

Geochemistry and petrogenesis of Alamdar rhyolites from East of Tasouj town (Northwest of Iran)

Mohsen Moayyed * and Robab Hajialioghli

Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Abstract

The Alamdar rhyolite has been cropped out at the highest top of Mishow Mountain Ranges (i.e. Alamdar top), east of Tasouj. Considering that the rhyolite has been intruded the Kahar Formation, its Precambrian age is more probable. The constituent minerals are quartz, K-feldspar and rare plagioclase characterizing by crystalline to hyalo-crystalline, microlitic porphyric, perthitic, hyalo porphyric and flow textures. Magmatic series of the rocks are high K calc-alkaline and shoshonite. In the view of Al-index, they are peraluminous. The investigated rocks have been classified as A-type (A₂ subgroup) granitoids. REE diagrams show high enrichment of LREE relative to HREE and MREE. Spider diagrams have positive anomalies of K, Nd, Rb and negative anomalies of Ta, Nb, and Ti indicating their likely crustal source generation. On the basis of discrimination diagrams they are formed related to Post-COLG tectonic setting. Extensional regimes following to continental collision between Northern lands with Gondwanian terrains during Ediacaran has been caused decompression melting of continental crust and the Alamdar rhyolite has been originated at the Mishow collisional zone.

Key words: rhyolite, geochemistry, Kahar, Mishow, NW Iran

* moayyed@tabrizu.ac.ir

زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های ریولیتی علمدار در خاور شهرستان تسوج (شمال‌باختری ایران)

محسن موید* و رباب حاجی‌علی‌اوغلی

گروه علوم‌زمین، دانشکده علوم‌طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیده

ریولیت علمدار در بلندترین قله از رشته کوه‌های میشو (قله علمدار) در خاور شهرستان تسوج رخنمون یافته است. این سنگ‌ها به‌صورت گدازه و دایک درون سازند کهر دیده می‌شوند؛ از این رو، سن احتمالی آنها به پرکامبرین نسبت داده شده است. کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار و اندکی پلاژیوکلاز از کانی‌های سازنده این سنگ‌ها هستند. بافت‌های همه‌بلورین و یا نیمه‌بلورین، پورفیری با زمینه شیشه‌ای، میکرولیتی پورفیری، پرتیتی و جریانی از بافت‌های غالب در این سنگ‌ها شمرده می‌شوند. سری ماگمایی ریولیت‌ها بیشتر شوشونیتی تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا ارزیابی شده است. از دیدگاه شاخص اشباع‌شدگی از آلومین، ریولیت‌ها در محدوده ترکیبی پرآلومینوس هستند و ویژگی‌های ریولیت‌های A-Type (زیرگروه A_۲) را نشان می‌دهند. بررسی نمودارهای REE، نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREEها در برابر MREEها و HREEهاست. نمودارهای عنکبوتی با آنومالی مثبت عنصرهای K، Nd و Rb و آنومالی منفی عنصرهای Ta و Nb، Ti نشان‌دهنده خاستگاه پوسته قاره‌ای در پیدایش این سنگ‌ها هستند. برپایه نمودارهای شناسایی خاستگاه ماگما، نمونه‌های ریولیتی بررسی‌شده در محدوده Post-COLG جای گرفته‌اند و به پهنه‌های پسابروردی وابسته هستند. در هنگام رویداد فاز ادیاکاران، حاکم‌شدن سازوکار زمین‌ساختی کششی پس از برخورد خشکی‌های شمالی با گندوانا با تحریک سنگ‌کره و کاهش فشار، شرایط را برای ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای و پیدایش ریولیت‌های علمدار در راستای پهنه برخوردی در کوه‌های میشو فراهم کرده است.

واژه‌های کلیدی: ریولیت، زمین‌شیمی، کهر، میشو، شمال‌باختری ایران

مقدمه

گذاشته است؛ دگرگونی‌های گوناگون، گسلش و

چین‌خوردگی‌ها با روندهای مختلف در دوران‌های

گوناگون زمین‌شناسی نشان‌دهنده این نکته

پوسته ایران زمین از پرکامبرین تا کنون

رویدادهای زمین‌ساختی فراوانی را پشت‌سر

* moayyed@tabrizu.ac.ir

Copyright©2018, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

در کوه‌های میشو را هم‌ارز گرانیت دوران و ریولیت مهاباد دانسته است. همانند ریولیت‌های مهاباد، ریولیت‌های میشو نیز بیشتر از ریولیت و بخشی نیز از توف ریولیتی با رنگ خاکستری روشن تا سبز روشن ساخته شده‌اند. همچنین، رگچه‌های فراوانی از اکسید آهن شکستگی‌های توف را فراگرفته‌اند. تا کنون بررسی زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی روی توده‌های ریولیتی کوه علمدار در خاور تسوج (شمال‌باختری ایران) انجام نشده است. Ahankub و همکاران (۲۰۱۴) با بررسی سنگ‌های گرانیتویدی و گابرویی میشو نشان دادند که سنگ‌های گابرویی با سرشت توله‌ایتی، در ارتباط با فازهای کششی درون پوسته اقیانوسی و در دونین بالایی- کربونیفر زیرین پدید آمده‌اند و سنگ‌های گرانیتویدی تیپ A2 پیامد فعالیت‌های زمین‌ساختی کششی پس از برخورد قاره‌ای هستند و به بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس در پایان پرمین وابستگی دارند. Moayyed و Shahzeidi (۲۰۱۶) نیز با بررسی‌های سن‌سنجی Rb-Sr و Pb-Pb سنگ کل روی گرانیتویدهای تیپ S و I در میشو به ترتیب سن نزدیک به ۵۳۰ و ۵۱۰ میلیون سال پیش را به دست آورده‌اند و پیدایش این سنگ‌ها را پیامد برخورد قاره‌ای البرز و صفحه عربستان، به دنبال فرورانش و بسته‌شدن اقیانوس پروتوتتیس (فاز کوهزایی کاتانگایی) دانسته‌اند. در این بررسی، رابطه صحرائی، سنگ‌نگاری، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی سنگ‌های ریولیتی میشو بررسی شده‌اند. بررسی ویژگی‌های این سنگ‌ها در آشکارشدن ویژگی‌های سنگ‌شناسی و وضعیت زمین‌ساختی پوسته قاره‌ای آذربایجان در شمال‌باختری ایران تاثیر به‌سزایی خواهد داشت.

هستند. ریولیت‌های پرکامبرین ایران، بیشتر در ارتباط با شکستگی‌های ژرف پوسته ایران زمین و پیامد فاز کششی پس از کوهزایی کاتانگایی هستند. این سنگ‌ها هم‌ارز بیرونی توده‌های نفوذی گرانیتی مانند دوران هستند (Valizadeh and Esmaeili, 1994). ترکیب شیمیایی قلیایی در همه سنگ‌های آتشفشانی یادشده چه‌بسا نشان‌دهنده کافت‌های درون قاره‌ای در پوسته کراتونی ایران است. ساختمان زمین‌شناسی آذربایجان هرچند بیشتر از فاز کوهزایی آلیپی در دوران سوم متأثر بوده است، اما در پرکامبرین و دوران دوم نیز این ناحیه دچار حرکت‌های زمین‌ساختی فراوانی شده است. حرکت‌های پرکامبرین بالایی، بالا‌زدگی مهمی را در آذربایجان پدید آورده و به‌طور محلی در چندین نقطه از آن، دگرشیبی‌های زاویه‌دار را پدید آورده‌اند (Eftekharnjad, 1975). ریولیت بررسی شده در بلندی‌های میشو و قله کوه علمدار به شکل دایک درون سازند کهر تزریق شده است و گاه به شکل گدازه رخنمون دارد.

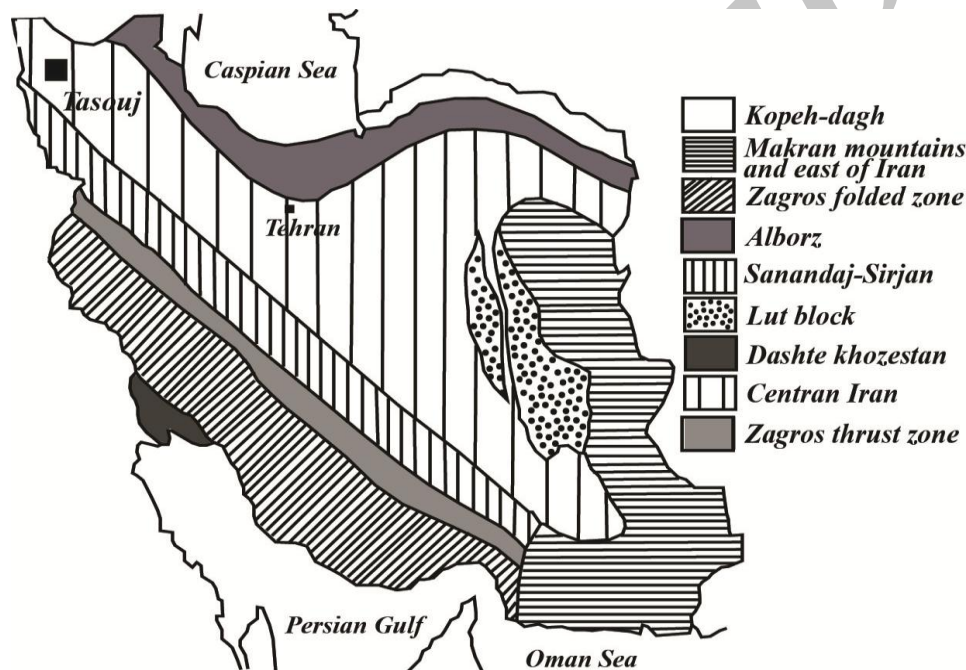
Rutner و Stöcklin (۱۹۶۴) گرانیست دوران را از تیپ گرانیست پرکامبرین دانسته‌اند. گرانیست دوران و گرانیست‌های هم‌ارز آن در مرز فعال قاره‌ای و هنگام فرورانش پوسته اقیانوسی پروتوتتیس به زیر حاشیه شمالی گندوانا (که ایران هم بخشی از آن بوده است) پدید آمده‌اند (Hassanzadeh et al., 2008; Ramezani and Tucker, 2006). ماگمای سازنده گرانیست دوران ساب‌آکالن بوده است و از دیدگاه زمین‌ساختی در خانواده گرانیتویدهای غیرکوهزایی و نوع A₂ جای گرفته است (Valizadeh and Esmaeili, 1994). Eftekharnjad (۱۹۸۰b) ریولیت‌های بررسی شده

روش انجام پژوهش

بررسی‌های سنگ‌نگاری برپایه ۵۰ نمونه مقطع میکروسکوپی از سنگ‌های نمونه‌برداری شده انجام شد. برپایه بررسی‌های سنگ‌شناسی و میکروسکوپی، شمار ۱۲ نمونه سنگی سالم و کمتر دگرسان‌شده از سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی برگزیده و برای تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی، فرعی و کمیاب به روش ICP-MS به شرکت ALS Chemex (کشور کانادا) فرستاده شدند (جدول ۱).

زمین‌شناسی عمومی

منطقه بررسی‌شده در بخش مرکزی رشته کوه‌های میشو در قله علمدار جای دارد. این منطقه برپایه رده‌بندی‌های گوناگون در پهنه‌های زمین‌ساختی مختلف ایران مرکزی (Stöcklin and Rutner, 1964) و البرز (Nabavi, 1976; باختری-آذربایجان) (Eftekharnjad, 1980a; Alavi et al., 1997) جای گرفته است (شکل ۱).



شکل ۱- جایگاه ریولیت علمدار در خاور تسوج در رده‌بندی واحدهای زمین‌ساختی - رسوبی ایران برپایه رده‌بندی Stöcklin و Rutner (۱۹۶۴)

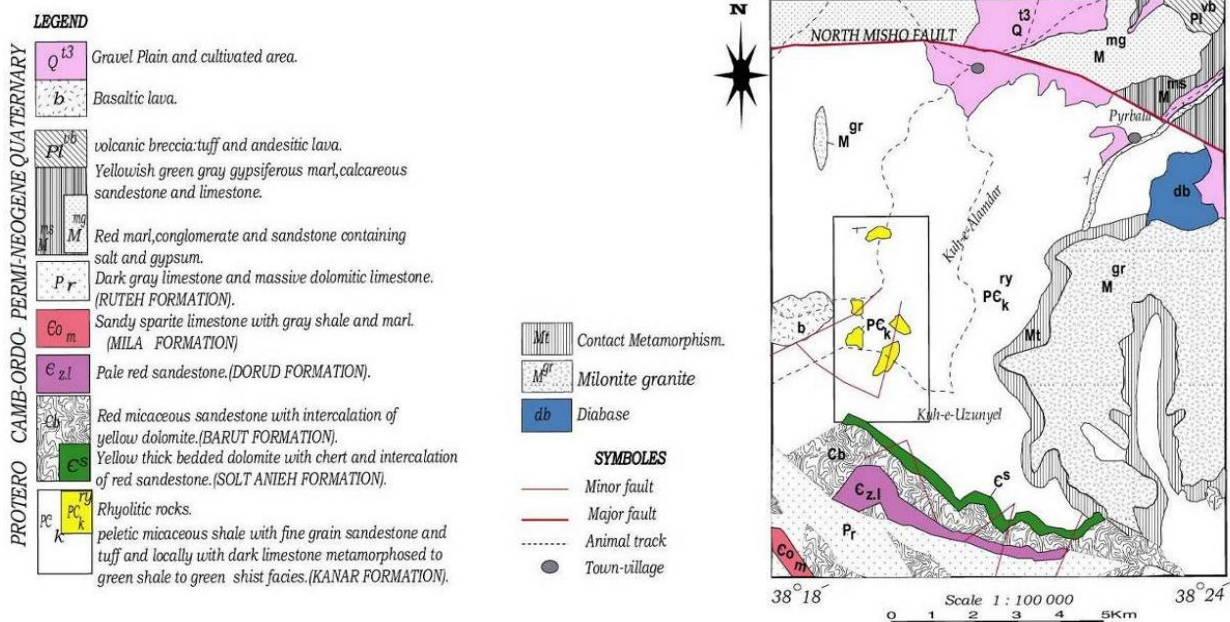
سنگ‌های کهن پرکامبرین، به نام سازند کهر با ستبرای بسیار، ساخته شده است. برپایه رخساره رسوبی، پهنه رسوبی پرکامبرین حوضه‌ای ژرف و دریایی بوده است (Eftekharnjad et al., 1995). در پی چین‌خوردگی کاتانگایی و یا آسینتیک، نهشته‌های سازند کهر چین‌خورده و تا رخساره شیبته‌های سبز دگرگون شده‌اند (Eftekharnjad et al., 1995).

از دیدگاه ساختمانی، کوه‌های میشو با دو گسل شمالی و جنوبی میشو فراگرفته شده است (Behyari et al., 2015). این گسل‌ها با روند خاوری-باختری در ادامه باختری گسل تبریز با روند WNW-ENE جای گرفته‌اند. گمان می‌رود در فاصله دورتر، دنباله باختری این گسل‌ها پس از گذشتن از خوی به سوی ماکو و از آنجا به آرات در ترکیه برسد (Nabavi, 1976). هسته مرکزی کوه‌های میشو از برونزد

زمین‌شناسی صحرایی

کهن‌ترین نهشته‌های دیده شده در این محدوده سازند کهر به رنگ عمومی سبز تیره تا سبز خاکستری و وابسته به پرکامبرین است (شکل ۲). ستبرای سازند کهر در کوه‌های میشو به بیش از ۱۰۰۰ متر می‌رسد. سنگ‌شناسی سازند کهر در منطقه بررسی شده بیشتر به صورت شیست و شیل‌های میکادار، به مقداری کم دولومیت

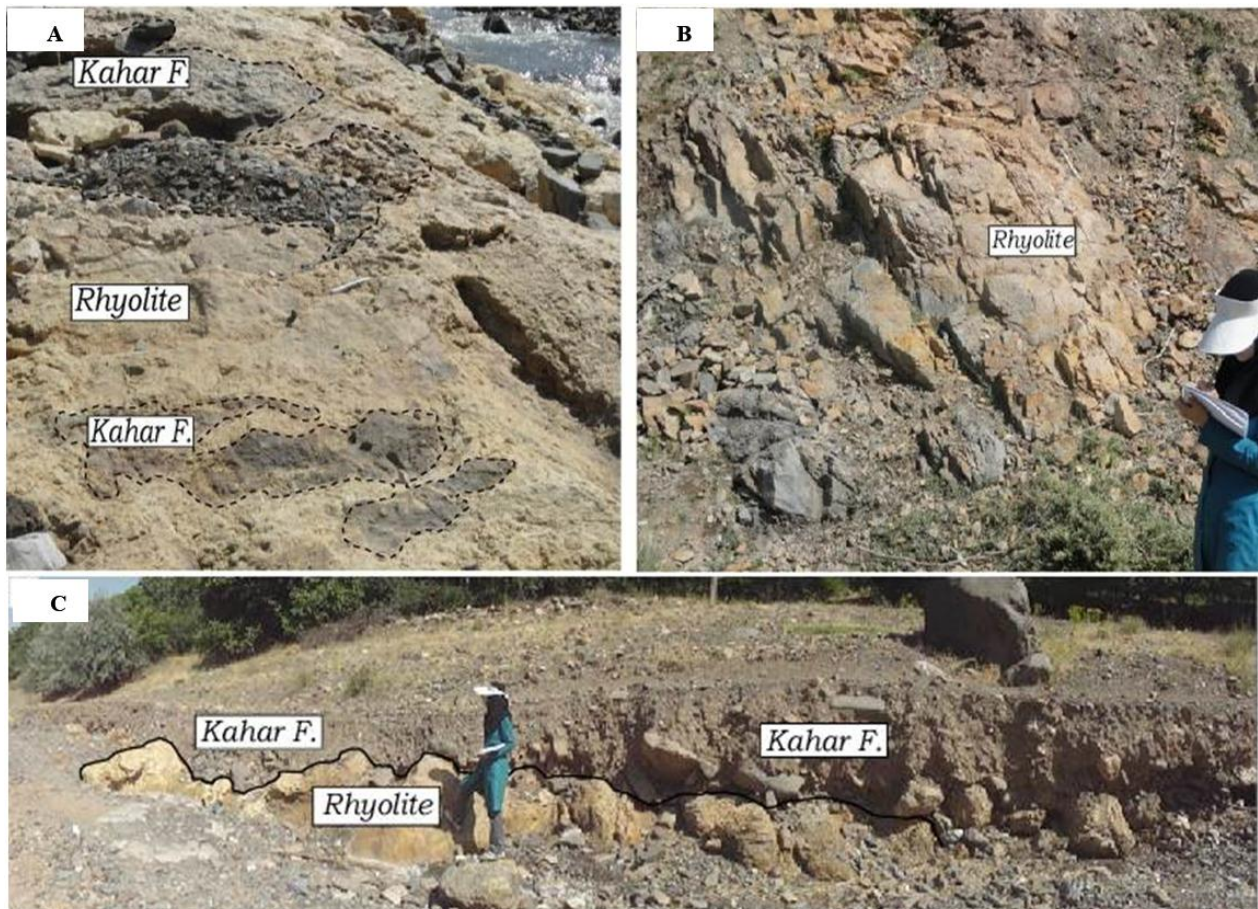
استروماتولیت‌دار، ماسه‌سنگ بسیار دانهریز و میان‌لایه‌هایی از آهک تیره رنگ بلورین و چرت‌دار است. این نهشته‌ها در پی دگرگونی تا رخساره شیست سبز و اسلیت تغییر یافته‌اند. مرز زیرین سازند کهر در منطقه شناخته شده نیست، اما مرز بالایی آن با دگرشیبی احتمالی با دولومیت‌های چرت‌دار و استروماتولیت‌دار وابسته به سازند سلطانیه پوشیده شده است.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی خاور تسوج برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ موند (Eftekharijad *et al.*, 1995)

سنگ‌ها پورفیری با زمینه میکرولیتی تا شیشه‌ای است. نمونه‌های سالم و دگرسان‌نشده ریولیت به رنگ خاکستری روشن هستند. نمونه‌های دگرسان‌شده به رنگ کرمی مایل به زرد اخراپی دیده می‌شوند. دایک‌های دیابازی نیز در چند جا سازند کهر را گسسته‌اند. این سازند به علت تحمل چندین فاز کوهزایی کاملاً چین خورده و بسیار خرد شده است (شکل ۳- C).

بررسی سازند سلطانیه در این منطقه نشان می‌دهد که ریولیت‌های یادشده هیچ تاثیری بر این سازند نداشته و آنرا قطع نکرده‌اند. سنگ‌های ریولیتی به صورت گدازه و توده‌های گنبدی‌شکل کوچک درون سازند کهر دیده می‌شوند (شکل‌های ۳- A تا ۳- C). این سنگ‌ها گاه به صورت توف ریولیتی دیده می‌شوند. کانی کوارتز در نمونه دستی با چشم نامسلح نیز شناسایی می‌شود. بافت این



شکل ۳- A) تناوب روانه‌های ریولیتی علمدار و سازند کهر در شهرستان تسوج (دید رو به جنوب)؛ B) برونزد ریولیت‌های علمدار (دید رو به جنوب)؛ C) همبری میان سازند کهر و ریولیت‌های علمدار (دید رو به جنوب)

سنگ‌نگاری ریولیت‌های علمدار

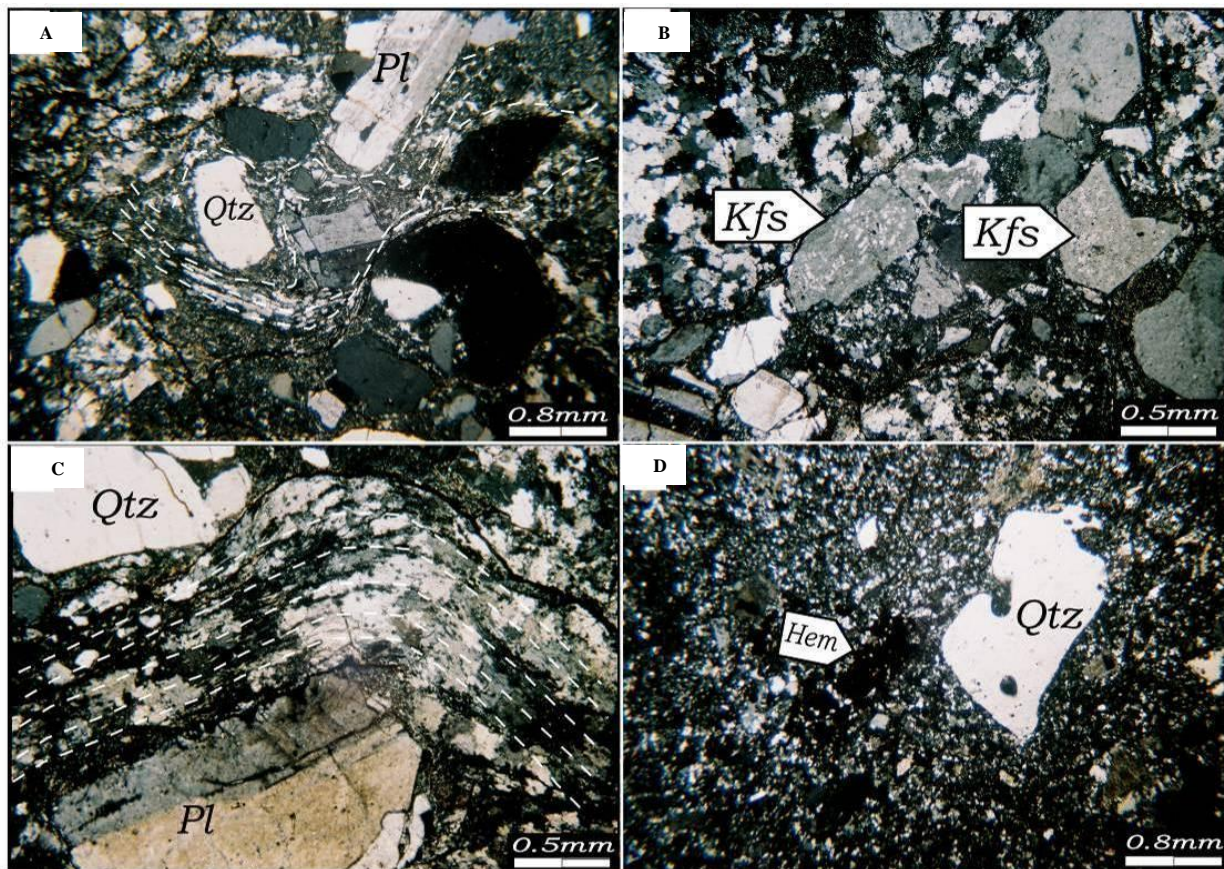
کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار و اندکی پلاژیوکلاز و بیوتیت از کانی‌های سازنده این سنگ‌ها هستند. بافت بیشتر این سنگ‌ها پورفیری و میکروولیتی پورفیری است و میکروولیت‌های پتاسیم‌فلدسپار و میکروکریستال‌های کوارتز بخش مهمی از خمیره این سنگ‌ها را دربرمی‌گیرد (شکل‌های ۴-۴ تا ۴-۴D). در این سنگ‌ها، لایه‌بندی جریان‌ی دیده می‌شود که در آن، لایه‌هایی از شیشه و لایه‌هایی از کریستال‌ها از یکدیگر شناسایی می‌شوند (شکل‌های ۴-۴A و ۴-۴C). پیدایش لایه‌بندی جریان‌ی در گدازه‌های منطقه را چه بسا بتوان پیامد جدایش مواد فرار دانست؛

بدین‌گونه که در برخی لایه‌ها، مواد فرار کم، گرانیوی بیشتر و سرعت انتشار و هسته‌بندی بسیار بوده و شیشه ساخته شده است و در لایه‌هایی که مواد فرار بسیار بوده‌اند، کریستال‌ها متبلور شده‌اند.

کوارتز مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی سازنده این سنگ‌هاست و ۳۰ تا ۵۰ درصد حجمی آنها را فراگرفته است. این کانی به‌صورت بلورهای ریز تا متوسط (تا ۳ میلی‌متر) نیمه‌شکل‌دار در این سنگ‌ها پدید آمده است (شکل‌های ۴-۴A تا ۴-۴D). بیشتر درشت‌بلورهای کوارتز خوردگی خلیجی‌شکل و شکستگی دارند (شکل‌های ۴-۴D تا ۴-۴E). خوردگی‌های

بخش‌ها، کانی‌های پتاسیم‌فلدسپار چهره کدر و ابری پیدا کرده‌اند. برخی بلورهای درشت پتاسیم‌فلدسپار میان‌بارهایی از گلبول‌های شیشه‌ای و همانند زمینه سنگ دارند. این پدیده چه بسا پیامد تبلور و هسته‌بندی پرشتاب بلورهای درشت است. در برخی نمونه‌ها، پلاژیوکلاز کانی فرعی است و در اندازه میانگین کمتر از ۱ mm و با ماکل پلی‌سینتتیک و ساختمان منطقه‌ای شناسایی می‌شود (شکل ۴- A). چه بسا پیدایش ساخت منطقه‌ای در پلاژیوکلازها پیامد نبود تعادل کامل در هنگام تبلور است. این وضعیت بیشتر در هنگام فوران‌های آتشفشانی روی می‌دهد. همچنین، حالت منطقه‌بندی می‌تواند در پی تغییر فشار بخار آب و یا به‌دنبال تغییر ترکیب شیمیایی ماگما در پی آرایش و ذوب پدید می‌آید (Di et al., 2003). در برخی مقطع‌ها، پلاژیوکلاز تجزیه و با کائولن و سریسیت جایگزین شده است. بیوتیت به‌صورت کانی فرعی و در مقادیر کم‌ابیش کم و به اندازه‌های ۰/۲۵ mm تا ۱ mm در خمیره این سنگ‌ها دیده می‌شود. در پی فرایند اکسیداسیون هنگام فوران ماگما، بیشتر بیوتیت‌ها با اکسی‌بیوتیت جایگزین شده‌اند. برخی بلورهای بیوتیت به مجموعه کانی‌های موسکویت، کانی‌های تیره و کلریت تجزیه شده‌اند. زیرکن و کانی‌های تیره از فازهای فرعی مهم در این سنگ‌ها هستند. در برخی نمونه‌ها، کانی‌های تیره هم‌روند با راستای جریان به صف شده‌اند. به‌دنبال دگرسانی کانی بیوتیت، گاه کانی‌های تیره به صورت ثانویه و پراکنده در زمینه سنگ و نیز در راستای شکستگی‌ها و درزه‌ها دیده می‌شوند.

خلیجی بیشتر با شیشه پر شده‌اند. حباب‌های گاز در بخش‌های خاصی از سطح بلور، سازوکار انحلال را آسان تر می‌کنند؛ زیرا در پیرامون این مناطق، سیال حرکت متلاطمی دارد و از این‌رو، انحلال پرشتاب و مداوم در محل همبری حباب با سطح بلور را به‌دنبال دارد (Donaldson and Henderson, 1988). کوارتز ریزدانه در خمیره سنگ به‌صورت بی‌شکل فضای میان کانی‌های دیگر را پر کرده است. در این ریولیت‌ها بخشی از خمیره شیشه‌ای است و تبلور دوباره پیدا کرده است و کوارتزهای ثانویه در آن پدید آمده‌اند (شکل ۴- C). پتاسیم‌فلدسپار نزدیک به ۳۰ تا ۴۰ درصد مودال سنگ را دربر می‌گیرد. میکرولیت‌های پتاسیم‌فلدسپار بخش مهمی از خمیره سنگ را دربر می‌گیرند (شکل‌های ۴- A تا ۴- C). برپایه ویژگی نوری آن با خاموشی ابری، نوع پتاسیم‌فلدسپار که بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار و درشت بلور (تا ۵ میلیمتر) هستند، ارتوز شناسایی شد. این کانی در برخی نمونه‌ها با بافت پرتیتی (شکل ۴- B) و ماکل کارلسباد شناخته می‌شود. در بافت جریان‌ی فنوکریست‌های کشیده فلدسپار در زمینه میکرولیتی به حالت جهت‌یافته دیده می‌شوند و هنگامی که به درشت‌بلورها می‌رسند آنها را به‌صورت چرخشی دور می‌زنند (شکل ۴- A). بافت پرتیتی نشان‌دهنده تبلور همگن فلدسپار در بالای منحنی سولووس است (تبلور هیپرسولووس). در زیر این منحنی دو فلدسپار از هم جدا می‌شوند (Bowen and Tuttle, 1950). دیدن این بافت در سنگ، نشان‌دهنده کم بودن فشار بخار آب در ماگمای سازنده این ریولیت‌هاست. در پی پدیده‌های کائولینیتی شدن و سریسیتی شدن در برخی



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از ریولیت علمدار (خاور تسوج): (A) بافت جریان‌ی؛ (B) پتاسیم‌فلدسپار پرتیتی؛ (C) خمیره دوباره تبلور یافته همراه با چرخش اولیه به گرد فنوکریستال پلاژیوکلاز؛ (D) خوردگی خلیجی شکل در فنوکریستال کوارتز و تجمع هماتیت در زمینه سنگ (نام اختصاری کانی‌ها بر پایه Kretz (۱۹۸۳) است)

بحث

در نمونه‌های ریولیتی بررسی شده، مقدار SiO_2 از ۶۹/۶ تا ۸۷/۱ درصد وزنی و Al_2O_3 از ۶/۰ تا ۱۳/۶ درصد وزنی متغیر است. Al_2O_3 به ساختمان کانی‌های آلومینیم‌دار (مانند: پلاژیوکلاز، ارتوز و بیوتیت) افزوده می‌شود. K_2O در ریولیت‌ها از ۰/۹۷ تا ۱۰/۲ درصد وزنی است. پتاسیم در ساختمان پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز و بیوتیت شرکت دارد. مقدار Na_2O در ریولیت‌ها کمتر از ۰/۱ تا ۱/۹ درصد وزنی است. مقدار Na_2O با کانی‌های پلاژیوکلاز کنترل می‌شود. مقدار CaO از ۰/۰۴ تا ۰/۱۲ درصد وزنی در تغییر است. مقدار Fe_2O_3 و TiO_2 به ترتیب در ریولیت‌ها از ۰/۶۶ تا ۲/۹۹ درصد وزنی و ۰/۰۸ تا

در این بخش بر پایه داده‌های تجزیه شیمیایی و با بررسی رفتارهای زمین شیمیایی عنصرهای اصلی، فرعی و کمیاب در نمودارهای زمین شیمیایی، ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ترکیب ماگمای سازنده، نوع ماگما و روند تغییر و تحول ماگمای اولیه در سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی منطقه شناسایی شد. داده‌های تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی و فرعی در جدول ۱ آورده شده‌اند. بر پایه اینکه در سنگ‌های آذرین، به ویژه در پی دگرسانی، نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ افزایش می‌یابد؛ از این رو، برای تصحیح این مقادارها، روش Baragar و Irvine (۱۹۷۱) و نمودار Le Matire (۱۹۷۶) به کار برده شد.

سنگ‌های بررسی شده با کانی‌های تیره و بیوتیت کنترل می‌شود. مقدار MnO در ریولیت‌ها کمتر از ۰/۱ تا ۰/۱۰ درصد وزنی در تغییر است. Mn بیشتر به ساختمان کانی‌های آهن‌دار افزوده می‌شود. مقدار P₂O₅ در ریولیت‌ها کمتر از ۰/۱ تا ۰/۳ درصد وزنی است و مقدار آن معمولاً با کانی آپاتیت کنترل می‌شود.

۰/۱۵ درصد وزنی است. Fe₂O₃ در ساختمان کانی‌های تیره و بیوتیت جای گرفته است. ویژگی‌های شیمیایی و شعاع اتمی Ti همانند آهن است و از این‌رو، می‌تواند در ساختمان کانی‌های آهن‌دار (مانند: بیوتیت) شرکت کند. مقدار MgO در ریولیت‌ها از ۰/۴ تا ۰/۴۹ درصد وزنی در نوسان است. میزان این اکسید در

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی ۱۲ نمونه از سنگ‌های ریولیتی علمدار (خاور تسوج) به روش ICP-MS (عنصرهای اصلی برپایه wt% و عنصرهای فرعی و کمیاب برپایه ppm): * مقدارهای آهن کل برپایه روش Irvine و Baragar (۱۹۷۱) به‌دست آمده‌اند

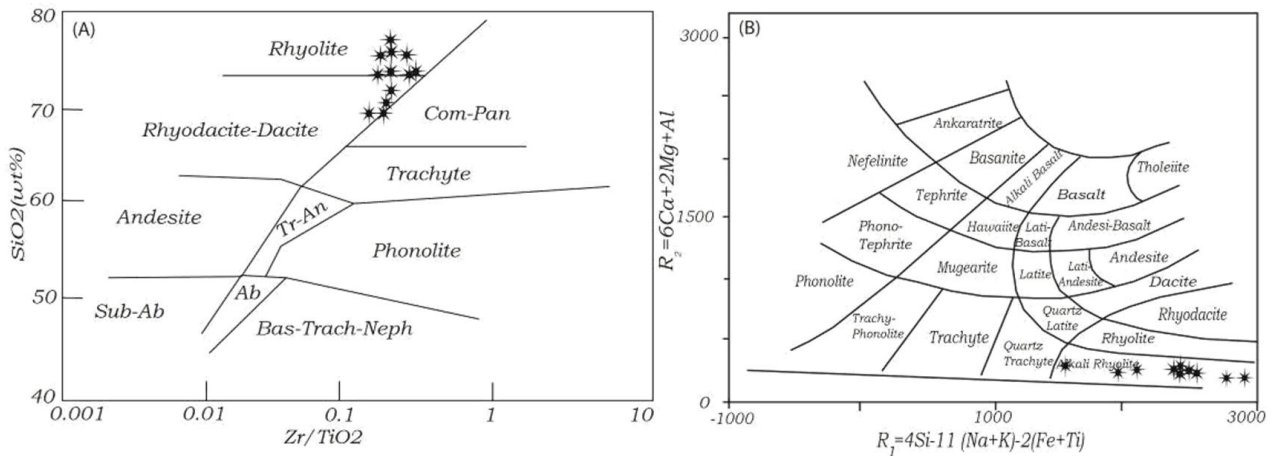
Sample No.	M-5	M-4	M-3	M-2	M-1	6-7	6-1	2-3	1-10	1-3	1-2	1-1
SiO ₂	71.98	69.84	73.99	70.96	72.68	69.6	74.8	76.9	87.1	74.8	73	73
TiO ₂	0.13	0.15	0.11	0.14	0.12	0.15	0.11	0.12	0.80	0.13	0.13	0.12
Al ₂ O ₃	11.95	12.56	11.68	12.79	11.84	13.6	11.1	10.6	6.00	12.7	12.1	11.0
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	1.28	1.59	1.44	1.78	1.24	0.66	1.44	1.38	0.99	0.71	1.35	1.01
MnO	0.11	0.24	0.06	0.12	0.03	0.02	0.03	0.05	0.01	0.02	0.10	0.02
MgO	0.39	0.58	0.12	0.44	0.18	0.18	0.04	0.13	0.16	0.08	0.49	0.04
CaO	0.14	0.21	0.11	0.17	0.12	0.04	0.04	0.11	0.07	0.04	0.12	0.05
Na ₂ O	0.98	1.68	0.26	1.14	0.14	0.1	0.1	0.1	1.95	0.1	1.8	0.1
K ₂ O	9.34	10.24	8.42	7.48	9.81	10.8	9.73	9.04	1	10.2	4.77	9.94
P ₂ O ₅	0.06	0.08	0.02	0.04	0.02	0.02	0.01	0.04	0.01	0.02	0.03	0.02
LOI	1.62	0.86	1.62	1.68	1.74	1.09	0.72	0.75	0.74	0.72	2.13	0.63
Sum	98.96	99.37	98.91	98.16	98.86	96.14	98.12	99.22	98.83	99.52	98.73	96.63
Sm	11.1	12.8	5.2	11.4	5.8	12.3	5	10.5	2.4	7.6	8	5.6
Eu	0.48	0.57	0.41	0.52	0.42	0.54	0.32	0.72	0.63	0.26	0.8	0.44
Gd	6.98	8.12	6.12	7.94	6.62	7.97	4.47	11.9	3.2	5.89	6.35	6.52
Tb	1.14	1.09	0.98	1.26	1.31	1.07	0.79	1.84	0.67	0.92	0.94	1.24
Dy	5.44	5.72	7.62	5.69	7.84	5.65	5.19	9.81	4.3	5.4	5.32	7.77
Ho	1.31	1.28	1.82	1.36	1.77	1.27	1.22	2	0.89	1.2	1.14	1.72
Er	4.12	3.98	5.38	4.01	5.24	3.92	3.86	5.24	2.47	3.85	3.39	5.13
Tm	0.69	0.68	0.86	0.71	0.85	0.67	0.66	0.75	0.35	0.66	0.5	0.83
Yb	4.12	4.71	4.88	3.68	5.28	4.7	4.6	4.6	2.1	4.5	3.4	5.3
Lu	0.74	0.79	0.84	0.77	0.81	0.76	0.73	0.73	0.28	0.71	0.52	0.8
Y	35	32	40	33	42	30	30	60	20	30	30	40
Cs	1.1	1.8	0.8	1.4	0.9	1.6	0.9	0.8	0.9	0.9	1.2	0.8
Ta	1.08	1.28	1.02	1.12	0.98	1.2	1	0.8	0.5	1.1	0.7	1
Hf	7	8	5	8	6	7	6	5	2	6	6	6
W	2	3	2	2	1	2	2	2	2	2	2	2
Cu	21	18	18	19	20	16	13	16	18	13	10	21
Ga	24	29	18	26	20	30	14	10	7	19	19	15
Ag	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
V	14	9	15	17	13	8	5	13	11	8	9	14
U	6.14	6.44	7.74	5.98	5.14	6.36	5.04	4.69	2.58	5.68	3.95	5.19
Th	0.7	0.71	0.58	0.68	0.62	0.6	0.5	0.6	0.5	0.6	0.5	0.6
Th	19.18	23.14	18.41	22.2	18.12	22.5	18	14.6	4.4	19.1	15.4	18.4
Sn	2	3	2	2	2	2	2	1	3	1	3	2
Ho	-	-	-	-	-	1.27	1.22	2	0.89	1.2	1.14	1.72
Mo	4	2	3	3	2	2	2	3	3	2	4	2
Ba	1540	2100	896	1510	785	1470	980	2100	170	1090	1050	770
Rb	162	174	141	168	139	164	133	122	29.6	141	123	136
Sr	21	22	16	20	18	20	10	30	20	20	140	10
Zr	208	237	181	214	174	220	180	160	40	190	170	170
Nb	19	21	11	20	12	20	10	10	10	10	10	10
Ni	11	14	8	12	6	6	8	13	8	8	7	12
Co	0.8	0.9	1.2	0.8	1.4	0.8	0.7	3.4	0.6	1.1	1.4	2
Zn	5	8	6	8	7	9	5	10	8	5	21	11
La	39.54	61.12	27.12	48.44	28.18	60.3	27.9	50.9	11.2	41.6	55	27.7
Ce	114.7	135.7	71.3	128.4	75.4	132	58.6	105	20.6	89.7	106	61
Pr	14.14	17.14	6.82	15.72	8.21	16.4	6.89	12.1	2.47	10.7	12.1	7.34
Nd	52.7	65.7	25.6	58.4	27.2	62.5	25.1	48.4	9.4	40	44.7	26.5

در محدوده آلکالی‌ریولیت جای گرفته است (شکل ۵- B). برای بررسی مقدار آلومین در ترکیب نمونه‌های بررسی شده، مولاریته نسبت $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ در برابر مولاریته نسبت $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ به کار برده شد (شکل ۶). برپایه این نمودار، نمونه‌های بررسی شده در محدوده پراآلومینوس جای گرفته‌اند.

سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی بررسی شده دانه‌ریز و گاه با زمینه شیشه‌ای هستند و از این رو، نامگذاری آنها برپایه ترکیب شیمیایی دقیق تر خواهد بود. در نمودار رده‌بندی Zr/TiO₂ در برابر درصد وزنی SiO₂، همه نمونه‌ها در محدوده ریولیت جای گرفته‌اند (شکل ۵- A). در نمودار کاتیونی R1-R2، ترکیب نمونه‌های بررسی شده

کروندوم نورماتیو دارند.

نمونه‌های ریولیتی با سرشت پرآلمینوس تا ۳ درصد کانی



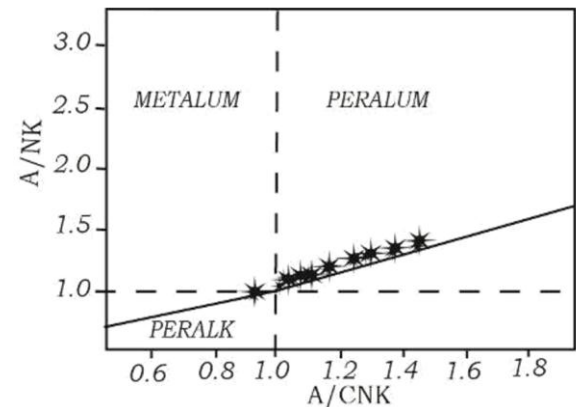
شکل ۵- ترکیب شیمیایی ریولیت‌های علمدار (خاور تسوج) در: (A) نمودار رده‌بندی بر پایه Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)؛ (B) رده‌بندی بر پایه پارامترهای R_1 و R_2 (De La Roche et al., 1980) ($R_2=6Ca+2Mg+Al$; $R_1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$)

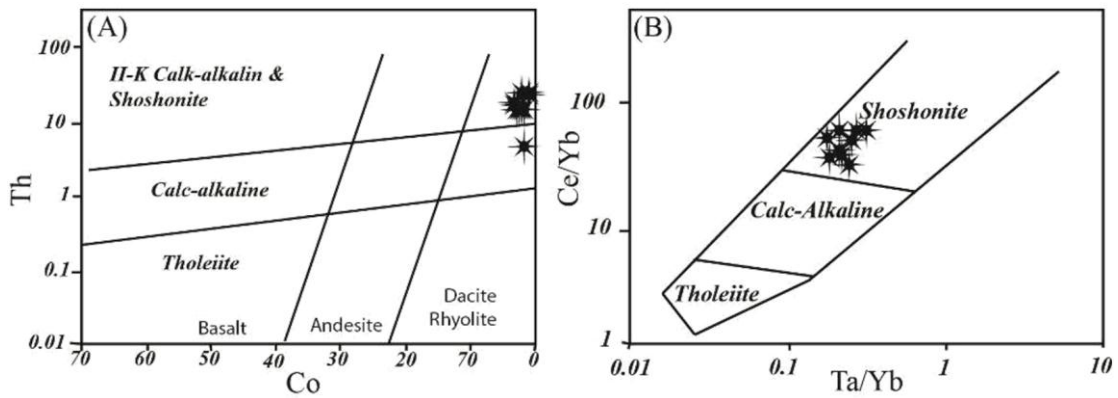
گرفته‌اند (شکل ۷- A). همچنین، در نمودار Pearce (۱۹۸۳)، همه نمونه‌ها در محدوده شوشونیتی جای گرفته‌اند (شکل ۷- B).

برای شناسایی تیپ گرانیتوئیدها، نمودارهای Whalen و همکاران (۱۹۸۷) که گرانیت‌های تیپ A را از گرانیت‌های دیگر جدا می‌کنند، به کار برده می‌شوند. بر پایه مقدار Ga/Al در برابر عنصرهای اصلی و فرعی در این نمودارها، همه نمونه‌های بررسی شده ویژگی‌های A-type نشان می‌دهند (شکل‌های ۸- A تا ۸- D و ۹- A). به گفته Eby (۱۹۹۲)، از دیدگاه شیمیایی، گرانیتوئیدهای تیپ A در دو گروه A₁ و A₂ دسته‌بندی می‌شوند (شکل ۹- B). نمونه‌های بررسی شده بر پایه این نمودار، ویژگی‌های پوسته‌ای دارند و در محدوده A₂ جای گرفته‌اند (شکل ۹- B).

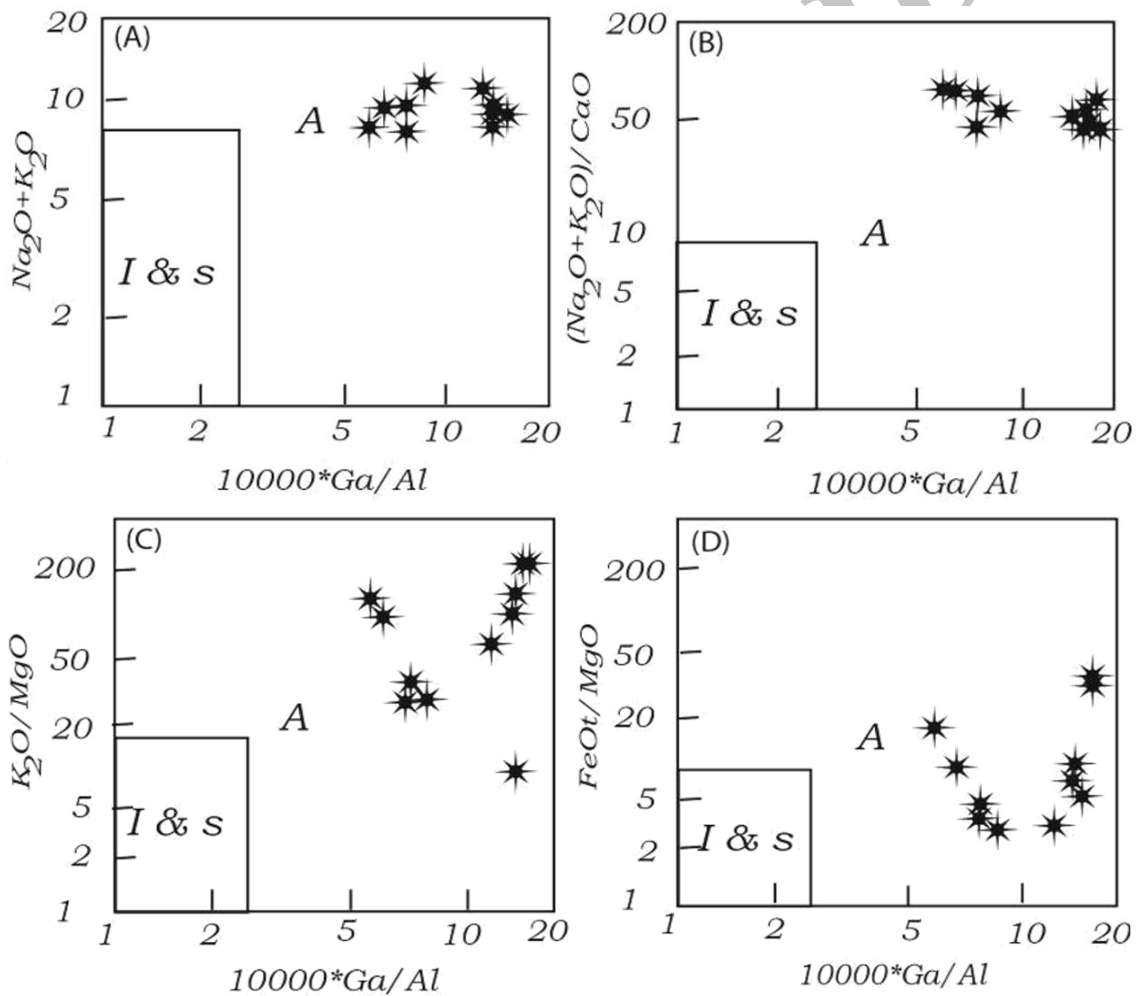
شکل ۶- بررسی شاخص اشباع‌شدگی از آلومین در ریولیت‌های علمدار (خاور تسوج) بر پایه نمودار A/NK در برابر A/CNK (Shand, 1943)

برای شناسایی سری‌های ماگمایی آلكالن از ساب‌آلكالن، نمودار عنصرهای فرعی Co در برابر Th (Hastie et al., 2007) به کار برده شد. در این نمودار، نمونه‌های ریولیت‌ها (مگر یک نمونه) در محدوده کالک آلكالن پتاسیم بالا و شوشونیتی جای

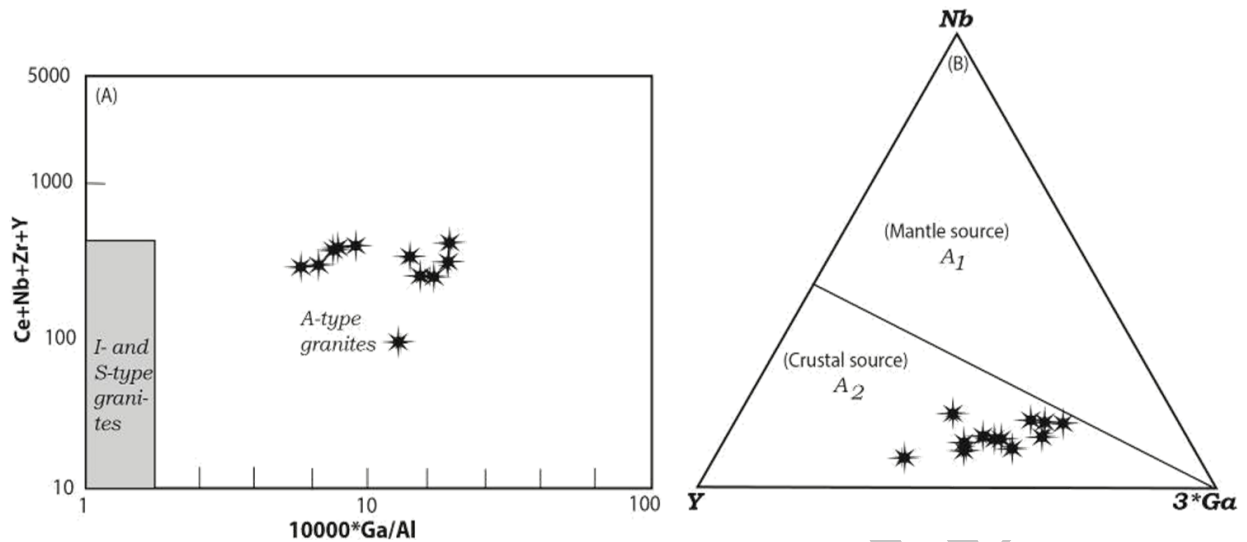




شکل ۷- نمونه‌های ریولیتی علمدار (خاور تسوج) در: (A) نمودار Co در برابر Th (Hastie *et al.*, 2007)؛ (B) نمودار Ce/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983)



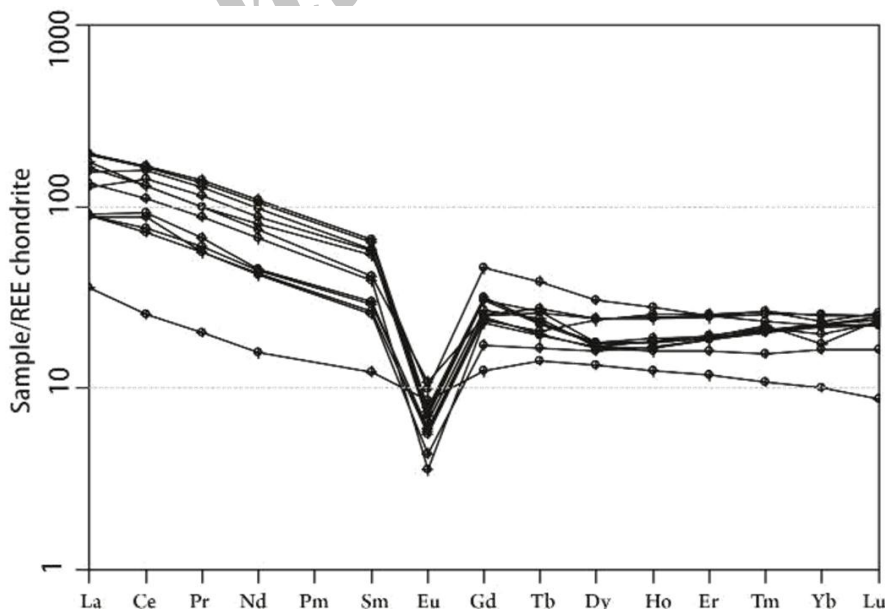
شکل ۸- شناسایی تیپ ریولیت‌های علمدار (خاور تسوج) بر پایه نسبت $10000 \cdot Ga/Al$ در برابر عنصرهای اصلی (Whalen *et al.*, 1987)



شکل ۹- نمونه‌های ریولیتی علمدار (خاور تسوج) در: (A) نمودار $10000*Ga/Al$ در برابر عنصرهای فرعی $Ce+Nd+Zr+Y$ (Whalen *et al.*, 1987)؛ (B) نمودار سه‌تایی $Nb-Y-3*Ga$ (Eby, 1992)

MREE و HREE‌ها غنی‌شدگی آشکاری نشان می‌دهند و آنومالی منفی و آشکاری از Eu دارند. این پدیده چه‌بسا پیامد جداشدن پلاژیوکلازهای کلسیک هنگام تبلوربخشی و یا نبود پلاژیوکلاز در مواد سازنده‌ی خاستگاه باشد (Rollinson, 1993).

غلظت عنصرهای خاکی نادر در نمونه‌های سنگی بررسی‌شده در برابر ترکیب شهاب‌سنگ‌های کندریتی و برپایه‌ی داده‌های Boynton (۱۹۸۴) به‌هنجار شده است (شکل ۱۰). همان‌گونه‌که در شکل ۱۰ دیده می‌شود، در این نمودار، LREE‌ها نسبت به



شکل ۱۰- نمودار به‌هنجارشده‌ی عنصرهای کمیاب خاکی سنگ‌های ریولیتی علمدار (خاور تسوج) در برابر داده‌های Boynton (۱۹۸۴) برای ترکیب کندریت

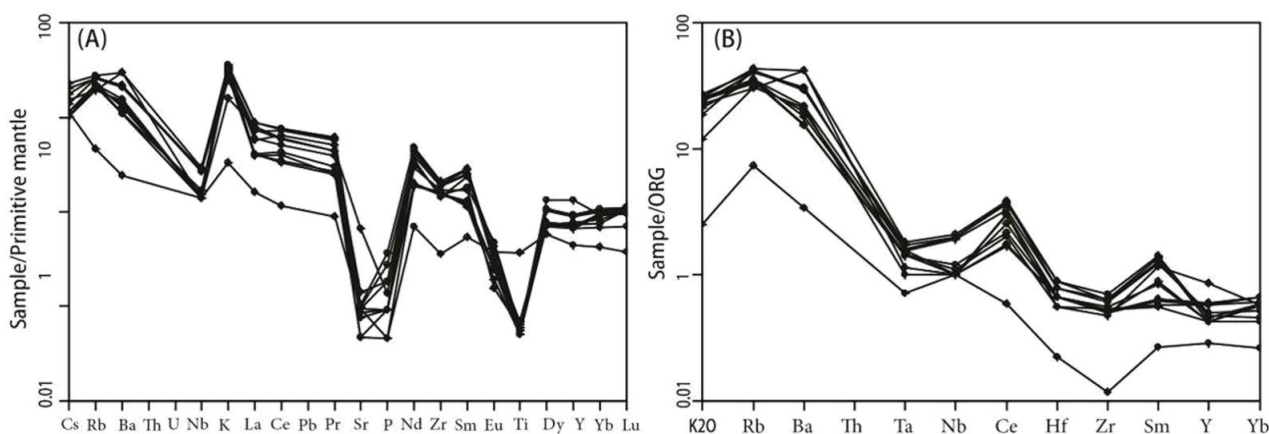
مثبت از عنصرهای Rb و K نشان‌دهنده دخالت پوسته قاره‌ای در پیدایش و تحول ماگمای سازنده سنگ‌هاست (Harris, 1983). آنومالی مثبت Rb، از شاخص‌های اصلی گرانیتهای برخوردی و پسابروردی است و نشان‌دهنده اینست که توده‌های یادشده در پوسته قاره‌ای با ستبرای متوسط تا بسیار جایگیری کرده‌اند و متأثر از ذوب‌بخشی پوسته‌ای هستند (Pearce *et al.*, 1984). تهی‌شدگی Ti، پیامد فوگاسیته بالای اکسیژن و یا نبود کانی‌های فرومنیزین Ti دار در سنگ دانسته می‌شود (Rollinson, 1993; Edward *et al.*, 1994). آنومالی منفی در Ti را نشان‌دهنده نقش اکسیدهای Fe-Ti دانسته است. هنگامی که فوگاسیته اکسیژن بالا باشد، برای ذوب فازهای کریستالی Ti دار، دماهای بالاتری نیاز است. پدیده یادشده برای ترکیب مذاب‌های پتاسیک پدیدآمده در پهنه‌های فرورانش، محدودیت دمایی پدید می‌آورد و در مذاب‌های پدیدآمده آنومالی منفی Ti پدید می‌آورد (Edwards *et al.*, 1994). آنومالی منفی Nb ویژگی سنگ‌های قاره‌ای است و به احتمال بالا نشان‌دهنده شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی است. همچنین، تهی‌شدگی Nb نشان‌دهنده ماگمای کالک‌آلکان بالای پهنه فرورانش و مشارکت پوسته در پیدایش ماگماست. به باور Saunders و همکاران (1992) و Nagudi و همکاران (2003)، میانگین ترکیب پوسته قاره‌ای به شدت از Nb تهی شده است و هر ماگمایی با خاستگاه مواد پوسته‌ای و یا آرایش‌یافته با آن، این آنومالی را در شیمی خود نشان می‌دهد. Sr در ساختمان پلاژیوکلاز به صورت پذیرفته شرکت می‌کند؛ از این رو، آنومالی منفی Sr همراه با آنومالی منفی Eu در

بیشتر عنصرهای خاکی نادر سنگین در ساختار بلورین روتیل، زیرکن، اسپینل و گارنت جای می‌گیرند. از این رو، هنگامی که ذوب در ژرفای بیشتری روی می‌دهد، کانی‌های خاستگاه (الیوین، اسپینل و گارنت) عنصرهای HREE را در خود نگه می‌دارند و از افزوده شدن آنها به مایع پدیدآمده از ذوب‌بخشی جلوگیری می‌کنند. پس نسبت LREE/HREE در فاز تفاله کاهش می‌یابد (Rollinson, 1993). افزون بر آنچه گفته شد، شیب الگوی عنصرهای کمیاب خاکی (REE) نشان‌دهنده میزان درجه ذوب‌بخشی است (Wass and Roger, 1980)؛ بدین ترتیب که در درجه‌های بسیار کم ذوب‌بخشی، شیب این منحنی‌ها بسیار است و عنصرهای کمیاب خاکی سبک غنی‌شدگی بسیار بیشتری نسبت به عنصرهای کمیاب خاکی سنگین نشان می‌دهند؛ اما با افزایش درجه ذوب‌بخشی، شیب منحنی‌ها کاهش می‌یابد (Wass and Roger, 1980). از دیدگاه Singh و Sirvastava (2004)، نرخ ذوب‌بخشی کم نمی‌تواند تنها عامل مؤثر در غنی‌شدگی LREE‌ها باشد؛ بلکه عوامل دیگر (مانند: مانند ذوب مواد پوسته‌ای و آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای) نیز در غنی‌شدگی LREE‌ها تاثیرگذار هستند.

در نمودار به‌هنجارشده، نمونه‌های بررسی شده در برابر ترکیب ORG (گرانیته پشته میان‌اقیانوسی) و گوشته اولیه (شکل‌های A-11 تا B-11)، در عنصرهای مانند K, Th, Rb, Pb و Cs آنومالی مثبت و در عنصرهایی مانند Nb, Ti, Ta و Zr آنومالی منفی دیده می‌شود. از آنجایی که K شعاع یونی بزرگی دارد، در ساختمان کانی‌های پتاسیم فلدسپار و بیوتیت شرکت می‌کند و مقدار آن در سنگ‌های اسیدی افزایش می‌یابد. آنومالی

بررسی شده و آنومالی‌های شاخص منفی Nb، Ti و Ta و آنومالی مثبت Nd، Ce، Rb و K و همچنین، ویژگی‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی، ریولیت‌های بررسی شده در پهنه‌ای کششی و پسابروردی و مرز فعال قاره‌ای، زیر تسلط پوسته قاره‌ای جایگیری کرده‌اند.

نمونه‌های بررسی شده وابسته به جدایش پلاژیوکلاز دانسته می‌شود (Rollinson, 1993). غنی‌شدگی LILE و تهی‌شدگی از HFSE (Nb، Ti) و HREE از ویژگی‌های ماگماتیسم پهنه فرورانش است (Wilson, 1989). در مجموع با توجه به تیپ ریولیت



شکل ۱۱- ترکیب سنگ‌های ریولیتی علمدار (خاور تسوج) در: (A) نمودار به‌هنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ (B) نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده در برابر ترکیب ORG (Pearce et al., 1984)

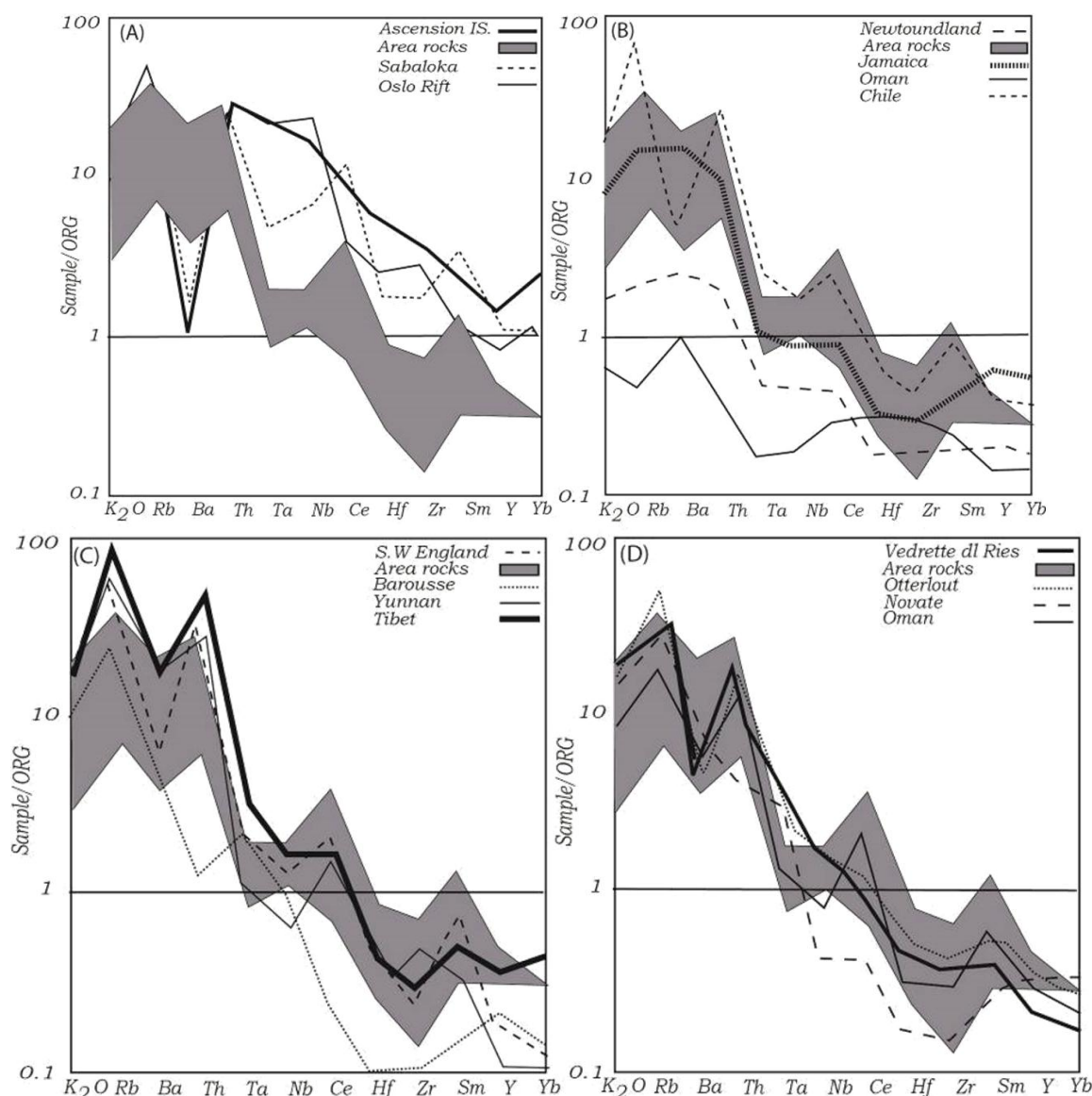
در شکل ۱۲، همخوانی نسبی با گرانیت‌های پسابروردی (Post-COLG) (شکل D-۱۲) و همخوانی کمتر با گرانیت‌های همزمان با برخورد (Syn-COLG) (شکل C-۱۲) را نشان می‌دهد.

برای ارزیابی و شناسایی جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های ماگمایی، نمودارهای جداکننده عنصرهای فرعی و با تحرک کم به کار برده شد. برای شناسایی محیط‌های زمین‌ساختی گوناگون Batchelor و Bowden (۱۹۸۵) نموداری را برپایه عنصرهای اصلی پیشنهاد کرده‌اند. این نمودار برپایه پارامترهای کاتیونی R_1 و R_2 پیشنهاد شده است. در این نمودار نمونه‌های ریولیت علمدار در محدوده پس از کوهزایی (Post orogenic) جای گرفته‌اند (شکل A-۱۳). در نمودار Y+Nb برابر Rb که محیط کمان آتشفشانی را از محیط

مقایسه نمودارهای عنکبوتی برای سنگ‌های منطقه با نمودارهای گرانیت‌هایی از محیط‌های گوناگون زمین‌ساختی که نسبت به پلاژیوگرانیت‌های شکاف میان‌اقیانوس (ORG) (Pearce et al., 1984) به‌هنجار شده‌اند، نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه نسبت به گرانیت‌های یادشده آنومالی بالا و مثبت Nd، Sm، Ce، Rb و K_2O و آنومالی منفی و آشکاری از عنصرهای Ta، Nb، Ti و Zr دارند (شکل‌های A-۱۲ تا D-۱۲). برپایه بررسی‌های Wilson (۱۹۸۹)، این ویژگی‌ها چه‌بسا نشان‌دهنده نقش فرایندهای ذوب‌بخشی با خاستگاه پوسته‌ای در پیدایش سنگ‌های بررسی شده هستند. مقایسه نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های منطقه با گرانیت‌هایی از محیط‌های زمین‌ساختی گوناگون

نسبت عنصرهای کمیاب Zr/Y برای شناختن رژیم زمین‌ساختی کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای ($Zr/Y > 3$) از کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی (Pearce and $Zr/Y < 3$) به‌کار برده می‌شود (Norry, 1979). برپایه نمودار، سنگ‌های ریولیتی علمدار با نسبت $Zr/Y > 3$ ویژگی‌های کمان آتشفشانی قاره‌ای را دارند.

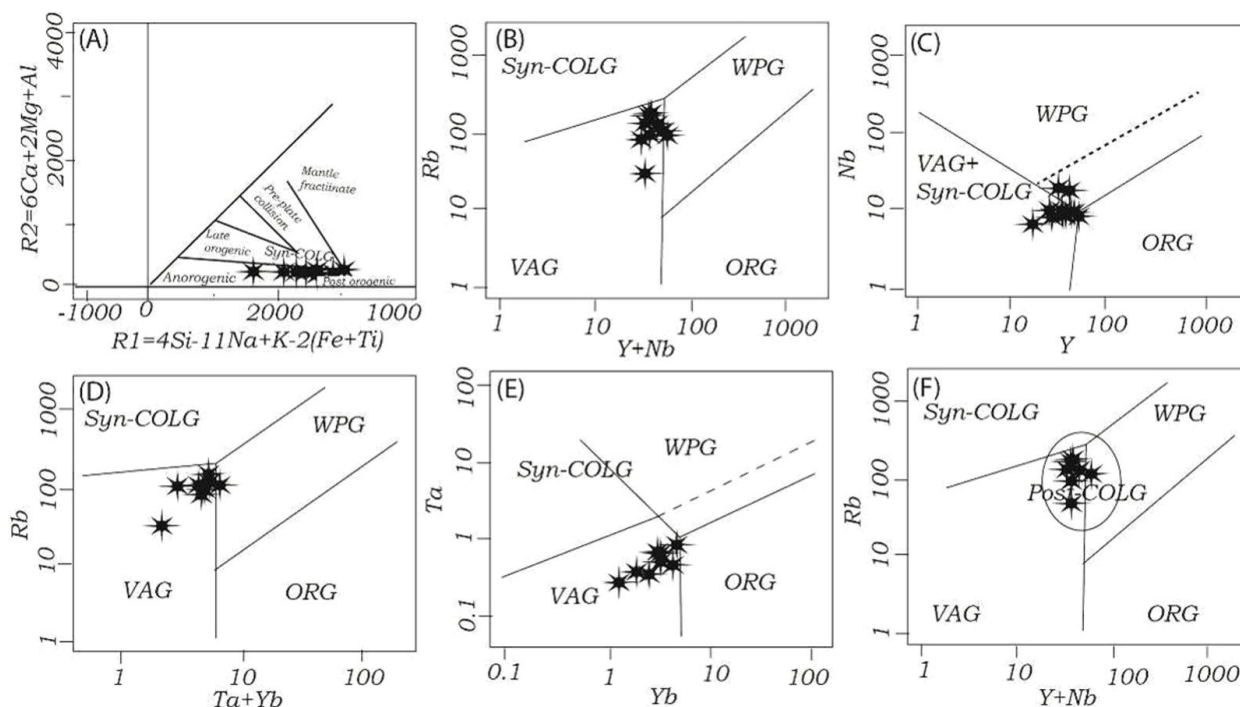
همزمان با برخورد جدا می‌کند، جایگاه نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده کمان آتشفشانی (VAG) است (شکل ۱۳-B). برپایه نمودارهای Y در برابر $Ta+Yb$ ، Rb در برابر Yb و Nb در برابر $Y+Nb$ (Pearce *et al.*, 1984) Rb در برابر $Y+Nb$ نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده کمان آتشفشانی (VAG) جای گرفته‌اند (شکل ۱۳-C تا F).



شکل ۱۲- مقایسه نمودارهای عنصرهای ناسازگار در ریولیت‌های علمدار (خاور تسوج) با الگوهای شناخته‌شده نمودارهای عنکبوتی برای محیط‌های زمین‌ساختی گوناگون: (A) WPG (گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای)؛ (B) VAG (گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی)؛ (C) Syn-COLG (گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد)؛ (D) Post-COLG (گرانیتوئیدهای پس‌برخوردی) (داده‌ها از Pearce و همکاران (۱۹۸۴) هستند؛ محدوده خاکستری رنگ در نمودارها نمونه‌های بررسی‌شده در علمدار را نشان می‌دهد)

دانسته است. برپایه این نمودار، بیشتر نمونه‌های ریولیتی در محدوده Post-COLG جای گرفته‌اند و به پهنه‌های پس از برخورد وابسته هستند (شکل ۱۳ - F).

Pearce (۱۹۹۶) در نمودار Y+Nb در برابر Rb، محدوده پسابرخوردی (Post-COLG) را در محل همبندی محدوده‌های VAG، WPG، Syn-COLG و



شکل ۱۳- نمونه‌های ریولیتی علمدار (خاور تسوج) در: (A) نمودار R_1-R_2 پیشنهادی Batchelor و Bowden (۱۹۸۵) $(R_2 = 6Ca + 2Mg + Al; R_1 = 4Si.11(Na+K)2(Fe+Ti))$ ؛ (B تا F) نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش سنگ‌ها (Pearce *et al.*, 1984) در نمودار F از Pearce (۱۹۹۶) است؛ VAG: گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی؛ ORG: گرانیتوئیدهای شکاف میان‌اقیانوس؛ WPG: گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای؛ Syn-COLG: گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد؛ Post-COLG: گرانیتوئیدهای پسابرخوردی

و کاهش فشار، شرایط را برای ذوب بخشی پوسته قاره‌ای و پیدایش ریولیت‌های علمدار در کوه‌های میشو فراهم کرده است و جایگیری گرانیت دوران و ریولیت‌های معادل آن در راستای پهنه برخوردی در کوه‌های میشو را به دنبال داشته است.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های ریولیتی علمدار در خاور تسوج درون رسوب‌های سازند کهر رخمون یافته‌اند. پس برپایه بررسی‌های چینه‌شناسی، سن نسبی این توده

برپایه بررسی‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی Shahzeidi و همکاران (۲۰۱۶) در این منطقه، بلندی‌های میشو در پی رفتار فاز ادیاکاران در ۵۵۰ میلیون سال پیش، در جایگاه پهنه‌ای برخوردی بوده‌اند. برپایه این نکته، این منطقه بخشی از مرز فعال قاره‌ای پروتوتیس در آذربایجان است که در آن، فرورانش رو به جنوب باختری سنگ‌کره اقیانوسی به زیر گندوانا، برخورد خشکی‌های شمالی با گندوانا را در پی داشته است (Shahzeidi *et al.*, 2016). پس حاکم‌شدن رژیم زمین‌ساختی کششی پسابرخوردی با تحریک سنگ‌کره

زمین ساختی ماگما در محدودهٔ پس از کوهزایی جای گرفته‌اند.

- در نمودارهای عنکبوتی، آنومالی مثبت از عنصرهایی مانند K, Rb و Nd و آنومالی منفی در عناصری مانند Ti, Nb و Ta دیده می‌شود. بررسی نمودارهای چندعنصری برای سنگ‌های ریولیتی، نشان‌دهندهٔ پیدایش آنها از خاستگاهی پوسته‌ای است.

- غنی‌شدگی شدید از LREEها نسبت به HREEها نشان‌دهندهٔ پیدایش آنها از خاستگاهی غنی‌شده در ارتباط با ذوب سنگ‌های پوسته‌ای است. برپایهٔ نمودارهای شناسایی خاستگاه ماگماها، جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های بررسی‌شده، محیط‌های پس‌برخوردی بوده است. رویداد رژیم زمین‌ساختی کششی پس‌برخوردی با کاهش فشار سنگ‌کره‌ای، شرایط را برای ذوب‌بخشی پوستهٔ قاره‌ای و پیدایش ریولیت‌های علمدار در راستای پهنهٔ برخوردی در کوه‌های میشو فراهم کرده است.

پرکامبرین و یا کمی پس از آن دانسته می‌شود.

- کوارتز مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی سازندهٔ این سنگ‌هاست که به‌صورت بلورهای درشت تا ریز نیمه‌شکل‌دار در این سنگ‌ها دیده می‌شود. بیشتر درشت بلورهای کوارتز خوردگی خلیجی‌شکل و شکستگی دارند. میکروولیت‌های پتاسیم‌فلدسپار و میکروکریستال‌های کوارتز بخش مهمی از خمیرهٔ سنگ را دربر می‌گیرند. در این ریولیت‌ها گاه خمیرهٔ شیشه‌ای تبلور دوباره پیدا کرده است. بافت بیشتر این سنگ‌ها میکروولیتی پورفیریک و هیالوپورفیری است.

- بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند سنگ‌های ریولیتی بررسی‌شده سرشت پرآلومینوس دارند و به سری کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی متعلق هستند.

- از دیدگاه سنگ‌زایی، سنگ‌های ریولیتی از گرانیتهای تیپ A و غیرکوهزایی با خاستگاه پوسته‌ای (زیر گروه A₂) هستند و در نمودارهای شناسایی پهنهٔ

منابع

- Ahankub, M., Jahangiri, A. and Moayyed, M. (2014) Petrology and geochemistry of mafic rocks and A2 granitoids of Mishow from SE Marand, NW Iran. *Economic geology* 2: 215-233 (In Persian).
- Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K. and Lasemi, Y. (1997) Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian Active continental margin. *Geological Society of America Bulletin* 109: 1563-1575.
- Batchelor, R. A. and Bowden P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48: 43-55.
- Behyari, M., Mohajjel, M., Rezaeian, M. and Moayyed, M. (2015) Analysis of Exhumation History Using Low-Temperature Thermochronometer; Misho Mountains, NW Iran. *Geosciences* 96: 65-72.
- Bowen, N. I. and Tuttle, O. F. (1950) The system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-H₂O. *Journal of Geology* 58: 489-511.
- Boynton, W. V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: Bullen, T. D. and Clyne, M. A. (1990): Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen Volcanic center. *Journal of Geophysical Research* 95: 19671-19691.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Gran Caludc, P. and Marcher, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁-R₂ diagrams and major element analysis. *Chemical Geology* 29: 183-210.

- Di, Y., Zhao, H., Zhang, Y., Zhao, J. and Yang, L. (2003) Petrographic evidences for magma mixing in the granitoids from Tongling area, Anhui Province. *Beijing Geology* 15(1): 12-16 (in Chinese with English abstract).
- Donaldson, C. H. and Henderson, C. M. B. (1988) A new interpretation of round embayments in quartz crystals. *Mineralogical Magazine* 52: 27-33.
- Eby, G. N. (1992) Chemical Subdivision of the A-type granitoids: Petrogenesis and tectonic implications. *Geology* 20: 641-644.
- Edwards, C. M. H., Menzies, M. A., Thirlwall, M. F., Morrid, J. D., Leeman, W. P. and Harmon, R. S. (1994) The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs: the Ringgit – Beser Complex, East Indonesia. *Journal of Petrology* 35: 1557- 1595.
- Eftekharnjad, J. (1975) Brief history and structural development of Azerbaijan. Geological Survey of Iran, Internal Report No. 8.
- Eftekharnjad, J. (1980a) Tectonic classification of Iranin relation to depositional basins. *Journal of Iranian Petroleum Society* 82: 19-28 (in Persian).
- Eftekharnjad, J. (1980b) Explanatory Report for Mahabad quadrangle map: 1/250000, English version of the thesis submitted to the Universiteed de Paris sub (Centre drsay) Geological Survey of Iran Geological Quadrangle No. B4.
- Eftekharnjad, J., Asadyan, A., Mohajjel, M., Hajalilu, B. and Rastgarmirzayi, A. (1995) Geological map of Iran, 1:100,000 series sheet Takht-e-Soleiman. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Harris, C. (1983) The petrology of lavas and associated plutonic of Ascension Island. *Journal of Petrology* 24: 424-470.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J. D. (2008) U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 451: 71–96.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F. (2007) Classification of altered island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48: 2341-2357.
- Irvine, T. N. and Baragar W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8(5): 523-548.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock forming minerals. *American Mineralogist* 68: 227–79.
- Le Matire, R. W. (1976) The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology* 17(4): 589- 637.
- Nabavi, M. H. (1976) An Introduction to the Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Nagudi, N., Koberl, C. and Kurat, G. (2003) Petrography and geochemistry of the sigo granite, Uganda and implications for origin. *Journal of African Earth Sciences* 36: 1-14.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds., Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva, Nantwich, UK.
- Pearce, J. A. (1996) Source and setting of granitic rock. *Episodes* 19: 120-125.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Yb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.

- Pearce, J. A., Hariss, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Ramezani, J. and Tucker, R. D. (2003) The Saghand Region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana Tectonics. *American Journal of Science* 303: 622-665.
- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, UK.
- Saunders, A. D., Storey, M. Kent, R. W. and Norry, M. J. (1992) Consequent of plum lithosphere interactions. In: *Magmatism and the causes of continent break-up* (Eds., Storey, B. C., Alabaster, T. and Pankhurst, R. G.) Special Publication 68: 41-60. Geological Society of London, UK.
- Shahzeidi, M. and Moayyed, M. (2016) Rb/Sr and Sm/Nd isotopic geochemistry and petrogenesis of the Mishow granitoids (NW Iran). *Iranian Journal of Petrology* 24: 87-114 (in Persian).
- Shahzeidi, M., Moayyed, M., Murata, M., Yui, T. F., Arai, S., Chen, F. Pirnia, T. and Ahmadian, J. (2016) Late Ediacaran crustal thickening in Iran: Geochemical and isotopic constraints from the ~550 Ma Mishu granitoids (northwest Iran). *International Geology Review* 59(7): 793-811.
- Shand, S. J. (1943) Eruptive rocks: Their genesis, composition classification and their relation to ore-deposits. 3rd edition, John Wiley Sons, New York, US.
- Sirvastava, R. K. and Singh, R. K. (2004) Trace element geochemistry and genesis of precambrian subalkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 23: 373-389.
- Stöcklin, J., Ruttner, A. and Nabavi, M. H. (1964) New data on the lower Paleozoic and Pre-cambrian of north Iran. *Geological Survey of Iran Report* (21): 29.
- Sun, S. S. and McDonough W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of basalt: Implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in ocean basins* (Eds., Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication (42): 313-345. Geological Society of London, UK.
- Valizadeh, M. V. and Esmaeili, D. (1994) Petrography and petrogenesis of the Douran granites. *Journal of Science, University of Tehran* 22: 1 (in Persian).
- Wass, S. Y. and Roger, N. W. (1980) Mantle Metasomatism precursor to alkaline continental volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* (44): 1811-1823.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* (95): 407-419.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Unwin Hyman, London, UK.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magmas series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* (16): 325-343.