



## RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/ECONG.2021.69941.1017



## Alteration and mass balance of igneous rocks in the Taktelar area, northwest of Zahedan, SE Iran

Mohammad Boomeri <sup>1\*</sup> , Atefeh Piri <sup>2</sup> , Abdolbaset Nohtanifar <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

<sup>2</sup> M.Sc., Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

<sup>3</sup> Guest Lecturer, Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

### ARTICLE INFO

#### Article History

Received: 21 April 2021  
Revised: 15 October 2022  
Accepted: 15 October 2022

#### Keywords

Subvolcanic rocks  
Au and Cu mineralization  
Alteration  
Mass balance  
Sistan suture zone

#### \* Corresponding author

Mohammad Boomeri  
✉ [boomeri@science.usb.ac.ir](mailto:boomeri@science.usb.ac.ir)

### ABSTRACT

The Taktelar area is located in 140 Km northwest of Zahedan city in the Sistan Suture Zone. In this area Eocene flysch-like rocks such as shale, siltstone and sandstone are intruded and extruded by Oligocene-Miocene plutonic, extrusive and sub-volcanic rocks. The igneous rocks are dacite, andesite, and diorite porphyry and are mainly altered. The mineralization in the Taktelar area occurs as dissemination and vein types in sub-volcanic and sedimentary rocks. The disseminated mineralization is characterized with wide formation of pyrite with or without Cu minerals and vein mineralization includes malachite, galena and Au-bearing silicic veins. The hydrothermal alterations are potassic, phyllic, tourmalinitic, argillic, silicic and propylitic. The result of mass change calculation shows enrichments of SiO<sub>2</sub> and depletion of other elements in phyllic alteration zone. In argillic alteration zone, contents of As, Mo, Zn, and Pb were enriched and other elements were depleted or were not changed. The alteration zones with quartz stockwork veins and enrichment of SiO<sub>2</sub> and K<sub>2</sub>O have the most enrichment of Cu and Mo. The behavior of the elements in the propylitic alteration zone is different and generally increasing of the main elements is more significant. The ore-making elements have more enrichment in samples with silica veins so that the highest enrichment of copper and molybdenum occurs in rocks with higher SiO<sub>2</sub> and K<sub>2</sub>O and quartz veins. Generally, in most altered zones, contents of copper, molybdenum, lead, zinc and arsenic show enrichment and rare earth elements show depletion. Light rare earth elements show more depletion than heavy rare earth elements, indicating their more mobility in hydrothermal systems.

### How to cite this article

Boomeri, M., Piri, A. and Nohtanifar, A., 2022. Alteration and mass balance of igneous rocks in the Taktelar area, northwest of Zahedan, SE Iran. *Journal of Economic Geology*, 14(3): 65–93. (in Persian with English abstract)  
<https://doi.org/10.22067/ECONG.2022.69941.1017>



©2022 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

## EXTENDED ABSTRACT

### Introduction

Alteration is characterized by mineralogical, and textural changes in the wall-rocks through which hydrothermal fluids circulate. There are several types of hydrothermal alterations, depending on the nature of the circulated fluid and wall-rocks and physico-chemical conditions of the formation environment. Although, the alteration types have been mainly investigated in terms of their minerals, recently they have been also described for geochemical characteristics and mass changes (Maanijou et al., 2012, Siahcheshm et al., 2014; Derakhshani and Abdolzadeh, 2009). The main aim of this paper is to study mass change and enrichment and depletion of the different elements in altered rocks in the Taktelar area. In addition, mineralogy and geochemistry of the alteration types will be investigated.

### Geology

The Taktelar area is located 40 Km northwest of Zahedan city in the Sistan Suture Zone. This zone is characterized by Cretaceous ophiolites of the Neo-Tethys Ocean and Cretaceous to Eocene flysch-like rocks that have been intruded by a range of calc-alkaline to shoshonitic igneous rocks of subduction, collision and post-collision settings (Camp and Griffis, 1982). In the Taktelar and adjacent area, Eocene flysch-like rocks such as shale, siltstone and sandstone are intruded and extruded by Oligocene-Miocene plutonic, sub-volcanic, volcanic and pyroclastic rocks. The Oligocene plutonic rocks are mainly related to shoshonitic syenitic and monzonitic rocks (Piri, 2018).

Sub-volcanic rocks occur as stock and dikes and are mainly post-collisional arc related, calc-alkaline dacite and diorite porphyry. The volcanic rocks range from basalt to dacite. The pyroclastic rocks are lithic tuff and ignimbrites. The volcanic, sub-volcanic and sedimentary rocks have been altered in the study area. The study area has been affected by several faults including NW-SE and N-S strike-slip and NE and E-S faults.

### Methods

Several samples were collected from outcrops and cores of all rocks and alteration types. Thin, thin-polish and polish sections of the samples were studied by polarizing microscopes at the University

of Sistan and Baluchestan in Zahedan, Iran. Some of them were analyzed by XRF (9 samples) and ICP-MS and ICP-OES (12 samples) to measure main and trace elements, respectively. The mass change of these elements is calculated by the Grant (2005), MacLean and Kranidiotis (1987) and MacLean (1990) methods.

### Result and discussion

The igneous rocks in the Taktelar are mainly andesite, dacite and diorite porphyry that mainly contain plagioclase, quartz, amphibole and biotite. Other igneous rocks in this area are monzonite and syenite that contain mainly plagioclase, orthoclase, clinopyroxene, amphibole and biotite. The flysch-type rocks are sandstone, siltstone and metamorphosed shales (hornfels). The sedimentary flysch-like rocks and stocks are extensively and intensively altered and weakly mineralized. The mineralization occurs as dissemination and vein types. The alteration types are potassic, sericitic (phyllic), tourmalinitic, argillic, silicic and propylitic. The potassic alteration occurs in dioritic to granodioritic stocks in the north part of the Taktelar area and is characterized with orthoclase, biotite and quartz-pyrite stockworks and little malachite. The phyllic alteration including tourmalinitic and sericitic alteration as the most extensive alteration mainly occurs in dacite and is characterized with sericite, quartz, pyrite, tourmaline and clay minerals. The propylitic alteration occurs in dikes and sedimentary and igneous rocks mainly in marginal parts of the study area and is characterized with epidote, calcite, chlorite, quartz and pyrite. The argillic and silicic alterations are the most intensive and extensive alteration around silicic and mineralized veins in the Taktelar area. The mineralized veins are important for exploration of Au, Ag, Cu and Pb.

The Isocon and MacLean and Kranidiotis (1987) methods monitor composition-volume relations by the following equations:  $C_i^A = M^O / M^A (C_i^O + \Delta C_i)$  and  $DC_i = (C_i^A / C_i^O)$  of immobile element \*  $C_i^A - C_i^O$ , respectively, where  $C_i$  is concentration of the species  $i$ ,  $O$  and  $A$  refer to original and altered rocks, respectively,  $M^O$  and where  $M^A$  represents equivalent masses before and after alteration and  $\Delta$  means change. The results show enrichments of Cu, Mo, Pb, Zn and As and depletion of REE in most alteration zones. The alteration zones with quartz

stockwork veins and enrichment of  $\text{SiO}_2$  and  $\text{K}_2\text{O}$  have the most enrichment of Cu and Mo.

### **Conclusion**

Isocon diagrams and gain and lost histograms show that the main, minor and rare earth elements were mainly depleted while Cu, Mo, Pb, Zn, As were usually enriched during alteration by hydrothermal

fluids. The most enrichment of Cu occurs in amphibole-biotite diorite porphyry that was cut by quartz stockworks. The  $\text{SiO}_2$  and  $\text{K}_2\text{O}$  were increased in this type of rock that may be a character of potassic alteration. The most depleted alterations in the Taktelar area are phyllic and argillic alterations.



## دگرسانی و تغییر جرم سنگ‌های آذرین در محدوده تکتلار، شمال غرب زاهدان، جنوب شرق ایران

محمد بومری<sup>۱\*</sup>، عاطفه پیری<sup>۲</sup>، عبدالباسط نهتانی فر<sup>۳</sup> <sup>۱</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران<sup>۲</sup> کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران<sup>۳</sup> مربی مدعو، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
محدوده تکتلار در ۱۴۰ کیلومتری شمال غرب شهر زاهدان، در پهنه زمین‌درز سیستان قرار دارد. در این منطقه سنگ‌های فلیش گونه ائوسن نظیر شیل، سیلتستون و ماسه سنگ به وسیله سنگ‌های آذرین درونی، خروجی، نیمه عمیق و دایک‌های الیگومیوسن پوشیده یا قطع شده‌اند. سنگ‌های آذرین بیشتر شامل داسیت، آندزیت و دیوریت پورفیری هستند و اغلب دگرسان شده‌اند. کانی‌زایی در محدوده تکتلار هم در سنگ‌های آذرین نیمه عمیق و هم در سنگ‌های رسوبی به صورت افشان و رگه‌ای رخ داده است. کانی‌زایی افشان با تشکیل گسترده پیریت با یا بدون کانی‌های مس دار مشخص می‌شوند و کانی‌زایی رگه‌ای شامل رگه‌های سیلیسی طلا دار، مالاکیت و گالن است. دگرسانی‌های گرمابی شامل انواع پتاسیک، فلیک، آرژلیک، سیلیسی، پروپلیتیک و تورمالینی هستند. نتایج محاسبه تغییرات جرم نشان می‌دهد که در منطقه دگرسانی فلیک، $SiO_2$ غنی‌شدگی و بقیه عناصر تهی‌شدگی داشتند. در منطقه دگرسانی آرژلیک میزان $Pb$ و $Zn$ افزایش و بقیه عناصر کاهش یافته‌اند و یا بدون تغییر بودند. رفتار عناصر در منطقه دگرسانی پروپلیتیک متفاوت بوده و به طور کلی، افزایش عناصر اصلی چشمگیرتر است. عناصر کانسنگ‌ساز در نمونه‌هایی که دارای رگچه سیلیسی هستند، غنی‌شدگی بیشتری دارند؛ به طوری که، بیشترین غنی‌شدگی مس و مولیبدن در سنگ‌هایی است که دارای $K_2O$ و $SiO_2$ بالاتر و دارای رگچه‌های داربستی کوارتز هستند. به طور کلی، در بیشتر مناطق دگرسانی، میزان مس، مولیبدن، سرب، روی و آرسنیک دارای غنی‌شدگی و عناصر خاکی کمیاب دارای تهی‌شدگی هستند. عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین تهی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهند که نشانه تحرک بیشتر آنها در سامانه‌های گرمابی است.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۲/۰۱ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۱/۰۷/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۷/۲۳
	<b>واژه‌های کلیدی</b> سنگ‌های نیمه عمیق کانی‌زایی مس و طلا دگرسانی تغییرات جرم پهنه زمین‌درز سیستان
	<b>* نویسنده مسئول</b> محمد بومری boomeri@science.usb.ac.ir

## استناد به این مقاله

بومری، محمد؛ پیری، عاطفه و نهتانی فر، عبدالباسط، ۱۴۰۱. دگرسانی و تغییر جرم سنگ‌های آذرین در محدوده تکتلار، شمال غرب زاهدان، جنوب شرق ایران.

زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۳): ۶۵-۹۳. <https://doi.org/10.22067/ECONG.2022.69941.1017>

## مقدمه

محدوده تکتلار (یا کله گر) در ۱۴۰ کیلومتری شمال غرب شهر زاهدان، در استان سیستان و بلوچستان واقع شده است (شکل ۱). سنگ‌های این محدوده به طور گسترده دگرسان شده و دارای مقادیر زیادی پیریت همرا با چندین رگه سیلیسی و رگه‌هایی با کانی‌زایی مس و سرب هستند. دگرسانی‌های شناسایی شده شامل فیلک، پروپیلیتیک، پتاسیک، سیلیسی، آرژیلیک و تورمالینی شدن هستند و کانی‌زایی‌ها از دو نوع پورفیری و رگه‌ای اپی‌ترمال هستند (Sargazi et al., 2015; Piri, 2018; Boomeri et al., 2020). بررسی‌های لیتوزمین شیمیایی بیانگر ناهنجاری مس و مولیدن در بخش پورفیری و طلا با رگه‌های سیلیسی است (Ghofran Mola, 2018). وجود ناهنجاری سولفید آهن (به دلیل وجود پیریت فراوان) در عمق نیز به وسیله بررسی‌های زمین‌فیزیکی آشکار شده است (Khamar, 2017). از جمله بررسی‌های اکتشافی عمقی می‌توان به حفر ۵ گمانه در بخش پورفیری به متر ۱۰۰۰ متر و ۱۷ گمانه در بخش رگه‌ای به متر ۲۰۰۰ متر اشاره کرد (Piri, 2018). مقدار ذخیره برای بخش رگه‌ای ۲۵۰۰۰۰ تن با عیار ۰/۷ گرم بر تن طلا ارزیابی شده است؛ در حالی که بخش پورفیری، غیراقتصادی تشخیص داده شده است (Boomeri et al., 2020). بهره‌برداری از این ذخیره هنوز شروع نشده است. دگرسانی‌ها در اطراف کانسنگ‌های گرمابی معمولاً به صورت هاله‌ای متشکل از مناطق هم‌مرکز گسترش دارند که از مرکز کانسار به سمت خارج دارای ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، کانی‌شناسی و بافتی متفاوتی هستند و هر منطقه با مجموعه کانی‌های مشخص شناسایی می‌شود. آنچه اغلب در بررسی مناطق دگرسانی مورد بحث قرار می‌گیرد، بررسی کانی‌ها و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی محلول‌های دگرسان‌کننده است؛ در حالی که، تغییرات جرم و میزان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر در دگرسانی‌ها نیز مهم هستند (Hezarkhani, 2002; Maanijou et al., 2008; Derakhshani and Abdolzadeh, 2009; Maanijou et al., 2012; Maanijou and Mostaghimi,

2014; Siahcheshm et al., 2014). در حین دگرسانی سنگ‌ها، عناصری به آنها اضافه و عناصری از آنها خارج می‌شوند. معمولاً فعالیت هر کاتیون و یا نسبت آن به  $H^+$  در سیال، میزان ورود و خروج عناصر را کنترل می‌کند و محلول‌های اسیدی باعث خروج بیشتر عناصر از سنگ می‌شوند. در بررسی‌های مربوط به تغییر جرم و در محاسبات موازنه جرمی تلاش می‌شود تا میزان تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر در سنگ‌های دگرسان شده به طور کمی ارزیابی شود. هدف از محاسبه تغییر جرم در طول دگرسانی، تعیین افزایش یا کاهش حجم شبکه است. در بررسی تغییرات جرم در طول دگرسانی، هرگاه مقدار عناصر نامتحرک در نمونه‌هایی که کمتر دگرسان شده‌اند، در اثر خروج عناصر متحرک به طور نسبی غنی شوند، جرم شبکه کاهش می‌یابد و هنگامی که عناصر متحرک به سنگ افزوده شوند، جرم شبکه افزایش پیدا می‌کند (Grant, 1986). پژوهشگران برای بررسی تغییر جرم عناصر طی فرایندهای دگرسانی گرمابی، روش‌های مختلفی ارائه کرده‌اند (Gresens, 1967; Nesbitt, 1979; Grant, 1986; MacLean and Kranidiotis, 1987; MacLean, 1990; Riebe et al., 2003; Grant, 2005; Warren et al., 2007). بنابراین روند تغییرات عناصر اصلی، فرعی و خاکی کمیاب و ارتباط بین این تغییرات و تغییرات کانی‌شناسی و کانه‌سازی در مناطق دگرسانی قابل محاسبه و بررسی است (Esmaili and Afshuni, 2009; Asadi et al., 2010; Mikaili et al., 2011; Babazadeh et al., 2014; Mohammadzadeh et al., 2016; Biabangard et al., 2017; Mathieu, 2018). در بررسی تغییر جرم در مناطق دگرسانی، در صورت شناسایی ترکیب شیمیایی سنگ منشأ (یا سنگ سالم و غیر دگرسان) می‌توان میزان تغییرات عناصر در سنگ‌های دگرسان شده را محاسبه کرد.

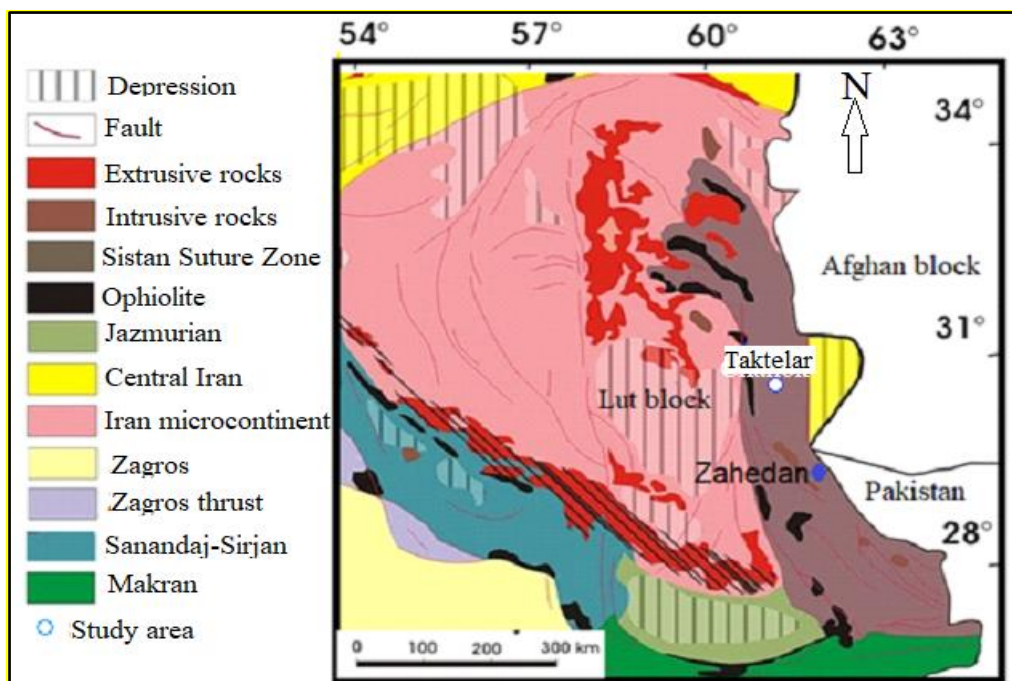
هدف اصلی این پژوهش، بررسی تغییر جرم یا افزایش و کاهش عناصر مختلف در سنگ‌های آذرین دگرسان شده در منطقه تکتلار است. علاوه بر این، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی انواع دگرسانی‌ها در این منطقه بررسی شده است. این نوع بررسی‌ها در شناسایی محل کانسار، منطقه‌بندی شیمیایی هاله دگرسانی، شرایط

فیزیکی‌شیمیایی و تأثیر متقابل سیال و سنگ دیواره، مهم هستند.

### زمین‌شناسی

از لحاظ زمین‌شناسی محدوده تکتلار در پهنه زمین‌درز سیستان واقع می‌شود (شکل ۱). پهنه زمین‌درز سیستان شامل دو مجموعه افیولیتی رتوک در شرق و نه در غرب و حوضه رسوبی سفیدآبه در بین آنهاست (Tirrul et al., 1983). مجموعه نه و رتوک حاوی افیولیت‌هایی به سن کرتاسه، فیلیت با سن کرتاسه تا ائوسن (فلیش‌های دگرگونه) و سنگ‌های رسوبی- آواری قاره‌ای عمیق با سن پالئوژن هستند (Tirrul et al., 1983). حوضه سفیدآبه از سنگ‌های تخریبی و کربناته سنومانین تا ائوسن به ضخامت ۸ کیلومتر و اندکی افیولیت تشکیل شده است (Tirrul et al., 1983). سنگ‌های آذرین غیرافیولیتی نیز در پهنه زمین‌درز سیستان به فراوانی وجود دارند و مراحل کاملی از ایجاد ریفت قاره‌ای، فرورانش، برخورد و حوادث پس از برخورد را نشان می‌دهند

(Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983). در پهنه زمین‌درز سیستان، افیولیت‌ها قدیمی‌ترین سنگ‌ها و نشانه بقایای پوسته اقیانوسی هستند. سنگ‌های خروجی نفوذی کالک‌آلکالین نخیلاب و رود شور و بخشی از گرانیتوئید زاهدان متعلق به کرتاسه پایانی و ائوسن و نشانه فرورانش پوسته اقیانوسی در شرق ایران هستند (Camp and Griffis, 1982; Hedayati, 2015; Mohammadi et al., 2016). بخشی از گرانیتوئید زاهدان با سن الیگوسن پیشین به برخورد بلوک لوت و سیستان ربط داده شده است (Camp and Griffis, 1982). حوادث بعد از برخورد بلوک‌های لوت و افغان به چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی امتدادلغز مزدوج و ماگماتیسیم در الیگوسن و میوسن و تشکیل سنگ‌های آذرین در کوه‌لار، آساگی، جانجا، کفتارکوه، سیاسترگی، تکتلار و غیره منجر شده است (Camp and Griffis, 1982).

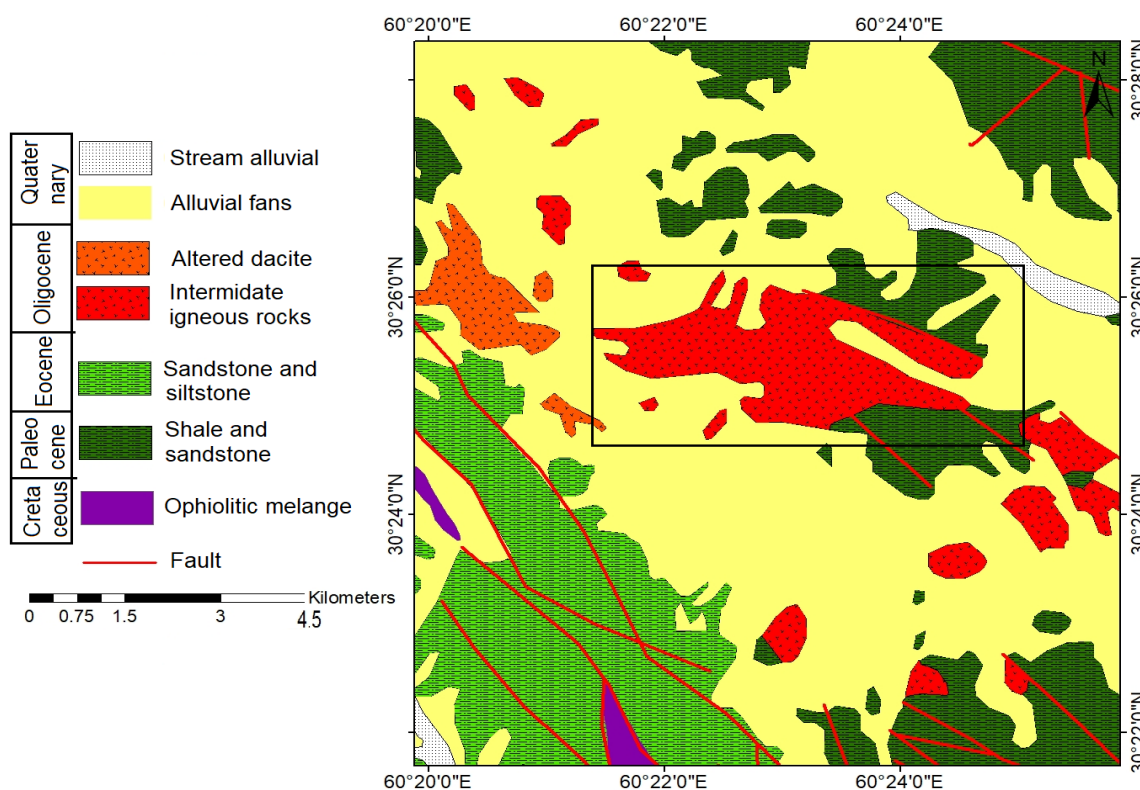


شکل ۱. نقشه پهنه‌های ساختاری-رسوبی شرق و جنوب شرق ایران و موقعیت پهنه زمین‌درز سیستان و محدوده تکتلار (Stocklin, 1968)

**Fig. 1.** Map of some structural-sedimentary zones of eastern and southeastern Iran and location of the Sistan suture zone and Taktelar area (Stocklin, 1968)

هامون (Aghanabati, 1991)، ۱:۱۰۰۰۰۰، (Valeh and Saidi, 1989) و ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه سیاسترگی (Aghanabati, 1991)، قدیمی‌ترین واحد سنگی موجود در منطقه واحد افیولیتی کرتاسه است که در غرب محدوده مورد بررسی گسترش داشته است و رخنمون کوچکی از آن (هارزبورژیت) در شکل ۲ دیده می‌شود. سنگ‌های رسوبی اغلب شامل شیل، ماسه سنگ، سیلتستون، سنگ آهک، گلسنگ و کنگلومرا هستند و بخشی از فلیش ائوسن به شمار می‌روند (شکل ۲).

گسل‌های امتدادلغز باعث تشکیل دایک و استوک‌های فراوان و فعالیت آتشفشانی قلیایی در میوسن شده‌اند (Tirrul et al., 1983; Pang et al., 2013). این رویدادها باعث تشکیل کانسارهای متعددی از جمله سامانه‌های پورفیری و گرمابی نخیلاب، آساگی، سیاسترگی، جانجا، تکتلار، لار و زاهدان شده است (Hedayati et al., 2016; Boomeri, 2017; Janabadi, 2019; Boomeri et al., 2019). زمین‌شناسی منطقه تکتلار مشابه دیگر بخش‌های پهنه زمین‌درز سیستان است. بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ دریاچه



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده شده از محدوده تکتلار با تغییرات از واله و سعیدی (Valeh and Saidi, 1989)

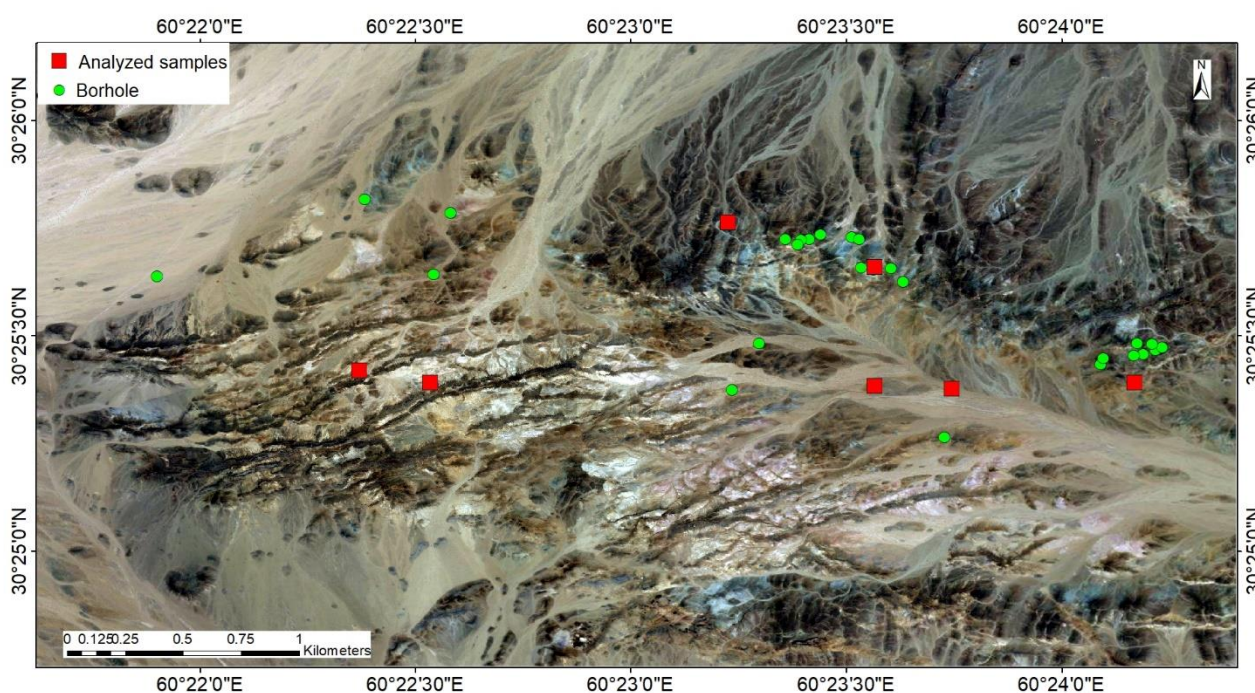
Fig. 2. Simplified geological map of the Taktelar area (modified from Valeh and Saidi, 1989)

محدوده شکل ۲، در محدوده کوه آساگی دیده می‌شوند. مجموعه خروجی و نفوذی آساگی در شمال غرب و کوه سیاسترگی در شمال شرق منطقه واقع هستند. در این مناطق، سنگ‌های آتشفشانی

این سنگ‌ها، کم‌ویش دگرگون و دگرسان شده هستند. سنگ‌های آذرین منطقه بیشتر شامل سنگ‌های خروجی، نفوذی و نیمه عمیق الیگومیوسن هستند. سنگ‌های بازالتی پلیوسن نیز در خارج از

تصویر گوگل ارث<sup>۱</sup> از محدوده تکتلار در شکل ۳ و واحدهای زمین‌شناسی آن در شکل ۴ تفکیک شده‌اند. قدیمی‌ترین واحد سنگی در این محدوده، فلیش‌های ائوسن شامل ماسه‌سنگ، سیلستون و شیل هستند که کم‌وبیش دگرسان و دگرگون شده‌اند.

با ترکیب بازالت، آندزیت‌بازالت، آندزیت، داسیت و همچنین سنگ‌های آذرآواری از نوع توف سنگی و ایگنمبریت رخنمون دارند که توسط توده‌های نفوذی با ترکیب سینیت، مونزوسینیت، مونزویت، مونزودیوریت و دیوریت قطع شده‌اند. بخش‌هایی از منطقه به وسیله آبرفت و رسوبات جدید پوشیده شده است.



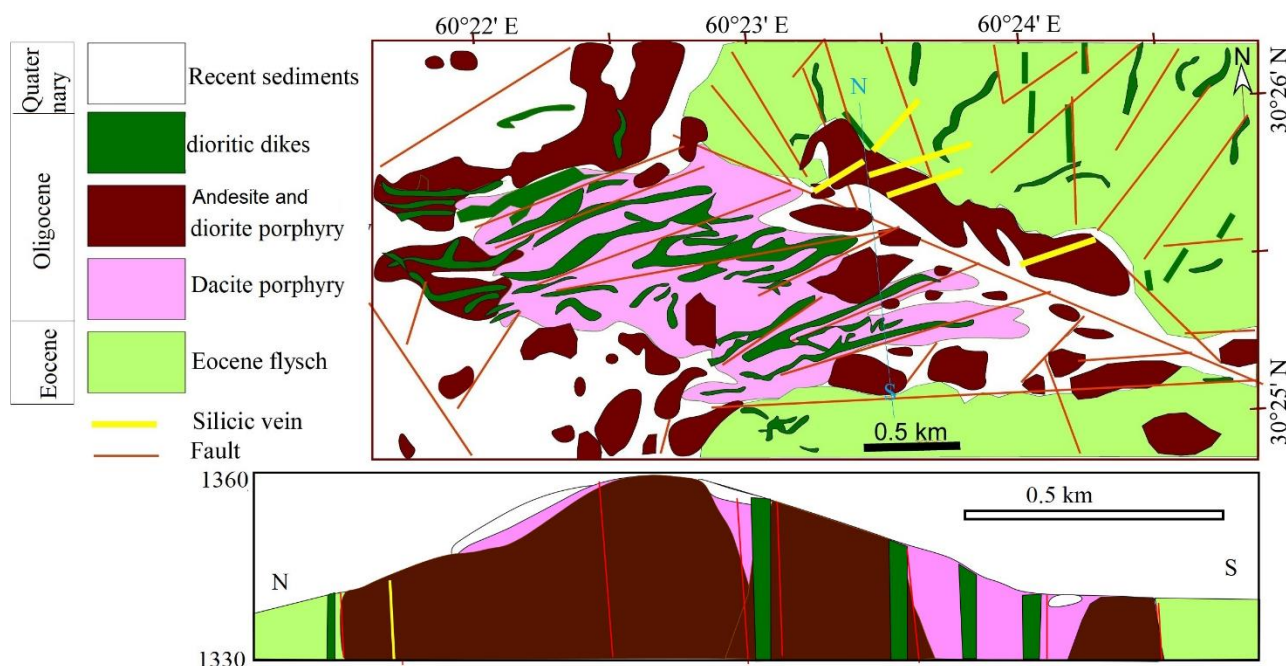
شکل ۳. تصویر گوگل ارث از محدوده تکتلار و محل چاه‌های حفاری (نقاط سبز رنگ) و نمونه‌های آنالیز شده

Fig. 3. Google earth image of Taktelar area and location of boreholes (green points) and analyzed samples

گسل‌های اصلی در این محدوده و در کل پهنه زمین‌درز سیستان دارای روند شمالی-جنوبی و شمال غربی-جنوب شرقی هستند. این گسل‌ها قدیمی و از نوع امتدادلغز، معکوس و تراستی هستند. گسل‌های جوان‌تر با جهت‌های شمال غربی-جنوب شرقی و شمال شرقی-جنوب غربی و حتی شرقی-غربی هستند (شکل ۴) که نشان‌دهنده عملکرد نیروهای برشی در این محدوده است (Piri, 2018). این گسل‌ها گاهی به صورت متقاطع هستند.

شیل‌ها تا حدی به هورنفلس تبدیل شده‌اند. بخش اعظم سنگ‌های آذرین در این محدوده به صورت گدازه‌های آندزیتی و داسیتی و استوک‌های دیوریت پورفیری به سن الیگوسن و دایک‌های الیگوسن با ترکیب دیوریت پورفیری با روند شرقی-غربی قطع شده‌اند (شکل ۳ و شکل ۴). واحدهای فلیش اغلب دارای روند شمال غرب-جنوب شرق هستند. گسترش برون‌زدهای سنگ‌های آذرین نیز در امتداد نواری در همین جهت است که نشان‌دهنده کنترل آنها توسط گسل‌های امتدادلغز و تراستی در منطقه است.





شکل ۴. نقشه زمین‌شناسی و برش NS از محدوده تکتلار بر اساس تصاویرهای گوگل ارث و بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری. سن‌ها از کمپ و گریفیس (Camp and Griffis, 1982)

Fig. 4. Geological map and NS profile of the Taktelar area based on Google Earth, field and petrography studies (ages from Camp and Griffis, 1982)

### کانه‌زایی

کانه‌زایی در محدوده تکتلار هم در سنگ‌های آذرین نیمه نفوذی و هم در سنگ‌های رسوبی به صورت افشان و رگه‌ای رخ داده است. کانی‌زایی افشان با تشکیل گسترده پیریت همراه با یادون کانی‌های مس‌دار مشخص می‌شوند و کانی‌زایی رگه‌ای شامل رگه‌های سیلیسی طلادار، مالاکیت و گالن است (Piri, 2018). کانی‌زایی افشان بیشتر در سنگ‌هایی که دچار دگرسانی پتاسیک و فلیک شده‌اند، مشاهده می‌شود. کانی‌زایی رگه‌ای در محدوده تکتلار همراه با دگرسانی‌های آرژیلیک و سیلیسی قابل مشاهده است. این رگه‌ها در محدوده، به صورت رگه‌های سخت و برجسته با ضخامت بین نیم متر و با رنگ سفید، شیری، سفید مایل به زرد و قرمز (به دلیل حضور اکسیدهای آهن) مشخص شده‌اند و دارای ناهنجاری طلا هستند. کانی‌زایی رگه‌ای در محدوده به سه گروه متفاوت تقسیم‌بندی می‌شود: (۱) رگه‌های کوارتز-اکسیدی

طلادار، (۲) رگه‌های کوارتز-سولفیدی و (۳) رگه‌های کوارتز-هماتیت (Piri, 2018). بالاترین ناهنجاری طلا ۴۸ گرم در تن (در رگه‌های کوارتز-هماتیت) و مس ۱۰ درصد، نقره بیشتر از ۷۰ گرم در تن، سرب ۲۷ و روی برابر ۰/۱۱ درصد (در رگه‌های کوارتز-سولفیدی) است (Piri, 2018). کانی‌های رسی نظیر کائولینیت، دیکیت و کمتر پیروفیلیت در اطراف این رگه‌های معدنی دیده می‌شوند (Piri, 2018).

### روش مطالعه

طی بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری از سنگ‌های سالم و دگرسان شده (از برون‌زدها و مغزه‌ها) انجام شد. برای بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی، تعداد ۶۳ عدد مقطع نازک، ۲۲ عدد مقطع نازک-صیقلی و ۸ عدد مقطع صیقلی تهیه و با میکروسکوپ‌های پلاریزان در گروه زمین‌شناسی دانشگاه سیستان

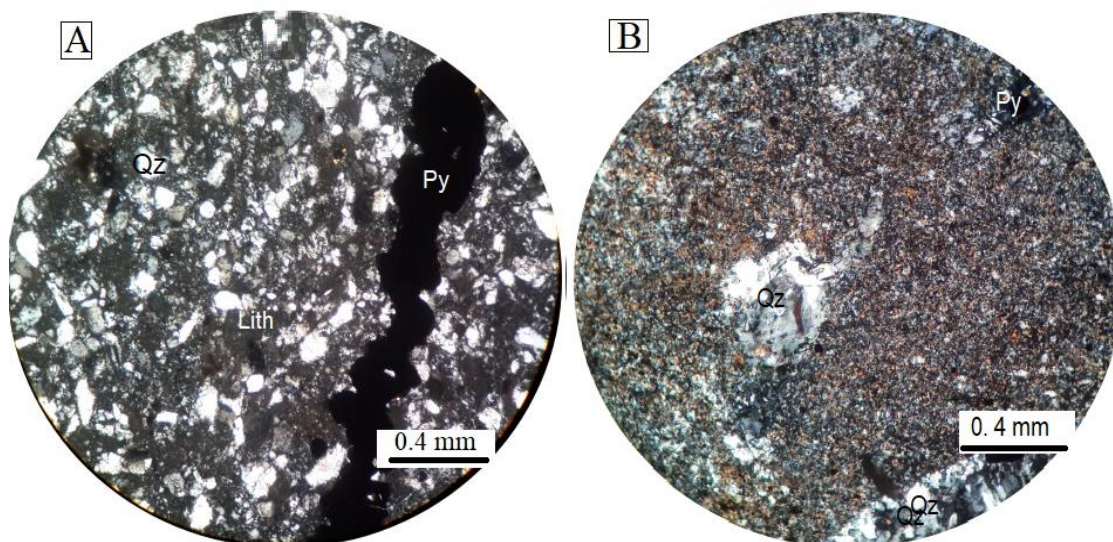
نمودارها از نرم افزارهای Excel و GCDkit.4.1 استفاده شده است.

### سنگ‌نگاری

#### سنگ‌های رسوبی

سنگ‌های رسوبی در محدوده مورد بررسی شامل ماسه سنگ، سیلتستون و شیل هستند که بخشی از آنها به دلیل دگرگونی مجاورتی به هورنفلس تبدیل شده‌اند. پیریت‌های پراکنده و رگچه‌ای در این سنگ‌ها به خصوص در مناطقی که دگرسان شده‌اند، به فراوانی مشاهده می‌شود (شکل ۵-۱). رگچه‌های کوارتز، کربناته و اکسید آهن در سنگ‌های رسوبی کم‌ویش وجود دارد (شکل ۵-۲). سریسیت، اپیدوت و کانی‌های رسی نیز در این سنگ‌ها گسترش دارند. دگرسانی رایج در این سنگ‌ها شامل فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک است که به شکل‌های مختلفی بر سنگ‌ها تأثیر گذاشته‌اند.

و بلوچستان بررسی شدند. تعداد ۹ نمونه از سنگ‌های آذرین کمتر دگرسان شده و دگرسان شده برای تعیین مقادیر عناصر اصلی به روش XRF توسط مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران در کرج آنالیز شدند. تعداد ۱۲ نمونه برای تعیین مقادیر عناصر فرعی و کمیاب به روش‌های ICP-MS و ICP-OES مدل Varian-735 توسط مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران در کرج و شرکت زرآزمای کرمان آنالیز شدند. برای اندازه‌گیری عناصر جزئی، انحلال پودر نمونه‌ها (زیر ۲۰۰ مش) به روش ذوب قلیایی با به کارگیری کمک ذوب لیتیم متابورات انجام شده است. برای اندازه‌گیری عناصر REE، انحلال نمونه‌ها با روش مولتی اسید و به کارگیری میکروبیو هضمی<sup>۲</sup> انجام شده است. حد حساسیت دستگاه‌ها برای عناصر اصلی از ۰/۰۱ تا ۰/۱ درصد وزنی، برای عناصر جزئی از ۰/۱ تا ۵ گرم در تن و برای عناصر خاکی کمیاب از ۰/۰۱ تا ۰/۵ گرم در تن متغیر است. برای محاسبات و رسم



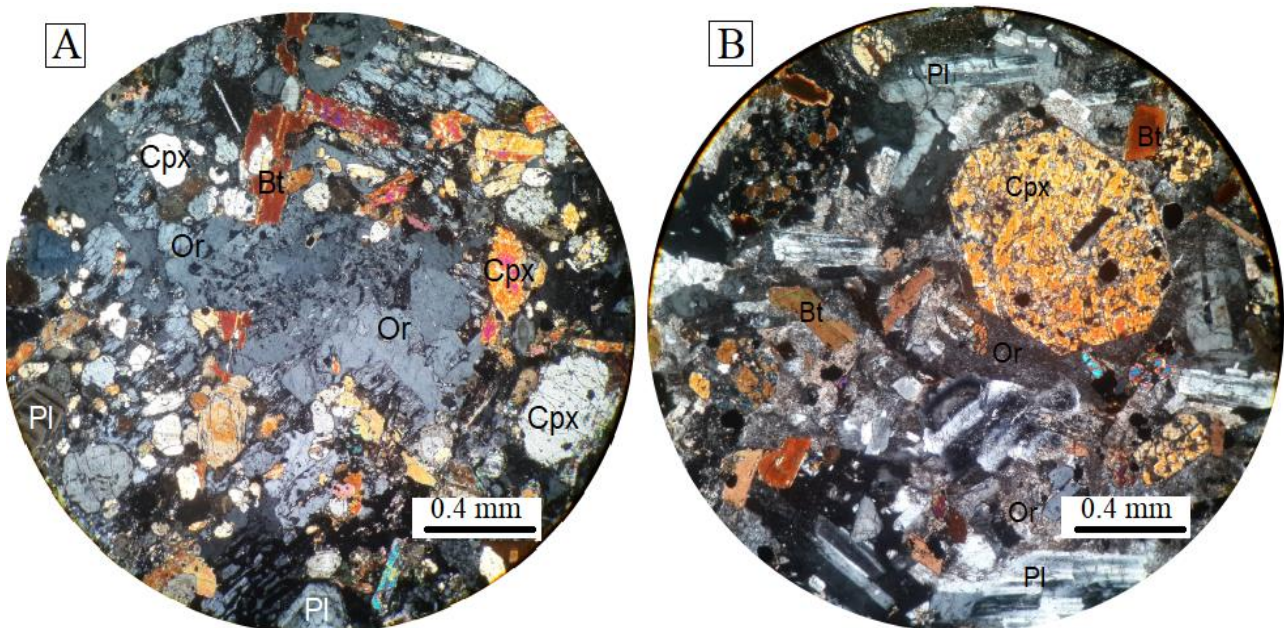
شکل ۵. تصویرهای میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از سنگ‌های رسوبی در محدوده تکتلار. A: یک ماسه سنگ توسط رگچه پیریتی قطع شده است و B: کوارتز ثانویه، پیریت، اپیدوت و سریسیت در سیلتستون. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Lith: قطعه سنگ، Py: پیریت، Qz: کوارتز).

**Fig. 5.** Microphotographs of sedimentary rocks in the Taktelar (in XPL). A: a sandstone crosscutting by pyrite veinlet, and B: Secondary quartz, pyrite, epidote and sericite in a siltstone. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Lith: lithic, Qz: Quartz, Py: pyrite).

## سنگ‌های آذرین

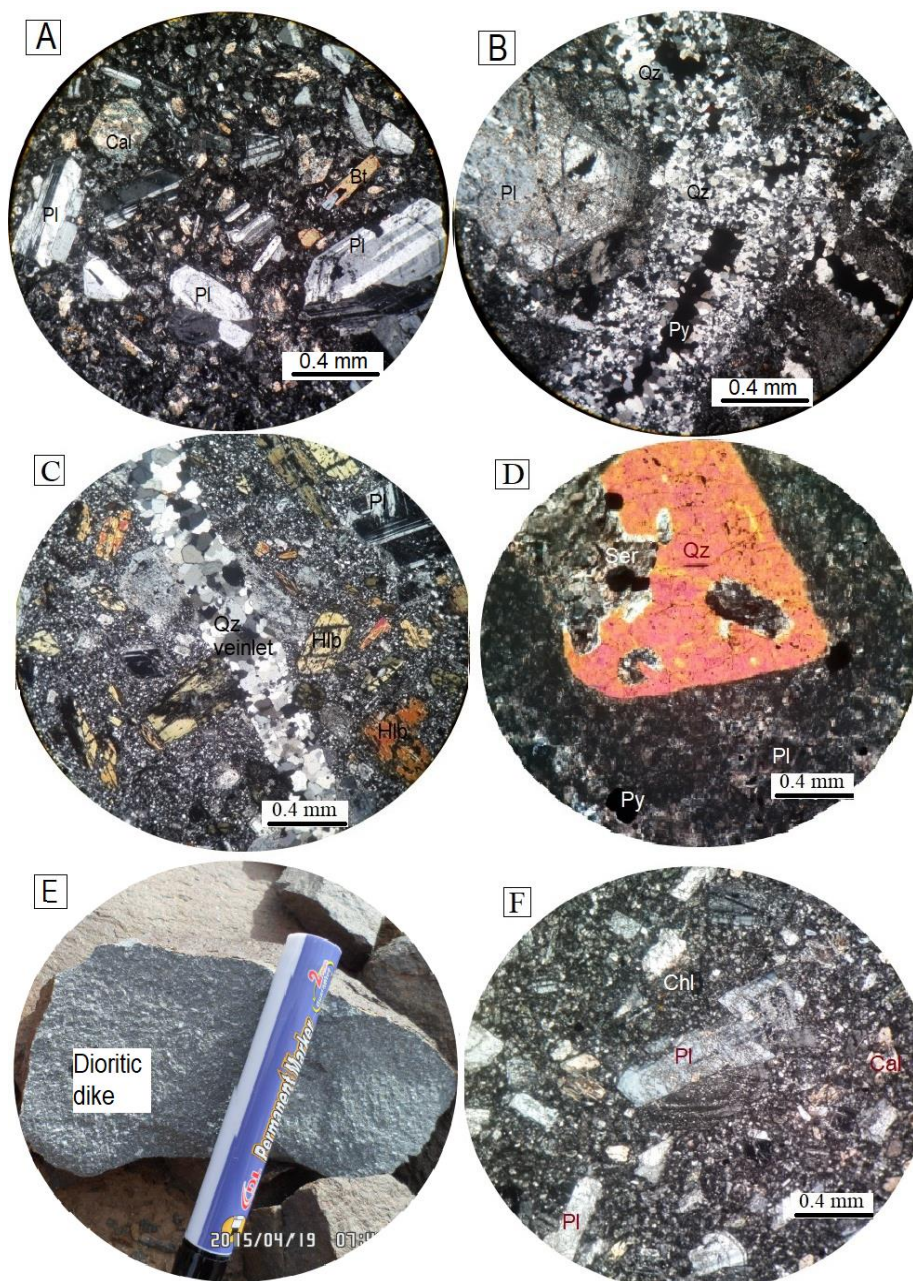
این سنگ‌ها به صورت استوک، دایک، گدازه و آذرآواری در منطقه وجود دارند. بافت اولیه این سنگ‌ها اغلب به وسیله دگرسانی تخریب شده است. مونزونیت، سینیت و مونزودیوریت‌ها دارای بافت دانه‌ای و کانی‌های ارتوز، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و بیوتیت هستند (شکل ۶-A و B). این سنگ‌ها در محدوده مورد بررسی واقع شده‌اند؛ ولی خارج از نقشه نشان داده شده برونزد دارند و هنوز برای امکان کانی‌زایی بررسی نشده‌اند. در محدوده مورد بررسی، سنگ‌های نیمه عمیق گسترش بیشتری دارند و دارای بافت پورفیری هستند و ترکیب آنها بیشتر دیوریتی است. دیوریت پورفیری اغلب از پلاژیوکلاز (۷۰ درصد) و مقداری بیوتیت و هورنبلند (۱۵ درصد) تشکیل شده‌اند (شکل ۷-A). درشت‌بلورها نسبت به زمینه حجم بیشتری دارند. بلورهای آمفیبول اغلب دچار

دگرسانی شده‌اند. این سنگ‌ها در مواردی به وسیله رگچه‌های کوارتزی قطع شده‌اند (شکل ۷-B و C). گسترش کلریت، کلسیت و اپیدوت به شکل رگچه‌ای، پرشدگی حفره‌ها و جانشینی در بعضی از نمونه‌های این سنگ مشاهده می‌شود. این سنگ اغلب میزبان استوک‌ورک‌های کوارتز و پیریت است. گسترده‌ترین سنگ موجود در محدوده مورد بررسی داسیت است که به شدت دگرسان شده است. این سنگ دارای بافت پورفیری است و گاهی درشت‌بلورهای کوارتز (کوارتز چشمی) در آن مشاهده می‌شوند (شکل ۷-D). دایک‌ها دارای بافت پورفیری و ترکیب دیوریتی (شکل ۷-E و F) هستند. زمینه دانه ریز است و درشت‌بلورها اغلب پلاژیوکلاز به همراه کمی آمفیبول و بیوتیت هستند. کانی‌های ثانویه مثل کلریت، کلسیت و سریسیت و کوارتز در این سنگ دیده می‌شود.



شکل ۶. تصویرهای میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از سنگ‌های نفوذی دانه‌ای در محدوده تکتلار. A: سینیت و B: مونزونیت. علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cpx: کلینوپیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت، Or: ارتوکلاز).

**Fig. 6.** Microphotographs of granular intrusive rocks in Taktelar area (in XPL). A: syenite, and B: monzonite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cpx: clinopyroxene, Pl: plagioclase, Bt: biotite, Or: orthoclase).



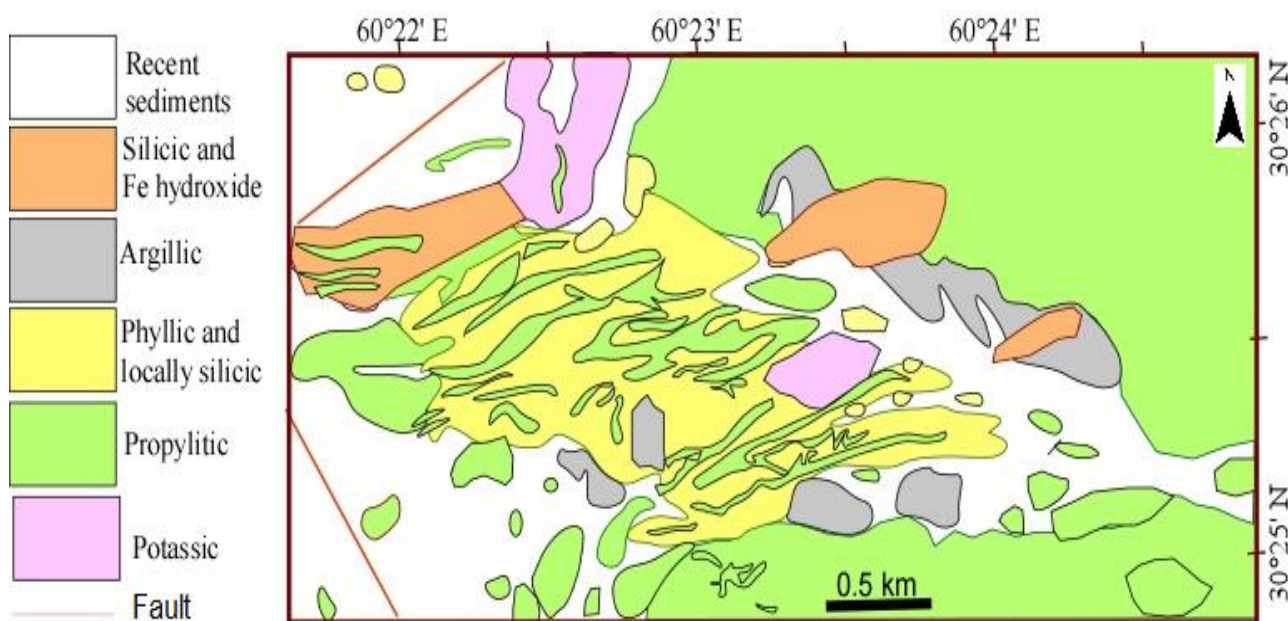
**شکل ۷.** تصویرهای میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) و ماکروسکوپی از سنگ‌های آذرین سالم و دگرسان‌شده در محدوده تکتلار. A: دیوریت پورفیری کمی دگرسان‌شده، B: دیوریت پورفیری قطع‌شده توسط رگچه‌های کوارتز-پیریت، C: دیوریت پورفیری که توسط رگچه کوارتزی قطع شده است، D: داسیت به شدت دگرسان‌شده دارای درشت‌بلور کوارتز، E نمونه دستی از یک دایک دیوریتی که اغلب از پلاژیوکلاز تشکیل شده است. علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت، Chl: کلریت، Py: پیریت، Qz: کوارتز، Ser: سرسیت).

**Fig. 7.** Microscopic (crossed polar polarized light, XPL) and macroscopic photographs of fresh and altered igneous rocks in Taktelar area. A: Less- altered diorite porphyry, B: diorite porphyry crosscutting by quartz-pyrite veinlet, C: diorite porphyry crosscutting by quartz veinlet, D: Dacite that was intensively altered contains quartz phenocryst, E: hand specimen from a dioritic dike, and F: Dioritic dike mainly contains plagioclase. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Qz: Quartz, Pl: plagioclase, Hbl: hornblende, Bt: biotite, Chl: chlorite, Py: pyrite, Ser: sericite, Cal: calcite).

## دگرسانی

پهنه دگرسانی در محدوده تکتلار، بیش از ۶ کیلومتر مربع وسعت دارد (شکل ۸). بر اساس نتایج بررسی‌های صحرایی، آزمایش‌های پراش پرتو ایکس (Piri, 2018) و بررسی‌های میکروسکوپی، پنج نوع دگرسانی شامل فیلیک، پتاسیک، پروپیلیتیک، سیلیسی و آرژیلیک در محدوده تکتلار شناسایی شد (شکل ۸). دگرسانی فیلیک در بخش مرکزی و دگرسانی پروپیلیتیک بیشتر در حاشیه‌ها گسترش دارند (شکل ۸). دایک‌ها حتی آنهایی که در بخش

مرکزی رخنمون دارند، دچار دگرسانی پروپیلیتیک شده‌اند. دگرسانی سیلیسی و آرژیلیک به طور محلی و به خصوص در اطراف و همراه با رگه‌های کانه‌دار مشاهده می‌شوند. رخنمون‌های کوچکی از دگرسانی پتاسیک در بخش میانی و شمال غرب وجود دارد. در برخی از نمونه‌های برداشت‌شده از مغزه‌های حفاری، به طور محدود دگرسانی تورمالینی قابل مشاهده است. این دگرسانی در بخش مرکزی جایی که به عنوان زون فیلیک معرفی شده است، گسترش دارد.



شکل ۸. نقشه گسترش دگرسانی‌ها در محدوده تکتلار

Fig. 8. Alteration distribution map for the Taktelar area

مگنتیت و کانی‌زایی مس به صورت آزوریت و مالاکیت است. در دگرسانی پتاسیک، ارتوکلاز جانشین پلاژیوکلاز شده و یا در فضاها خالی تشکیل شده است. بیوتیت و اپیدوت نیز جانشین آمفیبول و به صورت رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی شکل گرفته‌اند.

**دگرسانی پتاسیک:** این دگرسانی در سطح، گسترش محدودی داشته و منطبق بر توده‌های دیوریت پورفیری است. یک توده تقریباً در بخش مرکزی و یک یا دو توده در شمال غرب محدوده دچار دگرسانی پتاسیک شده است. کانی‌های شاخص دگرسانی پتاسیک در محدوده مورد بررسی، بیوتیت و ارتوکلاز است (شکل ۹-A). این دگرسانی همراه با استوک‌ورک‌های کوارتز، پیریت،

میکروسکوپ با رنگ‌های حاکی و کدر مشخص هستند. دگرسانی آرژیلیک به صورت محلی دگرسانی فیلیک را رونقش کرده است که ممکن است به دلیل عوامل برون زاد و حرکت آب‌های اسیدی ناشی از انحلال پیریت باشد. به هر حال، همراهی کانی‌های رسی با سریسیت، کوارتز و پیریت در محدوده مورد بررسی متداول است.

**دگرسانی سیلیسی:** این دگرسانی در محدوده تکتلار، یکی از شاخص‌ترین دگرسانی‌هاست و به صورت سیلیسی شدن سنگ‌های میزبان، رگچه‌ای و استوک‌ورک‌های کوارتز در همه مناطق دگرسانی دیده می‌شود (شکل ۹-F). رگچه‌های کوارتز در بیشتر سنگ‌ها دیده شده و گاه به صورت داربستی است. کوارتز به دو شکل پرکننده فضاها یا خالی و جانیشینی به صورت درشت‌بلور و ریزبلور دیده می‌شود. بیشتر سنگ‌های دگرسان شده دارای مقداری کوارتز ثانویه هستند.

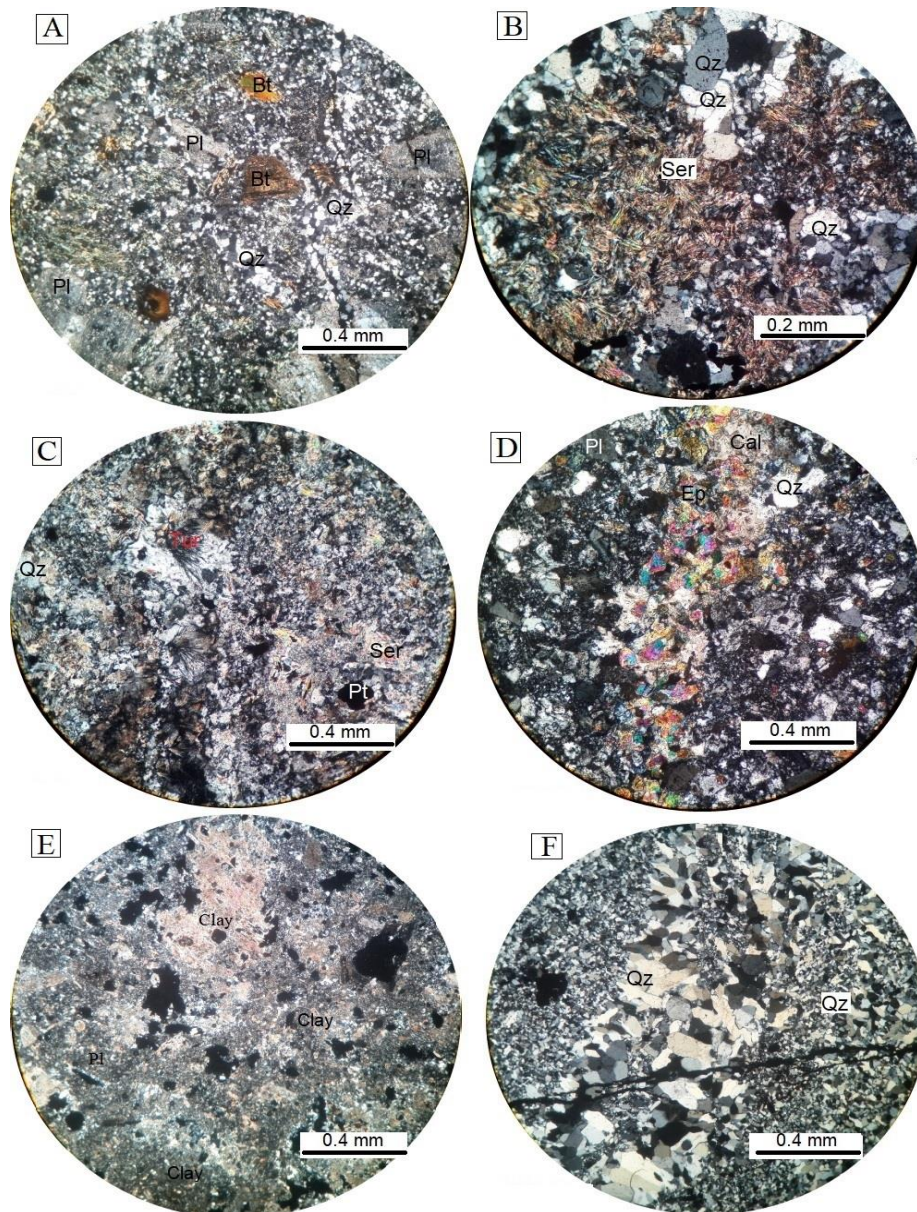
### تغییرات جرم در دگرسانی

محاسبات تغییر جرم با استفاده از روش‌های گرنٹ (Grant, 2005) و مک‌لین و کرانی-دیوتیس (MacLean and Kranidiotis, 1987) و داده‌های شیمیایی نشان‌داده شده در جدول ۱ انجام شده است. برای این منظور، یک نمونه از سنگ‌های میزبان محدوده تکتلار به عنوان نمونه‌ای با کمترین دگرسانی برای مقایسه با نمونه‌های دگرسان شده استفاده شد. سنگ کمتر دگرسان شده یک دیوریت پورفیری است که نسبت به بقیه نمونه‌ها، فاقد آثار کانی‌زایی و دگرسانی است (نمونه T16). ماهیت اولیه بیشتر سنگ‌های دگرسان شده که در این پژوهش برای موازنه جرمی استفاده شده‌اند، تا حدودی قابل تشخیص است (جدول ۱ و شکل ۷). با توجه به تحرک بسیار کم و تغییرات پایین  $Al_2O_3$  Al برای همه نمونه‌ها، از این عنصر به عنوان جزو نامتحرک برای محاسبه موازنه جرم استفاده شده است. میزان تغییرات جرم در جدول ۲ نشان‌داده شده است.

**دگرسانی فیلیک:** این دگرسانی، گسترده‌ترین نوع دگرسانی در محدوده تکتلار است و بیشتر بخش‌های مرکزی منطقه را فراگرفته است. دگرسانی یادشده اغلب با تشکیل و تبدیل کانی‌های اولیه سنگ به سریسیت، کوارتز، پیریت و کانی‌های رسی همراه است که به صورت پراکنده، رگچه‌ای و جانیشینی دیده می‌شود و اغلب منطبق بر داسیت (شکل ۹-B و C) است. پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی در منطقه است که اغلب در منطقه دگرسانی فیلیک و به صورت پراکنده در سنگ میزبان سیلیسی شده در مقاطع دیده می‌شود. در اغلب نمونه‌ها، فلدسپارها به خصوص پلاژیوکلازها تحت تأثیر این دگرسانی به سریسیت تبدیل شده‌اند. جانیشینی سریسیت به جای پلاژیوکلاز به حدی است که در برخی مقاطع تنها قالبی از پلاژیوکلاز برجای مانده است. در بخش‌های محدوده مورد بررسی، تورمالین‌هایی با رشد شعاعی و ساختمان اسفرولیتی تشکیل شده‌اند (شکل ۹-C). این تورمالین‌ها به صورت سوزنی، تیغه‌ای و ستونی نیز تشکیل شده و با توجه به رنگ زرد تا سبز پررنگ و چند رنگی معکوس آنها از نوع شورلیت هستند.

**دگرسانی پروپیلیتیک:** این دگرسانی همراه با دایک‌ها، توده‌های دیوریت پورفیری و در سنگ‌های فلیشی گسترش دارد. در این دگرسانی پلاژیوکلازها تبدیل به سریسیت، اپیدوت، کلریت و کانی‌های رسی و آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها به اپیدوت، کلسیت و کلریت دگرسان شده‌اند. این کانی‌ها به خصوص کلسیت و اپیدوت به صورت رگچه‌ای نیز گسترش دارند (شکل ۹-D). رگچه‌های کربناته نیز در این دگرسانی یافت می‌شود.

**دگرسانی آرژیلیک:** این دگرسانی نیز از گسترش زیادی در منطقه تکتلار برخوردار بوده (شکل ۹-E) و بیشتر در اطراف رگه‌های سیلیسی دیده می‌شود. در این دگرسانی کانی‌های رسی به همراه سریسیت و کوارتز وجود دارند. بخش‌هایی که دچار دگرسانی آرژیلیک شده‌اند، بیشتر دارای رنگ سفید هستند که بخش‌هایی از آن نیز به دلیل آغشتگی به اکسید آهن دارای رنگ‌های قرمز، زرد و قهوه‌ای هستند. کانی‌های رسی در زیر



**شکل ۹.** تصویرهای میکروسکوپی از انواع دگرسانی در محدوده تکتلار (در نور پلاریزه متقاطع XPL). A: دگرسانی پتاسیک که با تشکیل دانه‌های بیوتیت و میکرو رگچه‌های کوارتز مشخص است، B و C: دگرسانی فیلیک با کوارتز، سربست و پیریت به صورت رگچه‌ای و پراکنده مشخص است، D: دگرسانی پروپیلیتیک با میکرو رگچه‌های اپیدوت-کلسیت مشخص است، E: دگرسانی آرژیلیک که با تشکیل گسترده کانی‌های رسی و سربست مشخص است و F: دگرسانی سیلیسی با انواع کوارتز در شکل‌ها و اندازه‌های مختلف مشخص است. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Tur: تورمالین، Pl: پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت، Cal: کلسیت، Qz: کوارتز، Ser: اپیدوت، سربست).

**Fig. 9.** Microphotographs of alteration types in Taktelar area (in XPL). A: potassic alteration is characterized by biotite grains and quartz microveinlets, B and C: phyllic alteration is characterized by formation of sericite, pyrite and quartz as veinlets and dissemination, D: propylitic alteration is characterized by epidote-calcite microveinlets, E: argillic alteration that is characterized with extensive formation of clay minerals and sericite, and F: silicic alteration is characterized with different types of quartz in size and shape. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Qz: Quartz, Pl: plagioclase, Tur: Tourmaline, Bt: biotite, Ser: sericite, Cal: calcite, Ep: epidote).

جدول ۱. مقادیر عناصر اصلی (wt.%) و عناصر فرعی (ppm) در سنگ‌های آذرین محدوده تکتلار

Table 1. Contents of major (wt.%) and minor (ppm) elements in igneous rocks of the Taktelar area

Samples	T16	T3A	T35	T65B	T67E2	T25	T7C	T65A	T63A	T246	T250	T251
Rocks	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D
Alteration	LA	P	P	P	P+Qzv	AS	AS	Qzv	Qzv	K	K	K
SiO <sub>2</sub>	61.2	59.36	60.46	57.51	61.77	69.33	59.72	64.08	65.45	nd	nd	nd
TiO <sub>2</sub>	0.7	0.6	0.5	0.6	0.6	0.4	0.5	0.4	0.4	nd	nd	nd
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.5	16.97	18.26	18.04	17.83	19.35	24.73	17.35	16.77	nd	nd	nd
FeO <sub>t</sub>	3.51	4.39	3.87	4.45	4.89	0.98	3.24	3.71	3.64	nd	nd	nd
CaO	4.1	5.28	4.19	4.87	2.3	0.31	1.95	3.63	2.97	nd	nd	nd
MgO	3.4	3.55	3.01	3.76	4	1.87	0.44	1.97	2.52	nd	nd	nd
MnO	0.2	0.15	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	nd	nd	nd
K <sub>2</sub> O	2.31	2.43	1.79	2.79	2.03	2.06	1.64	3.08	2.58	nd	nd	nd
Na <sub>2</sub> O	2.7	2.88	3.65	2.84	2.96	1.78	0.1	3.62	3.13	nd	nd	nd
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.51	0.42	0.34	0.4	0.39	0.12	0.28	0.35	0.41	nd	nd	nd
LOI	2.85	3.75	3.83	4.68	3.17	3.03	6.91	1.74	1.91			
Total	99.9	99.75	99.95	100	99.99	99.31	99.57	100	99.87			
Ag	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.8	0.2	0.2
As	6	4.8	5.6	12.3	6.5	7	34.8	5.2	9.2	20.0	4.9	16.5
Ba	950	1100	900	1000	800	356	458	1100	1200	538	808	823
Co	16	12.7	11.7	13.4	13.5	1	5.5	10.2	12	5.7	8.2	3.9
Cr	38	42	50	57	55	26	33	44	46	21	31	23
Cs	7	3.4	10.6	9.4	9.2	4.8	9.7	3	4.8	4.3	4.0	5.4
Cu	35	47	32	79	403	26	42	301	562	543	459	310
Hf	3	2.97	2.29	2.7	1.88	3	2.56	1.46	1.54	0.3	0.4	0.4
Pb	25	33	28	35	72	24	43	2042	45	182	44	95
Rb	100	107	89	136	86	145	118	99	98	64	105	126
Sc	11	10.2	8.5	10.9	11.3	5.9	7	9.2	8.9	3.0	6.0	5.0
Sr	711	846.6	656.7	581.1	610.1	472.4	384	721.1	745.3	309	646	743
Ta	2	2.73	1.96	1.3	2.15	1.78	2.26	2.05	1.79	0.2	0.9	0.8
Th	21	27.59	16.49	19.4	25.2	23.61	25	22.97	25.09	10.5	21.1	22.2
U	5	6.8	4.2	4.9	5.3	7.7	7.16	3.7	7	1.7	3.7	4.0
Y	11	14.1	12.7	12.7	13.5	11.7	12.3	11.9	12.4	4.5	12.4	7.2
Zn	48	131	157	149	299	38	382	133	194	116.0	86.6	69.2
Zr	64	68	60	78	46	74	54	22	23	9.0	14.0	14.0
La	65	58	39	44	48	52	50	52	49	19.8	41.8	41.4
Ce	91	94	67	79	82	83	82	84	81	35.6	71.2	72.7
Pr	8	12.15	7.72	8.44	10.42	10.94	10.13	9.43	10.12	3.9	7.7	7.7
Nd	24	41.5	28.3	29.9	36.5	36.2	33.9	33.1	35.5	12.9	25.8	24.8
Sm	5.5	6.68	4.8	4.99	5.97	5.31	5.41	5.28	5.57	2.0	4.1	3.3
Eu	1.5	1.83	1.32	1.38	1.62	1.1	1.36	1.51	1.53	0.4	0.9	0.6
Gd	4.2	5.06	3.63	3.58	4.48	3.72	4.08	3.68	3.94	2.1	5.0	4.0
Dy	2.1	3.39	2.65	2.71	3.19	2.66	2.84	2.53	2.84	0.9	2.5	1.6
Er	1.3	1.88	1.47	1.39	1.69	1.55	1.58	1.32	1.49	0.4	1.1	0.7
Yb	1.2	1.3	0.9	1.1	1.2	0.7	0.9	0.8	0.9	1.3	1.3	1.3
Tm	0.2	0.31	0.24	0.25	0.28	0.28	0.27	0.23	0.25	0.1	0.2	0.1
Lu	0.3	0.26	0.17	0.18	0.2	0.22	0.21	0.16	0.17	0.1	0.1	0.1
Mo	1	0.3	0.1	0.2	8	0.4	6.6	0.4	1	10.0	22.2	60.7
Nb	19	24	19.8	15.6	23.1	19.5	23.3	21.6	19.7	5.0	15.1	12.8

K=پتاسیک، LA=کمتر دگرسان، D=دیوریت، P=پروپیلیتیک، AS=آرژیلیک-سرسیستیک، QZV=دیوریت پورفیری دارای رگچه کوارتزی،

nd=بدون داده



## روش گروت

در روش گروت، با قرار دادن نتایج به دست آمده از محاسبه جرم عناصر سنگ‌های دگرسان شده در مقابل سنگ‌های سالم و رسم یک ایزوکن، می‌توان تغییرات آنها را مشاهده کرد. ایزوکن خطی است که نمونه‌هایی را که جرم طی دگرسانی به دست آورده و یا از دست داده است، تفکیک می‌کند. شیب خط ایزوکن به عنوان تغییرات جرم طی دگرسانی تعریف می‌شود و انحراف نمونه‌ها به عنوان تغییرات غلظت به حساب می‌آید. در روش ایزوکن ارتباط ترکیب و حجم از طریق معادله  $C_i^A = M^O / M^A (C_i^O + \Delta C_i)$  (Grant, 2005). در این معادله  $C_i^O$  بیانگر غلظت

یک عنصر در نمونه سالم،  $C_i^A$  بیانگر غلظت یک عنصر در نمونه دگرسان شده،  $M^O$  و  $M^A$  جرم‌های معادل قبل و بعد از دگرسانی و  $\Delta C_i$  اختلاف غلظت یک عنصر در نمونه سالم و دگرسان شده است. عناصر اضافه شده یا از دست رفته با مقایسه به نقاط عناصر با خط ایزوکن به دست می‌آیند. عناصر بالای خط ایزوکن عناصری هستند که در طول دگرسانی به سامانه اضافه شده‌اند و عناصر زیر خط ایزوکن عناصری هستند که در طول دگرسانی از سامانه خارج شده‌اند. عناصر روی خط ایزوکن نیز عناصری هستند که در طول دگرسانی بدون تحرک باقی مانده‌اند.

جدول ۲. مقدار تغییر جرم اکسیدهای اصلی (wt.%) و عناصر فرعی (ppm) برای سنگ‌های دگرسان شده در محدوده تکتلار

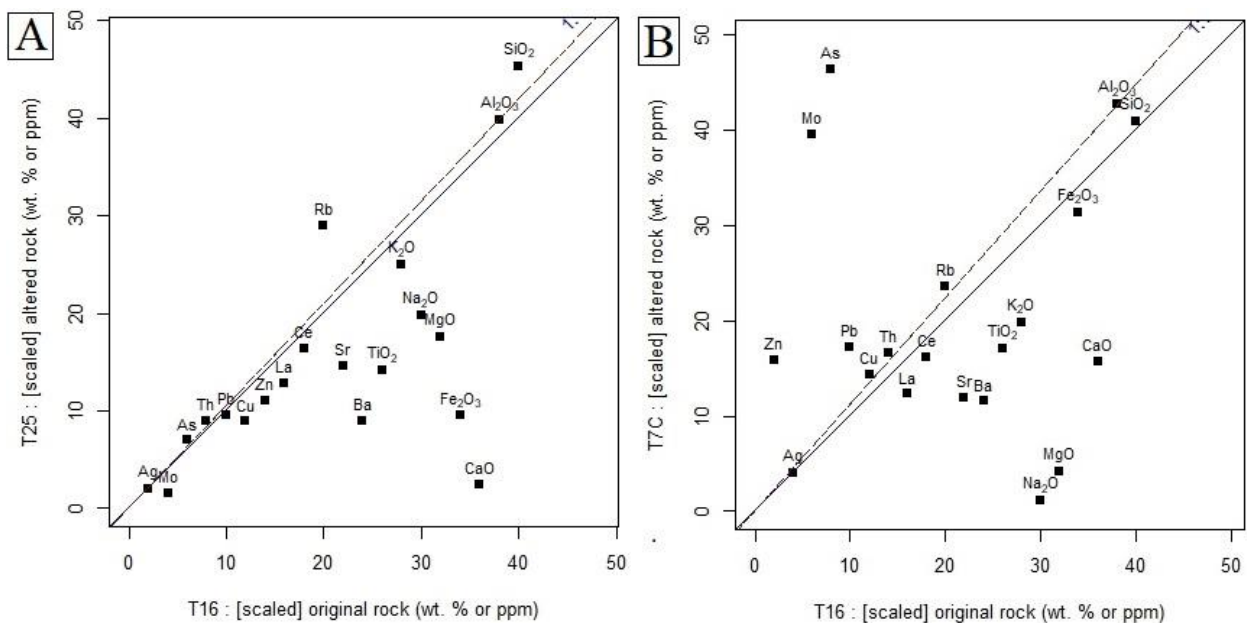
Table 2. Mass change content of major oxides (wt.%) and minor elements for altered rocks in Taktelar area

Samples	T3A	T35	T65B	T67E2	T25	T7C	T65A	T63A
SiO <sub>2</sub>	3.34	-0.11	-2.38	2.72	4.91	-5.38	10.81	6.94
TiO <sub>2</sub>	-0.08	-0.25	-0.1	-0.13	-0.34	-0.29	-0.27	-0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe Oxides	1.26	0.4	1.04	1.55	-2.58	-0.63	0.49	0.44
CaO	1.28	-0.23	0.52	-2.08	-4.16	-2.72	-1.19	-0.6
MgO	0.46	-0.36	0.45	0.74	-1.62	-3.01	-0.63	-1.31
K <sub>2</sub> O	0.33	-0.5	0.54	-0.21	-0.35	-0.85	0.53	0.97
Na <sub>2</sub> O	0.43	0.99	0.2	0.36	-1	-2.61	0.74	1.15
Ag	0.01	0	0.21	0.11	0	-0.01	0.01	0.01
As	-0.78	-0.34	6.58	0.73	0.67	24.97	4.12	-0.47
Ba	246	-41	73	-122	-611	-542	370	220
Cu	16.1	-2.67	45.8	382.01	-10.21	2.38	583.3	285.08
Pb	10.88	3.29	10.8	49.5	-2.12	13.27	24.51	2146.5
Rb	16.33	-10.07	39.09	-11.01	38.26	5.02	7.82	5.28
Sr	209	-47		-80	-261	-369	109	56
Th	9	-4.34	-1.16	5.08	1.51	1.25	6.6	
Zn	94.4	110.6	104.4	261.4	-11.8	292.0	165.4	93.4
La		-25.59	-20	-15.33	-15.42	-20.5	-11.09	
Ce		-23.3	-10.2	-6.15	-11.86	-18.02	-1.89	
Mo	-0.67	-0.9	-0.8	7.28	-0.62	4.87	0.1	-0.57

## دگرسانی آرژلیک-سریستی

نشانه خوبی برای اکتشاف طلا در این منطقه دگرسانی باشد. در نمونه T7C عناصر اصلی (به جز آلومینیم و سیلیسیم) و عناصر فرعی مثل استرانسیم و باریم تهی شدگی شدیدی نشان می‌دهند. در این نمونه عناصر کانساری مثل آرسنیک، مولیبدن، روی و سرب غنی شدگی نشان می‌دهند؛ اما مقدار مس بدون تغییر است (شکل ۱۰-B). در هر دو نمونه، عناصر خاکی کمیاب مثل لانتانیم و سریم به مقدار جزئی تا متوسط تهی شدگی دارند.

در این دگرسانی تغییر جرم نمونه‌های T25 و T7C با T16 مقایسه شدند (جدول ۱). در نمونه T25 آرسنیک، روبیدیم و نقره غنی شدگی و بقیه عناصر تهی شدگی نشان می‌دهند. در این نمونه، عناصر اصلی مثل آهن، منیزیم، کلسیم، سدیم و حتی پتاسیم از سنگ اولیه شسته و خارج شده‌اند (شکل ۱۰-A). خروج پتاسیم نشان می‌دهد که سریست نیز از بین رفته و دگرسانی رسی در این سنگ‌ها غالب است. غنی شدگی نقره و آرسنیک ممکن است



شکل ۱۰. نمودارهای ایزوکن موازنه جرمی برای دگرسانی آرژلیک-سریستی به روش گرنت (Grant, 2005) در محدوده تکتلار، A: نمونه T25 و B: نمونه T7C

**Fig. 10.** Isocon diagrams to show mass balance for argillic-sericitic alteration by Grant (2005) method in the Taktelar area, A: T25, and B: T7C

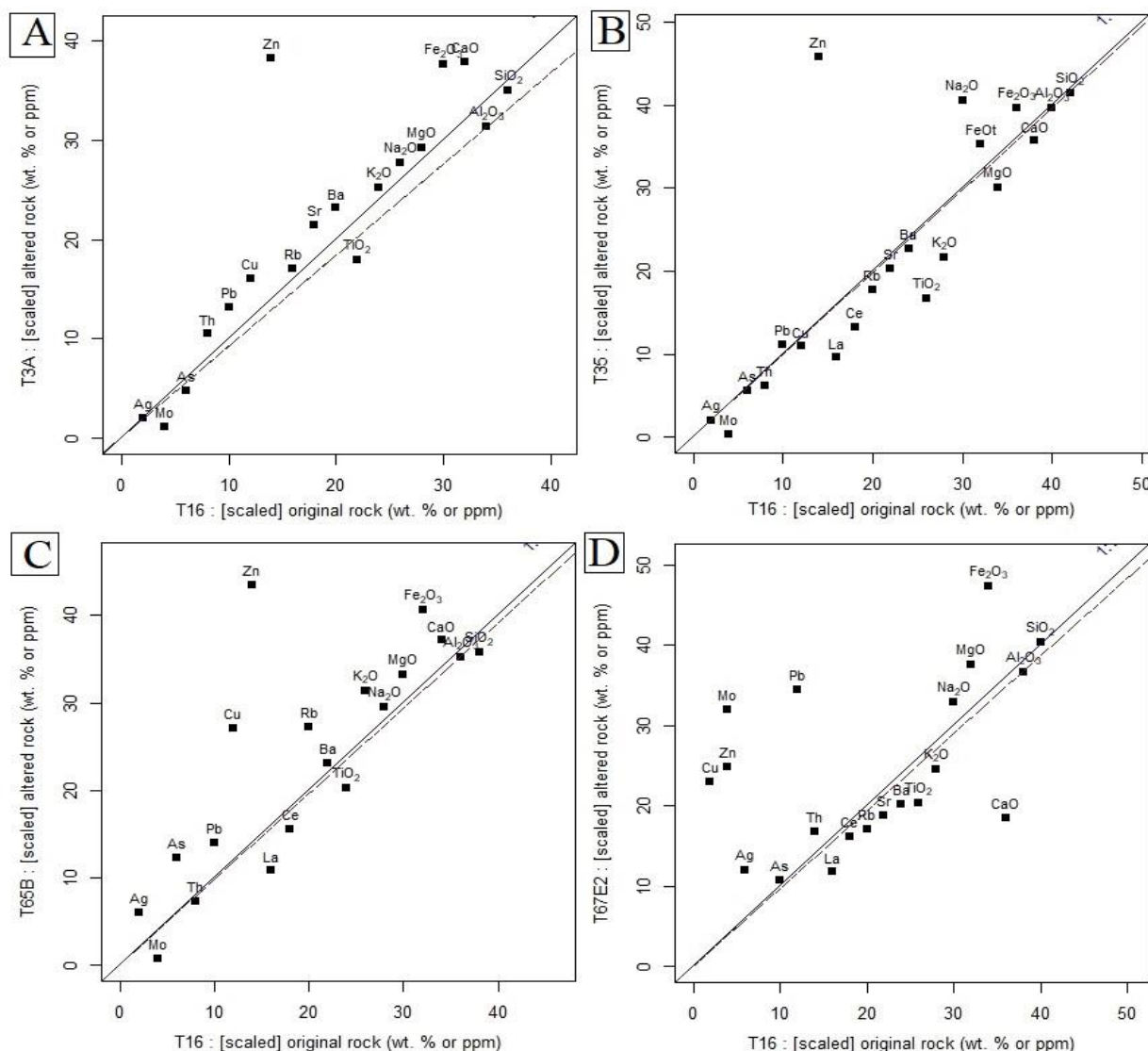
استرانسیم و باریم به نمونه دگرسان شده T3A اضافه شده است (شکل ۱۱-A). در نمونه T35، اکسیدهای آهن، سدیم و روی غنی شدگی نشان می‌دهند و اکسیدهای منیزیم، کلسیم، تیتان و پتاسیم به همراه مس، نقره، آرسنیک، سریم و لانتانیم تغییرات جرمی اندکی دارند (شکل ۱۱-B). در نمونه دگرسان شده

## دگرسانی پروپیلیتیک

نتایج محاسبات موازنه جرمی عناصر برای دیوریت پورفیری با دگرسانی پروپیلیتیک در شکل ۱۱ نشان داده شده است. این محاسبات نشان می‌دهد که اکسیدهای کلسیم، منیزیم، آهن، پتاسیم، سدیم و عناصری مثل مس، روی، سرب، روبیدیم،

همراه باریم، استرانسیم، روبیدیم، سربیم و لانتانیم تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۱- D). محاسبات موازنه جرم بیانگر غنی‌شدگی جزئی  $\text{SiO}_2$  در نمونه T67E2 است؛ ولی وجود رگچه‌های کوارتز ثانویه در این سنگ (شکل ۱۱- B) نشان می‌دهد که مقداری زیادی سیلیسیم به این سنگ اضافه شده است.

T65B، اکسیدهای آهن، کلسیم، منیزیم، پتاسیم و سدیم و عناصر کانساری مثل روی، سرب، آرسنیک، نقره و مس و عناصر فرعی مثل روبیدیم و باریم غنی‌شدگی و لانتانیم تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۱- C). در نمونه T67E2، اکسیدهای آهن، منیزیم و سدیم به همراه مس، مولیبدن، نقره، آرسنیک، روی، سرب و توریم غنی‌شدگی و اکسیدهای کلسیم، پتاسیم و تیتانیم به



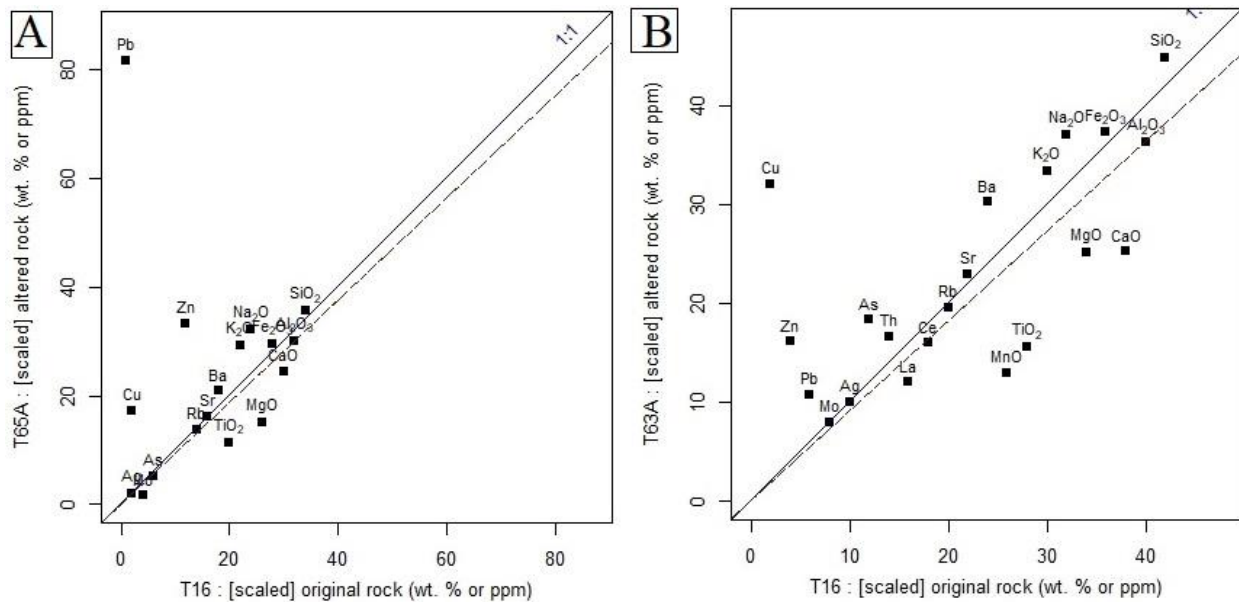
شکل ۱۱. نمودارهای ایزوکن موازنه جرمی برای دگرسانی پروپیلیتیک به روش گرنت (Grant, 2005) در محدوده تکتلار، A: T3A، B: T35، C: T65B و D: T67E2

**Fig. 11.** Iso diagrams to show mass balance for propylitic alteration by method of Grant (2005) in the Taktelar area, A: T3A, B: T35, C: T65B, and D: T67E2

عناصر کانساری همچون مس، مولیبدن، آرسنیک، سرب و روی آشکارتر است (شکل ۱۲-B). در مقابل، اکسیدهای کلسیم، منیزیم، منگنز و تیتان در این نمونه تهی شدگی نشان می‌دهند و تغییرات جرمی برای بقیه عناصر اندک است. تفاوت مهم نمونه‌های دارای رگچه کوارتزی با دیگر نمونه‌های مورد بررسی، غنی شدگی زیاد مس و مولیبدن در آنهاست که نشان‌دهنده توانایی بالای این سنگ برای کانی‌زایی مس است.

### دیوریت پورفیری دارای رگچه کوارتزی

تغییر جرم در دو نمونه از دیوریت پورفیری دارای رگچه‌های کوارتزی در شکل ۱۲ نشان داده شده است. در نمونه T65A، اکسیدهای سیلیسیم، پتاسیم و سدیم و عناصر کانساری مثل مس، روی و سرب، غنی شدگی و اکسیدهای منیزیم، کلسیم و تیتان تهی شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۲-A). بقیه عناصر در این نمونه، تغییرات جرمی چندانی نداشته‌اند. در نمونه T63A، غنی شدگی اکسیدهای آهن، پتاسیم و سیلیسیم به همراه



شکل ۱۲. نمودارهای ایزوکن موازنه جرمی برای دیوریت پورفیری و دیوریت های قطع شده با رگچه‌های کوارتزی به روش گرنت (Grant, 2005) در محدوده تکتلار، A: T65A، و B: T63A

**Fig. 12.** Isocon diagrams to show mass balance for diorite porphyry cut by quartz veinlets by method of Grant (2005) in the Taktelar area, A: T65A, and B: T63A

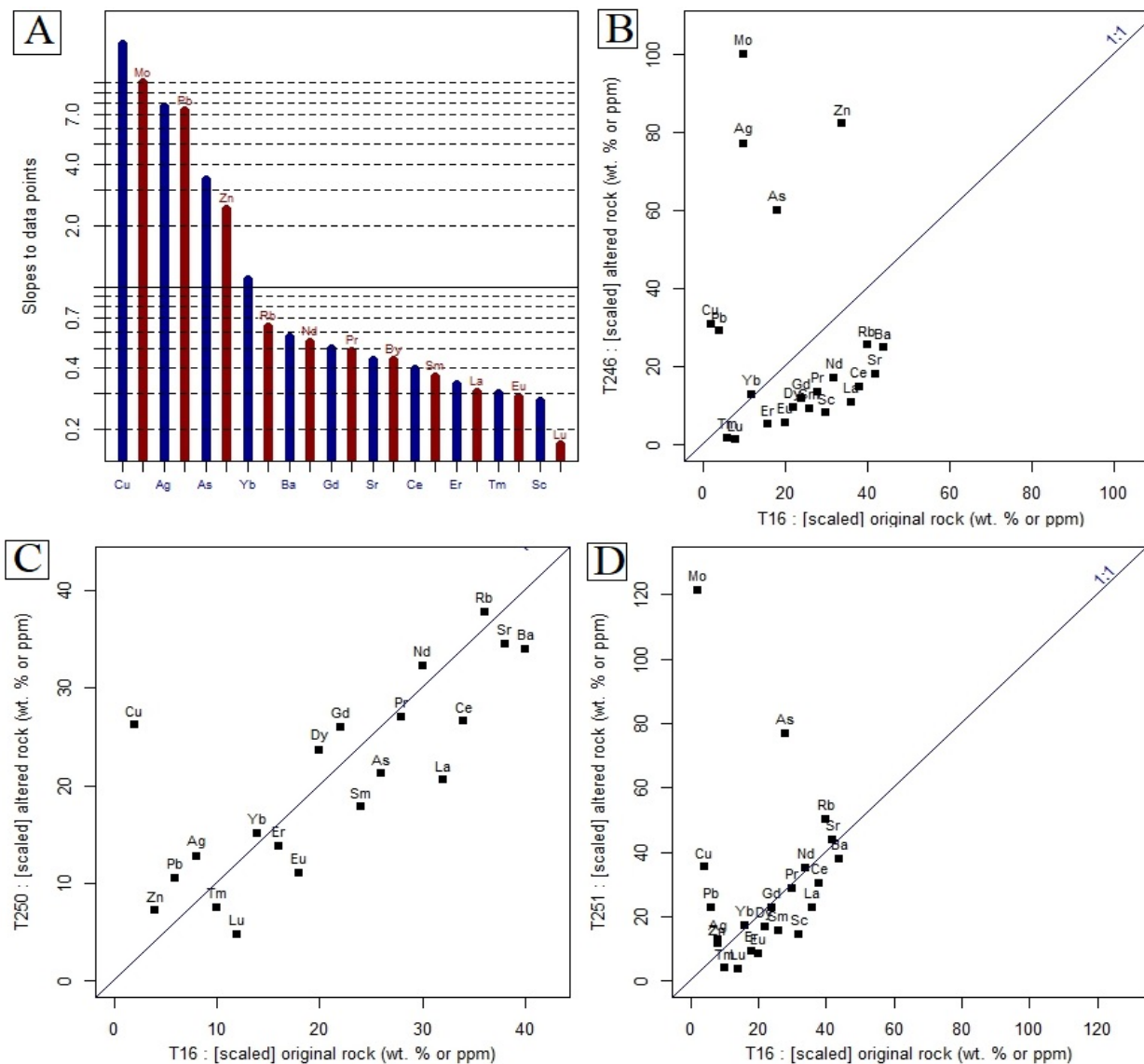
نبود داده مناسب برای این نمونه‌ها محاسبه نشده است. چنان که در شکل ۱۳-A دیده می‌شود، مس و مولیبدن بیشترین غنی شدگی را نشان می‌دهند. در شکل ۱۳-B، نمودار محاسبه جرم نمونه T246 آورده شده است که نشان‌دهنده غنی شدگی مس، مولیبدن، آرسنیک، نقره، سرب و روی است. عناصر خاکی کمیاب و

### دگرسانی پتاسیک

نمونه‌های T250، T246 و T251 شامل چندین تکه سنگ از مساحتی برابر ۱۰۰ متر مربع برای هر نمونه است. این سنگ‌ها متحمل دگرسانی پتاسیک شده است و آثار ضعیفی از کانی‌سازی نیز در آنها دیده می‌شود. موازنه جرمی اکسیدهای اصلی به دلیل

عناصر خاکی کمیاب در دو نمونه اخیر متفاوت از نمونه T248 است؛ به طوری که بعضی از این عناصر در بالای خط ایزوکن واقع شده است و غنی‌شدگی نشان می‌دهند. آرسنیک در نمونه T251 برخلاف دو نمونه دیگر تهی‌شدگی نشان می‌دهد.

عناصری مثل روبیدیم، استرانسیم و باریم نیز از این نمونه خارج شده‌اند. وضعیت میزان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی برای نمونه‌های T250 و T251 به ترتیب در شکل ۱۳-C و D آورده شده است. تغییرات جرمی این دو نمونه با نمونه T246 مشابه است و عناصری مثل مس، مولیبدن، سرب و روی غنی‌شدگی نشان می‌دهند. رفتار



شکل ۱۳. هیستوگرام (A) و نمودارهای ایزوکن موازنه جرمی برای دگرسانی پتاسیک به روش گرنت (Grant, 2005) در محدوده تکتلار، A: T248، B: T248، C: 250، و D) 251

**Fig. 13.** Histogram (A) and Isocon diagrams to show mass balance for potassic alteration by method of Grant (2005) in the Taktelar area, A: T248, B: T248, C: 250, and D) 251

## روش مک‌لین و کرانی دیوتیس

در این روش تغییر جرم ( $\Delta C_i$ ) عناصر برای دگرسانی‌های پروپیلیتیک، آرژیلیک-سریسیتیک و دیوریت‌های دارای رگچه (سیلیسی) نسبت به نمونه کمتر دگرسان شده محاسبه و نتایج در جدول ۳ ارائه شده است. معادله مک‌لین و کرانی دیوتیس که در این پژوهش استفاده شده است، به طور خلاصه به شرح زیر است:

$$\Delta C_i = (C^{A_i}/C^{O_i}) \text{ of immobile element} * C^{A_i} - C^{O_i}$$

که در آن  $\Delta$  تغییر جرم،  $i$  عنصر مورد بررسی،  $C$  مقدار یا غلظت،  $A$  دگرسان شده و  $O$  کم دگرسان شده هستند؛ به عبارتی، تغییر جرم هر عنصر = (مقدار عنصر نامتحرک در سنگ دگرسان شده به سنگ کم دگرسان شده ضرب در مقدار هر عنصر در سنگ دگرسان شده) منهای مقدار هر عنصر در سنگ کم دگرسان شده. نتایج حاصل از این محاسبات مشابه با روش گرنت است. بر اساس این روش، در دگرسانی پروپیلیتیک، اکسیدهای عناصر اصلی به مقدار بسیار ناچیزی تهی شدگی دارند و با مقادیرشان در نمونه کم دگرسان شده مشابه هستند.

از میان عناصر کانساری و فرعی، آرسنیک، مس، سرب و روی غنی شدگی و عناصر فرعی و REE تهی شدگی نشان می‌دهند. میزان تهی شدگی باریم، استرانسیم، لانتانیم و سربیم خیلی زیاد است و مقدار واقعی آن در جدول ۲ نشان داده شده است. در دگرسانی آرژیلیک-فیلیک به جز عناصر آرسنیک، مولیبدن و روی که غنی شدگی دارند، بقیه عناصر شامل عناصر اصلی، فرعی و REE تهی شدگی دارند که از این میان تهی شدگی باریم و استرانسیم خیلی زیاد است (جدول ۳ و شکل ۱۴). در دیوریت‌های با رگچه کوارتز نیز به جز  $SiO_2$  و پتاسیم و سدیم که غنی شدگی نشان می‌دهند، بقیه عناصر اصلی تهی شدگی دارند (جدول ۳)؛ هر چند میزان غنی شدگی سدیم و پتاسیم نیز خیلی ناچیز است (شکل ۱۴). در این دگرسانی، میزان غنی شدگی مس، سرب و روی قابل ملاحظه است و مولیبدن نیز دارای غنی شدگی است. میزان تهی شدگی باریم، استرانسیم و روییدیم و عناصر نادر خاکی

سبک نسبتاً قابل تأمل است. در این سنگ‌ها، غنی شدگی عناصر کانساری مثل مس، مولیبدن، روی، سرب و آرسنیک چشمگیر است؛ ولی بقیه عناصر شامل REE تهی شدگی دارند که در این میان میزان تهی شدگی استرانسیم، باریم، روی، لانتانیم، سربیم و نئودیمیم زیاد است.

## بحث

دگرسانی گرمابی فرایند پیچیده‌ای است که اغلب تابع ترکیب سیال، ماهیت و ویژگی‌های سنگ دیواره و شرایط فیزیکوشیمیایی محیط تشکیل است و مقدار و فعالیت اجزایی مثل  $H^+$ ،  $O_2$ ، ترکیبات گوگرد و کاتیون‌های مختلف مثل  $K^+$  نقشی مهم در تهی شدگی و غنی شدگی عناصر در سنگ دارند (Pirajno, 2009).

در دگرسانی پروپیلیتیک، بیوتیت، هورنبلند و پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم اغلب به کلریت، اپیدوت، کلسیت و آلبیت تبدیل می‌شوند و معمولاً میزان منیزیم، آهن، کلسیم، سدیم و عناصر فرار در سنگ افزایش می‌یابد. در نمونه T35 با دگرسانی پروپیلیتیک، CaO و MgO به مقدار جزئی تهی شدگی نشان می‌دهند. این عناصر در منطقه پروپیلیتیک در کانسار مس-طلای ماهرآباد و گرانتیوئید آستانه نیز تهی شدگی دارند (Mikaili et al., 2011; Siahcheshm et al., 2014). دلیل کاهش این عناصر در دگرسانی پروپیلیتیک ممکن است فراوانی کانی‌های مافیک و پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر در سنگ دگرسان نشده باشد که به دلیل تجزیه و دگرسانی به وسیله محلول‌های گرمابی بخشی از منیزیم، آهن و کلسیم آنها وارد کلریت، اپیدوت و کلسیت در سنگ دگرسان شده و بخشی هم ممکن است از سنگ خارج و وارد سیال گرمابی شده باشد که نتیجه نهایی آن گاه کاهش این عناصر در منطقه پروپیلیتیک است (Siahcheshm et al., 2014). مقدار CaO در نمونه T67E2 تهی شدگی دارد که مغایر با رفتار این عنصر در منطقه دگرسانی پروپیلیتیک است.

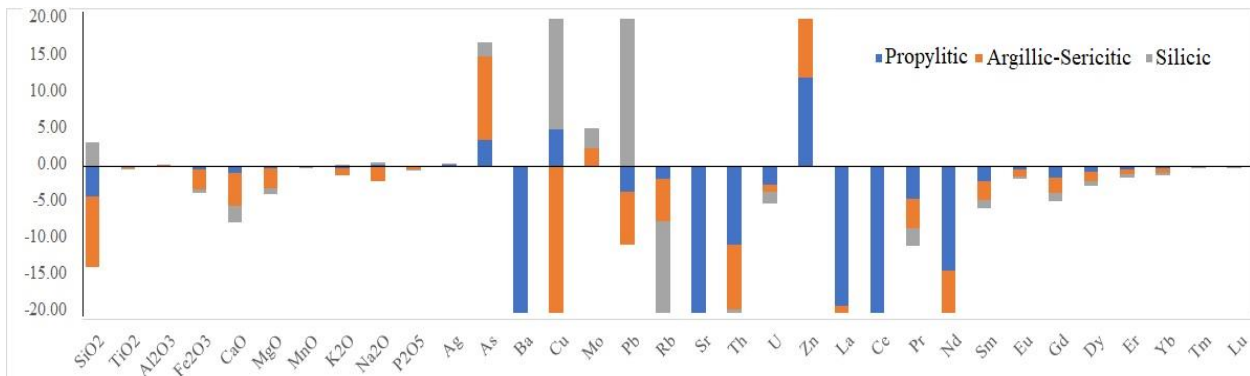
**جدول ۳.** محاسبه تغییر جرم ( $\Delta Ci$ ) با استفاده از روش مک‌لین و کرانی دیوتیس (MacLean and Kranidiotis, 1987) برای مناطق دگرسان شده در محدوده نکتلار

**Table 3.** Mass change calculation ( $\Delta Ci$ ) by MacLean and Kranidiotis (1987) method for the altered zones in Taktelar

Alteration	LA	P	$\Delta Ci$	AS	$\Delta Ci$	Qzv	$\Delta Ci$	AD	$\square Ci$
SiO <sub>2</sub>	59.36	58.99	-4.21	64.53	-9.68	63.77	3.13	nd	nd
TiO <sub>2</sub>	0.57	0.52	-0.08	0.42	-0.25	0.45	-0.13	nd	nd
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.97	18.15	0.00	22.04	0.00	17.32	0.00	nd	nd
FeO <sub>t</sub>	4.39	4.16	-0.50	2.11	-2.77	4.08	-0.39	nd	nd
CaO	5.28	4.53	-1.04	1.13	-4.41	2.97	-2.37	nd	nd
MgO	3.55	3.39	-0.39	1.16	-2.66	2.83	-0.78	nd	nd
MnO	0.15	0.10	-0.06	0.10	-0.07	0.10	-0.05	nd	nd
K <sub>2</sub> O	2.43	2.29	-0.29	1.85	-1.01	2.56	0.08	nd	nd
Na <sub>2</sub> O	2.88	3.25	0.15	0.94	-2.16	3.24	0.29	nd	nd
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.42	0.37	-0.24	0.20	-0.27	0.38	-0.04	nd	nd
Ag	0.10	0.20	0.09	0.10	-0.02	0.13	0.03	0.36	0.46
As	4.80	8.95	3.57	20.90	11.29	6.97	2.03	13.80	16.45
Ba	1100	950	-212	407.0	-787	1033	-87.4	723	13.42
Cu	47.00	55.50	4.89	34.00	-20.8	422	366.6	436.8	625.7
Mo	0.30	0.15	-0.16	3.50	2.40	3.13	2.77	30.97	47.39
Pb	33.00	31.50	-3.55	33.50	-7.21	720	672.3	107.0	131.8
Rb	107.0	112.5	-1.81	131.5	-5.75	94.33	-14.6	98.27	44.33
Sr	846.6	618.9	-268	428.2	-517	692.2	-168	566.0	25.04
Th	27.59	17.95	-10.8	24.31	-8.88	24.42	-3.66	17.93	0.03
U	6.80	4.55	-2.55	7.43	-1.08	5.33	-1.57	3.14	-1.97
Zn	131.0	153.0	12.05	210.0	30.70	208.7	73.49	90.60	8.52
La	58.00	41.50	-19.2	51.00	-18.7	49.67	-9.33	34.33	-5.13
Ce	94.00	73.00	-25.7	82.50	-30.5	82.33	-13.3	59.83	-1.86
Pr	12.15	8.08	-4.60	10.54	-4.04	9.99	-2.36	6.43	-2.25
Nd	41.50	29.10	-14.3	35.05	-14.5	35.03	-7.17	21.17	-8.90
Sm	6.68	4.90	-2.10	5.36	-2.55	5.61	-1.19	3.13	-1.86
Eu	1.83	1.35	-0.57	1.23	-0.88	1.55	-0.31	0.66	-0.81
Gd	5.06	3.61	-1.69	3.90	-2.06	4.03	-1.11	3.68	0.61
Dy	3.39	2.68	-0.88	2.75	-1.27	2.85	-0.59	1.66	-0.83
Er	1.88	1.43	-0.54	1.57	-0.67	1.50	-0.41	0.74	-0.74
Yb	1.30	1.00	-0.37	0.80	-0.68	0.97	-0.35	1.30	0.70
Tm	0.31	0.25	-0.08	0.28	-0.10	0.25	-0.06	0.10	-0.16
Lu	0.26	0.18	-0.10	0.22	-0.09	0.18	-0.09	0.08	-0.13

DA=دیوریت دگرسان شده، LA=کمتر دگرسان، P=پروپیلیتیگ، S=سریسیتیگ، A=آرژیلیتیگ، QZV=دیوریت دارای رگچه کوارتز، nd=

بدون داده



شکل ۱۴. نمودارهای تهی‌شدگی و غنی‌شدگی انواع عناصر در مناطق دگرسانی در منطقه تکتلار بر اساس روش مک‌لین و کرانی دیوتیس (MacLean and Kranidiotis, 1987)

Fig. 14. Diagram of depletion and enrichment of elements types in altered zones in Taktelar area based on MacLean and Kranidiotis (1987) method

آب کافت و خروج کاتیون‌ها از سنگ می‌شوند (Guilbert and Park, 1986). خروج عناصر اصلی و به خصوص پتاسیم و سدیم معمولاً در دگرسانی آرژیلیک و آرژیلیک پیشرفته اتفاق می‌افتد. بررسی‌های XRD برای محدوده تکتلار هم نشان‌دهنده حضور کائولینیت و دیکیت و حتی پیروفیلیت است (Piri, 2018). تشکیل کائولینیت به وسیله محلول‌های گرمابی اغلب در محیط‌های اسیدی در دمای کمتر از ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد اتفاق می‌افتد (Guilbert and Park, 1986). حضور پیروفیلیت نشان‌دهنده محلول‌های اسیدی بیشتر از ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد است (Guilbert and Park, 1986). غنی‌شدگی آرسنیک در این دگرسانی در محدوده مورد بررسی نشان‌دهنده حضور محلول‌های گرمابی است.

در محدوده مورد بررسی، دگرسانی پتاسیک بیشتر در دیوریت‌های پورفیری دارای رگچه‌های کوارتزی دیده می‌شود. در سامانه‌های پورفیری نسبت  $K^+/H^+$  برای دگرسانی پتاسیک بالا بوده و با توجه به pH سیالات گرمابی در آن، پتاسیم به سنگ دگرسان شده اضافه می‌شود و باعث تشکیل کانی‌های پتاسیم‌دار می‌شود (Guilbert and Park, 1986). علت افزایش  $SiO_2$  به این سنگ در محدوده تکتلار، وجود رگچه‌های کوارتزی است که از محلول‌های

بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند که این نمونه دچار دگرسانی کلریتی شده و به ندرت کانی‌های کربناته در آن وجود دارد؛ همچنین این نمونه توسط رگچه‌های کوارتز قطع شده است که باعث افزایش  $SiO_2$  در این نمونه شده و در نتیجه روی تغییرات جرم تأثیر گذاشته است. افزایش عناصری مثل سدیم و آلومینیم در این دگرسانی احتمالاً به دلیل تشکیل آلپیت، سربیسیت، کوارتز و کانی‌های رسی به همراه کانی‌های شاخص این نوع دگرسانی است. تهی‌شدگی بعضی از عناصر در این منطقه احتمالاً به دلیل برهم‌کنش آن با سیالات جوی است که باعث انحلال کانی‌های اولیه سنگ شده و گاهی عناصری مانند منیزیم، پتاسیم، کلسیم و غیره آزاد شده و بخشی از آنها در کانی‌های جدید معاوضه و بخشی نیز از سنگ خارج شده است (Pirajno, 2009). غنی‌شدگی عناصر کانساری مثل مس، آرسنیک و سرب در این نوع دگرسانی‌ها نیز به برهم‌کنش سنگ با محلول‌های گرمابی نسبت داده می‌شود (Guilbert and Park, 1986).

بررسی محاسبات جرم برای دگرسانی آرژیلیک-سربیسیتیک (فیلیک) در محدوده مورد بررسی نیز نشان‌دهنده خروج کامل کاتیون‌ها به جز آلومینیم و سیلیسیم است. اصولاً در دگرسانی فیلیک و آرژیلیک، محلول‌های گرمابی اسیدی بوده و باعث



لیگاندها و کمپلکس‌های حاضر در سیال وابسته است (Jamtveit and Hervig, 1994). با این وجود، عامل تهی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب در منطقه مورد بررسی، تجزیه و جانشینی کانی‌های حامل این عناصر مثل آمفیبول، بیوتیت و فلدسپات‌ها توسط کانی‌هایی است که احتمالاً دارای مقادیر کمتری از این عناصر هستند. مثلاً کوارتز کانی مناسبی برای حمل عناصر خاکی کمیاب نیست و مقادیر عناصر خاکی کمیاب در آن اندک است. این کانی به شکل جانشینی و رگچه‌ای به طور ثانویه در سنگ‌های دگرسان شده، تشکیل شده است و باعث افزایش سیلیسیم و در نتیجه کاهش نسبی دیگر عناصر شده است. محلول‌های اسیدی نقشی بزرگ در تخریب و دگرسانی کانی‌های اولیه و تهی‌شدگی REE‌ها دارند (Fulignati et al., 1998).

### نتیجه‌گیری

۱) الگوی دگرسانی‌ها در محدوده تکتلار شاخص دو سبک کانه‌زایی است. کانه‌زایی پورفیری و کانه‌زایی اپی‌ترمال. دیوریت پورفیری که دارای استوک‌ورک‌های کوارتز و شواهدی از دگرسانی پتاسیک و کانی‌زایی مس هستند، با کانه‌زایی پورفیری مرتبط است. رخنمون این نوع سنگ اندک است؛ ولی نفوذ آن در سنگ‌های رسوبی و داسیت باعث دگرسانی‌های پتاسیک، سریسیتیک (فیلیک) و پروپیلیتیک به وسیله محلول‌های گرمایی شده است. فازهای آذرین به این ترتیب رخ داده است: داسیت قبل از کانه‌زایی، دیوریت پورفیری هم‌زمان با کانه‌زایی و دایک‌های دیوریتی بعد از کانه‌زایی. دگرسانی‌های اولیه اغلب به وسیله دگرسانی‌های بعدی و حتی عوامل برون‌زاد متأثر شده‌اند؛ به طوری که کانی‌های شاخص چند نوع دگرسانی در یک سنگ مشاهده می‌شود. دگرسانی آرژیلیک به صورت مستقل در اطراف رگه‌های سیلیسی اپی‌ترمال، مناطق وسیعی را اشغال کرده و همراه با دیگر دگرسانی‌ها نیز وجود دارد. دگرسانی سیلیسی به شکل رگه، رگچه و استوک‌ورک در همه سنگ‌های میزبان دیده می‌شود.

۲) نمودارهای ایزوکن و هیستوگرام‌های تهی‌شدگی و غنی‌شدگی

گرمایی تشکیل شده‌اند. علت افزایش آهن در بعضی از نمونه‌ها نیز ورود آن از محلول گرمایی به سنگ است که به صورت تشکیل پیریت در رگچه‌های کوارتزار نمایان شده است. کاهش آهن در بعضی از نمونه‌ها به علت انحلال کانی‌های مافیک و نبود پیریت و کانی‌های آهن‌دار ثانویه است که در چنین حالتی خروج منیزیم و کلسیم نیز قابل توجه است. وجود کوارتز ثانویه در زمینه این سنگ‌ها نیز باعث افزایش نسبت سیلیسیم به کلسیم و منیزیم شده است. سیالات درگیر بررسی شده در کوارتزهای موجود در رگچه‌های استوک‌ورکی در محدوده مورد بررسی دارای دمای ۴۸۰ تا ۵۰۶ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱۴/۲ تا ۱۸/۹ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند (Piri, 2018) که در محدوده سامانه‌های مس پورفیری قرار می‌گیرند. این سیالات دارای منشأ ماگمایی هستند (Hattori and Keith, 2001).

در سنگ‌های تشکیل شده از تفریق ماگمایی، عناصری مثل Rb و Ba در کانی‌های پتاسیم‌داری مثل ارتوکلاز و بیوتیت و استرانسیم در پلاژیوکلاز وارد می‌شوند (Rollinson, 1993)؛ ولی کاهش هم‌زمان باریم، استرانسیم و روییدیم در دگرسانی پتاسیک (شکل ۱۴) نشان می‌دهد که فلدسپات‌ها به خصوص پلاژیوکلازها در این سنگ توسط محلول‌های گرمایی تخریب شده‌اند. افزایش خیلی زیاد مس، مولیبدن، سرب و آرسنیک احتمالاً به دلیل تشکیل اکسیدها و سولفیدهای این عناصر در رگچه‌های حاوی کوارتز است و حتی وجود پیریت در افزایش آرسنیک نقش زیادی دارد. توضیح تهی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب در سنگ‌های دگرسان شده مورد بررسی کمی دشوار است زیرا تصور بر این است که این عناصر غیرمتحرک هستند؛ اما محاسبات جرم با هر دو روش نشان می‌دهد که این عناصر در همه پهنه‌های دگرسانی مورد بررسی کاهش یافته و میزان کاهش برای عناصر خاکی کمیاب سبک به مراتب بیشتر از عناصر خاکی کمیاب سنگین است. این تهی‌شدگی‌ها به خصوص در پهنه دگرسانی پتاسیک بیشتر است. میزان تحرک REE‌ها به عواملی مثل دما، فشار pH و Eh، ترکیب سیال و سنگ دیواره، شبکه بلوری کانی میزبان و نوع

$K_2O$  و  $SiO_2$  افزایش یافته است که نشانه‌ای از دگرسانی پتاسیک است. بیشترین خروج عناصر در دگرسانی فیلیک-آرژیلیک رخ داده است. آنالیزها نشان می‌دهند که سیلیسیم در دگرسانی فیلیک، آرژیلیک و پتاسیک افزایش یافته است.

### تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

نشان می‌دهند که طی دگرسانی، بیشتر عناصر اصلی، فرعی و عناصر خاکی کمیاب از سنگ خارج شده‌اند؛ ولی عناصر کانساری مثل مس، مولیبدن، سرب، روی و آرسنیک به خصوص در پهنه پتاسیک به سنگ اضافه شده‌اند. از عناصر اصلی،  $SiO_2$  در اغلب مناطق دگرسانی، افزایش نشان می‌دهد. بیشترین غنی‌شدگی مس در دیوریت پورفیری آمفیبول و بیوتیت‌دار دیده می‌شود که توسط رگچه‌های کوارتزی قطع شده است. در این سنگ، مقدار

1. Google Earth
2. Digest microwave

## References

- Aghanabati, A., 1991. Geological map of Daryacheh – ye – Hamun (1:250000) and Kuh-e-Seyasteragi (1:100000). Geological Survey of Iran.
- Asadi, N., Emami, M.H. and Kheirkhah, M., 2010. Alteration characteristics of the Abtorsh Youzbashichai area and the analysis of geochemical behavior of elements (major and trace) in alteration environment. *Petrology*, 1(3): 11–28. (in Persian with English abstract) Retrieved October 10, 2022 from [https://ijp.ui.ac.ir/article\\_16046\\_7d164169a713269e1b59679b48ee74ec.pdf](https://ijp.ui.ac.ir/article_16046_7d164169a713269e1b59679b48ee74ec.pdf)
- Babazadeh, S., Mazaheri, A., Raghimi, M. and Rahimi Chakdel, A., 2014. Mineralogy, geochemistry and mass changes due to alteration of Khosh Veylugh volcanic rocks, East of Golestan province. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 21(4): 607–624. (in Persian with English abstract) Retrieved October 10, 2022 from <http://ijcm.ir/article-1-267-fa.html>
- Biabangard, H., Boomeri, M., Timouri, K. and Mohammadpour, F., 2017. Petrography, alteration and genesis of iron mineralization in Roshtkhar. *Journal of Economic Geology*, 9(1): 93–115. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V9I1.47297>
- Boomeri, M., 2017. Porphyry deposits in Sistan suture zone, Sistan and Baluchestan province, southeast Iran. 9<sup>th</sup> National Conference of Economic Geology Society of Iran, University of Birjand, Birjand, Iran.
- Boomeri, M., Moradi, R., Stein, H. and Bagheri, S., 2019. Geology, Re-Os age, S and O isotopic composition of the Lar porphyry Cu-Mo deposit, southeast Iran. *Ore Geology Reviews*, 104(1): 477–494. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.11.018>
- Boomeri, M., Piri, A., Nohtanifar, A. and Soloki, H., 2020. Copper and Gold mineralization and petrography and geochemistry of igneous rocks in Taktalar, northwest of Zahedan, Sistan and Baluchestan province. *Researches in Earth Sciences*, 11(44): 109–128. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.52547/esrj.11.4.109>
- Camp, V.E. and Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 15(3): 221–239. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(82\)90014-7](https://doi.org/10.1016/0024-4937(82)90014-7)
- Derakhshani, R. and Abdolzadeh, M., 2009. Geochemistry, mineralization and alteration zones of Darrehzar porphyry copper deposit, Kerman. *Journal of Applied Sciences*, 9(9): 1628–1646. <https://doi.org/10.3923/jas.2009.1628.1646>
- Esmaeili, D. and Afshuni, S.Z., 2009. Investigation of mass changes of elements in hydrothermal alteration processes in Astaneh granitoid (southwest of Arak). *Geoscience*, 18(71): 97–104. (in Persian) <https://doi.org/10.22071/gsj.2010.56996>
- Fulignati, P., Gioncada, A. and Sabranna, A., 1999. Rare earth element behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal systems of volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88(4): 325–342. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00117-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00117-6)
- Ghofran Mola, G.J., 2018. Geochemical characteristics of altered and mineralized rocks in Taktalar exploration area, northwest of Zahedan. M.Sc. thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, 209 pp. (in Persian with English abstract)
- Grant, J.A., 1986. The Isocon diagram: A simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81(8): 1976–1982. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.81.8.1976>
- Grant, J.A., 2005. Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30(17–18): 997–1004. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2004.11.003>
- Gresens, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* 2: 47–65. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(67\)90004-6](https://doi.org/10.1016/0009-2541(67)90004-6)
- Guilbert, J.M. and Park, C.F., 1986. *The Geology of Ore Deposits*. Freeman and Company, New York, 905 pp.
- Hattori, K.H. and Keith, J.D., 2001. Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: evidence from Mount Pinatubo, Philippines, and Bingham Canyon, Utah, USA. *Mineralium Deposita*, 36(8): 799–80. <https://doi.org/10.1007/s001260100209>

- Hedayati, N., 2015. Petrography and geochemistry of igneous rocks in Nakhilab, northwest of Zahedan with special view on origin of Au and Cu mineralization. M.Sc. thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, 108 pp. (in Persian with English abstract)
- Hedayati, N., Boomeri, M. and Biabangard, H., 2016. Petrography and geochemical characteristics of Nakhilab igneous complex, northwest of Zahedan. *Petrology*, 7(26): 23–44. (in Persian with English abstract) <http://dx.doi.org/10.22108/ijp.2016.20840>
- Hezarkhani, A., 2002. Calculation of mass transfer and element mobility during the hydrothermal alteration in the Sungun porphyry copper deposit, Iran. *International Journal of Engineering Basics, Application and Aspects*, 5(4): 391–408. Retrieved October 10, 2022 from [https://www.ije.ir/article\\_71405\\_886c695fec0df2515fb2215538e9fa66.pdf](https://www.ije.ir/article_71405_886c695fec0df2515fb2215538e9fa66.pdf)
- Jamtveit, B. and Hervig, R., 1994. Constraints on transport and kinetics in hydrothermal systems from zoned garnet crystals. *Science*, 263(5146): 505–508. Retrieved October 10, 2022 from <https://www.jstor.org/stable/2883028>
- Janabadi, L., 2019. Identification, zoning and Formation of alteration types in the area of Copper Exploration, south of Zahedan, southeast of Iran. M.Sc. thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, 135 pp. (in Persian with English abstract)
- Khamar, F., 2017. Geological, geochemical, geophysical and drilling data modelling in Taktelar explorational area. M.Sc. thesis, University of Birjand, Birjand, Iran, 110 pp. (in Persian with English abstract)
- Maanijou, M. and Mostaghimi, M., 2014. The mass balance calculation of hydrothermal alteration zones of Sarcheshmeh porphyry-Cu ore deposit. *Journal of Economic Geology*, 2(5): 175–199. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V5I2.31718>
- Maanijou, M., Rasa, I., Lentz, D.R., 2008. Petrography and Alteration of Chehelkureh Copper Deposit: Mass Balance of Elements and Behavior of REE. *Geosciences*, 67: 86–101. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2009.57786>
- Maanijou, M., Rasa, I. and Lentz, D.R., 2012. Petrology, Geochemistry, and Stable Isotope Studies of the Chehelkureh Cu-Zn-Pb deposit, Zahedan. *Economic Geology*, 107(4): 683–712. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.4.683>
- MacLean, W.H., 1990. Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita*, 25(1): 44–49. <https://doi.org/10.1007/BF03326382>
- MacLean, W.H. and Kranidiotis P., 1987. Immobile elements as monitors of mass transport in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami. *Economic Geology*, 82(4): 951–962. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.4.951>
- Mathieu, L., 2018. Quantifying hydrothermal alteration: A Review of Methods. *Geosciences*, 8(7): 1–27. <https://doi.org/10.3390/geosciences8070245>
- Mikaili, R., Kalimi Noghreyan, M., Mackizadeh, M.A. and Taghipour B., 2011. Elements variations and the origin of fluids during the hydrothermal alterations in the Astaneh-Arak granitoid. *Petrology*, 2(7): 119–134. (in Persian with English abstract) Retrieved October 10, 2022 from [https://ijp.ui.ac.ir/article\\_16082\\_89f4bdfe4e4b15dfd76ae4284d8312f0.pdf](https://ijp.ui.ac.ir/article_16082_89f4bdfe4e4b15dfd76ae4284d8312f0.pdf)
- Mohammadi, A., Burg, J.P., Bouilhol, P. and Ruh, J., 2016. U-Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: implication for closure of the south Sistan suture zone: *Lithos*, 248–251: 293–308. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.02.003>
- Mohammadzadeh, M.J., Mahboubi Aghdam, M. and Mohebbi, P., 2016. Detecting hydrothermal alteration zones by alteration box plot and mass change calculation using immobile elements in the Gezildash massive sulfide copper deposit of Khoy. *Geoscience*, 26(101): 231–244. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2016.41119>
- Nesbitt, H., 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 279(5710): 206–210. <https://doi.org/10.1038/279206a0>
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications: *Lithos*, 180–181: 234–251. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.009>

- Pirajno, F., 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. Springer, Berlin, 1250 pp. <http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4020-8613-7>
- Piri, A., 2018. Mineralogy, alteration, and origin of copper mineralization in Taktalar, northwest of Zahedan. MSc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, 158 pp. (in Persian with English abstract)
- Riebe, C.S., Kirchner, J.W. and Finkel, R., 2003. Long-term rates of chemical weathering and physical erosion from cosmogenic nuclides and geochemical mass balance. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67(22): 4411–4427. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(03\)00382-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(03)00382-X)
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data. evaluation, presentation, Longman, 352 pp.
- Sargazi, S., Boomeri, M. and Marzi, M., 2015. Separation of altered zones in Kuh -e- Kallegar using processes of Satellite images of ASTER sensor, north of Zahedan, southeast of Iran. 7<sup>th</sup> National Conference of Economic Geology Society of Iran, Damghan University, Damghan, Iran.
- Siahcheshm, K., Karagari, A.A., Abedini, A. and Sindern, S., 2014. Elemental mobility and mass changes during alteration in the Maher-Abad porphyry Cu–Au deposit, SW Birjand, Eastern Iran. *Periodico di Mineralogia*, 83(1): 55–76. <https://doi.org/10.2451/2014PM0004>
- Stocklin, J., 1968. Structural History and Tectonics of Iran. A review: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(7): 1229-1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Tirrul, R., Bell, L.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94(1): 134–150. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2)
- Valeh, N. and Saidi, A., 1989. Geological map of Chehelkureh (1:100000). Geological Survey of Iran.
- Warren, I., Simmons, S.F. and Mauk, J.L., 2007. Whole-Rock Geochemical Techniques for Evaluating Hydrothermal Alteration, Mass Changes, and Compositional Gradients Associated with Epithermal Au-Ag Mineralization. *Economic Geology*, 102(5): 923–948. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.5.923>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviation for name of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>