Archive of SID

Vol. 17, No. 4, Winter 1388/2010

The evolution mechanism's of Zahedan granitoidic batholith, southeast Iran

H. Ghasemi*, M. Sadeghian, M. Kord, A. Khanalizadeh

Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

(Received: 13/12/2008, in revised form: 14/7/2009)

Abstract: Ellipsoidal huge granitoidic batholiths of Zahedan, with NW-SE trending, located in south of this city which is intruded in low metamorphosed Eocene flysches (eastern Iran flysch zone). This batholith has two compositional terms: an extensive intermediate-acid term includes diorite - granodiorite with igneous source (I- type origin) and a low extent crustal and hybrid origin acidic term (H-type) mostly contains biotite-granite. The intermediate-acid I-type term has calc-alkaline and metaluminous nature, enrichment in LREE and LILE and depletion in HREE and HFSE. The negative anomalies in HFSE and positive anomalies in LREE, LILE and especially Pb revealed an igneous mantle origin, especially the role of Sistan subducted oceanic crust and its overlaying mantle wedge in the genesis of this batholith. Also, the role of the continental crust (flysch and greywack metasediments) in contamination of magma has been proved. In addition, the same evidences indicate a calc- alkaline, peraluminous nature, a crustal (resulted from partial melting of flysches and greywacks) and an hybrid origin (mixing of the differentiated part of I-type magma with the anatectic crustal acidic melt) for acidic biotite granite term. Present day $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of three samples of this batholith vary from 0.7049 to 0.7065 and their initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios range from 0.7045 to 0.7047 with average 0.7046, verifies these different sources. These data confirm an I-type magmatic origin (melting of mantle or lower crust) for the diorites-granodiorites. Discriminative tectonic diagrams also indicate a volcanic arc granitoids setting (VAG) for this batholith. Andesitic-dacitic dikes with same composition to intermediate-acid I-type term occur in this batholith and its metamorphosed host rocks. These dikes are comagmatic with I-type part's of the pluton and show a syn-to late relations with formation and intrusion of the pluton.

Keywords: *Granitoid, batholith, Zahedan, Iran.*

*Corresponding author, Telefax: +98 (0273) 3396007, E-mail: h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

www.SID.ir

Archive of SID

سال هفدهم، شمارهٔ ۴، زمستان ۸۸، از صفحهٔ ۵۵۱ تا ۵۷۸

سازوکار شکل‌گیری باتولیت گرانیتوئیدی زاهدان، جنوب‌شرق ایران

حبیب ا... قاسمی*، محمود صادقیان، مالک کرد، علیرضا خانعلی زاده

دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود

(دریافت مقاله: ۸۷/۹/۲۳ ، نسخه نهایی: ۸۸/۳/۲۵)

چکیده: باتولیت گرانیتوئیدی عظیم و بیضی شکل زاهدان، در جنوب این شهر و با روند شمال غربی- جنوب شرقی در فلیش‌های کمی دگرگون‌شده ائوسن (زون فلیش شرق ایران) رخنمون دارد. حجم اصلی این باتولیت را یک مجموعهٔ گسترده حدواسط- اسید با خاستگاه آذرین (*I*) متشکل از طیف ترکیبی دیوریت- گرانودیوریت و یک مجموعهٔ کم وسعت اسیدی با خاستگاه پوسته‌ای و اختلاطی (*H*) با ترکیب غالب بیوتیت‌گرانیتی تشکیل داده است. مجموعهٔ حدواسط- اسید نوع *I* دارای ماهیت آهکی- قلیایی و متاآلومین، غنی شده از *LREE* و *LILE*، فقیرشده از *HREE* و *HFSE* است. بی‌هنجاری منفی از *HFSE* و بی‌هنجاری مثبت از *LREE*، *LILE* و به ویژه *Pb* بیانگر، خاستگاه آذرین گوشته‌ای و به ویژه نقش پوستهٔ اقیانوسی فرورفتهٔ سیستان و گوهٔ گوشته‌ای روی آن در تشکیل ماگمای سازنده این توده و نقش پوستهٔ قاره‌ای (ته نشست‌های فلیشی و گریوکی دگرگون شده) در آلایش ماگمای آن است. به علاوه، همین شواهد حاکی از ماهیت آهکی- قلیایی، پرآلومین و خاستگاه پوسته‌ای (ذوب فلیش‌ها و گریوک‌ها) و اختلاطی (اختلاط بخش جدا شدهٔ ماگمای نوع *I* با اسید آناتکتیک پوسته‌ای مذاب) برای بخش اسیدی بیوتیت گرانیتی است. مقادیر فعلی نسبت‌های $Sr/^{86}Sr^{87}$ سه نمونه از سنگ‌های سازندهٔ این توده از ۰/۷۰۴۹ تا ۰/۷۰۶۵ و نسبت‌های $Sr/^{86}Sr^{87}$ آغازین آن‌ها از ۰/۷۰۴۵ تا ۰/۷۰۴۷ با میانگین ۰/۷۰۴۶متغیّر است. این داده‌ها مؤیّد خاستگاه ماگمایی نوع *I* (گوشته‌ای یا ذوب سنگ‌های آذرین پوسته تحتانی) برای دیوریت‌ها-گرانودیوریت‌هاست. نمودارهای مختلف تفریقی محیط‌های زمین‌ساختی نیز جایگاه گرانیتوئیدهای قوس‌های [کمان-های] آتشفشانی *(VAG)* را برای تشکیل این توده تأیید می‌کنند. دایک‌هایی با ترکیب آندزیت تا داسیت و دقیقاً معادل ترکیب طیف حدواسط- اسید نوع *I* در این توده و دگرگونه‌های میزبان آن دیده می‌شوند. این دایک‌ها دارای خاستگاه ماگمایی مشترک با بخش *I* توده بوده و همزمان با رخداد تشکیل و جایگیری آن، به شکل‌های همزمان تا کمی پس از نفوذ جایگزین شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *گرانیتوئید، باتولیت، زاهدان، ایران.*

مقدمه

گرانیت‌ها به عنوان سازندهٔ اصلی پوسته قاره‌ای در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف و از طریق فرایندهای ژئودینامیکی گوناگون نظیر ضخیم شدگی پوسته‌ای ناشی از برخورد قاره‌ای، ورود ماگماهای مختلف گوشته‌ای به زیر پوستهٔ قاره‌ای، نازک شدگی لیتوسفری و بالا آمدگی گوشتهٔ آستنوسفری به وجود می‌آیند. شواهد و آثار ژئوشیمیایی این فرایندها در ترکیب ژئوشیمیایی این توده‌ها و برونبوم‌های آن‌ها ثبت می‌شود. به علاوه، بیشتر تغییرات زمین‌ساختی از فرایندهای فشارشی به کششی یا بالازدگی و نازک‌شدگی بزرگ‌مقیاس می‌تواند باعث

* نویسنده مسئول، تلفن- نمابر: ۳۳۹۶۰۰۷ (۲۷۳) ۹۸+، پست الکترونیکی: h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

www.SID.ir

Archive of SID

تفاوت‌های‌ترکیبی در ماگماهای گرانیتی شود. اختلاط منابع بازالتی زیر ورقه‌ای با اجزای پوسته‌ای موجود در جایگاه‌های تولید این سنگ‌ها نیز، از شاخص‌ترین ویژگی‌های سنگ‌های گرانیتی است [۱]. این‌گونه طرح‌های ژئودینامیکی و ماگمایی در خلال کرتاسه بالایی تا اواخر ترشیری در بخشهای گسترده‌ای از زون‌های ساختاری ایران زمین به خصوص سنندج – سیرجان، ارومیه- دختر، ایران مرکزی، البرز – آذربایجان و شرق ایران (نظیر نوار زاهدان- سراوان) سبب ایجاد توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی آهکی- قلیایی به شکل‌های مختلف همزمان – تأخیری تا پس از برخورد شده است.

نوار گرانیتوئیدی زاهدان ـ سراوان به عنوان یکی از مظاهر روشن این ماگماتیسم به طول ۲۵۰ کیلومتر و عرض ۲ تا ۲۵ کیلومتر با روند شمال غربی- جنوب شرقی و با طیف ترکیبی گسترده در فلیش‌های کمی دگرگون شده ائوسن (زون فلیش شرق ایران) نفوذ کرده است. تنوع پدیده‌های زمین‌شناختی و به خصوص سنگ‌زادی در این نوار باعث شده است که پژوهشگران مختلف به بررسی آن بپردازند[۲ تا ۲۲]. ولی همسان با مسئله گرانیت، پتروژنز این مجموعهٔ گرانیتوئیدی نیز هنوز به خوبی معلوم نشده است. آنالیزهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی (حدود ۱۰۰ نمونه) (جدول۱) در آزمایشگاه‌های ژئوشیمی Actlab کانادا و دانشگاه نانسی فرانسه به روش‌های ICP-AES و ICP-MS، آنالیزهای نمونه‌های دایک‌های آندزیتی- داسیتی در آزمایشگاه کانساران بینالود و آنالیزهای ژئوشیمیایی ایزوتوپی روبیدیم– استرانسیم (۳ نمونه) در آزمایشگاه ژئوشیمی ایزوتوپی دانشگاه کارلتون کانادا انجام شده است.

زمین‌شناسی منطقه

مجموعهٔ گرانیتوئیدی مورد بررسی از شمال‌غربی تا جنوب-شرقی زاهدان در درون زون فلیش جنوب‌شرقی ایران[۲۳]، زون زابل- بلوچ [۲۴] یا زون جوش‌خوردهٔ سیستان[۳] رخنمون یافته‌است (شکل۱). مرزهای آن به‌خصوص در بخش جنوبی غالباً گسله و میلونیتی است. بررسی تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های زمین‌شناسی و بررسی‌های صحرایی حاکی از وجود یک منطقه‌بندی وارون یعنی حضور سنگ‌های مافیک‌تر (دیوریتی) در مرکز و روشن‌تر (گرانیتی) در حاشیهٔ این توده است. این منطقه‌بندی حاصل رقابت بین آهنگ‌های جایگزینی و سرد شدن ماگما و وجود مناطق تغذیه‌کنندهٔ ماگما در بخش-های داخلی‌تر این توده است. اگر بسته ماگمایی به سرعت جایگزین شود، بسته‌های بعدی که در عمق جدایشی‌اند، با کنار زدن بستهٔ قبلی در مرکز متمرکز می‌شوند و یک منطقه‌بندی عادی شامل حضور بخش‌های مافیک در حاشیه و بخش‌های فلسیک در مرکز ایجاد می‌شود. در مقابل، اگر آهنگ جای-گزینی آرام بوده و ماگما فرصت کافی برای سرد شدن و انجماد داشته باشد، پیش از ورود بستهٔ ماگمایی جدید سخت می‌شود و این بستهٔ ماگمایی جدید نیروی کافی برای نفوذ در مرکز بسته منجمد شدهٔ قبلی را ندارد و در حاشیه‌های آن تزریق می‌شود. در نتیجه، یک منطقه‌بندی وارون شامل حضور سنگ-های مافیک در مرکز و سنگ‌های روشن در حاشیه ایجاد می-شود[۲۵]. در این منطقه نیز ورود ماگمای مافیک به درون پوسته، با سرد شدن آرام و تبلور آن همراه بوده است. نشانه‌های این نفوذ، توده‌های کوچک دیوریتی و دایک‌های آندزیتی – داسیتی پیش‌رسی هستند که در بخش‌های دیرتر نفوذ کردهٔ توده شناورند. با جدایش تودهٔ اصلی و تشکیل گرانودیوریت‌ها، حجم اصلی مجموعهٔ گرانیتوئیدی نفوذ می‌کند و بخش‌های پیش رس را به صورت شناور در برمی‌گیرد. سپس، با گرم‌شدن و حتی بروز ذوب‌بخشی در فلیش‌های میزبان، گرانیت‌های آناتکتیک پوسته‌ای حاوی کانی‌های دگرگونی در حاشیه‌ها تشکیل می‌شوند. اختلاط مذاب‌های پوسته‌ای با بخش‌های جدایشی گرانودیوریت‌ها به تشکیل حجم اصلی بیوتیت گرانیت‌ها در حاشیه گرانودیوریت‌ها منجر می‌شود (شکل‌های ۱ تا ۵).

سنگ‌های فلیشی و گریوکی میزبان این باتولیت از شیل، ماسه سنگ، سیلتستون، کنگلومرا، مارن، آهک نومولیتی کرم تا سبز رنگ همراه با لایه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی حدواسط تا بازیک به سن ائوسن تشکیل شده‌اند. گرانیتوئیدها به درون این سنگ‌های فلیشی و میان‌لایه‌های آهکی آن‌ها که حاوی فسیل-های معرف ائوسن‌میانی هستند، نفوذ کرده‌اند و با نهشته‌های سیلتستونی، ماسه‌سنگی و کنگلومرایی میوسن پوشیده شده‌اند. بنابراین، از نظر چینه‌شناختی به بعد از ائوسن میانی تعلق دارند[۲۶]. سن‌سنجی به روش پتاسیم- آرگن نیز سنی در حدود ۳۲ میلیون سال (اوایل الیگوسن) را برای این گرانیتوئیدها نشان داده است[۲] که تا حدودی با شواهد چینه-شناختی همخوانی دارد. [۲۷] به نقل از [۲۸] نیز بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس سیستان در شرق ایران و واقع در بین ورقه-های لوت و هلمند را به الیگوسن- میوسن میانی نسبت داده و پیدایش حوضه‌های مولاسی را در حوضهٔ فورلند نوار هیمالیا نتیجه آن می‌داند.

www.SID.ir

Archive of SID

جدول۱ نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی نمونه‌های توده گرانیتوئیدی زاهدان.

Sample	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	MgO	MnO	TiO_2	P_2O_5
Z-37	۶۹٫۹	۱۴٫۶۶	۲٫۴۷	۱٫۹۴	۲٫۶۶	۴٫۷۱	۱٫۰۵	۰٫۰۵۴	۰٫۴۲۳	۰٫۰۸۴
Z-28/2	۶۴٫۹۴	۱۳٫۶۶	۴٫۳۷	۴٫۵۶	۲٫۴۱	۲٫۶۷	۲٫۱۳	۰٫۰۶۶	۰٫۶۷۵	۰٫۱۹۳
Z20G	۶۴٫۹۶	۱۶٫۴۴	۳٫۴۴	۳٫۶۶	۳٫۹	۲٫۶۸	۲٫۰۹	۰٫۰۵۷	۰٫۵۶۳	۰٫۱۷۳
Z79G	۶۵٫۵۴	۱۵٫۲۵	۳٫۵	۳٫۵	۳٫۸	۲٫۸۲	۱٫۹۶۴	۰٫۰۶۳	۰٫۵۷	۰٫۱۶۳
Z142G	۶۵٫۵۷	۱۶٫۳۳	۳٫۱۲	۳٫۳۶	۳٫۹	۲٫۸۳	۱٫۸۰۴	۰٫۰۴۸	۰٫۵۱۱	۰٫۱۵۲
Z18G	۶۵٫۸۴	۱۶٫۴۸	۲٫۸۸	۳٫۱۵	۳٫۸۳	۳٫۲۵	۱٫۴۵۴	۰٫۰۵۵	۰٫۴۶۳	۰٫۱۶۷
Z130G	۶۵٫۹۱	۱۶٫۲۱	۳٫۳۴	۳٫۳۴	۳٫۹۲	۳٫۴۲	۱٫۳۸۳	۰٫۰۵۹	۰٫۵۱۳	۰٫۱۶۹
Z131GD	۶۵٫۹۸	۱۶٫۱۴	۳٫۲۳	۳٫۵۱	۳٫۹۲	۲٫۹۱	۱٫۴۱۱	۰٫۰۴۶	۵۱۶	۰٫۱۷
Z41G	۶۶٫۱	۱۵٫۷۳	۳٫۰۶	۳٫۱	۳٫۹۳	۳٫۲۹	۱٫۵۵۲	۰٫۰۶۴	۰٫۴۸۸	۰٫۱۵۵
Z5G	۶۶٫۳۹	۱۶٫۳	۲٫۹۳	۳٫۳	۴	۲٫۹۷	۱٫۶۹۴	۰٫۰۴۷	۰٫۴۸۶	۰٫۱۵۶
Z142G/1	۶۶٫۴۹	۱۵٫۹۲	۳٫۰۱	۲٫۹۳	۳٫۸۴	۳٫۱۷	۱٫۵۱	۰٫۰۶۵	۰٫۵۰۵	۰٫۱۶۲
Z108G	۶۶٫۷۹	۱۶٫۳۴	۲٫۷۶	۲٫۸۴	۳٫۹۱	۳٫۰۵	۱٫۱۳۹	۰٫۰۵۶	۰٫۴۳۷	۰٫۱۳۹
Z-40/1	۶۶٫۸۵	۱۳٫۴۲	۳٫۵۴	۳٫۵۹	۲٫۴۶	۲٫۲۳	۱٫۸۶	۰٫۰۵	۰٫۵۴۱	۰٫۱۴۴
Z1G	۶۷٫۰۱	۱۵٫۷۶	۲٫۹۴	۳٫۱۳	۳٫۹۵	۳٫۹۴	۱٫۷۳۷	۰٫۰۵۱	۰٫۴۸۱	۰٫۱۴۷
Z7G	۶۷٫۰۸	۱۶٫۹۳	۲٫۸	۳٫۰۷	۴٫۰۱	۳٫۱۶	۱٫۵۴۱	۰٫۰۵۳	۰٫۴۶۱	۰٫۱۴۶
Z-15/7	۶۷٫۴۱	۱۳٫۸۹	۳٫۰۵	۳٫۱۱	۲٫۸۴	۲٫۸۵	۱٫۴	۰٫۰۴۵	۰٫۴۴۹	۰٫۱۲۵
Z-43/1	۶۷٫۴۲	۱۳٫۸۹	۳٫۴۱	۳٫۱۴	۲٫۶۳	۳٫۱۹	۱٫۵۹	۰٫۰۵۱	۰٫۵۱۹	۰٫۱۳
H2G	۶۷٫۴۵	۱۵٫۶۹	۲٫۷۳	۲٫۸۲	۳٫۸۴	۳٫۲۱	۱٫۴۴۲	۰٫۰۵۱	۰٫۴۴	۰٫۱۶۵
Z160G	۶۷٫۸۴	۱۵٫۷۳	۲٫۴۶	۲٫۶۹	۳٫۹۴	۳٫۲۷	۱٫۱۳۷	۰٫۰۴۸	۰٫۴۰۱	۰٫۱۳
Z-69/3	۶۸٫۲۷	۱۳٫۸۵	۲٫۶۶	۲٫۷۹	۲٫۴۶	۲٫۹۹	۱٫۲۶	۰٫۰۴۳	۰٫۴۰۹	۰٫۱۲۴
Z-42/1	۶۸٫۸	۱۳٫۸	۳٫۰۵	۲٫۹۲	۲٫۵۲	۳٫۵۳	۱٫۲۶	۰٫۰۴۹	۰٫۴۴۹	۰٫۱۱۴
Z-61/1	۶۸٫۸۹	۱۴٫۶۳	۳٫۴۶	۳٫۳۵	۲٫۹۶	۲٫۷۷	۰٫۹۹	۰٫۰۴۴	۰٫۴۷۹	۰٫۱۵۹
Z98G	۶۹٫۰۵	۱۵٫۵۵	۲٫۱۴	۲٫۴۸	۳٫۶۵	۳٫۵۷	۰٫۹۷	۰٫۰۴۲	۰٫۳۲۳	۰٫۱۰۲
Z2G	۶۹٫۲	۱۵٫۵۸	۱٫۹۶	۲٫۳۲	۳٫۶	۴٫۳۵	۱٫۰۴۹	۰٫۰۳۲	۰٫۳۷۴	۰٫۱۱۱
Z-97/3	۷۰٫۵۵	۱۳٫۳۷	۲٫۵	۳٫۳۸	۲٫۲۴	۲٫۸۳	۱	۰٫۰۴۹	۰٫۳۳	۰٫۰۷۴
Z8G	۷۲٫۴۹	۱۲٫۵۴	۱٫۹۵	71٫۲۷	۲٫۷۷	۴٫۷۴	۰٫۸۵۴	۰٫۰۳۵	۰٫۳۶۴	۰٫۰۹۸
Z-25	۶۴٫۵۶	۱۴٫۷۶	۳٫۴	۳٫۰۶	۲٫۷۶	۵٫۳۴	۱٫۸۷	۰٫۰۵	۰٫۳۵۷	۰٫۲۳۴
Z-36	۷۰٫۵۸	۱۵٫۰۶	۲٫۶	۱٫۹۲	۲٫۶	۳٫۳۴	۱٫۱۱۵	۰٫۰۶۶	۰٫۳۶۹	۰٫۱۴۳
Z-6	۷۳٫۵۳	۱۶٫۸۳	۰٫۲۲	۰٫۹۸	۳٫۸۶	۴٫۱۶	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۳
Z-7	۷۲٫۴۱	۱۶٫۴۴	۰٫۵۷	۱٫۲۵	۴٫۳۹	۳٫۸۲	۰٫۳۱	۰٫۰۲	۰٫۱۵	۰٫۰۶
Z-8	۶۸٫۶	۲۰٫۱	۰٫۸۷	۱٫۴۱	۳٫۹۱	۳٫۹۴	۰٫۳۸	۰٫۰۲	۰٫۲	۰٫۰۷
Z-9	۶۸٫۰۸	۱۸٫۵۳	۱٫۳	۱٫۷۹	۳٫۹۳	۴٫۰۵	۰٫۶۹	۰٫۰۴	۰٫۳۵	۰٫۱۲
Z-10	۶۶٫۸۳	۲۰٫۵۵	۱٫۱۵	۲٫۲۸	۴٫۰۵	۳٫۱۲	۰٫۷۹	۰٫۰۴	۰٫۳	۰٫۰۹
H64G	۶۵٫۱۲	۱۷٫۱۱	۳٫۳۴	۳٫۳	۳٫۸۵	۳٫۱۸	۱٫۲۶۸	۰٫۰۶۹	۰٫۵۸۳	۰٫۱۹
H68G	۶۶٫۲۶	۱۶٫۴۴	۲٫۷۱	۳٫۲۲	۳٫۸۳	۳٫۱۳	۱٫۲۰۴	۰٫۰۵	۰٫۴	۰٫۱۲۶
H50G	۶۷٫۲۵	۱۶٫۲۱	۲٫۴۹	۲٫۷۷	۳٫۹۲	۳٫۸۶	۰٫۵۵۹	۰٫۰۷۸	۰٫۲۹۱	۰٫۱۹۶
Z111G	۶۷٫۶۵	۱۴٫۸۲	۳٫۶۳	۲٫۷۱	۲٫۵۱	۴٫۴۳	۱٫۵۵۷	۰٫۰۶۶	۰٫۵۲۳	۰٫۱۱۶
H67G	۶۸٫۷۳	۱۴٫۸۶	۲٫۴۷	۲٫۲۷	۴٫۴۲	۳٫۷۴	۰٫۶۰۸	۰٫۰۵۲	۰٫۲۹۲	۰٫۱۰۷
Z-105/1	۶۹٫۳۴	۱۳٫۵۵	۱٫۹۱	۲٫۸۵	۲٫۵	۳٫۱۸	۰٫۹۵	۰٫۰۳۶	۰٫۲۲۹	۰٫۰۹۹
Z-59/1	۶۹٫۷۱	۱۳٫۷۶	۲٫۶۱	۲٫۴۷	۲٫۸	۳٫۳۱	۰٫۸۶	۰٫۰۴۳	۰٫۳۲۵	۰٫۱۱۵
H39G/1	۶۹٫۷۵	۱۳٫۸۸	۱٫۴۵	۱٫۳۴	۲٫۲۵	۶٫۲۳	۰٫۶۲۳	۰٫۰۴۲	۰٫۱۹۱	۰٫۰۸۵
Z-55/1	۶۹٫۸۷	۱۳٫۸۶	۲٫۸	۲٫۷۲	۲٫۷۷	۳٫۲۲	۰٫۹۹	۰٫۰۴۶	۰٫۳۸۹	۰٫۱۳۱
H64C	۶۹٫۹	۱۴٫۶۶	۲٫۴۷	۱٫۹۴	۲٫۶۶	۴٫۷۱	۱٫۰۵	۰٫۰۵۴	۰٫۴۲۳	۰٫۰۸۴
Z-24/2	۷۰٫۱۸	۱۲٫۸۵	۲٫۹۵	۲٫۵۸	۲٫۰۷	۳٫۸۷	۱٫۰۱	۰٫۰۴۷	۰٫۴۳	۰٫۰۷۲
Z-87/1	۷۰٫۴۹	۱۳٫۳۶	۱٫۷۹	۲٫۲۲	۲٫۶	۳٫۴۸	۰٫۳۹	۰٫۰۳۴	۰٫۲۶۴	۰٫۰۷۳
Z-104/1	۷۱٫۱۶	۱۲٫۸۸	۲٫۰۷	۲٫۱۵	۲٫۰۳	۳٫۸۵	۰٫۸	۰٫۰۳	۰٫۳۶۲	۰٫۰۶۹
H39G	۷۱٫۴۲	۱۴٫۶۸	۲٫۳۶	۲٫۱۵	۲٫۸۲	۴٫۹۲	۰٫۹۱۷	۰٫۰۴۵	۰٫۳۷۵	۰٫۰۸۷
Z-38/1	۷۲٫۱۳	۱۲٫۶۴	۱٫۸۱	۲٫۳۵	۲٫۴	۳٫۱۱	۰٫۵۷	۰٫۰۳۶	۰٫۲۱۴	۰٫۰۴
Z33/2G	۷۲٫۴۸	۱۳٫۶۴	۱٫۹۴	۱٫۱۳	۲٫۹۸	۵٫۲۳	۰٫۴۵۲	۰٫۰۳۶	۰٫۳۶۴	۰٫۰۶۱

www.SID.ir

Archive of SID

ادامه جدول ۱

Sample	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	Na2O	K2O	MgO	MnO	TiO2	P2O5
z-112C	۷۳٫۴۸	۱۲٫۹۳۵	۱٫۵۲۵	۱٫۹۷	۲٫۶۷	۲٫۹۸۵	۰٫۴۴۵	۰٫۰۲۷	۰٫۳۰۴	۰٫۰۹۹
Z-1	۵۵٫۶۷	۱۵٫۱۷	۵٫۴۲	۶٫۷۹	۲٫۷۵	۲٫۰۱	۸٫۳۸	۰٫۱۲	۱٫۱۴	۰٫۲۴
Z-2	۵۷٫۴۲	۱۵٫۹۵	۴٫۵	۶٫۷۸	۳٫۳۳	۱٫۹۵	۶٫۷۲	۰٫۱	۰٫۹۹	۰٫۲۱
Z-26	۵۴٫۵۶	۱۴٫۴۷	۷٫۰۸	۸٫۴۵	۱٫۹۷	۱٫۶۵	۴٫۸۶	۰٫۱۳۹	۰٫۵۰۱	۰٫۲۰۸
Z-82/3*	۵۱٫۰۸	۱۲٫۶۸	۷٫۸	۸٫۳۹	۲٫۷۷	۱٫۷۵	۱۲٫۹۵	۰٫۱۳	۰٫۹۲	۰٫۲۴
Z-82/4	۵۱٫۷۱	۱۶٫۶۱	۷٫۸۹	۶٫۷۹	۲٫۸۹	۱٫۹۸	۳٫۵۱	۰٫۰۸۷	۱٫۲۶۳	۰٫۴۶۱
H27	۵۲٫۱۹	۱۷٫۰۸	۶٫۶۷	۷٫۷۸	۲٫۵	۱٫۴۱	۵٫۲۳	۰٫۱۰۵	۰٫۹۸۴	۰٫۲۳۵
Z-82/1	۵۲٫۳۴	۱۶٫۲۳	۸٫۱۸	۷٫۵۶	۲٫۶	۱٫۷	۴٫۳۹	۰٫۱۱۱	۱٫۲۳۲	۰٫۳۸۵
Z-82/3	۵۲٫۵۸	۱۴٫۲۸	۷٫۵۹	۷٫۶۸	۱٫۶۷	۱٫۶۵	۱۰٫۱۱	۰٫۱۱۹	۰٫۸۹۵	۰٫۱۶۲
Z-25/1	۵۳٫۶۹	۱۴٫۲۱	۷٫۴۸	۷٫۶۲	۲٫۲۷	۱٫۹۶	۵٫۷۴	۰٫۱۲	۰٫۸۲۳	۰٫۲۶
H26	۵۴٫۲۱	۱۶٫۳۶	۶٫۸	۷٫۰۷	۱٫۹۳	۱٫۵۱	۴٫۶۴	۰٫۱۰۶	۱٫۰۱۷	۰٫۲۳۶
Z-26/1	۵۵٫۳۳	۱۴٫۳۵	۸٫۵۵	۷٫۲۱	۲٫۰۲	۱٫۴۵	۶٫۲۲	۰٫۱۳۱	۱٫۱۲۶	۰٫۲۰۵
Z-25/2	۵۶٫۲	۱۳٫۵۸	۷٫۵۶	۷٫۱۳	۲٫۰۴	۲٫۱۸	۵٫۷۲	۰٫۱۲۱	۰٫۸۶۹	۰٫۲۵
Z90G	۵۸٫۹۸	۱۵٫۱۴	۴٫۸۸	۵٫۲۵	۳٫۸۲	۲٫۵۹	۳٫۳۳۳	۰٫۰۷۸	۰٫۸۵۴	۰٫۲۶۹
Z7E2	۵۲٫۸۴	۱۵٫۵۲	۶٫۲۹	۷٫۷۸	۳٫۳۳	۲٫۲۱	۵٫۱۱۲	۰٫۱۵۳	۰٫۷۹۵	۰٫۱۹۳
Z35E	۵۴٫۵۶	۱۶٫۱۳	۶٫۷۷	۶٫۹۷	۳٫۲	۲٫۲۹	۵٫۸۳۶	۰٫۱۱۲	۱٫۱۵۱	۰٫۲۶
Z45E	۵۴٫۷۴	۱۵٫۹۸	۶٫۸۴	۶٫۷۷	۳٫۴۹	۲٫۷۷	۵٫۸۵۵	۰٫۰۹۹	۱٫۰۱۲	۰٫۲۴۷
Z-3	۶۴٫۰۹	۲۰٫۹۸	۱٫۷۵	۲٫۸۸	۳٫۸۶	۳٫۰۲	۱٫۶۱	۰٫۰۵	۰٫۴۷	۰٫۱۴
Z-4	۶۴٫۷۶	۱۹٫۵	۲٫۲	۳٫۴۷	۴٫۰۴	۲٫۲۵	۱٫۸	۰٫۰۵	۰٫۵۸	۰٫۱۶
Z-5	۶۵٫۳	۱۸٫۰۳	۲٫۰۶	۳٫۱۹	۳٫۸۹	۳٫۴۱	۱٫۸۳	۰٫۰۶	۰٫۵۸	۰٫۲
Z-93/1	۵۲٫۰۵	۱۵٫۲۶	۸٫۲	۷٫۷۷	۲٫۵۲	۱٫۹۳	۴٫۵۲	۰٫۱۴۷	۱٫۱۰۶	۰٫۳
Z73D	۵۵٫۶۲	۱۸٫۵۷	۶٫۵۲	۵٫۹۵	۴٫۱۱	۲٫۴۳	۲٫۹۱۸	۰٫۱۰۱	۱٫۶۱۹	۰٫۳۱۷
Z-69/4	۵۶٫۱۸	۱۳٫۵۱	۶٫۰۷	۷٫۹۵	۱٫۶۶	۲	۴٫۰۶	۰٫۱۲۸	۰٫۶۲۳	۰٫۱۳۹
Z-17/2	۵۶٫۶۵	۱۵٫۱۲	۷٫۰۷	۷٫۴	۱٫۷۳	۲٫۰۳	۴٫۰۳	۰٫۱۳۴	۰٫۶	۰٫۱۷۲
Z-172/1	۵۶٫۹۳	۱۵٫۰۱	۶٫۲۳	۷٫۱۹	۱٫۹۸	۱٫۹۸	۳٫۸۹	۰٫۱۱۲	۰٫۵۴۷	۰٫۱۲۵
Z-88/2	۵۸٫۱۴	۱۳٫۹۹	۶٫۷۴	۶٫۳	۱٫۹۹	۱٫۳۳	۵٫۲۵	۰٫۰۹۲	۱٫۰۱۹	۰٫۱۸۷
H54D	۵۸٫۸۵	۱۷٫۳۶	۵٫۳۳	۶٫۸۳	۲٫۸۱	۱٫۸	۳٫۴۸۸	۰٫۱۱۴	۰٫۵۴۵	۰٫۱۷
Z-40/3	۵۹٫۰۲	۱۴٫۰۳	۶٫۱۳	۵٫۸۴	۲٫۴	۱٫۹	۴٫۵۴	۰٫۰۹۴	۰٫۹۳۹	۰٫۱۲۷
Z-69/2	۵۹٫۳	۱۴٫۶۵	۵٫۶۲	۵٫۲۱	۲٫۳۶	۲٫۰۵	۳٫۷۳	۰٫۱۰۳	۰٫۵۵۱	۰٫۱۰۹
Z-27/1	۶۰٫۳۲	۱۴٫۳۸	۳٫۹۷	۵٫۷۷	۲٫۲	۲٫۲	۱٫۹۷	۰٫۰۹۱	۰٫۴۵	۰٫۱۴۶
H52D	۶۱٫۰۵	۱۷٫۴۸	۴٫۵۹	۴٫۹۲	۳٫۴۳	۲٫۷۱	۲٫۷۳۹	۰٫۰۹۷	۰٫۴۷۷	۰٫۱۹۵
Z-31/2	۶۲٫۳۱	۱۳٫۸	۴٫۴۹	۵٫۴	۱٫۹۸	۱٫۸۲	۱٫۹۷	۰٫۱۰۷	۰٫۴۵۵	۰٫۱۲۸
Z-4/3	۶۲٫۸۲	۱۴٫۵۶	۳٫۹۹	۵٫۰۵	۱٫۹	۲٫۶۳	۱٫۶۷	۰٫۰۹۲	۰٫۴۴۶	۰٫۱۲۱
H49D	۶۲٫۹۲	۱۶٫۰۸	۴٫۵۶	۴٫۶۲	۳٫۹۵	۲٫۸۴	۱٫۹۰۶	۰٫۰۹۶	۰٫۴۶	۰٫۱۵
Z-27/2	۶۳٫۱	۱۵٫۸۳	۴٫۸۴	۵٫۱۱	۲٫۶۳	۲٫۴۸	۲٫۰۳	۰٫۱۱۱	۰٫۴۹۴	۰٫۱۵۳
Z22D	۶۳٫۹۲	۱۶٫۳۳	۳٫۹۴	۳٫۷۲	۳٫۸	۲٫۹۹	۲٫۱۶	۰٫۰۷۹	۰٫۷۶۵	۰٫۱۸۵
Z-2/1	۶۴٫۵۱	۱۵٫۶۵	۳٫۵۲	۴٫۸۷	۲٫۳۲	۲٫۰۳	۱٫۶۹	۰٫۰۸	۰٫۴۲۱	۰٫۱۲۶
Z-4/2	۶۴٫۸۸	۱۴٫۷۳	۳٫۷۷	۴٫۱۶	۲٫۴۷	۲٫۶۹	۱٫۹۳	۰٫۰۸۶	۰٫۴۳۱	۰٫۱۰۸
Z-3/1	۶۴٫۹۲	۱۴٫۶۵	۳٫۳۶	۵٫۰۵	۲٫۳۵	۲٫۵۶	۱٫۳۹	۰٫۰۷۷	۰٫۳۸۲	۰٫۱۰۲
Z54D	۶۵٫۲۵	۱۶٫۰۵	۳٫۳۵	۳٫۱۲	۳٫۶۸	۳٫۲	۱٫۴۵۳	۰٫۰۸۷	۰٫۰۵۶۲	۰٫۱۶۸
Z-31/5	۶۵٫۳۶	۱۴٫۴۵	۴٫۰۹	۵	۲٫۲۵	۲٫۰۹	۱٫۵۶	۰٫۰۸۱	۰٫۴۰۳	۰٫۱۱۸
Z12D	۶۵٫۴۸	۱۵٫۹۸	۳٫۸۴	۲٫۷۷	۳٫۷۱	۳٫۱۷	۱٫۸۶۵	۰٫۰۶۵	۰٫۵۱۵	۰٫۱۵۲
H40D	۶۵٫۷۵	۱۶٫۴	۳٫۴	۲٫۹۹	۳٫۸۹	۳٫۳۳	۱٫۴۵۵	۰٫۰۹۳	۰٫۵۵۶	۰٫۱۶
Z15D	۶۵٫۹۵	۱۶٫۱۲۳	۳٫۱۴	۳٫۱۶	۳٫۸۵	۳٫۲۶	۱٫۵۴۹	۰٫۰۶۶	۰٫۵۶۷	۰٫۱۶۴
Z1D	۶۶٫۶۵	۱۵٫۳۶	۳٫۴۹	۲٫۸۵	۳٫۹۱	۳٫۳۳	۱٫۲۵۵	۰٫۱۰۸	۰٫۵۵	۰٫۱۸۹
H50D	۶۶٫۶۵	۱۶٫۳۴	۲٫۹۶	۲٫۲۸	۴٫۲۹	۳٫۴۷	۱٫۳۴۱	۰٫۰۵۶	۰٫۴۴۱	۰٫۱۷۳
Z33/1D	۶۶٫۸۱	۱۵٫۸۸	۳٫۱۹	۳٫۳۱	۳٫۶۷	۳٫۰۱	۱٫۷۴۷	۰٫۰۶۷	۰٫۴۸۶	۰٫۱۴۵
Z18D	۶۷	۱۵٫۰۱	۳٫۴۴	۳٫۲۲	۳٫۷۸	۳٫۲۴	۱٫۵۸۱	۰٫۰۹	۰٫۵۶۶	۰٫۱۶۱
Z-77/1	۶۸٫۶۷	۱۳٫۷	۲٫۷۸	۲٫۳۵	۲٫۲۲	۳٫۵۳	۰٫۸۳	۰٫۰۳۵	۰٫۴۸۲	۰٫۱۵۲
Z131D	۶۸٫۸۱	۱۵٫۵۶	۲٫۴۵	۲٫۴۵	۳٫۶۸	۳٫۵۴	۱٫۰۰۵	۰٫۰۶۷	۰٫۳۴۳	۰٫۱۲۶
Z-76/1	۶۹٫۱۲	۱۲٫۹۶	۲٫۸۹	۳٫۰۶	۲٫۳۲	۳٫۱۵	۱٫۳۱	۰٫۰۴۷	۰٫۴۵	۰٫۱۳۱

www.SID.ir

Archive of SID

ادامه جدول ۱ نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی توده گرانیتوئیدی زاهدان.

Sample	Z98G	Z2G	Z-97/3	Z8G	Z-25	Z-36	Z-6	Z-7	Z-8	Z-9	Z-10	H64G	H68G	H50G	Z111G	H67G	Z-59/1	H39G/1	Z-105/1
Ba	۴۷۵	۱۰۸۷	۷۵۷	۸۴۷			۲۶۰	۴۱۰	۵۶۹	۶۲۰	۵۸۸	۳۵۰	۵۵۸	۴۲۲	۴۸۲	۴۰۰	۴۶۱	۳۲۴	۹۷۵
Ce	۲۵	۱۵	۱	۵			۲۸	۴۵	۴۱/۵	۴۴/۵	۴۶/۲	۲۱	۹	۳۷	۳۶	۲۳	۱	۱۹	۱
La	۲۱	۱۵	۱	۲۲			۱۵	۲۴	۲۲/۵	۲۴/۶	۲۴/۸	۱۹	۹	۲۳	۴۱	۱۷	۱	۹	۱
Co	۱۵	۱۹	۸	۲				۱	۲	۳	۳	۲۲	۲۷	۱۸	۱۹	۶	۱۳	۱۰	۷
Cu	۹	۸	۳۸	۴۸				۱۸	۳۷	۱۲	۱۴	۳	۱۲	۱۱	۶	۱۱	۴	۸	۳
Ga	۱۹	۱۸	۱	۱۵			۱۴	۲۱	۲۰	۲۲	۲۱	۱۷	۱۷	۱۷	۱۴	۱۶	۱	۱۱	۱
Hf	۵	۵	۱	۵			۰/۲	۲/۷	۳/۲	۳/۷	۳/۴	۷	۷	۶	۸	۶	۱	۶	۱
Nb	۱۱	۷	۷	۱۳			۱۱	۱۱	۹/۵	۱۳/۶	۹/۲	۹	۱۰	۱۲	۱۸	۱۴	۷	۹	۹
Nd	۷	۳		۴			۱۱	۱۵	۱۴	۱۵/۷	۱۵/۹	۲	۱	۶	۷	۹		۸	
Ni	۲۰	۱۵	۳۲	۱۴								۹	۱۱	۱۸	۴۰	۱۱	۱۰	۲۰	۳۰
Pb	۱۴	۱۳	۳۹	۴			۵۰	۴۳	۱۲۱	۴۱	۳۸	۱۷	۳	۵	۱۰	۲۶	۳۴	۲۶	۵۶
Rb	۱۴۶	۱۳۹	۱۵۴	۱۵۳			۱۴۲	۱۶۳	۱۳۹	۱۵۶	۱۳۳	۱۲۲	۱۱۴	۱۰۹	۱۹۰	۱۰۹۹	۱۲۶	۲۲۵	۱۳۵
Sr	۲۶۵	۳۷۴	۲۲۴	۲۳۵			۸۷	۱۹۱	۲۳۳	۲۹۴	۳۳۳	۲۵۰	۴۶۵	۳۸۴	۱۵۷	۳۵۷	۳۵۴	۱۱۷	۴۱۶
Th	۱	۲	۷	۲			۲۰	۱۲	۱۱/۲	۱۱/۳	۱۰/۶	۱	۱	۱	۱۳	۱	۹	۷	۱۵
U	۳	۱	۵	۱			۴/۱	۱/۶	۱/۴۹	۱/۲۸	۱/۴۸	۱	۱	۵	۸	۱	۱	۴	۴
V	۳۱	۴۵	۵۱	۳۷				۶	۸	۱۵	۲۳	۲۱	۵۴	۳۷	۳۶	۳۷	۴۷	۲۷	۳۳
Y'	۷	۶	۲۷	۷			۲۴	۵	۴/۶	۵/۶	۷/۳	۱۱	۱۰	۱۱	۵۰	۱۰	۲۰	۱۰	۲۳
Zn	۳۴	۳۲	۴۳	۳۵				۴۱	۵۲	۷۲	۴۹	۴۰	۵۵	۵۲	۳۵	۴۷	۵۷	۱۸	۳۶
Zr	۱۱۷	۱۱۸	۱۶۰	۹۲			۴۲	۷۵	۹۴	۱۲۸	۱۱۰	۱۳۳	۱۶۹	۱۷۱	۱۷۸	۱۱۵	۱۴۹	۱۰۸	۱۵۶
Sm							۳	۲/۸	۲/۴۷	۲/۹۲	۲/۸۳								
Eu							۰/۲	۰/۶	۰/۶۹۶	۰/۷۹۵	۰/۷۲								
Gd							۳/۳	۱/۸	۱/۵۱	۱/۸۳	۱/۹۷								
Tb							۰/۷	۰/۲	۰/۲	۰/۲۴	۰/۳								
Dy							۴/۲	۱	۰/۹۶	۱/۱۲	۱/۵۱								
Ho							۰/۹	۰/۲	۰/۱۷	۰/۲	۰/۲۷								
Er							۲/۶	۰/۵	۰/۴۹	۰/۵۷	۰/۷۸								
Tm							۰/۴	۰/۱	۰/۰۷۲	۰/۰۸	۰/۱۱								
Yb							۲/۵	۰/۴	۰/۴۹	۰/۵۱	۰/۶۶								
Lu							۰/۴	۰/۱	۰/۰۷۴	۰/۰۷۹	۰/۱								
Ta							۱/۴	۱/۲	۰/۷۴	۰/۹۱	۰/۸۳								
Tl							۱/۳	۱/۷	۱/۶۸	۱/۷۹	۱/۵۵								

ادامه جدول ۱

Sample	Z-55/1	H64C	Z-24/2	Z-87/1	Z-104/1	H39G	Z-38/1	Z33/2G	z-112C	Z-1	Z-2	Z-59/2	H39G/2	Z-55/2	H64C	Z-24/3	Z-25/1	H26	Z-87/2
Ba	۵۱۹	۴۴۸	۳۸۳	۴۱۳	۱۲۲۲	۲۹۰	۱۲۳۲	۲۸۶	۴۸۱/۵	۳۶۳	۳۷۰	۵۴۵/۱۲	۵۴۸/۳	۵۵۱/۶	۵۵۴/۸۱	۵۵۸	۴۷۵	۲۹۳	۵۶۱
Ce	۱	۶۴				۲۶		۵۵		۴۶/۶	۵۰/۵	۵۷/۹	۶۱/۲۹	۶۴/۶۸	۶۸/۰۷۵	۷۱/۴۷		۱۰	۷۴/۹
La	۱	۲۳				۲۱		۴۱		۲۳/۱	۲۶/۳	۳۴/۶۳۲	۳۶/۸۶	۳۹/۰۹	۴۱/۳۲۶	۴۳/۵۶		۸	۴۵/۸
Co	۶	۱۵	۸	۸	۱۱	۲۱	۴	۲۸	۶/۵	۳۷	۲۹	۲۵/۷۶۹	۲۷/۲۹	۲۸/۸۱	۳۰/۳۳۵	۳۱/۸۶	۲۷	۳۷	۳۳/۴
Cu	۱۱	۱۳	۳	۲	۲	۱۱	۲	۱۲	۴	۵۷	۵۲	۳۳/۵	۳۶/۳	۳۹/۰۹	۴۱/۸۹	۴۴/۶۹	۱۴	۳۱	۴۷/۵
Ga		۲۰				۱۴		۱۱		۱۸	۱۹	۱۹/۱۰۳	۱۹/۹۳		۲۱/۵۸۶			۱۹	
Hf		۶				۷		۷		۳۲	۵/۴	۵/۹۲۸۶	۶/۰۵۲		۶/۲۹۷۴			۵	
Nb	۹	۱۶	۸	۴	۸	۱۳	۲	۱۰	۷/۵	۱۰/۹	۱۰/۱	۸/۸۵	۸/۸۵۶	۸/۸۶۲	۸/۸۶۸	۸/۸۷۴	۱۲	۶	۸/۸۸
Nd		۱۶				۱۴		۱۱		۲۱/۱	۲۱		۲۰/۲۶		۲۱/۹۹			۱۴	
Ni	۱۵	۱۲	۴۳	۲	۲۳	۱۴	۶	۱۸	۱۴	۲۱۵	۱۳۸	۱۰۵/۹۶	۱۱۵/۳	۱۲۴/۶	۱۳۳/۹	۱۴۳/۲	۹۰	۴۹	۱۵۳
Pb	۶۵	۱۴	۲۲۴	۴۲	۶۷	۳	۲۸	۲	۳۶	۱۸	۲۳	۱۸/۲۶۹	۱۴/۴۸	۱۰/۷	۶/۹۱۲	۳/۱۲۶	۲۴	۳۴	-۰/۶۶
Rb	۱۱۷	۱۱۹	۱۸۵	۱۳۰	۱۳۶	۱۷۶	۱۱۷	۲۱۰	۱۰۱	۶۱	۷۶	۹۸/۳۴۶	۹۲/۸۵	۸۷/۳۵	۸۱/۸۴	۷۶/۳۵	۷۰	۴۲	۷۰/۸
Sr	۳۸۰	۳۸۰	۱۳۶	۲۵۶	۲۵۷	۱۲۹	۶۰۰	۷۲	۳۲۶/۵	۴۳۵	۴۵۸	۳۷۲/۲۳	۳۸۲/۵	۳۹۲/۹	۴۰۳/۱۷	۴۱۳/۵	۵۵۰	۴۹۳	۴۲۴
Th	۸	۱	۱۹	۱۳	۱۲	۳	۵	۱۰	۳	۵/۵۳	۱۰/۴	۶/۹۹۶۵	۶/۸۳۲	۶/۶۶۷	۶/۵۰۲۹	۶/۳۳۸	۲	۱۶	۶/۱۷
U	۲	۱	۳	۶	۱	۸	۹	۹	۳/۵	۱/۰۹	۲/۵۶	۵/۴۲۷۳	۵/۶۴۱	۵/۸۵۴	۶/۰۶۷	۶/۲۸	۱	۱	۶/۴۹
V	۵۰	۴۸	۶۲	۳۸	۵۲	۳۵	۳۲	۱۷	۴۷	۱۴۱	۱۱۷	۸۶/۳۴۶	۹۰/۸۸	۹۵/۴۱	۹۹/۹۴۵	۱۰۴/۵	۱۴۳	۱۵۲	۱۰۹

www.SID.ir

Archive of SID

دنبالهٔ جدول

Sample	Z-55/1	H64C	Z-24/2	Z-87/1	Z-104/1	H39G	Z-38/1	Z33/2G	z-112C	Z-1	Z-2	Z-59/2	H39G/2	Z-55/2	H64C	Z-24/3	Z-25/1	H26	Z-87/2
Y’	۱۹	۱۵	۳۶	۲۱	۲۲	۲۵	۲۰	۱۳	۱۸	۱۷٫۸	۱۸٫۱	۱۹٫۲۰۸	۱۹٫۱۵	۱۹٫۰۹	۱۹٫۰۳۶	۱۸٫۹۸	18	۱۵	۱۸٫۹
Zn	۶۰	۵۷	۵۲	۴۴	۳۹	۲۶	۳۷	۲۴	۵۸٫۵	۷۰	۶۴	۵۲٫۳۸۵	۵۳٫۲	۵۴٫۰۲	۵۴٫۸۴۱	۵۵٫۶۶	76	۶۰	۵۶٫۵
Zr	۱۵۸	۱۷۰	۱۷۶	۱۲۱	۱۷۶	۱۸۷	۱۱۳	۲۱۰	۱۴۰	۱۱۰	۲۰۲	۱۶۷٫۵۴	۱۶۹٫۳	۱۷۱	۱۷۲٫۷۵	۱۷۴٫۵	۱۴۵	۱۳۸	۱۷۶
Sm										۴٫۷۱	۴٫۴۱								
Eu										۱٫۳۴	۱٫۲۹								
Gd										۴٫۱۵	۳٫۸۸								
Tb										۰٫۶۷	۰٫۶۵								
Dy										۳٫۷۸	۳٫۶								
Ho										۰٫۷۱	۰٫۷۱								
Er										۲٫۰۵	۲٫۱۱								
Tm										۰٫۲۸۶	۰٫۳۱								
Yb										۱٫۷۴	۱٫۹۱								
Lu										۰٫۲۴۴	۰٫۲۷۶								
Ta										۰٫۷۳	۰٫۷۸								
Tl										۰٫۶۹	۰٫۸۳								

ادامه جدول ۱

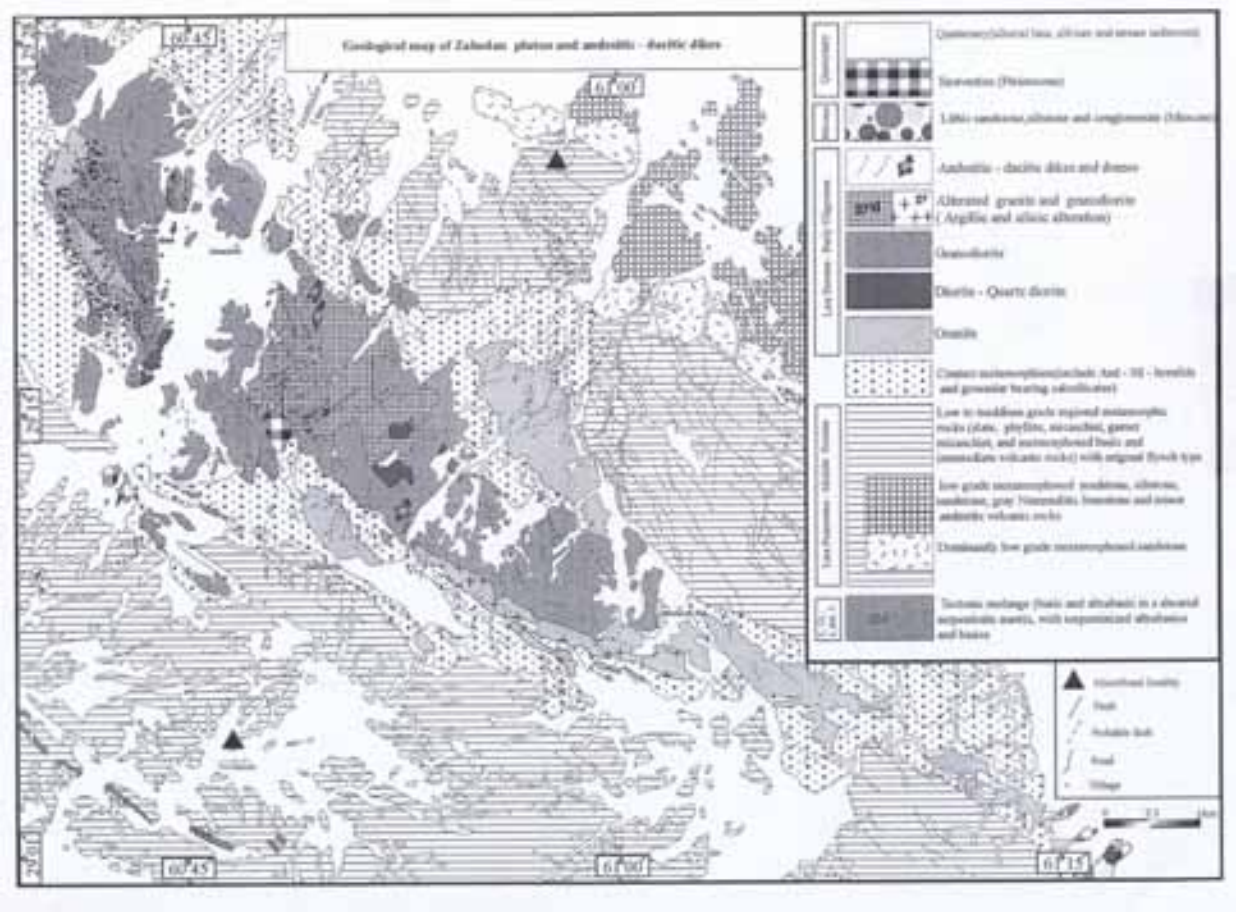
Sample	Z-26/1	Z-25/2	Z90G	Z7E2	Z35E	Z45E	Z-3	Z-4	Z-5	Z-93/1	Z73D	Z-69/4	Z-17/2	Z-172/1	Z-88/2	H54D	Z-40/3	Z-27/1	H52D	Z-69/2
Ba	۳۰۲	۶۲۴	۵۶۴	۶۱۷	۵۰۲	۷۰۴	۴۴۸	۳۶۱	۵۷۳	۵۱۴	۶۵۱	۷۳۴	۷۳۵	۷۵۳	۳۳۵	۵۶۰	۷۷۳	۸۲۰	۱۰۴۶	۷۵۶
Ce			۴۳	۷۷	۳۷	۶۹	۴۷٫۶	۵۵٫۶	۵۲		۴۸					۵۹			۵۲	
La			۲۲	۳۰	۲۵	۲۹	۲۵٫۷	۳۱	۲۷٫۵		۲۶					۱۲			۴۷	
Co	۳۲	۳۷	۱۶	۳۲	۳۶	۲۹	۷	۹	۹	۲۵	۲۲	۲۲	۲۰	۱۷	۲۸	۲۲	۲۳	۱۲	۱۴	۱۶
Cu	۳۶	۲۰	۲۴	۱۸۲	۱۳۷	۲۸	۴۰		۲۰	۱۸	۱۵	۳۶	۱۰	۹	۵	۱۹	۲۲	۷	۱۲	۴
Ga			۱۸	۱۵	۱۶	۱۷	۲۰	۲۱	۲۰		۱۷					۱۷			۲۲	
Hf			۵	۳	۵	۵	۴	۳٫۹	۳٫۸		۴					۵			۹	
Nb	۱۰	۸	۱۴	۱۵	۱۵	۱۷	۱۱٫۴	۱۰٫۷	۱۰٫۵	۱۲	۱۴	۶	۹	۹	۱۱	۱۲	۸	۱۴	۱۴	۱۱
Nd			۱۰	۱۷	۴	۱۷	۱۷٫۴	۱۸٫۸	۱۹٫۷		۱۳					۱۵			۱۵	
Ni	۱۳۲	۹۸	۵۴	۹۷	۸۷	۱۲۰				۴۲	۳۲	۷۰	۵۰	۳۲	۱۲۶	۲۲	۹۶	۱۸	۲۱	۵۸
Pb	۲۱	۲۵	۱۱	۱۹	۹	۲	۲۹	۳۲	۲۷	۲۳	۲	۲۹۵	۱۰۴	۲۹	۲۴	۳	۳۰	۳۲	۶	۱۸
Rb	۴۴	۶۹	۸۵	۷۴	۷۹	۷۳	۱۲۵	۱۰۸	۱۱۷	۶۰	۱۲۱	۷۹	۶۹	۶۸	۴۸	۶۳	۶۴	۸۸	۹۹	۸۲
Sr	۴۲۱	۵۳۶	۴۷۷	۳۹۲	۴۵۹	۵۶۹	۳۲۶	۳۹۳	۳۸۳	۵۰۹	۳۶۳	۶۸۵	۵۴۳	۶۷۶	۴۳۹	۵۶۶	۴۸۷	۵۶۶	۶۴۳	۵۰۶
Th	۳	۳	۲	۲۲	۲۴	۱۷	۱۲٫۷	۱۰٫۵	۱۲٫۷	۱	۱	۶	۹	۹	۳	۱	۱۰	۳	۱	۶
U	۶	۱	۱	۴	۳	۴	۲٫۸۷	۱٫۳۹	۱٫۹۲	۳	۳	۱	۱	۲	۱	۱	۱	۱	۲	۱
V	۱۸۳	۱۴۳	۹۹	۱۵۶	۱۵۱	۱۲۴	۴۲	۵۱	۵۳	۱۷۰	۶۴	۱۲۳	۱۱۹	۱۱۲	۱۴۷	۹۷	۱۴۸	۷۷	۶۷	۱۰۱
Y’	۱۸	۱۸	۱۷	۲۳	۱۹	۱۹	۱۱٫۳	۸	۱۱٫۲	۲۰	۱۰	۲۰	۱۹	۱۸	۱۶	۲۰	۱۷	۲۰	۱۲	۱۹
Zn	۸۰	۷۲	۵۲	۹۰	۵۷	۶۳	۴۲	۶۷	۴۴	۸۰	۵۱	۱۲۸	۹۰	۷۲	۶۶	۶۲	۷۳	۶۴	۶۷	۵۳
Zr	۱۵۰	۱۴۷	۱۷۴	۱۴۸	۱۵۱	۱۸۰	۱۲۷	۱۴۳	۱۴۰	۱۸۷	۱۴۲	۱۵۵	۱۷۲	۱۴۵	۱۷۶	۱۵۲	۱۷۴	۱۵۰	۲۵۷	۱۳۰
Sm							۳٫۴	۳٫۰۸	۳٫۵۴											
Eu							۰٫۷۹۱	۰٫۹۹	۰٫۹۶۷											
Gd							۲٫۵۶	۲٫۲۵	۲٫۸۱											
Tb							۰٫۴۱	۰٫۳۲	۰٫۴۲											
Dy							۲٫۱۹	۱٫۶۴	۲٫۲۷											
Ho							۰٫۴۱	۰٫۳	۰٫۴۴											
Er							۱٫۲۳	۰٫۸۵	۱٫۲۶											
Tm							۰٫۱۸۲	۰٫۱۲۲	۰٫۱۸											
Yb							۱٫۱۸	۰٫۸	۱٫۰۹											
Lu							۰٫۱۷۴	۰٫۱۱۹	۰٫۱۵۶											
Ta							۱٫۳۵	۰٫۵۸	۰٫۸۹											
Tl							۱٫۳۵	۱٫۳۶	۱٫۱۶											

www.SID.ir

Archive of SID

ادامه جدول ۱

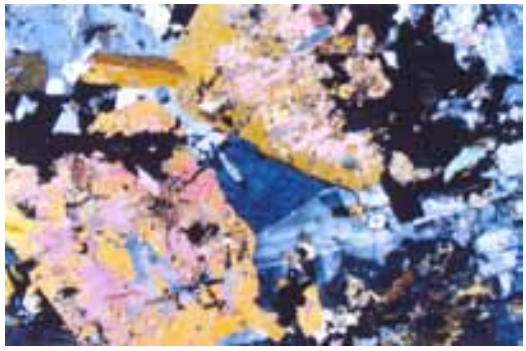
Sample	Z-31/2	Z-4/3	H49D	Z-27/2	Z22D	Z-2/1	Z-4/2	Z-3/1	Z54D	Z-31/5	Z12D	H40D	Z15D	Z1D	H50D	Z33/1D	Z18D	Z-77/1	Z131D	Z-76/1
Ba	۷۰۸	۹۸۶	۶۴۸	۹۷۶	۴۹۷	۸۳۹	۱۲۹۴	۱۰۰۱	۴۸۴	۶۵۵	۵۹۰	۶۲۴	۳۵۰	۶۱۶	۵۵۵	۵۵۴	۵۱۱	۵۸۹	۴۸۶	۶۵۲
Ce			۵۰		۴۸				۴۱		۵۵	۳۶	۳۱	۳۵	۶۶	۴۶	۳۷		۳۵	
La			۱۹		۳۰				۳۹		۲۳	۲۴	۲۱	۴۱	۴۴	۳۹	۱۵		۳۴	
Co	۱۷	۱۸	۱۲	۱۵	۹	۱۲	۱۱	۶	۶	۸	۲۵	۲۲	۴	۴۱	۲	۱۴	۵	۸	۴	۹
Cu	۳	۱	۸	۸	۷	۳	۲	۲	۸	۳	۲۷	۱۶	۱۸	۱۸	۴	۱۴	۱۲	۴	۲۱	۹
Ga			۱۶		۱۷				۲۱		۲۰	۱۵	۱۹	۱۷	۱۶	۱۸	۱۹		۱۷	
Hf			۶		۸				۵		۷	۶	۵	۶	۹	۶	۷		۷	
Nb	۶	۱۰	۱۸	۱۰	۱۸	۱۳	۸	۱۰	۱۴	۸	۱۷	۹	۱۱	۱۱	۱۷	۱۲	۱۲	۱۱	۱۴	۷
Nd			۱۲		۱۱				۷		۱۴	۱۰	۷	۷	۱۵	۹	۱۰		۴	
Ni	۹	۶	۱۲	۱۹	۳۰	۶	۶	۱۳	۳۴	۲۳	۱۹	۳۱	۲۳	۴۰	۱۴	۴۵	۱۶	۹	۴۱	۳۹
Pb	۳۰	۴۲	۶	۳۵	۱۲	۳۴	۴۹	۶۸	۱۳	۳۳	۴	۹	۱۷	۴	۱۴	۱۵	۱۸	۳۸	۱۵	۶۲
Rb	۸۰	۱۱۴	۹۶	۸۹	۱۱۹	۹۵	۱۱۱	۱۱۱	۱۱۱	۸۵	۶۷	۱۱۰	۱۵۷	۱۲۰	۱۳۹	۱۰۳	۱۱۶	۱۱۸	۱۳۲	۱۱۶
Sr	۵۱۶	۵۰۴	۶۵۹	۵۶۹	۳۶۴	۶۵۰	۵۰۱	۴۷۰	۳۶۰	۵۳۴	۵۸۳	۴۰۴	۲۳۵	۳۸۸	۳۶۴	۴۲۲	۳۸۴	۳۳۷	۳۱۴	۳۸۳
Th	۱۳	۸	۵	۱۰	۲	۷	۷	۱۰	۱	۱۱	۲۴	۹	۶	۱	۶	۱	۱	۷	۲	۸
U	۱	۴	۵	۱	۱	۴	۱	۷	۱	۱	۳	۷	۸	۱	۸	۱	۱	۴	۱	۱
V	۷۳	۷۰	۵۲	۸۰	۴۷	۶۸	۶۵	۶۴	۶۱	۶۹	۱۰۲	۴۹	۳۶	۶۲	۱۸	۶۶	۵۷	۵۹	۲۷	۶۵
Y'	۱۹	۲۲	۱۴	۲۰	۱۰	۱۹	۲۱	۱۸	۱۱	۱۹	۲۲	۱۰	۸	۱۰	۱۳	۱۳	۱۲	۱۹	۱۱	۲۰
Zn	۶۷	۸۶	۵۷	۶۷	۳۴	۶۲	۶۳	۵۶	۴۹	۶۵	۶۸	۴۱	۴۸	۴۸	۵۶	۴۵	۴۴	۶۹	۵۵	۵۲
Zr	۱۵۸	۱۴۲	۱۶۳	۱۵۷	۱۷۰	۱۵۴	۱۴۴	۱۴۷	۱۲۹	۱۵۹	۱۹۴	۱۶۶	۱۱۶	۱۶۵	۲۱۶	۱۶۳	۱۴۹	۱۹۴	۱۳۸	۱۴۵



شکل ۱ نقشهٔ زمین‌شناسی تودهٔ گرانیتوئیدی زاهدان، سنگ‌های میزبان و دایک‌های آندزیتی- داسیتی قطع کننده آن[۸].

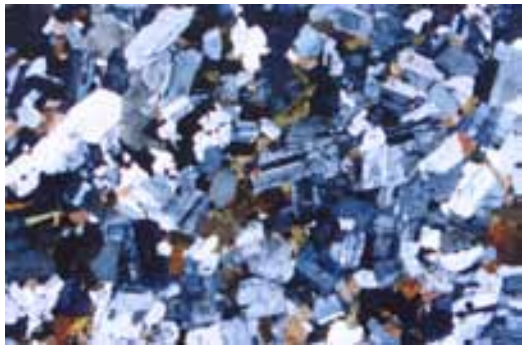
www.SID.ir

Archive of SID



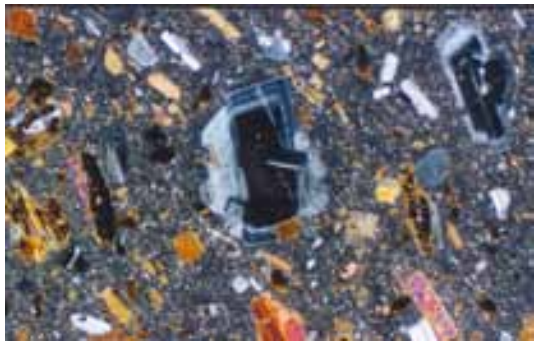
شکل ۲ ب ـ بافت میکروسکوپی سنگ‌های دیوریتی که در آن تبدیل هورنبلند به بیوتیت با اشکال نامنظم و نیز تحلیل‌رفتگی پلاژیوکلاز به خوبی دیده می‌شود. آپاتیت، کوارتز، مگنتیت، اسفن و به ندرت ارتوز نیز در این سنگ‌ها یافت می‌شوند (نور قطبیده متقاطع، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

شکل ۲ الف ـ حضور دیوریت‌ها/کوارتزدیوریت‌ها به صورت شناور در گرانودیوریت‌ها.



شکل ۳ ب ـ بافت میکروسکوپی سنگ‌های گرانودیوریتی. هورنبلند، بیوتیت، پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار و کوارتز کانی‌های این سنگ‌ها هستند (نور قطبیده متقاطع، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

شکل ۳ الف- حضور فراوان برونبوم‌های مافیک در گرانودیوریت‌ها به خصوص نزدیک سطوح تماس آنها.



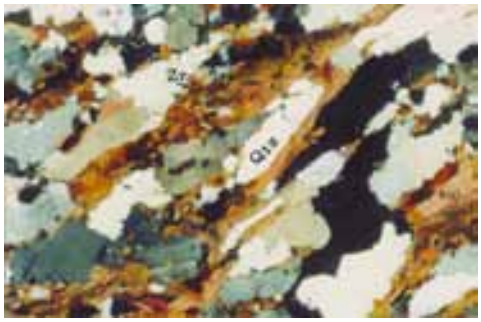
شکل ۴ ب ـ تصویری از بافت میکروسکوپی پورفیری و جریانی در دایک‌های آندزیتی- داسیتی (نور قطبیده متقاطع، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

شکل ۴ الف- حضور دایک‌های آندزیتی- داسیتی در گرانودیوریت‌ها.

www.SID.ir

Archive of SID

شکل ۵ ب- برونبوم‌های گارنت میکاشیستی به موازات زون‌های برشی.



شکل ۵ الف- بافت دگرشکلی و ایجاد شیستوزیته در بیوتیت گرانیت‌ها (نور پلاریزه متقاطع، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

شکل ۵ پ- بافت میکروسکوپی ساب ماگمایی در بیوتیت گرانیت‌ها. در این تصویر شکستگی موجود در بلور پلاژیوکلاز با کوارتز پرشده است. این رگچه کوارتزی در خارج از بلور پلاژیوکلاز(پایین سمت چپ تصویر) به یک حوضچه یا محل تمرکز بلورهای کوارتز ختم می‌شود. این پدیده نشانگر آن است که این شکستگی در حضور مادهٔ مذاب صورت گرفته و سپس با آن پر شده است. همچنین در کرانه‌های بلور پلاژیوکلاز، میرمکیت‌زایی نیز دیده می‌شود(نور قطبیده متقاطع، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این‌توده از یک مجموعه حدواسط- اسید با خاستگاه آذرین و یک مجموعهٔ اسید پوسته‌ای- اختلاطی تشکیل شده‌است. مجموعهٔ حدواسط- اسید با ترکیب کلی گرانودیوریتی که حدود ۷۰ درصد حجم باتولیت گرانیتوئیدی زاهدان را تشکیل می‌دهد، دارای طیف ترکیبی دیوریت، کوارتزدیوریت، گرانودیوریت و آپلیت‌ها، پگماتیت‌ها و رگه‌های سیلیسی وابسته و نیز دایک‌های آندزیتی- داسیتی وابسته است. مجموعهٔ اسید پوسته‌ای- اختلاطی نیز که حدود۳۰ درصد باقیماندهٔ باتولیت را شامل می‌شود از بیوتیت گرانیت‌ها (مونزوگرانیت- سیینوگرانیت) و آپلیت‌ها، پگماتیت‌ها و رگه‌های سیلیسی وابسته تشکیل شده است. سنگ‌های دگرگون میزبان نیز شامل انواع ناحیه‌ای و مجاورتی هستند (شکل۱). در زیر به بررسی ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌شناختی هر کدام از آن‌ها می‌پردازیم:

الف- مجموعهٔ حدواسط- اسید با خاستگاه آذرین

دیوریت‌ها/ کوارتزدیوریت‌ها

دیوریت‌ها/کوارتزدیوریت‌ها در مرکز توده به صورت بسیار پراکنده دیده می‌شوند و کمتر از ۱۰ درصد حجم باتولیت گرانیتوئیدی زاهدان را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها به صورت استوک یا توده‌هایی کوچک و غالباً شناور، با ظاهری تیره رنگ در گرانودیوریت‌ها (به عنوان سازندهٔ اصلی باتولیت زاهدان) دیده می‌شوند (شکل۲- الف). این سنگ‌ها، مافیک‌ترین و قدیمی‌ترین عضو مجموعهٔ گرانیتوئیدی بوده، و بافت‌های دانه‌دار معمولی، درشت‌دانه، پگماتیتی و حتی ریزدانه وابسته به حاشیه‌های انجماد سریع تشکیل می‌دهند. آن‌ها از هورنبلند و بیوتیت غنی بوده، پلاژیوکلاز و مقادیر کمی کوارتز تنها کانی‌های روشن آن‌ها هستند (شکل۲- ب). اسفن، آپاتیت، زیرکن، روتیل و مگنتیت کانی‌های عارضه‌ای آن‌ها به حساب می‌آیند. اسفن، کلسیت، سریسیت، اکسیدهای‌آهن، کوارتز و کلریت نیز به صورت کانی‌های ثانوی حاصل از دگرسانی در آن‌ها دیده می‌شوند. گاهی عملکرد فرایند جدایش باعث ایجاد رگه‌های پگماتیتی متشکل از بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز در آن‌ها شده‌است. بیشتر دیوریت‌ها از پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل شده‌اند. پیدایش کوارتز به صورت بین‌دانه‌ای در آن‌ها باعث پیدایش کوارتزدیوریت‌ها شده است. بیوتیت‌های موجود در آن‌ها بیشتر بر اثر عملکرد متاسوماتیسم پتاسیک بر هورنبلندها به وجود آمده‌اند (بیوتیت‌زایی). این بیوتیت‌ها به صورت لکه‌های بی-

www.SID.ir

Archive of SID

شکل، تیغه‌ای و ورقه‌ای در درون هورنبلندسبز دیده می‌شوند (شکل۲- ب). در برخی موارد، هورنبلندسبز کاملاً به بیوتیت تبدیل شده‌است. هجوم سیالات متاسوماتیسم‌کننده حاوی پتاسیم به این سنگ‌ها، علاوه بر تبدیل هورنبلندها به بیوتیت، باعث تحلیل‌رفتگی و خوردگی پلاژیوکلازها، میرمکیت‌زایی و ایجاد ارتوزهای بی‌شکل و کوارتزهای کرمی شکل، تشکیل اسفن و کانی‌های کدر شده‌است. آنالیز نقطه‌ای پلاژیوکلازها به روش ریز پردازشی ترکیب آن‌ها را درحد آنورتیت ۲۲ تا ۵۲ درصد با میانگین ۳۳/۵ درصد (آندزین- الیگوکلاز) و به ندرت تا لابرادوریت نشان می‌دهد که دارای ماکل پلی‌سینتتیک، خاموشی موجی- منطقه‌ای و منطقه‌بندی ترکیبی هستند. هورنبلندهای‌سبز به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و با حالت منطقه‌بندی ترکیبی دیده می‌شوند. آنالیز نقطه‌ای آن‌ها با ریز پردازنده، ترکیب آن‌ها را در حد منیزیوهورنبلند نشان می‌دهد[۸].

گرانودیوریت‌ها

حجم اصلی تودهٔ گرانیتوئیدی زاهدان را گرانودیوریت‌هایی با ویژگی‌های مهم زیر تشکیل می‌دهند[۸ و ۱۵]:

- با قطب‌های مافیک‌تر یعنی دیوریت‌ها/کوارتزدیوریت‌ها همراهند، و دارای بافت دانه‌ای، از ریز دانه تا متوسط دانه هستند.
- حاوی هورنبلند فراوان، بیوتیت، اسفن و آپاتیت بوده، فلدسپار پتاسیم به صورت تأخیری در آن‌ها رشد کرده و کانی‌های دیگر را دربرگرفته است.
- لخته‌های مافیک‌تر حاوی هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت به فراوانی در آن‌ها دیده می‌شوند.
- برونبوم‌های ریز دانهٔ مافیک با ترکیب دیوریتی/کوارتزدیوریتی به فراوانی در آن‌ها دیده می‌شوند.
- فاقد مسکوویت و کانی‌های با خاستگاه دگرگونی نظیر گارنت، آندالوزیت و کردیریت هستند و تورمالین به مقدار خیلی کم در آن‌ها دیده می‌شود.
- گسیختگی برونبوم‌ها و دیگر شواهد آلایش و اختلاط ماگمایی به فراوانی در آن‌ها دیده می‌شود.
- میرمکیت‌زایی و بیوتیت‌زایی در آن‌ها شایع است. همچنین، فلدسپارزایی، میرمکیت‌زایی و بیوتیت‌زایی در برونبوم‌های ریز دانهٔ مافیک موجود در آن‌ها نیز رایج است.
- برونبوم‌های دگرگون یا زینولیت‌ها به حاشیهٔ تودهٔ نفوذی و محل تماس آن‌ها با سنگ‌های میزبان محدود است.

گرانودیوریت‌ها به درون دیوریت‌ها/کوارتزدیوریت‌ها نفوذ کرده و آن‌ها را به‌صورت برونبوم (با قطر چند میلیمتری تا متری) و بزرگ برونبوم (با قطر کیلومتری) دربرگرفته‌اند و خود با رگه‌های آپلیتی و پگماتیتی و حتی دایک‌های آندزیتی- داسیتی قطع شده‌اند (شکل‌های ۲ تا ۴). برونبوم‌های پلیتی، ماسه‌سنگی و آهکی دگرگون شده نیز در آن‌ها دیده می‌شوند. به‌سمت محل تماس با دیوریت‌ها/کوارتزدیوریت‌ها، برحجم برونبوم‌های ریز دانهٔ مافیک و به‌سمت محل تماس با دگرگونه‌های میزبان بر حجم برونبوم‌های دگرگون در آن‌ها افزوده می‌شود. در محل تماس با سنگ‌های دگرگونی پلیتی تا نیمه پلیتی، مجموعه‌های هورنفلسی آندالوزیت‌دار، کردیریت‌دار و سیلیمانیت‌دار، در محل تماس با سنگ‌های شیلی- دولومیتی، آنتوفیلیت‌هورنفلس و در تماس با آهک‌های دگرگونه، اسکارن‌های گروسولار- ولاستونیت – دیوپسید دار را ایجاد کرده‌اند. شواهد صحرایی نشان می‌دهند که از ذوب بخشی (آناتکسی) این سنگ‌های دگرگون (فلیش‌ها و گریوک‌ها)، بخشی از بیوتیت‌گرانیت‌ها بوجود آمده‌اند. برونبوم‌های شیستی موجود در بیوتیت‌گرانیت‌ها، بقایای ذوب‌نشده سنگ میزبان شیستی هستند و برونبوم‌های ریز دانهٔ مافیک[۲۹] موجود در آن‌ها نیز از گسیختگی سنگ‌های دیوریتی و به ندرت دایک‌ها به وجود آمده‌اند (شکل۳- الف). حضور همیشگی و همه جایی دایک‌ها و برونبوم‌های مافیک در یک ماگمای گرانیتی حاکی از اهمیت گوشته به عنوان یک منبع ماگمایی- شیمیایی، وابستگی ماگماتیسم به زون‌های فرورانش و نقش فرایندهای آلایش و اختلاط ماگمایی در شکل‌گیری آن است. این آلایش و اختلاط در اعماق پوسته، در حین صعود یا حتی پس از جایگزینی و با تغذیهٔ پیوستهٔ مخزن ماگمایی به وسیلهٔ دایک‌های مافیک صورت می‌گیرد[۲۵]. حضور این دایک‌ها به صورت قبل [پیش] همزمان و پس از نفوذ در این توده، تأییدی بر این ادعا هستند.

گرانودیوریت‌ها دارای بافت ریز دانه‌ای تا میان دانه بوده، اغلب کانی‌های اصلی آن‌ها، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دارند، و دارای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، هورنبلند، بیوتیت، اسفن، زیرکن، آپاتیت، آلانیت، روتیل و مگنتیت هستند (شکل۳- ب). کانی‌های کلسیت، کلریت، سریسیت و بخشی از اسفن‌ها نیز ثانویه‌اند. آنالیز نقطه‌ای آلانیت‌ها با ریز پردازندهٔ نشان می‌دهد که این شکل‌ها دارای حدود ۱۲ درصد سریم و ۷ تا ۸ درصد لانتانیم هستند. پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی‌سینتتیک، خاموشی موجی- منطقه‌ای و منطقه‌بندی ترکیبی بوده، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دارند. آنالیز نقطه‌ای پلاژیوکلازها با ریزپردازنده ترکیب

www.SID.ir

Archive of SID

آن‌ها را در حد آنورتیت ۲۳٫۲ تا ۴۲٫۵ درصد با میانگین ۳۱٫۳ درصد (آندزین- الیگوکلاز) نشان می‌دهد. با تبلور پلاژیوکلاز و هورنبلند و غنی‌شدن ترکیب مذاب باقیمانده از پتاسیم، ارتوز به صورت فاز تأخیری متبلور شده و کانی‌های دیگر نظیر پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، اسفن، آپاتیت و زیرکن را دربرگرفته است. واکنش مذاب غنی از پتاسیم با پلاژیوکلاز و هورنبلند باعث ایجاد میرمکیت‌زایی، پرتیتی شدن، تحلیل حاشیه‌های پلاژیوکلاز، ایجاد کوارتزهای کرمی‌شکل و بیوتیت-زایی در بخش‌هایی از توده شده‌است. بخش‌هایی از تودهٔ گرانودیوریتی در مراحل پایانی جایگزینی تحت تأثیر گرمابی‌ها قرارگرفته و زون‌های دگرسانی آرژیلیتی و سیلیسی به همراه شاخص‌هایی از کانی‌زایی طلا، نقره، مس، ارسنیک و استیبنیت را به وجود آورده‌است[۱۱].

آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها

آپلیت‌ها و پگماتیت‌های وابسته به گرانودیوریت‌ها به صورت ر-گه، رگچه و زائده در سراسر توده پراکنده‌اند. آپلیت‌ها دارای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت و تورمالین هستند. بافت گرافیکی- گرانوفیری دارند (تبلور در نقطه اتکتیک). پگماتیت‌ها نیز به مقدارکم و به صورت رگه‌های باریک به ضخامت چند میلیمتر تا چند سانتیمتر ولی با تنوع کانی‌شناسی دیده می-شوند و دارای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز و تورمالین هستند. بافت گرافیکی و پرتیتی دارند و در برخی از آن‌ها بلورهای درشت بیوتیت نیز دیده می‌شود[۸، ۱۴، ۱۵، ۱۶].

دایک‌های آندزیتی- داسیتی

این دایک‌ها در گستره‌ای به وسعت [گستردگی]۱۰۰۰۰ کیلومتر مربع به طور پراکنده یا متمرکز در درون تودهٔ نفوذی و فلیش‌های دگرگون میزبان دیده می‌شوند (شکل ۱). این دایک-ها غالباً دارای روند شمالی – جنوبی و شمال‌غربی- جنوب-شرقی (هم‌راستا با روند تودهٔگرانیتوئیدی) و شمال‌شرقی-جنوب‌غربی بوده، تا صدها متر و حتی چند کیلومتر به موازات یکدیگر ادامه دارند (شکل۴- الف). روند آن‌ها تابع روند گسل-های بزرگ و اصلی و زون‌های برشی منطقه است. اگرچه، برخی از آن‌ها همدیگر را قطع می‌کنند، ولی مجموعه شواهد صحرایی بیانگر همزمانی تقریبی نفوذ آن‌هاست. ضخامت آن‌ها در انواع مختلف و حتی در راستای یک دایک مشخص متغیر بوده، از چند سانتیمتر تا چند متر تغییر می‌کند. بررسی روابط صحرایی آن‌ها با سنگ‌های میزبان به خصوص تودهٔ گرانیتوئیدی حاکی از آن است که این دایک‌ها به شکل‌های مختلف پیش، همزمان و پس از نفوذ در تودهٔ گرانیتوئیدی دیده می‌شوند. به عقیدهٔ [۲۰] روند دایک‌های پس از نفوذ در داخل تودهٔ گرانیتوئیدی لخشک واقع در شمال‌غربی زاهدان تقریباً عمود بر قطر بزرگ تودهٔ بیرون‌زدگی و در زون‌های برشی حاشیهٔ توده به موازات برگوارگی میلونیت‌ها است و در حقیقت دایک‌ها در داخل شکستگی‌های از هم پاشیده (Pull-apart)، به درون توده تزریق شده‌اند. در مدلسازی سازوکار تشکیل توده، این دایک‌ها، بخش پیش‌رس، هم ترکیب، جدا شده ولی در مجموع، هم-ترکیب و هم خاستگاه با ماگمای دیوریتی- گرانودیوریتی اصلی در نظر گرفته می‌شوند. این ماگما با نفوذ به درون سنگ‌های دگرگون میزبان به شکل‌های دایک، استوک و باتولیت، سبب ذوب آن‌ها در بخش‌های حاشیه‌ای و سپس ایجاد بیوتیت گرانیت‌های پوسته‌ای، آپلیت‌ها و پگماتیت‌های وابسته شده-است. جدایش و شکل‌گیری ماگمای اولیه به سمت نمونه‌های اسید روشن‌تر و بالا آمدن آن‌ها همراه با صعود آرام، پلاستیکی و سخت تودهٔ گرانودیوریتی و بیوتیت گرانیتی، سبب ایجاد این روابط پیچیدهٔ پیش، همزمان و پس از نفوذ شده‌است. ولی در مجموع و هم عقیده با [۳۰] می‌توان این دایک‌ها را تقریباً همزمان با تشکیل و تزریق تودهٔ گرانیتوئیدی دانست.

دایک‌های آندزیتی- داسیتی با توجه به ضخامت، عمق جای‌گزینی و آهنگ سردشدن دارای بافت‌های مختلفی از قبیل میکرولیتی، پورفیری، میکرولیتی پورفیری، گلومروپورفیری و سریئیتی هستند. کانی‌های اصلی آن‌ها را هورنبلندسبز- قهوه-ای، بیوتیت، پلاژیوکلاز ± کوارتز و کانی‌های عارضه‌ای آن‌ها را آپاتیت، اسفن، زیرکن، مگنتیت و پیریت تشکیل می‌دهند (شکل۴- ب). کلسیت، اپیدوت، سریسیت، کلریت و اکسیدهای آهن نیز از کانی‌های ثانویه آن‌ها هستند. در برخی از دایک‌ها زینوکریست‌های کوارتز دیده می‌شوند که به‌نظر می‌رسد از تودهٔ آذرین کنده‌شده‌اند. پلاژیوکلازها و کوارتزها دارای بافت‌های غربالی و خلیج خوردگی هستند. به عقیدهٔ[۳۱] این بافت‌ها نشانهٔ ناپایداری بلورها در مذاب در اثر کاهش فشار یا افزایش دما حین صعود و تبلور ماگماست.

ب- مجموعهٔ اسید پوسته‌ای- ترکیبی

بیوتیت‌گرانیت‌ها

این دسته که در ارتباط بسیار نزدیکی با سنگ‌های دگرگونی میزبان و گرانودیوریت‌ها هستند، به صورت برگواره‌ای مشخص، تمام‌بلورین، درشت‌بلور و حاوی بیوتیت، کوارتز، ارتوکلاز (به-صورت معمولی و مگاکریستی)، پلاژیوکلاز و گارنت هستند که دگرشکلی چشمگیری دارند و در نتیجه کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز آن‌ها به شکل‌های سینوسی، چشمی و

www.SID.ir

Archive of SID

زیگمایی دیده می‌شوند (شکل ۵- الف). در محل‌های تماس آن‌ها با دگرگونه‌های میزبان در ترکیب‌های نیمه پلیتی، شواهد ذوب‌بخشی موضعی و انباشت مذاب‌ها در لابلای گارنت میکاشیست‌ها وجود دارند. این مذاب‌ها به شکل عدسی، سینوسی و نواری پیوسته و ناپیوسته دیده می‌شوند و به موازات برگواره‌ها کشیدگی دارند. برونبوم‌های گارنت میکاشیستی (سورمیکاسه) و ماسه‌سنگ‌های دگرگون نیز به صورت عدسی-های کشیده، اشکی‌شکل و بیضوی و به موازات زون‌های برشی در آن‌ها دیده می‌شوند (شکل۵- ب). بنابراین، براساس شواهد صحرایی، می‌توان گفت که بخشی از بیوتیت‌گرانیت‌ها حاصل ذوب‌بخشی فلیش‌های میزبان و بخشی دیگر حاصل اختلاط آبگون آناتکتیک ناشی از ذوب‌بخشی شیست‌ها با آبگون باقیمانده از جدایش دیوریت‌ها/گرانودیوریت‌ها هستند. همین بیوتیت‌گرانیت‌ها در زون‌های برشی حاشیه‌ای دستخوش دگرشکلی شدیدی شده و حتی نوار بندی چشمگیری از کانی-های تیره (بیوتیت) و روشن (کوارتز و فلدسپاتی) نشان می-دهند. بیوتیت‌ها در اثر تنش‌های وارده به شکل‌های دوکی، نواری، سینوسی، زیگمایی دیده می‌شوند و حاوی کینک‌باند هستند. بیوتیت‌های این زون‌ها دستخوش دگرسانی شده، به کلریت، اسفن، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن تجزیه شده‌اند. TiO_2 آزاد شده از این فرایند با CaO و SiO_2 موجود در محیط ترکیب‌شده و اسفن ثانویه ایجاد کرده‌است. اسفن‌های ثانویه، ریز دانه و بی‌شکلند و همراه با به بیوتیت‌های دگرسان-شده در حاشیهٔبلورها یا در راستای شکاف‌ها و مرز دانه‌های بیوتیت با کانی‌های دیگر دیده می‌شوند. پتاسیم آزاد شده از دگرسانی بیوتیت‌ها همراه با Si و Al حاصل از دگرسانی پلاژیوکلازها در تشکیل سریسیت‌ها مشارکت کرده‌اند. آهن آزاد شده طی این دگرسانی نیز به‌شکل اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در درز و شکاف‌های کانی‌ها دیده می‌شود. پرشدن درز و شکاف‌های میکروسکوپی موجود در پلاژیوکلاز و ارتوکلاز به وسیلهٔ کوارتز، حاکی از فرایند شکستگی در مراحل‌نهایی تبلور مذاب و ایجاد بافت ماگماتیک- کاتاکلاستیک در یک رخداد برشی‌گرم است (شکل۵- پ)، زیرا بیشتر کانی‌ها سالم و فاقد دگرسانی هستند[۱۲]. میرمکیت‌زایی، پرتیتی‌شدن و ایجاد بافت گرانوفیری در بیوتیت گرانیت‌ها ناشی از میلونیتی‌شدن و دگرشکلی آن‌ها در زون‌های برشی گرم است. پدیده‌های یادشده در اثر دگرشکلی دمای بالای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز در زون‌های برشی‌گرم در حضور مقادیر اندکی مذاب بین‌دانه‌ای رخ‌داده‌اند [۱۹،۱۸]. در برخی مناطق، مرز توده با سنگ‌های دگرگون میزبان، میلونیتی است. ضخامت این زون-های میلونیتی گاهی به یک کیلومتر نیز می‌رسد. سنگ‌های زون میلونیتی دستخوش دگرشکلی‌دمای‌بالا شده و فایریک‌های S-C در آن‌ها به وجود آمده‌اند. هورنبلند که مهم‌ترین کانی مافیک گرانودیوریت‌هاست، به‌صورت بلورهای درشت شکل‌دار تا بی‌شکل درحد ۵ درصد در برخی از نمونه‌های بیوتیت‌گرانیتی دیده می‌شود. حضور آن در بیوتیت‌گرانیت‌ها اگرچه به‌عنوان کانی باقیمانده با خاستگاه دگرگونی نیز قابل توجیه است، ولی بیشتر به نظر می‌رسد که ناشی از فرایند اختلاط ماگمایی باشد. کانی کدر موجود در بیوتیت‌گرانیت‌ها، بر اساس آنالیز ریزپردازشی، ایلمنیت است. البته بررسی حساسیت مغناطیسی این سنگ‌ها (دارا بودن حساسیت مغناطیسی کمتر از ۵۰۰μSI) نیز بیانگر عدم حضور مگنتیت در آن‌هاست[۸]. بنابراین، مجموعهٔ شواهد صحرایی و کانی‌شناسی نظیر حضور ایلمنیت، آلانیت، گارنت و هورنبلند حاکی از خاستگاه پوسته-ای- اختلاطی بیوتیت‌گرانیت‌هاست.

آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها

آپلیت‌ها و پگماتیت‌های وابسته به بیوتیت‌گرانیت‌ها به صورت توده‌های کوچک، رگه، رگچه، غده، دایک و سیل در درون بیوتیت‌گرانیت‌ها و یا درون سنگ‌های دگرگون میزبان آن‌ها یافت می‌شوند. رگه‌های کوچک آن‌ها گاهی به‌صورت چین-خورده دیده می‌شوند که نشانگر حاکم بودن تنش‌های تراکمی بر آن‌ها در زمان تشکیل است. گارنت به صورت ریز دانه یا به صورت لکه‌های قهوه‌ای در آن‌ها دیده می‌شود که در واقع دارای خاستگاه دگرگونی بوده و برخی نیز از طریق تبلور ماگمای سازندهٔ این سنگ‌های آپلیتی به وجود آمده‌اند. غده‌های آپلیتی به ویژه آن‌هایی که در سنگ‌های میزبان میکاشیستی و به موازات برگوارگی آن قرار دارند، در حاشیه خود حاوی قطعاتی از سنگ‌های میزبان هستند. به نظر می‌رسد که این آپلیت‌ها، اولین مذاب‌های حاصل از ذوب‌بخشی سنگ میزبان باشند که دارای بافت ریز دانه‌ای گرانولار، گرانوفیری و پورفیروئیدی هستند. ارتوزها غالباً بی‌شکل و پرتیتی‌اند. همرشدی ارتوز با کوارتز باعث ایجاد بافت گرانوفیری و گرافیکی شده‌است (تبلور اتکتیک در نقطهٔ دمای کمینهٔ سیستم گرانیت). گارنت با دو خاستگاه دگرگونی (واقع در غده‌های بیوتیت) و آذرین (دارای بافت همگن و هم‌اندازه با دیگر دانه‌های کانی‌های سنگ) در آن‌ها وجود دارد[۸، ۱۵].

پگماتیت‌ها نیز به مقدارکم و به صورت رگه‌های باریک به ضخامت چند میلیمتر تا چند سانتیمتر ولی با تنوع کانی-

www.SID.ir

Archive of SID

شناسی دیده می‌شوند و دارای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز و تورمالین هستند. بافت گرافیکی و پرتیتی دارند (تبلور در نقطه اتکتیک سیستم گرانیت). گاهی حاوی دانه‌های گارنت، مسکوویت و آندالوزیت هستند. همرشدی گارنت و کوارتز، دگرسانی آندالوزیت و ارتوز به سریسیت، منطقه‌بندی ترکیبی تورمالین و حالت پرمرغی مسکوویت از ویژگی‌های آن‌هاست. اغلب پگماتیت‌های درون میکاشیست‌ها، حاصل ذوب‌بخشی و بیشتر پگماتیت‌های درون بیوتیت‌گرانیت‌ها دارای خاستگاه تفریقی هستند.

پ- مجموعه‌دگرگونی

سنگ‌های دگرگون منطقه را انواع ناحیه‌ای و مجاورتی تشکیل می‌دهند. پروتولیت [مادر سنگ] آن‌ها در حقیقت فلیش‌های ائوسن متشکل از مادستون‌ها، سیلتستون‌ها، ماسه‌سنگ‌ها، آهک‌ها، کنگلومراها و سنگ‌های آتشفشانی بوده‌اند که در خلال دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخسارهٔ شیست‌سبز تا اوایل رخسارهٔ آمفیبولیت دگرگون شده‌اند و اسلیت، فیلیت، میکاشیست، گارنت‌میکاشیست، متاسندستون، متاکنگلومرا، مرمر، آهک‌های متبلور و متاولکانیک‌ها را ایجاد کرده‌اند. در میکاشیست‌ها، بیوتیت‌های تازه‌تشکیل‌شده، بافت لپیدوبلاستی حاوی ریزچین را به وجود آورده‌اند. البته در این سنگ‌ها هنوز هم آثار لایه-بندی ترکیبی اولیه به شکل لایه‌های غنی از کوارتز و لایه‌های غنی از بیوتیت محفوظ مانده‌است. پیدایش گارنت‌های بی‌شکل سرشار از نفوذ نوع آلماندین، بیانگر آغاز رخسارهٔ آمفیبولیت است[۱۰].

در اثر نفوذ تودهٔ گرانیتوئیدی به درون این فلیش‌های دگرگون شده، بسته به ترکیب سنگ میزبان، ترکیب توده و فاصله از محل تماس، درجات مختلفی از دگرگونی همبری از رخساره‌های درجهٔ پایین آلبیت ـ اپیدوت هورنفلس تا درجهٔ بالای پیروکسن هورنفلس با انواع زون‌های دگرگون مجاورتی از جمله زون‌های بیوتیت، کردیریت، آندالوزیت و سیلیمانیت ایجاد شده‌است. البته این سنگ‌ها هنوز هم آثار برگوارگی قبلی خود را نشان می‌دهند. زون کردیریت با تشکیل پورفیروبلاست-های گرد و بی‌شکل این کانی که سرشار از نفوذی‌های بیوتیت و کانی‌های کدر هستند، مشخص است. در اطراف این پورفیروبلاست‌ها، هاله‌ای تهی از بیوتیت، کلریت و مسکوویت دیده می‌شود که حاکی از مصرف شدن این کانی‌ها در واکنش به وجود آورندهٔ کردیریت است. زون آندالوزیت با ظهور پورفیروبلاست‌های بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار این کانی با بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز در هورنفلس‌ها همراه است. ظهور پورفیروبلاست‌های سیلیمانیت منشوری با آرایش‌های شعاعی و پر مرغی نشانگر ایجاد زون سیلیمانیت است. مجموعهٔ کانی‌شناسی سنگ در این زون شامل سیلیمانیت، بیوتیت، پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی‌های کدر است. این مجموعه بیانگر دمای بالای حدود ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۲ تا ۴ کیلوبار است. در این زون در سنگ‌های پلیتی ذوب‌بخشی صورت می‌گیرد. علاوه بر این، در جنوب‌شرقی روستای علی‌آباد در سطح تماس سنگ‌های دیوریتی با سنگ-های شیلی ـ دولومیتی دگرگون‌شده، آنتوفیلیت گرونریتی ($(Mg,Fe)_7Si_8O_{22}(OH)_2$) تشکیل شده‌است که شرایط دما ـ فشار تشکیل آن، هم ارز زون سیلیمانیت و رخسارهٔ پیروکسن هورنفلس است [۸]. سنگ‌های آهکی، آهکی- مارنی و آهکی- دولومیتی نیز در دگرگونی ناحیه‌ای، تبلور مجدد یافته‌اند و مجموعهٔ کلسیت، دولومیت، اپیدوت، ترمولیت و کوارتز در آن‌ها ایجاد شده است. در سطح تماس این سنگ‌ها با تودهٔ گرانیتوئیدی، اسکارن‌زایی صورت‌گرفته و سنگ‌های مورد نظر به مرمرهای گارنت (گروسولار)- ولاستونیت‌دار تبدیل شده‌اند[۱۰].

ژئوشیمی و سنگ‌شناسی

نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های سنگ کل در جدول۱ آمده‌اند. در نمودارهای طبقه‌بندی ژئوشیمیایی و نورماتیو[۳۳،۳۲]، سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی در گستره‌های دیوریت، کوارتزدیوریت، گرانودیوریت و گرانیت واقع شده‌اند. دایک‌های آندزیتی- داسیتی نیز بیشتر در گستره‌های آندزیت و داسیت و بندرت در گستره‌های ریولیت، تراکی‌آندزیت و آندزیت بازالتی یعنی هم ارزهای خروجی سنگ‌های نفوذی قرار می‌گیرند (شکل‌های۶- الف و ب).

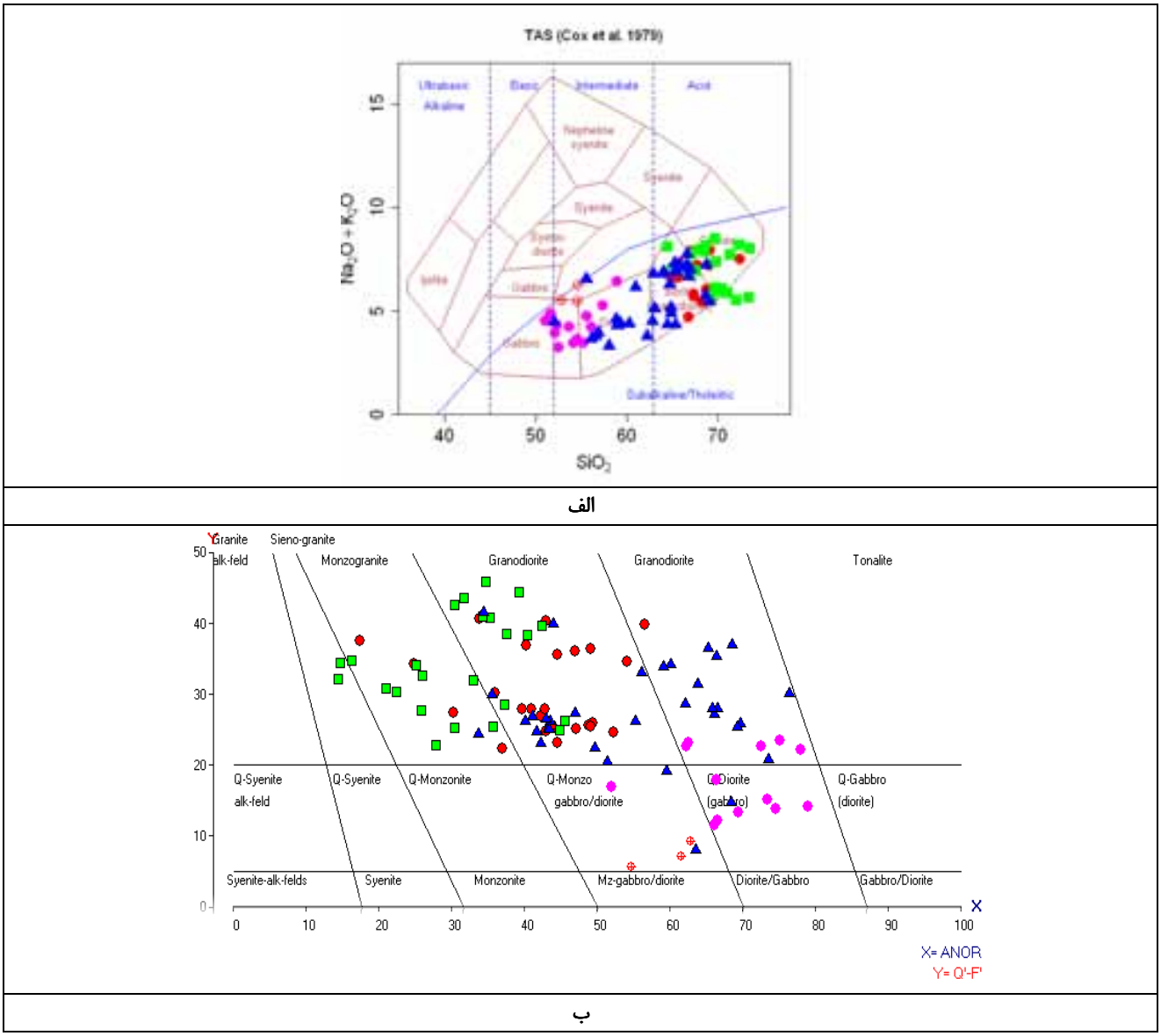
در نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصراصلی، فرعی و کمیاب نسبت به سیلیس(شکل ۷)، روندهای کاهشی اکسیدهای TiO_2, CaO , MnO , MgO, Fe_2O_3 و V، و روندهای افزایشی اکسیدهای K_2O,Na_2O ,Rb و Ba کاملاً مشهود است. البته این روندهای تغییرات در مجموعهٔ جدایشی دیوریت- گرانودیوریت- دایک‌ها نیز دیده می شود مشهود است و بیوتیت‌گرانیت‌ها را که خاستگاه متفاوتی دارند نباید در نظر گرفت. [۸، ۱۳-۱۶] به وجود وقفهٔ ترکیبی بین گرانیت‌ها (بیوتیت گرانیت‌ها) و دیوریت‌ها اشاره کرده‌اند و این امر را به ماگماتیسم دوگانهٔ پوسته‌ای ـ گوشته‌ای نسبت داده‌اند. در ضمن، دایکهای آندزیتی- داسیتی این وقفه را پر می‌کنند. بنابراین، می‌توان گفت که ماگمای دیوریتی ضمن توقف در

www.SID.ir

Archive of SID

آشیانهٔ ماگمایی و تحمل فرایند تفریق باعث ایجاد محصولات تفریق‌یافته از قبیل گرانودیوریت‌ها و دایک‌های آندزیتی-داسیتی شده‌است. وجود کلان برونبوم‌هایی (مگاآنکلاوهایی) از دیوریت‌ها در گرانودیوریت‌ها و روابط نفوذی دایک‌ها با تودهٔ گرانیتوئیدی نیز این مسئله را تأیید می‌کند (شکل‌های ۲ تا ۵).

در نمودارهای تغییرات K_2O-Rb و Ba-Sr روندهای‌خطی (با پراکندگی جزئی) با شیب‌مثبت و در نمودارهای Ba-V و Rb-V نیز روندهای خطی (با پراکندگی جزئی) و غیرخطی با شیب‌منفی دیده می‌شوند (شکل۸). از دیوریت‌ها به سمت گرانیت‌ها، مقادیر مجموع اکسیدهای عناصر قلیایی (Na_2O+K_2O) نسبت به SiO_2 و CaO به ترتیب افزایش و کاهش نشان می‌دهند (شکل ۹).



دایک‌ها — برونبوم‌های ریزدانهٔ مافیک (دیوریتی – کوارتز دیوریتی) — دیوریت‌ها و کوارتزدیوریت‌ها — گرانودیوریت‌ها — بیوتیت گرانیت‌ها

لازم به یادآوری است که علائم یا نشانه‌های استفاده شده برای معرفی گروه‌های سنگی مورد بررسی در تمامی نمودارها یکسان و همانند این شکلند

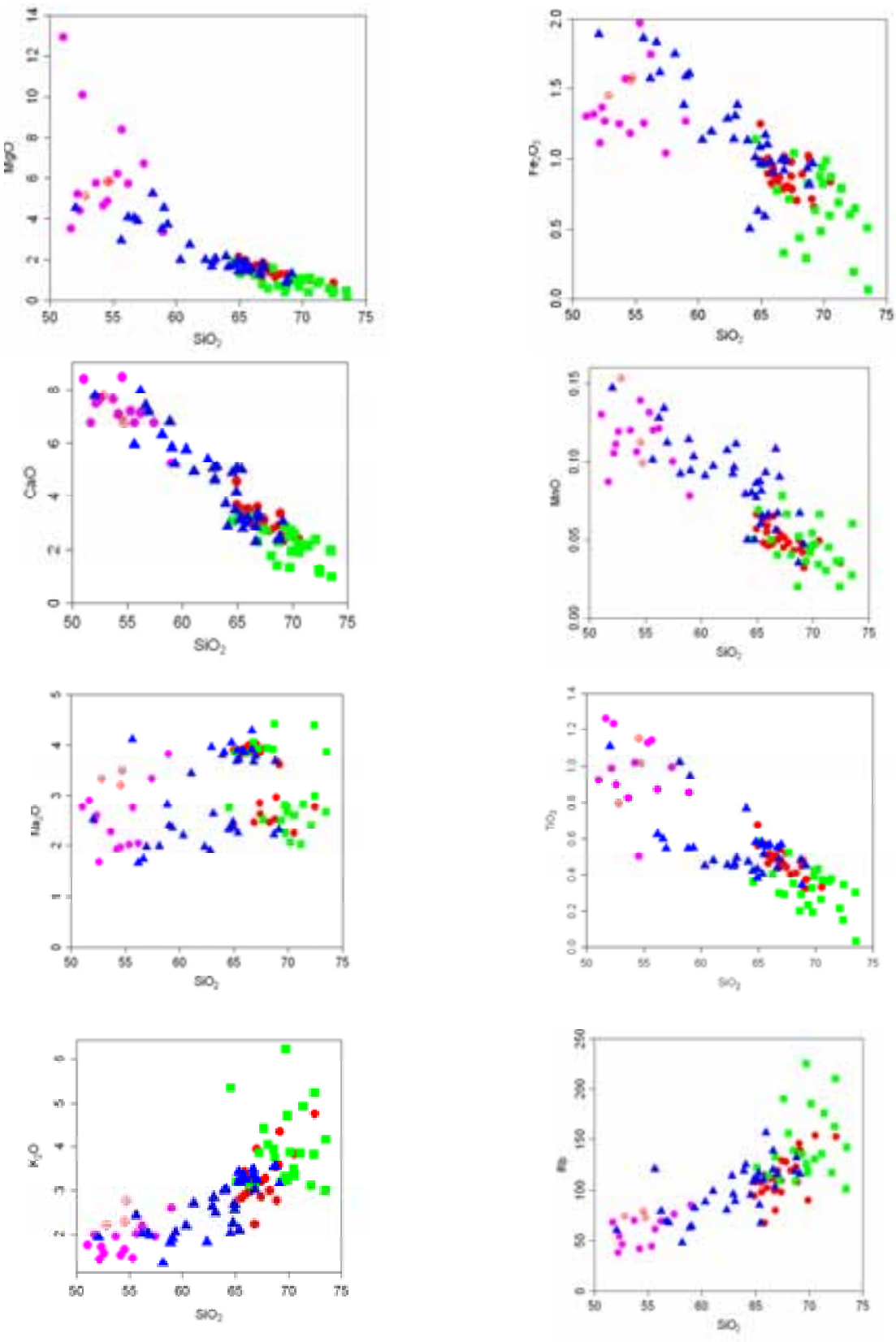
شکل ۶ نامگذاری سنگ‌های آذرین مورد مطالعه براساس نمودارهای مبتنی بر داده‌های ژئوشیمیایی و نورماتیو.

الف- نامگذاری سنگ‌های تودهٔ گرانیتوئیدی زاهدان با استفاده از نمودار $Na_2O + K_2O$ نسبت به SiO_2 [۳۲].

ب- نامگذاری سنگ‌های آذرین مورد بررسی براساس داده‌های نورماتیو در نمودار Q' - Anor [۳۳].

www.SID.ir

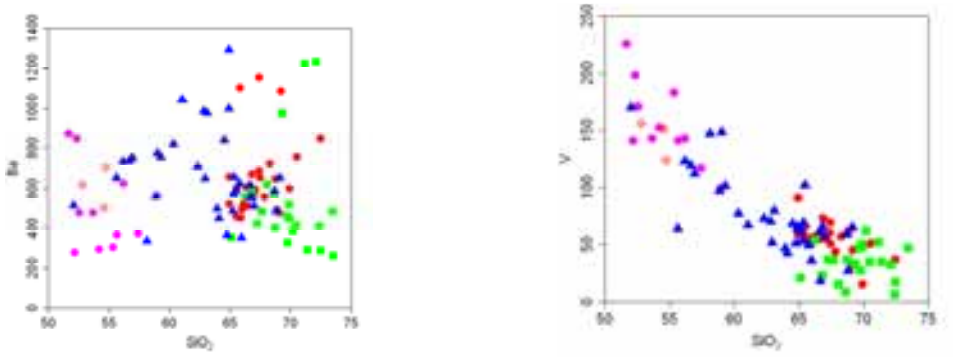
Archive of SID



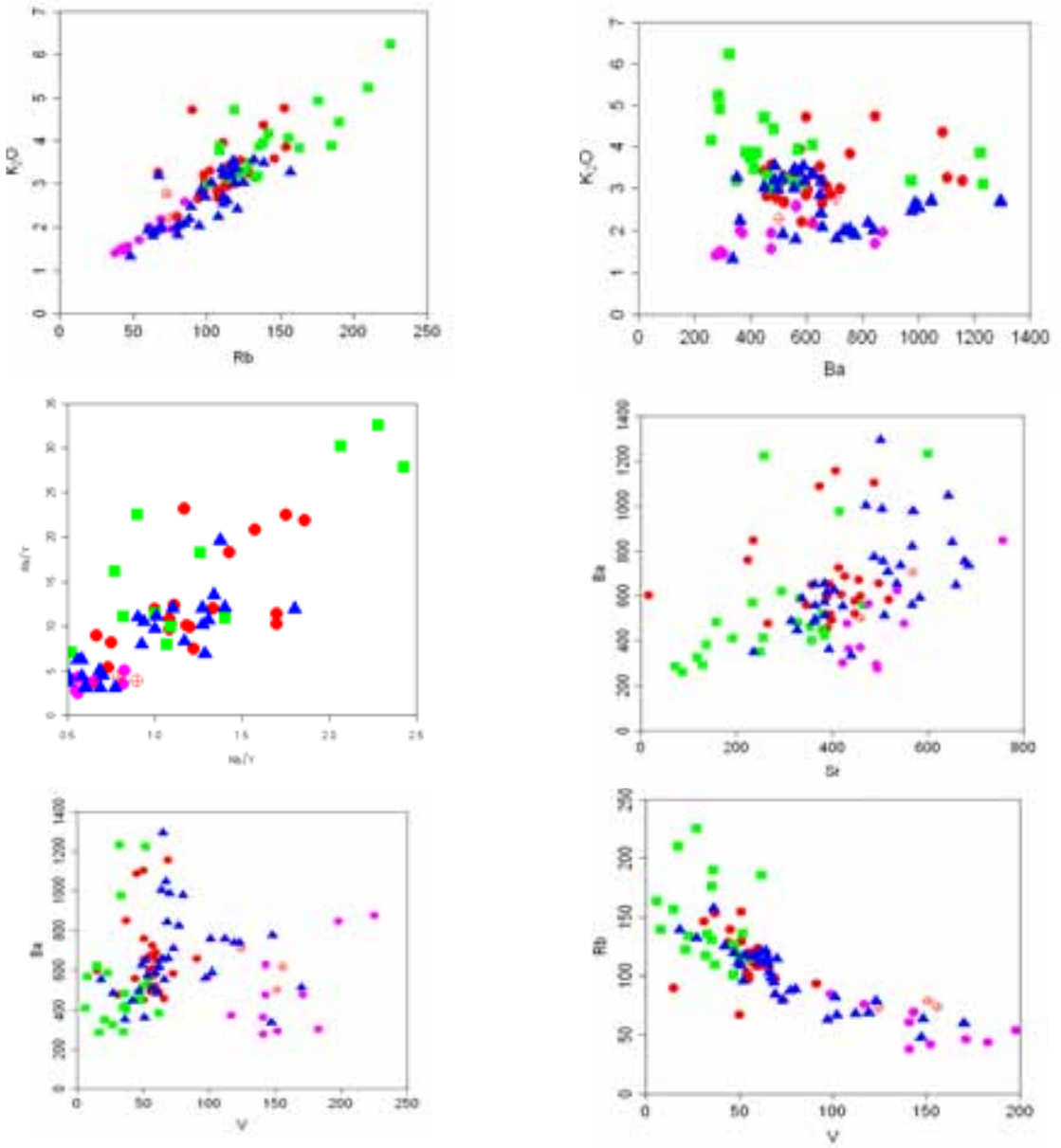
ادامه شکل ۷ در صفحه بعد.

www.SID.ir

Archive of SID



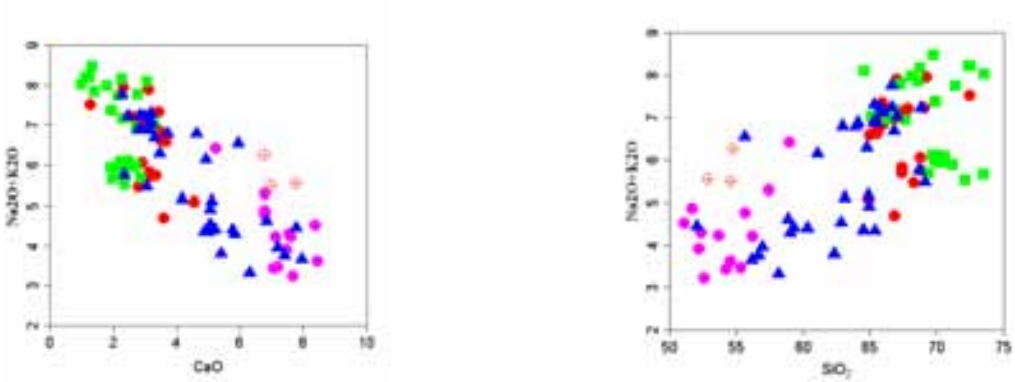
شکل ۷ نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، فرعی و کمیاب نسبت به سیلیس(هارکر) برای سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه زاهدان. توضیحات در متن ارائه شده‌اند.



شکل ۸ نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و سازگار- ناسازگار نسبت به یکدیگر برای سنگ‌های آذرین نفوذی منطقهٔ زاهدان.

www.SID.ir

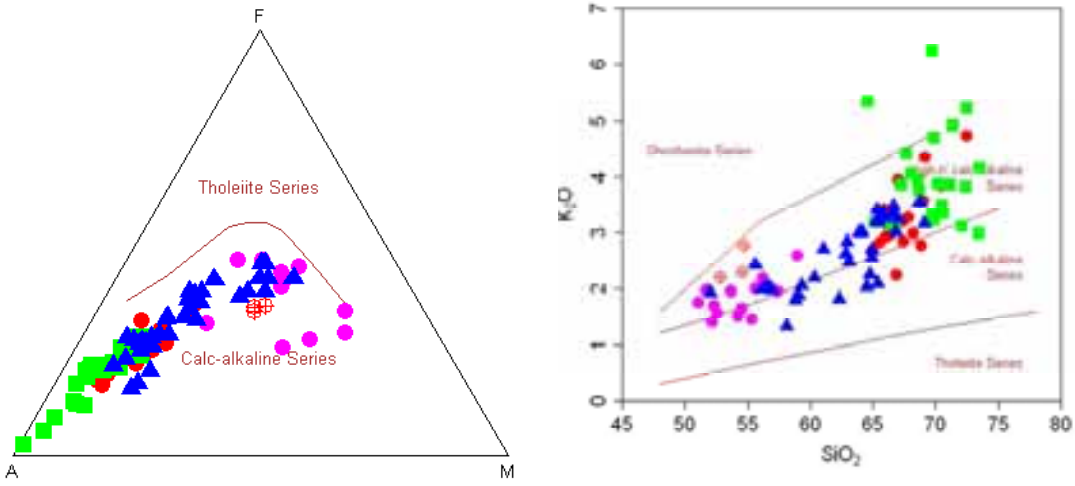
Archive of SID



شکل ۹ نمودارهای تغییرات نسبت‌های Na_2O+K_2O/CaO و Na_2O+K_2O/SiO_2 برای سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه زاهدان.

نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای تعیین سری ماگمایی[۳۴] در قلمرو سری آهکی- قلیایی (شکل۱۰- الف) و در نمودار[۳۵] در قلمرو سنگ‌های آهکی- قلیایی پتاسیم متوسط- بالا (شکل۱۰- ب) قرار می‌گیرند. این نمونه‌ها در نمودارهای تعیین درجهٔ اشباع از آلومین[۳۶] (شکل۱۱- الف) و [۳۷] (شکل۱۱- ب) در گستره‌های پرآلومین (بیوتیت‌گرانیت-ها) و متاآلومین (دیوریت‌ها- گرانودیوریت‌ها و دایک‌های آندزیتی- داسیتی) قرار می‌گیرند. در نمودارهای عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت[۳۸] و گوشتهٔاولیه[۳۹] (شکلهای۱۲- الف و ب) از عناصر HFS نظیر P, Zr, Hf, Nb و Ti, Ta, Th, U و HREE تهی‌شدگی نسبی و از عناصر LFS(LIL) نظیر Ba, Pb, Sr, Cs, Rb, K و LREE غنی شدگی نسبی نشان می‌دهند.

داده‌های ایزوتوپی به روش روبیدیم - استرانسیم مربوط به سه نمونهٔ سنگ کل از این توده در آزمایشگاه ژئوشیمی ایزوتوپی دانشگاه کارلتون کانادا به دو روش رقیق‌سازی ایزوتوپی و XRF اندازه‌گیری شده‌اند (جدول۲، شکل۱۳). چنانکه مشاهده می‌شود مقادیر امروزی نسبت‌های $^{87}Sr/^{86}Sr$ نمونه‌ها از ۰/۷۰۴۹ تا ۰/۷۰۶۵ و نسبت‌های $^{87}Sr/^{86}Sr$ آغازین آن‌ها از ۰/۷۰۴۵ تا ۰/۷۰۴۷ متغیّر است. این داده‌ها سنی در حدود ۵۳ میلیون سال را برای بسته‌شدن سیستم ایزوتوپی نمونه‌ها نشان می‌دهند که البته با داده‌های چینه‌شناختی و سن‌های ارائه‌شده به روش پتاسیم - آرگن سازگار نیست.

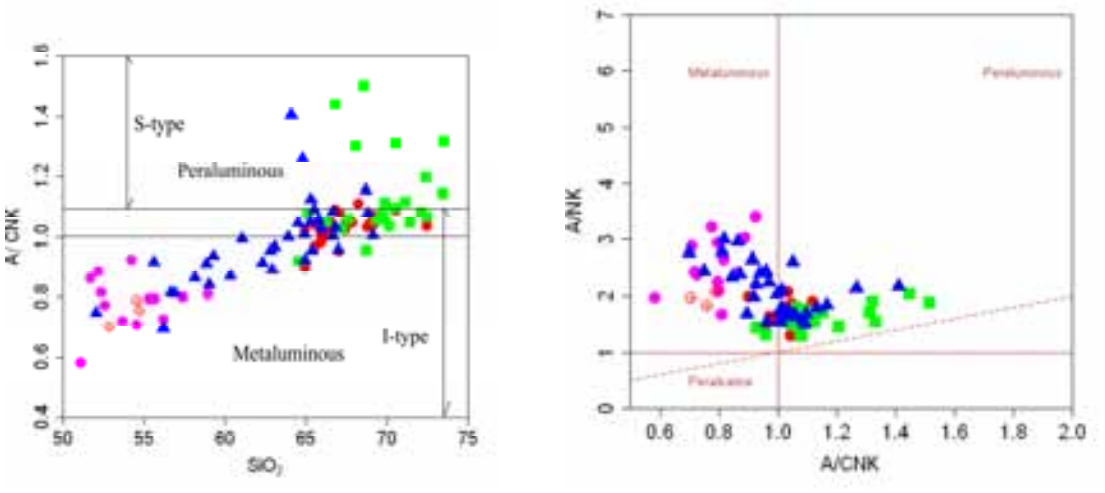


الف ب

شکل۱۰ موقعیت سنگ‌های آذرین نفوذی منطقهٔ زاهدان در نمودارهای تعیین سری ماگمایی : الف- نمودار AFM [۳۴]، ب- K_2O نسبت به SiO_2 [۳۵]. چنانکه مشاهده می‌شود نمونه‌ها در قلمرو آهکی- قلیایی و آهکی- قلیایی پتاسیم بالا قرار می‌گیرند.

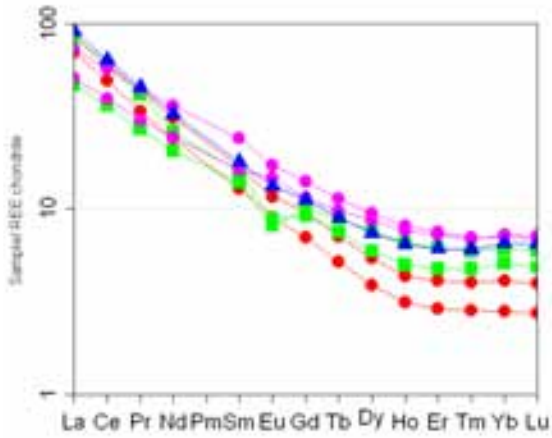
www.SID.ir

Archive of SID

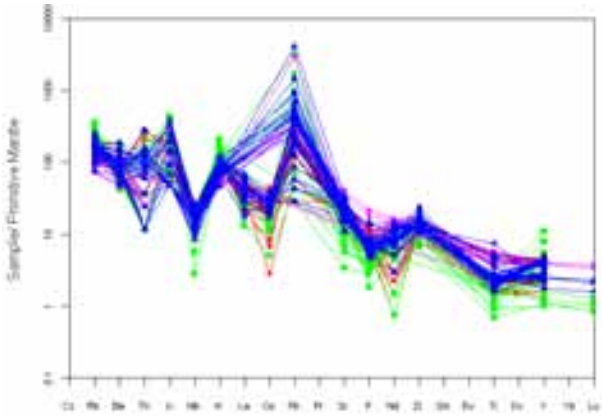


الف ب

شکل ۱۱ تعیین درجهٔ اشباع از آلومین(ASI) سنگ‌های آذرین نفوذی منطقهٔ زاهدان با بهره‌گیری از نمودارهای:
الف- $A/CNK-SiO_2$ [۳۷]. ب- A/CNK-A/NK [۳۶].



الف – نمودار عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده به کندریت[۳۸] نمونه‌های بارز گروه‌های سنگ‌های نفوذی منطقهٔ زاهدان.



ب – نمودار چند عنصری بهنجار شده به گوشتهٔ اولیه[۳۹] تمامی گروه‌های سنگ‌های نفوذی منطقهٔ زاهدان.

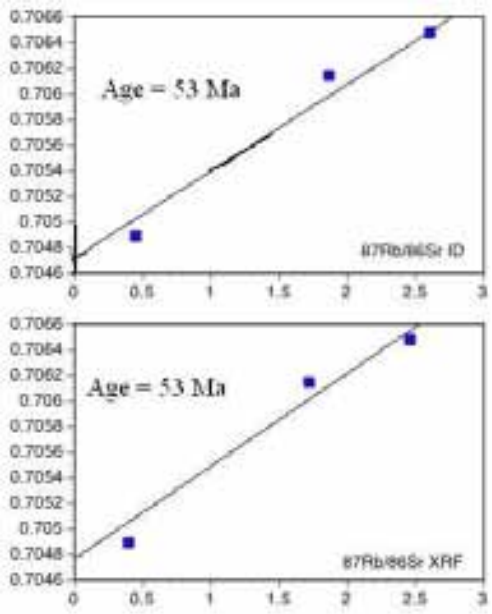
شکل ۱۲ نمودارهای عناصر خاکی کمیاب و چند عنصری بهنجارشده به کندریت و گوشته اولیه برای سنگ‌های آذرین منطقهٔ زاهدان.

www.SID.ir

Archive of SID

جدول۲ نتایج تجزیه شیمیایی ایزوتوپی روبیدیم – استرانسیم سه نمونه سنگ کل از باتولیت گرانیتوئیدی زاهدان.

شماره نمونه	Mz 22.1	Mz 47.2	Mz 48.1
نام سنگ	دیوریت	سیینوگرانیت	سیینوگرانیت
$^{87}Sr/^{86}Sr$	۰/۷۰۴۸۹	۰/۷۰۶۴۸۳	۰/۷۰۶۱۴۸
2σ	۰/۰۰۰۰۱۴	۰/۰۰۰۰۱۳	۰/۰۰۰۰۱۹
Sr(ppm)	۵۷۲/۱۷	۲۲۴/۳۵	۲۹۲/۶۱
Rb(ppm)	۹۰/۰۶	۲۰۲/۸۳	۱۸۹/۵۹
$^{87}Rb/^{86}Sr$	۰/۴۵۵۲	۲/۶۱۵۴	۱/۸۷۴۴
$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	۰/۷۰۴۷۲۸۶	۰/۷۰۴۵۴۵۳	۰/۷۰۴۵۰۲۴
سن (میلیون سال)	۵۳/۳۰۸۴		



شکل ۱۳ نمودارهای نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ نمونه های گرانیتوئیدی منطقهٔ چشمه‌بید زاهدان.

بحث

چنانکه توصیف شد، تودهٔ گرانیتوئیدی زاهدان، یک باتولیت بزرگ را با دو مجموعهٔ سنگی متفاوت تشکیل می‌دهد. بخش اصلی و مهم این توده را گرانودیوریت‌ها تشکیل می‌دهند که روابط نزدیکی با دیوریت‌ها و کوارتزدیوریت‌ها داشته و همراه با دایک‌های آندزیتی- داسیتی، مجموعهٔ بهم پیوسته‌ای را تشکیل می‌دهند. بخش‌های بازی‌تر یا حدواسط دیوریتی- کوارتزدیوریتی و برخی از دایک‌ها، نخست نفوذ کرده‌اند و بخش‌های روشن‌تر گرانودیوریتی و همچنین برخی دیگر از دایک‌های آندزیتی- داسیتی از تفریق آنها و در ادامه روند تحولات ماگمایی بالا آمده‌اند. در بخش‌های روشن گرانودیوریتی، برونبومهای کوچک و بزرگی از بخشهای پیش-رس و تیره دیوریتی، دایک‌ها (به‌ندرت) و نیز سنگ‌های دگرگون میزبان دیده می‌شود. در این منطقه سنگ‌های دگرگون دارای ارتباط بسیار نزدیک و تدریجی با بیوتیت-گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها هستند. همچنین فراوانی برونبوم-های دگرگونی (سورمیکاسه) و حضور کانی‌های‌شاخص سنگ-های دگرگونی (گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت و کردیریت) حاکی از خاستگاه دگرگون (نوع پوسته‌ای) است، ولی حضور هورنبلند باید حاکی از خاستگاه آذرین برای بخش‌های بیوتیت-گرانیتی باشد. این شواهد همراه با نشانه‌های دیگر ژئوشیمیایی حاکی از خاستگاه اختلاطی بیوتیت گرانیت‌هاست.

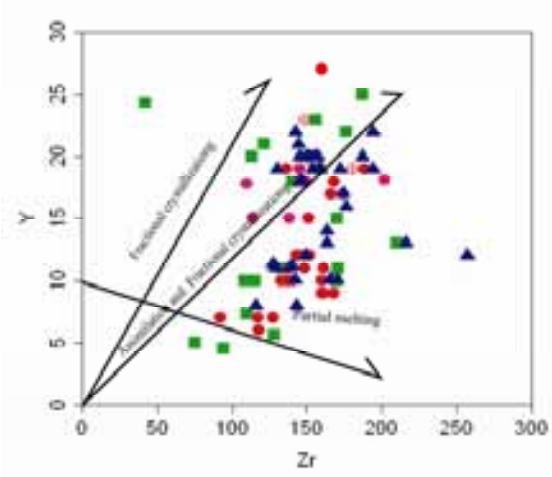
www.SID.ir

Archive of SID

ماگمای تشکیل‌دهندهٔ بخش دیوریتی-گرانودیوریتی، دارای گرایش آهکی- قلیایی پتاسیم متوسط- بالا و سرشت متاآلومین است. روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در قبال سیلیس حاکی از خویشاوندی و پیوستگی نمونه‌های مجموعهٔ حدواسط- اسید آذرین و نقش مهم فرایند جدایش - ماگمایی در تشکیل و شکل‌گیری آن‌هاست. البته پراکندگی-های جزئی نقاط قابل مشاهده در برخی نمودارها را می‌توان به آلایش پوسته‌ای اندک و دگرسانی خفیف نمونه‌ها نسبت داد. افزایش مقادیر مجموع اکسیدهای عناصر قلیایی (Na_2O+K_2O) نسبت به SiO_2 و کاهش مقدار CaO از دیوریت‌ها به سمت گرانودیوریت‌ها (شکل۹)، حاکی از جدایش پلاژیوکلاز به عنوان یک فاز اولیه در نمونه‌های حدواسط است که کلسیم را در خود به همراه داشته‌است. کاهش مقادیر TiO_2 و V از دیوریت‌ها به سمت گرانودیوریت‌ها (شکل ۷) و رفتار پیچیدهٔ عناصرکمیاب نامتحرک در جریان جدایش ممکن است وابسته به تبلور و تفریق فازهای فرعی همچون آپاتیت، ایلمنیت، روتیل، اسفن و زیرکن از مذاب و تأکیدی بر نقش تبلور تفریقی در تشکیل و شکل‌گیری این توده باشد[۱، ۴۰] .

در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به یکدیگر یا عناصر سازگار- ناسازگار، سنگ‌های منطقه مورد بررسی، روندهای خطی با شیب مثبت و نیز روندهای خطی و غیرخطی با شیب منفی نشان می‌دهند (شکل۸) که همهٔ آن‌ها بیانگر نقش اساسی تبلور تفریقی در شکل‌گیری سنگ‌های منطقه‌اند. بعلاوه، برای اثبات خاستگاه تفریقی سنگ‌های این توده از نمودار تغییراتY نسبت به Zr [۴۱] (شکل ۱۴) نیز استفاده شده است. این نمودار نیز نقش مهم پدیدهٔ تفریق را در تشکیل این توده به خوبی نشان می‌دهد.

غنی‌شدگی نمونه‌ها از LILE و LREE، و فقیر شدگی آن-ها از HFSE و HREE، بیانگر ماگماتیسم نفوذی متاآلومین نوع I [کمان‌های] آتشفشانی (VAG) حاشیهٔ قاره‌هاست که در اثر فرایندهای مربوط به فرورانش تشکیل شده‌است[۴۲ تا ۴۵]. این فرایندها با تبلور تفریقی آمفیبول یا ذوب یک خاستگاه مافیک که آمفیبول و پلاژیوکلاز در تفالهٔ آن باقی مانده‌اند، سازگار است. بعلاوه، ناهنجاری منفیNb, Ti, Ta, P و ناهنجاری مثبت Pb نیز از ویژگی‌های روشن سنگ‌های [کمانهای] آتشفشانی حاشیهٔ قاره‌هاست. ناهنجاری منفی ماگماهای گوشته‌ای این مناطق از عناصرHFS ناشی از مشارکت این عناصر در ساختار کانی‌های دیرگدازی نظیر اسفن، ایلمنیت، روتیل، فلوگوپیت و بعضی از آمفیبول‌ها (نظیر پاراگازیت) در پوستهٔ اقیانوسی فرورونده دگرگون‌شده است. این فازهای‌فرعی‌دیرگداز در پوستهٔ اقیانوسی فرورونده دگرگون‌شده (اکلوژیت) پایدار بوده و عناصر HFS نظیر Ti, P, Nb و Ta را در خود نگه می‌دارند و از حل‌شدن آن‌ها در سیالات آزاد شده از این پوسته و مشارکت آن‌ها در سیالات متاسوماتیسم‌کننده گوهٔ گوشته‌ای روی آن جلوگیری می‌کنند. در نتیجه، ماگماهای حاصل از ذوب این منابع (پوستهٔ اقیانوسی فرورونده و گوهٔ-گوشته‌ای روی آن)، دارای ناهنجاری منفی از این عناصر خواهند بود [۴۰ و ۴۶ تا ۴۸]. ناهنجاری مثبت Pb و LREE می‌تواند به آلایش ماگما با مواد پوستهٔ قاره‌ای نیز وابسته باشد.

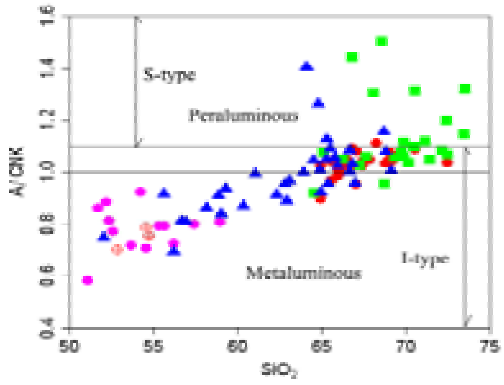


شکل ۱۴ نمودار Y-Zr [۴۱] برای نمایش روندهای وابسته به پدیده های تبلور تفریقی و ذوب بخشی طی تشکیل سنگ‌های سازندهٔ باتولیت زاهدان و قرارگیری نمونه‌ها در راستای روند هضم و تبلور تفریقی.

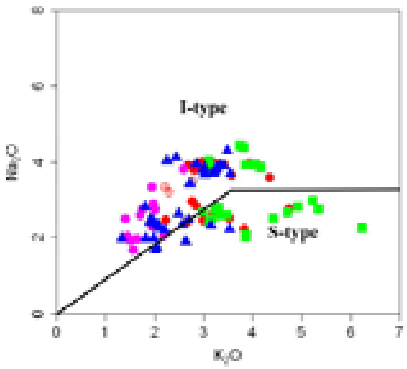
www.SID.ir

Archive of SID

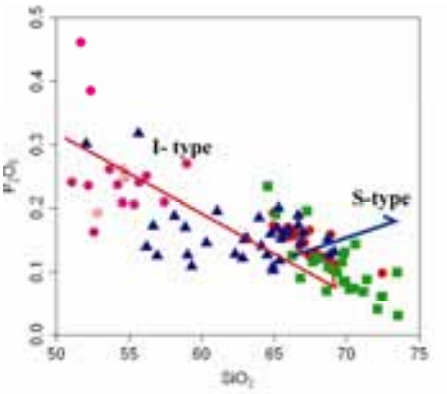
بررسی‌های مختلف نشان می‌دهند که جدایش فازهایی نظیر پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، فلدسپار قلیایی، ایلمنیت، اسفن، آپاتیت، زیرکن، مونازیت و آلانیت که دارای ضرایب توزیع بالایی از عناصر یاد شده هستند نیز کنترل‌کنندهٔ چنین روندهایی در مجموعه‌های سنگی هستند. نمودارهای سنگ‌زایی نیز حاکی از خاستگاه ماگمایی نوع I بخش حدواسط- اسید این توده و خاستگاه پوسته‌ای و اختلاطی برای بیوتیت‌گرانیت-هاست[۴۹، ۵۸ و ۵۹] (شکل۱۵) که از ذوب‌بخشی پوستهٔ اقیانوسی فرورونده (متابازالت) یا پوستهٔ قاره‌ای تحتانی (متاتونالیت) و فلیش‌های گریوکی حاصل شده‌اند[۵۰] (شکل۱۶). نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی[۴۴، ۵۱] نیز وابستگی این توده به گرانیت‌های کمان‌های آتشفشانی حاشیهٔ فعال قاره‌ای (VAG) را تأیید می‌کنند (شکل۱۷).



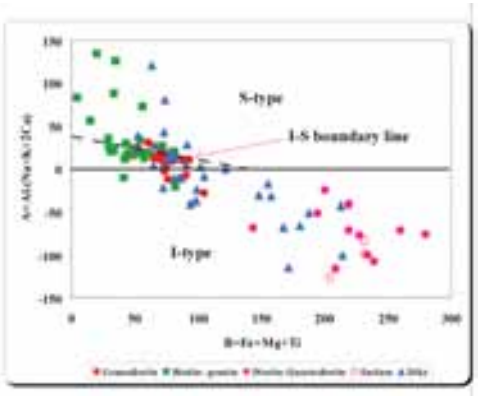
الف - نمودار A/CNK نسبت به SiO_2 [۴۹].



ب - نمودار Na_2O نسبت به K_2O [۴۹].

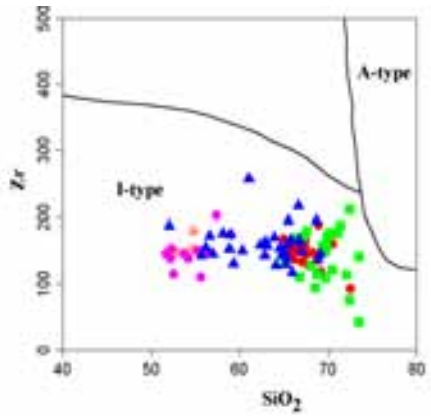


پ- نمودار P_2O_5 نسبت به SiO_2 [۴۹].

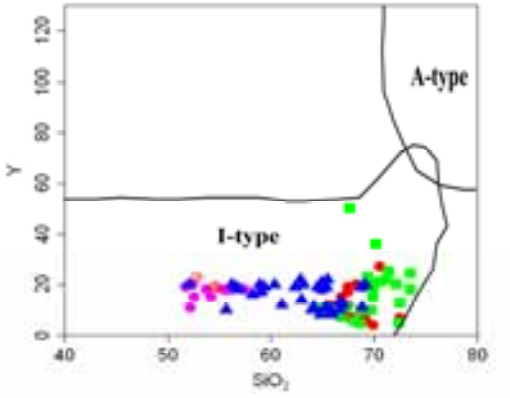


ت- نمودار A نسبت به B [۵۹].

$A = Al - (K + Na + 2\,Ca)$ و $B = Fe + Mg + Ti$.



ث- نمودار تغییرات SiO_2 نسبت به Zr [۵۸].

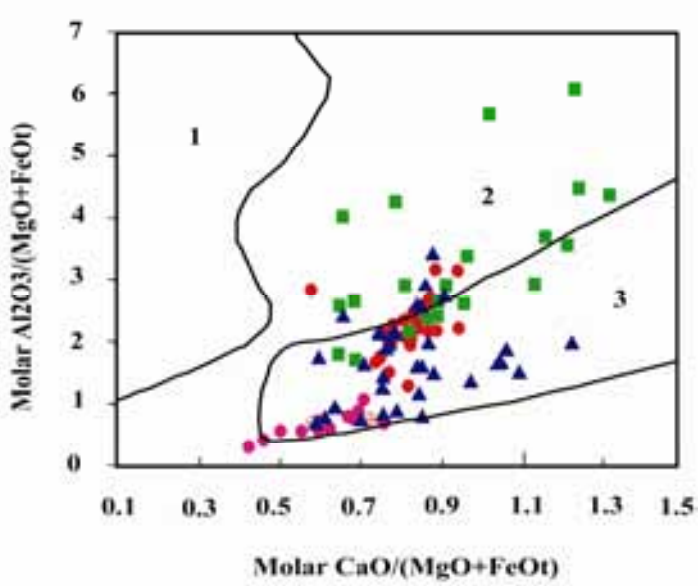


ج- نمودار تغییرات SiO_2 نسبت به Y [۵۸].

شکل۱۵ تعیین نوع سنگ‌های گرانیتوئیدی باتولیت زاهدان.

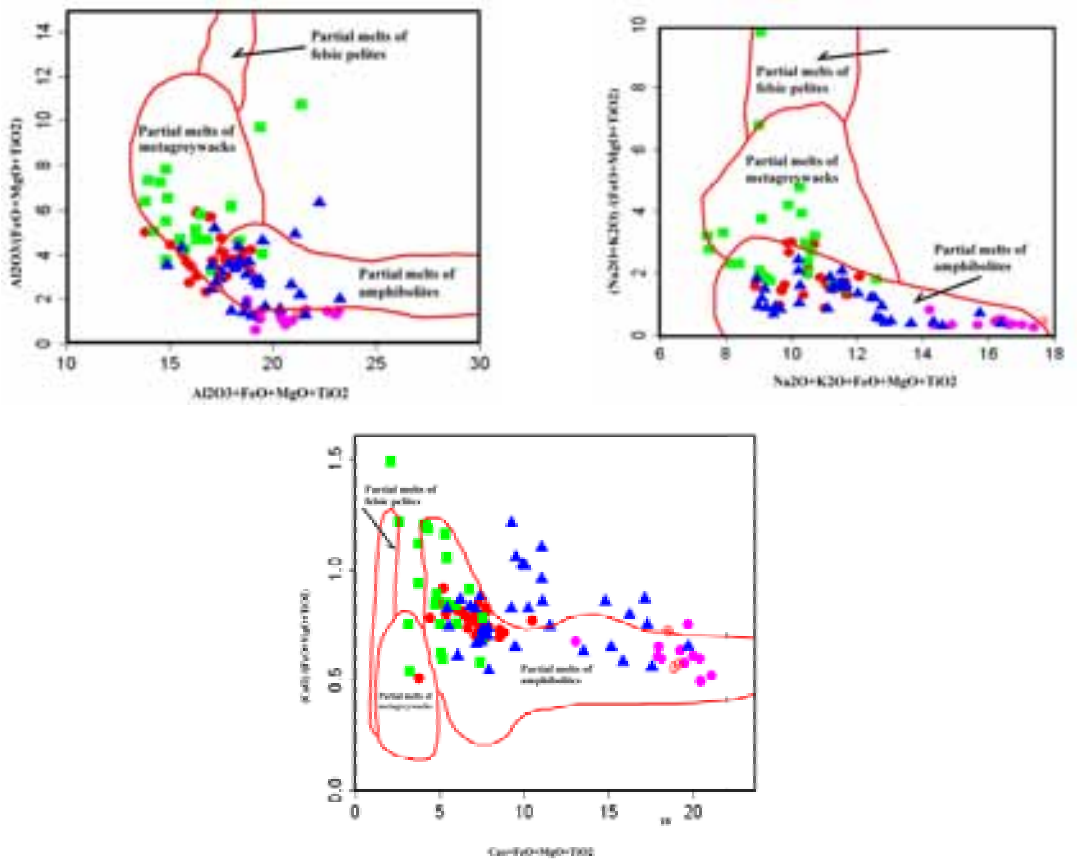
www.SID.ir

Archive of SID



۱- ذوب بخشی خاستگاه متاپلیتی ۲- ذوب بخشی خاستگاه متاگریوکی ۱- ذوب بخشی منبع بازالتی تا تونالیتی دگرگون شده.

الف

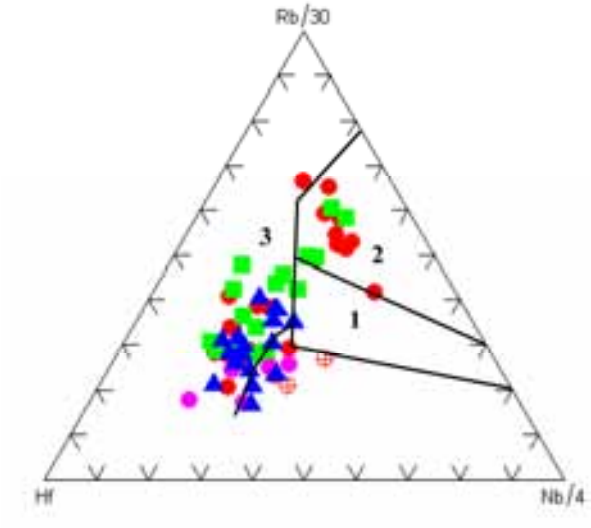


ب

شکل۱۶ تعیین نوع سنگ خاستگاه سنگ‌های آذرین نفوذی منطقهٔ زاهدان با بهره گیری از الف- نمودار نسبت مولی $Al_2O_3/(MgO+FeOt)$.[۵۲] نسبت به نسبت مولی CaO/(MgO+FeOt ب- نمودارهای والن و همکاران[۵۰].

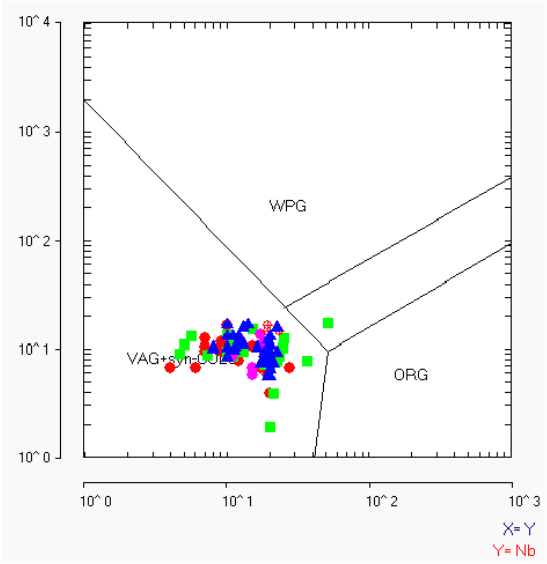
www.SID.ir

Archive of SID



۱- اواخر برخورد یا پس از برخورد ۲- همزمان با برخورد ۳- قوس [کمان] آتشفشانی

الف



ب

شکل ۱۷ تعیین محیط زمین‌ساختی گذشتهٔ تشکیل سنگ‌های آذرین نفوذی باتولیت گرانیتوئیدی زاهدان با استفاده از الف- نمودار مثلثی Hf-Rb/30-Nb/4 [۵۱]. ب- نمودار Y-Nb [۴۴].

بعلاوه، مشتق شدن ماگماهای فلسیک قوسی از ماگماهای مادر بازالتی از طریق فرایند هضم و تبلور جدایشی (AFC[1]) توسط[۵۴] و از طریق ذوب، هضم، ذخیره و همگن سازی (MASH[2]) توسط[۵۵] گزارش شده است. گوشته و ماگماهای بازالتی برخاسته از آن با نفوذ به درون پوسته، منبع‌گرمایی لازم برای ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته‌ای و ایجاد گرانیت‌های پوسته‌ای را فراهم می‌کنند[۲۵]. بررسی‌های تجربی نشان داده‌اند که شکستن آبزدای کانی‌های آبدار (میکاها و آمفیبول‌ها) باعث ایجاد مذاب با ترکیب گرانیتی می‌شود. مسکوویت در شرایط فشار پایین در دمای بالای ۷۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد شروع به ذوب کرده و در زیر ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد به طور کامل ذوب می‌شود. افزایش فشار سبب رخداد ذوب در دماهای بالاتر می‌شود. در هردو حالت مذاب تولیدی حدود۱۰ تا ۱۵ درصد

1-Assimilation and fractional crystallizatiom
2- Melting, Assimilation, Storage, Hemogenization

www.SID.ir

Archive of SID

است. بیوتیت در دمای ۸۲۰ تا ۹۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد ذوب می‌شود. مذاب حاصل، پرآلومین است و نسبت K/Na آن معمولاً بزرگتر از یک است. ذوب آمفیبول‌ها در دماهای حدود ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۸۰۰ مگاپاسکال شروع می‌شود[۵۶]. در غیاب بخار آب، هورنبلند و پلاژیوکلاز برای تشکیل کلینوپیروکسن و گارنت به اضافی مذاب، واکنش می‌دهند. مذاب حاصل ترکیب تونالیتی دارد و نسبت K/Na آن معمولاً کمتر از یک است. در دماهای بالاتر، آمفیبول با پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن واکنش داده، مذاب بیشتری تا حدود ۴۵ درصد تشکیل می‌شود[۲۵]. این ماگما می‌تواند از طریق تبلور تفریقی تغییر کند و انواع سنگ‌های مجموعه‌های گرانیتوئیدی را به وجود آورد.

داده‌های‌ایزوتوپی جدول۲ نشان‌دهندهٔ خاستگاه ماگمایی نوع I (گوشته‌ای یا ذوب سنگ‌های آذرین پوستهٔ تحتانی) برای دیوریتها-گرانودیوریت‌ها و خاستگاه اختلاطی (اختلاط بخش جدا شدهٔ ماگمای گوشته‌ای با مذاب آناتکتیک پوسته‌ای) برای بیوتیت گرانیت‌هاست. گرچه ایزوکرون سنگ‌کل این نمونه‌ها، سنی در حدود ۵۳ میلیون سال را برای بسته‌شدن سیستم ایزوتوپی آن‌ها نشان می‌دهد، ولی شواهد چینه‌شناختی و سن‌های ارائه‌شده به روش پتاسیم ـ آرگن سنی حدود ۳۲ میلیون سال (اوایل الیگوسن) را برای زمان جایگزینی این توده پیشنهاد کرده‌اند[۲]. دلایل متعددی برای بیان این تفاوت قابل‌توجه۲۰ میلیون ساله وجود دارد که به قابلیت‌ها و محدودیت‌های هرکدام از این روش‌های سن‌سنجی وابسته است و می‌توان به برخی از مهم‌ترین آن‌ها به شرح زیر اشاره کرد:

- روش روبیدیم- استرانسیم اصولاً برای نمونه‌های جوان سنوزوئیک و کواترنر پاسخ درستی نمی‌دهد.
- روش پتاسیم- آرگن، به فرایندهای دگرشکلی و دگرسانی بسیار حساس است و بنابراین در نمونه‌های دگرسان و یا دگر شکل پاسخ قابل قبولی ارائه نمی‌دهد.
- چون سن‌های ارائه‌شده در روش‌های ایزوتوپی در واقع سن آخرین رویداد و بسته‌شدن سیستم ایزوتوپی نمونه را ارائه می‌دهند، بنابراین در تفسیر آن‌ها باید دقت کرد.
- در مواردی که نمونه‌ها دستخوش اختلاط و آلایش شده باشند (آمیختگی‌منابع)، گوناگونی سن‌های ارائه شده به خصوص با روش‌های مختلف امری بدیهی است.

نظر به اینکه در مورد باتولیت زاهدان تمام موارد یاد شده صادق است، لذا از نتایج آنالیز ایزوتوپی بیشتر در تفسیر خاستگاه استفاده شده و جنبهٔ سن‌سنجی چندان مورد نظر قرار نگرفته است.

به طورکلی، داده‌های ژئوشیمیایی موجود نشان می‌دهند که ماگماتیسم نفوذی منطقه از نوع آهکی- قلیایی پتاسیم متوسط- بالای کمانهای آتشفشانی حاشیهٔ فعال قاره‌ای است. در این محیط‌ها ماگماها می‌توانند از منابع و خاستگاه‌های مختلف نظیر پوستهٔ فوقانی، پوستهٔ‌میانی و تحتانی، پوستهٔ اقیانوسی فرورونده، گوه‌گوشته‌ای واقع برروی لیتوسفر اقیانوسی فرورونده و نیز خاستگاه‌های مرکب پوسته‌ای- گوشته‌ای (اختلاطی) حاصل شوند [۱، ۲۵، ۵۶، ۵۷]. چنانکه ملاحظه شد در این منطقه، ماگمای اصلی دیوریتی- گرانودیوریتی از یک خاستگاه آذرین مافیک سرچشمه‌گرفته است. در زون‌های فرورانش نظیر این منطقه، ماگماهای با خاستگاه آذرین می‌توانند از دو منطقه مشتمل بر ورقهٔ اقیانوسی فرورونده (متابازالت) و گوهٔ‌گوشته‌ای روی آن (استنوسفر) سرچشمه بگیرند. گرچه معمولاً در این مناطق سیالات حاصل از آبزدایی ورقهٔ اقیانوسی فرورونده با ورود به گوهٔ گوشته‌ای آنرا متاسوماتیزه، غنی‌شده از عناصر ناسازگار و دستخوش ذوب‌بخشی و ایجاد ماگما می‌کنند، ولی در این موارد، غالباً بخشی از پوستهٔ اقیانوسی نیز ذوب می‌شود و در تشکیل ماگماهای برخاسته از این مناطق مشارکت می‌کند. اثبات نقش و میزان مشارکت هر یک از این خاستگاه‌ها در تولید ماگما، مستلزم بررسیهای گسترده و دقیق، به ویژه بهره‌گیری از روش‌های ایزوتوپی ترکیبی است.

برداشت

باتولیت گرانیتوئیدی زاهدان که از شمال غربی تا جنوب شرقی این شهر کشیده شده است، جزئی از نوار گرانیتوئیدی زاهدان ـ سراوان محسوب می‌شود که در مجموعهٔ فلیشی دگرگون‌شدهٔ زون فلیش شرق ایران به سن ائوسن میانی نفوذ کرده‌است. مجموعه شواهد صحرایی، سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این نوار دارای حجم کمی از سنگ‌های دیوریتی ـ کوارتزدیوریتی است. معادل‌های نیمه عمیق آن‌ها (دایک‌های آندزیتی ـ داسیتی) به عنوان تظاهرات ماگماتیسم حدواسط-اسید آذرین در مساحتی بالغ بر ۱۰۰۰۰ کیلومتر مربع در مجموعهٔ گرانیتوئیدی و سنگ‌های میزبان به صورت متمرکز و

www.SID.ir

Archive of SID

گاه پراکنده دیده می‌شوند. سنگ‌های گرانودیوریتی به عنوان بخش اصلی و تفریق یافته ماگماتیسم آذرین یادشده، حجم اصلی باتولیت را تشکیل می‌دهند. بیوتیت‌گرانیت‌ها که حاصل ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی پوسته‌ای (فلیش‌ها و گریوک-ها) و اختلاط آن‌ها با بخش تفریقی ماگمای دیوریتی آذرین محسوب می‌شوند، حجم کمی از توده گرانیتوئیدی زاهدان را به خود اختصاص می‌دهند. وابستگی گرانودیوریت‌ها به بخش‌های دیوریتی و فراوانی برونبوم‌های ریزدانه مافیک در آن‌ها این نظر را تأیید می‌کند. برعکس، روابط نزدیک بیوتیت‌گرانیت‌ها با سنگ‌های دگرگون‌میزبان و حضور برونبومها و کانی‌های شاخص دگرگون در آن‌ها، حاکی از خاستگاه پوسته‌ای (ذوب فلیش‌ها و گریوک‌ها) و اختلاطی این سنگ‌هاست. طرح‌های توزیع عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در نمودارهای مختلف تغییرات، عنکبوتی، چند عنصری، تمایز محیط زمین ساختی و به خصوص نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ آغازین نیز وابستگی مجموعهٔ دیوریتی- گرانودیوریتی را به نوع I به اثبات می‌رساند و جایگاه زمین ساختی [کمانهای] قوس‌های آتشفشانی حاشیهٔ قاره (VAG) را برای محیط تشکیل و جایگزینی آن‌ها تأیید می‌کند. این محیط در اثر بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس سیستان در شرق ایران، واقع در بین ورقه-های لوت و هلمند در زمان ائوسن فوقانی- الیگوسن تا میوسن میانی ایجاد شده است.

سپاسگزاری

بخشی از هزینه‌های انجام این کار پژوهشی از سوی حوزهٔ معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود تأمین شده است، بنابر این از آن معاونت محترم تشکر و قدردانی می‌نماییم.

منابع

[1] Selman Aydogan M., Hakan Coban, Mustafa Bozcu, Omer Acinci, *"Geochemical and mantle-like isotopic (Nd, Sr) composition of the Baklan Granite from the Muratdagi Region (Banaz, Usak), western Turky: Implications for input of juvenile magmas in the source domains of western Anatolia Eocene-Miocene granites"*, Journal of Asian earth Sciences 33 (2008) 155-176.

[2] Camp V.E., Griffis R.J., *"Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in Sistan suture zone"*, Lithos, 15(3) (1982) 221 – 239.

[3] Tirrul R., Bell I.R., Griffis R.G., Camp V.E., *"The Sistan suture zone of eastern Iran"*, Geological Society of American Bulletin 94 (1983) 134-150.

[۴] حسینی م. ر.، *"پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت‌های جنوب-غرب زاهدان"*، پایان نامهٔ کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی (۱۳۸۱) ۲۹۰ صفحه.

[۵] تیوای م. ج.، *"پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های تیره فراوان در جنوب‌غرب زاهدان"*، پایان نامهٔ کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی (۱۳۸۱).

[۶] کشتگر ش.، *"پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل ساختاری گرانیت زرگلی"*، پایان نامه کارشناسی‌ارشد پترولوژی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران(۱۳۸۳) ۱۶۰ صفحه.

[۷] صادقیان م.، ولی‌زاده م. و.، *"پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی زاهدان"*، مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان (۱۳۸۱).

[۸] صادقیان م.، *"ماگماتیسم، متالوژنی و مکانیسم جایگزینی‌تودهٔ گرانیتوئیدی زاهدان"*، رسالهٔ دکتری، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی (۱۳۸۳).

[۹] صادقیان م.، ولی‌زاده م. و.، *"مکانیسم جایگزینی‌تودهٔ گرانیتوئیدی زاهدان"* مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۸۳).

[۱۰] صادقیان م. *"پتروژنز توده گرانیتوئیدی زاهدان با نگرشی ویژه بر نقش اختلاط ماگمایی"*، بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین ، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۴).

[۱۱] صادقیان م.، ولی‌زاده م. و.، برقی م. ع.، *"متالوژنی توده گرانیتوئیدی زاهدان"*، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه دانشگاه تربیت معلم (۱۳۸۴).

[12] Sadeghian M., Bouchez J.L., Ne de lec A., Siqueira R., Valizadeh M.V., *"The granite pluton of Zahedan(SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting"*, Journal of Asian earth Sciences 25 (2005) 301-327.

[۱۳] کرد م.، قاسمی ح.، صادقیان م.، *"پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های موجود در توده گرانیتوئیدی زاهدان"*، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۸۳) صفحه۸۰۴.

[۱۴] کرد م.، قاسمی ح.، صادقیان م. *"ژئوشیمی و پترولوژی تودهٔ گرانیتوئیدی چشمه‌بید، جنوب‌شرق زاهدان"*، چکیده

www.SID.ir

Archive of SID

مقالات بیست و سومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران(۱۳۸۳).
[۱۵] کرد م.، *"پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چشمه بید، جنوب شرق زاهدان"*، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۸۴) ۱۳۹ صفحه.
[۱۶] کرد م.، قاسمی ح.، *"پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز تودهٔ گرانیتوئیدی چشمه‌بید، جنوب‌شرق زاهدان"*، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران(۱۳۸۴) صفحات ۵۹۶-۶۰۴.
[۱۷] رضایی کهخائی م.، کنعانیان ع.، *"بررسی میلونیت گرانودیوریت‌های توده گرانیتوئیدی لخشک، شمال غرب زاهدان"*، چکیده مقالات بیست و سومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران (۱۳۸۳).
[۱۸] رضایی کهخائی م.، کنعانیان ع.، *"میرمکیتی‌شدن حاشیه بلورهای فلدسپار پتاسیک در گرانیت‌های میلونیتی لخشک، شمال غرب زاهدان"*، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۴).
[۱۹] کنعانیان ع.، رضایی کهخائی م.، *"رفتار فلدسپارها در طی دگرشکلی حاشیه توده گرانیتوئیدی لخشک، شمال غرب زاهدان، ایران"*، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران(۱۳۸۴).
[۲۰] رضایی کهخائی م.، کنعانیان ع.، الیاسی م. *"نقش زون‌های برشی در جایگزینی دایک‌های منطقه لخشک، شمال غرب زاهدان"*، مجموعه مقالات دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس تهران (۱۳۸۵) صفحات ۸۴۷ تا ۸۵۵.
[۲۱] کنعانیان ع.، رضایی کهخائی م.، *"ژئوشیمی سنگ‌های توده لخشک و دایک‌های مرتبط با آن، شمال غرب زاهدان"* مجموعه مقالات دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس تهران (۱۳۸۵) صفحات ۵۸۹ تا ۵۹۷.
[۲۲] کنعانیان ع.، رضایی کهخائی م.، اسماعیلی د.، *"سنگ-شناسی و جایگاه زمین‌ساختی توده گرانودیوریتی لخشک، شمال باختر زاهدان، ایران"*، فصلنامه علمی – پژوهشی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال هفدهم، شماره ۶۵ (۱۳۸۶) صفحات ۱۴۳-۱۲۶.
[23] Stoklin J., *"Structural history and tectonics of Iran: a review"*, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52 (1968) 1229-1285.
[24] Berbrian M., King G.C.P., *"Towards a paleogeography and tectonoic evolution of Iran"*, Conadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210-265.
[25] Vigneresse J.L., *"A new paradigm for granite generation"*, Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 95 (2004) 11-22.
[26] Berberian M., *"Geological map of Iran at 1/100,000. Sheet 8148, Zahedan"*, Geological Survey of Iran, Teheran, (1983).
[27] Glonka J., *"Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic"*, Tectonophysics 381(2004) 235-273.
[28] Sengor A.M.C., Natalin B.A., *" Paleotectonics of Asia: fragment of a synthesis. In: Yin, An, Harrison, T.M. (Eds), The Tectonic Evolution of Asia"*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, (1996) pp. 486-640.
[29] Didier J., Barbarin B., *"Enclaves and Granite Petrology"*, Developments in Petrology 13 Elsevier Science, Amsterdam, (1991) 626 pp.
[30] Pitcher W.S., *"The Nature and Origin of Granite"*, Blackie Academic & Professional, (1993) pp. 321.
[31] Stewart M.L., Pearce T.H., *"Sive-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results"*, American mineralogy, 89 (2004) 348-351.
[32] Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst E.P.L., *"The interpretation of igneous rocks"*, George Allen and Unwin, London, (1979), pp. 450.
[33] Streckeisen A., Le Maitre R.W., *"A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks"*, Neues Yahrb, Mineral, Abh, 136(1979) 169-206.
[34] Irvine T.N., Baragar W.R.A., *"A guide to the chemical classification of the common volcanic rock"*, Canadian Journal of Earth Sciences 8 (1971) 523-548.
[35] Peccerillo R., Tylor S.R., *"Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, north Turky"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 58 (1976) 63-81.
[36] Shand S. J., *"Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits"*, Thomas Murby and Co, London (1949) 488 pp.
[37] Abdell Rahman A.M., *"Petrogenesis of early-orogenic diorites, tonalities and post-orogenic*

www.SID.ir

Archive of SID

[49] Chappell B.W., White A.J.R., *"Two contrasting granite types"*, 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences 48 (2001) 489-499.
[50] Altherr R., Hall A., Henger E., langer Kreuzer H., *"Highpotassium, calc-alkaline I-type plutonism the Euro peanvariscides Northern Vosges(Farance) and Northen Schwarzwald (Germany)"*, Lithos 50 (2002) 51-73.
[51] Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G., *"Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In Coward, M.P., Rise, A.C. (Eds) Collision Tectonics."*, Geological Society London, Special Publication 19 (1986) 67-81.
[52] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., *"A type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 95 (1987) 407- 419.
[53] Chappell B.W., White A.J.R., *"I- and S type granites in the Lachlan fold belt"*, Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 83 (1992) 1-26.
[54] Grove T.L., Donnelly- Nolan J.M., *"The evolution of young silisic lavas at Medicine Lake Volcano, California: implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 29 (1986) 281-302.
[55] Hilderth E.W., Morbath S., *"Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 76 (1988) 177-195.
[56] Rapp R.P., Watson E.B., *"Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling"*, Journal of Petrology 36 (1995) 891-931.
[57] Roberts M.P., Clemens J.D., *"Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids"*, Geology 21 (1993) 825-828.
[58] Furnes H., El-Sayed M., Khalil S. O., *"Pan-African magmatism in the wadi-El-imra district, central Desert, Egept: geochemistry & tectonic environment"*, Journal of Geosciences Society, (1996), Vol. 153.
[59] Villaseca C., Barbero L., Heneros V., *"A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. Transactions of the Royal Society of Edinburge"*, Earth Sciences, 89, (1998) 113- 119.
trondhjemites in the Nubian shield", Journal of Petrology 31 (1990) 1285-1312.
[38] Nakamura N., *"Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in Carbonaceous and ordinary chondrites"*, Geochim, Cosmochim, Acta, 38 (1974) 757-775.
[39] Sun S.S., McDonough W.F., *"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, Special Publication, 42 (1989) 313-345.
[40] Nagudi N.O., Koberl CH., Kurat G., *"Petrography and geochmistry of the Singo granite, Uganda and implications for its origin"*, Journal of African earth sciences 35 (2003) 51-59.
[41] Abdollah J.A., Said A., Visona D., *"New geochemical and petrographic data on the gabbro-syenite suite between Hargeysa and Berbera-Shiikh(Northern Somalia)"*, Journal of African earth sciences 23 (3) (1997) 363-373.
[42] Wilson M., *"Igneous petrogenesis: a global tectonic approach"*, unwin hyman land. pub, (1989) 450 pp.
[43] Mohamed M., El-Sayed, *"Petrogenesis and evolution of the Dineibit El-Qulieb hyperaluminous leucogranite, Southearn Desert, Egypt: petrological and geochemical constraints"*, Journal of African earth sciences 28 (2000) 703-720.
[44] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks"*, Journal of Petrology 25 (1984) 956-983.
[45] Chappell B.W., *"Aluminium saturation in I and S type granites and the characterization of fractionated haplogranites"*, Lithos 46 (1999) 535-551.
[46] Rollinson H., *"Using geochemical data: evalution, presentation, interpretation"*, Longman Scientific And Technical, (1993).
[47] Bogoch R., Avigad D., Weissbrod T., *"Geochmistry of the Quartz diorite–granite association, Roded area, southern Israel"*, Journal of African earth sciences 35 (2002) 51-59.
[48] Glenn A.G., *"The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 147 (2004) 511-527.

www.SID.ir