

## Spatial- temporal relationship of mineralization and magmatism in the Mazraeh polymetallic deposit (north of Ahar, Eastern Azarbaijan province)

Hemayat Jamali \*

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

### Abstract

The Sheyvar-Dagh batholith, one of the most important intrusive bodies in northwest Iran, intruded the Upper Cretaceous and the Eocene volcano-sedimentary sequences and associated with some Cu- Fe ( $\pm W \pm Au$ ) mineralization. The Sheyvar-Dagh batholith consists of different phases of magmatism (33- 10Ma) with different compositions and geochemical features. The oldest phases (Oligocene) with granite, granodiorite, syenite, and gabbro composition are dominated by plagioclase and alkali- feldspar as phenocrysts which is indicative of low water content in their parent magma, therefore, they are not associated with any mineralization. While, the younger magmatic phases (Miocene) with overall quartz monzonitic composition and amphibole- biotite phenocrysts show adakitic signature with more water content ( $>4\% H_2O$ ). The younger magmatism shows a close temporal-spatial relationship with a variety of ore mineralization. So, this can be used as an exploration key in the Sheyvar-Dagh region. In the Mazraeh area, mineralization has occurred in two forms massive (skarn) and veinlet-disseminated (intrusion- related). Skarn mineralization, which mainly consists of garnet, epidote, magnetite, pyrite, and chalcopyrite, occurred in the Upper Cretaceous limestones, while veinlet-disseminated mineralization occurred in both the Miocene subvolcanic and the Oligocene coarse-grained bodies, and is associated with weak potassic and phyllic alterations.

**Key words:** skarn, intrusion related, Sheyvar-Dagh batholith, exploration pattern, Mazraeh mine, Arasbaran zone

---

\* h.jamali@sci.ui.ac.ir, hemayatjamali@yahoo.com

DOI: <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.124073.1192>

Copyright©2020, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

## رابطه زمانی - مکانی کانه‌زایی و ماگماتیسیم در کانسار چندفلزی مزرعه (شمال اهر، استان آذربایجان شرقی)

### حمایت جمالی \*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

### چکیده

باتولیت شیورداغ از مهم‌ترین توده‌های آذرین درونی در شمال‌باختری ایران است که در توالی رسوبی-آتشفشانی کرتاسه بالایی و ائوسن نفوذ کرده و با کانی‌سازی مس-آهن- (تنگستن و طلا) همراه است. این باتولیت از فازهای ماگمایی گوناگون (به سن ۳۳ تا ۱۰ میلیون سال پیش) با ترکیب و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی متفاوت تشکیل شده است. فازهای قدیمی‌تر (الیگوسن) کالک‌آلکان، بیشتر ترکیب گرانیت، گرانودیوریت، سینیت و گابرو دارند و دربردارنده درشت‌بلورهای پتاسیم‌فلدسپار و پلاژیوکلاز هستند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها میزان آب کمتری دارد و با کانه‌زایی بارزی همراه نیستند؛ اما فازهای جوان‌تر (میوسن) که بیشتر ترکیب کوارتزمونزونیتی نشان می‌دهند و درشت‌بلورهای آمفیبول و بیوتیت دارند، از ماگمایی با سرشت آداکیتی پدید آمده‌اند. این ماگما میزان آب بیشتری داشته است و از دیدگاه مکانی و زمانی، رابطه نزدیکی با کانه‌زایی‌های گوناگون داشته است. این رابطه به‌عنوان الگوی اکتشافی در منطقه شیورداغ پیشنهاد می‌شود. کانه‌زایی در منطقه معدن مزرعه به دو صورت توده‌ای (اسکارنی) و رگچه‌ای-انتشاری (مرتبط با توده آذرین درونی) رخ داده است. کانی‌سازی اسکارنی که بیشتر شامل گارنت، اپیدوت، مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت است، در سنگ آهک‌های کرتاسه بالایی رخ داده است؛ اما کانه‌سازی رگچه‌ای-انتشاری هم در توده‌های نیمه‌آتشفشانی میوسن و هم در توده‌های درشت‌بلور الیگوسن رخ داده و با دگرسانی پتاسیک ضعیف و فلیک همراه است.

واژه‌های کلیدی: اسکارن، مرتبط با توده آذرین درونی، باتولیت شیورداغ، الگوی اکتشافی، معدن مزرعه، پهنه ارسباران

### مقدمه

آتشفشانی کرتاسه و ائوسن نفوذ کرده و کانی‌سازی‌هایی از مس-آهن ( $\pm$  طلا  $\pm$  تنگستن) را به دنبال داشته است. از مهم‌ترین آنها می‌توان کانسارهای مزرعه، گاودل، انجرد، جویبند، جوان‌شیخ و آس (کانلر) را نام برد که بیشترشان

کمپلکس آذرین درونی شیورداغ (با فازهای مختلف از دیدگاه ترکیب و زمان) در شمال اهر، در پهنه ارسباران با روند خاوری-باختری درون سنگ‌های رسوبی-

\* h.jamali@sci.ui.ac.ir, hemayatjamali@yahoo.com

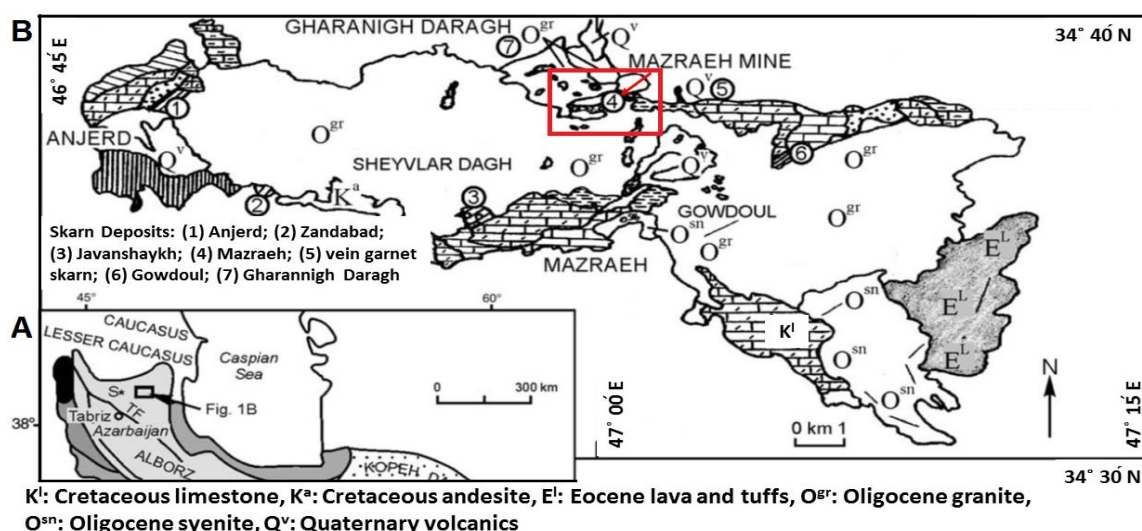
DOI: <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.124073.1192>

Copyright©2020, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

بسیاری روی باتولیت شیورداغ و کانسار مزرعه انجام شده است. بیشتر آنها کانی‌سازی مزرعه را از نوع اسکارن و در ارتباط با بخش گرانیتی-گرانودیوریتی شیورداغ دانسته‌اند (Aghazadeh *et al.*, 2011; Mollai, 1993; Moayyed *et al.*, 2001; Karimzadeh Somarin and Moayyed, 2002; Mollai, 2009; Mollai and Sharifian, 2007; Gharesi *et al.*, 2020)، بی‌آنکه به ارتباط میان فازهای ماگمایی و کانه‌زایی توجه شود. افزون‌بر آن، همه پژوهشگران یادشده کانی‌سازی را از نوع اسکارنی دانسته‌اند؛ اما این پژوهش نشان داده است کانه‌زایی در منطقه مزرعه تنها از نوع اسکارنی نیست و کانی‌سازی رگچه‌ای-انتشاری از نوع مرتبط با توده آذرین درونی نیز وجود دارد. همچنین، کانه‌زایی‌ها، به‌ویژه نوع دوم، در ارتباط با استوک‌های پورفیری کوارتزموزنونیتی-کوارتزدیوریتی جوان‌تر (میوسن) هستند و توده‌های گرانولار و درشت‌بلور الیگوسن نقش بارزی در کانه‌زایی بازی نکرده است. از این‌رو، هدف این مقاله بررسی کانه‌زایی‌های گوناگون و رابطه فازهای آذرین درونی با کانه‌زایی در منطقه مزرعه است و افزون‌بر معرفی نوع جدیدی از کانه‌زایی (مرتبط با توده آذرین درونی)، دو کانی جدید (هرسینیت و آلتایت) نیز شناسایی و گزارش شد.

از نوع اسکارنی هستند (Jamali, 2012 and references therein; Parsa *et al.*, 2018). همچنین، در جنوب‌باختری باتولیت شیورداغ، در محلی به نام دره‌علی‌جواد (جنوب‌خاوری روستای انجرد)، یک پهنه دگرسانی گسترده آرژیلی-سیلیسی همراه با کانی‌سازی مس-طلا شناسایی شده است که شباهت‌هایی را به کانسارهای پورفیری نشان می‌دهد (Hajalilou and Aghazadeh, 2016). کانی‌سازی رگه-رگچه‌ای مس-تنگستن-طلا در خاور توده شیورداغ (روستاهای آغ‌دره و چوپانلر) نیز ویژگی‌های کانسارهای مرتبط با توده آذرین درونی (Intrusion-Related Deposits) را نشان می‌دهد (Asgharzadeh-Asl *et al.*, 2017). افزون‌بر آنها، نشانه‌هایی از کانی‌سازی مس به شکل رگچه‌ای و انتشاری در استوک‌های کوارتزموزنونیتی شمال‌خاوری روستای حاج‌علی‌کندی، قره‌نیق‌دره و اطراف معدن مزرعه شناسایی شده‌اند که در مراحل نخستین اکتشاف هستند و داده‌های چندانی از آنها در دست نیست.

مهم‌ترین کانه‌زایی مرتبط با کمپلکس شیورداغ، کانسار مس-آهن (طلا) مزرعه است که در فاصله ۲۰ کیلومتری شمال‌اخر، در محل همبری باتولیت شیورداغ با واحدهای کرتاسه بالایی روی داده است (شکل ۱). بررسی‌های



شکل ۱- (A) جایگاه منطقه شیورداغ در ایران؛ (B) نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده از توده شیورداغ و واحدهای مجاور (با تغییراتی از Mollai *et al.*, 2009) (محدوده معدن مزرعه (شکل ۲) با کادر قرمز نمایش داده شده است)

### روش انجام پژوهش

برپایه بررسی‌های صحرایی، ارتباط واحدهای زمین‌شناسی گوناگون و فازهای آذرین درونی کمپلکس شیورداغ بررسی و تفکیک شد. همچنین، چگونگی ارتباط کانه‌زایی‌ها و پهنه‌های دگرسانی با سنگ میزبان و فازهای ماگمایی بررسی شد. افزون‌بر روابط صحرایی، داده‌های زمین‌شیمیایی و سن‌سنجی‌های پژوهشگران دیگر (Aghazadeh, 2009; Mollai, 2009; Mollai and Sharifian, 2007) نیز در تفکیک فازهای آذرین درونی به‌کار برده شد. شمار ۴۵ نمونه سنگی از توده‌های آذرین درونی، کانسنگ‌ها و پهنه‌های دگرسان برای بررسی‌های مختلف برداشت شد.

با به‌کارگیری مقطع‌های میکروسکوپی (نازک، نازک- صیقلی و صیقلی)، نمونه‌ها بررسی سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی و بافتی شدند. برای ارزیابی ترکیب کانی‌ها، شناسایی کانی‌های کمیاب و تکمیل بررسی‌های میکروسکوپی نوری، شماری از مقاطع صیقلی با میکروسکوپ الکترونی (SEM) در دانشگاه Karlsruhe آلمان بررسی شدند. این آزمایش در شدت جریان ۲۰ میلی‌آمپر و ولتاژ ۱۵ کیلوولت انجام شد. شمار ۱۲ نمونه نیز از فازهای گوناگون توده آذرین درونی به روش XRF (به روش ذوب قلیایی) در دانشگاه میامی آمریکا تجزیه شدند. دقت اندازه‌گیری برای اکسیدهای اصلی برابر با ۰/۰۳ تا ۰/۰۵ درصد و برای عنصرهای کمیاب برابر با ۱ تا ۲ پی‌پی‌ام بود (جدول ۱).

جدول ۱- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی نمونه‌های باتولیت شیورداغ به روش XRF (اکسیدهای اصلی به درصدوزنی و عنصرهای کمیاب به ppm گزارش شده اند) (نام‌های اختصاری: MzDi: Monzodiorite؛ Gd: Granodiorite؛ Gr: Granite؛ MzSy: Monzosyenite؛ Mz: Monzonite؛ QzMz: Quartzmonzonite؛ QzMzDi: Quartzmonzodiorite)

Sample No.	86-Ag-57	86-Ch-10	86-Ch-27	86-Ch-30	86-Ch-4	87-Maz-240	86-Ag-46	86-Ch-4	86-Ch-12	86-Ch-17	86-Ch-192	87-maz-222
Composition	MzDi	Gd	Gr	MzSy-Mz	QzMz	QzMz- Gd	Gr- Gd	QzMzDi	QzMz	QzMzDi	QzMzDi	GD- Gr
Age	Oligocene						Miocene					
SiO <sub>2</sub>	52.44	64.78	67.35	56.3	56.88	61.31	64.92	54.91	63.09	64.92	66.53	67.44
TiO <sub>2</sub>	1.14	0.55	0.44	0.85	0.83	0.79	0.53	1.37	0.56	0.48	0.45	0.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.15	16.72	14.97	18.15	18.99	16.32	16.17	14.23	15.84	15.49	15.74	15.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	9.16	3.94	4.94	6.75	7.18	5.42	3.76	7.91	4.3	3.55	3.67	3.39
MnO	0.18	0.07	0.02	0.13	0.07	0.1	0.06	0.15	0.11	0.07	0.11	0.02
MgO	3.49	1.28	1.25	2.79	2.7	2.83	1.93	5.66	2.38	2	1.38	1.4
CaO	8.95	3.33	1.27	5.68	3.11	4.6	2.99	5.62	3.4	3.28	3.01	2.29
Na <sub>2</sub> O	2.9	3.87	3.25	3.77	3.64	3.75	4.32	3.14	3.69	3.82	3.73	3.77
K <sub>2</sub> O	2.3	4.55	4.93	4.11	4.41	3.75	3.87	3.66	4.1	3.54	4.17	4.45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.64	0.22	0.18	0.51	0.5	0.35	0.27	0.52	0.22	0.2	0.18	0.19
L.O.I.	0.39	0.48	1.21	0.71	1.47	0.58	0.97	2.61	2.11	2.49	0.81	0.98
Total	99.74	99.79	99.81	99.75	99.78	99.8	99.79	99.78	99.8	99.84	99.78	99.78
V	264.85	68.65	88.14	155.34	172.59	104.13	65.59	146.57	83.15	39.53	55.24	59.34
Cr	88.89	72.5	26.56	111	108	54.16	31.74	170.79	34.18	32.77	41.75	71.95
Zn	119.51	43	51.02	63.77	62.73	76.64	47.08	81.69	63.33	63.36	55.81	28.73
Rb	82.86	162.77	98.77	99.73	122.01	117.25	102.68	112.48	109.7	99.59	141.07	176.45
Sr	1344.46	578.56	538.33	1016.8	903.14	719.21	715.95	866.83	574	647.44	490.09	591.81
Zr	222.56	302.36	154.01	194.75	341.19	231.27	170.33	202.88	149.98	155.46	185.4	180.2
Ba	1162.15	762.2	829.86	1175.57	1007.25	727.73	788.8	884.96	967.52	709.86	745.46	711.09
Y	22.42	22.74	22	22.26	30.85	21.5	11.49	14.49	14.79	12.3	18.49	9.31
Nb	20.27	39.62	13.94	24.77	32.86	25.68	19.1	28.63	14.46	17.55	24.18	19.06
Sr/Y	59.97	25.44	24.47	45.68	29.28	33.45	62.31	59.82	38.81	52.64	26.51	63.57
Zr/TiO <sub>2</sub> *0.0001	0.02	0.05	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.04	0.04
Zr/Y	9.93	13.30	7.00	8.75	11.06	10.76	14.82	14.00	10.14	12.64	10.03	19.36
Y+Nb	42.69	62.36	35.94	47.03	63.71	47.18	30.59	43.12	29.25	29.85	42.67	28.37

## زمین‌شناسی ناحیه‌ای

پهنه ماگمایی البرز- آذربایجان با راستای WNW-ESE از کوه‌های البرز در شمال ایران آغاز شده است و پس از گذر از آذربایجان و قفقاز کوچک تا شمال ترکیه ادامه می‌یابد. این پهنه در ایران، با گسل رشت- تاکستان به دو بخش خاوری و باختری تفکیک شده است. بخش خاوری از توف‌های بازیک تا اسیدی با سرشت شوشونیتی تا آکالن ساخته شده است (Blourian, 1994) و بخش باختری نیز دربردارنده گدازه‌های آندزیتی تا ریوداسیتی و چندین توده گرانیتویدی با سرشت کالک‌آکالن است (Moayyed, 2001). در شمال باختری ایران (از اردبیل تا جلفا)، این پهنه به نام «پهنه ارسباران» شناخته می‌شود (Jamali, 2010; Hassanpour, 2010). کهن‌ترین واحد سنگی در پهنه ارسباران از نوع دگرگونی با سن نامشخص (قدیمی‌تر از ژوراسیک) است که تا رخساره شیست سبز و آمفیبولیت دگرگون شده است و در شمال کلیبر و کنار رود ارس (نزدیکی روستای قولان) رخنمون دارد (Mehrpour et al., 1992; Mehrpartou and Nazer, 1999). در شمال مشکین‌شهر، برونزدهای کوچکی از سنگ‌های مافیک-الترامافیک به نام افیولیت اللهیارلو دیده می‌شوند که به سن کربونیفر بالایی تا ژوراسیک زیرین دانسته می‌شوند (Sudi Ajirlu and Moazzen, 2014). بررسی‌های جدیدتر Moazzen و همکاران (۲۰۲۰) سن ۳۲۶-۳۳۴ میلیون سال پیش (کربنیفر) را برای افیولیت‌های اللهیارلو نشان داده‌اند. واحدهای رسوبی-آتشفشانی کرتاسه بالایی دربردارنده سنگ آهک، مارن، شیل، سیلتستون و ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌هایی از توف و گدازه‌های زیردریایی با ترکیب حد واسط و ویژگی کالک‌آکالن-توله‌ای هستند و بخش گسترده‌ای از پهنه ارسباران را پوشانده‌اند. سنگ‌های آذرین این مجموعه به محیط فرورانش نسبت داده شده‌اند (Hassanpour, 2010; Mobashergermi et al., 2018). در ادامه، فعالیت ماگمایی مربوط به فرورانش در پالئوسن و ائوسن به اوج خود رسیده است و بخش

گسترده‌ای از پهنه ارسباران را سنگ‌های آتشفشانی و ولکانوکلاستیک ائوسن پوشانده‌اند. سنگ‌های آذرین مربوط به الیگوسن از نوع آذرین درونی و کمتر نیمه‌آتشفشانی هستند و در جاهایی همراه با دگرسانی و کانه‌زایی دیده می‌شوند. مرحله بعدی ماگماتیسم در پهنه ارسباران از میوسن آغاز شده است و تا پلیو-کواترنری ادامه داشته است و بیشتر به صورت نیمه‌آتشفشانی و یا آتشفشانی نمود پیدا کرده است. از مهم‌ترین واحدهای نیمه‌آتشفشانی که با کانه‌زایی هم همراه هستند سونگون و میوه‌رود (اندریان) و از سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشان سبلان و شمال باختر اهر را می‌توان نام برد. ماگماتیسم میو-پلیوسن ارسباران ترکیب اسیدی تا بازیک و سرشت کالک‌آکالن-آکالن دارد و به محیط فرورانشی پس‌برخوردی نسبت داده شده است (Jamali and Mehrabi, 2015).

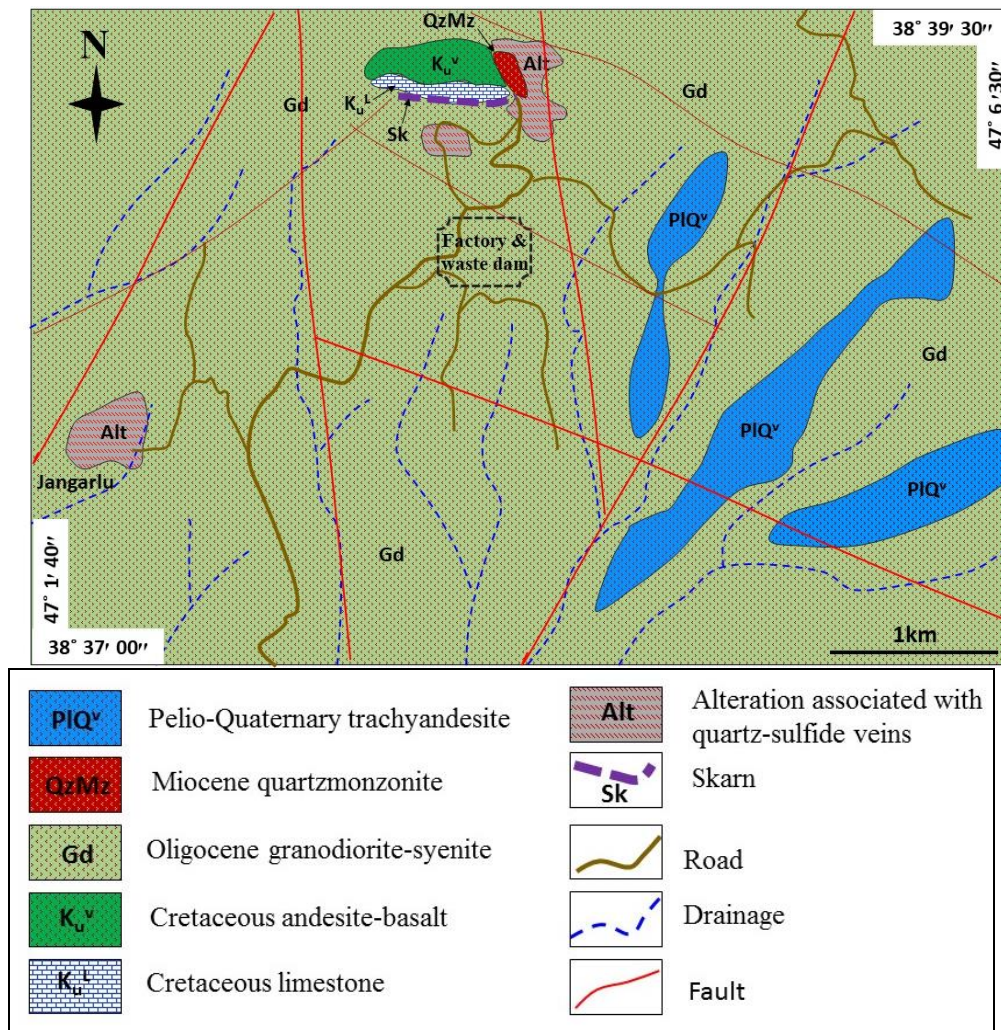
پهنه ارسباران از پربرترین پهنه‌های فلززایی ایران است و کانسارهای پورفیری مس-طلا-مولیبدن (مانند: سونگون، مسجدداغی، هفت چشمه، سوناجیل و میوه‌رود)، اسکارن (مانند: مزرعه، جویبند، سونگون، میوه‌رود، پهناور) و اپی‌ترمال (مانند: زگلیک، مزرعه شادی، مسجدداغی و ...) دارد که بیشترشان در ارتباط با ماگماتیسم نفوژن هستند و از دیدگاه نوع کانه‌زایی، زمان و نوع عنصرهای همراه پهنه‌بندی نشان می‌دهند. بیشتر کانسارهای اسکارنی در شمال پهنه ارسباران و در ارتباط با باتولیت شیورداغ رخ داده‌اند (Jamali et al., 2012).

## زمین‌شناسی باتولیت شیورداغ

باتولیت شیورداغ یک توده بزرگ با درازایی نزدیک به ۲۵ کیلومتر و پهنای متغیر از ۲ تا ۷ کیلومتر با روند خاوری-باختری است که از گردنه سامبران در خاور تا روستای انجرد در باختر کشیده شده است. این توده ارتفاع‌های شمال اهر را می‌سازد. این باتولیت درون سکانس رسوبی-آتشفشانی کرتاسه بالایی و

سنگ‌های ائوسن نیز بیشتر دربردارنده توف، ایگنیمبریت و گدازه‌های اسیدی تا حد واسط هستند. به‌علت دمای توده‌های آذرین درونی و محلول‌های برخاسته از آنها، دگرگونی همبری، دگرسانی و کانه‌زایی در سنگ‌های دربرگیرنده و خود توده رخ داده‌اند که در مقدمه از شماری از آنها یاد شد.

ائوسن تزریق شده است. گدازه‌های آتشفشانی پلیو- کواترنری با ترکیب آندزیتی- تراکی آندزیتی با دگرشیبی آذرین‌پی آن را پوشانده‌اند (شکل ۲). واحدهای سنگی کرتاسه دربردارنده سنگ‌آهک‌های نازک‌لایه خاکستری، شیل، آهک‌های ماری و ماسه‌های همراه با گدازه‌ها و آذرآواری‌های حد واسط هستند.



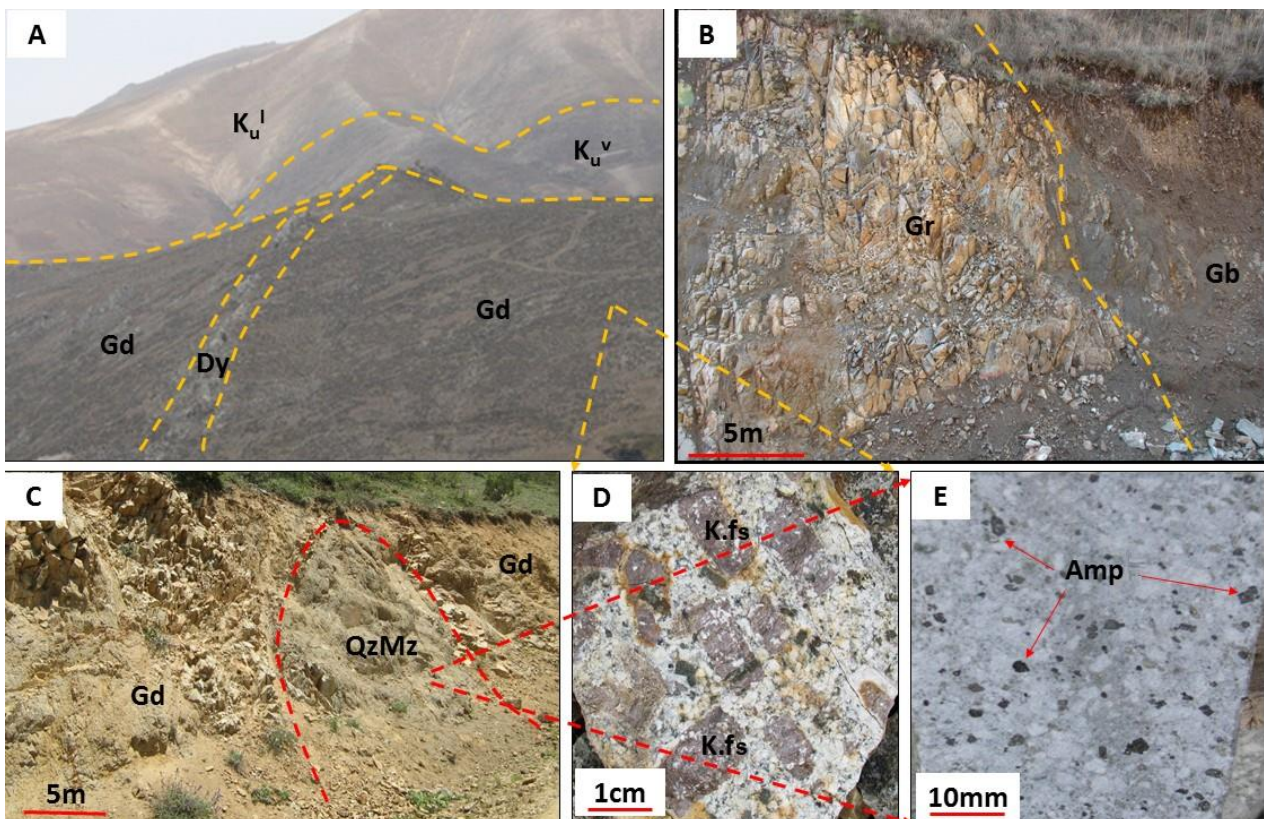
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده از منطقه معدن مزرعه

با ترکیب گرانیت تا دیوریت در آنها تزریق شده‌اند (شکل ۳- A). برپایه روابط صحرائی، بررسی‌های زمین‌شیمیایی و سن‌سنجی‌های انجام‌شده، گابرو دیوریت‌ها کهن‌ترین فاز آذرین درونی هستند (شکل ۳- B). گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها با بافت

باتولیت شیورداغ به‌صورت یک کمپلکس آذرین درونی از چندین فاز ماگمایی با ترکیب گرانیت، گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت، مونزونیت، سینیت، کوارتز مونزودیوریت و گابرو دیوریت است که بافت گرانولار تا پورفیرویدی نشان می‌دهند و شماری دایک

می‌روند (Hassanpour, 2013; Jamali, 2012) (شکل ۳- C) و با کانی‌سازی‌هایی از مس- طلا- تنگستن همراه هستند (Jamali, 2012; Asgharzadeh-Asl *et al.*, 2018). برپایه آنچه گفته شد، جایگزینی و پیدایش توده شیورداغ بیش از ۲۳ میلیون سال (از الیگوسن زیرین تا میوسن بالایی) به درازا کشیده است.

گرانولار و درشت‌بلور و سن ۳۱-۳۳ میلیون سال پیش، بیشترین حجم باتولیت را دربر گرفته‌اند. این سنگ‌ها از گابرودیوریت‌ها و سینیت‌ها با سن ۲۳-۲۹ میلیون سال پیش کهن‌تر هستند (Aghazadeh *et al.*, 2011). استوک‌های کوارتزومونودیوریتی- کوارتزومونونیتی با بافت پورفیری و به سن  $9/91 \pm 0/31$  میلیون سال پیش، جوان‌ترین فاز آذرین درونی در باتولیت شیورداغ به‌شمار



شکل ۳- واحدهای سنگی در منطقه شیورداغ: A) نفوذ توده گرانودیوریتی (Gd) درون ولکانیک‌ها ( $K_u^I$ ) و کربناته‌های ( $K_u^V$ ) کرتاسه بالایی که دایک کوارتزومونونیتی (Dy) به خود آن نفوذ کرده‌اند (منطقه آغ‌دره، نگاه رو به شمال)؛ B) نفوذ توده گرانیتی (Gr) درون گابرودیوریت (Gb) (جنوب چوپانلر)؛ C) نفوذ کوارتزومونونیت (QzMz) در گرانودیوریت (شمال‌باختری چوپانلر)؛ D) پتاسیم‌فلدسپارهای گوشتی‌رنگ (K.fs) و درشت‌بلور در زمینه متوسط بلور (متشکل از پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول) در سینوگرانیت‌های جنوب آغ‌دره؛ E) درشت‌بلورهای آمفیبول (Amp)  $\pm$  بیوتیت در زمینه ریز بلور (متشکل از پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار و اندکی کوارتز) در کوارتزومونونیت‌های مزرعه (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰))

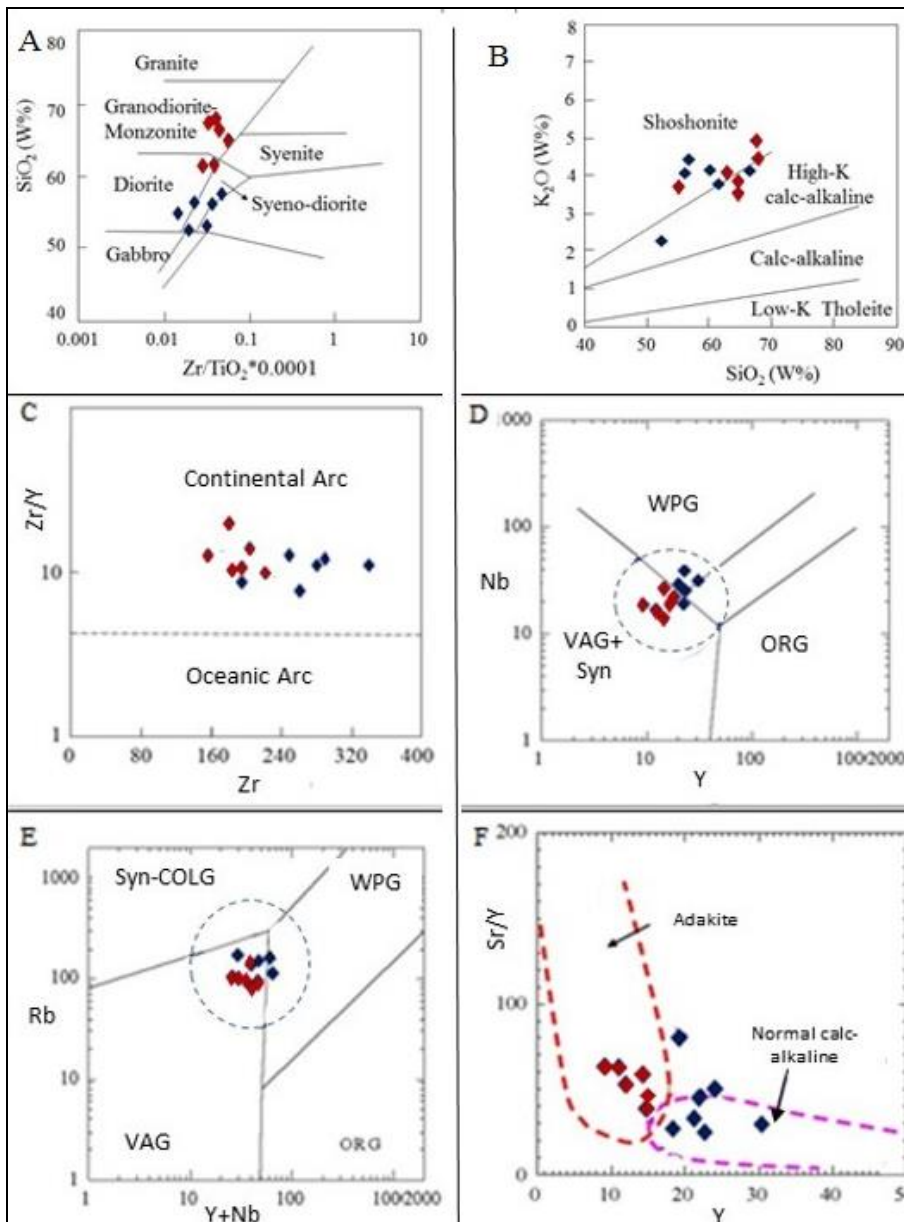
آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز در آنهاست (شکل ۳- D) که چه‌بسا نشان‌دهنده محتوای کم آب در ماگمای سازنده آنها باشد؛ اما توده‌های کوارتزومونودیوریتی- کوارتزومونونیتی با بافت پورفیری و ریزبلور که به‌صورت استوک و آپوفیزهای

برپایه بررسی‌های بافتی و تجزیه شیمیایی کانی‌ها (Aghazadeh, EPMA, ۲۰۱۱) همکاران و ژرفای جایگزینی گرانودیوریت‌ها را بیشتر از ۴ کیلومتر به‌دست آورده‌اند. از ویژگی این توده‌ها، حضور بلورهای درشت

چه‌بسا تأیید دیگری بر آبداربودن و باروربودن آنها هستند (Hassanpour, 2013; Jamali, 2012; Asgharzadeh-  
Asl *et al.*, 2018).

برای بررسی زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های سازنده کمپلکس شیورداغ، شمار ۱۲ نمونه از فازهای آذرین درونی گوناگون تجزیه شیمیایی شدند. در نمودار  $Zr/TiO_2$  در برابر  $SiO_2$  ترکیب سنگ‌ها در محدوده دیوریت، سینودیوریت، مونزونیت و گرانودیوریت جای گرفته است (شکل ۴- A).

کوچک درون گرانودیوریت‌ها و مونزونیت‌ها تزریق شده‌اند (شکل ۳- C)، درشت‌بلورهایی از آمفیبول و بیوتیت دارند (شکل ۳- E). این ویژگی نشانه آبداربودن ( $H_2O > 4\%$ ) ماگمای سازنده آنهاست (Richards *et al.*, 2012). در بیشتر استوک‌های کوارتز مونزونودیوریتی- کوارتز مونزونیتی جوان کانی‌سازی‌های ضعیفی از مس ( $\pm$ ) طلا ( $\pm$  تنگستن) به شکل رگچه‌ای و انتشاری همراه با دگرسانی‌های ضعیف پتاسیک- فلیک در مناطقی مانند مزرعه، انجرد، آغ‌دره، چوپانلر و قره‌نیک‌دره رخ داده‌اند که



شکل ۴- نمودارهای سنگ‌شناسی برای سنگ‌های کمپلکس شیورداغ (برای بررسی: A) ترکیب شیمیایی (Winchester and Floyd, 1977)؛ B) سری ماگمایی (Taylor, 1976; Pearce, 1996, Pearce)؛ C, D, E) جایگاه زمین‌ساختی (Defant and Drummond, 1990)؛ F) شناسایی آداکیت‌ها (Drummond, 1990) از کالک‌آلکالین‌ها (Defant and Drummond, 1990) (مقدار  $K_2O$ ،  $SiO_2$  و  $TiO_2$  به درصدوزنی و عنصرهای کمیاب به ppm است)

نزدیک به ۱/۷ درصد مس است. ذخیره قطعی به دست آمده نزدیک به ۷۳۰۰۰۰ تن است که نزدیک به ۲۰۰۰۰۰ تن آن تا کنون استخراج شده است. استخراج به روش زیرزمینی انجام می‌شود. عیار طلا در کنسانتره کارخانه (با عیار ۳۳ درصد مس) به ۱۸ گرم در تن می‌رسد. این عیار نشانه بالابودن مقدار طلا در این کانسار است. نمونه‌های تجزیه شده از رگه‌های مگنتیتی و پهنه‌های اسکارنی شمال معدن مزرعه نیز عیار بالایی از طلا (تا ۲ گرم در تن) را نشان می‌دهند (Jamali, 2009). افزون‌بر این، در بخش‌هایی از کانسار عیار آهن (بیشتر مگنتیتی) بالاست و می‌تواند به‌عنوان فراورده جانبی دانسته شود.

کانی‌سازی در منطقه مزرعه از دیدگاه نوع کانی‌ها، شکل کانه‌زایی، نوع سنگ میزبان و چگونگی پیدایش به دو نوع اسکارنی و مرتبط با توده آذرین درونی تفکیک می‌شود. در ادامه به بررسی آنها پرداخته می‌شود.

#### کانی‌سازی اسکارنی

اسکارن‌ها بیشتر از دگرنهادی سنگ‌های کربناته در همبری توده‌های آذرین پدید می‌آیند. در منطقه مزرعه، کانی‌سازی اسکارنی در محل برخورد باتولیت شیورداغ با سنگ آهک‌های کرتاسه بالایی با روند تقریبی خاوری-باختری رخ داده است (شکل‌های ۲، ۵-۵ و ۵-۵). پهنه آگزواسکارن ستبرایی نزدیک به ۲۵ متر دارد و گاه ستبرای آن تا ۵۰ متر نیز می‌رسد؛ اما بخش‌های کانی‌سازی شده درون آن پیوسته نیستند. گرچه کانی‌سازی پهنه اسکارنی در نزدیکی توده گرانودیوریتی روی داده است؛ اما همان‌گونه که در شکل‌های ۵-۵ و ۵-۵ دیده می‌شود، مرز توده گرانودیوریتی با پهنه اسکارنی تیز (sharp)، ناگهانی و چه‌بسا گسله است. کانی‌سازی در

در نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{K}_2\text{O}$  بیشتر نمونه‌ها در محدوده شوشونیتی و شماری نیز در محدوده کالک‌آلکان پتاسیم بالا جای گرفته‌اند (شکل ۴-۴). نمودار Zr در برابر Zr/Y نیز محیط‌های مربوط به فرورانش قاره‌ای را برای نمونه‌های شیورداغ نشان می‌دهد (شکل ۴-۴). در نمودار Y در برابر Nb و Y+Nb در برابر Rb (Pearce, 1996) که محیط‌های مختلف فرورانشی را از هم جدا می‌کند، بیشتر نمونه‌های شیورداغ در محل برخورد سه پهنه زمین‌ساختی (که از ویژگی‌های محیط‌های پسابروردی است) جای گرفته‌اند (شکل‌های ۴-۴ D و ۴-۴ E). در نمودار Y در برابر Sr/Y که برای تفکیک سنگ‌های کالک‌آلکان نرمال از سنگ‌های آداکیتی به کار می‌رود، نمونه‌های میوسن که با کانه‌زایی همراه هستند در محدوده آداکیتی و گرانودیوریت‌ها و سینودیوریت‌های الیگوسن در محدوده کالک‌آلکان نرمال جای گرفته‌اند (شکل ۴-۴ F).

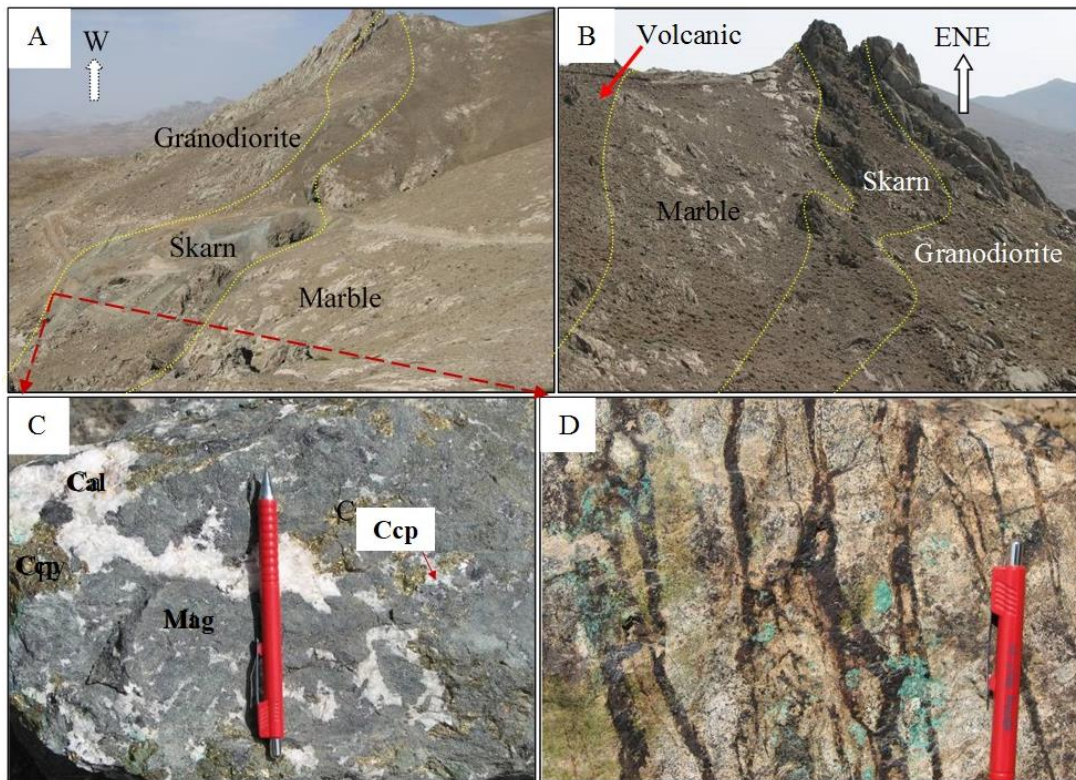
#### کانه‌زایی مس (آهن ± طلا) مزرعه

کانسار مزرعه در ۲۰ کیلومتری شمال اهر و ۵ کیلومتری شمال روستای مزرعه (به مختصات  $38^{\circ}39'$  عرض جغرافیایی شمالی) و در بخش میانی کمپلکس شیورداغ جای دارد (شکل ۱). کانه‌زایی در منطقه مزرعه به دو صورت اسکارنی در واحدهای کربناته کرتاسه و رگچه‌ای-انتشاری در توده‌های آذرین درونی رخ داده است. نوع دوم این کانی‌سازی برای نخستین بار در این پژوهش معرفی می‌شود.

نخستین عملیات اکتشافی در بخش اسکارنی کانسار مزرعه را شرکت سهامی کل معادن در سال ۱۳۳۵ آغاز کرد و از سال ۱۳۶۹ بازسازی و آماده‌سازی معدن آغاز و کارخانه تغلیظ در سال ۱۳۷۵ راه اندازی شد. میانگین عیار این کانسار

شکل‌های نامنظم دیده می‌شود. در برخی بخش‌ها، بیشتر از ۹۰ درصد حجم پهنه اسکارنی از مگنتیت ساخته شده است. پیریت و کالکوپیریت نیز فراوان‌ترین کانی‌سولفیدی در پهنه اسکارنی هستند که به صورت لکه‌ای، پراکنده و رگچه‌ای دیده می‌شوند (شکل‌های ۵- C و ۵- D).

پهنه اسکارنی بیشتر به صورت توده‌ای است؛ اما گاه به صورت رگچه‌ای نیز دیده می‌شود (شکل ۵- D). گارنت، پیروکسن، اپیدوت، آمفیبول، کلسیت و کوارتز از کانی‌های اسکارنی هستند. در میان آنها اپیدوت فراوانی بیشتری دارد. فراوان‌ترین کانه مگنتیت است که به صورت توده‌ای، رگچه‌ای و



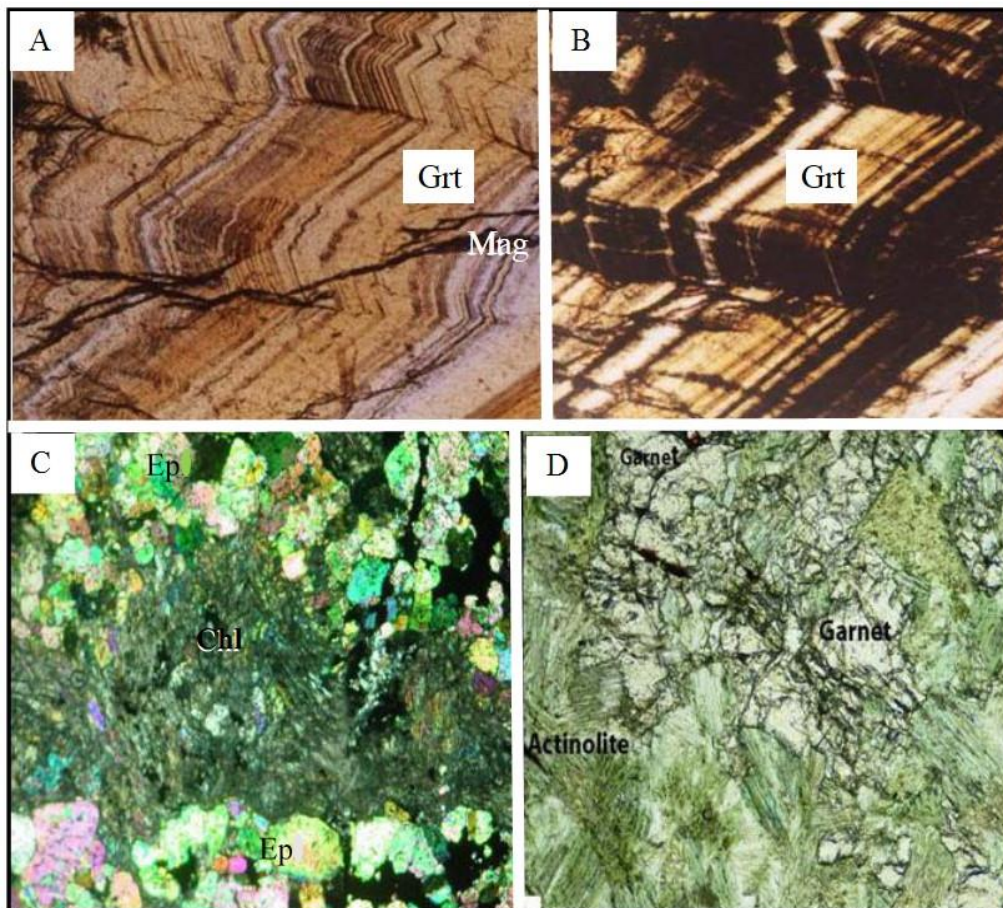
شکل ۵- تصویرهایی از کانی‌سازی اسکارنی در معدن مزرعه. A، B) نمایی از کانی‌سازی اسکارن با روند خاوری- باختری در فاصله میان توده گرانودیوریتی و مرمهرای کرتاسه بالایی؛ C) نمایی نزدیک از کانی‌سازی مس- آهن در پهنه اسکارنی؛ D) رگچه‌های کانه‌دار در توده گرانودیوریتی (Ccp: کالکوپیریت؛ Mag: مگنتیت؛ Cal: کلسیت)

and Moayyed, 2002). در برخی بخش‌ها، گارنت‌ها در پهنه اگزواسکارن به صورت میان‌لایه با مرمهرها دیده می‌شوند. این پدیده شاید پیامد وجود ناخالصی در ترکیب سنگ مادر آنها باشد. منطقه‌بندی در بلورهای گارنت چه بسا پیامد تغییر ترکیب سیال‌های پدیدآورنده آنها باشد (شکل‌های ۶- A و ۶- B). در توالی پاراژنتیک، کانی‌های گارنت و پیروکسن نخستین کانی‌های پدیدآمده در مرحله پیشرونده

پیروکسن نخستین کانی پدیدآمده در مرحله پیشرونده اسکارن است که با گارنت و کانی‌های آبدار جانشین شده است. دو نوع گارنت یکی قهوه‌ای مایل به قرمز (آندرادیت) و دیگری سبز مایل به زرد (گروسولار) شناسایی شدند که به صورت رگچه‌ای، توده‌ای و نواری دیده می‌شوند. گارنت‌های رگچه‌ای خاستگاه گرمایی دارند و هم در مرمهرها و هم در توده گرانودیوریتی دیده می‌شوند (Karimzadeh Somarin)

اکتینولیت، کلریت، کوارتز و کلسیت دگرسان شده‌اند (شکل‌های ۶-C و ۶-D).

اسکارن‌زایی هستند. در هنگام دگرسانی پسرونده، این کانی‌ها به کانی‌هایی مانند اپیدوت، ترمولیت-



شکل ۶- کانی‌های پهنه‌اسکارنی. A, B) پهنه‌بندی نوسانی در گارنت (Grt) و قطع شدن آن با مگنتیت (Mag)؛ C, D) جایگزینی گارنت و پیروکسن (Px) با اپیدوت (Ep)، اکتینولیت (Act) و کلریت (Chl) در مرحلهٔ پسرونده (عکس‌ها از Karimzadeh Somarin و Moayyed (۲۰۰۲) برگرفته شده‌اند. تصویر A در PPL و دیگر تصویرها در XPL گرفته شده‌اند)

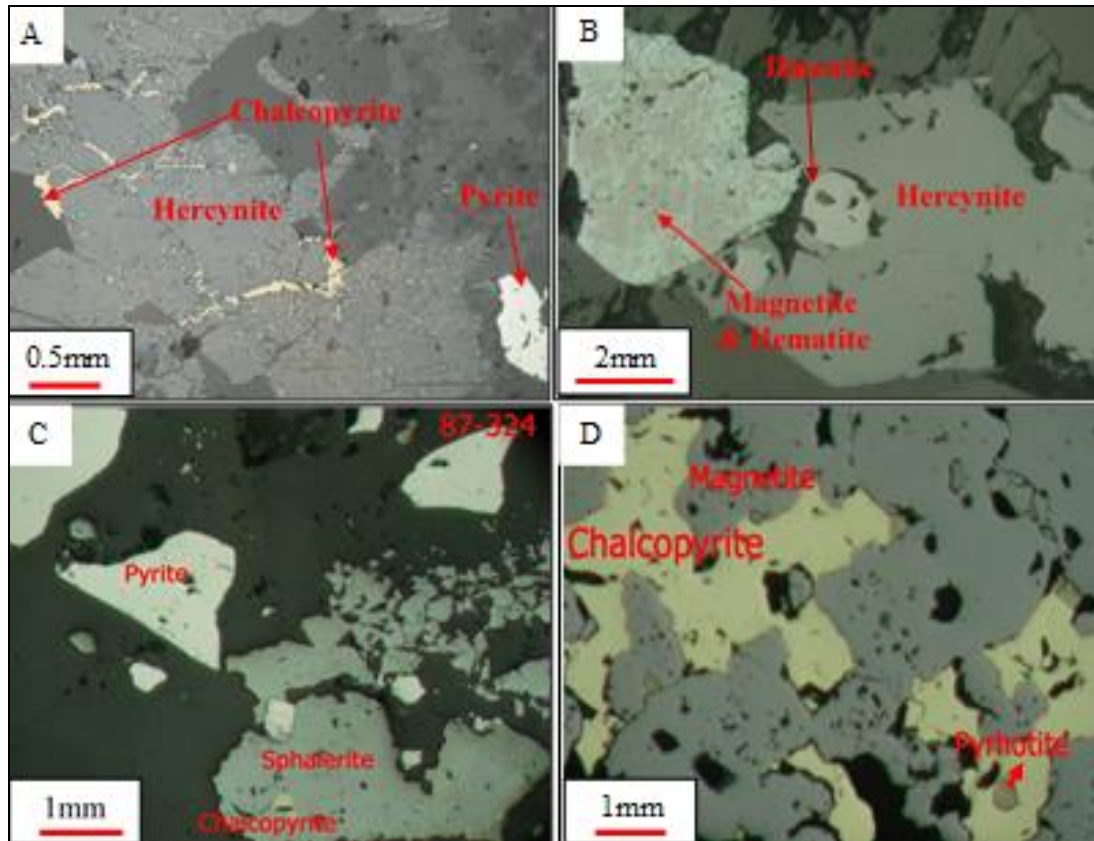
اکسیژن تا بافر هماتیت- مگنتیت (HM buffer) است (Sun *et al.*, 2015). به دنبال کانی‌های اکسیدی، پیدایش کانی‌های سولفیدی آغاز شده است. از کانی‌های سولفیدی می‌توان پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، تترائدریت، اسفالریت و پیروتیت (اندک) را نام برد. پیروتیت نخستین کانی سولفیدی است که پدید آمده است. پیریت‌ها معمولاً با کانی‌های دیگر جایگزین شده است و در لای شکستگی‌های آنها، رگچه‌های کالکوپیریت و بورنیت دیده می‌شوند. این پدیده

هرسینیت ( $FeAl_2O_4$ ) از کانی‌های معمول در پهنه‌اسکارنی است که برای نخستین بار در این پژوهش در کانسار مزرعه گزارش شده است. این کانی در نخستین مرحله‌های دگرگونی همبری پدید آمده است (شکل‌های ۷-A و ۷-B).

مگنتیت نخستین کانه فلزی است که پدید آمده است. مگنتیت یا با هماتیت هم‌رشدی نشان می‌دهد و یا مارتیتی شده است و در حال جایگزینی با هماتیت است (شکل ۷-B). این ویژگی نشان‌دهندهٔ افزایش فوگاسیته

کالکوسیت و دیژنیت از هوازدگی برون‌زاد آنها پدید آمده‌اند. اسفالریت نیز نسبت به پیریت و کالکوپیریت تأخیری‌تر است و به‌صورت زمینه آنها را دربر می‌گیرد.

نشان‌دهنده تأخیری بودن کانی‌های تازه پدیدآمده نسبت به پیریت است. کالکوپیریت و بورنیت هم‌زمان پدیدار شده‌اند (شکل‌های C-۷ و D-۷) و کوولیت،



شکل ۷- تصویرهای میکروسکوپی انعکاسی از بخش اسکارنی کانه‌دار معدن مزرعه. A) پرشدن شکستگی‌های هرسینیت با کالکوپیریت که نشانه تأخیری بودن آن نسبت به هرسینیت است؛ B) کانی‌های اکسیدی شامل مگنتیت مارتیتی شده، ایلمنیت و هرسینیت؛ C) اسفالریت تأخیری دانه‌های پیریت و کالکوپیریت را فراگرفته است؛ D) پرشدگی فضای میان دانه‌های مگنتیت توسط کالکوپیریت و پیروتیت درون کالکوپیریت (همه تصویرها در PPL گرفته شده‌اند)

نزدیک به ۱/۶ کیلومتر) و دمای ۳۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد، از سیال‌های ماگمایی روی داده است. در مرحله پیدایش اکسیدها دما بالا بوده است؛ اما در مرحله سولفیدزایی دما کاهش یافته است (Mollai *et al.*, 2009). تغییرات دمایی به‌دست‌آمده از بررسی سیال‌های درگیر با توالی پاراژنزی یادشده همخوانی دارد. نتیجه بررسی‌های کانی‌شناسی (سکانس پاراژنتیک) و سیال‌های درگیر را می‌توان با تغییرات فوگاسیته اکسیژن و pH، به‌صورت زیر همخوانی داد.

آلتایت (PbTe) که با کالکوپیریت و بورنیت دیده می‌شود برای نخستین‌بار در این پژوهش شناسایی شده است (شکل‌های A-۸ و B-۸). بیسموت طبیعی از دیگر کانی‌هایی است که Mollai (۲۰۰۹) آن را گزارش کرده است. کربنات‌ها و اکسیدهای مس و هیدروکسیدهای آهن نیز از هوازدگی اکسیدهای آهن و سولفیدها در مرحله برون‌زاد پدید آمده‌اند.

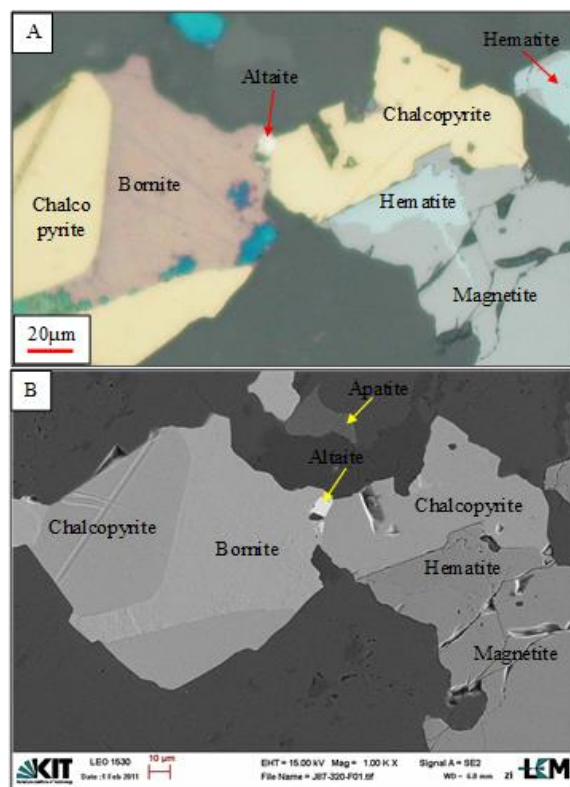
برپایه بررسی سیال‌های درگیر، کانی‌سازی اسکارن در فشار نزدیک به ۰/۵ کیلوبار (ژرفای

### کانی‌سازی مس ± طلا مرتب با توده آذرین درونی (Intrusion- Related Cu±Au Mineralization):

در حاشیه شمال‌خاوری معدن مزرعه، یک استوک کوچک کوارتز-مونزونیتی به سن میوسن درون توده درشت‌بلور گرانودیوریتی و سنگ‌های رسوبی-آتشفشانی کرتاسه نفوذ کرده است (شکل ۹- A). دایک‌هایی با ترکیب مشابه نیز در جنوب معدن دیده می‌شوند. این استوک بافت پورفیری دارد و از درشت‌بلورهای آمفیبول ± بیوتیت ساخته شده است. همچنین، ویژگی آداکیتی (نسبت بالای Sr/Y) نشان می‌دهد (شکل‌های ۳- E و ۴- F) که نشانه آبداربودن ماگمای سازنده آنهاست (Richards *et al.*, 2012). افزون‌بر رخداد کانه‌زایی در استوک کوارتز-مونزونیتی، در گرانودیوریت میزبان آن نیز کانه‌زایی مشابهی رخ داده است (شکل‌های ۲ و ۹- A).

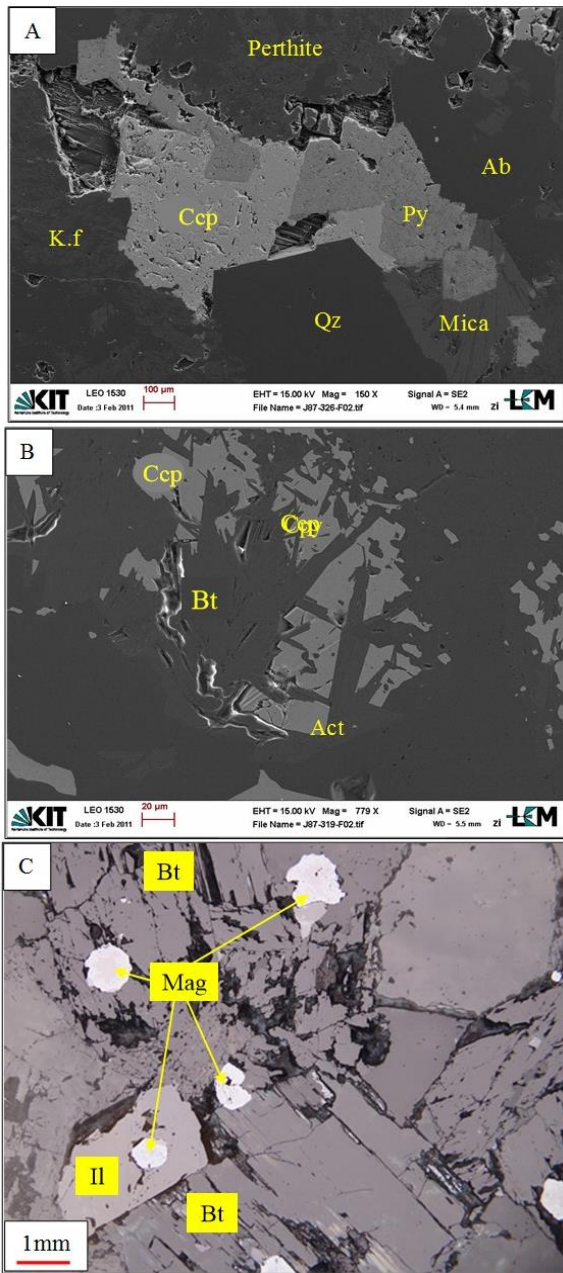
بر پایه روابط صحرائی، استوک‌های کوارتز-مونزونیتی آداکیتی، جوان‌ترین فاز آذرین درونی در کمپلکس شیورداغ هستند که در برخی جاها (مانند شمال‌خاوری روستای حاج‌علی‌بیگ، آغ‌دره و چوپانلر) با کانه‌زایی مس ± تنگستن ± طلا همراه هستند (Jamali, 2010; Asgharzadeh-Asl *et al.*, 2017; Asgharzadeh-Asl *et al.*, 2018). Hassanpour (۲۰۱۳) نیز کانی‌سازی اسکارنی در منطقه آنجرد را به توده‌های میوسن بالایی (با سن نزدیک به ۱۰ میلیون سال پیش) نسبت داده است. کانی‌سازی در توده کوارتز-مونزونیتی مزرعه و گرانودیوریت میزبان به صورت رگچه‌های سیلیسی سولفید-مگنتیت‌دار و سولفیدهای پراکنده است و با دگرسانی پتاسیک ضعیف - فیلیک - آرژیلیک همراه است. فلدسپارها به سریسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند و گاه از حاشیه‌ها با آلکالی‌فلدسپار جانشین شده‌اند. بیوتیت‌ها نیز در حال جایگزینی با کلریت و اکسیدهای آهن هستند. گاهی

کانی‌سازی در مرحله‌های نخستین با احیاء سولفات کنترل می‌شده است و با تبلور مگنتیت آغاز شده است و با کاهش pH و افزایش پتانسیل اکسایشی سولفات همراه بوده است.



شکل ۸- هم‌رشدی مگنتیت با هماتیت و بورنیت با کالکوپیریت. یک بلور کوچک آلتایت میان کالکوپیریت و بورنیت دیده می‌شود. (A) عکس با میکروسکوپ انعکاسی (PPL); (B) عکس میکروسکوپ الکترونی (BSE)

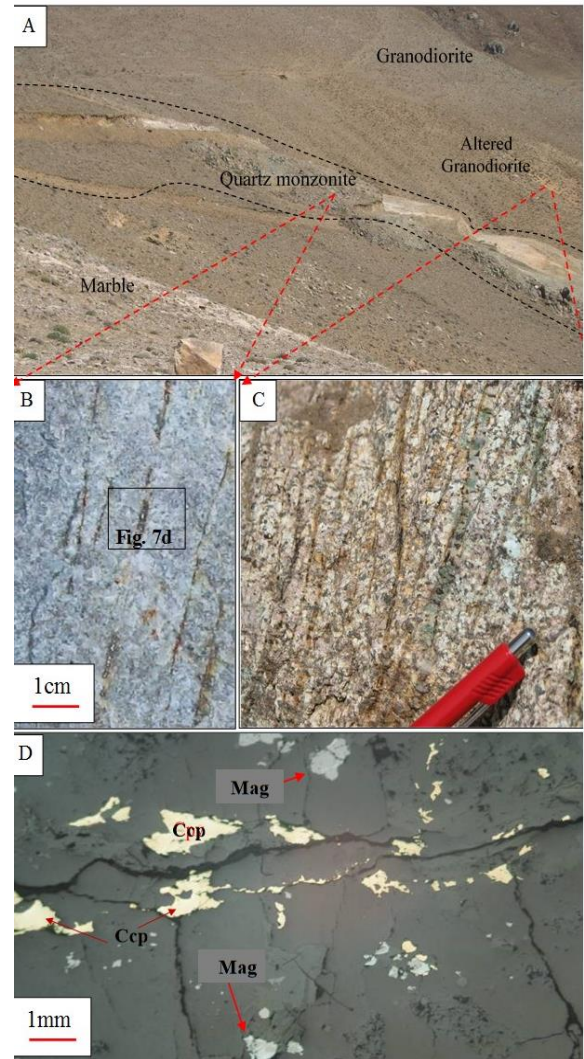
پیدایش هماتیت (مارتیتی‌شدن مگنتیت) هنگامی رخ داده است که احیاء سولفات، pH را به اندازه کافی پایین آورده است. افزون‌بر اکسیداسیون آهن فرو هنگام تبلور مگنتیت و هماتیت، سنگ دیواره احیاء نیز شاید احیاء شدن سولفات و کانه‌زایی سولفیدی را به دنبال داشته است. فرار گازهای اکسیدان نیز چه‌بسا فرایند بنیادی دیگر برای احیاء سولفات باشد (Sun *et al.*, 2015). سولفیدها هنگامی پدید می‌آیند که احیاء سولفات در محلول‌های آبگین رخ دهد و فلزها به ژرفای کمتر (برای نمونه، بالای توده آذرین درونی و نزدیک سنگ‌های دربرگیرنده) برسند.



شکل ۱۰- کانی‌سازی پراکنده در توده گرانودیوریتی جنوب مزرعه. A، B، عکس میکروسکوپ الکترونی (BSE) از رخداد کالکوپیریت (Ccp)، پیریت (Py)، بیوتیت (Bt) و اکتینولیت (Act)؛ C تصویر انعکاسی (PPL) از مگنتیت (Mag)، ایلمنیت (Il) و بیوتیت

شکل اصلی کانه‌زایی به صورت رگچه‌های میلیمتری کوارتز- سولفید و کوارتز- مگنتیت صفحه‌ای نیمه‌موازی (sheeted veins) است (شکل‌های ۹- B تا ۹- D و ۱۱) و استوک‌ورک

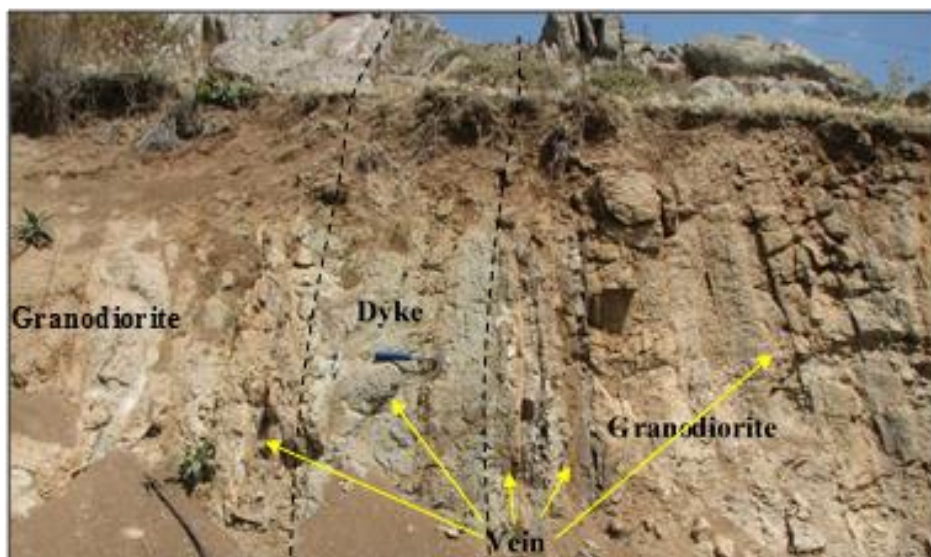
رگچه‌ها و تجمعاتی از بیوتیت ثانویه، کوارتز و کلریت در زمینه سنگ دیده می‌شوند. کالکوپیریت، پیریت، بورنیت و مگنتیت از شمار کانه‌هایی هستند که به صورت پراکنده و نیز در رگچه‌های سیلیسی دیده می‌شوند (شکل‌های ۹ و ۱۰).



شکل ۹- تصویرهای ماکروسکوپی و میکروسکوپی از استوک کوارتزمونزونیتی و کانه‌زایی رگچه‌ای در آن. A) رخنمونی از استوک کوارتزمونزونیتی در فاصله میان توده گرانودیوریتی و پهنه اسکارنی در شمال معدن مزرعه (نگاه به شمال خاوری)؛ B) رگچه‌های سیلیسی نیمه‌موازی کانه‌دار در استوک کوارتزمونزونیتی؛ C) کانه‌سازی رگچه‌ای در توده گرانودیوریتی درشت‌بلور میزبان استوک پورفیری؛ D) تصویر میکروسکوپ انعکاسی (PPL) از همان نمونه (شکل B) که کالکوپیریت و مگنتیت دارد.

کانه‌دار ناپدید می‌شود. رگچه‌های کانه‌دار با درزه‌های درون توده‌های گرانودیوریتی میزبان هم‌روند هستند (شکل ۱۱).

تیپیک که در کانسارهای پورفیری معمول است در آنها دیده نمی‌شود. دگرسانی ضعیف و محدوده به پهنه کانه‌دار است و در بیرون از پهنه



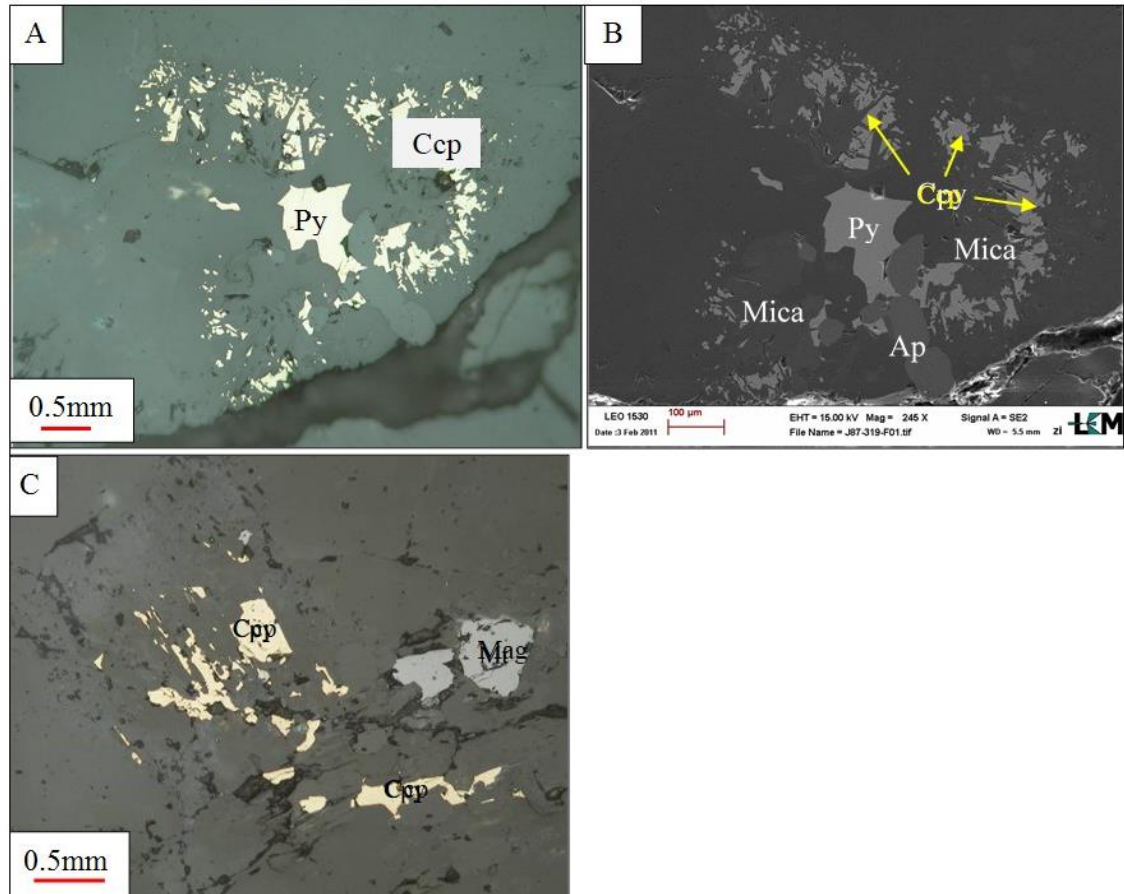
شکل ۱۱- توده گرانودیوریتی و دایک مونزونیتی تزریق شده در آن، در جنوب معدن مزرعه (نگاه به شمال) (به رگچه‌های صفحه‌های sheeted veins) کوارتز- سولفید در دایک و توده گرانودیوریتی (که به موازات دایک است) توجه شود)

(شکل ۱۱). به گفته دیگر، کانهای همزمان و یا پس از تزریق دایک و پس از سرد شدن توده گرانودیوریتی رخ داده است. عیار کانهای مرتبط با توده آذرین درونی کمابیش پایین است (مس کمتر از ۰/۲ درصد)؛ اما گسترش سطحی آن در برخی بخش‌ها به یک تا دو هکتار می‌رسد. مگنتیت، ایلمنیت، پیریت و کالکوپیریت که از شمار کانها هستند، به صورت پراکنده و رگچه‌های نیمه‌موازی دیده می‌شوند. از دیدگاه توالی تبلور، تبلور مگنتیت و ایلمنیت نسبت به سولفیدها پیشدستی نشان می‌دهد و نشانه‌هایی از ماریتی شدن مگنتیت‌ها نیز دیده می‌شوند. پیریت و کالکوپیریت که سولفیدهای اصلی هستند، بیشتر بی‌شکل و به صورت پراکنده و یا به صورت جانشین شده در ساختار

کانی‌سازی مشابهی در ۷ کیلومتری جنوب و جنوب‌باختری معدن مزرعه (منطقه جنگرلو) در توده‌های درشت بلور گرانیتی- گرانودیوریتی رخ داده است. کانهای رگچه‌های موازی تا نیمه‌موازی کوارتز- سولفید± مگنتیت و سولفیدهای پراکنده ساخته شده است و از درزه‌های موجود در سنگ میزبان پیروی می‌کند. در جنوب معدن مزرعه، دایک مونزونیتی درون توده گرانودیوریتی دیده می‌شود که رگچه‌های کانها همراه با دگرسانی سرسیتی دارد. همراستا بودن دایک و رگچه‌های کانها با شکستگی‌های گرانودیوریت شاید نشان‌دهنده همزمان و یا تأخیری بودن کانهای موازی نسبت به دایک مونزونیتی و جوان تر بودن هر دوی آنها نسبت به توده گرانودیوریتی باشد

دگرسانی همراه با این کانه‌زایی به شمار می‌روند که محدود به حاشیه رگچه‌ها هستند و در بیرون از پهنه کانهدار گسترش ندارند.

بلوری برخی کانی‌ها (مانند: آمفیبول و بیوتیت) دیده می‌شوند (شکل ۱۲). بیوتیت، اکتینولیت، سریسیت و کمی کانی‌های رسی از کانی‌های



شکل ۱۲- بافت جاننشینی در کانی‌سازی نوع پراکنده در گرانودیوریت. (A، B) جاننشینی بلور بیوتیت از حاشیه با کالکوپیریت؛ (C) جایگزینی بیوتیت با کالکوپیریت در امتداد رخها (تصویرهای A و C با میکروسکوپ انعکاسی و در PPL و B با میکروسکوپ الکترونی (BSE) گرفته شده‌اند. محدوده‌های خط‌چین مرز بلورهای بیوتیت را نشان می‌دهند که با سولفیدها به‌طور بخشی جایگزین شده است)

### بحث و برداشت

سازنده آنها محتوای آب کمتری داشته است. این سنگ‌ها درشت‌بلور هستند و در ژرفای بسیار (بیشتر از ۴ کیلومتر) جایگزین شده‌اند (Aghazadeh *et al.*, 2011) و در بیشتر رخنمون‌ها درزه‌های سیستماتیک دارند. بسیاری از رخنمون‌های آن کانه‌زایی ندارند؛ به‌گونه‌ای که حتی در کنار پهنه اسکارنی نشانه‌ای از کانه‌زایی چشمگیر دیده نمی‌شود و مرز آن با اسکارن تیز

باتولیت شیورداغ یک کمپلکس چند فازی است که پیدایش آن بیشتر از ۲۳ میلیون سال به درازا کشیده است. بخش بزرگی از باتولیت را سنگ‌های گرانیتی، گرانودیوریتی و سینیتی به سن الیگوسن (۲۳ تا ۳۳ میلیون سال پیش) ساخته‌اند که بیشتر درشت‌بلورهای آنها پتاسیم‌فلدسپار و پلاژیوکلاز هستند و ماگمای

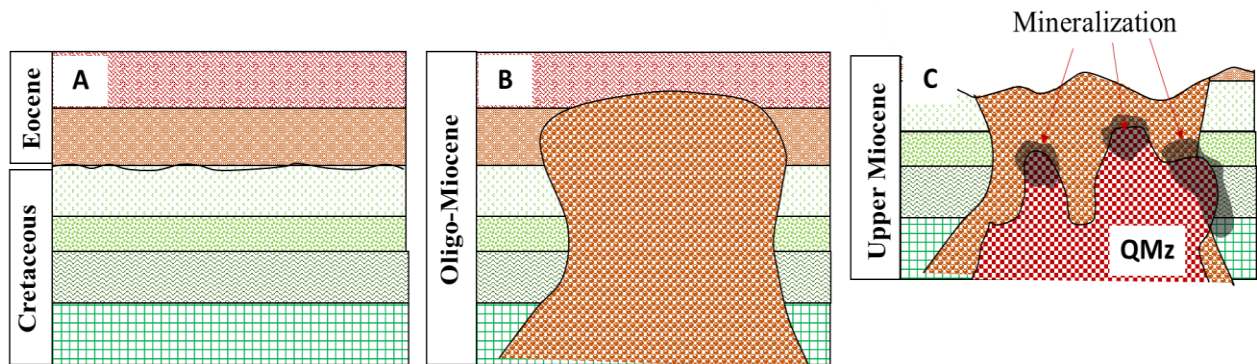
al., 2001; Karimzadeh Somarin and Moayyed, 2002; Mollai, 2009; Mollai and Sharifian, 2007) چه بسا پیامد تزریق توده‌های جوان تر باشند. برپایه بررسی‌های Reich و همکاران (۲۰۰۳)، نسبت Sr/Y در استوک‌های مرتبط با کانه‌زایی در شیلی مرکزی از سنگ‌های گرانیتی نابارور، بالاتر است. ماگماهای با مقادیر بالای Sr/Y شاید پیامد بجاماندن یا جدایش یافتن هورنبلند (گارنت و تیتانیت) در پوسته زیرین باشند (Richards, 2009). به باور Castillo و Paterno (۲۰۰۶) نیز مذاب‌های آداکیتی در جایی از ذوب بخشی پوسته زیرین بازالتی پدید می‌آیند که فشار بسیار بالا باشد و گارنت در سنگ نخستین پایدار بجامانده باشد (ژرفای بیشتر از ۴۰ کیلومتر). این بدان معناست که ماگماهای آداکیتی جوان تر، در شرایطی از ذوب پوسته زیرین پدید آمده‌اند که در پی افزایش ستبرای پوسته، فشار بالا بوده است و گارنت و هورنبلند در سنگ خاستگاه بجای مانده‌اند. افزایش ستبرای پوسته نیز پیامد فرایند برخورد قاره-قاره (صفحه ایران با اوراسیا) بوده است. ویژگی آداکیتی ماگماتیسم میوسن و بالابودن نسبت Sr/Y در آنها، در ارتباط با افزایش ستبرای پوسته در دوره نئوژن است که با داده‌های زمین‌فیزیکی به دست آمده نیز همخوانی دارد (Jamali, 2012).

کانی‌سازی رگچه‌ای-پراکنده در هر دوی توده گرانودیوریتی الیگوسن و کوارتزموزنویتی میوسن ویژگی‌های یکسانی دارد. رگچه‌ها بیشتر به صورت موازی تا نیمه موازی هستند و با شکستگی‌هایی در توده گرانودیوریتی هم‌راستا هستند. دگرسانی همراه با آنها از نوع فیلیک و پتاسیک ضعیف و محدود به پهنه کانه‌دار است و دگرسانی آرژیلیک بسیار ضعیف

است. همچنین، در محل همبندی آنها با سنگ‌های دربرگیرنده (کرتاسه بالایی و ائوسن) نشانه‌های آشکار و چشمگیری از دگرسانی و کانه‌زایی دیده نمی‌شوند. این در حالیست که استوک‌های کوچک کوارتزموزنویتی میوسن که درون واحدهای کهن تر نفوذ کرده‌اند بافت پورفیری دارند و در ژرفاهای کمتر (۱/۵ کیلومتر) جایگزین شده (Mollai et al., 2009). همچنین، درشت‌بلورهایی از آمفیبول و بیوتیت دارند که نشانه آب‌دار بودن ماگمای سازنده آنها هستند (Richards et al., 2012). این استوک‌ها افزون بر اینکه با کانسارهای اسکارنی رابطه مکانی نزدیکی دارند، خودشان نیز بیشتر کانه‌دار هستند و در جاهایی که درون توده‌های الیگوسن نفوذ کرده‌اند کانه‌زایی و دگرسانی را به دنبال داشته‌اند. همه اینها نشان‌دهنده آنست که در منطقه مزرعه و شاید در مناطق مشابه مانند انجرد، گاودل و جوان شیخ، کانه‌زایی در ارتباط با استوک‌های کوارتزموزنویتی جوان (میوسن بالایی) باشد. این نکته کلید اکتشافی است که می‌تواند در منطقه شیورداغ به کار برده شود. Richards و همکاران (۲۰۱۲) در بررسی‌هایی که در مناطق کرمان، خاور ایران و باختر پاکستان انجام داده‌اند نیز به نتایج مشابهی دست یافته‌اند. به باور آنها، در پهنه‌های فروانشی که فعالیت ماگمایی درازمدتی داشته باشند، فازهای تأخیری آب بیشتر و توان بیشتری برای کانه‌زایی دارد. بدین گونه، کانه‌زایی‌هایی که در برخی جاها در نزدیکی پهنه اسکارنی در توده گرانودیوریتی دیده می‌شوند و در بررسی‌های پیشین اندواسکارن دانسته شده‌اند (Mollai, 1993; Moayyed et al., 2009).

بخش اسکارنی و نیز ندیدن کانی‌های تیپیک اسکارنی (گارنت و پیروکسن) تفاوت‌هایی هستند که این نوع کانه‌زایی را از اندواسکارن متمایز می‌کنند. برپایه داده‌های ارائه‌شده، مانند داده‌های صحرایی، داده‌های زمین‌شیمیایی، سن‌سنجی، کانی‌شناسی و دگرسانی، مرحله‌های زیر برای پیدایش و تکامل زمین‌شناسی و کانه‌زایی منطقه مزرعه و مناطق پیرامون آن در نظر گرفته می‌شود (شکل ۱۳).

و محدود است. شکل کانه‌زایی (رگچه‌های صفحه‌ای)، نوع کانی‌ها (مگنتیت- پیریت- کالکوپیریت- بورنیت)، نوع دگرسانی (پتاسیک ضعیف و فلیک)، بافت کانی‌ها (پراکنده، پرکننده و جانشینی)، کنترل ساختاری و نیز نوع سنگ میزبان (توده‌های آذرین درونی) با ویژگی‌های «کانسارهای مس- طلای مرتبط با توده آذرین درونی» بیشترین همخوانی را نشان می‌دهند. گسترش بسیار کانه‌زایی، فاصله بسیار از



شکل ۱۳- مراحل پیدایش و تکامل زمین‌شناسی و فلزایی منطقه شیورداغ. (A) در دوره کرتاسه و ائوسن منطقه بیشتر زیر آب بوده است و واحدهای رسوبی- آتشفشانی پدید آمده‌اند؛ (B) از ائوسن پایانی تا میوسن آغازین، توده‌های آذرین درونی درشت‌بلور شیورداغ (Gd) در واحدهای کرتاسه بالایی و ائوسن تزریق شده‌اند و بالآمدگی و فرسایش را به دنبال داشته‌اند. از سوی دیگر، ستبرای پوسته افزایش پیدا کرده است؛ (C) در میوسن ماگماتیسم آداکیتی کوارتزمونزونیتی (QzMz) رخ داده است و کانه‌زایی اسکارنی و مرتبط با توده آذرین درونی را به دنبال داشته است.

ماگماهای آداکیتی آب‌دار خاستگاه گرفته از ژرفای بسیار به صورت توده‌های استوک‌مانند در ژرفای کم (نزدیک به ۱-۲ کیلومتر) جایگزین شده‌اند. در پی جدایش بلورین و جدایش سیال‌های فلزدار، کانه‌زایی هم در استوک‌های میوسن و هم در سنگ‌های دربرگیرنده آنها رخ داده است. در محل برخورد استوک‌های میوسن با سنگ‌آهک‌های کرتاسه بالایی، کانی‌سازی اسکارنی مانند مزرعه، گاودل و انجرود روی داده‌اند؛ اما در استوک‌های میوسن و سنگ‌های آذرین درونی الیگوسن، کانه‌زایی به صورت رگچه‌ای و انتشاری رخ داده است.

در مرحله نخست (A) واحدهای رسوبی- آتشفشانی کرتاسه و ائوسن پدید آمده‌اند و در پی بسته‌شدن نئوتتیس و افزایش فشار همگرایی صفحه ایران و اوراسیا، واحدهای سنگی منطقه چین‌خورده و از آب بیرون آمده‌اند. در دوره الیگوسن، توده‌های آذرین درونی گرانودیوریتی، گرانیتی و سینیتی کم‌آب به صورت باتولیت درشت‌بلور در ژرفای بسیار (۴-۵ کیلومتر) جایگزین شده‌اند (مرحله B). با افزایش همگرایی دو صفحه ایران و اوراسیا، از یک سو، بالآمدگی و فرسایش و از سوی دیگر، ضخیم‌شدگی پوسته رخ داده‌اند. در پی آن،

## سیاس‌گزاری

انجام آزمایش‌های SEM در دانشگاه Karlsruhe

سیاس‌گزاری می‌کند.

نگارنده از سرکار خانم دکتر فرحناز دلیران برای

## منابع

- Aghazadeh, M. (2009) Petrology and geochemistry of the Anzan- Khan Kandi and Sheivar Dagh granitoids (north and east of Ahar, East of Azerbaijan). Ph.D. thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian).
- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. and Vogt, K. (2011) Post- collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran. Geological Magazine, Cambridge University Press, 1-29. DOI: 10.1017/S0016756811000380
- Asgharzadeh-Asl, H., Mehrabi, B. and Tale Fazel, E. (2017) Mineralogy, occurrence of mineralization and temperature- pressure conditions of the Agh- Daragh polymetallic deposit in the Ahar- Arasbaran metallogenic area. Journal of Economic Geology 9(1): 1-23 (in Persian). DOI: 10.22067/econg.v9i1.44244
- Asgharzadeh-Asl, H., Tale Fazel, E., Mehrabi, B. and Masoudi, F. (2018) Geochemical- metallogenic evolution of Agh- Daragh igneous rocks (north of Ahar) links to Cu- Au±W occurrences. Iranian Journal of Petrology 32: 21-44 (in Persian). DOI: 10.22108/ijp.2017.100426.0
- Blourian, G. H. (1994) Petrology of the tertiary volcanic rocks in the northern of Tehran. M.Sc. thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran (in Persian).
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature 347: 662-665. DOI: 10.1038/347662a0
- Gharesti, M., Yazdi, M. and Rasa, I. (2020) Study of the origin and evolution of mineralizing fluid using geochemical analysis of rare earth elements and sulfur stable isotopes in Mazraeh Cu- Fe- Au skarn deposit, north of Ahar. Journal of Economic Geology 12: 1- 21 (in Persian). DOI: 10.22067/econg.v12i1.73242
- Hajalilou, B. and Aghazadeh, M. (2016) Geological, alteration and mineralization characteristics of Ali Javad porphyry Cu- Au deposit, Arasbaran Zone, NW Iran. Open Journal of Geology 6: 859-874. DOI: 10.4236/ojg.2016.68066
- Hassanpour, S. (2010) Metallogeny and mineralization of copper and gold in Arasbaran Zone (Eastern Azerbaijan). Ph.D. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).
- Hassanpour, S. (2013) The alteration, mineralogy and geochronology (SHRIMP U-Pb and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) of copper- bearing Anjerd skarn, north of the Shayvar Mountain, NW Iran. International Journal of Earth Sciences 102: 687-699. DOI: 10.1007/s00531-012-0819-7
- Jamali, H. (2009) Report on economic geology and detection of promising area in the limit of Kalybar 1:100,000 geological map. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (in Persian).
- Jamali, H. (2012) Metallogenic zoning and tectonomagmatic controls in Ahar- Arasbaran magmatic belt, northwest of Iran. Ph.D. thesis, Kharazmi University, Tehran, Iran (in Persian).
- Jamali, H. and Mehrabi, B. (2015) Relationships between arc maturity and Cu-Mo-Au porphyry and related epithermal mineralization at the Cenozoic Arasbaran magmatic belt. Ore Geology Reviews 65: 487-501. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2014.06.017
- Jamali, H., Yaghubpur, A., Mehrabi, B., Dilek, Y., Daliran, F. and Meshkani, S. A. (2012) Petrogenesis and tectono- magmatic setting of Meso- Cenozoic magmatism in Azerbaijan province, Northwestern Iran. In: Petrology, New Perspectives and Applications (Ed. Al-Aljabori, A. I.) IntechOpen Pub, Croatia. DOI: 10.5772/24782

- Karimzadeh Somarin, A. and Moayyed, M. (2002) Granite- and gabbrodiorite- associated skarn deposits of NW Iran. *Ore Geology Reviews* 20: 127–138. DOI: 10.1016/S0169-1368(02)00068-9
- Mehrprou, M. and Nazer, K. N. (1999) Geological Quadrangle Map 1: 100000 of Kalaybar. No. 5467, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Mehrprou, M., Aminifazl, A. and Radfar, J. (1992) Geological quadrangle map 1: 100000 of Varzaghan. No. 5367, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Moayyed, M. (2001) Geochemistry and petrology of volcano- plutonic bodies in Tarum area. Ph.D. Thesis, Tabriz University, Tabriz, Iran (in Persian).
- Moazzen, M., Salimi, Z., Rolland, Y., Broker, M. and Hajialioghli, R. (2020) Protolith nature and P-T evolution of Variscan metamorphic rocks from the Allahyarlu complex, NW Iran. *Geological Magazine* DOI: 10.1017/S0016756820000102
- Mobashergermi, M., Aghazadeh, M., Kheirkhah, M. and Ahmadzadeh, G. R. (2018) Geochemistry and petrogenesis of Cretaceous volcanic rocks from the south and southwest of Germe city (Northwest of Iran). *Iranian Journal of Petrology* 33: 91- 110 (in Persian). DOI: 10.22108/ijp.2017.101362.1004
- Mollai, H. (1993) Petrochemistry and genesis of granodiorite and associated Iron- Copper skarn deposit of Mazraeh, Ahar, east Azerbaijan, Iran. Ph.D. thesis, Roorkee University, India.
- Mollai, H. (2009) Primary report on evidence for a porphyry copper deposit in the Gharanigh area, on the northern slope of the Ahar batholith. *Proceedings volume 33, the 12<sup>th</sup> Symposium of the Geological Society of Iran, National Iranian South Oil Company* (in Persian).
- Mollai, H. and Sharifian, R. A. (2007) Petrography of fluid inclusions of iron–copper skarn deposit, Ahar, southeast of Tabriz, Eastern Azarbaijan. *Proceedings Volume of the First Applied Geological Congress, Islamic Azad University, Mashhad Branch, Iran* (in Persian).
- Mollai, H., Sharma, R. and Pe-Piper, G. (2009) Copper mineralization around the Ahar batholith, north of Ahar (NW Iran): Evidence for fluid evolution and the origin of the skarn ore deposit. *Ore Geology Reviews* 35(4): 401- 414. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2009.02.005
- Parsa, M., Maghsoudi, A. and Yousefi, M. (2018) Spatial analyses of exploration evidence data to model skarn- type copper prospectivity in the Varzaghan district, NW Iran. *Ore Geology Reviews* 92: 97- 112. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2017.11.013
- Paterno R. and Castillo P. (2006) An overview of adakite petrogenesis, *Chinese Science Bulletin* 51(3): 257-268. DOI: 10.1007/s11434-006-0257-7
- Pearce, J. A. (1996) Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19: 120–125. DOI: 10.18814/epiiugs/1996/v19i4/005
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956–983. DOI: 10.1093/petrology/25.4.956
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene Calc Alkaline Volcanic Rocks from Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63- 81. DOI: 10.1007/BF00384745
- Reich, M., Parada, M. A., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F. and Lehman, B. (2003) Adakite- like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of Central Chile—Metallogenic implications. *Mineralium Deposita* 38: 876–885. DOI: 10.1007/s00126-003-0369-9
- Richards J. P. (2009) Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology* 37(3): 247-250. DOI: 10.1130/G25451A.1
- Richards, J. P., Terry Spell, T., Rameh, E., Abdul Razique, A. and Fletcher, T. (2012) High Sr/Y

- magma reflect arc maturity, high magmatic water content and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology* 107: 295–332. DOI: 10.2113/econgeo.107.2.295
- Sudi Ajirlu, M. and Moazzen, M. (2014) Role of the Allahyarlu ophiolite in the tectonic evolution of NW Iran and adjacent areas (Late Carboniferous – Recent). *Central European Geology* 57(4): 363–383. DOI: 10.1556/CEuGeol.57.2014.4.3
- Sun, W., Huang, R. F., Li, H., Hu, Y. B., Zhang, C. C., Sun, S. J., Zhang, L. P., Ding, X., Li, C. Y., Zartmana, R. E. and Ling, M. X. (2015) Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geology Reviews* 65: 97–131. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2014.09.004
- Whitney, D. and Evans, B. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185–187. DOI: 10.2138/am.2010.3371
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325–343. DOI: 10.1016/0009-2541(77)90057-2