پتـــــرولوژی، سال اول، شماره دوم، تابستان ۱۳۸۹، صفحه ۱- ۱۶
تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۴/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۷/۱۳

پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های ریولیتی و آندزیتی منطقه نصیرآباد، جنوب‌غرب راین، کرمان

لعیا روزبهانی و محسن آروین*
گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

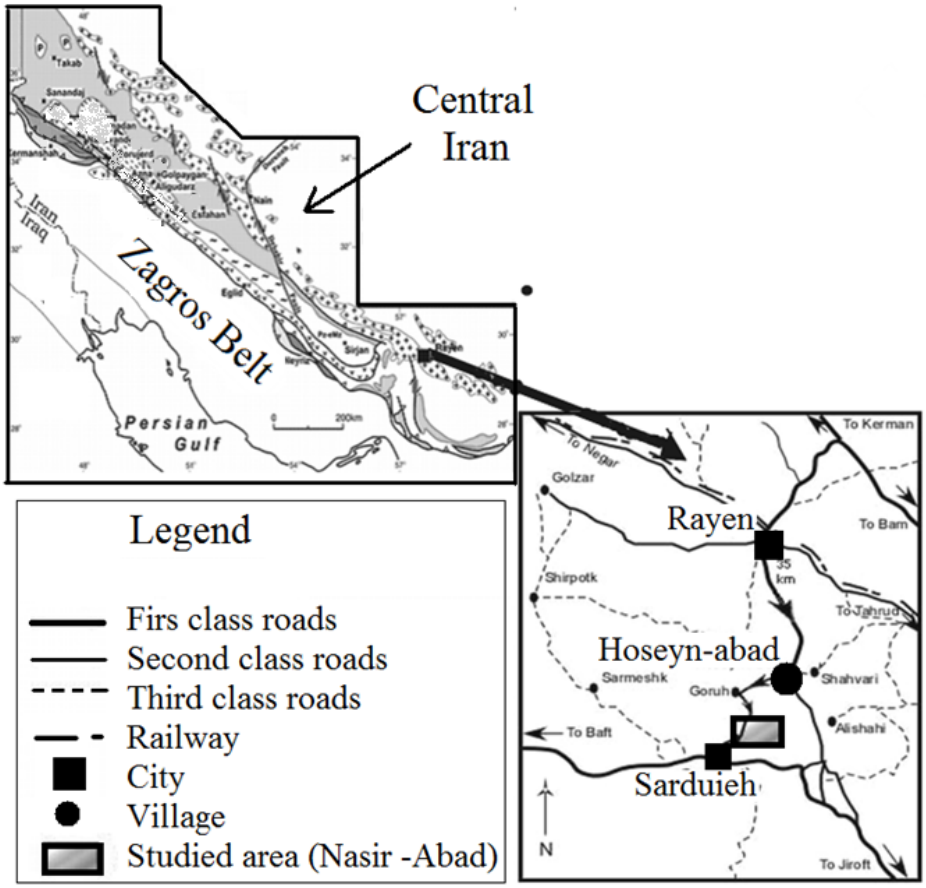
چکیده
سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی منطقه نصیرآباد با ترکیت ریولیتی و سن ائوسن بالایی بر روی سنگ‌های پیروکسن آندزیتی کمپلکس رسوبی- ولکانیکی سازند رازک، با سن ائوسن زیرین، واقع در بخش شرقی کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر، رخنمون یافته‌اند. از مشخصات سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی ریولیتی، وجود ساختار ستون منشوری است. این ساخت بیشتر به‌صورت عمودی و گاهی نیز با زاویه ۵۰ تا ۷۰ درجه به‌سمت شرق است. ستون‌های منشوری نصیرآباد عمدتاً دارای سطوح ۵ یا ۶ وجهی بوده، اما سطوح ۳، ۴ و ۷ وجهی نیز در آنها مشاهده می‌شود. تشکیل ساخت منشوری به‌واسطه انقباض ناشی از سرد شدن توده قابل توجیه است. درسنگ‌های ساب‌ولکانیک ریولیتی آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند از کانی‌های اولیه قابل تشخیص در مقطع نازک هستند. بافت کلی سنگ میکروپورفیری است و در برخی موارد بافت گلومروپورفیری و فلسوفیریک نیز در مقاطع تشخیص داده شده است. در پیروکسن‌آندزیت‌های منطقه نصیرآباد نیز پلاژیوکلاز، آمفیبول، و پیروکسن از کانی‌های اولیه قابل تشخیص در مقطع نازک هستند؛ بافت کلی آندزیت‌ها پورفیریتیک است. به‌دلیل عملکرد وسیع دگرسانی پتاسیک، کانی‌های ثانویه‌ای مانند کلریت، کلسیت، سریسیت و اپیدوت در این سنگ‌ها ایجاد شده است. نتایج حاصل از مطالعات ژئوشیمیایی، نمودارهای محیط تکتونیکی و نمودارهای عنکبوتی نشان داد که این سنگ‌ها متعلق به سری ماگمایی کالک‌آلکالن بوده و سنگ‌های ریولیتی از نوع I، متاآلومینوس تا کمی پرآلومینوس هستند. سنگ‌های آندزیتی از یک منشأ غنی‌شده گوشته‌ای مشتق شده و از لحاظ محیط تکتونیکی متعلق به محدوده قوس هستند.
واژه‌های کلیدی: آندزیت، ریولیت، ژئوشیمی، نصیرآباد، کرمان.

مقدمه

منطقه نصیرآباد در ۳۵ کیلومتری جنوب‌غرب شهرستان راین، در محدوده استان کرمان در حد فاصل طول‌های ´۲۳ °۵۷ و ´۲۱ °۵۷ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ´۱۷ °۲۹ و ´۱۵ °۲۹ شمالی واقع شده است. نقشه راه‌ها در شکل ۱ آورده شده است. این منطقه در جنوب‌شرق کمربند ارومیه‌دختر و در محدوده نقشه زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ ساردوئیه با شماره ۷۴۴۸ در کمپلکس آتشفشانی بحرآسمان با سن ائوسن پایانی تا ائوسن بالایی قرار دارد. جنس این کمپلکس،

* arvin@uk.ac.ir

پیروکلاست‌های اسیدی و تناوب جریان‌های گدازه‌ای به‌مقدار کمتر است. ضخامت کمپلکس بحرآسمان حدود ۷ کیلومتر بوده، از پایین به بالا شامل: (۱) آندزیت‌بازالت با ضخامت ۱۰۰ متر، (۲) آندزیت و پیروکلاست‌های آن با ضخامت ۷۰۰ متر که منطقه مورد مطالعه جزئی از آن است، و (۳) لایه‌های آهک فسیل‌دار، کنگلومرا و ماسه‌سنگ (Zolanj *et al.*, 1972)، است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه نصیرآباد و نقشه راه‌های آن واقع در جنوب‌غرب راین (بختیاری، ۱۳۷۰)

از کارهای مطالعاتی انجام‌شده روی نقشه ساردوئیه (از قدیم به جدید) می‌توان به Beogart (۱۹۷۱)، Zolanj و همکاران (۱۹۷۲)، Dimitrijevic (۱۹۷۳)، سبزه‌ئی و افروز (۱۳۶۹)، امیرمطلبی و اخوان‌اقدم (۱۳۷۹) و رحیمی و همکاران (۱۳۸۰) اشاره کرد.

در پژوهش اخیر علاوه بر مطالعه صحرایی و بررسی پتروگرافی، ژئوشیمیایی و تعیین محیط تکتونیکی و منشأ سنگ‌های اسیدی و حدواسط و شناخت ترکیب ماگمای مادر به مطالعه ساختار ستون منشوری (Columnar joints) موجود در سنگ‌های اسیدی می‌پردازیم.

روش انجام پژوهش

پس از بررسی منطقه، بیش از ۹۰ نمونه سنگی برداشت‌شده از تعداد ۷۵ نمونه سنگی مقطع نازک تهیه شد که از این تعداد ۱۴ نمونه برای آنالیز شیمیائیXRF به شرکت کانساران بینالود تهران فرستاده شد.

سنگ‌شناسی

سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی ریولیتی

ناحیه نصیرآباد، در امتداد گسلی با روند NW-SE در کمپلکس رسوبی- ولکانیک رازک با سن ائوسن زیرین قرار دارد. سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی ریولیتی نصیرآباد با سن ائوسن بالایی روی پیروکسن‌آندزیت‌های منطقه با سن ائوسن زیرین قرار گرفته و تماس آنها به‌صورت ناگهانی است. رنگ رخنمون سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی، سفید تا خاکستری روشن و بافت آنها آفانیتیک پورفیری است. در سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی ریولیتی کانی قابل تشخیص در حد نمونه‌دستی، تنها قالب‌های شکل‌دار فلدسپار و هورنبلند هستند که ۱۵-۲۰ درصد از کل سنگ را تشکیل می‌دهند، کوارتز هم بعضاً در زمینه سنگ قابل مشاهده است.

به‌علت سردشدن نسبتاً سریع سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی ریولیتی در محل تماس با سنگ‌های آندزیتی، ظاهر آنها دانه‌ریزتر شده است و از میزان کانی‌های فنوکریستی کاسته شده است (شکل ۲). دگرسانی‌های کل سنگ ریولیتی شامل رسی، سریسیتی، اپیدوتی، کلسیتی و کلریتی‌شدن هستند. از فرسایش‌های متداول در سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی می‌توان به فرسایش پوست پیازی (شکل ۳) و قلوه‌ای‌شدن اشاره نمود.

بر اثر عوامل ایجادکننده درزه‌ها، در خیلی از مناطق، سنگ‌فرشی از خرده‌های سنگی، بر اثر نیروهای تکتونیکی، در کنار ساختار ستون‌های منشوری ایجاد شده است (شکل ۴). ساخت ستون منشوری در سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی ریولیتی مشهود است. این ساخت بیشتر به‌صورت عمودی و گاهی نیز با زاویه ۵۰-۷۰ درجه به‌سمت شرق است.

شکل ۲ – تماس سنگ‌های ساب‌ولکانیکی ریولیتی (V) با سنگ همبر آندزیتی (H) در منطقه نصیرآباد

شکل۳- فرسایش پوست پیازی در سنگ‌های ساب‌ولکانیکی ریولیتی منطقه نصیرآباد

ستون‌های منشوری نصیرآباد عمدتاً دارای سطوح ۵-۶ وجهی هستند، اما سطوح ۳، ۴ و ۷ وجهی نیز در آنها مشاهده می‌شود. طول ستون‌ها اغلب بین ۰/۲ تا ۳ متر و عرض آنها از ۳۰ تا ۴۰ سانتی‌متر متغیر است (شکل‌های ۵ و ۶). تشکیل ستون منشوری به‌واسطه انقباض ناشی از سردشدن مذاب قابل توجیه است

(Schaefer, 2002; Budkewitsch *et al*., 1994). به‌دلیل عملکرد نیروهای تکتونیکی و نیز سردشدن توده ریولیتی، درزه و شکستگی‌های فراوانی در سنگ ایجاد شده است. دو نوع درزه در ستون‌های منشوری نصیرآباد به چشم می‌خورد: (۱) درزه‌های انقباضی، (۲) درزه‌های برشی تکتونیکی. تشکیل این درزه‌ها در ارتباط با کاهش فشار و یا فعالیت تکتونیکی محیط تشکیل قابل توضیح است (Budkewitsch *et al*., 1994).

شکل ۴- حالت سنگ‌فرشی و شکستگی‌های عرضی عمود بر محور قائم ستون‌های منشوری ریولیتی در منطقه نصیر آباد

شکل ۵- ستون‌های منشوری نسبتاً قائم در سنگ‌های ساب‌ولکانیکی ریولیتی منطقه نصیرآباد

شکل ۶- ستون‌های منشوری مایل در سنگ‌های ساب‌ولکانیکی ریولیتی منطقه نصیرآباد

سنگ‌های آندزیتی

سنگ‌های آندزیتی منطقه نصیرآباد نسبتاً تازه و ته‌رنگ غالب آنها خاکستری تیره و در حد متوسط است. پیروکسن یکی از کانی‌های قابل تشخیص در آندزیت است که حدود ۸ تا ۱۰ درصد از کل سنگ را تشکیل می‌دهد و در اغلب موارد به‌صورت شکل‌دار و اندازه ۰/۲ تا ۱ سانتی‌متر است. از دیگر کانی‌های قابل تشخیص در نمونه‌دستی به پلاژیوکلاز و آمفیبول می‌توان اشاره نمود. پلاژیوکلازها در نمونه‌دستی به اندازه حدود ۰/۳ تا ۱/۵ سانتی‌متر و شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و ۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۷). آمفیبول به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده، در اغلب موارد حالت کشیده دارد و در مواردی به کلریت دگرسان شده است. بافت کلی سنگ آفانیتیک پورفیری و در مواردی گلومروپورفیری است.

شکل ۷ - پیروکسن‌آندزیت منطقه نصیرآباد.

ستون‌های منشوری به‌طور مستقیم یا غیرمستقیم از یک انباشته ماگمایی در حال سردشدن ایجاد شده‌اند. ستون‌های منشوری در نفوذی‌های کم‌عمق با ترکیب آندزیتی، تراکیتی، داسیتی و حتی ریوداسیتی و ریولیتی نیز گزارش شده است (Goto and Tsuchiya, 2004; Stewart and Mcphie, 2003; Schaefer, 2002; Ayres and Peloquin, 2000; Dadd, 1992).

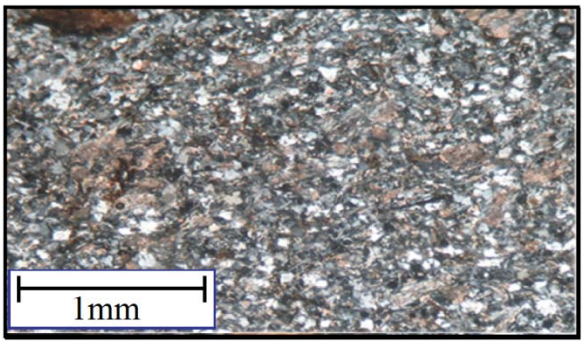
از مهمترین عوامل موثر در تشکیل ستون‌های منشوری به این موارد می‌توان اشاره نمود: (۱) یکنواختبودن ماگما و عدم وجود مواد فرار (Yoshihiko and Nobutaka, 2004)؛ (۲) نحوه یا شکل جایگیری ماگما (ماگما به صورت صفحه‌ای، جریانی و انواع دیگر جایگیری می‌کند که نسبت عرض به طول حجم ماگما و همچنین میزان آشفتگی گرمایی توده، در طول سرد شدن در تشکیل ستون منشوری موثر است (Kattenhorn and Schaefer, 2004)؛ (۳) ضخامت توده؛ (۴) سرعت سرد شدن در سطح نسبت به داخل و محیط فعالیت ماگما (Schaefer, 2002; Budkewitsch *et al.*, 1994)؛ (۵) ضخامت زیاد گدازه در فوران (قربانی، ۱۳۸۲)؛ (۶) چسبندگی (Schaefer, 2002).

با توجه به مطالعات انجام شده در مورد چگونگی تشکیل ستون‌های منشوری (Prismatic Coloumn) (Baker, 1995; Budkewitsch *et al.*, 1994; Aydin *et al.*,1988 ; Spry, 1961). چگونگی تشکیل ستون‌های منشوری نصیرآباد را می‌توان به این صورت تشریح نمود که انجماد در بخش بالایی توده ساب‌ولکانیک ریولیتی سبب انقباض شده است و حاصل آن ایجاد نیروی کششی در سه جهت با زاویه ۱۲۰ درجه در بخش سطحی بوده که خود عامل ایجاد درزه‌های اصلی (Master joint) است. تشکیل ستون‌های منشوری در ارتباط با این درزه‌های اصلی است که بر سطح ایزوترم (Isotherm) (منحنی‌های هم‌دما) عمود هستند. با گسترش این درزه‌ها به‌سمت داخل، ستون‌های منشوری ایجاد شده‌اند. علاوه بر درزه‌های قائم، درزه‌های افقی (Stria) عمود بر محور قائم نیز در هر ستون منشوری توسعه یافته‌اند که آنها را به ابعاد کوچکتر تقسیم نموده‌اند (شکل‌های ۵ و ۴).

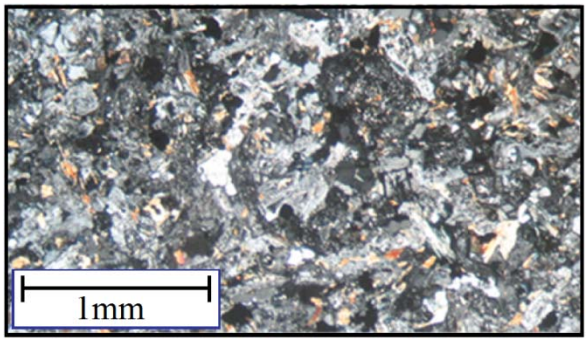
کانی شناسی

ریولیت‌ها

آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، و هورنبلند از کانی‌های اولیه قابل تشخیص در مقطع نازک هستند. از کانی‌های ثانویه نیز می‌توان به کلسیت، کلریت، کدر و زئولیت اشاره نمود. بافت کلی سنگ میکروپورفیری و در مواردی گلومروپورفیری و فلسوفیریک است (شکل‌های ۸ و ۹). ساخت جریانی ظریفی نیز در قالب فلدسپارهای تیغه‌ای شکل در بعضی از مقاطع نازک دیده می‌شود (شکل ۱۰).



شکل ۸- بافت فلسوفیریک با حالت جریانی ضعیف در سنگ‌های ساب‌ولکانیکی ریولیتی منطقه نصیرآباد (XPL).

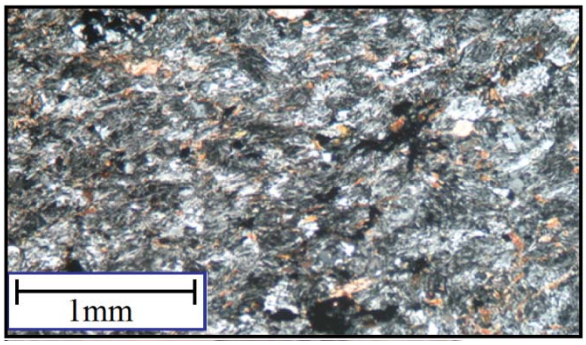


شکل ۹- بافت میکروپورفیریتیک در سنگ‌های ساب‌ولکانیکی ریولیتی منطقه نصیرآباد (XPL).

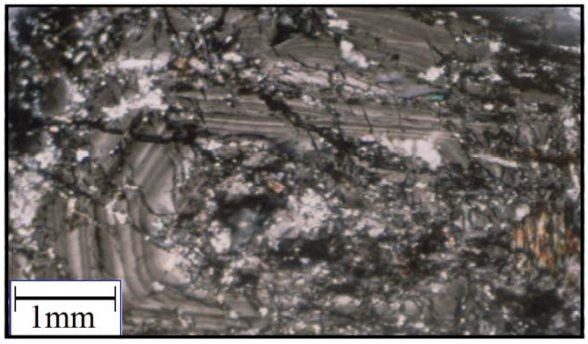
آلکالی‌فلدسپار بیشتر از نوع سانیدین بوده، بیش از ۵۰ درصد حجمی از سنگ را شامل می‌شود و بیشتر در زمینه همراه با کوارتز است و اندازه کلی آن‌ها از چند دهم میلی‌متر تجاوز نمی‌کند. اما با توجه به دگرسانی که سنگ تحمل نموده است، تخمین دقیق درصد آن امکان‌پذیر نیست. پلاژیوکلاز کمتر از ۲۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد و به دو صورت میکروفنوکریست (تخته‌ای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با اندازه حدود ۵ میلی‌متر) و میکرولیتی (با اندازه ۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر که زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند) دیده می‌شود که در مورد اول با توجه به زاویه خاموشی (۲۰–۲۶ درجه) پلاژیوکلازها از نوع الیگوکلاز تا آندزین هستند (شکل ۱۱). میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز بعضاً دارای ساختار منطقه‌بندی، ماکل پلی‌سنتتیک و همچنین بافت غربالی و حالت خوردگی در حاشیه هستند (شکل ۱۱).

آثار سریسیتی‌شدن در میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز مشهود است و شدت دگرسانی در مرکز بیشتر است که این می‌تواند به‌علت کلسیک‌تر بودن و در نتیجه ناپایدارتر بودن نواحی مرکزی باشد (شلی، ۱۹۹۳) در مواردی پلاژیوکلازها به‌طور کامل به‌وسیله کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت پر شده‌اند و تنها قالب آنها مشخص است.

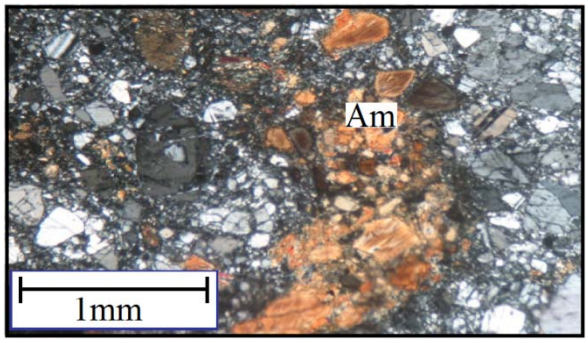
پلاژیوکلازها دربرداری‌هایی از کانی‌های کدر و به‌ندرت هورنبلند و آپاتیت دارند. مقاطع نازک از قسمت‌های حاشیه‌ای‌تر توده ساب‌ولکانیک ریولیتی و در نزدیکی محل تماس با آندزیت‌ها تهیه شده‌اند (شکل ۱۲). بافت غالب فلسوفیریک است که شامل هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار است اما تشخیص نوع فلدسپار مشکل است؛ هر چند که با توجه به فرم تیغه‌ای آن به‌نظر آلبیت هستند (شکل ۸).



شکل ۱۰- بافت جریانی در سنگ‌های ساب‌ولکانیکی ریولیتی منطقه نصیرآباد (XPL).



شکل ۱۱- میکروفنوکریست پلاژیوکلاز با بافت غربالی در سنگ‌های ساب‌ولکانیکی ریولیتی منطقه نصیرآباد (XPL).



شکل ۱۲- محل تماس آندزیت با توده ساب‌ولکانیکی ریولیتی منطقه نصیرآباد و قرارگرفتن تجمع آمفیبول (Am) در سنگ (XPL).

تفاوت در بخش حاشیه‌ای می‌تواند با تغییر در سرعت سردشدن و یا تفاوت در عمق جایگزینی مرتبط باشد (Topley and Brown, 1982). علاوه بر این فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بعضاً بافت گلومروپورفیری را نیز از خود نشان می‌دهند. پلاژیوکلازها تحت‌تاثیر فاز

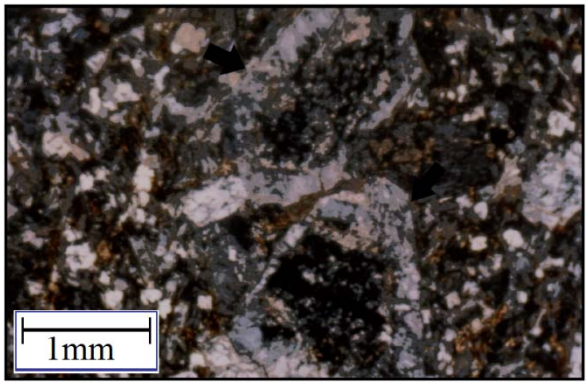
هیدروترمال به‌وسیله آلبیت و پتاسیم‌فلدسپار جانشین شده‌اند که بر اثر این عمل، حجم پلاژیوکلاز کاهش پیدا کرده، کششی ایجاد می‌شود که به واکنش جایگزینی کمک می‌کند و پدیده متاسوماتیزم را در این مقاطع شاهد هستیم (ولی‌زاده، مذاکرات شفاهی، ۱۳۸۶) (شکل ۱۳).

کوارتز ۱۵ تا ۲۰ در صد حجمی سنگ‌های ریولیتی را تشکیل می‌دهد و به‌صورت بلورهای بی‌شکل هم بعد و دانه‌ریز با اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر دیده می‌شود. بعضی کوارتزها دارای حالت خلیجی هستند که مورد اخیر می‌تواند ناشی از رشد غیرتعادلی و تاثیرات انحلال ناشی از کاهش فشار در حین صعود ماگما بوده باشد (شلی، ۱۹۹۳). کوارتزهای ثانویه به‌صورت پُرکننده رگه‌ها نیز در مقطع نازک دیده می‌شوند.

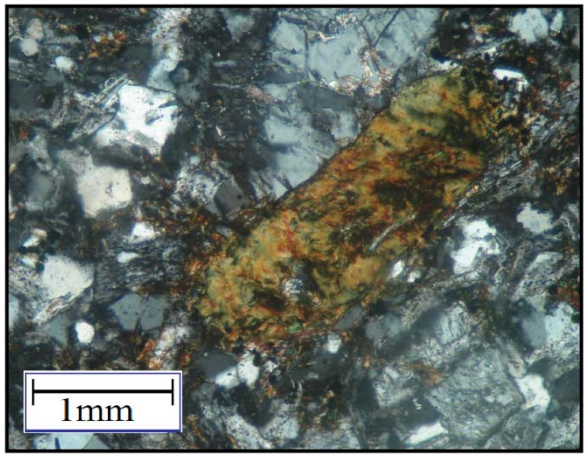
کانی‌های تیره آب‌دار، مثل بیوتیت و هورنبلند، در حد ۵ تا ۸ در صد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند و به‌صورت میکروفنوکریست و بلورهای ریز در زمینه پراکنده‌اند (شکل ۱۴). تبدیل بیوتیت به کلریت در اکثر مقاطع مشهود است. آمفیبول فراوانی کمتری از بیوتیت دارد و دگرسانی به کلریت را نیز نشان می‌دهد. به‌علت وجود دگرسانی، بیوتیت با توجه به فرم قابل تشخیص است. در بعضی مقاطع اجتماع پلاژیوکلاز و بیوتیت و همچنین دربرداری‌هایی از بیوتیت در داخل پلاژیوکلاز دیده می‌شود.

کانی های فرعی کمتر از ۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند که کانی کدر فراوانترین آن‌ها است. کانی‌های کدر (به اندازه یک میلی‌متر و کمتر) بیشتر نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند و به‌صورت منفرد در فضای بین پلاژیوکلازهای زمینه و در برداری در کانی‌های دیگر دیده می‌شوند. D'Lemos (۱۹۹۶) تبلور کانی کدر را بر اثر واکنش‌های سریع انجماد می‌داند.

کانی فرعی دیگر آپاتیت است که به‌صورت سوزنی در دیگر کانی‌های سیلیکاته حضور دارد. کانی‌های دگرسانی (ثانویه) شامل اپیدوت، کلریت، کلسیت، سریسیت هستند که از دگرسانی کانی‌های اصلی مانند پلاژیوکلاز و کانی تیره ایجاد شده‌اند.



شکل ۱۳- پدیده متاسوماتیزم در سنگ‌های ساب‌ولکانیکی ریولیتی منطقه نصیرآباد (XPL).



شکل ۱۴- دگرسانی کانی بیوتیت به کلریت در سنگ‌های ساب‌ولکانیکی ریولیتی منطقه نصیرآباد (XPL).

آندزیت

آندزیت سنگ همبر سنگ‌های ساب‌ولکانیک ریولیتی در منطقه نصیرآباد است. پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن از کانی‌های اولیه قابل تشخیص در مقطع نازک هستند و از کانی‌های فرعی و ثانویه نیز به اکسید آهن، کانی کدر، کوارتز، آپاتیت‌های سوزنی و کلسیت

می‌توان اشـاره نمـود. بافـت آنـدزیت‌هـا پورفیریتیـک و گلومروپورفیریتیک است (شکل ۱۵). شایان ذکـر اسـت که بـر اسـاس آنالیزهـا برخـی آنـدزیت‌هـا در محـدوده بازالتیک آندزیت قرار می‌گیرند.

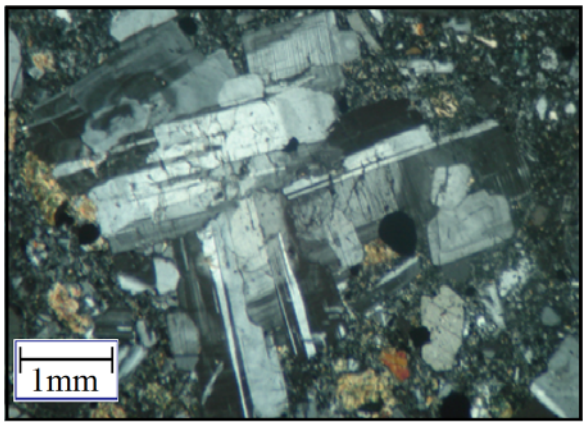
نسل اول پلاژیوکلازها به‌صورت فنوکریسـت هسـتند (<۵ میلی‌متر) و به شکل نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل حدود ۴۰-۴۵ درصد از مقطع نازک را شامل می‌شوند و دارای ماکـل پلـی‌سـنتتیک و در مـواردی پـریکلین هسـتند. ترکیب آن‌ها با توجه به زاویه خاموشی ۲۵-۱۴ درجه در حد آندزین- الیگوکلاز است.

در نسل اول پلاژیوکلازها انواع بافت‌ها و فرآینـدهای غیرتعادلی نظیر بافت غربالی، تحلیـل‌یـافتگی و سـاخت منطقـه‌ای مشـاهده مـی‌شـود و در مـواردی هـم سوسوریتی‌شدن وجود دارد (شکل‌های۱۶و ۱۷).

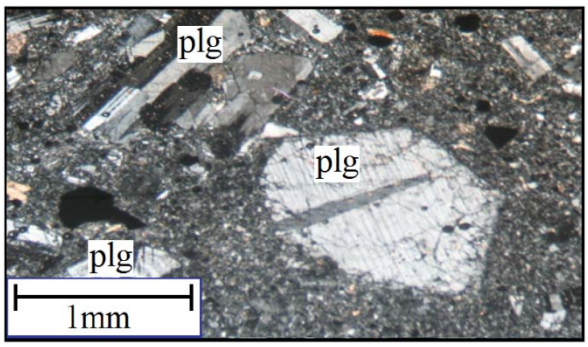
نسل دوم پلاژیوکلازها به‌صورت میکروفنوکریسـت و میکرولیتی هستند که در زمینـه سـنگ وجـود دارنـد و معمولاً تحت تاثیر دگرسانی کمتری قرار گرفتـه و بعضـاً آثـار هضـم (Assimilation) هـم در آن‌هـا مشـاهده می‌شود. وجود پلاژیوکلاز در آندزیت‌هـا نشـان از وجـود آب کمتر از ۵/ ۲ درصد حجمـی در ماگمـا دارد (Gill, 1981). پیروکسن‌ها حدود ۱۵ درصد از سنگ را تشکیل می‌دهند و به دو صورت فنوکریست و میکرو فنوکریست در آندزیت‌ها وجود دارند. اندازه آنها از ۰/۵ تـا حـدود ۲ سانتی‌متر متغیر است و شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند.

در بعضـی از پیروکسـن‌هـا ادخـال‌هـایی از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز وجـود دارد. پیروکسـن‌هـا بـا توجه به زاویه خاموشی از نوع اوژیت هستند و شکستگی نیز در آنها به‌وفور مشاهده می‌شود. پیروکسن‌ها به‌ندرت دارای ماکل ساده هستند و بعضـاً بـر اثـر دگرسـانی بـه ترمولیت- اکتینولیت تبدیل شده‌اند (شکل ۱۸).

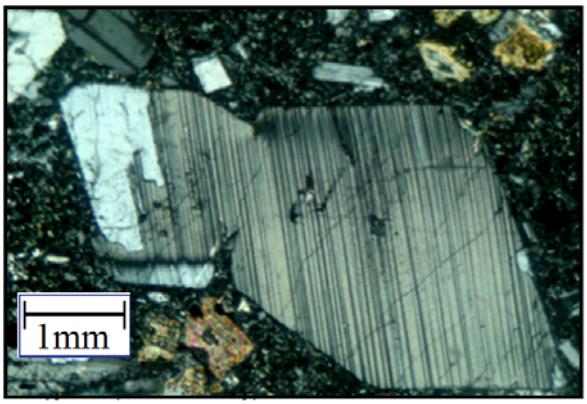
به نظر Gill (۱۹۸۱) ماگمای آندزیتی در فشـارهای نزدیک به سطح زمین از بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن غنی است و احتمالاً دارای ۲ درصـد آب اسـت و دمـای تشـکیل آن در مخـزن ماگمـایی بـین ۱۰۰۰ تـا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد است.



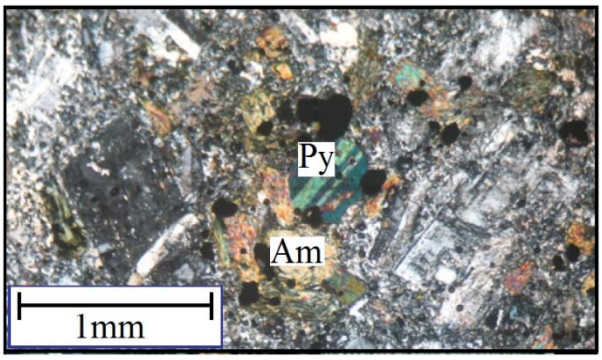
شکل ۱۵ - بافت گلومروپوورفیریتیک در پلاژیوکلازهای آندزیت‌های منطقه نصیرآباد (XPL).



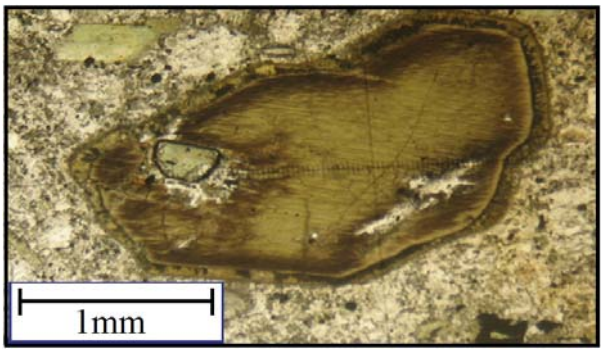
شکل ۱۶- ساخت منطقه‌ای، تحلیل‌یافتگی و ماکل‌های موجود در پلاژیوکلازهای (plg) آندزیت منطقه نصیرآباد (XPL).



شکل ۱۷- ماکل پلی‌سنتتیک در پلاژیوکلازهای آندزیت منطقه نصیرآباد (XPL).



شکل ۱۸- اجتماع پیروکسن (Py) و ترمولیت-اکتینولیت (Am) در آندزیت منطقه نصیرآباد (XPL).



شکل ۱۹- حاشیه کدر و انحلالی در فنوکریست هورنبلند در آندزیت منطقه نصیرآباد (PPL).

هورنبلند، کمتر به شکل فنوکریست و کشیده است و بیشتر به‌صورت دانه‌ریز در زمینه دیده می‌شود و حدود ۸ تا ۱۰ درصد از سنگ را تشکیل می‌دهد. فنوکریست‌های آمفیبول بیشتر آثار تحلیل‌یافتگی و سوختگی از خود نشان می‌دهند. مورد اخیر نوعی واکنش اکسیداسیون است که به عدم تعادل این کانی در محیط‌های آب‌دار و پردما بستگی دارد و به این حالت اصطلاحاً سوختگی آمفیبول می‌گویند (Jakes and Gill, 1972) (شکل ۱۹). آمفیبول ثانویه در قالب ترمولیت- اکتینولیت وجود دارد که از دگرسانی پیروکسن‌ها حاصل شده است (شکل ۱۹).

بر اساس آزمایش‌های انجام شده ماگمای آندزیتی حاوی هورنبلند، حداقل ۳٪ آب داشته (در P_{H2O}=2kb) و در عمق حداکثر ۸ کیلومتری سنگ‌های پوسته‌ای تشکیل شده است (Burnham, 1997). کانی‌های فرعی شامل کانی کدر و آپاتیت سوزنی است که ۸ تا ۱۰ درصد از مقطع را شامل می‌شود.

کانی‌های کدر به دو صورت اولیه (شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار) و ثانویه (بی‌شکل) و اغلب به‌صورت ریزدانه در زمینه و یا به‌صورت دربرداری در داخل سایر کانی‌ها وجود دارد.

ژئوشیمی

نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، جزئی و خاکی کمیاب ۱۴ نمونه از سنگ‌های منطقه نصیرآباد در جدول ۱ آورده شده است. پردازش داده‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای مختلفی مانند Minpet، Excel، Canvas (v. 7) انجام شده است.نمودار Cox و همکاران (۱۹۷۹) نمودار کاملی برای تعیین نام سنگ است. بر اساس این نمودار سنگ‌های اسیدی در محدوده ریولیت و سنگ‌های حد واسط در محدوده بازالتیک آندزیت تا آندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۲۰). در ضمن، همه سنگ‌ها در محدوده ساب‌آلکالن واقع می‌شوند. بر اساس نمودار AFM (Irvine and Bargar, 1971) (شکل ۲۱) همه نمونه‌های سنگی در سری ماگمایی کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند. بر اساس میزان Al، درجه اشباع از آلومین (Clarke, 1992) سنگ‌های ریولیتی منطقه نصیرآباد، از نوع متاآلومینوس تا کمی پرآلومینوس هستند (شکل ۲۲). وجود کانی‌های تیره شامل هورنبلند، بیوتیت، مگنتیت و آپاتیت و نیز نبود کانی‌های مشخصه گرانیت‌های پرآلکالن و پرآلومینوس دلیل دیگری بر متاآلومینوس بودن ریولیت‌های منطقه نصیرآباد است.

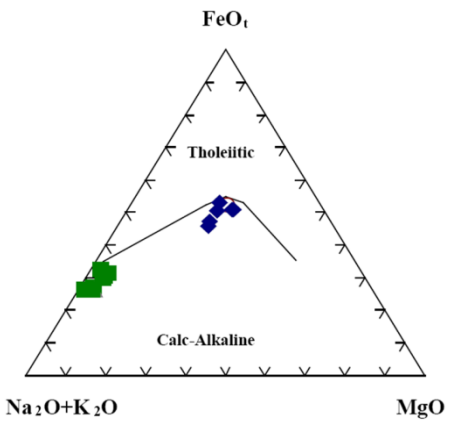
جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی XRF عناصر اصلی و فرعی و نورم نمونه‌های سنگی منطقه نصیرآباد

Sample	L13	L8	L3	L14	L2	L10	L6	L4	L7	L1	L12	L9	L11	L5
Rock Name	Andesite							Rhyolite						
(wt%)														
SiO_2	55.17	56.03	56.62	57.17	58.59	59.52	60.07	71.12	71.21	71.25	71.27	71.71	71.96	72.01
Al_2O_3	18.01	17.65	17.18	17.24	15.97	16.11	16.47	13.8	14.35	13.64	14.02	13.12	14.73	14.19
TiO_2	0.6	0.62	0.73	0.52	0.75	0.51	0.46	0.19	0.18	0.18	0.18	0.19	0.19	0.19
FeO^{total}	8.61	8.4	8.25	7.79	8.02	6.67	6.01	3.15	2.95	3.04	3.2	2.44	2.51	3.06
FeO	5.17	5.04	4.95	4.67	4.81	4	3.6	1.58	1.48	1.52	1.5	1	1.26	1.53
Fe_2O_3	3.44	3.36	3.3	3.12	3.2	2.67	2.41	1.58	1.48	1.52	1.7	1.2	1.25	1.53
MnO	0.15	0.15	0.17	0.1	0.16	0.09	0.07	0.15	0.13	0.12	0.16	0.1	0.14	0.17
MgO	3.6	3.15	3.84	3.13	3.69	2.85	2.7	0.28	0.4	0.33	0.45	0.29	0.14	0.41
CaO	8.37	8.59	7.42	7.58	7.54	7.01	7.4	2.54	2.72	1.91	2.62	2.2	2.08	2.44
Na_2O	3.01	3.33	2.24	3.16	2.26	3.31	3.14	4.36	4.66	5.38	4.64	4.76	4.78	4.64
K_2O	0.48	0.19	1.05	0.56	0.97	0.56	2.7	1.28	1.12	1.66	1.2	1.14	1.4	1.17
P_2O_5	0.1	0.12	0.12	0.15	0.12	0.13	0.15	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08
LOI	1.69	1.4	1.52	2.35	1.45	2.34	2.79	2.18	1.44	1.47	1.35	3.17	1.82	1.47
Total	99.79	99.62	99.15	99.7	99.52	99.09	99.79	99.14	99.25	99.06	99.16	99.2	99.83	99.83
(ppm)														
Cl	229	213	33	181	51	216	180	42	118	40	65	58	84	99
Ba	24	2	12	6	104	8	13	130	10	5	208	4	160	14
Sr	321	373	280	407	256	430	464	283	447	340	422	438	454	433
Cu	59	18	90	111	72	81	31	15	6	33	20	20	16	18
Zn	58	61	73	42	73	39	39	71	62	60	53	71	63	69
Pb	11	18	14	10	32	20	17	25	10	20	25	33	20	16
Ni	19	16	19	15	22	16	14	14	15	13	14	15	17	16
Cr	2	2	6	1	5	5	4	2	3	4	6	5	4	5
V	194	193	201	160	203	127	115	28	25	33	24	25	34	32
Ce	18	59	38	13	57	29	60	32	70	77	29	55	40	33
La	12	18	18	10	26	11	32	14	27	22	15	22	12	12
Hf	22	30	26	20	24	24	18	22	27	19	23	26	25	21
Ga	16	19	15	21	21	16	14	16	13	19	18	20	14	18
W	18	20	10	10	17	9	9	13	41	12	11	30	27	44
Mo	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Nb	14	13	12	16	18	16	11	17	141	13	15	17	13	13
Zr	78	84	110	82	121	117	99	137	127	133	148	137	139	134
Y	21	29	28	28	34	31	29	35	36	37	36	38	36	38
Rb	8	6	10	13	5	9	7	4	9	19	23	8	21	14
Co	41	45	23	26	42	23	22	17	60	7	8	47	48	79
As	32	37	22	44	24	46	15	21	32	11	9	26	26	26
U	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	1	1
Th	4	4	7	6	3	3	4	4	5	2	5	7	4	3

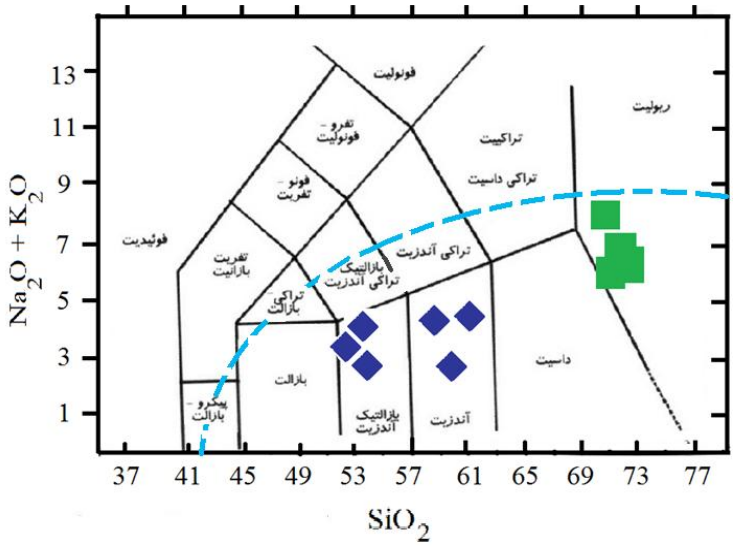
پتروژنز

در اینجا لازم است به دو نکته مهم اشاره شود: اول اینکه نمودار سنگ‌های درونی فلسیک برای گدازه‌های فلسیک نیز قابل استفاده است (Karimzadeh Somarin et al., 2004; Menuge, 2002) و دوم اینکه تفاوت در شیمی عناصر کمیاب نه‌تنها ناشی از محیط تکتونیکی، بلکه متاثر از شیمی منشأ نیز می‌تواند باشد (Twist and Hamer, 1987).

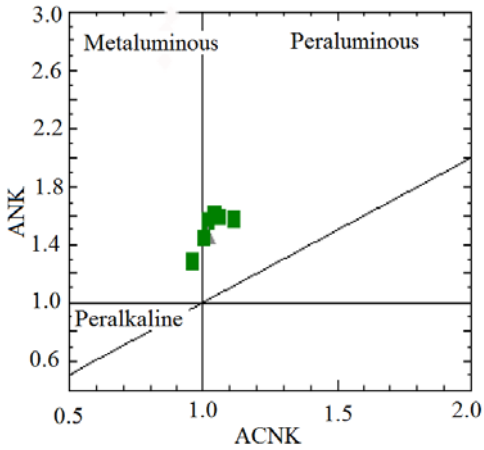
توجه به این نکته نیز ضروری است که استفاده از نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴) و دیگر نمودارهای ژئوشیمیایی برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های اسیدی (درونی و بیرونی) باید با احتیاط صورت گیرد، زیرا گاهی عواملی مانند ترکیب شیمیایی سنگ منشأ و یا تحولات ماگمایی ممکن است بر آن تاثیر داشته باشد (Rollinson, 1993). نمودارهای Newberry و همکاران (۱۹۹۰) جداکننده دو نوع ماگمای گرانیتوئیدی A و I از یکدیگر است. Karimzadeh Somarin (۲۰۰۴) از این دو نمودار برای تعیین منشأ سنگ‌های ولکانیکی ریولیتی Marano، شرق آذربایجان استفاده کرده است. بر اساس این دو نمودار تمامی نمونه‌های اسیدی در محدوده نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۲۳).



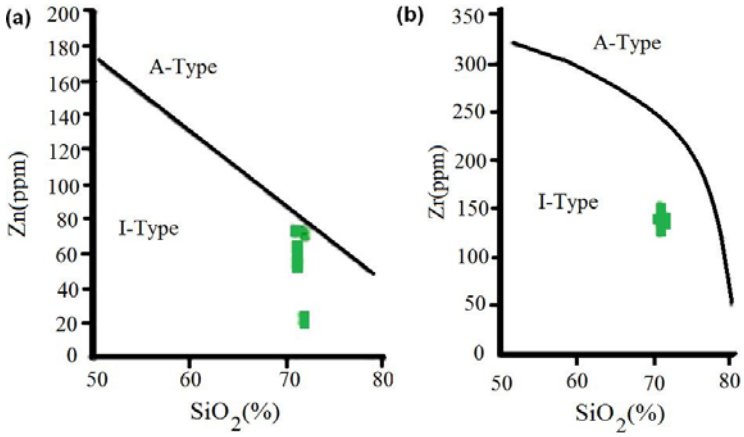
شکل ۲۰- نمودار AFM جهت تفکیک سری‌های ساب‌آلکالن برای سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی منطقه نصیرآباد (Irvine and Bargar, 1971) (ریولیت: مربع؛ آندزیت: لوزی).



شکل ۲۱- نام‌گذاری ژئوشیمیایی سنگ‌های ساب ولکانیک اسیدی و آندزیتی بر اساس نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Cox *et al*., 1979) خط جداکننده میان سری‌های ماگمایی آلکالن و ساب‌آلکالن از Myashiro (۱۹۷۸) است (ریولیت: مربع؛ آندزیت: لوزی).



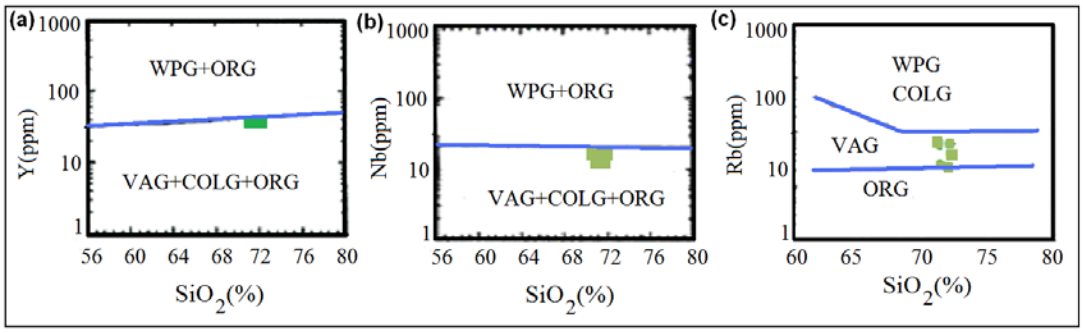
شکل ۲۲- نمودار A / NK در برابر A / CNK برای تعیین درجه اشباع از آلومین سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی (ریولیت) منطقه نصیرآباد (Maniar and Piccoli, 1989).



شکل ۲۳- a) نمودار $Zn-SiO_2$، b) نمودار $Zr - SiO_2$، برای تعیین منشأ سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی (ریولیت) موجود در منطقه نصیرآباد (Newberry *et al*., 1990).

برای تعیین خاستگاه محیط تکتونیکی از دیاگرام تغییرات عناصر کمیاب مانند Y، Rb و Nb در برابر SiO_2 استفاده شده است. Twist و Harmer (۱۹۸۷)، دیاگرام‌های Pearce و همکاران (۱۹۸۴) را برای تعیین خاستگاه تکتونیکی گرانیت‌های پروتروزوئیک بوشولد و گدازه‌های فلسیک همراه آن‌ها به‌کار بردند. Menuge و همکاران (۲۰۰۲) نیز از دیاگرام‌های Pearce و همکاران (۱۹۸۴) برای تعیین محیط تشکیل ریولیت‌های منطقه

لورنتیـان (Laurentian) اسـتفاده کـرده‌انـد. در ایـن نمودارهـا محـیط‌هـای تکتـونیکی مختلـف ماننـد گرانیتوئیـدهای درون صـفحه‌ای (WPG)، گرانیتوئیـد میـان‌اقیانوسـی (ORG)، گرانیتوئیـد قـوس ماگمـایی (VAG)، گرانیتوئیـد برخـوردی (COLG)، گرانیتوئیـد هم‌زمان با کوهزایی (Syn COLG) از یکـدیگر تفکیـک می‌شوند. نمونه‌های اسـیدی در نمـودار شـکل ۲۴-a در محـدوده‌هـای گرانیتوئیـد قـوس‌ماگمـائی، گرانیتوئیـد میان‌اقیانوسی و گرانیتوئید برخوردی قرار می‌گیرنـد. در نمـودار شـکل ۲۴-b نمونـه‌هـای اسـیدی، در محـدوده گرانیتوئید قوس‌ماگمـائی، گرانیتوئیـد میـان‌اقیانوسـی و گرانیتوئید برخوردی قـرار مـی‌گیرنـد. در نمـودار شـکل ۲۴-c نمونه‌ها به‌طور مشخصی، در یکـی از محـیط‌هـای ذکرشده؛ یعنی محیط قوس‌ماگمایی قرار می‌گیرند.



شکل ۲۴- دیاگرام تغییرات عناصر کمیاب بر اساس SiO_2 برای سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی (ریولیت) منطقه نصیرآباد (Pearce *et al.*, 1984).

در نمودار Rb/30 – Hf – Nb/4 (شکل ۲۵) (Harris *et al.*, 1986)، گرانیتوئیدها بر اساس عناصـر فرعـی بـه چهار گروه تفکیک می‌شوند:

(۱) توده‌های نفوذی کالک‌آلکالن پیش از برخورد که در حاشیه فعال قـاره‌هـا و در نتیجـه فـرورانش صـفحه اقیانوسی به‌زیر صفحه قاره‌ای تشکیل می‌شوند؛

(۲) تـــوده‌هـــای پرآلـــومین همزمـــان بـــا برخـــورد (لوکوگرانیت‌هـا) کـه معـادل گرانیـت‌هـای تیـپ S (Chappel and White, 1974) بوده، از ذوب‌بخشـی سنگ‌های پوسته‌ای تشکیل می‌شوند؛

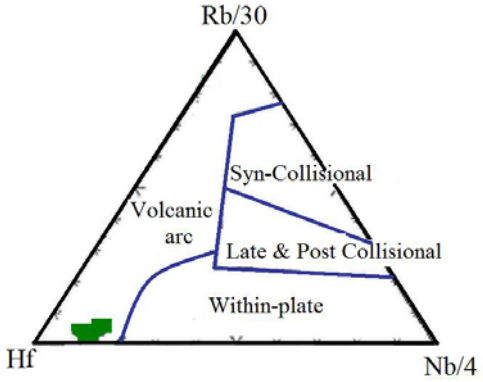
(۳) توده‌هـای نفـوذی کالـک‌آلکـالن مربـوط بـه اواخـر برخورد یا پس از برخورد که حدود ۵۰ میلیون سـال پس از تزریق توده‌های نفوذی گـروه دوم، در پوسـته جایگزین شده‌اند؛

(۴) توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق قلیایی پـس از برخـورد، که منشأ آن‌هـا از سـنگ‌کـره گوشـته‌ای در منـاطق برخوردی است.

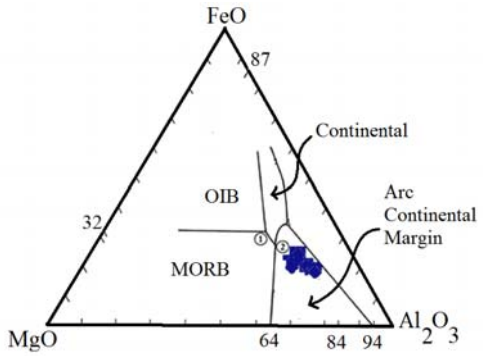
با توجه بـه مطالعـات Forster و همکـاران (۱۹۹۷) نمونه‌های متعلق به کمان نابالغ در نیمه پایینی محدوده کمـان‌آتشفشـانی و سـری‌هـای حدواسـط (اقیانوسـی - قـاره‌ای) در بـالای محـدوده کمـان آتشفشـانی قـرار می‌گیرند.

همچنین سنگ‌هـای مربـوط بـه ماگماتیسـم کمـان نسبت به ماگماتیسم حاصل از برخورد کمان- قـاره کـه نزدیـک مـرز همزمـان بـا برخـورد واقـع مـی‌شـوند، در بخش‌های پایینی کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند.

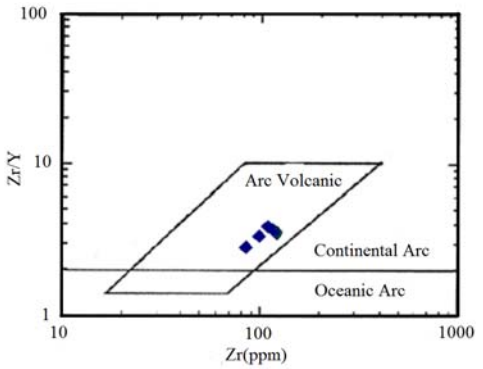
تمام نمونـه‌هـای مـورد بحـث (سـاب‌ولکانیـک‌هـای اسیدی) در محدوده کمان آتشفشانی قـرار مـی‌گیرنـد و گمان می رود که در ارتباط با پدیـده فـرورانش صـفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیـر ورقـه قـاره‌ای سـکوی ایـران حاصل شده باشند (شکل ۲۵).



شکل ۲۵ - نمودار Rb/30 – Hf – Nb/4 برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی (ریولیت) منطقه نصیرآباد (Harris *et al*., 1986).



شکل ۲۶- نمودار $MgO - FeO - Al_2O_3$ برای تعیین جایگاه تکتونیکی آندزیت‌های منطقه نصیرآباد (Pearce *et al*., 1977).



شکل ۲۷ - نمودار Zr/Y –Zr برای تعیین نوع قوس‌ماگمایی آندزیت‌های منطقه نصیرآباد (Dunphy and Ludden, 1998).

آندزیت‌ها

بر اساس نمودار $MgO - FeO - Al_2O_3$ آندزیت‌های منطقه نصیرآباد در محدوده جزایر قوسی و حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۲۶). نمودار Dunphy و Ludden (۱۹۹۸) بر اساس عناصر کمیاب است. این نمودار محیط تکتونیکی قوس‌ماگمایی (Volcanic arc) را به دو محیط قوس‌آتشفشانی اقیانوسی (Oceanic arc) و قوس‌آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای (Continental arc) تقسیم می‌کند. تمام آندزیت‌های منطقه نصیرآباد مانند شکل قبل در محدوده قوس‌آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای واقع شده‌اند (شکل ۲۷).

غلظت عناصر سازگار در هنگام تفریق بلوری شدیداً تغییر می‌کند، در صورتی‌که عناصر ناسازگار، از نظر غلظت، در هنگام ذوب‌بخشی بیشتر دچار تغییر می‌شوند (Rollinson, 1993). در اینجا برای مقایسه پدیده ذوب‌بخشی با تفریق بلوری از نمودار Y/Zr استفاده شده است.

نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعات کتابخانه‌ای، صحرائی، میکروسکوپی و ژئوشیمیایی انجام‌شده در منطقه نصیرآباد نتایج زیر به‌دست آمده است:

- سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی منطقه نصیرآباد با ترکیت ریولیتی و سن ائوسن بالایی درروی سنگ‌های پیروکسن‌آندزیتی کمپلکس رسوبی- ولکانیکی سازند رازک با سن ائوسن زیرین رخنمون یافته‌اند.
- بافت‌های پورفیری، غربالی، منطقه‌بندی نوسانی و آلبیتیزاسیون پلاژیوکلازها نشان‌دهنده سردشدن در محیط نیمه‌عمیق و شرایط نامتعادل فشار بخار آب هستند.
- سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی کالک‌آلکالن و از نوع I بوده، از نظر درجه اشباع از آلومین متاآلومینوس تا کمی پرآلومینوس هستند.
- به‌نظر می‌رسد سنگ‌های آندزیتی از یک منشأ غنی‌شده گوشته‌ای مشتق شده باشند.
- مخزن ماگمایی سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی

به‌نظر می‌رسد در یک عمق کم (حدود ۱۰ km) در فشار بخار آب ۱ تـا ۵ کیلوبـار و میـزان آب در حـدود ٪ ۵ و دمای بین ۸۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد تشـکیل شـده باشند.

- مخزن ماگمایی سنگ‌های آندزیتی نیـز بـا توجـه بـه کانی‌های تشکیل‌دهنده آن به‌نظر می‌رسد در یک عمـق ۸ کیلومتری و دمای بیش از ۹۵۰ درجه سـانتی‌گـراد و فشار بخار آب ۱۰ کیلو بار تشکیل شده باشند.

- به‌نظر می‌رسد سنگ‌هـای سـاب‌ولکانیـک ریـولیتی و آندزیتی در یک محیط تکتونیکی محدوده قوس (از نـوع آتشفشانی حاشیه قاره و جلو قوس) تشکیل شده باشند. از مشخصات سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسـیدی ریـولیتی، وجود ساختار ستون منشوری است. طول ستون‌هـا بـین ۲۰ سانتی‌متر تا ۳ متر و عـرض ۳۰ تـا ۴۰ سـانتی‌متـر متغیر است و عمدتاً سطوح ۵ یا ۶ وجهی از خود نشـان می‌دهند.

منابع

امیرمطلبی، ن. و اخوان‌اقدم، م. ر. (۱۳۷۹) گزارش پردازش و تفسیر داده‌های ژئوفیزیک هوایی با استفاده از روش مغناطیس‌سـنجی در ۱:۱۰۰۰۰۰ ساردوئیه. سازمان زمین‌شناسی تهران.

بختیاری، س. (۱۳۷۰) اطلس راه‌های ایران. سازمان جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، چاپ کارون.

رحیمی، م.، کره‌ای، م. ت. و خزرایی، ع. ه. (۱۳۸۰) تهیـه نقشـه‌هـای پتانسـیل معـدنی در گسـتره ورقـه ۱:۱۰۰۰۰۰ سـاردوئیه بـا بهره‌گیری از سیستم اطلاعات جغرافیایی GIS. سازمان زمین‌شناسی کشور.

سبزه‌یی، م. و افروز، ع. (۱۳۶۹) گزارش تحلیلی بر مسائل کانی‌سازی سرب و روی در کمربند آتشفشـانی دهـج – سـاردوئیه. وزارت معادن و فلزات.

شلی، د. (۱۹۹۳) بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی. ترجمهٔ آسیابان‌های رضایی، ع. انتشارات دانشـگاه بـین‌المللـی امام خمینی، تهران.

قربانی، م. (۱۳۸۲) مبانی آتشفشان‌شناسی با نگرشی بر آتشفشان‌های ایران. انتشارات آرین زمین.

Aydin, A. and Degraff, J. M. (1988) Evolution of polygonal fracture patterns in lava flows. Science 239: 471-476.

Ayres, L. D. and Peloquin, A. S. (2000) Subaqueous, Paleoproterozoic, meta-rhyolite dome-flow-cone complex, Flin Flon greenstone belt, Manitoba, Canada. Precambrian Research 101: 211-235.

Beogard, Y. (1971) Institute for Geology and Mining Exploration and Investigation Geochemical Investigation, Kerman region, Research 36: 104.

Budkewitsch, P., Newton, G. and Hynes, A. (1994) Characterization and extraction of linear features from digital images. Canadian Journal of Remote Sensing 20: 268-279.

Burnham, C. W. (1997) Magmas and hydrothermal fluids. In: Barnes, H. L. (Eds.): Geochemistry of hydrothermal ore deposites. Wiley, New York 63-123.

Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. Pacific Geology 8: 173-4.

Clarke, D. B. (1992) Granitoid rocks. Chapman and Hall, London.

Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin Ltd. London.

Dadd, K. (1992) Structures within large volume rhyolite lava flows of the Devonian Comerong volcanics, southeastern Australia, and the Pleistocene Ngongotaha lava dome. New Zealand. Journal of Volcanology and Geothermal Research 54: 33-51.

Dimitrijevic, M. D. (1973) Geology of Kerman region. Geological Survey of Iran, Report 53.

D'Lemos, R. S. (1996) Mixing between granitic and dioritic crystal mushes, Guernsey, Channel Island, UK. Lithos 38: 233-257.

Dunphy, J. M. and Ludden, J. N. (1998) Petrological and geochemical characteristics of a Paleoproterozoic magmatic arc (Narsajuaq terrane, Ungava, Canada) and compositions to Superior Province granitoids. Precambrian Research 91: 109-152.

Forster, H. J., Tischendorf, G. and Trumbul, R. B. (1997) An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. Lithos 40: 261-293.

Gill, J. (1981) Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer- Verlag, Berlin.

Goto, Y. and Tsuchiya, N. (2004) Morphology and growth style of Miocene submarine dacite lava dome at Atsumi, northeastern Japan. Journal of Volcanology and Geotermal Research 134: 255-275.

Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision –zone magmatism. In: Coward, M. P. and Ries, A. C. (Eds.): Collision Tectonics. Geological Society of London, Special publication 19: 67-81.

Irvine, T. N. and Bargar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8: 523-548.

Jakes, P. and Gill, A. J. R. (1972) Major and trace abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Bulletin of Geological Society of America 83:123-149.

Karimzadeh Somarin, A. (2004) Marano volcanic rocks. East Azarbaijan province, Iran, and associated Fe mineralization. Journal of Asian Earth Sciences 24: 11-23.

Kattenhorn, S. A. and Schaefer, C. J. (2004) Characterization and evolution of fractures in low volume pahoehoe lava flows, eastern Snake river Plain, Idaho. Bulletin of Geological Society of America 116(34).

Maniar P. D. and Piccoli P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulltin. 101: 635–643.

Menuge, J. F.. Brewer, T. S. and Seeger, C. M. (2002) Petrogenesis of metaluminous A-type rhyolites from the St Francois Mountains, Missouri and the Mesoproterozoic evolution of the southern Laurentian margin. Precambrian Research 113(3-4): 269-291.

Newberry, R. J., Bunn, L. E., Swanson, S. E. and Smith, T. E. (1990) Comparative petrological evolution of the Sn and W granites of the Fairbanks–Circle area, interior Alaska. In: Hannah, J. L. and Stein, H. J. (Eds.). Ore-Bearing Granite Systems; Petrogenesis and Mineralizing Processes. Geological Society of America 246: 121–142.

Pearce, T. H., Gorman, B. E. and Birkett, T. C. (1977) The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth and Planetary Science Letters 36: 121–132.

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

Rollinson, H. (1993) Using geochemical data evaluation presentation, interpretation. Longman, Singapore.

Schaefer, C. J. (2002) Field characterization and thermal mechanical analysis of fracture distributions in basalt lava flows, eastern Snake River Plain, Idaho. M.Sc. thesis, Moscow, University of Idaho.

Spry, A. H. (1961) The origin of columnar jointing particularly in basalt flow. Geological Society of Australia 8: 191-216.

Stewart, L. A. and McPhie, J. (2003) Internal structure and emplacement of an upper Pliocene dacite cryptodome, Milos Island, Greece. Journal of Volcanology and Geothermal Research 124: 129-148.

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.): Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London, Special Publication 42: 313–345.

Topley, C. G. and brown, M. (1982) Interpretation of field relationship of Diorites and associated rocks with particular reference to northwest Guernsey (Channel Islands). Journal of Geology 17: 323-343.

Twist. D. and Harmer, R. E. (1987) Geochemistry of contrasting siliceous magmatic suites in the Bushveld complex: genetic aspects and implications for tectonic discrimination diagrams. Journal of Volcanology and Geothermal Research 32: 83-98.

Whalen, J., McNicoll, J., Van Staal, C. R, Frederick, C. J. L., Longstaffe, J., Jenner, G. and Van B. (2006) Spatial, temporal and geochemical Characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off. Lithos 89: 377–404.

Yoshihiko, G. and Nobutaka, T. (2004) Morphology and growth style of a Miocene submarine dacite lava dome at Atsumi, northeastern Japan. Journal of Volcanology and Geothermal Research 134: 255-275.

Petrography, geochemistry and petrogenesis of rhyolitic and andesitic rocks of Nasir-Abad area, SW of Rayen, Kerman

Laya Roozbahani and Mohsen Arvin*

Department of Geology, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

Abstract

The Upper Eocene sub-volcanic rhyolitic rocks of Nasir-Abad area, in south-west of Rayen, (placed in Kerman province -Iran) are under the pyroxene-andesite rocks of Lower Eocene volcano-sedimentary complex of Razak formation, which is a part of Uromieh-Dokhtar Volcanic Belt. One of the main characteristics of these sub-volcanic rhyolitic rocks, is their columnar joints structure, in which most parts are vertical and occasionally with a 50-degree to 70-degree tilting to the east. The general shape of the these joints, are often 5 to 6 sided volumes, but rarely 3, 4 and 7 sided volumes are also visible. These structures have been formed during the chilling process of the magma mass. The sub-volcanic rhyolitic rocks have microporphyry texture, but according to some thin sections, glomeroporphyry and felsophyric textures have been observed. It is worthnoting that, alkali feldspar, plagioclase, quartz, biotite and hornblende are the main mineral constituents. The pyroxene-andesitic rocks consist of porphyritic textures with plagioclase, amphibole and pyroxene as the main mineral constituents. Secondary minerals such as chlorite, calcite, sericite and epidote exist in both types of rocks. Investigation of the results of geochemical data, and tectonic discrimination diagram indicates that: the sub-volcanic rhyolitic rocks have characteristics of metaluminous, calk-alkaline, I-type granitic rocks and that the andesitic rocks derived from a rich mantle. Moreover, they were formed in a volcanic arc setting in an active continental margin environment**.**

Key words: Andesite, Rhyolite, Geochemistry, Nasir-Abad, Kerman

* arvin@uk.ac.ir