

## **Petrology and geochemistry of some granitoid and intermediate rocks in southwest of the Qorveh area (Kurdistan)**

**Farhad Aliani \***, Mohammad Maanijou, Zahra Sabori and Mirmohammad Miri  
Department of Geology, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

### **Abstract**

In the southwest of the Qorveh area, north of the Sanandaj-Sirjan zone, there are outcrops of acidic and intermediate rocks including monzogranite, granodiorite, tonalite and diorite. According to petrographical studies, plagioclase, alkali-feldspar, quartz, amphibole, clinopyroxene and biotite. Geochemical and mineralogical studies indicate that these rocks are metaluminous to some peraluminous, belonging to calc-alkaline magma series and having I-type characteristics. The REE normalized chondrite pattern of the samples show the M-type tetrad effect and relatively negative Eu anomalies. All of petrography and geochemistry data show fractionation crystallization REE-enriched minerals e.g. feldspar, amphibole, apatite and titanite followed by magma-fluids reaction in late crystallization phenomena are the most important factors for the formation of tetrad effect in these rocks. Lanthanides tetrad effects are recognizable in REE patterns of the samples and they change versus Y/Ho, K/Rb, Zr/Hf, Sr/Eu and Eu/Eu\* ratios in accordance with evolution trend of granitoid. These rocks are enriched in LILE (i.e. U, Rb, K, Th) and LREE and show some depletion in Nb, Hf, Ti, Ta, Ba, Zr and P. LILE and LREE enrichment and HSFEE depletion of the samples are indication of their formation in subduction zone.

**Key words:** petrology, geochemistry, Qorveh area, Sanandaj-Sirjan Zone

\* f\_aliani@basu.ac.ir

پتروولوژی، سال نهم، شماره سی و سوم، بهار ۱۳۹۷، صفحه ۲۱-۴۴  
تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۹/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۴/۱۱

## سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی برخی سنگ‌های گرانیتوئیدی و حد واسط جنوب‌باختری منطقه قروه (کردستان)

فرهاد آلیانی\*، محمد معانی‌جو، زهرا صبوری و میرمحمد میری  
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

### چکیده

در جنوب‌باختری قروه، در شمال پهنه سنندج-سیرجان، توده‌های اسیدی و حد واسط با ترکیب مونزوگرانیت، گرانودیوریت و تونالیت و دیوریت برونزد دارند. بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهند پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، کوارتز، آمفیبول، کلینوپیروکسن و بیوتیت از کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های گرانیتوئیدی هستند. بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی و حد واسط نشان می‌دهند این سنگ‌ها متالومین تا کمی پرالومین بوده و از سری ماگمایی کالک‌آلکان هستند. همچنین، سنگ‌های گرانیتوئیدی ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I را دارند. در نمونه‌های بررسی شده اثر تتراد لانتانید بیشتر در الگوهای REE به‌هنجار شده به ترکیب کندریت به‌صورت اثر تتراد تیپ M و ناهنجاری نسبی منفی Eu دیده می‌شود. برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، جدایش بلورهای سرشار از REE (مانند: فلدسپار، آمفیبول، آپاتیت و تیتانیت) در هنگام جدایش بلوری مذاب و سپس واکنش مذاب با سیال‌ها در مراحل پایانی تبلور، عوامل مهم کنترل‌کننده اثر تتراد در این نمونه‌ها هستند. اثر تتراد لانتانید در برابر نسبت‌های  $Zr/Hf$ ,  $Y/Ho$ ,  $K/Rb$  و  $Sr/Eu$  و  $Eu/Eu^*$  در راستای تحول گرانیتوئید تغییر می‌کند. این سنگ‌ها از عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون (مانند: U, Rb, K, Th) و LREE غنی‌شدگی و به‌طور نسبی از عنصرهای  $Nb$ ,  $Hf$ ,  $Ti$ ,  $Ta$ ,  $Ba$ ,  $Zr$  و P تهی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از عنصرهای LILE و LREE و تهی‌شدگی از عنصرهای HFSE در این نمونه‌ها پیامد پیدایش آنها در پهنه‌ای فرورانشی است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی، منطقه قروه، سنندج-سیرجان

### مقدمه

سنندج-سیرجان یک پهنه ماگمایی-دگرگونی با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری است که با درازای بیشتر از ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای ۲۰۰-۱۵۰ کیلومتر، میان پهنه چین‌خورده-رورانده زاگرس و

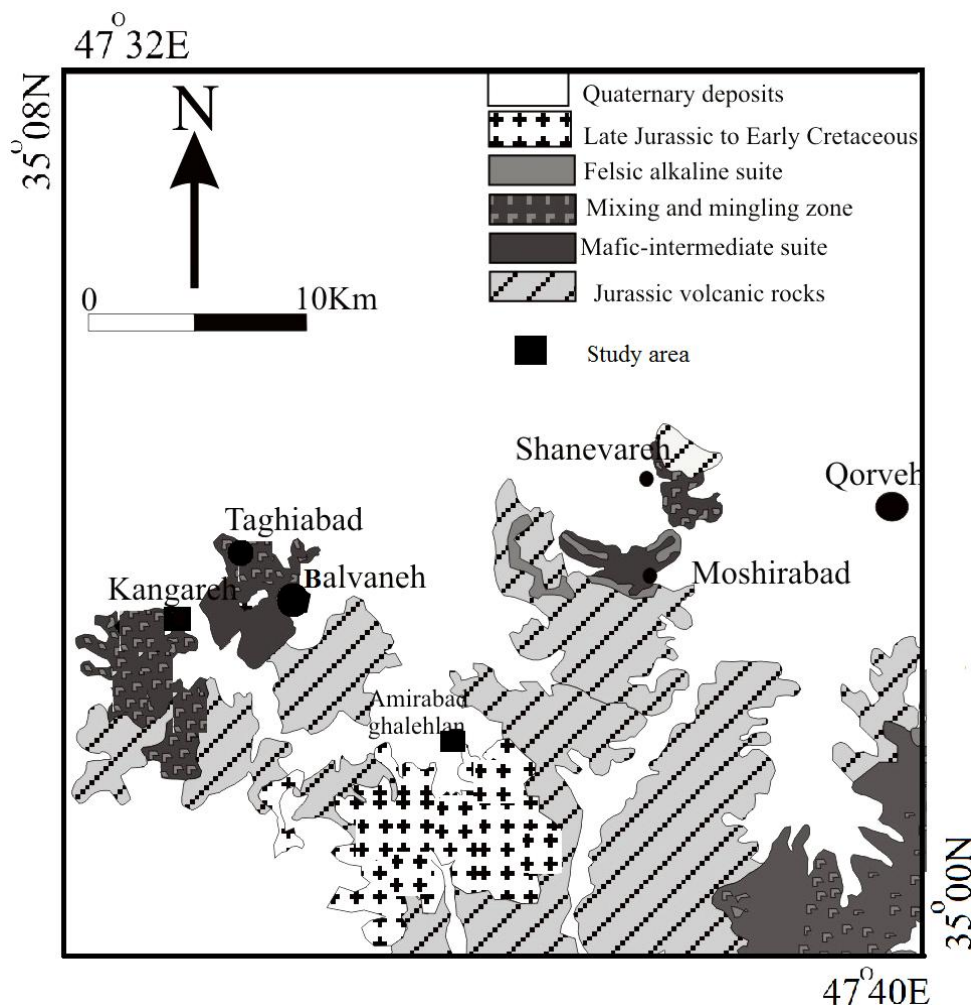
منطقه بررسی شده در جنوب‌باختری منطقه قروه جای گرفته است که بخشی از بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان به‌شمار می‌رود (شکل ۱). پهنه

\* f\_aliani@basu.ac.ir

Copyright©2017, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

آمفیبولیت (مانند: گنیس، آمفیبولیت شیست و مرممر) به سن پرکامبرین هستند. در پرمین، سنگ‌های شیلی بیشتر بوده‌اند و همراه آنها سنگ‌های آتشفشانی نیز پدید آمده‌اند. فرایندهای ماگمایی این پهنه در مزوزویک و بیشتر در بخش شمالی آن متمرکز است (Darvishzadeh, 2005).

پهنه ماگمایی اورمیه-دختر جای گرفته است (Darvishzadeh, 2005). این پهنه فعال‌ترین پهنه ساختاری ایران به‌شمار می‌رود و تا سنوزویک فازهای دگرگونی و ماگماتیسم مهمی را پشت سر گذاشته است (Darvishzadeh, 2005). کهن‌ترین سنگ‌های این ناحیه، سنگ‌های دگرگونی با رخساره



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی مناطق امیرآباد قلعه‌لان و کنگره در جنوب‌باختری قروه (کردستان) (با تغییر پس از: Hoseini, ۱۹۹۷)

قروه سنگ میزبان این توده‌ها بوده و دربردارنده شیست، فیلیت، مرممر و متاولکانیک‌های گوناگون هستند. توده‌های آذرین درونی مافیک تا فلسیک مزوزویک-سنوزویک در آنها نفوذ کرده‌اند (Hoseini, 1997).

در این پژوهش ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی (به‌ویژه عنصرهای فعالیت) توده‌های آذرین درونی امیرآباد قلعه‌لان و کنگره و شیمی کانی‌های امیرآباد قلعه‌لان و همچنين، دما و فشار جایگیری آن بررسی شده‌اند. سنگ‌های دگرگونی

پهنه یاد شده را نشان می‌دهد. گفتنی است بخش شمالی و جنوبی قروه کاملاً با هم متفاوت هستند. از آنجایی که مناطق بررسی شده در این پژوهش در نیمه جنوبی قروه هستند، در ادامه، به زمین‌شناسی این نیمه پرداخته می‌شود.

سنگ‌های نیمه جنوبی بیشتر دگرگونی بوده و فرایندهای ماگمایی نیز در سرنوشت زمین‌شناسی این منطقه تأثیر بسزایی داشته است. در حقیقت، برون‌زدهای این منطقه، ادامه توالی‌های منطقه سنقر هستند. از بخش زیرین به بالا، سنگ‌های دگرگونی تریاس، سنگ‌های تریاس-ژوراسیک، ژوراسیک و سنگ‌های نادگرگونی ائوسن توالی چینه‌ای این منطقه را می‌سازند. افزون‌بر این، توده‌هایی با ترکیب گابرو دیوریت، دیوریت، گرانیتوئید نیز دیده می‌شوند که از دیدگاه سنی جوان‌تر از دگرگونه‌ها هستند (Hoseini, 1997).

مناطق امیرآباد قلعه‌لان و کنگره در ورقه قروه بوده و از این‌رو، ویژگی‌های این ورقه را نشان می‌دهند. توده آذرین درونی امیرآباد قلعه‌لان، در روستای امیرآباد قلعه‌لان و در جنوب‌باختری شهرستان قروه و در میان عرض‌های جغرافیایی شمالی  $35^{\circ}02'51''$  تا  $35^{\circ}05'33''$  و طول‌های جغرافیایی خاوری  $47^{\circ}35'46''$  تا  $47^{\circ}40'57''$  جای دارد. این توده کشیده و بیضی‌شکل بوده و روند آن شمال‌باختری- جنوب‌خاوری است. این توده به درون سنگ‌های دگرگونی با سن تریاس-ژوراسیک نفوذ کرده است (شکل ۲- A).

توده آذرین درونی کنگره، در جنوب روستای کنگره، در جنوب‌باختری قروه و در عرض جغرافیایی شمالی  $35^{\circ}07'55''$  تا  $35^{\circ}08'11/37''$  و طول جغرافیایی خاوری  $47^{\circ}31'56''$  تا  $47^{\circ}32'10/37''$

برپایه داده‌های U-Pb، سن بخش گرانیتی توده امیرآباد قلعه‌لان ۱۵۷ میلیون سال پیش و برپایه داده‌های U-Pb زیرکن، سن توده‌های مافیک کنگره نیز ۱۵۸ میلیون سال پیش برآورد شده است (Azizi et al., 2015a, 2015b; Yajam et al., 2015).

بررسی‌های Hoseini (۱۹۹۷)، Torkian و همکاران (Mahmoudi, ۲۰۰۸) و همکاران (Sepahi, ۲۰۱۱) و همکاران (Maanijou, ۲۰۱۲) و همکاران (Torkian, ۲۰۱۳) از پژوهش‌های مهم انجام‌شده روی توده‌های آذرین منطقه قروه هستند. در این بررسی‌ها، این توده‌ها از دیدگاه ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ایزوتوپی بررسی شده‌اند؛ اما به ویژگی‌های عنصرهای خاکی نادر و شیمی کانی‌ها کمتر پرداخته شده است.

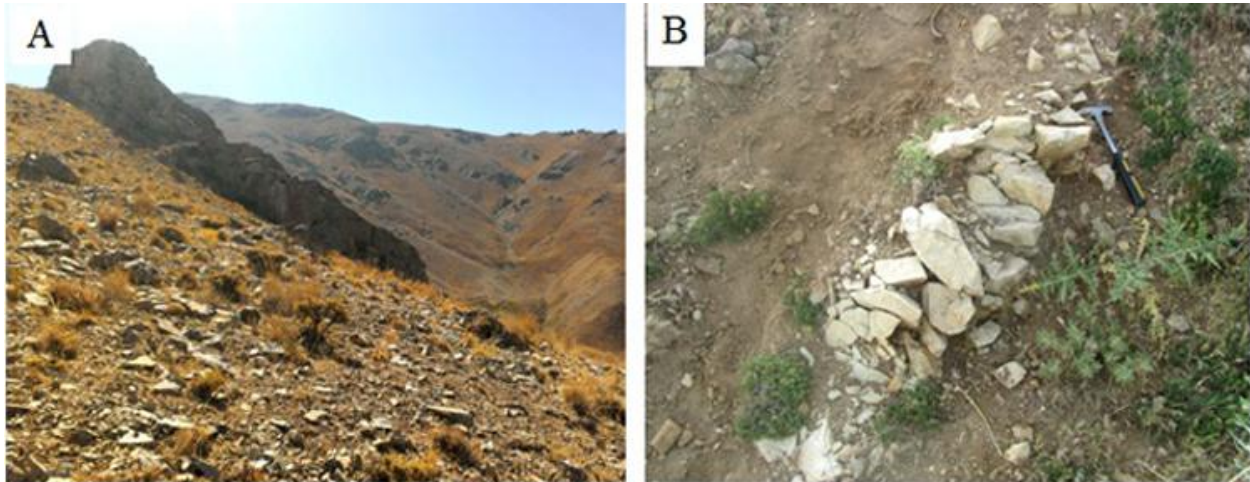
برپایه بررسی‌های پژوهشگران یادشده، گرانیتوئیدهای قروه متألومین و کالک‌آلکالن هستند و ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I را نشان می‌دهند؛ از این‌رو، در گروه گرانیتوئیدهای کوردیلریایی و منیزین هستند. همه این توده‌ها در پی فرایندهای ماگمایی وابسته به پهنه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پهنه سندانج- سیرجان پدید آمده‌اند. هدف این پژوهش به‌کارگیری روابط صحرائی، سنگ‌شناسی و داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ‌کل و کانی برای بررسی سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی و حد واسط منطقه‌های نام‌برده است تا وابستگی آنها با یکدیگر روشن‌تر شود.

### زمین‌شناسی منطقه

از دیدگاه رده‌بندی ساختاری ایران، منطقه قروه در پهنه سندانج- سیرجان جای دارد و از این‌رو، ویژگی‌های

سنگ‌های فلسیک گهگاه دیده می‌شوند که بیشتر به صورت دایک‌هایی این توده‌های گابروی-دیوریتی را قطع کرده‌اند (شکل ۲- B).

جای گرفته است. این توده به شکل یک بیضی نامنظم با روند شمال خاوری- جنوب‌باختری درون سنگ‌های دگرگونی پنجه‌علی نفود کرده است. در توده کنگره



شکل ۲- تصویرهای صحرایی از جنوب‌باختری قروه (کردستان). A) تصویر بخشی از گرانیتوئید امیرآباد قلعه‌لان (دید رو به جنوب‌باختری)؛ B) دایک‌های فلسیک که از توده کنگره می‌گذرند (دید رو به شمال)

عنصرهای فرعی (Zr و Zn, Y, Nb, Sr, Ba) از روش‌های ذوب لیتیم‌متابورات و ICP-OES و برای به‌دست‌آوردن فراوانی عنصرهای فرعی دیگر و عنصرهای خاکی نادر از روش‌های ذوب لیتیم‌متابورات و ICP-MS بهره گرفته شد (جدول ۱).

همچنین، ۲ نمونه از توده امیرآباد قلعه‌لان که کمترین هوازگی و دگرسانی را نشان می‌دادند برای بررسی‌های ریزکاو الکترونی (الکترون مایکروپروب) به دانشگاه New Brunswick در کانادا فرستاده شدند. در این نمونه‌ها، ۱۰ نقطه از پلاژیوکلاز و ۱۲ نقطه از آمفیبول با دستگاه ریزکاو الکترونی مدل JEOL JXA-733 (ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵kV و جریان ۳۰nA) تجزیه شدند. داده‌های زمین‌شیمیایی به‌دست‌آمده در جدول‌های ۲ و ۳ آورده شده‌اند. این داده‌های با نرم‌افزارهای Excel, GCDkit و Thermocalc تجزیه و تحلیل شده‌اند.

### روش انجام پژوهش

برای بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی گرانیتوئیدها و سنگ‌های حد واسط امیرآباد قلعه‌لان و کنگره، شمار ۴۰ نمونه از سنگ‌های گرانیتوئیدی و حد واسط برای تهیه مقطع نازک برگزیده و با میکروسکوپ قطبشی بررسی شدند. گفتنی است نمونه‌های گرانیتوئیدی و حد واسط کنگره به صورت دایک هستند.

برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این نمونه‌ها، شمار ۱۱ نمونه از سنگ‌های سالم که کمترین هوازگی و دگرسانی را نشان می‌دادند، برگزیده شده و پس از پودر کردن در آزمایشگاه دانشگاه بوعلی سینا، برای تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی، فرعی و اندازه‌گیری مقدار عنصرهای خاکی نادر به آزمایشگاه Acme در ونکوور کانادا فرستاده شدند. ۴۴ عنصر اصلی، فرعی و خاکی نادر تجزیه شدند. برای به‌دست‌آوردن فراوانی عنصرهای اصلی و برخی

جدول ۱- داده‌های زمین‌شیمیایی به‌دست‌آمده برای نمونه‌های گوناگون جنوب‌باختری قروه (کردستان) (اکسیدهای عنصرهای اصلی برپایه درصد وزنی و عنصرهای کمیاب برپایه ppm هستند) (Gd: گرانودیوریت؛ Mg: مونزوگرانیت؛ To: تونالیت؛ Qm: کوآرتز مونزونیت؛ Qd: کوآرتز دیوریت؛ Di: دیوریت) (آهن کل به‌صورت  $Fe_2O_3$  به‌دست آمده است) (LOI: مقدار آب از دست رفته از نمونه پس از رسیدن به

دمای  $1100^\circ C$ )

Sample No.	A.Gh.9	A.Gh.15	A.Gh.31	B.S.8	K.S.18	K.S.29	K.S.45	A.Gh.12	A.Gh.28	T.S.3	K.S.52
Rock type	Gd	Gd	Gd	Mg	Mg	Mg	To	Qm	Qd	Qd	Di
Latitude (N)	35°5'53"	35°5'30"	35°5'15"	35°8'15.5"	35°8'15"	35°7'32"	35°7'31"	35°5'40"	35°5'21"	35°8'30"	35°8'05"
Longitude (E)	47°38'21"	47°38'25"	47°39'14.5"	47°34'15"	47°32'50"	47°32'2"	47°32'2.5"	47°38'28"	47°39'10"	47°33'25"	47°31'31"
SiO <sub>2</sub>	66.90	67.95	66.14	72.87	77.09	76.45	78.32	65.10	52.83	58.75	51.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.05	16.50	15.63	13.27	12.95	12.81	12.84	17.46	17.73	16.64	19.20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.10	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
TiO <sub>2</sub>	0.33	0.70	0.09	0.29	0.02	0.06	0.17	0.43	1.80	1.72	2.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.89	3.21	3.30	2.49	0.81	1.21	0.62	3.36	11.58	9.51	5.47
MgO	0.51	0.19	1.37	0.38	0.02	0.12	0.07	0.57	2.16	1.94	3.89
MnO	0.07	0.20	0.18	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	0.11	0.18	0.15	0.14
CaO	3.16	4.08	4.01	1.33	0.40	0.72	1.29	3.18	5.82	3.75	11.99
Na <sub>2</sub> O	4.93	2.41	2.64	2.56	3.86	3.23	6.32	5.46	6.06	5.97	4.09
K <sub>2</sub> O	3.06	1.60	1.24	5.86	4.52	5.11	0.08	3.52	0.26	0.23	0.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.23	0.28	0.18	0.02	0.03	0.03	0.11	0.68	0.65	0.21
Sum	99.77	99.77	99.78	99.87	99.91	99.91	99.88	99.75	99.76	99.81	99.82
LOI	0.6	0.26	0.49	0.5	0.2	0.1	0.1	0.3	0.6	0.5	0.4
Be	3	<1	<1	<1	4	1	2	4	1	2	<4
Sc	2	29	29	2	2	2	2	3	15	2	26
V	26	247	272	43	<8	8	15	32	11	34	184
Co	2.1	34.7	31	2.8	1.8	0.6	0.6	3.4	14.4	4.1	17.2
Ni	<20	<20	21	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	33
Ga	20.8	17	14.3	13	16.3	14.7	13.3	22.7	23.6	12.6	17.6
Rb	66	74.3	47.9	106.7	248.6	134	0.5	100.4	5.7	4.3	3.4
Sr	901.2	801.3	592.2	227.9	14.5	133.2	232.8	993.1	571.7	213.7	667.3
Y	17.5	24.2	22.2	13.2	44.2	11.1	17.2	19.6	41.3	7	18.8
Zr	240.3	108.2	78.3	167.4	89.6	34.1	184	288	473.7	298.9	403.6
Nb	36.9	7.5	3	6.4	38.4	6.9	18.1	42.8	58.1	16.7	12.5
Sn	5	6	1	2	1	3	<1	1	4	<1	<1
Cs	0.7	4.2	2.4	1.5	2.1	6.7	<0.1	2.5	0.5	<0.1	0.4
Ba	1129	363	232	896	34	305	30	1117	130	38	152
La	44.6	10.1	15.4	9.9	10.7	14.2	20.1	48.3	56.9	9.5	13.5
Ce	79.7	22.6	33.9	21	21	26.6	38.8	84.3	114.3	16.9	26.3
Pr	8.14	3.01	4.37	2.47	2.25	2.71	3.89	9.08	13.67	1.8	3.1
Nd	28.3	14.7	19	11.3	9	9.4	12.9	30.3	55.1	6.6	14.1
Sm	4.38	3.58	4.45	2.42	3	1.77	2.62	4.84	5.01	1.51	3.05
Eu	1.33	1.38	1.37	0.84	0.02	0.62	0.35	1.52	1.43	0.49	1.13
Gd	3.94	4.27	4.46	2.70	4.65	1.72	2.36	4.24	4.46	1.45	3.38
Tb	0.54	0.7	0.69	0.43	1.06	0.3	0.4	0.64	1.58	0.21	0.57
Dy	3.24	3.49	2.12	1.78	7.43	1.71	2.84	4.39	8.57	3.9	3.33
Ho	0.57	0.63	0.41	0.48	1.61	0.36	0.52	0.9	1.65	0.77	0.68
Er	1.74	2.17	1.2	0.89	4.88	1.14	1.84	2.65	4.28	2.4	1.91
Tm	0.27	0.31	0.15	0.14	0.79	0.17	0.28	0.34	0.6	0.32	0.26
Yb	1.91	2.2	0.92	0.9	5.25	1.15	2.14	2.16	3.78	2.16	1.79
Lu	0.32	0.34	0.14	0.12	0.79	0.18	0.29	0.35	0.54	0.31	0.27
Hf	6.3	2.5	2.2	4	4.5	1.5	6	7.2	10.4	6.5	1.1
Ta	2.1	0.4	0.3	0.7	4.7	1.4	3.5	3	3.9	2.5	0.8
W	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	0.8	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	0.6
Th	8.8	0.8	2.9	3.6	29.8	12.7	30.1	9.5	5.8	6.9	0.6
U	2.2	0.5	0.7	1.5	6.7	1.4	6.9	1.9	1.7	1.7	0.2
ΣREE	194.48	91.68	108.78	66.44	114.63	71.13	104.5	211.61	311.17	53.32	90.17
LREE/HREE	7.3	1.65	2.9	2.8	0.73	3.7	3.4	6.8	4.7	2.7	2.4
Rb/Sr	0.07	0.09	0.08	0.47	17.14	1.007	0.002	0.101	0.009	0.020	0.005
Th/U	4	1.6	4.14	2.4	4.44	9.07	4.36	5	3.41	4.06	3
Nb/Ta	17.6	18.75	10	9.14	8.2	4.9	5.2	14.3	14.9	6.7	15.6
Y/Nb	0.5	3.23	7.4	2.06	1.15	1.61	0.95	0.46	0.71	0.42	1.5
Eu/Eu*	0.32	0.35	0.31	0.33	0.005	0.35	0.14	0.33	0.30	0.33	0.35
Sm/Nd	0.15	0.24	0.23	0.21	0.33	0.18	0.20	0.16	0.09	0.23	0.21
Nb/La	0.83	0.74	0.2	0.65	3.6	0.5	0.9	0.8	1.02	1.75	0.92
Ti/Zr	8.6	40.4	7.2	10.8	1.4	11	5.8	9.3	23.7	35.9	37.9

جدول ۲- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده بر پایه ۸ اکسیژن برای پلاژیوکلازهای درون گرانیتوئید امیرآباد قلعه‌لان در جنوب‌باختری قروه (کردستان)

Sample No.	Gh-23-2-1	Gh-23-2-2	Gh-23-2-3	Gh-23-2-4	Gh-23-2-5	Gh-23-2-6	Gh-23-2-7	Gh-23-2-8	Gh-21-2-1	Gh-21-2-2
SiO <sub>2</sub>	71.58	79.79	80.80	75.90	77.54	69.34	84.15	69.78	68.93	70.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.62	14.23	11.75	16.13	16.30	9.80	9.92	19.13	19.15	18.70
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.10	0.23	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
FeO	1.26	0.15	0.13	0.20	0.03	1.21	0.02	0.23	0.40	0.03
MgO	1.33	1.01	0.51	1.35	0.01	1.47	0.00	0.07	0.00	0.00
CaO	13.45	1.80	1.94	2.40	1.05	13.97	1.01	2.36	4.06	3.29
Na <sub>2</sub> O	3.03	2.50	3.45	1.90	4.80	3.28	4.81	7.17	7.26	7.50
K <sub>2</sub> O	0.78	0.34	0.41	0.74	0.27	0.91	0.08	1.20	0.13	0.08
Sum	98.67	99.90	99.23	98.71	99.98	99.96	99.99	99.96	99.95	99.99
Si	13.11	13.50	13.70	13.10	13.07	13.01	14.05	12.15	12.02	12.20
Al	1.43	2.83	2.35	3.28	3.23	1.28	1.95	3.92	9.93	3.81
Ti	0.09	0.013	0.03	0.02	0.0001	0.0003	0.0002	0.0005	0.0006	0.0005
Fe	0.19	0.02	0.018	0.029	0.003	0.19	0.003	0.034	0.06	0.004
Ca	2.64	0.32	0.35	0.44	0.19	2.81	0.18	0.44	0.76	0.61
Na	1.08	0.81	1.13	0.63	1.60	1.92	1.57	1.92	1.56	2.42
K	0.18	0.07	0.09	0.16	0.06	0.22	0.02	0.27	0.03	0.017
X <sub>ab</sub>	0.28	0.67	0.72	0.51	0.86	0.39	0.88	0.77	0.75	0.80
X <sub>an</sub>	0.67	0.27	0.22	0.35	0.10	0.57	0.11	0.15	0.24	0.19
X <sub>cr</sub>	0.05	0.06	0.06	0.14	0.04	0.04	0.01	0.08	0.01	0.01

جدول ۳- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده بر پایه ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون برای آمفیبول‌های درون گرانیتوئید امیرآباد قلعه‌لان (جنوب‌باختری قروه، کردستان) به‌همراه داده‌های دما فشارسنجی به روش‌های گوناگون

Sample No.	Gh-23-1-1	Gh-23-1-2	Gh-23-1-3	Gh-23-1-4	Gh-23-1-5	Gh-23-1-6	Gh-23-1-7	Gh-23-1-8	Gh-21-1-1	Gh-21-1-2	Gh-21-1-3	Gh-21-1-4
SiO <sub>2</sub>	47.55	46.80	48.40	47.10	48.70	51.50	48.50	52.60	48.70	47.60	47.90	48.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.82	6.87	6.64	7.47	6.83	6.67	7.05	5.94	6.71	6.78	6.74	6.95
TiO <sub>2</sub>	0.70	0.90	0.88	0.23	0.08	0.09	0.01	0.06	0.72	0.98	0.94	0.69
FeO	12.80	12.90	12.40	12.90	12.57	12.50	12.30	11.50	11.40	11.90	11.50	11.90
MgO	13.23	13.23	13.37	13.15	13.66	12.45	13.34	12.11	13.43	13.77	13.91	13.52
MnO	1.25	1.29	1.19	1.21	0.23	0.10	0.51	1.23	1.62	1.70	1.55	1.63
CaO	13.33	13.47	13.43	13.40	13.40	13.65	14.60	12.40	13.40	13.10	12.95	13.21
Na <sub>2</sub> O	1.05	1.22	0.94	1.05	1.07	0.60	1.05	1.26	0.90	1.10	1.25	0.92
K <sub>2</sub> O	0.93	0.92	0.81	0.92	1.16	0.10	0.76	0.80	0.79	0.94	0.76	0.86
Sum	97.71	97.60	98.10	97.50	97.77	97.67	98.11	97.87	97.70	97.90	97.60	97.90
Si	7.04	6.95	7.13	6.98	7.16	7.44	7.12	7.53	6.48	7.02	7.05	7.09
Al <sup>IV</sup>	0.96	1.05	0.87	1.02	0.84	0.56	0.88	0.47	1.05	0.98	0.94	0.91
Al <sup>VI</sup>	0.23	0.15	0.30	0.30	0.34	0.58	0.34	0.70	0.00	0.20	0.22	0.00
Ti	0.065	0.101	0.032	0.026	0.008	0.009	0.005	0.006	0.14	0.09	0.09	0.04
Fe	1.58	1.60	1.53	1.60	1.54	1.51	1.50	1.49	1.26	1.46	1.41	1.46
Mg	2.92	2.93	2.94	2.90	2.99	2.70	2.91	2.60	2.66	3.03	3.05	2.96
Mn	0.16	0.16	0.15	0.15	0.02	0.01	0.01	0.12	0.18	0.21	0.19	0.20
Ca	2.11	2.14	2.12	2.13	2.10	2.11	2.30	1.74	1.90	2.07	2.04	2.08
Na	0.30	0.35	0.27	0.30	0.30	0.17	0.30	0.35	0.23	0.32	0.36	0.26
K	0.16	0.16	0.15	0.18	0.20	0.02	0.10	0.13	0.12	0.14	0.14	0.14
<b>Thermobarometry: Pressure (Kbar), Temperature (°C)</b>												
P (Hollister <i>et al.</i> ,1987)	2.06	2.13	1.9	2.64	2.01	1.8	2.21	2	1.4	2.01	2	1
P (Schmidt, 1992)	2.65	2.72	2.5	3.2	2.6	2.4	2.80	2.6	2	2.6	2.5	1.3
T (Vyhenal <i>et al.</i> ,1991)	722	724	718	736	721	716	726	720	705	721	720	688
T (Holland and Blundy,1994)	666	722	662	805	600	571	652	667	643	674	695	632

## سنگ‌نگاری

بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی نمونه‌ها به گروه‌های مونزوگرانیت، گرانودیوریت، تونالیت، کوارتز مونوزودیوریت، کوارتزیدیوریت و دیوریت رده‌بندی می‌شوند:

**مونزوگرانیت:** این سنگ دانه‌ریز تا دانه‌درشت بوده و بافت آنها گرانولار نیمه‌شکل‌دار، دانه شکری و گاه پورفیری است (شکل ۳- A). کوارتز (۲۵-۳۰ درصد حجمی)، اورتوکلاز و میکروکلین (۲۰-۲۵ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۳۵-۴۰ درصد حجمی)، هورنبلند (۱۰ درصد حجمی) و بیوتیت سبز و قهوه‌ای (۵ درصد حجمی) از کانی‌های اصلی آن هستند. زیرکن، آپاتیت و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی به‌شمار می‌روند. اپیدوتی شدن مراکز بلورهای پلاژیوکلاز و سرسیتی شدن مرزهای آنها نشان می‌دهد بلورها در این بخش‌ها، به‌ترتیب، از کلسیم و سدیم سرشارتر هستند و منطقه‌بندی شیمیایی آنها نرمال است. این ویژگی نشانه تغییر دما و فشار در هنگام تبلور و یا تغییر ترکیب ماگماست (Vernon, 2004).

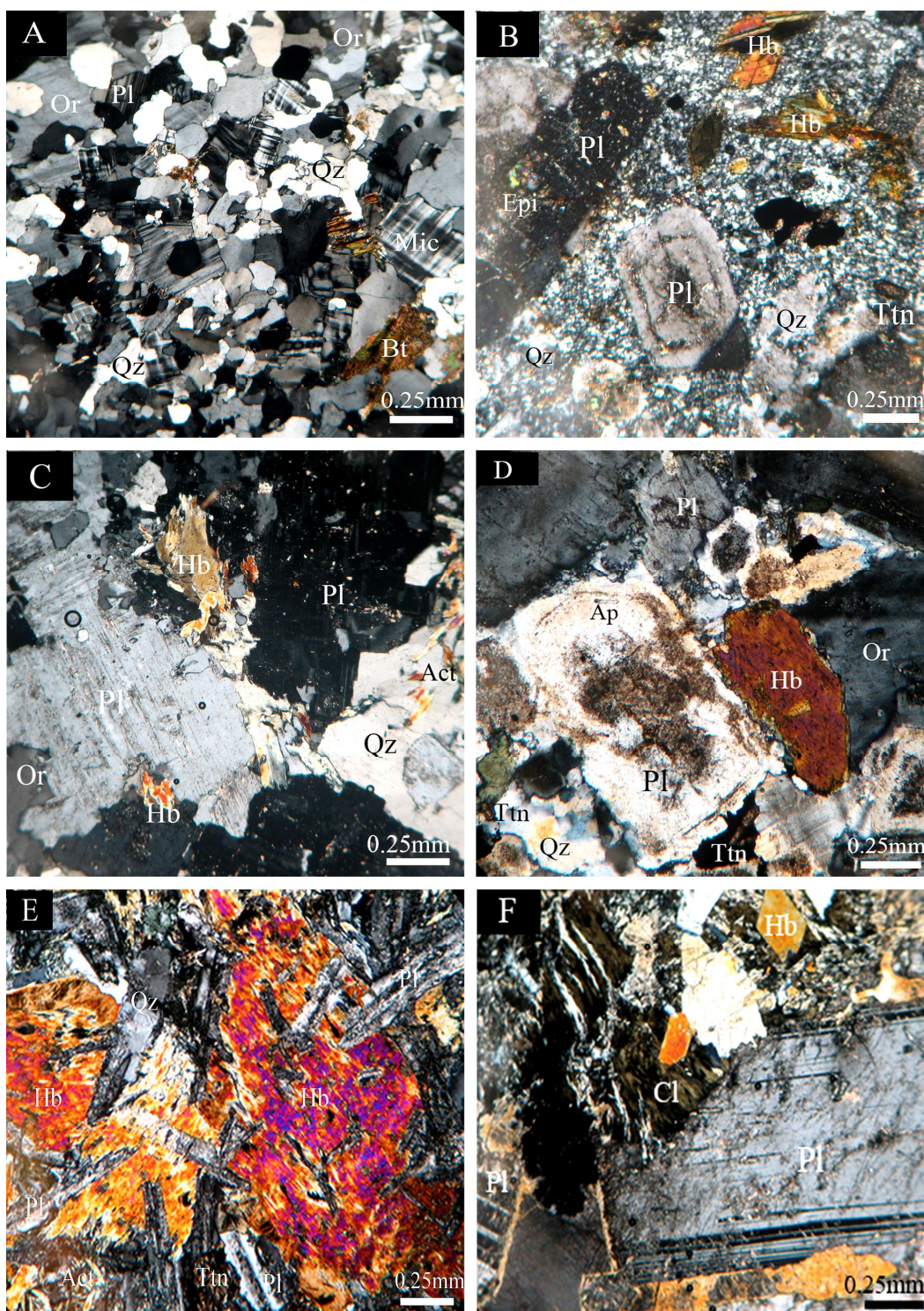
**گرانودیوریت:** این سنگ متوسط تا درشت دانه بوده و بافت آنها گرانولار بی‌شکل تا گرانولار نیمه‌شکل‌دار است (شکل ۳- B). بافت میرمیکیت در پلاژیوکلاز و بافت پرتیت در اورتوکلاز متداول است. پلاژیوکلاز (۴۰-۳۵ درصد حجمی)، اورتوکلاز (۱۵-۲۰ درصد حجمی)، کوارتز (۲۵-۳۰ درصد حجمی)، هورنبلند (۱۵-۱۰ درصد حجمی) و بیوتیت (۱۰ درصد حجمی). بلورهای پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار از کانی‌های اصلی آن هستند. دوقلویی آلبیتی، پریکلین و منطقه‌بندی و میان‌بارهایی از آپاتیت و تیتانیت نیز در این سنگ‌ها یافت می‌شوند. برخی از این بلورها به اپیدوت، سرسیت و کلریت دگرسان شده‌اند. در مرز برخی پلاژیوکلاز بافت میرمیکیت دیده می‌شود. برخی بلورهای اورتوکلاز بافت پرتیتی نشان می‌دهند. بلورهای هورنبلند شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و برخی از آنها دوقلویی کارلسباد

نشان می‌دهند. تیتانیت، زیرکن و آپاتیت از کانی‌های فرعی این نمونه‌ها هستند. اپیدوت، کلریت، سرسیت و زویزیت کانی‌های ثانویه را می‌سازند و از دگرسانی پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت پدید آمده‌اند.

**تونالیت:** این سنگ‌ها بافت گرانولار دارند؛ متوسط تا ریزدانه هستند و بافت آنها بیشتر گرانولار نیمه‌شکل‌دار است (شکل ۳- C). پلاژیوکلاز (۴۰-۴۵ درصد حجمی)، هورنبلند (۲۰-۲۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۱۰-۱۵ درصد حجمی) و کوارتز (۱۵-۲۵ درصد حجمی) از کانی‌های اصلی، اورتوکلاز، تیتانیت، زیرکن از کانی‌های فرعی و سرسیت و کلریت از کانی‌های ثانویه هستند. بلورهای پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است. از آنجایی که بلورهای کوارتز در مرحله‌های پایانی تبلور رشد کرده‌اند، بی‌شکل هستند، فضاهای میان کانی‌های دیگر را پر کرده‌اند و خاموشی موجی نشان می‌دهند. بلورهای هورنبلند شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. بیوتیت‌های سبز و قهوه‌ای با درازای ۲ تا ۳ میلیمتر و نیمه‌شکل‌دار هستند و در برخی بخش‌ها، کلریت جایگزین آنها شده است.

**کوارتز مونزونیت:** این سنگ‌ها بافت گرانولار نیمه‌شکل‌دار نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز (۵۰ درصد حجمی)، کوارتز (۱۰ درصد حجمی)، آلکالی‌فلدسپار (۱۰-۱۵ درصد حجمی)، آمفیبول (۲۵ درصد حجمی)، بیوتیت (کمتر از ۵ درصد حجمی) کانی‌های اصلی آنها و تیتانیت، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی این نمونه به‌شمار می‌روند (شکل ۳- D). سرسیت، کلریت و اپیدوت هم کانی‌های ثانویه را می‌سازند. آمفیبول‌ها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و از نوع هورنبلند هستند. مقدار بیوتیت بسیار کم (۵ درصد حجمی) هستند و به‌رنگ سبز و قهوه‌ای و به‌صورت نیمه‌شکل‌دار در سنگ دیده می‌شوند. بلورهای پلاژیوکلاز با درازای ۲ تا ۵ میلیمتر و شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند؛ برخی از آنها منطقه‌بندی نیز نشان می‌دهند.





شکل ۳- تصاویرهای میکروسکوپی از نمونه‌های جنوب‌باختری قروه (کردستان) در: (A) بافت گرانولار نیمه‌شکل‌دار و دانه شگری در مونزوگرانیت (نمونه K.S.18)؛ (B) بافت گرانولار نیمه‌شکل‌دار، شبه‌پورفیری و منطقه‌بندی شیمیایی پلاژیوکلاز در گرانودیوریت (نمونه A.Gh.9)؛ (C) بافت گرانولار نیمه‌شکل‌دار و بلورهای درشت پلاژیوکلاز در تونالیت (نمونه K.S.45)؛ (D) بافت گرانولار نیمه‌شکل‌دار در کوارتزمونزونیت (نمونه A.Gh.12)؛ (E) بافت سابافیتیک در کوارتزدیوریت (نمونه A.Gh.15)؛ (F) بافت گرانولار نیمه‌شکل‌دار و کلریتی‌شدن هورنبلند در دیوریت (نمونه B.S.1) (Qz: quartz, Bt: biotite, Pl: plagioclase, Or: orthoclase, Mic: microcline, Ttn: titanite, Ap: apatite, Hb: hornblende, Cl: epidote, Epi: epidote) (نام‌های اختصاری برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) هستند)

کوارتز، تیتانیت، زیرکن و آپاتیت از کانی‌های فرعی هستند. سرسیت، اپیدوت، زویزیت و کلریت از کانی‌های ثانویه هستند که به ترتیب از دگرسانی پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت پدید آمده‌اند.

### ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل

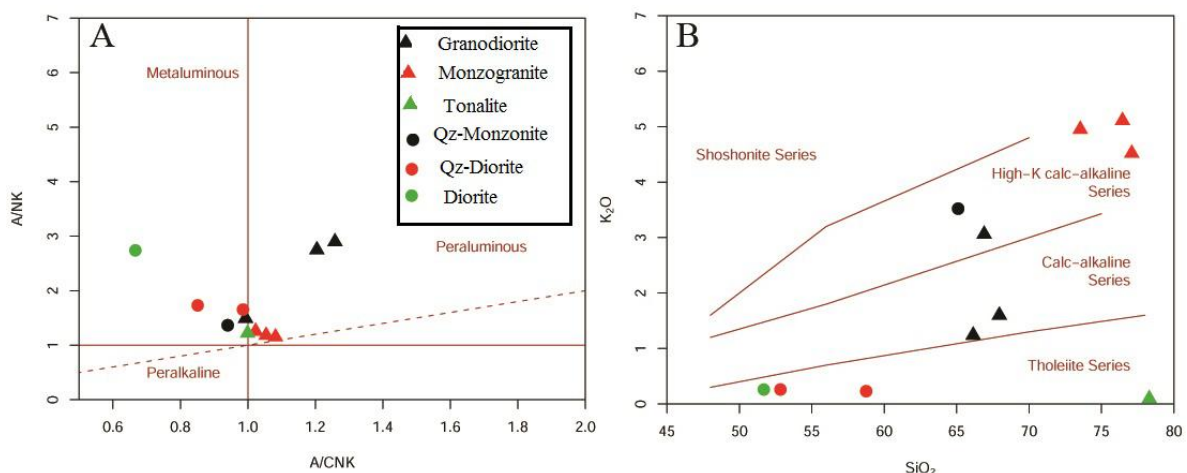
مقدار  $\text{SiO}_2$  برای نمونه‌های گرانیتی بررسی شده ۶۷ تا ۷۸ درصد وزنی و برای نمونه‌های حد واسط ۵۲ تا ۶۹ درصد وزنی است. برپایه رده‌بندی Streckeisen (۱۹۷۹)، نمونه‌های گرانیتوئیدی بررسی شده در گستره‌های مونزوگرانیت، گرانودیوریت، تونالیت و نمونه‌های حد واسط در گستره‌های کوارتز مونزودیوریت، کوارتز دیوریت و دیوریت هستند. برپایه نمودار درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم Shand (۱۹۴۳)، نمونه‌های بررسی شده در محدوده مت‌آلومین تا کمی پ‌آلومین جای می‌گیرند (شکل ۴- A). همچنین، نمودار پیشنهادی Peccerillo و Taylor (۱۹۷۶)، نمونه‌های حد واسط در گستره توله‌ایتی (یک نمونه نیز به علت دگرسانی، در گستره کالک‌آلکانل پر پتاسیم) و نمونه‌های گرانیتوئیدی در گستره کالک‌آلکانل پر پتاسیم جای می‌گیرند (شکل ۴- B).

### کوارتز دیوریت: این سنگ‌ها ساخت

دانه‌متوسط، بافت گرانولار نیمه‌شکل‌دار، ساب‌افتیک و اینترگرانولار دارند (شکل ۳- E). کوارتز (~ ۱۵ درصد حجمی)، اورتوکلاز (~ ۳۰ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۳۵-۴۰ درصد حجمی)، بیوتیت (۵ درصد حجمی) و آمفیبول (~ ۱۰ درصد حجمی) از کانی‌های اصلی هستند. زیرکن و آپاتیت از کانی‌های فرعی به‌شمار می‌روند. برخی بلورهای پلاژیوکلاز به سرسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند. کوارتزها بی‌شکل و ریزدانه هستند و فضاهای میان کانی‌های دیگر را پر کرده‌اند.

### دیوریت: این سنگ‌ها دانه‌ریز تا دانه‌متوسط هستند

و بیشتر بافت گرانولار نیمه‌شکل‌دار و گاه اینترگرانولار دارند (شکل ۳- F). پلاژیوکلاز (۴۵-۶۰ درصد حجمی)، آمفیبول (۱۸-۳۰ درصد حجمی) و بیوتیت (۱۰-۲۰ درصد حجمی) از کانی‌های اصلی هستند. بلورهای پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و منطقه‌بندی دارند. آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند و اکتینولیت (ثانویه) هستند. اندازه بلورهای آنها ریز تا درشت است و گاه با اپیدوت و کلریت جایگزین شده‌اند. بلورهای بیوتیت ریز و با رنگ سبز و قهوه‌ای در مقطع نازک دیده می‌شوند و گاه کلریتی شده‌اند. اورتوکلاز،

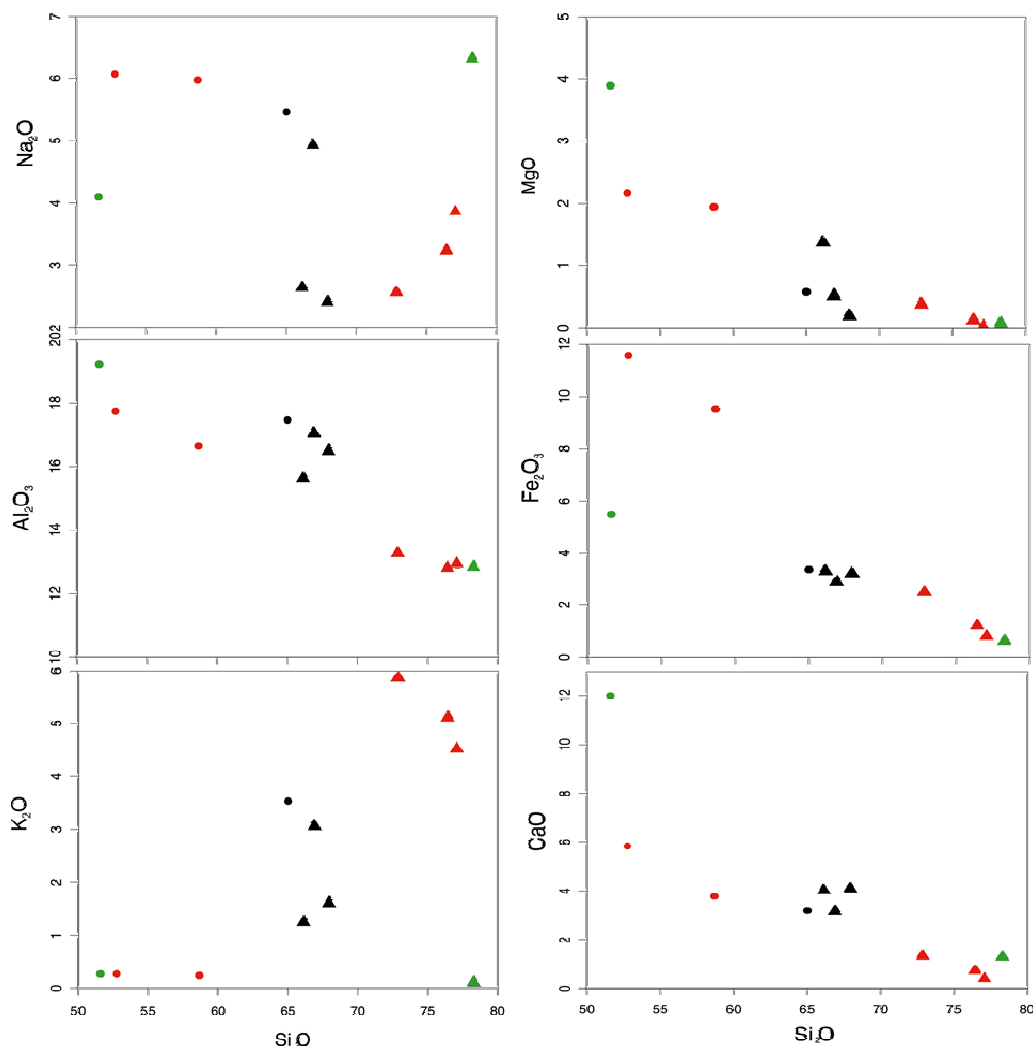


شکل ۴- نمونه‌های امیرآباد قلعه‌لان و کنگره (جنوب‌باختری قروه، کردستان) در: (A) نمودار ارزیابی درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم (Shand, 1943); (B) نمودار شناسایی سری ماگمایی (Peccerillo and Taylor, 1976)

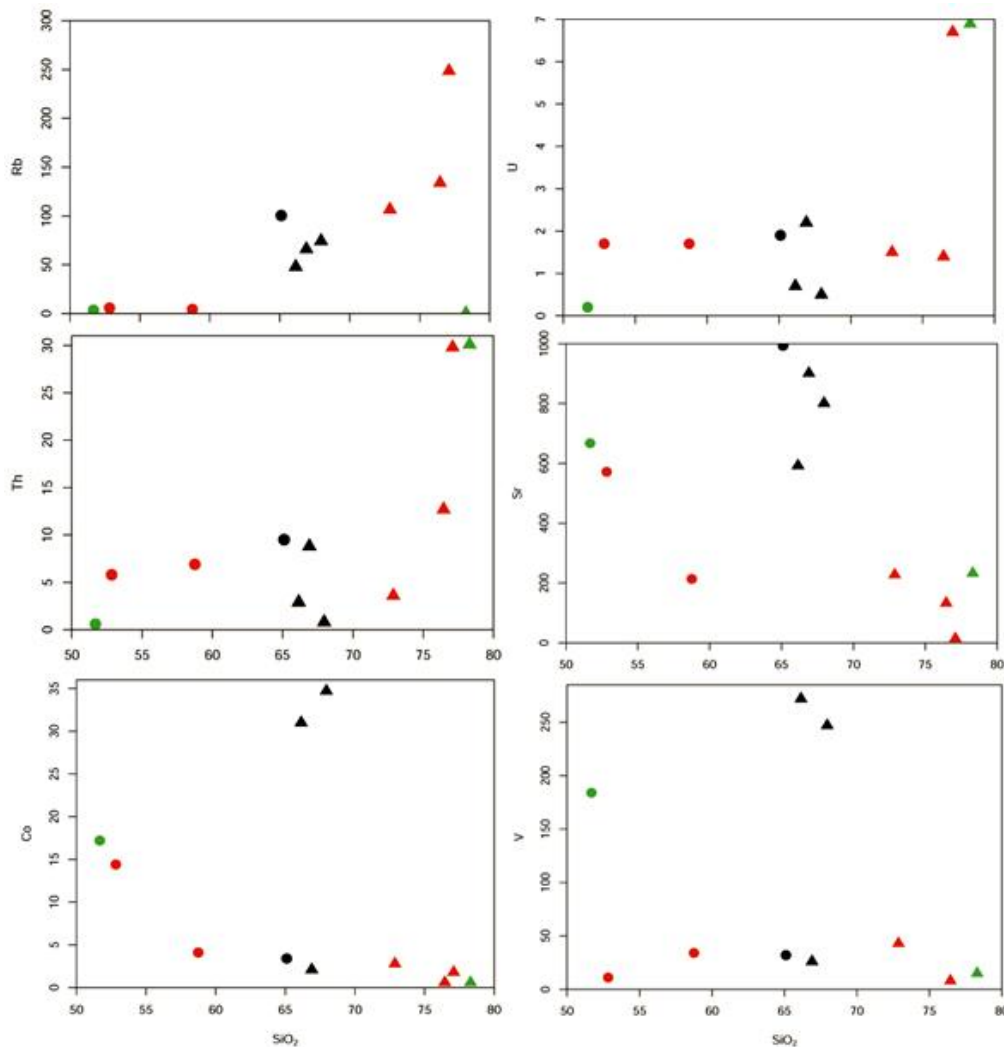
اسیدی منطقه است. در پی فرایندهای بعدی (مانند: دگرسانی)، مقدار  $\text{Na}_2\text{O}$  در این مجموعه با افزایش سیلیس روند روشنی را نشان نمی‌دهد.

برپایه نمودارهای هارکر برای عنصرهای کمیاب، با افزایش مقدار سیلیس، مقدار عنصرهای  $\text{U}$ ،  $\text{Rb}$  و  $\text{Th}$  افزایش یافته و مقدار عنصرهای  $\text{Sr}$ ،  $\text{Co}$  و  $\text{V}$  کاهش می‌یابد. با افزایش درجه تحول ماگما،  $\text{Rb}$  ترجیحاً به مذاب بجامانده افزوده شده و نسبت‌های  $\text{K/Rb}$  در سیستم‌های ماگمایی بسیار تحول یافته کاهش می‌یابد (Irber, 1999).

برپایه پیشنهاد Harker (۱۹۰۹)، نمودارهای عنصرهای اصلی و فرعی (شکل‌های ۵ و ۶) برای نمونه‌ها رسم شدند. در این نمودارها، با افزایش مقدار  $\text{SiO}_2$  مقدار  $\text{CaO}$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{MgO}$  کاهش و مقدار  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  و  $\text{K}_2\text{O}$  افزایش نشان می‌دهند. کاهش  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  به  $\text{MgO}$  به تبلور کانی‌های فرومنیزین و آمفیبول در مرحله‌های نخستین جدایش ماگما وابستگی دارد. کاهش  $\text{CaO}$  همراه با افزایش سیلیس، پیامد افزوده شدن این عنصر به ساختار کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز هنگام جدایش ماگماست. افزایش مقدار  $\text{K}_2\text{O}$  همراه با افزایش سیلیس پیامد تبلور فلدسپار در ترم‌های



شکل ۵- نمودارهای هارکر تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس نمونه‌های امیرآباد قلعه‌لان و کنگره (جنوب‌باختری قروه، کردستان) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴ است)



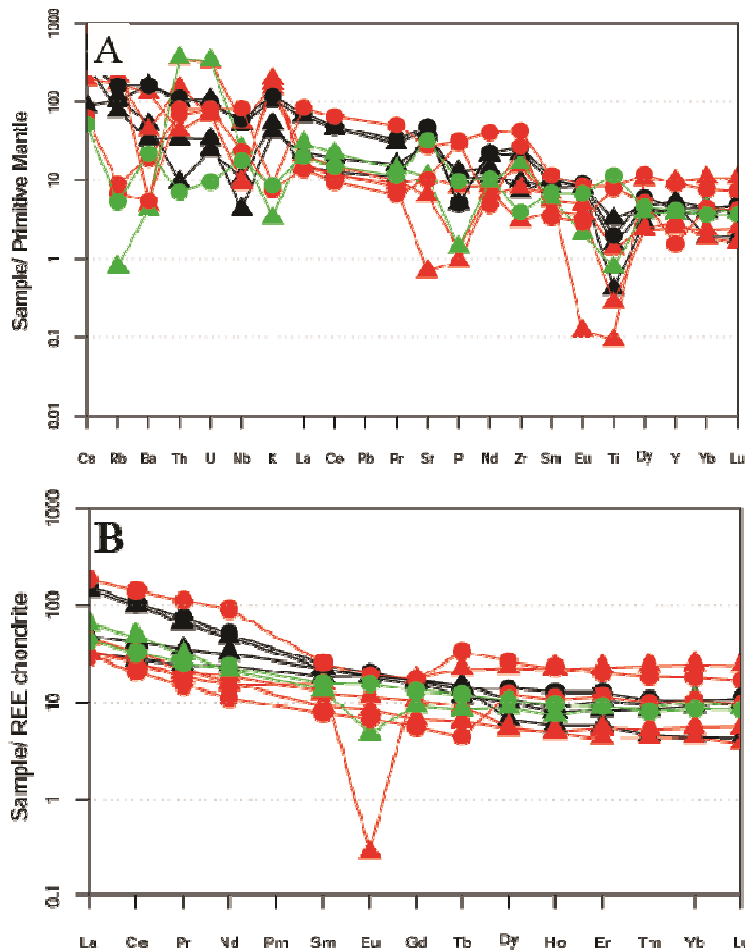
شکل ۶- نمودارهای هارکر تغییرات اکسیدهای عنصرهای کمیاب در برابر سیلیس نمونه‌های جنوب‌باختری قره (کردستان) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴ است)

برپایه آنچه گفته شد، میان فازهای گوناگون سنگ‌های بررسی شده نبود پیوستگی زمین‌شیمیایی دیده می‌شود و این نشان می‌دهد این سنگ‌ها از یک خاستگاه پدید نیامده‌اند. در ادامه به بررسی این نکته پرداخته خواهد شد. فراوانی عنصرهای خاکی نادر ( $\Sigma\text{REE}$ ) در سنگ‌های بررسی شده ۵۳ تا ۳۳۱ ppm است (میانگین: ۱۹۲ ppm). مقدار  $\Sigma\text{REE}$  در نمونه‌های گوناگون بستگی به تبلور فازهای فرعی (مانند: زیرکن، آپاتیت و تیتانیت) در آن سنگ‌ها دارد. در نمونه‌های بررسی شده، کاربرد نسبت‌های  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ ,  $\text{Y}/\text{Nb}$ ,  $\text{Nb}/\text{Ta}$ ,  $\text{Th}/\text{U}$ ,  $\text{Rb}/\text{Sr}$  و  $\text{Sm}/\text{Nd}$  شاخصی برای بررسی تحول ماگمایی است ( Wu

در نمونه‌های بررسی شده، همراه با افزایش سیلیس از سنگ‌های مافیک به سوی سنگ‌های فلسیک، مقدار این عنصر نیز افزایش می‌یابد و این روند افزایشی با جدایش بلوری در ماگما همخوانی دارد. مقدار عنصرهای U و Th با افزایش مقدار سیلیس رو به فزونی می‌گذارد. با افزایش مقدار  $\text{SiO}_2$ ، مقدار عنصر Sr روند نامنظم و کاهشی نشان می‌دهد؛ این پراکندگی به دگرسانی کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت وابسته است. با افزایش مقدار سیلیس، عنصرهای Co و V نیز کاهش می‌یابند. این عنصرها به کانی هورنبلند و اکسیدهای Fe و Ti وابستگی بسیاری دارند.

در (Wu and Ishihara, 1994).  $Y/REE$  و  $Sm/Nd$  نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده بر پایه ترکیب پیشنهادی McDonough و Sun (۱۹۸۹) برای کندریت، (شکل ۷-۱) گرانیتوئیدها از عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون یا LILE (مانند:  $U, La, Rb, K, Th$ ) و تا اندازه‌ای از عنصرهای  $Pb, Zr, Ba, Ta, Ti, Hf, Nb$  تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده به ترکیب پیشنهادی Boynton (۱۹۸۴) برای کندریت، غنی‌شدگی عنصرهای خاکی نادر سبک (LREE)، ناهنجاری منفی  $Eu$  و الگوهای کمابیش هموار عنصرهای خاکی نادر سنگین (HREE) دیده می‌شود (شکل ۷-۲).

(and Ishihara, 1994). همخوانی (سازگاری) مثبت کمی میان  $\Sigma REE$  در برابر نسبت‌های  $Nb/Ta, Y/Nb, Th/U$ ،  $Eu/Eu^*$  و همخوانی منفی کمی میان  $\Sigma REE$  در برابر نسبت‌های  $Rb/Sr$  و  $Sm/Nd$  دیده می‌شود. بر پایه ترسیم فراوانی REE در برابر نسبت‌های یادشده، در ماگماهای گرانیتی با افزایش درجه تحول، ماگما از عنصرهای خاکی نادر تهی شده است (Wu and Ishihara, 1994). همچنین، رسم نسبت‌های یادشده در برابر  $SiO_2$  نشان‌دهنده آن است که روند عنصرهای خاکی نادر به‌صورت کاهش مقدار  $\Sigma REE$ ، کاهش نسبت‌های  $La/Yb, LREE/HREE, Eu/Eu^*$  و افزایش نسبت‌های



شکل ۷- نمونه‌های امیرآباد قلعه‌لان و کنگره (جنوب‌باختری قروه، کردستان) در: (A) الگوی پراکندگی عنصرهای فرعی در نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ (B) الگوی پراکندگی عنصرهای خاکی نادر به‌هنجار شده در برابر ترکیب کندریت (Boynton, 1984) (اثر تتراد توزیع REE در این شکل نشان داده شده است. الگوهای REE با خط‌های پیوسته به ۴ بخش رده‌بندی شده‌اند: ۱) بخش میان  $La$  و  $Nd$ ؛ ۲) بخش میان  $Pm$  و  $Gd$ ؛ ۳) بخش میان  $Gd$  و  $Ho$ ؛ ۴) بخش میان  $Er$  و  $Lu$ . نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴ است)

اثر تتراد لانتانید

در سال‌های اخیر، بررسی‌های بسیاری روی نوع خاصی از جدایش عنصرهای کمیاب خاکی به نام «اثر تتراد» انجام شده است. نخستین بار Fidelis و Siekierski (۱۹۶۶) و Peppard و همکاران (۱۹۶۹)، با دیدن الگوهای ضرایب توزیع REE مایع-مایع در فازهای آبدار و آلی، اثر تتراد عنصرهای کمیاب را پیشنهاد کردند. اثر تتراد، رده‌بندی ۱۵ عنصر لانتانیدی به چهار گروه در الگوی توزیع بهنجارشده‌ای در برابر ترکیب کندریت (Boynton, 1984) است (شکل ۷- B)؛ هر گروه یک تتراد نامیده می‌شود: تتراد نخست = La-Nd؛ تتراد دوم = Pm-Gd؛ تتراد سوم = Gd-Ho و تتراد چهارم = Er-Lu. هر گروه از عنصرهای یک الگوی هموار کوژ یا کاو، الگوهای توزیع لانتانید

M- شکل (در گرانیتهای جدایش‌یافته مرحله‌های پایانی) و W- شکل (در رسوب‌های پدیدآمده از واکنش‌های سیال‌ها) را می‌سازند (Masuda *et al.*, 1987). در گرانیتهای تحول‌یافته، فقط نوع M دیده می‌شود. برای به‌دست‌آوردن اثر تتراد، الگوهای REE گوناگونی برگزیده می‌شوند که آنومالی Ce یا الگوی زیگزاگ (به‌علت دقت کم تجزیه) نداشته باشند. از ۴ تتراد یادشده، تنها تتراد نخست و سوم برای کمی‌سازی اثر تتراد به‌کار برده می‌شود؛ اما تتراد دوم یا Pm-Gd (به‌علت حذف طبیعی Pm و رفتار متمایز  $Eu^{2+}$  در فوگاسیته اکسیژن کم و در سیستم‌های ماگمایی دما بالا) و تتراد چهارم یا Eu-Lu (به‌علت گسترش کم آن) به‌دست آورده نمی‌شوند (جدول ۴).

جدول ۴- نسبت‌های  $t_1$ ،  $t_3$  و  $TE_{1,3}$  برای نمونه‌های جنوب‌باختری قروه (کردستان)

Sample No.	A.Gh.9	A.Gh.15	A.Gh.31	B.S.8	K.S.18	K.S.29	K.S.45	A.Gh.12	A.Gh.28	T.S.3	K.S.52
Ce/Ce <sub>t</sub>	0.994	0.994	0.981	0.970	0.994	1.027	1.07	0.975	0.970	0.960	0.918
Pr/Pr <sub>t</sub>	0.975	0.916	0.973	0.901	0.931	0.991	1.03	1.012	0.97	0.953	0.880
$t_1$	0.984	0.93	0.977	0.935	0.962	1.009	1.05	0.993	0.97	0.96	0.898
Tb/Tb <sub>t</sub>	0.93	1.10	1.22	1.12	1.16	1.04	0.99	0.901	1.76	0.637	1.02
Dy/Dy <sub>t</sub>	1.02	1.001	0.798	0.880	1.11	0.964	1.13	0.995	1.275	1.403	0.981
$t_3$	0.974	1.052	0.987	0.993	1.132	1.004	1.062	0.947	1.5	0.94	1.003
$TE_{1,3}$	0.98	0.988	0.982	0.963	1.043	1.007	1.05	0.97	1.20	0.951	0.949

$$Ce/Ce_t = Ce_t / \sqrt[0.5]{(La_t^{2+} \times Nd_t^{2+})}$$

$$Pr/Pr_t = Pr_t / \sqrt[0.5]{(La_t^{2+} \times Nd_t^{2+})}$$

$$Tb/Tb_t = Tb_t / \sqrt[0.5]{(Ga_t^{3+} \times Ho_t^{3+})}$$

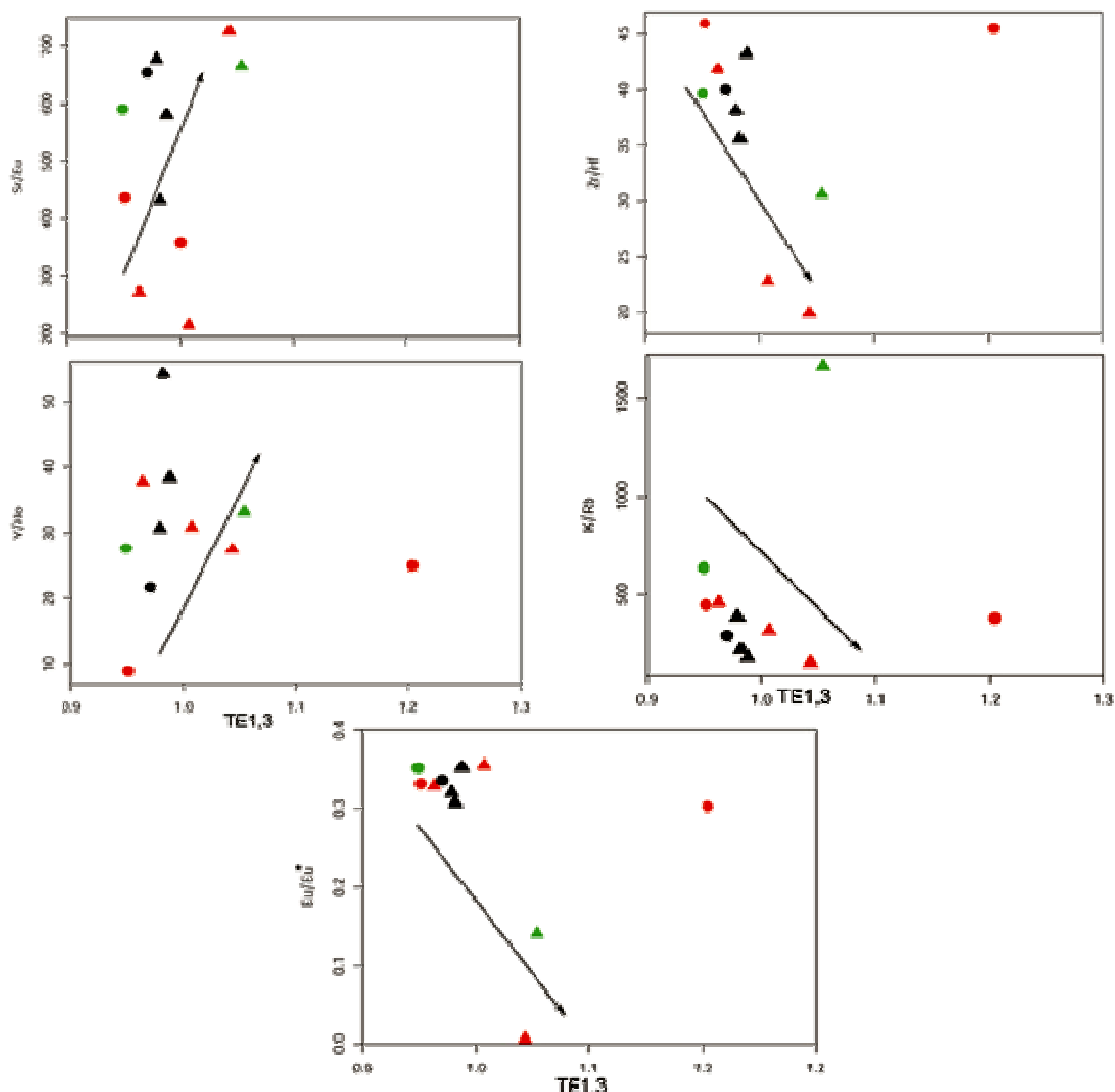
$$Dy/Dy_t = Dy_t / \sqrt[0.5]{(Ga_t^{3+} \times Ho_t^{3+})}$$

$$t_1 = (Ce/Ce_t \times Pr/Pr_t)^{0.5}, t_3 = (Tb/Tb_t \times Dy/Dy_t)^{0.5}$$

$$\text{Degree of the tetrad effect: } TE_{1,3} = (t_1 \times t_3)^{0.5}$$

گرانیتی جدایش‌یافته‌تر دیده می‌شود (شکل ۸). در الگوهای REE گرانیتوئیدهای بررسی‌شده، اثر تتراد از نوع M است (شکل ۷- B). آنومالی منفی Eu در سنگ‌های بسیار جدایش‌یافته نشان می‌دهد جدایش Eu میان مذاب بجامانده و سیال آبدار دما بالای هم‌یافت با آن، کاهش شدید انباشتگی Eu در سنگ‌های بسیار جدایش‌یافته را در پی دارد (Irber, 1999).

در روش اثر تتراد ( $TE_{1,3}$ )، اثر تتراد را در برابر پارامترهای زمین‌شیمیایی (که پارامترهای حساس به جدایش مذاب گرانیتی و محیط‌های انتقالی ماگمایی- گرمایی شناخته شده‌اند) رسم می‌شود. وابستگی اثر تتراد با نسبت‌های  $Eu/Eu^*$  و  $Sr/Eu$ ،  $Zr/Hf$ ،  $Y/Ho$ ،  $K/Rb$  نشان‌دهنده پیشرفت آرام آرام اثر تتراد هنگام جدایش گرانیت است. اثر تتراد شاخص (بیشتر از ۱) در نمونه‌های



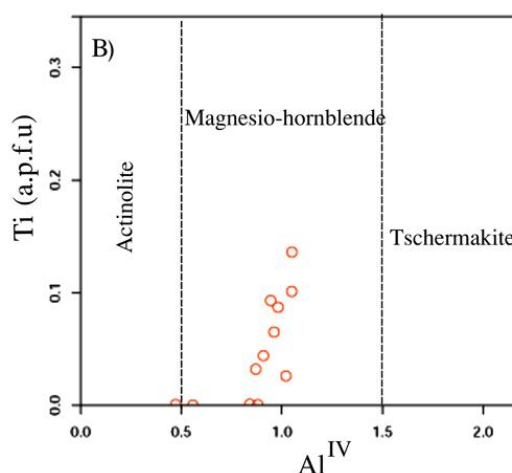
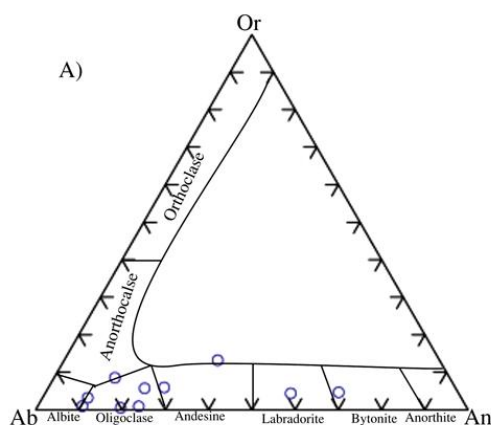
شکل ۸- نمودار اثر تتراد (TE<sub>1,3</sub>) در برابر نسبت‌های Sr/Eu، Zr/Hf، Y/Ho، K/Rb، و Eu\*/Eu\* برای نمونه‌های جنوب‌باختری قروه (کردستان) (نماد پیکان نشان‌دهنده روند تحول ماگمایی است. نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴ است)

میزان آنورتیت در برخی بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود با شرایط ترمودینامیکی بلور تفسیر می‌شود. این شرایط بیشتر پیامد نوسان‌های فشار، افت دما، مواد فرار (Nelson and Montana, 1989; Hattory and Sato, 1996) و نیز آمیختگی ماگمایی هستند (Dungan and Rhoders, 1979; Shelley, 1993; Bateman, 1995). برپایه داده‌های به‌دست‌آمده در بخش‌های پیش‌رو، گویا نوسان‌های فشار مهم‌ترین عامل در پیدایش این تغییرات هستند.

### شیمی کانی

**فلدسپارها:** ترکیب شیمیایی فلدسپارهای گرانیتیوید امیرآباد قلعه‌لان در جدول ۳ آورده شده است. محاسبه‌های انجام‌شده نشان می‌دهند ترکیب پلاژیوکلازها در گستره الیگوکلاز-آندزین تا لابرادوریت است (شکل ۹- A). پلاژیوکلازها به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و با منطقه‌بندی نرمال و نوسانی هستند (Torkian, 2014). در کل، منطقه‌بندی نوسانی که در پی تغییرات ناگهانی در

در جدول ۴ آورده شده است. برای به‌دست‌آوردن فرمول ساختمانی آمفیبول‌ها، روش بهنجارسازی برپایه ۱۳ کاتیون (Cosca *et al.*, 1991) به‌کار برده شد. برپایه رده‌بندی آمفیبول‌ها (Leake *et al.*, 1997)، نمونه‌های تجزیه‌شده در گستره آمفیبول‌های کلسیک جای می‌گیرند. برپایه نمودار  $Al^{IV}$  در برابر Ti (برپایه a.p.f.u.)، نمونه‌های بررسی‌شده در گستره مگنزپوهورنبلند جای می‌گیرند (شکل ۹- B).



شکل ۹- ترکیب کانی‌شناسی نمونه‌های جنوب‌باختری قروه (کردستان): A) ترکیب پلاژیوکلازها در نمودار آل‌بیت-اورتوز-آنورتیت (Deer *et al.*, 1992); B) رده‌بندی شیمیایی آمفیبول‌ها (Leake *et al.*, 1997)

نزدیک به ۴ و ۱۰۰ گزارش کرده‌اند. مقدار این نسبت‌ها در نمونه‌های بررسی‌شده به ترتیب ۱/۹ و ۲۰/۹ است (جدول ۱) و این نشان می‌دهد پیدایش ماگمای سازنده نمونه‌های بررسی‌شده پیامد جدایش ماگمای مادری مافیک جداشده از گوشته نبوده است. از سوی دیگر، در نمودار  $TiO_2$  در برابر  $Al_2O_3$ ، این نمونه‌ها در راستای روند ذوب‌بخشی جای می‌گیرند که نشان می‌دهد ذوب‌بخشی فرایند اصلی در پیدایش سنگ‌های بررسی‌شده بوده است (شکل ۱۰- A). همچنین، برپایه نمودار La در برابر نسبت La/Sm نیز نمونه‌های بررسی‌شده روند ذوب‌بخشی را نشان می‌دهند

**آمفیبول:** این کانی در سنگ‌های گوناگونی با شرایط دما و فشار گوناگون پدید می‌آید. مقدار Na، Ca، Ti، Al در ترکیب آمفیبول، به فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن بستگی است (Leake *et al.*, 1997)، به‌گونه‌ای که افزایش دما، افزایش میزان Ti و  $Al^{IV}$  را در پی دارد؛ اما مقدار  $Al^{VI}$  متناسب با افزایش فشار، افزایش می‌یابد و دما بر آن بی‌تأثیر است (Leake *et al.*, 1997). ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های گرانیتوئید امیرآباد قلعه‌لان

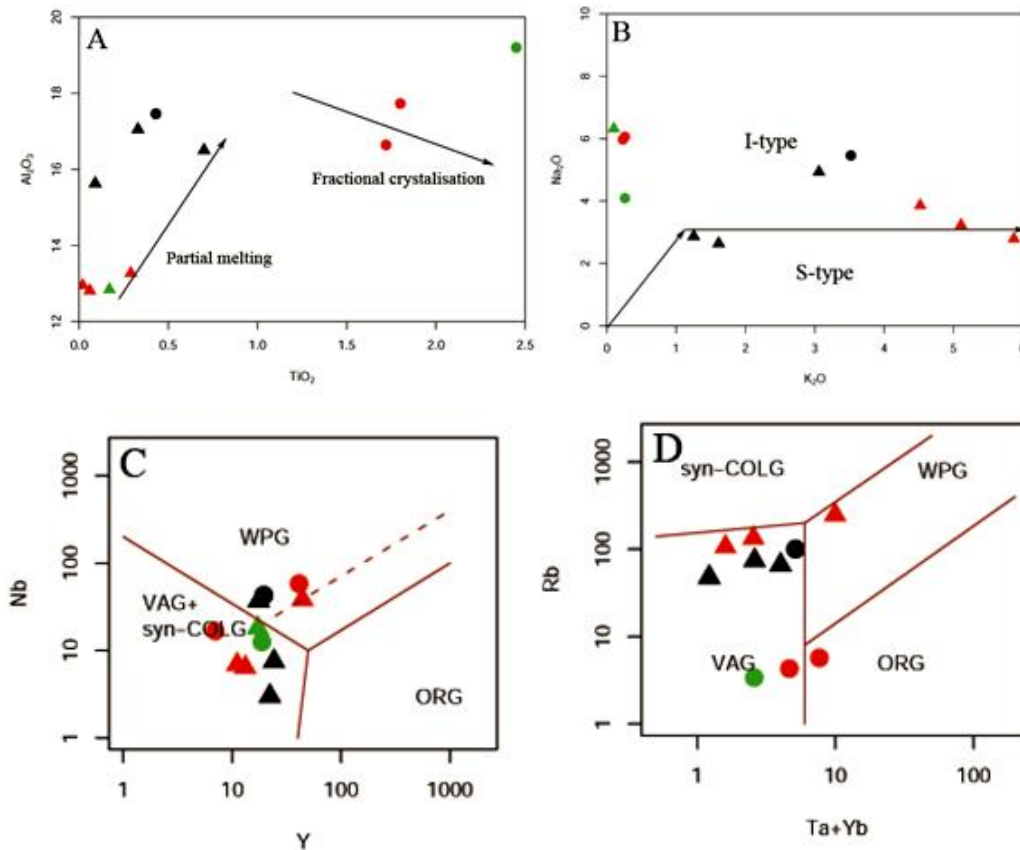
## بحث

سنگ‌های گرانیتوئیدی از دیدگاه سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی طیف گسترده‌ای دارند. با وجود این گوناگونی، برپایه رخدادهای توصیفی، گرانیتوئیدها به‌صورت چند خانواده با ویژگی‌های قرابتی دسته‌بندی می‌شوند. تنوع سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی در گرانیتوئیدها با ترکیب یا ترکیب‌های منطقه خاستگاه، در حقیقت، بازتابی از پهنه زمین‌شناختی هستند. Rogers و همکاران (۱۹۹۵) و Woodhead و همکاران (۱۹۹۳)، مقدار نسبت‌های Nb/La و Ti/Zr گوشته را به‌ترتیب



مونوزوگرانیت، تونالیت؛ حد واسط: دیوریت، کوارتز دیوریت و کوارتز مونیت) رخ داده است. این پدیده در نمودارهای هارکر (شکل های ۵ و ۶) نیز دیده می شود.

(شکل ۱۰-B). گفتنی است در مذاب پدید آمده از ذوب بخشی، جدایش درون گروهی در سنگ های بررسی شده گوناگون (گرانیتویید: گرانودیوریت،



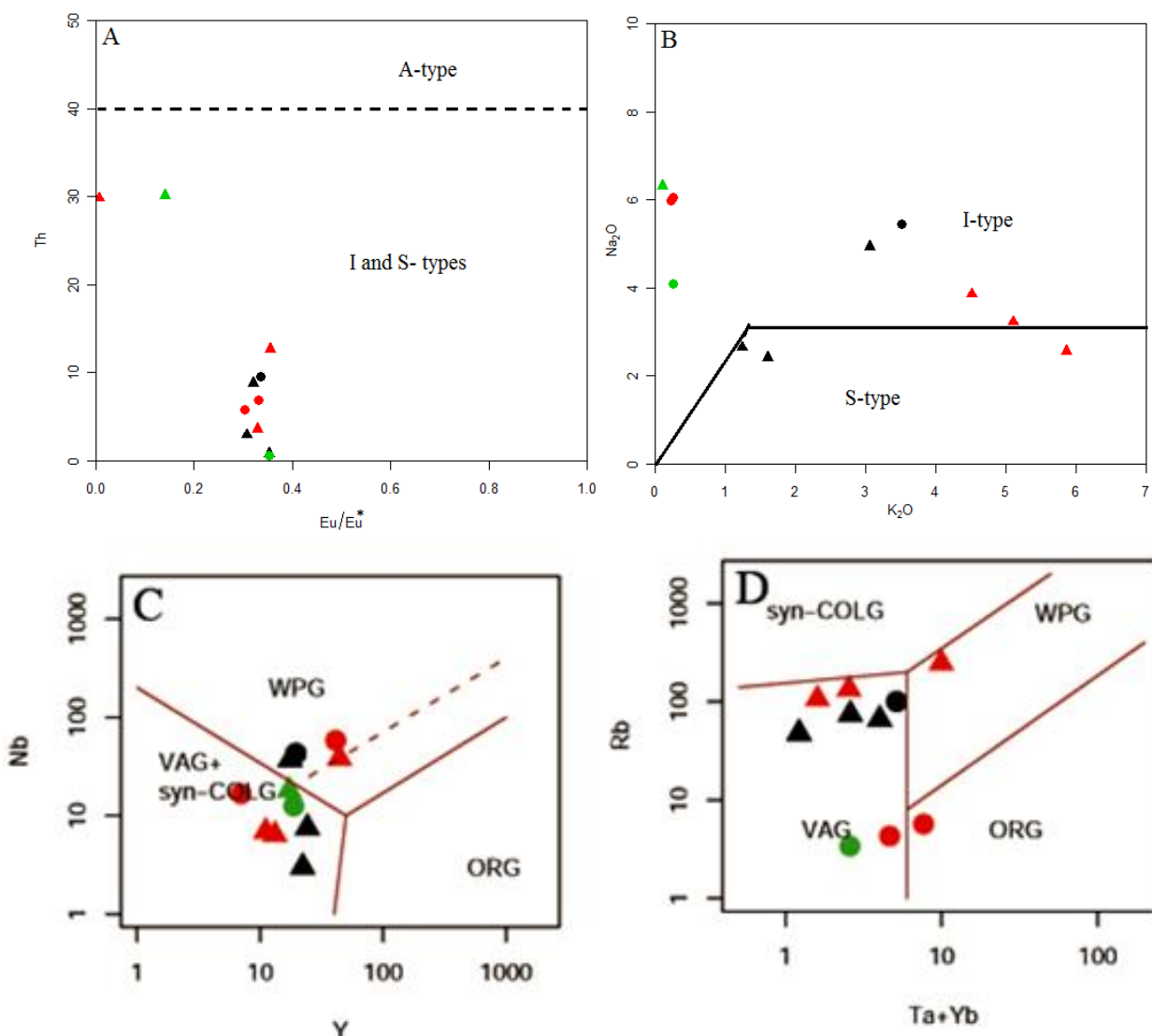
شکل ۱۰- نمونه های جنوب باختری قروه (کردستان) در: A) نمودار TiO<sub>2</sub> در برابر Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> برای شناسایی نقش ذوب بخشی یا جدایش بلوری در پیدایش سنگ ها (Lopez-Plaza et al., 2007)؛ B) نمودار La در برابر نسبت La/Sm (Blein et al., 2001)

ماگماتیسیم پهنه فرورانش سازگار است (Foley et al., 1990; Wilson, 1989). همچنین، LREE این نمونه ها در برابر عنصرهای با شدت میدان بالا (HFSE) غنی شدگی متوسطی نشان می دهند. بالابودن مقدار عنصرهای Rb، Th و K و کم بودن مقدار عنصرهای Sr، P و Ti نشانه مذاب های پوسته ای است (Chappell and White, 1992; Harris et al., 1986). این نکته نشان می دهد اندکی آرایش پوسته ای در هنگام تحول ماگمایی رخ داده است. آنومالی منفی Eu نشان دهنده

نمونه های بررسی شده ویژگی های زمین شیمیایی گرانیت های نوع I را دارند (شکل های ۱۱-A و ۱۱-B). از دیدگاه جایگاه زمین ساختی نیز این نمونه ها در گروه گرانیت های کمان های آتشفشانی (VAG) جای می گیرند و به گرانیت های درون صفحه ای (WPG) نیز گرایش دارند (شکل های ۱۱-C و ۱۱-D). تهی شدگی این نمونه ها از LILE (مانند: U، Rb، K، Th) و عنصرهای Nb، Hf، Ta، Ti، Ba، Zr و P در نمودارهای عنکبوتی (شکل ۴) نیز با پهنه ژئودینامیکی مرتبط با

مقدار  $Fe^{Total}$  بالا با  $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$  کم و چه بسا  $Ti^{3+}$  است. بیوتیت‌های سبز و قهوه‌ای مربوط به کمان‌های قاره‌ای سرشار از Mg و  $Fe^{3+}$  هستند. برپایه Bernard و Lalonde (۱۹۹۳)، بیوتیت‌های سبز و قهوه‌ای در نمونه‌های گرانیتی بررسی شده مرتبط با گرانیت‌های کمان‌های قاره‌ای هستند.

جدایش بلوری فلدسپار هنگام تبلور ماگماست و نشان می‌دهد مجموعه بجامانده فلدسپار دارد (Henderson, 1984). ترکیب شیمیایی و رنگ نمونه‌های بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی نشان‌دهنده خاستگاه زمین‌ساختی میزبان آنهاست (Lalonde and Bernard, 1993). رنگ قرمز روشن بیوتیت در گرانیت‌های برخوردار از بازتابی از

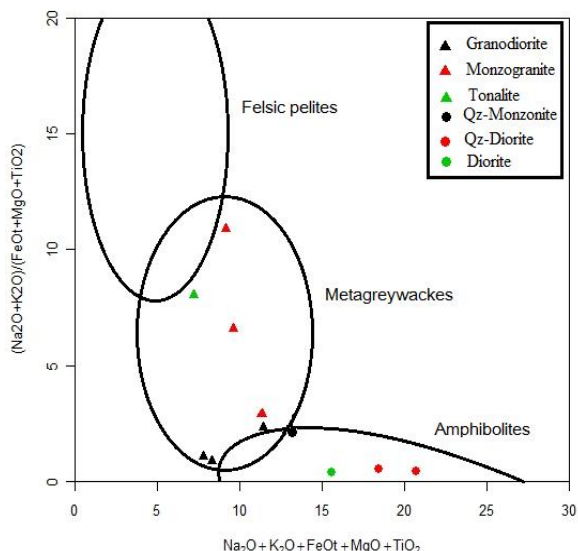


شکل ۱۱- نمونه‌های جنوب‌باختری قروه (کردستان) در: (A) نمودار  $Eu/Eu^*$  در برابر Th برای شناسایی سری ماگمایی (Eby, 1992)؛ (B) نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Chappell and White, 1992)؛ (C, D) شناسایی خاستگاه زمین‌ساختی با به‌کارگیری نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴) (نمادها همانند شکل ۴ هستند)

## خاستگاه ماگما

بر پایه نمودار تجربی McCarthy و Patiño Douce (۱۹۹۸)، خاستگاه سنگ‌های گرانیتوئیدی با حد واسطه منطقه‌های بررسی‌شده یکسان نیست (شکل ۱۲). سنگ‌های حد واسطه از ذوب‌بخشی آمفیبولیت و گرانیتوئیدها پیامد ذوب‌بخشی متاگری وک‌ها هستند. ماگماهای بازالتی پدیدآمده از گوشته که در پوسته زیرین جایگزین شده‌اند، محتمل‌ترین خاستگاه گرمایی برای ذوب‌بخشی بوده‌اند. برای شناسایی خاستگاه و پهنه‌زمین‌ساختی پیدایش ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین از ترکیب آمفیبول‌ها بهره گرفته می‌شود. به باور بسیاری از پژوهشگران، پیدایش آمفیبول‌های کلسیک از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I است (Chappell and White, 1974; Wyborn *et al.*, 1981; White and Chappell, 1983; Clemens and Wall, 1984; Stein and Dietl, 2001). میزان CaO در گرانیتوئیدهای نوع I بالاست و به تبلور هورنبلند می‌انجامد (CaO: ۱۲/۴ تا ۱۴/۶؛ میانگین: ۱۳/۵ درصد وزنی). همچنین، آمفیبول‌های درون سری‌های ساب‌آلکان در برابر گونه‌های درون سری‌های آلکان، مقدار  $TiO_2$  کمتری دارند (کمتر از ۱/۲ درصد وزنی). از سوی دیگر، آمفیبول‌های ماگماهای ساب‌آلکان، میزان  $K_2O$ ،  $Na_2O$  و  $Al_2O_3$  کمتری در برابر آمفیبول‌های ماگماهای آلکان دارند (Molina *et al.*, 2009). از این رو، آمفیبول‌های منطقه در گستره گونه‌های ماگمایی ساب‌آلکان هستند ( $TiO_2$ : ۰/۰۰۱ تا ۰/۰۹؛  $Na_2O$ : ۰/۶ تا ۱/۲؛  $K_2O$ : ۰/۱ تا ۰/۹؛  $Al_2O_3$ : ۵/۹ تا ۷/۵ درصد وزنی). مقدار عدد منیزیم ( $Mg^{\#}$ ) در هورنبلند نیز فاکتور مهمی برای شناسایی خاستگاه ماگماست. اگر میزان  $Mg^{\#} > 0.7$  باشد خاستگاه ماگما گوشته‌ای و اگر  $< 0.5$  باشد، پوسته‌ای بوده است و اگر میان این دو اندازه باشد، خاستگاهی آمیختگی پوسته و گوشته است (Xie and Zhang, 1990; Huaimin *et al.*, 2006).

گرانیتوئید امیرآباد قلعه‌لان، مقدار  $Mg^{\#}$  از ۰/۶۳ تا ۰/۶۸ (میانگین = ۰/۶۵) به‌دست آمده است. پس نمونه‌های بررسی‌شده خاستگاه پوسته‌ای - گوشته‌ای دارند که این نکته با سرشت کالک‌آلکان آنها نیز همخوانی خوبی دارد.



شکل ۱۲- نمونه‌های جنوب‌باختری قروه (کردستان) در نمودار گستره ترکیبی مذاب‌های تجربی پدیدآمده از ذوب بخشی پلیت‌ها، متاگری وک‌ها و آمفیبولیت‌ها (Patiño Douce and McCarthy, 1998)

## زمین‌فشارسنجی

**فشارسنجی آلومینیوم در هورنبلند:** شرط کاربرد این فشارسنج دارا بودن مجموعه‌ای از کانی‌های هم‌یافت (مانند: هورنبلند، کوارتز، اورتوکلاز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مگنتیت و تیتانیت اولیه) در شرایط تعادلی است (Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister *et al.*, 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Blundy and Holland, 1990; Schmidt, 1992). بر پایه بررسی‌های پژوهشگران نام‌برده، مقدار Al هورنبلند در گرانیتوئیدهای کالک‌آلکان به‌صورت خطی با فشار تبلور تغییر می‌کند؛ از این رو، با این روش، ژرفای تبلور ارزیابی می‌شود. بر پایه زمین‌فشارسنجی Schmidt (۱۹۹۲)،

امیرآباد قلعه‌لان و کنگره، ۷۷۰ تا ۸۱۰ درجه سانتیگراد (میانگین ~ ۷۹۰°C) است.

**دماسنجی به روش هورنبلند-پلاژیوکلاز:** هورنبلند و پلاژیوکلاز هم‌یافت در سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان معمولاً برای دماسنجی به کار برده می‌شوند (Blundy and Holland, 1990; Holland and Blundy, 1994; Stein and Dietl, 2001). برپایه روش Holland و Blundy (۱۹۹۴) دمای گرانیتوئید امیرآباد قلعه‌لان ۶۰۰ تا ۸۰۵ درجه سانتیگراد ارزیابی شده است که با دماسنجی درجه اشباع از زیرکنیم همخوانی خوبی دارد. همچنین، برای زمین‌دماسنجی نمونه‌های بررسی شده، الگوی پیشنهادی Vyhnal و همکاران (۱۹۹۱) به کار برده شد. در این روش، مقدار فشار لازم از الگوی پیشنهادی Schmidt (۱۹۹۲) به دست آورده شد. برپایه الگوی پیشنهادی Vyhnal و همکاران (۱۹۹۱)، دمای تعادل پلاژیوکلاز-هورنبلند در نمونه‌های امیرآباد قلعه‌لان ۶۸۸ تا ۷۳۵ درجه سانتیگراد برآورد می‌شود که با داده‌های دیگر سازگار است (جدول ۳).

بیشتر نمونه‌های امیرآباد قلعه‌لان، فشار از ۲/۵ تا ۳/۲ کیلوبار (هم‌ارز با ژرفای نزدیک به ۱۰-۷/۵ کیلومتری) را نشان می‌دهند. داده‌های فشارسنجی توده گرانیتوئیدی امیرآباد قلعه‌لان با به‌کارگیری الگوهای پیشنهادی پژوهشگران گوناگون به دست آورده شده و در جدول ۳ آورده شده‌اند.

### زمین‌دماسنجی

**دمای اشباع‌شدگی زیرکنیم (TZr):** این روش برای ارزیابی دمای ماگما به کار برده می‌شود. در الگوی Harrison و Watson (۱۹۸۳)، زیرکن سنگ کل برای نشان دادن ترکیب مذاب به کار برده می‌شود. گفتنی است مقدار اشباع‌شدگی از زیرکنیم برای پیدایش کانی زیرکن، نزدیک به ۱۰۰ ppm، در دست کم دمای اشباعی نزدیک به ۷۵۰°C بوده و بیشینه آن ۱۳۳۰ ppm در دمای نزدیک به ۱۰۲۰°C است. از این رو، برای برخی نمونه‌های بررسی شده این روش کاربرد ندارد. برپایه جدول ۵، دمای اشباع‌شدگی زیرکنیم در نمونه‌های

جدول ۵- دماهای اشباع‌شدگی از زیرکنیم سنگ کل برای نمونه‌های جنوب‌باختری قروه (کردستان)

Sample No.	A.Gh.9	A.Gh.15	A.Gh.31	B.S.8	K.S.18	K.S.29	K.S.45	A.Gh.12	A.Gh.28	T.S.3	K.S.52
<b>M value</b>	1.61	1.20	1.26	1.41	1.3	1.31	1.4	1.8	2.35	1.83	3.12
<b>Zr (ppm)</b>	240.3	108.2	78.3	167.4	89.6	34.1	183.7	288	473.4	298.9	43.6
<b>Zr. sat</b>	125.3	87.7	-	105.5	-	-	102.5	142.6	236.2	151.4	-
<b>TZr (°C)</b>	805.7	767.3	-	788.8	-	-	799.7	810.4	809.7	808.3	-

$$M \text{ value} = (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}) / (\text{Al} \times \text{Si})$$

پیدایش هورنبلند در این نمونه‌ها و مقدار  $Mg\#$  نشانه ژرفای بیشتر ماگماست. از این رو، آرایش ماگمایی گوشته‌ای با مواد پوسته‌ای، خاستگاه پذیرفتنی تری برای این نمونه‌ها به شمار می‌رود. بالا بودن فراوانی عنصرهای Rb, Th, K و کم بودن مقدار عنصرهای Sr, P و Ti در این نمونه‌ها نیز با این نکته همخوانی دارد (Chappell and White, 1992; Harris et al., 1986). گرایش زمین‌شیمیایی این نمونه‌ها به گرانیت‌های

### سنگ‌زایی (پتروژنز)

داده‌های به دست آمده در بخش‌های پیشین نشان می‌دهند پیدایش توده‌های بررسی شده را نباید به سادگی، جدایش از یک ماگمای بازالتی در پهنه فرورانش دانست. نمونه‌های گرانیتوئیدی کنگره از دایک‌ها برداشت شده‌اند و داده‌های فشارسنجی نیز ژرفای کمابیش اندکی در محدوده ماگماهای پوسته‌ای را برای نمونه‌های امیرآباد قلعه‌لان پیشنهاد می‌کنند؛ اما

### نتیجه‌گیری

توده‌های آذرین درونی امیرآباد قلعه‌لان، کنگره، تقی‌آباد و بالوانه در جنوب‌باختری قروه و در بخش شمالی پهنه آذرین درونی- دگرگونی سنندج- سیرجان رخنمون دارند. این توده‌ها در میان عرض جغرافیایی شمالی ۳۵° تا ۳۵°۰۸' و طول جغرافیایی خاوری ۴۷°۳۲' تا ۴۸° جای گرفته‌اند. بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند این سنگ‌ها از نوع I و کالک‌آلکانل بوده و از سری‌های ماگمایی توله‌ایتی و کالک‌آلکانل پر پتاسیم هستند. در این سنگ‌ها، ناهنجاری منفی Nb، P، Ti و غنی‌شدگی نسبی از LILE نشان‌دهنده‌ی خاستگاه زمین‌ساختی مرز فعال قاره‌ای و پهنه فرورانش است. برپایه مقدار Mg# این نمونه‌ها، ماگمای سازنده این سنگ‌ها خاستگاه گوشته‌ای داشته و پیش از جایگیری دچار آغشتگی فراوانی با مواد پوسته شده است. داده‌های دما فشارسنجی نیز ژرفای ۷ تا ۱۰ کیلومتر را نشان می‌دهند و این نکته نشان می‌دهد این آرایش در مرحله‌های گوناگون جدایش ماگما و در مقادیرهای گوناگونی روی داده است. این پدیده می‌تواند هنگام نازک‌شدگی پوسته منطقه قروه در پی جدایش سازوکار زمین‌ساختی کششی در بخش‌های پشت کمان آتشفشانی و بالآمدن ماگماهای گوشته‌ای رخ داده باشد.

درون‌صفحه‌ای (شکل‌های C-۱۱ و D-۱۱) نیز به احتمال فراوان پیامد همین رویداد است (Maanijou *et al.*, 2013). به باور Miller و همکاران (۲۰۰۳)، نمونه‌های با دمای بیش از ۸۰۰°C گرانیتهای داغ نامیده می‌شوند. از این رو، پیدایش گرانیتهای داغ به گرمای بالایی نیاز دارد، و این گرما در پی بالآمدن ماگمای مافیک از راه شکستگی‌ها فراهم می‌شود. میانگین دماهای به‌دست‌آمده برای نمونه‌های بررسی‌شده نیز نزدیک به ۷۰۰ درجه سانتیگراد است و از این رو، این نمونه‌ها نیز گرانیتهایی با دمای کمابیش بالا به شمار می‌روند. نکته‌ای که در اینبار باید به یاد داشت اینست که به باور برخی پژوهشگران، پس از فرورانش سازوکار زمین‌ساختی کششی در پشت کمان آتشفشانی منطقه قروه رخ داده است (Yajam *et al.*, 2015) و این پدیده احتمال بالآمدن ماگماهای گوشته‌ای به لایه‌های بالاتر را فراهم آورده است. این ماگماها چه‌بسا برای بازکردن راه خود مواد پوسته را هضم کرده و آرایش یافته‌اند. انباشت این ماگماها در زیر پوسته نیز دمای لازم برای ذوب مواد پوسته‌ای و آرایش هرچه بیشتر مذاب را فراهم کرده است. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نمونه‌های بررسی‌شده و نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی نشان‌دهنده‌ی پهنه کمان آتشفشانی برای پیدایش این گرانیتهای است که برپایه پیشینه زمین‌شناسی منطقه، به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی وابسته است.

### منابع

- Azizi, H., Najari, M., Asahara, Y., Catlos, E. J., Shimizu, M. and Yamamoto, K. (2015a) U-Pb zircon ages and geochemistry of Kangareh and Taghiabad mafic bodies in northern Sanandaj-Sirjan Zone: Evidence for intra-oceanic arc and back-arc tectonic regime in Late Jurassic. *Tectonophysics* 660: 47-64.
- Azizi, H., Zanjefili-Beiranvand, M. and Asahara, Y. (2015b) Zircon U-Pb ages and petrogenesis of a tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG) complex in the northern Sanandaj-Sirjan zone, northwest Iran: Evidence for Late Jurassic arc-continent collision. *Lithos* 216-217: 178-195.

- Bateman, R. (1995) The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers. *Earth Science Reviews* 39: 91-106.
- Blein, O., Lapierre, H. and Schweickert, R. A. (2001) A Permian island-arc with a continental basement: the Black Dyke Formation Nevada, North American Cordillera. *Chemical Geology* 175: 543-566.
- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104: 208-224.
- Boynnton, W. V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry* (Ed. Henderson P.) 63-114. Elsevier Sciences, Amsterdam, Netherlands.
- Chappell, B. W. and White A. J. R. (1992) I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth Sciences* 83: 1-26.
- Chappell, B. W. and White A. J. R. (1974) Two contrasting types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Clemens, J. D. and Wall, V. J. (1984) Origin and evolution of a peraluminous silicic ignimbrite suite: the Violet Town Volcanics. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 88: 354-371.
- Cosca, M. A., Essene, E. J. and Bowman, J. R. (1991) Complete chemical analyses of metamorphic hornblendes: Implications for normalizations, calculated H<sub>2</sub>O activities, and thermobarometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 108: 472-484.
- Darvishzadeh, A. (2005) Geological of Iran. Amir-Kabir Publication, Tehran, Iran (in Persian).
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) An introduction to the rock forming minerals. Longman, London, UK.
- Dungan, M. D. and Rhoders, J. M. (1979) Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP legs 45 and 46: evidence for magma mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 67: 417-431.
- Eby, G. N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20: 641-644.
- Fidelis, I. and Siekierski, S. (1966) The regularities in stability constants of some rare earth complexes. *Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry* 28: 185-188.
- Foley, S. F. and Wheller, G. E. (1990) Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanic and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites. *Chemical Geology* 85: 1-18.
- Hammarstrom, J. M. and Zen, E. (1986) Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71: 1297-1313.
- Harker, A. (1909) The natural history of igneous rocks. Methuen, London, UK.
- Harris N. B. W., Pearce J. A. and Tindle A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: *Collision Tectonics* (Coward, M. P. and Ries, A. C.) Special Publication 19: 67-81. Geological Society London, UK.
- Hattory, K. and Sato, H. (1996) Magma evolution recorded in plagioclase zoning in 1991 Pinatubo eruption products. *American Mineralogist* 81: 982-994.
- Henderson, P. (1984) *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Oxford, New York, US.
- Holland, T. J. B. and Blundy, J. D. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.
- Hollister, L. S., Grisson, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. M. 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: 213-239.

- Hoseini, M. (1997) Geological map of Qorveh 1:100000, No.5560, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Huaimin, X., Shuwen, D. and Ping, J. (2006) Mineral chemistry, geochemistry and U-Pb SHRIMP zircon data of the Yangxin monzonitic intrusive in the foreland of the Dabie orogen Science in China. Series D., Earth Sciences 49: 684-695.
- Irber, W. (1999) The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu\*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63: 489-508.
- 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.
- Lalonde, A. E. and Bernard, P. (1993) Composition and color of biotite from granites: two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hep-burn internal zone of Wopmay orogen, northwest Territories. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 31: 203-217.
- 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., Schmacher, J. 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 Mineral Names. *Canadian Mineralogist* 35: 219-246.
- Lopez-Plaza, M., Peinado, M., Lopez-Moro, F. J., Rodrigues-Alonso, M. D., Carnicero, S. A., Franco, M. P., Gonzalo, J. C. and Navidad, M. (2007) Contrasting mantle sources and processes involved in a peri-Gondwanan terrane. A case study of pre-Variscan mafic intrusive from the autochthon of the Central Iberian Zone. *Geological Society of American Special Papers* 423: 297-313.
- Maanijou, M., Aliani, F., Miri, M. M. and Lentz, D. R. (2013) Geochemistry and petrology of igneous assemblage in the south of Qorveh area, west Iran. *Chemie der Erde* 73: 181-196.
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajel M. (2011) U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 41(4): 238-249.
- Masuda, A., Kawakami, O., Dohmoto, Y. and Takenaka, T. (1987) Lanthanide tetrad effects in nature: Two mutually opposite types, *Wand M. Geochemical Journal* 21: 119-124.
- Miller, C. F., McDowell, S. M. and Mapes, R. W. (2003) Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology* 31: 529-532.
- Molina, J., Scarrow, J., Montero, P. G. and Bea, F. (2009) High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkali-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 158: 69-98.
- Nelson, S. T. and Montana, A. (1989) Sieve-textural plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242-1249.
- Patiño Douce, A. E. and McCarthy, T. C. (1998) Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-pressure Rocks* (Eds. Harcker, B. R. and Liou, J. G.) 27-55. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology* 25: 956-983.

- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58(1): 63–81.
- Peppard, D. F., Maso, G. W. and Lewey, S. (1969) A tetrad effect in liquid-liquid extraction ordering of lanthanides (III). *Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry* 31: 2271–2272.
- Rogers, N. W., Hawkesworth, C. J. and Ormerod D. S. (1995) Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin California and Nevada. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 100(B6): 10287-10301.
- Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 304-310.
- Sepahi, A. A., Maanijou, M., Salami, S., Gardideh, S., and Khaksar, T. (2012) Mineral chemistry and geothermobarometry of Moshirabad pluton, Qorveh, Kurdistan, western Iran. *Island Arc* 21: 170-187.
- Shand, S. J. (1943) *Eruptive Rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits*. D. Van Nostrand Company, New York, US.
- Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, University Press, Cambridge, UK.
- Stein, E. and Dietl, E. (2001) Hornblende thermobarometry of granitoids from the central Odenwald (Germany) and their implication for the geotectonic development of the Odenwald. *Mineralogy and Petrology* 72: 185-207.
- Streckeisen, A. (1979) Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamporphyres, carbonatites, and melilitic rocks: recommendation and suggestion of the IUGS. Subcommission on the systematic of Igneous Rocks. *Geology* 7: 331-335.
- Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) *Special Publication*, 42: 313–345. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, UK.
- Torkian, A. (2014) Mineral chemistry of the granitoid Ghalilan body (SW-Qorveh, Kurdistan) and its estimates of physicochemical parameters. *Iranian Journal of Petrology* 5(20): 35-52 (in Persian).
- Torkian, A., Khalili, M. and Sepahi, A. A. (2008) Petrology and geochemistry of the I-type calc-alkaline Qorveh granitoid complex, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 185(2): 131-142.
- Vernon, R. H. (2004) *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Macquarie University, Sydney, Australia.
- Vyhnal, C. R., McSween, H. Y. and Speer, J. A. (1991) Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist* 76: 167-188.
- Watson, E. B. and Harrison, T. M. (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64: 295-304.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1983) Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geology Society American Memory* 159:21-34.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for name of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185–187.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, UK.



- Woodhead, J. D. and Johnson, R. W. (1993) Isotope and trace element profile across the New Britain island arc Papua new Guinea. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113: 479-491.
- Wu, C. and Ishihara, S. (1994) REE geochemistry of the Southern Thailand granites. *Journal of Southeast Asian Sciences* 10: 81-94.
- Wyborn, D., Chappell, B. W. and Johnston, R. M. (1981) Three S type volcanic suites from the Lachlan Fold Belt, Southeast Australia. *Journal Geophysics Research* 86: 10335-10348.
- Xie, Y. W. and Zhang, Y. Q. (1990) Peculiarities and genetic significance of hornblende from granite in the Hengduansan region. *Acta Metallurgica Sinica* 10: 35-45 (in Chinese).
- Yajam, S., Montero, P., Scarrow, J. H., Razavi, S. M. H. and Bea, F. (2015) The spatial and compositional evolution of the Late Jurassic Ghorveh-Dehgolan plutons of the Zagros Orogen, Iran: SHRIMP zircon U-Pb and Sr and Nd isotope evidence. *Geologica Acta* 13(1): 25-43.