

پترولوژی، سال هفتم، شماره بیست و پنجم، بهار ۱۳۹۵، صفحه ۲۳-۵۰
تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۲/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۷/۰۴

مطالعهٔ گرانیتهای ائوسن نوع S در کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی (شمال شرق استان یزد، ایران مرکزی)

زهرا سادات زکی پور و قدرت ترابی *

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

کمپلکس دگرگونی حلقوی ائوسن چاپدونی در بخش غربی بلوک پشت بادام قرار دارد. این کمپلکس در بردارندهٔ میگماتیت، گنیس، آمفیبولیت، مرمَر، میکاشیست و گرانیتهای متنوع است. در بخش‌های میانی این کمپلکس (کلوت چاپدونی) یک واحد گرانیتهای با سن ائوسن وجود دارد که سایر واحدهای سنگی را قطع کرده است. این واحد گرانیتهای، کانی‌های پلاژیوکلاز ($An_9Ab_{87}Or_4$)، فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز)، کوارتز، گارنت شکل‌دار ($Alm_{77}Sps_{13}Prp_9Grs_1$)، زیرکن، آپاتیت، فیبرولیت سیلیمانیت و مسکوویت را دارد. بررسی‌های پترولوژی و ژئوشیمیایی نشان‌دهندهٔ ماهیت کالک‌آلکان، طبیعت پرآلومین و نوع S بودن گرانیتهای مورد مطالعه است. در نمودارهای به‌هنجارسازی نسبت به کندریت، آنومالی منفی Eu و مقدار کم عناصر خاکی نادر به‌خوبی مشخص است و در نمودارهای به‌هنجارسازی نسبت به پوستهٔ قاره‌ای و شیل‌های آمریکای شمالی فقیرتر بودن این سنگ‌ها از نظر بسیاری از عناصر کمیاب واضح است. این گرانیتهای حاصل جایگیری ماگمای برگرفته از گوشته در زیر پوستهٔ قاره‌ای، تشکیل کمپلکس دگرگونی حلقوی در ترازهای بالایی پوسته و ذوب سنگ‌های رسوبی پوستهٔ قاره‌ای هستند. سنگ مادر این گرانیتهای سنگ‌های رسوبی غنی از رس با مقدار کم پلاژیوکلاز و مقدار تقریباً پایین CaO/Na_2O بوده است.

واژه‌های کلیدی: کمپلکس دگرگونی حلقوی، گرانیتهای نوع S، ائوسن، ایران مرکزی، چاپدونی، یزد

مقدمه

درصد Al_2O_3 بالایی (پرآلومین) دارند و از نظر خاستگاه زمین‌ساختی همزمان با تکتونیک هستند (Pearce et al., 1984). اما Sylvester (۱۹۹۸) گرانیتهای به‌شدت پرآلومین را حاصل فرایندهای پس از برخورد در

گرانیتهای نوع S، اغلب از دگرشکلی و ذوب‌بخشی رسوبات دگرگون‌شدهٔ پوستهٔ بالایی تشکیل شده‌اند (Chappell and White, 1974, 1992). این سنگ‌ها

* torabighodrat@sci.ui.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.

سنگ‌ها سن ژوراسیک بالایی دارند و به حوادث پس از تکتونیک نسبت داده شده‌اند (Khalili, 2003). با توجه به موارد بالا می‌توان گفت که اغلب گرانیتهای نوع S موجود در ایران، طی فرایندهای مرتبط با برخورد و همزمان با تکتونیک تشکیل شده‌اند. کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی یکی از مجموعه‌های سنگی پیچیده ایران است که در بخش‌های شمال شرقی استان یزد و جنوب غرب روستای پشت بادام قرار دارد و به بخش‌های کلوت چاپدونی در بخش میانی، کلوت چاه تک در بخش شمالی و کوه‌های نی باز و خشومی در بخش جنوب غربی تقسیم می‌شود (شکل‌های ۱ و ۲). بررسی‌های زمین‌شناسی و پتروژئولوژی بخش شمالی کلوت چاپدونی (بخش غربی بلوک پشت بادام) نشان می‌دهد که یک واحد گرانیتهای، سایر سنگ‌های منطقه را قطع کرده است (شکل ۳). قرارگرفتن این واحد در یک کمپلکس دگرگونی حلقوی، لزوم بررسی چگونگی تشکیل و مقایسه پتروژنز آن با سایر گرانیتهای نوع S را نشان می‌دهد. بنابراین، در این تحقیق با استفاده از شواهد صحرایی، مطالعات پتروگرافی و شیمی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب، ماهیت، چگونگی تشکیل و تعیین خاستگاه مذاب تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها بررسی می‌شود.

زمین‌شناسی منطقه

کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی از نظر موقعیت جغرافیایی در محدوده تقریبی طول ۱۱' ۵۵° شرقی و عرض ۳۲' ۵۰° شمالی در بخش‌های شمال شرقی استان یزد قرار دارد (شکل‌های ۱ و ۲). این کمپلکس، جزیی از بلوک پشت بادام است و طبق تقسیم‌بندی که Ramezani و Tucker (۲۰۰۳) از این بلوک انجام داده‌اند، در بخش غربی آن قرار دارد.

این کمپلکس، مجموعه‌ای از گنیس، میگماتیت، آمفیبولیت، مرممر، میکاشیست و گرانیتهای

کوهزایی‌هایی با فشار و دماهای بالا در نظر گرفته است. مطالعه گرانیتهای نوع S برای دستیابی به تحول و تکامل پوسته قاره‌ای در دوران‌های مختلف و نیز در بازسازی پوسته قاره‌ای قدیمی و چگونگی تشکیل پوسته قاره‌ای جدید از آنها اهمیت فراوان دارد (Castro et al., 1999).

گرانیتهای نوع S از بخش‌های مختلف ایران گزارش شده‌اند. برای مثال، این گرانیتهای را در چندین ناحیه از ایران مرکزی می‌توان یافت که از آن جمله گرانیتهای کوه آیرکان در بخش‌های شمال و شمال غربی بلوک یزد (Baharzadeh et al., 2008) و همچنین، گرانیتهای همراه با افیولیت جندق هستند (Bagheri and Stampfli, 2008; Ebrahimi, 2008; Bagheri, 2007). این گرانیتهای احتمالاً در زمان پرکامبرین و همزمان با تکتونیک تشکیل شده‌اند (Bagheri, 2007; Bagheri and Stampfli, 2008).

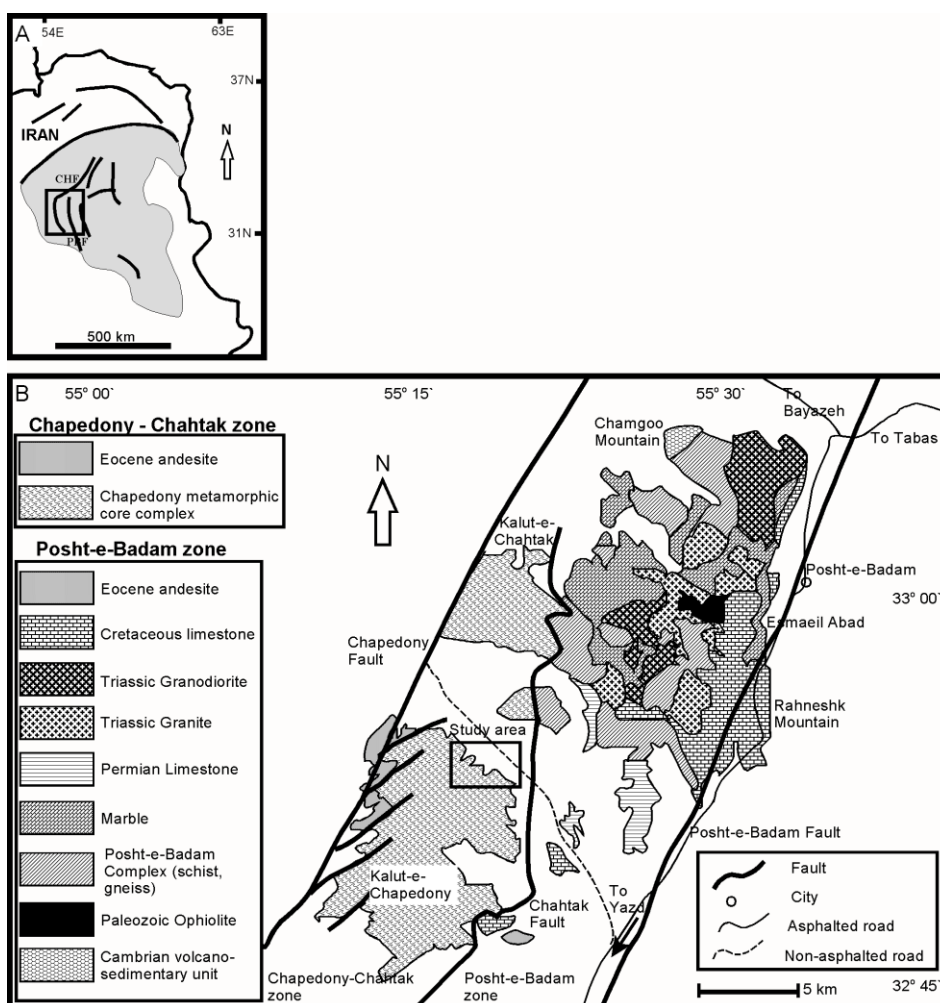
در بلوک یزد، گرانیتهای شیرکوه با سن ژوراسیک میانی، ماهیت کالک‌آلکان دارد و از ذوب‌بخشی رسوبات پرآلومین پوسته‌ای حاصل شده است (Sheibi et al., 2010, 2012). در شمال شرق اردکان، گرانیتهای زرین به زمان پس از ژوراسیک و قبل از کرتاسه مربوط است که به محیط‌های تکتونیک پس از کوهزایی و درون صفحه‌ای نسبت داده شده‌اند (Valizadeh et al., 2002).

گرانیتهای نوع S در پهنه ساختاری سیستان نیز دیده می‌شوند. گرانیتهای زرگولی از جمله این گرانیتهاست که در شمال غرب زاهدان قرار دارد و در زمان ائوسن و الیگوسن از ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته زیرین و در فرایندهای پس از برخورد به وجود آمده است. این توده نفوذی از نظر پتروگرافی، سنگ‌های بیوتیت گرانیتهای و بیوتیت گرانودیوریت دارد (Rezaei-Kahkhaei et al., 2010).

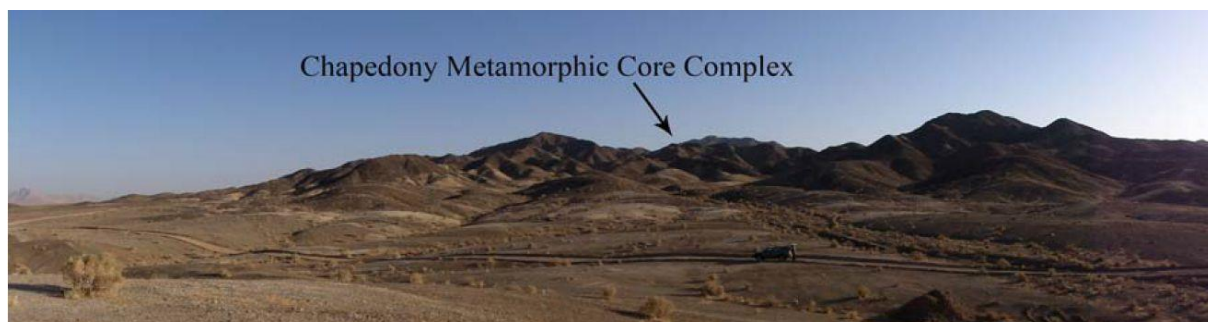
در پهنه سنندج - سیرجان، گرانیتهای توده نفوذی کلاه‌قازی، گرانیتهای نوع S هستند. این

برخی نقاط تا رخدادهای آناتکسی نیز پیش رفته است. در کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی آمفیبولیتها به صورت توده‌های تیرهٔ کوچک و بزرگ دیده می‌شوند.

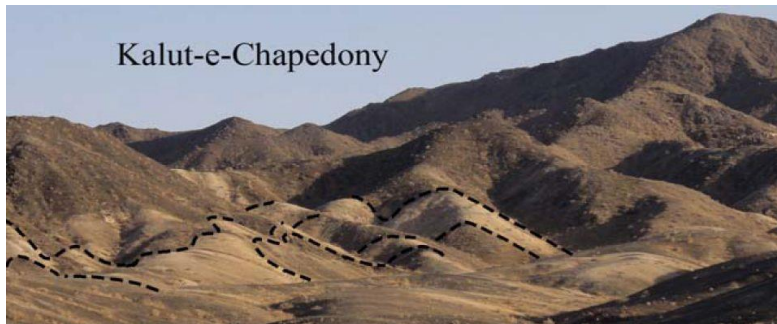
متنوع است که در راستای گسل چاپدونی گسترش یافته است و با گسل‌های پشت بادام و چاپدونی محدود شده است. درجهٔ دگرگونی سنگ‌های این کمپلکس از بسیار پایین تا بسیار بالا است و در



شکل ۱- (A) موقعیت منطقهٔ پشت بادام در ایران مرکزی؛ (B) نقشهٔ زمین‌شناسی ساده‌شدهٔ منطقهٔ پشت بادام (شمال شرق استان یزد)، برگرفته از Ramezani و Tucker (۲۰۰۳) با تغییرات.



شکل ۲- نمایی از بخش میانی کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی (ایران مرکزی) (نگاه به سمت جنوب غرب).



شکل ۳- تصویر صحرایی از گرانیتهای در کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی (ایران مرکزی) که در امتداد خط چین‌ها قطع‌کننده سایر واحدها در بخش شمالی کلوت چاپدونی هستند (نگاه به سمت غرب).

روش انجام پژوهش

بر اساس مطالعات صحرایی از رخنمون‌های گرانیتهای قطع‌کننده بخش شمالی کلوت چاپدونی نمونه‌برداری شد و پس از تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی، مطالعات پتروگرافی روی آنها انجام شد. تعدادی از سالم‌ترین نمونه‌ها انتخاب و از آنها برای انجام تجزیه ریزکاو الکترونی (الکترون میکروپروپ)، مقطع نازک صیقلی تهیه شد. این نمونه‌ها با دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی JEOL مدل (WDS) JXA-8800 دانشگاه کانازاواای ژاپن با ولتاژ شتاب‌دهنده 20 kV و جریان 20 nA تجزیه شدند. در تفکیک مقدار Fe^{2+} و Fe^{3+} برای دسترسی به رابطه ساختاری کانی‌ها نیز از استوکیومتری کانی‌ها استفاده شد. برای بررسی ماهیت و خاستگاه گرانیتهای مورد مطالعه، ۵ نمونه سنگ سالم برای تجزیه شیمیایی به مرکز مطالعات مواد معدنی زرازا فرستاده شد تا عناصر فرعی و خاکی نادر در نمونه‌ها با روش ICP-MS (یا بسته تجزیه‌ای رده 4A و 4B) اندازه‌گیری شوند. نتایج ریزکاو الکترونی کانی‌ها و تجزیه شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه به ترتیب در جدول‌های ۱ تا ۳ آورده شده است. برای ترسیم نمودارها از نرم‌افزارهای Minpet و Newpet استفاده شده است. مقادیر $Fe\#$ در مسکوویت‌ها به صورت $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ محاسبه شده است. اختصار نام کانی‌ها در تصاویر پتروگرافی برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است.

بسیاری از زمین‌شناسان همواره به بررسی زمین‌شناسی این منطقه توجه کرده‌اند. Haghypour (۱۹۷۴) سن دگرگونی‌های این ناحیه را به پركامبرین نسبت داده است و حفظ آثار لایه‌بندی با میان‌لایه‌های مرمر و سنگ‌های آواری در این ناحیه را با خاستگاه اولی آواری - آتشفشانی این سنگ‌ها مربوط می‌داند. Nadimi (۲۰۰۷) تشکیل پی‌سنگ این کمپلکس را در پالئوپروتروزوییک و زمان دگرگون‌شدن آن را از پالئو تا نئوپروتروزوییک می‌داند. اما با توجه به سن‌سنجی‌هایی که Ramezani و Tucker (۲۰۰۳)، Kargaranfahghi و همکاران (۲۰۱۱) و (۲۰۱۲) و Verdel و همکاران (۲۰۰۷)، به ترتیب با روش‌های $U - Pb$, $^{40}Ar/^{39}Ar$ و $(U-Th)/He$ ، زیرکن و آپاتیت از سنگ‌های گنیس و میگماتیت انجام داده‌اند، سن تشکیل کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی و رخداد ذوب‌بخشی در این منطقه را بین ۳۰ تا ۴۹ میلیون سال در نظر گرفته‌اند. Kargaranfahghi و همکاران (۲۰۱۲) نیز با استفاده از روش $(U-Th)/He$ ، زیرکن و آپاتیت از گرانیتهای موجود در کمپلکس چاپدونی، سن سردشدگی این مجموعه را بررسی کرده‌اند و به این نتیجه رسیده‌اند که دمای این مجموعه سنگی در عرض ۳۰ میلیون سال به کمتر از ۵۰ درجه سانتی‌گراد رسیده است. Mokhtari (۲۰۱۲)، پتروولوژی آمفیبولیت‌های کمپلکس چاپدونی را مطالعه کرده است و آنها را پارامفیبولیت نامیده است.

پتروگرافی و شیمی کانی‌ها

گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در نمونه دستی رنگ روشن دارند و بیشتر از کانی‌های روشن فلدسپار، کوارتز و گارنت‌های صورتی‌رنگ (در حد چند میلی‌متر) تشکیل شده‌اند. گرانیتوئیدهای کلوته چابدونی در زیر میکروسکوپ شواهد میلونیتی شدن را به خوبی نشان می‌دهند. این سنگ‌ها کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، گارنت و کانی‌های فرعی زیرکن، آپاتیت، مسکوویت و فیبرولیت سیلیمانیت دارند.

بر اساس نتایج حاصل از بررسی‌های مودال کانی‌ها، متوسط درصد حجمی کانی‌های پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، گارنت، فیبرولیت‌های سیلیمانیت، مجموع کانی‌های فرعی مسکوویت، زیرکن و آپاتیت در گرانیت‌های مورد مطالعه به ترتیب حدود ۴۰، ۳۰، ۲۰، ۳، ۳ و ۴ درصد حجمی است و در نمودار (QAP Le) (Maitre, 1989) در محدوده گرانیت‌ها قرار می‌گیرند. در این سنگ‌ها، فیبرولیت‌های سیلیمانیت به جای فلدسپارهای پتاسیم و پلاژیوکلازها تشکیل شده‌اند. این فیبرولیت‌ها پس از تبلور سنگ و در زمان میلونیتی شدن در گرانیت‌های مورد مطالعه تشکیل شده‌اند.

پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها به صورت ساب‌هدرال تا آن‌هدرال هستند و ماکل پلی‌سینتتیک از خود نشان می‌دهند. این کانی‌ها منطقه‌بندی ندارند (شکل ۴- A). از نظر ترکیب شیمیایی از نوع آلبیت و بسیار نزدیک به الیگوکلاز هستند ($An_9Ab_{87}Or_4$). پتاسیم‌فلدسپارهای عمدتاً دانه‌درشت و از نظر ترکیب شیمیایی ارتوکلاز ($Or_{84}Ab_{16}$) هستند (جدول ۱ و شکل ۵- A).

بلورهای کوارتز خاموشی موجی دارند و در سنگ اغلب به صورت دانه‌هایی کوچک‌تر از فلدسپارها با حاشیه مژرس دیده می‌شوند. این کانی‌ها به صورت اجتماعی با دانه‌های چفت‌شده کوارتز و در برخی موارد به صورت دانه‌های درشت و کشیده هستند. کوارتزها به صورت ادخال در سایر کانی‌ها مانند گارنت و پتاسیم‌فلدسپار

هم مشاهده می‌شوند (شکل ۴- B).

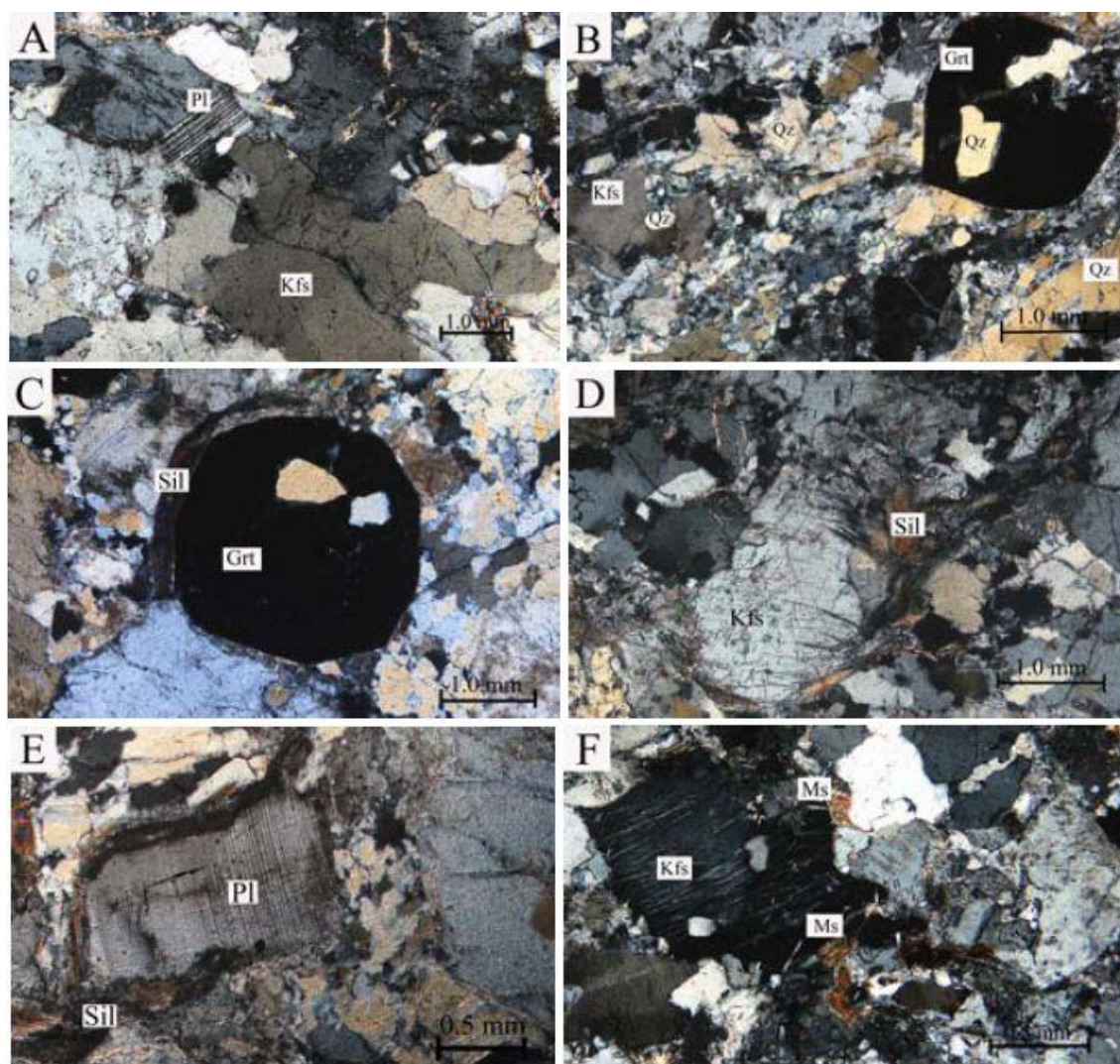
گارنت‌ها به صورت شکل‌دار و با مرز مشخص هستند. این کانی‌ها منطقه‌بندی مشخصی از خود نشان نمی‌دهند و اغلب ادخال‌هایی از کوارتز دارند. شکستگی در آنها کم است و در محل برخی از شکستگی‌ها کمی کلریتی شده‌اند (شکل ۴- C). متوسط درصد اعضای پایانی گارنت‌ها به صورت آلمانین، اسپسارتین، پیروپ، گروسولار و آندرادیت با فراوانی‌های ۷۷، ۱۳، ۹، ۱ و صفر درصد است (جدول ۱).

بررسی‌های میکروسکوپی نشان‌دهنده تشکیل فیبرولیت‌ها در ارتباط با پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار است. این کانی‌ها به شکل گروه‌های سوزنی در درون یا در حاشیه فلدسپارها دیده می‌شوند که نشان‌دهنده تشکیل آنها به جای پتاسیم‌فلدسپار (شکل ۴- D) و پلاژیوکلاز است (شکل ۴- C). متوسط مقدار درصد SiO_2 و Al_2O_3 فیبرولیت‌های سیلیمانیت به ترتیب ۴۰/۵۵ و ۵۸/۹۳ است (جدول ۲).

در این سنگ‌ها مسکوویت‌ها به دو صورت ورقه‌های متوسط تا کوچک که در تعادل با فلدسپارها هستند (مسکوویت‌های آذرین و اولی) (شکل ۴- F) و دانه‌های ریز سرسیت در درون شکستگی‌ها (محصول دگرسانی) دیده می‌شوند. در بررسی‌های شیمی کانی‌ها به خوبی مشخص است که مسکوویت‌های اولی Na_2O بیش‌تر و SiO_2 کم‌تری دارند (جدول ۲).

بیوتیت و اسپینل نیز به ندرت در این سنگ‌ها یافت می‌شود. این کانی‌ها به صورت آن‌هدرال با حاشیه‌هایی شکسته و خردشده هستند. با توجه به شواهد میکروسکوپی می‌توان گفت که این کانی‌ها با سایر کانی‌های موجود در سنگ در تعادل نیستند و احتمالاً قطعاتی از رستیت هستند.

نتایج حاصل از بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی، وجود شکستگی در کانی‌ها، خاموشی موجی و مرزهای چفت‌شده بین بلورهای کوارتز، همه نشان‌دهنده مراحل تغییر شکل و میلونیتی شدن سنگ‌های این ناحیه است.



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از گرانیت‌های شمال کلوت چابدونی (ایران مرکزی) در نور قطبیده (یا XPL). (A) پلاژیوکلاز همراه با ماکل پلی‌سینتتیک و بلورهای درشت پتاسیم‌فلدسپار؛ (B) کوارتزها به صورت ادخال درون گارنت‌ها به شکل دانه‌های درشت و کشیده و همچنین، بلورهای ریز در متن سنگ به خوبی مشخص هستند. (C) گارنت شکل‌دار و فیبرولیت سیلیمانیت که آن را دور زده است؛ (D) تشکیل فیبرولیت‌های سیلیمانیت به جای پتاسیم‌فلدسپارها، (E) تشکیل فیبرولیت‌های سیلیمانیت به جای پلاژیوکلازها؛ (F) مسکوویت‌ها در تعادل با پتاسیم‌فلدسپارها و همچنین، در محل شکستگی این کانی‌ها دیده می‌شوند.

جدول ۱- نتایج آنالیز ریزکاو الکترونی، به همراه رابطه ساختاری و اعضای نهایی گارنت (Grt) از مرکز به حاشیه (Z1 تا Z5)، پلاژیوکلاز (Pl) و پتاسیم‌فلدسپارهای (Kfs) موجود در گرانیت‌های شمال کلوت چابدونی (ایران مرکزی)، به ترتیب بر اساس ۱۲ و ۸ اتم اکسیژن در رابطه ساختاری کانی.

Sample No.	B738	B738	B738	B738	B738	B738	B739	B738	B738	B738
Point No.	27	28	29	30	31	34	37	38	53	54
Mineral Type	Grt _{Z1}	Grt _{Z2}	Grt _{Z3}	Grt _{Z4}	Grt _{Z5}	Pl	Pl	Pl	Kfs	Kfs
SiO ₂	37.54	37.44	36.96	37.51	37.69	66.27	66.44	66.33	65.51	65.45
TiO ₂	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	21.38	21.02	21.00	21.30	21.21	20.65	21.09	21.01	18.58	18.73
FeO*	33.28	33.42	33.57	33.48	33.36	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
MnO	5.67	5.48	5.67	5.39	5.09	0.00	0.02	0.04	0.01	0.00
MgO	2.12	2.09	2.14	2.15	2.30	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	0.38	0.36	0.36	0.33	0.34	1.67	2.01	2.01	0.03	0.02
Na ₂ O	0.01	0.02	0.06	0.01	0.03	9.76	10.15	9.92	1.70	1.55
K ₂ O	-	-	-	-	-	1.30	0.35	0.53	14.09	14.03
Sum	100.37	99.83	99.77	100.18	100.02	99.68	100.10	99.88	99.92	99.83
Si	3.04	3.05	3.01	3.04	3.05	2.93	2.91	2.92	3.00	3.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.04	2.01	2.01	2.03	2.02	1.07	1.09	1.09	1.00	1.01
Fe ²⁺	2.25	2.27	2.29	2.27	2.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.39	0.38	0.39	0.37	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.26	0.25	0.26	0.26	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.08	0.09	0.10	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.84	0.86	0.85	0.15	0.14
K	-	-	-	-	-	0.07	0.02	0.03	0.82	0.82
Sum	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	4.99	4.98	4.98	4.98	4.97
Almandine	76.91	77.46	77.02	77.51	77.51	-	-	-	-	-
Andradite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	-
Grossular	1.11	1.06	1.05	0.97	1.00	-	-	-	-	-
Pyrope	8.71	8.63	8.75	8.88	9.52	-	-	-	-	-
Spessartine	13.27	12.85	13.18	12.63	11.98	-	-	-	-	-
Albite	-	-	-	-	-	84.60	88.40	87.10	15.50	14.40
Anorthite	-	-	-	-	-	8.00	9.60	9.80	0.10	0.10
Orthoclase	-	-	-	-	-	7.40	1.90	3.10	84.40	85.50

جدول ۲- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی به همراه رابطه ساختاری کانی‌های مسکوویت (Ms)، سیلیمانیت (Sil) و کوارتز (Qz) در گرانیت‌های شمال کلوت چابدونی (ایران مرکزی)، به ترتیب بر اساس ۱۱، ۵ و ۲ اتم اکسیژن در رابطه ساختاری کانی‌ها. مسکوویت نقطه ۱۱۴ اولی و مسکوویت نقطه ۱۱۵ محصول دگرسانی هستند.

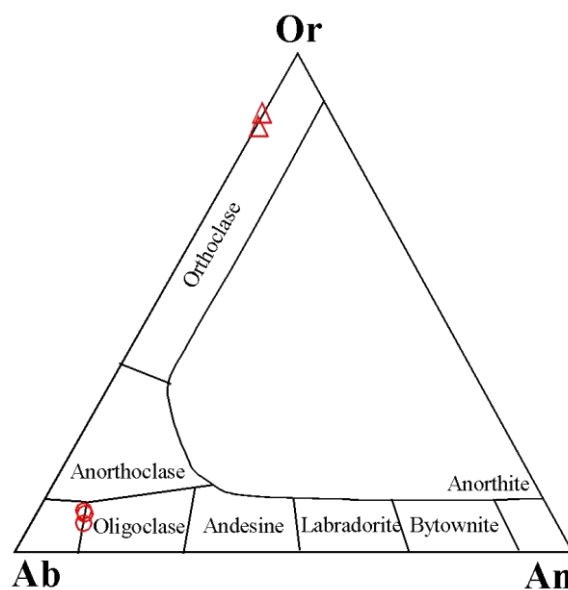
Sample No.	B391-1	B391-1	B738	B738	B738	B739-1	B738	B738
Point No.	114	115	40	41	42	62	32	32
Mineral Type	Ms	Ms	Sil	Sil	Sil	Sil	Qz	Qz
SiO ₂	45.83	47.42	42.24	41.66	37.99	36.94	100.29	99.71
TiO ₂	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	36.08	36.56	56.18	56.24	61.10	61.89	0.05	0.04
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-
FeO*	1.30	0.36	0.24	0.32	0.25	0.39	0.20	0.16
MnO	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02
MgO	0.07	0.08	0.01	0.07	0.02	0.02	0.01	0.00
CaO	0.02	0.03	0.17	0.19	0.06	0.03	0.00	0.00
Na ₂ O	0.39	0.15	0.67	0.30	0.12	0.03	0.00	0.00
K ₂ O	9.95	9.88	1.11	0.89	0.15	0.20	0.02	0.01
Sum	93.70	94.50	100.64	99.67	99.69	99.53	100.57	99.95
Si	3.084	3.134	1.138	1.131	1.029	1.004	0.999	0.999
Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	-	-	1.784	1.799	1.951	1.984	0.001	0.000
Al ^{IV}	2.859	2.846	-	-	-	-	-	-
Al ^{VI}	0.000	0.000	-	-	-	-	-	-
Cr	0.000	0.000	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	0.073	0.020	0.005	0.007	0.006	0.009	0.002	0.001
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.002	0.000	0.000	0.003	0.001	0.001	0.000	0.000
Mg	0.007	0.008	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.002	0.002	0.005	0.006	0.002	0.001	0.000	0.000
Na	0.051	0.019	0.035	0.016	0.006	0.001	0.000	0.000
K	0.854	0.833	0.038	0.031	0.005	0.007	0.000	0.000
Sum	5.943	5.980	3.006	2.993	3.001	3.008	1.001	1.001
Fe#	0.910	0.710	-	-	-	-	-	-

جمله این شواهد تشکیل فیبرولیت‌های سیلیمانیت به‌جای فلدسپارها در سنگ‌های مورد مطالعه است.

تراکی آندزیت: در زیر میکروسکوپ، بافت پورفیری این گدازه‌ها به خوبی نمایان است. پلاژیوکلاز (در اندازه‌های ۲ تا ۱۵ میلی‌متری) کانی اصلی است و کم‌وبیش به کانی‌های رسی تجزیه شده است. کلینوپیروکسن‌ها سالم هستند اما خورده شده و ماکل دار هستند. بلورهای درشت سانیدین در اندازه‌های ۱۰ میلی‌متری به همراه اندکی اولیوین، کلریت و کربنات نیز در سنگ دیده می‌شود. میکروولیت‌های کوچک فلدسپار و آپاتیت نیز به مقدار در خور توجهی در زمینه سنگ حضور دارد (شکل ۴-B).

آندزیت مگاپورفیری: پلاژیوکلاز کانی اصلی است که به‌صورت درشت‌بلورهای بزرگ (بین ۱ تا ۱۰ میلی‌متر) و دانه‌ریز در زمینه دیده می‌شود. این کانی به‌طور محلی دستخوش دگرسانی رسی و سربسیتی شده است. زمینه سنگ متشکل از تیغک‌های کوچک پلاژیوکلاز است. کانی‌های فلزی به مقدار ناچیز در سنگ دیده می‌شود (شکل ۴-C).

تبلور دوباره بلورهای کوارتز، نداشتن رفتار شکل‌پذیر و خمیری بلورهای ارتوکلاز و پلاژیوکلاز (Passchier and Trouw, 1998)، تجدیدنشدن تبلور فلدسپارها (Tullis et al., 2000) و نبودن کانی میکروکلین (Buettner, 1999) در سنگ‌های مورد مطالعه را می‌توان نشان‌دهنده اعمال نیروهای تکتونیکی در دمای کم‌تر از ۴۰۰ درجه سانتیگراد و در شرایط ساب‌سولیدوس دانست. از شواهد دیگر میلونیتی‌شدن گرانیتهای این ناحیه تشکیل بافت‌های پرتیت شعله‌ای و میرمکیت به‌صورت محدود و پراکنده در این سنگ‌ها است. در این موارد به‌علت نبودن آثار پلاژیوکلازهای اولی در پتاسیم‌فلدسپارهای پرتیتی، نمی‌توان فرایندهای متاسوماتیسم را بر تشکیل آنها مؤثر دانست (Tuttle, 1952). اما با توجه به این که کمپلکس چاپدونی از نظر تکتونیکی فعال بوده است، اعمال نیروهای تکتونیکی در منطقه را می‌توان عامل تشکیل این بافت‌ها دانست (Vernon, 2004). Mainprice و همکاران (۱۹۸۶) وجود بافت پرتیت و میرمکیت همراه با ریزساخت‌های سنگ را حاصل دگرشکلی نسبتاً دمابالا می‌دانند که از



شکل ۵- تعیین ترکیب کانی‌های پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپارهای موجود در گرانیتهای شمال کلوت چاپدونی (ایران مرکزی) در نمودار طبقه‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1992).

ژئوشیمی

متوسط درصد وزنی SiO_2 و Al_2O_3 در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه به ترتیب حدود ۷۲/۱۴ و ۱۴/۵۲ است (جدول ۳) که با فراوانی کانی‌هایی هم‌چون پتاسیم‌فلدسپار (از نوع ارتوکلاز)، پلاژیوکلاز (از نوع آلبیت) و کوارتز در این سنگ‌ها همخوانی دارد.

متوسط نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ و سنگ‌ها به ترتیب حدود ۱/۱۳ و ۱/۵ است. نمونه‌های مورد مطالعه روی نمودار ژئوشیمیایی رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین LeBas و همکاران (۱۹۸۶) ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ در برابر SiO_2) در محدوده گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۶- A). بر اساس نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) این سنگ‌ها به سری ماگمایی کالک‌آلکان تعلق دارند (شکل ۶- B). مطابق با نمودار A/NK در برابر A/CNK (Maniar and Piccoli, 1989) نمونه‌های مورد مطالعه، ماهیت پرآلومین را نشان می‌دهند (شکل ۶- C).

گرانیت‌های این ناحیه نسبت به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۷- A)، میانگین ترکیب پوسته قاره‌ای (Taylor and Mclennan, 1985) (شکل ۷- B) و ترکیب شیل‌های آمریکای شمالی (Gromet et al., 1984) (شکل ۷- C)، به‌هنجارسازی شده‌اند. در نمودار به‌هنجارسازی ترکیب گرانیت‌های مطالعه‌شده نسبت به ترکیب کندریت، همه عناصر در بالای خط یک قرار می‌گیرند که این نشان‌دهنده غنی‌تربودن ترکیب این سنگ‌ها از REE است. در این نمودار، الگوی فراوانی عناصر خاکی نادر، افقی یا کمی کاهشی است. اما می‌توان غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) را نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین HREE تشخیص داد.

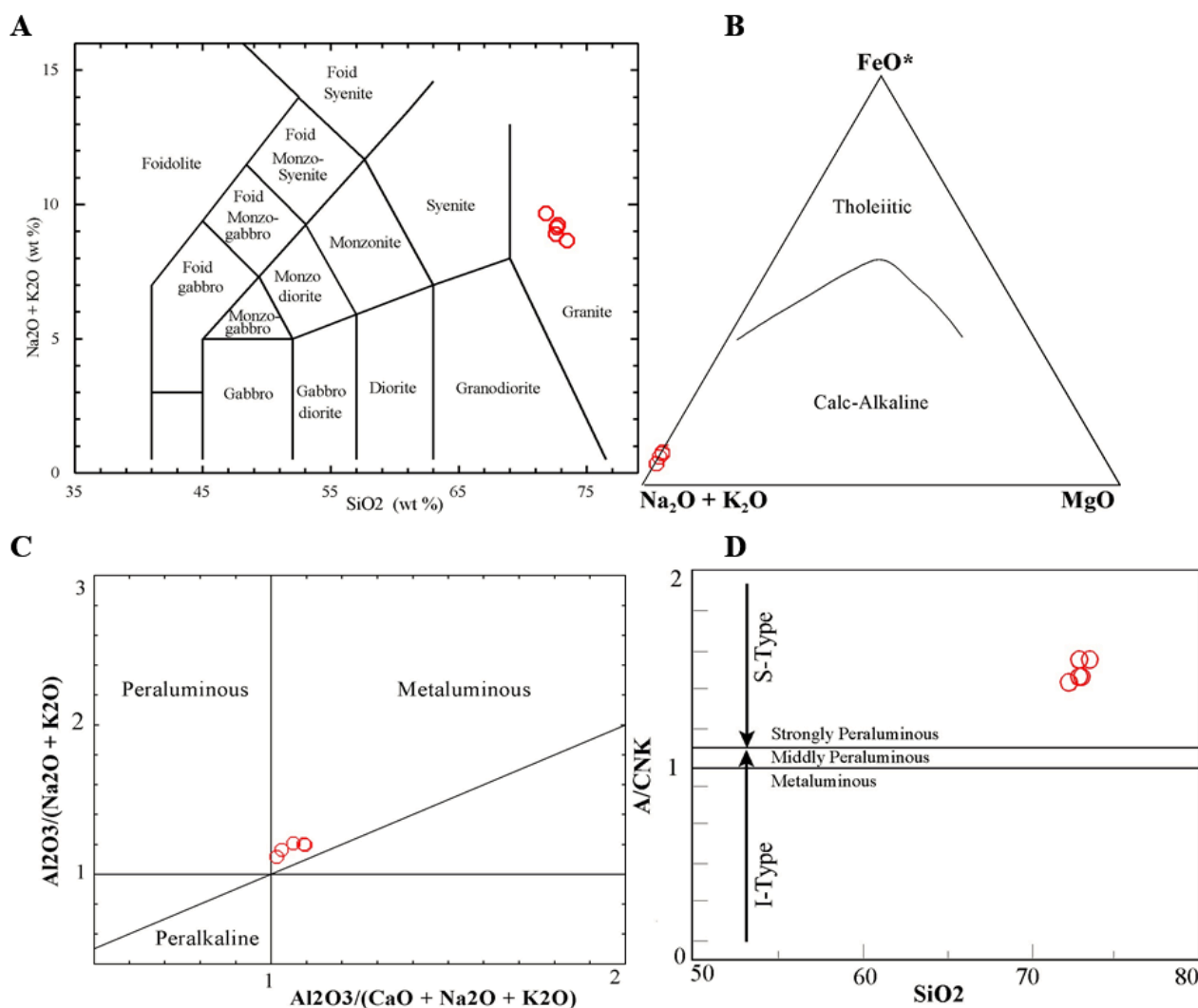
جدول ۳- نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی گرانیت‌های شمال کلوت چاپدونی (ایران مرکزی). مقدار عناصر اصلی بر اساس درصد وزنی و مقدار عناصر فرعی بر اساس ppm است.

Sample No.	Z71B	Z25C	Z17A	Z26	Z4B
SiO ₂	72.64	72.58	71.81	72.75	73.46
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	14.58	14.75	14.89	14.32	14.14
FeO*	0.54	0.82	0.56	0.72	0.75
MnO	0.06	0.08	0.06	0.07	0.17
MgO	0.09	0.06	0.08	0.06	0.08
CaO	0.90	0.67	0.91	0.70	0.59
Na ₂ O	3.85	4.69	4.14	5.01	4.35
K ₂ O	5.31	4.21	5.53	4.24	4.31
LOI	1.73	1.49	1.80	1.66	1.57
Sum	99.75	99.45	99.83	99.6	99.49
Cu	1	2	1	1	1
Pb	31	21	32	19	19
Zn	2	4	3	4	3
Cs	1.7	1.1	1.6	1	1.9
Ba	123	16	165	15	34
Hf	1.07	0.68	1.29	0.69	1.06
Tl	0.73	0.89	0.76	0.89	1.03
Li	5	9	4	10	12
Cr	5	13	4	8	5
Nb	3.3	41.2	4	31.7	27.5
Ni	2	1	1	1	1
Be	1.5	3.1	1.5	3	4.7
Bi	0.2	1.1	0.2	0.9	1.7
Sn	1.9	3.6	1.9	3.5	5.1
W	0.5	0.9	0.5	0.6	1.2
As	1.5	0.1	0.1	0.1	0.1
Rb	173	236	171	226	236
Sc	4	4	4	4	5
Sr	72	15	83	15	24
Ta	0.26	7.54	0.46	6.67	3.18
Th	14.04	7.54	18.32	7.11	9.91
U	4.2	4.1	4.8	5.4	2
V	6	6	6	6	5
Y	10	10	10	9	14
Zr	14	5	18	5	11
La	7	4	8	4	6
Ce	12	8	14	8	14
Pr	2.07	1.84	2.21	1.76	2.51
Nd	3.6	3.1	4.2	2.9	5.3
Sm	1.32	1.56	1.44	1.47	2.29
Eu	0.2	0.07	0.23	0.07	0.07
Gd	0.93	1.12	1.13	1.12	1.69
Tb	0.29	0.35	0.31	0.33	0.44
Dy	1.92	2.15	2.06	2.01	2.94
Er	2.28	1.66	2.74	1.69	2.89
Tm	0.57	0.58	0.66	0.46	0.85
Yb	2.7	2.1	2.9	2.1	3.7
Lu	0.41	0.33	0.44	0.32	0.52

در این نمودارها آنومالی منفی عناصر Ba و Ti به خوبی دیده می‌شود. دلیل به‌هنجارسازی نمونه‌های گرانیت مورد مطالعه در برابر یک استاندارد رسوبی (NASC)، علاوه بر استانداردهای آذرین مانند ترکیب کندریت و میانگین پوسته قاره‌ای این است که این گرانیت‌ها از ذوب سنگ‌های رسوبی برگرفته هستند و ضروری است که نسبت به یک استاندارد رسوبی نیز مقایسه شوند.

در این نمودار عنصر Eu آنومالی منفی مشخصی از خود نشان می‌دهد.

در نمودارهای به‌هنجارشده نسبت به میانگین ترکیب پوسته و شیل‌های آمریکای شمالی (NASC= North American Shale Composite)، عناصر U، Rb، Th، Pb و K غنی‌شدگی و عناصر Y، Sm، Sr، Ta، Ba، Nb، Zr، Ti و La، Ce تهی‌شدگی نشان می‌دهند.



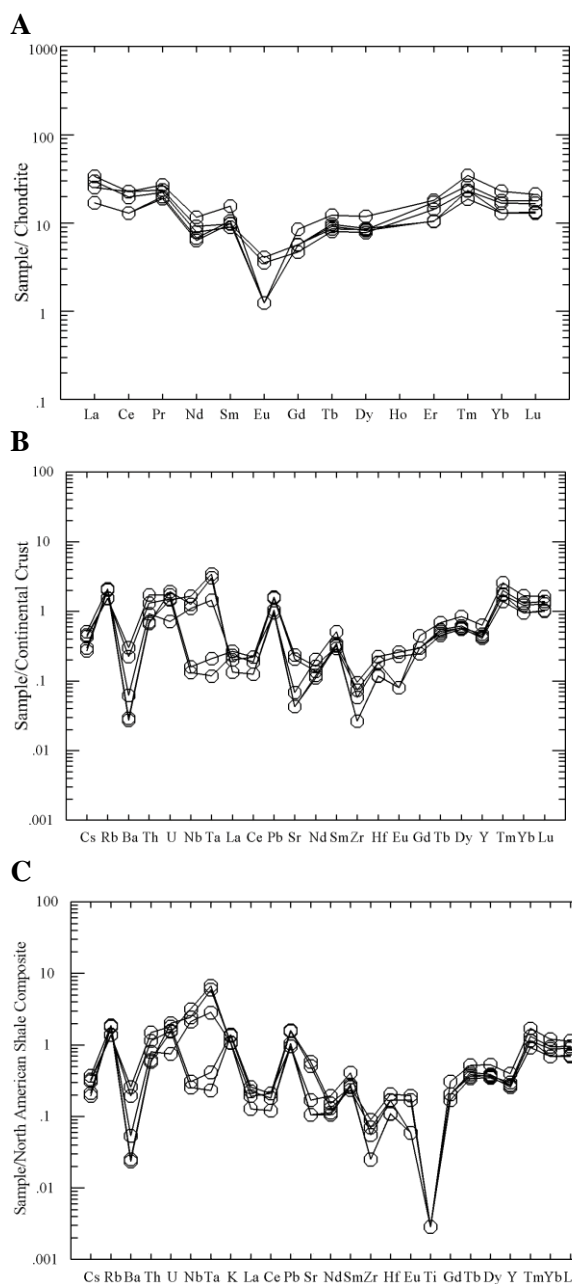
شکل ۶- موقعیت ترکیب گرانیت‌های شمال کلوت چپ‌دونی (ایران مرکزی) در: (A) نمودار طبقه‌بندی ژئوشیمیایی و نامگذاری سنگ‌های پلوتونیک بر اساس مجموع آلكالی در برابر سیلیس (LeBas *et al.*, 1986) در محدوده گرانیت قرار دارد؛ (B) نمودار تعیین سری ماگمایی AFM (Irvine and Baragar, 1971)؛ (C) نمودار تعیین مقدار آلومین (Maniar and Piccoli, 1989) گرانیت‌ها؛ (D) نمودار A/CNK در برابر SiO₂ (Chappell and White, 1974) و ماهیت S گرانیت‌های مورد مطالعه.

بحث

پتروژنز

بر اساس نتایج بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها، گارنت‌های موجود در گرانیت‌های شمال کلوت چادونی از گروه پیرالسپیت هستند و ترکیب کانی‌شناسی غالب آنها آلماندین - اسپسارتین با میانگین درصد به ترتیب ۷۷ و ۱۳ است. غنی بودن گارنت‌ها از آلماندین (Fe^{2+}) می‌تواند نشان‌دهنده فوگاسیتته پایین اکسیژن و نیز بسته بودن سیستم در محیط تشکیل آنها باشد؛ زیرا کانی‌هایی که آهن فرو (Fe^{2+}) دارند در فوگاسیتته پایین اکسیژن، پایداری حرارتی بیشتری نیز دارند (Spear, 1995). کم‌تر بودن مقدار درصد اسپسارتین (Mn) در این گارنت‌ها می‌تواند گویای قوی بودن خاصیت جذب گارنت برای عنصر Mn در نخستین مراحل تبلور باشد (London, 2008; Fu-Yuan *et al.*, 2004). کمبود گروسولار در آنها را می‌توان به علت نبودن عوامل داخلی، فشار مناسب و درصد بسیار پایین کلسیم در سنگ‌های دربرگیرنده دانست (Green, 1977). همچنین، صفر بودن درصد آندرادیت را می‌توان به علت نبودن عوامل خارجی (Einaudi and Burt, 1982) مانند نفوذ سیالات با فوگاسیتته اکسیژن بالا و افزایش شرایط اکسیداسیون و نیز بسته بودن سیستم دانست.

گارنت‌های مطالعه شده در نمودار مثلثی متمایز کننده گارنت‌های ماگمایی از انواع دگرگونی (Miller and Stoddard, 1981) در قلمرو گارنت‌های ماگمایی قرار دارند (شکل ۸- A) و در نمودار مثلثی $FeO-MgO*10-Mn$ (Zang *et al.*, 2012) در محدوده گارنت‌های موجود در گرانیت‌های نوع S قرار می‌گیرند (شکل ۸- B).



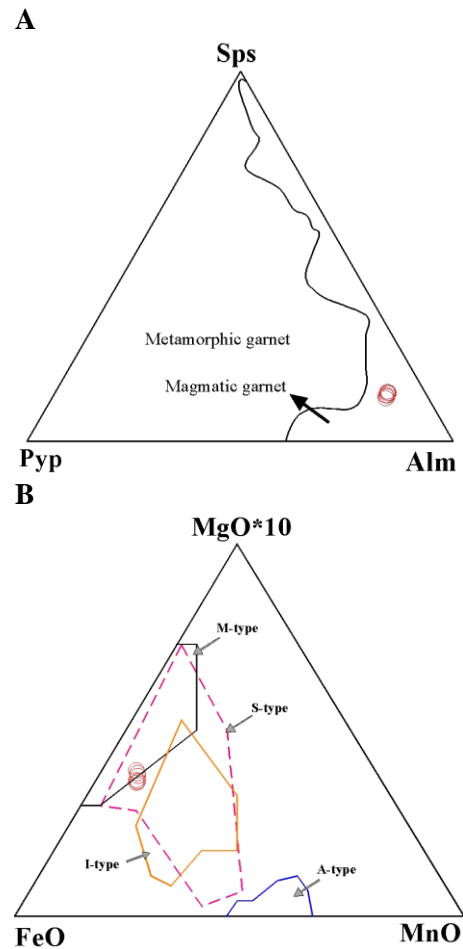
شکل ۷- نمودارهای به‌هم‌چهار شده گرانیت‌های شمال کلوت چادونی (ایران مرکزی) نسبت به ترکیب: (A) کندریت از نظر عناصر خاکی نادر؛ (B) میانگین پوسته قاره‌ای؛ (C) شیل‌های آمریکای شمالی. ترکیب کندریت، میانگین پوسته قاره‌ای و شیل‌های آمریکای شمالی به ترتیب از Sun و McDonough (۱۹۸۹)، McLennan و Taylor (۱۹۸۵) و Gromet و همکاران (۱۹۸۴) برگرفته شده است.

پتاسیم‌فلدسپار (۲) + پلاژیوکلاز (۲) +
فیبرولیت پتاسیم‌فلدسپار (۱) + پلاژیوکلاز (۱)

ماهیت S گرانیتهای مورد مطالعه را نمونه‌های زیر نشان می‌دهند که با ترسیم آنها در نمودار A/CNK در برابر SiO_2 (Chappell and White, 1974) نیز این مطلب تأیید می‌شود (شکل ۶- D): شواهد صحرایی مانند همراهی این گرانیتهای با میگماتیت‌ها و سایر سنگ‌های کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی، نتایج بررسی‌های پتروگرافی مثل فراوانی ارتوکلاز، وجود گارنت و مسکوویت، نبودن آمفیبول در این سنگ‌ها، وجود بیوتیت و اسپینل‌های برگرفته از رستیت، تشکیل فیبرولیت‌های سیلیمانیت به جای فلدسپارها و نیز وجود نداشتن کانی‌های فرعی تیتانیت و آلانیت که شاخص شناسایی گرانیتهای نوع I هستند (Chappell and White, 1974, 1987; Chappell et al., 1992)، فراوانی پتاسیم‌فلدسپارهای (۳۵ درصد مولی) و غنی بودن گارنت‌ها از اسپسارتین.

دما و فشار تشکیل این گرانیتهای بر اساس نمودار Q-Or-Ab در فشار ۳ کیلوبار (Tuttle and Bowen, 1958) (شکل ۹- A) یک طیف دمایی محدودی از حدود ۶۸۰ درجه سانتیگراد تا ۷۲۰ درجه سانتیگراد دارند. دماهای به‌دست‌آمده کم‌تر از دمای واقعی تبلور این گونه سنگ‌ها در محیط‌های آذرین است و نشان‌دهنده ایجاد تغییر در آنها در شرایط ساب‌سولیدوس است.

در نمودارهای به‌هنجارسازی گرانیتهای مورد مطالعه نسبت به میانگین ترکیب پوسته قاره‌ای و شیل‌های آمریکای شمالی، عناصر LILE نسبت به عناصر HFSE غنی‌شدگی بیش‌تری نشان می‌دهند. کمبود عناصر متحرک مانند Sr و نامتحرک مانند (Nb, Zr, Ti) در این سنگ‌ها را



شکل ۸- نمودارهای طبقه‌بندی گارنت‌های موجود در گرانیتهای شمال کلوت چاپدونی (ایران مرکزی). (A) نمودار مثلثی متمایزکننده گارنت‌های ماگمایی از انواع دگرگونی (Miller and Stoddard, 1981؛ B) تعیین ماهیت گارنت‌های مورد مطالعه در نمودار مثلثی FeO-MgO*10-Mn بر گرفته از Zang و همکاران (۲۰۱۲).

فیبرولیت‌های سیلیمانیت را Holdaway (۱۹۷۱) حاصل یک واکنش سریع و غیر قابل برگشت در نظر گرفته است. Navrotsky و همکاران (۱۹۷۳) بی‌نظمی Al-Si در تشکیل فیبرولیت‌ها را به دماهای کم‌تر از ۸۰۰ درجه سانتیگراد مربوط می‌دانند. Sassi و همکاران (۲۰۰۴) نیز رشد فیبرولیت، درون بلورهای پلاژیوکلاز و در حضور پتاسیم‌فلدسپار را طبق این واکنش زیر در نظر گرفته اند:

ایلمنیت در این سنگ‌ها است که دلیل آن را می‌توان به تمایل این کانی‌ها در نگهداری عناصر HFSE و کم‌شدن این عناصر در مذاب تشکیل شده نسبت داد (Ratajeski *et al.*, 2005; Patino-Douce and Beard, 1995; Beard and Lofgren, 1991).

پایین‌بودن میانگین نسبت‌های Sm/Yb (<۳) و La/Sm (<۴) که به ترتیب در گرانیت مورد مطالعه حدود ۰/۵۲ و ۳/۰۸ برابر است نیز گویای کم‌بودن کلینوپیروکسن در سنگ خاستگاه مذاب تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها است. در نتیجه، گرانیت‌های مورد مطالعه را نمی‌توان بر اثر ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته‌ای مافیک و حد واسط هم‌چون آندزیت، آندزیت بازالتی کالک‌آلکان آبدار (Roberts and Clemens, 1993)، آمفیبولیت ایلمنیت‌دار و متابازالت آمفیبولیتی (Rapp and Watson, 1995) دانست.

Sylvester (۱۹۹۸) خاستگاه گرانیت‌های پرآلومین فقیر از پلاژیوکلاز با نسبت CaO/Na₂O کم‌تر از ۰/۳ را که در نمونه‌های مورد مطالعه حدود ۰/۲ است به خاستگاه اولی غنی از رس هم‌چون پلیت‌ها مربوط می‌داند (شکل ۹-B).

همچنین، با توجه به نسبت La/Yb کم‌تر از ۲۰ قسمت در میلیون که در گرانیت‌های مورد مطالعه، این مقدار بسیار کم است (۲/۱۹ قسمت در میلیون) می‌توان عمق خاستگاه گرفتن مذاب تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها را کم‌تر از ۴۰ کیلومتر در نظر گرفت (Hildreth and Morr bath, 1988).

با توجه به نقشه گرانیت‌سنجی موهو که Dehghani و Makris (۱۹۸۴) آن را تهیه کرده‌اند و مطالعات لرزه‌نگاری مانند Motaghi و همکاران (۲۰۱۴) ضخامت پوسته قاره‌ای در منطقه پشت بادام و چاپدونی حدود ۴۵ کیلومتر است.

می‌توان به ذوب‌نشدن کانی‌های فرعی هم‌چون زیرکن و آپاتیت در سنگ مادر مذاب تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها دانست؛ چرا که این کانی‌ها ضریب جدایش بالایی دارند و در رستیت باقی می‌مانند (Montel, 1993) و (Djouka-Fonkwe *et al.*, 2008). Jung و همکاران (۲۰۰۹) نیز تهی‌شدگی از HREE، Zr و Y در سنگ‌های گرانیت و گرانودیوریت با SiO₂ بالاتر از ۶۵ درصد وزنی را به تفریق Zr وابسته می‌دانند.

بر اساس نمودارهای عنکبوتی، عناصر Sr، Ba و Eu آنومالی منفی نشان می‌دهند که با توجه به جانمایی آنها در شبکه فلدسپارها و پرآلومین بودن گرانیت‌های مورد مطالعه، این موضوع، طبیعی است. آنومالی منفی Sr نشان می‌دهد ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها ترکیب شبیه پوسته قاره‌ای (Rollinson, 1993; Henderson, 1984) دارد. Rollinson (۱۹۹۳) نیز غنی‌شدگی عناصر U، Th و K را به ذوب پوسته نسبت داده است.

گرانیت‌های شمال کلوت چاپدونی مقادیر کمی از عناصر Cr، Ni، V و Nb را دارند و آنومالی منفی Nb از خود نشان می‌دهند که از شاخص‌های سنگ‌های قاره‌ای است (Wilson, 1989; Rollinson, 1993).

مقادیر نسبت‌های Nb/La و Ti/Zr در نمونه‌های مورد مطالعه نیز به‌طور میانگین حدود ۵ و ۱/۱ است که داشتن خاستگاه گوشته‌ای آنها را نفی می‌کند (Hawkesworth *et al.*, 1995; Rogers *et al.*, 1995; Woodhead and Johnson, 1993).

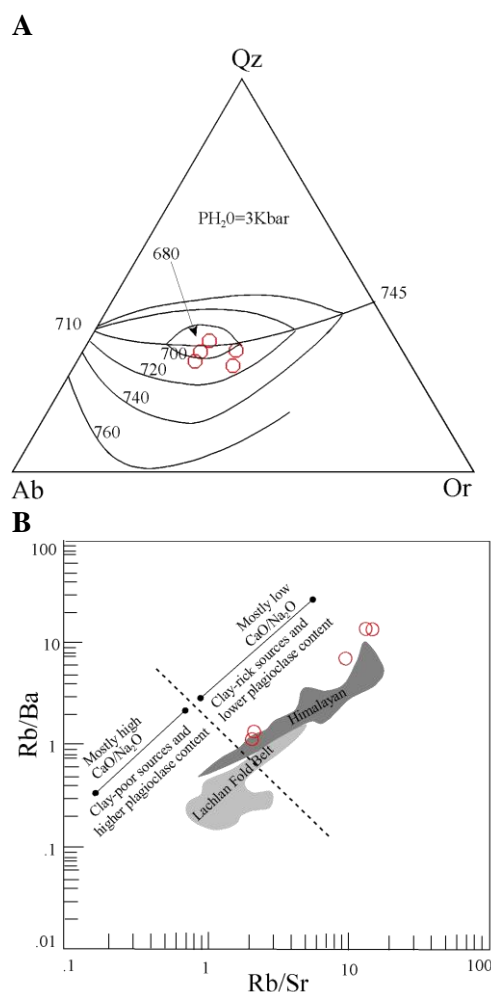
آنومالی منفی Ba در نمونه‌های مورد مطالعه را می‌توان دلیل کمبود کانی‌های پلاژیوکلاز و بیوتیت در خاستگاه مذاب تشکیل‌دهنده آنها دانست. آنومالی منفی عناصر Hf، Ti، Ta و Nb نشان‌دهنده نبودن یا کم‌بودن کانی‌های آمفیبول و

و ژئوشیمیایی آن، می توان گفت که گرانیتهای شمال کلوت چاپدونی که ماهیت S دارند در یک محیط تکتونیکی خاص (کمپلکس دگرگونی حلقوی) به وجود آمده اند. بنابراین، با توجه به مدل پیشنهاد شده برای تشکیل این کمپلکس (Kargarbafghi *et al.*, 2011, 2012; Verdel *et al.*, 2007; Ramezani and Tucker, 2003) می توان گفت فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتیس به زیر صفحه ایران مرکزی، سبب ذوب پریدوتیت های گوشته بالایی و تشکیل مذاب برگرفته از گوشته می شود. سپس نازک شدن پوسته در اثر مرحله کششی موضعی حاصل از فرورانش، موجب بالآمدن مذاب شده است و توقف آن زیر این ناحیه سبب گنبدی شدن پوسته و تشکیل کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی می شود.

استقرار ماگمای برگرفته از گوشته زیر محیط قوس و صعود آن از درون پوسته موجب پیشرفت و توسعه درجات مختلف دگرگونی در آن ناحیه می شود که بعضی تا رخداد ذوب بخشی پیشروی می کنند. در صورتی که رسوبات دگرگون شده پوسته با مقدار $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ کم و فقیر از پلاژیوکلاز، ذوب بخشی شوند، گرانیتهای نوع S، مانند نمونه های مورد مطالعه را به وجود می آورند که به علت امکان صعود آنها به سطح در بخش شمالی کلوت چاپدونی دیده می شوند.

نتیجه گیری

مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی گرانیتهای قطع کننده بخش شمالی کلوت چاپدونی نشان می دهد که این سنگها از نظر ترکیب کانی شناسی، پلاژیوکلاز (آلبیت)، ارتوکلاز، کوارتز، گارنیت ششگانه (Alm₇₇Sps₁₃Prp₉Grs₁)، مسکوویت، زیرکن و آپاتیت دارند که نشان دهنده ماهیت S آنها است. این سنگها متعلق به ائوسن و از نظر ژئوشیمیایی کالک آلکالن و پرآلومین



شکل ۹- موقعیت ترکیب گرانیتهای شمال کلوت چاپدونی (ایران مرکزی) در: (A) نمودار مثلثی آلبیت، کوارتز و ارتوکلاز (Tuttle and Bowen, 1958) به منظور تعیین دمای تشکیل؛ (B) نمودار Rb/Ba در برابر Rb/Sr برای تعیین خاستگاه گرانیتهای پرآلومین بررسی شده، محدوده گرانیتهای هیمالیا، نوار چین خورده لاخلان و خط ناپیوسته جداکننده نسبت $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ در سنگهای رسوبی از Sylvester (۱۹۹۸) برگرفته شده است. در این نمودار گرانیتهای شمال کلوت چاپدونی در محدوده سنگهای غنی از رس و با پلاژیوکلاز کم تر قرار می گیرند.

جایگاه تکتونیکی

همان طور که در بخش مقدمه بیان شد، تشکیل گرانیتهای نوع S در بخش های مختلف ایران، اغلب به محیط های تکتونیکی مرتبط با برخورد نسبت داده شده است. اما با توجه به قرار داشتن گرانیتهای مورد مطالعه در یک کمپلکس دگرگونی حلقوی و شواهد پتروژئوژیک

و تشکیل این کمپلکس شده است. این فرایندهای دگرگونی تا جایی پیش رفته است که موجب ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی دگرگون شده با نسبت $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ کم و تشکیل گرانیت‌های نوع S در منطقه مورد مطالعه شده است.

سپاس‌گزاری

نگارندگان پژوهش از حمایت‌های مالی معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان سپاس‌گزاری می‌کنند.

هستند و نسبت مولکولی A/CNK در آنها بیش‌تر از ۱/۱ است. این گرانیت‌ها بعد از تشکیل، میلوئیتی شده‌اند و در اثر همین پدیده فیبرولیت‌های سیلیمانیت به جای پتاسیم‌فلدسپارهای و پلاژیوکلازها به‌وجود آمده‌اند. این گرانیت‌ها با تشکیل کمپلکس دگرگونی حلقوی چابدونی در ارتباط هستند؛ به‌طوری که بالآ آمدن و قرارگرفتن مذاب حاصل از ذوب بخشی گوشته بالایی در بخش‌های زیرین این ناحیه سبب گنبدی شدن پوسته، رخداد دگرگونی و ذوب بخشی

منابع

- Bagheri, S. (2007) The exotic Paleo-tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas. PhD thesis, University of Leusanne, Leusanne, Switzerland.
- Bagheri, S. and Stampfli, G. M. (2008) The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451: 123-155.
- Baharzadeh, H., Torabi, G., Ahmadian J. and Ebrahimian Z. (2008) Geochemistry of Ayrakan intrusion, aplitic dike and enclaves (NE of Isfahan Province). *Petrology* 32 (3): 13-32 (in Persian).
- Beard, J. S. and Lofgren, G. E. (1991) Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1.3 and 6.9 kbar. *Journal of Petrology* 32: 365-401.
- Buettner, S. H. (1999) The geometric evolution of structures in granite during continuous deformation from magmatic to solid-state conditions. *American Mineralogist* 84: 1781-1792.
- Castro, A., Fernandez, C. and Vigneresse, J. L. (1999) Understanding granites: Integrating new and classical techniques. Geological Society of London, London.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 83: 1-26.
- Chappell, B. W., White, A. J. R. and Wyborn, D. (1987) The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology* 28: 1111-1138.
- Deer, W. A., Owie, R. A. H. and Zussman, J. (1992) An introduction to the rock forming minerals, Longman, London.
- Dehghani, G. A. and Makris, J. (1984) The gravity field and crustal structure of Iran. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaeontologie, Abhandlungen* 168: 215-229.
- Djouka-Fonkwe, M. L., Schulz, B., Tchouankoué, J. P. and Nzolang, C. (2008) Geochemistry of the Bafoussam Pan-African I- and S-type granitoids in western Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 50: 148-167.
- Ebrahimian, Z. (2008) Petrological study of granitoids in west of the Jandaq (NE of Isfahan province). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

- Einaudi, M. T. and Burt, D. M. (1982) Introduction, terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology* 77: 745-754.
- Fu-Yuan, W., Sun, D. and Wilde, S. (2004) A Jurassic garnet-bearing granitic pluton from NE China showing tetrad patterns. *Journal of Asian Earth Science* 23: 731-744.
- Green, T. H. (1977) Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 65: 59-67.
- Gromet, L. P., Dymek, R. F., Haskin, L. A. and Korotev, R. L. (1984) The 'North American Shale Composite': its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica Cosmochimica Acta* 48: 2469-2482.
- Haghipour, A. (1974) Etude geologique de la region de Biabanak - Bafq (Iran Central) ptrologie et tectonique du socle Percambrien et de sa couverture. These, Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, France.
- Haschke, M., Siebel, W., Günther, A. and Scheuber, E. (2002) Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile (21°-26°S). *Journal of Geophysical Research: Soli Earth* 107: ECV-6.
- Hawkesworth, C., Turner, S., Gallagher, K., Hunter, A., Bradshaw, T. and Rogers, N. (1995) Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the basin and range. *Journal of Geophysical Research* 100 (B7): 10271-10286.
- Henderson, P. (1984) Rare earth element geochemistry. Elsevier, Oxford, New York.
- Hildreth, W. and Moorbath, S. (1988) Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 455-489.
- Holdaway, M. J. (1971) Stability of andalusite and aluminum silicate phase diagram. *American Journal of Science* 271: 97-131.
- Irvine, T. N. and Barager, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523- 548.
- Jung, S., Masberg, P., Mihm, D. and Hoernes, S. (2009) Partial melting of diverse crustal sources - constraints from Sr-Nd-O isotope compositions of quartz diorite-granodiorite-leucogranite associations (Kaoko Belt, Namibia). *Lithos* 111: 236-251.
- Kargaranbafghi, F., Foeken, J. P. T., Stuart, F. M. and Guest, B. (2012) Cooling history of the Chapedony Metamorphic Core Complex, central Iran: implications for the Eurasia-Arabia collision. *Tectonophysics* 524-525: 100-107.
- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F. and Genser, J. (2011) Cenozoic kinematic evolution of southwestern Central Iran: Strain partitioning and accommodation of Arabia-Eurasia convergence. *Tectonophysics* 502: 221-243.
- Kay, S. M., Mpodozis, C., Ramos, V. A. and Munizaga, F. (1991) Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28° to 33°S) Argentina .In: *Andean magmatism and its tectonic setting* (Eds. Harmon, R. S. and Rapela C. W.) 265: 113-137, Geological Society of America.
- Khalili, K. (2003) The source of Kolah-Ghazi intrusive and enclaves. MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- LeBas, M. J., LeMaitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. A. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali - silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- LeMaitre, R. W. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the

international union of geosciences subcommission on the systematics of igneous rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

London, D. (2008) Pegmatites. The Canadian Mineralogist Special Publication, Quebec.

Mainprice, D., Bouchez, J. L., Blumenfeld, P. and Tubia, J. M. (1986) Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology* 14: 819-822.

Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635- 643.

Miller, C. F. and Stoddard, E. F. (1981) The role of manganese in the pangensis of magmatic garnet: an example from the Old Woman-Piute Range, California. *Journal of Geology* 89: 233-246.

Mokhtari, Z. (2012) Petrology of amphibolites in Posh-e-Badam ophiolite and Chapedony complex (North east of the Yazd province). M.Sc. thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

Montel, J. M. (1993) A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chemical Geology* 110: 127-146.

Motaghi, K., Tatar, M., Priestley, K., Romanelli, F., Doglioni, C. and Panza, G. F. (2014) The deep structure of the Iranian Plateau. *Gondwana Research* 28: 407-418.

Nadimi, A. (2007) Evolution of the Central Iranian basement. *Gondwana Research* 12: 324-333.

Navrotsky, A., Newton, R. C. and Kleppa, O. J. (1973) Sillimanite - disordering enthalpy by calorimetry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37: 2497-2508.

Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (1998) *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin.

Patino-Douce, A. E. and Beard, J. S. (1995) Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology* 36: 707-738.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.

Ramezani, J. and Tucker, R. (2003) The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303: 622-665.

Rapp, R. P. and Watson, E. B. (1995) Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology* 36: 891-931.

Ratajeski, K., Sisson, T. W. and Glazner, A. F. (2005) Experimental and geochemical evidence for derivation of the El Capitan Granite, California, from hydrous, mafic lower crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 149: 713-734.

Rezaei-Kahkhaei, M., Kananian, A., Esmaily, D. and Asiabanha, A. (2010) Geochemistry of the Zargoli granite: Implications for development of the Sistan Suture Zone, southeastern Iran. *Island Arc* 19: 259-276.

Roberts, M. P. and Clemens, J. D. (1993) Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology* 21: 825-828.

Rogers, N. W., Hawkesworth, C. J. and Ormerod, D. S. (1995) Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin, California and Nevada. *Journal of Geophysical Research* 100: 10287-10301.

Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, Harlow.

Sassi, R., Mazzoli, C., Spiess, R. and Cester, T. (2004) Towards a better understanding of the fibrolite problem: The effect of reaction overstepping and surface energy anisotropy. *Journal of Petrology* 45: 1467-1479.

- Sheibi, M., Bouchez, J. L., Esmaily, D. and Siqueira, R. (2012) The Shir-Kuh pluton (Central Iran): Magnetic fabric evidences for the coalescence of magma batches during emplacement. *Journal of Asian Earth Sciences* 46: 39-51.
- Sheibi, M., Esmaily, D., Nedelec, A., Bouchez, J. L. and Kananian A. (2010) Geochemistry and petrology of garnet-bearing S-type Shir-Kuh Granite, southwest Yazd, Central Iran. *Island Arc* 19: 292-312.
- Spear, F. S. (1995) *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America, Washington DC.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) special publications 42: 313-345. Geological Society of London, London.
- Sylvester, P. J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45: 29-44.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) *The continental crust: Its composition and evolution*. Blackwell, London.
- Tullis, J., Stünitz, H., Teyssier, C. and Heilbronner, R. (2000) Deformation microstructures in quartzofeldspathic rocks. In: *Stress, strain and structure - a tribute to Win Means* (Eds. Urai, J. and Jessel, M.) *Journal of the Virtual Explorer* 2.
- Tuttle, O. F. (1952) Optical studies on alkali feldspars. *American Journal and Science*, Bowen volume, 553-568.
- Tuttle, O. F. and Bowen, N. I. (1958) Origin of granites in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . *American Journal of Science* 74: 153.
- Valizadeh, M. V., Omrani, J. and Moritz, R. (2002) Petrogenesis of the Gold-bearing Zarrin granite. *Iranian International Journal of Sciences* 3: 171-185.
- Verdel, Ch., Wernicke, B. P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P. R. and Spell, T. L. (2007) Geology and thermochronology of Tertiary cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of Central Iran. *Geological Society of America Bulletin* 119: 961-977.
- Vernon, R. H. (2004) *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Unwin Hyman, London.
- Woodhead, J. D. and Johnson, R. W. (1993) Isotope and trace element profile across the New Britain island arc, Papua New Guinea. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113: 479-491.
- Zang, J., M, C. and She, Z. (2012) An Early Cretaceous garnet-bearing metaluminous A-type granite intrusion in the East Qinling Orogen, central China: Petrological, mineralogical and geochemical constraints. *Geoscience Frontiers* 3: 635-646.

A study of the Eocene S-type granites of Chapedony metamorphic core complex (northeast of Yazd province, Central Iran)

Zahraalsadat Zakipour and Ghodrat Torabi *

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

The Eocene Chapedony metamorphic core complex, is located in western part of the Posht-e-Badam block. This complex is consisting of migmatite, gneiss, amphibolite, marble, micaschist and various types of granitoids. In middle part of this complex (Kalut-e-Chapedony), an Eocene granitic rock unit cross cuts the other rocks. The minerals of this granite are plagioclase ($An_9Ab_{87}Or_4$), potassium feldspars (orthoclase), quartz, euhedral garnet ($Alm_{77}Sp_{13}Prp_9Grs_1$), zircon, apatite, fibrolitic sillimanite and muscovite. Petrology and geochemical studies reveal calc-alkaline, peraluminous and S-type nature of the studied granites. Chondrite-normalized REE patterns represent evident negative anomaly of Eu and low values of the REEs. Continental crust and North American shale composite (NASC) - normalized multi-elements spider diagrams indicate trace elements depletion. These granites are formed by melting of continental crust sedimentary rocks, resulted by emplacement of mantle-derived magma at the bottom of continental crust which formed the Chapedony metamorphic core complex. The source rock of these granites should be a clay-rich sedimentary rock with low amount of plagioclase and CaO/Na₂O ratio.

Key words: Metamorphic core complex, S-type granite, Eocene, Central Iran, Chapedony, Yazd

* torabighodrat@sci.ui.ac.ir