

Contribution of ultramafic rocks in central Sanandaj-Sirjan zone to the characterizing of physio-chemical condition during initiation of subduction

Amir Esna-Ashari ^{1*} and Fatemeh Sarjoughian ²

¹ Department of Geology, Payame Noor University, 19395-3697 Tehran, I. R. of Iran

² Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

Abstract

In the central part of the Sanandaj-Sirjan zone, there is an ultramafic rock exposure (hornblendite and pyroxenite) adjacent to Molataleb felsic complex completely located between Azna and Aligoodarz towns. The ultramafic rocks are actually cumulates derived from boninitic magma. During Upper Triassic-Lower Jurassic time the boninitic magma has been originated from mantle wedge as the result of initiation of Neo-Tethys subduction. Later, when subduction was proceeding, the felsic rocks crystallized in Middle Jurassic. Major elements composition of olivine, pyroxene, amphibole and minor plagioclase from the ultramafic rocks reveals crystallization from a sub-alkaline to calc-alkaline magma in a subduction zone setting. Primary minerals have chemical characteristics typical of those derived from a magma with low oxygen fugacity. Different methods for minerals thermobarometry indicate that amphiboles crystallized in relatively low temperature (880°C) but crystallization condition of other minerals corresponds to higher temperatures (1000-1200°C). They were crystallized at pressure condition equal to 5.85 kbar corresponding to the depth of ~17 km. It is not common that a mantle wedge at the depth of ~17 km to be affected by such high thermal gradient during the normal subduction process. Asthenospheric flow around the subducting slab edge during subduction initiation can explain high thermal gradient prevailed the infant mantle wedge. This mechanism corresponds to the boninitic nature of the ultramafic rocks.

Key words: ultramafic, boninite, thermobarometry, initiation of subduction, Sanandaj-Sirjan zone

* amires@pnu.ac.ir

پتـرولوژی، سال هشتم، شماره سی و دوم، زمستان ۱۳۹۶، صفحه ۴۵-۶۶
تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۸/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۵/۰۲

سنگ‌های الترامافیک در بخش میانی پهنه سنندج- سیرجان و نقش آنها در ارزیابی شرایط فیزیکوشیمیایی زمان آغاز فرورانش

امیر اثنی‌عشری^۱* و فاطمه سرجوقیان^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران ۳۶۹۷ - ۱۹۳۹۵، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

چکیده

سنگ‌های الترامافیک (هورنبلندیت و پیروکسنیت) در نزدیکی توده آذرین درونی ملاطالب در فاصله میان شهرستان‌های الیگودرز و ازنا، در بخش میانی پهنه سنندج- سیرجان، رخنمون دارند. این سنگ‌ها کومولاهای برخاسته از ماگمایی بونینیتی هستند. این ماگما در هنگام آغاز فرورانش نئوتتیس (تریاس پایانی- ژوراسیک آغازین) از گوه‌گوشته‌ای برخاسته است. در ادامه فرایند فرورانش، سنگ‌های فلسیک همجوار، با کمی تاخیر، در ژوراسیک میانی متبلور شده‌اند. بررسی فراونی عنصرهای اصلی در کانی‌های الیوین، پیروکسن، آمفیبول و کانی فرعی پلاژیوکلاز در سنگ‌های الترامافیک نشان‌دهنده تبلور آنها از ماگمایی ساب‌آلکان و کالک‌آلکان در پهنه فرورانش است. ترکیب شیمیایی کانی‌های نخستین گویای فوگاسیته کم اکسیژن در ماگمای اولیه است. به‌کارگیری روش‌های گوناگون دما- فشارسنجی روی این کانی‌ها گویای آنست که این کانی‌ها در دمای نزدیک به ۱۲۰۰-۱۰۰۰ درجه سانتیگراد (مگر آمفیبول که در دمای ۸۸۰ درجه متبلور شده است) و فشار ۵/۸۵ کیلوبار (که هم‌ارز با ژرفای نزدیک به ۱۷ کیلومتری زمین است) پدید آمده‌اند. در یک پهنه فرورانش طبیعی و در ژرفای ۱۷ کیلومتری زمین، دمای گوه‌گوشته‌ای باید کمتر از این مقادیر باشد. شرایط ژئودینامیکی در هنگام آغاز فرورانش به‌گونه‌ای بوده که بالا آمدن سست‌کره از کنار پوسته فرورانده و جایگیری آن در کنار گوه‌گوشته‌ای شدنی بوده است. همین پدیده عامل افزایش چشمگیر دما در گوه‌گوشته‌ای دانسته می‌شود. چنین سازوکاری با سرشت بونینیتی این سنگ‌ها همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: الترامافیک، بونینیت، دما- فشارسنجی، آغاز فرورانش، پهنه سنندج- سیرجان

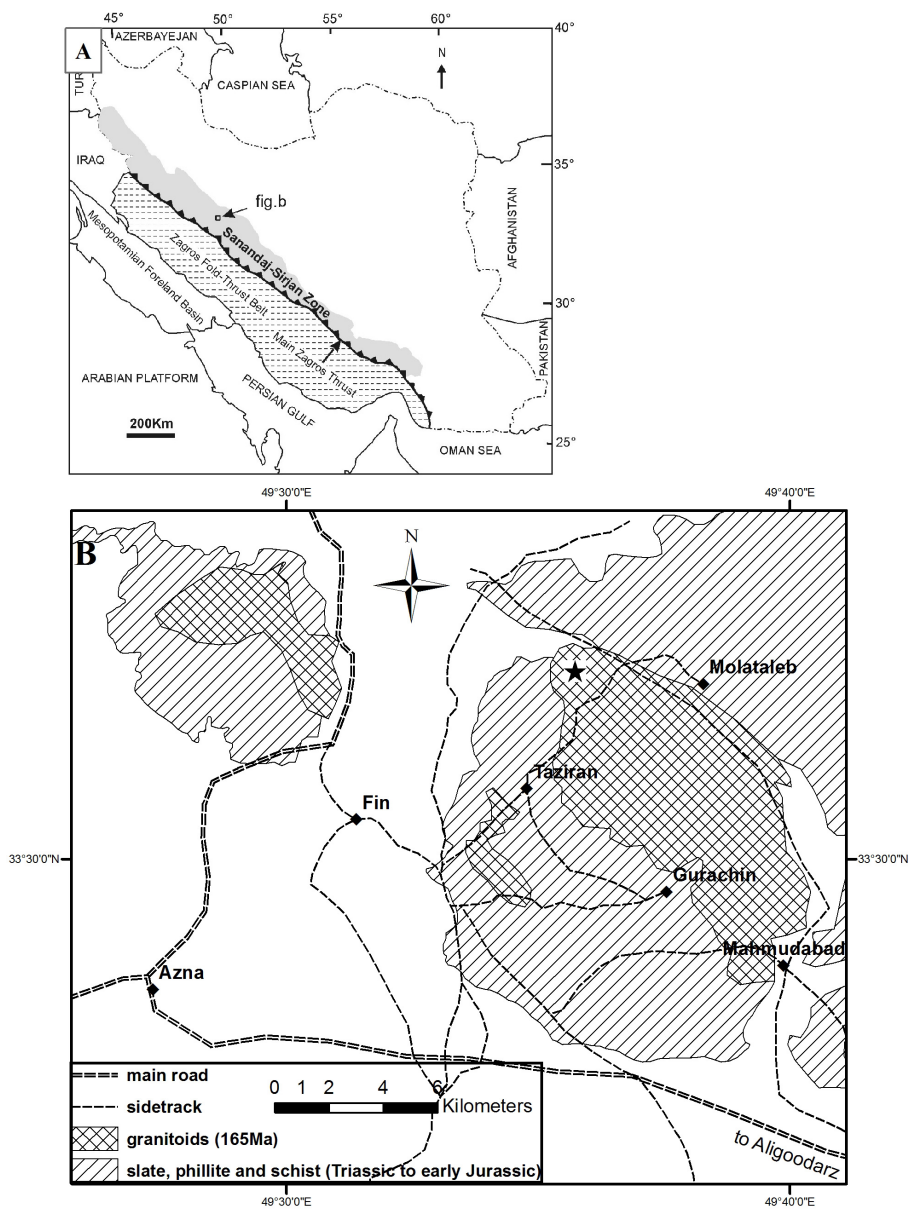
* amires@pnu.ac.ir

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.

مقدمه

در بخش میانی پهنه سنج-سیرجان و در فاصله میان شهرستان‌های الیگودرز و ازنا، سنگ‌های آذرینی رخمون دارند که بخشی از کمپلکس آذرین الیگودرز است و با نام‌های گوناگونی (مانند: توده نفوذی ملاطالب یا ازنا) شناخته می‌شوند (شکل ۱). تا کنون بیشتر

بررسی‌های انجام شده روی توده نفوذی ملاطالب، درباره سنگ‌های اسیدی بوده است (Esna-Ashari, 2011; Esna-Ashari *et al.*, 2011; Esna-Ashari *et al.*, 2012; Mansouri Esfahani and Khalili, 2014). در پی بررسی‌های دقیق‌تر، رخمون کوچکی از سنگ‌های الترامافیک در این منطقه شناسایی شد.



شکل ۱- نقشه ساده زمین‌شناسی که جایگاه سنگ‌های الترامافیک (نماد ستاره) را در کناره توده گرانیتوئیدی و در باختر منطقه ملاطالب (شمال‌باختری الیگودرز، لرستان) نشان می‌دهد (در بخش خاوری نقشه، توده نفوذی ملاطالب است که در برابر توده‌های آذرین دیگر، گستردگی بیشتری دارد)

زمین‌شناسی عمومی

از دیدگاه رده‌بندی‌های زمین‌شناسی، منطقه بررسی‌شده در بخش مرکزی پهنه سنندج-سیرجان است (شکل ۱). این پهنه با طولی نزدیک به ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای نزدیک به ۲۰۰ کیلومتر، از مهم‌ترین پهنه‌های ساختاری سرزمین ایران به‌شمار می‌آید. این پهنه از مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی و بسیار دگرریخت‌شده پدید آمده است و مجموعه‌های آذرین درونی فراوانی در آنها تزریق شده‌اند. فرایندهای دگرگونی و آذرین درونی که در پهنه سنندج-سیرجان دیده می‌شوند با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی و به‌دنبال آن، بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس در ارتباط هستند (مانند: Agard و همکاران، ۲۰۱۱). توده آذرین درونی ملاطالب در پی همین فرایند فرورانش پدید آمده است (Esna-Ashari et al., 2012; Esna-Ashari et al., 2016). سنگ‌های آذرین این منطقه به دو دسته گرانیتویید (گرانیت، گرانودیوریت و تونالیت) و الترامافیک (پیروکسنیت و هورنبلندیت) رده‌بندی می‌شوند. گفتنی است در برخی تألیف‌ها، از تونالیت به‌نام کوارتز دیوریت یاد شده است (مانند: Esna-Ashari و همکاران، ۲۰۱۲). مجموعه الترامافیک این منطقه در پایان تریاس-آغاز ژوراسیک، در هنگام آغاز فرایند فرورانش، پدید آمده‌اند و سرشت بونینیتی دارند (Esna-Ashari et al., 2016). سنگ‌های فلسیک منطقه سن جوان‌تری دارند و با پیشرفت فرایند فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی در ژوراسیک میانی پدید آمده‌اند (~ ۱۶۵ میلیون سال پیش؛ Esna-Ashari et al., 2012).

بررسی‌های انجام‌شده روی این سنگ‌ها، سرشت آنها و همچنین، نوع وابستگی‌شان به سنگ‌های فلسیک منطقه را نشان داده است (Esna-Ashari et al., 2016). همچنین، Esna-Ashari و Sarjoughian (۲۰۱۶) بررسی‌هایی را درباره سرشت الیون‌های درون این سنگ‌ها انجام داده‌اند. با اینکه مقاله‌ها و داده‌های شیمیایی به‌دست‌آمده برای سنگ‌های الترامافیک، اطلاعات خوبی درباره سرشت این سنگ‌ها دارند، اما در هیچ‌یک از بررسی‌های گذشته طبیعت فیزیکوشیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی پیدایش ماگمای سازنده این سنگ‌ها برپایه داده‌های شیمیایی کانی‌ها بررسی نشده است. از سوی دیگر، بسیاری از پژوهشگران (Le Bas, 1962; Leterrier et al., 1982; Beccaluva et al., 1989; Molina et al., 2009) بر این باورند که ترکیب شیمیایی کانی‌ها وابستگی تنگاتنگی با ترکیب شیمیایی سنگ میزبان دارد. افزون‌بر این، شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما (مانند: دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن و میزان آب آن) نقش موثری در ترکیب کانی‌ها دارد و از این‌رو، ترکیب کانی‌ها ابزار ارزشمندی برای سنجش شرایط ژئودینامیک ماگما به‌شمار می‌آید (Wood and Banno, 1973; Bertrand and Mercier, 1985; Brey and Köhler, 1990; Schmidt, 1992; Holland and Blundy, 1994; Anderson and Smith, 1995; Nimis and Taylor, 2000). سنگ‌های بررسی‌شده در پهنه سنندج-سیرجان جای دارند و این پهنه در بررسی‌های زمین‌ساختی-ماگمایی ایران اهمیت بالایی دارد؛ از این‌رو، در این مقاله تلاش شده است تا با به‌کارگیری ترکیب کانی‌های الیون، پیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول، سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی ماگمای سازنده آنها بررسی شود. همچنین، شرایط فیزیکوشیمیایی هنگام پیدایش ماگما نیز در این مقاله بررسی شده است.

روش انجام پژوهش

پس از انجام بررسی‌ها و نمونه‌برداری‌های صحرائی، ۱۵ نمونه از بخش‌های گوناگون توده الترامافیک برداشت شد. پس از تهیه مقطع‌های نازک میکروسکوپی، این نمونه‌ها با میکروسکوپ پلاریزان بررسی شدند. در پایان، پنج نمونه که کمترین دگرسانی را نشان می‌دادند، برگزیده و پس از تهیه مقطع‌های نازک صیقلی، برای انجام تجزیه ریزکاو الکترونی به دانشگاه میلان ایتالیا

فرستاده شدند. در این آزمایشگاه از ابزار JEOL Superprobe 8200 برای اندازه‌گیری فراوانی عنصرهای اصلی کانی‌ها بهره گرفته شد. گفتنی است ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه برابر با 15 kV بوده است. داده‌های به‌دست‌آمده از این روش در نرم‌افزارهای PTMafic، Minpet و Excel تحلیل و تفسیر شدند. داده‌های تجزیه‌ای به‌دست‌آمده ریزکاو الکترونی در جدول‌های ۱ تا ۴ آورده شده‌اند.

جدول ۱- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی از کانی الیون الترامافیک‌های ملاطالب (شمال‌باختری الیگودرز، لرستان) و فرمول ساختاری آن برپایه ۴ اتم اکسیژن در واحد فرمول ساختاری (در ردیف شماره نمونه‌ها تجزیه‌های یک بلور و یا از بلورهای گوناگون نشان داده شده است. تجزیه‌های هر بلور با خط عمودی از بلورهای دیگر جدا شده است)

Sample No.	104	104	104	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89
SiO ₂	39.0	39.9	39.1	39.4	40.2	38.9	40.2	39.4	39.0	39.3	39.4	39.6	38.5	39.3	39.3
TiO ₂	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.07	0.00	0.00	0.06	0.03	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.02	0.01	0.04	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.06	0.00	0.02	0.04	0.00
FeO*	23.1	17.6	23.1	20.6	17.2	23.3	14.9	20.2	20.6	16.5	16.8	17.2	21.8	20.6	16.2
MnO	0.33	0.20	0.33	0.34	0.25	0.28	0.21	0.25	0.28	0.21	0.27	0.33	0.26	0.30	0.21
MgO	39.7	43.3	39.2	41.3	43.8	39.7	45.3	40.9	40.4	43.1	43.4	42.9	39.3	40.3	44.0
CaO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.07	0.01	0.01
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
NiO	0.11	0.14	0.08	0.17	0.09	0.11	0.15	0.22	0.17	0.17	0.15	0.18	0.13	0.18	0.27
Total	102	101	102	102	102	102	101	101	101	99	100	100	100	101	100
Si	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	0.99
Ti	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	0.00
Al	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	0.00
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	0.00
Fe	0.49	0.37	0.50	0.44	0.36	0.50	0.31	0.43	0.44	0.35	0.36	0.36	0.47	0.44	0.34
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Mg	1.51	1.62	1.49	1.56	1.63	1.51	1.68	1.55	1.54	1.63	1.64	1.62	1.52	1.54	1.66
Ca	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	0.00
Na	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	0.00
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	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	0.01
Total	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.99	3.01
Forsterite	75.4	81.4	75.1	78.1	82.0	75.2	84.5	78.3	77.8	82.3	82.1	81.6	76.3	77.7	82.9
Fayalite	24.6	18.6	24.9	21.9	18.0	24.8	15.5	21.7	22.2	17.7	17.9	18.4	23.7	22.3	17.1

جدول ۱- ادامه

Sample No.	89	103	103	103	103	106	106	100	100	100	100	100	100	100
SiO ₂	37.4	39.3	38.8	38.5	39.4	39.9	40.1	38.1	38.4	38.1	38.4	38.0	38.2	38.4
TiO ₂	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.04	0.09	0.07	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.01
Al ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	0.07	0.03	0.00	0.01	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05
FeO*	25.1	19.0	21.2	22.1	20.7	17.9	18.0	28.1	27.8	28.2	27.4	28.6	28.6	27.4
MnO	0.28	0.25	0.25	0.33	0.21	0.28	0.31	0.33	0.28	0.30	0.30	0.29	0.26	0.35
MgO	36.5	42.2	41.2	39.2	40.9	43.2	43.5	35.1	35.5	35.0	35.6	35.3	34.8	35.5
CaO	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.12	0.03	0.00	0.02	0.00	0.01
Na ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
NiO	0.08	0.14	0.13	0.08	0.10	0.09	0.01	0.16	0.17	0.21	0.14	0.22	0.17	0.12
Total	99	101	102	100	101	101	102	102	102	102	102	102	102	102
Si	0.99	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00
Ti	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
Al	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
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
Fe	0.56	0.40	0.45	0.48	0.44	0.38	0.37	0.62	0.61	0.62	0.60	0.62	0.63	0.60
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.44	1.59	1.56	1.51	1.55	1.61	1.62	1.37	1.38	1.37	1.38	1.37	1.36	1.38
Ca	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
Na	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
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	3.01	3.00	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.01	3.00	3.00
Forsterite	72.1	79.9	77.6	75.9	77.9	81.1	81.2	69.0	69.5	68.8	69.8	68.8	68.5	69.8
Fayalite	27.9	20.1	22.4	24.1	22.1	18.9	18.8	31.0	30.5	31.2	30.2	31.2	31.5	30.2

جدول ۲- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی از کانی پیروکسن در الترامافیک‌های ملاطالب (شمال باختری الیگودرز، لرستان) و فرمول ساختاری آن بر پایه ۶ اتم اکسیژن در واحد فرمول ساختاری (در ردیف شماره نمونه‌ها تجزیه‌های یک بلور و یا از بلورهای گوناگون نشان داده شده است. تجزیه‌های هر بلور با خط عمودی از بلورهای دیگر جدا شده است)

Sample No.	106	106	106	106	106	106	106	106	106	106	106	106	106	106	106
SiO ₂	56.2	56.1	56.0	56.3	56.1	55.9	56.3	56.2	56.0	55.9	56.6	56.2	53.8	53.1	53.1
TiO ₂	0.09	0.10	0.13	0.13	0.09	0.15	0.09	0.10	0.12	0.09	0.11	0.11	0.25	0.21	0.28
Al ₂ O ₃	1.80	1.55	1.66	1.58	1.85	1.86	1.46	1.42	1.63	1.66	2.17	1.83	2.55	2.58	2.72
FeO*	10.2	9.6	10.2	10.1	9.7	10.1	9.4	9.6	10.2	10.4	8.7	9.6	4.4	4.7	4.6
Cr ₂ O ₃	0.68	0.66	0.50	0.58	0.67	0.61	0.59	0.64	0.66	0.56	0.45	0.59	0.88	0.86	0.79
MnO	0.23	0.30	0.19	0.18	0.26	0.29	0.20	0.23	0.26	0.19	0.13	0.23	0.19	0.08	0.16
NiO	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.06	0.02	0.07	0.02	0.05	0.00	0.00	0.02	0.07	0.04
MgO	30.6	30.7	30.9	30.6	30.7	30.8	31.1	30.4	30.0	30.3	29.5	30.6	17.2	17.7	17.4
CaO	1.8	1.9	1.3	1.6	2.0	1.7	1.6	1.8	1.8	1.6	2.7	1.7	20.8	20.5	20.8
Na ₂ O	0.00	0.04	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.04	0.02	0.03	0.10	0.02	0.15	0.16	0.14
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.25	0.01	0.00	0.02	0.00
Total	102	101	101	101	101	102	101	100	101	101	101	101	100	100	100
Si	1.95	1.96	1.96	1.96	1.95	1.94	1.96	1.97	1.96	1.96	1.97	1.96	1.95	1.94	1.93
Al ^{IV}	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1
Al ^{VI}	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.06	0.04	0.06	0.05	0.05
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Fe ³⁺	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02
Mg	1.58	1.60	1.61	1.59	1.59	1.60	1.61	1.59	1.57	1.58	1.53	1.59	0.93	0.96	0.95
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	0.00
Fe ²⁺	0.30	0.28	0.30	0.30	0.28	0.29	0.28	0.29	0.31	0.31	0.27	0.29	0.15	0.15	0.15
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Ca	0.07	0.07	0.05	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06	0.10	0.06	0.81	0.80	0.81
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00	3.99	4.00	4.01	4.00	3.99	3.99	4.00	3.98	3.99	3.98	4.00	3.99

جدول ۲- ادامه

Sample No.	106	106	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89
SiO ₂	54.0	54.7	53.8	53.4	53.5	54.1	53.7	54.7	54.8	52.8	52.9	56.3	55.2	54.4	54.3
TiO ₂	0.20	0.30	0.17	0.20	0.20	0.17	0.25	0.09	0.07	0.21	0.18	0.18	0.13	0.22	0.20
Al ₂ O ₃	2.63	1.45	2.49	2.57	2.07	2.08	2.38	1.08	0.45	2.55	2.34	2.13	2.36	1.35	2.28
FeO*	4.5	3.6	4.1	4.6	4.2	4.6	3.7	3.6	3.3	4.0	3.9	10.0	9.7	10.6	10.0
Cr ₂ O ₃	1.02	0.56	1.08	0.98	0.82	0.73	1.10	0.36	0.30	0.78	0.79	0.57	0.60	0.25	0.55
MnO	0.14	0.16	0.13	0.16	0.10	0.17	0.12	0.13	0.12	0.09	0.11	0.20	0.19	0.23	0.31
NiO	0.15	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.03	0.06	0.08	0.01	0.05	0.11
MgO	17.5	16.9	17.6	18.1	17.8	18.4	16.3	16.8	17.1	16.3	16.0	30.6	29.9	29.8	29.3
CaO	20.8	23.4	20.8	20.1	20.9	20.0	22.4	22.9	23.8	22.1	22.2	1.7	1.7	1.4	1.4
Na ₂ O	0.13	0.16	0.17	0.17	0.11	0.14	0.20	0.23	0.12	0.15	0.24	0.01	0.02	0.02	0.02
K ₂ O	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Total	101	101	100	100	100	100	100	100	100	99	99	102	100	98	99
Si	1.95	1.97	1.95	1.94	1.95	1.96	1.95	1.99	2.00	1.94	1.95	1.95	1.95	1.96	1.95
Al ^{IV}	0.05	0.03	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05	0.01	0.00	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05
Al ^{VI}	0.06	0.03	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.02	0.05	0.06	0.03	0.04	0.01	0.04
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe ³⁺	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
Mg	0.94	0.91	0.95	0.98	0.97	0.99	0.88	0.91	0.93	0.90	0.88	1.58	1.57	1.60	1.56
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	0.00
Fe ²⁺	0.15	0.12	0.14	0.15	0.14	0.15	0.13	0.12	0.11	0.13	0.13	0.29	0.29	0.31	0.31
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.80	0.90	0.81	0.78	0.82	0.77	0.87	0.89	0.93	0.87	0.88	0.06	0.06	0.05	0.05
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
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	0.00
Total	3.98	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.98	3.99	3.99	3.99	3.99	4.00	3.99	4.01	3.99

جدول ۳- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی از کانی آمفیبول در الترامافیک‌های ملاطالب (شمال‌باختری الیگودرز، لرستان) و فرمول ساختاری آن بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن در واحد فرمول ساختاری (در ردیف شماره نمونه‌ها تجزیه‌های یک بلور و یا از بلورهای گوناگون نشان داده شده است. تجزیه‌های هر بلور با خط عمودی از بلورهای دیگر جدا شده است)

Sample No.	104	104	104	104	89	89	89	89	103	103	103	103	103	103	103
SiO ₂	43.7	46.9	46.9	47.3	57.6	47.3	44.9	44.3	45.5	45.5	44.6	45.2	44.9	44.8	47.0
TiO ₂	2.84	0.36	0.13	0.53	0.11	0.23	2.55	2.85	0.61	0.13	2.86	3.03	1.95	1.22	0.20
Al ₂ O ₃	12.6	11.6	12.4	11.3	0.9	10.7	11.0	11.2	12.9	13.9	12.2	12.1	11.3	11.1	13.5
Cr ₂ O ₃	1.80	0.72	0.14	0.31	0.49	0.37	0.47	0.63	0.93	0.25	1.28	1.26	1.36	1.22	0.23
FeO*	5.16	5.34	5.89	5.30	3.36	6.05	5.96	6.08	6.36	5.79	5.52	5.63	5.73	5.72	5.72
MnO	0.09	0.05	0.13	0.08	0.14	0.10	0.05	0.10	0.10	0.14	0.10	0.09	0.11	0.11	0.10
NiO	0.07	0.00	0.00	0.00	0.08	0.12	0.07	0.09	0.06	0.11	0.03	0.10	0.03	0.08	0.02
MgO	16.7	17.6	18.1	18.3	22.6	18.4	17.1	16.5	17.7	17.5	16.6	16.7	16.7	17.0	17.7
CaO	12.0	12.3	11.5	11.8	12.4	11.4	11.3	11.4	11.0	11.2	11.7	11.7	11.5	11.3	11.5
Na ₂ O	1.54	2.05	2.23	1.96	0.18	2.07	1.90	2.44	2.29	2.52	2.44	2.33	2.44	2.03	2.46
K ₂ O	0.72	0.17	0.26	0.43	0.02	0.59	0.63	0.60	0.27	0.09	0.57	0.62	0.61	0.68	0.12
Total	97.2	97.0	97.7	97.2	97.8	97.2	95.9	96.3	97.7	97.2	97.9	98.7	96.7	95.2	98.5
Si	6.28	6.67	6.63	6.70	7.91	6.74	6.52	6.44	6.47	6.47	6.36	6.39	6.49	6.55	6.57
Al ^{IV}	1.72	1.33	1.37	1.30	0.09	1.26	1.48	1.56	1.53	1.53	1.64	1.61	1.51	1.45	1.43
Al ^{VI}	0.41	0.62	0.69	0.58	0.05	0.53	0.40	0.36	0.64	0.80	0.41	0.40	0.41	0.46	0.79
Ti	0.31	0.04	0.01	0.06	0.01	0.02	0.28	0.31	0.07	0.01	0.31	0.32	0.21	0.13	0.02
Fe ³⁺	0.52	0.57	0.63	0.58	0.01	0.65	0.55	0.64	0.65	0.68	0.61	0.58	0.65	0.63	0.62
Mg	3.57	3.73	3.81	3.87	4.61	3.91	3.69	3.58	3.74	3.71	3.53	3.52	3.60	3.71	3.70
Fe ²⁺	0.10	0.07	0.06	0.05	0.38	0.07	0.17	0.10	0.10	0.01	0.05	0.09	0.05	0.07	0.05
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.43	0.57	0.61	0.54	0.05	0.57	0.53	0.69	0.63	0.69	0.67	0.64	0.68	0.58	0.67
Ca	1.84	1.87	1.74	1.79	1.82	1.73	1.75	1.78	1.67	1.71	1.78	1.77	1.78	1.77	1.72
K	0.13	0.03	0.05	0.08	0.00	0.11	0.12	0.11	0.05	0.02	0.10	0.11	0.11	0.13	0.02
Total	15.3	15.5	15.6	15.6	14.9	15.6	15.5	15.6	15.6	15.7	15.5	15.4	15.5	15.5	15.6

جدول ۳- ادامه

Sample No.	103	106	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
SiO ₂	47.1	51.1	45.9	45.8	46.0	47.5	45.7	48.3	46.4	46.8	45.0	46.3	47.1	47.1	44.8
TiO ₂	0.06	0.36	1.63	2.83	2.73	0.27	2.33	0.59	0.89	0.45	2.51	2.29	0.20	0.51	2.99
Al ₂ O ₃	13.2	7.3	11.7	11.5	10.9	11.6	11.7	11.2	11.4	12.5	12.2	10.8	11.2	11.6	11.8
Cr ₂ O ₃	0.10	1.93	0.79	0.81	0.75	0.36	0.98	0.84	1.00	0.65	0.93	0.95	0.25	0.33	0.58
FeO*	5.47	4.04	6.53	6.11	5.98	7.29	5.97	5.91	6.32	6.57	6.32	6.06	6.52	6.16	6.08
MnO	0.10	0.14	0.08	0.09	0.06	0.11	0.08	0.10	0.08	0.11	0.03	0.11	0.10	0.15	0.09
NiO	0.05	0.01	0.07	0.04	0.00	0.12	0.13	0.07	0.07	0.05	0.10	0.05	0.11	0.10	0.08
MgO	17.4	20.8	16.7	16.7	16.8	17.5	16.6	17.9	17.5	17.6	16.5	16.9	17.7	17.7	16.9
CaO	11.5	11.0	11.4	11.5	11.7	11.0	11.5	11.5	11.4	11.2	11.5	11.5	11.6	11.6	11.8
Na ₂ O	2.10	1.11	2.16	2.20	1.84	1.87	1.68	1.79	1.75	2.13	2.26	1.88	1.78	1.94	2.18
K ₂ O	0.11	0.28	0.77	0.76	0.82	0.36	0.70	0.25	0.70	0.28	0.78	0.74	0.54	0.59	0.86
Total	97.2	98.0	97.8	98.3	97.5	98.0	97.2	98.4	97.6	98.3	98.1	97.6	97.1	97.8	98.0
Si	6.65	7.11	6.54	6.50	6.57	6.72	6.53	6.76	6.62	6.59	6.41	6.60	6.72	6.68	6.39
Al ^{IV}	1.35	0.89	1.46	1.50	1.43	1.28	1.47	1.24	1.38	1.41	1.59	1.40	1.28	1.32	1.61
Al ^{VI}	0.85	0.30	0.51	0.42	0.40	0.66	0.50	0.61	0.54	0.67	0.46	0.42	0.61	0.61	0.37
Ti	0.01	0.04	0.17	0.30	0.29	0.03	0.25	0.06	0.10	0.05	0.27	0.25	0.02	0.05	0.32
Fe ³⁺	0.53	0.33	0.61	0.56	0.51	0.54	0.47	0.47	0.57	0.59	0.61	0.51	0.58	0.59	0.63
Mg	3.66	4.31	3.56	3.53	3.57	3.70	3.53	3.74	3.71	3.70	3.50	3.59	3.77	3.73	3.59
Fe ²⁺	0.12	0.14	0.17	0.17	0.21	0.32	0.24	0.23	0.18	0.18	0.14	0.21	0.19	0.14	0.09
Mn	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01
Na	0.58	0.30	0.60	0.60	0.51	0.51	0.47	0.49	0.48	0.58	0.62	0.52	0.49	0.53	0.60
Ca	1.75	1.64	1.75	1.75	1.79	1.66	1.75	1.73	1.75	1.69	1.76	1.76	1.77	1.76	1.80
K	0.02	0.05	0.14	0.14	0.15	0.06	0.13	0.04	0.13	0.05	0.14	0.14	0.10	0.11	0.16
Total	15.5	15.1	15.5	15.5	15.4	15.5	15.4	15.4	15.5	15.5	15.5	15.4	15.6	15.6	15.6

جدول ۴- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی از یک بلور پلاژیوکلاز در الترامافیک‌های ملاطالب (شمال‌باختری الیگودرز، لرستان) و فرمول ساختاری (بر پایه ۸ اتم اکسیژن در واحد فرمول ساختاری) و اعضای پایانی آن

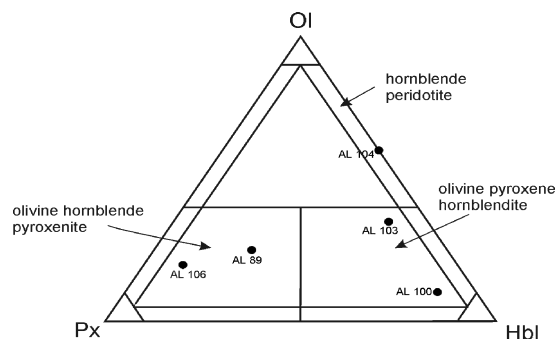
Sample No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	Total	Si	Ti	Al
AL89	45.5	0.00	34.7	0.03	0.00	18.2	1.32	0.02	0.02	100	2.10	0.00	1.89
AL89	45.5	0.00	34.6	0.07	0.00	18.2	1.39	0.01	0.00	100	2.10	0.00	1.88
AL89	46.0	0.01	34.4	0.10	0.00	18.1	1.41	0.00	0.03	100	2.12	0.00	1.87
Sample No.	Cr	Fe	Mn	Mg	Ni	Ca	Na	K	Total	Or	Ab	An	
AL89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.90	0.12	0.00	5.01	0.10	11.6	88.3	
AL89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.90	0.12	0.00	5.02	0.06	12.1	87.8	
AL89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.89	0.13	0.00	5.01	0.03	12.3	87.7	

سنگ‌نگاری

فراوانی دارند. الیوین و آمفیبول از کانی‌های شناسایی شده در هورنبلند پریدوتیت هستند؛ اما از آنجایی که این سنگ دچار دگرسانی بسیاری شده است، چه‌بسا فراوانی مودال به‌دست‌آمده برای این نمونه تا اندازه‌ای نادرست باشد. در کل، اسپینل، میکا و پلاژیوکلاز از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند (شکل ۳). الیوین به‌صورت میان‌بارهایی درون پیروکسن و آمفیبول دیده می‌شود (شکل‌های ۳-C و ۳-D).

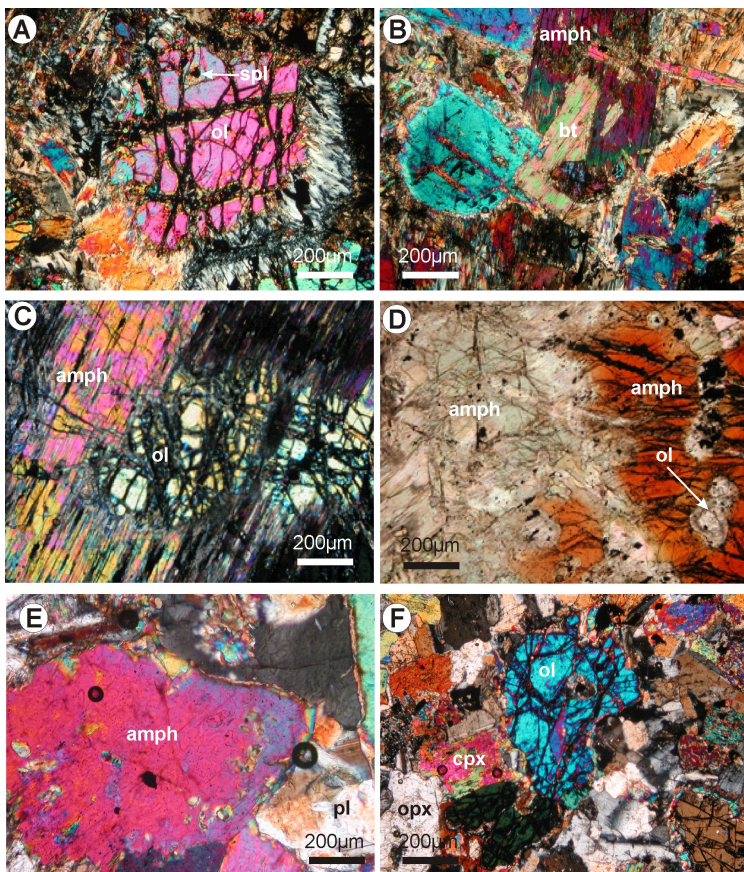
سنگ‌های الترامافیک بررسی شده دانه درشت تا دانه متوسط هستند و از دیدگاه سنگ‌شناسی، هورنبلند پریدوتیت تا الیوین پیروکسن هورنبلندیت و الیوین هورنبلند پیروکسنیت هستند (شکل ۲). ارتوپروکسن، کلینوپروکسن، الیوین و کمی آمفیبول از کانی‌های اصلی پیروکسنیت‌ها هستند. در هورنبلندیت‌ها آمفیبول بیشترین فراوانی را دارد و پس از آن الیوین و پیروکسن

کلریت) جایگزین شده‌اند. در پیروکسنیت‌ها، ارتوپیروکسن به صورت میانبار درون کلینوپیروکسن است و این ویژگی نشان‌دهنده تبلور زودهنگام است و این ویژگی در برابر کلینوپیروکسن است. از ویژگی‌های آشکار آمفیبول‌ها، بافت پویکیلیتیک آنهاست؛ به گونه‌ای که کانی‌های دیگر (الیون و پیروکسن) به صورت میانبار درون آنها دیده می‌شوند (شکل‌های ۳-C و ۳-D). آمفیبول‌ها رنگ قهوه‌ای دارند و در بخش‌های حاشیه‌ای سبز رنگ هستند (شکل ۳-D). ویژگی‌های سنگ‌نگاری سنگ‌های الترامافیک گویای آنست که این سنگ‌ها کومولایی هستند. الیون نخستین کانی اصلی تبلور یافته در این سنگ‌هاست. ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن کانی‌های بعدی تبلور یافته و آمفیبول‌ها فاز پایانی تبلور یافته به‌شمار می‌روند.



شکل ۲- فراوانی مودال کانی‌ها در الترامافیک‌های ملاطالب (شمال‌باختری الیگودرز، لرستان) در نمودار سه‌تایی رده‌بندی سنگ‌های الترامافیک (Streckeisen, 1976)

شکل الیون‌ها نامنظم است و بسیاری از آنها خوردگی خلیجی دارند. این ویژگی نشان‌دهنده هضم الیون در ماگمای دربردارنده آن است (Esna- Ashari and Sarjoughian, 2016). الیون‌ها بسیار تجزیه شده‌اند و با کانی‌های ثانویه (سرپانتین و



شکل ۳- تصاویرهای میکروسکوپی از الترامافیک‌های ملاطالب (شمال‌باختری الیگودرز، لرستان). (A) بلور الیون با میانبار اسپینل درون؛ (B) کانی فرعی بیوتیت؛ (C) بلورهای بی‌شکل الیون به صورت میانبارهایی درون آمفیبول؛ (D) آمفیبول‌های نوع قهوه‌ای و سبز به همراه میانبار الیون (بخش حاشیه‌ای آمفیبول قهوه‌ای با آمفیبول سبز پوشیده شده است)؛ (E) رویداد آمفیبول و پلاژیوکلاز در کنار هم؛ (F) بلورهای ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و آمفیبول که در کنار یکدیگر جای گرفته‌اند (همه تصاویرها در XPL هستند، مگر تصویر D که PPL است)

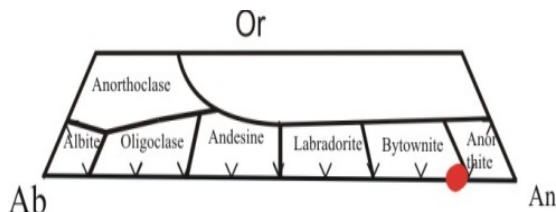
ترکیب شیمی کانی‌ها

پلاژیوکلاز

در این سنگ‌ها، پلاژیوکلازها فراوانی بسیار اندکی دارند. نامگذاری آنها برپایه نمودار آلبیت یا Ab (NaAlSi₃O₈) - آنورتیت یا An (CaAl₂Si₂O₈) - ارتوکلاز یا Or (KAlSi₃O₈) (Deer et al., 1991) انجام شده است. برپایه این رده‌بندی، ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های بررسی‌شده در محدوده بیتونیت است (شکل ۴).

آمفیبول

برای رده‌بندی آمفیبول‌ها، نمودار Leake و همکاران (۱۹۹۷) به کار برده شد. برپایه آن، آمفیبول‌ها از گروه آمفیبول‌های کلسیک بوده و ترکیب آنها از منیزیوهورنبلند تا چرمکیت است. دو نمونه از آمفیبول‌ها میزان سیلیسیم بیشتر داشته (نزدیک به ۷/۹ a.p.f.u) و در حاشیه بلورهای پیروکسن پدید آمده‌اند و ثانویه هستند. این آمفیبول‌ها که در نمونه‌های پیروکسنیتی هستند، پیامد فرایندهای ساب‌سولیدوس هستند و یکی از آنها نیز ترکیب ترمولیتی دارد (شکل ۵).



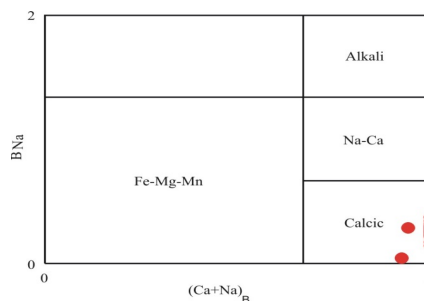
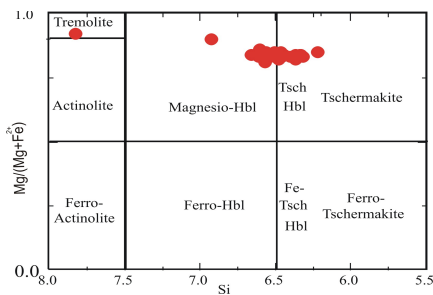
شکل ۴- پلاژیوکلاز درون الترامافیک‌های ملاطالب (شمال‌باختری الیگودرز، لرستان) نمودار رده‌بندی پلاژیوکلازها (Deer et al., 1991)

پیروکسن‌ها

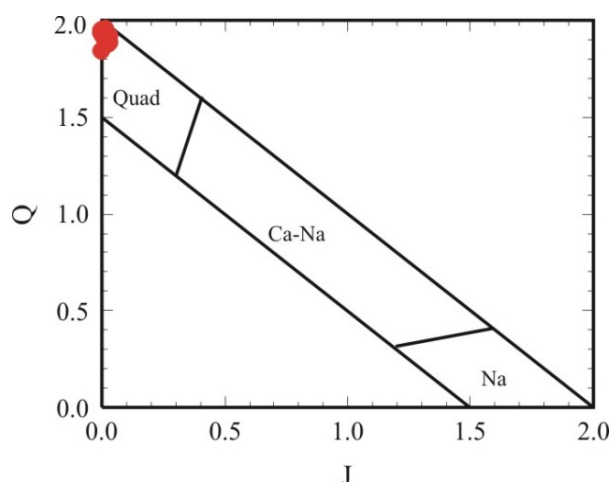
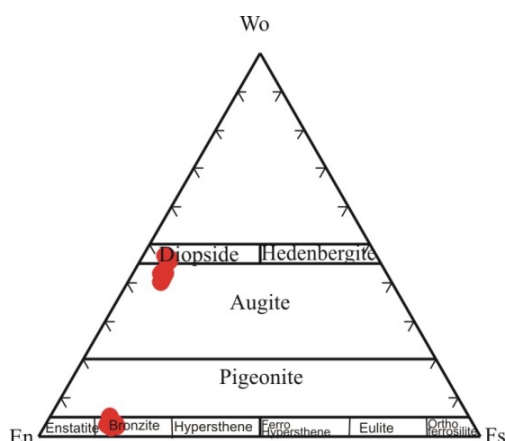
در نمودار $J=2Na$ در برابر $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$ (شکل ۶)، پیروکسن‌های بررسی‌شده در گستره ترکیبی پیروکسن‌های کلسیم- آهن- منیزیم (Quad) جای گرفته‌اند (Morimoto, 1988). برپایه اعضای پایانی پیروکسن (Fo, En, Wo)، ترکیب پیروکسن‌ها در دو گروه ارتوپروکسن و کلینوپروکسن است؛ به گونه‌ای که بیشتر کلینوپروکسن‌ها در محدوده اوزیت و شمار اندکی از آنها در محدوده دیوپسید جای گرفته‌اند. از سوی دیگر، ارتوپروکسن‌ها نیز در محدوده برونزیت هستند (شکل ۶). همچنین، میانگین عدد منیزیم در کلینوپروکسن‌ها برابر با ۰/۸۳ و در ارتوپروکسن‌ها برابر با ۰/۸۸ به دست آمده است. عدد منیزیم از مرکز به حاشیه تغییرات چندانی نشان نمی‌دهد و این نکته نشان‌دهنده تبلور در شرایط تعادلی است.

الیون

داده‌های تجزیه‌ای به دست آمده از بلورهای الیون نشان‌دهنده آنست که الیون تغییرات ترکیب شیمیایی کمابیش ثابتی دارد و ترکیب آن از کریزولیت تا ابتدای هیالوسیدریت متغیر است (Corneils and Cornelius, 1985) (شکل ۷). میانگین عدد منیزیم در بلورهای الیون نزدیک به ۰/۷۶ به دست آمده است و بررسی‌ها نشان می‌دهد در این الیون‌ها منطقه‌بندی دیده نمی‌شود.



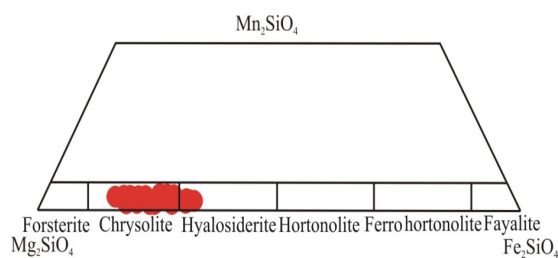
شکل ۵- آمفیبول درون الترامافیک‌های ملاطالب (شمال‌باختری الیگودرز، لرستان) در نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997)



شکل ۶- پیروکسن‌های درون الترامافیک‌های ملاطاب (شمال‌باختری الیگودرز، لرستان) در نمودارهای رده‌بندی پیروکسن‌ها (Morimoto, 1988)

سرشت ساب‌آلکان تا ساب‌آلکان - آلکان دارند (شکل ۸). همچنین، آمفیبول‌های وابسته به پهنه سوپراساداکشن (فرافرورانش)، میزان Na_2O کمتر از آمفیبول‌های وابسته به پهنه‌های درون صفحه‌ای است. از این‌رو، در نمودار Coltorti et al., 2007 (شکل ۸ - C)، آمفیبول‌های بررسی‌شده در گستره آمفیبول‌های سوپراساداکشن (S- Amp) جای گرفته‌اند.

به باور Le Bas (۱۹۶۲)، برپایه مقدار Si، Al و Ti در شبکه ساختاری پیروکسن، سری‌های ماگمایی از یکدیگر شناخته می‌شوند. بلورهای پیروکسن بررسی‌شده با میزان TiO_2 و Al_2O_3 کم و مقدار SiO_2 بالای نشان‌دهنده ماگمایی با ترکیب ساب‌آلکان و کالک‌آلکان هستند. همچنین، پیدایش ارتوپروکسن در این سنگ‌ها نیز درستی این نکته را نشان می‌دهد. در چنین ماگمایی، افزایش میزان سیلیس با کاهش آلومینیم در جایگاه چهارجبهی کلینوپروکسن همراه است و اختلاف بار یونی با مقدار کم تیتانیم در جایگاه هشت وجهی جبران می‌شود (شکل ۹).

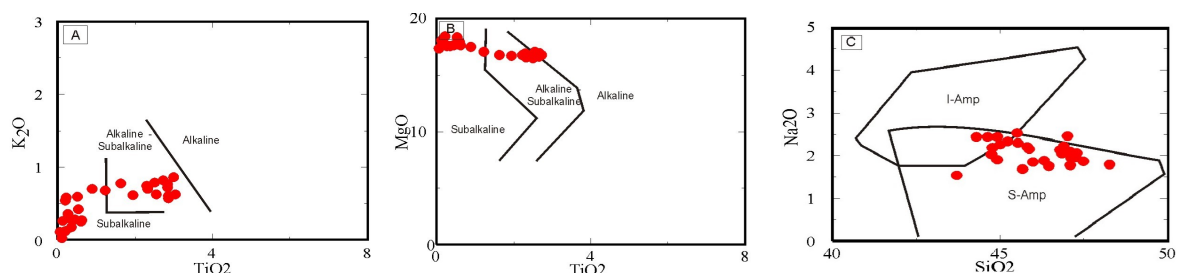


شکل ۷- الیون‌های درون الترامافیک‌های ملاطاب (شمال‌باختری الیگودرز، لرستان) در نمودار رده‌بندی الیون‌ها (Cornelius and Corneli, 1985)

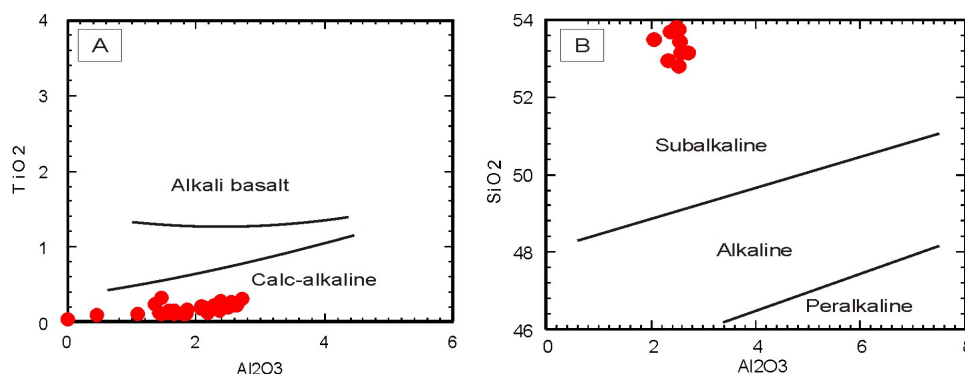
بحث

سرشت و پهنه زمین‌ساختی

ترکیب شیمیایی کانی‌ها به پهنه پیدایش ماگمای سازنده آنها وابسته است. از این‌رو، برای ارزیابی سرشت ماگما و پهنه ژئودینامیک پیدایش ماگما، ترکیب کانی‌ها به کار برده می‌شود. آمفیبول و پیروکسن از کانی‌هایی هستند که در بردارنده اطلاعات ارزشمندی در اینباره هستند. به همین‌رو، نمودار دو متغیره TiO_2 در برابر MgO و K_2O (Molina et al., 2009) به کار برده شد. شیمی آمفیبول‌ها روی این نمودار نشان می‌دهد سنگ‌های بررسی‌شده



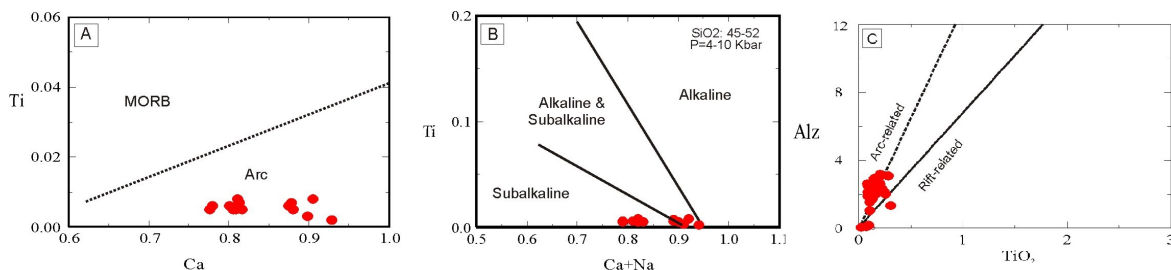
شکل ۸- سرشت الترامافیک‌های ملاطالب (شمال‌باختری الیگودرز، لرستان) برپایه شیمی آمفیبول. A، B) نمودارها برگرفته از Molina و همکاران (۲۰۰۹)؛ C) نمودارها برگرفته از Coltorti و همکاران (۲۰۰۷)؛ S- Amp: آمفیبول‌های وابسته به پهنه‌های فرافروانش (سوپراساداکنش)؛ I- Amp: آمفیبول‌های وابسته به پهنه‌های درون صفحه‌ای



شکل ۹- شناسایی سری ماگمایی الترامافیک‌های ملاطالب (شمال‌باختری الیگودرز، لرستان) برپایه شیمی پیروکسن در نمودارهای Al_2O_3 در برابر: (A: TiO_2 و B: SiO_2) (Le Base, 1962)

شکل‌های ۱۰-A و ۱۰-B). نمودار پیشنهادی Loucks (۱۹۹۰) برپایه تغییرات TiO_2 در برابر $Al^{IV} \times 100/2$ در ترکیب پیروکسن‌هاست و سنگ‌های وابسته به پهنه فرورانش را از سنگ‌های افیولیتی جدا می‌کند. در این نمودار نیز نمونه‌های بررسی شده در محدوده ماگماهای وابسته به پهنه فرورانش جای گرفته‌اند (شکل ۱۰-C).

Letterrier و همکاران (۱۹۸۲) نمودارهایی را برپایه تغییرات Ca در برابر Ti (با تغییراتی پس از Sun و Bertrand، ۱۹۹۱) و $Ca+Na$ در برابر Ti (با تغییراتی پس از Molina و همکاران، ۲۰۰۹) برای ترکیب شیمیایی پیروکسن پیشنهاد کرده‌اند. بیشتر نمونه‌های بررسی شده در این نمودارها در محدوده ساب‌آلکالن و پهنه فرورانش جای گرفته‌اند



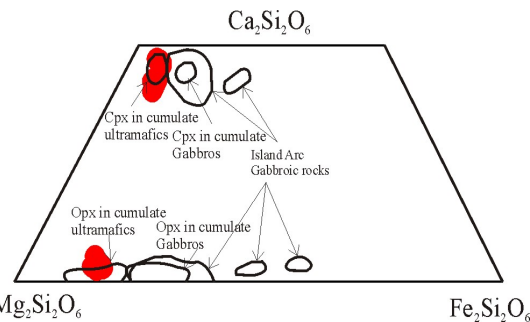
شکل ۱۰- سرشت و جایگاه زمین‌ساختی الترامافیک‌های ملاطالب (شمال‌باختری الیگودرز، لرستان) برپایه شیمی پیروکسن در نمودار تغییرات: A) Ca در برابر Ti (با تغییراتی پس از Sun و Bertrand، ۱۹۹۱)؛ B) $Ca+Na$ در برابر Ti (با تغییراتی پس از Molina و همکاران، ۲۰۰۹)؛ C) TiO_2 در برابر $(Al^{IV} \times 100/2) Alz$ (Loucks, 1990)

دماسنجی

از روش‌های متداول برای ارزیابی دما در سنگ‌های الترامافیک، بهره‌گیری از کانی‌های ارتوپروکسن، کلینوپروکسن، الیوین و اسپینل است. از پرکاربردترین روش‌های دماسنجی، به‌کارگیری ارتوپروکسن و کلینوپروکسن این سنگ‌هاست. این دماسنج برپایه جایگزینی انستاتیت و دیوپسید در پروکسن‌های تهی از کلسیم و سرشار از کلسیم است و به درجه دما Bertrand and Mercier, () حساسیت بالایی دارد (Taylor, 2000; Brey and Köhler, 1990; Nimis and 1985).

به باور Lindsley (۱۹۸۳)، میزان کلسیم در کلینوپروکسن‌ها با افزایش دما کاهش می‌یابد، با اینکه این عنصر با افزایش دما در ارتوپروکسن افزایش می‌یابد. از این‌رو، دماسنج ترسیمی انستاتیت- فروسیلیت- دیوپسید- هیدنبرژیت، برپایه ایزوترم‌های سولوس ارتوپروکسن و کلینوپروکسن‌های همزیست، در فشارهای ۱ تا ۱۵ کیلوبار پیشنهاد شده است. نمونه‌های بررسی شده در این نمودار چهارتایی، در فشار ۵ کیلوبار (نگاه: بخش فشارسنجی)، میزان دمای پیدایش نزدیک به ۸۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد در کلینوپروکسن و بیش از ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد در ارتوپروکسن ارزیابی می‌شود (شکل ۱۲- A). گفتنی است در این دماسنجی، مقادارهای انستاتیت، فروسیلیت و ولاستونیت باید بیشتر از ۹۰ درصد مولی باشد؛ همان‌گونه که در نمونه‌های بررسی شده این مقادارها به این میزان هستند. همچنین، برپایه نمودار سه‌تایی Ca- Mg- Al/2 (Nickel *et al.*, 1985)، دمای پیدایش کلینوپروکسن‌ها نزدیک به ۹۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد به دست می‌آید (شکل ۱۲- B).

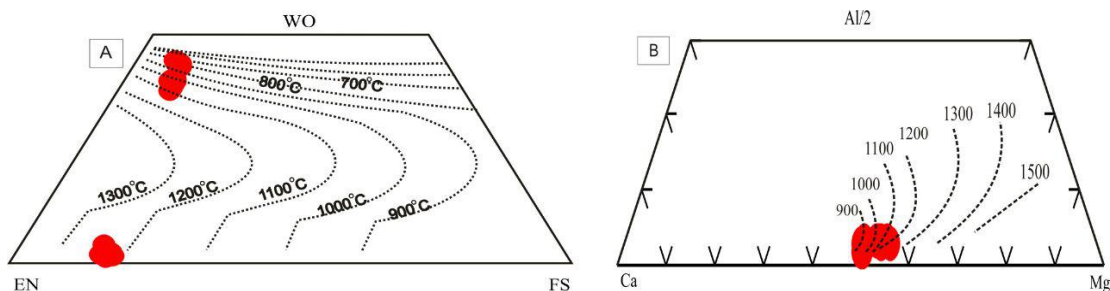
ترکیب پروکسن‌ها در نمودار سه‌تایی Di- En- Wo (Parlak, 2000) نشان می‌دهد این کانی‌ها سرشت کومولایی دارند و این موضوع با یافته‌های سنگ‌نگاری همخوانی دارد (شکل ۱۱). از این‌رو، سنگ‌های الترامافیک ملاطالب، کومولاهای جدایش‌یافته از ماگمای هستند که در پهنه فرورانش پدید آمده است.



شکل ۱۱- پروکسن‌های الترامافیک‌های ملاطالب (شمال‌باختری الیگودرز، لرستان) در نمودار سه‌تایی انستاتیت- ارتوفروسیلیت و ولاستونیت (Parlak, 2000)

شرایط فیزیکوشیمیایی

شناخت چگونگی پیدایش یک مجموعه آذرین درونی نیازمند ارزیابی شرایط فیزیکوشیمیایی هنگام پیدایش آن است. با یادداشتن این نکته که ترکیب کانی‌های سنگ‌های آذرین با ترکیب ماگمای مادر آنها وابستگی دارد، از ترکیب شیمیایی کانی‌ها (مانند: پروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز) برای ارزیابی شرایط فیزیکوشیمیایی (مانند: فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن) هنگام پیدایش ماگمای اولیه آن بهره گرفته می‌شود. ارزیابی شرایط فیزیکوشیمیایی سنگ‌های الترامافیک در تفسیر فرایندهای ژئودینامیکی نقش مهمی دارد (Altherr and Kalt, 1996; Brenker and Bery, 1997; Nestola, 2008).



شکل ۱۲- ارزیابی دمای پیدایش پیروکسن‌های درون الترامافیک‌های ملامالب (شمال‌باختری الیگودرز، لرستان) برپایه: (A) نمودار فراوانی ولاستونیت- انستاتیت - فروسیلیت (Lindsley, 1983)؛ (B) نمودار سه‌تایی Ca- Mg- Al/2 (Nickel *et al.*, 1985)

پیشنهاد کرده‌اند که به فشار وابسته هستند: (۱) برپایه میزان کلسیم در جایگاه M2 در کلینوپیروکسن (رابطه ۲) و (۲) برپایه جفت کانی کلینوپیروکسن- ارتوپیروکسن (رابطه ۳):

$$T_c^{Cpx} = \frac{33696 + 45 \cdot 45 \cdot P_{kbar}}{17 \cdot 61 - 8 \cdot 314 \cdot \ln\left(\frac{1 - X_{Ca}^{M2}}{0.95}\right) - 12 \cdot 13 \cdot (X_{Ca}^{M2})^2}$$

رابطه ۳:

$$T_c = \frac{36273 + 39 \cdot 9 \cdot P_{kbar}}{19 \cdot 31 - 8 \cdot 314 \cdot \ln K - 12 \cdot 15 \cdot (Ca_{Cpx}^s)^2}$$

$$Ca_{Cpx}^s = \frac{X_{Ca}^{M2}}{1 - X_{Na}^{M2}} + (-0.77 + 10^{-3} T_c^{Cpx}) \cdot \left(\frac{Fe_{tot}^{2+}}{Fe_{tot}^{2+} + Mg_{tot}} \right)$$

$$Ca_{Opx}^s = \frac{X_{Ca}^{M2}}{1 - X_{Na}^{M2}} \quad K = \frac{1 - Ca_{Cpx}^s}{1 - Ca_{Opx}^s}$$

با بهره‌گیری از این روش‌ها، میانگین دماهای به‌دست‌آمده نزدیک به ۱۲۰۰ °C و ۱۳۷۰ °C ارزیابی می‌شود. به نظر می‌رسد دماسنجی برپایه شیمی کلینوپیروکسن با روش‌های دیگر هم‌پوشانی دارد و منطقی‌تر باشد.

Brey و Köhler (۱۹۹۰) برپایه دماسنج پیشنهادی Bertrand و Mercier (۱۹۸۵) و تصحیح آهن در پیروکسن کلسیم‌دار، رابطه دیگری برپایه شیمی کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن همزیست پیشنهاد کردند که به فشار وابسته است (رابطه ۴). برپایه این دماسنج، میانگین دمای نزدیک به ۱۰۷۰ °C برای پیروکسن‌ها به‌دست آمد.

از روش‌های پر کاربرد دیگر، روش‌های دماسنجی برپایه جفت کانی کلینوپیروکسن- ارتوپیروکسن (شکل ۳-F) است که برخی از آنها به فشار وابسته و یا به فشار ناوابسته هستند. این دماسنجی‌ها معمولاً برپایه توزیع کلسیم و سدیم میان ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن پیشنهاد شده‌اند (Wood and Banno, 1973; Nehru and Wyllie, 1974; Brey and Köhler, 1990).

نخست Wood و Banno (۱۹۷۳)، برپایه جفت کانی کلینوپیروکسن- ارتوپیروکسن و برپایه انحلال‌پذیری دیوپسید- انستاتیت و میزان Fe^{2+} در هنگام پایان‌یافتن امتزاج ارتوپیروکسن- کلینوپیروکسن، روش دماسنجی را پیشنهاد کردند که به فشار وابسته نبود. با این روش دماسنجی (رابطه ۱)، میانگین دما نزدیک به ۱۱۲۰ °C به‌دست آمد. دقت این روش نزدیک به ۶۰ درجه سانتیگراد گزارش شده است (Capedri *et al.*, 1976).

رابطه ۱:

$$T_c = \frac{(V \cdot (P_{kbar} - 1)) - 4207}{\left(\frac{R}{4 \cdot 184} \cdot \ln(OM)\right) - 2 \cdot 69} - 273 \cdot 15$$

$$OM = \frac{X_{Mg}^{M1} \cdot X_{Al}^{M1} \cdot (X_{Mg}^{M2})^2}{X_{Pyr}^3}$$

Bertrand و Mercier (۱۹۸۵) دو روش برای ارزیابی دمای تبلور پیروکسن در شرایط تعادلی

رابطه ۴:

$$T_c = \frac{23664 + P_{\text{kbar}} \cdot (24.9 + (126.3 \cdot \text{Fe}_{\text{Cpx}}^{\#}))}{13.38 + (\text{Ln}K_D)^2 + (11.59 \cdot \text{Fe}_{\text{Opx}}^{\#})} - 273.15$$

$$K_D = \frac{1 - \text{Ca}_{\text{Cpx}}^+}{1 - \text{Ca}_{\text{Opx}}^+} \quad \text{و} \quad \text{Fe}_{\text{Pxx}}^{\#} = \frac{\text{Fe}_{\text{tot}}^{2+}}{\text{Fe}_{\text{tot}}^{2+} + \text{Mg}_{\text{tot}}} \quad \text{و} \quad \text{Ca}_{\text{Pxx}}^+ = \frac{\text{Ca}_{\text{Cpx}}}{1 - \text{Na}_{\text{Cpx}}}$$

در جفت کانی کلینوپيروكسن-اليوين (شكل ۳-۳)، آهن ترجیحاً به ساختار اليوين افزوده می‌شود و ضریب جدایش Fe/Mg میان اليوين و کلینوپيروكسن به دما وابسته است؛ از این رو، این کانی‌ها برای داماسنجی کاربرد دارند. برپایه این نکته، Powell و Powell (۱۹۷۴) داماسنجی را پیشنهاد کردند که به فشار وابسته است (رابطه ۵) و برپایه آن، میانگین دمای نزدیک به ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد به دست آمد. به باور Kuijper (۱۹۹۱)، این داماسنجی برپایه کاتیون‌های آهن و آلومینیم است و دقت چندانی ندارد و معمولاً دما را تا ۱/۵ درصد کمتر از دمای واقعی نشان می‌دهد. این پدیده در داده‌های به دست آمده نیز دیده می‌شود.

رابطه ۵:

$$T_c = \frac{-\left(2 \cdot X_{\text{Mn}}^{3+} \cdot (920000 + 3.6 \cdot P_{\text{kbar}})\right) - (0.0435 \cdot (P_{\text{kbar}} - 1)) + 10100}{8 + \frac{R}{4.184} \cdot \text{Ln}K_D - 714 \cdot 2 \cdot X_{\text{Mn}}^{3+}} - 273.15$$

$$K_D = \frac{\text{Mg}_{\text{Ox}} \cdot \text{Fe}_{\text{Mn-Cpx}}^{2+}}{\text{Mg}_{\text{Mn-Cpx}} \cdot \text{Fe}_{\text{Ox}}^{2+}}$$

Vannier و Berger (۱۹۷۸) (رابطه ۶) و

Povdin (۱۹۸۸) (رابطه ۷) داماسنجی‌های دیگری را برپایه توزیع نیکل-منیزیم میان جفت کانی اليوين-ارتوپيروكسن پیشنهاد کرده‌اند که به فشار وابسته نیستند. برپایه این روش‌ها، میانگین دمای پیدایش پيروكسن نزدیک به ۱۱۷۵°C و ۱۱۷۲ به دست آمد.

رابطه ۶:

$$T_c = \frac{3820}{\text{Ln}K_D + 1.822} - 273.15$$

$$K_D = \frac{\text{Ni}_{\text{Ox}} \cdot \text{Mg}_{\text{Opx}}}{\text{Mg}_{\text{Ox}} \cdot \text{Ni}_{\text{Opx}}}$$

رابطه ۷:

$$T_c = \frac{3801}{\text{Ln}K_D + 1.815} - 273.15$$

Putirka (۲۰۰۸) برپایه ترکیب

کلینوپيروكسن-مذاب (رابطه ۸) و ارتوپيروكسن و کلینوپيروكسن (رابطه ۹) رابطه‌های دیگری را پیشنهاد کرد. برپایه این رابطه‌ها، میانگین دماهایی نزدیک به ۱۱۰۰°C و ۱۰۰۰°C به دست آمد. همچنین، این پژوهشگر، برپایه شیمی پلاژیوکلاز و ترکیب مذاب، رابطه دیگری را نیز پیشنهاد کرد (رابطه ۱۰). با به کارگیری این رابطه، میانگین دمای نزدیک به ۹۷۰ درجه سانتیگراد به دست آمد. گفتنی است ترکیب مذاب در تعادل با کلینوپيروكسن و پلاژیوکلاز که در این روش‌ها به کار برده شده است، بونینیتی است و ماگمای مادر این کانی‌ها دانسته شده است (Esna-Ashari et al., 2016).

رابطه ۸:

$$\frac{10^4}{T(\text{K})} = 7.53 - 0.14 \ln \left(\frac{X_{\text{Jd}}^{\text{Cpx}} X_{\text{CaO}}^{\text{liq}} X_{\text{Fm}}^{\text{liq}}}{X_{\text{DiHd}}^{\text{Cpx}} X_{\text{Na}}^{\text{liq}} X_{\text{Al}}^{\text{liq}}} \right) + 0.07 (H_1 -$$

$$-0.08 \ln (X_{\text{TiO}_2}^{\text{liq}}) - 3.62 (X_{\text{NaO}_{n5}}^{\text{liq}} + X_{\text{KO}_{n5}}^{\text{liq}}) -$$

رابطه ۹:

$$\frac{10^4}{T(^{\circ}\text{C})} = 11.2 - 1.96 \ln \left(\frac{X_{\text{EnFs}}^{\text{Cpx}}}{X_{\text{EnFs}}^{\text{Opx}}} \right) - 3.3 (X_{\text{Ca}}^{\text{Cpx}}) - 25.8 ($$

رابطه ۱۰:

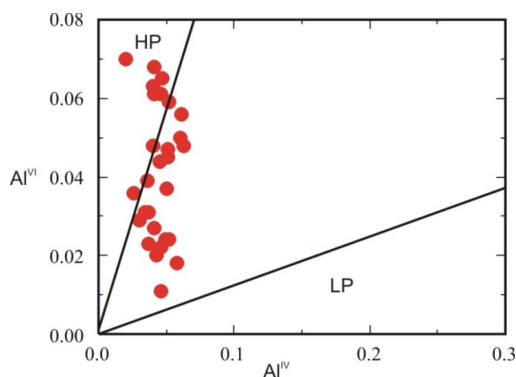
$$\frac{10^4}{T(\text{K})} = 6.4706 + 0.3128 \ln \left[\frac{X_{\text{An}}^{\text{pl}}}{X_{\text{CaO}}^{\text{liq}} (X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}})^2} \right] (X_1$$

$$+ 4.872 (X_{\text{TiO}_2}^{\text{liq}}) + 1.5346 (X_{\text{Al}}^{\text{pl}})^2 + 8.66$$

از روش‌های دیگر برای داماسنجی سنگ‌های کالک‌آلکالن، روش داماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز است (Holland and Blundy, 1994).

البته اگر آمفیبول ترکیب اکتینولیتی نداشته و در کنار پلاژیوکلاز و در تعادل با آن پدید آمده باشد (شكل ۳-۳؛ رابطه ۱۱). این داماسنجی در

کلینوپیروکسن‌های سرشار از آلومینیم در فشار کمتری در برابر نمونه‌های تهی از آلومینیم پدید می‌آیند (Foley and Venturelli, 1989; Liu *et al.*, 2000). از آنجایی که میزان آلومینیم در نمونه‌های بررسی شده در برابر دیگر سنگ‌های آذرین متداول پوسته‌ای نسبتاً کم است، پس پیروکسن‌ها در فشار بالاتری پدید آمده‌اند (Zhu and Ogasawara, 2004). همچنین، میزان آلومینیم در کلینوپیروکسن با سیلیس رابطه وارونه دارد و با افزایش سیلیس، میزان آلومینیم کاهش می‌یابد (Xu *et al.*, 2004). افزون‌بر این، میزان فشار در توزیع آلومینیم در جایگاه اکتاهدردی و تراهدردی در ساختار پیروکسن نقش مهمی دارد؛ به‌گونه‌ای که هر چه فشار در هنگام تبلور پیروکسن بالاتر باشد، میزان آلومینیم تراهدردی در ساختار پیروکسن بیشتر می‌شود (Putirka *et al.*, 2003). از این‌رو، فشارسنجی برپایه توزیع آلومینیم در جایگاه اکتاهدردی و تراهدردی ساختار پیروکسن انجام می‌شود. همان‌گونه که در شکل ۱۳ دیده می‌شود، نمونه‌های بررسی شده، در برابر دیگر سنگ‌های متداول پوسته‌ای، در گستره سنگ‌های آذرین فشار متوسط تا بالا جای گرفته‌اند.



شکل ۱۳- ارزیابی میزان فشار برای الترامافیک‌های ملاطالب (شمال‌باختری الیگودرز، لرستان) برپایه توزیع آلومینیم در جایگاه اکتاهدردی و تراهدردی ساختار پیروکسن (Aoki and Shiba, 1973)

سنگ‌های آذرین و دگرگونی کوارتزار و بی‌کوارتز، پلاژیوکلاز با $An < 0.92$ و آمفیبول‌هایی با $Si \leq 7/8$ (a.p.f.u.) کاربرد دارد. برپایه کاربرد این روش، میانگین دمای پیدایش جفت کانی آمفیبول- پلاژیوکلاز نزدیک به $880^\circ C$ به دست آمد.

رابطه ۱۱:

$$T[\pm 313 K] = \frac{81.44 - 33.6X_{Na}^{M4} - (.66.88 - 2.92P[kbar])}{0.0771 - 0.0083144 \ln \left(\frac{27X}{\dots} \right)}$$

پیروکسن تقریباً در همه سنگ‌های الترامافیک هست و تنها در پریدوتیت‌ها دیده نمی‌شود. در این سنگ‌ها که دگرسانی گسترده است، باور بر اینست که پیروکسن نخستین به کانی‌های ثانویه تجزیه شده است. از این‌رو، به نظر می‌رسد دمای تبلور سنگ‌های الترامافیک هم‌زمان با پیدایش پیروکسن بوده است. دماهای به دست آمده از روش‌های گوناگون نیز نشان می‌دهند دمای تبلور این سنگ‌ها از ۱۰۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد بوده است. البته دماسنجی آمفیبول- پلاژیوکلاز دمای کمتری را نشان می‌دهد و می‌توان دریافت که بلورهای آمفیبول در دماهای کمتری پدید آمده‌اند. این موضوع با بررسی‌های پیشین که روی این سنگ‌ها انجام شده همخوانی دارد؛ به‌گونه‌ای که آمفیبول‌ها با کانی‌های کهن‌تر (مانند: الیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن) در تعادل نیستند و با یک مرحله تاخیر درون این سنگ‌ها پدید آمده‌اند (Esna-Ashari *et al.*, 2016). همچنین، ماگمای مادر آمفیبول‌ها همان ماگمایی است که گرانودیوریت‌های منطقه را پدید آورده است. این ماگما به درون سنگ‌های الترامافیک نفوذ کرده، در پی برهم‌کنش مذاب- سنگ، ترکیب ماگمای نفوذی را تغییر داده و در پایان، تبلور آمفیبول‌ها را در پی داشته است (Esna-Ashari *et al.*, 2016).

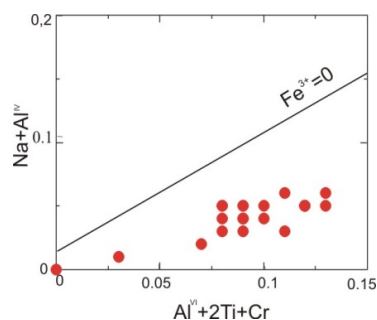
فشارسنجی

میزان Al_2O_3 در پیروکسن به فشار تبلور وابستگی کامل دارد به‌گونه‌ای که

سنگ‌های الترامافیک کمتر از گرانیتوئیدها باشد؛ زیرا همان‌گونه که در بخش پایانی این مقاله (نقش دما و فشار در پیدایش ماگماتیسیم بونینیتی) به آن پرداخته شده، پیدایش این دو گروه سنگ در دو بازه زمانی متفاوت و در شرایط متفاوت فرورانش روی داده است.

ارزیابی فوگاسیته اکسیژن

از فاکتورهای مهم برای شناسایی شرایط فیزیکوشیمیایی هنگام تبلور سنگی نفوذی، ارزیابی فوگاسیته اکسیژن است. برپایه کانی‌های همایند (پاراژنز) و ترکیب شیمی برخی کانی‌ها میزان فوگاسیته اکسیژن ماگما به گونه تقریبی به دست آورده می‌شود. فوگاسیته اکسیژن به میزان آهن سه‌ظرفیتی محیط پیدایش پیروکسن‌ها بستگی دارد. برپایه نمودار Schweitzer *et al.*, (Na+Al^{IV}) در برابر Al^{VI}+2Ti+Cr (1979)، میزان فوگاسیته اکسیژن به دست آورده می‌شود (شکل ۱۴). این نمودار برپایه موازنه Al در جایگاه تتراهدری با Al و Cr³⁺ در جایگاه اکتاهدری است.



شکل ۱۴- ارزیابی فوگاسیته اکسیژن در محیط پیدایش کلینوپیروکسن‌های الترامافیک‌های ملاطالب (شمال‌باختری الیگودرز، لرستان) (Schweitzer *et al.*, 1979)

در ترکیب پیروکسن‌ها عنصر Fe³⁺ جانشین عنصرهای سه‌ظرفیتی (مانند: Al^{VI}، Ti و Cr) در جایگاه اکتاهدری می‌شود؛ از این رو، فراوانی Fe³⁺ در پیروکسن‌ها به میزان Al^{VI} بستگی دارد و

از آنجایی که سنگ‌های بررسی شده خاستگاه گوشته‌ای دارند، می‌توان چنین پنداشت که فشار به دست آمده برای آنها با فشار در بخش‌های زیرین پوسته همخوانی دارد.

با بهره‌گیری از فشار سنجی پلاژیوکلاز- کلینوپیروکسن (Ellis, 1980) که برپایه میزان Ca در کلینوپیروکسن و میزان آنورتیت در پلاژیوکلاز پیشنهاد شده است (رابطه ۱۲)، میانگین فشار پیدایش نمونه‌ها نزدیک به ۵/۳ کیلو بار برآورد شد.

رابطه ۱۲:

$$P_{\text{bar}} = \frac{A-B}{0.349}$$

$$A = 5360 + T_K \cdot (2.9876 + 1.9872 \cdot \ln K_D) + 12.864 \cdot X_{\text{Ca}}^{M2} \cdot (1 - X_{\text{Ca}}^{M2})$$

$$B = 26.885 \cdot (X_{\text{Ca}}^{M2} \cdot (1 - X_{\text{Ca}}^{M2}))^2 - X_{\text{Ab}} \cdot X_{\text{An}} \cdot (967 + 715 \cdot (X_{\text{Ab}} - X_{\text{An}}))$$

$$K_D = \frac{a_{\text{Ca-Ts}}}{a_{\text{An}}^{\#}}$$

Putirka (۲۰۰۸) نیز برپایه جفت کانی

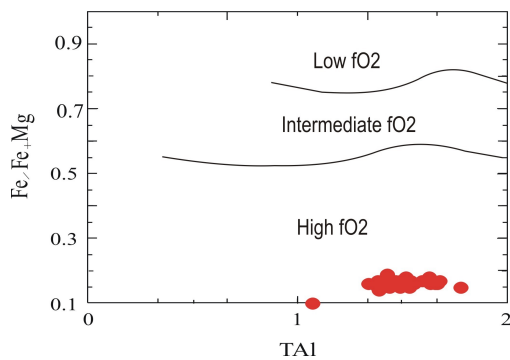
کلینوپیروکسن- ارتوپیروکسن رابطه‌ای را برای ارزیابی فشار پیدایش پیروکسن پیشنهاد کرد (رابطه ۱۳) که برپایه آن، میزان فشار نزدیک به ۶/۴ کیلو بار به دست آمد.

رابطه ۱۳:

$$P(\text{kbar}) = -94.25 + 0.045T(^{\circ}\text{C}) + 187.7 \left(X_{\text{Al(VI)}}^{\text{opx}} \right)$$

$$- 212.5 (X^{\text{opx}}) + 127.5 (X^{\text{opx}}) - \frac{1.66}{60}$$

فشارسنجی‌های انجام‌شده، میانگینی نزدیک به ۵/۸۵ کیلو بار را نشان می‌دهند و اگر فشار در هنگام تبلور این سنگ‌ها برابر با فشار لیتوستاتیک بوده باشد، برپایه رابطه $P=\rho gh$ و چگالی میانگین نزدیک به ۲/۷ گرم بر سانتیمتر مکعب، ژرفای جایگزینی سنگ‌های الترامافیک نزدیک به ۱۷ کیلومتر ارزیابی می‌شود. بررسی‌هایی که روی گرانیتوئیدهای منطقه انجام شده‌اند نیز نشان‌دهنده پیدایش آنها در ژرفای کمتر از ۳۰ کیلومتری پوسته هستند (Esna-Ashari and Hassanzadeh, 2014). روشن است که ژرفای پیدایش



شکل ۱۵- ارزیابی فوگاسیته اکسیژن در ماگمای مادر آمفیبول‌های الترامافیک‌های ملاطالب (شمال‌باختری الیگودرز، لرستان) بر پایه شیمی آمفیبول‌ها (Anderson and Smith, 1995)

نقش دما و فشار در پیدایش ماگماتیسیم بونینیتی

همان‌گونه‌که پیش از این گفته شد، مجموعه الترامافیک بررسی‌شده از ماگمایی بونینیتی متبلور شده است (Esna-Ashari *et al.*, 2016). رویداد ماگمای بونینیتی در بخش‌های دیگر پهنه سنندج- سیرجان نیز گزارش شده است (Monsef *et al.*, 2011). بونینیت‌ها سنگ‌های اسرارآمیزی هستند که خاستگاه گوشته‌ای دارند و در پهنه‌های فرورانش پدید می‌آیند (مانند: Crawford و همکاران، ۱۹۸۹). ماگمای بونینیتی در پی ذوب بخش‌هایی از گوشته بالایی پدید می‌آید که ترکیب بسیار دیرگداز دارند. از آنجایی‌که سنگ خاستگاه آنها ترکیب دیرگداز دارد، ذوب آنها و پیدایش ماگمای بونینیتی به آسانی روی نمی‌دهد. از این‌رو، ماگماهای بونینیتی در شرایط ویژه‌ای پدید می‌آیند که چه‌بسا این شرایط در همه پهنه‌های فرورانش فراهم نباشد. این ماگماها در ژرفای کمتر از ۵۰ کیلومتری زمین و در شرایط دمایی بیش از ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد پدید می‌آیند (مانند: Falloon و Crawford، ۱۹۹۱). الگوهای دمایی توزیع دما در پهنه‌های فرورانش نشان می‌دهند در محیط عادی فرورانش و در چنین ژرفایی از گوشته، اینچنین دمای بالایی فراهم نیست (Crawford *et al.*, 1989; Falloon and Crawford, 1991; König *et al.*,

به‌گفته دیگر، به موازنه آلومینیم در جایگاه تتراهدری و اکتاهدری وابسته است. پس هرچه Al بیشتری به جایگاه تتراهدری افزوده شود، عنصرهای سه‌ظرفیتی دیگر (مگر آلومینیم؛ مانند Fe^{3+}) به جایگاه اکتاهدری آسان‌تر افزوده می‌شوند. از این‌رو، نمونه‌هایی که در بالای خط $Fe^{3+} = 0$ جای گرفته‌اند، نشان‌دهنده پیروکسن‌های پدیدآمده در فوگاسیته اکسیژن بالا هستند؛ اما نمونه‌هایی که در زیر این خط جای گرفته‌اند، در محیطی با فوگاسیته کم در هنگام تبلور پدید آمده‌اند. همان‌گونه‌که دیده می‌شود، همه نمونه‌ها در محدوده زیرین خط $Fe^{3+} = 0$ جای گرفته‌اند و این نکته نشان‌دهنده فوگاسیته اکسیژن کم در این سنگ‌هاست (شکل ۱۴).

از آنجایی‌که در فوگاسیته اکسیژن کم، مقدار آهن فریک صفر یا آنچنان کم است که مگنتیت پدید نمی‌آید، پس FeO در مایع انباشته می‌شود و با تبلور الیوین و پیروکسن سرشار از آهن، جبران می‌شود. بلورهای الیوین با عدد منیزیم کم نشان‌دهنده درستی این گفته هستند.

Anderson و Smith (۱۹۹۵) بر پایه ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها، از دیدگاه فوگاسیته اکسیژن محیط را به ۳ بخش فوگاسیته اکسیژن کم، فوگاسیته اکسیژن متوسط و فوگاسیته اکسیژن بالا رده‌بندی کرده‌اند. همان‌گونه‌که در شکل ۱۵ دیده می‌شود، آمفیبول‌ها همگی در محدوده فوگاسیته اکسیژن بالا هستند. مقایسه فوگاسیته اکسیژن ماگمای مادر پیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها نشان‌دهنده تفاوت شرایط پیدایش این دو دسته کانی است. این نکته نشان می‌دهد خاستگاه آمفیبول‌ها و پیروکسن‌ها از دو ماگمای متفاوت بوده است.

فرورانش ستبرای اندکی دارد؛ اما کم کم با ادامه فرایند فرورانش بر ستبرای پوسته در این بخش افزوده می‌شود (مانند: Stern, ۲۰۰۲). برپایه بازه زمانی ۱۰ میلیون ساله که میان پیدایش بونینیت و سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه پیشنهاد شده است (Esna-Ashari *et al.*, 2016)، منطقی است که گفته شود در هنگام پیدایش بونینیت‌ها، ستبرای پوسته اندک بوده است؛ اما تا هنگام پیدایش گرانیتوئیدها کم‌کم ستبرای پوسته افزایش پیدا کرده است.

نتیجه‌گیری

بررسی‌های سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های سنگ‌های الترامافیک نشان می‌دهد این سنگ‌ها سرشت ساب‌آلکان و کالک‌آلکان دارند و یا به گفته دیگر، در پهنه فرورانش پدید آمده‌اند. از آنجایی که این سنگ‌ها بونینیتی هستند و هنگام آغاز فرورانش نئوتتیس پدید آمده‌اند، پس برای نخستین بار در این مقاله، داده‌های به‌دست آمده، شرایط فیزیکوشیمیایی در پهنه سنندج- سیرجان در هنگام آغاز فرورانش (تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین) را نشان می‌دهند. بررسی‌های دما- و فشارسنجی انجام‌شده روی کانی‌های الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول نشان می‌دهد این کانی‌ها در دمای نزدیک به ۱۲۰۰-۱۰۰۰ درجه سانتیگراد، فشار نزدیک به ۵/۸۵ کیلوبار و در ژرفای نزدیک به ۱۷ کیلومتری پدید آمده‌اند. از آنجایی که پهنه سنندج- سیرجان پیامد فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی است، چنین دمای بالایی در پهنه فرورانش و در بخش گوّه گوشته‌ای تنها زمانی پذیرفتنی است که فرایند فرورانش در مراحل آغازین خود باشد. در چنین شرایطی امکان بالآمدن سست‌کره از کنار

(2010). شرایط دما- فشار پیدایش سنگ‌های بررسی شده با این شرایط غیرعادی کاملاً همخوانی دارد؛ به‌گونه‌ای که فشارسنجی‌های انجام‌شده نشان می‌دهند ژرفای پیدایش پیروکسن در ماگما در نزدیک به ۱۷ کیلومتری بوده است و دمای پیدایش نیز نزدیک به ۱۲۰۰-۱۰۰۰ درجه سانتیگراد برآورد می‌شود. حال آنکه به باور Falloon و Crawford (۱۹۹۱)، در پهنه فرورانش طبیعی و در ژرفای کمتر از ۲۵ کیلومتر، دمای گوّه گوشته‌ای باید کمتر از ۸۰۰ درجه سانتیگراد باشد. آغاز فرورانش می‌تواند به‌گونه‌ای باشد که دما در گوّه گوشته‌ای به‌گونه چشمگیری افزایش یابد. از آنجایی که بونینیت‌ها سنگ‌هایی هستند که بیشتر در هنگام آغاز فرورانش پدید می‌آیند، با آغاز فرایند فرورانش و آغاز نفوذ پوسته اقیانوسی به درون سست‌کره، شرایط ژئودینامیکی تغییر یافته است؛ به‌گونه‌ای که بالآمدن سست‌کره از کنار پوسته فرورانده و جایگیری آن در کنار گوّه گوشته‌ای فراهم می‌شود. بالآمدن آستوسفر از کنار پوسته فرورانده عاملی است که افزایش چشمگیر دما در ناحیه گوّه گوشته‌ای را در پی دارد (مانند: Crawford و همکاران، ۱۹۸۹). از آنجایی که گوّه گوشته‌ای سرشت دیرگدازی دارد، افزایش دما به تنهایی توانایی ذوب این بخش از گوشته را ندارد؛ از این رو، مواد فرار نیز باید به آن افزوده شوند. از ویژگی‌های روشن ماگماتیسم بونینیتی افزوده شدن مقدار فراوانی سیال‌های برخاسته از پوسته فرورانده به گوّه گوشته‌ای است (مانند: Stern, ۲۰۰۲). افزوده شدن این سیال‌ها به گوّه گوشته‌ای، ذوب را آسان می‌کند و ذوب گسترده بخش‌هایی از گوشته که سرشت بسیار دیرگداز دارند را در پی دارد. مذاب پدیدآمده در چنین شرایطی، ماگما سرشت بونینیتی داشته است و تبلور بخشی آن، انباشتگی بلورهایی را در پی خواهد داشت که امروزه در منطقه بررسی شده نیز دیده می‌شوند. ناحیه پیشانی کمان (forearc) در هنگام آغاز

بررسی‌های پیشین روی این سنگ‌ها همخوانی دارد و نشان‌دهنده تبلور دیرهنگام آمفیبول‌ها از ماگمایی است که دمای آن کمتر بوده است.

سپاس‌گزاری

از پروفیسور Massimo Tiepolo برای تلاش‌های‌شان در انجام تجزیه‌های شیمیایی و همچنین، از آقای دکتر جمشید حسن‌زاده برای راهنمایی‌های ارزنده‌شان هنگام بررسی‌هایی که در این منطقه انجام شد، سپاس‌گزاری می‌شود. از دانشگاه پیام‌نور که بخشی از هزینه‌های این پژوهش را پذیرفته است سپاس‌گزاری می‌شود.

پوسته فروراننده و جایگیری آن در کنار گوه گشته‌ای فراهم است. افزایش چشمگیر دما که در پی این فرایند روی می‌دهد، به‌همراه جدایش سیال‌های پوسته فروراننده و افزوده‌شدن این سیال‌ها به گوه گشته‌ای، شرایط لازم برای ماگماتیسم بونینیتی را فراهم کرده است. دما- فشارسنجی انجام‌شده در این مقاله گویای آن است که الیوین و پیروکسن از کانی‌هایی هستند که در دمای بالا، هنگام ماگماتیسم بونینیتی و در مراحل آغازین فرورانش متبلور شده‌اند و آمفیبول‌ها در دمای کمتری پدید آمده‌اند. این نکته با

منابع

- Agard, A., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monte, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction- dominated process. *Geological Magazine* 148: 692–725.
- Altherr, R. and Kalt, A. (1996) Metamorphic evolution of ultrahigh- pressure garnet peridotites from the Variscan Vosges Mts, France. *Chemical Geology* 134: 27- 47.
- Anderson, J. L. and Smith, D. R. (1995) The effects of temperature and fO_2 on the Al- in- hornblende barometer. *American Mineralogist* 80: 549- 559.
- Aoki, K. and Shiba, I. (1973) Pyroxene from Iherzolite inclusions of Itinomegata, Japan. *Lithos* 6: 41–51.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B. and Zeda, O. (1989) Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology* 77: 165– 182.
- Berger, E. and Vannier, M (1978) Un geothermometre reposant sur le partage du nickel et du magnesium entre olivine et orthopyroxene: Application a l'etude des peridotites *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris*, 286, Serie D, 733- 736.
- Bertrand, P. and Mercier J- C. C. (1985) The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? *Earth and Planetary Science Letters* 76: 109–122.
- Brenker, F. E. and Bery, G. P. (1997) Reconstruction of the exhumation path of the Alpe Arami garnetperidotites body from depths exceeding 160 km. *Journal of Metamorphic Geology* 15: 581- 592.
- Brey, G. P. and Köhler, T. (1990) Geothermobarometry in four- phase Iherzolites II: New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31: 1353- 1378.
- Capedri, S., Gomes, C. B., Rivalenti, G. and Ruberti, E. (1976) Pyroxenes and Olivines as Indicators of the Petrological Evolution of the Ivrea- Verbano Basic Formation (Italian Western Alps). *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 23: 175- 190.

- 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.
- Corneils, K. and Cornelius, S. H. (1985) *Manual of mineralogy*. John Wiley and Sons, New York.
- Crawford, A. J., Falloon, T. J. and Green, D. H. (1989) Classification, petrogenesis, and tectonic setting of boninites. In: *Boninites and Related Rocks* (Ed. Crawford, A. J.) 1–49. Unwin-Hyman, London.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman J. (1991) *An introduction to the Rock forming minerals*. 17th edition, Longman.
- Ellis, D. J. (1980) Osumilite- sapphirine- quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: conditions of metamorphism, implications for garnet- cordierite equilibria and the evolution of the deep crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 74: 201- 210.
- Esna-Ashari, A. (2011) *Petrology and geochemistry of granitoid complex located north and northwest of Aligoodarz area, Sanandaj- Sirjan zone, western Iran*. Ph.D. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Esna-Ashari, A. and Hassanzadeh, J. (2014) Arc- type magmatism in middle sector of the Sanandaj- Sirjan Zone (western Iran) and geochemical characteristics of the granitoids of this area. *Quarterly Iranian Journal of Geology* 8(30): 96- 85 (in Persian).
- Esna-Ashari, A. and Sarjoughian, F. (2016) The origin of olivine in Molataleb ultramafic rocks and the role of olivine on magma evolution. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 24(1): 145- 154 (in Persian).
- Esna-Ashari, A., Hassanzadeh, J. and Valizadeh, M. V. (2011) Geochemistry of microgranular enclaves in Aligoodarz Jurassic arc pluton, western Iran: implications for enclave generation by rapid crystallization of cogenetic granitoid magma. *Mineralogy and Petrology* 101: 195–216.
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M. V., Hassanzadeh, J. and Sepahi, A. A. (2012) Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj– Sirjan zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 43: 11–22.
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M. and Hassanzadeh, J. (2016) On the occurrence and implications of Jurassic primary continental boninite- like melts in the Zagros orogen. *Lithos* 258- 259: 37- 57.
- Falloon, T. J. and Crawford, A. J. (1991) The petrogenesis of high- calcium boninite lavas dredged from the northern Tonga ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 102: 375–394.
- Foley, S. F. and Venturelli, G. (1989) High K₂O rocks with high MgO, high SiO₂ affinities. In: *Boninites and Related Rocks* (Ed. Crawford, A. J.) 72- 88. Unwin Hyman, London.
- Holland, T. and Blundy, J. (1994) Non- ideal interactions in calcic- amphiboles and their bearing on amphibole- plagioclase thermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 116: 433- 447.
- König, S., Münker, C., Schuth, S., Luguët, A., Hoffman, J. E. and Kuduon, J. (2010) Boninites as windows into trace element mobility in subduction zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74: 684- 704.
- Kuijper, R. R. (1991) *Petrology of a dolerite in Netherlands offshore well G/17- 2*. *Scripta Geologica* 97: 33- 46.
- Le Base, M. J. (1962) The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science* 260: 267–288.

- Leake, B. E., Woolly, 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., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schmucher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Unungaretti, 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 Names. *European Journal of Mineralogy* 9: 623- 651.
- Letierrier, 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 thermometry. *American Mineralogist* 68: 477- 493.
- Liu, T. C., Chen, B. R. and Chen, C. H. (2000) Melting experiment of a Wannienta basalt in the uanyinshan area, northern Taiwan, at pressure up to 2 GPa. *Journal of Asian Earth Sciences* 18: 519–531.
- 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.
- Mansouri Esfahani, M. and Khalili, M. (2014) Petrology of the Molataleb village granitoid (North of Aligudarz), NW of Isfahan, low temperature peraluminous I- type. *Petrology* 5(17): 119- 136.
- 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 basic–ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 158: 69- 98.
- Monsef, I., Rahgoshay, M., Whitechurch, H. (2011) Petrogenetic Variations of the Jurassic Magmatic Sequences of Hoseinabad- Hajiabad Regions in Sanandaj–Sirjan Zone (south of Iran). *Petrology* 1(4): 89–112.
- Morimoto, N. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Fortschr Mineral* 66: 237- 252.
- Nehru, C. E. and Wyllie, J. (1974) Electron microprobe measurements of pyroxenes coexisting with H₂O - undersaturated liquid in the join CaMgSi₂O₆ - Mg₂Si₂O₆ H₂O at 30 kilobars, with applications to geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 48: 221- 238.
- Nestola, F., Boffa Ballaran, T., Balić- Žunić T., Secco, I., Dal Negro A. (2008) The high- pressure behavior of an Al- and Fe- rich natural orthopyroxene. *American Mineralogist* 93: 644–652.
- Nickel, K. G., Brey, G. P. and Logarko, L. (1985) Orthopyroxene- clinopyroxene equilibria in the system CaO- MgO- Al₂O₃- SiO₂ (CAMS): new experimental results and implications for two pyroxene thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91: 44–53.
- Nimis, P. and Taylor, W. R. (2000) Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr- in- Cpx barometer and an enstatite- in- Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139: 541–554.
- Parlak, O. (2000) Geochemistry and significance of dyke swarms in the Pozanti– Karsanti ophiolite (Southern Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences* 24: 29– 38.
- Povdin, P. (1988) Ni- Mg partitioning between synthetic olivines and orthopyroxenes: Application to geothermometry. *American Mineralogist* 73: 274- 280.
- Powell, M. and Powell, R. (1974) An olivine- clinopyroxene geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 48: 149- 263.
- Putirka, K. D. (2008) Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69: 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: 1542- 1554.
- Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure an experimental calibration of the Al- hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 304- 310.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and Bence, A. E. (1979) Statistical analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts. *American Mineralogist* 64: 501- 513.
- Stern, R. J. (2002) Subduction zones. *Reviews of Geophysics* 40(4): 10-12.
- Streckeisen, A. L. (1976) To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews* 12: 1-34.
- Sun, C. M. and Bertrand, J. (1991) Geochemistry of clinopyroxenes in plutonic and volcanic sequences from the Yanbian Proterozoic ophiolites (Sichuan Province, China): petrogenetic and geotectonic implications. *Schweiz Mineralogische Petrologische Mitteilungen* 71: 243–259.
- Wood, B. J. and Banno, S., (1973) Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 42: 109- 124.
- Xu, X., Fan, Q., O'Reilly, S. Y., Jiang, S., Griffin, W. L., Wang, R. and Qiu, J. (2004) U- Pb dating of zircons from quartz diorite and its enclaves at Tongguanshan in Anhui and its petrogenetic implication. *Chinese Science Bulletin* 49: 2073- 2082.
- Zhu, Y. F. and Ogasawara, Y. (2004) Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokchetav UHP massif, North Kazakhstan. *Journal of Asian Earth Sciences* 22: 517–527.