

پتسرولوژی، سال هفتم، شماره بیست و پنجم، بهار ۱۳۹۵، صفحه ۶۵-۸۰
تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۲/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۹/۰۱

تطابق زمین دماسنجی بر اساس شیمی کانی و درجه حرارت دگرشکلی توده گرانیت میلونیتی پل نوغان (پهنه سنندج-سیرجان)

نسترن عطایی فرد، ناهید شبانیان* و علیرضا داوودیان

گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

چکیده

توده گرانیتی نوغان در شمال غربی شهرستان بویین-میان دشت و در پهنه سنندج - سیرجان قرار دارد. شکل توده، یک بیضی کشیده با راستای شمال غرب - جنوب شرق است. این توده، دگرشکلی شکل پذیر شدیدی را تحمل کرده است و ساختارهای میلونیتی، مانند برگواگی و خطواگی در آن گسترش یافته‌اند. علاوه بر بافت اصلی آن که میلونیتی است، بافت‌هایی، مانند گرانولار سری‌ایت تا لپیدوگرانوبلاستیک نیز در آن مشاهده می‌شود. کانی‌های اصلی سنگ، کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، بیوتیت و مسکوویت است و از میان کانی‌های ثانوی می‌توان به کلریت اشاره کرد. بیوتیت در این سنگ‌ها از نوع ماگمایی است و دوباره تبلور یافته است. کلریت‌های این سنگ‌ها محصول دگرسانی بیوتیت‌ها هستند. زمین‌دماسنجی بیوتیت‌ها و کلریت‌های بررسی شده به ترتیب، حرارت بین ۳۹۸ تا ۵۴۹ درجه سانتیگراد و ۲۳۱ تا ۲۵۲ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد که با ریزساختارهای موجود در سنگ تطابق خوبی دارد. ریزساختارهای پوششی از دانه‌های ریزشده دوباره تبلور شده در حاشیه‌های پورفیروکلاست‌ها که ناشی از مهاجرت مرز دانه است (GBM)، خاموشی موجی صفحه شطرنجی با گسترش ریزدانه‌های بلوکی در دانه‌های کوارتز و حاشیه دانه‌های آمیبی شکل کوارتز در حرارت حدود ۵۰۰ درجه سانتیگراد تشکیل می‌شوند. در حالی که ریزساختارهایی مثل خاموشی موجی، انحلال فشاری در کوارتزها و بالشتک دومینویی، شکستگی‌های کششی در فلدسپارها، شکستگی‌ها و جابه‌جایی قطعات، چین خوردگی در بیوتیت در حرارت کم‌تر از ۳۰۰ درجه سانتیگراد ایجاد می‌شوند.

واژه‌های کلیدی: دگرشکلی شکل پذیر، ترکیب کانیایی، زمین‌دماسنجی، پل نوغان، پهنه سنندج - سیرجان

مقدمه

تفسیر کرد. در پهنه‌های برشی، تبلور دوباره کانیایی دینامیک در مقیاس‌های میکروسکوپی - مزوسکوپی و ماکروسکوپی همراه با بافت‌های ماگمایی و دگرگونی مشاهده می‌شود. دگرشکلی در بخش‌های مختلف،

مجموعه کانیایی و بافت یک سنگ می‌تواند شرایط P-T را در خود حفظ کند. بنابراین، تاریخ و فرایندهای حرارتی-تکتونیکی را از روی این دو پارامتر می‌توان

* shabanian.nahid@nres.sku.ac.ir

Copyright©2016, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

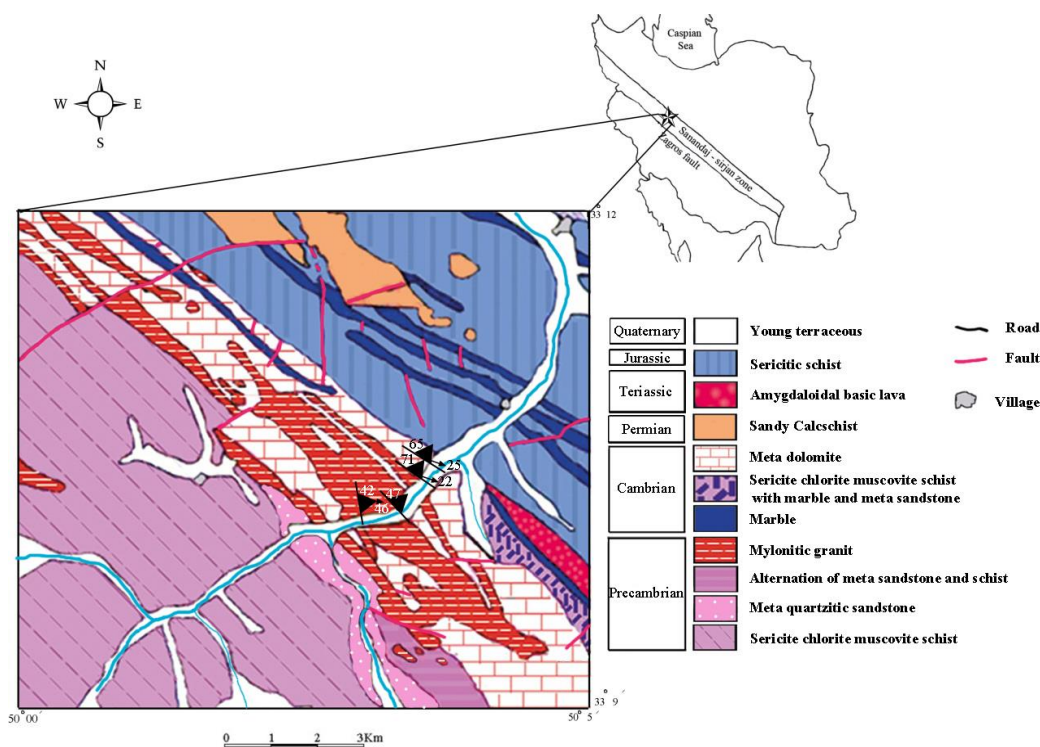
نوغان قرار دارد (شکل ۱). شکل توده یک بیضوی کشیده با راستای شمال غرب - جنوب شرق است. توده گرانیته نوغان به شدت دگرشکل است و ساختارهای میلیونیتی نظیر برگوارگی و خطوارگی در آن گسترش یافته است. فابریک اصلی کمپلکس گرانیته نوغان، میلیونیتی است که بر اساس نسبت پورفیروکلاست به ماتریکس از میلیونیت تا الترامیلونیت متغیر است. علاوه بر فابریک میلیونیتی بافت‌هایی مانند گرانولار سری‌ایت تا لپیدوگرانوبلاستیک در آن مشاهده می‌شود. بافت لپیدوگرانوبلاستیک نشان‌دهنده ماهیت دگرگونی و ماگمایی بودن این سنگ‌ها است. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها، کوارتز، آلکالی‌فلدسپار (میکروکلین و پرتیت)، پلاژیوکلاز به همراه بیوتیت و مسکوویت است. هم‌چنین، مونازیت، آپاتیت، اپیدوت، زوئزیت، کلینوزوئزیت و کانی‌های کدر، کانی‌های عارضه‌ای را به وجود آورده‌اند و زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند.

یکسان نیست و نشان‌دهنده مراحل پیایی همزمان با دگرشکلی است (Stipp et al., 2002; Owona et al., 2013).

در این پژوهش، داده‌های ترکیب شیمیایی کانی‌های بیوتیت، مسکوویت و کلریت در توده گرانیته میلیونیتی پل نوغان برای آگاهی بیشتر بر شرایط تغییر و تحول سنگ پس از تبلور ماگما به کار گرفته شد تا مکمل داده‌ها و تعبیر و تفسیرهای ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و پتروفابریکی این سنگ‌ها باشد.

زمین‌شناسی منطقه

گرانیته میلیونیتی نوغان در گستره بین طول‌های جغرافیایی $50^{\circ} 35' 1''$ تا $50^{\circ} 43' 1''$ شرقی و عرض‌های $33^{\circ} 8' 9''$ تا $33^{\circ} 18' 12''$ شمالی در مسیر رودخانه قمرود و در تقاطع با جاده ترانزیتی اصفهان - خوزستان در فاصله ۴۸ کیلومتری غرب از مرکز شهرستان بویین - میاندشت و در نزدیکی پل تاریخی



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده از منطقه پل نوغان (پهنه ساندج-سیرجان) و موقعیت آن در ایران.

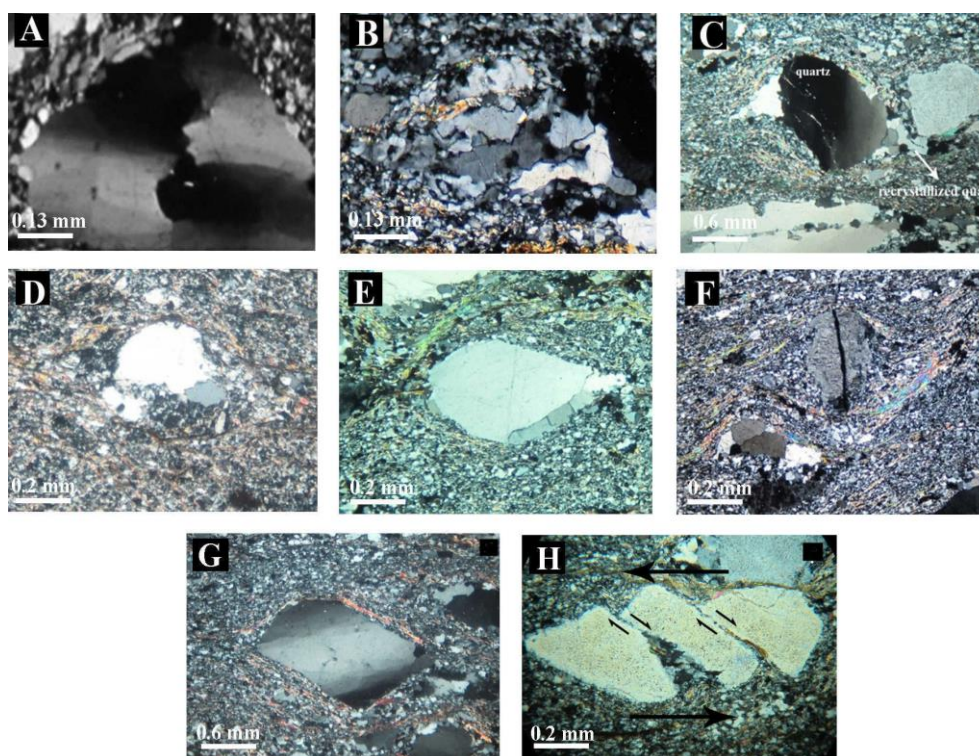
روش انجام پژوهش

پس از مطالعات صحرایی و نمونه برداری از توده نفوذی و مطالعه دقیق پتروگرافی آنها، تعداد ۲ نمونه از سنگ‌های نفوذی سالم، برای مطالعات ریزکاو الکترونی (الکترون مایکروپروپ) انتخاب و به دانشگاه اکلاهای آمریکا ارسال شد. در این نمونه ها ۳۲ نقطه از کانی‌های بیوتیت، مسکوویت و کلریت به کمک سیستم Cameca SX50 در شرایط ۲۰ کیلوولت، جریان ۲۰ نانوآمپر و ۱۰ ثانیه زمان شمارش با انتخاب نقاط ۲ میکرومتری در تجزیه ریزکاو الکترونی قرار گرفتند. در تجزیه‌های EMPA آهن کانی به صورت FeO^{total} نشان داده می‌شود و این دستگاه قادر نیست که مقادیر Fe^{2+} و Fe^{3+} کانی را از یکدیگر تفکیک کند. برای این کار باید از دستگاه Mossbauer spectroscopy استفاده کرد. چون این دستگاه عملاً در دسترس همه قرار ندارد و برای سادگی بیش‌تر در محاسبات تجزیه‌های حاصل از روش EMPA (Electron probe micro-analyzer) در کانی‌های مختلف، نسبت Fe^{3+} / Fe^{2+} با روش استیکیومتری به دست می‌آید که تا کنون روش‌های متنوعی (مانند Droop (1987) با این هدف ارائه شده است. درباره کانی‌های بیوتیت، مسکوویت و کلریت، محاسبه Fe^{2+} و Fe^{3+} با نرم‌افزارهای PET (Dachs, 2004) و Mica+ (Yavuz et al, 2002) انجام شده است. تخمین میزان آهن فریک در نرم‌افزار $Mica^+$ بر اساس روش بهنجارسازی Dymek (۱۹۸۳) است.

ریزساختار توده گرانیت میلونیتی

به‌طور کلی در این سنگ‌ها دو گروه فابریک‌های دگرشکلی دمابالا و دماپایین ملاحظه می‌شوند که با توجه به به بالا آمدن توده به سمت سطح زمین و کاهش فشار و دما بررسی و تفسیر می‌شوند. در دگرشکلی اول که از نوع شکل‌پذیر است، ساختارهایی از این قرار مشاهده می‌شوند: ریزساختارهای متنوع در بلورهای کوارتز مانند خاموشی موجی، خاموشی موجی جارویی

(Sweeping undulose extinction)، خاموشی موجی صفحه شطرنجی (Chessboard extinction) که همراه با گسترش ریزدانه‌های بلوکی در دانه‌های کوارتز و حاشیه دانه‌های آمیبی شکل در کوارتز، دگرشکلی در دمای بیش از ۶۵۰ درجه سانتیگراد را تأیید می‌کند (شکل ۲- A) (Langile et al., 2010; Passchier and Trouw, 2005; Morgan and Law, 2004; ten Grotenhuis, 2000). سازوکارهای تبلور مجدد دینامیکی در بردارنده تشکیل دانه‌های نوظهور، ریزدانه، تجدید تبلور دینامیکی از نوع محدب (BLG) و چرخش ریزدانه است که با پیشرفت دگرشکلی در فرایند تبلور دوباره به مهاجرت مرز دانه‌ای (GBM) تغییر می‌کند (Passchier and Trouw, 2005). بلورهای کوارتز در این پهنه‌های برشی با مکانیسم مهاجرت مرز دانه (GBM)، دوباره تبلور یافته‌اند و به‌صورت دانه‌های کشیده موازی سطح فولیاسیون مرتب شده‌اند که این دگرشکلی، دمای بیش از ۶۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد (شکل ۲- B) (Passchier and Trouw, 2005; Neumann, 2000). پوششی از دانه‌های ریزشده دوباره متبلور شده در حاشیه‌های پورفیروکلاست‌ها که ناشی از مهاجرت مرز دانه است (GBM) در دمای حدود ۵۰۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده است (Ataeifard and Davoudian, 2014; Ataeifard and Shabanian, 2013; Owona et al., 2014). بنابراین، فابریک‌های دگرشکلی مرحله اول، محدوده دمایی حدود ۵۰۰ تا بیش از ۶۵۰ درجه سانتیگراد را آشکار می‌کنند. در حالی که همزمان با دگرشکلی دوم که از نوع درجه پایین و شکنا است، ریزساختارهایی مثل خاموشی موجی، انحلال فشاری در کوارتز و ریزساختارهای بالشتک دومینویی، شکستگی‌های کششی و شکستگی در فلدسپارها (شکل ۲- F)، جابه‌جایی قطعات و چین خوردگی در بیوتیت مشاهده می‌شوند که دمای کم‌تر از ۳۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند (Owona et al., 2013).



شکل ۲- تصویرهای میکروسکوپی از گرانیتوئید پل نوغان (پهنه سندنجد-سیرجان). (A) نمایش خاموشی صفحه شطرنجی دانه های نوظهور، ریزدانه در یک بلور کوارتز (پهنای دید 0.97 میلی متر)؛ (B) گرانیت میلونیتی با lobate contacts که به علت مهاجرت مرز دانه GBM (grain boundary migration) در بخش های مختلف دانه های کوچک منفرد به صورت نتیجه bulging recrystallization ظاهر می شوند (پهنای دید 0.97 میلی متر)؛ (C) تصویری از بلورهای دوباره متبلور شده در اطراف هسته کوارتز (پهنای دید 4.5 میلی متر)؛ (D) پورفیروکلاست به دانه های کوچک کوارتز دوباره تبلور یافته است و ساختار هسته - پوشش تشکیل شده است (پهنای دید 1.5 میلی متر)؛ (E) این تصاویر میکروسکوپی sharp contacts دانه های نوظهور کوارتز را در حاشیه پورفیروکلاست نشان می دهد (پهنای دید 1.5 میلی متر)؛ (F) تصویری از شکستگی در بلور فلدسپار متأثر از دگرشکلی شکنا (پهنای دید 1.85 میلی متر)؛ (G) تمرکز میکا در سمت عمود بر جهت کوتاه شدگی فنوکریست کوارتز نقش انحلال فشاری را در تشکیل Fish shape به خوبی نشان می دهد؛ (H) پورفیروکلاست آلکالی فلدسپار شکسته شده به شکل دومینو که در امتداد این شکستگی ها بلورهای میکا و دوباره تبلور یافته کوارتز و فلدسپار حضور دارند.

شیمی کانی ها

بیوتیت: تجزیه های ریزکاو الکترونی از بیوتیت های

گرانیت میلونیتی پل نوغان در جدول ۱ ارائه شده است. با توجه به جدول ۱ و رابطه کلی بیوتیت ها: $X_2Y_{4-6}Z_8O_{20}(OH, F)_4$ برابر با پتاسیم (a.p.f.u. ۰/۹۳-۰/۸۶) یا تعداد اتم سدیم (a.p.f.u. ۰/۰۱۲-۰/۰۰۳)، کلسیم (a.p.f.u. ۰/۰۱۸-۰/۰۰۱) و Y برابر با آلومینیم اکتاهدرال (a.p.f.u. ۰/۸۴-۰/۲۵)، منیزیم (۱/۲۴) — ۱/۹۷ (a.p.f.u.) آهن (۰/۶۳-۰/۳۹)، مقادیر کم تر منگنز (۰/۰۰۵-۰/۰۰۲)، کروم (کم تر از

بیوتیت در منطقه نوغان:

$$K_{0.89}Na_{0.015}Ca_{0.01}(Mg_{1.60}Fe^{2+}_{0.51}Mn_{0.004}Ti_{0.07}Al^{VI}_{0.55})Si_{2.91}Al^{IV}_{1.09}O_{10}OH_2$$

بیوتیت های گرانیت میلونیتی پل نوغان از نوع میکاهای تری اکتاهدرال هستند.

و Tischendorf (۱۹۸۹) با استفاده از مقادیر کاتیونی Ti، Fe²⁺، Fe³⁺، Mn²⁺ و Mg²⁺ میکاها را رده بندی کردند. بر اساس این رده بندی، بیوتیت های گرانیت میلونیتی نوغان در گروه فلوگوپیت قرار می گیرند (شکل ۳- B). ترکیب اغلب بیوتیت ها درون محدوده ای قرار می گیرد که چهار عضو انتهایی فلوگوپیت، آنیت، استونیت و سیدروفیلیت را دارد. بیوتیت های گرانیت میلونیتی نوغان، آلومینیم اکتاهدرال کم تر از یک و مقادیر Fe/Fe+Mg کم تر از ۰/۵ دارند، بنابراین، در محدوده فلوگوپیت - استونیت و نزدیک تر به فلوگوپیت قرار می گیرند و بر اساس شکل ۳- C در فلوگوپیت طبقه بندی می شوند (Hossain and Tsunogae, 2014).

Nachit و همکاران (۲۰۰۵) نمودار مثلثی TiO₂-FeO*-MgO (FeO* = FeO+ MnO) را به صورت ابزاری برای تشخیص بیوتیت های ماگمایی اولی (a) و بیوتیت هایی که دوباره تعادل یافته اند (b) و یا با سیال هیدروترمال تشکیل شده اند (c)، پیشنهاد می کنند (شکل ۳- A). بیوتیت های گرانیت میلونیتی منطقه نوغان در محدوده b قرار می گیرند. $Al^{VI} > 1$ از ویژگی های بیوتیت های ماگمایی است (Nachit et al., 2005) که میزان Al^{VI} بیوتیت های گرانیت میلونیتی پل نوغان برابر با ۰/۲۵-۰/۳۵ a.p.f.u. و کم تر از 1 است. این نشان می دهد که بیوتیت های گرانیت میلونیتی پل نوغان به طور ذاتی ماهیت ماگمایی دارند، ولی در سیر تحول سنگ اندکی تغییر ترکیبی پیدا کرده اند. Forster

جدول ۱- نتایج تجزیه های ریزکاو الکترونی کانی بیوتیت در گرانیت میلونیتی پل نوغان (پهنه سنندج-سیرجان) به همراه محاسبه رابطه ساختاری آنها (بر حسب a.p.f.u.).

Sample No.	Bt-1	Bt-2	Bt-3	Bt-4	Bt-5	Bt-6	Bt-7	Bt-8	Bt-9	Bt-10	Bt-11
SiO ₂	39.0	38.75	38.22	39.77	38.94	39.65	39.73	38.69	39.2	39.1	39.4
TiO ₂	1.50	1.49	1.50	1.54	1.47	1.57	1.63	1.49	1.65	1.58	1.63
Al ₂ O ₃	17.7	17.71	17.64	17.32	17.01	16.90	17.28	17.54	17.1	17.2	17.1
FeO	9.96	10.06	10.37	10.13	10.28	10.09	10.33	10.34	10.4	10.2	10.2
MnO	0.05	0.07	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07	0.08	0.07
MgO	17.1	17.14	16.94	17.9	17.7	17.75	17.91	17.37	17.7	17.6	17.7
CaO	0.07	0.05	0.11	0.08	0.10	0.07	0.07	0.06	0.02	0.01	0.04
Na ₂ O	0.06	0.05	0.02	0.04	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04	0.05	0.03
K ₂ O	9.96	9.88	9.75	9.88	9.63	9.77	9.71	10.05	9.94	9.99	9.85
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
Sum	95.4	95.22	94.64	96.75	95.25	95.93	96.77	95.64	96.30	96.0	96.0
Si	2.82	2.81	2.80	2.84	2.83	2.85	2.84	2.80	2.82	2.83	2.84
Ti	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.08	0.09	0.09	0.09
Al	1.51	1.52	1.52	1.46	1.46	1.43	1.45	1.50	1.46	1.46	1.45
Mg	1.85	1.86	1.85	1.91	1.92	1.90	1.91	1.88	1.90	1.89	1.90
Fe ²⁺	0.60	0.61	0.64	0.61	0.62	0.61	0.62	0.63	0.63	0.62	0.62
K	0.92	0.92	0.91	0.90	0.89	0.90	0.88	0.93	0.91	0.92	0.90
Sum	7.80	7.81	7.82	7.81	7.81	7.80	7.79	7.83	7.82	7.82	7.80
Al ^{IV}	1.18	1.19	1.20	1.16	1.17	1.15	1.17	1.20	1.18	1.17	1.16
Al ^{VI}	0.33	0.33	0.32	0.30	0.28	0.29	0.29	0.30	0.28	0.29	0.29
X _{ph}	0.60	0.60	0.60	0.60	0.61	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60
X _{an}	0.15	0.16	0.18	0.17	0.19	0.17	0.18	0.18	0.19	0.18	0.18
X _{pdo}	0.12	0.11	0.09	0.11	0.09	0.11	0.09	0.10	0.09	0.10	0.10
X _{al}	0.11	0.11	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.09	0.09	0.09
X _{ti}	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
LE	0.25	0.25	0.24	0.25	0.24	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
Mg#	0.75	0.75	0.74	0.76	0.75	0.76	0.76	0.75	0.75	0.75	0.76
A/CNK	1.61	1.63	1.63	1.58	1.59	1.56	1.61	1.58	1.57	1.58	1.58
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	0.76	0.82	0.88	0.87	0.94	0.87	0.95	0.87	0.94	0.90	0.91
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0.25	0.25	0.26	0.24	0.25	0.24	0.24	0.25	0.25	0.25	0.25
Talc	6.67	7.39	7.78	8.88	9.32	9.20	10.66	5.91	8.11	7.32	8.89
Ti-phlogopite	8.16	8.14	8.26	8.27	8.03	8.50	8.75	8.12	8.92	8.57	8.82
Ferri-eastonite	14.20	1105	7.52	7.66	3.71	8.05	3.24	7.96	3.46	6.38	5.65
Muscovite	11.8	9.21	6.27	6.38	3.09	6.71	2.70	6.63	2.89	5.32	4.71
Eastonite	9.60	14.61	19.55	16.78	22.11	15.27	23.41	17.09	22.0	18.3	19.2
Phlogopite	49.40	49.61	50.63	52.05	53.75	52.27	51.25	54.30	54.50	54.00	52.60

جدول ۱- ادامه.

Sample No.	Bt-12	Bt-13	Bt-14	Bt-15	Bt-16	Bt-17	Bt-18	Bt-19	Bt-20
SiO ₂	39.9	38.2	38.6	37.6	39.0	39.4	41.2	37.4	37.1
TiO ₂	1.44	1.47	1.60	1.51	1.55	1.54	1.51	1.64	1.49
Al ₂ O ₃	16.1	16.6	17.8	17.6	17.4	17.3	16.3	17.4	18.0
FeO	9.97	10.2	9.93	9.99	10.0	9.98	9.89	10.0	9.95
MnO	0.08	0.08	0.05	0.05	0.07	0.07	0.06	0.07	0.00
MgO	18.3	17.3	17.5	16.9	17.7	17.7	18.8	16.8	16.5
CaO	0.03	0.10	0.13	0.17	0.15	0.17	0.14	0.20	0.23
Na ₂ O	0.03	0.05	0.04	0.04	0.02	0.03	0.02	0.05	0.03
K ₂ O	9.92	9.51	9.68	9.45	9.54	9.50	9.55	9.58	9.33
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Sum	95.9	93.6	95.5	93.4	95.6	95.8	97.6	93.3	92.8
Si	2.88	2.83	2.79	2.78	2.81	2.84	2.90	2.78	2.77
Ti	0.08	0.08	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.08
Al	1.37	1.45	1.52	1.54	1.49	1.47	1.35	1.53	1.59
Mg	1.97	1.91	1.90	1.87	1.91	1.90	1.98	1.87	1.83
Fe ²⁺	0.60	0.63	0.60	0.62	0.61	0.60	0.58	0.62	0.62
K	0.91	0.90	0.89	0.89	0.88	0.87	0.86	1.91	0.89
Sum	7.82	7.82	7.81	7.81	7.80	7.78	7.77	7.82	7.80
Al ^{IV}	1.12	1.17	1.21	1.22	1.19	1.16	1.10	1.22	1.23
Al ^{VI}	0.25	0.28	0.31	0.32	0.30	0.31	0.25	0.31	0.35
X _{ph}	0.62	0.61	0.61	0.61	0.61	0.60	0.62	0.61	0.60
X _{an}	0.17	0.19	0.18	0.18	0.18	0.17	0.16	0.19	0.18
X _{pdlo}	0.11	0.08	0.08	0.08	0.09	0.10	0.12	0.08	0.08
X _{al}	0.08	0.09	0.10	0.11	0.10	0.10	0.08	0.10	0.12
X _{ti}	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
LE	0.24	0.25	0.24	0.25	0.24	0.24	0.23	0.25	0.25
Mg#	0.77	0.75	0.76	0.75	0.76	0.76	0.77	0.75	0.75
A/CNK	1.49	1.57	1.65	1.66	1.64	1.63	1.563	1.61	1.71
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	0.89	0.94	0.94	0.92	0.95	0.88	0.91	0.92	0.89
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0.23	0.25	0.24	0.25	0.24	0.24	0.23	0.25	0.25
Talc	8.26	8.82	9.17	8.87	10.7	11.1	12.9	6.98	9.08
Ti-phlogopite	7.79	8.17	8.70	8.40	8.41	8.32	7.99	9.15	8.35
Ferri-eastonite	6.50	3.53	3.87	5.16	2.97	7.14	5.49	5.17	6.99
Muscovite	5.42	2.94	3.23	4.30	2.48	5.95	4.58	4.31	5.83
Eastonite	13.9	21.8	25.0	23.9	25.1	18.9	16.30	22.13	23.7
Phlogopite	58.0	54.6	50.0	49.2	50.2	48.4	52.7	52.3	46.0

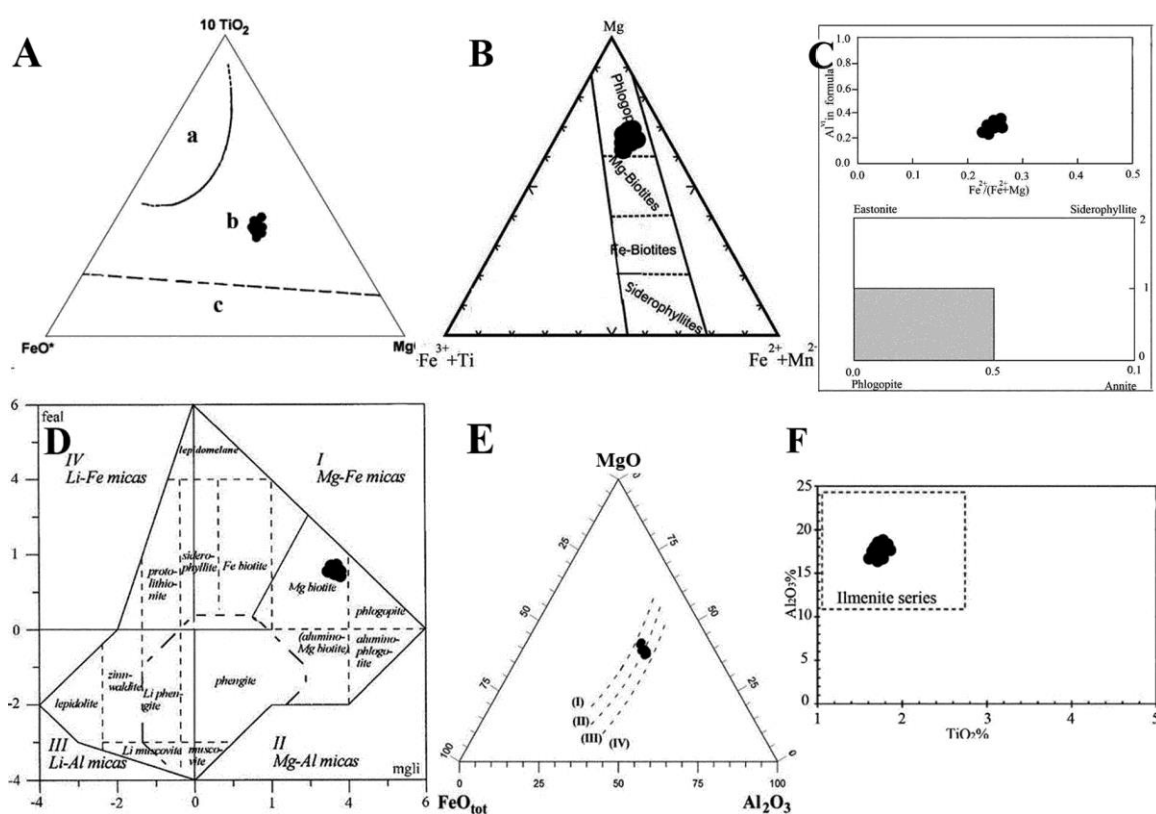
با توجه به این که بیوتیت‌ها اصالت ماگمایی دارند، مشخصه روند افزایشی در محتوی Al که ۱.۳۵ تا ۱.۷۸ a.p.f.u. است، سهم درخور توجهی را از مواد پوسته‌ای آلومینیوس در ماگما با هضم یا آناتکسی تأیید می‌کند (Shabani and Lalonde, 2003) و با نتایج ژئوشیمیایی در تطابق است (Ataeifard et al., 2014).

در نمودار نامگذاری بیوتیت‌ها بر اساس: $mgli(Mg-Li)$ در برابر $feal(Fe^*+Mn+Ti-Al^{VI})$ نیز بیوتیت‌های گرانیت میلونیتی نوغان در محدوده بیوتیت‌های منیزیم‌دار قرار می‌گیرند (Tischendorf et al, 1997) (شکل ۳- D). این بیوتیت‌ها منیزیم بسیار بالا (با مقادیر ۱/۳۹ - ۱/۶۴ Mg#) و Al^{VI} نسبتاً پایینی (۰/۲۸ - ۰/۳۵) شده است.

پاراژنز بیوتیت عامل مهمی در کنترل ترکیب آنهاست (Nockold, 1947). برای بررسی ارتباط بین پاراژنز بیوتیت‌ها و ترکیب آنها از نمودار $Al_2O_3-FeO^*-MgO$ (شکل ۳- E) استفاده شد (de Albuquerque, 1973). بیوتیت‌ها در محدوده بدون همراهی با سایر کانی‌های فرومنیزین و محدوده همزیست با مسکوویت به‌علت افزایش میزان Al_2O_3 قرار گرفته‌اند. به عبارت دیگر بخشی از آلومینیم بیوتیت با منیزیم و یا احیاناً آهن جانشین شده است و این در حالی است که به‌طور همزمان احتمالاً مقدار بیش‌تری آلومینیم در شبکه مسکوویت یا کانی‌های دیگر جاذب آلومینیم وارد شده است.

بر اساس TiO_2 پایین و Al_2O_3 بالا در بیوتیت‌های گرانیت میلونیتی نوغان این گرانیت در سری ایلمنیت طبقه‌بندی می‌شوند. محتوی پایین تیتانیوم با دمای پایین تبلور و فوگاسیته پایین اکسیژن ارتباط دارد (Karimpour *et al.*, 2011) (شکل ۳-F) که با پتروگرافی سنگ (وجود موناژیت، محیط احیا) و ژئوشیمی سنگ در همخوانی کامل است (Ataeifard *et al.*, 2014).

تعیین فوگاسیته اکسیژن: پژوهشگران معتقدند که تیتانیوم موجود در بیوتیت به دمای تبلور بیوتیت، فوگاسیته اکسیژن و احتمالاً محتوی مواد فرار ماگما بستگی دارد؛ به طوری که محتوی تیتانیوم در میکا با افزایش درجه حرارت، فوگاسیته اکسیژن و کاهش فشار و محتوی آب در سیستم افزایش می‌یابد (Abuquerque, 1973; Yavuz *et al.*, 2002; Karimpour *et al.*, 2011).



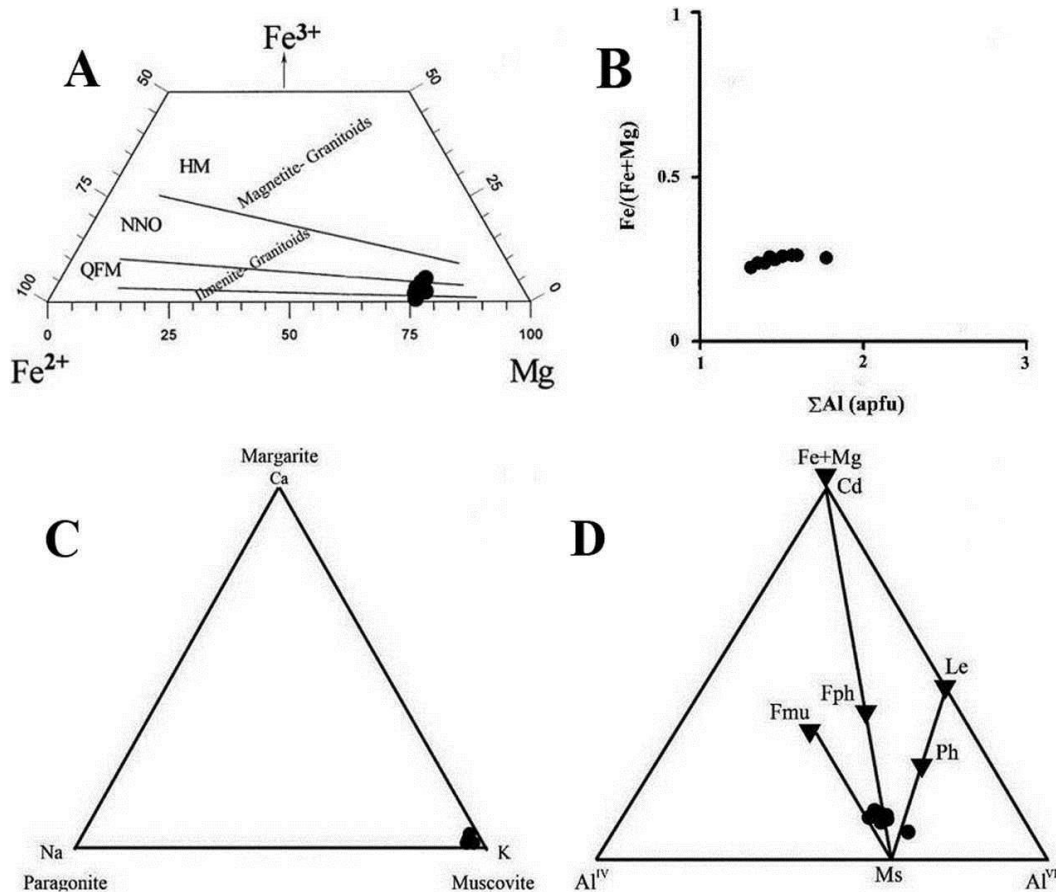
شکل ۳- محدوده ترکیبی بیوتیت‌های گرانیت میلونیتی پل نوغان (پهنه سندرچ-سیرجان) در: (A) نمودار طبقه‌بندی بیوتیت‌ها (Nachit *et al.*, 2005)، محدوده a بیانگر ترکیب بیوتیت‌های ماگمایی اولی، محدوده b بیانگر ترکیب بیوتیت‌هایی با تعادل مجدد و محدوده c ترکیب بیوتیت‌های نفورم؛ (B) نمودار طبقه‌بندی شیمیایی میکاهای توده نفوذی پل نوغان (Forster and Tischendorf, 1989)؛ (C) طبقه‌بندی بیوتیت‌های نوغان در نمودار دوتایی Al^{VI} در برابر $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ (Dossain and Tsunogae, 2014)؛ (D) موقعیت بیوتیت‌ها در نمودار $[Mg-Li]mgli$ در برابر $de [Al_2O_3-FeO^*-MgO]$ روی نمودار سه‌تایی (E) توزیع ترکیب میکاها روی نمودار سه‌تایی (Tischendorf, 1997)؛ (F) نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 (Albuquerque, 1973) (Karimpour *et al.*, 2011).

Al phl=aluminophlogopite; Al Mg bi = Al-Mg biotite; Fe bi =Fe biotite; Li mus = Li muscovite; Liphen= Li phengite, lepm = lepidomelane; lepl=lepidolite; Mg bi= Mg biotite; mus= muscovite; phen = phengite; phl=phlogopite; prot = protolithionite, sid = siderophyllite; zinw = zinnwaldite.

- (I) Field of biotites co-existing with amphibole.
- (II) Field of biotites unaccompanied by other ferro-magnesian minerals.
- (III) Field of biotites co-existing with muscovite.
- (IV) Field of biotites co-existing with aluminosilicates.

بیوتیت‌ها شرایط بین بافر NNO و QFM را نشان می‌دهد. قابلیت انحلال تیتانیم و کلسیم در بیوتیت با افزایش حرارت و فوگاسیته اکسیژن عموماً افزایش می‌یابد (Yavuz *et al.*, 2002). افزایش تدریجی روند مقدار $Fe/(Fe+Mg)$ و آلومینیم و شرایط پایین فوگاسیته اکسیژن (روی بافر NNO یا زیر آن) از سهم درخور توجهی از مواد metasedimentary در ماگما ناشی می‌شود که حاصل هضم یا آناتکسی است (Shabani and Lalonde, 2003) (شکل ۴- B).

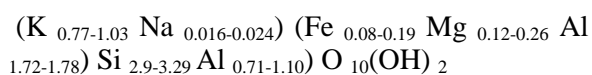
هم‌چنین، حضور هم‌زیست‌های بیوتیت، آلکالی‌فلدسپار و اکسید آهن - تیتانیم در نمونه‌های گرانیت میلونیتی پل نوغان مبنایی را برای برآورد آزمایشی برخی از پارامترهای گسترده $f(H_2O)$ و $f(O_2)$ فراهم می‌کند (Yavuz *et al.*, 2002). در نمودار سه‌تایی $Fe^{2+}-Fe^{3+}-Mg$ از Wones and Eugster (۱۹۶۵)، ترکیب بیوتیت‌ها بین بافر فوگاسیته اکسیژن کوارتز - فایالیت - مگنتیت (QFM) و نیکل - اکسید نیکل (NNO) قرار می‌گیرد (شکل ۴- A). بنابراین، گرانیت میلونیتی نوغان در هنگام تشکیل این



شکل ۴- ترکیب میکاهای گرانیت میلونیتی پل نوغان (پهنه سندانج-سیرجان): (A) در نمودار Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg از Wones and Eugster (۱۹۶۵)، خطوط در نمودار ترکیب میکا در تعادل با بافرهای اکسیژن، هماتیت - مگنتیت (HM)، نیکل - اکسید نیکل (NNO)، کوارتز - فایالیت - مگنتیت (QFM) است؛ (B) افزایش تدریجی روند مقدار $Fe/(Fe+Mg)$ در برابر آلومینیم (Shabani and Lalonde, 2003) موقعیت ترکیبی میکاهای سفید موجود در گرانیت میلونیتی نوغان بر روی نمودار (Feenstra, 1996) Na, Ca, K (D) موقعیت ترکیبی مسکوویت‌های موجود روی نمودار مثلی (Feenstra, 1996) $Fe+Mg, Al^{IV}, Al^{VI}$ (Fmu= ferrimuscovite and Fph= ferriphengite).

۰.۸۱ تا ۱.۰۶ (a.p.f.u.) و مجموعه اکتاهدرال (M-site) که شامل کاتیون های Mg, Fe و Mn هستند از ۲/۵۳ تا ۲/۶۳ (a.p.f.u.) است.

رابطه میانگین مسکوویت های گرانیت میلونیتی پل نوغان به صورت زیر است:



میکای سفید: نتایج تجزیه مسکوویت های موجود در توده گرانیت میلونیتی نوغان همراه با محاسبه رابطه ساختار آنها در جدول ۲ آمده است. با توجه به جدول ۲ و رابطه شیمیایی کلی مسکوویت ها $(KAl_2(OH)_2[AlSi_3]O_{10})$ در مسکوویت های گرانیت میلونیتی پل نوغان مجموعه کاتیون های بین لایه ای (I-site) که شامل کاتیون های K, Na, Ca هستند از

جدول ۲- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کانی های مسکوویت (Mus) و کلریت (Chl) در گرانیت میلونیتی پل نوغان (پهنه سندرچ-سیرجان) به همراه محاسبه رابطه ساختاری آنها (بر حسب a.p.f.u.).

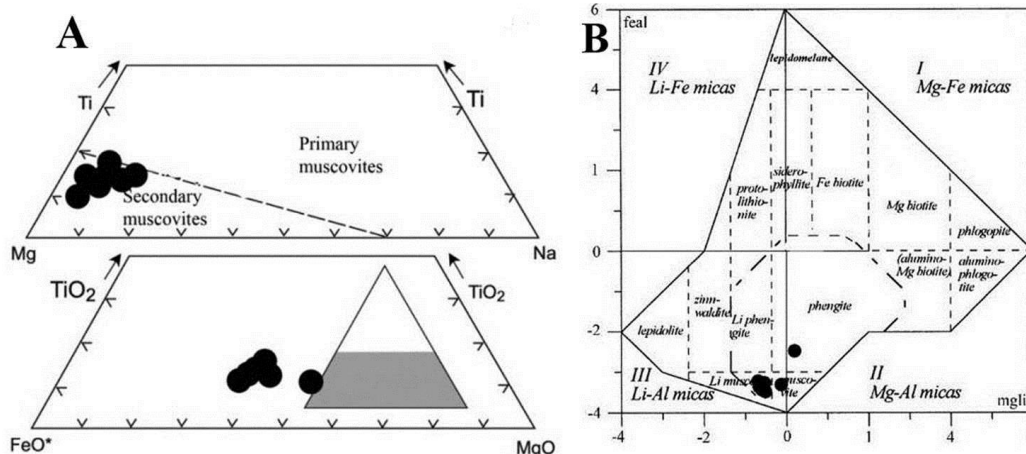
Sample No.	Mus1	Mus2	Mus3	Mus4	Mus5	Mus6	Mus7	Chl1	Chl2	Chl3
SiO ₂	43.2	48.3	46.0	46.0	44.2	46.1	46.3	32.0	30.0	32.4
TiO ₂	0.67	0.42	0.54	0.64	0.67	0.80	0.65	0.03	0.03	0.06
Al ₂ O ₃	36.5	30.3	34.1	34.5	34.1	34.0	33.6	17.2	20.4	20.0
FeO	2.64	1.48	2.07	2.29	3.42	2.46	2.53	13.6	13.3	12.9
MnO	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.08	0.09	0.09
MgO	2.21	1.13	2.66	1.80	2.27	2.01	1.89	26.3	23.9	26.2
CaO	0.11	0.05	0.15	0.05	0.22	0.05	0.07	0.12	0.15	0.22
Na ₂ O	0.12	0.18	0.14	0.19	0.16	0.17	0.17	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	9.90	11.8	9.80	10.40	8.90	10.20	10.40	0.01	0.01	0.02
Sum	95.40	93.70	95.40	95.90	94.10	95.80	95.60	89.40	87.80	91.90
Si	2.90	3.29	3.06	3.06	3.00	3.07	3.09	3.08	2.94	3.02
Ti	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00
Al	2.89	2.43	2.67	2.71	2.73	2.67	2.64	1.96	2.35	2.20
Mg	0.22	0.12	0.26	0.18	0.23	0.20	0.19	3.78	3.49	3.63
Fe ²⁺	0.15	0.08	0.12	0.13	0.19	0.14	0.14	1.10	1.09	1.00
Ca	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
K	0.84	1.03	0.83	0.88	0.77	0.87	0.89	0.00	0.00	0.00
Sum	7.06	7.00	7.00	7.01	7.00	7.00	7.01	9.94	9.89	9.88
Al ^{IV}	1.10	0.71	0.94	0.94	1.00	0.93	0.91	0.92	1.07	0.98
Al ^{VI}	1.78	1.72	1.73	1.76	1.73	1.73	1.73	1.04	1.29	1.21
Mg#	0.60	0.58	0.70	0.58	0.54	0.59	0.57	0.78	0.76	0.78
I.E.	0.40	0.42	0.31	0.42	0.46	0.41	0.43			
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0.40	0.42	0.30	0.42	0.46	0.41	0.43	0.22	0.24	0.22

در جریان فرایندهای هیدروترمالی در شرایط ساب سولیدوسی ایجاد می شوند (Miller et al., 1981).

مسکوویت های گرانیت میلونیتی پل نوغان از نوع ثانوی هستند (شکل ۵-A). هم چنین، مسکوویت های ذکر شده طبق نمودار Tischendorf و همکاران (۱۹۹۷) در مسکوویت های لیتیم دار طبقه بندی می شوند (شکل ۵-B). در این کانی ها میزان Fe# حدود ۰/۳۰ تا ۰/۴۶ و Mg# بین ۰/۵۴ تا ۰/۷۰ است.

با توجه به نمودار سه تایی که Feenstra (۱۹۹۶) آن را ارائه کرده است، میکاها به سمت قطب پتاسیم دار گرایش پیدا کرده اند (شکل های ۴-D و C) و در واقع از نوع مسکوویت هستند.

مسکوویت در سنگ های گرانیت میلونیتی به دو صورت اولی و ثانوی وجود دارد. مسکوویت های اولی آنهایی هستند که به طور مستقیم از ماگمای گرانیتی متبلور می شوند، در صورتی که مسکوویت های ثانوی از تجزیه و تبدیل شدن کانی های دیگر

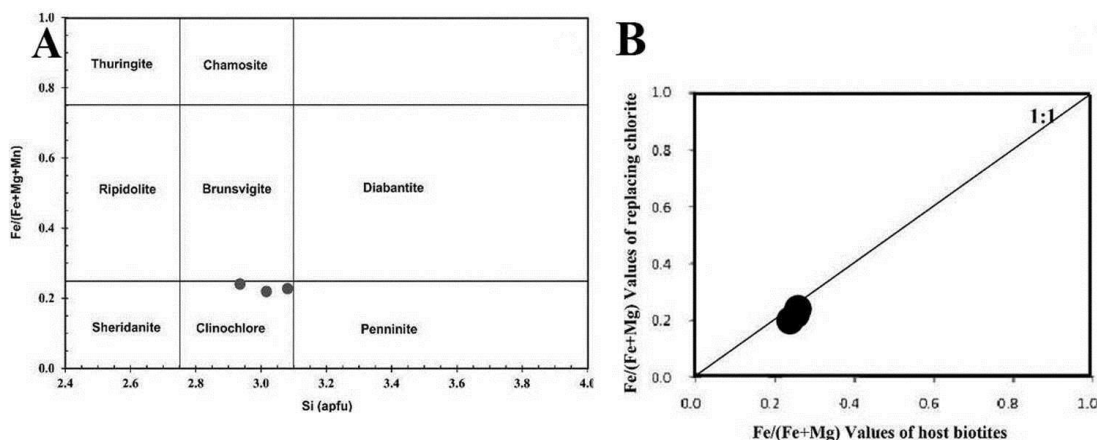


شکل ۵- ترکیب مسکوویت در گرانیته میلونیتی پل نوغان (پهنه سندانج - سیرجان) در: (A) ، نمودار سه تایی Mg-Ti-Na بر حسب a.p.f.u. (Miller et al., 1981) و نمودار اصلاح شده سه تایی FeO^*-TiO_2-MgO (بر حسب درصد وزنی)، از Monier و همکاران (۱۹۸۴): (B) نمودار (Tischendorf, 1997) $feal[Fe_{tot} + Mn + Ti - Al^{VI}]$ در برابر $[Mg-Li]mgli$

Al phl=aluminophlogopite; Al Mg bi = Al-Mg biotite; Fe bi =Fe biotite; Li mus = Li muscovite; Liphen= Li phengite, lepm = lepidomelane;lepl=lepidolite; Mg bi= Mg biotite;mus= muscovite;phen = phengite; phl=phlogopite;prot = protolithionite, sid = siderophyllite; zinn = zinnwaldite.

تری اکتاهدرال هستند. کلریت‌های توده گرانیته‌ی نوغان نسبت $Fe/(Fe+Mg)=0.22$ تا 0.24 را دارد و در بردارنده کاتیون سیلیسیم $2/94$ تا $3/08$ اتم در واحد رابطه‌ی است که به رده‌بندی کلریت‌ها به کلینوکلر منجر می‌شود (شکل ۶- A). کلریت‌های گرانیته میلونیتی نوغان محصول جانشینی بیوتیت‌ها هستند. شکل ۶- B نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ در کلریت‌ها را در برابر همین نسبت در بیوتیت‌های میزبان خود نشان می‌دهد.

کلریت: نتایج تجزیه نقطه‌ای کلریت‌های ذکر شده همراه با محاسبه رابطه ساختاری آنها در جدول ۳ آمده است. گروه کلریت به چهار زیر گروه تقسیم می‌شود: کلریت هشتوجهی سه‌گانه، کلریت هشتوجهی دوگانه، کلریت تری هشتوجهی دوگانه. با توجه به این که مجموع کاتیون‌ها در نمونه‌های مورد بررسی، ۶ کاتیون در واحد رابطه‌ی است، کلریت‌های مورد بررسی از نوع تری



شکل ۶- ترکیب کلریت‌های موجود در گرانیته میلونیتی پل نوغان (پهنه سندانج - سیرجان) در: (A) نمودار طبقه‌بندی Foster (۱۹۶۲): (B) نمودار نسبت‌های $Fe/(Fe+Mg)$ در کلریت‌های جانشین در برابر همین نسبت‌ها در بیوتیت میزبان در توده نفوذی نوغان.

با افزایش مقدار آهن افزایش می‌یابد (Abrecht and Hewitt, 1988; Arima and Edgar, 1981). درجه حرارت، بیش‌ترین تأثیر را روی کنترل کردن مقدار تیتانیوم در بیوتیت دارد، در حالی که افزایش فشار تأثیر معکوسی روی آن می‌گذارد؛ به این معنا که افزایش Ti در طول افزایش دما و کاهش فشار، امکان‌پذیر است (Karimpour et al., 2011; Henry et al., 2005; Yavuz et al., 2002; Tronnes et al., 1985; (Abuquerque, 1973).

دمای حاصل از روش زمین‌دماسنج تیتانیوم در تک‌کانی بیوتیت با استفاده از رابطه ۱ تخمین زده شده است و نتایج آن در جدول ۶ آمده است. این معادله برای $X_{Mg} = 0.275-1.00$, $Ti = 0.04-0.6$, $T = 480-800$ °C معتبر است (Henry et al., 2005).

رابطه ۱:

$$T = \{[\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3]/b\}^{0.333}$$

$$a = -2.3594$$

$$b = 4.6482 \times 10^{-9}$$

$$c = -1.7283$$

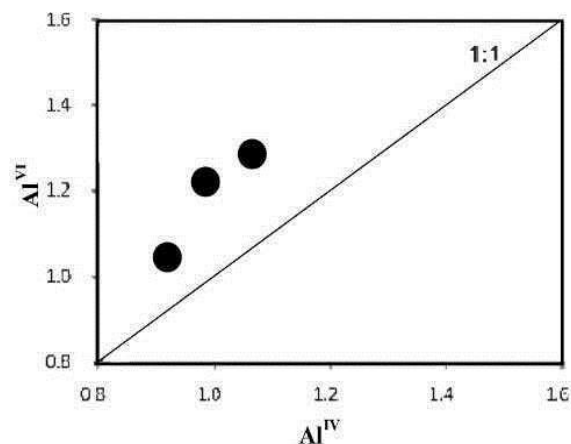
$$X_{Mg} = Mg/Mg+Fe$$

جدول ۶- نتایج تعیین دمای بیوتیت‌های در گرانیت میلونیتی پل نوغان (پهنه سنندج - سیرجان) با استفاده از دماسنج تیتانیوم موجود در بیوتیت.

Sample No.	Ti	X_{Mg}	T(°C)
Bt-1	0.0820	0.7542	521.29
Bt-2	0.0810	0.7522	515.99
Bt-3	0.0830	0.7444	516.45
Bt-4	0.0830	0.7590	528.84
Bt-5	0.0800	0.7543	514.13
Bt-6	0.850	0.7583	534.92
Bt-7	0.0870	0.7557	539.17
Bt-8	0.0810	0.7496	513.70
Bt-9	0.0890	0.7524	542.71
Bt-10	0.0860	0.7537	534.40
Bt-11	0.0880	0.7550	541.73
Bt-12	0.0580	0.7590	397.95
Bt-13	0.0780	0.7665	517.49
Bt-14	0.0820	0.7510	518.54
Bt-15	0.0870	0.7595	542.29
Bt-16	0.0840	0.7514	525.90
Bt-17	0.0840	0.7592	532.45
Bt-18	0.0830	0.7597	529.47
Bt-19	0.0800	0.7730	530.51
Bt-20	0.0920	0.7496	549.36

نقاط روی خط ۱:۱ ترسیم شده اند که نشان‌دهنده همخوانی شدید بین این دو نسبت است؛ به این معنا که مقادیر آهن و منیزیم کلریت به‌شدت با تمرکز این عناصر در بیوتیت‌های میزبان کنترل می‌شود. به عبارت دیگر این نسبت با کلریت‌ها حفظ شده است. چنانچه نقاط، خارج از این خط قرار گیرند به معنای تأثیر محتوی آهن و منیزیم گرمایی در نظر گرفته می‌شود (Cathelineau and Nieva, 1985; Czamanske et al., 1981; Tulloch, 1979).

در کلریت‌های نوغان، میزان Al هشت‌وجهی نسبت به Al چهاروجهی بالاتر است. در این موارد بر اساس نظر Foster (۱۹۶۲)، تعداد کاتیون Si^{4+} در موقعیت چهاروجهی که با Al^{3+} جانشین می‌شود، بیش‌تر است و در مجموع در برگه‌های چهاروجهی توازن بار برقرار می‌شود و برعکس آن نیز صادق است (شکل ۷).



شکل ۷- نمودار Al چهاروجهی نسبت به Al هشت‌وجهی در کلریت‌های گرانیت میلونیتی پل نوغان (پهنه سنندج - سیرجان).

زمین‌دماسنجی

زمین‌دماسنجی بیوتیت: میزان تیتانیوم موجود در بیوتیت به تغییرات دما، فشار، شیمی بلور بیوتیت و مجموعه کانی‌های همزیست وابسته است (Guidotti and Sassi 2002; Henry et al., 2005; Henry and Guidotti, 2002). به‌طور کلی میزان تیتانیوم در بیوتیت

بخش‌های بالایی پوسته ضخیم‌شده حاصل شده است که در هنگام تبلور و پس از آن در شرایط دگرشکلی، شکل‌پذیر شده است و سپس در حرارت ۶۵۰ درجه سانتیگراد در تأثیر از دگرشکلی و دگرگونی قرار گرفته است. با کاهش شدت دگرگونی و دگرشکلی بیوتیت در حرارت ۵۹۴ درجه سانتیگراد شروع به تغییر و تحول ترکیبی می‌کند و دچار تبلور دوباره می‌شود و در حرارت کم‌تر از ۳۰۰ درجه سانتیگراد شرایط دگرشکلی تقریباً شکننا بر سنگ غالب می‌شود که با دماهای به‌دست‌آمده از روش‌های زمین‌دماسنجی کلریت (۲۵۱-۲۳۱ درجه سانتیگراد) مطابقت دارد. به‌طوری که داده‌های شیمی کانی نشان‌دهنده دمای قابل مقایسه‌ای با دمای تغییرات تشکیل ساختارها در توده گرانیت میلوئیتی نوغان در مرحله دوم دگرشکلی دمای پایین از نوع شکننا است. بنابراین، با شواهد بافتی و پتروگرافی این توده همخوانی دارد.

جدول ۷- نتایج حاصل از دماسنجی کلریت در گرانیت میلوئیتی پل نوغان (پهنه سنندج - سیرجان) با استفاده از مقدار Al^{IV} در کلریت (Jowett, 1991).

Sample No.	Al^{IV}_C	T(°C)
Ch1	0.9412	231.25
Ch1	1.0888	278.33
Ch1	1.0054	251.71

نتیجه‌گیری

توده گرانیت میلوئیتی در پهنه برشی پل نوغان در بخش شمالی پهنه ماگمایی - دگرگونی سنندج - سیرجان قرار دارد. بیوتیت‌های تجزیه‌شده این توده، ذاتاً ماهیت ماگمایی دارند، ولی در سیر تحول سنگ، تغییر ترکیبی پیدا کرده‌اند. بنابراین، از نوع بیوتیت‌های اولی و دوباره تبلور یافته هستند. ترکیب شیمی کانی بیوتیت در سنگ‌های گرانیت میلوئیتی توده پل نوغان جزو بیوتیت‌های منیزیم دار تا فلوگوپیت شناخته می‌شود. این بیوتیت‌ها منیزیم بسیار بالا (با مقادیر 1.39- Mg# = 1.64) و Al^{VI} نسبتاً پایینی (0.28-0.84 a.p.f.u.) دارند.

بیوتیت‌های موجود در توده گرانیت میلوئیتی نوغان به‌طور میانگین، دمای ۵۲۲ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند. این دمای به‌دست‌آمده برای تبلور دوباره بیوتیت‌ها با ویژگی‌های شرایط فیزیکی تشکیل ریزساختارهای دگرشکلی اول (دمای بالا) منطبق است که در مبحث ریزساختار بررسی شده است.

زمین‌دماسنجی کلریت: پژوهشگران متعددی به رابطه کاهش سیستماتیک Si^{IV} (یا برعکس افزایش Al^{IV}) و کاهش Σ^{VI} (یا برعکس افزایش Σ^{VI}) در کلریت‌ها با افزایش عمق در سیستم‌های ژئوترمال و دیاژنتیک و با افزایش درجه دگرگونی در سنگ‌های دگرگونی اشاره کرده‌اند. برخی دیگر از پژوهشگران استدلال کرده‌اند که این تغییرات کانی‌شناسی، نتیجه افزایش پیش‌رونده در درجه حرارت تشکیل کلریت است. در واقع، عامل اصلی که ترکیب کلریت را هم در محیط‌های دگرگونی و هم گرمایی کنترل می‌کند، دما است (Caritat et al., 1993). Jowett (1991) رابطه ذیل را برای محاسبه درجه حرارت کلریت پیشنهاد کرد.

رابطه ۲:

$$Al^{IV}_C = Al^{IV} + 0.1(Fe / [Fe + Mg]), T (^{\circ}C) = 319Al^{IV}_C - 69.$$

نتایج حاصل از دماسنجی کلریت با استفاده از مقدار Al^{IV} در کلریت در جدول ۷ آمده است.

مقایسه دمای تغییر و تحول ترکیبی بیوتیت‌ها با کمک میزان تیتانیم موجود در آنها، دمای تشکیل کلریت‌ها و دمای دگرشکلی حاصل از بررسی ریزساختارها (Ataeifard and Davoudian, 2014) محدوده‌های قابل انطباقی را نشان می‌دهد. با توجه به مطالعات زمین‌دماسنجی ریزساختاری دگرشکلی، روابط صحرایی و سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی (Ataeifard et al., 2016; Ataeifard and Shabanian, 2014; Ataeifard and Davoudian, 2014; Ataeifard, 2014)، توده میزبان از ذوب‌بخشی متاپلیت‌ها در

دومینوپی، شکستگی‌های کششی در فلدسپارها، شکستگی بر اثر دگرشکلی شکنا و جابه‌جایی قطعات و چین‌خوردگی در بیوتیت به‌وجود آمده است.

سپاس‌گزاری

در این مقاله از نتایج پایان‌نامه کارشناسی ارشد نگارنده اول که تحصیلات تکمیلی دانشگاه شهرکرد آن را حمایت کرده است، استفاده شده است. بنابراین، نگارندگان از معاونت مذکور تقدیر و تشکر می‌کنند. هم‌چنین نگارندگان از داوران محترم مجله برای بهره‌گیری از نظرات ارزشمندشان سپاس‌گزاری می‌کنند.

دمای تغییر و تحول ترکیبی بیوتیت‌های منطقه در محدوده دمایی حدود ۳۹۸ تا ۵۴۹ درجه سانتیگراد انجام شده است. در این محدوده دمایی، ریزساختارهای پوششی از دانه‌های ریزشده دوباره متبلور شده در حاشیه‌های پورفیروکلاست‌ها که ناشی از مهاجرت مرز دانه است (GBM) و خاموشی موجی صفحه شطرنجی با گسترش ریزدانه‌های بلوکی در دانه‌های کوارتز و حاشیه دانه‌های آمیبی شکل کوارتز تشکیل شده است. در محدوده دمایی حدود ۲۳۱ تا ۲۵۲ درجه سانتیگراد بیوتیت به کلریت تبدیل شده است. در این محدوده دمایی ریزساختارهایی مثل خاموشی موجی، انحلال فشاری در کوارتزها و بالشتک

منابع

- Abrecht, J. and Hewitt, D. A. (1988) Experimental evidence on the substitution of Ti in biotite. *American Mineralogist* 73: 1275-1284.
- Arima, M. and Edgar, A. D. (1981) Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 77: 288-295.
- Ataeifard, N. (2014) Petrology of two mica per-aluminous mylonitic granite in Noghan Bridge, Sanandaj-Sirjan Zone. MSc thesis, University of Shahrekord, Shahrekord, Iran (in Persian).
- Ataeifard, N. and Davoudian, A. (2014) Geothermometry of deformation microstructure in mylonitic granitoid of Noghan Bridge, Sanandaj-Sirjan zone. In: *Proceeding of 32nd National and 1st International Geosciences Congress Fundamental Geology, Mashhad, Iran* (in Persian).
- Ataeifard, N. and Shabanian, N. (2014) Evidence of quartz and feldspar crystal plastic deformations in mylonitic granitoid of Noghan Bridge, Boein-Miandashat. In: *Proceeding of 32nd National and 1st International Geosciences Congress Fundamental Geology, Mashhad, Iran* (in Persian).
- Ataeifard, N., Shabanian, N. and Davoudian, A. (2016) Geochemistry of two mica per-aluminous mylonitic granite in Noghan Bridge, Sanandaj-Sirjan zone. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* (in press) (in Persian).
- Caritat, P. D., Hutcheon, I. and Walshe, J. L. (1993) Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals* 41: 219-239.
- Cathelineau, M. and Nieva, D. (1985) A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91: 235-244.
- Czamanske G. K., Ishihara S. and Atkin S. (1981) A Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. *Journal of Geophysical Research* 86(B11): 10431-10469.
- Dachs, E. (2004) Pet: Petrological elementary tools for mathematica. *Computer and Geosciences* 24: 219-235.

- de Albuquerque C. A. (1973) Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37: 1779-1802.
- Droop, G. T. R. (1987) A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431.
- Dymek, R. F. (1983) Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Green Land. *American Mineralogist* 68: 880-899.
- Feenstra, A. (1996) An EMP and TEM-AEM study of margarite, muscovite and f paragonite in polymetamorphism eta bauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the implications of fine-scale mica interlayering and multiple mica generations. *Journal of Petrology* 37: 201-233.
- Forster, H. J. and Tischendorf, G. (1989) Reconstruction of the volatile characteristics of granitoidic magmas and hydrothermal solutions on the basis of dark micas: The Hercynian postkinematic granites and associated high-temperature mineralizations of the Erzgebirge (G.D.R). *Chemie der Erde (Geochemistry)* 49: 7-20.
- Foster, M. D. (1962). Interpretation of the composition and classification of the chlorites. USGS Professional Paper 414-A: 1-33.
- Guidotti, C. V. and Sassi, F. P. (2002) Constraints on studies of metamorphic K-Nawwhite micas. In: *Micas: Crystal chemistry and metamorphic petrology* (Eds. Mottana, A., Sassi, F. P., Thompson, Jr. J. B. and Guggenheim, S.) 46: 419-448. Mineralogical Society of America, Chantilly.
- Henry, D. J. and Guidotti, C. V. (2002) Ti in biotite from metapelitic rocks: temperature effects, crystallochemical controls and petrologic applications. *American Mineralogist* 87: 375-382.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V. and Thomson, J. A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist* 90: 316-328.
- Hossain, I. and Tsunogae T. (2014) Crystallization conditions and petrogenesis of the Paleoproterozoic basement rocks in Bangladesh. *An Evaluation of Biotite and Coexisting Amphibole Mineral Chemistry* 25(1): 87-97.
- Jowett, E. C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. Geological Association of Canada/ Mineralogical Association of Canada/ Society of Economic Geology Joint Annual Meeting, Toronto, Canada.
- Karimpour, M. H., Stern, C. R. and Moradi, M. (2011) Chemical composition of biotite as a guide to petrogenesis of granitic rocks from Maherabad, Dehnow, Gheshlagh, Khajehmourad and Najmabad, Iran. *Iranian Journal of Crystallography and mineralogy* 4: 89-100.
- Langille, J., Lee, J., Hacker, B. and Seward, G. (2010) Middle crustal ductile deformation patterns in southern Tibet: Insights from vorticity studies in Mabja Dome. *Journal of Structural Geology* 32: 70-85.
- Miller, C. F., Stoddard, E. F., Bradfish, L. J. and Dollase, W. A. (1981) Composition of plutonic muscovite: Genetic implications. *The Canadian Mineralogist* 19: 25-34.
- Monier, D., Mergoïl-Daniel, J. and Labernardiere, H. (1984) Génération successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites de Massifs de Millevaches (Massif Central français). *Bulletin de Minéralogie* 107: 55-68.
- Morgan, S. S. and Law, R. D. (2004) Unusual transition in quartzite dislocation creep regimes and crystal slip systems in the aureole of the Eureka Valley- Joshua Flat-Bear Creek Pluton, California: a case for anhydrous conditions created by decarbonation reactions. *Tectonophysics* 384: 209-231.
- Nachit, H. (1986) Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes applications typologiques. thèse, université Bretagne occidentale, Brest.

- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. H. and Ohoud, M. B. (2005) Discrimination between primary magmatic biotite, reequilibrated biotites and neoformed biotites: geomaterials (Mineralogy). *complex rendus. Geoscience* 337: 1415-1420.
- Neumann, B. (2000) Texture development of recrystallised quartz polycrystals unravelled by orientation and misorientation characteristics. *Journal of Structural Geology* 22: 1695-1711.
- Nockolds, S. R. (1947) The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *American Journal of Science* 7: 401-420.
- Owona, S., Ondoa, J. M. and Ekodeck, G. E. (2013) Evidence of quartz, feldspar and amphibole crystal plastic deformations in the Paleoproterozoic nyong complex shear zones under amphibolite to granulite conditions (West Central African Fold Belt, SW Cameroon). *Journal of Geography and Geology* 5(3): 186-201.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (1996) *Microtectonics*. Springer-Verlag, New York.
- Shabani, A. A. T. and Lalondea, A. E. (2003) Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen: a potential tectonomagmatic indicator. *The Canadian Mineralogist* 41: 1381-1396.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. and Schmid, S. M. (2002) The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology* 24(3): 1861-1884.
- ten Grotenhuis, S. M. (2000) Mica fish in mylonites. PhD thesis, Johannes Gutenberg Universität Mainz, Germany.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Forster, H. J. and Trumbull, R. B. (1997) On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analysis and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine* 61: 809-34.
- Tronnes, R. G., Edgar, A. O. and Arima, M. (1985) A high pressure- high temperature study of TiO₂ solubility in Mg-rich phlogopite: Implications to phlogopite chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49: 2323-2329.
- Tulloch, A. J. (1979) Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 69: 105-117.
- Wones, D. R. and Eugster, H. P. (1965) Stability of biotite: experiment, theory and application. *The American Mineralogist* 50: 1228-1272.

Corresponding between geothermometry based on mineral chemistry and deformation temperature for mylonitized granite of Noghan bridge (Sanandaj–Sirjan zone)

Nastaran Ataefard ^{1*}, Nahid Shabanian ² and Alireza Davoudian ²

Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

Abstract

Noghan granitoid intrusion is located at the NW of Bojn- Miandasht and lies in the Sanandaj-Sirjan structural zone (SSZ). Body shape is a stretched ellipsoid with NW-SE strike. The meta-granite body is extremely deformed and displays mylonitic structure such as lineation and foliation. Mylonitic texture is main texture but also show seriate granular and lipido-granoblastic textures. The main minerals are quartz, K-feldspar, plagioclase, Biotite and muscovite. Chlorite is an accessory mineral. The biotite is magmatic and recrystallized. The chlorites are alteration product. The geothermometry of biotites and chlorites shows the temperatures of 397-549°C and 231-252 °C that show good correlation with microstructure in the rock. Therefore, mantle microstructure including recrystallized subgrains in porphyroclast rims that result to Grain boundary migration and chessboard undulose extinction with fine blocky grains and amoeboid grain in quartz grains show formation temperature close to 500 °C. Microstructures such as undulose extinction, pressure solution and in quartz, tensile fracture and bookshelf sliding in feldspar, brittle fractures and displacement of folded pieces in biotite display that temperature is lower than 300°C

Key words: Ductile deformation, Mineral chemistry, Geothermometry, Noghan bridge, Sanandaj-Sirjan zone

* shabanian.nahid@nres.sku.ac.ir