

سنگ شناسی و ژئوشیمی مجموعه سنگ های آذرین زردکوه، جنوب خاور ایران

مصطفی دلخواه^۱، حبیب بیابانگرد^{۲*} و حمیدرضا سلوکی^۲

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

^۲ استادیار، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۶/۳۱

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۲/۱۷

چکیده

مجموعه آذرین زرد کوه واقع در ۳۵ کیلومتری جنوب خاور ایران، از نظر زمین شناسی در زون فلیش خاور ایران و پهنه زمین درز سیستان قرار دارد. در این منطقه مجموعه هایی از سنگ های افیولیتی کرتاسه بالایی، فلیش های اتوسن و سنگ های آذرین نفوذی و خروجی الیگومیوسن (مجموعه آذرین زردکوه) برهنه دارند. سنگ های آذرین نفوذی به شکل استوک و دارای ترکیب گرانیت، دیوریت و سینیت هستند، حاوی کانی های اصلی پلاژیوکلاز، هورنبلند، ارتوز، کوارتز و کمی بیوتیت می باشند. بافت چیره آنها دانه ای تا پورفیری می باشد و اغلب دگرسان شده اند. سنگ های آذرین خروجی به صورت جریان های گدازه ای با ترکیب سنگ شناختی آندزیتی و به طور محدود بازالتی هستند. از کانی های اصلی پلاژیوکلاز و کمتر هورنبلند، بیوتیت و پیروکسن تشکیل شده اند و غالباً بافت پورفیری دارند. سنگ های مجموعه آذرین زرد کوه متالومین و اغلب متعلق به سری ماگمایی کالک آلکالن هستند و تا حدودی تمایل به سری ماگمایی تولیتی نیز نشان می دهند. الگوی تغییرات عناصر جزئی و نادر خاکی این سنگ ها غنی شدگی ضعیفی در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) مانند La، Ce و Sm نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) مانند Ho، Yb، Tb و Lu نشان می دهند و شیب این نمودار در سمت عناصر HREE ملایم و صاف و حتی در سنگ های خروجی کمی افزایشی است. بی هنجاری منفی عناصر Ti، Sr و بی هنجاری مثبت عناصر Th، U، Pb گویای شکل گیری این سنگ ها در محیطی مرتبط به حاشیه فعال قاره ای است. گمان می رود که ماگمای سازنده این سنگ ها از گوه گوشته ای بالای ورقه فرونده که معمولاً تحت تأثیر سیالات آزاد شده از ورقه فرونده و عناصر موجود در آن (از جمله سیلیس، پتاسیم و سدیم) قرار می گیرند، ایجاد شده است و سپس با جایگیری در پوسته متحمل هضم و آرایش گردیده است. بنابراین به نظر می رسد این سنگ ها مرتبط با ماگماتیسم و فروانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس بین بلوک های لوت و افغان باشند.

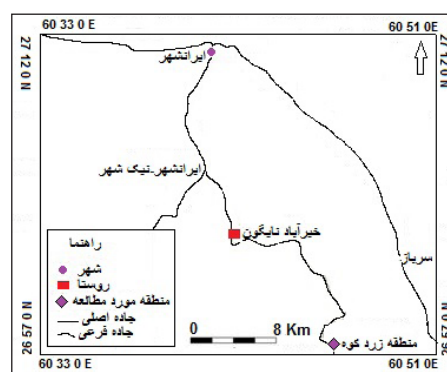
کلیدواژه ها: نئوتتیس، پهنه زمین درز سیستان، مجموعه آذرین زردکوه، کالک آلکالن، ایران

* نویسنده مسئول: حبیب بیابانگرد

E-mail: h.biabangard@science.usb.ac.ir

۱- پیش نوشتار

مجموعه آذرین زردکوه در ۳۲۵ کیلومتری جنوب شهر زاهدان و ۳۵ کیلومتری جنوب خاور شهر ایران، حوالی روستای خیرآباد نایگون قرار دارد (شکل ۱).



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به منطقه زردکوه.

(Zarrinkoub et al., 2010; Babazadeh, 2013). (Bröcker et al., 2013) زمان فروانش زون زمین درز سیستان را کرتاسه پایانی مشخص کرده اند. سنگ های آذرین در پهنه زمین درز سیستان متنوع بوده و شامل انواع سنگ های فوق بازیک تا اسیدی در مجموعه های افیولیتی، سنگ های نفوذی مرتبط به نوار گرانیتوئیدی گراغه-سراوان، سنگ های خروجی و نفوذی مرتبط به نوار ماگمایی زاهدان-نهندان و سنگ های آتشفشانی مرتبط با کوه تفتان می باشند (Camp and Griffis, 1982). تاکنون مطالعات چندی، توسط پژوهشگران مختلف بر روی توده های نفوذی و خروجی در زون زمین درز سیستان انجام شده است که از آن میان می توان به مطالعات رضایی کهخایی (۱۳۹۶)؛ (Sadeghian (2004)؛ (Tirrul et al. (1983)؛ (Rezaei (2006)؛ (Ghasemi et al. (2008)؛ (Mohammadi et al. (2016) اشاره کرد. لیکن مطالعات انجام شده روی مجموعه سنگ های زردکوه بسیار اندک است، و تنها در نقشه های زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ایران (ارشدی و مهدوی، ۱۳۶۶) و ۱:۲۵۰۰۰۰ نیکشهر (صمیمی نمین و ارشدی، ۱۳۶۶) واحدهای سنگی موجود در منطقه نام گذاری شده اند. در این نوشتار سعی شده است به ویژگی های سنگ شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه واحدهای نفوذی و خروجی منطقه زردکوه پرداخته شود که این امر زمینه ای برای مطالعات آتی و همچنین به شناخت ماگماتیسم خاور ایران کمک خواهد کرد.

۲- روش پژوهش

در این پژوهش، با انجام چند مرحله عملیات صحرایی تعداد ۹۷ نمونه از تمامی واحدهای نفوذی و خروجی منطقه برداشت شد، که از بین این نمونه ها تعداد ۸۸ عدد مقطع نازک تهیه و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان المپوس مدل BX51P

این مجموعه شامل انواع سنگ های آذرین نفوذی و خروجی با سن الیگومیوسن است که در انتهای زون فلیش خاور ایران و در زیر پهنه زمین درز سیستان قرار می گیرد. زمین درز سیستان به عنوان بقایایی از یک سنگ کره اقیانوسی بین بلوک های افغان و پهنه لوت است که به عنوان یکی از سرشاخه های نئوتتیس مطرح بوده و بین زمان های کرتاسه پیشین تا پالئوژن شکل گرفته و پیش از ۸۶ میلیون سال پیش بسته شده است

عناصر اصلی، ابتدا نمونه‌های پودر شده با لیتیم متابورات ذوب و سپس با اسید نیتریک حل و پس از رقیق‌سازی به صورت محلول با استفاده از دستگاه XRF، مقدار اکسیدهای اصلی مشخص گردیدند. برای عناصر فرعی و نادر خاکی، انحلال نمونه‌ها به روش چند اسید و هضم مایکروویو صورت و برای اندازه‌گیری آنها از دستگاه ICP-MS استفاده شد. در تفسیر تجزیه‌ها و ترسیم نمودارها از نرم افزارهای Corel Draw و GCDkit استفاده و نقشه زمین‌شناسی منطقه نیز با استفاده از نرم افزار Arc GIS تهیه شد.

مطالعه شدند. پس از مطالعات پتروگرافی، تعداد ۱۲ نمونه از واحدهای سنگی آذرین انتخاب، و جهت تعیین اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر فرعی و نادر خاکی به ترتیب با روش‌های XRF و ICP-MS به شرکت آنالیز مواد معدنی زرآزمای ماهان ارسال گردید. داده‌های حاصل از تجزیه در جدول ۱ آورده شده است. همچنین تعداد ۲ نمونه نیز به منظور ارزیابی دقت و صحت داده‌ها، به طور تکراری تجزیه شده‌اند. دقت محاسبه شده برای عناصر اصلی ۰/۶ درصد و برای REE‌ها ۵ درصد می‌باشد. برای

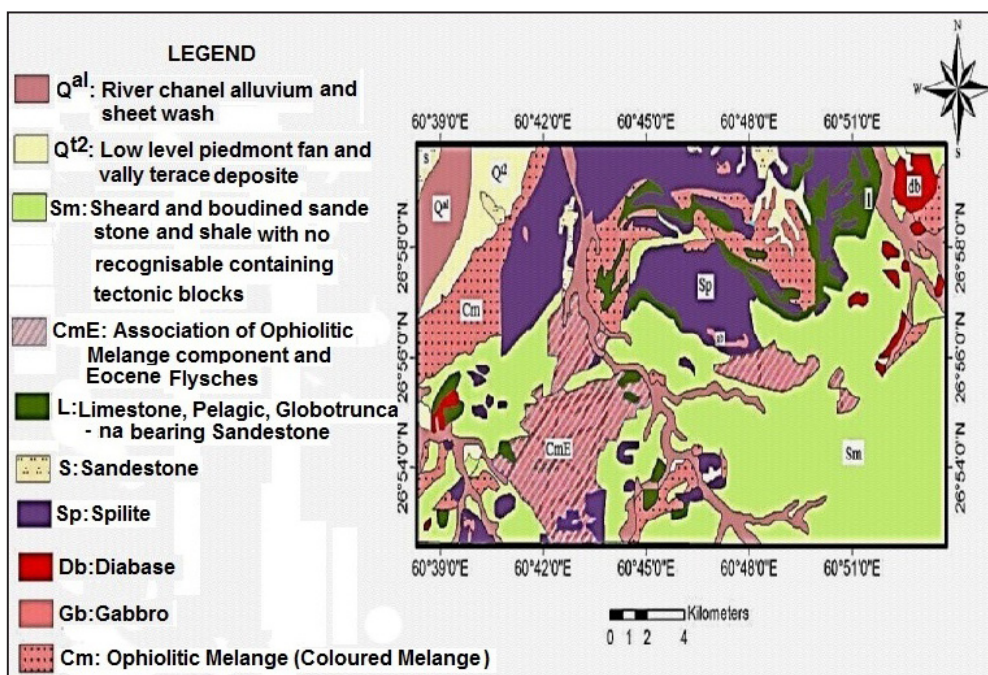
جدول ۱- نتایج آنالیز نمونه‌های سنگی مجموعه آذرین زردکوه با استفاده از XRF و ICP-MS. عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شده‌اند.

Samples	Di	Di	Gr	Sy	MG	Gb-Di	GbDi	And	And	And	And	Ba
Rocks	intrusive							extrusive				
SiO ₂	57.2	54.41	62.47	55.6	58.39	54.39	55.59	58.04	57.58	56.92	55.26	45.52
TiO ₂	1.31	0.92	0.4	1.09	0.86	1.98	0.16	0.11	0.58	0.27	1.11	2.29
Al ₂ O ₃	15.64	14.9	13.5	14.13	14.44	14.45	16.48	15.05	15.2	15.58	16.83	16.98
FeOt	9.04	7.21	5.37	5.69	10.41	9.21	9.03	8.76	5.41	6.73	4.96	13.71
Cr ₂ O ₃	0.06	0.03	0.01	0.01>	0.02	0.02	0.41	0.01>	0.01>	0.34	0.01	0.01>
MnO	0.11	0.12	0.21	0.12	0.31	0.14	0.05	0.01>	0.02	0.12	0.05	0.21
MgO	4.98	3.31	4.4	4.2	5.99	8.11	9.49	5.2	5.91	5.28	7.5	3.32
CaO	7.6	10.03	5.27	10.35	7.01	6.74	5.42	5.73	4.8	7.28	7.3	10.09
Na ₂ O	2.99	3.82	7.66	6.29	3.23	2.55	2.19	4.23	5.81	4.12	5.88	5.64
K ₂ O	1.88	1.01	2.05	1.42	1.09	1.07	1.05	1.05	3.3	3.01	1.74	1.23
P ₂ O ₅	0.07	0.09	0.22	0.73	0.01>	0.38	0.11	0.47	0.36	0.01>	0.27	0.01>
Total	100.4	98.85	101.6	99.62	101.7	100.04	99.98	99.09	98.97	99.33	100.91	98.99
Ba	6	141	143	115	55	46	21	58	20	1>	64	10
Sr	65.9	205.1	127.2	199.8	889.3	222.7	81.7	205.9	15.1	66.1	106.8	30.6
Zr	57	146	174	197	22	79	450	223	72	13	46	5>
Ce	10	81	77	45	7	12	272	81	20	9	15	1>
Dy	3.81	5.21	6.39	6.19	2.71	4.9	10.86	3.56	1.06	2.62	11.54	4.02
Er	2.35	2.65	3.53	3.7	1.2	2.93	5.44	1.98	0.47	1.84	9.8	3.37
Eu	0.83	2.24	2.78	1.85	1.11	1.14	1.41	1.05	0.1>	0.1>	1.91	0.6
Gd	2.68	6.3	7.06	5.97	2.76	3.64	14.94	2.97	0.05>	1.32	9.97	2.84
Hf	1.61	4.02	4.08	4.66	0.5>	2.19	12.28	1.15	0.5>	0.5>	6.02	1.88
La	4	42	39	18	4	4	163	40	13	8	11	1
Li	12	17	10	11	1	6	14	27	1	1>	10	1
Lu	0.34	0.31	0.52	0.52	0.13	0.41	0.72	0.25	0.1>	0.38	1.97	0.77
Nb	4	5.8	4.4	3.5	4	5	8.7	5	2.3	4.2	5.9	7.5
Nd	7.9	37.1	37.5	23.6	10.6	10.6	121.3	13.7	1.6	7.5	37.6	13.7
Pb	169	335	40	28	36	1111	926	23	15	35	462	108
Pr	0.54	9.57	9.49	4.74	1.11	1.05	37.2	2.35	0.05>	1.18	9.45	2.77
Rb	2	32	9	24	21	30	3	4	2	2	14	4
Sc	28.4	22.2	8.2	27	14.1	41.4	3.5	41.2	62.7	4.6	7	5.4
Sm	2.19	6.75	7.53	5.55	2.97	2.96	17.03	2.99	0.23	1.47	8.41	2.81
Tb	0.56	0.9	1.01	0.99	0.46	0.72	1.91	0.56	0.14	0.37	1.63	0.59
Th	0.33	5.24	5.07	1.53	0.28	0.25	17.38	1.31	0.12	6.59	12.67	4.26
Tm	0.39	0.41	0.53	0.56	0.22	0.47	0.75	0.34	0.15	0.36	1.55	0.61
U	0.1	1.1	0.9	0.5	0.2	0.2	0.2	0.4	0.1	1.4	0.8	3.8
Y	19.9	23.7	33.1	32.2	11.1	24.6	47.7	42	29	15.2	17.6	4.2
Yb	2.2	2.2	2.7	3.3	1	2.7	3.8	1.9	0.8	1.4	8.8	3.3

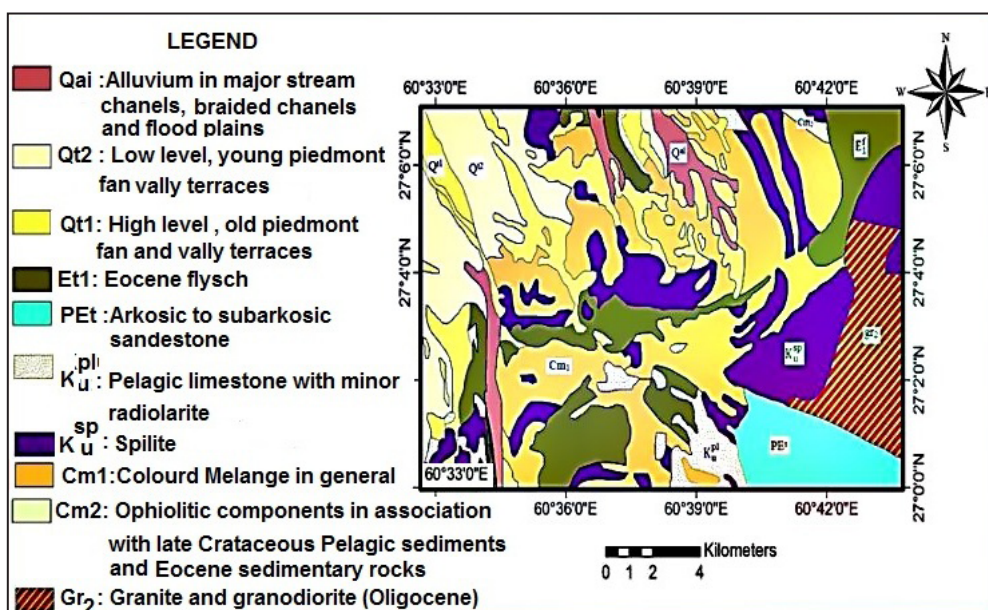
۳- جایگاه زمین‌شناسی و روابط صحرایی

ملائز (کرتاسه)، مجموعه‌های فلیشی (ائوسن) و نفوذی‌های نیمه ژرف (آلیگوسن) می‌باشند. بررسی‌های صحرایی دقیق در منطقه مشخص نمود که افزون بر واحدهای نفوذی، واحدهای خروجی نیز در منطقه زردکوه وجود دارند. واحدهای افیولیت ملائز منطقه عمدتاً شامل سنگ‌های نفوذی مافیک و اولترامافیک، سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی همراه با آهک‌های پلاژیک، ماسه‌سنگ و سنگ‌های رادیولاریتی‌اند و واحدهای فلیشی معمولاً شیل و ماسه سنگ هستند. واحدهای نفوذی و خروجی مورد مطالعه در این نوشتار به شرح زیر می‌باشند.

در پهنه زمین‌درز سیستان مجموعه‌ای از سنگ‌های افیولیتی کرتاسه پسین، فلیش‌های ائوسن و رخنمون‌هایی از سنگ‌های نفوذی و خروجی آلیگومیوسن رخنمون دارند که غالباً گسل خورده‌اند (Tirull et al., 1983; Wang et al., 2002; Pang et al., 2013; YunPeng et al., 2007; Kheirkhah et al., 2015; Camp and Griffis, 1982). اساس نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ نیک‌شهر (تهیه شده توسط صمیمی نمین و ارشدی، ۱۳۶۶) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ایران‌شهر (ارشدی و مهدوی، ۱۳۶۶) (شکل‌های ۲ و ۳)، در منطقه زردکوه واحدهای سنگی شامل مجموعه‌های افیولیت



شکل ۲- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ نیک‌شهر (صمیمی نمین و ارشدی، ۱۳۶۶) ساده شده در محیط نرم‌افزار GIS که محدوده مورد مطالعه را در بر می‌گیرد.



شکل ۳- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ایران‌شهر (ارشدی و مهدوی، ۱۳۶۶) ساده شده در محیط نرم‌افزار GIS که محدوده مورد مطالعه را در بر می‌گیرد.

۳-۱. واحدهای خروجی منطقه

این واحدها شامل گدازه‌های آندزیتی، داسیتی و بازالتی و معادل‌های آذرآواری آنها می‌باشند. واحدهای آندزیتی و داسیتی اغلب دگرسان شده و پر از رگچه‌های سیلیس و کربنات می‌باشند. آنها معمولاً به صورت جریان‌های گدازه‌ای، دارای ریخت‌شناسی پست و به صورت تپه‌های کم ارتفاع در منطقه و به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند (شکل ۴-۱). این سنگ‌ها گسترش خوبی داشته و در تمام قسمت‌های منطقه دیده می‌شوند. گاه می‌توان قطعات سنگی از فلیش‌ها و سنگ‌های افیولیتی را در آنها دید. دارای بافت پورفیری و درشت‌بلورهای دگرسان شده پلاژیوکلاز می‌باشند. از ویژگی آشکار این واحدهای سنگی، وجود آثار کانه‌زایی مس در آنها است (شکل ۴-۲). گدازه‌های بازالتی عمدتاً به صورت جریان‌های گدازه‌ای دیده می‌شوند. آنها کاملاً به رنگ تیره (شکل ۴-۳)، متراکم، آفانتیک و فاقد کانی خاص قابل مشاهده در صحرا هستند. رگه‌های کربناته (سیلیس و کوارتز) در سنگ‌های بازالتی در این منطقه بسیار زیاد هستند. محلول‌های کربناته به درون سنگ‌ها نفوذ کرده و باعث تغییر رنگ سنگ‌ها شده‌اند. کانی‌های سولفات، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (قرمز تا قهوه‌ای) از شواهد این تغییرات در این سنگ‌ها

هستند (شکل ۴-۳). سنگ‌های آذرآواری به طور متناوب با جریان‌های گدازه‌ای قرار دارند و دارای قطعات درشت و کوچک سنگی می‌باشند که از نظر ترکیب غالباً آندزیتی هستند. قطعات آذرآواری به صورت ریز و درشت، منقطع، کشیده و به صف شده در یک زمینه خاکستر جوش خورده‌اند. این سنگ‌های نسبتاً ریزدانه با قطعات مختلف با ترکیب توفی، می‌توانند محصول یک فوران انفجاری باشند.

۳-۲. واحدهای نفوذی منطقه

واحدهای نفوذی در منطقه به صورت استوک‌های کم ارتفاع و اغلب هوازده رخنمون دارند (شکل ۵-۱). در نمونه‌های صحرایی ساخت‌های پورفیری دارند و به رنگ صورتی تا سفید دیده می‌شوند. در بسیاری موارد تشخیص درونی و بیرونی این واحدها تا حدودی دشوار است. به نظر می‌رسد ترکیب سنگی این واحدها گرانیت، دیوریت و گاه مونزونیت تا سینیت باشد. این واحدها را تحت عنوان کلی گرانیتوئید زردکوه نام برده‌ایم (شکل ۵-۲). در نمونه‌های دستی این سنگ‌ها می‌توان کانی‌های فلدسپات تجزیه شده و کوارتز را مشاهده کرد (شکل ۵-۳). در این سنگ‌ها رگه‌هایی نازک از آثار کانه‌زایی قابل مشاهده است (شکل ۵-۴).



شکل ۴-۱) واحدهای آندزیتی اغلب دگرسان شده با ریخت‌شناسی پست و تپه‌های کم ارتفاع در منطقه با رنگ خاکستری روشن، و واحدهای بازالتی تیره رنگ. (B) آثار کانه‌زایی مس و کانی‌های سولفات، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (قرمز تا قهوه‌ای).



شکل ۵-۱) واحدهای نفوذی در منطقه به صورت استوک‌های کم ارتفاع و اغلب هوازده، (B) نمایی از گرانیتوئید زردکوه، (C) گرانیتوئیدهای سفید رنگ حاوی کانی‌های فلدسپات تجزیه شده و کوارتز، (D) رگچه‌هایی نازک از آثار کانه‌زایی.

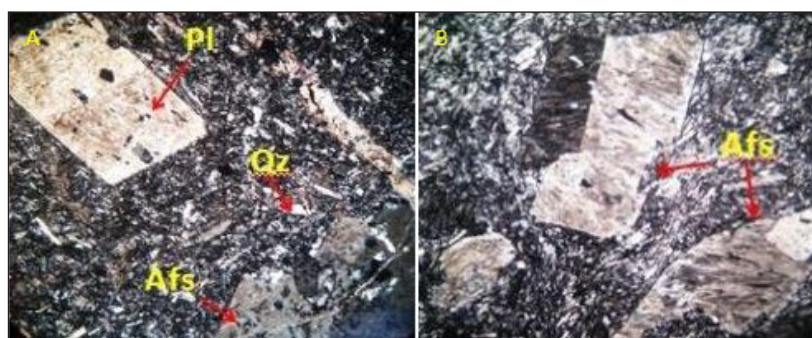
۴- سنگ شناسی

سنگ های آذرین منطقه زردکوه را در دو گروه سنگ های آذرین خروجی و نفوذی به شرح زیر مورد مطالعه قرار دادیم.

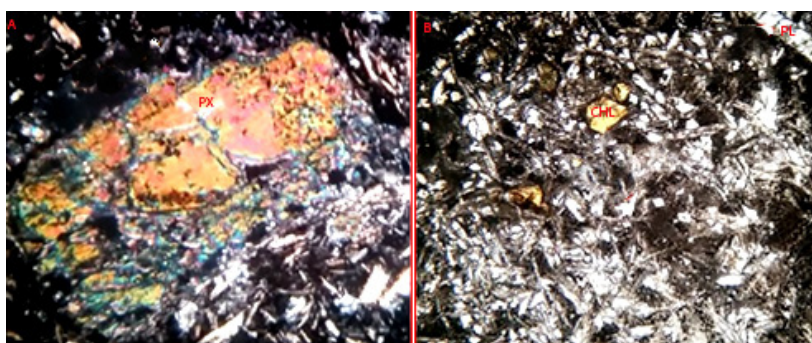
۴-۱. پتروگرافی سنگ های آذرین خروجی

آندزیت ها، بازالت ها و کمتر داسیت ها از مهم ترین سنگ های خروجی منطقه هستند که عمدتاً از کانی های پلاژیو کلاز، هورنبلند و پیروکسن به شرح زیر تشکیل شده اند. - **آندزیت ها و داسیت ها:** این سنگ دارای بافت اصلی پورفیری و به طور فرعی دارای بافت های گلوپورفیری و هیالوپورفیری هستند. کانی های پلاژیو کلاز، هورنبلند و کوارتز کانی های سازنده این سنگ ها می باشند. پلاژیو کلاز کانی اصلی و چیره این سنگ ها با فراوانی بیش از ۷۵ درصد است. به صورت درشت بلورهای نیمه شکل دار، در اندازه ۱ تا ۵ میلی متر با ماکل پلی سنتتیک دیده می شود. این درشت بلورها گاه به صورت خرد شده در متن سنگ دیده می شوند که مورد هجوم محلول های گرمابی قرار گرفته و سرسیتی شده اند (شکل ۶-۴). همچنین این کانی، زمینه سنگ را در اندازه هایی در حد چند ده میلی متر تشکیل می دهد. کانی کوارتز در سنگ های سالم و تقریباً فاقد دگرسانی فراوانی کمی دارد. به صورت بلورهای ریز و پرکننده فضای خالی می باشد. اما در سنگ هایی که دچار دگرسانی شده اند، میزان فراوانی این کانی بالا (در حدود ۲۰ درصد) است (شکل ۶-۴). در برخی از آندزیت ها

درشت بلورهای فلدسپار پتاسیم دگرسان شده نسبتاً فراوان دیده می شود که اغلب دارای ماکل دوتایی است و ترکیب سنگ به سمت تراکی آندزیت کشیده می شود (شکل ۶-۴). سرسیت مهم ترین کانی ثانویه حاصل از دگرسانی پلاژیو کلازها در این سنگ ها است. کلسیت نیز به طور رگچه ای، ثانویه و پراکنده در این سنگ ها دیده می شود (شکل ۶-۴). بازالت ها دارای کانی های اصلی پلاژیو کلاز و پیروکسن می باشند. این سنگ ها بافت چیره پورفیری و حفره دار دارند. در این سنگ ها بلورهای پلاژیو کلاز (در حدود ۷۰ درصد) اغلب به صورت کشیده، مستطیلی و در اندازه های کمتر از ۲ میلی متر هستند. این کانی ها به صورت صفحه ای، شعاعی، شبکه ای و گاه جهت دار در این سنگ ها حضور دارند. میکروولیت های پلاژیو کلاز سبب ایجاد بافت های شعاعی در این سنگ ها شده اند. کانی تیره و مهم این سنگ ها پیروکسن (حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد) است، کمتر شکل دار و معمولاً هم دارای شکستگی است که توسط اکسیدهای آهن پر شده است (شکل ۷-۴). تشخیص نوع پیروکسن در این سنگ ها با توجه به دگرسانی آنها مشکل است. اندازه این کانی متفاوت و درشت بلورهای آن به حداکثر ۲ میلی متر می رسد (شکل ۷-۴). سرسیت، کلریت (شکل ۷-۴)، کوارتز و اکسیدهای آهن ناشی از دگرسانی کانی های ثانویه موجود در این سنگ ها می باشند.



شکل ۶- گزیده ای از تصاویر میکروسکوپی آندزیت و تراکی آندزیت های مجموعه زردکوه، (A) درشت بلورهای پلاژیو کلاز تجزیه شده و میکروولیت های پلاژیو کلاز در خمیره، (B) درشت بلورهای آلکالی فلدسپار با ماکل دوتایی (تصاویر در نور قطبیده متقاطع (XPL) با بزرگ نمایی ۴۰X تهیه شده اند، قطر میدان دید ۵ میلی متر است، علائم اختصاری کانی ها =Qz=کوارتز، =Afs=آلکالی فلدسپار، =Pl=پلاژیو کلاز، =Px=پیروکسن، =Chl=کلریت، =Bio=بیوتیت، =Hbl=هورنبلند (بر گرفته از Whitney and Evans, 2010).

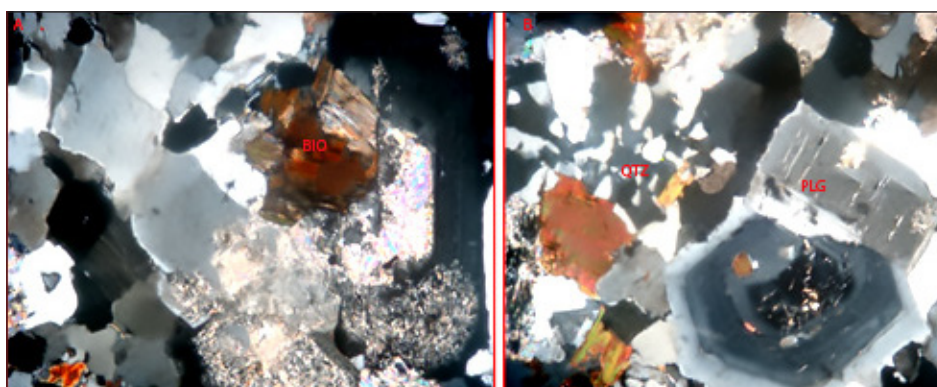


شکل ۷- برگزیده ای از تصاویر میکروسکوپی بازالت های زردکوه، (A) درشت بلورهای پیروکسن دگرسان شده، (B) بلورهای کلریت و پلاژیو کلاز (تصاویر الف و ب در نور قطبیده متقاطع (XPL) با بزرگ نمایی ۴۰X تهیه شده اند، قطر میدان دید ۵ میلی متر است).

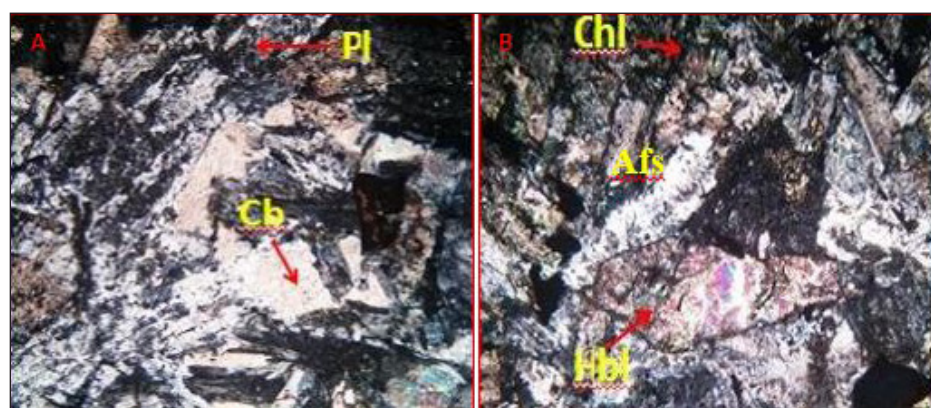
۲-۴. پتروگرافی واحدهای نفوذی

که ماکل پلی‌سنتیک از خود نشان می‌دهند. این کانی‌ها به شدت دگرسان و سریستی شده است (شکل ۹-A). ارتوز حدود ۴۰ تا ۶۰ درصد و به صورت درشت‌بلورهای بی‌شکل در اندازه‌ای تا حدود ۲ میلی‌متر دیده می‌شوند و معمولاً دگرسان شده است (شکل ۹-B). کانی بیوتیت تا حدود ۱۰ درصد و معمولاً نیمه‌شکل‌دار است. کلریت و سریست کانی‌های حاصل از دگرسانی می‌باشند که میزان آن در سنگ‌ها به حدود ۵ تا ۸ درصد می‌رسد. کانی‌های اوپاک به صورت پراکنده و بعضاً همراه با کلریت دیده می‌شوند. دیوریت‌های منطقه حاوی درشت‌بلورهای پلاژیوکلازها تجزیه شده هستند. کانی اصلی و غالب این سنگ‌ها پلاژیوکلاز (حدود ۷۵ تا ۸۰ درصد) است که به صورت بلورهای کشیده با ماکل پلی‌سنتیک می‌باشد، این بلورها دچار دگرسانی سریستی شده‌اند (شکل ۱۰-A). اندازه این بلورها از ۱ تا ۳ میلی‌متر متغیر است. هورنبلند مهم‌ترین کانی فرومنیزیم این سنگ‌ها است که دارای دو دسته رخ می‌باشد و معمولاً به کلریت دگرسان شده است (شکل ۱۰-B). در برخی از نمونه‌ها کانی پیروکسن دیده می‌شود که ترکیب کانی‌شناسی سنگ به سمت گابرو متمایل می‌شود. کلریت، سریست و کلسیت مهم‌ترین کانی‌های ثانویه و ناشی از دگرسانی در این سنگ‌ها هستند.

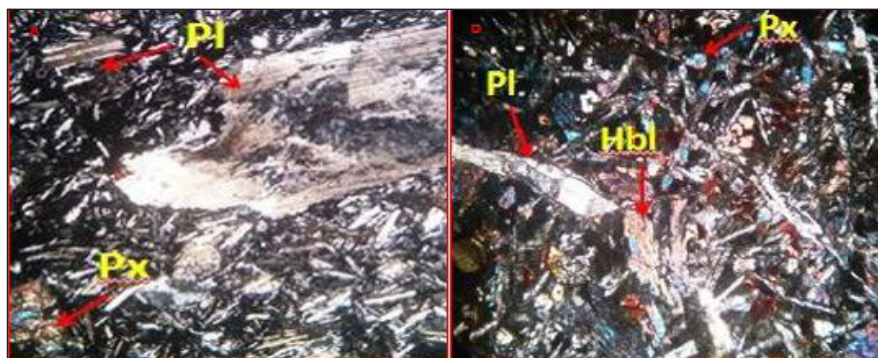
گرانیت‌ها، سینیت‌ها و دیوریت‌ها مهم‌ترین نفوذی‌های منطقه‌اند که عمدتاً از کانی‌های پلاژیوکلاز کوارتز و هورنبلند تشکیل شده‌اند. سنگ‌های گرانیتی زردکوه از کانی‌های اصلی کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز و کانی‌های فرعی مسکوویت و بیوتیت تشکیل شده‌اند. مقدار کوارتز در نمونه‌های مختلف متفاوت است، به طور متوسط در حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی کانی‌ها را به خود اختصاص داده است و از نظر اندازه به طور متوسط در حدود ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر می‌باشد، به صورت بی‌شکل و پرکننده فضاهای خالی در بین کانی‌های دیگر رشد کرده‌اند (شکل ۸-A)، پلاژیوکلاز در حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد حجمی و به صورت بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار با ماکل پلی‌سنتیک در اندازه‌هایی در حدود ۰/۳ تا ۲ میلی‌متر مشاهده می‌شود. در بعضی از نمونه‌ها این کانی تجزیه و به سریست و کانی‌های رسی تبدیل شده است (شکل ۸-B). ارتوز به طور متوسط ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی از کانی‌های این سنگ را تشکیل داده است به صورت بی‌شکل و شکل‌دار، در اندازه‌های ۰/۸ تا ۲ میلی‌متر قابل مشاهده‌اند (شکل ۸-B). سینیت‌های منطقه حاوی پلاژیوکلاز در حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد به صورت نیمه‌شکل‌دار و درشت‌بلورهایی در اندازه ۱ تا ۴ میلی‌متر می‌باشند



شکل ۸- گزیده‌ای از تصاویر میکروسکوپی گرانیت‌های زردکوه. (A) وجود کانی‌های بی‌شکل کوارتز در بین سایر کانی‌ها و پلاژیوکلازهای تجزیه شده، (B) کانی پلاژیوکلاز نسبتاً سالم و دارای منطقه بندی (تصاویر در نور قطبیده متقاطع (XPL) با بزرگ‌نمایی ۴۰X تهیه شده‌اند، قطر میدان دید ۵ میلی‌متر است).



شکل ۹- گزیده‌ای از تصاویر میکروسکوپی سینیت‌های زردکوه، (A) کانی‌های دگرسان شده پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم دار همراه با کانی‌های بی‌شکل بیوتیت و کلریت، (B) کانی‌های هورنبلند دگرسان شده به کلسیت که تنها قالب آن باقی مانده است و کانی‌های کلریت حاصل از تجزیه (تصاویر در نور قطبیده متقاطع (XPL) با بزرگ‌نمایی ۴۰X تهیه شده‌اند، قطر میدان دید ۵ میلی‌متر است).



شکل ۱۰- گزیده‌ای از تصاویر میکروسکوپی دیوریت‌های زردکوه (A) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز تجزیه شده و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز به همراه مقدار کمی کانی پیروکسن، (B) کانی‌های هورنبلند دگرسان شده و پلاژیوکلاز.

۵- ژئوشیمی

در نمودار TAS (Middlemost, 1994) سنگ‌های آذرین نفوذی زردکوه ترکیب گابرو، دیوریت، مونزودیوریت، گرانیت و سینوگرانیت دارند (شکل ۱۱-A) و سنگ‌های آذرین بیرونی در محدوده آندزیت تا بازالت هستند (شکل ۱۱-B).

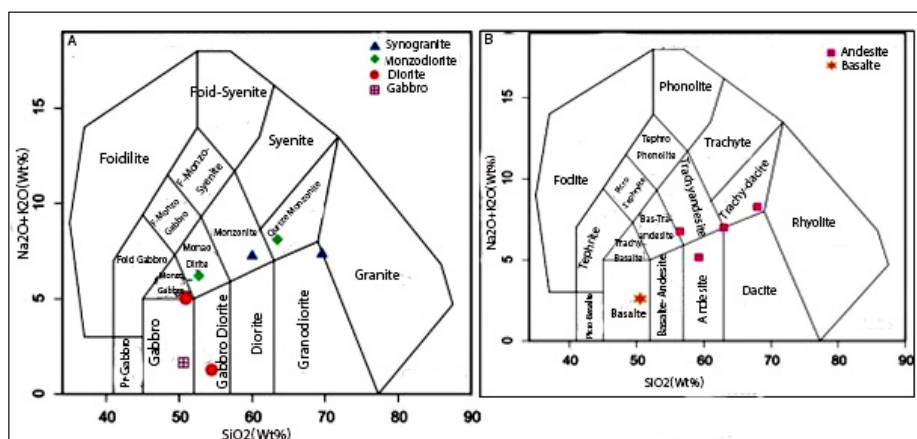
۵-۱- ژئوشیمی عناصر فرعی و نادر خاکی

بررسی تغییرات عناصر فرعی و نادر خاکی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) در شکل ۱۲-A و B نشان داده شده است. بیشترین غنی‌شدگی مربوط به Pb و غنی‌شدگی کمتر مربوط به عناصر Th, U و Nb است. همچنین تهی‌شدگی در عناصری نظیر K و Ti دیده می‌شود. این روندها ممکن است با تفریق و تبلور سنگ‌های آذرین زردکوه از یک ماگما دلالت داشته باشد. غنی‌شدگی در U و Th می‌تواند حاصل آلودگی با مواد پوسته‌ای باشد (Winter, 2010). همچنین بی‌هنجاری مثبت Th و U ممکن است به دلیل ماهیت زون فروانش باشد زیرا به علت تحرک پذیری نسبتاً بالای این عناصر، سیالات مشتق شده از صفحه فروانده شده به نوعی غنی از این عناصر می‌شوند (Peng et al., 2007). به طور کلی فعالیت ماگماهای تشکیل شده در زون‌های فروانشی با تهی‌شدگی Ti همراه هستند (Wilson, 1989; Gourgaud and Vincent, 2003). در چنین مناطقی Th تحرک پذیری بیشتری داشته و در گوه گوشته‌ای که در بخش بالایی زون فروانش قرار دارد، نوعی غنی‌شدگی را نشان می‌دهد (Wilson, 1989). بی‌هنجاری منفی K و Ba می‌تواند به علت دگرسانی نمونه‌های مورد مطالعه باشد. بالا بودن مقادیر برخی از عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE= U, Th) و همچنین تهی‌شدگی برخی از عناصر با قدرت یونی بالا نظیر استرانسیم در سنگ‌های آتشفشانی منطقه، می‌تواند

وابستگی سنگ‌های منطقه را به کمان‌های ماگمایی آتشفشانی حاشیه قاره نشان دهد (Dick and Bullen, 1984). الگوی REE‌ها برای سنگ‌های زردکوه نسبتاً مشابه است (شکل ۱۲-A, B). برخی از تغییرات در مقادیر عناصر در برخی از نمونه‌ها ممکن است به سبب تأثیر دگرسانی یا خطای آنالیز باشد. در بیشتر نمونه‌ها از La تا Eu شیب منحنی‌ها کاهشی است، تمام عناصر REE در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهند و مقدار غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE بیشتر است. Eu بی‌هنجاری نشان نمی‌دهد به جز در نمونه بازالتی، این امر نشان از بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل سنگ‌های منطقه است. غنی‌شدگی LREE می‌تواند بر اثر تفریق ماگمایی و با تشکیل سنگ‌ها در مناطق فروانش ایجاد شود (Winter, 2010). در سنگ‌های منطقه شباهت الگوهای REE‌ها در سنگ‌های نفوذی و خروجی ممکن است گویای تشکیل آنها از یک ماگمای مشترک و احتمالاً نتیجه تفریق باشد.

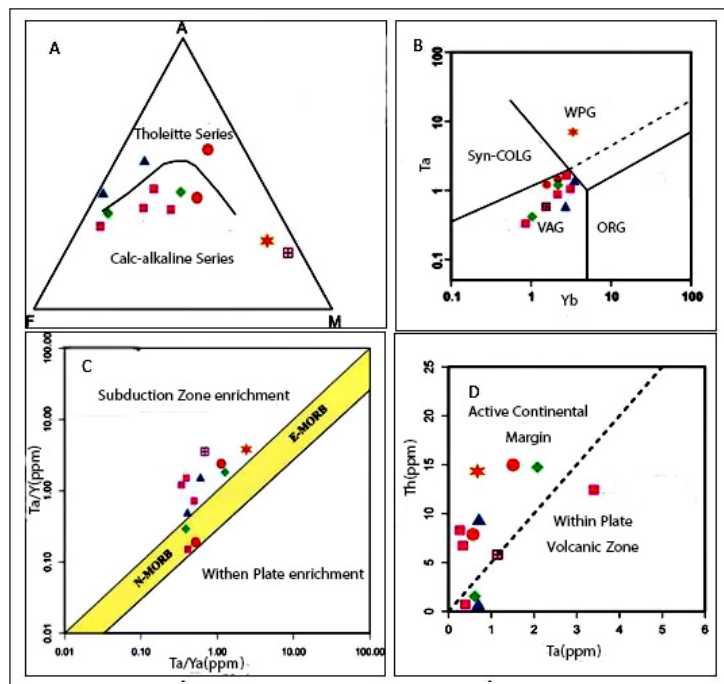
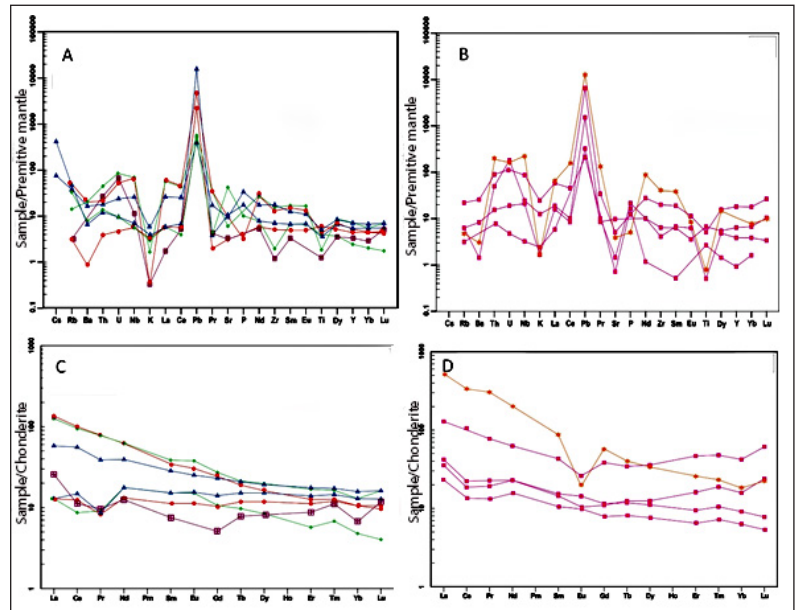
۶- بحث

سنگ‌های آذرین زردکوه ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه دارند، آنها به سری ماگمایی کالک‌آلکان و تعداد کمی به سری تولیتی تعلق دارند (شکل ۱۳-A). سنگ‌های کالک‌آلکان یکی از مهم‌ترین نشانه‌های ماگماتیسم مناطق فروانش می‌باشند (Wilson, 1989). مطابق شکل‌های ۱۳-B, C تمام نمونه‌های منطقه مورد مطالعه متعلق به جایگاه‌های کمان آتشفشانی و حاشیه فعال قاره می‌باشند. همچنین در نمودار Ta در برابر Th (Gorton and Schandl., 2002) نمونه‌ها در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-D).



شکل ۱۱- نمودار نام‌گذاری سنگ‌های آذرین درونی و (B) سنگ‌های آذرین آتشفشانی، منطقه زردکوه بر اساس نمودار پایه Middlemost (1994).

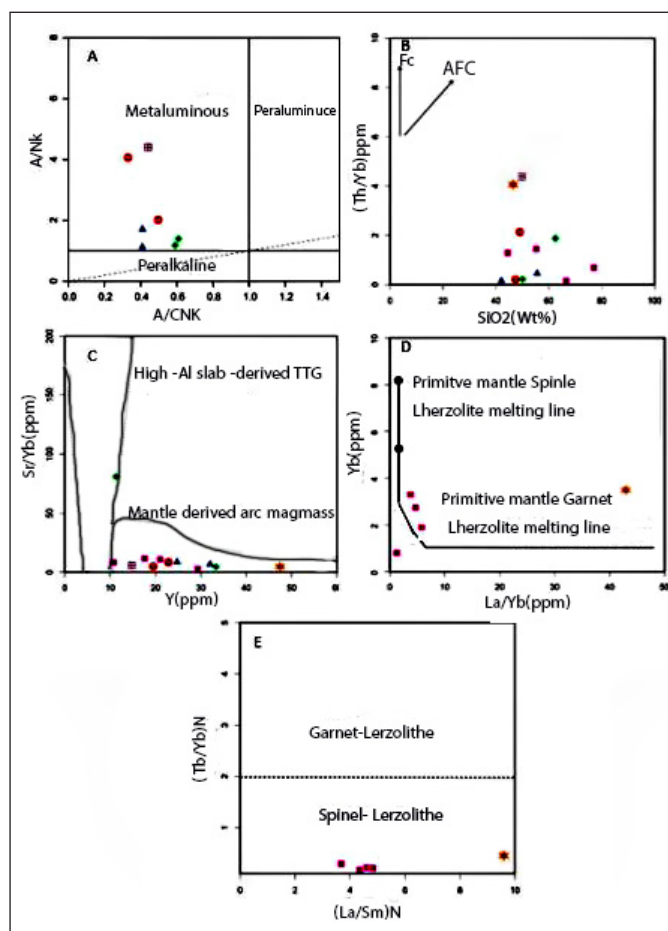
شکل ۱۲- A) نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی سنگ‌های آذرین درونی که نسبت به گوشته اولیه عادی سازی شده‌اند؛ B) نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی سنگ‌های آتشفشانی بهنجار شده که نسبت به گوشته اولیه عادی سازی شده‌اند (Sun and McDonough, 1989) C) الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی سنگ‌های درونی که نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) بهنجار شده‌اند؛ D) الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه که نسبت به کندریت (Boynton, 1984) بهنجار شده‌اند.



شکل ۱۳- A) نمودار AFM جهت تفکیک سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان از تولیتی، نمونه‌های سنگی زردکوه، اغلب کالک‌آلکان هستند (Irvine and Bargar, 1971). B) نمودار Yb در برابر Ta برای تعیین محیط سنگ‌های آذرین منطقه زردکوه (Pearce et al., 1984) که در آن ORG (Ocean Ridge Granites) معادل گرانیت‌های پشته اقیانوسی؛ WPG (Within Plate Granites) معادل گرانیت‌های درون صفحه‌ای؛ VAG (Volcanic Arc Granites) معادل گرانیت‌های کمان ماگمایی و syn-COLG (Syn and Post-Collision Granites) معادل گرانیت‌های پیش و پس از برخورد است. C) موقعیت سنگ‌های آذرین منطقه زردکوه در نمودار Ta/Yb در برابر Th (Pearce, 1984). D) نمودار Ta/Yb در برابر Th (Gorton and Schandl, 2002) سنگ‌های زردکوه اغلب در محدوده حاشیه صفحه قرار می‌گیرند.

زردکوه به طور غالب روندی مشابه FC (تبلور تفریقی) و تعداد کمی از نمونه‌ها روند متمایل به فرایند AFC نشان می‌دهند (شکل ۱۴- B). جهت تعیین خاستگاه ماگمایی سنگ‌های آذرین مجموعه زردکوه و براساس تحرک بسیار پایین عناصر Sr و Y در درجات متفاوت دگرسانی از نمودار Y در برابر Sr/Y استفاده شده است (Martin, 1993). بر اساس این نمودار سنگ‌های آذرین منطقه از یک منشأ گوشته‌ای (به احتمال گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده توسط سیالات) حاصل شده‌اند (شکل ۱۴- C). جهت تعیین منشأ نمونه‌های مورد مطالعه از نمودارهای La/Yb در برابر Yb (Pearce et al., 1984) (شکل ۱۴- D) و (La/Sm)N در برابر (Tb/Yb)N (Wang et al., 2002) (شکل ۱۴- E) استفاده شد. همان‌گونه که از این نمودارها پیداست، نمونه‌ها در نتیجه ذوب بخشی از یک منبع اسپینل لرزولیت حاصل شده‌اند. به نظر می‌رسد مجموعه آذرین زردکوه حاصل ماگمای بازالتی ناشی از فرورانش شاخه‌ای از اقیانوس نوتتیس واقع بین بلوک‌های لوت و افغان می‌باشد که در طی صعود متحمل آلاش پسته‌ای گردیده است.

مجموعه زردکوه حاوی سنگ‌های آندزیتی و دیوریتی فراوان می‌باشد. این مجموعه سنگ‌ها عمدتاً در مناطق فرورانش حاشیه قاره یافت می‌شوند (Wilson, 1989). آنها اغلب متاآلوئیتوس هستند (شکل ۱۴- A). به اعتقاد Altherr et al. (2000) دیوریت‌ها و آندزیت‌های کالک‌آلکان در نتیجه ۱- ذوب بخشی بدون آب پوسته اقیانوسی فرورانده شده، ۲- ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده در بالای صفحه فرورانش، و ۳- ذوب بخشی سنگ‌های پوسته پایینی بر اثر نفوذ ماگماهای بسیار گرم گوشته‌ای بوجود می‌آیند. سنگ‌های مجموعه زردکوه کالک‌آلکان، حدواسط و متعلق به کمان آتشفشانی است که به نظر می‌رسد ماگمای اولیه آنها بازالتی بوده و از طریق ذوب بخشی گوشته غنی شده در بالای یک پهنه فرورانش حاصل شده است. در چنین وضعیتی مذاب گوشته‌ای والد طی صعود با مواد پوسته‌ای آلاش یافته و ماگمایی ایجاد می‌کند که می‌تواند سنگ‌های حدواسط را به وجود آورد (فرایند AFC). برای تعیین میزان آغشتگی ماگما توسط مواد پوسته از نمودار SiO₂ در برابر Th/Nb (Furman and Graham, 1999) استفاده شد (شکل ۱۴- B). در این نمودار نمونه‌های



شکل ۱۴- A) نمودار تعیین شاخص آلومینیم (Shand, 1943) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده متآلومینوس قرار می‌گیرند. B) نمودار SiO_2 در برابر Th/Nb (Furman and Graham, 1999) نمونه‌ها از روند تبلور تفریقی و تا حدودی از روند ACF پیروی می‌کنند. C) موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار Y در برابر Sr/Y (Martin., 1993) TTT کامل توانایی، ترونجیت، گرانودیوریت‌های آرکن. D) نمودار La/Yb در برابر Yb (Pearce et al., 1984) E) نمودار $(\text{La/Sm})\text{N}$ در برابر $(\text{Tb/Yb})\text{N}$ (Wang et al., 2002).

۷- نتیجه‌گیری

سنگ‌ها و شباهت نسبی آنها به سنگ‌های حاشیه فعال قاره می‌باشد. این سنگ‌ها متآلومین و بیشتر کالک آلکال هستند، هر چند بی‌هنجاری مثبت نیوبیم و شیب تقریباً افقی عناصر نادر خاکی تمایل آنها را به سری تولیتی نیز نشان می‌دهد. گمان می‌رود ماگمای سازنده این مجموعه سنگی ماگمای جدا شده در پهنه فرورانش بوده و به نظر می‌رسد ماگمای بازی نشات گرفته از صفحه فرورو و گوشته رویی آن پس از جایگیری در پوسته متحمل هضم و تبلور تفریقی (AFC) و نهایتاً تشکیل سنگ‌های منطقه گردیده است.

مجموعه آذرین زردکوه در پهنه زمین‌درز سیستان قرار دارند آنها را می‌توان بر اساس مطالعات صحرایی و سنگ‌شناختی، در دو گروه سنگ‌های آذرین نفوذی و خروجی تقسیم‌بندی کرد. سنگ‌های نفوذی بیشتر ترکیب گرانیتی تا دیوریتی و سنگ‌های خروجی غالباً از نوع آندزیتی هستند. بر اساس نتایج حاصل از تجزیه این سنگ‌ها، آنها از نظر ترکیبی بسیار متنوع و از نوع گرانیت، دیوریت، سینیت، آندزیت، داسیت و به طور محدود بازالتی هستند. الگوی کلی تغییرات عناصر سازگار و عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نشان‌دهنده ماهیت غنی شده این

کتابنگاری

- ارشدی، س.، و مهدوی، م.، ۱۳۶۶- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ایران‌شهر، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
رضایی کهخایی، م.، رهبر، ر.، قاسمی، ح.، ۱۳۹۶- تعیین سن مجموعه نفوذی لخشک به روش اورانیم-سرب روی کانی‌های زیر کن و تیتانیت، شرق ایران، مجله بلورشناسی و کانی شناسی، دوره ۲۵، شماره ۱، ص. ۱۱۱-۱۲۲.
صمیمی نمین، م.، و ارشدی، س.، ۱۳۶۶- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ نیکشهر، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C., and Kreuzer, H., 2000- High-potassium, calcalkaline, I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 50, 51-73. doi: 10.1016/S0024-4937(99)00052-3.
- Babazadeh, S. A., 2013- A note on stratigraphic data and geodynamic evolution of Sistan suture Zone) Neo- Tethyan margin) in eastern Iran. *Geodynamics Research International Bulletin* 1: 1- 7. [https:// www.geo-dynamica.com](https://www.geo-dynamica.com).
- Boynton, W.V., 1984- Geochemistry of Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, New York, 63-114.
- Bröcker, M., Rad, G. F., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N., and Salimi, Z., 2013- New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos* 170: 17- 34. doi: 10.1007/978-3-642-30609-9_12.
- Camp, V.E., and Griffis, R.J., 1982- Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran, *Lithos*, 3, 221-329. DOI: 10.1016/0024-4937(82)90014-7.
- Dick, H. J. and Bullen, T., 1984-Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine peridotite and spatially associated lavas, *Contribution to Mineralogy and petrology* 86, pp, 54-76, doi: 10.1007/BF00373711.
- Furman, T., and Graham, D., 1999- Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Developments in Geotectonics*, 24, 237-262. [https://doi.org/10.1016/S0419-0254\(99\)80014-7](https://doi.org/10.1016/S0419-0254(99)80014-7).
- Ghasemi, H., Sadeghian, M., and Khanalizadeh, A., 2008- Investigating mechanism and formation Zahedan granitoids in southeastern Iran. *Earth Sciences Quarterly*. 551(4):570- 578.
- Gorton, M. P., and Schandl, E. S., 2002- From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and with plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist*, 38, 1065-1073. <http://dx.doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065>.
- Gourgaud, A., and Vincent, P. M., 2003- Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 129, 261-290. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00277-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00277-4).
- Irvine T. N., and Baragar W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- Kheirkhah, M., Neill, M. I., and Allen, M. B., 2015- Petrogenesis of OIB-like basaltic volcanic rocks in a continental collision zone: Late Cenozoic magmatism of Eastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 106, 19–33. DOI: 10.1016/j.jseaes.2015.02.027.
- Martin, H., 1993-The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust, comparison with modern processes. *Lithos*, 30, 373–388. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(93\)90046-F](https://doi.org/10.1016/0024-4937(93)90046-F).
- Middlemost, E. A. K., 1994- Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37, 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9).
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.02.003>.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary Chondrites. *Geochimical. Acta*, 38, (4)757-775.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., Chu, C. H., Lee, H. Y., and Lo, C. H., 2013- Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications, *Lithos*, 181, 234-251. DOI: 10.1016/j.lithos.2013.05.009.
- Pearce, J. A., Harris, B. W. H., and Tindie, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.
- Rezaei, M., 2006- Investigation of Petrogenesis and Tectonics Setting of Lakhshak Granitoid, MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran.
- Sadeghian, M., 2004- Magmatism, metallurgy and replacement mechanism of Zahedan granitoid, Ph.D. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran.
- Shand, S. j., 1943- The eruptive rocks, 2nd edn. John Wiley and sons, New York. 488p.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D., Saunders, M.J., Norry (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, London, Special Publications 42, 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., Camp, V.E., 1983- The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 134-150. DOI: 10.1130/0016-7606.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D., and Smith, E.I., 2002- A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. *Journal of Geophysics Reserch*, 107, 5-21. <https://doi.org/10.1029/2001JB000209>.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010- Abbreviation for names of rock- forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185-187. doi:10.2138/am.2010.3371.
- Wilson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Department of earth Science. University of leeds, 466p.
- Winter, J., 2010- *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Pearson Prentice Hall: 702p.
- YunPeng D., GuoWei, Z., Zhao, Y., Xia, Z., HaiYong, M., and AnPing, Y., 2007-Geochemistry of the EMORB type ophiolite and related volcanic rocks from the Wushan area, West Qinling Earth Sciences, 50, 234–245, <https://doi.org/10.1007/s11430-007-6004-3>.
- Zarrinkoub, M. H., Chung, S. L., Chiu, H. Y., Mohammadi, S., Khatib, M., and Lin, I. J., 2010- Zircon U–Pb age and geochemical constraints from the northern Sistan suture zone on the Neotethyan magmatic and tectonic evolution in eastern Iran. In *Abstract to GSA Conference on Tectonic Crossroads: Evolving Orogens in Eurasia–Africa–Arabia* 520. doi: 10.1016/j.lithos.2013.05.009.

Petrography and geochemistry of Zardkuh igneous complex, Southeast of Iranshahr

M. Delkhah¹, H. Biabangard^{2*} and H. Soloki²

¹ M.Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahdan, Iran

² Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahdan, Iran

Received: 2020 March 07

Accepted: 2020 September 21

Abstract

Zardkuh igneous complex is located in 35 km Southeast of Iranshahr and is geologically situated flysh zone and the Sistan-suture zone. Rock units in the area are Ophiolitic rocks (upper Cretaceous), Eocene flysh and Oligomiocene intrusive and extrusive rocks (Zardkuh igneous complex). The intrusive rocks occur as stock and consist of granite, diorite and syenite. These rocks are plagioclase, hornblende, orthose, quartz and low biotite and are the mainly granular and porphyry in texture and usually were altered. The extrusive rocks occur as lava and pyroclastic and consist of andesite and low basalt. These rocks have composed of plagioclase phenocrystal and low hornblende, biotite and sometimes pyroxene and the mainly porphyry in texture. The igneous rocks in the Zardkuh are metaluminous and mostly calcalkaline and also show desire to Tholeiitic magma series. Patterns of minor and rare earth elements normalized to Primitive mantle and Chondrite show low enrichment to LREE such as La, Ce and Sm than to HREE such as Ho, Yb, Tb and Lu. The dip of diagram is soft to HREE and in the extrusive rocks is low increased. Negative anomalies of Ti, Sr and positive anomalies of Th, U, Pb suggest that the study samples may belong to an active continental margin. It is thought that the constituent magma of these rocks from the mantle wedge above the subduction plate, which is usually affected by the fluids released from the subducted plate and its elements (including Silica, potassium and sodium) can produce such magma. So these rocks are related to magmatism and subduction Neo-Tethyan oceanic between Lut and Sistan blocks.

Keywords: Neo-Tethyan, Sistan suture zone, Zardkuh igneous complex, Calc-alkaline, Iranshahr.

For Persian Version see pages 189 to 198

*Corresponding author: H. Biabangard; E-mail: h.biabangard@science.usb.ac.ir