

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 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of three samples of this batholith vary from 0.7049 to 0.7065 and their initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 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



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)

واژههای کلیدی: گرانیتوئید، باتولیت، زاهدان، ایران.

مقدمه

گرانیتها به عنوان سازندهٔ اصلی پوسته قارمای در محیطهای زمینساختی مختلف و از طریق فرایندهای ژئودینامیکی گوناگون نظیر ضخیم شدگی پوستهای ناشی از برخورد قارمای، ورود ماگماهای مختلف گوشتهای به زیر پوستهٔ قارمای، 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

تفاوتهای ترکیبی در ماگماهای گرانیتی شود. اختلاط منابع بازالتی زیر ورقهای با اجزای پوستهای موجود در جایگاههای تولید این سنگها نیز، از شاخص ترین ویژگیهای سنگهای گرانیتی است [۱]. این گونه طرحهای ژئودینامیکی و ماگمایی در خلال کرتاسه بالایی تا اواخر ترشیری در بخشهای گسترده-ای 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 _ 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 زمین شناختی 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 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 می شوند و یک منطقه بندی عادی شامل حضور بخشهای مافیک در حاشیه و بخشهای فلسیک در مرکز ایجاد می شود. 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 می شود و این بستهٔ ماگمایی جدید نیروی کافی برای نفوذ در مرکز بسته منجمد شدهٔ قبلی را ندارد و در حاشیههای آن تزریق می شود. 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 یوسته، 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 اصلى مجموعة گرانيتوئيدى نفوذ مىكند و بخشهاى ییش رس را به صورت شناور در برمی گیرد. سپس، با گرمشدن و حتی بروز ذوببخشی در فلیشهای میزبان، گرانیتهای آناتکتیک پوستهای حاوی کانیهای دگرگونی در حاشیهها تشکیل می شوند. اختلاط مذاب های پوسته ای با بخش های جدایشی گرانودیوریتها به تشکیل حجم اصلی بیوتیت گرانیتها در حاشیه گرانودیوریتها منجر می شود (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 ائوسن میانی 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 نتيجه آن مىداند.

جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی نمونههای توده گرانیتوئیدی زاهدان.

| Sample | SiO ₂ | Al_2O_3 | Fe ₂ O ₃ | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | MgO | MnO | TiO ₂ | P_2O_5 |
|---------|--------------------|-----------|--------------------------------|-------|-------------------|------------------|-------------------|----------------|------------------|----------------|
| Z-37 | ۶۹ _/ ۹ | 14,88 | ۲,۴۷ | 1,94 | 7 ,88 | 4,41 | ٥,٠۵ | •,•۵۴ | •,۴۲۳ | ۰,۰ ۸۴ |
| Z-28/2 | 54,94 | 18,88 | ۴,۳۷ | 4,09 | 5,41 | ۲,۶۷ | ۲,۱۳ | • ,• 99 | ٥٧٩٫٠ | •,19٣ |
| Z20G | ۶۴ <u>,</u> ۹۶ | 18,44 | ۳,۴۴ | ۳,۶۶ | ٣/٩ | ۲,۶٨ | ۲,٠٩ | •,• ۵ ۷ | ۰,۵۶۳ | ۳۷۱٫۰ |
| Z79G | ۶۵٬۵۴ | ۱۵,۲۵ | ۳,۵ | ۳,۵ | ٣,٨ | ۲,۸۲ | 1,984 | •,•9٣ | • , ۵ ۷ | •,198 |
| Z142G | ۶۵٬۵۷ | 18,88 | ٣,١٢ | ۳,۳۶ | ٣,٩ | ۲۸۳ | 1,2.4 | ۰,۰۴۸ | • ۵۱۱ | ۰,۱۵۲ |
| Z18G | ۶۵٫۸۴ | 18,41 | ۲٫۸۸ | ٣,١۵ | ٣٫٨٣ | ۳,۲۵ | 1,404 | ۵۵ - ۱ | •,۴۶۳ | •,194 |
| Z130G | ۶۵٬۹۱ | 18,81 | ۳,۳۴ | ٣,٣۴ | ٣,٩٢ | 5/47 | ١,٣٨٣ | ۰,۰۵۹ | •،۵۱۳ | •,189 |
| Z131GD | ۶۵٬۹۸ | 18,14 | ۳,۲۳ | ٣٫۵١ | ٣,٩٢ | ۲,۹۱ | 1,411 | •,• 49 | 618 | ۰,۱۷ |
| Z41G | 88,1 | ۱۵,۷۳ | ۳,۰۶ | ٣٫١ | ٣,٩٣ | ٣,٢٩ | 1,007 | •,•94 | • ,۴۸۸ | ۰,۱۵۵ |
| Z5G | <i>۶۶</i> ,۳۹ | 18,8 | ۲٫۹۳ | ٣,٣ | ۴ | ۲,۹۷ | 1,894 | •,• 44 | • ,486 | ۰,۱۵۶ |
| Z142G/1 | 88,49 | 10,98 | ۳٬۰۱ | ۲/۹۳ | ۳٬۸۴ | ٣,١٧ | ۱٬۵۱ | ۰,۰۶۵ | ۵ • ۵ / | •,187 |
| Z108G | <i>۶۶</i> ,۷۹ | 18,84 | ۲,٧۶ | ۲٫۸۴ | ٣,٩١ | ٣,٠۵ | 1,189 | ۰,۰۵۶ | • /427 | ٠٫١٣٩ |
| Z-40/1 | ۶۶ _/ ۸۵ | 18/62 | ٣٫۵۴ | ٣٫۵٩ | 5,49 | ۲,۲۳ | ۱,٨۶ | ۰,۰۵ | •,541 | •,144 |
| Z1G | ۶۷٬۰۱ | 10,78 | ۲,۹۴ | ٣,١٣ | ۳٫۹۵ | ٣,٩۴ | 1,727 | ۰,۰۵۱ | •,۴٨١ | •,144 |
| Z7G | ۶۷٬۰۸ | 18,98 | ۲,۸ | ٣,•٧ | ۴,۰۱ | ۳/۱۶ | 1,241 | ۰٬۰۵۳ | • ,481 | •,148 |
| Z-15/7 | 84,41 | ١٣٫٨٩ | ٣,٠۵ | ٣,١١ | ۲/۸۴ | ۲/۸۵ | ۱,۴ | ۰,۰۴۵ | •,449 | ۰,۱۲۵ |
| Z-43/1 | 54,47 | ١٣٫٨٩ | ۳/۴۱ | 5/14 | ۲,۶۳ | ٣٫١٩ | ۱,۵۹ | ۰,۰۵۱ | •،۵۱۹ | •,1٣ |
| H2G | 84,40 | ۱۵,۶۹ | ۲٫۷۳ | ۲/۸۲ | ۳,۸۴ | ٣,٢١ | 1,447 | ۰٬۰۵۱ | •,44 | ۰,۱۶۵ |
| Z160G | ۶۷٫۸۴ | ۱۵,۷۳ | 5,49 | ۲,۶۹ | ٣,٩۴ | 3, TV | 1,187 | ۰,۰۴۸ | •,4•1 | ۰٬۱۳ |
| Z-69/3 | ۶۸,۲۷ | ۱۳٬۸۵ | ۲ <i>,</i> ۶۶ | ۲,۷۹ | 5,49 | ۲,٩٩ | 1,78 | •,• ۴۳ | •,4•9 | •,174 |
| Z-42/1 | ۶۸٬۸ | ۸٫۳۲ | ٣,٠۵ | ۲/۹۲ | ۲٬۵۲ | ۳٬۵۳ | 1,78 | •,• ۴٩ | •,449 | •,114 |
| Z-61/1 | ۶۸٬۸۹ | 14,88 | 37,48 | ۳/۳۵ | ۲,9۶ | Y/YY | •,٩٩ | •,• 44 | •,479 | ٠,١۵٩ |
| Z98G | ۶٩٬۰۵ | ۱۵٬۵۵ | 5,14 | ۲/۴۸ | 36/20 | ۳٬۵۷ | ٠٫٩٧ | •,• 47 | •,٣٢٣ | ۰,۱۰۲ |
| Z2G | ۶٩,٢ | ۱۵٬۵۸ | ۱,٩۶ | ۲٫۳۲ | ۳,۶ | 4,30 | 1,049 | •,• ٣٢ | •,٣٧۴ | •,111 |
| Z-97/3 | ۵۵٬ ۲۰ | ۱۳٬۳۷ | ۲,۵ | ۳/۳۸ | 5,54 | ۲٬۸۳ | ١ | •,• ۴٩ | ٠٫٣٣ | •,•٧۴ |
| Z8G | ۷۲٫۴۹ | 17/24 | ۱,۹۵ | 71,44 | ۲ _/ YY | 4,74 | · 1204 | ۰,۰۳۵ | •,٣۶۴ | ۰,۰۹۸ |
| Z-25 | ۶۴٬۵۶ | 14,78 | ٣٫۴ | ۳,•۶ | ۲,۷۶ | ۵,۳۴ | ۱,۸۷ | ۵ • ، | •,۳۵Y | •,784 |
| Z-36 | ۷۰٬۵۸ | ۱۵/۰۶ | ۲,۶ | 1,98 | ۲,۶ | ۳,۳۴ | 1,110 | •,•99 | ৽৾৻৾৻১১৶ | •,14٣ |
| Z-6 | ۷۳٬۵۳ | ۱۶٬۸۳ | • ، ۲۲ | ۰٬۹۸ | ۳٬۸۶ | 4,18 | • , • A | ۰,۰۶ | ۳.,۰۳ | ٠٬٠٣ |
| Z-7 | V7/F1 | 18,44 | ۰٫۵۷ | ۱,۲۵ | ۴,۳۹ | ۳/۸۲ | ٠٫٣١ | ۰,۰۲ | ۰,۱۵ | •,•۶ |
| Z-8 | ۶۸,۶ | ۲۰,۱ | ۰,۸۷ | 1/41 | ٣,٩١ | ٣/٩۴ | ۸۳٫ | ۰,۰۲ | ۲ ٫ ۰ | ۰,·۷ |
| Z-9 | ۶۸٬۰۸ | ۱۸٬۵۳ | ٣ | ۱,۲۹ | ۳,۹۳ | ۴٬۰۵ | ۶٩ | •,•۴ | ۰٫۳۵ | ٠,١٢ |
| Z-10 | ۶۶٬۸۳ | ۵۵, ۲۰ | 1,10 | ۲,۲۸ | ۴٬۰۵ | ٣,١٢ | ٠٫٧٩ | •,•۴ | ٣ | ۰,۰۹ |
| H64G | ۶۵٬۱۲ | 14/11 | ۳,۳۴ | ٣/٣ | ٣٫٨۵ | ٣,١٨ | ۱,۲۶۸ | ۰,۰۶۹ | • ۵۸۳ | ٠٫١٩ |
| H68G | 88,88 | 19,44 | ۲,۷۱ | ٣,٢٢ | ٣٫٨٣ | ٣,١٣ | 1,704 | ۰, • ۵ | ۴, ۰ | ۰,۱۲۶ |
| H50G | ۶۷٫۲۵ | 18,51 | ۲,۴۹ | ۲/۷۷ | ٣,٩٢ | ۳/٨۶ | + ،۵۵۹ | •,•YA | •,۲۹۱ | ۰,۱۹۶ |
| Z111G | ۶۷٬۶۵ | ۱۴,۸۲ | ۳,۶۳ | ۲/۲۱ | ۲,۵۱ | ۴,۴۳ | ۱,۵۵۷ | • ,• 99 | ۰,۵۲۳ | ۰,۱۱۶ |
| H67G | ۶۸٬۷۳ | ۱۴٬۸۶ | ۲,۴۷ | ۲,۲۷ | 4,47 | ٣,٧۴ | ۰٬۶۰۸ | ۰,۰۵۲ | ۰,۲۹۲ | ۰,۱۰۷ |
| Z-105/1 | 89,84 | ۱۳٬۵۵ | ۱,۹۱ | ۲٬۸۵ | ۲٬۵ | ٣,١٨ | ۰٬۹۵ | ۰٬۰۳۶ | ۰,۲۲۹ | ٠,٠٩٩ |
| Z-59/1 | ۶٩,٧١ | ۱۳,۷۶ | ۲,۶۱ | ۲/۴۷ | ۲٫۸ | ٣/٣١ | ۰٫۸۶ | •,• 47 | ۰,۳۲۵ | ۰,۱۱۵ |
| H39G/1 | ۶٩٫۷۵ | ۱۳٬۸۸ | ۱,۴۵ | 1,84 | ۲,۲۵ | ۶٫۲۳ | • ,877 | •,• 47 | •,191 | ۰,۰ ۸ ۵ |
| Z-55/1 | ۶٩٫٨٧ | ۱۳٬۸۶ | ۲٫۸ | ۲/۷۲ | ۲,۷۷ | ۳,۲۲ | ۰ _/ ۹۹ | •,• 49 | • ۲۸۹ | •,181 |
| H64C | ۶ ٩,٩ | 14,88 | ۲,۴۷ | 1,94 | ۲,89 | 4,41 | ٥,٠۵ | ۰,۰۵۴ | •,۴۲۳ | ۰,۰ ۸۴ |
| Z-24/2 | ۷۰,۱۸ | ۱۲٬۸۵ | ۲٬۹۵ | ۲٬۵۸ | ۲٬۰۷ | ۳/۸۷ | ۱,۰۱ | ۰ ٬۰۴۷ | •,۴۳ | •,•٧٢ |
| Z-87/1 | ۲۰ <i>٬</i> ۴۹ | ۱۳٫۳۶ | ١٫٧٩ | ۲٫۲۲ | ۲,۶ | ۳/۴۸ | • ٫٣٩ | •,•٣۴ | •,794 | ۰,۰۷۳ |
| Z-104/1 | ۷۱٬۱۶ | ۱۲٬۸۸ | ۲٬۰۷ | ۲,۱۵ | ۲٫۰۳ | ٣٫٨۵ | ۰,۸ | ۰٬۰۳ | •,٣۶٢ | ۰ ٬۰۶۹ |
| H39G | V1/47 | ۱۴,۶۸ | ۲٫۳۶ | ۲,۱۵ | ۲۸۲ | 4,97 | ۰,۹۱۷ | ۰,۰۴۵ | ۰٬۳۷۵ | ۰,۰ ۸۷ |
| Z-38/1 | ٧٢,١٣ | 17,94 | ۱٫۸۱ | ۲٫۳۵ | ۲/۴ | ۳٫۱۱ | ۰ _/ ۵۷ | ۳۶ ر. | •,714 | •,•۴ |
| Z33/2G | VY/۴۸ | 18,84 | 1,94 | ۱/۱۳ | ۲,۹۸ | ۵,۲۳ | • ,401 | ۰,۰۳۶ | •,794 | ۰,۰۶۱ |

ادامه جدول ۱

| Sample | SiO2 | A12O3 | Fe2O3 | CaO | Na2O | K2O | MgO | MnO | TiO2 | P2O5 |
|---------|-------------|--------|-------------------|-------------------------|------|---------------|-------|-------------------|---|--------------------|
| z-112C | ۲۳٬۴۸ | 18,980 | ۱,۵۲۵ | ١,٩٧ | ۲,۶۷ | ۲٬۹۸۵ | •,۴۴۵ | •,• ٣٧ | •,٣•۴ | ۰ _/ ٠٩٩ |
| Z-1 | ۵۵٬۶۷ | ۱۵/۱۷ | ۵,۴۲ | ۶,۷۹ | ۲٫۷۵ | ۲,۰۱ | λ۳۸, | •/17 | 1/14 | •,74 |
| Z-2 | ۵۷,۴۲ | ۱۵,۹۵ | ۴٫۵ | ۶,۷۸ | ۳,۳۳ | ۱,۹۵ | ۶٬۷۲ | •,1 | ۰,۹۹ | • 171 |
| Z-26 | ۵۴٬۵۶ | 14,44 | Υ,• ٨ | ٨,۴۵ | ١,٩٧ | ۱,۶۵ | ۴,٨۶ | ۰,۱۳۹ | ۰ ،۵۰ ۱ | ۸۰۲٫۰ |
| Z-82/3* | ۵۱٬۰۸ | ۱۲/۶۸ | Y _/ A | ٨٫٣٩ | ۲,۷۷ | ۱٬۷۵ | ۱۲/۹۵ | •/1٣ | ٠٫٩٢ | •,74 |
| Z-82/4 | ۵۱,۲۱ | 18,81 | ۲٫۸۹ | ۶,۷۹ | ۲٫۸۹ | ۱/۹۸ | ۳٬۵۱ | • / • AY | ۱,۲۶۳ | •,481 |
| H27 | ۵۲/۱۹ | ۱۷٬۰۸ | ۶ ₁ ۶۷ | Y/YA | ۲,۵ | 1/41 | ۵٬۲۳ | ۰,۱۰۵ | •،٩٨۴ | ۵۳۲٬۰ |
| Z-82/1 | 57,84 | 18,77 | ٨,١٨ | ۷٬۵۶ | ۲,۶ | ١,٧ | ۴,۳۹ | •/١١١ | ۲۳۲/۱ | ۵۸۳٬۰ |
| Z-82/3 | ۵۲٬۵۸ | 14,78 | ۷٬۵۹ | ۷٬۶۸ | ۲,۶۷ | ۱,۶۵ | 1.11 | •/119 | ٠،٨٩۵ | •,187 |
| Z-25/1 | ۵۳٬۶۹ | 14,71 | ۲٫۴۸ | V,87 | ۲,۲۷ | ۱/۹۶ | ۵٫۷۴ | •/17 | ۳۲۸ _۱ ۰ | •78 |
| H26 | 54,21 | 18,88 | ۶ _/ ۸ | V /• V | ١/٩٣ | ۱٬۵۱ | 4,84 | •,1•۶ | ۱٬۰۱۷ | •,۲۳۶ |
| Z-26/1 | ۵۵٫۳۳ | 14,80 | ٨,۵۵ | ٧,٢١ | ۲,•۲ | ۱,۴۵ | ۶٬۲۲ | •/131 | 1,178 | ۵ • ۲٫۰ |
| Z-25/2 | ۵۶٬۲ | ۱۳٬۵۸ | ۷٬۵۶ | ۷٫۱۳ | ۲,۰۴ | ۲,۱۸ | ۵,۷۲ | •/171 | ۰,۸۶۹ | ۵۲٫۰ |
| Z90G | ۵۸٬۹۸ | 10/14 | ۴,۸۸ | ۵٬۲۵ | ۳,۸۲ | ۲٬۵۹ | ۳,۳۳۳ | • , • YA | ۰,۸۵۴ | •,799 |
| Z7E2 | ۵۲٬۸۴ | 10,07 | ۶,۲۹ | Y,YA | ۳,۳۳ | ۲,۲۱ | ۵,۱۱۲ | •,10٣ | ٠,٧٩۵ | ۰٫۱۹۳ |
| Z35E | ۵۴٬۵۶ | 18,18 | ۶ _/ ۷۷ | ۶,۹۷ | ٣٫٢ | ۲,۲۹ | ۵٫۸۳۶ | •/117 | 1,101 | •78 |
| Z45E | ۵۴٬۷۴ | ۱۵/۹۸ | ۶,۸۴ | <i>۶</i> ,۷۷ | ٣,۴٩ | ۲٬۷۷ | ۵٫۸۵۵ | ۰٬۰۹۹ | 1,.12 | •,747 |
| Z-3 | ۶۴٬۰۹ | ۲۰٬۹۸ | ۱٫۷۵ | ۲٬۸۸ | ۳,٨۶ | ۳,۰۲ | ۱،۶۱ | ۰,۰۵ | •, * Y | •,14 |
| Z-4 | 84,178 | ۱۹٫۵ | ۲٫۲ | ۳,۴۷ | ۴,۰۴ | ۲,۲۵ | ۱,۸ | ۰,۰۵ | <i>۰</i> ,۵۸ | ۰,۱۶ |
| Z-5 | ۶۵٫۳ | ۱۸٬۰۳ | ۲,۰۶ | ٣/١٩ | ۳٬۸۹ | ٣,۴١ | ۱٫۸۳ | ۰ ₁ ۰۶ | <i>۰</i> ,۵۸ | ۲∖.• |
| Z-93/1 | ۵۲٬۰۵ | 10,79 | ۲,۸ | V,VV | ۲٬۵۲ | ۱,۹۳ | ۴,۵۲ | •,144 | ۱,۱۰۶ | ٣ |
| Z73D | ۵۵٬۶۲ | ιλ,δγ | ۶,۵۲ | ۵٬۹۵ | ۴,۱۱ | ۲,۴۳ | ۲,۹۱۸ | •,\•\ | ۱,۶۱۹ | • ۳۱۷ |
| Z-69/4 | ۵۶,۱۸ | ۱۳٬۵۱ | ۶,۰۷ | ۷٬۹۵ | 1,89 | ٢ | ۴,۰۶ | •/178 | •,978 | ٠٫١٣٩ |
| Z-17/2 | ۵۶٬۶۵ | 10/17 | Y,•Y | ٧,۴ | ١,٧٣ | ۲٬۰۳ | ۴,۰۳ | •,184 | ۶ _۱ ۶ | •/144 |
| Z-172/1 | ۵۶٬۹۳ | ۱۵,۰۱ | ۶٬۲۳ | ۷٫۱۹ | ۱٬۹۸ | ۱٬۹۸ | ۳٫۸۹ | •/117 | ٠٫۵۴۷ | ۰,۱۲۵ |
| Z-88/2 | ۵۸,۱۴ | ۱۳/۹۹ | ۶٫۷۴ | ۶٫٣ | ١/٩٩ | ١٫٣٣ | ۵٬۲۵ | •,• 97 | ۱,۰۱۹ | ۰,۱۸۷ |
| H54D | ۵۸٬۸۵ | ۱۷٫۳۶ | ۵/۳۳ | ۶,۸۳ | ۲٫۸۱ | ۱٫۸ | ۳,۴۸۸ | •/114 | ۵۴۵ · | ۰,۱۷ |
| Z-40/3 | ۵۹٬۰۲ | ۱۴٬۰۳ | ۶,۱۳ | ۵٬۸۴ | ۲/۴ | ١/٩ | ۴,۵۴ | •/•9۴ | •/9٣٩ | •/17V |
| Z-69/2 | ۵٩٫٣ | 14,80 | ۵,۶۲ | ۵,۲۱ | ۲٫۳۶ | ۲٬۰۵ | ٣٫٧٣ | •,1•٣ | ۰ ۵۵ ۱ | ٠٫١٠٩ |
| Z-27/1 | ۶۰٬۳۲ | 14,48 | ۳٬۹۷ | ۵,YY | ۲٫۲ | ۲٫۲ | ١/٩٧ | ۰٬۰۹۱ | ۰٬۴۵ | •,149 |
| H52D | ۶۱٬۰۵ | ۱۷/۴۸ | ۴٬۵۹ | 4,97 | ۳/۴۳ | ۲,۷۱ | ۲٫۷۳۹ | •،•۹۷ | •/۴۷۷ | ۰,۱۹۵ |
| Z-31/2 | 87/31 | ۱۳٫۸ | ۴,۴۹ | ۵,۴ | ۱/۹۸ | ۱٬۸۲ | ۱/۹۷ | •,\•Y | ۰٬۴۵۵ | ·/17A |
| Z-4/3 | ۶۲٬۸۲ | 14,08 | ٣/٩٩ | $\Delta_l \cdot \Delta$ | ١/٩ | ۲,۶۳ | ۱,۶۷ | ۰٬۰۹۲ | •,448 | •/171 |
| H49D | 87,97 | ۱۶٬۰۸ | ۴,۵۶ | 4,87 | ٣/٩۵ | ۲٫۸۴ | ۱/۹۰۶ | ۰٬۰۹۶ | •,49 | ۰٬۱۵ |
| Z-27/2 | ۶۳٫۱ | ۱۵٬۸۳ | ۴,۸۴ | ۵,۱۱ | ۲,۶۳ | ۲/۴۸ | ٣,٠٣ | •/111 | •,۴۹۴ | •/10٣ |
| Z22D | 54,94 | 19/88 | ۳/۹۴ | ٣/٧٢ | ۳,۸ | ۲/۹۹ | 4/19 | •,• ٧٩ | •, 7 90 | •/1XQ |
| Z-2/1 | 84,01 | 10,80 | ۳٬۵۲ | ۴,۸۷ | ۲,۳۲ | ۲,۰۳ | 1,89 | •,• ٨ | •/471 | •/179 |
| Z-4/2 | ۶۴,۸۸ | 14,04 | ۳/۷۷ | 4,19 | ۲,۴۷ | ۲ <i>,</i> ۶۹ | 1/98 | •,• ٨۶ | •,471 | •/١•٨ |
| Z-3/1 | 94,44 | 14,90 | ۲,۲۶ | ۵,۰۵ | ۲,۲۵ | ۲,۵۶ | 1,79 | •,• vv | • / \ 7 \ \ | •/1•٢ |
| Z54D | ۶۵٬۴۵ | 19/•0 | ۲,۲۵ | ۲,۱۲ | ۲,۶۸ | r,r | 1,505 | •,• AY | • /• ۵۶۴ | •,198 |
| Z-31/5 | 90,79 | 14,40 | ۴,۰۹ | ۵ | ۲,۲۵ | ۲,۰۹ | 1,09 | •,• • • | •/•• | •/11٨ |
| Z12D | 70, TA | 10/11 | ۲ _/ ۸۳ | τ,γγ | ۲/۲۱ | ۳,۱۷ | ۱٬۸۶۵ | •,•70 | • / ۵۱۵ | •/107 |
| H40D | 70,Y0 | 17,7 | ۲,۲ | ۲,۹۹ | ۳,۸۹ | r,rr | 1,700 | •,• ٩٢ | •,007 | •,19 |
| Z15D | ۲۵,۹۵ | 17/177 | T/17 | 5/15 | ۳,۸۵ | ۲٫۲۶ | 1,079 | •,•77 | •,071 | •,197 |
| ZID | 77,70 | 10,77 | r,rq | ۵۸٫۲ | ۲/۹۱ | r,rr | 1,100 | •,1•٨ | • ,۵۵ | •,184 |
| H50D | 77,70 | 18,55 | ۲/۹۶ | ۲٫۲۸ | ۲٫۲۹ | ۲٫۲۷ | 1,771 | •,• ۵۶ | 177,• | •,17٣ |
| Z33/1D | 77,1 | ۱۵٬۸۸ | ۲,۱۹ | T/T) | ۲٫۶۷ | ۲٫۰۱ | 1,777 | •,• • • | •,٣٨۶ | •,180 |
| Z18D | γγ 61.6¥ | 10/+1 | T/TT | r,rr | τ,γλ | 77,7 | 1,01 | •,• ٩ | • 1077 | •,171 |
| Z-77/1 | 7A/7Y | ۱۳٫۷ | τ,γλ | ۲٬۳۵ | 77,7 | τ,Δτ | • /AT | •,•٣۵ | • / ۲۸٦ | •/107 |
| Z131D | ۶۸٬۸۱ | 10/09 | ۲/۲۵ | ۵۲٫۲۵ ۳ | ۲,۶۸ | ۲٬۵۲ | ۱٬۰۰۵ | •,• ۶٧ | •/777 | •/178 |
| Z-76/1 | ۶٩/١٢ | 17/98 | ۲۸۹ | ۳,۰۶ | 777 | 5/10 | 1/5 | •/• ٣٧ | ۵٦٫٠ | •/171 |

| 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 | 470 | ١٠٨٧ | YAY | ٨۴٧ | | | 78. | 41. | ۵۶۹ | ۶۲۰ | ۵۸۸ | ۳۵۰ | ۵۵۸ | 477 | 474 | 4 | 481 | 874 | ٩٧۵ |
| Ce | ۲۵ | ۱۵ | ١ | ۵ | | | ۲۸ | ۴۵ | ۵,۱۴ | ۴۴٫۵ | 48,7 | ۲۱ | ٩ | ۳۷ | ۳۶ | ۲۳ | ١ | ۱۹ | ١ |
| La | ۲۱ | ۱۵ | ١ | 77 | | | ۱۵ | 74 | ۲۲٫۵ | 26,8 | ۲۴,۸ | ۱۹ | ٩ | ۲۳ | 41 | ١٢ | ١ | م | ١ |
| Co | ۱۵ | ۱۹ | ٨ | ٢ | | | | ١ | ۲ | ٣ | ٣ | 77 | ۲۷ | ١٨ | ١٩ | ه | ۱۳ | ١. | ٧ |
| Cu | ٩ | ٨ | ۳۸ | ۴۸ | | | | ١٨ | ۳۷ | ١٢ | 14 | ٣ | ١٢ | 11 | ٨ | 11 | ۴ | ٨ | ٣ |
| Ga | ۱۹ | ۱۸ | ١ | ۱۵ | | | 14 | 21 | ۲۰ | 77 | 21 | ١٧ | ١٧ | ١٧ | 14 | 18 | ١ | 11 | ١ |
| Hf | ۵ | ۵ | ١ | ۵ | | | ٠٫٢ | ۲/۷ | ٣,٢ | ٣,٧ | ٣,۴ | ٧ | ٧ | ۶ | ٨ | ۶ | ١ | ۶ | ١ |
| Nb | 11 | ۷ | ٧ | ۱۳ | | | 11 | 11 | ٩٫۵ | ۱۳/۶ | ٩٫٢ | ٩ | ١٠ | ١٢ | ۱۸ | 14 | ۷ | ٩ | ٩ |
| Nd | ٧ | ٣ | | ۴ | | | 11 | ۱۵ | 14 | ۱۵ _/ ۷ | ۱۵/۹ | ٢ | ١ | ۶ | γ | ٩ | | ٨ | |
| Ni | ۲. | ۱۵ | ۳۲ | 14 | | | | | | | | ٩ | 11 | ۱۸ | ۴. | 11 | ١٠ | ۲. | ۳۰ |
| Pb | 14 | ۱۳ | ۳٩ | ۴ | | | ۵۰ | 47 | 171 | 41 | ۳۸ | ١٧ | ٣ | ۵ | ١٠ | 78 | 74 | 78 | ۵۶ |
| Rb | 149 | ۱۳۹ | 104 | ۱۵۳ | | | 141 | 188 | ۱۳۹ | 108 | ١٣٣ | 177 | 114 | ١٠٩ | ۱۹۰ | ١٠٩٩ | 178 | 222 | ۱۳۵ |
| Sr | 280 | ۳۷۴ | 226 | ۲۳۵ | | | ٨٧ | ۱۹۱ | ۲۳۳ | 296 | ٣٣٣ | ۲۵۰ | 490 | ۳۸۴ | ۱۵۲ | ۳۵۷ | 304 | ١١٢ | 418 |
| Th | ١ | ۲ | γ | ٢ | | | ۲۰ | ١٢ | ۲ ۱۱ | ۳۱۱ | ۶,۱۰ | ١ | ١ | ١ | ١٣ | ١ | ٩ | ٧ | ۱۵ |
| U | ٣ | ١ | ۵ | ١ | | | ۴,۱ | ٩,٦ | 1,49 | ١,٢٨ | ۱/۴۸ | ١ | ١ | ۵ | ٨ | ١ | ١ | ۴ | ۴ |
| V | ۳۱ | ۴۵ | ۵١ | ۳۷ | | | | ۶ | ٨ | ۱۵ | ۲۳ | ۲۱ | ۵۴ | ۳۷ | ۳۶ | ۳۷ | ۴۷ | ۲۷ | ۳۳ |
| Y' | ۷ | ۶ | ۲۷ | ٧ | | | 74 | ۵ | ۴,۶ | ۵٫۶ | ٣,٧ | 11 | ١٠ | 11 | ۵۰ | ١٠ | ۲. | ١٠ | ۲۳ |
| Zn | ٣۴ | ۳۲ | 44 | ۳۵ | | | | 41 | ۵۲ | ۷۲ | 49 | 4. | ۵۵ | ۵۲ | ۳۵ | ۴۷ | ۵۷ | ۱۸ | ۳۶ |
| Zr | 117 | ۱۱۸ | 180 | ٩٢ | | | 47 | ۷۵ | 94 | ۱۲۸ | 11. | ۱۳۳ | 189 | ۱۷۱ | ۱۷۸ | ۱۱۵ | 149 | ۱۰۸ | 108 |
| Sm | | | | | | | ٣ | ۲٫۸ | ۲٫۴۷ | ۲,۹۲ | ۲٫۸۳ | | | | | | | | |
| Eu | | | | | | | ۲,٠ | ۶,۰ | ۰ <i>,</i> ۶۹۶ | ۰٫۷۹۵ | • ، ۷۲ | | | | | | | | |
| Gd | | | | | | | ۳,۳ | ۸,۸ | ۱۵۱ | ۱٫۸۳ | ١/٩٧ | | | | | | | | |
| Tb | | | | | | | •,Y | ۲/۰ | ۲/۰ | •,74 | ٣,٠ | | | | | | | | |
| Dy | | | | | | | ۴,۲ | ١ | ۰,۹۶ | 1/17 | ۱۵۱ | | | | | | | | |
| Но | | | | | | | ۰٫۹ | ۲,٠ | •,۱۷ | ۲, • | •,۲۷ | | | | | | | | |
| Er | | | | | | | ۲ _/ ۶ | ۰٫۵ | •,۴٩ | ٠٫۵٧ | ٠,٧٨ | | | | | | | | |
| Tm | | | | | | | ۴/۰ | ٠,١ | ۰,۰ ۲ ۲ | •,• A | •/11 | | | | | | | | |
| Yb | | | | | | | ۲/۵ | ۴,۰ | •/۴٩ | ۰٫۵۱ | • ,89 | | | | | | | | |
| Lu | | | | | | | •,۴ | •/1 | •,•٧۴ | ۰,۰۷۹ | ۰٫۱ | | | | | | | | |
| Та | | | | | | | ۱/۴ | ۱/۲ | ۰,۷۴ | ۰٬۹۱ | ۰٫۸۳ | | | | | | | | |
| Tl | | | | | | | ٦/٣ | ١,٧ | ۱,۶۸ | ١/٧٩ | ۱٬۵۵ | | | | | | | | |

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

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 | 447 | ۳۸۳ | 417 | 1777 | 79. | ١٣٣٢ | ۲۸۶ | ۴۸۱٫۵ | 388 | ۳۷۰ | 540,15 | ۵۴۸٫۳ | ۵۵۱,۶ | ۵۵۴٫۸۱ | ۵۵۸ | 440 | ۲۹۳ | 581 |
| Ce | ١ | 54 | | | | 78 | | ۵۵ | | 48 ₁ 8 | ۵۰٫۵ | ۵۷٫۹ | ۶۱٫۲۹ | ۶۴,۶۸ | ۶۸٬۰۷۵ | ۷۱٫۴۷ | | ١٠ | ۷۴٫۹ |
| La | ١ | ۲۳ | | | | ۲۱ | | 41 | | ۲۳٫۱ | ۲۶٫۳ | 84,887 | ۳۶٬۸۶ | ٣٩,٠٩ | 41,878 | ۴۳,۵۶ | | ٨ | ۴۵٫۸ |
| Co | ۶ | ۱۵ | ٨ | ٨ | 11 | ۲۱ | ۴ | ۲۸ | ۶٬۵ | ۳۷ | ۲۹ | ۲۵,۷۶۹ | ۲۷ _/ ۲۹ | ۲۸٬۸۱ | ۳۰,۳۳۵ | ۳۱٫۸۶ | ۲۷ | ۳۷ | ۳۳٫۴ |
| Cu | 11 | ١٣ | ٣ | ٢ | ۲ | 11 | ٢ | ١٢ | ۴ | ۵۷ | ۵۲ | ۳۳٬۵ | ۳۶٫۳ | ٣٩,٠٩ | ۴۱٫۸۹ | 44,89 | 14 | ۳۱ | ۴۷٬۵ |
| Ga | | ۲. | | | | 14 | | 11 | | ۱۸ | ۱۹ | ۱۹٫۱۰۳ | ۱۹ _/ ۹۳ | | ۲۱٬۵۸۶ | | | ١٩ | |
| Hf | | ۶ | | | | ٧ | | ٧ | | ٣٢ | ۵٫۴ | ۵٬۹۲۸۶ | ۶٬۰۵۲ | | 8,89VF | | | ۵ | |
| Nb | ٩ | 18 | ٨ | ۴ | ٨ | ١٣ | ٢ | ١٠ | ۲ _/ ۵ | ٩٫٠ | ۱۰٫۱ | ٨,٨۵ | ٨,٨۵۶ | ۸ _/ ۸۶۲ | ۸٬۸۶۸ | ۸ _/ ۸۷۴ | ١٢ | ۶ | ٨,٨٨ |
| Nd | | 18 | | | | 14 | | 11 | | ۲۱٫۱ | ۲۱ | | ۲۰٫۲۶ | | ۲۱/۹۹ | | | 14 | |
| Ni | ۱۵ | ١٢ | 44 | ٢ | ۲۳ | 14 | ۶ | ۱۸ | 14 | ۲۱۵ | ۱۳۸ | ۱ <i>۰</i> ۵٫۹۶ | ۱۱۵٫۳ | 174,8 | ۱۳۳٫۹ | 1457/2 | ٩٠ | 49 | ۱۵۳ |
| Pb | ۶۵ | 14 | 774 | 47 | ۶۷ | ٣ | ۲۸ | ٢ | ۳۶ | ۱۸ | ۲۳ | ۱۸٫۲۶۹ | 14,41 | ١٠٫٧ | 8,917 | ۳,۱۲۶ | 74 | 34 | -•,89 |
| Rb | 117 | ١١٩ | ۱۸۵ | 18. | 188 | 178 | 117 | ۲۱۰ | 1.1 | ۶١ | ٧۶ | ۹۸ _/ ۳۴۶ | ٩٢٫٨۵ | ۸٧٫۳۵ | λ١٫٨۴ | ۷۶٫۳۵ | ٧٠ | 47 | ٨٫٠٧ |
| Sr | ۳۸۰ | ۳۸۰ | 188 | 208 | ۲۵۷ | 179 | ۶ | ۷۲ | ۳۲۶٬۵ | ۴۳۵ | 401 | ۳۷۲٬۲۳ | ۳۸۲٬۵ | ۳۹۲٬۹ | 4.5/11 | ۴۱۳٬۵ | ۵۵۰ | 493 | 474 |
| Th | ٨ | ١ | ١٩ | ١٣ | ١٢ | ٣ | ۵ | ١٠ | ٣ | ۵٫۵۳ | ۴،۱۰ | <i>۶,</i> ۹۹۶۵ | ۶٫۸۳۲ | 9,99V | ۶,۵۰۲۹ | ۶٫۳۳۸ | ٢ | 18 | ۶,۱۷ |
| U | ٢ | ١ | ٣ | ۶ | ١ | ٨ | ٩ | ٩ | ۳,۵ | ٩٠١ | ۲/۵۶ | ۵,۴۲۷۳ | ۵,۶۴۱ | ۵٫۸۵۴ | 8,•9V | ۶,۲۸ | ١ | ١ | ۶,۴۹ |
| V | ۵۰ | ۴۸ | 87 | ۳۸ | ۵۲ | ۳۵ | ٣٢ | ١٧ | ۴۷ | 141 | ١١٧ | 89,849 | ٩٠٫٨٨ | ۹۵/۴۱ | ۹۹ _/ ۹۴۵ | ۱۰۴٬۵ | 147 | ۱۵۲ | ١٠٩ |

دنبالة جدول

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | 0, | • • |
|--------|--------|------|--------|--------|---------|------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|---------------------|--------|--------|-----|--------|
| 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 | 36 | ۲۱ | ۲۲ | ۲۵ | ۲۰ | ۱۳ | ۱۸ | ۱۷٫۸ | ۱۸٫۱ | ۱۹٫۲۰۸ | ۱٩,۱۵ | ۱۹٫۰۹ | ۱۹ _/ ۰۳۶ | ۱۸٬۹۸ | 18 | ۱۵ | ۱۸٫۹ |
| Zn | ۶. | ۵۷ | ۵۲ | 44 | ۳۹ | 78 | ۳۷ | 74 | ۵۸٫۵ | ٧٠ | 94 | ۵۲٬۳۸۵ | ۵۳٫۲ | 541 | 54,241 | ۵۵,۶۶ | 76 | ۶. | ۵۶٬۵ |
| Zr | ۱۵۸ | ۱۷۰ | 178 | 171 | 178 | ١٨٧ | ١١٣ | ۲۱۰ | 14. | 11. | ۲۰۲ | 184/04 | 189,3 | 171 | 177,70 | 174/0 | 140 | ۱۳۸ | 178 |
| Sm | | | | | | | | | | ۴,۷۱ | 4,41 | | | | | | | | |
| Eu | | | | | | | | | | ۱/۳۴ | ۱,۲۹ | | | | | | | | |
| Gd | | | | | | | | | | 4,10 | ۳,۸۸ | | | | | | | | |
| Tb | | | | | | | | | | ۶۷ | 68. | | | | | | | | |
| Dy | | | | | | | | | | ۳,۷۸ | ٣,۶ | | | | | | | | |
| Но | | | | | | | | | | • ۲۱ | ٠,٧١ | | | | | | | | |
| Er | | | | | | | | | | ۲٬۰۵ | ۲/۱۱ | | | | | | | | |
| Tm | | | | | | | | | | ۰,۲۸۶ | ٠٫٣١ | | | | | | | | |
| Yb | | | | | | | | | | ۱/۲۴ | ۱,۹۱ | | | | | | | | |
| Lu | | | | | | | | | | .,744 | . 779 | | | | | | | | |
| Та | | | | | | | | | | ۰,۷۳ | ۰,۷۸ | | | | | | | | |
| T1 | | | | | | | | | | • 89 | 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 | 874 | 584 | ۶۱۷ | ۵۰۲ | ۲۰۴ | 441 | 361 | ۵۷۳ | 514 | 801 | ٧٣۴ | ۷۳۵ | ۲۵۳ | ۳۳۵ | 56. | ۷۷۳ | ۸۲۰ | 1.49 | ۷۵۶ |
| Ce | | | 44 | ۷۷ | ۳۷ | ۶۹ | ۴V,۶ | ۵۵٫۶ | ۵۲ | | ۴۸ | | | | | ۵۹ | | | ۵۲ | |
| La | | | 77 | ۳۰ | ۲۵ | ۲۹ | ۲۵٫۷ | ۳١ | ۲۷٬۵ | | 78 | | | | | ١٢ | | | ۴۷ | |
| Co | ٣٢ | ۳۷ | 18 | ۳۲ | 36 | ۲۹ | ٧ | ٩ | ٩ | ۲۵ | 77 | 77 | ۲۰ | ۱۷ | ۲۸ | 22 | ۲۳ | ١٢ | 14 | 18 |
| Cu | 378 | ۲. | 74 | ۱۸۲ | ۱۳۷ | ۲۸ | ۴. | | ۲. | ۱۸ | ۱۵ | 378 | ١٠ | ٩ | ۵ | ۱۹ | 77 | ٧ | 11 | ۴ |
| Ga | | | ۱۸ | ۱۵ | 18 | ١٧ | ۲۰ | 21 | ۲. | | ۱۷ | | | | | ۱۷ | | | 77 | |
| Hf | | | ۵ | ٣ | ۵ | ۵ | ۴ | ٣٫٩ | ٣,٨ | | ۴ | | | | | ۵ | | | ٩ | |
| Nb | ١٠ | ٨ | 14 | ۱۵ | ۱۵ | ١٧ | ۱۱٫۴ | ۷.,۱ | ۵٫۰۱ | ١٢ | 14 | ۶ | ٩ | ٩ | 11 | ١٢ | ٨ | 14 | 14 | 11 |
| Nd | | | ١٠ | ١٧ | ۴ | ١٧ | ۱۷٫۴ | ۱۸,۸ | ۱۹٫۷ | | ۱۳ | | | | | ۱۵ | | | ۱۵ | |
| Ni | ۱۳۲ | ٩٨ | 54 | ٩٧ | ٨٧ | 17. | | | | 47 | ۳۲ | ٧٠ | ۵۰ | ٣٢ | 178 | ۲۲ | ٩۶ | ۱۸ | 71 | ۵٨ |
| Pb | 71 | ۲۵ | 11 | ۱۹ | ٩ | ٢ | ۲۹ | ۳۲ | ۲۷ | ۲۳ | ٢ | ۲۹۵ | 1.4 | ۲۹ | 74 | ٣ | ۳۰ | ۳۲ | ۶ | ۱۸ |
| Rb | 44 | ۶٩ | ٨۵ | ٧۴ | ٧٩ | ۷٣ | ۱۲۵ | ۱۰۸ | ١١٧ | ۶. | ١٢١ | ٧٩ | ۶٩ | ۶٨ | ۴۸ | ۶۳ | 54 | ٨٨ | ٩٩ | ٨٢ |
| Sr | 471 | ۵۳۶ | 411 | ۳۹۲ | 401 | ۵۶۹ | 378 | ۳۹۳ | ۳۸۳ | ۵۰۹ | 388 | ۶۸۵ | 542 | 878 | 429 | 588 | 471 | 566 | 547 | ۵۰۶ |
| Th | ٣ | ٣ | ٢ | 77 | 74 | ١٧ | ١٢,٧ | ۵،۰۱ | ٧٢,٧ | ١ | ١ | ۶ | ٩ | ٩ | ٣ | ١ | ١٠ | ٣ | ١ | ۶ |
| U | ۶ | ١ | ١ | ۴ | ٣ | ۴ | ۲٫۸۷ | ١,٣٩ | ۱/۹۲ | ٣ | ٣ | ١ | ١ | ٢ | ١ | ١ | ١ | ١ | ٢ | ١ |
| v | ۱۸۳ | 147 | ٩٩ | 108 | ۱۵۱ | 174 | 47 | ۵١ | ۵۳ | ۱۷۰ | 84 | ۱۲۳ | ١١٩ | 117 | 141 | ٩٧ | 141 | ٧٧ | ۶۷ | 1.1 |
| Y' | ۱۸ | ۱۸ | ۱۷ | ۲۳ | ۱۹ | ۱۹ | ۳٫۱۱ | ٨ | ۱۱٫۲ | ۲۰ | ١٠ | ۲. | ۱۹ | ۱۸ | 18 | ۲۰ | ۱۷ | ۲۰ | ١٢ | ۱۹ |
| Zn | ٨٠ | ٧٢ | ۵۲ | ٩٠ | ۵۷ | ۶۳ | 47 | ۶۷ | 44 | ٨٠ | ۵١ | ۱۲۸ | ٩٠ | ٧٢ | 99 | 87 | ۷۳ | ۶۴ | ۶۷ | ۵۳ |
| Zr | ۱۵۰ | 141 | 176 | 147 | ۱۵۱ | ۱۸۰ | 177 | 147 | 14. | ١٨٧ | 147 | ۱۵۵ | ۱۷۲ | 140 | 178 | 107 | 174 | ۱۵۰ | ۲۵۷ | 13. |
| Sm | | | | | | | ٣٫۴ | ۳,•۸ | ۳/۵۴ | | | | | | | | | | | |
| Eu | | | | | | | ۰٫۷۹۱ | ٠٫٩٩ | ۰,۹۶۷ | | | | | | | | | | | |
| Gd | | | | | | | ۲,۵۶ | ۲٫۲۵ | ۲٫۸۱ | | | | | | | | | | | |
| Tb | | | | | | | ۱۴۱ | ۰ <i>٫</i> ۳۲ | •,47 | | | | | | | | | | | |
| Dy | | | | | | | ۲٫۱۹ | 1,84 | ۲٫۲۷ | | | | | | | | | | | |
| Но | | | | | | | ۴۱ ا | ٣ | •,۴۴ | | | | | | | | | | | |
| Er | | | | | | | ۳۳٫۱ | • ،۸۵ | ۱,۲۶ | | | | | | | | | | | |
| Tm | | | | | | | ۰,۱۸۲ | •,177 | ۰,۱۸ | | | | | | | | | | | |
| Yb | | | | | | | ۱,۱۸ | ۰ _/ ۸ | ٩. | | | | | | | | | | | |
| Lu | | | | | | | ۰,۱۷۴ | ۰,۱۱۹ | ۰,۱۵۶ | | | | | | | | | | | |
| Та | | | | | | | ۱٫۳۵ | ٠٫۵٨ | ۰٫۸۹ | | | | | | | | | | | |
| Tl | | | | | | | ۱٫۳۵ | ۲/۳۶ | ۱,۱۶ | | | | | | | | | | | |

| 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 |
|--------|--------|-------|------|--------|------|-------|-------|-------|------|--------|------|------|------|-----|------|--------|------|--------|-------|--------|
| Ва | ۲۰۸ | ۹۸۶ | 848 | ۹۷۶ | 497 | ٨٣٩ | 1794 | ١٠٠١ | 474 | ۶۵۵ | ۵۹۰ | 574 | ۳۵۰ | 818 | ۵۵۵ | ۵۵۴ | ۵۱۱ | ۵۸۹ | 478 | 802 |
| Ce | | | ۵۰ | | ۴٨ | | | | 41 | | ۵۵ | ۳۶ | ۳۱ | ۳۵ | 99 | 49 | ۳۷ | | ۳۵ | |
| La | | | ١٩ | | ۳۰ | | | | ۳۹ | | ۲۳ | 74 | ۲۱ | 41 | 44 | ٣٩ | ۱۵ | | 74 | |
| Co | ١٧ | ١٨ | ١٢ | ۱۵ | مر | ۱۲ | 11 | ۶ | ۶ | ٨ | ۲۵ | 22 | ۴ | 41 | ٢ | 14 | ۵ | ٨ | ۴ | ٩ |
| Cu | ٣ | ١ | ٨ | ٨ | ۷ | ٣ | ٢ | ٢ | ٨ | ٣ | ۲۷ | 18 | ١٨ | ١٨ | ۴ | 14 | ١٢ | ۴ | ۲۱ | ٩ |
| Ga | | | 18 | | ۱۷ | | | | ۲۱ | | ۲. | ۱۵ | ١٩ | ١٧ | 18 | ۱۸ | ۱۹ | | ١٧ | |
| Hf | | | ۶ | | ٨ | | | | ۵ | | ٧ | ۶ | ۵ | ۶ | ٩ | ۶ | ٧ | | ٧ | |
| Nb | ۶ | ١٠ | ١٨ | ١٠ | ۱۸ | ۱۳ | ٨ | ١٠ | 14 | ٨ | ۱۷ | ٩ | 11 | 11 | ۱۷ | ١٢ | ١٢ | 11 | 14 | ٧ |
| Nd | | | ١٢ | | 11 | | | | ٧ | | 14 | ١٠ | ٧ | ٧ | ۱۵ | ٩ | ١٠ | | ۴ | |
| Ni | ٩ | ۶ | ١٢ | ۱۹ | ۳۰ | ۶ | ۶ | ۱۳ | 37 | ۲۳ | ۱۹ | ۳۱ | ۲۳ | 4. | 14 | ۴۵ | 18 | ٩ | 41 | ٣٩ |
| Pb | ۳۰ | 47 | ۶ | ۳۵ | ١٢ | ٣۴ | 49 | ۶٨ | ۱۳ | ۳۳ | ۴ | ٩ | ١٧ | ۴ | 14 | ۱۵ | ۱۸ | ۳۸ | ۱۵ | 87 |
| Rb | ٨٠ | 114 | ٩۶ | ٨٩ | ۱۱۹ | ٩۵ | 111 |))) | 111 | ٨۵ | ۶۷ | ۱۱۰ | ۱۵۷ | 17. | ١٣٩ | ۱۰۳ | 118 | ۱۱۸ | ۱۳۲ | 118 |
| Sr | ۵۱۶ | 5.4 | ۶۵۹ | ۵۶۹ | 384 | ۶۵۰ | ۵۰۱ | 41. | 36. | ۵۳۴ | ۵۸۳ | 4.4 | ۲۳۵ | ۳۸۸ | 384 | 477 | ۳۸۴ | ۳۳۷ | 314 | ፖለሞ |
| Th | ۱۳ | ٨ | ۵ | ١٠ | ۲ | γ | γ | ١٠ | ١ | 11 | 74 | ٩ | ۶ | ١ | ۶ | ١ | ١ | ٧ | ٢ | ٨ |
| U | ١ | ۴ | ۵ | ١ | ١ | ۴ | ١ | γ | ١ | ١ | ٣ | ٧ | ٨ | ١ | ٨ | ١ | ١ | ۴ | ١ | ١ |
| V | ۷۳ | ٧٠ | ۵۲ | ٨٠ | ۴۷ | ۶٨ | ۶۵ | 54 | ۶۱ | ۶۹ | ١٠٢ | 49 | ۳۶ | 87 | ۱۸ | 99 | ۵۷ | ۵۹ | ۲۷ | ۶۵ |
| Y' | ۱۹ | 77 | 14 | ۲۰ | ١٠ | ۱۹ | ۲۱ | ۱۸ | 11 | ۱٩ | 22 | ١٠ | ٨ | ١٠ | ۱۳ | ۱۳ | ١٢ | ۱۹ | 11 | ۲. |
| Zn | ۶۷ | ٨۶ | ۵۷ | ۶۷ | ٣۴ | ۶۲ | ۶۳ | ۵۶ | 49 | ۶۵ | ۶٨ | 41 | ۴۸ | ۴۸ | ۵۶ | ۴۵ | 44 | ۶٩ | ۵۵ | ۵۲ |
| Zr | ۱۵۸ | 147 | 188 | ۱۵۷ | ۱۷۰ | 104 | 144 | 141 | ١٢٩ | ۱۵۹ | 194 | 188 | 118 | 180 | 218 | 188 | 149 | 194 | ۱۳۸ | 140 |



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

ادامه جدول ۱



شکل ۲ ب _ بافت میکروسکوپی سنگهای دیوریتی که در شکل ۲ الف _ حضور دیوریتها/کوارتزدیوریتها به صورت آن تبدیل هورنبلند به بیوتیت با اشکال نامنظم و نیز 🛛 شناور در گرانودیوریتها. تحليل رفتگی پلاژيوكلاز به خوبی ديده می شود. آپاتيت، کوارتز، مگنتیت، اسفن و به ندرت ارتوز نیز در این سنگها یافت میشوند (نور قطبیده متقاطع، بزرگنمایی ۴۰ برابر).





شکل ۳ ب _ بافت میکروسکوپی سنگهای گرانودیوریتی. شکل ۳ الف- حضور فراوان برونبومهای مافیک در هورنبلند، بیوتیت، پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار و کوارتز گرانودیوریتها به خصوص نزدیک سطوح تماس آنها. کانیهای این سنگها هستند (نور قطبیده متقاطع، بزرگنمایی ۴۰ برابر).





جریانی در دایکهای آندزیتی- داسیتی (نور قطبیده گرانودیوریتها. متقاطع، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

شکل ۴ ب _ تصویری از بافت میکروسکوپی پورفیری و شکل ۴ الف- حضور دایکهای آندزیتی- داسیتی در





شکل ۵ ب– برونبومهای گارنت میکاشیستی به موازات زونهای **شکل ۵** الف– بافت دگرشکلی و ایجاد شیستوزیته در بیوتیت گرانیت-برشی.



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 می-دهند که این توده از یک مجموعه حدواسط – اسید با خاستگاه آذرین و یک مجموعهٔ اسید پوستهای – اختلاطی تشکیل شده-است. مجموعهٔ حدواسط – اسید با ترکیب کلی گرانودیوریتی که حدود ۲۰ 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 حدود ۳۰ درصد باقیماندهٔ سیینوگرانیت) و آپلیتها، پگماتیتها و رگههای سیلیسی وابسته تشکیل شده است. سنگهای دگرگون میزبان نیز شامل وابسته تشکیل شده است. سنگهای دگرگون میزبان نیز شامل وابسته تشکیل شده است. سنگهای دگرگون میزبان نیز شامل ویژگیهای صحرایی و سنگشناختی هر کدام از آنها می-ویژگیهای صحرایی و سنگشناختی هر کدام از آنها می-

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) ديده مي شوند (شكل٢- الف). اين سنگها، مافيكترين و قدیمی ترین عضو مجموعهٔ گرانیتوئیدی بوده، و بافتهای دانه-دار معمولی، درشتدانه، پگماتیتی و حتی ریزدانه وابسته به حاشیههای انجماد سریع تشکیل میدهند. آنها از هورنبلند و بيوتيت غنى بوده، پلاژيوكلاز و مقادير كمى كوارتز تنها كانى-های روشن آنها هستند (شکل۲- ب). اسفن، آپاتیت، زیرکن، روتیل و مگنتیت کانیهای عارضهای آنها به حساب میآیند. اسفن، کلسیت، سریسیت، اکسیدهای آهن، کوارتز و کلریت نیز به صورت کانی های ثانوی حاصل از دگرسانی در آن ها دیده می شوند. گاهی عملکرد فرایند جدایش باعث ایجاد رگههای پگماتیتی متشکل از بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز در آنها شده-است. 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-

شکل، تیغهای و ورقهای در درون هورنبلندسبز دیده می شوند (شکل ۲- ب). در برخی موارد، هورنبلندسبز کاملاً به بیوتیت تبدیل شده است. هجوم سیالات متاسوماتیسم کننده حاوی پتاسیم به این سنگها، علاوه بر تبدیل هورنبلندها به بیوتیت، باعث تحلیل رفتگی و خورد گی پلاژیوکلازها، میرمکیت زایی و ایجاد ارتوزهای بی شکل و کوارتزهای کرمی شکل، تشکیل اسفن و کانی های کدر شده است. آنالیز نقطه ای پلاژیوکلازها به روش ریز پردازشی ترکیب آن ها را در حد آنورتیت ۲۲ تا ۵۲ در صد با میانگین ۵/۳۳ در صد (آندزین – الیگوکلاز) و به ندرت تا لابرادوریت نشان می دهد که دارای ماکل پلی سینتیک، خاموشی موجی – منطقه ای و منطقه بندی ترکیبی هستند. منطقه بندی ترکیبی دیده می شوند. آنالیز نقطه ای آن ها با ریز پردازنده، ترکیب آن ها را در حد منیزیوهورنبلند نشان می -منطقه بندی ترکیبی دیده می شوند. آنالیز نقطه ای آن ها با ریز منطقه بندی ترکیب آن ها را در حد منیزیوهورنبلند نشان می -

گرانوديوريتها

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. - حاوى هورنبلند فراوان، بيوتيت، اسفن و آپاتيت بوده، فلدسپار پتاسیم به صورت تأخیری در آنها رشد کرده و کانیهای دیگر را دربر گرفته 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 ديده ميشود. - 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 رگه-های 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 می شوند. به سمت محل تماس با دیوریتها/کوارتزدیوریتها، برحجم برونبومهای ریز دانهٔ مافیک و بهسمت محل تماس با دگرگونههای میزبان بر حجم برونبومهای دگرگون در آنها افزوده می شود. 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 – دیویسید 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 بیوتیت گرانیتها، بقایای ذوب-نشده سنگ میزبان شیستی هستند و برونبومهای ریز دانهٔ مافیک[۲۹] موجود در آنها نیز از گسیختگی سنگهای ديوريتي و به ندرت دايکها 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 شکل گیری آن است. این آلایش و اختلاط در اعماق یوسته، در حین صعود یا حتی پس از جایگزینی و با تغذیهٔ پیوستهٔ مخزن ماگمایی به وسیلهٔ دایکهای مافیک صورت می گیرد [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 نیمه شکلدارند، و دارای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، هورنبلند، بیوتیت، اسفن، زیرکن، آپاتیت، آلانیت، روتیل و مگنتیت هستند (شکل۳– ب). کانی-های کلسیت، کلریت، سریسیت و بخشی از اسفنها نیز ثانویه-اند. آنالیز نقطهای آلانیتها با ریز پردازندهٔ نشان میدهد که این شکلها دارای حدود ۱۲ درصد سریم و ۲ تا ۸ درصد لانتانیم هستند. پلاژیوکلازها دارای ماکل پلیسینتیک، خاموشی موجی– منطقهای و منطقهبندی ترکیبی بوده، شکلدار تا نیمه-شکلدارند. آنالیز نقطهای پلاژیوکلازها با ریزپردازنده ترکیب

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.[۱].

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 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 آنها با سنگهای میزبان به خصوص تودهٔ گرانیتوئیدی حاکی 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 می شوند. 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 یوستهای، آیلیتها و یگماتیتهای وابسته شده-است. جدایش و شکل گیری ماگمای اولیه به سمت نمونههای اسید روشن تر و بالا آمدن آنها همراه با صعود آرام، یلاستیکی و سخت تودهٔ گرانودیوریتی و بیوتیت گرانیتی، سبب ایجاد این روابط پیچیدهٔ پیش، همزمان و پس از نفوذ شدهاست. ولی در مجموع و هم عقيده با [٣٠] مي توان اين دايكها را تقريباً 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 (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 آدرین 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

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 می شوند و به موازات برگوارهها کشیدگی دارند. برونبومهای گارنت میکاشیستی (سورمیکاسه) و ماسهسنگهای دگرگون نیز به صورت عدسی-های کشیده، اشکی شکل و بیضوی و به موازات زون های برشی در آنها دیده می شوند (شکل۵- ب). بنابراین، براساس شواهد صحرایی، می توان گفت که بخشی از بیوتیت گرانیت ها حاصل ذوب بخشی 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 می شوند و حاوی کینکباند هستند. بیوتیتهای این زونها دستخوش دگرسانی شده، به کلریت، اسفن، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن تجزیه شدهاند. موجود در SiO₂ آزاد شده از این فرایند با CaO و SiO₂ موجود در محیط ترکیب شده و اسفن ثانویه ایجاد کرده است. اسفن های ثانویه، ریز دانه و بی شکلند 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 یلاژیوکلازها در تشکیل سریسیتها مشارکت کردهاند. آهن آزاد شده طی این دگرسانی نیز به شکل اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در درز و شکافهای کانیها دیده می شود. 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 برشی گرم است (شکل۵- پ)، زیرا بیشتر کانی ها سالم و فاقد دگرسانی هستند[۱۲]. میرمکیتزایی، پرتیتی شدن و ایجاد بافت گرانوفیری در بیوتیت گرانیتها ناشی از میلونیتی شدن و دگرشکلی آنها در زونهای برشی گرم است. پدیدههای یادشده در اثر دگرشکلی دمای بالای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز در زونهای برشی گرم 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 دگرشکلی دمای بالا شده و فایریکهای S-C در آنها به وجود آمدهاند. هورنبلند که مهمترین کانی مافیک گرانودیوریتهاست، به صورت بلورهای در شت شکل دار تا بی شکل در حد ۵ درصد در برخی از نمونههای بیوتیت گرانیتی ديده مىشود. حضور آن در بيوتيت گرانيتها اگرچه بهعنوان كانى باقيمانده با خاستگاه دگرگونى نيز قابل توجيه است، ولى بیشتر به نظر می رسد که ناشی از فرایند اختلاط ماگمایی باشد. کانی کدر موجود در بیوتیتگرانیتها، بر اساس آنالیز ريزپردازشي، ايلمنيت است. البته بررسي حساسيت مغناطيسي این سنگها (دارا بودن حساسیت مغناطیسی کمتر از ۵۰۰µSI) نیز بیانگر عدم حضور مگنتیت در آنهاست[۸]. بنابراین، مجموعهٔ شواهد صحرایی و کانی شناسی نظیر حضور ایلمنیت، آلانیت، گارنت و هورنبلند حاکی از خاستگاه پوسته-ای- اختلاطی بیوتیت گرانیت هاست.

آپلیتها و پگماتیتها

آپلیتها و پگماتیتهای وابسته به بیوتیت گرانیتها به صورت تودههای کوچک، رگه، رگچه، غده، دایک و سیل در درون بیوتیت گرانیت ها و یا درون سنگ های د گر گون میزبان آن ها یافت می شوند. رگههای کوچک آن ها گاهی به صورت 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 می شود 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 می رسد که این آیلیتها، اولین مذابهای حاصل از ذوببخشی سنگ میزبان باشند که دارای بافت ریز دانهای گرانولار، گرانوفیری و یورفیروئیدی هستند. ارتوزها غالباً بیشکل و پرتیتیاند. همرشدی ارتوز با کوار تز 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-

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 بی شکل 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 _ 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-اهای گرد و بیشکل این کانی که سرشار از نفوذیهای بیوتیت پورفیروبلاستها، هالهای تهی از بیوتیت، کلریت و مسکوویت پورفیروبلاستهای میشکل این کانی که سرشار از نفوذیهای در واکنش پورفیروبلاستهای بیشکل تا نیمهشکل دار این کانی با بیوتیت، پورفیروبلاستهای بیشکل تا نیمهشکل دار این کانی با بیوتیت،

پورفیروبلاستهای سیلیمانیت منشوری با آرایشهای شعاعی و پر مرغی نشانگر ایجاد زون سیلیمانیت است. مجموعهٔ کانی شناسی سنگ در این زون شامل سیلیمانیت، بیوتیت، پلاژیوکلاز، کوارتز و کانیهای کدر است. این مجموعه بیانگر دمای بالای حدود ۵۵۰ درجه سانتی گراد و فشارهای ۲ تا ۴ کیلوبار است. در این زون در سنگهای پلیتی ذوب بخشی صورت می گیرد. علاوه بر این، در جنوب شرقی روستای علیآباد در سطح تماس سنگهای دیوریتی با سنگ-های شیلی – دولومیتی دگرگونشده، آنتوفیلیت گرونریتی ((Mg,Fe)₇Si₈O₂₂(OH)₂) تشکیل شدهاست که شرایط دما 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، اییدوت، ترمولیت و کوارتز در آنها ایجاد شده است. در سطح تماس این سنگها با تودهٔ گرانیتوئیدی، اسکارنزایی صورت گرفته 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 جدول ۱ 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 می گیرند (شکلهای ۶- الف و ب).

در نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصراصلی، فرعی و کمیاب نسبت به سیلیس(شکل ۷)، روندهای کاهشی اکسیدهای TiO₂, CaO, MnO, MgO, Fe₂O₃ و V، و روندهای افزایشی اکسیدهای K₂O,Na₂O و Ba کاملاً مشهود است. البته این روندهای تغییرات در مجموعهٔ جدایشی دیوریت گرانودیوریت دایکها نیز دیده می شود مشهود است و بیوتیت گرانیتها 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 – گوشتهای نسبت دادهاند. در ضمن، دایکهای آندزیتی – داسیتی این وقفه را پر میکنند. آشیانهٔ ماگمایی و تحمل فرایند تفریق باعث ایجاد محصولات تفریقیافته از قبیل گرانودیوریتها و دایکهای آندزیتی۔ و داسیتی شدهاست. وجود کلان برونبومهایی (مگاآنکلاوهایی) از ش دیوریتها در گرانودیوریتها و روابط نفوذی دایکها با تودهٔ گر گرانیتوئیدی نیز این مسئله را تأیید میکند (شکلهای ۲ تا ۵). (0 در نمودارهای تغییرات K₂O-Rb و Ba-Sr روندهایخطی کا

(با پراکندگی جزئی) با شیب مثبت و در نمودارهای Ba-V و Rb-V نیز روندهای خطی (با پراکندگی جزئی) و غیرخطی با شیب منفی دیده می شوند (شکل ۸). از دیوریت ها به سمت گرانیت ها، مقادیر مجموع اکسیدهای عناصر قلیایی کارانیت ان می دهند (شکل ۹). کاهش نشان می دهند (شکل ۹).



الف- نامگذاری سنگهای تودهٔ گرانیتوئیدی زاهدان با استفاده از نمودار Na₂O + K₂O نسبت به SiO₂ [۳۳].

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



ادامه شکل ۷ در صفحه بعد.



شکل ۲ 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.



شکل ۹ نمودارهای تغییرات نسبتهای Na₂O+K₂O/CaO و Na₂O+K₂O/SiO برای سنگهای آذرین نفوذی منطقه زاهدان.

نمونههای مورد بررسی در نمودارهای تعیین سری ماگمایی[۳۴] در قلمرو سری آهکی- قلیایی (شکل ۱۰- الف) و در نمودار[۳۵] در قلمرو سنگهای آهکی- قلیایی پتاسیم متوسط بالا (شکل ۱۰ – ب) قرار می گیرند. این نمونهها در نمودارهای تعیین درجهٔ اشباع از آلومین [۳۶] (شکل ۱۱ – الف) و [۳۷] (شکل ۱۱ – ب) در گسترههای پرآلومین (بیوتیت گرانیت-اسه) و متاآلومین (دیوریتها و گرانودیوریتها و دایکهای آندزیتی – داسیتی) قرار می گیرند. در نمودارهای عنکبوتی چند متصری بهنجار شده نسبت به کندریت [۳۸] و گوشتهٔاولیه [۳۹] منکلهای ۱۲ – الف و ب) از عناصر HFS نظیر IRF, Nb و مناصر (شکلهای ۱۲ – الف و ب) از عناصر HRE نظیر LREE و از عناصر LFS(LIL) نظیر LREK تهی شدگی نسبی و از عناصر



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 اندازه *گ*یری شدهاند (جدول۲، شکل۱۳).

 $^{87}Sr/^{86}Sr$ چنانکه مشاهده می شود مقادیر امروزی نسبتهای

نمونهها از ۰٫۷۰۴۹ تا ۰٫۷۰۶۵ و نسبتهای ⁸⁷/⁸⁶ آغازین



شکل ۱۰ موقعیت سنگهای آذرین نفوذی منطقهٔ زاهدان در نمودارهای تعیین سری ماگمایی : الف- نمودار AFM [۳۴]، ب- K₂O نسبت بهSiO₂I [۳۵]. چنانکه مشاهده میشود نمونهها در قلمرو آهکی- قلیایی و آهکی- قلیایی پتاسیم بالا قرار میگیرند.



شکل ۱۱ تعیین درجهٔ اشباع از آلومین(ASI) سنگهای آذرین نفوذی منطقهٔ زاهدان با بهره گیری از نمودارهای: الف- A/CNK-A/NK [۳۳]. ب- A/CNK-SiO2 [۳۳].



الف – نمودار عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده به کندریت [۳۸] نمونه های بارز گروه های سنگ های 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.

| شماره نمونه | Mz 22.1 | Mz 47.2 | Mz 48.1 |
|---------------------------------|-----------|-------------|-----------------------|
| نام سنگ | ديوريت | سيينوگرانيت | سيينوگرانيت |
| $^{87}Sr/^{86}Sr$ | ۰,۷۰۴۸۹ | •,٧•۶۴٨٣ | ۰ _/ ۷۰۶۱۴۸ |
| 2σ | •,••••14 | •,••••١٣ | •,••••١٩ |
| Sr(ppm) | ۵۷۲,۱۷ | ۲۲۴٬۳۵ | ۲۹۲ /۶۱ |
| Rb(ppm) | ۹ • ٫ • ۶ | ۲۰۲٫۸۳ | ۱۸۹٬۵۹ |
| $^{87}Rb/^{86}Sr$ | •,۴۵۵۲ | 7,8184 | ١,٨٧۴۴ |
| $({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)_{\rm i}$ | •,٧•۴٧٢٨۶ | •,٧• ۴۵۴۵۳ | •/٧•۴۵•۲۴ |
| سن (میلیون سال) | | ۵۳٬۳۰۸۴ | |

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



شکل ۱۳ نمودارهای نسبتهای ایزوتوپی ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 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) مای دگرگونی (گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت و کردیریت) مورنبلند باید حاکی از خاستگاه آذرین برای بخشهای بیوتیت-گرانیتی باشد. این شواهد همراه با نشانههای دیگر ژئوشیمیایی حاکی از خاستگاه اختلاطی بیوتیت گرانیتهاست.

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 مجموعة حدواسط- اسيد آذرين و نقش مهم فرايند جدايش -ماگمایی در تشکیل و شکل گیری آن هاست. البته پراکندگی-های جزئی نقاط قابل مشاهده در برخی نمودارها را می توان به آلایش پوستهای اندک و دگرسانی خفیف نمونهها نسبت داد. افزایش مقادیر مجموع اکسیدهای عناصر قلیایی و کاهش مقدار CaO نسبت به SiO₂ و کاهش مقدار (Na₂O+K₂O) 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 TiO₂ و V از دیوریتها به سمت گرانودیوریتها (شکل ۷) و رفتار ییچیدهٔ عناصر کمیاب 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 شکل گیری 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

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.

غنی شدگی نمونه ها 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 [كمانهای] آتشفشانی حاشیهٔ قارههاست. ناهنجاری منفی ماگماهای گوشتهای این مناطق از عناصر HFS ناشی از مشارکت این عناصر در ساختار کانیهای دیرگدازی نظیر اسفن، ایلمنیت، روتیل، فلوگوپیت و بعضی از آمفیبولها (نظیر پاراگازیت) در پوستهٔ اقیانوسی فروروندهٔ دگرگونشده است. این فازهای فرعی دیر گداز در پوستهٔ اقیانوسی فرورونده دگر گون شده (اکلوژیت) پایدار بوده و عناصر HFS نظیر Ti, P, Nb و Ta را در خود نگه میدارند و از حل شدن آنها در سیالات آزاد شده از این یوسته و مشارکت آنها در سیالات متاسوماتیسم کننده 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 مى تواند به آلايش ماگما با مواد پوستهٔ قارهاى نيز وابسته باشد. هاست[۴۹، ۵۸ و ۵۹] (شکل۱۵) که از ذوب بخشی پوستهٔ اقیانوسی فرورونده (متابازالت) یا پوستهٔ قارهای تحتانی (متاتونالیت) و فلیشهای گریوکی حاصل شدهاند[۵۰] (شکل۱۶). نمودارهای تمایز محیط زمین ساختی[۴۴، ۵۱] نیز وابستگی این توده به گرانیتهای کمانهای آتشفشانی حاشیهٔ فعال قارهای (VAG) را تأیید میکنند (شکل۱۷).





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 کنترل کنندهٔ 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 بیوتیت گرانیت -



Molar CaO/(MgO+FeOt)

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



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



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[۴۹].

برای ذوببخشی سنگهای پوستهای و ایجاد گرانیتهای پوستهای را فراهم میکنند[۲۵]. بررسیهای تجربی نشان داده-اند که شکستن آبزدای کانیهای آبدار (میکاها و آمفیبولها) باعث ایجاد مذاب با ترکیب گرانیتی می شود. مسکوویت در شرایط فشار پایین در دمای بالای ۲۰۰ درجهٔ سانتی گراد شروع به ذوب کرده و در زیر ۸۰۰ درجه سانتی گراد به طور کامل ذوب می شود. افزایش فشار سبب رخداد ذوب در دماهای بالاتر می شود. در هردو حالت مذاب تولیدی حدود ۲۰ تا ۱۵ درصد بعلاوه، مشتق شدن ماگماهای فلسیک قوسی از ماگماهای مادر بازالتی از طریق فرایند هضم و تبلور جدایشی (AFC¹) توسط[۵۴] و از طریق ذوب، هضم، ذخیره و همگن سازی (MASH^۲) توسط[۵۵] گزارش شده است. گوشته و ماگماهای بازالتی برخاسته از آن با نفوذ به درون پوسته، منبع گرمایی لازم

¹⁻Assimilation and fractional crystallizatiom

²⁻ Melting, Assimilation, Storage, Hemogenization

است. بیوتیت در دمای ۸۲۰ تا ۹۵۰ درجهٔ سانتی گراد ذوب می شود. مذاب حاصل، پر آلومین است و نسبت K/Na آن معمولاً بزرگتر از یک است. ذوب آمفیبولها در دماهای حدود ۲۰۰۰ درجه سانتی گراد و فشار ۸۰۰ مگاپاسکال شروع می-شود [۶۵]. در غیاب بخار آب، هورنبلند و پلاژیوکلاز برای تشکیل کلینوپیروکسن و گارنت به اضافی مذاب، واکنش می-دهند. 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 پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن واکنش داده، مذاب بیشتری تا مدود ۴۵ درصد تشکیل می شود [۲۵]. این ماگما می تواند از طریق تبلور تفریقی تغییر کند و انواع سنگهای مجموعههای گرانیتوئیدی را به وجود آورد.

دادههای ایزوتوپی جدول ۲ نشان دهندهٔ 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 می دهد، ولی شواهد چینه شناختی و سن-های ارائه شده 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 قابل توجه ۲۰ میلیون ساله وجود دارد که به قابلیتها و محدودیتهای هرکدام از این روشهای سنسنجی وابسته است و میتوان به

روش روبیدیم- استرانسیم اصولاً برای نمونههای جوان
سنوزوئیک و کواترنر پاسخ درستی نمی دهد.

- روش پتاسیم آرگن، به فرایندهای دگرشکلی و دگرسانی بسیار حساس است و بنابراین در نمونههای دگرسان و یا دگر شکل پاسخ قابل قبولی ارائه نمی دهد.

- چون سنهای ارائهشده در روشهای ایزوتوپی در واقع سن
آخرین رویداد و بستهشدن سیستم ایزوتوپی نمونه را ارائه می دهند، بنابراین در تفسیر آنها باید دقت کرد.

در مواردی که نمونه ا 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 می توانند از منابع و خاستگاههای مختلف نظیر پوستهٔ فوقانی، پوستهٔمیانی و تحتانی، پوستهٔ اقيانوسى فرورونده، گوهگوشتهاى واقع برروى ليتوسفر اقيانوسى 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 سرچشمه گرفته است. در زونهای فرورانش نظیر این منطقه، ماگماهای با خاستگاه آذرین می-توانند 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، غنی شده از عناصر ناسازگار و دستخوش ذوب-بخشي و ايجاد ماگما ميكنند، ولي در اين موارد، غالباً بخشي از پوستهٔ اقیانوسی نیز ذوب می شود 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 ایزوتویی ترکیبی است.

برداشت

باتولیت گرانیتوئیدی زاهدان که از شمال غربی تا جنوب شرقی این شهر کشیده شده است، جزئی از نوار گرانیتوئیدی زاهدان – سراوان محسوب می شود که در مجموعهٔ فلیشی دگر گون شدهٔ زون فلیش شرق ایران به سن ائوسن میانی نفوذ کرده است. مجموعه شواهد صحرایی، سنگ شناختی و ژئوشیمیایی نشان می دهند که این نوار دارای حجم کمی از سنگ های دیوریتی – کوار تزدیوریتی است. معادل های نیمه عمیق آن ها (دایک های آندزیتی – داسیتی) به عنوان تظ اهرات ماگماتیسم حدواسط – اسید آذرین در مساحتی بالغ بر ۱۰۰۰۰ کیلومتر مربع در مجموعهٔ گرانیتوئیدی و سنگ های میزبان به صورت متمر کر و 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 زمین شناسی، دانشگاه تهران(۱۳۸۳) ۱۶۰ صفحه.

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

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

[٩] صادقیان م.، ولیزاده م. و.، "مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان" مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین شناسی 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 زمین شاسی 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) صفحه ۸۰۴. [۱۴] کرد م.، قاسمی ح.، صادقیان م. *"ژئوشیمی و پترولوژی*

تودهٔ گرانیتوئیدی چشمهبید، جنوب شرق زاهدان ، چکیده

گاه پراکنده دیده میشوند. سنگهای گرانودیوریتی به عنوان بخش اصلى و تفريق يافته ماگماتيسم آذرين يادشده، حجم اصلی باتولیت را تشکیل میدهند. بیوتیت گرانیتها که حاصل ذوب بخشی سنگهای دگرگونی یوستهای (فلیشها و گریوک-ها) و اختلاط آنها با بخش تفریقی ماگمای دیوریتی آذرین محسوب می شوند، 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 می کند. برعکس، روابط نزدیک بیوتیت گرانیت ها با سنگهای دگرگونمیزبان و حضور برونبومها و کانیهای شاخص دگرگون در آنها، حاکی از خاستگاه یوستهای (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 ایزوتویی ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr آغـازین نیز وابستگی مجموعهٔ دیوریتی- گرانودیوریتی را به نوع I به اثبات می ساند و جایگاه زمین ساختی [کمانهای] قوسهای آتشف شانی حاشیهٔ قاره (VAG) را برای محیط تشکیل و جایگزینی آنها تأیید می کند. ایـن محـیط در اثـر بـستهشـدن 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 mantlelike 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", 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 earlyorogenic diorites, tonalities and post-orogenic 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.، *یتروگرافی، 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.، ["]میرمکیتی شدن حاشیه بلورهای فلدسپار پتاسیک در گرانیت های میلونیتی لخشک، شمال غرب زاهدان"، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین شناسی 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. تقش 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

[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 highpotassium, 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 reexamination 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 gabbrosyenite 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.