

## Petrology, geochemistry and origin of Gapdan Granites (South east of Zahadan)

**Habib Biabangard \* and Sharareh Noori**

Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

### Abstract

The Gapdan granitoid is located in the southwestern margin of Zahedan granitoid and in the Sistan suture zone. The granitoid under study is composed of granite, monzogranite, granodiorite, pegmatite and diorite. These rocks consist mainly quartz, plagioclase, orthoclase, biotite and hornblende with granular and pegmatite textures. This pluton has intersected by andesitic to dacitic dykes with similar mineralogy with those of the Gapdan granitoid, but they have microlitic and microlitic porphyry textures indicating their formation at a shallow depth and sub-volcanic conditions. The Gapdan granitoid is characterized by metapelitic enclaves with dark-colored and irregular edges with their host pluton and are often enriched in quartz and mica minerals and usually granular texture. Geochemical studies show that the study rocks have calcalkaline to low alkaline magmatic series and metaluminous, I type, LREE and LILE enrichment and depleted in HREE and HFSE. These geochemical characteristics share with those of continental arcs. The amount of Nb / Ce (ave. 0.27) and Nb / La (ave. 0.58) ratios indicate the effect of crustal on the evolution of the Gapdan granite. Tectono magmatic diagrams show the Gapdan granitoid rocks related to syncollision to low post collision environments. According to geochemical data, the study granitoid rocks possibly originated by the rising residual melts from partial melting of oceanic crust (Neo-Tethys) during the collision between the Lut and the Sistan blocks (particularly the Sistan oceanic crust and the mantle wedge overlying it). The continental crust (Flysch and greywacke metamorphosed deposit) has been affected the contamination of magma and its formation in post collisional tectonic regimes. Therefore, the Gapdan granitoid may be considered as a hybrid granite type.

**Key words:** Gapdan granitoid, Sistan suture zone, Calcalkaline, flysch zone of East Iran, Zahaden

---

\* h.biabangard@science.usb.ac.ir

## سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان)

حبیب بیابانگرد\* و شراره نوری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

### چکیده

توده گرانیتوئیدی کوه گپدان در حاشیه شمال‌باختری گرانیتوئیدی زاهدان، در پهنه زمین‌درز سیستان برونزد دارد. ترکیب سنگ‌شناسی این توده از گرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت، پگماتیت و دیوریت است. کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، بیوتیت و هورنبلند از کانی‌های سازنده این سنگ‌ها هستند و بیشتر این سنگ‌ها بافت‌های دانه‌ای و پگماتیتی دارند. این توده با دایک‌هایی قطع شده است که ترکیب آن‌دزیتی و داسیتی دارند و کانی‌شناسی‌شان همانند توده است؛ اما بافت آن‌ها میکروولیتی و میکروولیتیک پورفیری است. این بافت‌ها نشان‌دهنده پیدایش آن‌ها در ژرفای کم و شرایط نیمه‌آتشفشانی‌اند. در گرانیتوئید گپدان، انکلاوهای متاپلیتی تیره‌رنگی دیده می‌شوند که حاشیه آن‌ها با توده نامشخص است. بیشتر این انکلاوها سرشار از کانی‌های میکابی و کوارتز هستند و معمولاً بافت دانه‌ای دارند. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده سرشت کالک‌آلکان تا اندکی مایل به آلکان و متآلومین، خاستگاه L، غنی‌شدگی از LREE و LILE و تهی‌شدگی آن‌ها از HREE و HFSE هستند. این ویژگی‌های زمین‌شیمیایی از ویژگی‌های آشکار کمان‌های قاره‌ای هستند. میانگین نسبت‌های Nb/Ce و Nb/La با مقادیرهای ۰/۲۷ و ۰/۵۸، نشان‌دهنده تأثیر پوسسته در تکامل سنگ‌های گرانیتی کوه‌گپدان است. نمودارهای تکتونوماگمایی نشان می‌دهند سنگ‌های گرانیتوئیدی گپدان وابسته به محیط‌های همزمان با برخورد تا اندکی مایل به پس از برخوردند. برپایه همه ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی گپدان، پیدایش این توده احتمالاً پیامد بالآمدن مذاب‌های بجامانده از ذوب‌بخشی پوسسته اقیانوسی نئوتتیس هنگام برخورد بلوک لوت به بلوک سیستان (به‌ویژه پوسسته اقیانوسی فرورفته سیستان و گوئه‌گوشته روی آن) بوده و تأثیر پوسسته قاره‌ای (ته‌نشست‌های فلیشی و گری‌وک‌های دگرگون‌شده) در آرایش ماگمای آن تأثیرگذار بوده است و این توده در رژیم‌های زمین‌ساختی پس از برخورد پدید آمده است. پس شاید بتوان گرانیت کوه گپدان را از نوع گرانیت‌های دورگه (هیبریدی) دانست.

واژه‌های کلیدی: گرانیت گپدان، زمین‌درز سیستان، کالک‌آلکان، فلیش خاور ایران، زاهدان

\* h.biabangard@science.usb.ac.ir

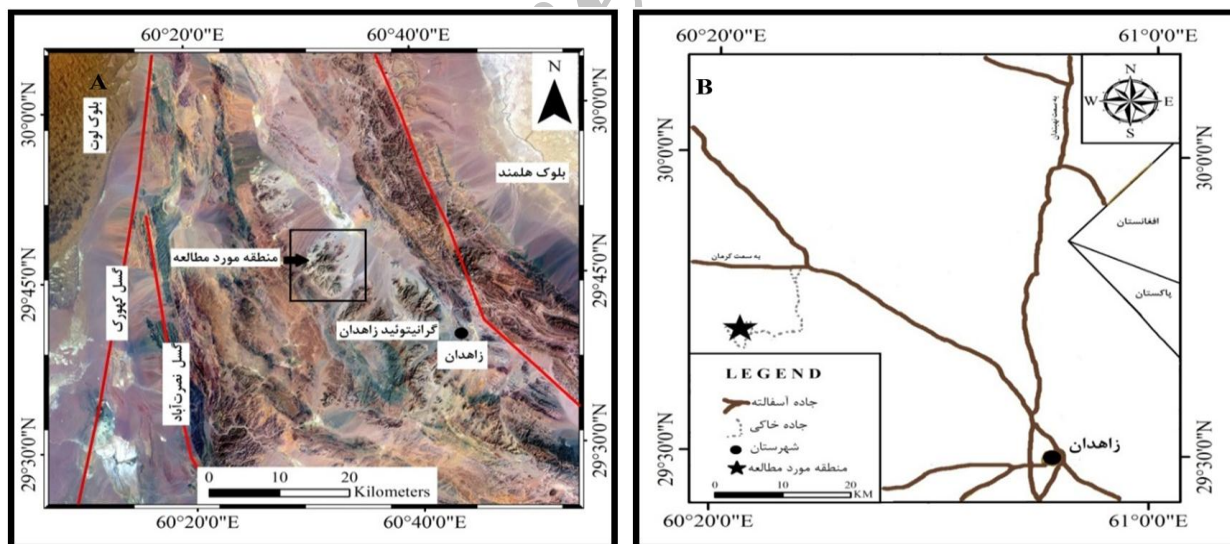
Copyright©2018, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

## مقدمه

پژوهشگران بسیاری از دیرباز به بررسی سنگ‌های گرانیتی پرداخته‌اند. این سنگ‌ها بخش بزرگی از سنگ‌های پوسته قاره‌ای را دربر می‌گیرند (Lameyre and Bowden, 1982) و معمولاً به صورت باتولیت و استوک یافت می‌شوند. گرانیت‌ها معمولاً کانی‌شناسی ساده‌ای دارند و بیشتر آنها از کانی‌های پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار و کوارتز ساخته شده‌اند (Barbarin, 1999). گرانیت‌ها از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی (Martin de la Roche et al., 1980; Debon and Lefort, 1983) فرعی و رده‌بندی زایشی (Frost et al., 2001) بررسی می‌شوند. برپایه پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما (پهنه تکتونوماگمایی)، گرانیت‌ها در دو گروه I و S جای می‌گیرند (Chappell and White, 1974; Clarke,

1992). گرانیت‌های تیپ S به فراوانی گرانیت تیپ I نیستند؛ اما در بسیاری از نقاط جهان گزارش شده‌اند (Schermaier et al., 1997; Healy et al., 2004). سنگ‌های گرانیتی نوع S معمولاً پرآلومین و گرانیت‌های نوع I بیشتر مت‌آلومین‌اند (Pitcher, 1983; Shand, 1943).

توده گرانیتوییدی گپدان بخشی از شمال‌باختری گرانیتویید زاهدان را دربر می‌گیرد (شکل ۱- A). از دیدگاه جغرافیایی، این توده در ۲۵ کیلومتری شمال‌باختری زاهدان و میان طول‌های جغرافیایی شمالی ۶۰°۲۴' تا ۶۰°۲۰' و عرض‌های جغرافیایی خاوری ۲۹°۴۲' تا ۲۹°۴۰' جای گرفته است. جاده آسفالت زاهدان - بم بهترین راه دسترسی به آن است که پس از سپری کردی مسافت ۲۰ کیلومتر و سپس ۸ کیلومتر جاده خاکی به سوی جنوب می‌توان به توده گپدان دست یافت (شکل ۱- B).



شکل ۱- A) موقعیت منطقه گپدان در پهنه زمین‌درز سیستان (جنوب‌خاوری ایران) روی تصویرهای ماهواره‌ای ETM+؛ B) راه‌های دسترسی به منطقه

روی این توده است که در آن ویژگی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌شیمیایی و خاستگاه توده آورده شده‌اند؛ هرچند پیش از این، درباره توده گرانیتویید زاهدان بررسی‌های گسترده‌ای بیشتر روی سنگ‌شناسی دایک‌های درون توده

تا کنون بررسی زمین‌شناسی روی توده گپدان انجام نشده است و تنها Behrouzi (۱۹۹۳) در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان از آن یاد کرده است. پژوهش پیش رو از نخستین بررسی‌های سنگ‌شناسی

گوناگون سازنده گرانیتوئید گپدان، شمار ۸۰ مقطع نازک تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان بررسی شدند. سپس از میان آنها، ۱۴ نمونه برگزیده و برای انجام تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه زرآزمای ماهان در کرمان فرستاده شدند. عنصرهای اصلی با روش XRF و عنصرهای فرعی و خاکی نادر با روش ICP-MS تجزیه شدند. داده‌های به‌دست‌آمده از این تجزیه‌ها در جدول ۱ آورده شده‌اند. در تفسیر داده‌ها و رسم نمودارها، نرم‌افزارهای CorelDraw و GCDkit و به‌کار برده شدند. نقشه زمین‌شناسی منطقه نیز با نرم‌افزار ArcGIS رسم شده است.

و جنس آنها، ترکیب شیمیایی کانی‌ها، دما- و فشارسنجی، سن‌سنجی، دگرریختی و بررسی‌های مغناطیسی انجام شده است (مانند بررسی‌های: Tirrul *et al.*, 1983; Hosseini, 2002; Sadeghian, 2004; Kashtagar, 2004; Boomeri *et al.*, 2005; Rezaei Kahakhaee, 2006; Kananian *et al.*, 2006; Sadeghian and Valizadeh, 2007; Kashtagar and Nazari, 2007; Ghasemi *et al.*, 2008; Saravani and Rezaei, 2011; Mohammadi *et al.*, 2016; Rezaei Kahakhaee *et al.*, 2017).

### روش پژوهش

با انجام چند دوره بررسی‌های صحرائی از واحدهای

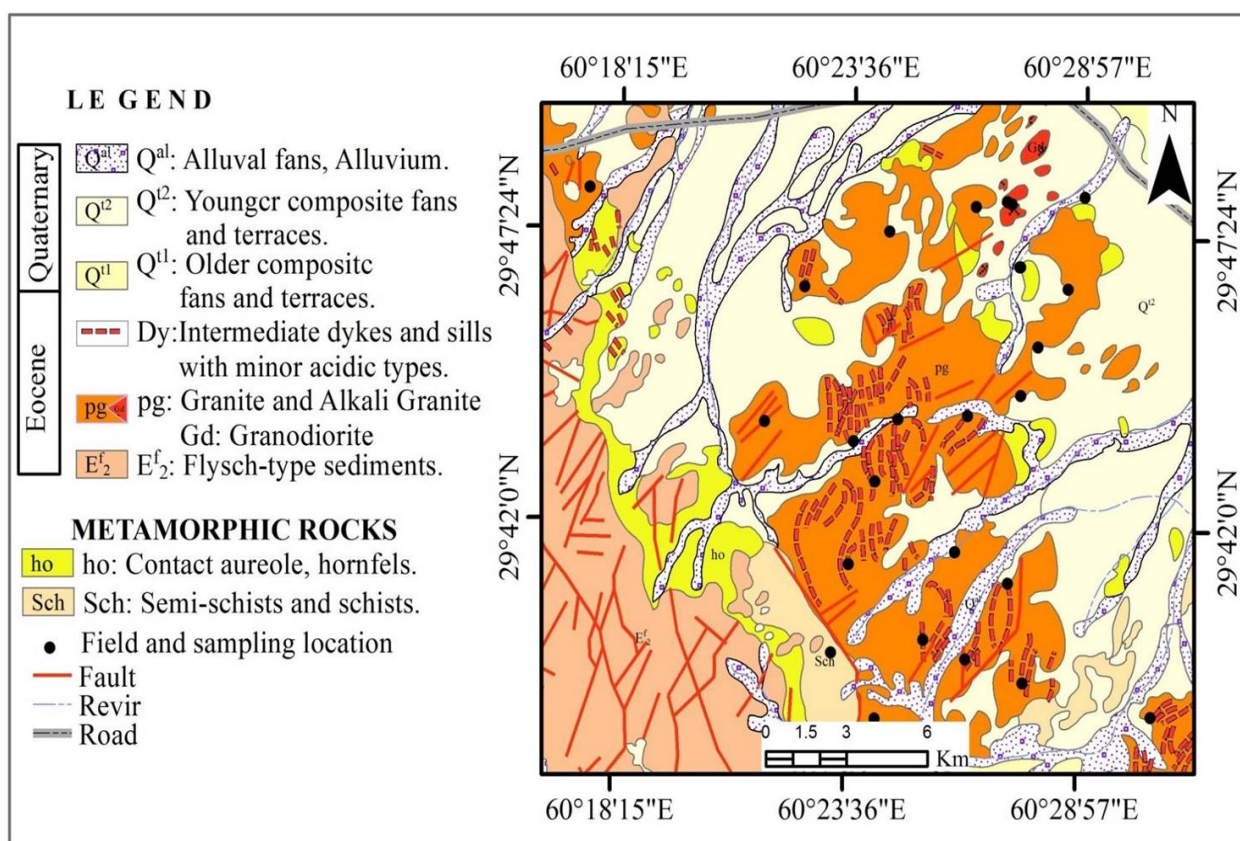
جدول ۱- داده‌های خام تجزیه شیمیایی به روش‌های XRF (برپایه درصد وزنی) و ICP-MS (برپایه ppm) برای نمونه‌های سنگی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان) (نمونه تکراری با ستاره نشان داده شده است؛ G: گرانیت؛ GD: گرانودیوریت؛ Di: دیوریت؛ MDi: مونزدیوریت)

Sample No.	MDi-4	MDi-11	MDi-33	Di-31	Di-23	Di-35	GD-19	GD-29	GD-24	GD-10	G-27*	G-6	G-27	G-5
SiO <sub>2</sub>	48.19	48.64	49.52	50.46	53.1	55.03	63.69	63.94	66.66	69.71	72.41	72.82	72.87	75.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.42	14.62	16.42	15.57	12.91	17.94	15.52	15.79	15.01	15.34	11.59	13.78	11.33	12.71
CaO	6.13	7.21	7.05	7.50	6.59	5.86	3.74	3.70	3.09	3.07	7.38	2.12	7.68	0.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.11	8.14	8.16	7.71	8.20	6.73	5.74	5.66	4.37	2.44	3.69	1.61	3.73	0.59
K <sub>2</sub> O	2.37	1.43	1.41	1.86	1.22	2.79	3.08	3.16	4.15	2.93	0.35	4.01	0.16	7.38
MgO	6.85	9.97	8.08	7.72	10.06	3.43	3.49	3.35	2.49	1.22	1.82	0.74	1.87	0.25
MnO	0.15	0.14	0.13	0.13	0.13	0.12	0.11	0.10	0.08	0.06	0.23	0.04	0.24	0.01
Na <sub>2</sub> O	4.30	3.43	4.66	4.72	3.46	3.62	2.57	2.53	2.27	4.09	0.69	3.69	0.67	2.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.51	0.19	0.37	0.50	0.15	0.19	0.14	0.14	0.17	0.10	0.12	0.05	0.12	0.03
TiO <sub>2</sub>	1.96	0.93	1.21	1.28	1.42	0.98	0.65	0.65	0.52	0.36	0.58	0.23	0.56	0.06
LOI	3.19	4.69	2.79	2.29	2.53	3.08	1.17	0.87	1.05	0.58	0.81	0.82	0.44	0.36
Ba	721	451	522	766	364	444	390	362	542	459	70	247	76	642
Ce	58	35	55	70	27	39	51	50	57	44	42	30	40	38
Co	26.5	31	26.8	25.1	31.2	14.9	14.6	14.1	10.7	5.5	10.3	3.6	10.7	1.5
Cr	819	394	171	181	388	22	113	98	71	40	140	16	139	23
Cs	1.5	1.1	2.2	0.9	1	9.1	13.7	14.9	10.5	9.7	1.2	10.3	0.5	5.7
Dy	4.31	3.42	4.8	4.52	4.09	5.02	4.14	4.6	4.74	3.17	5.39	4.41	5.06	2.48
Er	2.22	1.94	2.71	2.35	2.27	2.98	1.97	2.25	2.28	1.92	3.27	2.99	3.01	1.27
Eu	1.95	1.03	1.72	2.15	1.23	1.56	1.05	1.18	1.21	0.64	1.23	0.53	1.16	0.69
Gd	4.92	3.12	4.87	5.52	3.85	4.7	4.54	4.91	5.72	3.03	5.29	3.22	4.8	2.58
Hf	2.42	2.46	3.19	3.79	2.75	3.57	0.62	0.62	0.59	0.73	0.73	0.83	0.72	0.78
La	29	13	22	35	11	17	25	25	28	23	23	16	23	18
Lu	0.23	0.23	0.29	0.26	0.26	0.34	0.22	0.23	0.22	0.23	0.38	0.44	0.35	0.17
Nb	23.5	8.7	20.8	24.2	10.4	10.5	13.6	14.6	11.5	12	9.3	9.3	8.1	2.2
Nd	32.6	16.4	29.8	39.9	14.8	24.8	27.5	29.8	35.4	17.8	29.7	14.6	27.2	16.8
Ni	80	188	135	129	276	6	91	89	67	19	47	12	54	5
Pb	4	3	1	4	5	6	12	12	20	15	3	21	4	101
Pr	5.22	0.64	4.67	7.79	0.14	3.04	4.42	4.88	6.17	1.81	4.58	0.69	3.95	1.42
Rb	75	61	73	56	54	231	172	184	184	140	21	165	10	221
Sc	17.6	21.9	18.1	17.3	18.4	17.9	13.8	12.9	9.5	5.1	8	3.6	7.8	0.6
Sm	5.96	3.19	5.32	7.08	3.64	5.03	5.45	5.77	6.9	3.33	5.78	3.27	5.25	3.43
Sr	1019.7	478.1	532.3	759.6	226.9	378.2	182.9	173	178.8	250.7	210.8	181.7	248.1	185.3
Ta	1.44	0.84	1.24	1.39	0.88	0.92	1.13	1.02	0.97	1.18	0.64	1.2	0.73	0.44
Tb	0.71	0.53	0.75	0.75	0.65	0.77	0.69	0.74	0.82	0.5	0.82	0.63	0.76	0.44
Te	0.66	0.56	0.41	0.56	0.48	0.23	0.1	0.18	0.17	0.1	0.33	0.1	0.19	0.1
Th	3.86	4.15	4.37	8.19	3.42	6.24	12.43	12.43	18.87	20.21	10.13	22.21	8.93	12.81
Tm	0.32	0.3	0.38	0.33	0.33	0.42	0.28	0.31	0.32	0.29	0.47	0.49	0.42	0.21
U	1.1	0.8	0.98	1.6	0.7	1.1	1.2	1	0.99	2.4	1.2	4	1	1.4
V	140	133	124	114	114	114	84	82	65	30	50	18	49	8
Y	17.5	14.9	17.4	16.7	15.8	17.8	16.9	17	17	17.2	21.6	24.3	21.2	11.5
Yb	2	1.8	2.1	1.8	1.8	2.1	1.5	1.5	1.2	1.4	2.5	3.6	2.5	0.3
Zr	69	70	89	124	67	81	6	5	5	7	5	8	5	8

### جایگاه زمین‌شناسی کوه گپدان

بر پایه بررسی‌های صحرایی، تصویرهای ماهواره‌ای و نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان (Behrouzi, 1993)، نقشه زمین‌شناسی از منطقه کوه گپدان با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ در نرم‌افزار GIS رسم شد (شکل ۲). واحدهای منطقه در بردارنده سنگ‌های گوناگون

رسوبی با رخساره فلیشی (ائوسن) هستند که با توده گرانیتوئیدی گپدان (الیگو-میوسن) قطع شده‌اند. فلیت، اسلیت، متاسندستون، میکاشیست و آهک‌های متبلور از سنگ‌های دگرگونی در منطقه‌اند. در این مجموعه‌ها دایک‌های با طیف آندزیتی تا داسیتی جایگزین شده‌اند (شکل ۳).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه گپدان (بر گرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان و رسم شده در

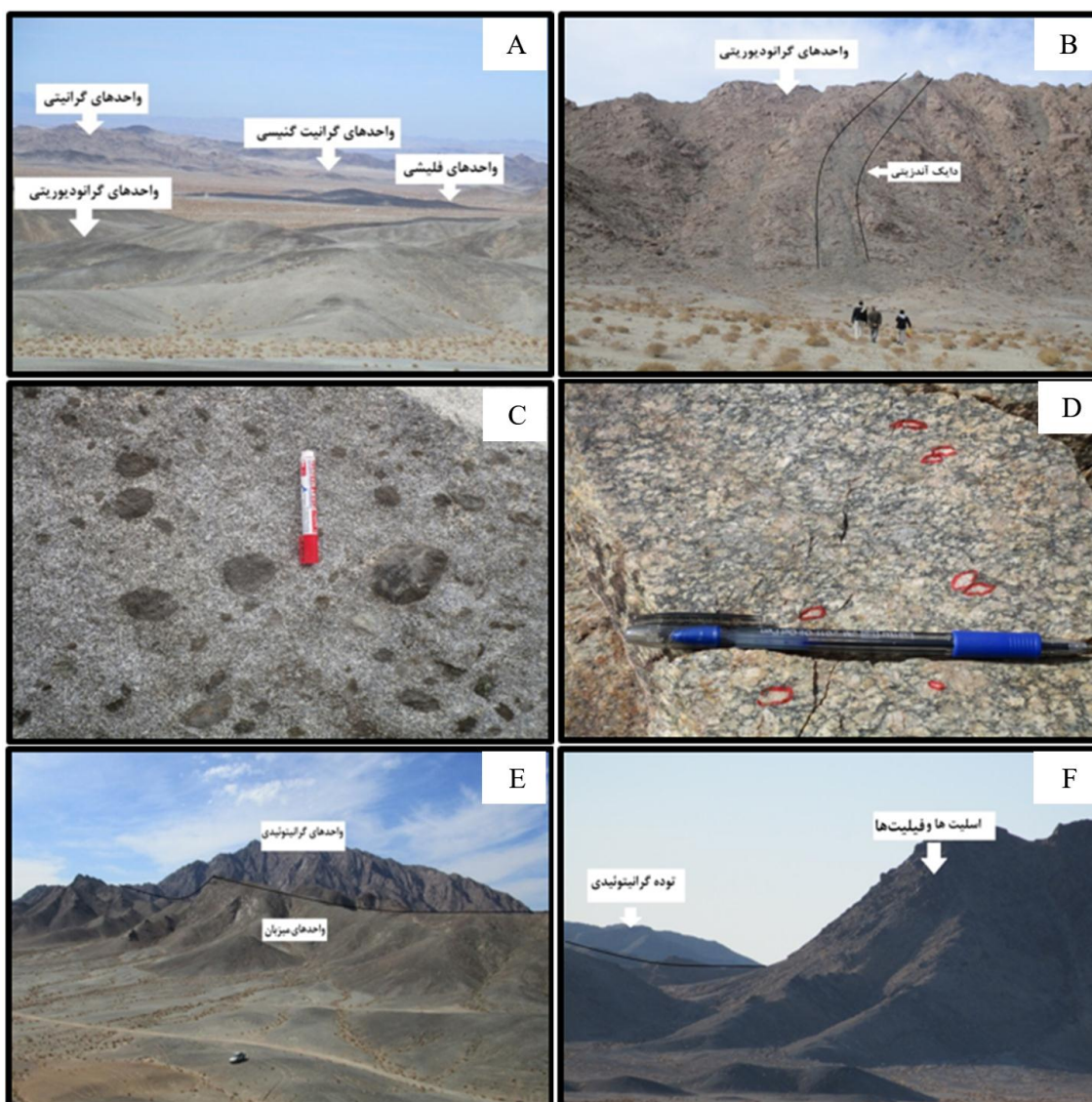
محیط نرم‌افزار GIS به مقیاس ۱:۲۰۰۰۰)

شمال‌خاوری کوه گپدان جای دارند. این سنگ‌ها ریخت‌شناسی خشنی به‌صورت قله‌های کم‌ابیش بلند دارند و با دایک‌های آندزیتی قطع شده‌اند (شکل ۳- B). در این سنگ‌ها، انکلاوهای متاپلیتی دیده می‌شوند (شکل ۳- C). بیشتر این انکلاوها شکل و حاشیه‌های نامشخصی دارند و به‌رنگ تیره و سرشاز از

گرانیت، گرانودیوریت، گرانیت میلیونیتی (شکل ۳- A)، دایک‌های آندزیتی و داسیتی از واحدهای گرانیتوئیدی کوه گپدان‌اند. گرانیت‌ها بیشترین گسترش را دارند و ریخت‌شناسی خشن و مرتفع‌نشان می‌دهند. این سنگ‌ها درون مجموعه فلیشی برون‌زد یافته‌اند. گرانودیوریت‌ها با گسترش کم و در بخش

کانی‌های میکایی و کوارتز دیده می‌شوند. در برخی نمونه‌های آنها فلدسپار نیز دیده می‌شود.

Archive of SID



شکل ۳- (A) نمایی از ارتباط واحدها در کوه گپدان (دید رو به جنوب‌باختری)؛ (B) واحدهای گرانودیوریتی کوه گپدان و دایک‌های آندزیتی درون آن (دید رو به جنوب‌باختری)؛ (C) انکلاوهای تیره رنگ (معمولاً متاپلیتی) درون واحدهای گرانیتی؛ (D) ساختار میلونیتی در گرانیت میلونیتی‌شده کوه گپدان؛ (E) مرز فلیش‌ها با واحدهای گرانیتوئیدی گپدان (دید رو به باختر)؛ (F) نمایی از واحدهای اسلیت و فلیت منطقه کوه گپدان (دید رو به خاور)

(E). این واحدها در مرز سنگ‌های گرانیتوئیدی، دچار دگرگونی همبری درجه ضعیفی شده و به اسلیت و فلیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳- F).

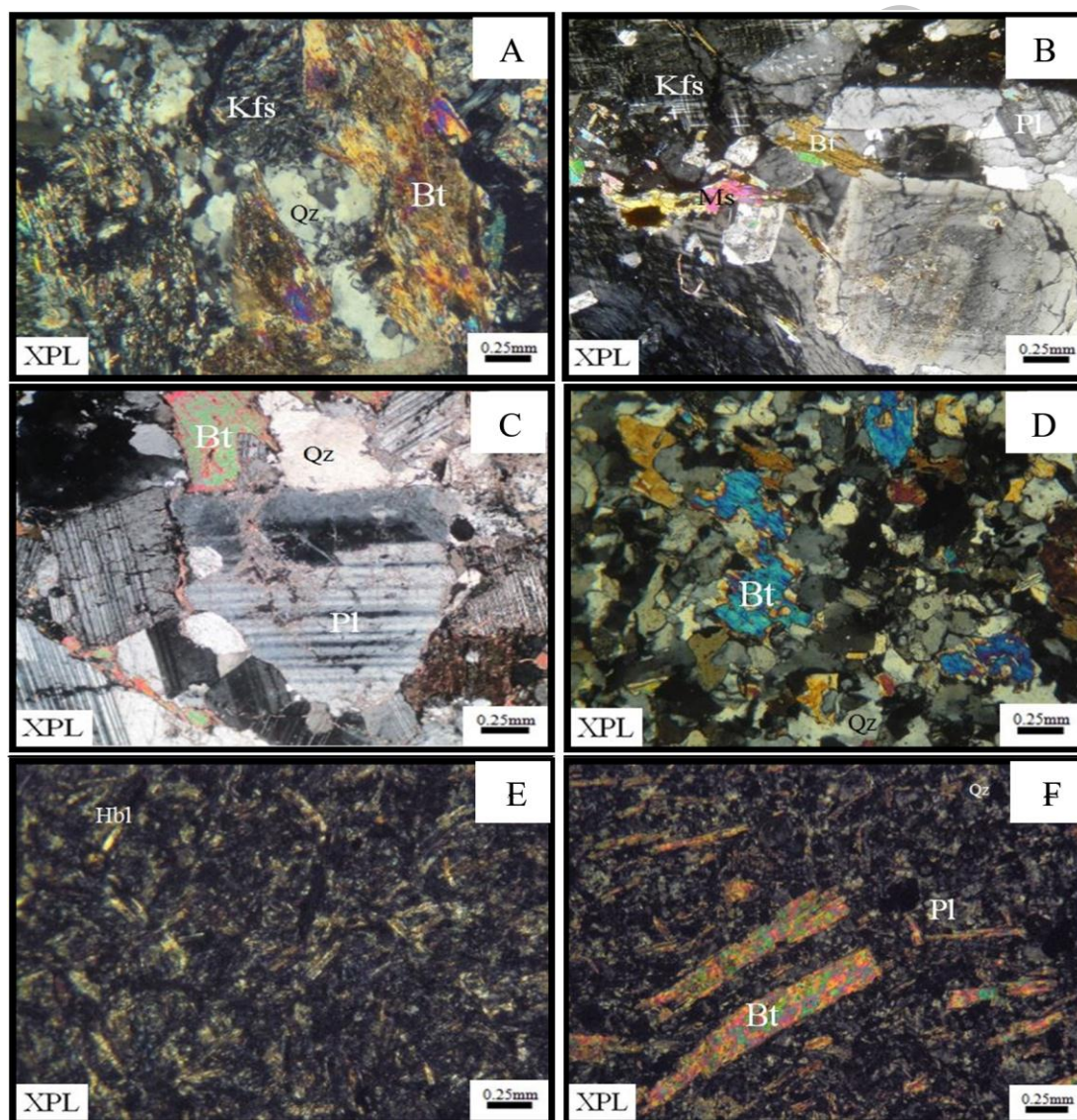
### سنگ‌نگاری

برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، گرانیت، گرانودیوریت، مونزونیت، دیوریت و دایک‌ها با ترکیب

بیشتر انکلاوها بافت گرانولار دارند. توده گرانیتی بیشتر در حواشی، میلونیتی شده و ساختار میلونیتی پیدا کرده است (شکل ۳- D). لایه‌های روشن از کانی‌های کوارتز و فلدسپار و لایه‌های تیره از کانی‌های فرومنیزیم (به‌ویژه بیوتیت) ساخته شده‌اند. واحدهای میزبان توده گرانیتی گپدان بیشتر رخساره فلیشی و ترکیب سنگ‌شناسی شیل و سیلتستون دارند (شکل ۳- F).

در مقطع‌های میکروسکوپی عبارتند از:  
 - کوارتز: این کانی از کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها به‌شمار می‌رود (۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی). از دیدگاه اندازه، میانگین اندازه آن نزدیک به ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر است و به‌صورت بی‌شکل و پراکنده فضاهای خالی در میان کانی‌های دیگر رشد کرده است (شکل ۴- A).

آندزیتی تا داسیتی از سنگ‌های سازنده گرانیتوئید گپدان هستند و از کانی‌های ارتوکلاز، کوارتز، پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت ساخته شده‌اند.  
**گرانیت‌های معمولی (مونوزوگرانیت):** این سنگ‌ها فراوان‌ترین حجم سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان را دربر می‌گیرند و بافت‌های دانه‌ای، گرافیکی، کرمی‌شکل و پگماتیتهی دارند. کانی‌های سازنده آنها



شکل ۴- Error! No text of specified style in document. گزیده‌ای از تصویرهای میکروسکوپی واحدهای مونوزوگرانیت و گرانودیوریت گپدان (شمال‌باختری زاهدان): (A) بلورهای آلکالی‌فلدسپار، بیوتیت و کوارتز؛ (B) بلورهای درشت پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، مسکوویت و بیوتیت؛ (C) بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت؛ (D) بلورهای بیوتیت، هورنبلند و کوارتز؛ (E) بافت میکرولبیتی در دایک‌های آندزیتی؛ (F) بلورهای درشت بیوتیت در دایک‌های آندزیتی (همه تصویرها در نور قطبیده متقاطع با بزرگنمایی ۴۰ برابر تهیه شده‌اند؛ در همه تصویرهای میکروسکوپی، نام اختصاری کانی‌ها از



Evans و Whitney (۲۰۱۰) برگرفته شده است

Archive of SID

- هورنبلند و بیوتیت: این کانی‌ها بیشتر به صورت شکل‌های کشیده تا بی‌شکل با رخ مشخص و در اندازه‌های از ۰/۱ تا ۲ میلی‌متر (۵ تا ۱۰ درصد حجمی) هستند.

- مسکوویت: به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار و پراکنده در میان کانی‌های دیگر رشد کرده و کانی ثانویه است.

**دایک‌ها:** دایک‌های درون سنگ‌های گرانیتوئیدی کوه گپدان سرشت حد واسط و ترکیب آندزیتی، بیوتیت آندزیت و داسیتی دارند. در مقطع‌های میکروسکوپی آنها، کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند دیده می‌شوند.

پلاژیوکلاز: این کانی میانگین درصدحجمی ۵۵ تا ۶۵ از کانی‌های سازنده این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده است. این کانی به دو صورت درشت‌بلور با ماکل‌های پلی‌سینتتیک، منطقه‌بندی و بافت غربالی و ریزبلور درون خمیره سنگ دیده می‌شوند و بافت میکرولیتی را در این سنگ‌ها پدید آورده است (شکل ۴-۴). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز گاه تجزیه و با کلسیت و کانی‌های رسی جایگزین شده‌اند.

- کوارتز: به صورت دانه‌ریز و بی‌شکل در زمینه و نیمه‌شکل دار با اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر و گاه در مقطع‌های میکروسکوپی، با بافت خلیجی در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود.

- هورنبلند: این کانی با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصدحجمی و در اندازه‌های ۰/۱ تا ۰/۸ میلی‌متر است.

- بیوتیت: این کانی به صورت درشت‌بلورهای نیمه‌شکل دار صفحه‌ای، با اندازه تا ۱/۵ میلی‌متر در زمینه سنگ دیده می‌شود (شکل ۴-۴). در برخی نمونه‌ها این کانی تجزیه و با کلریت جایگزین شده است.

- پلاژیوکلاز: این کانی مهم‌ترین فلدسپار سازنده سنگ‌هاست (۳۰ تا ۳۵ درصدحجمی) که به صورت بی‌شکل و نیمه‌شکل دار با ماکل پلی‌سینتتیک و در اندازه‌هایی نزدیک به ۰/۳ تا ۲ میلی‌متر دیده می‌شود. در برخی نمونه‌ها، این کانی تجزیه و با سریسیت و کانی‌های رسی جایگزین شده است. همچنین، در برخی نمونه‌ها به صورت پراکنده، این کانی میانبراهایی از مسکوویت و زیرکن دارد (شکل ۴-۴). B.

- ارتوکلاز و میکروکلین: ارتوکلاز به صورت بی‌شکل و شکل دار، در اندازه‌های ۰/۸ تا ۲ میلی‌متر و با میانگین درصدحجمی برابر با ۳۵ تا ۴۰ از کانی‌های سازنده این سنگ است (شکل ۴-۴). B.

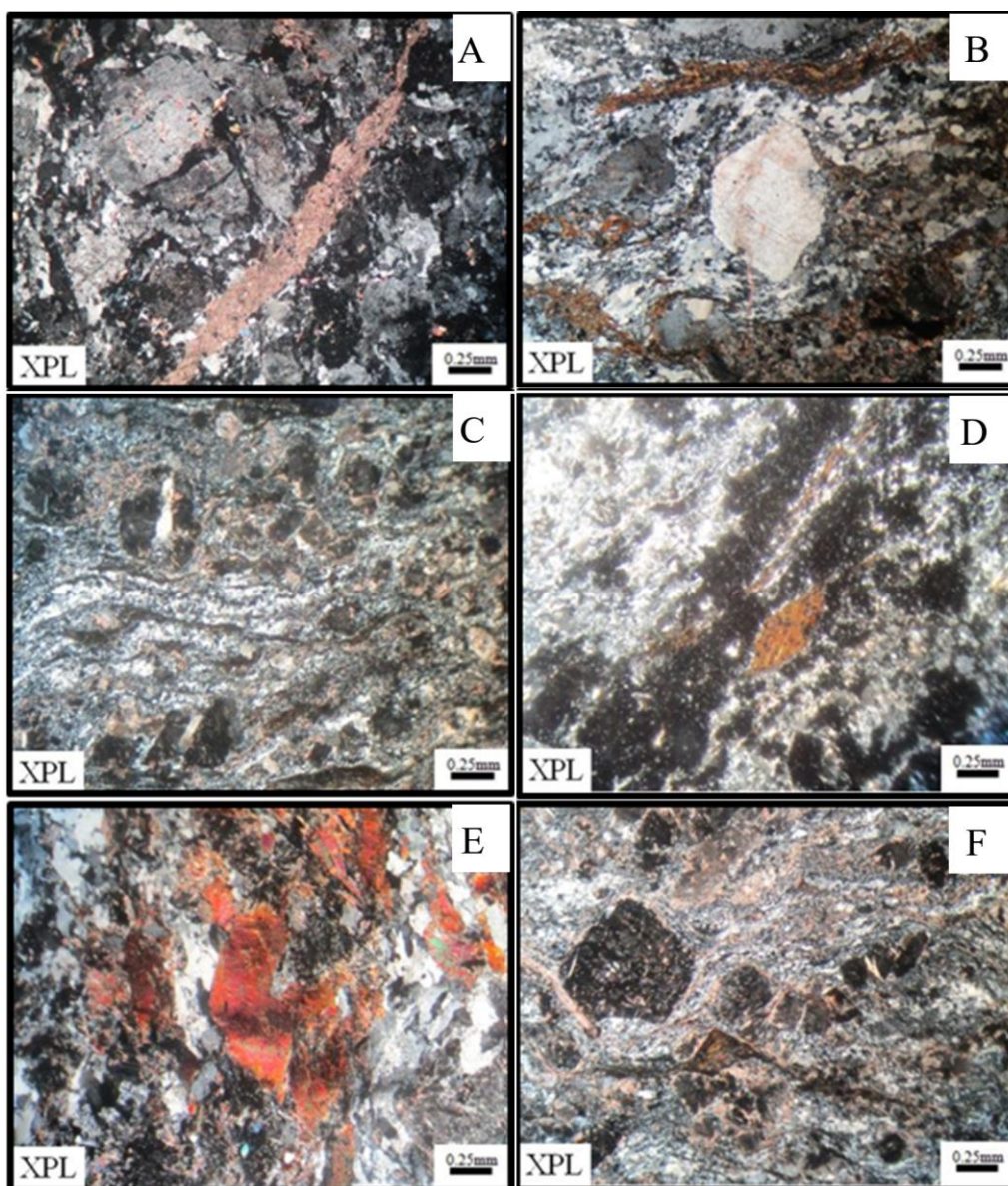
- بیوتیت: مهم‌ترین کانی تیره در این سنگ‌ها (۱۰ تا ۱۵ درصدحجمی) است که به صورت صفحه‌ای با چندرنگی قهوه‌ای و ساختار نواری در میان کانی‌های دیگر رشد کرده است (شکل‌های ۴-۴ و C-۴). D.

**گرانودیوریت‌ها:** گسترش این سنگ‌ها و اعضای وابسته به آنها (مانند: دیوریت، مونزونیت‌ها و دایک‌ها) کمتر از گرانیت‌هاست. ویژگی‌های میکروسکوپی کانی‌های سنگ‌های گرانودیوریتی کوه گپدان به این شرح است:

- کوارتز: به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار (۲۰ تا ۲۵ درصدحجمی) و تا اندازه ۱/۵ میلی‌متر دیده می‌شود.

- پلاژیوکلاز: این کانی به صورت شکل دار تا بی‌شکل (۴۰ تا ۴۵ درصدحجمی) و شکل‌های شکسته‌شده با ماکل پلی‌سینتتیک حداکثر تا اندازه ۲ میلی‌متر در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شود.

- ارتوکلاز: این کانی به صورت کدر، شکل دار تا بی‌شکل در اندازه‌هایی تا ۱ میلی‌متر (۱۵ تا ۲۰ درصدحجمی) در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شود.



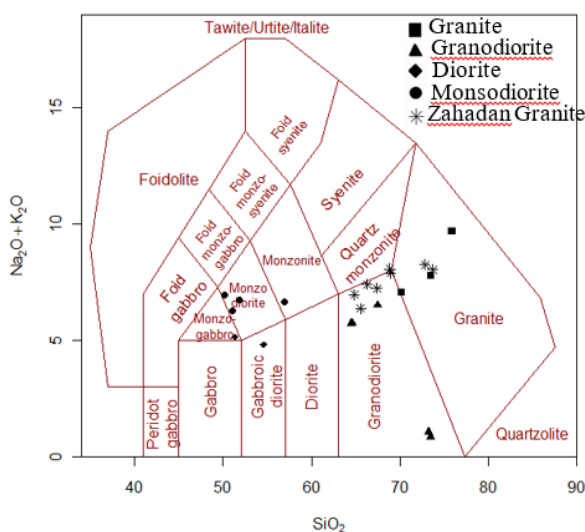
شکل ۵- گزیده‌ای از تصویرهای میکروسکوپی گرانیت‌های میلوئیتی کوه گپدان: (A) ساختار ساب‌ماگمایی در بلورهای پلاژیوکلاز؛ (B) ساختار هسته و پوشش در بلورهای پلاژیوکلاز؛ (C) رشد بلورهای کوارتز و بافت برگوارگی در بلورهای پلاژیوکلاز؛ (D) ساختار چشمی بلورهای بیوتیت؛ (E) ساختار C- شکل در بلورهای بیوتیت؛ (F) ساختار S- شکل در بلورهای بیوتیت (همه تصویرها در نور پلاریزه متقاطع با بزرگمایی ۴۰ برابر تهیه شده‌اند)

Trouw, 1996؛ شکل ۵- A). در پی افزایش تنش، شکستگی‌هایی در این کانی‌ها پدید آمده‌اند که با کانی‌های ثانویه (مانند: کوارتز، کلسیت و سربیسیت) پر شده‌اند. در برخی نمونه‌ها، این کانی، به‌صورت ساختار هسته - پوشش دیده می‌شود (شکل ۵- B) و در اثر

گرانیت‌های میلوئیتی: کانی‌های ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت از کانی‌های سازنده این سنگ‌ها هستند.  
- پلاژیوکلازها: در برخی نمونه‌ها، در بلورهای این کانی پدیده پس از مرحله ماگمایی (Post magmatic) دیده می‌شود (Passchier and

## زمین‌شیمی

در نمودار رده‌بندی Cox و همکاران (۱۹۷۹)، Le Bas و همکاران (۱۹۸۶) و Middlemost (۱۹۹۴) که به‌نام نمودار TAS شناخته می‌شود، سنگ‌های بررسی‌شده در محدوده گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و مونزودیوریت جای گرفته‌اند (شکل ۶).



شکل ۶- جایگاه سنگ‌های کوه گپدان در نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین (Middlemost, 1985) (در همه نمودارهای زمین‌شیمیایی از نشانه‌های به‌کاررفته در این شکل بهره گرفته شده است)

به‌علت پیوسته‌بودن ترکیب شیمیایی سنگ‌ها، در همه نمودارهای هارکر عنصرهای اصلی (شکل ۷) و عنصرهای فرعی (شکل ۸)، به‌علت دامنه کم تغییرات ترکیب شیمیایی سنگ‌های بررسی‌شده، عنصرهای اصلی روند پیوسته و نزدیک به هم را نشان می‌دهند. روند پیوسته تغییرات اکسیدهای اصلی گواهی بر تحولات شیمیایی ماگما دانسته می‌شود. در حقیقت، میانگین این تغییر و تحولات، روند تحولی بخش‌های گوناگون ماگما را نشان می‌دهد (Rollinson, 1993).

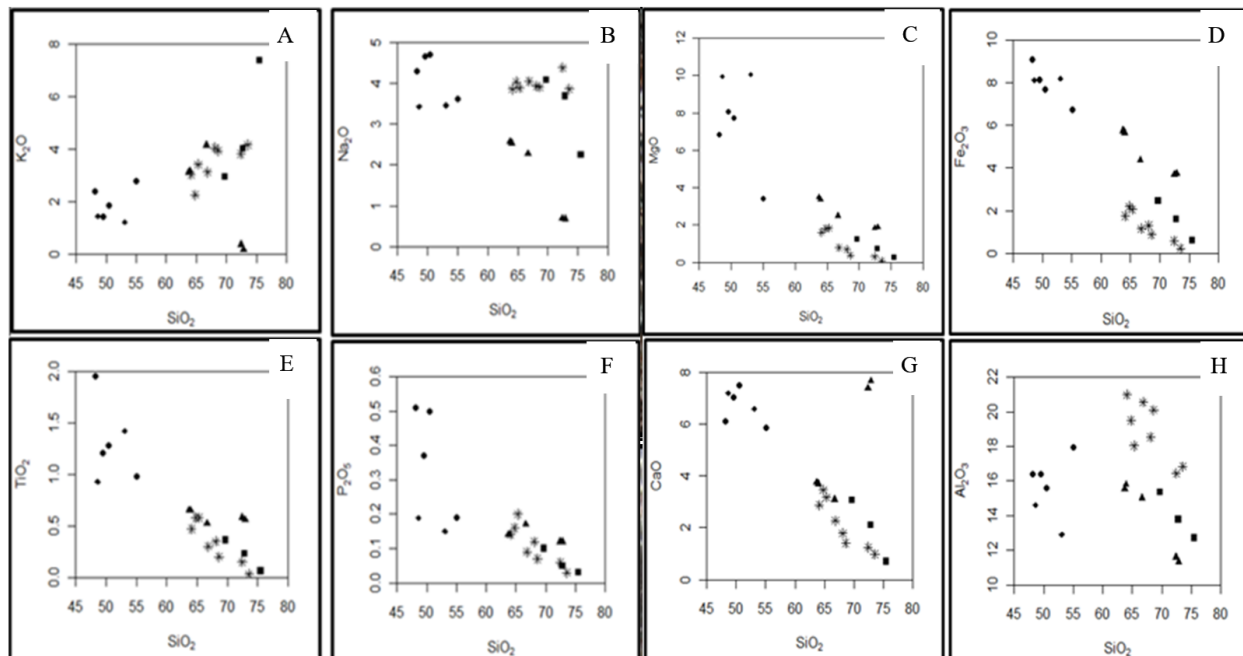
سنگ‌های گرانیتوئیدی کوه گپدان از سری کالک‌آلکان هستند و روندی تفریقی به‌سوی

فعالیت‌های زمین‌ساختی، کانی‌های موجود خردشده و به‌صورت هم‌مرکز در گرداگرد بلورهای درشت پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. در پی تنش کششی، در برخی نمونه‌ها، یک دسته شکستگی موازی در بلورهای پلاژیوکلاز پدید آمده است که با سیلیس ثانویه پر شده است. در برخی نمونه‌ها، این شکستگی‌ها در این کانی‌ها برگوارگی (فولیاسیون) پدید آورده‌اند (Passchier and Trouw, 1996؛ شکل ۵-C).

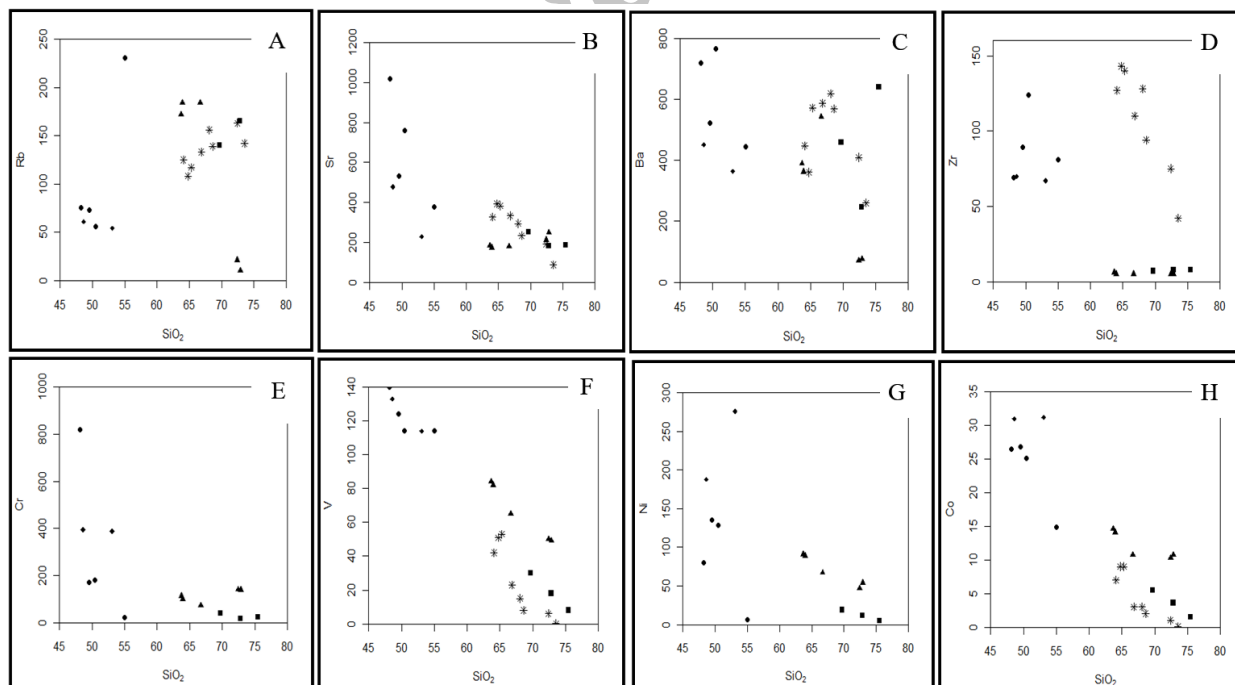
- بیوتیت: در برخی نمونه‌ها، تأثیر تنش فشارشی به بلورهای کانی بیوتیت، سبب حرکت جریان‌های این کانی در سطوح رخ و پیدایش بافت چشمی در این کانی‌ها شده است (Passchier and Trouw, 1996؛ شکل ۵-D). اعمال دو جهت تنش با زاویه کمتر از ۹۰ درجه بر بلورهای کانی بیوتیت، سبب حرکت جریان بلورهای این کانی در میان سطح‌های رخ و پیدایش ساختار C- شکل در بلورهای این کانی شده است (Passchier and Trouw, 1996؛ شکل ۵-E). اعمال چند جهت تنش بر بلورهای کانی بیوتیت سبب حرکت جریان بلورهای این کانی در میان سطح‌های رخ و پیدایش ساختار S- شکل در بلورهای این کانی شده است (Passchier and Trouw, 1996؛ شکل ۵-F). ساختارهای یادشده نشان می‌دهند توده گرانیتی گپدان دچار فرایندهای دگرریختی با راستاهای تنش مختلف در چندین مرحله شده است. همچنین، بافت‌های نواری، چشمی و کاتاکلاستیک در گرانیت‌های میلوونیتی توده که پیامد فعالیت‌های زمین‌ساختی پس از جایگیری آن هستند، نشان از زمین‌ساخت فعال منطقه دارند.

دگرسانی و یا آرایش پوسته‌ای در محدوده سنگ‌های توله‌ایتی جای گرفته‌اند (شکل ۹).

سنگ‌های غنی‌تر آلکالن را نشان می‌دهند. شماری از نمونه‌های گرانودیوریتی به‌علت



شکل ۷- نمودارهای هارکر عنصرهای اصلی (Harker, 1909) برای سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان)

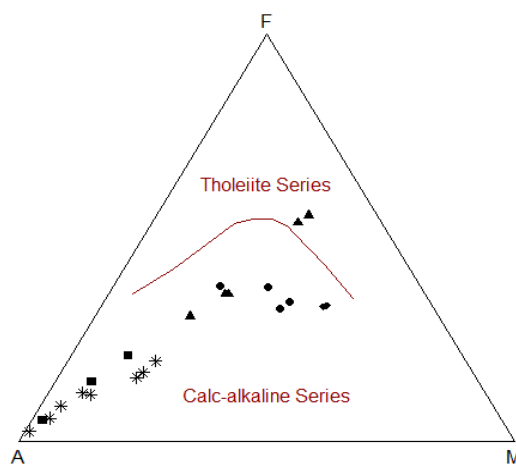


شکل ۸- نمودارهای هارکر عنصرهای فرعی و کمیاب برای سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان)

بهنجارشده در برابر ترکیب کندریت (Nakamura, 1974) در شکل ۱۰ آورده شده است.

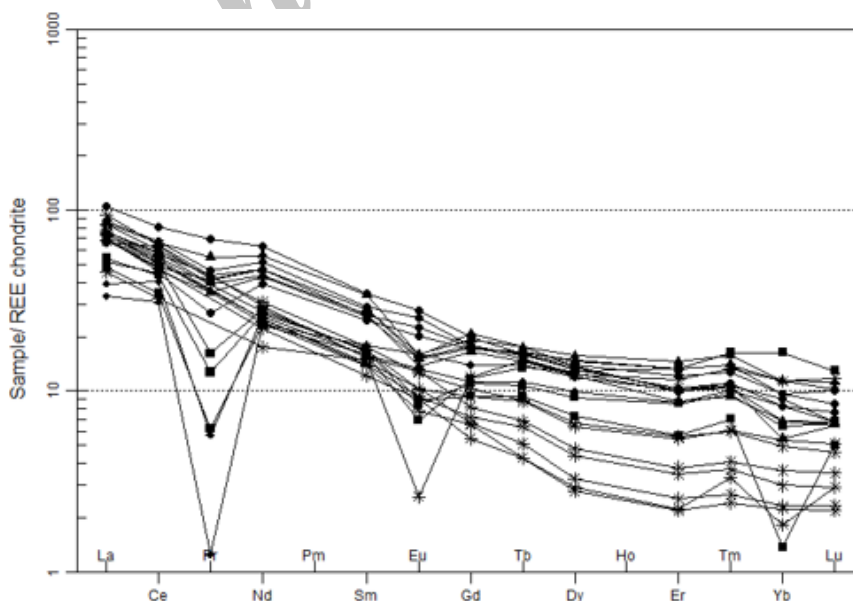
در این نمودار موازی بودن الگوی تغییر ترکیب سنگ‌های منطقه، سازوکار پیدایش آنها و خاستگاه گرفتن از یک ماگما را نشان می‌دهد. در این نمودار، غنی‌شدگی بیشتر در عنصرهای خاکی نادر سبک (LREE؛ مانند: Nd, Pr, La و Pm) و غنی‌شدگی کمتر در عنصرهای خاکی نادر سنگین (HREE؛ مانند: Er, Ho, Tm, Yb و Lu) دیده می‌شود که این از ویژگی‌های بارز ماگماهای کالک‌آلکالن است (Gill, 1981).

مقدار Eu با بود یا نبود پلاژیوکلاز کنترل می‌شود (Taylor and McLennan, 1985). پس خارج شدن فلدسپار از مذاب فلسیک از راه تبلوربخشی (تبلور جزء به جزء) یا ذوببخشی سنگی که فلدسپار در خاستگاه آن به‌جای مانده است، بی‌هنجاری منفی Eu در مذاب را به‌دنبال دارد (Rollinson, 1993; Djouka-Fonkwe *et al.*, 2008).



شکل ۹- سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان) روی نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)

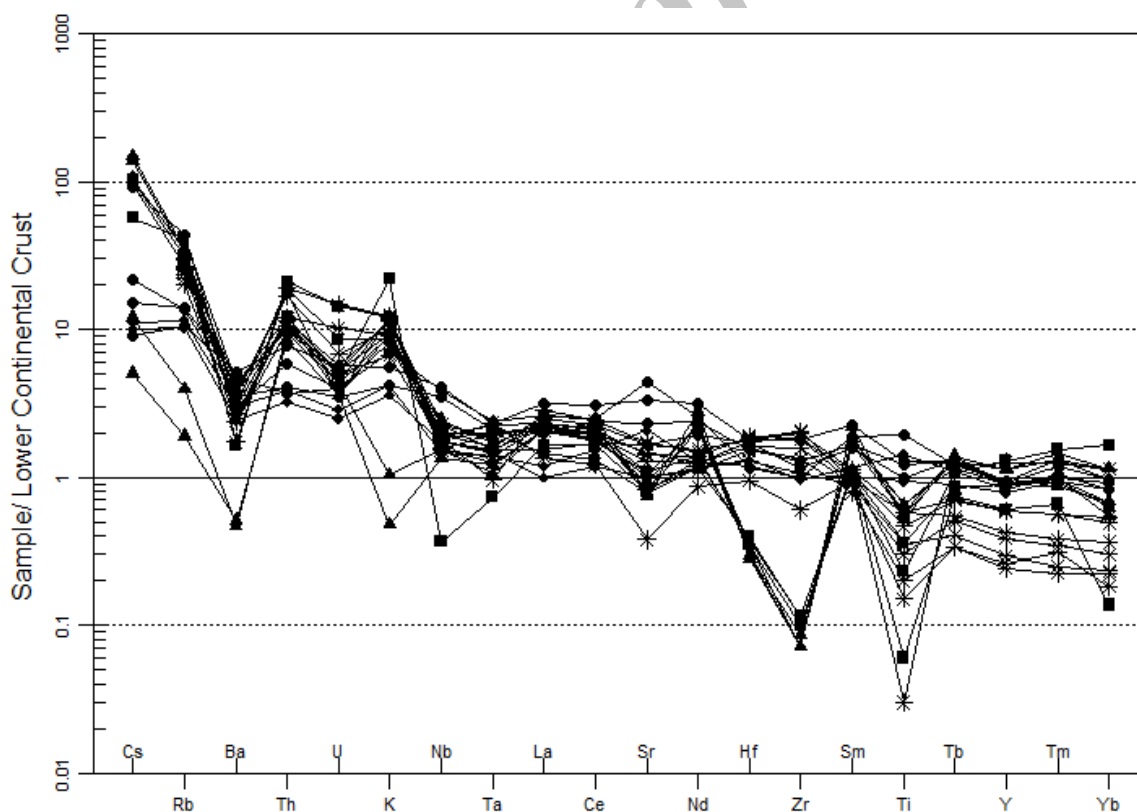
نمودارهای عنکبوتی برای بررسی تغییر تحولات ماگمایی مادر نسبت به ماگمای اولیه و نزدیکی ژنتیکی آنها اهمیت بالایی دارند. ترتیب عنصرها در نمودارهای عنکبوتی برپایهٔ تحرک و افزایش ناسازگاری آنهاست. عنصرهای با تحرک بالا در بخش چپ و عنصرهای با تحرک کمتر در بخش راست نمودار جای گرفته‌اند و از این‌رو، برپایهٔ ناسازگاری از راست به چپ مرتب می‌شوند (Rollinson, 1993). الگوی عنصرهای خاکی نادر



شکل ۱۰- نمودار عنکبوتی عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده در برابر ترکیب کندریت (Nakamura, 1974) برای سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان)

می‌دانند (Dostal *et al.*, 2003)؛ اما در حقیقت، الگوی شیب‌دار REE همیشه نیازمند گارنت‌داربودن خاستگاه نیست. در صورت نبود گارنت در خاستگاه الگوی شیب‌دار چه‌بسا پیامد وجود آن در رسوب‌های در حال ذوب باشد (Avanzinelli *et al.*, 2009). بلکه گاه نیز عامل متاسوماتیسم از جایی خاستگاه گرفته است (برای نمونه، گوشته ژرف یا رسوب‌های فرورونده) که گارنت فاز به‌جامانده در آنجاست (Wilson, 1989). نمودارهای عنکبوتی عنصرهای فرعی بهنجارشده در برابر ترکیب پوسته زیرین قاره‌ای (Taylor and McLennan, 1995) در شکل ۱۱ آورده شده‌اند.

آنومالی Eu به فوگاسیته اکسیژن و جدایش پلاژیوکلاز از مذاب بستگی دارد (Wilson, 1989). احتمالاً آنومالی منفی و مثبت Eu در برخی نمونه‌ها پیامد خروج یا افزایش این عنصر توسط پلاژیوکلاز در فازهای پیشین تبلور است (شکل ۱۰). در برخی نمونه‌ها، برخی عنصرهای خاکی کمیاب (مانند: Pr و Yb) آنومالی منفی دارند (شکل ۱۰) که این پدیده احتمالاً پیامد به‌جای ماندن این عنصرها در فازهای دیرگداز (مانند: ایلمنیت، مونازیت و اسفن) است. به‌دلیل ضریب توزیع بالای HREE‌ها در گارنت، در بیشتر موارد، الگوی شیب‌دار عنصرهای خاکی نادر را پیامد گارنت به‌جامانده در خاستگاه

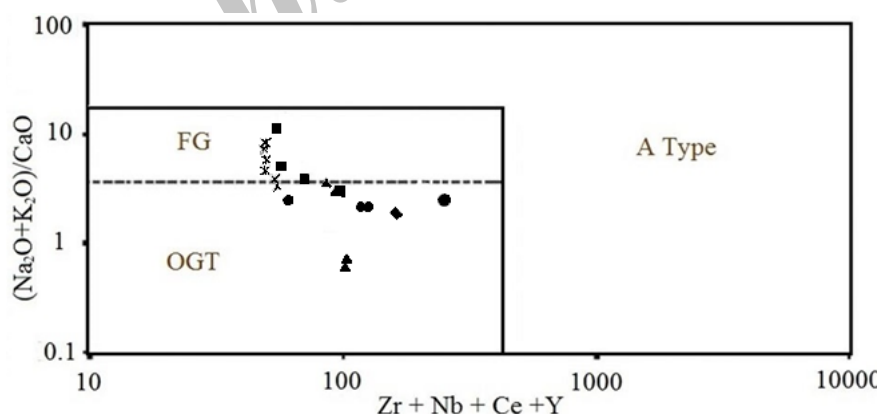


شکل ۱۱- نمودارهای عنکبوتی عنصرهای فرعی بهنجارشده در برابر ترکیب پوسته زیرین (Taylor and McLennan, 1995) برای سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان

ایلمینیت، آمفیبول پاراگزیتی تیتان‌دار، اسفن و آپاتیت) در پوسته اقیانوسی فرورونده و یا گوه گوشته‌ای ذوب‌نشده است (Tatsumi *et al.*, 1986; Keppler, 1996). غنی‌شدگی اندک Sr پیامد وجود مقداری پتاسیم‌فلدسپار در این نمونه‌هاست (Martin, 1999). غنی‌شدگی پتاسیم (K) و سزیم (Cs) پیامد وجود آلکالی‌فلدسپار در نمونه‌های منطقه است. غنی‌شدگی و تهی‌شدگی Sr به مقدار پلاژیوکلاز بستگی دارد؛ زیرا این عنصر همراه با پلاژیوکلاز از محیط خارج می‌شود (Martin, 1999). از این‌رو، غنی‌شدگی و تهی‌شدگی استرانسیم به مقدار و نوع فلدسپارهای نمونه‌های بررسی‌شده بستگی دارد (شکل ۱۱).

در نمودار  $Zr+Nb+Ce+Y$  در برابر  $(Na_2O+K_2O)/CaO$  برای تفکیک گرانیتوئیدها (شکل ۱۲)، نمونه‌های منطقه در محدوده S و I و در هر دو بخش OGT و FG جای گرفته‌اند.

برپایه این نمودار، در سنگ‌های نفوذی و دایک‌های منطقه، عنصرهای Cs، K و Sr در برابر پوسته زیرین قاره‌ای غنی‌شدگی و عنصرهای Zr، Ba، Ti، و Yb تهی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی عنصرهای با شدت میدان الکتریکی کم (LILE؛ مانند: Th، Rb، La، K و Ce) و تهی‌شدگی عنصرهای با شدت میدان بالا (HFSE؛ مانند: Nb، Ti، Hf و Zr) از ویژگی بارز کمان‌های مرتبط با فرورانش مرز قاره‌ای فعال هستند (Hawkesworth *et al.*, 1991; Khan *et al.*, 2006; Castillo *et al.*, 1993). هر چند برخی پژوهشگران، تهی‌شدگی Nb، Ti و Zr را به فرایندهای تهی‌شدگی پیشین در سنگ‌های گوشته نیز وابسته دانسته‌اند (Gust *et al.*, 1977; Woodhead *et al.*, 1993). مقدار کم Ti و Nb نشانه به‌جای ماندن این عنصرها در خاستگاه، هنگام ذوب و نشان‌دهنده حضور فازهای دیگر دارای این عنصرها (مانند: روتیل،



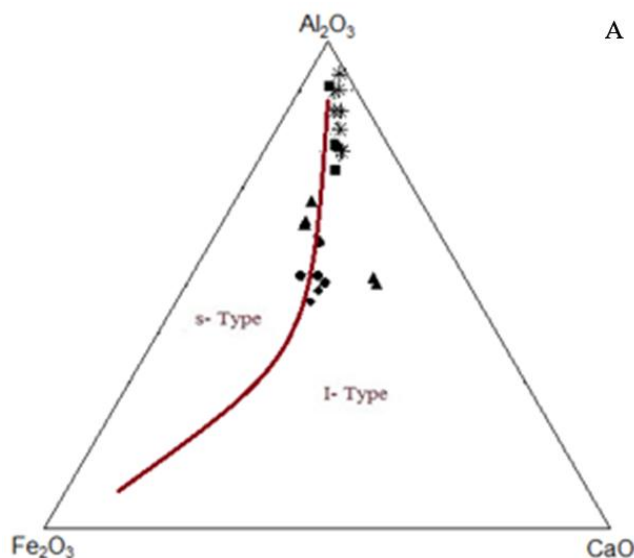
شکل ۱۲- جایگاه سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان) روی نمودار  $Zr+Nb+Ce+Y$  در برابر  $(Na_2O+K_2O)/CaO$  (Whalen *et al.*, 1987) (OGT: گرانیتوئیدهای نوع کوه‌زایی I و S عادی؛ FG: جدایش‌یافته)

S جای گرفته‌اند. گاه این تمایل نیز می‌تواند پیامد تفریق سری I به سری S باشد. از این‌رو، گمان می‌رود، گرانیت‌های این منطقه از نوع I

برپایه نمودارهای  $K_2O$  در برابر  $Na_2O$  و AFC در شکل‌های A-۱۳ و B-۱۳، بیشتر نمونه‌ها در محدوده I و شمار اندکی در محدوده

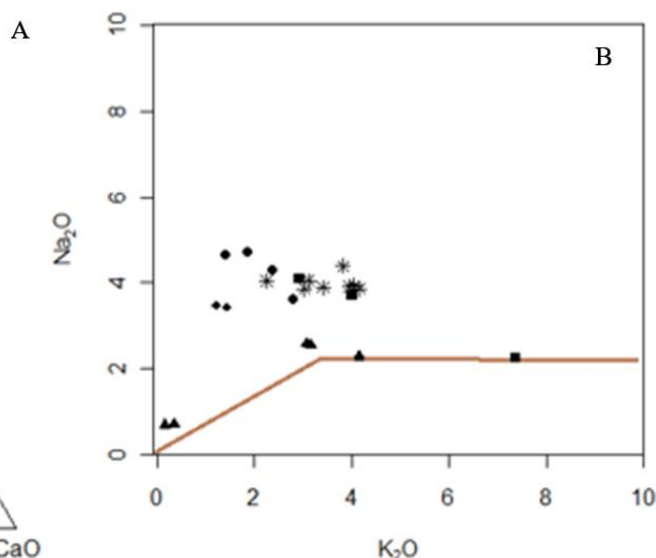


است. از این رو، گمان می‌رود گرانیتهای کوه گپدان نیز همانند توده زرگلی ( Kashtagar, 2004)، از نوع دورگه (هیبریدی) باشند.



شکل ۱۳- جایگاه سنگ‌های گرانیتهای کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان) در: (A) نمودار AFC (Chappell and White, 1979); (B) نمودار  $K_2O$  در برابر  $Na_2O$  (Chappell et al., 1998)

هستند، اما احتمالاً حضور بیگانه‌سنگ‌های متاپلیتی و پدیده ذوب رسوب‌های فلیشی سرشت گرانیتهای منطقه را به S تغییر داده

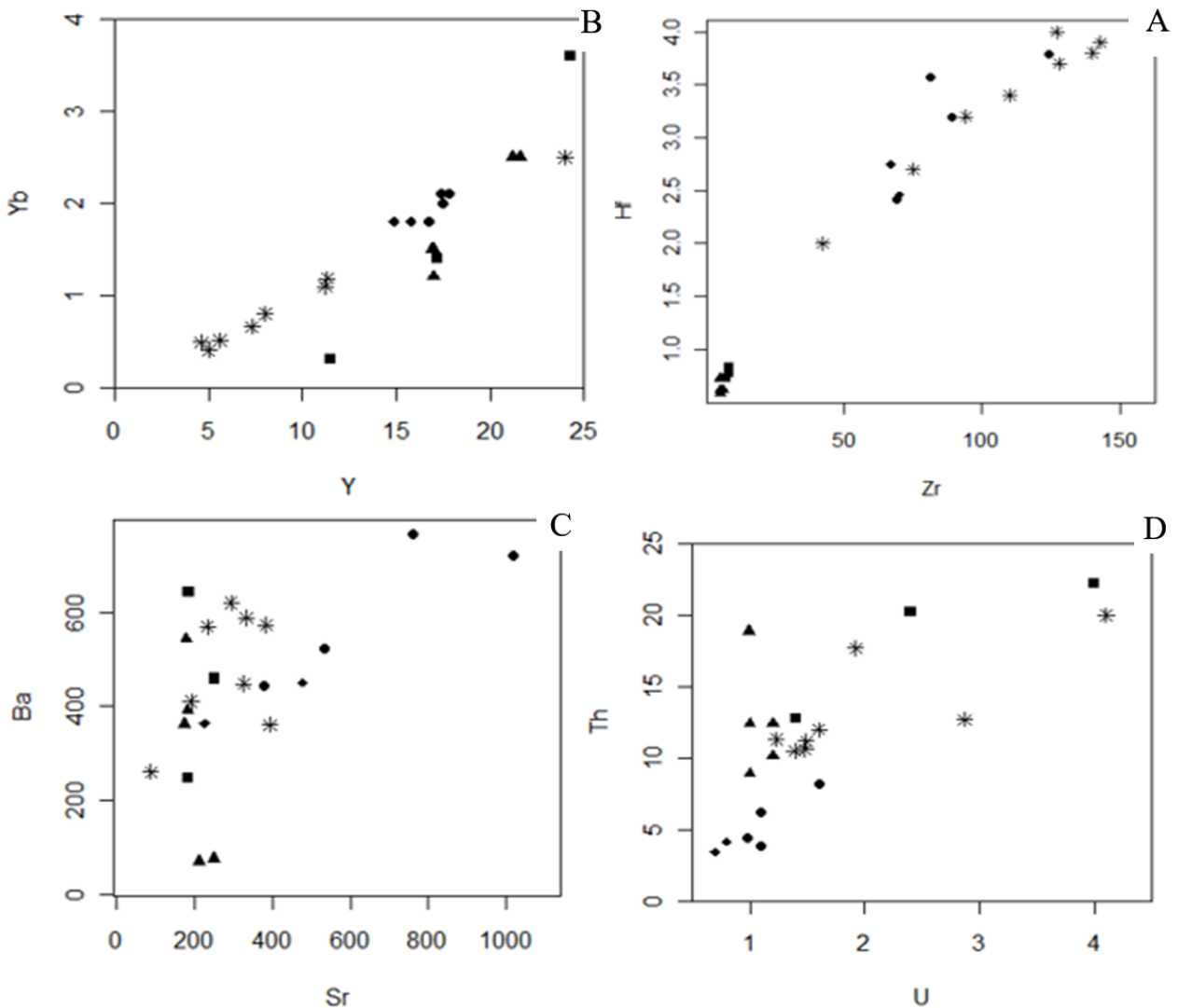


بلوری، نمودار Rb/Th در برابر Rb/Th (Tchameni et al., 2006) به کار برده شد. در این نمودار، نمونه‌های منطقه (شکل ۱۵) روند صعودی در جهت افزایش محورهای X و Y از خود نشان می‌دهند که نشان‌دهنده جدایش بلوری همراه با پدیده هضم (AFC) است. از این رو، احتمالاً پدیده هضم و آرایش پوسته‌ای در تغییر و تحول سنگ‌های منطقه نقش داشته است.

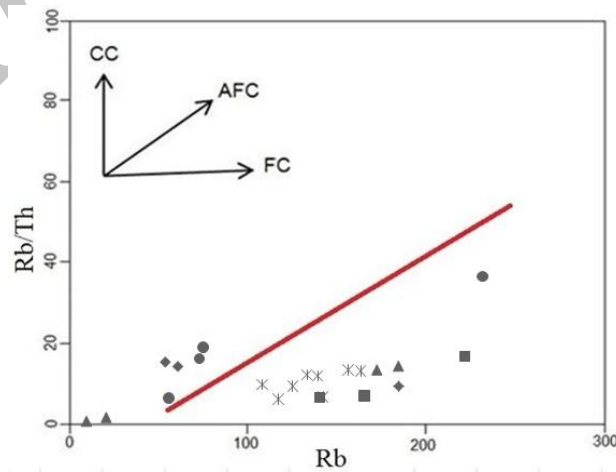
در نمودارهای شناسایی، پهنه‌های زمین‌ساختی پیدایش سنگ‌های گرانیتهای کوه گپدان (Rb) از یکدیگر بازشناخته می‌شوند (Pearce et al., 1999). برپایه این نمودارها، سنگ‌های کوه گپدان در محدوده کمربند آتشفشانی پهنه فرورانش (VAG) جای گرفته‌اند (شکل ۱۶).

برای بررسی روابط خویشاوندی نمونه‌های منطقه، نمودارهای عنصرهای ناسازگار در برابر عنصرهای ناسازگار به کار بردند (شکل ۱۴). اگر نمونه‌ها در نمودار دو عنصر ناسازگار در برابر هم روند خطی مثبت داشته باشند و این روند خطی مثبت از مبدا مختصات بگذرد، فرایند اصلی ارتباط‌دهنده این سنگ‌ها جدایش بلوری است وگرنه، فرایند اصلی ارتباط‌دهنده ذوب‌بخشی خواهد بود (Rogers et al., 1984). همان‌گونه که در شکل ۱۴ نشان داده شده است، بیشتر نمونه‌ها روندی خطی صعودی دارند که از مبدا مختصات می‌گذرد. پس فرایند جدایش بلوری در تحولات ماگمایی منطقه نقش داشته است.

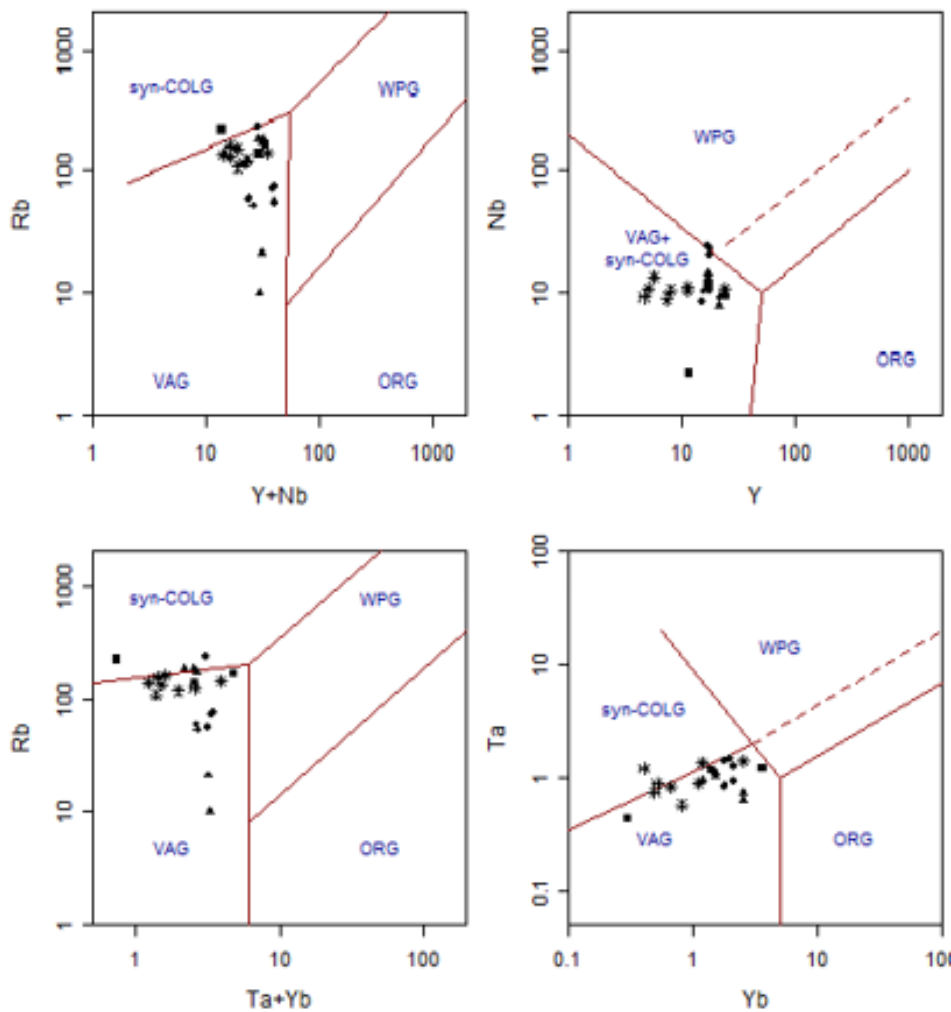
برای شناسایی فرایندهای مؤثر بر جدایش



شکل ۱۴- نمودار تغییرات عنصرهای ناسازگار در برابر ناسازگار برای سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان)



شکل ۱۵- سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان) در نمودار تغییرات Rb در برابر Rb/Th (نمودار پایه از Tchameni و همکاران، ۲۰۰۶)



شکل ۱۶- جایگاه سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان) روی نمودارهای شناسایی محیط‌های زمین‌ساختی (Pearce et al., 1984)

### بحث

بر پایه ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان، نشان از تأثیر پوسته در تکامل ماگمای سازنده‌شان دارند. برخی از این ویژگی‌ها عبارتند از: وجود مقدار بالای آلومینیم در برخی داده‌های زمین‌شیمیایی و وجود انکلاوهای متاپلیتی در برخی نمونه‌ها. برای شناسایی خاستگاه گوشته‌ای و پوسته‌ای، نسبت عنصرهای خاکی نادر به کار برده می‌شود. این نسبت به ترتیب برای عنصرهای Nb/Ce و Nb/La در گوشته ۰/۳۹ و ۱/۰۱ (Sun

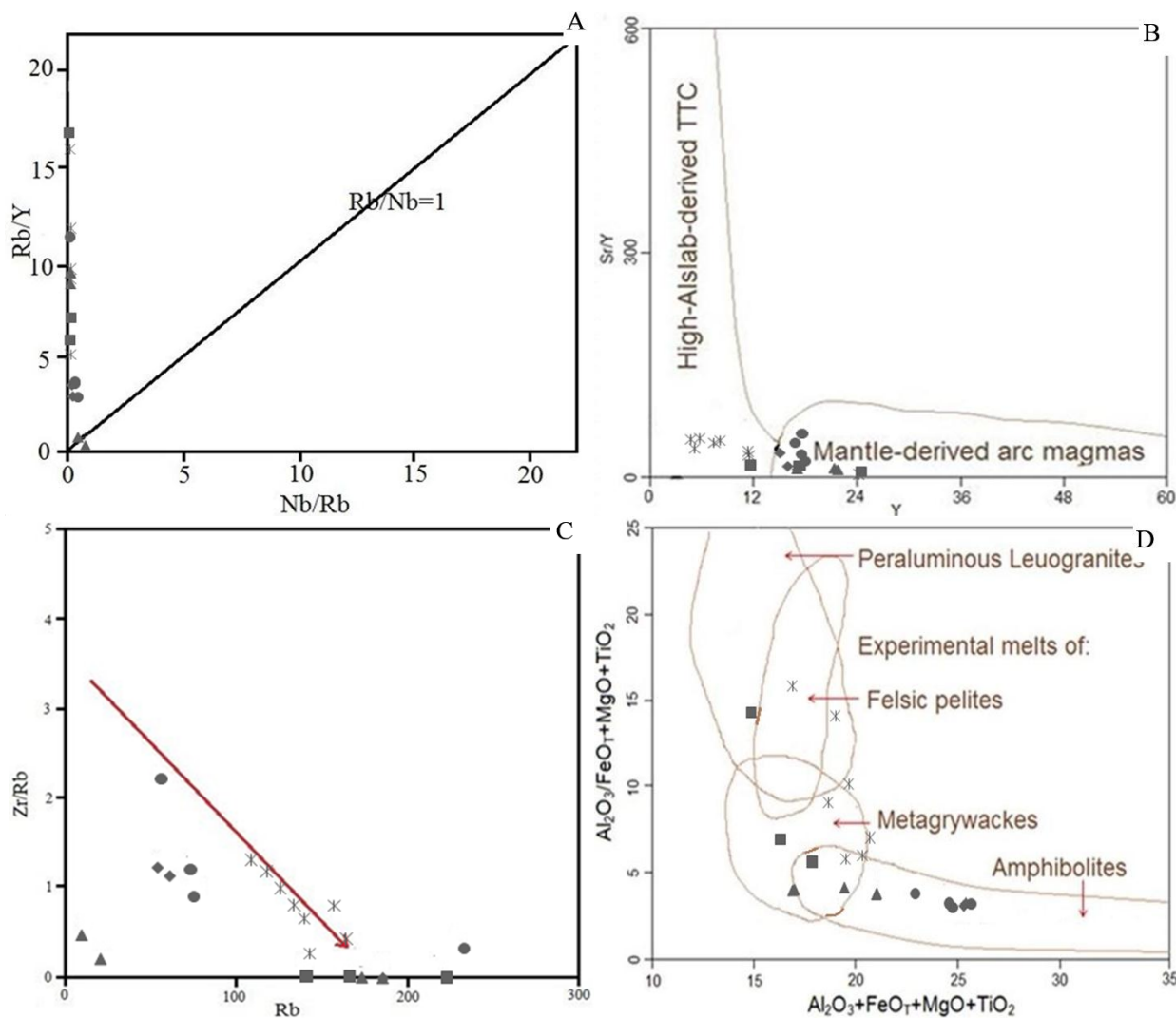
and McDonough, 1989) و در پوسته ۰/۲۳ و ۰/۴۶ (Weaver and Tarney, 1984) است. میانگین نسبت‌های Nb/Ce و Nb/La برای نمونه‌های این منطقه به ترتیب ۰/۲۷ و ۰/۵۸ است. این مقادیر نشان می‌دهند پوسته در پیدایش ماگمای سازنده سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه نقش داشته است. نمودار Nb/Rb در برابر Rb/Y (شکل ۱۷- A) که برای شناخت غنی‌شدگی با سیال‌ها در پهنه فرورانش و آرایش پوسته‌ای به کار می‌رود (Temel et al., 1998) نشان می‌دهد نمی‌توان اثر آرایش پوسته‌ای در

نمودار نشان‌دهنده آرایش پوسته‌ای است (Chappell and White, 1974). در نمودار Rb در برابر Zr/Rb (شکل ۱۷- C)، سنگ‌های گرانیتوئیدی این منطقه روند کاهشی دارند و این نکته نشان‌دهنده آرایش پوسته‌ای در آنهاست. بررسی‌های انجام‌شده نشان می‌دهند ماگماهای متآلومینوس از ذوب‌بخشی منابع سرشار از آمفیبولیت پدید می‌آیند (Whitney, 1989). برای به‌کارگیری اکسیدهای اصلی در رابطه با خاستگاه سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه، نمودار  $Al_2O_3/FeO_t + MgO + TiO_2$  در برابر  $Al_2O_3/FeO_t + MgO + TiO_2$  (شکل ۱۷- D) به کار برده شد. این نمودار نشان‌دهنده مذاب‌های لوکوگرانیت پرآلومینوس، پلیتی، گری‌وکی و مذاب‌های پدیدآمده از ذوب آمفیبولیت است. در این نمودار، ماگمایی با خاستگاه آمفیبولیتی، ترکیبی همانند ماگماهای پدیدآمده از ذوب پوسته اقیانوسی در حال فرورانش و یا پدیدآمده از ذوب سنگ‌های بازیک از خود نشان می‌دهد. ماگماهای با خاستگاه لوکوگرانیت پرآلومینوس و گری‌وکی نیز ترکیبی همانند ماگماهای پدیدآمده از ذوب رسوب‌های آواری و رس‌ها و یا ترکیبی همانند ماگمای پدیدآمده از ذوب پوسته قاره‌ای (پوسته زیرین) از خود نشان می‌دهند. برپایه این نمودار، سنگ‌های این منطقه خاستگاه آمفیبولیتی نشان می‌دهند (شکل ۱۷- D). گرانیت، گرانودیوریت، مونزونیت و دیوریت از سنگ‌های گرانیتوئیدی کوه گپدان هستند. ویژگی‌های سنگ‌شناختی (مانند: حضور کانی‌های هورنبلند و بیوتیت، مسکوویت اندک) و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها نشان از وابستگی آنها به پهنه‌های فرورانش دارد که گویا در پی بالآمدن مذاب‌های بجامانده از ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی

پیدایش ماگما سازنده سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان را نادیده گرفت. غنی‌شدگی سنگ‌ها از عنصرهای ناسازگار K, Th, Rb و La و تهی‌شدگی از عنصرهای Sr, Ti و Ba نشان‌دهنده ماگمایی با تأثیر مواد پوسته‌ای است (Taylor and McLennan, 1995; Thuy *et al.*, 2004). این وضعیت در سنگ‌های بررسی‌شده نیز به چشم می‌خورد. همچنین، فراوانی عنصرهای LILE (مانند: U, Th, Rb و آنومالی منفی Ti) حاصل ماگمایی با مشارکت پوسته قاره‌ای دانسته می‌شود (Chappell and White, 1992; Harri *et al.*, 1989). در سنگ‌های این منطقه نیز اینچنین است. پس شاید غنی‌شدگی عنصرهای ناسازگار (مانند: Nd, Hf, K, Th, Rb) و تهی‌شدگی عنصرهای سازگار (مانند: Ba, Eu, Sr, Y, Zr, Ti, P) نشانۀ پیدایش ماگما از ذوب گوشته بالایی و دخالت پوسته قاره‌ای باشد. داده‌های زمین‌شیمیایی عنصرهای کمیاب Sr و Y برای تفسیر خاستگاه سنگ‌های آذرین به کار برده می‌شوند. در نمودار تغییرات Y در برابر Sr/Y (شکل ۱۷- B)، نمونه‌های سنگی این منطقه در محدوده ماگماهایی با خاستگاه گوشته‌ای و به مقدار کم پوسته‌ای جای گرفته‌اند؛ اما بیشتر نمونه‌ها در محدوده گوشته‌ای جای دارند. در رژیم‌های کمان قاره‌ای، ماگمای گوشته‌ای و یا ماگمای پدیدآمده از مذاب ورقه اقیانوسی در حال فرورانش، اگر با سیال‌ها غنی‌سازی شود و یا در پی آرایش پوسته‌ای ترکیب آن تغییر کند، سنگ‌هایی با ترکیب دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت را پدید می‌آورد. این الگو به نام الگوی AFC شناخته می‌شود (De Paolo, 1981). نمودار Rb در برابر Zr/Rb برای نشان‌دادن آرایش پوسته‌ای به کار می‌رود. روند کاهشی در این

ماگمای پدیدآمده از پوسته اقیانوسی نئوتتیس و آرایش با سنگ‌های رسوبی بوده است. از این رو، شاید خاستگاه این توده گرانیتی را بتوان هیبریدی دانست.

نئوتتیس هنگام برخورد بلوک لوت به بلوک سیستان و رژیم‌های زمین‌ساختی پس از آن پدید آمده‌اند. در پایان، ماگمای سازنده این سنگ‌ها با خاستگاه آمفیبولیتی پیامد ذوب و جدایش بلوری



شکل ۱۷- سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان) در: (A) نمودار Nb/Rb در برابر Rb/Y (Temel *et al.*, 1998)، برای تشخیص غنی‌شدگی سیال‌ها در پهنه‌های فرورانش و آلودگی پوسته‌ای؛ (B) نمودار خاستگاه سنگ‌های بررسی‌شده بر پایه Y در برابر Sr/Y (Martin, 1993)؛ (C) نمودار Rb در برابر Zr/Rb (De Paolo, 1981)؛ (D) خاستگاه سنگ‌های منطقه بر پایه نمودار پیشنهادی Magna و همکاران (۲۰۱۰)

بیوتیت و هورنبلند از مهم‌ترین کانی‌های سازنده این سنگ‌ها هستند. بافت بیشتر آنها دانه‌ای است؛ اما بافت‌های پگماتیستی، میکروگرانولار، گرافیکی و کرمی‌شکل را نیز می‌توان در آنها دید. توده گرانیتوییدی گپدان درون فلیش‌های ائوسن برونزد یافته است و در

### نتیجه‌گیری

توده گرانیتوییدی کوه گپدان از دیدگاه سنگ‌شناسی، ترکیبی از مونزوگرانیت، پگماتیت، گرانودیوریت تا دیوریت دارد. از دیدگاه کانی‌شناسی، کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوکلاز و میکروکلین،

گرانیت زاهدان، گویا به پهنه‌های فرورانشی در مرز فعال قاره ای وابسته هستند. از دیدگاه درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم، در گروه متا‌آلومینوس تا کمی پرآلومینوس جای می‌گیرند. برپایه بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی و کمیاب، سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه همانند گرانیت زاهدان سری ماگمایی کالک‌آلکالن هستند و احتمالاً جدایش بلوری ماگما و آلودگی پوسته‌ای سازوکارهای پیدایش سنگ‌های منطقه بوده‌اند. از این‌رو، شاید بتوان این گرانیت‌ها را از نوع هیبریدی دانست. میانگین نسبت‌های Nb/Ce و Nb/La با مقدار ۰/۲۷ و ۰/۵۸ نشان‌دهنده تأثیر پوسته در تکامل سنگ‌های گرانیتی کوه‌گپدان است. بررسی‌های زمین‌شیمیایی و تکتونوماگمایی نشان می‌دهند که پیدایش آنها احتمالاً با فرونشینی پوسته اقیانوسی نئوتتیس و برخورد بلوک‌های لوت و سیستان مرتبط بوده است.

محل برخورد با آنها دگرگونی‌های همبری ضعیفی را پدید آورده است. همچنین، این توده با گروهی از دایک‌هایی که بیشتر ترکیب آندزیتی دارند، قطع شده است. بیشتر این دایک‌ها بافت‌های میکرولیتی و میکرولیتیک پورفیری دارند که نشانه پیدایش آنها در ژرفای کم و شرایط نیمه‌آتشفشانی است. برپایه بررسی‌های کانی‌شناسی، کانی‌های بیوتیت و هورنبلند در گروهی از سنگ‌های گرانیتوئیدی کوه‌گپدان دیده می‌شوند که نشان می‌دهند همانند گرانیت زاهدان، ماگمای سازنده این سنگ‌ها نیز ماگمایی آبدار و بیشتر از نوع I بوده است. ساختارهای C- و S- شکل در گرانیت‌های میلونیتی‌شده توده گرانیتوئیدی گپدان، همراه با بافت‌های نواری، چشمی و کاتاکلاستیک نشان می‌دهد توده یادشده دچار فرایندهای دگرریختی با راستاهای تنش گوناگون شده است. برپایه بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی، این سنگ‌ها نیز همانند

#### منابع

- Avanzinelli, R., Lustrino, M., Mattei, M., Melluso, L. and Conticelli S. (2009) Potassic and ultrapotassic magmatism in the circum-Tyrrhenian region: Significance of carbonated politic vs. politic sediment recycling at destructive plate margine. *Lithos* 113(5):213-227.
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46(1): 605-626.
- Behrouzi, A. (1993) Geological map of Zahedan quadrangle (1:250000). Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Boomeri, M., Lashkaripour, G. and Gargich, M. (2005) F and Cl in biotites from Zahedan granitic rocks. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 13(3-4): 80-94 (in Persian).
- Castillo, P. R., Rigby, S. J. and Solidum, R. U. (2006) Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the Sulu Arc, Southern Philippines. *Lithos* 9(4): 271-288.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite type. *Pacific Geology* 8(25):173-174.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1979) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 46(43): 234-863.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 8(83): 1-26.
- Chappell, B. W., Bryant, C. J., Wyborn, D., White, A. J. R. and Williams. I. S (1998) High and low Temperature I-type granites. *Resource Geology* 48: 225-236.
- Clarke, D. B. (1992) *Granitoid rocks*. Chapman & Hall Publication, London, UK.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin, London, UK.

- De Paolo, D. J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planetary Science Letters* 53(2): 189-202.
- Debon, F. and Lefort, P. (1983) A chemical mineralogical classification of common plutonic rock and association. *Royal Society of Edinburg Transaction* 73(4): 135-149.
- de la Roche, H., Leterrier, J., Grad claude, P. and Marchrl, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams. *Chemical Geology* 29(4): 183-210.
- Djouka-Fonkwe, M. L., Schulz, B., Schu, U., Tchouankoue, J. P. and Nzolang, C. (2008) Geochemistry of the Bafoussam Pan-African I- and S-type granitoids in western Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 50(5):148–167.
- Dostal, J., Breitsprecher, K., Church, B. N., Thorkelson, D. and Hamilton, T. S. (2003) Eocene melting of Precambrian lithospheric mantle: Analcime-bearing volcanic rocks from the Challis-Kamloops belt of south central British Columbia. *Journal Volcanology and Geothermal Research* 126(3): 303-326.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A Geochemical classification for granite rocks. *Journal of Petrology* (42): 2033-204.
- Ghasemi, H., Sadeghian, M. and Khanalizadeh, A. (2008) Investigating mechanism and formation Zahedan granitoids in southeastern Iran. *Earth Sciences Quarterly* 551(4): 570-578 (in Persian).
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, Berlin, Germany.
- Gust, D. A., Arculus, R. A. and Kersting, A. B. (1977) Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc. *The Canadian Mineralogist* 35(2): 347-365.
- Harker, A. (1909) *The natural history of igneous rocks*. Methneu, London, UK.
- Harri, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: *Collision Tectonics* (Eds. Coward M. P. and Ries, A. C.) 19(4): 67-81. Geological Society of London, UK.
- Hawkesworth, C. J., Hergt, J. M., Ellam, R. M. and McDermott, F. (1991) Element fluxes associated with subduction related magmatism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 335(3): 393-405.
- Healy, B., Collins, W. J. and Richards, S. W. (2004) A hybrid origin for Lachlan S-type granites: The Murrumbidgee Batholith example. *Lithos* 78(8): 197-216.
- Hosseini, M. R. (2002) *Petrology and geochemistry of granitoids in southwest of Zahedan*. M.Sc. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8(5): 523-548.
- Kananian, A., Rezaei Kahkhaee, M. and Ismaili, M. (2006) Geology and Tectonic setting of Lakhshk, granodiorite, northwest of Zahedan, Iran. *Journal of Earth Sciences* 65(3): 126- 143 (in Persian).
- Kashtagar, S. (2004) *Petrology, geochemistry and structural analysis of Zargoli granites*. M.Sc. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Kashtagar, S. and Nazari, M. (2007) Investigating deformation fabric and replacement mechanism of granites at the Northwest Zahedan (Kuh-e- Zargoli). *Journal of Applied Geology* 3(2): 129-143 (in Persian).
- Keppler, H. (1996) Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids. *Nature* 380(4): 237-240
- Khan, M. A., Jan, Q. M. and Weaver, B. L. (1993) Evolution of the lower arc crust in Kohistan, N. Pakistan: temporal arc magmatism through early, mature and intra arc rift stages. In: *Himalayan Tectonics* (Eds. Treloar, P. J. and Searle, M. P.) 74(1):123–128. Geological Society London, UK.

- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. A. (1986) Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali- silica diagram. *Journal of Petrology* 27(3): 745-750.
- Lameyre, J. and Bowden, P. (1982) Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of volcanology and geothermal research* 14(4): 169.
- Magna, T., Janousek, V., Kohot, M., Oberli, F. and Wiechert, U. (2010) Fingerprinting sources of orogenic plutonic rocks from Variscan belt with lithium isotopes and possible link to Subduction-related origin of some A-type granites. *Chemical Geology* 274(4): 94-107.
- Martin, H. (1993) The mechanisms of petrogenesis of the Archaean comparison with modern processes. *Lithos* 30(3): 373-388.
- Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46(3): 411-429.
- Martin, R. F. and Piwinski, A. J. (1972) Magmatism and tectonic setting. *Journal of Geophysics* 77(1-2): 4966-75.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews* 37(3-4): 215-224.
- Middlemost, E. A. K. (1985) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews* 37: 215-224.
- Mohammadi, A. M., Burg, J. P., Bouilhol, P. and Ruh, J. (2016) U-Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, Southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone. *Lithos* 248(5): 293-308.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38(5): 757-775.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (1996) *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, New York, US.
- Pearce, J. A., Kempton, P. D., Nowell, G. M. and Noble, S. R. (1999) Hf-Nd elements and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in western Pacific arc basin systems, *Journal of Petrology*. 40 (11): 1579-1611.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J. and Roberts, S. (1984) Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. In: *Marginal basin geology* (Eds. Kokelaar, B. P. and Ho Weles, M. F.) Special Publications, 16(1):77-94. Geological Society of London, UK.
- Pitcher, W. S. (1983). Granite type and tectonic environment. In: *Mountain Building Processes* (Ed. Hsu. K. J.) 19-40.
- Rezaei Kahakhaee, M., M. Rahbar, R. and Ghasemi, M. (2017) Determination of Lakhshk granitoid age with U-Pb method on zircon and titanite minerals, East of Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 2(2):111 -122.
- Rezaei Kahakhaee, M. (2006) Investigation of Petrogenesis and Tectonics Setting of Lakhshak Granitoid. M.Sc. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Rogers, G. and Hawkesworth, C. J. (1984) A geochemical traverse across the north Chilean Andes: evidence for crust generation from mantle wedge. *Earth and planetary Science Letters* 91(3-4): 271-285.
- Rollinson, H. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, London, UK.
- Sadeghian M. (2004) Magmatism, metallurgy and replacement mechanism of Zahedan granitoid. Ph.D. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Sadeghian, M. and Valizadeh, M. V. (2007) Mechanism of replacement Northern part of Zahedan Granitoid. *Earth Sciences Quarterly* 66(2): 134-159 (in Persian).



- Saravani, F. and Rezaii, M. (2011) Investigation of mineral chemistry in Zargholi granitoid. M.Sc. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Schermaier, A., Hauns Chmind, B. and Finger, F. (1997) Distribution of Variscan I and S-type granites in the eastern Alps: possible clue to unravel pre-Alpian basement structure. *Tectonophysics* 272(18): 315-333.
- Shand, S. J. (1943) *The Eruptive Rocks*. 2<sup>nd</sup> Edition. John Wiley, New York, US.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London, special publication 42(3-4): 313-345.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. and Nesbitt, R. W. (1986) Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high- pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29(7): 293-310.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publication, Carlton, Vic., Australia.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penay, J., Ganwa, A. and Toteu, S. (2006) Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implication for their sources geological setting. *Journal of African Earth Sciences* 44(6): 511-529.
- Temel, A., Gundogdu, M. N. and Gourgau, A. (1998) Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Resarech* 85(4): 327-354.
- Thuy, N. T. B., Satir, M., Siebel, W., Vennemann, T. and Long, T. V. (2004) Geochemical and isotopic constrains on the perogenesis of granitoids fom the Dalat zone, southern Vietnman. *Journal of Asian Earth Sciences* 23(4): 467-482.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E. (1983) The Sistan Suture Zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94(1):134-150.
- Weaver, B. L. and Tarney, J. (1984) Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature* 310(16): 575-577.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites, geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Contributions to Mineralogy and Petrology* 95(4): 407-419.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185-187.
- Whitney, J. A. (1989) Origin and evolution of silicic magmas. *Reviews in Economic Geology* 4(3): 183-203.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. Unwin and Hyman, London, UK.
- Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J. (1993) High field strength and transition element systematic in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 114(2): 491-504.