

سنگ‌شناسی و جایگاه زمین‌ساختی توده گرانودیوریتی لخشک، شمال باختر زاهدان، ایران

نوشته: علی کنعانیان*، مهدی رضائی کهخانی*، داریوش اسماعیلی*
*دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، ایران

Petrology and Tectonic Setting of Lakhshak Granodiorite, NW of Zahedan, Iran

By: A. Kananian*, M. Rezaei-Kahkhaei* & D. Esmaili*

* Department of Geology, College of Science, University of Tehran, Iran

تاریخ دریافت: ۱۳۸۵/۰۳/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۵/۱۱/۱۸

چکیده

توده گرانودیوریتی لخشک در ۱۰ کیلومتری شمال باختر زاهدان واقع شده و به صورت بیضوی شکل با امتداد شمال-باختر-جنوب‌خاور در رسوبات فلیشی ائوسن نفوذ کرده است. این توده، پس از جایگزینی مورد هجوم تعداد زیادی دایک موازی با روند شمال‌خاور-جنوب‌باختر قرار گرفته است. دایکها حدود ۲۰-۳۰ درصد حجم توده را به خود اختصاص داده‌اند و دامنه ترکیبی گسترده‌ای از گرانودیوریت تا مونزودیوریت دارند.

سنگهای توده نفوذی لخشک از نوع کلسیمی-قلیایی و غالباً متآلومین بوده و از لحاظ فراوانی P_2O_5 و Th در برابر SiO_2 ، مشابه گرانیت‌های نوع I است. مقدار TiO_2 این سنگها در محدوده مقادیر TiO_2 گرانیت‌های حاشیه قاره قرار می‌گیرد. مقادیر Cr، Ni، MgO ، Na_2O ، Mg و فقیر شدگی این سنگها از Y با مذابهای آداکیتی حاصل از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی جوان شبیه است. مقدار پایین Ba/La سنگهای مورد مطالعه بیانگر ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورو قبل از بی‌آب شدن آن است.

این سنگها از عناصر LIL و LREE غنی شدگی نشان می‌دهند در حالی که از عناصر HREE و Y تهی شده‌اند و دارای بی‌هنجاری منفی Nb، Ta، P، Ti و بی‌هنجاری مثبت Pb می‌باشند. بی‌هنجاری منفی Nb و Ta بیانگر نقش پوسته اقیانوسی در متاسوماتیسم گوه گشته است. بی‌هنجاری مثبت Pb به آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای و متاسوماتیسم گوه گشته‌ای اشاره دارد.

به نظر می‌رسد که تشکیل توده گرانودیوریتی لخشک می‌تواند با فرورانش پوسته اقیانوسی جوان سیستان به زیر بلوک افغان در ارتباط باشد. همچنین مقادیر پایین HREE، $Yb < 1/2$ ، $Y < 15/13$ و وجود میانبارهای آمفیبولیتی و کاهش مقدار Yb نسبت به افزایش SiO_2 در این سنگها، با ذوب بخشی آمفیبولیت‌های حاصل از فرورانش سنگ کره اقیانوسی به ژرفاهای بیش از ۳۵ کیلومتر سازگار است.

کلیدواژه‌ها: سنگ‌شناسی، ژئوشیمی، فرورانش، گرانودیوریت، گروه دایک، زاهدان، ایران.

Abstract

The Lakhshak granitoid pluton which is located at 10 km northwest of Zahedan, has intruded into the Eocene flysch sediments with an elliptical shape and NW-SE direction. This pluton after emplacement has been cut by numerous dykes with NE-SW trend. These dykes comprised about 20-30% of the Pluton with various compositions, ranging from granodiorite to monzodiorite in composition.

The Lakhshak plutonic rocks are mainly metaluminous, calc-alkaline and belong to I type granites based on the P_2O_5 and Th

content versus SiO₂. Regarding TiO₂ content these rocks resemble the continental margin granites. The MgO, Na₂O, Ni, Cr content as well as Mg# and depletion in Y, these plutonic rocks are similar to the adakite, a rock type produced by partial melting of young oceanic crust. The low Ba/La content of the studied samples may suggest that subducted slab suffered dehydration prior to partial melting.

These rocks are enriched in LIL, LREE, however, they are depleted in HREE and Y. In addition, they show negative anomalies of Nb, Ta, P and Ti, and positive anomaly of Pb. The negative anomalies of Nb and Ta may indicate the effect of mantle wedge metasomatism by oceanic crust. The positive anomaly of Pb may demonstrate continental crust assimilation by magma associated with mantle metasomatism.

It seems that Lakshak pluton has been formed by subduction of Sistan young oceanic crust under the Afghan Block. Moreover, the low content of HREE and Y besides a decreased ratio of Yb versus SiO₂, Y<15.13, Yb<1.2 and existence of amphibolite enxenoliths in these rocks may suggest partial melting of amphibolites. The latter is formed during the oceanic crust subduction in depth more than 35 km.

Key words: Petrology, Geochemistry, Subduction, Granodiorite, Dyke swarm, Zahedan, Iran.

۱- مقدمه

شکل در رسوبات فلیشی ائوسن نفوذ کرده است (شکل ۱). این توده در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ چهار گوش زاهدان (Behruzi, 1993) با اسامی گرانیت، پلاژیوگرانیت و تونالیت معرفی شده است. یکی از نکات قابل توجه در این توده گرانودیوریتی، وجود تعداد زیادی دایک (Dyke swarm) موازی با روند شمال‌خاور-جنوب‌باختر است که حدود ۲۰ الی ۳۰ درصد حجم توده را به خود اختصاص داده‌اند. این دایکها در راهنمای نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ چهار گوش زاهدان از نوع اسیدی تا حد واسط معرفی شده‌اند. به منظور بررسی ویژگیهای سنگ‌شناسی و تعیین جایگاه زمین‌ساختی توده گرانودیوریتی لخشک و دایکهای آن پس از مطالعه روابط صحرائی، در مجموع بیش از ۲۰۰ نمونه سنگی از قسمت‌های مختلف این توده و سنگهای میزبان آن برداشت شد و پس از مطالعات سنگ‌نگاری دقیق، از بین سالم‌ترین نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۱۰ نمونه برای تجزیه شیمی سنگ کل به آزمایشگاه ALS Chemex در کانادا ارسال شد که نتایج تجزیه ژئوشیمی و سنگ‌نگاری این سنگها در مقاله حاضر ارائه شده است.

۲- جایگاه زمین‌شناسی و زمین‌ساختی

توده گرانودیوریتی لخشک و سنگهای در برگیرنده آن بخشی از زون فلیشی خاور ایران است (Stocklin, 1968) که به زون جوش خورده سیستان (Suture zone Sistan) (Tirru et al., 1983) هم معروف است. زون فلیشی خاور ایران در بخش خاوری زون لوت- بزمان واقع شده که از جنوب به زون مکران محدود می‌شود و به سمت شمال تا گناباد ادامه دارد. این زون حدود ۸۰۰ کیلومتر طول و ۲۰۰ کیلومتر عرض دارد و دارای

نوار گرانیتویدی زاهدان- سراوان در جنوب خاور ایران، ۲۵۰ کیلومتر طول و ۲ تا ۲۵ کیلومتر عرض دارد و از روند کلی شمال‌باختر- جنوب خاور پیروی می‌کند. این گرانیتویدها در زمان الیگومیوسن در رسوبات فلیشی ائوسن واقع در سمت خاوری افیولیت ملائزهای خاور ایران نفوذ کرده‌اند (شکل ۱). محققان قبلی گرانیتویدهای زاهدان را بر اساس تجزیه‌های مدال، نورماتیو و ژئوشیمیایی به دو رده کلی شامل: ۱) بیوتیت گرانیت، آپلیت، پگماتیت، رگه‌های کوارتزی و ۲) دیوریتها، گرانودیوریتها و پگماتیتها تقسیم کرده‌اند (Behruzei, 1993; Sadeghian, 2005; کشتگر، ۱۳۸۳ و حسینی، ۱۳۸۱). در بعضی مناطق، توده‌هایی از سنگهای گرانودیوریتی در بیوتیت- گرانیتها تریق شده است (شکل ۱) که این موضوع نشان می‌دهد گرانودیوریتها جوان‌تر از بیوتیت گرانیتها هستند (Sadeghian, 2005). در عین حال، هر دو گروه سنگی توسط تعداد زیادی دایک آندزیتی- داسیتی قطع شده‌اند. مطالعات انجام شده بر روی توده‌های گرانیتویدی جنوب و جنوب باختر زاهدان که در ۲۰ کیلومتری جنوب توده گرانودیوریتی لخشک واقع شده‌اند، نشان می‌دهند که این سنگها از نوع نیمه قلیایی، کلسیمی - قلیایی، متآلومین تا اندکی پر آلومین بوده و به گرانیتویدهای نوع I و H_{SS} تعلق دارند (Sadeghian, 2005). توده‌های گرانیتویدی جنوب و جنوب‌باختر زاهدان از لحاظ سنگ‌شناسی در رده گرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند که گرانیتها به سری ایلمنیت و گرانودیوریتها به سری مگنتیت تعلق دارند (Sadeghian, 2005). گرانیتها زرگلی در ۱۰ کیلومتری باختر توده گرانودیوریتی لخشک، کلسیمی - قلیایی و از نوع هیبرید است (کشتگر، ۱۳۸۳). توده گرانودیوریتی لخشک به صورت بیضوی

بلورهای پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز، آلانیت، زیرکن و آپاتیت موجود در سنگهای توده گرانودیوریتی لخشک شکل‌دار هستند. بلورهای فلدسپار پتاسیم، کوارتز و بیوتیت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل هستند. بلورهای فلدسپار پتاسیم بافتهای پرتیتی شعله‌ای و رگه‌ای نشان می‌دهند و بلورهای پلاژیوکلاز ساخت منطقه‌ای دارند. سنگهای حاشیه‌ای توده، فاقد هورنبلند سبز بوده و بیوتیت‌های موجود در آنها خوردگی نشان می‌دهند. بخشهای خورده شده این بیوتیتها به تجمع دانه ریز کوارتز، اکسید آهن (مگنتیت) و زیرکن تبدیل شده است (شکل ۴A). اما سنگهای موجود در بخشهای داخلی تر توده، شامل حدود ۷ درصد هورنبلند سبز است و بیوتیت‌های آنها هیچ شواهدی از هضم شدن و خوردگی نشان نمی‌دهند.

سنگها توده گرانودیوریتی لخشک دارای بافت دانه متوسط و حاوی میانبراهای آمفیبولیتی است. در این توده، به ندرت میانبراهای سنگهای میزبان و دگرگونی منطقه به چشم می‌خورد. علت این پدیده احتمالاً مربوط به جایگزینی توده در ژرفاهای بیشتر از شرایط زون کاتاکلاستیک می‌باشد (Bitencourt and Nardi, 2004). در تأیید این موضوع می‌توان به زونهای برشی شکل‌پذیر و تغییر شکل خمیری گرانودیوریتها در همبری توده نفوذی با سنگهای میزبان اشاره کرد. به هر حال، وجود فلدسپارهای پرتیتی در کنار کانیهای آبدار آمفیبول و بیوتیت در مجموعه کانیهای گرانودیوریت می‌تواند نشانه جایگزینی این توده در ژرفاهای کم پسته (فشارهای کمتر از ۴ کیلو بار) باشد (Philpotts, 1990). میانبراهای آمفیبولیتی حاشیه‌های گرد تا زاویه‌دار دارند و در تمام توده گرانودیوریتی قابل مشاهده‌اند. اندازه آنها از کوچک‌تر از ۱ Cm تا بزرگ‌تر از ۱/۵ m متغیر است. این میانبراهای از مجموعه کانیهای متعادل هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، اندکی اسفن و کانی تیره تشکیل شده است. این سنگها بر اثر تحمل دگرشکلی و دگرگونی گرما جنبشی (دیناموترمال)، بافت جهت یافته نشان می‌دهند (شکل ۵).

۳-۲- دایکها

توده نفوذی لخشک مورد هجوم دایکهای فراوانی قرار گرفته است. این دایکها دارای روند کلی شمال‌خاور- جنوب‌باختر است. نتایج مطالعات سنگ‌نگاری و تجزیه نورم نشان می‌دهد این سنگها دارای دامنه ترکیبی گرانودیوریت تا مونودیوریت هستند (شکل ۶). دایکهای گرانودیوریتی دارای بافت پورفیری با درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز است. تعدادی از درشت بلورهای پلاژیوکلاز بافت غربالی نشان می‌دهند و در حاشیه آنها بافت گرانوفیری تشکیل شده است (شکل ۴B). از دیدگاه Stewart and Pearce (2004) ظهور بافت غربالی در

روند شمالی- جنوبی است (شکل ۲). زون جوش خورده سیستان حاصل فرورانش بلوک لوت به زیر بلوک افغان به سمت شمال خاور و بسته شدن اقیانوس سیستان است (Tirrul et al., 1983). افتخارنژاد (۱۳۵۲) به خاطر وجود آتشفشانیهای سنوزوییک در بخش خاوری و شمالی بلوک لوت جهت فرورانش را به سمت باختر (زیر بلوک لوت) در نظر می‌گیرد. بیشتر سنگهای این پهنه دارای سن کرتاسه بالایی تا میوسن هستند. تعیین سنهای انجام شده بر روی توده‌های گرانیتیویدی این زون به روش K-Ar، مشخص کرده که میانگین سن این توده‌ها حدود ۳۲ میلیون سال است (Camp and Griffis, 1982). این سن با حضور میکروفسیلهای شاخص ائوسن، در سنگهای دگرگونی درجه پایین موجود در منطقه سازگار است (Berberian, 1983).

۳-۱- روابط صحرایی و سنگ‌نگاری

توده بیضوی شکل لخشک با امتداد شمال‌باختر- جنوب‌خاور در سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای درجه ضعیف ائوسن (اسلیت و فیلیت) تزریق شده است. سنگهای میزبان در محل همبری توده، متحمل دگرگونی همبری شده و به بیوتیت شیست و کردیریت بیوتیت شیست تبدیل شده‌اند. در بعضی جاها در همبری رگه‌هایی از مذابهای گرانودیوریتی که در سنگهای میزبان تزریق شده، درجه دگرگونی افزایش یافته و باعث تشکیل مقادیر اندکی کانیهای گارنت و سیلیمانیت نیز شده است. لایه بندی سنگهای میزبان در تمام مناطق اطراف توده موازی همبری آن است.

این توده توسط تعداد زیادی دایک موازی با امتداد شمال‌خاور- جنوب‌باختر قطع شده است (شکل ۳). ستبرای این دایکها بین ۱۲-۰/۵ متر متغیر است و شیب متوسط آنها حدود ۸۰° است. با در نظر گرفتن این نکته که دایکهای موازی موجود در توده نفوذی لخشک حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد حجم توده را به خود اختصاص داده‌اند، در اینجا بهتر است سنگهای منطقه مورد مطالعه را به دو گروه سنگهای تشکیل دهنده توده اصلی و سنگهایی که به شکل دایک رخمون دارند، تقسیم کنیم.

۳-۱-۱- سنگهای توده نفوذی

سنگهای توده گرانودیوریتی لخشک از نظر کانی‌شناسی شامل پلاژیوکلاز (۴۷ درصد)، فلدسپار پتاسیم (۱۴ درصد)، کوارتز (۱۹ درصد)، بیوتیت (۱۱ درصد)، هورنبلند (۷ درصد)، اسفن، آپاتیت و کانی تیره (حدود ۲ درصد) است. بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری و تجزیه مدال این سنگها در محدوده گرانودیوریت واقع می‌شوند (جدول ۱).



روند منفی نشان می‌دهد که این روند از ویژگیهای گرانیت‌های نوع I محسوب می‌شود (شکل ۸). به نظر (Chappell and White, 1992) به دلیل تبلور بخشی آپاتیت در گرانیت‌های I، فسفر به عنوان یک عنصر سازگار رفتار کرده و با ادامه تفریق مقدار آن در مذاب باقیمانده کاهش می‌یابد. در حالی که این عنصر در گرانیت‌های نوع S به علت عدم تبلور آپاتیت رفتار متفاوتی نشان داده و با ادامه تفریق، تمرکز آن در مذاب باقی مانده زیاد می‌شود.

در شکل ۹، روند تغییرات برخی از عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای هارکر نشان داده شده است. رابطه مثبت تغییرات Th در برابر SiO_2 وجه تشابه دیگر سنگهای توده گرانودیوریتی لخشک با گرانیت‌های نوع I به شمار می‌آید (Chappell and White, 1992).

سنگهای توده گرانودیوریتی لخشک در نمودار AFM روند خطی نشان می‌دهند و از لحاظ فراوانی آلومین همگی در محدوده سنگهای متآلومین قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۱ و ۱۲). روند خطی نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار AFM از ویژگیهای سنگهای کلسیمی - قلیایی مناطق کوهزایی محسوب می‌شود (Irvine and Baragar, 1971).

۴-۲- نمودارهای چند عنصری

فراوانی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه برای گرانودیوریتها و دایکها در شکل ۱۳ نشان داده شده است. این سنگها از عناصر LREE و LILE غنی شده‌اند ($(La/Sm)_N = 4/5$) و به نسبت از عناصر HREE تهی شدگی نشان می‌دهند ($(Gd/Yb)_N = 3/6$).

در نمودارهای بهنجار شده، عناصر Ti, P, Ta, Nb و Ba دارای بی‌هنجاری منفی هستند ولی Pb بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهد. بی‌هنجاری منفی Ti توسط کانیهای تیتان دار مانند اسفن، ایلمنیت، روتیل و بعضی از آمفیبولها کنترل می‌شود. با افزایش فشار حلالیت کانیهای تیتان دار در سیالات آبدار کاهش می‌یابد (Glenn, 2004) و کانیهای مذکور که غنی از عناصر HFS هستند طی فرایندهای ذوب بخشی در ژرفاهای بیش از ۳۰ کیلومتر، به صورت فازهای بر جا باقی می‌مانند و باعث پیدایش بی‌هنجاری منفی در مذاب می‌شوند (Glenn, 2004). چنانچه قبلاً اشاره شد چون فسفر در گرانیت‌های I به صورت یک عنصر سازگار رفتار می‌کند، تفریق آپاتیت در مراحل اولیه تفریق ماگما، باعث ایجاد بی‌هنجاری منفی P در این سنگها شده است. اما دایکها به دلیل داشتن آپاتیت به نسبت فراوان و ترکیب بازی تر از گرانودیوریت، تقریباً فاقد بی‌هنجاری منفی P هستند (شکل‌های ۱۳ و ۱۴). سیالها و مذابهای ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو با متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای بالای خودشان، باعث ایجاد بی‌هنجاری منفی Ta و Nb

پلاژیوکلازها می‌تواند نشانه ناپایداری بلورها در اثر کاهش ناگهانی فشار یا افزایش دما در حین صعود و تبلور ماگما باشد (شکل ۴B).

بلورهای کوارتز در دایکهایی که ترکیب نورماتیو گرانودیوریت دارند، بافت خلیج خوردگی نشان می‌دهند (شکل ۴C) و بلورهای پلاژیوکلاز آنها دارای حاشیه‌های گرد شده هستند (شکل ۴D). این شواهد، حاکی از عدم تعادل این بلورها با زمینه سنگ است. خورده شدن درشت بلورهای کوارتز باعث کاهش مقدار مودال این بلورها می‌شود. این امر سبب شده که نتایج تجزیه‌های مودال و نورماتیو این دایکها متفاوت باشد (جدول ۱) و بر اساس نتایج تجزیه مودال این دایکها در محدوده کوارتز مونوزودیوریت واقع شوند. همان گونه که در جدول ۱ مشاهده می‌شود مقدار فراوانی بیوتیت در دایکهایی با ترکیب نورماتیو گرانودیوریت بسیار بیشتر از دایکهای مونوزودیوریتی است. عکس این موضوع در مورد بلورهای هورنبلند صادق است. به گونه‌ای که فراوانی هورنبلند در دایکهای مونوزودیوریتی (حدود ۴۵/۶۱) بسیار بیشتر از فراوانی آنها در دایکهای گرانودیوریتی است (حدود ۸/۵).

روند دایکهای مونوزودیوریتی کاملاً مشابه دایکهای گرانودیوریتی (شمال‌خاور - جنوب‌باختر) است ولی تعداد آنها کمتر از دایکهای گرانودیوریتی است. دایکهای مونوزودیوریتی حاوی کانیهای پلاژیوکلاز (۲۷/۵۴ درصد)، ارتوکلاز (۴/۶۴ درصد)، کوارتز (۰/۵۷ درصد)، هورنبلند سبز و قهوه‌ای (۴۵/۶۱ درصد)، پیروکسن (۱۱/۰۱ درصد) و آپاتیت (۶/۶۸ درصد) هستند و به ندرت درشت بلورهای پلاژیوکلاز یا کوارتز دارند. مقدار کانیهای آپاتیت و مگنتیت این دایکها بیشتر از دیگر نمونه‌های سنگی موجود در منطقه است.

۴- ژئوشیمی

۴-۱- ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب

نتایج تجزیه ژئوشیمیایی ۶ نمونه از سنگهای گرانودیوریتی و ۴ نمونه از دایکهای منطقه که به روش ICP در آزمایشگاه ALS Chemex کانادا تجزیه شده‌اند، در جدول ۲ ارائه شده است. دامنه تغییرات SiO_2 در نمونه‌ها بین ۶۹/۱-۴۹/۱ درصد است. سنگهای نفوذی بین ۶۴ تا ۶۹ درصد SiO_2 دارند و همه نمونه‌ها در محدوده گرانودیوریت و نزدیک به هم واقع می‌شوند. مقدار تغییرات SiO_2 در دایکها حدود ۱۷ درصد (۴۹/۱-۶۶/۱) است و همان گونه که قبلاً اشاره شد، دارای دامنه ترکیبی گسترده‌تری از گرانودیوریت تا مونوزودیوریت هستند. در نمودارهای هارکر مقدار اکسیدهای MgO , P_2O_5 , Al_2O_3 , CaO , MnO , Fe_2O_3 و TiO_2 با افزایش SiO_2 کم می‌شود (شکل ۷). نمودار P_2O_5 نسبت به SiO_2 برای نمونه‌های مورد مطالعه

۲) با افزایش SiO_2 مقدار Yb کم می‌شود که این امر می‌تواند نشانه منشأگیری ماگمای سازنده سنگهای منطقه از ذوب بخشی آمفیبولیت باشد (Dokuz et al., 2005) (شکل ۹).

۳) الگوهای بهنجار شده تغییرات عناصر کمیاب برای سنگهای توده گرانودیوریتی لخشک دارای مقادیر Y و HREE پایین و مقادیر Sr و Sr/Y بالا مشابه ماگماهای آداکیتی است که از ذوب سنگهای آمفیبولیتی در ژرفاهای بیش از ۳۵ کیلومتر سرچشمه گرفته‌اند (Wang et al., 2005; Wang et al., 2006a; Wang et al., 2006b)

۴) میانگین مقادیر $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ سنگهای مورد مطالعه حدود ۷/۱ درصد وزنی است که با میانگین این عناصر در مذاب آداکیتی ناشی از ذوب بخشی پوسته بازالتی جوان فرورانده شده که حدود ۷ درصد وزنی می‌باشد (Martin, 1987; Drummond and Defant, 1990)، قابل مقایسه است.

۵) میانگین مقدار نیکل در سنگهای توده گرانودیوریتی لخشک حدود ۲۹ ppm است که در محدوده مقدار نیکل حاصل از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی جوان (۵۰-۲۰ ppm) قرار دارد (Martin, 1999).

۶) در بیشتر سنگهای توده گرانودیوریتی لخشک، عدد Mg حدود ۰/۵ (۴۱-۰/۶۳) است که با عدد Mg ماگماهای آداکیتی (۵۱-۰/۵۱) قابل مقایسه است (Martin, 1999; Drummond and Defant, 1990; Defant and Drummond, 1990).

۷) در بیشتر سنگهای مورد مطالعه مقدار Cr بین ۳۰-۴۰ ppm بوده و با مقدار Cr ماگماهای آداکیتی (۳۰-۵۰) قابل مقایسه است (Martin, 1999).

۸) میانگین مقادیر Yb و Y این سنگها به ترتیب کمتر از ۱/۲ و ۱۵/۱۳ است و در محدوده ماگماهای آداکیتی ($\text{Yb} < 1/8 \text{ ppm}$ و $\text{Y} < 18 \text{ ppm}$) قرار می‌گیرند (Martin, 1999).

۹) در شکل ۱۸ نمودار La/Yb در برابر Yb برای این سنگها رسم شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود این نمونه‌ها در محدوده آداکیت‌های منشأ گرفته از ذوب بخشی آمفیبولیت‌های گارنت دار قرار می‌گیرند (Martin, 1986). مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که ماگماهای آداکیتی می‌توانند از ذوب بخشی سنگهای آمفیبولیت پوسته اقیانوسی فرورو یا پوسته قاره‌ای در محدوده پایداری گارنت (ژرفاهای بیش از ۳۵ کیلومتر) تشکیل شوند (Drummond and Defant, 1990; Defant and Drummond, 1990; Wang et al., 2005; Wang et al., 2006a; Wang et al., 2006b).

الف) سنگهای پوسته قاره‌ای آمفیبولیتی: استقرار ماگمای مافیک در

می‌شوند (Chappell, 1999) و لذا وجود بی‌هنجاری منفی این عناصر در سنگهای منطقه می‌تواند نشان دهنده شکل‌گیری آنها در منطقه فرورانش باشد. بی‌هنجاری مثبت Pb به متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالهای ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو و یا آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای اشاره دارد (Atherton and Ghani, 2002; Kamber et al., 2002).

۵- موقعیت زمین‌ساختی ماگمایی

همان‌گونه که در بحث ژئوشیمی اشاره شد، شواهدی همچون روند کاهش اکسید P_2O_5 نسبت به SiO_2 و بی‌هنجاری منفی Nb و Ta در سنگهای توده گرانودیوریتی لخشک از ویژگیهای گرانیت‌های I به شمار می‌آیند و نشان می‌دهند که سنگهای مورد بحث احتمالاً از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورو و یا گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده منشأ گرفته‌اند. به همین دلیل، نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار (Pearce (1996) در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند (شکل ۱۵).

سنگهای توده گرانودیوریتی لخشک در نمودار (Harris et al. (1986) نیز در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) واقع شده‌اند. دایکها در گروه اواخر برخورد و یا پس از برخورد قرار می‌گیرند که با مطالعات صحرایی و نفوذ آنها در توده گرانودیوریتی سازگار است (شکل ۱۶).

سنگهای مورد مطالعه در نمودار (Maniar and Piccoli (1989) که بر اساس اکسیدهای عناصر اصلی رسم شده است، در محدوده گرانیت‌های کمان قاره‌ای (CAG) واقع می‌شوند (شکل ۱۷A) و نمودار AFM هم این موضوع را تأیید می‌کند (Bowden et al., 1984) (شکل ۱۷B).

نزدیکی مکانی گرانیتوئیدها و کمپلکس افیولیتی جنوب باختر زاهدان (شکل ۱) و سنهای ایزوتوپی این گرانیتوئیدها (۳۲ میلیون سال) که اندکی جوان‌تر از میکروفسیلهای شاخص انوسن موجود در سنگهای میزبان گرانیتوئیدها می‌باشد، نشان می‌دهد که همه آنها با فرایندهای ناحیه‌ای وابسته به هم تشکیل شده‌اند (Camp and Griffis, 1982; Berberian, 1983).

در مباحث فوق بر اساس روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب ملاحظه شد که در تشکیل سنگهای توده گرانودیوریتی لخشک، پوسته اقیانوسی فرورو، ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده بالای زون فرورانش و یا مشارکت این دو نقش داشته‌اند. دیگر ویژگیهای سنگ‌شناختی همچون کلسیمی-قلیایی و نوع I بودن توده هم این موضوع را تأیید می‌کنند. شواهد ژئوشیمیایی، سنگ‌شناسی و صحرایی زیر نشان می‌دهد که سنگهای منطقه مورد مطالعه احتمالاً از ذوب بخشی سنگهای آمفیبولیتی سرچشمه گرفته‌اند. (۱) وجود میانبارهای آمفیبولیتی در توده گرانودیوریتی لخشک.



شده است و سپس در ائوسن میانی شروع به بسته شدن کرده، انطباق دارد (Stocklin, 1968; Tirrul et al., 1983; Camp and Griffis, 1982; Berberian, 1983).

بعضی‌ها بالا نشان می‌دهد که ذوب بخشی پوسته اقیانوسی جوان در ژرفاهای بیش از ۳۵ کیلومتر نقش مهمی در تشکیل توده گرانودیوریتی لخشک داشته است. Ba عنصری ناسازگار و متحرک است که مقدار آن در پوسته قاره‌ای و رسوبات زیاد است (Rollinson, 1998). هنگامی که رسوبات روی پوسته اقیانوسی فرورانده می‌شود Ba آنها توسط سیالهای ناشی از بی‌آب شدن رسوبات و پوسته اقیانوسی به گوه گشته‌ای منتقل شده و تولید ماگماهایی با Ba/La بالا می‌کند (Kamber et al., 2002). همان گونه که در شکل ۱۹ دیده می‌شود، سنگهای منطقه مورد مطالعه دارای نسبت پایین Ba/La هستند و به نظر می‌رسد که مشابه سنگهای جزایر آلوشین (Aleutian) ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورو پیش از بی‌آب شدن آن اتفاق افتاده باشد (Kamber et al., 2002).

۷- نتیجه‌گیری

توده گرانودیوریتی لخشک در ۱۰ کیلومتری شمال باختر زاهدان واقع شده و بخشی از نوار ماگمایی زاهدان سراوان به شمار می‌آید. این توده در رسوبات فلیشی ائوسن جایگیر شده و سن الیگوسن دارند.

از نظر ترکیب سنگ‌شناسی این توده را می‌توان به دو بخش تقسیم کرد.

(۱) توده اصلی که دارای ترکیب سنگ‌شناسی گرانودیوریت می‌باشد.

(۲) دایکهای موجود در توده که حدود ۳۰-۲۰ درصد حجم توده را به خود اختصاص داده‌اند و دارای دامنه سنگ‌شناسی گسترده‌ای از گرانودیوریت تا مونزودیوریت است.

بر اساس نتایج ژئوشیمی، سنگهای مورد مطالعه از نوع کلسیمی-قلیایی و متآلومین است. روند کاهش P_2O_5 و افزایش Th نسبت به افزایش SiO_2 و نمودارهای مختلفی که برای تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل توده استفاده شده، نشان می‌دهد که سنگهای مورد مطالعه مشابه گرانیت‌های نوع I می‌باشند و در محیط کمان آتشفشانی قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

اکثر این سنگها دارای مقدار TiO_2 بین ۰/۴۲-۰/۵۷ هستند که معرف ماگماهای حاشیه قاره است. کاهش مقدار Yb نسبت به افزایش SiO_2 نشان می‌دهد که این سنگها از ذوب بخشی آمفیبولیت سرچشمه گرفته‌اند.

بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر کمیاب بر روی نمودارهای عنکبوتی نشان می‌دهد که سنگهای توده گرانودیوریتی لخشک از عناصر LIL و LREE غنی شده‌اند و از عناصر HREE و Y تهی شده‌اند. همچنین این سنگها دارای

زیر پوسته قاره‌ای آمفیبولیتی می‌تواند مقدار زیادی ماگمای فلسیک تولید کند (Rushmer, 1991). همچنین تزریق مداوم ماگمای ناشی از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی یا گوه گشته‌ای به درون پوسته قاره‌ای باعث افزایش حجم و ستر شدن پوسته قاره‌ای می‌شود. زمانی که ستر برای پوسته قاره‌ای بیش از ژرفاهای پایداری گارنت باشد، ذوب سنگهای پوسته آمفیبولیتی می‌تواند ماگمای آداکیتی تولید کند (Christopher et al., 1997). این ماگماها از LIL و LREE غنی شدگی و از HFS و HREE مشابه ماگمای تشکیل دهنده توده گرانودیوریتی لخشک، فقیر شدگی نشان می‌دهند (Atherton and Petford, 1993; Drummond and Defant, 1990). با توجه به شواهد زیر، احتمال منشأ گرفتن ماگمای توده گرانودیوریتی لخشک از ذوب پوسته قاره‌ای آمفیبولیتی ضعیف است.

(۱) وجود بی‌هنجاری مثبت Sr نشانه منشأ گرفتن ماگمای تشکیل دهنده این سنگها از پوسته اقیانوسی فرورو است. چون ماگماهایی که از ذوب پوسته قاره‌ای منشأ می‌گیرند دارای بی‌هنجاری منفی Sr هستند (Wang et al., 2006a) (شکل ۱۳C).

(۲) مقدار Na_2O این سنگها بیشتر از K_2O است و بیشتر دارای K_2O/Na_2O حدود ۰/۶۶ هستند، در صورتی که این نسبت در ماگماهای مشتق شده از پوسته قاره‌ای بیشتر از ۱ است (Wang et al., 2005).

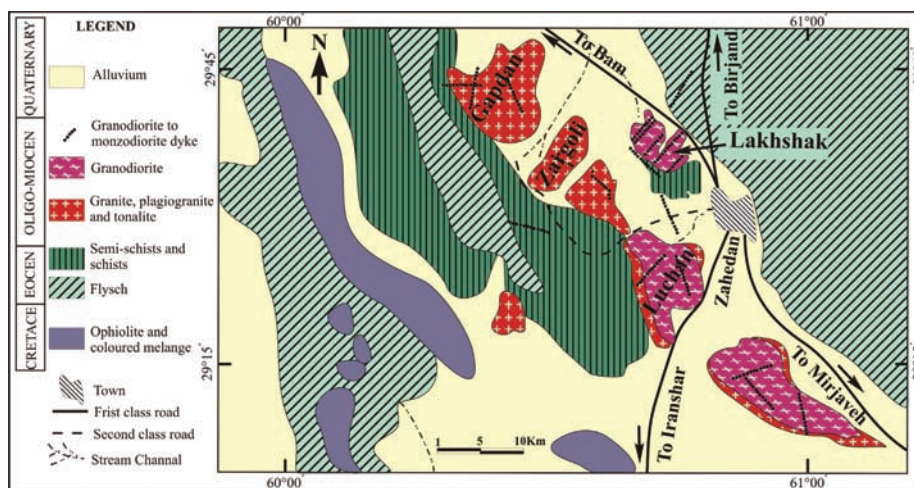
ب) پوسته اقیانوسی آمفیبولیتی: آزمایشهای تجربی نشان می‌دهد که ماگمای آداکیتی می‌تواند در دمای بیش از $800^\circ C$ و فشار ۲-۱/۵ Gpa از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی آمفیبولیتی تشکیل شود (Drummond and Defant, 1990; Rapp et al., 1991; Sen and Dunn, 1994).

گرادیان زمین‌گرمایی در مناطقی که پوسته اقیانوسی جوان فرورانده می‌شود بالاتر است، چون این پوسته کاملاً سرد نشده و دمای بالاتری نسبت به پوسته اقیانوسی عادی دارد. هنگامی که پوسته اقیانوسی جوان فرو رانده می‌شود، سنگهای آن منحنی ذوب پریدوتیت آبدار را در ژرفاهای کمتر قطع کرده و به طور بخشی ذوب می‌شوند (Rapp and Watson, 1995). اما پوسته اقیانوسی عادی چون دمای خود را از دست داده و سرد شده، در هنگام فرو رفتن منحنی ذوب پریدوتیت آبدار را قطع نمی‌کند و فقط مواد فرار خود را از دست می‌دهد. همان گونه که در جدول ۲ مشاهده می‌شود، اگر ماگمای گرانودیوریتی لخشک را نتیجه ذوب پوسته اقیانوسی در نظر بگیریم، مقادیر Na_2O و MgO آن بیشتر به نتایج ذوب بخشی پوسته اقیانوسی جوان شبیه است. این موضوع به خوبی با تحقیقات محققان قبلی که معتقدند در زمان کرتاسه میانی اقیانوس سیستان شروع به باز شدن کرده و پوسته اقیانوسی تشکیل

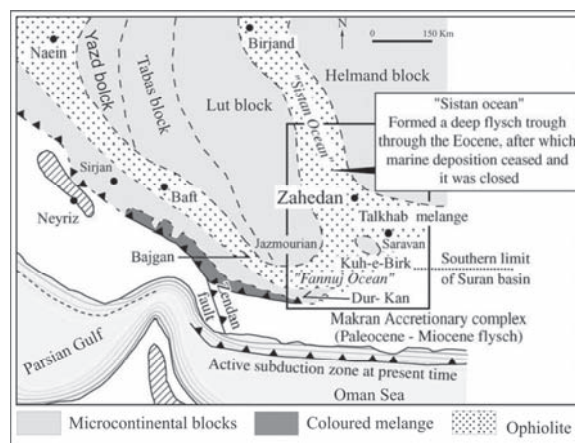
۸- قدردانی

این پژوهش حاصل طرح تحقیقاتی «پتروژنز و جایگاه زمین‌ساختی توده گرانیتیویدی لخشک و دایکهای آن (شمال باختر زاهدان)» به شماره پرونده «۶/۰۱ ک/۶۱۰۵۰۲۶» است که با حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه تهران انجام شده است. لذا بدینوسیله از همکاری ارزنده آن معاونت قدردانی می‌گردد.

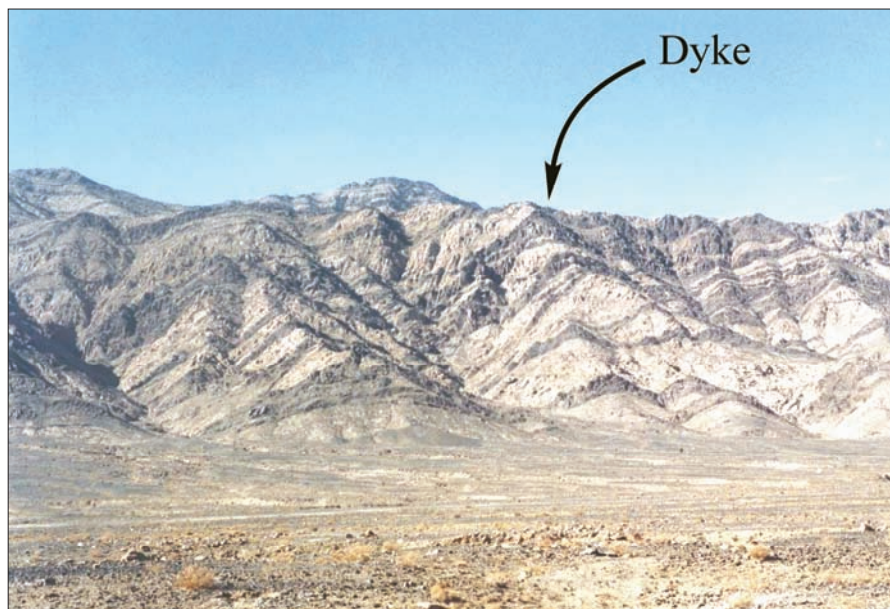
بی‌هنجاری منفی Nb, Ta, Ti, P و بی‌هنجاری مثبت Pb هستند. مقادیر نیکل، کروم، میانگین $(Fe_2O_3 + MgO + TiO_2) = 7/1$ ، عدد $Mg = 0/5$ ، میانگین مقدار $Yb < 1/13$ و $Y < 1/15$ این سنگها مشابه ماگماهای آداکیتی است که از ذوب پوسته اقیانوسی جوان فرورانده شده با ترکیب آمفیبولیت سرچشمه گرفته‌اند. کلیه ویژگیهای عناصر اصلی و کمیاب که در فوق بیان شد و وجود میانبراهای آمفیبولیتی در توده نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل دهنده سنگها توده گرانودیوریتی لخشک احتمالاً از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی جوان فرورونده سرچشمه گرفته است.



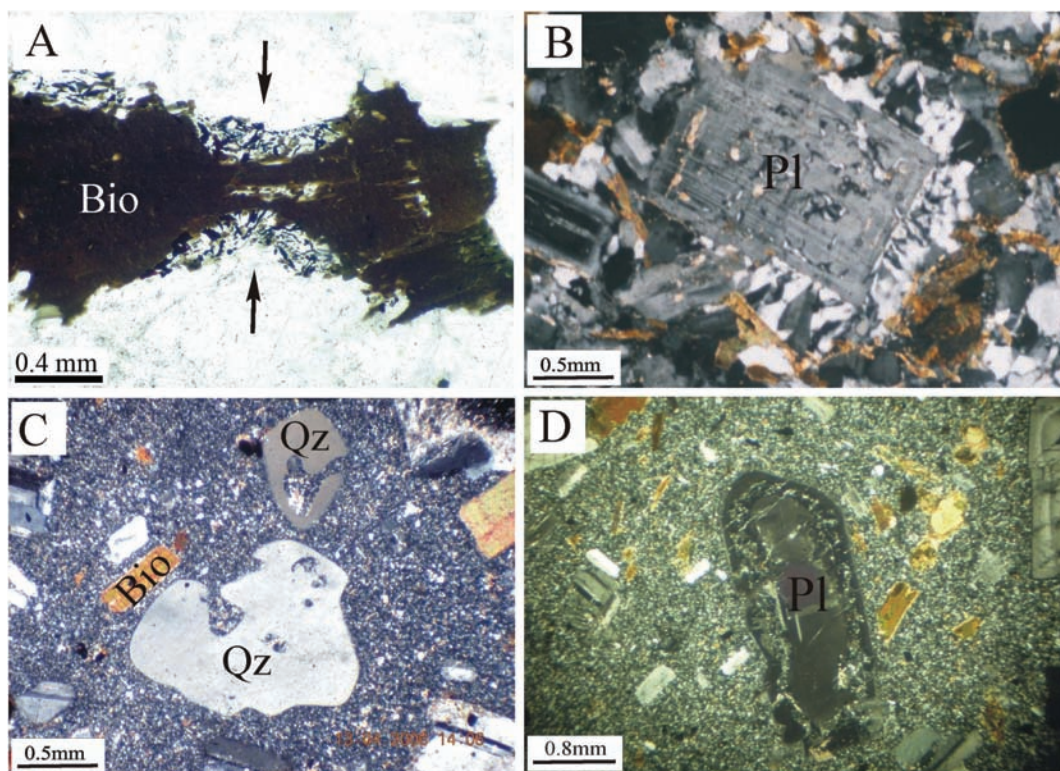
شکل ۱- پراکندگی و ترکیب توده‌های گرانیتیویدی اطراف زاهدان که در درون فلیشهای ائوسن نفوذ کرده‌اند. این نقشه بر اساس داده‌های نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهار گوش زاهدان (Behruzei, 1993) و مطالعات منتشر شده (Sadeghian, 2005؛ کشتگر، ۱۳۸۳) رسم شده است.



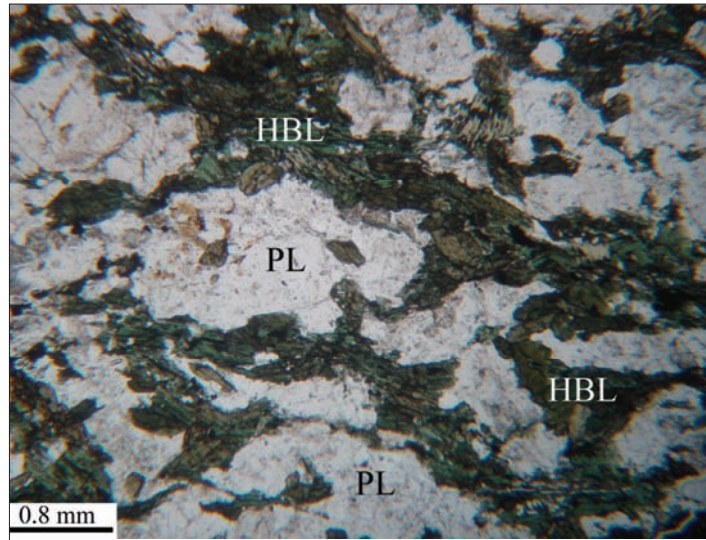
شکل ۲- عناصر ژئوتکتیکی بخشهای جنوب خاوری ایران و نواحی مجاور آن. این نقشه نشان‌دهنده محل بقایای افیولیتی اقیانوس سیستان و فرورانش کنونی پوسته اقیانوس عمان به زیر مکران در جهت شمال‌خاور است (Mc Call, 1997).



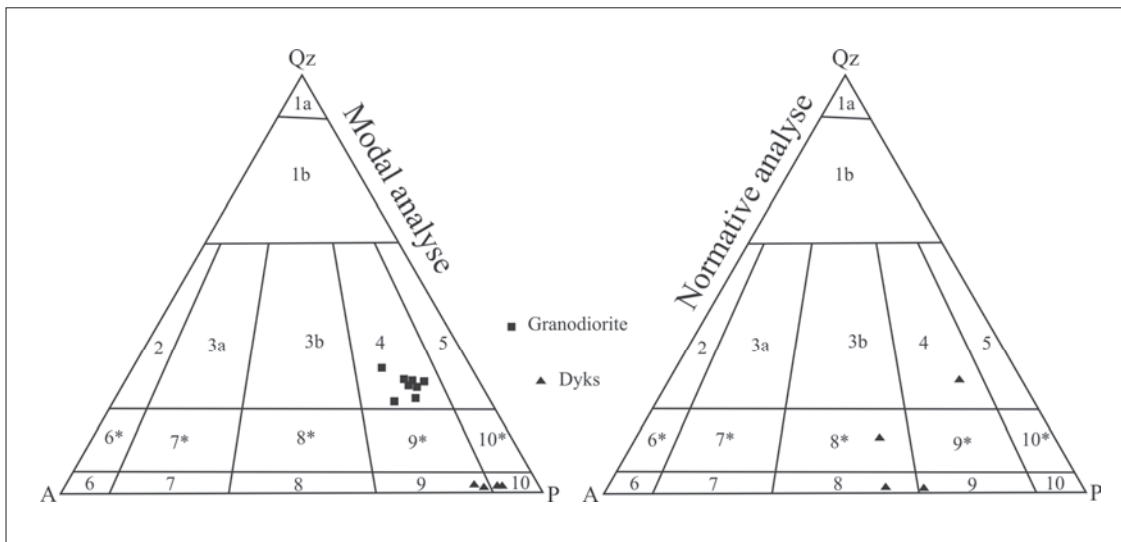
شکل ۳- نمایی از فراوانی دایکهای موجود در توده گرانودیوریتی لخشک.



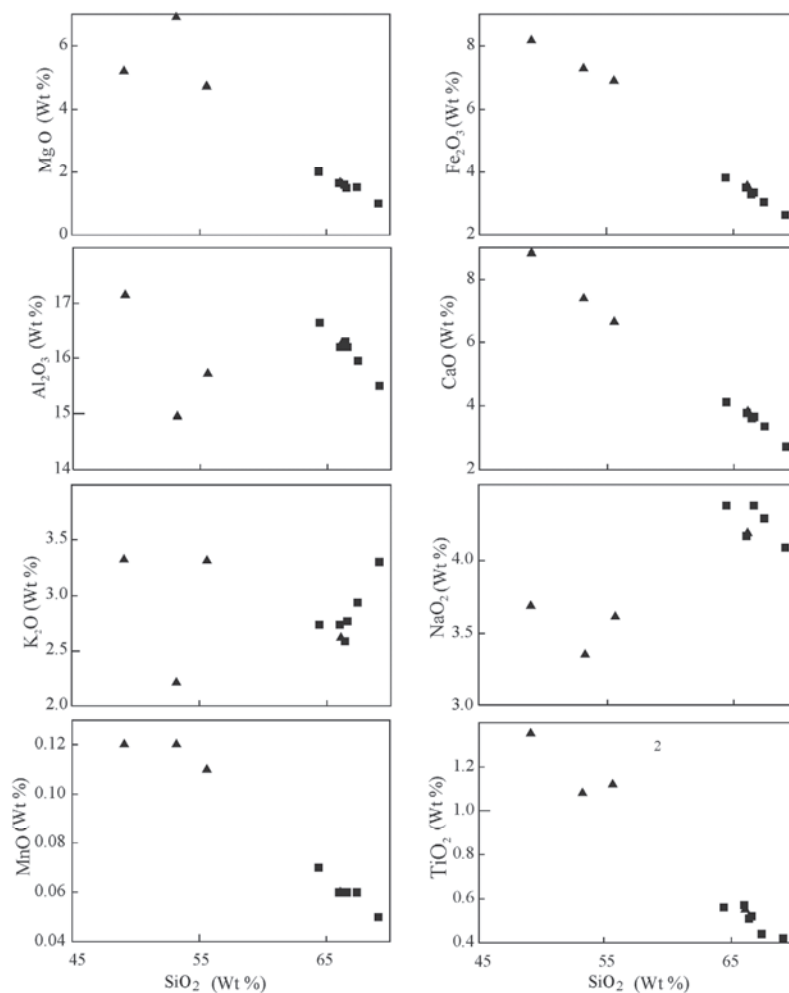
شکل ۴- A) خوردگی ورقه‌های بیوتیت از اطراف و تبدیل بخشهای خورده شده به تجمعی از دانه‌های ریز مگنتیت، کوارتز و زیرکن (نور طبیعی). B) درشت بلورهای پلاژیوکلاز بافت غربالی نشان می‌دهند و در حاشیه آنها بافت گرانوفیری تشکیل شده است (نور پلاریزه). C) وجود بافت خلیج خوردگی در حاشیه بلورهای کوارتز (نور پلاریزه). D) هضم و گرد شدن درشت بلورهای پلاژیوکلاز (نور پلاریزه).



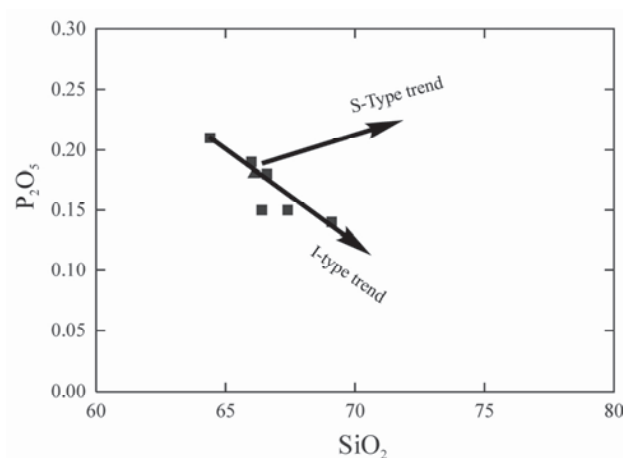
شکل ۵- میانبرهای آمفیبولیتی موجود در توده گرانیتیویدی لخشک از کانیهای هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. این سنگها دارای بافت جهت یافته هستند. HBL: هورنبلند سبز و PL: پلاژیوکلاز.



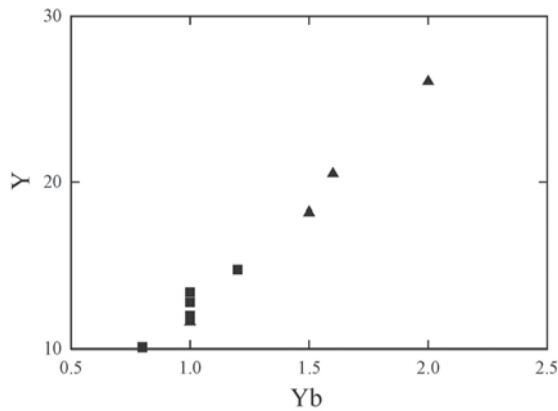
شکل ۶- در نمودار مثلثی فلدسپار قلیایی (A) - کوارتز (Q) - پلاژیوکلاز (P) (Strekeisen and Lemaitre, 1979)، نتایج مودال سنگهای توده اصلی در محدوده گرانودیوریت قرار می‌گیرند و دایکها در محدوده دیوریت تا مونزودیوریت واقع می‌شوند. بر اساس نتایج نورم دایکها دارای طیف وسیع‌تری از گرانودیوریت تا مونزودیوریت هستند. محدوده‌های شماره گذاری شده به ترتیب معرف سنگهای زیر هستند: ۱- گرانیتیویدهای غنی از کوارتز. ۲- آلکالی فلدسپار گرانیت. ۳- سینو گرانیت. ۴- مونزو گرانیت. ۵- گرانودیوریت. ۶- تونالیت. ۷- کوارتز آلکالی فلدسپار سینیت. ۸- کوارتز سینیت. ۹- کوارتز مونزونیت. ۱۰- کوارتز مونزودیوریت. ۱۱- کوارتز دیوریت- گابرو. ۱۲- آلکالی فلدسپار سینیت. ۱۳- سینیت. ۱۴- مونزونیت. ۱۵- مونزودیوریت- مونزو گابرو. ۱۶- دیوریت- گابرو- آنورتوزیت.



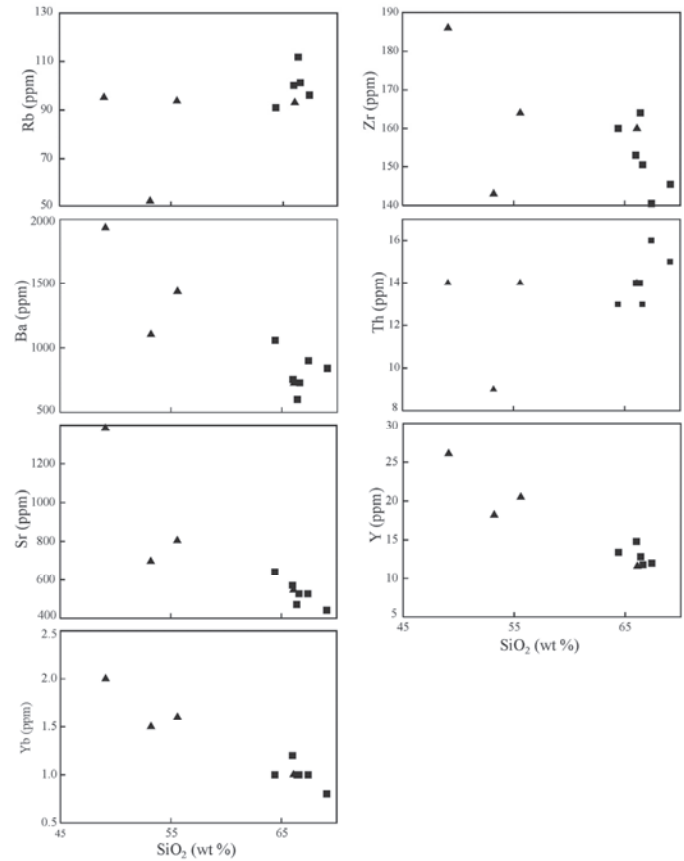
شکل ۷- روند تغییرات عناصر اصلی نسبت به SiO_2 . علائم مشابه شکل ۶ است.



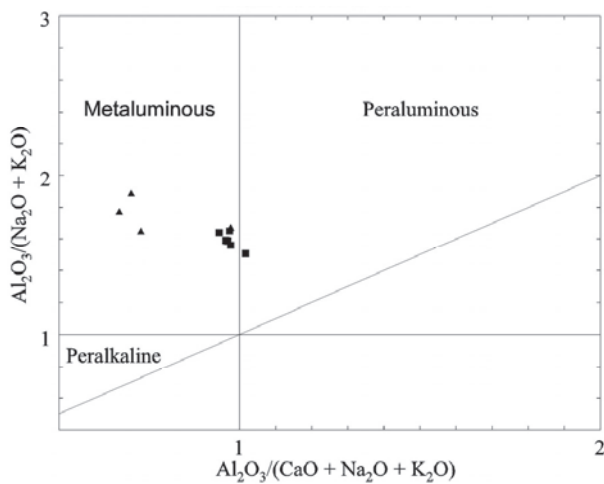
شکل ۸- روندهای تفریق P_2O_5 در گرانیت‌های نوع S و I (Chappell and White, 1992). همان گونه که مشاهده می‌شود، سنگ‌های توده گرانودیوریتی لخشک از روند گرانیت‌های نوع I پیروی می‌کنند. علائم مشابه شکل ۶ است.



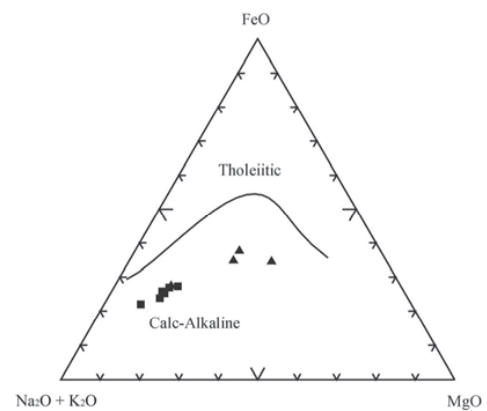
شکل ۱۰- روند خطی تغییرات دو عنصر ناسازگار Y در برابر Yb در سنگهای توده گرانودیوریتی لخشک و دایکهای آن نشان دهنده منشأ مشترک آنها می‌باشد. علائم مشابه شکل ۶ است.



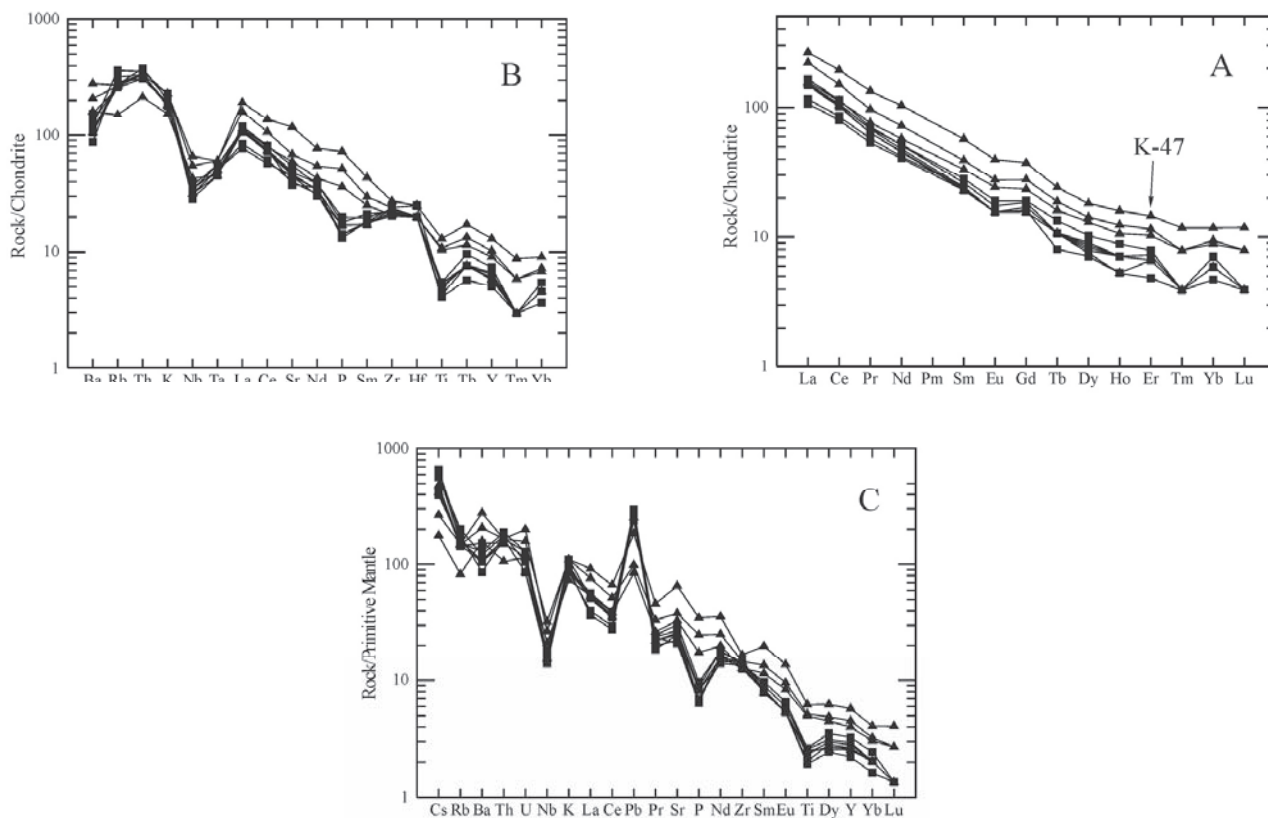
شکل ۹- روند تغییرات برخی از عناصر کمیاب نسبت به SiO_2 . علائم مشابه شکل ۶ است.



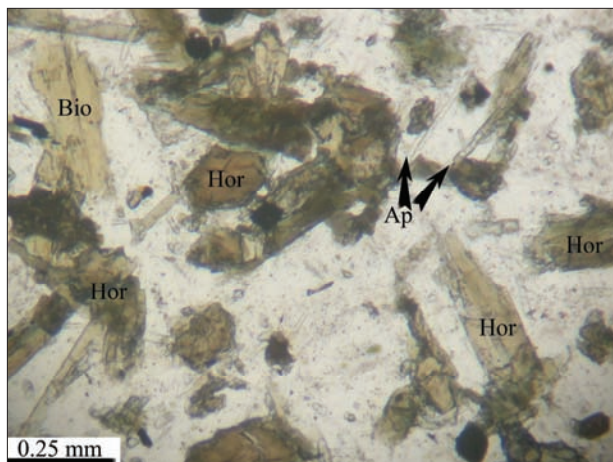
شکل ۱۲- سنگهای گرانودیوریتی لخشک در نمودار A/CNK محدود و متآلومین واقع می‌شوند (Maniar and Piccoli, 1989). علائم مشابه شکل ۶ است.



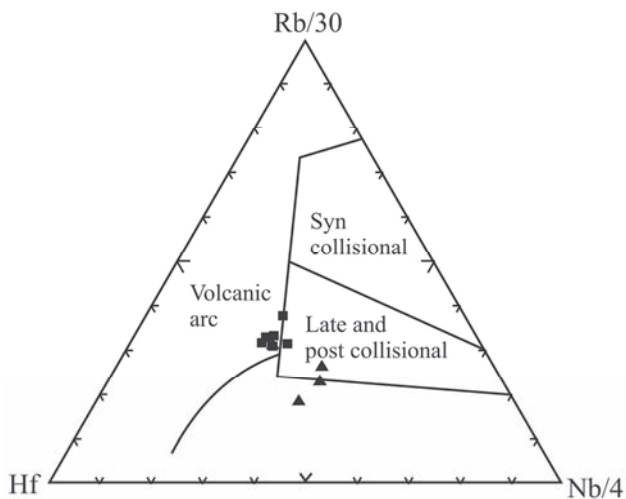
شکل ۱۱- در نمودار AFM سنگهای مورد مطالعه در محدوده کلسیمی-قلیایی قرار می‌گیرند. همان گونه که در شکل فوق مشاهده می‌شود این نمونه‌ها دارای روند خطی هستند که از ویژگیهای سنگهای کلسیمی-قلیایی مناطق کوهزایی به شمار می‌آید (Irvine and Baragar, 1971). علائم مشابه شکل ۶ است.



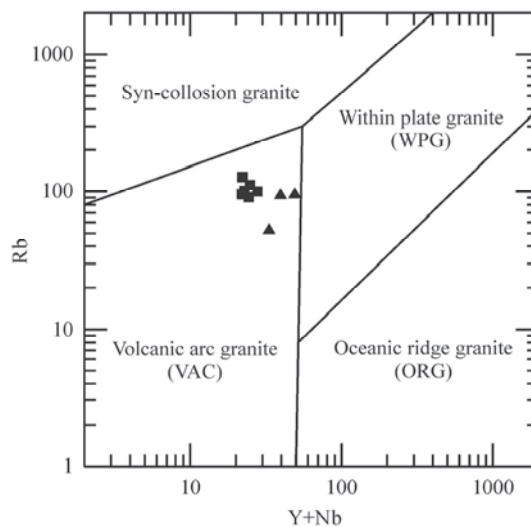
شکل ۱۳- (A) تغییرات فراوانی عناصر REE بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989). (B) تغییرات فراوانی عناصر اصلی و کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982). (C) تغییرات فراوانی عناصر اصلی و کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989). علائم مشابه شکل ۶ است.



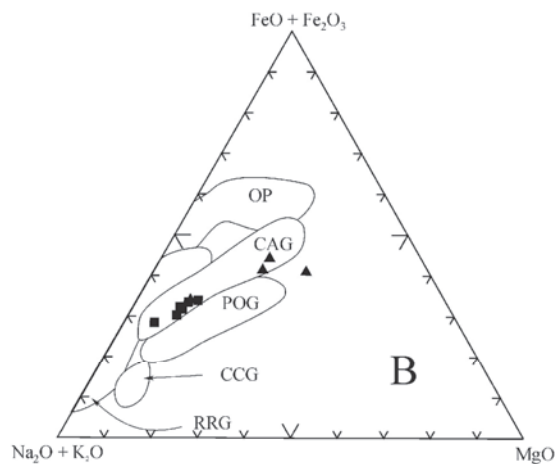
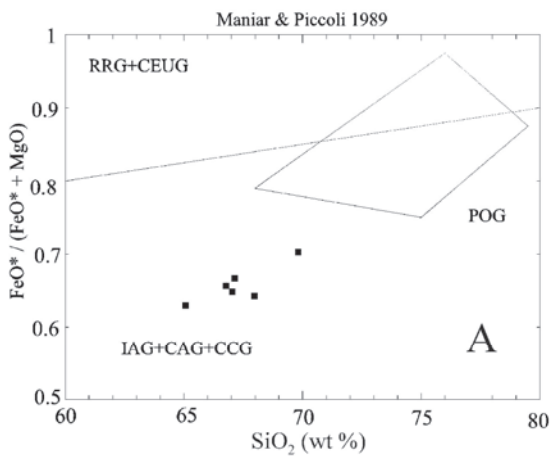
شکل ۱۴- فراوانی نسبی کانیهای آپاتیت در دایکها.



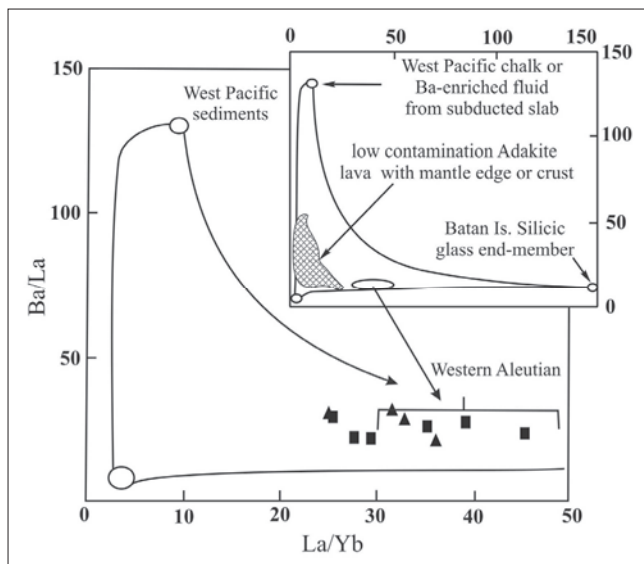
شکل ۱۶- سنگهای گرانودیوریتی در محدوده VAG و دایکها در محدوده پس برخوردی واقع شده‌اند (Harris et al., 1986). علائم مشابه شکل ۶ است.



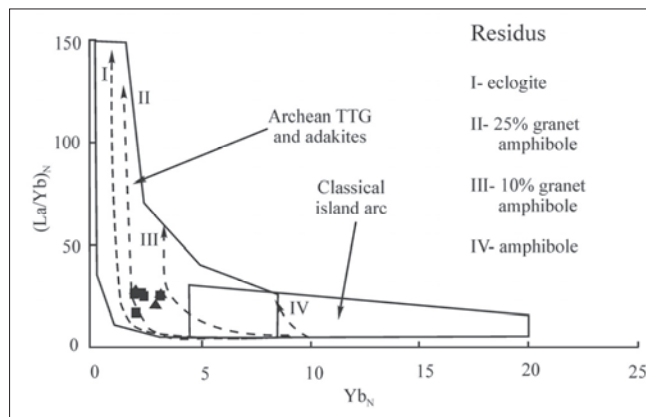
شکل ۱۵- سنگهای توده نفوذی لخشک در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند (Pearce et al., 1982). علائم مشابه شکل ۶ است.



شکل ۱۷- (A) نمودار (Maniar and Piccoli (1989) و قرارگیری سنگهای مورد مطالعه در محدوده CAG. (B) سنگهای مورد مطالعه در نمودار AFM (Bowden et al., 1984) در محدوده گرانیت‌های کمان قاره واقع شده‌اند. علائم مشابه شکل ۶ است.



شکل ۱۹- سنگهای منطقه مورد مطالعه دارای مقادیر کم Ba/La هستند و این موضوع مؤید ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورو پیش از بی آب شدن آن است (Kamber et al., 2002). علائم مشابه شکل ۶ است.



شکل ۱۸- قرار گرفتن نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بین II و III می‌تواند نشان دهنده منشأ گرفتن آنها از ذوب سنگهای آمفیبولیت باشد. علائم مشابه شکل ۶ است.

جدول ۱- میانگین نتایج تجزیه‌های مودال و نورم سنگهای توده نفوذی لخشک و دایکهای آن.

تجزیه نورم		تجزیه مودال		نام سنگ
دایکها		دایکها	سنگهای توده نفوذی	
کوارتز	گرانودیوریت	مونزودیوریت	گرانودیوریت	
کوارتز مونزودیوریت				
۳/۵	۲۱/۶	۰/۵۷	۱۹	کوارتز %
۱۳	۱۵/۵	۴/۶۴	۱۴	ارتوکلاز %
۴۷/۵	۵۳/۲	۲۷/۵۴	۴۷	پلاژیوکلاز %
۱۳	۴/۲	۱۱/۰۱	۰	کلینوپیکروکسن % هپروکسن % دیوپسید %
۹	۰		۰	
۰/۲۶	۰/۲	۰	۰	ایلمنیت %
۷/۲۸	۳/۶	۲/۳۵	<۱	هماتیت %
۲/۳۲	۰	۰	۰	اسفن %
۰/۸۸	۰/۴۲	۶/۶۸	<۱	آپاتیت %
۰	۰/۴۸	۰	<۱	روتیل %
۰	۰	۰	۱۱	بیوتیت %
۰	۰	۴۵/۶۱	۷	هورنبلند %

جدول ۲- نتایج تجزیه ژئوشیمیایی ۱۰ نمونه از سنگهای منطقه مورد مطالعه و دو نوع پوسته اقیانوسی عادی و جوان که از Defant and Drummond (1990) اقتباس شده است. عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی بر حسب ppm گزارش شده‌اند.

Lithology Sample number	Granodiorite						Dyke				Oceanic crust	
	F	K-27	K-44	K-50	Z-R-2	Z-R-73	Z-R-7	Z-R-27	K-7	K-47	Normal	Young
SiO ₂	67.4	66.0	66.4	66.6	69.1	64.4	55.6	66.1	53.2	49.1	49	67.6
Al ₂ O ₃	15.95	16.20	16.30	16.20	15.50	16.65	15.72	16.25	14.95	17.15	18.90	17.20
Fe ₂ O ₃	3.04	3.51	3.28	3.34	2.63	3.82	6.89	3.56	7.28	8.17	9.80	2.30
CaO	3.37	3.77	3.62	3.66	2.73	4.12	6.66	3.82	7.40	8.83	10.7	4.3
MgO	1.52	1.65	1.60	1.50	1.00	2.02	4.72	1.67	6.90	5.19	5.8	1
Na ₂ O	4.28	4.16	4.54	4.37	4.08	4.37	3.61	4.18	3.35	3.69	3.4	4.7
K ₂ O	2.94	2.74	2.59	2.77	3.3	2.74	3.31	2.62	2.21	3.32	1	1.3
TiO ₂	0.44	0.57	0.51	0.52	0.42	0.56	1.12	0.55	1.08	1.35	0.9	0.3
MnO	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.11	0.06	0.12	0.12	0.19	0.07
P ₂ O ₅	0.15	0.19	0.15	0.18	0.14	0.21	0.54	0.18	0.38	0.76	0.22	0.11
SrO	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.07	0.09	0.06	0.08	0.15		
LOI	0.63	0.78	0.73	0.66	0.87	0.72	1.47	0.77	1.67	1.8	n.r	0.9
Total	100	99.8	99.9	100	100	99.9	100	99.9	98.8	99.9	99.8	100
Ba	901	755	601	731	842	1060	1440	727	1105	1935		
Ce	62.2	64.7	52.5	49.2	65.4	69.8	92	63.3	68.8	118.5		
Co	59.7	71.5	59.5	58.5	76.3	60.4	37.9	90.9	48.4	48.8		
Cr	30	30	30	30	10	40	150	30	330	80		
Cs	3.4	3.1	5.2	4.7	4.5	3.4	3.8	3.3	1.4	2.1		
Cu	7	6	5	10	5	13	33	5	90	54		
Dy	2.1	2.6	2.2	2	1.8	2.3	3.6	1.9	3.3	4.6		
Er	1.1	1.3	1.2	1.1	0.8	1.2	1.9	1.1	1.7	2.4		
Eu	0.9	1.1	0.9	0.9	0.9	1	1.6	0.9	1.4	2.3		
Ga	18	19	21	20	19	19	18	19	19	21		
Gd	3.5	3.9	3.2	3.2	3.3	3.8	5.7	3.2	4.8	7.7		
Hf	4	4	5	4	4	4	4	4	4	5		
Ho	0.4	0.5	0.4	0.4	0.3	0.4	0.7	0.3	0.6	0.9		
La	35.1	35.1	27.5	25.3	36.2	39.1	52.4	36	37.3	62.9		
Lu	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.3		
Nb	10	13	12	11	12	11	19	11	15	23		
Nd	21.5	24.3	19.6	19	22.5	24.1	34	21.3	27	48.4		
Ni	18	14	16	13	7	24	46	15	92	51		
Pb	17	19	18	20	21	19	7	18	6	13		
Pr	6.1	6.6	5.5	5.1	6.5	6.8	9.2	6.1	7.3	12.7		
Rb	95.9	100	111.5	101	127.5	90.8	93.5	92.9	52.4	95		
Sm	3.6	4.3	3.7	3.5	3.7	4	6	3.5	5.1	8.8		
Sn	2	2	2	2	2	1	2	2	1	2		
Sr	527	571	472	527	442	641	804	547	696	1385		
Ta	0.9	1.1	1	1	1.1	0.9	1.2	1	0.9	1.2		
Tb	0.4	0.5	0.4	0.4	0.3	0.4	0.7	0.4	0.6	0.9		
Th	16	14	14	13	15	13	14	14	9	14		
Tm	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.3		
U	2.7	1.8	2.7	2.4	2.2	2.4	4.2	1.8	2.4	3.3		
V	57	70	63	62	44	75	178	68	189	274		
W	493	576	478	457	650	485	142	736	156	168		
Y	12	14.8	12.8	11.8	10.1	13.4	20.5	11.6	18.2	26.1		
Yb	1	1.2	1	1	0.8	1	1.6	1	1.5	2		
Zn	56	67	68	65	58	65	55	65	74	88		
Zr	140.5	153	164	150.5	145.5	160	164	160	143	186		

کتابنگاری

افتخارنژاد، ح.، ۱۳۵۲ - مطالبی چند درباره تشکیل حوضه رسوبی فیلیش در خاور ایران و توجیه آن با تئوری تکنونیک صفحه‌ای. ضمیمه گزارش شماره ۲۲ ف، سازمان زمین‌شناسی کشور و اکتشافات معدنی کشور.

حسینی، م. ر.، ۱۳۸۱ - پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت‌های جنوب باختر زاهدان. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۲۹۰ صفحه.
کشتگر، ش.، ۱۳۸۳ - پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل ساختاری گرانیت‌های زرگلی. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۶۰ صفحه.

References

- Atherton, M. P., Ghani, A. A., 2002- Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite syncollisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos*, 62, 65–85.
- Atherton, M. P., Petford, N., 1993- Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362, 144–146.
- Behruzi, A., 1993- Geological map of Zahedan 1:250000 survey sheet. Geological survey of Iran.
- Berberian, M., 1983- Geological map of Iran at 1/100,000. Sheet 8148 Zahedan, Geological survey of Iran, Teheran.
- Bitencourt, M. F., Nardi, L. V. S., 2004 - The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil. *Lithos*. 73, 1–19.
- Bowden, P., Bachelor, R. A., Chapple, B. W., Didier, J., Lameyer, J., 1984 - petrological, geological and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Earrth. Planet. Inter.*, 35, 1–11.
- Camp, V. E., Griffis, R. J., 1982- Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, Eastern Iran. *Lithos*, 15(3), 221–239.
- Chappell, B. W., 1999- Aluminium saturation in I and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos*, 46, 535–551.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., 1992- I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.*, 83, 1–26.
- Christopher, D. W., Ian, L. M., Alan, P. M. V., 1997- The generation of sodic granite magmas, western Palmer Land, Antarctic Peninsula. *Contrib Mineral Petrol*, 128, 81–96.
- Defant, M. J., Drummond, M. S., 1990- A model for trondhjemite ± tonalite ± dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J Geophys Res*, 95, 21503–21521.
- Dokuz, A., Tanyolu, E., Genc, S., 2005- A mantle and a lower crust derived bimodal suite in the Yusufeli (Artvin) area, NE Turkey: trace element and REE evidence for subduction-related rift origin of Early Jurassic Demirkent intrusive complex. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*.
- Drummond, M. S., Defant, M. J., 1990- A model for trondhjenite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern composition. *Journal of Geophysical Research*, 95, 21,503–21,521.
- Glenn, A. G., 2004 - The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus. *Contrib Mineral Petrol*, 147: 511–527

- Harris, N. B. W., Pearce, J. A., Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision zone magmatism. *Collision tectonic, Geological society of American Bulltein, special pub. No. 19, 67–81.*
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., 1971- A guide chemical classification of the common volcanic rock. *Canada, J. Earth Sci., 8, 523–548.*
- Kamber, B. S., Ewart A., Collerson, K. D., Bruce, M. C., McDonald, G. D., 2002- Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contrib Mineral Petrol, 144, 38–56.*
- Maniar, P. D., Piccoli, M., 1989- Teconic discrimination of granitoids. *Geological society of American Bulltein, No.110, 635–642.*
- Martin, H., 1986- Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology 14:753–756*
- Martin, H., 1987- Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal Petrology, 28, 921–953.*
- Martin, H., 1999- Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos, 46, 411–429.*
- Mc Call, G. J. H., 1997- The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Asian Earth science, 15/16, 517–531.*
- Pearce, J. A., 1982- Trace element chacteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.), *Andesites. Wiley, Chichester, 525–548.*
- Pearce, J. A., 1996- Sources and settings of granitic rocks. *Episodes 19, 120–125.*
- Philpotts, A. R., 1990- Principles of igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, New Jersey, p. 498.
- Rapp, R. P., Watson, E. B., 1995- Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust mantle recycling. *Journal Petrology, 36, 891–932.*
- Rapp, R. P., Watson, E. B., Miller, C. F., 1991- Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Res, 51, 1–25.*
- Rollinson, H., 1998- Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman, Singapore, p. 352.
- Rushmer, T., 1991- Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under-absent conditions. *Contrib Mineral Petrol, 107, 41–59.*
- Sadeghian, M., Bouchez, J. L., Ne'de'lec, A., Siqueira, R., Valizadeh, M. V., 2005- 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, 301–327*
- Sen, C., Dunn, T., 1994- Dehydration melting of basaltic composition amphibolite at 15 and 3 GPa: implications for the origin of adakites. *Contrib Mineral Petrol, 117, 394–409.*
- Stewart, M. L., Pearce, T. H., 2004 - Sive-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results. *American Mineralogy, 89, 348–351.*
- Stocklin, J., 1968 - Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52, 1229–1258.*
- Strekeisen, A. L., Lemaitre, R. W., 1979- "A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks," *Neuse Jahrbuch fur Mineralogie Ab-handlungen, 136, 169–206.*

- Sun, S. S., Mc Donough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, vol. 42, pp. 313–345.
- Thompson, A. B., 1982- Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, 282, 1567–1595.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J., Camp, V. E., 1983- The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society America Bulletin*, 94, 134–150.
- Wang, Q., McDermott, F., Xu, J. F., Bellon, H. & Zhu, Y. T., 2005- Cenozoic K-rich adakitic volcanics in the Hohxil area, northern Tibet: lower crustal melting in an intracontinental setting. *Geology* 33, 465–468.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu J. F., Zhao, Z. H., Jian, P., Xiong, X. L., Bao, Z. W., Li, C. F., Bai, Z. H., 2006a- Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): Implications for geodynamics and Cu–Au mineralization. *Lithos*, 1-26.
- Wang, Q., Xu, J. F., Jian, P., Bao, Z. W., Zhao, Z. H., Li, C. F., Xiong, X. L., Ma, J. L., 2006b- Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology* 47, 119–144.