

زمین شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز مجموعه نفوذی اشنویه (شمال باختر ایران)

جلیل قلمقاش^۱، سارا هوشمند معنوی^۲ و منصور وثوقی عابدینی^۳

^۱استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
^۲کارشناسی ارشد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
^۳دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی - واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۵/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۳/۰۷

چکیده

مجموعه نفوذی اشنویه از ۳ خانواده نفوذی دیوریت، گرانیت و آلکالی سینیت - آلکالی گرانیت (آس - آگ) در بخش شمال باختری پهنه سنندج - سیرجان پدید آمده است. بر پایه ویژگی‌های کانیایی و ژئوشیمیایی، سنگ‌های دیوریتی حاصل ذوب بخشی گوشه تحول یافته سنگ کراهی هستند. خانواده گرانیتی با ویژگی‌های آشکار گرانیت‌های نوع S حاصل ذوب بخشی سنگ‌های پلیتی - گری‌واکی هستند. خانواده آس - آگ از دو توده با ترکیب آلکالی سینیتی - آلکالی گرانیتی و آلکالی گرانیت فلورین دار که از گرانیت‌های نوع A پرآلمین هستند تشکیل شده است. سنگ‌های این خانواده حاصل ذوب بخشی سنگ‌های کوارتز - فلدسپاری تفریق‌نیافته در دمای بالا بوده‌اند. با توجه به بی‌هنجاری منفی Nb و Ti در نمودارهای چند عنصری و برپایه نمودار Rb-(Y+Nb) سنگ‌های دیوریتی در حاشیه فعال قاره‌ای (VAG) پدید آمده‌اند. با توجه به محیط تشکیل دیوریت‌های منطقه و همزمانی تشکیل آنها با سنگ‌های گرانیتی در ۱۰۰ میلیون سال پیش، به نظر می‌رسد مجموعه نفوذی اشنویه حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نوتیتس به زیر ایران مرکزی است. با بالا آمدن ماگمای مافیک به درون پوسته قاره‌ای و در اثر حرارت آن، پوسته بالایی دچار ذوب بخشی شده و ماگمای خانواده گرانیتی تشکیل شده است. ۲۰ میلیون سال پس از ایجاد سنگ‌های نفوذی دیوریتی و گرانیتی، ماگمای اولیه خانواده سنگ‌های آلکالی سینیتی - آلکالی گرانیتی در اثر حرارت ماگمای مافیک و یا در اثر وقفه در فرورانش و کاهش فشار از ذوب سنگ‌های کوارتز - فلدسپاری پوسته پایینی تکوین یافته است.

کلیدواژه‌ها: سنگ‌های نفوذی، دیوریت، گرانیت سینیت، پهنه سنندج - سیرجان، ایران.

*نویسنده مسئول: جلیل قلمقاش

E-mail: ghalamghash@yahoo.com

۱- مقدمه

تریاس پایانی - ژوراسیک آغازی (سازندهای درود، روته و نایبند) جایگزین شده است. همچنین واحدهای سنگی پرکامبرین پایانی و پالئوزویک آغازی (سازندهای کهر، سلطانیه، باروت و لالون) نیز توسط توده‌های این مجموعه قطع شده‌اند. در جنوب باختر منطقه سنگ‌های اولترامافیک وابسته به مجموعه افیولیتی با سن کوتاه پسین نمایان است که مرزهای آن با واحدهای سنگ‌چینه‌ای و نفوذی منطقه گسلی است (شکل ۱). مجموعه نفوذی اشنویه گسترشی حدود ۷۰۰ کیلومتر مربع دارد و از ۹ توده با ابعادی در حد استوک پدید آمده است که بر پایه شواهد صحرایی، ویژگی‌های سنی و ترکیب سنگی به سه خانواده (Suite) دیوریتی، گرانیتی و آلکالی سینیتی - آلکالی گرانیتی (آس - آگ) قابل طبقه‌بندی هستند (شکل ۱) (قلمقاش و همکاران، ۱۳۸۲). خانواده دیوریتی گسترده‌ترین واحد نفوذی منطقه است و از سه توده قمیشلو با گسترش حدود ۷۰ کیلومتر مربع، استوک طویل دوربه با طول ۱۲ کیلومتر و عرض ۲ تا ۳ کیلومتر و استوک یونسو با گسترش تقریبی ۳۰ کیلومتر مربع پدید آمده است (شکل ۱). توده‌های نفوذی مجموعه اشنویه در شکل‌ها با نشانه‌های اختصاری زیر نمایش داده شده‌اند: توده‌های خانواده دیوریتی شامل قمیشلو، دوربه و یونسو به ترتیب با نشانه‌های اختصاری GD، DD و UD؛ توده‌های خانواده گرانیتی شامل سه کانی، ناری، دوستک و دوربه به ترتیب با نشانه‌های SBG، NBG، DBG و DG و توده‌های خانواده آس - آگ شامل توده بردکیش و بالستان به ترتیب با نشانه‌های اختصاری BS و BG. در سنگ‌های این خانواده (به جز توده یونسو (هوشمند معنوی، ۱۳۸۱)) قطعات بیگانه (Xenolith) و انکلاو (Enclave) وجود ندارد. دایک‌های گرانیتی، سینیتی و آندزیتی توده‌های دیوریتی را قطع کرده‌اند.

خانواده گرانیتی از گرانیت‌های بیوتیت‌دار و مسکوویت - گارنت‌دار پدید آمده است که به صورت چند توده در بخش‌های شمالی و جنوبی منطقه برونزد دارند. توده‌های سه کانی با گسترش تقریبی ۳۵ کیلومتر مربع و دوستک با گسترش بیش

مجموعه نفوذی اشنویه در شمال باختری پهنه سنندج - سیرجان و در شمال شهر اشنویه رخنمون دارد (شکل ۱). پهنه سنندج - سیرجان بخشی از نوار کوهزایی تیتس است که در اثر باز و بسته شدن اقیانوس تیتس جوان پدید آمده است (Stoklin, 1968; Berberian & King, 1981; Sengor, 1990; Alavi, 1994; Mohajjel, 1997; Mohajjel & Fergusson, 2000). این مجموعه نفوذی بخشی از کمربند آذرین درونی مزوزویک - ترشیری پهنه سنندج - سیرجان شمالی است. شهرهای (۱۳۶۴) در نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ارومیه با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ سنگ‌های نفوذی شمال اشنویه را حاصل دو فاز آذرین درونی گرانودیوریت‌های زمان پرکامبرین و گرانیت‌های پس از ژوراسیک و پیش از انوسن معرفی کرده است. در این نوشتار گروه اول به صورت مجموعه‌ای از سنگ‌های دیوریتی، گرانودیوریتی، گابرویی و پریدوتیتی معرفی شده است و توده‌های نفوذی خاور کوه والی (جاده ارومیه - اشنویه)، کوه راندولا (باختر شهر اشنویه) به این گروه نسبت داده شده‌اند. سنگ‌های نفوذی گروه دوم به صورت گرانیت قلیایی معرفی شده‌اند و توده‌های نفوذی قمیشلو، بالستان یونسو و قوشچی به این گروه نسبت داده شده‌اند.

مجموعه نفوذی اشنویه از دید گوناگونی سنگ‌های نفوذی در یک محدوده کوچک، منطقه ویژه‌ای برای مطالعه ویژگی‌های ماگمایی - ژئودینامیکی کمربند توده‌های نفوذی مزوزویک - ترشیری در پهنه سنندج - سیرجان ایجاد کرده است. در این نوشتار بر آنیم تا افزون بر معرفی ویژگی‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی و پتروژنز مجموعه نفوذی اشنویه، سازوکار تشکیل سنگ‌های نفوذی با منشأهای گوناگون را در بخش شمالی پهنه سنندج - سیرجان ارائه دهیم.

۲- زمین شناسی منطقه و مجموعه نفوذی اشنویه

مجموعه نفوذی اشنویه در میان واحدهای تخریبی - کربناتی پرمین و

است. ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های این خانواده به صورت پلاژیوکلاز، آمفیبول، دیوپسید، بیوتیت (فقط در سنگ‌های دیوریتی قمیشلو و یونسلو)، فلدسپار قلیایی و کوارتز است. در سنگ‌های این خانواده کانی‌های تیتانیت، آپاتیت، زیرکن، تیره (Opaque) به مقدار جزئی وجود دارند. در این خانواده پلاژیوکلازها بیشتر ماکل‌دار (ماکل آلپیت یا پلی‌سنتیک) هستند و برخی از آنها ساخت منطقه‌ای نشان می‌دهند. ترکیب انواع ماکل‌دار بیشتر از An_{14} تا An_{46} و کمتر An_{60} تغییر می‌کند. انواع با ساخت منطقه‌ای از مرکز به سمت کناره ترکیبی از An_{19} تا An_{72} دارند. ترکیب آمفیبول‌ها بر پایه روش آهن دو ظرفیتی (Leake et al., 1997) در حد مگنزویهورنبلند، پارگازیت و کمتر ادنیت است. با بهره‌گیری از نمودار ولاستونیت- انستاتیت- فروسیلیت (Morimoto, 1988) ترکیب پیروکسن‌های خانواده دیوریتی در حد دیوپسید و بر پایه نسبت $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ ترکیب بیوتیت‌ها در حد آنیت (Annite) است. برخی از بلورهای هورنبلند در کنار یا پیرامون دیوپسید متبلور شده‌اند که با توجه به شکل‌دار بودن این کانی به نظر می‌رسد تبلور هورنبلند در شرایط عادی از ماگمای اولیه بوده است؛ به‌ویژه آن‌که بلورهای شکل‌دار و بدون هسته‌های دیوپسید، ترکیبی مشابه کناره بلورهای آمفیبول با هسته دیوپسیدی دارند. در توده‌های قمیشلو و یونسلو بیوتیت نیز در ارتباط نزدیک با هورنبلند وجود دارد هر چند بخشی از آنها به صورت اولیه و در شرایط ماگمایی پدید آمده‌اند ولی با توجه به بیوتیت‌زایی گسترده در مرز توده‌های دیوریتی و گرانیته و ارتباط نزدیک این دو فاز ماگمایی، بخشی از بیوتیت‌ها ثانویه بوده و در اثر فرایندهای شیمیایی یا آمیختگی با ماگمای گرانیته پدید آمده‌اند. برپایه ترکیب کانی‌شناسی و درصد حجمی کانی‌ها نام سنگ‌های خانواده دیوریتی در حد کوارتزومونوزودیوریت تا دیوریت و کمتر گابرویدیوریت است (شکل ۲).

بافت سنگ‌های خانواده گرانیته نیز گرانولار ریز تا درشت‌بلور است. ترکیب کانی‌های اصلی این خانواده به صورت فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول (در توده‌های ناری و دوستک) و مسکوویت (فقط در توده دوره) است. در این خانواده زیرکن، آپاتیت و گارنت (فقط در توده دوره) به صورت کانی جزئی حضور دارند. ترکیب سنگ‌های خانواده گرانیته از سینوگرانیته تا مونوزوگرانیته متغیر است (شکل ۲). بیشتر پلاژیوکلازهای خانواده گرانیته از نوع آلپیت- الیگوکلاز (An_0 تا An_{30}) هستند و کمتر ترکیب آنها به آندزین می‌رسد. در این خانواده بیوتیت‌ها ترکیب آنیت دارند. آمفیبول‌ها در سنگ‌های گرانیته توده‌های ناری و دوستک وجود دارند که ترکیب آن بر پایه روش Fe^{+2} در حد فروهورنبلند است. ترکیب مسکوویت‌های توده گرانیته دوره در حد سیدروفیلیت تعیین شده است.

سنگ‌های خانواده آس- آگک بافت گرانولار دارند. فلدسپارهای قلیایی، کوارتز، آمفیبول، پیروکسن و کانی‌های جزئی (زیرکن، آپاتیت و تیتانیت) ترکیب کانی‌شناسی توده بردکیش را پدید آورده‌اند. سنگ‌های این توده در حد سینیت تا آلکالی گرانیته هستند (شکل ۲). بر پایه روش‌های Fe^{+2} و K/Ar (Deer et al., 1992) 15K آمفیبول‌های این خانواده از نوع فروهورنبلند و آرفودسونیت هستند. پیروکسن‌ها نیز ترکیب اژرین دارند. توده بالستان با ترکیب آلکالی گرانیته- سینوگرانیته از فلدسپارهای قلیایی، کوارتز، پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی (زیرکن، آپاتیت، فلورین) پدید آمده است (شکل ۲). توده آلکالی گرانیته فلورین‌دار بالستان کانی مافییک ندارد، بنابراین در این توده فقط ترکیب فلدسپارها مطالعه شده است.

۵- دما - فشارسنجی

برپایه مقدار Al هورنبلند در سنگ‌های دیوریتی منطقه، فشار در زمان جایگیری توده‌های دیوریتی میان $1/3$ تا $2/96$ کیلو بار بوده است (Vyhnal et al., 1991). بر پایه دماسنج‌های هورنبلند و هورنبلند- پلاژیوکلاز

از ۵۰ کیلومتر مربع و در شمال باختری منطقه برونزد دارند که به نظر می‌رسد در ژرفا با یکدیگر در ارتباط و به هم متصل هستند (شکل ۱). در شمال خاوری منطقه در پیرامون روستای ناری توده گرانیته ناری با ترکیب بیوتیت- آمفیبول‌دار با گستره حدود ۲۵ کیلومتر مربع و در جنوب منطقه توده گرانیته مسکوویت- گارنت‌دار دوره با گستره ۱۲ کیلومتر مربع از اعضای دیگر این خانواده به‌شمار می‌آیند (شکل ۱). در سنگ‌های خانواده گرانیته انکلاوهای دیوریتی و بیگانه سنگ‌های دگرگونی وجود دارد. تعداد کمی دایک آندزیتی توده‌های گرانیته این خانواده را قطع کرده است.

بر پایه شواهد صحرایی و سن‌سنجی رادیومتری، جایگیری توده‌های گرانیته و دیوریتی به‌طور همزمان یا با اختلاف زمانی کوتاه بوده است و بخشی از آنها به صورت توده‌های مرکب برونزد دارند. در مناطقی که مذاب گرانیته با بخش سخت‌شده دیوریت در ارتباط بوده، دیوریت دچار بیوتیت‌زایی شده است (باختر روستاهای علیان و دوستک)، ولی در محل‌هایی که مذاب گرانیته با مذاب دیوریتی در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند در نتیجه تأثیر متقابل و آمیختگی (Mixing) و یا آمیزش (Mingling)، سنگ‌های میانه با ترکیب کوارتزومونوزونیت و کوارتزومونوزودیوریت با ویژگی‌های سنگ‌های دورگه در منطقه مرزی دو توده یافت می‌شوند (قلمقاش و همکاران، ۱۳۸۲).

در بخش مرکزی منطقه، سنگ‌های دیوریتی توده قمیشلو و سنگ‌های گرانیته توده سه کانی توسط توده آلکالی سینیتی- آلکالی گرانیته بردکیش قطع شده‌اند که حدود ۲۵ کیلومتر مربع گسترش دارد. این توده به دلیل داشتن مرزهای مشخص با سنگ‌های آذرین یادشده و وجود انکلاوهای دیوریتی در متن سنگ‌های سینیتی، جوان‌تر از آنهاست. در بخش خاوری منطقه و در پیرامون روستای بالستان (در جاده ارومیه- مهاباد) یک توده گرانیته کوچک هولوکوکرات برونزد دارد که به دلیل داشتن فلورین در ترکیب کانی‌شناسی خود از دیگر توده‌های نفوذی منطقه متمایز است، این توده ۱۰ کیلومتر مربع گسترش دارد و در سطح هیچ ارتباطی با دیگر توده‌های ماگمایی منطقه ندارد. دو توده بردکیش و بالستان اعضای سومین خانواده آذرین مجموعه اشنویه به‌شمار می‌آیند که در این مقاله به نام خانواده آلکالی سینیتی- آلکالی گرانیته (آس- آگک) از آنها یاد خواهد شد (شکل ۱).

با توجه به شواهد صحرایی و سن‌سنجی به روش K/Ar مجموعه نفوذی اشنویه در زمان کرتاسه پایانی و در دو مرحله پدید آمده است. به‌گونه‌ای که جایگیری خانواده‌های دیوریتی و گرانیته به‌طور همزمان در ۱۰۰ میلیون سال پیش و خانواده سنگ‌های آس- آگک در زمان ۸۰ تا ۷۶ میلیون پیش رخ داده است (قلمقاش و همکاران، ۱۳۸۲).

۳- روش‌های آزمایشگاهی

مطالعه شیمی کانی‌ها با بهره‌گیری از دستگاه میکروپروپ نوع CAMECA آزمایشگاه فیزیک دانشگاه پل سایته فرانسه انجام شده است. خردایش و پودر کردن نمونه‌ها با بهره‌گیری از آسیاب‌های تنگستن کارباید انجام و همه نمونه‌ها تا حد ۲۰۰ مش پودر شده‌اند. اکسیدهای اصلی با دستگاه XRF و عناصر F، Cl و L.O.I به روش شیمی تر در آزمایشگاه‌های سازمان زمین‌شناسی کشور تجزیه شده‌اند. عناصر کمیاب و خاکی کمیاب (REE) با دستگاه ICP-MS آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه پل سایته مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. نمونه‌های XRF به صورت پودر و نمونه‌های ICP-MS با روش برات لیتیم ذوب و سپس به صورت محلول آماده و مطالعه شده‌اند.

۴- سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها

توده‌های قمیشلو و یونسلو از خانواده دیوریتی، بافت گرانولار ریز تا درشت‌بلور دارند در صورتی که در توده دوره بافت سنگ‌ها گرانولار خیلی درشت‌بلور

Ti نمایان است (شکل ۵- b). نمودار چندعنصری توده گرانیتی دوره به روشنی با نمودار توده‌های دیگر این خانواده متفاوت است به گونه‌ای که نمودار این توده بی‌هنجاری منفی بزرگ تری از Ba و Sr نسبت به توده‌های دیگر خانواده گرانیتی دارد. در نمودارهای چند عنصری این توده بی‌هنجاری مثبت P و مقادیر پایین تری از عناصر Nd، P، Sm، Zr، Hf، Ti، Y و Yb نمایان است.

سنگ‌های خانواده آس- آگ کالک آلکالین پتاسیم بالا و شوشونیتی و پرآلومین هستند (شکل‌های ۴- a و b). ویژگی مهم سنگ‌های خانواده آس- آگ مقادیر به نسبت بالای عناصر HFS و نسبت Fe/Mg است. همچنین سنگ‌های این خانواده نسبت بالای Ga/Al دارند. در نمودارهای چند عنصری غنی‌شدگی نسبی از عناصر LIL و HFS، بی‌هنجاری منفی Nb، و بی‌هنجاری منفی بزرگ تری از P، Sr و Ti دیده می‌شود (شکل ۵- c).

۶-۲. ژئوشیمی عناصر خاکی کمیاب

محتوای REE در خانواده دیوریتی نسبت به دیگر خانواده‌های نفوذی مجموعه اشونیه پایین تر است. در این خانواده غنی‌شدگی نسبی LREE نسبت به HREE دیده می‌شود، به گونه‌ای که مقدار میانگین نسبت $(La/Yb)_n$ است که از مقدار میانگین این نسبت برای خانواده آس- آگ بالاتر و برای خانواده گرانیتی پایین تر است؛ همه نمودارهای REE توده‌های دیوریتی (به جز توده یونسلو) این خانواده بی‌هنجاری منفی Eu (بی‌هنجاری منفی Eu از رابطه $[Eu/((Sm+Gd)^n)]$ محاسبه شده است) دارند. ولی با توجه دامنه تغییرات نسبت Eu/Eu^* ، بی‌هنجاری آنها عموماً کوچک است (شکل ۵- d). همه سنگ‌های خانواده گرانیتی از LREE نسبت به HREE غنی هستند و نسبت $(La/Yb)_n$ در این خانواده از ۲/۶۴ (به جز در مورد توده گرانیتی دوره بسیار پایین است) تا ۳۲/۰۳ تغییر می‌کند و مقدار میانگین آن ۱۴/۷۷ است. همه نمودارهای REE در این خانواده بی‌هنجاری منفی Eu دارند (شکل ۵- e). به طور کلی در خانواده سنگ‌های آس- آگ محتوای کل عناصر خاکی کمیاب بیش از دیگر خانواده‌های مجموعه نفوذی اشونیه است. میزان غنی‌شدگی LREE در خانواده آس- آگ کمتر از خانواده‌های گرانیتی و دیوریتی است. در بیشتر نمونه‌های خانواده آس- آگ بی‌هنجاری منفی Eu بزرگ تر از این بی‌هنجاری در خانواده‌های دیگر مجموعه نفوذی اشونیه است (شکل ۵- f).

۷-۱. نوع و منشأ خانواده دیوریتی

بر پایه ویژگی‌های کانی‌شناسی (وجود هورنبلند به عنوان کانی مافیک اصلی، وجود کلینوپروکسن به همراه هورنبلند، وجود تیتانیت‌های اولیه و نبود کانی‌های سرشار از آلومین)، ویژگی‌های ژئوشیمیایی (غنی‌شدگی نسبی از CaO ، Na_2O و Sr و متآلومین بودن آنها) و شواهد صحرایی (نبود انکلاوهای دگرگونی و سرشار از میکا) خانواده دیوریتی از گرانیتوئیدهای نوع I متآلومین است.

دمای اشباعی زیرکن در سنگ‌های خانواده دیوریتی ۷۱۱ تا ۸۲۷ درجه سانتی‌گراد است که بر پایه شواهد سنگ‌نگاری دمای نزدیک سولیدوس آنهاست. این دما از بیشینه دمای اشباعی زیرکن برای سنگ‌های مافیک نوع I دمای پایین (۷۴۰ تا ۷۶۲ درجه سانتی‌گراد، Chappell et al., 1998) بیشتر است که نشان از دمای بالای تشکیل دیوریت‌های منطقه دارد. وجود آمفیبول‌های نوع پارگازیت و مقادیر بالای Al_2O_3 (۱۳/۰۸ - ۵/۳۲) و TiO_2 (۰/۵۷ - ۳/۴۲) در این کانی نیز نشانگر شرایط بالای دما (و فوگاسیته اکسیژن) در منشأ آنهاست. سنگ‌های گوشته اولیه، گوشته تحول یافته سنگ‌کره‌ای و سنگ‌های مافیک اولیه در پوسته ژرف به عنوان سنگ مادر و منشأ خانواده دیوریتی مطرح هستند. الگوی پراکندگی REE در خانواده دیوریتی دارای تقعر به سمت بالاست (Concave Upward) و به روشنی با الگوی سنگ‌های

(Johnson & Rutherford, 1989) دماهای میان ۶۶۵ تا ۸۴۴ درجه سانتی‌گراد برای توده‌های دیوریتی ارزیابی شده است. به نظر می‌رسد دماهای زیر ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد مربوط به شرایط سولیدوس باشد و دماهای میان ۷۵۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد شرایطی را نشان می‌دهد که در مخزن ماگمایی تعادل (Equilibration) برقرار بوده است و می‌توان آن را به عنوان دمای جایگیری توده‌های دیوریتی پذیرفت. در خانواده گرانیتی فشار با بهره‌گیری از فشارسنج هورنبلند میان ۱/۸۲ تا ۲/۰۴ کیلو بار به دست آمده است. دماهای ارزیابی شده از دماسنج‌های هورنبلند- پلاژیوکلاز و دمای اشباعی زیرکن (Watson & Harison, 1983) همپوشانی خوبی دارند و دامنه‌ای میان ۷۰۰ تا ۸۲۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند که نشانگر شرایط پایانی تعادل در مخزن ماگمایی گرانیت‌هاست.

از آنجا که بسیاری از دما و فشارسنج‌ها برای سنگ‌های کالک آلکالین طراحی شده‌اند، در ارزیابی شرایط جایگیری توده‌های خانواده آس- آگ با محدودیت روبرو بوده‌ایم. ولی با توجه با موقعیت صحرایی مشابه توده‌های خانواده یادشده با دیگر توده‌های نفوذی مجموعه اشونیه، فشار حاکم بر جایگیری آنها یکسان بوده است و دامنه دما جایگیری این توده‌ها با بهره‌گیری از دماسنج زیرکن میان ۷۶۸ تا ۸۶۵ درجه سانتی‌گراد به دست آمده است که به دلیل همخوانی خوب با یکدیگر می‌توان از آن به عنوان دمای پایانی جایگیری توده‌های بالستان و بردکیش استفاده کرد. گفتنی است که به طور میانگین دمای اشباعی زیرکن برای خانواده آس- آگ بیش از خانواده گرانیتی است.

۶-۲ ژئوشیمی

۶-۱-۱. ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب

فهرست کامل عناصر اصلی و کمیاب برای خانواده‌های مختلف مجموعه نفوذی شمال اشونیه در جدول ۱ آمده است. درصد وزنی SiO_2 در مجموعه نفوذی اشونیه میان ۵۰ تا ۷۷ متغیر است. در نمودارهای هارکر (Harker, 1909) ۳ خانواده نفوذی در ۳ محدوده مجزا (بجز نمونه‌های توده بردکیش) قرار دارند که نشانگر ماگماهای اولیه متفاوت برای هر یک از آنهاست. هر چند که در نمودارهای Al_2O_3 ، Fe_2O_3 ، MgO ، CaO ، K_2O در برابر SiO_2 محدوده نمونه‌های توده بردکیش از خانواده آس- آگ با نمونه‌های خانواده‌های دیگر نفوذی مجموعه اشونیه به دلیل محتوای گسترده SiO_2 همپوشانی دارد. نمودارهای Zr، Hf، Ga در برابر SiO_2 به خوبی ناخویشاوندی توده بردکیش با سنگ‌های دیوریتی و گرانیتی منطقه و وابستگی بیشتر آن با نمونه‌های توده بالستان (دیگر توده خانواده آس- آگ) نمایان است (شکل ۳). همه سنگ‌های خانواده دیوریتی ماهیت کالک آلکالین تا کالک آلکالین پتاسیم بالا و متآلومین دارند (شکل‌های ۴- a و b). در نمودارهای چندعنصری دیوریت‌ها غنی‌شدگی نسبی از عناصر LIL و بی‌هنجاری منفی Nb، Ta (به جز نمونه‌های توده دیوریتی قمیشلو) و Ti نمایان است (شکل ۵- a).

سنگ‌های خانواده گرانیتی نیز کالک آلکالین پتاسیم بالا هستند هر چند بر پایه شاخص اشباع از آلومینیم $A/CNK: [molecular Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)]$ و نمودار Maniar & Piccoli (1989) سنگ‌های این خانواده پرآلومین هستند (شکل‌های ۴- a و b). در سنگ‌های گرانیتی منطقه $K_2O > Na_2O$ است. مقدار MgO فقط در سنگ‌های توده ناری که دارای بیگانه سنگ‌های باقیمانده از سنگ منشأ هستند به نسبت بالاست و مقدار این اکسید در بقیه توده‌های گرانیتی پایین است (کمتر از ۲/۳۶ درصد وزنی). سنگ‌های خانواده گرانیتی از Rb و Ba نسبت به Sr غنی‌شدگی دارند. بنابراین مقادیر نسبت‌های Rb/Ba و Rb/Sr (به ویژه در سنگ‌های گرانیت دوره) بالا و مقادیر نسبت Sr/Ba پایین است (جدول ۱). نمودارهای چندعنصری خانواده گرانیتی غنی‌شدگی نسبی از عناصر K، Rb و Ba وجود دارد. در این نمودارها بی‌هنجاری منفی Nb، Sr و

مقدار میانگین Rb/Ba (۱/۲۱ است) سنگ‌های خانواده گرانیتی نمی‌تواند حاصل ذوب بخشی سنگ‌های آذرین کهن باشند.

از سوی دیگر با توجه به ویژگی‌هایی همچون غنی‌شدگی نسبی از LREE نسبت به HREE، وجود بی‌هنجاری منفی و کوچک‌تا متوسط Eu (شکل ۵-۵) و غنی‌شدگی نسبی از K، باید سنگ‌های رسوبی بدون گارنت، آمفیبول و پیروکسن، با مقادیر قابل توجهی از پلاژیو کلاز، فلدسپار قلیایی، بیوتیت و مسکوویت را برای منشأ این خانواده در نظر گرفت (جدول ۱).

خانواده گرانیتی مجموعه اشنویه از دید شاخص آلومین در ردیف سنگ‌های پرآلومین ضعیف قرار دارد (میانگین شاخص آلومین در این خانواده ۱/۱۵ است). بر پایه این ویژگی به‌نظر می‌رسد منشأ سنگ‌های پلیتی و متاگریتی واکتی در تشکیل ماگمای اولیه این خانواده نقش داشته‌اند که نمودار نسبت مولار $Al_2O_3/(MgO + FeO^*)$ در برابر $CaO/(MgO + FeO^*)$ این مسئله را به‌خوبی برای سنگ‌های منشأ خانواده گرانیتی نشان می‌دهد (شکل ۶-۶).

۳-۲. نوع و منشأ خانواده آس-آگ

توده‌های بردکیش و بالستان استوک‌های کوچکی هستند که به‌ترتیب ترکیب آلکالی‌سینیتی-آلکالی‌گرانیتی و آلکالی‌گرانیتی دارند. با توجه به مقادیر بالای عناصر HFS (به‌ویژه Zr، Y، Nb و Hf) و REE^{+3} در ترکیب این سنگ‌ها، بالا بودن نسبت $FeO^*/(MgO + FeO^*)$ در سنگ‌های این خانواده و بالا بودن همین نسبت در ترکیب آمفیبول‌های توده بردکیش، بالا بودن نسبت Ga/Al، مقادیر بالاتر $Na_2O + K_2O$ و عناصر Cu، Ni، V، Cr، این توده‌ها ویژگی‌های اصلی گرانیت‌های نوع A را دارند و بر پایه مقادیر شاخص آلومین (به‌طور میانگین ۱/۰۸) از گرانیت‌های نوع A پرآلومین (King et al., 1997) هستند و به‌دلیل $A/NK > 1$ پرآلکان نیستند.

دمای اشباعی زیرکن در سنگ‌های خانواده آس-آگ $768^\circ C$ تا $865^\circ C$ درجه سانتی‌گراد ارزیابی شده است؛ بنابراین سنگ‌های این خانواده از گرانیت‌های نوع A دما بالا (High Temperature) هستند. برای منشأ گرانیت‌های نوع A الگوهای متفاوتی پیشنهاد شده است. برخی از پژوهشگران تفریق ماگمای مافییک حاصل ذوب بخشی گوشته (Bedard, 1990; Forst & Forst, 1997) را به‌عنوان منشأ گرانیت‌های نوع A معرفی کرده‌اند. در مناطقی که این مدل پیشنهاد شده است گرانیت‌های نوع A غنی از انکلاوهای مافییک هستند و توسط دایک‌های مافییک قطع شده‌اند (Ramo & Haapala, 1991) بنابراین با توجه به نسبت دادن منشأ انکلاوها و دایک‌ها به گوشته اولیه، منشأ گرانیت‌های نوع A نیز به تفریق ماگمای مافییک نسبت داده شده است. در منطقه اشنویه سنگ‌های دیوریتی تنها رخساره مافییک همراه با خانواده آس-آگ هستند، که توده‌های خانواده آس-آگ ۲۰ میلیون سال از آنها جوان‌تر هستند. این مسئله و نسبت‌های بزرگ‌تر Rb/Ba، Rb/Sr و نسبت‌های پایین‌تر Sr/Ba و مقادیر پایین‌تر CaO در خانواده آس-آگ نسبت به خانواده دیوریتی نشانگر مشابه نبودن منشأ آنهاست، بنابراین سنگ‌های خانواده آس-آگ نمی‌توانند حاصل تفریق ماگمای مافییک باشند. پژوهشگران دیگر (برای نمونه Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; Creaser et al., 1991) گرانیت‌های نوع A را حاصل ذوب بخشی مواد پوسته‌ای باقیمانده (گرانولیتی که در گذشته زیر تأثیر آتاتکسی و بیرون ریزی مذاب قرار گرفته‌اند) دانسته‌اند. بر پایه این نظریه محصولات مواد مذاب مرحله اول که موجب بی‌آب شدن (Dehydration) سنگ‌های رسوبی دگرگون شده‌اند، می‌توانند به‌صورت گرانیت‌های نوع S در منطقه حضور داشته باشند. تولید گرانیت‌های نوع A از فرایند یادشده در بالا فقط در شرایط استثنایی دما بالا (Clemens et al., 1986)، فشارهای پایین (Patino Douce, 1997)، بخار آب کم (Loiselle & Wones, 1979) و یا فوگاسیته اکسیژن پایین (Forst & Forst, 1997) امکان‌پذیر است. بر پایه داده‌های آزمایشگاهی ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای معمولی باقیمانده‌ای از هورنبلند، کلینوپیروکسن، گارنت، اکسیدها، پلاژیوکلاز و

مافییک-میانه حاصل ذوب بخشی گوشته اولیه که الگوهای با تعمر به سمت پایین دارند، متفاوت است. در مطالعات تجربی بسیاری نشان داده شده است (برای نمونه Rapp, 1995; Rapp & Watson, 1995) که برای تشکیل مذاب متآلومین کم سیلیس ($> 58\%$ درصد وزنی) به‌وسیله ذوب بخشی بدون آب منشأ متابازالتی دمای بالاتر از $1100^\circ C$ درجه سانتی‌گراد لازم است، در صورت وجود چنین دمایی در منشأ خانواده دیوریتی (که احتمال آن کم است) چنین مذایی (بدون توجه به درجه ذوب بخشی) عموماً به‌وسیله $Mg\# \{molecular\ 100 * MgO / (MgO + 0.9 FeO_{tot})\}$ پایین (< 44) و Na_2O بالا ($4/3$ درصد وزنی) شناخته می‌شود (Altherr et al., 2000) که سنگ‌های خانواده دیوریتی این ویژگی‌ها را ندارند. بدین ترتیب سنگ‌های بازیک پوسته نیز منشأ خانواده دیوریتی نیستند و باید سنگ‌های گوشته تحول‌یافته سنگ‌کره‌ای را به‌عنوان منشأ خانواده دیوریتی در نظر بگیریم که با توجه به محتوای پایین عناصر خاکی کمیاب و بی‌هنجاری منفی و کوچک Eu، سنگ‌های منشأ بازیک این خانواده پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن و احتمالاً مقداری گارنت داشته‌اند.

۳-۲. نوع و منشأ خانواده گرانیتی

خانواده گرانیتی با محتوای SiO_2 ۶۵ تا ۶۹ درصد، محتوای بالاتر K_2O ، Rb و Ba، ماهیت پرآلومین، وجود بیوتیت به‌عنوان کانی مافییک اصلی، وجود گارنت و مسکوویت در یکی از توده‌های این خانواده، وجود بیگانه‌سنگ‌ها و قطعات بیگانه دگرگونی سرشار از میکا و نبود تیتانیت‌های اولیه از گرانیت‌های نوع S به‌شمار می‌آید. در این خانواده توده گرانیتی دوره از دید کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی تفاوت‌هایی با توده‌های گرانیتی دیگر دارد که به‌صورت زیر می‌توان آن را توجیه کرد:

در گرانیت‌های نوع S با پیشرفت روند تفریق مقدار P افزایش و مقدار Th، LREE و HREE کاهش می‌یابد و مقدار Y و MREE ثابت می‌ماند. با این تغییرات الگوی عناصر خاکی کمیاب در این گرانیت‌ها مشابه الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب در گرانیت‌های نوع A می‌شود. همچنین در گرانیت‌های نوع S تفریق‌یافته فراوانی کم LREEها بسیار مشخص‌کننده است (Chappell & White, 1992). بررسی ترکیب شیمیایی و الگوی پراکندگی REE در توده‌های مختلف خانواده گرانیتی نشان می‌دهد که در توده گرانیتی دوره مقدار Th به‌طور قابل توجهی از توده‌های گرانیتی دیگر کمتر است به‌گونه‌ای که مقدار میانگین آن در توده دوره $6/7$ گرم بر تن است ولی در توده‌های سه کانی، ناری و دوستک به ترتیب $21/82$ ، $21/97$ و $24/23$ گرم بر تن است. مقدار میانگین عناصر خاکی کمیاب در این توده $30/9$ گرم بر تن است در صورتی که در توده‌های گرانیتی سه کانی، ناری و دوستک به ترتیب $176/5$ ، 185 و $135/8$ گرم در تن است. اختلاف مقدار میانگین REE در توده‌های یادشده در ارتباط با مقادیر پایین‌تر LREE و HREE در توده گرانیتی دوره است و مقادیر MREE و Y در توده دوره تقریباً مشابه دیگر توده‌های گرانیتی است (جدول ۱). بر پایه ویژگی‌های یادشده به‌نظر می‌رسد که توده دوره از گرانیت‌های نوع S تفریق‌یافته (Fractionated S-Type) (Chappell & White, 1992) است.

گرانیت‌های نوع S منشأ پوسته‌ای دارند و سنگ‌های پلیتی یا سنگ‌های فلسیک تا میانه پوسته‌ای (شامل سنگ‌های رسوبی نابالغ (Immature) همچون متاگریتی واک یا سنگ‌های آذرین کهن) به‌عنوان منشأ برای آنها در نظر گرفته می‌شوند (Chappell & White, 1974; Miller, 1985). با توجه به وجود انکلاوهای دگرگونی سرشار از میکا با منشأ رسوبی، مقادیر پایین Na_2O ($> 3/98$ درصد)، مقادیر بالای K_2O (از $2/86$ تا $5/98$ درصد) و به‌طور میانگین $4/27$ درصد وزنی برای خانواده، مقادیر بالای عناصر LIL ($192 - 111 = Rb$) و به‌طور متوسط 153 گرم در تن و $Ba = 22 - 1376$ و به‌طور میانگین 479 گرم در تن) و مقادیر بالای نسبت Rb/Ba با

در محدوده VAG نشانگر تشکیل سنگ‌های دیوریتی منطقه در محیط فرورانش است. همچنین سنگ‌های خانواده دیوریتی با داشتن ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I متاآلومین ویژگی‌های گرانیتوئیدهای حاشیه فعال قاره‌ای را دارند. به‌طور مشابه با خانواده دیوریتی، نمونه‌های خانواده گرانیتی نیز روی نمودار Rb-(Y+Nb) در مرز محدوده‌های VAG و WPG قرار دارند (شکل ۶- b). در این نمودار موقعیت نمونه‌های این خانواده منطبق بر ترکیب میانگین پوسته بالایی قاره‌ای است. این مسئله نشانگر منشأ پوسته‌ای خانواده گرانیتی است و با ماهیت نوع S و پرآلومین آنها کاملاً هماهنگی دارد. در این حالت نمودار یادشده بیشتر نشانگر منشأ سنگ‌هاست، تا جایگاه زمین‌ساختی آنها (Pearce, 1996; Forster et al., 1997). در کمان‌های قاره‌ای گرانیت‌های با منشأ پوسته‌ای در محدوده‌های GOLC (گرانیت‌های با منشأ سنگ‌های پلیتی محض به دلیل Rb بالا) یا WPG قرار می‌گیرند. بدین ترتیب جایگاه زمین‌ساختی خانواده گرانیتی نیز کمان قاره‌ای است و تشکیل آنها در اثر ذوب بخشی پوسته تحت تأثیر حرارت ماگمای بازی مادر خانواده دیوریتی یا سیال‌های غنی از مواد فرار حاصل از پوسته فرورانده بوده است (Wilson, 1989; Forster et al., 1997). یک احتمال دیگر این است که جایگاه زمین‌ساختی خانواده گرانیتی از نوع همزمان با برخورد باشد. خانواده گرانیتی به‌طور همزمان با خانواده دیوریتی در منطقه جایگزین شده‌اند (به بخش ۱ نگاه کنید). از آنجا که گرانیت‌های همزمان با برخورد حاصل ذوب بخشی پوسته در اثر زمین‌ساخت راندگی و ستبرشدگی پوسته هستند، بنابراین تشکیل دو خانواده یادشده یکی در اثر فرورانش و ذوب بخشی گوشته تحول‌یافته و دیگری در اثر برخورد قاره‌ای به‌طور همزمان دور از ذهن به نظر می‌رسد. از سوی دیگر وجود آهک‌های پلاژیک با سن کرتاسه- پالئوسن و حتی ائوسن در مجموعه افیولیتی شمال اشنویه (نقی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۳) نشانگر تداوم رسوب‌گذاری در اقیانوس نوتتیس در زمان یادشده است و در زمان تشکیل مجموعه نفوذی اشنویه (کرتاسه پایانی) برخورد صفحات ایران مرکزی- عربستان رخ نداده است و همزمان با برخورد بودن خانواده گرانیتی نفی می‌شود. بر پایه نمودار Rb-(Y+Nb) جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های نفوذی خانواده آس- آگ میان صفحه‌ای هستند (شکل ۶- b). از آنجا که این خانواده در بین سازندهای رسوبی (با دگرگونی ضعیف و بدون دگرگونی) و سنگ‌های آذرین درونی وابسته به کمان قاره‌ای جایگزین شده است؛ بنابراین گرانیت‌های این خانواده از نوع گرانیت‌های میان صفحه قاره‌ای به‌شمار می‌آیند. جایگاه میان صفحه قاره‌ای با ماهیت نوع A پرآلومین خانواده آس- آگ نیز کاملاً هماهنگی دارد. گرانیت نوع A پرآلومین حاصل فرایندهای پایانی گرانیت‌زایی کمرندهای کوهزایی هستند (Forster et al., 1997; King et al., 2001) که با توجه به جایگاه زمین‌ساختی خانواده‌های دیوریتی و گرانیتی خانواده آلکالن مرحله پایانی فعالیت ماگمایی کمان قاره‌ای در منطقه اشنویه است.

۹- نتیجه‌گیری

خانواده‌های دیوریتی و گرانیتی به‌طور همزمان در زمان کرتاسه پایانی (۱۰۰ میلیون سال پیش) همزمان با فرورانش پوسته اقیانوسی تیتیس جوان به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی تشکیل شده‌اند (شکل ۷- a). ماگمای مادر سنگ‌های دیوریتی منطقه در اثر ذوب بخشی گوشته تحول یافته سنگ‌کره‌ای پدید آمده است. در شرایط فرورانش، پوسته اقیانوسی تیتیس جوان تحت تأثیر اصطکاک و جریان همرفت حرارتی گرم و در پی آن سنگ‌های پوسته اقیانوسی به‌طور پیش‌رونده در رخساره‌های شیبست سبز، آمفیبولیت تا اکلوزیت دگرگون و دچار ذوب بخشی شده‌اند. مایعات آب‌دار از واکنش‌های دگرگونی و مذاب میانه تا اسیدی آب‌دار حاصل از پوسته فرورانده روی گوه‌ای از گوشته که زیر دمای سولیدوس خود قرار دارد اثر کرده و متاسوماتیسم و ذوب بخشی آن را به دنبال داشته است. بخش اصلی ذوب در سست‌کره

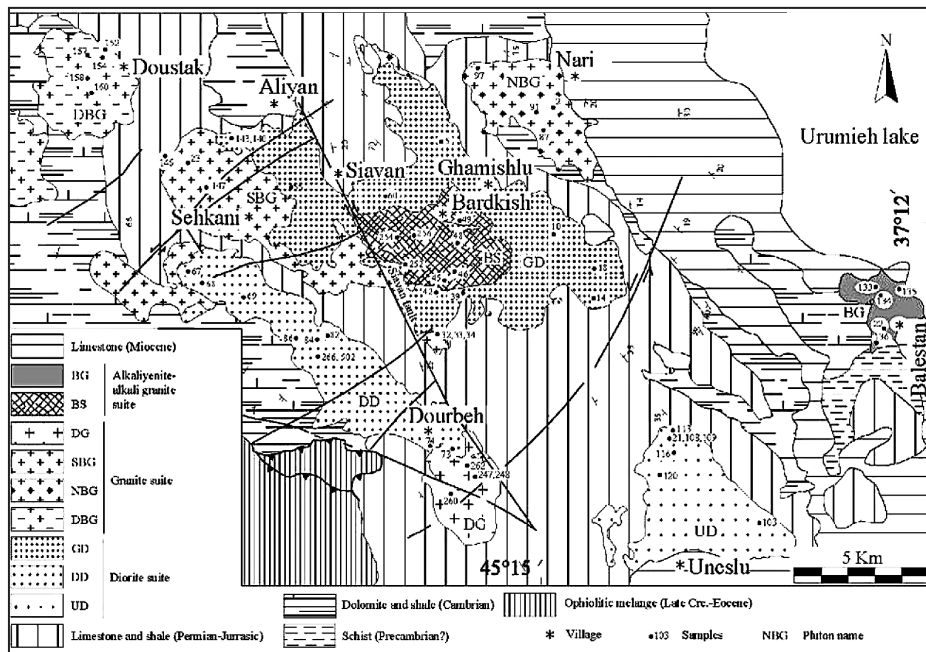
کوارتز تولید می‌کند و امکان تولید باقیمانده‌ای با مقادیر قابل توجهی پلاژیوکلاز، کوارتز و مقداری فلدسپار قلیایی در اثر ذوب بخشی مرحله اول از مواد پوسته‌ای یادشده در بالا که بتواند در مرحله دوم ذوب بخشی مذاب گرانیتی را تولید کند، دور از ذهن به نظر می‌رسد (Jung et al., 2000). برخی از زمین‌شناسان (برای نمونه Anderson, 1983; Creaser et al., 1991) یک منشأ تونالیتی تهی‌نشده (Undepleted Tonalite) یا تونالیتی- گرانودیوریتی (Patino Douce, 1997) را برای گرانیت‌های نوع A متاآلومین پیشنهاد کرده‌اند. (King et al., 2001) با جمع‌بندی نظرات پژوهشگران یادشده و تغییر مختصر آن یک مدل تک مرحله‌ای برای گرانیت‌های نوع A پرآلومین ارایه کرده و آنها را حاصل ذوب بخشی منشأ کوارتز- فلدسپاری تفریق‌نیافته (Unfractionated) دانسته‌اند. ایشان ذوب بخشی در دمای بالا را به‌عنوان شاهدهی از عصاره‌گیری (Refractory) شدید منشأ کوارتز- فلدسپاری در گرانیت‌های نوع A نسبت به سنگ‌های منشأ ویژه گرانیت‌های نوع I دمای پایین عنوان می‌کنند و نبود سنگ‌های میانه و تدریجی میان گرانیت‌های انواع I و A را دلیلی برای شرایط خاص (دمای بالا، فوگاسیته به‌نسبت پایین اکسیژن، مقدار آب محدود) حاکم بر تشکیل ماگماهای نوع A از منشأ کوارتز- فلدسپاری می‌دانند. در مجموعه نفوذی اشنویه گرانیت‌های خانواده آس- آگ از نوع A پرآلومین هستند که بر پایه آخرین پژوهش‌ها سنگ‌های منشأ آنها احتمالاً از نوع کوارتز- فلدسپاری تفریق‌نیافته است. حجم کوچک توده‌های مختلف خانواده آلکالن (توده‌های بالستان و بردکیش به ترتیب ۱۰ و ۲۵ کیلومتر مربع گسترش دارند) و دمای بالای تشکیل آنها (دمای اشیاعی زیرکن در این خانواده به‌طور میانگین ۸۰۵ درجه سانتی‌گراد است) نشانگر حجم پایین ماگما و درصد پایین ذوب بخشی در دمای بالاست است. بالا بودن نسبت $(TiO_2+FeO^*)/MgO$ در این خانواده (به‌طور میانگین ۳/۷۱) نسبت به خانواده‌های دیوریتی و گرانیتی (به ترتیب ۲/۰۲ و ۱/۶۵) نشانگر غنی بودن نسبی منشأ آن از Ti است که نشان از ذوب بخشی در دمای بالا و گریزندگی پایین اکسیژن دارد (King et al., 2001). نبود غنی‌شدگی Mg و دمای بالای ذوب در خانواده آس- آگ احتمالاً به دلیل درصدهای پایین ذوب بخشی از منشأ کوارتز- فلدسپاری (که خود نسبت به مواد ماغما، MgO پایین‌تری دارد) است. منشأ کوارتز- فلدسپاری برای خانواده آس- آگ باید از کانی‌های فرعی همچون زیرکن، آپاتیت، تیتانیت و زینوتیم که محتوای قابل توجهی از عناصر REE^{3+} و HFS دارند، غنی بوده باشد که ذوب آنها در دمای بالا آسان و موجب غنی‌شدگی نسبی گرانیت‌های بالستان و بردکیش از این عناصر شده است. در منطقه اشنویه رخنمون دو توده بردکیش و بالستان (دو توده خانواده سنگ‌های آلکالن) حدود ۱۲ کیلومتر از یکدیگر فاصله دارند که نشانگر یکی نبودن منابع ماگمایی آنهاست؛ هرچند نسبت K_2O/Na_2O در دو توده مشابه است، ولی تفاوت قابل ملاحظه نسبت‌های Rb/Ba و Rb/Sr تا اندازه‌ای یکی نبودن منابع ماگمایی آنها را تأیید می‌کند.

۸- جایگاه زمین‌ساختی مجموعه نفوذی اشنویه

در شکل ۶- b موقعیت نمونه‌های مجموعه نفوذی اشنویه روی نمودار Rb-(Y+Nb) نمایش داده شده است. در این نمودار نمونه‌های توده دیوریتی دوربه (به‌جز یک نمونه) و توده دیوریتی یونسو در محدوده VAG هستند ولی بیشتر نمونه‌های دیوریتی توده قمیشلو در محدوده WPG قرار دارند. قرار گرفتن نمونه‌های دیوریت قمیشلو در محدوده WPG در تأثیر پدیده‌های ACF یا MASH (Forster et al., 1997) است که شواهد آمیزش و آمیختگی ماگمایی در مرز توده‌های دیوریتی قمیشلو و گرانیت سه‌کانی (شواهد صحرائی، سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی) تأثیر پدیده‌های AFC یا MASH را تأیید می‌کند. از سوی دیگر نبود شواهد یادشده در سنگ‌های توده دیوریتی دوربه دلیلی بر نزدیک بودن ترکیب این توده به ماگمای اولیه است. بنابراین قرار گرفتن نمونه‌های این توده

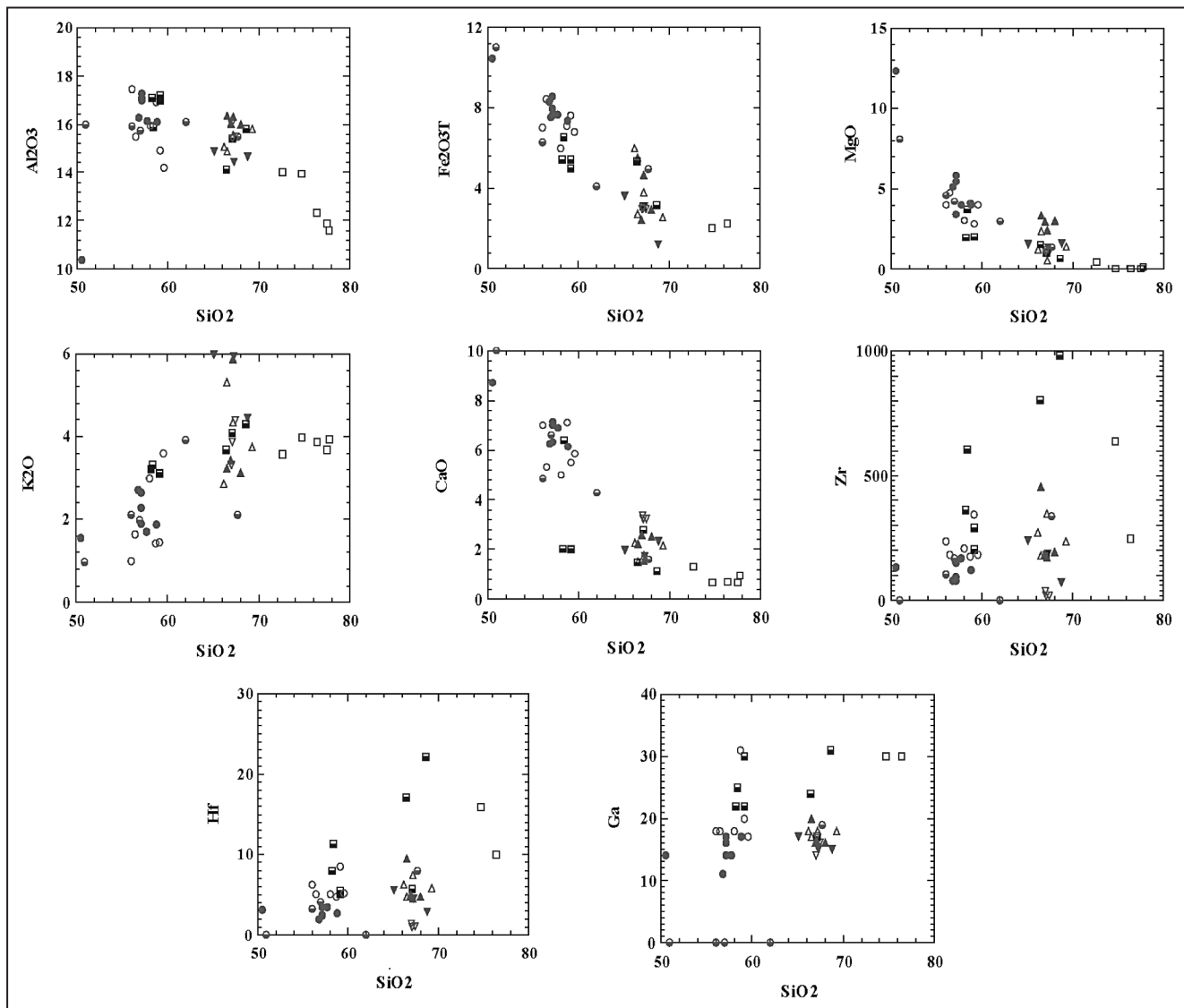
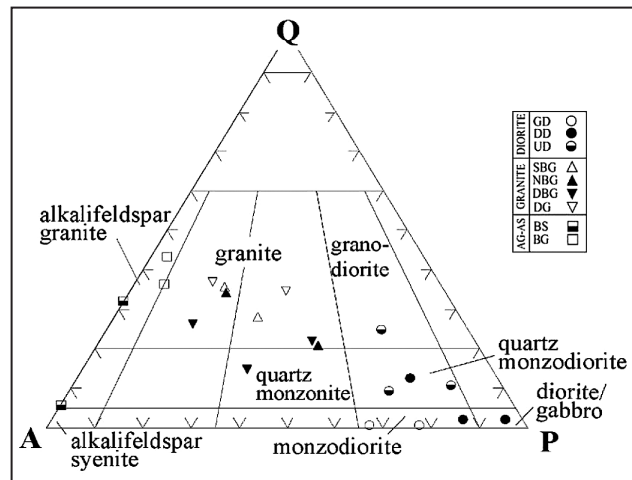
۹۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱۰ کیلو بار حاکم باشد می‌تواند حتی در حالت نبود سیال‌ها (Fluid-Absent) ذوب شوند. بدین ترتیب ماگمای خانواده گرانیتی مجموعه نفوذی اشنویه با ویژگی‌های آشکار گرانیت‌های نوع S به احتمال زیاد از ذوب بخشی سنگ‌های متاپلیتی-متاگری‌واکی پوسته قاره‌ای پدید آمده است. دمای تشکیل خانواده گرانیتی ۷۰۰ تا ۸۲۰ درجه سانتی‌گراد بوده که حرارت لازم توسط ماگمای دیوریتی تأمین شده است. محلول‌های حاصل از پوسته اقیانوسی فرورانده نیز ذوب بخشی سنگ‌های متاسدیمتر را آسان کرده‌اند. حدود ۲۰ میلیون سال پس از تشکیل خانواده دیوریتی و گرانیتی، در مرحله دوم تشکیل مجموعه نفوذی اشنویه، خانواده سنگ‌های آس-آگ از ذوب بخشی مواد کوارتز-فلدسپاری تفریق نیافته در پوسته پایینی پدید آمده‌اند (شکل ۷-ب). بر پایه مطالعات (Whalen et al. 1987) و King et al. (1997 and 2001) گرانیت‌های نوع A پرآلومین در ارتباط با تشکیل کافت و فرایندهای غیرکوهزایی شکل نمی‌گیرند، ولی به باور (Pearce 1996) و Forster et al. (1997) گرانیت‌های نوع A پرآلومین در مراحل پایانی کوهزایی یا فعالیت ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای پدید می‌آیند. بنابراین خانواده سنگ‌های آس-آگ احتمالاً در مراحل پایانی فعالیت ماگمایی کمان قاره‌ای به دلیل تغییر در میزان همگرایی صفحات، وقفه در فرورانش و برداشت فشار (Decompression) از ذوب بخشی پوسته پایینی پدید آمده است. هر چند احتمال تشکیل آنها در اثر ذوب بخشی پوسته پایینی تحت تأثیر حرارت ماگمای مافیک نیز وجود دارد. در شکل ۷ طرح گونه‌ای از چگونگی تشکیل ماگماهای اولیه مجموعه نفوذی اشنویه در کمان حاشیه فعال قاره‌ای ارائه شده است.

گوشته‌ای رخ می‌دهد که به‌طور اولیه حتی تهی‌شده‌تر از منبع MORB است ولی افزوده شدن محلول‌های یادشده در بالا موجب تحول و غنی‌شدگی آن می‌شود. (Pearce & Peate 1995) ۱۰ درصد از ذوب سست‌کره گوشته‌ای را تحت تأثیر محلول‌های غنی از مواد فرار حاصل از پوسته اقیانوسی فرورانده و بیش از ۱۵ درصد آن را وابسته به افت فشار و سبزی سنگ‌کره قاره‌ای دانسته‌اند. بدین ترتیب حجم بزرگی از ماگمای دیوریتی تولید و به درون پوسته نفوذ می‌کند. این ماگما از نوع I دمای بالا، متآلومین و کالک‌آلکالن بوده و به دلیل وجود آب کافی هورنبلند کانی فرومنیزین رایج آن است. همچنین به دلیل وجود محلول‌های غنی از مواد فرار به روشنی از عناصر LIL نسبت به HFS غنی است. هر چند تأثیر پوسته بر مؤلفه‌های عمومی ماگمای حاصل از فرورانش کم است، اما ماگمای دیوریتی به درون پوسته قاره‌ای ایران مرکزی نفوذ کرده و به هنگام عبور از پوسته قاره‌ای با سبزی حدود ۵۰ کیلومتر تحت تأثیر پدیده‌های AFC یا MASH تا اندازه‌ای متحول شده است؛ زیرا مؤلفه‌های فرورانش، خود حاصل پوسته‌اند (Pearce, 1996). نفوذ ماگمای مافیک به درون پوسته و تشکیل مخازن ماگمایی قاعده آن (و احتمالاً بخش‌های بالایی آن) موجب ذوب بخشی پوسته و تشکیل ماگمای مادر سنگ‌های گرانیتی منطقه شده است. در همه مدل‌های کمان قاره‌ای (مانند کوردیلر) تولید ماگما از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورانده یا گوشته تحول‌یافته توسط مرحله دوم تشکیل ماگما، یعنی ذوب گسترده مواد پوسته‌ای دنبال می‌شود (Harris et al., 1984). بر پایه مطالعات آزمایشگاهی (Wilson, 1989; Picher, 1993; Pearce, 1996) و Vielzeuf & Montel (1994) بیشتر سنگ‌های متاسدیمتر پوسته‌ای در ناحیه‌ای که شرایط P/T میان دمای ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲ کیلو بار تا دمای

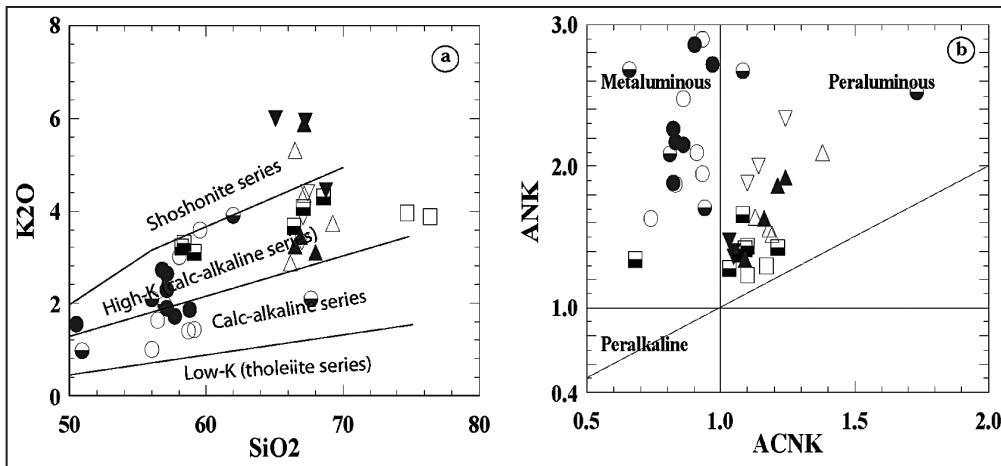


شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه. در نقشه زمین‌شناسی توده‌های خانواده دیوریتی شامل قمیشلو، دوربه و یونسلو به ترتیب با نشانه‌های اختصاری UD و DD؛ توده‌های خانواده گرانیتی شامل سه کانی، ناری، دوستک و دوربه به ترتیب با نشانه‌های SBG، NBG، DBG و DG؛ توده‌های خانواده آس-آگ شامل بردکیش و بالستان به ترتیب با نشانه‌های اختصاری BG و BS نمایش داده شده‌اند. محل برداشت نمونه‌های ژئوشیمی در نقشه آورده شده است.

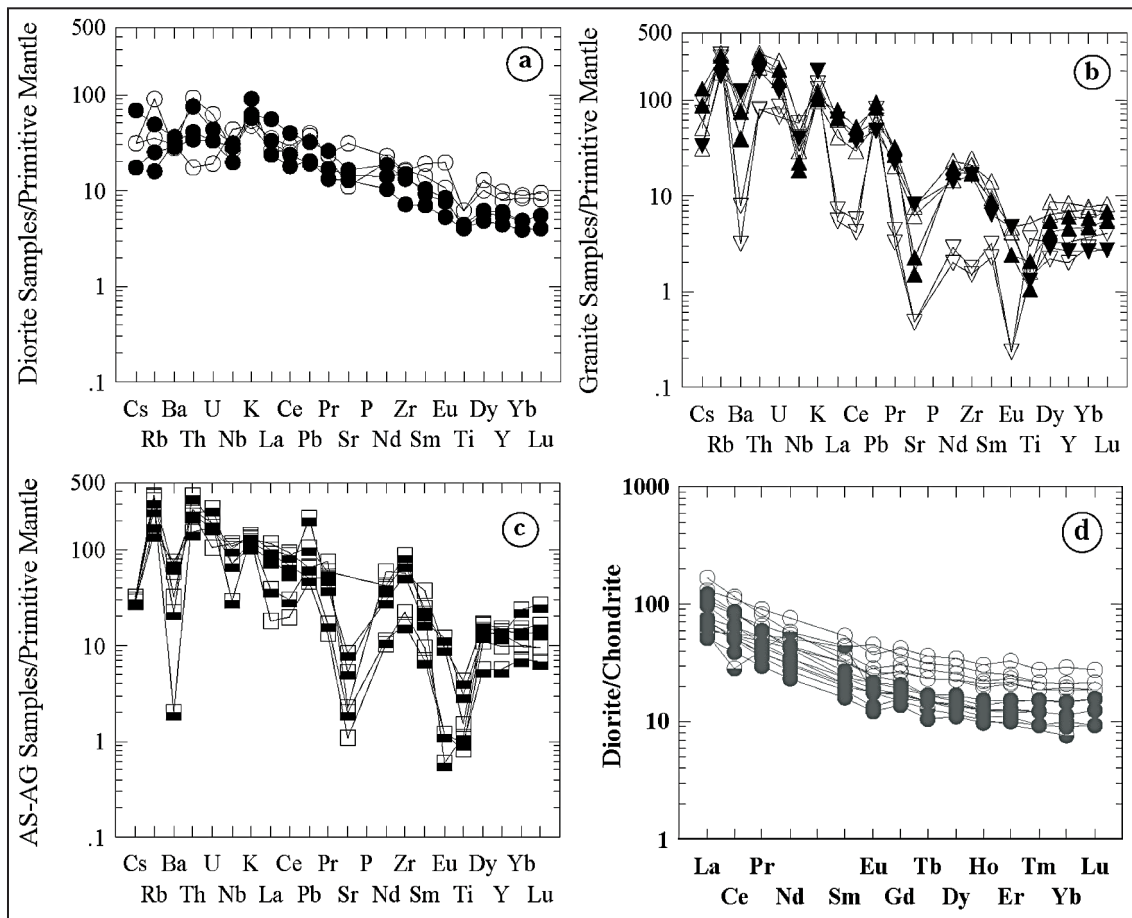
شکل ۲- ترکیب مدال سنگ‌های نفوذی مجموعه اشنویه با استفاده از نام‌گذاری (1976) Streckeisen. در این نمودار نمونه‌های خانواده دیوریتی با نشانه دایره (توده قمیشلو با دایره خالی، توده دوربه با دایره پر و توده یونسلو با دایره نیمه‌پر)، خانواده گرانیتی با نشانه مثلث (توده سه‌کانی با مثلث سر بالای خالی، توده ناری با مثلث سر بالای پر، توده دوستک با مثلث سر پایین پر و توده دوربه با مثلث سر پایین خالی) و نمونه‌های خانواده آس-آگ با نشانه مربع (توده بالستان با مربع خالی و توده بردکیش با مربع نیمه‌پر) نمایش داده شده‌اند.



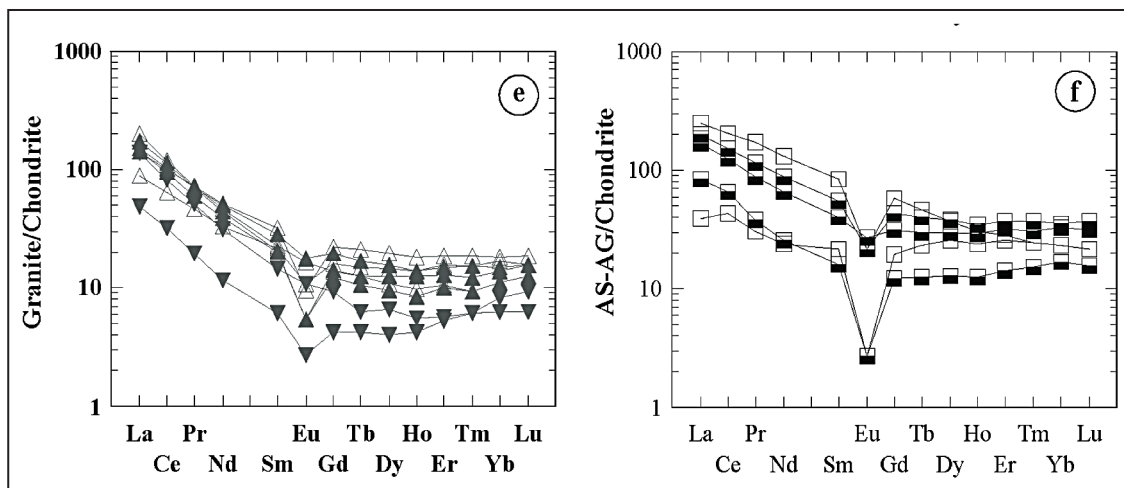
شکل ۳- بررسی ارتباط ژئوشیمیایی خانواده‌های مختلف در مجموعه نفوذی اشنویه با استفاده از نمودارهای شیمیایی. در نمودارهای عناصر اصلی بر حسب wt% و عناصر کمیاب بر حسب ppm در برابر SiO_2 رسم شده‌اند (نشانه‌ها مشابه شکل ۲ است).



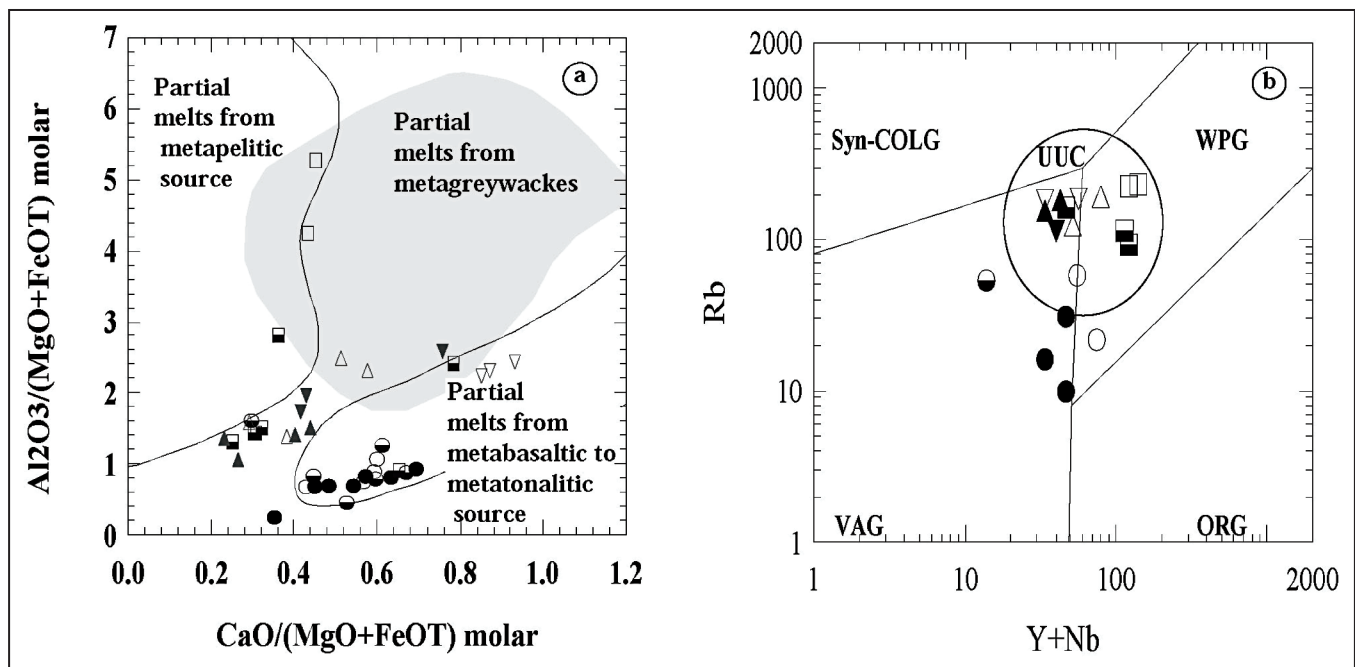
شکل ۴- (a) تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مجموعه نفوذی شمال اشنویه بر پایه نمودار K_2O در برابر SiO_2 و (b) نمودار AN/K در برابر AC/NK برای جدایش سنگ‌های نفوذی پرآلومین، متآلومین و پرآلکان (Maniar & Piccoli, 1989) (نشانه‌ها مشابه شکل ۲ است).



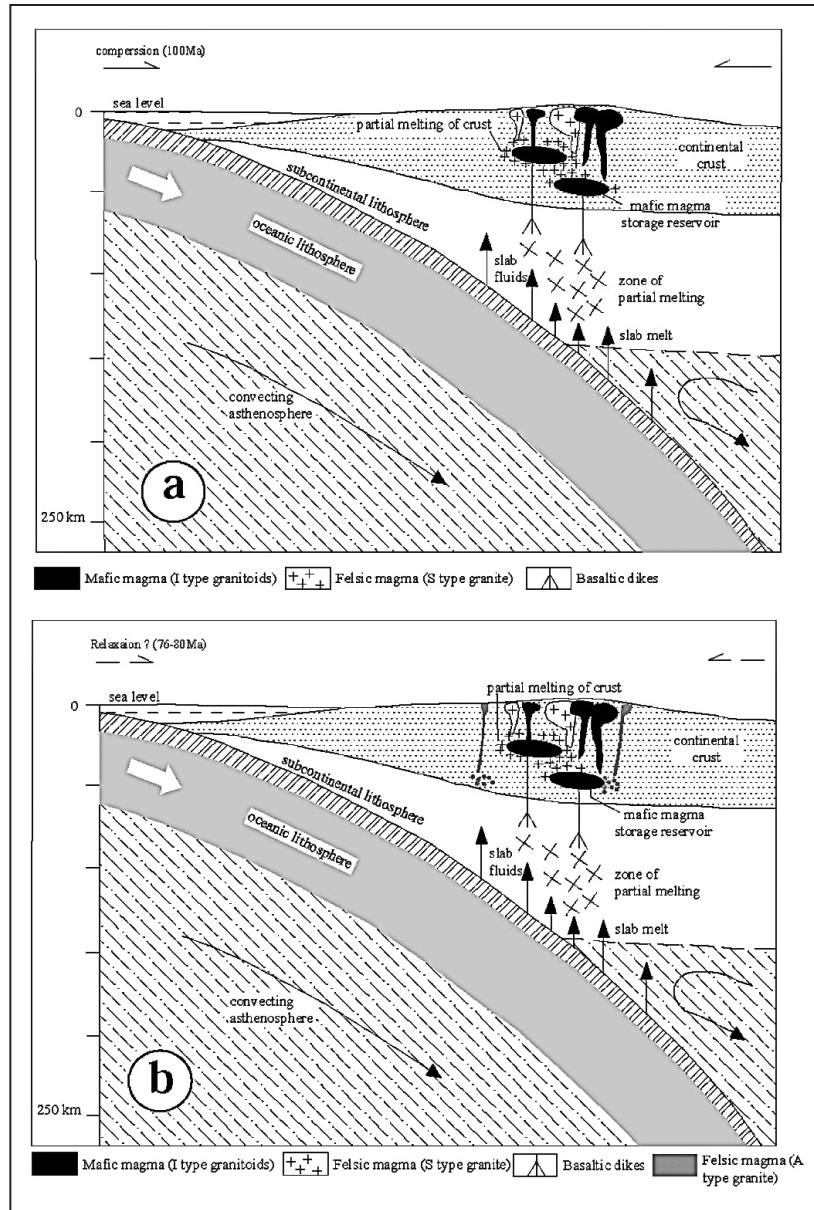
شکل ۵- (a ، b و c) نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه به ترتیب برای خانواده‌های دیوریتی، گرانیتی و آس-آگ (Sun & McDonough, 1989) (d) الگوی پراکندگی عناصر خاکی کیمیا بهنجار شده نسبت به کندریت به ترتیب برای خانواده‌های دیوریتی، گرانیتی و آس-آگ (Boynton, 1984) (نشانه‌ها مشابه شکل ۲ است).



شکل ۵- e و f) الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب بهنجارشده نسبت به کندریت به ترتیب برای خانواده‌های دیوریتی، گرانیتی و آس- آگ (Boynton, 1984) (نشانه‌ها مشابه شکل ۲ است).



شکل ۶- a) نمودار نسبت مولار $Al_2O_3/(MgO+FeOT)$ در برابر نسبت مولار $CaO/(MgO+FeOT)$ (Altherr et al., 2000). در این نمودار بیشتر نمونه‌های خانواده گرانیتی نزدیک به محدوده منشأ متاپلیتی قرار دارند و b) تعیین جایگاه زمین‌ساختی مجموعه نفوذی اشنویه با بهره‌گیری از نمودار (Pearce et al., 1984). به این نمودار ترکیب میانگین پوسته بالایی قاره‌ای (موقعیت UCC) با استفاده از (Pearce 1996) افزوده شده است (نشانه‌ها مشابه شکل ۲ است).



شکل ۷- طرح گونه‌ای از چگونگی تشکیل ماگماهای اولیه مجموعه نفوذی اشنویه در کمان حاشیه فعال قاره‌ای.

PLUTON Sample	GD 10	GD 14	GD 39	GD 5	GD 60	GD 55	GD 67	DD 68	DD 69	DD 74	DD 82	DD 84	DD 86	DD 266	DD 21	UD 108	UD 113	UD 120	UD 103	SBG 32	SBG 23	SBG 143
SiO ₂	59.13	56.48	58.74	59.54	55.98	58.0	-	50.49	57.69	57.11	58.76	57.09	56.79	57.09	67.71	62.01	56.93	55.98	50.87	66.21	66.54	67.19
TiO ₂	1.75	1.32	1.33	0.66	1.37	1.38	-	0.95	0.95	0.87	0.91	1.12	0.87	1.26	1.01	1.51	0.99	1.17	0.97	1.12	0.34	0.54
Al ₂ O ₃	14.90	15.49	16.91	14.19	17.45	15.96	-	10.47	16.12	16.98	16.09	17.08	16.26	17.29	15.48	16.1	15.75	15.93	15.98	15.06	14.86	15.57
Fe ₂ O ₃ *	7.61	8.41	7.08	6.8	7.18	6.31	-	10.47	7.65	7.62	7.34	7.95	8.31	8.55	4.96	4.09	7.53	6.26	11.01	5.98	2.7	3.81
FeO*	6.85	7.57	6.37	6.12	6.30	5.40	-	9.42	6.88	6.86	6.6	7.15	7.48	7.69	4.46	3.68	6.78	5.63	9.91	5.38	2.43	3.43
MnO	0.19	0.15	0.17	0.14	0.14	0.00	-	0.21	0.19	0.17	0.15	0.21	0.18	0.18	0.14	0.11	0.18	0.17	0.55	0.17	0.15	0.14
MgO	2.82	4.71	4.11	3.98	3.66	3.00	-	12.32	3.98	3.41	3.98	5.42	5.12	5.8	1.33	2.96	4.18	4.6	8.09	1.26	2.36	0.55
CaO	5.49	5.32	7.11	5.84	6.55	5.00	-	8.69	6.89	6.98	6.12	7.13	6.23	6.31	1.57	4.28	6.61	4.83	9.98	2.28	1.51	1.76
Na ₂ O	3.88	3.43	3.21	2.92	2.98	3.00	-	2.64	3.21	3.51	3.97	2.12	2.8	2.12	2.34	3.17	3.28	2.23	2.98	3.69	2.45	3.21
K ₂ O	1.44	1.63	1.42	3.59	1.48	3.00	-	1.56	1.71	1.9	1.87	2.29	2.72	2.65	2.11	3.91	1.99	2.11	0.98	2.86	5.31	4.35
P ₂ O ₅	0.63	0.29	0.37	0.26	0.36	1.00	-	0.21	0.16	0.12	0.12	0.11	0.18	0.16	0.16	0.27	0.52	0.17	0.32	0.16	0.15	0.11
LOI	0.35	1.2	0.02	0	0.88	0.60	-	0	0.81	1.15	1.27	1.24	0.78	0.98	0.56	0	0.3	0	0	0.8	0.33	0.35
Total	98.19	98.43	100.47	97.92	98.03	97.25	-	98.01	99.36	99.82	100.58	101.76	100.24	102.39	97.37	98.41	98.26	93.45	101.73	99.59	96.70	97.58
Ba	449	195	212	169	395	775	203	210	223	252	103	56	201	168	406	-	388	342	-	280	536	701
Rb	48	58	22	29	63	76	21	8	10	31	10	3	16	16	122	-	54	45	-	123	151	111
Sr	286	230	652	257	250	403	430	270	310	350	335	270	268	316	367	-	411	437	-	130	131	227
Y	54	36	44	35	39	23	14	23	27	25	26	25	20	32	28	-	10	27	-	31	26	21
Zr	346	184	176	185	238	207	81	134	169	150	123	95	81	81	339	-	170	105	-	274	181	347
Nb	38	19	31	17	26	65	18	23	20	22	13	14	14	25	14	-	3.9	3.9	-	21	32	56
Th	6.1	7.8	1.5	4.8	7.1	9.5	3.7	7.1	3.5	6.3	4.7	2.5	2.9	7.6	10.8	-	0	0	-	18.8	23.1	19.5
Pb	7.4	7	7.3	4.4	7.9	5.3	10.2	6.6	3.5	5.9	2.9	3.8	3.8	4.2	11.4	-	0	0	-	10.4	11.7	6.6
Ga	20	18	31	17	18	18	15	14	14	17	17	14	11	16	19	-	0	0	-	18	17	18
Hf	8.5	5.1	4.7	5.2	6.2	5.1	1.8	3.1	3.5	3.5	2.7	2.5	2	2.4	8	-	4.1	3.2	-	6.3	4.7	7.4
Cs	1.6	1	1	1.1	1.9	1	2.8	0.15	0	2.19	2.46	0.16	0.56	0.44	4.8	-	1.7	1.1	-	0.98	2.47	1.02
Sc	54	62	109	70	54	45	72	61	90	62	66	80	87	71	61	-	21	22	-	58	61	55
Ta	2.4	1.4	1.7	1	1.8	4.5	0.7	1.2	0.9	0.9	0.8	0.5	0.7	1.5	0.3	-	1.4	2.4	-	1.8	3	4.1
La	40.6	23.9	18.4	19.0	31.7	52.1	19.2	30.4	22.7	38.0	22.9	20.1	16.0	34.4	21.8	-	17	12	-	27.7	43.8	61.2
Ce	88.3	51.5	44.9	43.2	67.1	92.6	34.6	53.2	41.5	69.7	40.1	41.1	31.5	67.8	43.3	-	23	16	-	52.0	74.0	96.8
Pr	11.0	6.4	6.5	5.9	8.1	9.9	3.8	5.6	4.6	7.2	4.3	4.8	3.6	7.3	5.3	-	0	0	-	5.6	7.2	8.9
Nd	46.0	26.5	30.7	25.0	33.0	35.1	14.1	21.0	18.8	25.4	16.2	18.1	14.1	26.6	20.9	-	35	14	-	19.8	23.9	28.0
Sm	10.5	6.3	8.5	6.3	7.5	6.5	2.8	4.1	4.1	4.6	3.6	3.9	3.1	5.2	4.6	-	8.7	7.3	-	4.2	4.2	4.4
Eu	2.7	1.8	3.3	1.9	2.1	1.8	0.9	1.3	1.3	1.4	1.0	1.3	0.9	1.6	1.6	-	1.3	1.4	-	0.8	0.7	1.2
Gd	11.0	6.9	9.7	6.8	8.0	5.7	2.7	4.4	4.6	4.5	4.1	4.5	3.6	5.3	4.9	-	0	0	-	4.2	3.8	3.6
Tb	1.7	1.1	1.5	1.1	1.3	0.8	0.4	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.5	0.8	0.8	-	0.61	0.5	-	0.7	0.6	0.6
Dy	11.0	7.3	9.6	7.3	8.2	4.8	2.6	4.1	4.6	4.3	4.4	4.4	3.6	5.4	5.0	-	0	0	-	4.7	4.2	3.5
Ho	2.2	1.4	1.9	1.5	1.6	0.9	0.5	0.8	0.9	0.9	0.9	0.9	0.7	1.1	1.0	-	0	0	-	1.0	0.8	0.7
Er	6.9	4.4	5.3	4.5	4.9	2.7	1.5	2.3	2.7	2.5	2.7	2.6	2.1	3.2	3.1	-	0	0	-	3.3	2.7	2.2
Tm	0.9	0.6	0.7	0.6	0.7	0.4	0.2	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.5	0.5	-	0	0	-	0.5	0.4	0.3
Yb	6.1	4.1	4.4	3.9	4.4	2.4	1.3	2.1	2.4	2.4	2.4	2.4	1.9	3.0	3.1	-	1.6	1.3	-	3.5	2.9	2.3
Lu	0.9	0.6	0.7	0.6	0.7	0.4	0.2	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.5	0.5	-	0	0	-	0.5	0.5	0.4

ادامه جدول ۱

PLUTON	SBG	NBG	NBG	NBG	NBG	DBG	DBG	DBG	DBG	DG	DG	DG	FG	FG	FG	FG	BS	BS	BS	BS	BS	BS	BS	BS
Sample	147	2	87	91	97	152	154	160	248	280	262	133	135	136	134	22	45	46	48	49	252	254	256	
SiO2	69.31	66.51	67.98	67.21	66.92	68.79	67.27	65.11	67.45	67.11	66.98	77.52	77.72	72.65	76.37	74.72	59.11	66.45	58.21	59.12	67.11	68.61	58.34	
TiO2	0.35	0.71	0.44	1.21	0.23	0.15	0.28	0.42	0.31	0.78	1.05	0.11	0.16	0.36	0.18	0.33	1.87	0.93	1.98	1.56	0.21	0.24	0.66	
Al2O3	15.81	16.34	15.98	16.30	16.03	14.7	14.43	14.87	15.48	15.43	16.01	12	12	14	12.35	13.94	16.98	14.12	17.11	17.21	15.43	15.8	15.89	
Fe2O3*	2.56	5.49	2.94	4.64	2.43	1.23	3.12	3.6	2.96	2.98	2.97	2.5	1.67	2.89	2.26	2.03	5.43	5.32	5.42	4.98	3.11	3.16	6.53	
FeO*	2.3	4.94	2.65	4.18	2.19	1.11	2.81	3.24	2.66	2.68	2.67	2.25	1.5	2.6	2.03	1.83	4.89	4.79	4.88	4.48	2.80	2.84	5.88	
MnO	0.13	0.09	0.02	0.13	0.03	0.09	0.14	0.09	0.12	0.12	0.14	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.21	0.12	0.22	0.22	0.07	0.07	0.18	
MgO	1.42	3.34	3.01	2.42	2.99	1.61	1.34	1.58	1.16	1.21	1.09	0.02	0.13	0.43	0.01	0.02	1.98	1.54	1.95	1.98	0.96	0.63	3.72	
CaO	2.17	2.24	2.52	1.54	2.57	2.35	1.74	1.96	3.22	3.22	3.36	0.64	0.93	1.29	0.69	0.66	1.98	1.48	2.01	2.01	2.76	1.12	6.38	
Na2O	2.12	3.98	3.02	3.53	2.98	3.14	2.56	2.53	2.11	2.13	1.98	2.96	3.63	2.81	3.57	3.93	5.43	4.29	5.23	5.23	2.98	3.90	5.01	
K2O	3.74	3.23	3.11	5.87	3.43	4.45	5.93	5.98	4.38	3.87	3.32	3.67	3.93	3.57	3.87	3.97	3.09	3.68	3.21	3.11	4.08	4.31	3.31	
P2O5	0.09	0.14	0.12	0.03	0.16	0.03	0.08	0.13	0.13	0.09	0.06	0.01	0.01	0.07	0.01	0.02	0.24	0.14	0.32	0.28	0.07	0.06	0.18	
LOI	0.44	0.58	0.3	0.34	0.35	0.27	0.5	0.42	0.3	0.64	0.4	-	-	-	0.25	0.53	0.2	0.35	0.11	0.3	0.54	0.30	0.32	
Total	98.14	102.65	99.44	103.22	98.12	96.76	97.39	96.69	97.62	97.58	97.36	99.48	100.24	98.13	99.61	100.20	96.52	98.42	95.77	96.00	97.32	98.20	100.52	
Ba	611	1376	266	276	525	88	848	831	22	55	290	-	-	-	225	409	6	522	939	252	155	14	471	
Rb	192	125	155	168	181	150	113	147	180	186	159	-	-	-	225	234	77	93	67	78	165	209	114	
Sr	159	157	32	32	48	45	173	207	10	10	39	-	-	-	23	48	2	111	166	55	42	2	179	
Y	38	30	21	24	27	9	12	22	9	15	17	-	-	-	44	61	24	69	51	26	26	57	64	
Zr	237	455	194	172	188	74	186	241	17	20	36	-	-	-	247	638	206	802	362	291	184	983	606	
Nb	42	20	13	14	16	42	28	66	25	41	19	-	-	-	77	81	27	51	36	31	21	72	50	
Th	25.9	16.3	24.6	23.5	23.5	32.1	17.1	23.5	6.6	6.9	6.8	-	-	-	22.4	20.3	8.2	13	12.4	7.8	31.2	20.9	19	
Pb	10.8	13.5	15.3	15.9	17.2	11.4	8.9	10.2	14.9	11.3	17.1	-	-	-	8.6	12.1	3.3	9.5	7	6.1	12.2	19.2	39.8	
Ga	18	20	16	16	16	15	15	17	16	17	14	-	-	-	30	30	30	24	22	22	17	31	25	
Hf	5.8	9.5	4.8	4.5	5	2.9	4.5	5.6	1.1	1	1.4	-	-	-	10	15.9	5.1	17.1	8	5.5	5.7	22.1	11.3	
Cs	1.6	2.64	2.83	3.08	4.13	0.92	1.05	1.63	3.11	2.33	1.76	-	-	-	0.97	1.02	0.54	0.9	0.55	0.56	0.97	0.91	0.9	
Sc	60	58	58	60	63	55	54	53	60	58	57	-	-	-	59	53	52	59	53	56	60	59	49	
Ta	3.1	1.1	1	1.1	1.8	5.5	1.4	4.4	4.5	7.9	2.4	-	-	-	6.5	4.6	1.5	2.5	2.3	1.5	2.4	5	2.7	
La	43.4	46.7	53.9	46.3	44.1	15.0	42.5	58.3	3.7	5	7.6	-	-	-	12.2	78.2	10.9	61.2	40.5	18.6	26.1	68.7	52.6	
Ce	80.5	83.0	92.1	80.5	76.3	26.1	66.8	90.3	7.3	10	15	-	-	-	34.7	167.1	26.4	123.0	82.9	39.8	53.0	154.8	100.6	
Pr	8.8	8.6	8.7	7.7	7.3	2.4	6.2	8.4	0.9	1.2	1.6	-	-	-	3.7	20.9	3.2	14.0	9.8	4.9	4.7	16.1	10.8	
Nd	30.6	29.8	26.4	24.4	23.5	7.0	18.8	26.3	2.7	3.9	5.2	-	-	-	14.2	79.7	12.9	52.4	38.5	20.2	15.4	57.5	39.3	
Sm	6.2	5.5	4.0	4.0	3.9	1.2	2.8	4.3	1	1.4	1.6	-	-	-	4.2	16.4	2.8	10.7	8.2	4.4	3.1	9.5	7.8	
Eu	0.7	1.3	0.4	0.4	0.4	0.2	0.8	1.0	0.0	0.0	0.2	-	-	-	0.2	1.6	0.2	1.6	2.9	1.1	0.2	0.1	2.0	
Gd	5.7	5.1	3.2	3.5	3.7	1.1	2.4	3.6	1.1	1.6	1.8	-	-	-	5.1	15	2.7	11.1	8.3	4.5	3.2	7.0	8.2	
Tb	1.0	0.8	0.5	0.6	0.6	0.2	0.3	0.6	0.2	0.4	0.4	-	-	-	1.1	2.2	0.5	1.9	1.3	0.7	0.6	1.4	1.4	
Dy	6.3	5.0	3.1	3.7	4.0	1.3	2.1	3.7	1.6	2.4	2.6	-	-	-	8.2	12.1	3.7	12.3	8.8	4.7	4.1	10.7	9.5	
Ho	1.3	1.0	0.6	0.7	0.9	0.3	0.4	0.7	0.3	0.4	0.5	-	-	-	1.7	2.2	0.8	2.5	1.8	1.0	0.9	2.6	2.1	
Er	3.9	3.1	2.1	2.4	2.7	1.1	1.2	2.4	1	1.4	1.7	-	-	-	5.4	6	3.0	7.9	5.6	3.0	3.0	9.6	6.8	
Tm	0.6	0.5	0.3	0.4	0.4	0.2	0.2	0.4	0.2	0.3	0.3	-	-	-	0.8	0.8	0.5	1.2	0.8	0.4	0.5	1.6	1.0	
Yb	3.8	3.1	2.3	2.5	2.9	1.7	1.3	2.6	1.4	1.8	2	-	-	-	4.8	4.9	3.6	7.4	5.4	3.1	3.5	11.7	6.8	
Lu	0.6	0.5	0.4	0.4	0.5	0.3	0.2	0.4	0.2	0.3	0.3	-	-	-	0.7	0.7	0.6	1.2	0.9	0.5	0.5	2.0	1.0	

کتابنگاری

قلمقاش، ح.، وثوقی عابدینی، م.، امامی، م. ه.، پورمعافی، م.، بلون، ه. و رشید، ح.، ۱۳۸۲- سنسنجی مجموعه نفوذی اشنویه به روش پتاسیم-آرگون. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۴۸-۴۷، ص ۲۷-۱۶.

نقی‌زاده، ر.، حق‌فرش، ا. و قلمقاش، ح.، ۱۳۸۳- نقشه زمین‌شناسی اشنویه با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

هوشمند معنوی، س.، ۱۳۸۱- پتروژنز توده‌های گرانیتوئیدی یونسو و بالستان (شمال شرق اشنویه)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.

References

- Alavi, M., 1994- Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211-238.
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C. & Kreuzer, H., 2000- High-potassium, cala-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50, 51-73.
- Anderson, J. L., 1983- Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. *Geological Society of American Memory* 161, 133-154.
- Bedard, J., 1990- Enclaves from the A-type granite of the Megantic complex, White Mountain magma series: clues to granite mag-magenesis. *Journal of Geophysical Research* 95(B11), 17797-17819.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18, 210-265.
- Blundy, J. D. & Holland, T. J. B., 1990- Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to mineralogy and petrology* 104, 208-224.
- Boynton, W. V., 1984- Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P., (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, 63-114.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173-174.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1992- I- and S-type granites in Lachlan fold belt. *Transactions of Royal Society Edinburgh Earth Sciences* 83, 1-26.
- Chappell, B. W., Bryant, C. J., Wyborn, D. & White, A. J. R., 1998- High- and Low-Temperature I-type granites. *Resource Geology* 48, 225-235.
- Clemens, J. D., Holloway, J. R. & White, A. R. J., 1986- Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist* 71, 317-324.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. & Chappell, B. W., 1982- Nature and origin of A-type granite with particular reference to south eastern Australia. *Contributions to mineralogy and petrology* 80, 189-200.
- Creaser, R. A., Price, R. C. & Wormald, R. J., 1991- A-type granite revisited: assessment of a residual-source modal. *Geology* 19, 163-166.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1992- An introduction to the rock forming minerals. *John Wiley & Sons, Inc. New York*, 2nd ed. pp 696.
- Forst, C. D. & Forst, R. B., 1997- Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection. *Geology* 25, 647-650.
- Forster, H. J., Tischendorf, G. & Trumbull, 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.
- Hammarstrom, J. M. & Zen, E. A., 1986- Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71, 1297-1313.
- Harker, A., 1909- The natural history of igneous rocks. *Methuen and Co., London*, 344 pp.
- Harris, N. B. W., Hawkesworth, C. J. & Ries, A., 1984- Crustal evolution in north-east and east Africa from model Nd ages. *Nature* 309, 773-776.
- Johnson, M. C. & Rutherford, M. J., 1989- Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17, 837-841.
- Jung, S., Hoernes, S. & Mezger, K., 2000- Geochronology and petrogenesis of Pan- African, syn-tectonic, S-type and post-tectonic A-type granite (Namibia): products of melting of crustal source, fractional crystallization and wall rock entrainment. *Lithos* 50, 259-287.
- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W. & Allen, C. M., 1997- Characterization and origin of aluminous A-type granite from the Lachlan fold belt, Southeastern Australia. *Journal of petrology* 38, 371-391.
- King, P. L., Chappell, B. W., Allen, C. M. & White, A. J. R., 2001- Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah suite. *Australian Journal of earth science* 48, 501-514.
- Leake, B. E., Wooley, A. R., Birch, W. D., Burke, E. A. J., Ferraris, G., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Schumacher, J. C., Stephenson, N. C. N. & Whittaker, E. J. W., 1997- Nomenclature of the amphiboles: report of the subcommittee on the amphiboles of the International Mineralogical Association. *Canadian Mineralogist* 35, 219-246.
- Loiselle, M. C. & Wones, D. R., 1979- Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts* 11(7), 468.

- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101, 635-643.
- Miller, C. F., 1985- Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *Journal of Geology* 93, 673-689.
- Mohajjel, M. & Fergusson, C. L., 2000- Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Structural Geology* 22, 1125-1139.
- Mohajjel, M., 1997- Structure and tectonic evolution of Palaeozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. Ph.D. thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia (unpublished).
- Morimoto, N., 1988- Nomenclature of Pyroxenes. *Bull. Mineral.* 111, 535-550.
- Patino Douce, A. E., 1997- Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology* 25, 743-746.
- Pearce, J. A. & Peate, D. W., 1995- Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 23, 251-285.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.
- Pearce, J., 1996 - Source and setting of granitic rocks, *Episode* 19, 120-125.
- Pitcher, W. S., 1993- The nature and origin of granite. Chapman & Hall, London 321pp.
- Ramo, O. T. & Haapala, I., 1991- The rapakivi granites of eastern Fennoscandia: a review withinsights into their origin in the light of new Sm-Nd isotopic data. In: Gower, C.F., River, T. and Ryan, B. (Eds), *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica*. Geological Association of Canada Special Paper 38, 401-415.
- Rapp, R. P. & Watson, E. B., 1995- Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology* 36, 891-931.
- Rapp, R. P., 1995- Amphibole-out phase boundary in partially melted metabasalt, its control over liquid fraction and composition, and source permeability. *Journal of Geophysical Research* 100, 15601-15610.
- Sengor, A. M. C., 1990- A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implication for Oman, Geological Society, London, Special Publication 49, 797-831.
- Stoklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: A review. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 52, 1229-1258.
- Streckeisen, A., 1976- To each plutonic rocks its proper name. *Earth Science Review* 12, 1-33.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London, pp. 313-345 (Special Publication 42).
- Vielzeuf, D. & Montel, M. J., 1994- Partial melting of metagreywackes. Part 1, Fluid-absent experiments and phase relationships, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117, 375-393.
- Vyhnal, C. R., Mcsween, H. Y. Jr. & Speer, A., 1991- Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implication for aluminium hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist* 76, 176-188.
- Watson, E. B. & Harrison, T. M., 1983- Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 295-304.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. & Chappell, B. W., 1987- A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-419.
- Wilson, M., 1989- *Igneous petrogenesis*, Unwin Hyman Ltd., 466 pp.

Geology, Geochemistry and Petrogenesis of Oshnavieh Plutonic Complex (North west of Iran)

J. Ghalamghash ^{1*}, S. Houshmand Manavi ² & M. Vousoughi Abedini ³

¹ Assistant Professor, Research Institute for Earth Science, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

² M.Sc., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

³ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Islamic Azad University- Science and Research Branch, Tehran, Iran.

Received: 2010 August 03

Accepted: 2011 May 28

Abstract

Oshnavieh Plutonic Complex (OPC), hosted within the northernmost part of the Sanandaj- Sirjan zone, allows distinguishing three suites including diorite, granite and alkalisyenite-alkaligranite (AS-AG). Dioritic rocks formed from partial melting of enriched lithospheric mantle sources on base of minerlogical and geochemistry. The granite suite is S type that formed from partial melting of metapelitic-greywacke source. The peraluminous A-type granite of AS-AG suite are generated by partial melting of quartzo-feldspatic source at high temperatures. According to the negative Nb, Ta and Ti anomaly in spider diagrams, and tectonic discrimination diagram of Rb-(Y+Nb), the diorite suite formed in active continental margin (VAG) environment. According to the diorite's formed environment and simultaneously formed granite in 100 M.a., OPC seems to have formed by northeastward subduction of Neo-tethyan oceanic crust under the Iranian continental crust. Following intrusion and setting of mafic magma into the crust, partial melting of pelitic-greywacke, resulted from heating by intrusion of the mafic magma, produced the granitic magma. After 20 Ma the AS-AG suite formed from melting of quartzo-feldspatic rocks of lower crust, probably by heating of mafic magma and/or in relaxation period of subduction and emplaced in the continental volcanic arc.

Keywords: Plutonic rocks, Diorite, Granite, Syenite, Sanandaj-Sirjan zone, Iran.

For Persian Version see pages 219 to 232

*Corresponding author: J. Ghalamghash; E-mail: ghalamghash@yahoo.com