

## سنگ‌زایی توده گرانیتویدی چاه‌سالار (جنوب باختر نیشابور)

محمود صادقیان<sup>۱\*</sup>، حبیب‌الله قاسمی<sup>۱</sup> و زهره فارسی<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup> دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران.

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۱۱/۰۷

تاریخ دریافت: ۱۳۸۶/۱۱/۳۰

### چکیده

توده گرانیتویدی چاه‌سالار در جنوب باختر نیشابور، در شمال روستای چاه‌سالار و در حاشیه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. این توده به درون مجموعه افیولیتی سبزوار نفوذ کرده است و طیف ترکیب سنگ‌شناسی آن را دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و آلکالی‌فلدسپار گرانیت تشکیل می‌دهد. آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها، عضو بسیار تفریق‌یافته این مجموعه هستند که به صورت دایک یا آپوفیز این توده نفوذی را قطع می‌کنند. پگماتیت‌های گرانیتی و توده‌های کوارتزولیتی همراه آنها، تفریق‌یافته‌ترین عضو این مجموعه سنگ‌شناسی هستند. معادل‌های نیمه‌ژرف سنگ‌های نفوذی نامبرده مانند آندزیت پیروکسن دار، آندزیت تراکی آندزیت و داسیت به صورت دایک یا گنبد، این توده نفوذی را قطع می‌کنند. سنگ‌های مورد مطالعه بافت‌های گرانولار، میرمکتیتی، گرافیکی، پورفیری، میکروولیتی پورفیری، گلوپورفیری و جریان‌ی نشان می‌دهند. به استثناء آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها که بسیار تفریق یافته‌اند، دیگر ترکیبات سنگی بر روی نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب‌خاکی در برابر  $\text{SiO}_2$  یا اندیس تفریق، تغییرات به نسبت پیوسته‌ای نشان می‌دهند. این توده دارای ماهیت کلسیمی-قلیایی و متالومین است و به گرانیتویدهای نوع I تعلق دارد. نمودارهای متمایز کننده محیط زمین‌ساختی نیز نشان می‌دهند که توده گرانیتویدی چاه‌سالار در قلمرو گرانیتویدهای کوهزایی نوع کمان آتشفشانی (VAG) و همچنین گرانیتویدهای حاشیه قاره‌ای (CAG) قرار می‌گیرد. بررسی جامع ویژگی‌های زمین‌شناسی صحرائی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، حکایت از آن دارد که ماگمای سازنده این توده نفوذی از راه ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده (متابازیت) یا گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده، حاصل گشته و سپس از روش فرایند تبلور تفریقی، آرایش یا آمیختگی ماگمایی تحول پیدا کرده است.

**کلیدواژه‌ها:** سنگ‌زایی (پتروژنی)، توده گرانیتویدی، گرانیتویدهای حاشیه قاره‌ای، تبلور تفریقی، چاه‌سالار، نیشابور.

\* نویسنده مسئول: محمود صادقیان

### ۱- مقدمه

گیرد. از این رو در این پژوهش توده گرانیتویدی چاه‌سالار مورد مطالعه دقیق قرار گرفته تا به تعدادی از سؤالات موجود در این ارتباط پاسخ داده شود. از آن جایی که توده گرانیتویدی ششتم در جایگاه زمین‌شناسی مشابهی قرار دارد (شکل ۲) و دارای ویژگی‌های زمین‌شناسی مشابهی است، برای کمک به حل بعضی از ابهام‌های موجود از داده‌های ژئوشیمیایی آن نیز به اختصار در این مقاله استفاده شده است. بررسی‌های سنگ‌شناسی توده گرانیتویدی ششتم توسط صادقی (۱۳۸۸) انجام شده است. همچنین از نتایج تجزیه شیمیایی مجموعه (کمپلکس) گرانیتویدی برمنگر (Bremanger granitoid complex) واقع در باختر نروژ (Hansen et al., 2002) و گرانیتویدهای همراه با افیولیت‌های واردار (Vardar) در محدوده صربستان، مقدونیه و شمال یونان (Šarić et al. 2008) نیز به دلیل شاهد جایگاه زمین‌ساختی و سنگ‌زایی (پتروژنی) به منظور مقایسه، استفاده شده است تا درستی نتایج به دست آمده تأیید شود.

### ۲- زمین‌شناسی و روابط صحرائی

سنگ‌های رخنمون‌یافته در منطقه چاه‌سالار دارای طیف سنی کرتاسه پایانی-پالئوسن زیرین (مجموعه افیولیتی سبزوار)، انوسن (سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی-رسوبی و سنگ آهک‌های نومولیت‌دار)، پس از انوسن (توده گرانیتویدی) و الیگومیوسن (سنگ آهک) هستند (شکل ۱). دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و آلکالی‌فلدسپار گرانیت سازندگان اصلی توده نفوذی چاه‌سالار هستند. این توده نفوذی از ریخت‌شناسی ملایمی برخوردار است و دسترسی به بخش‌های مختلف آن به راحتی امکان‌پذیر است. توده گرانیتویدی چاه‌سالار توسط رگه‌های پگماتویدی، آپلیتی-پگماتیتی و کوارتزولیتی، دایک‌ها و آپوفیزهای آلکالی‌فلدسپار گرانیتی و همچنین تعدادی دایک یا گنبد تراکی آندزیتی قطع می‌شود. بخش‌هایی از این توده

توده گرانیتویدی چاه‌سالار با وسعت تقریبی ۳۰۰ کیلومتر مربع، در بین طول‌های جغرافیایی ۱۵' ۵۸" تا ۴۰' ۴۵" ۳۵° و عرض‌های جغرافیایی ۴۵' ۳۵" تا ۰۰' ۳۶" شمالی، در جنوب باختر نیشابور و در شمال روستای چاه‌سالار واقع شده است. این توده نفوذی در حاشیه شمالی پهنه ایران-مرکزی (آق‌آبانی، ۱۳۸۳) یا در پهنه سبزوار (Alavi, 1991) در بین بازلت‌ها، سنگ‌های آتشفشانی رسوبی و هارزبورژیت‌های مجموعه افیولیتی سبزوار و همچنین بخشی از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی انوسن نفوذ کرده است (شکل ۱). مجموعه افیولیتی سبزوار و اندیس‌های معدنی مرتبط با آن توسط تعدادی زیادی از محققان مانند: (Noghreyan, 1982); Bauman et al. (1983); Alavi- Tehrani (1975 & 1976); Rahgoshay et al. (2004); Shojaat et al. (2003); علوی تهرانی (۱۳۵۶)؛ مجیدی شهرکردی و فرهادی (۱۳۶۹)؛ بحرودی و خلقی (۱۳۷۰)؛ بازوبندی (۱۳۷۲)؛ سودی شعار (۱۳۷۵)؛ اکرمی و عسکری (۱۳۷۵)؛ ادیمی (۱۳۷۶)؛ رادفر و کهنسال (۱۳۷۷)؛ نادری (۱۳۷۷، الف و ب)؛ مجیدی (۱۳۷۸)؛ قاسمی (۱۳۷۹)؛ رادفر (۱۳۸۰)؛ قریب و فتونی (۱۳۸۲)؛ مصلحی (۱۳۸۳) و ... مورد بررسی قرار گرفته است، اما توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف و ژرفی که این مجموعه و سنگ‌های آتشفشانی رسوبی آتشفشانی انوسن منطقه را قطع می‌کنند (از جمله توده گرانیتویدی چاه‌سالار) به ندرت مورد مطالعه جامع قرار گرفته‌اند. حتی نتایج حاصل از برخی مطالعات مانند گوهرشاهی (۱۳۸۰) و بغدادی (۱۳۷۹) و ... با شواهد زمین‌شناسی و واقعیت‌های موجود تناقض دارد. حضور گسترده این توده‌های نفوذی گرانیتویدی (با ترکیب دیوریت تا آلکالی‌فلدسپار گرانیت) و توده‌های نیمه‌ژرف (با ترکیب سنگ‌شناسی آندزیت تا ریولیت) که به ماگماتیسیم پس از انوسن تعلق دارند، نیازمند مطالعه‌ای جامع و همه‌جانبه است تا بخش قابل توجهی از تاریخچه زمین‌شناسی وقایع صورت گرفته در این منطقه و مناطق همجوار به درستی مورد تجزیه و تحلیل قرار

## ۲-۳. گرانودیوریت‌ها

گرانودیوریت‌ها بخش‌های تفریق‌یافته و روشن‌تر این توده نفوذی را تشکیل می‌دهند. آنها بلورین و دارای رنگ سفید متمایل به سبز یا خاکستری روشن هستند (شکل ۳-ب). هورنبلند سبز کانی مافیک بارز این سنگ‌ها است. با این وجود، در گرانودیوریت‌های حوالی روستای چاه‌تنگولی مقدار قابل توجهی بیوتیت یافت می‌شود. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک زیادی که ابعاد آنها از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر متغیر است و دارای رنگ سبز روشن تا تیره هستند، در آنها یافت می‌شود. این آنکلاوها کم و بیش دارای ترکیب کوارتزیدیوریتی هستند (شکل ۳-ج). گرانودیوریت‌ها به صورت آپوفیز یا دایک رخنمون دارند و بخش اندکی از توده نفوذی چاه‌سالار را به خود اختصاص می‌دهند. در پهنه‌های برشی، این سنگ‌ها به شدت دگرشکل شده‌اند و شواهد آن آشکارا دیده می‌شود. در برخی نقاط، گرانودیوریت‌ها توسط دایک‌ها و آپوفیزهای آلکالی فلدسپار گرانیتی، رگه‌های آپلیتی، پگماتیتی و دایک‌های آندزیتی - داسیتی قطع شده‌اند.

## ۲-۴. رگه‌های آپلیتی

رگه‌های آپلیتی دارای ترکیب لوکوگرانودیوریتی و گرانیتی هستند. آپلیت‌ها دارای ترکیب کانی‌شناسی ساده و ساخت دانه‌ریز هستند. هورنبلند سبز و بیوتیت کانی‌های مافیک آنها به شمار می‌روند اما از فراوانی کمتری برخوردارند. این رگه‌های آپلیتی در سراسر توده نفوذی چاه‌سالار یافت می‌شوند و یکی از شواهد آشکار انجام فرایند تبلور تفریقی در طی تکوین و تحول آن هستند. این رگه‌های آپلیتی و کوارتزیدیوریت‌های میزبان آنها توسط دایک‌های تراکی آندزیتی قطع شده‌اند (شکل ۳-ح).

## ۲-۵. توده‌های پگماتیتی

توده‌های پگماتیتی در بخش‌های میانی توده نفوذی مورد مطالعه رخنمون دارند و ابعاد آنها به ده‌ها متر مربع می‌رسد. پگماتیت‌ها دارای بلورهای درشت پلاژیوکلاز، کوارتز و به مقدار کمتر ارتوکلاز، بیوتیت و تورمالین هستند. تورمالین از فراوانی زیادی برخوردار نیست و در موارد معدودی دیده شده است. پگماتیت‌ها با بخش‌های بسیار تفریق‌یافته‌تر یعنی توده‌ها یا رگه‌های کوارتزولیتی (سیلیسی) همراه هستند (شکل ۳-خ). این توده‌ها و رگه‌های کوارتزی در باختر کلاته‌غلامرضا از چنان حجم قابل توجهی برخوردارند که به عنوان معدن سیلیس مورد بهره‌برداری قرار گرفته‌اند و دارای خلوص بسیار بالایی نیز هستند.

## ۲-۶. آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها

در بخش‌های باختری منطقه چاه‌سالار (در حد فاصل روستاهای ده‌حسینی، حصار سرخ و باباز)، دایک‌ها و آپوفیزهای آلکالی فلدسپار گرانیتی متعددی توده نفوذی مورد مطالعه را قطع می‌کنند (شکل ۳-د). تعداد این دایک‌ها و آپوفیزها زیاد است و در عکس‌های هوایی نیز قابل شناسایی هستند. امتداد دایک‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی به طور عمده خاوری - باختری است. آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها دارای رنگ سفید مایل به صورتی و دانه‌ریز هستند و از کانی‌های مافیک به شدت فقیر هستند.

## ۲-۷. دایک‌های تراکی آندزیتی

دایک‌های قطع‌کننده توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار بیشتر تیره رنگ، سبز یا خاکستری مایل به سبز هستند و کم و بیش در سراسر این توده یافت می‌شوند (شکل ۳-ذ). اما به دلیل تشابه یا نزدیکی رنگ آنها با سنگ‌های میزبان، تفکیک و تشخیص آنها از فاصله دور یا در عکس‌های هوایی به راحتی امکان‌پذیر نیست. دایک‌های مورد نظر که تعداد آنها به صدها دایک می‌رسد، در بخش‌های مرکزی و خاوری توده نفوذی چاه‌سالار از حضور آشکارتری برخوردار هستند. سترای دایک‌ها از چند سانتی‌متر تا حدود ۲ متر متغیر است. ترکیب سنگ‌شناسی مدال این دایک‌ها از آندزیت

بوژه در بخش‌های دیوریتی - کوارتزیدیوریتی به شدت میلوئیتی شده است. در اثر نفوذ و جایگزینی این توده، سنگ‌های آتشفشانی بازیک مجموعه افیولیتی سبزوار و آتشفشانی - آواری‌های ائوسن تحت تأثیر سیال‌های گرمایی قرار گرفته‌اند و دگرسانی آرژیلیتی و سیلیسی گسترده بر آنها تحمیل شده است. این فرایند در برخی موارد به کانه‌زایی طلا و استیبنیت منجر شده است که از آن جمله می‌توان به اندیس‌های طلای جنوب خاور ارغش، جنوب چشمه زرد و اندیس استیبنیت شمال خاور ارغش اشاره کرد. کانه‌زایی ضعیفی از مس به صورت کالکوپیریت و مالاکیت در برخی نقاط از جمله جنوب باختر روستاهای باباز و حصار سرخ دیده می‌شود، که در گذشته به طور محدود برای استحصال مس مورد استفاده قرار گرفته است و سرباره کوره‌های ذوب آنها در جنوب باختر روستای باباز، کنار بارگاه شریف امامزاده بی‌بی‌خاتون یافت می‌شود.

## ۲-۱. دیوریت‌ها و کوارتزیدیوریت‌ها

دیوریت‌ها، مافیک‌ترین عضو توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار هستند. آنها دارای ساخت دانه‌ای (granular) و رنگ سبز تا سبز تیره هستند (شکل ۳-الف). سنگ‌های دیوریتی همراه با کوارتزیدیوریت‌ها بخش قابل توجهی از توده نفوذی چاه‌سالار را به خود اختصاص می‌دهند. به علت افزایش موضعی فشار بخار آب و تمرکز عناصر سازنده هورنبلند سبز، تجمعات موضعی از این کانی در بعضی از بخش‌های مختلف این توده دیده می‌شود. شواهد تفریق‌یافتگی تدریجی دیوریت‌ها به کوارتزیدیوریت، لوکویدیوریت و گرانودیوریت در سراسر این توده نفوذی مشاهده می‌شود (شکل ۳-ب). در حاشیه شمالی این توده، آنکلاوهای هارزبورژیتی در آن دیده می‌شود (شکل ۳-پ). در برخی نقاط، رگه‌های آپلیتی، پگماتیوئیدی، دایک‌ها و گنبد‌های آندزیتی - داسیتی، دیوریت‌ها و کوارتزیدیوریت‌ها را قطع کرده‌اند (شکل ۳-ت، ث). در پهنه‌های برشی به طور عمده خاوری - باختری، این سنگ‌ها به شدت دگرشکل شده‌اند. دانه‌ریز شدن و دگرشکلی صورت گرفته به حدی است که سنگ ساخت دانه‌ای خود را از دست داده است و برگ‌وارگی آشکاری در آن ایجاد شده است (شکل ۳-ج). افزون بر آن، رنگ سفید یا خاکستری این سنگ‌ها به سبز تیره تغییر یافته است. با توجه به شواهد کانی‌شناسی، این دگرشکلی در دمای بالا و در نبود آب و سیال‌های فرار انجام شده است و بنابراین دگرشکلی صورت گرفته (میلوئیتی شدن) در مراحل پایانی تبلور ماگمای سازنده توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار و همزمان با جایگزینی آن انجام شده است.

## ۲-۲. رگه‌های پگماتیوئیدی

در جنوب کلاته قولی‌نی در محلی با مختصات جغرافیایی  $33^{\circ} 13'$  و  $58^{\circ} 46'$  و  $35^{\circ}$  رخنمون بسیار زیبا و آشکاری از رگه‌های پگماتیوئیدی وجود دارد که دارای شیب بسیار کم حدود ۱۵ تا ۲۰ درجه به سمت خاور هستند و امتداد کلی آنها شمالی - جنوبی است. این رگه‌ها، سنگ میزبان کوارتزیدیوریتی خود را قطع کرده‌اند و خود توسط یک دایک تراکی آندزیتی قطع شده‌اند (شکل ۳-ت، ث). عرض این رگه‌ها از ۲ تا ۲۰ سانتی‌متر متغیر است و تعداد آنها به ده‌ها عدد می‌رسد. همان طور که در شکل ۳-ث نشان داده شده است این رگه‌ها از بلورهای درشت هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند و طول بلورها گاه به بیش از ۱۰ سانتی‌متر می‌رسد. در بیشتر رگه‌ها، بلورهای هورنبلند سبز بخش درونی و بلورهای پلاژیوکلاز بخش بیرونی را تشکیل می‌دهند. در برخی موارد نیز این ترتیب در درون یک رگه تکرار می‌شود. وجود این رگه‌ها بیانگر بالا بودن فشار بخار آب و تشکیل بلورهای درشت هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز است. در عین حال، حضور این رگه‌های پگماتیوئیدی دیوریتی بیانگر تفریق‌یافتگی و تحول توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار است. در دیگر نقاط این توده، این نوع تفریق‌یافتگی و تشکیل موضعی پگماتیوئیدها، به فراوانی دیده می‌شود اما از گسترش قابل توجهی برخوردار نیست.

### ۲-۳. رگه‌های پگماتوئیدی

رگه‌های پگماتوئیدی با ترکیب دیوریتی دارای بلورهای درشت هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز هستند. این کانی‌ها تا حدودی به کلریت، اپیدوت، کلسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. این سنگ‌ها بافت پگماتوئیدی نشان می‌دهند و دارای بلورهای بسیار درشتی هستند.

### ۳-۳. گرانودیوریت‌ها

گرانودیوریت‌ها دارای بافت دانه‌ای و در برخی موارد بافت گرافیکی هستند. هورنبلندسبز، بیوتیت، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز، کانی‌های بارز این سنگ‌ها هستند. پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی ترکیبی آشکاری هستند و دارای ترکیب آندزین-الیگوکلاز هستند. هورنبلند سبز فراوان‌ترین کانی مافیک این سنگ‌ها است. بیوتیت به مقدار کمتر در این سنگ‌ها یافت می‌شود. ارتوکلاز به مقدار کم و به صورت بین‌دانه‌ای در این سنگ‌ها حضور دارد. مگنتیت، اسفن، آپاتیت و زیرکن کانی‌های فرعی این سنگ‌ها به شمار می‌روند. کلریت، اسفن ثانویه، اپیدوت و کلسیت کانی‌های ثانویه‌ای هستند که از دگرسانی هورنبلند سبز، بیوتیت و پلاژیوکلاز حاصل شده‌اند (به شکل‌های ۴-ب و ۴-ت رجوع کنید). در پهنه‌های میلیونی، گرانودیوریت‌ها به شدت دگرشکل شده‌اند و بافت کاتاکلاستی در آنها دیده می‌شود. این بافت به طور معمول با خاموشی موحی، ایجاد ماکل مکانیکی، خمیدگی و پیچ و تاب خوردگی و ریزدانه شدن در کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز، بیوتیت و آپاتیت همراه است (به شکل‌های ۴-ث تا ۴-ج نگاه کنید).

### ۴-۳. رگه‌های آپلیتی

رگه‌های آپلیتی دارای ترکیب لوکوگرانودیوریتی و گرانیتی هستند. آپلیت‌ها دارای ترکیب کانی‌شناسی ساده و دارای بافت دانه‌ریز هستند. هورنبلند سبز و بیوتیت کانی‌های مافیک آنها به شمار می‌روند اما از فراوانی کمی برخوردار هستند. پلاژیوکلازهای ریزدانه با منطقه‌بندی ترکیبی و کوارتزهای دانه ریز در آنها یافت می‌شود.

### ۵-۳. توده‌های پگماتیتی

پگماتیت‌ها دارای بلورهای درشت پلاژیوکلاز، کوارتز و به مقدار کمتر ارتوکلاز، بیوتیت و تورمالین هستند. در مقاطع نازک تهیه شده از این سنگ‌ها، بافت گرافیکی حاصل از هم‌رشدی پلاژیوکلاز-کوارتز یا ارتوکلاز-کوارتز و تورمالین-کوارتز آشکارا دیده می‌شود (شکل ۴-ح). تورمالین از فراوانی کمی برخوردار است و در موارد معدودی دیده شده است. پگماتیت‌ها با بخش‌های بسیار تفریق یافته‌تر یعنی توده‌ها یا رگه‌های کوارتزولیتی (سیلیسی) همراه هستند.

### ۶-۳. آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها

آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها دارای رنگ سفید مایل به صورتی و دانه‌ریز هستند و از کانی‌های مافیک به شدت فقیر هستند. ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و کوارتز کانی‌های اصلی آنها را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها بافت دانه‌ای ریز و نیمه شکل‌دار نشان می‌دهند (شکل ۴-خ). مقادیر بسیار کمی بیوتیت و هورنبلند سبز دگرسان شده به کلریت و اکسیدهای آهن نیز در این سنگ‌ها یافت می‌شود.

### ۷-۳. دایک‌های تراکی آندزیتی

از آنجا که دایک‌ها در ژرفای کمتری جایگزین می‌شوند، بافت کلی آنها ویژگی‌های مشترکی از سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی را به نمایش می‌گذارد که از آن جمله می‌توان به وجود بافت‌های میکروگرانولار، پورفیروئیدی، پورفیری، گلوومورپورفیری، میکروولیتی پورفیری و جریانی اشاره کرد (شکل ۴-د و ذ). کلینوپروکسن (اوژیت)، هورنبلند سبز-قهوه‌ای، پلاژیوکلاز با ترکیب متوسط الیگوکلاز، اسفن، مگنتیت و به ندرت کوارتز در این سنگ‌ها یافت می‌شود. پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز دارای

پیروکسن‌دار، آندزیت، تراکی آندزیت تا داسیت متغیر است اما در نمودارهای ژئوشیمیایی رده‌بندی سنگ‌های آذرین بیرونی دارای ترکیب کلی تراکی-آندزیتی هستند. در رده‌بندی سنگ‌های آذرین درونی نیز معادل کوارتزموزنودیوریت هستند. ساخت میکروگرانولار، پورفیری، گلوومورپورفیری میکروولیتی و میکروولیتی پورفیری در این دایک‌ها دیده می‌شود.

### ۸-۲. گنبد تراکی آندزیتی

در جنوب قاسم‌آباد و در مجاورت جاده نیشابور - کاشمر یک گنبد کم و بیش بیضوی شکل تراکی-آندزیتی با وسعت تقریبی یک کیلومتر مربع رخنمون دارد (شکل ۳-ر). این گنبد دارای حاشیه انجماد سریع است به طوری که در نمونه دستی، ریزدانه و دارای رنگ خاکستری تیره است. ساخت‌های پورفیری و جریانی، آشکارا در سنگ‌های سازنده این گنبد دیده می‌شود. نمونه‌های متعلق به بخش‌های درونی‌تر، اندکی دانه‌درشت‌تر، روشن‌تر و سالم‌تر هستند. این ویژگی در مقاطع نازک نیز دیده می‌شود. در محل تماس این گنبد با دیوریت‌ها، آنکلاوهای دیوریتی یافت می‌شوند که بیانگر جوان‌تر بودن این گنبد نسبت به توده دیوریتی میزبان خود است.

### ۹-۲. پهنه‌های دگرسانی

در برخی نقاط از جمله، جنوب خاور روستای چاه‌سالار، جنوب روستای چشمه‌زرد، جنوب خاور و شمال روستای ارغش، در اثر نفوذ و جایگزینی این توده، سنگ‌های آتشفشانی بازیک مجموعه افیولیتی سبزوار (کرتاسه - پالئوسن) و آتشفشانی-آواری‌های انوسن تحت تأثیر سیال‌های گرمایی قرار گرفته‌اند و دگرسانی آرزیلیتی و سیلیسی گسترده‌ای بر آنها تحمیل شده است که در برخی موارد به کانه‌زایی طلا و استینیت منجر شده است. اندیس‌های طلا و استینیت ارغش و اندیس طلای چشمه‌زرد (معدن طلای چشمه‌زرد) نمونه‌های بارزی هستند که می‌توان به آنها اشاره نمود. پهنه‌های دگرسانی ایجاد شده با تغییر رنگ شدید سنگ‌ها از سیاه به رنگ آجری تا زرد لیمویی مشخص می‌شوند.

### ۳- سنگ‌نگاری

#### ۱-۳. دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها

دیوریت‌ها دارای بافت دانه‌ای (granular) هستند و پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز، بیوتیت، مگنتیت، تیتانومگنتیت و آپاتیت در آنها یافت می‌شوند (شکل ۴-الف). هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی‌های موجود در این دیوریت‌ها هستند. کلسیت، کلریت و اپیدوت کانی‌های ثانویه آنها هستند که در اثر دگرسانی به وجود آمده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی ترکیبی بوده و براساس اندازه‌گیری زاویه خاموشی و محاسبه مقادیر آنورتیت نورماتیو، ترکیب آنها در حد آندزین است (فارسی، ۱۳۸۶). برخی از هورنبلند‌های سبز در اثر دگرسانی به کلریت، اپیدوت، اسفن و اکسیدهای آهن ثانویه تبدیل شده‌اند. در دیوریت‌های موجود در پهنه‌های میلیونی، بافت کاتاکلاستیکی نیز دیده می‌شود. این بافت به طور معمول با خاموشی موحی در دانه‌های کوارتز، ایجاد ماکل مکانیکی در پلاژیوکلازها، خمیدگی و پیچ و تاب خوردن هورنبلند سبز و بیوتیت (کینگ باند) و ریزدانه شدن هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، آپاتیت و به ندرت کوارتز همراه است (شکل ۴-ب). در بعضی مناطق به علت تفریق ماگمایی پیشرفته و در نتیجه کاهش مقدار کانی‌های مافیک، دیوریت‌ها به لوکوادیوریت تحول یافته‌اند. همچنین با افزایش تفریق یافتگی و به دنبال آن افزایش مقدار کوارتز، ترکیب دیوریت‌ها به سمت کوارتز دیوریت گرایش می‌یابد. پلاژیوکلازهای این سنگ‌ها نیز دارای منطقه‌بندی ترکیبی بوده و بر اساس اندازه‌گیری زاویه خاموشی و برآورد مقادیر آنورتیت نورماتیو، ترکیب آنها در حد الیگوکلاز - آندزین است (فارسی، ۱۳۸۶).

سنگ‌شناسی یادشده، دارای همپوشانی ترکیبی و تشابه ترکیب سنگ‌شناسی هستند، با این تفاوت که در توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار بخش عمده توده نفوذی ترکیب دیوریتی و کوارتز دیوریتی دارد در حالی که در توده نفوذی شش‌مده بخش عمده آن، دارای ترکیب سنگ‌شناسی گرانودیوریت و لوکوگرانیت است. اگرچه ترکیبات سنگی دیوریتی و کوارتز دیوریتی نیز در بخش جنوبی توده نفوذی شش‌مده یافت می‌شود اما از فراوانی کمتری برخوردار هستند. آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها به عنوان بخش‌های بسیار تفریق یافته در هر دو توده نفوذی یافت می‌شوند. توده گرانیتوئیدی شش‌مده توسط دایک‌هایی با ترکیب دیوریت-کوارتز دیوریت یا معادل بیرونی آنها قطع شده است. دایک‌های قطع کننده توده نفوذی چاه‌سالار در رده بندی شیمیایی (Cox et al., 1979) به طور کلی در محدوده تراکی آندزیت یا معادل درونی آنها یعنی کوارتز مونوزودیوریت‌ها واقع می‌شوند (شکل ۵-ت).

روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در برابر  $\text{SiO}_2$  (شکل‌های ۶ و ۷) بیانگر آن است که سنگ‌های مورد بررسی را می‌توان در سه گروه سنگی کلی جای داد که عبارتند از: ۱- دیوریت- کوارتز دیوریت، ۲- گرانودیوریت- گرانیت و ۳- آلکالی فلدسپار گرانیت. دایک‌های تراکی آندزیتی از نظر ترکیب شیمیایی، مشابه دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها هستند و در بیشتر نمودارهای ژئوشیمیایی با اندک اختلافی، از رفتار ژئوشیمیایی کلی دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها پیروی می‌کنند (به شکل‌های ۶ تا ۸ نگاه کنید). به همین خاطر، سنگ‌های مورد مطالعه در سه گروه یادشده جای گرفته و توسط سه محدوده مجزا نشان داده شد. البته اثبات خواهد شد که اگرچه این گروه بندی در نمودارهای ژئوشیمیایی عملی و منطقی است اما به معنی عدم ارتباط ژنتیکی بین آنها نیست. به دلیل یافتن شواهد مستندتر از نتایج تجزیه شیمی سنگ‌های سازنده توده گرانیتوئیدی شش‌مده نیز استفاده کرده‌ایم (شکل‌های ۵-الف و ب) که گروه بندی بالا را تأیید می‌کند.

**۴-۲. بررسی نمودارهای تغییرات عناصر اصلی، فرعی و کمیاب (نادر)**  
نمونه‌های سنگی وابسته به دیوریت‌ها، کوارتز دیوریت‌ها و دایک‌ها و گنبد تراکی آندزیت بیشترین خویشاوندی ژئوشیمیایی را در هر دو توده گرانیتوئیدی نشان می‌دهند و از این رو می‌توان آنها را با عنوان طیف سنگی حدواسط دیوریت- کوارتز دیوریت نامگذاری کرد. از طرف دیگر، گرانودیوریت‌ها، گرانیت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها نیز با هم‌دیگر دارای ارتباط ژئوشیمیایی بسیار نزدیکی هستند (به شکل ۸ رجوع کنید) و می‌توان در مجموع آنها را با عنوان طیف سنگی اسیدی گرانیت- گرانودیوریت نامگذاری نمود.

همچنین روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در برابر  $\text{SiO}_2$  (شکل‌های ۶ و ۷) نشان می‌دهند که با افزایش این اکسید مقادیر  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{U}$ ،  $\text{Rb}$ ،  $\text{Th}$  افزایش می‌یابد و در مقابل، مقادیر  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{FeO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{Sr}$ ،  $\text{Co}$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$ ،  $\text{CaO}$ ،  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{MnO}$  و  $\text{V}$  کاهش می‌یابند. این تغییرات با روند کلی فرایند تفریق ماگمایی و شواهد آن (شکل ۳) سازگار است. اگرچه در بعضی موارد باید با احتیاط بیشتر صحبت کرد و این تغییرات را به صورت درون گروهی مورد بحث و بررسی قرار داد تا نتایج بهتری به دست آید. با این وجود، این کاهش‌ها و افزایش‌ها از کاهش مقادیر کانی‌های مافییک از جمله هورنبلند سبز و بیوتیت، آپاتیت اکسیدهای آهن و تیتانیم مانند مگنتیت و تیتانومگنتیت و ... و افزایش کانی‌های روشن مثل پلاژیو کلازهای سدیک تر (الیگو کلاز)، کوارتز و ارتوز یا ارتوز پرتیتی) ناشی می‌شود.

نمودارهای هارکر ارائه شده در شکل‌های ۶ تا ۷ نشان می‌دهند که نمونه‌های سنگی متعلق به دایک‌ها و گنبد تراکی آندزیتی با بخش‌های تفریق یافته طیف دیوریتی- کوارتز دیوریتی مطابقت می‌کنند که با ظهور آنها به صورت فازهای

فراوانی بیشتری هستند. کلریت، اپیدوت، اسفن ثانویه، کانی‌های رسی و کلسیت کانی‌های حاصل از دگرسانی هستند. ترکیب سنگ‌شناسی این دایک‌ها طیف سنگی دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونوزودیوریت یا معادل‌های بیرونی آنها مانند آندزیت پیروکسن دار، آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت را شامل می‌شود، ولی با توجه به نمودارهای ژئوشیمیایی که از آنها در نامگذاری این سنگ‌ها استفاده شده‌است برای هماهنگی بیشتر، در این مقاله این سنگ‌ها و سنگ‌های سازنده گنبد تراکی آندزیتی را با نام کلی تراکی آندزیت معرفی می‌کنیم.

### ۳-۸. گنبد تراکی آندزیتی

سنگ‌های وابسته به گنبد تراکی آندزیتی در مقاطع میکروسکوپی بافت پورفیری، میکروولیتی یا میکروولیتی پورفیری نشان می‌دهند و حاوی اوژیت، اکسی هورنبلند، هورنبلند سبز - قهوه‌ای، پلاژیو کلاز، مگنتیت و به ندرت کوارتز هستند (شکل‌های ۴-ر). اوژیت از فراوانی کمی برخوردار است. پلاژیو کلازها دارای منطقه بندی بسیار آشکار و زیبا هستند. اکسی هورنبلند و هورنبلند سبز - قهوه‌ای بارزترین کانی مافییک این سنگ‌ها هستند. در نمونه‌های تفریق یافته تر، کوارتزهای دارای حاشیه خلیج خوردگی یافت می‌شوند.

### ۴-۴ ژئوشیمی

پس از انجام بررسی‌های دقیق صحرایی و سنگ‌نگاری، ۱۸ نمونه از واحدهای سنگی مختلف انتخاب شد. نمونه‌های انتخاب شده توسط آسیاب - آگاتی موجود در آزمایشگاه کانه آرای دانشگاه معدن دانشگاه صنعتی شاهرود پودر شد و برای تجزیه به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال شد و به روش ICP-MS مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت، نتایج به دست آمده، در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. همچنین از نتایج تجزیه شیمیایی توده گرانیتوئیدی شش‌مده (صادقی، ۱۳۸۸)، نتایج تجزیه شیمیایی مجموعه (کمپلکس) گرانیتوئیدی برمنگر واقع در باختر نروز (Hansen et al., 2002) و گرانیتوئیدهای همراه با افیولیت‌های واردار (در محدوده صربستان، مقدونیه و شمال یونان) (Šarić et al. 2008) در حد نیاز و مجال این مقاله استفاده شده‌است تا درستی نتایج به دست آمده تأیید شود. گفتنی است، مجموعه گرانیتوئیدی برمنگر در بین سنگ‌های وابسته به یک مجموعه افیولیتی موجود در باختر نروز نفوذ کرده و دارای ترکیب سنگ‌شناسی کم و بیش مشابهی با توده - گرانیتوئیدی مورد مطالعه است. گرانیتوئیدهای همراه با افیولیت‌های واردار دارای سن ژوراسیک هستند و سنگ‌های افیولیتی یادشده و سنگ‌های دگرگونی همراهشان را قطع کرده‌اند و در امتداد یک نوار شمال باختری- جنوب خاوری در کشورهای صربستان، مقدونیه و یونان رخنمون دارند. این سنگ‌های گرانیتوئیدی یک طیف اسیدی گرانیتی- گرانودیوریتی و یک طیف حدواسط دیوریتی- کوارتز دیوریتی دارند. این سنگ‌ها دارای ویژگی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی بسیار مشابهی با توده‌های گرانیتوئیدی چاه‌سالار و شش‌مده (واقع در حد فاصل سبزوار- نیشابور) هستند.

### ۴-۱. رده بندی ژئوشیمیایی

در رده بندی‌های ژئوشیمیایی (Middlemost (1994) (شکل ۵- الف) و Fort (1983) Debon & Le Fort (1983) (شکل ۵- ب) نمونه‌های سنگی متعلق به توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار در محدوده‌های دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و آلکالی فلدسپار گرانیت قرار می‌گیرند. افزون بر این، نمونه‌های سنگی توده گرانیتوئیدی شش‌مده نیز به طور همزمان بر روی این نمودارها (شکل‌ها) نشان داده شده‌است. مطابق این نمودارها هر دو توده گرانیتوئیدی از یک طیف اسیدی گرانیتی (آلکالی فلدسپار گرانیتی یا لوکوگرانیتی)- گرانودیوریتی و یک طیف حدواسط دیوریتی- کوارتز دیوریتی تشکیل شده‌اند. این توده‌های نفوذی در هر دو طیف



ماگمایی بعدی (مانند دایک و گنبد) سازگار است.

شده نسبت به کندریت دایکها و گنبد تراکی آندزیتی نسبت به کندریت نشان داده شده است. الگوی تغییرات متعلق به نمونه‌های سنگی تراکی آندزیتی برداشت شده از گنبد تراکی-آندزیتی، جالب توجه و حائز اهمیت است. این سنگها از عناصر خاکی سنگین به شدت فقیر شده‌اند و در مقابل، دایکهای تراکی آندزیتی از عناصر خاکی کمیاب سبک غنی شده‌اند. این امر بیانگر آن است که آنها از یک منشأ بسیار تفریق یافته تر نشأت گرفته‌اند و کانی‌های میزبان عناصر خاکی کمیاب سنگین مانند پیروکسن (از نوع اوژیت) یا آمفیبول (هورنبلند سبز) از آنها تبلور یافته و در مراحل اولیه از ماگما جدا شده است و ماگمای سازنده گنبد تراکی آندزیتی از این منشأ تفریق یافته سرچشمه گرفته است. فراوانی پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین-الیگوکلاز، کمبود کانی‌های مافیک از جمله هورنبلند قهوه‌ای یا سبز و عدم تهی‌شدگی از Eu گویای این امر است. به احتمال زیاد گنبد تراکی آندزیتی جوان‌ترین فاز ماگمایی مرتبط با توده گرانیتیویدی چاه‌سالار است. در شکل ۹- ج الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت همه نمونه‌های سنگی مورد مطالعه نشان داده شده است. از این نمودار می‌توان استنباط کرد که یک رابطه ژئیتیکی و هم‌منشأ بودن بین آنها وجود دارد.

در شکل ۱۰ نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) نشان داده شده است. با توجه به این شکل، سنگهای سازنده توده گرانیتیویدی چاه‌سالار از Nb و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند، این امر از ویژگی‌های بارز ماگماهای تشکیل شده در زون‌های فروانش است. همچنین این سنگها از عناصر ناسازگار مانند Ba، Cs، Rb، Th، U و K غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این ویژگی می‌تواند از عملکرد تفریق ماگمایی و تا حدودی آلاینش ماگمایی ناشی شده باشد. آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها از Sr و P تهی‌شدگی نشان می‌دهند که با نبود پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم، در این سنگها متناسب است. تهی‌شدگی شدید سنگهای سازنده گنبد تراکی آندزیتی از عناصر خاکی کمیاب سنگین نیز پیش‌تر توضیح داده شد.

در شکل ۱۱ الگوهای عناصر خاکی کمیاب گروه‌های سنگی گرانودیوریتی، گرانیتی و آلکالی‌فلدسپار گرانیتی توده‌های گرانیتیویدی چاه‌سالار و ششمتد مقایسه شده‌اند. این شکل نشان می‌دهد گروه‌های سنگی مورد بررسی از تشابه ژئوشیمیایی آشکاری برخوردار هستند که گویای تشکیل آنها در طی فرایندهای مشابه و از منابع ماگمایی کم و بیش یکسان است.

#### ۴-۴. تعیین سری ماگمایی و ماهیت ماگما

نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای تعیین سری ماگمایی (Peccerillo (1976) (شکل ۱۲- الف) در محدوده سنگ‌های کالک آلکان و کالک آلکانل پتاسیم متوسط و بالا قرار می‌گیرند. آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها و تراکی آندزیت‌های وابسته به گنبد تراکی آندزیتی در قلمرو سنگ‌های کالک آلکانل پتاسیم بالا واقع می‌شوند. گرایش برخی از نمونه‌ها به وابسته بودن به سری تولیتی تا حدودی انتزاعی است، زیرا در نمودار مثلثی (AFM (Irvine & Baragar, 1976) (شکل ۱۲- ب) نمونه‌های سنگی مورد مطالعه به طور عمده در محدوده کلسیمی-قلیایی قرار می‌گیرند و دیگر نمودارهای ژئوشیمیایی از جمله نمودار:  $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}) / (\text{FeO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  در برابر  $(\text{SiO}_2) / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{TiO}_2) \times 100$  (Sylvester, 1989) (شکل ۱۲- پ) نیز این موضوع را تأیید می‌کند. در شکل ۱۲- ب آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها در محدوده گرانیت‌های بسیار تفریق یافته قرار می‌گیرند که با ماهیت کانی‌شناسی و نحوه تشکیل آنها به صورت رگه‌های آپلیتی صورتی رنگ سازگار است. با توجه به شکل ۱۲- الف، می‌توان سنگ‌های گرانیتیویدی مورد مطالعه را در سه گروه سنگی دیوریت- کوارتز دیوریت، گرانیت - گرانودیوریت، و آلکالی‌فلدسپار گرانیت جای

نمودارهای عناصر سازگار در برابر سازگار، ناسازگار در برابر ناسازگار، یا نسبت‌های بین آنها نیز می‌تواند به درک تغییر و تحولات ماگمایی صورت گرفته در طی تشکیل توده‌های گرانیتیویدی کمک نماید. از این رو در شکل ۸ نمودارهای عناصر ناسازگار- ناسازگار ((Ce-La)-(Y-Yb)-(Hf-Zr)) و سازگار- سازگار (V-Co) برای بررسی فرایندهای ماگمایی مؤثر در تحول توده‌های گرانیتیویدی چاه‌سالار و ششمتد نشان داده شده‌اند. در صورتی که در این نمودارها تغییرات دو عنصر مورد استفاده در رسم هر نمودار از روند خطی پیروی کند و تا حد امکان این روند از مبدأ مختصات نمودار عبور نماید، گویای آن است که روندهای صعودی یا نزولی دیده شده در اثر انجام فرایند تفریق ماگمایی حاصل شده‌اند (Rollinson, 1993). با توجه به روندهای قابل مشاهده در نمودارهای ارائه شده در شکل ۸، به روشنی در می‌یابیم که فرایند تفریق ماگمایی و به عبارت دقیق‌تر تبلور تفریقی در به وجود آمدن تنوع سنگ‌شناسی توده‌های گرانیتیویدی مورد مطالعه نقش بارزی ایفا نموده است، اگرچه حضور آنکلاوهای هارزبورژی (شکل ۳- پ) و آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (شکل ۳- ج) بیانگر آن است که فرایندهای آلاینش و آمیختگی ماگمایی نیز در تغییر و تحولات توده‌های نفوذی مورد مطالعه، نقش داشته‌اند.

#### ۴-۳. بررسی نمودارهای عناصر خاکی کمیاب و عنکبوتی

نمودارهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) سنگ‌های مورد بررسی در شکل‌های ۹ تا ۱۱ نشان داده شده‌اند. دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها، رفتار بسیار مشابهی نشان می‌دهند، این سنگها به مقدار اندک از La، Ce، Pr، Nd و Sm غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۹- الف). با این وجود، کوارتز دیوریت‌ها غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند که با تفریق یافتگی بیشتر آنها سازگار است. در شکل ۹- ب نمونه‌های گرانودیوریتی نیز با دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها مقایسه شده است. این مقایسه نشان می‌دهد که به غیر از تغییرات جزئی که از تفریق یافتگی ناشی می‌شود رفتار ژئوشیمیایی کلی این سنگها یکسان است و هم‌منشأ بودن آنها را تأیید می‌کند، شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری نیز این نتیجه‌گیری را تصدیق می‌کند. در شکل ۹- پ الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها ارائه شده است، این شکل غنی‌شدگی بسیار آشکار این سنگها را از عناصر کمیاب خاکی سبک بویژه La، Ce، Pr و Nd نشان می‌دهد، این غنی‌شدگی با فراوانی فلدسپارهای قلیایی مانند ارتوز یا ارتوز پرتیتی موجود در این سنگها در ارتباط است، غنی‌بودن این سنگها از  $\text{K}_2\text{O}$  گویای این امر است. افزون‌بر آن، آنها از Eu تهی‌شدگی آشکاری نشان می‌دهند که با تفریق یافتگی زیاد و کاهش قابل توجه مقدار پلاژیوکلاز در این سنگها سازگار است. حضور این سنگها به صورت فازهای تفریق یافته‌تر (به شکل دایک یا آپوفیز) نیز این شواهد و نتیجه‌گیری‌ها را تأیید می‌کند. در شکل ۹- ت الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت دایکها و گنبد تراکی آندزیتی نشان داده شده است. از این شکل استنباط می‌شود که دایکها نسبت به دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها از عناصر خاکی کمیاب سنگین تهی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند و در مقابل از عناصر خاکی نادر سبک غنی‌شدگی بیشتر نشان می‌دهند، این رفتار با تفریق یافتگی بیشتر آنها در ارتباط است و حضور دایکها را به عنوان یک فاز تأخیری و تفریق یافته‌تر تأیید می‌کند. برخلاف این که دایک‌های تراکی آندزیتی تفریق یافتگی بیشتری نشان می‌دهند و دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها را قطع می‌کنند اما الگوی بهنجار شده عناصر خاکی نادر آنها با الگوی دیوریت‌ها، کوارتز دیوریت‌ها و گرانودیوریت‌ها بسیار شبیه است و وابستگی این گروه‌های سنگی به یکدیگر و نشأت گرفتن آنها را از منشأ یکسانی تأیید می‌کند. در شکل ۹- ث الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار

در زمره گرانیتویدهای نوع I (دارای منشأ ماگمایی) قرار می‌گیرد. همچنین حضور گسترده مگنتیت در ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های سازنده توده‌های گرانیتیویدی مورد نظر بویژه توده نفوذی چاه‌سالار، بیانگر آن است که این توده‌های گرانیتیویدی جزو گرانیتویدهای نوع I سری مگنتیت (Takahashi et al., 1980) می‌باشند.

#### ۴-۶. تعیین منشأ گرانیتویدهای مورد بررسی و فرایندهای مؤثر در تشکیل آنها

نمودار تغییرات Y در برابر Zr (Abdollah et al., 1997) (شکل، ۱۵) که به منظور شناخت و تفکیک روندهای تبلور تفریقی و ذوب‌بخشی از یکدیگر ارائه شده است آشکارا نشان می‌دهد که نمونه‌های سنگی مورد بررسی از روند تبلور تفریقی پیروی می‌کنند. همان‌طور که در بخش روابط صحرایی و سنگ‌نگاری توضیح داده شد، شواهد موجود این موضوع را تأیید می‌کند.

برای تعیین منشأ گرانیتویدهای مورد مطالعه از نمودار مولار  $CaO/MgO+FeO$  در برابر  $Al_2O_3/MgO+FeO$  (Alter et al., 2002) (شکل ۱۶) و نمودار A در برابر B (Villaseca et al., 1998) (شکل ۱۷) استفاده شده است. با توجه به این نمودارها، ماگمای سازنده توده‌های گرانیتیویدی مورد نظر، از ذوب‌بخشی سنگ‌های بازالتی (بازیک) دگرگون شده (ورقه اقیانوسی فرورونده) یا گوه‌گوشته‌ای متاسوماتیسم شده واقع بر روی آن حاصل شده است. البته با توجه به شکل ۱۶ این منشأ دارای ماهیت آمفیبولیتی است. قرارگیری برخی نمونه‌ها در محدوده ذوب‌بخشی سنگ منشأهای متاپلیتی، فقط از تفریق یافتگی آنها ناشی می‌شود و از مواردی است که باید در استفاده از این نمودار به آن توجه کرد. همچنین موقعیت قرارگیری این نمونه‌های سنگی در شکل ۱۷ نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد مطالعه هیچگونه ارتباطی با ذوب از یک منشأ پلیتی ندارند و ماهیت کانی‌شناسی آنها نیز این موضوع را تأیید می‌کند. همچنین با توجه به شکل ۱۷ می‌توان دریافت که موقعیت قرارگیری نمونه‌های سنگی مورد نظر از روند مشخصی پیروی می‌کنند که به سنگ منشأ آمفیبولیتی ختم می‌شود. این روند در انتهای دیگر خود به گرانودیوریت‌ها، گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها ختم می‌شود و می‌تواند گویای این حقیقت باشد که سنگ‌های نامبرده حاصل تبلور ماگمای تفریق یافته‌ای هستند که ابتدا از ذوب‌بخشی سنگ‌های آمفیبولیتی منشأ گرفته است. این موضوع توسط نمودارهای هارکر اکسیدهای عناصر اصلی و نمودارهای هارکر اکسیدهای عناصر فرعی و کمیاب و ... تأیید می‌شود (به شکل‌های ۶ تا ۸ نگاه کنید).

#### ۵- تعیین جایگاه زمین‌ساختی

با توجه به نمودارهای ژئوشیمیایی تعیین جایگاه زمین‌ساختی گرانیتویدها که از آن جمله می‌توان به نمودارهای ارائه شده توسط Pearce et al. (1984) (شکل ۱۸) اشاره کرد، توده‌های گرانیتیویدی چاه‌سالار و ششتمند از نوع گرانیت‌های کمان آتشفشانی (Volcanic arcs granites) هستند. این نوع گرانیت‌ها با محیط‌های فرورانش مرتبط هستند و یکی از مؤلفه‌های فرورانش آنها، ورقه اقیانوسی است و افزون‌بر آن در کمان‌های آتشفشانی تشکیل می‌شوند. برای تعیین دقیق‌تر محیط زمین‌ساختی این توده‌های گرانیتیویدی از تقسیم‌بندی صورت گرفته توسط Maniar & Picooli (1989) نیز کمک گرفته‌ایم. با توجه به تقسیم‌بندی‌های صورت گرفته توسط این محققان و همچنین ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، گرانیتویدهای مورد بررسی بیشترین تشابه را با گرانیتویدهای حاشیه قاره‌ای نشان می‌دهند. این نوع گرانیتویدها در یک محیط زمین‌ساختی از نوع حاشیه قاره‌ای متشکل از منشورهای به هم افزوده شامل برش‌های (Slices) افیولیتی که تا سه پایانی - پالوسن و برش‌هایی از سنگ آتشفشانی و آذرآواری‌های ائوسن، جایگزین شده‌اند و حاصل ماگماتیسیم

داد. نمودار  $A = Al - (K + Na + 2 Ca)$  در برابر  $B = Fe + Mg + Ti$  (Villaseca et al., 1998) (شکل ۱۲- ت) که برای تعیین ماهیت توده‌های گرانیتیویدی مورد بررسی رسم شده است، نشان می‌دهد که نمونه‌های دیوریتی، کوآرتز دیوریتی و تراکی آندزیتی به طور عمده در محدوده گرانیتویدهای متآلومین واقع می‌شوند در حالی که گرانودیوریت‌ها، گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها در محدوده گرانیتویدهای اندکی پرآلومین تا پرآلومین فلسیک قرار می‌گیرند. با توجه به نمودار تعیین درجه اشباع از آلومین  $A/NK-A/CNK$  (Shand, 1943) (شکل ۱۳- الف) بیشتر نمونه‌های مورد بررسی در محدوده متآلومین قرار می‌گیرند. آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها، در محدوده گرانیتویدهای پرآلومین واقع می‌شوند، این امر، از غنی بودن آنها از فلدسپارهای پتاسیک یا سدیک - پتاسیک (ارتوز، ارتوزپریتی) و پلاژیوکلازهای سدیک تر (آلبیت - الیگوکلاز) ناشی می‌شود. این موضوع با متآلومین بودن کلی توده‌های گرانیتیویدی چاه‌سالار و ششتمند مخالفی ندارد و امری عادی است، زیرا با افزایش مقادیر  $Na_2O$  و  $K_2O$ ، کاهش  $Al_2O_3$  و  $CaO$ ، طبیعتاً مقدار نسبت  $A/CNK$  (نسبت مولار  $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ ) افزایش می‌یابد و نمونه‌ها به سمت محدوده پرآلومین انتقال پیدا می‌کنند. البته در این ارتباط باید شواهد کانی‌شناسی را مدنظر قرار داد. برای مثال نبود مسکویت، گارنت، کربنیت یا کانی‌های آلومینوسیلیکاته در نمونه‌های مورد بررسی، بویژه در گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها، تعلق داشتن این توده‌های گرانیتیویدی را به گرانیتویدهای پرآلومین به معنای واقعی خود منتفی می‌سازد.

#### ۴-۵. تعیین نوع گرانیتویدهای مورد مطالعه

با توجه به شکل ۱۳- الف که در آن محدوده گرانیتویدهای نوع S و I به نمودار  $A/NK-A/CNK$  (Shand, 1943) اضافه شده‌اند، به استثنای آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها دیگر نمونه‌ها در محدوده گرانیتویدهای نوع I واقع می‌شوند. تمایل داشتن آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها به حضور در محدوده گرانیتویدهای نوع S از ماهیت تفریق یافته آنها و غنی بودن از سدیم و پتاسیم ناشی می‌شود و نباید آنها را به گرانیتویدهای نوع S وابسته دانست. در نتیجه بیشتر نمونه‌های گرانیتویدهای مورد بررسی دارای ماهیت متآلومین هستند که خود یکی از ویژگی‌های بارز گرانیتویدهای نوع I است. براساس نمودار  $Na_2O+K_2O/CaO$  در برابر  $Zr+Nb+Ce+Y$  (Whallan et al., 1987) (شکل ۱۳- ب)، بیشتر نمونه‌های مورد نظر در محدوده گرانیتویدهای نوع S و I عادی قرار می‌گیرند و آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها در محدوده گرانیت‌های نوع I تفریق یافته واقع می‌شوند.

برای تفکیک بهتر گرانیتویدهای S و I از یکدیگر، از نمودار  $Na_2O$  در برابر  $K_2O$  (Chappel & White, 2001) (شکل ۱۳- پ)، استفاده شده است. با توجه به این نمودار، نمونه‌های سنگی مورد مطالعه همگی در محدوده گرانیتویدهای نوع I قرار می‌گیرند اما آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها به واسطه ترکیب سنگ‌شناسی خود، تمایل دارند به سمت محدوده گرانیتویدهای نوع S گرایش نشان دهند، البته شواهد زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری این موضوع را رد می‌کند. به منظور بررسی احتمال تعلق داشتن سنگ‌های گرانیتیویدی مورد بررسی به گرانیتویدهای نوع A، از نمودار تغییرات Y در برابر  $SiO_2$  (Furnes et al., 1996) (شکل ۱۳- ت) کمک گرفته شد. این نمودار گرانیتویدهای نوع I را از گرانیتویدهای نوع A تفکیک می‌کند. با توجه به نمودار ذکر شده، هیچ یک از نمونه‌های مورد نظر در محدوده گرانیتویدهای نوع A قرار نمی‌گیرند. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های سازنده این توده‌های نفوذی بویژه حضور گسترده هورنبلند سبز، اسفن و مگنتیت، ترکیب سنگ‌شناسی (دیوریت، کوآرتز دیوریت، گرانودیوریت و ...)، حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافییک و دیگر ویژگی‌های ژئوشیمیایی (به جدول شماره ۳ نگاه کنید)، این توده گرانیتیویدی

عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت موارد مقایسه شده از همسانی و یکنواختی بسیار آشکاری برخوردار هستند. در شکل ۲۳ نمونه‌های سنگی مورد نظر از نظر جایگاه زمین‌ساختی مورد مقایسه قرار گرفته‌اند. با توجه به نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی مبتنی بر استفاده از عناصر فرعی و کمیاب (Pearce et al., 1984)، تمام نمونه‌های مورد مطالعه در زمره گرانیتویدهای کمان آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند. از این رو، نتیجه می‌گیریم که توده‌های گرانیتویدی چاه‌سالار و ششتمد از نوع گرانیتویدهای کمان آتشفشانی (VAG) هستند و به عبارت دقیق‌تر در زمره گرانیتویدهای حاشیه‌قاره‌ای (CAG) به شمار می‌آیند. افزون‌بر توده‌های گرانیتویدی نامبرده، تعداد زیادی گنبد و دایک با ترکیب سنگ‌شناسی مشابه ولی به شکل سنگ‌های آذرین نیمه ژرف و با ترکیب رiolیت تا آندزیت که از فرود تا باختر نیشابور رخمون دارند و بیشتر آداکیتی نیز هستند، نوار افیولیتی سبزوار را قطع می‌کنند و از جایگاه زمین‌ساختی مشابهی برخوردار هستند (صادقیان و قاسمی، ۱۳۸۶؛ صالحی، ۱۳۸۷).

## ۶- نتیجه‌گیری

توده‌های گرانیتویدی چاه‌سالار و ششتمد از جمله توده‌های گرانیتویدی همراه افیولیت‌های سبزوار هستند. توده گرانیتویدی چاه‌سالار در بین سنگ‌های افیولیتی سبزوار به سن کرتاسه پایانی - پالئوسن زیرین و سنگ‌های آهنی نومولیت‌دار ائوسن نفوذ کرده و بنابراین دارای سنی جوان‌تر از ائوسن (به احتمال لیگوسن) است. این توده نفوذی دارای طیف ترکیبی دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و آلکالی‌فلدسپار گرانیت است و توسط تعداد زیادی دایک و یک گنبد تراکی-آندزیتی قطع شده است. روابط صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی نمونه‌ها از وابستگی آنها به یک ماگمای واحد حکایت می‌کند، اگرچه هر کدام از ترکیبات سنگی سازنده تا حد قابل توجهی متحمل تبلور تفریقی یا آلاش ماگمایی شده‌اند. این ماگما از طریق تبلور بخشی کانی‌های با فراوانی قابل توجه، مانند هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، فلدسپار پتاسیم، کوارتز و کانی‌های فرعی مانند مگنتیت، اسفن و آپاتیت تحول پیدا کرده است. نبود آنکلاوهای سورمیکاسه و کانی‌های شاخص دگرگونی سنگ‌های متاپلیتی (از جمله آندالوزیت، کینیت، سیلیمانیت، کزدیریت و گارنت)، فراوانی هورنبلند سبز، اسفن و مگنتیت (نشانه فوگاسیته بالای اکسیژن)، حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک، درصد بالای  $\text{Na}_2\text{O}$ ، متآلومین بودن و دیگر ویژگی‌های ژئوشیمیایی، همگی حاکی از آن است که این توده گرانیتویدی دارای منشأ ماگمایی است و در زمره گرانیتویدهای نوع I سری مگنتیت قرار می‌گیرد. ماگمای سازنده این توده از گوه گوشته‌ای متاسوماتیسیم شده یا ورقه اقیانوسی فرورونده دارای ترکیب آمفیبولیتی (متابازیت) نشأت گرفته است. با توجه به قرارگیری این توده گرانیتویدی در درون یک مجموعه افیولیتی و در نظر گرفتن مجموعه ملاحظات زمین‌شناسی بویژه جایگاه زمین‌شناسی آن، توده گرانیتویدی مورد مطالعه از نوع گرانیتویدهای کمان آتشفشانی (VAG) و حاشیه قاره‌ای (CAG) و حاصل فرورانش یک ورقه اقیانوسی به زیر یک ورقه قاره‌ای است که در یک محیط زمین‌ساختی حاشیه قاره‌ای متشکل از منشورهای به هم افزوده شامل برش‌های افیولیتی کرتاسه پایانی - پایوسن و برش‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری‌های ائوسن جایگزین شده است. جایگزینی این توده با کانه‌زایی ضعیف مس و طلا همراه بوده است. توده گرانیتویدی ششتمد نیز که برخی از ویژگی‌های آن در این مقاله ذکر شده در جایگاه زمین‌شناسی و زمین‌ساختی مشابهی جایگزین شده است و دارای سرنوشت کم و بیش مشابهی با توده گرانیتویدی چاه‌سالار است.

مرتبط با فرورانش یک ورقه اقیانوسی به زیر یک ورقه قاره‌ای هستند. نمودار Schandl & Gorton (2002) (شکل ۱۹) به منظور تعیین محیط زمین‌ساختی توده‌های گرانیتویدی چاه‌سالار و ششتمد استفاده شده است. موقعیت قرارگیری نمونه‌های سنگی مورد بررسی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها به طور عمده در محدوده سنگ‌های وابسته به حاشیه‌های قاره‌ای فعال واقع می‌شوند و مؤید نتیجه‌گیری‌های پیشین است. ویژگی‌های توده گرانیتویدی چاه‌سالار به اختصار در جدول ۳ ارائه شده است تا برآوردی دقیق و ساده در ذهن مطالعه‌کننده مجسم شود.

در اینجا سعی می‌کنیم به منظور تأیید نتایج به دست آمده، ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌های گرانیتویدی مورد بررسی را با نمونه‌های گرانیتویدی بارز نوع حاشیه قاره‌ای مقایسه کنیم. بنابراین، از نتایج تجزیه شیمیایی مجموعه گرانیتویدی برمنگر واقع در باختر نروژ (Hansen et al., 2002) و گرانیتویدهای همراه با افیولیت‌های واردار (در محدوده صربستان، مقدونیه و شمال یونان) (Šarić et al., 2008) استفاده شده و با نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی متعلق به توده‌های گرانیتویدی چاه‌سالار و ششتمد مقایسه شدند.

در این راستا تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی در برابر  $\text{SiO}_2$  برای گرانیتویدهای مورد مطالعه، گرانیتویدهای مجموعه برمنگر و گرانیتویدهای همراه با افیولیت‌های واردار به طور مقایسه‌ای در شکل‌های ۲۰ و ۲۱ به نمایش گذاشته شده است. شکل‌های ۲۰ - الف این تغییرات را برای توده‌های گرانیتویدی چاه‌سالار، ششتمد و گرانیتویدهای مجموعه برمنگر به خوبی نشان می‌دهد و گویای این مطلب است که سنگ‌های سازنده مجموعه برمنگر با طیف اسیدی گرانیت-گرانودیوریتی توده‌های مورد بررسی به طور کامل قابل مقایسه است. به منظور درک بهتر این ارتباط در شکل ۲۰- ب این طیف اسیدی با نگاهی دقیق‌تر و در محدوده ۶۸ تا ۸۰ درصد وزنی  $\text{SiO}_2$  به نمایش گذاشته شده است. این شکل نشان می‌دهد که در تمامی نمودارها، انطباق بسیار نزدیکی بین سنگ‌های مورد بررسی دیده می‌شود. با توجه به بررسی‌های ژئوشیمی و ایزوتوپی صورت گرفته بر روی گرانیتویدهای مجموعه برمنگر ثابت شده است که این سنگ‌ها در اثر "ذوب بخشی در بخش‌های زیرین حاشیه‌های قاره‌ای" تشکیل شده‌اند.

در شکل ۲۱ نمونه‌های سنگی متعلق به گرانیتویدهای همراه با افیولیت‌های واردار با نمونه‌های سنگی متعلق به توده‌های گرانیتویدی چاه‌سالار و ششتمد که این دو نیز با افیولیت‌های سبزوار همراه هستند از نظر تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر  $\text{SiO}_2$  مقایسه شده‌اند. برای جلوگیری از ازدیاد علائم به کار برده شده و سردرگمی احتمالی، نمونه‌های سنگی وابسته به گرانیتویدهای همراه با افیولیت‌های واردار به دو طیف اسیدی (مربع‌های سبز رنگ توپر) و حد واسط (مربع‌های آبی تیره رنگ توپر) تقسیم شده‌اند.

این مقایسه نتایج جالبی در بردارد که عبارتند از: ۱- همانطور که توده‌های گرانیتویدی چاه‌سالار و ششتمد از دو طیف اسیدی و حد واسط تشکیل شده‌اند، این تقسیم‌بندی در مورد نمونه‌های توده‌های گرانیتویدی همراه با افیولیت‌های واردار نیز صادق است. ۲- این دو طیف از لحاظ ترکیب شیمیایی همپوشانی بسیار آشکاری نشان می‌دهند. ۳- الگوی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی (نمودارهای هارکر) در همه گروه‌های سنگی بسیار شبیه و قابل مقایسه است.

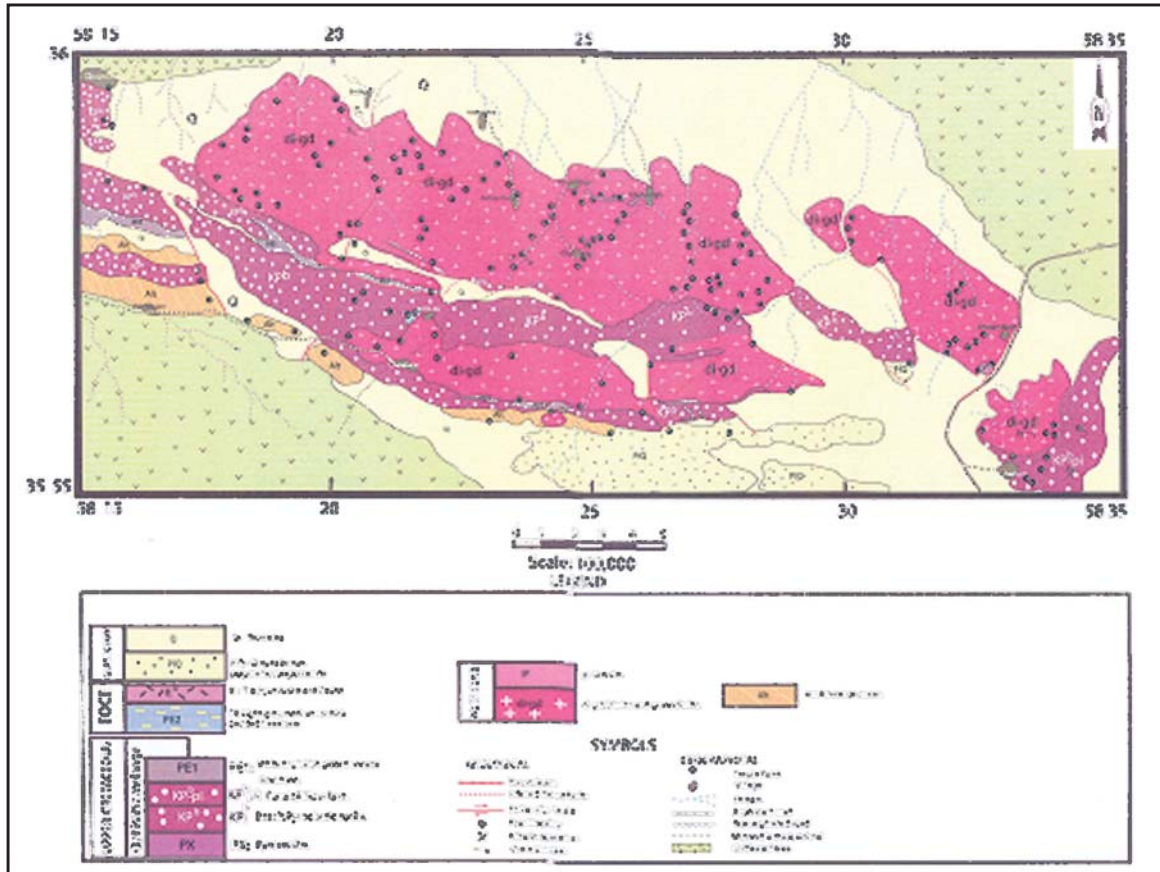
به منظور دستیابی به اطمینان بیشتر، الگوی تغییرات عناصر خاکی کمیاب توده‌های گرانیتویدی چاه‌سالار و ششتمد با گرانیتویدهای کمپلکس برمنگر (باختر نروژ) و گرانیتویدی همراه با افیولیت‌های واردار (صربستان، مقدونیه و شمال یونان) (شکل‌های ۲۳- الف و ب) مقایسه شده‌اند و به نحو جالب توجهی الگوهای تغییرات



**سپاسگزاری**

سبزوار" در دانشگاه صنعتی شاهرود صورت گرفته و هزینه آن توسط دانشگاه صنعتی شاهرود تأمین و پرداخت شده است. به این وسیله از مسئولان محترم حوزه پژوهشی دانشگاه تشکر و قدردانی می‌نمایم.

این پژوهش در قالب طرح پژوهشی به شماره ۵۰/۷۴۶۸ مورخ ۸۴/۱۲/۱۳ با عنوان "سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین اسیدی - حدواسط پس از ائوسن فرومد-



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که بر اساس مشاهدات صحرایی، مطالعات سنگ‌نگاری، ژئوشیمیایی، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شامکان و کدکن و تصاویر ماهواره‌ای Landsat تهیه و تصحیح شده است. نقاط نمونه‌برداری از واحدهای سنگی مختلف نیز بر روی این شکل نشان داده شده است (فارسی، ۱۳۸۶).



شکل ۲- تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت توده گرانیتیویدی چاه‌سالار، توده گرانیتیویدی ششمند، بخشی از زون افیولیتی سبزوار و شهرهای نیشابور و سبزوار.



جدول ۲- مقادیر عناصر فرعی، کمیاب و کمیاب خاکی ۱۸ نمونه سنگی متعلق به توده گرانیتوییدی چاه سالار.

| ترکیب سنگ شناسی |     | Di     |        |        |        | QDio   |        |
|-----------------|-----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| شماره نمونه     |     | S-1    | S-2    | S-3    | S-4    | S-5    | S-6    |
| Ni              | ppm | ۲۰/۰۰  | ۱۳۰/۰۰ | ۲۵/۰۰  | ۱۵۰/۰۰ | ۲۲/۰۰  | ۱۱۱/۰۰ |
| Sc              | "   | ۴۳/۰۰  | ۵۰/۰۰  | ۴۳/۰۰  | ۱۹/۰۰  | ۳۴/۰۰  | ۲۶/۰۰  |
| Ba              | "   | ۲۶/۷۰  | ۱۱۴/۷۰ | ۵۱/۳۰  | ۱۶۴/۰۰ | ۷۳/۱۰  | ۲۲۰/۴۰ |
| Co              | "   | ۳۳/۸۰  | ۴۲/۷۰  | ۳۳/۳۰  | ۳۲/۳۰  | ۲۳/۹۰  | /۶۰    |
| Cs              | "   | <.۱    | ۰/۱۰   | ۰/۱۰   | ۰/۱۰   | <.۱    | ۰/۱۰   |
| Ga              | "   | ۱۹/۹۰  | ۱۶/۴۰  | ۱۸/۸۰  | ۱۵/۲۰  | ۱۸/۶۰  | ۱۶/۶۰  |
| Hf              | "   | ۱/۴۰   | ۳/۰۰   | ۱/۸۰   | ۳/۳۰   | ۳/۲۰   | ۴/۰۰   |
| Nb              | "   | ۱/۵۰   | ۶/۹۰   | ۲/۷۰   | ۱۹/۴۰  | ۲/۰۰   | ۱۶/۲۰  |
| Rb              | "   | ۰/۸۰   | ۲/۸۰   | ۱/۷۰   | ۱۰/۵۰  | ۲/۵۰   | ۱۱/۶۰  |
| Sr              | "   | ۵۱۶/۴۰ | ۳۴۰/۵۰ | ۴۶۲/۸۰ | ۶۱۱/۷۰ | ۴۷۶/۲۰ | ۸۷۳/۲۰ |
| Ta              | "   | <.۱    | ۰/۴۰   | ۰/۱۰   | ۱/۲۰   | ۰/۲۰   | ۱/۰۰   |
| Th              | "   | ۰/۱۰   | ۱/۴۰   | ۱/۴۰   | ۱/۹۰   | ۰/۳۰   | ۴/۸۰   |
| U               | "   | ۰/۱۰   | ۰/۵۰   | ۰/۳۰   | ۰/۷۰   | ۰/۲۰   | ۱/۳۰   |
| V               | "   | ۴۲۰/۰۰ | ۳۲۳/۰۰ | ۳۴۴/۰۰ | ۱۷۱/۰۰ | ۲۸۵/۰۰ | ۱۸۹/۰۰ |
| W               | "   | <.۱    | ۰/۴۰   | <.۱    | ۰/۲۰   | ۰/۱۰   | ۰/۳۰   |
| Zr              | "   | ۳۱/۸۰  | ۹۰/۹۰  | ۴۶/۷۰  | ۱۴۱/۸۰ | ۱۲۴/۲۰ | ۱۶۶/۴۰ |
| Y               | "   | ۳۳/۱۰  | ۲۲/۳۰  | ۳۶/۴۰  | ۲۲/۴۰  | ۲۷/۴۰  | ۱۹/۲۰  |
| La              | "   | ۳/۷۰   | ۸/۰۰   | ۸/۰۰   | ۱۶/۹۰  | ۷/۲۰   | ۲۹/۶۰  |
| Ce              | "   | ۱۴/۲۰  | ۱۹/۴۰  | ۲۵/۲۰  | ۳۸/۱۰  | ۱۶/۶۰  | ۷۴/۲۰  |
| Pr              | "   | ۲/۵۹   | ۲/۷۳   | ۳/۹۲   | ۴/۲۸   | ۲/۷۸   | ۸/۵۴   |
| Nd              | "   | ۱۴/۸۰  | ۱۲/۲۰  | ۱۸/۴۰  | ۱۷/۲۰  | ۱۲/۰   | ۳۰/۰۰  |
| Sm              | "   | ۴/۶۰   | ۳/۳۰   | ۵/۲۰   | ۳/۷۰   | ۳/۷۰   | ۵/۴۰   |
| Eu              | "   | ۱/۱۹   | ۱/۱۳   | ۱/۳۲   | ۱/۳۹   | ۱/۰۰   | ۱/۷۱   |
| Gd              | "   | ۵/۴۴   | ۳/۹۹   | ۵/۹۶   | ۳/۸۷   | ۴/۳۸   | ۴/۴۶   |
| Tb              | "   | ۱/۰۸   | ۰/۷۴   | ۱/۱۱   | ۰/۷۳   | ۰/۸۱   | ۰/۶۹   |
| Dy              | "   | ۵/۶۷   | ۴/۰۴   | ۶/۱۹   | ۳/۹۵   | ۴/۵۵   | ۳/۵۴   |
| Ho              | "   | ۱/۰۹   | ۰/۷۶   | ۱/۱۹   | ۰/۷۶   | ۰/۹۱   | ۰/۶۲   |
| Er              | "   | ۳/۳۴   | ۲/۲۶   | ۳/۷۶   | ۲/۲۱   | ۲/۹۵   | ۱/۸۷   |
| Tm              | "   | ۰/۴۹   | ۰/۳۱   | ۰/۵۷   | ۰/۳۴   | ۰/۴۴   | ۰/۲۸   |
| Yb              | "   | ۲/۷۴   | ۱/۸۵   | ۳/۲۶   | ۲/۱۰   | ۲/۶۱   | ۱/۶۱   |
| Lu              | "   | ۰/۴۳   | ۰/۳۱   | ۰/۴۹   | ۳/۴۰   | ۰/۴۲   | ۰/۲۶   |

جدول ۱- مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی ۱۸ نمونه سنگی متعلق به توده گرانیتوییدی چاه سالار.

| ترکیب سنگ شناسی                |      | Dio   |       |       |       | QDio  |       |
|--------------------------------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| شماره نمونه                    |      | S-1   | S-2   | S-3   | S-4   | S-5   | S-6   |
| SiO <sub>2</sub>               | wt % | ۴۳/۶۵ | ۴۶/۵۱ | ۴۶/۵۳ | ۴۹/۴۰ | ۵۰/۳۵ | ۵۱/۱۷ |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | "    | ۲۰/۸۸ | ۱۶/۸۴ | ۱۹/۸۵ | ۱۷/۸۳ | ۲۰/۵۸ | ۱۶/۷۴ |
| FeO                            | "    | ۸/۱۳  | ۶/۱۲  | ۷/۱۶  | ۴/۸۱  | ۵/۴۲  | ۴/۸۵  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | "    | ۶/۴۸  | ۳/۹۳  | ۶/۲۶  | ۳/۵۶  | ۳/۸۹  | ۳/۵۲  |
| MgO                            | "    | ۶/۱۸  | ۱۰/۶۲ | ۶/۶۷  | ۸/۶۰  | ۴/۷۶  | ۸/۰۹  |
| CaO                            | "    | ۱۲/۷۲ | ۱۰/۱۴ | ۱۱/۴۴ | ۹/۱۹  | ۹/۳۴  | ۹/۲۹  |
| Na <sub>2</sub> O              | "    | ۲/۲۲  | ۲/۲۹  | ۲/۶۰  | ۳/۶۷  | ۴/۱۴  | ۳/۴۸  |
| K <sub>2</sub> O               | "    | ۰/۱۷  | ۰/۵۱  | ۰/۳۶  | ۱/۱۰  | ۰/۴۲  | ۱/۱۰  |
| TiO <sub>2</sub>               | "    | ۱/۱۲  | ۱/۶۳  | ۰/۹۶  | ۱/۳۳  | ۰/۷۶  | ۱/۱۵  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | "    | ۰/۲۷  | ۰/۱۲  | ۰/۱۸  | ۰/۳۳  | ۰/۱۹  | ۰/۴۳  |
| MnO                            | "    | ۰/۱۶  | ۰/۱۳  | ۰/۱۹  | ۰/۱۶  | ۰/۱۴  | ۰/۱۳  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | "    | ۰/۰۰  | ۰/۰۴  | ۰/۰۰  | ۰/۰۲  | ۰/۰۰  | ۰/۰۵  |
| L.O.I.                         | "    | ۱/۲۰  | ۲/۵۰  | ۱/۵۰  | ۳/۶۰  | ۱/۶۰  | ۱/۹۰  |
| ترکیب سنگ شناسی                |      | QDio  |       |       |       | Grd   | AF-Gr |
| شماره نمونه                    |      | S-7   | S-8   | S-9   | S-10  | S-11  | S-12  |
| SiO <sub>2</sub>               | wt % | ۵۳/۲۵ | ۵۳/۸۵ | ۵۷/۰۱ | ۵۹/۰۴ | ۷۱/۹۶ | ۷۵/۶۵ |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | "    | ۲۱/۶۷ | ۱۶/۰۰ | ۱۷/۵۶ | ۱۷/۲۲ | ۱۶/۱۲ | ۱۶/۱۲ |
| FeO                            | "    | ۴/۶۸  | ۵/۳۷  | ۴/۶۹  | ۳/۷۸  | ۱/۵۹  | ۰/۲۷  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | "    | ۳/۱۸  | ۳/۵۸  | ۲/۶۳  | ۳/۱۵  | ۱/۸۱  | ۰/۳۶  |
| MgO                            | "    | ۶/۴۱  | ۷/۶۴  | ۳/۵۶  | ۳/۶۳  | ۱/۰۵  | ۰/۰۹  |
| CaO                            | "    | ۸/۰۹  | ۸/۹۲  | ۷/۳۱  | ۶/۶۲  | ۱/۴۵  | ۰/۵۰  |
| Na <sub>2</sub> O              | "    | ۳/۵۹  | ۳/۲۰  | ۳/۳۶  | ۳/۷۶  | ۵/۰۴  | ۳/۳۷  |
| K <sub>2</sub> O               | "    | ۰/۲۲  | ۰/۴۵  | ۱/۵۴  | ۱/۵۶  | ۲/۳۹  | ۵/۵۰  |
| TiO <sub>2</sub>               | "    | ۰/۶۴  | ۰/۶۸  | ۰/۸۷  | ۰/۷۴  | ۰/۴۳  | ۰/۰۸  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | "    | ۰/۱۴  | ۰/۱۱  | ۰/۳۳  | ۰/۱۵  | ۰/۱۰  | ۰/۰۲  |
| MnO                            | "    | ۰/۱۳  | ۰/۱۷  | ۰/۱۳  | ۰/۱۴  | ۰/۰۶  | ۰/۰۳  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | "    | ۰/۰۰  | ۰/۰۳  | ۰/۰۰  | ۰/۰۰  | ۰/۰۰  | ۰/۰۰  |
| L.O.I.                         | "    | ۲/۴۰  | ۲/۲۰  | ۱/۴۰  | ۱/۰۰  | ۱/۷۰  | ۰/۶۰  |
| ترکیب سنگ شناسی                |      | AF-Gr |       | TAnd  |       |       |       |
| شماره نمونه                    |      | S-13  | S-14  | S-15  | S-16  | S-17  | S-18  |
| SiO <sub>2</sub>               | wt % | ۷۶/۲۳ | ۵۶/۷۳ | ۵۶/۶۷ | ۶۰/۲۴ | ۶۰/۸۱ | ۶۲/۷۳ |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | "    | ۱۳/۷۲ | ۱۹/۵۰ | ۱۷/۰۳ | ۱۸/۲۴ | ۱۹/۰۱ | ۱۵/۸۳ |
| FeO                            | "    | ۰/۳۵  | ۶/۶۹  | ۳/۰۵  | ۲/۶۸  | ۲/۱۰  | ۱/۷۰  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | "    | ۰/۴۵  | ۳/۳۰  | ۲/۹۴  | ۲/۴۵  | ۲/۱۵  | ۱/۸۴  |
| MgO                            | "    | ۰/۱۲  | ۳/۴۹  | ۴/۰۵  | ۲/۱۰  | ۲/۶۳  | ۲/۹۷  |
| CaO                            | "    | ۰/۸۶  | ۷/۵۶  | ۶/۴۲  | ۶/۱۰  | ۵/۶۷  | ۵/۳۳  |
| Na <sub>2</sub> O              | "    | ۳/۴۰  | ۴/۰۸  | ۵/۶۷  | ۶/۳۳  | ۴/۸۵  | ۴/۹۵  |
| K <sub>2</sub> O               | "    | ۴/۷۳  | ۱/۵۰  | ۲/۹۹  | ۰/۲۵  | ۳/۵۶  | ۳/۶۲  |
| TiO <sub>2</sub>               | "    | ۰/۱۰  | ۰/۷۲  | ۰/۷۰  | ۱/۱۳  | ۰/۷۲  | ۰/۵۹  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | "    | ۰/۰۲  | ۰/۳۰  | ۰/۵۸  | ۰/۴۹  | ۰/۴۳  | ۰/۳۸  |
| MnO                            | "    | ۰/۰۱  | ۰/۱۵  | ۰/۰۹  | ۰/۰۸  | ۰/۰۴  | ۰/۰۴  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | "    | ۰/۰۰  | ۰/۰۰  | ۰/۰۱  | ۰/۰۰  | ۰/۰۲  | ۰/۰۱  |
| L.O.I.                         | "    | ۰/۵۰  | ۳/۸۰  | ۲/۲۰  | ۳/۷۰  | ۱/۲۰  | ۲/۵۰  |

Dio=Diorite QDio=Quartzdiorite Grd=Granodiorite AF-G=Alkali feldspar granite TAnd=Trachy andesite

ادامه جدول ۲.

| ترکیب سنگ شناسی |     | TAnd   |        |         |         |         |
|-----------------|-----|--------|--------|---------|---------|---------|
|                 |     | S-14   | S-15   | S-16    | S-17    | S-18    |
| شماره نمونه     |     |        |        |         |         |         |
| Ni              | ppm | ۱۲/۰۰  | ۴۵/۰۰  | ۱۶/۰۰   | ۱۱۸/۰۰  | ۹۰/۰۰   |
| Sc              | "   | ۱۶/۰۰  | ۱۳/۰۰  | ۱۰/۰۰   | ۸/۰۰    | ۷/۰۰    |
| Ba              | "   | ۱۱۸/۷۰ | ۱۰۰/۳۰ | ۶۵۹/۳۰  | ۴۵۹/۱۰  | ۴۵۹/۰۰  |
| Co              | "   | ۱۸/۸۰  | ۹/۲۰   | ۱۸/۱۰   | ۱۵/۳۰   | ۱۲/۷۰   |
| Cs              | "   | ۱/۲۰   | ۰/۱۰   | ۱/۷۰    | ۱/۶۰    | ۱/۳۰    |
| Ga              | "   | ۱۷/۳۰  | ۱۶/۷۰  | ۲۰/۱۰   | ۱۹/۱۰   | ۱۷/۵۰   |
| Hf              | "   | ۲/۶۰   | ۷/۴۰   | ۳/۷۰    | ۳/۰۰    | ۳/۰۰    |
| Nb              | "   | ۳/۱۰   | ۱۲/۵۰  | ۶/۳۰    | ۶/۷۰    | ۶/۳۰    |
| Rb              | "   | ۳۷/۵۰  | ۰/۹۰   | ۴۹/۵۰   | ۴۹/۵۰   | ۴۹/۷۰   |
| Sr              | "   | ۴۷۲/۳۰ | ۴۵۷/۶۰ | ۱۲۱۸/۹۰ | ۱۵۳۵/۴۰ | ۱۳۷۶/۵۰ |
| Ta              | "   | ۰/۱۰   | ۰/۹۰   | ۰/۳۰    | ۰/۳۰    | ۰/۴۰    |
| Th              | "   | ۲/۸۰   | ۳/۶۰   | ۱۰/۳۰   | ۷/۴۰    | ۷/۴۰    |
| U               | "   | ۰/۵۰   | ۰/۹۰   | ۲/۴۰    | ۲/۰۰    | ۲/۰۰    |
| V               | "   | ۱۹۰/۰۰ | ۸۴/۰۰  | ۱۶۸/۰۰  | ۱۷۲/۰۰  | ۱۱۳/۰۰  |
| W               | "   | ۰/۹۰   | ۰/۴۰   | ۰/۳۰    | ۰/۲۰    | ۰/۱۰    |
| Zr              | "   | ۸۸/۵۰  | ۳۱۷/۵۰ | ۱۳۵/۳۰  | ۱۱۰/۱۰  | ۱۰۹/۶۰  |
| Y               | "   | ۱۸/۱۰  | ۳۶/۱۰  | ۱۴/۵۰   | ۶/۱۰    | ۵/۶۰    |
| La              | "   | ۱۳/۲۰  | ۲۴/۶۰  | ۳۷/۷۰   | ۲۹/۲۰   | ۲۶/۱۰   |
| Ce              | "   | ۳۲/۹۰  | ۶۲/۱۰  | ۸۳/۰۰   | ۶۵/۲۰   | ۵۸/۴۰   |
| Pr              | "   | ۴/۳۶   | ۷/۲۵   | ۹/۳۲    | ۷/۴۴    | ۶/۵۹    |
| Nd              | "   | ۱۸/۲۰  | ۲۸/۲۰  | ۳۵/۷۰   | ۲۷/۴۰   | ۲۳/۹۰   |
| Sm              | "   | ۴/۰۰   | ۶/۰۰   | ۶/۵۰    | ۴/۳۰    | ۳/۶۰    |
| Eu              | "   | ۱/۲۶   | ۱/۶۴   | ۱/۸۲    | ۱/۰۹    | ۰/۹۴    |
| Gd              | "   | ۳/۴۱   | ۶/۰۱   | ۴/۷۸    | ۲/۵۴    | ۲/۳۱    |
| Tb              | "   | ۰/۶۲   | ۱/۱۳   | ۰/۶۹    | ۰/۳۲    | ۰/۳۰    |
| Dy              | "   | ۳/۱۶   | ۶/۱۳   | ۲/۸۰    | ۱/۱۹    | ۱/۱۲    |
| Ho              | "   | ۰/۵۹   | ۱/۲۲   | ۰/۴۶    | ۰/۲۱    | ۰/۱۷    |
| Er              | "   | ۱/۷۶   | ۳/۶۸   | ۱/۳۰    | ۰/۵۲    | ۰/۴۶    |
| Tm              | "   | ۰/۲۹   | ۰/۵۹   | ۰/۱۸    | ۰/۰۸    | ۰/۰۷    |
| Yb              | "   | ۱/۶۸   | ۳/۶۲   | ۱/۰۸    | ۰/۴۳    | ۰/۳۹    |
| Lu              | "   | ۰/۲۷   | ۰/۶۱   | ۰/۱۷    | ۰/۰۶    | ۰/۰۵    |

ادامه جدول ۲.

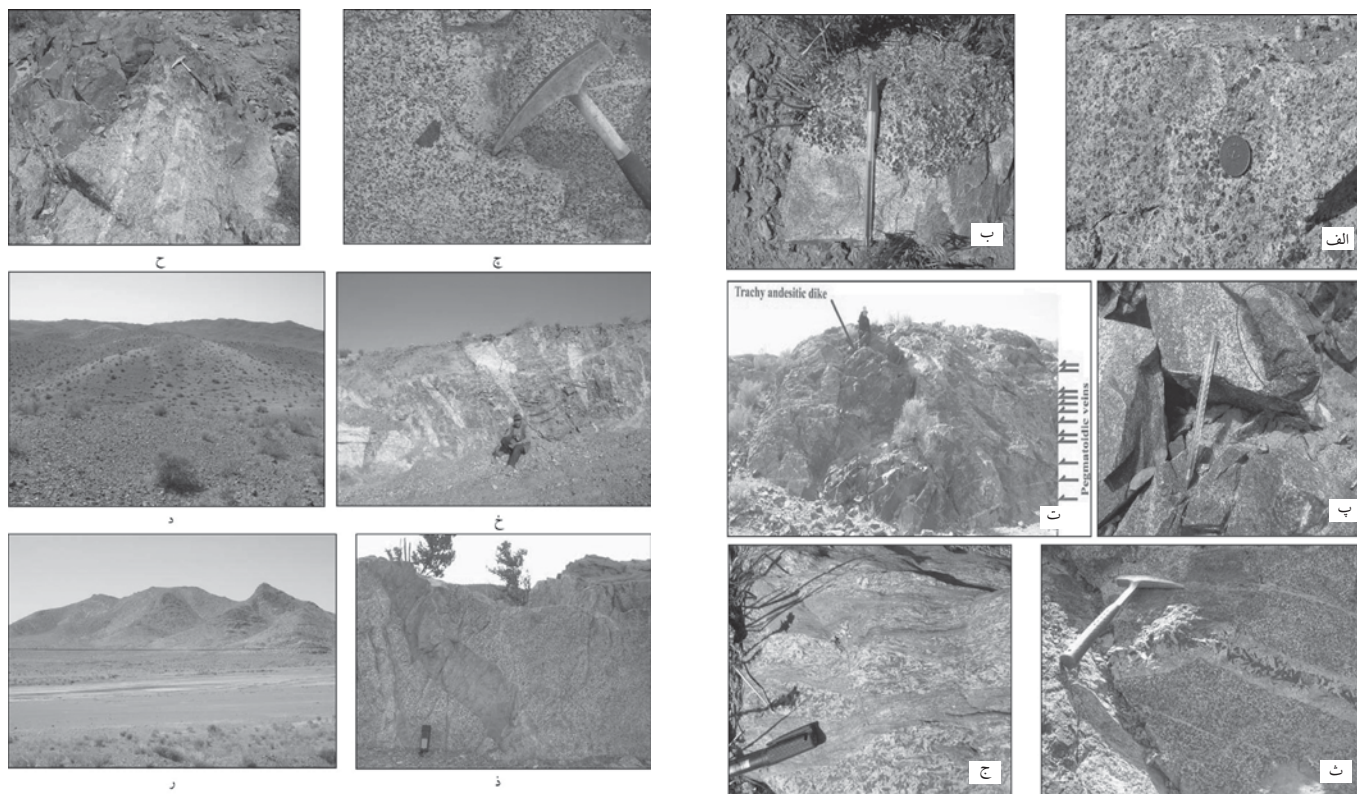
| ترکیب سنگ شناسی |     | QDio   |        |        |        | Grd    | Af-Gr  |        |
|-----------------|-----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                 |     | S-7    | S-8    | S-9    | S-10   | S-11   | S-12   | S-13   |
| شماره نمونه     |     |        |        |        |        |        |        |        |
| Ni              | ppm | ۲۲/۰۰  | ۶۰/۰۰  | ۱۸/۰۰  | ۱۵/۰۰  | ۱۲/۰۰  | ۶/۰۰   | ۹/۰۰   |
| Sc              | "   | ۲۷/۰۰  | ۳۳/۰۰  | ۲۶/۰۰  | ۲۲/۰۰  | ۹/۰۰   | ۲/۰۰   | ۱/۰۰   |
| Ba              | "   | ۴۵/۹۰  | ۸۶/۷۰  | ۲۳۸/۰۰ | ۱۴۳/۹۰ | ۲۴۴/۵۰ | ۴۸/۹۰  | ۲۷۲/۵۰ |
| Co              | "   | ۲۱/۴۰  | ۲۹/۹۰  | ۲۱/۰۰  | ۱۷/۷۰  | ۵/۸۰   | ۰/۸۰   | ۱/۰۰   |
| Cs              | "   | ۰/۳۰   | ۰/۱۰   | ۰/۶۰   | ۰/۶۰   | ۰/۴۰   | ۴/۵۰   | ۰/۷۰   |
| Ga              | "   | ۱۷/۵۰  | ۱۳/۴۰  | ۱۶/۳۰  | ۱۶/۰۰  | ۱۱/۷۰  | ۱۰/۰۰  | ۹/۵۰   |
| Hf              | "   | ۱/۴۰   | ۱/۶۰   | ۳/۶۰   | ۳/۱۰   | ۴/۶۰   | ۲/۶۰   | ۳/۳۰   |
| Nb              | "   | ۱/۳۰   | ۰/۹۰   | ۵/۳۰   | ۱۶/۵۰  | ۴/۰۰   | ۸/۳۰   | ۳/۹۰   |
| Rb              | "   | ۱/۱۰   | ۴/۰۰   | ۲۹/۰۰  | ۳۷/۳۰  | ۲۳/۷۰  | ۱۳۷/۷۰ | ۹۳/۱۰  |
| Sr              | "   | ۴۶۱/۷۰ | ۳۲۳/۷۰ | ۴۰۲/۳۰ | ۲۶۸/۸۰ | ۱۷۴/۵۰ | ۲۰/۶۰  | ۷۰/۵۰  |
| Ta              | "   | ۰/۱۰   | <.۱    | ۰/۳۰   | ۲/۸۰   | ۰/۳۰   | ۱/۱۰   | ۰/۶۰   |
| Th              | "   | ۰/۹۰   | ۰/۴۰   | ۴/۴۰   | ۵/۰۰   | ۳/۱۰   | ۱۹/۴۰  | ۱۴/۷۰  |
| U               | "   | ۰/۳۰   | ۰/۱۰   | ۱/۱۰   | ۱/۳۰   | ۰/۹۰   | ۲/۸۰   | ۱/۴۰   |
| V               | "   | ۲۲۰/۰۰ | ۲۵۴/۰۰ | ۲۲۳/۰۰ | ۱۹۶/۰۰ | ۴۱/۰۰  | ۹/۰۰   | ۱۶/۰۰  |
| W               | "   | <.۱    | ۰/۱۰   | ۰/۳۰   | ۰/۳۰   | ۰/۶۰   | ۰/۴۰   | ۰/۱۰   |
| Zr              | "   | ۴۰/۵۰  | ۵۳/۲۰  | ۱۱۹/۱۰ | ۱۰۵/۴۰ | ۱۴۴/۸۰ | ۶۷/۰۰  | ۹۳/۳۰  |
| Y               | "   | ۱۶/۷۰  | ۱۴/۰۰  | ۲۹/۹۰  | ۲۹/۵۰  | ۲۷/۴۰  | ۱۴/۱۰  | ۱۱/۲۰  |
| La              | "   | ۵/۲۰   | ۳/۸۰   | ۱۴/۷۰  | ۱۳/۹۰  | ۱۱/۹۰  | ۱۷/۹۰  | ۱۴/۱۰  |
| Ce              | "   | ۱۴/۱۰  | ۱۰/۵۰  | ۳۸/۹۰  | ۳۶/۲۰  | ۲۹/۷۰  | ۳۶/۸۰  | ۲۶/۹۰  |
| Pr              | "   | ۲/۰۴   | ۱/۵۰   | ۵/۲۱   | ۴/۶۳   | ۳/۹۶   | ۳/۶۴   | ۲/۶۳   |
| Nd              | "   | ۹/۴۰   | ۷/۱۰   | ۲۲/۵۰  | ۱۷/۴۰  | ۱۶/۲۰  | ۱۱/۶۰  | ۸/۱۰   |
| Sm              | "   | ۲/۵۰   | ۲/۰۰   | ۵/۰۰   | ۴/۱۰   | ۴/۱۰   | ۲/۱۰   | ۱/۴۰   |
| Eu              | "   | ۰/۷۸   | ۰/۷۵   | ۱/۲۶   | ۱/۰۲   | ۰/۹۲   | ۰/۱۳   | ۰/۲۷   |
| Gd              | "   | ۲/۷۱   | ۲/۲۵   | ۴/۹۷   | ۴/۲۰   | ۴/۲۲   | ۱/۶۵   | ۱/۲۳   |
| Tb              | "   | ۰/۵۰   | ۰/۴۴   | ۰/۹۸   | ۰/۸۱   | ۰/۸۳   | ۰/۳۸   | ۰/۲۶   |
| Dy              | "   | ۲/۵۹   | ۲/۲۵   | ۵/۱۸   | ۴/۴۸   | ۴/۵۳   | ۱/۹۵   | ۱/۴۳   |
| Ho              | "   | ۰/۵۷   | ۰/۴۵   | ۰/۹۷   | ۰/۹۱   | ۰/۸۹   | ۰/۴۲   | ۰/۳۰   |
| Er              | "   | ۱/۷۸   | ۱/۵۱   | ۳/۰۷   | ۲/۹۶   | ۲/۸۱   | ۱/۴۷   | ۱/۱۱   |
| Tm              | "   | ۰/۲۷   | ۰/۲۲   | ۰/۴۶   | ۰/۴۸   | ۰/۴۶   | ۰/۲۶   | ۰/۲۳   |
| Yb              | "   | ۱/۶۵   | ۱/۴۱   | ۲/۷۸   | ۲/۷۸   | ۲/۸۳   | ۱/۷۳   | ۱/۴۴   |
| Lu              | "   | ۰/۲۷   | ۰/۲۳   | ۰/۴۴   | ۰/۴۸   | ۰/۴۵   | ۰/۳۰   | ۰/۲۴   |

جدول ۳- ویژگی های صحرایی، سنگ نگاری و ژئوشیمیایی توده گرانیتیوییدی چاهسالار.

| ویژگی های صحرایی و سنگ نگاری   |
|--|
| - یک باتولیت بزرگ با وسعتی نزدیک به ۳۰۰ کیلومتر مربع را تشکیل می دهد.  |
| - دارای طیف سنگ شناسی دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و آلکالی فلدسپار گرانیت است.  |
| - افزون بر سنگ های سازنده توده نفوذی، سنگ های بیرونی و نیمه ژرف با ترکیب کلی تراکی آندزیت نیز همراه آن یافت می شود.  |
| - رگه های پگماتیته و پگماتوئیدی، آپوفیزهای گرانیتی و دایک های تراکی آندزیتی این توده گرانیتیوییدی را قطع می کنند.  |
| - در این توده کانی سازی مس به صورت ملاکیت و کالکوپیریت دیده می شود و سرباره های کوره های ذوب مس در اطراف امامزاده بی بی خاتون روستای پاباز دیده شده است. در جنوب خاور منطقه مورد مطالعه نیز اندیس های طلای ارغش و چشمه زرد یافت می شوند. |
| - کانی های مایفیک سنگ های آن شامل هورنبلند سبز و بیوتیت است.   |
| - کانی مگنتیت به وفور در سنگ های این توده به ویژه در دیوریت ها، کوارتز دیوریت ها و گرانودیوریت ها یافت می شود.   |
| - اسفن به صورت اولیه و ثانویه در سنگ های سازنده این توده حضور دارد.  |
| - کانی آپاتیت به صورت اذخالی در پلاژیو کلاز و هورنبلند یافت می شود.  |
| - هیچ کانی شاخص دگرگونی از قبیل گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت و ... در سنگ های سازنده این توده یافت نمی شود.   |

ادامه جدول ۳.

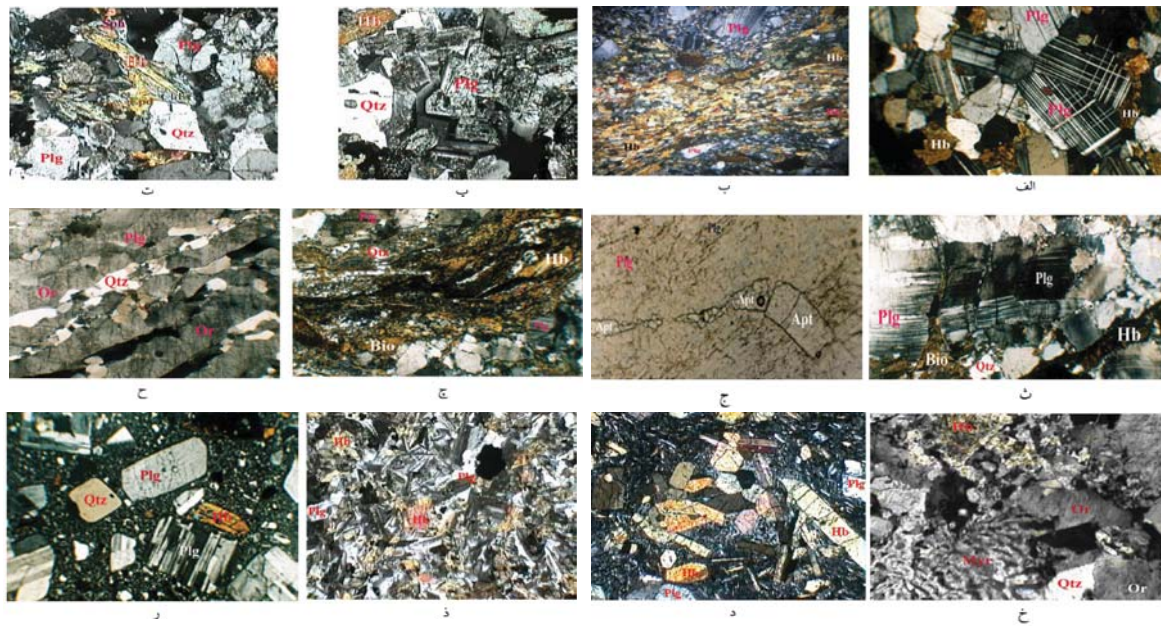
| ویژگی‌های ژئوشیمیایی   |
|--|
| - دامنه تغییرات $SiO_2$ آن از ۴۴ تا ۷۶ درصد متغیر است  |
| - مقادیر میانگین $Na_2O$ و $K_2O$ آن به ترتیب ۳/۹۴ و ۱/۷۸ درصد وزنی است.   |
| - مقدار میانگین نسبت $Na_2O/K_2O$ برابر ۵/۹۷۴ است.   |
| - نسبت مولی میانگین $Al_2O_3/CNK$ برابر ۰/۸۴۸ است.   |
| - نسبت میانگین $Fe_2O_3/FeO$ برابر ۰/۴۵۴ است.  |
| - مقدار $CaO$ در سنگ‌های دارای ۶۶ درصد $SiO_2$ بیشتر از ۳/۷ درصد وزنی است.   |
| - مقدار $CaO$ در سنگ‌های دارای ۶۶ درصد $SiO_2$ بیشتر از ۳/۷ درصد وزنی است.   |
| - مقدار میانگین $Zr$ برابر ۱۱۰ پی پی ام است.   |
| - روند‌های موجود در نمودارهای تغییرات، خطی یا نزدیک به خطی و در بعضی مواقع نامنظم هستند.   |
| - دارای دیوپسید نورماتیو و در مقابل فاقد کربنوم نورماتیو است.  |
| - این توده دارای ماهیت متاآلوئین است و در زمره گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرد.  |
| - در مجموع دارای ماهیت به طور عمده کلسیمی-قلیایی بوده، گرانیت‌ها و تراکی آندزیت‌ها به سری کلسیمی-قلیایی بتاسیم بالا تعلق دارند.  |
| - با توجه به نمودار Y در برابر Zr (Abdollah et al., 1997) سنگ‌های این توده از روند تبلور تفریقی پیروی می‌کنند.                   |
| - ماگمای سازنده توده از گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده یا ورقه اقیانوسی فرورونده دارای ترکیب آمفیبولیتی (متابازیت) نشأت گرفته است. |
| - توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار در محیط زمین‌ساختی کمان آتشفشانی (VAG) و حاشیه قاره‌ای (CAG) تشکیل و جایگزین شده است.               |



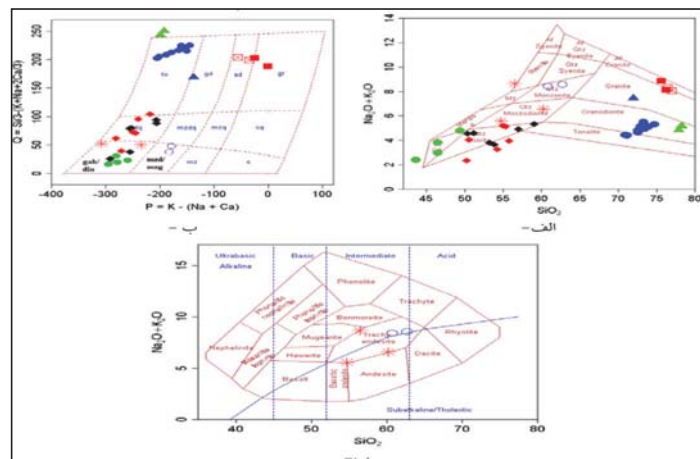
به برگوارگی شدید به وجود آمده و تغییر ساخت و رنگ سنگ توجه نماید. (چ) تصویری از یک آنکلاو میکروگرانولار مافییک دیوریتی در گرانودیوریت‌ها. (ح) قطع شدگی رگه‌های آپلیتی لوکوگرانودیوریتی و کوارتزدیوریت‌های میزبان‌شان توسط دایک سبز تیره رنگ تراکی آندزیتی (بخش بالایی و چپ تصویر). (جنوب باختر کلاته شیر محمد). (خ) تصویری از رگه‌های کوارتزوولیتی (سیلیسی) که سنگ‌های کوارتزدیوریتی را قطع نموده‌اند (انتهای خاوری معدن سیلیس کلاته غلامرضا). (د) تصویری از دایک‌ها و آپوفیزهای آلکالی‌فلدسپار گرانیتی که دیوریت‌ها و گرانودیوریت‌ها را قطع کرده‌اند (شمال باختر ده‌حسینی، دید به سمت خاور). (ذ) تصویری از یک دایک تراکی آندزیتی که گرانودیوریت‌ها را قطع نموده است (جنوب چاه‌طرق، دید به سمت شمال). (ر) دورنمایی از گنبد تراکی آندزیتی واقع در جنوب روستای قاسم‌آباد (باختر جاده نیشابور-کاشمر).

شکل ۳- تصاویری از روابط صحرائی مشاهده شده در توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار. الف) ساخت دانه‌ای همراه با حضور بارز هورنبلند سبز در دیوریت‌های توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار (شمال باختر روستای قاسم‌آباد) (ب) تصویری از قطع شدن دیوریت‌ها (بخش دانه درشت‌تر و تیره‌تر) توسط رگه گرانودیوریتی (بخش روشن‌تر و دانه ریز)، که گویای تفریق‌یافتگی آنها است (جنوب خاور روستای چاه‌سالار). (پ) تصویری از یک آنکلاو هارزبورژی در دیوریت‌ها (خاور روستای کلاته‌باغ). (ت) تصویری از رگه‌های پگماتوئیدی که سنگ‌های کوارتزدیوریتی واقع در جنوب کلاته قولی‌نی را قطع کرده‌اند و خود و سنگ میزبان‌شان نیز توسط دایک تراکی آندزیتی قطع شده‌اند. (ث) نمای نزدیک یکی از رگه‌های پگماتوئیدی، که سنگ‌های کوارتزدیوریتی واقع در جنوب کلاته قولی‌نی را قطع کرده است. (ج) پهنه میولینیتی ایجاد شده در کوارتزدیوریت‌های جنوب کلاته‌غلامرضا.



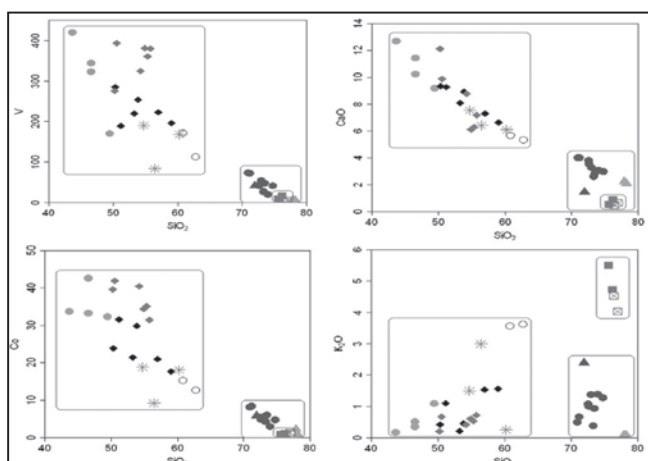


شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی معرف گروه‌های سنگی سازنده توده گرانیتیویدی چاه‌سالار. علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی به این شرح هستند: Hb=هورنبلند سبز، Bio=بیوتیت، Chl=کلریت، Epd=ایدوت، Sph=اسفن، Apt=آپاتیت، Plg=پلاژیو کلاز، Or=ارتو کلاز، Qtz=کوارتز، Myr=میرمیکت. الف) تصویر میکروسکوپی گویای بافت گرانولار (دانه‌ای) و حضور پلاژیو کلاز و هورنبلند سبز در سنگ‌های دیوریتی (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). ب) دانه‌ریز شدن شدید هورنبلند سبز و پلاژیو کلازها در گرانودیوریت‌های میلوئیتی شده جنوب کلاته غلامرضا. به جهت یافتگی بارز دانه‌های ریز هورنبلند سبز حاصل از دانه‌ریز شدن توجه نماید (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). پ) تصویر میکروسکوپی گویای حضور پلاژیو کلاز دارای زون‌بندی ترکیبی، هورنبلند سبز و کوارتز در گرانودیوریت‌ها (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). ت) دگرسانی هورنبلند سبز به کلریت، ایدوت و اسفن در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). ث) خمیدگی، شکستگی و دانه‌ریز شدن پلاژیو کلاز و همچنین دانه‌ریز شدن کوارتز و بیوتیت در گرانودیوریت‌های میلوئیتی شده (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). ج) دانه‌ریز شدن (ساب گرین شدن) شدید بلور آپاتیت در سنگ‌های گرانودیوریتی، که در اثر عملکرد تنش برشی چپ‌گرد صورت گرفته است (PPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر). چ) دانه‌ریز شدن بیوتیت، هورنبلند سبز، پلاژیو کلاز و کوارتز سنگ‌های گرانودیوریتی در پهنه‌های میلوئیتی (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). ح) بافت گرافیکی حاصل از هم‌شدی کوارتز، پلاژیو کلاز و ارتو کلاز در پگماتیت‌ها (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). خ) بافت دانه‌ای و گرافیکی در آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). د) بافت گلوبومورفیری در سنگ‌های تراکی آندزیتی. به تجمع قابل ملاحظه بلورهای هورنبلند سبز توجه نماید (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). ذ) بافت میکروگرانولار در سنگ‌های تراکی آندزیتی. به حضور دانه‌های ریز پلاژیو کلاز و هورنبلند سبز توجه نماید (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). ر) بافت پورفیری و حضور درشت‌بلورهای هورنبلند قهوه‌ای و پلاژیو کلاز و به ندرت کوارتز در گنبد تراکی آندزیتی (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

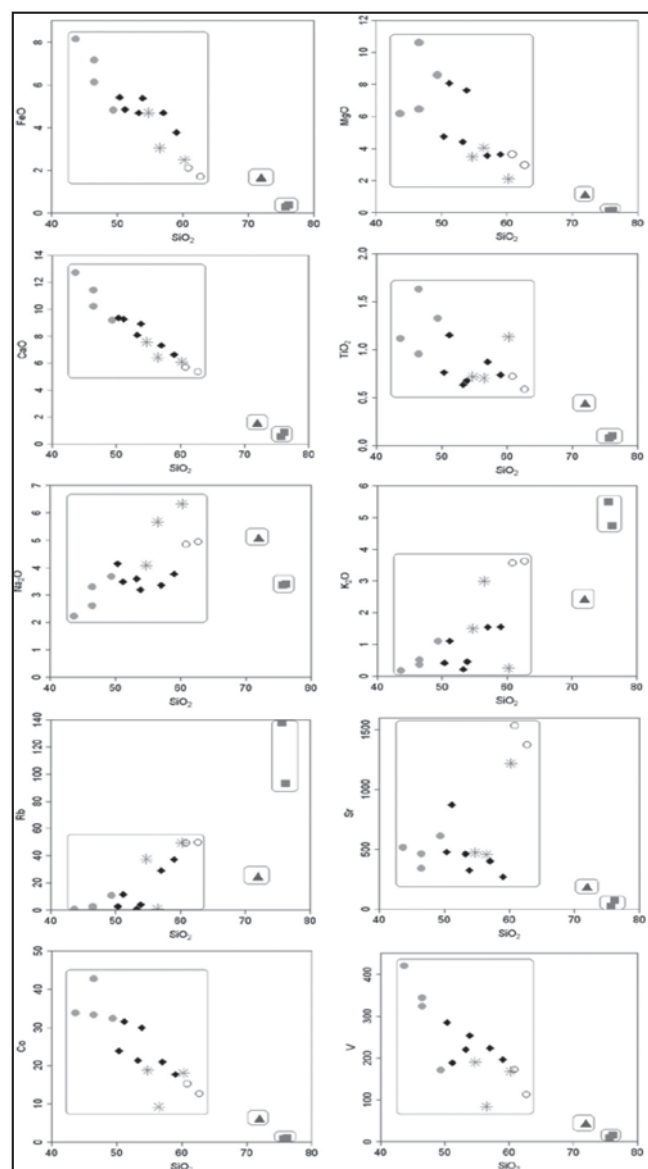


شکل ۵- نمودارهای ژئوشیمیایی به منظور نامگذاری و رده‌بندی سنگ‌های آذرین سازنده توده‌های گرانیتیویدی چاه‌سالار و ششتمد. الف) نمودار  $Na_2O+K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Middlemost, 1994) در برابر  $SiO_2$  برای رده‌بندی همزمان و مقایسه‌ای سنگ‌های آذرین سازنده توده گرانیتیویدی چاه‌سالار و توده گرانیتیویدی ششتمد. ب) نمودار Q در برابر P (Debon & Le Fort, 1983) برای رده‌بندی همزمان و مقایسه‌ای سنگ‌های آذرین سازنده توده گرانیتیویدی چاه‌سالار و توده گرانیتیویدی ششتمد. پ) نمودار  $Na_2O+K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Cox et al., 1979) برای رده‌بندی سنگ‌های آذرین نیمه‌زرف قطع‌کننده توده گرانیتیویدی چاه‌سالار (دایک‌ها و گنبد). راهنمای علائم به کار برده شده در نمودارهای رده‌بندی و ژئوشیمیایی: توده گرانیتیویدی چاه‌سالار/دایره سبز توپر؛ دیوریت؛ لوزی سیاه؛ کوارتز دیوریت؛ ستاره سرخ؛ تراکی آندزیت (یادایک‌های سبز رنگ تا سبز تیره)؛ دایره آبی توخالی؛ کوارتز مونوز دیوریت با معادل بیرونی آن یعنی تراکی آندزیت (گنبد)؛ مثلث آبی؛ گرانودیوریت؛ مربع سرخ توپر؛ آلکالی‌فلدسپار گرانیت (دایک و آپوفیزهای کرم مایل به صورتی). توده گرانیتیویدی ششتمد: لوزی قرمز؛ کوارتز دیوریت؛ دایره آبی توپر؛ گرانودیوریت؛ مثلث سبز؛ گرانیت لو کو کرات؛ مربع توخالی سرخ رنگ همراه با علامت ضربدر؛ آلکالی‌فلدسپار گرانیت (رگه‌های آپالیتی صورتی رنگ)؛ این علائم برای بیشتر شکل‌ها یکسان هستند ولی در صورت هر گونه تغییر علائم با اضافه شدن به آنها، توضیح‌های لازم در زیر نویس شکل‌ها ارائه شده است.

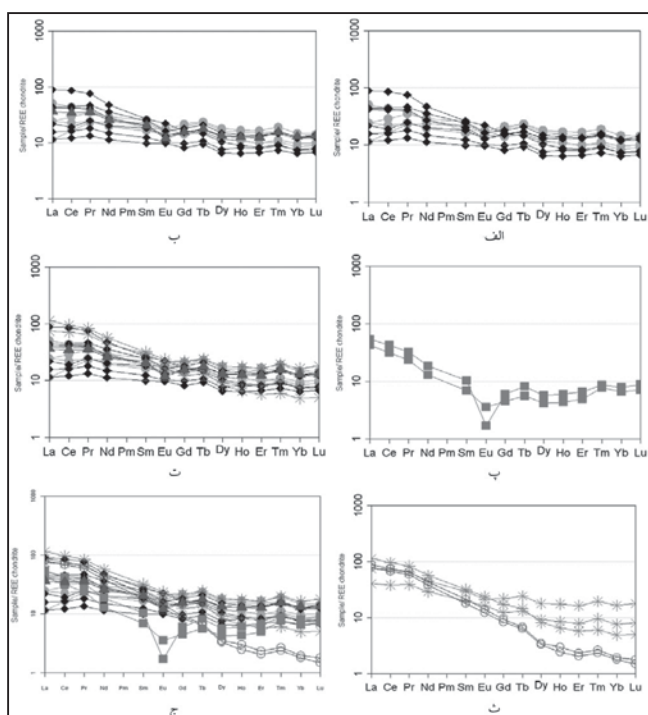




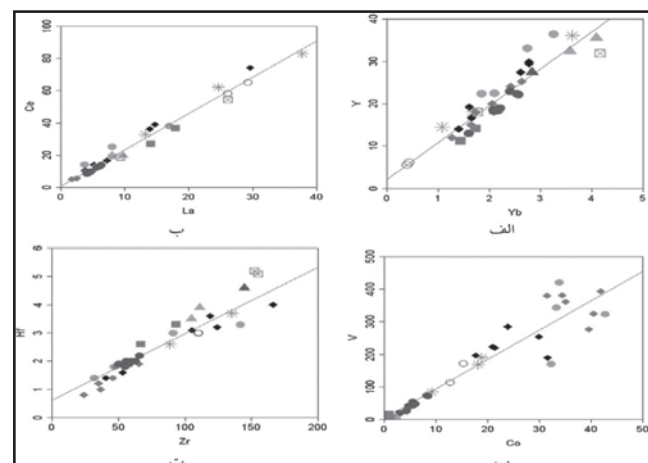
شکل ۷- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر فرعی و خاکی کمیاب در برابر درصد وزنی  $SiO_2$ .



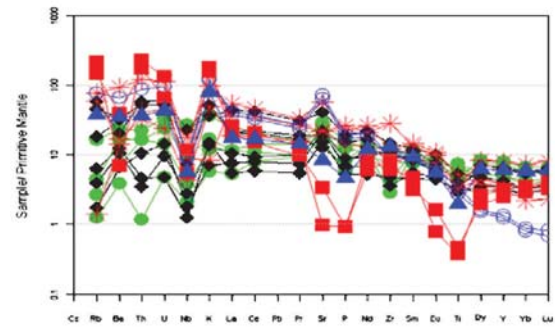
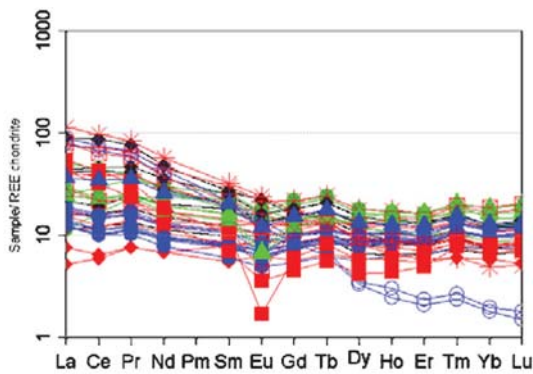
شکل ۸- نمودارهای تغییرات برخی از اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر فرعی در برابر درصد وزنی  $SiO_2$ .



شکل ۹- نمودارهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت برای سنگ‌های مختلف سازنده توده گرانیتیویدی چاه‌سالار. الف) نمودار عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) برای سنگ‌های دیوریتی و کوارتز دیوریتی توده گرانیتیویدی چاه‌سالار. ب) نمودار عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) برای سنگ‌های دیوریتی، کوارتز دیوریتی و گرانودیوریت‌های توده گرانیتیویدی چاه‌سالار. پ) نمودار عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) برای سنگ‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی توده گرانیتیویدی چاه‌سالار. ت) نمودار عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) برای سنگ‌های دیوریتی، کوارتز دیوریتی و دایک‌های تراکی آندزیتی و گرانودیوریت‌های توده گرانیتیویدی چاه‌سالار. ث) نمودار عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) برای سنگ‌های دایکی و گنبدی تراکی آندزیتی قطع کننده توده گرانیتیویدی چاه‌سالار. ج) نمودار عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) برای همه نمونه‌های سنگی توده گرانیتیویدی چاه‌سالار.

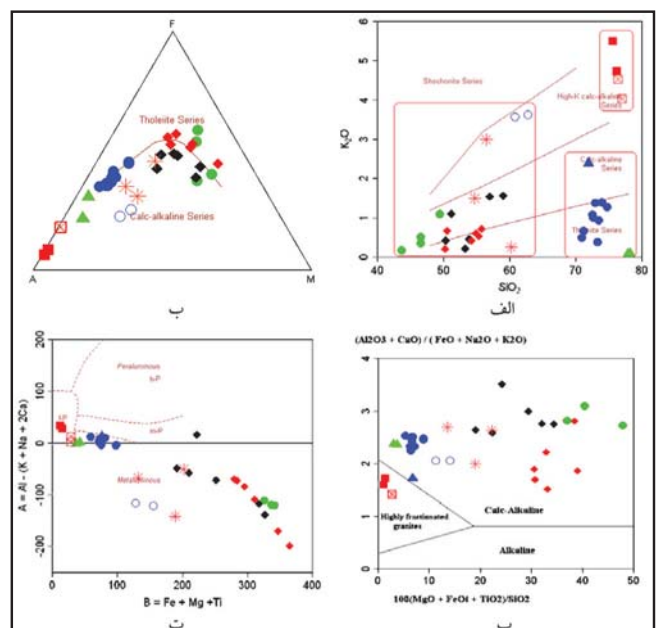
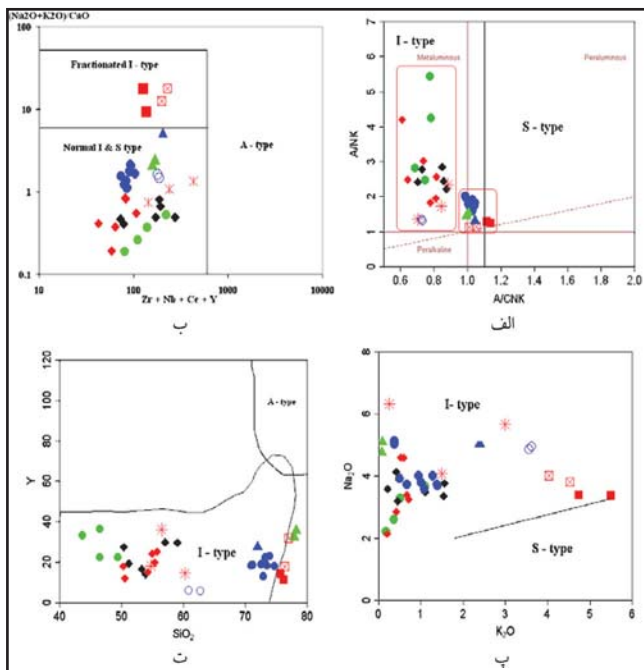


شکل ۱۰- نمودارهای عناصر ناسازگار- ناسازگار (Ce-La)-(Y-Yb)-(Hf-Zr) و سازگار- سازگار (V-Co) به منظور بررسی فرایندهای ماگمایی مؤثر در تحول توده‌های گرانیتیویدی چاه‌سالار و ششم.



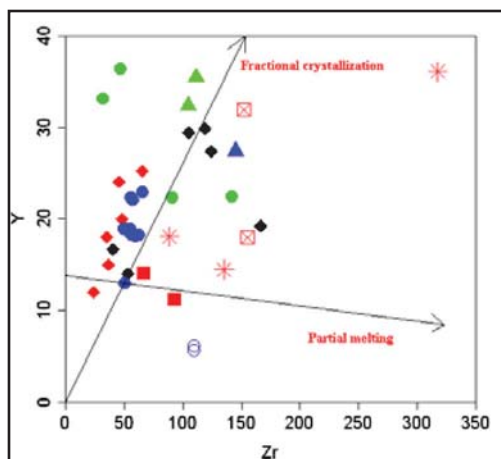
شکل ۱۰- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) برای همه نمونه‌های سنگی توده گرانیتیویدی چاه‌سالار.

شکل ۱۱- نمودار عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) برای تمامی گروه‌های سنگی سازنده سنگ‌های توده‌های گرانیتیویدی چاه‌سالار و ششتمد.



شکل ۱۲- نمودارهای ژئوشیمیایی تعیین کننده سری و ماهیت ماگمایی سنگ‌های سازنده توده‌های گرانیتیویدی چاه‌سالار و ششتمد. الف) نمودار  $SiO_2-K_2O$  (Peccerillo, 1976) برای تعیین سری ماگمایی توده‌های گرانیتیویدی چاه‌سالار و ششتمد. بر اساس این نمودار نمونه‌ها به طور عمده در محدوده کلسیمی-قلیایی قرار می‌گیرند. آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها و تراکی آندزیت‌ها در محدوده کلسیمی-قلیایی پتاسیم بالا قرار می‌گیرند. ب) نمودار مثلثی AFM (Irvine & Baragar, 1976) برای تعیین سری ماگمایی توده‌های گرانیتیویدی چاه‌سالار و ششتمد. بر اساس این نمودار نمونه‌ها به طور عمده در محدوده سری کلسیمی-قلیایی قرار می‌گیرند. پ) نمودار  $(Al_2O_3+CaO)/(FeO+Na_2O+K_2O)$  در برابر  $100(MgO+FeO+TiO_2)/SiO_2$  (Sylvester, 1986) برای تفکیک محدوده‌های قلیایی، کلسیمی-قلیایی و گرانیت‌های تفریق یافته. بر اساس این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه به طور عمده در محدوده کلسیمی-قلیایی واقع می‌شوند. آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها در محدوده گرانیت‌های بسیار تفریق یافته قرار می‌گیرند. ت) نمودار A در برابر B برای تعیین ماهیت توده‌های گرانیتیویدی مورد مطالعه (Villaseca et al., 1998). نمونه‌های دیوریتی، کوآرتز دیوریتی و تراکی آندزیتی به طور عمده در محدوده متآلومین قرار می‌گیرد. گرانودیوریت‌ها، گرانیت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها در محدوده گرانیتیویدی‌های اندکی پرآلومین تا پرآلومین تفریق یافته قرار می‌گیرند. مقادیر عناصر استفاده شده در محاسبه مقادیر A و B برحسب میلی کاتیون است.  
 $A = Al - (K + Na + 2Ca)$  و  $B = Fe + Mg + Ti$ .  
 l-p = low peraluminous, m-p = moderately peraluminous, h-p = highly peraluminous و f-p = felsic peraluminous.

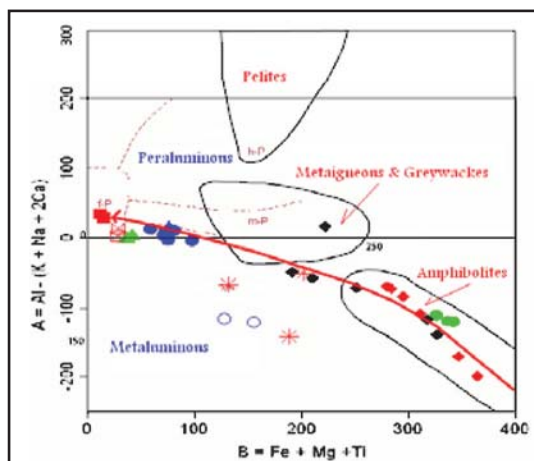
شکل ۱۳- نمودارهای ژئوشیمیایی تعیین کننده نوع و ماهیت سنگ‌های گرانیتیویدی سازنده توده‌های گرانیتیویدی چاه‌سالار و ششتمد. الف) نمودار A/NK-A/CNK (Shand, 1943) به منظور تعیین ماهیت توده‌های گرانیتیویدی مورد مطالعه و تفکیک گرانیتیویدی نوع S و I. بیشتر، نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های نوع I واقع می‌شوند و دارای ماهیت متآلومین هستند. آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها در محدوده گرانیتیویدی‌های پرآلومین واقع می‌شوند، این امر از غنی بودن آنها از فلدسپارهای پتاسیم‌دار ناشی می‌شود. ب) نمودار  $Na_2O+K_2O/CaO$  در برابر  $Zr+Nb+Ce+Y$  (Whalen et al., 1987) به منظور تفکیک انواع گرانیتیویدها. نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های S و I متداول قرار می‌گیرند. با این وجود آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها در محدوده گرانیتیویدی نوع I تفریق یافته واقع می‌شوند. پ) نمودار  $Na_2O$  در برابر  $K_2O$  (Chappel & White, 2001) به منظور تفکیک گرانیتیویدی نوع S و I. همانطور که دیده می‌شود تمامی نمونه‌ها مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های نوع I واقع می‌شوند. گرایش ضعیف آلکالی-فلدسپار گرانیت‌ها به حضور در محدوده گرانیت‌های نوع S، از تفریق یافتگی شدید آنها ناشی می‌شود. ت) نمودار تغییرات  $SiO_2$  در برابر Y به منظور تفکیک گرانیتیویدی نوع I و A (Furnes et al., 1996). نمونه‌های مورد مطالعه همگی در محدوده نوع I قرار می‌گیرند.



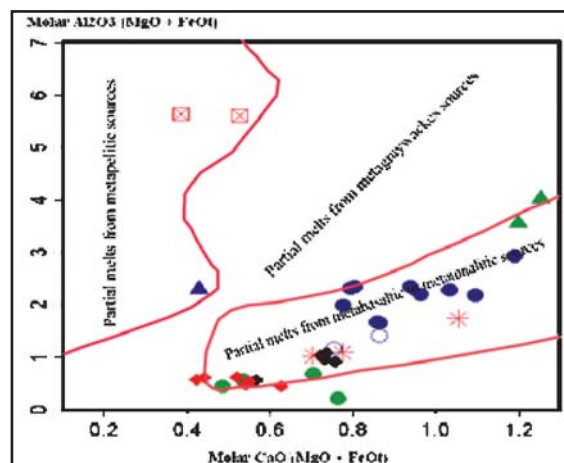
شکل ۱۵- نمودار Y در برابر Zr بر ای تمایز تفریق بلوری و ذوب بخشی (Abdollah et al., 1997). براساس موقعیت قرار گیری نمونه‌ها، نمونه‌های گرانیتیویدی مورد مطالعه (توده‌های گرانیتیویدی چاه‌سالار و ششتمد) از روند تبلور تفریقی پیروی می‌کنند.



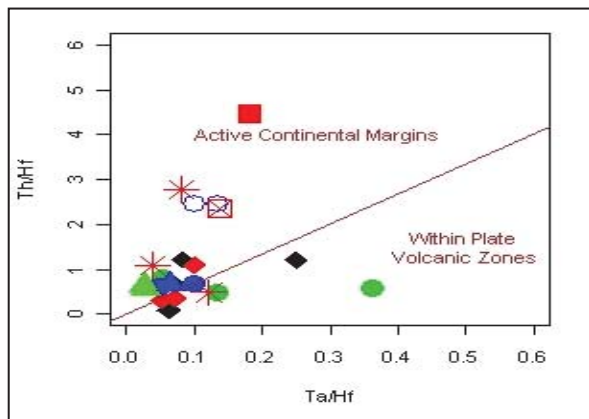
شکل ۱۴- تصویری از اجتماع دانه‌های ریز مگنتیت یا تیتانومگنتیت موجود در رسوبات آبراهه‌ای توده گرانیتیویدی چاه‌سالار که با آرایش زیبای متأثر از میدان مغناطیسی ایجاد شده در اطراف یک جفت آهن‌ریا، شاهد دیگری بر نوع I بودن این توده نفوذی است (محل خاور کلاته‌باغ).



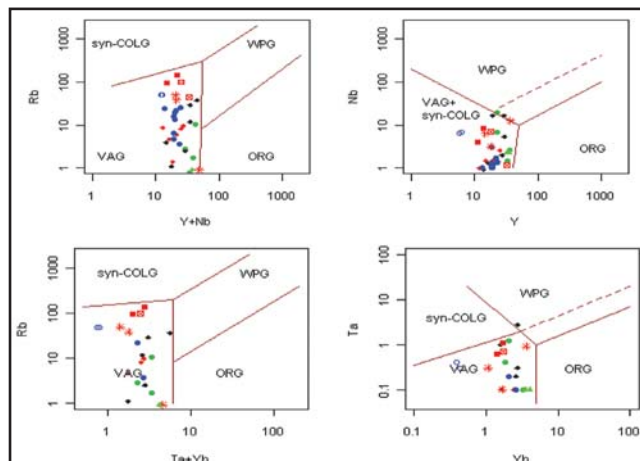
شکل ۱۷- تعیین نوع سنگ منشأ توده‌های گرانیتیویدی چاه‌سالار و ششتمد با استفاده از نمودار A [A=Al-(K+Na+2Ca)] در برابر B [B=Fe+Mg+Ti] (Villaseca et al., 1998).



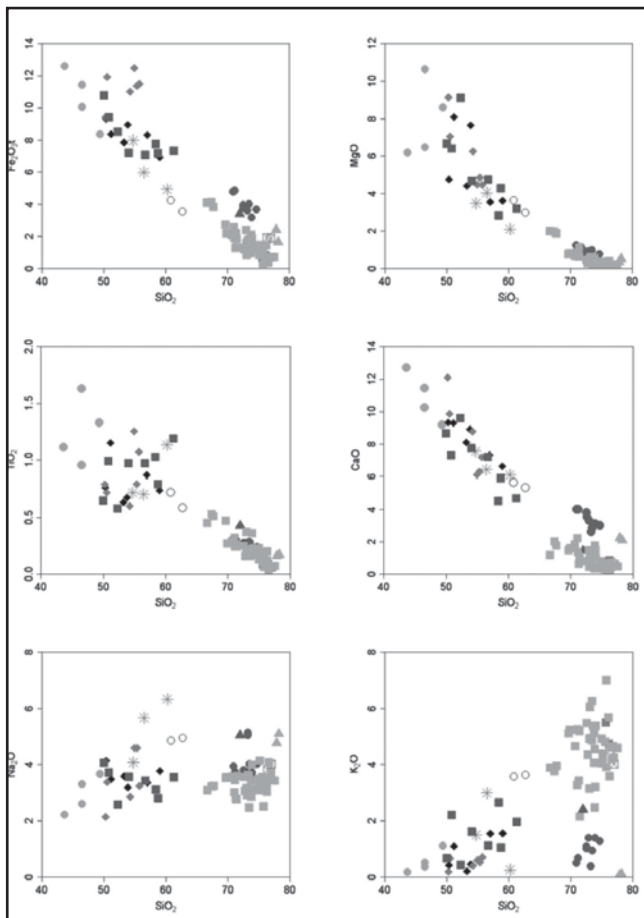
شکل ۱۶- تعیین نوع سنگ منشأ توده‌های گرانیتیویدی چاه‌سالار و ششتمد با استفاده از نمودار مولار  $Al_2O_3/(MgO+FeO)$  در برابر مولار  $CaO/(MgO+FeO)$  (Alter et al., 2002).



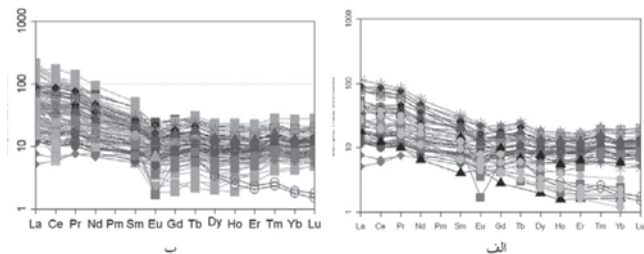
شکل ۱۹- نمودار Th/Hf در برابر Ta/Hf (Schandl & Gorton, 2002) به منظور تعیین محیط زمین‌ساختی توده‌های گرانیتیویدی چاه‌سالار و ششتمد. نمونه‌های وابسته به توده گرانیتیویدی ششتمد نیز در جایگاه زمین‌ساختی مشابه قرار می‌گیرند.



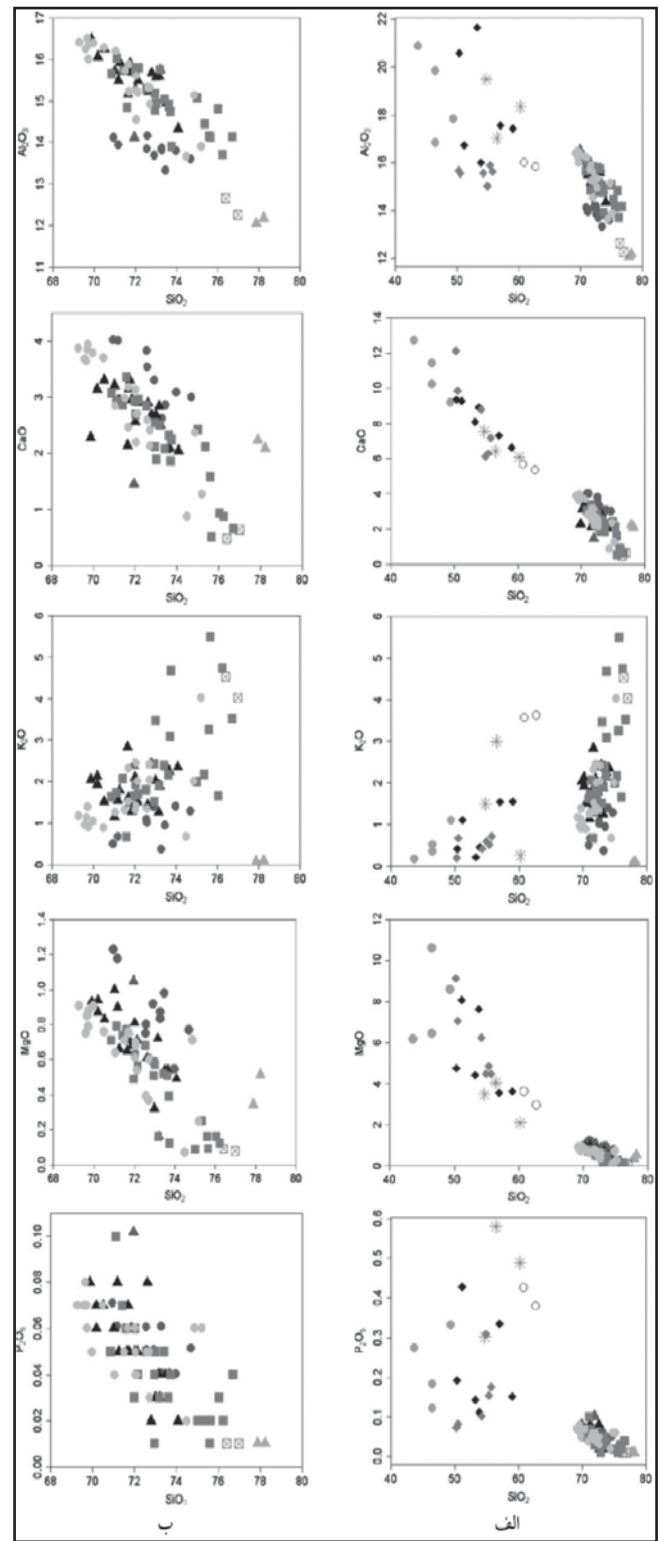
شکل ۱۸- نمودارهای  $Ta-Yb$ ،  $Rb-(Y+Nb)$ ،  $Rb-Y$ ،  $Rb-(Ta+Yb)$  (Pearce, 1984) به منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی توده‌های گرانیتیویدی چاه‌سالار و ششتمد.



شکل ۲۱- نمودارهای تغییرات برخی از اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر فرعی در برابر درصد وزنی  $SiO_2$  به منظور مقایسه بین توده‌های گرانیتیویدی مورد مطالعه و توده‌های گرانیتیویدی همراه با افیولیت‌های واردار. در این شکل به منظور سهولت مقایسه تمامی ترکیبات فلسیک یا اسیدی توده‌های گرانیتیویدی همراه با افیولیت‌های واردار با مربع سبز نشان داده شده‌اند. همچنین ترکیبات حدواسط با مربع آبی نمایش داده شده‌اند (برای دستیابی به توضیح‌های بیشتر به متن مراجعه کنید). به همسانی ترکیبات سنگی در هر دو طیف اسیدی گرانیت-گرانودیوریت و طیف حدواسط دیوریت - کوآرت‌دیوریت توجه نمایید.

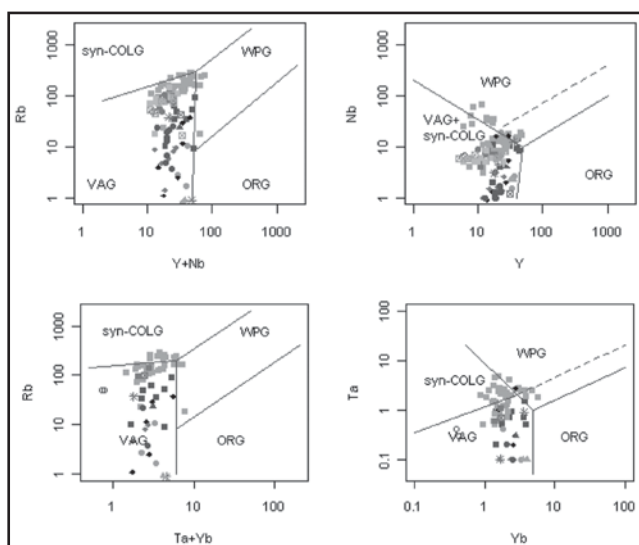


شکل ۲۲- نمودار عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) برای مقایسه الگوی تغییرات عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های سنگی توده‌های الف) گرانیتیویدی چاه‌سالار، ششتمد و گرانیتیویدی کمپلکس برمنگر و ب) سنگ‌های گرانیتیویدی همراه افیولیت‌های واردار. به تشابه بسیار زیاد بین الگوهای تغییرات عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت در توده‌های گرانیتیویدی چاه‌سالار و ششتمد و دیگر توده‌های گرانیتیویدی نامبرده توجه نمایید.



شکل ۲۰- نمودارهای تغییرات برخی از اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر فرعی در برابر درصد وزنی  $SiO_2$  به منظور مقایسه بین توده‌های گرانیتیویدی مورد مطالعه و گرانیتیویدی مجموعه برمنگر واقع در باختر نروژ (شکل الف). در شکل ب تغییرات یاد شده در دامنه محدودتری از  $SiO_2$  به نمایش گذاشته شده تا مقایسه سریع‌تر و راحت‌تر صورت گیرد. علائم اضافه شده بدین شرح هستند. مثلث سیاه: گرانودیوریت، مربع صورتی: گرانیت، و دایره آبی روشن: آپلیت.





شکل ۲۳- نمودارهای  $Rb-(Y+Nb)$ ،  $Rb-Y$ ،  $Rb-(Ta+Yb)$  و  $Ta-Yb$  (Pearce, 1984) برای مقایسه جایگاه زمین ساختی توده های چاه سالار و ششمند با توده های گرانیتیویدی همراه با افیولیت های واردار و گرانیتیویدهای کمپلکس برمنگر.

## کتابنگاری

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۲۰ صفحه.
- ادهمی، ف.، ۱۳۷۶- پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی افیولیت های منطقه باغجر سبزوار، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- اکرمی، م.ع.، عسگری، ع.، ۱۳۷۵- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلطان آباد، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بازوبندی، م. ح.، ۱۳۷۹- مطالعه پتروگرافی و پترولوژی مجموعه دگرگونی سلطان آباد در ارتباط با مجموعه افیولیت ملاژ سبزوار، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- بغدادی، ا.، ۱۳۷۹- کاربرد ویژگی های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی در تعیین موقعیت تکتونیکی ولکانیک های فرومد (شمال غرب سبزوار)، ۳۵ صفحه، گزارش داخلی سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بهرودی، ا.، خلقی، م. ح.، ۱۳۷۰- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تربت حیدریه، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- رادفر، ج. و کهنسال، ر.، ۱۳۷۷- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، داورزن، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- رادفر، ج.، ۱۳۸۰- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ صفی آباد، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سودی شعار، پ.، ۱۳۷۵- پتانسیل یابی کرومیت و بررسی افیولیت های سیاه کوه شمال غرب سبزوار، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی امیر کبیر.
- صادقی، ع.، ۱۳۸۸- پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتیویدی ششمند (جنوب سبزوار) پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۰ صفحه.
- صادقیان م. قاسمی، ح.، ۱۳۸۶- پترولوژی و ژئوشیمی توده های آذرین بعد از انوسن نوار افیولیتی سبزوار، یازدهمین همایش زمین شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- صالحی نژاد رنجبر، ح.، ۱۳۸۷- پترولوژی و ژئوشیمی گنبد های ساب ولکانیک منطقه باشتین (غرب سبزوار)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- علوی تهرانی، ن.، ۱۳۵۶- زمین شناسی و سنگ شناسی مجموعه افیولیتی ناحیه سبزوار، سازمان زمین شناسی کشور، گزارش شماره ۴۳.
- فارسی، ز.، ۱۳۸۶- پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتیویدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکده علوم زمین.
- قاسمی، ر.، ۱۳۷۹- نگرشی بر جنبه های اقتصادی افیولیت های غرب منطقه سبزوار- گفت، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران.
- قرب، ف.، فتونی، و.، ۱۳۸۲- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جاجرم، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- گوهر شاهی، ر.، ۱۳۸۰- پترولوژی، ژئوشیمی و تکتونیک توده گرانیتیویدی مجاور کوه میش واقع در جنوب سبزوار، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران.
- مجیدی شهر کردی، ع. و فرهادی، ق.، ۱۳۶۹- مطالعه پتروگرافی نوار افیولیتی شمال سبزوار، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید چمران اهواز.
- مجیدی، ج.، ۱۳۷۸- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مصلحی، ز.، ۱۳۸۳- کانی شناسی و پترولوژی رودزیت های بخشی از افیولیت های سبزوار (مناطق باغجر و سلیمانیه)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۰۳ صفحه.
- نادری میقان، ن.، ۱۳۷۷- ب- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شامکان، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نادری میقان، ن.، ۱۳۷۷- الف- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کدکن، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

## References

- Abdollah, S. A., Said, A. A., Visona, D., 1997- New geochemical and petrographic data on the gabbro-syenite suite between Hargeysa and Berbera Shiikh(North Somalia). J. of African Earth sciences, Vol, 23, No.3. pp.303-373.

- Alavi- Tehrani, N., 1975 - On the metamorphism in the ophiolitic rocks in the Sabzevar Region (NE-Iran). Report presented Tehran Symposium on the Geodynamics of Southwest Asia.
- Alavi- Tehrani, N., 1976 – Geology and petrology in ophiolite range NW of Sabzevar (Khorasan / Iran) with special regard to metamorphism and genetic relations in an ophiolite suite. Dissertation der Mathematisch – Naturwissenschaftlichen Fakultät der universität Saarland, 147 P.
- Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo- Tethys remnants in northeastern Iran. Geol. Soc. Of Amer. Bull. V. 103, PP. 983-992.
- Altherr, R., Hall, A., Henger, E., langer, Kreuzer, H., 2002 – High potassium, calc-alkaline I-type plutonism the Euro peanvariscides Northern Vosges (France) and Northern Schwarzwald (Germany). Lithos, 50, pp: 51-73.
- Bauman. A., Spies. O. and Lensch. G., 1983 - Strantium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between Kashmar, Sabzevar and Quchan, NE Iran. Geodynamic project (geotraverse) in Iran, Final report. GSI. Report No. 53.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 2001 - Two contrasting granite types. 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences, Vol. 48, 489-499.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1979 - The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, 450p.
- Debon, F. and Le Fort, P. 1983- A chemical mineralogical classification of plutonic roks and associations. Transactions of Royal Society of Edinburgh, Earth science. 73.135-149.
- Furnes, H., El-Sayed, M., Khalil, S. O., 1996 - Pan- African magmatism in the wadi-El-imra district, central Desert, Egept: geochemistry & tectonic environment, Jou, Geo. Soc. Vol. 153.
- Hansen J. , Skjerlie K. P. , Pedersen R. B, De La Rosa, J., 2002- Crustal melting in the lower parts of island arcs: an example from the Bremanger Granitoid Complex, west Norwegian Caledonides, Contribution to mineralogy and petrology, 143, 316 – 335.
- Irvin, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the classification of the common volcanic rocks, Can. Jour. Earth. Sci., No. 8, PP. 235 – 458.
- Maniar, P. D. & Picooli, P. M., 1989 - Tectonic discrimination of granitoids, Geo. Soc. of Am. Bull., Vol. 101 , P. 635 – 643 .
- Middlemost, E. A. K., 1994 - Naming materials in the magma/ igneousrock system. Longman Group U.K., PP. 73 – 86.
- Nakamura, N., 1974 – Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary condrites. Geochimica. et. Cosmochimica Acta, 6, 90- 100.
- Noghreyan, M. K., 1982 – Evolution géochimique, minéralogique et structural d'un édifice ophiolitique singulier: Le massif de Sabzevar(partie centrale), NE de l'Iran(PhD Thèse). Thèse ès Sci. univ. de Nancy I, France. 239 P.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Thindle, A. G., 1984 - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25: 956 – 983.
- Peccerillo, A., Taylor, S. R., 1976 – Geochemistry of Eocene calc - alkaline rocks from Kastamonu area, Northern Turkey, Contributions to Mineralogy and Petrology 58, 63-81.
- Rahgoshay, M. S., H., 2002 - The Nain's ophiolite as an indicator of a paleo- Tethys segment in Central Iran., J. of Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, 8-9, 45-52.
- Rollinson, H., 1993- Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman, Singapore.
- Šarić, K., Cvetković, V., Romer, R. L., Christofides, G., Koroneos, A., 2008- Granitoids associated with East Vardar ophiolites (Serbia, F.Y.R. of Macedonia and northern Greece): Origin, evolution and geodynamic significance inferred from major and trace element data and Sr–Nd–Pb isotopes, Lithos, in press.
- Shand, S. J., 1943 - Eruptive rocks. Composition, classification and their relation to ore deposits. With a chapter on meteorite. New Yorks: john Wiley & sons.
- Schandl, E. S. & Gorton, M. P. ,2002- Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments, Economic Geology 97, 629–642.
- Shojaat, B., Hassanipak, A. A., Mobasher, K., Ghazi, A. M., 2003 - Petrology, Geochemistry and tectonics of the Sabzevar Ophiolite, North Central Iran,. Jorunal of Asian Earth Sciences, 1-15.
- Spies, O., Lencsh. G. and Mihm, A., 1980 - Geochemistry of the post – ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Guchan / NE – Iran. Internal report of geological and mining exploration of Iran, 248-263.
- Sun, S. S., and McDonough, W. F., 1989 - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (eds), Magmatism in oceanic basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub., 42, 313-345.
- Sylvester, P. J., 1989 - Post collisional alkaline granites. J. Geol. 97, 261-280.
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Ishihara, S., 1980- Magnetite-series / Ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids, Mining geology special issue, No. 8, p. 13-28.
- Villaseca, C., Barbero, L. & Heneros, V., 1998- A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. Transactions of the Royal Society of Edinburge, Earth Sciences, 89, 113- 119.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W., 1987- A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib. Mineral. Petrol. 95, 407– 419.

## Modification of Anbalagan Method for Slide Hazard Zonation in Coastal Desert Area

M. Mahdavi<sup>1\*</sup>

<sup>1</sup> International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran.

Received: 2008 May 25

Accepted: 2009 January 14

### Abstract

A new method is developed using modification of Anbalagan method (1992) for slide hazard zonation in coastal desert area. A region in the south of Iran is studied using the method, and the result is compared with the result of zonation using Anbalagan method. This comparison shows that the use of new method can provide better results for slide hazard zonation in coastal desert area in the middle scales.

**Key words:** Hazard Zonation, Landslide, Slide, Coastal Desert Area.

For Persian Version see pages 127 to 132

\*Corresponding author: M. Mahdavi; E\_mail: mahdavi@iiees.ac.ir

## Petrogenesis of Chah Salar Granitoidic Pluton (SW of Neishabour)

M. Sadeghian<sup>1\*</sup>, H. Ghasemi<sup>1</sup> & Z. Farsi<sup>1</sup>

Received: 2008 February 19

Accepted: 2009 January 26

### Abstract

Chah Salar granitoidic pluton is located in the N of Chah-Salar village, SW of Neishabour, in the northern margin of structural Central Iran zone. This pluton intruded in Sabzevar ophiolitic Zone and based on the field observations, petrographical and geochemical classification diagrams, its lithological composition composed of diorite, quartzdiorite, granodiorite and alkali feldspar granite. Alkali feldspar granites as a much fractionated end-members of this rock association are intruded in this pluton in the form of dikes or apophyse shapes. Granitic pegmatites and their associated quartzolites are the most differentiated end-member of this rock association. Their subvolcanic equivalents such as pyroxene-bearing andesite, andesite, trachyandesite and dacite cut this pluton in the forms of dikes or domes. The studied rocks show variety of textures including granular, myrmekitic, graphic, porphyritic, microlitic porphyry and pilotaxitic. Except alkali feldspar granites which are highly fractionated, the other lithological compositions, on the variations diagrams of major, trace and rare earth elements versus SiO<sub>2</sub> or differentiation index show continuous compositional variations. This pluton has calc-alkaline and metaluminous nature and belongs to I-type granitoids. Also tectonic setting discrimination diagrams indicate that the Chah Salar granitoidic pluton belongs to volcanic arc granitoids (VAG) and Continental arc granitoids (CAG). Detailed investigations of field geology, petrography and geochemical characteristics indicate that magma-forming of this pluton is resulted from partial melting of subducted oceanic slab (metabasite) or metasomatized mantle wedge and then evolved by fractional crystallization, magma contamination or magma mixing.

**Keywords:** Petrogenesis, Granitoidic Pluton, Continental arc Granitoids, Fractional Crystallization, Chah Salar, Neishabour.

For Persian Version see pages 133 to 150

\* Corresponding author: M. Sadeghian; E\_mail: Sadeghianm1386@yahoo.com

## Properties of Young Volcanic Rocks in southeast of Bijar

M. H. Razavi<sup>1\*</sup> & A. Sayyareh<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Department of Environmental Geology, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2008 September 02

Accepted: 2009 January 27

### Abstract

In the south of Bijar, north east of Sanandaj in the Kordestan Province, and in the Sanandaj-Sirjan structural zone, young volcanic rocks are present. In this area, rocks with Cretaceous, Oligocene, Miocene and Pliocene ages are also observed. Based on field observations, volcanic activities occurred during two main stages. In the first stage, eruption of pyroclastic material made a volcanic cone and a crater. In the next stage, lava erupted. Volcanic rocks are a combination of trachyandesite, andesite, andesite-basalt and basalt. In the magma poor in silica, presence of olivine and analcime and lack of orthopyroxene and pyroxene are the evidence of alkaline type magma series. Petrographical evidences such as the existence of gneiss xenoliths and quartz xenocrysts with reaction rims are the results of