

The Late- Cretaceous volcanic rocks from Talesh area (western Alborz): chemical variation, crystallization condition, hygrometry and tectonic setting

Khadijeh Amani, Morteza Delavari *, Sadraldin Amini and Amir Ali Tabbakh Shabani
Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

Abstract

In the Talesh area (western Alborz), a thick sedimentary- volcanic association formed in a littoral- deltaic environment during the Late Cretaceous. The extrusives comprise volcanoclastics (tuffs), lava flows (pillow and massive) and basic dykes. The lava flows are dominated by basalts. Basalts are petrographically diverse including clinopyroxene- and plagioclase- phyric suites. Clinopyroxene is chemically in the ranges of augite to diopside and plagioclase is labradorite to bytownite. Here, using clinopyroxene chemistry, we performed thermobarometry and hygrometry calculations. Thermometric results of different samples are in the ranges of 1000 to 1200 °C. Moreover, barometric calculations show pressure ranges of <2.5 and 2.5 to 6 kbar correlating with crystallization depth of upper to middle continental crust (<10 to 22 km). Regarding parental melt chemistry and the magmatic series, the clinopyroxene and whole rock chemistry suggest two alkaline and subalkaline series. Hygrometric calculations provide H₂O contents of 2.7- 2.97 and 2.97- 3.53 wt.% for alkaline and subalkaline basalts, respectively. Tectonically, the alkaline basalts could be related to extensional tectonic regime, asthenosphere upwelling or mantle plume/hot spots, while the subalkaline basalts resulted from subduction- related magmatism probably related to northward subduction of an oceanic basin beneath western Alborz or a Neo-Tethyan branch below southern margin of the Eurasia.

Key Words: mineral chemistry, thermobarometry, hygrometry, basalt, Cretaceous, Talesh, western Alborz

* delavari@khu.ac.ir

سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین منطقه تالش (البرز باختری): تنوع شیمیایی، شرایط تبلور، هیگرومتری و خاستگاه زمین‌ساختی

خدیجه امانی، مرتضی دلاوری*، صدرالدین امینی و امیرعلی طبخ‌شعبانی
گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

چکیده

در منطقه تالش (البرز باختری) مجموعه ستبر رسوبی-آتشفشانی در محیطی ساحلی-دلتایی به سن کرتاسه پسین پدید آمده است. مجموعه سنگ‌های آتشفشانی دربرگیرنده واحدهای آذرآواری (توفها)، روانه‌های گدازه (بالشی و توده‌ای) و دایک‌های بازیگ هستند. بیشتر روانه‌ها ترکیب بازالتی دارند. از دیدگاه سنگ‌نگاری، بازالت‌ها تنوع دارند و دربردارنده بازالت‌های پلاژیوکلاز-فیریک و کلینوپیروکسن-فیریک هستند. از دیدگاه ترکیبی، کلینوپیروکسن‌ها در گستره اوژیت تا دیوپسید جای می‌گیرند. بیشتر پلاژیوکلازها نیز در گستره لابرادوریت تا بیتونیت هستند. در این پژوهش، دما-فشارسنجی و هیگرومتری برپایه ترکیب کلینوپیروکسن انجام شده است. داده‌های به‌دست‌آمده از دماسنجی نمونه‌های گوناگون بازه دمایی ۱۰۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند. همچنین، داده‌های به‌دست‌آمده از فشارسنجی نشان‌دهنده فشار کمتر از ۲/۵ کیلوبار و فشار ۲/۵ تا ۶ کیلوبار هستند. این فشارها با تبلور در ژرفای پوسته بالایی تا پوسته میانی قاره‌ای (>۱۰ تا ۲۲ کیلومتر) هم‌ارز هستند. همچنین، از دیدگاه شیمی مذاب مادر و سری ماگمایی، داده‌های شیمیایی کلینوپیروکسن و سنگ کل دو گروه سنگی (سری‌های آلکان و ساب‌آلکان) را نشان می‌دهند. بررسی‌های هیگرومتری بازالت‌های آلکان و ساب‌آلکان به‌ترتیب مقدار آب برابر ۲/۷ تا ۲/۹۷ و ۲/۹۷ تا ۳/۵۳ درصدوزنی را نشان می‌دهند. از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی، بازالت‌های آلکان چه‌بسا با سازوکار زمین‌ساخت کششی و بالآمدن سست‌کره و یا یک پلوم/نقطه داغ گوشته‌ای مرتبط باشند؛ اما مذاب‌های ساب‌آلکان پیامد ماگماتیسم کم‌انرژی وابسته به فرورانش پهنه‌ای اقیانوسی به زیر البرز باختری یا شاخه‌ای از نئوتیس به زیر مرز جنوبی اوراسیا پدید آمده‌اند.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی، دما-فشارسنجی، هیگرومتری، بازالت، کرتاسه، تالش، البرز باختری

مقدمه

البرز باختری جای دارند. پهنه البرز بخشی از

سیستم کوهزایی آلپ-همالیای به‌شمار می‌رود

کوه‌های تالش در راستای رشته کوه‌های

* delavari@khu.ac.ir

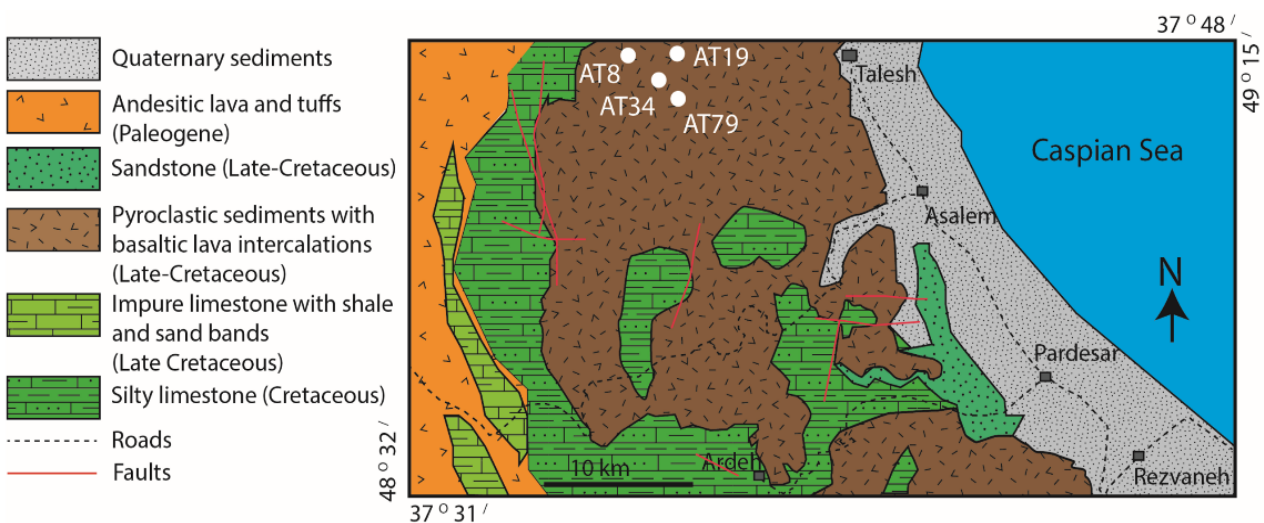
Copyright©2020, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

DOI: <https://doi.org/10.22108/ijp.2019.117648.1140>

رخنمون (and King, 1981; Alavi, 1996). چشمگیر سنگ‌های بازالتی در البرز شمالی و باختری (منطقه لاهیجان و تالش) نمودی از ماگماتیسم کرتاسه البرز است (Clark *et al.*, 1977; Annells *et al.*, 1985; Haghazadeh, 2012).

با اینکه سنگ‌های آتشفشانی، به‌ویژه در منطقه تالش (شکل ۱)، رخنمون گسترده‌ای دارند، بررسی‌های اندکی روی آنها انجام شده (Keshavarz Hedayati, 2013; Husseinvand, 2012) و گوناگونی زمین‌شیمیایی کمتر بحث شده است. در این پژوهش، سنگ‌های بازالتی (کرتاسه پسین) منطقه تالش از دیدگاه کانی‌شناسی، شرایط تبلور، گوناگونی شیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی بحث شده‌اند. اهمیت این بررسی در اینست که داده‌های به‌دست‌آمده درباره واحدهای سنگی یادشده پیش از این ارائه نشده‌اند و برپایه این داده‌ها، تنوع زمین‌شیمیایی، کانی‌شناسی و خاستگاه زمین‌ساختی این سنگ‌ها بحث‌شده است.

(Stöcklin, 1974). در پالئوزوئیک، البرز به‌صورت مرز غیرفعال در جنوب اقیانوس پالئوتتیس جای داشته است (Alavi, 1996). پس از پیدایش اقیانوس نئوتتیس در پرمین، البرز بخشی از سرزمین‌های سیمین بوده که از شمال گندوانا جدا شده و به‌سوی شمال (اوراسیا) جابجا شده است (Muttoni *et al.*, 2009; Wilmsen *et al.*, 2009). بخش بزرگی از رویدادهای زمین‌ساختی در این پهنه کوهزایی پس از بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس (تریاس پسین) روی داده است که باعث پیدایش یک ناپیوستگی آشکار در قاعده نهشته‌های آواری گروه شمشک شده است (Zanchi *et al.*, 2009). از سوی دیگر، فرایندهای زمین‌ساختی همراه با بسته‌شدن نئوتتیس و ادامه حرکت ورقه عربی به‌سوی شمال در زمان سنوزوئیک، تأثیر مهمی در ریخت‌شناسی کنونی البرز داشته‌اند (Allen *et al.*, 2003). همچنین، بیشترین فرایندهای ماگمایی البرز در دوران مزوزوئیک و پس از آن روی داده‌اند (Berberian



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده محدوده تالش-اسالم، برگرفته از نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ بندر انزلی (Clark *et al.*, 1977) (جایگاه نمونه‌های بررسی‌شده روی شکل نمایش داده شده است)

زمین‌شناسی منطقه

کوه‌های تالش در مرز باختری پهنه خزر جنوبی به صورت نوار راندگی - چین‌خورده‌ای با راستای شمالی - جنوبی دیده می‌شوند. مرزهای باختری و خاوری این پهنه کوهزایی، به ترتیب با پهنه ایران مرکزی و پهنه خزر جنوبی، با گسل‌های معکوس با راستای شمالی - جنوبی شناخته می‌شوند (Berberian, 1981). از سوی دیگر، کوه‌های تالش در راستای پهنه کمانی پونتید خاوری - قفقاز کوچک هستند و در مرز شمالی زمین‌درز سوان - آکرا تا از میر - آنکارا - ارزینکن پدید آمده‌اند (Dilek et al., 2010; Rolland et al., 2012). این پهنه در بردارنده رویدادهای زمین پویا و ماگماتیسم مزوزوییک تا سنوزوییک در پی بسته شدن شاخه شمالی اقیانوس نئوتتیس است (Sosson et al., 2010). فازهای اصلی دگرریختی کوه‌های تالش هنگام الیگوسن آغازی، میوسن میانی و پلیوسن آغازی روی داده‌اند (Madanipour et al., 2018).

منطقه بررسی شده در بخش جنوبی پهنه کوهزایی تالش و در محدوده جغرافیایی طول $48^{\circ}32'$ تا $49^{\circ}15'$ خاوری و عرض جغرافیایی $37^{\circ}31'$ تا $37^{\circ}48'$ شمالی جای دارد (شکل ۱). از دیدگاه تنوع سنگ‌شناختی و واحدهای چینه‌ای، منطقه تالش، در بردارنده رخنمون واحدهای گوناگونی از پالئوزوییک، مزوزوییک و سنوزوییک است. واحدهای پالئوزوییک (سیلورین - پرمین) در بردارنده سنگ‌های آهکی و آهکی - مارنی، سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی تا بازیک و دگرگونه‌های ضعیف اسلیتی - فیلیتی هستند. واحدهای چینه‌شناسی تریاس در این منطقه گسترش چندانی ندارند؛ اما در ادامه، رسوب‌های آواری ژوراسیک پیشین (هم‌ارز سازند شمشک)

پدید آمده‌اند. سازندهای آواری ژوراسیک پیشین در محیط ساحلی نزدیک به دریای باز نهشته شده‌اند و داشتن فونای اوراسیایی در آنها نشان‌دهنده پیوند داشتن این منطقه به اوراسیا پیش از زمان یادشده است (Clark et al., 1977; Berberian and King, 1981; Burtman, 1994).

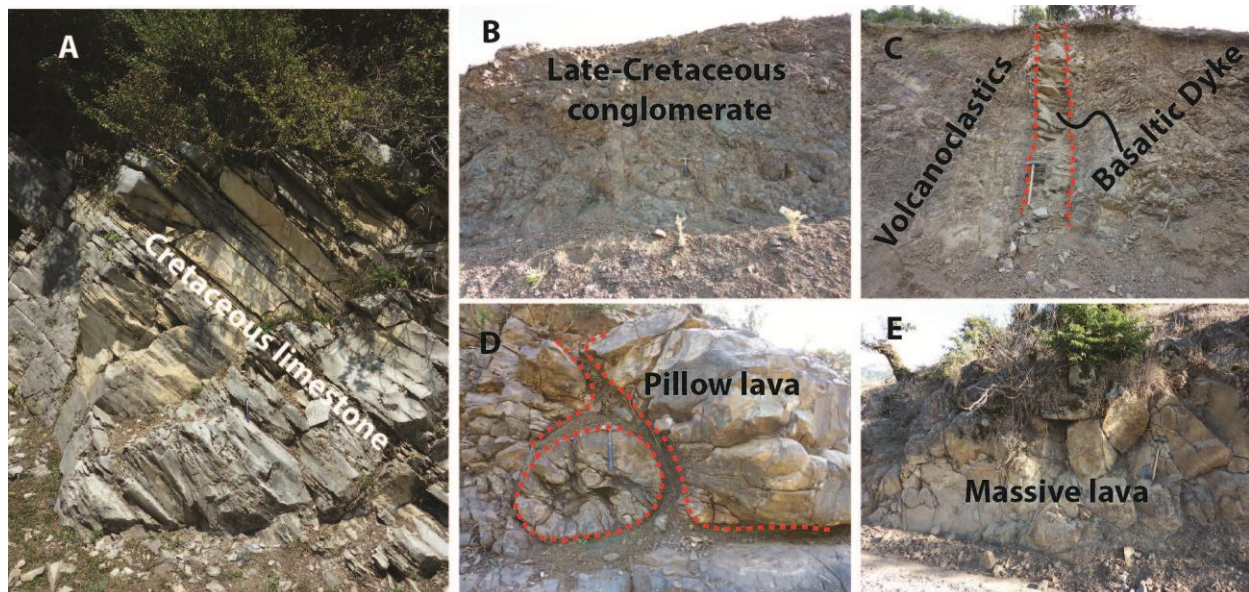
امتداد فرایندهای حوضه رسوبی در منطقه تالش با پیدایش آهک ریفی لار (محیط کم‌ژرفا) و سازند آواری شال (محیط پشت ریف) روی سازند شمشک شناخته می‌شود. در پایان ژوراسیک و آغاز کرتاسه (پیش از آلبین)، شرایط رسوب‌گذاری تغییر چندانی نداشته است و ویژگی‌های محیط نزدیک ساحل یا کم‌ژرفا را نشان می‌دهد. در میانه کرتاسه، در پی بالا آمدگی محور رشته‌کوه تالش، محیط دریایی در یال خاوری جای خود را به محیط دلتایی - ساحلی داده است؛ اما محیط ریفی یال باختری به زندگی خود تا پایان کرتاسه ادامه داده است و سرانجام با کنگلومرای ضخیم لایه به سن مایستریشتین پوشیده شده است (Clark et al., 1977).

بخش بزرگی از منطقه تالش با واحدهای رسوبی، آتشفشانی - رسوبی و گدازه‌های بازیک کرتاسه پسین پوشیده شده است (شکل ۱). نهشته‌های رسوبی کرتاسه در بردارنده واحدهای آهکی - سیلتی (شکل ۲ - A)، سنگ‌های آهکی با میان‌لایه‌های شیل و ماسه‌سنگ و واحدهای ماسه‌سنگ - کنگلومرا (شکل ۲ - B) هستند. افزون‌بر اینها، رخنمون گسترده‌ای از نهشته‌های آذرآواری کرتاسه پسین و گدازه‌های بازالتی دیده می‌شود که با دایک‌های فراوان بازالتی قطع شده‌اند (شکل ۲ - C). در بالاترین افق مجموعه سنگ‌های کرتاسه، ضخامت محدودی از گدازه‌های تراکیتی نیز دیده می‌شود. واحدهای آتشفشانی بررسی شده،

دیده می‌شوند که نشان‌دهنده سن فسیلی سنونین این آهک‌ها هستند. همچنین، سنگ‌های آهکی پایان کرتاسه (مایستریشتین) در منطقه نیز با فسیل‌هایی مانند *Globotruncana Stuarti* شناسایی شده‌اند (Clark et al., 1977). گاه بازالت‌های آلکالن به‌صورت دایک‌های درون واحدهای آذرآواری نیز دیده می‌شوند که در حقیقت، دایک‌های تغذیه‌کننده میان‌لایه‌های آذرین مربوطه است. بازالت‌های ساب‌آلکالن بیشتر به‌صورت واحدهای ماسیو رخنمون دارند. این سنگ‌ها نیز به دو علت سن کرتاسه (پسین) دارند:

- ۱- گاه دایک‌های مربوطه سکانس چینه‌شناسی کرتاسه را قطع کرده‌اند؛
 - ۲- نمونه برداری و تجزیه شیمیایی قلوه‌های آتشفشانی درون کنگلومرای پایان کرتاسه در منطقه، وجود بازالت‌های ساب‌آلکالن را نشان داده‌اند.
- این ویژگی‌ها سن این سنگ‌ها را به کرتاسه پسین محدود می‌کنند.

در افق‌های گوناگون به‌صورت میان‌لایه‌های بازالتی همراه با رسوب‌های آذرآواری و رسوب‌های آهکی کرتاسه پسین دیده می‌شوند. بازالت‌ها هم به‌صورت بالشی (شکل ۲- D) و هم توده‌ای (شکل ۲- E) دیده می‌شوند. دایک‌ها (شکل ۲- C) در ضخامت‌های کمتر از یک متر و تا بیش از دو متر دیده می‌شوند. همچنین، گاه با روند موازی تزریق شده‌اند و به‌صورت دسته دایک دیده می‌شوند. دایک‌ها نیز بیشتر ترکیب بازالتی دارند و گمان می‌رود تغذیه‌کننده روانه‌های بازالتی هستند. همان‌گونه که در ادامه گفته می‌شود، سنگ‌های آتشفشانی گوناگونی شیمیایی دارند و دربرگیرنده بازالت‌های آلکالن درون‌صفحه‌ای و ساب‌آلکالن مرتبط با پهنه فرورانش هستند. بازالت‌های آلکالن (درون‌صفحه‌ای) به‌صورت واحدهای ماسیو و بالشی و میان‌لایه با واحدهای آهکی و آذرآواری‌ها (توف) هستند. در این سنگ‌ها نشانه‌هایی از فسیل‌هایی مانند اکینوییدهای *Conulus* sp. و *Micraaster* sp.



شکل ۲- رخنمون صحرایی واحدهای سنگ‌شناسی منطقه تالش. (A) واحد آهکی کرتاسه (پسین) با رنگ روشن؛ (B) واحد کنگلومرای کرتاسه پسین؛ (C) واحد آذرآواری که با دایک بازالتی قطع شده است؛ (D) پیلولاوا یا گدازه بالشی بازالتی که قطر بالش‌ها تا ۲ متر نیز می‌رسد؛ (E) روانه بازالتی توده‌ای

روش انجام پژوهش

پس از چندین پیمایش صحرایی، شمار نزدیک به ۱۹۰ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی و برخی واحدهای رسوبی همراه برداشت شدند. پس از ساخت مقطع و بررسی ویژگی‌های میکروسکوپی، شماری از نمونه‌های با دگرسانی کمتر برای بررسی شیمی سنگ کل و ترکیب شیمیایی کانی‌ها برگزیده شدند. فرایند تهیه پودر نمونه‌ها با تنگستن کارباید انجام شد. پس از آن، تجزیهٔ شیمیایی سنگ کل نمونه‌ها در آزمایشگاه دانشگاه ETH (سوئیس) انجام شد.

اندازه‌گیری تمرکز عنصرهای اصلی و برخی عنصرهای فرعی و کمیاب به روش XRF و با به‌کارگیری اسپکترومتر WDXRF، 2.4KV انجام شد. سپس تمرکز عنصرهای خاکی کمیاب و برخی دیگر از عنصرهای فرعی و کمیاب روی قرص‌های ذوب‌شده و با روش LA- ICP- MS اندازه‌گیری شدند. برای هر نمونه، سه نقطهٔ جداگانه (با قطر ۹۰ میکرون) از قرص آن و با شرایط طول زمان ۱ دقیقه، دانسیته انرژی ۱۵ ژول بر سانتیمتر مربع و فرکانس ۱۲ هرتز تجزیه شدند و از آنها میانگین گرفته شد. تجزیهٔ نقطه‌ای کانی‌ها به روش ریزکاوالکترونی یا میکروپروب (یا الکترون پروب میکروآنالیز؛ EPMA) و با دستگاه JEOL 8200 Super probe در دانشگاه کالیفرنیا آمریکا (UCLA) انجام شد. این دستگاه ۵ طیف‌سنج پرتوی ایکس WDS و یک طیف‌سنج پرتوی ایکس EDS دارد. تجزیهٔ نقطه‌ای کانی‌ها در بازهٔ زمانی تابش الکترونی ۱۵ تا ۲۰ ثانیه انجام شد. افزون‌براین، انرژی تابش الکترونی ۱۵keV بوده است. کالیبراسیون EPMA برپایهٔ کانی‌های استاندارد انجام شد. گفتنی است تجزیهٔ نقطه‌ای

کانی‌ها برای ۴ نمونه از سنگ‌های بازالتی انجام شد که زمین‌شیمی سنگ کل آنها نیز به‌دست آمده است.

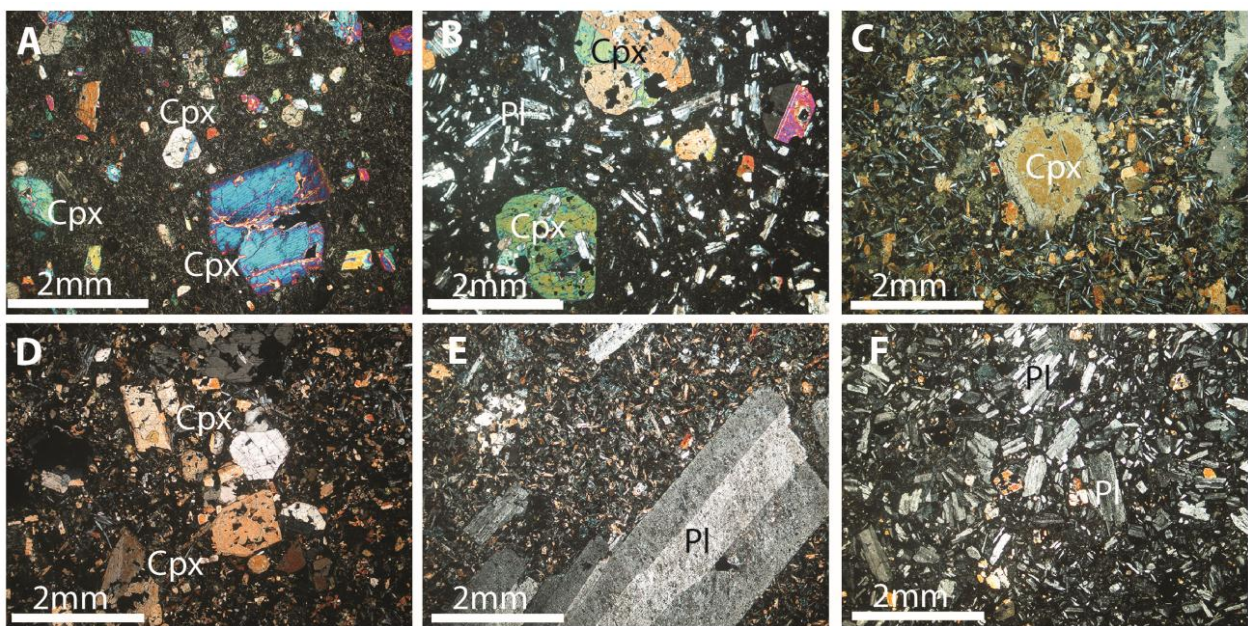
سنگ‌نگاری

جدای از سنگ‌های آذرآواری و توف‌ها، مابقی سنگ‌های ماگمایی منطقهٔ تالش بیشتر از نوع آتشفشانی بازیگ هستند. سنگ‌های نیمه‌نفوذی یا نیمه‌آتشفشانی و ترم‌های تحول‌یافته‌تر (مانند: تراکیت یا آندزیت) گسترش محدودی دارند. نمونه‌های بررسی شده در این پژوهش از واحدهای بازالتی برداشت شده‌اند. این سنگ‌ها بافت‌های گوناگونی (مانند: میکروولیتی پورفیری، هیالوپورفیری، سری‌ایت، اینترسرتال و حفره‌دار یا بادامکی) هستند. از دیدگاه کانی‌شناسی نیز بازالت‌ها تنوع نشان می‌دهند.

برخی نمونه‌های بازالتی کلینوپیروکسن-فیریک هستند. برپایهٔ ویژگی‌های شیمیایی که در ادامه آورده می‌شود، این گروه از سنگ‌ها بیشتر از گروه بازالت‌های آکالن درون صفحه‌ای هستند. در این سنگ‌ها، کلینوپیروکسن فراوان‌ترین درشت‌بلور سنگ به‌شمار می‌روند (شکل‌های ۳-۳ تا A-۳). بیشتر کلینوپیروکسن‌ها سالم و نیمه‌شکل‌دار تا کمابیش شکل‌دار هستند. اندازهٔ درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن گاه تا ۴ میلیمتر نیز می‌رسد؛ اما بیشتر آنها از ۲ میلیمتر کوچک‌تر هستند (شکل‌های ۳-۳ تا C-۳). همچنین، گاه میانبارهایی از پلاژیوکلاز درون کلینوپیروکسن دیده می‌شوند (شکل ۳-۳ B). این پدیده چه‌بسا پیامد تبلور پلاژیوکلاز پیش از کلینوپیروکسن یا رشد پرشتاب‌تر کلینوپیروکسن نسبت به پلاژیوکلاز و تفاوت در نرخ هسته‌گذاری و رشد بلورها باشد (Vernon, 2008). گاه در زیر میکروسکوپ، در کلینوپیروکسن‌ها منطقه‌بندی

به صورت میکروفونوکریست‌های بی‌شکل و چه به صورت بلورهای بسیار ریز زمینه، فراوانی مودال چشمگیری دارند و چه بسا فراوانی آنها به بیشتر از ۱۰ درصد مودال نیز برسد. در صورت دگرسانی، کلینوپیروکسن‌ها کلریتی و پلاژیوکلازها نیز سرسیتی، کلریتی و اپیدوتی شده‌اند.

دیده می‌شود (شکل ۳- C). همچنین، گاه گردهم‌آمدن درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن در کنار یدیدگر پیدایش بافت گلومروپورفیری را به دنبال داشته است (شکل ۳- D). در زمینه این سنگ‌ها نیز کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز دو کانی فراوان هستند. کانی‌های کدر (اکسیدهای آهن-تیتانیم) فاز فرعی معمول در این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. در برخی نمونه‌ها، کانی‌های کدر چه



شکل ۳- ویژگی‌های میکروسکوپی (در XPL) سنگ‌های آتشفشانی منطقه تالش. (A) درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن در نمونه‌های بازالتی کلینوپیروکسن-فیریک؛ (B) درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در بازالت‌های با بافت سری‌ایت. اندازه کلینوپیروکسن‌ها بزرگ‌تر است و میان‌راهی از پلاژیوکلاز دارند؛ (C) درشت‌بلور کلینوپیروکسن با منطقه‌بندی در زمینه‌ای با بافت اینترسرتال؛ (D) بافت گلومروپورفیری در بازالت‌های کلینوپیروکسن-فیریک؛ (E) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و بافت میکرولیتی پورفیری در بازالت‌های پلاژیوکلاز-فیریک (ریزبلورهای کلینوپیروکسن و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز از کانی‌های زمینه سنگ هستند)؛ (F) بافت سری‌ایت در بازالت‌های پلاژیوکلاز-فیریک (در این سنگ‌ها بلورهای پلاژیوکلاز بیشترین فراوانی را نشان می‌دهند)

ریزبلورهای زمینه، فراوان‌ترین فاز است (شکل‌های ۳- E و ۳- F). کانی‌های فرومنیزین (مانند: کلینوپیروکسن) چه بسا به صورت میکروفونوکریست با فراوانی کم (شکل ۳- F) و یا محدود به ریزبلورهای زمینه سنگ باشند (شکل ۳- E). اندازه درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز گاه از یک سانتیمتر هم

در برخی نمونه‌های بازالتی دیگر، درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز فراوان‌تر هستند (پلاژیوکلاز-فیریک) و گاه فراوانی مودال پلاژیوکلاز تا ۵۰ درصد حجمی نیز می‌رسد. این گروه از سنگ‌ها از دیدگاه شیمیایی بیشتر سرشت کالک‌آلکانل نشان می‌دهند. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز چه به شکل درشت‌بلور و چه

ثانویه پدیدآمده از دگرسانی پلاژیوکلازها هستند. کلینوپروکسن‌ها نیز در صورت دگرسانی، بیشتر با کلریت جایگزین شده‌اند.

زمین‌شیمی

شیمی کانی‌ها

داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌های کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده‌اند.

فراتر می‌رود؛ اما در بیشتر نمونه‌ها کوچک‌تر از ۳ میلیمتر است. این کانی بیشتر نیمه‌شکل‌دار تا کمابیش شکل‌دار است. ماکل تکراری در پلاژیوکلازها معمول است (شکل‌های E-۳ و F-۳). دگرسانی در برخی نمونه‌ها بسیار گسترش یافته است و فازهای نخستین را کاملاً تحت‌تأثیر قرار داده است؛ به‌گونه‌ای که تنها قالبی از کانی‌های نخستین به‌جای مانده است که با کلسیت، کلریت و سیلیس پر شده است. سربیسیت، کلسیت و گاه کلریت از کانی‌های

جدول ۱- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی کلینوپروکسن به‌همراه فرمول ساختاری به‌دست‌آمده برپایه ۶ اتم اکسیژن و سازنده‌های پایانی (Wo): ولستونیت؛ En: انستاتیت؛ Fs: فروسیلیت؛ $Mg\# = 100 * Mg / (Mg + Fe^{2+})$ ؛ R: حاشیه؛ C: مرکز؛ M: بخش میان مرکز تا حاشیه؛ Mat: زمینه؛ A.B: بازالت آکالن؛ S.B: بازالت ساب‌آکالن؛ Wo: ولستونیت؛ En: انستاتیت؛ Fs: فروسیلیت (کم‌بودن مجموع (Total) در برخی نقطه‌های تجزیه‌شده چه‌بسا پیامد دگرسانی است)

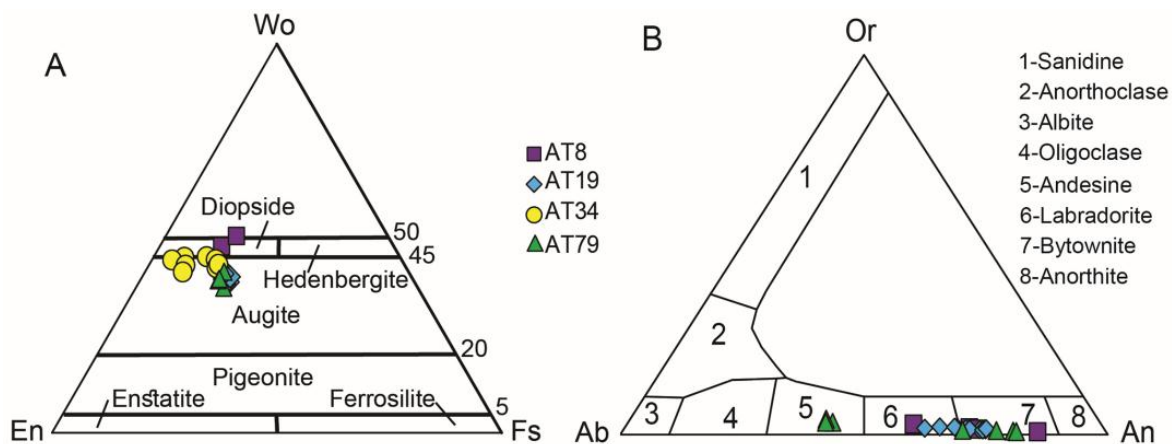
Sample No.	AT8	AT8	AT19	AT19	AT19	AT19	AT34	AT34	AT34	AT34	AT34	AT34	AT34	AT34	AT79	AT79	AT79
Rock Type	A.B	A.B	A.B	A.B	A.B	A.B	S.B	S.B	S.B	S.B	S.B	S.B	S.B	S.B	S.B	S.B	S.B
Point No.	7	8	18	25	26	27	47	48	49	51	52	53	54	55	70	72	82
Mineral	CPX1	CPX1	CPX1	CPX1	CPX1	CPX1	CPX1	CXP1	CPX1	CPX2	CPX2	CPX2	CPX3	CPX3	CPX	CPX	CPX
Location	C	R	C	C	M	R	C	M	R	C	M	R	C	R	Mat	Mat	Mat
SiO ₂	50.17	47.20	50.38	50.99	49.77	50.49	53.01	50.19	49.77	53.88	53.39	51.55	52.96	50.32	50.84	51.88	51.30
TiO ₂	1.34	2.27	0.90	0.72	0.96	0.63	0.26	0.62	0.81	0.11	0.25	0.61	0.31	0.86	1.12	1.04	1.13
Al ₂ O ₃	4.35	5.96	3.05	2.73	3.42	2.34	1.70	4.05	4.41	1.08	1.59	2.20	1.61	3.71	1.87	1.44	1.92
Cr ₂ O ₃	0.17	0.05	0.00	0.04	0.00	0.03	0.34	0.10	0.04	0.73	0.23	0.00	0.37	0.02	0.00	0.01	0.00
FeO	4.82	7.99	11.09	11.62	11.51	10.67	4.32	7.00	8.35	2.81	4.98	9.20	5.14	9.19	11.38	11.62	10.46
MnO	0.07	0.13	0.37	0.37	0.38	0.31	0.06	0.21	0.24	0.07	0.19	0.29	0.16	0.29	0.37	0.38	0.32
MgO	15.14	12.68	13.95	14.65	13.75	14.34	17.18	14.85	14.12	18.45	17.43	14.62	17.74	14.30	14.31	14.88	14.90
CaO	23.04	22.12	19.47	18.50	19.03	19.69	22.49	21.75	21.21	22.35	21.44	20.46	20.32	20.86	18.58	17.90	19.07
Na ₂ O	0.31	0.43	0.27	0.29	0.37	0.18	0.21	0.28	0.28	0.17	0.17	0.28	0.09	0.29	0.33	0.35	0.37
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	99.42	98.83	99.48	99.90	99.19	98.69	99.57	99.05	99.24	99.66	99.68	99.22	98.72	99.83	98.79	99.50	99.48
Si	1.851	1.778	1.894	1.906	1.877	1.910	1.941	1.867	1.858	1.959	1.955	1.931	1.957	1.872	1.926	1.949	1.921
Ti	0.037	0.064	0.025	0.020	0.027	0.018	0.007	0.017	0.023	0.003	0.007	0.017	0.009	0.024	0.032	0.029	0.032
Al	0.189	0.265	0.135	0.120	0.152	0.104	0.073	0.178	0.194	0.046	0.069	0.097	0.070	0.163	0.083	0.064	0.085
Cr	0.005	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.010	0.003	0.001	0.021	0.007	0.000	0.011	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.051	0.081	0.046	0.048	0.067	0.053	0.036	0.070	0.063	0.021	0.013	0.027	0.000	0.064	0.025	0.004	0.036
Fe ²⁺	0.098	0.170	0.302	0.316	0.296	0.284	0.097	0.148	0.198	0.064	0.139	0.261	0.159	0.221	0.336	0.361	0.291
Mn	0.002	0.004	0.012	0.012	0.012	0.010	0.002	0.007	0.008	0.002	0.006	0.009	0.005	0.009	0.012	0.012	0.010
Mg	0.833	0.712	0.782	0.816	0.773	0.808	0.938	0.824	0.786	1.000	0.951	0.816	0.977	0.793	0.808	0.833	0.832
Ca	0.911	0.892	0.784	0.741	0.769	0.798	0.882	0.867	0.849	0.871	0.841	0.821	0.804	0.831	0.754	0.721	0.765
Na	0.022	0.031	0.020	0.021	0.027	0.013	0.015	0.020	0.020	0.012	0.012	0.020	0.006	0.021	0.024	0.026	0.027
K	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.998	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{IV}	0.15	0.22	0.11	0.09	0.12	0.09	0.06	0.13	0.14	0.04	0.05	0.07	0.04	0.13	0.07	0.05	0.08
Al ^{VI}	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.04	0.05	0.01	0.02	0.03	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01
Wo	48.07	47.98	40.71	38.34	40.11	40.85	45.15	45.28	44.59	44.46	43.12	42.43	41.35	43.31	38.98	37.31	39.55
En	43.97	38.27	40.58	42.24	40.32	41.37	47.99	43.00	41.31	51.07	48.76	42.19	50.23	41.32	41.77	43.15	42.99
Fs	7.96	13.75	18.71	19.41	19.56	17.78	6.86	11.72	14.10	4.47	8.12	15.38	8.41	15.37	19.26	19.54	17.47
Mg#	84.86	73.89	69.15	69.19	68.05	70.54	87.64	79.09	75.10	92.12	86.17	73.90	86.02	73.51	69.15	69.53	71.74

جدول ۲- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی پلاژیوکلاز به همراه فرمول ساختاری به دست آمده بر پایه ۸ اتم اکسیژن و سازنده‌های پایانی (Ab: آلبیت؛ An: آنورتیت؛ Or: ارتوکلاز؛ Mic: میکرولیت؛ Inc: میانبار درون کانی‌های دیگر؛ Mat: ریزبلورهای زمینه؛ S.B: بازالت ساب‌آلکان؛ A.B: بازالت آلکان)

Sample No.	AT8	AT8	AT8	AT19	AT19	AT19	AT19	AT19	AT19	AT19	AT19	AT79	AT79	AT79	AT79
Rock Type	A.B	A.B	A.B	A.B	A.B	A.B	A.B	A.B	A.B	A.B	A.B	S.B	S.B	S.B	S.B
Location	Mic.	Mic.	Mic.	Mic.	Mic.	Inc.	Inc.	Mic.	Mic.	Mic.	Mat	Mat	Mat	Mat	Mat
Point No.	11	14	15	22	23	28	32	35	42	43	62	63	64	66	68
SiO ₂	51.93	46.18	48.82	48.92	48.65	49.71	49.65	51.09	50.21	48.48	47.26	57.01	48.30	47.91	57.48
TiO ₂	0.14	0.08	0.09	0.04	0.01	0.03	0.04	0.05	0.04	0.00	0.00	0.12	0.04	0.02	0.09
Al ₂ O ₃	29.85	34.32	31.94	31.81	32.07	31.72	31.65	30.55	31.19	32.36	33.60	26.95	32.79	33.84	26.72
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03
FeO	0.40	0.50	0.55	0.51	0.62	0.54	0.69	0.59	0.88	0.79	0.62	0.54	0.47	0.66	0.66
MnO	0.00	0.00	0.03	0.04	0.05	0.03	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01
MgO	0.04	0.05	0.07	0.08	0.04	0.07	0.05	0.09	0.08	0.04	0.02	0.04	0.05	0.07	0.03
CaO	11.95	17.17	14.44	14.82	15.16	14.12	14.40	13.27	13.74	14.92	16.06	8.75	15.42	16.16	8.57
Na ₂ O	4.33	1.57	2.87	2.88	2.75	3.15	3.10	3.80	3.42	2.68	2.10	6.31	2.48	2.03	6.57
K ₂ O	0.47	0.13	0.25	0.21	0.21	0.26	0.23	0.35	0.34	0.26	0.15	0.57	0.18	0.13	0.58
Total	99.10	100.00	99.05	99.30	99.57	99.62	99.83	99.79	99.90	99.55	99.81	100.30	99.73	100.87	100.73
Si	2.380	2.128	2.255	2.256	2.241	2.280	2.275	2.335	2.299	2.233	2.175	2.559	2.219	2.181	2.570
Ti	0.005	0.003	0.003	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000	0.004	0.001	0.001	0.003
Al	1.612	1.864	1.738	1.728	1.741	1.714	1.709	1.646	1.683	1.757	1.823	1.426	1.775	1.815	1.408
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001
Fe ³⁺	0.015	0.019	0.021	0.020	0.024	0.021	0.026	0.023	0.034	0.030	0.024	0.020	0.018	0.025	0.025
Mn	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg	0.003	0.003	0.005	0.005	0.002	0.005	0.003	0.006	0.005	0.003	0.001	0.003	0.003	0.005	0.002
Ca	0.587	0.847	0.714	0.732	0.748	0.694	0.707	0.650	0.674	0.736	0.792	0.421	0.759	0.788	0.410
Na	0.384	0.140	0.257	0.257	0.246	0.280	0.275	0.337	0.303	0.239	0.188	0.549	0.221	0.179	0.570
K	0.028	0.008	0.015	0.012	0.013	0.015	0.014	0.020	0.020	0.015	0.009	0.032	0.011	0.008	0.033
Total	5.015	5.012	5.009	5.013	5.017	5.010	5.013	5.018	5.020	5.015	5.012	5.014	5.008	5.004	5.023
Al	38.49	14.05	26.04	25.69	24.42	28.33	27.64	33.44	30.41	24.17	19.00	54.78	22.30	18.36	56.25
An	58.75	85.17	72.47	73.09	74.33	70.16	71.00	64.56	67.61	74.30	80.13	41.98	76.63	80.85	40.51
Or	2.76	0.77	1.49	1.22	1.25	1.51	1.37	2.00	1.98	1.54	0.87	3.24	1.07	0.79	3.24

نیز به ترتیب برابر با ۱۸/۴۵ - ۱۳/۷۵ و ۱۲/۲۱ - ۲/۸۱ درصدوزنی و $Mg\# = (Mg/(Mg+Fe^{2+}) * 100)$ برابر با ۶۸/۱۵ تا ۹۳/۹۴ است. ترکیب کلی کلینوپیروکسن‌ها به صورت $En_{40.3-51}Fs_{4.5-20.7}Wo_{37.3-45.3}$ است. بر پایه سرشت آتشفشانی سنگ‌ها و امکان تغییر شرایط فیزیکی و شیمیایی در هنگام رشد بلور، تغییر شیمیایی درشت بلورها از مرکز به حاشیه پدیده معمولی است. از این رو، در اینجا در بلورهای کلینوپیروکسن این پدیده بررسی شده است.

الف - کلینوپیروکسن: همه کلینوپیروکسن‌های بررسی شده در دسته پیروکسن‌های آهن- منیزیم- کلسیم‌دار (Quad) جای می‌گیرند. بر پایه نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها (Morimoto *et al.*, 1988)، همه کلینوپیروکسن‌های تجزیه شده در بازه اوزیت تا دیوپسید جای گرفته‌اند (شکل ۴- A). مقدار Na₂O، Al₂O₃ و TiO₂ در کلینوپیروکسن‌ها به ترتیب برابر با ۰/۳۷ - ۰/۰۹، ۴/۴۱ - ۱/۰۱ و ۱/۲۱ - ۰/۱۱ درصدوزنی است. از سوی دیگر، مقدار MgO و FeO



شکل ۴- A) ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در نمودار سه‌تایی ولاستونیت (Wo)، انستاتیت (En)، فروسیلیت (Fs) (Morimoto *et al.*, 1988)؛ B) نمودار رده‌بندی فلدسپارها (Deer *et al.*, 1992)

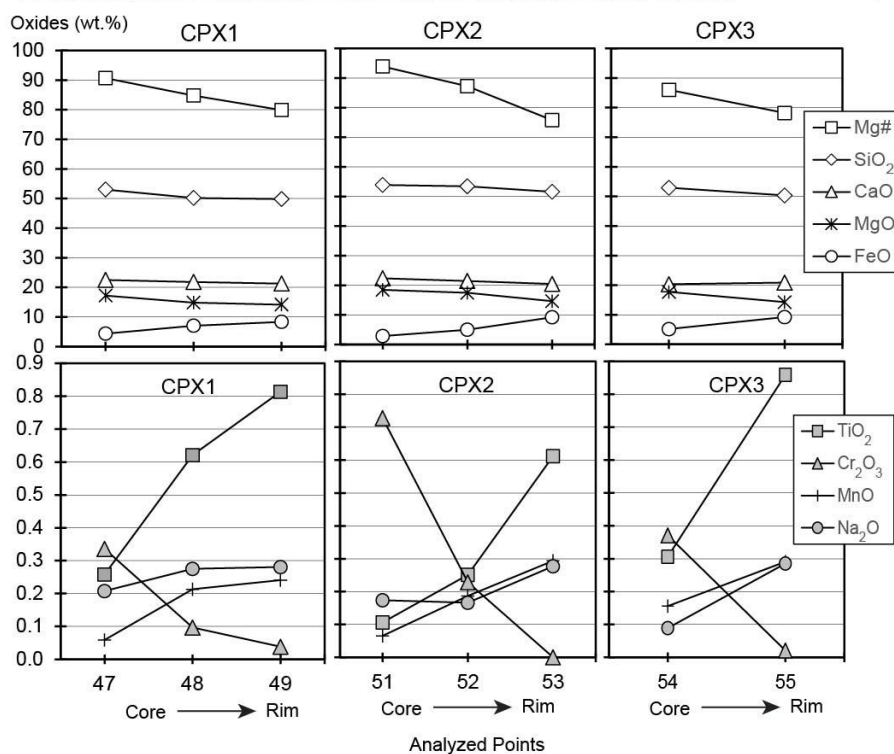
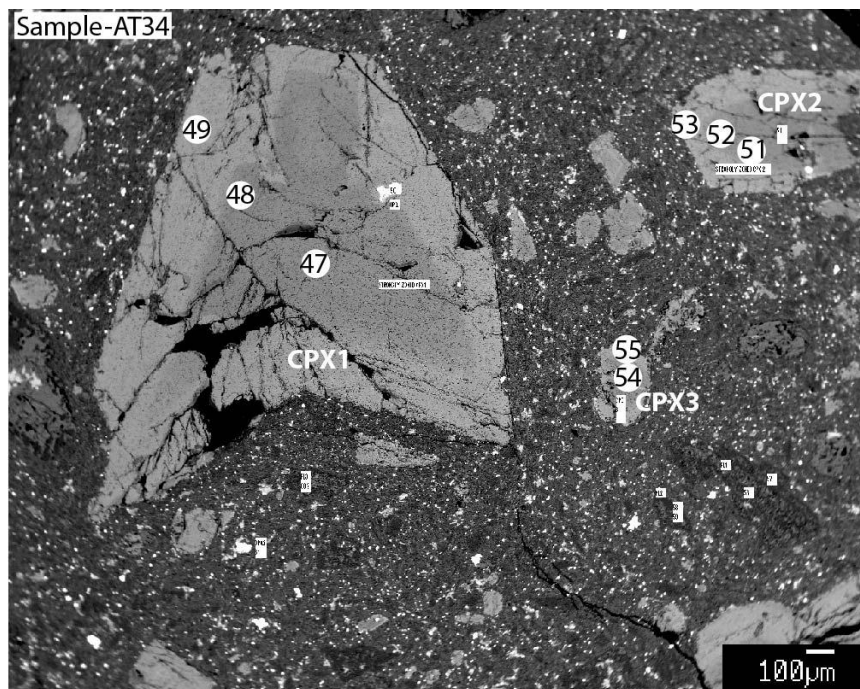
شیمیایی در یکی دیگر از نمونه‌ها (نمونهٔ AT19) را نشان می‌دهد که درشت بلور کلینوپیروکسن آن به صورت تقریبی از مرکز به حاشیه تجزیهٔ نقطه‌ای شده است.

ب- پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز از دیگر کانی‌های اصلی در بازالت‌های منطقه است. در برخی نمونه‌ها این کانی به صورت درشت بلور اصلی پدیدار شده است و در برخی نمونه‌های دیگر، به میکروولیت‌های زمینهٔ سنگ محدود است. داده‌های به دست آمده از تجزیهٔ پلاژیوکلازها در جدول ۲ نمایش داده شده‌اند. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها از دیدگاه سه سازندهٔ پایانی آنورتیت (An)، آلپیت (Ab) و اورتوکلاز (Or) به ترتیب به صورت ۴۰/۱۹ تا ۸۵/۱۷، ۱۴/۰۵ تا ۵۶/۲۵ و ۰/۷۷ تا ۴/۰۷ درصد است. برپایهٔ نمودار رده‌بندی فلدسپارها، ترکیب کلی پلاژیوکلازها در بازهٔ لابرادوریت تا بیتونیت جای می‌گیرد (شکل ۴- B). شمار اندکی از نقاط نیز در محدوده آندزین جای گرفته‌اند. برپایهٔ ویژگی‌های سنگ‌نگاری (که پیشتر گفته شدند) و نیز داده‌های شیمیایی سنگ کل (که در ادامه آمده‌اند)، همهٔ سنگ‌هایی که تجزیهٔ نقطه‌ای شده‌اند سرشت بازیک دارند. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها نیز با این ویژگی همخوانی دارد. دربارهٔ پلاژیوکلازها (جدول ۲) نیز از

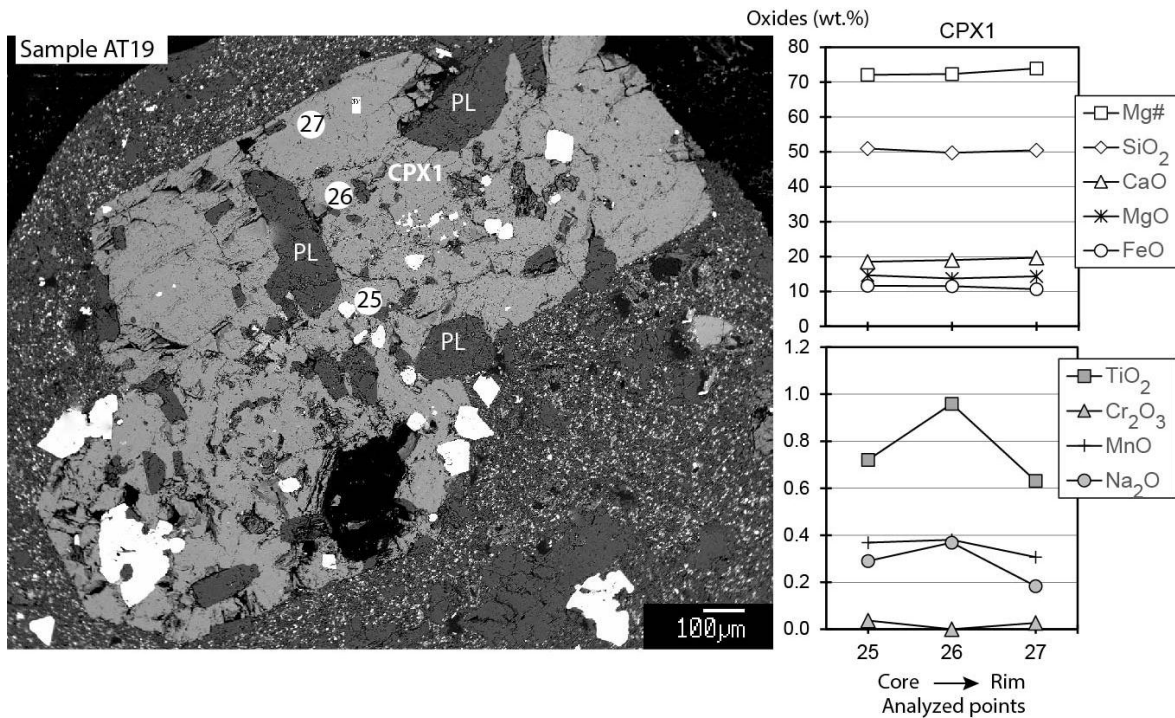
همان‌گونه که در شکل ۵ دیده می‌شود جایگاه نقاط تجزیه‌شده در بخش‌های مختلف بلورهای کلینوپیروکسن یکی از نمونه‌ها (نمونهٔ AT34) و تغییرات ترکیب شیمیایی آنها نمایش داده شده‌اند. ترکیب شیمیایی نقاط مختلف در جدول ۱ دیده می‌شود. در کل، در سه درشت بلور نمایش داده شده (درشت بلورهای CPX1، CPX2 و CPX3)، مقدار SiO_2 ، CaO ، Mg\# ، Cr_2O_3 و MgO از مرکز به سوی حاشیه بلورها روند کاهشی دارد؛ اما مقدار TiO_2 ، FeO ، MnO و Na_2O روند افزایشی نشان می‌دهد. برپایهٔ سرشت سازگاری/ناسازگاری عنصرهای یادشده و میزان گرایش آنها برای افزوده شدن به ساختار کلینوپیروکسن (برای نمونه، روند کاهشی Mg\# و Cr و یا روند افزایشی Fe و Na به سوی حاشیه بلور)، منطقه‌بندی عادی در بلور کلینوپیروکسن دیده می‌شود. این تغییرات شیمیایی از مرکز به حاشیه بلور با تحولات شیمیایی قابل انتظار در یک مذاب در حال تحول همخوانی دارد که در پی فرایندهای تفریق زمین‌شیمیایی مانند تبلور بخشی در آشیانه‌ای ماگمایی رخ می‌دهد. به گفتهٔ دیگر، این نکته نشان‌دهندهٔ تحولات شیمیایی مذاب در شرایط فیزیکی و شیمیایی کمابیش پایدار است. همچنین، شکل ۶ تغییرات

بیشتر نشان دهنده منطقه بندی عادی در بلورهای
پلاژیوکلاز است.

موقعیت مرکز به حاشیه، درصد آنورتیت پلاژیوکلاز
نقطه های تجزیه شده کاهش می یابد. این ویژگی



شکل ۵- جایگاه نقاط تجزیه شده در بخش های مختلف بلورهای کلینوپیروکسن و تغییرات ترکیب شیمیایی آنها در یکی از نمونه ها (نمونه AT34). ترکیب شیمیایی در جدول ۱ آمده است. در این نمودارها، تغییرات شیمیایی نقاط در سه درشت بلور کلینوپیروکسن CPX1، CPX2 و CPX3 نمایش داده شده است.



شکل ۶- جایگاه نقاط تجزیه‌شده (نقطه‌های ۲۵، ۲۶ و ۲۷) در درشت‌بلور کلینوپیروکسن در یکی دیگر از نمونه‌ها (نمونهٔ AT19). ترکیب شیمیایی در جدول ۱ آمده است. در این نمودارها، تغییرات شیمیایی این نقاط نسبت به یکدیگر نمایش داده شده است.

شیمی سنگ کل

ترکیب شیمیایی سنگ کل نمونه‌ها در جدول ۳ آورده شده است. این داده‌ها برای به نمونه‌هایی هستند که داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ کانی‌های آنها بحث شده‌اند.

الف - عنصرهای اصلی

برپایهٔ مقادیر بدون آب، تغییرات SiO₂ نمونه‌ها برابر با ۴۵/۲ تا ۵۳/۷ درصدوزنی است. همان‌گونه که در شکل ۷- A دیده می‌شود، ترکیب نمونه‌ها در محدودهٔ سنگ‌های بازالتی است. البته نمونه‌ها دو طیف شیمیایی مختلف را نشان می‌دهند. برخی از آنها در محدوده بازالت‌های آکالن و برخی نیز در محدوده بازالت‌های ساب‌آکالن جای می‌گیرند. زمین‌شیمی عنصرهای اصلی و فرعی نمونه‌ها،

بازتابی از تفاوت این دو گروه از سنگ‌های بازالتی منطقه است. از دیدگاه ترکیب عنصرهای اصلی، بازالت‌های آکالن با مقدار بالاتر TiO₂ (۱/۷ تا ۲/۸ درصدوزنی)، FeO_T (۹ تا ۱۲/۵ درصدوزنی) و مجموع عنصرهای آکالن (۴/۸ تا ۸/۳ درصدوزنی) از بازالت‌های ساب‌آکالن شناخته و جدا می‌شوند. در بازالت‌های ساب‌آکالن، TiO₂، FeO_T و Na₂O+K₂O به ترتیب برابر با ۱ تا ۱/۶۵، ۷/۷ تا ۱۰/۴ و ۳/۶ تا ۵/۶ درصدوزنی هستند. از آنجایی که تمرکز آهن (FeO_T) در نمونه‌های آکالن بالاتر است، مقدار Mg# [(MgO*100)/(MgO+FeO_T)] در این گروه از سنگ‌ها از بازالت‌های ساب‌آکالن کمتر است. مقدار Mg# در بازالت‌های آکالن برابر با ۴۰/۲-۳۰/۳ و در بازالت‌های ساب‌آکالن برابر با ۵۹-۴۶/۷ است.

جدول ۳- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه تالش به روش‌های XRF و LA-ICP-MS. b.d: کمتر از آستانه آشکارسازی؛ SA: ساب‌آلکان؛ A: آلکان؛ Ph: Cpx- کلینوپیروکسن- فیریک؛ Pl- Plازئوکلاز- فیریک)

Sample No.	AT- 79	AT- 34	AT- 19	AT- 8	Sample No.	AT- 79	AT- 34	AT- 19	AT- 8
Magma Series	SA	SA	A	A	Magma Series	CA	CA	A	A
	Pl- Ph	Cpx- Ph	Cpx- Ph	Cpx- Ph		Pl- Ph	Cpx- Ph	Cpx- Ph	Cpx- Ph
XRF (wt.%)					LA- ICP- MS (ppm)				
SiO ₂	48.98	51.86	51.60	43.11	Rb	15.56	41.98	99.88	35.89
TiO ₂	1.66	0.98	1.69	2.67	Sr	308.13	368.98	1153.12	916.98
Al ₂ O ₃	18.96	15.60	18.64	16.51	Y	25.46	14.80	33.66	25.75
Fe ₂ O ₃	1.38	1.00	1.17	1.57	Zr	83.78	80.52	308.88	221.20
FeO	9.23	6.64	7.81	10.49	Nb	4.22	7.70	93.56	92.48
MnO	0.18	0.14	0.20	0.26	La	12.09	15.94	75.24	64.99
MgO	5.14	6.07	2.17	4.50	Ce	25.92	31.72	141.71	118.51
CaO	10.81	9.19	6.27	10.85	Pr	3.32	3.73	15.32	12.82
Na ₂ O	2.94	3.90	4.55	2.95	Nd	15.77	15.64	55.95	47.99
K ₂ O	0.71	1.58	3.65	1.65	Sm	4.13	3.10	9.73	8.15
P ₂ O ₅	0.23	0.22	0.67	0.78	Eu	1.28	1.09	2.75	2.43
LOI	0.88	1.74	0.45	3.66	Gd	4.64	3.00	8.25	7.73
Total	101.09	98.91	98.87	99.00	Tb	0.79	0.50	1.11	0.93
Mg#	46.68	58.97	30.33	40.25	Dy	4.66	2.96	6.40	5.46
XRF (ppm)					Ho	1.01	0.66	1.23	0.93
Zn	101.6	85.5	120.9	122.6	Er	2.63	1.62	3.37	2.59
Cu	257.0	55.4	21.4	100.7	Tm	0.38	0.23	0.48	0.32
Sc	36.2	39.2	9.9	12.2	Yb	2.27	1.57	2.91	2.27
Ga	21.6	18.0	28.3	26.4	Lu	0.38	0.24	0.44	0.27
Ni	37.9	53.2	5.2	29.7	Hf	2.28	2.20	6.88	4.23
Co	36.2	32.5	15.3	44.2	Ta	0.27	0.49	5.20	5.29
Cr	71.3	254.4	b.d.	b.d.	Th	1.80	3.25	14.03	10.45
V	327.7	277.8	57.7	270.7	U	0.52	1.00	2.80	2.42
Ba	192.8	361.1	1009.8	755.2					
Pb	47.6	60.0	69.2	55.0					

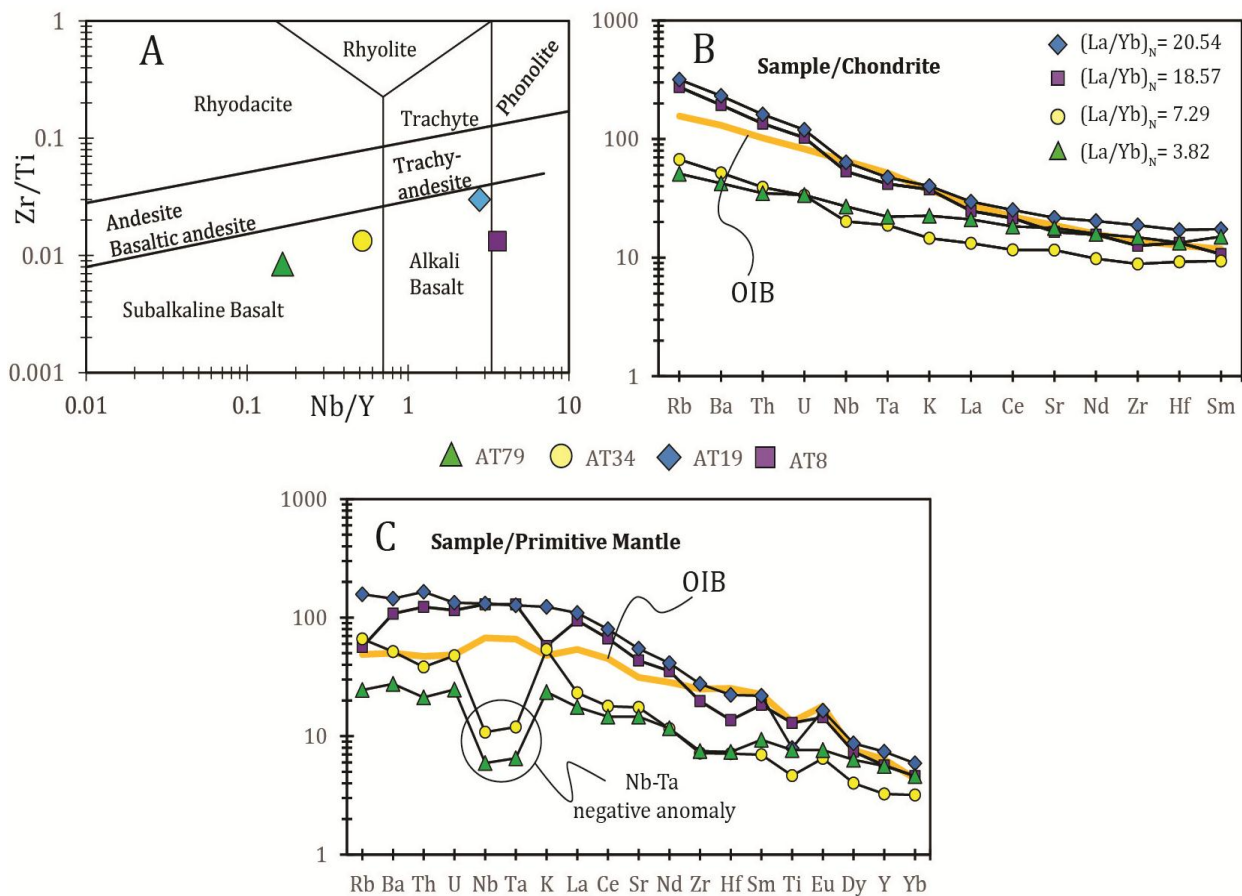
ب- عنصرهای کمیاب

به ترتیب برابر با ۲۰/۵ تا ۱۸/۶ و ۴ تا ۳/۷ است. در بازالت‌های ساب‌آلکان این نسبت‌ها کمتر است؛ به‌گونه‌ای که در این گروه، نسبت‌های La_n/Yb_n و Sm_n/Yb_n به ترتیب برابر با ۷/۳ تا ۳/۸ و ۲/۲ تا ۲ است. شکل متفاوت الگوی عنصرهای خاکی کمیاب به‌نچارشده در این دو گروه از بازالت‌ها بی‌گمان پیامد تفاوت خاستگاه گوشته‌های آنهاست (Aldanmaz et al., 2007; Dilek et al., 2010). نمودار عنکبوتی نمونه‌ها در شکل C-۷ نشان داده

همان‌گونه که انتظار می‌رود، زمین‌شیمی عنصرهای کمیاب در بازالت‌های آلکان و ساب‌آلکان بررسی شده کاملاً متمایز است (شکل‌های B-۷ و C-۷). در شکل B-۷، الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بازالت‌های آلکان شیب (منفی) بیشتری دارد و نسبت به گروه دیگر بازالت‌ها جدایش یافته‌تر است. در بازالت‌های آلکان، مقدار نسبت‌های La_n/Yb_n و Sm_n/Yb_n

می‌دهند. تهی‌شدگی عنصرهای HFS و غنی‌شدگی عنصرهای LIL نشان‌دهنده ذوب خاستگاه گوشته‌ای متأثر از سیال‌های بالای صفحه فرورنده است و از ویژگی‌های مذاب‌های پهنه‌های Woodhead *et al.*, (1993; Green, 1994; Ewart *et al.*, 1998).

شده است. بازالت‌های ساب‌آلکان (کالک‌آلکان) با تهی‌شدگی آشکارا از عنصرهای با قدرت میدان بالا یا HFSE (مانند: Nb و Ta) از گروه دیگر شناخته و جدا می‌شوند. افزون‌براین، این گروه از سنگ‌ها، غنی‌شدگی نسبی از عنصرهای لیتوفیل یون بزرگ یا LILE (مانند: K, Rb و Ba) نشان



شکل ۷- نمودارهای شیمیایی سنگ‌های بازالتی منطقه تالش که بر پایه شیمی سنگ کل رسم شده‌اند. (A) نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti برای رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی (Pearce, 1996); (B) الگوهای عنصرهای خاکی کمیاب بهنجار شده به ترکیب کندریت؛ (C) نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (ترکیب کندریت، گوشته اولیه و بازالت‌های جزایر اقیانوسی OIB) در شکل‌های B و C از Sun و McDonough (۱۹۸۹) برگرفته شده‌اند) WPA: بازالت‌های آلکان درون صفحه‌ای؛ WPT: بازالت‌های تولی‌ایتی درون صفحه‌ای؛ MORB: بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی؛ VAB: بازالت‌های کمان آتشفشانی)

بازالت‌های آلکان است (Wang *et al.*, 2007; Saccani *et al.*, 2013). شاید گمان می‌رود تفاوت بازالت‌های منطقه از دیدگاه تهی‌شدگی HFSE پیامد آلاینش پهنه‌های گروهی از بازالت‌ها (بازالت‌های ساب‌آلکان) باشد؛ اما چنین فرضی

از سوی دیگر، بازالت‌های آلکان تهی‌شدگی نسبی از عنصرهای HFS ندارند و تمرکز کلی عنصرهای ناسازگار در آنها بیشتر از بازالت‌های ساب‌آلکان است (شکل ۷-C). این ویژگی نشان‌دهنده خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده برای

بحث

الف - دما - فشارسنجی

برپایه ترکیب کانی‌شناسی سنگ و سرشت آن، دما-فشارسنج‌های گوناگونی در دسترس است. بیشتر سنگ‌های آتشفشانی منطقه تالش ترکیب بازیک دارند و کانی‌شناسی معمول آنها $Cpx+Pl+Opq\pm Ol$ است. از این رو، دما-فشارسنج‌هایی که برپایه هر یک از این کانی‌ها و یا جفت کانی‌های سیستم‌های آذرین و به‌ویژه سنگ‌های آتشفشانی پیشنهاد شده‌اند، برای این سنگ‌ها کاربرد دارند.

الف - ۱ - دما - فشارسنجی به روش Soesoo

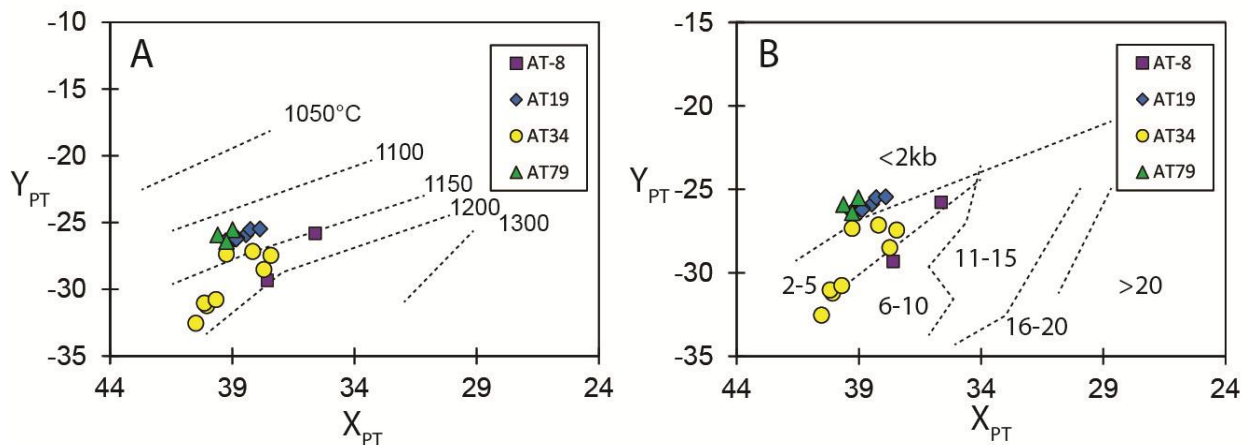
(۱۹۹۷): این روش برپایه ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن پیشنهاد شده است و برپایه به‌دست‌آوردن دو فاکتور X_m و Y_m است. برآورد این فاکتورها به‌صورت زیر است که در آنها تقریباً همه عنصرهای اصلی سازنده کلینوپیروکسن دخالت دارند:

$$X_m = -0.178 SiO_2 + 0.234 TiO_2 + 0.211 Al_2O_3 + 0.307 Cr_2O_3 - 0.562 FeO_{(tot)} - 0.599 MnO + 0.056 MgO \\ + 0.373 CaO - 0.102 Na_2O \\ Y_m = 0.562 SiO_2 + 0.212 TiO_2 + 0.259 Al_2O_3 + 0.211 Cr_2O_3 + 0.027 FeO_{(tot)} - 0.172 MnO + 0.522 MgO \\ - 0.481 CaO + 0.05 Na_2O$$

(B) نیز بازه تقریبی فشار برای نمونه‌های گوناگون برابر با کمتر از ۲ کیلوپار تا نزدیک به ۵ کیلوپار به‌دست آمده است. گفتنی است در این روش دما-فشارسنجی، تفاوت دما-فشاری درشت‌بلورها و بلورهای زمینه سنگ کمابیش به‌خوبی از هم متمایز شده است؛ به‌گونه‌ای که دما و فشار به‌دست‌آمده برای بلورهای زمینه سنگ (نمونه AT79) از درشت‌بلورها (نمونه‌های AT8 و AT34) کمتر است. دما و فشار برای بلورهای زمینه به‌ترتیب در بازه ۱۱۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد و کمتر از ۲ کیلوپار است؛ اما برای درشت‌بلورها، دما و فشار بالاتری (به‌ترتیب برابر با ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد و ۲ تا ۵ کیلوپار) به‌دست آمده است.

نادرست است؛ زیرا بازالت‌های آکالین و ساب‌آکالین منطقه، هم از دیدگاه شیمی عنصرهای اصلی و هم عنصرهای کمیاب (مانند شکل الگوی عنصرهای خاکی کمیاب و نسبت عنصرهای کمیاب) با هم کاملاً تفاوت دارند. در شکل‌های B-۷ و C-۷، ترکیب نمونه‌ها با بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) مقایسه شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود، شیمی بازالت‌های آکالین منطقه تالش همانند ترکیب OIB است. از این رو، برپایه شیمی عنصرهای کمیاب، نمونه‌های بازالتی منطقه تالش از دو خاستگاه گوشته‌ای متفاوت خاستگاه گرفته‌اند؛ یک گوشته غنی شده همانند خاستگاه OIB برای بازالت‌های آکالین و یک گوشته تهی‌شده‌تر برای بازالت‌های ساب‌آکالین. تفاوت در ترکیب خاستگاه گوشته‌ای به‌طور منطقی چه‌بسا پیامد فرایندهای تحول گوشته در خاستگاه‌های متفاوت زمین‌ساختی است (Zhang *et al.*, 2008; Saccani, 2015).

از برتری‌های روش یادشده اینست که برای پیروکسن‌های Fe-Ca-Mg دار و Fe-Mg دار گوناگون کاربرد دارد. از سوی دیگر، به‌حضور هر دو نوع پیروکسن نیازی نیست. این دما-فشارسنج در بازه دمایی ۱۱۰۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۰ تا ۲۰ کیلوپار کاربرد دارد. در شکل ۸، دما-فشارسنجی کلینوپیروکسن به این روش نمایش داده شده است. در نمودار دماسنجی (شکل ۸-A) دمای تعادل بلورهای کلینوپیروکسن در بازه ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد به‌دست آمده است. گمان می‌رود این بازه دمایی برای تبلور و تعادل بلورهای کلینوپیروکسن با یک مذاب بازالتی منطقی باشد. در نمودار فشارسنجی (شکل ۸-



شکل ۸- نمودارهای دما- فشارسنجی برپایه ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن در سنگ‌های آتشفشانی منطقه تالش (Soesoo, 1997)؛ (A) نمودار دماسنجی که در آن دمای تعادل بلورهای کلینوپیروکسن که در بازه ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد به دست می‌آید؛ (B) نمودار فشارسنجی که بازه تقریبی فشار برابر با کمتر از ۲ تا نزدیک به ۵ کیلو بار را برای تعادل بلورهای کلینوپیروکسن نشان می‌دهد.

راهکارها، بررسی ویژگی‌های بافتی است. برای نمونه، شکل داربودن بلورها چه بسا بازتابی از تعادل با مذاب است؛ اما در برابر آن، خلیج خوردگی یا بافت‌های غربالی چه بسا نبود تعادل کانی با مذاب میزبان را نشان می‌دهند. افزون بر این، برای برآورد دما- فشار، بررسی ترکیب شیمیایی در حاشیه درشت بلورها گزینه بهتری است؛ اما درباره ریزبلورهای زمینه سنگ که در تعادل (در پی نرخ بالای سردشدگی) نبوده‌اند، شاید پاسخ پذیرفتنی به دست آورده نشود. روش دیگر دریافتن تعادل شیمیایی میان کانی و مذاب، به کارگیری ضریب توزیع آهن و منیزیم میان آنهاست ($\ln KD = -0.107$) مقدار $1719/T(K) \pm 0.08$ که برپایه آن، مقدار 0.24 ± 0.08 نشان‌دهنده محدوده تعادلی است (Putirka, 2008). مقدار KD به دست آمده برای نمونه‌ها برابر با 0.24 تا 0.28 است که نشان می‌دهد شرایط نسبی تعادل کانی- مذاب فراهم بوده است. در اینجا دما- فشارسنجی برپایه تعادل کانی- مذاب به روش‌های گوناگون انجام شده است (Putirka et al., 1996; Putirka et al., 2003; Putirka, 2008) که چکیده نتایج آن در جدول ۴ آورده شده است. رابطه‌های

الف- ۲: دما - فشارسنجی برپایه تعادل کلینوپیروکسن - مذاب: روش‌های دما- فشارسنجی برپایه تعادل کلینوپیروکسن - مذاب (Putirka, 1999; Putirka et al., 2003; Putirka, 2008) برپایه شیمی کانی و مذاب همزیست با آن هستند. در حقیقت، افزون بر تجزیه نقطه‌ای کانی، ترکیب شیمیایی مذاب در تعادل با کانی یادشده را نیز باید به دست آورد. ترکیب این مذاب از تجزیه شیمیایی سنگ کل، تجزیه بخش شیشه‌ای یا زمینه کانی‌ها، و یا میانبارهای مذاب به دست آورده می‌شود. در هنگام به کارگیری ترکیب شیمیایی سنگ کل، هر اندازه درصد فراوانی درشت بلورها کمتر باشد پاسخ دقیق‌تر خواهد بود؛ هرچند اگر درصد درشت بلورهای سنگ چشمگیر باشد، برای حذف اثر آنها باید تصحیحاتی در شیمی سنگ کل انجام داد. در این پژوهش، شیمی مذاب برپایه ترکیب سنگ کل (جدول ۳) و با تصحیح اثر انباشتگی درشت بلورها به دست آورده شده است. پیش‌نیاز مهم برای به کارگیری روش‌هایی که برپایه جفت بلور- مذاب هستند، بررسی شرایط تعادل میان بلور و مذاب همزیست با آن است. برای بررسی این نکته یکی از

میزبان محتمل تر است) کمتر از ۲/۵ کیلوپار هستند. درباره نمونه AT34، نتایج فشارسنجی در بازه کمتر از ۱ تا ۸ کیلوپار هستند. در اینباره نیز بررسی نقاط تجزیه شده حاشیه درشت بلورها نشان می دهد بیشتر داده ها در بازه ۲/۵ تا ۶ کیلوپار جای می گیرند. در این دو نمونه نیز داده های فشارسنجی به دست آمده از ترکیب کلینوپیروکسن (شکل ۸-B) با نتایج به دست آمده از روش های گوناگون تعادل کانی- مذاب همخوانی خوبی با یکدیگر دارند. داده های دماسنجی نیز با پنج روش گوناگون به دست آمده اند (Putirka et al., 1996; Putirka et al., 2003; Putirka, 2008). بیشتر دماهای به دست آمده در نمونه های گوناگون در بازه ۱۰۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد هستند و در این موارد نیز داده های به دست آمده از ترکیب کلینوپیروکسن (شکل ۸-A) با داده های به دست آمده از روش های گوناگون تعادل کانی- مذاب قابل قیاس هستند.

به کار برده شده برای دما- فشارسنجی نیز در جدول ۵ نمایش داده شده اند. همان گونه که در جدول ۴ دیده می شود، فشارسنجی بر پایه هفت روش گوناگون انجام شده است. در نمونه AT8، شمار نقاط کم است و پراکندگی داده ها نیز بسیار است. از این رو، چندان نمی توان آنها را بحث کرد. اگرچه درباره همین نمونه نیز بیشتر نتایج به دست آمده با نتایج به دست آمده از شکل ۸-B همخوانی دارند. در نمونه AT79 که بلورهای تجزیه شده مربوط به زمینه سنگ هستند و به طور منطقی انتظار می رود نتایج فشارسنجی بالایی نداشته باشند. نتایج به دست آمده در بازه کمتر از ۲ کیلوپار هستند و همخوانی بسیار خوبی با شکل ۸-B دارند. در دو نمونه دیگر (AT19 و AT34)، نقاط تجزیه شده از درشت بلورها هستند (شکل های ۵ و ۶). در نمونه AT19 دامنه فشارهای به دست آمده از کمتر از ۱ تا بیشتر از ۴ کیلوپار است؛ اما بیشتر داده های به دست آمده برای حاشیه کانی (که تعادل آن با مذاب

جدول ۴- گزیده ای از داده های دما- فشارسنجی به دست آمده بر پایه تعادل کانی- مذاب به روش های گوناگون (منابع مربوط به روش های گوناگون در پایین جدول آورده شده اند. رابطه های به کار رفته در محاسبه ها نیز در جدول ۵ دیده می شود. جایگاه برخی نقاط از دیدگاه موقعیت آن (حاشیه یا مرکز بلور) در شکل های ۵ و ۶ نمایش داده شده است. درباره نقاطی که در جدول ۴ مجموع (Total) آنها از ۹۹ درصد کمتر است، به علت امکان خطای احتمالی، دما فشارسنجی انجام نشده است)

Sample No.	AT8	AT19	AT19	AT19	AT19	AT19	AT19	AT34	AT34	AT34	AT34	AT34	AT34	AT34	AT79	AT79	
Points	7	18	19	20	21	25	26	47	48	49	51	52	53	55	72	82	
Reference																	
Barometry	[1]	4.4	<1*	0.3**	<1	<1	0.2	1.9	1.76	4.1	4.4	<1	0.1	4.2	4.4	0.9	<1
	[2]	3.7	1	1.4	0.6	0.1	1.4	2.5	2.2	3.9	4.1	<1	1.2	4	4.2	0.8	<1
	[3]	5.9	1.9	2.5	1.4	0.7	2.5	3.9	1.65	3.9	4.2	<1	0.3	4	4.3	0.9	<1
	[4]	6.8	3	3.2	2.3	1.4	3	4.7	4.11	6.6	6.7	0.8	2.4	5.7	6.4	1.7	1.3
	[5]	1.4	2.7	3.1	0.8	1.5	3.2	3.8	<1	3.4	4.5	<1	<1	2.5	3.9	1.7	0.6
	[6]	2.3	1.2	1.7	0.3	0	1.8	2.5	0.33	3.8	4.5	<1	<1	4	4.3	1.6	0.1
	[7]	5.5	2.1	2.5	1.4	0.5	2	3.7	4.41	7.9	8.4	2.2	3.2	6.1	8.1	0.7	1
Thermometry	[8]	1147	1116	1121	1117	1114	1126	1130	1176	1169	1162	1165	1171	1167	1161	1125	1118
	[9]	1070	1041	1052	1035	1032	1052	1061	1093	1119	1126	1066	1090	1129	1131	1116	1101
	[10]	1105	1040	1044	1036	1029	1044	1057	1126	1147	1149	1094	1112	1148	1150	1123	1114
	[11]	1115	1040	1044	1036	1029	1044	1057	1126	1147	1149	1094	1112	1148	1150	1128	1118
	[12]	1136	1010	1016	1006	1003	1016	1022	1138	1156	1160	1119	1133	1157	1161	1132	1122

* The values below 1 refer to those which the results were too low (negative!)

** Numbers in Bold: Analyzed points from mineral rim.

References: [1]: (Putirka et al., 1996); [2]: (Putirka et al., 2003); [3]: (Putirka, 2008), Eqn. 30; [4]: (Putirka, 2008), Eqn. 31; [5]: (Putirka, 2008), Eqn. 32a; [6]: (Putirka, 2008), Eqn. 32b; [7]: (Putirka, 2008), Eqn. 32c; [8]: (Putirka, 2008), Eqn. 32d; [9]: (Putirka, 2008), Eqn. 33; [10]: (Putirka, 2008), Eqn. 34; [11]: (Putirka et al., 2003); [12]: (Putirka et al., 1996)

جدول ۵- روابط دما- فشارسنجی گوناگون برپایهٔ تعادل کانی- مذاب که در دما- فشارسنجی (جدول ۴) به کار برده شدند (منابع مربوط مربوط به هر روش در پایان جدول ۴ آورده شده‌اند. در جدول زیر P, T, K به ترتیب همان فشار و دما و درجه کلیون هستند. Liq نیز همان میزان عنصر در مذاب و Jd, DiHd و EnFs سازنده‌های پایانی کلینوپیروکسن هستند. رابطه‌های ۱ تا ۷ برای فشارسنجی و رابطه‌های ۸ تا ۱۲ برای دماسنجی به کار برده شدند)

[1]	$P(\text{Kbar}) = -54.3 + 299 \times \frac{T}{10^4} + 36.4 \times \frac{T}{10^4} \ln \left(\frac{Jd^{Cpx}}{(Si^{liq})^2 \times Na^{liq} \times Al^{liq}} \right) + 367 \times (Na^{liq} \times Al^{liq})$
[2]	$P(\text{Kbar}) = -88.3 + 2.82 \times 10^{-3} T(K) \ln \left(\frac{Jd^{Cpx}}{Na^{liq} \times Al^{liq} \times (Si^{liq})^2} \right) + 2.19 \times 10^{-2} T(K) - 25.1 \ln(Ca^{liq} \times Si^{liq}) + 7.03(Mg^{liq}) + 12.4 \ln(Ca^{liq})$
[3]	$P(\text{kbar}) = -48.7 + 271 \times \frac{T(K)}{10^4} + 32 \times \frac{T(K)}{10^4} \ln \left(\frac{X_{NaAlSi_3O_8}^{liq}}{X_{NaO_{0.5}}^{liq} \times X_{AlO_{1.5}}^{liq} \times (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right) - 8.2 \ln(X_{FeO}^{liq}) + 4.6 \ln(X_{MgO}^{liq}) - 0.96 \ln(X_{K_{0.5}}^{liq}) - 2.2 \ln(X_{DiHd}^{Cpx}) - 31(Mg^{#liq}) + 56(X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{K_{0.5}}^{liq}) + 0.76(H_2O^{liq})$
[4]	$P(\text{kbar}) = -40.73 + 358 \times \frac{T(K)}{10^4} + 21.69 \times \frac{T(K)}{10^4} \ln \left(\frac{X_{NaAlSi_3O_8}^{liq}}{X_{NaO_{0.5}}^{liq} \times X_{AlO_{1.5}}^{liq} \times (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right) - 105.7(X_{CaO}^{liq}) - 165.5(X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{K_{0.5}}^{liq})^2 - 50.15(X_{SiO_2}^{liq})(X_{FeO}^{liq} + X_{MgO}^{liq}) - 3.178 \ln(X_{DiHd}^{Cpx}) - 2.205 \ln(X_{EnFs}^{Cpx}) + 0.864 \ln(X_{Al}^{Cpx}) + 0.3962(H_2O^{liq})$
[5]	$P(\text{kbar}) = 3205 + 0.384T(K) - 518 \ln T(K) - 5.62(X_{Mg}^{Cpx}) + 83.2(X_{Na}^{Cpx}) + 68.2(X_{DiHd}^{Cpx}) + 2.52 \ln(X_{Al}^{Cpx}) - 51.1(X_{DiHd}^{Cpx})^2 + 34.8(X_{EnFs}^{Cpx})^2$
[6]	$P(\text{Kbar}) = 1458 - 0.1977T(K) - 24.1 \ln T(K) + 0.453(H_2O^{liq}) + 55.5(X_{Al}^{Cpx}) + 8.05(X_{Fe}^{Cpx}) - 277(X_K^{Cpx}) + 18(X_{Jd}^{Cpx}) + 44.1(X_{DiHd}^{Cpx}) + 2.2 \ln(X_{Jd}^{Cpx}) - 17.7(X_{Al}^{Cpx})^2 + 97.3(X_{Fe(M2)}^{Cpx})^2 + 30.7(X_{Mg(M2)}^{Cpx})^2 - 27.6(X_{DiHd}^{Cpx})^2$
[7]	$P(\text{Kbar}) = -57.9 + 0.0475T(K) - 40.6(X_{FeO}^{liq}) - 47.7(X_{CaTs}^{Cpx}) + 0.676(H_2O^{liq}) - 153(X_{CaO_{0.5}}^{liq} + X_{SiO_2}^{liq}) + 6.89 \left(\frac{X_{Al}^{Cpx}}{X_{AlO_{1.5}}^{Cpx}} \right)$
[8]	$T(K) = \frac{93100 + 544P(\text{Kbar})}{61.1 + 36.6(X_{Fe}^{Cpx}) + 10.9(X_{Cr}^{Cpx}) - 0.95(X_{Al}^{Cpx} \times X_{Cr}^{Cpx} - X_{Na}^{Cpx} - X_K^{Cpx}) + 0.395 \ln(a_{En}^{Cpx})^2}$
[9]	$\frac{10^4}{T(K)} = 7.53 - 0.14 \ln \left(\frac{X_{DiHd}^{liq} \times X_{CaO}^{liq} \times X_{FM}^{liq}}{X_{DiHd}^{liq} \times X_{Na}^{liq} \times X_{Al}^{liq}} \right) + 0.07(H_2O^{liq}) - 14.9(X_{CaO}^{liq} \times X_{SiO_2}^{liq}) - 0.08 \ln(TiO_2^{liq}) - 3.62(X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{K_{2O_{0.5}}^{liq}}) - 1.1(Mg^{#liq}) - 0.18 \ln(X_{EnFs}^{Cpx}) - 0.027P(\text{Kbar})$
[10]	$\frac{10^4}{T(K)} = 6.39 + 0.076(H_2O^{liq}) - 5.55(X_{CaO}^{liq} \times X_{SiO_2}^{liq}) - 0.386 \ln(X_{MgO}^{liq}) - 0.046P(\text{kbar}) + 2.2 \times 10^{-4}(P(\text{kbar}))^2$
[11]	$\frac{10^4}{T(K)} = 4.60 - 4.37 \times 10^{-1} \ln \left(\frac{X_{Jd}^{Cpx} \times Ca^{liq} \times Fm^{liq}}{DiHd^{Cpx} \times Na^{liq} \times Al^{liq}} \right) - 6.54 \times 10^{-1} \ln(Mg^{liq}) - 3 \times 10^{-1}(Na^{liq}) - 6.32 \times 10^{-3}(P(\text{Kbar})) - 0.92 \ln(Si^{liq}) + 2.7 \times 10^{-1} \ln(Jd^{Cpx})$
[12]	$\frac{10^4}{T(K)} = 6.59 - 0.16 \ln \left(\frac{Jd^{Cpx} \times Ca^{liq} \times Fm^{liq}}{DiHd^{Cpx} \times Na^{liq} \times Al^{liq}} \right) - 0.65 \ln \left(\frac{Mg^{liq}}{Mg^{liq} + Fe^{liq}} \right) + 0.23 \ln(Ca^{liq}) - 0.02P$

یکدیگر دارند و بیشتر آنها بازهٔ فشاری برابر ۲/۵ تا ۶ کیلو بار را نشان می‌دهند. در نمونه‌های AT79 و AT8 نیز داده‌های به دست آمده مشابهت پذیرفتنی با یکدیگر دارند؛

۳- طیف داده‌های دماسنجی که دمای تبلور و تعادل کلینوپیروکسن با یک مذاب بازالتی را نشان می‌دهد منطقی و پذیرفتنی است (Sisson and Grove, 1993)

۴- برپایهٔ داده‌های فشارسنجی، برآورد ژرفای تبلور/تعادل کانی یا ژرفای آشیانه‌های ماگمایی امکان پذیر است. با فرض میانگین چگالی نزدیک به ۲/۸ گرم بر سانتیمتر مکعب برای پوستهٔ قاره‌ای، هر کیلو بار فشار برابر با ضخامتی نزدیک به ۳/۷ کیلومتر است. از این رو، تبلور برخی بلورها که فشار کمتر از ۲/۵ کیلو بار را نشان می‌دهند (نمونه‌های AT79 و AT19) در ژرفای کمتر از ۱۰ کیلومتر روی داده است. این ویژگی نشان‌دهندهٔ آشیانه‌های ماگمایی کم‌ژرفا در

الف- ۳- تفسیر داده‌های دما- فشارسنجی: اگر داده‌های به دست آمده از روش‌های مختلف دما- فشارسنجی بررسی و با هم مقایسه شوند این گونه تفسیر می‌شوند که:

۱- همان گونه که در جدول ۴ دیده می‌شود، داده‌های فشارسنجی و دماسنجی به دست آمده از روش‌های گوناگون برپایهٔ تعادل کانی- مذاب با یکدیگر همخوانی پذیرفتنی نشان می‌دهند؛

۲- داده‌های دما- فشارسنجی برپایهٔ ترکیب بلور کلینوپیروکسن (Soesoo, 1997) (شکل ۸) با داده‌های به دست آمده از روش‌های گوناگون تعادل کانی- مذاب (جدول ۴) همخوانی خوبی دارند؛ مانند نمونهٔ AT19 که در شکل ۸ فشارهای کمتر از ۲/۵ کیلو بار را نشان می‌دهد. در جدول ۴ نیز نتایج فشارسنجی این نمونه بیشتر نشان‌دهندهٔ فشارهای کم (کمتر از ۲/۵ کیلو بار) است. در نمونهٔ AT34 نیز نتایج فشارسنجی به دست آمده از دو روش یادشده نزدیکی پذیرفتنی با

و کلینوپیروکسن را فراهم می‌کند و به دنبال آن، برآورد آب ماگما با کلینوپیروکسن امکان‌پذیر می‌شود (O'Leary *et al.*, 2010; Weis *et al.*, 2015). از این رو، ترکیب کلینوپیروکسن افزون بر دما- فشارسنجی، برای به‌دست آوردن مقدار آب ماگما نیز کاربرد دارد. یکی از رابطه‌هایی که برای برآورد مقدار آب ماگما به کار برده می‌شود به صورت زیر است (Armienti *et al.*, 2013):

$$\text{wt \% H}_2\text{O} = \frac{a\text{DiHd} + b\text{EnFs} + c\text{CaTs} + d\text{Jd} + e\text{CaTi} + f\text{P} + g\text{T}^{-1}}{k}$$

a=19.45; b=- 0.62; c=8.39; d=49.33; e=-86.02; f=- 0.37; g- 0.37; k=3.92

در رابطه بالا، P و T (فشار و دما) از ستون [6] و [8] جدول ۴ (Putirka, 2008) جایگزین شده‌اند. همچنین، مؤلفه‌های مختلف ترکیب کلینوپیروکسن و داده‌های هیگرومتری در جدول ۶ آورده شده‌اند. خطای میانگین این روش در برآورد درصد آب برابر با $\pm 0.5\%$ است. در نمونه‌های AT8 و AT19، هیگرومتری نشان‌دهنده میانگین درصد آب کمتر (۲/۷۰ تا ۲/۹۷ درصدوزنی) است؛ اما دو نمونه دیگر (AT34 و AT79) درصد آب بیشتری (میانگین ۲/۹۷ تا ۳/۵۳ درصدوزنی) نشان می‌دهند. این مقدار آب در واقع نشان‌دهنده آب ماگما در هنگام تبلور کلینوپیروکسن است. از آنجایی که در یک مذاب بازالتی که ترکیب پلاژیوکلاز آن از لابرادوریت تا بیتونیت است، مقدار آب ماگما نیز چه‌بسا نزدیک به ۱ تا ۴ درصدوزنی است (Lange *et al.*, 2009). مقدار آب به‌دست‌آمده در محدوده ماگماهای بازالتی است و داده‌های به‌دست‌آمده پذیرفتنی هستند. همان‌گونه که در ادامه گفته می‌شود، تفاوت میزان آب ماگما در این دو گروه از نمونه‌ها، همخوانی خوبی با تفاوت شیمیایی و سری ماگمایی این نمونه‌ها دارد. تفاوت در سری ماگمایی نیز برخاسته از تمایز جایگاه زمین‌ساختی است که به آن پرداخته خواهد شد.

پوسته بالایی است. از سوی دیگر، برای برخی بلورهای دیگر که فشار بالاتری (برابر با ۲/۵ تا ۶ کیلوبار) نشان می‌دهند (نمونه‌های AT8 و AT34)، ژرفا نزدیک به ۱۰ تا ۲۲ کیلومتر دانسته می‌شود. در کل، در پوسته قاره‌ای با ژرفای کمتر از ۱۰-۱۵ کیلومتر برای پوسته بالایی، ژرفای ۱۰-۱۵ تا ۲۰-۲۵ کیلومتر برای پوسته میانی و ژرفای بیش از ۲۰-۲۵ کیلومتر برای پوسته زیرین (Rudnick and Fountain, 1995)، ژرفای آشیانه‌های ماگمایی و تبلور کلینوپیروکسن در سنگ‌های بازالتی منطقه تالش به پوسته میانی تا بالایی مربوط است. ژرفای آشیانه‌های ماگمایی چه‌بسا با سن، ستبرای و ساختار پوسته و تنش‌های حاکم بر پوسته ارتباط دارد. آشیانه‌های ماگمایی کم‌ژرفا (ژرفای کمتر از ۵ کیلومتر) در پوسته‌های جوان‌تر (ترشیری)، پوسته‌های نازک‌تر (ضخامت پوسته کمتر از ۲۵ کیلومتر) و نیز رژیم‌های کششی معمول‌تر هستند (Chaussard and Amelung, 2014). البته درباره منطقه تالش که ماگماتیسیم یادشده به سن کرتاسه پسین است، با توجه به ژرفاهای گوناگون به‌دست‌آمده که از کمابیش ژرف تا کم‌ژرفا (پوسته میانی تا پوسته بالایی) هستند، نمی‌توان نظر دقیقی داشت.

ب- هیگرومتری (برآورد آب ماگما)

در سنگ‌های بازالتی، کانی‌های الیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن اگرچه کانی‌های بی‌آب به‌شمار می‌روند، اما مقدار چشمگیری از H^+ در شرایط گوشته بالایی را در خود دارند و چه‌بسا مخزن مهمی برای آب در زمین سیلیکاته دانسته می‌شوند (O'Leary *et al.*, 2010). داده‌های آزمایشگاهی نشان می‌دهند توزیع H^+ میان کلینوپیروکسن و مذاب بازالتی همخوانی قوی با تمرکز Al^{3+} در کوردینانس ۴ دارد. به گفته دیگر، جانشینی همزمان H^+ و IVAl^{3+} به جای Si^{4+} امکان به‌دست‌آوردن ضریب توزیع آب میان مذاب

جدول ۶- هیگرومتری ماگما (سنجش مقدار آب ماگما) برپایه ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن (مؤلفه‌های شیمیایی مختلف کلینوپیروکسن نیز که در هیگرومتری به آنها نیاز است نمایش داده شده‌اند)

Sample No.	Point No.	Clinopyroxene components					Hygrometry
		Jd	CaTs	CaTi	DiHd	EnFs	
AT8	7	0.022	0.027	0.057	0.829	0.079	3.17
AT8	8	0.032	0.025	0.093	0.781	0.095	2.24
Average							2.70
AT19	18	0.020	0.017	0.041	0.729	0.203	2.96
AT19	19	0.021	0.012	0.043	0.698	0.239	2.76
AT19	20	0.019	0.003	0.038	0.754	0.197	3.12
AT19	21	0.016	0.009	0.028	0.733	0.218	3.21
AT19	25	0.021	0.013	0.037	0.693	0.245	2.87
AT19	26	0.027	0.013	0.050	0.710	0.216	2.74
AT19	27	0.014	0.009	0.036	0.756	0.198	3.12
Average							2.97
AT34	47	0.015	0.005	0.024	0.851	0.111	3.87
AT34	48	0.020	0.037	0.042	0.791	0.128	3.27
AT34	49	0.020	0.043	0.045	0.765	0.144	3.10
AT34	51	0.009	0.000	0.019	0.843	0.122	3.89
AT34	52	0.012	0.014	0.015	0.810	0.147	3.85
AT34	53	0.020	0.012	0.026	0.784	0.161	3.53
AT34	54	0.006	0.020	0.012	0.767	0.184	3.66
AT34	55	0.021	0.025	0.046	0.764	0.160	3.03
Average							3.53
AT79	70	0.014	0.000	0.035	0.721	0.225	2.93
AT79	72	0.014	0.000	0.025	0.696	0.252	3.02
AT79	82	0.012	0.000	0.036	0.731	0.216	2.94
Average							2.97

پ- شیمی مذاب و جایگاه زمین‌ساختی

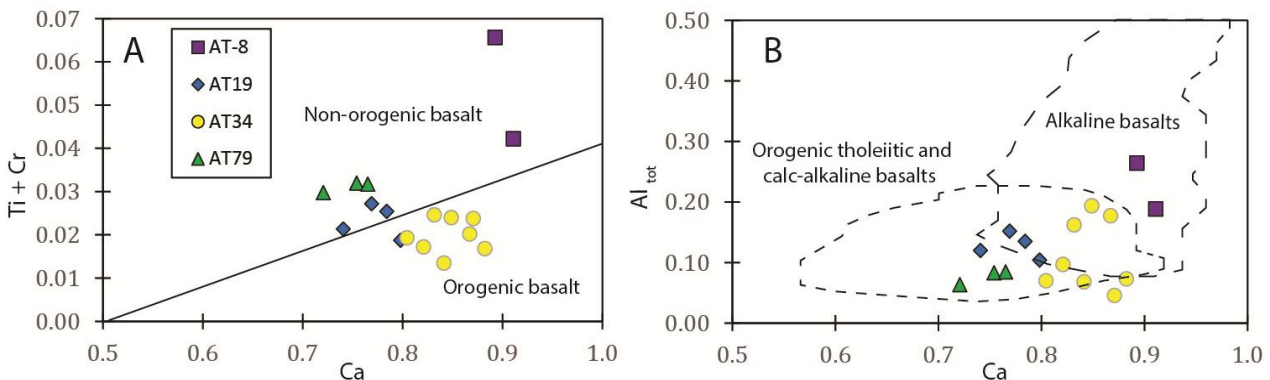
از آنجایی که ترکیب کانی‌های در تعادل با مذاب، بازتابی از ترکیب شیمیایی مذاب میزبان است، ترکیب کانی‌هایی مانند کلینوپیروکسن در بحث شیمی مذاب و جایگاه زمین‌ساختی به کار برده می‌شود. از این رو، شیمی کلینوپیروکسن برای شناسایی سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی مختلف کاربرد دارد (Beccalova et al., 1989; Loucks, 1990).

بازالت‌های آلکالن درون صفحه‌ای (قاره‌ای و اقیانوسی) نسبت به بازالت‌های ساب‌آلکالن (کمانی) با مقدار بالاتر تیتانیوم و سدیم و محتوای کمتر سیلیس شناخته می‌شوند (Le Bas, 1962; Nisbet and Pearce, 1977; Leterrier et al., 1982). در سنگ‌های بازالتی بررسی شده، مقدار Na_2O ، Al_2O_3 و SiO_2 در ترکیب کلینوپیروکسن در گروهی از نمونه‌ها (نمونه‌های AT8 و AT19) به ترتیب برابر با ۰/۱۸ تا ۰/۴۳، ۲/۳۴ تا ۵/۹۶ و ۴۷/۲ تا ۵۰/۹۹ درصدوزنی است؛ اما در گروه دوم (نمونه‌های AT34 و

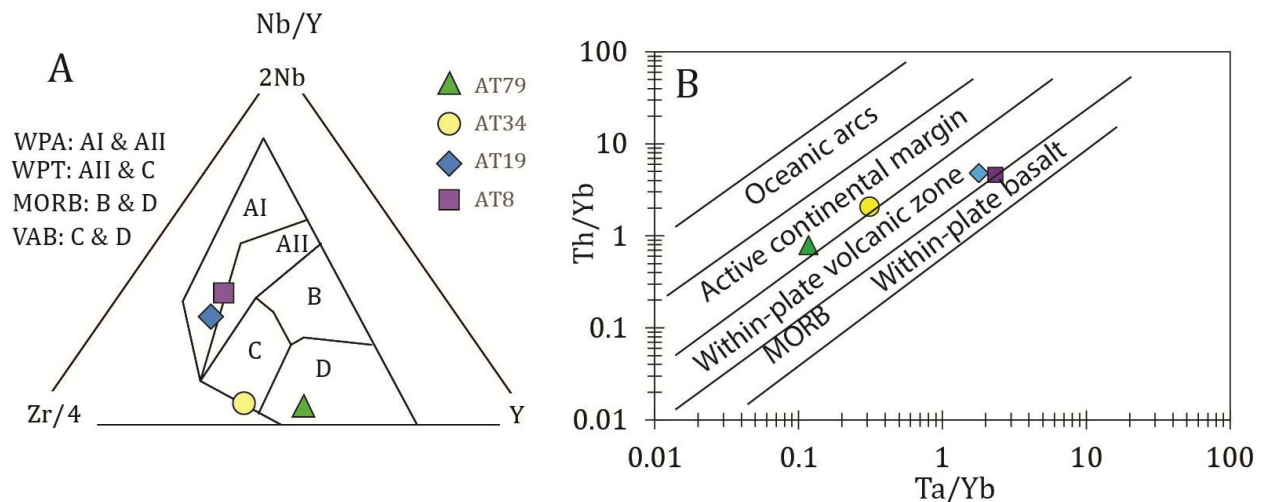
AT79) مقدار Na_2O و Al_2O_3 کمتر (به ترتیب ۰/۰۹ تا ۰/۳۷ و ۱/۰۸ تا ۴/۴۱ درصدوزنی) و مقدار SiO_2 بیشتر (۴۹/۷۷ تا ۵۳/۸۸ درصدوزنی) هستند. از این رو، می‌توان گفت برخی از نمونه‌ها (AT8 و AT19) به سوی بازالت‌های آلکالن و برخی دیگر (نمونه‌های AT34 و AT79) به سوی بازالت‌های ساب‌آلکالن (کمانی) گرایش دارند. در شکل‌های A-9 و B-9 (Leterrier et al., 1982) که برپایه محتوای Ca، Cr، Ti در کلینوپیروکسن رسم شده‌اند نیز گرایش نمونه‌ها به تفکیک در دو سری به صورت تقریبی دیده می‌شود. در شکل A-9، مگر نمونه AT79 که اندکی با فاصله از محدوده بازالت‌های کوهزایی جای گرفته است، دیگر نمونه‌ها با بحث بالا سازگار هستند؛ بدین گونه که نمونه‌های AT8 و AT19 در محیط بازالت‌های غیرکوهزایی و نمونه AT34 در محدوده بازالت کوهزایی جای گرفته است. همچنین، در شکل B-9 همخوانی شیمیایی نمونه‌های AT8 و AT19 با سری آلکالن و نمونه‌های AT34 و AT79 با سری کالک‌آلکالن کوهزایی دیده می‌شود.

آلکالن به پهنه زمین ساختی درون صفحه‌ای و بازالت‌های ساب‌آلکالن به محیط کمان آتشفشانی مربوط هستند. برپایه نمودار نسبت Ta/Yb در برابر Th/Yb (شکل ۱۰-۱۰-۱۰)، بازالت‌های آلکالن و ساب‌آلکالن به ترتیب در محیط درون صفحه‌ای و مرز فعال قاره‌ای جای گرفته‌اند.

این نکته با شیمی سنگ کل این سنگ‌ها نیز همخوانی دارد. در شکل‌های ۱۰-۱۰-۱۰ و ۱۰-۱۰-۱۰، نمونه‌های منطقه دو محیط زمین ساختی مختلف (آلکالن درون صفحه‌ای و کمان قاره‌ای) را به نمایش می‌گذارند. برپایه نمودار Zr/4-2Nb-Y (شکل ۱۰-۱۰-۱۰) بازالت‌های



شکل ۹- نمودارهای شناسایی پهنه زمین ساختی و سری ماگمایی سنگ‌های بازالتی برپایه ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن در سنگ‌های آتشفشانی منطقه تالش (Letierrier *et al.*, 1982). (A) نمودار Ca در برابر Ti+Cr؛ (B) نمودار Ca در برابر Al_{tot} (نماد نمونه‌ها در شکل B همانند شکل A است)



شکل ۱۰- نمودارهای شناسایی پهنه زمین ساختی برپایه ترکیب شیمیایی سنگ کل در سنگ‌های آتشفشانی منطقه تالش. (A) نمودار سه‌تایی Zr/4-2Nb-Y (Meschede, 1986)؛ (B) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Gorton and Schandl, 2000)

پهنه‌های فرورانش مرتبط هستند و خاستگاه گوشته‌ای آنها تحت تأثیر سیال‌های فرورانشی شده است (Sisson and Layne, 1993; Kawamoto, 1996; Zimmer *et al.*, 2010; Tamura *et al.*, 2011). مذاب‌های آلکالن درون صفحه‌ای درصد آب کمتری نشان می‌دهند؛ زیرا از

در بخش هیگرومتری، برپایه بررسی میزان آب این نمونه‌ها، درصد آب گروهی از نمونه‌ها (AT8 و AT19) از گروه دیگر (نمونه‌های AT34 و AT79) کمتر است. جایگاه زمین ساختی نمونه‌های یادشده با تفاوت مقدار آب آنها همخوانی دارد. بازالت‌های کم‌آبی بیشتری دارند؛ زیرا با

برداشت

سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین منطقه تالش دربردارنده سنگ‌های آذرآواری (توفها) و روانه‌های گدازه است که به صورت میان لایه با مجموعه‌ای از سنگ‌های رسوبی آواری و آهکی در محیطی ساحلی- دلتایی پدید آمده‌اند. بیشتر گدازه‌ها ترکیب بازالتی دارند. از دیدگاه کانی‌شناسی، این سنگ‌ها شرایط دما- فشاری تبلور، مقدار آب مذاب، سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی تنوع نشان می‌دهند. دما- فشارسنجی برپایه شیمی کلینوپیروکسن و تعادل کلینوپیروکسن- مذاب، نشان‌دهنده شرایط تبلور در ژرفای پوسته میانی تا بالایی است. افزون‌براین، برپایه شیمی کلینوپیروکسن و شیمی سنگ کل، مذاب‌های بازالتی به دو سری آلکالن (با مقدار آب کمتر) و کالک‌آلکالن (با مقدار آب بیشتر) رده‌بندی می‌شوند. این دو سری به ترتیب با سازوکار زمین‌ساختی کششی درون‌صفحه‌ای (پلوم گوشته‌ای یا نقطه داغ) و مرتبط با فرورانش تفسیرشدنی هستند. ماگماتیسم کمانی چه‌بسا پیامد فرورانش یک پهنه اقیانوسی به زیر البرز باختری یا شاخه‌ای از نئوتتیس به زیر مرز جنوبی اوراسیا در زمان کرتاسه پسین بوده است.

خاستگاه گوشته‌ای نامرتب با پهنه فرورانش سرچشمه می‌گیرند. از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی، بازالت‌های آلکالن درون‌صفحه‌ای کرتاسه منطقه تالش چه‌بسا با زمین‌ساختی کششی و بالآمدن سست کره و یا پلوم/نقطه داغ گوشته‌ای مرتبط هستند. وجود سنگ‌های آتشفشانی بازالتی آلکالن به سن کرتاسه پسین در دیگر بخش‌های دامنه شمالی البرز مانند جنوب لاهیجان (Delavari *et al.*, 2018) نیز گزارش شده است که شاید ماگماتیسم آلکالن کرتاسه پسین منطقه تالش نیز با آنها در ارتباط باشد. از سوی دیگر، بازالت‌های کمانی نیز همان‌گونه که گفته شد به منطقه فرورانش (سیستم کمانی) وابستگی نشان می‌دهند. به باور برخی پژوهشگران (Berberian, 1983) فازهای کششی مزوزوییک در ارتباط با پیدایش اقیانوس سوان- آکرا- قره‌داغ هستند که البرز را نیز تحت تأثیر قرار داده است. سپس، سیستم فرورانش وابسته به این پهنه اقیانوسی نیز در ادامه یک مرز فعال قاره‌ای را در راستای قفقاز، تالش و البرز باختری پدید آورده است. البته، این ماگماتیسم کمانی چه‌بسا با فرورانش شاخه شمالی نئوتتیس به زیر مرز جنوبی اوراسیا (که در کرتاسه پسین فعال بوده است و نشانه‌های آن از پونتید خاوری تا جنوب‌باختری قفقاز کوچک دیده می‌شود) Stampfli and (Borel, 2002; Golonka, 2004; Rolland *et al.*, 2012) نیز در ارتباط بوده است.

منابع

- Alavi, M. (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21(1): 1- 33.
- Aldanmaz, E., Yaliniz, M. K., Guctekin, A. and Goncuoglo, M. C. (2007) Geochemical characteristics of mafic lavas from the Neotethyan ophiolites in western Turkey: implications for heterogeneous source contribution during variable stages of ocean crust generation. *Geological Magazine* 145: 37- 54.
- Allen, M., Ghassemi, M., Shahrabi, M. and Qorashi, M. (2003) Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology* 25(5): 659- 672.
- Annells, R. N., Arthurton, R. S., Bazley, R. A. B., Davies, R. G., Hamedi, M. A. R. and Rahimzadeh, F. (1985) Geological map of Qazvin- Rash, Scale 1/250000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Armienti, P., Perinelli, C. and Putirka, K. D. (2013) A New Model to Estimate Deep- level Magma Ascent Rates, with Applications to Mt. Etna (Sicily, Italy). *Journal of Petrology* 54(4): 795- 813.

- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B. and Zeda, O. (1989) Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology* 77(3-4): 165- 182.
- Berberian, M. (1981) Active faulting and tectonics of Iran. *Geodynamics Series* 3: 33- 69.
- Berberian, M. (1983) The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences* 20(2): 163- 183.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(2): 210- 265.
- Burtman, V. S. (1994) Meso- Tethyan oceanic sutures and their deformation. *Tectonophysics* 234(4): 305- 327.
- Chaussard, E. and Amelung, F. (2014) Regional controls on magma ascent and storage in volcanic arcs. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15(4): 1407- 1418.
- Clark, G. C., Davies, R. G., Hamzepour, B., Jones, C. R., Ghorashi, M. and Navae, I. (1977) Geological map of Bandar- e- Anzali, Scale: 1/250000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Deer, W. A., Owie, R. A. H. and Zussman, J. (1992) An introduction to the rock forming minerals, Longman, London, UK.
- Delavari, M., Moradi, R. and Shabani, A. A. T. (2018) Mineral chemistry, thermobarometry and tectonomagmatic setting of Late- Cretaceous volcanic rocks from the Kojid area (south of Lahijan, northern Alborz). *Iranian Journal of Petrology* 33: 133- 164. (in Persian) .
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, Ş. (2010) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri- Arabian region: collision- induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review* 52(4- 6): 536- 578.
- Ewart, A., Collerson, K. D., Regelous, M., Wendt, J. I. and Niu, Y. (1998) Geochemical Evolution within the Tonga–Kermadec–Lau Arc–Back- arc Systems: the Role of Varying Mantle Wedge Composition in Space and Time. *Journal of Petrology* 39(3): 331- 368.
- Golonka, J. (2004) Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381(1-4): 235- 273.
- Gorton, M. P. and Schandl, E. S. (2000) From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc- related and within- plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist* 38(5): 1065- 1073.
- Green, T. H. (1994) Experimental studies of trace- element partitioning applicable to igneous petrogenesis- Sedona 16 years later. *Chemical Geology* 117(1-4): 1- 36.
- Haghnazar, S. (2012) Petrology, Geochemistry and Tectonic setting of Javaherdasht Cretaceous gabbro in the north part of Alborz Mountains, East of Guilan, North of Iran: A part of ophiolite sequence or intra- continental rift? *Iranian Journal of Petrology* 10: 79- 94 (in Persian).
- Husseinvand, M. (2012) Petrology, geochemistry and petrogenesis of igneous rocks from the West and Northwest of Talysh (North of Gilan). M.Sc. thesis, Islamic Azad University of Lahijan, Iran (in Persian).
- Kawamoto, T. (1996) Experimental constraints on differentiation and H₂O abundance of calc- alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 144(3-4): 577- 589.
- Keshavarz Hedayati, M. (2013) Geology and petrology of Late Cretaceous - Paleocene rocks in West of Shafaroud with special view to the petrogenesis of post- Permian dolerite- gabbros. M.Sc. thesis, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Lange, R. A., Frey, H. M. and Hector, J. (2009) A thermodynamic model for the plagioclase- liquid hygrometer/thermometer. *American Mineralogist* 94(4): 494- 506.
- Le Bas, M. J. (1962) The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science* 260(4): 267- 288.

- 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(1): 139- 154.
- Loucks, R. R. (1990) Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic- mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene. *Geology* 18(4): 346- 349.
- Madanipour, S., Yassaghi, A., Ehlers, T. A. and Enkelmann, E. (2018) Tectonostratigraphy, structural geometry and kinematics of the NW Iranian Plateau margin: Insights from the Talesh Mountains, Iran. *American Journal of Science* 318(2): 208- 245.
- Meschede, M. (1986) A method of discriminating between different types of mid- ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56(3-4): 207- 218.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 73(9- 10): 1123- 1133.
- Muttoni, G., Mattei, M., Balini, M., Zanchi, A., Gaetani, M. and Berra, F. (2009) The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic. Geological Society, London, Special Publications 312(1): 7- 29.
- Nisbet, E. and Pearce, J. (1977) Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63(2): 149- 160.
- O'Leary, J. A., Gaetani, G. A. and Hauri, E. H. (2010) The effect of tetrahedral Al³⁺ on the partitioning of water between clinopyroxene and silicate melt. *Earth and Planetary Science Letters* 297(1): 111- 120.
- Pearce, J. (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. in Wyman, D.A., ed., Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12: 79- 113.
- Putirka, K. (1999) Clinopyroxene + liquid equilibria to 100 kbar and 2450 K. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135: 151- 163.
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J. and Walker, D. (1996) Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene- liquid equilibria, 0–30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123(1): 92- 108.
- Putirka, K. D. (2008) Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69(1): 61- 120.
- Putirka, K. D., Mikaelian, H., Ryerson, F. and Shaw, H. (2003) New clinopyroxene- liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile- bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist* 88(10): 1542- 1554.
- Rolland, Y., Perincek, D., Kaymakci, N., Sosson, M., Barrier, E. and Avagyan, A. (2012) Evidence for ~80–75 Ma subduction jump during Anatolide–Tauride–Armenian block accretion and ~48 Ma Arabia-Eurasia collision in Lesser Caucasus–East Anatolia. *Journal of Geodynamics* 56- 57: 76- 85.
- Rudnick, R. L. and Fountain, D. M. (1995) Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33(3): 267- 309.
- Saccani, E. (2015) A new method of discriminating different types of post- Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. *Geoscience Frontiers* 6(4): 481- 501.
- Saccani, E., Azimzadeh, Z., Dilek, Y. and Jahangiri, A. (2013) Geochronology and petrology of the Early Carboniferous Misho Mafic Complex (NW Iran), and implications for the melt evolution of Paleo-Tethyan rifting in Western Cimmeria. *Lithos* 162–163(0): 264- 278.
- Sisson, T. W. and Grove, T. L. (1993) Temperatures and H₂O contents of low- MgO high- alumina basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113(2): 167- 184.
- Sisson, T. W. and Layne, G. D. (1993) H₂O in basalt and basaltic andesite glass inclusions from four subduction- related volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters* 117(3–4): 619- 635.

- Soesoo, A. (1997) A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallisation PT- estimations. *GFF* 119(1): 55- 60.
- Sosson, M., Rolland, Y., Müller, C., Danelian, T., Melkonyan, R., Kekelia, S., Adamia, S., Babazadeh, V., Kangarli, T., Avagyan, A., Galoyan, G. and Mosar, J. (2010) Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. Geological Society, London, Special Publications 340(1): 329- 352.
- Stampfli, G. M. and Borel, G. D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters* 196(1-2): 17- 33.
- Stöcklin, J. (1974) Northern Iran: Alborz Mountains. Geological Society, London, Special Publications 4(1): 213- 234.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42(1): 313- 345.
- Tamura, Y., Ishizuka, O., Stern, R. J., Shukuno, H., Kawabata, H., Embley, R. W., Hirahara, Y., Chang, Q., Kimura, J. -I., Tatsumi, Y., Nunokawa, A. and Bloomer, S. H. (2011) Two Primary Basalt Magma Types from Northwest Rota-1 Volcano, Mariana Arc and its Mantle Diapir or Mantle Wedge Plume. *Journal of Petrology* 52(6): 1143-1183.
- Vernon, R. H. (2008) A Practical Guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, UK.
- Wang, C. Y., Zhou, M. -F. and Qi, L. (2007) Permian flood basalts and mafic intrusions in the Jinping (SW China) Song Da (northern Vietnam) district: Mantle sources, crustal contamination and sulfide segregation. *Chemical Geology* 243(3-4): 317- 343.
- Weis, F. A., Skogby, H., Troll, V. R., Deegan, F. M. and Dahren, B. (2015) Magmatic water contents determined through clinopyroxene: Examples from the Western Canary Islands, Spain. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 16(7): 2127- 2146.
- Wilmsen, M., Fürsich, F.T., Seyed- Emami, K., Majidifard, M.R. and Taheri, J. (2009) The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono- stratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova* 21(3): 211- 218.
- Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J. (1993) High field strength and transition element systematics in island arc and back- arc basin basalts: Evidence for multi- phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 114(4): 491- 504.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A. and Sabouri, J. (2009) The Eo- Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in north Iran. Geological Society, London, Special Publications 312(1): 31- 55.
- Zhang, L. -C., Zhou, X. -H., Ying, J. -F., Wang, F., Guo, F., Wan, B. and Chen, Z. -G. (2008) Geochemistry and Sr-Nd-Pb-Hf isotopes of Early Cretaceous basalts from the Great Xinggan Range, NE China: Implications for their origin and mantle source characteristics. *Chemical Geology* 256(1): 12- 23.
- Zimmer, M. M., Plank, T., Hauri, E. H., Yogodzinski, G. M., Stelling, P., Larsen, J., Singer, B., Jicha, B., Mandeville, C. and Nye, C. J. (2010) The Role of Water in Generating the Calc- alkaline Trend: New Volatile Data for Aleutian Magmas and a New Tholeiitic Index. *Journal of Petrology* 51(12): 2411- 2444.