677 \times P_{\text{Kbar}} - 48.98}{-0.0429 - 0.0083144 \times \ln \left\{ \left(\frac{S_i - 4}{8 - S_i} \right) \times X_{\text{Ab}}^{\text{Plg}} \right\}}$$

در این فرمول Si همان تعداد اتم Si موجود در هورنبلند بر حسب p.f.u است و $X_{\text{Ab}}^{\text{Plg}}$ میزان آلینت موجود در پلاژیوکلاز می‌باشد. در هنگام محاسبه دما میزان خطای این فرمول در حدود ± 311 درجه کلوین می‌باشد.

البته این کالیبراسیون در دماهای بسیار بالا و تنها برای برخی لیتولوژی‌ها قابل استفاده است (پلی و اشمیت^۲، ۱۹۹۲)، لذا هلند و بلوندی (۱۹۹۴) دوباره این دماسنج را کالیبره کردند و آن را به همه اجزایی که در واکنش ادنیت - ترمولیت شرکت می‌کنند تعمیم دادند. با تغییراتی که هلند و بلوندی (۱۹۹۴) بر روی این دماسنج دادند این دماسنج برای سنگ‌های متابازیت کوارتزدار نیز قابل استفاده شد:

^۱ Or a.p.f.u.=atom per formula unit

^۲ Poli and Schmidt

$$T(\pm 13^\circ K) = \frac{-76.95 + 0.79 \times P_{(Kbar)} + 39.4 \times X_{Na}^A + 22.4 \times X_K^A + (41.5 - 2.89 \times P_{(Kbar)}) \times X_{Al}^{M2}}{-0.0650 - 0.0083144 \times \ln\left(\frac{27 \times X_{vac}^A \times X_{Si}^{Ti} \times X_{Ab}^{P.lg}}{256 \times X_{Na}^A \times X_{Al}^{Ti}}\right)}$$

البته این کالبراسیون به دلیل به کارگیری پارامترهای زیاد که همه بر دمای محاسبه شده مؤثر هستند، دارای خطا در محاسبات می باشد.

این فرمول برای دماهای ۴۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی گراد کالبره شده و در صورتی بهترین نتیجه را ارائه می کند که در پلاژیوکلاز $X_{An} < 0.90$ بوده و هورنبلندها هم دارای $Na^A > 0.02$ p.f.u.، $Si = 6.0-7.7$ p.f.u. و $Al^{VI} < 1.8$ p.f.u. باشند.

دماسنج پلاژیوکلاز – آلکالی فلدسپار

کالبراسیون‌های^۱ مربوط به این دماسنج توسط افراد مختلفی همچون الکنز و گروو^۲ (۱۹۹۰)، فهرمن و لیندسلی^۳ (۱۹۸۸)، گرین و آسدانسکی^۴ (۱۹۸۶)، هسلتون^۵ و همکاران (۱۹۸۳)، لیندسلی و نکواسیل^۶ (۱۹۸۹) و نکواسیل و برنهام^۷ (۱۹۸۷) ارائه شده است.

فرمول پیشنهادی هسلتون و همکاران (۱۹۸۳):

$$T_s = \frac{(X_{or}^{gr}) (18810 + 17030 X_{ab}^{gr} + 0.364 P) - (X_{or}^{fs}) (28230 - 39520 X_{ab}^{fs})}{10.3 (X_{or}^{gr}) + 8.3143 \ln \left\{ \frac{(X_{ab}^{fs}) (2 - X_{ab}^{fs})}{X_{ab}^{gr}} \right\}}$$

دماسنجی بر اساس ترکیب پرهینیت

پرهینیت نیز همانند بسیاری دیگر از کالک‌سیلیکات‌ها تاحدودی نسبت به تغییرات دما حساس می باشد (لیو^۸ و همکاران، ۱۹۸۳). این کانی در دمایی در حدود ۲۲۰ درجه سانتی گراد تشکیل می شود و می تواند تا دمای ۳۲۰ درجه

¹ Calibration

² Elkins and Grove

³ Fuhrman and Lindsley

⁴ Green and Usdansky

⁵ Haselton

⁶ Lindsley and Nekvasil

⁷ Nekvasil and Burnham

⁸ Liou

سانتی‌گراد نیز پایدار بماند (برد^۱ و همکاران، ۱۹۸۴؛ یانگمن^۲، ۱۹۸۴؛ ریس^۳، ۱۹۹۰). البته پرهنیت به اندازه کانی اپیدوت یا لامونیت کانی مناسبی به منظور دماسنجی نیست، زیرا ارتباط منطقی بین دمای تشکیل پرهنیت با ترکیب آن دیده نمی‌شود. با وجود این، لیو و همکاران (۱۹۸۳) معتقد هستند که با کاهش دما، Fe^{3+} به جای Al^{3+} جانشین شده و پرهنیت از لحاظ آهن غنی‌تر می‌شود.

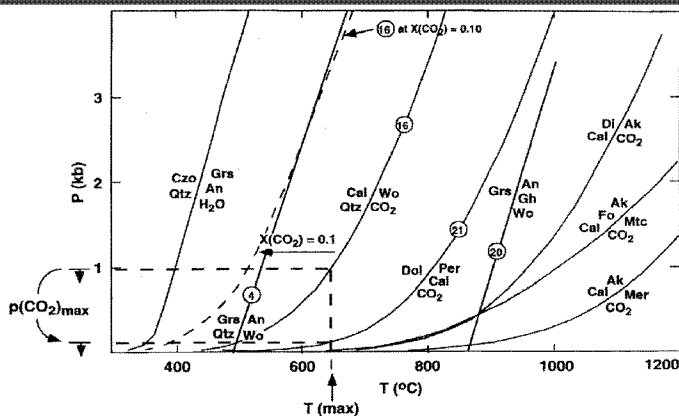
دماسنجی اسکارنها بر اساس مجموعه کانی‌ها

از آن جایی که کانی‌شناسی اسکارنها تابعی از شرایط فیزیکی و شیمیایی آنها می‌باشد لذا می‌توان با استناد به پایداری کانی‌های آنها به شرایط فشار و دمای حاکم بر این سنگ‌ها پی برد. اسکارنها از نظر شیمیایی در سیستم باز (متاسوماتیسم) تشکیل می‌شوند و علاوه بر دما و فشار، متغیرهای شیمیایی زیادی بر ترکیب کانی‌شناسی آنها اثر می‌گذارد. در شکل ۴ تعادل‌های فازی مربوط به کانی‌های موجود در اسکارنها در شرایط دما و فشارهای مختلف نمایش داده شده است. همان طوری که در شکل ۴ مشاهده می‌شود XCO_2 می‌تواند بر شرایط دما-فشار پایداری کانی‌ها مؤثر باشد. به طوری که افزایش آن موجب کاهش دمای پایداری کانی‌ها می‌شود ولی بر مقدار فشار تأثیری ندارد.

¹ Bird

² Youngman

³ Reyes



شکل ۴: دیاگرام دما-فشار مربوط به شرایط دما و فشار تشکیل اسکارن. تعادل‌های فازی توسط برنامه GEOCALC محاسبه شده‌اند (پرکینز^۱ و همکاران، ۱۹۸۶). خط چین‌ها کربن‌زدایی در شرایط $X(\text{CO}_2)=0.1$ و $P_T=P(\text{CO}_2)$ می‌باشد (برگرفته از باون و اسین^۲، ۱۹۸۴).

در این شکل خط چین‌ها بیانگر شرایط دما و فشار جدید برای واکنش $\text{Cc} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Wo} + \text{CO}_2$ است، که نشان می‌دهد حد دمای پایداری ولاستونیت با افزایش $X\text{CO}_2$ از ۶۵۰ به ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد کاهش می‌یابد اما در فشار تغییری ایجاد نمی‌شود. بر اساس مطالعات تجربی اسمیرنوف^۳ (۱۹۷۶) دمای تشکیل آندرایت و گروسولار در حدود ۲۲۵-۹۵۰ درجه سانتی‌گراد و در مورد پیروکسن و گارنت در حدود ۵۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

با توجه به محدوده پایداری ولاستونیت، کراسکوف^۴ (۱۹۶۷) معتقد است که در شرایط فشار کم معادل سطح زمین، ولاستونیت حتی می‌تواند در حرارتی کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد نیز تشکیل شود ولی با افزایش فشار گاز کربنیک تا ۰/۵ کیلوبار، کوارتز و کلسیت تا دمایی بیش از ۸۰۰ °C پایدار مانده و به ولاستونیت

¹ Perkins

² Bowman and Essene

³ Smirnov

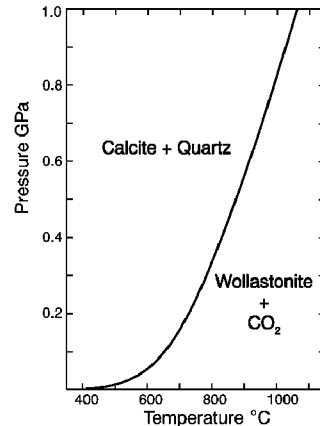
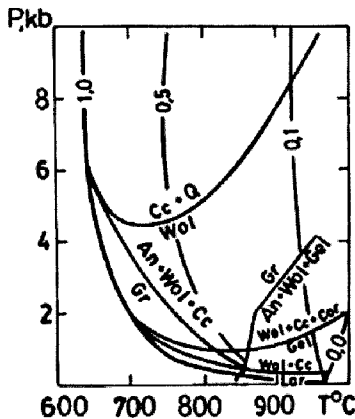
⁴ Krauskopf

تبدیل نمی‌شوند. اما وجود ولاستونیت در محل تماس با سنگ‌های آذرین می‌تواند بیانگر دمایی بیش از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد برای تشکیل ولاستونیت باشد. بنابراین هرچه میزان XCO_2 کاسته می‌شود دمای تشکیل ولاستونیت نیز کاهش می‌یابد (کراسکوف، ۱۹۶۷). به عبارت دیگر با خروج CO_2 از محل دگرگونی مجاورتی، تشکیل ولاستونیت بیشتر و سریع‌تر انجام خواهد پذیرفت. مطالعات آکسیوک^۱ (۱۹۹۱) و باومن (۱۹۹۸a) نیز نشان می‌دهند که ولاستونیت در دمای $۸۶۰^{\circ}C$ در فشارهای بالاتر از ۶ کیلوبار و در دمای حدود $۷۰۰^{\circ}C$ ، در فشار بیش از ۴/۴ کیلوبار پایدار نبوده و به $Cc+Qtz$ تبدیل می‌شود (شکل‌های ۵ و ۶). از سویی دیگر، گرین‌وود^۲ (۱۹۶۷) و وینکلر^۳ (۱۹۷۶) معتقد هستند که ولاستونیت حتی می‌تواند نشان‌دهنده درجه حرارت‌های بالای دگرگونی یعنی دمای ۶۲۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و شروع رخساره پیروکسن هورنفلس باشد.

¹ Aksyuk

² Greenwood

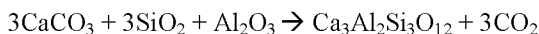
³ Winkler



شکل ۶: محدوده دما و فشار مربوط به پایداری مجموعه کانی‌های اسکارن بر روی مذاب گرانیتی با وجود سیال H_2O و CO_2 (بومن و اسن، ۱۹۸۴).
(اختصارات به کار رفته در شکل عبارت هستند از: Wol=Wollastonite; Cc=Calcite; Q=Quartz; An=Anorthite; Gr=Garnet; Gel=Gehlenite; (Cor=Cordierite)

شکل ۵: فاز دیاگرام مربوط به واکنش: کلسیت+کوارتز=ولاستونیت+ CO_2 . محاسبه شده توسط برنامه SUPCRT، با فرض اینکه $P_{CO_2} = P_{Lith}$ (وینتر، ۲۰۰۱).

از آنجایی که پایداری این کانی به $P_{(CO_2)}$ محیط نیز بستگی دارد هرچه $P_{(CO_2)}$ کاهش یابد، ولاستونیت بیشتری به وجود می‌آید، زیرا واکنش بیشتر می‌تواند در جهت تولید ولاستونیت ($Cc+Qtz \rightarrow Wol+CO_2$) پیش برود. از سویی دیگر کلسیت موجود در این سنگ‌ها علاوه بر شرکت در ساخت ولاستونیت می‌تواند به صورت واکنش زیر در ساخت گروسولار شرکت کند:



البته این واکنش هم در صورتی که X_{CO_2} محیط کم باشد رخ می‌دهد. به این ترتیب مشاهده می‌شود که برای تشکیل گروسولار و ولاستونیت لازم است که X_{CO_2} کم باشد.

با توجه به ترکیب ماگما (اسیدی تا بازیک) و اسکارن مربوطه و عمق دگرگونی، باون (۱۹۹۸a) معتقد است که بیشترین دما در دگرگونی‌های مجاورتی و اسکارن‌های همراه آنها از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد کمتر می‌باشد. مطالعات بارنز^۱ (۱۹۷۹) و اینودی^۲ و همکاران (۱۹۸۱) نیز حرارت ۴۰۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد را برای تشکیل اسکارن پیشنهاد می‌کنند.

همچنین با توجه به نظر باون (۱۹۹۸a) تشکیل ولاستونیت در اغلب موارد در دمای کمتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد، لذا می‌توان گفت که احتمالاً $P_{CO_2} < 0.1 \text{ kbar}$ بوده است. بنابراین با استناد به مطالب گفته شده و دمای پایداری هر یک از کانی‌ها می‌توان محدوده دمای دگرگونی و تشکیل انواع کانی‌های موجود در این اسکارن‌ها را در کمتر از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کم CO_2 دانست.

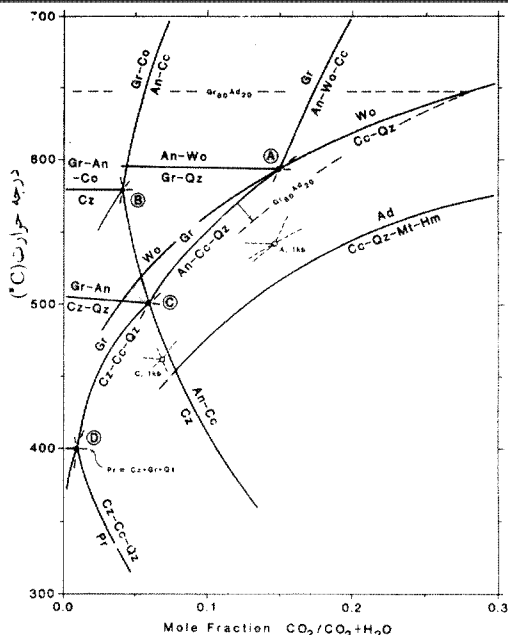
بر اساس مطالعات اینودی و همکاران (۱۹۸۱) توزیع Fe بین گارنت و پیروکسن تابعی از dP_{CO_2} ، فعالیت Si، Ca و نیز دما می‌باشد.

مطالعاتی که توسط تیلور و اونیل (۱۹۷۷) و هوانگ (۱۹۷۶) بر روی سیالات درگیر انجام گرفته نشان می‌دهند که سیالاتی که ضمن دگرگونی و متاسوماتیسم از سنگ‌های آهکی عبور می‌نمایند دارای X_{CO_2} پایین (کمتر از ۰/۱ درصد) می‌باشند و لذا می‌توان از دیاگرام‌های ۷ و ۸ برای تعیین درجه حرارت استفاده نمود. مثلاً در $X_{CO_2}=0.1$ و فشاری برابر با ۲ کیلوبار، ترمولیت در بالای ۴۲۰ درجه سانتی‌گراد، دیوپسید، آندراдит و فورستريت بالای ۴۷۵ درجه سانتی‌گراد و ولاستونیت بالای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند.

پایین آمدن X_{CO_2} تا ۰/۰۱ باعث پایین آمدن تمامی این درجه حرارت‌ها به مقدار ۵۰ تا ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌شود (شکل ۷). همچنین پایین آمدن فشار به مقدار یک کیلوبار باعث پایین آمدن درجه حرارت به مقدار ۵۰ درجه سانتی‌گراد

¹ Barnes² Einaudi

forum.konkur.in



شکل ۸: نمودار نسبی $T\text{-}X_{CO_2}$ برای سیالات غنی از آب، در سیستم $Ca\text{-}Al\text{-}Si\text{-}C\text{-}O\text{-}H$ ، در فشار کل ۲ کیلو بار (برگرفته از اینودی و همکاران، ۱۹۸۱).

دماسنج کلریت

کلریت یک کانی رسی شبیه میکا است که در محیط‌های زمین‌شناسی متعددی نظیر محیط‌های رسوبی، دگرگونی‌های درجه پایین و سنگ‌های دگرسان شده هیدروترمالی یافت می‌شود (دیر و همکاران، ۱۹۹۲). دماسنج محلول جامد کلریت توسط کاتلینو و نیوا^۱ (۱۹۸۵) پیشنهاد شده است. در این اندازه‌گیری تجربی، تعداد اتم‌های تتراهدرال Al^{IV} در ارتباط با دمای ته‌نشینی است که با یک‌دیگر رابطه خطی دارند. بنابراین می‌توان فرمول زیر را برای محاسبه دما تعیین نمود (T_1):

$$T_1(^{\circ}C) = 213.3Al^{IV} + 17.5$$

¹ Cathelineau and Nieva

بر اساس آنالیزهای جدید کلریت و اندازه‌گیری‌های میکروترمومتری^۱ اذخال‌های سیال در بلورهای کوارتز همراه با کلریت، کاتلینو (۱۹۸۸)، یک رابطه جدید را بین دما و میزان Al^{IV} به دست آورده است (T_2):

$$T(^{\circ}C) = -61.92 + 321.98 Al^{IV}$$

دماسنج اصلی کاتلینو و نیوا (۱۹۸۵) به‌طور وسیع سودمند واقع نشد. جوت^۲ (۱۹۹۱) معادله کاتلینو و نیوا (۱۹۸۵) را با در نظر گرفتن تغییر $Fe/(Fe + Mg)$ در کلریت، بدین صورت تغییر داد (T_3):

$$T(^{\circ}C) = 319 Al^{IV}_e - 69$$

$$Al^{IV}_e = Al^{IV} + 0.1 (Fe/(Fe + Mg))$$

دماسنج گارنت – ایلمنیت

این دماسنج بر اساس توزیع Mn و Fe بین دو کانی گارنت و ایلمنیت هم‌زیست با هم استوار می‌باشد و توسط پانسبای^۳ و همکاران (۱۹۸۷) برای محدوده دمایی ۶۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد، فشار ۲ و ۵ کیلو بار 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 کیلو بار 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:

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

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

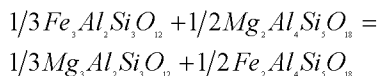
¹ Microthermometric

² Jowett

³ Pownceby

دماسنج گارنت-کوردیریت

توزیع Mg و Fe بین گارنت و کوردیریت 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

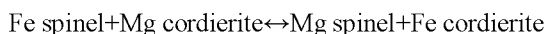
زیر می‌باشد:

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

که در آن T بر اساس درجه کلوین و P بر اساس bar می‌باشد. در صورتی که $0.38 < X_{Mg} < 0.92$ باشد، دمایی در حدود ۶۲۰ تا ۸۶۰ درجه سانتی‌گراد به دست خواهد آمد که با دماهای رخساره گرانولیت تطابق دارد. دقت این کالیبراسیون در حدود ۳۰ تا ۶۰ درجه بیشتر از کالیبراسیون‌هایی است که قبلاً ارائه شده‌اند.

دماسنج کوردیریت - هرسنیت (کوردیریت - اسپینل)

آقای ویلزوف^۱ (۱۹۸۳) به بررسی مجموعه‌های کوارتز + اسپینل در برخی از زئولیت‌های سنگ‌های بازالتی پرداخت که یک لایه کوردیریتی فضای بین کوارتز و اسپینل‌ها را پر کرده است و این کوردیریت حاصل واکنش $2Sp + 5Q \rightarrow 1 Cd$ می‌باشد. در حقیقت نوعی واکنش تبدیلی بین کوردیریت و اسپینل به صورت:



وجود دارد که می‌تواند مبنای مطالعات دماسنجی باشد. محاسبه دماسنج مذکور به صورت $T^{\circ}K = -1.763/\ln Kd + 0.378$ است.

¹ Vielzeuf

دماسنج گارنت – ارتوپروکسن

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 سانتی گراد و فشار ۱۲ تا ۲۰ کیلو بار کالیره شده است. در مورد سنگ‌های پوسته‌ای این دماسنج بر اساس تعادل $Alm=3Fs + Al_2O_3$ استوار می‌باشد. به دلیل اینکه 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. کالیراسیون‌های مختلف این زمین دماسنج عبارت هستند از:

وود و بانو (۱۹۷۳): (V یک مقدار ثابت و تابعی از Al_{Ml}^{vi} % پیروکسن می‌باشد).

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

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

داهل^۲ (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^۳ (۱۹۸۴):

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

¹ Aranovich and Berman

² Dahl

³ Harley

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

سن و باتاچاریا^۱ (۱۹۸۴):

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

دماسنج گارنت-کلریت

بر اساس مطالعات گرامبلینگ^۲ (۱۹۹۰)، دما و اکتیویته H₂O 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 کالبراسیون در حدود $\pm 8^\circ\text{C}$ است. مقادیر دماهای به‌دست آمده با استفاده از این دماسنج با دماهای به‌دست آمده از طریق دماسنج‌های کلریت-گارنت که قبلاً توسط دیکنسون و هویت^۳ (۱۹۸۶) و گنت^۴ و همکاران (۱۹۸۷) ارائه شده نزدیک می‌باشد.

دماسنج تیتانیم موجود در کوارتز

تیتانیم یکی از عناصر کمیاب است که به‌جای سیلیس در کانی کوارتز جانشین می‌شود. وارک و واتسون^۵ (۲۰۰۶) به بررسی این جانشینی به‌عنوان یک دماسنج پرداخته‌اند. فرمول ارائه شده توسط ایشان به‌صورت زیر می‌باشد:

$$\text{Log}(X_n^{\text{Fe}}) = (5.69 \pm 0.02) - \frac{(3765 \pm 24)}{T(K)}$$

¹ Sen and Bhattacharya

² Grambling

³ Dickenson and Hewitt

⁴ Ghent

⁵ Wark and Watson

خطای محاسبه دما به وسیله این فرمول $\pm 5^\circ\text{C}$ می‌باشد.

دماسنج ارتوپيروكسن - اسپینل - الیوین

این دماسنج بر اساس تبادل میزان Al موجود در ارتوپيروكسن با الیوین و اسپینل طراحی شده است. در سیستم FMAS ($\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$) مقدار Al ارتوپيروكسن در تعادل با الیوین و اسپینل در 1340°C درجه سانتی‌گراد و فشار ۱۱ تا ۱۸ کیلو بار توسط گاسپاریک^۱ (۱۹۸۷) بررسی شد و در سیستم CFMAS (که دارای CaO است) مقدار Al ارتوپيروكسن و کلینوپيروكسن همزیست با الیوین و اسپینل در دمای 1340°C درجه سانتی‌گراد و فشار ۱۸ کیلو بار مورد مطالعه قرار گرفت. بدین ترتیب وی مشاهده نمود که میزان Al کلینوپيروكسن ثابت باقی می‌ماند در حالی که مقدار Al موجود در ارتوپيروكسن با بالا رفتن مقدار محتوای Fe افزایش می‌یابد. محتوای Ca در کلینوپيروكسن به مقدار Al وابسته نمی‌باشد. وی از این یافته‌ها به منظور بیان توزیع Fe-Mg در ارتوپيروكسن‌های Al دار بهره گرفت. به این ترتیب وی توانست از توزیع Fe-Mg بین ارتوپيروكسن، الیوین، اسپینل، گارنت و نیز محتوای Al ارتوپيروكسن در محاسبه زمین دما فشارسنج‌های ارتوپيروكسن در سیستم‌های FMAS، CFMAS و NCFMAS (دارای Na_2O) استفاده نماید. در ادامه برخی از کالبراسیون‌های موجود ارائه گردیده‌اند:

فوجی^۲ (۱۹۷۶):

$$K_{D1} = \frac{\left(X_{\text{Ol}}^{\text{Mg}}\right)^2 \cdot X_{\text{M1}}^{\text{Al}^{\text{vi}}}}{\left(X_{\text{M1}}^{\text{Al}^{\text{vi}}}\right)^2 \cdot X_{\text{Spl}}^{\text{Mg}} \cdot X_{\text{M1}}^{\text{Mg}}}$$

$$XN_{\text{Opx}}^{\text{Al}} = \frac{\text{Al}_{\text{Opx}}^{\text{tot}} - \text{Cr}_{\text{Opx}} - 2 \cdot \text{Ti}_{\text{Opx}} + \text{Na}_{\text{Opx}}}{2}$$

^۱ Gasparik

^۲ Fujii

$$T_C = \frac{-10400 - \left((P_{\text{kbar}} - 1) \cdot (0.18 \cdot X_{\text{Opx}}^{\text{Al}} - 0.005) \right)}{R \cdot \ln K_{D1} 4.30} - 273.15$$

گاسپاریک و نیوتن^۱ (۱۹۸۴):

$$K_{D2} = \frac{a_{\text{Fo}} \cdot a_{\text{Mg-Ts}}^{\text{Opx}}}{a_{\text{Spl}} \cdot a_{\text{En}}^{\text{Opx}}}$$

$$T_C = 3857 \cdot K_{D2} + 443 + P_{\text{kbar}}$$

ویت‌ایکشن و سک^۲ (۱۹۹۱): (این کالبراسیون تنها وقتی که $\text{MgAl-Spl} \neq 0$ باشد قابل استفاده است).

$$K_{D3} = \frac{\left(X_{\text{Ol}}^{\text{Mg}} \right)^2 \cdot X_{\text{Opx}}^{\text{Al}} \cdot \gamma_{\text{Mg-Ts}}^{\text{Opx}}}{\left(X_{\text{Spl}}^{\text{Al tot}} \right)^2 \cdot X_{\text{Spl}}^{\text{Mg}} \cdot X_{\text{M1}}^{\text{Mg}} \cdot \gamma_{\text{Mg-Al}}^{\text{Spl}} \cdot \gamma_{\text{En}}^{\text{Opx}}}$$

$$A = 2248.5 + 991.58 \cdot \ln K_{D3} + 153.32 \cdot (\ln K_{D3})^2$$

$$T_C = A + 539.05 \cdot \exp(\gamma_{\text{MgCr-Spl}}) - 2005.74 \cdot \left(\exp(\gamma_{\text{MgCr-Spl}}) \right)^2$$

دماسنج ارتوپروکسن - اسپینل

بر اساس مطالعات ناگاتا^۳ و همکاران (۱۹۸۳)، آنالیز اسپینل و پیروکسن موجود در سنگ‌های الترامافیک نشان می‌دهد که محتوای کروم ارتوپروکسن‌ها با افزایش مقدار اسپینل هم‌زیست افزایش می‌یابد تا جایی که مقدار نسبت کروم به آلومینیم به یک نزدیک گردد. علاوه بر این مقدار کروم ارتوپروکسن با کروم‌دارتر شدن اسپینل کاهش می‌یابد. این الگوی غیرخطی توزیع کروم بین ارتوپروکسن و اسپینل را می‌توان به‌صورت تعادل شیمیایی مجموعه پیروکسن - الیوین - اسپینل بیان نمود، با فرض اینکه MgCrAlSiO_6 به‌عنوان ترکیب ارتوپروکسن کروم‌دار در نظر گرفته شود. بر اساس مطالعات ایشان کروم موجود در ارتوپروکسن در مقایسه با اسپینل

¹ Gasparik and Newton

² Witt-Eickchen and Seck

³ Nagata

هم‌زیست در پاسخ به کاهش دمای تعادل، کاهش می‌یابد. اما به‌نظر می‌رسد که داده‌های مربوط به کروم موجود در کلینوپیروکسن از الگوی متفاوت دیگری تبعیت می‌کنند که اگر برخی تصحیحات در خصوص تأثیر سدیم به کروم کل انجام پذیرد یک الگوی سهمی مانند به‌دست می‌آید که شبیه به الگوی ارتوپیروکسن‌ها می‌باشد.

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:

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

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

$$T_c = \frac{3685 + 77 \cdot 1 \cdot P_{kbar}}{\ln K_{D1} + 3.52} - 273.15$$

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

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

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

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

همچنین برای سنگ‌های بازالتی فرمول زیر:

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

¹ Green and Helman

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 ایده آل):

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

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

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

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 X_{ii} و $\ln K = \ln K_d$ کسرهای مولی گارنت است. در حقیقت 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 زمین شناسی 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.

¹ Ferry and Spear

² Ganguly and Saxena

هوجز و اسپیر^۱ (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):

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

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

هونیکس^۲ (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 به منظور طراحی این کالبراسیون مطرح شده‌اند، اما دماهایی که طی این روش به دست می‌آید عموماً در محدوده دماهایی هستند که با استفاده از دماسنج گارنت-بیوتیت به دست آورده‌اند.

^۱ Hodges and Spear

^۲ Hoinkes

دماسنج بیوتیت - تورمالین

وینسنت^۱ و همکاران (۲۰۰۹) به بررسی پتانسیل زمین فشار دماسنجی تورمالین بر اساس تبادل عناصر بین تورمالین و کانی‌های هم‌زیست در گری و ک‌ها و پلیت‌های دگرگون شده و تبادل تجربی بین تورمالین و بیوتیت پرداختند. طبق مطالعات ایشان در نمونه‌های طبیعی تبادل $Mg-Fe$ تورمالین با بیوتیت، استارولیت، گارنت، کلریت، مسکوویت و تبادل $Ca-Na$ با پلاژیوکلاز به صورت مستقل از دما می‌باشد. محاسبات تعادل برای مجموعه کانی‌ها نشان می‌دهد که تورمالین از نظر ترکیب در تعادل با همه فازهای هم‌زیست می‌باشد، لذا می‌توان برای تمام این فازها دماسنج مربوطه را تعریف نمود. روابط بین K_D در برابر T دارای گستره وسیعی می‌باشند که البته علت آن به آنالیز، منطقه‌بندی ترکیبی یا عدم تعادل بین کانی‌ها مربوط نمی‌باشد، بلکه بر اساس بررسی‌های تجربی علت آن توزیع عناصر در موقعیت‌های اکثادرالی Y و Z تورمالین می‌باشد (وینسنت و همکاران، ۲۰۰۹). تغییرات توزیع عناصر در این موقعیت‌ها و مشارکت نسبی آن‌ها در تبادل عناصر و دماهای مختلفی که طی تبادل هر سایت به وجود می‌آید می‌تواند به شدت K_D در برابر T را تحت تأثیر قرار بدهد. اثر متقابل غیرایده‌آل عناصر در هر موقعیت می‌تواند بر آن اثر بگذارد و موجب ایجاد ارتباط بین هر تبدالی با ترکیب کل تورمالین و در نتیجه تحرک عناصر در سنگ گردد (وینسنت و همکاران، ۲۰۰۹).

دماسنج مسکوویت

داده‌های تجربی اوگستر^۲ و همکاران (۱۹۷۲) بیانگر تبادل $Na-K$ بین سیالات $NaCl-KCl-H_2O$ و آلکالی‌فلدسپارها یا میکاهای سفید است. ایشان از واکنش‌های آبدگیری اعضای نهایی میکای سفید $\pm$ کوارتز تا آلکالی‌فلدسپار + کروندوم

¹ Vincent

² Eugster

(Al_2SiO_5) و آب به منظور ارزیابی پتانسیل تبادل Na-K بین میکای سفید و آلکالی فلدسپار هم‌زیست آن استفاده کردند. اوگستر و همکاران (۱۹۷۲) یک فاز دیاگرام دوتایی را برای آبگیری میکای سفید ترسیم نمودند که در آن برون‌یابی دماها و فشارهای بالاتر با شواهد صحرایی تطابق نشان داده و نیز منحنی تک متغیره ساب‌سولیدوس، منحنی ذوب اشباع از H_2O را قطع می‌کند. در فشارهای بزرگتر از ۶ کیلو بار مجموعه کانی‌های متداول $\text{Mus} + \text{Or} + \text{Ab} + \text{Qtz}$ می‌توانند دچار ذوب حداقل اشباع از آب در دماهای کمتری (نسبت به دماهای ناپدید شدن پاراگونیت یا ایزوگرادهای دیستن - سیلیمانیت در اغلب سنگ‌های آلومینیم‌دار) شوند.

دماسنج گارنت - کوردیریت - سیلیمانیت - کوارتز

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

$$T(WH) = 6832 + 0.031(P-1) - \left\{ 166(X_{Mg}^{\alpha})^2 - 506(X_{Fe}^{\alpha})^2 + 680X_{Fe}^{\alpha}X_{Mg}^{\alpha} \right. \\ \left. 336(X_{Ca}^{\alpha} + X_{Mn}^{\alpha})(X_{Mg}^{\alpha} - X_{Fe}^{\alpha})^2 - 3300X_{Ca}^{\alpha} - 358X_{Mn}^{\alpha} \right\} + 954(X_{Fe}^{\alpha} - X_{Mg}^{\alpha})^2 / \\ 1.987 \ln K_D + 3.41 + 1.5X_{Ca}^{\alpha} + 1.23(X_{Fe}^{\alpha} - X_{Mg}^{\alpha})^2 \\ T(B\tau) = 6920 + 0.031(p-1) - \left\{ 8(X_{Mg}^{\alpha})^2 - 296(X_{Fe}^{\alpha})^2 + 556X_{Fe}^{\alpha}X_{Mg}^{\alpha} \right. \\ \left. 6339X_{Ca}^{\alpha}X_{Mg}^{\alpha} - 99(X_{Ca}^{\alpha})^2 + 4687X_{Ca}^{\alpha}(X_{Mg}^{\alpha} - X_{Fe}^{\alpha}) - 4269X_{Ca}^{\alpha}X_{Fe}^{\alpha} \right. \\ \left. - 358X_{Mn}^{\alpha} \right\} + 640(X_{Fe}^{\alpha} - X_{Mg}^{\alpha})^2 + 1.90X_{Ca}^{\alpha}(X_{Mg}^{\alpha} - X_{Ca}^{\alpha})^2$$

دماسنج الیون-کلینوپروکسن

دماسنج الیون-کلینوپروکسن توسط پاول و پاول^۱ (۱۹۷۴) و بیشاپ^۲ (۱۹۸۰) مورد بررسی قرار گرفت. این دماسنج بر اساس تبادل Mg و Ca بین الیون و کلینوپروکسن در سیستم CFMS طراحی شده است. نتایج حاصل از مطالعات وی مؤید مطالعات قبلی توسط آدامز^۳ و بیشاپ (۱۹۸۲) بود که طبق پیشنهاد ایشان ΔV° بزرگ این واکنش موجب می‌شود که از آن بتوان به‌عنوان یک زمین فشارسنج مناسب برای سیستم‌های بازیک و اولترابازیک استفاده نمود. فرمول زیر توسط پاول و پاول (۱۹۷۴) ارائه شده است:

$$K_D = \frac{Mg_{Ol} \cdot Fe_{M1-Cpx}^{2+}}{Mg_{M1-Cpx} \cdot Fe_{Ol}^{2+}}$$

$$T_c = \frac{-\left(2 \cdot X_{M1}^{3+} \cdot (920000 + 3.6 \cdot P_{kbar})\right) - (0.0435 \cdot (P_{kbar} - 1)) + 10100}{8 + \frac{R}{4.184} \cdot \ln K_D - 714.3 \cdot 2 \cdot X_{M1}^{3+}} - 273.15$$

^۱ Powell and Powell^۲ Bishop^۳ Adams

فصل سوم

زمین فشارسنجی

فشارسنجی بر اساس ترکیب آمفیبول

تاکنون استفاده از آمفیبول‌ها به عنوان فشارسنج توسط افراد مختلفی مورد بررسی قرار گرفته است. نتیجه این بررسی‌ها ارائه فشارسنج «آلومینیم موجود در هورنبلند» می‌باشد. همان‌گونه که گفته شد، عوامل زیادی بر محتوای Al هورنبلندها مؤثر می‌باشند. مقدار Al آمفیبول‌ها علاوه بر فشار و دما، به فوگاسیته اکسیژن، ترکیب سنگ کل و فازهای همراه آمفیبول بستگی دارد. با توجه به مطالعات هالیستر^۱ و همکاران (۱۹۸۷)، جانشینی چرماک^۲ ($\text{Si} + \text{R}^{2+} = \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$) نسبت به فشار حساس می‌باشد و با افزایش فشار مقدار آلومینیم موجود در شبکه هورنبلند افزایش می‌یابد.

¹ Hollister

² Tschermak substitution

واکنش‌های دیگر همانند جانشینی اِدنیت^۱ $(\text{Si}+\text{vac}^{\text{A}}=\text{Al}^{\text{IV}}+(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}})$ و واکنش‌هایی که در آنها Ti شرکت دارد $(\text{Ti}+\text{R}^{2+}=2\text{Al}^{\text{VI}}, \text{Ti}+\text{Al}^{\text{IV}}=\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Si})$ بیشتر توسط دما تا توسط فشار کنترل می‌شوند (اندرسون و اسمیت، ۱۹۹۵). یعنی هر چه دما افزایش می‌یابد، جانشینی اِدنیت بیشتر انجام می‌گیرد. فوگاسیته اکسیژن نیز می‌تواند نسبت‌های $(\text{Fe}\#=\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg})$ و $(\text{Fe}\#=\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$ را کنترل کند. به‌طوری که هر چه فوگاسیته اکسیژن کمتر باشد، Fe^{2+} بیشتری وجود خواهد داشت. مقادیر $\text{Fe}\#$ توسط اسپیر^۲ (۱۹۸۱) و اندرسون و اسمیت (۱۹۹۵) تقسیم‌بندی شده است. بر اساس این تقسیم‌بندی مقادیر صفر تا ۰/۶ بالا؛ مقادیر ۰/۶ تا ۰/۸ متوسط و مقادیر بیش از یک، پایین به حساب می‌آید. روابط واکنش‌های جانشینی که در آنها Al شرکت دارد و نیز فوگاسیته اکسیژن، بر پایه این واقعیت هستند که فوگاسیته کم اکسیژن موجب می‌شود Fe^{2+} وارد شبکه هورنبلند شود. از سویی دیگر نسبت بالای $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ ترجیحاً باعث جانشینی Mg توسط Al، در هنگام جانشینی چرماک می‌شود. به این ترتیب مقدار فوگاسیته اکسیژن پایین موجب افزایش Al موجود در هورنبلند می‌شود. از این رو اندرسون (۱۹۹۷) پیشنهاد نموده که بهتر است تنها هورنبلندهایی برای فشارسنجی استفاده شوند که دارای $\text{Fe}\#\leq 0.65$ باشند. از سویی دیگر فوگاسیته بالای اکسیژن باعث شرکت ترجیحی Fe^{3+} در شبکه بلور آمفیبول شده و بیشتر آن جانشین Al هورنبلند می‌شود. این مسئله می‌تواند باعث کاهش Al هورنبلند شود. لذا اندرسون و اسمیت (۱۹۹۵) معتقدند که در این فشارسنجی تنها از آمفیبول‌هایی که دارای $(\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})\geq 0.25$ باشند، استفاده می‌شود.

اشکال هر دوتای این معیارها در این است که آنها تنها بر اساس محاسبات استوکیومتری هستند، نه بر اساس اندازه‌گیری‌های محتوای Fe^{2+} و Fe^{3+} . لذا $\text{Fe}\#$ و

^۱ Edenite substitution^۲ Spear

Fe^{3+} نمی‌تواند تنها معیارهای لازم برای تعیین فوگاسیته اکسیژن باشند. از این رو به نظر می‌رسد که توجه به حضور کانی‌های فرعی نیز می‌تواند بسیار مفید باشد. با توجه به مطالعات ایشیهارا^۱ (۱۹۷۷) سنگ‌های آذرین حاوی مگنتیت (سری مگنتیتی) مربوط به شرایط تبلور در فوگاسیته بالای اکسیژن می‌باشند. ولی سری‌های ایلمنیت‌دار بیانگر فوگاسیته پایین اکسیژن می‌باشند. علاوه بر این حضور اسفن بیانگر فوگاسیته بالای اکسیژن است. به‌طور کلی هورنبلندهایی که در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن تشکیل شده‌اند، نتایج فشارسنجی قابل اعتمادتری را ارائه می‌کنند.

فشارسنج آلومینیم موجود در آمفیبول

فشارسنجی Al موجود در آمفیبول بر اساس Al_{total} موجود در هورنبلند می‌باشد. همان‌گونه که گفته شد این فشارسنج علاوه بر فشار به عامل فوگاسیته اکسیژن نیز حساس است، به‌طوری‌که فوگاسیته اکسیژن می‌تواند باعث شود که فشار محاسبه شده افزایش یافته و بسته به میزان Al کل، در هر ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد فشار بیش از ۲ کیلوبار افزایش یابد (اندرسون و اسمیت، ۱۹۹۵). در شکل ۹ انواع کالبراسیون‌های این فشارسنج آورده شده‌اند.

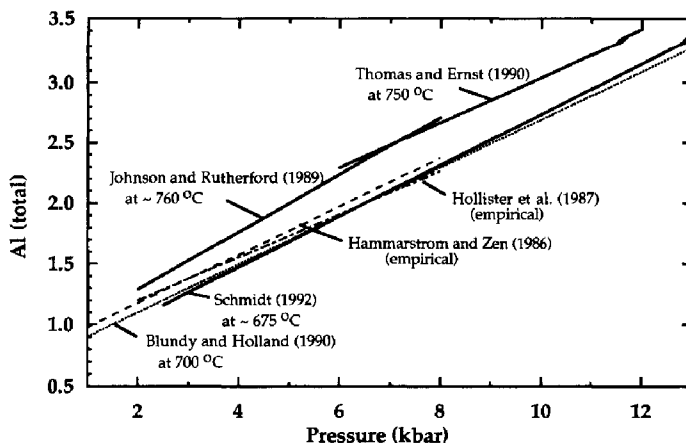
همان‌گونه که در شکل ۹ مشاهده می‌شود، کالبراسیون‌های تجربی مانند هالیستر و همکاران (۱۹۸۷)، هم‌ستورم و زن^۲ (۱۹۸۶)، در دماهای نزدیک به سولیدوس اشباع از H_2O به منحنی اشمیت (۱۹۹۲) شباهت دارند. در حالی که کالبراسیون‌های تجربی که در دماهای بالاتر استفاده شده‌اند مانند جانسون و رادرفورد^۳ (۱۹۸۹) و توماس و ارنست^۴ (۱۹۹۰)، به دلیل افزایش Al^{IV} ، در همان فشار مقادیر Al_{Total} بیشتری را در هورنبلند نشان می‌دهند (اندرسون و اسمیت، ۱۹۹۵).

¹ Ishihara

² Hammarstrom and Zen

³ Johnson and Rutherford

⁴ Thomas and Ernst



شکل ۹: خلاصه‌ای از کالیبراسیون‌های تجربی و آزمایشی مربوط به فشارسنجی آلومینیم موجود در هورنبلند (اندرسون و اسمیت، ۱۹۹۵).

اولین بار هم‌ستروم و زن (۱۹۸۶) وجود ارتباط بین Al_{total} آمفیبول را با فشاری که آمفیبول در آن شکل گرفته است را مطرح نمودند. آنها فرمولی تجربی را برای فشارسنجی در فشارهای ۲ تا ۸ کیلو بار ارائه نمودند که به این صورت بود:

$$P(\pm 3Kbar) = -3.92 + 5.03 \times Al_{Total}$$

هالیستر و همکاران (۱۹۸۷) فرمول زیر را برای فشارهای ۴ تا ۶ کیلو بار ارائه نمودند:

$$P(\pm 1Kbar) = -4.76 + 5.64 \times Al_{Total}$$

فرمول زیر نیز توسط جانسون و رادرفورد (۱۹۸۹) در فشارهای ۲ تا ۸ کیلو بار ارائه شده است:

$$P(\pm 0.5Kbar) = -3.46 + 4.23 \times Al_{Total}$$

سپس اشمیت (۱۹۹۲) این فرمول را به صورت زیر تغییر داد و برای محاسبه فشار تشکیل آمفیبول در فشارهای ۲/۵ تا ۱۳ کیلو بار ارائه نمود:

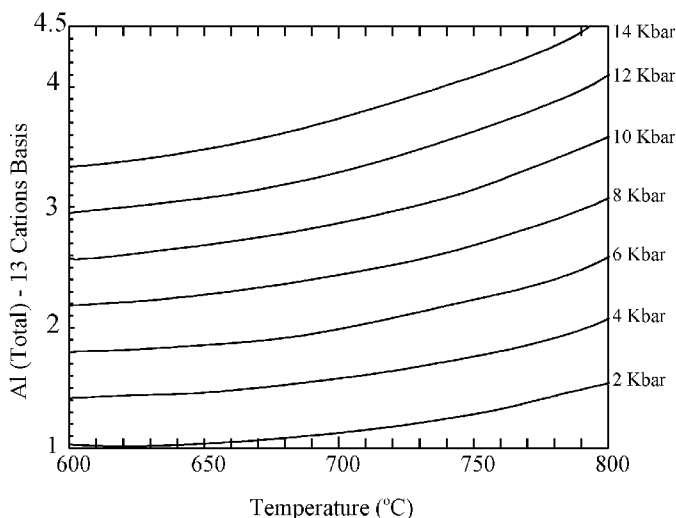
$$P(\pm 0.6 \text{ Kbar}) = -3.01 + 4.76 \times Al_{\text{Total}}$$

همه این کالبراسیون‌ها فشارهای نزدیک و مشابهی را ارائه می‌کنند. اما استفاده از این فشارسنج‌ها مستلزم حضور مجموعه کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیک، هورنبلند، بیوتیت، اسفن، مگنتیت و ایلمنیت همزمان با مذاب می‌باشند.

همچنین تنها باید حاشیه آمفیبول که در تماس با کوارتز و یا فلدسپار پتاسیک است در محاسبات استفاده شود (استین و دایتل، ۲۰۰۱). اندرسون و اسمیت (۱۹۹۵) فرمول جدیدی را برای فشارسنجی Al موجود در هورنبلند ارائه نمودند که در آن به سه پارامتر مهم دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن (fO_2) توجه شده است:

$$P(\pm 0.6 \text{ Kbar}) = -3.01 + 4.76 \times Al_{\text{Total}} - \left\{ \left(\frac{T(^{\circ}\text{C}) - 675}{85} \right) \times [0.53 \times Al_{\text{Total}} + 0.005294 \times (T(^{\circ}\text{C}) - 675)] \right\}$$

در این فرمول میزان خطای حاصل در محاسبه فشار در حدود $\pm 0.6 \text{ Kbar}$ می‌باشد. با توجه به پیشنهاد اندرسون (۱۹۹۷) و نیز اندرسون و اسمیت (۱۹۹۵)، نمونه‌ها بایستی دارای $Fe\# \leq 0.65$ و $(Fe^{3+}/Fe^{3+} + Fe^{2+}) \geq 0.25$ باشند.



شکل ۱۰: فشارسنجی هورنبلندها بر اساس نمودار Al کل موجود در ساختار هورنبلندها (اندرسون

فشارسنج گارنت - بیوتیت - مسکوویت - آلومینوسیلیکات - کوارتز

به‌کارگیری فشارسنج گارنت - بیوتیت - مسکوویت - آلومینوسیلیکات - کوارتز^۱ و گارنت - آلومینوسیلیکات - پلاژیوکلاز^۲ محدوده‌های فشار مشابهی را نشان می‌دهند (چونگ مینگ و گوچون، ۲۰۰۷). به علاوه متاپلیت‌های داخل هاله کنتاکت 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 (<0.03) و پلاژیوکلاز کم کلسیم (<0.17) و سنگ‌های دگرگونی فاقد پلاژیوکلاز مناسب می‌باشد (چونگ مینگ و گوچون، ۲۰۰۷).

مجموعه کانی‌های گارنت + بیوتیت + مسکوویت + کوارتز $\pm$ پلاژیوکلاز $\pm$ 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 ۵۳۰ تا ۸۹۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۰/۸ تا ۹/۲ کیلوبار بر اساس دماسنج گارنت - بیوتیت هولدای (۲۰۰۰) و فشارسنج GASP هولدای (۲۰۰۱) کالیبره شده است. خطای تصادفی در فشارسنج

¹ GBMAQ² GASP³ Holdaway⁴ Zhao

GBMAQ در حدود ± 0.8 کیلو بار برآورد شده است (چونگ مینگ و گوچون، ۲۰۰۷).

فشارسنج GBMAQ به صورت فرمول زیر کالیبره شده است (چونگ مینگ و گوچون، ۲۰۰۷):

$$\begin{aligned} P(\text{bars}) = & (1 - \Delta H^0 / \Delta V^0) + T(K) \cdot (\Delta S^0 / \Delta V^0) \\ & + (W_{Mg}^{ho} / \Delta V^0) X_{Al}^{ho} (X_{Fe}^{ho} + X_{Mg}^{ho} - 1) \\ & + (W_{Mg}^{ho} / \Delta V^0) X_{Ti}^{ho} (X_{Fe}^{ho} + X_{Mg}^{ho} - 1) \\ & + (W_{Al}^{ho} / \Delta V^0) X_{Al}^{ho} X_{Ti}^{ho} + (1 / \Delta V^0) \left\{ -RTLn \left[\frac{(X_{Fe}^{ho})^2}{(X_{Fe}^{ho})^2 (X_{Al}^{ho})^2} \right] \right. \\ & + T(Fe_s + 3.68 X_{Mg}^{ho} + 238.585 X_{Al}^{ho} + 370.39 X_{Ti}^{ho} \\ & - 3.68 X_{Fe}^{ho} X_{Mg}^{ho} - 238.585 X_{Fe}^{ho} X_{Al}^{ho} \\ & - 370.39 X_{Fe}^{ho} X_{Ti}^{ho}) + Fe_s \cdot P(\text{bars}) + Fe_s - 5333.0 X_{Mg}^{ho} \\ & - 209850.0 X_{Al}^{ho} - 310990.0 X_{Ti}^{ho} + 5333.0 X_{Fe}^{ho} X_{Mg}^{ho} \\ & \left. + 209850.0 X_{Fe}^{ho} X_{Al}^{ho} + 310990.0 X_{Fe}^{ho} X_{Ti}^{ho} \right\} \end{aligned}$$

این معادله بر اساس حضور آلومینوسیلیکات آندالوزیت در مجموعه مورد مطالعه به صورت زیر کالیبره شده است (چونگ مینگ و گوچون، ۲۰۰۷):

$$\begin{aligned} P_{(And)} = & \left\{ -23641.1 + 31.4192T - 261161.5 X_{Al}^{ho} \times (X_{Fe}^{ho} + X_{Mg}^{ho} - 1) - 1489211.0 X_{Ti}^{ho} \right. \\ & (X_{Fe}^{ho} + X_{Mg}^{ho} - 1) - 2782295.6 X_{Al}^{ho} X_{Ti}^{ho} - 0.2637 \times \left[RTLn \left(\frac{(X_{Fe}^{ho})^2}{(X_{Fe}^{ho})^2 (X_{Al}^{ho})^2} \right) \right. \\ & + T(Fe_s + 3.68 X_{Mg}^{ho} + 238.585 X_{Al}^{ho} + 370.39 X_{Ti}^{ho} - 3.68 X_{Fe}^{ho} X_{Mg}^{ho} \\ & - 238.585 X_{Fe}^{ho} X_{Al}^{ho} - 370.39 X_{Fe}^{ho} X_{Ti}^{ho}) + Fe_s - 5333.0 X_{Mg}^{ho} - 209850.0 X_{Al}^{ho} \\ & \left. \left. - 310990.0 X_{Ti}^{ho} + 5333.0 X_{Fe}^{ho} X_{Mg}^{ho} + 209850.0 X_{Fe}^{ho} X_{Al}^{ho} + 310990.0 X_{Fe}^{ho} X_{Ti}^{ho} \right] \right\} / (1 - 0.2637 Fe_s) \end{aligned}$$

فشارسنج کلینوپیروکسن

بر طبق روش نیمیس و تیلور^۱ (۲۰۰۰)، از محتوای Cr، Na و K موجود در پیروکسن‌ها می‌توان برای تعیین فشار استفاده نمود. یکی از دلایل استفاده از معادله فشار زیر این است که، این روش دارای وابستگی دمایی (50°C / $2/4 - 1/2$ kbar)

¹ Nimis and Taylor

پایین‌تری، نسبت به فشارسنجی‌های رایج بر پایه محتوای Al در ارتوپروکسن ($^{\circ}\text{C}$)
۵۰ kbar/۲-۳ می‌باشد.

$$P(kbar) = -\frac{T(K)}{126.9} \cdot \ln[a_{\text{quartz}}^{\text{qu}}] + 15.483 \cdot \ln\left(\frac{Cr^{\# \text{qu}}}{T(K)}\right) + \frac{T(K)}{71.38} + 107.8$$

در معادله بالا $a_{\text{quartz}}^{\text{qu}} = Cr - 0.81 \cdot Cr^{\#} \cdot (Na + K)$ و $Cr^{\#} = \left(\frac{Cr}{Cr + Al}\right)$ می‌باشد.

فشارسنج کوردیریت - هرسینیت (کوردیریت - اسپینل)

آقای ویلزوف (۱۹۸۳) به بررسی مجموعه‌های کوارتز + اسپینل در برخی از
زنولیت‌های سنگ‌های بازالتی پرداخت، که یک لایه کوردیریتی فضای بین
کوارتز و اسپینل‌ها را پر کرده بود و این کوردیریت حاصل واکنش $2\text{Sp} + 5\text{Q} \rightarrow 1$
Cd می‌باشد. فشارسنجی که بر اساس این تبادل ارائه شده به صورت زیر است:

$$P = P_{\text{Fe}} - (RT \ln(a_{\{\text{Fe}/\text{Cd}\}}^{\text{Cd}} / a_{\{\text{Fe}/\text{Sp}\}}^{\text{Sp}2}) / \Delta V_s)$$

$$P_{\text{Fe}} = -8.4 T^{\circ}\text{C} + 9.295$$

$$T^{\circ}\text{K} = -1,763 / \ln K_d + 0.378$$

$$\Delta V_s = 1.075 \text{ cal/bar}$$

پایان

پیوست‌ها

نحوه محاسبه اکتیویته برخی کانی‌ها

۱- آمفیبول

۱-۱- کسرهای مولی^۱

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

$$X_{Gln} = \left(X_{Fe^{3+}}^{M2} \right) \cdot \left(X_{Al}^{M2} \right)$$

بر اساس مقالات هلند و ریچاردسون^۲ (۱۹۷۹)؛ ترساینسکی^۳ و همکاران (۱۹۸۴)؛
تریبولت و اودرن^۴ (۱۹۸۸):

$$a_{Gln} = X_A^{Vac} \cdot \left(X_{Na}^{M4} \right)^2 \cdot \left(X_{Mg}^{M3} \right)^3 \cdot \left(X_{Al}^{M2} \right)^2 \cdot \left(X_{Si}^{T1} \right)^4$$

$$a_{Tr} = X_A^{Vac} \cdot \left(X_{Ca}^{M4} \right)^2 \cdot \left(X_{Mg}^{M3} \right)^3 \cdot \left(X_{Mg}^{M2} \right)^2 \cdot \left(X_{Si}^{T1} \right)^4$$

$$a_{Ed} = 9.48 \cdot X_{Na}^A \cdot \left(X_{Ca}^{M4} \right)^2 \cdot \left(X_{Mg}^{M3} \right)^3 \cdot \left(X_{Mg}^{M2} \right)^2 \cdot \left(X_{Si}^{T1} \right)^4 \cdot \left(X_{Al}^{T1} \right)^4$$

$$a_{Hbl} = X_{Vac}^A \cdot \left(X_{Ca}^{M4} \right)^2 \cdot \left(X_{Mg}^{M3} \right)^3 \cdot \left(X_{Mg}^{M2} \right)^2 \cdot \left(X_{Al}^{M2} \right)^4 \cdot \left(X_{Si}^{T1} \right)^4 \cdot \left(X_{Al}^{T1} \right)^4$$

$$a_{Pr g} = X_{Na}^A \cdot \left(X_{Ca}^{M4} \right)^2 \cdot \left(X_{Mg}^{M3} \right)^3 \cdot \left(X_{Mg}^{M2} \right)^2 \cdot \left(X_{Al}^{M2} \right)^4 \cdot \left(X_{Si}^{T1} \right)^4 \cdot \left(X_{Al}^{T1} \right)^4$$

بر اساس مقالات کوهن و اسپیر^۵ (۱۹۸۹، ۱۹۹۰):

$$a_{Pr g -1} = 16 \cdot \left(X_{Al}^{T1} \right)^2 \cdot \left(X_{Si}^{T1} \right)^2 \cdot \left(X_{Na}^A \right)$$

$$a_{Pr g -2} = 4 \cdot \left(X_{Al}^{T1} \right) \cdot \left(\frac{Mg}{Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca} \right) \cdot \left(X_{Na}^A \right)$$

$$a_{Tr -1} = \left(X_{Si}^{T1} \right)^4 \cdot \left(X_{Na}^A \right)$$

$$a_{Tr -2} = \left(\frac{Mg}{Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca} \right)^2 \cdot \left(X_{Na}^A \right)$$

¹ Molar Fractions² Holland and Richardson³ Trzcinski⁴ Triboulet and Audren⁵ Kohn and Spear

$$a_{Tr-3} = \left(X_{Si}^{T1} \right)^4 \cdot \left(\frac{Mg^{tot}}{Fe^{2+} + Mg^{tot}} \right)^2$$

$$a_{Fe-Tr-3} = \left(X_{Si}^{T1} \right)^4 \cdot \left(\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg^{tot}} \right)^2$$

$$a_{Fe-Pr g} = 4 \cdot \left(X_{Al}^{T1} \right) \cdot \left(\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca} \right)^2 \cdot \left(X_{Na}^A \right)$$

$$a_{Fe-Act} = \left(\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca} \right)^2 \cdot \left(X_{Na}^A \right)$$

$$a_{Ts} = \frac{256}{27} \left(X_{Al}^{T1} \right) \cdot \left(X_{Si}^{T1} \right)^3 \cdot \left(\frac{Mg^{tot}}{Fe^{2+} + Mg^{tot}} \right)^2$$

$$a_{Fe-Ts} = \frac{256}{27} \left(X_{Al}^{T1} \right) \cdot \left(X_{Si}^{T1} \right)^3 \cdot \left(\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg^{tot}} \right)^2$$

۱-۲- ضرایب توزیع در آمفیبول‌ها:

بر اساس هلند و ریچاردسون (۱۹۷۹):

$$\ln K_{Ed,Ts} = (25 \cdot \ln a_{Gln}) + (6 \cdot \ln 0.5) - (6 \cdot \ln a_{Tr}) - (9 \cdot \ln 0.11)$$

$$\ln K_{Gln,Ts-Pr g, MgHbl} = (\ln a_{Ed}) - (\ln a_{Tr})$$

بر اساس تریبولت و اودرن (۱۹۸۸):

$$\ln K_{Tr,Prg} = (25 \cdot \ln a_{Hbl}) - (13 \cdot \ln a_{Ed}) - (0.5)^{12} - (7 \cdot \ln a_{Chl})$$

۲- گارنت

۲-۱- کسرهای مولی:

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

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

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

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

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

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

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

اساس $T \neq 0^\circ C$ ارائه شده‌اند).

گانگولی و پرکینز^۱ (۱۹۷۴):

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

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

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

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

پرکینز (۱۹۷۹):

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

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

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

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

¹ Ganguly and Perkins

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

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

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

هوجز و اسپیر (۱۹۸۲):

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

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

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

نیوتن و پرکینز^۱ (۱۹۸۲):

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

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

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

ساکسانا و اریکسون^۲ (۱۹۸۳): (تغییر یافته توسط پاریا و همکاران^۳، ۱۹۸۸)

$$\ln \gamma_{Alm} = \left(X_{Grs}^2 \cdot (1.520 - 5.165 \cdot X_{Alm}) \right) +$$

$$\left((X_{Pyr} X_{Grs} \cdot (-0.259 - 2.583 \cdot X_{Alm} - 1.498 \cdot X_{Pyr} + 1.498 \cdot X_{Grs})) \right)$$

$$\ln \gamma_{Pyr} = \left(X_{Grs}^2 \cdot (-0.261 + 2.997 \cdot X_{Pyr}) \right) +$$

$$\left((X_{Alm} X_{Grs} \cdot (0.259 + 1.498 \cdot X_{Pyr} + 2.583 \cdot X_{Alm} - 2.583 \cdot X_{Grs})) \right)$$

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

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

¹ Newton and Perkins² Saxena and Erikson³ Paria, Bhattacharya, and Sen

گانگولی و ساکسانا (۱۹۸۴): (تغییرات توسط پرکینز و چپرا^۱ (۱۹۸۵، b):

$$a = X_{Pyr}^2 \cdot (1.24 - 3.0 \cdot X_{Grs})$$

$$b = X_{Alm}^2 \cdot (-1.07 + 5.16 \cdot X_{Grs})$$

$$c = X_{Pyr} X_{Alm} \cdot (0.05 + 1.08 \cdot X_{Grs} + 1.13 \cdot X_{Pyr} - 1.13 \cdot X_{Alm})$$

$$d = X_{Pyr} X_{Sps} \cdot (-0.99 - 1.5 \cdot X_{Grs})$$

$$e = X_{Alm} X_{Sps} \cdot (0.23 + 2.58 \cdot X_{Grs})$$

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

$$a = X_{Alm}^2 \cdot (1.23 - 2.26 \cdot X_{Pyr})$$

$$b = X_{Grs}^2 \cdot (-0.26 + 3.0 \cdot X_{Pyr})$$

$$c = X_{Grs} X_{Alm} \cdot (0.92 + 0.37 \cdot X_{Pyr} + 2.53 \cdot X_{Alm} - 2.53 \cdot X_{Grs})$$

$$d = X_{Alm} X_{Sps} \cdot (2.14 - 1.13 \cdot X_{Pyr})$$

$$e = 1.48 \cdot X_{Sps}^2 + X_{Grs} X_{Sps} \cdot (1.96 + 1.50 \cdot X_{Pyr})$$

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

$$a = X_{Grs}^2 \cdot (1.52 - 5.17 \cdot X_{Alm})$$

$$b = X_{Pyr}^2 \cdot (0.10 + 2.26 \cdot X_{Alm})$$

$$c = X_{Grs} X_{Pyr} \cdot (0.40 - 1.45 \cdot X_{Alm} + 1.50 \cdot X_{Grs} - 1.50 \cdot X_{Pyr})$$

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

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

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

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

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

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

گانگولی و ساکسانا (۱۹۸۴): (تغییرات توسط موخر و همکاران^۲، ۱۹۸۸):

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

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

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

¹ Perkins and Chipera

² Moecher, Essene, and Anovitz

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

۳- ایلمینت

۳-۱- کسرهای مولی:

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

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

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

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

۳-۲- اکتیویته اعضای نهایی:

$$a_{Fe^{2+}} = X_{Fe^{2+}}^4$$

۴- الیوین

۴-۱- کسرهای مولی:

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

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

۴-۲- اکتیویته اعضای نهایی:

انجی^۱ (۱۹۸۰): (این مدل برای $T < 727^\circ C$ قابل استفاده است)

$$a_{Fo} = (X_{Mg})^2$$

$$a_{Fa} = (X_{Fe^{2+}})^2$$

اُیل و وود^۲ (۱۹۷۹): (این مدل برای $T \neq 0^\circ C$ قابل استفاده است)

$$\gamma_{Fo} = \exp \left[\frac{X_{Mg}^2 \cdot 990}{\frac{R}{4.184} \cdot T_K} \right]$$

^۱ Engi^۲ O'Neill and Wood

$$\gamma_{Fa} = \exp \left[\frac{X_{Fe^{2+}}^2 \cdot 990}{\frac{R}{4 \cdot 184} \cdot T_K} \right]$$

$$a_{Fo} = (X_{Mg} \cdot \gamma_{Fo})^2$$

$$a_{Fa} = (X_{Fe^{2+}} \cdot \gamma_{Fa})^2$$

وود و کلیپا^۱ (۱۹۸۱): (تغییرات توسط گیورسو و همکاران^۲، ۱۹۸۳)، (این مدل برای $T \neq 0^\circ C$ قابل استفاده است)

$$\gamma_{Fo} = \exp \left[\frac{2000 \cdot (1 - X_{Mg}) \cdot X_{Fe^{2+}}^2}{R \cdot T_K} \right]$$

$$\gamma_{Fa} = \exp \left[\frac{1000 \cdot (1 + 2 X_{Fe^{2+}}) \cdot X_{Mg}^2}{R \cdot T_K} \right]$$

$$a_{Fo} = (X_{Mg} \cdot \gamma_{Fo})^2 \quad a_{Fa} = (X_{Fe^{2+}} \cdot \gamma_{Fa})^2$$

۵- پلاژیوکلاز

۵-۱- کسرهای مولی:

$$X_{Ab} = \frac{Na}{Na + Ca + K}$$

$$X_{An} = \frac{Ca}{Na + Ca + K}$$

$$X_{Or} = \frac{K}{Na + Ca + K}$$

۵-۲- اکتیویته اعضای نهایی: (اکتیویته پلاژیوکلاز که در آن دما مدنظر است، تنها

وقتی $T \neq 0^\circ C$ می‌باشد قابل محاسبه است)

أرویل^۳ (۱۹۷۲):

$$a_{An} = 1.276 \cdot X_{An}$$

$$a_{Ab} = a_{An}$$

¹ Wood and Kleppa

² Ghiorso

³ Orville

کریک و دارکن^۱ (۱۹۷۵):

$$a_{Ab} = X_{Ab}^2 \cdot (2 - X_{Ab})$$

$$a_{An} = (1 + X_{An})^2 \cdot \frac{X_{An}}{4}$$

نیوتن و همکاران^۲ (۱۹۸۰):

$$W_{Ab} = 2025 \quad W_{An} = 6742$$

$$\gamma_{An} = \exp \left[\frac{X_{Ab}^2 \cdot (W_{An} + (2 \cdot (W_{Ab} - W_{An}) \cdot X_{An}))}{R \cdot T_K} \right]$$

$$\gamma_{Ab} = \exp \left[\frac{X_{An}^2 \cdot (W_{Ab} + (2 \cdot (W_{An} - W_{Ab}) \cdot X_{Ab}))}{R \cdot T_K} \right]$$

$$a_{An} = \gamma_{An} \cdot \frac{X_{An} \cdot (1 + X_{An})^2}{4}$$

$$a_{Ab} = \gamma_{Ab} \cdot \frac{X_{An}^2 \cdot (2 - X_{Ab})}{4}$$

نیوتن (۱۹۸۳): (تغییرات بعدی توسط پرکینز و چیپرا، ۱۹۸۵، a, b)

$$\gamma_{An} = \exp \left[\frac{X_{Ab}^2 \cdot (1032 + 4727 \cdot X_{An})}{T_K} \right]$$

$$a_{An} = \gamma_{An} \cdot \frac{X_{An} \cdot (1 + X_{An})^2}{4}$$

هوجز و رویدن^۳ (۱۹۸۴):

$$a_{An} = X_{An} \cdot \exp \left(\frac{610 \cdot 34}{T_K} - 0.3837 \right)$$

نیوتن (۱۹۸۳): (تغییرات توسط پاریا و همکاران، ۱۹۸۸ برای $T > 700^\circ\text{C}$)

$$a_{An} = \frac{(X_{An} \cdot (1 + X_{An})^2)}{4} \cdot \exp \left(X_{Ab}^2 \cdot \frac{1032 + 4726 \cdot X_{An}}{T_K} \right)$$

¹ Kerrick and Darken² Newton, Charlu, and Kleppa³ Hodges and Royden

۶- پیروکسن (ارتو و کلینو)

۶-۱- کسرهای مولی:

$$Al_{M1}^{vi} = Al^{tot} - Al^{iv}$$

$$X_{M1}^{3+} = \frac{Al^{vi} + Ti + Cr + Fe^{3+} + Fe_{M1}^{2+}}{Fe_{M1}^{2+} + Mg_{M1} + Al^{vi} + Fe^{3+} + Cr + Ti}$$

$$X_{Fe^{2+}}^{M1} = \frac{Fe_{M1}^{2+}}{Fe_{M1}^{2+} + Mg_{M1} + Al^{vi} + Fe^{3+} + Cr + Ti}$$

$$X_{Mg}^{M1} = \frac{Mg_{M1}}{Fe_{M1}^{2+} + Mg_{M1} + Al^{vi} + Fe^{3+} + Cr + Ti}$$

$$X_{Fe^{2+}}^{M2} = \frac{Fe_{M2}^{2+}}{Fe_{M2}^{2+} + Mg_{M2} + Ca + Mn + Na}$$

$$X_{Mg}^{M2} = \frac{Mg_{M2}}{Fe_{M2}^{2+} + Mg_{M2} + Ca + Mn + Na}$$

$$X_{Ca}^{M2} = \frac{Ca}{Fe_{M2}^{2+} + Mg_{M2} + Ca + Mn + Na}$$

۶-۲- اعضای نهایی (%):

$$Jd = 100 \cdot \frac{Al^{vi} + Na + Cr}{Al^{vi} + Na + Cr + Mg + Fe^{2+} + Mn + Ca}$$

$$Hy = 100 \cdot \frac{Mg + Fe^{2+} + Mn}{Al^{vi} + Na + Cr + Mg + Fe^{2+} + Mn + Ca}$$

$$Wo = 100 \cdot \frac{Ca}{Al^{vi} + Na + Cr + Mg + Fe^{2+} + Mn + Ca}$$

$$Jd = 100 \cdot \frac{Al^{vi}}{\frac{Fe^{2+} + Mg + Ca}{2} + Al^{vi} + Fe^{3+}}$$

$$Ae = 100 \cdot \frac{Fe^{3+}}{\frac{Fe^{2+} + Mg + Ca}{2} + Al^{vi} + Fe^{3+}}$$

$$Aug = 100 \cdot \frac{Fe^{2+} + Mg + Ca}{Fe^{2+} + Mg + Ca + 2 \cdot (Al^{vi} + Fe^{3+})}$$

$$Jd = 100 \cdot \left(\frac{2 \cdot Na}{2 \cdot Na + Fe^{2+} + Mg + Ca} \right) \cdot \frac{Al^{vi}}{Fe^{3+} + Al^{vi}}$$

$$Ae = 100 \cdot \left(\frac{2 \cdot Na}{2 \cdot Na + Fe^{2+} + Mg + Ca} \right) \cdot \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Al^{vi}}$$

$$Q = 100 \cdot \frac{Fe^{2+} + Mg + Ca}{2 \cdot Na + Fe^{2+} + Mg + Ca}$$

$$Wo = 100 \cdot \frac{Ca}{Ca + Mg + Fe^{2+}}$$

$$En = 100 \cdot \frac{Mg}{Ca + Mg + Fe^{2+}}$$

$$Fs = 100 \cdot \frac{Fe^{2+}}{Ca + Mg + Fe^{2+}}$$

۶-۳- اکتیویته اعضای نهایی:

وود و بانو (۱۹۷۳):

$$a_{En} = X_{Mg}^{M2} \cdot X_{Mg}^{M1}$$

$$a_{Di} = X_{Ca}^{M2} \cdot X_{Mg}^{M1}$$

$$a_{Fs} = X_{Fe^{2+}}^{M2} \cdot X_{Fe^{2+}}^{M1}$$

هرزبرگ و چاپمن (۱۹۷۶):

$$a_{Ca-Ts} = X_{Ca}^{M2} \cdot X_{Al^{vi}}^{M1}$$

هلند (۱۹۷۹، ۱۹۸۰، ۱۹۸۳):

$$W_G^{Cpx} = 24000 \pm 2$$

$$\ln \gamma_{Jd} = \frac{W_G^{Cpx} \cdot (1 - X_{Al}^{M1})^2}{R \cdot T_K}$$

$$a_{Jd} = (X_{Al}^{M1})^2 \cdot \gamma_{Jd}$$

گاسپایک و نیوتن (۱۹۸۴):

$$a_{Mg-Ts} = X_{Mg}^{M2} \cdot X_{Al^{vi}}^{M1}$$

چاترجی و تره‌ارت^۱ (۱۹۸۵):

$$\gamma_{En} = \exp \left[\frac{-P_{bar} \cdot 0.2827 \cdot X_{Al}^{M1} \cdot \left(X_{Al}^{M1} + X_{Cr}^{M1} \right)}{R \cdot T_K} \right]$$

$$\gamma_{Mg-Ts} = \exp \left[\frac{-P_{bar} \cdot 0.2827 \cdot \left(1 - X_{Al}^{M1} - X_{Cr}^{M1} \right) \cdot \left(1 - X_{Al}^{M1} \right)}{R \cdot T_K} \right]$$

(Note: if $T = 0^\circ C$ or $P = 0$ kbar then $T = 600^\circ C$ and $P = 5$ kbar)

موخر و همکاران (۱۹۸۸):

$$a_{Hd} = X_{Ca}^{M2} \cdot X_{Fe^{2+}}^{M1}$$

الشیزلی و همکاران^۲ (۱۹۹۰):

$$a_{Jd} = X_{Na}^{M2} \cdot X_{Al}^{M1}$$

۷- اسپینل

۷-۱- کسرهای مولی:

$$X_{Fe^{2+}}^X = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg + Mn + Zn}$$

$$X_{Mg}^X = \frac{Mg}{Fe^{2+} + Mg + Mn + Zn}$$

$$X_{Mn}^X = \frac{Mn}{Fe^{2+} + Mg + Mn + Zn}$$

$$X_{Zn}^X = \frac{Zn}{Fe^{2+} + Mg + Mn + Zn}$$

$$X_{Al}^{tot Y} = \frac{Al^{tot}}{Al^{tot} + Cr + Ti + Fe^{3+}}$$

$$X_{Cr}^Y = \frac{Cr}{Al^{tot} + Cr + Ti + Fe^{3+}}$$

$$X_{Ti}^Y = \frac{Ti}{Al^{tot} + Cr + Ti + Fe^{3+}}$$

$$X_{Fe^{3+}}^Y = \frac{Fe^{3+}}{Al^{tot} + Cr + Ti + Fe^{3+}}$$

¹ Chatterjee and Terhart² El-Shazly, Coleman, and Liou

۷۰

آشنایی با روش‌های زمین دماسنجی و زمین فشارسنجی

$$Y_{Al^{tot}} = \frac{Al^{tot}}{Al^{tot} + Cr + Fe^{3+}}$$

$$Y_{Cr} = \frac{Cr}{Al^{tot} + Cr + Fe^{3+}}$$

$$Y_{Fe^{3+}} = \frac{Fe^{3+}}{Al^{tot} + Cr + Fe^{3+}}$$

۲-۷- اکتیویته اعضای نهایی:

هرزبرگ و چاپمن (۱۹۷۶):

$$a_{Mg-Spl} = X_{Mg}^X \cdot \left(X_{Al}^Y \right)^2$$

چاترجی و ترهارت (۱۹۸۵):

$$W_{MgAl-Spl} = 19686 + (0.463 \cdot T_K) + (0.0182 \cdot P_{bar})$$

$$W_{MgCr-Spl} = 23894 + (1.964 \cdot T_K) + (0.0504 \cdot P_{bar})$$

$$\gamma_{MgAl-Spl} = \exp \left[\frac{(2W_{MgCr-Spl} - W_{MgAl-Spl}) \cdot (X_{Cr}^Y)^2 + (2(W_{MgAl-Spl} - W_{MgCr-Spl})) \cdot (X_{Cr}^Y)^3}{R \cdot T_K} \right]$$

$$\gamma_{MgCr-Spl} = \exp \left[\frac{(2W_{MgAl-Spl} - W_{MgCr-Spl}) \cdot (1 - X_{Cr}^Y)^2 + (2(W_{MgCr-Spl} - W_{MgAl-Spl})) \cdot (1 - X_{Cr}^Y)^3}{R \cdot T_K} \right]$$

$$a_{MgAl-Spl} = (1 - X_{Cr}^Y)^2 \cdot \gamma_{MgAl-Spl}$$

$$a_{MgCr-Spl} = (X_{Cr}^Y)^2 \cdot \gamma_{MgCr-Spl}$$

(Note: if $T = 0^\circ C$ then $T = 900^\circ C$)

منابع

References:

- Abrecht J., Hewitt D.A. (1988). Experimental evidence on the substitution of Ti in biotite. *Am. Min.* **73**: 1275 - 1284.
- Adams G.E., Bishop F.C. (1986). The olivine-clinopyroxene geobarometer: experimental results in the CaO- FeO- MgO - SiO₂ system. *Contrib. Mineral. Petrol.* **94**: 230-237.
- Ai Y. (1994). A revision of the garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg exchange geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* **115**: 467-473.
- Aksyuk A.M. (1991). Physico-chemical conditions of the formation of the magmatic stage in skarn-their genesis and metallogeny. P. 593-617.
- Andersen D.J., Lindsley D.H. (1988). Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides. *Am. Min.* **73**: 714-726.
- Anderson J. L. (1997). Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Trans. Roy. Soc. Edinb., Earth Sciences.* **87**: 125-138.
- Anderson J., Smith D. (1995). The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *Am. Min.* **80**: 549-559.
- Anovitz L.M., Essene E.J. (1982). Phase relations in the system CaCO₃-FeCO₃. *Trans. Am. Geophys. Union* **63**: p. 464.
- Aranovich L.Y., Berman R.G. (1997). A new garnet-orthopyroxene thermometer based on reversed Al₂O₃ solubility in FeO-Al₂O₃-SiO₂ orthopyroxene. *Am. Min.* **82**: 345-353.
- Arima M., Edgar A.D. (1981). Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin. *Contrib. Mineral. Petrol.* **77**: 288-295.
- Ballhaus C., Berry R.F., Green D. H. (1991b). Errata: High pressure experimental calibration of the olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.* **108**(3): p. 384.
- Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. (1991a). High pressure experimental calibration of the olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.* **107**(1):27-40.
- Barnes H.L. (1979). Solubilities of ore minerals. In *geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2nd edition (H. L. Barnes, ed.). John Wiley & sons, New York. p. 404-460.
- Barth T.F.W. (1956). Studies in gneiss and granite, Skrift. Norske Vidensk.-Akad. Oslo. **1**: 263-274.
- Barth T.F.W. (1969). *Feldspars*. John Wiley & sons, New York. 261 p.
- Berman R.G., Aranovich L.Y., Pattison D.R. (1995). Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis.

- Contrib. Mineral. Petrol. **119**: 30-42.
- Bertrand P., Sotin C., Mercier J.C., Takahashi E. (1986). From the simplest chemical system to natural one : garnet peridotite barometry. Contrib. Mineral. Petrol. **93**:168-178.
- Bhattacharya A. (1986). Some geobarometers involving cordierite in the $\text{FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2(\pm\text{H}_2\text{O})$ system: refinements, thermodynamic calibration, and applicability in granulite facies rocks. Contrib. Mineral. Petrol. **94**:387-394.
- 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. Am. Min. **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. Contrib. Mineral. Petrol. **111**:87-93
- Bird D.K., Schiffman P., Elders W.A., Williams A.E., McDowell S.D. (1984). Calc-silicate mineralization in active geothermal systems. Econ. Geol. **79**: 671-695.
- Bishop F.C. (1980). The distribution of Fe^{2+} and Mg between coexisting ilmenite and pyroxene with applications to geothermometry. Am. J. Sci. **280**: 46-77
- Blundy J.D., Holland T.J.B. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol. **104**: 208-224.
- Bohlen S. R., Liotta J.J. (1986). A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. J. Petrol. **27**(5): 1025-1034.
- Bohlen S. R., W. A. Dollase., V. J. Wall. (1986). Calibration and application of spinel equilibria in the system $\text{FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. J. Petrol. **27**: 1143-1156
- Bohlen S. R., Wall V. J., Boettcher A. L. (1983). Experimental investigation and application to garnet granulite equilibria. Contrib. Mineral. Petrol. **83**: 52-61.
- Bohlen S.R., Boettcher A.L. (1981). Experimental investigations and geological applications of orthopyroxene geobarometry. Am. Min. **66**(9/10): 951-964.
- Bohlen S.R., Essene E.J. (1979). A critical evaluation of two-pyroxene thermometry in Adirondack granulites. Lithos. **12**: 335-345.
- Bohlen S.R., Wall V.J., Boettcher A.L. (1983). In: Saxena, S.K., Kinetics and equilibrium in mineral reactions. Adv. Phys. Geochem. **3**:141-171, New York (Springer).
- Bowman J.R., Essene E.J. (1984). Contact skarn formation at Elkhorn, Montana. I: P-T component activity conditions of early skarn formation. Am. J. Sci. **284**: 597-650.
- Brauckmann F.J. (1984). Hochdiagenese im Muschelkalk der Massive von Bramsche und Vlotho. Bochumer Geol. Geotech. Arb. **14**.
- Brauckmann F.J., Füchtbauer H. (1983). Alterations of Cretaceous siltstones and

- sandstones near basalt contacts (Nügssuaq, Greenland). *Sediment. Geol.* **35**: 193 - 213.
- Brey G.T., Köhler T. (1990). Geothermobarometry in four phase lherzolites, part II: new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.* **31(6)**: 1353-1378.
- Brindley G.W. (1980). In: Brindley, G.W. and Brown, G., *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*. Min. Soc. London. p. 126-195.
- Brown E. H. (1977). The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *J. Petrol.* **18**: 53 – 72.
- Brown W.L., Parsons I. (1981). Towards a more practical two feldspar geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* **76**: 369-377.
- Bryndzia L.T., Scott S.D., Spry P.G. (1990). Sphalerite and hexagonal pyrrhotite geobarometer: Correction in calibration and application. *Econ Geol.* **85**:408-411.
- Bryndzia L.T., Scott S.D., Spry P.G.(1988). Sphalerite and hexagonal pyrrhotite geobarometer: Experimental calibration and application to the metamorphosed sulfide ores of Broken Hill, Australia. *Econ. Geol.* **83**:1193-1204.
- Bucher-Nurminen K. (1987). A recalibration of the chlorite-biotite-muscovite geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* **96**: 519-522.
- Carlson W.D., Lindsley D.H. (1988). Thermochemistry of pyroxenes on the join $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$. *Am. Min.* **73**: 242-25
- Cathelineau M., Nieva D. (1985). A chlorite solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.* **91**:235-244.
- Chatterjee N. (1987). Evaluation of thermochemical data on Fe- Mg olivine, orthopyroxene, spinel and Ca-Fe-Mg-Al garnet. *Geochim. Cosm. Acta.* **51**: 2515-2525.
- Chatterjee N.D., Terhart L. (1985). Thermodynamic calculation of peridotite phase relations in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-Cr_2O_3$, with some geological applications. *Contrib. Mineral. Petrol.* **89**: 273-284.
- Chun-Ming W., Ben-He C. (2006). Valid garnet-biotite (GB) geothermometry and garnet-aluminosilicate-plagioclase-quartz (GASP) geobarometry in metapelitic rocks. *Lithos.* **89**: 1-23.
- Chun-Ming W., Guochun C. Z. (2006). Recalibration of the Garnet-Muscovite (GM) Geothermometer and the Garnet-Muscovite-Plagioclase-Quartz (GMPQ) Geobarometer for Metapelitic Assemblages. *J. Petrol.* 1-12.
- Chun-Ming W., Guochun C. Z. (2007). The metapelitic garnet-biotite-muscovite-aluminosilicate-quartz (GBMAQ) geobarometer. *Lithos.* **97**: 365-372.
- Dahl P.S. (1980). The thermal-compositional dependence of Fe^{2+} -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. *Contrib. Mineral. Petrol.* **109**: 130-137.
- De Caritat T.P., Hutcheon I., Walshe J.L. (1993). Chlorite geofhermometry: a review. *Clays Clay Minerals.* **41**: 219-239.
- Dickenson M.P., Hewitt D.A. (1986). A garnet-chlorite geothermometer. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.* **18**: 584.
- Dymek R.F. (1983). Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Green land. *Am. Min.* **68**: 880-899.
- 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. *Am. Min.* **76(1/2)**: 148-160.
- Einaudi M.T., Meinert L.D., Newberry R.J. (1981). Skarn deposits. *Economic Geology*. 75th Annual. P:317-391.
- Elkins L.T. and Grove T.L. (1990). Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *Am. Min.* **75**: 544-559.
- Ellis D.J. (1980). Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of the deep crust. *Contrib. Mineral. Petrol.* **74**: 201-210.
- Ellis D.J. (1980). Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land Antarctica. *Contrib. Mineral. Petrol.* **74**: 201-210.
- Ellis D.J. (1986). Garnet-liquid Fe^{2+} -Mg equilibria and implications for the beginning of melting in the crust and subduction zones. *Am. J. Sci.* **286**: 765-791.
- Ellis D.J., Green D.H. (1979). An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.* **71**: 13-22.
- El-Shazly A.E.D., Coleman R.G., Liou J.G. (1990). Eclogites and blueschists from the northern Oman: petrology and P-T evolution. *J. Petrol.* **31(3)**: 629-666.
- Engel A.E.J., Engel C.G. (1960). Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York, Part 2. *Mineralogy. Bull. Geol. Soc. Am.* **71**: 1-58.
- Engi M. (1980). The solid solution behavior of olivine in the temperature-range from 500 K to 1500 K: *Geol. Soc. Am. Abs. with Progr.* **12**: p. 421.
- Epstein A.G., Epstein J.B., Harris L.D. (1977). Conodont color alteration – an index to organic metamorphism. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 955.
- Ernst W. G., Liu J. (1998). Experimental phase-equilibrium study of Al- Ti- contents of calcic Amphibole in MORB - A semi quantitative thermobarometer. *Am. Min.* **83**: 952-969.
- Essene E.J. (1982). *Geologic thermometry and barometry*, Ferry, J. M., ed.,

- Characterization of metamorphism through mineral equilibria. Mineral. Soc. Am. Rev. Min. **11**: 153-206.
- Essene E.J. (1989). The current status of thermobarometry in metamorphic rocks, Daly, J. S., Cliff, R. A., and Yardley, B. W. D., eds., Evolution of metamorphic belts. Geol. Soc. Sp. Publ. **43**: 1-44.
- Fabriès J. (1979). Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. Contrib. Mineral. Petrol. **69**: 329-336.
- Ferry J. M., Spear F. S. (1978). Experimental calibration of partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contrib. Mineral. Petrol. **66**: 113-117.
- Fettes D.F., Graham C.M., Sassi F.P., Scolari A. (1976). The basal spacing of potassic white micas and facies series variation across the Caledonides. Scot. J. Geol. **12**: 227-236.
- Fonarev J.M., Konilov A.N. (1986). Experimental study of Fe-Mg distribution between biotite and orthopyroxene at P=490 MPa. Contrib. Mineral. Petrol. **93**: 227-235.
- Forbes W.C., Flower M.F.J. (1974). Phase relations of titan-phlogopite, $K_2Mg_4TiAl_2Si_6O_{20}(OH)_4$: A refractory phase in the upper mantle. Earth Planet. Sci. Lett. **22**: 60-66.
- Frey M. (1987). Low temperature metamorphism, p. 22 ff. Glasgow (Blackie). 349 pp.
- Friedman I., O'Neil J.R. (1977). Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. Geol. Surv. Prof. Pap. 440-K, chapter KK.
- Frost B.R., Lindsley D.H., Andersen D.J. (1988). Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides. Am. Min. **73**: 727-740.
- Fuhrman M.L., Lindsley D.L. (1988). Ternary-feldspar modeling and thermometry. Am. Min. **73**: 201-215.
- Fujii T. (1977). Fe-Mg partitioning between olivine and spinel: Carnegie Inst. Washing- ton, Year Book **76**:563-569
- Ganguly J. (1979). Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe Mg distribution coefficient. Geochim. Cosm. Acta. **43**: 1021-1029.
- Ganguly J., Saxena S.K. (1984). Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data and applications to geothermobarometry. Am. Min. **69**(1/2): 88-97.
- Ganguly J., Cheng W., Tirone M. (1996). Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, an optimized model, and thermometric applications. Contrib. Mineral. Petrol. **126**: 137-151.
- Ganguly J., Perkins III, D. (1974). The energetics of natural solid solution: I. Mixing of the aluminosilicate end-members. Contrib. Mineral. Petrol. **48**(2): 137-148.
- Gasparik T. (1987). Orthopyroxene thermobarometry in simple and complex systems.

- Contrib. Mineral. Petrol. **96**(3): 357-370.
- Gasparik T., Lindsley D.H. (1980). Phase equilibria at high pressure of pyroxenes containing monovalent and trivalent ions. *Rev. Min.* **7**: 309-340.
- Gasparik T., Newton R.C. (1984). The reversed alumina contents of orthopyroxene in equilibrium with spinel and forsterite in the system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. *Contrib. Mineral. Petrol.* **85**: 186-196.
- Ghent E.D., Stout M.Z. (1981). Geothermometry and geobarometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.* **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.
- Ghiorsio M.S. (1984). Activity composition relations in the ternary feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.* **87**: 282-296.
- Ghiorsio M.S., Carmichael I.S.E., Rivers M.L., Sack R.O. (1983). The Gibbs free energy of mixing of natural silicate liquids; an expanded regular solution approximation for the calculation of magmatic intensive variables: *Contrib. Mineral. Petrol.* **84**: 107-145.
- Gilbert M.C., Helz R. T., Popp R. K., Spear F. S. (1982). Experimental studies of amphibole stability. In D.R. Veblen and P.H. Ribbe, Eds., *Amphiboles: petrology and experimental phase relations*. *Rev. Min., Mineral. Soc. Am.* Washington, D.C. **9B**: 229-353.
- Goldsmith J.R., Newton R.C. (1969). P-T-X relations in the system. $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$. *Am. J. Sci.* **276A**: 160-190.
- Graham C.M., Powell R. (1984). A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *J. Metam. Geol.* **3**: 13-21.
- Grambling J.A. (1990). Internally-consistent geothermometry and H_2O barometry in metamorphic rocks: The example garnet-chlorite-quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.* **105**(6): 617-628.
- Green N.L., Usdansky, S.I. (1986). Toward a practical plagioclase-muscovite thermometer. *Am. Min.* **71**: 1109-1117.
- 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.
- Greenwood H.J. (1967). Wollastonite. *Am. Min.* **52**: 1669-1680.
- Guidotti C.V., Sassi F.P. (1976). Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *N. Jb. Miner. Abh.* **127**: 97-142.

- Hammarstrom J. M., Zen E.-an. (1986). Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Min.* **71**: 1297-1313.
- Hanrahan M., Brey G., Woodland A. (2008). Li as a barometer for Biminralic Eclogites. 9th International Kimberlite Conference Extended Abstracts. No. 9IKC-A-00370.
- Harley S.L. (1984). An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.* **86**: 359-373.
- Harley S.L. (1984a). An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *J. Petrol.* **25**: 697-712.
- Harley S.L. (1984b). The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in. $\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ and $\text{CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. *Contrib. Mineral. Petrol.* **86**: 359-373.
- Harley S.L., Green D.H. (1982). Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and garnet peridotites. *Nature.* **300**: 697-700.
- Haselton H.T., Hovis G.L., Hemingway B.S., Robie R.A. (1983). Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in albite - sanidine solid solution; lack of evidence for Na, K short range order and implication for two feldspars thermometry. *Am. Min.* **68**: 398-413.
- Hawthorne F.C. (1983). The crystal chemistry of amphiboles. *Can. Min.* **21(2)**: 173-480.
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. (2005). The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms. *Am. Min.* **90**: 316-328.
- Henry D.J., Guidotti C.V. (2002). Ti in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystallochemical controls and petrologic applications. *Am. Min.* **87**: 375-382.
- Hensen B.J., Green D.H. (1973). Synthesis of experimental data and geological implications. *Contrib. Mineral. Petrol.* **38**: 151-166.
- Henson B.J. (1977). Cordierite - garnet bearing assemblages as geothermometers and barometers in granulite facies terranes. *Tectonophysics.* **43**: 73-88.
- Herzberg C.T., Chapman N.A. (1976). Clinopyroxene geothermometry of spinel-lherzolites. *Am. Min.* **61(7/8)**: 626-637.
- Hodges K.V., Crowley P.D. (1985). Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *Am. Min.* **70**: 702-709. (Fe-rich)
- Hodges K.V., Royden L. (1984). Geologic thermobarometry of retrograde metamorphic rocks: an indication of the uplift trajectory of a portion of the northern Scandinavian Caledonides. *J. Geophys. Res.* **89(B8)**: 7077-7090.
- Hodges K.V., Spear F.S. (1982). Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Am. Min.* **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. *Contrib. Mineral. Petrol.* **92**: 393-399.
- Hoisch T.D. (1989). A muscovite-biotite geothermometer. *Am. Min.* **74**: 565-572.
- Hoisch T.D. (1990). Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + garnet + plagioclase. *Contrib. Mineral. Petrol.* **104**: 225-234.
- 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. *Am. Min.* **82**: 582-595.
- Holdaway M.J. (2000). Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *Am. Min.* **85**: 881-892.
- 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. *Am. Min.* **86**: 1117-1129.
- Holdaway M.J., Dutrow B.L., Hinton R.W. (1988). Devonian and Carboniferous metamorphism in west-central Maine: The muscovite- almandine geobarometer and staurolite problem revisited. *Am. Min.* **73**: 20-47.
- Holdaway M.J., Lee S.M. (1977). Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.* **63**: 175-193.
- Holland T.J.B. (1980). The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200°C. *Am. Min.* **65**(1/2): 129-134.
- Holland T.J.B., Blundy J.D. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* **116**: 443-447.
- Holland T.J.B., Richardson S.W. (1979). Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.* **70**: 143-148.
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H. H., Sisson V. B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons. *Am. Min.* **72**(3/4): 231-239.
- Hynes A., Forest R.C. (1988). Empirical garnet- muscovite geothermometry in lowgrade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies). *J. Metam. Geol.* **6**: 297-309.
- Ianovici V., Neacsu G., Neacsu V. (1981). Pyrophyllite occurrences and their genetic relations with the kaolin minerals in Romania. *Bull. Mineral.* **104**: 768-775.
- Indares A., Martignole J. (1985). Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *Am. Min.* **70**: 272-278.
- Ishihara S. (1977). The magnetite-series and ilmenite-series. *Mineral. Geol.* **27**: 293-305.

- Jiang W.T., Peacor D.R., Buseck P.R. (1994). Chlorite geothermometry?-contamination and apparent octahedral vacancies. *Clays Clay Minerals*. **42**: 593-605.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. (1989). Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*. **17**: 837-841.
- Jowett E.C. (1991). Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer - Geol. Assoc. Canada/Mineral. Assoc. Canada/Soc. Econ. Geol. Joint Annual Meeting, Toronto 1991, Program with Abstracts **16**: A62.
- Kawasaki T., Matsui Y. (1977). Partitioning of Fe^{2+} and Mg^{2+} between olivine and garnet, *Earth Planet. Sci. Lett.* **37**: 159-166.
- Kerrick D.M., Darken L.S. (1975). Statistical thermodynamic models for ideal oxide and silicate solid solutions, with application to plagioclase: *Geochim. Cosm. Acta*. **39(10)**: 1431-1442.
- Kisch H.J. (1990). Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite crystallinity scales used for definition. *J. metam. Geol.* **8**: 31-46.
- 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. *Am. Min.* **74(1/2)**: 77-84.
- Kohn M.J., Spear F.S. (1990). Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *Am. Min.* **75**: 89-96.
- Kozol A.M., Newton R.C. (1988). Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. *Am. Min.* **73**: 216-223.
- Kranidiotis P., McLean W.H. (1987). elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration; Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami. Quebec. *Econ. Geol.* **82**: 1898-1911.
- Krauskopf B. (1967). *Introduction to Geochemistry*. McGraw Hill: New York. 617 p.
- Kretz R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. *Am. Min.* **68(1/2)**: 277-279.
- Kretz R. (1994). *Metamorphic crystalization*. John Wiley & Sons Ltd. 507 p.
- Krogh E. J., Råheim A. (1978). Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **66**: 75-80.
- Krogh E.J. (1988). The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer- a reinterpretation of existing experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.* **99**: 44-48.
- Krogh-Ravna, E. (2000). The garnet-clinopyroxene $Fe^{2+}Mg$ geothermometer: an updated calibration. *J. Metam. Geol.* **18**: 211-219.
- Kwak T.A.P. (1968). Ti in biotite and muscovite as an indication of metamorphic

- grade in almandine amphibolite facies rocks from Sudbury, Ontario. *Geochim. Cosm. Acta.* **32**: 1222-1229.
- Lindesley D.H., Dixon S.A. (1976). Diopside-enstatite equilibria at 850 to 1400 °C, 5 to 35 kbars. *Am. J. Sci.* **276**: 1285-1301.
- Lindsley D.H. (1983). Pyroxene thermometry. *Am. Min.* **68**: 477-493.
- Lindsley D.H. and Nekvasil H. (1989). A ternary feldspar model for all reasons (abs), *EOS*. **70(15)**: p. 506.
- Liou J.G., Kim H.G., Maruyama S. (1983). Prehnite-epidote equilibria and their petrologic applications. *J. Petrol.* **24**: 321-342.
- Liou J.G., Maruyama S., Cho M. (1987). In: Frey, M., Low temperature metamorphism. p. 59-113, Glasgow (Blackie) 349 p.
- Manning C.E., Bohlen S.R. (1991). The reaction titanite + kyanite = anorthite + rutile and titanite-rutile barometry in eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **109**: 1-9.
- Martignole J., Sisi J.C. (1981). Cordierite-garnet-H₂O equilibrium: A geological thermometer, barometer and water fugacity indicator. *Contrib. Mineral. Petrol.* **77**: 38-46.
- Martin J.D., Gil A.S.I. (2005). An integrated thermodynamic mixing model for sphalerite geobarometry from 300 to 850°C and up to 1 GPa. *Geochim. Cosm. Acta.* **69(4)**: 995-1006
- Maruyama S., Wo M., Liou J.G. (1986). Experimental investigations of blueschist-greenschist transition equilibria: pressure dependence of Al₂O₃ contents in sodic amphiboles - A new geobarometer, Evans, B. W., and Brown, E. H., eds., *Blueschists and eclogites*. *Geol. Soc. Am. Min.* **164**: 1-16.
- Massone H.J., Schreyer W. (1987). Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.* **96**: 212-214.
- Massone H.J., Schreyer W. (1989). Stability field of the high-pressure assemblage talc+phengite and two new phengite barometers. *Eur. J. Mineral.* **1(3)**: 391-410.
- Matsui Y., Nishizawa O. (1974). Iron (II)-magnesium Kurohime volcanoes: crystallization sequence and evi- exchange equilibrium between olivine and calcium-free dence for magma mixing. *Bull. Soc. Franc. Mineral. Crystallogr.* **97**: 122-130.
- Mercier J.C. (1976). Single-pyroxene geothermometry and geobarometry. *Am. Min.* **61**: 603-615.
- Moeche, D.P., Essen, E J., Anovit L.M. (1988). Calculation and application of clinopyroxene-garnet-plagioclase-quartz geobarometers. *Contrib. Mineral. Petrol.* **100**: 92-106.
- Mordick B.E., Glazner A.F. (2006). clinopyroxene thermobarometry of basalts from the Coso and Big Pine volcanic fields, California. *Contrib. Mineral. Petrol.* **152**: 111-124.

- Mori T. (1978). Experimental Study of Pyroxene Equilibria in the System CaO-MgO-FeO-SiO₂. *J. Geol.* **19**: 45-65.
- Mori T., Green D.H. (1975). Pyroxenes in the system Mg₂Si₂O₆-CaMgSi₂O₆ at high pressure. *Earth Planet. Sci. Lett.* **26**: 277-286.
- Mori T., Green D.H. (1976). Subsolidus equilibria between pyroxenes in the CaO-MgO-SiO₂ system at high pressures and temperatures. *Am. Min.* **61**: 616-625.
- Mukhopadhyay B. (1991). Garnet-clinopyroxene geobarometry: The problems, a prospect, and an approximate solution with some applications. *Am. Min.* **76**: 512-529.
- Mukhopadhyay B., Holdaway M.J. (1994). Cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium. New experimental calibration in the system FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O and certain P-T-XH₂O relations. *Contrib. Mineral. Petrol.* **116**: 462-472.
- Nabelek P.L., Lindsley D.H., Bohlen S.R. (1987). Experimental examination of two-pyroxene graphical thermometers using natural pyroxenes with application to metagneous pyroxenes from the Adirondack Mountains, New York. *Contrib. Mineral. Petrol.* **97**: 66-71.
- Nagata J., Goto A., Obata M. (1983). The parabolic pattern of chromium partitioning observed between pyroxenes and spinel from ultramafic rocks and its petrologic significance. *Contrib. Mineral. Petrol.* **82**(1): 42-51.
- Nakajima T., Banno S., Suzuki T. (1977). Reactions Leading to the Disappearance of Pumpellyite in Low-grade Metamorphic Rocks of the Sanbagawa Metamorphic Belt in Central Shikoku, Japan. *J. Petrol.* **18**: 263-284.
- Nakamura D., Hirajima T. (2005). Experimental evaluation of garnet-clinopyroxene geothermometry as applied to eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **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.
- Nehru Ch.E., and Wyllie P.J. (1974). Electron microprobe measurement of pyroxenes coexisting with H₂O - undersaturated liquid in the join CaMgSi₂O₆-Mg₂Si₂O₆-H₂O at 30 kilobars, with applications to geothermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* **48**(3): 221-228.
- Nekvasil H., Burnham C.W. (1987). The calculated individual effects of pressure and water content on phase equilibria in the granite system, in Mysen, B. O., ed., magmatic processes, Physicochemical principles. *Geochem. Soc., University Park, Pennsylvania*, 500 p.
- Nesbitt B.E. (1986). Oxide-sulfide-silicate equilibria associated with metamorphosed ore deposits; Part II, Pelitic and felsic volcanic terrains. *Econ. Geol.* **81**: 831-840.
- Newton R.C., Charlu T.U., Kleppa O.J. (1980). Thermochemistry of the high structural state plagioclases: *Geochim. Cosm. Acta.* **44**(7): 933-941.

- Newton R.C., Haselton H.T. (1981). Thermodynamics of the Garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz Geobarometer. In: Newton R.C., Navrotsky A. and Wood B.J. (eds.). *Adv. Phys. Geochem.* **1**:131-147. New York (Springer).
- Newton R.C., Haselton H.T. (1981). Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. In: R. C., Newton et al., Eds., *Adv. Phys. Geochem.* **1**:131-147.
- Newton R.C., Perkins D. (1982). Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *Am. Min.* **67**(3/4): 203-222.
- Nichols G.T., Berry R.F., Green D.H. (1992). Internally consistent gahnitic spinel-cordierite-garnet equilibria in the FMASHZn system: geothermobarometry and applications. *Contrib. Mineral. Petrol.* **111**: 362-377.
- Nimis P., Taylor W.R. (2000). Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotite. Part 1. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* **139**: 541-554.
- Nishizawa O., Akimoto S. (1973). Partition of magnesium and iron between olivine and spinel and between pyroxene and spinel. *Contrib. Mineral. Petrol.* **41**: 217-240.
- O'Neill H., Wood B.J. (1979). An experimental study of Fe-Mg Partitioning Between Garnet and Olivine and its Calibration as a geothermometer: Corrections. *Contrib. Mineral. Petrol.* **70**: 59-70.
- Orville P.M. (1963). Alkali ion exchange between vapour and feldspar phases. *Am. J. Sci.* **261**: 201-237.
- Orville P.M. (1972). Plagioclase cation exchange equilibria with aqueous chloride solution: results at 700°C and 2000 bars in the presence of quartz. *Am. J. Sci.* **272**: 234-272.
- Paria P., Bhattacharya A., Sen S.K. (1988). The reaction garnet+ clinopyroxene+ quartz = 2 orthopyroxene+anorthite: a potential geobarometer for granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **99**: 126-133.
- Patiño Douce A.E. (1993). Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences for biotite stability. *Chem. Geol.* **108**: 133-162.
- Pattison D.R.M., Newton R.C. (1989). Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* **101**: 87-103.
- 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. *J. Metam. Geol.* **3**: 265-310.
- Perchuk L.L., Lavrent'eva I.V. (1983). Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. *Adv. Phys. Geochem.*, New

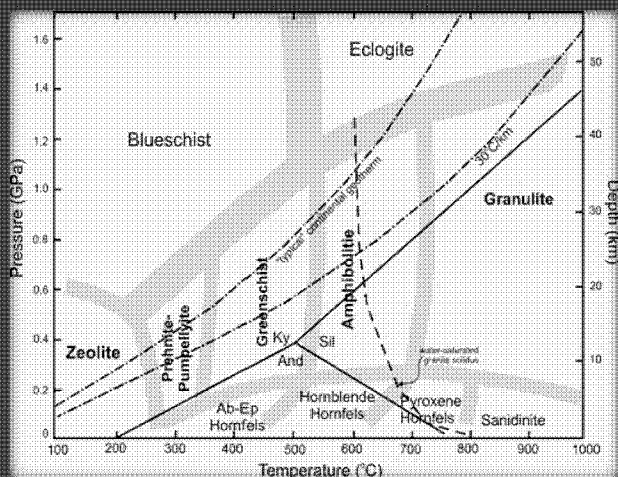
-
- York (Springer). **3**: 199-239.
- Perkins H., Brown T.H., Berman R.G. (1986). Three programs, which calculate pressure temperature composition diagrams. *Comp. Geosci.* **12**: 749-755.
- Perkins III, D., Chipera S.J. (1985). Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz geobarometry: refinements and application to the English River subprovince and the Minnesota River Valley. *Contrib. Mineral. Petrol.* **89**: 69-80.
- Peterson J.W., Newton R.C. (1989). Reversed experiments on biotite-quartzfeldspar melting in the system. KMAH implication to crustal anatexis. *J. Geol.* **97**: 465-485.
- Poli S., Schmidt M.W. (1992). A comment on "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase thermometer" by JD Blundy and TJB Holland (*Contrib. Mineral. Petrol.*, 1990. 104:208-224). *Contrib. Mineral. Petrol.* **111**: 273-282.
- Powell R. (1985). Regression diagnostics and robust regression in geothermometer - geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *J. Metam. Geol.* **3**: 231-243.
- Powell R., Evans J.A. (1983). A new geobarometer for the assemblage biotite-muscovite-chlorite-quartz. *J. Metam. Geol.* **1**: 331-336.
- Powell R., Holland T.J.B. (1988). An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *J. Metam. Geol.* **6**(2): 173-204.
- Powell R., Powell M. (1977). Plagioclase-alkali feldspar geothermometry revisited. *Mineral. Mag.* **41**: 253-256.
- Pownceby M.I., Wall V.J., O'Neill H. (1987). Fe-Mg partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications. *Contrib. Mineral. Petrol.* **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. *Am. Min.* **76**: 1580-1588.
- Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Longhi J., Walker D. (1996). Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene - liquid equilibria, 0-30 kbar, *Contrib. Mineral. Petrol.* **123**: 92-108.
- Putirka K.D., Mikaelian H., Ryerson F., Shaw H. (2003). New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with application to lavas from Tibet and Snake River Plane, Idaho, *Am. Min.* **88**: 1542-1554.
- Raase P. (1974). Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.* **45**: 231 - 236.
- 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. *Contrib. Mineral. Petrol.* **48**: 179-203.
- Reyes A.G. (1990). Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *J. Volcan. Geotherm. Research.* **43**: 279-309.
- Rieden M., Povondra P., Fryda J. (1995). Coexisting biotite and muscovite: An example from a Moinian mica schist at Glenfinnan, Scottish Highlands. *Mineral. Petrol.* **53(1-3)**: 63-74
- Robert J.L. (1976). Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions. *Chem. Geol.* **17**: 213-227.
- Robinson D., Warr L.N., Bevins R.E. (1990). Illite "crystallinity" technique: A critical appraisal of its precision. *J. Metam. Geol.* **8**:333-344.
- Roeder P.L., Campbell J.H., Jamieson H.E. (1979). A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* **68**: 325-334.
- Sassi F.P., Scolari A. (1974). The value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schist. *Contrib. Mineral. Petrol.* **45**:143-152.
- Saxena S.K. (1976). Two-pyroxene geothermometer; a model with an approximate solution. *Am. Min.* **61**:643-652.
- Saxena S.K. (1979). Garnet-clinopyroxene geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* **70**:229-235.
- Saxena S.K., Eriksson G. (1983). Theoretical computation of mineral assemblages in pyrolite and lherzolite. *J. Petrol.* **24**:538-555.
- Saxena S.K., Nehru C.E. (1975). Enstatite-diopside solvus and geothermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* **49**:259-267.
- Schmidt M. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* **110**:304-310.
- Scott S.D. (1973). Experimental calibration of the sphalerite geobarometer. *Econ. Geol.* **68**:466-474.
- Scott S.D. (1976). Application of the sphalerite geobarometer to regionally metamorphosed terrains. *Am. Min.* **61**:661-670.
- Seck H.A. (1972). The influence of pressure on the alkali feldspar solvus from peraluminous and persilicic materials, *Fortschritte Miner.* **49**: 31-49.
- Seifert F., Schuhmacher J.C. (1986). Cordierite-spinel-quartz assemblages: a potential geobarometer. *Bull. Geol. Soc. Finland.* **58**: 95-108.
- Sen S. K., Bhattacharya A. (1984). An orthopyroxene-garnet thermometer and its application to the Madras charnockites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **88(1)**: 64-71.
- 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. *Contrib. Mineral. Petrol.* **103**: 223-227.

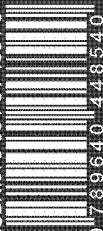
- Smirnov V.I. (1976). Skarn deposits, In *Geology of Mineral Deposits*, MIR Publication, Moscow. P:156-188.
- Spear F.S. (1981). An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Am. J. Sci.* **281**: 697-734.
- Stein E., Dietl C. (2001). Hornblende thermobarometry of granitoids from Central Odenwald (Germany) and their implications for geotectonic development of the Odenwald. *Mineral. Petrol.* **72**: 185-207.
- Teichmüller M. (1987). In: Frey, M., *Low temperature metamorphism*, p:114-161, Glasgow (Blackie). 349 p.
- Thomas W.M., Ernst W.G. (1990). The aluminum content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: A mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbars. *Geochem. Soc. Special Public.* **2**: 59-63.
- Thompson, A.B. (1976) Mineral reactions in pelitic rocks: calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Am. J. Sci.* **276**:425-454.
- Triboulet C., Audren Cl. (1988). Controls on P-T-t deformation path from amphibole zonation during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the River Vilaine, South Brittany, France): *J. Metam. Geol.* **6(2)**: 117-133.
- Tronnes R.G., Edgar A.D., Arima M. (1985). A high pressure-high temperature study of TiO_2 solubility in Mg-rich phlogopite: Implications to phlogopite chemistry: *Geochim. Cosm. Acta.* **49**: 2323-2329.
- Trzcieski W.E.Jr., Carmichael D.M., Helmstaedt H. (1984). Zoned sodic amphibole: petrologic indicator of changing pressure and temperature during tectonism in the Bathurst Area, New Brunswick, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.* **85**: 311-320.
- Velde B. (1967). Si Content of natural phengites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **14**: 250-258.
- Vielzeuf D. (1983). The spinel and quartz associations in high grade xenoliths from Tallante (S.E. Spain) and their potential use in geothermometry and barometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* **82(4)**: 301-311.
- Vincent J., van Hinsberg John C. Schumacher. (2009). The geothermobarometric potential of tourmaline, based on experimental and natural data. *Am. Min.* **94(5-6)**:761-770.
- Walshe J.L. (1986). A six-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems: *Econ. Geol.* **81**:681-703.
- Wells P.R.A. (1984). Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* **62**: 129-139.
- Whitney J. A., Stormer J. C. JR. (1977). The distribution of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations. *Am. Min.* **62**:687-691.
- 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.
- Witt-Eickchen G. and Seck H.A. (1991). Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* **106**: 431-439.
- Wood B.J., Banno S. (1973). Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* **42**(2): 109-124.
- Wood B.J., Kleppa O.J. (1981). Thermochemistry of forsterite-fayalite olivine solutions. *Geochim. Cosm. Acta.* **45**(4): 529-534.
- Wu C. M., Zhang J., Ren L. D. (2004b). Empirical garnet-muscovite-plagioclase-quartz geobarometry in medium- to high-grade metapelites. *Lithos.* **78**: 319-332.
- 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. (2004a). Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to highgrade metapelites. *J. Petrol.* **45**:1907-1921.
- Wu C.M., Zhao G.C. (2006a). Recalibration of the garnet-muscovite (GM) geothermometer and the garnet-muscovite-plagioclase-quartz (GMPQ) geobarometer for metapelitic assemblages. *J. Petrol.* **47**: 2357-2368.
- Wu C.M., Zhao G.C. (2006b). The applicability of the GRIPS geobarometry in metapelitic assemblages. *J. Metam. Geol.* **24**: 297-307.
- Youngman K.J. (1984). Hydrothermal alteration and fluid-rock interaction in the El Tatio geothermal field, Antofagasta Province, Chile. Master Thesis, August 1984, The University of Auckland, Auckland, New Zealand, 123 pp.

An Introduction to Methods of Geothermometry and Geobarometry



ISBN 978-964-04-4854-0



9 789640 448540

Nargess Shirdashtzadeh
Ramin Samadi