Mineral chemistry and geothermobarometry of gabbroic dykes of the Garmab Ophiolite sequence (Northeast of Kamyaran)

Shahryar Mahmoudi *¹, Ayoub Veisinia ² and Mir Ali Asghar Mokhtari ²

¹ Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran ² Department of Petrology, Faculty of Geology, Zanjan University, Zanjan, Iran

Abstract

The Garmab ophiolite complex, a part of the Ophiolite-Radiolithic zone of Kermanshah, is located in the northeast of Kamyaran. In view of the Iranian geo-structural zones, this complex is situated between the Sanandaj-Sirjan Zone and the Zagros thrust Zone. Field studies demonstrate that the dykes with gabbro (pegmatoidic gabbro, microgabbro and gabbronorite) and diabasic composition have crosscut the peridotites of the ophiolite complex. The main minerals of gabbroic rocks include plagioclase (andesine and occasionally anorthite in pegmatoidic gabbros and oligoclase to andesine in microgabbros) and clinopyroxene (diopside-augite). The amphiboles belong to calcic (magnesio-hornblende and actinolite). amphiboles group Mineralogical and geothermometry studies of the clinopyroxene, amphibole and the plagioclase from the pegmatoidic gabbro reveal that these rocks have originated at 800 to 1200 °C. Moreover, geobarometric measurements, based on aluminum content within the amphiboles, indicate pressures between 5 to 7 kbar for the final equilibrium of the minerals studied. The chemical compositions of the clinopyroxene and the amphiboles indicate that the aforementioned minerals have crystallized from a sub-alkaline magma in an island arc or volcanic arc (IAT) tectonomagmatic setting. In addition, the gabbroic dikes formed from a mantle source in a subduction zone.

Key words: Mineral Chemistry, Oxygen Fugacity, Subduction, Gabbro, Garmab Ophiolitic Complex, Zagros

^{*} s.mahmoudi@khu.ac.ir

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

پتـــرولوژی، سال نهم، شماره سی و پنجم، پاییز ۱۳۹۷، صفحه ۱۲۱ – ۱۴۶ تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۹/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۹/۲۱

شیمی کانی و زمیندما- فشارسنجی دایکهای گابرویی مجموعهٔ افیولیتی گرماب (شمالخاوری کامیاران)

شهریارمحمودی ^۱ »، ایوب ویسی نیا ^۲ و میرعلی اصغر مختاری ^۲ ^۱ گروه ژئوشیمی، دانشکده علومزمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران ^۲ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

چکیدہ

مجموعهٔ افیولیتی گرماب در شمال خاوری کامیاران جای دارد و بخشی از مجموعهٔ معروف به پهنهٔ افیولیت - رادیولاریت کرمانشاه است. از دیدگاه پهنههای زمین ساختاری ایران، این مجموعه در میان پهنهٔ سنندج - سیرجان و پهنهٔ راندگی زاگرس جای گرفته است. برپایهٔ بررسیهای صحرایی، دایکهای با ترکیب گابرو (گابروی پگماتوییدی، میکروگابرو و گابرونوریت) و دیاباز، پریدوتیتهای مجموعهٔ افیولیتی یادشده را قطع کردهاند. پلاژیوکلاز (از نلوع آندزین و گاه آنورتیت در گابروی پگماتوییدی و الیگوکلاز تا آلبیت در میکروگابرو و کلینوپیروکسن (از نوع دیوپسید - اوژیت) از کانیهای اصلی این سنگهای گابرویی هستند. آمفیبولها نیز در گروه آمفیبولهای کلسیمدار و از نوع مکنزیوهورنبلند و اکتینولیت هستند. بررسیهای سنگها در دمای ۲۰۰ تا ۲۰۰ درجه سانتیگراد پدید آمدهاند. زمین فشارسنجی برپایهٔ میزان آلومینیمِ آمفیبولها نیز نشاندهندهٔ فشارهای ۵ تا ۲۰۰ درجه سانتیگراد پدید آمدهاند. زمین فشارسنجی برپایهٔ میزان آلومینیمِ آمفیبولها نیز نشاندهندهٔ فشارهای ۵ تا ۲۰۰ درجه سانتیگراد پدید آمدهاند. زمین فشارسنجی برپایهٔ میزان آلومینیمِ آمفیبولها نیز نشاندهندهٔ نشارهای ۵ تا ۲۰ درجه سانتیگراد پایی این کانیهاست. تر کیب شیمیایی کانیهای کلینوپیروکسن و آمفیبول نشاندهندهٔ نشارهای ۵ تا ۷ میوبار برای تعادل نهایی این کانیهاست. تر کیب شیمیایی کانیهای کلینوپیروکسن و آمفیبول نشاندهندهٔ تبلور آنها از ماگمایی ساب آلکالن است. محیط پیدایش این ماگما نیز به جزیرههای کیانی یا کمان آتشفشانی واژههای کلیدی: شیمی کانی، فوگاسیتهٔ اکسیژن، فرورانش، گابرو، مجموعهٔ افیولیتی گرماب، زاگرس

داشته است. اقيانوس نئوتتيس در يرمين آغاز به مقدمه بازشدن کرده و در تریاس به بیشترین گسترش گسل زاگرس محل بسته شدن اقیانوس خـود , سـيده اسـت (Moinvaziri et al., 2008;) نئوتتیس به شمار میرود که از جنوب ترکیه و شمال باختری ایران گذشته و تا دریای عمان ادامه Alirezaei and Hassanzadeh, 2012). فـرورانش

^{*} s.mahmoudi@khu.ac.ir

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

پوستهٔ اقیانوسی نئوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی، در نتیجه جابجایی رو به شمالخاوری قارهٔ آفریقا، از تریاس پایانی- ژوراسیک زیرین آغاز شده و در کرتاسه بالایی (Alavi, 1994) یا ائوسن میانی (Agard *et al.*, 2005) و یا میوسین (Azizi et al., 2011) پايان يافته است. افيوليتهاي رمانشاہ (Ghazi and Hassanipak, 1999; (Nadimi, 2002)، نيريــز (Allahyari et al., 2010 و كردســــتان (, 2012;) و كردســـتان (, 2012; Saccani et al., 2014) مهرم ترین بخرش هرای افیولیتی بجامانده از نئوتتیس هستند. کمان ماگمایی ارومیه- دختر و کمان ماگمایی-دگر گونی سنندج- سیرجان نیز پیامد ماگماتیسم فرورانش نئوتتيس به زير صفحة ايران مركزي Mohajjel et al., 2003; Moinvaziri et) هستند (.(al., 2008; Azizi et al., 2011

کمان ماگمایی- دگر گونی سنندج- سیرجان در بخـش شـمالی متفاوت از بخـش جنوبی اسـت به گونهای که در یژوهش های اخیر چند کمان ماگمایی جدا از هم در مناطق کرمانشاه-کردستان معرفی شدهاند (Moinvaziri et al.,) 2008; Azizi et al., 2011; Allen et al., Azizi.(2013 و Moinvaziri) بــا پيشـــنهاد الگویی، منطقهٔ شمال باختری ایران را به سه محور ماگمایی ردهبندی کردهاند. ایشان گابروهای منطقة كامياران را در محور ماگمايي صحنه-بانه ردەبنــدى كــردەانــد. Moinvaziri و ھمكـاران (۲۰۰۸) بیرونزدگی، اسلی گابروهای کامیاران را در راستای خط گسل مروارید و ماگمای بازیک و آلکالن منطقه را پیامد ذوب گوشتهٔ بالایی دانستهاند. همچنین، برپایهٔ پ_ژوهش هـای Allahyari و همک_اران (۲۰۱۰) و Saccani و همکــاران (۲۰۱۳) در ناحیــهٔ صــحنه-

كامياران، زمين شيمي گابروهاي پگماتوييدي همانند بازالتهای پشتههای میاناقیانوسی غنے شدہ (E-MORB) را نشان مے دھند؛ اما گابروهای لایهای ویژگے های زمین شیمیایی پشته های میان اقیانوسی نرمال (N-MORB) را دارند. افرونبراین، Saccani و همکاران (۲۰۱۳) رخــدادهای گــدازهای و دایـکهـایی را گــزارش کردهاند که پریدوتیت های مربوط به افیولیت ها را یوشانیدہ یا در آنہا نفوذ کردہانےد. Whitechurch و همکاران (۲۰۱۳) نیے پیشے نہاد کے دہانے د گابروهای ائوسن کرمانشاه (دره گاماسیاب) ویژگییهای زمینشیمیایی همانند کامیاران داشتهاند و تکامل دورهٔ گسترش پشتکمان را نشان میدهند. برپایهٔ یافتههای ایشان، در این منطقه، آمیختگی میان خاستگاه گوشتهٔ تهیشده نوع MORB و گوشتهٔ متاسوماتیزمشدهٔ نوع کمان در پهنهٔ پشتکمان، پیش از تغییر به ماگماتیسم

نوع کمان، روی داده است. مجموعـهٔ افیـولیتی گرمـاب بخشـی از مجموعـه

شناخته شده به نام افیولیت - رادیولاریت کرمانشاه شناخته شده به نام افیولیت - رادیولاریت کرمانشاه در شمال خاوری کامیاران است. سنگهای الترامافیک بیشتر هارزبورگیت سرپانتینی شده هستند و گابروها به صورت دایک هایی با فستند و گابروها به صورت دایک هایی با فنوذ کردهاند. با اینکه بررسی های بسیاری دربارهٔ نفوذ کردهاند. با اینکه بررسی های بسیاری دربارهٔ ویژگی های سنگ شناسی و زمین شیمیایی مجموعهٔ افیولیتی کامیاران (Veisinia *et al.*, 2018) و افیولیتی کامیاران (Sudi Ajirlo *et al.*, 2017) و دایک های دیابازی (Tota (اینکه ای مانی اسی و انجام شده است، اما ویژگی های کانی شناسی و زمین شیمیایی دایک های گابرویی یادشده تا کنون بررسی نشدهاند. بررسی دایک های گابرویی مجموعهٔ افیولیتی گرماب افزون بر اینکه ارتباط این گابروها با مجموعهٔ افیولیتی گرماب افرون بر اینکه ارتباط این

ماگمایی را روشن میکند، شناخت بهتری از پیدایش کوهزایی زاگرس و زمان بسته شدن نئوتتیس بهدست خواهد داد. در این پژوهش، رابطهٔ صحرایی و سنگ شناسی دایکهای گابرویی در مجموعهٔ افیولیتی گرماب معرفی و برپایهٔ شیمی کانی ها به تفسیر محیط زمین ساختی پیدایش این سنگها پرداخته شده است.

روش انجام يژوهش پس از برداشتهای صحرایی و نمونهبرداری به شـمار بـیش از ۶۵ نمونـه، شـمار ۵۰ مقطـع نـازک از دایکهای گابرویی ساخته و بررسیهای سنگشناسی روی آنها انجام شد. سپس، از ۱۰ نمونه از نمونههای گابرویی، مقطع نازک-صیقلی ساخته و برای انجام تجزیهٔ ریزکاو الکترونی (EPMA) به دانشگاه اسلو کشور نروژ فرستاده شد. تجزیہ ها با دستگاه ریز کاو الکترونی Cameca مدل SX-100 در شـرايط ولتـاژ شـتابدهنـده ۱۵ کیلوولت، پرتو ۲۰ نانوآمپر با قطر ۱ میکرومتر و زمان شمارش ۴۰ ثانیه و به کارگیری مجموعه ای از استانداردهای طبیعی و مصنوعی برای سنجهبندی درونیی انجیام شد. برای بهدست آوردن نسبت 'Fe²⁺/Fe نير روش پيشـــنهادى Droop (۱۹۸۷) به کار برده شد. در تجزیه و تحلیل داده ها نیز نرمافزارهای PTMAFIC و Minpet به کار برده شدند.

زمینشناسی ناحیه

مجموعــهٔ افیــولیتی گرمـاب در شــمالخـاوری کامیـاران و بخشـی از مجموعــهٔ معـروف بــه نــوار افیولیـت- رادیولاریـت کرمانشـاه اسـت و از دیــدگاه جایگـاه زمـینسـاختاری، میـان پهنــهٔ ســندج-سـیرجان و پهنــهٔ رانــدگی زاگـرس جـای دارد. همچنــین، ایــن مجموعــه بخشــی از زمـیندرز

نئوتتيس و محل برخورد دو صفحهٔ ايران مركزي و عربی است. این منطقه در محدودهٔ نقشه (Shahidi and Nazari, کرمانشاه ۱:۲۵۰۰۰۰ (1997 و در بخ__ش ش__مالب__اخترى نقش__ه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میانراهان (Rafia and Shahidi, 1999) جای دارد (شــکل ۱– A). گســترهٔ نوار افیولیتی- رادیولاریتی از منطقه صحنه-هرسین (در جنوبخاوری) آغاز میشود و با روند شــمالبـاختری در راســتای تراسـت زاگـرس در محــدودههای میانراهان، کامیاران، سـهول آوا، Ghazi and Hassanipak, 1999;) پيرانشيهر (Allahyari et al., 2010; Saccani et al., 2013; Whitechurch et al., 2013; Saccani et al., و پنجـوین در (2014; Allahyari *et al.*, 2014) و پنجـوین در شمال عراق (Aswad et al., 2011) ادامه میابد. افیولیت های کرمانشاه، نیریز و اسفندقه در ایران، افيوليتهاي هاتاي، قزلداغ و كيلو در تركيه و افیولیـتهـای بارباسـیت در سـوریه بجـامانـدههـای پوستهٔ اقیانوسی نئوتتیس هستند که در راستای پهنهٔ جوش خورده زاگرس- بیتلس، افیولیتهای عمان در آسیا را به افیولیتهای ترودوس در مدیترانیه پیونید میدهند (Ghazi and 1999 کرمانشاه بخشی از کمربندی افیولیتی به درازای ۳۰۰۰ کیلومتر است که از سوریه أغاز می شود و پس از گذر از جنوب ترکیه و زاگرس، به عمان م____رسد. مجموعــهٔ افیـولیتی صحنه- کامیـاران دربردارنــدهٔ قلمــروی ماگمـایی گســتردهای از خـاور صحنه تا شمال و شمال خاوری کامیاران است و رخنمون های مجموعهٔ افیولیتی گرماب را نیز دربرمی گیرد. این مجموعه دربردارندهٔ چندین ورقهٔ رورانده که از سرپانتینیتهای برشی، جریانهای گدازه و میانلایههای رسوبی به سن پالئوسن تا ائوسن مياني ساخته شده است (Braud, 1987;)

Shahidi and Nazari, 1997). تـودههـای نفـوذی بـزرگ گـابرویی و دیـوریتی، رسـوبها و بازالـتهای پالئوسـن- ائوسـن را قطـع مـیکننـد. میـانلایـههای مرمر و سنگ آهـک سیلیسـی در میـان بازالـتها نیـز سن پالئوسن- ائوسن دارند (Braud, 1987).

همانگونه که در شکل I - B دیده میشود، در منطقــــهٔ صـــحنه- کامیـــاران، در راســـتای جنوبباختری- شمال خاوری، چهار واحد اصلی زیـر دیده میشوند:

الف- واحد راديولاريت يا زيرپهنۀ راديولاريت

واحد رادیولاریت نزدیک به ۵۰۰ متر ستبرا دارند و بسیار چین خورده است. سن این واحد، تریاس – کرتاسه است (Braud, 1970) و از اینرو، همانند رادیولاریتهای سازند پیشاکون افیولیت نیریز (Ricou et al., 1977) و رادیولاریتهای Hawasina (Chauvet et al., 2011) در عمان است.

ب- واحد سنگ آهکهای ستبر بیستون

این واحد نزدیک به ۳۰۰۰ متر ستبرا دارد به سن تریاس بالایی- کرتاسه میانی/پایانی است. افیولیتهای کرمانشاه روی سنگ آهکهای است. بیستون رانده شدهاند. فلیشهای میوسن در زیر مجموعیهٔ افیولیتی (Agard *et al.*, 2005) نشاندهندهٔ فعال شدن دوباره و برخورد راندگی اولیه بدنهٔ افیولیت با سنگ آهک بیستون است. پ-زیریهنهٔ افیولیت

ایــــن زیرپهنـــه دربردارنـــدهٔ گابروهــا و پریـدوتیتهـای تـوالی گوشـتهای و پوسـتهای اسـت و در بیشـتر بخـشهـا سـنگهـای آتشفشـانی نـدارد (Agard *et al.*, 2005). سـن افیولیــتهـا برپایـهٔ کـاربرد روش سـنسـنجی ⁴⁰K/⁴⁰Ar برابربـا ۶±۸۳ تـا کـاربرد روش سـنسـنجی ۸۶⁴⁰Ar میلیـون سـال پـیش بـرآورد شــده اسـت Delaloye and Desmons, 1980; Braud,) (1987). ویژگـیهـای زمـینشـیمیایی نشـاندهنـدهٔ

هماننددیِ سنگهای آتشفشانی این مجموعهٔ افیولیتی با تولهایتهای جزایر کمانی و جزایر (Hassanipak and Ghazi, 1999) اقیانوسی است (Hassanipak and Ghazi, 1999)؛ Fabien, اسا گابروها همانند MORB هستند (2005) که در محیط پشتهٔ میاناقیانوسی پدید (2005) که در محیط پشتهٔ میاناقیانوسی پدید آمدهاند (Allahyari *et al.*, 2010; Whitechurch افیولیتی و آمدهاند (*et al.*, 2013) رسوبهای رادیولاریتی در سازند کنگلومرای امیران در کمربند چین خورده- تراستی زاگرس، گمان میرود نخستین مرحلهٔ راندگی افیولیت کرمانشاه در مایستریشتین- پالئوسن روی داده

ت- سکانس ترشیری

این سکانس دربردارندهٔ گدازههای بازالتی بالشی است كه با سنگ آهـكهاى پلاژيـك آلوئولينادار پالئوسـن-ائوسن پایینی و رسوب های فلیشی لوتسین (۴۸/۶-۴۰/۴ میلیون سال پیش) تا پریابونین (۳۷/۲ - ۳۳/۹ میلیون سال ییش) یوشیده شدهاند (Agard et al., 2005). توالی پیش از رسوبگذاری چینهای الیگومیوسن، روی افیولیتهای کرمانشاه رانده شده است (Agard et al., 2005). نفوذي هاي مافيک گابرو- ديوريتي ائوسن (Braud and Bellon, 1974) (⁴⁰K/⁴⁰Ar: 40- 38 Ma) رسوب های فلیشی پالئوسن - ائوسن را قطع می کند (Leterrier, 1985; Braud, 1987; Agard et al., 2005) اما به صورت منطقهای از میان افیولیت ها می گذرند .(Delaloye and Desmons, 1980; Fabien, 2005) نفوذى هاى كابرويي الوسن كرايش زمين شيميايي كالــكآلكــالن و تولــهايتــى دارنــد (Fabien, 2005). كنگلومراهاى اليگوسن پسين-ميوسن پيشين (با قطعه سنگهای رادیولاریتی، افیولیت و دگرگونه های پهنهٔ سنندج- سيرجان) و سنگآهـکهای آکـیتانین-بوردیگالین (۲۳/۰۳– ۱۶/۹۷ میلیون سال پیش) به صورت ناییوسته روی همهٔ واحدهای یادشده جای گرفتهاند.



شکل ۱- A) پراکندگی مجموعههای افیولیتی در ایران (Shafaii Moghadam et al., 2011) و جایگاه مجموعهٔ افیولیتی گرماب که با مربع زردرنگ روی این نقشه نشان داده شده است؛ B) نقشه زمین شناسی ساده شده مجموعهٔ افیولیتی گرماب برگرفته از Rafiaو Shahidi (1999)؛ C) طرح ساده شدهای که رابطهٔ زمین ساختی میان پهنههای اصلی زمین ساختی- چینه شناسی در منطقه بررسی شده را نشان می دهد (Veisinia, 2017)

ویژگی های صحرایی دایکهای گابرویی

در مجموعــهٔ افیــولیتی شـمالخـاوری کامیـاران (افیولیت گرماب)، توالی کامل افیولیتی دیده نمے شود و مجموعهٔ افیولیتی بیشتر دربردارندهٔ پریدوتیت های سرپانتینی شده ای است که با دایکهای گابرویی قطع شده و با آهکهای پلاژیک ائوسن پوشیده شدهاند (شکل ۲- A). بررسیهای صحرایی نشان میدهند هارزبور گیتها گستردهترین واحد سنكى مجموعه يريدوتيني منطقة بررسي شده هستند. در نمونههای این سنگها با افزایش مقدار كلينوپيروكسن، تركيب سنگ به سوى لرزوليت کشیدہ مے شود (Veisinia, 2017). گسل مروارید در منطقه بررسے شدہ، گابروہای نزدیک این گسل را بسيار ميلونيتي و حتى التراميلونيتي كرده است. همچنین، در پی رفتار سیال های گرمابی، دایک های گابرویی دچار دگرسانی شدیدی شدهاند (شکل ۲-B). دایک های فراوانی از گابروهای یگماتوییدی، میکروگابرو، گابرونوریت و دیاباز، مجموعه پریدوتیتی را در بخش های گوناگون قطع کردهاند (شکل ۲- ۲). گابروهای پگماتوییدی در منطقه بیشتر بهصورت غلافی و انتقالی درون سنگ های دیگر (مانند: میکروگابروها) تزریق شدهاند (شکل ۲- D). گابروهای پگماتوییدی در نمونهٔ دستی به رنگ خاکستری روشن و تیره دیده میشوند. این سنگها تمامبلورین هستند و بافت آنها دانهای درشتبلور است (شکل ۲–۲). بیشتر دایکهای دیابازی به صورت دایک های تأخیری با روند خاوری - باختری، پراکندگی کم، ضخامت ۱ تا ۲ متر و با حاشیه سرد در زمینهٔ پریدوتیتهای سرپانتینی شده تزریق شدهاند (شکل ۲- F). این سنگها دانهبندی ریز دارند و در نمونهٔ دستی به رنگ خاکستری تیره تا سبز زیتونی دیده می شوند (شکل G -۲).

سنگنگاری

برپایهٔ بررسیهای سنگنگاری دایکهای بازیک بررسی شده در دو گروه با طیف ترکیبی گابرو (گابروی پگماتوییدی، میکروگابرو، گابروی میلونیتی و گابرونوریت) و دیاباز دستهبندی میشوند. در نمونهٔ دستی، گابروها متراکم، ریز تا درشتبلور و به رنگ خاکستری روشن تا سبز تیره هستند. دایکهای دیابازی نیز در نمونهٔ دستی دانهبندی ریز دارند و به رنگ خاکستری تیره تا سبز زیتونی دیده میشوند. رگچههای فراوان کربناتی، هم در نمونهٔ دستی و هم در مقیاس صحرایی در دیابازها به خوبی شناسایی میشوند.

گابروهای پگماتوییدی: بافت اصلی این گابروها، پگماتوییدی و هتروگرانولار است؛ اما بافتهای فرعی دیگری (مانند: افیتیک، سابافیتیک و بافت کرونایی) نیز در آنها دیده میشوند. همچنین، بافتهای صفحه شطرنجی و غربالی بهترتیب در برخی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن دیده میشوند. بافت غربالی دیدهشده به تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور، افزودهشدن ماگمای تازه به آشیانهٔ ماگمایی، کاهش فشار لیتواستاتیک در پی بالاآمدن ماگما و افزایش فشار بخار آب در هنگام بالاآمدن ماگما وابسته است (Nelson بخار آب در هنگام بالاآمدن ماگما وابسته است (Antion موجی نشان میدهند و این نکته نشاندهندهٔ رفتار تنش موجی نشان میدهند و این نکته نشاندهندهٔ رفتار تنش

پلاژیوکلاز فراوان ترین کانی سازندهٔ این سنگها است و فراوانی آن نزدیک به ۷۰- ۶۰ درصد حجمی است. بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز به صورت بلورهای نیمه خود شکل تا شکل دار هستند و ماکلهای نواری و دوتایی دارند (شکل مستند و ماکلهای نواری و دوتایی دارند و شکل و سوسوریتی (اپیدوت، آلبیت، کلسیت، کلریت و اکتینولیت) شدیدی شدهاند (شکل ۳- ۸).



شکل ۲- A) نمای کلی از پریدوتیتهای مجموعهٔ افیولیتی کامیاران (شمال روستای مأمن) که با آهکهای ائوسن پوشیده شده و با دایکهای گابرویی قطع شده است (دید رو به شمال)؛ B) دایکهای گابرویی دگرسان شده درون پریدوتیتها؛ C) نمایی از دایکهای گابرویی که پریدوتیت ها را قطع کرده اند (دید رو به شمال خاوری)؛ D) نفوذ گابروهای پگماتوییدی به صورت غلاف و انتقالی درون میکروگابروها؛ E) تصویری از گابروی پگماتوییدی در نمونهٔ دستی؛ F) رخنمونی از دایکی دیاران درون پریدوتیتهای دگرسان شده (دید رو به شمال باختری)؛ C) تصویری از دیاباز در نمونهٔ دستی که با رگچههای کربناتی قطع شده است. تصویرهای از Veisinia (۲۰۱۷) برگرفته شده ادد.

بلورهای کوچکی از پلاژیوکلاز که در اطراف بلورهای کمابیش درشت پیروکسن دیده می شوند بافت افیتیک را پدید آوردهاند (شکل ۳- 8). کلینوپیروکسن ها گاه به ترمولیت و اکتینولیت دگرسان شدهاند. فراوانی آمفیبول ۵- ۲ درصد حجمی است. این کانی به دو صورت ترمولیت - اکتینولیت پدیدآمده از دگرسانی پیروکسن ها و همچنین، هورنبلند اولیه (شکل ۳-پیروکسن ها و همچنین، هورنبلند اولیه (شکل ۳ پیروکسن ها و همچنین، هورنبلند اولیه (شکل ۳ کانی های ثانویه این سنگها هستند.

مىكروگابروھــــا: پلاڙيــوكلاز (٧٠- ۶٠ درصـــــدحجمی) و پیروکســـــن (۲۰- ۲۰ درصد حجمی) از کانی های اصلی سازندهٔ این سنگ ها هستند. بافت بیشتر این سنگ ها اینترگرانولار و میکروگرانولار است (شکل ۳-D). بلورهای پلاژیوکلاز به شکلهای تیغهای درشت تا میکرولیتی دیده میشوند. این کانی ماکلهای نواری دارد و منطقه بندی نشان نم یده. پیروکسن ها از نوع کلینوپیروکسن هستند و بهصورت بلورهای نیمهشکل دار تا شکل دار دیده می شوند. برخی بلورهای این کانی دچار دگرسانی اندکی شدهاند و از حاشیه و در امتداد رخ ها و شکستگی ها با کانی های اکتینولیت و کلریت جانشین شدهاند. فضای میان بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز با کلریت پر شدہ است (شکل T-D).

گابروی میلونیتی: در بخش های نزدیک به گسل مروارید، گابروهای پگماتوییدی بسیار خرد شدهاند و سنگ ها بافت میلونیتی و الترامیلونیتی پیدا کردهاندد (شکل ۳- E). در مقیاس

میکروسکوپی، اثر گسلش و دگرریختی دینامیکی در این نمونه بهخوبی دیده میشود. پلاژیوکلازها بهصورت پورفیروکلاستهایی گاه به حالت دوکییشکل در جهت برآیند نیروهای زمینساختی کشیدگی پیدا کردهاند. بخش بزرگی از بلورهای پلاژیوکلاز، خردشده است و نشانههایی از دگرریختی پلاستیک، گسیختگی نشانههایی از دگرریختی پلاستیک، گسیختگی در آنها دیده میشود. این کانی بسیار دچار در آنها دیده میشود. این کانی بسیار دچار است. پیروکسن دیگر کانی اصلی سنگ است. این کانی دچار شکستگی، چین خوردگی و پیچ و تاب شده است. فضای میان کانیهای خردشده و شکسته ده با کلسیت و هیدروکسیدهای آهن بهصورت ثانویه پر شده است.

گابرونوريست: پلاژيسوكلاز، ارتوپيروكسن و کلینوپیروکسن از کانی های اصلی این سنگ ها هستند. فراوانی مودال کانی ها شامل ۶۰- ۵۰ درصد حجمی پلاژیوکلاز، ۳۰- ۲۰ درصد حجمی ارتوییروکسید حجمی ارتوییروکسید حجمی کلینوپیروکسین و کمتیر از ۵ درصیدحجمی کانی های کدر و ثانویه است. بافت غالب سنگ هترو گرانولار است؛ اما بافت های افیتیک و سابافیتیک نیز در آن دیده میشوند (شکل ۳-F). پلاژیوکلازها به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا بیشکل هستند. بلورهای کوچک پلاژیوکلازی که درون بلورهای درشت کلینوپیروکسن هستند بافت افیتیک را پدید آوردهاند. کلینوپیروکسن ها عموماً شکلدار تا نیمه شکلدار هستند و به طور بخشی به ترمولیت- اکتینولیت دگرسان شدهاند. بلورهای این کانی در برخی نمونهها خمیدگی و خاموشی

موجی دارند. بلورهای ارتوپیروکسن نیز بیشکل است و دگرسانی به کانیهای ثانویه (مانند: ترمولیت- اکتینولیت) نیز در آنها دیده میشود. کانیهای کلسیت، اپیدوت، کلریت و کانیهای کدر نیز از کانیهای ثانویه سنگ هستند.

دیاب از: پلاژی و کلینوپیروکس ن از کانیهای اصلی سازندهٔ سنگ هستند. بافت غالب این سنگها اینترگرانولار است. در این بافت، تیغههای پلاژیوکلاز بهطور تصادفی در جهتهای گوناگون قرار گرفتهاند و بلورهای کوچک پیروکسن در فضای میان آنها دیده می شوند (شکل ۳– G). پلاژیوکلازها به صورت بلورهای تیغهای شکلدار تا نیمه شکل دار است و تا

اندازهای به سریسیت و کانی های رسی دگرسان شدهاند. این بلورها منطقهبندی ندارند؛ اما ماکلهای نواری و دوتایی به خوبی در بلورهای پلاژیو کر لاز شکل دار دیده می شوند. کلینوپیروکسن نیز به صورت بلورهای بی شکل تا نیمه شکل دار در میان پلاژیوکلازها دیده می شوند و در پی دگرسانی های پلاژیوکلازها دیده می شوند به اکتینولیت و کلریت تجزیه شدهاند. کلریت، اکتینولیت، کلسیت، سریسیت و کانی های رسی از کانی های ثانویه هستند. رگه - رگچه های فراوان از کانی های ثانویه هستند. رگه - رگچه های فراوان مسنگ ها را در جهت های گوناگون قطع کردهاند (شکل ۳- H).



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی گابروها و دیابازهای در مجموعهٔ افیولیتی گرماب. A) درشت بلورهای کشیدهٔ پلاژیوکلاز ماکل نواری در همراهی با کلینوپیروکسنهای اکتینولیتی و پلاژیوکلازهای سریسیتیشده دارند؛ B) بلورهای کوچک پلاژیوکلاز در اطراف بلورهای کمابیش درشت پیروکسن و پیدایش بافت افیتیک؛ C) درشت بلور هورنبلند با ماکل دوتایی و پیروکسنهایی که به اکتینولیت دگرسان شدهاند؛ D) دگرسانی ضعیف پلاژیوکلازها به کانیهای رسی و پیدایش کلریت ثانویه در فضای میان کانیها؛ E) شکستگی و دگرسانی در بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن که بافت میلونیتی در گابروها را پدید آورده است؛ F) بلورهای ناهم بعد پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن و پیدایش بافت هتروگرانولار؛ C) دگرسانی سریسیتی در درشت بلور پلاژیوکلاز ماکل مرکب نواری و مرکب دارند؛ H) رگه کلسیتی تأخیری قطع سنگ و میکرولیتهای پلاژیوکلاز (همه تصویرها در نور عبوری XPL گرفته شده اند؛ نام اختصاری کانیها از PTL و در اند؛ H) برگرفته شده اند؛ PI یلاژیوکلاز (همه تصویرها در نور عبوری XPL گرفته شده اند؛ نام اختصاری کانیها از PTL ایلمنیت؛ HII برگرفته شده اند؛ III یلاژیوکلاز؛ PTL ایتوپیروکسن؛ Ser کلینوپیروکسن؛ Ser سریسیت؛ III کلریت؛ کلیتی کلریت؛ کلریت، تاخیری قطع کننده زمینهٔ H

شیمی کانیها

پیروکسن ها پیشنهاد شده است، پیروکسن های بررسی شده در گسترهٔ وابسته به پیروکسن های آهن-منیزیم-کلسیمدار (Quad) جای گرفتهاند (شکل ۴- A).

کلینوپیروکسین: دادههای تجزیسه ریز کیو الکترونی شاماری از کلینوپیروکسان ها در جادول ۱ آورده شادهاناد. در نمودار Q-J که بارای ردهبنادی

) در	ابرویی(پگماتوییدی و میکروگابرو	ـنهـای دايـکای گـابرويی گ	صدوزنی) برای کلینوپیروکس	بز کاو الکترونی (برپایهٔ در	جدول ۱- دادههای ر
	شر و سازندوهای بابانی آذما	بەدىيتآمدە بريابۇ ۶ اتم اكس	ان)، بههمراه فرموا اساختار	یاب (شماا خاوری کامیار	محموعة افيوليتي گرو

Rock Type	0	P	egmatoid		•		Micro	<u> </u>			Pegma	atoid	- J.	<u> </u>
Sample No.	14-3	14	14a- 1- R	14a- 3- R	14a- 2- C	25- 1- R	25	25-1	29-1	29-2	29-3	29-4	30- 1- C	30- 1- R
SiO ₂	54.31	53.834	54.58	54.19	54.51	52.38	51.87	51.09	52.60	53.41	51.73	52.34	53.30	53.73
TiO ₂	0.06	0.31	0.00	0.11	0.00	0.00	0.09	0.81	0.67	0.25	0.67	0.63	0.07	0.16
Al ₂ O ₃	0.40	1.22	0.27	1.11	0.21	0.43	0.67	1.87	1.86	1.15	1.92	1.66	1.51	2.37
Cr ₂ O ₃	0.00	0.09	0.02	0.08	0.01	0.00	0.01	0.00	0.04	0.04	0.02	0.01	0.01	0.00
FeOt	5.12	5.12	3.91	3.92	4.00	8.53	10.02	9.12	8.79	8.38	8.62	8.99	9.43	10.95
MnO	0.07	0.07	0.02	0.05	0.05	0.21	0.42	0.23	0.29	0.30	0.27	0.33	0.19	0.16
MgO	16.26	17.051	15.87	16.15	16.14	12.95	11.11	16.50	14.27	14.73	14.15	14.43	14.60	16.45
CaO	24.95	25.576	25.46	25.87	26.03	23.44	24.20	18.53	20.91	21.89	21.99	21.70	18.93	12.68
Na ₂ O	0.17	0.04	0.05	0.08	0.05	0.15	0.25	0.33	0.30	0.45	0.46	0.42	0.26	0.45
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.04	0.04
NiO	0.00	0.10	0.05	0.02	0.06	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.35	100.902	100.24	101.57	101.05	98.13	98.64	98.48	99.74	100.60	99.84	100.52	98.33	96.99
Si	1.97	1.91	2.00	1.95	1.98	2.00	1.99	1.91	1.96	1.97	1.93	1.93	2.02	2.02
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01
Al ^{IV}	0.02	0.05	0.00	0.05	0.01	0.00	0.01	0.08	0.04	0.03	0.08	0.07	0.00	0.00
Al ^{VI}	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.05	0.02	0.01	0.01	0.07	0.10
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
T Fe ³⁺	0.02	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Fe ³⁺	0.04	0.08	0.00	0.04	0.03	0.00	0.01	0.07	0.00	0.03	0.06	0.06	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.12	0.04	0.12	0.08	0.08	0.27	0.31	0.22	0.28	0.23	0.21	0.22	0.19	0.35
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.88	0.96	0.87	0.87	0.87	0.74	0.63	0.91	0.79	0.81	0.79	0.78	0.82	0.94
Ca	0.97	0.97	1.00	1.00	1.01	0.96	0.99	0.74	0.84	0.86	0.88	0.86	0.77	0.52
Na	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Mg#	0.88	0.96	0.88	0.92	0.92	0.73	0.66	0.81	0.74	0.81	0.79	0.78	0.82	0.73
Wollastonite	48.33	47.93	50.30	50.29	50.40	48.54	50.62	37.97	43.69	44.535	45.23	44.24	40.49	28.65
Enstatite	43.83	44.48	43.65	43.69	43.49	37.32	32.34	47.07	41.49	41.69	40.49	40.93	43.46	51.74
Ferrosillite	7.84	7.59	6.06	6.02	6.11	14.14	17.04	14.96	14.82	13.79	14.28	14.84	16.06	19.61
Jadeite	0.00	0.00	0.37	0.53	0.00	1.07	1.19	0.00	2.22	1.20	0.43	0.34	2.01	2.65
Aegirine	1.19	0.29	0.00	0.00	0.33	0.07	0.69	2.50	0.00	2.06	2.99	3.04	0.00	0.00
Cpx Name	Di	Di	Di	Di	Di	Di	Di	Aug	Di	Di	Di	Di	Aug	Aug



کلینوپیروکست ها در میکروگابروها برابربا ۱۶۶٬۰ تا ۱۸۸۰ و در نمونه های پگماتوییدی برابربا ۲۷٬۰ تا ۱۰/۹۲ است. میرزان #Mg برابربا بیشتر از ۲۰ درصد در کلینوپیروکست ها نشان دهنده جدایش بلوری آنها از یک ماگمای اولیه در دمای بالاست بلوری آنها از یک ماگمای اولیه در دمای بالاست بلوری آنها از یک ماگمای اولیه در دمای بالاست بلوری آنها از یک ماگمای اولیه در دمای بالاست پلوری آنها از یک ماگمای اولیه در دمای بالاست بلوری آنها از یک ماگمای اولیه در دمای بالاست بلوری آنها از یک ماگمای اولیه در در مای بالاست بلوری آنها از یک ماگمای اولیه در دمای بالاست بلوری آنها از یک ماگمای اولیه در دمای بالاست بلاست در کلینوپیروکست های درون نمونه های میکروگابرو، نسبت Fe/Mg در حاشیهٔ بلور بیشتر

در نم ودار ســــه تــــایی En-Wo-Fs کلینوپیروکســنه ای بررســیشــده (گـابروی کلینوپیروکســنه ای بررســیشــده (گـابروی پگماتوییـدی و میکروگـابرو) در محـدودهٔ دیوپسـید تـا اوژیـت جـای گرفتـهانـد (شـکل ۴ – B). ترکیـب سازندههای نهایی کلینوپیروکسـنهای دیوپسـیدی و اوژیتی در نمونـههای پگماتوییـدی بـهترتیـب برابر برابر Fs_{16.06} - 9Fs_{6.02-19.61}En_{40.49-51.74}Wo_{28.65-50.40} و یادشـده بـرای کلینوپیروکسـنهـای دیوپسـیدی و اوژیتـی میکروگابروهـا نیـز بـهترتیـب بـهصـورت Fs_{14.14} - 17.04 En_{32.34} - 37.32Wo_{48.54} - 50.62 Mg# م

از مرکـز آن اسـت. ایـن نکتـه نشـاندهنـدهٔ منطقهبندی عـادی در آنهاست. ایـن تفـاوت ترکیبی میان حاشیه و هسـته چـهبسـا بـه تغییـر دمـا و فشـار Mordick (مـدن مـذاب وابسـته اسـت (Mordick هنگـام بالاآمـدن مـذاب وابسـته اسـت (Mordick) بلـوری در فشـار ثابـت و یـا بالاآمـدن ماگمـای آبـدار (در دمـای ثابت) (Pepiper, 1984) و یـا ترکیبی از (در دمـای ثابت) (Pepiper, 1984) و یـا ترکیبی از مـر دو عامـل اسـت. میـزان ⁺³ در کلینوپیروکسـنهـا نیـز تـابعی از گریزنـدگی اکسـیژن و میـزان حضـور AL در موقعیـت چهـاروجهی و Bence *et al.*, 1975;) میـزان انـدک ماگمـا در Fe³⁺ در مان در موقعیـت چهـاروجهی و نشـاندهنـدهٔ مقـدار فوگاسـیتهٔ انـدک ماگمـا در هنگام پیدایش این کانی است.

در نمودار توزيع Al و Nosava et al.,) Si و Al 2002)، کلینوپیروکسنهای بررسیشده در بالای خط اشباع در جایگاه چهاروجهی جای گرفتهاند (شــکل۴– C). ازايــنرو، موقعيـت چهـاروجهی ايـن کلینوپیروکسنها بهطور کامل با Si و بهطور بخشے با (Al^{IV}) جایگزین شدہ است. یس این موقعیت با کاتیون های سه ظرفیتی (مانند: Cr، -Fe³⁺ و Ti) یے نشدہ است. Al اضافی نیے اہمی او با عنصرهای سے ظرفیتے دیگر بے موقعیت هشتوجهي پيروكسنها افزوده مي شود. جای گرفتن نمونهها در زیر خط نیز نشان دهنده آنست که همهٔ کاتیونهای Al و Si وارد موقیت هشتوجهی شدهاند و ازآنجایی که این موقعیت پر نمے شود، کاتیون ہای سے ظرفیتے دیگر (مانند: Cr، ۲۰۰۰ و Ti) نیــــز وارد آن شــــده اســــت (Cameron and Papike, 1981). ازايــنرو، چنــين یپروکسنی آلومینیم در موقعیت هشتوجهی

(AI^{VI}) نـدارد. خطـی کـه نشـاندهنـدهٔ جانشـینی ایـدهال Ti-AI^{IV} در نمـودار Ti-AI^{IV} اسـت، در شکل ۴- D نشـان داده شـده است (Mahood and مگـر شکل ۴- P نشـان داده شـده است (Baker, 1986 نقطـه ۱- ۲۹ در گـابروی پگماتوییـدی) در زیـر خـط جای گرفتهانـد. ایـن نکتـه نشـان مـیدهـد آلـومینیم در موقعیت چهـاروجهی جـای گرفتـه است تـا دیگـر جانشـینیهـای دوتـایی شـامل TI را جبـران کنـد. میـزان تیتـانیم انـدک در ترکیـب ایـن کلینوپیروکسن هـا بـه حضـور مقـدار بیشـتر ایلمنیت در گابروهـا وابسـته است (Nosava *et al.*, 2002)؛ زیـرا بـا تبلـور ایلمنیـت، تیتـانیمِ ماگمـا بیشـتر وارد شـبکه ایلمنیـت شـده اسـت و پیروکسـنهـای

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز فراوان ترین کانی روشن در گابروهای بررسیشده است. دادههای تجزیه ریز کاو الکترونی شماری از پلاژیوکلازها در جدول ۲ آورده شدهاند. در نمودار سهتایی Ab- An- Or، بیشتر پلاژیوکلازهای گابروهای پگماتوییدی در محدوده آندزین جای گرفتهاند. یک نقطه نیز ترکیب آنورتیت نشیان میدهد؛ هرچند پلاژيوكلازهاي ميكروگابرو تركيب اليگوكلاز-آلبیت دارند (شکل A-A). در گابروهای پگماتوییدی، ترکیب آنورتیت در یکی از نقطههای تجزیه شده از بخش مرکزی بلور است که از اطراف با پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین فراگرفته شده است. برپایهٔ شدت دگرسانی در میکروگابروها، احتمال جانشینی سدیم بهجای کلسیم و جانشینی پلاژیوکلازهای نخستین با پلاژیوکلازهای سدیک وجود دارد. بهغیر از اکسیدهای Na₂O و CaO که منطق منطق منطق منطق منطق منطق (شکل B-B)، در

اکســیدهای دیگــر، در نمونــهٔ میکروگـابرویی، نبــود تغییــر سیســتماتیک از مرکــز بــه حاشــیه دیــده

میشود. در نمونـههـای گـابروی پگماتوییـدی نیـز ایـن تغییرات دیده نمیشوند.



شـکل ۵- A) جایگـاه ترکیبـی پلاژیوکلازهـای در گابروهـای (گـابروی پگماتوییـدی و میکروگـابرو) افیولیـت گرمـاب در نمـودار ردهبنـدی فلدسپارها (Deer et al, 1992)؛ B) نیمرخ تغییرات ترکیبی در یک بلور پلاژیوکلاز در میکروگابرو (از مرکز بهسوی حاشیهٔ بلور)

آمفيبول: آمفيبول از كاني هاي سازندهٔ گابروهاي یگماتوییدی منطقه گرماب است. حضور این کانی با فراوانی کم، نشان دهندهٔ فقیر بودن ماگمای در حال تبلور از آب است. داده های تجزیه ریز که و الکترونی آمفیبول های در جدول ۳ نشان داده شدهاند. برای بهدست آوردن فرمول ساختماني آمفيبول ها، روش ١٣ كاتيون به كار برده شده است (جدول ۳). اين روش بهترین نتیجه را برای محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول ارائـه مـي كنـد (Cosca et al., 1991). درنمـودار BNa دربرابــــر (Leake et al., 1997) BCa+BNa دربرابــــر آمفیبول های بررسی شده در محدوده کلسیک جای گرفتهاند (شکل ۶– A). در نمودار ردهبندی آمفیبول ها برپایهٔ Si در مکان T دربرابر (Mg/(Mg+Fe²⁺) (شـکل 8-8)، بیشتر آمفیبول های بررسی شده در محدوده مگنزیوهورنبلند و یک نقطه نیز در قلمرو اکتینولیت جـای گرفتـهانـد. برپایـهٔ نمـودار شناسـایی آمفیبـول

ماگمایی از آمفیبول دگرگونی (Giret et al., 1980)، هورنبلندها سرشت آذرین دارند و اکتینولیتها سرشت دگرگونی نشان میدهند (شکل۶- C). کانیهای کدر: دادههای تجزیهٔ ریزکاو الکترونی و فرمول ساختاری بهدستآمده برای شهاری از کانیهای کندر در گابروهای

شــماری از کـانیهای کـدر در گابروهای پگماتوییدی گرماب در جدول ۳ آورده شدهاند. دادههای بـهدست آمده برای ترکیب شیمیایی TiO₂-FeO- یایدشـده روی نمـودار -FeO-TiO₂-FeO نشان مـیدهند ایان کانیها ترکیب Fe₂O₃ نشان میدهند ایان کانیها ترکیب ایلمنیت دارند (شکل ۶- D). در دماهای بالا، تیتانیم بیشتری در مگنتیت جای میگیرد؛ اما در دماهای کمتر، در پی کاهش انحلال پذیری، مقـدار Ti در مگنتیتها کـاهش مـییابد و ازایان دو، تیغههای ایلمنیت پدید میآیند (Anderson, 1968).

Rock Type	Pegmatoid	Microgabbro						Pegmatoid gabbro						
Sample No.	14-C	25-R	25-5-C	25-1-1-R	25-1-C	25-1-C	25-5-R	29-1	29-2	29-3	29-4	29-5	29-6	
SiO ₂	37.67	63.40	64.36	65.81	61.45	61.89	63.75	59.84	57.48	56.60	55.96	57.88	57.96	
TiO ₂	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.08	0.08	0.09	0.07	0.06	
Al ₂ O ₃	22.36	22.12	23.18	21.24	23.11	23.50	20.48	24.72	26.35	27.50	27.03	26.76	26.31	
Cr_2O_3	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FeO t	0.25	0.11	0.07	0.06	0.09	0.08	0.18	0.21	0.28	0.30	0.32	0.22	0.29	
MnO	0.03	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.04	0.05	0.02	0.01	
MgO	0.03	0.08	0.00	0.01	0.016	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaO	38.35	0.84	0.95	0.18	0.286	2.99	2.89	6.49	8.64	9.64	9.52	8.96	8.67	
Na ₂ O	0.04	9.63	10.41	10.88	8.876	8.00	10.09	7.52	6.54	5.82	5.77	6.43	6.52	
K ₂ O	0.00	0.06	0.46	0.08	0.091	0.10	0.12	0.10	0.32	0.24	0.23	0.25	0.28	
NiO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	98.79	96.26	99.47	98.26	93.92	96.63	97.54	98.96	99.71	100.22	98.97	100.50	100.10	
Si	4.71	5.53	5.62	5.80	5.55	5.67	5.80	5.38	5.19	5.09	5.08	5.18	5.21	
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	
Al	3.29	2.47	2.38	2.20	2.46	2.33	2.20	2.62	2.81	2.91	2.92	2.82	2.79	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ²⁺	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	5.14	0.29	0.09	0.02	0.03	0.08	0.28	0.63	0.84	0.93	0.96	0.86	0.84	
Na	0.01	1.39	1.76	1.86	1.55	1.67	1.78	1.31	1.15	1.02	1.06	1.12	1.14	
K	0.00	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	13.19	9.69	9.91	9.89	9.60	9.78	10.09	9.97	10.05	10.00	10.07	10.03	10.03	
Albite	0.20	82.4	92.6	98.6	97.6	95.0	85.8	67.3	56.8	51.5	51.8	55.7	56.7	
Anorthite	99.8	17.0	4.7	0.9	1.8	4.6	13.6	32.1	41.4	47.1	47.2	42.9	41.7	
Orthoclase	0.00	0.7	2.7	0.5	0.6	0.4	0.6	0.6	1.8	1.4	1.0	1.4	1.6	

جدول ۲- دادههای ریزکاو الکترونی (برپایهٔ درصدوزنی) برای پلاژیوکلازهای در سنگهای گابرویی گوناگون (پگماتوییدی و میکروگابرویی) در مجموعهٔ افیولیتی گرماب، بههمراه فرمول ساختاری بهدستآمده (برپایهٔ a.p.f.u.) برپایهٔ ۸ اتم اکسیژن و سازندههای پایانی آنها



شکل۶- ترکیب شیمیایی کانیهای دایکهای گابرویی مجموعهٔ افیولیتی گرماب (شمالخاوری کامیاران. A) آمفیبولهای بررسیشده در نمودار BCa+BNa دربرابر Bka (Leake *et al.*, 1997) Mg/(Mg+Fe²⁺⁾) آمفیبولهای بررسیشده نمودار TSi دربرابر (Mg/(Mg+Fe²⁺⁾) (D (Giret *et al.*, 1980)؛ C) آمفیبولهای بررسیشده نمودار قابروهای (آفزین (Giret *et al.*, 1980))؛ D) ترکیب کانیهای کدر در گابروهای آمفیبولهای بررسیشده نمودار شناسایی آمفیبولهای دگرگونی از آذرین (Giret *et al.*, 1980))؛ D) ترکیب کانیهای کدر در گابروهای پگماتوییدی افیولیت گرماب روی نمودار (FeO- Fe₂O₃) Tio₂- FeO- Fe₂O3)

فوگاسیتهٔ اکسیژن و ارزیابی میزان آب ماگما

فوگاسیتهٔ اکسیژن عامل مؤثری برای کنترل فرایندهای ماگمایی است و بر توالی تبلور و نوع کانیهای تبلوریافته تأثیرگذار است. میزان فوگاسیتهٔ اکسیژن به نوع محیط زمینساختی ماگما وابسته است. در نمودار Al^{IV}+Na دربرابر Schweitzer *et al*, 1979) Al^{VI}+2Ti+Cr)، اگر نمونهها در بالای خط 0=⁴Fe³⁺ جای گرفته باشند، پیروکسنها در فوگاسیتهٔ بالای اکسیژن متبلور شدهاند و اگر در زیر خط جای داشته باشند، نشاندهندهٔ فوگاسیتهٔ کم اکسیژن است. همچنین، هرچه فاصله نمونهها از خط بیشتر باشد، فوگاسیتهٔ اکسیژن در محیط پیدایش

پیروکسن بیشتر بوده است. در نمونههای بررسی شده بیشتر کلینوپیروکسن ها در بالای خط قرار گرفته اند که نشانهٔ فوگاسیته بالای اکسیژن در محیط پیدایش این کانی است (شکل ۷– ۸). همچنین، درصدوزنی اکسیدهای IO₂ و Al₂O₃ در مگنزیوهورنبلندها کم است (جدول ۳). بر این اساس و برپایهٔ نمودار ^{VI} دربرابر (Fe+Mg). هورنبلندهای گابروی پگماتوییدی در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن پدید آمدهاند (شکل ۷– B).

Ridolfi و همکاران (۲۰۱۰) رابطهای را پیشنهاد کردهاند که برپایهٔ ترکیب شیمیایی منیزیوهورنبلند، میزان آب بهدست آورده میشود.

جدول ۳- دادههای ریز کاو الکترونی (برپایهٔ درصدوزنی) و فرمول ساختاری بهدستآمده (برپایهٔ a.p.f.u.) برای کانیهای ایلمنیت و آمفیبول (بهترتیب برپایهٔ ۴ و ۱۳ اتم اکسیژن) در گابروهای پگماتوییدی افیولیت گرماب

коск	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb
туре	20.1.1								0 0 1			
Sample	30-1-1	30-1-2	14a- 1- 1	14a- 1- 1	14a- 5- C	14a- 5- R	14a- 4- 1	14a- 4- 2	29-1	29-2	29-3	29-4
No.	ايلمنيت	ايلمنيت	ايلمنيت	ايلمنيت	ايلمنيت	ايلمنيت	ايلمنيت	ايلمنيت	آمفيبول	آمفيبول	آمفيبول	آمفيبول
SiO ₂	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.08	48.23	55.25	42.81	43.93
TiO ₂	50.03	52.48	53.21	52.73	54.04	53.03	54.52	53.58	0.04	0.04	3.43	2.85
Al ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	7.09	0.63	9.39	9.46
Cr_2O_3	0.09	0.04	0.00	0.00	0.007	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02
FeO t	45.82	45.74	44.09	44.03	43.92	44.25	44.29	44.01	15.18	10.18	13.91	13.70
MnO	1.24	1.35	1.57	1.54	2.03	1.95	1.45	1.98	0.30	0.21	0.20	0.22
MgO	0.58	0.60	1.244	1.314	1.11	1.10	1.34	1.18	13.11	17.72	13.02	13.46
CaO	0.00	0.03	0.07	0.01	0.08	0.03	0.16	0.10	11.44	12.75	10.89	11.42
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.033	0.025	0.021	0.00	0.04	1.31	0.08	2.50	2.30
K ₂ O	0.00	0.00	0.015	0.00	0.00	0.018	0.012	0.00	0.07	0.03	0.46	0.51
NiO	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	97.77	100.29	100.22	99.68	101.21	100.39	101.89	100.98	96.78	97.9	96.48	97.87
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.13	7.96	6.44	6.50
Ti	1.11	1.14	1.14	1.14	1.15	1.14	1.14	1.15	0.05	0.00	0.34	0.32
Al ^{IV}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.88	0.04	1.57	1.50
Al ^{VI}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36	0.06	0.10	0.15
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	1.89	1.89	1.86	1.85	1.85	1.86	1.86	1.85	1.88	1.21	1.75	1.70
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03
Mg	0.03	0.04	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04	2.89	3.74	2.92	2.97
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.80	1.93	1.75	1.81
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.38	0.02	0.73	0.66
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.09	0.10
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.06	3.10	3.06	3.09	3.10	3.05	3.08	3.08	15.41	15.00	15.75	15.73
Mg #	-	-	-	-	-	-	-	-	61	76	63	64

نم ودار تغییرات میزان آنورتیت (An) پلاژیوکلازها دربرابر #Mg کلینوپیروکسنها نیز نشان میدهد نمونههای بررسی شده در محدوده تفریق خشک جای گرفتهاند (شکل C - ۷) و این نکته نشان دهندهٔ میزان اندک آب در ماگمای سازندهٔ این کانی هاست (Kavassnes *et al.*, 2004).





سری ماگمایی و پهنهٔ زمینساختی پیدایش ماگما

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن ها پیروی ترکیب شـیمیایی و خاسـتگاه ماگمـای میزبـان آنهاسـت (Kamenetsky *et al.*, 2001). پـس، ترکیب شیمیایی پیروکسن ها، بـهویژه فنوکریست های گوناگون آنها اطلاعـات ارزشـمندی بـرای شناسـایی سـری ماگمـایی اطلاعـات ارزشـمندی بـرای شناسـایی سـری ماگمـایی Beccaluva) و جایگـاه زمـینسـاختی Beccaluva) و جایگـاه زمـینسـاختی Beccaluva) و جایگـاه زمـینسـاختی پیدایش سنگ میزبان در اختیار میگذارند (SiO میدایش سنگ میزبان در اختیار میگذارند (محـدودهٔ A)، کلینوپیروکسـنهـای بررسـیشـده در محـدودهٔ مابآلکـالن جـای گرفتـهانـد. در نمـودار 20] دربرابر مابآلکـالن مایـل بـه ماب آلکـالن مایـل بـه ماب تولهایتی هستند (شکل ۸- B). در نمودارهای دو متغیرهٔ مات دربرابـر 20] A (شـکل هـای ۸- ۲ و ۸-

D)، ترکیب آمفیبول ها نشان دهندهٔ سرشت ساب آلکالن ســــنگهاســـت. از دیـــدگاه محـــیط پیــدایش، کلینوپیروکسن های پدیدآمده در پشتهٔ میان اقیانوسی و کلینوپیروکسن های پدیدآمده در پشتهٔ میان اقیانوسی و teterrier et) Ca دربرابر Ca (Leterrier et Ca دربرابر Ca (Leterrier et 1982, .1982, .1982, .1982 دربرابر Ca (درسی شده در محیط کمان آتشفشانی جای گرفتهاند (شکل ۹– ۸).
Beccaluva کان آتشفشانی جای گرفتهاند (شکل ۹– ۸). در نمودار سهتایی Og-Na2O در محدوده IAT جای گرفتهاند (شکل ۹– 8). بالابودن میزان 2Go و کم بودن گرفتهاند (شکل ۹– 8). بالابودن میزان 2Go و کم بودن میزان IT در فرمول ساختاری پیروکسن های گابروهای منطقه هماننـد ویژگیهای شیمیایی پیروکسن های منبلورشده در مذاب های مرتبط با کمان های آتشفشانی Ima (Beccaluva et al., 1989). نمودار تغییرات 2Go

دربرابر Alz (2002**Al) (شکل ۹- C) برای ترکیب شیمیایی پیروکسنها، سنگهای مرتبط با فرورانش را از سنگهای مرتبط با افیولیت و ریفت جدا میکند. در این نمودار، پیروکسنهای گابروهای بررسیشده با روند مرتبط با فرورانش همخوانی دارند (شکل ۹- C). برپایهٔ



شکل ۸- ترکیب کانیهای کلینوپیروکسن و آمفیبولهای گابروهای افیولیت گرماب روی: A) نمودار Al₂O₃ دربرابر SiO₂ (Nisbet and Pearce) SiO₂ مربرابر Mi₂O₃ (کا Nisbet and Pearce) Al₂O₃) نمودار TiO₂ دربرابر Nisbet and Pearce) Al₂O₃) برپایهٔ ترکیب کلینوپیروکسنها برای شناسایی سرشت ماگمای سازندهٔ گابروها؛ B) نمودار O) نمودارهای TiO₂ (Al₂O₃) دربرابر Al₂O₃) مناسایی سرشت ماگمای سازندهٔ گابروها؛ B) نمودار (O) دربرابر MgO و Al₂O) برپایهٔ ترکیب کلینوپیروکسنها برای شناسایی سرشت ماگمای سازندهٔ گابروها؛ C) نمودارهای TiO دربرابر Al₂O (و Al₂O) برپایهٔ ترکیب شیمیایی هورنبلند (TiO) برپایه ترکیب شیمیایی هورنبلند (TiO) برای شناسایی سرشت ماگمای سازندهٔ گابروها (D) نمودارهای TiO دربرابر Al₂O (ا

دما- فشارسنجی

برای بررسی فشار و دمای پیدایش گابروهای منطقه برپایهٔ دادههای ریزکاو الکترونی کانیها روشهای گوناگونی به کار برده شد که در ادامه آورده میشوند:

فشارسنجی کلینوپیروکسن: جایگیری Al در موقعیت های چهاروجهی و هشتوجهی کلینوپیروکسن ها به فشار و میزان آب در محیط تبلور بستگی دارد. به باور برخی پژوهشگران

ویژگیهای زمین شیمیایی آمفیبول ها که برپایهٔ بررسی بیگانهسنگ های گوشته ای به دست آمده اند،

هورنبلنــدهـای بررســیشـده در گســترهٔ ترکیبــی

آمفیبولهای وابسته به پهنههای فرورانشی (S-Amph)

جای گرفتهاند (Coltorti et al., 2007) (شکل ۵– D).



شکل ۹- A) نمودار مک دربرابر Leterrier *et al.*, 1982) Ti+Cr) برای کلینوپیروکسنها؛ B) نمودار سهتایی SiO₂/100-TiO₂-Na₂O) برای کلینوپیروکسنها؛ C) ردهبندی (*et al.*, 1989) برای کلینوپیروکسنها؛ C) نمودار TiO₂ دربرابر Al^{IV} 100/2) Alz (Loucks, 1990) (Al^{IV} 100/2) ردهبندی تکتونوماگمایی آمفیبولهای بررسی شده (Amph) ده بهنههای فرافرورانش (سوپراسابداکشن)؛ I- Amph، آمفیبولهای مرتبط با پهنههای درون صفحهای (Coltorti *et al.*, 2007)

$$\begin{split} P \ (kbar) &= -57.9 + 0.0475 T(K) - 40.6 (X_{FeO}^{liq}) - \\ 47.7 (X_{CaTs}^{cpx}) + 0.676 (X_{H2O}^{liq}) - 153 (X_{CaO0.5}^{liq} \\ X_{SiO2}^{liq}) + 6.89 [X_{Al}^{cpx} / X_{Al2O31.5}^{liq}] \\ \text{c} \ \text{c} \$$

روش فشارسنجی (Putirka *et al.*, 2008) نیز برپایهٔ توزیع Al میان کلینوپیروکسن و مذاب همزیست پیشنهاد شده است. در این روش نیز ترکیب سنگ کل بهجای ترکیب مذاب فرضی بهکار برده شده است.

رابطه زیر بهدست آورده میشود: X_{AI}^{cpx} = XAI ^{(IV)cpx} + XAI ^{(VI)xpx} برپایهٔ این معادله، فشار برای کلینوپیروکسنهای بررسیشده برابربا ۴/۵ تا ۲ کیلوبار بهدست آمد.

Al_{tot} فشارسنجی آمفیبول: برپایهٔ پارامتر Al_{tot} دربرابر پاله دربرابر (Mg+Fe_t/(Mg+Fe_t برای آمفیبولها (1992)، آمفیبولهای سنگهای بررسیشده در بازهٔ فشار ۵ تا ۷ کیلوبار متبلور شدهاند (شکل ۱۰ – B).



شــکل ۱۰– A) ارزیـابی میــزان فشـار تبلـور پیروکسـن برپایـهٔ نمـودار XPT دربرابـر YPT (Soesoo, 1997)؛ B) بــرآورد فشـار تشــکیل آمفیبولها در نمودار Al_{tot} دربرابر (Schmidt, 1992) Fe_t/(Mg + Fe_t)

دماسنجى در دماسنجی با کلینوپیروکسن روش های بسیاری پیشنهاد شدهاند که در زیر یکی از آنها آورده شده است: در روش (Soesoo, 1997) بایــد مقــدار XPT و YPT را بەدست آورد: $XPT = 0.446 SiO_2 + 0.187 TiO_2 - 0.404 Al_2O_3$ +0.346 FeO (tot)- 0.052 MnO + 0.309 MgO + 0.431CaO - 0.446 Na2O $YPT = -0.369 SiO_2 + 0.535 TiO_2 - 0.317 Al_2O_3$ +0.323 FeO (tot) + 0.235 MnO - 0.516 MgO -0.167CaO - 0.153 Na₂O برتـری مهـم ایـن روش دماسـنجی ایـن اسـت کـه به حضور همزمان دو پیروکسن نیازی نیست و برای پیروکسنهای Mg- Ca- Fe و Mg گوناگون نیز کاربرد دارد. برپایهٔ نمودار ترکیبی ییشنهادشـــدهٔ XPT دریرانی (Soesoo,) YPT 1997)، دمای تبلور کلینوپیروکسنها در گابروهای مجموعة افيوليتي گرماب، ١١٥٠ تا ١٢٠٠ درجه

سانتیگراد بهدست آمد (شکل ۱۱– A). برخلاف روش یادشده که برپایهٔ محاسبه است و فرمول دارد، روش دماسنجی روی کانی پیروکسن که Lindsley (۱۹۸۳) پیشنهاد داده، گرافیکی و تجربی است. همان گونه که در شکل ۱۱– B دیده می شود، دمای پیدایش کلینوپیروکسن های بررسی شده از ۸۰۰ تا دمای پیدایش کلینوپیروکسن های بررسی شده از ۲۰۰۸ تا برسی منده از ۲۰۰۸ تا فشارسنجی فرمول آن آورده شد، میانگین دمای پیدایش کلینوپیروکسن های بررسی شده ۱۰۹۷ درجه سانتیگراد بهدست آمد.

دماسنجی هورنبلند- کلینوپیروکسن: این دماسنج از روشهای دماسنجی بر پایه تبادل کاتیونهای Mg و Fe میان کانیهای هورنبلند و کلینوپیروکسن همزیست است (Anderson, 1996). با به کارگیری این روش، دمای تعادلی این دو کانی در نمونههای گابرویی نزدیک به ۹۰۰ تا

 $T = \frac{0.667 - 48.98 \text{Y}}{-0.0429 - 0.008314 \times \text{LnK}} \quad \text{K} = \frac{(\text{Si} - 4)}{(8 - \text{Si})} X_{\text{Ab}}^{\text{plg}}$

برپایهٔ این روش، دمای تعادل میان دو کانی

هورنبلنـد و یلاژیـوکلاز در فشـارهای ۵ تـا ۸ کیلوبـار

بهترتیب ۸۲۵ تا ۹۳۱ درجه سانتیگراد برآورد شد.

زير بەدست آوردە مىشود:

۱۱۰۰ درجـه سـانتیگراد بـهدسـت آورده شـد (شـکل ۲۱–۲). دماسـنجی هورنبلنـد- پلاژیـوکلاز در دماهـای ۴۰۰ تـا ۱۰۰۰ درجـه سـانتیگراد و فشـارهای ۱ تـا ۱۵ کیلوبـار نیـز کـابرد دارد (Blundy and اعادلـه ۱۹90, 1990). در ایـن روش دمـا برپایـهٔ معادلـه



شـکل ۱۱- ارزیـابی دمـای تبلـور پیروکسـنهـای دایـکهـای گـابرویی افیولیـت گرمـاب برپایـهٔ: A) نمـودار XPT دربرابـر YPT (, Soesoo,) 1997)؛ B) دماسـنجی پیروکسـن (Lindsley, 1983)؛ C) ارزیـابی دمـای تعـادل تبلـور کلینوپیروکسـن و هورنبلنـد برپایـهٔ محتـوای Mg در کلینوپیروکسن و هورنبلند همزیست (Anderson, 1996)

بحث

سن رادیومتری تودههای آذرین محور صحنه-مریوان را با روش K/Ar برابربا ۲۷ تا ۳۴ میلیون سال پیش و ماگماتیسم این محور را پیامد دور دوم فرورانش نئوتتیس در الیگوسن دانستهاند. این پژوهشگران سنگهای آذرین در این دوره زمانی محور صحنه- پینجوین را به جزیرههای کمانی و

Azizi و همکاران (۲۰۱۱) سن ماگماتیسم گابرویی- دیوریتی منطقه کامیاران را با روش U/Pb برابربا ۳۶ تا ۵۴ میلیون سال پیش و خاستگاه ماگماتیسم را گوشته تهیشده پیشنهاد کردهاند. Moinevaziri و همکاران (۲۰۰۸) نیز دایکهای گابرویی، کالک آلکالن است و در پهنهٔ زمینساختی کمانهای آتشفشانی پدید آمده است؛ زیرا ماگماهای کالک آلکالن ویژهٔ پهنههای فرورانش هستند (Moeinvaziri and Ahmadi, ازاین ورانش دوم 2004). ازاین رو، پیدایش دایکهای گابرویی در مجموعهٔ افیولیتی گرماب همزمان با فرورانش دوم نئوتیس و مرتبط با تودههای گابرویی بزرگ در جنوب مجموعهٔ افیولیتی گرماب دانسته می شود.

نتيجهگيرى

افیولیت های شمال خاوری کامیاران بخشی از افیولیت های کرمانشاه در بخش شمالی زمین درز زاگـــرس هســـتند. در مجموعـــهٔ افیــولیتی شـمال خـاوری کامیاران (گرمـاب)، تـوالی کامـل افيوليتي ديده نمي، شود و مجموعة افيوليتي بیشـــتر دربردارنــدهٔ بلــوکهـای پریـدوتیت س_رپانتینیشـده و دایـکهـای گـابرویی و دیابازی است کے با آھےکھای پلاڑیے ائوسن یوشیدہ شدهاند. سنگهای سازندهٔ دایکهای بازیک در این پژوهش برپایهٔ بررسیهای سنگنگاری در دو گروه با گسترهٔ ترکیبی گابروی (گابروی پگماتوییدی، میکروگابرو و گابرونوریت) و دیاباز جـای مــی گیرنــد. بررســی شــیمی کـانیهـا در دایک های گابرویی نشکان میدهد ترکیب كلينوپيروكسن ها از نوع ديوپسيد- اوژيت است. در گابروهای پگماتوییدی، بیشتر پلاژیوکلازها از نوع آندزین و گاه آنورتیت و در میکروگابروها از نوع آلبيت- اليگوكلاز هستند. أمفيبولهاي بررسییشده نیز ترکیب مگنزیوهورنبلند و اكتينوليت دارند. دماسنجي برپايه روشهاي گوناگون، دامنـهٔ حرارتی تبلور دایکهای گابرویی را از ۸۰۰ تــا ۱۱۰۰ درجــه سـانتیگراد و فشـار جایگیری آنها را ۵ تا ۷ کیلوبار در پهنهای با

پهنه فرافرورانش نسبت دادهاند. به باور Azizi و همك___اران (2011) و Moinevaziri و همك___اران (۲۰۰۸)، در پالئوژن سیستم فرورانشیی میان پوسيتهٔ اقيانوسيي نئيوتتيس و پهنيهٔ سيندج-سیرجان در منطقه کردستان بوده است که کمان ماگمایی در الیگومیوسن را پدیند آورده است. تـودههای گـابرویی- گرانیتـی (ماننـد: گـابروی مروارید، گابروی طا- بیساران (Allen et al., 2013)، گرانیت برده رشه (Ranin, 2008) و گرانیت نژمار) در این کمان ماگمایی پس از پيدايش افيوليت در پالئوژن نفوذ كردهاند. برپايه پـژوهشهـای پیشـین و بررسـیهـای صحرایی گمـان میرود افزونبر تودههای نفوذی کمان ماگمایی مرتبط با دور دوم فرورانش، تودههای گابرویی با ویژگیهای تولهایتی که مرتبط با افیولیت هستند، در مجــاورت ایــن کمــان و همــراه دیگــر واحــدهای افيوليتي پديد آمده باشند. گابروهاي پينجوين (Al-Hassan and Hubbard, 1985)، گــابروي قــهلاجــى (Ranin, 2008)، اســتوكهـاى مجموعـة افی ولیتی سے ولاوا و گابروہ ای محور دین ور-کامیاران از این گروه از گابروها هستند. نزدیکی تـودههـاى مـرتبط بـا كمـان ماگمـايى پـالئوژن و تودههای گابرویی مرتبط با افیولیتهای کردستان شاید پیامد راندگی زیاد مجموعهٔ افیولیتی با صفحه عربی باشد (Rahimzadeh et al., 2014). در منطقهٔ کامیاران، واحدهای افیولیتی از یکدیگر گس____خته (Dismembered) هس____تند. ازاي___نرو، گابروهای این منطقه در توالی افیولیتی در موقعیت خویش نیستند و در بررسی های پیشین با نام گابروی افیولیتی از آنها یاد نشده است .(Rahimzadeh et al., 2014)

برپایهٔ آنچه گفته شد و یافتههای بهدستآمده از شیمی کانیها، سری ماگمایی ماگمای سازندهٔ شيمي كاني كلينوپيروكسن و أمفيبول نشان نگارنـــــدگان مقالـــــه از ســـردبير و داوران مــیدهنــد سـری ماگمـایی ماگمـای سـازندهٔ ایــن گرامـی مجلــه کــه بــا پیشــنهادهای ارزنــده علمـی خـود موجـب غنـای بیشـتر نوشـتار شـدند، بسـیار سیاس گزارند.

فوگاسیتهٔ بالای اکسیژن نشان میدهند. دادههای **سپاسگزاری** سنگها کالک آلکالن و محیط پیدایش آنها کمان ماگمایی وابسته به فرورانش بوده است.

منابع

- Abbasi, H. and Torabi, G. (2013) Petrography and mineral chemistry of Eocene dykes from Kuh- e- Kam Khashak (North of Khur, Isfahan province). Iranian Journal of Petrology 4: 19-32 (in Persian).
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, Institute Journal of Earth Science (Geol. Rundsch) 95: 401- 419.
- Alavi, M. (1994) Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation. Tectonophysics 229: 144-149.
- Al- Hassan, M. E. and Hubbard, F. H. (1985) Magma segregations in a tectonic remnant of basalt ophiolite, Penjwin, NE Iraq. Ofioliti 10: 139-145.
- Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J. (2012) Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A type Hasanrobat granite, Sanandaj- Sirjan belt: A new record of the Gondwana break- up in Iran. Lithos 151: 122-134.
- Allahyari, K., Saccani, E., Pourmoafi, M., Beccaluva, L. and Masoudi, F. (2010) Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neo- Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran. Ofioliti 35: 71-90.
- Allahyari, K., Saccani, E., Rahimzadeh, B. and Zeda, O. (2014) Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve- Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): new evidence for boninitic magmatism in intra- oceanic fore- arc setting in the Neo- Tethys between Arabia and Iran. Journal of Asian Earth Sciences 79: 312-328.
- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Neill, I., Emami, M. H. and Mcleod, C. L. (2013) Generation of Arc and Within- plate Chemical Signatures in Collision Zone Magmatism: Quaternary Lavas from Kurdistan Province, Iran. Journal of Petrology 54(5): 887–911.
- Anderson, A. T. (1968) Oxidation of the La Blache lake titaniferous magnetite deposit. Quebec. Journal of Geology 76: 528- 547.
- Anderson, J. L. (1996) Statuse of thermo- barometry in granitic batholiths. Earth Science Review 87: 125-138.
- Anderson, J. L. and Smith, D. R. (1995) The effect of temperature and oxygen fugacity on Al- inhornblende barometry. American Mineralogist 80: 549- 559.
- Asiabanha, A. (2008) A Manual for drawing and interpreting of Petrological and Geochemical Plots. Imam Khomeini International University, Qazvin (in Persian).
- Aswad, K. J., Aziz, N. R. and Koyi H. A. (2011) Cr- spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectonic history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq. Geological Magazine 148(5-6): 802-818.

- Azizi, H. and Moinevaziri, H. (2009) Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. Journal of Geodynamics 47: 167-179.
- Azizi, H., Tanaka, T., Asahara, Y., Chung, S. L. and Zarrinkoub, M. H. (2011) Discrimination of the age and tectonic setting for magmatic rocks along the Zagros thrust zone, northwest Iran, using the zircon U- Pb age and Sr–Nd isotopes. Journal of Geodynamics 52: 304- 320.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B. and Zeda, O. (1989) Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. Chemical Geology 77: 165-182.
- Bence, A. E., Papike, J. J. and Ayuso, R. A. (1975) Petrology of Atlantic island arcs. Bulletin of Volcanology 32: 189-206.
- Blundy J., Cashman K. and Humphreys M. (2006) Magma heating by decompression- driven crystallization beneath andesite volcanoes. Nature 443: 76–80.
- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole- plagioclase geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 104: 208-224.
- Braud, J. (1970) Les formations du Zagros dans la region de Kermanshah (Iran). et leurs rapports structuraux Imp. Jouve.
- Braud, J. (1987) La suture du Zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan Iranien): reconstitution paléogéographique, Évolution Géodynamique, Magmatique et Structurale. Thèse Doctorat d'État, Paris, Géodiffusion Mémoire 5.
- Braud, J. and Bellon, H. (1974) Donnes nouvelles sur le domaine metamorphique du Zagros (zone de Sanandaj- Sirjan) au niveau de Kermanshah- Hamadan; nature, age et interpretation des series métamorphiques et des intrusions évolution structural. Faculté des Sciences d'Orsay, Université Paris, France.
- Cameron, M. and Papike, J. J. (1981) Structural and chemical variations. American Mineralogist 66: 1- 50.
- Chauvet, F., Lapierre, H., Maury, R. C., Bosch, D., Basile, C., Cotton, J., Brunet, P., Campillo, S. (2011) Triassic alkaline magmatism of the Hawasina Nappes: post- breakup melting of the Oman lithospheric mantle modified by the Permian Neotethyan Plume. Lithos 122: 122–136.
- 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: 68-84.
- Cosca, M. A., Essene, E. J. and Bowman, J. R. (1991) Complete chemical analyses of metamorphic hornblendes: Implications for normalizations, calculated H2O activities, and thermobarometry. Contributions to Mineralogy and Petrology 108: 472-484.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) An Introduction to the rock forming minerals, 2nd edition, Longman, London, UK.
- Delaloye, M. and Desmons, J. (1980) Ophiolites and melange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications. Tectonophysics 68: 83–111.
- Droop G. T. R. (1987) A general equation for estimating Fe3+ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteri. Mineralogical Magazine 51(361): 431-435.
- Fabien, H. (2005) Les ophiolites de Kermanshah (Iran): Naissance dun arc intra- oceanique Eocene en fin de subduction de la Neotethys. Memori de stage de Recherche Master.
- Ghazi, A. M. and Hassanipak, A. A. (1999) Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, Western Iran: implications for Tethyan plate tectonics. Journal of Asian Earth Sciences 17: 319- 332.

- Ghiorso, M. S. and Sack, R. O. (1995) Chemical mass transfer in magmatic processes, IV. a revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation of liquid- solid equilibrium in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. Contributions to Mineralogy and Petrology 119: 197-212.
- Ginibre, C., Kronz, A. and Worner, G. (2002) Minor and trace- element zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology 143: 300- 315.
- Giret, A., Bonin, B. and Leger, J. M. (1980) Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring- complexes. Canadian Mineralogist 18: 481–495
- Kamenetsky, V. S., Maas, R., Sushchevskaya, N. M., Norman, M. D., Cartwright, I. and Peyve, A. A. (2001) Remnants of Gondwana continental lithosphere in oceanic upper mantle: Evidence from the South Atlantic Ridge. Geology 29: 243–246.
- Kavassnes, A. J. S., Strand, H. A., Moen Eikeland, H. and Pedersen, R. B. (2004) The Lyngen gabbro: the lower crust of Ordovician incipient arc. Contributions to Mineralogy and Petrology 148: 358- 379.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. American Mineralogist 82: 1019- 1037.
- Leterrier, J. (1985) Mineralogical, geochemical and isotopic evolution of two Miocene mafic intrusions from the Zagros (Iran). Lithos 18: 311–329.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo- volcanic series. Earth and Planetary Science Letters 59: 139–154.
- Lindsley, D. H. (1983) Pyroxene geothermometry. American Mineralogist 68: 477-493.
- Loucks, R. R. (1990) Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic- mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene. Geology 18: 346- 349.
- Mahood, G. A. and Baker, D. R. (1986) Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks: Pantelleria, strait of Sicily. Contribution to Mineralogy and Petrology 93: 251-264.
- Moeinvaziri, H. and Ahmadi, A. (1991) Petrography and petrology of igneous rocks. Tehran University Press, Tehran (in Persian).
- Moeinvaziri, H., Azizi, B., Mehrabi, and Izadi, F. (2008) Oligocene Magmatism in the Zagros Thrust Zone (Sahneh- Marivan Area): Evidences for the second Neotethyan Subduction Occurrence in the Paleogene. Journal of Science of University of Tehran 34: 113- 122.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous- Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj- Sirjan Zone, western Iran. Journal of Asian Earth Sciences 21: 397-412.
- Molina, J., Scarrow, J., Montero, P. G. and Bea, F. (2009) High- Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic- hybrid melts during evolution of Variscan basicultrabasic magmatism of Central Iberia. Contributions to Mineralogy and Petrology 158: 69-98.
- Mordick, B. E. and Glazner, A. F. (2006) Clinopyroxene thermobarometry of basalts from the Coso and Big Pine volcanic fields, California. Contributions to Mineralogy and Petrology 152: 111- 124.

Morimoto, N. (1998) Nomenclature of pyroxenes. Canadian Mineralogist 27: 143-156.

- Nadimi, A. (2002) Mantle flow patterns at the Neyriz Paleo- spreading centre, Iran. Earth and Planetary Science Letters 203: 93-104.
- Nelson, S. T. and Montana, A. (1992) Sieved- texture plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. American Mineralogist 77: 1242.
- Nisbet, E. G. and Pearce, I. A. (1977) Clinopyroxene compositions in mafic lavas from different tectonic settings. Contributions to Mineralogy and Petrology 62: 149-160.
- Nosova, A. A., Sazonova, L. V., Narkisova, V. V. and Simakin, S. G. (2002) Minor elements in clinopyroxene from Paleozoic volcanics of the Tagil Island arc in the Central Urals. Geochemistry International 40: 219-232.
- Pepiper, G. (1984) Zoned Pyroxenes from Shoshonite Lavas of esbos, Greece: Inferences concerning Shoshonite Petrogenesis. Journal of Petrology 25: 453- 472.
- Putirka, K. D. (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 69: 61- 120.
- Rafia, R. and Shahidi, A. (1999) Geological Map of Mianrahan, scale: 1:100000. Geological survey of Iran, Tehran, Iran.
- Rahimzadeh, B., Hasanzadeh, J. and Masoudi, F. (2014) Geochemistry and dating of gabbros associated with Sawlava ophiolites- NW Iran. Materials and Energy. 13: 877-896.
- Rahimzadeh, B., Masoudi, F. and Allahyari, K. (2012) Geochemistry and Petrology of Sawlava massive in Kurdistan ophiolite: Implication for the Neo- Tethyan magmatism at the Zagros belt, Iran. The 22nd V. M. Goldschmidt Conference: 24- 29 June, Montreal, Canada.
- Ranin, A. (2008) Petrology and metamorphism of the plutonic rocks of the Marivan region. MSc thesis, University of Bu- Ali Sina, Hamadan, Iran (in Persian).
- Ricou, L., Braud, J., and Brunn J. H. (1977) Le Zagros. Mémoires hors Série de la Société Géologique de France 8: 33–52.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. and Puerini, M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calcalkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subductionrelated volcanoes. Contributions to Mineralogy and Petrology 160: 45–66.
- Saccani, E., Allahyari, K. and Rahimzadeh, B. (2014) Petrology and geochemistry of mafic magmatic rocks from the Sarve- Abad ophiolites (Kurdistan region, Iran): evidence for interaction between MORB- type asthenosphere and OIB- type components in the southern Neo- Tethys Ocean. Tectonophysics 621: 132–147.
- Saccani, E., Allahyari, K., Beccaluva, L. and Bianchini, G. (2013) Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): Implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and OIB- type components in the Southern Neo- Tethys Ocean. Gondwana Research 24(1): 392-411.
- Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the AI- in- hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 110: 304-310.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and Bence, E. (1979) Statistical analysis of clinopyroxene from deep sea basalts. American Mineralogist 64: 501-513.

- Shafaii Moghadam, H. and Stern, S. (2011) Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites, formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone. Geological Magazine 148(5–6): 762–801.
- Shahidi, M. and Nazari, H. (1997) Geological map of Harsin, 1/100.000 scale. Geological survey of Iran, Tehran, Iran.
- Shelly, D. (1993) Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope. Chapman and Hall, London, UK.
- Soesoo, A. (1997) A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT- estimations. Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen) 119: 55-60.
- Sudi Ajirlu, M., Hajialioghli, R. and Moazzen, M. (2017) Mineral chemistry and Tectonic setting of diabasic dykes of Kamyaran ophiolite complex, Western Iran. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 25: 609- 618.
- Thompson, R. N. (1974) Some high- pressure pyroxenes. Mineralogical Magazine 39: 768-787.
- Veisinia, A., Ebrahimi, M., Mokhtari, M. A., Amadian, J. and Azimzadeh, A. M. (2018) Mineral chemistry and tectonic setting of mantle peridotites of the Garmab ophiolitic sequence, NE Kamyaran. Kharazmi Journal of Earth Sciences 3(2).
- Veisinia, A. (2017) Petrology, Geochemistry and Tectonic Setting peridotite complex Garmab, Kermanshah ophiolite, North East Kamyaran. MSc thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran (in Persian).
- Waight, T. E., Maas, R. and Nicholls, I. A. (2000) Fingerprinting feldspar phenocrysts using crystal isotopic composition stratigraphy: implications for crystal transfer and magma mingling in S- type granites. Contributions to Mineralogy and Petrology 139: 227-239.
- Wass, S. Y. (1979) Multiple origins of clinopyrocxenes in alkali basaltic rock. Lithos 121: 15-132.
- Whitechurch, H., Omrani, J., Agard, P., Humbert, F., Montigny, R. and Jolivet, L. (2013) Evidence for Paleocene–Eocene evolution of the foot of the Eurasian margin (Kermanshah ophiolite, SW Iran) from back–arc to arc: implications for regional geodynamics and obduction. Lithos 182-183: 11–32.