

بررسی تحولات ماگمایی در توده گرانیتی نصرند و دایک‌های همراه آن

زهرا حمزه‌ای^۱، علی کنعانیان^{۲*}، فاطمه سرجوقیان^۳ و جمشید احمدیان^۴

۱. کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۲. استاد دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۳. استادیار گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان

۴. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران

تاریخ دریافت: ۹۲/۲/۲۴

تاریخ پذیرش: ۹۲/۱۱/۱

چکیده

توده گرانیتوئیدی نصرند در جنوب شرق اردستان با ترکیب سنگ‌شناسی گرانیت و گرانودیوریت، پس از ائوسن در داخل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تزریق شده و با دایک‌های دلریتی دارای روندهای شمال‌غربی - جنوب‌شرقی قطع شده است. سنگ‌های گرانیتی دارای بافت‌های دانه‌ای، پرتیتی، گرانوفیری و پوئی‌کلیتیکی می‌باشند. برخی پلاژیوکلازها بافت غربالی و زونینگ نشان می‌دهند و در برخی نمونه‌ها نیز شاهد حضور دو نسل مختلف پلاژیوکلاز می‌باشیم. وجود بافت‌های غیرتعادلی مشخص در سنگ‌های گرانیتی حاکی از آن است که علاوه بر فرایند تفریق بلوری، اختلاط ماگمایی نیز در شکل‌گیری و تحول آن‌ها نقش داشته است. از بررسی نحوه توزیع اندازه بلورها (CSD) برای ارزیابی شرایط تبلور و فرایندهای ماگمایی موثر در تشکیل سنگ‌های منطقه استفاده شده است. در نمونه‌های گرانیتی و دایک‌ها، روند افزایشی اندازه بلورهای فلدسپار در نمودارهای نیمه لگاریتمی تغییرات اندازه در برابر چگالی جمعیتی کانی‌ها، نشان‌دهنده عملکرد تبلور و تفریق بلوری است و در عین حال وجود شکستگی و انحنا در نمودارهای نیمه لگاریتمی تغییرات چگالی بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوکلاز در برابر اندازه آن‌ها، موید عملکرد فرایند اختلاط ماگمایی در حین شکل‌گیری نمونه‌ها به‌خصوص گرانیت‌ها است. در ضمن روند تغییرات Rb در برابر Rb/Sr و روند افزایشی Nb در برابر Nb/Y در کنار سایر داده‌های ژئوشیمیایی، تایید کننده وقوع فرایند اختلاط ماگمایی در این سنگ‌ها است.

واژه‌های کلیدی: گرانیت، اختلاط ماگمایی، توزیع اندازه بلورها، تفریق بلوری

مقدمه

می‌تواند مکمل و موید نتایج ژئوشیمیایی باشد. توزیع اندازه دانه‌ها در سه بعد (CSD) می‌تواند اطلاعات مفیدی برای حل مسائل پترولوژیکی در اختیار محققین قرار دهد (Cashman, 1990; Cashman and Marsh, 1988; Marsh, 1988). در این پژوهش با کمک تکنیک CSD طول و یا قطر بلورها (Cashman, 1993) اندازه‌گیری شده است و با تحلیل نتایج حاصله، تاریخچه تبلور، میزان رشد و زمان توقف ماگمای سازنده سنگ‌های نفوذی منطقه بررسی شده است. Randolph and Larson (1971) از اولین محققانی بودند که به

طی تکامل ماگمایی، فرایندهایی مانند تفریق بلوری، هضم و اختلاط ماگمایی در سرنوشت ماگما تاثیر بسزایی دارند. محققان بسیاری کوشیده‌اند که فرایندهایی که در تشکیل و تحول ماگما موثر می‌باشند را شناسایی کرده و به سرشت ماگما پی ببرند. یکی از متداول‌ترین روش‌ها، بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های حاصل از تبلور ماگما است که تا حدودی می‌تواند به درک و شناخت فرایندهای ماگمایی دخیل در تکامل ماگما کمک نماید. از روش‌های نوین دیگر استفاده از تکنیک CSD^۱ است که

* نویسنده مرتبط kananian@khayam.ut.ac.ir

همجوار در پهنه ماگمایی ارومیه - دختر نیز سن‌های مشابهی را نشان می‌دهند که از آن جمله می‌توان به سن اوایل تا اواسط میوسن توده نفوذی ظفرقند (قفاری، ۱۳۸۹) و سن الیگومیوسن توده نفوذی نطنز (Pourhosseini, 1981) اشاره نمود.

در محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شهراب، سنگ‌های پرکامبرین و پالئوزوئیک گزارش نشده است. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی این ناحیه، رخنمون‌هایی از آهک، رادیولاریت و گدازه‌های بالشی ژوراسیک و کرتاسه در جنوب غرب و غرب اردستان هستند که توسط گسل بزرگ قم - زفره از سنگ‌های ائوسن جدا شده‌اند. پالئوسن با نبود چینه‌شناسی و ائوسن با سنگ‌های آتش‌فشانی و آتش‌فشانی - رسوبی با ترکیب آندزیت بازالتی، تراکی بازال، لائیت، آندزیت، کوارتز آندزیت، تراکیت، داسیت، ریولیت، ریوداسیت و ایگنمبریت مشخص می‌شود.

توده نفوذی مورد مطالعه با ترکیب گرانیت و گرانودیوریت درشت‌دانه، با رنگ سفید مایل به صورتی به درون واحدهای آتش‌فشانی ائوسن با ترکیب آندزیت، ریولیت و داسیت نفوذ کرده و دارای مرز ناگهانی با واحد آتش‌فشانی است. این توده توسط دایک‌های دلریتی نسبتاً دانه‌ریز به رنگ خاکستری و سیاه و با ضخامت‌های بین ۰/۵ تا ۱ متر و با روند شمال غرب - جنوب شرق قطع شده است. تعدادی از دایک‌ها به درون واحدهای آتش‌فشانی نیز وارد شده‌اند و باعث دگرسانی آن‌ها در حد کلریتی شدن و اپیدوتی شدن شده‌اند.

روند کلی توده شرقی - غربی است و بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری - رسوبی ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳) در زون ساختاری ارومیه - دختر واقع شده است. کمر بند تکتونوماگمایی ارومیه - دختر یک کمان ماگمایی نوع آندی است که در طی کوهزایی آلپی شکل گرفته (Berberian, 1982) و با فعالیت‌های آذرین ائوسن - میوسن از گابرو تا گرانیت توام بوده است (Shahab-pour, 2005). اکثر محققان از جمله (Aftabi and Atapour, 2000), (Moine-Vaziri (1985) و (Nowroozi (1971), (Berberian (1981) ماگماتیسیم این ناحیه را ناشی از فروانش لیتوسفر اقیانوسی تیس جوان به زیر ایران مرکزی قلمداد کرده‌اند.

فعالیت آتش‌فشانی جنوب شرق اردستان در ائوسن زیرین شروع شده و در ائوسن میانی و فوقانی به اوج خود رسیده است (محمدی، ۱۳۷۴). تغییر ترکیب سنگ‌های آتش‌فشانی از آندزیت بازالتی در قاعده به بازالت در راس توالی، همراه با گرایش کالک‌آلکالین این سنگ‌ها، نشانه وابستگی آن‌ها به مناطق فروانش حاشیه فعال قاره‌ای قلمداد شده است (یگانه‌فر، ۱۳۸۶؛ احمدوند، ۱۳۸۷). در همین راستا، محجل (۱۳۷۹) معتقد است حاکم شدن تکتونیک برشی ناشی از فروانش پوسته اقیانوسی تیس جوان به زیر ایران مرکزی عامل ایجاد فضای کششی لازم برای خروج مواد مذاب در زون ارومیه - دختر بوده است.

روش کار

پس از مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری از سنگ‌های نفوذی

معرفی کاربرد تکنیک توزیع اندازه بلورها در گدازه‌ها پرداختند. بعدها این روش توسط Marsh (1988) به عنوان یک روش کاملاً علمی توسعه یافت و براساس مطالعات نامبرده، نرم‌افزار CSD Correction توسط Higgins (2000) طراحی شد. با تکمیل تئوری CSD مشخص شد که سرعت رشد بلورها مستقل از اندازه آن‌ها می‌باشد، اما میزان هسته‌بندی بلورها روندی عکس در برابر اندازه آن‌ها دارد؛ یعنی هرچه میزان هسته‌بندی سریع‌تر باشد بلورهای ایجاد شده اندازه کوچک‌تری خواهند داشت. بیشتر مطالعات CSD در سیستم‌های ماگمایی مافیک مانند دریاچه گدازه ویسل-پلوتو انجام شده است (Cashman and Marsh, 1988; Higgings, 1998; marsh, 1998).

اندازه و آرایش فضایی بلورها در سیستم‌های ماگمایی بیانگر شرایط صعود ماگما است، به این صورت که میزان میکروولیت‌ها و میکروفنوکریست‌ها در سنگ‌های خروجی حاکی از رشد بلورها در مجاری و جمعیت فنوکریست‌ها نشان‌دهنده توقف ماگما در اتاقک ماگمایی است. در مطالعات سنگ‌شناسی که قبلاً بر روی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه یا مناطق مجاور آن توسط محمدی (۱۳۷۴)، یگانه فر (۱۳۸۶)، احمدوند (۱۳۸۷) و عموزاده خلیلی (۱۳۸۸) صورت گرفته موضوع فرایندهای ماگمایی موثر بر تکامل سنگ‌های منطقه چندان مورد کنکاش واقع نشده است. در حالی که شناسایی این فرایندها می‌تواند کمک موثری به درک مراحل تکاملی و شرایط تشکیل توده نفوذی نصرند و حتی بررسی ارتباط آن‌ها با مناطق فروانش حاشیه فعال قاره‌ای نماید. لذا در تحقیق پیش‌رو با طرح این سوال که کدام یک از فرایندهای ماگمایی تفریق، اختلاط و یا آلودگی ماگمایی نقش موثرتری بر روی نحوه تکامل و تحول سنگ‌های توده گرانیتوئیدی نصرند و دایک‌های درون آن داشته، سعی شده است با تکیه بر مطالعات توزیع اندازه بلورها (CSD) روی بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوکلاز موجود در ۷ نمونه از سنگ‌های گرانیتی و دایک‌های دلریتی منطقه و تلفیق این اطلاعات با نتایج حاصل از مطالعات ژئوشیمیایی، شرایط تبلور ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه را بازسازی نموده و نقش هر یک از فرایندهای احتمالی موثر بر تحولات ماگمایی سنگ‌های توده گرانیتوئیدی نصرند و دایک‌های درون آن مورد بررسی قرار گیرد.

زمین‌شناسی عمومی

توده نفوذی نصرند در جنوب شرق شهرستان اردستان و در شمال شرق استان اصفهان واقع است. این توده با وسعت تقریبی ۲۸ کیلومتر مربع، در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهار گوش انارک و ۱:۱۰۰۰۰۰ شهراب در حد فاصل بین طول‌های جغرافیایی ۳۳' ۵۲" تا ۴۲' ۵۲" شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۱۲' ۳۳" تا ۱۶' ۳۳" شمالی قرار دارد (شکل ۱). با وجودی که تا کنون بر روی این توده تعیین سن ایزوتوپی انجام نشده، سن توده را بر روی نقشه زمین‌شناسی شهراب، بعد از ائوسن (احتمالاً الیگومیوسن) در نظر گرفته‌اند (بحرودی، ۱۳۷۸). شایان ذکر است که سن‌سنجی‌های به‌عمل آمده بر روی توده‌های مشابه و

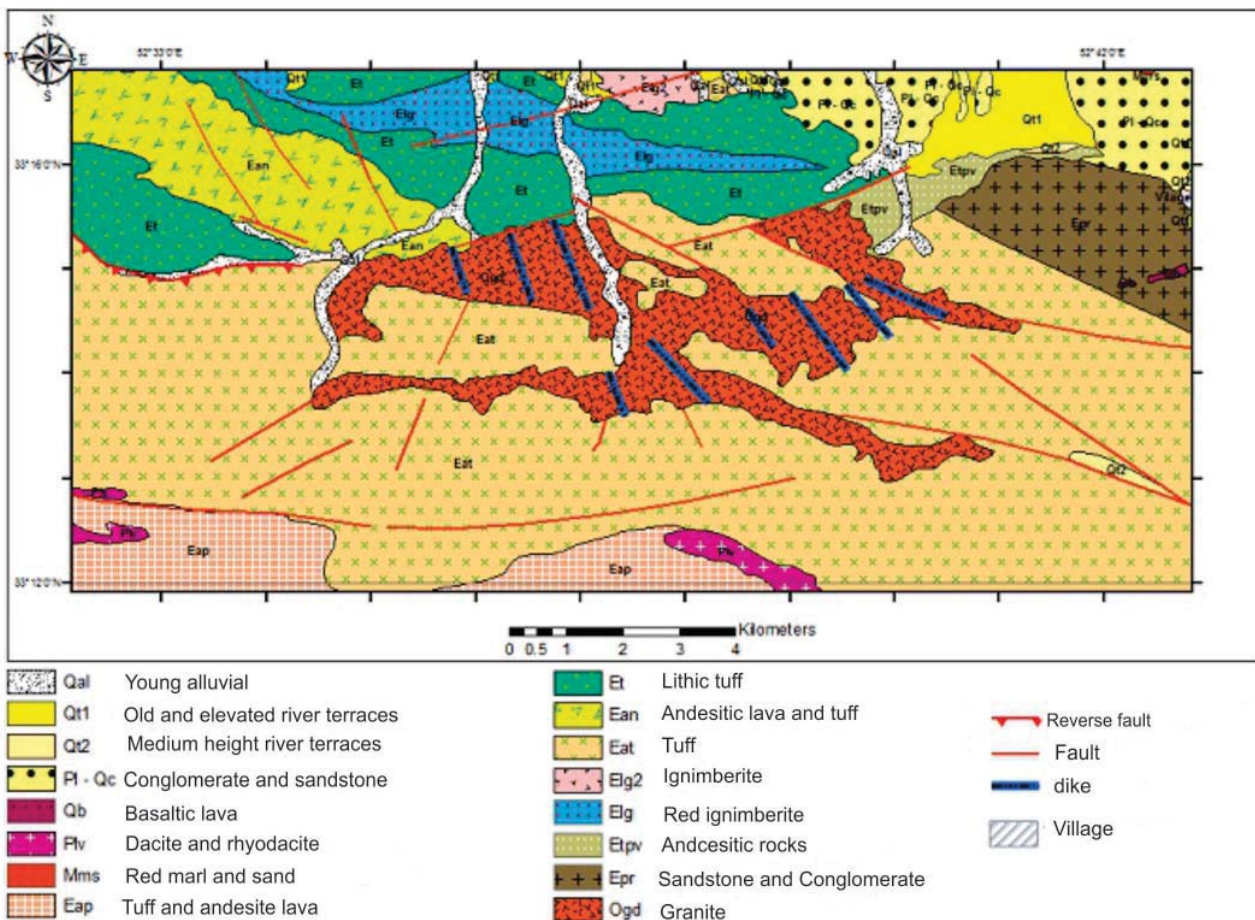
قابل تفکیک می‌باشند. گرانیت‌ها در مشاهدات صحرایی به رنگ سفید مایل به صورتی دیده شده و دانه متوسط تا دانه درشت می‌باشند.

این سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای، پوئی‌کلینیک، پرتیتی و گرانوفیری هستند (شکل ۲- الف) و از کانی‌های کوارتز حدود ۲۷ تا ۵۵ درصد، ارتوکلاز ۳۲ تا ۵۰ درصد، پلاژیوکلاز ۱۲ تا ۲۵ درصد، هورنبلند سبز ۵ تا ۱۰ درصد و کانی‌های بیوتیت، آپاتیت، اسفن و زیرکن به میزان کمتر از ۵ درصد تشکیل شده‌اند. کوارتز بی‌رنگ، دارای حاشیه مضرس و خاموشی موجی است و اغلب به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه‌های کوچک تا درشت دانه دیده می‌شود و میزان آن در گرانیت‌ها نسبت به گرانودیوریت‌ها بالاتر است. ارتوکلاز اغلب به صورت بی‌شکل تا شکل‌دار، متوسط تا درشت دانه و با بافت پرتیتی در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۲- ب). در برخی موارد این کانی در اثر هم‌رشدی با کوارتز، بافت گرانوفیری تشکیل داده که حاکی از تبلور سریع و هم‌زمان کوارتز و آلکالی فلدسپار از مذاب باقیمانده در اعماق کم است (Barker, 1983; Clark, 1992). پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و در اندازه‌های متوسط تا درشت مشاهده می‌شود. این کانی دارای ماکل پلی‌سنتیک و

منطقه، مطالعات پتروگرافی بر روی تعداد ۶۰ مقطع نازک انجام شد. به منظور شناسایی تاریخچه تبلور، میزان رشد، زمان توقف ماگمای سازنده و تحولات ماگمایی توده نفوذی، ابعاد بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوکلاز در ۷ نمونه از واحد دلریتی و گرانیت‌های منطقه اندازه‌گیری گردید و داده‌های حاصله شامل طول، عرض و مساحت بلورها به نرم‌افزار 1.3 CSD correction انتقال یافت و نمودارهای لازم برای تعبیر و تفسیر داده‌های CSD تهیه شد. در عین حال بر روی تعداد ۱۵ نمونه از سنگ‌های منطقه، آنالیزهای ژئوشیمیایی به روش‌های XRF در آزمایشگاه Narouto ژاپن و ICP-MS در آزمایشگاه ALS کانادا انجام شد و از نتایج حاصله برای تشخیص فرایندهای موثر در شکل‌گیری توده نفوذی استفاده شد.

پتروگرافی گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها

توده گرانیتی نصرند به داخل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده و باعث ایجاد دگرسانی‌های نسبتاً وسیع در حد رخساره شیست سبز در سنگ‌های آتشفشانی شده است. مرز بین واحد گرانیتی و گرانودیوریتی کاملاً تدریجی بوده و در صحرا به سختی



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی جنوب شرق اردستان با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شهراب با اندکی تغییر (بحرودی، ۱۳۷۸).

پلاژیوکلاز ۴۰ تا ۶۵ درصد و هورنبلند سبز بین ۱۵ تا ۲۵ درصد با بافت دانه‌ای هستند و در برخی موارد بافت‌های پوئی کلبیتیکی، اینترگرانولار و افیتیک نیز نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز به‌عنوان کانی غالب این سنگ‌ها، به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، با ماکل پلی‌سنتتیک و یا زونینگ در نمونه‌ها یافت می‌شود و اغلب به سوسوریت دگرسان شده است. پیروکسن شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار به‌صورت درشت‌دانه تا دانه‌ریز ظاهر شده و در تماس با پلاژیوکلازها بافت افیتیک را ایجاد نموده است. آمفیبول‌ها عمدتاً نیمه‌شکل‌دار هستند و در برخی موارد به کلریت تجزیه شده‌اند. علاوه بر آن زئوکریست‌هایی از بلورهای بی‌شکل کوارتز که با غلافی از کانی‌های دما بالا مانند پیروکسن و هورنبلند احاطه شده‌اند نیز در این دایک‌ها مشاهده شده است (شکل ۲-ه). این پدیده می‌تواند نشان دهنده آلیش ماگمایی در اثر ورود بلور کوارتز به درون ماگمای مافیک و شکل‌گیری بلورهای پیروکسن در اطراف زئوکریست کوارتز بر اثر واکنش بین سیلیس موجود در کوارتز با آهن و منیزیم موجود در ماگمای مافیک باشد (Chiara-dia et al., 2011; Foley et al., 2013).

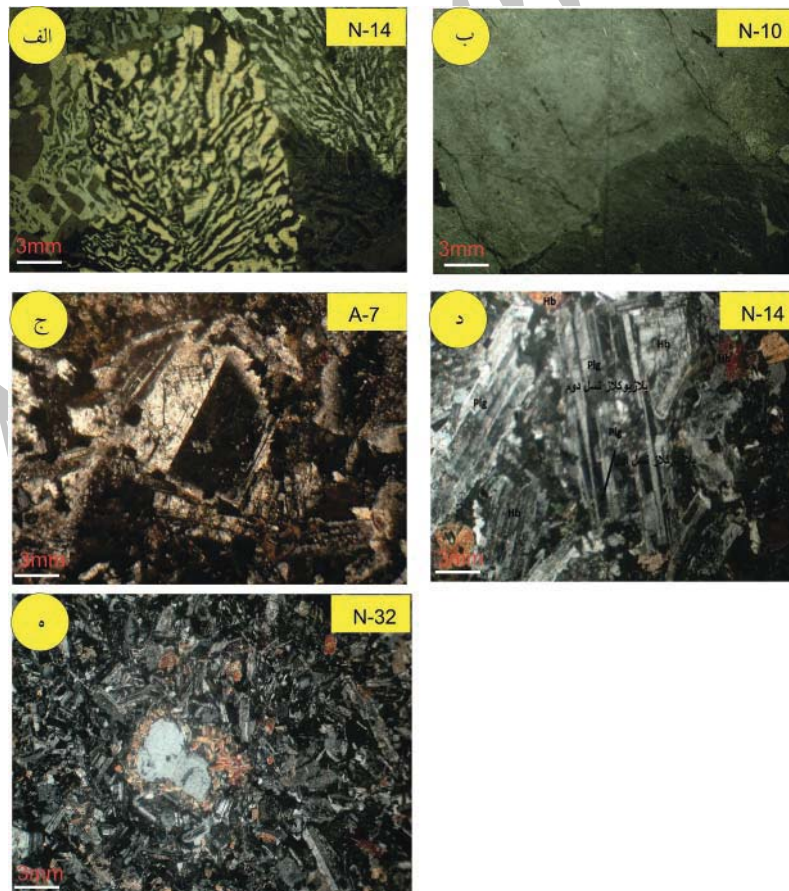
منطقه بندی ترکیبی می‌باشد (شکل ۲-ج). وجود منطقه‌بندی ترکیبی در این بلورها، بیانگر تغییر ترکیب و یا تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما در حین رشد بلور است (Holton et al., 2000). پلاژیوکلازها غالباً به سریسیت تبدیل شده‌اند و برخی نیز در اثر سوسوریتی شدن تا حدی به اپیدوت، کلسیت و کلریت دگرسان شده‌اند. در برخی موارد، پلاژیوکلازها بافت غربالی نشان می‌دهند که این بافت بر اثر عدم تعادل بلور با ماگما به‌وجود می‌آید و ظهور آن نشانه ناپایداری، ذوب و انحلال بخش‌های کوچکی از بلور و سپس تبلور دوباره و درجای همان بخش‌ها در داخل پلاژیوکلاز می‌باشد (Vernon, 2004). همچنین در برخی نمونه‌ها شاهد حضور بلورهای کوچک پلاژیوکلاز در درون پلاژیوکلازهای بزرگ‌تر هستیم که می‌تواند نشانه حضور دو نسل مختلف پلاژیوکلاز در سنگ‌های نفوذی منطقه باشد (شکل ۲-د). هورنبلند فراوان‌ترین کانی مافیک موجود در نمونه‌های مورد مطالعه است که غالباً به‌صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شود. هورنبلندها در برخی موارد دارای ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز با بافت پوئی کلبیتیکی هستند.

توزیع اندازه بلورها (CSD)

برای بررسی توزیع اندازه بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوکلاز در

دایک‌های دلریتی

این سنگ‌ها عمدتاً شامل پیروکسن در حدود ۲۰ تا ۴۰ درصد،



شکل ۲. الف) بافت گرانوفیری در گرانیت‌ها، ب) بافت پرتیتی در فلدسپارها، ج) زونینگ در پلاژیوکلازها، د) پلاژیوکلاز دو نسلی، ه) زئوکریست کوارتز با غلاف پیروکسن.

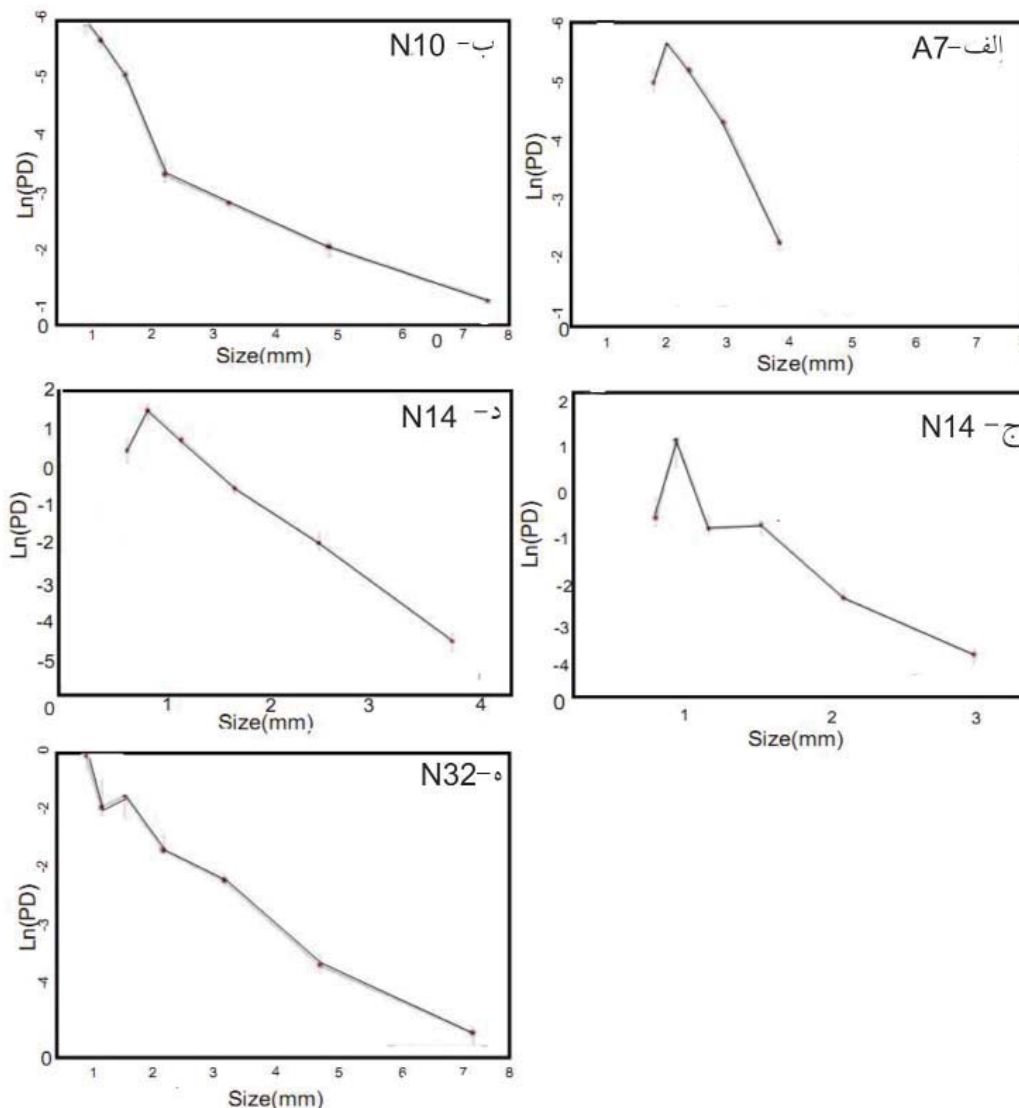
محدوده‌های ۲ سانتیمتری و ۱ تا ۲ سانتیمتری (۲ بار) دچار شکستگی شده‌اند و در شکل ۳-د ارتوکلازها در محدوده ۱ سانتیمتری شکستگی نشان می‌دهند.

نتایج اندازه‌گیری ابعاد بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوکلاز در نمونه‌های مربوط به دایک‌های دلریتی، به ترتیب در نمودارهای الف و ه شکل ۳ نشان داده شده است. در این نمونه‌ها نیز مانند گرانیته‌ها، نمودارها دچار شکستگی و انحنا می‌باشند. در شکل الف نمودار در محدوده ۱ سانتیمتری و در شکل ه در محدوده‌های ۱، ۲، ۳، و ۵ سانتیمتری دچار شکستگی شده‌اند.

با این‌که شکستگی‌ها در اغلب نمونه‌ها چندان واضح خودنمایی نمی‌کنند ولی به هر حال وجود شکستگی و انحنا در نمودارها حاکی از تغییر در روند تحول ماگما بوده که می‌تواند به دلیل ورود یک ماگمای جدید به درون مخزن ماگمایی در حال تبلور یا در اثر فرایند اختلاط ماگمایی ایجاد شود (Morgan et al., 2007; Higgins and Roberge, 2007; Randolph and Larson 1988).

نمونه‌های انتخاب‌شده، از مقاطع میکروسکوپی، با بزرگنمایی ۴۰، عکس‌برداری دیجیتالی انجام گرفت. سپس با نرم‌افزار تخصصی Jmicrivation بعد از کالیبره کردن عکس‌ها و بر اساس اندازه بزرگنمایی میکروسکوپ، ابعاد حدود ۳۰۰ بلور پلاژیوکلاز و ارتوکلاز اندازه‌گیری شد. داده‌های حاصل از این اندازه‌گیری‌ها که شامل طول، عرض و مساحت بلورها است به نرم‌افزار CSD cor-recton 1.3 و به کمک رابطه $n=dn/dl$ (dn تعداد بلورها و dl اندازه بلورها) چگالی تجمعی دانه‌ها (n محاسبه جدول‌های ۱ و ۲) شد. در نهایت، نمودارهای نیمه لگاریتمی (S-Type) تغییرات اندازه دانه‌ها (mm) در برابر چگالی تجمعی (mm⁻⁴) ترسیم شدند (شکل ۳).

در نمونه‌های مربوط به توده گرانیته، همه نمودارهای نیمه‌لگاریتمی تغییرات اندازه بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوکلاز در برابر چگالی تجمعی (شکل ۳-ب، ج، د)، تا حدودی شکستگی و انحنا دارند. در شکل ۳-ب و ج، پلاژیوکلازها به ترتیب در



شکل ۳. الف، ب و ج) نمودار چگالی تجمعی بلورهای پلاژیوکلاز در برابر اندازه، د و ه) چگالی تجمعی بلورهای ارتوکلاز در برابر اندازه.

جدول ۱. نتایج محاسبات انجام شده بر روی ۲۰۰ بلور پلاژیوکلاز

شماره نمونه	شیب نمودارهای Semi-logarithmic	عرض از مبدا در نمودارهای Semi-logarithmic	T زمان رشد (سال) بلورهای پلاژیوکلاز	سرعت رشد بلورها G mms ⁻¹	سهم حجمی بلورهای پلاژیوکلاز
A7 دلریت	-۲	-۲	۱۸۱	۱۰ ^{-۱۰}	۲۴
A1 دلریت	-۱	-۱	۲۴۴	۱۰ ^{-۱۰}	۲۴
A13 دلریت	-۲	-۲	۱۶۶	۱۰ ^{-۱۰}	۱۰
N14 گرانیت	-۲	-۱	۱۷۲	۱۰ ^{-۱۰}	۶
N32 دلریت	-۳	-۳	۱۲۰	۱۰ ^{-۱۰}	۱۹
N10 گرانیت	-۱	۰/۶	۲۳۲	۱۰ ^{-۱۰}	۳۱

جدول ۲. نتایج محاسبات انجام شده بر روی ۱۰۰ بلور ارتوکلاز

شماره نمونه	شیب نمودارهای Semi-logarithmic	عرض از مبدا در نمودارهای Semi-logarithmic	T زمان رشد (سال) بلورهای ارتوز	سرعت رشد بلورها G mms ⁻¹	سهم حجمی بلورهای ارتوز
N14	-۱	-۰/۲۲	۴۲۳	۱۰ ^{-۱۰}	۴۲
N32	-۲	۲	۲۰۳	۱۰ ^{-۱۰}	۲۷

افزایش رشد همراه با کاهش هسته‌بندی است که به افزایش اندازه و کاهش چگالی تجمعی بلورها منجر می‌شود. برای محاسبه سهم اشغال‌شده توسط بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوکلاز در مقاطع از فرمول $V_i = 6\sigma n_i C_i^4$ استفاده شده که در آن V سهم حجمی، n میزان هسته‌بندی و C میانگین طول بلورها است (Marsh, 1988). بر همین اساس سهم حجمی بلورهای پلاژیوکلاز از ۵/۶۳ در گرانیت‌ها تا ۳۰/۴۷ در دایک‌های دلریتی و سهم حجمی بلورهای ارتوکلاز از ۲۷/۰۱ در دایک‌های دلریتی تا ۴۲/۲۲ در گرانیتی‌ها متغیر بوده است. زمان رشد و سرعت هسته‌بندی رابطه مستقیمی با درصد حجمی هر بلور دارد، به عبارت دیگر هرچه سرعت هسته‌بندی و زمان رشد بلور افزایش یابد، بلورها درصد بیشتری از حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. چنانچه ملاحظه می‌شود در سنگ‌های گرانیتی، با کاهش چگالی تجمعی دانه‌ها که خود متناسب با افزایش زمان است، متوسط اندازه دانه‌ها افزایش یافته و بلورهای ارتوکلاز و پلاژیوکلاز فرصت بیشتری برای رشد داشته و درشت‌تر شده‌اند. در حالی‌که این بلورها در دایک‌ها اندازه کوچکتری دارند که خود مویب سرد شدن سریع‌تر ماگمای سازنده دایک‌ها نسبت به گرانیت‌ها است.

با استفاده از رابطه $n = n^0 \exp(-L/G \cdot t)$ می‌توان چگالی تجمعی بلورها را محاسبه نمود. در این رابطه n^0 میزان هسته‌بندی نهایی (حاصل تقاطع نمودار اندازه دانه‌ها با محور چگالی تجمعی)، L اندازه دانه‌ها، G میزان رشد و t زمان توقف ماگما در مخزن ماگمایی است. ضمناً با استفاده از شیب منحنی تغییرات اندازه

ورود ماگمای جدید کم‌بلور به مخزن از یک سو می‌تواند باعث تغییر ترکیب ماگما (مثلاً فوق اشباع شدن آن) شده و از سوی دیگر می‌تواند موجب افزایش یا کاهش دمای مخزن شود که در صورت افت دمای ماگما، تقویت هسته‌بندی بلورها را به دنبال خواهد داشت. چنانچه در شکل ۳ الف تا ه ملاحظه می‌شود، در آغاز تبلور ماگما و شکل‌گیری بلورها، با کاهش چگالی تجمعی بلورها مواجه‌ایم. ولی با ورود ماگمای جدید و شروع دوباره هسته‌بندی و تبلور، چگالی تجمعی مجدداً افزایش می‌یابد. همه نمودارهای نیمه‌لگاریتمی به دست آمده دارای انحنا به سمت پایین هستند که این موضوع منطبق بر روند تبلور و افزایش اندازه بلورها است (Higgins, 2002). در عین حال بروز شکستگی و انحنا به سمت بالا در نمونه‌ها نشانه حضور دو سری بلور در مخزن ماگمایی است که به ترتیب در مراحل اولیه تبلور ماگما (در دمای زیاد) و مراحل بعدی در هنگام کاهش فشار و هسته‌بندی تشکیل شده‌اند (Piocchi et al., 2005; Salisbury et al., 2008; Brugger 2010). در تایید این موضوع می‌توان به حضور دو نسل پلاژیوکلاز در نمونه‌های مختلف گرانیتی و دایک‌های دلریتی اشاره نمود. اگر توزیع اندازه بلورها (CSD) منحنی شکل باشد، نشانه عملکرد چندین فرایند در طول تبلور ماگما خواهد بود (Marsh, 1998). مطابق شکل ۳ الف تا ه، CSD در کوچکترین اندازه بلورها، بیشترین مقدار را دارا است و میزان آن متناسب با افزایش اندازه بلورها کاهش می‌یابد. در سیستم‌های باز که با ورود مکرر ماگمای جدید به داخل مخزن شناخته می‌شوند، شیب نمودارها منفی است (Marsh, 1998). ظهور شیب منفی نشانه

و گرانودیوریت و دایک‌ها در محدوده دیوریت و گابرو قرار گرفته‌اند. نبود قرابت خانوادگی و وجود روندهای متفاوت در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و فرعی در برابر سیلیس در توده نفوذی و دایک‌های دلریتی می‌تواند نشان‌دهنده وجود دو منشاء متفاوت برای تشکیل آنها باشد.

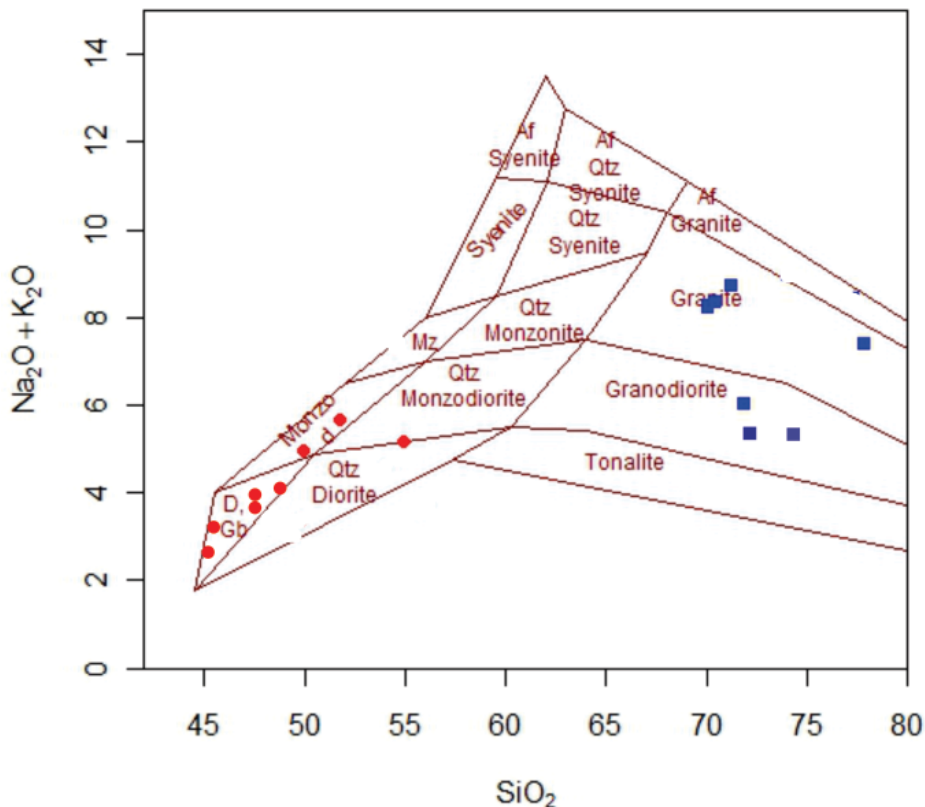
گرانیتوئیدها

روند منفی اکسیدهای CaO , TiO_2 , MgO و FeO در برابر سیلیس در سنگ‌های گرانیتی توده نفوذی نشان‌دهنده تبلور کانی‌های فرومنینیم مطابق با روند عادی تفریق می‌باشد. پراکندگی در روند تغییرات اکسیدهای Na_2O و K_2O در گرانیتوئیدها می‌تواند نشان‌دهنده اختلاط یا آرایش در ماگما و یا فرایندهای بعدی دگرسانی باشد. در نمونه‌های گرانیتی و گرانودیوریتی روند تغییرات P_2O_5 در برابر سیلیس منفی بوده که از ویژگی‌های گرانیت‌های تیپ I می‌باشد. به منظور بررسی تحولات ماگمایی و ارزیابی فرایندهای موثر بر تشکیل و تحول سنگ‌های گرانیتی منطقه از نمودار تغییرات La/Yb در برابر La استفاده شده است (شکل ۵). این نمودار برای تمایز فرایند تفریق بلوری از ذوب بخشی به کار می‌رود (Wang et al., 2007). چنانچه ملاحظه می‌شود، نمونه‌های مورد نظر روندی مطابق با تفریق بلوری را دنبال می‌کنند که مطابق با روند تغییرات عناصر MgO , TiO_2 و FeO در برابر سیلیس می‌باشد. با توجه به کانی‌شناسی نمونه‌ها،

دانه‌ها نسبت به چگالی تجمعی ($S=1/G*t$)، می‌توان زمان توقف ماگما و یا تبلور بلورها (t) را محاسبه نمود. میزان G بر اساس پیشنهاد (Cashman 1993) و (Armienti 2008) برابر با 10^{-10} در نظر گرفته شده است. اگر میزان هسته‌بندی و رشد برابر باشند، CSD افقی و بدون شیب است و هرچه اختلاف این دو بیشتر باشد میزان شیب بیشتر است. در مورد نمونه‌های مطالعه شده، زمان توقف ماگما در آشیانه ماگمایی و تبلور بلورهای پلاژیوکلاز، براساس شیب به‌دست‌آمده از نمودارها، بین ۱۱۹ تا ۳۲۲ سال و زمان تبلور بلورهای ارتوکلاز بین ۲۰۳ تا ۴۲۲ سال ارزیابی شده است.

خصوصیات ژئوشیمیایی

به‌منظور تایید نتایج به‌دست آمده از روش توزیع اندازه بلورها (CSD) و بررسی تحولات موثر در تشکیل و تکوین سنگ‌های توده نفوذی و دایک‌های درون آن از داده‌های ژئوشیمیایی نیز استفاده شده است. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی ۸ نمونه از دایک‌های دلریتی و ۷ نمونه از سنگ‌های گرانیتی توده نفوذی نصرند در جدول ۳ درج شده است. میزان سیلیس در این نمونه‌ها بین ۴۶ تا ۷۷ درصد متغیر می‌باشد. به‌منظور نامگذاری این نمونه‌ها از نمودار تغییرات $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Middelmost, 1994) استفاده شده و همانطور که در شکل ۴ مشاهده می‌شود نمونه‌های مربوط به توده نفوذی در محدوده ترکیبی گرانیت



شکل ۴. نمودار TAS برای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین درونی (Middelmost, 1994). علامت ■ مربوط به واحد گرانیتی و ● مربوط به دایک‌ها می‌باشد.

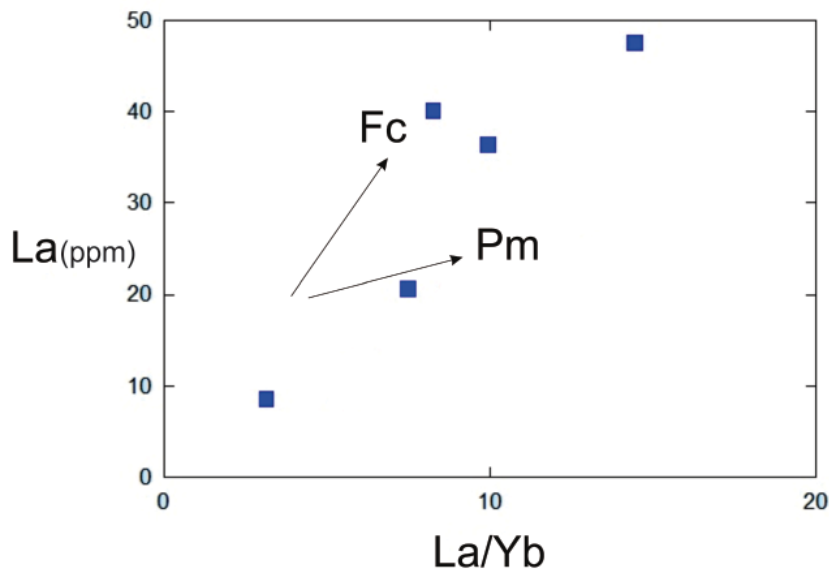
جدول ۳. نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی XRF و ICP-MS توده نفوذی نصرند و دایک‌های موجود در آن

Sample	Granitoid							Diabase dike							
	N10	N12	N14	N17	N18	N31	N35	A7	N32	N38	N15	N33	N34	N27	N45
SiO ₂	70.08	71.89	70.42	74.07	77.32	71.22	77.88	49.95	54.49	54.93	49.84	48.18	55.77	51.76	53.96
TiO ₂	0.43	0.28	0.36	0.27	0.12	0.34	0.16	1.38	0.96	0.95	1.11	0.94	0.69	1.08	0.87
Al ₂ O ₃	14.52	13.46	14.31	13.92	12.08	14.64	12.53	17.91	16.72	17.99	17.28	17.49	17.97	17.37	18.39
Fe ₂ O ₃	3.30	2.75	3.28	1.11	1.21	1.87	0.78	10.37	9.53	9.91	10.38	11.28	7.78	10.47	9.12
MgO	0.91	0.03	0.83	0.36	0.11	0.70	0.19	5.36	4.48	3.72	6.63	9.31	5.40	5.78	5.02
MnO	0.07	0.04	0.05	0.03	0.02	0.03	0.02	0.16	0.20	0.17	0.20	0.25	0.14	0.24	0.16
CaO	2.21	5.48	2.31	1.23	0.73	2.39	1.08	9.43	5.91	6.93	10.35	8.74	8.38	7.11	7.75
Na ₂ O	3.74	2.97	3.38	4.03	2.68	3.55	3.64	3.74	4.73	4.11	2.17	2.17	3.25	3.83	3.78
K ₂ O	4.50	3.04	4.97	4.94	5.74	5.18	3.74	1.24	2.71	1.07	1.20	1.08	0.48	1.84	0.78
P ₂ O ₅	0.10	0.06	0.09	0.05	0.01	0.08	0.01	0.45	0.25	0.22	0.37	0.18	0.14	0.23	0.17
Ba	808.00	151.00	822.00	-	-	956.00	666.00	357.00	1110.00	381.00	-	446.00	234.00	-	344.00
Ce	72.23	82.20	80.80	-	-	52.70	23.40	44.00	55.30	27.60	-	22.70	19.00	-	21.20
Dy	5.09	66.33	4.56	0	0	3.89	3.59	4.69	4.02	3.71	0	3.4	2.76	0	3.27
La	36.40	40.10	47.50	-	-	20.60	8.60	20.50	27.60	13.00	-	10.40	8.90	-	9.70
Nb	16.30	20.40	14.30	-	-	14.60	15.50	11.10	8.30	4.50	-	3.40	3.50	-	3.70
Rb	165.00	253.00	161.00	-	-	148.00	119.50	24.60	7.72	30.80	-	34.40	24.60	-	19.90
Sr	194.00	47.50	194.00	-	-	234.00	178.00	559.00	262.00	437.00	-	378.00	559.00	-	387.00
Y	32.80	43.20	29.10	-	-	25.90	23.00	26.00	23.20	22.00	-	18.80	16.20	-	19.40
Yb	3.66	4.86	3.29	-	-	2.75	2.75	2.35	2.18	2.10	-	1.72	1.62	-	1.89
Zr	290.00	150.00	260.00	-	-	210.00	130.00	140.00	140.00	100.00	-	60.00	60.00	-	90.00
Er	3.41	3.06	4.37	-	-	2.59	2.47	2.57	2.28	2.18	-	1.99	1.64	-	1.87
Eu	0.75	0.71	0.16	-	-	0.75	0.23	1.54	1.30	1.19	-	1.04	0.82	-	0.99
Ga	16.70	16.40	13.70	-	-	15.60	14.20	19.00	18.10	19.80	-	18.30	17.80	-	18.30
Gd	4.85	4.47	5.35	-	-	3.81	3.20	5.01	4.46	3.77	-	3.45	2.65	-	3.26
Hf	7.80	7.10	5.50	-	-	5.70	4.60	3.10	3.40	2.60	-	1.70	1.70	-	2.30
Ho	1.12	0.99	1.41	-	-	0.86	0.79	0.94	0.84	0.79	-	0.70	0.58	-	0.68
Lu	0.61	0.57	0.83	-	-	0.46	0.45	0.37	0.36	0.35	-	0.29	0.27	-	0.30
Nd	26.90	27.50	29.30	-	-	22.00	13.70	22.20	23.10	14.80	-	12.90	9.80	-	11.60
Pr	7.72	7.99	8.57	-	-	6.22	3.27	5.35	6.24	3.67	-	2.90	2.35	-	2.79
Sm	5.11	4.98	5.91	-	-	4.26	3.29	4.64	4.71	3.62	-	3.15	4.64	-	3.07
Ta	1.50	1.30	2.40	-	-	1.20	2.20	0.70	0.60	0.30	-	0.20	0.70	-	0.30
Tb	0.86	0.77	1.00	-	-	0.66	0.58	0.81	0.71	0.61	-	0.59	0.81	-	0.54
Th	23.20	28.90	54.60	-	-	31.40	35.30	2.35	9.54	1.54	-	1.54	2.35	-	1.17
Tm	0.54	0.48	0.71	-	-	0.41	0.39	0.37	0.34	0.33	-	0.28	0.25	-	0.29
U	6.46	8.22	12.50	-	-	5.37	5.28	0.61	2.30	0.43	-	0.31	0.26	-	0.35
V	47.00	44.00	<5	-	-	37.00	5.00	264.00	240.00	228.00	-	294.00	192.00	-	220.00

حین رشد بلور به وجود آمده است. در خصوص نحوه تشکیل بافت غربالی اعتقاد بر این است که ناپایداری جزئی بخشی از بلور در مذاب، باعث ذوب و تبلور درجا (و مجدد) بخش‌های ذوب شده می‌گردد (Tsuchiyama, 1985; Stamatelopou, 1990)، (۲) وجود پلاژیوکلاز دونسلی که حاکی از شرایط آشفته مخزن ماگمایی و عدم پایداری در طی تشکیل پلاژیوکلازها است و (۳) بافت پوئی‌کلیتی در بلورهای فلدسپار. این شواهد بیانگر آن است که در تحول ماگمای سازنده توده نفوذی علاوه بر

برای بررسی این که تبلور کدام کانی در تحول واحدهای اسیدی و مافیک - حدواسط موثرتر بوده از نمودارهای شکل ۶ الف و ب استفاده شده است. نمودار تغییرات Sr در برابر Ba (Boztug et al., 2007) (شکل ۶ الف) نشان دهنده تفریق پتاسیم فلدسپار در گرانیت‌هاست.

چنانچه در مبحث پتروگرافی اشاره شد در نمونه‌های گرانیتی شواهد پتروگرافی زیر مشاهده می‌شود: (۱) زونینگ و بافت غربالی در پلاژیوکلازها که بر اثر تغییر شرایط تبلور مذاب در



شکل ۵. نمودار تغییرات La در برابر La/Yb که بیانگر تفریق بلوری به‌عنوان یکی از عوامل موثر در تشکیل سنگ‌های گرانیتی منطقه است (Wang et al., 2007).

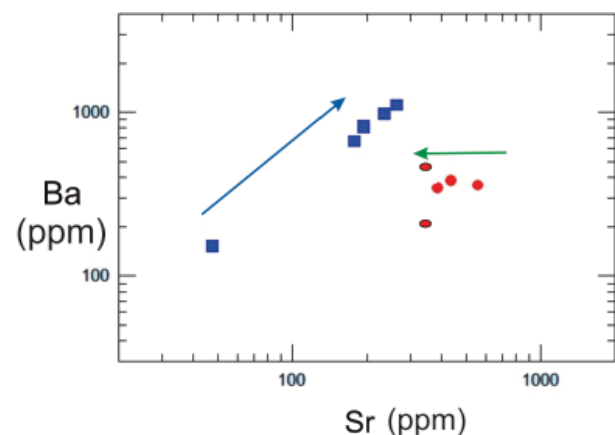
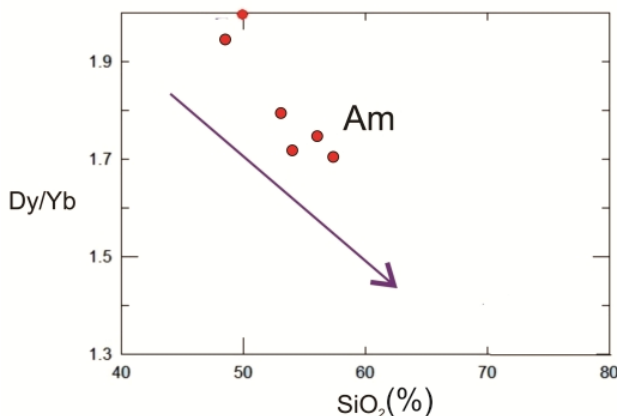
تبلور پلاژیوکلاز با افزایش تحول ماگما نسبت داد. در این واحد نیز روند تغییرات عناصر Na_2O و K_2O دارای پراکندگی می‌باشد که می‌تواند به دلیل آلیش، دگرسانی یا اختلاط باشد. نمودار SiO_2 در برابر Dy/Yb (شکل ۶-ب) بیانگر تفریق هورنبلند در دایک‌های دلریتی منطقه است (Jicha and Singer, 2006).

وجود زئوکریست کوارتز با غلافی از پیروکسن‌های دما بالا در دایک‌ها نشانه عدم تعادل کوارتز در ماگمای سازنده دایک‌ها بوده و دلالت بر آلیش ماگمایی دایک‌های دلریتی با سنگ‌های نفوذی میزبان دارد. حضور زئوکریست‌های کوارتز گرد شده را می‌توان به انتقال مکانیکی زئوکریست‌های کوارتز از یک سیستم اسیدی به ماگمای بازیک نسبت داد (Hibbard, 1991; Bussy and Ayrton, 1990). وجود پراکندگی در روند تغییرات عناصر Na_2O و K_2O در برابر سیلیس نیز می‌تواند مویید پدیده آلیش در نمونه‌ها باشد. چنانچه در نمودار تغییرات Nb در برابر Nb/Y (شکل ۸-الف و

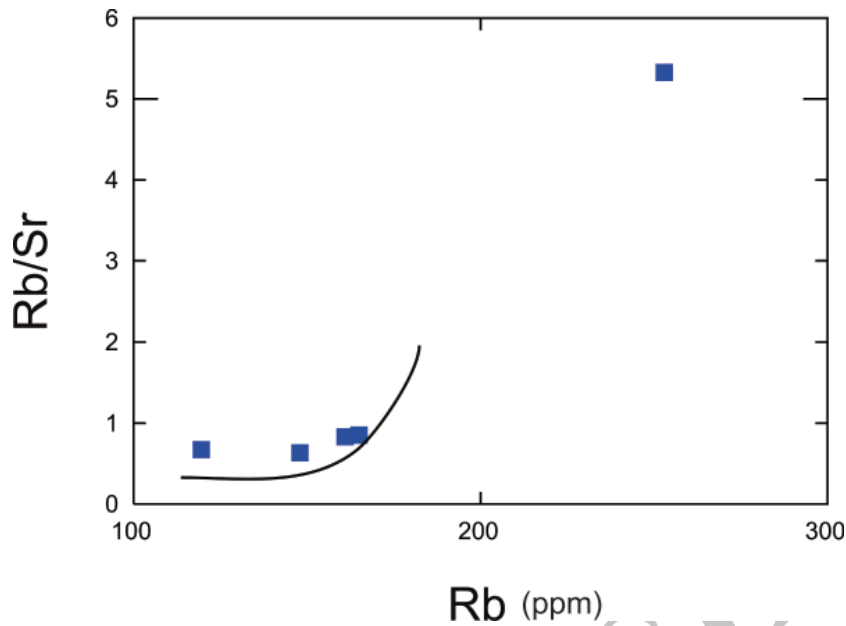
تفریق بلوری، عوامل دیگری چون آلیش ماگمایی و اختلاط نیز تاثیر به‌سزایی داشته‌اند (Pudlo and Franz, 1995). همانطور که در شکل ۷ ملاحظه می‌شود، روند افزایشی ملایم Rb/Sr نسبت به Rb در گرانیت‌ها می‌تواند حاکی از اختلاط ماگمایی باشد، چراکه Rb نسبت به Sr ناسازگارتر بوده و در حین تفریق ماگمایی بایستی روند صعودی پرشیبی را نشان دهد. بنابراین به‌نظر می‌رسد ورود Sr موجود در ماگمای جدید به مخزن ماگمایی منجر به روند صعودی ملایم در نمونه‌های مذکور شده باشد.

دایک‌های دلریتی

در دایک‌های دلریتی، روند تغییرات عناصر اصلی در برابر سیلیس به جز در مورد Al_2O_3 مانند گرانیت‌ها است که می‌توان روند افزایشی این عنصر در برابر سیلیس را به برتری تبلور پیروکسن در مراحل ابتدایی تبلور ماگما و بر عکس به برتری



شکل ۶. الف) نمودار Sr در برابر Ba که نشان‌دهنده تفریق فلدسپار پتاسیم در گرانیت‌ها است (Boztug et al., 2007)، ب) نمودار SiO_2 در برابر Dy/Yb که بیانگر تفریق هورنبلند در دایک‌ها است (Jicha and Singer, 2006).



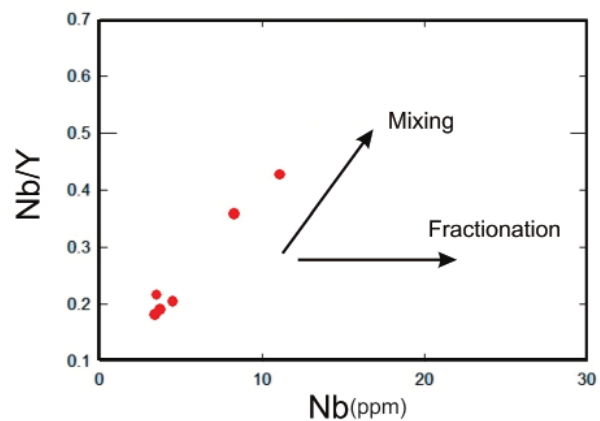
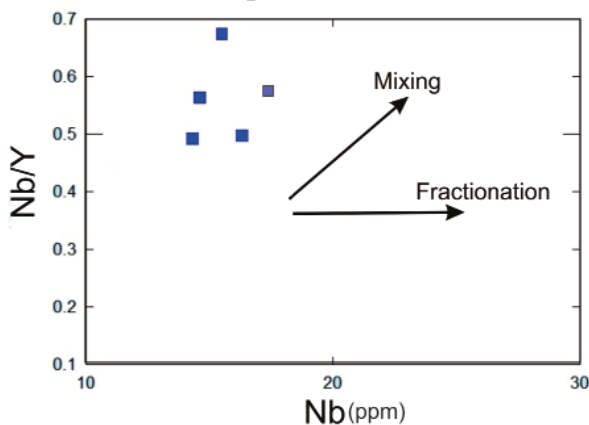
شکل ۷. روند منحنی Rb در برابر Rb/Sr در سنگ‌های گرانیتی که می‌تواند نشان‌دهنده ورود یک ماگمای جدید به مخزن ماگمایی و بیانگر فرایند اختلاط ماگمایی باشد (Xu, et al., 1999).

بررسی توزیع اندازه بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوکلاز در نمونه‌های گرانیتی و وجود شکستگی و انحنا در تعدادی از نمودارهای نیمه لگاریتمی نیز نشان‌دهنده ورود ماگمای جدید به مخزن ماگمایی و موید فرایند اختلاط ماگمایی در نمونه‌ها می‌باشد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی از قبیل روند افزایشی نمودار Nb در برابر Nb/Y و Rb در برابر Rb/Sr می‌تواند تاییدی بر وقوع فرایند اختلاط ماگمایی در گرانیت‌های منطقه باشند. شایان ذکر است که از بین شواهد ارائه شده، داده‌های ژئوشیمیایی و بافتی نسبت به اطلاعات CSD به نحو مطلوب‌تر و واضح‌تری به وقوع اختلاط ماگمایی دلالت دارند. از آنجاکه روش مطالعاتی توزیع اندازه بلورها در اثبات فرایند اختلاط ماگمایی، مبتنی بر فرض متفاوت بودن نسبی اندازه بلورها در دو ماگمای مخلوط‌شده است، به نظر می‌رسد که تفاوت اندازه بلورها در دو ماگمای مخلوط شده نسبتاً کم بوده و یا این‌که تداوم رشد بلورها بعد از اختلاط باعث نزدیک شدن

(ب) ملاحظه می‌کنیم، نمونه‌های مورد مطالعه روند صعودی دارند. Nb و Y هر دو عنصری ناسازگار می‌باشند که طی روند تفریق، مقدار آن‌ها باید تقریباً ثابت باقی بماند، اما همانطور که در شکل ۸ مشاهده می‌شود این نسبت در نمونه‌ها تغییر یافته است. این روند غیرطبیعی می‌تواند نشانه ورود ماگمای با ترکیب جدید در کنار ماگمای قبلی و وقوع فرایند آلیش ماگمایی باشد.

نتیجه‌گیری

توده گرانیتوئیدی نصرند پس از ائوسن به درون واحدهای آتش‌فشانی ائوسن نفوذ کرده و توسط دایک‌های دلریتی با ترکیب گابرو و دیوریت قطع شده است. شواهد پتروگرافی موجود در توده نفوذی مانند بافت غربالی، پوئی‌کلیتیک و زونینگ در پلاژیوکلازها، می‌تواند نشانه‌ای از وقوع شرایط غیرتعادلی در مخزن ماگمایی و موید فرایند اختلاط ماگمایی در گرانیت‌ها باشد.



شکل ۸. افزایش میزان Nb در برابر Nb/Y که می‌تواند نشان‌دهنده آلیش ماگمایی در دایک‌ها (الف) و توده نفوذی (ب) باشد (Treuil and Joron, 1975).

- Armienti, P., 2008. Description of igneous rock textures: crystal size distribution tools In: Minerals, Inclusions and Volcanic Processes. Review of Mineralogy, 69, 623–648.

- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J., and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran: Journal of the Geological Society of London, 139, 605–614.

- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Science, 18, 210–265.

- Barker, D.S., 1983. Igneous Rocks. Prentice-Hall, New Jersey, 417.

- Boztug, D., Arehart, G.B., Platevot, B., Harlavan, Y. and Bonine, B., 2007. High-K calc-alkaline I-type granitoides from the composite Yozgat batholite generated in post collisional setting following continent oceanic island arc collision in central Anatolia Turkey. Mineralogy and Petrology, 91, 191–223.

- Brugger Carrie, R. and Hammer Julia, E., 2010. Crystal size distribution analysis of plagioclase in experimentally decompressed hydrous rhyodacite magma. Earth and Planetary Science Letters, 300, 246–254.

- Bussy, F. and Ayrton, S., 1990. Quartz textures in dioritic rocks of hybrid origin. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 70, 223–235.

- Cashman, K. V., 1988. Crystallization of Mount St. Helens 1980–1986 dacite: a quantitative textural approach. Bulletin of Volcanology, 50, 194–209.

- Cashman, K.V., 1990. Textural constraints on the kinetics of crystallization of igneous rocks. Review of Mineralogy, 24, 259–314.

- Cashman, K.V., 1993. Relationship between plagioclase crystallization and cooling rate in basaltic melts. Contributions to Mineralogy and Petrology, 113, 126–142.

- Chiaradia, M., Müntener, O. and Beate, B., 2011. Enriched basaltic andesites from mid-crustal fractional crystallization, recharge, and assimilation (Pilavo Volcano, Western Cordillera of Ecuador). Journal of Petrology, 52, 1107–1141.

- Foley, F.V., Pearson, N.J., Rushmer, T., Turner, S. and Adam, J., 2013. Magmatic evolution and magma mixing of quaternary adakites at Solander and Little Solander Islands, New Zealand. Journal of Petrology, 54, 703–744.

اندازه بلورهای مختلف به هم شده است و این عوامل مانع از ظهور شکستگی‌های واضح در نمودارهای نیمه لگاریتمی نمونه‌ها شده است. علاوه بر آن فرایند درشت‌شدگی بافتی نیز می‌تواند باعث یکنواخت شدن اندازه دانه‌ها شود. به این صورت که بلورهای خیلی کوچک به دلیل داشتن انرژی سطحی بیشتر در مذاب حل شده و در رشد بلورهای بزرگ‌تر مورد استفاده قرار گیرند و باعث یکنواختی اندازه بلورها شوند.

حضور پلاژیوکلازهای دونسلی، بافت غربالی و زونوکریست کوآرتز با حاشیه پیروکسن در دایک‌های دلریتی نیز می‌تواند نشان‌دهنده وقوع فرایند آلیش یا اختلاط در ماگمای سازنده دایک‌ها باشد. در نمودارهای نیمه لگاریتمی دایک‌ها نیز انحنا به سمت پایین و کاهش چگالی تجمعی نمونه‌ها نشان‌دهنده فرایند تبلور و افزایش اندازه دانه‌ها است. شکستگی و انحنا در نمودارهای نیمه لگاریتمی دایک‌ها نسبت به گرانیتهای کمتر است که این موضوع می‌تواند به دلیل تاثیر کمتر اختلاط شیمیایی در دایک‌ها نسبت به گرانیتهای باشد.

منابع

- آقاباتی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات ژئوشیمیایی کشور، تهران، ۵۸۶.
- احمدوند، ا.، ۱۳۸۷. ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی بازیک جنوب غرب شهراب (اردستان)، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، ۶۹.
- بحرودی، س.ع.، ۱۳۷۸. نقشه زمین‌شناسی ۱:۰۰۰۰۰:۱ شهراب. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قفاری، م.، ۱۳۸۹. پتروگرافی و ژئوشیمی توده گرانیتهای ظفرقند (جنوب شرق اردستان)، دانشکده علوم پایه، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲۳۰.
- عموزاده خلیلی، د.، ۱۳۸۸. ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی جنوب غرب شهراب (اردستان)، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، ۶۰.
- محجل، م.، ۱۳۷۹. نقش فضاهای کشتی نردبانی (En-echelon) در فعالیت سنگ‌های آذرین در منطقه کاشان- اردستان، الگویی برای شکل‌گیری کمان ماگمایی ارومیه- دختر. نوزدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- محمدی، س.، ۱۳۷۴. بررسی ولکانیسم ترشیاری منطقه اردستان (ایران مرکزی). دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۳۵۰.
- یگانه فر، ه.، ۱۳۸۶. ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی جنوب اردستان، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، ۹۱.

- Aftabi, A., and Atapour, H., 2000. Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran. Episodes, 23, 119–124.

- Hibbard, M.J., 1991. Textural anatomy of twelve magma mixed granitoid systems. In *Enclaves and Granite Petrology*. Didier, J. and Barbarin, B., Elsevier, 13, 431-444.
- Higgins, M. D. 1998. Origin of anorthosite by textural coarsening: Quantitative measurements of a natural sequence of textural development. *Journal of Petrology*, 39, 1307-1323.
- Higgins, M. D., 2000. Measurement of crystal size distributions. *American Mineralogist*, 85, 1105-1116.
- Higgins, M.D., 2002. Closure in crystal size distributions (CSD), verification of CSD calculations, and the significance of CSD fans. *American Mineralogist*, 87, 171-175.
- Higgins, M.D., and Roberge, J., 2007. Three magmatic components in the 1973 eruption of Eldfell volcano, Iceland: evidence from plagioclase crystal size distribution (CSD) and geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161, 247-260.
- Holton, T., Jamtveit B. and Meakin, P., 2000. Noise and oscillatory zoning of minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 1893-1904.
- Jicha, B.R., and Singer, B.S., 2006. Volcanic history and magmatic evolution of Seguam Island, Aleutian Island arc, Alaska. *Geological Society of America Bulletin*, 118, 805-822.
- Marsh, B. D., 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization I. Theory. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 277-291
- Marsh, B. D., 1998., On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems. *Journal of Petrology*, 39, 4, 553-599.
- Middelmost, E. A. K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Sciences Reviews* 37, 215-224.
- Moine-Vaziri, H., 1985. *Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran*. Doctorat d'état, Université Paris-Sud , Orsay, P?
- Morgan, D.J., Jerram, D.A., Chertkoff, D.G., Davidson, J.P., Pearson, D.G., Kronz, A. and Nowell, G.M., 2007. Combining CSD and isotopic microanalysis: magma supply and mixing processes at Stromboli Volcano, Aeolian Islands, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 260, 419-431.
- Nowroozi, A., 1971. Seismotectonic of the Persian Plateau, eastern Turkey, Caucasus, and Hindu-Kush regions. *Seismological Society*, 61, 317-341.
- Pourhosseini, F., 1981. Petrogenesis of Iranian plutons, a study of the Natanz and Bazman Intrusive complexes, Ph.D. Thesis, Cambridge University. Geological Survey of Iran, 315.
- Pudlo, D., and Franz, G., 1995. Records of deep seated magma chamber processes from plagioclase and amphibole phenocrysts in Pan-African dyke rocks of Bir Safsaf/SW-Egypt. In: G., Baer and A., Heimann, (Eds.): *Physics and Chemistry of Dykes*. Rotterdam, A.A. Balkema, 339.
- Piochi, M., Mastrolorenzo, G., and Pappalardo, L., 2005. Magma ascent and eruptive processes from textural and compositional features of MonteNuovo pyroclastic products, Campi Flegrei. *Italy Bulletin Volcanology*, 7, 663-678.
- Randolph, A. D., Larson, M. A., 1971. *Theory of Particulate Processes*. New York, Academic Press, 251.
- Randolph, A. D. Larson, M. A., 1988. *Theory of Particulate Processes*. Second edition, New York, Academic Press, 369.
- Salisbury, M.J., Bohron, W.A., Clyne, M.S., Ramos, F.C. and Hoskin, P., 2008. Multiple plagioclase crystal populations identified by crystal size distribution and in situ chemical data: implications for timescales of magma chamber processes associated with the 1915 eruption of Lassen Peak, CA. *Journal of Petrology*, 49, 1755-1780.
- Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Science*, 240, 405-417.
- Stamatielopoulou-Seymour, K., Vlassopoulos, D., Pearce, T.H. and Rice, C., 1990. The record of phenocrysts at Thera Volcano, Aegean Volcanic Arc, Greece. magma chamber processes in plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 73-84.
- Treuil, M. and Joron, J.L., 1975. Utilisation des elements hygromagmatophiles pour la simplification de la modelisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la Dorsale Medioatlantique. *Rend. Society Italy Mineralogy and Petrology*, 31, 125-174.
- Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 1-16.

- Vernon, R.H., 2004. A Practical Guide to Rock Microstructural, Cambridge, 594.

- Wang, X., Li, X., Li, W. and Li, Z., 2007. Ca. 825 Ma komatiitic basalts in South China: First evidence for >1500 degrees C mantle melts by a Rodinian mantle

plume. *Geology*, 35, 1103-1106.

- Xu, X., Dong, C., Li, W., Zhou, X., 1999. Late Mesozoic intrusive complexes in the coastal area of Fujian SE China: the significance of the gabbro-diorite-granite association, *Lithos*, 46, 299-315.

Archive of SID