



پلاژیوکلاز به‌عنوان شاهدی از تحولات سیستم ماگمایی کانسار مس پورفیری ظفرقند، شمال شرق اصفهان

مریم امین‌الرعایایی یمینی^{۱*}، فرامرز طوطی^۱، محمدرضا امین‌الرعایایی یمینی^۲ و جمشید احمدیان^۳

(۱) دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(۲) دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

(۳) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۴/۰۵/۲۰، پذیرش: ۱۳۹۵/۰۷/۰۷

چکیده

کانسار مس پورفیری ظفرقند در شمال شرق اصفهان و در بخش مرکزی کمان ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است. این کانسار با دارا بودن پهنه‌های دگرسانی پتاسیک، فلیک، آرژلیک و پروپیلیتی در نتیجه نفوذ استوک پورفیری (گرانودیوریت با سن ۱۹-۲۱ میلیون سال) در واحدهای آتشفشانی و نیمه نفوذی با سن ۵۶ میلیون سال تشکیل شده است. پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و مولیدنیت با بافت‌های گوناگون افشان و رگه‌ای، کانی‌های سولفیدی اولیه و کولیت و کالکوسیت از سولفیدهای ثانویه این کانسار به شمار می‌آیند. در این پژوهش با بررسی داده‌های ریزبافت‌ها و منطقه‌بندی $An\% - FeO$ در درشت بلورهای پلاژیوکلاز موجود در این سنگ‌ها، مدل ژرف‌یابی ماگمایی برای سنگ‌های نفوذی-آتشفشانی میزان کانسار مس پورفیری ظفرقند پیشنهاد می‌شود که تبلور در آشیانه ماگمایی پوسته‌ای اساساً توسط فرآیند رشد-انحلال و اختلاط ماگمای مافیک در پوسته انجام شده و احتمالاً مقادیر زیادی مس برای کانی‌زایی در این کانسار فراهم کرده است.

واژه‌های کلیدی: پلاژیوکلاز، مدل ژرف‌یابی ماگمایی، مس پورفیری ظفرقند، کمان ماگمایی ارومیه دختر

مقدمه

(1982) با استفاده از زونینگ ترکیبی پلاژیوکلاز، فرآیندهای تبلور را در توده گرانودیوریتی راکی هیل در کالیفرنیا بررسی کردند. بارکا و ترورا (Barca and Trua, 2012) نحوه جای‌گیری ماگما را با استفاده از بلورهای پلاژیوکلاز بازالت‌های مارسیلی مطالعه کردند. همچنین کاوو و همکاران (Halter et al., 2014) و هالتر و همکاران (Cao et al., 2014) بر اساس فرآیندهای ماگمایی ثبت‌شده در پلاژیوکلازهای کانسارهای مس پورفیری به بحث در مورد

امروزه استفاده از میکروبافت‌های پلاژیوکلاز برای بررسی تاریخچه جایگزینی توده نفوذی و تحولات ماگمایی بسیار رایج شده است. تا جایی که ویکارو و همکاران (Viccaro et al., 2010) فرآیندهای دینامیک ماگما در آتشفشان آتنا را با استفاده از ویژگی‌های بافتی و ترکیبی پلاژیوکلازها مورد بررسی قرار داده‌اند. رنجیت (Renjith, 2014) نحوه و جایگاه تشکیل هر میکروبافت پلاژیوکلاز را در آتشفشان بارن آیلند مورد بررسی قرار داده است. لومیس و ولبر (Loomis and Welber, 2014)

کیلومتری شمال شرق اصفهان در ایران مرکزی واقع شده است. این کانسار بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان (Radfar, 1998) با مختصات جغرافیایی بین طول شرقی $52^{\circ}23'30''$ تا $52^{\circ}25'55''$ و عرض شمالی $33^{\circ}9'57''$ تا $33^{\circ}10'27''$ است (شکل ۱- A). در این کانسار بخشی از توده گرانیتوئید ظفرقند با ترکیب گرانودیوریت به صورت استوک در سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده است (Aminoroayaei Yamini, et al., 2016a). از نظر زمین‌ساختی مجموعه ماگمایی تحت تأثیر تغییر شکل شکننده در قالب چهار نوع گسل قرار گرفته است (شکل ۱- B). گسل‌های N-S، گسل‌های NW-SE، گسل‌های E-W و گسل‌های NE-SW که شامل رگه‌های کانی‌زایی منطقه ظفرقند می‌شوند. گسل‌های جوان‌تر E-W ساختارهای کانی‌زایی شده را قطع کرده؛ تا جایی که خود توسط گسل‌های جوان‌تر NE-SW قطع شده‌اند.

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (ca. 56 Ma) (Chiu et al., 2013) سازندگان اصلی منطقه هستند. این سنگ‌ها در برگیرنده داسیت‌ها، ریوداسیت‌ها و آندزیت‌ها هستند که با بافت هیالوپورفیریک و یا میکروگرانولار پورفیریک دیده می‌شوند. مهمترین درشت‌بلورهای آنها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک است. این درشت‌بلورها در زمینه‌ای دانه‌ریز از کوارتز-فلدسپار واقع شده‌اند. کانی فرعی موجود در این سنگ‌ها شامل اسفن، آپاتیت و زیرکن است.

سنگ‌های نیمه نفوذی به صورت دو دسته دایک در منطقه دیده می‌شوند که شامل دایک‌های آندزیتی-داسیتی پیش‌رس یا نسل اول و دایک‌های آندزیتی-بازالتی سین پلوتونیک یا نسل دوم است (Sadeghian and Ghaffary, 2011). دایک‌های آندزیتی-داسیتی پیش‌رس، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن را قطع می‌کنند. این دایک‌ها اغلب دارای امتداد شرقی-غربی و شمال‌غربی-جنوب‌شرقی هستند. از آنجایی که این دایک‌های آندزیتی-داسیتی توسط توده گرانیتوئیدی ظفرقند قطع شده‌اند و قطعاتی از آنها به صورت آنکلاو توسط گرانودیوریت‌ها به دام افتاده‌اند؛ قدیمی‌تر از توده نفوذی

خاستگاه مس این کانسارها پرداختند؛ زیرا پلاژیوکلاز، کانی رایج در سنگ‌های کمان‌های آتشفشانی است. در بازه گسترده‌ای از دمای پایین تا بالا از ماگما متبلور می‌شود و به‌عنوان یک کانی پایدار در طول سرد شدن و فوران ماگماست. همچنین الگوهای منطقه‌بندی ترکیبی در طول رشد اولیه این کانی ظهور پیدا می‌کنند؛ زیرا انتشار $CaAl-NaSi$ در ساختار بلوری نسبتاً آرام است (Grove et al., 1984).

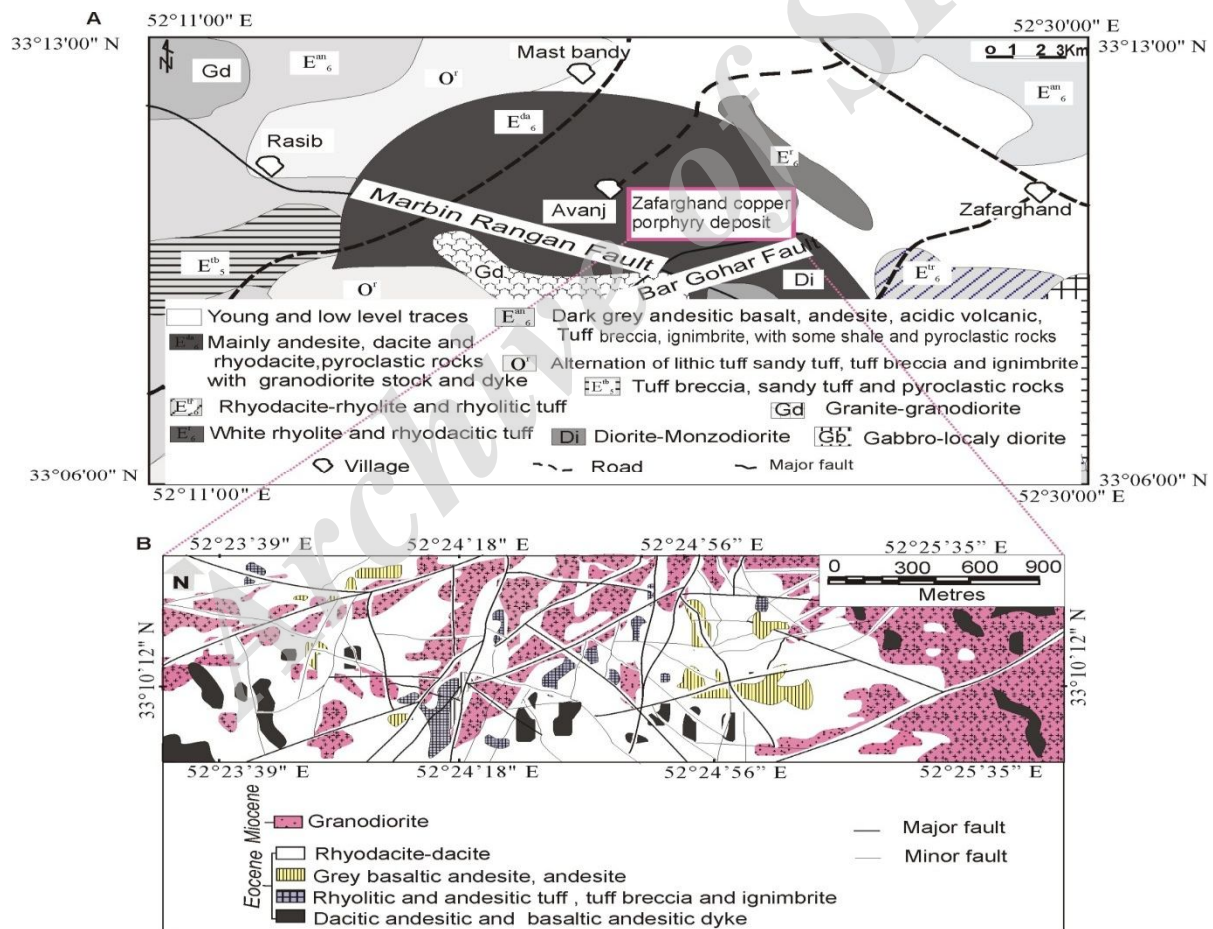
کانسار مس ظفرقند در بخش مرکزی کمان ماگمایی ارومیه دختر واقع شده است. این کانسار اغلب از توده‌های نفوذی تا آتشفشانی با ترکیب حدواسط تا اسیدی تشکیل شده است. از دیدگاه ژئوشیمیایی و پترولوژیک بر روی این توده، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی میزبان این توده و توده‌های گرانیتوئیدی همجوار، بررسی‌های متعددی انجام شده است. نصر اصفهانی و وهابی مقدم (Nasr Esfahani and Vahabi, 2010) جایگاه ماگمایی و زمین‌ساختی الیگوسن در جنوب اردستان را مورد بررسی قرار داده است. گوانجی (Gavanji, 2010) به روش AMS، سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند را بررسی کرده است. صادقیان و غفاری (Sadeghian and Ghaffary, 2011) به بررسی پتروژنز این توده پرداخته‌اند. امین‌الرعیایی یمینی و همکاران (Aminoroayaei Yamini et al., 2016a, 2016b)، ضمن معرفی کانسار مس پورفیری در منطقه ظفرقند، کانی‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی دگرسانی و کانه‌زایی مس را در این کانسار مورد بحث و بررسی قرار داده‌اند. در تأیید و تکمیل پژوهش‌های قبلی، در این پژوهش سعی شده است تا با بررسی نیم‌رخ‌های کانی‌شناسی ترکیبی و ریزبافت‌های پلاژیوکلاز در توده‌های نفوذی و نیمه نفوذی، روند رشد این بلورها در جریان صعود ماگما شبیه‌سازی شود و پدیده‌های تزریق و اختلاط در آشیانه ماگمایی در منطقه مورد بررسی قرار گیرند.

زمین‌شناسی منطقه

کانسار مس پورفیری ظفرقند در جنوب شرقی اردستان، ۱۱۰

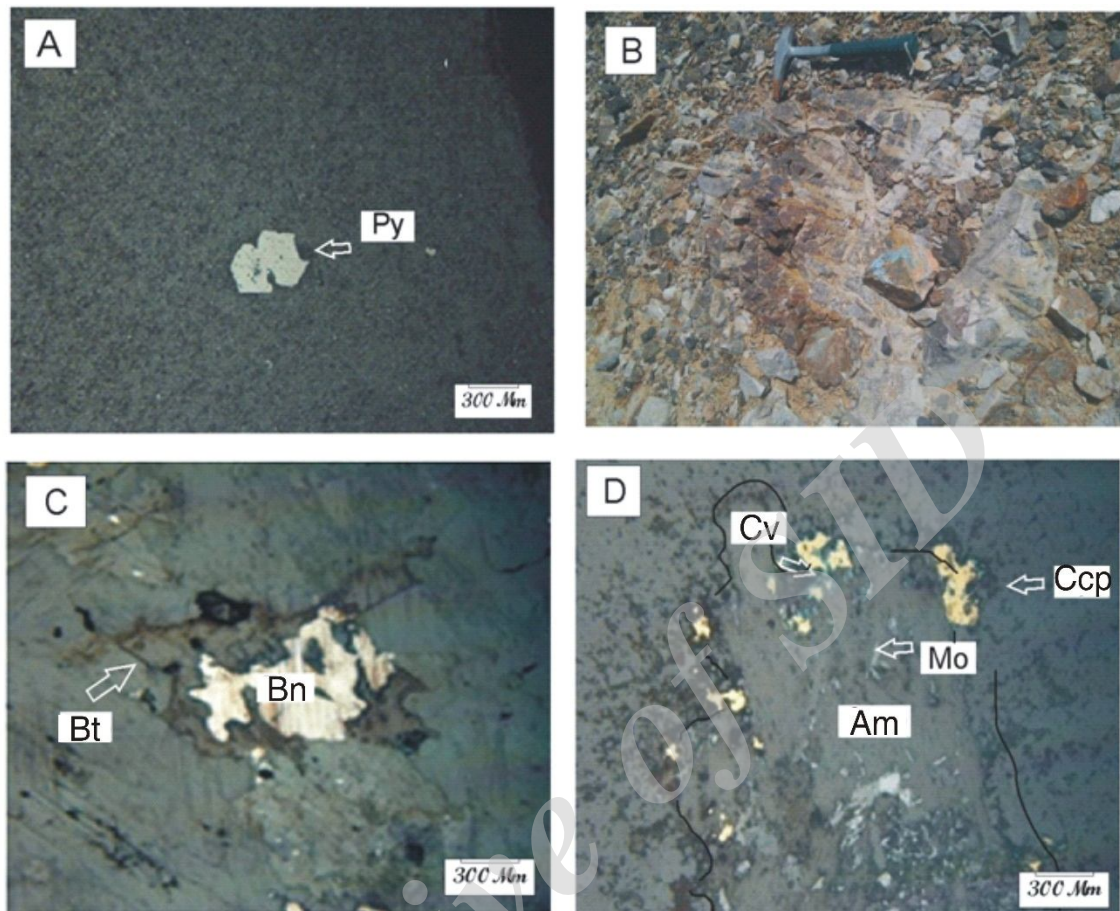
اندازه‌های بین چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر یافت می‌شوند. کانی‌زایی مس در منطقه ظفرقند در همه انواع سنگی وجود دارد. سن کانی‌زایی حداکثر ۲۱ میلیون سال و هم‌زمان با کوه‌زایی آلپ-همالیاست و در انواع پراکنده (شکل ۲-۱)، استوک‌ورک و رگه‌ای-رگه‌چهای (شکل ۲-۲) دیده می‌شود (Aminoroayaei Yamini, et al., 2016b). شکل ۲-۱ و ۲-۲، حضور کانی‌های سولفیدی (بورنیت، کالکوپیریت، کولیت و مولیدنیت) را در زمینه درشت‌بلورهای سیلیکاته (بیوتیت و آمفیبول) نشان می‌دهد.

ظفرقند هستند. دایک‌های آندزیتی-بازالتی سین‌پلوتونیک یا نسل دوم نیز سنگ‌های گرانودیوریتی را قطع کرده‌اند و از لحاظ سنی جوان‌تر یا هم سن آنها هستند (Sadeghian and Ghaffary, 2011). گرانودیوریت‌ها نیز با سن میوسن (19-21 Ma) (Chiu, et al., 2013) دارای بافت میکروگرانولار پورفیری هستند. کانی‌های اصلی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، هورنبلند سبز، پیروکسن، بیوتیت و کانی‌های فرعی شامل اسفن و آپاتیت به همراه کانی‌های کدر در این سنگ‌ها یافت می‌شوند. در این گرانودیوریت‌ها، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک زیادی در



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی A: موقعیت کانسار ظفرقند در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان (Radfar, 1998) و B: نقشه زمین‌شناسی کانسار مس ظفرقند (Aminoroayaei Yamini, et al., 2016a). چنان‌که مشاهده می‌شود منطقه مورد بررسی اساساً از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تشکیل شده است که گرانودیوریت‌های میوسن در آن نفوذ کرده‌اند.

Fig. 1. Geological map of the studied area A: location of Zafarghand deposit in 1:100000 map of Ardestan (Radfar, 1998), and B: geological map of Zafarghand copper deposit (Aminoroayaei Yamini, et al., 2016a). The study area is mainly composed of Eocene volcanic rocks, which were intruded by a Miocene granodiorite suite.



شکل ۲. A: حضور پیریت در دایک آندزیتی، B: برش گرمایی در میان گرانودیوریت پتاسیک، C: جانشینی بیوتیت توسط بورنیت و D: جانشینی آمفیبول توسط کانی‌های کالکوپیریت، کولیت و مولیبدنیت در کانسار مس ظفرقند (Aminoroayaei Yamini, et al., 2016b). Py= پیریت، Bt= بیوتیت، Bn= بورنیت، Am= آمفیبول، Ccp= کالکوپیریت، Cv= کولیت، Mo= مولیبدنیت، علایم اختصاری کانی‌ها از کرتز (Kretz, 1983)

Fig. 2. A: development of pyrite in andesitic dyke, B: hydrothermal breccia within potassic granodiorites, C: Biotite replaced by bornite, and D: Amphibole replaced by chalcopyrite, covellite and molybdenite in Zafarghand copper deposit (Aminoroayaei Yamini, et al., 2016b). Py= Pyrite, Bt= Biotite, Bn= Bornite, Am= Amphibole, Ccp= chalcopyrite, Cv= Covellite, Mo= Molybdenite. Abbreviations after Kretz (1983)

روش مطالعه

برای دستیابی به اهداف تعیین شده، تعداد ۲۰۰ نمونه از واحدهای سنگی مختلف برداشت شد که از میان آنها تعداد ۶۰ نمونه برای تهیه مقاطع نازک انتخاب شدند. برای بررسی دقیق ریزبافت‌های پلاژیوکلاز از میکروسکوپ پلاریزان استفاده شد. ریزبافت‌های یادشده در شکل‌های ۳، ۴، ۵ و ۶ و جدول ۱ دیده می‌شوند. نمونه‌برداری برای تعیین نیم‌رخ‌های کانی‌شناسی ترکیبی از دو دسته از سنگ‌های منطقه شامل: ۱- سنگ‌های آتشفشانی (تعداد ۳ بلور پلاژیوکلاز) و ۲- سنگ‌های نفوذی و نیمه نفوذی

(تعداد ۱۸ بلور پلاژیوکلاز) انجام شد. به دلیل حجم بالای داده‌ها در این پژوهش، سعی شده است تا تنها تعدادی از نمونه‌های نماینده به صورت جدول‌های ۲ و ۳ ارائه شوند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز از هسته به سمت حاشیه مورد آنالیز قرار گرفتند. آنالیزها در آزمایشگاه‌های ریز کاو الکترونی دانشگاه‌های ناروتو ژاپن و اکلاهامای آمریکا انجام شد. تجزیه دستگاهی در دانشگاه ناروتو به کمک دستگاه ریز کاو الکترونی JEOL مدل JXA-8800R و در شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده 20Kv، شدت جریان 20 nA و زمان شمارش ۲۰ ثانیه و در دانشگاه اکلاهاما

از آنها میزبان منطقه‌بندی نوسانی هستند (شکل‌های ۳-۵، A، ۵ و جدول ۱). جدول ۲ و شکل ۵، نمونه 96ZA-1B را به‌عنوان نماینده‌ای از این بافت با ترکیب هسته An_{24} میانگین ترکیب هسته تا حاشیه An_{49} و ترکیب حاشیه An_{23} نشان می‌دهد. شکل ۳-۳ بافت بلورهای همراه (T4) را در این سنگ‌ها نشان می‌دهد. همچنین سطوح جذب دوباره در پلاژیوکلازهای میزبان با ضخامت $50 \mu m$ تا $200 \mu m$ به‌صورت شبکه‌ای از ادخال‌های شیشه (مذاب) در سائز میکرون دیده می‌شود (شکل‌های ۳-۳ و ۳-۶، جدول‌های ۱ و ۲ و نمونه 82ZA-3C-1-7). حاشیه همه این بلورها کاملاً واضح و اغلب دارای بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند.

در شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده 19.9Kv و شدت جریان 20 nA زمان شمارش ۲۰ ثانیه انجام شد.








بحث

انواع پلاژیوکلازها

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین درشت‌بلور در سنگ‌های نفوذی ظفرقند است و بیش از ۷۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. بر اساس طبقه‌بندی دیبر و همکاران (Deer et al., 1991)، پلاژیوکلازهای موجود در گرانودیوریت‌ها طیف ترکیبی وسیعی از آلپیت تا آنورتیت دارند. بر اساس ترکیب و بافت، اغلب می‌توان آنها را به سه بخش تقسیم کرد. بیشتر از ۲۰ درصد

جدول ۱. شکل شماتیک و تفسیر انواع ریزبافت‌های موجود در پلاژیوکلازهای منطقه ظفرقند

Table 1. Schematic representation and interpretation of the various micro-textures observed in plagioclase of Zafarghand

Description	Texture	Interpretation	Granodiorite	Dacitic dyke	Rhyodacite
Oscillatory-zoned		Convection driven physical-chemical perturbation at the crystal-melt interface	M	///	A
Coarsely sieved		Dissolution by varying rate of adiabatic decompression of H ₂ O-undersaturated magma	T	///	A
Resorption core		Intense and prolonged dissolution while reacting with more primitive magma	M	T	///
Synneusis		Turbulent magmatic state related convection	///	///	A
Swallow-tail		Rapid growth due to undercooling may be related to eruption process	T	A	M
Microlites		Degassing or water exsolution driven undercooling may be related to eruption process	A	M	A
Broken crystal		Decompression related forcefull aerial eruption	///	T	M

Notes: M>20%, 20%> m >1%, T<1%; A = absent

لایرادیوریت هستند (شکل ۴-۳ و جدول ۳). ریزبلورهای پلاژیوکلاز بیش از ۵۰ درصد حجمی از این دایک‌ها را تشکیل

بر اساس طبقه‌بندی دیبر و همکاران (Deer et al., 1991) پلاژیوکلازهای موجود در دایک‌های آندزیتی از نوع

An_{0.7} کاهش می‌یابد. سپس در محدوده منطقه‌بندی نوسانی تا An_{2.1} (نقاط ۴ و ۵) افزایش می‌یابد و به سمت حاشیه بلور تا ۱/۴ کاهش می‌یابد (نقاط ۶ و ۷). بدین ترتیب، مقادیر An و FeO در این بلور رفتار معکوس نشان می‌دهند. در سایر بلورهای دارای منطقه‌بندی نوسانی، بین مقادیر An و FeO رفتاری ناهماهنگ وجود دارد که به تغییر مقادیر H₂O و f(O₂) مربوط می‌شود (Viccaro et al., 2010). نمونه 98ZA-223-225 بلور پلاژیوکلاز شکل‌داری (۳/۰-۰/۹ mm) همراه با بافت غربالی است که در دایک آندزیتی حضور دارد (شکل ۴-B و جدول ۳). مقدار آنورتیت آن از An₇₈ در مرکز (نقطه ۲۲۵) تا An₈₂ در نقطه ۲۲۴ تغییر می‌کند. سپس به‌طور ناگهانی مقدار آن در حاشیه به An₇₈ (نقطه ۲۲۳) کاهش می‌یابد. در این بلور نیم‌رخ FeO نشان‌دهنده منطقه‌بندی نوسانی است؛ ولی این نیم‌رخ نسبت به نیم‌رخ An معکوس است.

در بیشتر نمونه‌ها (به غیر تعداد معدودی از آنها از جمله نمونه 82ZA-3C-1-7) مقدار An تغییرات وسیعی از An₂₃ تا An₆₉ در پلاژیوکلازهای گرانودیوریت، از An₄₈ تا An₈₂ در بلورهای دایک آندزیتی و از An₁₀ تا An₃₈ در پلاژیوکلازهای ریوداسیتی نشان می‌دهد. بنابراین، پلاژیوکلاز سنگ‌های آتشفشانی - نفوذی ظفرقند ممکن است در اثر فعل و انفعالات مقیاس بزرگ در اتاقک ماگمایی در شرایط سیستم باز متبلور شده باشند. فعل و انفعالات شیمیایی همراه با تغییرات ترکیب شیمیایی ماگما ممکن است در اثر تغییرات دما و ترکیب در طی تبلور پلاژیوکلاز باشد (Singer et al., 1995; Hattori and Sato, 1996; Davidson and Tepley, 1997; Tepley et al., 1999; Tepley et al., 2000; Davidson et al., 2001). رفتار ناهماهنگ An و FeO در این بلورها (شکل‌های ۵ و ۶) تأثیر تغییرات محتوای H₂O و به میزان کمتر f(O₂) را نشان می‌دهد (Viccaro et al., 2010).

چینه‌نگاری بافت‌ها

ریزبافت‌های موجود در پلاژیوکلازهای ظفرقند را می‌توان به دو گروه زیر تقسیم کرد:

می‌دهند و به‌صورت دانه‌های سوزنی‌شکل با طول ۲۰ μm تا ۱۵۰ μm و عرض ۱۰ μm تا ۳۰ μm و با ترکیب An₄₈ در نمونه نماینده ZA98-226-Mic دیده می‌شوند (جدول‌های ۱ و ۳ و شکل ۴-C). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز که در این دایک‌ها دیده می‌شوند، قطری از ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرومتر دارند و دارای بافت غربالی درشت هستند (شکل ۴-B و جدول‌های ۱ و ۳، نمونه 98ZA-223-225) که به‌صورت شبکه وسیعی از ادخال‌ها در بخش داخلی بلورها دیده می‌شود و ترکیب آنها همراه با منطقه‌بندی نوسانی تغییر می‌کند.

در گدازه‌های ریوداسیت، پلاژیوکلازها ۲۵-۳۰ درصد حجمی از سنگ را تشکیل می‌دهند. بر اساس طبقه‌بندی دیر و همکاران (Deer et al., 1991) پلاژیوکلازهای موجود در این گدازه‌ها دارای ترکیبی از آلپیت تا بیتونیت هستند. بسیاری از این کانی‌ها به‌صورت شکسته با ظاهر ترک خورده دیده می‌شوند (شکل ۳-E). احتمالاً این بلورها در طول صعود یا جایگزینی شکسته شده‌اند؛ زیرا مناطق با خردشدگی بیشتر در بلور دارای مقادیر An بالاتر است. نمونه 102ZA-38-40 به‌عنوان نماینده این گروه دارای ترکیب هسته An₂₉ و حاشیه An₃₈ است (جدول ۳). بافت دم پرستویی و سطوح جذب دوباره، افق‌هایی هستند که در این سنگ‌ها در بین سایر فازها دیده می‌شوند (شکل ۳-D و جدول ۱).

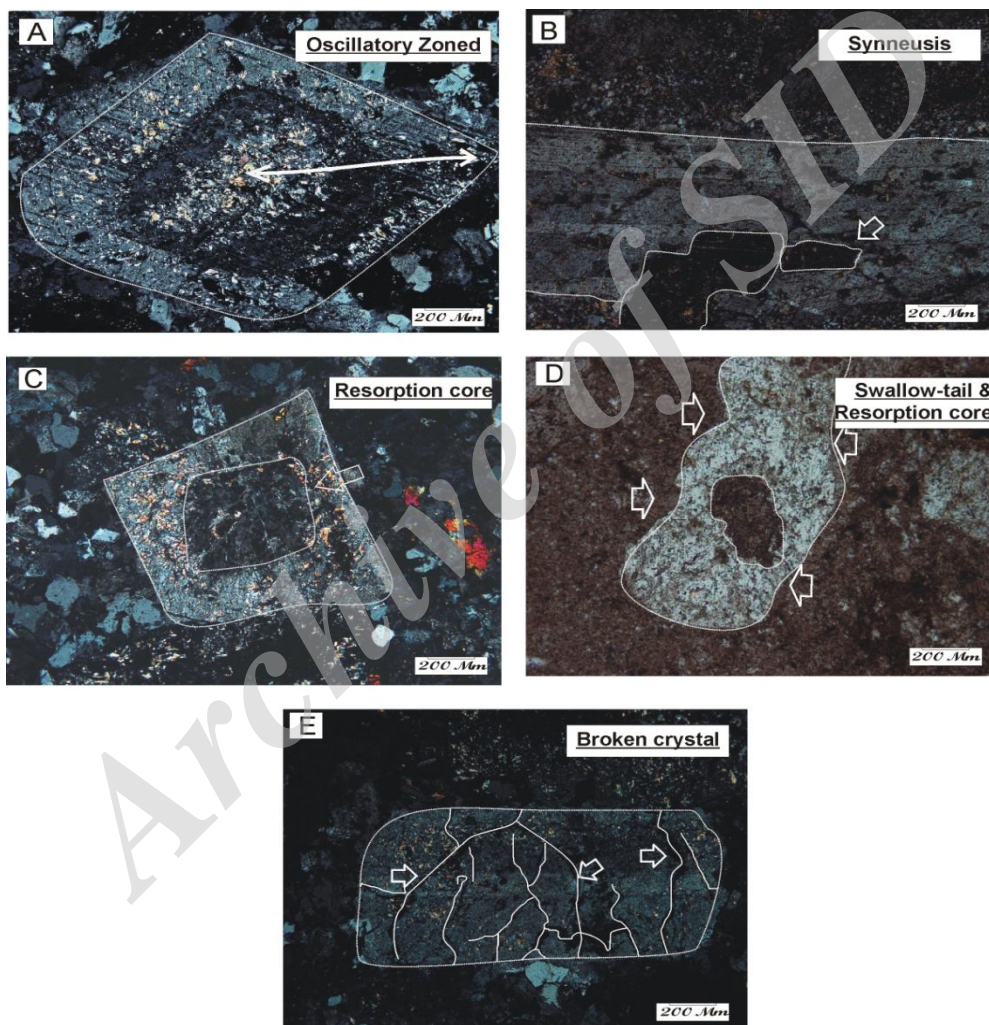
ترکیب نیم‌رخ‌های کانی‌شناسی

شکل ۵، نیم‌رخ‌های کانی‌شناسی هسته تا حاشیه بلور نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز (96ZA-1B) در میزبان گرانودیوریتی را که دارای منطقه‌بندی نوسانی است، نشان می‌دهد. چنان‌که دیده می‌شود مقادیر آنورتیت (An) و FeO تغییرات هم‌زمان نشان می‌دهند؛ ولی ناگهان در نقطه ۷ مقدار FeO کاهش می‌یابد. همچنین بلور 82ZA-3C بلور شکل‌داری است که دارای سطوح جذب دوباره و منطقه‌بندی نوسانی است (شکل ۶). تغییرات An نشان می‌دهد که در منطقه جذب از An_{2.2} در هسته تا وسط بلور An_{1.8} تغییر می‌کند و ناگهان میزان آنورتیت تا

اختیار قرار دهد. همچنین اندازه درشت‌بلورها می‌تواند نشان‌دهنده ترتیب رخداد تبلور باشد (Marsh, 1998; Yu et al., 2012). بدین ترتیب می‌توان درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز ظرف‌ند را از نظر اندازه به دو گروه بلورهای جوان دانه ریز ($< 30 \mu\text{m}$) و بلورهای قدیمی‌تر دانه درشت ($> 100 \mu\text{m}$) تقسیم کرد.

(۱) بافت‌های هم‌زمان با رشد بلورها: که در زمان تعادل بلور- مذاب در اثر تغییرات دما، H_2O ، فشار و یا ترکیب ماگما به وجود آمده‌اند.

(۲) بافت‌های مورفولوژیکی: که در اثر فرآیندهای دینامیکی مثل گاززدایی و فوران انفجاری به‌وجود آمده‌اند. چینه‌نگاری آنها می‌تواند اطلاعات با ارزشی در مورد مراحل تبلور ماگما در



شکل ۳. A: درشت‌بلور پلاژیوکلاز دگرسان‌شده نشان‌دهنده بافت نوسانی (T1) در گرانودیوریت ظرف‌ند، B: بافت بلورهای همراه (T4) در گرانودیوریت پورفیری، C: فنوکریست پلاژیوکلاز دانه متوسط شکل‌دار نشان‌دهنده مرکز جذب (RC) در گرانودیوریت، D: پلاژیوکلاز نشان‌دهنده بافت دم پرستویی (جهت پیکان) (T5) همراه با سطوح جذب در ریوداسیت و E: بلورهای شکسته‌شده پلاژیوکلاز (T7) در ریوداسیت‌های کانسار ظرف‌ند

Fig. 3. A: altered plagioclase phenocryst displaying significant oscillatory textures (T1) hosted in the granodiorite of Zafarghand, B: synneusis texture (T4) in granodiorite porphyry, C: euhedral medium-grained plagioclase phenocryst showing resorbed core (RC) in granodiorite, D: Plagioclase showing swallow-tail texture (thick arrow) (T5) with resorption surfaces in rhyodacite, and E: broken plagioclase phenocryst (T7) in rhyodacites of Zafarghand deposit

جدول ۲. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی (بر حسب درصد وزنی) و بازسازی فرمول تجربی پلاژیوکلازهای گرانودیوریت منطقه ظفرقند

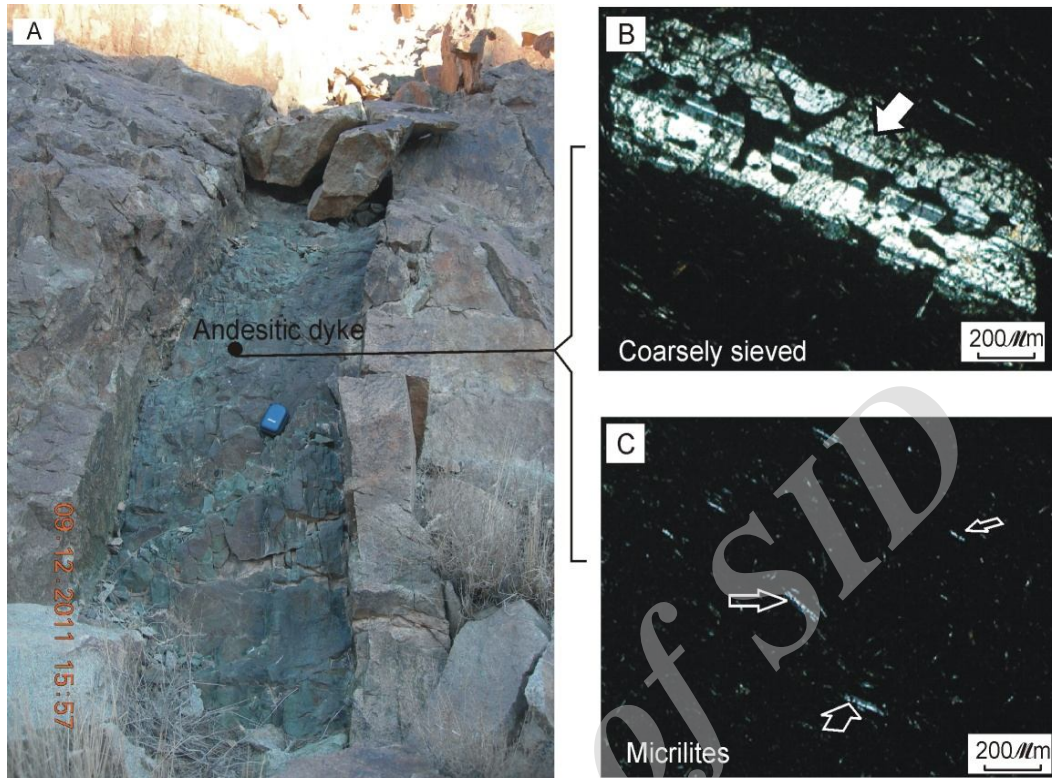
Table 2. Representative EPMA of chemical composition (wt%) and calculated formula of plagioclase in granodiorites, at the Zafarghand area

Sample	96ZA -1B					82ZA-3C-1-7						
	Position	Core	1B-5	1B-6	1B-7	Rim	Core	3C-3	3C-4	3C-5	3C-6	Rim
SiO ₂		61.3	56.5	54.3	53.7	61.9	68.3	69.1	68.6	67.2	66.5	68.1
TiO ₂		0.03	0.02	0.07	0.13	0.01	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃		22.3	27.1	27.8	28.4	23.1	20.2	19.9	20.1	20.7	20.6	20.3
Cr ₂ O ₃		0.01	0.02	0.02	0	0.01						
FeO		0.25	0.21	1.01	0.86	0.22	0.03	0.04	0.04	0.11	0.05	0.09
MnO		0.04	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.02
MgO		0	0	0.01	0.02	0.02	0	0	0	0.04	0.02	0.02
CaO		4.99	9.23	10.64	9.54	4.94	0.49	0.15	0.46	0.45	0.29	0.31
BaO		0	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0.01	0
Na ₂ O		7.9	5.86	5.23	4.81	8.33	11.45	11.4	11.34	10.98	11.19	11.41
K ₂ O		1.32	0.35	0.25	0.36	0.73	0.08	0.09	0.12	0.45	0.22	0.22
sum		98.1	99.3	99.4	97.9	99.3	100.5	100.7	100.6	99.9	98.8	100.5
Structural formula calculated based on 8 oxygen atoms												
Si		2.33	2.14	2.07	2.07	2.33	2.5	2.53	2.51	2.48	2.47	2.5
Ti		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al		1	1.21	1.25	1.29	1.02	0.87	0.86	0.87	0.9	0.91	0.88
Cr		0	0	0	0	0						
Fe ³⁺		0.87	0.86	0.87	0.88	0.86	0.84	0.83	0.84	0.84	0.85	0.84
Fe ²⁺		0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0
Mn		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca		0.2	0.37	0.43	0.39	0.2	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Ba		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na		0.58	0.43	0.39	0.36	0.61	0.81	0.81	0.81	0.79	0.81	0.81
K		0.06	0.02	0.01	0.02	0.04	0	0	0.01	0.02	0.01	0.01
An		23.92	45.57	52.14	51.13	23.65	2.29	0.74	2.17	2.17	1.4	1.45
Ab		68.6	52.4	46.4	46.6	72.2	97.3	98.8	97.1	95.3	97.3	97.3
Or		7.51	2.05	1.44	2.28	4.17	0.45	0.5	0.69	2.57	1.28	1.26
Si+Ti+Al +Fe ³⁺		4.2	4.21	4.19	4.23	4.21	4.21	4.22	4.21	4.22	4.23	4.22
Ca+Na+ K		0.85	0.82	0.83	0.77	0.84	0.84	0.82	0.83	0.83	0.83	0.83
Total		5.06	5.04	5.06	5.03	5.05	5.05	5.03	5.04	5.05	5.06	5.05

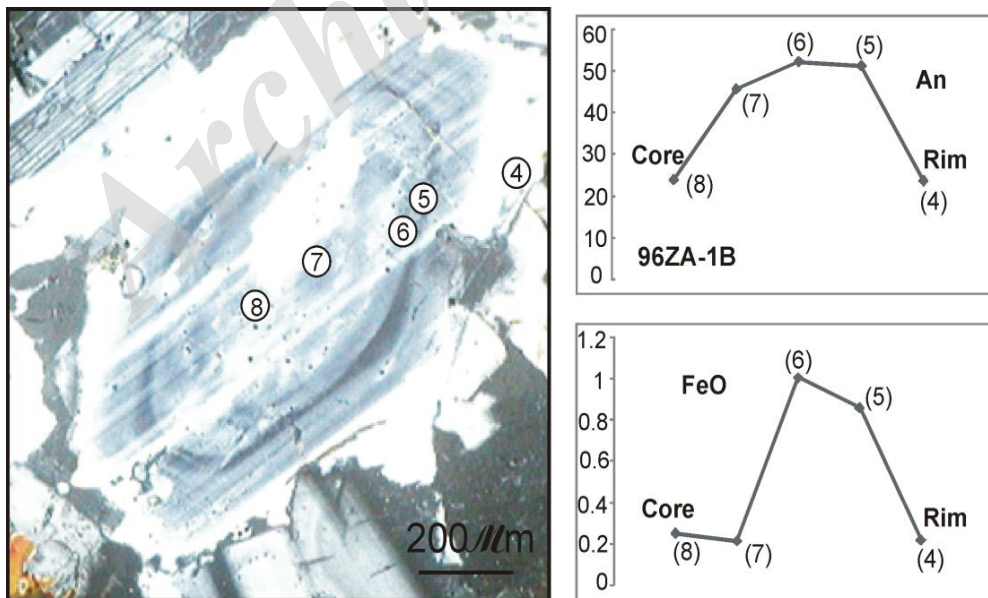
جدول ۳. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی (بر حسب درصد وزنی) و بازسازی فرمول تجربی پلاژیوکلازهای موجود در دایک‌های آندزیتی و ریوداسیت‌های منطقه ظفرقند

Table 3. Representative EPMA of chemical composition (wt%) and calculated formula of plagioclases in andesitic dykes and rhyodacites, at the Zafarghand district

Sample	98ZA -223-225			98ZA -226-Mic	102ZA -38-40			
	Position	Core	inner Rim	Rim	Core	inner Rim	Rim	Core
SiO ₂		49.05	48.13	48.2	57.05	61.31	57.54	59.97
TiO ₂		0.05	0.01	0.04	0.2	0.02	0	0.05
Al ₂ O ₃		31.92	32.39	32.49	25.49	24.27	25.49	24.06
Cr ₂ O ₃		0	0	0	0	0	0	0
FeO		0.83	0.7	0.74	0.91	0.15	0.05	0.13
MnO		0.03	0.01	0.02	0.03	0	0	0
MgO		0.09	0.1	0.11	0.06	0.01	0.02	0
CaO		15.54	16.37	15.65	9.27	5.91	7.69	5.9
BaO		0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O		2.36	1.94	2.34	5.28	7.55	6.66	7.6
K ₂ O		0.11	0.09	0.14	0.53	0.6	0.39	0.49
SUM		99.98	99.74	99.73	98.82	99.82	97.84	98.2
Structural formula calculated based on 8 oxygen atoms								
Si		1.88	1.85	1.85	2.17	2.29	2.2	2.27
Ti		0	0	0	0.01	0	0	0
Al		1.44	1.47	1.47	1.14	1.07	1.15	1.08
Cr		0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺		0.87	0.88	0.88	0.87	0.85	0.87	0.87
Fe ²⁺		0.03	0.02	0.02	0.03	0	0	0
Mn		0	0	0	0	0	0	0
Mg		0.01	0.01	0.01	0	0	0	0
Ca		0.64	0.67	0.64	0.38	0.24	0.31	0.24
Ba		0	0	0	0	0	0	0
Na		0.18	0.14	0.17	0.39	0.55	0.49	0.56
K		0.01	0	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02
An		77.98	81.91	78.05	47.65	29.11	38.07	29.14
Ab		21.39	17.54	21.13	49.13	67.39	59.62	68
Or		0.63	0.55	0.82	3.23	3.5	2.3	2.86
Si+Ti+Al +Fe ³⁺		4.2	4.2	4.2	4.19	4.22	4.22	4.22
Ca+Na+K		0.82	0.82	0.83	0.79	0.81	0.83	0.82
Total		5.05	5.05	5.06	5.02	5.03	5.05	5.04

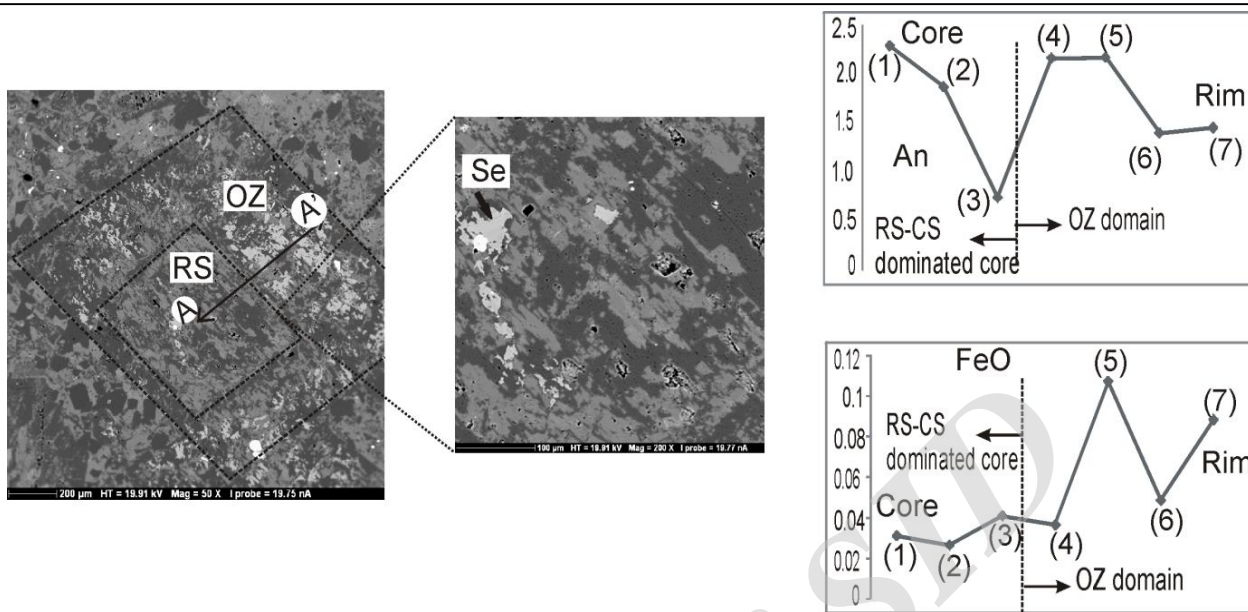


شکل ۴. A: دایک آندزیتی در منطقه ظفرقند، B: بافت غربالی (T2) در دایک آندزیتی و C: میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (T6) در دایک آندزیتی
Fig. 4. A: andesitic dyke in the Zafarghand area, B: coarse sieve texture (T2) in andesitic dyke, and C: plagioclase microlites (T6) in andesitic dyke



شکل ۵. نیم‌رخ‌های کان‌شناسی ترکیبی EPMA از هسته تا حاشیه برای بلورهای پلاژیوکلاز در گرانودیوریت نشان‌دهنده منطقه‌بندی نوسانی (T1) مربوط به منطقه ظفرقند

Fig. 5. Core-to-rim EPMA compositional profiles for plagioclase crystal in granodiorite representative of oscillatory zoning (T1), associated with Zafarghand area



شکل ۶. تصویر SEM-BSE بلورهای پلاژیوکلاز دگرسان‌شده ظفرقند با ریزبافت‌های سطوح جذب دوباره (در هسته) تا منطقه‌بندی نوسانی (در بخش حاشیه) و عکس نزدیک از بخش مرکزی بلور، (Se: سرسیت). در سمت راست تصویر نیم‌رخ‌های کانی‌شناسی ترکیبی EPMA برای An% و FeO wt.% از A (مرکز ۱، ۲ و ۳) تا A' (حاشیه ۴، ۵، ۶ و ۷) برای نمونه گرانوریوت 82ZA-3C-1-7 دیده می‌شود.

Fig. 6. SEM-BSE image of Zafarghand altered plagioclase crystal with microtextures of resorption surface (core) to oscillatory zoning (outer) and inset of the central part of the crystal (Se: sericite). The A (core 1, 2, 3) to A' (rim, 4, 5, 6, 7) corresponding EPMA compositional profiles of An% and FeO wt.% for sample 82ZA-3C-1-7 in granodiorite is visible in the right of image.

بدین ترتیب که در مرحله اول، ماگمای دما بالای اشباع از آب، در اتاقک ماگمایی پوسته زیرین متبلور می‌شود (منطقه مش عمیق در شکل ۷). در این مکان گارنت پایدار است (با توجه به مقادیر HREE و Y بالا در این سنگ‌ها) و پلاژیوکلازهای غنی از An تشکیل می‌شود (شکل ۷). زمانی که این ماگمای غنی از بلور به سمت بخش‌های کم عمق صعود می‌کند، بلورها تحت تأثیر نسبت‌های مختلفی از انحلال قرار می‌گیرند و بافت غربالی درشت توسعه می‌یابد (شکل ۴-۵). تغییر در میزان انحلال و تشکیل این بافت ممکن است در اثر کاهش فشار یا محتوای H₂O در ماگما باشد (Viccaro et al., 2010).

سپس اتاقک ماگمایی پوسته از نظر دینامیکی در اثر ورود ماگما از زون مش کم عمق فعال می‌شود (شکل ۷). به دنبال آن رشد بلورهایی که از قبل وجود داشته و جدید آورده شده است،

هر یک از این ریزبافت‌ها در زمان خاصی به وجود آمده‌اند. بدین ترتیب که میکرولیت‌ها در مرحله آخر تبلور قبل از فوران در جریان سرد شدن ماگما به وجود آمده‌اند. بافت شکسته در اثر کاهش فشار در مرحله پایانی به وجود آمده است. هسته‌های غنی از An در منطقه ظفرقند مربوط به بلورهای درشت حاوی بافت غربالی درشت هستند و این بیانگر آن است که بلورهای کوچک بعد از این بلورها به وجود آمده‌اند. در بعضی از بلورها منطقه‌بندی نوسانی در اطراف بافت‌های غربالی درشت یا سطوح جذب دوباره قرار دارد که نشان می‌دهد بافت‌های غربالی درشت یا سطوح جذب دوباره بعد از منطقه‌بندی نوسانی تشکیل شده‌اند (شکل ۶).

مدل ژرف‌یابی و غنی‌شدگی مس در کانسار ظفرقند
آن‌چه از بررسی ریزبافت‌های بالا دریافت می‌شود، بیانگر عملکرد مدل ژرف‌یابی ماگما در سیستم ماگمایی ظفرقند است.

تحت تأثیر فرآیندهای همرفت و گرم‌شدن شدید قرار می‌گیرد. در نتیجه ریزبافت‌های منطقه‌بندی نوسانی و سطوح جذب توسعه می‌یابد و پدیده انحلال در طول اختلاط ماگمایی اتفاق می‌افتد. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و منطقه‌بندی نوسانی در گرانودیوریت‌های ظفرقند در اثر اختلاط ماگمایی در این سنگ‌ها به وجود آمده‌اند (Sadeghian and Ghaffary, 2016b; Aminoroayaei Yamini, et al., 2011). چنین فرآیندی در سایر نفوذی‌های حاوی انکلاوهای مافیک در قسمت‌های مختلف جهان از جمله نیمسزا در جنوب غرب لهستان، استرالیا و جمهوری چک دیده شده است (Elburg, 1996; Janousek et al., 2004; Pietranik and Koepke, 2014). بنابراین قانع‌کننده است که پلاژیوکلازهای دارای سطوح جذب دوباره محصول گرم‌شدن و انحلال شدید ناشی از تزریق ماگمای مافیک باشند. چنین تزریق ماگمایی می‌تواند شبیه به یک فرآیند اختلاط پنهان باشد که مقادیر کمی از ماگمای مافیک‌تر، گرم‌تر، همراه با مقادیر متفاوتی در $f(O_2)$ و H_2O ، به اتاقک ماگمایی پسته‌ای تزریق شود (Ginibre et al., 2002). پس از تزریق ماگمای مافیک، بلورهای قدیمی در اتاقک ماگمایی پسته با آن واکنش داده است و باعث انحلال شدید و تشکیل پلاژیوکلاز با سطوح جذب دوباره می‌شوند (شکل‌های ۳-C و ۶). به علاوه با گرم‌شدن و انحلال شدید، بلورها در اتاقک ماگمایی پسته به صورت جریان‌های همرفت متلاطم حرکت می‌کنند که نتیجه آن تشکیل منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازهاست (شکل‌های ۳ و ۵) (Ginibre et al., 2002).

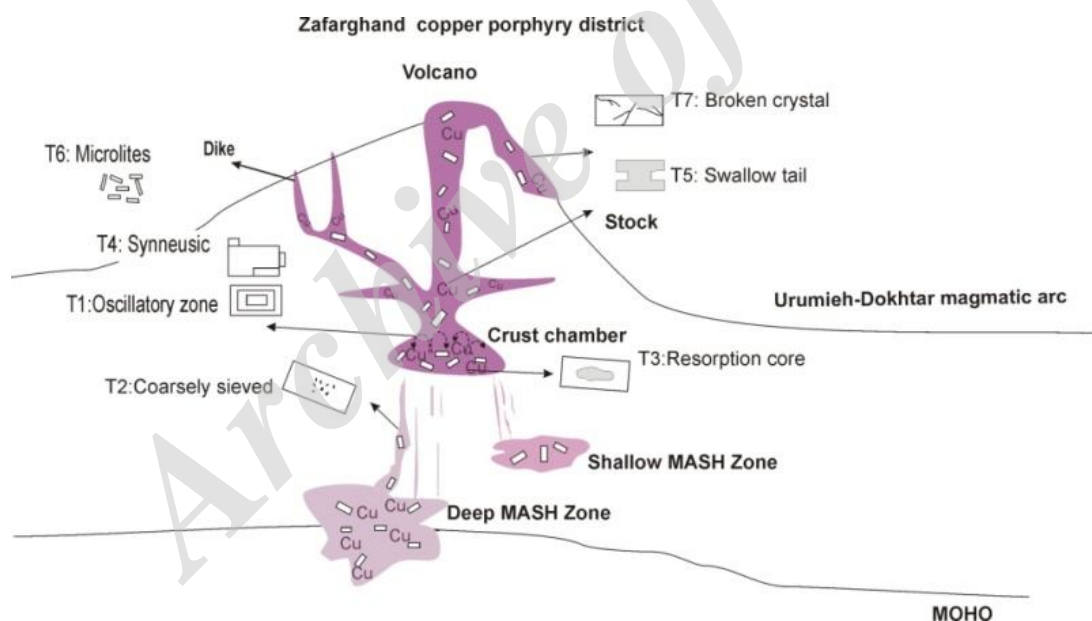
پژوهش‌های اندکی نشان می‌دهد که پروتولیت ماگمایی بعد از اشباع‌شدن از بخار، بی‌ثبات می‌شود و مس جدا شده در سیستم هیدروترمال قرار می‌گیرد (Halter et al., 2005). بیشتر کانسارهای مس پورفیری اکسیدی (OPCDs) از نظر ژنتیکی به گرانیتوئیدهای نوع I دسته‌مگنتیتی با اکسیداسیون بالا نسبت داده می‌شود (Sillitoe, 2010; Cao et al., 2012) که مانع از تبلور پروتیت می‌شود و کانی‌های با اکسیداسیون بالا مانند ایندریت و هماتیت تشکیل می‌شوند (Cao et al., 2012). بنابراین فوگاسیته اکسیژن بالا برای انتقال حجم عظیمی از مس در ماگما به سطح بالای پسته مورد نیاز است. در حالی که، کانسارهای مس پورفیری احیایی بدون کانی‌های هماتیت اولیه، مگنتیت و ایندریت و دارای پروتیت هیپوژن و سیال غنی از CH_4 هستند و از نظر متالورژی به گرانیتوئیدهای نوع I، احیا شده و دسته ایلمنیت نسبت داده می‌شوند (Rowins, 2000). حضور گرانودیوریت نوع I دسته‌مگنتیتی، نبود پروتیت و حضور هماتیت و مگنتیت فراوان در ظفرقند بیانگر وجود کانسار مس پورفیری اکسیدی (OPCD) در منطقه است (Aminoroayaei

سپس اتاقک ماگمایی ممکن است در اثر گاززدایی یا جدایش آب، سرد شود و در پی آن ریزبافت‌های دم‌پرستویی، میکروولیت و شکسته به وجود آیند.

از سویی بررسی‌های تغییرات جرم نشان می‌دهد که تشکیل کانسارهای مس پورفیری می‌تواند ناشی از جمع‌آوری قابل توجهی از مس در حجم عظیمی از ماگما (Ulrich et al., 1999) یا غنی‌شدگی غیرعادی ماگمای والد از مس (Core et al., 2006) و یا هردوی این عوامل باشد. تامکینس و ماوروزنز

ماگمای حاصل با محتوای آب نسبتاً کم به سطوح بالای پوسته صعود کرده و پس از تفریق در عمق کم به صورت استوک پورفیری گرانودیوریتی در بین سنگ‌های ولکانیک و ساب‌ولکانیک جایگزین شده است (Robb, 2005). با تبلور توده نفوذی و تشکیل کانی‌های بدون آب، ماگمای باقی‌مانده از مواد فرار غنی‌شده (جوشش اولیه) و فشار بخار افزایش یافته است. با افزایش فشار هیدروستاتیک ناشی از بخار نسبت به فشار لیتوستاتیک، شکستگی‌ها و ریزشکستگی‌هایی در سنگ‌های بخش بالایی ایجاد شده است. این شکستگی و ریزشکستگی‌ها مجاری مناسبی را برای عبور سیالات فراهم کرده‌اند (شکل ۲-۲).

(Halter et al., 2016b). هالتر و همکاران (Yamini et al., 2016b) بیان می‌کنند که منبع مس ۶۰۰ Mt در کانسار باجو دلا آلومبررا، ماگمای مافیکی سرچشمه گرفته از گوشته بوده (ppm Cu ۲۰۰) که با یک ماگمای ریوداسیتی در آشیانه ماگمایی در پوسته بالایی مخلوط شده است. با توجه به حضور مذاب سولفیدی و میان‌بارهای غنی از سولفید در زمینه درشت‌بلورهای بیوتیت و آمفیبول (شکل ۲-C و D)، حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و شواهد ژئوشیمیایی مبنی بر اختلاط ماگمایی (Sadeghian and Ghaffary, 2011) در منطقه ظفرقند، به نظر می‌رسد مشابه این کانسار در منطقه ظفرقند اتفاق افتاده است. بدین ترتیب که نفوذ بیشتر ماگمای مافیک، حجم عظیمی از فلزات کانه را در آشیانه ماگمایی تزریق کرده باشد.



شکل ۷. شکل شماتیک از سیستم ژرفایی ماگما و مراحل تبلور شدن انواع ریزبافت‌های پلاژیوکلاز (T1 تا T7) برای سنگ‌های آتشفشانی-نفوذی کانسار مس پورفیری ظفرقند

Fig. 7. Schematic illustrating of magma plumbing system and crystallization regime for different plagioclase microtextures (T1 to T7) of the volcano plutonic rocks in the Zafarghand copper deposit

نتیجه‌گیری

مس پورفیری ظفرقند است. ریزبافت‌های شناسایی شده در این پلاژیوکلازها را می‌توان به دو بخش تقسیم کرد: ۱- بافت‌های مرتبط با رشد بلور از قبیل بافت غربالی درشت، منطقه‌بندی

این پژوهش حاصل بررسی سیستماتیک روی ریزبافت‌ها و زونینگ An%-FeO در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در کانسار

انحلال و اختلاط ماگمای مافیک تر در پوسته انجام شده است و احتمالاً مقادیر زیادی مس برای کانی‌زایی در این کانسار فراهم کرده است. ماگمای مادر با تبلور جزء به جزء پلاژیوکلاز غنی از آنورتیت در پوسته پایینی تولید می‌شود. سپس ماگما صعود می‌کند تا به یک اتاقک ماگمایی نیمه عمیق در پوسته مواجه شود؛ جایی که بلورهای از قبل تشکیل شده و بلورهای جدید در حال رشد هستند. این بلورها به‌طور ذاتی در ماگما شناورند و تحت تأثیر فرآیندهای انحلال-رشد مجدد در یک محیط همرفتی کم عمق قرار دارند. چنین فرآیندهایی انواع پلاژیوکلازها را در سنگ‌های مورد بررسی به‌وجود آورده است. گاززدایی متناوب و فوران ناشی از افت فشار در مراحل نهایی تبلور، نقش اصلی دارد.

نوسانی و سطوح جذب که در شرایط تعادل در اثر تغییرات دما، H_2O ، فشار و یا ترکیب مذاب به‌وجود آمده‌اند و ۲- بافت‌های مورفولوژیکی شامل بلورهای همراه، بلورهای دم پرستویی، میکرولیت و بلورهای شکسته که در اثر رفتار دینامیکی در طول تبلور ماگما حاصل شده‌اند. هر کدام از بافت‌ها در محیط ماگمایی خاصی تشکیل شده‌اند. چینه‌نگاری ریزبافت‌ها به تصویری از توالی پیش‌رونده و سیستماتیک فرآیندهای ماگمایی کمک می‌کند. بر اساس این پژوهش و در تأیید پژوهش‌های قبلی در خصوص پدیده اختلاط ماگمایی و نحوه جایگزینی توده گرانیتوئیدی ظفرقند، مدل ژرف‌یابی ماگمایی برای سنگ‌های ولکانیکی-پلوتونیکي ظفرقند پیشنهاد می‌شود که تبلور در آشیانه ماگمایی پوسته‌ای اساساً توسط فرآیند رشد-

References

- Aminoroayaei Yamini, M., Futti, F. and Ahmadiam, J., 2016a. Hydrothermal alteration of the south west Zafarghand exploration district with reference to mineralogical and geochemical evolution. *Earth Science Research*, 25(7): 94–110. (in Persian)
- Aminoroayaei Yamini, M., Futti, F., Haschke, M., Ahmadiam, J. and Murata, M., 2016b. Synorogenic copper mineralization during the Alpine-Himalayan orogeny in the Zafarghand copper exploration district, Central Iran: Petrography, geochemistry and alteration thermometry. *Geological Journal*, 25(2): 263–281.
- Barca, D. and Trua, T., 2012. Magma emplacement at anomalous spreading ridge: Constraints due to plagioclase crystals from basalts of Marsili seamount (Southern Tyrrhenian back-arc). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 241–242(1): 61–77.
- Cao, M.J., Qin, K.Z., Li, G.M., Yang, Y.H., Evans, N.J., Zhang, R. and Jin, L.Y., 2014. Magmatic process recorded in plagioclase at the Baogutu reduced porphyry Cu deposit, western Junggar, NW-China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 82: 136–150.
- Cao, M.J., Li, G.M., Qin, K.Z., Seitmuratova, E.Y. and Liu, Y., 2012. Major and Trace Element Characteristics of Apatites in Granitoids from Central Kazakhstan: Implications for Petrogenesis and Mineralization. *Resource Geology*, 62(1): 63–83.
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Katib, M.M. and Izuka, Y., 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, 162–163(3): 70–87.
- Core, D.P., Kesler, S.E. and Essene, E.J., 2006. Unusually Cu-rich magmas associated with giant porphyry copper deposits: evidence from Bingham, Utah. *Geology*, 34(1): 41–44.
- Davidson, J.P. and Tepley, F.J., 1997. Recharge in volcanic systems: evidence from isotope profiles of phenocrysts. *Science*, 275(5301): 826–829.
- Davidson, J., Tepley, F.J., Palacz, Z. and Meffan-Main, S., 2001. Magma recharge, contamination and residence times revealed by in situ laser ablation isotopic analysis of feldspar in volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 184(2): 427–442.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1991. An introduction to rock forming mineral. Wiley, New York, 528 pp.
- Elburg, M.A., 1996. Evidence of equilibration between microgranitoid enclaves and host granodiorite, Warburton Granodiorite, Lachlan

- Fold Belt, Australia. *Lithos*, 38(1): 1–22.
- Gavanji, N., 2010. Investigation on the emplacement mechanism of the south of Zafarghand (Ardestan) granitoidic pluton by AMS method. M.Sc. Thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran, 238 pp. (in Persian)
- Ginibre, C., Kronz, A. and Wörner, G., 2002. High-resolution quantitative imaging of plagioclase composition using accumulated backscattered electron images: new constraints on oscillatory zoning. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(4): 436–448.
- Grove, T.L., Baker, M.B. and Kinzler, R.J., 1984. Coupled CaAl–NaSi diffusion in plagioclase feldspar: experiments and applications to cooling rate speedometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(10): 2113–2121.
- Halter, W.E., Heinrich, C.A., and Pettker, T., 2005. Magma evolution and the formation of porphyry Cu-Au ore fluids: Evidence from silicate and sulfide melt inclusions. *Mineralium Deposita*, 39(8): 845–863.
- Hattori, K. and Sato, H., 1996. Magma evolution recorded in plagioclase zoning in 1991 Pinatubo eruption products. *American Mineralogist*, 81(7): 982–994.
- Hou, Z., Zhang, H., Pan, X. and Yang, Z., 2011. Porphyry Cu (–Mo–Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: examples from the eastern Tethyan metallogenic domain. *Ore Geology Reviews*, 39(1-2): 21–45.
- Janousek, V., Braithwaite, C.J.R., Bowes, D.R. and Gerdes, A., 2004. Magma mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sazava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Lithos*, 78(1): 67–99.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277–279.
- Lee, C.T.A., Luffi, P., Chin, E.J., Bouchet, R., Dasgupta, R., Morton, D.M., Le Roux, V., Yin, Q.Z. and Jin, D., 2012. Copper systematics in arc magmas and implications for crust–mantle differentiation. *Science*, 336(6077): 64–68.
- Loomis, T.P. and Welber, P.W., 1982. Crystallization Processes in the Rocky Hill Granodiorite Pluton, California: An Interpretation Based on Compositional Zoning of Plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81(3): 230–239.
- Li, J.X., Qin, K.Z., Li, G.M., Xiao, B., Chen, L. and Zhao, J.X., 2011. Post-collisional orebearing adakitic porphyries from Gangdese porphyry copper belt, southern Tibet: melting of thickened juvenile arc lower crust. *Lithos*, 126(3–4): 265–277.
- Marsh, B.D., 1998. On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems. *Journal of Petrology*, 39(4): 553–599
- Nasr Esfahani, A. and Vahabi Moghadam, B., 2010. Magmatic and tectonic setting of Oligocen in south of Ardestan. *Petrology*, 1(2): 95–108.
- Pietranik, A. and Koepke, J., 2014. Plagioclase transfer from a host granodiorite to mafic microgranular enclaves: diverse records of magma mixing. *Mineralogy and Petrology*, 108(5): 681–694.
- Radfar, J., 1998. Geological map of Ardestan 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Renjith, M.L., 2014. Micro-texture in plagioclase from 1994-1995 eruption, Barren Island volcano: evidence of dynamic magma plumbing system in Andaman subduction zone. *Geoscience frontiers*, 5(1): 113–126
- Robb, L., 2004. Introduction to Ore-forming processes. Blackwell Publishing Company, Oxford, 373 pp.
- Rowins, S.M., 2000. Reduced porphyry copper–gold deposits: a new variation on an old theme. *Geology*, 28(6): 491–494.
- Sadeghian, M. and Ghaffary, M., 2011. The petrogenesis of Zafarghand granitoid pluton (SE of Ardestan). *Petrology*, 2(6): 47–70. (in Persian)
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1): 3–41.
- Singer, B.S., Dungan, M.A. and Layne, G.D., 1995. Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: clues to the dynamics of calc alkaline magma chamber. *American Mineralogist*, 80(7–8): 776–798.
- Tepley, F.J., Davidson, J.P. and Clyne, M.A., 1999. Magmatic interactions as recorded in plagioclase phenocrysts of Chaos Crags, Lassen Volcanic Center, California. *Journal of*

- Petrology, 40(5): 787–806.
- Tepley, F.J., Davidson, J.P., Tilling, R.I. and Arth, J.G., 2000. Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichon Volcano, Mexico. *Journal of Petrology*, 41(9): 1397–1411.
- Tomkins, A.G. and Mavrogenes, J.A., 2003. Generation of metal-rich felsic magmas during crustal anatexis. *Geology*, 31(9): 765–768.
- Ulrich, T., Gunther, D. and Heinrich, C.A., 1999. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits. *Nature*, 399(6737): 676–679.
- Viccaro, M., Giacomoni, P.P., Ferlito, C. and Cristofolini, R., 2010. Dynamics of magma supply at Mt. Etna volcano (Southern Italy) as revealed by textural and compositional features of plagioclase phenocrysts. *Lithos*, 116(1–2): 77–91.
- Yu, H., Xu, J., Lin, C., Shi, L. and Chen, X., 2012. Magmatic processes inferred from chemical composition, texture and crystal size distribution of the Heikongshan lavas in the Tengchong volcanic field, SW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 58(9): 1–15.

Archive of SID