

Volcano-plutonic relations in Lat-Bolukan district (North of Qazvin, Western Alborz): Petrogenetic analysis and geochemical modeling

Batool Nemati and Abbas Asiabanha*

Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

Abstract

The Lat-Blukan area situated on the western Alborz zone, 45 Km to the north of Qazvin. The area contains intrusive and extrusive bodies with intermediate to acidic composition belonging to Eocene or younger in age (Karaj Formation). This lithological sequence can be divided into three main facies: sedimentary-pyroclastic deposits resulted from explosive alternative eruptions in a shallow-depth sedimentary basin, andesitic lava flows from subaerial effusive fissure eruptions and subvolcanic bodies including dioritic bodies, dacitic domes and parallel dyke swarms. Dykes also are subdivided into andesitic feeder dykes and post-magmatic dioritic dyke. Several evidences including the $Ba/La > 15$, $Ba/Ta > 450$, enrichment of LREEs relative to HREEs, enrichment of LILEs and depletion of HSFES (Ti and Ta) as well as different tectonic setting diagrams, the magmatic rocks appertain to the continental active margin. Geochemically and especially based on geochemical modeling of magmatic processes, the parent magma of these series is considered to be generated from the mantle that after the ascent and staying in lower continental crust, it contaminated by crustal components and created a variety of magmas in the area. Thus, it may be proposed that the andesitic lava flows formed as a result of the FCA process, diorites originated from the lower continental crust fragments assimilated in the evolved magma from initial magma and dacites are the products of the partial melts of the amphibolitic continental crust.

Key words: feeder dykes, geochemical modeling, active continental margin, Lat-Bolukan, western Alborz zone

* asiabanha@sci.ikiu.ac.ir

روابط آتشفشانی - پلوتونیزم در منطقه لات- بلوکان (شمال قزوین، البرز باختری): تحلیل پتروژنتیک و الگوسازی زمین شیمیایی

بتول نعمتی و عباس آسیابانها *

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران

چکیده

منطقه لات- بلوکان در پهنه البرز غربی و ۴۵ کیلومتری شمال قزوین بوده و دارای توده‌های آذرین درونی و بیرونی، با ترکیب‌های گوناگون (حدواسط تا اسیدی) و به سن ائوسن و جوان تر (سازند کرج) است. این توالی سنگی از سه رخساره ساخته شده است: نهشته‌های رسوبی- آذرآوری پدیدآمده از فوران‌های متناوب انفجاری در یک پهنه رسوبی کم‌ثرفا، روانه گدازه‌های آندزیتی پدیدآمده از فوران‌های شکافی غیرانفجاری در یک پهنه هوایی و توده‌های ساب‌ولکانیک (توده‌های دیوریتی، گنبد‌های داسیتی و دسته دایک‌های موازی). دسته دایک‌ها نیز دو گروه هستند: دسته دایک‌های آندزیتی تغذیه‌کننده روانه گدازه‌ها و دسته دایک‌های دیوریتی پساماگمایی. از دیدگاه زمین‌ساختی و برپایه ویژگی‌هایی مانند نسبت Ba/La بالاتر از ۱۵، نسبت Ba/Ta بالاتر از ۴۵۰، غنی‌شدگی از LREEs در برابر HREE، غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از HFSE (مانند: Ta و Ti) و نیز نمودارهای گوناگون رده‌بندی پهنه زمین‌ساختی ماگما، سنگ‌های ماگمایی منطقه لات- بلوکان در شمال قزوین (البرز باختری) در حاشیه فعال قاره‌ای پدید آمده‌اند. از دیدگاه زمین‌شیمیایی و به‌ویژه برپایه الگوسازی زمین‌شیمیایی فرایندهای ماگمایی، ماگمای نخستین ماگمایی گوشته‌ای دانسته می‌شود که پس از بالآمدن و جایگیری در پوسته قاره‌ای زیرین و آلیش با سازندگان آن، ماگماهای گوناگون منطقه را پدید آورده است؛ به‌گونه‌ای که برپایه این بررسی‌ها، روانه گدازه‌های آندزیتی پیامد فرایند FCA، دیوریت‌ها پیامد هضم تکه‌های پوسته قاره‌ای زیرین در ماگمای تحول‌یافته از ماگمای نخستین و داسیت‌ها پیامد ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای (با ترکیب آمفیبولیتی) هستند.

واژه‌های کلیدی: دایک‌های تغذیه‌کننده، الگوسازی زمین‌شیمیایی، حاشیه فعال قاره، لات-بلوکان، البرز باختری

مقدمه

پهنه البرز، خردقاره‌ای در حاشیه شمالی ابرقاره گندوانا با سن بسیار کهن و دیرین دانسته شده است که در زمان طولانی زمین‌شناسی، چندین فاز کوهزایی، خشکی‌زایی، ماگمایی و رسوب‌گذاری را

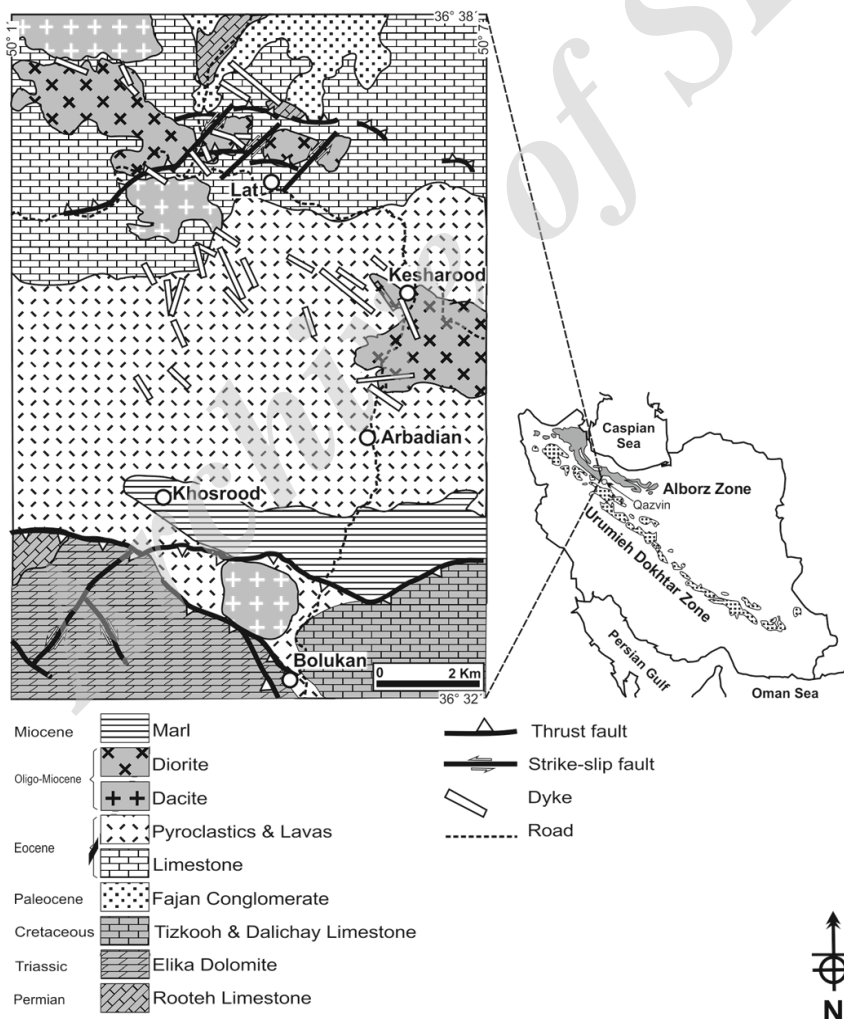
برپایه پیشنهاد برخی پژوهشگران (مانند: Stöcklin, 1974; Berberian and Berberian, 1981; Stampfli, 2000; Guest *et al.*, 2006

* asiabanha@sci.ikiu.ac.ir

Copyright©2017, 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.

نیازمند به کارگیری روش‌های نوین است. منطقه لات- بلوکان در ۴۵ کیلومتری شمال قزوین، بخشی از پهنه البرز باختری (شکل ۱) است. توده‌های آذرین درونی و بیرونی فراوان و گوناگونی (مانند: نهشته‌های آذرآواری، دیوریت، روانه گدازه‌های آندزیتی، دایک‌های دیابازی و دیوریتی و گنبد داسیتی) در این منطقه (به‌گسترده‌گی نزدیک به ۱۰۰ کیلومتر مربع) یافت می‌شود. چگونگی ارتباط یا نبود ارتباط میان آنها و نیز فرایند(های) سنگ‌زایی (پتروژنتیک) پدیدآورنده هر یک از آنها، پرسش اصلی این پژوهش است.

سپری کرده است. با وجود این، از آنجایی که رویدادهای ماگمایی سنوزویک گسترش چشمگیری دارند، بررسی و شناخت ویژگی‌های گوناگون این پهنه (با بیش از هزاران متر ستبر) بسیار ارزشمند است. افزون‌براین، از دیدگاه ترکیبی (بازیک تا اسیدی) و از دیدگاه فرایندهای پدیدآورنده (آتشفشانی انفجاری یا غیر انفجاری و یا نفوذی) توده‌های آذرین و ماگمایی در بخش‌های گوناگون این پهنه بسیار گوناگون هستند. به‌همین‌روی، تفسیر ارتباط پیدایش و خاستگاه آنها پیچیدگی‌هایی دارد و بررسی آنها



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه لات- بلوکان (بخشی از نقشه زمین‌شناسی چهارگوش جواهرده (Bahar Firouzi et al., 2002) با برخی تغییرات) و جایگاه آن در نقشه زمین‌شناسی ایران

پالئوژن (هم‌ارز سازند کرج) رانده شده‌اند (شکل ۱).

برپایه سن و نوع فرایندهای پدیدآورنده، سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن (سازند کرج) در این منطقه، با تکیه‌گاه کنگلومرای فجن (پالئوسن) به سه رخساره اصلی زیر رده‌بندی می‌شوند:

۱) نهشته‌های رسوبی و آذرآواری؛

۲) روانه‌گذازهای آندزیتی؛

۳) توده‌های آذرین درونی نیمه‌ژرف و آتشفشانی.

نهشته‌های رسوبی و آذرآواری

از دیدگاه سنگ‌شناسی، این نهشته‌ها بسیار گوناگون هستند و از سنگ‌های کربناته، آواری و آذرآواری (شکل ۲- A) ساخته شده‌اند. این نهشته‌ها گسترش چشمگیری در این منطقه دارند. با وجود این، حجم سنگ‌های آذرآواری (شامل انواع توف، لاپیلی توف و آگلومرا) بیشتر از سنگ‌های رسوبی میان لایه‌های دیگر (مانند: سنگ‌آهک، ماسه‌سنگ و سیلتستون) است.

به‌علت تفاوت‌های آشکار چینه‌شناختی سنگ‌های یادشده در این منطقه، با برش نمونه در دره کرج چالوس (Dedual, 1967)، Annells و همکاران (۱۹۷۵) آنها را «فاز ۱» و Asiabanha و Foden (۲۰۱۲) آنها را «نهشته‌های ولکانی کلاستیک» نامیده‌اند.

نهشته‌های آذرآواری منطقه، به رنگ‌های گوناگون سبز، کرم و خاکستری، همراه با ساخت‌های رسوبی (مانند لایه‌بندی خوب؛ کلفت تا نازک‌لایه) و دانه‌بندی تدریجی (شکل ۲- B) دیده می‌شوند.

بررسی‌های Teymoori (۲۰۱۰) درباره سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری منطقه جیرنده در شمال‌باختری قزوین و نیز بررسی‌های Meshkin (۲۰۰۷) درباره سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و نفوذی منطقه زرشک در شمال قزوین از بررسی‌های انجام‌شده در بخش‌های نزدیک این منطقه هستند.

روش انجام پژوهش

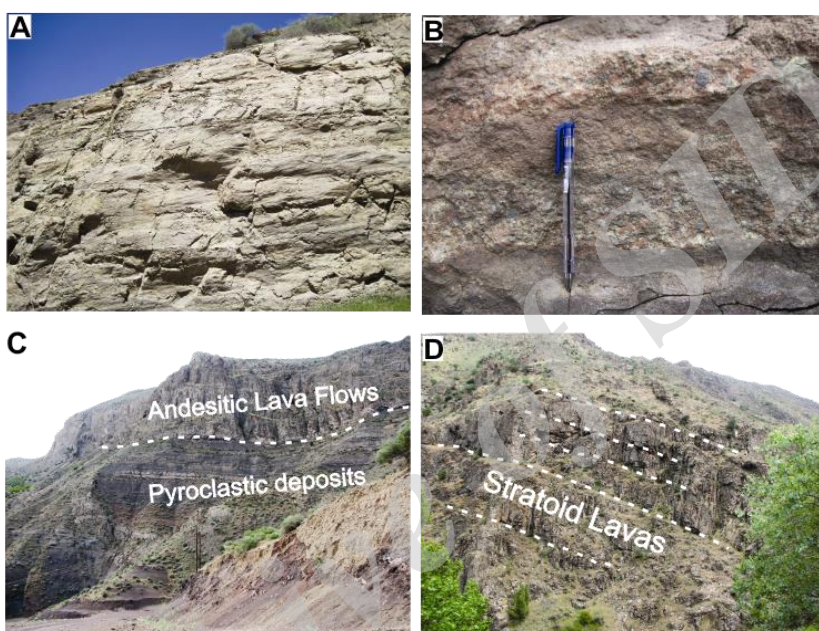
برای دستیابی به هدف این پژوهش، پس از انجام بازدیدهای صحرایی، بررسی روابط صحرایی، نمونه‌برداری از سنگ‌های گوناگون و انجام بررسی‌های سنگ‌نگاری روی آنها، شمار ۱۰ نمونه با کمترین میزان دگرسانی برگزیده شدند. این نمونه‌ها، برای تجزیه عنصرهای اصلی به روش XRF و عنصرهای فرعی به روش ICP-AES به آزمایشگاه شیمی سازمان زمین‌شناسی کشور فرستاده شدند. برای یافتن روابط تحولی سنگ‌زایی، برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی به‌دست‌آمده نمودارهای زمین‌شیمیایی در نرم‌افزارهای Icpet و GCDkit رسم شدند. همچنین، با به‌کارگیری نرم‌افزارهای Excel و FC-AFC-FCA داده‌ها الگوسازی و پردازش شدند.

زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری

سنگ‌های آهکی پرمین سازند روتنه و دولومیت‌های تریاس سازند الیکا و سپس سنگ آهک‌های کرتاسه سازندهای تیزکوه و دلیچای از کهن‌ترین رخنمون‌های سنگی در این منطقه هستند (Annells et al., 1975). این سنگ‌ها با گسل رانده بلوکان روی سنگ‌های آتشفشانی

خرده‌های فسیلی و یک نمونه میکروفسیل بنتیک *Numulites* (شاخص پالئوسن تا هولوسن) هستند (شکل ۳- A). همچنین، بررسی‌های *Asiabanha* و همکاران (۲۰۰۹) در منطقه زرشک (۲۰ کیلومتری جنوب منطقه بررسی شده)، سن ائوسن میانی را برای نهشته‌های مشابه نشان داده است.

از دیدگاه سنگ‌نگاری، این رسوب‌ها از تکه‌های گردشده تا نیمه‌گردشده خرده بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز (۵ درصد حجمی)، خرده سنگ‌های آذرین (۵۰ درصد حجمی) و آهکی (۴۵ درصد حجمی) با جورشدگی و گردشدگی خوب ساخته شده‌اند. همچنین، برخی خرده سنگ‌های آهکی دارای



شکل ۲- روابط صحرائی رخساره‌های گوناگون آتشفشانی در منطقه لات- بلوکان (البرز باختری): (A) لایه‌های سنگ آهک توفی؛ (B) دانه‌بندی تدریجی در رسوب‌های توفی؛ (C) روانه‌گدازه‌های آندزیتی روی رسوب‌های توفی؛ (D) ساخت چینه‌سان در روانه‌گدازه‌های آندزیتی

روانه‌گدازه‌های آندزیتی

گوناگونی سنگ‌نگاری خاصی نشان نمی‌دهند. این سنگ‌ها، با داشتن فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (۱۵-۱۰ درصد حجمی)، سانیدین (۱۰-۵ درصد حجمی)، کلینوپیروکسن (۱۰ درصد حجمی)، کانی‌های تیره و آپاتیت (۵ درصد حجمی) در زمینه‌ای میکروولیتی و جریان‌ی (ساخته شده از پلاژیوکلاز، پیروکسن و شیشه) شناخته می‌شوند. بیشتر آنها بافت میکروولیتیک پورفیری تا تراکیتی و گاه اینترگرانولار دارند و بافت‌های فرعی گلومروپورفیری و سینوسی (عبارت است از اتصال بلورهای هم‌جنس به هنگام صعود ماگما؛ Shelley, ۱۹۹۳) نیز نشان می‌دهند.

در برخی نقاط، رسوب‌های توفی فاز ۱، با روانه‌گدازه‌های آندزیتی به صورت دگرشیب پوشیده می‌شوند (شکل ۲- C). این روانه‌گدازه‌ها دارای ساختار چینه‌سان (Stratoid) (شکل ۲- D) با درزه‌های منشوری، رنگ خاکستری تیره و فابریک پورفیری هستند. هرچند روانه‌گدازه‌های چینه‌سان (با ضخامت ۳ تا ۵ متر در هر روانه) فراوان هستند، هیچ‌گونه خاکی میان آنها دیده نمی‌شود و این، خود نشان‌دهنده کوتاه‌بودن دوره آرامش میان فوران‌های پایینی است. هرچند روانه‌گدازه‌ها گستردگی بسیاری دارند،

توده‌های آذرین نیمه‌درونی و آتشفشانی

مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌درونی، شامل گنبد‌های داسیتی، دایک‌های موازی و توده‌های آذرین دیوریتی در میان سنگ‌های کهن‌تر تزریق شده‌اند.

الف- گنبد‌های داسیتی: در این منطقه سه توده داسیتی گنبدی‌شکل، با ویژگی‌های سنگ‌شناسی همانندی دیده می‌شوند. این توده‌ها عبارتند از: توده داسیتی بلوکان، لات و نوده. بزرگی این توده‌ها از ۱ تا ۳ کیلومتر مربع متغیر است و گاه دامنه بسیار پرشیبی دارند (شکل ۳- A). هر سه توده نامبرده درون توف‌ها و آهک‌های ائوسن تزریق شده‌اند (شکل ۳- A) و از این‌رو، جوان‌تر از ائوسن هستند و در برخی بخش‌ها، سطح برخورد آنها با سنگ‌های کهن‌تر گسلی است (مانند: سطح برخورد توده بلوکان با دولومیت‌های کرتاسه). از آنجایی که هر سه توده در همسایگی گسل‌های رانده و راستالغز هستند، درزه‌های سیستماتیک عمودی، چین‌های لغزشی و دگرسانی هماتی در آنها دیده می‌شود.

رنگ نمونه‌ها خاکستری روشن با بافت میکروپورفیری بوده و از میکروفونوکریست‌های پلاژیوکلاز (۱۵ درصد حجمی)، سانیدین (۱۰-۵ درصد حجمی) و کوارتز (۱۰ درصد حجمی)، به همراه کانی‌های فرعی بیوتیت و آمفیبول (۱۵-۱۰ درصد حجمی)، کلینوپیروکسن (کمتر از ۵ درصد حجمی)، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های تیره (۳-۲ درصد حجمی) در یک زمینه شیشه‌ای یا فلسیتی ساخته شده‌اند.

آشکارترین ویژگی‌های بافتی در نمونه‌ها عبارتند از: الف- تبدیل پیروکسن به بیوتیت در پی فرایندهای کانی‌شناسی سری واکنشی باون و یا فرایند دگرگونی خودبه‌خودی (Shelley, 1993; Best, 2003) (شکل ۴- B)؛

ب- همراهی بیوتیت و آمفیبول که نشان‌دهنده بالابودن فشار آب (۵-۳ درصد وزنی) در ماگما‌های داسیتی دارد (Best, 2003)؛

پ- وجود تکه‌های میکروانکلاوهای کمابیش گرد (شکل ۴- C)؛

ت- بافت پورفیری (با بیش از ۵۰ درصد حجمی فنوکریست) که توقف کمابیش درازمدت ماگما در آشیانه‌ماگمایی کمابیش ژرف را نشان می‌دهد.

ب- دسته دایک‌های موازی: دایک‌های منطقه لات- بلوکان، که بیشتر در بخش‌های شمالی این منطقه دیده می‌شوند، ترکیبی حدواسط تا بازیک دارند و روند آنها موازی هم، در راستای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری است. بزرگی و ستبرای آنها ۵/۰ تا ۱۰ متر و درازای آنها نزدیک به ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ متر است. مهم‌ترین ویژگی‌های این دسته دایک‌ها عبارتند از:

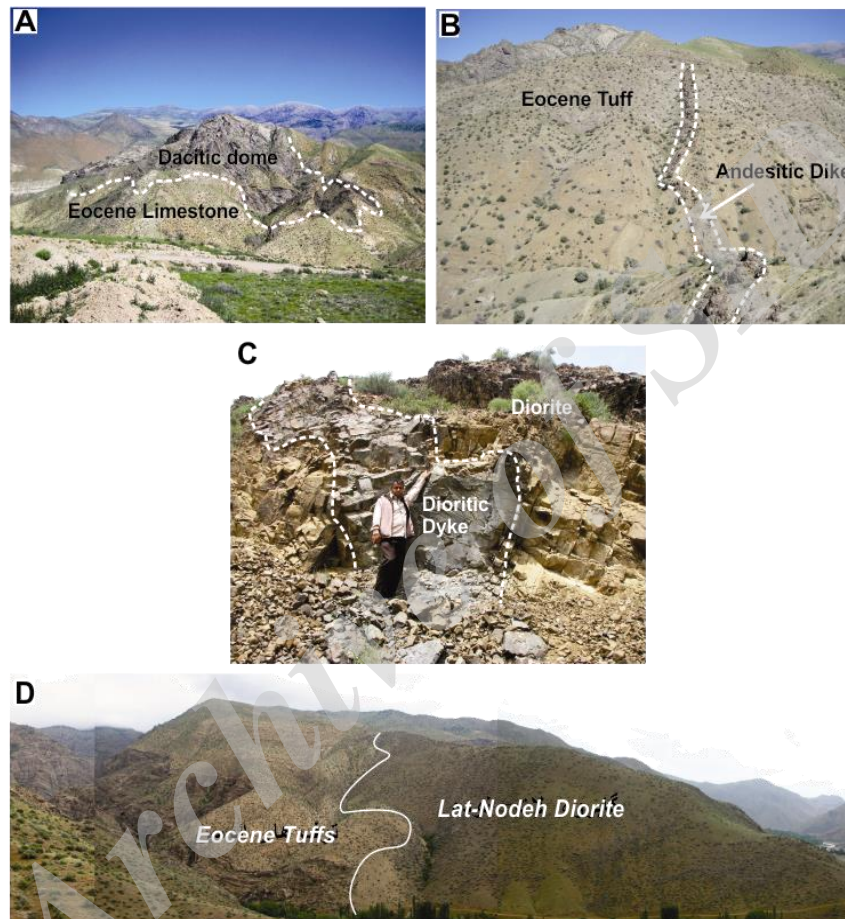
(۱) محل تجمع آنها میان دو راندگی اصلی منطقه (راندگی‌های لات و بلوکان، به ترتیب در شمال و جنوب منطقه) و بیشتر در ارتباط با پهنه گسلی راستالغز چپ‌گرد است؛

(۲) از دیدگاه ترکیبی در دو گروه بازالتی و دیوریتی/دلریتی جای دارند. ترکیب و فابریک گروه اول مانند روانه‌گذاری‌های آندزیتی است و از این‌رو، آنها «دایک‌های تغذیه‌کننده» نامیده می‌شوند (شکل ۳- B). گروه دوم هم‌ارز ریزدانه‌تر توده‌های دیوریتی منطقه هستند و از این‌رو، «دایک‌های پساماگمایی» نامیده می‌شوند (شکل ۳- C).

دایک‌های تغذیه‌کننده با ترکیب بازالتی، بافتی میکروپورفیری از پلاژیوکلاز (۲۰ درصد حجمی)، ارتوپیروکسن (۵ درصد حجمی) و کانی‌های تیره (۲ درصد حجمی) در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز

حجمی) و کلریت (۴ درصد حجمی) دارند و بافت گرانولار و اینترگرانولار نشان می‌دهند. در نمونه‌های دایک پساماگمایی، پیروکسن‌ها و برخی پلاژیوکلازها بافت غربالی نشان می‌دهند و پیروکسن‌ها به هر دو صورت فنوکریست و ریز بلور دیده می‌شوند.

ساخته شده‌اند؛ اما دایک‌های پساماگمایی کانی‌های پلاژیوکلاز (۶۰ درصد حجمی)، ارتو- و کلینوپیروکسن (۲۰ درصد حجمی)، کانی‌های تیره و زیرکن (۵ درصد حجمی)، آپاتیت (۱ درصد حجمی)؛ به همراه ایدنگزیت پدیدآمده از پیروکسن (Wilshire, 1958) (۱۰ درصد



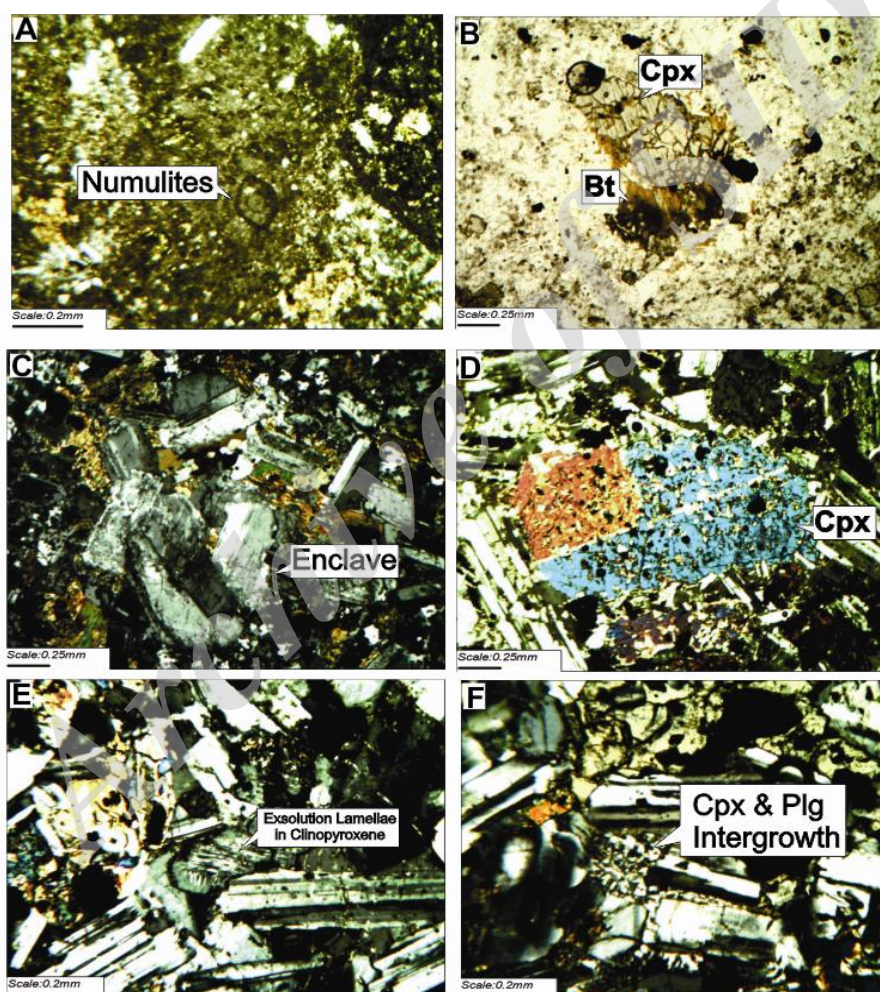
شکل ۳- روابط صحرایی توده‌های آذرین درونی گوناگون در منطقه لات- بلوک‌کان: (A) گنبد داسیتی لات که در لایه‌های توفی و آهک‌توفی رخساره رسوبی- آذرآواری تزریق شده است؛ (B) دایک‌اندزیتی جنوب روستای لات درون رسوب‌های توفی؛ (C) دایک دیوریتی درون توده دیوریتی لات؛ (D) توده دیوریتی لات- نوده (که در رسوب‌های توفی ائوسن تزریق شده است)

کل، نزدیک به ۴ کیلومترمربع است. گستردگی توده کشارود نیز نزدیک به ۳ کیلومترمربع است. توده‌های لات- نوده درون سنگ آهک و توف‌های ائوسن (شکل ۳- D) و توده کشارود درون توف‌های ائوسن تزریق شده‌اند. از آنجایی که این توده‌های آذرین نیمه‌درونی هستند، کاهش گرمای

پ- توده‌های آذرین دیوریتی: در شمال گسل رانده لات و در گستره میان روستاهای لات و نوده، چند توده آذرین درونی به صورت تکه‌تکه و در جنوب این گسل (در جنوب روستای کشارود)، یک توده دیگر دیده می‌شوند (شکل ۱). گستردگی هر یک از توده‌های شمالی کمتر از یک کیلومترمربع و در

پساماگمایی دیوریتی قطع شده‌اند. از دیدگاه سنگ‌نگاری، نمونه‌های دیوریتی دارای پلاژیوکلاز (۶۰-۵۵ درصد حجمی)، ارتو- و کلینوپیروکسن (۲۵-۲۰ درصد حجمی)، کوارتز (۵ درصد حجمی)، آپاتیت و زیرکن (۱ درصد حجمی)، کانی‌های تیره (۵-۲ درصد حجمی)، به همراه کانی‌های ثانویه (مانند: ایدنگزیت، کوارتز، بیوتیت و کلریت) هستند.

آنها در هنگام تزریق در سطوح کم‌ژرفا و نیز سرشت آذرین سنگ میزبان، در سطح برخورد این توده‌ها و سنگ‌های میزبان، دگرگونی خاصی روی نداده است. رنگ، ترکیب کانی‌شناسی و ساخت توده‌های یادشده کاملاً همانند هم است؛ به‌گونه‌ای که در سطح تازه با رنگ خاکستری تیره، بافت گرانولار و کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن شناخته می‌شوند و همه آنها با دایک‌های



شکل ۴- گزیده‌ای از تصویرهای سنگ‌نگاری از گنبد‌های داسیتی و توده‌های دیوریتی منطقه لات-بلوکان (پهنه البرز باختری): (A) میکروفسیل بنتیک Numulites در رسوب‌های توفی؛ (B) جایگزینی پیروکسن با بیوتیت در گنبد داسیتی نوده؛ (C) میکروانکلاو کمابیش گرد در گنبد داسیتی نوده، ساخته‌شده از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز همراه با بلورهای ریز کوارتز و بیوتیت؛ (D) بافت غربالی در فنوکریست پیروکسن توده دیوریتی لات؛ (E) تیغه‌های اکسولوشنی در پیروکسن در توده دیوریتی لات؛ (F) هم‌رشدی پیروکسن و پلاژیوکلاز در توده دیوریتی لات (تصویر B در نور PPL و تصویرهای دیگر در نور XPL هستند) (نام اختصاری کانی‌ها: بیوتیت: Bt؛ پلاژیوکلاز: Plg؛ کلینوپیروکسن: Cpx)

و نیز Cr، Ni و V هستند، این مقادارها با مقدار آنها در ماگماهای نخستین هیچ همانندی ندارد و این پدیده نشان دهنده تحول یافته بودن آنهاست. در کل، چنانچه در شکل ۵-A دیده می شود، نمونه ها سه گروه ترکیبی دارند: آندزیت بازالتی (شامل توده های دیوریتی و دایک های دیوریتی)، آندزیت (روانه های گدازه) و داسیت (گنبد های داسیتی). همچنین، سری ماگمایی این نمونه ها کالک آلکان پرتاسیم است (شکل ۵-B).

نمودارهای هارکر: شکل ۶ روند تغییرات نمودارهای هارکر در نمونه های بررسی شده را نشان می دهد. همان گونه که دیده می شود، دو نکته در این نمودارها دیده می شود: وجود روندهای تغییرات (برای نمونه: روندهای افزایشی در نمودارهای Na_2O و K_2O و روندهای کاهشی در نمودارهای CaO ، FeO ، MgO ، MnO و TiO_2) و دیگری وقفه های ترکیبی در مقادارهای سیلیس $62/02-57/62$ درصد وزنی میان نمونه های دیوریتی و آندزیتی (نزدیک به ۵ درصد وزنی) و $67/46-62/67$ درصد وزنی میان نمونه های آندزیتی و داسیتی (نزدیک به ۵ درصد وزنی). همچنین، روند برخی عناصر مانند Al_2O_3 ، Rb و Ni خلاف انتظار است؛ به گونه ای که Al_2O_3 روند کاهش و سپس روند افزایشی دارد و روندهای Rb و Ni ، به ترتیب، کاهش و افزایشی هستند. این پدیده پیامد متبلورنشدن الیومین (افزایش Ni) و تبلور پلاژیوکلاز (کاهش Rb) دانسته می شود. با وجود این، توجیه نشدن بودن روندهای دیده شده با روندهای عادی جدایش ماگمایی، نکته ای است که پیچیدگی آن در بخش الگوسازی بررسی خواهد شد.

به علت دارا بودن بافت هایی مانند گرانولار و به ویژه اینترگرانولار و افیتیک، باید آنها را از توده های آذرین نیمه درونی دانست. همانند دایک های دیوریتی، برخی پیروکسن ها، بافت غربالی (شکل ۴-D) و برخی دیگر، تیغه های اکسولوشنی (شکل ۴-E) نشان می دهند.

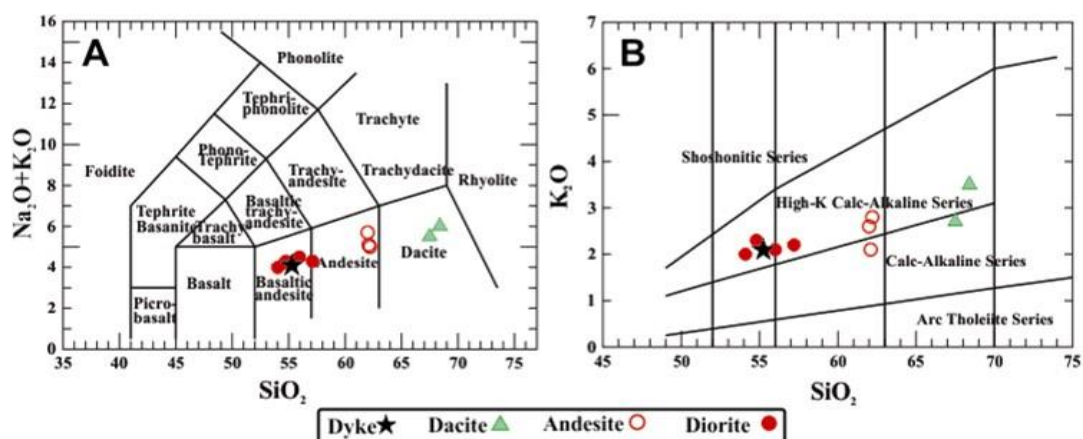
بافت غربالی به چند روش پدید می آید: (۱) رشد پرشتاب کانی که در پی آن مذاب در کانی در حال رشد به دام می افتد (Gill, 2010)؛ (۲) برداشته شدن فشار در هنگام بالا آمدن ماگما (Nelson and Montana, 1992)؛ (۳) افزایش دما؛ (۴) آمیختگی ماگمایی و تغییر ترکیب ماگما (Nixon and Pearce, 1987). Montana (۱۹۹۲) بر این باورند که برداشته شدن فشار بیشتر از آمیختگی ماگمایی این بافت را پدید می آورد. این فرایند تنها در کانی هایی که ترکیبشان میان دو یا چند ترکیب نهایی خالص تغییر می کند، رخ می دهد. افزون بر این، نشانه هایی از هم رشدی پیروکسن و پلاژیوکلاز (شکل ۴-F) نیز در آنها دیده می شود. پس به نظر می رسد این توده ها مذاب های نقطه اوتکتیکی باشند که از تحول یک مذاب بازیک تر پدید آمده اند.

زمین شیمی

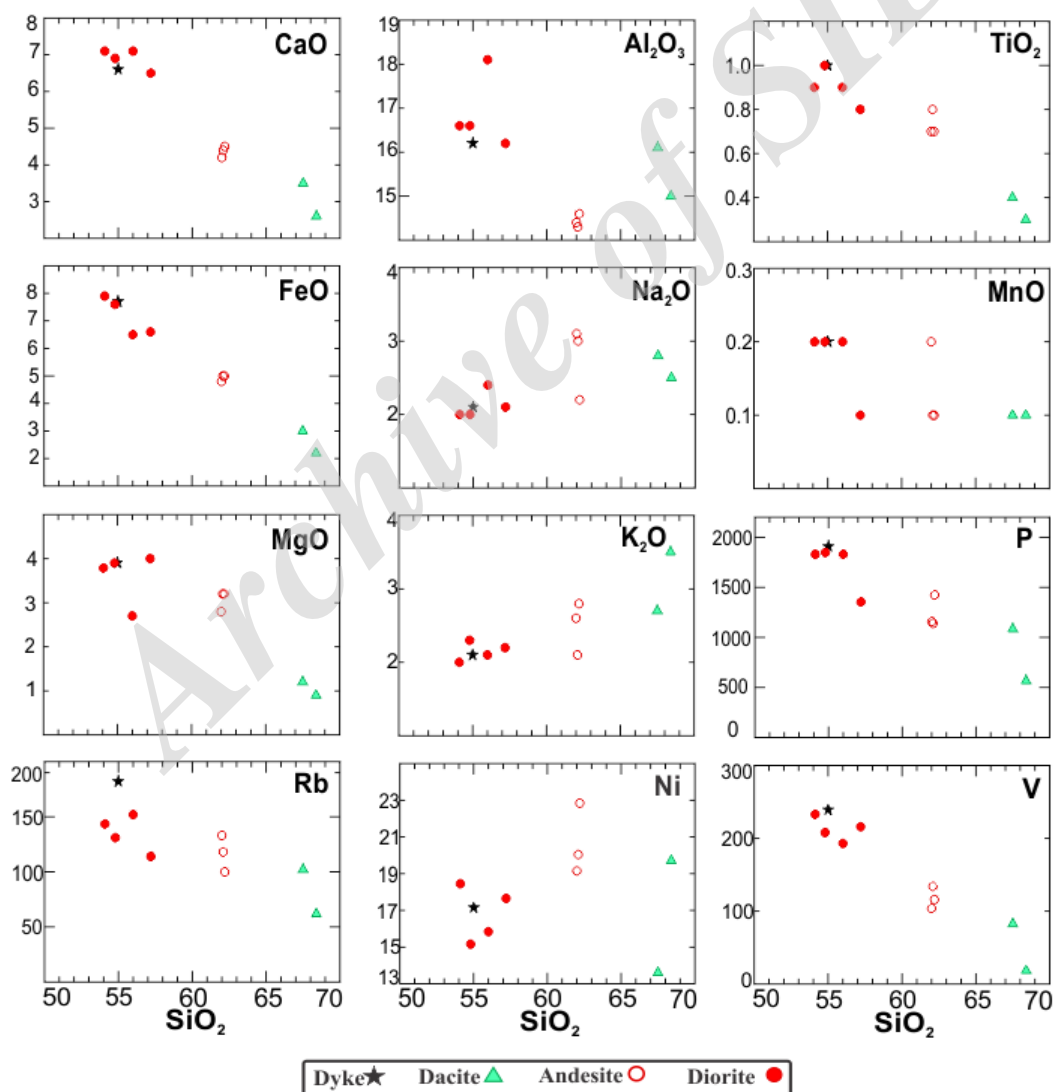
داده های تجزیه زمین شیمیایی عنصرهای اصلی و فرعی در ترکیب سنگ کل نمونه های این منطقه در جدول ۱ آورده شده اند. همچنین، رده بندی شیمیایی آنها در نمودارهای Le Maitre و همکاران (۲۰۰۲) و Peccerillo و Taylor (۱۹۷۶) در شکل ۵ نشان داده شده است. بازه تغییرات SiO_2 گسترده (۵۴/۱ تا ۶۸/۴ درصد وزنی) و مقدار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ از ۴ تا ۶ درصد وزنی است. اگرچه نمونه های دیوریتی و دایک های دیوریتی دارای بیشترین مقادیر MgO ، Fe_2O_3 کل

جدول ۱- داده‌های زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی (برپایه درصد وزنی) و کمیاب (برپایه ppm) برای نمونه‌های منطقه لات- بلوکان (البرز باختری)

Rock type Sample No.	Diorite					Andesite			dacite	
	K1	Gbl2	DL1	GbN1	GbK1	R1	T2	R3	VN2a	DB2
SiO ₂	54.13	54.81	55.02	56.03	57.21	62.02	62.10	62.22	67.46	68.44
TiO ₂	0.94	0.97	1.00	0.94	0.80	0.75	0.77	0.66	0.43	0.35
Al ₂ O ₃	16.58	16.62	16.22	18.11	16.18	14.41	14.35	14.60	16.06	15.01
Fe ₂ O ₃	10.20	9.88	10.02	8.43	8.60	6.54	6.75	6.76	4.15	3.06
MnO	0.19	0.17	0.18	0.17	0.14	0.16	0.14	0.14	0.11	0.10
MgO	3.78	3.88	3.87	2.69	3.96	2.75	3.22	3.25	1.22	0.89
CaO	7.11	6.86	6.63	7.08	6.47	4.19	4.36	4.52	3.48	2.63
Na ₂ O	2.03	1.96	2.13	2.41	2.16	3.15	3.01	2.16	2.84	2.49
K ₂ O	1.97	2.27	2.12	2.08	2.16	2.61	2.12	2.80	2.67	3.46
P ₂ O ₅	0.54	0.51	0.57	0.50	0.38	0.24	0.25	0.32	0.26	0.18
LOI	2.03	1.64	1.76	1.06	1.03	2.7	2.46	2.11	0.98	2.99
Total	99.50	99.57	99.52	99.51	99.04	99.51	99.51	99.52	99.64	99.61
Cs	7.24	6.43	7.31	5.46	5.33	6.37	6.44	5.61	4.22	3.74
Rb	144	131	182	152	114	133	118	100	102	61.86
Ba	664	654	730	610	536	587	525	633	755	714
Sr	477	470	530	496	416	467	424	372	386	232
Pb	18.34	22.24	13.43	6.72	18.25	22.42	10.36	7.94	20.96	12.11
Th	7.97	8.62	9.46	8.84	7.68	5.97	5.99	6.50	6.24	5.09
U	2.98	2.97	3.31	2.35	2.61	3.06	3.03	2.63	2.23	1.57
Zr	165	105	181	300	143	198	239	118	46.99	171
Ti	7875	7275	8196	6593	6614	5265	5181	4854	3734	2381
Hf	3.79	3.76	4.08	3.30	3.55	2.18	2.43	2.25	1.97	0.97
Ta	0.41	0.47	0.46	0.48	0.30	0.30	0.26	0.48	0.37	0.07
Y	27.31	26.00	30.29	24.63	28.17	18.49	19.50	22.24	26.79	24.38
Nb	33.30	31.11	35.30	28.47	28.22	21.99	21.58	21.02	15.82	10.07
La	32.51	32.01	38.97	31.25	28.48	28.72	28.20	33.44	37.93	42.32
Ce	81.75	74.16	92.31	69.60	72.40	61.27	57.76	73.88	77.81	76.70
Pr	6.97	7.95	8.56	7.35	6.54	4.07	5.30	5.41	5.64	4.37
Nd	53.82	50.96	55.43	47.58	44.10	34.90	35.76	38.92	32.99	24.44
Sm	5.60	5.28	6.51	5.08	4.44	4.00	3.67	3.53	3.52	4.36
Eu	2.29	1.86	1.98	1.75	1.65	1.07	1.25	1.32	1.23	0.97
Gd	5.14	4.93	5.62	4.64	4.71	3.24	3.07	3.48	3.35	2.41
Tb	2.50	2.33	2.50	2.19	2.08	1.60	1.52	1.53	1.14	0.79
Dy	4.48	3.88	4.82	3.74	4.78	3.04	2.51	3.44	3.82	3.15
Ho	0.94	0.90	0.99	0.91	0.70	0.45	0.47	0.58	0.53	0.67
Er	1.03	0.92	1.05	0.95	< 0.5	< 0.5	0.57	0.72	1.03	< 0.5
Tm	0.35	0.33	0.38	0.27	0.29	0.18	0.18	0.18	0.19	0.12
Yb	2.70	2.65	3.07	2.50	2.81	1.68	1.94	2.02	2.26	1.86
Lu	0.90	0.82	1.06	0.91	0.75	0.52	0.60	0.49	0.68	0.53
Sc	27.95	26.77	29.57	23.25	28.58	17.46	18.36	14.68	9.64	4.53
Cr	135	386	130	97.68	153	89.34	127	115	72.11	20.36
Ni	18.45	15.16	17.15	15.84	17.65	19.15	20.04	22.84	13.61	19.71
Co	34.97	35.08	35.04	26.42	29.83	19.84	18.72	19.61	11.63	1.10
V	233	208	239	193	216	104	134	116	82.60	18.49
Ga	24.73	20.64	24.64	20.43	17.03	14.02	15.01	15.60	17.05	16.25
Zn	95.39	90.45	102	89.05	88.19	67.86	60.27	65.41	74.03	56.72
Cu	58.02	52.10	59.21	46.92	45.51	90.70	47.28	26.88	10.10	4.71
Mn	1076	1032	1136	1000	1059	868	739	700	752	538
Be	2.24	2.15	2.34	2.08	2.17	2.23	2.16	2.52	2.69	3.70
Ba/La	20.49	20.44	18.72	19.54	18.83	20.45	18.62	18.92	19.90	16.87
Ba/Ta	1636.63	1406.35	1576.49	1274.92	1765.89	1954.26	2003.60	1318.35	2017.60	10273.8
Nb/Y	1.22	1.12	1.16531	1.16	1.00	1.19	1.11	0.94	0.59	0.41
Nb/Ta	82.08	66.87	76.26	59.45	92.93	73.16	82.35	43.79	42.27	144.99



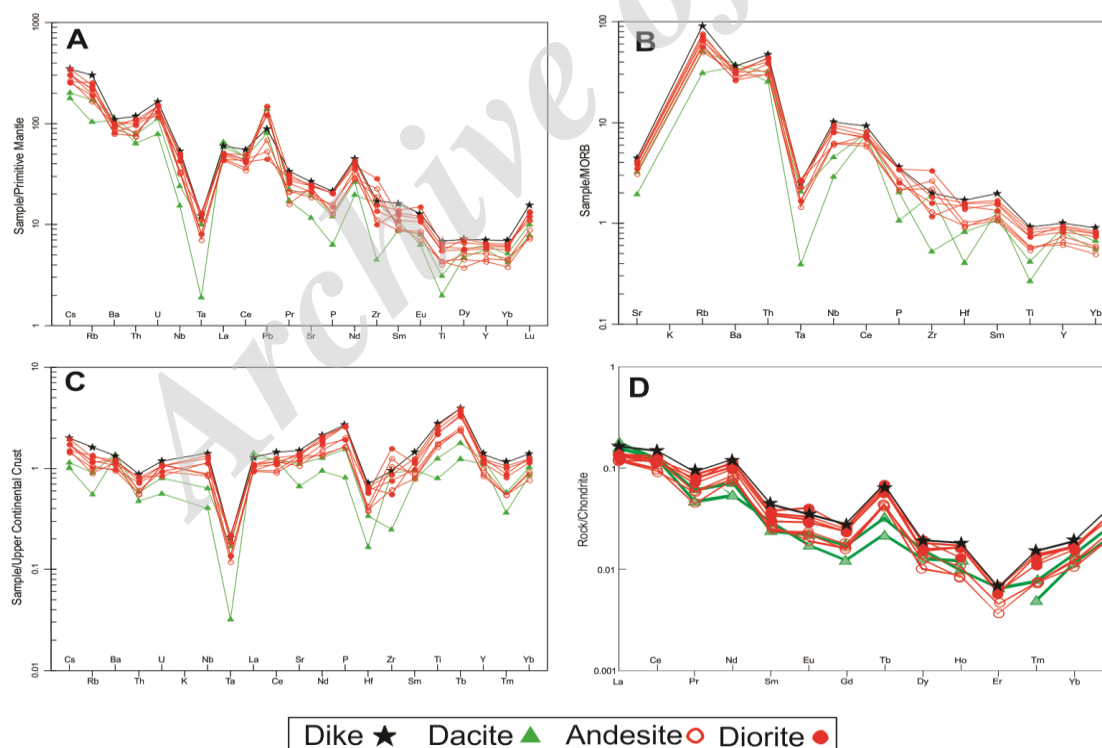
شکل ۵- جایگاه نمونه‌های منطقه لات- بلوکان (البرز باختری) در: (A) نمودار رده‌بندی Le Maitre و همکاران (2002); (B) نمودار Taylor و Peccerillo (۱۹۷۶)



شکل ۶- نمونه‌های منطقه لات- بلوکان (البرز باختری) در نمودارهای هارکر برخی عنصرهای اصلی (برپایه درصد وزنی) و عنصرهای کمیاب (برپایه ppm) در برابر سیلیس (برپایه درصد وزنی)

نمودارهای عنکبوتی: نمودارهای عنکبوتی عنصرهای کمیاب و چندعنصری (شکل ۷)، شباهت بالای الگوی پراکندگی عنصرها در نمونه‌های گوناگون را نشان می‌دهد. غنی‌شدگی شدید از LREE (Light Rare Earth Elements) نسبت به HREE (Heavy Rare Earth Elements)، (بیش از ۳۰ برابر)، غنی‌شدگی از LILE (Large Ion Lithophile Elements) و تهی‌شدگی از HFSE (High Field Strength Elements)، مانند Ti و به‌ویژه Ta (شکل‌های A-۷ و B-۷)، نشان‌دهنده ارتباط مستقیم فرایندهای ماگمایی منطقه با پهنه‌های فرورانشی و حاشیه قاره هستند. با وجود این، برپایه نمودار بهنجارشده به ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (شکل C-۷)، بیشتر عنصرها (مگر Lu, Er, Tb و تا اندازه‌ای Eu) با میانگین پوسته قاره‌ای

نشان می‌دهند. چنانچه در نمودار بهنجارشده در برابر ترکیب MORB (Mid Ocean Ridge Basalt) (شکل B-۷) دیده می‌شود، تمرکز عنصرهای Y و Yb همانند MORB است. همچنین، در نمودار بهنجارشده به ترکیب کندریت، این دو عنصر غنی‌شدگی نیز نشان می‌دهند (شکل D-۷). از آنجایی که این عنصرها در خاستگاه، معمولاً با شبکه گارنت سازگاری دارند، نبود تهی‌شدگی از آنها نشانه‌ای از نبود حضور گارنت در خاستگاه دانسته می‌شود (Kampunzu *et al.*, 2003). از سوی دیگر، به باور پژوهشگرانی مانند Zhao و همکاران (۲۰۰۷)، شیب تند الگوی عنصرهای LREE به‌سوی عنصرهای HREE پیامد برجاماندن آمفیبول در تفاله ذوب‌بخشی است.

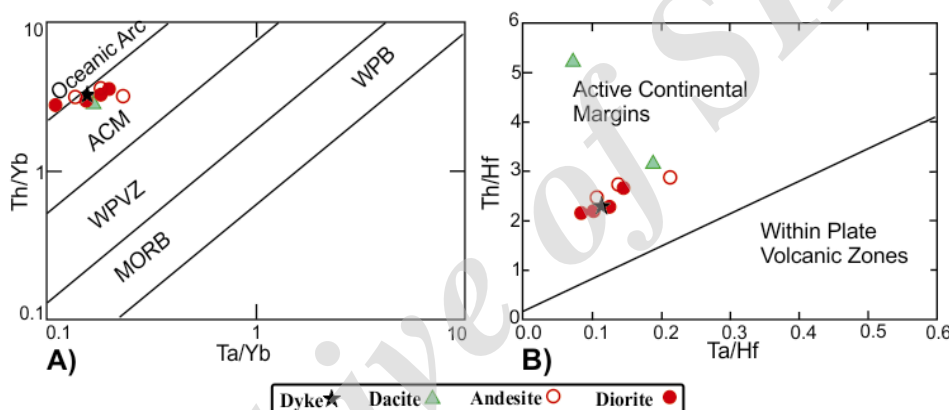


شکل ۷- نمونه‌های منطقه لات- بلوکان (البرز باختری) در: (A) نمودار عنکبوتی چندعنصری بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)؛ (B) نمودار عنکبوتی چندعنصری بهنجارشده در برابر ترکیب MORB (Pearce, 1983)؛ (C) نمودار REE بهنجارشده در برابر ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (Taylor and McLennan, 1995)؛ (D) نمودار REE بهنجارشده در برابر ترکیب کندریت (McDonough and Sun, 1995)

پهنه زمین‌ساختی

افزون‌بر ویژگی‌هایی که پیشتر گفته شد (مانند: وابستگی نمونه‌ها به سری کالک‌آلکالین پرتاسیم و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نمودارهای عنکبوتی)، برخی از نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی، مانند نمودارهای پیشنهادی Gorton و Schandl (۲۰۰۰)، Schandl و Gorton (۲۰۰۲) (شکل ۸) و Pearce (۱۹۸۳) (شکل ۹) نشان می‌دهند سنگ‌های آتشفشانی منطقه، وابسته به حاشیه فعال قاره‌ای هستند.

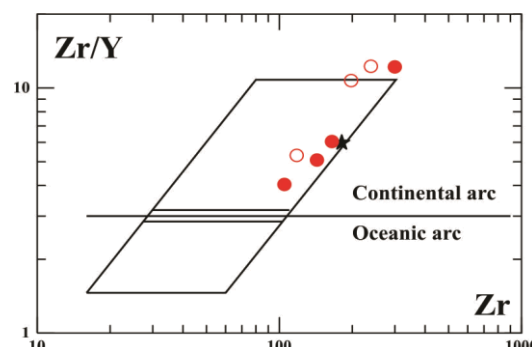
افزون‌بر این، نمونه‌ها آشکارا برخی از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی پهنه‌های فرورانش و برخورد قاره‌ای را نیز نشان می‌دهند. برخی از این ویژگی‌ها عبارتند از: - نسبت Ba/La بالاتر از ۱۵ (Wood, 1980) که در سنگ‌های منطقه ۱۶/۸ تا ۲۰/۴۵ است؛ - نسبت Ba/Ta بالاتر از ۴۵۰ (McDonald *et al.*, 2001) که در سنگ‌های منطقه ۱۲۷۵ تا ۱۰۲۷۳ است؛ - نسبت‌های پایین Nb/Y (۱/۷۲ تا ۰/۳۲) (Pearce, 1983؛ Temel *et al.*, 1998) که در سنگ‌های منطقه ۱/۲۲ تا ۰/۴۱ است.



شکل ۸- نمونه‌های منطقه لات-بلوکان (البرز باختری) در: (A) نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Gorton and Schandl, 2000) (MORB: بازالت‌های پشته میان اقیانوسی؛ WPVZ (یا within plate volcanic zone): پهنه آتشفشانی درون صفحه‌ای؛ WPB (یا within plate basalt): بازالت‌های درون صفحه‌ای؛ ACM (یا active continental margin): حاشیه‌ی فعال قاره‌ای؛ Oceanic Arc: کمان اقیانوسی)؛ (B) نمودار Th/Hf در برابر Ta/Hf (Schandl and Gorton, 2002)

الگوسازی فرایندها

همان‌گونه که نمودارهای هارکر نشان دادند، میان نمونه‌های بررسی شده، روندهای شیمیایی ویژه‌ای هست که با فرایندهای کلاسیک جدایش ماگمایی ساده تفسیرشدنی نیستند؛ از این رو، برای روشن شدن فرایند یا فرایندهای تحوّل روی داده، برپایه الگوهای ریاضی فرایندهای ماگمایی و نیز با به‌کاربردن نرم‌افزار FC-FC (Ersoy and Helvacı, 2010) الگوسازی زمین‌شیمیایی انجام شد.



شکل ۹- نمونه‌های منطقه لات-بلوکان (البرز باختری) در نمودار Pearce (۱۹۸۳) برای شناسایی کمان‌های ماگمایی قاره‌ای و اقیانوسی

رابطه فرایند تبلور تعادلی (DePaolo, 1981) به صورت زیر است:
رابطه ۱:

$$C_1^{EC} = C_0/[F + D(1 - F)]$$

در این معادله، C_1^{EC} مقدار یک عنصر کمیاب در مذاب بجامانده در هنگام تبلور، C_0 مقدار عنصر کمیاب در مذاب نخستین (ترکیب آغازین)، D ضریب توزیع کل عنصرها برای فازهای کانی‌های جدایش‌یافته و F مقدار جدایش مذاب بجامانده هنگام تبلور است که از صفر تا یک متغیر است.

جدایش بلوری (FC) با رابطه ۲ (DePaolo, 1981) اندازه‌گیری می‌شود:
رابطه ۲:

$$C_1^{FC} = C_0/F^{(D-1)}$$

که در آن C_1^{FC} مقدار یک عنصر در مذاب بجامانده هنگام جدایش بلوری است. در بیشتر موارد، فرایند جدایش بلوری معمولاً به همراه هضم سنگ‌های دیواره فراگیرنده آشیانه ماگمایی روی می‌دهد که به اختصار، به آن فرایند AFC گفته می‌شود (DePaolo, 1981). شناسایی فرایند AFC دشوار و نیازمند تفاوت بسیار میان غلظت عنصرهای کمیاب در ماگما و سنگ دیواره است. هنگام فرایند AFC رابطه روشنی میان مقدار مواد هضم‌شده و مقدار مواد متبلور شده در هنگام سرد شدن ماگما (r) دیده می‌شود. به این ترتیب، رابطه فرایند AFC بر پایه پیشنهاد DePaolo (۱۹۸۱) به صورت زیر است:

رابطه ۳:

$$C_1^{AFC} = C_0 \left[F^{-Z} + \left(\frac{r}{r-1} \right) \frac{C_a}{ZC_0} (1 - F^{-Z}) \right]$$

که در آن C_1^{AFC} ، C_0 و C_a به ترتیب مقدار یک عنصر در ماگمای بجامانده، ماگمای اولیه و مواد هضم‌شده (سنگ دیواره) هستند. F میزان جدایش مذاب در هنگام سرد شدن ماگما، r برابر m_a/m_c و

ترکیب شیمیایی سنگ‌های ماگمای به فرایندهای سنگ‌شناسی بسیاری بستگی دارد. این فرایندها یا نخست در پی ذوب‌بخشی سنگ‌های خاستگاه و یا پس از آن، هنگام جدایش بلوری، هضم سنگ‌های دربرگیرنده، فرایند تفریق- هضم، و یا آمیختگی دو ماگمای متفاوت روی می‌دهند. با بررسی مقدار عنصرهای اصلی و کمیاب و همچنین، نسبت‌های ایزوتوپی سنگ‌های ماگمایی این فرایندها را همانندسازی و شناسایی کرد. پژوهشگران بسیاری (مانند: DePaolo, 1977; Langmuir et al., 1977; DePaolo, 1981) فرایندهای ماگمایی گوناگون را به روش‌های گوناگون رابطه‌سازی کرده و از این رهگذر، روش‌های اندازه‌گیری گوناگونی را پیشنهاد کرده‌اند. در این راستا، پژوهشگرانی مانند DePaolo (۱۹۸۱) و Cribb و Barton (۱۹۹۶) هر یک از رابطه‌های پیشنهادشده برای تبلور تعادلی یا (Equilibrium Crystallization) EC، جدایش بلوری یا تفریق بلوری (FC) یا Fractionation Crystallization)، هضم یا آمیختگی ماگمایی (Mixing) و فرایندهای پیچیده‌تر مانند AFC (Assimilation and Fractionation Crystallization) و FCA (Decoupled Fractionation Crystallization and Assimilation) را بررسی کرده‌اند تا الگوی بهینه‌ای به دست آورند.

فرمول‌سازی فرایندهای گوناگون سازنده سنگ‌ها

تبلور ماگماها با دو فرایند اصلی رخ می‌دهد: (۱) تبلور تعادلی (EC) و (۲) جدایش بلوری (FC). در تبلور تعادلی فازهای جامد در مذاب به جای می‌مانند و با آن در تعادل شیمیایی هستند؛ اما در جدایش بلوری، فازهای جامد پیشین هنگام سرد شدن و با تبلور ماگما پیوسته از مذاب جدا می‌شوند. به این فرایند تبلور ریلی نیز گفته می‌شود (Rollinson, 1993; Rayleigh, 1896).

در ادامه، به چند نمودار برگزیده از این بررسی‌ها پرداخته می‌شود:

نمودارهای هارکر عنصرهای کمیاب: چنانچه در نمودارهای Rb/SiO_2 و Ce/SiO_2 دیده می‌شود (شکل‌های ۱۰-A و ۱۰-B)، نمونه‌های آندزیتی و دیوریتی به ترتیب روی روندهای FCA و آلیش با نمونه پوسته قاره‌ای زیرین و نمونه‌های داسیتی بیرون از مسیر روند تحولی آنها جای گرفته‌اند.

نمودارهای تغییرات عنصرهای کمیاب:

نمونه‌های بررسی‌شده روی نمودارهای الگوسازی‌شده عنصرهای کمیاب سازگار و ناسازگار نیز نتیجه مشابهی را نشان می‌دهند (شکل‌های ۱۰-C و ۱۰-D)؛ به گونه‌ای که: (۱) داسیت‌ها بیرون از روندهای یادشده جای دارند، (۲) هیچ‌یک از فرایندهای FC و AFC فرایند محتملی در آشیانه ماگمایی منطقه نیستند؛ بلکه دیوریت‌ها و آندزیت‌ها با فرایندهای آمیختگی ماگمایی یا هضم و FCA سازگاری بیشتری نشان می‌دهند؛ از این رو: (۱) داسیت‌ها از جدایش بلوری مستقیم ماگمایی دیوریت‌ها و آندزیت‌ها در آشیانه ماگمایی پدید نیامده‌اند؛ (۲) آشیانه ماگمایی یادشده آشیانه ماگمایی بازی بوده است که در آن، ماگمای مافیک با پوسته قاره‌ای دچار آلیش می‌شده است و بر اثر آن، از یک سو دیوریت‌ها و از سوی دیگر همگام با جدایش بلوری، آندزیت‌ها پدید آمده‌اند. همچنین، به نظر می‌رسد در آشیانه‌های ماگمایی، رویداد چند فرایند ماگمایی (شامل FCA، آمیختگی ماگمایی و ذوب‌بخشی)، توزیع دوباره عنصرهای کمیاب و همانندی الگوهای نمودار عنکبوتی را در پی داشته‌اند.

Z برابر $(r+D-1)/(r-1)$ است.

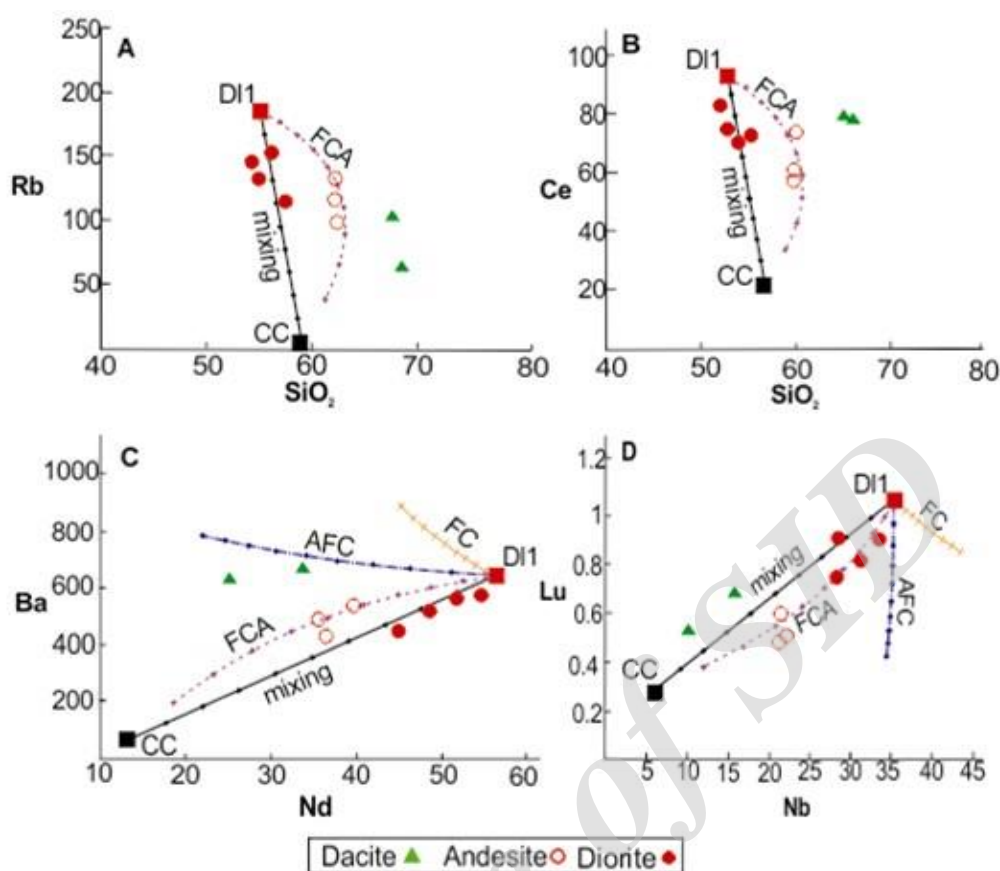
همچنین، به باور Cribb و Barton (۱۹۹۶)، در یک سیستم ماگمایی، هضم و جدایش بلوری همیشه به همراه یکدیگر روی نمی‌دهند و بر هم اثر نمی‌گذارند؛ بلکه چه بسا مستقل از هم تغییر کنند. این فرایند که به آن FCA گفته می‌شود، به صورت زیر رابطه‌سازی می‌شود و در آن C_0 و C_f به ترتیب مقدار عنصرهای در ماگمای نخستین و ماگمای بجامانده از جدایش بلوری و M_c ماده متبلور شده هستند.

رابطه ۴:

$$C_f^{FCA} = \frac{C_0 r M_c + C_f (1 - M_c)}{F}$$

در فرایند AFC چنین فرض می‌شود که ورود ماده هضم‌شونده به ماگما با مقدار مواد جامد خارج‌شده در هنگام تبلور متناسب است؛ اما در فرایند FCA، هضم و تبلور همیشه با یکدیگر مرتبط نبوده و توده هضم‌شده جداگانه و مستقل از توده متبلور شده است. مقایسه پیامدهای زمین‌شیمیایی فرایند FCA با AFC نشان‌دهنده شباهت رفتار عنصرهای ناسازگار هنگام رویداد این فرایندهاست. پس برای شناسایی این دو فرایند نسبت‌های این عنصرها به کار برده نمی‌شوند؛ اما در پی فرایند FCA، میزان عنصرهای سازگار و نیز نسبت‌های ایزوتوپی Sr (در یک F مشابه) بیشتر از AFC غنی می‌شود (Cribb and Barton, 1996).

در این بررسی، نمونه DL1 (جدول ۱) که دارای بیشترین مقدار MgO است، به عنوان نمونه ماگمای اولیه (C_0)، پوسته قاره‌ای زیرین (Taylor and McLennan, 1995) به عنوان ماده آلاینده (C_a) و نسبت ماده هضم‌شده به ماده متبلور شده (r) برابر ۰/۶ در نظر گرفته شد. پس از رسم نمودارهای فراوان، مقدار ۰/۶ بهترین نسبت دانسته شد. آنگاه نمودارهای تغییرات هر یک از فرایندهای یادشده رسم شدند.



شکل ۱۰- نمودارهای الگوسازی شده برای فرایندهای ماگمایی برای نمونه‌های منطقه لات-بلوکان (البرز باختری): A, B) نمودارهای هارکر برای عنصرهای کمیاب؛ C, D) نمودارهای تغییرات عنصرهای کمیاب (نام‌های اختصاری: AFC: Assimilation and Fractional Crystallization; CC: ترکیب پوسته قاره‌ای (Taylor and McLennan 1995); DI1: ترکیب ماگمای اولیه (C₀); FCA: Decoupled Fractional Crystallization and Assimilation; FC: Fractional Crystallization; mixing: آمیختگی).

آذرین درونی، پیدایش دسته دایک‌های موازی در منطقه را به دنبال داشته است.

تاریخ فرایندهای ماگمایی:

توالی سنوزوییک منطقه لات-بلوکان، همانند دیگر مناطق مجاور در پهنه البرز، پیامد فرایند ماگمایی گسترده در این زمان بوده و در سه رویداد پیاپی به صورت زیر پدید آمده است:

الف) پیدایش پهنه رسوبی کم‌ژرفای ائوسن همراه با فوران‌های انفجاری زیرآبی متناوب: در چنین پهنه گسترده‌ای که همه البرز (مگر البرز خاوری) را در بر می‌گرفته است، سنگ‌های

بحث

منطقه لات-بلوکان در شمال قزوین، از دیدگاه زمین‌شناسی در پهنه البرز باختری جای دارد و دوره کاملی از فرایندهای آتشفشانی-پلوتونیک سنوزوییک در آن دیده می‌شود. از دیدگاه زمین‌ساختی، دو گسل رانده مهم خاوری-باختری (گسل لات در شمال منطقه با شیب رو به شمال و دیگری گسل بلوکان در جنوب با شیب رو به جنوب)، در این منطقه دیده می‌شود. همچنین، در بخش شمالی منطقه، یک پهنه گسلی راست‌الغز چپ‌گرد با روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری، افزون‌بر پدیدآوردن ناپیوستگی و انقطاع توده

پ) **پلوتونیسزم**: تاریخ ماگمایی در منطقه لات-بلوکان با تزریق بخش‌های مذاب بجامانده در آشیانه‌های ماگمایی به درون سنگ‌های درون گیر پایان می‌یابد. این توده‌ها عبارتند از: توده‌های ساب‌ولکانیک دیوریتی و گنبد‌های داسیتی. از دیدگاه روابط صحرائی، میان این توده‌ها و گسلش در ناحیه، رابطه نزدیکی دیده می‌شود. یافته‌ها و داده‌های به‌دست‌آمده از الگوسازی زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند توده‌های داسیتی پیامد ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای بوده و از دیدگاه سنی جوان‌تر از دیوریت‌ها هستند. توده‌های دیوریتی از نوع توده‌های پیش از زمین‌ساخت و گنبد‌های داسیتی از نوع پس از زمین‌ساخت به‌شمار می‌روند. افزون‌براین، توده‌های دیوریتی در یک پهنه گسلی راست‌الغز دچار گسلش چپ‌گرد شده‌اند؛ اما گنبد‌های داسیتی با وجود گرانیروی بالای ماگما، در فضای کششی میان گسل‌های رانده منطقه به‌صورت انفعالی جایگیری کرده‌اند. سرانجام، دایک‌های دیوریتی، پایانی‌ترین فراورده‌های پساماگمایی منطقه در زمان سنوزویک به‌شمار می‌روند.

پهنه زمین‌ساختی:

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نمونه سنگ‌های منطقه که در نمودارهای عنکبوتی REE و چند عنصری و نیز نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی ماگما دیده می‌شوند، همگی نشان‌دهنده وابستگی ماگماهای منطقه به پهنه‌های وابسته به فرورانش هستند. همچنین، بررسی‌های پژوهشگران گوناگون در مناطق نزدیک این منطقه، مانند Asiabanha و همکاران (۲۰۰۹)، Ghasemi و همکاران (۲۰۱۲) و

آواری گوناگونی (مانند: ماسه‌سنگ، سیلتستون و شیل) و گاه آهکی با ویژگی‌های توفی، ته‌نشین می‌شده‌اند. فوران‌های انفجاری زیرآبی، گاه نظم رسوب‌گذاری را برهم می‌زده‌اند (Darvishzadeh, 1991; Asiabanha and Foden, 2012). اگرچه در ادبیات زمین‌شناسی ایران، این توالی رسوبی-آذرآواری با نام سازند کرج (Dedual, 1967) شناخته می‌شود، واحدهای سنگی آن چنان گوناگون هستند که پژوهشگران گوناگون مانند Dedual (۱۹۶۷) دره کرج-چالوس، Annells و همکاران (۱۹۷۵) در شمال قزوین و طالقان و Stöcklin و Eftekhar-Nezhad (۱۹۶۹) در منطقه زنجان و طارم رده‌بندی‌های گوناگونی برای نهشته‌های پدیدآمده پیشنهاد کرده‌اند. Annells و همکاران (۱۹۷۵) سری رسوبی-آذرآواری یادشده را فاز ۱ نامیده است که چه‌بسا هم‌ارز کل برش نمونه دره کرج-چالوس است (Asiabanha and Foden, 2012).

ب) **فوران‌های هوایی (Subaerial Eruptions)** گدازه‌های آندزیتی: در منطقه لات-بلوکان، نهشته‌های رسوبی-آذرآواری به‌صورت دگرشیب با گدازه‌های آندزیتی پوشیده می‌شوند (شکل ۲- C)؛ از این رو، باید آنها را پیامد فوران‌های آتشفشانی هوایی پس از بالآمدگی پهنه رسوبی دانست. از آنجایی که گدازه‌های یادشده با دایک‌های تغذیه‌کننده هم‌ترکیب وابستگی دارند، چه‌بسا فوران‌ها از نوع فوران‌های شکافی بوده‌اند (Cas and Wright, 1988). فراوانی روانه‌گدازه‌ها به‌صورت چینه‌سان (Stratoid) و نبود خاک در میان آنها، نشانه پیوسته‌بودن فعالیت‌های فورانی شکافی غیرانفجاری است.

پ) روند کاهشی در هر دو گروه عنصرهای سازگار و ناسازگار، با افزایش مقدار سیلیس (شکل ۶).

همان‌گونه که روشن است، میزان عنصرهای سازگار و عنصرهای ناسازگار در جدایش بلوری، به ترتیب کاهش و افزایش و در ذوب‌بخشی، به ترتیب افزایش و کاهش می‌یابد؛ از این رو، باید گفت که شاید هر دو فرایند جدایش بلوری و ذوب‌بخشی یا هضم روی داده است. عنصرهای MREE (مگر Tb) تهی‌شدگی و عنصرهای HREE نبود تهی‌شدگی نشان می‌دهند. برپایه بررسی‌های Kampunzu و همکاران (۲۰۰۳) و Zhao و همکاران (۲۰۰۷)، چنین الگویی در ترکیب عنصرهای سنگ چه‌بسا نشان می‌دهد خاستگاه آمفیبول‌دار و بی‌گارت بوده است. از سوی دیگر، الگوسازی زمین‌شیمیایی عنصرهای کمیاب نشان می‌دهد فرایند ماگمایی برای بیشتر روانه‌گذاه‌های آندزیتی، فرایند FCA و برای دیوریت‌ها فرایند هضم پوسته قاره‌ای زیرین بوده است؛ اما داسیت‌ها با فرایندهای دیگری پدید آمده و شاید پیامد ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای زیرین بوده‌اند.

ویژگی‌هایی مانند جایگزینی پیروکسن با بیوتیت، همراهی بیوتیت و آمفیبول (که نشانه بالابودن فشار بخار آب است) و نیز میکروانکلاوهای کمابیش گرد در داسیت‌ها نشان‌دهنده شرایط غیرتعادلی هنگام پیدایش آنها در آشیانه ماگمایی هستند. از سوی دیگر، دیوریت‌ها بافت‌های هم‌رشدی پلاژیوکلاز و پیروکسن و نیز تیغه‌های اکسولوشن در پیروکسن‌ها دارند و این پدیده نقش فرایند جدایش بلوری در پیدایش آنها را نشان می‌دهد.

Kalantari و همکاران (۲۰۰۸)، همین نتیجه را به‌دست داده است. مهم‌ترین ویژگی‌های شیمیایی در این‌باره عبارت‌اند از: نسبت $Ba/La > 15$ (Wood, 1980)، نسبت $Ba/Ta > 450$ (McDonald et al., 2001)، غنی‌شدگی بیش از ۳۰ برابری از LREE در برابر HREE، غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از Ta و Ti.

همچنین در نمودارهای گوناگون شناسایی پهنه زمین‌ساختی ماگما، مانند نمودارهای پیشنهادی Pearce (۱۹۸۳)، Schandl و Gorton (۲۰۰۰) و Schandl و Gorton (۲۰۰۲)، نمونه‌ها در پهنه‌های حاشیه فعال قاره‌ای جای می‌گیرند. از سوی دیگر، همانند چشمگیر ماگماهای منطقه با ترکیب میانگین پوسته قاره‌ای (Taylor and McLennan, 1995) نشان‌دهنده نقش آلاینده‌گی پوسته قاره‌ای در هنگام پیدایش آنهاست.

فرایندهای سنگ‌زایی (پتروژنتیک):

برپایه روابط زمین‌شیمیایی در نمودارهای تغییرات عنصرها، به‌ویژه نمودارهای هارکر، ارتباط ژنتیکی میان نمونه‌ها محتمل است. همچنین، الگوی نمودارهای عنکبوتی آنها نیز بسیار همانند هم است. با وجود این، توجه به سه نکته زیر، پیچیدگی این رابطه را آشکار می‌سازد:

الف) وجود دو وقفه چشمگیر در مقدار سیلیس (۶۲-۵۸ درصد وزنی میان نمونه‌های دیوریتی و آندزیتی و ۶۷-۶۲/۲ درصد وزنی میان نمونه‌های آندزیتی و داسیتی)؛

ب) روند خلاف انتظار در برخی عنصرها مانند Al_2O_3 و Rb و Ni (شکل ۶)؛

تونالیتی با شکستگی‌ها و گسل‌ها، زمینه بالاآمدن آن را فراهم کرده است. از آنجایی که گرانی‌روی آن بالا بوده است، گنبد داسیتی در سطوح کم ژرفا پدید آمده است. جایگیری این گنبدها در نزدیکی راندگی‌های منطقه این موضوع را تقویت می‌کند. از آنجایی که رخساره پوسته قاره‌ای زیرین، گارنت آمفیبولیت است و نشانه‌هایی که نشان‌دهند وجود گارنت باشند در نمودارهای عنکبوتی رسم شده برای سنگ‌های منطقه لات-بلوکان دیده نمی‌شود، پس بخش‌های بالایی پوسته‌ی قاره‌ای زیرین در پیدایش سنگ‌های منطقه مشارکت داشته‌اند.

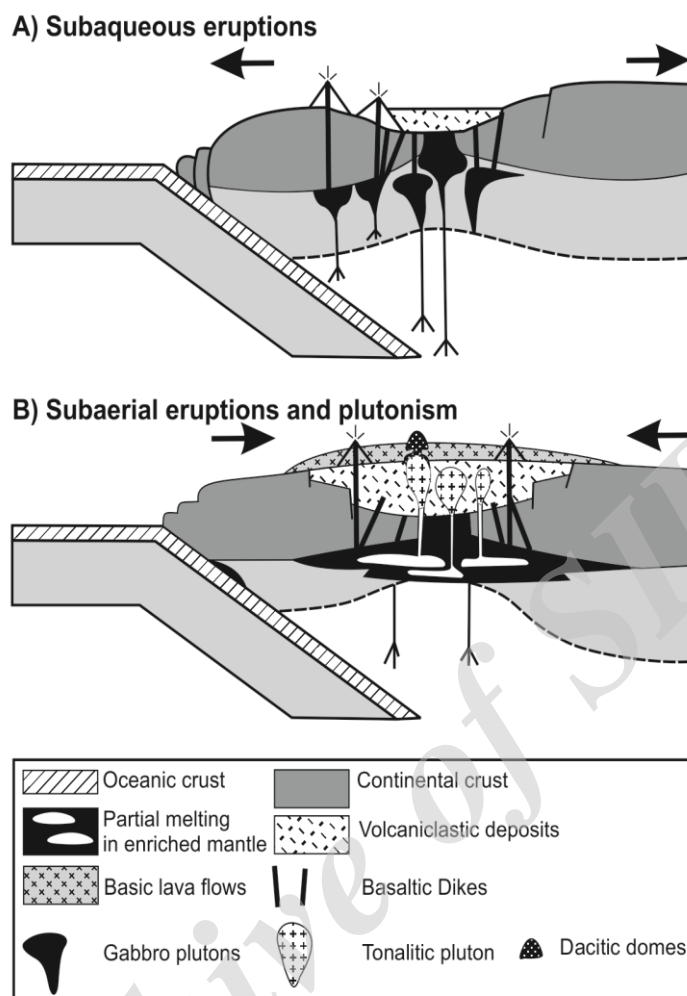
فرایند اصلی سازنده سنگ‌های دیوریتی، پدیده هضم تکه‌های پوسته قاره‌ای در ماگمای تحول‌یافته گوشته‌ای است. خاستگاه ماگمای مافیک جای‌گرفته در قاعده پوسته ممکن است ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای در پی فاز کششی درون کمان (برداشته‌شدن فشار) یا افزوده‌شدن سیال‌های آزادشده از قطعه اقیانوسی فرورو باشد.

درباره پیدایش آندزیت‌ها، برپایه الگوسازی انجام‌شده و همچنین، کاهش عنصرهای ناسازگار در این سنگ‌ها (نسبت به سنگ‌های دیوریتی که در بررسی زمین‌شیمیایی نمودارهای عنصرهای کمیاب در برابر سیلیس گفته شد)، این سنگ‌ها پیامد جدایش بلوری و یا فرایند AFC نبوده‌اند؛ بلکه شاید با بالاآمدن ماگمای بازیک و جایگیری در پوسته زیرین، این ماگما دچار فرایند FCA شده و ماگمای حدواسط پدید آمده است. همان‌گونه که پیش از این گفته شد، ترکیب احتمالی این پوسته زیرین، آمفیبولیت بوده است.

Pitcher (۱۹۹۳) علت همراهی توده‌های تونالیتی با توده‌های گابرویی و دیوریتی در باتولیت‌های ساحلی پرو را تفریق یک بخش ماگمای گرانی‌تری از ۹ بخش ماگمای مادر گابرویی می‌داند. در صورت رویداد چنین فرایندی در منطقه، باید نسبت میان دو ماگمای بازیک و اسیدی، ۹ به ۱ باشد؛ اما ماگماهای اسیدی حجم کم‌بیش بالایی دارند. از آنجایی که پهنه ماگمایی منطقه، شاید پهنه‌ای فرورانشی بوده که در آن فازهای کششی درون کمان نیز فعال بوده‌اند (وجود گنبدهای داسیتی که با وجود گرانی‌روی بالا به‌سوی سطح بالا آمده‌اند)، به‌نظر می‌رسد الگویی مانند الگوی پیش‌نهادی Cobbing و Pitcher (۱۹۸۳) محتمل‌تر باشد؛ از این‌رو، الگوی پیدایش توده‌های ماگمایی منطقه، الگوی تغییر یافته‌ای برپایه پیشنهاد نامبردگان است که در ادامه پیشنهاد می‌شود:

در پهنه فرورانشی، پس از پیدایش ماگمای بازیک در پی ذوب گوه گوشته‌ای، گسل‌های مرتبط با فاز کششی درون کمانی، اجازه داده‌اند این ماگما به پوسته زیرین قاره‌ای بالا آید. این ماگما چگالی بالایی داشته است و از این‌رو، در پوسته انباشته و منجمد شده و در پی دگرگونی به آمفیبولیت تبدیل شده است (شکل ۱۱ - A).

در گام بعد، با تبدیل فاز کششی به فاز فشارشی، افزایش ستبرای پوسته و گرمای پدیدآمده در پی این کلفت‌شدگی، آمفیبولیت‌ها دچار ذوب‌بخشی شده و ماگمای تونالیتی پدید آمده است (شکل ۱۱ - B). رویارویی این ماگمای



شکل ۱۱- الگوی نمادین از دو مرحلهٔ پیدایش توده‌های ماگمایی منطقه لات-بلوکان بر پایه الگوی پیشنهادی Pitcher و Cobbing (۱۹۸۳)

کالک آلکالن پرپتاسیم وابسته به حاشیه فعال قاره‌ای و در کمان آتشفشانی پدید آمده‌اند؛
 ۳) مخرن‌های ماگمایی منطقه، سیستم‌های ماگمایی بازی بوده‌اند که در آنها با تزریق یک ماگمای بازی از خاستگاه گوشته‌ای درون پوسته قاره‌ای و جدایش آن، آندزیت‌ها در پی فرایند FCA، دیوریت‌ها در پی هضم تکه‌های پوسته قاره‌ای در ماگمای تحول‌یافته گوشته‌ای و داسیت‌ها در پی ذوب‌بخشی بخش بالایی پوسته قاره‌ای زیرین (شاید آمفیبولیت) پدید آمده‌اند.

نتیجه‌گیری

مهم‌ترین یافته‌های به‌دست‌آمده در این پژوهش به‌صورت زیر است:
 ۱) مجموعه سنگی منطقه لات- بلوکان در پهنه البرز باختری در پی سه رویداد پیاپی پدید آمده است: فوران‌های انفجاری متناوب در پهنه رسوبی کم‌ژرفا، فوران‌های آندزیتی از شکاف‌های ژرف و تزریق توده‌های نفوذی ساب‌ولکانیک؛
 ۲) سنگ‌های ماگمایی یادشده، از ماگمای

سپاس‌گزاری

این مقاله، بخشی از پایان‌نامه نویسنده نخست است. بدین وسیله از دانشگاه بین‌المللی امام خمینی^(۵) برای پشتیبانی‌های مالی

سپاس‌گزاری می‌شود. همچنین، نویسندگان از داوران گرامی برای پیشنهادهای ارزنده‌شان که بهبود سطح علمی مقاله را در پی داشت سپاس‌گزارند.

منابع

- Annells, R. N., Arthurton, R. S., Bazely, R. A. and Davis, R. G. (1975) Explanatory text of the Qazvin and Rasht. Geological Quadrangles map 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Asiabanha, A. and Foden, J. (2012) Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos* 148: 98–111.
- Asiabanha, A., Ghasemi, H. and Meshkin, M. (2009) Paleogene continental-arc type volcanism in North Qazvin, North Iran: Facies analysis and geochemistry. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen* 186: 201–214.
- Bahar Firouzi, K., Shafei, A., Azhdari, A. and Karimi, H. R. (2002) Geological Map of Javaherdeh 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Berberian, F. and Berberian, M. (1981) Tectono-plutonic episodes in Iran. In: *Zagros Hindukosh, Himalaya Geodynamic Evolution* (Eds. Delany, F. M. and Gupta, H. K.) 5–32. American Geophysical Union, Washington, DC.
- Best, M. G. (2003) *Igneous Petrology*, Blackwell Publishing, Oxford.
- Cas, R. A. F. and Wright, J. V. (1988) *Volcanic successions: Modern and ancient*. Unwin Hyman.
- Cobbing E. J. and Pitcher W. S. (1983) Andean plutonism in Peru and its relationship to volcanism and segmented plate edge. *Geological Society of America Memoirs* 159: 277-292.
- Cribb, J. W. and Barton, M. (1996) Geochemical effects of decoupled fractional crystallization and crustal assimilation. *Lithos* 37: 293–307.
- Darvishzadeh, A. (1991) *Geology of Iran*. Neda Publication (in Persian).
- Dederal, E. (1967) *Zur Geologie des Mittleren und Unteren Karaj-Tales, Zentral Elburz (Iran)*. Geology Institute, ETH Zürich University (in Germany).
- DePaolo, D. J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 53: 189–202.
- Ersoy, Y. and Helvacı, C. (2010) FC–AFC–FCA and mixing modeler: A Microsoft Excel and spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. *Computers and Geosciences* 36: 383–390.
- Ghasemi, H., Teymoori, S. S. and Asiabanha, A. (2012) Geochemistry, tectonic setting and petrogenesis of volcanic rocks of Jirandeh, northwest of Qazvin. *Iranian Journal of Geology* 6: 17-33 (in Persian).
- Gill, R. (2010) *Igneous rocks and processes*. Wiley-Black Well, Oxford.

- Gorton, M. P. and Schandl, E. S. (2000) From continent to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist* 38: 1065-1073.
- Guest, B., Axen, G. J., Lam, P. S. and Hassanzadeh, J. (2006) Late Cenozoic shortening in the west central Alborz mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. *Geosphere* 2: 35 – 52.
- Kalantari, K., Kananian, A., Asiabanha, A. and Eliassi, M. (2008) Source and tectonic setting of Zarjebostan (NE of Qazvin) Paleogene volcanic rocks using REE and HFSE elements. *Geosciences* 17: 140-149 (in Persian).
- Kampunzu, A. B., Tombale, A. R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T. and Modisi, M. P. (2003) Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: Evidence for a Neoproterozoic continental active margin in the Zimbabwe craton. *Lithos* 71: 431-460.
- Langmuir, C. H., Bender J. F., Bence A. E., Hanson G. N. and Taylor S. R. (1977) Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: mid-Atlantic ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 36: 133-156.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanetti, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sørensen, H. and Wooley, A. R. (2002) *Igneous rocks, a classification and glossary of terms. (Recommendations of the international union of geological sciences sub commission on the systematics of igneous rocks)*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- McDonald, R., Hawkesworth, C. J. and Heath, E. (2001) The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth Science Reviews* 49: 1-76.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- Meshkin, M. (2007) Study of facies and petrogenesis of volcanic rocks in Zereshk- Soltangheys area, North of Qazvin. MSc thesis, industrial University of Shahrood (in Persian).
- Nelson, S. T. and Montana, A. (1992) Sieve – textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242 –1249.
- Nixon, G. T. and Pearce, T. H. (1987) Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: the record of magma mixing and phenocryst recycling in calcalkaline of magma chamber Iztaccihautl volcano, Mexico. *American Mineralogist* 72: 1144-1162.
- 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, Nantwic.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63–81.
- Pitcher, W. S. (1993) *The nature and origin of Granite*. Blackie Publication, London.
- Rayleigh, J. W. S. (1896) Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philosophical Magazine* 42: 77–107.

- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical. John Wiley & Sons, London, UK.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology* 97: 629-642.
- Shelley, D. (1993) Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, London, 630p.
- Stampfli, G. M. (2000) Tethyan oceans. Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. In: (Eds. Bozkurt, E., Winchester, J. A. and Piper, J. D. A.) 173: 1-23. Geological Society, London, Special Publications.
- Stöcklin, J. (1974) Northern Iran: Alborz Mountains. In: Mesozoic-Cenozoic orogenic belts: data for orogenic studies (Ed. Spencer, A.) 4: 213-234. Geological Society Special Publication.
- Stöcklin, J. and Eftekhari-Nezhad, J. (1969) Explanatory text of the Zanjan quadrangle map (1:250000). Geological Survey of Iran.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Boston, Blackwell Scientific.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews in Geophysics* 33: 241-265.
- Temel A., Gundogdu M. N. and Gourgaud A. (1998) Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic High-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology Geothermal Research* 85: 327-354.
- Teymoori, S. S. (2010) Petrology and analysis of volcanic facies in south of Jirandeh, East of Loshan, west of Qazvin north. M.Sc. thesis, Industrial University of Shahrood (in Persian).
- Wilshir, H. G. (1958) Alteration of olivine and orthopyroxene in basic lavas and shallow intrusions. *The American Mineralogist* 43: 120-147.
- Wood, D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.
- Zhao Z. F., Zheng Y. F., Wei C. S. and Wu Y. B. (2007) Post-collisional granitoids from the Dabie orogen in China: Zircon U-Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust. *Lithos* 93: 248-272.