

Research Article

Petrology and mineral chemistry of the Hamaneh granitoid, West of Yazd (Central Iran zone)

Javad Ghanei Ardakani ¹, Maryam Ahankoub ²

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran; ghaneijavad@pnu.ac.ir

² Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran, m.ahankoub@pnu.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 10 February 2024

Accepted: 06 July 2024

Keywords

Mineral Chemistry
Monzogranite
Calc-Alkaline
Thermobarometry
Hamaneh



 [10.22108/ijp.2024.140679.1321](https://doi.org/10.22108/ijp.2024.140679.1321)

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Mineral chemistry has a significant role in determining the stages of magma evolution. Amphiboles, Biotite, plagioclase, and chlorite are minerals whose chemical composition show the temperature and pressure conditions of magma. These minerals are often used for the petrogenesis of granitoid bodies and record the characteristics and geochemical features as well as tectonic conditions of the producing magma (Abdel-Rahman, 1994; Nacht et al., 2005). The granitoid bodies of west Yazd have wide outcrops with different compositions. These rocks are part of the volcano-plutonic belt of Central Iran (Aftabi and Atapour, 2000) with calc-alkaline nature, meta luminous, and mostly of I-type (Hassanzade et al., 2002). The Hamaneh monzogranite bodies, with light color and dark enclaves, are located in 45 km at E53°48' to E53°58' longitude and N31°50' to N31°56' latitude. This area is part of the Shirkuh Mountain in Yazd with a northeast-southwest trend. Hamaneh monzogranite belongs to the Oligocene magmatic activity. In the present research, the mineral chemistry of amphibole, biotite, plagioclase, and chlorite has been investigated to determine the origin and stages of formation and evolution of the magma.

Regional Geology

The studied area geologically located in the middle part of the Urmia-Dokhtar magmatic zonewith a wide collection of Cenozoic magmatic rocks and is characterized by a length of about 2000 km, and a width of approximately 50 to 150 km, parallel to the metamorphosed zones of Sanandaj-Sirjan and Zagros, has a wide collection of Cenozoic magmatic rocks.

This area has witnessed extensive magmatic activity in the Cenozoic, especially in the Eocene, which during the Oligocene-Miocene hosted numerous intrusive masses with different ages and compositions (Hassanzadeh et al., 2002). The oldest formation in the region is the green siltstone shale and sandstone of the Kahar Formation. The dolomitic rocks of the Soltanieh Formation are unconformably on the Kahar Formation with purple and cream-colored sand shale layers. The

 Corresponding Author

To cite this article: Ghanei Ardakani, J., Ahankoub, M. (2024) Petrology and mineral chemistry of the Hamaneh granitoid, West of Yazd (Central Iran zone). *Petrological Journal*, 15(2), 1-20.



Permian sediments (Jamal Formation) composed of limestone and dolomite layers and the Mesozoic sediments started with a dark unit of volcanic laterite rocks with the Lower Triassic followed by dolomitic rocks belonging to the Otri Formation. The shale and sandstone of the Shemshak Formation are upper Triassic sediments. Cretaceous sediments are exposed in the form of destructive rocks. Upper Triassic (Sangestan Formation) has a variety of conglomerate and conglomerate sandstones with round to semi-round pieces of sandstone and Shirkuh granite. The Paleogene begins with the Kerman Formation conglomerate. Then, there are alluvial cones, alluvial plains, and alluviums of young rivers.

Analytical methods

For the lithology and chemistry of minerals in Hamaneh monzogranite, 20 thin-section samples were selected for chemical analysis of amphibole, plagioclase, biotite, and chlorite minerals and sent to Oklahoma City University laboratory. Microprobe analyses were performed with the Cameca model SX100 device with an accelerating voltage of 15 KV and current intensity of 15 nA. The results of chemical data of amphibole, biotite, feldspar, and chlorite minerals are given in Tables 1 to 4.

Petrography and Minerals Chemistry

It is often fine to medium grain texture, granophyric and perthitic texture. The main minerals are orthoclase, plagioclase, and quartz. Orthoclase with an abundance of 25 to 32% is amorphous to semi-amorphous, and plagioclase is a frequency of 24 to 44% that was often as shaped to semi-shaped with zoning. The quartzes are often amorphous and intergranular, and some have wave extinction and fractures with a frequency of 19 to 31. The minor minerals were amphibole, biotite, sphene, zircon, and opaque minerals. Amphibole is green with an abundance of 2.5 to 4.5%, shaped to semi-shaped with a simple twinning. Biotite crystals with an abundance of 2 to 4%. Mineral chemistry of amphiboles was shown as calcic magmatic amphiboles, ranging from magnesio-hornblende and actinolite. Which formed at 530-890°C and up to 4.3 kbars. That was shown depth 3 to 5.40 km and fO_2 (0.5). $<Fe\#$, which corresponds to

the calc-alkaline nature in a subduction environment (Anderson, 1996; Rieder et al., 1998). The Hamaneh amphiboles were formed in active continental margins related to subduction. Mineral chemistry of biotites point to a primary biotites that are magmatic and emplaced between annite and phlogopite in the Mg-biotite range. The Hamaneh biotites are I-type indicating the tectonic setting of the calc-alkaline granitoid magmatic series in the subduction zone. Biotites under study were formed at 650-730°C and a pressure of 10-11 to 10-14 kbar. Also, feldspar are (An₂₁ to An₃₂) (Or₄₅ to Or₅₉) orthoclase. The feldspars are of the oligoclase-andesine type, as well as in the feldspar thermometry diagram (Elkins and Grove, 1990; Deer et al., 1991) that was formed in 700 to 800°C. Based on mineral chemistry, the chlorites are ripidolite and pycnochlorite in composition. Regarding the relatively high iron amount, they have formed at 330 and 360 °C by alteration of biotite and amphiboles.

Discussion and Conclusion

The Hamaneh monzogranite, with the main minerals of quartz, orthoclase, plagioclase, amphibole, biotite and secondary minerals of sphene, zircon, and apatite lies in the west of Yazd. The main textures are medium-fine-grained, granophyric, and myrmekite. This body is calc-alkaline and type I. Based on mineral chemistry data, the crystallization of minerals was according to the Bowen series. The calcic amphiboles of magnesio-hornblende to actinolite nature crystallized at 890-530 °C. Simultaneously with this mineral, oligoclase-type plagioclase to andesine crystallized at 700-800 °C and magnesium biotites at 730-650 °C. Finally, due to secondary alteration, chlorite was formed from the biotite and amphibole developed at a temperature of 330 to 360 °C. All these minerals point to the mantle nature of the parent magma produced these mineral and have suffered crustal contamination during the ascent. This magma originated at a depth of 3 to 5.5 kilometers, pressure of 0.5 to 4.5 kbars, temperature of 530 to 890 °C and at oxidizing conditions. The parent magma of the rocks under study belongs to the subduction structural ground position related to the active continental margin.

سنگ‌شناسی و شیمی کانی توده گرانیتویدی هامانه باختر یزد (پهنه ایران مرکزی)

جواد قانعی اردکانی^۱ , مریم آهنکوب^۲

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران، ghaneijavad@pnu.ac.ir

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران، m.ahankoub@pnu.ac.ir

چکیده

اطلاعات مقاله

توده آذرین درونی هامانه در ۴۵ کیلومتری باختر یزد و در پهنه زمین‌ساختی ایران مرکزی جای دارد. این توده با سرشت مونزوگرنیت شامل مجموعه کانی‌های اصلی کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت است و بافت‌های گرانولار دانه متوسط تا دانه‌ریز، گرانوفیری، پورفیری، راپاکیوی و میرمیکیتی نشان می‌دهد. شیمی کانی آمفیبول گویای پیدایش منیزیهورنبلند و اکتینولیت در ژرفای ۲/۷۸ تا ۴/۳۷ کیلومتری سطح زمین در فشار ۰/۸۱ تا ۲/۳۲ کیلو بار و دمای ۸۰۳-۸۹۶ °C است. همچنین، پلاژیوکلازهای نوع الیگوکلاز و آندزین در دمای ۷۰ تا ۸۰ درجه سانتیگراد پدید آمده‌اند و منیزیبیوتیت‌ها در دمای ۶۵۰ تا ۷۳۰ درجه سانتیگراد تبلور یافته‌اند. گاه بیوتیت‌ها و آمفیبول‌ها در دمای ۴۶۶-۴۳۳ درجه سانتیگراد به کلریت‌های نوع پیکنوکلریت دگرسان شده‌اند. ویژگی‌های شیمیایی کانی‌های سازنده توده مونزوگرنیتی هامانه نشان‌دهنده پیدایش این کانی‌ها از ماگمای کالک‌آلکالن با خاستگاه گوشته‌ای در پهنه فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای هستند که هنگام صعود دچار جدایش بلورین ماگمایی و آرایش پوسته‌ای شده است.

تاریخ دریافت ۱۴۰۲/۱۱/۲۱

تاریخ پذیرش ۱۴۰۳/۰۴/۱۶

کلید واژه‌ها

شیمی کانی
مونزوگرنیت
کالک‌آلکالن
دمافشارسنجی
هامانه



doi 10.22108/ijp.2024.140679.1321

Johnson and Rutherford, 1989; Hollister et al.,

1987; Hammarstrom and Zen, 1986)

بیوتیت یک فاز فرومنیزینی است که در بسیاری از

سنگ‌های آذرین فلسیک حضور دارد و ترکیب شیمیایی


آن به سرشت ماگما بسیار وابسته است (Abdel-

Rahman, 1994; Wones and Eugster, 1965) این

کانی ویژگی‌ها و شرایط زمین‌شیمیایی، تکتونیکی ماگمای

مقدمه

تنوع ساختاری و ترکیب شیمیایی آمفیبول موجب شده است آنها در بازه گسترده‌ای از سنگ‌های گوناگون با شرایط دما و فشار متفاوت پدیدار شوند (Esawi, 2004). از آنجایی که آمفیبول عنصرهای فراوانی را در ساختمان خود جای می‌دهد، از ترکیب شیمیایی این کانی می‌توان به سرگذشت تبلور ماگمایی پی برد (Schmidt, 1992)

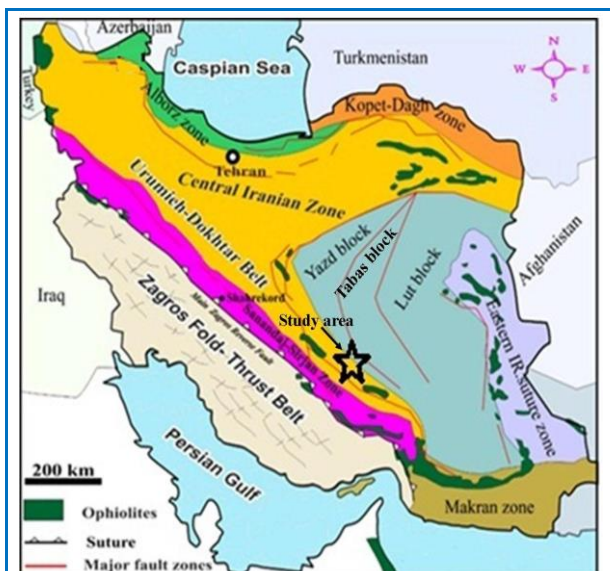
 نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: قانعی اردکانی، ج. آهنکوب، م. (۱۴۰۳) سنگ‌شناسی و شیمی کانی توده گرانیتویدی هامانه باختر یزد (پهنه ایران مرکزی). پتروولوژی، ۱۵ (۲)، ۱-۲۰.

مراحل پیدایش و تحول ماگمای سازنده این توده به بررسی شیمی کانی‌های آمفیبول، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کلریت پرداخته شده است.

زمین‌شناسی منطقه هامانه

منطقه هامانه از دیدگاه ساختاری در پهنه زمین‌ساختاری ایران مرکزی جای گرفته است (شکل ۱). این پهنه، با طول نزدیک به ۲۰۰۰ کیلومتر، پهنای نزدیک به ۵۰ تا ۱۵۰ کیلومتر و موازی پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان و زاگرس، مجموعه گسترده‌ای از سنگ‌های ماگمایی سنوزویک دارد. این پهنه شاهد تکاپوی ماگمایی گسترده‌ای در سنوزویک به‌ویژه در ائوسن بوده است که هنگام الیگوسن - میوسن میزبان توده‌های آذرین درونی فراوانی با سن و ترکیب متفاوت بوده‌اند (Hassanzadeh et al., 2002). به باور بیشتر زمین‌شناسان، پهنه تکتونوماگمایی ارومیه-دختر، کمان ماگمایی نوع آندی و بخشی از کمربند کوهزایی زاگرس است که در پی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی پدید آمده است (Berberian and King, 1981; Berberian et al., 1982; Alavi, 2004; Shahabpour, 2005; Omrani et al., 2008).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی پهنه‌های ساختاری ایران (Shabanian et al., 2018).

Figure 1. Geology map of structure unites of the Iran (Shabanian et al., 2018).

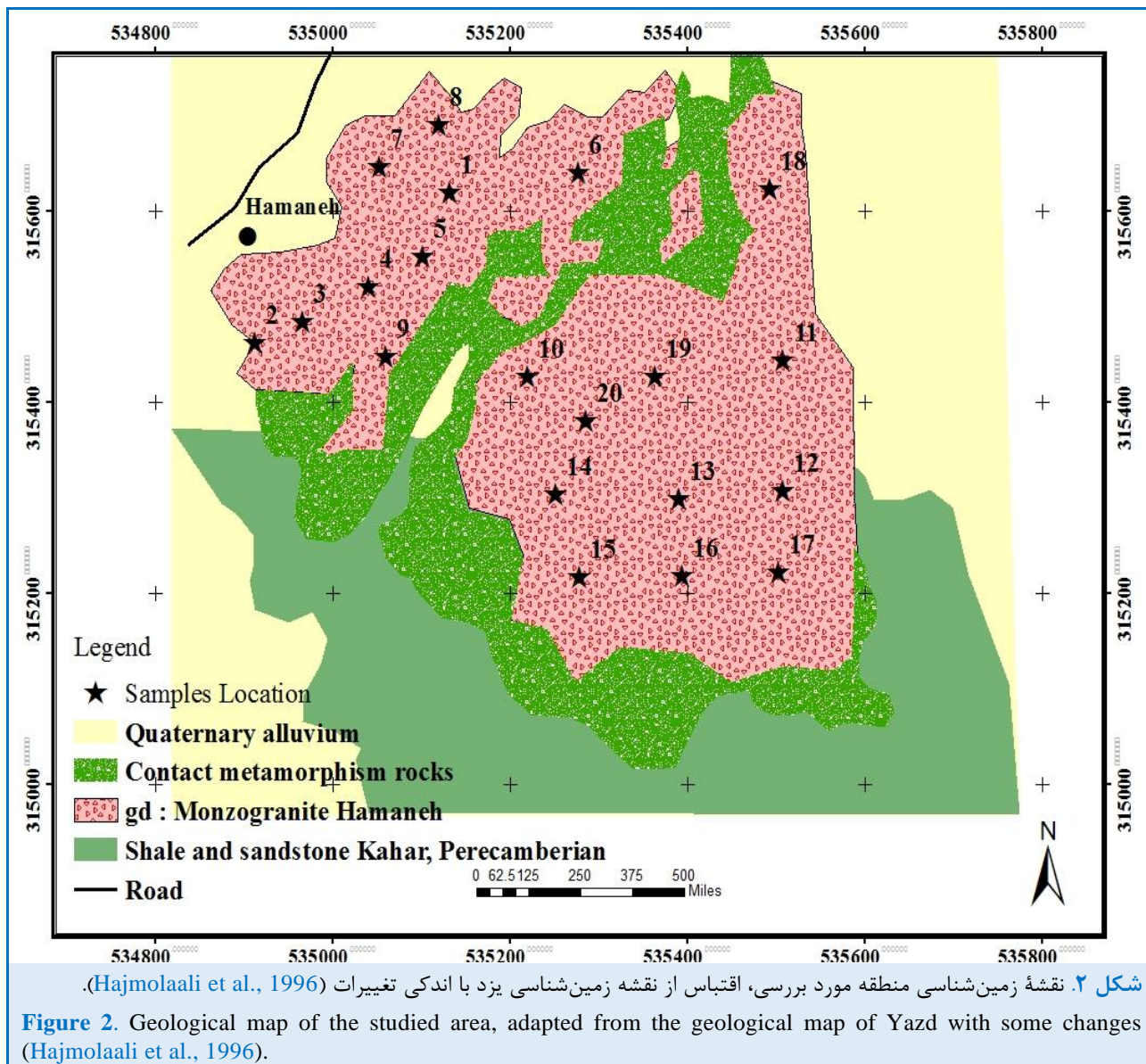
سازنده را در خود ثبت می‌کند به همین علت به‌عنوان کلیدی در بررسی نوع ماگما و زمین‌شیمی گرانیتوئیدها در سطحی گسترده به‌کار برده می‌شود (Abdel-Rahman, 1994; Nachit et al., 2005). ترکیب کانی بیوتیت نشان‌دهنده سرشت و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای مادر است (Abdel-Rahman, 1994). همچنین، ترکیب شیمیایی کلریت در ارزیابی دمای دگرسانی و پیدایش کلریت کاربرد دارد (De Caritat et al., 1993).

توده‌های گرانیتوئیدی باختر استان یزد، با طیف ترکیبی متفاوت، رخنمون‌های گسترده‌ای در منطقه دارند که توده مونوزوگرنیتی هامانه یکی از این توده‌هاست. این نوشتار نخستین بررسی جامع شیمی کانی‌های توده آذرین درونی هامانه است و تا کنون روی این توده بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی انجام نشده است. توده‌های آذرین درونی باختر یزد بخشی از کمربند ولکانو-پلوتونیک ایران مرکزی (Aftabi and Atapour, 2000) هستند که با سرشت کالک‌آلکان، متالومین و بیشتر از نوع I (Hassanzadeh et al., 2002) در پی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی در امتداد حاشیه قاره‌ای ایران مرکزی پدید آمده‌اند (Berberian and King, 1981; Berberian et al., 1982; Alavi, 2004; Omrani et al., 2008).

توده گرانیتوئیدی هامانه با رخنمون مرتفع و رنگ روشن دیده می‌شود و انکلاوهای تیره، در اندازه کوچک تا قطر ۲ سانتیمتر دارد که شامل تجمعاتی از کانی‌های هورنبلند، بیوتیت، کانی‌های کدر و کمی پلاژیوکلاز است. این توده در ۴۵ کیلومتری یزد و در طول جغرافیایی خاوری ۵۳°۴۸ تا ۵۳°۵۸ و عرض‌های جغرافیایی ۳۱°۵۰ تا ۳۱°۵۶ شمالی جای گرفته است. این منطقه بخشی از رشته کوه شیرکوه یزد است و روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری دارد. این توده آذرین درونی پیامد فعالیت ماگمایی در الیگوسن است (Darvishzadeh, 2007). در این پژوهش برای بررسی خاستگاه و

دگرگونی همبری هورنفلس و اسکارن در پیرامون این توده پدید آمده است. گاه رخنمون‌های از دگرسانی گرمایی، اسکارن‌سازی، کانه‌زایی آهن و مس در این منطقه دیده می‌شوند.

کهن‌ترین سازند منطقه، شیل و ماسه‌سنگ سیلستون سبز زیتونی سازند کهر است (Hajmolaali et al., 1996) (شکل ۲). با نفوذ تودهٔ مونزوگرنیتی هامانه درون سازند کهر، هاله‌ای از



تودهٔ مونزوگرنیت هامانه، شمار ۲۰ نمونه مقطع نازک برای تجزیهٔ شیمیایی کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، بیوتیت و کلریت برگزیده شدند و به آزمایشگاه آکلاهاماسیتی امریکا فرستاده شدند. دستگاه ریزکواالکترونی مدل Cameca مدل SX100 با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵KV و شدت جریان ۱۵nA به کار برده شد. داده‌های شیمیایی به دست آمده برای ۸ نقطه کانی‌های آمفیبول، ۱۰ نقطهٔ بیوتیت، ۷ نقطهٔ فلدسپار و

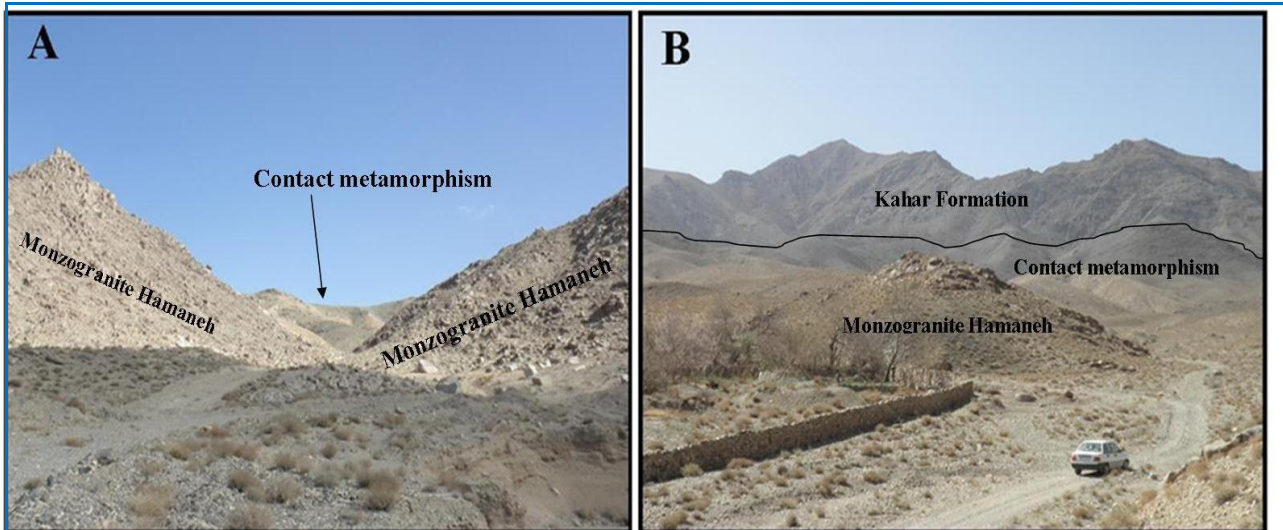
در شکل‌های ۳-A و ۳-B نمایی از مونزوگرنیت هامانه نمایش داده شده است. نهشته‌های کواترنری بیشتر به صورت پادگانه‌ها و رسوب‌های رودخانه‌ای، سنگ‌های تراورتن، مخروط افکنه، کفه‌های نمکی و گلی، دشت‌های آبرفتی و آبرفت‌های مسیل‌های جوان در منطقه دیده می‌شوند.

روش انجام پژوهش

برای بررسی‌های سنگ‌شناسی و شیمی کانی‌ها در

ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010) بهره گرفته شده است.

۲ نقطه کلریت در جدول های ۱ تا ۵ آورده شده‌اند. نام اختصاری کانی‌ها در شکل‌ها و جدول‌ها برگرفته از



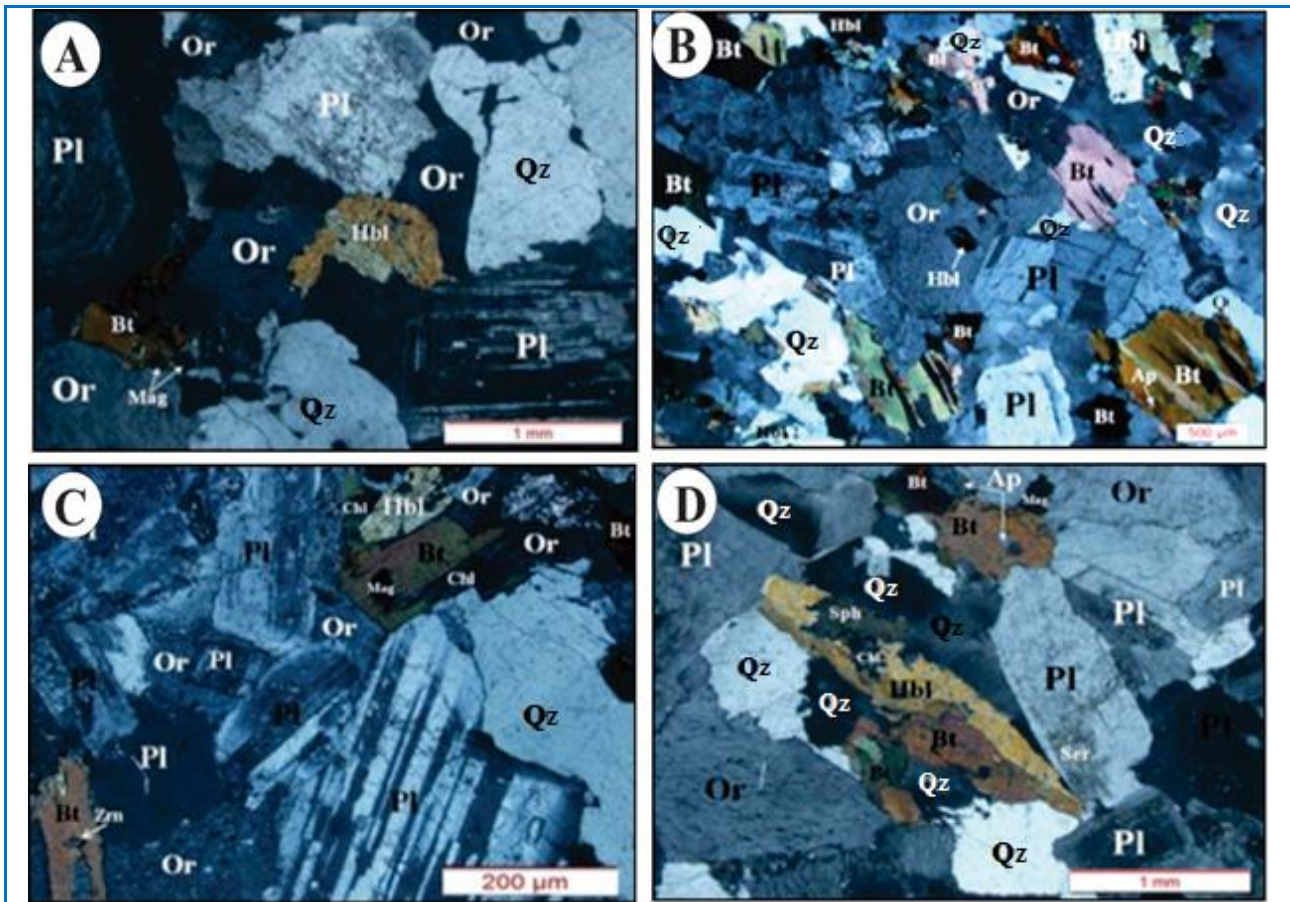
شکل ۳. A) نمایی از توده مونزوگرانیت هامانه (دید رو به شمال)؛ B) رخنمون توده گرانیتوییدی (دید رو به شمال‌باختری).

Figure 3. A) The monzogranite pluton of the Hamaneh (Northward view); B) Outcrop of monzogranite pluton (Northwestward view).

کوارتزشها بیشتر بی‌شکل و به‌صورت میان‌دانه‌ای هستند و برخی خاموشی موجی و شکستگی با فراوانی ۱۹ تا ۳۱ درصد حجمی نشان می‌دهند (شکل‌های A-۴ تا C-۴). در این نمونه‌ها، آمفیبول و بیوتیت از کانی‌های مافیک و اسفن، زیرکن و کانی کدر از کانی‌های فرعی هستند. آمفیبول‌ها با فراوانی ۲/۵ تا ۴/۵ درصد، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل ساده دیده می‌شوند. گاه دگرسانی هورنبلند به کلریت و بیوتیت دیده می‌شود (شکل D-۴). بلورهای بیوتیت با فراوانی ۲ تا ۴ درصد حجمی، بیشتر شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، با چندرنگی قهوه‌ای تیره تا روشن دیده می‌شود. همچنین، کانی‌های ثانویه شامل کانی‌های کلریت، بیوتیت، اکسید آهن حاصل از دگرسانی آمفیبول، و کانی‌های رسی و سریسیت حاصل از دگرسانی ارتوکلاز را می‌توان شناسایی کرد. در حاشیه بیوتیت و آمفیبول‌ها، کلریت‌های فراوانی در پی دگرسانی این کانی‌ها دیده می‌شوند. ترکیب کانی‌شناسی مودال به‌طور خلاصه در جدول ۱ آورده شده است.

سنگ‌نگاری

در بررسی مقاطع نازک توده مونزوگرانیتی هامانه، بافت بیشتر گرانولار ریز تا متوسط دانه است که در برخی بخش‌ها بافت گرانوفیری و پرتیتی نیز دیده می‌شود و نشان‌دهنده پیدایش این سنگ‌ها در شرایط کم‌فشار و محیط کم‌آب (هیپرسولوس) است (شکل‌های A-۴ و B-۴). ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، کوارتز از کانی‌های اصلی سازنده این توده هستند. ارتوکلاز با فراوانی ۲۵ تا ۳۲ درصد حجمی به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار، عموماً بافت پرتیتی رشته‌ای نشان می‌دهد (شکل C-۴). پلاژیوکلازها با فراوانی متغیر ۲۴ تا ۴۴ درصد حجمی، بیشتر به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با منطقه‌بندی ترکیبی و خاموشی غیریکنواخت دیده می‌شوند. برخی بلورهای پلاژیوکلاز حاشیه‌واکنشی، آثار خوردگی و محوشدگی تیغه‌های ماکل نشان می‌دهند. بر پایه زاویه خاموشی، پلاژیوکلاز بازه ترکیب الیگوکلاز-آندزین دارد.



شکل ۴. A) بافت گرانولار و حاشیهٔ گردشدهٔ هورنبلند و محوشدگی تیغه‌های ماکل و منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز تودهٔ مونزوگرانیتی؛ **B)** بافت گرانولار و حضور کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند؛ **C, D)** بافت گرانولار، دگرسانی هورنبلند به بیوتیت و کلریت، ارتوکلاز پرتیتی و حضور اسفن و آپاتیت (در XPL).

Figure 4. A) Granular texture and rounded margin of the hornblende and dissipation of the twinning and zoning of the plagioclase in the monzogranite; **B)** granular texture and quartz, plagioclase, biotite, and hornblende; **C, D)** granular texture, alteration of hornblende to biotite and chlorite, orthoclase perthite and the presence of sphenes and apatite (in XPL).

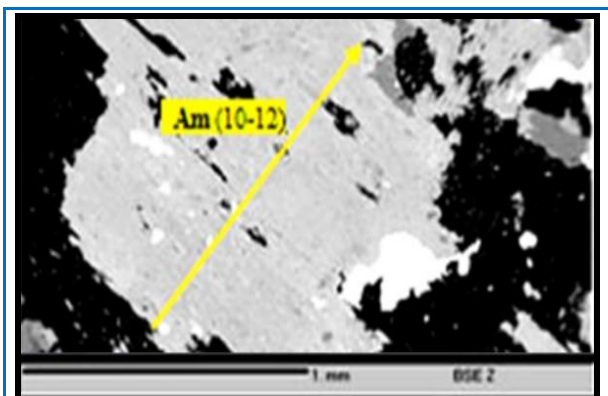
جدول ۱. ترکیب مودال تودهٔ مونزوگرانیتی هامانه.

Table 1. Modal composition of Hamaneh Monzogranite.

Sample No.	GH.KF.6.11	GH.KF.7.1	GH.KF.7.3	GH.KF.7.7	GH.KF.7.15	GH.KF.7.26	GH.KF.7.40
Qz	31.3	31.6	28.11	29	25.1	25.46	28.82
A.F	24.2	26.4	30.92	28.1	25.1	31.12	18.76
Pl	34	36.3	34.67	38.1	24.17	37.72	43.92
Bit	4.1	1.8	2.1	2.1	2.8	2.9	2.4
Hbl	4.5	3.1	2.9	2.4	3.1	3.2	4.1
Px	-	-	-	-	-	-	-
Ap	<0.1	-	-	-	<0.1	-	<0.1
Opq	1.8	0.8	1.3	0.3	2.8	0.6	1.9
Counted points	657	605	630	632	655	656	610

Abbreviations: Qz=Quartz, A.F=Alkali Feldspar, Pl=Plagioclase, Bit=Biotite, Hbl=Hornblende, Px=Pyroxene, Ap=Apatite, Opq=Opaque mineral.

(Leake et al., 1997) بهره گرفته شده است.



شکل ۵. تصویر BSE از آمفیبول توده مونزوگرانیته هامانه.

Figure 5. BSE image of an amphibole in the Hamaneh Monzogranite.

شیمی کانی‌ها

با توجه به اهمیت کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، بیوتیت و کلریت در بررسی فرایند تحول و تکامل ماگما، (Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; De Caritat et al., 1993; Abdel-Rahman, 1994) در این بخش به بررسی شیمی این کانی‌ها پرداخته شده است.

الف- آمفیبول

در شکل ۵ تصویر BSE از آمفیبول آورده شده است. داده‌های ریزکوالکترونی آمفیبول‌های توده مونزوگرانیته هامانه در جدول ۲ آورده شده‌اند. برای به‌دست‌آوردن فرمول ساختاری این کانی‌ها از روش ۱۳ کاتیونی و ۲۳ اتم اکسیژن

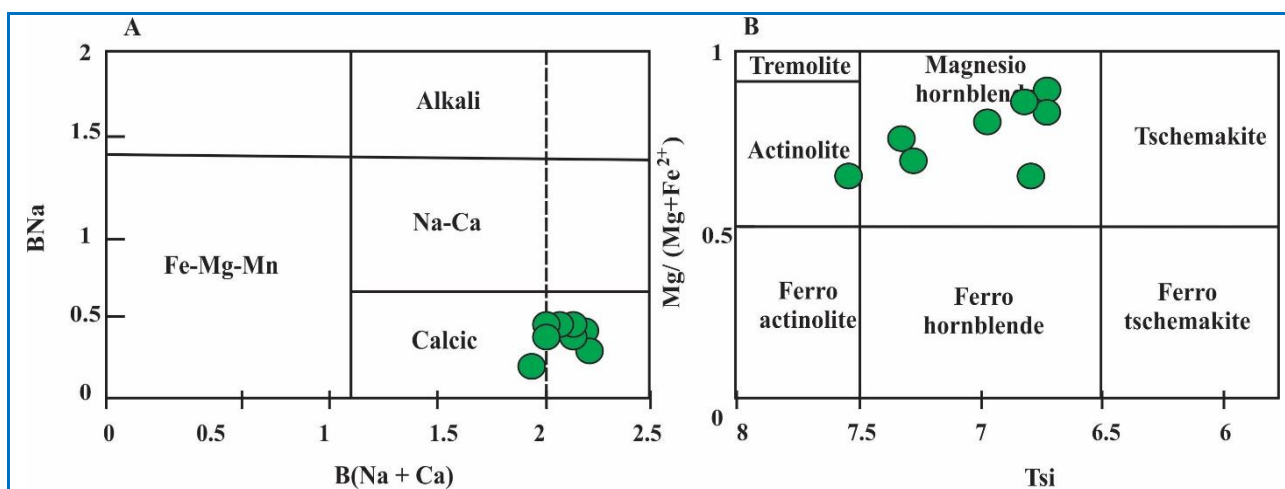
جدول ۲. داده‌های ریزکوالکترونی آمفیبول‌های توده مونزوگرانیته هامانه (فرمول ساختاری بر پایه ۲۳ اکسیژن).

Table 2. Microprobe data for amphiboles in the Hamaneh monzogranite (calculated structural formula is based on 23 oxygen atoms).

Sample No.	H. 7.3	H. 7.3	H. 7.3	H.7.15	H.7.15	H.7.15	H.7.15	H.7.15
Position	4/10/R	4/11/C	4/12/R	1/1/R	1/2/M	1/3/C	1/4/M	1/5/R
SiO ₂	46.87	49.24	47.03	48.35	46.87	45.73	46.76	47.52
TiO ₂	0.25	2.31	0.62	1.12	0.78	1.72	1.33	1.37
Al ₂ O ₃	5.20	3.53	5.55	5.52	5.82	7.16	6.56	6.16
FeO	13.03	13.39	13.41	15.24	15.78	17.89	14.79	14.12
MnO	0.54	0.52	0.51	0.68	0.92	0.68	0.44	0.39
MgO	12.63	12.19	12.23	14.35	14.81	11.27	14.89	15.23
CaO	9.85	10.68	10.34	11.45	12.34	11.23	10.96	11.48
Na ₂ O	1.22	0.63	1.21	1.23	1.03	1.44	1.52	1.39
K ₂ O	0.49	0.17	0.53	0.47	0.37	0.60	0.47	0.49
F	0.46	0.14	0.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	91.06	92.83	92.60	99.30	99.83	98.38	98.90	99.11
Si	7.31	7.54	7.29	6.95	6.74	6.77	6.72	6.81
Al ^{IV}	0.69	0.46	0.71	0.94	0.99	1.23	1.11	1.04
Al ^{VI}	0.26	0.17	0.30	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Al ^T	0.95	0.63	1.01	0.94	0.99	1.25	1.11	1.04
Ti	0.03	0.27	0.07	0.12	0.08	0.19	0.14	0.15
Fe ⁺³	0.61	0.04	0.37	0.96	1.20	0.74	1.27	1.03
Fe ⁺²	1.09	1.68	1.37	0.87	0.70	1.48	0.51	0.66
Mn	0.07	0.07	0.07	0.08	0.11	0.09	0.05	0.05
Mg	2.94	2.78	2.82	3.08	3.18	2.49	3.19	3.26
Ca	1.65	1.75	1.72	1.76	1.90	1.78	1.69	1.76
Na	0.37	0.19	0.36	0.34	0.29	0.41	0.42	0.39
K	0.10	0.03	0.10	0.09	0.07	0.11	0.09	0.09
F	0.23	0.07	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM	15.34	15.04	15.60	15.19	15.26	15.31	15.20	15.24
(Na+Ca) _B	2.00	1.94	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na _B	0.35	0.19	0.28	0.24	0.10	0.22	0.31	0.24
(Na+K) _A	0.11	0.03	0.18	0.19	0.26	0.31	0.20	0.24
Mg/(Mg+Fe ⁺²)	0.73	0.62	0.67	0.78	0.82	0.63	0.86	0.83
Fe ⁺³ /(Fe ⁺³ +Al ^{VI})	0.70	0.18	0.55	1.00	1.00	0.97	1.00	1.00
Name	Mg-Hb	Act	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb
Abbreviations:	R=Rim;	M=Middle;	C=Core;	Mg-Hb;	Magnesio-hornblende;		Act:	Actinolite.

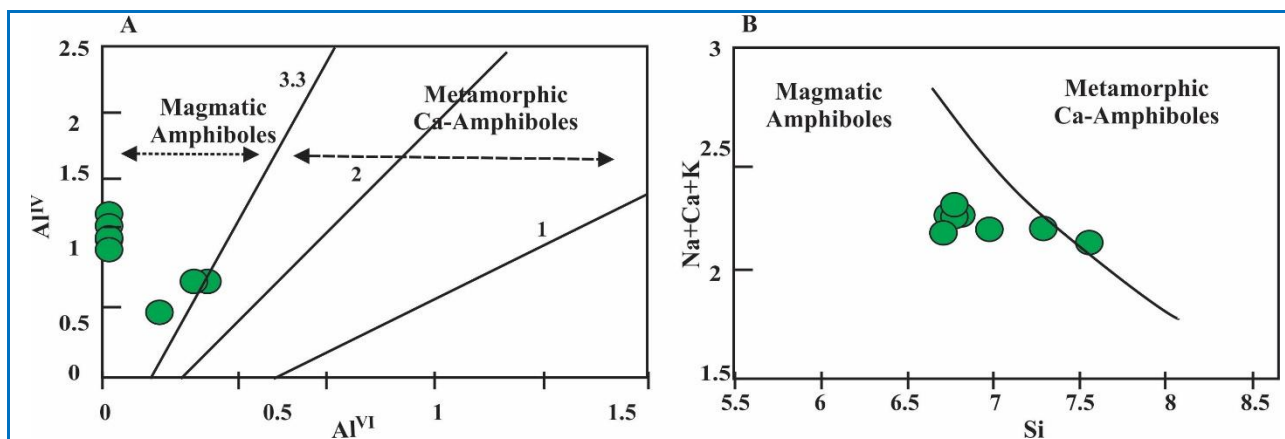
می‌روند (Pal et al., 2001). برای شناخت نوع آمفیبول منطقه از دیدگاه خاستگاه ماگمایی و دگرگونی، از نمودارهای Si در برابر مجموع کاتیون‌های Na+K+Ca و نمودار Al^{VI} در برابر Al^{IV} بهره گرفته شده است. آمفیبول‌های یادشده در بازه آمفیبول‌های ماگمایی جای می‌گیرند (شکل‌های A-7 و B-7).

بررسی ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های توده گرانیتوئیدی هامانه نشان می‌دهد این آمفیبول‌ها از نوع آمفیبول‌های کلسیک هستند که در بازه ترکیبی منیزوهورنبلند و اکتینولیت جای می‌گیرند (شکل‌های A-6 و B-6). از شاخص‌های زمین‌شیمیایی، فرمول ساختمانی این نوع آمفیبول‌ها $Ca > 1.6$ و $Si < 7.5$ است که نشان‌دهنده خاستگاه آذرین آنها به‌شمار



شکل 6. A, B) ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های مونزوگرانیت هامانه در نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997, 2004).

Figure 6. A, B) Chemical composition of amphiboles in the Hamaneh Monzogranite on the amphibole classification diagrams (Leake et al., 1997, 2004).



شکل 7. نمودارهای شناسایی آمفیبول‌های آذرین از دگرگونی (A) نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI} (Fleet and Barnett, 1978); (B) نمودار مجموع کاتیون‌های Na+Ca+K در برابر Si (Sial et al., 1998).

Figure 7. Discriminant diagrams for igneous and metamorphic amphiboles (A) Al^{IV} versus Al^{VI} (Fleet and Barnett, 1978); (B) Si versus Na+Ca+K diagram (Sial et al., 1998).

($Fe\# < 0.5$) است که با سرشت کالک‌آلکان توده آذرین درونی منطقه و پیدایش آن در پهنه فرورانش همخوانی دارد (Anderson, 1996; Rieder et al., 1998) (شکل C-۸). بر پایه تغییرات K_2O , Na_2O , Al_2O_3 و MgO در برابر TiO_2 آمفیبول‌ها در سنگ‌های آذرین، می‌توان نوع سری‌های ماگمایی را شناسایی کرد (Molina et al., 2009). در این نمودار، آمفیبول‌ها در گستره ساب‌آلکان جای می‌گیرند (شکل D-۸). از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آمفیبول‌ها، ویژگی‌های دگرنه‌ادی محیط‌های (S-Amph) و درون‌صفحه‌ای (I-Amph) است (Coltorti et al., 2007). بر پایه نمودارهای مختلف Na_2O در برابر SiO_2 (Coltorti et al., 2007)، آمفیبول توده‌های مونوزوگرانیته باختر یزد در محدوده تکنوماگمایی وابسته به پهنه‌های فرورانش جای می‌گیرد (شکل E-۸). از آنجایی که مقدار Al^{IV} آمفیبول‌ها از ۱/۵ کمتر است (جدول ۲)، در گستره حاشیه فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش جای می‌گیرند.

پژوهشگران بسیاری، برای به‌دست‌آوردن فشار و دما، کاربرد ترکیب شیمیایی آمفیبول را پیشنهاد کرده‌اند (Pal et al., 2001). از آنجایی که مقدار Al در آمفیبول‌ها به شرایط محیط و مجموعه‌ای از عواملی مانند فشار، دما، فوگاسیته اکسیژن و ترکیب سنگ کل وابسته است، برای زمین‌فشارسنجی بر پایه محتوای Al^{VI} در هورنبلند (فشار تبلور آمفیبول)، از روش‌های گوناگونی بهره گرفته می‌شود (Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992). در جدول ۳ داده‌های دما و فشارسنجی به‌دست‌آمده آورده شده‌اند. آمفیبول‌های هامانه در بازه دمایی ۸۹۶ - ۸۰۳ درجه سانتیگراد پدید آمده‌اند (شکل A-۸). همچنین، بر پایه محاسبات انجام‌شده، میانگین بازه فشاری برابر با ۰/۸۱ تا ۲/۳۲ کیلو بار است (شکل ۸-B).

بر پایه محاسبات زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی (Holland and Blundy, 1994; Moazzen and Droop, 2005)، ژرفای پیدایش هورنبلندهای هامانه ۲/۷۸ تا ۴/۳۷ کیلومتری و در بازه فوگاسیته اکسیژن بالا

جدول ۳. فشار، دما، ژرفا و فوگاسیته اکسیژن مونوزوگرانیته هامانه بر پایه محاسبه به روش‌های گوناگون.

Table 3. Pressure, temperature, depth and fO_2 of the Hamaneh Monzogranite based on various methods.

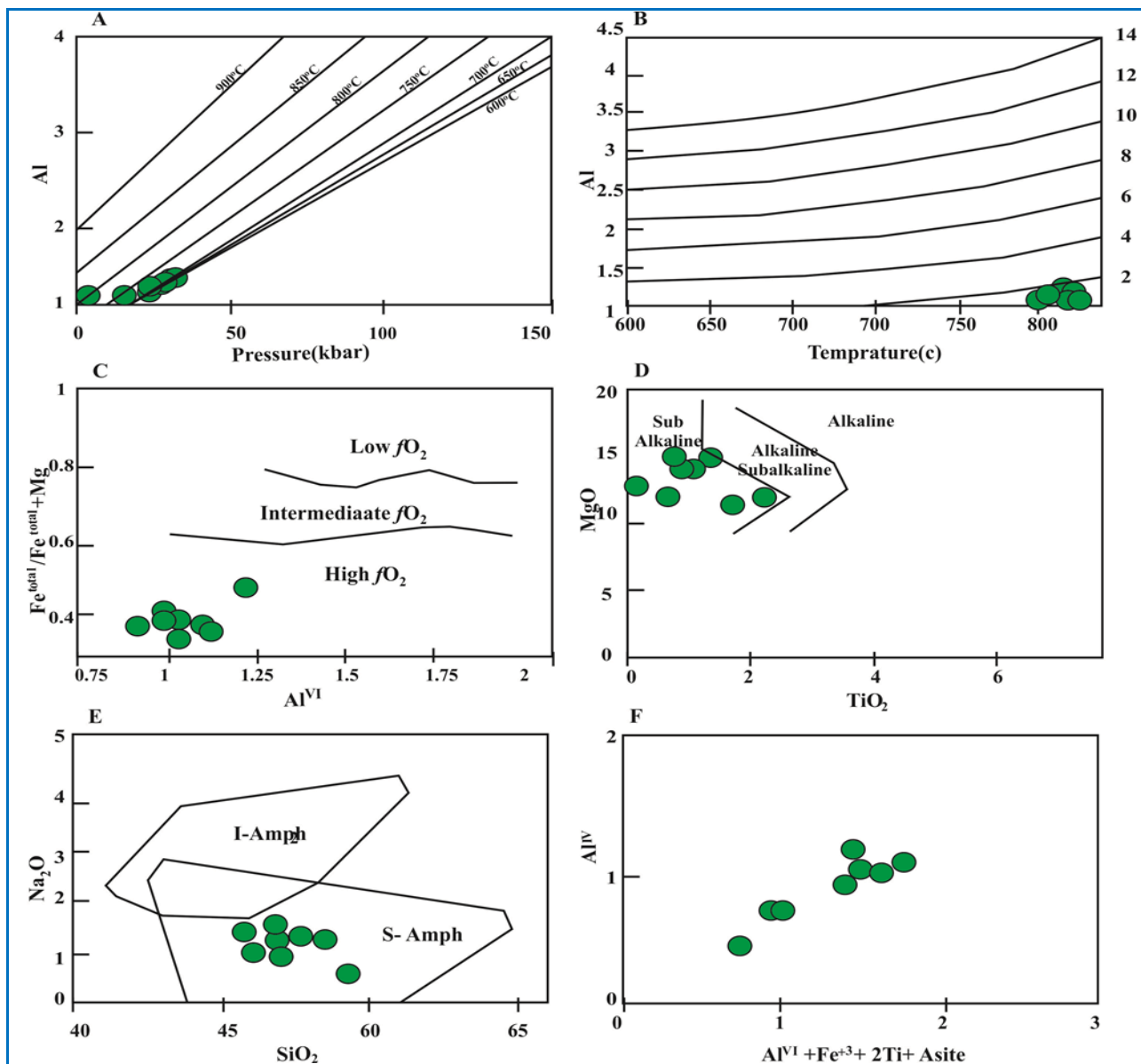
Sample No.	Point No.	Amphibole Name	Pressure (Kbar)						Temperature (°C)		$\log fO_2$ (bars)	Depth (km)		
			1	2	3	4	5	6	7	8		9	10	
H.7.3	4/10/R	Mg-Hbl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H.7.3	4/11/C	Actinolite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H.7.3	4/12/R	Mg-Hbl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H.7.15	1/1/R	Mg-Hbl	0.79	0.52	0.50	1.44	-	0.81	806	806	-11.84	2.60	2.78	
H.7.15	1/2/M	Mg-Hbl	1.04	0.81	0.71	1.69	-	1.06	896	896	-10.15	2.83	3.03	
H.7.15	1/3/C	Mg-Hbl	2.36	2.29	1.83	2.94	2.20	2.32	803	803	-13.24	4.09	4.37	
H.7.15	1/4/M	Mg-Hbl	1.67	1.51	1.24	2.28	0.90	1.52	870	870	-10.86	3.47	3.71	
H.7.15	1/5/R	Mg-Hbl	1.32	1.11	0.94	1.95	-	1.33	846	846	-10.79	3.03	3.24	
Average H	-	-	1.44	1.25	1.04	2.06	1.55	1.41	844	844	-11.38	3.20	3.43	
1= Hammarstrom and Zen (1986)			4= Schmidt (1992)			8= Average Temperature (°C)				Mg-Hb=				
2= Hollister et al. (1987)			5= Anderson and Schmidt (1995)			9= Oceanic depth (km) ($\rho=2890 \text{ kg/m}^3$)				Magnesio-Hornblende				
3= Johnson and Rutherford (1989)			6= Average Pressure			10= Continental depth (km) ($\rho=2700 \text{ kg/m}^3$)				Fe-Hb= Ferro-Hornblende				
			7= Schmidt (1992)			Tre -Act= Tremolite- Actinolite								

گوشته‌ای اشاره می‌کند. روند تغییرات عنصرها در آمفیبول‌های منطقه گویای روند پیش‌رونده تبلور ماگمایی است. در نمودار شکل F-۸، همبستگی مثبتی

مقدار عدد منیزیم ($Mg\#$) در هورنبلند که فاکتور مهمی برای شناسایی خاستگاه ماگماست در آمفیبول‌های توده هامانه ۰/۷۴ که به خاستگاه

در جایگاه هشت‌وجهی وابسته است و می‌تواند گویای مرحلهٔ پایانی روند پیشرفت تبلور ماگما باشد (Molina et al., 2009).

میان Al^{IV} و Ti دیده می‌شود. این روند نشان می‌دهد تنوع ترکیبی در آمفیبول‌های سنگ‌های منطقه به مقدار Al^{IV} و K, Na, Ti, Fe^{3+} کاتیون‌های



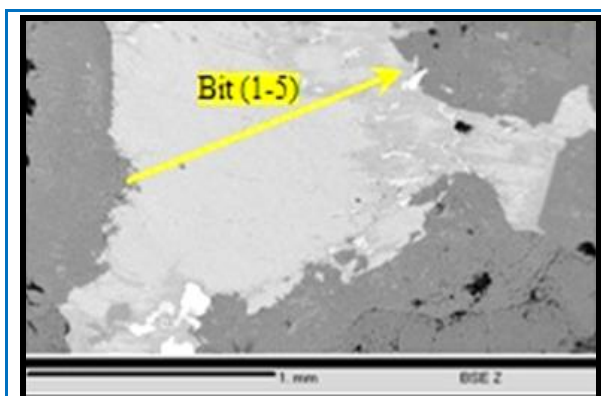
شکل ۸. ترکیب آمفیبول‌های تودهٔ مونزوگرانیتی هامانه در **(A)** نمودار فشار در برابر Al^T (Schmidt, 1992) و بازهٔ دمایی پیدایش آمفیبول؛ **(B)** نمودار دما در برابر Al^T (Anderson and Smite, 1995) و محاسبهٔ فشار پیدایش آمفیبول؛ **(C)** نمودار Al^{IV} versus Fe^T+Mg/Fe^O^T (Anderson and Smite, 1995)؛ **(D)** جایگاه زمین‌ساختی پیدایش آمفیبول‌های هامانه؛ **(E)** ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها (I-Amph: آمفیبول درون‌صفحه‌ای S-Amph: آمفیبول وابسته به پهنه‌های فرورانش)؛ **(F)** روند خطی مثبت مجموع کاتیون‌های Al^{IV} versus $Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti+A_{site}$ در برابر Al^{IV} .

Figure 8. Composition of amphiboles in the Hamaneh monzogranite on **(A)** Pressure versus Al^T diagram (Schmidt, 1992) and the temperature range of amphibole formation; **(B)** Temperature versus Al^T diagram (Anderson and Smite, 1995) and calculated pressure of amphibole formation; **(C)** Al^{IV} versus Fe^T+Mg/Fe^O^T diagram (Anderson and Smite, 1995); **(D)** Tectonomagmatic setting of the amphiboles; **(E)** Chemical composition of amphiboles (I-Amph: within-plate amphiboles, S-Amph: subduction-related amphiboles); **(F)** Linear trend diagram of Al^{IV} versus $Al^{VI} + Fe^{3+} + 2Ti + A_{site}$ cations.

پیشنهادی ناچیت و همکاران (Nachit et al., 2005)، بیوتیت‌ها در محدوده A جای می‌گیرند که گویای اولیه بودن آنها و تبلور از ماگماست (شکل ۱۰-A). مقدار $Al^{VI} < 1$ (بر پایه ۲۴ اکسیژن) از ویژگی‌های بیوتیت‌های ماگمایی است. در این جدول X_{total} مجموع کاتیون‌های بزرگ با بار ضعیف (Y_{total} گویای مجموع یون‌های دو تا چهار ظرفیتی (۷/۹۴۳-۸/۲۹۳) با اندازه متوسط شامل می‌شود. در نمودار رده‌بندی بیوتیت نمونه‌ها در محدوده بیوتیت و در میان دو قطب آنیت و فلوگویت جای می‌گیرند (شکل ۱۰-B) و بر پایه نمودار رده‌بندی پیشنهادی فورستر (Forster, 1989)، میکاهای توده هامانه در محدوده منیزو-بیوتیت جای می‌گیرند (شکل ۱۰-C). این نوع بیوتیت نتیجه تبلور اولیه اکسیدهای آهن (مگنتیت) و تیتانیوم‌دار (تیتانیت) هستند و حضور این مجموعه کانی‌های بیوتیت منیزیم‌دار، مگنتیت و تیتانیت با هم، نشان‌دهنده فوگاسیت کمابیش بالای اکسیژن در ماگماست.

ب- بیوتیت

در شکل ۹ تصویر الکترون‌های برگشتی (BSE) بیوتیت هامانه آورده شده است. داده‌های ریزکاو الکترونی بیوتیت‌ها پس از تفکیک مقدار Fe^{2+} و Fe^{3+} بر پایه روش پیشنهادی دروپ (Droop, 1987) و محاسبه فرمول ساختاری بر پایه روش ۲۴ اکسیژن در جدول ۲ آورده شده است.



شکل ۹. تصویر الکترون‌های برگشتی (BSE) از بیوتیت مونزوگرانیت هامانه.

Figure 9. BSE photograph of the biotite in the monzogranite of Hamaneh.

بر پایه داده‌های ریزکاو الکترونی بیوتیت‌های مونزوگرانیت هامانه (جدول ۳) در نمودار سه‌تایی

جدول ۴. داده‌های ریزکاو الکترونی بیوتیت‌های توده هامانه و فرمول ساختاری آنها بر پایه ۲۴ اتم اکسیژن، به روش دروپ (Droop, 1987).

Table 4. Microprobe data of biotites in Hamaneh pluton (Calculated based on 24 oxygen atoms and Droop, 1987).

Position	1/1/R	1/2/M	1/3/C	1/4/M	1/5/R	1/2/R	2-Feb	3-Feb	4-Feb	5-Feb
SiO ₂	36.61	37.17	37.05	36.84	36.29	35.76	37.48	36.18	36.06	38.01
TiO ₂	2.33	3.15	3.26	2.77	2.26	4.86	4.89	4.22	3.95	3.87
Al ₂ O ₃	12.90	12.64	12.87	13.11	11.42	13.25	13.63	13.43	13.39	12.86
FeO	21.79	21.58	22.38	22.2	21.81	19.89	18.49	19.45	19.68	17.83
MnO	0.37	0.37	0.39	0.41	0.88	0.44	0.39	0.31	0.40	0.30
MgO	10.55	10.5	10.56	10.4	10.42	12.11	11.92	12.37	12.46	10.89
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01	0.17	0.01	0.01	0.00
Na ₂ O	0.08	0.15	0.10	0.15	0.04	0.09	0.42	0.09	0.11	0.14
K ₂ O	10.20	10.28	10.18	10.37	10.02	10.55	11.09	10.64	10.61	12.43
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	0.09	0.11	0.14
Total	95.23	96.48	96.95	96.79	93.56	97.05	98.90	96.79	96.78	96.47

جدول ۴. ادامه.

Table 4. Continued.

Position	1/1/R	1/2/M	1/3/C	1/4/M	1/5/R	1/2/R	2-Feb	3-Feb	4-Feb	5-Feb
Si	9.87	9.98	10.05	10.02	9.70	10.09	5.59	5.52	5.51	5.81
Al ^{IV}	5.74	5.75	5.70	5.71	5.82	5.46	2.39	2.41	2.41	2.20
Al ^{VI}	2.26	2.25	2.30	2.32	2.16	2.38	0.00	0.00	0.00	0.12
Al ^T	0.12	0.06	0.04	0.09	0.00	0.00	2.39	2.41	2.41	2.32
Ti	2.38	2.31	2.34	2.39	2.16	2.38	0.55	0.48	0.45	0.45
Fe	0.28	0.37	0.38	0.32	0.27	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.30	2.48	2.52	2.28
Mg	2.86	2.79	2.88	2.87	2.93	2.54	0.05	0.04	0.05	0.04
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.05	0.03	0.05	0.01	0.03	0.12	0.03	0.03	0.04
K	2.04	2.03	2.00	2.05	2.05	2.05	2.11	2.07	2.07	2.42
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.04	0.05	0.06
SUM	22.21	22.07	22.07	22.22	22.12	22.22	22.18	22.26	22.29	22.14
Y _{Total}	8.15	8.00	8.10	8.13	7.97	8.29	7.94	8.23	8.27	7.68
X _{Total}	2.06	2.07	1.97	2.09	2.07	2.08	2.26	2.10	2.10	2.46
Al _{Total}	2.38	2.31	2.34	2.39	2.16	2.38	2.39	2.41	2.41	2.32
Fe/Fe+Mg	0.54	0.54	0.54	0.55	0.54	0.48	0.47	0.47	0.47	0.48
Mn/Mn+Fe	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg#	0.46	0.76	0.46	0.46	0.46	0.52	0.53	0.53	0.53	0.52

خاستگاه آنها از ماگمایی کالک‌آلکان و تحول یافته‌تر از ماگماهای آلکان پتاسیک نسبت داد (Yavuz, 2003).

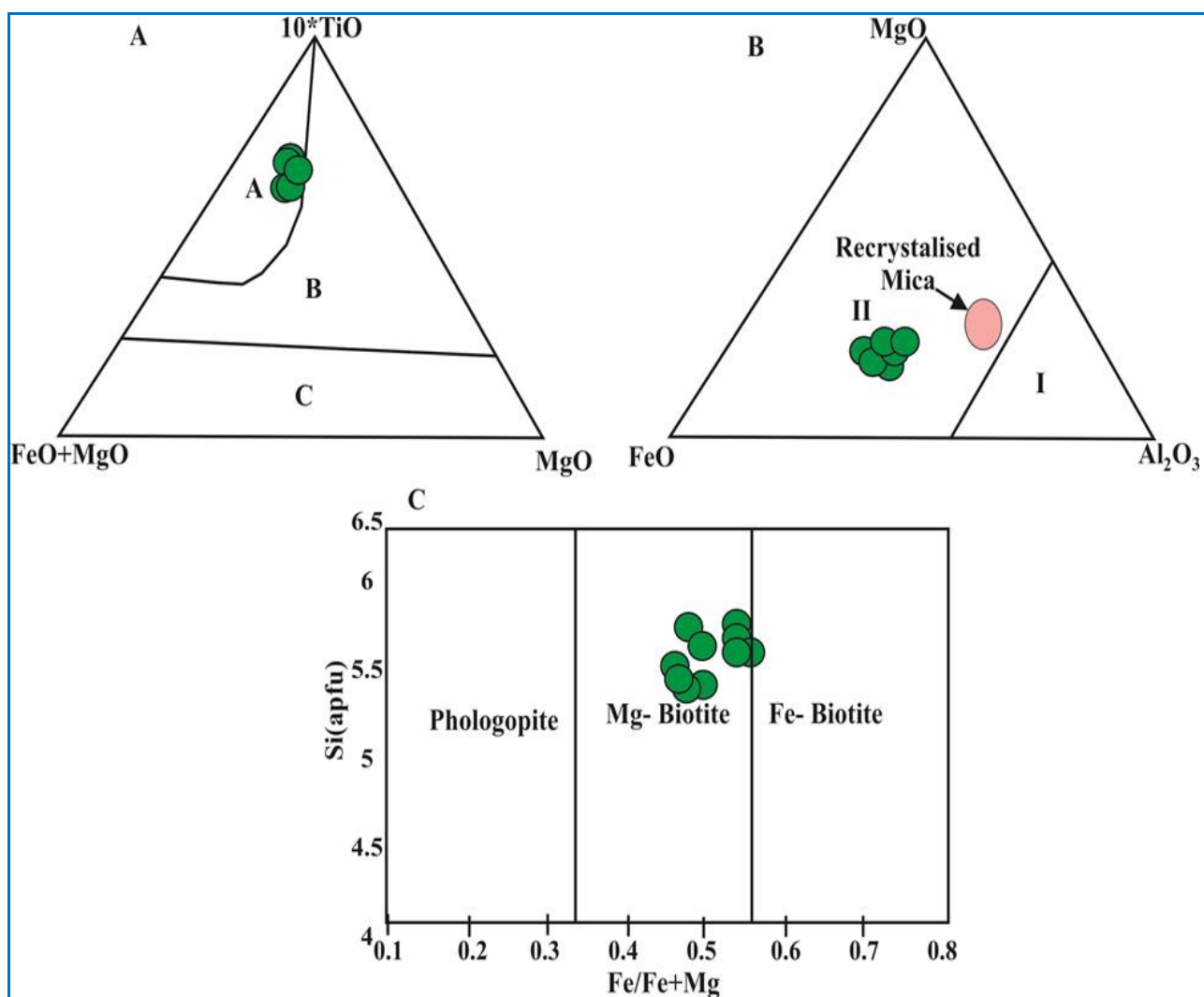
پ- فلدسپار

برای بررسی ترکیب شیمیایی و فرایندهای فیزیکی-شیمیایی حاکم بر محیط پیدایش فلدسپارها در توده هامانه، داده‌های ریزکوالکترونی ۸ فلدسپار و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده بر پایه ۸ اتم اکسیژن (Deer et al., 1991) در جدول ۳ آورده شده‌اند. این داده‌ها نشان می‌دهند ترکیب پلاژیوکلازها از An₂₁ تا An₃₂، و ترکیب آلکالی فلدسپارها از Or₄₅ تا Or₅₉ در نوسان است (جدول

در نمودار تعیین خاستگاه بیوتیت‌ها (Jiang et al., 2002)، بیوتیت‌های هامانه در محدوده‌های تیپ I جای می‌گیرند (شکل ۱۱-A). در نمودار سه‌تایی MgO، Al₂O₃ و FeO^T، بیوتیت‌ها در محدوده زمین‌ساختی سری ماگمایی گرانیتوییدی کالک‌آلکان (C) جای می‌گیرند (شکل ۱۱-B) و در محیط کوهزایی مرتبط با پهنه فرورانش که در دمای ۶۵۰ تا ۷۳۰ درجه سانتیگراد پدید آمده‌اند (شکل‌های ۱۱-C و ۱۱-D) و آلودگی متوسط تا شدید پوسته‌ای نشان می‌دهند (شکل‌های ۱۲-A و ۱۲-B). کم بودن عدد منیـزیم (Mg# < 0.66) در بیوتیت‌های منطقه، را می‌توان به

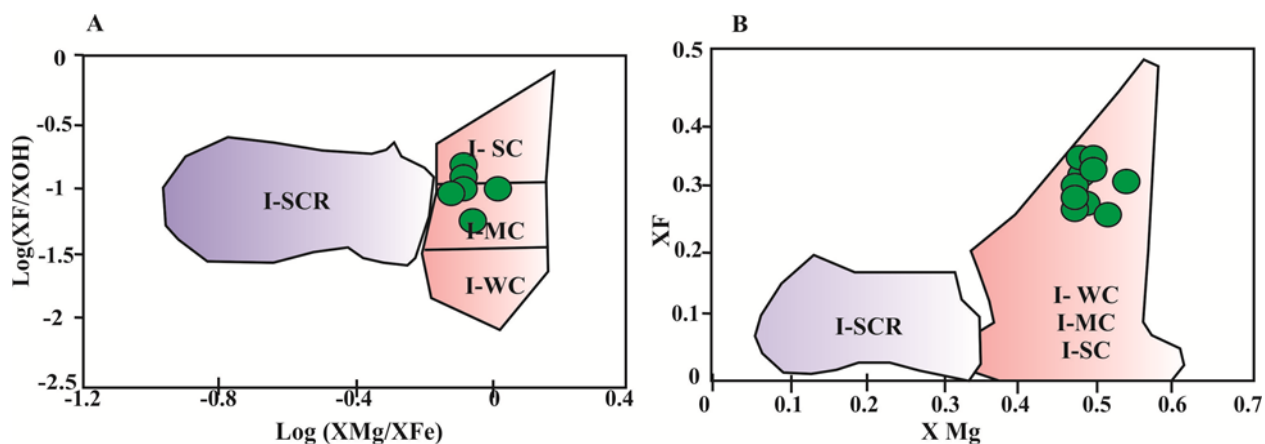
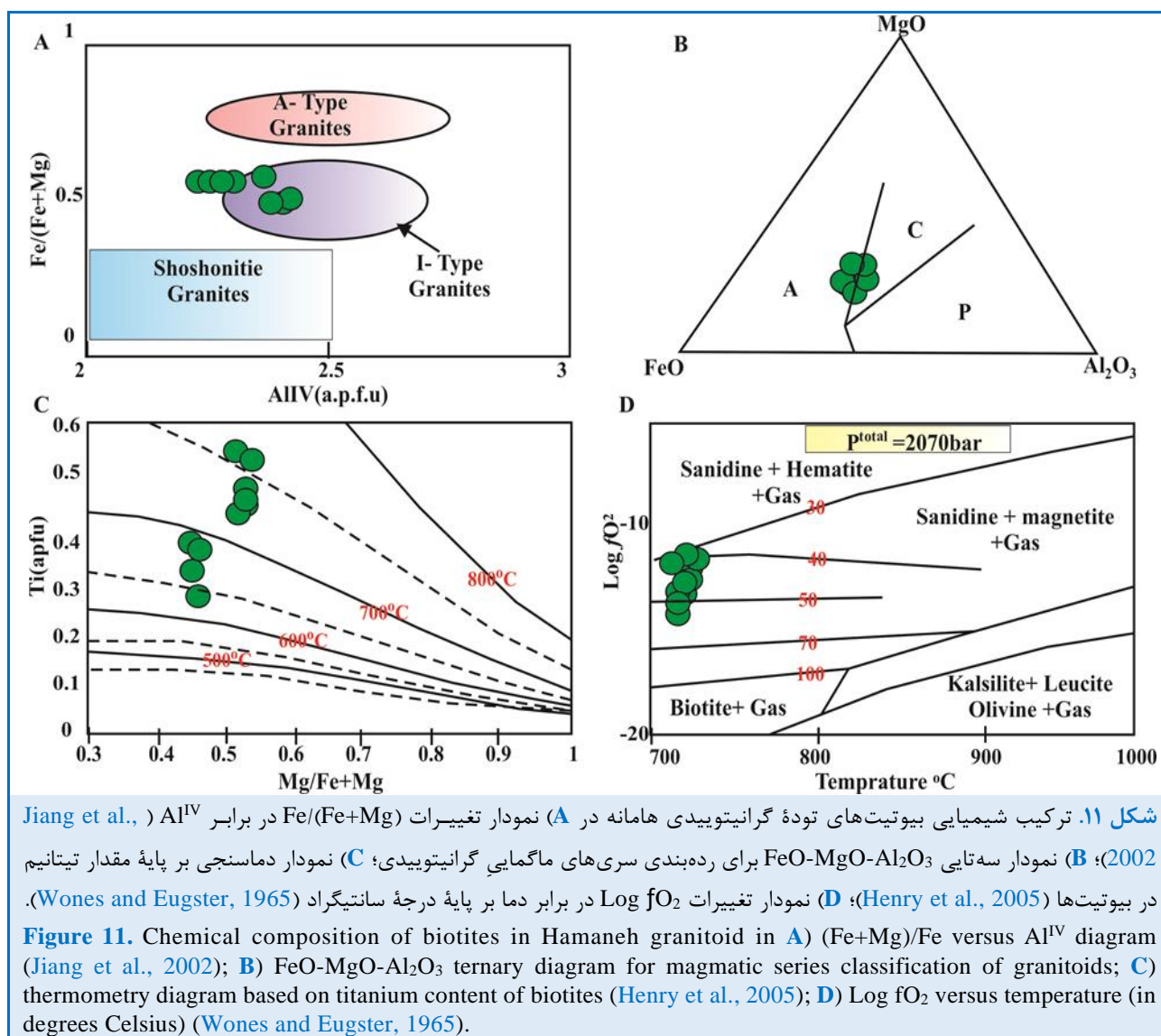
سنگ‌ها نیز چه‌سا گویای رخداد آمیختگی ماگمایی است (Hibbard, 1995). جانمایی نمونه‌ها در نمودار سه‌تایی An-Ab-Or نشان می‌دهد فلدسپارها الیگوکلاز-آندزین هستند. همچنین، در نمودار دماسنجی فلدسپارها (Elkins and Grove, 1990; Deer et al., 1991)، دمای پیدایش فلدسپارها در بازه ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد برآورد می‌شود (شکل‌های A-۱۳ و B-۱۳).

۳). حاشیه پلاژیوکلازها نسبت به مرکز درصد آنورتیت بیشتری دارند و کلسیک‌تر است، پس منطقه‌بندی غیرعادی و وارونه دارند. این ویژگی از نشانه‌های نبود تعادل بلور و ماگما در پی رخداد فرایندهایی مانند آمیختگی ماگمایی و یا تغییر فشار بخار آب در هنگام تبلور پلاژیوکلازها به‌شمار می‌رود. هرچند بافت آنتی‌راپاکیوی و لخته‌های کانی‌های مافیک در این



شکل ۱۰. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های توده گرانیتویدی هامانه در (A) نمودار سه‌تایی تمایز انواع بیوتیت‌ها (Nachit et al., 2005); (B) نمودار سه‌تایی MgO-FeO-Al₂O₃ (Nockolds, 1947); (C) نمودار رده‌بندی شیمیایی میکاها (Forster, 1989).

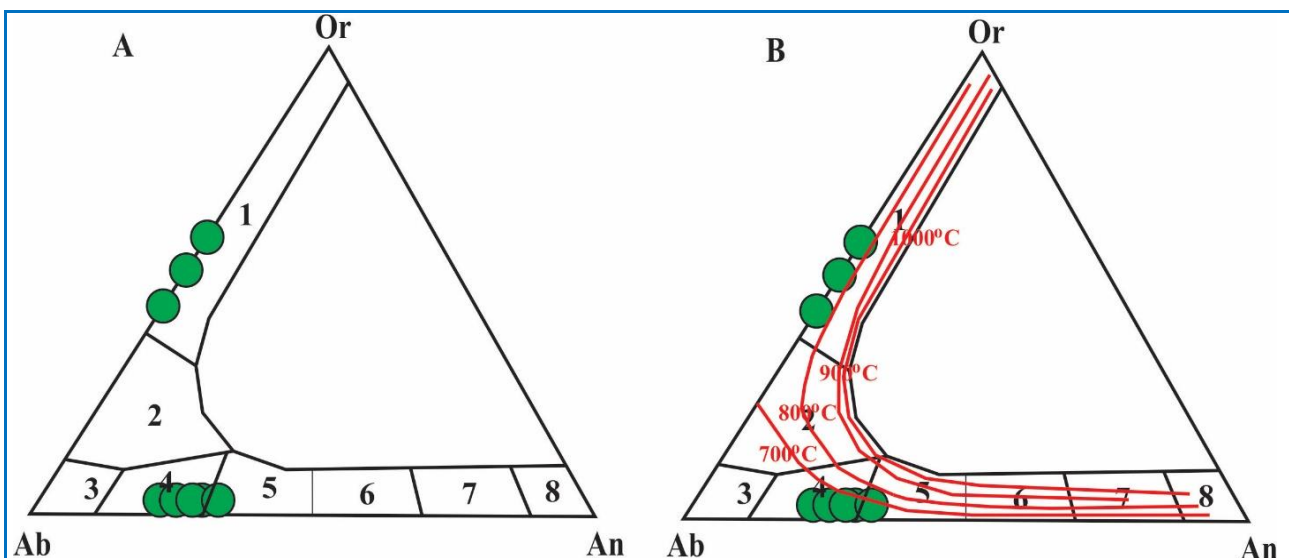
Figure 10. Chemical composition of biotites in Hamaneh granitoid in (A) Ternary discrimination diagram of biotites (Nachit et al., 2005); (B) MgO-FeO-Al₂O₃ ternary diagram (Nockolds, 1947); (C) Chemical classification diagram of micas (Forster, 1989).



جدول ۵. داده‌های ریزکواالکترونی فلدسپارهای مونزوگرنایت هامانه به‌همراه فرمول ساختاری بر پایه ۸ اتم اکسیژن و سازنده‌های پایانی.

Table 5. Microprobe data of feldspars in the Hamaneh monzogranite, and the calculated structural formula based on 8 oxygen, and the end members.

Sample No.	H.7.3	H.7.3	H.7.3	H.7.3	H.7.15	H.7.15	H.7.15
Position	2/6/C	2/7/M	2/8/M	2/9/R	2\6	2\7	2\8
SiO ₂	63.25	61.39	60.40	59.73	61.06	58.12	59.67
TiO ₂	0.32	1.74	1.65	1.32	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	23.65	25.62	25.46	25.69	23.45	25.12	24.98
FeO	0.29	0.22	0.22	0.22	0.00	0.12	0.05
MgO	0.10	0.03	0.01	0.02	0.00	0.13	0.00
CaO	5.00	6.54	6.67	7.47	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	9.04	8.59	8.27	7.79	5.87	8.79	6.86
K ₂ O	0.31	0.36	0.36	0.22	8.29	7.12	7.68
Total	101.11	100.93	99.74	99.90	98.67	99.40	99.25
Si	2.52	2.42	2.42	2.41	2.51	2.31	2.41
Al	1.21	1.41	1.41	1.41	1.31	1.31	1.31
Ca	0.41	0.51	0.51	0.62	0.00	0.00	0.00
Na	1.41	1.41	1.31	1.21	1.04	1.41	1.11
K	0.01	0.10	0.11	0.00	1.31	1.12	1.21
Sum	5.60	5.70	5.70	5.60	6.00	6.30	6.10
Or	2.50	2.90	3.00	1.90	58.50	44.70	52.80
Ab	76.40	70.30	69.10	66.30	41.50	55.30	47.20
An	21.10	26.80	27.90	31.80	0.00	0.00	0.00



شکل ۱۳. A) ترکیب فلدسپارهای هامانه در نمودار سه‌تایی Or-Ab-An (Deer et al., 1991)؛ **B)** برآورد دمای پیدایش فلدسپارها در نمودار سه‌تایی Or-Ab-An همراه با ایزوترم‌های سولوس (Elkins and Grove, 1990).

Figure 13. A) Composition of the Hamaneh feldspars in the Or-Ab-An diagram (Deer et al., 1991); **B)** Temperature estimation of the feldspar formation in the Or-Ab-An diagram with the Solvus isotherms (Elkins and Grove, 1990).

آمده‌اند. دانشمندان روش‌های گوناگونی برای زمین‌دماسنجی کلریت دانشمندان پیشنهاد کرده‌اند (De Caritat et al., 1993; Cathelineau and Nieva, 1985; Vidal et al., 2006; Inoue et al., 2010; Bourdelle and Cathelineau, 2015). یکی از بهترین روش‌ها برای تعیین درجه دمای پیدایش کلریت را کاتلینو و نیوا (Cathelineau and Nieva, 1985) ارائه کرده‌اند. در این روش، ترکیب شیمیایی کلریت رابطه مستقیمی با دما دارد و شمار اتم‌های Al در جایگاه تتراهدرال (Al^{IV}) در کلریت به شدت به دمای پیدایش کلریت وابسته است. فرمول به کاررفته به صورت زیر است:

$$T (^{\circ}C) = \frac{Al^{IV} + 8.26 \cdot 10^{-2}}{4.71 \cdot 10^{-3}}$$

$$T = 2.02 + 8.26 \cdot 10^{-2} / 4.71 \cdot 10^{-3} = 446$$

$$T = 1.96 + 8.26 \cdot 10^{-2} / 4.71 \cdot 10^{-3} = 433$$

دمای به دست آمده برای دگرسانی بر پایه روش یادشده از ۴۳۳ تا ۴۶۶ درجه سانتیگراد در نوسان است.

برداشت

توده آذرین درونی هامانه با ترکیب مونوزوگرانیته در باختر استان یزد جای دارد. مجموعه کانی‌های اصلی این مونوزوگرانیته شامل کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت است. بررسی شیمی کانی‌های آمفیبول، بیوتیت و پلاژیوکلاز گویای حضور ماگمای از نوع I با سرشت کالک‌آلکان در منطقه است. شیمی کانی‌های آمفیبول به حضور آمفیبول‌های کلسیک منیزوپهورنبلند تا اکتینولیت اشاره دارد که در دمای ۸۰۳ تا ۸۹۶ سانتیگراد و فشار ۰/۸۱ تا ۲/۳۲ کیلو بار و ژرفای ۲/۷۸ تا ۴/۳۷ متبلور شده‌اند. همچنین، بلورهای پلاژیوکلازها در دمای ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد و بیوتیت‌ها در دمای ۶۵۰ تا ۷۳۰ درجه سانتیگراد متبلور شده‌اند. پیدایش کلریت در توده مونوزوگرانیته هامانه در پی دگرسانی‌های ثانویه کانی‌های آمفیبول و بیوتیت در دمای ۴۳۳ تا ۴۶۶ درجه سانتیگراد رخ داده است. بر پایه داده‌های به دست آمده، توده مونوزوگرانیته هامانه به جایگاه زمین‌ساختاری فرورانش مرتبط با حاشیه قاره‌ای فعال تعلق دارد که هنگام صعود دچار آرایش پوسته‌ای شده است.

ت - کلریت

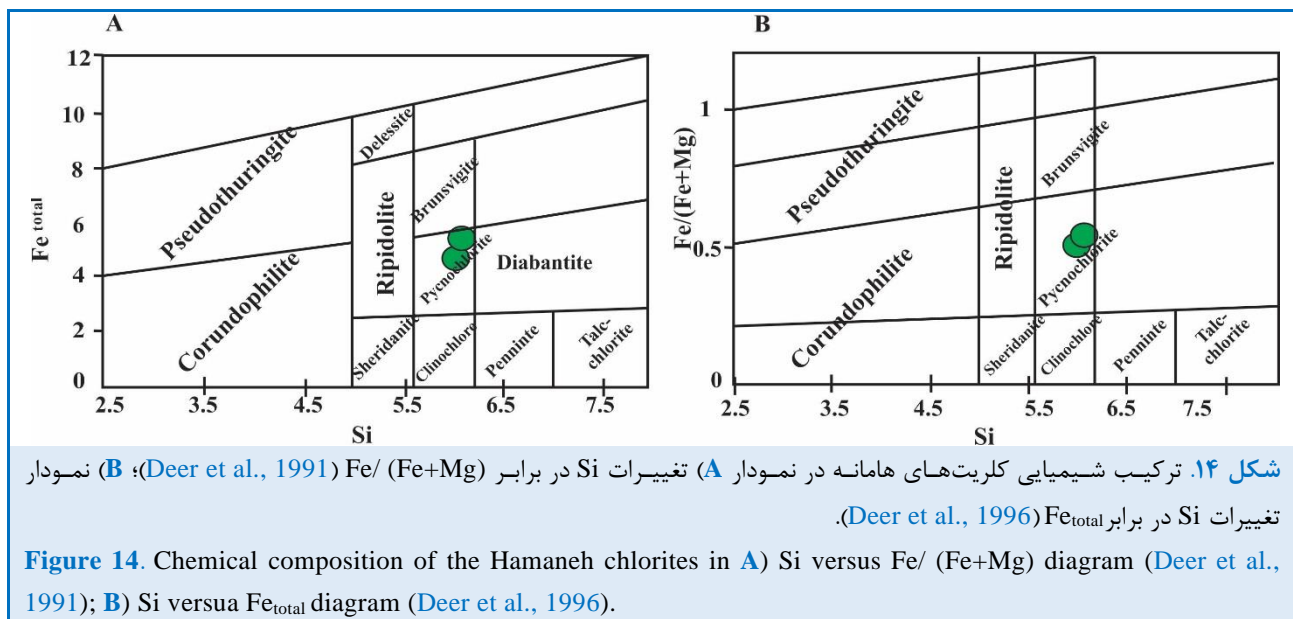
داده‌های ریزکاو الکترونی کلریت‌ها به همراه فرمول ساختاری به دست آمده آنها بر پایه ۲۸ اتم اکسیژن در جدول ۴ آورده شده‌اند.

جدول ۶. داده‌های ریزکاو الکترونی کلریت‌های توده هامانه (فرمول ساختاری بر پایه ۲۸ اتم اکسیژن).

Table 6. Results of microprobe analysis of Hamaneh body chlorites (based on 28 oxygens).

Sample No.	H.7.3	H.7.3
SiO ₂	27.80	28.11
TiO ₂	0.030	0.040
Al ₂ O ₃	16.12	15.50
FeO	27.10	28.60
MnO	0.890	0.700
MgO	15.12	14.68
CaO	0.040	0.030
Na ₂ O	0.020	0.030
K ₂ O	0.010	0.050
Total	87.15	87.72
Si	5.980	6.040
Al ^{IV}	2.020	1.960
Al ^{VI}	2.060	1.970
Al ^T	4.080	3.930
Ti	0.000	0.010
Fe ³⁺	0.020	0.000
Fe ²⁺	4.850	5.140
Mn	0.160	0.130
Mg	4.850	4.700
Ca	0.010	0.010
Na	0.020	0.030
K	0.010	0.030
SUM	28.02	28.02
Fe/Fe+Mg	0.500	0.520

برای تعیین نوع کلریت‌ها از نمودارهای گوناگونی (Deer et al., 1991, 1996) بهره گرفته شد. کلریت‌های هامانه در گستره پیکنوکلریت جای می‌گیرند (شکل‌های A-۱۴ و B-۱۴). بر پایه ترکیب شیمیایی کلریت‌ها و با توجه به مقدار کمابیش بالای آهن، این کلریت‌ها از دگرسانی بیوتیت‌ها پدید



References

- Abdel- Rahman, A.M. (1994) Nature of biotites from Alkaline, Calc-alkaline and Peraluminous magmas, *Journal of Petrology*, 35(2), 525-541. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.525>
- Aftabi, A., and Atapour, H. (2000) Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran. *Episodes*, 23, 119-125.
- Aghanabati, A. (2004) *Geology of Iran*. Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran, 582 p.
- Ague, J.J., and Brimhall G.H. (1988) Regional variations in bulk chemistry, mineralogy and the compositions of mafic and accessory minerals in the batholiths of California. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 891-911.
- Alavi, M. (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304, 1-20. <https://doi.org/10.2475/ajs.304.1.1>
- Anderson, J.L. (1996) Status of thermo-barometry in granitic batholiths. *Earth Science Review*, 87, 125-138. <https://doi.org/10.1017/S0263593300006544>
- Anderson, J.L., and Smith D.R. (1995) The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry, *American Mineralogist*, 80, 549-559. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>
- Berberian, M., and King, G.C.P. (1981) Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210-265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J., and Berberian, M. (1982) Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society*, 139, 605-614. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.5.0605>
- Bourdelle, F., and Cathelineau, M. (2015) Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T-R₂-Si diagram. *European Journal of Mineralogy* 27, 617-626. <https://doi.org/10.1127/ejm/2015/0027-2467>
- Cathelineau, M., and Nieva, D. (1985) A chlorite solid solution geothermometer-The Los Azufres (Mexico) geothermal system: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 91, 324-351. <https://doi.org/10.1007/BF00413350>
- Coltorti, M., Bondaiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S.Y., and Powell W. (2007) Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle, *Lithos*, 99, 68-84. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.05.009>
- Darvishzadeh, A (2007) *Geology of Iran*. 436 p. Neda Publication, Tehran.
- De Caritat, P., Hutcheon, I.A.N., and Walshe, J.L. (1993) Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals* 41, 219-239. <https://doi.org/10.1346/ccmn.1993.0410210>

- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. (1991) An introduction to the rock forming minerals. 528 p. Longman Scientific and Technical, <https://doi.org/10.3749/canmin.51.4.663>
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. (1996) Rock-forming mineral. 333 p. Longman Scientific & Technical.
- Droop, G.T.R. (1987) A general equation Fe^{3+} concentration in ferromagnesian silicates and oxygen from microprobe analysis using stoichiometric criteria", *Mineralogical Magazine*, 51, 431-435. <https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10>
- Elkins, L.T., and Grove, T.L. (1990) Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *American Mineralogist*, 75, 544-559.
- Esawi, E.K. (2004) AMPH-CLASS: An excel spreadsheet for the classification and nomenclature of amphibole based on the 1997 recommendations of the international mineralogical Association, *Computers Geosciences*, 30, 753-760. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2004.05.007>
- Fleet, M.E., and Barnett R.L. (1978) Partitioning in calciferous amphiboles from the Froid Mine Sudbury, Ontario, *The Canadian Mineralogist*, 16, 527-532.
- Forster, H.J., and Tischendorf, G. (1989) Reconstruction of the volatile characteristics of granitoidic magmas and hydrothermal solutions on the basis of dark micas: the Hercynian Postkinematic granites and associated high-temperature mineralization of the Erzgebirge (G.D.R). *Chemie der Erde (Geochemistry)*, 49, 7-20.
- Hajmolaali, A., Ghomashi, A., Afsharian, A.M., and Hadadian, M. (1996) Geology map 1/100000 of Khezrabad. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Hammarstrom, J.M., and Zen, E. (1986) Aluminium in hornblende and empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 710, 1297-1313.
- Hassanzadeh, J., Ghazi, A.M., Axen, G., Guest, B. (2002) Oligomiocene mafic-alkaline magmatism in north and northwest of Iran: evidence for the separation of the Alborz from the Urumieh-Dokhtar magmatic arc. *Geological Society of America*, 34, 331.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V., and Thomason, J.A. (2005) The Ti-substitution surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms, *American Mineralogist* 90, 316-328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- Hibbard, M.J. (1995). *Petrography to petrogenesis*. Prentice Hall, 587.
- Holland, T., and Blundy, J. (1994) Non-Ideal Interactions in Calcic Amphiboles and Their Bearing on Amphibole-Plagioclase Thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4), 1994, 433-447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., and Sisson, V.B. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72(3-4), 231-239.
- Inoue, A., Kurokawa, K., Hatta, T. (2010) Application of chlorite geothermometry to hydrothermal alteration in Toyoha geothermal system, Southwestern Hokkaido, Japan. *Resource Geology*, 60, 52-70. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2010.00114.x>
- Jiang, Y., Jiang, S., Ling, H., Zhou, X., Rui, X., and Yang, W. (2002) Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: Implications for granitoid geneses. *Lithos*, 63, 165-187. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00140-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00140-8)
- Johnson, M.C., and Rutherford, M.J. (1989) Experimental Calibration of the aluminum in hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, 9, 623-651. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.405.13>
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovich, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N., and Whittaker, E.J.W. (2004) Nomenclature of

- amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *The Canadian Mineralogist*, 41, 1355-1370. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.41.6.1355>
- Moazzen, M., and Droop, G.T.R. (2005) Application of mineral thermometers and barometers to granitoid igneous rocks: the Etive Complex, W Scotland. *Mineralogy and Petrology*, 83, 27-53. <https://doi.org/10.1007/s00710-004-0059-z>
- Molina, J., Scarrow, J., Montero, P.G., and Bea, F. (2009) High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: Evidence for mildly alkalichybrid. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0371-4>
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.L.H., and Ohoud, M.B. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, C.R. Acad. Science. Paris Geoscience, 337, 1415-1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Nockolds, S.R. (1947) The relation between chemical composition and paragenesis in the Biotite micas of igneous rocks. *American Journal of Sciences*, 245, 401-420, [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(71\)90036-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(71)90036-2)
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., and Jolivet, L. (2008) Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106, 380-398. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.008>
- Pal, N., Pal, D.C., Mishra, B., and Meyer, F. M. (2001) The evolution of the Palim granite in the Bastar tin province, Central India. *Mineralogy and Petrology*, 72, 281-304. <https://doi.org/10.1007/s007100170020>
- Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Y., Kamenetskii, V., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P., Muller, G., Neiva, A., Radosolvich, E., Robert, J., Sassi, F., Takeda, H., Weiss, Z., and Wones, D. (1998) Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, 36, 1-8.
- Schmidt, M. (1992) Amphibole composition in tonalities as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>
- Schmidt, M.W., Dardon, A., Chazot, G., and Vannucci, R. (2004) The dependence of Nb and Ta rutile-melt partitioning on melt composition and Nd/Ta fractionation during subduction processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 415-432. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.08.010>
- Shabanian, N., Davoudian, A.R., Dong, Y., and Liu, X. (2018) U-Pb zircon dating, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic ratios from Azna-Dorud Cadomian metagranites, Sanandaj-Sirjan zone of western Iran. *Precambrian Research*, 306, 41-60. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.037>
- Shahabpour, J. (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24, 405-417. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.11.007>
- Sial, A.N., Ferreira, V.P., Fallick, A.E., Jeronimo, M., and Cruz M. (1998) Amphibole- rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 11, 457-471. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00034-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00034-0)
- Vidal, O., De Andrade, V., Lewin, E., Munoz, M, Parra, T., and Pascarelli, S. (2006) P-T-deformation-Fe³⁺/Fe²⁺ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping: application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan). *Journal of Metamorphic Geology*, 24(7), 669–683. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00661.x>
- Whitney, D.L., and Evans, B.W. (2010) Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wones, D.R., and Eugster, H.P. (1965) Stability of biotite experiment, theory, and application. *Am. Mineral.* 50, pp.1228-1272.
- Yavuz, F. (2003) Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: Part II—Applications using the computer program Mica+. *Computers & Geosciences*, 29(10), 1215-1228. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(03\)00143-2](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00143-2)
- Zen, E. (1988) Tectonic significance of high-pressure plutonic rocks in the Western Cordillera of North America, In Ernst W.G., ed., *Metamorphism and crustal evolution of the western United States*. Rubey, Volume VII: Englewood Cliffs, New Jersey, prentice Hall, 41-67.