

## Petrography, Petrology, and Geochemistry of Subvolcanic Bodies in Dogan Porphyry Copper-Molybdenum Deposit (Toroud-Chah Shirin Belt)

Shadi Sattari<sup>1</sup> , Mohammadreza Hosseinzadeh<sup>2</sup> , Mohsen Moayyed<sup>3</sup> 

<sup>1</sup> Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran, [sh.sattari@tabrizu.ac.ir](mailto:sh.sattari@tabrizu.ac.ir)

<sup>2</sup> Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran, [mr-hosseinzadeh@tabrizu.ac.ir](mailto:mr-hosseinzadeh@tabrizu.ac.ir)

<sup>3</sup> Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran, [moayyed@tabrizu.ac.ir](mailto:moayyed@tabrizu.ac.ir)

### ARTICLE INFO

Received: 20 April 2025

Accepted: 02 June 2025

#### Keywords

Dogan  
Toroud-Chah Shirin  
Subvolcanic  
Adakite like



 10.22108/ijp.2025.144992.1357

#### Introduction

Dogan mining area is located on the northern edge of Iran's central desert plain and northwest of Toroud village. Structurally, the area is a part of Central Alborz, Eastern Alborz, and Central Iran zones, which gave rise to the formation of deposits and a diverse metallogenic environment. Geologically, this area is a part of Toroud-Chah Shirin (TCS) belt, a Tertiary base metal and gold-silver mineral region in northern Iran. The TCS belt consists mainly of Eocene volcanic and pyroclastic rocks, equivalent to subvolcanic and intrusive bodies, although there are scattered outcrops of metamorphosed Paleozoic and Mesozoic rocks. Structural patterns are controlled by two principal strike-slip faults, Anjilow in the north and Toroud in the south, both trending NE. So far, no detail study has been carried out on the study area in terms of separation and investigation of intrusive bodies, and only one subvolcanic microdiorite body has been introduced in the previous studies in this area. While, the overall data obtained from detailed field surveys, drilling core as well as petrographic studies indicate that at least three subvolcanic bodies have been identified injected in the area in a telescopic form, and all three are the carriers of copper mineralization as disseminated and vein-veined forms. Therefore, the petrographic and geochemical characteristics of, these bodies are the purpose of the present study.

#### Regional Geology

The main volume of rock units in the study area, based on 1:1000 geological map of Dogan area, includes

andesitic lavas, pyroclastic tuffs, and various subvolcanic bodies. The subvolcanic bodies are relatively diverse in composition, and the greatest areal extent of these bodies is in the northeastern, central, and

 Corresponding Author

**To cite this article:** Sattari, S., Hosseinzadeh, M., Moayyed, M. (2025) Petrography, Petrology, and Geochemistry of Subvolcanic Bodies in Dogan Porphyry Copper-Molybdenum Deposit (Toroud-Chah Shirin Belt). *Petrological Journal*, 16 (2), 1-22.

southeastern parts of the region. The nature of these subvolcanic bodies are as follows:

**Porphyritic quartz monzonite to quartz monzodiorite (Qmz):** A large part of the central part of the study area is surrounded by porphyritic body, which is older than the other bodies and is injected into Eocene units.

**Porphyritic diorite to microdiorite (Dr):** This unit lies in the central part of the area with a less extensive distribution than that of the Porphyritic quartz monzonite body. This body in the central part cuts the Porphyritic quartz monzonite body and is, therefore, younger in age, but its cutting by the dykes of the porphyritic quartz diorite body indicating it is older than this body.

**Porphyritic quartz diorite to granodiorite (Qdr):** As the youngest body as well as less extensive area than that of the existing bodies, is exposed in the central part of the area.

#### Analytical methods

In this study, after field investigations and sampling of drill cores, about 200 thin sections were prepared from the collected samples for petrographic studies and about 60 polished sections for mineralogy studies. After microscopic studies and separation of intrusive units, 15 samples with minimal alteration were analyzed in the laboratory of Zar Azma Company to measure the main oxides and determine the abundance of trace and rare earth elements by XRF and ICP-MS methods.

#### Petrography

**Porphyritic quartz monzonite to quartz monzodiorite (Qmz):** Microscopically, this porphyry body ranges from quartz monzonite to quartz monzodiorite, exhibiting a porphyritic texture with a fine-grained matrix. Main minerals include plagioclase, K-feldspar, and quartz, with accessory amphibole, biotite, apatite, zircon, and opaque minerals. Plagioclase and K-feldspar phenocrysts are pseudomorphed by sericite and carbonate, while ferromagnesian minerals (amphibole, biotite) are altered to chlorite and magnetite. Secondary minerals including sericite, chlorite, carbonate, and iron oxides result from alteration.

**Porphyritic diorite to microdiorite (Dr):** These rocks dominated by the presence of plagioclase and amphibole and small volume of quartz, apatite, zircon, and opaque minerals. They display a microlithic porphyritic texture, with subhedral plagioclase phenocrysts (showing mixed zoning) in a microlithic matrix of plagioclase and quartz. Plagioclase is altered to

sericite and clay minerals, while amphibole phenocrysts are pseudomorphed by chlorite and iron oxides. Secondary biotite, actinolite, and ore accumulations occur, alongside potassic alteration.

**Porphyritic quartz diorite to granodiorite (Qdr):** The essential minerals of this body are plagioclase, K-feldspar, and quartz, with accessory zircon and apatite as well as porphyritic texture with a fine-grained matrix. Plagioclase exhibits mixed zoning; amphibole is partly altered to chlorite. Biotite appears as primary (magmatic, altered to chlorite and iron oxides) and these secondary (hydrothermal, flaky, brown). Chloritization and iron oxide precipitation are common.

#### Discussion

As the SiO<sub>2</sub> versus Zr/TiO<sub>2</sub> diagram display the subvolcanic bodies in the Dogan mining area are dominated by granodiorite, tonalite, and diorite/. These I-type granitoids are calc-alkaline to high-K calc-alkaline and metaluminous to peraluminous nature formed in a continental arc setting. Geochemical data show depletion in Sm, Nd, Ti, and Y and enrichment in LILEs (Ba, Rb, Cs, K), consistent with subduction-related magmatism. The REE patterns display LREE enrichment over HREE, further supporting a subduction origin. Low Th/Nb and Ba/Th ratios point out to subduction zone fluids/melts and crustal contamination. The elevated Y/Rb ratios may reflect subduction enrichment or crustal input.

The parental magma likely originated from a metasomatized mantle wedge, influenced by fluids from subducting oceanic lithosphere, and underwent fractionation and crustal contamination during ascent. On Y versus Sr/Y and Yb<sub>n</sub> versus (La/Yb)<sub>n</sub> diagrams, the rocks show adakite-like signatures. Given the association of high Sr/Y magmas with porphyry systems, these subvolcanic rocks may be linked to porphyry mineralization.

#### Acknowledgments

This article is part of the studies carried out for the first author's Ph.D. thesis, which is being conducted at the University of Tabriz, and part of its costs were covered by the University of Tabriz and the Shahid Arefi Complex. Therefore, I would like to express my deepest gratitude and appreciation to the respected management of the Graduate Studies Department of the University of Tabriz and the management of the Shahid Arefi Complex.

## سنگ‌نگاری، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی توده‌های نیمه‌آتشفشانی در کانسار مس - مولیبدن پورفیری دوگان (کمرند ترود - چاه شیرین)

شادی ستاری<sup>۱</sup>، محمدرضا حسین‌زاده<sup>۲</sup>، محسن موید<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران، sh.sattari@tabrizu.ac.ir

<sup>۲</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران، mr-hosseinzadeh@tabrizu.ac.ir

<sup>۳</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران، moayyed@tabrizu.ac.ir

## چکیده

## اطلاعات مقاله

محدوده معدنی دوگان در حاشیه شمالی دشت کویر مرکزی ایران و در شمال‌باختری روستای ترود از توابع شهرستان شاهرود جای دارد. واحدهای سنگی منطقه شامل سه توده مجزای نیمه‌آتشفشانی و به ترتیب سنی از قدیم به جدید شامل کوارتز مونزونیت تا مونزودیوریت پورفیری، دیوریت تا میکرودیوریت پورفیری، کوارتز دیوریت تا گرانودیوریت پورفیری و سنگ‌های درونگیر آتشفشانی و آذرآواری ائوسن هستند. بیشترین گسترش این توده‌ها در بخش‌های شمال‌خاوری، مرکز و جنوب‌خاوری محدوده است و توده کوارتز مونزونیت تا مونزودیوریت پورفیری نسبت به دیگر توده‌ها گسترش بیشتری دارد. میزان  $\text{SiO}_2$  این توده‌ها برابر با ۵۲/۱۵ تا ۶۶/۸۵ درصدوزنی است. بر پایه شواهد زمین‌شیمیایی، این توده‌ها سرشت متالومین تا پرالومین و کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان با پتاسیم بالا دارند. در نمودار بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه و کندریت کمابیش همه نمونه‌ها، از عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در این نمونه‌ها مقدار  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  برابر با ۱/۸۳ تا ۲۰/۰۲ است. غنی‌شدگی از عنصرهای لیتوفیل با یون بزرگ (LILE) مانند Rb، Cs و K در همه نمونه‌های نیمه‌آتشفشانی منطقه، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی یک محیط ژئودینامیکی مرتبط با فرورانش را نشان می‌دهد. با توجه به نمودار Y در برابر Sr/Y و  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  در برابر Yb<sub>n</sub>، بیشتر نمونه‌های نیمه‌آتشفشانی منطقه شاخص شبه‌آداکیتی دارند. نسبت Sr/Y در توده کوارتز مونزونیت تا مونزودیوریت پورفیری برابر با ۱۴/۱۳ - ۵۰/۲۸، در توده دیوریت تا میکرودیوریت پورفیری برابر با ۴۷/۷۷ - ۷۴/۴۹ و در توده کوارتز دیوریت تا گرانودیوریت پورفیری برابر با ۵۸/۵۱ - ۱۳۷/۰۳ است.

تاریخ دریافت ۱۴۰۴/۰۱/۳۱

تاریخ پذیرش ۱۴۰۴/۰۳/۱۲

## کلید واژه‌ها

دوگان

ترود - چاه شیرین

نیمه‌آتشفشانی

شبه‌آداکیت



doi 10.22108/ijp.2025.144992.1357

البرز خاوری، ایران مرکزی (شامل سنگ‌های آذرین ترشیری و زیرپهنه یزد) است. ویژگی‌های ساختاری و تکتونیکی - رسوبی یادشده، باعث پیدایش کانسارها و محیط فلززایی متفاوت شده است. این محدوده از دیدگاه زمین‌شناختی، بخشی از کمرند ترود - چاه شیرین (TCS) به‌شمار می‌رود (شکل ۱؛

## مقدمه

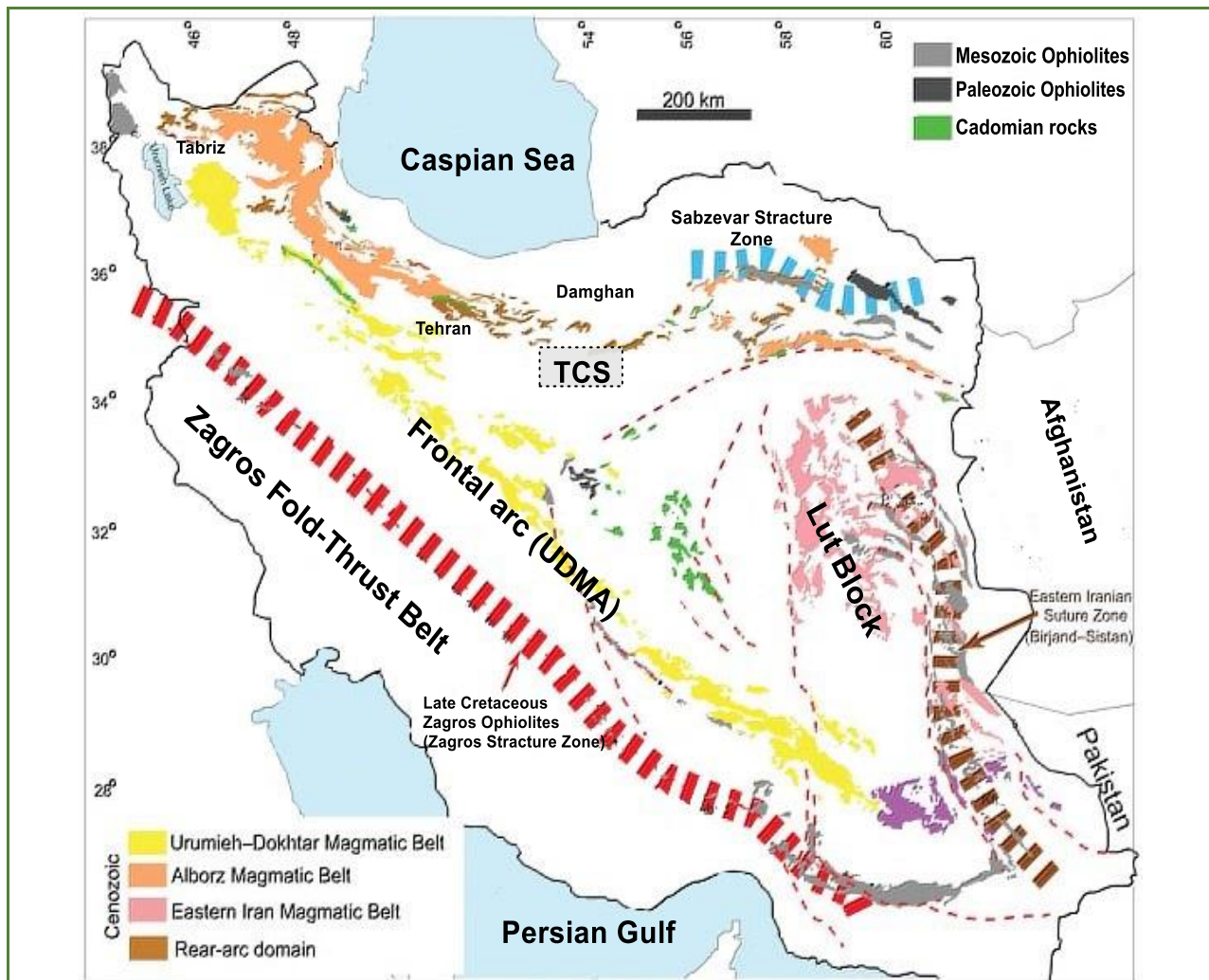
محدوده معدنی دوگان در حاشیه شمالی کویر مرکزی ایران و در شمال‌باختری روستای ترود از توابع شهرستان شاهرود جای دارد. از دیدگاه ساختاری، گستره استان سمنان از شمال به جنوب شامل پهنه‌های ساختاری البرز مرکزی،

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: ستاری، ش.، حسین‌زاده، م.ر.، مؤید، م. (۱۴۰۴) سنگ‌نگاری، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی توده‌های نیمه‌آتشفشانی در کانسار مس - مولیبدن پورفیری دوگان (کمرند ترود - چاه شیرین). پتروولوژی، ۱۶ (۲)، ۱-۲۲.

می‌دهند کمر بند ترود-چاه‌شیرین بیشتر شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن و توده‌های نیمه‌آتشفشانی و آذرین درونی معادل آن است؛ اگرچه رخنمون‌های پراکنده‌ای از سنگ‌های دگرگون‌شده پالئوزویک و مزوزویک نیز یافت می‌شوند.

(Houshmandzadeh et al., 1978). کمر بند ترود-چاه‌شیرین یک منطقه معدنی در شمال ایران است که با راستای شمالی از سیستم‌های اپی‌ترمال غنی از فلزات پایه و طلا-نقره ترشیری تعریف می‌شود و بخشی از کمر بند کوه‌زایی البرز خاوری ایران به‌شمار می‌رود ( TaleFazel et al., 2019). بررسی‌های اخیر (Abedini et al., 2023) نشان



شکل ۱. جایگاه کمر بند ترود چاه- شیرین (TCS) در نقشه پهنه‌های ساختاری ایران با تغییراتی پس از (Moghadam and Stern (2014).

Figure 1. Location of the Toroud-Chah Shirin belt (TCS) on the structural zone map of Iran (Modified after Moghadam and Stern, 2014).

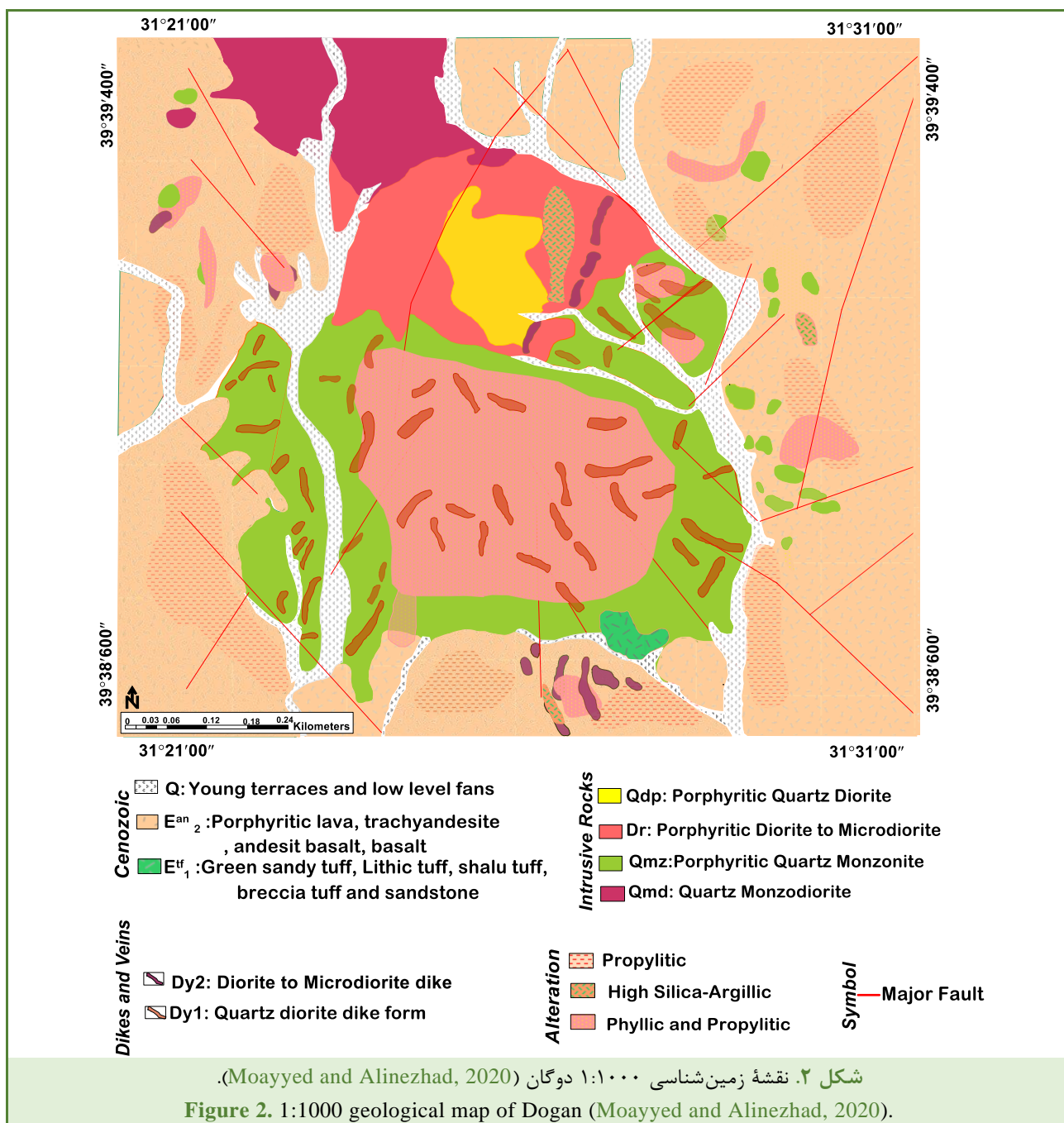
در بررسی‌های پیشین (Eskandari et al., 2025)، این محدوده تنها یک کانسار مس - مولیبدن پورفیری دانسته شده است و از یک توده نیمه‌آتشفشانی میکرودیوریتی یاد شده است؛ اما در بررسی‌های جدید بر پایه بازدیدهای دقیق صحرایی، بررسی مغزه‌های

الگوهای ساختاری این کمر بند را دو گسل راستالغز اصلی، انجیلو در شمال و ترود در جنوب، کنترل می‌کنند که هر دو روند شمال‌خاوری دارند. محدوده بررسی‌شده دوگان از لحاظ تفکیک و بررسی توده‌های آذرین درونی تا کنون به‌طور مفصل بررسی نشده است؛

**زمین‌شناسی منطقه**

حجم اصلی واحدهای سنگی در منطقه دوگان بر پایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ دوگان (شکل ۲؛ Moayyed and Alinezhad, 2020) شامل گدازه‌های آندزیتی، توف‌های آذرآواری و توده‌های نیمه‌آتشفشانی گوناگون است.

حفاری و همچنین، بررسی‌های سنگ‌نگاری، دست‌کم سه توده نیمه‌آتشفشانی شناسایی شده‌اند که به صورت تلسکوپی در منطقه تزریق شده‌اند و هر سه توده، کانی‌سازی مس به صورت افشان و رگه-رگچه‌ای دارند. از این‌رو، در این پژوهش به معرفی، تفکیک و بررسی این توده‌ها از دیدگاه ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی پرداخته می‌شود.



### واحد کوارتز دیوریت تا گرانودیوریت

**پورفیری (Qdr):** جوان ترین توده در بخش مرکزی محدوده است که گسترش کمتری نسبت به دیگر توده‌های برونزد دارد (شکل ۳-D).

### روش انجام پژوهش

برای دستیابی به اهداف این پژوهش، پس از بررسی‌های میدانی و بازدید از رخنمون‌های گوناگون، نمونه‌برداری از مغزه‌های حفاری بخش‌های مختلف منطقه دوگان انجام شد. از نمونه‌های برداشت شده نزدیک به ۲۰۰ مقطع نازک برای بررسی‌های سنگ‌نگاری و نزدیک به ۶۰ مقطع صیقلی برای بررسی‌های کانه‌نگاری تهیه شد. پس از بررسی‌های میکروسکوپی و سنگ‌نگاری و تفکیک واحدهای نیمه‌آتشفشانی منطقه، برای اندازه‌گیری میزان اکسیدهای اصلی و فراوانی عنصرهای کمیاب و کمیاب خاکی نزدیک به ۱۵ نمونه با کمترین دگرسانی (۵ نمونه از هر توده) انتخاب شدند و برای بررسی شیمی و تعیین خاستگاه زمین‌ساختی واحدهای آذرین در آزمایشگاه شرکت مطالعات مواد معدنی زرآما به روش فلورسانس پرتوی ایکس (XRF) و ICP-MS تجزیه شدند. سپس برای رسم نمودارها نرم‌افزار GCDkit به کار برده شد. داده‌های به دست آمده از تجزیه شیمیایی در جدول ۱ آورده شده‌اند.

### سنگ‌نگاری

#### کوارتز مونزونیت تا کوارتز مونزودیوریت پورفیری

**(Qmz):** بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی بافت غالب این توده، پورفیری با خمیره ریزبلور است و کانی‌های اصلی آن شامل پلاژیوکلاز (۴۵-۴۰ درصد حجمی)، پتاسیم‌فلدسپار (۳۵-۳۰ درصد حجمی)، کوارتز (۱۵-۱۰ درصد حجمی) هستند. کانی‌های فرعی نیز (۱۰-۵ درصد حجمی) شامل آمفیبول، بیوتیت، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر هستند. فنوکریستال‌های پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و با سریسیست و کربنات سودومورف شده‌اند و در خمیره ریز بلوری از کوارتز جای

بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، توده‌های نیمه‌آتشفشانی در این ناحیه ترکیب کوارتز مونزونیت تا مونزودیوریت پورفیری، دیوریت تا میکرودیوریت پورفیری و کوارتز دیوریت تا گرانودیوریت پورفیری دارند. بیشترین گسترش این توده‌ها در بخش‌های شمال‌خاوری، مرکزی و جنوب‌خاوری محدوده است که در میان آنها، توده کوارتز مونزونیت پورفیری گسترش بیشتری نسبت به دیگر توده‌ها دارد.

این توده‌های نیمه‌آتشفشانی در بخش‌های مختلف این محدوده در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند و تأثیرات حرارتی محسوسی را روی این سنگ‌ها گذاشته‌اند. در پی نفوذ توده‌های یادشده و تأثیر شار حرارتی ناشی از آن فرایند دگرگونی همبری روی داده است و سنگ‌های یادشده دچار دگرگونی درجه پایین تا بسیار پایین شده‌اند. از دیگر ویژگی‌های این توده‌ها حضور آپوفیزهای کوچک است که به گونه باریک و کشیده دیده می‌شوند.

در ادامه به توصیف ویژگی‌های صحرایی این واحدهای آذرین درونی پرداخته می‌شود:

#### واحد کوارتز مونزونیت تا مونزودیوریت پورفیری

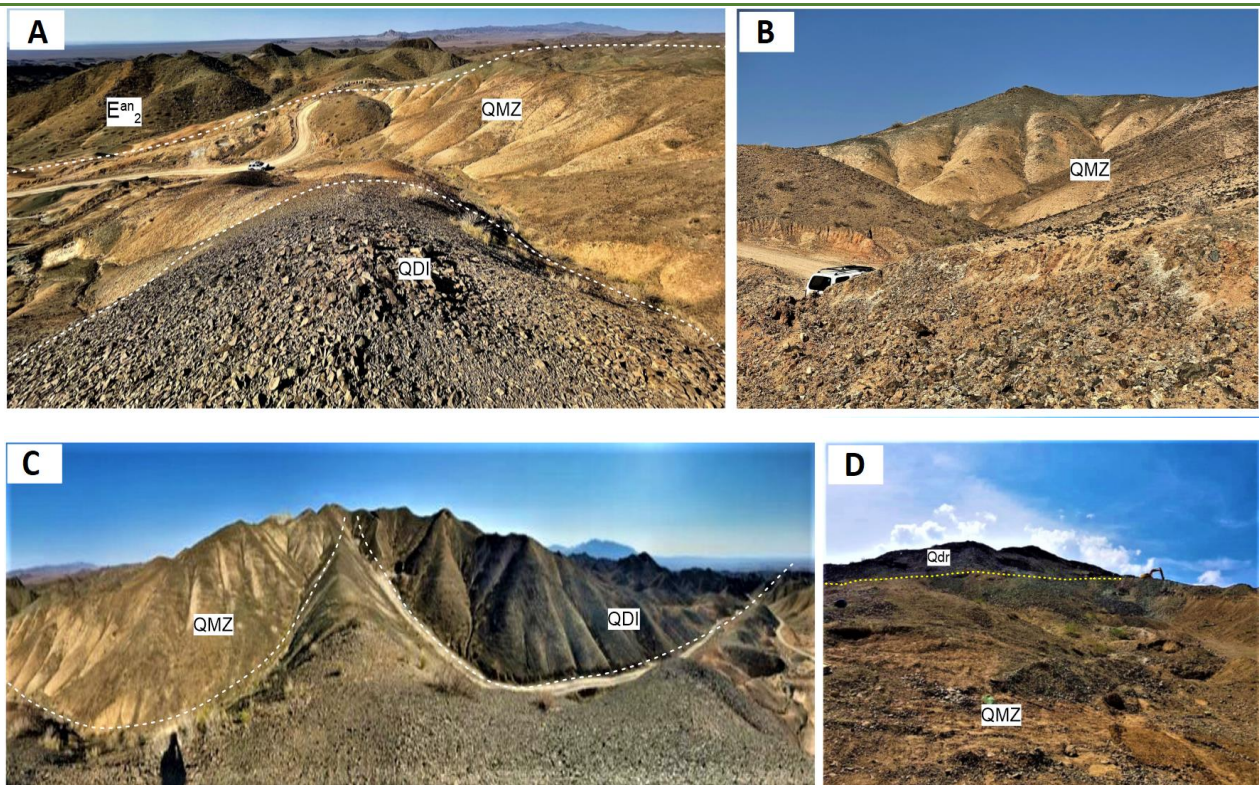
**(Qmz):** بخش بزرگی از بخش مرکزی در محدوده بررسی شده را این توده پورفیری فراگرفته است و از آنجایی که این توده را توده‌های دیگر قطع کرده‌اند پس سن آن از توده‌های دیگر قدیمی‌تر است و درون واحدهای ائوسن تزریق شده است (شکل‌های ۳-A و ۳-B).

#### واحد دیوریت تا میکرودیوریت پورفیری (Dr)

یکی دیگر از توده‌های بخش مرکزی این محدوده است که گسترش آن از برونزد توده کوارتز مونزونیت پورفیری کمتر است. این توده در بخش مرکزی، توده کوارتز مونزونیت پورفیری را قطع کرده است و از این رو، سن آن جوان‌تر است؛ اما قطع شدن آن با دایک‌های توده کوارتز دیوریت پورفیری نشان می‌دهد از این توده قدیمی‌تر است (شکل ۳-C).

کانی‌های ثانویه‌ای هستند که در پی دگرسانی در این توده پدید آمده‌اند. بررسی مغزه‌های حفاری که دگرسانی غالب فیلیک ضعیف تا متوسط- پروپلیتیک متوسط تا شدید در ژرفای کم دارند نشان می‌دهد با افزایش ژرفا شدت دگرسانی پروپلیتیک کاسته می‌شود و دگرسانی فیلیک شدت می‌یابد.

گرفته‌اند. فنوکریست‌های متوسط بلور پلاژیوکلاز نیز با سریسیت بسیار سودومورف شده‌اند (شکل ۴-۱). کانی‌های فرومنیزین که بیشتر شامل آمفیبول و بیوتیت هستند و کاملاً به کلریت و مگنتیت دگرسان شده‌اند و شناسایی کانی اولیه امکان‌پذیر نیست (شکل ۴-۲). کانی‌های سریسیت، کلریت، کربنات و اکسیدهای آهن از



شکل ۳. تصویرهای صحرایی از واحدهای نیمه‌آتشفشانی در منطقه دوگان. (A) نمایی از توده کوارتز مونزونیت پورفیری و مرز آن با واحدهای ائوسن و توده میکرودیوریت پورفیری (دید رو به شمال‌خاوری)؛ (B) نمایی از توده کوارتز مونزونیت پورفیری در بخش مرکزی محدوده مورد بررسی (دید رو به خاور)؛ (C) توده کوارتز مونزونیت پورفیری و مرز آن با توده میکرودیوریت پورفیری (دید رو به شمال)؛ (D) همبندی توده کوارتز مونزونیت پورفیری با توده گرانودیوریتی دید رو به شمال‌باختری) (Qmz: Porphyritic quartz monzonite to quartz monzodiorite; Dr: Porphyritic diorite to microdiorite; Qdr: Porphyritic quartz diorite to granodiorite body).

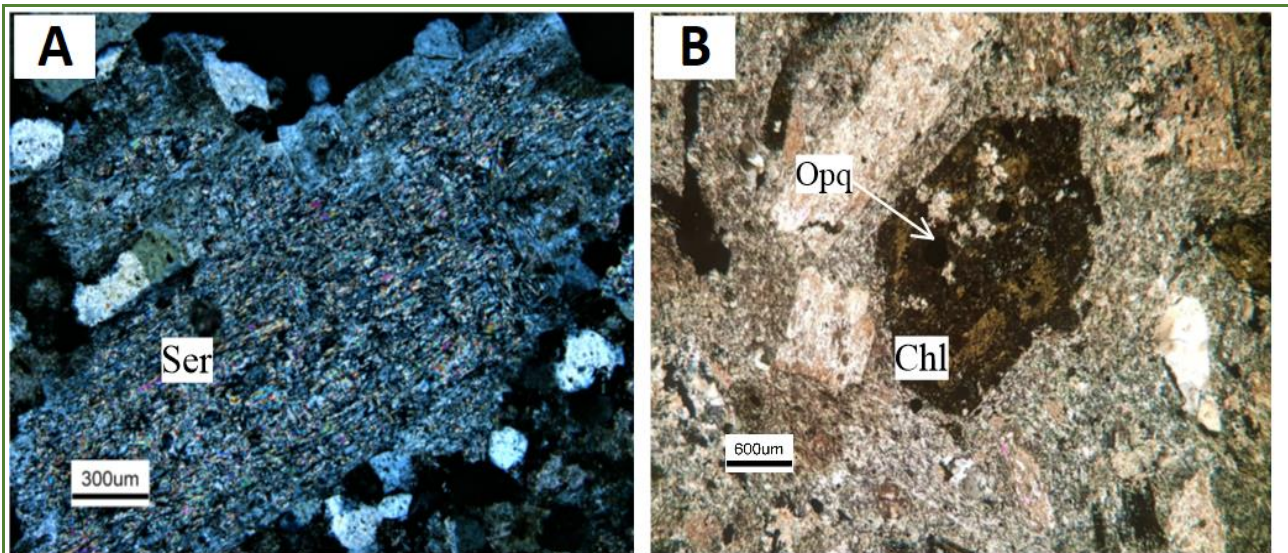
**Figure 3.** Field photographs of the subvolcanic units in the study area. **A)** View of the porphyritic quartz monzonite body and its boundary with the Eocene units and the porphyritic microdiorite body (view to the northeast); **B)** View of porphyritic quartz monzonite body in the central part of the study area (view to the east); **C)** porphyritic quartz monzonite body and its boundary with the porphyritic microdiorite body (view to the north); **D)** Contact of the porphyritic quartz monzonite body with the porphyritic granodiorite body (view to the northwest) (Qmz: Porphyritic quartz monzonite to quartz monzodiorite; Dr: Porphyritic diorite to microdiorite; Qdr: Porphyritic quartz diorite to granodiorite body).

درصدحجمی)، آمفیبول (۱۵-۱۰ درصدحجمی) است. همچنین، کانی‌های فرعی (۱۰-۵ درصدحجمی) شامل کوارتز، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر هستند. بافت سنگ

**دیوریت تا میکرودیوریت پورفیری (Dr):** بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی، این واحد شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز (۸۰-۷۵ درصدحجمی)، آلکالی فلدسپار (۵-۰

همچنین، فنوکریستال‌های پلاژیوکلاز به سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند (شکل ۵-B). بلورهای آمفیبول نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با کلریت و اکسیدهای آهن به صورت سودومورف جانشین شده‌اند (شکل ۵-C).

میکرولیتی پورفیریک است و فنوکریستال‌های نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی ترکیبی، در خمیره میکرولیتیکی متشکل از پلاژیوکلاز و اندکی کوارتز به همراه تجمعاتی از بیوتیت‌های ریز و پولکی ثانویه جای دارند (شکل ۵-A).



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از توده کوارتز مونزونیت تا کوارتز مونزودیوریت پورفیری. (A) فنوکریست پلاژیوکلاز دگرسان شده به سریسیت؛ (B) فنوکریستال شکل‌دار آمفیبول دگرسان به کلریت (در XPL).

**Figure 4.** Photomicrographs (in XPL) of porphyritic quartz monzonite to quartz monzodioritic body. **A)** Plagioclase phenocryst altered to sericite; **B)** Euhedral phenocryst of amphibole altered to chlorite.

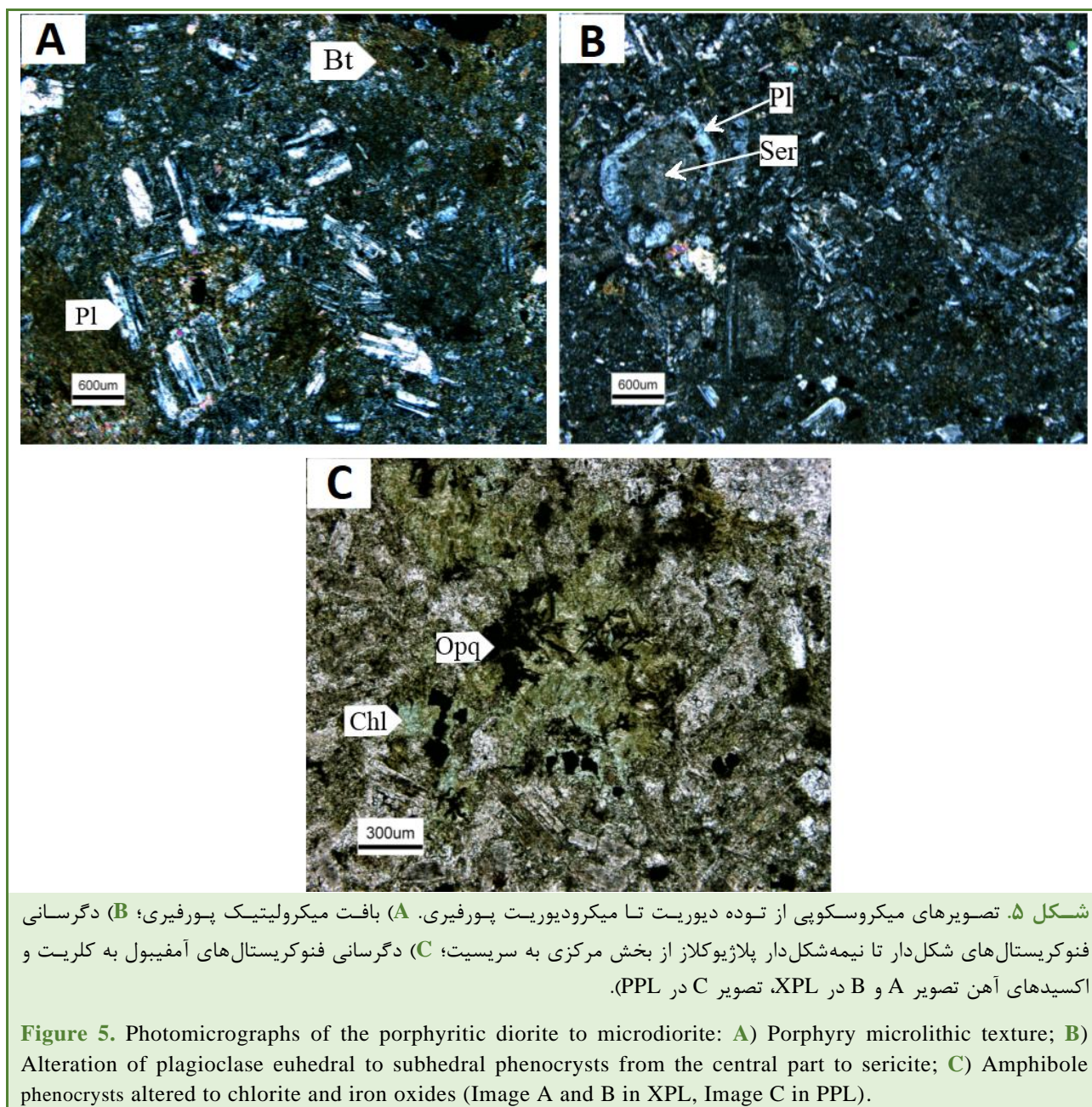
به صورت نیمه‌شکل‌دار و کشیده هستند و در برخی از مقاطع به صورت کمابیش سالم دیده می‌شوند؛ هرچند در برخی مقاطع دیگر نیز به کلریت دگرسان شده‌اند (شکل ۶-B). بلورهای بیوتیت در همه مقاطع این واحد سنگی، به دو شکل دیده می‌شوند:

- بیوتیت‌های اولیه یا ماگمایی که مستقیماً از ماگما پدید آمده‌اند و کمتر تحت تأثیر عوامل ثانوی بوده‌اند. این بیوتیت‌ها معمولاً به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و رخ‌های مشخص به رنگ قهوه‌ای و قهوه‌ای مایل به سبز دارند.

- بیوتیت‌های ثانویه که به صورت پولکی و ریزبلور و به رنگ قهوه‌ای در زمینه سنگ دیده می‌شوند (شکل ۶-C).

#### کوارتز دیوریت تا گرانودیوریت پورفیری (Qdr):

بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی این توده شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز (۶۰-۵۵ درصد حجمی)، پتاسیم‌فلدسپار (۱۵-۱۰ درصد حجمی)، کوارتز (۲۰-۱۵ درصد حجمی) است. همچنین، کانی‌های فرعی آن (۱۰-۵ درصد حجمی) شامل زیرکن و آپاتیت است. این کانی‌ها در خمیره ریزبلوری از کوارتز و شاید فلدسپار پراکنده هستند و در واقع، بافت سنگ پورفیریک با خمیره ریز بلور به شمار می‌رود. بیشتر فنوکریستال‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز منطقه‌بندی ترکیبی دارند و اندکی به سریسیت دگرسان شده‌اند؛ اما در حالت کلی می‌توان گفت شدت دگرسانی کمتری دارند (شکل ۶-A). بلورهای آمفیبول



دوگان تا اندازه‌ای دستخوش دگرسانی گرمایی شده‌اند، برای رده‌بندی و نامگذاری آنها نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{Zr/TiO}$  که بر پایه‌ی عنصرهای نامتحرک فرعی و کمیاب است، به کار برده شد. در این نمودار معادل درونی واحدهای یادشده آورده شده است. بر پایه‌ی این نمودار، سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی دوگان در محدوده‌ی سنگ‌شناسی گرانودیوریت، تونالیت و دیوریت جای می‌گیرند (شکل ۷-۸). برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی منطقه

### زمین‌شیمی سنگ کل

در جدول ۱ داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه‌ی شیمیایی عنصرهای اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب واحدهای نیمه‌آتشفشانی منطقه دوگان آورده شده‌اند.

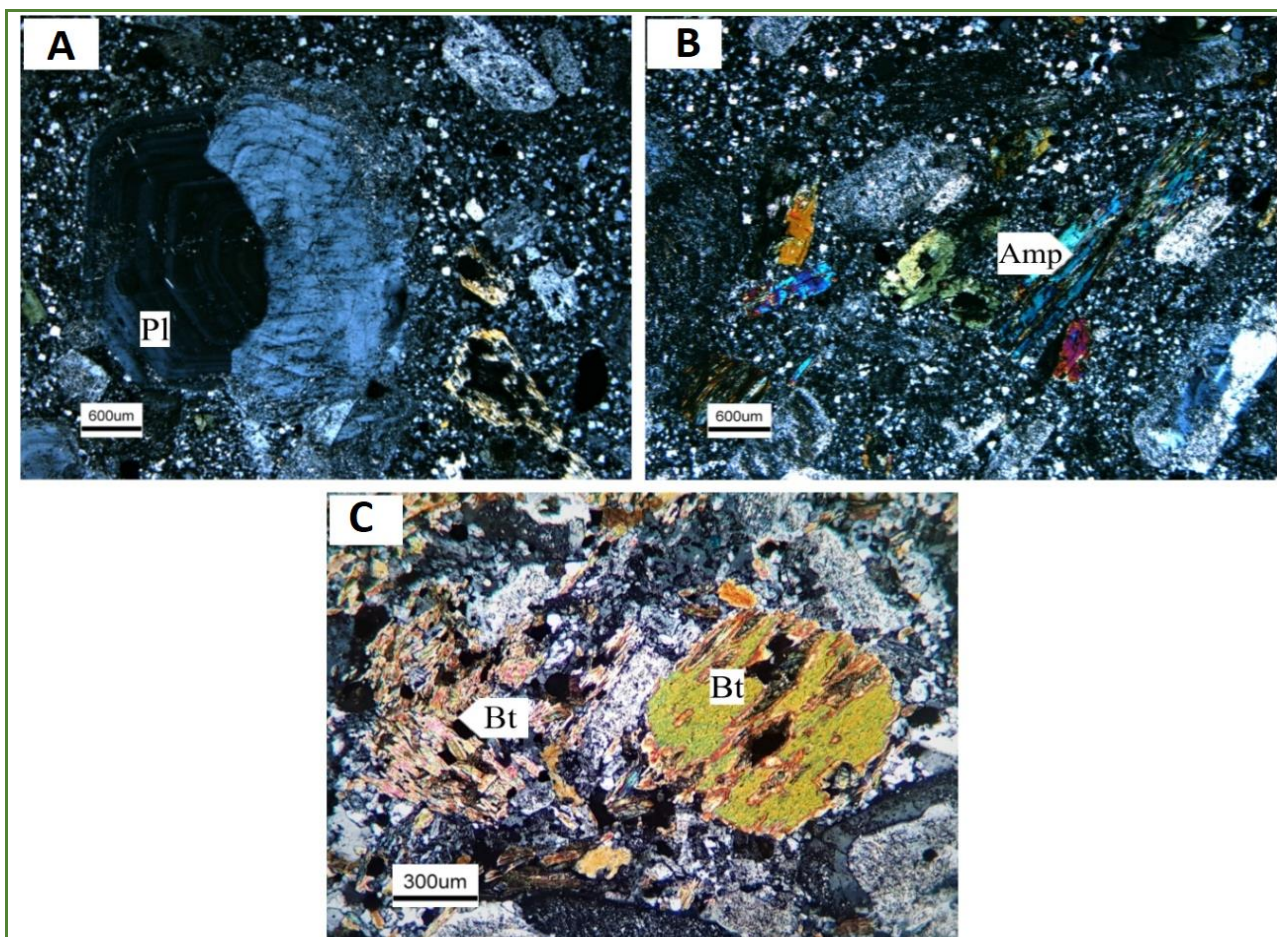
### بحث

#### زمین‌شیمی عنصرهای اصلی و فرعی

از آنجایی که واحدهای سنگی نیمه‌آتشفشانی

نمودار A/NK در برابر A/CNK درجه اشباع آلومین در توده‌های نیمه‌آتشفشانی منطقه، ویژگی مت‌آلومین و پرآلومین نشان می‌دهد (شکل ۷-C).

دوگان نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{K}_2\text{O}$  به کار برده شد. بر پایه این نمودار، نمونه‌ها سرشت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان با پتاسیم بالا دارند (شکل ۷-B). در



شکل ۶. تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از توده کوارتز دیوریت تا گرانودیوریت پورفیری. (A) فنوکریستال شکل دار تا نیمه شکل دار پلاژیوکلاز با منطقه بندی ترکیبی؛ (B) بلورهای شکل دار و کشیده آمفیبول؛ (C) بیوتیت ماگمایی در کنار بلورهای ریز و پولکی بیوتیت ثانویه.

**Figure 6.** Photomicrographs (in XPL) of the porphyritic Quartz diorite to granodiorite body **A)** Euhedral to subhedral phenocrysts of plagioclase with compositional zoning; **B)** Euhedral and elongated amphibole crystals; **C)** Magmatic biotite beside small and flaky crystals of secondary biotite.

**جدول ۱.** داده‌های زمین‌شیمیایی اکسید عنصرهای اصلی (بر پایه درصدوزنی)، کمیاب و خاکی کمیاب در نمونه‌های سنگی منطقه دوگان.

**Table 1.** Geochemical data of major element oxides, trace and rare earth elements in the rock samples from Dogan region.

Sample No.	D-1	D-2	D-3	D-4	D-5	D-6	D-7	D-8
$\text{SiO}_2$	53.59	63.55	65.36	63.71	65.93	52.54	53.95	54.30
$\text{TiO}_2$	0.86	0.48	0.37	0.42	0.47	1.03	0.60	0.52
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15.20	12.57	15.23	15.12	15.69	17.23	16.91	15.98
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	6.62	6.51	3.91	2.52	2.09	7.70	7.76	7.68
$\text{MgO}$	1.17	0.63	2.10	0.35	0.39	3.72	4.50	2.51

## جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Sample No.	D-1	D-2	D-3	D-4	D-5	D-6	D-7	D-8
MnO	0.05	0.20	0.08	0.05	<0.05	0.14	0.12	0.11
CaO	6.22	6.33	3.60	6.11	4.45	7.41	7.12	5.56
Na <sub>2</sub> O	3.83	0.17	4.15	3.46	3.25	2.19	2.53	4.17
K <sub>2</sub> O	2.39	4.12	1.86	1.00	1.29	1.88	1.90	1.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.36	0.18	0.20	0.20	0.21	0.24	0.22	0.27
BaO	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
SO <sub>3</sub>	10.61	5.62	1.26	<0.05	0.35	6.15	2.87	4.25
LOI	0.09	4.42	3.05	7.06	6.08	5.61	4.36	7.68
Li	5	5	6	11	14	18	9	12
Be	1.7	1.3	1.4	1	1.2	1.1	1.3	1.1
Na	31898	415	32350	27385	27320	17950	20687	33078
Mg	6540	3485	11027	1853	2251	>2%	>2%	13269
Al	78098	61761	66954	68712	67310	79884	74642	62964
P	1660	730	885	910	1061	1025	1128	1283
S	>3%	>3%	6812	446	1645	>3%	15314	20403
K	19272	31613	14728	8467	12019	15209	15084	11277
Ca	34773	32776	25633	41072	32551	46580	43298	36705
Sc	3.6	5.3	6.2	5.6	6.1	20.4	16.8	12.4
Ti	2000	1662	2123	2366	2782	3592	3463	2821
V	61	77	84	81	108	219	203	107
Cr	17	23	59	16	19	25	20	81
Mn	305	1181	583	380	309	939	793	703
Fe	42367	35063	23255	14767	13486	47492	46681	45337
Co	9.1	10.6	8.9	2.7	3.9	19.2	20.4	14.2
Ni	12	15	41	9	8	19	12	14
Cu	160	1511	371	285	1070	147	153	92
Zn	14	128	66	10	11	94	105	112
As	12.5	47.7	5.9	3	<0.5	12.7	16.1	7.2
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Rb	52	108	46	43	48	50	53	48
Sr	497.8	62.2	712.6	142.8	193	774.7	835.8	511.2
Y	9.9	4.4	5.2	5.5	6.5	10.4	11.9	10.7
Zr	20	12	13	7	30	10	16	12
Nb	7.7	6.4	8.9	9.2	10.7	4.6	5.1	4.6
Mo	0.9	2.2	2.8	1.3	2.7	1.4	2.4	15.2
Ag	0.3	16	<0.1	0.2	0.9	0.5	0.4	0.2
Cd	0.2	4.4	0.2	0.3	0.1	0.2	0.3	0.2
In	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sn	1.3	0.4	0.5	0.5	0.8	1	1.3	2.5
Sb	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Te	1.4	1	1.2	1.2	1.2	0.6	1.1	1.3
Cs	<0.5	1.6	0.9	1.6	2.3	3.8	2.1	2
Ba	214	375	396	31	27	388	285	217

## جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Sample No.	D-1	D-2	D-3	D-4	D-5	D-6	D-7	D-8
La	16	13	14	13	9	8	11	11
Ce	36	26	29	27	20	20	25	22
Pr	4.61	3.31	3.73	3.8	3.28	3.6	3.88	3.98
Nd	19.3	13.4	14.5	14.8	13.7	16.4	17.2	17.6
Sm	3.3	1.9	2.2	1.9	2.1	3.3	3.5	3.3
Eu	0.88	0.44	0.6	0.31	0.31	0.99	0.97	0.91
Gd	3.29	2.44	2.73	2.64	2.52	3.12	3.26	3.33
Tb	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.4	0.4
Dy	2	1.1	1.4	1.3	1.4	2.4	2.3	2.3
Er	1.2	0.8	0.9	0.9	0.9	1.3	1.4	1.4
Tm	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2
Yb	0.91	0.61	0.57	0.56	0.51	1.47	1.53	1.16
Lu	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2
Hf	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ta	0.6	0.5	0.7	0.8	0.7	0.5	0.5	0.5
W	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Tl	<0.1	0.7	<0.1	<0.1	<0.1	0.8	0.2	0.5
Pb	10	4	13	1	1	10	5	24
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	3.4	3.7	4.1	5.5	4.9	3.6	3.7	3.7
U	0.5	0.6	0.8	1.1	0.8	0.4	0.5	0.6
(La/Yb) <sub>n</sub>	11.86	14.36	16.54	15.64	5.95	1.83	4.84	6.39
(La/Sm) <sub>n</sub>	3.05	4.30	4.00	4.30	1.34	0.76	1.97	2.09
(Dy/Yb) <sub>n</sub>	1.42	1.17	1.59	1.50	1.78	1.05	0.9	1.28

## جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Sample No.	D-9	D-10	D-11	D-12	D-13	D-14	G-15
SiO <sub>2</sub>	52.15	62.98	65.09	63.95	66.46	65.71	66.85
TiO <sub>2</sub>	0.62	0.92	0.34	0.91	0.40	0.40	0.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.24	15.23	16.39	16.00	15.58	15.29	15.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.35	2.92	4.52	3.91	3.59	3.86	3.85
MgO	3.52	0.35	1.37	1.74	2.02	1.91	2.05
MnO	0.14	0.07	0.08	0.09	0.10	0.07	0.10
CaO	7.19	5.88	2.94	4.58	2.64	3.64	3.10
Na <sub>2</sub> O	2.73	2.35	4.11	4.00	3.93	3.58	4.45
K <sub>2</sub> O	1.63	1.58	2.74	2.44	2.05	2.44	2.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	0.21	0.32	0.22	0.19	0.20	0.21
BaO	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
SO <sub>3</sub>	6.28	3.27	<0.05	0.77	0.20	1.86	<0.05
LOI	7.23	7.15	2.02	1.97	3.03	2.71	1.23

## جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Sample No.	D-9	D-10	D-11	D-12	D-13	D-14	G-15
<b>Li</b>	15	16	6	5	5	6	5
<b>Be</b>	1.4	1.1	2	1.4	1.4	1.4	1.5
<b>Na</b>	22169	18701	31966	31386	31984	28003	35226
<b>Mg</b>	18272	2341	7611	11469	11530	10295	11473
<b>Al</b>	67120	66218	71961	80626	78657	64007	74365
<b>P</b>	1275	758	1230	947	936	860	985
<b>S</b>	>3%	14907	400	3663	1308	8853	494
<b>K</b>	13697	11769	21287	18113	19242	21081	17509
<b>Ca</b>	44829	41900	21547	23684	21331	25014	23721
<b>Sc</b>	15	7.3	3.8	6.9	6.3	6	6.6
<b>Ti</b>	3531	2388	1930	2485	2291	2258	2497
<b>V</b>	231	106	64	95	86	82	94
<b>Cr</b>	15	23	29	21	41	25	25
<b>Mn</b>	818	463	546	629	729	524	680
<b>Fe</b>	44398	19522	28267	26256	24137	22925	25322
<b>Co</b>	20.4	9	7.6	9.9	9.2	7.6	9.5
<b>Ni</b>	10	10	16	14	23	14	20
<b>Cu</b>	122	2524	808	611	111	893	112
<b>Zn</b>	161	10	70	69	76	68	64
<b>As</b>	18.4	2.4	3.5	7	1.2	9.1	4.8
<b>Se</b>	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<b>Rb</b>	46	49	57	45	53	53	47
<b>Sr</b>	705.5	127.8	579.3	807.8	523.3	640.2	778.5
<b>Y</b>	10.8	6.2	9.9	6.7	6.4	5.9	6
<b>Zr</b>	20	10	80	10	15	9	18
<b>Nb</b>	5.3	7.7	7.7	8.7	10.3	9	9.9
<b>Mo</b>	2.1	2.8	106	2.1	1	4.7	0.8
<b>Ag</b>	<0.1	1.8	0.4	0.3	0.3	0.1	<0.1
<b>Cd</b>	0.1	0.3	0.1	0.2	0.3	0.3	0.1
<b>In</b>	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<b>Sn</b>	1.7	0.8	0.7	0.5	0.3	0.6	0.7
<b>Sb</b>	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<b>Te</b>	<0.5	1.1	0.6	0.6	0.9	0.5	<0.5
<b>Cs</b>	2	2.9	0.8	0.5	1.2	0.7	<0.5
<b>Ba</b>	274	81	344	437	358	426	551
<b>La</b>	11	10	17	17	19	19	19
<b>Ce</b>	25	24	34	30	33	30	36
<b>Pr</b>	4.32	3.52	4.11	3.99	4.14	3.97	4.27
<b>Nd</b>	19.1	14.5	17.2	15.9	16.5	16.2	16.5
<b>Sm</b>	4	2.1	2.9	2.4	2.3	2.5	2.5
<b>Eu</b>	1.2	0.42	0.77	0.67	0.58	0.68	0.78
<b>Gd</b>	3.47	2.68	3.01	2.71	2.85	2.81	2.84
<b>Tb</b>	0.5	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Sample No.	D-9	D-10	D-11	D-12	D-13	D-14	G-15
Dy	2.4	1.5	1.8	1.4	1.5	1.4	1.4
Er	1.4	1	1.2	1	1	1	0.9
Tm	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Yb	1.36	0.71	0.94	0.77	0.66	0.61	0.64
Lu	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1
Hf	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ta	0.5	0.7	1	0.7	0.8	0.7	0.8
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Tl	0.8	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Pb	16	2	15	16	11	14	11
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	3.5	4.9	4.2	4.6	4.8	4.2	4.3
(La/Yb) <sub>n</sub>	5.45	9.48	12.18	14.90	19.39	17.67	20.02
(La/Sm) <sub>n</sub>	1.72	2.99	3.68	4.45	5.19	4.02	4.78
(Dy/Yb) <sub>n</sub>	1.14	1.37	1.24	1.18	1.14	1.48	1.42

### عنصرهای خاکی کمیاب (REE)

برای بررسی تغییرات ماگمای سازنده نسبت به ماگمای اولیه و همچنین، خاستگاه و روابط ژنتیکی آنها، عنصرهای کمیاب سنگ‌های منطقه دوگان به داده‌های ترکیب گوشته اولیه و کندریت بهنجار شدند و نمودارهای عنکبوتی آنها رسم شد (شکل ۹). در نمودار بهنجار شده عنصرهای کمیاب بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه، کمابیش همه نمونه‌های دوگان، از عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی در عنصرهای خاکی کمیاب سبک را می‌توان به دو عامل نسبت داد: نخست، درجه ذوب‌بخشی کم در خاستگاه گوشته‌ای و دوم، آلیش ماگمایی با مواد پوسته‌ای (Almeida et al., 2007).

درباره نمونه‌های منطقه دوگان می‌توان گفت با توجه به جدایش‌یافتگی مذاب سازنده سنگ‌های دوگان، ذوب مستقیم آنها از گوشته و تأکید بر نرخ ذوب نادرست است؛ اما نرخ ذوب می‌تواند بر غنی‌شدگی ماگمای بازیک سازنده این سنگ‌ها تأثیر داشته باشد. با توجه به سرشت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان با پتاسیم بالا، نرخ ذوب کم گزینه خوبی نیست و بیشتر تأثیر آلیش ماگمایی حاصل از هضم مواد پوسته‌ای دخیل بوده است.

### جایگاه زمین‌ساختی و سنگ‌زایش واحدهای سنگی

سنگ‌های گرانیتوئیدی بر پایه ویژگی‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی به چند گروه دسته‌بندی می‌شوند. هر نوع سنگ گرانیتی در رژیم‌های زمین‌ساختی متفاوتی پدید می‌آید که گویای تاریخچه تکاملی ماگمای مادر و جایگاه زمین‌ساختی پیدایش آن است (Wilson, 1989; Barbarin, 1999; Li et al., 2017; Yan et al., 2017). برای شناسایی محیط‌های زمین‌ساختی از عنصرهای کمیاب می‌توان استفاده کرد که در میان آنها، عنصرهای Ta, Nb, Yb, Th و Y (به‌علت تحرک کم هنگام رخداد فرایندهای پس از پیدایش سنگ‌های ماگمایی) اهمیت بالایی دارند (Pearce et al., 2005; Zarasvandi et al., 1984). برای بررسی محیط زمین‌ساختی نمونه‌های مربوط به توده‌های نیمه‌آتشفشانی منطقه دوگان از نمودارهای پیرس و همکاران (Pearce et al., 1996) (شکل‌های A-8, B-8 و C-8) و شندل و گورتون (Schandl and Gorton, 2002) (شکل D-8) و همچنین، نمودار تمایزی براون و همکاران (Brown et al. 1984) (شکل E-8) به‌کار برده شدند. در این نمودارها، همه نمونه‌ها در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای (VAG) و کمان قاره‌ای نرمال جای می‌گیرند.

مانند Ba, Rb, Cs و K در بیشتر نمونه‌های منطقه دوگان ویژگی‌های زمین‌شیمیایی یک محیط ژئودینامیکی مرتبط با فرورانش را نشان می‌دهد (شکل ۹-۱).

بر پایه یک توافق کلی، اجزای مربوط به فرورانش نقش تعیین‌کننده‌ای در پیدایش سنگ‌های آذرین درونی میزبان ذخایر مس ± طلا ± مولیبدن پورفیری دارند (Richards et al., 2012).

عنصرهایی مانند Sr, Sm و Y در نمونه‌های توده کوارتزمونزونیت تا مونزودیوریت پورفیری نسبت به توده‌های دیگر تهی‌شدگی نشان می‌دهند که این ویژگی می‌تواند پیامد دگرسانی شدید فیلک - آرژلیک در این توده باشد. همچنین، آنومالی منفی Sr را می‌توان پیامد نقش تبلوربخشی و جدایش بلورین پلاژیوکلاز در این توده دانست. غنی‌شدگی از عنصرهای لیتوفیل با یون بزرگ (LILE)

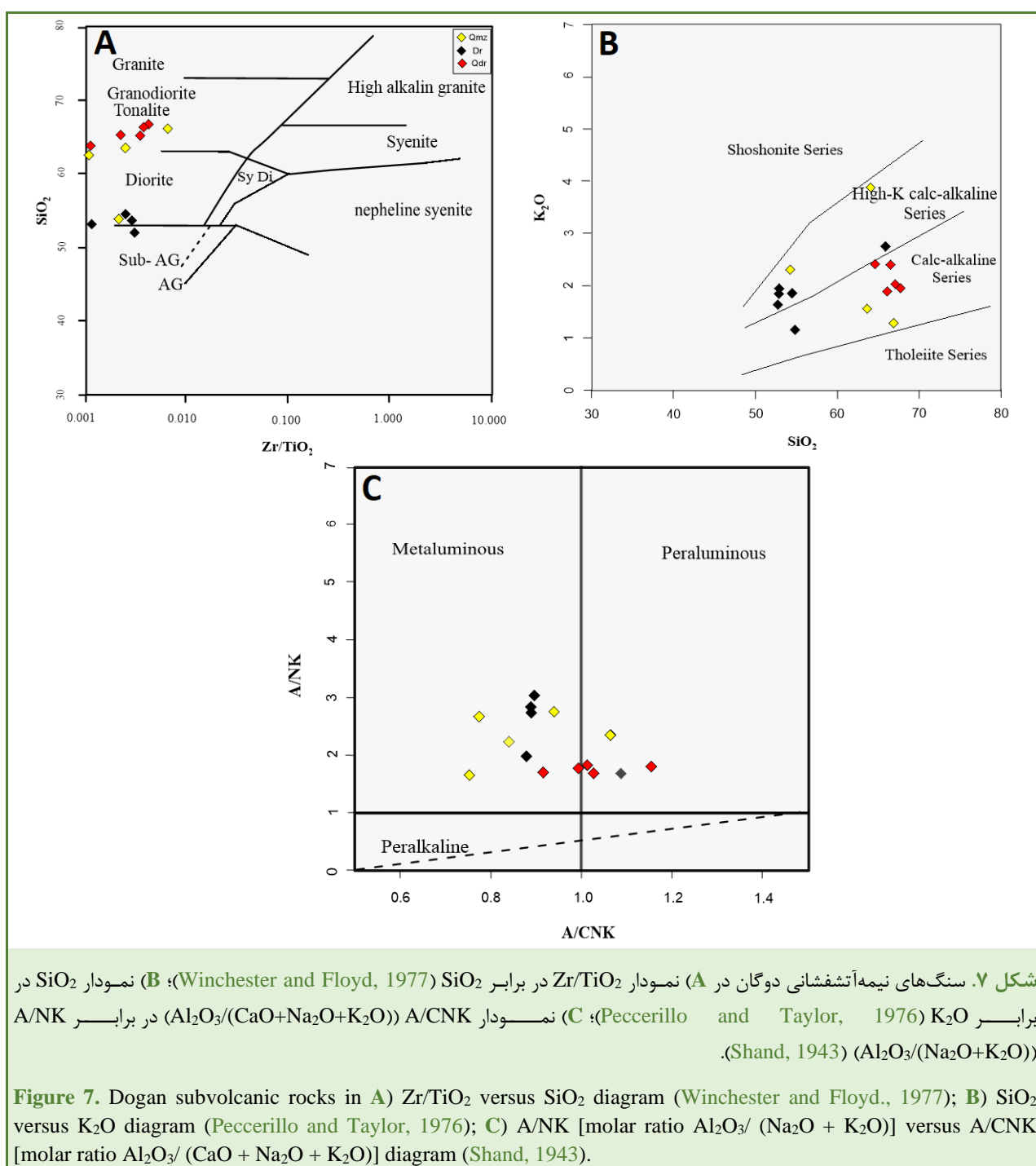
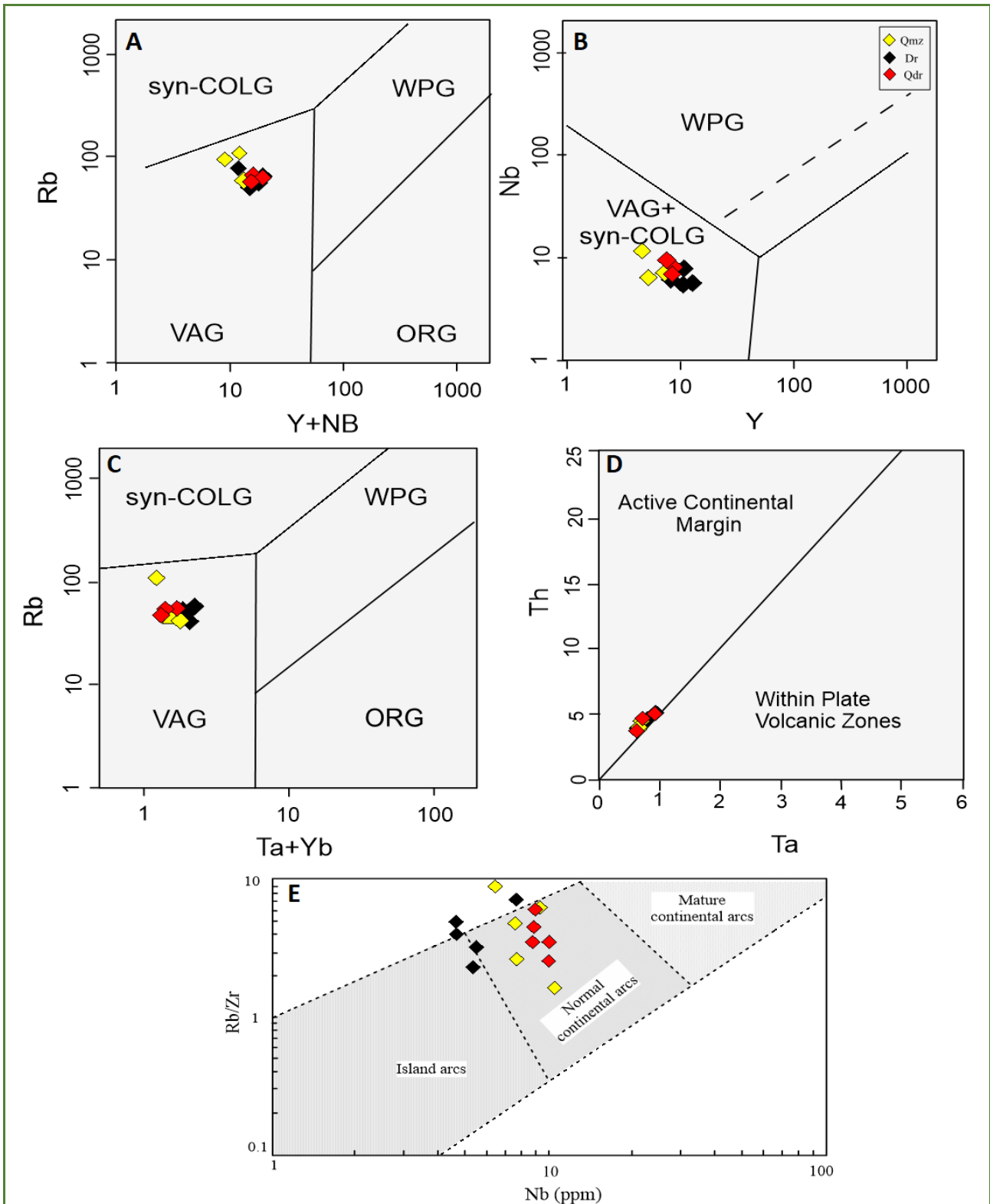
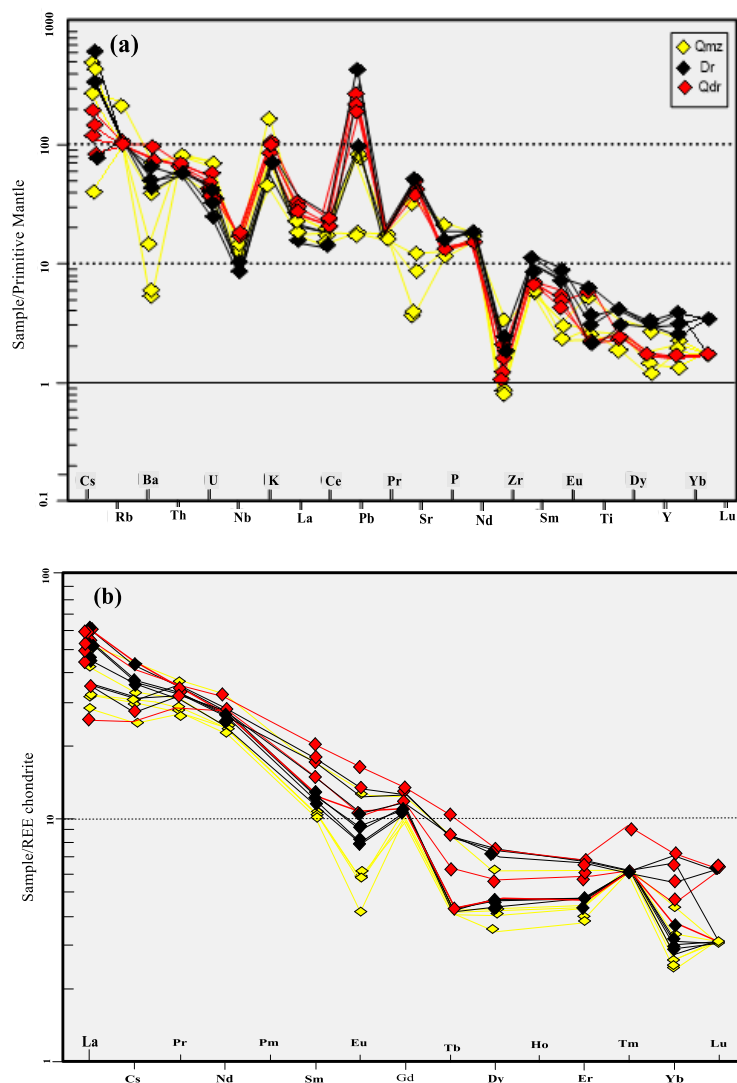


Figure 7. Dogan subvolcanic rocks in **A**)  $Zr/TiO_2$  versus  $SiO_2$  diagram (Winchester and Floyd, 1977); **B**)  $SiO_2$  versus  $K_2O$  diagram (Peccerillo and Taylor, 1976); **C**)  $A/NK$  [molar ratio  $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ ] versus  $A/CNK$  [molar ratio  $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ ] diagram (Shand, 1943).



شکل ۸. ترکیب سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی دوگان در (A, B, C) نمودارهای تمایز جایگاه زمین‌ساختی پیدایش ماگما (Pearce et al., 1984); نمودار Ta در برابر Th (Schandl and Gorton, 2002); نمودار تکتونوماگمایی Nb در برابر Rb/Zr (Brown et al., 1984).

**Figure 8.** Dogan subvolcanic rocks in **A-B-C**) Tectonomagmatic discrimination diagrams (Pearce et al., 1984); **D**) Ta versus Th diagram (Schandl and Gorton, 2002); **E**) Nb versus Rb/Zr tectonomagmatic diagram (Brown et al., 1984).



شکل ۹. ترکیب توده‌های نیمه‌آتشفشانی دوگان در (A) نمودار الگوی عنصرهای خاکی بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ (B) نمودار الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجار شده به ترکیب کندریت (Boynton, 1984).

**Figure 9.** Composition of Dogan subvolcanic bodies in (A) trace elements primitive mantle-normalized diagram (primitive mantle normalization values from Sun and McDonough, 1989), (B) rare earth elements chondrite-normalized diagram (chondrite normalization values from Boynton, 1984).

(B)، الگوی پراکندگی عنصرهای خاکی کمیاب در نمونه‌های دوگان کمابیش هم‌راستا و موازی یکدیگر است و شیبی تندی نشان می‌دهد. به گفته دیگر، در این نمودار، غنی‌شدگی بالایی از LREE نسبت به HREE دیده می‌شود که از ویژگی‌های ماگماهای پدیدآمده در پهنه‌های فرورانش است (Gill, 1981; Wilson, 1989; Pearce, 1996; Rollinson, 1993). همچنین، این روند، وابستگی این سنگ‌ها به سری‌های کالک‌آلکان را نشان می‌دهد (Winter, 2001).

در این نمونه‌ها مقدار  $Eu/Eu^* = 0.94 - 0.41$ ،  $Eu/Eu^* = 0.2 - 0.2$

همچنین، در نمودار بهنجار شده عنصرهای کمیاب در برابر ترکیب گوشته اولیه مقدار بالاتر عنصرهای K، Rb و Th نسبت به مقدار کمتر عنصرهایی مانند Sr، Ti و P چه‌بسا نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای هنگام رخداد تحولات ماگمایی است. آلودگی مثبت Pb در همه نمونه‌ها نشان‌دهنده دیگر از آلودگی پوسته‌ای ماگما و یا آگیری<sup>۱</sup> است (Pearce et al., 1984).

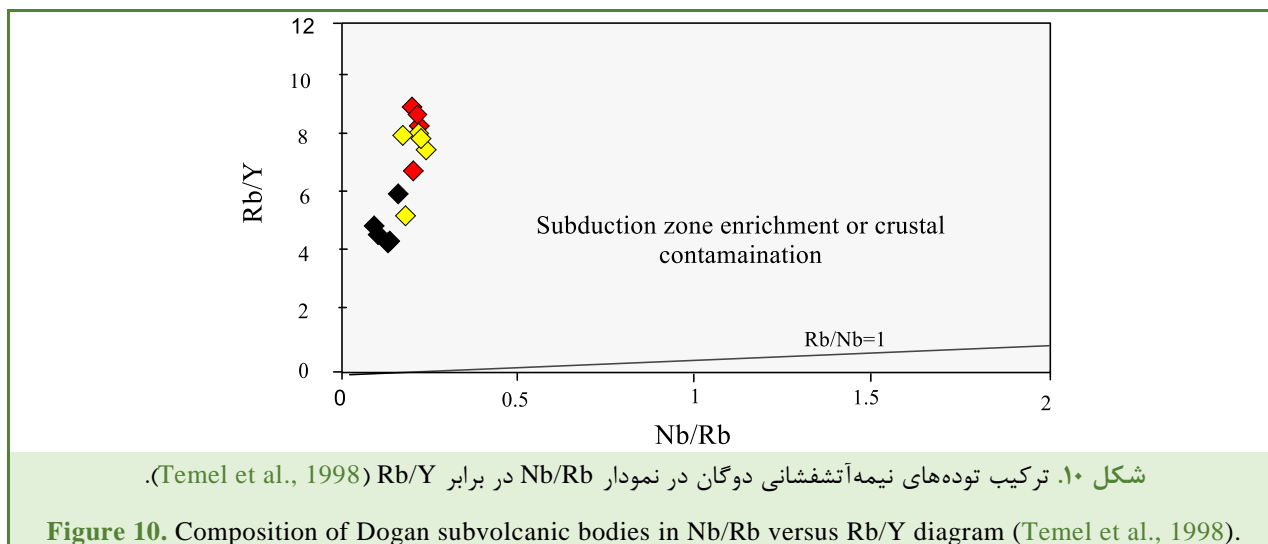
در نمودار عنکبوتی عنصرهای خاکی کمیاب که نسبت به REE کندریت (Boynton, 1984) بهنجار شده‌اند (شکل ۹-

<sup>1</sup> Hydration

### نقش آرایش پوسته‌ای

آرایش با مواد پوسته‌ای می‌تواند به افزایش میزان عنصرهایی مانند Rb، K و Ba و از سوی دیگر، تهی‌شدگی از عنصرهایی مانند Y، Ti، Zr و Nb بیانجامد (Reichow et al., 2004). افزون بر این، غنی‌شدگی از عنصرهای دیگری مانند Th به همراه تهی‌شدگی از P نیز به آلودگی پوسته بالا در هنگام تحولات ماگمایی نسبت داده شده است (Chappell and White, 2001). برای بررسی نقش آلودگی پوسته‌ای در توده‌های نیمه‌آتشفشانی منطقه نمودار Nb/Rb در برابر Rb/Y به کار برده شد (شکل ۱۰).

$(La/Yb)_n = 1/83$ ،  $(La/Sm)_n = 0.76-5/19$  و  $1/78$  - وضعیت اکسیداسیون یوروپیم در  $(Dy/Yb)_n = 0.97$  است. شرایط ماگمایی معمولی به دو صورت  $Eu^{2+}$  و  $Eu^{3+}$  است. کاتیون Eu دو ظرفیتی جایگزین  $Ca^{2+}$  در پلاژیوکلاز می‌شود و از این رو، یک شاخص حساس برای جدایش پلاژیوکلاز از مذاب (با ناهنجاری‌های منفی در Eu نسبت به REE شناخته می‌شود) است. نمونه‌های نیمه‌آتشفشانی دوگان تا اندازه‌ای با ناهنجاری‌های منفی Eu شناخته می‌شوند که می‌تواند پیامد نبود حالت اکسیداسیون و/یا جدایش پلاژیوکلاز باشد (Richards et al., 2012).



برابر با  $25 \pm 5$  است (Hofmann, 1988). این میزان به‌طور چشمگیری از مقدار این نسبت برای میانگین پوسته قاره‌ای (Rudnick and Fountain, 1995؛ ۳/۳) بیشتر است. میانگین نسبت Ce/Pb در توده‌های دوگان برابر با ۵/۸ است که از میانگین بازالت‌های اقیانوسی کمتر است و نشان‌دهنده آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای است. گفتنی است نمی‌توان تنها بر پایه نسبت‌های Nb/Rb، Rb/Y یا Ce/Pb با قطعیت درباره آرایش پوسته‌ای نتیجه‌گیری کرد و باید در کنار آن از داده‌های ایزوتوپی نیز بهره گرفت. به دلیل نبود داده‌های ایزوتوپی در منطقه دوگان از این موارد استفاده شده است.

### سرشت آداکتیتی نمونه‌های منطقه دوگان

با توجه به میزبانی کانسارهای تیپ پورفیری توسط گروهی از آداکتیت‌ها باید وابستگی توده‌های نیمه‌آتشفشانی دارای

روندهای عمودی در این نمودار پیامد غنی‌شدگی در پهنه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای است (Temel et al., 1998). به‌طور کلی، روند نمونه‌های توده‌های نیمه‌آتشفشانی در منطقه دوگان روی این نمودار نشان می‌دهد ماگمای سازنده این سنگ‌ها در پی ذوب گوه گشته‌ای دگرنهادشده با سیالات آزادشده از سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده پدید آمده است و در هنگام صعود دچار جدایش بلورین و آرایش با مواد پوسته زیرین شده است. همچنین، برای بررسی رخداد آرایش پوسته‌ای کاربرد نسبت Ce/Pb بسیار کارآمد است؛ زیرا مواد سازنده سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده سرشار از عنصرهای Pb، LILE،  $Na_2O$ ،  $K_2O$  و Th هستند و این عناصرها هنگام ذوب بخشی یا تبلور بخشی از یکدیگر جدا نمی‌شوند و نسبت‌های آنها نشان‌دهنده این نسبت‌ها در خاستگاه ماگماست (Hofmann, 1988). میانگین نسبت‌های Ce/Pb در بازالت‌های اقیانوسی

I جای دارند و سرشت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان با پتاسیم بالا و نیز سرشت متا‌آلومین تا پرا‌آلومین نشان می‌دهند. از دیدگاه محیط زمین‌ساختی نیز در ناحیه کمان قاره‌ای نرمال جای دارند.

۲. تهی‌شدگی در عنصرهایی مانند Sm, Nd, Ti و Y به‌همراه غنی‌شدگی در عنصرهای لیتوفیل با یون بزرگ (LILE) مانند Cs, Rb, Ba, K در بیشتر نمونه‌های منطقه دوگان ویژگی‌های زمین‌شیمیایی یک محیط ژئودینامیکی مرتبط با فرورانش را نشان می‌دهد. همچنین، در الگوی پراکندگی عنصرهای خاکی کمیاب نمونه‌های بررسی‌شده، غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE دیده می‌شود که ویژگی ماگماهای پدیدآمده در پهنه فرورانش است.

۳. افزایش در نسبت Rb/Y در توده‌های نیمه‌آتشفشانی منطقه دوگان چه‌بسا گویای غنی‌شدگی در پهنه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای ماگماست. همچنین، میانگین نسبت Ce/Pb در این توده‌ها از میانگین آن در بازالت‌های اقیانوسی کمتر است که این ویژگی نشان‌دهنده آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای است؛ به‌گونه‌ای که می‌توان گفت نمونه‌های توده‌های نیمه‌آتشفشانی در منطقه دوگان روی این نمودارها نشان می‌دهد ماگمای سازنده این سنگ‌ها در پی ذوب گوه‌گوشته‌ای دگرنهادشده با سیالات آزادشده و تأثیر سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده پدید آمده است و در هنگام صعود دچار جدایش بلورین و آرایش با مواد پوسته زیرین شده است.

۴. بر پایه نمودار Y در برابر Sr/Y و Yb<sub>n</sub> در برابر (La/Yb)<sub>n</sub>، بیشتر واحدهای نیمه‌آتشفشانی دوگان ویژگی‌های شبه‌آداکیتی نشان می‌دهند و توده‌های نیمه‌آتشفشانی کوارتزدیوریت تا گرانودیوریت پورفیری با نسبت بالای Sr/Y (میانگین: ۱۱۵/۵۲) پتانسیل کانی‌سازی بالایی نسبت به دیگر توده‌ها دارند.

### سپاس‌گزاری

این مقاله بخشی از رساله دکتری اینجانب است که در دانشگاه تبریز در حال انجام است و بخشی از هزینه‌های آن را دانشگاه تبریز و همچنین، مجتمع شهید عارفی فراهم کرده‌اند. از این‌رو، از مدیریت محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز و همچنین، مدیریت محترم مجتمع شهید عارفی بسیار سپاس‌گزارم.

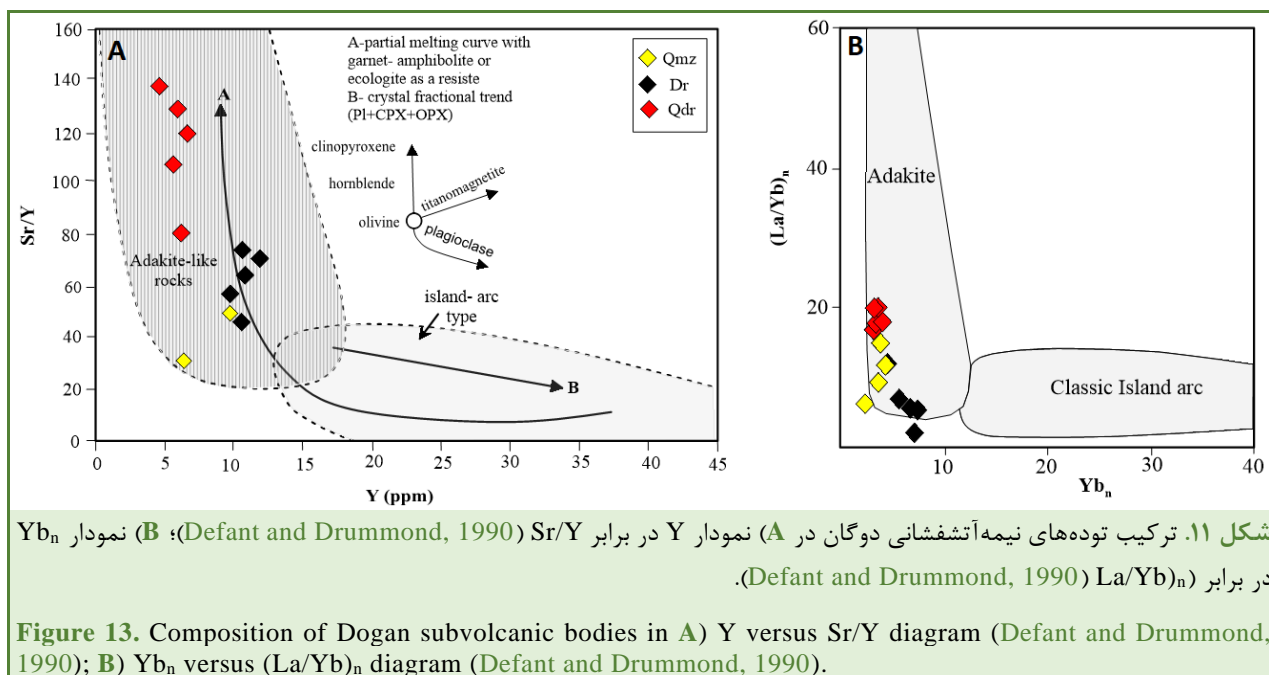
کانه‌زایی در منطقه دوگان با آداکیت‌ها بررسی شود. آداکیت نخستین‌بار به سنگ‌هایی گفته شد که از ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی جوان و فرورونده پدید آمده بودند (Defant and Drummond, 1990; Kay, 1978). آداکیت‌ها سنگ‌هایی با سیلیس بالا (SiO<sub>2</sub> بیشتر از ۵۶ درصدوزنی)، آلومین بالا (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> بیشتر از ۱۵ درصدوزنی)، اندازه‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول‌دار با Na<sub>2</sub>O بیشتر از ۳/۵ درصدوزنی، مقدار بالای Sr (بیشتر از ۴۰۰ ppm)، مقدار کم Y (کمتر از ۱۸ ppm)، نسبت‌های بالای Sr/Y (بیشتر از ۴۰)، مقدار کم Yb (۱/۹ ppm) و نسبت بالای La/Yb (>۲۰) هستند (Defant and Kepezhinskas, 1990). از آنجایی که این مقادیر با مقادیر نمونه‌های نیمه‌آتشفشانی منطقه دوگان همخوانی دارند و همچنین، با توجه به نمودار Y در برابر Sr/Y و Yb<sub>n</sub> برابر (La/Yb)<sub>n</sub>، بیشتر نمونه‌های نیمه‌آتشفشانی دوگان شاخص شبه‌آداکیتی دارند (شکل‌های ۱۱-A و ۱۱-B).

نسبت Sr/Y در توده‌های نیمه‌آتشفشانی منطقه دوگان به‌صورت زیر است: در توده کوارتزمونزونیت تا مونزودیوریت پورفیری برابر با ۱۴/۱۳-۵۰/۲۸ (میانگین: ۲۸/۱۳)، در توده دیوریت تا میکرودیوریت پورفیری برابر با ۴۷/۷۷-۷۴/۴۹ (میانگین: ۶۳/۲۶) و در توده کوارتزدیوریت تا گرانودیوریت پورفیری برابر با ۵۸/۵۱-۱۳۷/۰۳ (میانگین: ۱۱۵/۵۲).

از آنجایی که در برخی نمونه‌های توده کوارتزمونزونیت تا مونزودیوریت پورفیری مقدار Sr/Y کمتر است (میانگین: ۲۸/۱۳)، پس این نمونه‌ها را می‌توان در محدوده آندزیت کالک‌آلکان جای داد. در توده کوارتزدیوریت تا گرانودیوریت پورفیری نسبت Sr/Y بالاست (میانگین: ۱۱۵/۵۲) و پتانسیل کانی‌سازی بالایی نشان می‌دهد. البته درباره کاربرد نمودار آداکیت‌ها و نسبت Sr/Y باید جانب احتیاط را نگه داشت؛ زیرا در شرایط دگرسانی شدید در سیستم‌های پورفیری، Sr بسیار متحرک است و حتی عنصرهای خاکی کمیاب نیز متحرک می‌شوند.

### برداشت

۱. توده‌های نیمه‌آتشفشانی محدوده معدنی دوگان بر پایه نمودار SiO<sub>2</sub> در برابر Zr/TiO<sub>2</sub> در محدوده سنگ‌شناسی گرانودیوریت، تونالیت و دیوریت جای می‌گیرند. این گرانیتوئیدها در محدوده گرانیتوئیدهای نوع



## References

- Abedini, M., Ziaii, M., Timkin, T., and Pour, A.B. (2023) Big data analytics for mining geochemistry of gold mineralization: The Gandy gold deposit, the Toroud-Chah Shirin (TCS) belt, north Iran. *Ore Geology Reviews*, 161, 105653. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105653>
- Aghanabati, A. (2004) *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Almeida, M.E., Macambira, M.J.B., and Oliveira, E.C. (2007) Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in Central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research* 155 (2), 69-97. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.01.004>
- Barbarin, B. (1999) A Review of the Relationships between Granitoid Types, Their Origins and Their Geodynamic Environments. *Lithos*, 46, 605-626. [http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00085-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1)
- Binnemans, K., Jones, P. T., Blanpain, B., Van Gerven, T., Yang, Y., Walton, A., and Buchert, M. (2013) Recycling of rare earths: a critical review. *Journal of Cleaner Production*, 51, 1-22. <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2012.12.037>
- Boynton, W.V. (1984) *Cosmochemistry of the Rare Earth Elements*, Meteorite Studies. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jclepro.2012.12.037>
- Brown, G.C., Thorpe, R.S., and Webb, P.C. (1984) The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of Geological Society of London*, 141, 413-426. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0413>
- Chappell, B. W., and White, A. J. (2001). Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 489-499.
- Cooke, D.R., Hollings, P., and Walshe, J.L. (2005) Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls. *Economic Geology*, 100(5), 801-818. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.5.801>
- Dai, S., Graham, I.T., and Ward, C.R. (2016) A review of anomalous rare earth elements and yttrium in coal. *International Journal of Coal Geology*, 159, 82-95. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2016.04.005>
- Defant, M., and Kepezhinskias, P. (2001) Adakites: A review of slab melting over the past decade and the case for a slab-melt component in arcs. *Eos (Washington. DC)* 82, 68-69.
- Defant, M.J., and Drummond, M.S. (1990) Derivation of some modern magmas through melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665. <https://doi.org/10.1038/347662a0>
- Dubinin, A.V. (2004) Geochemistry of rare earth elements in the ocean. *Lithology and Mineral Resources*, 39, 289-307. <http://dx.doi.org/10.1023/B:LIMI.0000033816.14825.a2>

- Eskandari, M., Shibi, M., Mosivand, F., and Lehman, B. (2025) Dogan Copper (South Shahrood): Porphyry Copper-Molybdenum Mineralization in the Torud-Chah Shirin Magmatic Arc. *Economic Geology*, 17(1), 105-128. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1063>
- Gill, J.B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, New York. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-68012-0>
- Hofmann, A.W. (1988) Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90: 297-314. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90132-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90132-X)
- Houshmandzadeh, A.R., Alavi, M.N., and Haghypour, A.A. (1978). Evolution of geological phenomenon in Toroud area (Precambrian to recent). Report H5, Geological Survey & Mineral Exploration of Iran, Tehran, Iran.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.E.A. (1971) A guide to the chemical classification of common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Kay, R.W., 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4(1-2): 117-132.
- Kikawada, Y. (2001) Experimental studies on the mobility of lanthanides accompanying alteration of andesite by acidic hot spring water. *Chemical Geology*, 176 (1-4), 137-149. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00375-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00375-2)
- Lee, C.T.A., Lee, T.C., and Wu, C.T. (2014) Modeling the compositional evolution of recharging, evacuating, and fractionating (REFC) magma chambers: Implications for differentiation of arc magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 143, 8-22. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.08.009>
- Lee, C.T.A., Luffi, P., Chin, E. J., Bouchet, R., Dasgupta, R., Morton, D. M., and Jin, D. (2012) Copper systematics in arc magmas and implications for crust-mantle differentiation. *Science*, 336 (6077), 64-68. <https://doi.org/10.1126/science.1217313>
- Li, J., Niu, Y., Chen, S., Sun, W., Zhang, Y., Liu, Y., and Zhang, G. (2017). Petrogenesis of granitoids in the eastern section of the Central Qilian Block: Evidence from geochemistry and zircon U-Pb geochronology. *Mineralogy and Petrology*, 111, 23-41. <https://doi.org/10.1007/s00710-016-0461-3>
- Maniar, P.D., and Piccoli, P.M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological society of America Bulletin*, 101(5), 635-643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101%3C0635:TDOG%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101%3C0635:TDOG%3E2.3.CO;2)
- McDonough, W.F., and Sun, S.S. (1998) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Moayyed, M., and Alinezhad S. (2020) Geological Report of the 1:1000 Map of the Dogan Region.
- Moghadam, H.S., and Stern, R.J. (2014) Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (I) Paleozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 91, 19-38. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.04.008>
- Mungall, J.E. (2002) Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Geology*, 30(10), 915-918. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030%3C0915:RTMSMA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030%3C0915:RTMSMA%3E2.0.CO;2)
- Pearce J. (1996) Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4). <https://doi.org/10.18814/epiugs/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. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Peccerillo, A., and Taylor, S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Reichew, M.K., Saunders, A.D., White, R.V., Al MUKhamedov, A.I. (2004) Geochemistry and Petrogenesis of Basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos*, 79, 425- 452. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.011>
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A., and Fletcher, T. (2012) High Sr/Y magmas 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(2), 295-332.

<https://doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>

- Rollinson, H.R. (1993) Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Routledge, London.
- Rudnick, R.L., and Fountain, D.M. (1995) Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33, 267-309. <https://doi.org/10.1029/95RG01302>
- Schandl, E.S., and Gorton, M.P. (2002) Application of high field strength elements to discrimination tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97, 629-642. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629>
- Shand, S.J. (1943) Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore Deposits with a Chapter on Meteorites. John Wiley and Sons, New York, No. 552.1 S43. <https://doi.org/10.1038/120872a0>
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publication, 42, 313–345. DOI:10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Sun, W., Huang, R.F., Li, H., Hu, Y.B., Zhang, C.C., Sun, S.J., and Ling, M.X. (2015) Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geology Reviews*, 65, 97-131. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.09.004>
- TaleFazel, E., Mehrabi, B., and GhasemiSiani, M. (2019). Epithermal systems of the Torud–Chah Shirin district, northern Iran: Ore-fluid evolution and geodynamic setting. *Ore Geology Reviews*, 109, 253-275. [10.1016/j.oregeorev.2019.04.014](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.04.014)
- Temel, A., Gündoğdu, M.N., and Gourgaud, A. (1998) Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 327–354. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00062-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00062-6)
- Tong, Y., Wang, T., Siebel, W., Hong, D.W., and Sun, M. (2012) Recognition of early Carboniferous alkaline granite in the southern Altai Orogen: post-orogenic processes constrained by U-Pb zircon ages, Nd isotopes, and geochemical data. *International Journal of Earth Sciences*, 101, 937–950. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0700-0>
- Waight, T.E., Weaver, S.D., Muir, R.J., Maas, R., and Eby, G.N. (1998) The Hohonu Batholith of North Westland, New Zealand: granitoid compositions controlled by source H<sub>2</sub>O contents and generated during tectonic transition. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130, 225-239. <https://doi.org/10.1007/s004100050362>
- Wall, F. (2014) Rare earth elements. *Critical Metals Handbook*, 312–339.
- Wilkinson, J.J. (2013) Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nature Geoscience*, 6(11), 917-925. <https://doi.org/10.1038/ngeo1940>
- Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis. Uniwin Hyman, London.
- 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. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Winter, J.D. (2001) An introduction to igneous and metamorphic petrology.
- Yan, Q.H., Li, S.S., Qiu, Z.W., Wang, H., Wei, X.P., Dong, R., and Zhang, X.Y. (2017) Geochronology, geochemistry and Sr–Nd–Hf–S–Pb isotopes of the early cretaceous Taoxihu Sn deposit and related granitoids, SE China. *Ore Geology Reviews*, 89, 350-368. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.05.026>
- Yang, W.B., Niu, H.C., Shan, Q., Sun, W.D., Zhang, H., Li, N.B., Jiang, Y.H., and Yu, X.Y. (2014) Geochemistry of magmatic and hydrothermal zircon from the highly evolved Baerzhe alkaline granite: Implications for Zr-REE-Nb mineralization. *Mineral Deposits*, 49, 451–470. <https://doi.org/10.1007/s00126-013-0504-1>
- Zarasvandi, A., Liaghat, S., and Zentilli, K. (2005) Porphyry copper deposits of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. *Super Porphyry Copper, Gold Deposits. A Global Perspective*, 2, 441–452.