Petrological Journal

E-ISSN: 2322-2182

16th Year, No. 61, 2025, pp. 71-94

Petrological Journal

Research Article

Petrogenetic and mineralogical constraints in metamorphic-plutonic complex of N-Bijar, Kordestan, Iran

Maryam Bafandeh[1], Abbas Asiabanha[2]✉, Mohsen Nasrabady[3]

[1] M.Sc. student of petrology, Department of Geology, Faculty of Sciences, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran. maryam_bafandeh@yahoo.com

[2] Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran asiabanha@sci.ikiu.ac.ir

[3] Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran nasrabady@sci.ikiu.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 12 January 2023
Accepted: 09 April 2023

Keywords
Leucogranite
Garnet
Metabasite
Thermobarrometry
Bijar
Sanandaj-Sirjan

10.22108/ijp.2025.144343.1353

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Sanandaj-Sirjan metamorphic-magmatic zone (SSZ) (with 1500 km in length and 150-200 km in width) along with the Urumieh-Dokhtar magmatic arc as well as the folded-thrust belt of Zagros comprise the Zagros orogeny in south west of Iran. The SSZ. based on the grade and age of metamorphism, has been divided into northern and southern subzones (Ghasemi and Talbot, 2006). The southern subzone are dominated by metamorphosed and deformed lithologies belonging to middle - upper Triassic, whereas, the Jurassic and the upper Cretaceous metamorphic rocks as well as the felsic intrusions are more widespread in the northern subzone (Moazzen et al. 2004; Ghasemi and Talbot, 2006; Sepahi et al., 2014). The intrusions of SSZ range in composition from gabbro to granite and are Neoproterozoic to Miocene in age. But the granitic bodies of Jurassic (140-170 Ma) are more abundant (Hassanzadeh and Wernicke, 2016).

The metamorphic-plutonic complex of northern Bijar, situated on the northern part of the Sanandaj-Sirjan zone of Iran, is important for co-existence of regional metamorphic rocks (dominated by slate and phyllite as well as inliers of green-schist) and a white garnet-bearing leucogranite. Fonoudi and Sayareh (2000) suggested that this lithology was metamorphosed during Cretaceous and were intruded by a leucogranitic intrusion in N-Bijar. Although it is not seen any contact metamorphic halo at the boundary zones of the pluton (likely because of its low heat potential) but the presence of the aplitic apophyses in the country schistose rocks and especially the occurrence of abundant xenoliths at the marginal zone of the pluton (Figures 2C and 2D) are good indications of the age of the pluton which is younger than that of the country metamorphic rocks.

✉ Corresponding Author

To cite this article: Bafandeh, M., Asiabanha, A., and Nasrabady, M. (2025) Petrogenetic and mineralogical constraints in metamorphic-plutonic complex of N-Bijar, Kordestan, Iran. Petrological Journal, 16(1), 71-94.

Mineralogically, the country rocks are the metabasites metamorphosed under amphibolite facies. and as the textural evidences show they were affected by at least two episodes of regional metamorphism followed by retrograde and dynamic metamorphism. The high temperature ductile deformation is given by the following indications: the seriate boundaries in quartz grains, the ribbon quartz, the fish-shaped amphiboles, the granoblastic and the recrystallized textures. On the other hand, the granitic pluton, as a homogenous body, is composed of more than 95 vol% of felsic minerals (i.e. quartz, plagioclase and alkali feldspars) and about less than 5 vol% other minerals (i.e. garnet, muscovite, biotite). The shallow depth emplacement of the intrusion is implied by the granophyric and perthitic textures. Also, the high temperature deformation of the rocks is shown by the seriate boundaries and dynamic recrystallizations in quartz grains as well as the abundant myrmekitic textures.

Geochemistry and Mineral Chemistry

The studied pluton is poor in Fe-Mg conrent but peraluminous (A/CNK=1.05-1.11) in nature and classified as high-K calc-alkaline magmatic series. The convex downward of in REE pattern in studied samples can be due to MREEs depletion possibly produced by differentiation of ferromagnesian minerals (i.e., pyroxene, hornblende and even titanite) (Rollinson and Pease, 2021). Whereas, the metabasites have a uniform pattern of LREEs/HREEs mildly enrichment ratio ($La_N/Lu_N \approx 3.01$).

To determine the role of minerals in the petrological evolutions, the rock-forming minerals were analyzed by EPMA (Tables 2-6). As the results show the metabasites mainly contain: Ca-amphiboles magnesio-hornblende and lesser amounts of pargasite, epidote containing of pistacite component of about 0.24-0.27, oligoclase-plagioclase. The same analyses reveal that the granite samples are composed of albite-oligoclase, orthoclase, microcline, as the major and the zoned Mn-garnet (spessartine), phengitic muscovite, as the minor minerals.

Discussion and Conclusion

The metamorphic-plutonic complex of northern Bijar comprises of two distinct lithologies, namely the Cretaceous metabasites as the country rocks and the garnet-bearing leucogranite pluton. The mineral assemblages of the pluton point to the peraluminous nature of granite confirmed by the A/CNK>1. The mentioned pluton was intruded the country rocks in a shallow depth of the crust with lack of any indication of contact metamorphism. However, the observation of abundant xenoliths of metabasites at the margin zone of the pluton is a strong reason for its younger age than the metabasites.

The metamorphic rocks of the studied area are the low-medium grade regional metamorphic rocks (i. e. slate, phyllite, hornblende schist and epidote schist) affected by at least two regionally followed by dynamic and retrograde metamorphisms. As the mineral paragenesis show, the protolith of these rocks are enriched in Ca, Fe and Mg (namely calc-alkaline basalts). Also, they have been originated from MORB sources with proxies of continental arcs. Moreover, the studied granitic pluton belongs to a volcanic arc and/or continental collision granite type.

The thermo-barometric calculations based on different procedures yielded: T= 600±20 and P=13-15 kbar for amphiboles by the method reported by Ernst and Liu (1998), T=593-718 °C in 2 kbar and T=640-708 °C in 8 kbar by Holland and Blundy's method (1994) and finally T = 730 °C and P. 2-6.9 kbar by the method suggested by Bhadra and Bhattacharya (2007).

On the other hand, by plotting the plagioclase data of leucogranite pluton on Nekvasil et al. (2000) a P = 4.5 kbar and T= 500 °C. were obtained. Thus, the lower temperatures of the granitic pluton can be explained by the lack of contact metamorphic halo in the country rocks.

Petrological Journal
E-ISSN: 2322-2182
16th Year, No. 61, 2025, pp. 71-94

Petrological Journal

پتـــــرولوژی
شاپا الکترونیکی: ۲۳۲۲-۲۱۸۲
سال شانزدهم، شماره شصت و یک، ۱۴۰۴، ص. ۷۱-۹۴

مقالهٔ پژوهشی

بررسی سنگ‌زایی و کانی‌شناسی مجموعهٔ دگرگونی-آذرین درونی شمال بیجار، کردستان، ایران

مریم بافنده[۱]، عباس آسیابانها[۲]✉، محسن نصرآبادی[۳]

[۱] کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران، maryam_bafandeh@yahoo.com
[۲] دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران، asiabanha@sci.ikiu.ac.ir
[۳] دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران، nasrabady@sci.ikiu.ac.ir

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۳/۱۱/۲۴
تاریخ پذیرش ۱۴۰۴/۰۲/۰۱

کلید واژه‌ها
لویکوگرانیت
گارنت
متابازیت
دمافشارسنجی
بیجار
سنندج-سیرجان

چکیده

مجموعهٔ دگرگونی- آذرین درونی شمال بیجار بخشی از پهنهٔ ساختاری سنندج-سیرجان است. تودهٔ گرانیتی منطقه از نظر سنگ‌شناسی ترکیب یکنواخت لویکومونزوگرانیتی دارد و با زنولیت‌هایی از سنگ‌های دگرگونی در برگیرنده و دایک‌های آپلیتی همراه است. حضور بافت‌های گرانوفیری و پرتیتی گویای ژرفای کم این توده است. شواهدی مانند مرزهای مضرس و بازتبلور دینامیکی در کوارتزها و حضور فراوان بافت میرمکیتی، دگریختی دمای بالا در این سنگ‌ها را نشان می‌دهند. گرانیت شمال بیجار به شدت پرآلومین و متعلق به سری کالک‌آلکالن پتاسیم بالاست و از گرانیت‌های مایل به نوع S به‌شمار می‌رود که با شواهد کانی‌شناسی نیز هماهنگی دارد؛ زیرا کانی‌های سازندهٔ آن سرشار از آلومینیم هستند (مانند: آلبیت- الیگوکلاز، ارتوکلاز، مسکوویت و گارنت منگنزدار (اسپسارتین)). از دیگر سو، الگوی عنصرهای کمیاب خاکی آنها نیز نوعی تهی‌شدگی از MREEs نشان می‌دهد که محصول جدایش کانی‌های فرومنیزیم مانند کلینوپیروکسن، هورنبلند و تیتانیت است. نتایج دماسنجی پلاژیوکلازهای لویکوگرانیت‌ها گویای دمای تبلور ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجهٔ سانتیگراد است. افزون‌بر این، تودهٔ یادشده از شمار گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی و یا برخورد قاره‌ای است که احتمالاً در پی فرورانش سنگ‌کرهٔ اقیانوسی نئوتتیس به زیر پهنهٔ سنندج-سیرجان پدید آمده است. سنگ‌های دگرگونی میزبان تودهٔ گرانیتی متابازیت و متعلق به کرتاسه هستند که تودهٔ آذرین درونی گرانیتی درون آنها تزریق شده است. درجهٔ دگرگونی در این سنگ‌ها در حد رخسارهٔ آمفیبولیت است. مرزهای مضرسی بلورهای کوارتز، کوارتزهای روبانی، آمفیبول‌های ماهی‌گون، پیدایش بافت گرانوبلاستیک و تبلور دوباره در بلورهای کوارتز از نشانه‌های دگریختی شکل‌پذیر دما بالا در آنهاست. ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول در متابازیت‌ها از نوع مگنزیوهورنبلند و پارگازیت است و پلاژیوکلاز نیز از نوع الیگوکلاز است. نتایج دما-فشارسنجی سنگ‌های دگرگونی به روش‌های گوناگون دمای ۵۸۰ تا ۷۱۸ درجهٔ سانتیگراد و فشار ۶/۲ تا ۱۵ کیلوبار را نشان می‌دهند. سنگ مادر این متابازیت‌ها غالباً از نوع بازالت‌های ساب‌آلکالن (تولهایتی) در کافت‌های قاره‌ای (با غنی‌شدگی متوسط LREEs نسبت به HREEs) است که پس از فرورانش حوضهٔ اقیانوسی نئوتتیس به زیر پهنهٔ سنندج-سیرجان دستخوش دگرگونی شده‌اند. بالاخره، دمای کمتر تودهٔ گرانیتی با نبود هالهٔ دگرگونی در سنگ‌های دربرگیرندهٔ متابازیتی تأیید می‌شود.

10.22108/ijp.2025.144343.1353

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: بافنده، م.، آسیابانها، ع.، نصرآبادی، م. (۱۴۰۴) بررسی سنگ‌زایی و کانی‌شناسی مجموعهٔ دگرگونی-آذرین درونی شمال بیجار، کردستان، ایران. پترولوژی ۱۶ (۱)، ۷۱-۹۴.

مقدمه

پهنهٔ دگرگونی-ماگمایی سنندج-سیرجان به درازای ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای ۲۰۰-۱۵۰ کیلومتر با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری به‌همراه کمان ماگمایی ارومیه-دختر و نوار چین‌خورده-رانده زاگرس، کوهزاد زاگرس را در جنوب‌باختری ایران تشکیل می‌دهند (Alavi, 1994; Berberian and King, 1981). به باور اشتامفلی و بورل (Stampfli and Borel, 2002)، پهنهٔ سنندج-سیرجان تا میانهٔ پرمین به‌صورت یک خردقاره در حاشیهٔ شمالی غیرفعال گنداوانا جای داشته است تا اینکه در این زمان به‌همراه دیگر سرزمین‌های کیمرین از این ابرقاره جدا می‌شود و به‌سوی ابرقارهٔ شمالی مهاجرت می‌کند و به این ترتیب اقیانوس نئوتتیس پدیداز می‌شود. به باور نامبردگان با آغاز فرورانش اقیانوس نئوتتیس در تریاس-ژوراسیک (نزدیک به ۲۰۰ میلیون سال پیش)، این پهنه دچار رویدادهای فرورانش و سپس برخورد قاره‌ای در کرتاسه-پالئوسن می‌شود. البته داودیان و همکاران (Davoudian et al., 2016) بر پایهٔ سن اکلوژیت‌های شمال شهرکرد، ژوراسیک زیرین را زمان آغاز فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر پهنهٔ سنندج-سیرجان می‌دانند. از این‌رو، سنگ‌های پهنهٔ سنندج-سیرجان از یک سو دچار چند مرحله دگرگونی و دگریختی می‌شوند و از سوی دیگر، توده‌های آذرین درونی گابرویی-گرانیتی در زمان‌های گوناگون در آن تزریق می‌شوند (Mohajjel and Fergusson, 2000; Mohajjel et al. 2003; Agard et al., 2005).

پهنهٔ سنندج-سیرجان بر پایهٔ درجه و سن دگرگونی به دو زیرپهنهٔ شمالی و جنوبی دسته‌بندی می‌شود (Ghasemi and Talbot, 2006). زیر پهنهٔ جنوبی بیشتر سنگ‌های دگرگونی و دگریختی تریاس میانی تا پایانی است. در حالی‌که سنگ‌های دگرگون‌شدهٔ ژوراسیک و کرتاسهٔ پایانی همراه با سنگ‌های آذرین درونی فلسیک در زیر پهنهٔ شمالی فراوان‌تر هستند (Moazzen et al. 2004; Ghasemi and Talbot, 2006; Sepahi et al., 2014). با اینکه رخنمون‌های پراکنده‌ای از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای درجه بالا در حد رخسارهٔ اکلوژیت در شهرکرد (Davoudian et al., 2006) و در حد رخسارهٔ شیست آبی در منطقهٔ حاجی‌آباد (Ahmadvand et al., 2021) گزارش شده‌اند؛ اما درجهٔ دگرگونی در کل پهنهٔ سنندج-سیرجان، در حد رخسارهٔ شیست سبز و آمفیبولیت است.

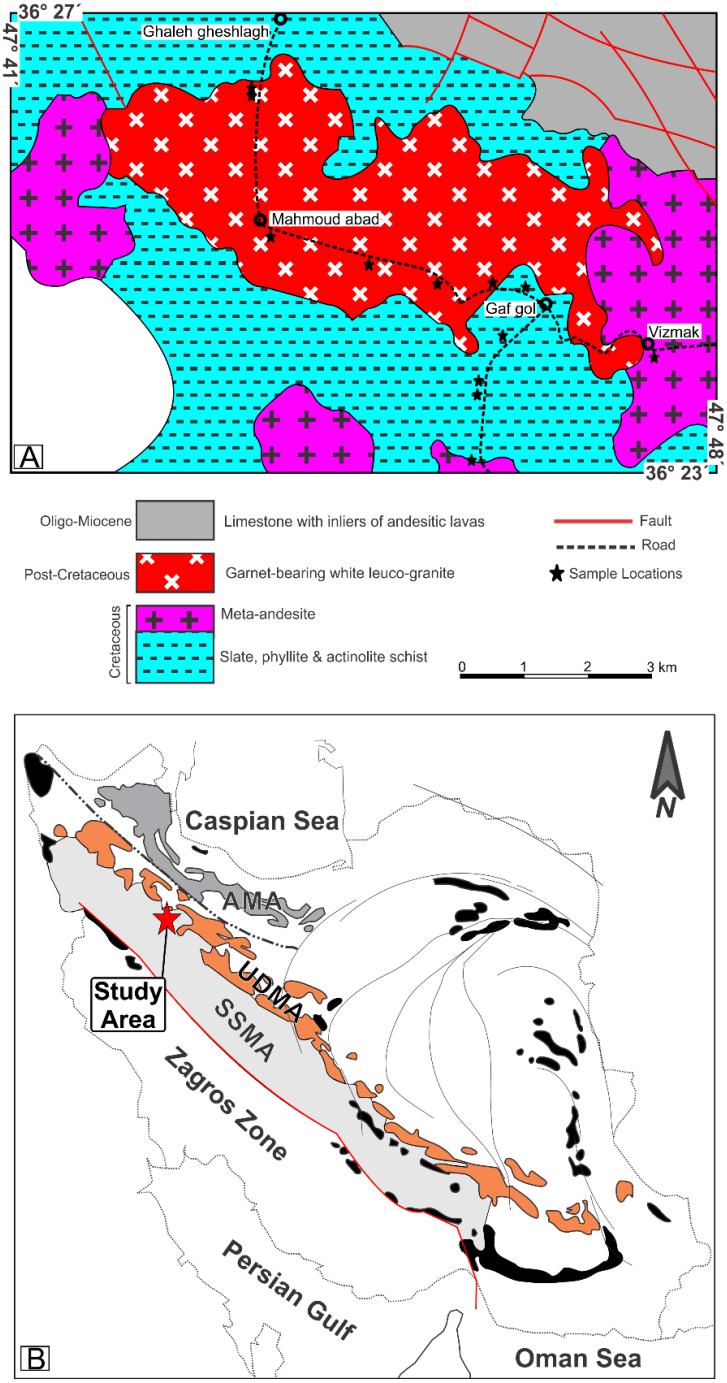
توده‌های آذرین درونی پهنهٔ سنندج-سیرجان ترکیبی از گابرو تا گرانیت و سنی از پروتروزوئیک پسین تا میوسن دارند، هرچند گرانیت‌های به سن ژوراسیک (۱۷۰-۱۴۰ میلیون سال) از همه فراوان‌تر هستند (Hassanzadeh and Wernicke, 2016). همچنین، به باور مؤذن و همکاران (Moazzen et al., 2004)، روند کلی توده‌های گرانیتی در زیر پهنهٔ شمالی همانند روند کوهزاد زاگرس (NW-SE) است.

مجموعهٔ دگرگونی-آذرین درونی شمال بیجار (کردستان)، در نیمهٔ شمالی پهنهٔ سنندج-سیرجان جای دارد (شکل ۱) و مزیت بررسی آن در همزیستی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (هورنبلند شیست) و تودهٔ لویکوگرانیتی گارنت‌دار به‌عنوان نمایندهٔ شاخص این پهنه است. ازاین‌رو، با ارائه داده‌های صحرایی، سنگ‌شناسی توصیفی، شیمی سنگ کل و شیمی کانی در هر دو لیتولوژی سنگ آذرین درونی و سنگ‌های دگرگونی میزبان و مقایسه نسبی با دیگر مجموعه‌های مشابه، به تبیین ویژگی‌های این پهنه در این منطقه پرداخته می‌شود.

روش انجام پژوهش

انجام این بررسی به‌ترتیب با برداشت‌های صحرایی و نمونه‌برداری، تهیهٔ برش‌های نازک، بررسی سنگ‌شناسی توصیفی (سنگ‌نگاری)، تجزیهٔ شیمیایی سنگ کل و تجزیهٔ شیمیایی کانی‌ها در نمونه‌های برگزیده با کمترین میزان دگرسانی انجام شده است. برای این کار، ۱۰ نمونه (۵ نمونه از سنگ‌های دگرگونی و ۵ نمونه از سنگ‌های گرانیتی) به روش XRF (برای اکسیدهای عنصرهای اصلی) و ICP-MS (برای عنصرهای فرعی و کمیاب) در آزمایشگاه شیمی شرکت زرآزما تجزیه شدند (جدول ۱). همچنین، برای تعیین شیمی کانی‌ها، دو نمونه از سنگ‌های دگرگونی و گرانیتی، با دستگاه ریزکاو الکترونی Cameca SX100 در مرکز فرآوری مواد معدنی ایران

آنالیز نقطه‌ای به روش EPMA شدند (جدول‌های ۲ تا ۶). به هنگام آنالیز ریزکاو الکترونی، ولتاژ شتاب دهنده 15KV، شدت جریان 15nA و زمان شمارش ۳۰ ثانیه بوده است. برای رسم نمودارها نرم‌افزارهای Excel، IgPet و GCDkit به‌کار برده شدند. نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از وار (Warr, 2021) است.



شکل ۱. A) نقشهٔ زمین‌شناسی منطقهٔ شمال بیجار با تغییراتی پس از فنودی و سیاره (Fonoudi and Sayareh, 2000)؛ **B**) جایگاه آن در پهنه‌های زمین‌شناسی ایران.

Figure 1. Geological map of **A**) the north of Bijar (modified after Fonoudi and Sayareh, 2000); **B**) structural zones of Iran.

جدول ۱. داده‌های اکسیدهای عنصرهای اصلی (بر پایهٔ درصدوزنی) و عنصرهای فرعی (بر پایهٔ ppm) به‌دست‌آمده از تجزیهٔ شیمیایی سنگ کل نمونه های دگرگونی و گرانیتی منطقهٔ شمال بیجار.

Table 1. Major element oxides (in wt.%) and trace element (in ppm) data for metamorphic and granitic rocks in the north of Bijar.

Rock Type	Epidote Hornblende Schist			Hornblende Schist		Granite				Aplite
Sample No.	SH-6	SH-7	SH-29	SH-28	SH-32	SH-15	SH-21	SH-22	SH-26	SH-27
SiO_2	44.21	44.23	48.15	51.22	39.25	74.62	74.08	75.38	78.58	74.56
TiO_2	1.25	1.4	1.43	0.99	1.35	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.05	b.d.l.
Al_2O_3	15.86	16.26	17.02	16.5	17.88	14.1	13.9	13.7	13.53	14.13
Fe_2O_3	11.92	10.83	10.14	9.22	11.89	0.94	0.71	0.75	0.78	0.84
MnO	0.27	0.19	0.18	0.16	0.16	0.21	0.32	b.d.l.	b.d.l.	0.08
MgO	8.37	7.78	3.64	5.33	2.98	0.11	0.06	0.1	0.15	0.11
CaO	12.26	9.57	12.43	9.38	18.85	0.86	0.57	1.23	1.13	1.16
Na_2O	2.15	2.39	4.16	3.89	0.9	3.55	2.94	3.33	3.34	3.47
K_2O	0.21	0.3	0.28	0.25	0.2	4.87	6.35	4.89	4.63	4.97
P_2O_5	0.18	0.18	0.34	0.14	0.16	b.d.l.	0.06	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
LOI	3.37	3.77	2.16	2.91	6.3	0.74	1	0.58	0.63	0.57
Total	99.99	100.00	100.00	99.99	100.00	100.00	99.99	100.01	100.00	100.00
Cs	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.6	2.9	3	1.8	1.9	2.1
Rb	14	15	12	13	13	236	358	166	151	161
Ba	33	58	58	53	20	24	26	337	1119	1144
Sr	237	218	325	267	720	24.8	18.3	104	165	177
Th	0.62	0.49	1.41	1.08	0.78	8.83	3.91	5.35	2.84	4.35
U	0.2	0.2	0.5	0.2	0.2	2	3.8	1.3	0.7	0.9
Zr	23	38	32	21	21	8	12	b.d.l.	b.d.l.	5
Ta	0.74	0.51	0.28	0.49	0.23	0.77	3.57	0.49	0.74	0.66
Y	16.5	15.2	27.5	18.5	20.6	30.6	10.9	15.4	5.7	11.6
Nb	12.5	9.9	8	10.2	6.7	15.4	33.9	9	11	9.2
La	7	7	11	7	9	7	4	6	3	4
Ce	18	17	30	17	21	14	8	10	3	8
Nd	13	10.4	18	10.4	13.8	7.9	4.3	5.2	2.9	4.2
Sm	3.42	2.67	4.33	2.67	3.6	2.41	1.65	1.37	0.98	1.3
Eu	1.14	1.05	2.03	1.05	1.42	0.21	b.d.l.	0.41	0.52	0.51
Gd	3.8	3.2	4.92	3.27	3.92	3.22	1.63	1.48	0.66	1.16
Tb	0.63	0.56	0.79	0.58	0.65	0.7	0.4	0.36	0.22	0.29
Dy	3.73	3.34	4.9	3.5	3.81	5.04	1.87	2.25	1.03	1.62
Tm	0.32	0.28	0.46	0.34	0.36	0.66	0.14	0.29	0.13	0.24
Yb	1.8	1.5	2.7	2	2.1	4.3	0.9	1.8	0.8	1.7
Lu	0.25	0.21	0.41	0.3	0.31	0.73	b.d.l.	0.26	0.1	0.24
Sc	38.4	21.6	24.8	28.4	28.9	2.9	0.8	1.6	1.8	1.6
Cr	11	13	12	12	21	169	323	95	88	29
Co	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	37	38.8	29	23.8	21.2
Ni	10	10	6	8	8	57	126	29	23	11
V	295	175	290	216	381	12	10	11	12	12
Zn	109	89	65	69	48	12	26	23	13	14
Na_2O+K_2O	2.36	2.69	4.44	4.14	1.1	8.42	9.29	8.22	7.97	8.44
A/CNK	0.61	0.75	0.57	0.70	0.50	1.11	1.09	1.05	1.08	1.07

b.d.l.: values below detection limits

جدول ۲. گزیده‌ای از داده‌های شیمیایی (بر پایهٔ wt.%) و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده برای کانی آمفیبول (بـر پایـهٔ a.p.f.u. و ۲۲ اتـم اکسیژن) در متابازیت‌های منطقهٔ بیجار.

Table 2. Representative chemical data (in wt%) and calculated mineral formulae of amphiboles (in a.p.f.u. and based on 22 oxygen atoms) in the metabasites of Bijar area.

Rock Type	Epidote Hornblende Schist							
Point No.	22/1	24/1	29/1	30/1	31/1	35/1	36/1	37/1
SiO_2	42.88	43.3	45.32	44.58	45.6	45.03	44.75	45.62
TiO_2	0.55	0.52	0.48	0.44	0.46	0.45	0.47	0.51
Al_2O_3	11.69	11.78	10.26	10.9	10.35	10.12	10.22	9.34
FeO	19.13	18.77	17.34	17.81	17.62	17.23	17.6	16.92
CaO	11.53	11.58	11.59	11.88	11.57	11.81	11.44	11.49
Na_2O	1.62	1.66	1.36	1.42	1.47	1.57	1.47	1.58
K_2O	0.64	0.42	0.46	0.47	0.43	0.42	0.42	0.33
MnO	0.37	0.34	0.37	0.35	0.34	0.35	0.34	0.36
MgO	8.63	9.53	10.4	9.83	9.92	10.47	10.38	10.79
NiO	b.d.l.	0.07	b.d.l.	b.d.l.	0.1	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Cr_2O_3	0.06	0.05	0.29	0.31	0.1	0.06	0.08	0.04
V_2O_3	0.12	0.12	0.1	0.1	0.11	0.09	0.09	0.09
Total	97.22	98.14	97.97	98.09	98.07	97.6	97.26	97.07
Si	6.539	6.446	6.709	6.623	6.767	6.706	6.675	6.824
Al	1.461	1.554	1.291	1.377	1.233	1/294	1.325	1.176
T Subtotal	8	8	8	8	8	8	8	8
Ti	0.063	0.058	0.053	0.049	0.051	0.05	0.053	0.057
Al	0.639	0.513	0.5	0.531	0.578	0.482	0.472	0.471
Cr	0.007	0.006	0.034	0.036	0.012	0.007	0.009	0.005
Fe^{3+}		0.523	0.345	0.329	0.227	0.295	0.417	0.179
Fe^{2+}	2.329	1.785	1.773	1.877	1.937	1.842	1.742	1.882
Mg	1.962	2.115	2/295	2/177	2/195	2.324	2.308	2.406
C Subtotal	5	5	5	5	5	5	5	5
Mn^{2+}	0.048	0.043	0.046	0.044	0.043	0.044	0.043	0.046
Fe^{2+}	0.111	0.029	0.029	0.007	0.022	0.01	0.037	0.056
Ca	0.841	1.847	1.838	1.891	1.84	1.844	1.828	1.842
Na		0.082	0.086	0.058	0.095	0.062	0.091	0.057
B Subtotal	2	2	2	2	2	2	2	2
Ca	0.043							
Na	0.479	0.398	0.304	0.351	0.328	0.392	0.334	0.401
K	0.124	0.08	0.087	0.089	0.081	0.08	0.08	0.063
A Subtotal	0.546	0.487	0.391	0.44	0.409	0.472	0.414	0.464
O (non-w)	22	22	22	22	22	22	22	22

b.d.l.: values below detection limits

جدول ۳. گزیده‌ای از داده‌های شیمیایی (بر پایهٔ wt.%) و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده (بر پایهٔ a.p.f.u. و ۱۳ اتم اکسیژن) بـرای کـانی اپیدوت در متابازیت‌های منطقهٔ بیجار.

Table 3. Representative chemical data (in wt%) and calculated mineral formulae (in a.p.f.u. and based on 13 oxygen atoms) of epidote in the metabasites of Bijar area.

Point No.	21/1	23/1	25/1	26/1	27/1	28/1
SiO_2	38.53	38.35	37.89	38.69	38.88	38.78
TiO_2	0.06	0.1	0.08	0.13	0.11	0.06
Al_2O_3	23.14	24.31	23.51	23.97	23.5	23.71
FeO	11.83	10.57	11.64	10.51	10.93	10.79
CaO	23.9	23.4	23.67	23.75	23.48	23.18
Na_2O	0.01	0.02	0.02	0.04	0.03	b.d.l.

جدول ۳. ادامه.

Table 3. continued.

Point No.	21/1	23/1	25/1	26/1	27/1	28/1
K_2O	0.03	b.d.l.	0.01	0.01	0.01	b.d.l.
MnO	0.2	0.23	0.14	0.19	0.19	0.11
MgO	0.02	0.04	0.09	0.02	0.04	0.22
NiO	b.d.l.	0.11	b.d.l.	0.03	b.d.l.	0.21
Cr_2O_3	0.14	0.09	0.03	0.02	0.02	0.03
V_2O_3	0.09	0.12	b.d.l.	0.1	0.04	0.05
Total	97.95	97.34	97.08	97.46	97.23	97.14
Si	3.043	3.043	3.003	3.045	3.064	3.061
Ti	0.004	0.006	0.005	0.008	0.007	0.004
Al	2.148	2.261	2.196	2.223	2.183	2.206
Fe^{3+}	0.779	0.697	0.772	0.692	0.730	0.712
Mn	0.013	0.015	0.009	0.013	0.013	0.007
Mg	0.002	0.005	0.011	0.002	0.005	0.026
Ca	2.017	1.987	2.010	2.003	1.983	1.960
Na	0.002	0.003	0.003	0.006	0.005	
K	0.003		0.001	0.001	0.001	
Sum	9	9	9	9	9	9
Xps	0.27	0.24	0.26	0.24	0.25	0.24

b.d.l.: values below detection limits

جدول ۴. گزیده‌ای از داده‌های شیمیایی (بر پایهٔ wt.%) و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده (بر پایهٔ a.p.f.u. و ۳۲ اتم اکسیژن) برای فلدسپار در نمونه‌های گرانیتی و متابازیتی منطقهٔ بیجار.

Table 4. Representative chemical data (in wt%) and calculated mineral formulae of feldspars (in a.p.f.u. and based on 32 oxygen atoms) in the granites and metabasites of Bijar area.

Rock Type	Granite							
Point No.	4/1	5/1	6/1	7/1	11/1	12/1	13/1	8/1
SiO_2	65.75	65.33	65.83	63.56	61.10	64.83	65.37	63.63
TiO_2	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.
Al_2O_3	19.53	19.63	19.88	21.2	20.91	20.9	21.19	17.16
FeO	0.11	0.07	0.07	0.09	0.08	0.06	0.07	0.02
CaO	1.36	1.5	1.61	3.51	2.86	2.76	2.75	b.d.l.
Na_2O	11.83	11.76	11.86	9.88	10.28	10.47	10.89	1.25
K_2O	0.17	0.13	0.15	0.19	0.24	0.19	0.13	16.15
MgO	0.01	b.d.l.	0.01	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
NiO	b.d.l.	b.d.l.	0.07	0.03	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Cr_2O_3	b.d.l.	b.d.l.	0.02	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
V_2O_3	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01
Total	98.76	98.42	99.5	98.47	95.47	99.29	100.41	98.22
Si	11.743	11.711	11.686	11.416	11.526	11.529	11.503	12.039
Ti							0.001	
Al	4.111	4.147	4.159	4.487	4.391	4.380	4.394	3.892
Fe^{2+}	0.016	0.010	0.010	0.014	0.012	0.009	0.010	0.003
Mg			0.003	0.003				
Ca	0.260	0.288	0.306	0.675	0.526	0.526	0.518	
Na	4.096	4.087	4.082	3.440	3.610	3.610	3.715	0.459

جدول ۴. ادامه.

Table 4. Continued.

Rock Type	Granite							
Point No.	4/1	5/1	6/1	7/1	11/1	12/1	13/1	8/1
K	0.039	0.030	0.034	0.044	0.055	0.043	0.029	3.898
Sum	20.269	20.274	20.291	20.083	20.081	20.108	20.175	20.225
An%	5.92	6.54	6.92	16.24	13.15	12.58	12.16	
Ab%	93.20	92.79	92.31	82.71	85.54	86.38	87.15	10.53
Or%	0.88	0.67	0.77	1.05	1.31	1.03	0.68	89.47

b.d.l.: values below detection limits

جدول ۴. ادامه.

Table 4. Continued.

Rock Type	Granite		Epidote Hornblende Schist		
Point No.	9/1	10/1	34/1	33/1	32/1
SiO_2	63.71	63.60	61.82	60.86	61.1
TiO_2	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Al_2O_3	17.54	17.57	22.68	22.63	22.71
FeO	0.03	0.08	0.12	0.06	0.03
CaO	b.d.l.	b.d.l.	4.94	5.52	5.29
Na_2O	0.95	1.07	9.56	9.46	8.89
K_2O	16.92	16.85	0.07	0.08	0.07
MgO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
NiO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.11
Cr_2O_3	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
V_2O_3	0.02	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Total	99.17	99.18	99.2	98.61	98.21
Si	11.981	11.964	11.086	11.09	11.06
Ti					
Al	3.887	3.895	4.793	4.824	4.844
Fe^{2+}	0.005	0.013	0.018	0.009	0.005
Mg					
Ca			0.949	1.070	1.026
Na	0.346	0.390	3.324	3.317	3.120
K	4.059	4.043	0.016	0.018	0.016
Sum	20.278	20.305	20.187	20.247	20.086
An%			22.13	24.28	24.65
Ab%	7.86	8.80	77.50	75.30	74.96
Or%	92.14	91.20	0.37	0.42	0.39

b.d.l.: values below detection limits

جدول ۵. گزیده‌ای از داده‌های شیمیایی (بر پایهٔ wt.%) و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده (بر پایهٔ a.p.f.u. و ۱۲ اتم اکسیژن) برای گارنت در گرانیت منطقهٔ بیجار.

Table 5. Representative chemical data (in wt%) and calculated mineral formulae of garnet (in a.p.f.u. and based on 12 oxygen atoms) in granites of Bijar area.

Point No.	14/1-c	15/1-m	16/1-r	17/1	18/1-c	19/1-m	20/1-r
SiO_2	35.95	35.05	35.72	35.74	34.61	34.94	35.62
TiO_2	0.13	0.11	0.19	0.12	0.17	0.11	0.14
Al_2O_3	19.27	19.59	19.59	19.72	19.59	19.5	19.27
FeO	11.58	11.93	13.08	13.94	9.84	10.74	12.9

جدول ۵. ادامه.

Table 5. Continued.

Point No.	14/1-c	15/1-m	16/1-r	17/1	18/1-c	19/1-m	20/1-r
CaO	0.96	0.92	1.04	0.89	0.56	0.53	0.86
Na_2O	0.03	b.d.l.	0.06	0.02	b.d.l.	b.d.l.	0.05
MnO	30.54	30.71	28.33	29.11	33.41	32.14	29.1
MgO	0.3	0.27	0.51	0.56	0.19	0.15	0.45
NiO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.23	b.d.l.	0.02	b.d.l.
V_2O_3	0.03	0.02	0.01	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Total	98.79	98.6	98.53	100.34	98.37	98.13	98.39
Si	0.003	2.933	2.984	2.942	2.907	2.949	2.985
Ti	0.008	0.007	0.012	0.007	0.011	0.007	0.009
Al	1.879	1.932	1.929	1.913	1.939	1.935	1.903
Fe^{2+}	0.727	0.647	0.835	0.773	0.467	0.590	0.759
Fe^{3+}	0.082	0.188	0.079	0.187	0.225	0.166	0.109
Mn	2.160	2.177	2.005	2.030	2.377	2.292	2.066
Mg	0.037	0.034	0.064	0.069	0.024	0.019	0.056
Ca	0.086	0.082	0.093	0.079	0.050	0.48	0.077
Sum	8	8	8	8	8	8	8
Mg#	4.84	4.99	7.12	8.19	4.89	3.12	6.87
Almandine	24.1	22	27.9	26.2	16	20	26.6
Spessartine	71.8	74	66.9	68.8	81.5	77.7	69
Pyrope	1.2	1.1	2.1	2.3	0.8	0.6	1.9
Grossular	2.7	2.6	3	2.4	1.5	1.5	2.4
Andradite	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1

b.d.l.: values below detection limits; c: core; m: middle; r: rim

جدول ۶. گزیده‌ای از داده‌های شیمیایی (بر پایهٔ wt.%) و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده (بر پایهٔ a.p.f.u. و ۲۲ اتم اکسیژن) برای مسکوویت در گرانیت منطقهٔ بیجار.

Table 6. Representative chemical data (in wt%) and calculated mineral formulae of muscovite (in a.p.f.u. and based on 22 oxygen atoms) in granites of Bijar area.

Point No.	1/1	2/1	3/1
SiO_2	47.6	46.84	47.03
TiO_2	0.22	0.26	0.21
Al_2O_3	31.18	30.99	31.86
FeO	4.69	4.71	4.28
Na_2O	0.55	0.44	0.46
K_2O	10.6	11.45	10.79
MnO	0.07	0.03	0.04
MgO	0.84	0.79	0.82
V_2O_3	b.d.l.	0.03	0.02
Total	95.75	95.54	95.51
Si	6.418	6.372	6.353
Ti	0.022	0.027	0.021
Al^{IV}	1.582	1.628	1.647
Al^{VI}	3.372	3.340	3.425
Fe^{2+}	0.529	0.536	0.483
Mn	0.008	0.003	0.005
Mg	0.169	0.160	0.165
Na	0.144	0.116	0.120
K	1.823	1.987	0.859
Sum	14	14	14
XMg	0.24	0.22	0.25

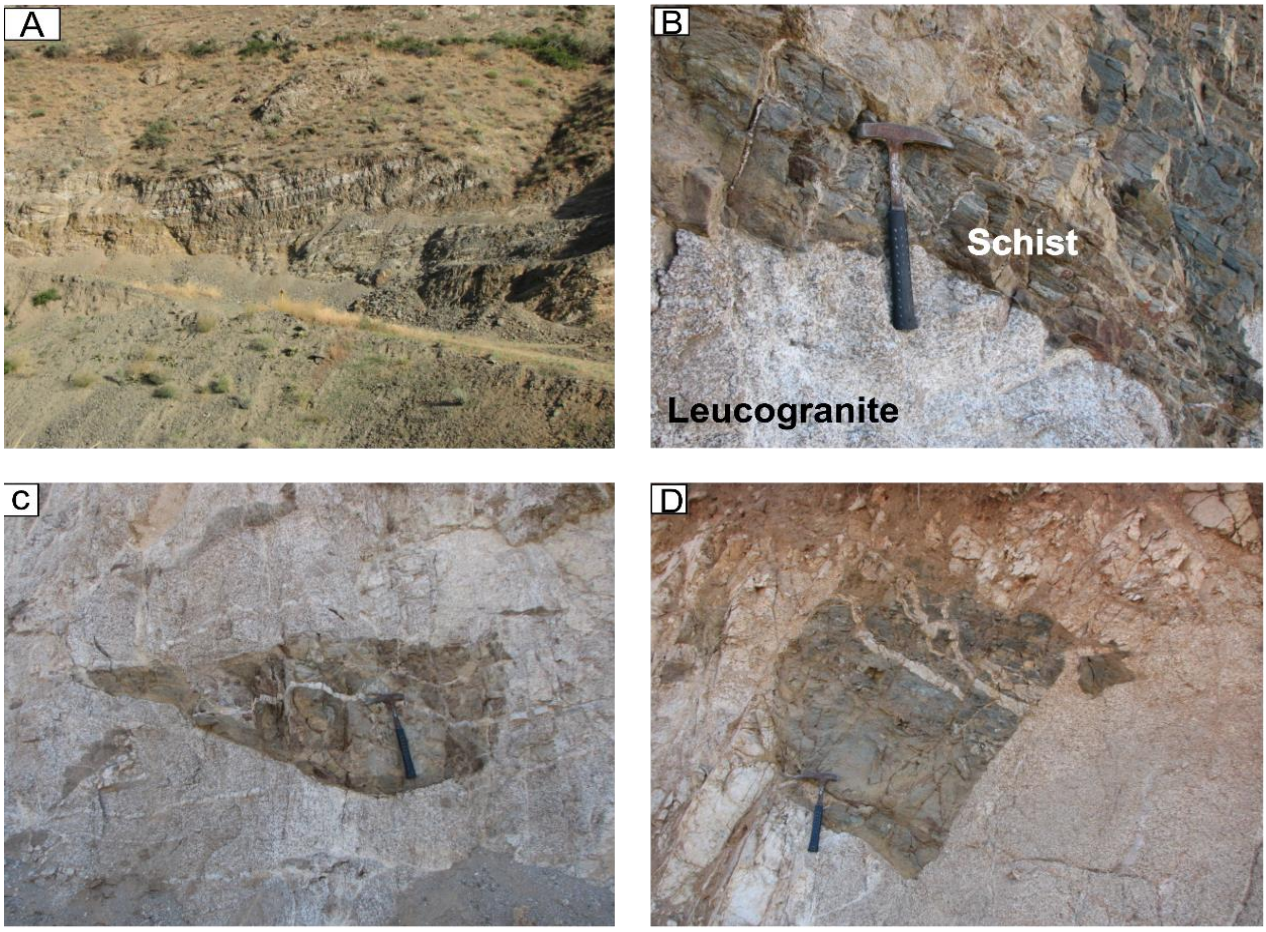
b.d.l.: values below detection limits

زمین‌شناسی

منطقهٔ شمال بیجار، در شمال شهرستان بیجار (کردستان) و در نیمهٔ شمالی پهنهٔ سنندج-سیرجان جای دارد. گرچه در این چهارگوش، سنگ‌های آذرین (گرانیت، دیوریت و گرانودیوریت) و دگرگونی گوناگونی (مانند اسلیت، فیلیت، متاپلیت و متابازیت‌های درجه متوسط و ضعیف) به سن پرکامبرین، مزوزوییک و سنوزوییک یافت می‌شوند، اما هدف این بررسی محدود به بررسی تودهٔ لویکوگرانیتی یاسوکند (شمال بیجار) و سنگ‌های دگرگونی میزبان این توده است.

سنگ‌های دگرگونی شمال بیجار بیشتر از نوع اسلیت و فیلیت به رنگ خاکستری تا سبز تیره با میان‌لایه‌هایی از هورنبلند شیست هستند (شکل ۲-A). فنودی و سیاره (Fonoudi and Sayareh 2000) سن دگرگونی این سنگ‌ها را کرتاسه می‌دانند که در شمال بیجار مورد هجوم یک تودهٔ لویکوگرانیتی با روند WNW-ESE قرار گرفته‌اند. گرچه در محل همبری تودهٔ آذرین درونی با سنگ‌های میزبان، هالهٔ حرارتی مشخصی پدید نیامده است (شاید به‌علت توان کم حرارتی تودهٔ آذرین درونی)، اما زبانه‌های تزریقی در میان شیستوزیتهٔ سنگ‌های دربرگیرنده و نیز

زنولیت‌های پرشمار در بخش‌های حاشیه‌ای توده (شکل ۲-B)، نشانهٔ سن جوان‌تر تودهٔ گرانیت است. ازاین‌رو، سن گرانیت یادشده، پس از کرتاسه دانسته شده است (Fonoudi and Sayareh 2000) تودهٔ گرانیتی به رنگ یکنواخت سفید تا شیری، بافت گرانولر دانه متوسط دارد و کمابیش کانی‌های تیره ندارد. همچنین، همان‌گونه‌که گفته شد، در حاشیهٔ این توده با سنگ میزبان، زنولیت‌هایی با اندازه‌های گوناگون از ۶۰-۵۰ سانتیمتر و گاه بزرگ‌تر و حاشیهٔ گردشده از جنس سنگ میزبان به‌آسانی دیده می‌شوند (شکل‌های ۲-C و ۲-D) همچنین، در فواصل دورتر از حاشیه، زبانه‌های آپلیتی درون سنگ میزبان دگرگونی به‌چشم می‌خورند.



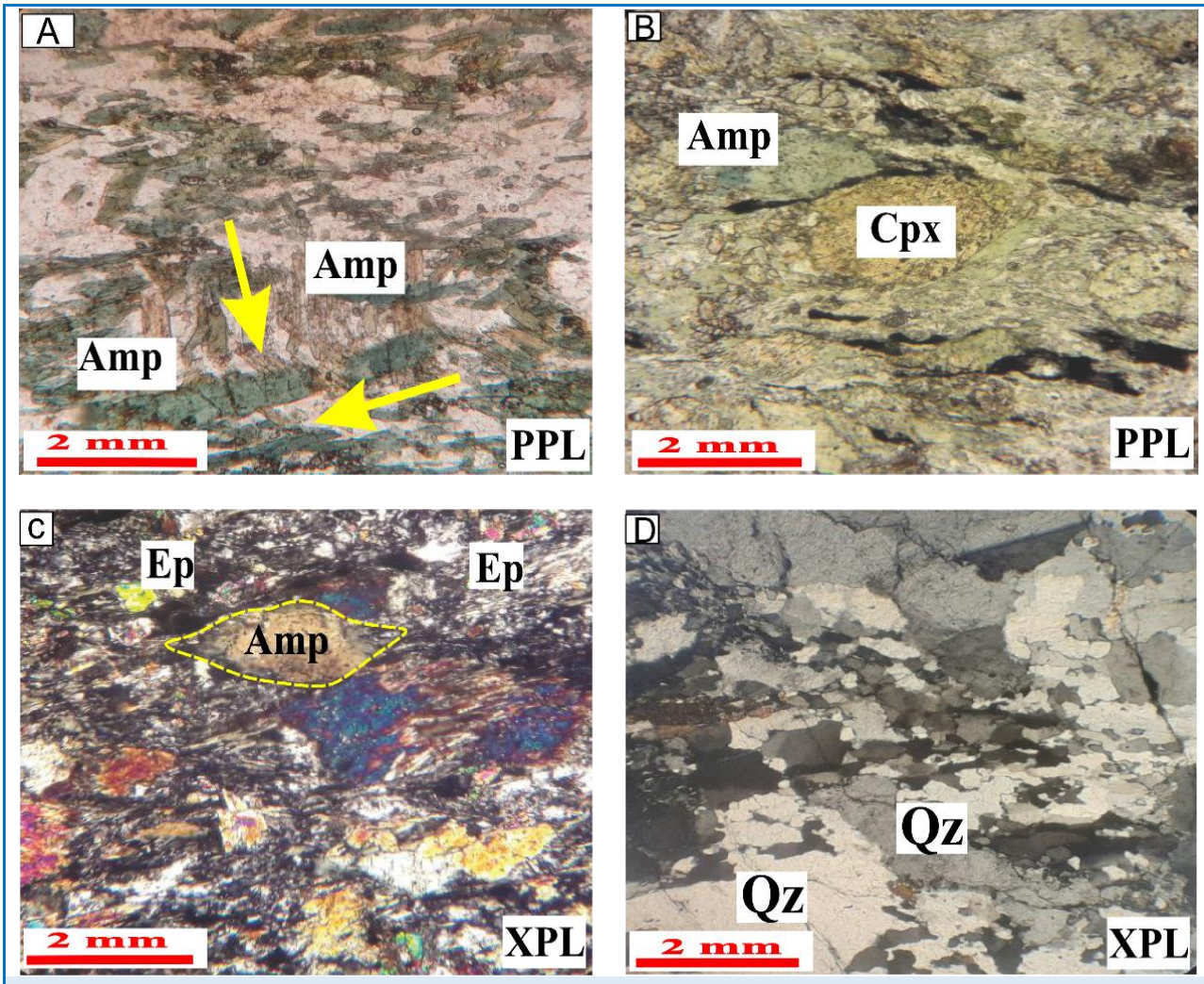
شکل ۲. تصویرهای صحرایی از رخنمون‌های شاخص منطقهٔ شمال بیجار **A**) واحد اسلیت- فیلیت (دید رو به جنوب‌باختری)؛ **B**) تودهٔ آذرین درونی گرانیتی تزریق‌شده درون سنگ‌های شیستی دربرگیرنده (دید رو به جنوب‌باختری)؛ **C**، **D**) انکلاو زنولیتی در گرانیت‌ها (دید رو به شمال).

Figure 2. Field photographs from the main outcrops of the north of Bijar **A**) the slate-phyllite unit (view to the southwest); **B**) the granite intruded the schistose country rock (view to the southwest); **C, D**) the xenolitic enclaves in the granite (view to the north).

سنگ‌نگاری

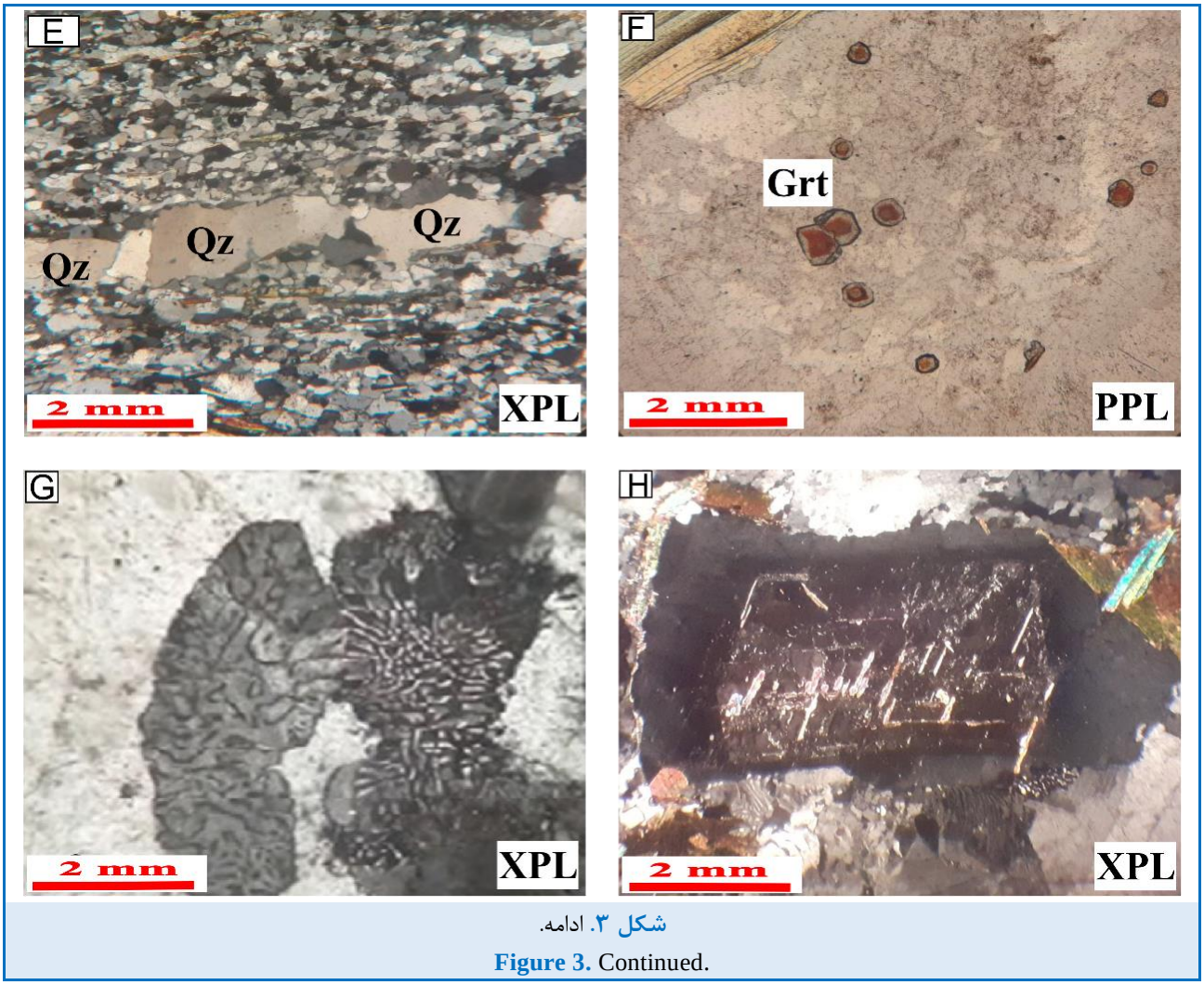
سنگ‌های دربرگیرندهٔ تودهٔ گرانیتی شمال بیجار، بر پایهٔ ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی، از نوع متابازیت‌های رخساره آمفیبولیت (بیشتر هورنبلند شیست و اپیدوت شیست و گاه آمفیبولیت) با بافت نماتوبلاستیک و گرانوبلاستیک هستند. مجموعه کانی‌های همایند در این سنگ‌ها شامل هورنبلند، پلاژیوکلاز آلبیتی، اپیدوت، مسکوویت و کوارتز به‌همراه کانی‌های فرعی و ثانویه مانند بیوتیت، کلریت، اسفن، ایلمنیت و کلسیت هستند. شواهد بافتی در این سنگ‌ها به‌صورت دو

سری جهت‌یافتگی در هورنبلندها (شکل ۳-A)، اورالیتی‌شدن پیروکسن‌ها (شکل ۳-B)، آمفیبول‌های ماهی‌گون (شکل ۳-C) و کوارتزهای با خاموشی موجی، مضرس و روبانی‌شکل (شکل ۳-D)، نشان می‌دهند این منطقه پس از دست کم دو مرحلهٔ‌دگرگونی ناحیه‌ای، دچار دگرگونی پسرونده و دینامیکی شده است. افزون‌بر اورالیتی‌شدن پیروکسن‌ها، شواهد دیگری مانند بیوتیتی و کلریتی‌شدن آمفیبول‌ها، جایگزینی ایلمنیت با تیتانیت، سودومورف‌های اپیدوت و کلریت در قالب گارنت و سوسوریتی‌شدن فلدسپارها آشکارا نشان‌دهندهٔ دگرگونی پسروندهٔ این متابازیت‌ها پس از دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده هستند.



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی کانی‌های سازندهٔ لویکوگرانیت و متابازیت‌های منطقهٔ بیجار **A**) دو نسل خطوارگی در هورنبلندهای شیست سبز؛ **B**) اورالیتی‌شدن پیروکسن ها در هورنبلند شیست‌ها؛ **C**) آمفیبول ماهی‌گون در هورنبلند شیست‌ها؛ **D**) لویکوگرانیت گارنت‌دار؛ **E**) روبان چندبلوری کوارتز با مرزهای مضرس و خاموشی موجی در باندهای سیلیسی متابازیت‌ها؛ **F**) میرمکیت کرمی‌مانند در لویکوگرانیت؛ **G**) بافت آنتی‌راپاکیوی در لویکوگرانیت؛ **H**) بازتبلور و تشکیل ریزبلورهای کوارتز در لویکوگرانیت.

Figure 3. Photomicrographs of minerals in leucogranite and metabasites of the Bijar area **A**) two generation of lineation in amphiboles of green schist; **B**) uralitization in pyroxenes of hornblende schists; **C**) fish-shaped amphibole in hornblende schists; **D**) garnet-bearing leucogranite; **E**) polycrystalline ribbon of quartz with serrated boundaries and undulatory extinction in silicic bands of metabasites; **F**) wormy-like myrmekite in leucogranites; **G**) anti-rapakivi texture in leucogranites; **H**) recrystallization of fine-grained quartzes in leucogranites.



شکل ۳. ادامه.

Figure 3. Continued.

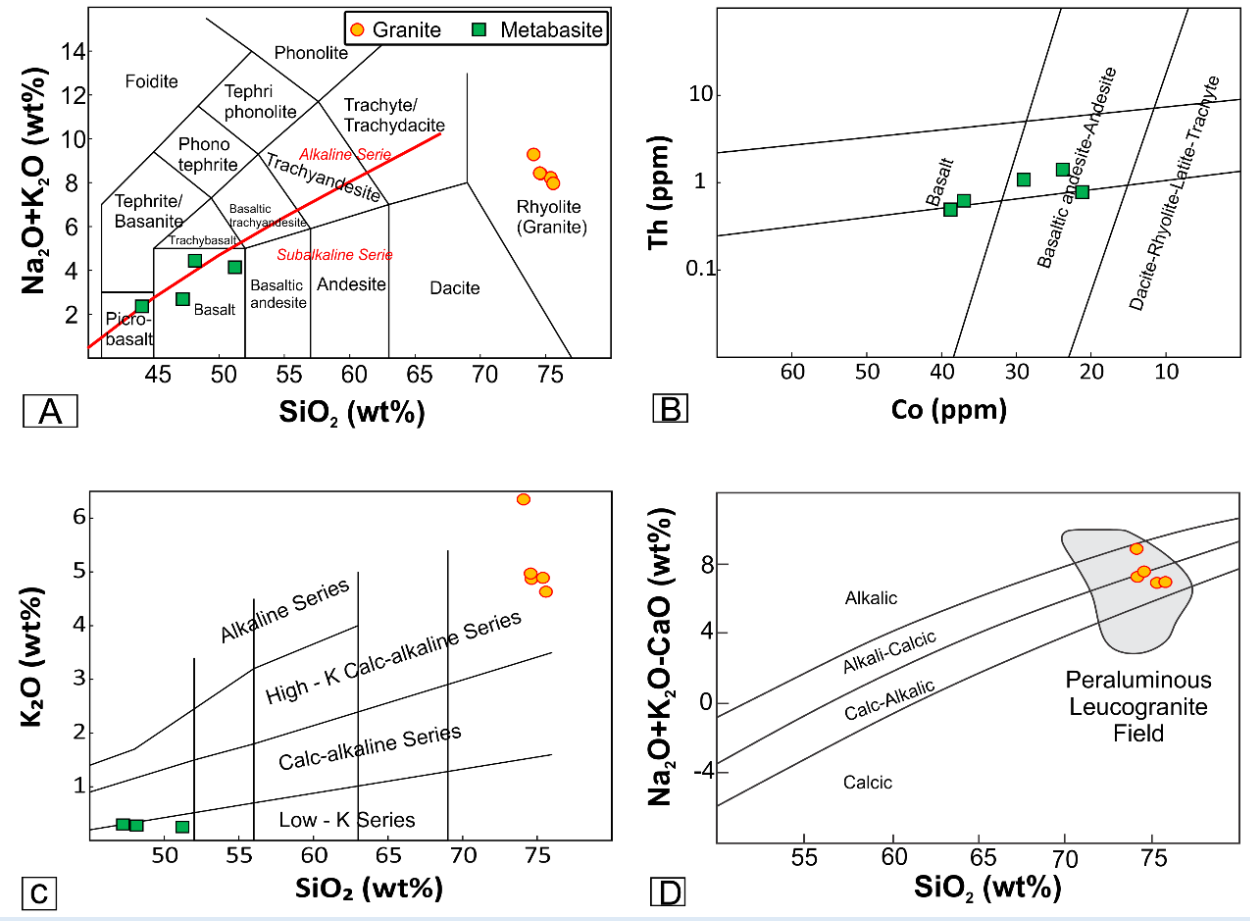
از نظر سنگ‌نگاری، تودهٔ گرانیتی شمال بیجار یک تودهٔ همگن (از دیدگاه سنگ‌شناسی) است و با بیش از ۹۵ درصدحجمی کانی‌های فلسیک (کوارتز: ۳۵-۳۰ درصدحجمی؛ پلاژیوکلاز: ۲۰-۱۰ درصدحجمی؛ آلکالی‌فلدسپار: ۴۰-۳۵ درصدحجمی) یک لویکومونزوگرانیت گارنت‌دار به‌شمار می‌رود (شکل ۳-F). کانی‌های گارنت، مسکوویت، بیوتیت، هورنبلند، کلریت، اپیدوت و کانی‌های تیره از کانی‌های فرعی و ثانویه هستند که کمتر از ۵ درصدحجمی سنگ را در بر می‌گیرند. بافت‌های سازندهٔ نمونه‌های بررسی‌شده به دو نوع بافت نخستین یا ماگمایی و بافت‌های پس از تبلور دسته‌بندی می‌شوند. در گروه بافت‌های ماگمایی، می‌توان بافت گرانولر (به‌عنوان بافت اصلی)، منطقه‌بندی، میکروگرافیکی، میرمکیتی (شکل ۳-G) و آنتی‌راپاکیوی (شکل ۳-G) را نام برد که نشانهٔ جایگزینی ماگما در ژرفای کم (یا نیمه‌ژرف) هستند. از سوی دیگر، کوارتزهایی با شکل ماهی‌گون، خاموشی موجی، مرزهای مضرس و با بازتبلور (شکل ۳-H)، گویای بازتبلور دینامیکی در یک رژیم دگریختی هستند. مسکوویت‌ها و بیوتیت‌های پیچ و تاب‌خورده چه‌بسا تأثیر شرایط دگریختی بر تودهٔ یادشده را به شدت تقویت می‌کنند.

شیمی سنگ کل

از دیدگاه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی، نمونه‌های گرانیتی و متابازیتی از یکدیگر بسیار متمایز هستند (جدول ۱)؛ به‌گونه‌ای‌که میزان SiO_2 در گرانیت‌ها و متابازیت‌ها به‌ترتیب بیش از ۷۴ و کمتر از ۵۱ درصدوزنی، مقدار MgO و Fe_2O_3 در گرانیت‌ها به‌ترتیب نزدیک به ۰/۱ و ۰/۸ و در متابازیت‌ها به‌ترتیب از ۸/۳۷-۲/۹۸و ۱۱/۹۲-۹/۲۲ درصدوزنی و بالاخره مقدار CaO در گرانیت‌ها ۱/۲۳-۰/۸۶ و

در متابازیت‌ها ۱۸/۸۵-۹/۵۷ درصدوزنی است. از این‌رو، تودهٔ گرانیتی یادشده یک گرانیت فقیر از آهن و منیزیم است. افزون‌بر این، با توجه به بالابودن شاخص آلومینا (A/CNK: ۱/۱-۰۵/۱۱)، تودهٔ گرانیتی یادشده از گروه گرانیت‌های پرآلومین است (Al_2O_3: ۱۳/۱۴-۵/۱ درصدوزنی).

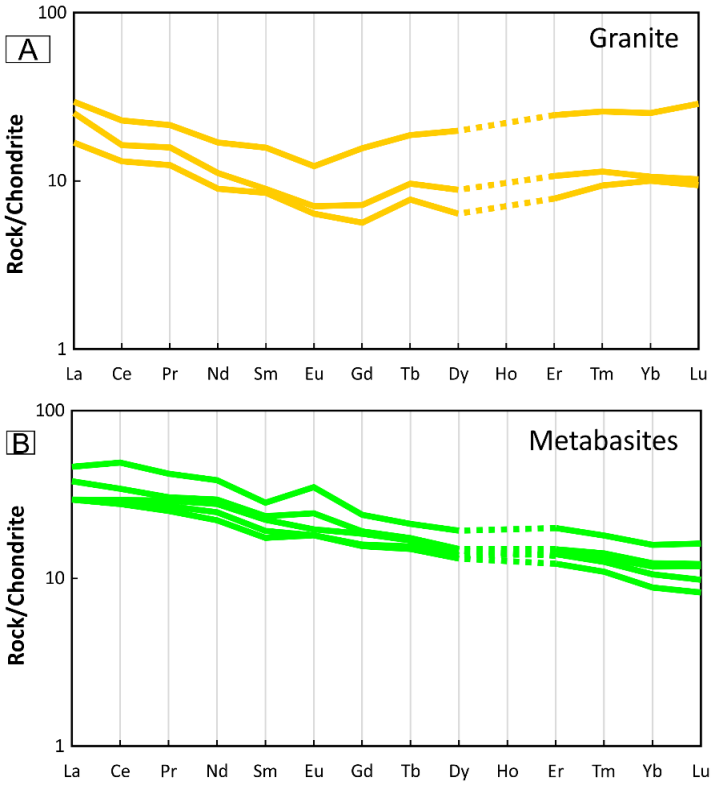
ترسیم نقاط داده‌های این دو گروه سنگی در نمودار TAS (شکل ۴-A) نشان می‌دهد نمونه‌های گرانیتی با مقدار آلکالی (Na_2O+K_2O) برابر با ۷/۹۷-۹/۲۹ درصدوزنی و نسبت Na_2O/K_2O کمتر از یک (۰/۷۳-۰/۴۶) از نوع گرانیت است. این در حالیست که مقدار کل آلکالی‌ها در متابازیت‌ها برابر با ۱/۱۰-۴/۴۴ درصدوزنی (بازالت) است. افزون‌بر این، در نمودار شکل ۴-A، نمونه‌های متابازیتی در محدودهٔ خط مرزی آلکالن/ساب‌آلکالن (انتقالی یا کالک‌آلکالن) و نمونه‌های گرانیتی در محدودهٔ ساب‌آلکالن جای گرفته‌اند. ترسیم نقاط داده‌های متابازیتی در نمودار Co در برابر Th (شکل ۴-B) نیز ترکیب بازالتی-آندزیت‌بازالتی با ویژگی کالک‌آلکالن را نشان می‌دهد. از سوی دیگر، همان‌گونه‌که در شکل ۴-C دیده می‌شود، گرانیت‌ها در محدودهٔ سری پرپتاسیم و متابازیت‌ها در محدودهٔ سری کم پتاسیم جای گرفته‌اند. در نمودار شکل ۴-D نیز نمونه‌های گرانیتی ویژگی کالک‌آلکالی تا آلکالی کلسیک نشان می‌دهند و آشکارا در محدودهٔ لویکوگرانیت‌های پرآلومین جای می‌گیرند.



شکل ۴. A) نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O (Le Maitre et al., 2002)؛ **B**) نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007)؛ **C**) نمودار SiO_2 در برابر K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ **D**) نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O-CaO (Frost and Frost, 2011).

Figure 4. A) The SiO_2 versus total alkalis (Na_2O+K_2O) diagram (Le Maitre et al., 2002); **B**) the Th versus Co diagram (Hastie et al., 2007); **C**) The SiO_2 versus K_2O diagram (Peccerillo and Taylor, 1976); **D**) The SiO_2 versus Na_2O+K_2O+CaO diagram (Frost and Frost, 2011).

شکل ۵ نمودارهای عنکبوتی REE بهنجارشده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای هر دو گروه سنگی بررسی‌شده را نشان می‌دهد. همان‌گونه‌که دیده می‌شود، گرانیت‌ها الگوی مقعر قاشقی‌شکل نشان می‌دهند که پیامد تهی‌شدگی در MREE است (شکل ۵-A). این ویژگی را می‌توان به جدایش (تفریق یا جاماندن در تفالهٔ ذوب) کانی‌های فرومنیزین مانند کلینوپیروکسن، هورنبلند و یا تیتانیت نسبت داد که غنی از MREE هستند (Rollinson and Pease, 2021). در این نمودار، متابازیت‌ها، الگوی غنی‌شدگی LREE/HREE با شیب ملایم ($La_N/Lu_N \approx$ ۳/۰۱) نشان می‌دهند (شکل ۵-B).



شکل ۵. نمودارهای عنکبوتی عنصرهای کمیاب خاکی بهنجارشده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989). **A**) گرانیت‌ها؛ **B**) متابازیت‌ها.

Figure 5. Chondrite-normalized REE spider diagrams (Sun and McDonough, 1989) **A**) granites; **B**) metabasites.

شیمی کانی‌ها

برای تعیین دقیق‌تر تحولات پترولوژیک و سرشت شیمیایی کانی‌ها در دو گروه سنگی، کانی‌های سازندهٔ شاخص آنها تجزیهٔ شیمیایی به روش ریزکاو الکترونی الکترونی شد (جدول‌های ۲ تا ۶). گفتنی است از گروه متابازیت‌ها، کانی‌های آمفیبول، اپیدوت و پلاژیوکلاز و از گروه گرانیت‌ها، کانی‌های فلدسپار (پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار)، گارنت و مسکوویت تجزیه شدند.

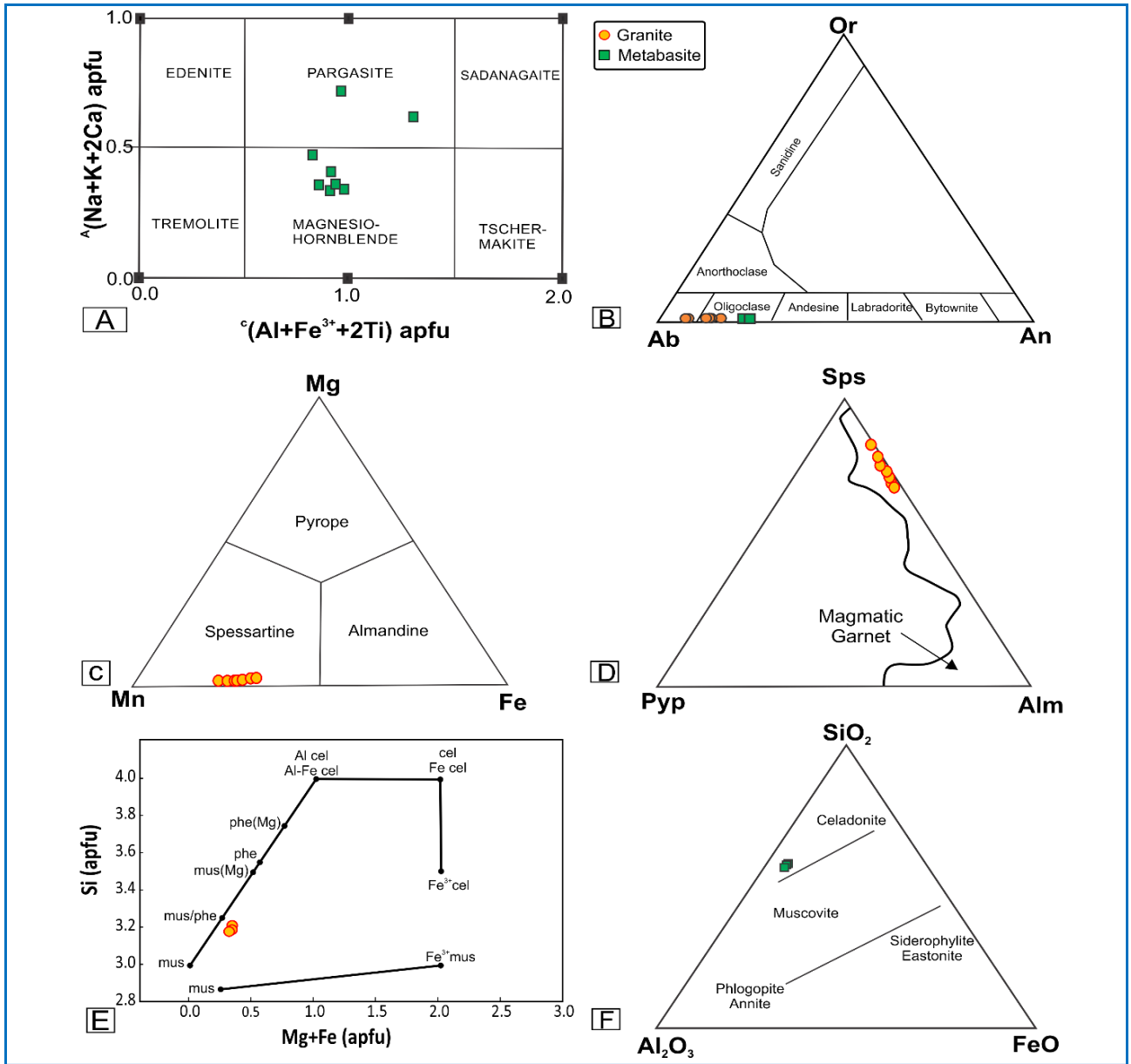
آمفیبول

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ شیمیایی، آمفیبول‌های درون متابازیت‌ها و محاسبهٔ فرمول ساختاری آنها بر پایهٔ ۲۲ اکسیژن (جدول ۲) نشان می‌دهد گسترهٔ ترکیبی آنها از نوع آمفیبول‌های کلسیک ($(Ca^B/(Ca+Na)^B>$ ۰/۷۵) است. بر پایهٔ نامگذاری هاوسورن و همکاران (Hawthorne et al., 2012)، این آمفیبول‌ها از نوع مگنزیوهورنبلند و برخی از نوع پارگازیت هستند (شکل ۶-A).

اپیدوت

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ ریزپردازش الکترونی روی کانی اپیدوت در متابازیت‌های شمال بیجار (جدول

۳) نشان می‌دهند میزان سازندهٔ پیستاشیت (XPs= $(100Fe^{+3}/(Fe^{+3}+Al)$) در اپیدوت‌های بررسی‌شده برابر با ۰/۲۴ تا ۰/۲۷ و مقدار TiO_2 آنها برابر با ۰/۰۶ تا ۰/۱۳ درصدوزنی است. به باور آرمبرستر و همکاران (Armbruster et al., 2006)، کانی اپیدوت می‌تواند ۱۵ تا ۳۳ درصدمولی سازندهٔ پیستاشیت (XPs) داشته باشد. پس فرمول کلی کانی بررسی‌شده در متابازیت‌ها $Ca_2Al_2Fe^{+3}Si_3O_{12}(OH)$ است.



شکل ۶. نمودارهای ترکیب شیمیایی کانی‌ها **A**) نمودار نامگذاری آمفیبول های کلسیم‌دار (Hawthorne et al., 2012)؛ **B**) نمودار سه‌تایی Ab-An-Or فلدسپارها (Deer et al., 1996)؛ **C**) نمودار ترکیب شیمی کانی گارنت (Grew et al., 2013)؛ **D**) نمودار متمایزکنندهٔ گارنت‌های ماگمایی از دگرگونی (Miller et al., 1981)؛ **E**) نمودار ترکیب شیمی کانی مسکوویت (Tischendorf, 2004)؛ **F**) نمودار رده‌بندی ترکیب شیمی کانی مسکوویت (Lambert, 1959).

Figure 6. The mineral chemistry plots **A**) The classification plot of Ca-amphiboles (Hawthorne et al., 2012); **B**) The triangular plot of feldspars Ab-An-Or (Deer et al., 1996); **C**) The mineral chemistry plot of garnets (Grew et al., 2013); **D**) The discriminating diagram of magmatic/metamorphic garnets (Miller et al., 1981); **E**) The mineral chemistry plot of muscovites (Tischendorf, 2004); **F**) The classification plot of muscovites (Lambert, 1959).

فلدسپار

داده‌های تجزیهٔ شیمیایی و محاسبهٔ فرمول ساختاری (جدول ۴) نشان می‌دهد فلدسپارها ترکیبی همگن (از مرکز تا حاشیه) دارند و ترکیب آلکالی‌فلدسپارهای گرانیت‌ها در بازهٔ ۹۱/۲۰-۴۷-۸۹ درصد ارتوکلاز و ۸/۸۰-۱۰/۵۳ درصد آلبیت است (شکل ۶-B). همچنین، گسترهٔ ترکیبی این کانی در متابازیت‌ها و گرانیت‌ها به‌ترتیب در بازهٔ ترکیبی الیگوکلاز و آلبیت-الیگوکلاز است.

گارنت

چنان‌که در توصیف سنگ‌نگاری تودهٔ گرانیتی (شکل ۳) گفته شد، این توده مقادیر کمی (<1 %vol) کانی گارنت با منطقه‌بندی واضح دارد. در جدول ۵ و شکل ۶-C تجزیهٔ شیمیایی ۷ نقطه از بخش‌های گوناگون این کانی آورده شده است. همان‌گونه‌که محاسبات شیمیایی فرمول این کانی (جدول ۲) نشان می‌دهد، میانگین سازندگان اسپسارتین (Al-Mn) و آلماندین (Al-Fe) به‌ترتیب ۷۲/۶۴ درصد و ۲۳/۳۲ درصد هستند. افزون‌بر این، بر پایهٔ نمودار پیشنهادیِ میلر و همکاران (Miller et al., 1981) همهٔ گارنت‌های بررسی‌شده از شمار گارنت‌های ماگمایی هستند (شکل۶-D). از دیگر سو، تصویرهای BSE از منطقه‌بندی گارنت‌ها (شکل ۷) نشان می‌دهند از مرکز به حاشیه، سازندهٔ اسپسارتین کم می‌شود؛ اما سازندگان آلماندین و تا اندازه‌ای گروسولار و پیروپ افزایش می‌یابند. به باور کلارک (Clarke , 1992) این منطقه‌بندی از نوع عادی است و معمولاً به محیط‌های دگرگونی پیشرونده نسبت داده می‌شود. به باور وی پیدایش گارنت در سنگ‌های گرانیتی پرآلومین می‌تواند به دلایل زیر روی دهد:

فاز رستیتی دیرگداز، زینوکریست دیرگداز از سنگ دربرگیرنده، محصول واکنش میان ماگما و زنولیت‌های پلیتی سرشار از Al و Mn، نطفه‌بندی مستقیم از مذاب سیلیکاته.

مسکوویت

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ نقطه‌ای مسکوویت‌ها به‌همراه فرمول ساختاری آنها بر پایهٔ ۲۲ اکسیژن (جدول ۶) نشان می‌دهد در ترکیب این کانی‌ها مقدار Al^{VI} (۳/۳-۳۷/۴۳) چشمگیر و مقدار Fe^{+2} (۰/۰-۴۸/۵۳) و Mg (۰/۱۶) بسیار کم است و مسکوویت فنژیتی به‌شمار می‌روند؛ یعنی سرشار از عضو خالص مسکوویت همراه با نزدیک به ۲۷٪ سازندهٔ فنژیتی (شکل-E-۶) هستند. این ترکیب گویای خاستگاه ماگمایی (اولیه) این کانی است (شکل F-۶). اندازهٔ به نسبت درشت این کانی در تصویرهای میکروسکوپی نیز این موضوع را تأیید می‌کند. با وجود این، به باور کلارک (Clarke, 1992)، مسکوویت در گرانیت‌های پرآلکالن می‌تواند از یکی از دو روش زیر پدید آمده باشد:

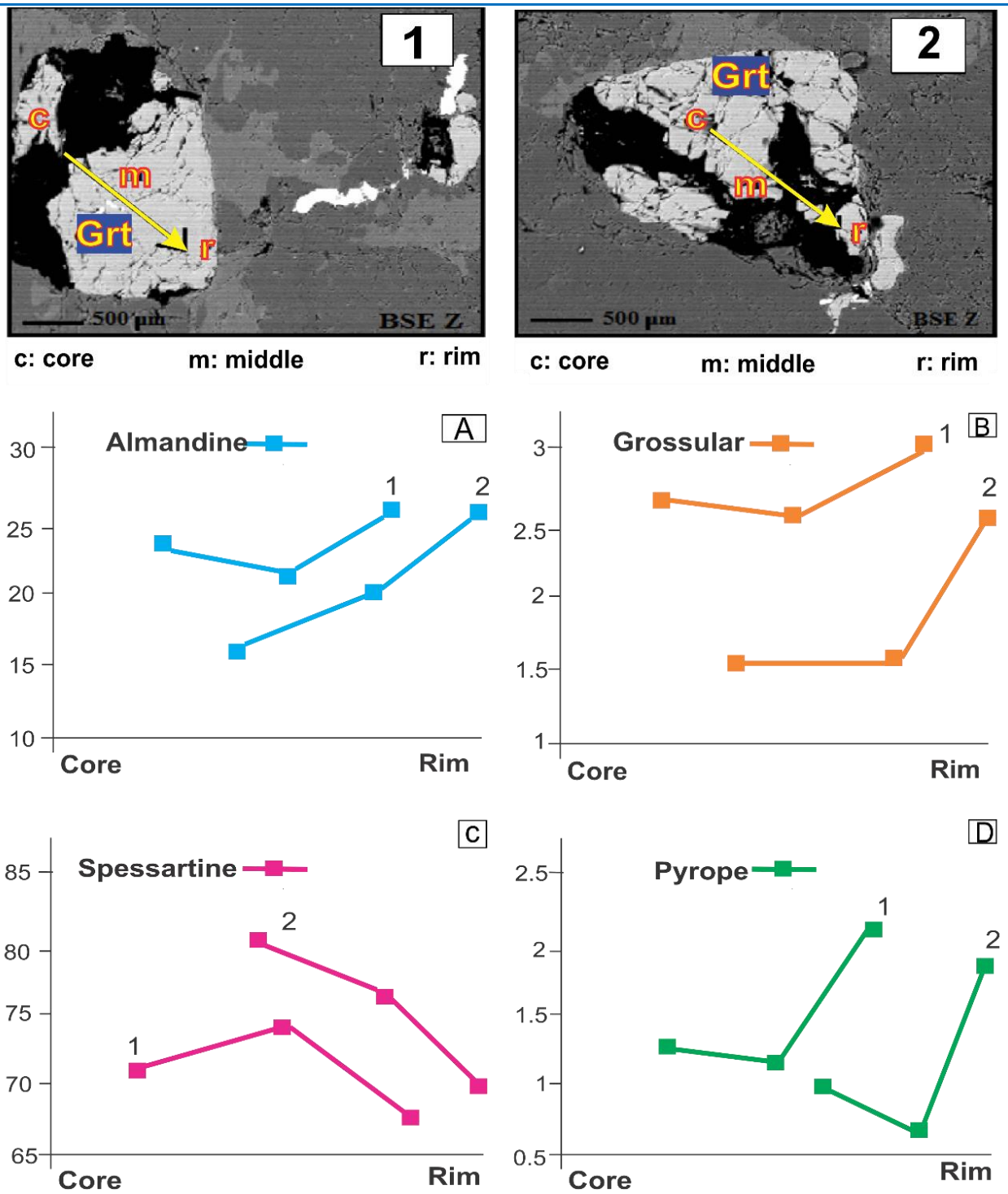
الف) تبلور ماگمایی در فشار کمابیش بالا؛

ب) و روش محتمل‌تر، شکستگی ساب‌سالیدوس آلومینوسیلیکات‌ها در حضور بخار آب.

بحث

مجموعهٔ آذرین-دگرگونی شمال بیجار شامل دو سنگ‌شناسی کاملاً متمایز متابازیت‌ها (کرتاسه؟) و تودهٔ لویکوگرانیتی (پس از کرتاسه؟) در نیمهٔ شمالی پهنهٔ سنندج-سیرجان است. تودهٔ لویکوگرانیتی با مجموعه کانی‌های کوارتز+آلبیت (An_6)+آلکالی فلدسپارها (ارتوز و میکروکیلین)+مسکوویت+Mnگارنت (اسپسارتین)± بیوتیت و نیز نسبت A/CNK>1، یک گرانیت پرآلومین به‌شمار می‌رود که با توجه به بافت‌هایی مانند منطقه‌بندی، میرمکیتی و آنتی‌راپاکیوی در ژرفای کم و بدون هیچگونه نشانه‌ای از دگرگونی همبری درون سنگ میزبان متابازیتی تزریق و متبلور شده است. با وجود این، جدای از شواهد بافتی یادشده، شاید بتوان این‌گونه تصور کرد که نبود هالهٔ دگرگونی پیامد جایگزینی اولیهٔ تودهٔ آذرین درونی در ژرفای بسیار باشد. ازاین‌رو، تفاوت دمایی میان تودهٔ گرانیتی و سنگ‌های میزبان چندان نیست و هالهٔ دگرگونی همبری پدید نمی‌آید. در این صورت، انتظار می‌رود ساخت‌های شکل‌پذیر در سنگ‌های محل همبری دیده شوند. به هر روی، زنولیت‌های متابازیت‌ها و نیز اثرات تزریقی تودهٔ آذرین درونی در میان شیستوزیتهٔ سنگ میزبان، جوان‌تربودن تودهٔ گرانیتی کاملاً روشن است.

سنگ‌های میزبان تودهٔ لویکوگرانیتی شمال بیجار از گروه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین تا متوسط (اسلیت، فیلیت، هورنبلند شیست و اپیدوت شیست) هستند و شیست‌ها مجموعه کانی‌های همایندِ رخسارهٔ آمفیبولیت را نشان می‌دهند: مگنزیوهورنبلند (پارگازیت) + اپیدوت (پیستاشیتی) + الیگوکلاز (An_{22-25}) +کوارتز ± گارنت. بررسی‌های بافتی گویای رخداد دست‌کم دو مرحله دگرگونی ناحیه‌ای و سپس دگرگونی‌های دینامیکی و برگشتی هستند.



شکل ۷. تصویرهای BSE و نمودارهای تغییرات ترکیب دو نمونه گارنت از مرکز به حاشیه **A**) نمودارهای تغییرات سازندهٔ پایانیِ آلماندین؛ **B**) نمودارهای تغییرات سازندهٔ پایانیِ گروسولار؛ **C**) نمودارهای تغییرات سازندهٔ پایانیِ پیروپ؛ **D**) نمودارهای تغییرات سازندهٔ پایانیِ اسپسارتین.

Figure 7. The BSE images and variations of end-members in two samples garnet from core to rim. **A**) the end-member variations of almandine; **B**) the end-member variations of grossular; **C**) the end-member variations of spessartine; **D**) the end-member variations of pyrope.

سنگ‌مادر متابازیت‌ها

توجه به کانی‌های سازندهٔ فراوان‌تر متابازیت‌ها شامل مگنزیوهورنبلند (از گروه آمفیبول‌های کلسیم-منیزیم‌دار) و اپیدوت پیستاشیتی نشان می‌دهد ترکیب سنگ‌مادر (پروتولیت) این سنگ‌ها سرشار از کلسیم، آهن و منیزیم بوده است. ترسیم ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها در نمودار شکل A-۸ و نیز نمودار شکل B-۸ این موضوع را نشان می‌دهد. همچنین، ترسیم داده‌های این گروه سنگی در نمودار Co در برابر Th (شکل ۴-B) و TAS (شکل ۴-A) ثابت می‌کند سنگ مادر این سنگ‌های دگرگونی از گروه بازالت‌ها و آندزیت‌های بازالتی کالک‌آلکالن (یا معادل درونی آنها) بوده است.

محیط زمین‌ساختی و سنگ‌زایی

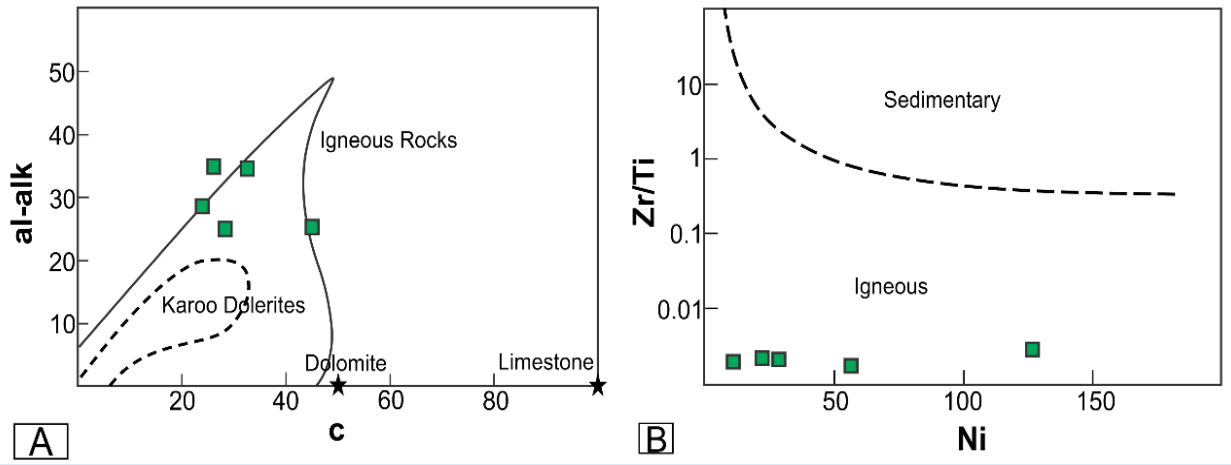
از آنجایی‌که متابازیت‌ها دچار دگرگونی ناحیه‌ای در رخسارهٔ آمفیبولیت شده‌اند، برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌مادر آنها از دو نمودار پیشنهادیِ پیرس (Pearce, 1982) و هولوچر و همکاران (Holocher et al., 2012) (شکل‌های ۹-A و ۹-B) برای عنصرهای کمیاب بهره گرفته شد. همان‌گونه‌که در این نمودارها دیده می‌شود، نمونه‌های این سنگ‌ها در محدودهٔ MORB جای گرفته‌اند. با وجود این در نمودار شکل ۹-B، نشانه‌هایی از گرایش آنها به کمان‌های قاره‌ای نیز دیده می‌شود. افزون‌بر نسبت Nb/Ta در این سنگ‌ها برابر با ۲۲ و همانند سنگ‌های گوشته‌ای (بیشتر از ۱۵/۵) است (Wada and Wood, 2001).

همچنین، الگوی نمودارهای عنکبوتی چندعنصری متابازیت‌ها که به ترکیب MORB بهنجار شده است (شکل ۹-C) همخوانی نسبی آنها با الگوی MORB را نشان می‌دهد؛ هرچند عنصرها غنی‌شدگی نزدیک به ۱۰ برابری نشان می‌دهند که احتمالاً ناشی از فرایند ذوب‌بخشی از خاستگاه MORB است. با وجود این، آنومالی مثبت Pb را می‌توان به دخالت سازندهٔ فرورانش نسبت داد که با چگونگی جای‌گرفتن نمونه‌ها در شکل ۹-B نیز هماهنگی دارد.

با توجه به نمودار پیشنهادیِ چاپل و وایت (Chapell and White, 1974) (شکل ۹-D)، تودهٔ لویکوگرانیتی منطقه از نوع گرانیت‌های مایل به گرانیت‌های گروه S است که با مجموعه کانی‌های پرآلومین و نسبت A/CNK بالاتر از یک (۱/۱۱-۱/۰۵) نیز تأیید می‌شود. افزون‌بر این، مقایسهٔ نمودار عنکبوتی چندعنصری این توده با تودهٔ نوع S ازنا در پهنهٔ سنندج-سیرجان (Moazzen et al., 2004)، همخوانی بسیار خوب این دو توده را نیز نشان می‌دهد (شکل ۹-E). از سوی دیگر، رسم داده‌های این توده در نمودار Nb در برابر Y (شکل ۹-F) نشان می‌دهد گرانیت یادشده از نوع گرانیت‌های کمان آتشفشانی و برخورد قاره‌ای است که در پی فرورانش سنگ‌کرهٔ اقیانوسی نئوتتیس به زیر پهنهٔ سنندج-سیرجان پدید آمده است.

زمین‌دمافشارسنجی

دمافشارسنجی ترکیب آمفیبول در نمودار ایزوپلت‌های TiO_2 و Al_2O_3 در فضای P-T (شکل ۱۰-A) نشان می‌دهد آمفیبول‌های متابازیت‌ها در دمای ۶۰۰±۲۰ درجهٔ سانتیگراد و فشار ۱۵-۱۳ کیلوبار پدید آمده‌اند. از دیگر سو، دماسنجی بر پایهٔ جفت کانی آمفیبول-پلاژیوکلاز به روش هولاند و بلاندی (Holland and Blundy, 1994) در رابطهٔ آلبیت+ترمولیت=کوارتز+ادنیت، دمای ۷۱۸-۵۹۳ درجهٔ سانتیگراد در فشار ۲ کیلوبار و دمای ۷۰۸-۶۴۰ درجهٔ سانتیگراد در فشار ۸ کیلوبار را به‌دست می‌دهد. دمافشارسنجی به روش پیشنهادیِ بهادرا و باتاچاریا (Bhadra and Bhattacharya, 2007) بر پایهٔ واکنش ۸ کوارتز + ۲ پارگازیت = ۲ آلبیت + چرماکیت + ترمولیت، شرایط پیدایش متابازیت‌های منطقهٔ بیجار را در دمای ۷۳۰ درجهٔ سانتیگراد و فشار ۹-۶/۲ کیلوبار نشان می‌دهد. همچنین، پیدایش مرزهای مضرّس و آمیبی‌شکل به‌همراه خاموشی موجی در بلورهای کوارتز این سنگ‌ها گویای دمای ۷۰۰-۵۰۰ درجهٔ سانتیگراد (Boullier and Bouchez 1978; Stipp et al., 2002) و پیدایش بافت گرانوبلاستیک در بلورهای کوارتز و فلدسپار و نیز گسترش روبان‌های چندبلوری کوارتز نشانهٔ دمای ۷۰۰-۶۰۰ درجهٔ سانتیگراد است (Bose and Sengopta, 2003).



شکل ۸. تعیین سرشت سنگ‌مادر سنگ‌های دگرگونی در **A**) نمودار C در برابر al-alk (Evans and Leake, 1960)؛ **B**) نمودار Ni در برابر Zr/Ti (Winchester et al., 1980).

Figure 8. Characterizing the protoliths of metabasites on **A**) c versus al-alk plot (Evans and Leake, 1960); **B**) Ni versus Zr/Ti plot (Winchester et al., 1980).

ترسیم داده‌های پلاژیوکلازهای تودهٔ لویکوگرانیتی در نمودار دماسنجی پیشنهادیِ نکواسیل (Nekvasil et al., 2000) در فشار ۴/۵ کیلوبار نشان‌دهندهٔ دمای پیدایش آنها در ۵۰۰ درجهٔ سانتیگراد برای این کانی است (شکل B-۱۰). افزون‌بر این، به باور پاشیر و ترو (Passchier and Trow, 2010) پیدایش مرزهای برآمده (BLG) و مهاجرتی (GMB) در بلورهای کوارتز در شرایط دمایی نزدیک به ۶۰۰ درجهٔ سانتیگراد روی می‌دهد که البته می‌تواند دمای دگریختی سنگ پس از تبلور نهایی نیز به‌شمار آید. همچنین، به گفتهٔ ورنون (Vernoon, 2004)، بافت‌های میرمکیتی در گرانیت‌های دگریخت گویای دگریختی در حالت جامد و گواهی بر بازیابی و بازتبلور در دمای ۶۷۰-۵۰۰ درجهٔ سانتیگراد هستند. از سوی دیگر، منطقه‌بندی در گارنت‌های تودهٔ گرانیتی می‌تواند گویای نبود تحمل حرارت‌های بالا بر این کانی ناهمگن باشد.

برداشت

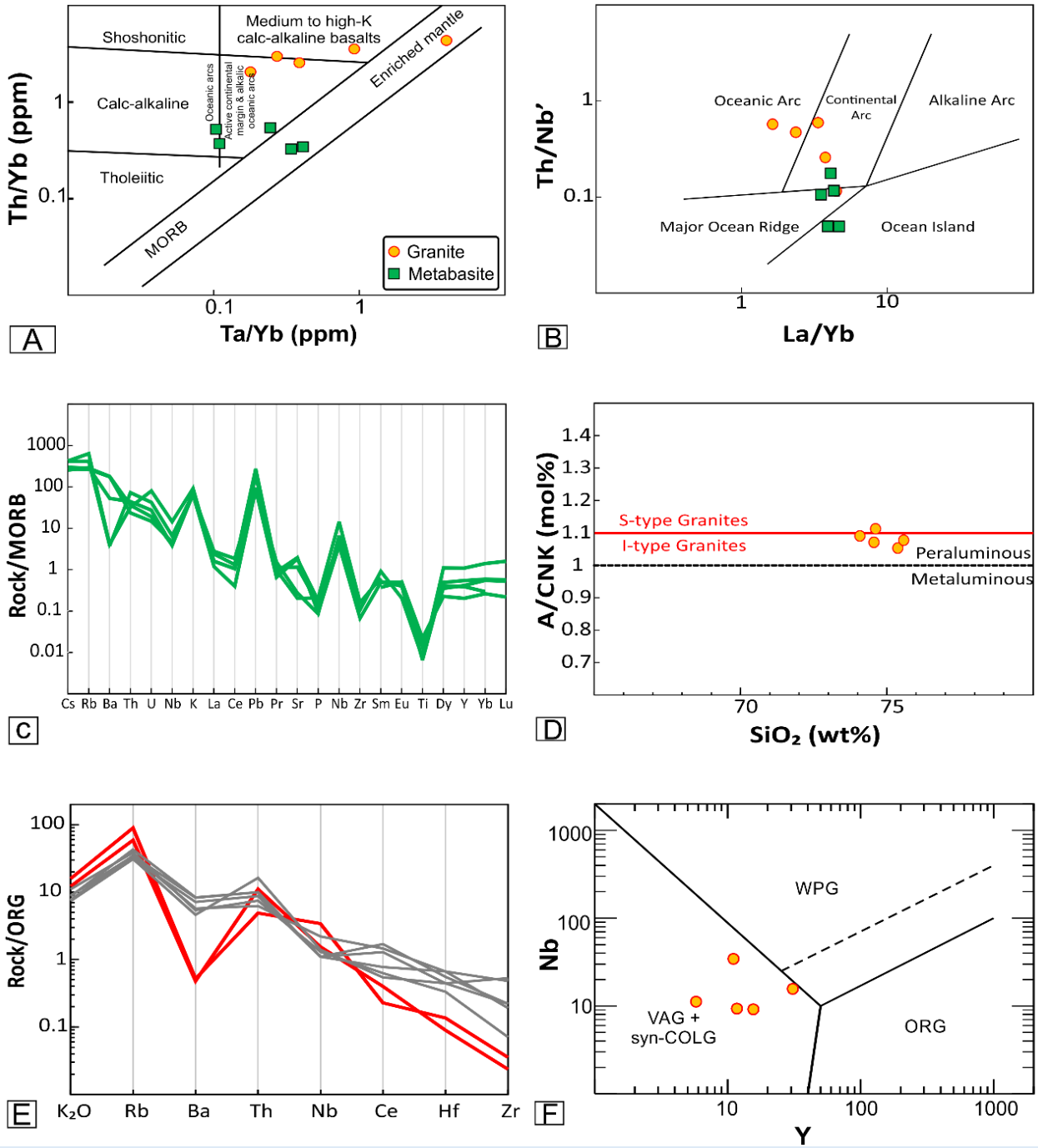
در منطقهٔ شمال بیجار در نیمهٔ شمالی پهنهٔ سنندج-سیرجان، تودهٔ لویکوگرانیتی با بیش از ۹۵درصد کانی‌های روشن و بدون برجاگذاشتن هیچ‌گونه نشانه‌هایی از دگرگونی همبری در میان سنگ میزبان متابازیتی تزریق شده است. با وجود این، در منطقهٔ مرزی بلافصل تودهٔ آذرین درونی با سنگ میزبان، زنولیت‌های متابازیتی به فراوانی دیده می‌شوند که گویای جوان‌تربودن تودهٔ گرانیتی هستند.

سنگ‌های میزبان تودهٔ گرانیتی شمال بیجار از اسلیت، فیلیت، هورنبلند شیست و اپیدوت شیست تشکیل شده‌اند و شیست‌ها مجموعه کانی‌های همایندِ رخسارهٔ آمفیبولیت را نشان می‌دهند. همچنین، ترکیب سنگ‌مادر آنها سرشار از کلسیم، آهن و منیزیم (سنگ‌های آذرین بازیک کالک‌آلکالن) بوده است.

از دیدگاه محیط زمین‌ساختی، نهاد متابازیت‌ها، بازالت‌های کالک‌آلکالن با اثراتی از کمان‌های فرورانشی قاره‌ای است.

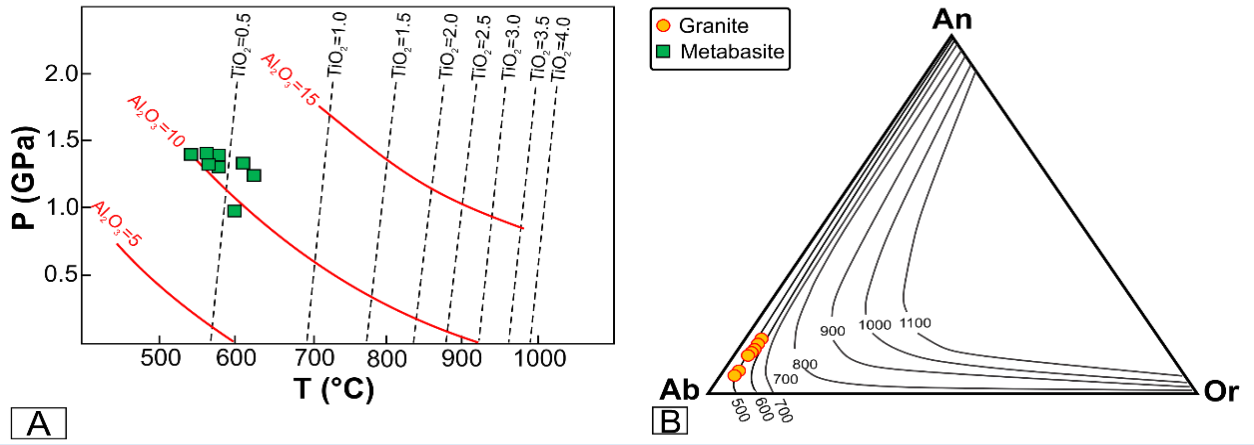
تودهٔ لویکوگرانیتی منطقه از نوع گرانیت‌های پرآلومین مایل به نوع S است که همانند دیگر توده‌های پهنهٔ سنندج-سیرجان از نوع گرانیت‌های کمان آتشفشانی و برخورد قاره‌ای بوده است و به‌دنبال فرورانش سنگ‌کرهٔ اقیانوسی نئوتتیس به زیر پهنهٔ سنندج-سیرجان پدید آمده است.

نتایج دماسنجی سنگ‌های دگرگونی و گرانیتی منطقه نشان‌دهندهٔ دمای تبلور کمترِ تودهٔ آذرین گرانیتی (۶۰۰-۵۰۰ درجهٔ سانتیگراد) نسبت به دمای پیدایش متابازیت‌ها (نزدیک به ۷۰۰-۶۰۰ درجهٔ سانتیگراد) هستند و همین توجیه خوبی برای نبود گسترش هالهٔ دگرگونی همبری در محل همبری با متابازیت‌هاست.



شکل ۹. نمودارهای محیط زمین‌ساختی و سنگ‌زایی **A**) نمودار دوتایی Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1982)؛ **B**) نمودار نسبت La/Yb در برابر Th/Nb (Holocher et al., 2012)؛ **C**) نمودار عنکبوتی عنصرهای کمیاب بهنجارشدهٔ متابازیت‌ها به ترکیب گوشتهٔ اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ **D**) نمودار SiO_2 در برابر A/CNK (Chapell and White, 1974)؛ **E**) نمودار عنکبوتی عنصرهای کمیاب بهنجارشدهٔ گرانیت‌ها (خطوط سرخ‌رنگ) با گرانیت‌های پشتهٔ اقیانوسی در مقایسه با گرانیت‌های نوع S تودهٔ ازنا (خطوط خاکستری (Moazzen et al., 2004)؛ **F**) نمودار Y در برابر Nb (Pearce et al., 1984).

Figure 9. The tectonic setting and petrogenetic diagrams. **A**) The Ta/Yb versus Th/Yb diagram (Pearce, 1982); **B**) The La/Yb versus Th/Nb diagram (Holocher et al., 2012); **C**) Primitive mantle-normalized multi-elements spider diagrams (Primitive mantle composition from Sun and McDonough (1989)); **D**) The A/CNK versus SiO_2 diagram (Chapell and White, 1974); **E**) Trace element spider diagram for granites (red lines) normalized with ocean ridge granites compared with S-type granite of Azna body (grey lines; Moazzen et al., 2004); **F**) Y versus Nb diagram (Pearce et al., 1984)



شکل ۱۰. A) نمودار دما- فشار ایزوپلت‌های اکسیدهای اصلی TiO_2 و Al_2O_3 در آمفیبول‌های کلسیک (Ernst and Liu, 1998)؛ **B**) نمودار سه‌تایی Ab-An-Or برای برآورد دمای تعادلی کانی پلاژیوکلاز در فشار ۴/۵ کیلوبار (Nekvasil and et al., 2000).

Figure 10. A) P-T diagram by isopletes of TiO_2 and Al_2O_3 in calcic amphiboles (Ernst and Liu, 1998); **B**) Ab-An-Or ternary plot for determining equilibrium temperature of plagioclase mineral in P= 4.5 kbar (Nekvasil and et al., 2000).

References

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. International Journal of Earth Sciences, 94: 401–419. http://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4

Ahmadvand, A., Nasrabady, M., Asiabanha, A., and Gholizadeh, K. (2021) Metamorphic evolution of high- pressure low-temperature units from ophiolitic mélange of North Soghan (NE Hajiabad, Hormozgan. Petrological Journal, 11(44), 29-56 (in Persian). http://doi.org/10.22108/ijp.2021.125210.1205

Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Reaserch Institute for Earth sciences. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Armbruster, T., Bonazzi, P., Akasaka, M., Beremanec, V., Chopin, C., Giere, R., Heuss-Assbichler, S., Liebscher, A., Menchetti, S., Pan, Y., and Pasero, M. (2006) Recommended nomenclature of epidote-group minerals' Europe Journal of Mineralogy, 18, 551-567. http://doi.org/10.1127/0935-1221/2006/0018-0551

Berberian, F., and Berberian, M. (1981) Tectonic-Plutonic Episodes in Iran: Zagros Hindu Kush Himalaya geodynamic evolution. In Gupta, H.K., and Delany, F.M. (Eds), American Geophysical Union, 3, 33-36. http://doi.org/10.1029/GD003

Bhadra, S., and Bhattacharya, A. (2007) The barometer termolite+ tchermakite+ 2 albite= 2 pargasite+ 8 quartz: Constraints from exprimental data at unit silica activity, with application to garnet-free natural assemblages. American Mineralogist, 92, 491-502. http://doi.org/10.2138/am.2007.2067

Bose, S., and Sengupta, S. (2003) High temperature mylonitization of quartzfeldespatic gneiss: example from the Scrimacer Hills, East Antractica. Gondwana Research, 4, 805-816. http://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71026-1

Boullier, A.M., and Bouchez Le, J.L. (1978) Quartz en rubant dans les mylonites. Bulletin de la Société Géologique de France, 20, 235-262. http://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XX.3.253

Chappell, B.W., and White, A.J.R. (1974) Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8, 173-174.

Clarke, D.B. (1992) Granitoid rocks. Chapman and Hall Publisher, London.

Davoudian, A.R., Khalili, M., Noorbehesht, I., Dachs, E., Genser, J., and Shabanian, N. (2006)

Geochemistry of metabasites in the north of Shahrekord, Sanandaj- Sirjan Zone, Iran'. Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen, 182, 291–298. http://doi.org/10.1127/0077-7757/2006/0052

Davoudian, A.R., Genser, J., Neubauer, F., and Shabanian, N. (2016) $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj–Sirjan Zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogeny. Gondwana Research, 37, 216–240. http://doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.013

Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. (1996) An introduction to the rock forming minerals. 528p. Longman, London.

Ernst, W.G., and Liu, J. (1998) Experimental phase-equilibrium study of Al-and-Ti content of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer. American Mineralogist, 83, 952-969.

Evans, B.W., and Leake, B.E. (1960) The composition and origin of striped amphibolites of Connemara, Ireland. Journal of Petrology, l, 337-363. http://doi.org/10.1093/petrology/1.3.337

Fonoudi, M., and Sayareh, A.R. (2000) Geological map of Iran, 1:100000 series sheet 5562, Yasoukand (Ghodjour). Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Frost, C.D., and Frost, B.R. (2011) On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin. Journal of Petrology 52, 39-53. http://doi.org/10.1093/petrology/egq070

Ghasemi, A., and Talbot, C.J. (2006) A new tectonic scenario for Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences 26, 683-693. http://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003

Grew E, Locock A., Mikks S. J., Galuskina I. O., Galuskin E. V., Halenius U. (2013) Nomenclature of the garnet supergroup. American Mineralogist 98, 785–811. http://doi.org/10.2138/am.2013.4201

Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., and Welch, M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. American Mineralogist, 97, 2031-2048. http://doi.org/10.2138/am.2012.4276

Hassanzade, J., and Wernicke, B.P. (2016) The Neotethyan Sanandaj-Sirjan Zone of Iran as an archetype for passive for margin-arc transitions. Tectonics, 35, 586-621. http://doi.org/10.1002/2015TC003926

Hastie, R., Kerr. A.C., Pearce, J.A., and Michell, S.F. (2007) Classification of altered island arc rocks using immobile trace elements: development of Th-Co discrimination diagram. Journal of Petrology, 48 234-234. http://doi.org/10.1093/petrology/egm062

Holland, T., and Blundy, J. (1994) Non-ideal interaction in calcic amphibole and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology 116, 433-447. http://doi.org/10.1007/BF00310910

Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E., and Roberts, D. (2012) Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Stren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. American Journal of Science, 312, 357-416. http://doi.org/10.2475/04.2012.01

Lambert, R.St.J. (1959) The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Kroydart districts of inverness-shire. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 63, 553.

Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H., and Wooley, A.R. (2002). Igneous rocks, a classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge.

Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfsh, L.J., and Dollase, W.A. (1981) Composition of plutonic muscovite: genetic implications. The Canadian Mineralogist, 19, 25-34.

Moazzen, M., Moayyed, M., Modjarrad, M., and Darvishi, E. (2004) Azna granitoid as an example of syn-collision S-type granitisation in Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran. Neues Jahrabuch fur Mineralogie-Monatshefte, 11, 489-507. http://doi.org/10.1127/0028-3649/2004/2004-0489

Mohajjel, M., and Fergusson, C.L. (2000) Dextral transpression in Late Cretaceous Continental Collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. Journal of Structural Geology, 1125-1139. http://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00023-7

Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi, M.R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western, Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 21, 397-412. http://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4

Nekvasil, H., Simon, A., and Lindsley, H. (2000) Crystal fractionation and the evolution of intra-plate hynormative igneous suites: insights from their feldspar. Journal of Petrology, 41, 1743-1757. http://doi.org/10.1093/petrology/41.12.1743

Passchier, C.W., and Trouw, A.J. (2010) Atlas of mylonites and related microstructures. 313 p. Springer-Verlag, Berlin, Heiedelberg.

Pearce, J.A. (1982) Trace element characteristic of lavas from destructive boundaries. In Thorpe, R.S. (Ed) Andesites: orogenic andesites and related rocks. 525-548. Wiley, New York.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25, 956-983. http://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Peccerillo, A., and Talor, S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamone area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58, 63-81. http://doi.org/10.1007/BF00384745

Rollinson, H., and Pease, V. (2021) Using geochemical data to understand geological processes. Camberidge University press, Camberidge.

Sepahi, A.A., Shahbazi, H., Siebel, W., and Ranin, A. (2014) Geocronology of plutonic rocks from the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran and new zircon and titanite U-Th-Pb ages for granitoids from Marivan pluton. Geochronometrya, 41(3), 207-215. http://doi.org/10.2478/s13386-013-0156-z

Stampfli, G.M., and Borel, G.D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters, 196, 17-33. http://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X

Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R., and Schmid S.M. (2002) The eastern Tonale fault Zone: a natural laboratory. Journal of Structural Geology, 24, 1861-1884. http://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00035-4

Sun, S. S., McDonough, W. f. (1989) Chemical and isotopic systematice of oceanic basalts: implication for mantle composition and processe. In Saunder A., and Norry, D. (Eds) Magmatism in the ocean basin. 42, 313- 345. Geological Society London Special Publications, http://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Tischendorf, G., Rieder, M., Forster, H.-J., Gottesmann, B., and Guidotti, V. (2004) A new graphical presentation and subdivision of potassium micas. Mineralogical magazine, 64(4), 649-667. http://doi.org/10.1180/0026461046840210

Vernon, R.H. (2004) A practical guide to rock microstructures. 575 p. Cambridge University Press, Cambridge.

Wada J., and Wood, B.J. (2001) The Earth's 'missing' niobium may be in the core. Nature, 409, 75-78. http://doi.org/10.1038/35051064

Warr, L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. Mineralogical Magazine, 85(3), 291–320. https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43

Winchester, J.A., Park, R.G., and Holland, J.G. (1980) The geocemistry of Lewisian semipelitic schists from the Gairloch District, Wester Ross. Scottish Journal of Geology, 16, 165-179. http://doi.org/10.1144/sjg16020165