سال بیست و یکم، شمارهٔ ۳، پاییز ۹۲، از صفحهٔ ۴۰۳ تا ۴۱۶

سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی ریولیت‌های نوع A قلعه‌چای (عجبشیر، آذربایجان‌شرقی)

محسن مؤید*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

(دریافت مقاله: ۹۱/۲/۱۳، نسخه نهایی: ۹۱/۳/۲۷)

چکیده: روانه‌ها و سیل‌های ریولیتی در منتهی‌الیه شمال‌شرقی رودخانه قلعه‌چای (شرق عجبشیر – استان آذربایجانشرقی) و در داخل نهشته‌های ماسه‌سنگی سازند لالون رخنمون دارند. ترکیب سنگ‌شناسی این روانه‌ها و سیل‌ها ریولیتی بوده و با درشت بلورهای شکل-دار کوارتز، بلورهای نیمه‌شکل‌دار ارتوز پرتیتی در خمیره‌ای شیشه‌ای تا ریزدانه و متشکل از کوارتز، پتاسیم فلدسپار و مقادیر اندکی پلاژیوکلاز سدیک مشخص می‌شود. این سنگ‌ها اساساً فاقد کانی‌های فرومنیزین بوده و آثار جزئی از بیوتیت‌های تجزیه شده در آن‌ها دیده می‌شوند. ریولیت‌های مورد بحث جزء سنگ‌های به شدت جدایشی و هولولوکوکرات هستند. این سنگ‌ها به سری A-type وابسته بوده و ماگمای مولد آن‌ها دارای ماهیت آهکی- قلیایی تا شوشونیتی است. الگوی REE در آن‌ها دارای شیب منفی ملایمی بوده و بیهنجاری منفی مشخصی از Eu در آن‌ها مشاهده می‌شود. بی‌هنجاری منفی مشخص از Ba، Eu و P و عدم تهی‌شدگی از HREE همراه با الگوی نسبتاً مسطح HREE نشانگر جایگیری این توده‌ها در یک رژیم کششی درون صفحه‌ای و به حرکت‌های آغازین فاز کالدونین در پوسته‌ی قاره‌ای وابسته است.

واژه‌های کلیدی: *قلعه‌چای؛ ریولیت؛ لالون؛ رژیم کششی؛ درون صفحه‌ای؛ کالدونین.*

مقدمه

ریولیت‌ها به دلیل گرانروی بالای ماگمای اسیدی، نسبت به بازالت‌ها در سطح زمین از گسترش اندکی برخوردار بوده و ریولیت‌ها و داسیت‌های سنوزوئیک در سطح زمین اغلب به نواحی کوهزائی وابسته‌اند [۱]. با توجه به گسترش و فراوانی اندک سنگ‌های خروجی اسیدی، بررسی‌های زیادی در خصوص آن‌ها انجام نشده و در اغلب بررسی‌ها، رده‌بندی آن‌ها بر مبنای سنگ‌های درونی هم ارز آن‌ها (گرانیتوئیدها) که فراوانی قابل ملاحظه‌ای در سطح زمین دارند انجام می‌شود. فاز کالدونین در اغلب نقاط ایران زمین با حرکت‌های کششی و فعالیت‌های آتشفشانی بازی و اسیدی همراه بوده است [۲-۴]. در قلعه‌چای عجب‌شیر آذربایجان‌شرقی، روانه‌ها و سیل‌های ریولیتی در داخل سازند لالون رخنمون دارند که افتخارنژاد (۱۳۷۳) [۴] آن‌ها را به عملکرد فاز کالدونین در آذربایجان نسبت داده است. موضوع این مقاله، بررسی‌های سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی سنگ‌های مورد بحث با نگرشی خاص بر محیط ژئودینامیکی آن‌هاست.

روش بررسی

برای بررسی سنگ‌شناسی روانه‌ها و سیل‌های ریولیتی قلعه‌چای عجبشیر، تعداد ۷۰ نمونه‌ی سنگی از نقاط مختلف رخنمون آن‌ها برداشته شد و پس از تهیه‌ی ۵۵ مقطع نازک از سنگ-های منطقه و بررسی‌های سنگ‌نگاری، تعداد ۱۵ نمونه از ریولیت‌ها و ریوداسیت‌های سالم و کمتر دگرسان برای آنالیز شیمیائی عناصر اصلی و کمیاب به روش ICP-MS به شرکت ALS-Chemex کانادا ارسال شدند. ۹ نمونه از آنها از پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد خیری (۱۳۸۶) [۵] اقتباس شده‌اند.

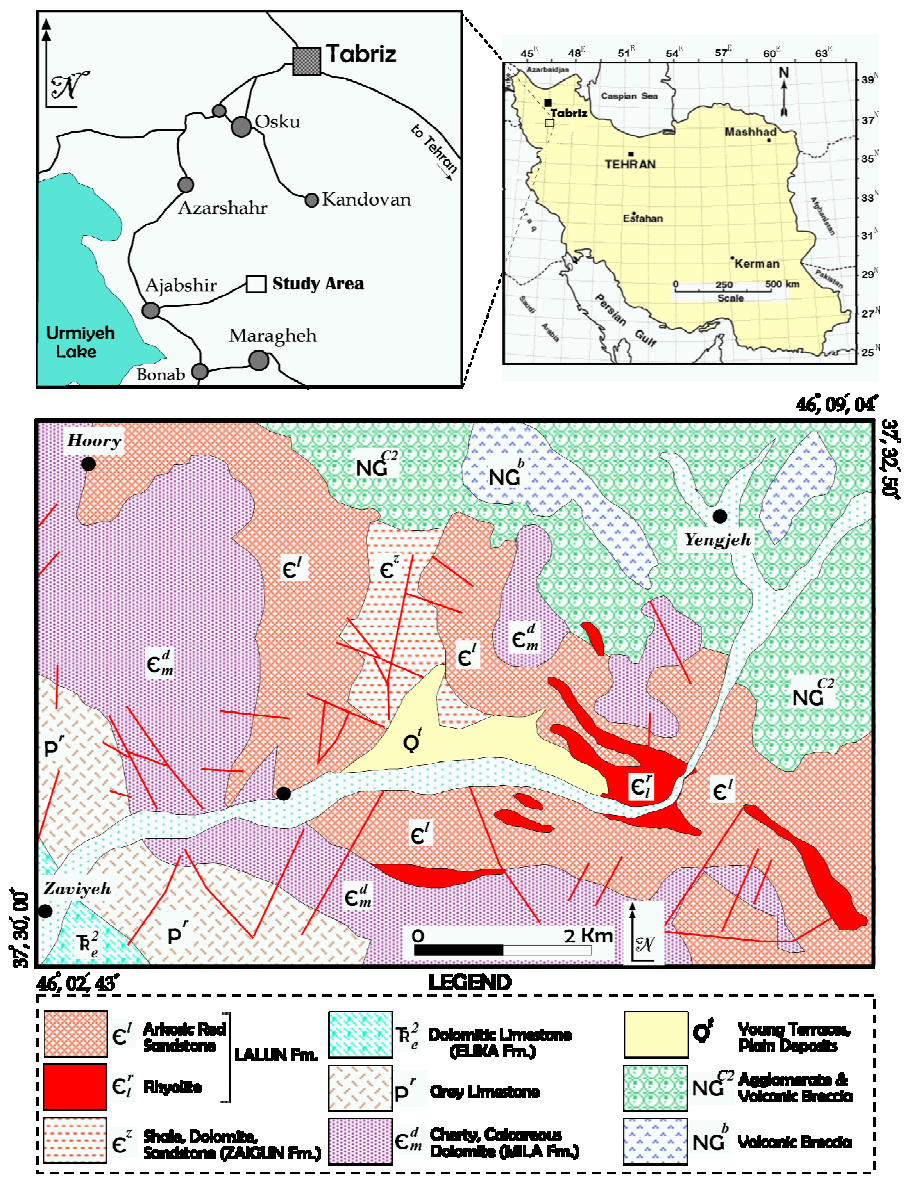
* نویسنده مسئول، تلفن: ۳۳۹۲۷۱۷ (۰۴۱۱)، نمابر: ۳۳۵۶۰۲۷ (۰۴۱۱)، پست الکترونیکی: Moayyed@tabrizu.ac.ir

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-08-02]

بحث

زمین‌شناسی منطقه

گستره‌ی مورد بررسی در زون‌بندی‌های زمین‌شناسی ایران، بخشی از زون‌های البرز غربی - آذربایجان [۶]، ایران مرکزی [۷] و پهنه‌ی مرکزی [۳] در نظر گرفته شده است. در جنوب-غربی همبافت آتشفشانی سهند و در حاشیه آن و بخش شرقی دریاچه‌ی ارومیه، رخنمون‌هائی از سنگ‌های پالئوزوئیک تا مزوزوئیک دیده می‌شوند که به سمت ارتفاعات سهند با فراورده های آذرآواری آتشفشان سهند پوشیده شده‌اند. قلعه‌چای از رودخانه‌های دائمی جنوب‌غربی ارتفاعات سهند است که با یک راستای NE-SW از ارتفاعات آتشفشانی سهند سرچشمه گرفته و در بخش بزرگی از مسیر خود، نهشته‌های رسوبی پالئوزوئیک و مزوزوئیک را قطع می‌کند. در منتهی‌الیه شمال-شرقی این رودخانه و در کنار محور سد قلعه‌چای (نزدیکی روستای تجرق)، بین لایه‌های ماسه‌سنگی سازند لالون، روانه-های اسیدی با ترکیب ریولیتی و با ساخت منشوری مشاهده می‌شوند که به‌طور همشیب با لایه‌های ماسه‌سنگی سازند لالون پوشیده شده و در برخی نقاط عدسی‌هائی از آن به شکل سیل به درون این ماسه‌سنگ‌ها تزریق شده‌اند. گسترش این روانه‌ها در شکل (۱) نشان داده شده است.

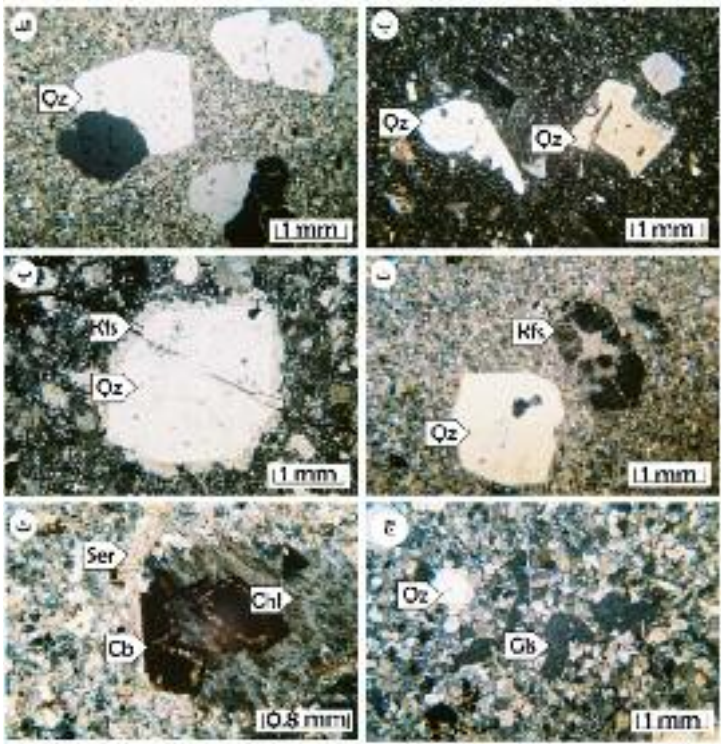


شکل ۱ موقعیت و راه‌های دسترسی به منطقه‌ی مورد بررسی در شمال‌غرب ایران و نقشه‌ی ساده شده‌ی زمین‌شناسی گستره‌ی مورد نظر بر اساس نقشه‌ی زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ اسکو.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-08-02]

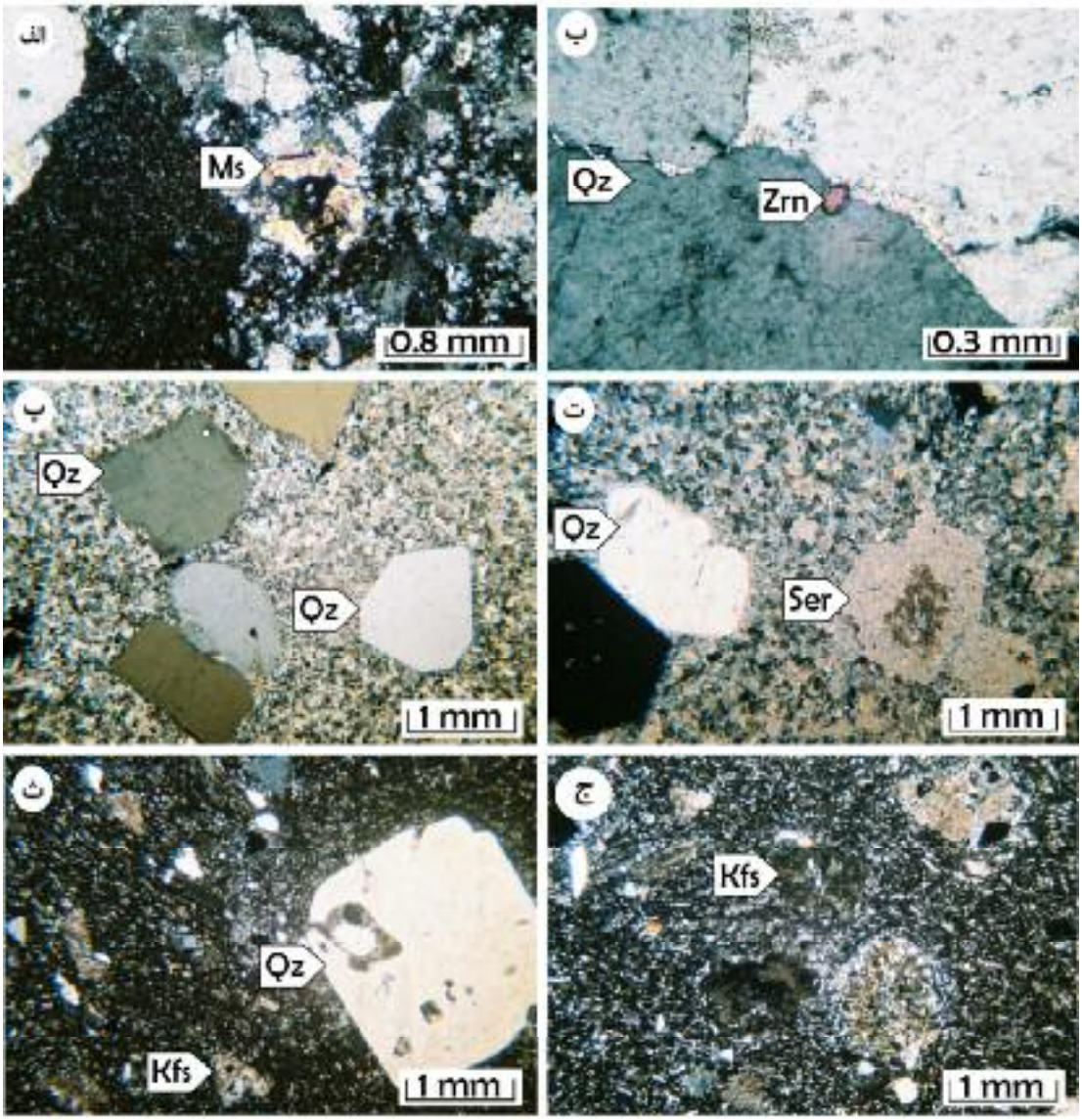
سنگ‌نگاری

توده‌های اسیدی مورد بررسی، در شرق و جنوب‌شرق روستای تجرق و به شکل گدازه و سیل با روند NW-SE بین ماسه-سنگ‌های سازند لالون رخنمون دارند. رنگ این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی از زرد نخودی تا صورتی و خاکستری روشن در تغییر بوده و درشت بلور شاخص قابل تشخیص با چشم غیرمسلح، عبارت است از بلورهای شیشه‌ای شفاف و شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار کوارتز. کانی فرومنیزین در آن‌ها کمیاب بوده و از نظر ضریب رنگی بیشتر هولولوکوکراتند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده شامل درشت بلورهای شکل‌دار کوارتز (۵mm-۱) و با فراوانی ۲۵ تا ۳۵ درصد است (شکل ۲- الف) که در اغلب آن‌ها خوردگی خلیجی شکل به روشنی دیده می‌شود (شکل ۲- ب). همچنین در حاشیه‌ی اغلب آن‌ها، رشد پتاسیم فلدسپار مشاهده می‌شود (شکل ۲- پ). برخی از بلورهای کوارتز دارای خاموشی موجی هستند که می‌تواند به تغییرات چند ریختی بلورهای کوارتز (تبدیل کریستوبالیت به تریدیمیت یا تریدیمیت به کوارتز α و ....) وابسته باشد. همچنین ریزبلورهای کوارتز همراه با پتاسیم فلدسپار و اندکی پلاژیوکلاز در خمیره سنگ حضور دارند. ارتوز پرتیتی با ماکل کارلسباد و به‌صورت بلورهای شکلدار تا نیمه شکلدار (۰/۵-۳mm) که تا حدودی کائولینیزه و سریسیتی شده‌اند، در متن شیشه‌ای و ریزبلور با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد حضور دارند (شکل ۲- ت). درشت بلورهای پلاژیوکلاز سدیمی از فراوانی کمتری نسبت به ارتوز پرتیتی برخوردار بوده (۵ تا ۱۰ درصد) و اغلب به مجموعه سریسیت، کائولینیت و کربنات آهن‌دار تجزیه شده‌اند (شکل ۲- ث). قطره‌های شیشه‌ای که در حال شیشه‌زدائی هستند در برخی از نمونه‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۲- ج). کانی‌های فرعی عبارتند از بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بیوتیت که به موسکویت و کلریت تجزیه شده‌اند (شکل ۳- الف) و زیرکن که از فراوانی قابل توجهی برخوردار است (شکل ۳- ب). کانی‌های ثانویه شامل سریسیت، کلریت، کائولینیت و کربنات آهن هستند. بافت غالب در این نمونه‌ها، پورفیریک با خمیره‌ی ریزبلور (شکل ۳- پ و ت)، هیالومیکرولیتی پورفیریک (شکل ۳- ث) و هیالوپورفیریک جریانی (شکل ۳- ج) است.



شکل ۲ تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های ریولیتی (XPL) الف: بلورهای شکل‌دار کوارتز در خمیره ی ریزبلور؛ ب: خوردگی خلیجی شکل در درشت بلورهای کوارتز؛ پ: رشد پتاسیم فلدسپار به دور درشت بلور شکل‌دار کوارتز؛ ت: درشت بلور شکل‌دار ارتوز پرتیتی کائولینیزه؛ ث: تجزیه درشت بلور نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز به سریسیت، کلریت و کربنات آهن‌دار؛ ج: قطره‌های کوچک شیشه در حال شیشه‌زدائی در خمیره‌ی ریزبلور، (علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) [۸]).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-08-02]



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های ریولیتی (XPL). الف: تجزیه‌ی بلور شکل‌دار بیوتیت به موسکویت و کلریت؛ ب: ادخال زیرکن در کوارتز؛ پ و ت؛ بافت پورفیریک با خمیره ریزبلور؛ ث: بافت هیالومیکرولیتی پورفیریک و خوردگی خلیجی شکل در درشت بلور کوارتز؛ ج: بافت هیالومیکرولیتی پورفیریک جریانی، (علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) [۸]).

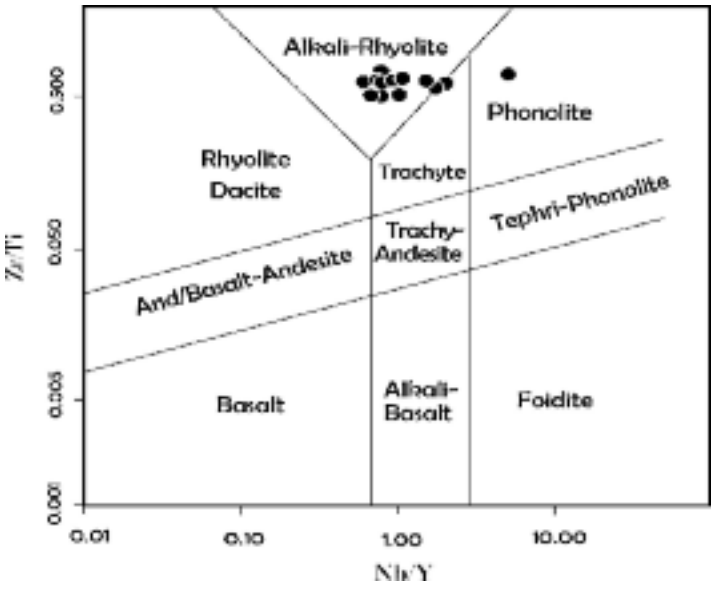
برای نام‌گذاری روانه‌ها و سیل‌های ریولیتی به دلیل وجود دگرسانی در درشت‌بلورهای ارتوز پرتیتی و پلاژیوکلاز و نیز تا حدودی خمیره‌ی ریزبلور از نمودارهای TAS استفاده نشده و برای رفع اثر دگرسانی از نمودارهای عناصر نامتحرک [۹] استفاده شده است. بر اساس این نمودارها، اغلب نمونه‌ها در گستره‌ی ریولیت و کومندیت قلیایی و تعدادی از آن‌ها در گستره‌ی تراکی‌ریولیت و یک نمونه در گستره‌ی فونولیت قرار می‌گیرند (شکل‌های ۴ و ۵).

ژئوشیمی

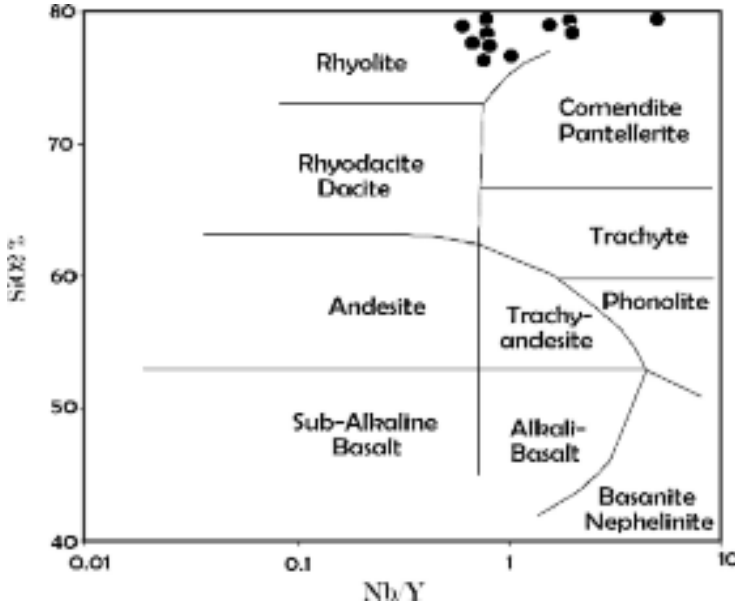
سیلیس سنگ‌های ریولیتی گستره‌ی مورد بررسی از ۷۶٫۲ تا ۸۱٫۵ درصد در نوسان بوده و با توجه به دامنه‌ی تغییرات اندک سیلیس در اغلب نمونه‌ها و عدم مشاهده سنگ‌های حدواسط و بازی همراه، از نمودارهای هارکر استفاده نشد. نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب نمونه‌های ریولیتی در جدول (۱) درج شده‌اند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-08-02]

با توجه به دگرسانی مشاهده شده در فلدسپارهای موجود در نمونه‌ها، برای تعیین سری ماگمائی نمونه‌ها از نمودارهای عناصر نامتحرک پیشنهادی Pearce (1983) [۱۰] استفاده شد. در نمودارهای Ce/Yb-Ta/Yb و Th/Tb-Ta/Yb نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی سری‌های آهکی- قلیایی و شوشونیتی واقع شده‌اند (شکل ۶). با توجه به حضور درشت بلورهای ارتوز پرتیتی و غنی بودن نمونه‌های ریولیتی از زیرکن، برای رده‌بندی آن‌ها از نمودارهای خاص سنگ‌های گرانیتوئیدی A-type پیشنهادی Whalen et al., (1987) [۱۱] استفاده شد. در این نمودارها انواع A از I و S با ترسیم 10000Ga/Al نسبت به عناصر اصلی و کمیاب متمایز می‌شوند. همچنین ترسیم مقادیر Zr+Nb+Ce+Y برحسب نسبت FeO/MgO و $(Na_2O+K_2O)/CaO$ نیز نتایج مشابهی نشان می‌دهند. در اغلب این نمودارها ریولیت‌های قلعه‌چای عجب‌شیر در گستره‌ی گرانیتوئیدهای (ریولیت‌های) نوع A قرار می‌گیرند (شکل ۷).



شکل ۴ موقعیت نمونه‌ها در نمودار Zr/Ti نسبت به Nb/Y [۹].



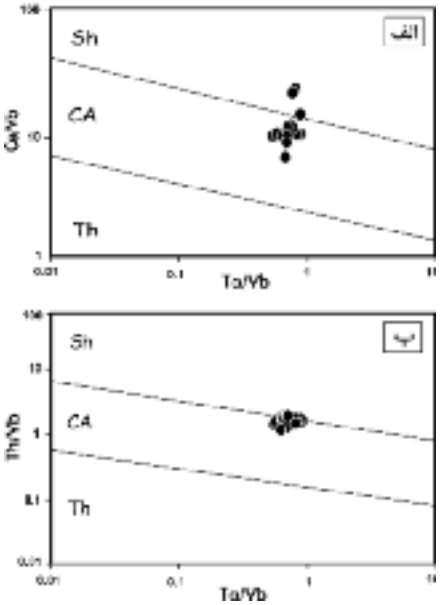
شکل ۵ موقعیت نمونه‌ها در نمودار Zr/Ti نسبت به Nb/Y [۹].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-08-02]

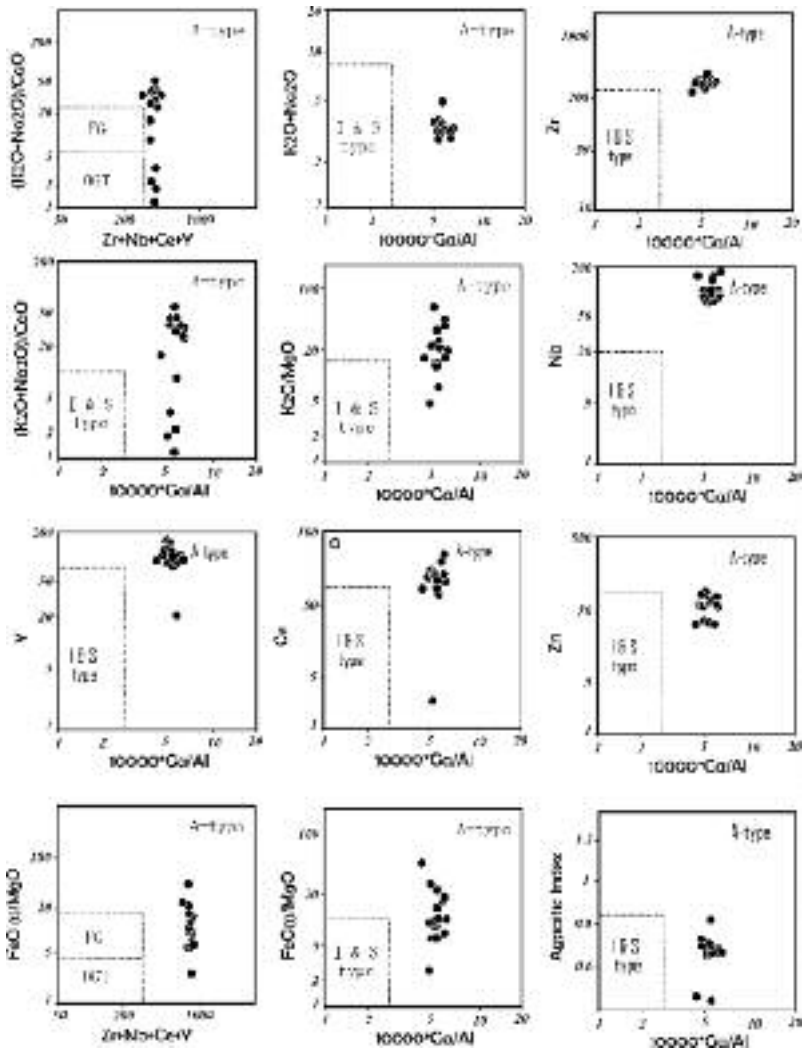
جدول ۱

	Am-3	Am-4	Am-7	MK-4	MK-10	MK-12	MK-13	MK-14	MK-22	MM-1	MM-2	MM-3	MM-4	MM-5	MM-6
SiO_2	۷۸٫۸	۷۸٫۲	۷۹٫۴	۷۸٫۹	۸۱	۷۶٫۲	۷۹٫۲	۸۱٫۵	۷۸٫۵	۷۶٫۴	۷۷٫۶	۷۹٫۸	۸۰٫۹	۸۱٫۲	۷۷٫۵
Al_2O_3	۱۱٫۵۵	۱۱٫۲۵	۱۱٫۳	۱۱٫۵	۱۰٫۴۵	۱۰٫۵	۱۱٫۹	۱۰٫۳۵	۱۱٫۵	۱۱٫۸	۱۱٫۲	۱۰٫۷۸	۱۰٫۶۸	۱۰٫۳۲	۱۱٫۳۲
Fe_2O_3	۱٫۸	۱٫۵	۲٫۲۲	۱٫۶۶	۱٫۳۸	۲٫۹۳	۲٫۳۸	۱٫۶۶	۱٫۹۳	۲٫۳۶	۱٫۸۴	۱٫۷۲	۱٫۴۱	۱٫۳۲	۱٫۷۸
FeO	۱٫۶۲	۱٫۳۵	۲٫۰۰	۱٫۴۹	۱٫۲۴	۲٫۶۳	۲٫۱۴	۱٫۴۹	۱٫۷۴	۲٫۱۲	۱٫۶۵	۱٫۵۵	۱٫۲۷	۱٫۱۹	۱٫۶۰
CaO	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۲٫۸۲	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۱۳	۱٫۹۸	۱٫۶۲	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۱٫۰۸
MgO	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۲۵	۰٫۱۹	۰٫۲۸	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۱۸	۰٫۸۱	۰٫۲۸	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۱۸
Na_2O	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴
K_2O	۳٫۲۵	۴٫۹۹	۳٫۱۹	۳٫۲۳	۲٫۹۸	۳٫۴	۰٫۷۶	۰٫۵	۳٫۲۷	۳٫۶۶	۳٫۵۴	۳٫۲۱	۳٫۰۸	۲٫۸۳	۳٫۶۹
TiO_2	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۱	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۱	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱۱
MnO	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳
P_2O_5	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۹	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴
LOI	۲٫۲۷	۱٫۸۴	۲٫۳۶	۲٫۳۴	۲٫۱۶	۴٫۲	۴٫۲۱	۳٫۸۶	۲٫۴۵	۲٫۳۶	۲٫۱۸	۳٫۰۱	۲٫۱۸	۲٫۰۱	۲٫۳۴
Ag	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Ba	۲۴٫۹	۱۲۴۰	۱۰۴٫۵	۸۶	۱۰۵	۱۴۲٫۵	۸۵٫۲	۲۹٫۴	۳۰۸	۲۴۸	۳۱۲	۲۱۴	۲۰۳	۸۸٫۵	۳۴۳
Ce	۷۲٫۳	۱۲۶	۱۱۶	۱۳۹	۲۵۲	۱۱۶	۸۴٫۴	۹۰٫۱	۱۱۲٫۵	۱۲۴	۱۱۴	۱۳۸	۲۰۱	۲٫۴۹	۱۵۳
Co	۱	۲	۲٫۶	۲٫۴	۲٫۲	۳٫۲	۰٫۸	۱٫۷	۱٫۷	۲٫۳	۲٫۵	۲٫۴	۲٫۱	۲٫۳	۲٫۴
Cr	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۵	۱۷	۱۰	۱۰	۱۸	۱۴
Cs	۱٫۳۳	۲	۱٫۶۶	۱٫۶	۲٫۳	۲٫۶۵	۱٫۳۳	۰٫۶۳	۴	۲٫۱۴	۱٫۷۱	۲٫۱۷	۱٫۹۸	۲٫۴۱	۲٫۰۲
Cu	۹	۲۱	۲۴	۲۸	۲۲	۱۱	۷	۲۲	۱۸	۲۰	۲۴	۲۵	۱۸	۱۲	۲۷
Dy	۱۹٫۵	۲۲٫۸	۲۲	۲۳٫۶	۱۷٫۶۵	۲۴٫۳	۱۶٫۰۵	۱۴٫۱	۱۸٫۳	۲۲٫۷	۲۰٫۱	۱۹٫۷	۱۸٫۲	۲۲٫۴	۲۷٫۳
Er	۱۱٫۴	۱۲٫۲۵	۱۲٫۲	۱۴٫۶۵	۱۱٫۳	۱۳٫۰۵	۹٫۹۹	۸٫۸۱	۱۱٫۰۵	۱۲٫۰۴	۱۲٫۴۸	۱۳٫۱۲	۱۱٫۴۴	۱۱٫۰۸	۱۳٫۳۴
Eu	۰٫۵۷	۰٫۷۸	۰٫۶۷	۰٫۷۸	۱	۰٫۶۵	۰٫۳۹	۰٫۴۲	۰٫۵۵	۰٫۶۲	۰٫۶۶	۰٫۵۸	۰٫۹۸	۰٫۹۴	۰٫۷۲
Ga	۳۳٫۲	۳۱٫۳	۳۲٫۳	۳۰٫۷	۳۲٫۷	۲۸٫۹	۲۷٫۱	۲۹٫۴	۳۷٫۱	۲۹٫۷	۳۱٫۴	۳۳٫۷	۳۲٫۶	۲۷٫۲	۲۹٫۴
Gd	۱۵٫۹	۱۹٫۶۵	۱۹٫۵	۱۲٫۹۵	۱۶٫۷	۱۸٫۲۵	۱۱٫۳	۱۰٫۵	۱۵٫۸۵	۱۴٫۹۸	۱۴٫۴۸	۱۳٫۲۴	۱۲٫۸۱	۱۲٫۰۱	۱۴٫۰۷
Hf	۱۴٫۱	۱۴٫۱	۱۴٫۲	۱۳٫۷	۱۳٫۹	۱۳	۱۱٫۴	۱۲٫۲	۱۴٫۳	۱۴٫۴	۱۴٫۲	۱۳٫۸	۱۲٫۹	۱۲٫۴	۱۳٫۷
Ho	۳٫۸۳	۴٫۴۴	۴٫۴	۵٫۰۸	۳٫۷۱	۴٫۸۹	۳٫۳۹	۲٫۹۹	۳٫۷۸	۳٫۶۸	۳٫۷۴	۴٫۸۱	۴٫۰۲	۳٫۸۲	۳٫۹۸
La	۵۲٫۶	۶۱٫۱	۵۶٫۸	۶۷٫۶	۱۲۷٫۵	۵۹٫۶	۳۶٫۶	۴۲٫۵	۵۲	۵۸٫۴	۵۷٫۲	۶۶٫۴	۷۱٫۷	۹۹٫۴	۶۴٫۷
Lu	۱٫۶۶	۱٫۶۷	۱٫۶۸	۱٫۹۹	۱٫۶۱	۱٫۶۹	۱٫۴۱	۱٫۳۱	۱٫۳۱	۱٫۶۲	۱٫۵۶	۱٫۵۴	۱٫۶۱	۱٫۸۴	۱٫۷۳
Mo	۲	<۲	<۲	۲	۲	۲	<۲	۴	<۲	۲	۴	۲	<۲	<۲	۱
Nb	۱۴۸	۸۹٫۴	۸۲٫۴	۸۱٫۹	۸۶٫۳	۹۵٫۴	۱۵۷	۱۲۷٫۵	۱۷۲٫۵	۹۹٫۴	۷۸٫۵	۹۸٫۴	۸۴٫۳	۸۰٫۹	۸۸٫۴
Nd	۵۳٫۹	۶۴٫۲	۶۱	۵۰٫۴	۱۰۱	۶۱٫۲	۳۸٫۵	۴۰٫۲	۵۵٫۳	۵۷٫۲	۵۴٫۳	۶۱٫۷	۶۰٫۹	۹۹٫۸	۷۱٫۷
Ni	۹	۱۰	۱۰	۱۰	۱۱	۱۰	۸	۱۹	۱۰	۱۴	۱۸	۱۲	۱۰	۱۳	۱۶
Pb	۱۳	۲۲	۱۵	۱۶	۲۸	۹	۹	۱۴	۱۶	۱۸	۲۰	۱۴	۱۷	۲۱	۲۴
Pr	۱۴٫۵	۱۷	۱۶٫۲	۱۶٫۱۵	۳۰٫۳	۱۶٫۵۵	۱۰٫۲۵	۱۱٫۱۵	۱۴٫۷	۱۵٫۲۱	۱۶٫۲۴	۱۷٫۱۲	۲۴٫۴	۱۳٫۵	۱۸٫۲۵
Rb	۱۱۶٫۵	۱۳۳	۱۱۲	۱۱۱	۱۳۷	۱۱۳٫۵	۴۷٫۹	۳۶٫۴	۱۳۰٫۵	۱۱۰٫۴	۱۰۶٫۷	۶۲٫۵	۴۹٫۸	۵۴٫۷	۹۸٫۶
Sm	۱۴٫۸۵	۱۷٫۹	۱۷٫۵۵	۱۰٫۲۵	۱۹٫۹۵	۱۷٫۲۵	۱۰٫۴۵	۱۰٫۶	۱۵٫۰۵	۱۲٫۶۵	۱۴٫۰۶	۱۵٫۰۸	۱۱٫۳۵	۱۰٫۶۸	۱۲٫۶۹
Sn	۱۱	۱۲	۱۲	۹	۱۳	۱۰	۵	۵	۱۱	۱۲	۹	۱۱	۷	۶	۱۰
Sr	۲۸٫۵	۱۲٫۴	۶٫۸	۴۸	۲۴۸	۱۶٫۸	۴٫۲	۵۵٫۱	۱۱٫۹	۳۰٫۷	۲۹٫۸	۴۲٫۵	۲۱٫۷	۱۰٫۵	۲۴٫۶
Ta	۸٫۲	۸٫۷	۸٫۱	۸٫۵	۹٫۶	۷٫۱	۷٫۲	۷٫۶	۱۰٫۲	۹٫۱	۸٫۴	۹٫۳	۷٫۸	۸٫۱	۹٫۸
Tb	۲٫۹۳	۳٫۵۶	۳٫۵۴	۳٫۰۷	۲٫۷۶	۳٫۵۷	۲٫۲۷	۲٫۰۵	۲٫۸۲	۲٫۷۴	۲٫۶۲	۲٫۱۶	۲٫۰۸	۲٫۰۲	۲٫۵۸
Th	۲۳٫۸	۲۵	۲۴٫۶	۲۷٫۳	۲۶٫۷	۲۳٫۳	۱۷٫۷۵	۱۹	۲۵٫۲	۲۴٫۱	۲۱٫۸۵	۲۴٫۳	۲۰٫۵	۱۹٫۸۵	۲۲٫۴
Tl	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	<۰٫۵	۰٫۶	۰٫۵۵	<۰٫۵	۰٫۰۵	۰٫۵۵
Tm	۱٫۸	۱٫۸۶	۱٫۸۸	۲٫۲۳	۱٫۷۷	۱٫۹۴	۱٫۵۳	۱٫۳۸	۱٫۷۳	۱٫۸۲	۱٫۷۷	۱٫۸۴	۱٫۴۱	۱٫۳۴	۲٫۱۲
U	۲٫۱۶	۴٫۶۹	۲٫۸۹	۷٫۳۴	۴٫۶۴	۳٫۶۹	۲٫۸۴	۳٫۲۱	۳٫۴۷	۳٫۸۴	۴٫۱۴	۴٫۲۴	۳٫۰۱	۲٫۹۸	۶٫۱۸
V	<۵	۶	۶	۹	۱۰	۷	۵	۸	۹	۸	۱۱	۱۲	۶	۷	۱۰
W	۴	۳	۴	۳	۴	۴	۶	۴	۶	۶	۷	۶	۴	۳	۶
Y	۹۴٫۶	۱۱۳	۱۰۶	۱۳۳	۹۳٫۴	۱۲۵٫۵	۸۲	۷۲٫۷	۸۷٫۷	۹۶٫۷	۱۱۴٫۶	۱۹٫۵	۸۲٫۵	۷۹٫۶	۱۱۲
Yb	۱۱٫۹	۱۱٫۸	۱۲٫۲	۱۴٫۳	۱۱٫۵۵	۱۲٫۲۵	۱۰٫۰۵	۹٫۳۵	۱۱٫۵۵	۱۱٫۶۸	۱۲٫۰۵	۱۲٫۱۵	۹٫۵۵	۹٫۴۶	۱۰٫۸۸
Zn	۷۵	۸۳	۸۶	۹۱	۹۱	۹۳	۳۸	۴۰	۷۰	۶۹	۷۴	۷۱	۳۸	۴۱	۶۸
Zr	۳۴۰	۳۳۵	۳۳۷	۳۳۰	۳۲۸	۳۰۵	۲۵۹	۲۸۵	۳۳۳	۳۴۵	۳۱۲	۳۴۱	۲۹۶	۲۹۲	۳۳۴

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-08-02]



شکل ۶ موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای Ce/Yb نسبت به Ta/Yb (الف) و Th/Yb نسبت به Ta/Yb (ب) [۱۰].



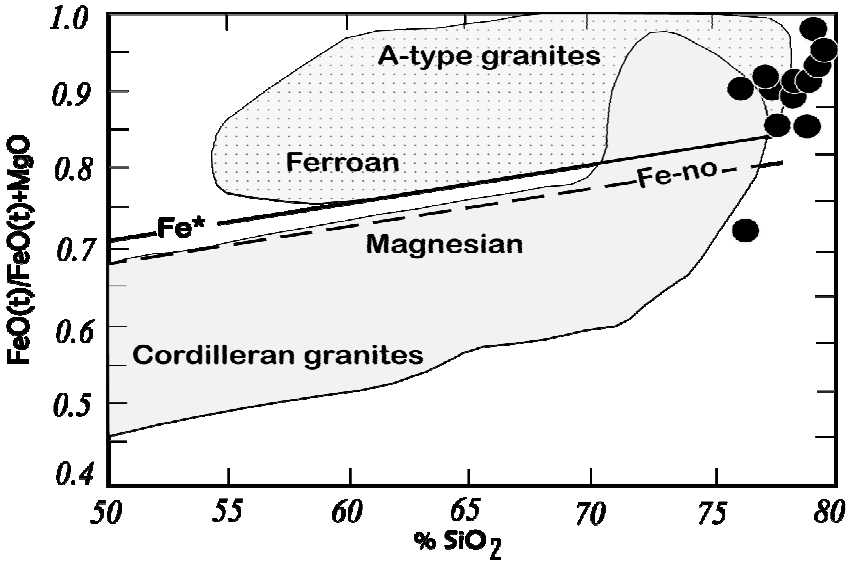
شکل ۷ تعیین نوع سنگ‌های مورد بررسی با استفاده از نمودارهای پیشنهادی Whalen et al. (1987) [۱۱].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-08-02]

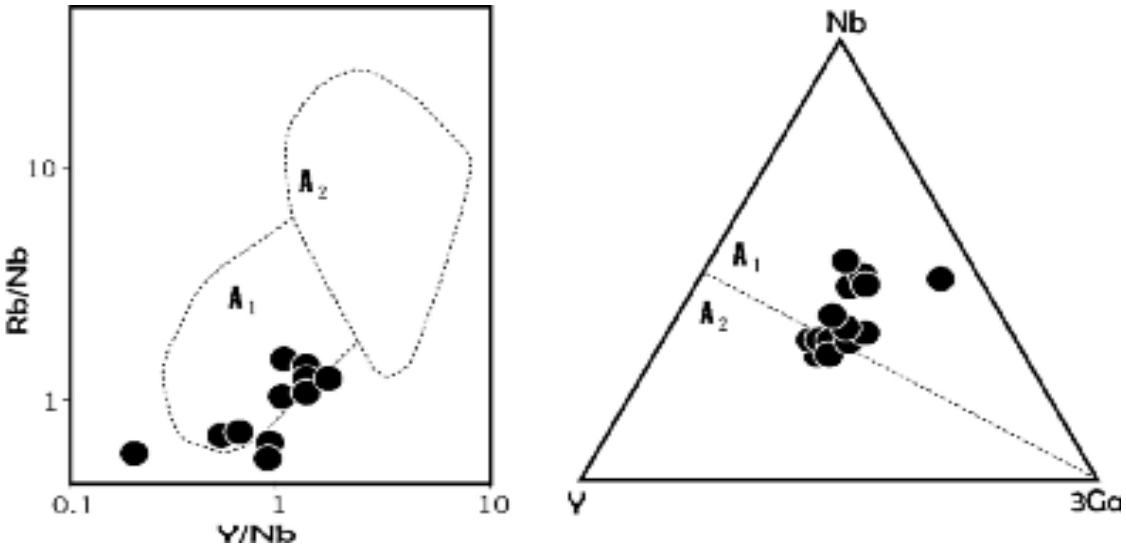
در نمودار SiO_2-FeO^t/(FeO^t+MgO) پیشنهادی Frost et al. (2001) [۱۲] نمونه‌های ریولیتی قلعه‌چای عجبشیر جزء انواع آهن‌دار و به میزان جزئی در گستره‌ی همپوشانی گرانیتوئیدهای نوع A و انواع کردیلرائی جدایشی قرار می‌گیرند (شکل ۸).

Eby (1992) [۱۳] گرانیتوئیدهای نوع A را از نظر شیمیائی به دو گروه A_1 و A_2 تفکیک کرده است. گروه A_1 بر اساس نسبت‌های عنصری شباهت زیادی با بازالت‌های جزایر اقیانوسی داشته و طی کافت داخل قاره‌ای و معمولاً همراه با سنگ‌های مافیک همزمان و در ارتباط با فعالیت نقاط داغ جای‌گیری می‌کنند و گروه A_2 شباهت زیادی به ترکیب میانگین پوسته و بازالت‌های جزایر قوسی داشته و در دامنه‌ی گسترده‌ای از محیط‌ها به ویژه انواع پسابرخوردی و پایان یک دوره ی طولانی جریان شدیداً گرم و ماگماتیسم گرانیتی تشکیل می‌شوند [۱۳-۱۶].

بررسی نسبت‌های عنصری در ریولیت‌های نوع A قلعه‌چای عجب‌شیر نشان می‌دهد که این نسبت‌ها به انواع A_1 وابسته بوده و تمایل ژئوشیمیائی بیشتری به بازالت‌های جزایر اقیانوسی دارند (شکل‌های ۹ و ۱۰).

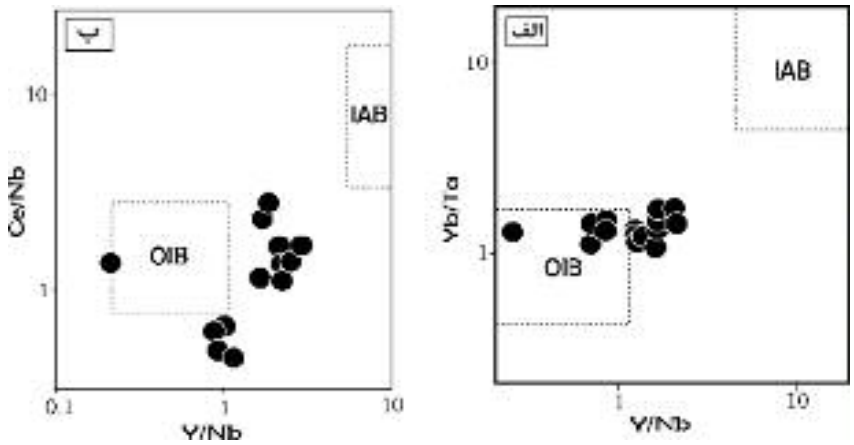


شکل ۸ تعیین تیپ سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودار پیشنهادی Frost et al. (2001) [۱۲].



شکل ۹ تشخیص تیپ توده‌های مورد مطالعه از طریق نمودارهای پیشنهادی Eby (1992) [۱۳].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-08-02]



شکل ۱۰ تعیین قرابت ژئوشیمیائی توده‌های مورد بررسی با استفاده از نسبت‌های عنصری پیشنهادی Eby (1992) [۱۳].

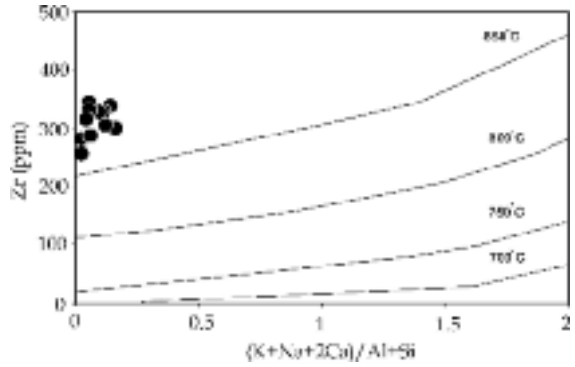
Watson and Harrison (1983) [۱۷] برای برآورد دمای تبلور توده‌های گرانیتوئیدی و گدازه‌های مشابه از پارامتر کاتیونی M نسبت به Zr استفاده کرده‌اند. بر اساس این نمودار، دمای فوران ریولیت‌های نوع A قلعه‌چای حدود ۸۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد برآورد شده است (شکل ۱۱).

بررسی مقادیر عناصر نادر خاکی در ریولیت‌های قلعه‌چای عجب‌شیر نشان می‌دهد که مجموع عناصر نادر خاکی در آنها از ۱۹۳٫۲۲ تا ۴۷۲٫۹۱ بخش در میلیون در نوسان بوده و با نسبت‌های $La^{(N)}/Yb^{(N)}$ (۲٫۶۱ تا ۷٫۹۲)، $Ce^{(N)}/Yb^{(N)}$ (۰٫۰۷۳ تا ۶٫۰۶) و بی‌هنجاری شدید منفی Eu (۰٫۲۵ – Eu/Eu*=۰٫۱۱) مشخص می‌شوند.

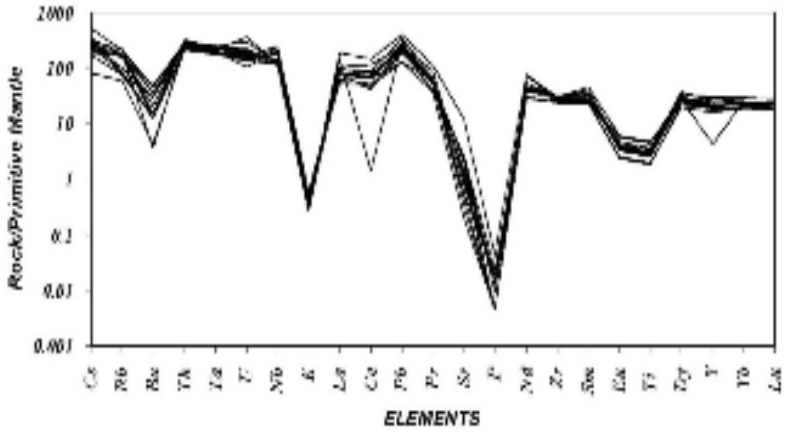
بررسی نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه بر اساس مقادیر Sun and McDonough (1989) [۱۸] که بر اساس کاهش ناسازگاری مرتب شده‌اند نشان می‌دهد که عناصری نظیر Ba، K، Ce، P، Eu و Ti دارای بیهنجاری منفی بوده و قله‌های بیهنجاری K و P بسیار شاخص است (شکل ۱۲). در مقابل عناصری نظیر Cs، Rb، Th، U، Nb، La، Pb، Nd و Sm دارای بیهنجاری مثبت‌اند. عدم تهی‌شدگی از Nb و Ta و حتی غنی‌شدگی از آن نشانگر عدم دخالت شاره‌های فرورانشی در شکل گیری ماگمای مولد ریولیت‌های قلعه‌چای و خاستگاه گوشته‌ای آن‌هاست [۱۹]. مقایسه مقادیر La^N/Yb^N ، Eu/Eu^* و Th/U در نمونه‌های ریولیتی قلعه‌چای (به ترتیب ۷٫۹۲-۲٫۶۱، ۰٫۲۵-۰٫۱۱ و ۱۱٫۰۲-۳٫۶۲) با مقادیر آن‌ها در پوسته‌ی پائینی (۳٫۸، ۱٫۱۴ و ۳٫۹) [۲۰] و پوسته بالائی (۹٫۲، ۰٫۶۶ و ۳٫۹) [۲۰] نیز بیانگر عدم شباهت این ریولیت‌ها به ترکیبات پوسته‌ای و ریشه گرفتن آن‌ها از خاستگاه گوشته‌ای است. بیهنجاری منفی K می‌تواند به فرایند جدایش پتاسیم‌فلدسپار و بیوتیت از ماگمای مولد ریولیت‌ها و یا با توجه به دگرسانی پتاسیم فلدسپارها، به خروج K از سیستم وابسته باشد. بیهنجاری منفی شدید P می‌تواند به تبلور بخشی و جدایش آپاتیت از گدازه باشد که این امر با عدم مشاهده‌ی آپاتیت در این ریولیت‌ها تأئید می‌شود. غنی‌شدگی از عناصری نظیر Th، U و Pb می‌تواند به نرخ ذوب پائین و یا نقش آلاینده‌ی پوسته قاره‌ای مربوط باشد [۱۰، ۱۳ و ۱۶]. غنی‌شدگی از Zr و HREE می‌تواند به حضور قابل توجه زیرکن در نمونه‌های ریولیتی وابسته، باشد زیرا این کانی قابلیت تمرکز بالائی برای HREE دارد [۲۱].

بررسی نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی ریولیت‌های مورد بررسی که بر اساس مقادیر Sun and McDonough (1989) [۱۸] به گوشته‌ی اولیه بهنجار شده‌اند نشانگر یک شیب اندک منفی از LREE به سمت HREE با یک قله تیز منفی مربوط به Eu است و ضمناً نمودار در بخش HREE حالت مسطح دارد (شکل ۱۳). شیب منفی ملایم این نمودار می‌تواند مبین پدیده جدایش و تبلور بخشی به عنوان عامل اصلی کنترل-کننده‌ی شکل گیری ماگمائی محسوب شود و قله تیز منفی Eu می‌تواند به جدایش و تبلور بخشی پلاژیوکلازهای کلسیک و یا ریشه گرفتن ماگما از عمقی باشد که در آن فلدسپار موجود نبوده است [۱۹]. عدم مشاهده ی تهی‌شدگی مشخص از HREE در نمونه‌های ریولیتی و مسطح بودن نمودار عنکبوتی این عناصر می‌تواند ناشی از حضور مقادیر بالائی از زیرکن در نمونه‌ها و ریشه گرفتن ماگما از عمقی باشد که در آن گارنت حضور نداشته و یا به عنوان فاز تفاله‌ی حاصل از ذوب عمل نکرده است [۲۱،۱۹].

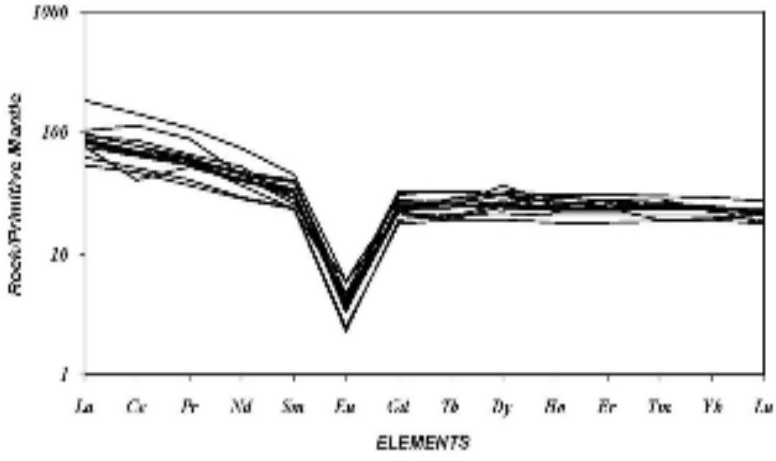
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-08-02]



شکل ۱۱ موقعیت نمونه‌ها در نمودار Watson and Harrison (1983) [۱۷] جهت تعیین دمای تبلور توده ریولیتی.



شکل ۱۲ نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب و نادر خاکی در توده‌های مورد مطالعه که نسبت به گوشته اولیه [۱۸] بهنجار شده‌اند.



شکل ۱۳ نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت [۱۸] بهنجار شده‌اند.

جایگاه زمین ساختی

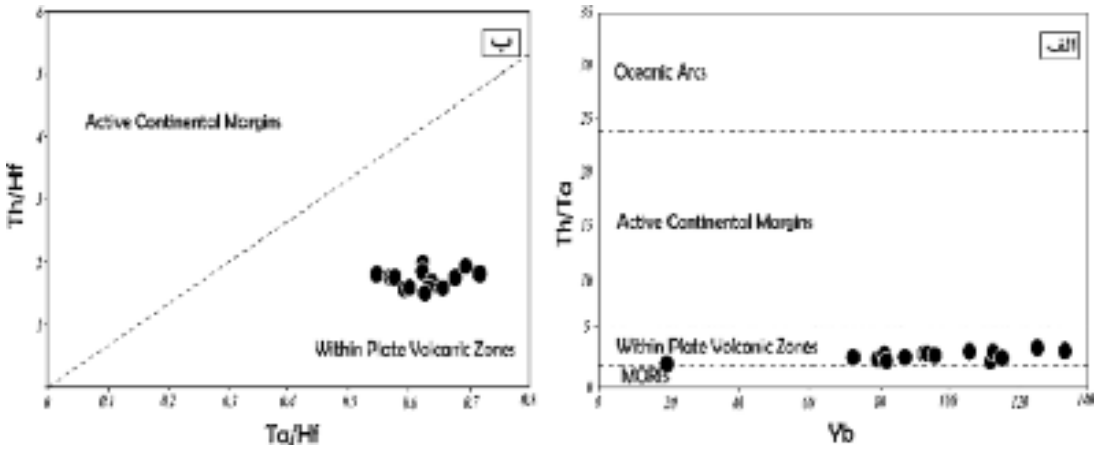
اصولاً زیرگروه A_1 از گرانیتوئیدهای نوع A با نسبت $Y/Nb > 1.2$ مشخص می‌شوند [۱۶،۱۳]. بررسی این نسبت در ریولیت‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که این نسبت در اغلب نمونه‌ها کمتر از ۱٫۲ بوده و میانگین آن ۰٫۹۷۸ است. ویژگی‌های ایزوتوپی گرانیت‌های نوع A نشان می‌دهد که بخش عظیمی از آن‌ها داری خاستگاه گوشته‌ای هستند [۱۶،۱۳]. بررسی‌های Christiansen et al. (2007) [۲۲] روی توپاز ریولیت‌های نوع A سنوزوئیک غرب ایالات متحده نشان می‌دهد که این ریولیت‌ها با درجات کم ذوب بخشی پوسته ی قاره‌ای همراه با یک مؤلفه گوشته‌ای قابل توجه تولید شده‌اند و این ماگماتیسم وابسته به کشش‌های محلی، نازک‌شدگی

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-08-02]

لیتوسفر و جریان گرمائی بالاست. زیرگروه A_1 در طی شکافتن درون صفحه‌ای یا فعالیت پلوم‌ها و نقاط داغ زیر صفحات قاره‌ای جایگیری می‌کنند [۱۶]. این گروه خاستگاه گوشته‌ای جدایشی (آلوده شده با درجات زیاد یا کم پوسته‌ای) از همان خاستگاهی که ماگماهای جزایر اقیانوسی، زون‌های کافتی و داخل صفحه-ای را تولید می‌کنند دارند [۱۶،۱۳].

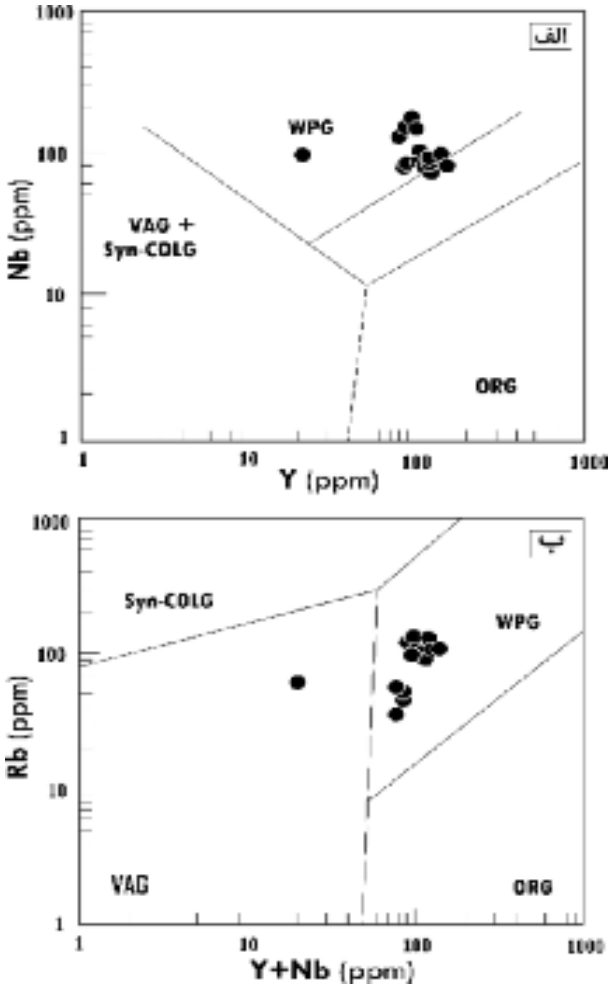
بررسی موقعیت زمین‌ساختی ریولیت‌های قلعه‌چای در نمودارهای Th/Hf-Ta-Hf و Th/Ta-Yb [۲۳] نشان می‌دهد که این ریولیت‌ها در یک محیط درون صفحه‌ای جایگیری کرده‌اند (شکل ۱۴). همچنین موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای Nb-Y و Rb-(Y+Nb) [۲۴] نشان می‌دهد که این ریولیت‌ها در یک موقعیت داخل صفحه‌ای جایگیری کرده‌اند (شکل ۱۵).

بررسی نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب پیشنهادی Pearce et al., (1984) [۲۴] که نسبت به ORG بهنجار شده‌اند، نشان می‌دهد که الگوی تغییرات شبیه به مناطق کافتی (کافت اسلو و جزیره آسنسیون) است (شکل ۱۶). فاز کالدونین در ایران اغلب به عنوان یک فاز کششی و خشکی‌زاد شناخته شده و شواهد متعددی از فعالیت آتشفشانی وابسته به این فاز در ایران گزارش شده است. افتخارنژاد و همکاران (۱۹۹۱ و ۱۳۷۰) [۲۵ و ۲۶] معتقدند که زمین‌درز مربوط به پالئوتتیس اول و به سن هرسی‌نین خارج از مرزهای ایران قرار داشته و بر گسل آکبایتال یا عشق‌آباد منطبق است و آثاری از کوهزائی فاز هرسی‌نین در ایران وجود ندارد. اما گزارش دگرشیبی زاویه‌دار بین نهشته‌های دونین و قدیمی‌تر از آن با رسوب‌های پیش-رونده‌ی پرمین در کوه‌های مورو، میشو و دره‌دیز جلفا و نیز شواهدی از ماگماتیسم حاصل ار برخورد قاره – قاره و پسابرخوردی از کوه‌های میشو [۲۷-۳۰] بر خلاف عملکرد خشکی‌زاد فاز هرسی‌نین در ایران و به ویژه آذربایجان است. بر این اساس، مؤید و مؤذن (۱۳۸۱) [۲۷] و مؤید و رضائی‌مقدم (۱۳۸۴) [۲۸] معتقدند که گسل تبریز یا گسل جنوبی ارتفاعات میشو کاندیدای مناسبی برای زمین درز پالئوتتیس اول و به سن هرسی‌نین در ایران است و با این اعتقاد باور دارند که جدایش ایران از گندوانا بایستی پیش از فاز هرسی‌نین و به احتمال زیاد طی فاز کالدونین انجام شده باشد. با توجه به رخداد ریفت قاره‌ای در فاز کالدونین و در محل تقریبی زمین-درز زاگرس و فراهم شدن مقدمات جدایش ایران از گندوانا در سراسر پوسته‌ی ایران[1] با فعالیت گسل‌های نرمال و کششی[1]، شرایط برای فعالیت‌های ماگمائی وابسته به کافت درون قاره‌ای فراهم شده است. چنانکه پیش از این نیز اشاره شد این ماگماتیسم تظاهر دونمائی (Bimodal) داشته و در برخی نقاط با ماگماتیسم بازالتی و در برخی نقاط با فوران‌های اسیدی همراه بوده است. بر همین اساس فعالیت ماگمائی وابسته به تشکیل روانه‌های ریولیتی در منطقه‌ی قلعه‌چای عجبشیر به رخداد کالدونین نسبت داده شده و با توجه به روند NW-SE این گدازه‌ها، [1] این احتمال وجود دارد که عملکرد گسل‌های نرمال موازی کافت اصلی و یا گسل‌های راستالغز منجر به پیدایش این گدازه‌ها در سطح شده‌اند.

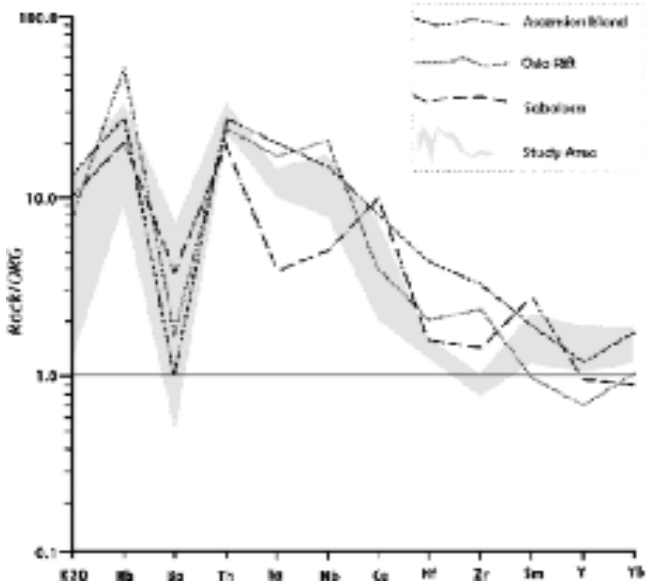


شکل ۱۴ تعیین موقعیت تکتونیکی توده‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودارهای Schandle and Gorton (2002) [۲۳].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-08-02]



شکل ۱۵ تعیین جایگاه زمین ساختی توده‌های مورد بررسی با استفاده از نمودارهای Nb-Y (الف) و Rb-(Y+Nb) (ب) [۲۴].



شکل ۱۶ نمودار عنکبوتی وابسته به نمونه‌های مورد بررسی که نسبت به ORG بهنجار شده‌اند (طیف خاکستری) و مقایسه ی آن با منحنی‌های وابسته به مناطق مختلف [۲۴].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-08-02]

برداشت

از بررسی‌های به عمل آمده می‌توان چنین برداشت کرد:

۱- روانه‌ها و سیل‌های ریولیتی قلعه‌چای عجب‌شیر در داخل سازند لالون رخنمون داشته و وجود درشت‌بلورهای فراوان و شکل‌دار کوارتز در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که ترکیب ماگمای مولد این سنگ‌ها در یک سیستم گرانیتی در گستره‌ی پایداری کوارتز قرار داشته و با ادامه تبلور، ترکیب به سطح یوتکتیک کوارتز – فلدسپار (پتاسیم فلدسپار و پلاژیوکلاز) منتقل شده است (رشد ارتوز به دور درشت بلور کوارتز).

۲- ماگمای مولد این سنگ‌ها دارای سرشت آهکی- قلیایی تا شوشونیتی است.

۳- ریولیت‌های مورد بحث جزء ریولیت‌های نوع A بوده و وجود بیهنجاری منفی مشخص از Eu و P بیانگر جدایش پلاژیوکلازهای کلسیک و آپاتیت از ماگمای مورد بحث و یا ریشه گرفتن آن از عمقی است که در آن پلاژیوکلاز وجود نداشته است.

۴- الگوی REE داری شیب منفی ملایم از LREE به سمت HREE بوده و این الگو در بخش HREE مسطح می‌شود که می‌تواند مبین وجود زیرکن بالا در این سنگ‌ها، پدیده‌ی تبلور تفریقی و عدم مشارکت گارنت در فاز تفاله‌ی ذوب بخشی باشد. ریولیت‌های قلعه‌چای بـه زیرگـروه A_1 وابـسته بـوده و در یـک محیط درون صـفحه‌ای و ریفتـی و در ارتبـاط بـا فـاز کشـشی کالدونین که منجر به گشایش نئوتتیس شده اسـت، جـایگیری کرده‌اند.

مراجع

[1] Ewart A., "*The mineralogy and petrology of Tertiary – Recent Orogenic volcanic rocks, with special referece to the andesite – basalt compositional range*". Pp. 25-87, in Thorpe, R.S. ed. "*Andesites, Orogenic andesites and related rocks*"., John Wiley and Sons, Chichester, (1982).

[2] Stampfli G. M., "*Etude geologique generale de Elborurz oriental au sud de Gonbade-Qabus, Iran, NE*". These Geneve, (1978), 329pp.

[۳] آقانباتی ع.، *"زمین‌شناسی ایران"* انتشارات سازمان زمین-شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۳)، ۵۸۶ ص.

[۴] افتخارنژاد، جمشید *"زمین‌شناسی ایران و کشورهای همجوار"* جزوه درسی دوره کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، (۱۳۷۳).

[۵] خیری م.، *"بررسی پتروگرافی و پترولوژی توده‌های اسیدی قلعه‌چای (شرق عجبشیر)"*، پایاننامه کارشناسی ارشد پترولوژی دانشگاه تبریز، (۱۳۸۶) ۱۱۰ صفحه.

[۶] نبوی م.ح.، *"دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"* انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۵۵).

[7] Stocklin J.,"*Structural history and tectonics of Iran; a review*", American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52, (1968) 1229-1258.

[8] Whitney D. L., Evans B.W., "*Abbreviations for names of rock-forming minerals*", American Mineralogist, V. 95, (2010) 185–187.

[9] Winchester J. A., Floyd P.A., "*Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*" Chemical Geology, 16 (1977) 325-343.

[10] Pearce J.A., "*Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins*" in: Howkwsworth, C.J., and Norry, M.J., (eds.) "*Continental basalts and mantle xenoliths*". Shiva, Nantwich, (1983) 230-249.

[11] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., "*A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis*". Contributions to mineralogy and Petrology 95 (1987) 407-419.

[12] Frost B.R., Barnes C.G., Collins W. J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., "*A geochemical classification for granitic rocks*", Journal of petrology 42 (2001) 2033-2048.

[13] Eby G.N., "*Chemical Subdivision of the A-type granitoides: petrogenesis and tectonic implications*" .Geology 20 (1992) 641-644.

[14] Bonin B., Bebin J., Masson P., "*Granites: a planetary point of view*" Gondwana Research 5 (2002) 261-273.

[15] Bonin B., "*Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within plate regimes necessarily imply two contrasting mantle and crustal sources? A review.*" Lithos 78 (2004) 1-24.

[16] Bonin B., "*A-type granites and related rocks: Evolution of a concept and prospects*", Lithos, 97 (2007), 1-29.

[17] Watson E.B., Harrison M.T., "*Zircon saturation revisited: temperature and composition effection a variety of crustal magma types*" Earth and Planetary Sciences Letter 64 (1983) 295-304.

[18] Sun S.S., Mc Donough W.F., "*Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition aand processes*". In: Saunders, A.D., and Norry, M.J., (eds.), "*Magmatism in the ocean basins*".

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-08-02]

Geological society, London. Special Publication 42 (1989) 313-345.
[19] Rollinson H.R., "*Using geochemical data, Evolution, presentation, interpretation",* Longman Ltd. Publications (1993), 214 pp.
[20] Taylor S.R., McLennan S.M., "*Using geochemical data, Evolution, presentation, interpretation",* Longman Ltd. Publications (1993), 214 pp.
[21] Tsygankov A.A., Vrublevskaya T, T., *"The continental crust: its composition and evolution".,* Blackwell Scientific Publications (1988), 312pp.
[22] Christiansen F., Haapala I., Hart G.L., *"Are Cenozoic topaz rhyolites the erupted equivalents of Proterozoic rapakivi granite? Examples from the western United States and Finland."*, Lithos, Special Issue on A-type granites and related rocks through time. 97 (2007), 219-246.
[23] Schandle E.S., Gorton M.P., "*Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments*" Economic Geology 97 (2002) 629-642.
[24] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "*Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*", Journal of Petrology. 25 (1984) 956-983.
[۲۵] افتخارنژاد ج، بهروزی، ا.، *"یافته‌های جدید از سنگ‌های افیولیتی و سنگ‌های پالئوزوئیک پایانی در شمال خاوری خراسان (از جمله کپه‌داغ) و اهمیت ژئودینامیکی آنها"* فصلنامه علوم زمین، سال اول، شماره ۱ (۱۳۷۰)، ۱۵-۴.
[26] Eftekhar-Nezhad J., Behrouzi A., *"Geodynamic significance of recent discoveries of ophiolites and late Paleozoiv rocks in NE-Iran (including Koppet dagh)'.* Abh. Geol. B.A. Wien (1991), 89-100.
[۲۷] مؤید م.، مؤذن م.، *" نگرشی نو بر موقعیت خط درز پالئوتیتس در ایران"* مجموعه مقالات ششمین گردهمائی انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان (۱۳۸۱) ص ۷۱۷-۷۱۶.
[۲۸] مؤید م.، رضائی‌مقدم م.ح.، *" اهمیت ژئودینامیکی گسل تبریز در تحول پوسته ایران".* مجموعه مقالات اولین کنفرانس بین‌المللی مخاطرات زمین، بلایای طبیعی و راه‌های مقابله با آنها، دانشگاه تبریز (۱۳۸۴) ص ۹۶.
[۲۹] مؤید م.، مؤذن م.، کلاگری ع.ا.، حسین‌زاده ق. *"کانی-شناسی و پترولوژی توده گرانیتوئیدی میشو (جنوب غرب مرند-استان آذربایجان‌شرقی) و اهمیت ژئودینامیکی آن"* مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان (۱۳۸۴)، ص ۱۴۶-۱۴۱.
[۳۰] مؤید م.، حسین زاده ق. *"سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی گرانیتوئیدهای A-type شرق کوه‌های میشو با نگرشی بر اهمیت ژئودینامیکی آنها"* مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، شماره ۳، (۱۳۹۰)، ۵۴۴-۵۲۹.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-08-02]