

Geochemistry and zeolitization of tuffs in Zarrin Dasht mining area (Firuzkuh, Central Alborz)

Zahra Mehrpouya*, Faramarz Tutti, Kazem Kazemi and Mohammad Ali Barghi
School of Geology, Faculty of science, University of Tehran, Tehran, Iran

Abstract

The Zarrin Dasht region is located in Tehran province, between Damavand and Firuzkuh cities. This region with 10 Km² area belongs to Central-Alborz zone. On the base of petrographic and geochemical studies, the volcanoclastic rocks of the Zarrin Dasht area are trachyte, dacite, rhyodacite and rhyolite. Petrographic evidence as well as XRD analyses point to the presence of glass and crystallization quartz, clinoptilolite, analcime, natrolite, heulandite, montmorillonite, kaolinite, illite and chlorite. Texture of tuffs is vitrophyric. Based on the geochemical data, these rocks are calc-alkaline and metaluminous to peraluminous composition. Primitive mantle-normalized and chondrite-normalized trace elements and rare earth elements patterns indicate enrichment in LREE and LILE and depletion in HREE and HFSE with pronounced negative anomalies in Eu, Ba, Nb, Ti, Sr and P in the Zarrin Dasht samples. Samples position on the various tectonic setting discrimination diagrams demonstrate that these rocks were formed in environment related to subduction in active continental margins. Chlorites, are present in the rock context and also relatively filled cavities as amygdaloidal, while analcime was mainly distributed in the rock context. It seems these minerals are the result of recrystallization of volcanic glasses such as shard in the rock. Secondary minerals can be considered as a burial diagenesis and low-grade metamorphism in the studied tuffs that occurred under the upper floor pressure.

Key words: zeolite, geochemistry, burial diagenesis, tuffs of Karaj Formation, Zarrin Dasht, Central Alborz

* zahramehrpouya83@gmail.com

پتروولوژی، سال هشتم، شماره سی و دوم، زمستان ۱۳۹۶، صفحه ۱۹۷-۲۱۲
تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۱/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۱/۰۹

زمین‌شیمی و ژئولیت‌زایی توف‌ها در محدوده معدنی زرین‌دشت (فیروزکوه، پهنه البرز مرکزی)

زهرا مهرپویا*، فرامرز طوطی، کاظم کاظمی و محمدعلی برقی
دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

چکیده

منطقه زرین‌دشت در استان تهران، در میان شهرستان‌های دماوند و فیروزکوه جای دارد. این منطقه با گسترش نزدیک به ۱۰ کیلومتر مربع، بخشی از پهنه ساختاری البرز مرکزی به‌شمار می‌رود. برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، سنگ‌های آذرآواری منطقه زرین‌دشت ترکیب تراکیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت دارند. بررسی‌های میکروسکوپی و تجزیه XRD نشان می‌دهند این سنگ‌ها دارای شیشه و بلورهای کوارتز، کلینوپتیلولیت، آنالسیم، ناترولیت، هیولاندیت، مونت‌مورینیت، کائولینیت، ایلیت و کلریت هستند. بافت توف‌ها ویتروفیری است. برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی، سنگ‌های یادشده سرشت کالک‌آلکان دارند و از نوع متآلومین تا پرآلومین است. الگوی تغییرات عنصرهای کمیاب و کمیاب خاکی بهنجار شده به ترکیب کندریت و گوشته اولیه برای نمونه‌های منطقه زرین‌دشت نشان‌دهنده غنی‌شدگی این سنگ‌ها از LREE و LILE در برابر HREE و HFSE و آنومالی منفی Eu، Ba، Ti، Sr و P است. این پدیده و نیز جایگاه نمونه‌ها در نمودارهای گوناگون شناسایی پهنه زمین‌ساختی، نشان‌دهنده پیدایش سنگ‌های زرین‌دشت در پهنه فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای هستند. کلریت‌ها افزون‌بر حضور در زمینه سنگ، کمابیش حفره‌ها را (به‌صورت بادامکی) پر کرده‌اند؛ اما آنالسیم بیشتر در زمینه سنگ پراکنده بوده و گویا پیامد بازتبلور شیشه‌های آتشفشانی، مانند شاردهای درون سنگ، هستند. این کانی‌های ثانویه پیامد دیاژنز تدفینی - دگرگونی درجه پایین در توف‌های زرین‌دشت دانسته می‌شوند که زیر فشار لایه‌های بالایی روی داده است.

واژه‌های کلیدی: ژئولیت، زمین‌شیمی، دیاژنز تدفینی، توف‌های سازند کرج، زرین‌دشت، البرز مرکزی

مقدمه

کمبرندهای کوهزایی است و موزاییکی از تکه‌های

کوچک و بزرگ قاره‌ای و نوارهای کوهزایی

کمبرند چین‌خورده آلپ هیمالیا از مهم‌ترین

* zahramehrpooya83@gmail.com

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.

هستند. هر سه این پهنه‌ها در مزوزویک پسین-سنوزویک پیشین به‌ویژه ائوسن فعال بوده‌اند. بسیاری از پژوهشگران بر این باورند که فرایندهای آتشفشانی در این سه پهنه به فرورانش وابسته هستند (Berberian and King, 1981).

فعالیت ماگمایی در آغاز سنوزویک، در سه پهنه البرز و ارومیه-دختر و خاور ایران بیشترین تمرکز را داشته است و از دیرباز بسیاری از زمین‌شناسان ایرانی و خارجی به آن پرداخته‌اند. ستبرترین واحدهای آتشفشان زاد ایران به سن ائوسن هستند که به‌ویژه در کمان ماگمایی ارومیه-بزمان، کوه‌های خاور ایران، بلوک لوت، جنوب بینالود، بخش جنوبی البرز و شمال‌باختری آذربایجان رخنمون دارند. در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ایران، سنگ‌شناسی و جایگاه پیدایش (دریایی - قاره‌ای) بسیار گوناگون است. همچنین، ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها نیز تغییرات بسیاری، از اسیدی تا بازیک، دارد. در «البرز-آذربایجان»، فرایندهای آتشفشانی ائوسن، شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های دریایی هستند که بیشتر سن ائوسن میانی داشته و در چینه‌شناسی ایران «سازند کرج» نام دارند. این سازند که از دامغان تا کوه‌های تالش (البرز مرکزی و باختری) گسترش دارد نشان‌دهنده تکاپوهای انفجاری شدید آتشفشان‌های زیردریایی در زمان ائوسن است و گاه تا ۳۰۰۰ متر ستبراً دارد (Aghanabati, 2004). برپایه بررسی‌های گسترده‌ای که روی پهنه البرز و به‌ویژه سازند کرج انجام شده است، توف‌های زرین‌دشت و چگونگی ژئولیت‌زایی آن، در هاله‌ای از ابهام است. روی ژئولیت‌های دماوند درباره‌ی کانی‌های رسی در توف‌های بخشی از البرز مرکزی بررسی‌هایی انجام

گوناگون را به نمایش می‌گذارد. از دیرباز، بسیاری از زمین‌شناسان به بررسی پیدایش و تکامل ساختاری این کمربند پرداخته‌اند. از آنجایی که سرزمین ایران بخشی از این کمربند است، همواره دچار تحولات گوناگونی بوده است که هر یک به گونه‌ای در پیدایش طرح کنونی آن مؤثر بوده‌اند. شاید مهم‌ترین و فراگیرترین رویداد در پیدایش پوسته ایران زمین، فرایندهای ماگمایی سنوزویک بوده باشند که در پی فاز کوهزایی آلپی روی داده‌اند. رویداد این کوهزایی رشته کوه‌های آلپ-همیالیا را تحت‌تأثیر قرار داده است و کوه‌های ایران به شکل امروزی در آمده و هم‌زمان و یا کمی پس از آن، بخش بزرگی از اندوخته‌های معدنی ایران پدید آمده‌اند. در البرز، در پی رخداد فاز کوهزایی لارامید، دامنه شمالی از دامنه جنوبی جدا شده است و به‌همین رو، نهشته‌های سنوزویک بخش شمالی ایران در دو پهنه رسوبی جداگانه انباشته شده‌اند. در بخش جنوبی البرز، پس از دوره‌های فرسایشی و انباشت آواری‌های پالتوسن (کنگلمرای فجن)، زمین با دریای کم‌ژرفایی پوشیده و جایگاه خوبی برای ته‌نشست سنگ آهک‌های نومولیت دار ائوسن پیشین، (سازند زیارت) و توفیت‌های سبز ائوسن میانی (سازند کرج) شده است (Aghanabati, 2004). در ایران سه پهنه آتشفشانی اصلی شناخته شده است: یکی در شمال ایران با روند خاوری-باختری که پهنه البرز نامیده می‌شود و دیگری در جنوب‌باختری ایران با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری که پهنه ارومیه-دختر نام دارد. همچنین، مجموعه‌های بزرگ سنگ‌های آتشفشانی ترشیری در خاور ایران (بلوک لوت و مرز زمین‌درز سیستان-بلوک لوت) چشمگیر

منطقه بخشی از پهنه البرز به‌شمار می‌رود (شکل ۱). محدوده زرین‌دشت در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فیروزکوه (Salamati, in press) جای دارد (شکل ۲). مهم‌ترین سازندهای این منطقه عبارتند از:

(الف) سازند فجن: کنگلومرای آهکی به رنگ خاکستری-قرمز (PE^{scf});

(ب) سازند: سنگ آهک و توف به رنگ خاکستری و زرد (E^z);

(پ) سازند کرج: تناوب توف، توف شیلی و شیل به رنگ سبز تا خاکستری به‌صورت محلی با افق‌هایی از سنگ آهک و ژیپس (E_k^{tsh});

(ج) سازند قم: سنگ آهک مارنی با چندین عدسی گچی (QM^{Imq}).

افزون‌بر سازندهای یادشده در بالا، واحدهای دیگری نیز در منطقه هستند و واحدهای M_2 (ماسه‌سنگ- شیل و ماسه‌سنگ کنگلومرای) و E^m (مارن با میان‌لایه‌هایی از سنگ آهک و توف به رنگ خاکستری روشن) از مهم‌ترین آنها هستند. کنگلومرا و ماسه‌سنگ درشت دانه با جورشدگی کم و به سن پلیوسن-کواترنری (واحد PLQ^c), واحدهای M_1 (مارن، شیل، ژیپس و نمک به رنگ بنفش-قرمز) و M_2 (ماسه‌سنگ- شیل، ماسه‌سنگ کنگلومرای) با سن میوسن را پوشانده‌اند. جوان‌ترین واحدهای منطقه، رسوب‌های بادبزی آبرفتی کهن و جوان با سن کواترنری هستند. توف‌های سبز رنگ ائوسن سازند کرج از سنگ‌های زرین‌دشت هستند. اگرچه سازند کرج یادآور توف‌های سبز البرز جنوبی است، سازند کرج در برش الگو و همچنین، در رخنمون‌های دیگر، ترکیب سنگ‌شناسی همگنی ندارد؛ از این‌رو، در برش الگو، با ۳۳۰۰ متر ستبر، به ۵ عضو

شده است. این گزارش و بررسی‌ها (Velayati, 1990؛ انتشارات جهاد دانشگاهی، دانشگاه تهران) به ژئولیت در این منطقه نیز پرداخته‌اند. Pourmoghaddam (۲۰۱۳) نیز درباره ژئولیت توف‌های زرین‌دشت بررسی‌های جامعی داشته است. ایشان از سنتز ژئولیت کلینوپتیلولیت این منطقه چهار نوع ژئولیت مرلینوییت، آنالسیم، کانکرینایت و ناترولیت به‌دست آورده است. برپایه بررسی‌های Abniki (۲۰۱۱) روی بخش معدنی زرین‌دشت، کیفیت ژئولیت‌های این مناطق با ژئولیت‌های بخش‌های دیگر (مانند: ژئولیت افتر سمنان و ژئولیت میانه آذربایجان‌خاوری) مقایسه شده است. از مهم‌ترین یافته‌های این بررسی این بوده است که اگرچه در بررسی‌های پیشین، میزان سدیم در ژئولیت دماوند کمتر از مناطق ژئولیتی دیگر به‌دست آمده است (به‌گفته دیگر، ژئولیت این منطقه شیرین است)، داده‌های به‌دست آمده از تجزیه XRF، نشان می‌دهند ژئولیت دماوند شیرین نیست و سدیم آن دو منطقه ژئولیتی دیگر بالاتر است. همچنین، فراوان‌ترین ژئولیت منطقه کلینوپتیلولیت و هیولاندیت دانسته شده است. بررسی‌های دورسنجی در شناسایی گسل، مناطق دگرسانی و شناسایی سنگ‌ها، بنیان کار ایشان بود.

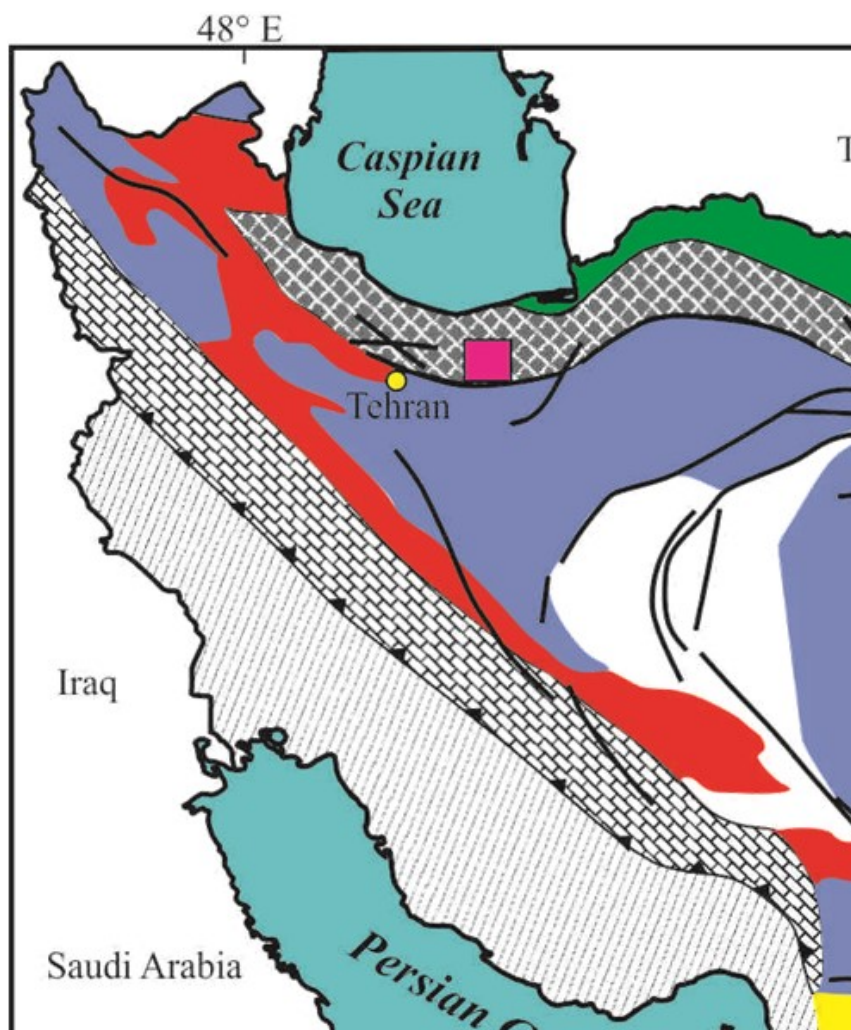
زمین‌شناسی عمومی

منطقه معدنی زرین‌دشت در ۴۰ کیلومتری جنوب‌باختری شهرستان فیروزکوه، در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ فیروزکوه (Salamati, in press)، میان طول‌های جغرافیایی $52^{\circ}31'58''$ تا $52^{\circ}16'36''$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ}33'32''$ تا $35^{\circ}32'34''$ شمالی، جای دارد. برپایه رده‌بندی Stöcklin (۱۹۷۲)، این

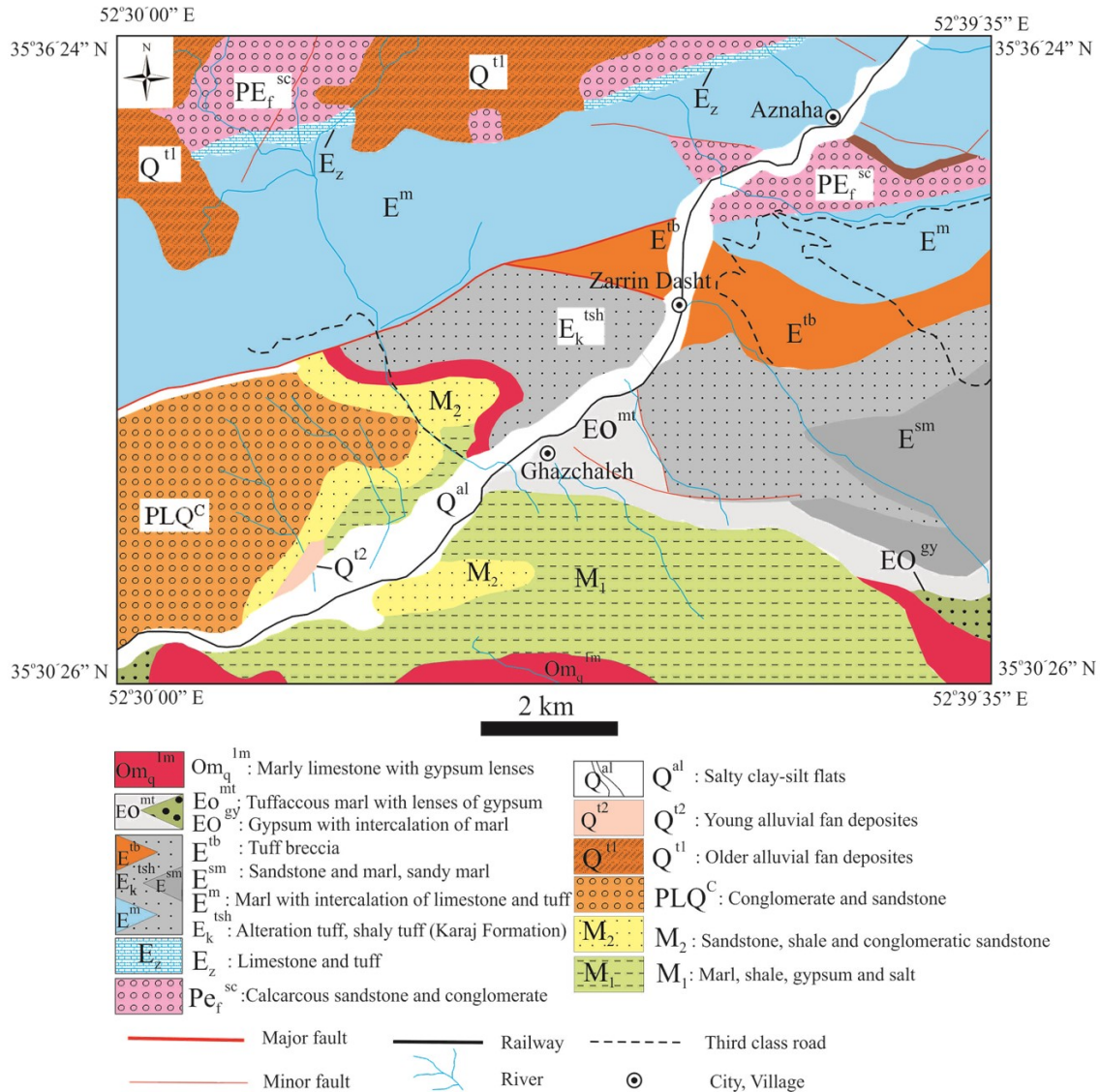
کم ژرفا روی توف‌های سبز کرج برای پیدایش زئولیت است (Velayati, 1990).

هر سه عنصر ساختمانی چین‌ها، درزه‌ها و گسل‌ها در منطقه زرین‌دشت و بخش‌های پیرامون آن دیده می‌شوند. هر سه نوع درزه طولی، عرضی و برشی روی لایه‌ها دیده می‌شوند. در میان آنها، درزه‌های برشی فراوانی بیشتری دارند و فراوانی درزه‌های عرضی و طولی پس از آنهاست (Pourmoghaddam, 2013).

رده‌بندی شده است. سنگ‌شناسی منطقه زرین‌دشت همانند «بخش توف بالایی» است. زئولیت‌ها در بخش‌های بالایی سازند کرج گسترش دارند. افق زئولیتی گاه با تناوب شیل و ماسه‌سنگ و گاه مارن سبز تا خاکستر توفی سازند کرج یک‌درمیان دیده می‌شود و ستبرای آن از ۳ تا ۲۰۰ متر است. لایه‌های آهکی کم‌ژرفا (مانند: آهک ماسه‌ای سازند قم) روی افق زئولیت جای گرفته‌اند. این پدیده نشان‌دهنده پهنه دریایی



شکل ۱- واحدهای ساختاری ایران و جایگاه منطقه زرین‌دشت در پهنه البرز، برگرفته از Stöcklin (۱۹۷۲)، با تغییراتی پس از Shahabpour (۱۹۹۴)



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی زرین‌دشت، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ فیروزکوه (Salamati, in press)

روش انجام پژوهش

برای بررسی سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرآواری منطقه زرین‌دشت، برپایه بررسی‌های صحرائی، شمار ۵۰ نمونه سنگی از توف‌های سازند کرج در باختر روستای زرین‌دشت و در بخش معدنی این روستا برداشت شد. از میان این نمونه‌ها، ۳۰ مقطع نازک تهیه و پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری و عکس‌برداری از آنها، شمار ۱۰

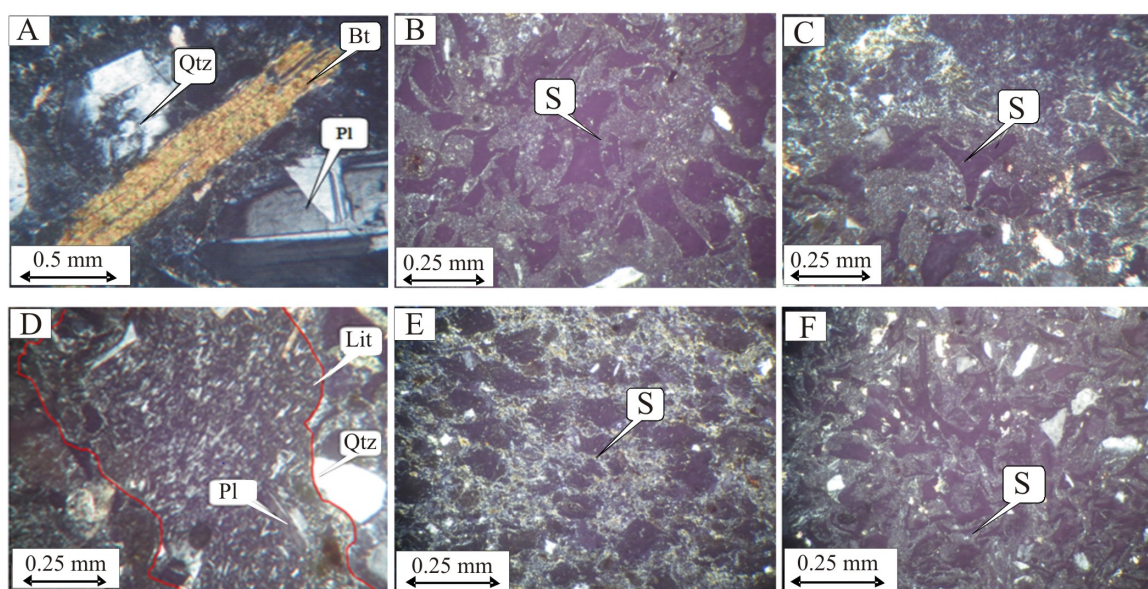
نمونه سنگی که بی‌لیتیک بودند برگزیده و در آزمایشگاه Actlabs کانادا با روش‌های XRF و ICP-MS تجزیه شدند. داده‌های زمین‌شیمیایی به‌دست‌آمده با نرم‌افزارهای GCDKit و Igpert بررسی و سپس تحلیل شدند. شمار ۱۴ نمونه سنگی برگزیده نیز به آزمایشگاه وین‌گستر تهران برای انجام تجزیه XRD فرستاده شد. داده‌های به‌دست‌آمده با روش هاناوالت بررسی و تحلیل شدند.

بحث

سنگ‌نگاری

سنگ‌های آذرآواری این منطقه دانه‌هایی به اندازه کوچک‌تر از ۲ میلی‌متر دارد و برپایه رده‌بندی Fisher (۱۹۶۶)، توف نامیده می‌شوند. برپایه نمودار Schmid (۱۹۸۱)، این توف‌ها در محدوده کریستال توف و ویتریک توف جای می‌گیرند. بافت بیشتر این توف‌ها ویتروفیری است (شکل ۳). بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و

میکروسکوپی (شکل‌های ۳ و ۴) و داده‌های XRD (شکل ۵)، کانی‌های اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، کوارتز، آلکالی‌فلدسپارها و بیوتیت و کانی‌های ثانویه آنها، آنالسیم، کلینوپتیلولیت، هیولاندیت، کلسیت کلریت و کانی‌های رسی هستند. کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. شکستگی‌ها و حفره‌های درون بخش‌های معدنی با کانی‌هایی مانند زئولیت کلینوپتیلولیت و زئولیت‌های اسفرولیتی پر شده‌اند.



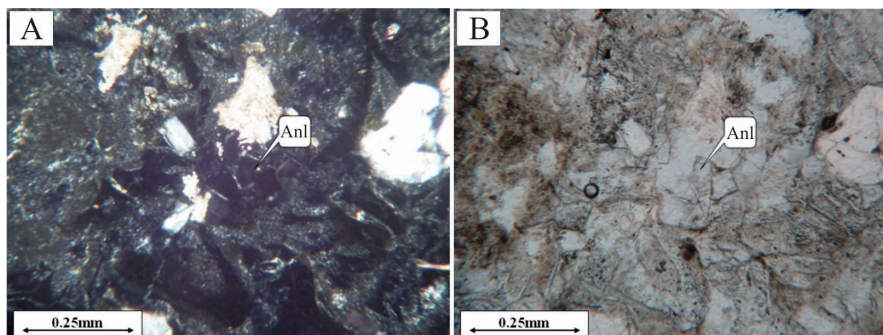
شکل ۳- تصاویرهای میکروسکوپی از توف‌های زیرین دشت (فیروزکوه، پهنه البرز مرکزی): (A) بافت ویتروفیری (Qtz, Bt و Pl، به ترتیب بلورهای کوارتز، بیوتیت و پلاژیوکلاز هستند)؛ (B) بافت ویتریک با شارد جناغی؛ (C) تصویری از حضور شارد Y شکل در ویتریک توف؛ (D) Lit, Qtz و Pl، به ترتیب لیتیک، کوارتز و پلاژیوکلاز هستند؛ (E) شارد‌های شیشه‌ای صفحه‌ای در زمینه سنگ؛ (F) شارد‌های شیشه‌ای هلالی در زمینه سنگ (نماد اختصاری کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) برگرفته شده است)

یک سطح خمیده (که بخشی از دیواره حفره ترکیده است) دارند، از ماگمای حباب‌داری که با آب بیرونی برهم‌کنش داشته پدید آمده‌اند. شارد‌های قالب‌دار یا دارای ساختمان تکه‌ای (Blocky Shards)، با سطوح کج و کم حفره، فراوان‌ترین شارد‌ها در خاکسترهای هیدرو-ولکانیک اسیدی و بازیک هستند (Wohletz, 1983). سازند کرج با سن ائوسن دارای کمپلکس‌های آذرآواری و آتشفشانی زیردریایی است (Iwao and

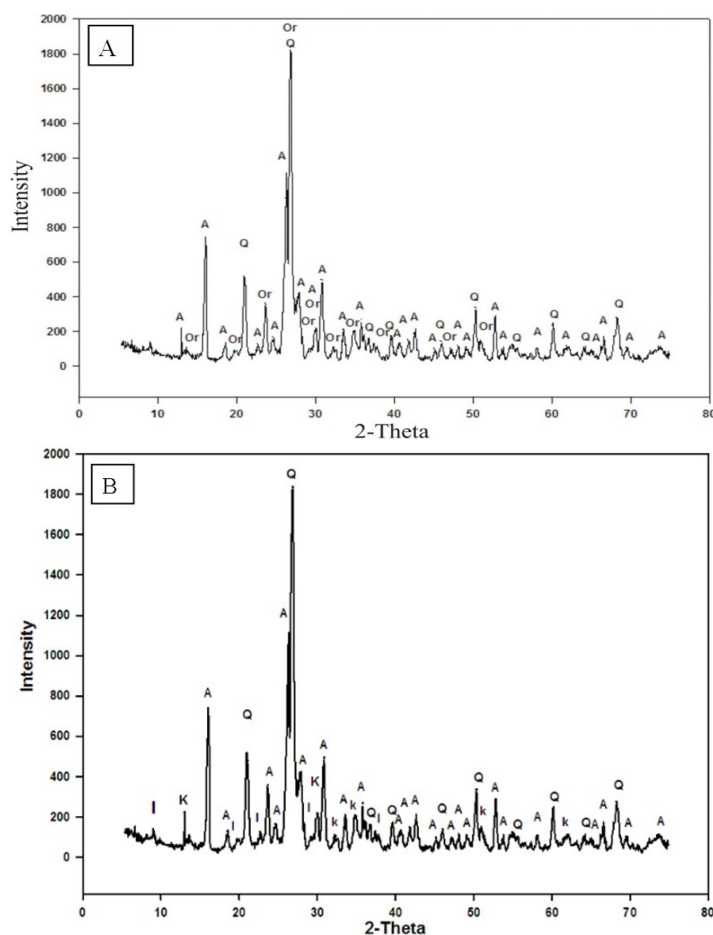
سیال‌های گرمایی در شکاف و گسل‌ها چرخه طولانی را می‌گذرانند. دریا‌های کم‌ژرفا خاستگاهی برای این سیال‌ها به‌شمار می‌روند. گرمای ژئوترمال منطقه نیز نقش شستشو و انحلال مواد و در پایان، رسوب‌گذاری کانی‌های زئولیتی (در pH خنثی تا اسیدی) در آن را داشته است. شکل‌های گوناگون شارد‌های شیشه‌ای (مانند: Y شکل، داسی و صفحه‌ای) در این سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳). شارد‌های صفحه‌مانند یا داسی شکل که دست‌کم

pH بیشتر از ۱۰ شود، آنالسیم در دمای ۱۰۰°C نیز پدید می‌آید (Kim and Burley, 1971). آنالسیم در زمینه توف‌های سازند کرج به‌صورت پراکنده، تجمعی و سالم دیده می‌شود (شکل ۴).

(Hushmand-Zadeh, 1971). آنالسیم با شکل‌های تیپیک چندگوش دیده می‌شوند. این کانی در دمای نزدیک به ۲۰۰°C و در فشار آب ۲ تا ۵ کیلو بار متبلور می‌شود. pH برای پیدایش آنالسیم ۸ است؛ اما اگر



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی از توف‌های میزبان کانی‌های ژئولیتی (زرین‌دشت، پهنه البرز مرکزی): (A) تصویر XPL؛ (B) تصویر PPL (Anl: آنالسیم)



شکل ۵- الگوهای XRD برای نمونه‌های توف ائوسن در معدن زرین‌دشت (فیروزکوه، پهنه البرز مرکزی): (A) کانی‌های به‌دست‌آمده در تجزیه XRD برای نمونه شماره 2A؛ (B) کانی‌های به‌دست‌آمده در تجزیه XRD برای نمونه شماره 33A (A: آنالسیم؛ Or: ارتوکلاز؛ Q: کوآرتز؛ I: اپلیت؛ K: کائولینیت)

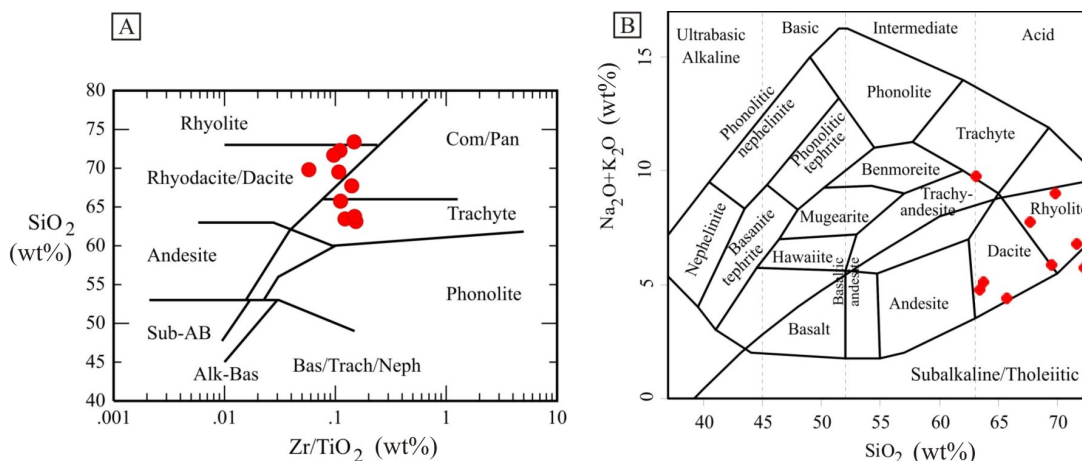
زمین‌شیمی

پیشنهادی Winchester و Floyd (۱۹۷۷)، ترکیب شیمیایی نمونه‌ها تراکیت، ریوداسیت/ داسیت و ریولیت/ داسیت است (شکل ۶- A). همچنین، برپایه نمودار پیشنهادی Cox و همکاران (۱۹۷۹)، توف‌های زرین‌دشت در گستره سنگ‌های ریولیتی، تراکیتی و داسیتی جای می‌گیرند (شکل ۶- B).

داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی و کمیاب برای سنگ‌های آذرآواری منطقه زرین‌دشت در جدول ۱ آورده شده است. با بهره‌گیری از این داده‌های زمین‌شیمیایی، خاستگاه و سنگ‌زایی (پتروژنز) نمونه‌های سنگی شناخته می‌شوند. برپایه نمودار

جدول ۱- داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی (به روش XRF؛ برپایه درصد وزنی)، عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب (به روش ICP-MS؛ برپایه ppm) برای نمونه‌های سنگی منطقه زرین‌دشت (فیروزکوه، پهنه البرز مرکزی)

Sample No.	Z1B	Z12A	Z1C	Z16A	Z10A	Z29A	Z2A	Z24A	Z30A	Z39A
SiO ₂	63.13	63.46	63.77	65.75	67.72	69.51	69.81	71.68	72.27	73.39
TiO ₂	0.41	0.34	0.34	0.35	0.14	0.27	0.24	0.25	0.35	0.29
Al ₂ O ₃	16.39	11.49	11.45	11.68	12.31	10.99	13.58	12.14	11.25	12.67
Fe ₂ O ₃ (T)	2.91	1.20	0.87	1.09	1.08	2.01	1.28	0.99	2.02	1.37
MnO	0.01	0.03	0.04	< 0.01	0.02	0.06	0.02	0.02	0.07	0.02
MgO	1.05	1.01	0.87	0.86	0.51	0.77	0.61	0.55	1.08	1.04
CaO	0.29	3.12	2.98	1.39	0.88	2.83	0.84	1.70	0.83	0.73
Na ₂ O	3.41	3.68	3.63	3.56	3.05	3.01	3.56	4.68	3.56	1.48
K ₂ O	6.33	1.08	1.47	0.84	4.68	2.83	5.43	2.09	2.19	6.18
P ₂ O ₅	0.08	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.07	0.04	0.06	0.07
LOI	5.22	14.57	14.24	13.66	9.54	6.22	3.85	5.68	5.5	3.51
Total	99.24	100	99.69	99.24	99.98	98.55	99.3	99.8	99.16	100.7
V	18	12	9	10	8	22	33	17	28	16
Ni	2	1	1	1	< 1	3	3	2	4	5
Co	3	2	2	11	7	5	10	7	5	7
Cu	16	27	18	31	20	32	37	35	24	57
Zn	88	42	45	10	74	75	19	27	73	176
W	22	9	7	174	20	28	56	64	42	62
Rb	210	< 20	100	< 20	80	100	< 20	< 20	100	160
Ba	247	85	595	56	102	1860	361	116	813	1020
Sr	43	859	1574	872	1341	142	72	79	66	70
Be	3	2	2	2	3	2	1	1	1	2
Y	38	38	44	38	24	39	24	21	26	34
Zr	377	249	304	234	118	174	83	145	231	257
Cs	25.4	5.1	6.8	10.3	4	16	13.4	27.6	18	3.1
Hf	9.1	6.8	6	< 0.5	2.5	4.9	< 0.5	< 0.5	5.7	7
Ta	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Th	20	8.6	8.4	8.2	12	9.3	8.7	12.9	9	13.8
U	5.9	3	2.5	4.4	3.5	4.8	3	5.3	2.1	4.8
Pb	6	8	< 5	< 5	< 5	21	< 5	< 5	10	109
La	44.7	26.7	27.4	25.2	26.1	27.4	19.3	25.8	24.8	30.3
Ce	81	48	45	47	36	42	31	42	37	55
Nd	27	22	25	14	16	20	8	16	14	17
Sm	6.1	4.6	4.4	4	2.3	3.8	1.9	2.5	3.1	4.5
Eu	0.8	0.5	0.7	0.4	< 0.1	0.4	0.2	0.6	0.4	0.4
Yb	4	3.3	3.3	3.7	1.4	3.2	1.4	2	3	3.5
Lu	0.54	0.48	0.46	0.42	0.26	0.41	0.21	0.26	0.34	0.46



شکل ۶- جایگاه نمونه‌های زرین‌دشت (فیروزکوه، پهنه البرز مرکزی) در نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های آذرین. (A) نمودار SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)؛ (B) نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (Cox et al., 1979)

Piccoli, 1989) است، برای شناسایی گروه‌های شاخص درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم بهره برده می‌شود. در این نمودار نسبت A/NK برای همه نمونه‌ها بیشتر از ۱ بوده و نمونه‌ها در گستره متاآلومین تا پرآلومین جای می‌گیرند (شکل ۸). گفتنی است که جایگیری نمونه‌ها در بخش پرآلومین علت‌های گوناگونی دارد. در حقیقت، عواملی مانند جدایش (تفریق) گسترده کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت از ماگمای کالک‌آلکان، آرایش یک نمونه با سنگ در برگیرنده سرشار از آلومینیم (مانند: ترکیب‌های پلیتی، دگرسانی سریسیتی یا پروپیلیتی و ...)، مذابی با ویژگی متاآلومین را به‌سوی پرآلومین سوق می‌دهند (Collins, 1988)؛ هرچند ژئولیت‌زایی در توف‌های منطقه زرین‌دشت نیز چه‌بسا در گرایش این سنگ‌ها به‌سوی سرشت پرآلومین نقش دارد.

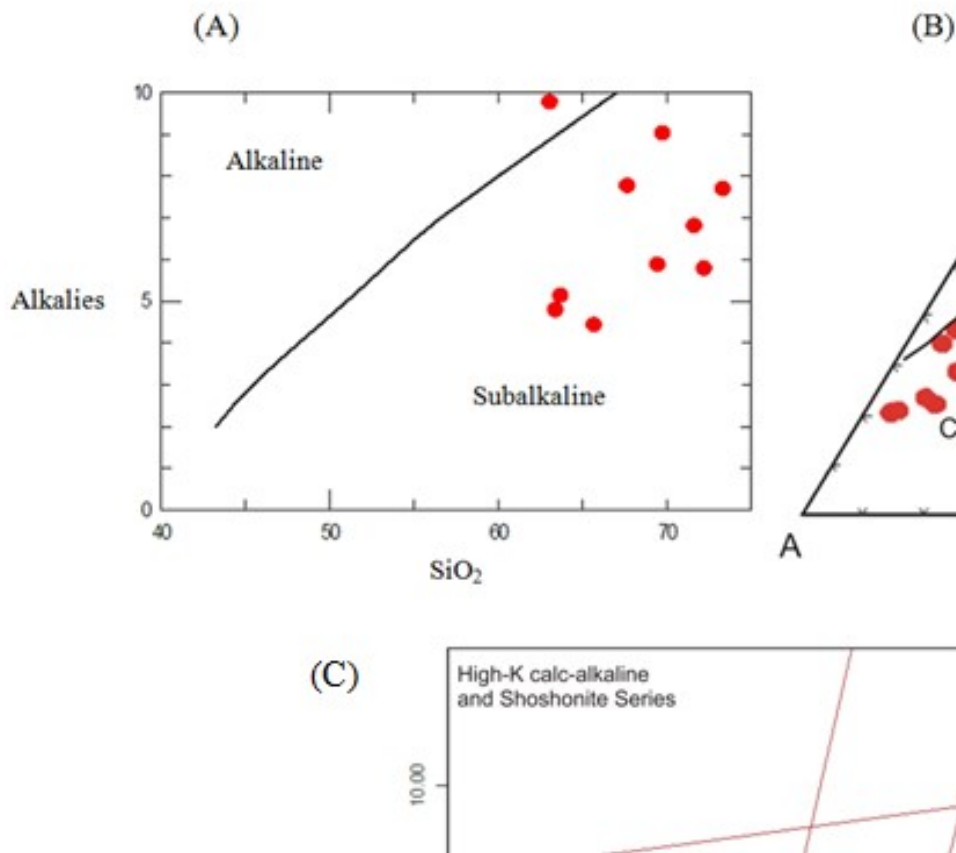
در نمودار عنکبوتی به‌نچار شده به ترکیب‌های گوشته اولیه، مورب و کندریت (شکل ۹)، تهی‌شدگی در عنصرهای Ti ، P ، Sr و آنومالی‌های بسیار منفی Eu ، نشان‌دهنده جدایش آپاتیت، مگنتیت \pm تیتانیت و پلاژیوکلاز پیش از فوران است. روند MREE به‌سوی

در نمودار پیشنهادی Baragar و Irvine (۱۹۷۱)، درصد وزنی مجموع آلکالی ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) در برابر سیلیس (SiO_2) نشان داده می‌شود و برای شناسایی سنگ‌های ساب‌آلکان و آلکان به‌کار برده می‌شود (شکل ۷- A). برپایه نمودار یادشده، بیشتر سنگ‌های منطقه زرین‌دشت در گستره ساب‌آلکان‌ها هستند. همچنین، روی نمودار سه‌تایی پیشنهادی Irvine و Baragar (۱۹۷۱)، نمونه‌ها روند و سرشت کالک‌آلکان نشان می‌دهند (شکل ۷- B).

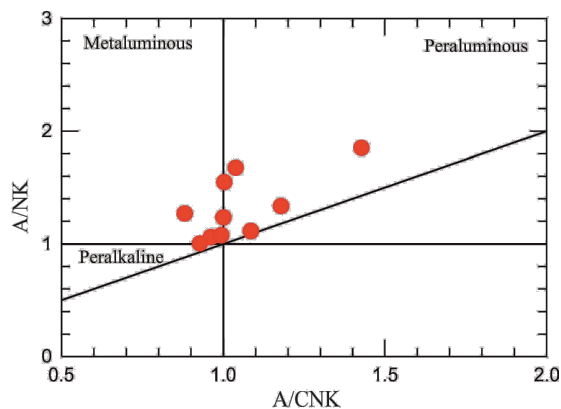
نمودار Hastie و همکاران (۲۰۰۷) در شناسایی سری ماگمایی به‌کار برده می‌شود. در این نمودار از فراوانی عنصرهای Co و Th برای شناسایی سری ماگمایی بهره گرفته می‌شود. با به‌کارگیری این نمودار، سری‌های شوشونیتی، کالک‌آلکان و توله‌ایتی از یکدیگر شناخته می‌شوند. برپایه این نمودار، بیشتر نمونه‌های آذرآواری منطقه زرین‌دشت در گستره کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی جای می‌گیرند (شکل ۷- C). از نمودار A/CNK در برابر A/NK که برپایه نسبت‌های ملکولی $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Shand, 1943; Maniar and

کمتر سازگار است؛ از این رو، جدایش پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد (Moore and Carmichael, 1998).

HREE، شیب ملایم دارد که نشان می‌دهد جدایش آمفیبول اهمیت کمتری داشته و با مقدار آب ماگمایی



شکل ۷- جایگاه نمونه‌های زرین‌دشت (فیروزکوه، پهنه البرز مرکزی) در نمودارهای شناسایی سری ماگمایی (A) Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Irvine and Barragar, 1971)؛ (B) نمودار AFM (Irvine and Barragar, 1971)؛ (C) نمودار Th در برابر Co (Hastie *et al.*, 2007)

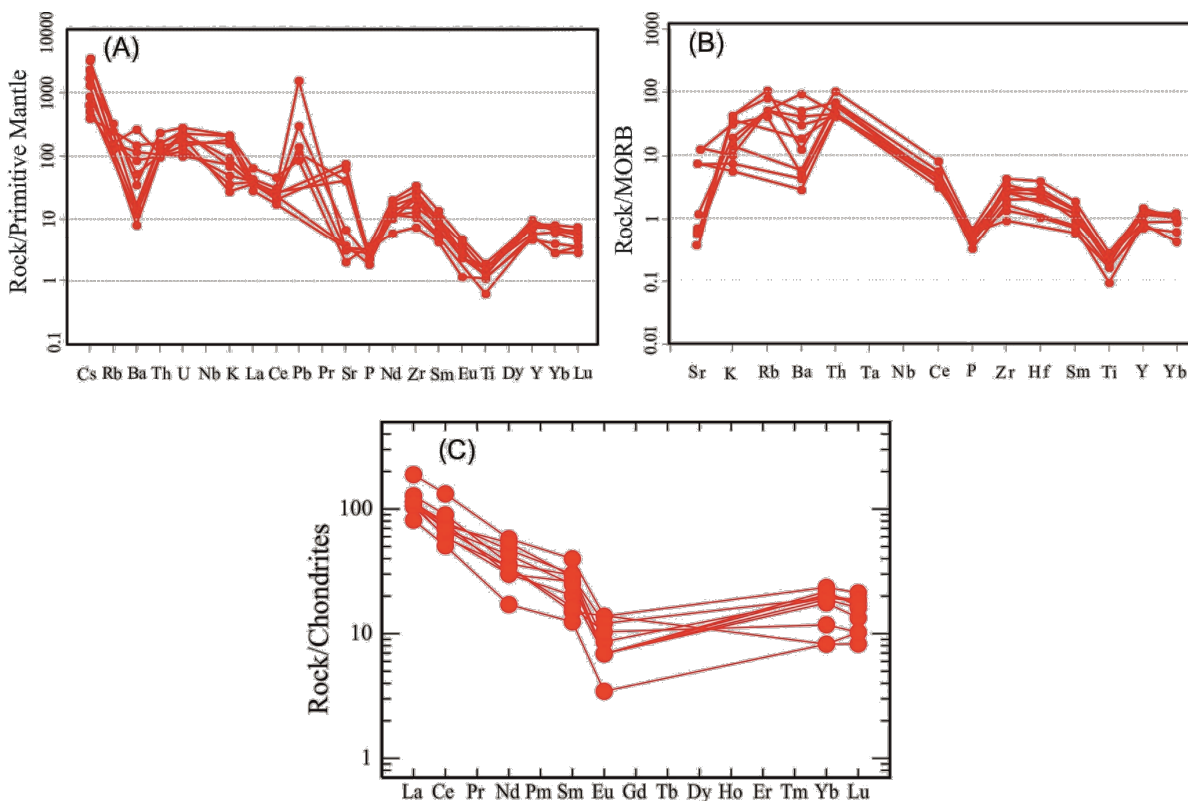


شکل ۸- نمونه‌های زرین‌دشت (فیروزکوه، پهنه البرز مرکزی) در نمودار A/NK در برابر A/CNK (Shand, 1943) برای شناسایی گروه‌های شاخص درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم

آنومالی منفی Ba باشد، پیامد جدایش پتاسیم‌فلدسپار بوده است. برپایه آنچه گفته شد، در نمونه‌های منطقه زرین‌دشت جدایش هم‌زمان پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار عامل مهمی در تحول ماگمایی به‌شمار می‌رود. Barnes و همکاران (۲۰۰۱) نیز بر این باورند که در هنگام تبلور ماگما، جدایش پلاژیوکلاز، کاهش Sr و افزایش آنومالی Eu را به دنبال دارد.

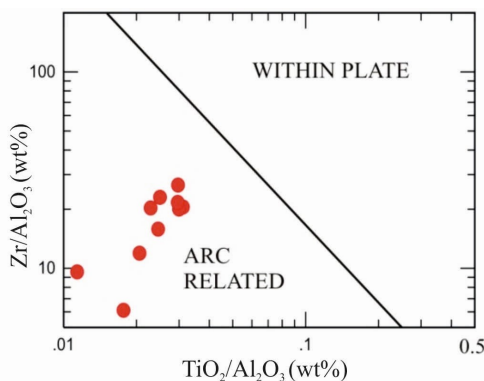
روند تغییرات از Ta تا Yb در نمودارهای بهنجار شده به ترکیب مورب (شکل ۹- B) بسیار همانند الگوهای پیشنهاد شده Pearce (۱۹۸۳) برای پهنه‌های حاشیه فعال است (روند ناهموار که تغییراتی را نشان می‌دهد).

عنصرهای Ba (در پی جانشینی باریم با پتاسیم در ارتوکلاز و بیوتیت) و P (به دنبال جدایش آپاتیت) با جدایش این کانی‌ها آنومالی منفی پیدا کرده‌اند. نمونه‌های منطقه زرین‌دشت دارای آنومالی Eu هستند. آنومالی Eu به پلاژیوکلاز و فوگاسیته اکسیژن بستگی دارد؛ از این رو، آنومالی منفی در مذاب پیامد خارج‌شدن فلدسپارها در پی جدایش بلوری در شرایط فوگاسیته کم اکسیژن است (Wilson, 1989). برپایه پیشنهاد Wu و همکاران (۲۰۰۳)، آنومالی منفی Eu اگر با آنومالی منفی Sr همراه باشد، پیامد جدایش پلاژیوکلاز بوده و اگر همراه با



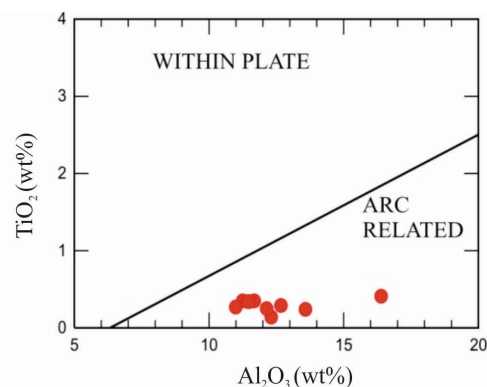
شکل ۹- نمونه‌های منطقه زرین‌دشت (فیروزکوه، پهنه البرز مرکزی) در: (A) نمودار عنکبوتی چندعنصری بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ (B) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب مورب (Pearce, 1983)؛ (C) نمودار عنکبوتی بهنجار شده عنصرهای خاکی نادر به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989)

سری‌های کالک آلکان است (Gill, 1981; Hawkesworth *et al.*, 1991; Castillo *et al.*, 2007). برای شناسایی پهنه زمین‌ساختی نمونه‌های منطقه زرین‌دشت از نمودارهای گوناگونی بهره گرفته شد. Muller و همکاران (۱۹۹۲) با بهره‌گیری از عنصرهای اصلی و کمیاب، نمودارهایی را برای شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی پیشنهاد کرده‌اند. برپایه نمودارهای شکل ۱۰، نمونه‌های منطقه زرین‌دشت در گستره وابسته به کمان جای می‌گیرند و نشان‌دهنده پیدایش سنگ‌های یادشده در پهنه مرتبط با فرورانش هستند.



شکل ۱۰- نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی و جایگاه نمونه‌های منطقه زرین‌دشت (فیروزکوه، پهنه البرز مرکزی) (Muller *et al.*, 1992)

ماگمای پدیدآمده در پهنه‌های فرورانش، آنومالی منفی شاخص از عنصرهای HFSE دارد؛ زیرا این عنصرها در فازهای دیرگداز سنگ‌های دگرگونی پوسته فرورونده به‌جای می‌مانند و در مذاب پدید آمده وارد نمی‌شوند. غنی‌شدگی از عنصرهای LILE و تهی‌شدگی از عنصرهای HFSE ارتباط نزدیکی با پدیده فرورانش دارد (شکل ۹). تهی‌شدگی از عنصرهای با شدت میدان بالا یا HFSE (مانند: Ta, Ti, Nb) و فراوانی بالای عنصرهای با شدت میدان کم یا LFSE (مانند: La و Ce, Th, K, Rb) از ویژگی‌های آشکار سنگ‌ها در کمان‌های آتشفشانی و

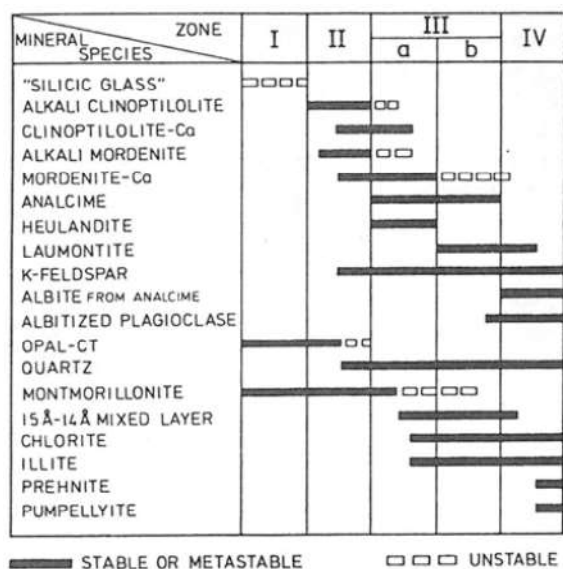


پهنه I است. در پهنه II، در پی واکنش سیلیس با آب درون سازندی، زئولیت‌های آلکالی کلینوپتیلولیت و موردنیت، اوپال - CT و مونت‌موریلونیت پدید می‌آیند. این زئولیت‌های آلکالی در پهنه III، آن‌جایی که دو زیرپهنه شناخته شده، با آنالسیم جایگزین شده‌اند. دو زیرپهنه III عبارتند از: زیرپهنه IIIa که کلینوپتیلولیت اندکی با هیولاندیت جایگزین می‌شود و زیرپهنه IIIb که هیولاندیت با لامونیت جایگزین شده است. در پهنه IV، آنالسیم با آلبيت جایگزین شده و این پهنه مربوط به دگرگونی درجه ضعیف است.

دیاژنز تدفینی - دگرگونی درجه ضعیف

دیاژنز تدفینی که در سری‌های آذرآواری سستبر زاین بررسی شده است، از چهار پهنه ساخته شده است (Iijima, 1978). هر کدام از این پهنه‌ها بیشتر از اجتماع‌های کانی‌های سری‌های واکنشی شیشه سیلیسی - زئولیت‌های آلکالی - آلبيت ساخته شده‌اند و معرف آب‌زدایی با افزایش عمق هستند (شکل ۱۱).

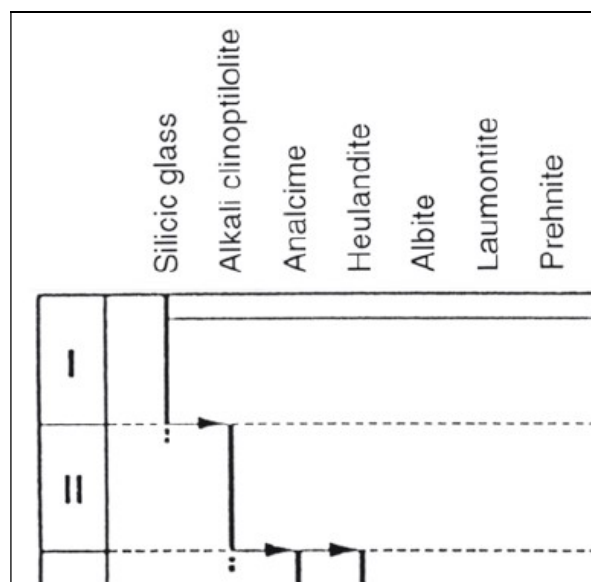
شیشه سیلیسی که اندکی به مونت‌موریلونیت و اوپال - A و یا اوپال - CT دگرسان شده، از ویژگی‌های



شکل ۱۱- پهنه‌های ژئولیت‌های اتوژنیک و دیگر سیلیکات‌هایی که در هنگام دیازنز تدفینی در یک مقطع سستبر از ولکانوکلاستیک‌های سیلیسی دریایی دیده می‌شوند. پهنه IV در رژیم دگرگونی رده‌بندی می‌شود (Iijima, 1978)

برخی از این توالی‌های پهنه‌ای در گمانه‌های ژرف بررسی شده‌اند (Iijima and Ogihara, 1995). در این گمانه‌ها، انتقال میان پهنه‌ها در فاصله‌های دمایی روی می‌دهد. از این‌رو، مرز میان پهنه‌های II و III، در ژرفای ۱۷۰۰ تا ۳۵۰۰ متر و مرز میان پهنه‌های III و IV، در ژرفای ۲۵۰۰ تا ۴۵۰۰ متری است. در شکل ۱۲ دیده می‌شود که تبدیل پهنه‌ها در ستبرای ۷۰۰-۱۰۰ متر و در فاصله‌های دمایی مشخصی به‌صورت زیر روی می‌دهد:

- گستره دمایی در مرز پهنه‌های I و II برابر $50-41^{\circ}\text{C}$ بوده و میانگین آن 44°C است؛
- گستره دمایی در مرز پهنه‌های II و III برابر $91-80^{\circ}\text{C}$ بوده و میانگین آن 84°C است؛
- گستره دمایی در مرز میان پهنه‌های III و IV برابر $124-122^{\circ}\text{C}$ بوده و میانگین آن 123°C است.



شکل ۱۲- پهنه‌بندی کانی‌های سیلیکاته و ژئولیت پدیدآمده هنگام دیازنز تدفینی توف‌های سیلیسی در سکنس‌های سستبر دریایی (Iijima and Ogihara, 1995)

تدفینی I، II و III شناسایی می‌شوند. در مرحله I و در دمای کمتر از 44°C درجه سانتیگراد، شیشه سیلیسی

با توجه به شکل ۱۱ و برپایه کانی‌های دیده‌شده در توف‌های منطقه زرین‌دشت، پهنه‌های دیازنز

بررسی سنگ‌نگاری نشان‌دهنده کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، کلسیت، کلریت، بیوتیت، زئولیت، کانی‌های آهن‌دار و رسی در سنگ‌های منطقه است. برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه زرین‌دشت سرشت کالک‌آلکان دارند و مت‌آلومین تا پ‌آلومین هستند. کاربرد نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی ماگما به‌همراه غنی‌شدگی از عنصرهای LILE و تهی‌شدگی از عنصرهای HFSE نشان‌دهنده پیدایش سنگ‌های منطقه زرین‌دشت در پهنه مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای هستند.

با اینکه کانی‌های کوارتز ثانویه، ایلیت، آنالسیم، مونتموریلونیت و کلریت در سنگ‌های منطقه زرین‌دشت دیده می‌شوند؛ اما نبود کانی‌های شاخص لامونیت و ایلیت نشان‌دهنده پیشرفت این فرایندها در مرز دیاژنز تدفینی-دگرگونی در گستره دمایی $84-123^{\circ}\text{C}$ است.

سپاس‌گزاری

از تلاش‌های جناب آقای دکتر سلمان ولایتی و آقای جواد مهریویا برای همکاری در بازدیدهای صحرایی سپاس‌گزاری می‌شود.

اندکی به مونتموریلونیت دگرسان شده است. با اینکه کانی‌های کوارتز ثانویه، ایلیت، آنالسیم، کلریت در سنگ‌های منطقه زرین‌دشت دیده می‌شوند، نبود کانی‌های شاخص لامونیت و ایلیت نشان می‌دهد پیشرفت این فرایندها در مرز دیاژنز تدفینی-دگرگونی در گستره دمایی $84-123^{\circ}\text{C}$ بوده است.

بررسی‌های انجام‌شده روی مواد آتشفشانی باختر کمربند هیمالیا (البرز) نیز نشان داده‌اند کانی‌های پهنه دیاژنز تدفینی و دگرگونی کم‌دما از بالا به پایین: آنالسیم ← ایلیت ← پره‌نیت-اپیدوت-ایلیت هستند (Iwao and Hushmand-Zadeh, 1971) و این نکته درستی یافته‌های به‌دست‌آمده در این پژوهش را نشان می‌دهد. همچنین، برپایه بررسی‌های انجام‌شده روی توف‌های ریولیتی ناحیه Trboviste اسلواکی، تبلور کانی‌های کلینوپتیلولیت، موردنیت و آنالسیم پیامد دیاژنز تدفینی-دگرگونی درجه ضعیف بوده است (Reed et al., 1993a, b).

نتیجه‌گیری

در منطقه زرین‌دشت، ویتریک‌توف با ترکیب‌های ریولیت، ریوداسیت، داسیت و تراکیت از سنگ‌های آذرآواری در سازند کرج هستند.

منابع

- Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Abniki, M. (2011) Study of Damavand area zeolites according to its applications in industry and agriculture and also its structure changes study by scanning electron microscopy. M.Sc. thesis, Islamic Azad University Tehran South Branch, Tehran (in Persian).
- Barnes, C. G., Burton, B. R., Burling, T. C., Wright, J. E., and Karlsson, H. R. (2001) Petrology and geochemistry of the late Eocene Harrison Pass pluton, Ruby mountains Core Complex, Northeastern Nevada. *Journal of Petrology* 42: 901-929.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18: 210-256.

- Castillo, P. R., Rigby, S. J. and Solidum, R. U. (2007) Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the Sulu Arc, Southern Philippines. *Lithos* 97(3-4): 271-288.
- Collins, L. G. (1988) Hydrothermal differentiation and myrmekite- A clue to many geologic puzzles. Theophrastus Publications S. A., Athens.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin.
- Fisher, R. V. (1966) Rock composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Science Reviews* 1: 287-98.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F. (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48: 2341-2357.
- Hawkesworth, C. J., Hergt, J. M., Ellam, R. M. and McDermott, F. (1991) Element fluxes associated with subduction related magmatism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 335: 393-405.
- Iijima, A. (1978) Geological occurrences of zeolite in marine environments. In: *Natural zeolites* (Eds. Sand, L. B., Mumpton, F. A.) 175-198. Pergamon, Oxford.
- Iijima, A. and Ogihara, S. (1995) Temperature-time relationships of zeolitic reactions during burial diagenesis in marine sequences. In: *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Use*. (Eds. Ming, D. W. Mumpton, F. A.) 115-124. Brockport, New York.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-546.
- Iwao, S. and Hushmand-Zadeh, A. (1971) Stratigraphy and petrology of the low-grade regionally metamorphosed rocks of the Eocene formation in the Alborz Range, north of Tehran, Iran. *The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists* 65: 265-285.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Kim, K. T. and Burley, B. J. (1971) Phase equilibria in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-NaAlSiO}_4\text{-H}_2\text{O}$ with special emphasis on the stability of analcite. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8(3): 311-338.
- Maniar, P. D. and Picooli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Moore, G. M. and Carmichael, I. S. E. (1998) The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: Constraints on water content and conditions of phenocryst growth. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130: 304-319.
- Muller, D., Rock, N. M. S. and Groves, D. I. (1992) Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic rocks, from different tectonic setting: a pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46: 259-289.
- 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., Norry, M. J.) 230-249. Shiva Publications, Nantwich.
- Pourmoghaddam, M. (2013) Synthesis of zeolites, merlinoite minerals of Damavand's natural clinoptilolite zeolites mineral in hydrothermal conditions, under the influence of alkaline mediums. *Iranian Journal of Earth Sciences* 5: 21-24.

- Reed, J. K., Gipson, M. Jr. and Neese, D. G. (1993a) Hydrocarbon potential of sandstone reservoirs in the Neogene east Slovakian Basin, Part 1: A petrographic examination of lithology, porosity, and diagenesis. *Journal of Petroleum Geology* 16: 89-108.
- Reed, J. K., Gipson, M. Jr. and Vass, D. (1993b) Hydrocarbon potential of sandstone reservoirs in the Neogene east Slovakian Basin, Part 2: Zeolites and clay minerals. *Journal of Petroleum Geology* 16: 223-236.
- Salamati, M. R. (in press) Explanatory of text of Firoozkuh. Geological Quadrangle Map 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Schmid, R. (1981) Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendation of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology* 9: 3-41.
- Shahabpour, J. (1994) Post-mineralization breccia dike from the Sar-Cheshmeh Porphyry copper deposit, Kerman, Iran. *Exploration and Mining Geology* 3: 39-43.
- Shand, S. J. (1943) Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to deposits. Thomas Murby and Company, London.
- Stöcklin, J. (1972) Iran Central septentrional et oriental (en collaboration avec les géologues du Service Géologique de l'Iran). *Lexique Stratigraphique International III, Fascicule 9b, Iran. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris*, pp. 1-283.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in oceanic basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) 42: 313-345. Geological Society, London, Special Publications.
- Velayati, S. (1990) Study of clay minerals in the tuffs of part of Central Alborz, The Publications (SID) of Tehran University (in Persian).
- Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Unwin Hyman Ltd., London.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-342.
- Wohletz, K. H. (1983) Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies. 7. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17: 31-63.
- Wu, F. Y., Jahn, B. M., Wilde, S. A., Lo, C-H., Yui, T-F., Lin, Q., Ge, W-C. and Sun, D-Y. (2003) Highly fractionated I-type granites in NE China (I). *Geochronology and petrogenesis. Lithos* 66: 241-273.