

Geochemistry and petrogenesis of basaltic prisms from South of Germi city (Ardabil province)

Mohammad Mobashergermi and Ahmad Jahangiri *

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

Abstract

The basaltic prisms assemblages of Poshtsar are located in the south-eastern of Germi city and include of mafic volcanic rocks such as olivine basalt. They are outcropped with about 1000 meters thickness in the eastern part to 10 meters thicknes in the western part of Moghan. The main minerals of these rocks are olivine phenocrysts, clinopyroxene (augite) and plagioclase. The dominant textures of the rocks studied are microlitic and microlitic porphyritic. According to geochemical diagrams, the study rocks were originated from an alkaline magma. Spider diagrams show that the parent magma has been enriched in LREE/HREE ratio and LILE to primordial mantle which indicates enrichment of mantle source of the parent magma The magma of the studied rocks were generated from garnet lherzolite in depth of around 100 Km. It seems these basalts have been formed in Back-arc basin due to subduction of the eastern Black Sea (northern branch of Neo-Tethys) beneath the Armenian microcontinent.

Key words: basalt, garnet-lehrzolite, back-arc basin, Germi city, Iran

* a_jahangiri@tabrizu.ac.ir

زمین شیمی و سنگ‌زایی منشورهای بازالتی جنوب شهرستان گرمی (استان اردبیل)

محمد مبشر گرمی و احمد جهانگیری *

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیده

مجموعه سنگ‌های آتشفشانی مافیک ائوسن جنوب‌خاوری شهرستان گرمی بیشتر به صورت منشورهای بازالتی دیده می‌شوند. این منشورها از سنگ‌های مافیک آلکالی‌یونین بازالت ساخته شده‌اند و با ستبرای نزدیک به هزار متر در خاور تا ده متر در باختر مغان رخنمون دارند. فنوکریست‌های یونین، کلینوپروکسن (اوزیت) و پلاژیوکلاز کانی‌شناسی اصلی این بازالت‌هاست. بیشتر این سنگ‌ها بافت میکرولیتی و میکرولیتی پورفیری دارند. از دیدگاه زمین‌شیمیایی، ماگمای سازنده این سنگ‌ها سرشت آلکالن دارد. نمودار عنکبوتی نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREE در برابر HREE و عنصرهای LILE در برابر ترکیب گوشته اولیه و غنی‌شدگی خاستگاه گوشته‌ای ماگماست. ماگمای سنگ‌های بررسی شده از بخش گارنت لرزولیتی گوشته، در ژرفایی نزدیک به ۱۰۰ کیلومتری، خاستگاه گرفته است. به نظر می‌رسد این بازالت‌ها در پهنه کششی پشت‌کمانی پدید آمده باشند که پیامد فرورانش خاور دریای سیاه (شاخه شمالی نئوتیس) به زیر پوسته قاره‌ای ارمنستان بوده است. واژه‌های کلیدی: بازالت، گارنت لرزولیت، پهنه پشت‌کمان، شهرستان گرمی، ایران

مقدمه

تالش بخشی از البرز است؛ اما برپایه ویژگی‌های بی‌همتای آن را پهنه‌ای جداگانه دانسته‌اند (Shafaii Moghadam and Shahbazi Shiran, 2011). این پهنه را پهنه‌ای چین‌خورده دانسته‌اند که در برگیرنده سنگ‌های آتشفشانی و رسوب‌های آواری از پالئوژن تا توالی‌های رسوبی نئوژن است.

بخش شمال‌باختری ایران به پهنه رسوبی و پهنه زمین‌ساختی ماگمایی، شامل کمر بند البرز باختری و یا رشته کوه‌های تالش، پهنه ماگمایی ارومیه-دختر و پهنه رسوبی جنوب دریای خزر پهنه‌بندی شده است (Berberian, 1983). پهنه

* a_jahangiri@tabrizu.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.

منطقه و در فاصله ۴۰ کیلومتری بازالت‌های جنوب شهرستان گرمی جای دارد. از دیدگاه زمین‌ساختی، این سنگ‌ها، چه‌بسا با خط درز افیولیت‌های شمال ترکیه (آنکارا-ازمیر) آغاز و با افیولیت سوان-آکرا در ارمنستان ادامه پیدا کرده اند و سپس گسل چپ‌گرد شاخه خاوری ارس (که شاید پیش از برخورد صفحه عربی با ایران، حرکت راست‌گرد داشته است) جابجا شده و ادامه آن از کلیبر تا اللهیارلو کشیده شده است (Sudi and Jahangiri, 2010). همانند کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، اوج ماگماتیسم در آذربایجان و بخش خاوری آن (پهنه تالش) در زمان ائوسن - الیگومیوسن بوده است (Shafaii Moghadam and Shahbazi Shiran, 2011). در بخش جنوبی پهنه رسوبی مغان، پیش از ائوسن، فرایند آتشفشانی کالک‌آلکال و پس از ائوسن، فرایند پتاسیک بوده است. بیشتر این فرایندها از راه شکاف‌های پدیدآمده در پی نیروهای کششی در منطقه فورانی بوده‌اند (Akbari, 2007). برپایه پیدایش گدازه‌های بالشی، این فرایندهای آتشفشانی در آغاز تا اواسط ائوسن، در پهنه‌های آتشفشانی زیر آب‌های کم‌ژرفا روی داده‌اند و سپس در ائوسن پسین، آرام‌آرام از آب بیرون‌آمده و در خشکی، سنگ‌های آندزیتی و بازالتی را ساخته‌اند که بسیار ستبر بوده و در سطح منطقه پراکنده هستند (Mobashergermi, 2013). گدازه‌های آتشفشانی مافیک ائوسن پسین نشان‌دهنده خاستگاه گرفتن از یک پهنه مرتبط با فرورانش، با درصد کمی از مذاب سست‌کره‌ای هستند (Shafaii Moghadam and Shahbazi Shiran, 2011). در کل، خاستگاه زمین‌ساختی سنگ بستر تالش شناخته‌شده نیست؛ اما این پهنه

بررسی رسوب‌های توالی سنی یادشده ویژگی‌های آب‌های کم‌ژرفا را هم نشان می‌دهند (Allen *at al.*, 2003).

اگرچه به باور برخی پژوهشگران پهنه زمین‌ساختی منطقه یک الکوژن بوده است (Mohammadiha *at al.*, 2014)، شکاف‌برداشتن پلاتفرم آذربایجان در پایان کرتاسه، جابجایی منطقه شکافته‌شده از جنوب به شمال و نیز ویژگی‌های آلکال سنگ‌های آتشفشانی همگی گواهی بر فعالیت‌های پس از برخورد در منطقه هستند (Shahbazi, 2013). به باور Didon (۱۹۷۶)، در خاور کمان ماگمایی ارمنستان، پهنه آلکال این منطقه پهنه‌ای پشت‌کمانی است که پیش از رسیدن به مرحله تکامل، بازشدگی آن پایان یافته است. در الیگوسن بالایی فزایی فشارشی، با روند شمال-شمال‌خاوری به جنوب-جنوب‌باختری، در آغاز چین‌خوردگی قفقاز روی داده است. این فاز با فشارآوردن بر پلاتفرم آذربایجان، این بلوک را در راستای شمال-شمال‌خاوری جابجا کرده و آن را با رشته‌کوه‌های تازه چین‌خورده البرز همسایه کرده است (Didon, 1976). سنگ‌های ماگمایی جنوب شهرستان گرمی بخشی از پهنه آتشفشانی شمال‌باختری ایران (ایالت آتشفشانی آذربایجان) هستند که در میان پهنه جنوب دریای خزر (از سوی خاور) و پهنه ماگمایی ارومیه-دختر (از سوی باختر) و خط درز سوان آکرا-قره داغ (از شمال) جای گرفته‌اند و بخشی از پهنه ماگمایی البرز باختری یا تالش هستند (Shafaii Moghadam and Shahbazi Shiran, 2011). بخش بالآمده افیولیت ملانژ اللهیارلو، به‌نام اهر - مشگین‌شهر (به سن کرتاسه یا پیش از کرتاسه) در کرانه جنوب‌باختری

بسیار کارآمد است؛ در این پژوهش، برپایه سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و شیمی کانی‌ها در منشورهای الیوین بازالتی جنوب گرمی، به بررسی سنگ‌زایی (پتروژنز) و شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما در پهنه تالش پرداخته شده است.

زمین‌شناسی منطقه

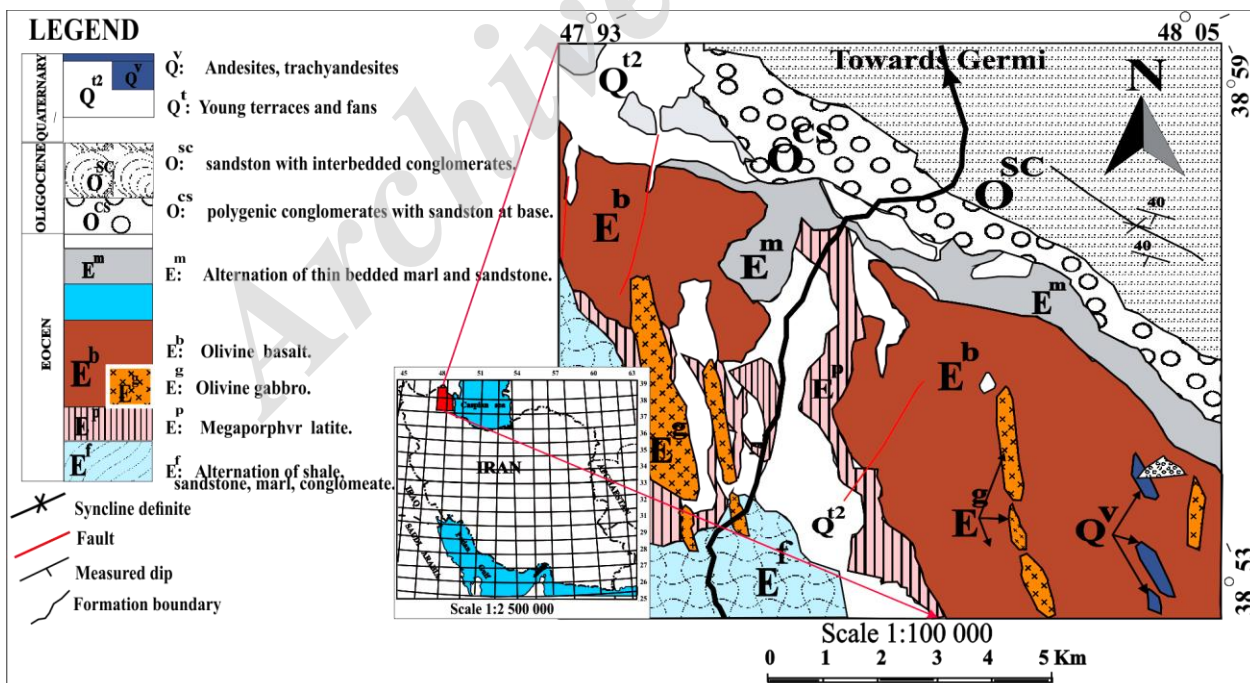
از دیدگاه جغرافیایی، بازالت‌های بررسی‌شده جنوب‌خاوری شهرستان گرمی در ۷۰ کیلومتری شمال اردبیل برون‌زد دارند. این منطقه در نزدیکی مرز میان ایران و جمهوری آذربایجان است. همچنین، منطقه بررسی‌شده در بخش شمال‌خاوری نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رضی و در طول‌های جغرافیایی $47^{\circ}93''$ تا $48^{\circ}5''$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $38^{\circ}53''$ تا $38^{\circ}59''$ شمالی است. برپایه پهنه‌بندی‌های زمین‌ساختی گوناگون، این منطقه در پهنه البرز باختری-آذربایجان (Nabavi, 1976)، در پهنه خزر-تالش (Aghanabati, 2004) و در پهنه تالش (Golonka, 2004) است. یکی از کامل‌ترین توالی‌های رسوب‌های پاراتتیس (Para-tethys) در دشت مغان دیده می‌شود. دشت مغان دنباله جنوبی پهنه تالش جمهوری آذربایجان در ایران است (Asadian, 1997). پهنه ائوسن تالش بخشی از پهنه‌های پشت کمانی کرتاسه پسین تا ائوسن در میان دریای سیاه تا دریای خزر است. این پهنه پیامد رژیم زمین‌ساخت کشتی و فرورانش پوسته اقیانوسی شاخه شمالی نئوتتیس در میان بلوک‌های تورید-آناطولی ارمنستان جنوبی (TASA) به زیر حاشیه خردقاره ارمنستان جنوبی است (Kazmin and Tikhonova, 2008). در ائوسن میانی تا ائوسن

در زمان ژوراسیک و پالئوژن تا ائوسن، پهنه‌های پشت کمانی در ورای کمان کاپان ارمنستان جنوبی بوده است (Mederer *at al.*, 2013).

پهنه‌های پشت کمانی، مناطق کشتی کوچکی هستند که وابسته به فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی به زیر سنگ‌کره قاره‌ای هستند و در پشت کمان ماگمایی اصلی پهنه‌های فرورانش پدید می‌آیند (Martinez *at al.*, 2007). بازالت‌های پشت کمانی در ورای کمان‌های آتشفشانی اصلی، در بسیاری از پهنه‌های حاشیه قاره‌ای فعال پدید می‌آیند. در پهنه‌های پشت کمانی، گاه کشتی‌ها تا آن اندازه تداوم و گستردگی دارد که پیدایش پشته میان اقیانوسی و گسترش بستر اقیانوس را در پی دارند (مانند: دریای ژاپن)؛ اما در بیشتر این پهنه‌ها، در همان مراحل کشتی‌های آغازین به‌صورت پهنه‌های فروافتاده پشت کمانی به جای می‌مانند. بخش‌های گسترده‌ای از مناطق فروافتاده مرکزی قاره آمریکا در پشت کمان ماگمایی آند، در کانادا، آمریکا، مکزیک، شیلی و نقاط دیگر این قاره، با همین سازوکار پدید آمده‌اند (Ramos and Kay, 2006). در بررسی‌های Shafaii Moghadam و Shahbazi Shiran (۲۰۱۱)، الگوی فرایندهای آتشفشان پهنه برخوردی خاور آناتولی و پرشیب‌شدن و گسستگی صفحه فرورانش (در زیر یک کمپلکس فرورانش- منشور به‌هم‌افزوده هنگام رژیم برخوردی) (Sengor *at al.*, 2003; Keskin, 2003)، الگوی کامل‌تری برای رویداد فرایندهای آتشفشانی سنوزویک (به‌ویژه فرایندهای آتشفشانی جوان خاور ترکیه و شمال‌باختری ایران) به‌شمار رفته است. از آنجایی که بررسی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک در شناسایی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و پهنه زمین‌ساختی

میکروفسیل شناخته شده گلوبیژیرینا ترکمنیکا (*Globigerina Turkmenica*) به سن ائوسن زیرین (فوران یافته و با سازند اجاق قشلاق) از جنس قطعات فرسایش یافته و گردشده ائوسن (بالایی) فراگرفته شده‌اند (Asadian, 1994)؛ از این رو، بازالت‌های جنوب گرمی در بازه سن نسبی ائوسن زیرین تا ائوسن بالایی پدید آمده‌اند. در میان بازالت‌های یادشده، دایک‌های لیون گابروی دیده می‌شوند که در فاز پس از فوران بازالتی از محل خروج گدازه‌های پیشین بالا آمده‌اند. بخش جنوبی این دایک‌ها در دوران چهارم با رسوب‌های آواری و آبرفت‌ها پوشیده شده است (Babakhani and Khan Nazer, 1991). بخش بزرگی از دایک‌های لیون گابروی همانند نقشه (شکل ۱) در واحد لاتیتی برون زد یافته است.

پسین، برخورد قاره با قاره (بلوک عربی و اوراسیا) باعث بازایستادن بازشدگی و چین‌خوردگی در برخی از این پهنه‌های پشت کمانی (مانند: پهنه دریای سیاه خاوری و پهنه آجارا ترالیاتار یا Ajara- tryalitar) شده است (Kazmin and Tikhonova, 2008). ستبرای منشورهای بازالتی پهنه تالش از خاور به سوی باختر کاهش می‌یابد. این پدیده نشان می‌دهد که مرکز فوران در خاور و چه بسا در کوه‌های تالش جمهوری آذربایجان بوده است. این ماگماتیسم در هنگام رویدادهای کششی پوسته و از راه گسل‌های نرمال و گسل‌های راستالغز این ناحیه (که در ائوسن میانی به بیشترین فراوانی خود رسیده بوده‌اند) روی داده است (Gillet, 1967). منشورهای بازالتی جنوب شهرستان گرمی روی سازند سلیم آجایی (با



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه بررسی شده جنوب شهرستان گرمی (استان اردبیل)، برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رضی (Abbasi, 2006)، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ لاهرود (Babakhani and Khan Nazer, 1991) و نقشه ایران (Haghypour and Aghanabati, 1984)

گرمی ارزیابی شد. از میان نمونه‌های برداشت‌شده، شمار ۷۵ نمونه سنگی برای بررسی سنگ‌نگاری برگزیده شد. برپایه روابط صحرایی و ویژگی‌های سنگ‌نگاری، برای بررسی زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی و فرعی، شمار ۱۱ نمونه سنگی که کمترین نشانه‌های دگرسانی را داشتند، برای تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه زر آزما تهران فرستاده شدند. برای ۱۱ نمونه بررسی‌شده، فراوانی اکسیدهای اصلی با روش XRF (به روش ذوب قلیایی) و فراوانی عنصرهای کمیاب با روش پلاسما جفتیده القایی (ICP-MS) بررسی شد. همچنین، برای بررسی‌های دقیق ترکیب کانی‌شناسی از تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌ها، به مدل CAMECA-SX 100 و دارای اسپکترومتر با گیرنده دیود الکترونی (ساخت شرکت کامیکا فرانسه) در مرکز فرآوری مواد معدنی بهره‌گرفته شد. این دستگاه خودکار است و بر پایه دقت بالای ۰.۱٪ و عملکرد همزمان چند دیتکتور دیودی و پایداری پرتوی الکترونی با پوشش کربن کار می‌کند. این آزمایش در ولتاژ ۱۵ کیلوولت، شدت جریان ۲۰ نانو آمپر و بزرگی طول موج ۲/۵ میکرومتر انجام شد.

برپایه داده‌های به‌دست‌آمده، بررسی‌های فشارسنجی و دماسنجی نیز انجام شد. برای بررسی دقیق کانی‌شناسی و شیمی کانی، شمار ۲۱ نقطه تجزیه شد: ۴ نقطه از الیون، ۷ نقطه از کلینوپیروکسن (جدول ۱)، ۱۰ نقطه از پلاژیوکلاز (جدول ۲). مخفف‌های به‌کاربرده شده برای کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است. برای جداکردن آهن دو و سه ظرفیتی از آهن کل، روش زیر (Irvine and Baragar, 1971) به کار برده شد:

درصد وزنی FeO_3 در سنگ = درصد وزنی TiO_2 در سنگ + 1.5

$\text{FeO} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0.899) - (\text{داده‌های آزمایشگاهی} * \text{Fe}_2\text{O}_3)$

تا کنون بررسی سنگ‌شناسی روی سنگ‌های حدواسط منطقه انجام نشده است؛ اما Babakhani و Khan Nazer (۱۹۹۱) برپایه چینه‌شناسی، سنگ‌های آتشفشانی تفریتی را به ائوسن زیرین و بیشتر آندزیت‌های جنوبی‌تر از بازالت‌ها را به سن کرتاسه دانسته و گزارش کرده‌اند. نخستین بررسی‌ها روی سنگ‌های آتشفشانی جنوب شهرستان گرمی (Akbari, 2007) نشان داده‌اند که سنگ‌های مافیک جنوب شهرستان گرمی از ماگمایی آلکالن جدا شده‌اند. برپایه بررسی‌های Mohammediha و همکاران (۲۰۱۴)، جایگاه ماگماتیسم ریفیت میان‌قاره‌ای برای پیدایش گدازه‌های بالشی بازالتی جنوب شهرستان گرمی پیشنهاد شد. بررسی‌های زمین‌شیمی و خاستگاه گابروهای نفوذی (Mobashergermi et al., 2015) نشان‌دهنده وابستگی این سنگ‌ها به پهنه‌ای فرورانشی با غنی‌شدگی خاستگاه از مؤلفه‌های فرورانش و مشارکت سیال فرورانشی است. همچنین، با آنکه سن چینه‌شناسی این دو مجموعه یکسان نیست؛ اما بررسی‌های Mobashergermi (۲۰۱۳) شباهت‌های زمین‌شیمیایی بازالت‌های جنوب شهرستان گرمی به گابروهای نفوذی را نشان داده است. از این‌رو، در این مقاله با بررسی و مقایسه زمین‌شیمیایی بازالت‌های جنوب شهرستان گرمی در برابر پهنه‌های مشابه، افزون بر بررسی سنگ‌شناسی و خاستگاه آنها، پهنه زمین‌ساختی ماگمای سازنده آنها نیز شناسایی می‌شود.

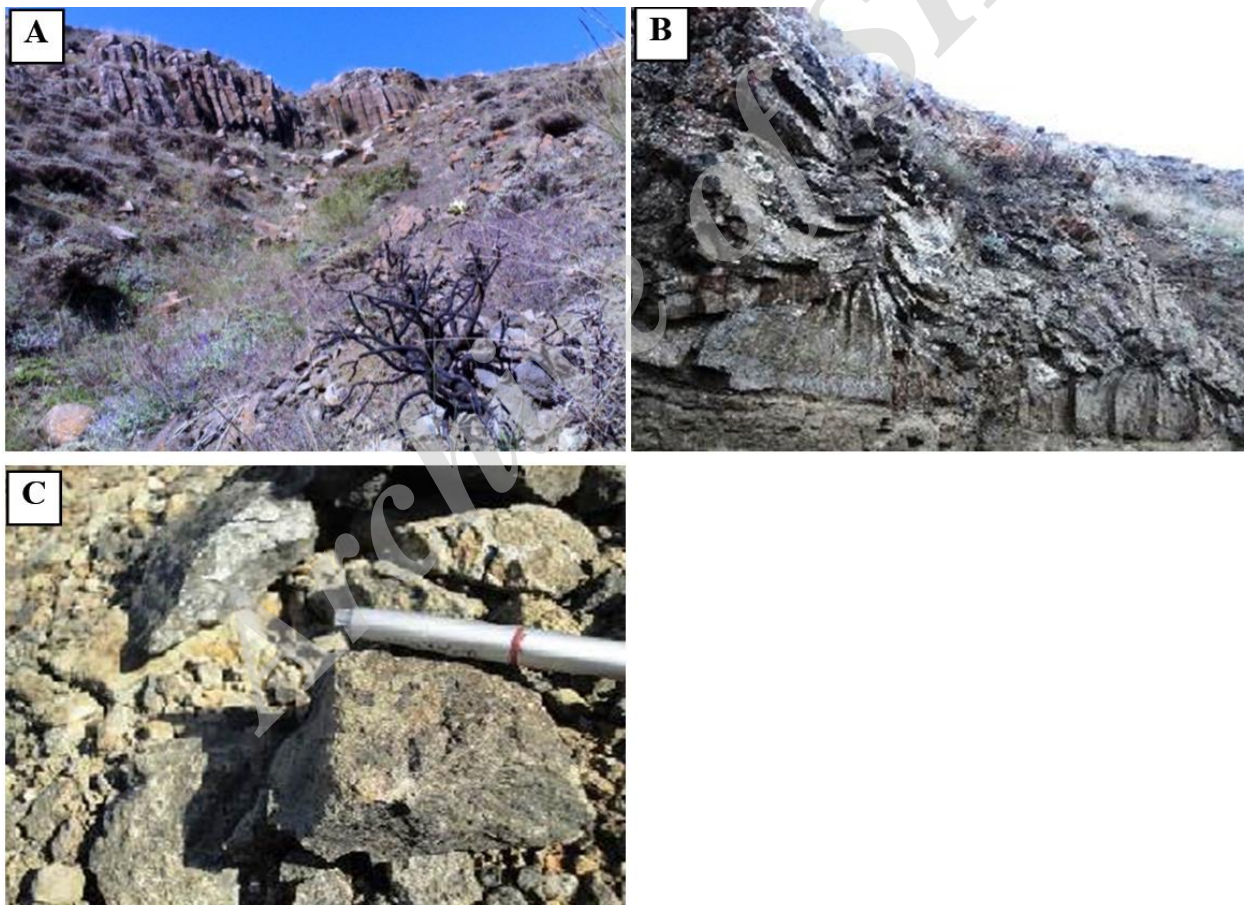
روش انجام پژوهش

به کارگیری تصویرهای ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی، محدوده گسترش بازالت‌های جنوب شهرستان

ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری

بازالت‌های جنوب شهرستان گرمی با ساخت‌های منشوری از ماگماهای بازیک با درجه‌ی پلیمریزاسیون کم پدید آمده‌اند. این دبی به خاصیت کاتیونی و زمین‌شیمی عنصرهای سازنده سنگ وابسته است؛ هرچه در سنگ نسبت عنصرهای فلسیک به مافیک کمتر باشد، توان پیدایش دبی منشوری بیشتر می‌شود (Gill, 2010). در بخش باختری منطقه، در زیر منشورها، لایه بسیار نازکی از رسوب‌های رسی و پالائونیت‌های ثانویه دیده

می‌شود. پدیده‌های جوی سطح منشورها را به رنگ قهوه‌ای تیره در آورده‌اند و آثار لیمونیت و گوتیت روی بازالت‌ها دیده می‌شوند (شکل ۲- A). بازالت‌های با دبی انترتابلار در منطقه به فراوانی دیده می‌شوند (شکل ۲- B). نمونه‌های دستی منشورها سیاه رنگ و بی حفره هستند (شکل ۲- C). این منشورها روی سازند سلیم آغاجی، با شیب قاعده 37° SE، جای داشته و با سازند اجاق قشلاقی پوشیده شده‌اند.



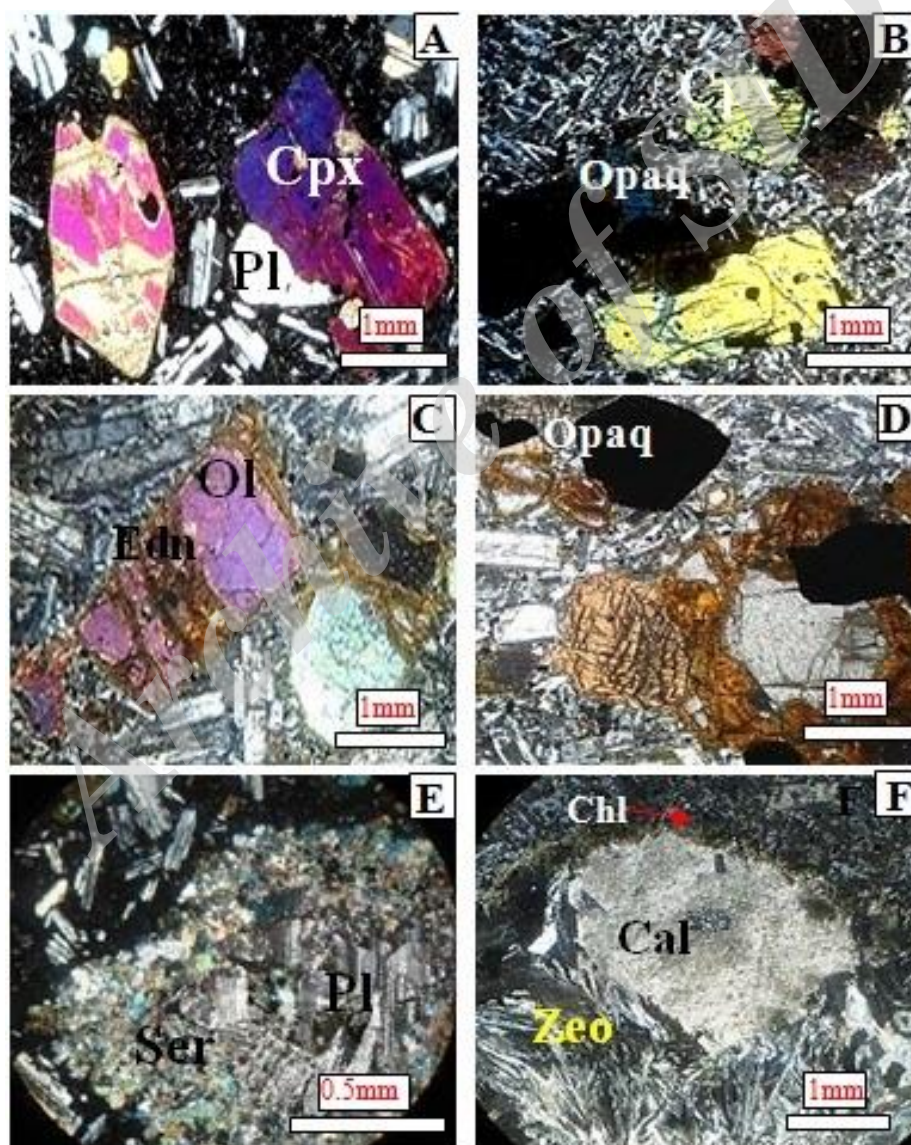
شکل ۲- تصویرهای صحرایی از بازالت‌های جنوب‌خاوری شهرستان گرمی (استان اردبیل): (A) نمایی از منشورهای بازالتی؛ (B) نمایی از دبی انترتابلار بازالت‌ها؛ (C) نمونه‌های دستی منشور بازالتی از نزدیک

الیوین و کانی کمیاب کدر دیده می‌شوند. سریسیت، ایدنگزیت و کلریت ترکیب ثانویه در

در مقطع‌های نازک بررسی شده، کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و کانی فرعی

بیرفرنژانس بنفش- ارغوانی تا قهوه‌ای اوایل مرتبه دوم و زوایای خاموشی ۳۵ درجه‌ای، بیشتر درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن اوژیت تیتانیم‌دار هستند. برخی کلینوپیروکسن‌ها دوقلویی نشان می‌دهند. حضور شیشه و میکروولیت زمینه در کنار دانه‌های پورفیری پیروکسن و پلاژیوکلاز بافت هیالومیکروولیتی پورفیری را پدید آورده است (شکل ۳- A).

بازالت‌های جنوب گرمی هستند و گهگاه در حفره‌های پر شده با زئولیت و کلسیت دیده می‌شوند. بافت بیشتر سنگ‌ها هیالومیکروولیتی پورفیریتیک است و بافت گلومروپورفیریتیک نیز در آنها دیده می‌شود. بلورهای پلاژیوکلاز ماکل پلی‌سینتتیک دارند و از میکروولیت‌های زمینه هستند. کلینوپیروکسن دومین کانی فراوان در بازالت‌های جنوب شهرستان گرمی است. برپایه



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از منشورهای بازالتی شهرستان گرمی (استان اردبیل): (A) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن با بافت هیالومیکروولیتی پورفیری؛ (B) بافت گلومروپورفیریتیک پدیدآمده از گردهم‌آمدن کلینوپیروکسن و

کانی‌های کدر؛ C) البوین ایدنگزیتی‌شده؛ D) کانی کدر شکل‌دار؛ E) سریسیت پدیدآمده از دگرسانی پلاژیوکلاز؛ F) روند اورالیتی‌شدن و پیدایش کلریت در لبه کلینوپیروکسن‌ها و پرشدگی کلسیت در قالب بجامانده از پیروکسن (Cpx): کلینوپیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Ol: البوین، Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Ser: سریسیت، برپایه Whitney و Evans، ۲۰۱۰؛ Ed: ایدنگزیت، Opaq: کانی کدر)

Archive of SID

جانشین شده‌اند (شکل ۳- E). در شرایط آب‌دار، در کناره‌های زئولیت‌ها، در پی اورالیتی شدن برخی کلینوپیروکسن‌ها، کلریت ساخته شده است (شکل ۳- F).

شیمی کانی‌ها

نمونه‌های منشور بازالتی پس از سنگ‌نگاری دقیق، بلورهای الیوین و پیروکسن (جدول ۱) و پلاژیوکلاز (جدول ۲) به روش تجزیه ریزکاو الکترونی بررسی شدند.

در این بازالت‌ها، کانی‌های فرعی کدر بیشتر به همراه کلینوپیروکسن‌ها بافت گلومروپورفیریتیک پدید آورده‌اند (شکل ۳- B). فنوکریست‌های الیوین شکل دار هستند و چه بسا در پی تبلور در مرحله‌های آغازین جدایش بلوری (تفریق) ماگمایی پدید آمده‌اند. الیوین‌ها تجزیه شده و با ایدنگزیت جانشین شده‌اند (شکل ۳- C). کانی‌های کدر فنوکریستی و نیمه‌شکل دار هستند (شکل ۳- D). در پی دگرسانی، برخی کانی‌های پلاژیوکلاز با سوسوریت و به مقدار اندک، با سریسیت

جدول ۱- ترکیب شیمیایی و فرمول ساختاری کانی‌های الیوین (بر پایه چهار اتم اکسیژن) و کلینوپیروکسن (بر پایه شش اتم اکسیژن) در بازالت‌های منشوری شهرستان گرمی (استان اردبیل)

Olivine	I	II	III	IV	Clinopyroxene	1Rim	1core	2core	2Rim	3core	3Rim	4 ore
SiO ₂	38.43	38.71	36.51	37.21	SiO ₂	52.1	50.46	50.14	50.76	50.11	50.91	50.04
Al ₂ O ₃	0.21	0.51	0.24	0.12	TiO ₂	1.04	0.92	1.98	0.6	1.89	0.57	1.19
FeO	26.53	26.53	28.1	28.43	Al ₂ O ₃	3.07	2.4	4.37	4.36	4.6	3.31	4.54
MnO	0.63	0.64	0.64	0.64	Cr ₂ O ₃	0.07	0.14	0.08	0.04	0.08	0.06	0.04
MgO	32.33	31.88	32.65	32.12	FeO	5.95	7.11	5.41	7.55	4.22	6.99	6.17
CaO	0.20	0.32	0.31	0.28	Fe ₂ O ₃	2.54	2.42	3.48	2.1	3.39	2.07	2.69
K ₂ O	0.08	0.08	0.08	0.07	MnO	0.26	0.34	0.33	0.37	0.39	0.5	0.28
Total	98/43	98/98	98/97	98/88	MgO	14.13	14.11	14.94	14.54	14.99	15.51	14.28
Si	1.04	1.04	1.00	1.02	CaO	20.87	20.06	19.41	19.68	20.11	19.9	20.67
Al	0.00	0.02	0.01	0.00	Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
Fe	0.60	0.60	0.62	0.61	Total	99.75	99.49	99.75	99.71	99.3	99.59	99.68
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	Fe ⁺³	0.09	0.02	0.04	0.01	0.04	0.02	0.004
Mg	1.30	1.28	1.34	1.34	Fe ⁺²	0.34	0.31	0.31	0.3	0.27	0.29	0.27
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	Si	1.96	1.88	2.00	1.87	1.60	2.00	2.02
K	0.003	0.003	0.003	0.003	Al	0.14	0.19	0.13	0.12	0.11	0.11	0.1
Total	2.96	2.97	3.00	2.99	Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01
Forsterite	67.76	67.76	67.76	67.76	Mg	0.79	0.79	0.71	0.08	0.74	0.77	0.8
Fayalite	31.19	31.19	31.19	31.1	Ca	0.75	0.81	0.77	0.43	0.03	0.76	0.83
					Total	3.94	4.00	3.91	3.79	4.32	3.92	3.95
					Mg/ (Mg+Fe ⁺²)	0.70	0.72	0.73	0.73	0.75	0.74	0.75
					Al/ (Al+Fe ⁺³ +Cr)	1.78	1.10	1.27	1.04	1.28	1.13	1.01
					Enstatite	0.40	0.41	0.43	0.42	0.43	0.44	0.42
					Ferrosillite	0.17	0.16	0.16	0.16	0.14	0.15	0.14
					Wollastonite	0.42	0.42	0.42	0.41	0.42	0.40	0.43
					Mole fractions							
					XSi (T)	0.97	0.94	0.93	0.94	0.93	0.93	0.93
					XAl (T) (Al ^{IV})	0.02	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06
					XAl (M1) (Al ^{VI})	0.08	0.07	0.06	0.08	0.07	0.03	0.08
					XFe ⁺³ (M1)	0.09	0.02	0.04	0.01	0.04	0.01	0.004
					XFe ⁺² (M1)	0.29	0.25	0.24	0.24	0.22	0.24	0.22
					XMg (M1)	0.67	0.65	0.66	0.65	0.68	0.7	0.66
					XFe ⁺² (M2)	0.05	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04
					XMg (M2)	0.11	0.13	0.16	0.15	0.14	0.15	0.13
					XCa (M2)	0.83	0.80	0.77	0.78	0.80	0.79	0.82
					Sum Cat.	3.13	3.00	3.01	3.96	3.02	3.00	2.96
					Name:	augite	augite	augite	augite	augite	augite	augite

جدول ۲- ترکیب شیمیایی و فرمول ساختمانی کانی پلاژیوکلاز در بازالت‌های منشوری شهرستان گرمی (استان اردبیل) بر پایه هشت اتم اکسیژن

Plagioclase	1Core	1Rim	2Core	2Rim	3Rim	3Madian	3Core	3Core	3Madian	3Rim
SiO ₂	54.81	54.2	54.58	54.29	54.82	54.59	54.78	54.78	54.62	54.78
TiO ₂	0.22	0.14	0.16	0.29	0.14	0.24	0.28	0.20	0.16	0.12
Al ₂ O ₃	25.81	26.56	26.42	26.62	26.48	26.68	26.47	26.48	26.56	26.8
FeO	0.83	0.53	0.81	0.79	0.73	0.79	0.88	0.84	0.75	0.68
MgO	0.52	0.21	0.62	0.68	0.37	0.62	0.58	0.56	0.22	0.19
CaO	12.09	12.01	12.13	11.12	11.45	11.48	11.72	11.69	11.51	11.41
Na ₂ O	4.30	4.83	4.42	4.38	4.67	4.42	4.32	4.28	4.41	4.49
K ₂ O	0.82	0.80	0.81	0.84	0.72	0.68	0.58	0.62	0.84	0.92
Total	99.4	99.28	99.95	99.01	99.38	99.5	99.61	99.45	99.07	99.39
Si	2.51	2.49	2.49	2.49	2.50	2.49	2.50	2.50	2.50	2.50
Al	1.39	1.44	1.42	1.44	1.43	1.43	1.42	1.42	1.43	1.44
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Fe	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	0.04	0.01	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.01
Ca	0.59	0.59	0.59	0.59	0.56	0.56	0.57	0.57	0.57	0.56
Na	0.38	0.43	0.39	0.39	0.41	0.39	0.38	0.38	0.39	0.4
K	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.05
Total	5.00	5.02	5.02	5.00	5.01	5.00	4.99	4.99	4.99	5.00
Orthose	4.68	4.39	4.57	4.99	4.13	3.99	3.41	3.66	4.88	5.31
Albite	37.33	40.27	37.92	39.54	40.71	39.42	38.65	38.39	38.95	39.38
Anorthite	57.99	55.34	57.51	55.47	55.16	56.59	57.94	57.95	56.17	55.31

در نمودار Cornelis (۱۹۸۵)، نمونه‌های بررسی‌شده الیوین در گستره هیالوسیدریت جای می‌گیرند (شکل ۴-۱). بر پایه داده‌های جدول ۱، مقدار SiO₂ الیوین‌ها ۳۶/۵۱ تا ۳۸/۷۱ درصد وزنی است. مقدار FeO (آهن دو ظرفیتی) از ۲۶/۴۳ تا ۲۷/۱ درصد وزنی است و مقدار MgO برابر ۳۱/۸۸ تا ۳۲/۶۵ است. مقدار Al₂O₃ بر پایه درصد وزنی نیز از ۰/۱۲ تا ۰/۵۱ است.

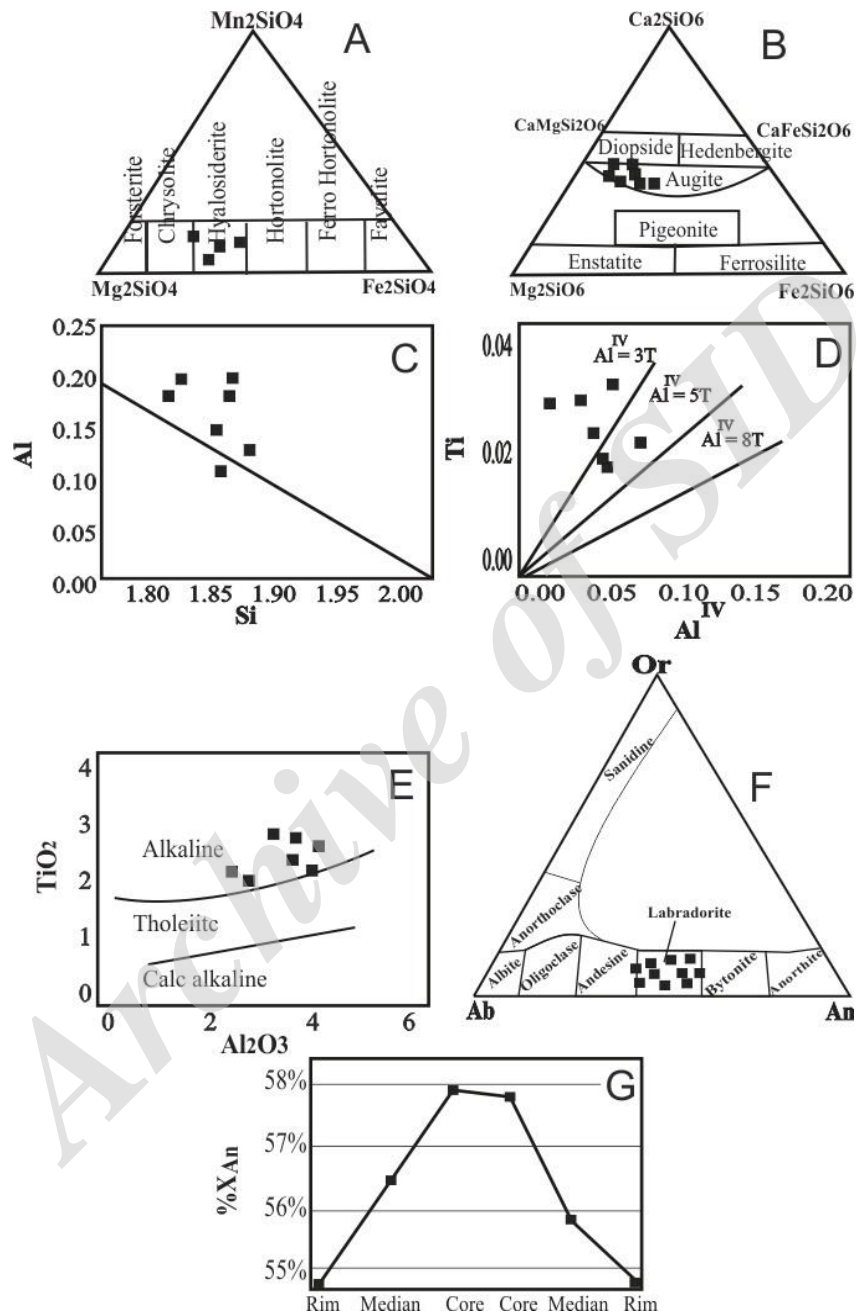
بررسی ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها (جدول ۱) در نمودار رده‌بندی Wo-En-Fs نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌ها در گستره اوژنیت جای می‌گیرند (شکل ۴-۲). در این سنگ‌های بازالتی، ترکیب کلینوپیروکسن نزدیک به En₄₀ تا En_{44.2} و Fs_{14.3} تا

در نمودار Cornelis (۱۹۸۵)، نمونه‌های بررسی‌شده الیوین در گستره هیالوسیدریت جای می‌گیرند (شکل ۴-۱). بر پایه داده‌های جدول ۱، مقدار SiO₂ الیوین‌ها ۳۶/۵۱ تا ۳۸/۷۱ درصد وزنی است. مقدار FeO (آهن دو ظرفیتی) از ۲۶/۴۳ تا ۲۷/۱ درصد وزنی است و مقدار MgO برابر ۳۱/۸۸ تا ۳۲/۶۵ است. مقدار Al₂O₃ بر پایه درصد وزنی نیز از ۰/۱۲ تا ۰/۵۱ است.

بررسی ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها (جدول ۱) در نمودار رده‌بندی Wo-En-Fs نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌ها در گستره اوژنیت جای می‌گیرند (شکل ۴-۲). در این سنگ‌های بازالتی، ترکیب کلینوپیروکسن نزدیک به En₄₀ تا En_{44.2} و Fs_{14.3} تا

نیست؛ مقداری کاتیون‌های Al نیز در جایگاه چهاروجهی جایگزین شده است.

از آنجایی که مقدار Si برای پرکردن موقعیت چهاروجهی سیستم کانی کلینوپیروکسن کافی



شکل ۴- داده‌های شیمیایی کانی‌های سازنده بازالت‌های منشوری شهرستان گرمی (استان اردبیل) در: (A) نمودار رده‌بندی الیون‌ها (Cornelis, 1985); (B) نمودار رده‌بندی کلینوپیروکسن‌ها (Deer *at al.*, 1992) برپایه مقدار انستاتیت (En)، ولاستونیت (Wo) و فروسیلیت (Fs); (C) نمودار نسبت Si به Al کل (Zhu and Ogasawara, 2001) که میزان جانشینی آلومینیم تتراندردی به جای سیلیسیم در کلینوپیروکسن را نشان می‌دهد؛ (D) نمودار میزان جانشینی Ti و Al^{IV} به جای Si در جایگاه تتراندردی کلینوپیروکسن‌ها (Zhu and Ogasawara, 2001); (E) نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 برای شناسایی سرشت ماگمایی برپایه شیمی کلینوپیروکسن (Le Bas, 1962); (F) نمودار رده‌بندی پلاژیوکلازها (Deer *at al.*, 1992); (G) نمودار مقدار An در نیم‌رخ عرضی فنوکریست پلاژیوکلاز

مقدار Ca (در آنورتیت) آرام آرام کاهش و Na (در آل بیت) افزایش می یابد (شکل ۴-G). اگر در پی نبود نوسان در مقدار آب ماگما، پلاژیوکلاز بافت غربالی یا حاشیه غبارآلود یا تحلیل رفته نشان دهد، چنین نیمرخی نشان دهنده تبلور و جدایش بلوری ماگمایی است (Tsuchiyama, 1985). ویژگی های میکروسکوپی نشان دهنده نبود بافت غربالی یا حاشیه غبارآلود یا تحلیل رفته در پلاژیوکلازها هستند و ترکیب شیمی این کانی ها در راستای قطر فنوکریست های پلاژیوکلاز، تبلور نرمال کانی را نشان می دهد.

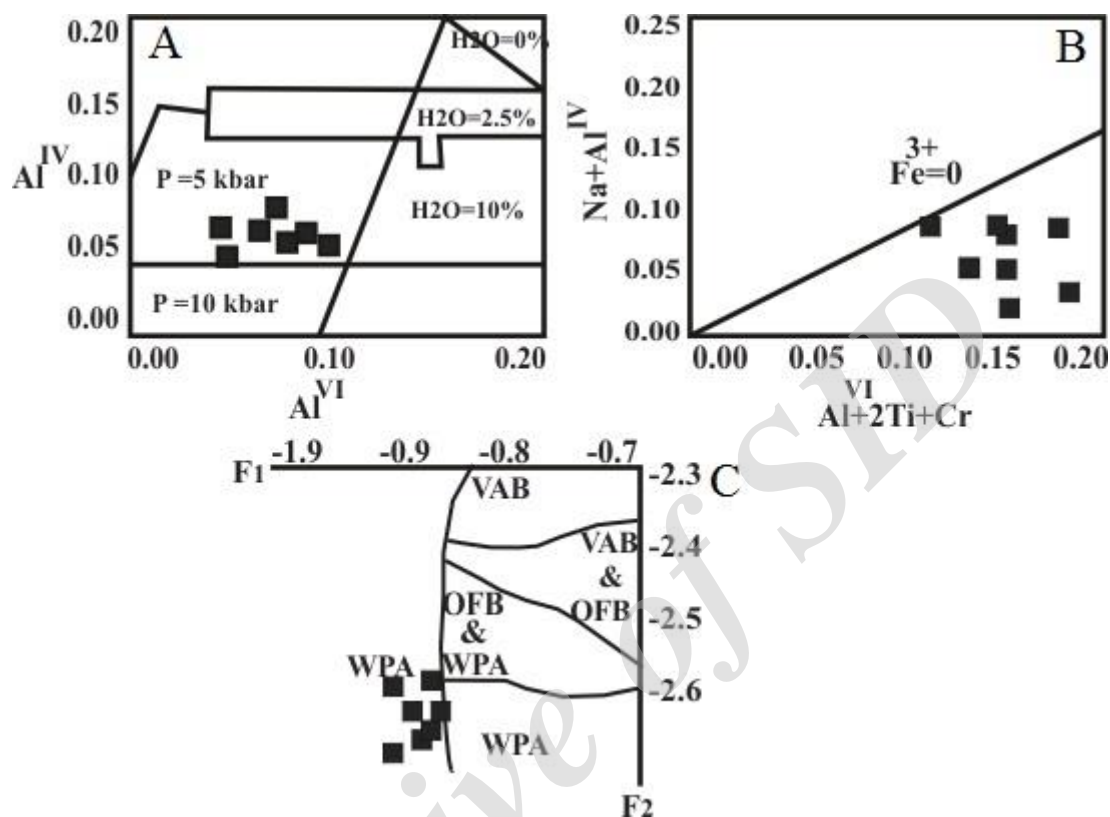
برای بررسی ژرفا و فشار تبلور کلینوپیروکسن، نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI} به کار برده شد. به باور Helz (۱۹۷۳)، توزیع آلومینیم در جایگاه های چهاروجهی و هشت وجهی کلینوپیروکسن ها معیار خوبی برای برآورد مقدار آب ماگما و میزان فشار در پهنه پیدایش سنگ های آذرین است. این نمودار (شکل ۵-A) فشار نزدیک به ۵ کیلوبار برای نمونه ها را نشان می دهد. جایگاه کلینوپیروکسن ها در نمودار $Cr+2Ti+Al^{IV}$ در برابر $Na+Al^{IV}$ نشان دهنده پیدایش کلینوپیروکسن ها در فوگاسیته اکسیژن کم (زیر خط $Fe^{+3}=0$) برای همه نمونه های تجزیه شده است (شکل ۵-B). به باور پژوهشگران، هر چه فاصله نقاط از خط $Fe^{3+}=0$ بالاتر باشد نشان دهنده فوگاسیته بیشتر اکسیژن در پهنه پیدایش کلینوپیروکسن خواهد بود.

برای شناسایی محیط پیدایش

از آنجایی که عنصر Ti در کلینوپیروکسن ها نامتحرک بوده (Rollinson, 1993) و نمونه های کلینوپیروکسن برگزیده سالم هستند، بررسی کلینوپیروکسن ها در نمودار Al^{IV} در برابر Ti نشان می دهد که ۴ نمونه هسته کلینوپیروکسن ها مقدار Ti بالاتری نسبت به Al^{IV} دارند و از این رو، در بالای خط T $Al^{IV}=3$ جای گرفته اند (شکل ۴-D). نمونه های حاشیه کلینوپیروکسن ها که در زیر خط $Al^{IV}=5T$ هستند، کم بودن مقدار Ti در حاشیه این نمونه ها و جدایش بلوری را نشان می دهند. در نمودار Al_2O_3 در برابر SiO_2 ، نمونه های کلینوپیروکسن در محدوده بازالت های آکالن جای می گیرند (شکل ۴-E). کلینوپیروکسن هایی که در هسته از Al^{VI} سرشار هستند در فشار بالاتری (نسبت به نمونه های با حاشیه سرشار از Al^{IV}) پدید آمده اند (Liu *at al.*, 2000). در بازالت های جنوب شهرستان گرمی، درصد آنورتیت در هسته پلاژیوکلازها از $An_{55.16}$ تا $An_{57.9}$ متغیر بوده و ترکیب کانی شناسی پلاژیوکلازها لابرادوریت است (شکل ۴-F، جدول ۲). مقدار CaO از ۱۱/۱۲ تا ۱۲/۱۳، Na_2O از ۴/۲۸ تا ۴/۸۳ و میزان آلومینیم آن نیز از ۲۵/۸۱ تا ۲۶/۸۰ درصد وزنی است. مقدار آنورتیت ۵۷/۹۵ تا ۵۵/۱۶، آل بیت ۴۰/۷۱ تا ۳۷/۳۳ و ارتوکلاز ۵/۳۱ تا ۳/۴۱ درصد مولی است. تجزیه ریزکاو الکترونی در راستای عرضی پلاژیوکلازها نشان می دهد که هسته فنوکریست ترکیب یکنواختی از مقدار آنورتیت نزدیک به ۵۷٪ دارد؛ اما در کناره های کانی،

نمونه‌های بررسی شده در محدوده بازالت‌های آلکالن درون قاره‌ای جای می‌گیرند.

کلینوپیروکسن‌ها، نمودار پارامتر F_1 و F_2 (شکل ۵-C) به کار برده شد. در این نمودار،



شکل ۵- داده‌های شیمیایی کانی‌های سازنده بازالت‌های منشوری شهرستان گرمی (استان اردبیل) در: (A) نمودار توزیع آلومینیم چهاروجهی (تتراهدری) و هشت‌وجهی (اکتاهدری) در کلینوپیروکسن‌ها (Coltorti *at al.*, 2007); (B) نمودار تغییرات $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Na+Al^{IV}$ (Marcelot *at al.*, 1983); (C) نمودار F_1 در برابر F_2 (Nisbet and Pearce, 1989) برای شناسایی محیط پیدایش کلینوپیروکسن‌ها (WPA: Within plate Alkaline Basalts; WPT: Within plate tholeiitic basalts; (OFB: Ocean- Floor Basalts; VAB: Volcanic Arc Basalts

زمین‌شیمی

داده‌های زمین‌شیمیایی به دست آمده در جدول ۳ آورده شده‌اند. همه نمونه‌های سنگ کل (جدول ۳) Na_2O و K_2O بالایی دارند و در نورم کوارتز (۳) نورماتیو نداشته؛ اما الیون و نفلین نورماتیو دارند. برپایه نمودار چهاروجهی بازالت‌ها، این ویژگی‌ها نشان‌دهنده آلکالن بودن این سنگ‌ها هستند (Yoder and Tilley, 1962).

برای دماسنجی پیدایش کلینوپیروکسن‌ها، فرمول پیشنهادی Nimis و Taylor (۲۰۰۰) برای داده‌های هسته بلورها) به کار برده شد:

$$T (K^{\circ}) = [23166 + 39.28 (P \text{ kbar})]:$$

$$[13.25 + 15.35Ti + 4.5Fe - 1.55 (Al + Cr - Na - K) + (Lna^{Cpx_{en}})^2] \pm 25^{\circ}C$$

برپایه کاربرد این دماسنجی، دمای پیدایش کلینوپیروکسن‌ها ۱۲۲۳/۱۵ تا ۱۲۷۲/۱۴ کلین و برابر با ۹۵۰ - ۹۹۸ (± 25) درجه سانتیگراد به دست آمده.

جدول ۳- داده‌های تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی (به روش XRF؛ برپایه درصد وزنی) و عنصرهای فرعی (به روش ICP؛ برپایه ppm) و مقدار کانی‌های نورماتیو (برپایه روش C.I.P.W.) برای بازالت‌های منشوری شهرستان گرمی (استان اردبیل)

Sample No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	49.77	50.43	50.41	49.8	50.37	48.89	50.37	48.12	50.11	50.13	49.11
Al ₂ O ₃	15.61	16.15	16.23	16.66	16.25	16.51	16.42	16.41	17.11	16.61	16.11
CaO	8.41	8.16	8.13	7.86	7.78	8.51	8.47	8.69	8.62	8.61	8.31
FeO _T	9.13	9.11	8.83	9.21	9.23	9.11	8.11	9.25	8.21	8.56	9.33
MgO	7.58	5.91	6.31	6.33	6.12	6.91	6.83	6.81	6.43	6.69	7.39
Na ₂ O	3.57	3.77	3.88	3.67	3.82	3.76	3.82	3.76	3.77	3.61	3.97
K ₂ O	2.56	2.77	2.83	2.77	2.79	2.81	2.79	2.81	2.72	2.77	2.52
TiO ₂	1.01	1.03	1.07	0.98	1.09	1.01	1.02	1.05	1.04	0.99	1.02
MnO	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16	0.16	0.15
P ₂ O ₅	0.46	0.41	0.31	0.47	0.4	0.42	0.24	0.41	0.32	0.26	0.38
SO ₃	0.02	0.04	0.04	0.05	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02
BaO	0.06	0.08	0.05	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07	0.06	0.05	0.04
LOI	1.41	1.51	1.61	1.62	1.66	1.62	1.36	1.51	1.24	1.31	1.41
Total	99.76	99.55	99.86	99.65	99.77	99.83	99.71	99.09	99.82	99.77	99.76
Ag	0.25	0.26	0.23	0.24	0.25	0.25	0.25	0.25	0.24	0.23	0.25
As	2	2	2	1.5	2.5	2.5	2	2	1	2	1.5
Ba	530	575	580	558	575	525	525	525	525	525	505
Be	520	572	582	558	572	572	536	570	548	582	512
Bi	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.36
Cd	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Ce	52	54	56	54	52	54	51	53	58	56	55
Co	27	26	24	27	26	26	26	26	25	24	25
Cr	193	129	130	169	129	170	171	145	138	141	170
Cs	1.6	1.6	1.4	1.2	1.4	1.4	1.4	1.2	1.4	1.4	1.4
Cu	82	71	74	89	71	80	74	75	78	71	88
Dy	4	3.4	3.2	3	3.6	3.6	3	3	3	3.4	3.2
Er	2.4	2.8	2.6	2.8	2.6	2.6	2.4	2.6	2.6	2.6	2.6
Eu	1.46	1.48	1.28	2.12	1.62	2.14	1.42	1.42	1.42	1.62	1.86
Ga	14	13	13	14	14	14.5	14.5	13	14.5	13.5	14
Gd	8	8	6	7	8	7	8	8	7	7	6
Hf	3.6	3.8	3.8	3.6	3.8	3.8	3.6	3.2	3.6	3.2	3.6
Ho	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.8	0.8
La	18	18	20	19	18	19	18	18	18	17	18
Li	13	14	13	14	13	14	13	13	14	13	14
Lu	0.22	0.27	0.25	0.23	0.21	0.22	0.23	0.24	0.25	0.24	0.28
Mo	0.99	1.05	1.2	0.92	1.17	1.11	0.99	0.99	1.01	1.12	1.2
Nb	18	17	18	18	18	19	17	17	18	18	19
Nd	9	10	10	9	10	10	9	10	11	11	9
Ni	75	68	60	73	65	71	69	72	70	61	60
Pb	4.5	4.6	4.5	5	4	4	4	3	4	4	4
Pr	7.5	7.5	6.5	6.5	7.5	8	7.5	6.5	7	7	8
Rb	49	47	48	49	49	49	48	49	48	48	49
S	160	88	99	135	95	120	119	99	131	125	50
Sb	1.02	1.03	0.9	0.9	0.98	0.98	0.9	0.82	1.02	1.02	0.8
Sc	21.1	20.1	19.6	20.6	20.8	20.9	20.5	20.4	20.1	20.3	18
Sr	111	112	111	112	111	114	112	112	110	113	115
Sm	4	4	4	3	3	3	4	3	3	4	3
Ta	1	0.91	0.9	0.9	0.89	1	0.9	0.9	0.9	1	0.8
Tb	0.6	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.5	0.6	0.6	0.5	0.6
Th	7	6	7	7	7	6	7	6	7	6	7
Tm	0.2	0.2	0.25	0.2	0.2	0.24	0.2	0.2	0.25	0.24	0.26
U	1.6	1.5	1.5	1.5	1.6	1.5	1.5	1.5	1.5	1.4	1.5
V	186	186	176	181	182	182	186	186	172	172	168
Y	18	20	20	19	20	19	18	18	19	19	19
Yb	1.8	1.6	1.4	1.4	1.4	1.6	1.6	1.4	1.4	1.4	1.6
Zn	73	74	69	77	73	74	74	77	74	70	78
Zr	124	128	124	124	118	120	120	120	124	122	120

جدول ۳- ادامه.

Sample No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Yb_N	10.59	9.41	8.24	8.24	8.24	9.41	9.41	8.24	8.24	8.24	9.41
Zr_N	32.04	33.07	32.04	32.04	30.49	31.01	31.01	31.01	32.04	31.52	31.01
Zr/Nb	6.89	7.53	6.89	6.89	6.56	6.32	7.06	7.06	6.89	6.78	6.32
La_N/Sm_N	2.91	2.91	3.23	4.09	3.87	4.09	2.91	3.87	3.87	2.74	3.87
Ce/Pb	11.56	11.74	12.44	10.8	13	13.5	12.75	17.67	14.5	14	13.75
Nb/U	11.25	11.33	12	12	11.25	12.67	11.33	11.33	12	12.86	12.67
La/Nb	1	1.06	1.11	1.06	1	1	1.06	1.06	1	0.94	0.95
Rb/Zr	0.4	0.37	0.39	0.4	0.42	0.41	0.4	0.41	0.39	0.39	0.41
La_N/Yb_N	12.41	13.96	17.73	16.84	15.95	14.74	13.96	15.95	15.95	15.07	13.96
Th/Yb	3.89	3.75	5	5	5	3.75	4.38	4.29	5	4.29	4.38
Sm/Yb	2.22	2.5	2.86	2.14	2.14	1.88	2.5	2.14	2.14	2.86	1.88
La/Yb	10	11.25	14.29	13.57	12.86	11.88	11.25	12.86	12.86	12.14	11.25
Zr/Nb	6.89	7.53	6.89	6.89	6.56	6.32	7.06	7.06	6.89	6.78	6.32
Th/U	4.38	4	4.67	4.67	4.38	4	4.67	4	4.67	4.29	4.67
Ti/Sc	798.46	854.78	910.62	793.54	874.13	806.1	829.96	858.56	863.08	813.49	945.23
Dy_N/Yb_N	1.49	1.42	1.53	1.43	1.72	1.51	1.25	1.43	1.43	1.63	1.34
Tb_N/Yb_N	1.52	1.42	1.62	1.95	1.95	1.7	1.42	1.95	1.95	1.62	1.7
Ba/Ce	10.19	10.65	10.36	10.33	11.06	9.72	10.29	9.91	9.05	9.38	9.18
La/Ta	18	19.78	22.22	21.11	20.22	19	20	20	20	17	22.5
La/Nb	1	1.06	1.11	1.06	1	1	1.06	1.06	1	0.94	0.95
Norm (CIPW):											
Or	17.39	17.95	17.53	16.99	17.79	17.91	17.52	17.91	19.99	16.96	19.99
Ab	26.91	26.95	27.92	26.92	27.99	25.69	23.89	25.98	26.76	29.15	25.31
An	15.99	16.83	16.92	16.91	15.66	15.96	11.59	15.89	17.91	20.94	22.72
Ne	8.21	7.35	7.64	7.74	7.27	8.24	14.55	8.34	7.16	5.84	2.2
Di	16.61	15.77	15.82	15.84	15.18	16.31	19.74	17.34	15.82	11.88	10.99
Ol	8.39	7.99	6.97	5.99	6.98	6.89	5.59	6.59	6.64	7.84	10.31
Hm	3.21	3.62	3.21	3.91	3.62	3.94	3.74	3.59	3.42	3.42	3.62
Tn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.6
Ap	1.09	1.88	0.99	0.97	1.13	0.97	1.4	0.99	1.09	1.91	0.98
Py	0.28	0.29	0.27	0.31	0.29	0.32	0.31	0.21	0.27	0.27	0.26
Sum	98.08	98.63	97.27	97.58	98.01	98.23	98.33	99.15	99.06	98.21	97.98

*Or=Orthoclase, Ab=Albite, An=Anorthite, Ne=Nepheline, Di=Diopside, Ol=Olivine, Hm=Hematite, Tn=Titanite, Ap=Apatite, Py=Pyrite

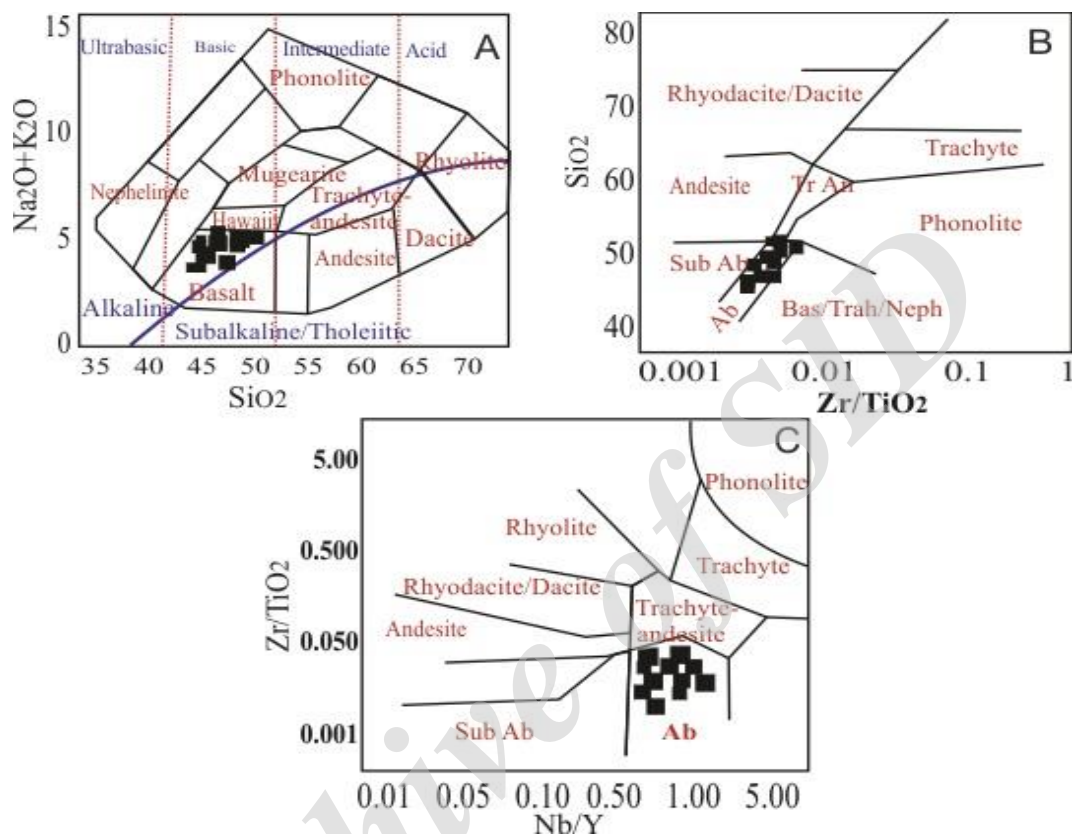
بحث

سنگ‌های آتشفشانی بر پایه نسبت‌های Zr/TiO₂ در برابر Nb/Y (شکل‌های ۶- B و ۶- C)، همه نمونه‌ها در بخش آلكالی‌بازالت جای گرفته‌اند (Winchester and Floyd, 1997). در داده‌های نورماتیو به‌دست آمده نیز

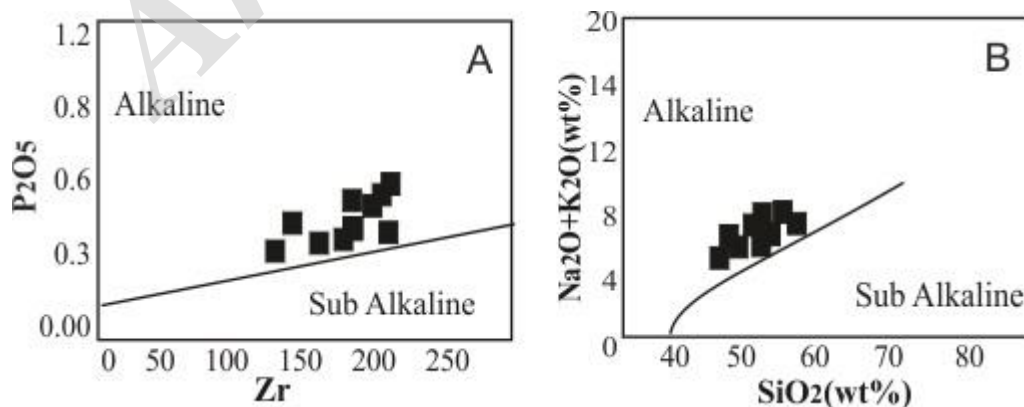
در نمودار سیلیس در برابر کل عنصرهای آلكالن یا TAS (Cox at al., 1979) (شکل ۶- A)، نمودار رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی بر پایه SiO₂-Zr/TiO₂، نمودار رده‌بندی

نمودار تغییرات SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (شکل ۷- B) همه نمونه‌ها در گستره سری آلکالن جای گرفته‌اند.

نفلین نورماتیو ساخته شده است (جدول ۳).
برای شناسایی سری ماگمایی با نمودار تغییرات P_2O_5 در برابر Zr (شکل ۷- A) و



شکل ۶- داده‌های شیمیایی بازالت‌های منشوری شهرستان گرمی (استان اردبیل) در: (A) نمودار TAS (Cox *et al.*, 1979); (B) نمودار رده‌بندی SiO_2 -Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1997); (C) نمودار سنگ‌های آذرین بیرونی برپایه Nb/Y در برابر Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1997)

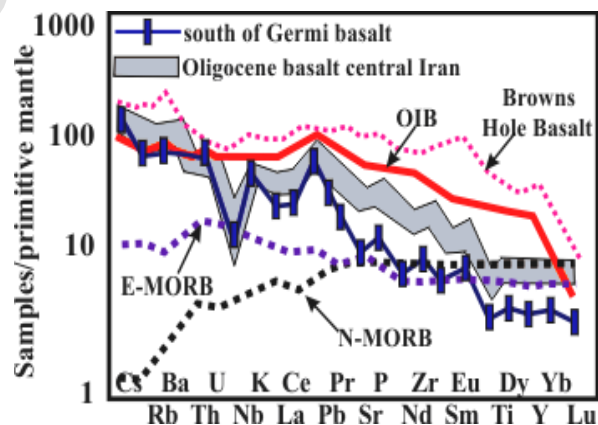


شکل ۷- داده‌های شیمیایی بازالت‌های منشوری شهرستان گرمی (استان اردبیل) در: (A) نمودار تغییرات Zr در برابر P_2O_5 (Irvine and Baragar, 1971); (B) نمودار سیلیس در برابر مجموع عنصرهای آلکالن (Winchester and Floyd, 1997)

جدایش بلوری بالای عنصرهای نادر خاکی سنگین با نسبت $1/6$ ($Dy_N/Yb_N >$) نشان‌دهنده گارنت‌داربودن خاستگاه سنگ‌هاست (Haase *at al.*, 2004). میانگین این نسبت در بازالت‌های منطقه نزدیک به $1/47$ است، این نکته نشان‌دهنده ذوب گارنت در خاستگاه در پی کاهش فشار است (Lucassen *at al.*, 2007) و همچنین، الگوی کمابیش هموار HREE در همه نمونه‌ها، نشان‌دهنده ذوب‌بخشی گارنت در خاستگاه است (Morata *at al.*, 2005).

الگوهای موازی بهنجارشده عنصرهای کمیاب سنگ‌های منطقه در نمودار عنکبوتی نیز، خاستگاه یکسان و رابطه جدایش آنها را نشان می‌دهد؛ اما ناهنجاری‌های مثبت اندک در عنصرهای Cs و Pb با نفوذ سیال‌های پوسته‌ای به درون ماگما، هضم مواد پوسته‌ای با ماگمای سازنده یا متاسوماتیسم ماگمای سازنده پدید می‌آیند (Macdonald and Hawkesworth, 2000). این ویژگی‌ها همراه با غنی‌شدگی آشکاری از عنصرهای K, Rb و Ba در برابر ترکیب گوشته اولیه و پیدایش بافت گلوپورفیریتیک (ویژگی مهم سنگ‌های ماگمای فورانی تحول‌یافته در آشیانه ماگمایی)، متاسوماتیسم زمین‌شیمیایی در پوسته زیرین را نشان می‌دهند (Wayer *at al.*, 2003). غنی‌شدگی از LILE همراه با بالابودن Ba و Pb از ویژگی‌هایی هستند که گویای دخالت پوسته فرورونده رو در تحول و پیدایش ماگمای پهنه‌های پشت کمان ماگمایی هستند (Kamber *at al.*, 2012; Verdel, 2009). نسبت Zr/Nb در سنگ‌های پوسته نزدیک به ۲۲ تا ۲۵ است؛ اما در خاستگاه گوشته‌ای این نسبت کمتر از ۱۱ ppm است (Ntaflos *et al.*,

برای بررسی فراوانی عنصرهای کمیاب در نمونه‌های بررسی‌شده از نمودار عنکبوتی بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه و همچنین، مقایسه نمونه‌ها با پهنه‌های مورب عادی، مورب غنی‌شده و جزایر اقیانوسی در نمودار بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه Sun و McDonough (۱۹۸۹) به کار برده شد (شکل ۸). عنصرهای HFS و عنصرهای همانند این دسته، پهنه پایداری بالایی در گوشته دارند. افتادگی ملایم Nb و Ti در نمودار و (کمبود مقدار Ta تا کمتر از ۱) نشان‌دهنده وابستگی سنگ‌های منطقه به پهنه فرورانشی هستند (Wilson and Downes, 2006). افتادگی Sr نشان‌دهنده به‌جای ماندن پلاژیوکلاز در ترم‌های نخستین جدایش بلوری است (Sun and MacDonough, 1989).



شکل ۸- نمودار بهنجارشده سنگ‌های بازالتی جنوب شهرستان گرمی (استان اردبیل) در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و مقایسه نمونه‌ها با نمونه‌های بهنجارشده سنگ‌های پشت کمان الیگوسن تروند و ساغند ایران مرکزی (Verdel, 2009)، ریفت برنز هول ایالت یوتا آمریکا (Verdel, 2009) و مقایسه با پهنه‌های نرمال مورب و مورب غنی‌شده و بازالت‌های جزایر کمانی (Sun and McDonough, 1989)

۰/۱۲ $Rb/Zr > 0.12$ نشان دهنده خاستگاه گوشته متاسوماتیسم شده‌ای با سیال‌های فرورو است (Harangi and Lenkey, 2007). میانگین این نسبت در نمونه‌های بررسی شده نزدیک به ۰/۴ به دست آمده و گویای خاستگاه گوشته متاسوماتیسم شده سنگ‌های بررسی شده است. در مقایسه دو نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه برای نمونه‌های بازالت‌های منطقه و بازالت‌های پشت کمانی مناطق ایران مرکزی (Verdel, 2009)، دو نمودار تفاوت چندانی در فراوانی عنصرهای کمیاب نداشته و روند مشابهی دارند. در بررسی زمین‌شیمیایی نمونه‌های بررسی شده در برابر بازالت‌های جزایر اقیانوسی (Sun and McDonough, 1989) مقدار SiO_2 و FeO^* و همچنین، نسبت La_N/Yb_N شباهت‌هایی دیده می‌شود (میانگین عنصرها و نسبت‌های یاد شده به ترتیب، برای نمونه‌های بازالتی جزایر کمانی دارای مقدارهای ۰/۸ تا ۱۵ درصد وزنی، ۰/۴۴ تا ۵۳ درصد وزنی و ۹/۳ تا ۱۴/۳). این مقادیرها در نمونه‌های بازالتی منطقه جنوب شهرستان گرمی دارای مقدارهای ۸/۱۱ تا ۹/۳۳ درصد وزنی، ۴۸/۱۲ تا ۵۰/۴۳ درصد وزنی و ۷/۱۸ تا ۱۰/۲۵ هستند. به باور Haghaziar و همکاران (۲۰۱۲)، همانند بودن الگوی عنصرهای REE به بازالت‌های OIB نشانه برخاستن ماگماها از گوشته‌ای غنی شده است. از سوی دیگر میانگین MgO و نسبت‌های La/Yb , Zr/Nb , Ti/Sc , Th/U و Sm/Yb در سنگ‌های بازالتی جزایر کمانی، به ترتیب برابر کمتر از ۷ درصد وزنی، ۱/۵ تا ۱/۹۸، ۷/۸ تا ۹/۳، ۲۸ تا ۳۲، > 5 ، نزدیک به ۴۴۰ و ۳/۹ هستند (Gill, 1984). این میانگین‌ها در

2007). میانگین این نسبت در سنگ‌های منطقه ۶/۹ است؛ پس این سنگ‌ها از گوشته خاستگاه گرفته‌اند. میانگین نسبت La_N/Sm_N در سنگ‌های بازالتی منطقه جنوب شهرستان گرمی نزدیک به ۱۳/۴ است؛ اما این میانگین در سنگ‌های پوسته‌ای تا ۳/۴۹ می‌رسد (Srivastava and Singh, 2004). برپایه این نسبت و سرشت آکالان نمونه‌ها و نسبت بالای HREE/LREE در نمونه‌ها، ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه از ذوب‌بخشی درجه کم خاستگاه گوشته‌ای غنی شده برخاسته است. میانگین Zr_N بالاتر از ۳ برای سنگ‌های مافیک وابسته به پهنه‌های فرورانش در نشان دهنده متاسوماتیسم یا آرایش پوسته‌ای است (Harangi and Lenkey, 2007). این میانگین در سنگ‌های منطقه ۳/۴۲ است. همچنین، در سنگ‌های مافیک وابسته به MORB و OIB، میانگین نسبت‌های Ce/Pb و Nb/U نزدیک به ۴۷ و ۲۵ است (Harangi and Lenkey, 2007)؛ اما در سنگ‌های منطقه میانگین نسبت Ce/Pb برابر ۱۳/۲۵ و میانگین نسبت Nb/U برابر ۱۱/۸۸ است که این مقدار بسیار کمتر از میانگین پیشنهاد شده برای ماگمای اولیه گوشته‌ای مافیک‌های اقیانوسی و OIB است (Harangi and Lenkey, 2007) و احتمال متاسوماتیسم ماگمای بازالت‌های منطقه جنوب شهرستان گرمی را نشان می‌دهد. ماگمای برخاسته از گوشته سست‌کره‌ای مورب دارای نسبت $La/Nb < 1$ و نمونه‌های پدیدآمده از گوشته غنی شده دارای نسبت $La/Nb > 1$ هستند (Aldanmaz et al., 2000). میانگین این نسبت در سنگ‌های بررسی شده برابر ۱/۰۳ بوده و نشان دهنده اندکی غنی‌شدگی در خاستگاه گوشته‌ای است. از سوی دیگر، نسبت

نمونه‌ها نزدیک به ۲ است و نشان‌دهنده نبود وابستگی سنگ‌های بازالتی جنوب گرمی با پهنه‌های ریفتی است.

در شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی، نمودار $Zr/Y - Zr$ به خوبی بازالت‌های جزایر کمائی، MORB و بازالت‌های درون صفحه‌ای را از هم جدا می‌کند و اگر مختصات و محل‌های تلاقی دارای مقیاس لگاریتمی باشند، نتایج بهتری برای جداکردن نمونه‌ها خواهد داشت (Pearce and Norry, 1979).

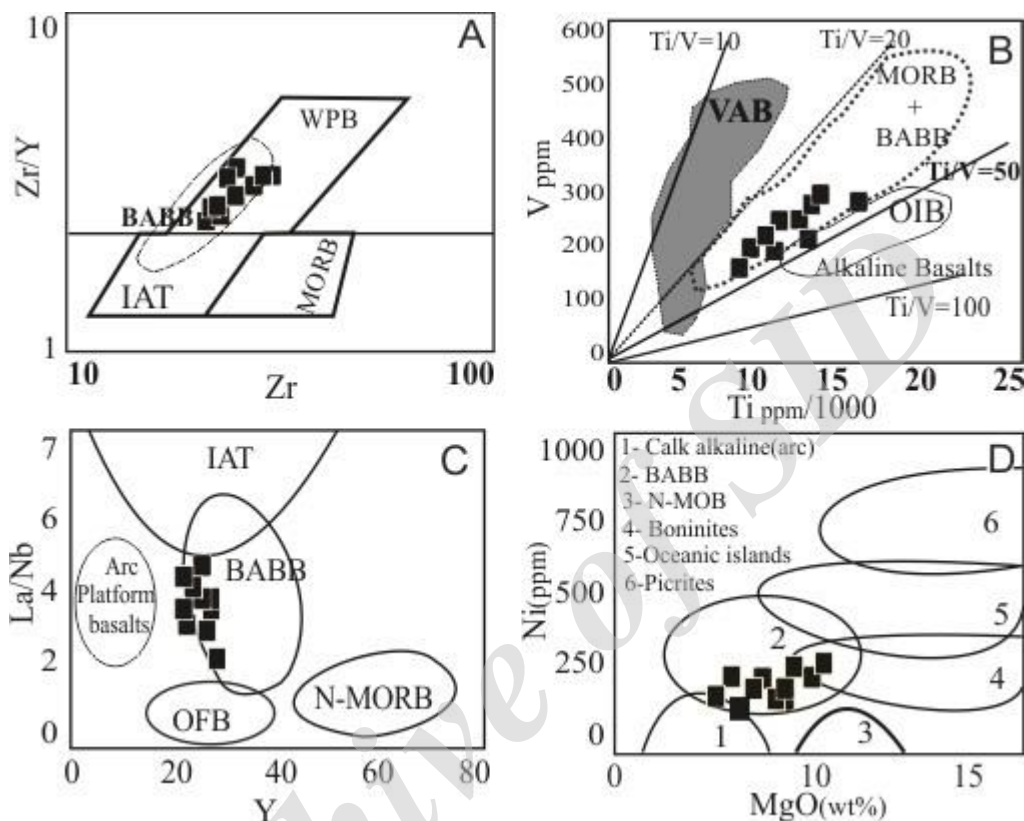
در چنین نموداری همه داده‌ها در پهنه پیدایش بازالت‌های درون‌صفحه‌قاره‌ای (کمان و ریفت قاره‌ای) جای می‌گیرند (شکل ۹-۹A). در نمودار شناسایی پهنه زمین‌ساختی بازالت‌ها برپایه نمودار (Shervais, 1982)، میدان‌های گوناگون بازالتی برپایه نسبت Ti/V در برابر V شناسایی می‌شوند. نسبت Ti/V که (Shervais, 1982) (۱۹۸۲) آن را بررسی کرده است، برای سنگ‌های آتشفشانی IAB بیشتر از ۲۰، برای بازالت‌های مورب و طغیانی ~ ۲۰ تا ۵۰ و به‌طور عمومی برای آلکان‌های BABB کمتر از ۵۰ است. میانگین این نسبت برای سنگ‌های منطقه نزدیک به ۳۶ است و نمونه‌های سنگ کل در این نمودار در منطقه همپوشانی بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی و پشت کمان جای می‌گیرند (شکل ۹-۹B). در شناسایی دقیق‌تر پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگمای سازنده منشورهای بازالتی جنوب گرمی، ماگماهای درون‌صفحه‌ای، غنی‌شدگی از عنصر ایتیریم (Y) ندارند (Rollinson, 1993). برپایه پژوهش‌های Floyd و همکاران (۱۹۹۱)، در کمان‌های توله‌ایتی عموماً نسبت La/Nb بیشتر از ۵ تا عموماً ۱۰ است؛ اما برپایه پژوهش Baker (۱۹۸۴)، این نسبت در توله‌ایت و آلکالی‌بازالت‌های Lesser Antilles از ۱ تا ۵ است که

سنگ‌های بازالتی منطقه برابر ۵/۹۱ تا ۷/۵۸ درصد وزنی، ۳/۷۵ تا ۵، ۱/۸۸ تا ۲/۸۶، ۱۰ تا ۱۴/۲۹، ۶/۳۲ تا ۷/۵ و میانگین ۸۴۹/۸۱ و ۴/۴۰ هستند. مقدار نسبت Ba/Ce در بازالت‌های گوشته اولیه نزدیک به ۳/۹، مورب عادی ۱/۱، جزایر کمائی ۱/۵ تا ۴/۵ و در نمونه‌های بررسی‌شده برابر ۹/۰۵ تا ۱۱/۰۶ بوده و پیامد غنی‌شدگی خاستگاه گوشته‌ای هنگام فرورانش است.

افزون‌بر بررسی‌های زمین‌شیمیایی یادشده، بررسی نهایی نیازمند داده‌های ایزوتوپی است. برای بالابردن دقت کار، داده‌های زمین‌شیمیایی عنصرهای کمیاب در نمودار عنکبوتی با داده‌های پهنه‌های دیگر مقایسه شده‌اند. در کل، روند نمودار بهنجارشده بازالت‌های جزایر اقیانوسی، مورب غنی‌شده، مورب تهی‌شده، پهنه پشت کمان ایران مرکزی و نمونه‌های بررسی‌شده (ترکیب گوشته اولیه از Sun و McDonough, ۱۹۸۹) نشان‌دهنده همانندی روند زمین‌شیمیایی بازالت‌های منطقه به پهنه پشت کمان است. برپایه پژوهش‌های Prave و همکاران (۱۹۹۹) و داده‌های Verdel (۲۰۰۹)، بازالت‌های برونز هول (Browns Hole) ایالت یوتای آمریکا در پهنه میان‌قاره‌ای (rifting) پدید آمده‌اند. بازالت‌های جنوب شهرستان گرمی در مقایسه با بازالت‌های برونز هول در نمودار بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه دارای افتادگی Nb هستند و برخلاف بازالت‌های منطقه برونز هول (پهنه ریفتی)، وابستگی زمین‌شیمیایی به محیط فرورانشی نشان می‌دهند (Gill, 1984). همچنین، به باور Furman (۲۰۰۷) نسبت $Tb_N/Yb_N < 2/2$ نشان‌دهنده نبود وابستگی ماگما با پهنه‌های ریفتی است. میانگین این مقدار در

پشت کمان هستند (شکل ۹-۱۰). همچنین، در نمودار MgO در برابر Ni (شکل ۹-۱۰)، نمونه‌ها در محدوده پشت کمان ماگمایی جای می‌گیرند.

احتمالاً نشان‌دهندهٔ بالغ‌شدن کمان و نفوذ منابع گوشته درون صفحه است (Brown *at al.*, 1984). در نمودار Y در برابر La/Nb، نمونه‌ها در محدوده پهنه



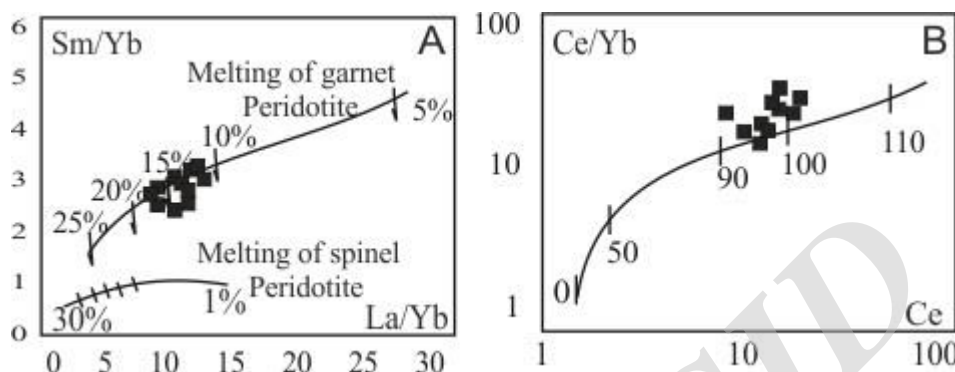
شکل ۹- شناسایی پهنه زمین‌ساختی بازالت‌های منشوری شهرستان گرمی (استان اردبیل) در: (A) نمودار Zr در برابر Zr/Y؛ (B) نمودار Ti/1000 در برابر V (Shervais, 1982)؛ (C) نمودار Y در برابر La/Nb (Floyd *at al.*, 1991)؛ (D) نمودار Ni در برابر MgO (Juteau and Maury, 1999)

برای به‌دست‌آوردن درجه ذوب‌بخشی و ترکیب کانی‌شناسی خاستگاه ماگمای آلكالین، نمودار تغییرات نسبت‌های عنصرهای کمیاب La/Yb در برابر Sm/Yb به‌کاربرده شد (شکل ۱۰-۱۰). در این نمودار درجه ذوب‌بخشی و همچنین، دو محل خاستگاه متفاوت گارنت پریدوتیت و اسپینل پریدوتیت از یکدیگر شناخته می‌شود. برپایه این نمودار، ماگمای آلكالی الیوین‌بازالت جنوب شهرستان گرمی، از ذوب نزدیک به ۱۲ تا ۱۴ درصدی

خاستگاهی گارنت پریدوتیتی پدید آمده است (شکل ۱۰-۱۰). نمودار تغییرات Ce/Yb در برابر Ce (Ellam and Cox, 1991) برای بررسی ژرفای رخداد ذوب‌بخشی ناحیه خاستگاه به‌کار برده شد. این نمودار نشان‌دهندهٔ ذوب‌بخشی در ژرفای نزدیک به ۹۴ تا ۱۰۲ کیلومتری است (شکل ۱۰-۱۰). برپایه بررسی‌های Ishizaka و Carlson (۱۹۸۳) که ژرفای پیدایش ماگمای OIB را بالاتر از ۲۰۰ تا ۱۰۰ کیلومتر دانسته‌اند و نیز Wilson و Downes

در بخش زمین‌شیمی به آنها پرداخته شد، هیچ‌گونه وابستگی میان سنگ‌های بازالتی منطقه با ماگماهای OIB دیده نمی‌شود.

(۲۰۰۶) که ذوب ۰/۵٪ تا ۵٪ در ژرفای بیش از ۴۰۰ کیلومتری را برای پیدایش ماگمای OIB پیشنهاد کرده‌اند. همچنین، برپایه یافته‌های به‌دست‌آمده که



شکل ۱۰- بازالت‌های منشوری شهرستان گرمی (استان اردبیل) در: (A) نمودار نسبت‌های عنصرهای La/Yb در برابر Sm/Yb (Johnson *et al.*, 1990)؛ (B) نمودار تغییرات Ce در برابر Ce/Yb (Ellam and Cox, 1991)

نتیجه‌گیری

زمینه‌ای از میکرولیت و شیشه هستند. رده‌بندی مودال و نورماتو نشان‌دهنده آلکالی‌یون‌بازالت‌بودن بازالت‌های جنوب شهرستان گرمی است. بررسی شیمی کانی‌ها نشان‌دهنده هسته سرشار از کلسیم با ترکیب An_{57} برای پلاژیوکلاز و هسته سرشار از منیزیم با $Mg\#$ متوسط ۷۶٪ برای کلینوپیروکسن، همراه با یون هیالوسیدریتی است. ترکیب شیمیایی این نشان‌دهنده پیدایش و جدایش آنها از ماگمای اولیه و آلکان است. افزایش مقدار سدیم در کناره‌های کانی‌های پلاژیوکلاز نشان‌دهنده جدایش ماگمایی در محیط تکامل کانی‌های پلاژیوکلاز است. نمودارهای شناسایی سری کلینوپیروکسن (برپایه نسبت آلومینیم در ترکیب کانی در برابر سیلسیم) نشان می‌دهند که ماگمای سازنده سری آلکان داشته است. برپایه نمودار شناسایی پهنه زمین‌ساختی ماگما (برپایه مقدار کروم و تیتانیوم در برابر کلسیم)، ماگما در پهنه

نتایج تحلیل و بررسی سنگ‌های بازالتی جنوب شهرستان گرمی و توجه به پیشینه بررسی‌های انجام‌شده نشان می‌دهند که این منطقه بخشی از سرزمین آتشفشانی تالش در جنوب قفقاز کوچک است. این منطقه به‌واسطه کشش پس از پایان فرورانش، در ائوسن فعالیت گسترده آتشفشانی آلکان داشته است. این پهنه پیامد فرورانش شاخه شمال‌خاوری نئوتتیس (بخش شمالی پوسته اقیانوسی دریای سیاه) به زیر حاشیه ارمنستان جنوبی است. منطقه بررسی‌شده در پهنه پشت کمان ماگمایی کمان آتشفشانی ارمنستان جنوبی جای دارد. برپایه بررسی‌های روابط صحرائی و جایگاه آن و نیز با توجه به سن لایه‌های رسوبی، سن بازالت‌های بررسی‌شده ائوسن زیرین تا پیش از ائوسن بالایی است. در بررسی میکروسکوپی، این بازالت‌ها دارای کانی‌های مودال اصلی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن، به‌همراه مقداری یونین در

می دهند که بازالت‌های جنوب شهرستان گرمی به پهنه‌های اقیانوسی و جزایر اقیانوسی وابستگی ندارند. بازالت‌های جنوب شهرستان گرمی از ذوب‌بخشی نزدیک به ۱۲ تا ۱۴ درصدی یک خاستگاه گارنت لرزولیتی غنی شده، پدید آمده‌اند. ماگمای بازالتی بررسی شده از ژرفایی نزدیک به ۱۰۰ کیلومتری خاستگاه گرفته است. بررسی انجام شده گویای همخوانی پیدایش آن در پهنه پشت کمان است. نمودارهای چندعنصری این سنگ‌ها همانند الگوی پیشنهادی برای بازالت‌های پشت کمان ایران مرکزی هستند و تفاوت‌های شناخته‌شده‌ای با بازالت‌های مورب عادی و غنی شده و جزایر اقیانوسی نشان می‌دهند.

سپاس‌گزاری

بخشی از این مقاله از پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد نویسنده اول در دانشگاه تبریز است و از این‌رو، از پشتیبانی‌های مادی و معنوی معاونت محترم پژوهشی و فناوری دانشگاه تبریز بسیار سپاس‌گزاریم. از نظرات ارزشمند استادان گرامی دانشگاه ارومیه و لرستان که در به پایان رساندن این کار همکاری صمیمانه داشتند سپاس‌گزاری می‌شود. از داوران ارجمند و هیات تحریریه مجله برای پیشنهادهای سازنده بسیار سپاس‌گزاریم.

پشت کمان پدید آمده است. این یافته‌ها با بررسی‌های انجام‌شده روی شیمی سنگ کل همخوانی دارد. بررسی دما فشارسنجی برپایه شیمی کانی کلینوپیروکسن نشان‌دهنده تبلور این کانی در دمای مطلق ۹۵۰ تا ۹۹۸ درجه سانتیگراد و فشار نزدیک به ۵ تا ۶ کیلوبار، در فشار فوگاسیته اکسیژن کم (کاهش فشار هنگام بالا آمدن در راستای گسل‌های ژرف در پوسته قاره‌ای ائوسن زیرین) است. روندهای زمین‌شیمیایی با افتادگی ملایم Ti و Nb، مقادیر کمتری از عنصر Ta و بررسی نسبت‌های Zr/Y، La/Nb، Ti/V نشان‌دهنده وابستگی این سنگ‌ها به پهنه‌های فرورانشی هستند. همچنین، بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده سرشت آکالن ماگما، خاستگاه گوشته‌ای و ذوب اندک گارنت خاستگاه و متاسوماتیسم گوشته با پوسته فرورونده، حمل رسوب‌های به گوشته هنگام فرورانش و بالابودن عنصرهای Pb، Cs، نسبت Rb/Zr، La/Nb، Ce/Pb و Nb/U هستند. همچنین، بررسی نسبت‌های Sm/Yb، La/Yb، Zr/Nb، Ti/Sc، Th/U، Rb/Zr و Zr_N، به همراه نسبت‌های یادشده در بالا و مقایسه سنگ‌ها در نمودارهای چند عنصری نشان

منابع

- Abbasi, S. A. (2006) Explanatory text of Razi. Geological Quadrangle Map 1:100000, No. 5669, Geology Survey of Iran, Tehran.
- Aghanabati, S. A. (2004) Geological of Iran. Geological Survey of Iran Publication, Tehran (in Persian).
- Akbari, Z. (2007) Petrology Igneous rocks of South West Germe. MSc thesis, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran (in Persian).
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102(1-2): 67-95.
- Allen, M. B., Vincent, S. J., Alsop, G. I., Ismail-zadeh, A. and Flecker, R. (2003) Late Cenozoic

- deformation in the south Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone. *Tectonophysics* 366(3-4): 223-239.
- Asadian, A., (1994) Geological Quadrangle Moghan Map and report 1:250000, No. 1. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Asadian, A. (1997) Explanatory text of Germei. Geological Quadrangle Map 1:100000, No. 5668, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Babakhani, A. R. and Khan Nazer, H. (1991) Explanatory text of Lahrud. Geological Quadrangle Map 1:100000, No. 5567, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Baker, P. E. (1984) Geochemical evolution of St. Kitts and Montserrat, Lesser Antilles. *Journal of the Geological Society* 141(3): 401-410.
- Berberian, M. (1983) The South Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Science* 20(2): 163-183.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S. and Webb, P. C. (1984) The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of Geological Society of London* 141: 413-426.
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M. O., Reilly, S. Y. and Powell, W. (2007) Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos* 99(1-2): 68-84.
- Cornelis, K. and Cornelius, S. H. (1985) *Manual of mineralogy*. 2nd edition, John Wiley and Sons, London.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin Publication, London.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992) *An Introduction to the rock-forming minerals*. Blackwell Publishing, London.
- Didon, J. (1976) geological and petrographic study regional with attitudes environment Sabalan volcano plioquaternaire in Azerbaijan (Iran). Ph.D. thesis, University of Grenoble, Grenoble, France (in French).
- Ellam, R. M. and Cox, K. G. (1991) An interpretation of Karoo picrate basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 105(1-3): 330-342.
- Floyd, P. A., Kelling, G., Gokcen, S. L. and Gokcen, N. (1991) Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the miocene ophiolitic Melange (South Turkey). *Chemical Geology* 89(3-4): 263-280.
- Furman, T. (2007) Geochemistry of East African rift basalts: An overview. *Journal of African Earth Sciences* 48: 147-160.
- Gill, B. J. (1984) Sr-Pb-Nd isotopic evidence that both MORB and OIB sources contribute to oceanic island arc magmas in Fiji. *Earth and Planetary Science Letters* 68(3): 443-458.
- Gill, R. (2010) *Igneous Rocks and Processes: Basalts and related rocks*. In: *Eruptive processes and volcanic forms*, (Eds. Gill, R.) 40-86. Wiley and Blackwell, London.
- Gillet, S. (1967) region moghan (Azerbaijan Iranian) depends Lamacrofauna perktikats. In: *Proceeding of the tectonics* (Ed. Gillet, S.) Kapusta, Athens.
- Golonka, J. (2004) Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381: 235– 273.
- Haghipour, A. and Aghanabati, A. (1984) Explanatory text of Iran. Geological Map of Iran 1:2500,000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Haghnazar, S. and Malakotian, S. (2012) Mantle source characteristics of the Quaternary Alkali olivine basalts in Qorveh-Takab area. *Journal of Petrology* 6(2): 17-30 (in Persian).
- Harangi, S. and Lenkey, L. (2007) Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian–Pannonian region: role of subduction, extension, and mantle plume. In: *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area: Geological Society of American* (Eds. Beccaluva, L., Bianchini, G. and Wilson,

- M.) Special publications 418: 67–92. Geological Society, London.
- Helz, R. T. (1973) Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity. *Journal of Petrology* 14(2): 249-302.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8 (5): 523-548.
- Ishizaka, K. and Carlson, R. W. (1983) Nd-Sr systematics of the Setouchi volcanic rocks, southwest Japan: a clue to the origin of orogenic andesite. *Earth and Planetary Science Letters* 64(3): 327-30
- Johnson, K. T. M., Dick, H. J. B. and Shimizu, N. (1990) Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research* 95(3): 2661-2678.
- Juteau, T. and Maury, R. (1999) *The Oceanic Crust, from accretion to mantle recycling*. Springer Praxis Publishing, Chichester, UK.
- Kamber, E. (2012) Back arc basing in the coatmalia zone in Africa. *Journal of Geophysical* 92(2): 34-62.
- Kazmin, V. G., Tikhonova, N. F. (2008) Cretaceous-Paleogene Back arc Basin in the Iran Afghanistan-Pamirs Segment of the Eurasian Active Margin. *Earth Sciences* 24: 118-120.
- Keskin, M. (2003) Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia (Turkey). *Geophysical Research Letters* 30(24): 8046.
- Lebas, N. J. (1962) The role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science* 88(4): 260-267.
- Liu, T. C., Chen, B. R. and Chen, C. H. (2000) Melting experiment of a Wannienta basalt in the Kuanyinshan area (northern Taiwan). *Journal of Asian Earth Sciences* 18(5): 519-531.
- Lucassen, F., Franz, G., Romer, R. L., Schultz, F., Dulski, P., Wemmer, K. (2007) Pre-Cenozoic intra-plate magmatism along the Central Andes (17–34°S): Composition of the mantle at an active margin. *Lithos* 99: 312–338
- Macdonald, R., Hawkesworth, C. J. and Heath, E. (2000) The lesser Antilles volcanic chain: a study of arc magmatism. *Earth Science Reviews* 49(1-4): 17-26.
- Marcelot, G., Maury, R. C. and Lefevre, C. (1983) Mineralogy of Erromango lava New Hebrides, Evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts. *Lithos* 16(2): 135–151.
- Martinez, F., Okino, K., Ohara, Y. and Goffredi, S. H. (2007) Back arc Basin. *Oceanography* 20(1): 11-12.
- Mederer, J., Moritz, R., Ulianov, A. and Chiaradia, M. (2013) Middle Jurassic to Cenozoic evolution of arc magmatism during Neotethys subduction and arc-continent collision in the Kapan Zone, southern Armenia. *Lithos* 177(1): 61–78.
- Mobashergermi, M. (2013) Petrological, petrographical and geochemical studies of basaltic rocks in south Germe (Ardabil province). MSc thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).
- Mobashergermi, M., Akbari, Z. and Jamshedi, M. (2015) Geochemistry, Petrogenesis and Origin Magmatic Evolution in the Olivine Gabbro Dikes of SW Germe city. *Journal of Petrology* 6(20): 65-86 (in Persian).
- Mohammadiha, H., Mostafazadeh, M., Gholami, N. (2014) An investigation on the zocene Pushtasar basaltic lava in relation to Moghan Aulacogene. *Arabian Journal of Geoscience* 8(1): 2879-2883.
- Morata, D., Oliva, C., Cruz, R. and Suarez, M. (2005) The bandurrias gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian cordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 18(2):147-162.
- Nabavi, M. H. (1976) *Introduction to Geology of Iran*, Geological Survey of Iran Publication, Tehran (in Persian).
- Nimis, P. and Taylor, W. (2000) Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139(5): 51-554.
- Nisbet, E. G. and Pearce, J. A. (1989) Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic

- settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63(2): 149-160.
- Ntaflos, T., Bjerg, E. A., Labudia, C. H. and Kurat, G. (2007) Depleted lithosphere from the mantle wedge beneath Tres Lagos, southern Patagonia Argentina. *Lithos* 94 (1-4): 46-65.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69(1): 33-47.
- Prave, A. R. (1999) Two diamictites, two cap carbonates, two $\delta^{13}\text{C}$ excursions, two rifts: the Neoproterozoic Kingston Peak Formation, Death Valley, California. *Geology* 27(4): 339-342.
- Ramos, V. A. and Kay, S. M. (2006) Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude). *Geological Society of America Special Papers* 407(85): 1-17.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, and Interpretation*. John Wiley & Sons Publication, New York, US.
- Sengor, A. M. C., Ozeren, S., Zor, E. and Genc, T. (2003) East Anatolian high plateau as a mantle supported, N-S shortened domal structure. *Geophysical Research Letters* 30(24): 4-8.
- Shafaii Moghadam, M. H. and Shahbazi Shiran, S. H. (2011) Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the northern part of the Lahrud region (Ardabil): An example of shoshonitic occurrence in northwestern Iran. *Journal of Petrology* 1(4): 16-31 (in Persian).
- Shahbazi, S. H. (2013) Petrogenesis of Quaternary Shoshonitic Volcanism in NE Iran (Ardabil): Implication for Postcollisional Magmatism. *Journal of Geological Research* 12(11): 11-23.
- Shervais, J. W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59(1): 101-118.
- Srivastava, R. K. and Singh, R. K. (2004) Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dikes from the Indian craton: Evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 23(3): 373-389.
- Sudi, M. and Jahangiri, A. (2010) Petrography and tectonic setting from ophiolite complex of Allah Yarlu. *Proceeding of the 29th Symposium Geoscience Conference*, Tehran, Iran.
- Sun, S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society London* 42: 313-345.
- Tsuchiyama, A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89(1): 1-16.
- Verdel, C. (2009) *Cenozoic geology of Iran: An intergrated study of extentional tectonics and related volcanism*. PhD thesis, California Institute of Technolgy Pasadena, Pasadena, USA.
- Wayer, S., Munker, C. and Mezger, K. (2003) Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters* 205(3-4): 309-324.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming mineral. *American Mineralogist* 95:185-187.
- Wilson, M. and Downes, H. (2006) Tertiary-Quaternary intraplate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. *Geological Society of London* 32: 147-166.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology* 20: 325-343.
- Yoder, H. S. and Tilley, C. E. (1962) Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology* 3(3): 342-532.
- Zhu, Y. and Ogasawara, Y. (2001) Clinopyroxene phenocryst from the Kokchetav shoshonitic volcanic rocks: Implications for the multi-stage magma processes. *Journal of Waseda University* 9: 170-173.