

Original Research Paper

Geochemical aspects of alteration system in the Kamar-Gov district, western Alborz-Azerbaijan magmatic belt, north-west of Iran

Robabeh Masoomi^{*1}, Yousef Rahimsouri¹, Hemayat Jamali², and Ali Abedini¹

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

² Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2022 August 08

Accepted: 2023 February 05

Available online: 2023 June 22

Keywords:

Geochemistry

Mineralogy

Alteration zones

Mass changes

Kamar-Gov district

Tarom-Hashtjin Zone

ABSTRACT

The aim of this research is the geochemical study of the major and trace elements of the alteration systems in the Kamar-Gov district (south of Hashtjin, Ardabil province). The rock units of the study area include volcanic rocks with the composition of basaltic-trachy andesite to rhyolite and crystal vitric-tuff with Eocene and Oligocene age. These rocks have calc alkaline and shoshonitic affinity and belong to post-collisional arc tectonic setting. In the Kamar-Gov district, the alteration zones include silicic, sericitic (quartz + muscovite + pyrite ± illite ± rutile), sericite-argillic (quartz + sericite + kaolinite + dolomite), intermediate argillic (quartz + kaolinite + illite), advanced argillic (quartz + kaolinite + alunite + diaspore ± anatase ± muscovite), and chloritic (quartz + chlorite + illite). The distribution pattern of the normalized-BSE major and trace elements and the mass change calculations (volume factor method) show that the silicic and advanced argillic alteration zones have more elemental depletion and different distribution patterns from the parent rock. However, chloritic, intermediate argillic, and sericite-argillic alterations have relatively little mass change and almost similar distribution patterns to the primary parent rock. The major elements like Ca, Mg, Al, Na, and Fe have frequently depleted. Ti shows slight depletion. K has frequently enriched. Trace elements such as Zr, Nb, Sc, and Th have mass reduction. Co, Cr, Ni, and Rb have experienced depletion and enrichment processes. Sr and V show relatively high depletion. Sb, S, and As (chiefly) have enriched. LREEs have depleted more than HREEs. Elements like Pb, Zn, and Cu show enrichment just in the silicic and sericite-argillic zones. This research shows that factors like pH of hydrothermal fluid and primary rock-forming and secondary minerals resulting from alteration have caused differences in the behavior and concentration of elements in different alteration zones in the Kamar-Gov district.

1. Introduction

The Kamar-Gov district is located in 7 kilometers away from the south of Hashtjin city, southwest of the Khalkhal city (Ardabil province). The study area is a part of Tarom-Hashtjin metallogenic zone Known as a part of magmatic-metallogenic western Alborz-Azerbaijan belt (Nabavi, 1976). The Tarom-Hashtjin zone contains numerous

epithermal deposits of gold, silver, and base metals (Motlagh and Ghaderi, 2019; Mehrabi et al., 2016; Yasami et al., 2017).

The extensive hydrothermally alterations that have affected volcanic and sub-volcanic deposits with basaltic trachy-andesite to rhyolitic composition and pyroclastic rocks are the indicator features

* Corresponding author: Robabeh Masoomi; E-mail: Robabe.masoomi@yahoo.com

Citation:

Masoomi, R., Rahimsouri, Y., Jamali, H., Abedini, A., 2023. Geochemical aspects of alteration system in the Kamar-Gov district, Western Alborz-Azerbaijan magmatic belt, north-west of Iran. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(2), 128, 43-66. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.355165.2023>.

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2023.355165.2023

 dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.2.15.4



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

in the Kamar-Gov district. Base-metals mineralization like sphalerite, galena, chalcopryrite, magnetite, and hematite has occurred in silica veins and veinlets. The alteration zones have been researched to some extent (e.g., Masoomi et al., 2021). However, considering the variety and extension of alteration zones, no comprehensive geochemical studies have been done on them yet. Therefore, the geochemical studies, including the investigation of the distribution patterns of major and trace elements and the calculation of mass changes in different alteration zones, are the targeted subjects of this research. This research can be helpful for future studies to determine the type and importance of mineralization in the area.

2. Research methodology

To study the rock units' composition and base metal mineralization in the Kamar-Gov district, two hundred thin and thin-polished sections were examined at the microscopic laboratory of the Urmia university. X-ray diffraction analysis on 15 altered samples at IMPRC (Iran Mineral Processing Research Center) was used to investigate the alteration mineral assemblages. The ASTER image was processed based on band ratios and selective principle components to map alteration zones (Fig. 1). To research the geochemistry of alterations and ore-mineralization, inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) analysis was utilized on 15 altered samples (silicic, sericitic, sericite-argillic, intermediate and advanced argillic, and chloritic) and two samples from silica veins. These analyses were operated at IMPRC and Zarazma mineral studies company (Iran). Seven samples from Eocene and Oligocene volcanic rocks were analyzed by ICP-MS at the Zarazma mineral studies company. Table 3 Shows the results of ICP-MS analyses.

3. Geology

The Heights of the Hashtjin region are part of the western Alborz-Azarbaijan mountain ranges (Fig. 2-a). The Alborz-Azerbaijan magmatic belt in the northwest of Iran is the easternmost part of the Panthedis-Caucasus orogenic belt which is a part of the Tethys-Eurasia metallogenic belt (Jankovic, 1986; Mao et al., 2014).

The lithological units in the Kamar-Gov district include volcanic, sub-volcanic, and pyroclastic rocks and Quaternary alluvial covers. The age of the igneous sequence is attributed to the Eocene and Oligocene (Moayyed, 2001) (Fig. 2-b). The Eocene oldest rock unit is mafic brownish tuff. Creamy crystal-vitric tuff with intermediate composition overlays the mafic tuff. This unit hosts extensive hydrothermal alterations and silica veins. The Eocene pyroclastic rocks intruded locally by the basaltic trachy-andesite to trachy-andesite lava flows and porphyry trachy-andesite to trachyte dykes and stocks. In the western part of the study area, devitrified rhyolitic glasses have been overlaid by Eocene crystal-vitric tuff. The pyroclastic rocks composition gets gradually felsic to the upwards (Fig. 3-a). The Oligocene basal unit is porphyry dacitic-rhyolitic lava flows that overlay the Eocene pyroclastics and is covered with the felsic ignimbrite and tuff. The volcanic sequence of the study area is completed by mafic trachy-basalt to basaltic trachy-andesite and trachy-andesite lavas. The Quaternary rock units include terraces and alluviums produced by the Qezel-Ozan river. Linear structures resulting from tectonic forces include normal, reverse, and strike-slip faults.

4. Discussion

4.1. Petrography, Alteration, and Mineralization

-Petrography: Because of the occurrence of the extended alteration zones and mineralization, the crystal-vitric tuff is the uppermost unit in the Kamar-Gov district. In this unit, the broken and angular crystals (less than 0.5mm in size) of plagioclase, potassium feldspar, and amphibole are arranged in a matrix of glass and ash (Fig. 3-d, e). Crystal-vitric tuffs are thin-bedded and show a flow-foliated texture (Fig. 7-a, e). Pyrite minerals formed between the fine foliations have turned into goethite and limonite because of supergene alteration (Fig. 7-e).

The basaltic trachy-andesite and trachy-andesite lavas intruded into pyroclastic rocks (Fig. 3-a,b) consist of coarse grains of plagioclase (with sieve texture), pyroxene (with glomerophytic texture), potassium feldspar, and amphibole. The groundmass is composed of microlithic plagioclase and glass. These rocks show porphyric-hyalomicrolitic to microlithic-porphyric textures. (Fig. 3-f, g).

Rhyolitic devitrified glass in the western part of study area (Fig.3-c) containing silica veinlets with a limited amount of ore mineralization (Magnetite, Hematite, and sphalerite) are composed of fine grains (less than 500 micrometers) of quartz and potassium feldspar. The micropoikilitic and granophytic textures of rock (Fig. 3-h, i) are result of devitrification and recrystallization processes.

Based on Th-Co diagram (Hastie et al., 2007), The composition and affinity of Eocene and Oligocene least-altered volcanic rocks range from andesite to basalt and high-K calc-alkaline to shoshonite, respectively (Fig. 4-a). The affinity of rocks on Ta/Yb-Th/Yb and Ta/Yb-Ce/Yb diagrams (Pearce, 1982) is calc-alkaline (Fig. 4-b, c).

TiO₂/Al₂O₃- Zr/Al₂O₃ diagram (Müller et al., 1992) shows the continental and post-collisional arc tectonic setting for volcanic rocks (Fig. 5-a). Based on the Al₂O₃-TiO₂ diagram, the rocks do not relate to the within-plate setting (Fig. 5-b). The Ce/P₂O₅-Nb×50-Zr×30 diagram demonstrates the post-collisional arc tectonic setting for the volcanic sequence (Fig. 5-c).

-Alteration: There are six alteration mineral assemblages in Kamar-Gov, including silicic, advanced and intermediate argillic, seicitic, chloritic, and sericite-argillic. Figure 6 demonstrates diffraction patterns for five different altered samples.

Secondary and residual quartz minerals have caused siliceous and silicic alteration, respectively, in the area (Fig. 7-d and 8-c). The pale-colored sericitic altered samples have composed of quartz + muscovite + pyrite ± illite ± rutile (Fig. 8-b). There are abundant disseminated and vinlet pyrite minerals in sericitic alteration (Fig. 7-b). The association of jarosite, gypsum, hexahydrate and starkeyite with sericitic alteration are resulted from the oxidation of iron sulfides (e.g., pyrite) in an acidic environment (Jones et al., 1998; Cogram, 2018). In the argillic alteration, limitedly extended in the outer of sericite-argillic alteration, the mineral assemblage includes quartz + kaolinite + illite ± chlorite (Fig. 7-a; 8-a). The advanced argillic zone is composed of two mineral assemblages, including acid-sulfate, and acid-chloride. In the first, the minerals are quartz + kaolinite + alunite and quartz + kaolinite + diaspor + muscovite + anatase in the last. Advanced argillic alteration is located in the center of sericite-argillic alteration, and in some cases, is connected with silicas veins (Fig. 9 and 2). In the sericite-argillic alteration zone, the

mineral assemblage contains quartz + sericite + kaolinite + dolomite + pyrite. This zone is extensively broadened in the Eocene pyroclastic units to outward the advanced argillic alteration (Fig 3). Some of the prominent features of this zone are as follows: Disseminated sulfide mineralization (Fig. 10-e), sulfide-bearing silica veins, a significant amount of pyrite as dissemination and veinlet (Fig. 7-e; 8-e), the association of tourmaline with pyrite (Fig 8-e and f), the formation of gypsum, goethite, and limonite resulting from supergene alteration. The chloritic alteration spread outside the sericite-argillic alteration (Fig. 2 and 9). Clinocllore replaced pyroxene, amphibole, and plagioclase is the essential mineral of this alteration (Fig 8-d). The chloritic-altered tuff specimens are greenish (Fig. 7-f).

-Mineralization: The mineralization comprises a limited amount of chalcopyrite, chalcocite, sphalerite, galena, magnetite, and hematite. digenite, covellite, and goethite are resulted from supergene alteration (Fig. 10-g to 10-j). The ore minerals size varies from 100 to 200 micrometers. Pyrite is the essential gangue mineral associated with oxide and sulfide mineralization. There are three kinds of mineralization features, including silica veins hosted by altered tuffs (Fig. 9 and 10-a), stockwork silica veinlets hosted by devitrified rhyolitic glasses (Fig. 10-d), and as disseminated in the context of the altered tuffs (Fig. 10-e). The silica veins, with NW-SE trend, are mainly located in the southwest of the Kamar village (Fig. 2). There are nine veins in this area that most of which are barren except for two (veins no. 2 and 4 in Fig. 2). The abundance of metals in these veins is less than 5%. The metals amounts are as follows (Table 3): Zn= 13-226ppm, Cu= 53-525ppm, Pb= 112-674ppm. The metal amounts in stockwork veinlets are 198-1008ppm Zn, 53-525ppm Cu, 812-1456ppm Mn, and 22908-73286ppm Fe.

4-2. Geochemistry of alteration zones

The least altered volcanic rocks selected based on the petrography studies were used as a scale to determine the changes of elements in silicic, sericitic, sericite-argillic, advanced and intermediate argillic, and chloritic alterations. Figure 11 demonstrates the BSE-normalized (Palme and O'Neill, 2014) trace elements pattern in the volcanic rocks. Considering the HFSE (Nb, Ta, P, and Ti) depletion, LILE (K, Rb) enrichment, and LREE (La, Ce, Nd) enrichment over HREE (Dy, Er, Yb), the behavior of trace elements is consistent with the potassic calc-alkaline and shoshonitic affinity of the rocks (Müller and Groves, 2019). By comparing the trace elements pattern in the least altered volcanic rock (sample K-32IM) and various altered samples, almost whole elements have changed in alteration zones. The elements reduction in silicic and advanced argillic alterations is more (Fig. 12-d and 12-f), while it is less in intermediate argillic and chloritic alterations (Fig. 12-a , b).

The mass changes of major and trace elements were calculated using the volume factor method (Gresens, 1967) in Lopez-Moro's (2012) spreadsheet template. Table 4 and Figure 13 show the calculation results. The major elements such as Ca, Mg, Al, Na, and Fe are depleted, and their maximum mass reduction is in silicic and advanced argillic alteration. The enrichment of K has arisen in sericite-bearing alterations like sericitic and sericite-argillic alterations. Ti, Mn, and P have slight mass changes, although these elements are slightly reduced

in silicic and advanced argillic zones (Fig. 13-a). Sr shows strong depletion, especially in the advanced argillic zone. Rb is enriched in sericitic and sericite-argillic alterations. Highfield-strength elements such as Sc, Th, Zr, and Nb show depletion, especially in advanced argillic and silicic rocks. Meanwhile, Th depletion is slight, but Zr shows a significant mass reduction. Depletion of each of the ten REE elements (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb) and significantly La and Ce are obvious in all alteration zones (Fig. 13-d). However, argillic-bearing rocks shows gains of La and Ce. The elements such as Co, Cr, V, and Ni are enriched in chloritic rocks. The enrichment of chalcophile elements such as Cu, Zn, and Pb is happened in some sericite-argillic rocks. S is Enriched in all zones, especially in sericite and sericite-argillic samples. Sb and Mo do not show significant mass change. Meanwhile, As has the highest enrichment among the other chalcophile elements (Fig. 13-c).

According to mass change, most element depletion has arisen in silicic and advanced argillic. The chloritic, argillic, and sericite-argillic show fewer losses of elements. So it seems that the elements' mass change is somewhat related to the type and intensity of alteration. The responsible fluid in the advanced argillic zone had an acidic pH, deduced from acidic assemblages, has caused more leaching of elements from rock. The unavailability of minerals which include the elements in their crystal lattice is a reason for the intensive depletion of elements in silicic alteration. The presence of some minerals contributes gains and losses during alteration. The low resistance of some elements (e.g., Ca, Mg, Fe, Na, Rb, Sr, Sc, Cr, Co, Ni) and their contributing minerals (e.g., plagioclase, pyroxene, amphibole, feldspars) are among the reason for more losses of some elements (Hikove, 2013; Jansson and Liu, 2020). The minerals forming during various alterations can be among the reasons for the gains of some components, for example, the chlorite of the chloritic zone for Fe, Mg, Na, and Sc; rutile for Ti and Nb; sericite and clay minerals of sericite and argillic rocks for Rb and K; chlorite, magnetite, and hematite of sericite-argillic and chloritic alterations for Th, Fe, Co, Ni (Adams et al., 1959; McDougall and Lovering, 1963; Pampura, 1985; Shiraki, 1997); alunite and kaolinite of sericite-argillic and advanced argillic for La and Ce (Kikawada et al., 2004; Aja, 1998); and the sulfide-bearing minerals (e.g., pyrite) for As and S.

5. Conclusion

According to the distribution pattern of the normalized-BSE major and trace elements and the mass change calculations, the elements in silicic and advanced argillic alteration zones show more depletion. However, chloritic, intermediate argillic, and sericite-argillic alterations have relatively little losses of the components. The factors like the pH of hydrothermal fluid, primary rock-forming and secondary minerals resulting from alteration have probably caused differences in the behavior and concentration of elements in different alteration zones in the Kemer-Gov district.

Acknowledgment

The authors have had the support of Urmia university's investigation deputy and Iran's Mines and Mineral Industries Development and Renovation Organization (IMIDRO), for which they express their utmost gratitude.

سیماهای زمین‌شیمیایی سامانه دگرسانی محدوده کمر-گوو، کمر بند ماگمایی البرز باختری-آذربایجان، شمال باختر ایران

ربابه معصومی^{۱*}، یوسف رحیم سوری^۱، حمایت جمالی^۲ و علی عابدینی^۱

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

هدف از این پژوهش، مطالعه زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و ردیاب در سامانه دگرسانی محدوده کمر-گوو (جنوب هشتجین، استان اردبیل)، واقع در کمر بند ماگمایی البرز باختری-آذربایجان می‌باشد. واحدهای سنگی منطقه شامل سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب تراکی آندزیت بازالتی تا ریولیت و آذرآواری (کریستال-ویتیتریک توف) با سن ائوسن و الیگوسن هستند. این سنگ‌ها ماهیت کالک‌آلکان و شوشونیتی داشته و به موقعیت زمین‌ساختی کمان پس‌اتصادمی تعلق دارند. در منطقه کمر-گوو، پهنه‌های دگرسانی شامل سیلیسی، سریسیتی (کوارتز + سریسیت + پیریت ± ایلیت ± روتیل)، سریسیت-آرژیلیک (کوارتز + سریسیت + کائولینیت + دولومیت)، آرژیلیک حدواسط (کوارتز + کائولینیت + ایلیت)، آرژیلیک پیشرفته (کوارتز + کائولینیت + آلونیت + دیاسپور ± آناتاز ± مسکوویت) و کلریتی (کوارتز + کلریت + ایلیت) می‌شوند. الگوی توزیع عناصر اصلی و ردیاب بهنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (BSE) و محاسبات تغییرات جرم (به روش فاکتور حجم) نشان می‌دهند که پهنه‌های دگرسانی سیلیسی و آرژیلیک پیشرفته، به مقدار بیشتری از عناصر، تهی شده و الگوی توزیع عنصری متمایزی از سنگ مادر دارند. این در حالی است که در دگرسانی‌های کلریتی، آرژیلیک حدواسط و سریسیت-آرژیلیک، مقدار تغییر جرم عناصر، به نسبت کم بوده و الگوی توزیع عناصر، تقریباً مشابه سنگ مادر اولیه است. عناصر اصلی مانند Ca, Mg, Al, Na, Fe (به ترتیب) تهی شده‌اند. تیتانیم تهی‌شدگی بسیار جزئی نشان می‌دهد. فسفر تثبیت شده و پتاسیم (غالباً) غنی شده است. عناصر ردیابی چون Zr, Nb, Sc, Th با کاهش جرم همراه شده‌اند. عناصری همچون Co, Cr, Ni, Rb هر دو فرایند تهی‌شدگی و غنی‌شدگی را تجربه نموده‌اند. عناصر Sr, V تهی‌شدگی نسبتاً زیادی نشان می‌دهند. S, Sb و به ویژه As، غنی‌شدگی نشان می‌دهند. عناصر نادر خاکی سبک در مقایسه با عناصر نادر خاکی سنگین تهی‌شدگی بیشتری متحمل شده‌اند. عناصری مانند Cu, Pb, Zn فقط در پهنه سیلیسی و سریسیت-آرژیلیک غنی شده‌اند. این پژوهش نشان می‌دهد که عواملی مانند pH سیال گرمایی و مجموعه کانی‌های سنگ‌ساز اولیه و حاصل از دگرسانی، سبب تفاوت در رفتار و تمرکز عناصر در پهنه‌های مختلف دگرسانی در محدوده کمر-گوو شده‌اند.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۵/۱۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۱/۱۶

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۰۴/۰۱

کلیدواژه‌ها:

زمین‌شیمی

کانی‌شناسی

پهنه‌های دگرسانی

تغییرات جرم

محدوده کمر-گوو

پهنه طارم-هشتجین

۱- پیش‌نوشتار

منطقه کمر-گوو در فاصله ۷ کیلومتری جنوب شهر هشتجین (جنوب باختر شهر خلخال) استان اردبیل واقع شده است. در تقسیم‌بندی‌های پهنه‌های زمین‌ساختی ایران (نبوی، ۱۳۵۵)، این محدوده بخشی از پهنه فلزایی طارم-هشتجین می‌باشد. این پهنه فلزایی، بخش جنوبی کمر بند ماگمایی-فلزایی البرز باختری-آذربایجان را شامل می‌شود. پهنه طارم-هشتجین از جمله ایالت‌های مهم فلزایی ایران است که کانی‌زایی‌های فلزی مختلفی نظیر ذخایر اپی‌ترمال متعدد طلا، نقره و فلزات پایه

منطقه کمر-گوو در فاصله ۷ کیلومتری جنوب شهر هشتجین (جنوب باختر شهر خلخال) استان اردبیل واقع شده است. در تقسیم‌بندی‌های پهنه‌های زمین‌ساختی ایران (نبوی، ۱۳۵۵)، این محدوده بخشی از پهنه فلزایی طارم-هشتجین می‌باشد. این پهنه فلزایی، بخش جنوبی کمر بند ماگمایی-فلزایی البرز باختری-آذربایجان را شامل می‌شود. پهنه طارم-هشتجین از جمله ایالت‌های مهم فلزایی ایران است که کانی‌زایی‌های فلزی مختلفی نظیر ذخایر اپی‌ترمال متعدد طلا، نقره و فلزات پایه

* نویسنده مسئول: ربابه معصومی؛ E-mail: robabe.masoomi@yahoo.com

ماخذنگاری:

معصومی، ر.، رحیم سوری، ی.، جمالی، ح.، عابدینی، ع.، ۱۴۰۲، سیماهای زمین‌شیمیایی سامانه دگرسانی محدوده کمر-گوو، کمر بند ماگمایی البرز باختری-آذربایجان، شمال باختر ایران. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۳(۲)، ۴۳-۶۶. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.355165.2023>

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است. doi: 10.22071/GSJ.2023.355165.2023

doi: 10.22071/GSJ.2023.355165.2023

doi: 20.1001.1.10237429.1402.33.2.15.4



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

که به منظور تعیین تیپ و میزان اهمیت کانی‌سازی‌ها در منطقه صورت می‌گیرند، کمک کننده باشند.

۲- روش پژوهش

به منظور تعیین ترکیب سنگ‌شناسی واحدهای سنگی و کانه‌زایی محدوده، تعداد ۲۰۰ نمونه سنگی جمع‌آوری گردید و از آنها مقاطع نازک و نازک- صیقلی تهیه شد. مطالعه این مقاطع در آزمایشگاه میکروسکوپی دانشگاه ارومیه و با میکروسکوپ نوری مدل Olympus Bx60 انجام شد. شناسایی مجموعه کانی‌های پهنه‌های مختلف دگرسانی، توسط مطالعه مقاطع نازک، طیف‌سنج پراش پرتو ایکس (XRD) و پردازش تصاویر ماهواره‌ای نوع ASTER-LIT انجام گردید. تجزیه XRD تعداد ۱۵ نمونه دگرسان شده، با استفاده از فناوری فیلیپس مدل Xpert Pro در شرایط (CoK α (1.789010 Å) در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران انجام شد. در پردازش تصاویر ماهواره‌ای، پس از بارگیری تصاویر از سایت NASA، اصلاحات رادیومتریجوی از جمله Radiometric correction و FLAASH و ENVI correction بر روی تصاویر باندهای SWIR و VNIR و با استفاده از نرم‌افزار 5.3 اعمال شد. به منظور پردازش تصاویر SWIR و VNIR، از روش نسبت‌های باندی و روش PCA برگزیده، بر پایه ویژگی‌های طیفی کانی‌های کلیدی دگرسانی‌های مختلف (طیف انعکاسی کانی‌های برگزیده از USGS استخراج شده و نسبت به پهنای باندهای ۹-۱ سنسور ASTER، ری‌سمپل شدند) استفاده شد. مناسب‌ترین نسبت‌های باندی برای دگرسانی‌های مختلف که در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفته‌اند، در جدول ۱ ارائه شده‌اند. در نهایت، نقشه پراکندگی دگرسانی‌های مختلف با استفاده از تصویر کلاس‌بندی شده حاصل شد که نتیجه آن در شکل ۱ نشان داده شده است.

بی‌هنجاری‌های عناصر سرب، روی و مس مورد توجه ویژه قرار گرفت. رخداد دگرسانی‌های گرمایی در سطح گسترده، ویژگی شاخص محدوده اکتشافی کمر-گوو می‌باشد که عمدتاً نهشته‌های آتشفشانی با ترکیب تراکی آندزیت بازالتی تا آندزیتی و آذرآواری (توف‌های با ترکیب حدواسط) به سن ائوسن را تحت تأثیر قرار داده است. کانی‌سازی‌های شکل گرفته در منطقه مورد مطالعه شامل، کانی‌سازی فلزات پایه مس، سرب، روی و آهن به شکل کالکوپریت، گالن، اسفالریت، مگنتیت و هماتیت می‌باشد که در رگه‌های سیلیسی-سولفیدی با سنگ میزبان کریستال-وئیریک توف ائوسن و نیز به شکل افشان در متن این سنگ‌ها و به صورت رگچه‌های سیلیسی با بافت استوک‌ورک با سنگ میزبان ریولیتی می‌باشند.

در پژوهش‌های پیشین صورت گرفته، پهنه‌های دگرسانی منطقه کمر-گوو تا حدودی مورد مطالعه قرار گرفته است. از جمله آنها، بررسی شاخص‌های دگرسانی در پهنه آرژیلیک حدواسط و چگونگی توسعه پهنه‌های مختلف دگرسانی می‌باشند (معصومی و همکاران، ۱۴۰۰ الف و ب). با توجه به وسعت و تنوع دگرسانی‌ها در منطقه، تاکنون مطالعه زمین‌شیمیایی جامعی بر روی آنها صورت نگرفته است، در حالی که این مطالعات می‌توانند اطلاعات ارزشمندی در مورد شرایط فیزیکو-شیمیایی حاکم بر سیستم ماگمایی-گرمایی مسئول کانی‌سازی، ارتباط بین دگرسانی و کانی‌سازی‌های احتمالی و در نهایت، تیپ کانی‌سازی به دست دهند. از این رو، در این مطالعه سعی شده است که با بررسی الگوی توزیع عناصر (بهنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه) اصلی و ردیاب در انواع دگرسانی‌ها و مقایسه آن با سنگ مادر اولیه (کمتر دگرسان شده)، اندازه‌گیری تغییرات جرمی عناصر و مقایسه این تغییرات در انواع دگرسانی‌ها و در نهایت بررسی پاره‌ای از عوامل تأثیرگذار بر رفتار عناصر، طی دگرسانی‌های مختلف، برخی شرایط حاکم بر سیال گرمایی (حین واکنش با سنگ میزبان) مورد بررسی قرار گیرند. چنین بررسی‌هایی می‌توانند در مطالعات آتی

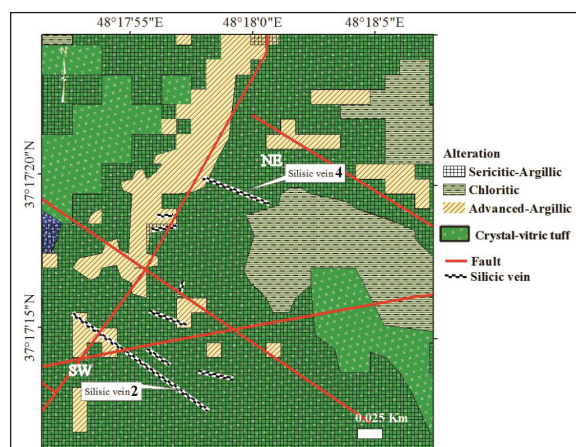
جدول ۱- روش پردازش باندهای SWIR و VNIR تصویر ماهواره‌ای سنجنده نوع ATER-LIT محدوده مطالعاتی کمر-گوو.

Table 1. Processing method of SWIR and VNIR bands of ATER-LIT image of the Kamar-Gov district.

منبع	روش پردازش	باندهای منتخب	کانی کلیدی	دگرسانی
Hewson et al., 2001, 2004	نسبت باندی (7/5)	5, 7	کانولینیت	آرژیلیک حدواسط
-	نسبت باندی (3/9)	9, 3	آلونیت، دیاسپور	آرژیلیک پیشرفته
Hewson et al., 2001, 2004	نسبت باندی (7/6)	6, 7	مسکوویت	سریستی
-	نسبت باندی (4/6)	6, 4	کانولینیت، ایلیت، مسکوویت	سریست-آرژیلیک
-	PC منتخب	8, 6	کلریت، اپیدوت، کلسیت	کلریتی

شکل ۱- نقشه پراکندگی پهنه‌های دگرسانی به همراه محل گسل‌ها و رگه‌های سیلیسی در منطقه مطالعاتی کمر-گوو.

Figure 1. The map of alteration zones along with the location of faults and silica veins in the Kamar- Gov district.



بخش کمر بند کوهزایی پانتدیس- قفقاز بوده و در واقع بخشی از کمر بند فلز زایی تیس- اوراسیا است (Jankovic, 1986; Mao et al., 2014).

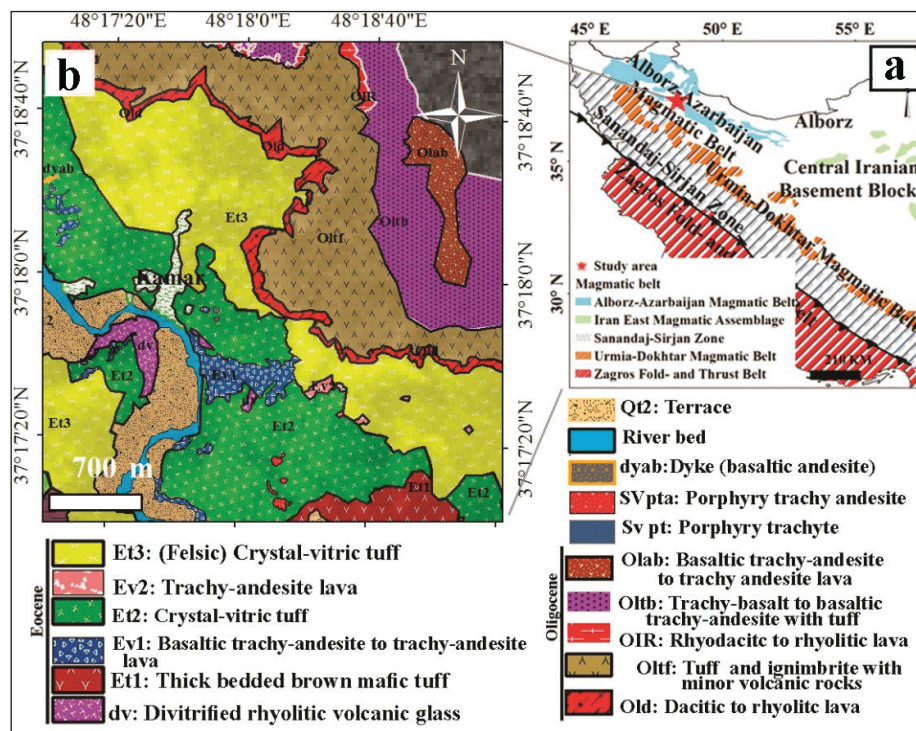
بر اساس مطالعات صحرایی، واحدهای سنگی منطقه کمر-گوو، شامل گدازه‌های آتشفشانی، نهشته‌های نیمه ژرف (به شکل دایک و استوک مانند) و سنگ‌های آذر آواری می‌باشند. سن این نهشته‌ها به ائوسن و الیگوسن نسبت داده شده است (مؤید، ۱۳۸۰، گزارش اکتشافی پهنه قزل اوزن، ۱۳۹۵). ترکیب واحدهای سنگی منطقه از سمت قاعده به رأس، از مافیک به فلسیک تغییر می‌یابد. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی، در مرتفع ترین بخش به ترکیب مافیک، تغییر ماهیت می‌دهد (شکل ۲-ب). واحدهای سنگی در محدوده مطالعاتی در بخش قاعده با توف‌های قهوه‌ای رنگ با ترکیب مافیک آغاز می‌شود. کریستال- و پتریک توف‌های طوسی و کرم‌رنگ با ترکیب حدواسط، بر روی توف‌های با ترکیب مافیک قرار گرفته‌اند. این واحد سنگی گسترش زیادی داشته و به مقدار زیادی دگرسان شده است. بیشترین کانی‌های سولفیدی (غالباً پیریت و به مقدار جزئی کالکوپریت، اسفالریت، گالن) به شکل پراکنده در متن سنگ و در همراهی با رگه‌های سیلیسی در این واحد سنگی، شکل گرفته‌اند. گدازه‌های با ترکیب مافیک (تراکی آندزیت بازالتی تا تراکی آندزیت) و نفوذی‌های نیمه ژرف به شکل استوک و دایک (تراکی آندزیت پورفیری و تراکیت)، در بین واحد توف با ترکیب حدواسط قرار گرفته‌اند.

در مطالعه زمین‌شیمیایی سامانه دگرسانی، در مجموع تعداد ۱۵ نمونه از دگرسانی‌های مختلف (سیلیسی، سریستی، سریست-آرژلیک، آرژلیک پیشرفته و حدواسط و کلریتی) و همچنین دو نمونه نیز از رگه‌های سیلیسی حاوی کانی‌سازی (به منظور تعیین مقدار عناصر فلزی) به ترتیب در مرکز تحقیقات و فراوری مواد معدنی ایران و شرکت زرآزما، به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسما جفت شده القایی (ICP-MS) مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند.

به منظور تعیین جنس، ماهیت، موقعیت زمین‌ساختی و نیز در دست داشتن نمونه‌های با حداقل دگرسانی (به منظور مقایسه با نمونه‌های دگرسان شده)، ۷ نمونه سنگ آتشفشانی (که در مقاطع میکروسکوپی کمترین میزان دگرسانی را نشان می‌دادند) به سن ائوسن و الیگوسن انتخاب شده و در شرکت زرآزما تهران مورد تجزیه دستگاهی ICP-MS قرار گرفتند. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های دگرسان شده و آتشفشانی در جدول ۲، ارائه شده است.

۳- زمین‌شناسی

بر اساس تقسیمات پهنه‌های زمین‌ساختی ایران (نبوی، ۱۳۵۵)، ارتفاعات منطقه هشتجین، بخشی از سلسله جبال البرز باختری- آذربایجان به‌شمار می‌روند (شکل ۲-ا). کمر بند ماگمایی البرز- آذربایجان در شمال باختر ایران، خاوری‌ترین



شکل ۲- ا) موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه پهنه‌های زمین‌ساختی ایران (نبوی، ۱۳۵۵). ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعاتی (برگرفته از نقشه ۱:۵۰۰۰ گزارش اکتشافی پهنه قزل اوزن، ۱۳۹۵- با اندکی تغییرات).

Figure 2- a) The location of the study area on the structural zones map of Iran (Nabavi, 1976). b) The geological map of the study area (adopted from the 1:5000 geological map of Exploratory report of Qezel Ozen area, 2016- with a few changes).

(هماهت، مگنتیت، اسفالریت و گالن) هستند، در این واحد تشکیل شده‌اند. توف‌های با ترکیب حدواسط به تدریج و به سمت بخش‌های مرتفع، فلسیک می‌شوند (شکل ۳-ا).

در بخش باختری محدوده، شیشه‌های با ترکیب فلسیک، که دچار شیشه‌زدایی شده و در مواردی تبلور مجدد یافته‌اند، در زیر واحد توف با ترکیب فلسیک قرار گرفته‌اند. رگچه‌های متقاطع کوارتز که حاوی مقادیر جزئی کانی‌سازی‌های

اوسن قرار گرفته‌اند (شکل ۳-a و b). این گدازه‌ها در بالاترین بخش توالی ماگمایی الیگوس نیز تکرار شده‌اند. دگرسانی کلریتی، دگرسانی چیره در این سنگ‌ها است که تأثیر آن در گدازه‌های اوسن نسبت به الیگوس شدیدتر می‌باشد. کانی اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز بوده که در مواردی به شکل میکروولیت‌هایی در زمینه، بافت میکروولیتی را به وجود آورده‌اند. پلاژیوکلازها، بافت غربالی نشان می‌دهند که در مواردی توسط کانی‌های دگرسانی نظیر اپیدوت، کلسیت و گوتیت به طور بخشی پر شده‌اند. وجود حاشیه‌های واکنشی پلاژیوکلاز سدیک به دور پلاژیوکلاز کلسیک از دیگر ویژگی‌های این پلاژیوکلازها به شمار می‌رود. پیروکسن‌هایی که بافت گلوپورپوری را شکل داده‌اند، در مواردی متحمل دگرسانی شده و توسط کانی‌های ثانویه کلریت، کلسیت و پیریت جایگزین شده‌اند. بیشتر بلورهای فلدسپار دارای آثار خوردگی و تحلیل رفته هستند. بلورهای آمفیبول نیز از دیگر کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها به شمار می‌روند. بافت رایج گدازه‌های با ترکیب تراکی آندزیت بازالتی تا تراکی آندزیتی هیالومیکروولیتی پورفیریک تا میکروولیتی پورفیریک می‌باشد (شکل ۳-f و g).

سنگ‌های ریولیتی در بخش قاعده واحد توف و در نیمه باختری محدوده رخنمون دارند (شکل ۳-c). این سنگ‌ها از ریزدانه‌های کوارتز و فلدسپار پتاسیم در اندازه ≥ 10 تا ۵۰۰ میکرومتر تشکیل شده‌اند. این واحد سنگی در واقع شیشه‌های با ترکیب فلسیک بوده که در نتیجه فرایندهای شیشه‌زدایی بعدی، بافت‌های میکروپویی کلتیک و گرانوفیری نشان می‌دهند. رگچه‌های استوک‌ورک کوارتز که در مواردی حاوی کانی‌سازی‌های فلزی (مگنتیت، هماتیت و اسفالریت) هستند، در این سنگ‌ها شکل گرفته‌اند (شکل ۳-h و i).

به منظور تعیین جنس و ماهیت گدازه‌های آتشفشانی منطقه، نمونه‌های با حداقل دگرسانی اوسن و الیگوس (جدول ۲)، در نمودار دو متغیره Th-Co (Hastie et al., 2007) ترسیم شده‌اند (شکل ۴-a). بر اساس این نمودار، گدازه‌ها، دارای ماهیت کالک آلکالن پتاسیم بالا و شوشنیتی بوده و ترکیب آنها از بازالت تا آندزیت در تغییر است. این گدازه‌ها در نمودارهای دو متغیره Ta/Yb در برابر Th/Yb و Ta/Yb در برابر Ce/Yb (Pearce, 1982) نیز ماهیت اغلب کالک آلکالن از خود نشان می‌دهند (شکل ۴-b و c).

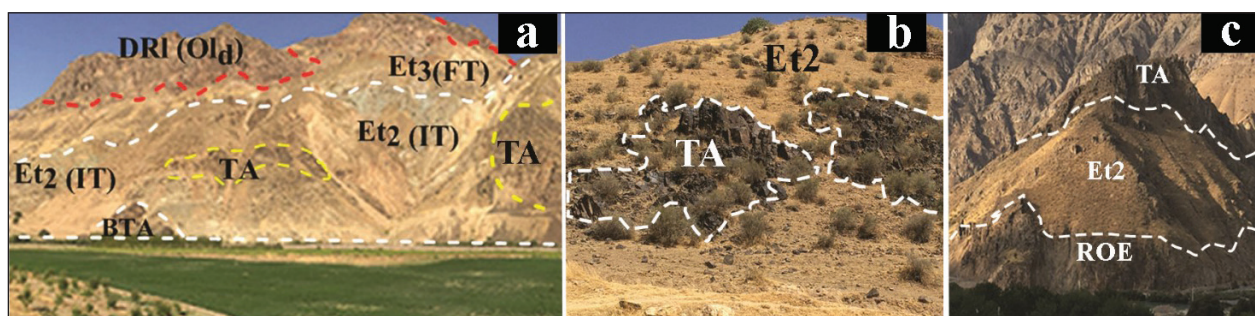
واحدهای سنگی الیگوس با گدازه‌های ریولیتی که با ناپیوستگی بر روی نهشته‌های آذرآواری قرار گرفته‌اند، آغاز می‌شوند. ایگنمبریت و توف‌های با ترکیب اسیدی بر روی این واحد قرار گرفته‌اند. توالی آتشفشانی در منطقه مطالعاتی با گدازه‌های با ترکیب مافیک (تراکی بازالت) همراه با میان‌لایه‌هایی از توف و گدازه‌های با ترکیب حدواسط (تراکی آندزیت بازالتی تا تراکی آندزیت) پایان می‌یابد. واحدهای کواترنری، حاصل فعالیت‌های رودخانه قزل اوزن بوده و شامل پادگانه‌های (تراس‌های) قدیمی و جدید، آبرفت‌های بستر رودخانه قزل اوزن و مخروطه‌افکنه‌ها هستند. پهنه‌های گسترده‌ای از انواع دگرسانی‌های سیلیسی، آرژیلیک حدواسط و پیشرفته، سریستی و کلریتی، واحدهای سنگی محدوده را متأثر کرده‌اند. نیروها و تنش‌های زمین‌ساختی که به طور قابل توجهی محدوده را متأثر کرده‌اند، سبب ایجاد گسل‌های با سازوکار متفاوت، از جمله امتداد لغز، نرمال و معکوس با روند غالب شمال‌باختری- جنوب‌خاوری و خاوری- باختری شده‌اند.

۴- بحث

۴-۱- سنگ‌نگاری، دگرسانی، کانه‌زایی

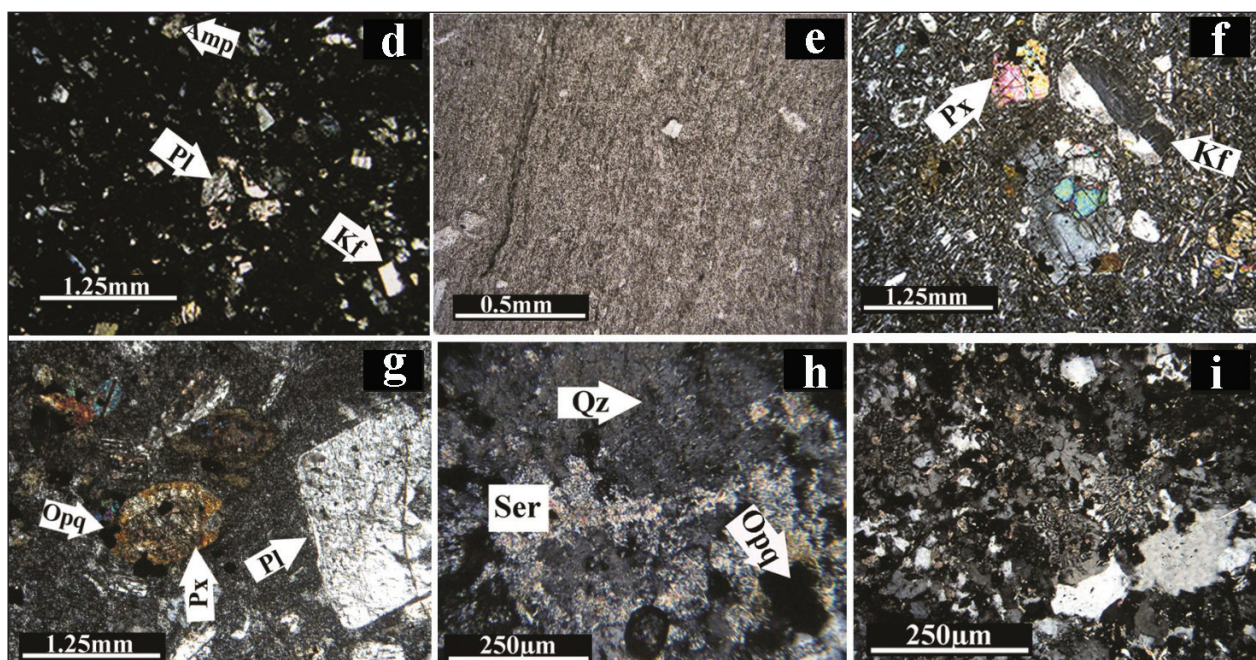
— **سنگ‌نگاری:** دگرسانی‌های گسترده‌ای، واحدهای سنگی مختلف به ویژه واحد توف با ترکیب حدواسط (کریستال ویتریک توف) را تحت تأثیر قرار داده‌اند. بلورهای شکسته و زاویه‌دار پلاژیوکلاز با ابعاد کوچک‌تر از ۰/۵ میلی‌متر همراه با فلدسپار پتاسیم و آمفیبول، مهم‌ترین کانی‌های این واحد می‌باشند که در زمینه‌ای متشکل از خاکستر (به طور چیره) و شیشه، به طور جریانی آرایش یافته‌اند (شکل ۳-d و e). توف‌های یاد شده ساخت نواری نازک لایه داشته و بافت تورق جریانی از خود نشان می‌دهند (شکل ۷-a و e). در بین ورقه‌های نازک جریانی این توف‌ها، کانی‌های پیریت تشکیل شده‌اند که در نتیجه فرایندهای دگرسانی برون‌زاد به گوتیت و لیمونیت تبدیل شده‌اند (شکل ۷-e). انواع دگرسانی‌های رسی، سیلیسی، سریستی، کلریتی و کربناتی در این توف‌ها توسعه و گسترش یافته‌اند.

از دیگر واحدهای سنگی منطقه می‌توان به گدازه‌های با ترکیب تراکی آندزیت بازالتی و تراکی آندزیت اشاره کرد که به صورت بین لایه‌ای با واحدهای آذرآواری



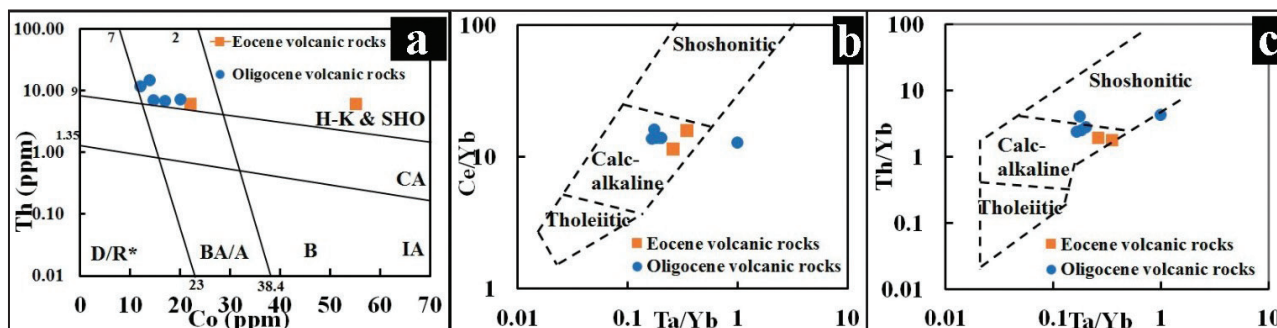
شکل ۳- a) ارتباط توف‌های با ترکیب حدواسط با دیگر واحدهای سنگی در نیمه خاوری محدوده مطالعاتی (دید تصویر به سمت شمال‌باختر). (حروف اختصاری: تراکی آندزیت بازالتی (BTA)، توف با ترکیب حدواسط (IT) از واحد Et₂، توف با ترکیب اسیدی (FT) از واحد Et₃، تراکی آندزیت (TA)، گدازه ریولیتی تا داسیتی (DRI) از واحد Ol₂؛ b) تراکی آندزیت (TA) بین توف‌های Et₂ (دید به سمت شمال)؛ c) سنگ ریولیتی (ROE) حاوی رگچه‌های استوک‌ورکی در جنوب روستای گوو (دید به سمت جنوب)؛

Figure 3- a) The relationship between tuffs with intermediate composition and the other rock units in the eastern part of the study area (the sight is towards the northwest). (Abbreviation: Basaltic Trachy-Andesite (BTA), tuff with Intermediate composition (IT) of the unit Et₂, Tuff with Felsic composition (FT) of the unit Et₃, Trachy-Andesite (TA), Dacitic to Rhyolitic lava (DRI) of unit Ol₂; b) Trachy-andesite suited between Eocene tuffs (the sight is towards the north); c) The rhyolitic rock (ROE) containing stockwork veinlets in the south of the Gov village (the sight is towards the south);



ادامه شکل ۳- d) بلورهای شکسته و زاویه‌دار فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و آمفیبول در ویتریک-کریستال توف با ترکیب حدواسط (نور XPL); e) ورقه‌های جریان در توف (نور PPL); f) پدیده تحلیل و خوردگی در بلورهای آلکالی فلدسپار و بافت گلوبوموروفیریک حاصل از تجمع پیروکسن، همراه با بافت هیالومیکروولیتی پورفیریک در تراکی آندزیت‌های بازالتی انوسن; g) پلاژیوکلاز با بافت غربالی، تجمع از بلورهای پیروکسن با بافت گلوبوموروفیریک و جایگزینی‌های ثانویه آنها توسط کانی کدر (پیریت) در تراکی آندزیت‌های با بافت هیالوپورفیریک (نور XPL); h) بافت میکروپویتی کلیتیک حاصل از در بر گرفته شدن سریست‌ها (حاصل از دگرسانی فلدسپار) توسط کوارتز در شیشه‌های ریولیتی (نور XPL); i) بافت گرانوفیری حاصل از تبلور دوباره شیشه ریولیتی (نور XPL). Amp: آمفیبول، Kf: فلدسپار پتاسیم، Pl: پلاژیوکلاز، Px: پیروکسن، Opq: کانی تیره، Ser: سریست، Qz: کوارتز (نماد اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز - (Whitney and Evans (2010)).

Continued from Figure 3- d) The broken and angular potassium feldspar, plagioclase, and amphibole in the vitric-crystal tuff with intermediate composition (XPL); e) Flow foliation in the tuffs (PPL); f) Dissolution and corrosion of potassium feldspar, glomerophytic texture of pyroxene minerals, and porphyric-hyalomicroclitic texture in the basaltic trachy-andesite of Eocene (XPL); g) Plagioclase with sieve texture, an accumulation of pyroxene minerals resulting in glomerophytic texture, and their replacement by opaque mineral (pyrite) in the hyalo-porphyritic trachy-andesite (XPL); h) The micropoikilitic texture composed of sericite minerals, as a result of alteration of the feldspar minerals, enclosed by quartz minerals in devitrified rhyolitic glasses (XPL); i) Granophytic texture resulted from recrystallization of rhyolitic glasses (XPL). Amp= Amphibole, Kf= Potassium feldspar, Pl= Plagioclase, Px= Pyroxene, Opq= Opaque mineral, Ser= Sericite, Qz= Quartz (The Abbreviation of mineral names is from Whitney and Evans (2010)).



شکل ۴- رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی انوسن و الیگوسن منطقه کمر-گهو. (a) نمودار دو متغیره Th در برابر Co (Hastie et al., 2007); (b) نمودار دو متغیره Ta/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1982). D/R*: محدوده داسیت/ریولیت به همراه تراکیت و لاتیت، BA/A: آندزیت بازالتی/آندزیت، B: بازالت، IAT: تولوئیت جزیره قوسی، CA: کالک آلکالین، H-K and SHO: کالک آلکالین پتاسیم بالا و شوشونیتی.

Figure 4. Geochemical variation diagrams for the Eocene and Oligocene volcanic rocks in the Kamar-Gov district. a) Binary diagram of Th vs Co (Hastie et al., 2007); b) Binary Diagram of Ta/Yb vs Ce/Yb and c) Ta/Yb vs Th/Yb (Pearce, 1982). D/R*= Dacite and Rhyolite with Trachyte and Latite, BA/A= Basaltic Andesite/Andesite, B= Basalt, IAT= Island Arc Tholeiite, CA= Calc-Alkaline, SHO and H-K= Shoshonite and High-K Calc Alkaline.

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS نمونه‌های دگرسان شده، سنگ‌های آتشفشانی و رگه و رگچه‌های سیلیسی کانه‌دار در منطقه کمر-گوو.

Table 2. Results of ICP-MS analyses for different hydrothermally-altered samples, volcanic rocks, and silica veins from Kamar-Gov district.

Altered rocks													
	Sericitic-argillic							Silicic		Chloritic		Argillic	
sample	10	17	35	47	58	54	57	20	39	9	K-78	12	25
Al (%wt)	4.51	5.02	5.34	5	5.58	4.92	4.8	0.52	0.42	5.68	3.57	5.14	5.02
Ca	3.19	1.22	1.65	0.97	0.85	0.49	0.23	0.11	0.11	1.04	2.67	1.47	2.14
Mg	0.35	0.73	0.86	0.61	0.61	1.01	0.4	0.04	0.04	1.05	1.5	0.55	0.78
Ti	0.26	0.23	0.27	0.29	0.32	0.21	0.19	0.01	0.2	0.29	0.34	0.22	0.26
Fe	2.03	2.88	2.34	2.29	1.65	1.73	2.07	0.44	0.68	2.17	6.04	1.56	1.97
Mn	3.19	1.22	1.65	0.97	0.85	0.49	0.23	0.11	0.11	1.04	0.06	1.47	2.14
S	1.51	4.36	0.05	1.18	1.61	2.02	2.74	0.13	0.14	0.51	0.26	3.04	0.59
P	0.09	0.07	0.08	0.09	0.14	0.11	0.15	0.01	0.02	0.11	0.21	0.02	0.11
Na	0.04	0.74	1.11	1.58	0.19	0.95	0.15	0.05	0.06	1.93	0.52	0.11	0.5
K	1.66	2.66	2.18	3.58	2.76	2.03	2.79	0.12	0.19	1.78	0.17	1.36	3.13
As (ppm)	132	137	21	33	204	64	194	8	20	53	56.69	121	37
Co	18	19	14	13	10	22	11	-	5	31	21.22	17	9
Cr	52	26	38	21	13	15	7	66	37	84	45.59	70	26
Cu	99	47	99	21	7	32	10	53	16	17	50.4	23	4
Mo	2	2	2	2	3	2	9	85	7	5	2.74	2	1
Nb	0.62	1.68	6.36	6.74	5.13	0.09	4.84	0.36	1.24	2.67	1.76	2.36	3.42
Ni	19	18	14	7	7	15	9	3	3	35	18.32	17	7
Pb	8	8	42	8	6	11	8	112	34	5	21.02	3	14
Rb	48.31	76.9	55.44	185.93	135.98	1	147.37	12.13	15.9	41	12.25	32.16	31.11
Sb	6.53	12.89	2.29	4.13	12.15	1	28.38	29.19	5.47	8.05	0.5	5.71	4.84
Sc	12	9	10	6	11	6	6	1	1	17	10.91	10	7
Sr	37	164	87	98	47	66	69	28	81	126	114	36	100
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	1.34	2.05	2.82	3.11	1.88	1.5	0.89	0.24	1.96	1.46	8.85	1.07	1.2
V	91	76	84	54	62	52	40	4	12	125	124.8	66	68
Zn	62	39	141	198	19	27	17	13	10	39	66.64	16	145
Zr	5	11	30	26	15	25	19	2	29	6	<5	7	5
La	17.5	11.5	18.5	13.5	10.5	5.5	5	2	6.5	11	17.14	7.5	9.5
Ce	30	19	35	25	22	11	8	3	14	20	28.79	16	16
Pr	5.9	5.56	6.33	6.6	6	0.09	3.06	0.63	3.85	2.98	4.43	4.46	3
Nd	23.68	23.49	25.26	26.03	24.63	0.15	14.64	2.42	14.67	13.63	18.11	20.34	12.43
Sm	4.39	4.57	4.79	4.77	4.63	1	3.31	0.37	2.57	2.81	4.82	3.96	2.52
Eu	0.19	0.18	0.21	0.23	0.2	0.05	0.14	0.05	0.11	0.13	-	0.17	0.13
Gd	2.99	2.63	2.95	3.03	2.99	0.02	2.14	0.22	1.3	2.27	5.23	2.19	1.68
Dy	0.86	0.67	0.84	0.9	0.79	0.05	0.57	0.06	0.28	0.81	6.25	0.59	0.55
Er	0.56	0.34	0.51	0.57	0.4	0.05	0.33	0.05	0.15	0.56	3.56	0.33	0.37
Yb	0.47	0.27	0.42	0.51	0.3	0.1	0.24	0.02	0.12	0.53	3.37	0.3	0.33
Eu/Eu*	0.016	0.015	0.017	0.018	0.016	0.1	0.016	0.05	0.018	0.015	-	0.017	0.019
Ce/Ce*	0.71	0.57	0.77	0.63	0.66	3.7	0.49	0.64	0.67	0.84	0.79	0.66	0.72

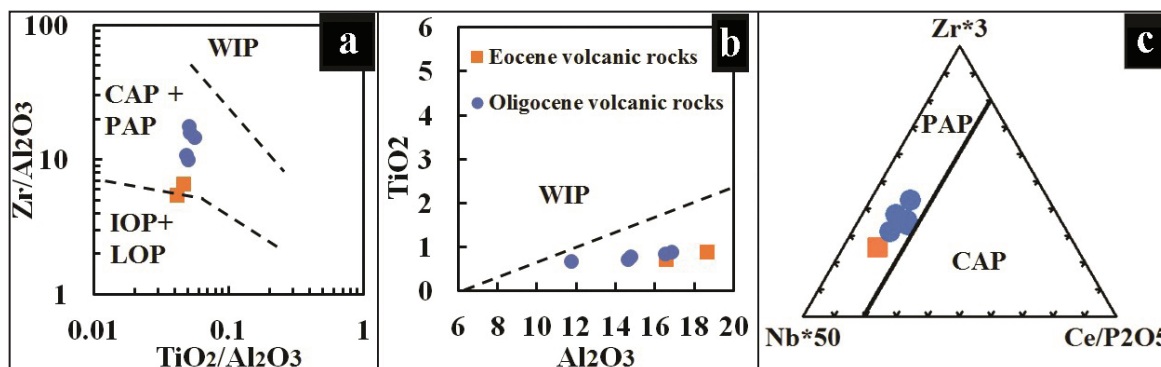
Continued from Table 2

	Altered rocks		Least –altered volcanic rocks							Ore-mineralization		
	Advanced-argillic		Eocene		Oligocene					Silica-vein		Silica-veinlet
sample	K-132	K-235	K-11IM	K-32IM	G111	G148	G149	G157	G158	No.4	No.2	117I
Al (%wt)	0.98	0.374	5.92	6.85	2.65	5.23	5.91	9.91	2.65	1.66	5.44	6.88
Ca	0.326	0.619	4.46	5.82	5.71	13.84	15.4	29.38	5.71	0.05	0.63	1.25
Mg	0.05	0.05	6.57	5.08	1.85	1.97	1.94	3.77	1.85	0.21	1.60	0.42
Ti	0.016	0.017	0.36	0.46	8.77	6.21	5.47	14.55	8.77	0.08	0.50	0.38
Fe	1.353	0.51	3.1	2.56	2.32	1.81	1.73	3.9	2.32	0.94	3.02	7.33
Mn	0.002	0.002	0.04	0.11	5.71	13.84	15.4	29.38	5.71	0.01	0.01	0.15
S	0.683	0.771	0.24	0.09	-	-	-	-	-	0.42	1.26	0.38
P	0.078	0.045	0.07	0.07	0.25	0.97	0.77	2.02	0.25	0.03	0.05	0.10
Na	0.169	0.461	2.11	2.07	0.24	0.37	0.37	1.13	0.24	<1	0.26	1.23
K	0.638	0.337	1.61	1.57	0.2	0.42	0.42	1.4	0.2	0.60	1.16	4.92
As (ppm)	117.7	77.94	7.6	10.7	10.05	10.83	16.43	10.23	11.9	49.77	371.46	84.89
Co	<1	<1	55.3	22.2	14.79	14.05	17.12	20.22	12.12	0.50	2.78	10.69
Cr	17.45	19.81	58	35	58.32	93.14	100.6	130.3	48.15	33.16	16.23	22.05
Cu	4.21	4.34	31	31	35.91	24.76	35.93	58.68	28.64	143.25	18.81	171.97
Mo	2.74	0.5	1	0.5	--	2.894	-	-	-	262.07	74.90	4.32
Nb	0.5	0.5	13.3	18	13.97	21.64	13.73	17.74	16.11	4.87	28.62	34.69
Ni	2.24	1.37	37	12	13.6	8.69	22.29	40.41	3.77	3.10	3.58	15.27
Pb	25.55	24.78	27	21	23.2	21.44	20.14	38.09	35.92	647.23	180.68	70.61
Rb	51.46	32.83	82	72	79.27	266.53	141.4	138.51	214.52	-	-	-
Sb	<1	<1	1.7	3.8	2.91	-	23.55	3.23	8.45	47.64	28.84	1.24
Sc	2.64	2.97	19.5	19.9	13.7	12.79	16.82	20.25	12.32	5.60	24.02	9.80
Sr	17.46	18.46	372	414	407.1	317.5	308.1	402.4	418.1	2.10	4.59	7.00
Ta	-	-	0.84	1.2	0.5	3.36	<1	<1	<1	34.47	187.53	340.03
Th	4.98	0.5	6.06	6	6.88	14.46	6.79	7.1	11.57	-	-	-
V	17.97	4.6	178	183	122.7	113.9	134.3	168.5	90.5	1.02	5.15	9.97
Zn	51	51	73	96	48.41	48.4	50.84	63.3	44.79	226.18	119.73	1008.10
Zr	2.5	2.5	89	122	169.6	264.3	156.8	164.3	260.6	-	-	-
La	19.44	10.29	19	24	23.17	24.41	25.18	28.42	26.25	2.88	20.33	33.78
Ce	48.25	20.94	36	53	33.7	42.6	37.52	40.95	45.05	3.69	36.24	69.22
Pr	2.52	1.4	4.81	6.04	-	-	-	-	-	<1	4.70	9.75
Nd	8.59	5.35	19.7	24.5	14.22	17.12	15.11	17.8	16.68	1.42	18.72	30.01
Sm	0.5	0.5	4.21	5.3	3.3	5.08	3.65	4.29	4.25	<1	3.11	5.69
Eu	0.5	0.5	1.17	1.59	-	-	-	-	-	<1	1.00	2.54
Gd	0.5	0.5	3.87	4.67	3.22	4.58	3.74	4.08	3.88	<1	3.32	4.99
Dy	0.5	0.5	4.11	4.55	-	-	-	-	-	<1	3.74	3.50
Er	0.5	0.5	2.51	2.81	-	-	-	-	-	<1	<1	1.19
Yb	0.5	0.5	3.2	3.4	2.46	3.36	2.71	3	2.84	<1	1.25	1.23
Eu/Eu*	0.3	0.3	-	-	-	-	-	-	-			
Ce/Ce*	1.6	1.3	-	-	-	-	-	-	-			
La/Yb	-	-	4.15	4.93	6.58	5.07	6.5	6.61	6.47			

دگرسانی است. در نتیجه تأثیر فرایندهای دگرسانی، در برخی قسمت‌ها، از جمله در بخش‌های زیرین واحدهای آذرآواری و آتشفشانی ائوسن (نیمه خاوری محدوده)، تعیین حدود بالایی و پایینی واحدها نسبت به واحدهای در برگیرنده، بافت، ساخت و ترکیب اولیه سنگ، عملاً غیر ممکن شده است. بر اساس نتایج حاصل از مطالعات کانی‌شناسی (XRD و مقاطع نازک)، ۶ نوع دگرسانی شامل سیلیسی، آرژیلیک، پیشرفته و حدواسط، سریست-آرژیلیک، کلریتی و سریستی تشخیص داده شده است. جدول ۳ و شکل ۶، مجموعه کانیایی هریک از این پهنه‌های دگرسانی را نشان می‌دهند.

برای تعیین محیط زمین‌ساختی گدازه‌های یاد شده از نمودار دو متغیره $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ در برابر $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Müller et al., 1992) (شکل ۵-ا) استفاده شده است. بر اساس این نمودار، محیط زمین‌ساختی این گدازه‌ها، کمان قاره‌ای (CAP) و کمان پس از برخورد (PAP) است. با توجه به نمودار دو متغیره Al_2O_3 - TiO_2 (شکل ۵-ب)، این گدازه‌ها ارتباطی با محیط زمین‌ساختی داخل صفحه ندارند. در نمودار سه متغیره $\text{Zr} \times 3$ - $\text{Nb} \times 50$ - $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5$ (شکل ۵-ج)، گدازه‌های یاد شده به محیط کمان پس از برخورد تعلق دارند (شکل ۵-د).

-دگرسانی: از جمله ویژگی‌های شاخص منطقه مطالعاتی، گسترش زیاد پهنه‌های



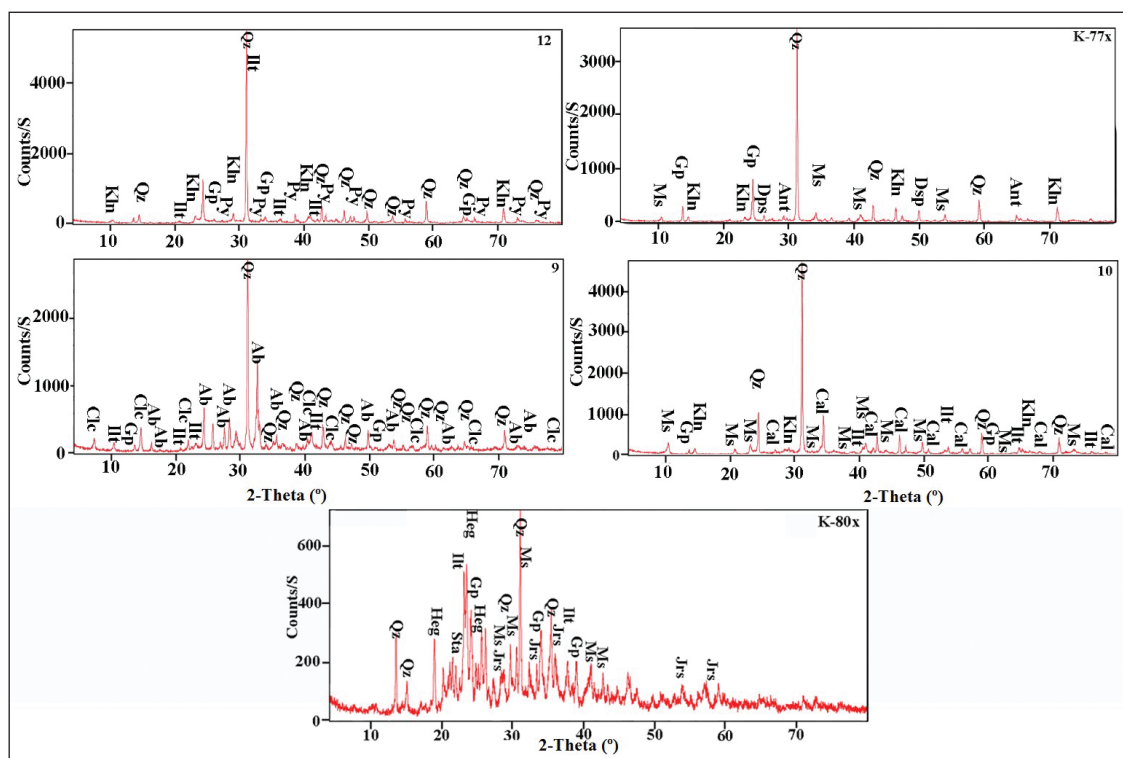
شکل ۵- موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و الیگوسن در نمودارهای شاخص محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین پتاسیک (Müller et al., 1992). (a) نمودار $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ در برابر $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$; (b) Al_2O_3 در برابر TiO_2 ; (c) نمودار سه متغیره $\text{Zr} \times 3$ - $\text{Nb} \times 50$ - $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5$. نمادهای اختصاری: کمان اقیانوسی اولیه (IOP)، کمان اقیانوسی تأخیری (LOP)، کمان قاره‌ای (CAP)، کمان پس از برخورد (PAP) و داخل صفحه (WIP).

Figure 5. The tectonic setting of Eocene and Oligocene volcanic rocks of the study area on discrimination diagrams of different tectonic settings for potassic igneous rocks (after Müller et al., 1992). a) $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$; b) Al_2O_3 vs TiO_2 ; c) $\text{Zr} \times 3$ - $\text{Nb} \times 50$ - $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5$. IOP=Initial Oceanic arc, CAP= Continental arc, PAP= Post collisional Arc, WIP= Within-plate.

جدول ۳- نتایج پراش پرتو X (XRD) نمونه‌های دگرسان شده؛ مجموعه کانی‌ها و نوع دگرسانی در منطقه کمر-گوو.

Table 3. X-ray diffraction (XRD) results of altered samples; The mineral assemblage and the alteration type in the Kamar-Gov district.

شماره نمونه	کانی‌های اصلی	کانی‌های فرعی	نوع دگرسانی
K-77X	کوارتز	ژیپس، کائولینیت، مسکوویت، دیاسپور، آاناتاز	آرژیلیک پیشرفته
QO-23XD	کوارتز	کائولینیت، آلونیت، ایلیت	آرژیلیک پیشرفته
QO-5XD	کوارتز	هماتیت، کائولینیت، ژپس، جاروسیت، ایلیت	آرژیلیک حدواسط
12	کوارتز، ایلیت	پیریت، ژپس، کائولینیت	آرژیلیک حدواسط
25	کوارتز، اورتو کلاز، آلینیت	کائولینیت، پیریت، ایلیت	آرژیلیک حدواسط
10	کوارتز، مسکوویت، ایلیت	کلسیت، ژپس، کائولینیت	سریست-آرژیلیک
35	کوارتز، مسکوویت	آلینیت، دولومیت، کائولینیت	سریست-آرژیلیک
58	کوارتز، مسکوویت	پیریت، دولومیت، کائولینیت	سریست-آرژیلیک
17	کوارتز	پیریت، دولومیت، مسکوویت، کائولینیت، ژپس	سریست-آرژیلیک
47	کوارتز، آلینیت، اورتو کلاز	مسکوویت، کائولینیت	سریست-آرژیلیک
57	کوارتز، مسکوویت	پیریت، ژپس، روتیل	سریستی
K-80X	کوارتز، مسکوویت	ایلیت، جاروسیت، هگزاهدریت، ژپس، استارکیت	سریستی
34	کوارتز، مسکوویت	جاروسیت، ایلیت	سریستی
9	کوارتز، آلینیت	کلینو کالر، ایلیت، ژپس	کلریتی (پروپلیتیک ضعیف)
QO-25XD	کوارتز	آلینیت، ژپس، کلینو کالر، ایلیت، اورتو کلاز	کلریتی (پروپلیتیک ضعیف)



شکل ۶- الگوی XRD پنج نمونه از پهنه‌های دگرسانی آرژیلیک پیشرفته (نمونه K-77x)، آرژیلیک حدواسط (نمونه 12)، سریسیت-آرژیلیک (نمونه 10 و K-80x) و کلریتی (نمونه 9). Qz: کوارتز، Ill: ایلیت، Gp: ژپس، Ms: مسکوویت، Ant: آتاتاز، Ds: دیاسپور، Kln: کانولینیت، Py: پیریت، Ab: آلپیت، Cal: کلسیت، Clc: کلینوکلر، Jrs: جاروسیت، Heg: هگزاهدريت، Sta: استارکیت (نماد اختصاری کانی‌ها بر گرفته از ویتنی و اوانز - (Whitney and Evans (2010)).

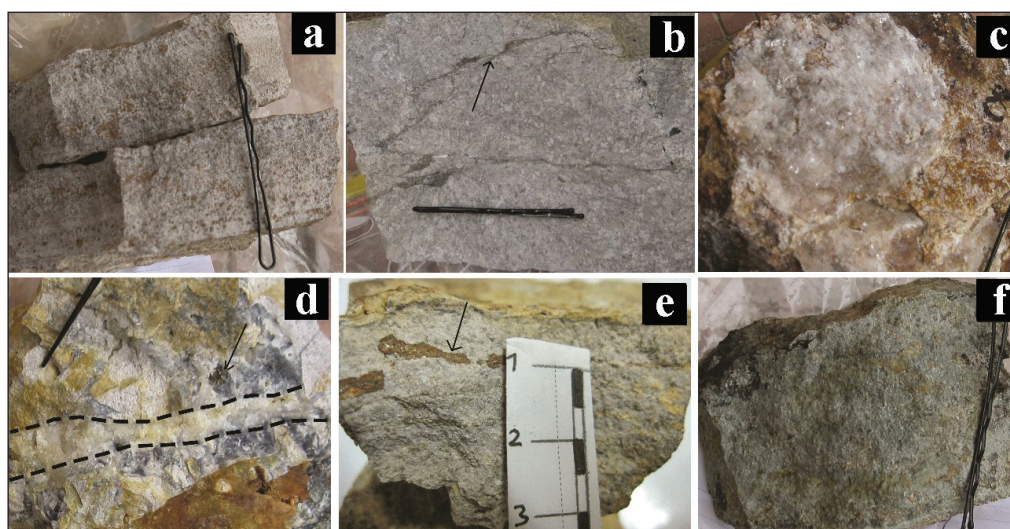
Figure 6. The XRD pattern of five altered samples from advanced argillic (no. K-77x), intermediate argillic (no. 12), Sericite-argillic (no. 10 and K-80x) and chloritic (no. 9) zones. Qz= Quartz, Ill= Illite, Gp= Gypsum, Ms=Muscovite, Ant= Anatase, Ds= Diaspore, Kln= Kaolinite, Py= Pyrite, Ab= Albite, Cal= Calcite, Clc= Clinochlore, Jrs= Jarosite, Heg=Hexahydrite, Sta=Starkeyite (The Abbreviation of mineral names is from Whitney and Evans (2010)).

شاخص، که در آن سریسیت کانی اصلی است (Thompson and Thompson, 2012)، در موارد معدود و غالباً در بخش باختری منطقه مشاهده می‌شود. نمونه‌های حاوی دگرسانی شاخص سریستی، ظاهر رنگ پریده ضعیفی داشته و حاوی کانی‌های فراوان پیریت به شکل افشان و رگچه‌ای هستند (شکل ۷-ب). مجموعه کانیایی در دگرسانی سریستی شامل کوارتز + مسکوویت + پیریت + ایلیت + تروئیل می‌باشد (شکل ۸-ب). کانی‌های جاروسیت، ژپس، هگزاهدريت و استارکیت در مجموعه سریستی منطقه، گویای دگرسانی برون‌زاد می‌باشند. تشکیل این کانی‌ها، غالباً در یک محیط اسیدی و در نتیجه اکسایش سولفیدهای آهن (از جمله پیریت) صورت می‌گیرد (Jones et al., 1998; Cogran, 2018).

فرایند رسی شدن، از دیگر دگرسانی‌هایی است که به طور گسترده، در محدوده اتفاق افتاده است. آنچنان که ذکر شد، این نوع دگرسانی غالباً با دگرسانی سریستی همراهی می‌کند. مجموعه کانیایی دگرسانی شاخص آرژیلیک حدواسط شامل کوارتز + کانولینیت + ایلیت است که گاهی کانی کلریت نیز همراه این مجموعه دیده می‌شود (شکل ۸-ا). پهنه آرژیلیک در بخش بیرونی تر سایر پهنه‌های دگرسانی و به صورت پراکنده در کریستال-وئتریک توف‌های ائوسن (به ویژه)، گسترده شده است. در نمونه دستی، ساخت و بافت توف‌های حاوی دگرسانی آرژیلیک حدواسط، به مقدار کمتری، دچار تغییر شده‌اند (شکل ۷-ا).

فرایند سیلیسی شدگی، دگرسانی رایج در منطقه مطالعاتی است. بر اساس نتایج تجزیه XRD (جدول ۳)، کوارتز کانی دگرسانی اصلی در تمامی مجموعه‌های دگرسانی است. کوارتزهای ثانویه، در نتیجه واکنش کانی‌های فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز واحدهای سنگی با سیال دگرسان کننده، همراه با دیگر کانی‌های دگرسانی، تشکیل شده‌اند. در کنار فرایند سیلیسی شدگی، دگرسانی سیلیسی نیز در منطقه دیده می‌شود (شکل ۷-د و ۸-ج). این نوع دگرسانی، در واقع کوارتزهایی هستند که پس از خروج ترکیبات واکنش‌پذیر، درون سنگ دگرسان شده باقی می‌مانند. نتیجه چنین دگرسانی، بافت‌های حفره‌دار در سنگ خواهد بود. در منطقه مطالعاتی، دگرسانی سیلیسی در منطقه به طور جزئی و یا در مواردی با شدت بالا (آنچنان که کل سنگ را در بر گرفته است) دیده می‌شود. در نمونه‌های با دگرسانی شدید سیلیسی، در نتیجه خروج کل ترکیبات اولیه و واکنش‌پذیر، کوارتزهای بازمانده به همراه بافت حفره‌ای مشاهده می‌شوند. دگرسانی‌های سیلیسی، به ویژه با رگه-رگچه‌های سیلیسی در ارتباط می‌باشند. حفرات و فضاهای خالی موجود در نمونه‌های با دگرسانی سیلیسی، توسط سیالات سیلیس‌دار بعدی پر شده‌اند (شکل ۸-ج).

از دیگر دگرسانی‌های شایع در منطقه کمر-گهو، دگرسانی سریستی است که در بیشتر موارد با دگرسانی آرژیلیک همپوشانی دارد. اما، رخداد دگرسانی فلیک به طور



شکل ۷- نمونه‌های دستی کریستال-ویتریک توف با دگرسانی‌های مختلف در منطقه کمر-گوو. (a) دگرسانی آرژیلیکی؛ (b) دگرسانی سریستی همراه با رگچه‌های پیریتی؛ (c) سریست-آرژیلیک همراه با تشکیل ژپس (سفید بلورین) و اکسی-هیدروکسیدهای آهن (لکه‌های متمایل به قهوه‌ای) حاصل از دگرسانی برونزاد؛ (d) دگرسانی سیلیسی (بخشی که با فلش نشان داده شده است، حفره‌ها و کوارتزهای بازمانده می‌باشند) همراه با تشکیل رگچه سیلیسی (بخش درون خط چین)؛ (e) دگرسانی سریست-آرژیلیک که در بین لایه‌های ظریف جریان‌ی آن (علامت فلش) کانی‌های پیریت تشکیل شده است. پیریت‌ها در نتیجه دگرسانی برونزاد، به گوتیت و لیمونیت تبدیل شده‌اند؛ (f) دگرسانی کلریتی.

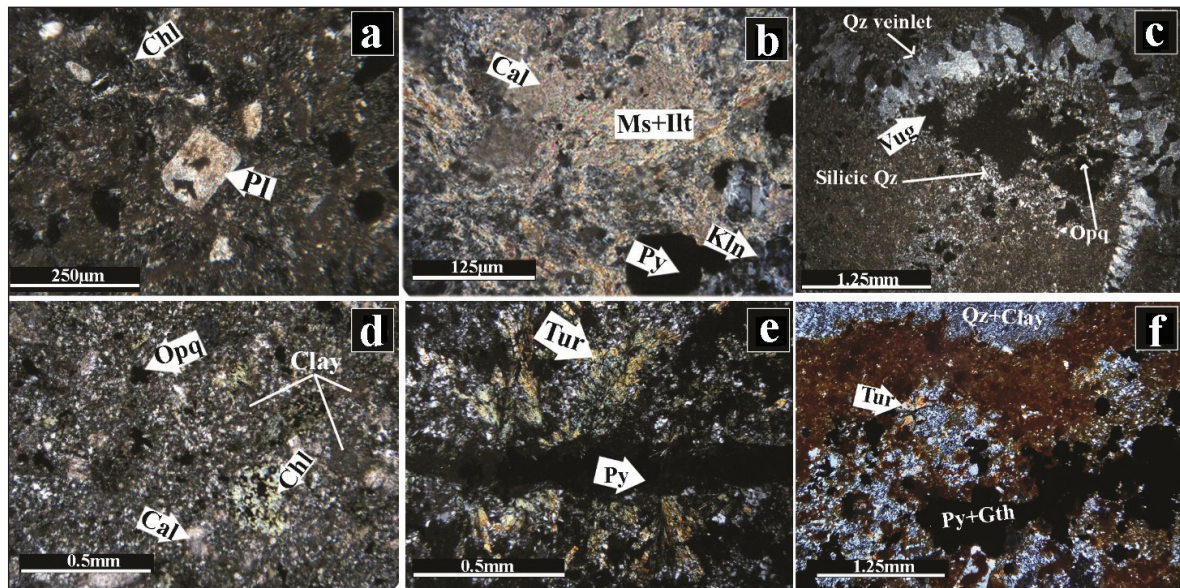
Figure 7. The photographs of crystal-vitric tuff with different alterations in the Kamar-Gov district. a) Argillic alteration; b) Sericitic alteration containing veinlets of pyrite; c) Sericitic-argillic alteration with white crystalline gypsum and iron oxide-hydroxide (brownish spots) resulted from supergene alteration; d) Silicic alteration (the arrow shows a vug and residual quartz) with a silica veinlet (inside dashed line); e) Sericite-argillic alteration with pyrite formation between fine foliations (arrow symbol). As a result of supergene alteration, pyrite minerals have turned into goethite and limonite; f) Chloritic alteration.

می‌شود (شکل ۳). کانی‌سازی سولفیدی با بافت افشان در متن نمونه‌های دگرسان شده سریست-آرژیلیک بخش خاوری منطقه شکل گرفته‌اند (شکل ۱۰-۹). همچنین، رگه‌های سیلیسی حاوی کانی‌سازی سولفیدی در این پهنه گسترش یافته‌اند. کانی پیریت در نمونه‌های دگرسان شده به مقدار زیادی به صورت افشان در متن سنگ، لایه‌ای-افشان و رگچه‌ای (شکل ۷-۹ و ۸-۹)، شکل گرفته است. کانی تورمالین به فراوانی همراه کانی پیریت دیده می‌شود (شکل ۸-۹ و ۸-۹). کانی‌های مانند گوتیت و لیمونیت که ظاهری قهوه‌ای رنگ به نمونه‌های توف دگرسان شده سریست-آرژیلیکی داده‌اند و ژپس‌هایی که در سطوح این نمونه‌ها تشکیل شده‌اند، به مقدار فراوان در منطقه مشاهده می‌شوند (شکل ۷-۹ و ۸-۹). این کانی‌ها بیشتر حاصل اکسیداسیون کانی پیریت هستند و نشان‌دهنده فرایندهای دگرسانی برونزاد می‌باشند.

پهنه دگرسانی کلریتی در منطقه کمر، مجموعه کانیایی کوارتز+کلینوکلر+ایلیت را شامل می‌شود. این پهنه به سمت بخش‌های بیرونی پهنه دگرسانی سریست-آرژیلیک توسعه یافته است (شکل ۲ و ۹). کانی کلینوکلر کانی اصلی دگرسانی کلریتی است که جانشین کانی‌های پیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز، در سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری با ترکیب مافیک و حدواسط شده است (شکل ۸-۹). رنگ کریستال-ویتریک توف‌ها و سنگ‌های آتشفشانی متأثر از دگرسانی کلریتی، در نمونه دستی، متمایل به سبز می‌باشد (شکل ۷-۹).

پهنه آرژیلیک پیشرفته با دو مجموعه کانیایی کوارتز+کانولینیت+آلونیت و کوارتز+کانولینیت+دیاسپور+مسکوویت+آناناز شناسایی شد. این پهنه، تنها در بخش خاوری منطقه، گسترش محدودی نشان می‌دهد. در این بخش از محدوده، دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در مرکز دگرسانی سریست-آرژیلیک قرار گرفته و در مواردی با رگه‌های سیلیسی در ارتباط است (شکل ۲ و ۹). طبق میر و هملی (Meyer and Hemely, 1967)، تحت شرایط دگرسانی شدید اسید-سولفات، مجموعه‌های غنی از آلونیت و پیریت حاصل می‌شوند. این در حالی است که در شرایط شدید اسید-کلراید، مجموعه کانی‌های حاوی فازهای Al-Si (برای مثال کانولینیت، دیاسپور و پیروفیلیت) شکل می‌گیرند (Kreiner and Barton, 2017). وجود دو مجموعه نامتوازن کانیایی در پهنه دگرسانی آرژیلیک پیشرفته منطقه کمر-گوو، می‌تواند نشان‌دهنده تغییر ترکیب سیال گرمایی از اسید-کلراید به اسید-سولفات و یا بالعکس باشد.

گسترده‌ترین پهنه دگرسانی منطقه کمر-گوو، پهنه سریست-آرژیلیک است. این پهنه دگرسانی که در هر دو نیمه باختری و خاوری محدوده گسترش یافته است، مجموعه کانی‌های کوارتز + سریست + کانولینیت + دولومیت+پیریت را شامل می‌شود. کریستال، ویتریک توف‌های انوسن به طور ویژه از این نوع دگرسانی تأثیر پذیرفته‌اند. این پهنه، غالباً در بخش بیرونی تر پهنه دگرسانی آرژیلیک پیشرفته، گسترده شده است و در اطراف آن، دگرسانی کلریتی (پروپیلیتیک ضعیف) مشاهده

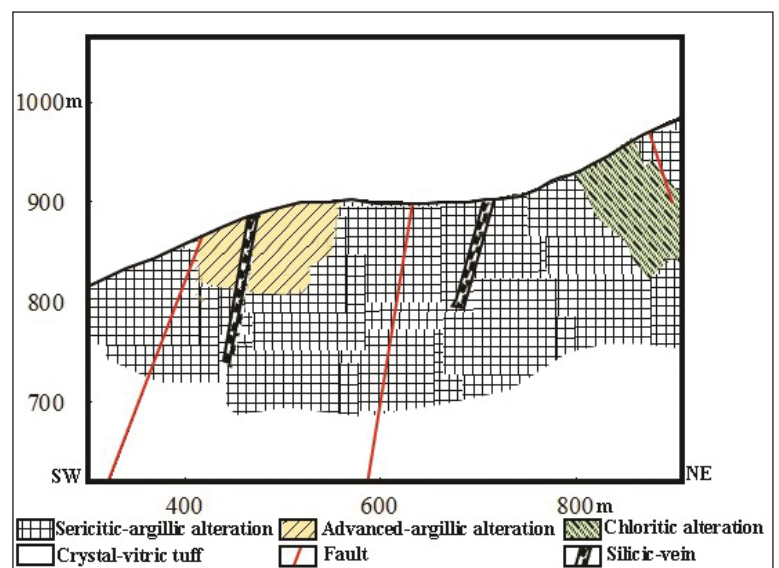


شکل ۸- تصاویر میکروسکوپی از کریستال-ویتریک توف با دگرسانی‌های مختلف در منطقه کمر-گودر (تمامی تصاویر در نور XPL گرفته شده‌اند). (a) دگرسانی آرژیلیک حدواسط. زمینه‌ای متشکل از کوارتز و کانی‌های رسی که آثار ضعیفی از دگرسانی کلریتی نیز در آن مشاهده می‌شود. در مرکز تصویر، کانی پلاژیوکلاز توسط کانی‌های دگرسانی (کلریت، کوارتز و کانی رسی) و کانی تیره جایگزین شده است؛ (b) دگرسانی سریسیت-آرژیلیک؛ (c) دگرسانی آرژیلیک + دگرسانی سیلیسی + رگچه سیلیسی. در این نمونه، زمینه توسط کانی‌های رسی جایگزین شده است. در مرکز تصویر، در اطراف حفره‌های حاصل از شسته شدن کانی‌های رسی، کوارتزهای برجسته دیده می‌شود (دگرسانی سیلیسی). حفره‌ها در بخش‌هایی توسط کانی تیره (پیریت) پر شده‌اند. در بالای تصویر، رگچه سیلیسی تشکیل شده است؛ (d) دگرسانی کلریتی. زمینه نمونه، توسط کانی‌های رسی، کوارتز و کلریت جایگزین شده است. درشت بلورهایی که کانی اولیه آنها قابل تشخیص نیست، توسط کلریت، کانی تیره و کلسیت جایگزین شده‌اند؛ (e) پر شدن ورقه‌های ظریف جریانی توسط پیریت در نمونه‌ای با دگرسانی سریسیت-آرژیلیک. در اطراف رگچه، کانی تورمالین به وفور مشاهده می‌شود. (f) تشکیل اکسی-هیدروکسیدهای آهن (لکه‌های قهوه‌ای رنگ) در اطراف رگچه پیریت در نمونه دگرسان شده سریسیت-آرژیلیک. Opq: کانی تیره، Qz: کوارتز، Clay: کانی رسی، Pl: پلاژیوکلاز، Kln: کائولینیت، Cal: کلسیت، Ser: سریسیت، Tur: تورمالین، Chl: کلریت، Py: پیریت، Gth: گویت، Ill: ایلیت، Ms: مسکوویت.

Figure 8. The microphotographs of different alterations in the crystal-vitric tuffs in the Kamar-Gov district. All photomicrographs are taken under transmitted cross-polarized lights. a) Intermediate argillic alteration. The matrix consists of fine quartz and clay minerals and weak traces of chlorite. The plagioclase crystal (in the center of the image) replaced by alteration (chlorite, quartz, clay) and opaque minerals; b) Sericite-argillic alteration; c) Argillic alteration + silicic alteration + silica veinlet. In this sample, the primary matrix replaced by clay minerals. In the center, vugs and residual quartz minerals resulted from leaching the clay minerals. The vugs are partly filled with opaque minerals. d) Chloritic alteration. The matrix replaced by quartz, chlorite, and clay minerals. Unrecognizable primary minerals are replaced by chlorite, calcite, and opaque minerals; e) The pyrite formation as veinlets in a sericite-argillic altered sample. Around the veinlet, tourmaline has abundantly formed. f) The formation of iron oxide-hydroxide around the pyrite veinlet in a sericite-argillic altered sample. Opq=Opaque mineral, Qz= quartz, Pl= plagioclase, Kln= Kaolinite, Cal= Calcite, Ser= Sericite, Tur= Tourmaline, Chl= Chlorite, Py= Pyrite, Gth= Goethite, Ill= Illite, Ms= Muscovite.

شکل ۹- طرحی شماتیک از نیم‌رخ ساده شده زمین‌شناسی (در راستای شمال‌خاور-جنوب‌باختر) مهم‌ترین پهنه‌های دگرسانی به همراه رگه‌های سیلیسی در منطقه کمر-گودر. مرز بین دگرسانی‌ها، طول، شیب و ستبرای رگه‌ها، تقریبی است.

Figure 9. A schematic diagram of the simplified geological cross-section (in the NE-SW direction) of the most dominant alteration zones along with Silica veins in the Kamar-Gov district. The border between alterations, the length, slope, and thickness of veins are approximate.

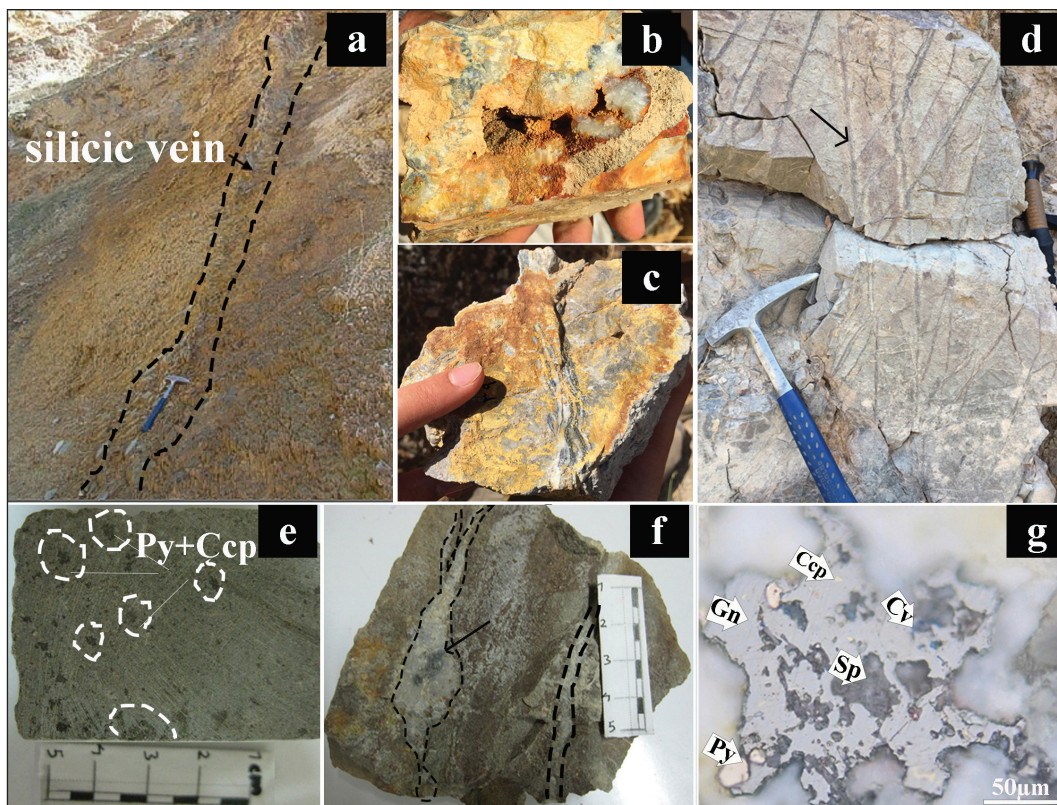


می‌شوند (نمونه شماره ۱۰) (شکل ۱۰-۱). بافت‌های کلوفرمی، نواربندی متقارن، شانه‌ای و کلوفرمی+نواربندی متقارن، بافت‌های راجع رگه‌های سیلیسی می‌باشند (شکل ۱۰-۱ b و c). این رگه‌ها غالباً در جنوب‌باختر روستای کمر متمرکز هستند. در این بخش از محدوده، رگه‌های سیلیسی بیشتر روند شمال‌باختر-جنوب‌خاور تا تقریباً خاوری-باختری دارند (شکل ۲). در رگه‌های سیلیسی، حفره‌ها و کوارتزهای بازماندی حاصل از دگرسانی سیلیسی پیشین، مشاهده می‌شوند.

در بخش جنوب‌باختر محدوده کمر-گوو، تعداد ۹ رگه سیلیسی وجود دارد. طول رگه‌ها از ۱۰ تا ۱۷۵ متر، سبزی ۵ تا ۳۰ متر و شیب ۸۰ الی ۸۵ متر متغیر می‌باشد. رگه‌ها در بیشتر موارد بی‌بر هستند و در تجزیه شیمیایی صورت گرفته از این رگه‌های سیلیسی، تنها دو رگه (رگه شماره ۲ و ۴ در شکل ۲) حاوی کانی‌سازی فلزی بوده‌اند که مقادیر فلزات در آنها (جدول ۳) بدین شرح می‌باشند: $Zn = 226-13$ ppm، $Pb = 112-674$ ppm، $Cu = 53-525$ ppm. در رگه‌های استوک‌ورکی با سنگ میزبان ریولیتی در باختر روستای کمر، مقدار عناصر فلزی اندازه‌گیری شده در دو رگه سیلیسی (نمونه‌های ۴۷ و ۱۱۷۱) بدین شرح می‌باشند: $Zn = 198-1008$ ppm، $Fe = 22908-73286$ ppm، $Mn = 812-1456$ ppm، $Cu = 53-525$ ppm.

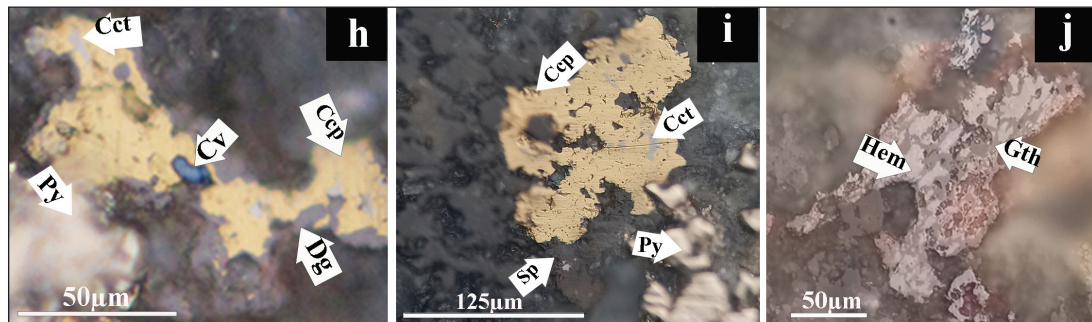
- کانی‌سازی: در محدوده کمر-گوو، کانه‌سازی‌های محدودی از کالکوپریت، کالکوسیت، اسفالریت، گالن، مگنتیت و هماتیت صورت گرفته است. کانه‌هایی همچون ککولیت، دیژنیت و گوتیت نیز که حاصل فرایندهای تأخیری می‌باشند، همراه کانه‌های اولیه دیده می‌شوند. کالکوپریت به طور بخشی (از حاشیه و در طول شکستگی‌ها) توسط دیژنیت و ککولیت، اکسیدهای آهن (به ویژه هماتیت) توسط گوتیت و اسفالریت توسط کانی ککولیت جایگزین شده‌اند (شکل ۱۰-۱ g تا j). کانی‌های فلزی، غالباً بی‌شکل بوده و اندازه آنها معمولاً از $100\mu m$ تا $200\mu m$ متغیر است. پیریت کانی سولفیدی و باطله اصلی کانی‌سازی سولفیدی و اکسیدی است. اندازه دانه‌های (نیمه شکل‌دار و بی‌شکل) پیریت، از $100\mu m$ تا 2 mm متغیر است.

رگه‌های سیلیسی با سنگ میزبان کریستال-ویتریک توف‌های انوسن (که دگرسانی‌های سیلیسی و سرسیت-آرژلیک متحمل شده‌اند) (شکل ۱۰-۱ a) و رگه‌های استوک‌ورک سیلیسی با سنگ میزبان ریولیتی (شکل ۱۰-۱ d)، مهم‌ترین نمودهای کانی‌سازی فلزی در محدوده می‌باشند. کانی‌سازی‌ها، به مقدار بسیار جزئی و به شکل افشان در متن توف‌های دگرسان شده سرسیت-آرژلیک نیز دیده



شکل ۱۰- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از اشکال کانی‌سازی‌های منطقه کمر-گوو. تصاویر میکروسکوپی در نور PPL انعکاسی، گرفته شده‌اند. (a) رگه سیلیسی در جنوب‌باختر روستای کمر؛ (b و c) بافت کلوفرمی و نواربندی متقارن+کلوفرم در رگه سیلیسی. در تصویر d، حفره‌های حاصل از دگرسانی سیلیسی پیشین، آشکار است؛ (d) رگه‌های استوک‌ورک سیلیسی در ریولیت‌های باختر منطقه؛ (e) کانه‌سازی افشان در متن کریستال-ویتریک توف با دگرسانی سرسیت-آرژلیک؛ (f) نمونه دستی رگه‌های استوک‌ورک حاوی مگنتیت و پیریت (علامت فلش در مرکز رگه) در نمونه ریولیتی باختر محدوده؛ (g) تصویر میکروسکوپی از کانی‌سازی سولفیدی در رگه سیلیسی؛

Figure 10. Photographs and microphotographs of ore-mineralization features in the Kamar-Gov district. The microphotographs were taken under reflected plane-polarized lights. a) Silica vein in the southwest of the Kamar village; b and c) Colloform and crustiform + colloform textures, respectively, in the silica vein. In picture b, the vugs resulted from primary silicic alteration; d) Silica veinlets with stockwork texture in the rhyolite; e) Disseminated ore-mineralization in the context of crystal-vitric tuff with sericite-argillic alteration; f) Hand specimen of the silica stockwork veinlet containing magnetite and hematite (arrow symbol) in the rhyolite; g) Microphotograph of sulfide mineralization in the Silica vein.



ادامه شکل ۱۰- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از اشکال کانی‌سازی‌های منطقه کمر-گوو. تصاویر میکروسکوپی در نور PPL انعکاسی، گرفته شده‌اند. (h) و (i) تصاویر میکروسکوپی کانی‌سازی سولفیدی به شکل افشان در متن کریستال-ویتریک توف با دگرسانی سریست-آرژلیک. در تصویر h، در نتیجه فرایندهای برونزاد، کالکوپیریت از حاشیه به دیژنیت و کوولیت دگرسان شده است؛ (j) کانی‌سازی هماتیت (که از اطراف در حال تبدیل شدن به گوئیت است) در رگچه استوک‌ورک با میزان ریولیتی. Cct: کالکوسیت، Ccp: کالکوپیریت، Gn: گالن، Sp: اسفالریت، Hem: هماتیت، Dg: دیژنیت، Cv: کوولیت، Py: پیریت، Gth: گوئیت

Continued from Figure 10. Photographs and microphotographs of ore-mineralization features in the Kamar-Gov district. The microphotographs were taken under reflected plane-polarized lights. h and i) Microphotograph of the disseminated sulfide mineralization in the context of crystal-vitric tuff. In picture h, covellite and digenite replace the rim of chalcopyrite; j) The microphotograph of hematite mineralization replaced by goethite in the stockwork veinlet. Cct= Chalcocite, Ccp= Chalcopyrite, Gn= Galena, Sp= Sphalerite, Hem= Hematite, Dg= Digenite, Cv= Covellite, Py= Pyrite, Gth= Goethite.

۲-۴- زمین‌شیمی پهنه‌های دگرسانی

– الگوی فراوانی عناصر ردیاب در دگرسانی‌های مختلف

بخش مهمی از مطالعات رفتار ژئوشیمیایی عناصر در سنگ‌هایی که تحت تأثیر دگرسانی گرمایی قرار گرفته‌اند، پیرو آگاهی از چگونگی رفتار آنها در سنگ مادر اولیه سالم و بدون دگرسانی است. در منطقه کمر-گوو، یافتن نمونه‌های سالم و عاری از دگرسانی کریستال-ویتریک توف‌های ائوسن که سنگ میزبان دگرسانی‌های مختلف هستند، عملاً غیر ممکن است. نمونه سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و الیگوسن، که در مطالعات سنگ‌شناسی کمترین مقدار دگرسانی را نشان می‌دادند، به عنوان مقیاسی برای تعیین میزان تغییرات عناصر در نمونه‌های دگرسان شده مورد توجه قرار گرفتند. عناصر ردیاب در سنگ‌های با حداقل دگرسانی و در نمونه‌های با دگرسانی‌های مختلف (سیلیسی، آرژلیک حدواسط و پیشرفته، سریست-آرژلیک و کلریتی) نسبت به ترکیب گوشته اولیه (Palme and O'Neill, 2014)، بهنجار و در نمودارهای چند عنصری (عنکبوتی) ارائه شدند (شکل ۱۱ و ۱۲).

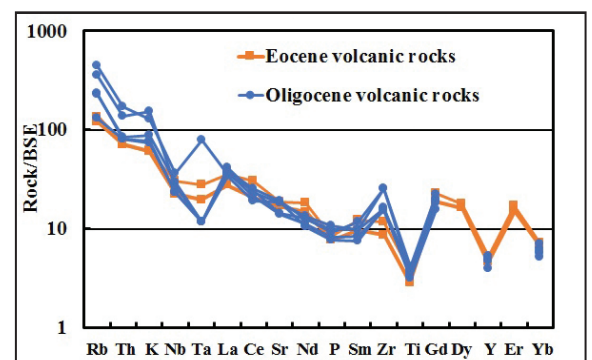
در سنگ‌های آتشفشانی، عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند P, Ta, Nb و به‌ویژه Ti، تهی‌شدگی، عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE) مانند K و

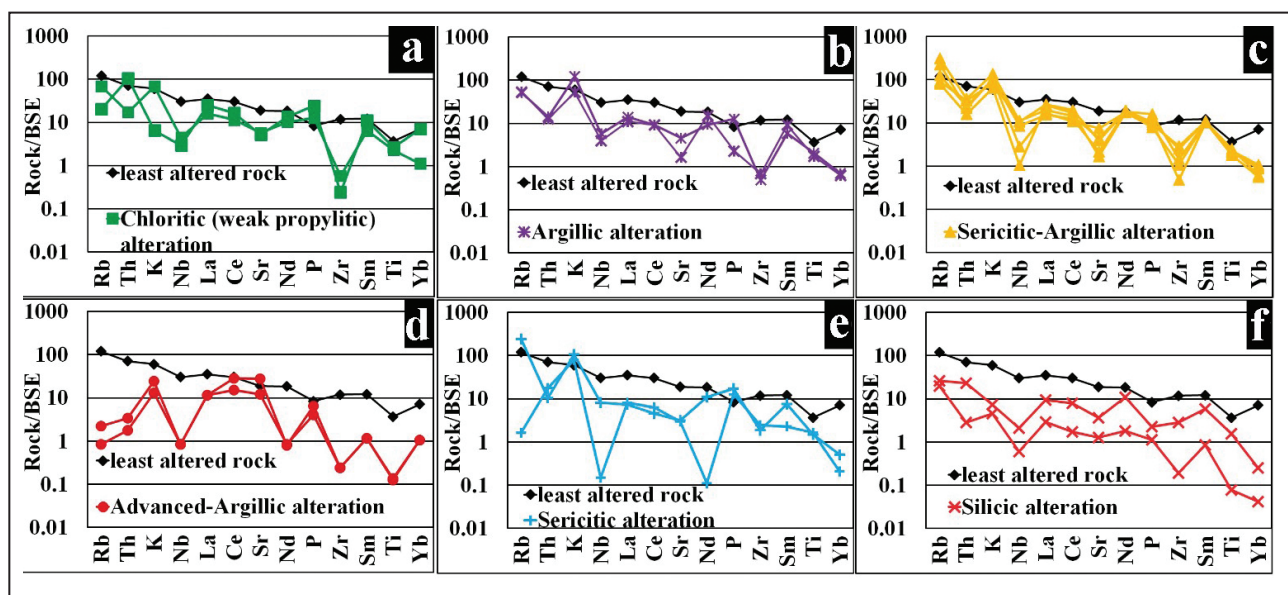
Rb غنی‌شدگی دارند. عناصر نادر خاکی سبک مانند Ce، La و Nd نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (Yb, Er, Dy) افزایش یافته‌اند. رفتار عناصر ردیاب در سنگ‌های آتشفشانی، با ماهیت کالک‌آلکانل پتاسیک و شوشنیتی این سنگ‌ها همخوانی دارد. سنگ‌های کالک‌آلکانل پتاسیم بالا و شوشنیتی، غالباً با مقدار بالای عناصر سنگ دوست درشت یون و عناصر نادر خاکی سبک و مقدار کم عناصر با شدت میدان پایداری بالا و عناصر نادر خاکی سنگین شناخته می‌شوند (Müller and Groves, 2019).

در نمودار چند عنصری (بهنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه) نمونه‌های دگرسان شده، با مقایسه رفتار عناصر ردیاب در دگرسانی‌های مختلف می‌توان دریافت که این عناصر تقریباً در تمامی دگرسانی‌ها، در مقایسه با سنگ کمتر دگرسان شده (نمونه K-32IM) دچار تغییر شده‌اند. بیشترین شدت تغییر عناصر، در پهنه‌های سیلیسی و آرژلیک پیشرفته (شکل ۱۲-d و f) است در حالی که در پهنه‌های آرژلیک حدواسط و کلریتی (شکل ۱۲-a و b)، تغییرات به نسبت کمتری ایجاد شده است. در ادامه، درباره رفتار هریک از عناصر بر اساس تعادل جرم، بحث خواهد شد.

شکل ۱۱- نمودار عنکبوتی عناصر ردیاب بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Palme and O'Neill, 2014) در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و الیگوسن.

Figure 11. Spider diagram of BSE-normalized (Palme and O'Neill, 2014) trace elements of The Eocene and Oligocene volcanic rocks.





شکل ۱۲- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب گشته اولیه (Palme and O'Neill, 2014) عناصر ردیاب در نمونه کمتر دگرسان شده تراکی‌آندزیتی (نمونه K-32IM) و دگرسانی‌های مختلف: (a) کلریتی، (b) آرژیلیک، (c) سریست-آرژیلیک، (d) آرژیلیک پیشرفته، (e) سریستی، (f) سیلیسی.

Figure 12. Spider diagram of BSE-normalized (Palme and O'Neill, 2014) trace elements of the least altered trachy-andesite (specimen no. K-32IM) and different alterations. a) Chloritic alteration, b) Argillic alteration, c) Sericitic-Argillic alteration, d) Advanced-Argillic alteration, e) Sericitic alteration, f) Silicic alteration

تهی‌شدگی عنصر Al در پهنه‌های آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی، بیشتر از سایر پهنه‌های دگرسانی است.

به نظر می‌رسد که مقدار pH سیال گرمایی، شدت دگرسانی، کانی‌های اولیه سنگ‌ساز و کانی‌های حاصل از دگرسانی، بخشی از عوامل مهم تأثیرگذار در میزان تهی‌شدگی عناصر اصلی منطقه کمر-گوو هستند. کانی‌های فرومیزین (پروکسن و آمفیبول)، به دلیل مقاومت پایین در برابر سیالات گرمایی، به سرعت دچار دگرسانی می‌شوند. شدت دگرسانی این کانی‌ها، به ویژه با اسیدی بودن سیال در ارتباط است (Hikov, 2013). تهی‌شدگی Ca، Mg و Fe که جزو عناصر سازنده کانی‌های فرومیزین در واحدهای سنگی منطقه هستند، نیز با چنین سازوکاری قابل توجیه است. با پایین بودن مقدار pH در پهنه آرژیلیک پیشرفته (با توجه به حضور کانی آلونیت) و پهنه سیلیسی (که تقریباً تمامی کانی‌ها به جز کوارتز از محیط شسته شده‌اند) بر شدت تهی‌شدگی عناصر اصلی افزوده است. تشکیل مجموعه‌های حاوی سریست و کلینوکلر (پهنه‌های دگرسانی سریستی و کلریتی) با افزایش pH سیال (تا ۵/۷) همراه می‌باشد (Barnes, 1997). با افزایش مقدار pH و به عبارتی کاهش شدت دگرسانی، از میزان تهی‌شدگی عناصر نیز کاسته شده است. از سویی، تشکیل کانی‌های دگرسانی خود در تهی‌شدگی کمتر و همچنین، غنی‌شدگی عناصر احتمالاً مؤثر بوده‌اند. برای مثال، کانی‌های حاوی پتاسیم (نظیر سریست و ایلیت) و کانی‌های حاوی آهن و منیزیم (همچون کلریت)، می‌توانند به ترتیب، بر غنی‌شدگی پتاسیم در پهنه‌های سریست و آرژیلیک و تهی‌شدگی کمتر آهن و منیزیم در پهنه کلریتی مؤثر بوده باشند.

عناصر Ti و به ویژه P، طی دگرسانی‌های مختلف در محدوده کمر-گوو تقریباً به صورت نامتحرک باقی‌مانده‌اند و تنها در پهنه‌های سیلیسی و آرژیلیک پیشرفته به مقدار بسیار جزئی تهی‌شده‌اند. ویژگی شیمیایی این عناصر (Ti جزو عناصر با شدت میدان بالا است) و نیز کانی‌هایی که بتوانند آنها را در ساختمان بلوری خود جای دهند از جمله عوامل تأثیرگذار بر عدم تحرک عناصر Ti و P می‌باشند. تیتانیم در دگرسانی‌های مختلف، به شکل کانی روتیل ته‌نشین شده و در محیط حفظ می‌شود

تبادل جرم

از جمله روش‌های محاسبه عددی تغییرات زمین‌شیمیایی دگرسانی‌های گرمایی، روش تبادل جرم می‌باشد. روش‌های متعددی برای محاسبه تغییرات جرم عناصر وجود دارد که پایه و اساس همگی آنها معادله تغییر جرم گرسنس (Gresens, 1967) می‌باشد. در این پژوهش، محاسبات تبادل جرم بر پایه روش فاکتور حجم (f_v) (Gresens, 1967) و با استفاده از الگوی صفحات گسترده لوپز-مورو (Lopez-Moro, 2012)، صورت گرفت. در روش فاکتور حجم، مقدار f_v می‌تواند با استفاده از نمودار ترکیب-حجم (C-V) به دست آید. با پلات کردن مقدار افزایش یا کاهش عناصر به عنوان تابعی از فاکتور حجم، می‌توان به مبنایی برای انتخاب مقدار f_v دست یافت. در هر یک از نمونه‌های دگرسان شده، با انتخاب عناصری که مقادیر f_v نزدیک به یک داشتند (به عنوان عناصر نامتحرک) و با در نظر گرفتن مقدار میانگین f_v (با فرض این که این عناصر در این مقدار f_v ، کمترین مقدار کاهش یا افزایش را متحمل شده‌اند)، مقدار تغییر جرم عناصر اصلی و ردیاب در هر یک از نمونه‌های دگرسان شده محاسبه شده‌اند که نتایج آنها در جدول ۴ و شکل ۱۳ ارائه شده است.

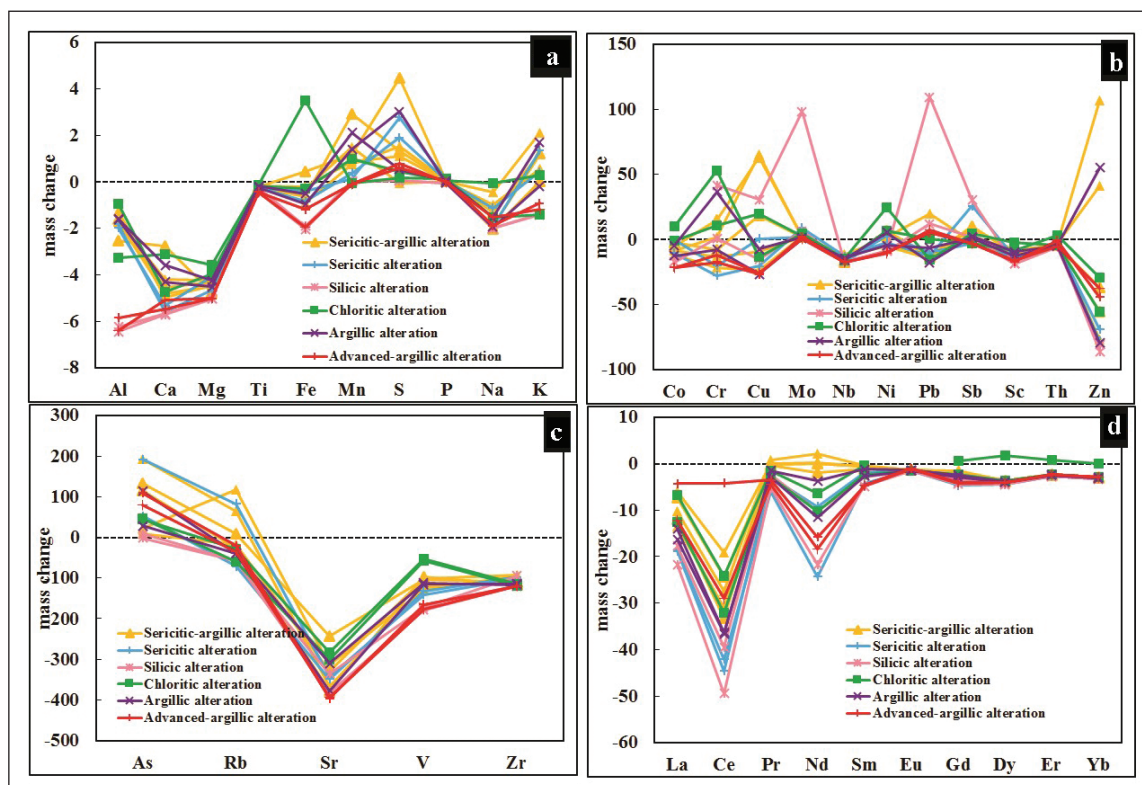
تغییر جرم عناصر اصلی

بر اساس تغییرات جرمی عناصر اصلی (جدول ۴ و شکل ۱۳-ا)، حداکثر تهی‌شدگی Ca، Mg، Al، Na، Fe، K در پهنه‌های سیلیسی، آرژیلیک پیشرفته و حداقل تهی‌شدگی در پهنه کلریتی و آرژیلیک حدواسط منطقه کمر-گوو صورت گرفته است.

عناصر K در پهنه‌های سریستی، سریست-آرژیلیک و آرژیلیک حدواسط تثبیت و غنی‌شدگی دارد. عنصر گوگرد، تقریباً در تمامی پهنه‌ها تثبیت و غنی‌شده است و میزان غنی‌شدگی آن به ویژه در پهنه سریست-آرژیلیک و سریستی بیشتر است. عناصر Fe، Na، Mg در پهنه کلریتی به طور ویژه، کمتر تهی‌شده‌اند. میزان تهی‌شدگی عناصر Ti، Mn، P در تمامی پهنه‌ها، بسیار اندک است (به جز پهنه‌های سیلیسی و آرژیلیک پیشرفته که تهی‌شدگی اندکی بیشتر را نشان داده‌اند). مقدار

سولفات، کانی‌های آلومینم-فسفات-سولفات (APS) (مانند وودزیت و سوانبرگیت) جایگزین آپاتیت خواهند شد (Stoffregen and Alpers, 1987). در منطقه مطالعاتی، کانی‌های قابل تشخیص آپاتیت و یا APS در هیچ یک از نمونه‌های دگرسانی، مشاهده نشد. با این وجود تثبیت P، عدم وجود چنان کانی‌هایی را نیز رد می‌کند. در هر حال بررسی رفتار P در پهنه‌های دگرسانی کمر، نیازمند بررسی‌های بیشتری خواهد بود.

(Hikov, 2013). در منطقه مطالعاتی نیز تشکیل کانی روتیل در برخی پهنه‌های دگرسانی از جمله سریستی (جدول ۲) و سیلیسی، بر حفظ شدگی Ti تأثیرگذار بوده است. آپاتیت، کانی اصلی فسفردار است که به خوبی می‌تواند در دگرسانی‌های پروپلیتیک و آرژیلیک حفظ شود. این کانی تا اندازه‌ای در پهنه سریستی و به طور کامل طی دگرسانی آرژیلیک پیشرفته (در pH اسیدی) حل می‌شود. در سیستم‌های اسید-



شکل ۱۳- نمودارهای عنکبوتی تغییرات جرم عناصر اصلی (a)، ردیاب (b و c) و عناصر نادر خاکی (d) در دگرسانی‌های کلریتی، آرژیلیک، سریست-آرژیلیک، سریستی، سیلیسی و آرژیلیک پیشرفته.

Figure 13. Spider diagram of the mass changes of major elements (a), trace elements (b and c), and rare earth elements (d) in the chloritic, argillic, sericite-argillic, sericitic, silicic and advanced- argillic alteration.

جدول ۴- نتایج محاسبات تغییرات جرم عناصر اصلی و ردیاب با استفاده از روش فاکتور حجم.

Table 4. Results of mass change calculations for main and trace elements based on the volume factor method.

Sample	Alteration	Al	Ca	Mg	Ti	Fe	Mn	S	P	Na	K	As	Co
9	Chloritic	-0.94	-4.73	-3.98	-0.16	-0.30	0.97	0.44	0.04	-0.06	0.28	-0.94	-4.73
K-78	Chloritic	-3.27	-3.13	-3.58	-0.12	3.50	-0.04	0.17	0.14	-1.55	-1.40	-3.27	-3.13
54	Sericitic	-1.99	-5.33	-4.08	-0.26	-0.84	0.38	1.91	0.04	-1.13	0.43	-1.99	-5.33
57	Sericitic	-1.84	-5.58	-4.66	-0.27	-0.40	0.13	2.77	0.08	-1.91	1.34	-1.84	-5.58
20	Silicic	-6.25	-5.69	-5.03	-0.45	-2.05	0.02	0.06	-0.06	-2.01	-1.43	-6.25	-5.69
39	Silicic	-6.45	-5.71	-5.04	-0.27	-1.90	0.00	0.04	-0.05	-2.01	-1.39	-6.45	-5.71
10	Sericite-argillic	-2.55	-2.77	-4.75	-0.22	-0.62	2.93	1.35	0.01	-2.03	0.01	-2.55	-2.77
17	Sericite-argillic	-1.62	-4.54	-4.32	-0.22	0.44	1.16	4.46	0.00	-1.30	1.20	-1.62	-4.54
35	Sericite-argillic	-1.68	-4.22	-4.24	-0.20	-0.29	1.49	-0.04	0.00	-0.99	0.54	-1.68	-4.22
47	Sericite-argillic	-1.74	-4.83	-4.46	-0.17	-0.22	0.88	1.12	0.02	-0.45	2.09	-1.74	-4.83
58	Sericite-argillic	-1.27	-4.97	-4.47	-0.14	-0.90	0.74	1.52	0.07	-1.88	1.19	-1.27	-4.97
12	Argillic	-1.60	-4.31	-4.52	-0.24	-0.96	1.39	3.02	-0.05	-1.96	-0.18	-1.60	-4.31

Continued from Table 4

Sample	Alteration	Al	Ca	Mg	Ti	Fe	Mn	S	P	Na	K	As	Co
25	Argillic	-1.62	-3.59	-4.26	-0.19	-0.51	2.12	0.52	0.04	-1.55	1.69	-1.62	-3.59
K-132	Advanced- argillic	-5.86	-5.49	-5.03	-0.45	-1.19	-0.11	0.60	0.01	-1.90	-0.93	-5.86	-5.49
K-235	Advanced-argillic	-6.42	-5.11	-5.02	-0.44	-1.97	-0.11	0.79	-0.02	-1.54	-1.19	-6.42	-5.11
Sample	Alteration	Cr	Cu	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb	Sb	Sc	Sr	Th	V
9	Chloritic	52.53	-13.29	4.71	-15.22	24.47	-15.79	-29.28	4.59	-2.19	-282.71	-4.48	-52.75
K-78	Chloritic	10.75	19.58	2.25	-16.24	6.39	0.10	-59.71	-3.30	-8.95	-299.59	2.88	-57.76
54	Sericitic	-20.17	0.65	1.48	-17.91	2.83	-10.12	-71.01	-2.81	-13.97	-348.73	-4.52	-131.58
57	Sericitic	-27.69	-20.55	8.90	-12.94	-2.60	-12.64	81.95	25.85	-13.63	-341.92	-5.07	-141.21
20	Silicic	41.75	30.63	98.34	-17.58	-8.51	109.24	-57.90	30.14	-18.74	-381.44	-5.72	-178.35
39	Silicic	0.78	-15.53	6.27	-16.80	-9.10	11.88	-56.62	1.49	-18.93	-335.67	-4.10	-171.40
10	Sericitic-argillic	14.60	63.43	1.41	-17.41	6.12	-13.37	-25.92	2.43	-8.45	-378.71	-4.72	-96.20
17	Sericitic-argillic	-7.88	18.02	1.59	-16.25	6.77	-12.66	8.21	9.64	-10.51	-242.95	-3.86	-103.73
35	Sericitic-argillic	1.85	65.00	1.44	-11.83	1.58	19.73	-18.24	-1.58	-10.20	-329.63	-3.27	-101.54
47	Sericitic-argillic	-13.53	-9.53	1.54	-11.11	-4.84	-12.82	118.07	0.42	-13.77	-313.82	-2.82	-127.80
58	Sericitic-argillic	-21.99	-24.00	2.50	-12.87	-5.00	-15.00	64.07	8.36	-8.89	-366.97	-4.12	-120.96
12	Argillic	36.56	-7.49	1.54	-15.59	5.38	-17.93	-39.13	2.04	-9.68	-377.20	-4.91	-115.53
25	Argillic	-7.88	-26.83	0.54	-14.43	-4.70	-6.40	-39.55	1.25	-12.60	-309.71	-4.75	-112.08
K-132	Advanced- argillic	-17.35	-26.74	2.27	-17.49	-9.74	4.85	-19.94	-3.29	-17.23	-396.34	-0.96	-164.82
K-235	Advanced-argillic	-12.26	-26.02	0.07	-17.43	-10.43	7.45	-34.30	-3.23	-16.49	-392.80	-5.43	-177.72
Sample	Alteration	Zn	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
9	Chloritic	-55.36	-115.75	-12.54	-32.16	-2.93	-10.30	-2.37	-1.45	-2.30	-3.71	-2.23	-2.85
K-78	Chloritic	-29.12	-119.49	-6.80	-24.11	-1.60	-6.33	-0.47	-	0.58	1.72	0.76	-0.02
54	Sericitic	-69.30	-97.28	-18.56	-42.12	-5.95	-24.35	-4.31	-1.54	-4.65	-4.50	-2.76	-3.30
57	Sericitic	-78.24	-102.15	-18.78	-44.64	-2.84	-9.21	-1.84	-1.44	-2.43	-3.95	-2.47	-3.15
20	Silicic	-80.88	-119.67	-21.67	-49.51	-5.31	-21.69	-4.87	-1.53	-4.41	-4.48	-2.75	-3.38
39	Silicic	-86.33	-93.96	-17.71	-39.46	-2.32	-10.31	-2.81	-1.48	-3.41	-4.28	-2.66	-3.28
10	Sericitic-argillic	-36.86	-117.23	-7.31	-24.38	-0.41	-1.91	-1.11	-1.41	-1.82	-3.73	-2.28	-2.95
17	Sericitic-argillic	-55.32	-110.53	-12.01	-33.18	-0.24	0.00	-0.53	-1.40	-1.93	-3.85	-2.46	-3.12
35	Sericitic-argillic	40.73	-92.91	-6.06	-19.06	0.10	0.00	-0.65	-1.39	-1.81	-3.74	-2.32	-2.99
47	Sericitic-argillic	106.41	-95.42	-10.20	-27.44	0.71	2.11	-0.42	-1.35	-1.57	-3.63	-2.23	-2.88
58	Sericitic-argillic	-76.99	-106.99	-13.49	-30.98	-0.04	0.15	-0.67	-1.39	-1.68	-3.76	-2.41	-3.10
12	Argillic	-79.64	-114.84	-16.33	-36.64	-1.48	-3.71	-1.25	-1.42	-2.43	-3.95	-2.47	-3.09
25	Argillic	55.23	-116.79	-14.09	-36.31	-2.91	-11.54	-2.67	-1.45	-2.92	-3.98	-2.42	-3.06
K-132	Advanced- argillic	-44.41	-119.47	-4.33	-4.19	-3.49	-15.81	-4.79	-1.08	-4.16	-4.04	-2.30	-2.89
K-235	Advanced-argillic	-37.44	-119.13	-12.19	-28.95	-4.43	-18.36	-4.73	-1.02	-4.10	-3.98	-2.24	-2.83

کانی آلونیت در پهنه آرژیلیک پیشرفته، فاز اسید-سولفات، احتمالاً فاز چیره سیستم سیال گرمایی در منطقه مطالعاتی است. وجود چنان سیستمی می‌تواند تهنی شدگی آلومینیم سنگ‌های دگرسان شده را توجیه نماید.

عنصر Mn در پهنه‌های دگرسانی مختلف، غنی‌شدگی نشان می‌دهد. رفتار عنصر منگنز، مشابه منیزیم است. از این رو، انتظار می‌رود که حین فرایندهای دگرسانی، همراه منیزیم، از محیط شسته و خارج شود. غنی‌شدگی این عنصر در منطقه احتمالاً پس از دگرسانی اولیه و توسط فرایندهای دگرسانی ثانویه و برون‌زاد صورت گرفته است (Hikov, 2013).

– عناصر پرتحرک (Sr, Rb)

عنصر Sr در پهنه‌های دگرسانی به‌طور شدیدی تهنی‌شدگی نشان می‌دهد، اما مقدار تهنی‌شدگی در پهنه‌های آرژیلیک پیشرفته (۳۴/۳۹۶-)، بیش از سایر پهنه‌های

عنصر Al، طی دگرسانی به عنوان یک عنصر نامتحرک شناخته می‌شود. سنگ‌های دگرسان شده آرژیلیک پیشرفته، در سیستم اسید-کلراید، خروج تمامی عناصر قلبایی و باقی ماندن فازهای آلومینیم-سیلیکات + کوارتز را متحمل می‌شوند. این در حالی است که در سیستم‌های غنی از سولفات (اسید-سولفات)، فازهای آلومینیم دار شسته شده و از سنگ خارج می‌شوند (Kreiner and Barton, 2017). کانی پیریت و آلونیت کانی‌های رایج سیستم‌های اسید-سولفات می‌باشند. در منطقه مطالعاتی کمر-گوو، آلومینیم در تمام پهنه‌های دگرسانی، تهنی‌شدگی نشان می‌دهد و این تهنی‌شدگی در دگرسانی‌های آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی بیش از سایر دگرسانی‌ها است. آنچنان که در بخش دگرسانی گفته شد، با توجه به وجود هر دو فازهای غنی از آلومینیم (از جمله کائولینیت و دیاسپور) و غنی‌از سولفات (پیریت و آلونیت) در پهنه آرژیلیک پیشرفته، سیستم سیال گرمایی مسؤول دگرسانی، بین دو فاز سولفات و کلراید در تغییر بوده است، اما با توجه به مقدار بالای پیریت در تمامی پهنه‌های دگرسانی و حضور

مقدار تهی‌شدگی عناصر Nb، Sc و Th در پهنه‌های حدواسط دگرسانی مؤثر بوده‌اند. در مورد کاهش قابل توجه عنصر Zr در پهنه‌های دگرسانی‌های منطقه، دلیل جامعی در دسترس نمی‌باشد. با این وجود، در برخی پژوهش‌ها، تحرک این عنصر حین فرایندهای دگرسانی گرمایی گزارش شده است (از جمله: Schaltegger, 2007; René, 2008; Pandarinath et al., 2020). از سویی نیز تشکیل کمپلکس‌های پایدار با لیگندهای هالوژنی (Bau and Dulski, 1996) و سولفات (Rubin et al., 1993; Douville et al., 1999) درون سیال گرمایی، نیز می‌توانسته، بر تحرک و خروج Zr از سنگ‌های دگرسان‌شده تأثیرگذار باشد. در هر صورت این میزان از تهی‌شدگی عنصر زیر کونیم، نیازمند مطالعات جامع‌تری خواهد بود.

– عناصر نادر خاکی (REEs)

به دلیل کمتر بودن غلظت ۴ عنصر نادر خاکی (Tb, Ho, Tm, Lu) از حد تشخیص دستگاه حین تجزیه ICP-MS، تنها تغییرات جرمی تعداد ۱۰ عنصر نادر خاکی (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu) از LREEs و Gd, Dy, Er, Yb از HREEs مورد محاسبه و بررسی قرار گرفته‌اند. در تغییرات جرمی عناصر، هر ده عنصر نادر خاکی در تمامی پهنه‌های دگرسانی، تهی‌شدگی نشان می‌دهند. پهنه‌های دگرسانی سیلیسی، سریستی و آرژیلیک پیشرفته تهی‌شدگی بیشتر و پهنه‌های کلریتی، آرژیلیک حدواسط و سریست-آرژیلیک تهی‌شدگی کمتری از REEs نشان می‌دهند (شکل ۱۳-د). عناصر La و Ce در تمامی پهنه‌های دگرسانی تهی‌شده‌اند، اما مقدار تهی‌شدگی آنها در پهنه آرژیلیک پیشرفته تا حدودی کمتر است. در بین عناصر نادر خاکی، عنصر Eu، به مقدار کمتری تهی‌شده است. محاسبه بی‌هنجاری Eu و Ce $\{Ce/Ce^* = (Ce)_N / (La_N \times Pr_N)^{0.5} \}$ و $\{Eu/Eu^* = (Eu)_N / (Sm_N \times Gd_N)^{0.5} \}$ (جدول ۳)، نشان‌دهنده بی‌هنجاری منفی (مقادیر کوچک‌تر از یک) این دو عنصر می‌باشند. بی‌هنجاری منفی Eu و Ce، می‌تواند (به ترتیب) بر اسیدی و احیایی بودن محلول گرمایی دلالت داشته باشند.

از جمله شرایط انحلال عناصر نادر خاکی طی فرایندهای دگرسانی گرمایی، pH پایین، حرارت بالای سیالات دگرسان‌کننده (Wood, 2003)، نسبت بالای سیال / سنگ (Dongen et al., 2010) و حضور مقادیر بالای یون‌های کمپلکس‌ساز (Samson and Wood, 2005; Wood, 2003) می‌باشد. حضور کانی‌هایی که عناصر نادر خاکی را در شبکه بلوری خود جای می‌دهند؛ برای مثال کانی آلونیت در پهنه آرژیلیک پیشرفته (Kikawada et al., 2004) و یا کائولینیت در پهنه آرژیلیکی (Aja, 1998)، در تهی‌شدگی کمتر عناصر La و Ce در پهنه آرژیلیک پیشرفته و حدواسط و سریست-آرژیلیک نقش داشته‌اند. با توجه به این که توان کمپلکس‌سازی عناصر نادر خاکی در pH اسیدی (کمتر از ۶) کاهش می‌یابد، این عناصر به شکل یون‌های آزاد وجود خواهند داشت (Turner et al., 1981; Wood, 1990). از این‌رو، به نظر می‌رسد که شرایط اسیدی و احیایی سیال بر خروج LREEs بیشتر تأثیرگذار بوده است. سیالات به شدت اسیدی و کمبود کانی‌های ثانویه‌ای که بتوانند REEs را در شبکه بلوری خود جای دهند، بر تهی‌شدگی شدید این عناصر در پهنه سیلیسی تأثیرگذار بوده‌اند.

– عناصر واسطه (Co, Cr, V, Ni)

عناصر واسطه در بیشتر پهنه‌های دگرسانی محدوده مورد مطالعه به جز پهنه کلریتی، دچار کاهش شده‌اند که در این بین، تهی‌شدگی عنصر V چشمگیر است (شکل ۱۳). بیشترین مقدار خروج عناصر در پهنه‌های آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی دیده می‌شود. عناصر Co, Cr, Ni در پهنه کلریتی غنی‌شدگی نشان داده‌اند. کانی‌های فرومنیزین (Mcdougall and Iovering, 1963; Shiraki, 1997) به دلیل شباهت شعاع یونی Ni و Cr، با Fe^{2+} ، این عناصر را در شبکه بلوری خود جای می‌دهند. به دلیل ناپایداری کانی‌های فرومنیزین تحت شرایط دگرسانی، عناصر Co، Cr و

دگرسانی است. عنصر Rb، در پهنه سریست-آرژیلیک و سریستی غنی شده (با بیشینه غنی‌شدگی ۱۱۸/۰۷) و غالب تهی‌شدگی آن در پهنه سیلیسی و کلریتی (با حداکثر تهی‌شدگی ۵۹/۷۱-) روی داده است. رفتار Sr مشابه Ca است، از این‌رو، وارد شبکه بلوری کانی‌هایی مانند پلاژیوکلازها می‌شود. طی دگرسانی‌های پروپیلیتی، آرژیلیک و سریست و در نتیجه تجزیه کانی‌های استرانسیم‌دار و به ویژه در حضور لیگندهای سولفات و کلراید، این عنصر بدون آنکه وارد شبکه کانیایی جدیدی شود، از محیط شسته و خارج خواهد شد (Pampura, 1985). در پهنه آرژیلیک پیشرفته اسید-سولفات، در صورتی که آنیون‌های فسفات نیز وجود داشته باشند، Sr^{2+} همراه با سولفات و فسفات، تشکیل کانی‌های APS را خواهند داد. تهی‌شدگی Sr، در پهنه‌های دگرسانی منطقه نیز بر اساس دلایل اشاره شده قابل توجیه است، اما عدم غنی‌شدگی آن در پهنه آرژیلیک پیشرفته، می‌تواند به دلیل در دسترس نبودن آنیون فسفات (با توجه به تثبیت عنصر فسفر در سنگ‌های دگرسانی) و یا کمپلکس‌سازی آن با لیگندهای کلرایدی صورت گرفته باشد.

در پهنه‌های بیرونی تر دگرسانی (سریستی و آرژیلیک) رفتار Rb پیرو رفتار K است، از این‌رو، در پهنه‌هایی که پتاسیم غنی شده، Rb نیز غنی‌شدگی نشان می‌دهد. رابطه همبستگی مثبتی نیز بین این دو عنصر در پهنه‌های دگرسانی مشاهده می‌شود (جدول ۵). تحرک بالای Rb در پهنه آرژیلیک پیشرفته (Hikov, 2013)، و نیز عدم وجود کانی‌های نگهدارنده در پهنه سیلیسی، از دلایل تهی‌شدگی بیشتر این عنصر در پهنه‌های یاد شده است.

– عناصر با شدت میدان بالا (Nb, Th, Zr, Sc)

عناصر Nb, Th, Sc در پهنه‌های دگرسانی، تهی‌شدگی نشان می‌دهند و از این بین، تهی‌شدگی Th کمتر است. بیشترین تهی‌شدگی این عناصر غالباً در پهنه‌های سیلیسی و آرژیلیک پیشرفته اتفاق افتاده است. شدت تهی‌شدگی این عناصر در پهنه‌های کلریتی، آرژیلیک حدواسط و سریست-آرژیلیک کمتر است. عنصر Zr نیز در تمامی پهنه‌های دگرسانی تهی‌شدگی نشان می‌دهد، اما میزان تهی‌شدگی آن، به مقدار قابل توجهی چشمگیر است.

یون نسبتاً بزرگ Sc^{3+} ، اغلب جانشین مناسبی برای Fe و Al است. بیشترین مقدار Sc در لیتوسفر، درون کانی‌های فرومنیزین و به ویژه پیروکسن‌های غنی از آهن موجود است که در آن Sc^{3+} جانشین Fe^{3+} می‌شود. همراهی Sc با عناصر سیدروفیل، مانند Fe، Cr و Co یک فرایند معمول می‌باشد، اگرچه میزان همراهی آنها تابع شرایط سطحی محیط است. عنصر Nb، جزو عناصر با پتانسیل یونی متوسط (۷/۲۵) است. این عنصر، به ویژه جایگزین Ti در شبکه کانی‌های تیتانیم‌داری چون اسفن، روتیل و پیرووسکیت می‌شود. زیرکن، ولفرامیت، کاسیت، اکسیدهای آهن، پیروکسن، آمفیبول و مسکویت کانی‌های دیگری هستند که عنصر Nb (به همراه Ta) را در شبکه بلوری خود جای می‌دهند (Parker and Fleischer, 1968). عنصر Th (به همراه U) به شکل جایگزینی ایزومورفی، در شبکه کانی‌هایی مانند مگنتیت، آپاتیت، اسفن و زیرکن وارد می‌شود. همچنین میانبارهایی از عنصر Th، درون کانی‌های فرومنیزین، کوارتز و فلدسپار گزارش شده است (Adams et al., 1959).

میزان تهی‌شدگی عناصر Nb، Sc و Th، با میزان مقاومت کانی‌های میزبان (احتمالی) این عناصر در زمان دگرسانی و نیز کانی‌های حاصل از دگرسانی به عنوان نگهدارنده عمل می‌کنند، در ارتباط است. در مراحل حدواسط دگرسانی (کلریتی و آرژیلیک حدواسط)، کانی‌های میزبان این عناصر از پایداری نسبی برخوردار هستند. با افزایش شدت دگرسانی (پهنه سریستی، آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی) مقدار تهی‌شدگی افزایش خواهد یافت (Hikov, 2013). کانی‌های کلریت (با توجه به روابط همبستگی مثبت و معنادار بین عناصر Sc با Fe، Al، Ca، Mg و در جدول ۵)، روتیل (با توجه به رابطه همبستگی مثبت بین Nb و Ti) و مگنتیت (رابطه همبستگی مثبت بین Th و Fe)، از جمله کانی‌هایی بوده‌اند که احتمالاً در کاهش

کانی‌های فرومنیزین است و از سویی دیگر می‌تواند حضور این عناصر در شبکه کانی‌های آهن و منیزیم دار همچون کلریت و یا همتایت و مگنتیت در پهنه سربست-آرژلیک و در نتیجه تهی‌شدگی کمتر آنها در این دگرسانی‌ها را توجیه نماید.

Ni بسیار نامتحرک شده و از محیط شسته می‌شوند (Jansson and Liu, 2020). آنچه که روابط همبستگی بین این عناصر با عناصری هم چون Al, Ca, Mg, Fe نشان می‌دهد (جدول ۵)، از سویی نشان‌دهنده خروج عناصر واسطه حین دگرسانی

جدول ۵- ماتریس همبستگی (به روش رتبه‌ای اسپیرمن) بین عناصر (به جز عناصر نادر خاکی) نمونه‌های دگرسان شده.

Table 5. Spearman's rank correlation between elements (except for rare earth elements) of altered samples

	Al	Ca	Mg	Ti	Fe	Mn	S	P	Na	K	As	Co	Cr	Nb	Ni	Rb	Sc	Sr	Th	V	Zr
Al	1																				
Ca	0.447	1																			
Mg	.652**	.591*	1																		
Ti	.640*	.689**	.742**	1																	
Fe	0.497	.629*	.766**	.716**	1																
Mn	.686**	.668**	0.357	0.45	0.419	1															
S	0.238	0.059	0.036	-0.039	0.104	0.208	1														
P	0.361	0.324	.662**	.612*	.580*	0.089	0.144	1													
Na	.525*	0.259	.784**	.535*	.621*	0.138	-0.057	0.388	1												
K	.627*	0.218	0.376	0.39	0.464	.549*	0.439	0.469	0.457	1											
As	0.218	0.148	0.027	0.063	0.121	0.082	.818**	0.347	-0.18	0.293	1										
Co	.544*	.553*	.792**	.605*	.722**	0.44	0.302	0.469	.522*	0.213	0.213	1									
Cr	0.138	0.41	0.1	0.185	0.086	0.351	-0.399	-0.36	-0.08	-0.459	-0.44	0.279	1								
Nb	.657**	0.343	0.382	.655**	.550*	0.446	0.013	0.419	0.404	.692**	0.052	0.156	-0.07	1							
Ni	.548*	.655**	.673**	.588*	.703**	.575*	0.249	0.414	0.285	0.143	0.246	.926**	0.47	0.185	1						
Rb	0.381	0.075	-0.02	0.256	0.386	0.227	0.361	0.215	0.207	.661**	0.461	-0.013	-0.38	.667**	0.007	1					
Sc	.717**	.776**	.655**	.797**	.603*	.610*	0.183	.527*	0.298	0.273	0.386	.717**	0.343	0.438	.813**	0.23	1				
Sr	0.481	0.415	.709**	.648**	.804**	0.385	-0.057	0.425	.639*	0.418	-0.16	.602*	0.188	0.495	.563*	0.14	0.42	1			
Th	0.132	0.238	0.399	0.496	.546*	-0.08	-0.161	0.26	0.454	0.093	-0.08	0.297	-0.11	0.25	0.152	0.24	0.156	0.4	1		
V	.652**	.858**	.768**	.803**	.789**	.637*	0.025	0.492	0.439	0.257	0.154	.790**	0.449	0.425	.868**	0.14	.907**	.654**	0.36	1	
Zr	0.403	-0.084	0.209	0.268	0.314	0.331	0.143	0.115	0.334	.540*	-0.06	0.273	-0.27	0.513	0.117	0.37	0.05	0.361	0.3	0.08	1

Pb در نمونه‌هایی از پهنه‌های دگرسانی آرژلیک پیشرفته و سربست-آرژلیک غنی‌شدگی نشان می‌دهد. عنصر S، در تمامی پهنه‌های دگرسانی و به ویژه در پهنه سربستی و سربست-آرژلیک غنی شده است. مقدار تغییر جرم عنصر Sb در محدوده مطالعاتی، در مقایسه با سایر عناصر کالکوفیل بسیار محدود است. بیشترین

عنصر مس غالباً در پهنه سربست-آرژلیک غنی شده و بیشترین غنی‌شدگی را در این پهنه نشان می‌دهد. عنصر Zn، در مقایسه با Cu، به مقدار بیشتری تهی شده است. غنی‌شدگی این عنصر نیز تنها در پهنه سربست-آرژلیک دیده شده است. عنصر

– عناصر کالکوفیل (Mo و Cu, Pb, Zn, As, Sb, S)

و کلریتی (پروپیلیتیک ضعیف) در منطقه مطالعاتی کمر-گکو تشخیص داده شد. مطالعه زمین‌شیمی عناصر اصلی و ردیاب که بر اساس الگوی توزیع و تغییرات جرمی صورت گرفت، گویای این مطلب است که اغلب عناصر طی دگرسانی‌های مختلف، دچار تغییر شده‌اند. شدت تغییر و خروج عناصر اصلی و ردیاب تا اندازه‌ای با نوع دگرسانی مرتبط است، به گونه‌ای که در پهنه‌های سیلیسی و آرژیلیک پیشرفته بیشتر عناصر اصلی و ردیاب تهی‌شدگی نشان می‌دهند و از این‌رو، الگوی توزیع متفاوتی نسبت به سنگ مادر اولیه دارند. در دگرسانی‌های کلریتی، آرژیلیک حدواسط و سریست-آرژیلیک مقدار تغییر جرم عناصر به نسبت کم بوده و الگوی توزیع عناصر، تفاوت کمتری نسبت به سنگ مادر اولیه دارند. پهنه دگرسانی آرژیلیک پیشرفته از دو مجموعه کانایی اسید-سولفات (مجموعه حاوی آلونیت و پیریت) و اسید-کلراید (مجموعه حاوی کانولینیت و دیاسپور) تشکیل شده است. هر دو مجموعه، وجود یک سیال اسیدی را نشان می‌دهند که در تهی‌شدگی عناصر به ویژه در پهنه‌های دگرسانی آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی، بسیار تأثیر گذار بوده است. مقدار pH سیال، میزان مقاومت کانی‌های اولیه در برابر سیال دگرسان‌کننده و کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی که به عنوان نگهدارنده عمل نموده‌اند، از جمله عوامل کنترل‌کننده رفتار عناصر در پهنه‌های دگرسانی مختلف بوده‌اند.

سیاسگزاری

نگارندگان از حمایت‌های معاونت پژوهشی دانشگاه ارومیه و سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) برخوردار بوده‌اند که بدینوسیله نهایت سپاس خود را ابراز می‌دارند. نگارندگان همچنین از ارائه نظرات و پیشنهادهای ارزنده و سازنده داوران محترم مجله سیاسگزاری می‌نمایند.

غنی‌شدگی Sb در پهنه سریستی دیده می‌شود. بیشترین مقدار غنی‌شدگی در میان عناصر کالکوفیل نیز به As تعلق دارد. در این میان، بیشترین تثبیت جرم مربوط به عنصر Mo می‌باشد که تغییر جرم به خصوصی را نشان نمی‌دهد. توزیع فلزات پایه مانند Cu, Pb, Zn غالباً با فرآیندهای کانه‌ساز مرتبط بوده و پس از گسترش فرایندهای دگرسان‌کننده، اتفاق می‌افتد. بر اساس مقدار غنی‌شدگی عناصر کالکوفیل، پهنه‌های سریستی و سریست-آرژیلیک در منطقه، به مقدار بیشتری تحت تأثیر پهنه‌های کانی‌سازی شده قرار گرفته‌اند.

آرسنیک در ساختمان بلوری اغلب کانی‌های سولفیدی مانند پیریت، کالکوپیریت و گالن، جایگزین گوگرد می‌شود. وجود بی‌هنجاری عنصر آنتیموان همراه کانی‌سازی‌های فلزات پایه و فلزات قیمتی به اثبات رسیده است و این دو عنصر به عنوان عناصر ردیاب کانسارهای اپی ترمال معرفی شده‌اند (White and Hedenquist, 1995; Carlile et al., 1998; Hedenquist et al., 2000). مثبت بین As و S (+۰/۸۱۸)، می‌تواند بر اساس کانی‌سازی گسترده پیریت در تمام پهنه‌های دگرسانی و به ویژه در پهنه‌های سریستی و سریست-آرژیلیک توجیه پذیر شود. شواهدی مانند تثبیت Mo و تا حدودی Sb، همراه با افزایش مقدار As در پهنه‌های دگرسانی، در کنار کانه‌سازی‌های رگه-رگچه‌ای، احتمالاً بتوانند کانه‌سازی نوع اپی ترمال مرتبط با یک منبع ماگمایی را در محدوده توجیه نمایند (Alfieri et al., 2013).

۵- نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری نمونه‌های دگرسان شده، شش نوع دگرسانی سیلیسی، سریستی، سریست-آرژیلیک، آرژیلیک حدواسط و پیشرفته

کتابنگاری

- سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو)، ۱۳۹۵، گزارش اکتشافی پهنه قول‌اوزن (انتشار نیافته).
- معصومی، ر.، رحیم سوری، ی.، جمالی، ح.، عابدینی، ع.، ۱۴۰۰ الف، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر اصلی و جزئی پهنه دگرسانی آرژیلیک محدوده کمر، شمال باختر ایران. فصلنامه علوم زمین، تابستان ۱۴۰۰، سال سی و یکم، شماره ۲، پیاپی ۱۲۰، ص ۱۲۳-۱۳۶. DOI: 10.22071/GSJ.2020.219967.1760.
- معصومی، ر.، رحیم سوری، ی.، جمالی، ح.، عابدینی، ع.، ۱۴۰۰ ب، دگرسانی‌های گرمایی در محدوده کمر-گکو، جنوب هشتجین، استان اردبیل، شمال غرب ایران. چهلمین گردهمایی (همایش) ملی علوم زمین، اسفند ۱۴۰۰.
- مؤید، م.، ۱۳۸۰، بررسی‌های پترولوژیکی نوار ولکانو-پلوتونیک ترشیاری البرز غربی-آذربایجان با نگرشی ویژه بر منطقه هشتجین، رساله دکترای زمین‌شناسی، گرایش پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۳۲۸ص.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ص.

References

- Adams, J. A. S., Osmond K. J., Rogers, J. J. W., 1959. The geochemistry of thorium and uranium, *Physics and Chemistry of the Earth*, 299-348. DOI: 10.1016/0079-1946(59)90008-4.
- Aja, S.U., 1998. The sorption of the rare earth element, Nd, onto kaolinite at 25°C, *J. Clays and Clay Minerals*, 46, 103–109. DOI: 10.1346/CCMN.1998.0460112.
- Alfieri, D., Voudouris, P., Spry, P.G., 2013. Shallow submarine epithermal Pb–Zn–Cu–Au–Ag–Te mineralization on western Milos Island, Aegean Volcanic Arc, Greece: Mineralogical, geological and geochemical constraints, *J. Ore Geology Reviews*, 53, 159-180. DOI: 10.1080/03717453.2017.1306278.
- Barnes, H.L., 1997. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons, 992 p.
- Bau, M., and Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa, *J. Precambrian Research*, 79, 1-2, 37-55. DOI: 10.1016/0301-9268(95)00087-9.
- Carlile, J.C., Davey, G.R., Kadir, I., Langmead, R.P., Rafferty, W.J., 1998. Discovery and exploration of the Gosowong epithermal gold deposit, Halmahera, Indonesia, *J. Geochemical Exploration*, 60(3), 207-227. DOI: 10.1016/S0375-6742(97)00048-4.
- Cogran, P., 2018. Jarosite. Elsevier Reference Collection in Earth Systems and Environmental Sciences. DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.10960-1.

- Dongen, M., Wenberg, R.F., and Tomkins, A.G., 2010. REE-Y, Ti, and P Remobilization in Magmatic Rocks by Hydrothermal alteration during Cu-Au Deposit Formation, J. Economic Geology, 105, 763-776. DOI:10.2113/gsecongeo.105.4.763.
- Douville, E., Bienvenu, P., Charlou, J.L., 1999. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems, J. Geochim et Cosmochimica Acta, 63, 627-643. DOI:10.1016/S0016-7037(99)00024-1.
- Gresens, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism, J. Chemical Geology, 2, 47-65. DOI:10.1016/0009-2541(67)90004-6.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram, J. petrology. 48(12), 2341-2357. DOI: 10.1093/petrology/egm062.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A., Urien-Gonzalez, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In: Hagemann, S.G., Brown, P.E. (Eds.), Gold in 2000, Society of Economic Geologists, J. Reviews in Economic Geology, 13, 245-277. DOI: 10.5382/Rev.13.07.
- Hewson, R.D., Cudahy, T.J., and Huntington, J.F., 2001. Geologic and alteration mapping at Mt Fitton, South Australia, using ASTER satellite-borne data. In IGARSS 2001. Scanning the Present and Resolving the Future, Proceedings, IEEE 2001 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (Cat. No. 01CH37217) (2, 724-726). IEEE. DOI:10.1109/IGARSS.2001.976615.
- Hewson, R.D., Cudahy, T.J., Burt, A. C., Okada, K., and Mauger, A. J., 2004. Assessment of ASTER imagery for geological mapping within the Broken Hill and Olary Domains, 12th Australian remote sensing and Photogrammetric conference proceedings, Perth, W.A., 2004.
- Hikov, A., 2013. Geochemistry of hydrothermally altered rocks from the Asarel porphyry copper deposit, Central Srednogie, J. Geologica Balcanica, 42(1-3), 3-28. DOI: 10.52321/GeolBalc.42.1-3.3.
- Iranian Mines and Mining Industries Development and Renovation Organization (IMIDRO), 2016. Exploratory report of Qezel-Ozan area (unpublished) (In Persian).*
- Jankovic, S., 1986. Tethyan Eurasian Metallogenic Belt: Relations of mineral associations and their tectonic setting, Tectonics and mineralization (Chinese Jurnal), 1(2), 99-124.
- Jansson, N.F., and Liu, W., 2020. Controls on cobalt and nickel distribution in hydrothermal sulphide deposits in Bergslagen, Sweden-constraints from solubility modelling, GFF. 142(2), 87-95. DOI:10.1080/11035897.2020.1751270.
- Jones, B., Renaut, R.W., and Rosen, M.R., 1998. Microbial biofacies in hot-spring sinters; a model based on Ohaaki Pool, North Island, New Zealand, J. Sedimentary Research. 68(3), 413-434. DOI: 10.2110/JSR.68.413.
- Kikawada, Y., Uruga, M., Oi, T., and Honda, T., 2004. Mobility of lanthanides accompanying the formation of alunite group minerals, J. Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 261, 3, 651-659. DOI: 10.1023/b:jrnrc.0000037109.34238.cc.
- Kreiner, D.C., and Barton, M.D., 2017. Sulfur-poor intense acid hydrothermal alteration: A distinctive hydrothermal environment, J. Ore Geology Reviews, 88, 174-187. DOI.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.018.
- Lopez-Moro, F.J., 2012. EASYGRESGRANT – a Microsoft Excel spreadsheet to quantify volume changes and to perform mass-balance modeling in metasomatic systems, Computer and Geoscience, 39, 191-196. DOI: 10.1016/j.cageo.2011.07.014.
- Mao, J., Pirajno, F., Lehmann, B., Luo, M., and Berzina, A., 2014. Distribution of porphyry deposits in the Eurasian continent and their corresponding tectonic settings, J. Asian Earth Sciences. 79, 576-584. DOI: 10.1016/j.jseas.2013.09.002.
- Masoomi, R., Rahimsouri, Y., Jamali, H., and Abedini, A., 2021. Mineralogy and geochemistry of major and trace elements in argillic alteration zone of the Kamar district, NW Iran, Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 31(2), 123-136. DOI: 10.22071/gsj.2020.219967.1760. (In Persian).
- Masoomi, R., Rahimsouri, Y., Jamali, H., and Abedini, A., 2022. Hydrothermal alteration in The Kamar-Gov district, South of Hashjin, Ardabil Province, Northwestern Iran, The 40st National Geosciences Congress. (In Persian).
- McDougall, I., and Lovering, J.F., 1963. Fractionation of chromium, nickel, cobalt and copper in a differentiated dolerite-granophyre sequence at Red Hill, Tasmania, J. Geological Society of Australia. 10(2), 325-338. DOI: 10.1080/00167616308728550.
- Mehrabi, B., Siani, M.G., Goldfarb, R., Azizi, H., Ganerod, M., and Marsh, E.E., 2016. Mineral assemblages, fluid evolution, and genesis of polymetallic epithermal veins, Glojeh district, NW Iran, J. Ore Geology Reviews, 78, 41-57. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.03.016.
- Meyer, C., and Hemley, J., 1967. Wall rock alteration, In: Barnes, H.L. (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, New York, Holt, Rinehart and Winston, 166-235.
- Moayyed, M., 2001. Investigation of Tertiary Volcano-Plutonic Bodies in West Alborz-Azarbaijan (Hashjin Area). Ph.D. thesis. Univ. of Shahid Beheshti. Iran. 296 p. (In Persian).
- Motlagh, S.H.M., and Ghaderi, M., 2019. The Chargar Au-Cu deposit: an example of low-sulfidation epithermal mineralization from the Tarom subzone, NW Iran, J. Mineralogy and Geochemistry. 196, 43-66. DOI: 10.1127/njma/2019/0158.
- Müller, D., and Groves, D.I., 2019. Indirect associations between lamprophyres and gold-copper deposits. In Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization. Springer. 398p.
- Müller, D., Rock, N.M.S., and Groves, D.I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study, J. Mineralogy and Petrology, 46(4), 259-289. DOI: 10.1007/BF01173568.

- Nabatian, G., and Ghaderi, M., 2013. Oxygen isotope and fluid inclusion study of the Sorkhe-Dizaj iron oxide-apatite deposit, NW Iran, J. International Geology Review, 55(4), 397-410. DOI: 10.1080/00206814.2012.713547.
- Nabavi, M., 1976. *An Introduction to the Geology of Iran. Geological Survey of Iran Publication. Iran. 109 p. (In Persian).*
- Palme, H., and O'Neill HSC, 2014. Cosmochemical estimates of mantle composition. In: Carlson RW (ed), Treatise on geochemistry, 2, 568p. DOI:10.1016/B978-0-08-095975-7.00201-1.
- Pampura, V.D., 1985. Geochemistry of hydrothermal systems from areas of present-day volcanism, Novosibirsk, Nauka, 150 p. (in Russian)
- Pandarinath, K., García-Soto, A.Y., Santoyo, E., Guevara, M., and Gonzalez-Partida, E., 2020. Mineralogical and geochemical changes due to hydrothermal alteration of the volcanic rocks at Acoculco geothermal system, Mexico, Geological Journal, 55(9), 6508-6526. DOI: 10.1002/gj.3817.
- Parker, R., and Fleischer, M., 1968. Geochemistry of niobium and Tantalum, Geological survey professional paper 612, 45p.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, J. Orogenic andesites and related rocks. 528-548. <https://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8625>.
- René, M., 2008. Anomalous rare earth element, yttrium and zirconium mobility associated with uranium mineralization, J. Terra Nova. 20(1), 52-58. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00786.x.
- Rubin, J.N., Henry, Ch.D., and Price, J.G., 1993. The mobility of zirconium and other "immobile" elements during hydrothermal alteration, Chemical Geology, 110, 1-3, 29-47. DOI: 10.1016/0009-2541(93)90246-F.
- Samson, I.M., and Wood, S.A., 2005. The rare earth elements: Behaviour in hydrothermal fluids and concentration in hydrothermal mineral deposits, exclusive of alkaline settings, in Linnen, R.L., and Samson, I.M., eds., Rare element geochemistry and mineral deposits, J. Geological Association of Canada, Short Course Notes. 315-341.
- Schaltegger, U., 2007. Hydrothermal zircon, J. Elements. 3(1), 51-79. DOI: 10.2113/gselements.3.1.51.
- Shiraki, K., 1997. Geochemical behavior of chromium, J. Shigen-Chishitsu, 47(6), 319-330. DOI: 10.11456/shigenchishitsu1992.47.319.
- Stoffregen, R., and Alpers, C. 1987. Svanbergite and woodhouseite in hydrothermal ore deposits: Implications for apatite destruction during advanced argillic alteration, J. Canadian Mineralogist, 25, 201-212.
- Thompson, A.J.B., and Thompson, J.F.H., 2012. Alats of alteration: a field and petrography guide to hydrothermal alteration minerals, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division. 119 p.
- Turner, D.R., Whitfield, M., and Dickson, A.G., 1981. The equilibrium speciation of dissolved components in freshwater and sea water at 25 C and 1 atm pressure, J. Geochimica et Cosmochimica Acta, 45(6), 855-881. DOI: 10.1016/0016-7037(81)90115-0.
- White, N.C., and Hedenquist, J.W., 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration, SEG Discovery, (23), 1-13.
- Whitney, D.L., and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals, J. American mineralogist, 95(1), 185-187. DOI: 10.2138/am.2010.3371.
- Wood, S., 1990. The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium: 2. Theoretical prediction of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapor pressure, J. Chemical Geology, 88, 99-125. DOI: 10.1016/0009-2541(90)90080-Q.
- Wood, S.A., 2003. The geochemistry of rare earth elements and yttrium in geothermal waters, Society of Economic Geologists, Special Publication .10, 133-158. DOI: 10.5382/SP.10.08.
- Yasami, N., Ghaderi, M., Madanipour, S., and Taghilou, B., 2017. Structural control on overprinting high-sulfidation epithermal on porphyry mineralization in the Chodarchay deposit, northwestern Iran, J. Ore Geology Reviews, 86, 212-224. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2017.01.028.