

کانه‌زایی مس پورفیری، دگرسانی، سن‌سنجی زیرکن به روش U/Pb و پتروژنز سنگ‌های منطقه دلفارد (شمال باختر جیرفت)

جمال رسولی^۱ و منصور قربانی^{۲*}

^۱دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۲/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۵/۲۹

چکیده

منطقه دلفارد در شمال باختر جیرفت قرار دارد. این منطقه بخش شمال باختری کمپلکس گرانیتیویدی جبال‌بارز را تشکیل داده و در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است. کمپلکس جبال‌بارز ترکیب سنگ‌شناسی گسترده‌ای از دیوریت تا آلکالی‌گرانیت دارد که به‌صورت چند پالس پی‌درپی از فرایند تفریق حاصل شده است. آخرین پالس‌های نفوذی، توده‌های پورفیری هستند که شواهد کانی‌سازی مس پورفیری نشان می‌دهند. یکی از این توده‌ها، دلفارد است. منطقه دلفارد از نظر کانه‌زایی مس نسبت به سایر مناطق جبال‌بارز با اهمیت تر است. به‌طوری که در این منطقه ۳ توده پورفیری وجود دارند که شواهد کانی‌سازی مس نشان می‌دهند. کانه‌های شاخص در این منطقه عبارتند از: کالکوپیریت، پیریت، مالاکیت، آزوریت و مگنتیت. روند دگرسانی در دلفارد با منطقه بندی لاول و گیلبرت همخوانی دارد و شامل دگرسانی‌های سیلیسی، پتاسیک، فلیک، آرژلیک و پروپلیتیک است. طبق مطالعات انجام شده دلفارد اولویت خوبی برای اکتشاف و حفاری دارد. متوسط عیار مس در این کانسار حدود ۱۸۰۰ پی‌پی‌ام است. بررسی ژنز سنگ‌های بازیک منطقه دلفارد، نشان داد که این سنگ‌ها نسبت به NMORB از یک منشأ غنی تر سرچشمه گرفته‌اند. همچنین سنگ‌های منطقه دلفارد معرف ماگماتیسم حاصل از Flux melting در جریان فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته مجاور هستند. به عبارت دیگر، می‌توان توالی کالک‌آلکان سنگ‌های منطقه دلفارد را به رژیم تکتونیکی فشارشی نسبت داد که در امتداد زون ارومیه- دختر، به‌صورت افق‌های ماگمایی با گسترش و حجم قابل ملاحظه نفوذ و فوران کرده‌اند. در نهایت اینکه ژنز سری گرانیتی مورد مطالعه، مشابه با گرانیتیویدی‌های کالک‌آلکان و ناشی از تفریق مذاب بازالتی منشأ گرفته از گوشته متاسوماتیسم شده، توسط سیالات ناشی از صفحه فرورونده است. بر اساس سن‌سنجی به روش U/Pb زیرکن، سن توده گرانیتیویدی دلفارد $15/90 \pm 1/3$ میلیون سال برآورد شده است. می‌توان تصور کرد که در محدوده زمانی کوتاه، تفریق ماگمای مزبور کامل شده و این توده نفوذی به‌صورت پی‌درپی با فاصله زمانی بسیار کم نفوذ و در پوسته جایگیری کرده است.

کلیدواژه‌ها: دگرسانی، کانه‌زایی، پتروژنز، سن‌سنجی زیرکن به روش U/Pb، دلفارد-جیرفت.

*نویسنده مسئول: منصور قربانی

E-mail: m_ghorbani@hotmail.com

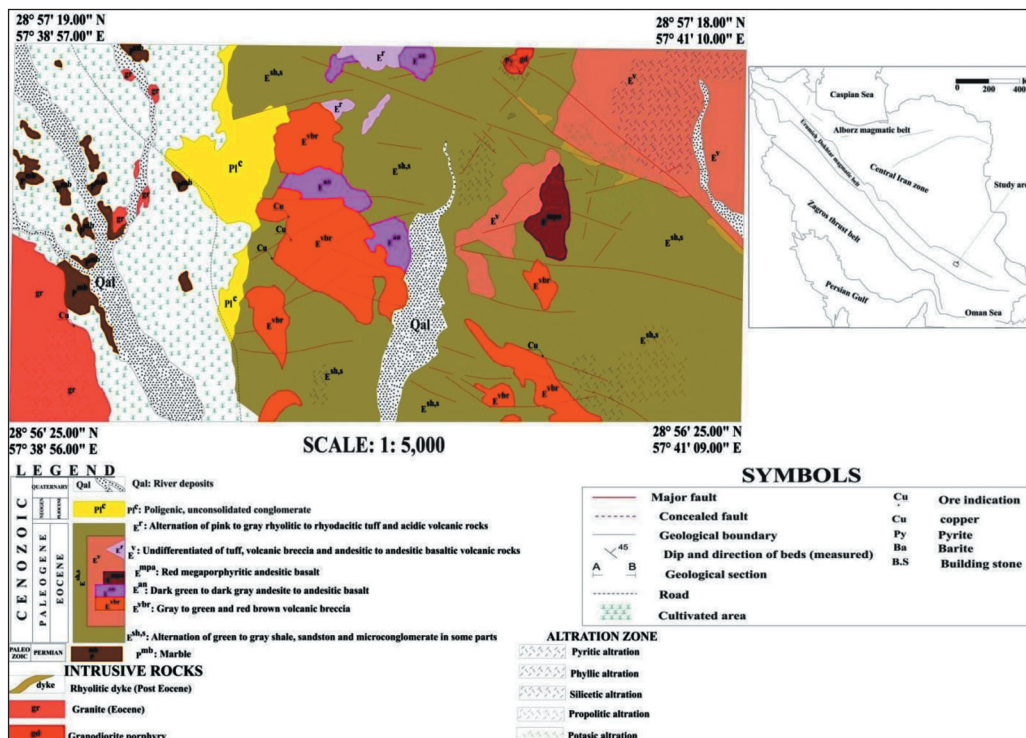
۱- پیش‌نوشتار

به دو صورت بررسی کرد (Titly and Beane, 1981)؛ یکی مدل ژنتیکی مرتبط با فرایندهای زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی و دیگری مدل ژنتیکی در ارتباط با فرایندهای دگرشکلی پوسته‌ای و محیط‌های ژئودینامیکی. مطالعات نشان می‌دهد که تشکیل و جایگیری کانسارهای مس پورفیری نه تنها تحت تأثیر فرایندهای ماگمایی و هیدروترمالی است، بلکه تکتونیک ناحیه‌ای، محلی و رژیم‌های تکتونیکی در زمان تشکیل این کانسارها نیز اهمیت بسیار زیادی دارند. بسیاری معتقدند که کانسارهای مس پورفیری در مقایسه با سایر کانسارها، به طرز جالب توجهی همزاد با توده‌های نفوذی پورفیری هستند که در امتداد سیستم‌های گسلی امتداد لغز کمان‌های قاره‌ای و جزیره‌ای تشکیل شده‌اند (Richards et al., 2001; Padilla Garza et al., 2001). منطقه دلفارد در کمربند مس‌دار کرمان قرار گرفته است. کمربند مس‌دار کرمان در جنوب زون ارومیه- دختر یکی از پرپتانسیل‌ترین زون‌های مس‌دار ایران بوده و تاکنون در این کمربند بیش از ۲۰۰ کانسار و نشانه معدنی مس شناخته شده است (قربانی، ۱۳۹۳). همچنین تاکنون ۲۰ کانسار مس شناخته شده که شواهد پورفیری نشان می‌دهند، در این منطقه کشف شده است (قربانی، ۱۳۹۳). در حقیقت کانسارهای سرچشمه، میدوک و دره‌زار تنها کانسارهای پورفیری اقتصادی تشکیل شده در این نوار نیستند و کانسارهای دیگری مانند آبدر، کدر، دلفارد و کروور نیز باید مورد مطالعه دقیق قرار گیرند. بدین منظور در این مطالعه کانسار مس پورفیری دلفارد بررسی شده است. مطالعات پی‌جویی مس پورفیری در منطقه دلفارد یا به عبارتی منطقه مدین- تارویه، به دلایل زیادی نسبت به کل منطقه جبال‌بارز با اهمیت تر است. زیرا در این منطقه ۳ توده پورفیری با کانی‌سازی مس وجود داشته و بعد از توده پورفیری کروور، توده پورفیری دلفارد بیشترین شواهد کانی‌سازی مس و دگرسانی پورفیری را در منطقه جبال‌بارز نشان می‌دهد و نیز در منطقه رضی‌آباد و در خاور

منطقه دلفارد در ۳۵ کیلومتری شمال باختر جیرفت در استان کرمان قرار دارد (شکل ۱). برای اولین بار، اندیس مس دلفارد توسط سازمان زمین‌شناسی کشور با همکاری گروه پژوهشی از کشور یوگسلاوی در سال ۱۳۵۵ شناسایی شده و مورد اکتشاف اولیه قرار گرفته است. کارشناسان گروه کشور یوگسلاوی با توجه به دگرسانی منطقه بر اساس مطالعه ژئوفیزیکی، در مناطقی که آنومالی بالا نشان داده بود، ۶ نقطه حفاری انجام داده‌اند. نتیجه حفاری آنها ارزش قابل توجهی از کانی‌سازی مس به دست ن داده است. اما فعالیت‌های پژوهشی شرکت آراین‌زمین نشان داده است که حفاری‌های انجام شده بیشتر در زون‌های پورفیری بوده و حال آنکه شواهد کانی‌سازی در سطح قابل توجه است. به همین سبب بازشناسی این کانسار در سال‌های اخیر مورد نظر شرکت ملی مس ایران قرار گرفته است. به دلیل تنوع کانسارهای مس، بررسی نحوه تشکیل و محیط‌زایی آنها در پی‌جویی نهشته‌های معدنی مس و بهره‌برداری از این ذخایر اهمیت فراوانی دارد. یکی از انواع کانسارهای مس، کانسارهای مس پورفیری است. اصطلاح پورفیری از بافت پورفیری سنگ‌های همراه و بافت دانه‌پراکنده یا انتشاری کانه‌زایی اخذ شده است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که کانسارهای مس پورفیری با توده‌های نفوذی، به‌صورت استوک‌های کوچک و کم‌عمق نزدیک سطح زمین یافت می‌شوند (Sillitoe, 1973). همچنین یک سیستم مس پورفیری ایده‌آل، شامل توده‌های نفوذی و استوک مانند است که در یک سری آتشفشان‌های سپری‌شکل نفوذ کرده است و با رخنمونی کشیده یا نامنظم (Evans, 1993) با ابعادی در حدود ۱/۵ تا ۲ کیلومتر مربع، اغلب سنگ‌های متوسط‌دانه آن را در بر می‌گیرد. در واقع کانسارهای مس پورفیری را می‌توان محصول سرد شدن سیستم‌های هیدروترمالی همراه با نفوذی‌های کم‌عمق پورفیری جایگیر شده در کمان‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش دانست. به‌طور کلی مدل ژنتیکی کانسارهای هیدروترمالی را می‌توان

متعددی موجود است. یکی از این روش‌ها، استفاده از سن‌سنجی U/Pb زیرکن است. زیرکن به عنوان بهترین کانی برای سن‌سنجی U/Pb مورد توجه فراوان قرار دارد. این کانی به‌طور گسترده‌ای در سنگ‌ها یافت می‌شود و نگهدارنده مناسبی برای U و Pb به شمار می‌رود. با توجه به اینکه تاکنون هیچ مطالعه علمی دقیقی در دلفارد انجام نشده است، نگارندگان این مقاله قصد دارند تا بررسی دقیقی بر روی دگرسانی، کانه‌زایی مس پورفیری، پتروژنز و سن‌سنجی توده نفوذی دلفارد به روش U/Pb زیرکن انجام دهند و جزئیات بیشتری از تحولات سنگشناسی، کانه‌زایی و سن‌سنجی این منطقه آشکار سازند.

گسل دلفارد، بیشترین تنوع سنگ‌شناسی و دگرسانی‌های کمپلکس جبال‌بارز دیده می‌شود. همچنین گروه یوگسلاوها نیز بیشترین مطالعات و حفاری‌ها را نسبت به دیگر مناطق جبال‌بارز در این منطقه انجام داده‌اند. بدین منظور، بررسی ویژگی‌های پتروژنز ماگما به عنوان کلید اتفاقات کانه‌زایی در این منطقه از اهمیت به‌سزایی برخوردار بوده و از سویی دیگر دیر زمانی است که زمین‌شناسان درگیر اندازه‌گیری سن‌های مطلق پدیده‌های زمین‌شناسی هستند. از قرن هجدهم که واژه ژئوکرونولوژی برای معرفی علم اندازه‌گیری زمان زمین‌شناسی با ارزش مطلق ابداع شد، تلاش‌ها در این زمینه وجود دارد. در خصوص اندازه‌گیری سن مطلق زمین‌شناسی روش‌های



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از باباخانی و علوی نائینی، ۱۳۷۱ با تصحیحات).

۲- زمین‌شناسی عمومی

(Dimitrijevic, 1973). این واحد گرانیتی قسمت جنوب باختری محدوده دلفارد را پوشانده و با یک مرز گسلی در کنار واحدهای ائوسن قرار گرفته است. واحدهای پالئوسن-ائوسن شامل تناوبی از ماسه‌سنگ، شیل و سنگ‌های پیروکلاستیک هستند (یزدانفر، ۱۳۸۹). سنگ‌های آتشفشانی منطقه مربوط به ائوسن هستند و عمدتاً ترکیب آندزیتی-بازالتی دارند که کمپلکس جبال‌بارز به‌صورت سیل در آنها نفوذ کرده است (Rasouli et al., 2014). توده‌های نفوذی بعد از سنگ‌های آتشفشانی بیشترین بروز را در منطقه نشان می‌دهند و تزریق آنها در واحدهای آتشفشانی مربوط به ائوسن است (رستمی‌زاده و آروین، ۱۳۹۲). وجود گسل‌های متقاطع و ژرف در این منطقه باعث تشکیل نقاط ضعف در پوسته و فوران ماگما از آن مناطق شده است. در دلفارد دو روند گسلی مشاهده می‌شود که یک دسته از گسل‌ها دارای روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری و دسته دیگر دارای روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری هستند (قرابانی، ۱۳۹۳). این دو دسته گسل اکثراً متقاطع هستند و عمدتاً دگرسانی پیریتی را کنترل می‌کنند (محمدزاده جهانی و مرادیان، ۱۳۷۶). به‌طور کلی نقش تکونیک در جایگیری ماگما در زمان ترشیری بسیار چشم‌گیر است. در منطقه مورد مطالعه، این موضوع به‌خوبی قابل مشاهده است. به‌طوری‌که اغلب توده‌های تأخیری در مناطق گسل‌ها یافت می‌شوند.

در تقسیم‌بندی ساختاری-زمین‌شناسی ایران (Stocklin, 1968)، منطقه دلفارد بخشی از زون ایران مرکزی و کمربند ماگمایی ارومیه-دختر است و در قسمت انتهایی این کمربند ماگمایی واقع شده است. در واقع منطقه دلفارد بخشی از کمپلکس نفوذی جبال‌بارز است. کمپلکس جبال‌بارز بزرگ‌ترین توده نفوذی در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر بوده و طول تقریبی آن ۵۰ کیلومتر است که از شمال باختر جیرفت تا منطقه دلفارد ادامه داشته و از جنوب خاور به فرونشست جازموریان محدود شده است (Rasouli et al., 2014).

کمپلکس جبال‌بارز از لحاظ مورفولوژی، رشته‌کوه مرتفعی است که توسط دره‌ها و آبراه‌های عمیق بریده و طی ۴ مرحله ماگماتیسیم تشکیل شده است. علاوه بر دلفارد، چندین توده نفوذی تأخیری کوچک‌تر نیز شامل دره‌حمزه، میجان، کرور، هیشین و گردوچهارشنبه جزو این کمپلکس و از نظر ترکیب سنگ‌شناسی از کمپلکس اصلی جبال‌بارز اسیدی‌تر هستند (آل‌طه، ۱۳۸۲). این توده‌های تأخیری ضمن قطع کردن توده اصلی، گاه باعث دگرسانی و کانی‌سازی مس پورفیری نیز شده‌اند. قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته در این منطقه متعلق به یک توده گرانیتی است (کنار جاده جیرفت-بافت) که بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزواران، سن ژوراسیک بالایی برای آن تعیین شده است

۳- روش مطالعه

و کمتر دگرساز شده به منظور تجزیه عناصر اصلی به روش XRF و نیز تجزیه عناصر کمیاب و نادر خاکی به روش ICP-MS در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه Perugia کشور ایتالیا مورد تجزیه قرار گرفت که نتایج آن در جدول ۱ قابل مشاهده است.

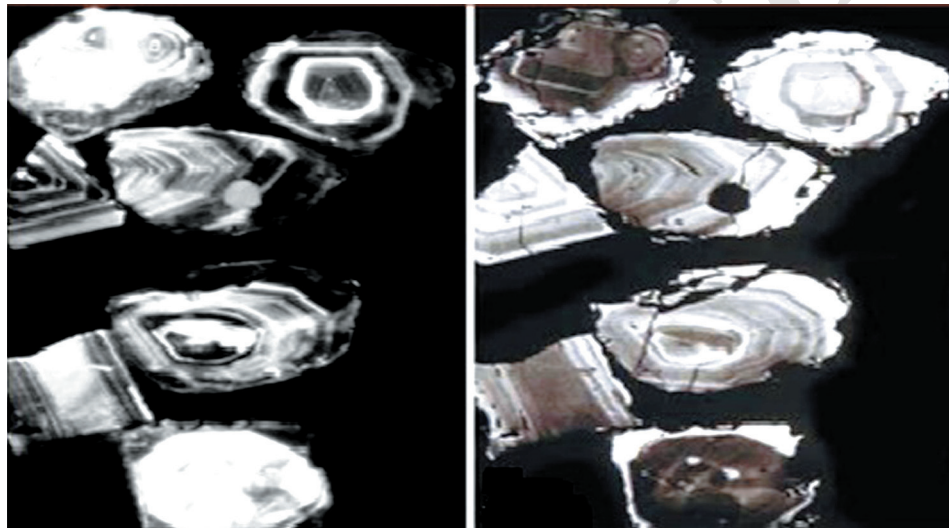
در راستای نیل به اهداف این مطالعه، در طی چند دوره زمانی مختلف، پیمایش‌ها و مشاهدات دقیق صحرایی از منطقه دلفارد صورت گرفت و پس از بررسی‌های صحرایی، حدود ۷۰ مقطع نازک و ۱۵ مقطع صیقلی از سنگ‌های برداشت شده از منطقه تهیه و مطالعه شد. سپس از میان تیپ‌های مختلف سنگی ۱۵ نمونه سالم

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها به روش XRF (داده‌های عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (%wt)) و به روش ICP-MS برای عناصر کمیاب (داده‌های عناصر کمیاب بر حسب ppm).

Sample	JB1	JB2	JB3	JB4	JB5	JB6	JB7	JB8	JB9	JB10	JB11	JB12	JB13	JB14	JB15
SiO ₂	70.6	74.5	70.5	66.93	76.02	67.01	72.15	70.01	72.5	76.3	59	59.9	62.8	60.3	54.8
TiO ₂	0.3	0.33	0.39	0.41	0.14	0.34	0.27	0.33	0.22	0.04	0.7	0.68	0.49	0.7	0.86
Al ₂ O ₃	14.6	14.2	14.2	12.45	13.35	15.48	14.35	14.46	13.7	12.4	17	16	16	16.3	17.7
Fe ₂ O ₃	3.23	0.74	0.8	9.73	1.04	3.07	2.18	2.39	1.93	0.85	6.8	8.69	6.08	7.17	8.75
MnO	0.08	0.01	0.01	0.01	0.05	0.11	0.01	0.07	0.08	0.1	0.2	0.38	0.17	0.13	0.18
MgO	0.68	0.53	0.71	0.27	0.43	0.88	0.76	1.4	0.83	0.1	3	2.24	2.36	2.66	3.54
CaO	2.29	2.13	4.01	0.19	2.06	2.99	1.88	3.6	2.48	0.82	7	3.79	5.86	6.08	7.35
Na ₂ O	3.4	5.12	6	1.2	3.59	4.85	4.35	4.01	3.67	4.16	3.6	4.31	3.21	2.37	4.13
K ₂ O	2.52	0.15	0.25	4.31	1.28	3.05	2.81	2.21	3.05	3.95	1.4	2.39	1.68	2.57	0.8
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.13	0.15	0.05	0.07	0.05	0.05	0.03	0	0.1	0.09	0.1	0.16	0.15
LOI	1.3	1.43	2.8	4.2	1.8	2.1	1.17	1.11	1.09	1.23	1.4	1.11	1.28	1.12	1.6
Total	99.09	99.22	99.79	99.85	99.81	99.95	99.98	99.64	99.6	99.9	100	99.5	100	99.6	99.8
Ba	480	43.2	59.7	372.4	235.2	566.3	481.6	220.4	323	403	202	479	256	346	101
Rb	74.8	1.8	1.8	105.1	33.8	89	95	116.7	142	180	49	160	55.8	61.7	20.7
Sr	274	160	213	34	159.2	289.8	217.2	293.6	209	74.5	404	171	450	302	379
Zr	10	5	4	4	4	176.2	145.2	103.1	92.6	50.2	121	133	94	10	141
Nb	7	5	3	2.5	6	6.3	8.4	5	4.8	10.4	3.8	13.8	3.6	10	4.4
Ni	4	4	4	1	2	11.3	7.2	12.4	16.7	16.6	10	4.2	6.1	6	11.2
Co	4	0.8	0.8	7	1.6	6.9	4.3	8.6	5.7	3	17	12.8	13.3	18.4	20.2
Cu	2380	1760	2230	5240	5180	4382	1290	4670	2350	1930	1543	1181	780	1820	1540
Cr	4	4	4	4	4	81.5	29.9	27.5	144	106	30	0	15	8	25.1
La	20	8	9	20	10	18	17.1	9.3	16.6	18	11	12.5	13	30	12.9
Ce	42	11.5	11	31	25	38.1	35.2	20.9	30.4	41.2	27	35.7	27	53.1	33.6
Pr	5.1	1.7	1.5	3.7	2.7	4.2	3.6	2.2	2.7	3.9	3.5	5.8	3.1	6.6	4.7
Nd	19.1	8	7	13.9	9.3	16.4	12.7	8.7	8.9	14.6	16	29.6	11.9	25.5	21
Sm	3.8	2.6	1.9	2.8	1.8	3.7	2.7	2	1.6	3.4	4.2	9.3	2.8	5.2	5.6
Eu	0.9	0.5	0.6	0.6	0.5	0.8	0.6	0.6	0.4	0.3	1.1	1	0.9	1.1	1.4
Gd	3.4	3	2	1.8	1.6	3.1	2.2	1.7	1.4	2.9	3.8	8.5	2.4	4.6	5
Tb	0.6	0.7	0.4	0.3	0.3	0.6	0.4	0.3	0.2	0.6	0.7	1.7	0.4	0.8	0.9
Dy	3.4	4	2.3	1.3	1.7	3.3	2.3	1.8	1.2	3.7	4.3	11.2	2.5	4.7	5.2
Ho	0.7	0.9	0.5	0.3	0.4	0.8	0.6	0.4	0.3	0.9	1	2.6	0.6	1.1	1.2
Er	2	2.7	1.6	0.8	1.2	2.1	1.6	1.1	0.8	2.5	2.6	7	1.5	2.9	3.1
Tm	0.3	0.4	0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.2	0.1	0.4	0.4	1	0.3	0.4	0.4
Yb	1.9	3	1.8	0.8	1.3	2	1.7	1.1	0.9	2.7	2.4	6.4	1.5	3.1	2.7
Lu	0.2	0.3	0.2	0.1	0.2	0.4	0.3	0.2	0.2	0.5	0.4	1	0.3	0.4	0.5
Y	20.3	26.5	15.2	6.7	11.1	21.2	15.5	11.5	8.6	24.7	27	67.1	15.5	28.2	29.5
Cs	2.4	0.5	0.4	1.7	0.3	0.6	2.1	4.5	4.3	1.9	1.8	10.3	2.4	0.8	0.5
Ta	0.6	0.5	0.3	0.3	0.7	0.5	0.8	0.6	0.7	1.2	0.3	1.1	0.3	0.7	0.3
Hf	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	4.1	3.9	3	2.6	2	3.2	3.8	2.5	0.6	3.7

خشک شدن توسط دستگاه خشک کن، در زیر میکروسکوپ دو چشمی به دقت مورد مطالعه قرار گرفت و ۱۵ دانه زیرکن به روش دستی جدا از نمونه مورد مطالعه جداسازی شد. لازم به ذکر است که تعداد زیرکن‌ها خیلی کم و اندازه آنها نیز بسیار ریز (۲۰ تا ۴۰ میکرون) بود. همان‌طور که اشاره شد برای تعیین سن نمونه‌های مورد مطالعه از روش Laser-Ablation ICP-MS استفاده شده است. در این روش، کانی‌های زیرکن دست‌چین شده در یک پلاک رزین اپاکسی به قطر یک اینچ، همراه با خرده‌هایی از زیرکن استاندارد ID-TIMS و شیشه‌های NIST SPM610 قالب‌گیری و سپس این پلاک‌ها نصف می‌شوند و صیقل می‌خورند. پس از صیقل دادن، عکس نمونه‌های زیرکن در نور عبوری، نور انعکاسی و نیز در زیر میکروسکوپ کاتدولومینسانس (توسط دستگاه CL مدل JEOL JKA-8900RL) گرفته شد (شکل ۲). تصویر CL، ساختار داخلی زیرکن‌های برش خورده را نشان می‌دهد و با استفاده از مکان‌های مناسب برای اشعه لیزر در قسمت‌های هموزن بلور، حاشیه و مرکز بلور انتخاب می‌شوند. روش Laser-Ablation ICP-MS قادر است تا سن سنجی به روش اندازه‌گیری U/Pb را با صحت بهتر از ۲٪ (۲ سیگما) و تفکیک مکانی چند میکرون انجام دهد.

سن سنجی یک نمونه از توده گرانیتویدی منطقه دلفارد، به روش اندازه‌گیری ایزوتوپ U/Pb بر روی کانی زیرکن نیز در دانشگاه Perugia کشور ایتالیا انجام شد. مراحل آماده‌سازی و آنالیز آن به روش Laser-Ablation ICP-MS برای سن سنجی به روش اندازه‌گیری ایزوتوپ U/Pb بر روی کانی زیرکن بر روی نمونه شماره ۸۰ انجام گرفت. برای این کار حدود ۱۰ کیلوگرم از سنگ مورد نظر و ابتدا دو تا سه مرحله خردایش شد تا بیش از ۶۰ درصد نمونه به سایز حدود ۴۰ مش برسد. پس از مرحله خردایش، محصول از یک الک ۴۰ مش عبور داده شد. در ادامه ذرات عبور کرده از الک‌ها، توسط آب لاوک شویی شد تا بخش زیادی از کانی‌های سبک جدا شود و کانی‌های سنگین باقی بمانند. سپس نمونه‌های سنگین باقیمانده حاصل از لاوک‌شویی، در دستگاه خشک کن (OWEN) قرار داده و خشک شدند. در ادامه این نمونه‌ها، از دستگاه مگنت عبور داده و کانی‌های دارای خواص مغناطیسی در این دستگاه، از سایر کانی‌های سنگین جدا شدند. پس از آن با استفاده از مایع سنگین برموفرم (CHBr_3) با وزن تقریبی ۲/۸۴ گرم بر سانتی‌متر مکعب، برای جداسازی کانی‌های سنگین از جمله زیرکن اقدام شد و در نهایت کانی‌های سنگین جمع شده در زیر مایع برموفرم، پس از



شکل ۲- نمایی از تصویر کاتدولومینسانس (CL) نمونه‌های زیرکن مورد مطالعه.

آنالیز نسبت‌های ایزوتوپی و سن محاسبه شده برای نمونه مورد مطالعه در جدول ۲ آمده است. در نهایت داده‌های ژئوشیمیایی نیز توسط نرم‌افزارهای زمین‌شناسی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت که در ادامه بحث خواهد شد.

۴- ویژگی‌های صحرایی کانه‌زایی (بافت و ساخت‌های کانه‌سازی)

در منطقه دلفارد پهنه‌های دگرسانی سیلیسی، پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپلیتیک حضور دارند. بیشتر کانه‌سازی در منطقه دگرسانی فلیک و پتاسیک دیده می‌شود. همچنین از میان کانه‌های سولفیدی، پیریت در منطقه زیاد دیده می‌شود، اما کالکوپیریت کمتر و فقط در بخش‌های شمالی قابل مشاهده است. در پهنه دگرسانی آرژیلیک، آثار کانه‌سازی وجود ندارد. همچنین به وضوح می‌توان شدت دگرسانی را در برخی مناطق نزدیک به توده پورفیبری مشاهده کرد. آثار مس بیشتر به صورت کانه‌های کربناته مس است که به همراه پیریت درز و شکاف‌های سنگ‌های نفوذی و پیروکلاستیک منطقه را پر کرده‌اند. بنابراین مالاکیت و آزوریت (شکل ۳- الف) به همراه پیریت (۳- ب) به‌طور گسترده در منطقه در سطح دیده می‌شوند. اما این رخنمون‌ها محدود هستند و کانه‌های فلزی در منطقه مورد مطالعه، کمتر در سطح

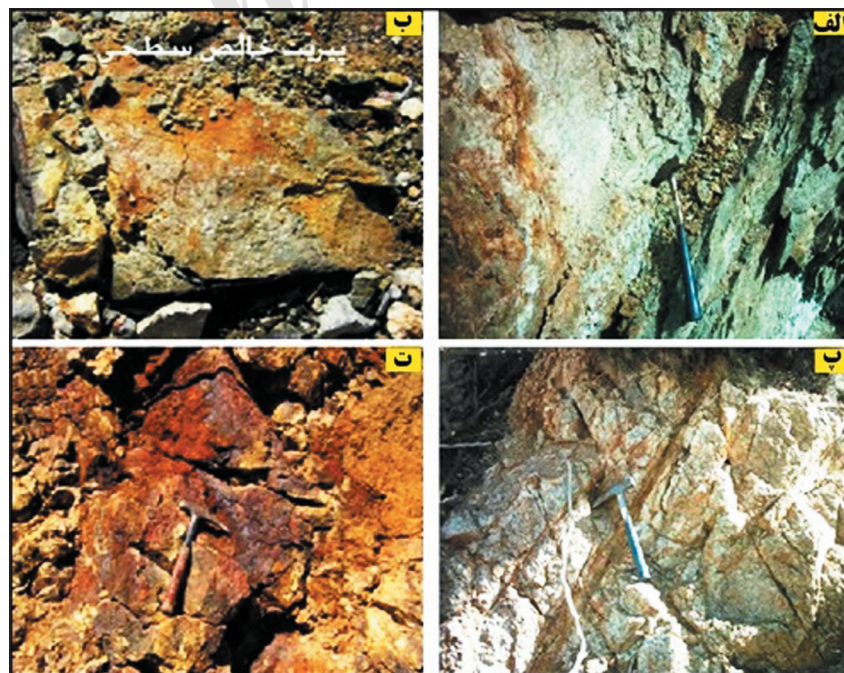
این روش معمولاً با یک اشعه به قطر ۲۵ یا ۳۵ میکرون انجام می‌شود و در مواردی که دانه‌های زیرکن ریز باشند، قطر اشعه تا ۱۵ یا ۱۰ میکرون نیز قابل تنظیم و کوچک‌سازی است (برای نمونه‌های مورد مطالعه در این مقاله، از اشعه‌ای به قطر ۱۰ میکرون استفاده شد). در هر دو حالت یاد شده، مواد برانگیخته شده توسط اشعه لیزر از یک اتاقک گاز هلیوم عبور می‌کنند. گاز هلیوم و نمونه برانگیخته شده قبل از ورود به محیط پلاسما ICP-MS، با گاز آرگون مخلوط می‌شوند. مقدار Pb ایزوتوپی به Th و U به کمک نمونه استاندارد همراه با زیرکن‌های دست‌چین شده قالب‌گیری شده است و هر بار با اندازه‌گیری ۳ تا ۵ نمونه مجهول، اندازه‌گیری آن تکرار می‌شود. نمونه استاندارد زیرکن مورد استفاده در دانشگاه Perugia، زیرکن ID-TIMS با سن $563/5 \pm 3/2$ Ma از کشور سریلانکا است. همچنین Th و U نمونه‌های مجهول با شیشه NIST SPM610 مورد سنجش قرار گرفته است. همان‌طور که اشاره شد، قطعیت آنالیزهای انجام شده حدود ۲ سیگما (یک درصد) برای $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ است. U/Pb اندازه‌گیری شده توسط نرم‌افزار Pbdatt (Ludwing, 1998) پردازش و در نهایت منحنی‌های دیسکوردیا و کنکورדיا توسط نرم‌افزار Isoplot EX (Ludwing, 2003) ترسیم شد. در این روش، سن‌های میانگین $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ با حد اطمینان ۹۵/۹ و ۹۶/۹ درصد محاسبه شده‌اند. نتایج

دانه پراکنده در متن سنگ هستند. افزون بر بافت‌های یاد شده، بافت جانیشینی نیز در متن سنگ‌ها دیده می‌شود که محصول دگرسانی بوده و به‌طور ثانویه به وجود آمده است. در بسیاری از نمونه‌ها، هیدروکسیدهای آهن که محصول تجزیه پیریت و کالکوپیریت هستند، بافت جانیشینی دارند (شکل ۳-ت).

دیده می‌شوند. به نظر می‌رسد که بافت اصلی کانه‌سازی از نوع پرکننده فضاهای خالی و درز و شکاف‌های سنگ باشد (شکل ۳-پ). همچنین در برخی جاها بافت پرکننده درز و شکاف‌ها از نوع رگه و رگچه‌ای و داربستی است. بیشتر کانه‌های اولیه در منطقه مورد مطالعه مانند اکسید تیتان، پیریت و کالکوپیریت، دارای بافت

جدول ۲- نتایج سن سنجی U/Pb نمونه گرانیتی‌دیدی منطقه دلفارد.

Analyses	Isotopic ratios						Ages (Ma)					
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2s$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2s$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2s$
JB80_1	0.148	0.029	0.00263	0.0002	0.0453	0.008	1360	450	16.9	1.2	44.2	7.9
JB80_2	0.056	0.015	0.00271	0.0003	0.0199	0.005	350	550	17.4	2.1	19.9	5
JB80_3	0.116	0.017	0.00265	0.0002	0.0391	0.005	1450	310	17.06	0.95	38.7	5.2
JB80_4	0.103	0.038	0.00258	0.0002	0.033	0.01	1190	710	16.6	1.4	32.9	9.9
JB80_5	0.095	0.014	0.00267	0.0001	0.0333	0.005	980	300	17.2	0.86	33	4.6
JB80_6	0.138	0.019	0.00257	0.0001	0.0443	0.006	1440	290	16.51	0.79	43.5	5.6
JB80_7	0.831	0.043	0.0557	0.0032	6.42	0.42	5012	100	348	19	1995	56
JB80_8	0.282	0.043	0.00255	0.0002	0.083	0.011	2460	400	16.4	1.2	79.2	10
JB80_9	0.837	0.037	0.1224	0.0068	14.5	0.87	5039	85	743	40	2748	58
JB80_10	0.84	0.036	0.138	0.0078	16.49	1.1	5047	84	831	45	2846	66
JB80_11	0.0527	0.0067	0.00292	0.0002	0.0207	0.003	250	230	18.8	1.1	20.8	2.8
JB80_12	0.232	0.039	0.00258	0.0002	0.068	0.011	1920	420	16.6	1.2	65.3	9.9
JB80_13	0.0479	0.0031	0.00241	0.0002	0.0157	0.001	100	130	15.52	0.54	15.8	1.2
JB80_14	0.139	0.025	0.00262	0.0002	0.0494	0.009	1620	330	16.84	1	47.9	8.1
JB80_15	0.23	0.042	0.00279	0.0002	0.075	0.011	2050	400	18	1.2	71	9.9



شکل ۳- تصاویر صحرایی از منطقه مورد مطالعه. الف) کانه‌سازی فراوان آزوریت و مالاکیت در سطح؛ ب) پیریت در مشاهدات سطحی منطقه؛ پ) درز و شکاف فراوان در سنگ‌های منطقه و تشکیل بافت داربستی؛ ت) دگرسانی فلیک در بخش‌های از منطقه مورد مطالعه.

۵- سنگ‌نگاری

بر اساس مطالعات میکروسکوپی، سنگ‌های آذرین منطقه به دو گروه اصلی تقسیم شده‌اند: الف) سنگ‌های آتشفشانی شامل آندزیت‌های بازالتی (خصوصاً آندزیت) و ریولیت‌ها به همراه انواع توف‌ها (لیتیک توف‌ها) و ب) سنگ‌های درونی شامل گرانودیوریت و گرانیت پورفیری.

۵-۱. آندزیت‌ها

نمونه دستی این سنگ‌ها عموماً رنگ قهوه‌ای تیره تا روشن دارد. در مطالعات میکروسکوپی مشخص شد که فنوکریست‌های غالب پلاژیوکلاز (۲۰ تا ۳۰ درصد)، پیروکس (۸ درصد)، آمفیبول (۵ درصد) و الوین (۲/۱ درصد) هستند. بافت اکثر آندزیت‌های منطقه دلفارد، پورفیریتیک با خمیره میکرولیتی است (شکل ۴). بخش اعظم خمیره سنگ‌ها، همان‌گونه که از نوع سنگ انتظار می‌رود، از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز تشکیل شده است. گاه این خمیره، خصوصاً در اطراف فنوکریست‌های بزرگ‌تر، حالت جهت یافته به خود گرفته است که در این حالت، جهت جریان را نشان می‌دهد. در برخی دیگر از مقاطع، میکرولیت در خمیره بیشتر بوده که تا حدی دگرسان شده است. فنوکریست در این سنگ‌ها، عموماً متنوع‌تر از خمیره بوده و فراوان‌ترین فنوکریست در این سنگ، پلاژیوکلاز است. اندازه درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز از متوسط تا خیلی درشت (مگاکریست‌های پلاژیوکلاز) تغییر می‌کند (شکل ۴-ب). این کانی عمدتاً به صورت شکل‌دار ظاهر شده و در اکثر موارد دارای ماکل پلی‌سنتتیک است. در برخی نمونه‌ها، پلاژیوکلازها دچار دگرسانی شده‌اند. مهم‌ترین این دگرسانی‌ها، سریستی شدن است. در اثر این نوع دگرسانی، پلاژیوکلازها به مجموعه‌ای از سریست و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. پس از پلاژیوکلاز فراوان‌ترین فنوکریست، آمفیبول است. این کانی، به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، با مقاطع کاملاً تپیک و گاه به صورت منشوری دیده می‌شود. رنگ آنها از سبز (در هورنبلند) تا قهوه‌ای تیره (در اکسی هورنبلند یا هورنبلند بازالتی) متغیر است. در بیشتر نمونه‌ها، این کانی دگرسان شده و تنها بقایا و قالبی از آن قابل مشاهده است. از سایر کانی‌های فرعی در این دسته از سنگ‌ها می‌توان به بیوتیت اشاره کرد. این کانی تقریباً در همه موارد شکل‌دار بوده و واجد یک سیستم رخ است. رنگ آن قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره بوده و در برخی نمونه‌ها پلی‌کرویسیم شدید نشان می‌دهد. بیوتیت همانند هورنبلند در بسیاری موارد دگرسان شده و به اکسیدهای آهن تجزیه شده است. پتاسیم‌فلدسپار نیز به مقدار بسیار کم و تنها در خمیره این سنگ‌ها قابل تشخیص است.

۵-۲. ریولیت‌ها

این سنگ‌ها دارای بافت پورفیریک با خمیره میکروگرانولار هستند. فنوکریست‌های موجود در سنگ به ترتیب فراوانی شامل پلاژیوکلاز (۳۰٪)، کوارتز (۲۵٪) و پتاسیم‌فلدسپار از نوع ساندین (۱۰٪) هستند (شکل ۴-پ). پلاژیوکلازها با ماکل پلی‌سنتتیک به صورت خودشکل تا نیمه‌خودشکل بوده و تا حد زیادی دگرسان شده‌اند. برخی کانی‌های اپیک به صورت پویی کلیتیکی داخل پلاژیوکلازها مشاهده می‌شوند. بلورهای کوارتز به صورت نیمه‌خودشکل تا بی‌شکل و در برخی مقاطع، دارای حواشی گرد شده نیز هستند. بلورهای پتاسیم‌فلدسپار کاملاً دگرسان شده‌اند و مقدار آنها کمتر است. خمیره ریولیت‌ها از دانه‌های کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار تشکیل شده است. این سنگ تحت تأثیر دگرسانی سیلیسی قرار گرفته، به نحوی که رگه‌های متعدد کوارتز در آن قابل مشاهده است. کانی‌های اپیک نیز در این سنگ به فراوانی مشاهده می‌شوند که بیشتر در همراهی با کلریت‌ها هستند.

۵-۳. لیتیک توف اسیدی

بافت این سنگ کاتاکلاستیک است (شکل ۴-ت). کانی‌های اصلی سنگ شامل کانی‌های درشت کوارتز (۲۰٪)، پتاسیم‌فلدسپار (۱۵٪)، پلاژیوکلاز (۱۰٪) و قطعات خرده سنگی است. بلورهای درشت کوارتز به صورت قطعات شکسته و زاویه‌دار بیش از ۲۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. خمیره سنگ از بلورهای پتاسیم‌فلدسپار، اجزای خرده‌سنگی، سیمان رسی، کوارتز و شیشه تشکیل شده است.

این سنگ به شدت دگرسان شده و پیریت در این سنگ در اثر دگرسانی به اکسید آهن تبدیل شده است.

۵-۴. گرانیت پورفیری

بافت این سنگ‌ها میکروپورفیریک با خمیره دانه متوسط است (شکل ۴-ث). کانی‌های اصلی آن شامل کوارتز (۳۵٪)، پلاژیوکلاز (۲۴٪)، پتاسیم‌فلدسپار (۲۱٪) و بیوتیت (۴٪) است. در بعضی از نمونه‌ها میکروفونوکریست‌های سنگ پلاژیوکلاز است که به شدت دگرسان و به کانی‌های رسی و سریست تبدیل شده‌اند. همچنین در برخی از نمونه‌ها، دگرسانی سیلیسی زیاد است، به طوری که لابه‌لای دانه‌های درشت پلاژیوکلازها، توسط مقادیر زیادی کوارتزهای ثانویه پر شده است. متن سنگ از کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار تشکیل شده به صورتی که مقدار پتاسیم‌فلدسپار در گرانیت‌های پورفیری منطقه، بسیار بیشتر از پلاژیوکلاز است. این سنگ‌ها حاوی کانی‌های اپیک فراوانی به صورت پراکنده در متن سنگ هستند. همچنین بیوتیت و کلریت نیز در این سنگ به وفور دیده می‌شوند. بیوتیت در این سنگ ثانویه بوده و در فضای بین بلورهای پتاسیم‌فلدسپار و کوارتز قرار گرفته است.

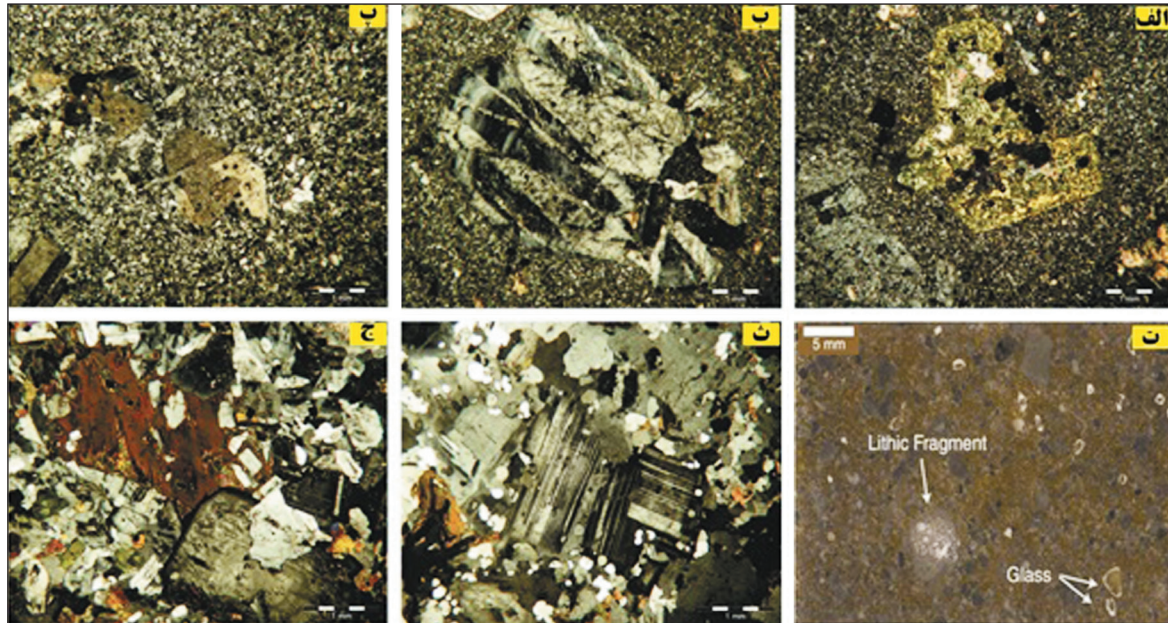
۵-۵. گرانودیوریت

این سنگ در صحرا دگرسانی گسترده و اکثراً حالت تپه ماهوری دارد. کانی‌های اصلی آن به طور متوسط عبارتند از: پلاژیوکلاز (۵۸٪)، کوارتز (۲۵٪)، پتاسیم‌فلدسپار (۷٪)، بیوتیت (۵٪) و آمفیبول (۳٪) (شکل ۴-ج). پلاژیوکلاز بارزترین کانی گرانودیوریت‌ها است. این کانی ماکل پلی‌سنتتیک و نیز منطقه‌بندی دارد. با اندازه‌گیری زاویه خاموشی و به کمک روش میشل لوی، نوع آن آلپیت و الیگوکلاز تشخیص داده شده است. بلورهای پلاژیوکلاز در قسمت‌هایی از نمونه‌ها به بلورهای ریز سریست تجزیه شده‌اند. کوارتز به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار و با ابعاد دانه متوسط و در بیشتر موارد فاز بین‌دانه‌ای است. پتاسیم‌فلدسپار در سنگ‌های گرانودیوریتی از نوع ارتوز پرتیتی است. برخی بلورهای پتاسیم‌فلدسپار به کانی‌های رسی و سریست تبدیل شده‌اند. آمفیبول فراوان‌ترین کانی مافییک موجود در گرانودیوریت‌هاست که عمدتاً به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با ابعاد دانه متوسط تا دانه‌ریز یافت می‌شود و بلورهای آن، دگرسانی به بیوتیت نشان می‌دهند. بیوتیت نیز در برخی مقاطع به مقدار زیاد به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ابعاد دانه متوسط دیده می‌شود و بلورهای آن دارای چندرنگی قهوه‌ای تیره تا زرد روشن هستند.

۶- دگرسانی

به طور کلی در منطقه جبال بارز تا خاور جیرفت و ناحیه دلفارد، تنها کانی‌سازی مشاهده شده کانی‌سازی مس بوده که از نوع پورفیری یا رگه‌ای است. توده پورفیری دلفارد و سنگ‌های آتشفشانی اطراف، تحت تأثیر دگرسانی هیدروترمال قرار گرفته‌اند. بخش اعظم دگرسانی و کانی‌سازی به توده نفوذی دلفارد مربوط بوده و دگرسانی وسیعی در سنگ‌های آتشفشانی در برگزیده صورت نگرفته است. با توجه به بررسی‌های صحرائی و مجموعه‌های کانایی، دگرسانی‌های شناسایی شده در منطقه عبارتند از: دگرسانی‌های سیلیسی، پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپیلتیک. دگرسانی سیلیسی شامل رگه‌ها و پیچ‌های سیلیسی است که در اثر تأثیر محلول‌های هیدروترمالی بر توده‌های پورفیری و پاره‌ای از سنگ‌های آتشفشانی تشکیل شده‌اند. در منطقه دلفارد این نوع دگرسانی فقط در محدوده بسیار کوچکی در جنوب خاوری مشاهده می‌شود (شکل ۵-الف). دگرسانی فلیک در اطراف دگرسانی پتاسیک گسترش دارد و همچنین در بخش‌های وسیعی از منطقه مورد مطالعه مشاهده شده است.

بافت استوک‌ورک در این دگرسانی بسیار گسترده است. دگرسانی آرژیلیک نیز در بخش‌های کوچکی از منطقه دلفارد مشاهده می‌شود (شکل ۵-پ). می‌توان چنین تصور کرد که توده پورفیری دلفارد به طور کامل برونزد پیدا نکرده و دگرسانی آرژیلیک نیز در بالاترین بخش توده تشکیل شده است.



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های منطقه مورد مطالعه. الف) آندزیت دارای بافت پورفیری با خمیره میکرولیتی؛ ب) فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز در آندزیت؛ پ) ریولیت که فراوانی فنوکریست‌های فلدسپار در خمیره‌ی مملو از کوارتز آن به وضوح مشخص است؛ ت) لیتیک توف که در آن می‌توان قطعات سنگی و خمیره‌ی شیشه‌ای را به راحتی ملاحظه کرد؛ ث) گرانیت پورفیری با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز؛ ج) گرانودیوریت که در آن زونینگ پلاژیوکلاز و وفور کانی‌های مافیک مانند بیوتیت و آمفیبول مشهود است.

مورد مطالعه نشان از حجم کم سیال به وجود آورنده سیستم پورفیری دارد. اما می‌توان تصور کرد که دگرسانی در منطقه دلفارد با منطقه بندی ارائه شده توسط Lowell and Guilbert (1970) همخوانی دارد. در نهایت اینکه در منطقه دلفارد، احتمالاً در بخشی که دگرسانی پتاسیک و فلیک وجود دارد، کانی‌سازی مس پورفیری رخ داده که بررسی این امر مستلزم مطالعات بیشتر و احتمالاً حفاری‌های بیشتر در این محدوده است.

دگرسانی پروپلیتیک عمدتاً در مقیاس کم رخ داده است و با مجموعه کانیایی اپیدوت + کلریت \pm کربنات \pm پیریت مشخص می‌شود (شکل ۵- ت). کانی اپیدوت گسترش کمتری دارد و به نظر می‌رسد، دگرسانی پروپلیتیک با شدت قوی در منطقه رخ نداده باشد. کانی‌های اپیدوت و کلریت (در اثر دگرسانی آمفیبول‌ها) موجود در این سنگ‌ها باعث سبز شدن سطح این سنگ‌ها شده‌اند. در مجموع می‌توان چنین گفت که شواهد موجود در منطقه

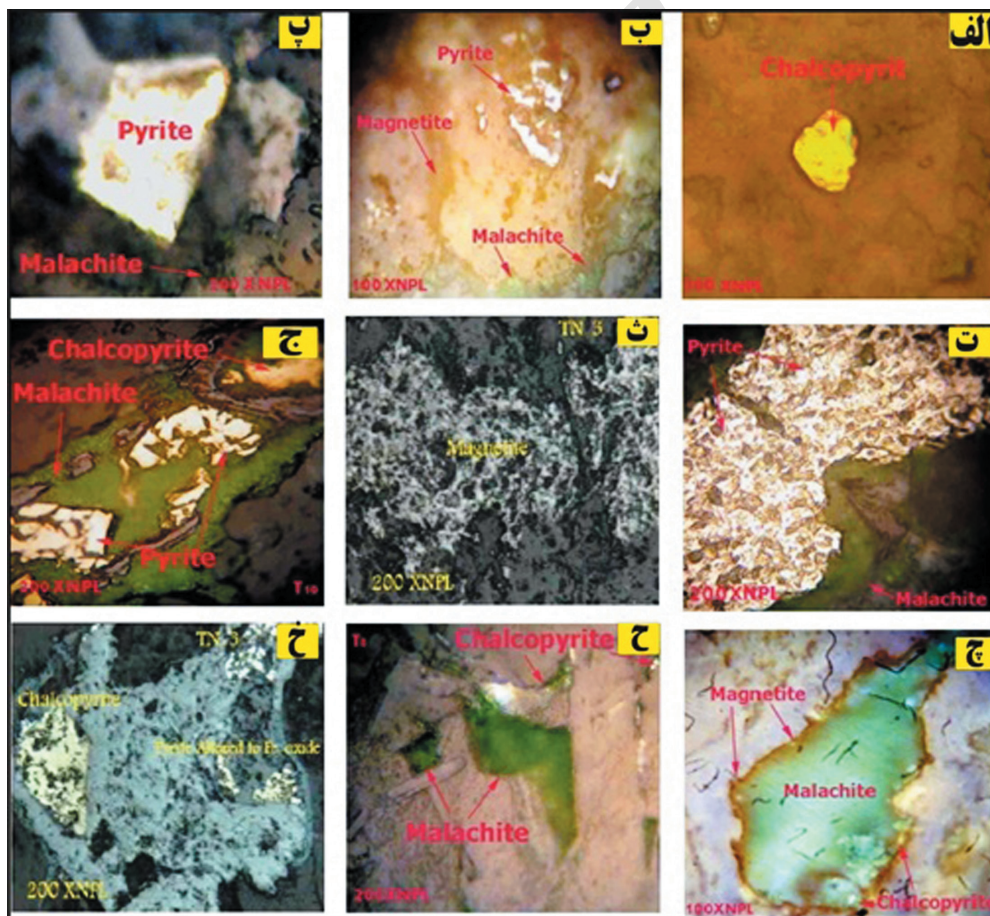


شکل ۵- تصاویر صحرایی مربوط به دگرسانی‌های منطقه دلفارد که هر کدام از انواع دگرسانی بر روی شکل مربوطه نگاشته شده است. الف) دگرسانی سیلیسی که به صورت رگه‌ها و پچ‌های سیلیسی است که فقط در جنوب خاوری منطقه دیده می‌شوند؛ ب) دگرسانی پتاسیک که با حضور کانی‌های بیوتیت ثانویه، پتاسیم‌فلدسپار، مگنتیت و کوارتز در بخش مرکزی استوک‌های نفوذی شناسایی می‌شود؛ ج) گسترش بافت استوک‌ورک در دگرسانی آرژلیک؛ ت) حضور کانی‌های اپیدوت و کلریت در دگرسانی پروپلیتیک (در اثر دگرسانی آمفیبول‌ها) که باعث سبز رنگ شدن سطح سنگ‌های این منطقه شده است.

۷- پارازنز کانایی

شده یعنی محدوده کانه‌سازی سولفیدی وابسته به توده‌های تأخیری و هم در محدوده کانه‌سازی اکسیدی وابسته به سنگ‌های آذرآوری قابل مشاهده است. پیریت فراوان‌ترین و رایج‌ترین کانه سولفیدی بوده که یا متمرکز شده و اجتماعی مستقل تشکیل داده و یا پراکنده شکاف‌ها در سنگ‌هایی است که دچار دگرسانی هیدروترمال شده‌اند (شکل ۶- ب). این کانه عموماً ریزدانه و ایدیومورف (شکل ۶- پ) و دارای انکلوژیون‌های کالکوپیریت است (شکل ۶- ت). مگنتیت یک کانه اکسیدی است که به صورت دانه پراکنده در غالب مقاطع به چشم می‌خورد (شکل ۶- ث). مالاکیت و آزوریت محصولات دگرسانی کانه‌های اولیه هستند و در رخنمون‌های سنگ‌های دگرسان شده در اعماق کم وجود دارند (شکل ۶- ج). در این میان مالاکیت رایج‌ترین کانه است که پوشش‌های نازک را تشکیل می‌دهد و در کنار مگنتیت و کالکوپیریت مشاهده می‌شود (شکل ۶- چ) و یا اینکه پراکنده شکاف‌هاست. این کانه گاه غنی‌شدگی‌هایی را درون سنگ‌ها نشان می‌دهد که در اصل جانشین کانه‌های سولفیدی مس شده است (شکل ۶- خ). این نوع کانه‌سازی در محدوده کانه‌سازی اکسیدی در ارتباط با سنگ‌های پیروکلاستیک قابل مشاهده است. همچنین در برخی مناطق، سنگ‌ها دگرسانی شدیدی از اکسیدهای آهن نشان می‌دهند که این امر به احتمال فراوان از دگرسانی و اکسیداسیون پیریت‌های موجود در توده نفوذی ناشی می‌شود (شکل ۶- ح).

آنالیز نمونه‌های کانه‌دار نشان می‌دهد که تعداد قابل توجهی از نمونه‌ها دارای غنی‌شدگی از مس هستند که در ارتباط با توده‌های نفوذی و سنگ‌های آذرآوری است. به صورتی که کانه‌سازی سولفیدی به توده‌های تأخیری و کانه‌سازی اکسیدی به سنگ‌های آذرآوری وابسته است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی مقاطع صیقلی، کانه‌های منطقه دلفارد عبارتند از: کانه‌های اولیه اکسید تیتان، کالکوپیریت، پیریت، ایلمنیت (فقط در دو نمونه) و مگنتیت. در نتیجه فرایندهای ثانویه کانه‌های سولفیدی مس (کولیت و کالکوسیت)، به ندرت در اطراف کانه‌های اولیه یاد شده وجود دارند. کالکوپیریت رایج‌ترین و مهم‌ترین کانه سولفیدی مس در کانسارهای پورفیری بوده که با فراوانی خیلی کمتر نسبت به پیریت قابل مشاهده است (شکل ۶- الف). این کانه با ابعاد کمتر از ۲۰۰ میکرون با بافت دانه پراکنده در متن سنگ‌های پورفیری دیده شده و در اثر دگرسانی به هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده است. کالکوپیریت در منطقه مورد مطالعه، رگه‌ها و غنی‌شدگی‌های متعارفی را تشکیل می‌دهد. این کانه اکثراً به همراه پیریت است و یا در برخی جاها به شکل مستقل دیده می‌شود. حداکثر فراوانی کالکوپیریت در بخش‌هایی وجود دارد که کمتر پیریتی شده است. باید توجه کرد که این کانه‌سازی در محدوده گرانیب پورفیری قابل توجه است. کولیت یک کانه بسیار کمیاب است و در پیرامون دانه‌های کالکوپیریت دیده می‌شود که محصول دگرسانی کالکوپیریت است و در هر دو محدوده کانی‌سازی



شکل ۶- تصاویر مقاطع صیقلی از سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در نور انعکاسی. الف) تصویری از کالکوپیریت در منطقه مورد مطالعه؛ ب) پیریت، مگنتیت و مالاکیت که داخل درزه و شکاف‌ها را پر کرده‌اند؛ پ) پیریت به همراه مالاکیت؛ ت) درشت‌بلورهای پیریت در کنار مالاکیت که در منطقه سولفوری به وفور می‌توان دیده می‌شود؛ ث) مگنتیت که در زون اکسیدی زیاد اما در زون سولفوری کمتر دیده می‌شود؛ ج) مالاکیت و کالکوپیریت که پراکنده رگه‌ها و شکستگی‌ها هستند؛ چ) مالاکیت که در حاشیه‌های آن کانه مگنتیت دیده می‌شود و در داخل آن ذرات کالکوپیریت پراکنده‌اند؛ ح) کالکوپیریت به همراه مالاکیت؛ خ) کالکوپیریت به همراه پیریت؛ کانه پیریت در حال تجزیه به اکسیدهای آهن است.

به آنالیزهای شیمیایی که بر روی نمونه‌های زون‌های کانه‌دار انجام شده، متوسط عیار مس در این کانسار حدود ۱۸۰۰ پی‌پی‌ام بوده و از این دیدگاه می‌توان گفت که دلفارد یک کانسار کوچک با عیار متوسط است؛ البته با توجه به اینکه تغییرات عیار در این کانسار زیاد بوده و بخش‌های کوچکی از این کانسار دارای عیار حدود ۱ درصد است. با توجه به مطالعات انجام شده و حفاری‌های اخیر شرکت ملی مس ایران در این منطقه، لازم است حفاری‌ها در زون‌های غنی‌سازی مس ادامه پیدا کند تا بتوان نحوه کانی‌سازی را به صورت نقشه‌هایی با مقیاس بزرگ به صورت عمقی و سطحی برای این کانسار تهیه و در نتیجه بتوان این منطقه را به عنوان یک کانسار پورفیری با عیار متوسط معرفی کرد.

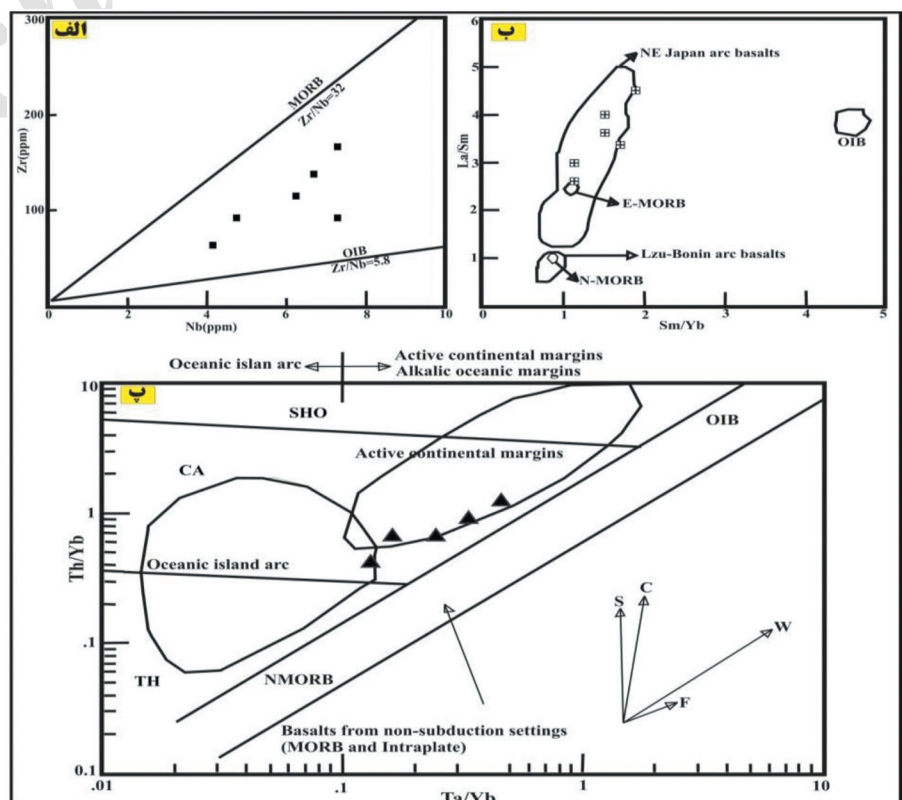
۸- بحث

۸-۱. پتروژنز سنگ‌های منطقه دلفارد

– نوع گوشته پدید آورنده ماگماتیسم در منطقه دلفارد: عناصر نادر سنگ‌های بازیک در تشخیص ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پترولوژی ناحیه گوشته منشأ ماگماتیسم اهمیت فراوانی دارند. به گونه‌ای که در شکل ۷-الف به نمایش در آمده، فراوانی و نحوه تغییرات Zr در مقابل Nb در سنگ‌های منطقه دلفارد، بین روند تغییرات گدازه‌های نوع MORB و OIB در تغییر و گویای آن بوده که منشأ سنگ‌های این منطقه، غنی‌تر از گوشته منشأ MORB و تهی‌شده‌تر از گوشته منشأ OIB است. بنابراین سنگ‌های بازیک منطقه دلفارد، نسبت به NMORB از یک منشأ غنی‌تر سرچشمه گرفته‌اند که این قضیه توسط نسبت‌های عناصر نادر خاکی نیز تأیید می‌شود (شکل ۷-ب). روش مفید دیگر برای پی بردن به خصوصیات گوشته منشأ ماگما، نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb است (شکل ۷-پ).

بررسی‌ها نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای میزبان کانسارهای مس پورفیری، از نوع مگنتیتی هستند (Evans, 1993). ماگماتیسم مربوط به سری مگنتیتی قادر به تولید مقدار زیادی گوگرد و فلزاتی است که با گوگرد و کلر ترکیب می‌شوند. ماگماهای مربوط به این سری خود غنی از این عناصر هستند. قسمت اعظم کانسارهای مس پورفیری دنیا، با کمرندهای کوهزایی مزوزوییک و سنوزوییک همراه هستند. این کمرندها در نتیجه بازافت پوسته اقیانوسی در مقیاس وسیع و ایجاد زنجیره‌های بلندی از قوس‌های حاشیه‌قاره‌ای و اقیانوسی، در طی یک رژیم زمین‌ساختی فشارشی و یا به عبارتی حاشیه‌های فرورانش حاصل شده‌اند (Evans, 1993). بررسی‌های انجام شده بر روی مقاطع نازک و صیقلی هاله‌های دگرسانی و زون‌های کانه‌دار در منطقه دلفارد نشان می‌دهد که تنوع سنگ‌های نفوذی در این منطقه زیاد بوده و بافت غالب در این سنگ‌ها پورفیری است. همچنین به روشنی می‌توان کاهش کانی‌هورنبلند در سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه را مشاهده کرد که این امر مبین کانه‌سازی مس به صورت رگچه‌ای و افشان در درون توده نفوذی است. همان‌طور که قبلاً نیز اشاره شد الگوی دگرسانی در کانسار مس دلفارد با مدل ارائه شده توسط Lowell and Guilbert (1970) همخوانی دارد و از عمق به سطح شامل زون‌های سیلیسی، پتاسیک، فلیک، آرژلیک و پروپلیتیک است که دگرسانی پتاسیک و فلیک گسترش بیشتری دارند. مس و گوگرد به‌طور معمول در دگرسانی‌ها زیاد هستند ولی نسبت مس به گوگرد در زون پروپلیتیک نسبت به زون‌های پتاسیک و فلیک کاهش می‌یابد. مالاکیت و آزوریت که به وفور در زمینه بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شوند، پرکننده شکستگی‌ها و حفرات هستند. در منطقه پیریت زیاد و در مقابل آن کالکوپریت خیلی کمتر مشاهده می‌شود. در نهایت باید گفت که اکسیدهای آهن خصوصاً مگنتیت از کانه‌های رایج و فراوان در منطقه مورد مطالعه هستند. با توجه

شکل ۷-الف) مقایسه داده‌های به دست آمده از سنگ‌های آتشفشانی بازیک منطقه دلفارد با روند تغییرات مشخصه سنگ‌های آتشفشانی از نوع OIB و MORB. داده‌ها بر گرفته از (Sun and Mc Donough 1989)؛ ب) نمودار La/Sm-Sm/Yb برای سنگ‌های آتشفشانی بازیک منطقه دلفارد. بازالت‌های قوس Izu-Bonin بر گرفته از Taylor and Nesbitt (1998)، بازالت‌های قوس شمال‌خاور ژاپن بر گرفته از Nakamura and Shimakita (1998) و میانگین OIB، NMORB، EMORB بر گرفته از (Sun and Mc Donough 1989) برای مقایسه نشان داده شده‌اند؛ پ) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه (Pearce et al., 1984). محدوده شوشونیتی (SHO)، کالک‌آلکان (CA)، تولیتی (TH) و مرز جزایر قوسی و حاشیه فعال قاره‌ای از (Pearce et al., 1984) هستند. حروف اختصاری به نمایش در آمده از این قرار هستند: F) روند تبلور تفریقی، W) غنی‌شدگی گوشته درون صفحه‌ای، C) آلودگی پوسته‌ای، S) روند غنی‌شدگی در اثر سیالات آزاد شده از لبه فرورونده.



انتخاب Yb به عنوان مخرج در هر دو نسبت، سبب می‌شود که تغییرات این دو به میزان زیاد مستقل از تبلور بخشی و ذوب بخشی باشد. در نتیجه، این معیار به خوبی تغییرات ترکیب گوشته منشأ را نشان می‌دهد. ماگماهای بازالتی که از گوشته استونسفری تهی شده، یا از پلوم استونسفری و یا از گوشته لیتوسفری پدید آمده باشند، همگی در درون یا نزدیک به حیطه گوشته‌ای (Mantle array) قرار می‌گیرند. ناحیه‌ای از گوشته منشأ که در طی فرورانش متاسوماتیزه شده باشد، از Th نسبت به Ta غنی‌تر می‌شود. بنابراین در این ناحیه نسبت Th/Yb از Ta/Yb بیشتر است. سیالات مرتبط با فرورانش قادرند Th را حمل و در محصولات ماگماتیسیم متمرکز کنند. حال آنکه Yb و Ta نامتحرک باقی می‌مانند. با بررسی نمودار این عناصر برای منطقه دلفارد مشخص شد که نمونه‌های بازیک منطقه، بالاتر از حیطه گوشته قرار می‌گیرند. یکی از دلایل اصلی این پدیده آن است که گوشته در این ناحیه، تحت تأثیر فرورانش بوده است. البته آلودگی پوسته‌ای هم می‌تواند باعث افزایش نسبت Th/Yb در مقایسه با نسبت Ta/Yb شود. زیرا پوسته دارای فراوانی بالاتری از Th نسبت به Ta است، بجز برای رخساره گرانولیت که میزان Th پایین دارد (Rollinson, 1993). بنابراین در نسبت‌های بالاتر Th/Yb، تفکیک اثر آلودگی پوسته‌ای از آنچه بر اثر آزاد شدن سیالات در طی فرورانش فراهم می‌شود، مشکل است.

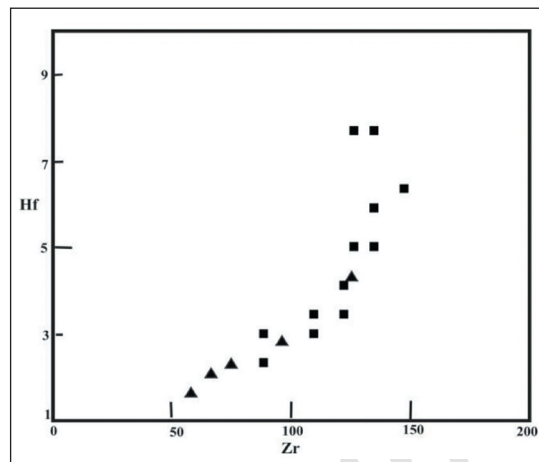
فرایند ذوب گوشته در منطقه دلفارد: ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی بازیک، مشخص کننده شرایط حاکم بر محیط تشکیل در زمان ماگماتیسیم است. ۵ نمونه از سنگ‌های منطقه به این منظور مورد مطالعه قرار گرفت. ۲ عدد از سنگ‌های بازیک منطقه دلفارد دارای ویژگی‌های سری تولیتی و ۳ عدد دیگر نیز، دارای اختصاصات سری ماگمایی کالک آلکال هستند. بازالت‌های تولیتی شاخص همچون MORB و OIB، در نتیجه کاهش فشار در یک گوشته استونسفری در حال صعود ایجاد می‌شوند (McKenzie and O'Nions, 1998). به هر حال، غلبه داشتن نمونه‌های متعلق به سری کالک آلکال در منطقه مورد مطالعه و نیز نحوه توزیع زمانی نمونه‌های این دو سری ماگمایی در توالی سنگ‌شناسی موجود در منطقه، گویای حاکم بودن یک رژیم ژئودینامیک از نوع فرورانش در زمان ترشیری در منطقه دلفارد است. به‌طور کلی در نواحی فرورانش ۲ نوع ذوب وجود دارد. اول ذوب فلاکس (Flux melting) که غالباً ناشی از آزدایی پوسته فرورونده و مذاب حاصل از آن، کالک آلکال است. این مذاب‌ها آبدار هستند، دمای پائینی دارند و از عمق بیشتری به وجود می‌آیند. نحوه دیگر ذوب گوه گوشته‌ای در مناطق فرورانش، ذوب بخشی داغ‌تر، خشک‌تر و کم‌عمق‌تر است که در نتیجه برداشته شدن فشار (Decompression melting) ناشی از کشش بر روی کمان ماگمایی ایجاد می‌شود. این نوع ذوب منجر به تولیدات ماگمایی تولیتی با محتوای آلومینیم بالا بر روی کمان‌های ماگمایی می‌شود (Bacon and Drittt, 1998; Borg et al., 1997). سنگ‌های سری کالک آلکال منطقه مورد مطالعه، یک آنومالی مثبت در عناصر گروه LILE و یک آنومالی منفی در عناصر گروه HFSE دارند (رسولی و همکاران، ۱۳۹۴). ویژگی‌های اخیر، معرف ماگماتیسیم حاصل از Flux melting در جریان فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته مجاور است. به عبارت دیگر، می‌توان توالی کالک آلکال از سری سنگ‌های منطقه دلفارد را به رژیم تکنونیک فشارشی نسبت داد که در امتداد زون ارومیه- دختر، به‌صورت افق‌های ماگمایی با گسترش و حجم قابل ملاحظه نفوذ و فوران کرده‌اند. تفسیر ۲ نمونه تولیتی منطقه مورد مطالعه چنین است که یک نمونه از آنها به‌صورت دایک در این توالی کالک آلکال جایگزین شده است. این پدیده احتمالاً نشان‌دهنده فازهای آرامش یا وقفه حاکم بر زون ارومیه - دختر در طی یک رژیم فشارشی بوده است. نمونه تولیتی دیگر نیز، به‌صورت یک افق گدازه در قاعده توالی آتشفشانی منطقه مورد مطالعه قرار دارد. وجود این افق، با توزیع زمانی- مکانی ماگماتیسیم در مناطق فرورانش همخوانی دارد (Wilson, 1989). تحول ماگماتیسیم در مناطق فرورانش از قدیم به جدید، به ترتیب یک تحول ترکیبی از انواع تولیتی به کالک آلکال را نشان می‌دهد که با توالی موجود در منطقه مطابقت می‌کند.

تعیین پتروژنر سنگ‌های حدواسط- فلسیک: به منظور تعیین پتروژنر و ارائه یک مدل ماگمایی مناسب برای تشکیل توده گرانیتویدی منطقه دلفارد، نکاتی را باید مدنظر قرار داد. از مجموعه بررسی‌های انجام شده به منظور تعیین محیط تکنونیک تشکیل این توده گرانیتویدی، تاکنون مشخص شده است که سنگ‌های مورد بحث در رده‌بندی Manyar and Picoli (۱۹۸۹) جزو گرانیتویدهای گروه I (CCG+ CAG+IAG) قرار می‌گیرند (رسولی و همکاران، ۱۳۹۴). از طرفی، فرواتادگی‌ها و پیک‌های شاخص در نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های مورد مطالعه، از خصوصیات بارز ماگماهای مرتبط با مناطق فرورانش است (رسولی و همکاران، ۱۳۹۴). از این رو، مدل ماگمایی که می‌تواند تا حد زیادی شرایط تشکیل توده گرانیتویدی مورد مطالعه را توجیه کند، مدل فرورانش است. با توجه به موقعیت قرارگیری منطقه مورد مطالعه در انتهای جنوب خاوری زون ارومیه- دختر، می‌توان فعالیت ماگمایی در این منطقه را حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی بر شمرد و گرانیتویدهای مورد مطالعه را از نوع گرانیت‌های کمان قاره‌ای (CAG) در نظر گرفت. تولید ماگمای اسیدی و حدواسط در این گونه مناطق به ۳ فرایند اصلی مربوط است: ۱) تبلور بخشی یک مذاب اولیه حاصل از گوشته، در پوسته و یا بخش بالای گوشته (Müntener et al., 2001; Grove et al., 2002)؛ ۲) ذوب بخشی پوسته قاره‌ای (Chappell and White, 2001; Izbekov et al., 2004)؛ ۳) آزدایی مداوم ورقه اقیانوسی فرورانش شده و ذوب بخشی پوسته اقیانوسی (Anderson et al., 2008; Green and Ringwood, 1994).

هر کدام از این ۳ مدل دارای معایب و مشکلات خاص خودشان هستند. برای مثال اگر فرض شود که ماگمای اسیدی و حدواسط از تبلور بخشی ماگمای بازیک در سطوح کم عمق پوسته ایجاد شده باشد، این اشکال وجود دارد که تولید سنگ آذرینی با بیش از ۶۰ درصد SiO_2 نیاز به تبلور بخشی ۶۰ درصد یا بیشتر از ماگمای بازیک اولیه دارد (Müntener et al., 2001). بدین منظور، باید حجم ماگمای بازیک حداقل دو برابر ماگمای اسیدی ایجاد شده از آن باشد. ولی شواهد زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی، وجود این حجم عظیم از ماگمای بازیک چگال را در پوسته قاره‌ای کم‌عمق نشان نمی‌دهد (Müntener et al., 2001). از طرف دیگر اگر تولید ماگمای اسیدی و حدواسط را مرتبط با ذوب پوسته تحتانی دانست، در آن صورت این اشکال وجود دارد که دمای ماگمای بازالتی که در قاعده پوسته قاره‌ای قرار می‌گیرد، ۱۱۰۰ تا ۱۲۴۰ درجه است (Ulmer, 2001). Pichavant et al., 2002 و نمی‌تواند گرمای لازم برای ذوب پوسته تحتانی با ترکیب آمفیبولیتی را در مقیاس وسیع فراهم کند (Pettford and Gallagher, 2001). Annen et al., 2006. زیرا دمای ذوب آمفیبول (dehydration melting) در سنگ‌های مافیک بالاست (۹۵۰ درجه سانتی‌گراد). در نهایت اینکه، اگر ذوب پوسته فوقانی، منشأ سنگ‌های حدواسط- فلسیک در نظر گرفته شود، این اشکال پدید می‌آید که بیشتر مواد پوسته بالایی، دارای پروتولیت پلیتی هستند و مذاب حاصل از آنها نمی‌تواند متآلومین باشد. سنگ‌های حدواسط- فلسیک قوس‌های ماگمایی، عموماً متآلومین و کالک آلکال هستند. بنابراین سنگ‌های پلیتی نمی‌توانند در ژن آنها نقش تعیین کننده‌ای داشته باشند. همچنین Annen et al. (2006) مدل زون داغ (Hot zone) را برای تشکیل سنگ‌های حدواسط- فلسیک در محیط‌های قوس ماگمایی ارائه کرده‌اند که به نوعی، جمع‌بندی از تمام مدل‌های ارائه شده در بالاست. در این مدل، بازالت‌های آبدار مشتق شده از گوشته، به‌صورت توالی از سیل‌ها، در پوسته پایینی جایگزین می‌شوند و یک زون پوسته‌ای عمیق داغ (deep crustal hot zone) را به وجود می‌آورند. مدل‌سازی این زون گرم نشان می‌دهد که مذاب‌های حدواسط- فلسیک در این ناحیه، از ۲ منبع مختلف ایجاد شده‌اند: ۱) مذاب غنی از آب حاصل از تبلور سیل‌های بازالتی (Prouteau and Scaillet, 2003)؛ ۲) مذاب‌های حاصل از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای دوران نهفتگی بین نفوذ اولین سیل و تولید مذاب ناشی از تبلور بخشی این بازالت‌ها که انتقال آب و گرما از ماگمای بازالتی به پوسته اطراف آن، باعث شروع ذوب بخشی پوسته می‌شود. اختلاط بین

را در اعماق کم قطع کند. کاهش فشار و از دست دادن گاز، عوامل اصلی برای تبلور بخشی و افزایش مقدار ویسکوزیته هستند و بدین ترتیب ماگمای فلسیک در این منطقه تولید می‌شود. در ادامه بحث، آزمودن این نکته مهم است که آیا سنگ‌های اسیدی و حدواسط در منطقه دلفارد، دارای منشأ یکسان با سنگ‌های بازیک هستند یا خیر؟ به این منظور، برای سنگ‌های منطقه دلفارد، نمودار Hf/Zr ترسیم شد (شکل ۸).

مذاب حاصل از تفریق ماگمای بازالتی آبدار و مذاب پوسته‌ای، منجر به تنوع در ترکیب ایزوتوپی و عناصر نادر در مذاب می‌شود و انکلاوهای فراوانی را نیز ایجاد می‌کند. مذاب‌های این زون گرم، غنی از آب و دارای چگالی و ویسکوزیته پایینی هستند و می‌توانند به آسانی از منبع جدا شوند و به سرعت به طرف سطح حرکت کنند. تبلور زمانی شروع می‌شود که ماگمای بالا رونده، لیکیدوس اشباع از آب خود



شکل ۸- نمودار Zr در مقابل Hf برای سنگ‌های منطقه دلفارد. علامت (▲) مربوط به گدازه‌های بازیک و علامت (■) مربوط به سنگ‌های گرانیتی منطقه دلفارد است.

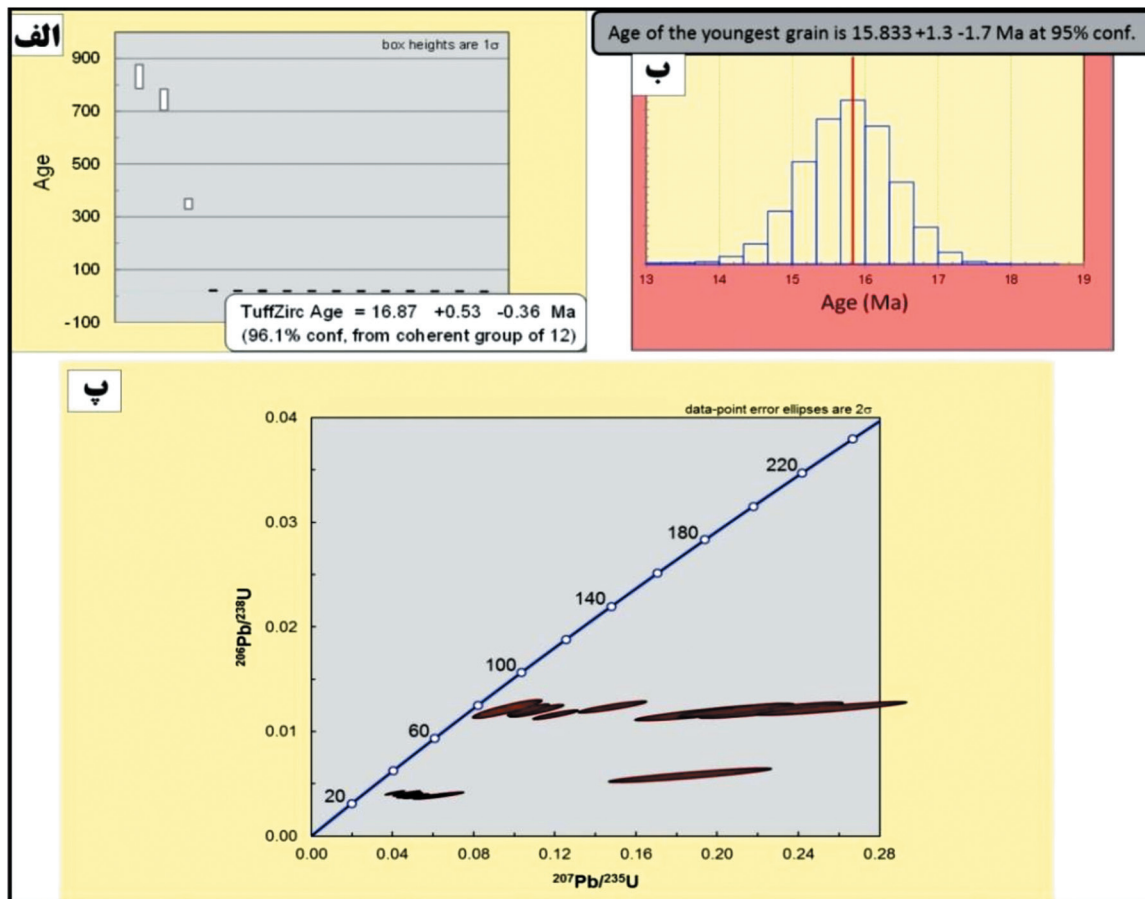
تعیین سن به روش U-Pb-Th، بهترین روش برای سن‌سنجی سنگ‌های گرانیتی است (دمای پایداری زیرکن تا ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است).

در شکل ۲ که تصاویر کاتدولومینسانس تعدادی از زیرکن‌های منطقه مورد مطالعه نشان داده شد، به روشنی دیده می‌شود که زیرکن‌های منطقه مورد مطالعه دارای منطقه‌بندی منظم (سطوح رشد بلوری دارای نظم و پیوستگی) از مرکز به سمت حاشیه هستند. این منطقه‌بندی منظم، خاص سنگ‌های ماگمایی است. همان‌طور که در شکل دیده می‌شود، برخی از نمونه‌ها، در مرکز زیرکن گرد شده دارند. این زیرکن‌ها به همراه ماگما از سنگ منشأ (به دلیل نقطه ذوب بسیار زیاد زیرکن یعنی بالای ۲۰۰۰ درجه سانتی‌گراد) حمل و هنگام تبلور زیرکن جدید (با سن تبلور ماگما) در اطراف آن متبلور شده‌اند. با توجه به تغییرات U/Pb در یک بلور و بلورهای مختلف یک سنگ، برای سن‌سنجی ۱۵ تا ۲۵ بلور زیرکن (یک نقطه در مرکز و یک نقطه در حاشیه) اندازه‌گیری می‌شود. در صورتی که اختلاف سن‌های اندازه‌گیری شده زیاد باشد، حداقل باید ۵۰ بلور زیرکن اندازه‌گیری شود. در این مطالعه برای نمونه مذکور، آنالیز بر روی ۱۵ دانه زیرکن انجام شده که در هر دانه یک نقطه از حاشیه و یک نقطه از مرکز بلور تجزیه شده است. بر اساس سن‌سنجی به روش U/Pb زیرکن، سن توده گرانیتی دلفارد $15/90 \pm 1/3$ میلیون سال برآورد شده است. می‌توان تصور کرد که در محدوده زمانی کوتاه، تفریق ماگمای مزبور کامل شده و این توده‌ی نفوذی به‌صورت پی‌درپی با فاصله زمانی بسیار کم، در پوسته جایگیری کرده است.

همان‌طور که در این نمودار ملاحظه می‌شود، سنگ‌های حدواسط-فلسیک در ادامه روند تغییرات مربوط به انواع بازیک قرار می‌گیرند. البته شیب مربوط به نمونه‌های حدواسط-فلسیک متفاوت از شیب نمونه‌های بازیک است. این تفاوت در شیب روندهای عناصر نادر، به احتمال زیاد با اختلاط مذاب حاصل از هضم و تفریق ماگمای بازیک در Hot zone با مذاب‌های حاصل از پوسته تحتانی ارتباط دارد، پدیده‌ای که به AFC موسوم است. با توجه به اینکه اکثر نمونه‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکالن، متاآلمین هستند، نقش ذوب پوسته فوقانی در تشکیل آنها به شدت پایین است. به هر حال، تغییر در مجموعه کانی‌های در حال تفریق، ممکن است تأثیر اندکی بر روی این روند تغییرات داشته باشد. بنابراین در مورد تشکیل و ژن سنگ‌های گرانیتی دلفارد، به‌صورت خلاصه می‌توان گفت که سری گرانیتی مورد مطالعه، مشابه با گرانیتویدهای کالک‌آلکالن و ناشی از تفریق مذاب بازالتی منشأ گرفته از گوشته متاسوماتیس شده، توسط سیالات ناشی از صفحه فرورونده است (Varol et al., 2008).

۸-۲. سن‌سنجی به روش U/Pb زیرکن

رسم نمودارهای مرسوم سازگاری (concordia) و سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ زیرکن و رگرسیون داده‌های U/Pb با استفاده از نرم‌افزار Isoplot 4 تهیه شده توسط Ludwig (2003) انجام گرفت (شکل ۹). همان‌طور که در شکل مشخص است، اغلب داده‌های ایزوتوپی U/Pb ترسیم شده در نمودار $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ در نمودار سازگاری قرار می‌گیرند. کانی زیرکن کاربرد گسترده‌ای در تعیین سن مطلق گرانیتویدها دارد.



شکل ۹- الف) نمودار میانگین تعیین سن از اطلاعات ایزوتوپی U/Pb در نمونه شماره ۸۰ (ب) جوان‌ترین سن در نمونه ۸۰ (ج) نمودار منحنی سازگار (Concordia) و ناسازگار (Discordia) نمونه شماره ۸۰.

۹- نتیجه‌گیری

اقیانوسی به زیر پوسته مجاور هستند. به عبارت دیگر، می‌توان توالی کالک‌آلکالن از سری سنگ‌های منطقه دلفارد را به رژیم تکنونیک فشارشی نسبت داد که در امتداد زون ارومیه- دختر، به صورت افق‌های ماگمایی با گسترش و حجم قابل ملاحظه نفوذ و فوران کرده‌اند. در خاتمه اینکه ژنز سری گرانیتی مورد مطالعه، مشابه با گرانیتوئیدهای کالک‌آلکالن و ناشی از تفریق مذاب بازالتی منشأ گرفته از گوشته متاسوماتیسم شده، توسط سیالات ناشی از صفحه فرورونده است. بر اساس سن-سنجی به روش U/Pb زیرکن، سن توده گرانیتوئیدی دلفارد $15/90 \pm 1/3$ میلیون سال برآورد شده است. می‌توان تصور کرد که در محدوده زمانی کوتاه، تفریق ماگمای مزبور کامل شده و این توده نفوذی به صورت پی‌درپی با فاصله زمانی بسیار کم، در پوسته جایگیری کرده است.

نتایج مشاهدات صحرایی و بررسی‌های مقاطع صیقیلی نشان داد که کانه‌سازی مس در منطقه دلفارد به صورت رگچه‌ای و افشان در درون توده نفوذی بوده و کانه‌های شاخص در این منطقه شامل کالکوپیریت، پیریت، مالاکیت، آزوریت و مگنتیت است. الگوی دگرسانی در کانسار مس دلفارد با مدل ارائه شده توسط لاول و گیلبرت هم‌خوانی داشته و از عمق به سطح شامل زون‌های سیلیسی، پتاسیک، فیلیک، آرزلیک و پروبیلینیک است که دگرسانی پتاسیک و فیلیک گسترش بیشتری دارند. متوسط عیار مس در این کانسار حدود ۱۸۰۰ پی‌پی‌ام است. بررسی ژنز سنگ‌های بازیک منطقه دلفارد، نشان داد که این سنگ‌ها نسبت به NMORB از یک منشأ غنی‌تر سرچشمه گرفته‌اند. همچنین سنگ‌های منطقه دلفارد معرف ماگماتیسیم حاصل از نوعی ذوب بخشی (flux melting) در جریان فرورانش پوسته

کتابنگاری

- آل طه، ب.، ۱۳۸۲- پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین و کانه‌زایی مس مرتبط با آن در منطقه جنوب خاور بم (جبال بارز)، رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، ۲۸۸ ص.
- باباخانی، ع. و علوی نائینی، م.، ۱۳۷۱- نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سبزه واران، سازمان زمین‌شناسی. شماره ج ۱۲.
- رستمی‌زاده، گ. و آروین، م.، ۱۳۹۲- پترولوژی و پتروژنز توده نفوذی اسیدی- حد واسط ده‌سیاهان. مجموعه مقالات سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، ۸ تا ۱۰ اسفند، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، صص. ۵۴ تا ۵۸.
- رسولی، ج.، قربانی، م. و احدنژاد، و.، ۱۳۹۴- پترولوژی توده‌های نفوذی کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز (خاور و جنوب خاور جیرفت)، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و چهارم، شماره ۹۶، صص. ۳ تا ۱۶.
- قربانی، م.، ۱۳۹۳- زمین‌شناسی ایران، آراین زمین، ۴۸ ص.
- محمدزاده جهانی، ن. و مرادیان، ع.، ۱۳۷۶- بررسی پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز انتهای گرانیت جبال‌بارز (جنوب شهرستان بم). مجموعه مقالات اولین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۴ تا ۶ شهریور، دانشگاه تربیت معلم تهران، صص. ۳۲ تا ۳۹.
- یزدانفر، ا.، ۱۳۸۹- پتروژنز توده‌های نفوذی تأخیری (میجان، هیشین، کرور و دره‌حمزه) در باتولیت جبال‌بارز و ارتباط آنها با کانی‌سازی مس. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران.

References

- Anderson, J. L., Barth, A. P. Wooden, J. L., and Mazdab, F., 2008- Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Rev Mineral Geochem* 12(69):121-142.
- Annen, C., Blundy, J. D. and Sparks, R. S. J., 2006- The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *J. Petrology*, 70(47): 504-539.
- Bacon, C. R. and Druitt, T. H., 1988- Compositional evolution of the zoned calc-alkaline magma chamber of Mt. Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 224-256.
- Borg, L. E., Clyne, M. A. and Bullen, T. D., 1997- The variable role of slab-derived fluids in the generation of a suite of primitive calc-alkaline lavas from the southernmost Cascades, California. *Can. Mineral.* 45(35): 425-452.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 2001- Two contrasting granite types. 25 years later. *Australian Journal of Earth science* 48-499.
- Dimitrijevic, M. D., 1973- Geology of Kerman region, Report YU/52, Iran, Geological Survey of Iran, 234 p.
- Evans, A. M., 1993- Ore Geology and Industrial Minerals: an Introduction, 3rd ed. Blackwell Publishing, Malden, USA, 389 pp.
- Green, D. H. and Ringwood, A. E., 1994- The genesis of basaltic magmas. *Contr Mineral Petrol* 28(15):103-190.
- Grove, T. L., Elkins-Tanton, L. T., Parman, S. W., Chatterjee, N., Muntener, O. and Gaetani, G. A., 2002- Fractional crystallisation and mantle melting controls on calc-alkaline differentiation trends. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145: 515-533.
- Izbekov, P., Gardner, J. E. and Eichelberger, J. C., 2004- Comagmatic granophyre and dacite from Karymsky volcanic center, Kamchatka; experimental constraints and magma storage conditions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 39: 131, 1-18.
- Lowell, J. D. and Guilbert, J. M., 1970- Lateral and Vertical alteration - mineralization zoning in porphyry ore deposits, *Economic Geology*, 65: 373-408.
- Ludwig, K. R., 1998- On the treatment of concordant uranium-lead ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62: 665-676.
- Ludwig, K. R., 2003- User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.0, A geochronological toolkit for Microsoft Excel Berkeley Geochronology Center Special Publication, v. 4, Berkeley Geochronology Center, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA.
- Maniar, P. D. and Piccoli, M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geology Society American Bull.* 36(101): 635-633.
- McKenzie, D. and O'Nions, R. K., 1998- The source regions of ocean island basalts. *Journal of Petrology* 54(36): 133-159.
- Muntener, O., Kelemen, P. B. and Grove, T. L., 2001- The role of H₂O during crystallisation of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42(141): 643-658.
- Nakamura, M. and Shimakita, S., 1998- Dissolution origin and synentrapment compositional change of melt inclusion in plagioclase. *Earth Planet. Sci. Lett.* 161: 119-133.
- Padilla Garza, R. A., Titley, S. R. and Francisco Pimentel, B., 2001- Geology of the scordida porphyry copper deposit, Antofagosta region, Chile. *Economic Geology*, 96(2): 307-344.
- Pearce, J., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks, *Petrol.* (25)4: 120-124.
- Petford, N. and Atherton, M., 1996- Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology* 37: 1491-1521.
- Petford, N. and Gallagher, K., 2001- Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma. *Earth and Planetary Science Letters* 193: 483-489.
- Pichavant, M., Mysen, B. O. and Macdonald, R., 2002- Source, and H₂O content of high-MgO magmas in island arc settings: an experimental study of a primitive calc-alkaline basalt from St. Vincent, Lesser Antilles arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 66: 2193-2209.
- Prouteau, G. and Scaillet, B., 2003- Experimental constraints on the origin of the 1991 Pinatubo dacite. *Journal of Petrology*, 44: 2203-2241.

- Rasouli, J., Ghorbani, M. and Ahadnejad, V., 2014- Field observations, Petrography and microstructures study of Jebale Barez Plutonic complex (East - North East Jiroft). *Journal of Tethys*, (2)3: 178–195.
- Richards, M. P., Pettitt, P. B., Stiner, M. C. and Trinkaus, E., 2001- Stable isotope evidence for increasing dietary breadth in the European mid-Upper Paleolithic. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 98: 6528-6532.
- Rollinson, H., 1993- Using geochemical data: evolution, presentation, and interpretation. Longman, Singapore, pp. 353.
- Sillitoe, R. H., 1973- Geology of the Los Pelambres porphyry copper deposit, Chile: *Ecoa. Gox*, 68: 1-10.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229-1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, and M.J. Eds. *Magmatism in Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., London, pp. 313–345.
- Taylor, R. N. and Nesbitt, R. W., 1998- Isotopic characteristics of subduction fluids in an intra-oceanic setting, Izu-Bonin arc, Japan, *Earth Planet. Science Letter*, 164: 79- 98.
- Titley, S. R. and Beane, R. E., 1981- Porphyry copper deposits—Part I: Geologic settings, petrology, and tectogenesis: *Economic Geology*, 75: 214–235.
- Ulmer, P., 2001- Partial melting in the mantle wedge-the role of H₂O in the genesis of mantle-derived ‘arc-related’ magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127: 215–232.
- Varol, E., Temel, A. and Gourgaud, A., 2008- Textural and compositional evidence for magma mixing in the evolution of the C, amlidere Volcanic Rocks (Galatean Volcanic Province), Central Anatolia, Turkey. *Turk J Earth Sci*, 17:709–727.
- Wilson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, pp. 466.

Archive of SID

Copper mineralization, Alteration, zircon U-Pb geochronology and petrogenesis Delfard rocks (North West Jiroft)

J. Rasouli¹ and M. Gorbani^{2*}

¹Ph.D., Department of Geology, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 2016 March 07

Accepted: 2017 August 20

Abstract

Delfard area is located in the northwestern of Jiroft, formed the northwestern part of the Jabālbārez granitoid complex, in Uromiyeh- Dokhtar magmatic belt. The Jabālbārez granitoid complex has a wide range of rocks inclusive from diorite to alkali granite, which were formed by magmatic differentiation process over the several course of consecutive pulses. Last pulses are masses of porphyry that showed evidence of copper mineralization. One of these intrusive bodies is Delfard. Copper mineralization in Delfard area is more important than other parts of Jabālbārez. Consequently, in the area, three porphyry masses showing the evidence of porphyry copper mineralization. Chalcopyrite, Pyrite, Malachite, Azurite and Magnetite are indicative minerals. Alteration zones in Delfard area are silicic, potassic, arjelic, phyllic, and propylitic that can be correlated with Lovell and Gilbert model. According to studies, Delfard has high potential for exploration and drilling. The average copper content in the ore is about 1800 ppm. Petrogenesis review of the mafic rocks in Delfard area shows that these rocks originated from a richer source than NMORB. In addition, the rocks of Delfard area are Flux melting pointer that happened in the subduction of oceanic crust under the adjacent crust. In other words, the sequence of calc-alkaline rocks of Delfard area attributed to compressional tectonic regime that intruded and erupted along the Uromiyeh- Dokhtar zone with development and high volume in the form of magmatic horizons. Finally, petrogenesis of studied granite series is similar to the calc-alkaline granitoids, which was originated from basaltic magma mantle metasomatized by fluids from the subducted slab. Based on zircon U-Pb geochronology, the age of Delfard granitoid is 15.90 ± 1.3 Ma. One can imagine that, magmatic differentiation process was completed in a short time and intrusive body was sequentially penetrated and placed in the earth's crust in a short time.

Keywords: Alteration, Mineralization, Petrogenesis, Zircon U-Pb geochronology, Delfard- Jiroft

For Persian Version see pages 273 to 286

*Corresponding author: M. Gorbani; E-mail: m_ghorbani@hotmail.com