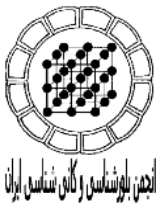
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و چهارم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۵، از صفحهٔ ۳۱۷ تا ۳۳۰



سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدهای کوه‌میش (جنوب سبزوار)

سید مسعود همام*[۱]، مجتبی لشکری پور[۱]، آزاده ملک‌زاده شفارودی[۱]، مجتبی رستمی‌حصوری[۲]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی، مشهد

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شاهرود

(دریافت مقاله: ۹۴/۴/۱، نسخه نهایی: ۹۴/۷/۲۵)

چکیده: توده‌ی گرانیتوئیدی کوه‌میش در ۴۵ کیلومتری جنوب سبزوار واقع شده و از نظر تقسیم‌بندی زمین ساختی، بخشی از منطقه‌ی سبزوار است. ترکیب آن از گرانیت تا دیوریت و گابرو تغیر می‌کند و در زمره گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرد. بنابر نمودارهای ژئوشیمیایی دارای ماهیت آهکی-قلیایی و شبه آلومین تاپرآلومین ضعیف است. همچنین الگوی مسطح عناطر نادر خاکی نشان می‌دهد که خاستگاه ماگمای اولیه این توده در خارج از گستره‌ی پایداری گارنت است. در نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب، همه‌ی فازهای توده گرانیتوئیدی مورد بررسی بی‌هنجاری منفی Nb و Ti و نیز بی‌هنجاری مثبت Rb و K مشاهده می‌شود که نشانگر محیط های فرورانشی است. مقایسه فراوانی عناصر ناسازگار سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی با تغییرات این عناصر در گرانیتوئیدهای محیط‌های مختلف زمین‌ساختی، بیانگر تشابه آن‌ها با گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی آند است. همچنین نمودارهای تفکیک محیط های زمین‌ساختی، بیانگر ارتباط توده‌های مورد بررسی کوه‌میش با کمان آتشفشانی (VAG) بوده که در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: *گرانیت؛ دیوریت؛ کمان آتشفشانی؛ کوه‌میش؛ سبزوار.*

مقدمه

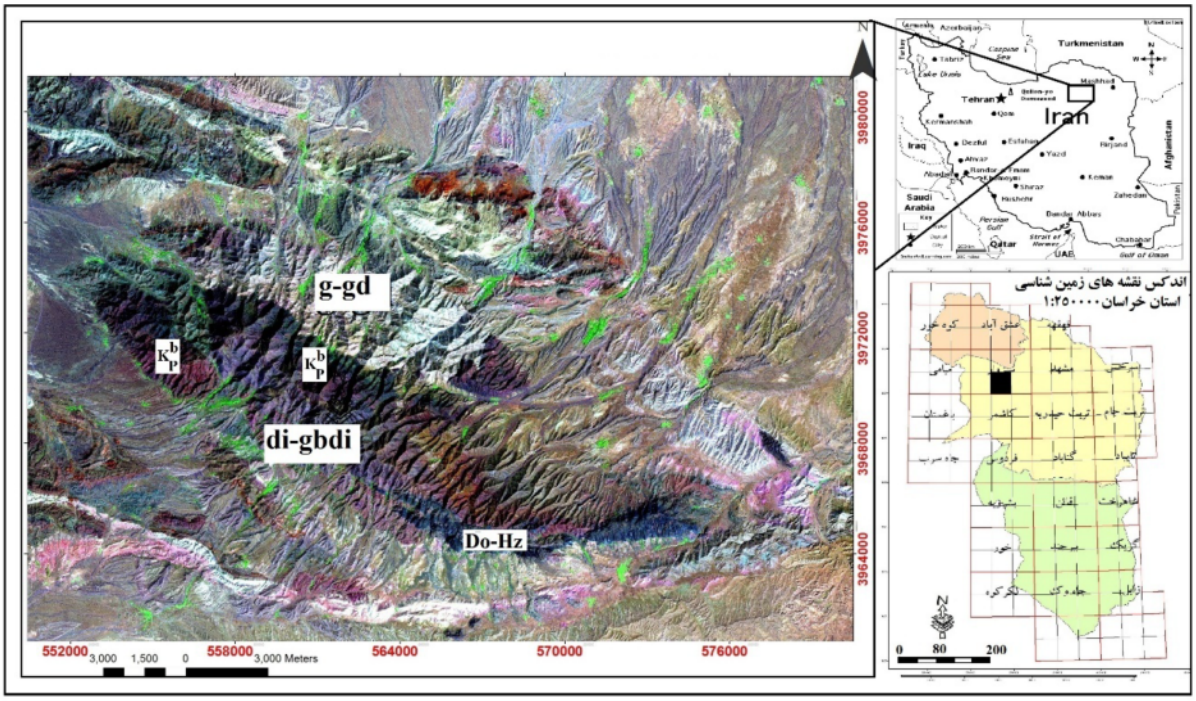
توده‌ی گرانیتوئیدی کوه‌میش در۴۵ کیلومتری جنوب سبزوار واقع شده است (شکل۱). این توده در حاشیه‌ی شمالی پهنه‌ی ایران‌مرکزی [۱] یا در پهنه‌ی سبزوار [۲]، بین سنگ‌های بازالتی‌بالشی وابسته به منطقه‌ی افیولیتی سبزوار جایگزین شده است و جایگیری آن را به بعد از ائوسن نسبت می‌دهند. بررسی توده‌های این پهنه به سبب اهمیتی که در آگاهی از ژئودینامیک پوسته‌ای ایران دارند مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان بوده است. در منطقه‌ی کوه‌میش تاکنون بررسی‌های زیادی صورت نگرفته است. از جمله بررسی‌های معدودی که در مناطق مجاور انجام شد می‌توان به [۳-۶] اشاره کرد. در این مقاله با استفاده از ویژگی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌ی گرانیتوئیدی کوه‌میش بررسی شده است.

روش بررسی

پس از بررسی‌های جامع میدانی و برداشت‌های دقیق صحرایی، در مجموع بیش از ۱۰۰ نمونه‌ی سنگی از واحدهای مختلف سنگی در مناطق رخنمون توده‌های نفوذی مورد بررسی برداشت شدند و تقریباً از تمامی آن‌ها مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه و مورد بررسی سنگ نگاری قرار گرفتند. پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری، تعداد ۱۱ نمونه از سنگ‌های مجموعه پلوتونیک به روش XRF در آزمایشگاه کانساران بینالود تهران آنالیز شدند و در نهایت ۷ نمونه با حداقل دگرسانی و حداکثر تنوع ترکیبی انتخاب و برای تعیین میزان عناصر کمیاب و نادر خاکی به روش‌های ICP-MS در آزمایشگاه ژئوشیمی Lab West استرالیا تجزیه شیمیایی شدند (جدول۱).

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۵۱۳۸۸۰۵۴۸۰، پست الکترونیکی: homam@um.ac.ir

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-25]



شکل ۱ تصویر ماهواره‌ای منطقه‌ی مورد بررسی در جنوب سبزوار-g-gd گرانیت تا گرانودیوریت، -di-gbdi دیوریت تا گابرودیوریت، K_P^b بازالت-های بالشی ، Do-Hz دونیت و هارزبورگیت.

نتایج حاصل از داده‌های ژئوشیمیایی با استفاده از نرم-افزارهای سنگ‌شناسی پردازش شده و در نمودارهای مختلف سنگ‌شناسی و تمایز محیط زمین‌ساختی مورد استفاده قرار گرفته‌اند.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی ناحیه‌ای

منطقه‌ی مورد بررسی در استان خراسان، در۴۵ کیلومتری جنوب سبزوار قرار گرفته که بخش‌هایی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشمر [۷] و ۱:۱۰۰۰۰۰ ششتمد [۸] را تشکیل می‌دهند (شکل۱). منطقه‌ی ششتمد بخش کوچکي از شمال پهنه‌ی ایران مرکزي است که بین دو گسل اصلي درونه و بینالود قرار گرفته و توده‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی افیولیت‌هاي کرتاسه پایانی-پالئوسن جنوب سبزوار را قطع کرده‌اند. قدیمي‌ترین رخنمون‌هاي سنگي منطقه وابسته به کرتاسه زیرین‌اند و جوانترین آنها را نهشته هاي کواترنر تشکیل مي‌دهند. واحدهای وابسته به کرتاسه زیرین را می‌توان به سه واحد به‌صورت پیوسته و هم‌شیب شامل واحدهای مارنی،آتشفشانی- رسوبی و آهکی تقسیم کرد [۹]. واحدهای وابسته به کرتاسه فوقانی بیشترین رخنمون را در سرتاسر ناحیه دارند. مجموعه‌ی یاد شده از یک دنباله‌ی آتشفشانی-رسوبی تشکیل شده است. بخش رسوبی آن شامل: سنگ‌های آهکی و بخش‌های آتشفشانی آن بیشتر توف است.

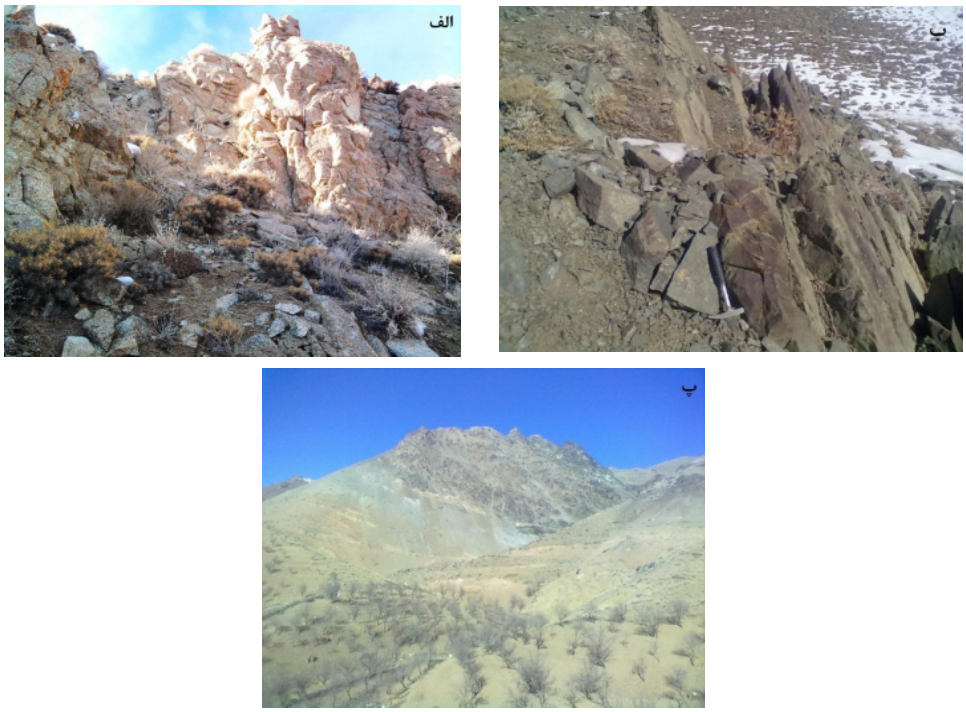
دیگر واحدهای سنگی این بخش در حد آندزیت، داسیت، تراکی آندریت و گاهی آندزیت-بازالت است. در منطقه‌ی سبزوار برونزدهای منسوب به سنوزوئیک از گسترش زیادی برخوردار و شامل: طبقات مارنی سبز و سرخ ژیپس‌دار با میان لایه‌هایی از آهک است که از نظر فسیل‌شناسی موجود، به پالئوسن- ائوسن نسبت داده می‌شود. واحدهای وابسته به ائوسن از آهک‌های ضخیم لایه، ماسه‌سنگ توفی، و مارن، مجموعه ریزدانه‌ای تا کنگلومرا با میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ خاکستری تا سبز به همراه مارن‌های سبز تشکیل شده است. نهشته‌های مقطع زمانی میوسن بیشتر از مارن گچدار با میان لایه‌های ماسه‌سنگی است. مارن‌های نئوژن به صورت پراکنده رخنمون دارند. مارن و کنگلومرای وابسته به پلیئستوسن نیز به طور پراکنده و کم ضخامت در بخش‌هایی از منطقه است [۹]. در مقیاس منطقه‌ای، توده‌های نفوذی اسیدی تا حد واسط بخش اصلی منطقه را شامل می‌شود (شکل۲- الف و ب). ترکیب سنگ‌شناسی توده‌ها ازگرانیت تا دیوریت و گابرو متغیر است. رخنمون‌های سنگی توده‌های نفوذی، به کل کوه میش را تشکیل می‌دهند. جایگیری این توده به پسا ائوسن نسبت داده شده است و به وسیله‌ی دایک‌های دیوریتی و کوارتزدیوریتی قطع شده است (شکل۳). سنگ‌های بازالتی و دیابازی در بخش غربی و بین دو توده‌ی گرانیتی و دیوریتی و سنگ‌های پریدوتیتی و دیابازی در بخش جنوب‌شرقی منطقه رخنمون دارند (شکل۲- ج).

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-25]

جدول۱ نتایج تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه‌ی مورد بررسی که مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی را به درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی وخاکی کمیاب را به یک بخش در میلیون نشان می‌دهد.

شماره نمونه	Bc-۲۸	Bc-۲۹	Bk-۱۲	Bk-۱۸	Bk-۲۷	Bk-۲۹	Bb-۳	Tr-۲۰	Ba-۱۵	Bc-۲۳	Kh-۲۴
نام سنگ	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانودیوریت	گرانیت	گرانیت	دیوریت	گرانیت	گرانیت	دیوریت
SiO_2	۷۴٫۷۵	۷۷٫۰۴	۷۸٫۶۳	۷۳٫۵۲	۷۰٫۶۸	۷۴٫۸۵	۷۶٫۸۸	۵۷٫۳۶	۷۱٫۷۸	۷۳٫۱۸	۵۶٫۱۲
TiO_2	۰٫۲۲۹	۰٫۱۵۳	۰٫۱۲۸	۰٫۲۸۸	۰٫۳۲۴	۰٫۲۰۲	۰٫۲۱۸	۰٫۶۶۵	۰٫۳۱۲	۰٫۲۷۷	۰٫۳۶۲
Al_2O_3	۱۲٫۶۵	۱۲٫۳۸	۱۱٫۷۶	۱۲٫۰۳	۱۲٫۸۸	۱۲٫۳۶	۱۲٫۳۱	۱۲٫۱۴	۱۲٫۱۳	۱۳٫۶۱	۱۳٫۳۴
TFeO	۳٫۰۸	۲٫۰۳	۱٫۷۱	۳٫۶۹	۵٫۴۲	۳٫۰۲	۱٫۶۲	۱۱٫۶۵	۳٫۸۹	۳٫۰۱	۹٫۰۸
MnO	۰٫۰۸۴	۰٫۰۳۵	۰٫۰۰۸	۰٫۰۶۶	۰٫۱۱۳	۰٫۰۷۵	۰٫۰۱۱	۰٫۱۸۰	۰٫۱۰۲	۰٫۰۵۴	۰٫۱۶۹
MgO	۰٫۷۷	۰٫۲۲	۰٫۱۹	۱٫۴۷	۱٫۱۴	۱٫۴۱	۰٫۷۴	۴٫۱۷	۱٫۱	۰٫۸۱	۶٫۸۱
CaO	۳٫۰۴	۱٫۲۸	۱٫۳۴	۱٫۲۱	۳٫۱۴	۰٫۷۱	۱٫۰۲	۶٫۳۴	۳٫۶۳	۲٫۹۹	۷٫۵۲
Na_2O	۲٫۹۹	۴٫۱۰	۳٫۳۴	۴٫۸۴	۴٫۵۱	۵٫۶۹	۴٫۲۳	۲٫۴۱	۲٫۱۶	۳٫۰۲	۲٫۱۹
K_2O	۱٫۴۴	۱٫۷۰	۲٫۲۲	۱٫۲۰	۰٫۲۹	۰٫۰۵	۰٫۷۵	۰٫۴۲	۰٫۵۸	۱٫۲۳	۰
P_2O_5	۰٫۰۴۷	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۸	۰٫۰۴۱	۰٫۰۷۸	۰٫۰۲۳	۰٫۰۳۳	۰٫۰۸۸	۰٫۰۴۵	۰٫۰۰۱	۰٫۰۴۷
Ba	۱۰۰	۶۰	۶۹	۹۱	۲۶	۴۵	۲۱	۹۲	۷۰	۶۲	۱۸
Rb	۳۹	۴۱	۴۸	۲۸	۱۸	۱۰	۲۵	۱۵	۲۳	۴۰	۱۶
Sr	۱۱۸	۹۰٫۵	۸۴٫۸	۱۱۳	۱۰۵	۳۸٫۶	۷۰٫۵	۲۳۲	۳۸۹	۱۹۲	۱۶۶
Zr	۳۱	۱۷	۲۸	۹۳	۲۴	۵۴	۱۲	۳۸	۱۲۰	۱۱۶	۵۹
Nb	۱٫۳	۱٫۸	۱٫۱	۱	۲٫۲	۱٫۵	۱٫۵	۱٫۶	۱	۱	۲
Ni	۱۰	۶	۹	۳۵	۱۲	۸	۵	۲۴	۳۴	۴۴	۶۳
Co	۶٫۶	۲٫۹	۳٫۴	۴	۱۱٫۶	۶٫۹	۳٫۷	۳۶٫۵	۱	۴	۱
Zn	۶۸٫۰	۱۸٫۵	۱۳٫۰	۴۲	۵۰٫۳	۳۱٫۲	۸٫۱	۷۲٫۵	۹۹	۹۳۷	۱۴۹۵
Cr	۲۵	۹	۱۴	۶	۱۵	۱۶	۸	۳۴	۳	۱۴	۶۳
Y	۲۲٫۸	۲۰٫۶	۱۲٫۳	۲۹	۵۱٫۸	۱۶٫۱	۱۹٫۹	۱۷٫۵	۲۳	۲۴	۱۱
Cs	۰٫۳	<۰٫۱	۰٫۲		<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱			
Ta	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱		<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱			
Hf	۱٫۱۸	۰٫۸۲	۱٫۰۶		۱٫۱۸	۱٫۷۳	۰٫۴۳	۱٫۲۴			
Be	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶		۱٫۰	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۴			
Cd	۰٫۱۷	<۰٫۰۵	۰٫۰۵		۰٫۰۶	<۰٫۰۵	۰٫۰۵	<۰٫۰۵			
Ga	۱۲٫۰	۱۰٫۹	۹٫۷۴		۱۴٫۱	۱۰٫۶	۸٫۷۷	۱۵٫۶			
Ge	۱٫۳۹	۱٫۴۵	۱٫۲۴		۱٫۹۹	۰٫۶۵	۰٫۸۰	۱٫۴۶			
In	۰٫۲۶	۰٫۰۲	۰٫۰۱		۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۶			
Li	۵٫۶	۱٫۴	۳٫۰		۳٫۰	۳٫۸	<۰٫۵	۲٫۹			
Pb	۹٫۵	۶٫۴	۴٫۸		۴٫۷	۱٫۸	۰٫۷	۱٫۹			
Th	۱٫۳۲	۱٫۵۷	۱٫۶۶		۲٫۴۷	۱٫۱۱	۱٫۳۸	۰٫۶۸			
Ti	۱۶۲۰	۱۲۲۰	۹۸۲		۲۴۰۰	۱۶۷۰	۱۷۸۰	۴۷۵۰			
Tl	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۲		<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱			
V	۴۲	۱۰	۱۵		۸۱	۴۹	۱۹	۳۳۸			
La	۱۰٫۹	۷٫۸۰	۸٫۱۵	۵	۵٫۳۹	۴٫۲۲	۵٫۲۳	۴٫۵۱	۱۱	۶	۷
Ce	۲۳٫۵	۱۶٫۱	۱۵٫۲	۹	۱۲٫۲	۸٫۶۴	۱۰٫۶	۱۰٫۰	۲۶	۱۸	۷۱
Pr	۳٫۱۹	۲٫۱۷	۱٫۸۳		۱٫۸۸	۱٫۱۱	۱٫۴۶	۱٫۴۱			
Nd	۱۳٫۵	۹٫۲۳	۷٫۱۲		۹٫۵۲	۴٫۹۲	۶٫۶۷	۶٫۷۰			
Sm	۳٫۲۳	۲٫۴۰	۱٫۴۱		۳٫۴۰	۱٫۲۷	۱٫۷۸	۱٫۸۸			
Eu	۰٫۵۸	۰٫۵۳	۰٫۴۲		۰٫۵۲	۰٫۳۶	۰٫۳۳	۰٫۶۲			
Gd	۲٫۸۸	۲٫۲۶	۱٫۵۴		۳٫۹۲	۱٫۳۴	۱٫۸۹	۱٫۹۵			
Tb	۰٫۶۰	۰٫۵۰	۰٫۲۸		۱٫۰۸	۰٫۳۳	۰٫۴۶	۰٫۴۸			
Dy	۳٫۹۲	۳٫۳۹	۱٫۸۵		۷٫۹۹	۲٫۴۳	۳٫۳۴	۳٫۳۷			
Ho	۰٫۸۰	۰٫۶۸	۰٫۳۸		۱٫۷۰	۰٫۵۳	۰٫۷۱	۰٫۶۸			
Er	۲٫۵۸	۲٫۱۳	۱٫۳۳		۵٫۴۸	۱٫۷۹	۲٫۲۹	۲٫۱۷			
Tm	۰٫۴۳	۰٫۳۵	۰٫۲۲		۰٫۸۶	۰٫۳۱	۰٫۳۸	۰٫۳۳			
Yb	۲٫۹۷	۲٫۲۷	۱٫۵۴		۵٫۷۸	۲٫۲۱	۲٫۴۸	۱٫۲۱			
Lu	۰٫۴۳	۰٫۳۵	۰٫۲۵		۰٫۸۷	۰٫۳۶	۰٫۳۸	۰٫۳۴			
$(La/Yb)_N$	۲٫۴۷	۲٫۳۲	۳٫۵۷		۱٫۵۴	۱٫۲۹	۱٫۴۲	۱٫۳۸			
$(Ce/Yb)_N$	۲٫۰۵	۱٫۸۳	۲٫۵۵		۱٫۲۱	۱٫۰۱	۱٫۱۱	۱٫۱۷			
Eu/Eu*	۰٫۵۸	۰٫۷۰	۰٫۸۷		۰٫۴۴	۰٫۸۴	۰٫۵۵	۰٫۹۹			

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-25]



شکل۲ الف نمایی از واحدهای گرانیتی در شمال کوه‌میش (دید به سمت شمال غرب)، ب) نمایی از واحدهای دیوریتی در جنوب کوه‌میش(دید به سمت شمال شرق)، ج) نمایی از توده‌های الترامافیک در جنوب شرق منطقه (دید به سمت شمال غرب).

شکل۳ الف) دورنمایی ازگرانیت جنوب ششتمد که به‌وسیله‌ی دایک‌های دیوریتی در راستای شرقی‌غربی قطع شده است، ب) نمای نزدیک از دایک‌ها، ج) قطعات دیوریتی که در اطراف دایک‌ها در داخل سنگ‌های گرانیتی به دام افتاده‌اند و به عنوان شواهد اختلاط ماگمایی در تصاویر صحرایی (دید به سمت شرق).

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-25]

سنگ نگاری

سینوگرانیت‌ها: این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی هولوکریستالین با شاخص رنگی لوکوکرات و دارای رنگ خاکستری روشن هستند. بافت اصلی مشاهده شده در این نمونه‌ها میان دانه تا ریزدانه و بافت گرافیکی است. کانی‌های اصلی آن کوارتز (حدود ۳۵-۳۰درصد)، پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار(حدود۲۰-۱۵درصد) و فلدسپات پتاسیم پرتیتی بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار (حدود ۲۵-۲۰درصد) هستند. پلاژیوکلازها از نوع الیگوکلاز و به‌صورت یوهدرال تا ساب‌هدرال، میان دانه تا درشت دانه با ماکل پلی‌سینتتیک و گاه دارای زونینگ یا منطقه‌بندی هستند (شکل۴- الف). فلدسپات‌های پتاسیم دارای ردی کارلسبادی و بافت پرتیتی هستند و به کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. کانی‌های فرعی آن کلینوپیروکسن (اوژیت)(۵درصد)، آمفیبول (هورنبلند سبز) (۵-۲درصد)، اسفن (۳درصد)، کدر (۵درصد) و اپیدوت هستند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، سرسیت، و اکسیدهای مختلف آهن اشاره کرد.

مونزوگرانیت‌ها: این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی هولوکریستالین با شاخص رنگی لوکوکرات و دارای رنگ خاکستری روشن هستند. بافت اصلی مشاهده شده در این نمونه‌ها دانه دانه، گرافیکی و میرمکیتی هستند. کانی‌های اصلی آن کوارتز (حدود ۳۵-۳۰درصد)، پلاژیوکلاز (حدود۲۵-۲۰درصد) و فلدسپات پتاسیم پرتیتی (حدود۲۵-۲۰درصد) هستند. پلاژیوکلازها از نوع الیگوکلاز-آندزین بوده و به‌صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند و دارای رد پلی‌سینتتیک هستند. در مقاطع میکروسکوپی مورد بررسی مرکز پلاژیوکلازهای منطقه‌ای بیشتر از حاشیه آن‌ها تجزیه و دگرسانی نشان می‌دهد (شکل ۲- الف). فلدسپات‌های قلیایی دارای رد کارلسبادی و بیشتر از نوع ارتوکلاز بوده و در اثر دگرسانی به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند و کوارتزها نیز به‌صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار فضاهای بین دانه‌ها را پر کرده‌اند. کانی‌های فرعی آن کلینوپیروکسن (اوژیت)(۳درصد)، آمفیبول (هورنبلند سبز)(۳درصد)، اسفن (۲درصد)، کدر (۲درصد) و اپیدوت (۵-۲درصد) هستند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، سرسیت و اکسیدهای مختلف آهن اشاره کرد.

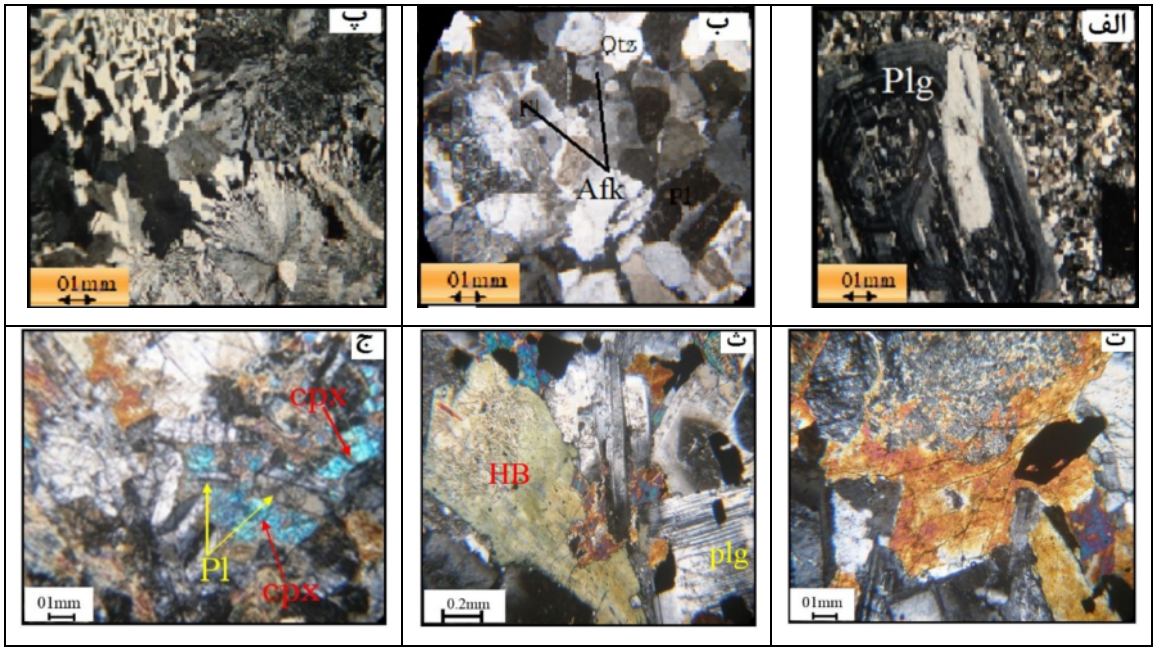
گرانودیوریت‌ها: در نمونه دستی هولوکریستالین با شاخص رنگی هولولوکوکرات و دارای رنگ روشن و بافت دانه‌ای است. از نظر میکروسکوپی بافت این سنگ‌ها دانه دانه است. کانی‌های اصلی آن کوارتز (۲۵-۲۰درصد)، پلاژیوکلازها (۴۵-۳۵درصد)، فلدسپار قلیایی (۳۰-۲۵) هستند. پلاژیوکلازها میان دانه تا درشت دانه با رد آلبیتی و پلی‌سنتتیک هستند و گاهی دارای منطقه بندی هستند. از کانی‌های فرعی می‌توان به کانی‌های کدر، آپاتیت و کلینوپیروکسن(اوژیت) و از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، سرسیت، بیوتیت اشاره کرد(شکل۴- ب).

گرانوفیرها: این سنگ‌ها ریزدانه تا میان دانه هستند که بافت میکروگرافیکی و گرانوفیریک دارند (شکل۴- پ). ترکیب آن‌ها از مونزوگرانیت تا سینوگرانیت متغیر است. در نمونه‌ی دستی به رنگ سفید تا خاکستری روشن دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی آن‌ها کوارتز (حدود۴۰-۳۰درصد)، پلاژیوکلاز (حدود۲۵-۲۰درصد) و فلدسپات قلیایی (حدود۲۵-۲۰درصد) است. آمفیبول فراوان‌ترین کانی مافیک در گرانوفیرهاست که به‌صورت شکل‌دار تا سوزنی یافت می‌شوند. کانی‌های فرعی نیز شامل آمفیبول (۵درصد)، اسفن (۲درصد)، آپاتیت و اپیدوت (۳درصد) سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی به کلریت، سرسیت و کلسیت تبدیل شده‌اند.

دیوریت - گابرودیوریت: این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی تمام بلورین با شاخص رنگی مزوکرات و به رنگ سبزتیره تا سبز روشن دیده می‌شوند و در بعضی از بلورها پلاژیوکلاز و آمفیبول (هورنبلند سبز) با چشم غیر مسلح قابل تشخیص است. بافت اصلی مشاهده شده در این نمونه‌ها هیپ‌ایدیومورف دانه‌دار است. کانی‌های اصلی آن اوژیت ، پلاژیوکلاز و آمفیبول (هورنبلند سبز) است. در برخی قسمت‌ها ترکیب توده بازی‌تر شده و ترکیب به سمت گابرو تغییر می‌کند. پلاژیوکلازها به صورت یوهدرال تا ساب‌هدرال، میان دانه تا درشت دانه با رد پلی‌سنتتیک و گاه دارای منطقه بندی هستند. کانی هورنبلند به‌صورت یوهدرال تا ساب‌هدرال دیده می‌شود. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، اسفن، کانی‌های کدر، و درصد خیلی کمی کوارتز است. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، سرسیت و اکسیدهای مختلف آهن اشاره کرد (شکل۴- ت، ث، ج).

دایک‌های دیوریتی – کواتز دیوریتی: دایک‌های قطع کننده‌ی این توده بیشتر تیره رنگ یا خاکستری مایل به سبز هستند. این دایک‌ها با روند شرقی- غربی بیشتر بیانگر یک فاز کششی در منطقه است که نتیجه‌ی آن تشکیل رشته شکستگی عمیق در سنگ‌های اسیدی و بازی است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-25]



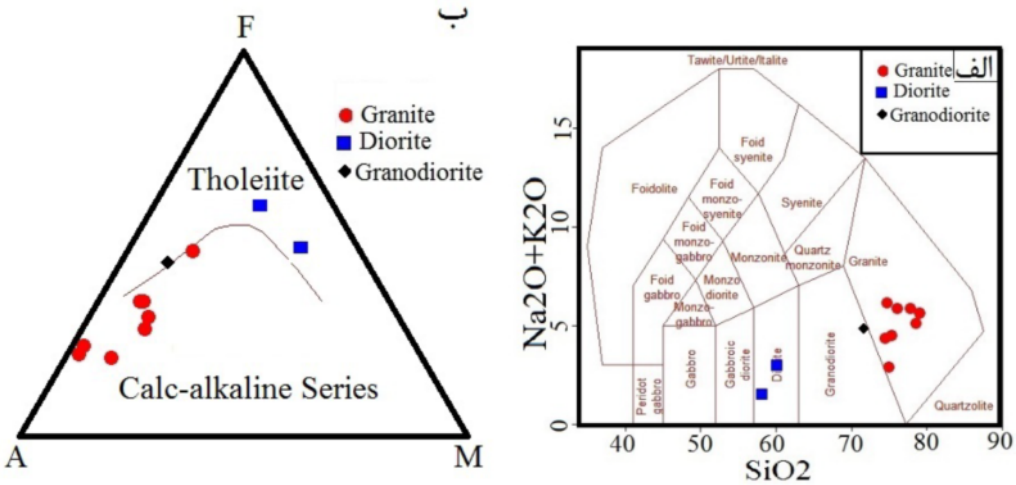
شکل۴ الف) بلور پلاژیوکلاز با ساخت منطقه ای، ب) نمایش بافت گرانوفیری در گرانودیوریت، پ) بافت گرافیکی در یک گرانوفیر ،ت) هورنبلند با رخ لوزی شکل در دیوریت ،ث) مقطع میکروسکوپی از دیوریت (بافت گرانولار، ماکل زون‌بندی و پلی‌سنتتیک در پلاژیوکلاز)، ج) بافت افتیک و ساب‌افتیک در دیوریت‌ها . (Plg) پلاژیوکلاز؛(CPX) کلینوپیروکسن،(Qtz) کوارتز،(Afk) فلدسپارپتاسیم، درXPL.

سپس گدازه به درون شکستگی‌ها راه یافته و در اثر سرد شدن سریع منجر به تشکیل دایک‌های با حاشیه به سرعت منجمد می‌شودحاشیه انجماد سریع می‌شود. ستبرای دایک‌ها از چندسانتی‌متر تا حدود ۳ متر متغیر است. ترکیب سنگ‌شناسی مدی این دایک‌ها از دیوریت تا کوارتزدیوریت متغیر است. این سنگ‌ها دارای بافت‌های ریزدانه، پورفیری و گلومروپورفیری هستند (شکل۳).

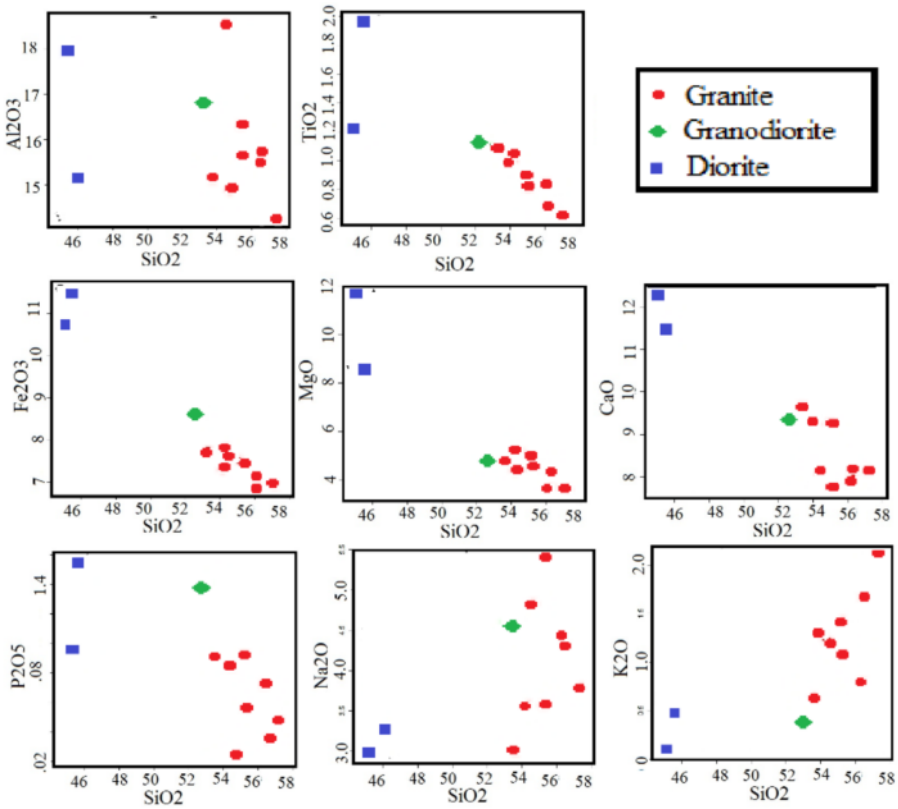
ژئوشیمی

نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۱ آمده‌اند. بر اساس نمودار رده‌بندی ژئوشیمیایی [۱۰] نمونه‌های مربوط به بخش اسیدی در گستره‌ی گرانیت و نمونه‌های حدواسط در گستره‌ی دیوریت قرار می‌گیرند (شکل۵- الف). برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد بررسی از نمودار AFM [۱۱] استفاده شده است. که در آن سنگ‌های گرانیتی در گستره کلسیمی قلیایی و سنگ‌های دیوریتی در گستره تولئیتی قرار گرفته‌اند (شکل۵- ب). به منظور بررسی ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد بررسی، از نمودارهای فراوانی اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 استفاده شد [۱۲] (شکل۶). به‌طور کلی میزان اکسیدهای TiO_2, MgO,Fe_2O_3,MnO و CaO با افزایش محتوای سیلیس رو به کاهش می‌گذارند و به اصطلاح از همخوانی منفی کلاسیک برخوردارند. که این تغییرات می‌تواند ناشی از جایگزینی آن‌ها در ساختار کانی‌های فرومنیزین مراحل اولیه تبلور جدایشی ماگما باشد در حالی که K_2O و Na_2O با افزایش مقدار SiO_2 روند افزایشی و Al_2O_3 روند کاهشی دارد که روند طبیعی تفریق را نشان می‌دهد. P_2O_5 با افزایش مقدار SiO_2 روند کاهشی دارد که احتمالاً به خاطر تغییر پلاژیوکلازها از آنورتیت بیشتر به سمت آلبیت بیشتر و تشکیل و تبلور جدایشی آپاتیت در مراحل اولیه تبلور است. این کاهش با ادامه روند جدایش از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I است[۱۳]. این تغیرات با روند کلی فرآیند جدایش ماگمایی سازگار است. در نمودار تغییرات SiO_2 در برابر K_2O [۱۴] تمامی نمونه‌ها در گستره‌ی پتاسیم کم قرار گرفته اند که این امر می‌تواند ناشی از دگرسانی در نمونه‌های مورد بررسی باشد (شکل۷- الف). همچنین در نمودار [۱۵]، نمونه های گرانیتی در گستره‌ی پرآلومین ضعیف و نمونه‌های دیوریتی و گرانودیوریت در گستره‌ی شبه آلومین قرار می‌گیرند (شکل۷- ب). در نمودارK_2O در برابر Na_2O [۱۳] و نمودار SiO_2 در برابر Y [۱۶] ، تمامی نمونه‌های مورد بررسی وابسته به گرانیتوئیدهای نوع I هستند (شکل۷- پ و ت).

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-25]



شکل۵ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در الف)SiO_2 در برابر $[Na_2O + K_2O]$ ۱۰، ب) AFM [۱۱]

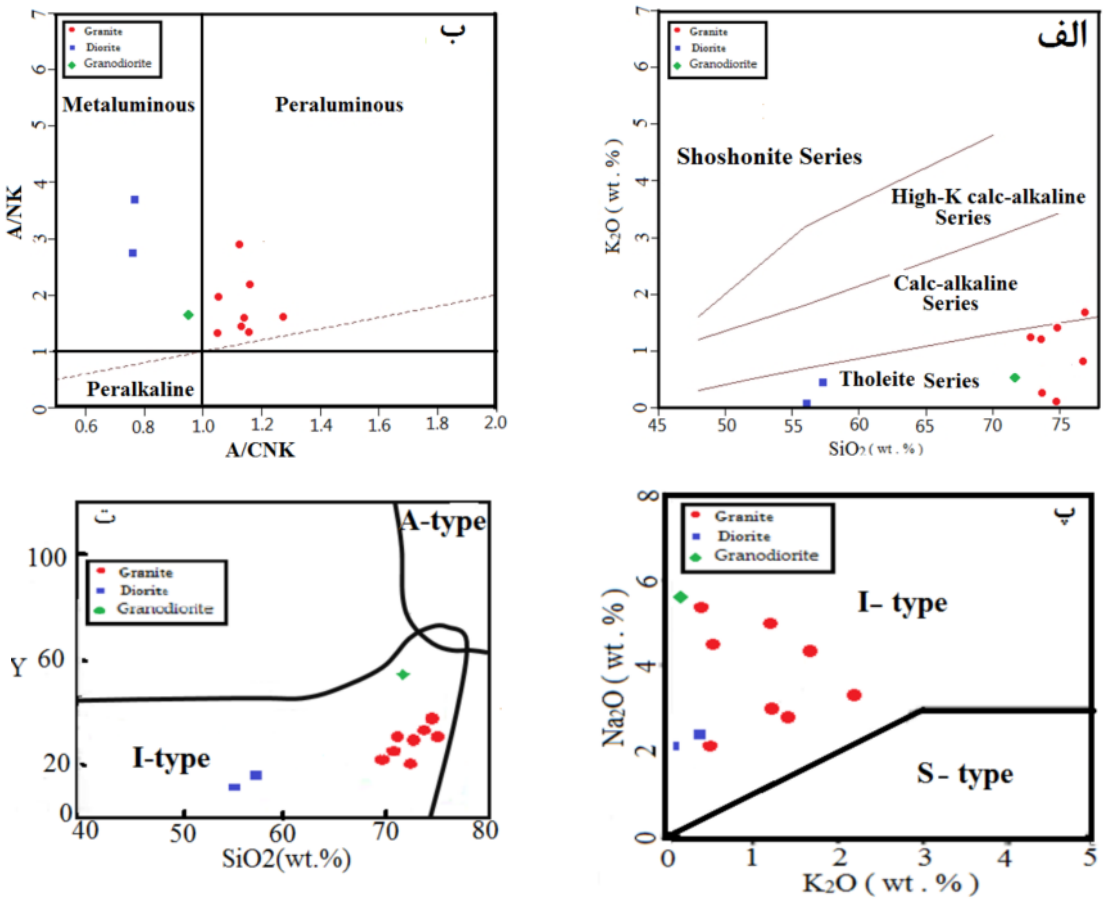


شکل۶ نمودار عناصر اصلی نسبت به SiO_2 [۱۲].

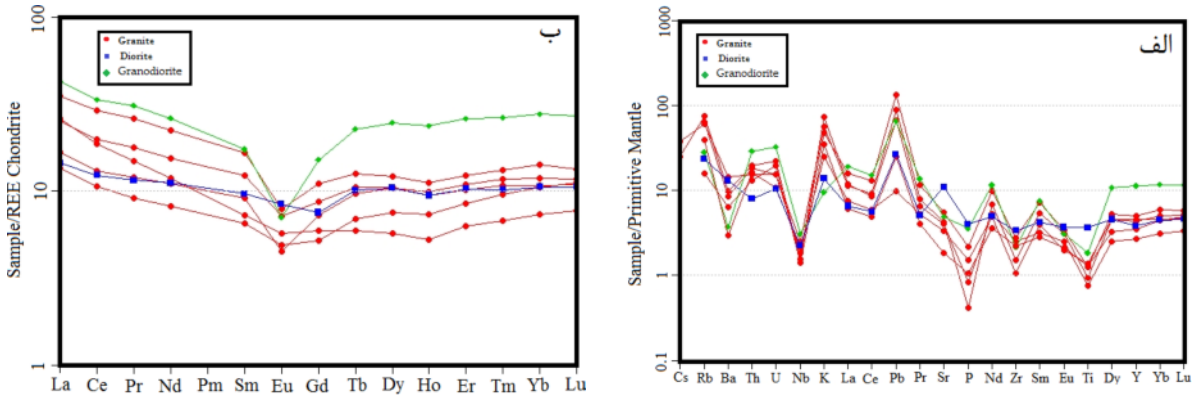
در نمودار عنکبوتی که نسبت به گوشته‌ی اولیه [۱۷] به‌هنجار شده است (شکل۸- الف). تهی‌شدگی عناصر (Ti,Nb)HFS و غنی‌شدگی از عناصر (K,Rb)LIL دیده می‌شود که از سرشتی‌های ماگماتیسم وابسته به منطقه‌های فرورانش است [۱۸،۱۹]، همچنین غنی‌شدگی ازLILE می‌تواند به دخالت صفحه‌ی فرورونده و آغشتگی ماگما با پوسته قاره‌ای باشد. در این نمودار مقدار کمی تهی شدگی در عناصر Nb, Ti, Zr مشاهده می‌شود، که می‌تواند در اثر جدایش بلوری یا انباشت کانیایی باشد. همچنین تهی‌شدگی این عناصر، در اثر باقی ماندن در فازهای مقاوم خاستگاه، در جائی که مانند روتیل شدیداً سازگارند، توضیح داده می‌شود. بنابر برداشت [۲۱،۲۰]، بی‌هنجاری منفی Ti و Nb در سنگ‌های ماگمایی

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-25]

بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در محیط فرورانش است و نیز [۱۳] بر این باور است که بی‌هنجاری مثبت K و Rb نیز نشانگر محیط‌های فرورانش هستند. Ti و Nb به صورت عناصر غالب در هورنبلند متمرکز می‌شوند و حضور هورنبلند در خاستگاه می‌تواند سبب بی‌هنجاری منفی این عناصر در گدازه باقی‌مانده شود. بی‌هنجاری منفی از عناصر HFS مانند Ti، P و Nb از ویژگی‌های شاخص محیط‌های کمانی است [۲۲، ۲۳].



شکل۷ الف)موقعیت نمونه های مورد بررسی بر روی نمودار K_2O در برابر SiO_2 [۱۴] - ب) موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر روی نمودار A/CNK در برابر A/NK [۱۵]، پ) نمودارجدایش گرانیت‌های نوع I و S از یکدیگر [۱۳] ت) نمودارجدایش گرانیت‌های نوع I و A از یکدیگر،[۱۶].



شکل۸ نمودارهای عنکبوتی عادی شده نسبت به الف) گوشته اولیه [۱۷] ، ب) کندریت[۲۸].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-25]

این امر اگرچه ممکن است تا حدودی ناشی از آغشتگی ماگما با مواد پوسته‌ای تهی از این عناصر در خلال صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش باشد، ولی برخی دیگر از پژوهندگان، شاره‌های غنی از کلر را عامل تهی شدگی ماگماهای کمان‌ها از عناصر با شدت میدان بالا و غنی شدگی آن‌ها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) می‌دانند [۲۴]. حلال بودن بالای LILE در این شاره‌ها و شستشو و حمل آن‌ها از سنگ کره‌ی اقیانوسی فرورونده به داخل گوه گوشته‌ای خاستگاه ماگما و نیز نامحلول و نامتحرک بودن عناصر HFS در این رخداد، نقش مهمی در توزیع این عناصر در سنگ‌های ماگمایی مناطق کمانی دارد. با افزایش فشار، حلالیت کانی‌های تیتان‌دار در شاره‌های آبدار کاهش می‌یابد و کانی‌های یاد شده که غنی از عناصر HFS هستند، طی فرآیندهای ذوب بخشی در ژرفاهای بیش از ۳۰ کیلومتر، به صورت فازهای برجا می‌مانند و باعث پیدایش بی هنجاری منفی در گدازه می‌شوند [۲۵]. بی‌هنجاری منفی فسفر نیز حاصل جدایش آپاتیت در مراحل اولیه جدایی ماگما است. در نتیجه وجود بی‌هنجاری منفی این عنصر در سنگ‌های منطقه می‌تواند نشان دهنده‌ی شکل‌گیری آن‌ها در منطقه‌ی فرورانش باشد. بی‌هنجاری مثبت Pb نیز به دگرنهادی گوه‌ی گوشته‌ای به‌وسیله‌ی شاره‌های ناشی از پوسته‌ی اقیانوسی فرورو و یا آلایش ماگما با پوسته‌ی قاره‌ای اشاره دارد [۲۶]. با توجه به غنی‌شدگی سنگ‌های منطقه از عناصر Rb و K این احتمال وجود دارد که این سنگ‌ها در طول روند جدایشی با عناصر پوسته‌ای آغشته شده باشند. نتیجه آنکه، بی‌هنجاری مثبت سنگ‌های منطقه از عناصر Rb,U,Pb,K و نیز بی‌هنجاری منفی این سنگ‌ها از عناصری نظیر Nb, Ti, P و Ba از ویژگی‌های ماگماهای کمان آتشفشانی محسوب می‌شود. به‌طور کلی الگوی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در واحدهای مختلف منطقه مشابه‌اند و تفاوت موجود در میزان تمرکز این عناصر است. این می‌تواند نشان‌دهنده ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها با هم و خاستگاه مشترک آن‌ها باشد[۲۷]. در نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده به کندریت [۲۸] (شکل۸- ب)، روندهای موازی در الگوهای عناصر نادر خاکی نمونه‌های اسیدی و حدواسط حاکی از تشابه فرایندهای ماگمایی حین تشکیل آن‌هاست. الگویHREE مسطح احتمالاً بیانگر فاز برجا مانده آمفیبول طی ذوب بخشی پوسته‌ی زیرین مافیک است [۲۹-۳۱] تقعر جزئی در الگوهای عناصر نادرخاکی که ناشی از تهی‌شدگی MREE است را به جدایش هورنبلند، اسفن و آپاتیت نسبت داده‌اند (شکل۸). علاوه بر این در الگوهای یاد شده شاهد بی‌هنجاری منفی Eu در نمونه‌های گرانیتی و گرانودیوریتی هستیم (Eu/Eu* = 0/44-0/99)(شکل۸). Eu عنصری سازگار در فلدسپارها است و بی‌هنجاری آن بر اثر جدایش فلدسپار حین تبلور ماگما و یا بر اثر باقی ماندن فلدسپار در خاستگاه حین ذوب بخشی ایجاد می‌شود[۳۲]. فراوانی آمفیبول در سنگ‌های دیوریتی منجر به محو شدن بی‌هنجاری منفی Eu در این سنگ‌ها شده است، زیرا آمفیبول بر خلاف پلاژیوکلاز بی‌هنجاری مثبت در Eu ایجاد می‌کند[۳۳]. این می‌تواند توجیه کننده ناچیز بودن بی‌هنجاری منفی Eu در سنگ‌های دیوریتی منطقه باشد که غنی از آمفیبول هستند. بنا بر پیشنهاد [۳۴] بی‌هنجاری منفی Eu اگر همراه با بی‌هنجاری منفی Sr باشد، بر اثر تفریق پلاژیوکلاز و در صورتی همراه با بی‌هنجاری منفی Ba باشد، بر اثر تفریق فلدسپارپتاسیم ایجاد می‌شود. بر این اساس و با توجه به وجود دو نوع بی‌هنجاری منفی Ba و Sr می‌توان گفت، در نمونه‌های مورد بررسی تفریق پلاژیوکلاز و فلدسپارپتاسیم تواماً عامل مهمی در شکل‌گیری ماگمایی سنگ‌های مورد نظر محسوب می‌شوند.

بحث و نتیجه‌گیری

چگونگی تشکیل ماگما

توده‌های نفوذی منطقه‌ی کوه‌میش از دو گونه سنگ پلوتونیک تشکیل شده‌اند. که عبارتنداز: (الف) توده‌ی گرانیتوئیدهای مورد بررسی واقع در شمال کوه‌میش که بیشتر از گرانودیوریت تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمی آهکی- قلیایی، پرآلومین ضعیف و از نوع I هستند. (ب) توده‌ی گابرو - دیوریت در جنوب کوه میش، که از سنگ‌های مختلف مانند گابرو، دیوریت تشکیل شده است. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمی سری تولئیتی متا آلومین، و از نوع I هستند. یکی از فرایندهای موثر در تشکیل توده‌های نفوذی در محیط‌های قوس آتشفشانی

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-25]

وابسته به فرورانش حاشیه‌ی قاره‌ها، اختلاط ماگمایی است [۳۵،۳۶]. حضور برونبوم‌های ریزدانه‌ای مافیک و فلسیک با ترکیب غالب دیوریتی-گرانودیوریتی شاهد معتبری برای اختلاط ماگمایی است که از مشخصات گرانیتوئیدهای نوع I است [۴]. در منطقه‌ی مورد بررسی سنگ‌های گرانیتوئیدی دارای برونبوم‌های فراوانی با ترکیب متنوع (مافیک تا فلسیک) هستند. وجود برونبوم‌های ریزدانه‌ای مافیک در زمینه‌ی سنگ-های مورد بررسی، اختلاط و آلایش ماگمایی را بین ماگمای مافیک و فلسیک نشان می‌دهد [۳۷] (شکل۳- پ). همچنین افزایش سدیم، پتاسیم و روبیدیم در سنگ‌های مختلف می‌تواند دلیلی بر آلایش ماگما با پوسته باشد.

خاستگاه ماگمای اسیدی

الگوهای سنگ‌زایی ارائه شده برای خاستگاه ماگماهای فلسیک قوسی به دو گروه مهم تقسیم شده‌اند. در الگوی اول، ماگماهای فلسیک قوسی از ماگماهای بازالتی در اثر تبلور جدایشی یا فرآیندهای AFC حاصل می‌شوند[۳۸]، در الگوی دوم، ماگماهای بازالتی گرمای لازم برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ی زیرین را فراهم می‌کنند [۳۹]. الگوی اول برای منطقه‌ی مورد بررسی نامحتمل است زیرا توده گرانیتوئیدی آستانه‌ی حجیم بوده و هیچ ترکیب بازالتی در طیف آن مشاهده نشده است (همه نمونه‌ها دارای مقدار SiO_2 بیشتر از ۵۲ درصد هستند) و ماگماهای فلسیک حجیم نمی‌توانند از جدایش ماگماهای بازی مشتق شده از گوشته حاصل شوند. از طرف دیگر غنی شدگی عناصر ناسازگار(La ،Ce ،Rb،Th، K) و بی‌هنجاری منفی Ti، P، Nb، Baو Sr در این توده، (شکل۸- الف) بیشتر با گدازه‌های حاصل از پوسته‌ی زیرین سازگار است [۱۳].

از طرف دیگر نسبت بالایی از عناصر Nb/La [۴۰] (حدود ۴) برای ماگمای مشتق شده از گوشته‌ی لیتوسفری پیشنهاد شده است و این در حالی است که میانگین این نسبت در سنگ‌های گرانیتوئیدی ۰/۵۴ است که بیشتر با خاستگاه پوسته‌ای که این نسبت حدود ۰/۴۶ است [۴۱] سازگاری دارد، بنابراین با خاستگاه گوشته‌ای محض مغایرت دارد. در نتیجه، ماگماهای فلسیک باید از ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته‌ای به وجود آمده باشند. این پروتولیت‌ها ممکن است متاگریوک‌ها باشند [۴۲] (شکل۹،[۴۴،۴۳])، که به سبب حضور و جایگزینی گدازه‌های مشتق از گوشته در پوسته، در آن‌ها ذوب بخشی رخ داده، و در نتیجه‌ی این ذوب، ماگمای فلسیک به وجود آید که ضمن صعود به طبقات بالاتر و در راه رسیدن به سطح زمین، به-تدریج متبلور شده، و واحدهای گرانیتی را می‌سازد و آلایش پوسته‌ی فوقانی نقش مهمی در تشکیل این توده داشته است و ماگماهای بازالتی حاصل از گوشته که در پوسته‌ی زیرین جایگزین شده‌اند محتمل‌ترین خاستگاه گرمابی ذوب بخشی بوده‌اند.

خاستگاه ماگمای حدواسط

باتوجه به ویژگی‌های کانی‌شناسی و داده‌های ژئوشیمیایی، گرانیتوئیدهای منطقه از نوع I هستند و برای خاستگاه این سنگ‌ها از سوی [۴۵] سه پیشنهاد زیر ارائه شده است: (۱) ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورانده شده (۲) ذوب گوه‌ی گوشته‌ای دگرنهاد شده در بالای صفحه فرورانش (۳) ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ی زیرین در اثر نفوذ ماگمای بسیار گرم گوشته‌ای. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مجموعه پلوتونیک مورد بررسی نظیرغنی شدگی عناصر ناسازگار K،Th،Rb،Ce،Ndو بی‌هنجاری منفیTi،Nb نسبت Rb/Sr کمتر از ۰/۶ در این توده، وجود کانی‌های هورنبلند، AN/CK کمتر از یک و A/NK بیش از یک، با گدازه‌های حاصل از پوسته‌ی زیرین همخوانی بیشتری دارد [۴۶]. لذا منابع ماگمایی با خاستگاه پوسته‌ای و یا حداقل با دخالت موثر منابع پوسته‌ای را بایستی انتظار داشته باشیم. گدازه‌های مشتق شده از سنگ‌های مافیک با نسبت‌های $Al_2O_3/(FeO+MgO+TiO_2)$و$(FeO+MgO+TiO_2)$/(Na_2O+K_2O) پایین‌تری نسبت به مذاب‌های حاصل از ذوب متاپلیت‌ها هستند (شکل۹). بنابراین گرانیتوئدهای دارای نسبت پایینِ $Al_2O_3/(FeO+MgO+TiO_2)$ و $(Na_2O+K_2O)/(FeO+MgO+TiO_2)$، می‌توانند از ذوب چنین سنگ‌های پوسته‌ای با یک طیف باریک و بالایی از نسبت $CaO/FeO+MgO+TiO_2$ حاصل شوند. ذوب‌بخشی سنگ-های آذرین دگرگون شده (حدواسط) در پوسته‌ی زیرین، به

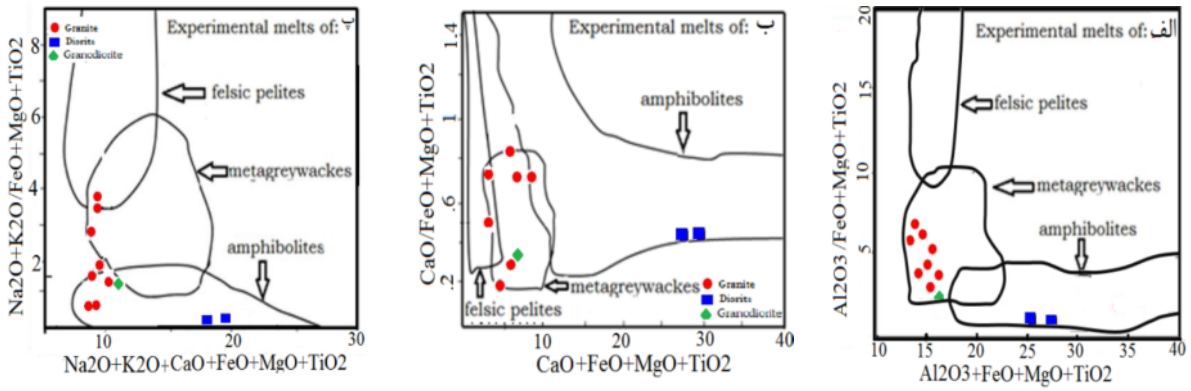
[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-25]

واسطه‌ی ذوب بدون آب آمفیبولیت می‌تواند منجر به تشکیل ماگماهای تونالیتی (دیوریتی) شود [۴۷]. به نظر می‌رسد خاستگاه گرانیتوئیدهای منطقه کوه میش نیز به این‌صورت باشد.

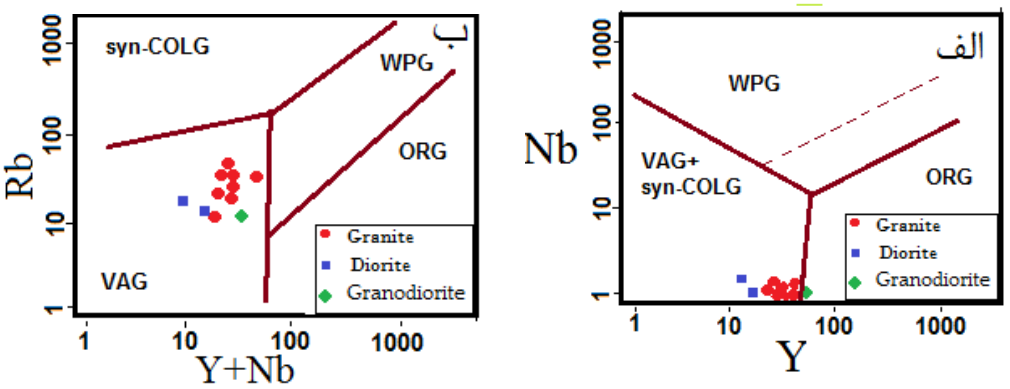
بدین ترتیب درمنطقه‌ای مورد بررسی با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی و ویژگی‌های زمین‌شناسی، چنین به نظر می‌رسد که توده‌ی گرانیتوئیدی منطقه‌ی مورد بررسی در اثر ذوب بخشی پروتولیت‌هایپ وسته‌زیرین به‌وجود آمده است و تبلور جدایشی ماگمای حاصل، طیف انواع سنگ‌های توده گرانیتوئیدی راسبب شده است (شکل۹).

جایگاه زمین‌ساختی

علاوه بر نمودارهای عناصر جزئی، سایر مقایسه‌ها نیز رابطه‌ی ماگماتیسم منطقه‌ی مورد بررسی را با منطقه‌های فرورانش و برخوردی تأیید می‌کند. از جمله در نمودار Y در برابر Nb و نمودار تغییرات Rb در برابرY+Nb [۴۸]، نمونه‌های منطقه در زمره‌ی گرانیتوئیدهای قوس‌های آتشفشانی (VAG)(شکل۱۰) قرار می‌گیرند. از طرفی محتوای Rb و Th در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی بالا است (شکل۹) و این دقیقا مشابه گرانیت‌های همزمان با برخورد مناطق چین، تبت و جنوب غرب انگلستان است. بالا بودن Rb از ویژگی‌های خاص گرانیت‌های همزمان با برخورد است اما بالا بودن مقدارTh همیشه نمی‌تواند برای اثبات همزمانی به کار رود [۴۹]. لذا نمودار Rb-Y+Nb، که به طور موثری گرانیت‌های همزمان با برخورد را از گرانیت-های قوس آتشفشانی جدا می‌کند، نیز مورد استفاده قرار گرفته است. چنانکه این نمودار نشان می‌دهد تمامی نمونه‌ها در قلمرو گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی واقع شده‌اند (شکل۱۰).



شکل۹ گستره‌های ترکیبی گدازه‌های تجربی حاصل از ذوب‌بخشی پلیت‌های فلسیک، شبه‌گری‌وک‌ها و آمفیبولیت‌ها[۴۴،۴۳].



شکل ۱۰ نمودار Rb/Y+Nb و نمودار Nb/Y.[۵۰] تمام نمونه‌ها مجموعه مورد بررسی در هر روی آنها در قلمرو سنگ‌های قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-25]

مراجع

[۱] آقانباتی ع.، *"زمین شناسی ایران"*، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور،(۱۳۸۳)، ص ۵۹۲

[2] Alavi M., *"Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran"*, Geological Society of America Bulletin, 103(1991) 983-992.

[۳] رستمی حصوری م.، مظاهری ا.، *"مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های نفوذی کوه‌میش سبزوار"*، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه فردوسی مشهد، (۱۳۹۱)،۱۶۸ صفحه

[۴] صادقی ع.، *"پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی ششتمد"*، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شاهرود، (۱۳۸۸)، ۲۳۰ صفحه.

[۵] گوهرشاهی ر.، *" پترولوژی، ژئوشیمی و تکتونیک توده گرانیتوئیدی مجاور کوه میش واقع در جنوب سبزوار"*، پایان نامه کارشناسی ارشد(۱۳۸۰)

[۶] فارسی ز.، *"پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاهسالار(جنوب غرب نیشابور)"*، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، (۱۳۸۸)

[۷] افتخارنژاد ج.، آقانباتی ع.، حمزه‌پور ب.، *"نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰کاشمر"*، سازمان زمین‌شناسی کشور،(۱۳۵۴)

[۸] جعفریان م.، جلالی ع.، *" نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ ششتمد"*، سازمان زمین‌شناسی کشور.، (۱۳۷۷)

[10] Middle mostk.,"*An introduction to Igneous petrology:Magmatic rocks*", Longmans Ed,(1985),pp. 266

[11] Irvine T.W.,Bargar W.R.A.,"*Aguide to the chemical classification of the common volcanic rocks*",Canadian journal of Earth sciences,vol.8,(1971) ,pp.523-548.

[12] Harker A.," *The natural history of igneous rocks",* Methven, London (1909)

[13] Chappell B.W., White A.J.R., "*I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt*", Trans R Soc Edinburgh Earth Sciences. 83 (1992a) 1–26.

[14] Rickwood P. C, *"Boundary lines within petrologic diagrams which use oxide of major and minor elements"*, LithosV. 22 (1989) 247-264.

[15] Maniar P. D, and Piccoli P. M., *" Tectonic discrimination of granitoids"*, Geological society of America bulletinV. 101, (1984) 635-643

[16] Furnes H., El-Sayed M., Khalil S. O., *"Pan African magmatism in the wadi –El-imradistrict, Central Desert, Egept: geochemistry& tectonic environment",* Journal of, the Geological Society Vol. 153, (1996) 705-718

[17] Suns.s.,Mc Donough W.f.,"*chemical and isotopic systematic of oceanic basalts:implications for processes.In:Magmatism in the ocean basins",*.Geol.soc.London specpulb.42,(1989).pp.313-345

[18] Mortimer N., Gans P.B., Mildenhall D. C., *"A middle- late Quaternary age for the adakitic arc volcanic of Hautere (Solander Island), Southern Ocean"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol 178, P701-707.

[19] Kovalenko V., Naumov V.B., Girnis A.V., Dorofeeva V.A and Yarmolyuk V.V.,*"Average Composition of Basic Mantle Sourcces of Island Arcs and Active Continental Margins Estimated from the Data on Melt Inclusions and Quennched Glasses of rocks "*,Petrologhy. Vol 18, P1 -26.

[20] Sajona f.G., Maury R.C, Bellon H., Cotton j., Defant M.Hig "*strength element of Pliocene-pleistocene island-arc basalt zamboanga peninsula western Mindanao*.journal of petrology.37, (1996),pp.693-726.

[21] Wilson M., "*Ignous petrogenesis*".Unwin Hyman. (1989).

[22] Gill J. B., *"Orogenic Andesites and plate Tectonics"*, Berling, springer verlay. (1981) 358pp.

[23] Hawkesworth C. J., Gallagher K., Hergt J. M., 1993, *"Mantle and slab contributions in arc magmas"*, Annual Review of Earth and Planetary Science. Vol 21, P175-204.

[24] Keppler H., 1996, *"Constraints from partitioning experiments on the composition of*

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-25]

[34] Chappell B. W., White A. J. R.," *Two contrasting granite types: 25years later, ustramin Journal of earth sciences",* Vol, 48,.(2001) 489-499.

[35] Barbarin B.*," Field evidence for successive mixing and mingling between the piolard diorite and the saintjulien-La-Vetre monzogranite(Nord-Fotez,Massif central,france)"*can.j.Earth sci.,25, (1988) 49-59

[36] Didier J., Barbarin B.*," Enclaves and granite petrology",* Development in petrology .Elsevier, Amsterdam (1991)

[37] Boztug D., Ercin A. I., Kurucelik M. K., Goc D., Komur I., Iskendroglu A.,"*Geochemical characteristics of the composite Kackar batholith generated in a Neo – Tethyan convergence system, eastern Pontides"*, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 27(2007),P 286 – 302.

[38] Bacon C.R., Druitt T.H.., "Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of mount Mazama, Crater Lake, Oregon", Contributions to Mineralogy and Petrology 98(1998). P. 224-256.

[39] Bullen T. D., Clynne M. A., *Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center*", Journal of Geophysical Research 95(1995).P. 1967-1969.

[40] Rogers N. W., Hawkesworth C. J., Ormerod D. S., *"Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin California and Nevada"*, J. Geophys. Res. 100(1995). P. 1028-1030.

[41] Weaver B. L., Tarney J., "*Empirical approach to estimating the composition of the continental crust*", Nature, 310(1984). P. 575-577.

[42] Wolf M. B., Wyllie J. P., *"Dehydration-melting of amphibolites at 10 kbar: the effects of temperature and time*", Contributions to mineralogy and petrology. 115, (1994), 369-383.

[43] Patino O., Douce A.E., *"Effects of pressure and H2O content on the composition of melts primary crustal* ", Trans. R.Soc. Edinburgh: Earth Science 87. (1996),pp:11-21.

subduction zone fluids ",Nature. Vol 380,P 237-240.

[25] Glenn A. G., 2004, *The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus*". Contrib Mineral Petrol, 147, P 511-527.

[26] 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 implication for Archaean crustal growth models*", Contrib Mineral Petrol, 144, P38-56.

[27] Chen B.Jahn B.M.,Ye K.,Liuj.B." *Cogenetic relationship of the Yangkou gabbro-to-granite unite,su-luterrane*.j.geol.soc.london.(2002).159.

[28] Boynton W.V.*," Geochemistry of the rare earth element*s: meteorites studies. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth ElementGeochemistry., Elsevier. 63 (1984)114

[29] Zhao Z.F., Zheng Y.F., Wei C.S., Wu Y.B.,"*Post-collisional granitoids from the Dabie orogen in China: Zircon U-Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust*. Lithos. 93(2007) 248-272.

[30] Romick J.D., Kay S.M., Kay R.M.*," The influence of amphibole fractionation on the evolution of calc-alkaline andesite and dasite tehpra from the central Aleutians, Alaska. Contrib*. Mineral. Petrol.(1992) 112: 101-118.

[31] Hoskin P.W.O., Kinny P.D., Wyborn D., Chappell B.W*," Identitifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: An integrated approach* .J. Petrol. (2000) 41:1365-1395.

[32] Tepper J.H., Nelson B.K., Bergantz G.W., Irving A.J.*," Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington:generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity"*,Contrib. Mineral.Petrol.(1993)113:333-351.

[33] Henderson P.*,"Rare earth element geochemistry",* Elsevier, Oxford, New York. (1984)

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-25]

[44] Patino O., Douce A.E., McCarthy T.C., *"Melting of crustul rocks during continental collision and subduction, In: Geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks*",Petrology and Structural Geology, Vol. 10. KluwerAcademic Publishers, Dordrecht. (1998),pp:27-55

[45] Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., "*High potassium,calc-alkaline, I-type plutonism in the EuropeanVariscides: northern Vosgos (France) northern Schwarzwald (Germany)*", Lithos 50(2000), P. 51-37.

[46] Chappell B.W., White A.J.R., "*Twocontrasting granite types*", Pac. Geol., (1974)pp: 173-174

[47] Johannes W., Holtz F., "*Petrogenesis andExperimental Petrology of Granitic Rocks*", Berlin,Springer-Verlag(1996):P. 335.

[48] Pearce J., *"Sources and setting granitic rocks"*, Episodes, 19 (4) (1996) 120-125.

[49] Harris N.B.W., Inger & R,XU.*"Cretaceous plutonism in central Tibet:an example of post collision magmatism?:"* j.volcanol. Geotherm. res.,vol44,(1990) 21-32

[50] Pearce J.A., Harris B.W., Tindle A.G., "*Trace element of iseriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks"*, Journal of petrology No 25(1984), PP.956-983.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-25]