

## دماسنجی گارنت- بیوتیت و گارنت- مسکوویت مجموعه دگرگونی دهنو (شمال غرب مشهد)

صمدی رامین\*<sup>۱</sup>، ولیزاده محمودلی<sup>۲</sup> - میرنژاد حسن<sup>۲</sup> - صحرارو ناهید<sup>۲</sup>  
<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری پتروژئولوژی، واحد علوم و تحقیقات تهران  
<sup>۲</sup> دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران  
گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا همدان  
Ramin\_samadi@geologist.com

### چکیده

علاوه بر سنگ‌های آذرین، سنگ‌های دگرگونی در منطقه مشهد، گسترش زیادی داشته و از لحاظ پدیده‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی بسیار جالب توجه می‌باشند. در منطقه مورد مطالعه، متاپلیت‌ها بیشترین گسترش را دارند، که کانی‌های شاخصی مانند کلریت، مسکوویت، بیوتیت، گارنت، کلریتونید، تورمالین، آندالوزیت، استارولیت و سیلیمانیت در آنها مشاهده می‌شوند. با توجه به حضور کانی گارنت موجود در آنها و با استفاده از کالیبراسیون‌های ژئوترمومتر گارنت- بیوتیت و گارنت- مسکوویت دمای تشکیل این سنگ‌ها در حدود ۴۶۰ تا ۶۴۰ درجه سانتیگراد می‌باشد.

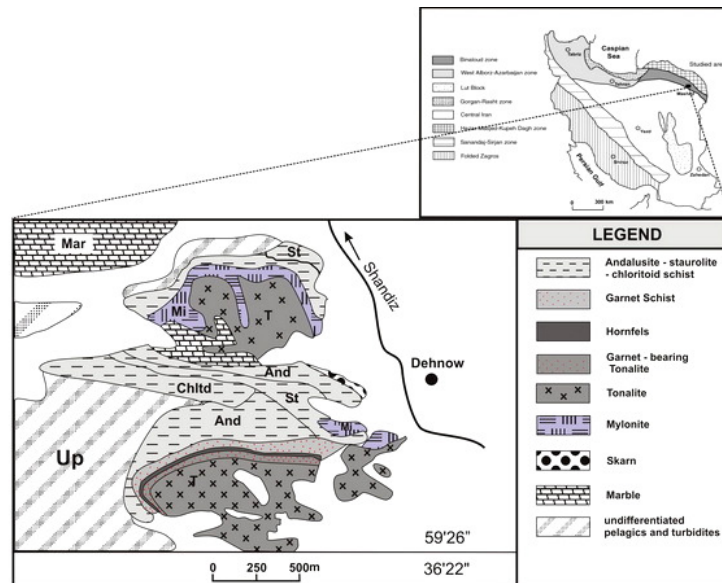
واژه‌های کلیدی: دماسنجی، دگرگونی، دهنو، مشهد.

### مقدمه

منطقه دهنو در شمال شرقی ایران و در ۱۵ کیلومتری شمال غربی شهر مشهد واقع گردیده است (شکل ۱). این ناحیه در محدوده زون ساختاری بینالود و در امتداد شرقی سلسله جبال البرز، در محدوده طول‌های جغرافیایی ۲۲° ۵۹' تا ۲۶° ۵۹' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۲۰° ۳۶' تا ۲۲° ۳۶' شمالی قرار دارد. اصولاً گارنت را می‌توان شاخص پتروژنتیک مفیدی تلقی نمود، البته نه فقط به دلیل پایداری آن در محدوده وسیعی از دما، بلکه توزیع آرام کاتیونی در گارنت موجب می‌شود که بتوان آنرا در بسیاری از ژئوترمومترها بکار برد. بنابراین گارنت‌های دارای منطقه‌بندی می‌توانند بخش مهمی از مسیر زمان - دما - فشار سنگ‌ها را ثبت نمایند.

### روش مطالعه

پس از انجام بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری، به منظور انجام مطالعات پتروگرافی، نسبت به تهیه مقاطع نازک صیقلی اقدام شد. مقاطع نازک تهیه و به وسیله میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفتند. آنالیزهای کمی میکروپروب مورد استفاده در این مطالعه در پاییز سال ۱۳۸۷، توسط آقای دکتر هیروشی کاواباتا، در مؤسسه مطالعه تحولات کره زمین در کشور ژاپن و با استفاده از دستگاه میکروپروب JEOL، مدل (WDS) JXA-8800 و JXA-8500F، تحت انرژی ۱۵kV، شدت جریان ۱۵nA و با استفاده از نمونه‌های استاندارد برای عناصری که نتیجه آنها در این مطالعه لحاظ شده، انجام گردید.



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰، تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی ایران)

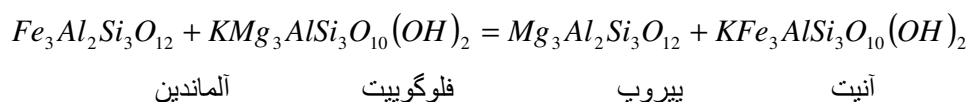
### ژئوترموتری

در این قسمت بر اساس مجموعه کانی‌ها به بررسی و تخمین شرایط دمایی (T) حاکم بر تشکیل سنگ‌ها پرداخته خواهد شد. البته کاربرد هر یک از این روش‌ها مستلزم وجود شرایط خاصی است که رعایت آنها به منظور دستیابی به نتیجه مطلوب، ضروری می‌باشد.

### دماسنج گارنت - بیوتیت

روش دماسنجی گارنت - بیوتیت در طی ۴۰ سال گذشته با ارائه بیش از ۳۰ کالیبراسیون در حال گسترش بوده است. برای نخستین بار کرتز (۱۹۵۹) امکان وابستگی ضریب تغییرات دمایی را بوسیله آزمایش‌های تجربی مطرح نمود و در ۱۹۶۴ رابطه بین توزیع Fe و Mg را ناشی از تغییرات دما و فشار عنوان کرد اما معادله‌ای برای توضیح آن ارائه ننمود. فروست (۱۹۶۲) از توزیع Fe و Mg بین گارنت و بیوتیت برای تعیین کیفی درجات دگرگونی در سنگ‌های دگرگونی استفاده نمود. روابط KD و T توسط مؤلفین گوناگون بیان شده است (چونگ‌مینگ و بن‌هی<sup>۱</sup>، ۲۰۰۶).

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 پترولوژیکی شده است. شرایط تعادل در فشار و دماهای مختلف برای تبادل Fe و Mg میان گارنت و بیوتیت تحت واکنش زیر صورت می‌گیرد:



<sup>1</sup> Chung-Ming and Ben-He

در واکنش فوق، آنیت و فلوگوپیت به ترتیب دو قطب آهن و منیزیم‌دار محلول جامد بیوتیت بوده و آلماندین و پیروپ نیز دو قطب آهن و منیزیم‌دار محلول جامد گارنت هستند. به دلیل اینکه 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 صورتیکه 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 کالیبراسیون‌ها تغییرات عناصری چون Ca، Mn موجود در گارنت، Ti و Al موجود در بیوتیت نیز مورد توجه قرار گرفته است (هوچز<sup>۲</sup> و اسپیر، ۱۹۸۲؛ داسگوپتا<sup>۳</sup> و همکاران، ۱۹۹۱).

جهت محاسبه دما با روش گارنت - بیوتیت که به عنوان یک روش مرسوم در سنگ‌های دگرگونی مطرح می‌باشد، از شش کالیبراسیون معمول استفاده شده است. نتایج کاربرد این روش برای نمونه‌های مربوط به شیبست‌های دهنو، در جدول ۱ ارائه شده است. در حقیقت کمترین مقادیر توسط روش داسگوپتا و همکاران (۱۹۹۱) و بیشترین مقادیر از روش پیشنهادی پرچاک و لاورنتا (۱۹۸۳) حاصل گردیده‌اند که به طور متوسط می‌توان محدوده ۴۷۳ تا ۴۸۱ درجه سانتیگراد را برای شیبست‌ها به هنگام تعادل دو فاز گارنت و بیوتیت در طی دگرگونی این سنگ‌ها پیشنهاد نمود.

جدول ۱: نتایج ترمومتری شیبست های دهنو با استفاده از کالیبراسیون های مختلف گارنت - بیوتیت.

Sample (Grt-Bi)	678	773
Thomson (1976)	513	522
Ferry and Spear (1978)	475	486
Hodges and Spear (1982)	477	488
Perchuk and Lavrenteva (1983)	523	530
Dasgupta et al. (1991)	378	383
Bhattacharya et al. (1992)-HW	486	494
Bhattacharya et al. (1992)-GS	460	467
Average T (°C)	473	481

### دماسنج گارنت - مسکوویت

مسکوویت در اکثر 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. اساس این ژئوترموتر بر اساس تبادل Mg-Fe بین دو کانی مسکوویت و گارنت می‌باشد. این ژئوترموتری تاکنون توسط کراف و رحیم<sup>۴</sup> (۱۹۸۷)، گرین و هلمن<sup>۵</sup> (۱۹۸۲)، هاینس و فارست<sup>۶</sup> (۱۹۸۸) و وو و همکاران<sup>۷</sup> (۲۰۰۲) مورد مطالعه قرار گرفته است. این زمین‌دماسنج در شرایط دمایی ۴۵۰ الی ۷۶۰ درجه سانتیگراد و فشار ۰/۸ تا ۱۱/۱ کیلو بار با محدوده  $\pm ۵۰$  درجه سانتیگراد کالیبره شده است (چونگ مینگ و گوچون<sup>۸</sup>، ۲۰۰۶). تفاوت بین ترمومترهای گارنت - مسکوویت و گارنت - بیوتیت وابسته به تشکیل دهنده سلادونیت<sup>۹</sup> در مسکوویت می‌باشد.

بنابراین زمین‌دماسنج 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. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در

<sup>2</sup> Hodges

<sup>3</sup> Dasgupta

<sup>4</sup> Krogh and Raheim

<sup>5</sup> Green T.H. and Hellman

<sup>6</sup> Hynes and Forest

<sup>7</sup> Wu

<sup>8</sup> Chung-Ming and Gouchun

<sup>9</sup> Celadonite

محدوده پیشنهادی قرار می‌گیرند. شیب منحنی‌های دما - فشار در ترمومتر گارنت - مسکوویت بیشتر از گارنت - بیوتیت می‌باشد. محققین دلیل این امر را وابستگی کمتر ترمومتر گارنت - مسکوویت به فشار عنوان می‌نمایند (چونگ مینگ و گوچون، ۲۰۰۶). این ترمومتر 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 چونگ‌مینگ و گوچون (۲۰۰۶) مورد بررسی قرار گرفتند. این ترمومتر با توجه به حضور یا عدم حضور آهن فریک در مسکوویت و با استفاده از دو فرمول زیر محاسبه می‌شود:

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

$$T_{(a)}^{(K)} = \left\{ 2325.8 + P(\text{kbar}) \left[ -0.1 - 13.5(Fe_b - Mg_b) - 0.0135(Fe_c - Mg_c - 6541.2) \right] \right. \\ \left. \left( X_{mus}^{Fe} - X_{mus}^{Mg} \right) - 1127.7 X_{mus}^{Al} \right\} / \left\{ 1 + 0.0135 \left[ R \ln K_{ideal}(1) + (Fe_a - Mg_a) \right] \right\}$$

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

$$T_{(b)}(K) = \left\{ 2064.7 + P(\text{kbar}) \left[ -0.7 - 9.8(Fe_b - Mg_b) \right] - 0.0098(Fe_c - Mg_c) \right. \\ \left. - 7077.9 \left( X_{mus}^{Fe} - X_{mus}^{Mg} \right) - 941.7 X_{mus}^{Al} \right\} / \left\{ 1 + 0.0098 \left[ R \ln K_{ideal}(1) + (Fe_a - Mg_a) \right] \right\}$$

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

نتایج حاصل از محاسبه دما به وسیله زمین‌دماسنج گارنت - مسکوویت در مورد شیست‌ها و هورنفلس مورد مطالعه در جدول ۲ عنوان شده‌اند. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، مقادیر متوسط دمای دگرگونی که شیست‌ها و هورنفلس‌های منطقه دهنو را تحت تأثیر قرار داده، بسیار به هم نزدیک بوده و دارای دامنه تغییراتی از ۴۴۶ تا ۶۴۰ درجه سانتیگراد است. در حقیقت این دما برای شیست‌ها با استفاده از روش گارنت - مسکوویت در حدود ۴۵۹ تا ۵۲۶ درجه سانتیگراد و بر اساس روش گارنت - بیوتیت در حدود ۴۷۳ تا ۴۸۱ درجه سانتیگراد می‌باشد. همچنین دما برای هورنفلس‌های منطقه با استفاده از روش گارنت - مسکوویت، در حدود ۴۶۶ تا ۴۹۷ درجه سانتیگراد تعیین گردید.

جدول ۲: نتایج ترمومتری شیست‌ها و هورنفلس منطقه دهنو.

Thin Polish Section No.	Rock name	Geothermometry method	T(°C)
DH-3	Garnet schist	GB*	GB = 473-481
		GM**	GM(a) = 459-526 GM(b) = 459-515
DH-4	Garnet schist	GM	GM(a) = 475-509 GM(b) = 467-486
DH-5	Hornfels	GM	GM(a) = 466-497 GM(b) = 446-486

\*Garnet-Biotite

\*\*Garnet-Muscovite

## نتیجه‌گیری

ترسیم مقادیر دمای بدست آمده برای رخداد دگرگونی مجاورتی حاصل از نفوذ توده‌های تونالیتی در درون هورنفلس منطقه، بر روی نمودار رخساره‌های دگرگونی بیانگر درجات دگرگونی در حد پایین‌تر نسبت به شیب‌های منطقه می‌باشد، که نشان‌دهنده اثر فرعی تزریق توده تونالیتی نسبت به دگرگونی ناحیه‌ای منطقه است که تزریق آن فقط در بخش‌های مجاور توده توانسته است تا حدودی بر سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای تأثیر بگذارد. نتایج ترمومتری هورنفلس‌ها نیز حاکی از رویداد یک دگرگونی مجاورتی در حد بخش‌های بالای رخساره آلپیت - اپیدوت هورنفلس تا هورنبلند هورنفلس می‌باشد. همچنین ترمومتری شیب‌های مجاور با کمک روش ترمومترهای گارنت - مسکوویت و گارنت - بیوتیت، بیانگر دمایی در حدود ۴۶۰ تا ۶۴۰ درجه سانتیگراد می‌باشند که با بخش‌های درجه پایین رخساره دگرگونی ناحیه‌ای شیب‌های سبز تا آمفیبولیت تطابق نشان می‌دهد.

## سپاسگزاری

از همکاری‌های ارزنده دکتر هیروشی کاواباتا از موسسه مطالعه تحولات کره زمین کشور ژاپن و آقای مهندس رضا صمدی سپاسگزاری می‌گردد.

## مرجع‌ها

۱. صمدی، ر.، ۱۳۸۷، بررسی منشأ مگاکریست‌های گارنت موجود در تونالیت دهنو (شمال‌غرب مشهد)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران.
۲. صمدی، ر.، ولی‌زاده، م. و، میرنژاد، ح. و هیروشی، ک.، ۱۳۸۷. ترمومتری گارنت- بیوتیت و آمفیبول توده تونالیتی دهنو (شمال‌غرب مشهد). دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
۳. صمدی، ر.، ولی‌زاده، م. و، میرنژاد، ح. و هیروشی، ک.، ۱۳۸۷. مینرال شیمی و پتروگرافی مجموعه تونالیتی دهنو (شمال‌غرب مشهد). دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

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 Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 111: 87-93.

Chun-Ming W., Ben-He C. (2006). Valid garnet-biotite (GB) geothermometry and garnet-aluminum silicate-plagioclase-quartz (GASP) geobarometry in metapelitic rocks. *Lithos*. 89: 1-23.

Dasgupta S., Sengupta P., Guha D., Fukuoka M. (1991). A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 109:130-137.

Ferry J. M., Spear F. S. (1978). Experimental calibration of partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 66: 113-117.

Hodges K. V., Spear F. S. (1982). Geothermometry, geobarometry and the  $Al_2SiO_5$  triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire: *American Mineralogist*. 67(11/12): 1118-1134.

Perchuk L. L., Lavrent'eva (1983). Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. p. 199-239 in: *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions* (S. K. Saxena, editor). *Advances in Physical Geochemistry*, 3, Springer, New York.

Thomson A. B. (1976). Mineral reactions in pelitic rocks. II. Calculation of some P-T-X(Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science*. 276: 425-454.