

## **Petrography and geochemistry of igneous rocks and Sb and Au mineralization in Sefidsang and Dargiabab areas (southeastern Iran)**

**Mohammad Boomeri\*, Halimeh Mojadadi and Habib Biabangard**  
Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

### **Abstract**

The Sefidsang and Dargiabab areas are located in the Sistan suture zone. The geological units of the areas are flysch-like rocks, granitoid body, subvolcanic mass, acidic and intermediate dikes and recent deposit. The igneous rocks are granite, micro-granite, granodiorite, granodiorite porphyry and diorite porphyry. The phyllic and propylitic alterations occurred with subvolcanic mass and argillic alteration are found around the mineralized silicic veins. The most important mineralization in the area is epithermal type as quartz-stibnite veins. The phyllic and propylitic alterations as well as Cu, Pb and Zn anomalies associated with the subvolcanic rocks in the area are probably indication of a porphyry mineralization system. The Sefidsang granite is an S-type granitoid while the Dargiabab granite is an I-type granitoid and both of them are peraluminous. The igneous rocks are mainly calc-alkaline in magmatic series. Tectonic setting of the igneous rocks in the Dargiabab and Sefidsang is related to convergent zones and similar to those of the subduction, collisional and post-collisional environments. The S-type granite and microgranitic dikes were generated from partial melting of metagreywackes and subvolcanic bodies and intermediate dikes were originated from partial melting of amphibolite. The chondrite-normalized and primitive-normalized diagrams show the igneous rocks are characterized by LREE and LILE enrichment relative to HREE and HFSE. The enrichment of Th, Rb, K and Pb and the depletion of Zr, Ti and Nb are more consistent with melts generated from the metasomatized mantle and lower crust.

**Key words:** Sb mineralization, subvolcanic igneous rocks, Zahedan granitoid, Sistan suture zone

\* boomeri@science.usb.ac.ir

## سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آذرین و کانی‌زایی آنتیموان و طلا در منطقه سفیدسنگ و درگیابان (جنوب‌خاوری ایران)

محمد بومری\*، حلیمه مجددی‌مقدم و حبیب بیابانگرد

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

### چکیده

منطقه سفیدسنگ و درگیابان در پهنه جوش‌خورده سیستان جای دارند. واحدهای زمین‌شناسی در این منطقه دربردارنده سنگ‌های فلیش‌گونه، توده گرانیتوئید، توده نیمه‌بیرونی و دایک‌های اسیدی و حد واسط، و نهشته جدیدند. سنگ‌های آذرین، گرانیت، میکروگرانیت، گرانودیوریت، گرانودیوریت پورفیری و دیوریت پورفیری‌اند. دگرسانی فلیک و پروپیلیتیک در توده‌های نیمه‌بیرونی و دگرسانی آرژیلیک در پیرامون رگه‌های سیلیسی‌کانه‌دار دیده می‌شوند. مهم‌ترین کانی‌زایی در منطقه از نوع اپی‌ترمال و به‌صورت رگه کوارتز-استینیت است. دگرسانی‌های فلیک و پروپیلیتیک و آنومالی مس، سرب و روی با توده نیمه‌بیرونی شاید نشانه کانی‌زایی پورفیری در منطقه باشند. گرانیتوئید در سفیدسنگ از نوع S و در درگیابان از نوع I و هر دو پرآلومین هستند. سنگ‌های آذرین منطقه از سری ماگمایی کالک‌آلکان هستند. جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین درگیابان و سفیدسنگ با پهنه‌های همگرا مرتبط است و همانند ماگماتیسم در پهنه‌های فرورانش، برخوردی و پس‌برخوردی است. گرانیتوئید نوع S و دایک‌های میکروگرانیتی از ذوب‌بخشی متاگزیوک و دایک‌ها و توده‌های نیمه‌بیرونی از ذوب‌بخشی آمفیبولیت‌ها پدید آمده‌اند. غنی‌شدگی LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE در نمودارهای بهنجار شده به ترکیب کندریت و گوشته اولیه از ویژگی‌های سنگ‌های آذرین بررسی شده است. غنی‌شدگی Pb، K، Rb، Th و تهی‌شدگی Nb، Ti، Zr بیشتر با مذاب‌های پدیدآمده از گوشته متاسوماتیسم شده و پوسته زیرین سازگار است.

واژه‌های کلیدی: کانی‌زایی آنتیموان، سنگ‌های آذرین نیمه‌درونی، گرانیتوئید زاهدان، پهنه جوش‌خورده سیستان

### مقدمه

جوش‌خورده سیستان (Sistan suture zone)، در

خاور ایران و میان دو بلوک لوت و افغان جای

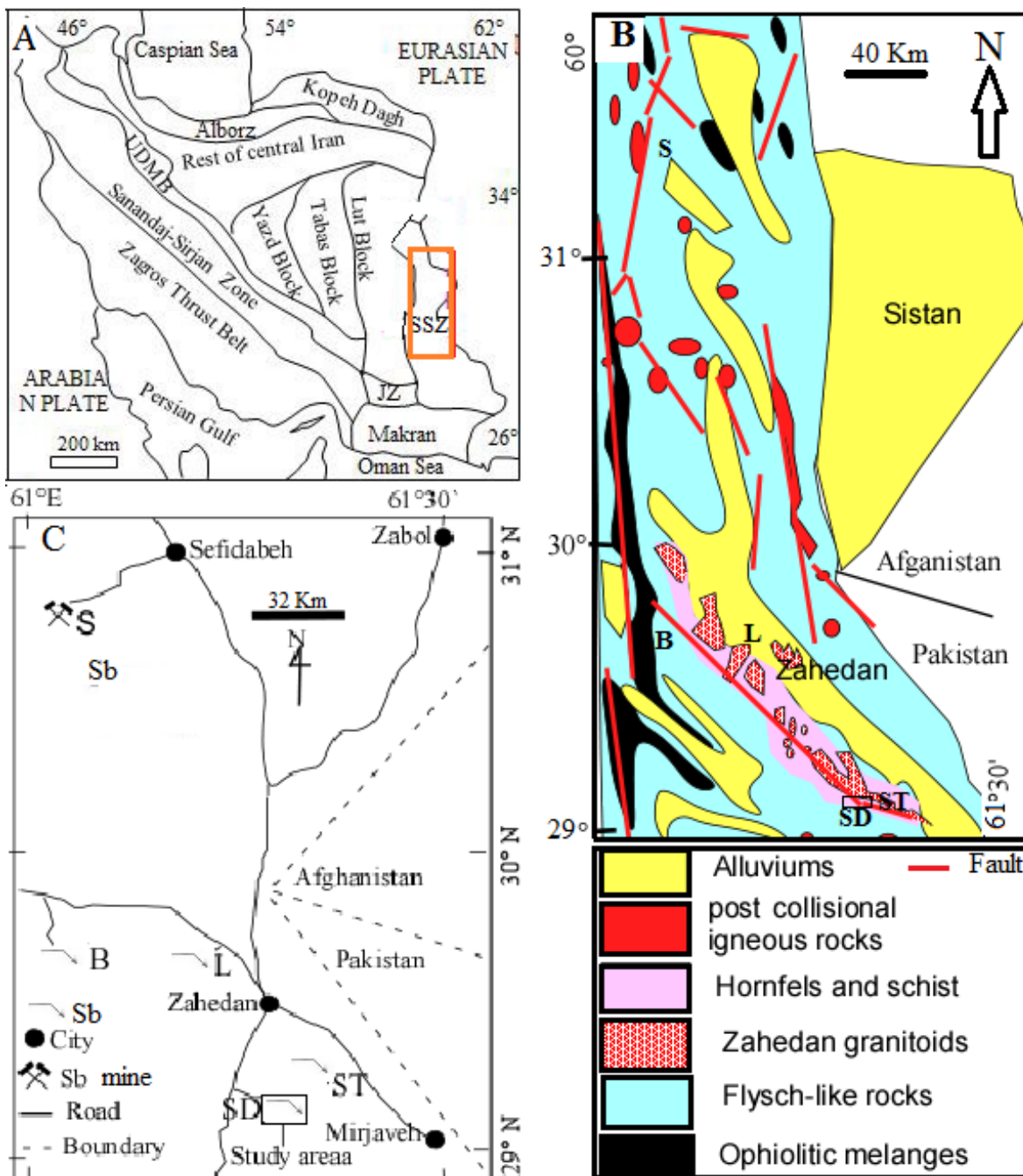
منطقه سفیدسنگ و درگیابان در پهنه

\* boomeri@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.

سنگ‌های آذرین حد واسط تا اسیدی از کرتاسه تا کواترنری است (شکل ۱- B).

دارد (شکل ۱- A). این پهنه بیشتر دربردارندهٔ ملانژهای زمین‌ساختی و افیولیتی، فلیش و انواع



شکل ۱- A) جایگاه پهنهٔ جوش خوردهٔ سیستان (SSZ) نسبت به دیگر پهنه‌های زمین‌شناسی ایران (Modified from Aghanabati, 2004)؛ B) نقشهٔ زمین‌شناسی ساده‌شدهٔ بخشی از پهنهٔ جوش خوردهٔ سیستان (کادر مستطیل در شکل A) (Modified from Camp and Griffis, 1982) (SD= سفیدسنگ و درگیابان؛ ST= شورچاه و توزگی؛ L= لخشک؛ B= بانوت؛ S= سفیدآبه و حیدرآباد)؛ C) جایگاه جغرافیایی کانی‌زایی‌های آنتیموان در استان سیستان و بلوچستان (برپایهٔ تصاویرهای Google Earth)

سیستان، کانسارهای فراوانی (مانند: کانسارهای آنتیموان رگه‌ای) در این پهنه پدید آمده‌اند (Farshidpour, 2012; Moradi, 2012; Moradi et al., 2014; Boomeri, 2014; Marzi, 2016). کانسارهای آنتیموان اصولاً نسبت به فلزهای پایه حجم کمتری دارند و به مقدار کمتری یافت می‌شوند. همچنین، این کانسارها با سیال‌های گرمابی، پهنه‌های برشی، فعالیت‌های آتشفشانی، گرانیتوئیدها و سنگ‌های دگرگونی درجه پایین در پهنه‌های کوهزایی و برخوردی وابستگی بسیاری دارند (Dill, 2010). برخی کانسارهای آنتیموان بیشتر به پایانه‌های رسوبی محدودند و فیلیت‌ها، سنگ‌آهک کربن‌دار و شیست‌های سیاه دارند (Dill, 2010). بیشتر کانسارهای آنتیموان جهان را عوامل ساختاری کنترل می‌کنند و پهنه‌های برشی، گسل‌های کششی و چین‌خوردگی‌ها محیط خوبی برای پیدایش کانی‌سازی آنتیموان هستند (Dill, 2010). بیشتر از ۲۴ کانسار و اثر معدنی آنتیموان در بخش‌های گوناگون ایران وجود دارد (Mehrabi, 2012). کانی‌زایی‌های آنتیموان در ایران بیشتر رگه‌ای و گرمابی هستند که در ارتباط با فعالیت‌های آذرین آتشفشانی و درونی پدید آمده‌اند (Mehrabi, 2012). رگه‌های آنتیموان‌دار در استان سیستان و بلوچستان در مکان‌های بسیاری از نهبندان تا جنوب زاهدان دیده می‌شوند و برخی از آنها با کانی‌زایی طلا همراهند. مهم‌ترین کانسارها و اندیس‌ها (مانند: شورچاه و توزگی، درگیابان، سفیدسنگ، بائوت، چاه بریش، لخشک و سفیدابه) هستند (Boomeri, 2014). جایگاه جغرافیایی این منطقه‌ها در شکل ۱- C نشان داده شده است.

پیدایش این پهنه از اواسط کرتاسه و در پی رویدادهای زمین‌ساختی مهم، اما کوتاه‌مدت، آغاز شده است (Tirrul et al., 1983). نخست کافتش در میانه کرتاسه، جدایی بلوک‌های لوت و افغان، گسترش یک اقیانوس بینابینی و نهشته‌شدن توده‌های ستبری از رسوب‌های دریایی (فلیش‌ها) را به دنبال داشته است (Tirrul et al., 1983). سپس در پایان کرتاسه با پیدایش سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی نخیلاب (Hedayati et al., 2016) و رودشور فرورانش آغاز شده است. در پایان، برخورد بلوک لوت و افغان در ائوسن میانی و پایانی با پیدایش سنگ‌های آذرین گوناگون (مانند: باتولیت زاهدان) شناخته می‌شود (Camp and Griffis, 1982). رویدادهای پس‌برخوردی بلوک‌های لوت و افغان، چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی راستالغز مزدوج و ماگماتیسم در الیگوسن و میوسن و پیدایش سنگ‌های آذرین درونی، نیمه‌درونی و بیرونی را در پی داشته‌اند (Camp and Griffis, 1982). پیدایش دایک‌ها و استوک‌های دیوریتی و گرانودیوریتی در سیاه‌جنگل و شمال کوه تفتان پیامد فرورانش مکران در جنوب‌خاوری ایران دانسته شده است (Boomeri, 2017; Richards et al., 2018).

جابه‌جایی‌های راستالغز راست‌بر اصلی، بیشتر در راستای گسل‌های کهن‌تر متمرکز شده‌اند و حرکت‌های متضاد میان بلوک‌های لوت و افغان در میوسن را به دنبال داشته است که پیامد آن پیدایش دایک و استوک‌های فراوان و ولکانیسم آکالن بوده است (Tirrul et al., 1983).

به دنبال رویدادهای کافتش، فرورانش، برخوردی و پس‌برخوردی و فرایندهای ماگمایی و گرمابی مرتبط با آنها در پهنه جوش‌خورده

ساخت هلند و برای اندازه‌گیری عنصرهای کمیاب به روش ICP-MS با دستگاه مدل ACILBMT7900 در مرکز تحقیقات و فراوری مواد معدنی ایران در کرج تجزیه شدند (جدول ۱). در همهٔ نمودارها، واحد اندازه‌گیری برای عنصرهای اصلی درصد وزنی و برای عنصرهای فرعی و کمیاب بخش در میلیون (ppm) است. نام اختصاری کانی‌ها در سراسر مقاله از Evans و Whitney (۲۰۱۰) برگرفته شده است.

### زمین‌شناسی

سنگ‌های فلیش‌گونه، توده‌های نفودی گرانیتویدی، توده‌های نیمه‌بیرونی پورفیری و دایک‌های گوناگون و نهشته‌های جدید از واحدهای زمین‌شناسی قدیم تا جدید در منطقهٔ سفیدسنگ و درگیابان به‌شمار می‌روند (Berberian, 1983) (شکل ۲- A). توده‌های گرانیتویدی آذرین درونی و توده‌های نیمه‌بیرونی با سن الیگوسن در واحدهای فلیشی ائوسن برونزد دارند. دایک‌هایی از جنس گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری و شمال‌خاوری- جنوب‌باختری در این سنگ‌ها نفوذ کرده‌اند. سن دایک‌ها الیگوسن پسین دانسته شده است (Berberian, 1983).

فلیش‌ها سنگ‌های گوناگونی را دربر گرفته‌اند. این فلیش‌ها برپایهٔ بافت و ترکیب‌شان حالت خردشدگی و برگوارگی دارند. این گروه سنگی که رنگ‌های متنوعی دارد دچار دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی و دگرسانی نیز شده است؛ به‌گونه‌ای که نشانه‌های دگرگونی و دگرسانی در مجاورت با توده‌های گرانیتی به بیشترین اندازه خود رسیده است (شکل ۳- A).

منطقهٔ سفیدسنگ در ۵۵ کیلومتری جنوب زاهدان و در مرز جنوبی گرانیتوید زاهدان جای دارد. منطقهٔ درگیابان نیز در خاور منطقهٔ سفیدسنگ است. کانی‌زایی آنتیموان در این بخش‌ها وابستگی تنگاتنگی با گرانیتوید زاهدان، فیلیت و فلیش‌های گسله و دگرسان شده، پهنه‌های برشی و میلونیتی و گسل‌های راستالغز دارند (Boomeri, 2014).

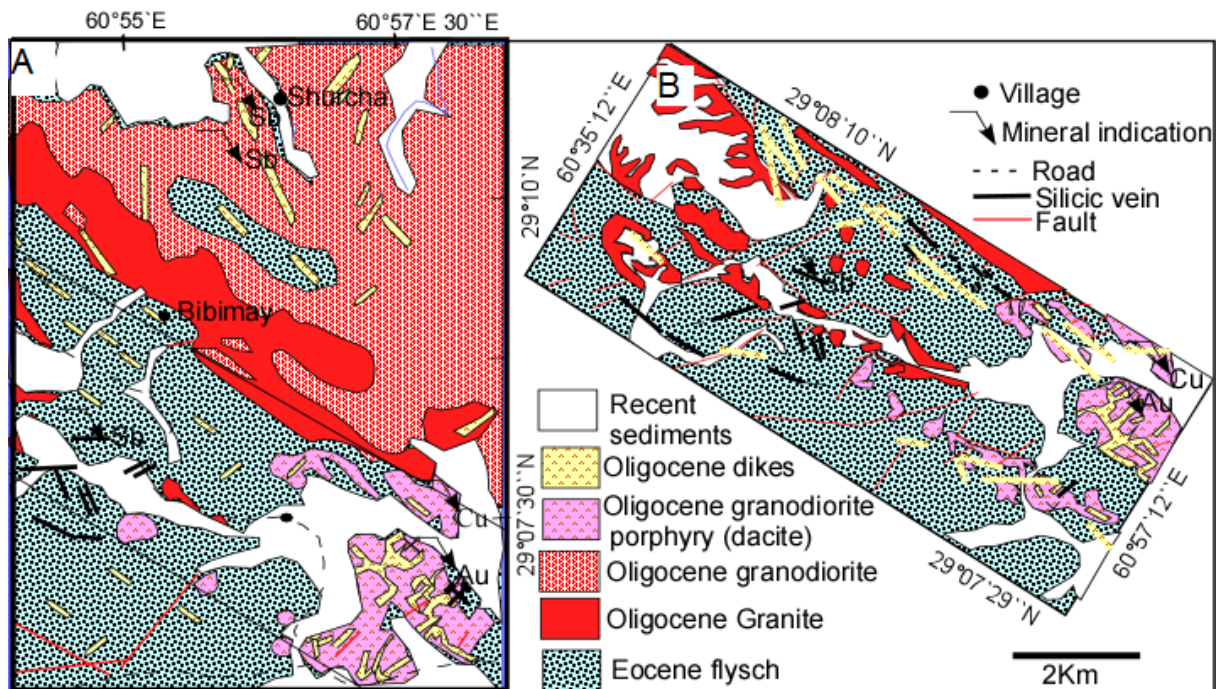
هدف این پژوهش بررسی کانی‌زایی آنتیموان و طلا و بررسی سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی سنگ‌های آذرین مرتبط با آنهاست. در این پژوهش تلاش شده است برپایهٔ ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، نخست خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین درونی و نیمه‌بیرونی و سپس دگرسانی، کانی‌شناسی، سبک و شکل و کانی‌زایی‌های گوناگون در منطقهٔ درگیابان و سفیدسنگ بررسی شوند.

### روش انجام پژوهش

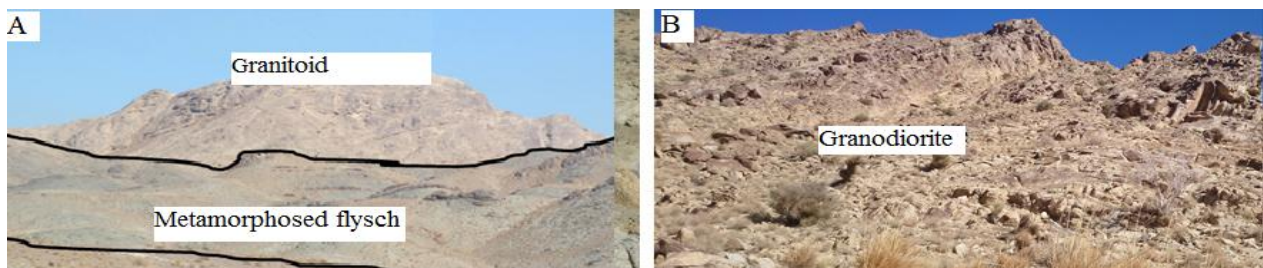
این پژوهش برپایهٔ بررسی‌های صحرائی و آزمایشگاهی است. برای رسیدن به اهداف این پژوهش، پس از شناسایی، تفکیک و بررسی ارتباط توده‌های آذرین درونی، نیمه‌درونی و دایک‌های منطقه در صحرا، نمونه‌های فراوانی برداشت شد. از میان آنها، شمار ۵۰ مقطع نازک برای بررسی‌های سنگ‌نگاری و دگرسانی و شمار ۱۷ مقطع نازک- صیقلی برای بررسی کانه‌نگاری ساخته و سپس مطالعه شدند. برای بررسی رفتار زمین‌شیمیایی و مقدار عنصرها در سنگ‌های بررسی‌شده، ۱۷ نمونه از سنگ‌های آذرین درونی و نیمه‌درونی و رگه‌های معدنی برگزیده شدند. نمونه‌های برگزیده، برای اندازه‌گیری عنصرهای اصلی به روش XRF مدل فیلیپس

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ‌های منطقه سفیدسنگ و درگیابان (عنصرهای اصلی برپایه wt.% و عنصرهای کمیاب برپایه ppm)

Sample No.	D30	D24	D9	D2a	D2	D6	D17	SS2-1	S3-V9	S2-V22	S2-V24	S3-V12	S1-V25	D35
Rocks Type	diorite	granodiorite	diorite	diorite	granodiorite	granodiorite	diorite	granite	granitediorite	microgranite	granodiorite	microgranite	granite	granite
SiO <sub>2</sub>	56.11	58.27	52.05	55.93	58.36	63.20	54.55	68.39	64.86	71.56	62.20	70.98	73.35	68.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.05	17.93	19.74	19.95	17.19	23.18	19.46	16.93	17.31	17.60	17.64	17.51	15.93	15.79
TiO <sub>2</sub>	0.77	0.63	0.54	0.50	0.70	0.46	0.41	0.34	0.64	0.39	0.60	0.21	0.28	0.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.26	6.00	5.87	4.49	6.56	2.16	5.66	2.78	4.09	1.59	4.61	1.31	1.97	3.16
MnO	0.49	0.27	0.27	0.28	0.27	0.22	0.28	0.15	0.20	0.16	0.20	0.17	0.15	0.23
MgO	2.94	1.34	1.05	1.06	1.46	1.20	1.52	1.00	1.14	0.75	0.99	0.80	0.75	0.91
CaO	0.42	6.39	8.19	6.67	6.63	0.23	6.62	2.23	4.61	0.21	5.87	2.31	1.80	2.62
Na <sub>2</sub> O	1.40	1.80	1.20	1.35	2.33	2.00	1.90	3.75	2.14	1.50	2.08	3.21	2.15	2.98
K <sub>2</sub> O	2.55	3.38	4.38	3.55	2.83	5.83	2.88	4.29	2.20	3.63	2.16	1.60	3.45	4.65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.23	0.12	0.16	0.24	0.22	0.20	0.18	0.15	0.10	0.13	0.16	0.15	0.19
LOI	4.60	3.74	6.52	6.00	3.71	1.90	6.81	1.17	2.26	2.46	3.65	1.65	0.88	0.65
Total	98.8	100.0	99.9	99.9	100.3	100.6	100.3	101.2	99.6	100.0	100.1	99.9	100.9	100.2
Li	51.0	14.0	16.0	14.0	22.0	55.0	35.0	74.0	42.0	0.1	35.3	24.3	65.8	46.0
Be	2.6	1.7	1.2	1.5	1.1	1.4	1.5	3.9	2.5	1.3	2.4	1.4	2.4	3.1
Sc	6.7	2.7	3.4	6.2	2.7	3.1	2.5	1.7	5.1	3.3	6.5	2.9	3.3	1.5
V	133.0	53.0	57.0	48.0	63.0	66.0	61.0	36.0	49.6	28.2	52.7	5.9	17.6	36.0
Cr	176.0	103.0	42.0	41.0	136.0	89.0	64.0	128.0	84.5	54.1	76.8	74.8	118.0	102.0
Co	23.2	7.5	5.7	4.6	8.1	3.0	6.9	4.6	7.3	0.6	8.3	1.7	3.1	4.5
Cu	10170	60.0	34.0	16.0	9.0	154.0	8.0	10.0	15.0	10.3	15.5	15.7	15.4	35.0
Zn	2388	82.0	1021	138.0	69.0	132.0	50.0	49.0	71.0	22.5	77.1	22.6	40.3	49.0
As	24.0	3.0	56.0	3.0	2.0	20.0	3.0	6.0	5.0	36.7	2.9	91.4	2.2	5.0
Rb	88.0	45.0	48.0	32.0	37.0	47.0	31.0	136.0	80.5	191.0	115.0	41.8	118.0	101.0
Sr	27.0	534.0	84.0	247.0	471.0	41.0	268.0	273.0	1182	320.0	759.0	380.0	270.0	220.0
Y	10.0	5.0	6.0	16.0	5.0	1.0	5.0	3.0	7.5	1.4	11.9	2.4	3.3	4.0
Zr	45.0	35.0	55.0	50.0	40.0	20.0	15.0	16.0	33.0	9.7	13.2	11.2	5.8	15.0
Nb	10.0	9.9	2.5	4.5	7.8	4.7	4.4	9.8	19.9	15.3	20.7	15.0	8.6	10.0
Mo	6.6	4.3	3.2	1.8	4.6	4.4	3.6	4.2	0.9	34.0	0.4	1.3	1.6	2.5
Sn	38.5	2.7	4.2	2.3	2.3	4.8	2.6	4.6	3.0	24.5	3.3	3.0	3.3	2.8
Sb	8.5	6.1	3.6	1.7	2.3	3.0	5.5	5.4	2.8	23.6	6.3	7.6	3.4	3.7
Cs	6.1	5.1	2.9	6.8	2.3	4.8	2.9	15.6	7.6	11.1	3.4	8.6	17.1	4.1
Ba	216.0	706.0	508.0	508.0	614.0	581.0	556.0	515.0	1018	745.4	752.4	205.8	396.6	317.0
La	4.0	16.0	15.0	62.0	14.0	5.0	10.0	10.0	24.2	34.0	36.0	13.3	15.6	7.0
Ce	7.0	28.0	22.0	106.0	25.0	11.0	16.0	22.0	44.5	61.5	68.1	24.1	30.8	15.0
Pr	1.5	2.7	1.5	1.8	2.1	1.1	1.9	2.3	4.4	5.7	6.8	2.1	3.0	1.5
Nd	7.0	10.0	9.0	23.0	10.0	5.0	8.0	7.0	16.8	18.4	25.3	7.0	10.4	7.0
Sm	2.2	2.7	1.5	1.8	2.2	1.3	2.1	2.4	3.5	2.8	4.7	1.2	1.7	1.8
Eu	0.9	0.8	0.7	0.8	0.8	0.8	0.8	0.6	1.4	0.6	1.5	0.4	0.4	0.5
Gd	2.7	1.7	1.4	2.3	1.8	2.0	1.6	2.3	2.6	2.3	4.2	1.0	1.6	2.3
Tb	0.5	0.5	0.6	0.6	0.5	0.5	0.6	0.4	0.3	0.2	0.5	0.1	0.2	0.3
Dy	2.7	1.1	2.8	2.7	2.7	2.0	1.2	1.1	1.5	0.6	2.4	0.5	0.6	1.0
Er	2.0	1.4	2.1	2.0	2.2	1.3	1.4	0.7	0.9	0.3	1.3	0.3	0.4	0.8
Tm	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1
Yb	1.4	1.0	1.6	1.4	1.1	1.0	1.5	0.8	0.8	0.1	1.1	0.1	0.3	0.7
Lu	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1
Hf	1.5	1.4	1.7	1.4	1.4	1.5	1.9	1.2	1.2	0.1	0.6	0.6	0.4	1.0
W	6.3	1.8	1.0	1.0	1.6	1.8	1.2	2.1	2.2	5.3	2.3	1.9	1.4	1.0
Pb	66.0	32.0	174.0	77.0	29.0	3615	24.0	39.0	21.0	333.0	19.0	13.0	23.0	43.0
Th	5.2	5.0	3.1	3.8	3.7	3.1	3.7	6.1	7.4	3.2	12.8	3.6	8.4	3.4
Eu/Eu*	1.13	1.14	1.28	1.20	1.23	1.52	1.34	0.79	1.42	0.72	1.03	1.12	0.74	0.75



شکل ۲- A) نقشه زمین‌شناسی منطقه سفیدسنگ و درگیابان و نمایش بخشی از کادر محدوده بررسی شده در آن؛ B) نقشه زمین‌شناسی محدوده بررسی شده (Modified after Berberian, 1983)



شکل ۳- A) نمایی از توده گرانیتی در منطقه سفیدسنگ (دید رو به شمال)؛ B) نمایی از توده‌های گرانودیوریت در منطقه درگیابان (دید رو به شمال خاوری)

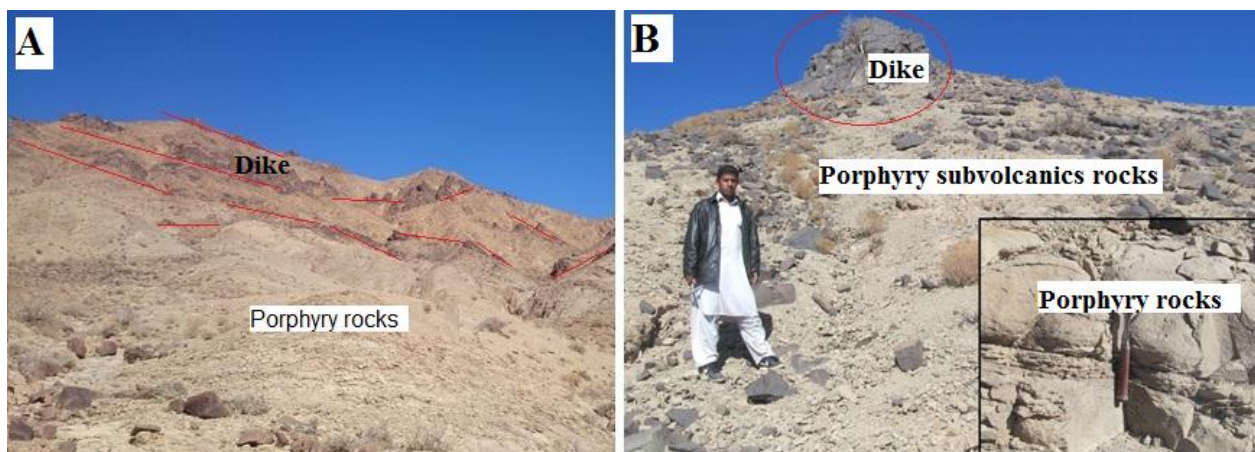
سیلیسی شدن در آنها به فراوانی دیده می‌شود. توده‌های نیمه‌بیرونی (سنگ‌های پورفیری) در بخش‌های باختری سفیدسنگ و در منطقه درگیابان و در مرز جنوبی گرانیتوئید زاهدان حضور دارند و در برخی جاها به صورت استوک و یا گنبد دیده می‌شوند. رخنمون این سنگ‌ها روشن و بیشترشان دگرسان شده هستند. برخی رخنمون‌های آن هوازده و دچار فرسایش پوست‌پیزی شده‌اند (شکل‌های A-۴ و B-۴). کوارتزهای شکل‌دار بزرگ با جلای شیشه‌ای از

گرانیتوئیدها بخشی از باتولیت گرانیتوئیدی زاهدان هستند که از شمال باختری تا جنوب‌خاوری پهنه جوش خورده سیستان گسترش دارند. این گرانیتوئیدها در منطقه سفیدسنگ به صورت توده‌های سفیدرنگ (شکل ۳- A) و در منطقه درگیابان به صورت توده‌های کرم‌رنگ دیده می‌شوند (شکل ۳- B). برخی رخنمون‌های این گرانیتوئیدها فابریک جهت‌یافته دارند و نشانه‌های میلونیتی شدن و



دیگر سنگ‌ها است. فراوان‌ترین دایک‌ها در محدوده بررسی شده هستند و همه واحدهای کهن‌تر (مانند: فلیش‌ها، گرانیتوئیدها و توده‌های نیمه‌بیرونی) را قطع کرده‌اند. این دایک‌ها با روندهای متفاوت و در برخی مکان‌ها به صورت متقاطع دیده می‌شوند (شکل ۲).

ویژگی‌های این سنگ‌ها هستند. دایک‌های اسیدی نیز رنگ روشن دارند و بیشترشان در فلیش‌ها تزریق شده‌اند. بیشتر این دایک‌ها در سفیدسنگ دیده می‌شوند و بیشتر آنها روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری دارند. رنگ دایک‌های حد واسط تیره‌تر از



شکل ۴- نفوذ دایک‌های حد واسط در توده‌های نیمه‌بیرونی (سنگ‌های پورفیری) در منطقه درگیابان: (A) توده‌های نیمه‌بیرونی با رنگ روشن که دایک‌هایی با رنگ تیره در آن نفوذ کرده‌اند (راستای دایک‌ها با خط‌های قرمز نشان داده شده است؛ دید رو به شمال)؛ (B) دایک و واریزه‌های آن بارنگ سیاه درون و روی توده‌های نیمه‌بیرونی پورفیری (دید رو به شمال‌باختری؛ هوازدگی پوست پیازی در تصویر پایین گوشه راست)

فلدسپار ساخته شده‌اند و سربیسیت، کلسیت، کانی‌های رسی و هیدروکسیدهای آهن از کانی‌های ثانویه آنها هستند. فیلیت در نمونه دستی سبز رنگ است و سطحی صاف و لایه‌بندی نازک دارد. بافت میکروسکوپی آن لپیدوبلاستیک و پورفیروبلاستیک است. کوارتز به صورت نیمه‌شکل دار و بی‌شکل و در اندازه کمتر از ۰/۱ میلیمتر فراوان‌ترین کانی در این سنگ‌هاست. کانی‌های رسی و کربناته و سربیسیت از دیگر کانی‌های فراوان است. استارولیت، گارنت، آندالوزیت و کوردیریت در شیب‌ها و میکاشیست‌های شمال منطقه دیده می‌شوند (شکل‌های ۵-A و ۵-B). این واحدها کم و بیش پهنه‌های برشی، میلونیتی و سیلیسی دارند.

#### سنگ‌های آذرین درونی و نیمه‌درونی

این سنگ‌ها بیشتر دربرگیرنده گرانیت،

افزون بر واحدهای سنگی یادشده، رگه‌های سیلیسی فراوانی با روندهای متفاوت در منطقه دیده می‌شوند (شکل ۲-B) که برخی از آنها کانی‌زایی آنتیموان و طلا دارند. روند عمومی رگه‌های کانی‌زایی خاوری- باختری تا شمال‌خاوری- جنوب‌باختری است. رگه‌های سیلیسی که کانی‌زایی ندارند در سراسر پهنه جوش‌خورده سیستان در فلیش‌ها دیده می‌شوند و بیشترشان روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری دارند. روابط صحرایی نشان می‌دهند رگه‌های همراه با کانی‌زایی از فلیش‌ها و سنگ‌های آذرین منطقه جوان‌تر هستند.

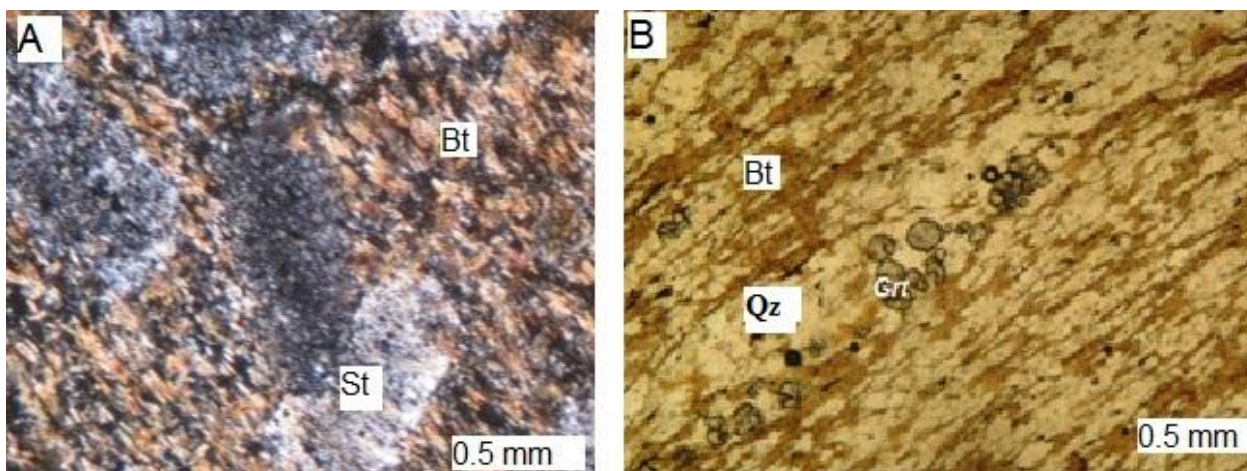
#### سنگ‌نگاری

فلیش‌ها: این سنگ‌ها در منطقه سفیدسنگ و درگیابان دربردارنده ماسه‌سنگ، فیلیت، شیست لکه‌دار و میکاشیست هستند. ماسه‌سنگ‌ها بیشتر از کوارتز و



هستند که در ادامه هر کدام از آنها بررسی می‌شوند.

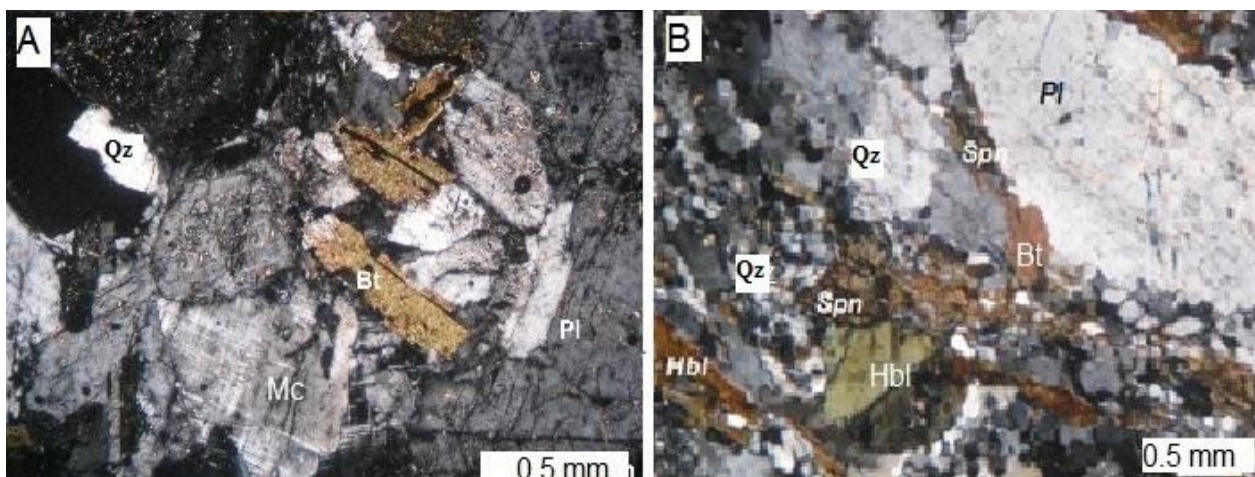
گرانودیوریت، گرانودیوریت پورفیری و دیوریت پورفیری



شکل ۵- تصویرهای میکروسکوپی از فلیش‌های دگرگون‌شده در منطقه سفیدسنگ و درگیابان: (A) شیست لکه‌دار با بیوتیت (Bt)، استارولیت (St) با میانبرهای فراوان کوارتز، کوارتز (Qz) (تصویر XPL؛ B) پیدایش گارنت (Grt) در یک شیست سرشار از کوارتز (Qz) و بیوتیت (تصویر PPL)

کوارتز، میکروکلین، اورتوکلاز، پلاژیوکلاز (آلبیت و الیگوکلاز)، بیوتیت و مسکوویت ساخته شده است (شکل ۶- A). گرانودیوریت‌های درگیابان دربردارنده کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، اورتوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، اسفن و مگنتیت و کمی کانی ثانویه است (شکل ۶- B).

**گرانیتوئید:** در نمونه دستی گرانیتوئیدها مقداری اندکی از لکه‌های سیاه دیده می‌شود که دربرگیرنده انکلاو و کانی‌های آهن و منیزیم‌دار هستند. گرانیتوئید در سفیدسنگ از نوع گرانیت و در درگیابان از نوع گرانودیوریت است. گرانیت در سفیدسنگ از کانی‌های



شکل ۶- A) تصویر میکروسکوپی XPL از گرانیت سفیدسنگ با کانی‌های پلاژیوکلاز (Pl)، میکروکلین (Mc)، بیوتیت (Bt) و کوارتز (Qz)؛ B) تصویر میکروسکوپی XPL از گرانودیوریت درگیابان با کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز و هورنبلند (Hbl) اسفن (Spn)

کلریت و اپیدوت جایگزین شده‌اند. درشت‌بلورهای کوارتز با اندازه ۰/۱ تا ۳ میلیمتر و بیشتر گردشده هستند و حاشیه و بخش‌های جذب‌شده دارند (شکل ۷- A). آمفیبول با شکل‌های کشیده در اندازه‌های ۰/۱ تا ۱ میلیمتر است که در برخی بخش‌ها، به‌صورت حاشیه‌ای با اپیدوت، بیوتیت، سریسیت، کلسیت و کلریت جایگزین شده است (شکل‌های ۷- A و ۷- B). بخش بزرگی از زمینه گرانودیوریت پورفیری را کوارتزهای ریز بلور فراگرفته‌اند.

**دایک‌های حد واسط:** بافت این دایک‌ها پورفیری و زمینه آنها بیشتر از بلورهای خیلی ریز پلاژیوکلاز و کوارتز ساخته شده‌اند و گاه این کانی‌ها تا ۶۰ درصد حجم این سنگ را دربر گرفته‌اند. کانی‌های ریز آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های ثانویه در زمینه نیز حضور دارند. فنوکریست‌ها بیشتر پلاژیوکلاز همراه با مقداری کوارتز، بیوتیت و آمفیبول هستند (شکل ۷- B). از دیدگاه سنگ‌نگاری، این دایک‌ها بیشتر گرانودیوریت پورفیری تا دیوریت پورفیری هستند. بلورهای پلاژیوکلاز به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، در اندازه ۲ میلیمتر، با منطقه‌بندی و ماکل‌های متنوع هستند. بلورهای کوارتز، کلریت، کلسیت و بیوتیت و سریسیت از کانی‌های ثانویه هستند. درشت‌بلورهای کوارتز در بسیاری از آنها دیده می‌شوند و درصد آنها از گرانودیوریت پورفیری به‌سوی دیوریت پورفیری کاهش می‌یابد.

**دایک‌های اسیدی (میکروگرانیت):** در نمونه دستی رنگ سفید و ریز دانه دارند (شکل ۷- C). بافت این سنگ میکروگرانولار و ریزتر از گرانیت است. حجم کوارتز در این سنگ بیش از ۵۰ درصد و با اندازه ۰/۱ تا ۱ میلیمتر است (شکل ۷- D). به‌ترتیب فراوانی، پلاژیوکلاز، مسکوویت و میکروکلین از کانی‌های دیگر این

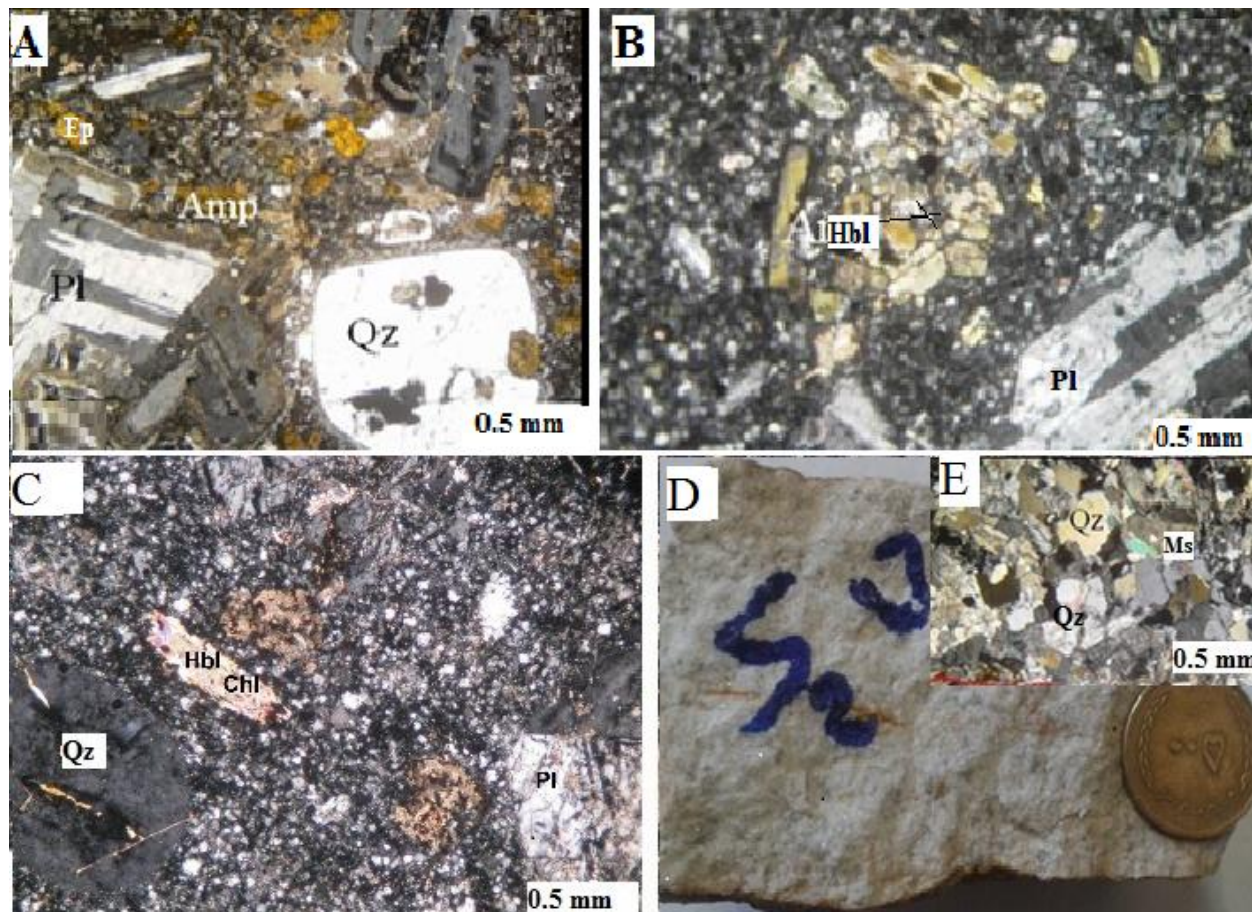
بلورهای میکروکلین شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و در اندازه ۰/۵ تا ۱/۵ میلیمتر هستند و ماکل مشبک دارند. همچنین، نشانه‌های تجزیه به کانی‌های رسی و سریسیت در آن ناچیز است (شکل ۵- A). پلاژیوکلاز به‌صورت نیمه‌شکل‌دار و شکل‌دار با اندازه ۰/۳ تا ۲ میلیمتر است و ماکل پلی‌سینتتیک و منطقه‌بندی دارد. نشانه‌های تجزیه به کانی‌های رسی و سریسیت در این کانی دیده می‌شوند (شکل ۵). کوارتز به‌صورت بلورهای بی‌شکل در اندازه ۰/۳۲ تا ۲ میلیمتر با خاموشی موجی در فضای خالی دیگر کانی‌ها پدید آمده است. در زیر میکروسکوپ، بیشتر بلورهای بیوتیت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار، با اندازه کمتر از ۱ میلیمتر هستند و چندرنگی قهوه‌ای کم‌رنگ تا پرنرنگ، خاموشی مستقیم و یک سری رخ در مقطع‌های طولی نشان می‌دهند. مسکوویت در گرانیت‌های سفیدسنگ و هورنبلند در گرانودیوریت‌های درگیابان به‌صورت کانی نخستین و بلورهای مشخص پدید آمده‌اند.

**توده‌های نیمه‌بیرونی (سنگ‌های پورفیری):** هرچند بخش بزرگی از این سنگ‌ها از نوع گرانودیوریت پورفیری است، اما ترکیب آنها متغیر و دربرگیرنده گرانودیوریت، کوارتز دیوریت و دیوریت است. بافت همه آنها پورفیری است. نزدیک به ۴۰ درصد حجمی این سنگ‌ها را معمولاً زمینه و ۶۰ درصد حجمی آنها را فنوکریست‌ها دربر گرفته‌اند. فنوکریست‌ها بیشتر پلاژیوکلاز، کوارتز و هورنبلند هستند (شکل‌های ۷- A و ۷- B). در برخی نمونه‌ها بیوتیت نیز دیده می‌شود. بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار، با اندازه ۰/۲ تا ۱/۵ میلیمتر هستند و منطقه‌بندی، ماکل و دگرسانی نشان می‌دهند (شکل‌های ۷- A و ۷- B). بخش‌هایی از این کانی با کلسیت، سریسیت،



دگرسانی در این سنگ‌ها، کلسیت، اپیدوت و سربیسیت نیز به صورت ثانویه پدید آمده‌اند.

گروه سنگی هستند. بیشتر این کانی‌ها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. همچنین، در پی



شکل ۷- تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) و صحرایی از توده‌های نیمه‌بیرونی و دایک‌ها در منطقه درگیابان: (A) درشت بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز در زمینه دانه ریز گرانودیوریت پورفیری (بلورهای آمفیبول (Amp) با کانی‌های ثانویه‌ای مانند اپیدوت (Ep) جانشین شده‌اند)؛ (B) درشت بلور پلاژیوکلاز و تجمعی از بلورهای هورنبلند در زمینه دیوریت پورفیری؛ (C) بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز، کلریت (Chl) و هورنبلند در دایک گرانودیوریت پورفیری؛ (D) نمونه دستی میکروگرانیت؛ (E) میکروگرانیت با کوارتز و مسکوویت (Ms)

به صورت دانه‌های پراکنده در رگه‌های برشی شده پدید آمده است. سنگ میزبان رگه‌های معدنی در ناحیه سفیدسنگ واحد گرانیتوئیدی و واحد فلیش و در ناحیه درگیابان واحد فلیش است. در سفیدسنگ یکی از رگه‌های آنتیموان با درازای بیشتر از ۲۰ متر استخراج شده است (شکل ۸- A). این رگه از نوع رگه‌های کوارتز- استیبنیت است و عیار بالایی از

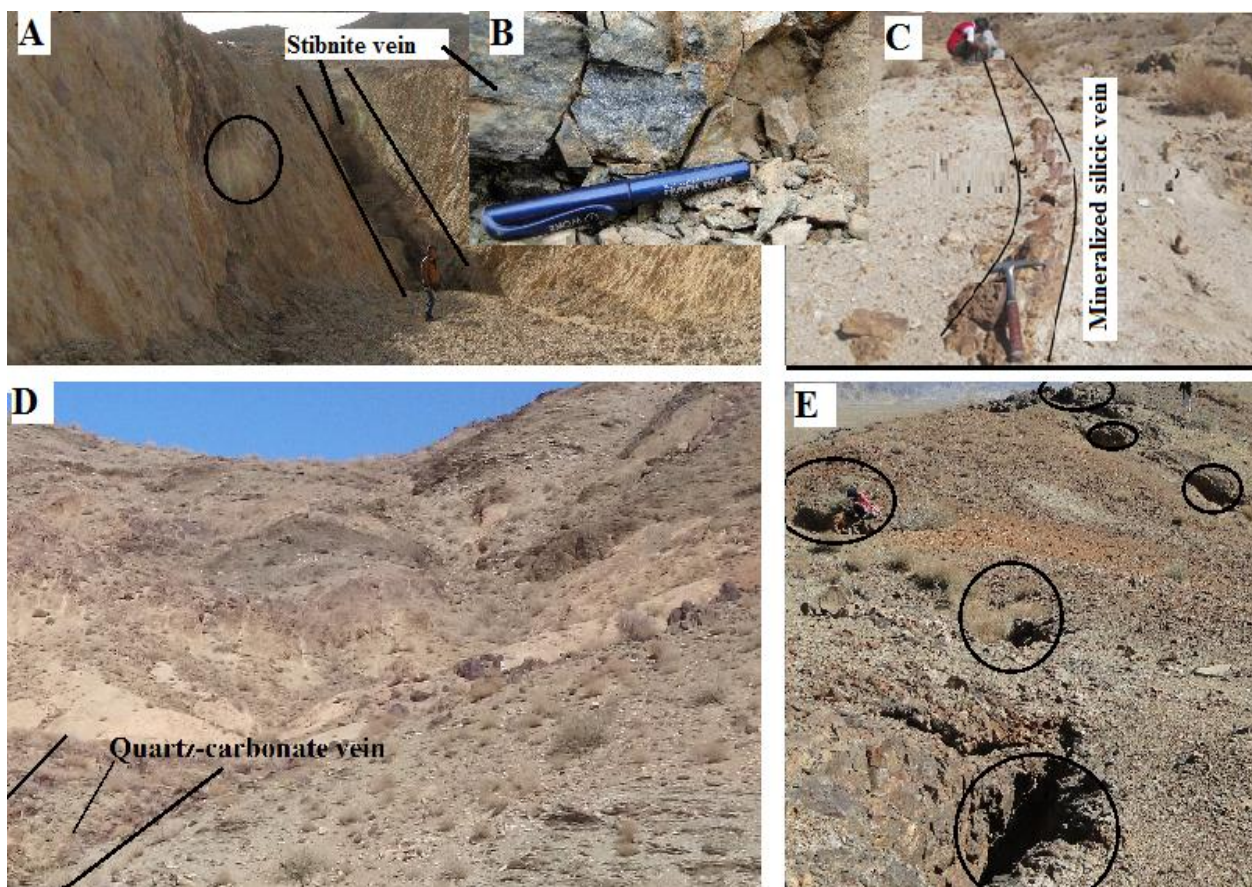
### کانی‌زایی و دگرسانی

در منطقه بررسی شده کانی‌زایی رگه‌ای آنتیموان و طلا و نشانه‌هایی از کانی‌زایی مس پورفیری دیده می‌شوند. رگه‌های معدنی در منطقه سفیدسنگ و درگیابان، رگه‌های کوارتز- استیبنیت، رگه‌های سیلیسی طلا‌دار و رگه‌های کوارتز- کربنات طلا‌دار هستند. استیبنیت هم به صورت رگه خالص و هم



تجزیه شیمیایی نشان می‌دهند برخی از این رگه تا یک گرم در تن طلا دارند (Marzi, 2016). در منطقه درگیابان رگه‌های سیلیسی-کربناته با ستبرای نزدیک به ۱ متر دیده می‌شوند (شکل ۸- D) که پتانسیل بالایی از طلا دارند (تا ۷ ppm) (Bagherifar, 2008). آثار شدادی و تونل‌های اکتشافی قدیمی فراوان در این منطقه دیده می‌شود که نشان‌دهنده استخراج این رگه‌ها در قدیم است (شکل ۸- E). یک واحد صنعتی وابسته به یک شرکت خصوصی در این منطقه از پلاسرهای بخش شمالی منطقه درگیابان، به بهره‌برداری طلا می‌پردازد.

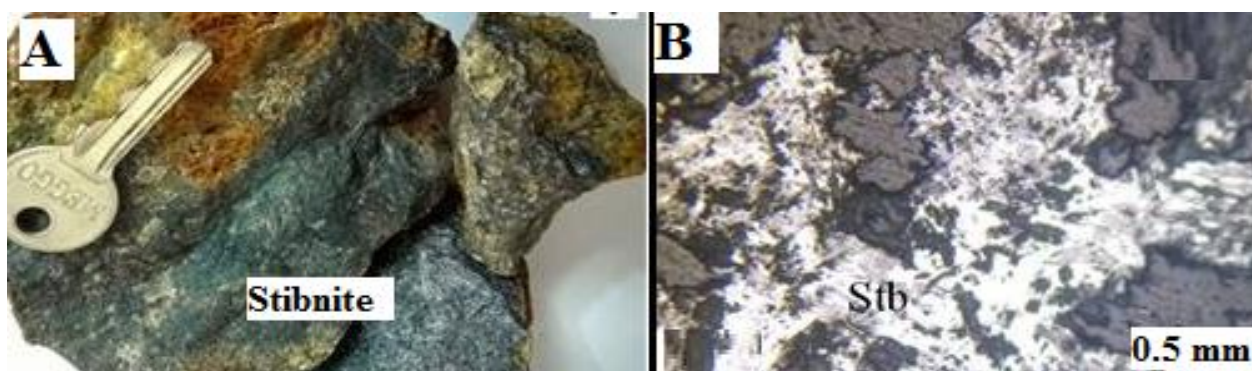
آنتیموان دارد (شکل ۸- B) و ستبرای آن به نیم متر هم می‌رسد. سنگ میزبان این رگه گرانیت است (شکل ۸- A). کانی‌زایی آنتیموان بیشتر با رگه‌هایی همراه است که روند خاوری-باختری و شمال‌خاوری-جنوب‌باختری دارند. رگه‌های سیلیسی نشان داده شده در شکل ۸- C کانی‌زایی طلا دارند. این رگه‌های طلا دار که بسیار برشی شده‌اند، دربرگیرنده مقدار کمی استینیت و پیریت نیز هستند. بخش‌های این برش به رنگ‌های گوناگونی دیده می‌شود که قطعات خاکستری درون آنها پیریت و استینیت دارند. طلا در زیر میکروسکوپ شناسایی نمی‌شود و داده‌های



شکل ۸- عکس‌هایی از رگه‌های معدنی و نشانه‌های آنها در منطقه سفیدسنگ و درگیابان: (A) رگه آنتیموان استخراج شده در سفیدسنگ در گرانیتوئید سفیدسنگ که پیرامون آن دگرسان شده است (دگرسانی در جایی که با دایره نشان داده شده است بیشتر است)؛ (B) بخشی از رگه استینیت که با بزرگ‌نمایی بیشتری نشان داده شده است؛ (C) رگه سیلیسی همراه با کانی‌زایی طلا در منطقه سفیدسنگ؛ (D) بخشی از رگه کوارتز-کربنات طلا دار در منطقه درگیابان، که دو طرف آن با دو خط موازی نشان داده شده است (دید رو به شمال)؛ (E) نشانه‌های شدادی در منطقه درگیابان (که جای آنها با دایره نشان داده شده است)

معدنی دیده می‌شود. در منطقه شورچاه که در شمال محدوده بررسی شده است، پیروتیت و ارسنوپیریت به صورت اولیه و اکسیدهای آنتیموان به صورت ثانویه در رگه‌های آنتیموان دار پدید آمده‌اند (Moradi *et al.*, 2015). رنگ‌های قرمز، زرد، قهوه‌ای، کرم و خاکستری رگه‌های همراه با کانی‌زایی پیامد جانشینی پیروتیت و دیگر سولفیدهای آهن در هیپوژن با اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن در گذر زمان است.

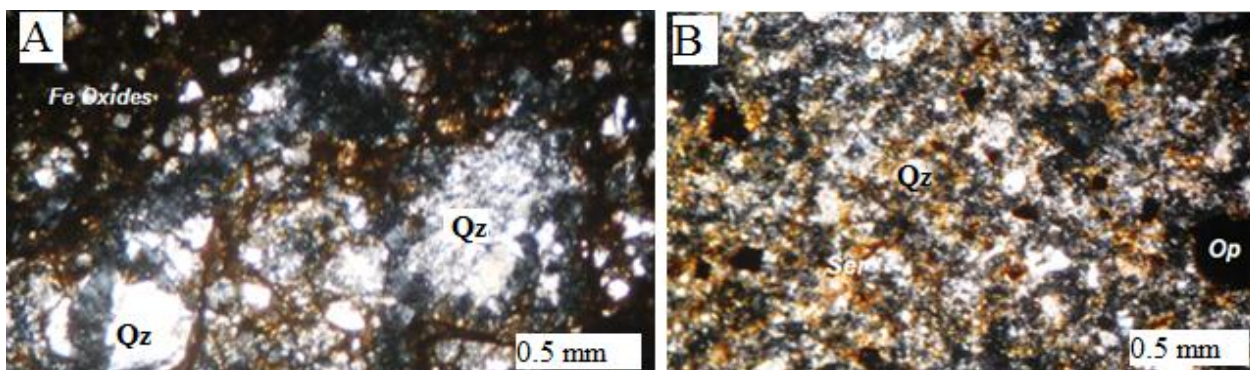
بلورهای استیبینیت در نمونه دستی رنگ خاکستری با شکل‌های باریک و کشیده دارند (شکل ۹- A). برپایه بررسی‌های کانی‌شناسی و کانه‌نگاری، استیبینیت کانه اصلی درون‌زاد در رگه‌های کوارتز- استیبینیت است و بلورهای نیمه‌شکل‌دار و بی‌شکل آن در فضاهای خالی میان بلورهای کوارتز پدید آمده‌اند (شکل ۹- B). ان ایزوتروپی شدید و ماکل‌های تکراری از ویژگی‌های این کانی در نور XPL است. پیروتیت به صورت دانه‌های ریز پراکنده در بیشتر رگه‌های



شکل ۹- A) استیبینیت با رنگ خاکستری در نمونه دستی؛ B) استیبینیت (Stb) در نور بازتابی

سیلیسی شده و کوارتز و دیگر شکل‌های  $\text{SiO}_2$  به صورت پراکنده و رگه‌ای در آنها گسترش پیدا کرده‌اند. همچنین، بیوتیت و کانی‌های کدر در فضاهای خالی آنها دیده می‌شوند (شکل ۱۰- B).

فراوان‌ترین باطله، کوارتز است که همراه با اکسیدهای آهن، کانی‌های رسی و کربناته در این رگه‌ها دیده می‌شود (شکل ۱۰- A). سنگ‌های میزبان در اطراف رگه‌های معدنی دچار دگرسانی

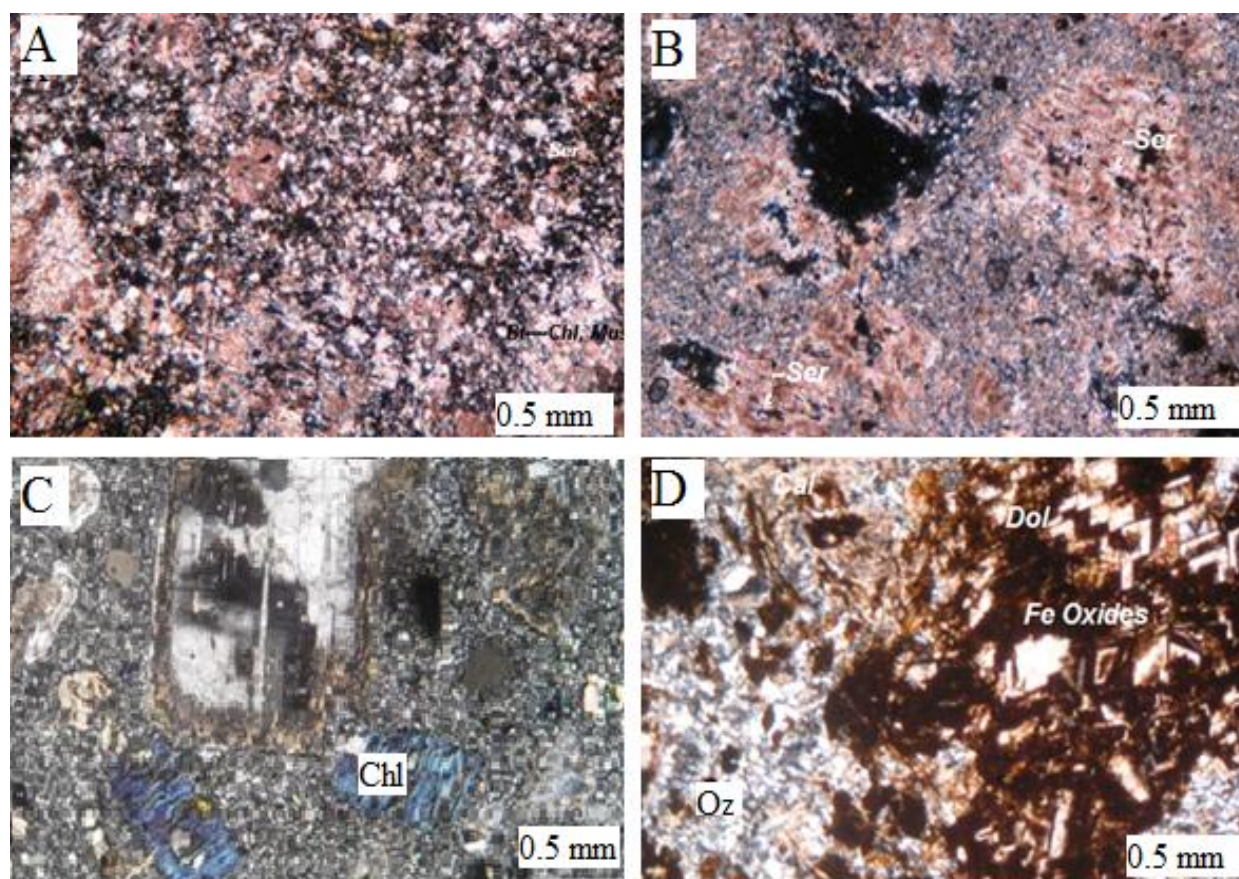


شکل ۱۰- A) نمایی از بلورهای کوارتز در رگه سیلیسی در سفیدسنگ (شبه شکستگی آنها دچار آغستگی‌هایی از هیدرواکسید آهن شده است)؛ B) سنگ اطراف رگه‌های سیلیسی که سرشار از کوارتز است و کانی‌های ثانویه و کدر در فضای خالی دیده می‌شوند



برآورده شده است که در محدوده کانی‌زایی اپی‌ترمال جای می‌گیرند (Marzi, 2016). در منطقه درگیابان، سنگ‌های نیمه‌بیرونی (مانند: گرانودیوریت پورفیری و دیوریت پورفیری) به شدت دگرسان شده هستند. گسترده‌ترین دگرسانی‌ها در این سنگ‌های از نوع فیلیک و پروپیلیتیک هستند (شکل ۱۱). در سنگ‌هایی که دچار دگرسانی فیلیک شده‌اند کانی‌های اولیه (مانند: پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت) با سریسیت، کوارتز، اپیدوت، کلسیت و کلریت جایگزین شده‌اند. در این سنگ‌ها درصد حجمی سریسیت، کوارتز و پیریت بسیار بیشتر از دیگر کانی‌هاست (شکل‌های ۱۱-A و ۱۱-B).

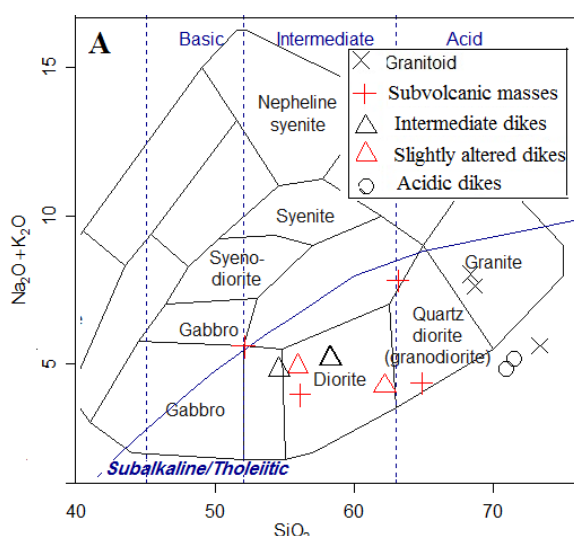
در منطقه سفیدسنگ، گرانیته در اطراف رگه استیبنیت دچار دگرسانی شده است. دگرسانی آن بیشتر دگرسانی آرژیلیک است (شکل ۸-A). رگه‌های سیلیسی در واحدهای فلیشی نیز هاله دگرسانی گسترده‌ای دارند که بیشتر به صورت دگرسانی آرژیلیک و سیلیسی است. در پی آغشتگی به هیدروکسیدهای آهن، این هاله نمایی رنگارنگ دارد. رگه‌های آنتیموان و طلا در منطقه سفیدسنگ و درگیابان از نوع گرمابی است و گسل‌ها نقش بسیاری در کنترل کانی‌زایی داشته‌اند. دمای همگنی و شوری سیال‌های درگیر در کوارتزهای همراه با رگه‌های معدنی به ترتیب از ۲۳۰ تا ۲۵۰ درجه سانتیگراد و ۳/۱ تا ۳/۶ درصدوزنی معادل نمک‌طعام



شکل ۱۱- تصویرهای میکروسکوپی از دگرسانی‌ها در منطقه درگیابان: (A) دگرسانی سریسیتی؛ (B) دگرسانی سریسیتی؛ (C) دگرسانی پروپیلیتیک؛ (D) رگه کوارتز- کربنات



محدوده گرانیتویدهای نوع S هستند؛ اما گرانیت در گیابان در محدوده گرانیتویدهای نوع I جای می‌گیرد. گرانیت منطقه سفیدسنگ که دربرگیرنده میکروکلین و مسکوویت است از دیدگاه کانی‌شناسی نیز همانند گرانیتویدهای نوع S است؛ اما گرانیتویدهای منطقه در گیابان، مگنتیت، اسفن و آمفیبول دارند و این نکته نشان می‌دهد کانی‌شناسی این سنگ‌ها همانند گرانیتویدهای نوع I است.



شکل ۱۲- نامگذاری شیمیایی سنگ‌های آذرین درونی و نیمه‌بیرونی سفیدسنگ برپایه نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (Cox et al., 1979)

رده‌بندی سنگ‌های منطقه برپایه شاخص آلومینیم نشان می‌دهد گرانیتویدها در محدوده پرآلومین جای می‌گیرند (شکل ۱۳- B). دو نمونه‌ای که به مقدار اندک پر آلومین هستند گرانیتوید در گیابان هستند که از نوع I است؛ اما گرانیتوید سفیدسنگ شاخص آلومینیم بالاتر و کاملاً پرآلومین دارد.

#### سری ماگمایی

گرانیتویدها، توده‌های نیمه‌بیرونی و دایک‌های حد واسط و اسیدی از نوع ساب‌آلکان از سنگ‌های آذرین بررسی شده هستند. این

در سنگ‌هایی که دچار دگرسانی پروپلیتیک شده‌اند، میزان کلریت، اپیدوت و کلسیت بیشتر است (شکل ۱۱- C). رگچه‌ها و استوکورک‌های کوارتز و پیریت در این سنگ‌ها کمیاب هستند. بیوتیت گرمابی در برخی سنگ‌های منطقه در گیابان دیده می‌شود که شاید نشانه‌ای از دگرسانی پتاسیک باشد. بیشتر دایک‌ها دگرسانی کمتری را نشان می‌دهند. رگه‌ها و رگچه‌های کلسیت و دولومیت در منطقه در گیابان پدیده‌ای رایج است و معمولاً رگه‌های سیلیسی را قطع کردند (شکل ۱۱- D).

در منطقه در گیابان کانی‌زایی مس در یک واحد آندزیتی به صورت کربنات مس (مالاکیت) دیده شد. در نمونه‌ای که از این واحد برداشت شد مقدار مس به بیش از یک درصد حجمی می‌رسد (جدول ۱). افزون‌براین، در نمونه‌های برداشت شده از سنگ‌های نیمه‌بیرونی آنومالی‌های چشمگیری از سرب و روی وجود دارد (جدول ۱). این آنومالی‌ها و نوع و گسترش دگرسانی‌ها در سنگ‌های نیمه‌بیرونی در منطقه در گیابان شاید با یک سیستم کانی‌زایی پورفیری در منطقه مرتبط باشد. رگه‌های طلا، سرب، روی و آنتیموان در منطقه چه‌بسا بخش حاشیه‌ای یک سیستم پورفیری باشند. اثبات این فرضیه نیازمند انجام بررسی‌های بیشتر است.

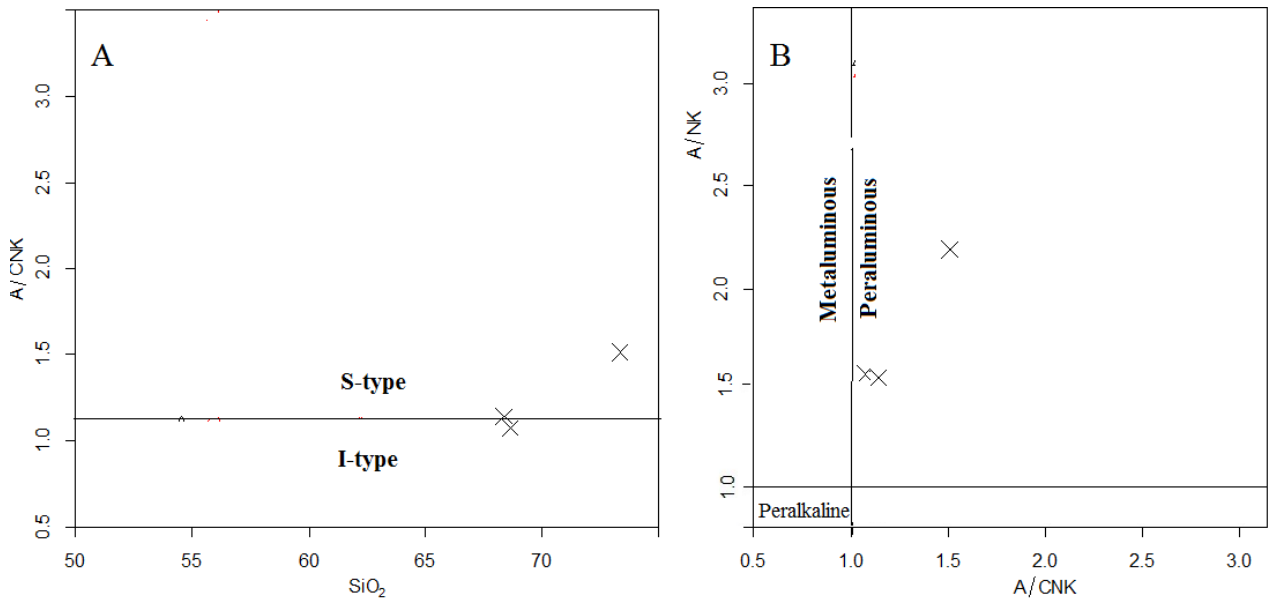
#### رده‌بندی شیمیایی

نمونه‌های بررسی شده برپایه نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ، ترکیب گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت، مونزودیوریت و کوارتز مونزونیت دارند (شکل ۱۲).

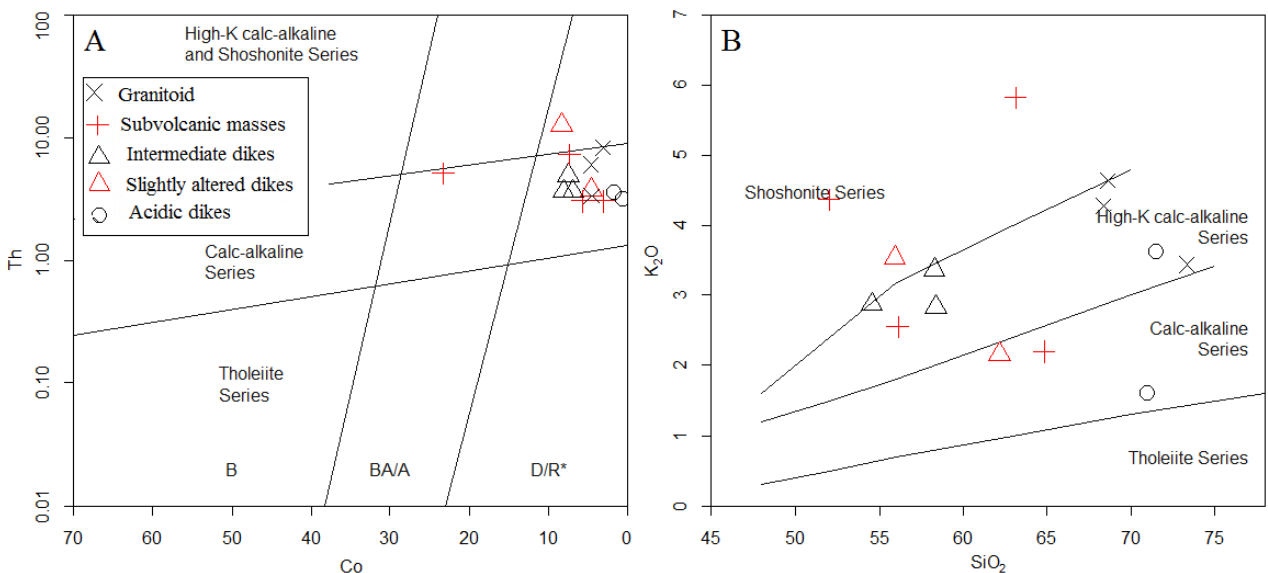
برپایه نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر A/CNK سنگ‌های بررسی شده در محدوده گرانیتویدهای نوع I و نوع S هستند (شکل ۱۳- A). گرانیت سفیدسنگ در

توده‌های نیمه‌بیرونی در محدوده سری ماگمایی شوشونیتی جای گرفته‌اند. از آنجایی که این دو نمونه تا اندازه‌ای دچار دگرسانی شده‌اند، پس افزایش مقدار پتاسیم در آنها پیامد تأثیر سیال‌های گرمابی بوده است.

سنگ‌های بیشتر از سری ماگمایی کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا هستند (شکل ۱۴). در شکل ۱۴ - A تقریباً همه نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده سری ماگمایی کالک‌آلکان جای می‌گیرند؛ اما در شکل ۱۴ - B، دو نمونه از



شکل ۱۳- نمایش ترکیب نمونه‌های سفیدسنگ و درگیابان: A) نمودار در برابر SiO<sub>2</sub> در برابر A/CNK (Chappell and White, 1974)؛ B) نمودار A/CNK در برابر A/NK (Shand, 1969) (A=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, C=CaO, N=Na<sub>2</sub>O, K=K<sub>2</sub>O)

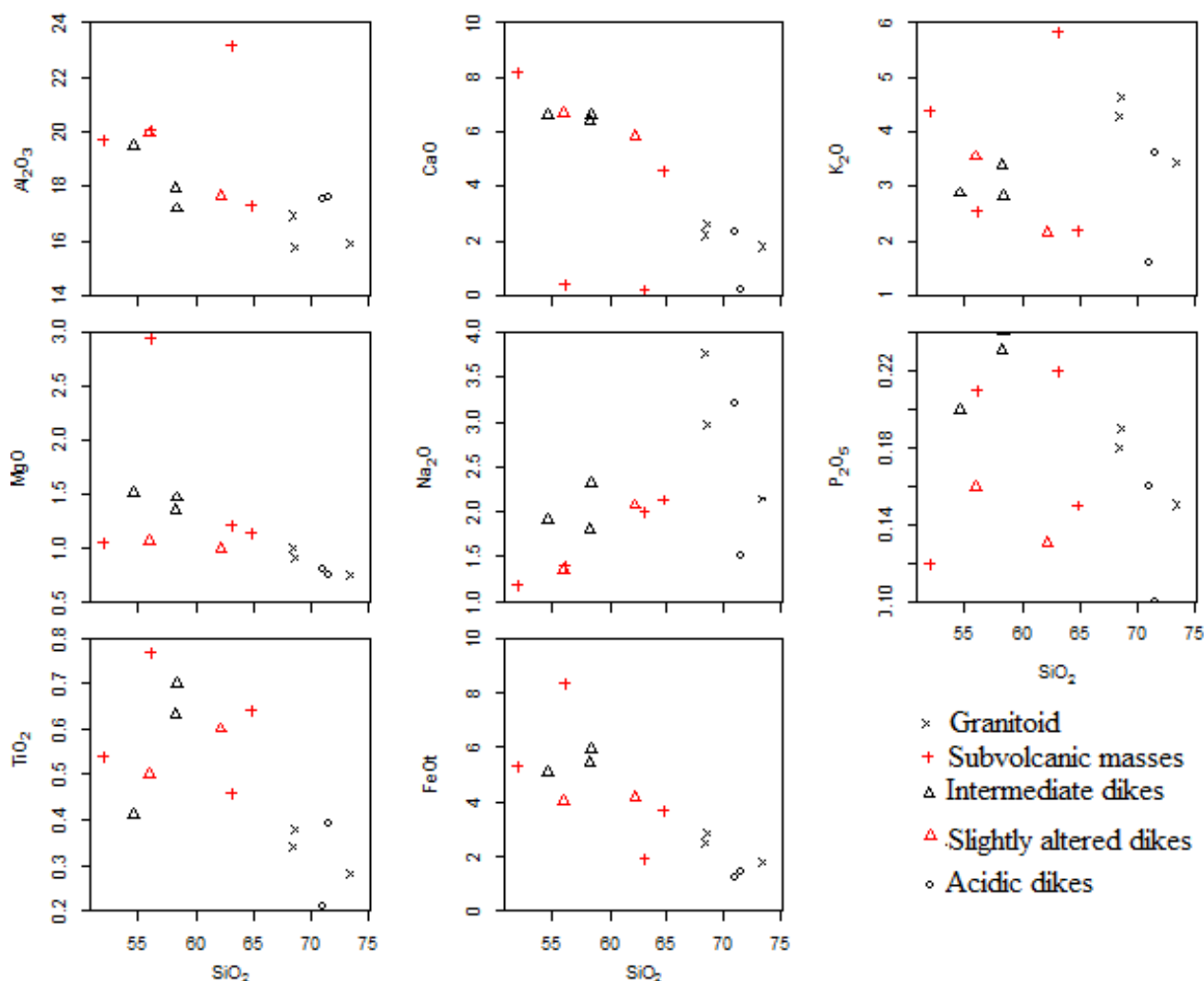


شکل ۱۴- جایگاه نمونه‌های سفیدسنگ و درگیابان در نمودارهای جداکننده سری ماگمایی: A) نمودار Th در برابر Co (Hastie et al., 2007)؛ B) نمودار K<sub>2</sub>O در برابر SiO<sub>2</sub> (Peccerillo and Taylor 1976)

## زمین‌شیمی عنصرهای اصلی

رفتار شیمیایی عنصرهای اصلی در نمودارهای تغییرات هارکر برای گرانیتوئید، توده‌های نیمه‌بیرونی، دایک‌های حد واسط و اسیدی در شکل ۱۵ نشان داده شده است. بالاترین مقدار  $\text{SiO}_2$  در نمونه‌ها برابر با ۷۳/۳۵ درصد وزنی است که مربوط به یک گرانیت است و کمترین مقدار آن برابر با ۵۲ درصد وزنی مربوط به یک دیوریت پورفیری دگرسان شده است. این سنگ، میزبان کانی‌زایی مس است و رگچه‌های مالاکیت در آن دیده و شناسایی می‌شوند. در کل، در

همه نمونه‌ها با افزایش  $\text{SiO}_2$ ، اکسیدهای آهن،  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{TiO}_2$  و  $\text{K}_2\text{O}$  کاهش و  $\text{Na}_2\text{O}$  افزایش یافته‌اند. تغییرات دیگر عنصرهای اصلی (مگر  $\text{K}_2\text{O}$ ) با روند تفریق یا ذوب‌بخشی همخوانی دارد، هرچند از آنجایی که سنگ‌های تفریق یافته منطقه (مانند: گرانیتوئیدها)، از سنگ‌های نیمه‌بیرونی (مانند: دایک‌ها) قدیمی‌تر هستند، ارتباط دیده شده میان آنها با فرایند جدایش بلورین توضیح‌دانی نیست. شاید هرکدام از این گروه سنگ‌ها مربوط به رویدادهای ماگمایی متفاوتی هستند.



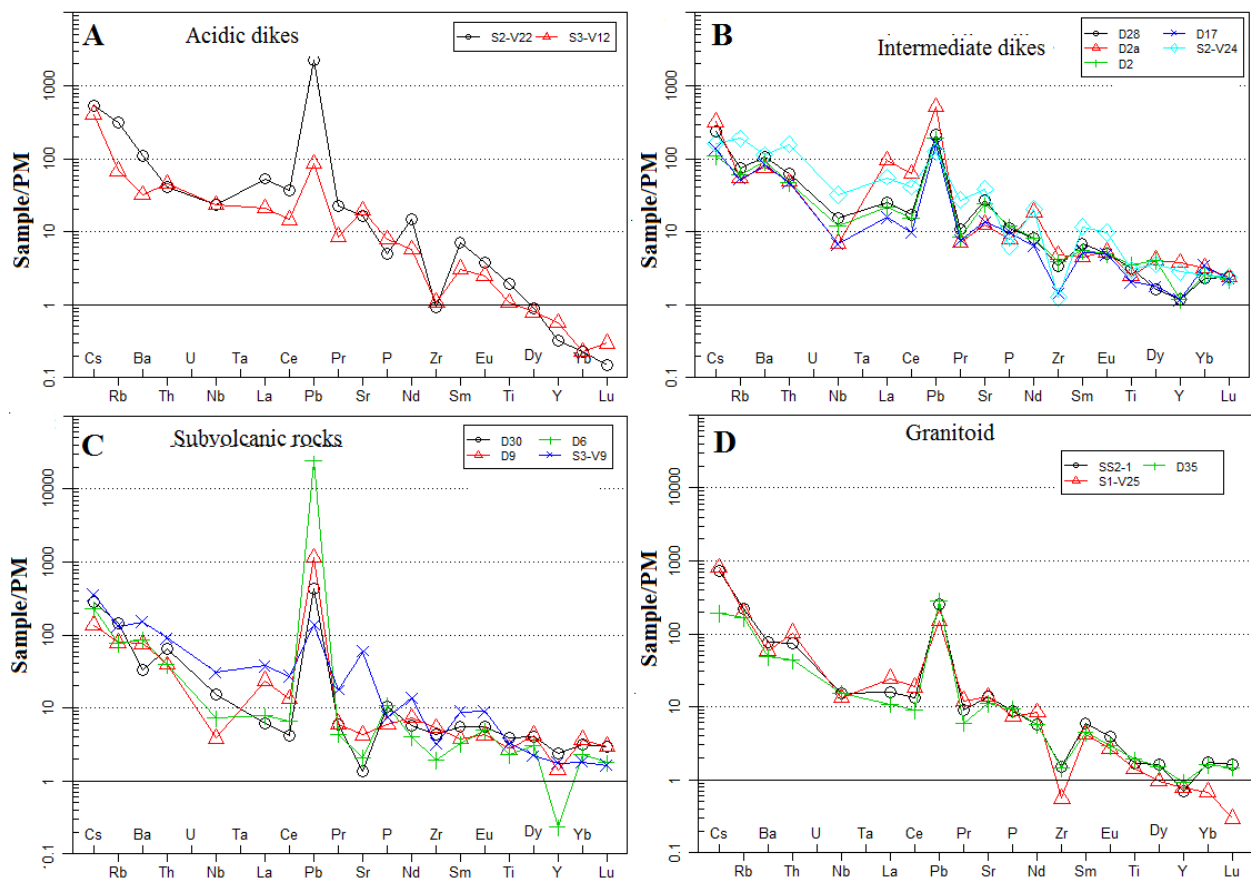
شکل ۱۵- نمودارهای تغییرات برخی عنصرهای اصلی در برابر اکسید سیلیسیم (Harker, 1909) برای سنگ‌های آذرین سفیدسنگ و درگیابان

دارند. روند افزایشی اکسید سدیم در برابر اکسید سیلیسیم در توده‌های نیمه‌بیرونی و دایک‌های منطقه پیامد افزایش درصد پلاژیوکلازهای سدیم در سنگ‌های سرشار از کوارتز است. در شکل ۱۵ برپایه مقدار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  سنگ‌های منطقه در دو گروه جای دارند؛ گرانیت‌ها و دایک‌های اسیدی یک گروه و سنگ‌های نیمه‌بیرونی حد واسط گروه دیگری هستند.

### زمین‌شیمی عنصرهای کمیاب

در نمودارهای عنکبوتی، مقدار عنصرهای کمیاب در نمونه‌های بررسی شده در برابر مقدار این عنصرها در ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده است (شکل ۱۶).

افزایش مقدار پتاسیم در سنگ‌های نیمه‌بیرونی نسبت به گرانیت‌ها نیز شاید پیامد دگرسانی و تفاوت در نوع و سنگ خاستگاه ماگما باشد. اصولاً آلومینیم و کلسیم به کانی‌های فرومنیزین و پلاژیوکلاز کلسیم‌دار وارد می‌شوند (Mason and Moore, 1982; Aragon *et al.*, 2002; Calanchi *et al.*, 2002) و به‌همین‌رو، مقدارشان در سنگ‌هایی بیشتر است که بیشتر از کانی‌های یادشده ساخته شده است. اصولاً مقدار پلاژیوکلازها و به‌ویژه میزان آلومینیم و کلسیم آنها در سنگ‌های اسیدی کاهش می‌یابد. مقدار آهن، تیتانیم و منیزیم مرتبط با حضور مگنتیت و کانی‌های فرومنیزین است، هرچند کانی‌های پدیدآمده از دگرسانی (مانند: کلریت، اپیدوت و کلسیت) هم نقشی مهمی در افزایش غیرعادی عنصرهای یادشده



شکل ۱۶- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای عنصرهای فرعی در سنگ‌های منطقه سفیدسنگ و درگیابان

نمونه) نسبت به ترکیب کندریت غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین، در همه نمونه‌های بررسی شده عنصرهای خاکی کمیاب سبک نسبت به عنصرهای خاکی سنگین غنی‌شدگی نشان می‌دهند و در بیشتر آنها (مگر نمونه‌های دگرسان‌شده) مقدار عنصرهای سبک در مقایسه با عنصرهای سنگین با شیب بیشتری کاهش می‌یابد. غنی‌شدگی و روند کاهش LREE در برابر HREE شاید پیامد وابستگی آنها به ماگماهای کالک‌آلکالن و سرشار از پتاسیم در پهنه‌های فرورانش، برخورد و پس‌برخوردی باشد (Rollinson, 1993; Marchev *et al.*, 2004; Nicholson *et al.*, 2004; Zulkarnain 2009; Helvacı *et al.*, 2012; Asiabanha *et al.*, 2009). افزون‌براین، LREE از HREE عنصرهای ناسازگارتری هستند پس اصولاً در پایان تفریق تمرکز بیشتری دارند (Mason and Moore, 1982) درجه ذوب‌بخشی کم‌گوشته و آرایش با مواد پوسته‌ای نیز از دیگر دلایل غنی‌شدگی LREE در برابر HREE دانسته شده‌اند (Almeida, *et al.*, 2007). اگرچه الگوهای عنصرهای کمیاب برای بیشتر نمونه‌های بررسی شده تا اندازه‌ای همانند است، اما این الگوها برای هر گروه از سنگ‌ها (مانند: گرانیتوئیدها، توده‌های نیمه‌بیرونی و دایک‌های حد واسط تا اسیدی) تفاوت‌هایی دارند. اگر این الگوهای برای نمونه‌های گوناگون هم‌روند و همانند باشند، شاید نشان‌دهنده خاستگاه گرفتن آنها از یک ماگما باشد (Seghedi, *et al.*, 2004). الگوی توده‌های نیمه‌بیرونی به‌ویژه در عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به دیگر سنگ‌ها تفاوت بیشتری را نشان می‌دهد و این نکته نشان‌دهنده تأثیر دگرسانی بر آنهاست. در حقیقت، عنصرهای خاکی کمیاب سبک پیامد رفتار سیال‌های گرمایی

این نمودارها برای نمونه‌های برداشت‌شده از دایک‌های اسیدی، دایک‌های حد واسط، توده‌های نیمه‌بیرونی دگرسان و گرانیتوئیدها رسم شده‌اند (شکل ۱۶).

الگوی عنصرهای HFS برای دایک‌های اسیدی شیب منفی تندی دارد؛ به‌گونه‌ای که عنصرهایی مانند Dy, Y, Yb و Lu تهی‌شدگی آشکاری در برابر ترکیب گوشته اولیه دارند و Zr آنومالی منفی شدیدی را نشان می‌دهد (شکل ۱۶-A). در دایک‌های حد واسط، Nb و Zr در همه نمونه‌ها و Y در برخی نمونه‌ها آنومالی منفی آشکاری دارند (شکل ۱۶-B). در سنگ‌های نیمه‌بیرونی، عنصرهای Nb, Zr و Y آنومالی‌های منفی با شدت متفاوت را نشان می‌دهند (شکل ۱۶-C). آنومالی مثبت سرب در نمونه D6 چشمگیر است. الگوی متفاوت این نمونه‌ها پیامد تأثیر دگرسانی و کانی‌زایی در آنهاست. برای نمونه، نمونه D30 که کانی‌سازی مس دارد، بسیار دچار دگرسانی فلیک شده است. در نمونه‌های گرانیتوئید، آنومالی منفی ضعیف Ti همراه آنومالی منفی آشکاری از Y، Nb و Zr دیده می‌شود (شکل ۱۶-D).

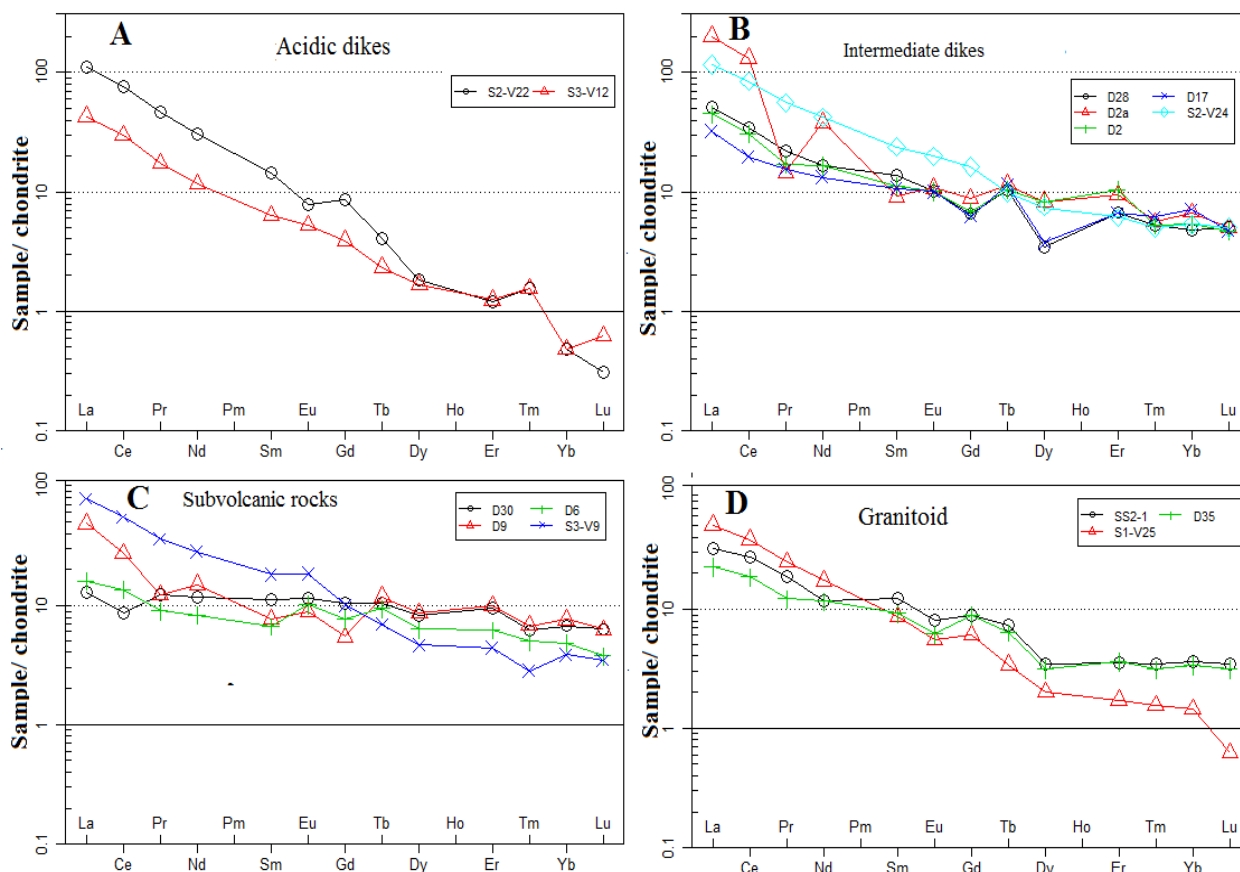
در کل، برپایه این نمودارها، مقدار LILE در برابر HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهد و آنومالی سرب بسیار مثبت است. ماگماهایی که از ذوب‌بخشی گوشته متاسوماتیسم شده در بالای پهنه فرورانش و یا از پوسته زیرین خاستگاه می‌گیرند سنگ‌هایی با ویژگی‌های یادشده در جمله پیشین را پدید می‌آورند (Chappell and White, 1992; Tiepolo *et al.*, 2002).

#### زمین‌شیمی عنصرهای خاکی کمیاب

الگوی عنصرهای خاکی کمیاب برای نمونه‌های بررسی‌شده که در برابر مقدار میانگین آنها در ترکیب کندریت (Boynton, 1984) بهنجار شده‌اند در شکل ۱۷ نشان داده شده است. تقریباً همه عنصرهای خاکی کمیاب (مگر Lu و Dy در دو

ضعیفی دیده می‌شود ( $Eu/Eu^* = 0.72-1.52$ ) (شکل ۱۷؛ جدول ۱). فراوانی آمفیبول در سنگ‌ها و شرایط اکسیدان محیط پیدایش، آنومالی منفی Eu ضعیف‌تر، محو یا مثبت را به دنبال دارد (Henderson and Pankhurst, 1984).

هستند که از این سنگ‌ها بیرون رفته‌اند. در شمار کمی از نمونه‌های بررسی‌شده، Eu آنومالی منفی ضعیفی نشان می‌دهد؛ اما در بیشتر نمونه‌ها و به‌ویژه در دایک‌های حد واسط و توده‌های نیمه‌بیرونی آنومالی ندارد و یا آنومالی مثبت



شکل ۱۷- الگوی بهنجار شده به ترکیب کندریت (Boynton, 1984) برای عنصرهای خاکی کمیاب در سنگ‌های آذرین سفیدسنگ و درگیابان

در جایگاه‌های زمین‌ساختی مرتبط به کمان‌ها پدید آمده‌اند و در محدوده گرانیتوئیدهای کمان‌های آتشفشانی (VAG) و گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (SYN-COLG) جای می‌گیرند (شکل ۱۸-B). در شکل ۱۸-C، نمونه‌های بررسی‌شده تنها در محدوده گرانیتوئیدهای کمان‌های آتشفشانی (VAG) جای گرفته‌اند. گرانیتوئیدهای مرز قاره نسبت به گرانیتوئیدهای برخورد قاره، آنومالی منفی Eu

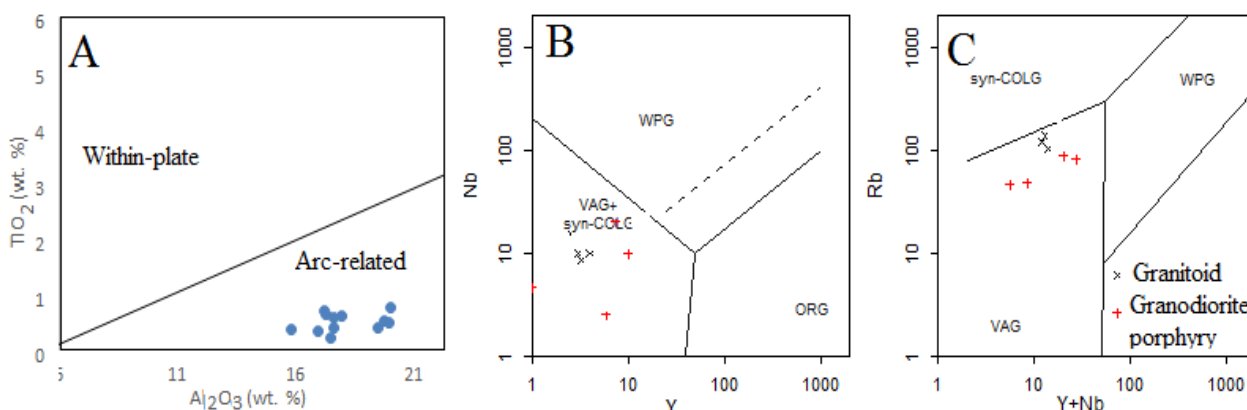
### جایگاه زمین‌ساختی ماگما

بیشتر گرانیتوئیدهای نوع I کالک‌آلکان پتاسیم بالا که به مقدار اندکی پرآلومین هستند، به جایگاه‌های مرتبط با پوسته قاره‌ای وابسته هستند (Maniar and Piccoli, 1989). این گرانیتوئیدها عبارتند از گرانیتوئیدهای مرز قاره‌ای (CAG)، برخورد قاره-قاره (CCG) و پس از کوهزایی (POG). برپایه شکل ۱۸-A، همه سنگ‌های آذرین درونی و نیمه‌بیرونی بررسی‌شده



دیده می‌شود (Rogers and Greenberg, 1990).

ضعیف‌تری دارند و در الگوی LREE آنها شیب بیشتری

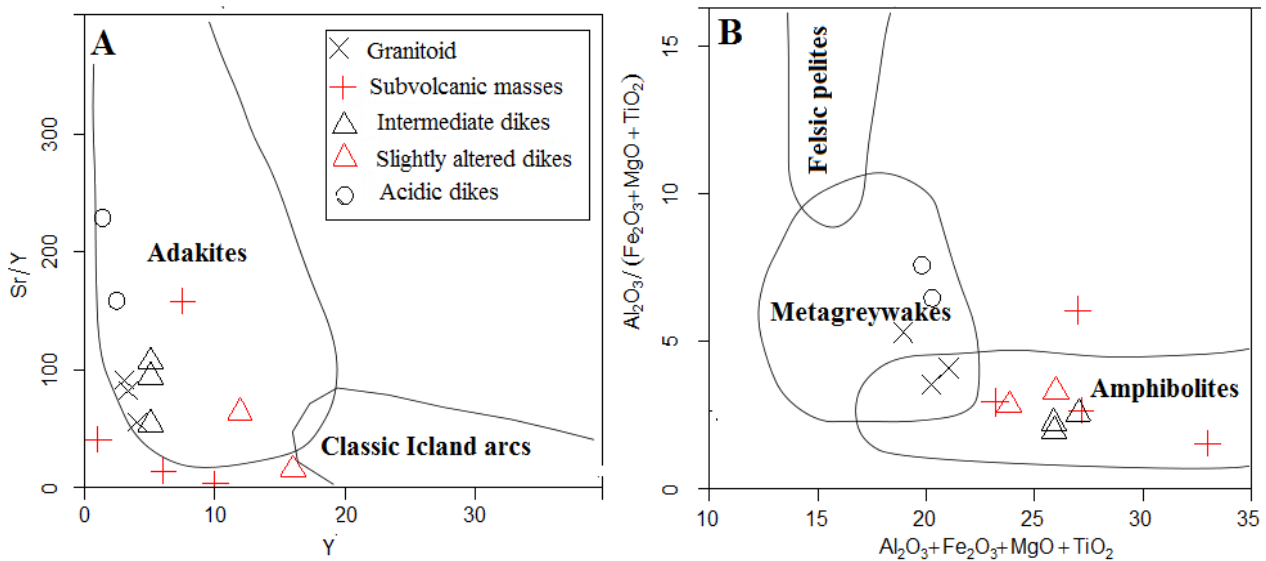


شکل ۱۸- جایگاه نمونه‌های سفیدسنگ و درگیابان در نمودارهای شناسایی جایگاه‌های تکتونوماگمایی: (A) نمودار  $Al_2O_3$  در برابر  $TiO_2$  (Pearce, 1982)؛ (B) نمودار Y در برابر Nb (Müller *et al.*, 1992)؛ (C) نمودار Y+Nb در برابر Rb (Pearce, 1982)

AFC نبوده است. همچنین، در الگوی جدایش بلورین، سنگ‌های بازیک باید زودتر از سنگ‌های اسیدی پدید آمده باشند. از این رو، ذوب بخشی پوسته زیرین یا ذوب بخشی بقایای پوسته اقیانوسی در پهنه‌های فرورانش قدیمی شاید الگوی منطقی‌تری برای پیدایش ماگمای سنگ‌های بررسی شده باشد. غنی‌شدگی Pb، K، Rb و Th و تهی‌شدگی Y، Nb، Ti و Zr هم با ماگماهای پدیدآمده در گوشته بالای پهنه فرورانش و هم با مذاب‌های پدیدآمده از پوسته زیرین سازگار است (Harris *et al.*, 1986; Chappell and White, 1992). تهی‌شدگی Y، Nb، Ti و Zr در ماگماهای گوشته‌ای پیامد نبود تحرک آنها در هنگام متاسوماتیسم دانسته می‌شود (Davidson, 1996; Noll, *et al.*, 1996). برپایه شکل ۱۹-B، شماری از نمونه‌های بررسی شده از ذوب آمفیبولیت‌ها و نمونه‌های دیگر بیشتر از ذوب متاگزیوک پدید آمده‌اند. گرانیتوئیدها به‌ویژه گرانیتوئیدهای سفیدسنگ و دایک‌های اسیدی از ذوب متاگزیوک و دایک‌های حد واسط و توده‌های نیمه‌بیرونی از ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها پدید آمده‌اند (شکل ۱۹-B).

### خاستگاه ماگما و سنگ‌زایی

رایج‌ترین خاستگاه گرانیتوئیدهای نوع I، ماگماهای پدیدآمده در گوشته بالای پهنه فرورانش است که بسیار دچار جدایش بلورین همراه با آلودگی شده‌اند (AFC). با وجود این، ذوب بخشی سنگ‌های گوناگون پوسته زیرین و میزان آن در پیدایش ماگماهای همانند ماگماهای گوشته‌ای را نباید نادیده گرفت. در الگوی ذوب بخشی، ماگمای بازیک یا جابجایی‌های سست‌کره‌ای به‌سوی بالا، گرمای لازم برای ذوب سنگ‌های سنگ‌کره و پوسته زیرین را فراهم می‌کند. در نمودار تغییرات Y در برابر Sr/Y (Martin, 1993) نمونه‌های بررسی شده در محدوده ماگماهایی با خاستگاه آداکیتی نیز جای گرفته‌اند (شکل ۱۹-A). برای پیدایش آداکیت‌ها، هم ذوب بخشی پوسته اقیانوسی مرتبط با فرورانش اولیه (Kay, 1978) و هم ذوب بخشی پوسته قاره‌ای (Whattam *et al.*, 2012) پیشنهاد شده است. حجم بالای گرانیتوئید زاهدان و دیگر سنگ‌های اسیدی و حد واسط در منطقه و نبود سنگ‌های بازیک و هم‌ارزهای آتشفشانی پیامد تبلور بخشی یا فرایندهای



شکل ۱۹- جایگاه نمونه‌های سفیدسنگ و درگیابان در: (A) نمودار Sr/Y در برابر Y (Martin, 1993)؛ (B) نمودار  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$  در برابر  $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2$  (Magna et al., 2010)

### نتیجه‌گیری

کهن‌ترین واحد زمین‌شناسی در سفیدسنگ و درگیابان سنگ‌های فلیشی دگرگونه (فیلیت و شیست) هستند که به ترتیب با گرانیتوئیدها و توده‌های نیمه‌بیرونی و دایک‌های اسیدی قطع شده است. دایک‌های متقاطع حد واسط نیز همه واحدهای پیشین را قطع کردند. رگه‌های سیلیسی همراه با کانی‌زایی (رگه‌های کوارتز-کربنات و رگه‌های کوارتز-استینیت) از دایک‌های حد واسط هم جوان‌تر هستند. سنگ‌های آذرین منطقه ترکیب گرانیت تا دیوریت دارند. گرانیت منطقه سفیدسنگ از نوع S و گرانیتوئید منطقه درگیابان از نوع I است. سنگ‌های آذرین بررسی شده کالک‌آلکان و پرآلومین و متالومین هستند و در الگوی نمودار عنکبوتی آنها، مقدار LILE در برابر HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهد. این ویژگی از ویژگی‌های ماگماهای مرتبط با محیط‌های فرورانشی و ماگماهای پدیدآمده در پوسته زیرین است. گرانیتوئید نوع I منطقه از

هر چند ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نمونه‌های بررسی شده همانند سنگ‌هایی پدیدآمده در کمان‌های ماگمایی است، اما چنین ویژگی‌هایی در سنگ‌هایی که در پهنه‌های برخوردی و پس‌برخوردی پدید آمده‌اند نیز دیده می‌شوند (Harris et al., 1986). برپایه شکل ۱۹-B، چه‌بسا گرانیتوئیدها و دایک‌های اسیدی به رویدادهای فرورانش و برخورد پهنه جوش‌خورده سیستان با بلوک‌های مجاور و توده‌های نیمه‌بیرونی و دایک‌های حد واسط به گسل‌ها و رویدادهای کششی پس‌برخوردی مربوط باشند. در هنگام فرورانش، نفوذ سیال‌ها و مواد فرار به گوشته، متاسوماتیسم و ذوب‌بخشی آن را به دنبال دارد. شاید بخش بزرگی از گوشته متاسوماتیسم شده برای میلیون‌ها سال دچار ذوب‌بخشی نشده باشد و سپس در پی رویدادهای پس‌برخوردی دچار گسل‌های راستالغز و جابجایی‌های سنگ‌کره‌ای و سست‌کره‌ای شده و به دنبال تغییرات فشار و گرما ذوب شده باشد و ماگماهایی همانند ماگماهای کمان‌های ماگمایی پدید آورده باشد.

پتاسیک در بخش‌های بررسی شده که همراه با آنومالی‌هایی از مس، سرب و روی است شاید نشانه‌هایی از یک سیستم مس پورفیری باشد. کانی‌زایی آنتیموان و طلا از نوع رگه‌ای اپی‌ترمال بوده است که در منطقه سفیدسنگ در رگه‌های سیلیسی برشی شده دیده می‌شوند. طلا در منطقه درگیابان در رگه‌های کوارتز-کربنات آغشته به اکسیدهای آهن وجود دارد. کانی‌زایی‌ها بیشتر در رگه‌های شمال‌خاوری-جنوب‌باختری رخ داده است.

ذوب‌بخشی گوشته متاسوماتیسم شده یا سنگ‌های با این ترکیب هنگام رویداد فرورانش و یا پس از آن پدید آمده‌اند؛ اما گرانیتویدهای نوع S منطقه و دایک‌های اسیدی که حجم کمی هم دارند و از ذوب‌بخشی گریوک‌ها و شاید در جایگاه‌های برخوردی پدید آمده‌اند. توده‌های نیمه‌بیرونی و دایک‌های متقاطع حد واسط شاید از ذوب‌بخشی گوشته‌های متاسوماتیسم شده قدیمی در یک جایگاه پسابروردی پدید آمده‌اند. دگرسانی‌های فیلیک، پروپیلیتیک و

## منابع

- Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. and Oliveira, E. C. (2007) Geochemistry and zircon geochronology of the I- type high- K calc- alkaline and S- type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97–1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research* 155: 69- 97.
- Aragon, E., Gonzalez, P., Yolanda, E., Cavarozzi, A. C., Llambias, E. and Rivalenti, G. (2002) Thermal divide andesites–trachytes, petrologic evidence, and implications from Jurassic north Patagonian massif alkaline volcanism. *Journal of South American Earth Sciences* 103: 16- 91.
- Asiabanha, A., Bardintzeff, J. M., Kananian, A. and Rahimi, G. (2012) Post- Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences* 45: 79–94.
- Bagherifar, A. (2008) Gold Geochemical Explorations in Dargiabab Area (SE Zahedan). MSc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (in Persian with English abstract).
- Berberian, M. (1983) Geological Map of Zahedan (1:100000 sheet), Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Boomeri, M. (2014) Mineral deposits and deposits of Sistan and Baluchestan. 6<sup>th</sup> National Conference of Economic Geology Society of Iran, Zahedan, Iran.
- Boomeri, M. (2017) Porphyry deposits in Sistan suture zone, Sistan and Baluchestan province, southeast Iran. 9<sup>th</sup> National Conference of Economic Geology Society of Iran, Birjand, Iran.
- Boynton, W. V. (1984) Cosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 63– 114. Elsevier, Amsterdam, Netherlands.
- Calanchi, N., Peccerillo, A., Tranne, C. A., Lucchini, F., Rossi, P. L., Kempton, P., Barbieri, M. and Wue, T. W. (2002) Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the Island of Panarea: implications for mantle evolution beneath the Aeolian island arc (southern Tyrrhenian Sea). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115: 367- 395.
- Camp, V. E. and Griffis, R. J. (1982) Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan Suture Zone, Eastern Iran. *Lithos* 15: 221- 239.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite type. *Pacific Geology* 8: 173- 174.
- 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* 83: 1- 26.

- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks, George Allen and Unwin, London, UK.
- Davidson, J. P. (1996) Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism in Subduction, Top to bottom (Eds. Bebout, G. E., Scholl, D. W., Kirby, S. H. and Platt, J. P.) Geophysical Monograph 96: 251- 262. American Geophysical Union.
- Dill, H. D. (2010) The chessboard classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth- Science Reviews* 100: 1-420.
- Farshidpour, J. (2012) Genesis of Sefidabeh Sb ore deposit. M.Sc. thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (in Persian).
- Harker, A. (1909) The natural history of igneous rocks. Methuen and Co., London.
- Harris, 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.) Special Publication 19: 67–8. Geological Society, London, UK.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F. (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th- Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48: 2341- 2357.
- Hedayati, N., Boomeri, M. and Biabangard, H. (2016) Petrography and geochemical characteristics of Nakhilab igneous complex, northwest of Zahedan. *Iranian Journal of Petrology* 26: 23- 44 (in Persian).
- Helvacı, C., Ersoy, E. Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. and Uzel, B. (2009) Geochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole- bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 185(3): 181- 202.
- Henderson, P. and Pankhurst, R. J. (1984) Analytical chemistry. In: *rare earth elements geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 467- 479, Elsevier, Amsterdam, Netherlands.
- Kay, R. W. (1978) Aleutian andesites: melts from subducted Pacific oceanic crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4: 117- 132.
- 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: 94- 107.
- Maniar, P. D. and Picooli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America* 101: 635- 643.
- Marchev, P., Raicheva, R., Downes, H., Vaselli, O., Chiaradia, M. and Moritz, R. (2004) Compositional diversity of Eocene- Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. *Tectonophysics* 393: 301–328.
- Martin, H. (1993) The Mechanisms of petrogenesis of the Archaean comparison with modern processes. *Lithos* 30: 373- 388.
- Marzi, M. (2016) Mineralogy, alteration and origin of Sb and Au mineralization in Sefidsang, South of Zahedan. M.Sc. thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (in Persian).
- Mason, B. and Moore, C. B. (1982) *Principles of Geochemistry*. John Wiley & Sons, US.
- Meharabi, B. (2012) List of services for Sb ore exploration. Iranian Mining Engineering Organization, Publication No. 595 (in Persian).
- Moradi, R. (2012) Style and origin of Sb and Au mineralization in Shurchah, southeast of Zahedan. M.Sc. thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (in Persian).
- Moradi, R., Boomeri, M. and Bagheri, S. (2014) Petrography and geochemistry of intrusive rocks in the Shurchah antimony- bearing area, southeast of Zahedan. *Iranian Journal of Petrology* 5: 15- 32 (in Persian).

- Moradi, R., Boomeri, M., Bagheri, S. and Zahedi, A. (2015) Physico- chemical conditions and controlling factors of mineralization, using mineralogy, paragenetic relations and fluid inclusions in the Shurchah stibnite- gold deposit, southeast of Zahedan. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 23: 121- 134 (in Persian).
- Müller, D., Rock, N. M. S., Groves, D. I. (1992) Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46: 259- 289.
- Nicholson, K. N., Black, P. M., Hoskin, P. W. O. and Smith, I. E. M. (2004) Silicic volcanism and back-arc extension related to migration of the Late Cenozoic Australian- Pacific plate boundary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 131: 295–306.
- Noll, P. D., Newsom, H. E., Leeman, W. P. and Ryan, J. G. (1996) The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: Evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 587- 611.
- Pearce, J. A. (1982) Role of the sub- continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich, Cheshire (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230- 249. Shiva Nantwich, UK.
- Pecerillo, 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: 63–81.
- Richards, J. P., Razavi, A. M., Spell, T. L., Locock, A., Sholeh, A. and Aghazadeh, M. (2018) Magmatic evolution and porphyry–epithermal mineralization in the Taftan volcanic complex, southeastern Iran. *Ore Geology Reviews* 95: 258-279.
- 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: 271- 285.
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data, Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, London, UK.
- Seghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakacs, A., Balogh, K. and Pecskey, Z. (2004) Postcollisional Tertiary- Quaternary mafic alkali magmatism in the Carpathian- Pannonia region: a review. *Tectonophysics* 393: 43–62.
- Shand, S. J. (1969) *Eruptive rocks: their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits*. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) *Special Publications* 42: 313- 345. Geological Society, London, UK.
- Tiepolo, M., Tribuzio, R. and Vannucci R. (2002) The compositions of mantle- derived melts developed during the Alpine continental collision. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: 1–15.
- Tirrule, R., Bell, L. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E. (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America* 84: 134- 150.
- Whattam, S. A., Montes, C., McFadden, R. R., Cardona, A., Ramirez, D. and Valencia, V. (2012) Age and origin of earliest adakitic- like magmatism in Panama: implication for the tectonic evolution of the Panamanian magmatic arc system. *Lithos* 142: 226- 244.
- Whitney, D. and Evans, B. D. (2010) Abbreviations for names of rock- forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185- 187.
- Zulkarnain, I. (2009) Geochemical signature of Mesozoic volcanic and granitic rocks in Madina Regency area, North Sumatra, Indonesia, and its tectonic implication. *Indonesian Journal on Geoscience* 4(2): 117- 131.