



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/ECONG.2021.77895.1050



Petrogenesis of the Khaku pegmatites corundum-bearing in the margin of Alvand granite complex, and its comparison with important worldwide ruby and sapphire deposits

Hadis Sadeghi¹ , Shahryar Mahmoudi^{2*} , Mohammad Reza Jafari³, Mohammad Ali Arian⁴

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tehran North Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

² Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Tehran, Iran; Visiting Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

³ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tehran North Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

⁴ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tehran North Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 27 August 2022
 Revised: 12 November 2022
 Accepted: 14 November 2022

Keywords

Pegmatite
 Corundum
 Feldspar
 Sapphire
 Khako
 Alvand

* Corresponding author

Shahryar Mahmoudi
 ✉ S.mahmoudi@khu.ac.ir

ABSTRACT

Blue-colored corundum (sapphire) is found in syenitic pegmatites in Alvand igneous complex in the Khako area. From the petrographic point of view, the host rock is composed of feldspar and small amounts of quartz, which includes corundum crystals of transparent to translucent blue color, 1 to 6 cm long, covered with a sheath of mica with a composition of muscovite to phengite. It seems that the core of corundum crystals crystallized in the magmatic stage in equilibrium with mica + aluminosilicate + feldspar ± perthite, and in the next metasomatic stage, corundum crystals grew from the reaction of plagioclase and mica. The chemical composition of the main minerals in pegmatite rocks indicates the magmatic origin of these rocks, which were formed during the magmatic differentiation process. In the continuation of the metasomatic cycle, the geochemical conditions for formation of new corundum crystals and regrowth of primary corundum have been prepared by reducing the silica content (de-silicification) and increasing the Al/Si ratio. These processes during post-magmatic cycles in granite masses, are known as Plumasite processes. The classifications done in pegmatites, based on abundance of rare elements and phosphorus content in feldspar crystals, indicate fertility of these rocks from rare elements. These pegmatites are included in the group rich in lithium and beryllium. Moreover, comparison of the chemical composition of corundum crystals with famous corundum deposits in other parts of the world shows that these rocks have a special similarity with magmatic corundum deposits in connection with synthetic intrusive masses. In addition, these rocks show a composition similar to magmatic deposits created by metasomatic processes.

How to cite this article

Sadeghi, H., Mahmoudi, Sh., Jafari, M.R. and Arian, M.A., 2022. Petrogenesis of the Khaku pegmatites corundum-bearing in the margin of Alvand granite complex, and its comparison with important worldwide ruby and sapphire deposits. *Journal of Economic Geology*, 14(3): 123–154. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.2022.77895.1050>



©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

The corundum crystals found in the southern part of Alvand's intrusive mass have been introduced as the most important sapphire gem potential in Iran (Sadeghi et al., 2022; Sajjadi Alehashem et al., 2021). The corundum crystals in this area have been reported in preliminary studies conducted by different researchers (Beharifar, 2012). Although it is not possible to determine certain criteria for the gem value of a mineral, characteristics such as transparency, color, hardness, refractive index, reflection, and absorption of light are among the most important factors in determining the quality of colored gems. The crystallized oxide of pure corundum is colorless. However, corundum has five main coloring elements, including Cr³⁺, Fe³⁺, Fe²⁺, Ti⁴⁺ and V³⁺. Geochemical factors in the formation of corundum are usually magmatic or high-grade metamorphic processes that cause formation of aluminum oxide crystals from a magma with a low silica content (Černý, 1991; Černý and Ercit, 2005) or a differentiated pegmatite magma (Sánchez-Muñoz et al., 2017). These rocks can provide special conditions to produce corundum with the help of fluids originating from magmatic fractionation and metamorphic processes (Zwaan et al., 2015; Peucat et al., 2007). Many studies have been done on classification and genesis of corundum deposits (Sutherland et al., 2009; Schmetzer and Peretti, 1999; Simonet et al., 2004). Classification of corundum reserves is essential in choosing detailed prospecting and exploration methods and prospecting for new reserves in similar structural zones.

Materials and methods

25 thin sections were prepared from the collected samples. 5 thin polished sections have been used in electron microscope studies and electron probe microanalysis (EPMA). 5 samples of pegmatites containing corundum crystals found in the Khaku deposit Index and 10 single crystals of separated corundum crystals, have been chemically analyzed by XRF and ICP-MS methods in Zarazma Company of Tehran under standard conditions for major elements and trace elements. Also, EPMA analysis of accompanying minerals and corundum crystals was performed by a Cameca-SX-100 device with a beam diameter of 5 microns and accelerating voltage

of 2400 mA at the Iranian Mineral Materials Processing Research Center in Karaj.

Results

In the newest pegmatite classification (Černý, 1991; Černý and Ercit, 2005), which is most widely used by researchers nowadays, a combination of factors, including depth of establishment, metamorphic degree, and rare element contents are considered. This classification has 4 main categories or classes including 2 Abyssal classes (high grade, high pressure to low), Muscovite (high pressure, low temperature), and Mirolitic (shallow level of rare element with low temperature and pressure). The class of pegmatites with rare elements is divided into LCT and NYF types based on abundance of rare elements: LCT Type is rich in lithium, cesium, and NYF type tantalum and rich in niobium, yttrium, and fluorine. Descriptions of sub-groups by Pezzotta Corundum-bearing pegmatites are included in the Abyssal sub-group. This group is of high pressure and temperature type and is formed at a temperature between 700 and 800 degrees Celsius and a pressure of 4 to 6 kbar (Černý and Ercit, 2005). The mineral abundance of muscovite and biotite shows that Alvand pegmatite shows few characteristics of the muscovite subgroup (high pressure, low temperature). This indicates formation of these rocks at temperatures lower than 700 degrees Celsius. A mineralogical classification is based on the latest classification done in pegmatites (Müller et al., 2022). The pegmatites of the Khaku area are in the corundum pegmatites, a product of magmatism, and are affected by the processes of subsolidus fluids. This group of pegmatites are mostly rich in rare elements and aluminum. Chlorite is the most abundant secondary mineral in corundum-bearing rocks. The chemical composition shows that chlorites of the region are rich in iron and poor in titanium and calcium, their XMg varies from 0.23 to 0.37 (Table 3), and in the classification of chlorites, they are in the range of pycnochlorite to diabenitite (Fig 4-A). The 8 samples of biotite and muscovite from the Khaku region were analyzed by EPMA (Tab 4). There were four biotite crystals in sample SH-1, and four other muscovite crystals in sample SH-3. The structural formula of micas has been calculated based on 11 oxygen atoms and 8 cations (Deer et al., 2013). The lowest amount of X_{Mg} in sample SH-1 is equal to 0.46, and the highest amount

of X_{Mg} in sample SH-3 is equal to 0.56. According to Al versus Fe/Fe+Mg variations (Deer et al., 2013). These biotites are a compositional variety between polar siderophyllite and anite (Fig 3-B). The chemical composition of feldspars in the Khaku region shows a relatively uniform chemical composition rich in albite and a major part that is rich in anorthite in pegmatites such that X_{Ab} is equal to 0.90 to 0.95. Most of the feldspars have a composition of orthoclase type X_{Or} 85 % to 90% (Tab 5). In the ternary diagram of albite-anorthite-orthoclase (Deer et al., 2013), feldspars in pegmatites are located in the orthoclase zone and in the zone of pure albite and oligoclase (Fig 3-C). The results obtained from chemical analysis of corundum crystals show that they all contain 86% to 97% aluminum oxide (Al_2O_3). In all the samples analyzed by the SiO_2 method as the second main oxide, there is more than one percent in the crystal., and it varies in the range 1.01%-1.46% to.

Discussion

The geochemical and geotectonic characteristics of pegmatites in the Khaku area are like those of group II and III pegmatites of the classification of Sánchez-

Muñoz et al., (2017), indicating that they are the result of primary crystallization from magmatic melts. After those subsolidus reactions during exhumation and cooling rock mass has caused crystallization of corundum and condensation of rare elements (Fig 5). The samples of Khaku are in the range of corundums of magmatic origin and along the dividing line of the magmatic and metamorphic region. These crystals have significant similarities with blue sapphires from the Bo Phloi mine in Thailand (Bo Phloi/Thailand), which are magmatic-metasomatic corundums rich in titanium and magnesium (Fig 6-A). Chromium is also an important tracer in corundum with metamorphic genesis, especially corundum crystallized in alumina-rich marbles and under severe metasomatism. From this point of view, the corundums of the Hamedan Khaku deposit have relatively low amounts of chromium and vanadium and are among the metasomatic magmatic deposits. They are comparable to the sapphires of the Mogok mine in Myanmar (Mogok/Myanmar) (Fig 6-B). This mine is of the metamorphic magmatic type containing ruby in alumina-rich marbles with intense metasomatism (Peucat et al., 2007).



پتروژنز پگماتیت‌های کَرندوم‌دار خاکو در حاشیه مجموعه گرانیتی الوند و مقایسه آن با کانسارهای مهم یاقوت و سافایر در جهان

حدیث صادقی^۱، شهریار محمودی^{۲*}، محمدرضا جعفری^۳، محمدعلی آزرین^۴

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران
^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران؛ استاد مدعو، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران
^۳ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران
^۴ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
<p>کَرندوم‌های آبی رنگ (سافایر) در منطقه خاکو در مجموعه آزرین الوند در پگماتیت‌های سینیتی یافت می‌شوند. از دیدگاه سنگ‌نگاری، زمینه اصلی سنگ از فلدسپار و مقادیر اندکی کوآرتز تشکیل شده است که بلورهای کَرندوم به رنگ آبی شفاف تا نیمه شفاف به طول ۱ تا ۶ سانتی‌متر را که با غلافی از میکا با ترکیب مسکویت تا فزیتی پوشیده شده است، در برمی‌گیرد. به نظر می‌رسد، هسته بلورهای کَرندوم در مرحله ماگمایی در تعادل با میکا + آلومینوسیلیکات + فلدسپار ± پرتیت متبلور شده است و در مرحله متاسوماتیک بعدی، بلورهای کَرندوم از واکنش پلاژیوکلاز و میکا رشد یافته‌اند. ترکیب شیمیایی کانی‌های اصلی در سنگ‌های پگماتی بیانگر منشأ ماگمایی این سنگ‌هاست که طی فرایند تفریق تشکیل شده‌اند. در ادامه، چرخه متاسوماتیکی با کاهش محتوای سیلیس یا سیلیس زدایی و افزایش نسبت Al/Si شرایط زمین‌شیمیایی برای تشکیل بلورهای کَرندوم جدید و رشد مجدد کَرندوم‌های اولیه مهیا شده است. این فرایندها که طی چرخه‌های پساماگمایی در توده‌های گرانیتی ایجاد می‌شود، به فرایندهای پلوماسیتی معروف است. طبقه‌بندی‌های انجام‌شده در پگماتیت‌ها، بر اساس فراوانی عناصر کمیاب و محتوای فسفر در بلورهای فلدسپار بیانگر بارور بودن این سنگ‌ها از عناصر کمیاب است. این پگماتیت‌ها در گروه غنی از لیتیم و بریلیم قرار گرفته است. همچنین مقایسه ترکیب شیمیایی بلورهای کَرندوم با ذخایر معروف کَرندوم در سایر نقاط جهان نشان می‌دهد، این سنگ‌ها همانندی ویژه‌ای با ذخایر کَرندوم ماگمایی در ارتباط با توده‌های نفوذی سینیتی دارد. به علاوه، این سنگ‌ها ترکیب مشابه با ذخایر ماگمایی ایجاد شده با فرایندهای متاسوماتیکی نشان می‌دهد.</p>	<p>تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۶/۰۵ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۱/۰۸/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۸/۲۳</p>
	<p>واژه‌های کلیدی</p> <p>پگماتیت کَرندوم فلدسپار سافایر خاکو الوند</p>
	<p>* نویسنده مسئول</p> <p>شهریار محمودی S.mahmoudi@khu.ac.ir ✉</p>

استناد به این مقاله

صادقی، حدیث؛ محمودی، شهریار؛ جعفری، محمدرضا و آزرین، محمدعلی، ۱۴۰۱. پتروژنز پگماتیت‌های کَرندوم‌دار خاکو در حاشیه مجموعه گرانیتی الوند.

زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۳): ۱۲۳-۱۵۴. <https://doi.org/10.22067/ECONG.2022.77895.1050>

مقدمه

بلورهای کربندوم یافت شده در بخش جنوبی توده نفوذی الوند به عنوان مهم‌ترین پتانسیل گوهرسنگ سافایر در ایران معرفی شده است (Sajjadi Alehashem et al., 2021; Sadeghi et al., 2022). وجود بلورهای کربندوم در این منطقه در بررسی‌های اولیه انجام شده توسط بهاری فر (Beharifar, 2012) گزارش شده است. نمی‌توان برای ارزش گوهری یک کانی معیارهای معینی تعیین کرد؛ ولی ویژگی‌هایی مانند شفافیت، رنگ، سختی، ضریب شکست، انعکاس و جذب نور از مهم‌ترین عوامل در تعیین کیفیت گوهرهای رنگی هستند. اکسید متبلور کربندوم، خالص بی‌رنگ است؛ ولی به طور کلی، کربندوم دارای پنج عنصر رنگ‌زای اصلی شامل V^{3+} ، Ti^{4+} ، Fe^{2+} ، Fe^{3+} ، Cr^{3+} است. عوامل زمین‌شیمیایی در تشکیل کربندوم در بیشتر مواقع، فرایندهای ماگمایی و یا دگرگونی درجه بالا هستند که باعث تشکیل بلورهای اکسید آلومینیم از یک ماگمای با محتوای کم سیلیس (Černý, 1991; Černý and Ercit, 2005) و یا یک ماگمای تفریق‌یافته پگماتیته می‌شوند (Sánchez-Muñoz et al., 2017). این سنگ‌ها به کمک سیالات منشأ گرفته از تفریق ماگمایی و فرایندهای دگرگونی، می‌توانند شرایط ویژه تولید کربندوم را فراهم کنند (Peucat et al., 2007; Zwaan et al., 2015). پژوهش‌های زیادی درباره طبقه‌بندی و منشأ ذخایر کربندوم انجام شده است (Schmetzer and Peretti, 1999; Simonet et al., 2004; Sutherland et al., 2009). طبقه‌بندی ذخایر کربندوم در انتخاب روش‌های پی‌جویی و اکتشاف تفصیلی و همچنین پی‌جویی ذخایر جدید در زون‌های ساختاری مشابه، کاربرد اساسی دارد. در مورد تأثیر عناصر مختلف در ویژگی‌های گوهری از جمله رنگ بلورهای سافایرهای یافت شده در منطقه خاکو به روش‌های تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب و اصلی مانند ICP-MS پژوهش‌هایی انجام شده است (Sajjadi Alehashem et al., 2021; Sadeghi et al., 2022). همچنین بررسی‌های انجام شده بر اساس نسبت ایزوتوپ‌های اکسیژن نشان می‌دهد، این

پگماتیت‌ها گروه خاصی از پگماتیت‌های تحت اشباع هستند که از متاسوماتیسم یک ماگمای نسبتاً آلكالین به وسیله سیالات پوسته‌ای ایجاد شده‌اند (Sepahi et al., 2020). در این پگماتیت‌ها، هم‌نشینی نزدیک کربندوم و سنگ‌های هاله دگرگونی با کانی‌های آلومینوسیلیکاته با منشأ دگرگونی باعث شده است، احتمال جایگزینی کربندوم به جای کیانیت به عنوان فرایند اصلی تشکیل کربندوم در پگماتیت‌های منطقه خاکو مطرح باشد (Sheikhi et al., 2020). در این پژوهش، سعی شده است، ارتباط بین منشأ پگماتیت‌ها و رخداد بلورهای کربندوم مورد تحلیل و بررسی قرار گیرد.

زمین‌شناسی منطقه خاکو

منطقه خاکو در شمال شرق توده گرانیتی الوند، در زیرپهنه سنندج-سیرجان از پهنه ایران مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱-۱). زون سنندج-سیرجان در واقع جزئی از منطقه ساختاری ایران مرکزی است که در حاشیه جنوب‌غربی آن قرار دارد. این زیرپهنه به صورت یک نوار طویل دگرگونی در امتداد و به موازات تراسه زاگرس قرار دارد. کمپلکس همدان (شکل ۱-۱) از یک مجموعه آذرین با بیش از پنج فاز گرانیتی تا گابرویی تشکیل شده است (Mahmoudi et al., 2011). برخی پژوهشگران سنگ مادر مجموعه دگرگونی همدان را بخشی از پی‌سنگ پرکامبرین در نظر گرفته‌اند (Stocklin, 1968)؛ اما تقریباً بیشتر پژوهشگران دیگر در مورد این نکته که سن پروتولیت سنگ‌های دگرگونی مجموعه همدان دوران مزوزوئیک است، اتفاق نظر دارند. سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان به عنوان بخشی از پهنه ساختاری سنندج-سیرجان شمالی، سرگذشتی مشابه با سایر قسمت‌های شمالی این پهنه دارد؛ اما در این منطقه رخداد دگرگونی ناحیه‌ای با حضور توالی نسبتاً ضخیمی از سیست‌های دگرگونی ناحیه‌ای مشهود است (Beharifar, 2012). بهاری فر (Beharifar, 2012) برای تفسیر دگرگونی منطقه همدان از واژه "دگرگونی دیناموترمال" استفاده می‌کند و این موضوع را به وقوع

سیلیمانیت شیست، آندالوزیت-سیلیمانیت شیست، فیلیت و اسلیت هستند.

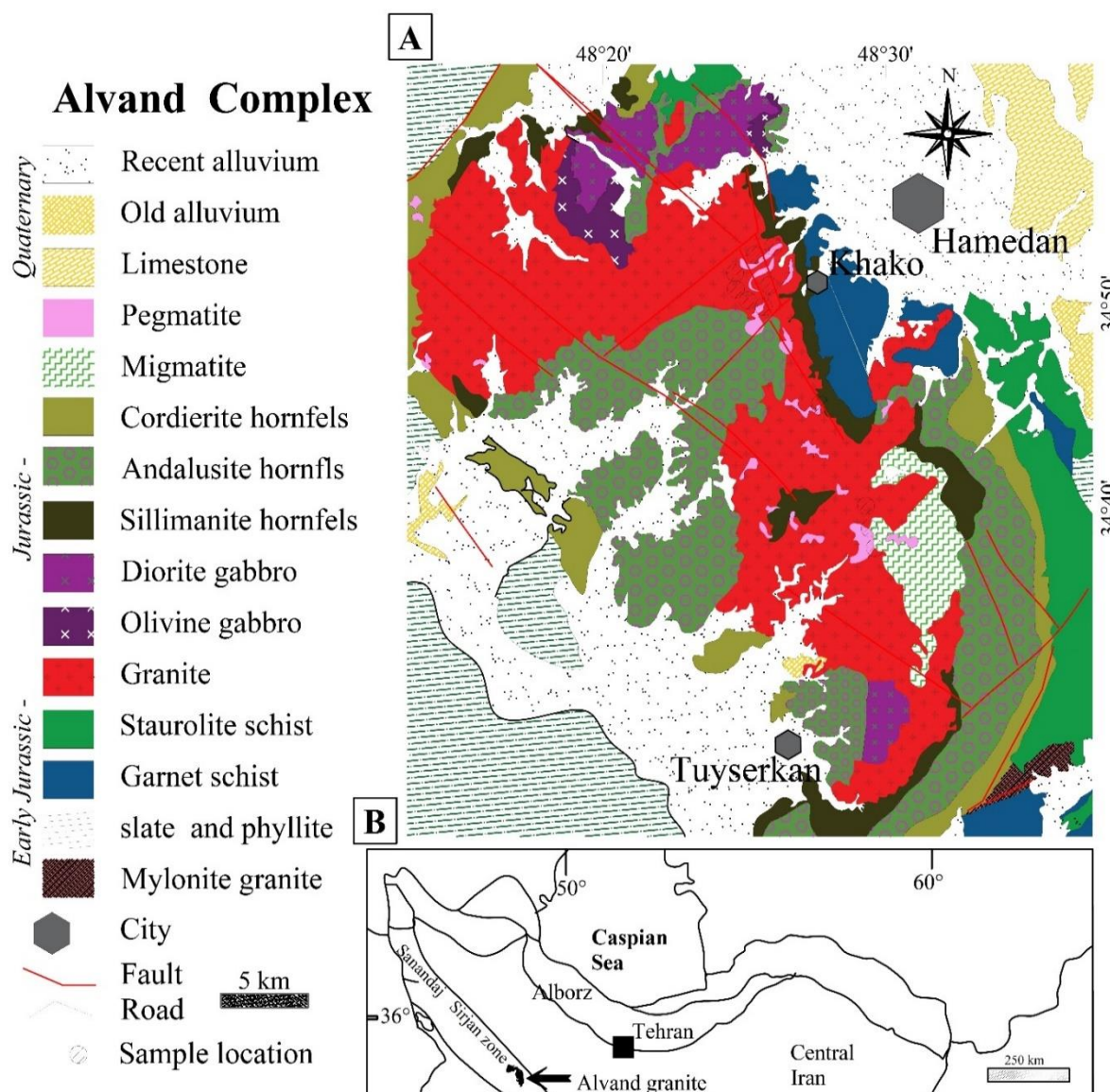
سنگ‌های دگرگونی مجاورتی به عنوان پیامد رخداد ماگماتیسیم الوند درون و گرداگرد توده الوند گسترش دارند و شامل هورنفلس شیست و هورنفلس‌های مختلف هستند. در این سنگ‌ها کردیریت، کوارتز و گرافیت فراوان بوده و ممکن است آندالوزیت، استارولیت، گارنت، بیوتیت و مسکویت نیز وجود داشته باشد (Sepahi et al., 2004). دگرگونی آنها تا مرز پیدایش فلدسپار پتاسیم و سیلیمانیت در برخورد توده پیش می‌رود. میگماتیت‌ها نیز در شرق توده الوند، در حد فاصل سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و گرانیتوئیدها گسترش دارند. در مجموعه آذرین-دگرگونی همدان و در بخش شمالی نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی چهار گوشه همدان، منطقه خاکو شامل سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی و بخشی از توده الوند واقع شده است. همچنین در منطقه مورد بررسی، میگماتیت‌ها در بخش‌های مختلف حاشیه شمال شرقی و جنوب شرقی توده و نیز به صورت توده‌هایی پراکنده در داخل توده نفوذی در منطقه گشسین و خاکو دیده می‌شوند (شکل ۱-۱). در این منطقه میگماتیت‌ها از سمت جنوب و جنوب غرب به توده نفوذی الوند و از سمت شمال شرق، به دگرگونی‌های مجاورتی ختم می‌شوند. بخش‌هایی از میگماتیت‌ها نیز در داخل توده نفوذی قرار دارند. در داخل میگماتیت‌ها، بخش‌هایی دارای کربندوم هستند که به دلیل کوچک بودن، قابل نشان دادن در نقشه نیستند. این سنگ‌های کربندوم‌دار در اطراف درون پگماتیت‌های حاشیه توده نیز مشاهده می‌شوند.

سنگ‌نگاری

سنگ‌های حاوی بلورهای الوند، کربندوم، در حاشیه توده نفوذی الوند در شمال روستای خاکو برون زد دارند (شکل ۱-۱). این سنگ‌ها اغلب در پگماتیت‌های حاشیه و درون گرانیت و در ارتباط با رخنمون‌های میگماتیتهای هستند (شکل ۲-۱).

چندین فاز دگرگونی حرارتی به همراه چند مرحله دگرشکلی در این منطقه ارتباط داده است. البته نمی‌توان تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای را کم اهمیت دانست. سن‌سنجی انجام شده بر روی سنگ‌های دگرگونی منطقه، بر روی دانه‌های آمفیبول جدا شده از آمفیبولیت‌های همدان و با روش پتاسیم-آرگون سن ۱۱۴ میلیون سال را به دست می‌دهد؛ اما این سن با سایر رخداد‌های دگرگونی در منطقه و حتی نفوذ توده الوند نیز همخوانی ندارد. بررسی‌های انجام شده اخیر توسط منفردی و همکاران (Monfaredi et al., 2020)، از طریق روش اورانیوم-توریم-سرب و با استفاده از کانی موناژیت، این سنگ‌ها را سن‌سنجی کرده و سن ۱۶۸ میلیون سال را برای شیست‌های منطقه و سن ۱۴۸ میلیون سال را برای هورنفلس‌های هاله دگرگونی مجاورتی تخمین زده‌اند. از این رو، محدوده سنی ۱۶۰ تا ۱۷۰ میلیون سال ارائه شده توسط محمودی و همکاران قابل قبول است (Mahmoudi et al., 2011) که بر این اساس در ژوراسیک میانی واقع می‌شود. رخداد فازهای کوه‌زایی بعد از کرتاسه و پیش از میوسن نیز در بخش‌های مختلف سندج-سیرجان و در منطقه همدان واضح است. ارتباط بین کانی‌های ایجاد شده در نقطه اوج دگرگونی و حرکت‌های کوه‌زایی و برگ‌وارگی‌های ایجاد شده، نشان می‌دهد که سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان تحت تأثیر یک شار گرمایی بالا قرار داشته‌اند که مرتبط با نفوذ توده‌های گابرویی و گرانیتی در منطقه است. به بیان کلی، سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان شامل دو گروه هستند:

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای که اغلب متاپلیت‌ها هستند و به عنوان فیلیت‌های همدان شناخته می‌شوند. پروتولیت اصلی این سنگ‌های دگرگونی، شیل و سیلتستون است؛ اما میان‌لایه‌هایی از کوارتز آرنایت، آرکوز، گریوک، مارن، توفیت و حتی آهک در داخل توالی اولیه وجود داشته که در اثر دگرگونی آنها، واحدهای غیر متاپلیتی تشکیل شده‌اند. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای همدان شامل آندالوزیت گارنت شیست، آندالوزیت استارولیت شیست، سیلیمانیت-آندالوزیت گارنت شیست،



شکل ۱. A: نقشه زمین‌شناسی کمپلکس الوند و محل نمونه‌ها در پگماتیت خاکو. با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ الوند و B: نقشه ساده شده زون‌های ساختاری و کمپلکس آذرین الوند در ایران (Eghlimi, 2000)

Fig. 1. A: Geological map of Alvand igneous complex and the location of samples taken from the Khakho pegmatites, adapted from Alvand map 1:100000, and B: A simplified map of structural zones and Alvand complex in Iran (Eghlimi, 2000)

شکل دار بوده و به صورت منشوری کوتاه آبی رنگ درون بلورهای کیانیت و سیلمنیت قابل مشاهده است (شکل ۲-۲). این کانی بدون جهت‌یافتگی مشخص بوده و معمولاً در داخل

در رخنمون‌های صحرایی، بلورهای درشت آبی رنگ سافایر قابل تشخیص هستند (شکل ۲-۳). در بررسی میکروسکوپی کانی‌های همراه کردیریت و فلدسپار آلکالن هستند و کربندوم معمولاً

نمونه‌ها و روش‌های تجزیه شیمیایی

از نمونه‌های جمع‌آوری شده، تعداد ۲۵ عدد مقطع میکروسکوپی تهیه شده است و تعداد ۵ عدد مقاطع نازک صیقلی در بررسی‌های میکروسکوپ الکترونی و تجزیه نقطه‌ای دقیق به کار برده شده است. ۵ نمونه از پگماتیت‌های حاوی بلورهای کربندوم یافت شده در پتانسیل معدنی خاکو و ۱۰ تک‌بلور از بلورهای جداسازی شده کربندوم به روش‌های فلورسنسی اشعه ایکس، طیف‌سنجی جرمی-پلاسمای جفتیده القایی^۱ در شرکت زرآزمای تهران و با شرایط استاندارد برای عناصر اصلی و عناصر کمیاب مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته است. تجزیه شیمیایی نقطه‌ای دقیق^۲، کانی‌های همراه و بلورهای کربندوم توسط دستگاه Cameca-SX-100 با قطر پرتو اشعه ایکس، ۵ میکرونی و ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۴۰۰ mA در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران در کرج انجام شده است.

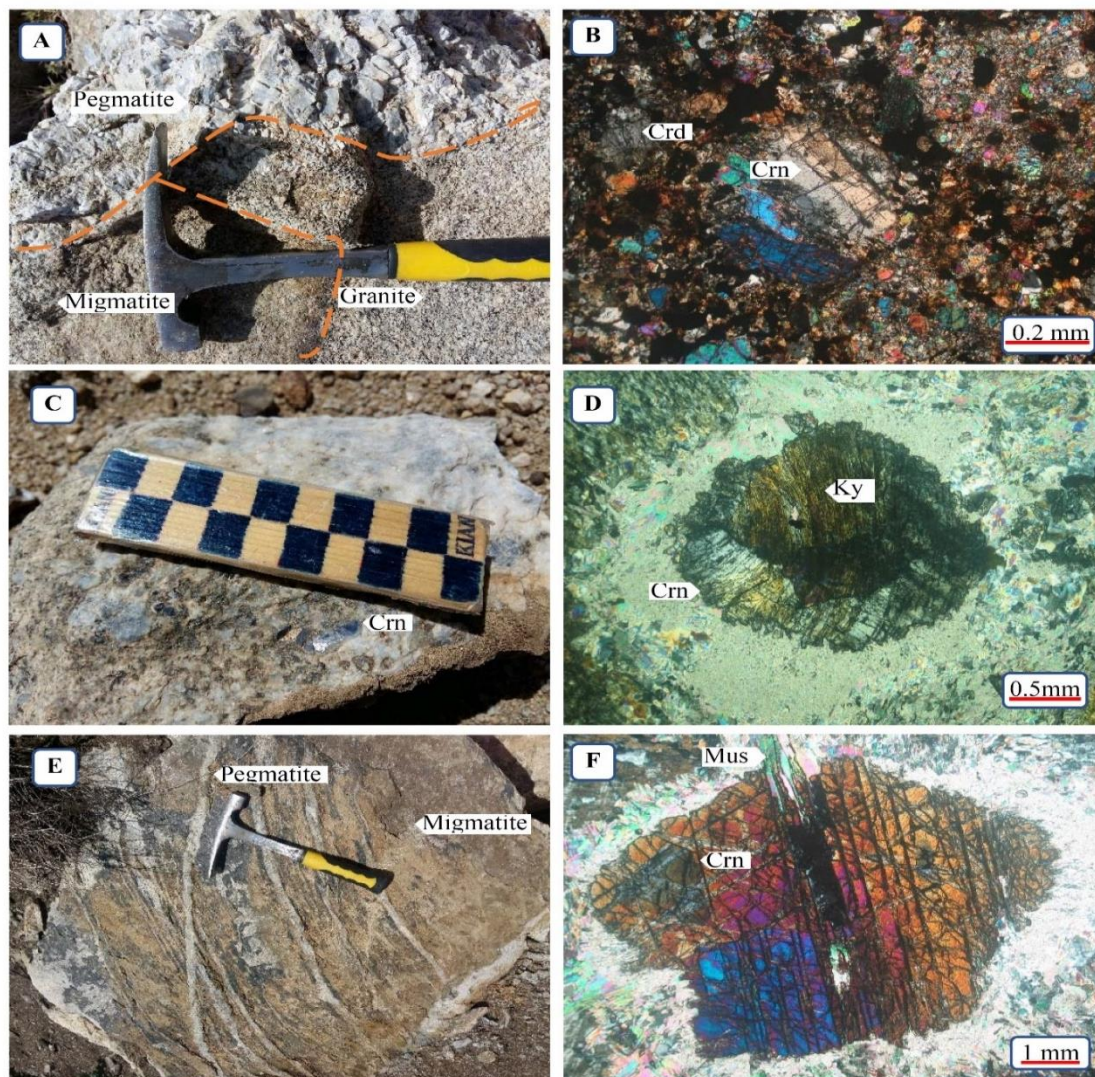
زمین‌شیمی سنگ کل و کانی‌های همراه

نتایج به دست آمده از تجزیه شیمیایی سنگ کل پگماتیت‌های منطقه خاکو، وجود شرایط مخصوص تبلور در پگماتیت‌ها را روشن می‌کند. مشاهدات سنگ‌نگاری نشان می‌دهد، کانی‌های آلومینوسیلیکاته، میکای سفید، میکای سیاه، کلریت و فلدسپارها هم‌یافت اصلی در محدوده پایداری کربندوم در این سنگ‌ها هستند. باید توجه داشت که کربندوم^۳ (Al_2O_3)، یک کانی دگرگونی نسبتاً نادر است که تبلور آن به شرایط زمین‌شیمیایی غیرمعمول و به شدت ویژه از نظر مقادیر سیلیس کم (SiO_2) همراه با محتوای آلومینیم بسیار بالا در سنگ میزبان احتیاج دارد (Simonet et al., 2008). بررسی زمین‌شیمی کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ حاوی بلورهای کربندوم، نه تنها در ارتباط با تعادل شیمیایی زمان تشکیل بلور است؛ بلکه اطلاعات ارزشمندی درباره احتمال وقوع توانایی اقتصادی و نحوه ادامه بررسی‌ها و اکتشافات به دست می‌دهد. برای این منظور، ترکیب شیمیایی و میدان پایداری هم‌یافت (۱) مورد بررسی قرار می‌گیرد.



گرهک‌های سرسیتی که به سمت حاشیه گرهک‌ها مسکویت درشت‌بلور می‌شود (شکل ۲-D)، متمرکز است. این گرهک‌ها کروی شکل بوده؛ به نحوی که اطراف آن را تا چند میلی‌متر مخلوطی از کانی‌های میکایی روشن احاطه کرده است. قطر گرهک‌های سرسیتی تا چند سانتی‌متر نیز می‌رسد. در خارج از بخش سرسیتی، کلریت به مقدار فراوان دیده می‌شود. در رخنمون‌های صحرایی، رگه‌های پگماتیتی حاوی کربندوم سنگ دگرگونی، توده آذرین و همچنین رگه‌های پگماتیتی قبلی را قطع کرده‌اند (شکل ۲-F). در نزدیکی هاله دگرگونی بخش‌های کیانیتی حاوی کربندوم دیده می‌شوند که در برخی موارد کربندوم به صورت سودومورفیک قالب‌های کیانیت را پر کرده است (شکل ۲-F). کربندوم‌های فاز متاسوماتیکی در تاجی از سرسیت قرار گرفته‌اند. بررسی‌های میکروسکوپ الکترونی و تجزیه نقطه‌ای دقیق شواهد زمین‌شیمیایی، تبلور کربندوم به صورت کانی‌های نوزاد و جانیشینی کیانیت به وسیله کربندوم را تأیید می‌کند.

از دیدگاه سنگ‌نگاری در حاشیه توده گرانیتی، بخش‌های پگماتیتی وجود دارند که به درون توده اصلی با ترکیب گرانیت-سینیتی و هاله دگرگونی با پروتولیت متشکل از شیت‌های درجه بالای دگرگونی، میگماتیت‌های گنیسی و آمفیبول شیتست نفوذ کرده‌اند. وجود کیانیت در پگماتیت‌های این منطقه، مورد اشاره پژوهشگران قبلی قرار گرفته است (Sepahi et al., 2006). کانی کربندوم به صورت ماکروسکوپی و در ابعاد میلی‌متری تا چند سانتی‌متری در پگماتیت‌ها و میگماتیت‌ها به خصوص در حاشیه رگه‌های پگماتیتی که در برخورد با گرانیت و هاله دگرگونی مجاورتی هستند، تبلور شده است. در امتداد شکستگی‌های عمودی درون توده گرانیتی و هاله دگرگونی که محل عبور سیالات گرمابی بوده است، فراوانی بیشتری از بلورهای کربندوم به چشم می‌خورد. در بخش‌های گنیسی و میگماتیتی نیز کربندوم به صورت اتفاقی یافت می‌شود. ویژگی‌های صحرایی منطقه مورد بررسی، بیانگر تأثیر سیالات گرمابی و متاسوماتیک در تبلور کربندوم است (Sadeghi et al., 2022).



شکل ۲. تصویرهای زمین‌شناسی صحرایی و سنگ‌نگاری نمونه‌های برداشت‌شده از اندیس کوندوم در منطقه خاکو A: برخورد گرانیت و هاله میگماتیته که توسط رگه‌های پگماتیت کوندوم‌دار قطع شده است، B: تصویر برداشت‌شده در نور پلاریزه از بلورهای کوندوم منشوری درون بخش‌های لکوسوم میگماتیته، C: بلورهای آبی رنگ کوندوم درون پگماتیت‌ها در ابعاد سانتی‌متری، D: تصویر برداشت‌شده در نور پلاریزه از تبلور سودومورفیک کوندوم از کیانیت در حاشیه و درون پگماتیت‌های جایگزین شده در بخش میگماتیته، E: نفوذ رگه‌های پگماتیته درون بخش دگرگونی و قطع رگه‌های پگماتیته قبلی و F: تصویر برداشت‌شده در نور پلاریزه از تبلور کوندوم در قالب‌های کیانیتی در پگماتیت‌های منطقه خاکو. علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Crn: کوندوم، Mus: مسکویت، Ky: کیانیت، Crd: کوردیریت).

Fig. 2. Field geology and petrography photos of the samples taken from corundum potential in the Khakho area, A: Granite contact and migmatite halo cut by corundum pegmatite veins, B: The photo taken in polarized light of Prismatic corundum crystals within migmatitic leucosome sections, C: Blue corundum crystals inside the pegmatites in centimeter dimensions, D: The photo taken in polarized light of Pseudomorphic crystallization of corundum from kyanite at the margin and within replaced pegmatites in the migmatitic section, E: Penetration of pegmatite veins within the metamorphic section and interruption of previous pegmatite veins, and F: The photo taken in polarized light of Crystallization corundum in kyanite forms in pegmatites of the Khakho region. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Crn: Crundum, Mus: Muscovite, Ky: kyanite, Crd: Corderite).

پتروژنز پگماتیت‌ها

زمین‌شیمی مجموعه آذرین الوند و در بخشی پگماتیدهای الوند توسط پژوهشگران مختلف مورد بررسی قرار گرفته است (Shahbazi et al., 2010; Aliani et al., 2012; Shahbazi et al., 2018; Sepahi et al., 2014). به طور کلی، اطلاعات جمع‌آوری شده نشان می‌دهد، فازهای اصلی توده الوند در گروه گرانیت‌های با منشأ آذرین گروه (I) قرار می‌گیرند. از دیدگاه توالی‌های ماگمایی فازهای اصلی، ماگمای پلوتونیک توده الوند در توالی سنگی کالک‌آلکان با محتوای متوسط اکسیدهای آلومینیم (متآلومینه) قرار گرفته است (Shahbazi et al., 2010; Aliani et al., 2012). با وجود داده‌های جمع‌آوری شده در این پژوهش، در بخش‌هایی از توده خاکو به خصوص در حاشیه شرقی هم‌نشینی گرانیت با رخسارهای میگماتیته کاملاً مشهود است و از دیدگاه زمین‌شیمیایی نیز این بخش‌ها ویژگی‌های گرانیت‌های

حاصل از ذوب رسوبات در پوسته قاره‌ای گروه (S) را نشان می‌دهد. نتایج تجزیه‌های شیمیایی انجام‌شده فازهای جوان‌تر در این پژوهش نیز بیانگر منشأ ذوب رسوبات و تشکیل گروه گرانیت‌های گروه (S) است. همچنین بر اساس محتوای آلومین در گروه اشباع از آلومینیم قرار دارد. بررسی ترکیب شیمیایی سنگ کل و شیمی بلورها در پگماتیت‌های کَرندوم‌دار منطقه خاکو نشان می‌دهد که پگماتیت‌های منطقه دارای منشأ ماگمایی و با آمیختگی شدید با سیالات حاصل از ذوب سنگ‌های دگرگونی هستند. پگماتیت‌های متاسوماتیزه و کَرندوم‌دار، در بعضی از عناصر، تفاوت محسوسی با ترکیب شیمیایی معمولی پیگماتیت‌ها دارند. سنگ‌های کَرندوم‌دار به طور محسوسی دارای MgO و SiO_2 بسیار کمتر و Al_2O_3 بیشتر از پگماتیت‌ها و گرانیت‌های والد هستند و نمی‌توان فرایندهای تشکیل آنها را یکسان در نظر گرفت (جدول ۱).

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی نمونه‌های منطقه خاکو به روش فلورسنسی پرتو ایکس. علامت < در جدول به معنی این است که عنصر مورد نظر، کمتر از حد تشخیص بوده است.

Table 1. The results of chemical analysis of the main elements of the Khakho area samples by XRF method. The sign < in the table means that the desired element was less than the detection limit.

Sample	SK-102	SK-117	SK-120	SK-137	SK-138	SK-14
Rock	granite		pegmatite			
SiO ₂	61.45	66.25	71.08	70.85	71.21	69.01
TiO ₂	0.67	0.69	0.73	0.82	0.67	0.96
Al ₂ O ₃	19.54	12.38	15.35	16.35	15.64	17.03
Fe ₂ O ₃ ^T	2.02	3.58	3.49	4.49	6.61	7.11
MnO	<	0.05	0.05	0.16	0.19	0.18
MgO	2.75	3.7	1.95	1.2	1.28	1.19
CaO	0.51	1.54	0.8	0.64	0.38	0.54
Na ₂ O	10.09	2.82	1.74	1.53	0.97	1.54
K ₂ O	0.32	4.18	2.39	2.35	1.52	1.21
P ₂ O ₅	0.16	0.06	0.1	0.22	0.22	0.15
Cr ₂ O ₃	<	<	0.13	<	<	<
SO ₃	<	<	<	0.08	<	0.27
L.O.I	2.48	6.46	2.91	2.31	1.73	0.97
Total	99.99	101.71	99.62	101.2	100.42	100.16

تغییر می‌کند و نمونه‌های پگماتیتهای، بیشتر حاوی پتاسیم فلدسپار است.

حجم زیادی از تجزیه‌های شیمیایی از سنگ کل توده گرانیتی الوند در بررسی‌های انجام‌شده قبلی در منطقه وجود دارد که از برخی از تجزیه‌های شیمیایی قابل قبول استفاده شده است.

کربندوم

بلورهای کربندوم که در زمینه‌ای از میکا قرار دارند، دارای ترکیب شیمیایی نسبتاً خالص بوده (جدول ۲) و میزان آلومینیم آنها بیش از ۹۸/۱ اتم در واحد فرمول است. از بین عناصر دیگر، تنها آهن قابل ذکر است که میزان آن تا ۰/۰۲ اتم در واحد فرمولی نیز می‌رسد و بقیه عناصر مقادیر بسیار اندک هستند.

کلریت

در منطقه مورد بررسی، کلریت فراوان‌ترین کانی فرعی در سنگ‌های کربندوم‌دار است که بخش زیادی از زمینه سنگ را تشکیل می‌دهد. کلریت‌ها معمولاً دارای ادخال‌هایی از روتیل یا ایلمنیت هستند. بررسی ترکیب شیمیایی نشان می‌دهد که کلریت‌های منطقه غنی از آهن و فقیر از تیتان و کلسیم بوده و X_{Mg} آنها از ۰/۲۳ تا ۰/۳۷ متغیر است (جدول ۳) و در تقسیم‌بندی کلریت‌ها، در محدوده پکنوکلریت تا دیابانیت قرار دارند (شکل ۳-ا).

بیوتیت

ترکیب شیمیایی سری بیوتیت را می‌توان با فرمول $[K(Mg,Fe^{2+})_3(OH)_2/AlSi_3O_{10}]$ نشان داد که شامل میکاهای تیره بوده و به وسیله تبادل آهن و منیزیم بین اعضای انتهایی تقسیم‌بندی و نام‌گذاری می‌شوند (Deer et al., 2013). این کانی در طیف وسیعی از سنگ‌های دگرگونی و آذرین منطقه مورد بررسی وجود دارد. بیوتیت فراوان‌ترین کانی در پگماتیت‌ها و همچنین سازنده ساخت اصلی سنگ در بخش میگماتیتهای است.

بر اساس طبقه‌بندی سنگ‌های پگماتیتهای که توسط چرنی و چرنی و اراکات (Černý, 1991; Černý and Ercit, 2005) انجام شده است و امروزه پرکاربردترین طبقه‌بندی پگماتیت‌هاست، ترکیبی از عمق استقرار، درجه دگرگونی و محتوای عناصر فرعی مورد نظر قرار گرفته است. این طبقه‌بندی دارای چهار دسته یا رده اصلی شامل دو گروه عمیق^۶ (درجه بالا، فشار بالا به پایین)، مسکویت (فشار بالا، دمای پایین) و میارولیتیک^۷ (سطح کم عمق عنصر کمیاب با درجه حرارت و فشار پایین) است. طبقه پگماتیت‌های دارای عناصر کمیاب بر اساس ترکیب فراوانی عناصر کمیاب به انواع LCT و NYF تقسیم می‌شوند: LCT غنی از لیتیم، سزیم و تانتالوم و غنی از نیوبیم، ایتربیوم و فلورین است. در توصیف زیر گروه‌ها توسط چرنی، پگماتیت‌های کربندوم‌دار در زیر گروه عمیق قرار می‌گیرند. این گروه از نوع فشار و دما بالا بوده و در دمای بین ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴ تا ۶ کیلوبار تشکیل شده‌اند (Černý and Ercit, 2005). وفور کانی مسکویت و بیوتیت نشان می‌دهد که پگماتیت الوند ویژگی‌های اندکی از زیر گروه مسکویت (فشار بالا، دمای پایین) را نشان می‌دهد که بیانگر تشکیل این سنگ در دماهای پایین‌تر از ۷۰۰ است.

بر اساس آخرین طبقه‌بندی انجام‌شده در پگماتیت‌ها که یک طبقه‌بندی کانی‌شناسی است (Müller et al., 2022)، پگماتیت‌های منطقه خاکو در گروه پگماتیت‌های کربندوم‌دار محصول ماگماتیسیم و تحت تأثیر فرایندهای سیالات ساب‌سالیدوس قرار می‌گیرند. این گروه از پگماتیت‌ها اغلب غنی از عناصر کمیاب و آلومین هستند.

شیمی بلور

کانی‌های مختلف در پگماتیت‌های کربندوم‌دار، تجزیه نقطه‌ای شده‌اند. در پگماتیت‌ها، بیوتیت ترکیب تقریباً یکنواخت دارد. کمترین مقدار X_{Mg} برابر با ۰/۲۹ و بیشترین X_{Mg} برابر با ۰/۷۲ است. ترکیب فلدسپارها در پگماتیت‌ها از الیگوکلاز تا آلپیت

بیشترین X_{Mg} در نمونه SH-3 برابر با ۰/۵۶ است. با توجه به تغییرات Al در مقابل Fe/Fe+Mg (Deer et al., 2013)، این بیوتیت‌ها تنوع ترکیبی بین قطب سیدروفیلیت و آنیت متمرکز هستند (شکل ۳-B).

(شکل ۳-A). در مجموع ۸ نمونه از میکاهای منطقه خاکو، چهار بلور بیوتیت در نمونه SH-1 و چهار بلور دیگر در نمونه SH-3، تجزیه نقطه‌ای شدند (جدول ۴). فرمول ساختاری بیوتیت بر اساس ۱۱ اتم اکسیژن و ۸ کاتیون (Deer et al., 2013) محاسبه شده است. کمترین مقدار X_{Mg} در نمونه SH-1 برابر با ۰/۴۶

جدول ۲. نتایج تجزیه نقطه‌ای دقیق کَرندوم در پگماتیت‌های منطقه خاکو. کاتیون‌ها بر مبنای ۳ اکسیژن محاسبه شده‌اند (Deer et al., 2013).

Table 2. EPMA results of corundum in pegmatites of the Khakho region. Cations were calculated based on 3 oxygens (Deer et al., 2013).

Sample	SH-1										SH-3			
	1		2		3		4		1		2			
	1	2	1	2	3	1	2	1	2	3	1	2	1	2
SiO ₂	0.07	0.02	0.01	0.06	0.01	0.04	0.03	0.04	0.08	0.01	0.07	0	0.08	0.06
Al ₂ O ₃	98.38	98.48	97.86	98.12	98.37	96.75	97.05	97.97	96.76	96.93	98.81	96.49	96.52	97.13
FeO	0.2	0.3	0.31	0.2	0.22	0.13	0.12	0.16	0.17	0.19	0.2	0.22	0.19	0.22
Na ₂ O	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.04	0.04	0	0
TiO ₂	0	0	0.26	0.03	0.06	0.18	0.17	0	0.19	0.17	0.21	0.25	0.21	0.27
CuO	0.07	0.02	0	0.05	0.03	0.02	0.04	0.1	0	0.04	0	0	0	0
ZnO	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0.03	0.05	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01
Ga ₂ O ₃	0.02	0.01	0.1	0.06	0.13	0.05	0.05	0.02	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05
V ₂ O ₅	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.05	0.02	0.04	0.01	0.03	0.05	0.03	0.01
Total	98.78	98.91	98.57	98.56	98.82	97.19	97.46	98.29	97.29	97.43	99.45	97.07	97.08	97.73
Formula based on 3 O														
Si	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	1.98	1.96	1.94	1.93	1.96	1.92	1.91	1.92	1.96	1.95	1.91	1.94	1.91	1.92
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Sum	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2

جدول ۳. نتایج تجزیه نقطه‌ای دقیق کلریت در پگماتیت‌های خاکو. کاتیون‌ها بر مبنای ۱۴ اکسیژن (Deer et al., 2013) محاسبه شده‌اند.

Table 3. EPMA results of chlorite in Khakho pegmatites. Cations were calculated based on 14 oxygens (Deer et al., 2013).

Analysis	HS-1		HS-2			
	1	2	1	2	3	4
SiO ₂	25.41	29.07	33.07	28.17	28.24	27.75
Al ₂ O ₃	18.74	18.46	15.97	16.21	17.65	18.84
FeO	39.18	36.78	31.74	34.19	39.23	37.23
MnO	0.41	0.37	0.54	0.89	0.16	0.37
MgO	1.16	0.71	0.87	0.65	0.35	0.66
CaO	0.12	0.16	0.17	0.23	0.1	0.22
Na ₂ O	0.04	0.1	0.11	0.13	0.19	0.21
K ₂ O	0.75	4.42	5.36	6.38	4.56	5.01
TiO ₂	0.17	0.71	0.34	0.44	0.19	0.28
CuO	0	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
ZnO	Bd<	Bd<	Bd<	Bd<	Bd<	Bd<
Cr ₂ O ₃	Bd<	Bd<	Bd<	Bd<	Bd<	Bd<
Ga ₂ O ₃	0.05	0.02	0.09	0.12	0.05	0.45
Total	86.03	90.86	88.32	87.47	90.78	91.08
Formula based on 14 O						
Si	2.87	3.23	4.02	3.31	3.18	4.03
Al ^{iv}	2.15	1.76	0.97	1.69	1.81	1.96
Al ^{vi}	3.03	3.02	3.17	2.74	2.86	2.99
Ti	0.02	0.11	0.05	0.07	0.03	0.045
Fe ³⁺	0.43	0.27	0.62	0	0.02	0
Fe ²⁺	7.14	6.32	5.01	6.51	7.17	6.79
Mn	0.08	0.06	0.09	0.17	0.03	0.06
Mg	0.39	0.22	0.27	0.22	0.11	0.21
Ca	0.02	0.03	0.03	0.06	0.02	0.05
Na	0.03	0.08	0.09	0.11	0.16	0.17
K	0.44	2.41	2.9	3.64	2.54	2.77
X _{Mg}	0.37	0.024	0.30	0.28	0.21	0.28

جدول ۴. نتایج تجزیه شیمیایی نقطه‌ای دقیق بیوتیت‌ها و مسکویت‌های پگماتیت‌های خاکو از سنگ‌های کَرندوم‌دار. فرمول ساختاری بر اساس ۱۱ اکسیژن و ۸ کاتیون (Deer et al., 2013) محاسبه شده است.

Table 4. EPMA results of chemical analysis of biotites and muscovites of Khakho pegmatites from corundum-bearing rocks. The structural formula was calculated based on 11 oxygens and 8 cations (Deer et al., 2013).

Sample	SH-1				SH-3						
	P	1	2	3	4	Mu	Mu	1	2	3	4
SiO ₂	32.42	35.30	36.78	36.75	46.94	46.86	37.24	37.24	38.98	38.01	
Al ₂ O ₃	20.05	19.02	18.07	18.09	35.95	36.13	17.89	18.65	20.31	21.05	
FeO	36.68	34.94	18.27	19.67	0.74	0.67	22.39	20.34	19.35	38.54	
MnO	0.29	0.26	0.01	0.01	0.00	0.00	0.06	0.06	0.06	0.29	
MgO	1.79	2.82	10.63	9.79	0.47	0.49	6.18	7.03	7.21	1.72	
CaO	0.1	0.14	0.42	0.55	0.06	0.01	0.3	0.3	0.3	0.1	
Na ₂ O	0.09	0.08	0.13	0.21	1.43	1.03	0.06	0.07	0.01	0.09	
Li ₂ O	0.05	0.08	0.09	0.08	0.09	0.01	0.06	0.06	0.05	0.07	
K ₂ O	3.52	4.34	9.63	9.29	9.60	8.42	10.51	8.98	9.67	3.81	
TiO ₂	0.17	0.14	1.38	1.33	0.17	0.44	1.43	2.36	1.98	0.17	
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.06	0.04	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	
Totals	95.11	97.04	95.37	95.72	95.37	94.07	96.09	95.06	96.17	95.11	
Formula based on 18 O											
	5.25	5.46	4.84	5.09	4.65	4.93	4.62	4.57	4.58	4.94	
Si Aliv	2.5	2.54	2.51	2.05	0.89	0.91	2.17	2.22	2.31	2.47	
Alvi	1.03	0.92	0.66	0.67	2.82	2.75	0.81	0.76	1.01	1.03	
Cr	0.03	0.01	0.05	0.1	0.00	0.00	0.16	0.26	0.21	0.02	
Fe ³⁺	0.01	0.03	0.01	0.02	0.87	0.79	0.04	0.03	0.01	0.01	
Fe ²⁺	0.94	0.51	0.28	0.45	0.05	0.02	0.62	0.54	0.31	0.96	
Mn	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.04	
Mg	0.43	0.65	1.33	1.01	0.04	0.02	1.38	1.54	1.43	0.43	
Ca	0.02	0.02	0.06	0.08	0.00	0.00	0.04	0.04	0.05	0.02	
Na	0.03	0.02	0.03	0.06	0.09	0.07	0.02	0.02	0.01	0.02	
K	0.72	0.81	1.23	1.47	1.59	1.51	1.13	0.81	1.17	1.06	
Sum	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00	
Fe/(Fe+Mg)	0.52	0.46	0.54	0.54	0.81	0.74	0.66	0.56	0.61	0.69	
XMg	0.48	0.46	0.47	0.49	0.17	0.14	0.48	0.47	0.45	0.56	

این فلدسپار قلیایی، یک محلول جامد نامنظم با ترکیبی نزدیک به $(Na, K)AlSi_3O_8$ است که کاتیون‌های دیگر را در چهارچوب T و موقعیت‌های ساختاری بلوری حفره M به عنوان ناخالصی‌های شیمیایی در خود جای داده است. با کاهش تدریجی دما پس از انجماد توده، سامانه فلدسپار با تبدیل‌های ساب سالیدوس با پیکربندی‌های بافتی متعادل‌تری تکامل می‌یابد، مانند جانشینی دوگانه Si-Al، تشکیل ماکل مختلف و ماکل‌های تغییر شکلی در حین تبلور مجدد در دمای بالا که توسط سانچز-مونوز و همکاران توضیح داده شده است (Sánchez-Muñoz et al., 2017).

دگرگونی‌های تأثیر بر سانیدین برای تولید ارتوکلاز یا میکروولین (یا هر دو) و آلپیت شامل یک تغییر شدید در غلظت برخی از عناصر است. در نتیجه، غلظت عناصر جزئی و کمیاب در فلدسپار پتاسیم اغلب به ترکیب مذاب اصلی و ضرایب تقسیم مربوطه و میزان تبلور مجدد بستگی دارد. اخیراً سانچز-مونوز و همکاران (Sánchez-Muñoz et al., 2017) دریافته‌اند که عناصر کمیاب در موقعیت‌های ساختاری بلوری M را نمی‌توان برای تمایز انواع مختلف پگماتیت استفاده کرد؛ زیرا این عناصر به راحتی از ساختار معدنی در طول فرایند واکنش‌های ساب سالیدوس آزاد می‌شوند. با این حال، عناصری مانند فسفر P در جایگاه عنصری T بسیار محکم‌تر از سایر عناصر مشابه در ساختار نگه‌داشته می‌شوند (Ndikumana et al., 2020; Černý et al., 1985).

بررسی ترکیب شیمیایی فلدسپارها در منطقه خاکو، نشان‌دهنده ترکیب شیمیایی نسبتاً یکنواخت و غنی از آلپیت و بخش عمده غنی از ارتوز در پگماتیت‌هاست؛ به نحوی که X_{Ab} برابر با ۰/۹۰ تا ۰/۹۵ بخش اعظم فلدسپارها دارای ترکیب از نوع ارتوز X_{Or} ۸۵ تا ۹۰ درصد است (جدول ۵). در نمودار سه‌تایی آلپیت-آرتوزیت-ارتوز (Deer et al., 2013)، فلدسپارها در پگماتیت‌ها در منطقه ارتوز و در منطقه آلپیت خالص و الیگوکلاز قرار می‌گیرند (شکل ۳-D). به علاوه، عناصر کمیاب در فلدسپار پتاسیم، شاخص‌های زمین‌شیمیایی بسیار مفیدی برای ارزیابی نه تنها درجه تفریق‌یافتگی، بلکه همچنین پتانسیل کانی‌سازی فلزهای کمیاب در پگماتیت هستند.

میکها به عنوان مهم‌ترین کانی هم‌یافت با کربندوم هستند و در منطقه خاکو، در اطراف کربندوم با بافت کرونایی دیده می‌شوند و به عبارت دیگر، کربندوم در زمینه‌ای از میکا قرار دارد. بررسی ترکیب شیمیایی میکاها (جدول ۸) نشان می‌دهد که این میکاها در مقایسه با ترکیب معمول در گرانیت‌ها و شیسیت‌ها دارای مقادیر آهن و منیزیم کمتر بوده و ترکیب شیمیایی نزدیک به مسکویت و به خصوص عضو انتهایی فزیتی دارند و بیوتیت‌ها نیز با ترکیب حدواسطی (شکل ۳-C) (Engel et al., 1958) در گروه میکاهای غنی از آلومینیم جای گرفته‌اند. تمرکز بالای از میکاها در اطراف بلورهای کربندوم به صورت غلاف وجود دارد. این غلاف میکایی در اطراف کانی کربندوم طی فرایندهای متاسوماتیکی و یا چرخه برگشتی دگرگونی ناحیه‌ای موجود در منطقه ایجاد شده است.

فلدسپار

ترکیب شیمیایی فلدسپارها نیز در سنگ‌های کربندوم‌دار بیانگر حجم عناصر آلکالین در محیط است که می‌تواند شرایط تشکیل کربندوم را تحت تأثیر قرار دهد. ساختار فلدسپارهای قلیایی از واحدهای چهار وجهی SiO_4 و AlO_4 به صورت سه بعدی تشکیل شده است. در هر حلقه از چهار ضلعی، چهار مکان غیر معادل چهار وجهی (T) از نظر طیف‌سنجی وجود دارد که در زنجیره‌های جفتی در ساختار بلوری قرار گرفته‌اند (Smite, 1974). عناصر قلیایی A^+ و قلیایی خاکی A^{+2} در موقعیت‌های ساختاری بلوری M در داخل حفره نامنظم تشکیل شده توسط چهارچوب چهار وجهی قرار دارند. اتم‌های موجود در موقعیت‌های ساختاری بلوری T را می‌توان با کاتیون‌های A^{+2} تا A^{+5} مانند P^{5+} ، Ge^{4+} ، Ga^{3+} و Fe^{3+} جایگزین کرد. به طور مشابه، K و Na در محل‌های حفره M می‌توانند توسط کاتیون‌های A^{+1} ، A^{+2} و A^{+3} مانند Li^+ ، Rb^+ ، Cs^+ ، Sr^+ ، Ba^{+2} و REE^+ اشغال شوند. سه گونه فلدسپار پتاسیم‌دار شامل سانیدین، ارتوکلاز و میکروکلین وجود دارد. با شروع تبلور در دمای بالا در مذاب‌های پگماتی، اولین فلدسپار قلیایی تشکیل شده در مرحله ماگمایی سانیدین است.

جدول ۵. نتایج تجزیه شیمیایی به روش تجزیه نقطه‌ای دقیق فلدسپار در پگماتیت‌های کَرندوم‌دار خاکو. کاتیون‌ها بر مبنای ۱۸ اکسیژن و نیز اعضای انتهایی بر مبنای (Deer et al., 2013) محاسبه شده‌اند.

Table 5. EPMA results of of feldspar in the Khaku corundum-bearing pegmatites. Cations were calculated based on 8 oxygen and end members based on (Deer et al., 2013).

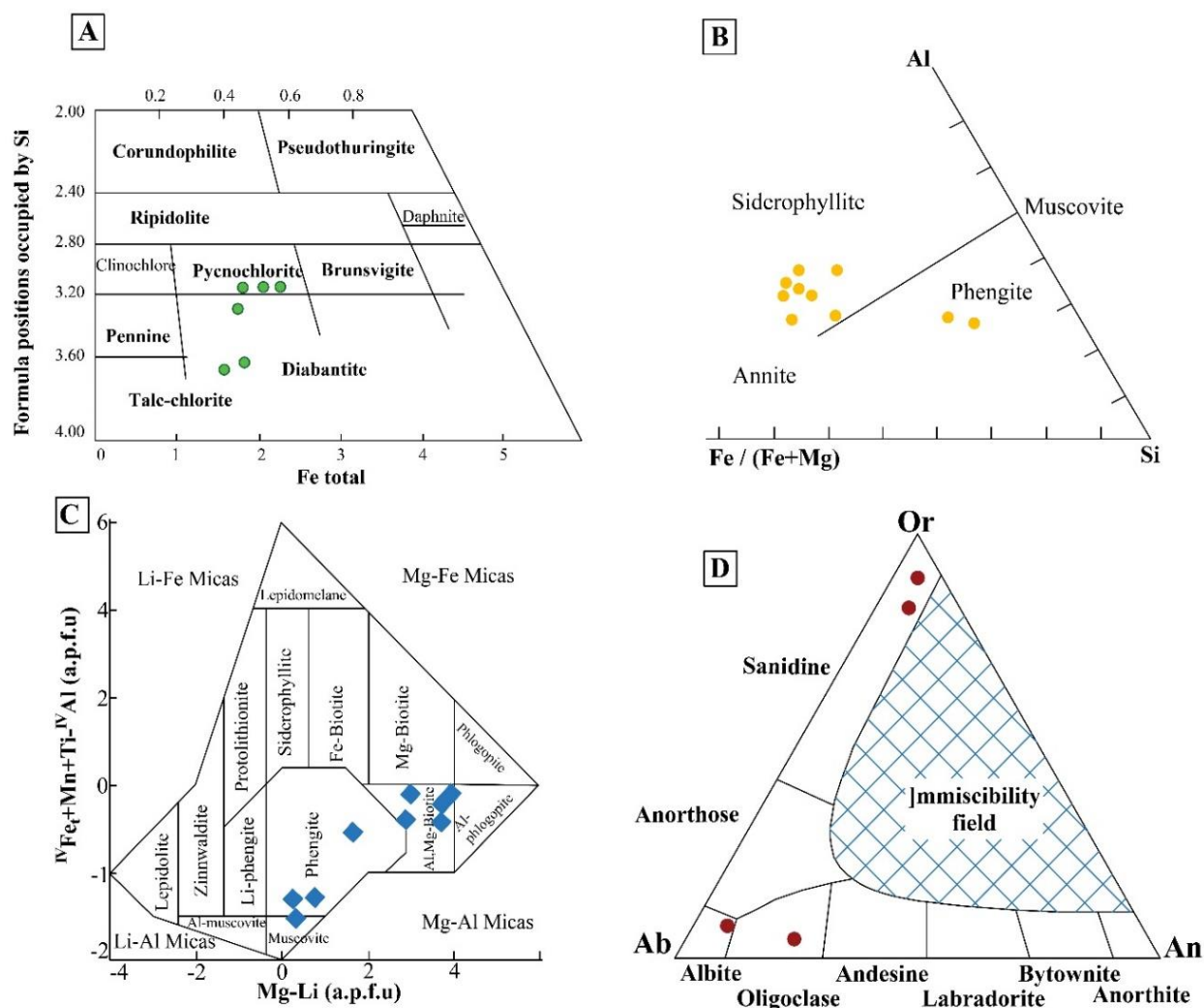
Sample Analysis	SH-1		SH-3	
	1	2	1	2
SiO ₂	68.18	69.15	68.74	68.41
Al ₂ O ₃	16.55	17.36	13.94	15.02
FeO	0.05	0.06	0.01	0.07
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	0.08	0.08	0.08	0.06
CaO	2.54	0.03	0.06	0.69
Na ₂ O	12.33	12.69	1.33	1.2
Li ₂ O	0.09	0.05	0.06	0.05
K ₂ O	0.42	0.42	15.42	14.41
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.02
ZnO	0.06	0.06	0.06	0.03
Ga ₂ O ₃	0.05	0.06	0.01	0.01
Rb ₂ O	0.01	0.01	0.03	0.02
P ₂ O ₅	0.13	0.18	0.11	0.09
Total	100.41	100.08	99.67	99.93
Si	3.21	3.42	3.01	3.32
Al	1.01	1.21	1	1.31
Na	89.25	95.46	1.54	1.74
K	0.3	0.2	85.69	90.32
Ca	9.57	1.32	0.11	0.13
Xor	0.01	0.01	0.85	0.91
Xab	0.89	0.95	0.01	0.01
XAn	0.09	0.08	0	0

گوردینکو (Gordiyenko, 1971) پیشنهاد کرد که فلدسپارهایی با غلظت بالای Li، Rb و Cs می‌توانند به عنوان راهنما برای جستجوی پگماتیت‌های حاوی عناصر فلزی کمیاب استفاده شوند. چرنی و ترومن (Linnen et al., 2012) از نسبت‌های K/Rb و

این تغییرات امکان ایجاد ترکیب‌های آلومینه نظیر کَرندوم و سایر اکسیدهای به شدت آلومین‌دار را از ساختارهای فلدسپاری امکان‌پذیر می‌کند. کلیدی‌ترین عناصر کمیاب در فلدسپار پتاسیم‌دار Li، Rb، Cs، Sr، Ba و P (به صورت P₂O₅) هستند.

و روابط پتروژنتیکی بین میدان‌های پگماتیت را می‌توان از طریق عناصر کمیاب در فلدسپارها بررسی کرد.

غلظت Cs در فلدسپار برای تعیین نوع پگماتیت، ارزیابی توانایی اقتصادی و ارزیابی رابطه ژنتیکی بین پگماتیت‌های منفرد استفاده کردند. آنها توصیه کردند که تکامل درونی یک پگماتیت منفرد



شکل ۳. A: موقعیت نمونه‌های کلریت منطقه بر روی نمودار طبقه‌بندی کلریت‌ها (Hey, 1954) که نمونه‌های تجزیه شده از سنگ‌های کربنوم‌دار منطقه خاکو در محدوده پیکنوکلریت تا دیابانیت قرار می‌گیرند، B: موقعیت میکاهای بیوتیت و مسکویت که در نمودار ریدر و همکاران (Rieder et al., 1998) همگی در نزدیکی قطب مسکویت‌های و فنژیته قرار گرفته‌اند، C: موقعیت نمونه‌های فلدسپارها در سنگ‌های حاوی کربنوم در منطقه مورد بررسی و D: نمودار سه تایی آل‌بیت-ارتوز-آنورتیت (Deer et al., 2013)

Fig. 3. A: The position of chlorite samples in the chlorite classification (Hey, 1954) where the decomposed samples of corundum-bearing rocks of Khakho region are placed in the range of pynochlorite to diabanite, B: The position of biotite and muscovite micas in the diagram (Rieder et al., 1998), all of which are located near the muscovite and phengite pole, C: Location of feldspar samples in corundum-bearing rocks in the study area, and D: The ternary diagram of albite-orthose-anorthite (Deer et al., 2013)

تجزیه شیمیایی بلورهای کربندوم نشان می‌دهد که همگی حاوی ۸۶ تا ۹۷ درصد اکسید آلومینیم (Al_2O_3) هستند. در تمامی نمونه‌های تجزیه شده به روش طیف‌سنجی جرمی و تجزیه نقطه‌ای دقیق (SiO_2) به عنوان دومین اکسید اصلی، بیش از یک درصد بلور وجود دارد و در محدوده ۱/۰۱ تا ۱/۴۶ درصد متغیر است. البته در نمونه‌های تجزیه شده به روش نقطه‌ای دقیق، مقادیر اکسید سیلیسیم کمتر است. این موضوع ممکن است به دلیل تأثیر ادخال‌های کوارتز، کیانیت و مسکویت درون بلورهای پودر شده به منظور تجزیه شیمیایی فلورسنسی پرتو ایکس و طیف‌سنجی جرمی باشد (جدول ۶ و جدول ۷).

داده‌های مربوط به عناصر اصلی در هر سه روش تجزیه‌ای نشان می‌دهد، در اغلب بلورها، عناصر منگنز و منیزیم با آلومینیم نسبت معکوس دارد. این عناصر به دلیل شعاع یونی نزدیک به آلومینیم در ترکیب اکسید آلومینیم به صورت اسیر شده وارد ساختار بلور می‌شوند (Ayers and Watson, 1991). عناصر آهن با مقادیر عناصر آلکالین همبستگی منفی نشان می‌دهد. میزان مواد فرار موجود در بلور و اکسیدهای تیتان و منگنز، همبستگی تقریبی مثبتی را نشان می‌دهد.

خاستگاه پگماتیت خاکو

طبقه‌بندی ترکیب شیمیایی فلدسپارها، یک شاخص اساسی در شناسایی بر اساس ویژگی‌های سنگ‌شناسی اصلی (مانند فراوانی کوارتز، فلدسپارها، میکا و کانی‌های فسفات) است. سانچز-مونوز و همکاران (Sánchez-Muñoz et al., 2017) پگماتیت را به چهار گروه طبقه‌بندی و پیشنهاد کردند که محتوای آهن و فسفر در فلدسپار را می‌توان برای تمایز مؤثر بین چهار گروه پگماتیت استفاده کرد. چنان‌که در شکل ۶-A نشان داده شده است، پگماتیت‌ها در ناحیه خاکو در مرز میدان‌های گروه III و II رسم شده‌اند. بنا بر پژوهش‌های سانچز-مونوز و همکاران (Sánchez-Muñoz et al., 2017)، پگماتیت‌های گروه III شامل پگماتیت‌های نسبتاً غنی از سیلیس و پگماتیت‌های گروه II غنی از

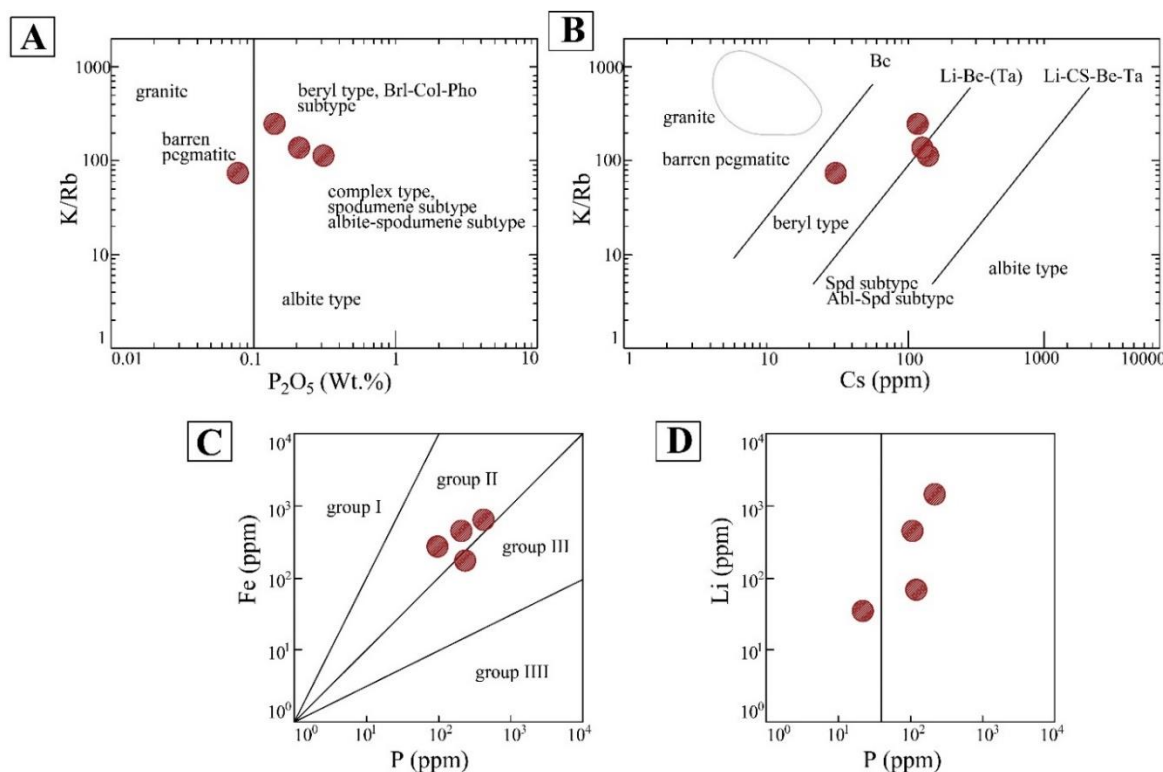
اسمیدس (Smeds, 1992) دریافت که مقادیر بالای (-80 > 100 ppm) Li در فلدسپار K، شاخص قابل اعتمادتری برای پگماتیت‌های اسپودومن دار نسبت به محتوای Li در مسکویت است و مانند پگماتیت‌های گزارش شده قبلی، دارای محتویات Li، Cs است و به طور کلی، مقدار Ga در فلدسپارها با کاهش نسبت K/Rb افزایش می‌یابد. در نمونه‌های منطقه خاکو، نمودار K/Rb در مقابل P_2O_5 (Černý, 1991) نشان می‌دهد که پگماتیت‌های منطقه مورد بررسی در محدوده زایا، در محدوده نوع آلپیت-بریل دار قرار گرفته است (شکل ۴-A). نسبت K/Rb در مقابل Cs (Černý, 1991) در محدوده بریل-آلپیت-مسکویت و پگماتیت‌ها، غنی از Li هستند که با نتایج شیمی کل سنگ نیز مطابقت دارد (شکل ۴-B). محتوای آهن در فلدسپارها در نمودار نسبت Fe در مقابل P که طبقه‌بندی ارائه شده توسط سانچز-مونوز و همکاران (Sánchez-Muñoz et al., 2017) است، نشان می‌دهد که پگماتیت‌های منطقه خاکو در مرز گروه دوم قرار دارد. گروه اول پگماتیت‌های غنی از عناصر آلکان و فقیر از عناصر فرو منیزین است، گروه دوم غنی از میکروکلین و یا به عبارتی جدایش کامل فلدسپار غنی از آلپیت و ارتوز است و گروه سوم اغلب غنی از آلومین و فلدسپارهای تغییر یافته در شرایط ساب سالدوس است. همچنین این گروه غنی از مسکویت است. گروه دوم اغلب از تفریق و تغییرات ساب سالدوس گروه سوم ایجاد می‌شود. این گروه اغلب حاوی عناصر کمیاب است که در موقعیت M در ساختار بلور فلدسپار وارد می‌شوند (شکل ۴-C). محتوای Li نسبت به P (شکل ۴-D) در ساختار فلدسپارها بیانگر محتوای بالای این عنصر در ماگما و به عبارتی منشأ ماگمایی این گروه از پگماتیت‌هاست.

بحث

نتایج تجزیه شیمی سنگ کل و همچنین نتایج به دست آمده از

اغلب در تریاس و ژوراسیک قرار گرفتند (Sajjadi Alehashem et al., 2021). تشکیل این گروه از پگماتیت‌ها معمولاً بعد از تبلور گرانیت‌های نوع A در کمپلکس همدان است که به عنوان محصول نهایی کوه‌زایی زاگرس تعبیر می‌شود. ویژگی‌های ژئوتکتونیکی پگماتیت‌ها در ناحیه خاکو مشابه ویژگی‌های پگماتیت‌های گروه II و III است که حاصل تبلور اولیه از مذاب‌های ماگمایی و تغییرات ساب‌سالییدوس طی چرخه بالا آمدن و سرد شدن توده سنگی است.

P با کوارتز، فلدسپار ساب‌سولوس و مسکویت، به عنوان کانی‌های اصلی هستند. چنان‌که در بالا بیان شد، کانی‌های اصلی پگماتیت‌های خاکو، کوارتز، فلدسپار و میکا هستند. علاوه بر این، بر اساس پژوهش سانچز-مونوز و همکاران (Sánchez-Muñoz et al., 2017)، پگماتیت‌های گروه III همیشه در خلال آرامش اواخر چرخه کوه‌زایی تا پس از کوه‌زایی در یک محیط کششی تشکیل می‌شوند و پگماتیت‌های گروه II از تغییرات ساب‌سالییدوس در گروه III تشکیل می‌شوند. پگماتیت‌های توده خاکو در مجموعه آذرین همدان به خصوص در منطقه خاکو،



شکل ۴. A: نمودار K/Rb در مقابل P_2O_5 (Černý, 1991) که نمونه‌های تجزیه‌شده از سنگ‌های کربندوم‌دار منطقه خاکو در محدوده بریل-آلیت-مسکویت قرار می‌گیرند، B: نسبت K/Rb در مقابل Cs (Černý, 1991) فلدسپارهای خاکو در محدوده بریل-آلیت-مسکویت و پگماتیت‌های غنی از Li هستند، C: محتوای آهن در فلدسپارها در نمودار نسبت Fe در مقابل P (Sánchez-Muñoz et al., 2017) نشان می‌دهد، پگماتیت‌های منطقه خاکو در مرز گروه دوم قرار دارد و D: محتوای Li نسبت به P (Černý, 1991)

Fig. 4. A: diagram of K/Rb versus P_2O_5 (Černý, 1991) in which analysis samples corundum-bearing rocks of the Khakho region fall in the range of beryl-albite-muscovite, B: K/Rb vs. Cs ratios (Černý, 1991) of Khakho feldspars are in the beryl-albite-muscovite range and Li-rich pegmatites, C: Iron content in feldspars in Fe vs. P ratio diagram (Sánchez-Muñoz et al., 2017) shows, the pegmatites of Khakho region are on the border of the second group, and D: Li content relative to P (Černý, 1991)

جدول ۶. تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی بلورهای کربندوم به روش فلورسنسی پرتو ایکس از بلورهای کربندوم طبیعی در معدن خاکو هستند (limit <DI=Detection به معنی میزان کمتر از حد تشخیص دستگاه است).

Table 6. Chemical decomposition of the main oxides of corundum crystals by XRF method are natural corundum crystals from Khakho mine (<DI=Detection limit means less than the detection limit of the device).

Sample	SH-3	SH-6	SH-7	SH-7
SiO ₂	3.14	4.51	2.47	2.35
Al ₂ O ₃	90.24	88.56	92.11	92.11
Fe ₂ O _{3t}	1.99	1.69	1.18	1.84
MnO	0.10	0.11	0.14	0.09
MgO	0.09	0.08	0.05	0.07
CaO	0.06	1.46	0.06	0.06
BaO	<DI	0.12	0.71	0.71
Na ₂ O	0.23	0.42	0.22	0.18
K ₂ O	2.67	2.08	1.36	1.34
P ₂ O ₅	0.03	0.06	0.11	0.02
NiO ₂	0.01	0.09	0.03	0.12
TiO ₂	0.16	0.10	0.15	0.15
Ga ₂ O ₃	0.1	0.08	0.07	0.1
V ₂ O ₅	0.01	0.01	0.05	0.01
SO ₃	0.08	0.20	0.43	0.42
Cr ₂ O ₃	0.27	0.22	0.14	0.21
LOI	0.74	1.11	1.28	1.20
Total	99.65	100.51	100.13	100.64

جدول ۷. تجزیه شیمیایی عناصر فرعی بلورهای کزندوم طبیعی به روش طیف سنجی جرمی. مربع‌های آبی رنگ بلورهای کزندوم طبیعی از معدن خاکو هستند (Detection limit) به معنی میزان حد تشخیص دستگاه است.

Table 7. Chemical analysis of secondary elements of natural corundum crystals by ICP-MS method. The blue squares are natural corundum crystals from the Khakho mine (<=Detection limit means the detection limit of the device).

Sample	SH-2	SH-3	SH-4	SH-5	SH-6	SH-7	SH-15	SH-17
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
As	<0.1	0.3	0.1	7.5	<0.1	<0.1	1	<0.1
Ba	52	58	1925	582	437	229	177	55
Be	0.6	1.2	1.2	0.6	0.5	0.5	1.6	0.3
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ca	1706	545	496	55222	1233	636	2886	294
Cd	<0.1	<0.1	0.1	0.2	0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ce	<1	<1	<1	14	<1	<1	<1	<1
Co	3.1	<1	<1	7.5	2.8	<1	<1	<1
Cr	71	9	9	28	31	14	12	9
Cs	<0.5	1.6	2	5.2	0.5	0.7	2.1	<0.5
Cu	22	8	17	19	36	15	8	9
Dy	0.22	0.26	0.23	0.43	0.36	0.23	0.27	0.18
Er	0.11	0.17	0.1	0.21	0.22	0.11	0.16	0.08
Eu	<0.1	<0.1	0.26	0.49	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Fe	2784	2939	9038	2429	2785	1264	1991	1018
Ga	10	28	30	47	21	12	10	14
Hf	0.6	0.74	0.6	0.68	0.62	0.57	0.69	0.56
In	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
K	1551	25732	19908	7798	5651	3833	21162	257
La	<1	<1	<1	8	1	<1	<1	<1
Li	10	65	51	1075	11	12	138	<1
Lu	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Mg	696	324	257	1303	377	232	367	<100
Mn	185	155	210	540	675	108	95	50
Mo	6.4	<0.1	<0.1	0.2	0.4	<0.1	<0.1	<0.1
Na	2269	2081	2751	7093	2335	1150	2554	404
Nb	6.6	35.6	18.3	35.1	10.1	6.3	28.2	9.5

ادامه جدول ۷. تجزیه شیمیایی عناصر فرعی بلورهای کربندوم طبیعی به روش طیف سنجی جرمی. مربع‌های آبی رنگ بلورهای کربندوم طبیعی از معدن خاکو هستند (\leq Detection limit) به معنی میزان حد تشخیص دستگاه است).

Table 7 (Continued). Chemical analysis of secondary elements of natural corundum crystals by ICP-MS method. The blue squares are natural corundum crystals from the Khakho mine (\leq Detection limit means the detection limit of the device).

Sample	SH-2	SH-3	SH-4	SH-5	SH-6	SH-7	SH-15	SH-17
Nd	<0.5	<0.5	<0.5	2.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ni	48	18	13	37	14	6	7	9
P	78	79	81	111	94	85	91	79
Pb	17	14	101	73	79	31	26	2
Pr	<0.05	<0.05	<0.05	0.98	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Rb	11	121	118	45	28	23	129	7
S	152	106	610	268	215	128	110	76
Sb	<0.5	<0.5	<0.5	1	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sc	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Se	<0.5	0.72	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	1.01	0.76
Sm	<0.02	<0.02	0.29	0.48	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Sn	3.5	7.6	7.8	1.6	3.9	3.1	6.6	2
Sr	7.7	11.3	53.1	320	36.4	22.3	36.7	5.6
Ta	0.85	2.21	0.68	1.2	0.43	0.45	0.89	1.84
Tb	0.11	0.11	0.11	0.14	0.13	0.11	0.12	0.11
Te	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	<0.1	1.2	<0.1	0.94	<0.1	<0.1	0.79	<0.1
Ti	164	228	190	690	158	203	167	83
Tl	<0.1	0.35	0.42	0.31	0.12	<0.1	0.39	<0.1
Tm	0.11	0.12	0.11	0.12	0.13	0.11	0.12	0.11
U	0.7	2.3	0.3	0.91	0.2	0.1	0.7	0.1
V	10	9	9	36	11	10	10	9
W	<1	1.3	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Y	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Yb	<0.05	<0.05	<0.05	0.2	0.1	<0.05	<0.05	<0.05
Zn	22	37	39	274	68	40	64	8
Zr	<5	<5	<5	6	<5	<5	5	<5

جدول ۸. نسبت‌های محاسبه شده کاتیونی از مقادیر تجزیه شیمیایی ICP-OES بلورهای کربندوم از معدن خاکو

Table 8. Calculated cation ratios from ICP-OES chemical analysis values of corundum crystals from Khakho mine.

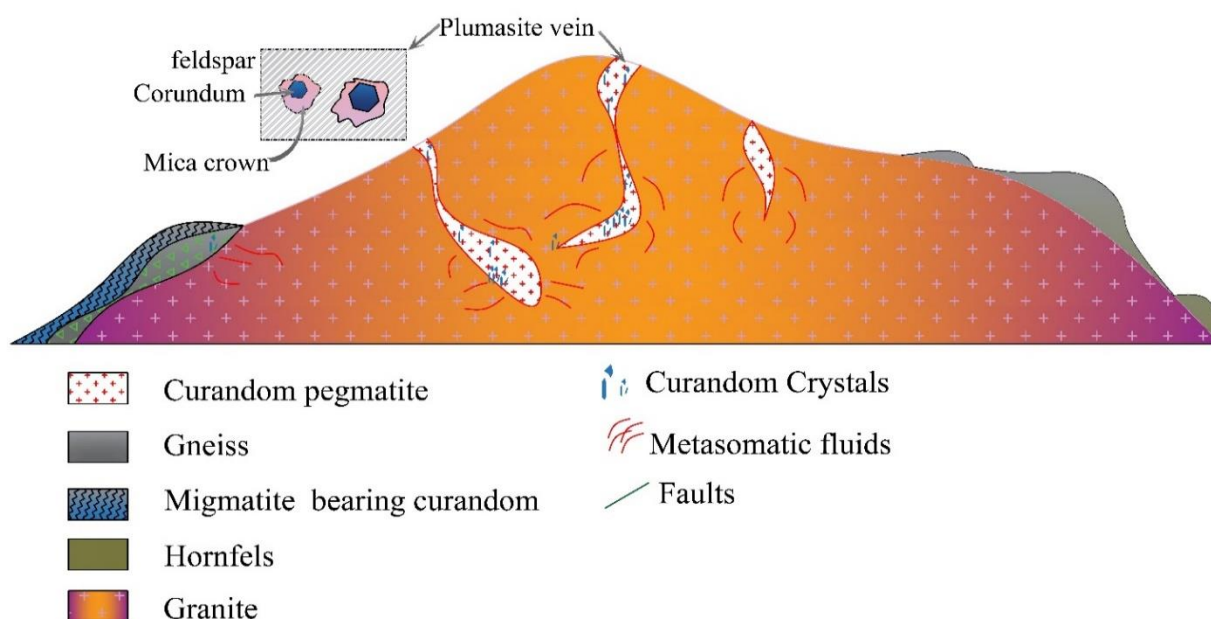
Sample	SH-2	SH-3	SH-4	SH-5	SH-6	SH-7	SH-15	SH-17
Fe ³⁺	2598	2743	8435	2267	2599	1179	1858	950
Fe ²⁺	185	195	602	161	185	84	132	67
Ti ⁴⁺	149	207	172	627	143	184	151	75
Ti ²⁺	14	20	17	62	14	18	15	7
Cr ³⁺	76	9	10	30	33	15	13	8
Cr ²⁺	5	1	1	2	2	1	1	7
Ni ³⁺	44	17	12	34	12	6	6	8
Ni ²⁺	4	1	1	3	2	1	1	8
Fe ²⁺ /Ti ⁴⁺	1.24	0.94	3.48	0.25	1.29	0.45	0.87	0.07
Fe ²⁺ /Fe ³⁺	0.07	0.08	1.01	0.09	0.05	0.08	0.1	1
V/Cr	0.14	1	1	1.28	0.35	0.71	0.83	1.28
V+Cr/Ga	8.1	0.64	0.6	1.36	2.3	2.01	2.21	2.51
Fe/Mg	4	9.07	35.16	1.86	7.38	5.44	5.42	6.21
Ga/Mg	0.01	0.08	0.11	0.03	0.05	0.06	0.03	12.26
Fe/Ti	16.97	12.89	47.56	3.52	17.62	6.22	11.92	0.64
Cr/Ga	7.1	0.32	0.3	0.59	1.47	1.16	1.2	9

می‌شود. تشخیص متاسوماتیسم در مقیاس بزرگ (گسترده) معمولاً دشوارتر است و بنابراین در گروه دگرگونی ایزوشیمیایی طبقه‌بندی شده است. نهشته‌های دگرگونی، کربندوم گوهری از تبدیل یک پروتولیت غنی از Al و فقیر از Si حاصل می‌شود. بر اساس مطالب ارائه شده درباره پگماتیت‌های منطقه مورد بررسی، منشأ ماگمایی به شدت تفریق یافته و تحت تأثیر فرایندهای پس از انجماد و در محدوده ساب‌سالییدوس محیط تشکیل این سنگ‌ها بوده است. به علاوه، داده‌های جمع‌آوری شده در این پژوهش

الگوهای مختلفی برای تشکیل این گروه از پگماتیت‌ها ارائه شده است که تبلور پگماتیت‌های ساب‌سولیدوس به همراه کانی‌های نادر مانند کربندوم و حاوی عناصر کمیاب را توجیه می‌کند. بسیاری از ذخایر کربندوم از فرایندهای متاسوماتیک ناشی می‌شوند. متاسوماتیسم در مقیاس کوچک بیشتر شامل واکنش‌های دی‌سیلیکاسیون بین سنگ‌های سیلیکونی - آلومینوس (پگماتیت‌ها، گنیس‌ها و غیره) و سنگ‌های فقیر از سیلیس (اولترامافیک‌ها، متاکرینات‌ها) است و به تشکیل ذخایر با اندازه محدود منجر

ساب‌سالی‌دوس به وضوح مشاهده می‌شود. الگوی ارائه شده توسط پژوهشگران یادشده نشان می‌دهد که پدیده‌های متاسوماتیسم هیدروترمالی و چرخش سیالات در فشار و دمای بالا می‌تواند باعث سیلیس‌زدایی در بخش‌های حاشیه گرانیتی و پگماتیتی شود (شکل ۵).

بیانگر انطباق بین الگو متاسوماتیسم هیدروترمالی دو طرفه (تبادلی)، بین سنگ میزبان غنی از سیال و همچنین غنی از آلومین با سنگ دربرگیرنده دارای ترکیب مافیک تا اولترامافیک است (Giuliani et al., 2014). در این الگو، در کانسار خاکو شواهد سیلیس‌زدایی از سنگ پگماتیتی و گرانیتی طی فرایندهای متاسوماتیسم هیدروترمالی



شکل ۵. الگوی پتروژنتیک، سیلیس‌زدایی و تشکیل کانسار کرنندوم در حاشیه توده گرانیتی خاکو در بخش‌های میگماتیتی و پگماتیتی

Fig. 5. Petrogenetic model, desilicification and formation of corundum deposit in the margin of the granite mass and the migmatite and pegmatite sections

ذخایر کرنندوم مشابه در گروه ذخایر با منشأ ماگمایی است پژوهشگرانی از جمله بارت و بونازی و همکاران (Bonazzi et al., 2020; Barth, 1929)، الگوی منشأ کاملی برای تشکیل این نوع کانسارها پیشنهاد کردند که شامل مراحل سیلیس‌زدایی از یک مذاب گرانیتی-پگماتیتی در تماس با سنگ‌های مافیک است. این الگو به غنی‌سازی آلومین در مذاب و تشکیل کرنندوم، طی یک زنجیره واکنشی جان‌شینی منجر می‌شود. این الگو توسط راب و

از دیدگاه مقایسه‌ای، داده‌های زمین‌شیمیایی جمع‌آوری شده در این پژوهش در منطقه خاکو مشابه با ویژگی‌های کانسارهای مهمی در نقاط مختلف جهان است که در حاشیه توده‌های نفوذی با ترکیب سینیتی تا گرانیتی در پگماتیت‌ها تشکیل شده است. این بلورها همچنین نزدیکی قابل ملاحظه‌ای با ذخایر کرنندوم متاسوماتیک دارد. بررسی‌های انجام‌شده نشان می‌دهد، خاکو دارای ویژگی‌ها و

بیستم مطرح شد. این نوع ذخایر در مناطق مختلفی از دنیا گزارش شده است (Giuliani et al., 2014).

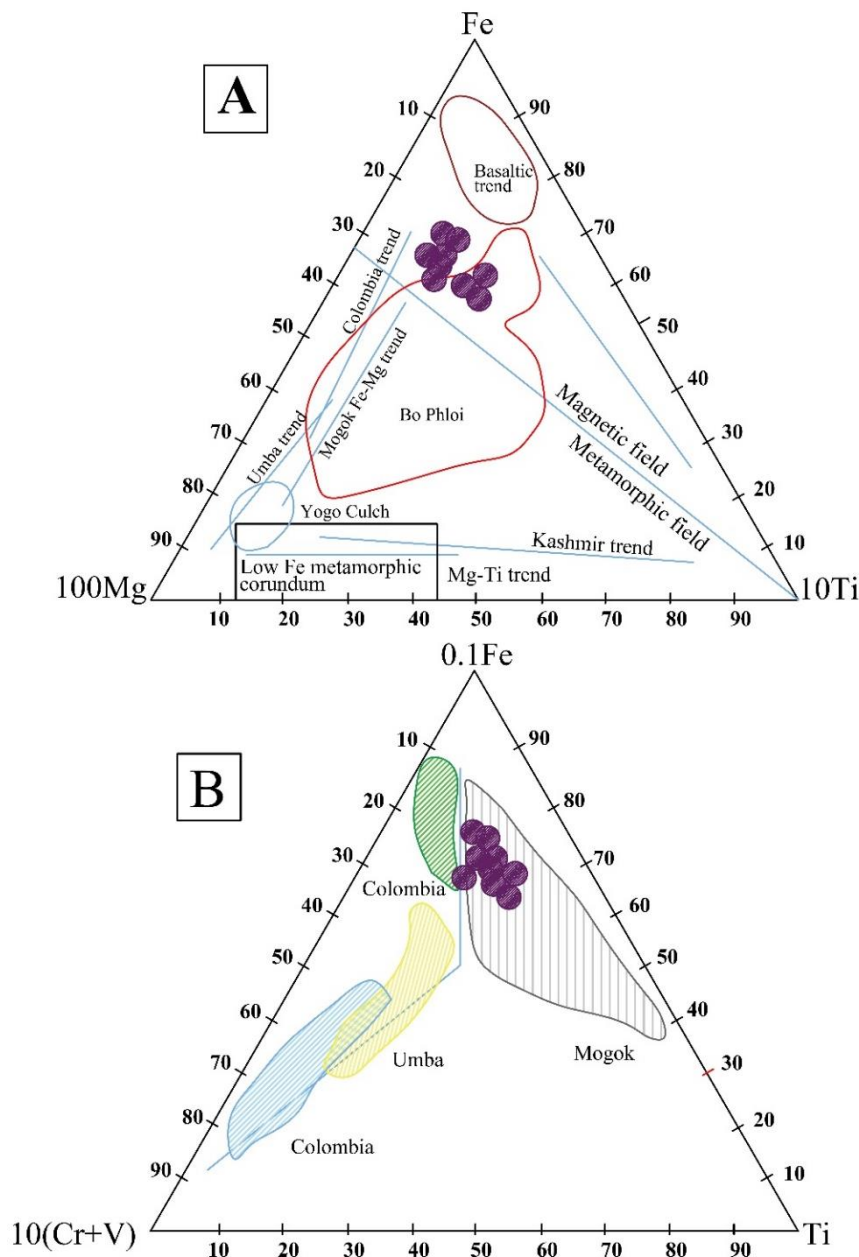
این الگو در تشکیل کربندوم در نهشته‌های دگرگونی در سنگ‌های میگماتیته نیز به کار برده شده است. می‌توان گفت این سنگ‌ها در مرز سنگ‌های دگرگونی و ماگمایی درجه بالا تشکیل شده‌اند. دو هم‌یافت کلی شامل:

(۱) آلپیت + مسکویت + فلوگوپیت + کربندوم، آلپیت + کیانیت یا سلیمانیت + فلوگوپیت، مواد معدنی جانبی مانند روتیل و بادلیت. (۲) گنیس دانه درشت با لانه‌های کربندوم و آنتی‌پرتیت با فازهای جزئی آلپیت، مسکویت، فلوگوپیت، روتیل، بادلیت و تورمالین مشاهده می‌شود.

مقایسه فراوانی عناصر ردیاب در کربندوم‌های خاکو با ذخایر کربندوم نقاط مختلف (Simonet et al., 2004; Peucat et al., 2009; Sutherland et al., 2007) در نمودارهای سه‌گانه $Fe \times 0.1 - (Cr + V) \times 10 - Ti$ و $Mg \times 100 - Fe - Ti \times 10$ ارائه شده توسط پیوکات و همکاران (Peucat et al., 2007) نشان می‌دهد، نمونه‌های کربندوم منطقه خاکو همدان در محدوده کربندوم‌های با منشأ ماگمایی و در امتداد خط جدا کننده منطقه ماگمایی و دگرگونی قرار گرفته است. این بلورها شباهت‌های قابل توجهی با سافایرهای آبی رنگ معدن بو فلوی در کشور تایلند^۹ دارد که از نوع کربندوم‌های ماگماتیک-متاسوماتیک غنی از تیتان و منیزیم است (شکل ۶-۱). عنصر کروم نیز از ردیاب‌های مهم در کربندوم‌های با منشأ دگرگونی به خصوص کربندوم‌های متبلور شده در مرمرهای غنی از آلومین و تحت متاسوماتیسم شدید است. از این دیدگاه کربندوم‌های کانسار خاکوی همدان دارای مقادیر نسبتاً پایین کروم و وانادیوم است و در زمره کانسارهای ماگمایی متاسوماتیک و قابل مقایسه با سافایرهای معدن موگوک در کشور میانمار^{۱۰} است (شکل ۶-۲). این معدن از نوع ماگمایی دگرگونی حاوی یاقوت در مرمریت‌های غنی از آلومین با متاسوماتیسم شدید است (Peucat et al., 2007).

راب (Robb and Robb, 1979) تکمیل شد که کربندوم نتیجه برهم کنش سیالات پگماتیته مهاجم و بخار فوق اشباع با سنگ میزبان است. امروزه، نظرهای قدیمی تر متاسوماتیسم هیدروترمالی توسط پژوهشگران زیادی بازبینی شده است؛ از جمله نظرهای دوکوکینا و همکاران (Dokukina et al., 2017) و خودوروفسکیا و وارلوموف (Khodorevskaya and Varlamov, 2018) برای کربندوم متاسوماتیک مورد بازبینی قرار گرفته است. این نظریه امروز به طور گسترده مورد اقبال زمین‌شناسان قرار گرفته است (Simonet et al., 2008). در این نظریه، کربندوم طی فرایندهای هیدروترمال و متاسوماتیسم سنگ میزبان در محل برخورد با سنگ دگرگونی دربرگیرنده که اغلب ترکیب شیمیایی کاملاً متفاوتی با گرانیت یا پگماتیت دارد، ایجاد شده است. سنگ دربرگیرنده در اغلب موارد از جنس مرمر، گنیس یا میگماتیت است (شکل ۷).

واکنش‌های متاسوماتیکی دو طرفه مربوط به نفوذ محلول‌های پسا ماگمایی است که از خود توده اصلی گرانیتی یا سایر ترکیب‌های گرانیتوئیدی ماگمایی یا دگرگونی سرچشمه می‌گیرند. سازوکار سیلیس زدایی متاسوماتیک شامل انتشار سیلیس از یک پگماتیت به یک سنگ مافیک تا اولترامافیک است که نقش جاذب SiO_2 را بازی می‌کند. در بیشتر موارد بررسی شده جذب سیلیس با سرعتی سریع تر از انتشار آلومین رخ می‌دهد. نسبت $Al:Si$ در رگه‌های پگماتیته افزایش می‌یابد و متاسوماتیک فلدسپار- کربندوم در ارتباط پر آلومینه شدن فلدسپار (آنورتیتی شدن) روی می‌دهد. طی این فرایند سنگ اولیه دچار کاهش حجم شده است و به طور هم‌زمان کربندوم در خط اتصال سنگ میزبان با سنگ دربرگیرنده دگرگونی توسط انحلال کوارتز و جایگزینی آنورتیت- کربندوم به جای آلپیت تشکیل می‌شود. توده‌های پگماتیته با مجموعه کانیایی شامل الیگوکلاز، کربندوم و کانی‌های دیگر از جمله میکا (مارپیوزیت، مسکویت، سریسیت)، پلومازیت^۸ نامیده می‌شوند. پلومازیت اصطلاحی است که از محل پلوماس در ایالت کالیفرنای کشور آمریکا مشتق شده است و برای نخستین بار در اوایل قرن



شکل ۶. مقایسه کربنوم‌های منطقه خاکوی همدان بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی اسپکترومتری جرمی. A: در نمودار $100\text{Mg} - \text{Fe} - 10\text{Ti}$ نمونه‌ها در امتداد خط جدا کننده کربنوم‌های ماگمایی و دگرگونی و در محدوده ماگمایی قرار گرفته‌اند و در محدوده ذخایر بو فلوی کشور تایلند قرار دارند و B: از دیدگاه مقادیر کروم در نمودار $0.1\text{Fe} - 10(\text{Cr}+\text{V}) - \text{Ti}$ کربنوم‌های معدن خاکو قابل مقایسه با معادن موگوک در کشور میانمار هستند. نمودار پایه از پیوکات و همکاران (Peucat et al., 2007) اقتباس شده است.

Fig. 6. Analysis of corundums from Khakho Hamadan region based on the results of chemical analysis. ICP-MS. A: in $100\text{Mg} - \text{Fe} - 10\text{Ti}$ diagram. The samples are located along the separating line of magmatic and metamorphic corundums and are located in the magmatic area and are located in the area of Bo Phloi deposits in Thailand (Bo Phloi/Thailand), and B: $0.1\text{Fe} - 10(\text{Cr}+\text{V}) - \text{Ti}$ corundums from Khakho mine are comparable to Mogok mines in Myanmar (Mogok/Myanmar). Base diagram from Peacock et al. (Peucat et al., 2007).

همکاران (Sutherland et al., 2009) ارائه شده است. نمونه‌های مورد بررسی، در محدوده نمونه‌های یافت‌شده در سنگ‌های ماگمایی و گنایس‌های به شدت متاسوماتیک قرار می‌گیرد. همچنین این نمونه‌ها، ترکیب مشابه با معادن کربندوم ویتام در گنایس‌ها و پگماتیت‌های متاسوماتیکی دارد (شکل ۷-۷C).

به طور کلی، به نظر می‌رسد کربندوم‌های منطقه مورد بررسی از نظر پتروژنتیکی، مشابه با پگماتیت‌های پلوماستیکی در سایر نقاط جهان هستند. برخی نمونه‌ها ویژگی‌های ماگمایی بیشتری از خود نشان می‌دهند.

نتیجه‌گیری

بیش از یک دهه است که در توده آذرین خاکو، بلورهای کربندوم در سنگ‌های پگماتیتی گزارش شده است. پیدایش کربندوم‌ها در این توده بحث برانگیز بوده است. این بلور در پگماتیت‌ها و در مرز پگماتیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی درجه بالا، بیشترین تمرکز را دارند. ویژگی‌های هم‌یافت اصلی از جمله فلدسپارها، بیانگر منشأ ماگمایی در تشکیل پگماتیت‌هاست.

دو فرضیه ماگمایی و دگرگونی-متاسوماتیک برای تشکیل بلورهای کربندوم در این توده‌ها پیشنهاد شده است:

در فرضیه نخست، تبلور کربندوم از ماگمای سینیتی در دمای ۸۵۰ تا ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد صورت گرفته است.

در فرضیه دوم، کربندوم از طریق تبلور در شرایط ساب‌سالییدوس در شرایط دگرگونی متاسوماتیک طی فرایندهای سیلیس‌زدایی و افزایش نسبت Al/Si در سنگ ایجاد می‌شود.

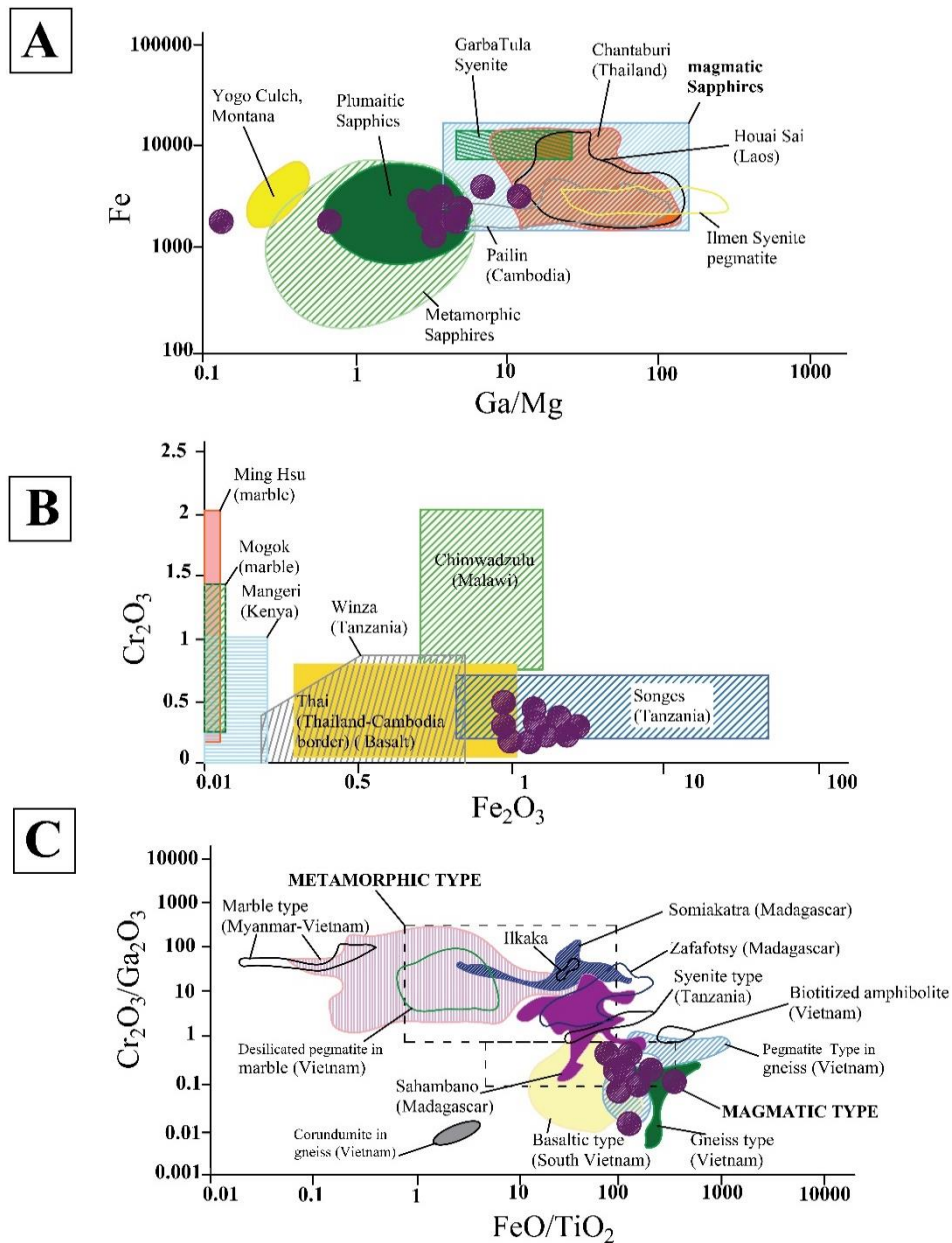
فرایند سیلیس‌زدایی^{۱۲} و متاسوماتیسم پلوماستیکی با هجوم سیالات دگرگونی باعث کاهش Ca و Si در سنگ و غنی‌شدن باقی‌مانده Al می‌شود. این پدیده در بخش‌هایی از سنگ میزبان پگماتیتی یا هاله‌های دگرگونی که ترکیب مافیک‌تری دارند، بیشتر عمل می‌کند. بررسی‌های انجام‌شده طی این پژوهش، نشان می‌دهد که سرگذشت پتروژنتیکی پگماتیت‌های خاکو و همچنین ترکیب شیمیایی کربندوم‌ها با الگوی دوم بیشترین سازگاری را دارد.

با توجه به بررسی‌های انجام‌شده، اغلب کانسارهای عمده کربندوم، با ارزش گوهری یا قوت و سافایر در سنگ‌های ماگمایی غنی از آلومین و فقیر از سیلیس تشکیل شده است.

بازالت‌های آلکالن و پگماتیت‌های سینیت‌ها، دو گروه عمده سنگی با ویژگی‌های بیان‌شده هستند که از دیدگاه زمین‌شیمیایی دارای ویژگی‌های ژنتیکی متفاوتی نیز هستند. بدین معنی که بازالت‌ها اغلب غنی از منیزیم و آهن هستند؛ در حالی که عناصر کالک آلکالن و فلزهای واسطه سنگین بیشتری نسبت به بازالت‌ها در سنگ‌های گروه سینیتی یافت می‌شود.

مقایسه ترکیب کاتیون‌های مختلف بلورهای کربندوم در منطقه خاکو با مناطق کلنه‌زایی مهم جهان در قاره‌های مختلف و همچنین سنگ منشأ آنها انجام شده است. نتایج به دست آمده، نشان می‌دهد که کانسار کربندوم خاکو در مقایسه با ذخایر مهم جنوب شرق آسیا بیشترین مشابهت را با پایلین در کشور کامبوج دارد. در نمودار آهن (Fe) در مقابل نسبت گالیوم به منیزیم (Ga/Mg) ارائه‌شده توسط پیوکات و همکاران (Peucat et al., 2007) که توسط زاوانو همکاران بازنگری شده است (Zwaan et al., 2015)، بیشتر نمونه‌ها در محدوده کانسارهای کربندوم پلوماسیتی^{۱۱} قرار می‌گیرد (شکل ۷-۷A). این گروه از کانسارهای کربندوم، اغلب در حاشیه پگماتیت‌های حاصل از تبلور توده‌های آذرین غنی از سیال قرار دارد که در اثر متاسوماتیسم شدید ایجاد شده‌اند (Giuliani et al., 2014).

در نمودار Cr₂O₃ در مقابل Fe₂O₃ در سنگ کل، مهم‌ترین ذخایر کربندوم در قاره افریقا با یکدیگر مقایسه شده‌اند (Schwarz et al., 2008). در این نمودار نمونه‌های منطقه مورد بررسی، نزدیکی قابل توجهی با معدن سونگزر در کشور تانزانیا دارند (شکل ۷-۷B). ترکیب شیمیایی و هم‌یافت‌های مختلف نیز در نمودار Cr₂O₃/Ga₂O₃ در مقابل Fe₂O₃/TiO₂ برای طبقه‌بندی ذخایر کربندوم توسط راکوتوندرافزی و همکاران (Rakotondrazafy et al., 2008)، سیمونت و همکاران (Simonet et al., 2004)، ون لانگ و همکاران (Van Long et al., 2004) و ساترلند و



شکل ۷. نمودارهای رسم شده بر اساس داده‌های تجزیه شیمیایی بلورهای کزندوم خاکو به روش فلورسنسی پرتو ایکس و طیف‌سنجی جرمی. A: آهن (Fe) در مقابل Ga/Mg. نمودار پایه بر اساس همکاران و زاوان (Peucat et al., 2007; Zwaan et al., 2015). B: نمودار Cr₂O₃ در مقابل Fe₂O₃ که انواع ذخایر مختلف آفریقا را نشان می‌دهد. نمودار پایه از شوارتز و همکاران (Schwarz et al., 2008) و نمودار C: نمودار Cr₂O₃/Ga₂O₃ در مقابل FeO/TiO₂ ارائه شده توسط راکوتوندرافزی و همکاران (Rakotondrazafy et al., 2008)، سیمونت و همکاران (Simonet et al., 2004)، ون لانگ و همکاران (Van Long et al., 2004) و ساترلند و همکاران (Sutherland et al., 2009) ارائه شده است.

Fig. 7. Graphs drawn based on the data of chemical analysis of corundum Khakho crystals by XRF and ICP-MS method, A: Iron (Fe) vs. Ga/Mg. Basic graph based on Peucat et al. (2007) and Zwaan et al. (2015), B: Cr₂O₃ vs. Fe₂O₃ chart showing different African deposit types Base chart from Schwarz et al. (2008), and C: Cr₂O₃/Ga₂O₃ vs. FeO/TiO₂ chart presented by Simonet et al. (2004); Van Long et al. (2004); Rakotondrazafy et al. (2008); Sutherland et al. (2009).

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

-
1. XRF and ICP-MS
 2. EPMA
 3. Corundum
 4. I-Type
 5. S-Type
 6. Abyssal
 7. Mirolitic
 8. Plumasite
 9. Bo Phloi/Thailand
 10. Mogok/Myanmar
 11. Plumasitic
 12. Desilicification

References

- Aliani, F., Maanijou, M., Sabouri, Z. and Sepahi, A.A., 2012. Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive Complex, Hamedan, Iran. *Geochemistry*, 72(4): 363–383.
<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2012.05.001>
- Ayers, J.C. and Watson, E.B., 1991. Solubility of apatite, monazite, zircon, and rutile in supercritical aqueous fluids with implications for subduction zone geochemistry. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 335(1638): 365–375.
<https://doi.org/10.1098/rsta.1991.0052>
- Barth, T., 1929. Zur Genese der Pegmatite im Urgebirge. 1. Die Geologie und Petrographie der granitischen Pegmatite im südlichsten Norwegen. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 51(1): 125–128.
<https://doi.org/10.1080/11035892909447064>
- Beharifar, A.A., 2012. Fabric of migmatites. In: F. Masoudi (Editor), *Migmatites*. Tarbiat Moalem University Press, Tehran, pp. 37–72. (in Persian with English abstract)
- Bonazzi, M., Langone, A., Tumiati, S., Dellarole, E., Mazzucchelli, M., Giovanardi, T. and Zanetti, A., 2020. Mantle-Derived Corundum-Bearing Felsic Dykes May Survive Only within the Lower (Refractory/Inert) Crust: Evidence from Zircon Geochemistry and Geochronology (Ivrea–Verbano Zone, Southern Alps, Italy). *Geosciences*, 10(8): 1–32.
<https://doi.org/10.3390/geosciences10080281>
- Černý, P., 1991. Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. Part II: Regional and global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada*, 18(2): 49–81. Retrieved October 25, 2022 from
<https://journals.lib.unb.ca/index.php/GC/article/view/3722>
- Černý, P. and Ercit, S., 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian mineralogist*, 43(6): 2005–2026.
<https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2005>
- Černý, P., Meintzer, R.E. and Anderson, A.J., 1985. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites; selected examples of data and mechanisms. *Canadian Mineralogist*, 23(3): 381–421. Retrieved, 2 March 2017 from
<https://pubs.geoscienceworld.org/canmin/article-abstract/23/3/381/11780/Extreme-fractionation-in-rare-element-granitic>
- Deer, W., Howie, R. and Zussman, J., 2013. An introduction to the rock-forming minerals. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, 506 pp.
<https://doi.org/10.1180/DHZ>
- Dokukina, K.A., Konilova, A.N., Vanb, K.V. and Mints, M.V., 2017. Dumortierite- and Corundum-Bearing Quartz–Feldspar–Mica Rocks of the Belomorian Eclogite Province: An Example of Melting of Phengite + Quartz. *Doklady Earth Sciences*, 477(1): 1353–1357.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X17110204>
- Eghlimi, B., 2000. Geological map of Hamdan, scale 1:100000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Engel, A.E.J., Engel, C.G., Chodos, A.A. and Godijn, E., 1958. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains. *Geological Survey America Bulletin*, 69(11): 1369–1414.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1958\)69\[1369:PMAGOT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1958)69[1369:PMAGOT]2.0.CO;2)
- Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Fallick, A.E., Groat, L. and Fagan, A.J., 2014. The geology and genesis of gem corundum deposits. In: L.A. Groat (Editor), *Gem corundum*. Mineralogical Association of Canada, Tucson, pp. 22–112. Retrieved July 11, 2018 from
<http://eprints.gla.ac.uk/89825/>
- Gordiyenko, V.V., 1971. Concentration of Li, Rb and Cs in potash feldspar and muscovite as criteria for pegmatites. *International Geology Review*, 13(2):134–142.
<https://doi.org/10.1080/00206817109475411>
- Hey, M., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society*, 30(224): 277–292.
<https://doi.org/10.1180/minmag.1954.030.224.01>
- Khodorevskaya, L.I. and Varlamov, D.A., 2018. High-Temperature Metasomatism of the Layered Mafic-Ultramafic Massif in Kiy Island, Belomorian Mobile Belt. *Geochemistry international*, 56(6): 535–553.
<https://doi.org/10.1134/S001670291806006X>
- Linnen, R.L., Van Lichtenvelde, M. and Černý, P., 2012. Granitic Pegmatites as Sources of Strategic

- Metals. Elements, 8(4): 275–280.
<https://doi.org/10.2113/gselements.8.4.275>
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M., 2011. U–Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(3): 238–249.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.03.006>
- Monfaredi, B., Hauzenberger, C.A., Neubauer, F., Schulz, B., Genser, J., Shakerardakani, F. and Halama, R., 2020. Deciphering the Jurassic–Cretaceous evolution of the Hamadan metamorphic complex during Neotethys subduction, western Iran. *Internasional Journal of Earth Sciences (Geolgy Rundsch)*, 109(3): 2135–2168.
<https://doi.org/10.1007/s00531-020-01893-x>
- Müller, A., Simmons, W., Beurlen, H., Thomas, R., Ihlen, P.M., Wise, M., Roda-Robles, E., Neiva, A.M.R. and Zagorsky, V., 2022. A proposed new mineralogical classification system for granitic pegmatites – Part I: History and the need for a new classification. *The Canadian Mineralogist*, 60(2): 203–227.
<https://doi.org/10.3749/canmin.1700088>
- Ndikumana, J.d.D., Bolarinwa, A.T., Adeyemi, G.O., Olajide-Kayode, J. and Nambaje, C., 2020. Geochemistry of feldspar and muscovite from pegmatite of the Gatumba area, Karagwe Ankole Belt: implications for Nb–Ta–Sn mineralisation and associated alterations. *SN Applied Sciences*, 2(1568): 1–12.
<https://doi.org/10.1007/s42452-020-03370-1>
- Peucat, J.J., Ruffaut, P., Fritsch, E., Bouhnik-Le, E., Simonet, C. and Lasnier, B., 2007. Ga/Mg ratio as new geochemical tool to differentiate magmatic from metamorphic blue sapphire. *Lithos*, 98(1–4): 261–271.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.05.001>
- Rakotondrazafy, A.F.M., Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Fallick, A.E., Rakotosamizanany, S., Andriamamonjy, A., Ralantoarison, T., Razanatseheno, M., Offant, Y. and Garnier V., 2008. Gem corundum deposits of Madagascar: A review. *Ore Geology Reviews*, 34(1–2): 134–154.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.05.001>
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, EV., Mfiller, G., Nieva, M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, ER, Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D.R., 1998. Nomenclature of the micas. *Clays and Clay Minerals*, 46(5): 586–595.
<https://doi.org/10.1346/ccmn.1998.0460513>
- Robb, L.J. and Robb, V.M., 1979. The nature of Archean pegmatite deposits in the North-Eastern Transvaal University of the Witwatersrand, Economic Geology Research Unit, 30 pp. Retrieved Jun 15, 2010 from https://books.google.com/books/about/The_Nature_of_Archaean_Pegmatite_Deposit.html?id=ISUKAQAAMAAJ
- Sadeghi, H., Mahmoudi, S., Aryan, M. and Ghafari, M., 2022. Geochemistry and gemology characteristics of corundum in the Khakoo pegmatites in the southeast of Alvand batholith (west Iran). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 30(3): 474–459. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.52547/ijcm.30.3.459>
- Sajjadi Alehashem, F., Moazzen, M. and Jahangiri, A., 2021. Introducing semi-gem quality blue corundum from the Alvand complex, Hamedan, west Iran. *Periodico di Mineralogia*, 90(2): 195–209.
<https://doi.org/10.13133/2239-1002/17315>
- Sánchez-Muñoz, L., Müller, A., Andrés, S.L., Martín, R.F., Modreski, P.J. and de Moura, O.J.M., 2017. The P-Fe diagram for K-feldspars: a preliminary approach in the discrimination of pegmatites. *Lithos*, 272–273: 116–127.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.030>
- Schmetzer, K. and Peretti, A., 1999. Some Diagnostic Features of Russian Hydrothermal Synthetic Rubies and Sapphires. *Gems and Gemology*, 35(1): 17–28.
<https://doi.org/10.5741/GEMS.35.1.17>
- Schwarz, D., Pardieu, V., Saul, J.M., Schmetzer, K., Laurs, B.M., Giuliani, G., Klemm, L., Malsy, A.K., Erel, E., Hauzenberger, Ch., Du Toit, G., Fallick, A.E. and Ohnenstetter, D., 2008. Rubies and sapphires from Winza, Central Tanzania. *Gems and Gemology*, 44(4): 322–347.
<http://dx.doi.org/10.5741/GEMS.44.4.322>
- Sepahi, A., Jafari S.R. and Mani-Kashani, S., 2006. The study of chemical composition and evolution of minerals during various metamorphic events in the Hamadan region. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 14(2): 431–454.

- (in Persian) Retrieved October 10, 2022 from <http://ijcm.ir/article-1-687-fa.html>
- Sepahi, A.A., Jafari, S.R., Osanai, Y., Shahbazi, H. and Moazzen, M., 2018. Age, petrologic significance and provenance analysis of the Hamedan low-pressure migmatites Sanandaj-Sirjan zone, west Iran. *International Geology Review*, 61(12): 1446–1461. <https://doi.org/10.1080/00206814.2018.1517392>
- Sepahi, A.A., Vahidpour, H., Lentz, D.R., McFarlane, C.R.M, Maanijou, M., Salami, S., Miri, M., Mansouri, M. and Mohammadi, R., 2020. Rare sapphire-bearing syenitoid pegmatites and associated granitoids of the Hamedan region, Sanandaj-Sirjan zone, Iran: analysis of petrology, litho geochemistry, and zircon geochronology/trace element geochemistry. *Geological Magazine*, 157(9): 1499–1525. <https://doi.org/10.1017/S0016756820000023>
- Sepahi, A.A., Whitney, D.L. and Baharifar, A.A., 2004. Petrogenesis of andalusite-kyanite-sillimanite veins and host rocks, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Hamadan, Iran. *Journal of Metamorphic Geology*, 22(2): 119–134. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00502.x>
- Shahbazi, H., Salami, S. and Siebel, W., 2014. Genetic classification of magmatic rocks from the Alvand plutonic complex, Hamedan, western Iran, based on zircon crystal morphology, *Geochemistry*, 74(4): 577–584. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemer.2013.11.001>
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.J. and Vousoughi Abedini, M., 2010. Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian earth sciences*, 39(6): 668–683. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.04.014>
- Sheikhi Gheshlaghi, R., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Deevsalar, R. and Shinjo, R., 2020. Petrogenesis of gem sapphire in a pegmatite-aplite vein from the Alvand batholith, Western Iran. *Mineralogy and Petrology*, 114(8): 501–513. <https://doi.org/10.1007/s00710-020-00716-w>
- Simonet, C., Fritsch, E. and Lasnier, B.A., 2008. A Classification of gem corundum deposits aimed towards gem exploration. *Ore Geology Reviews*, 34(1–2): 127–133. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.09.002>
- Simonet, C., Paquette, J.L., Pin, C., Lasnier, B. and Fritsch, E., 2004. The Dusi (Garba Tula) sapphire deposit, Central Kenya—A unique Pan-African corundum-bearing monzonite. *Journal of Asian earth sciences*. 38(4): 401–410. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.02.002>
- Smeds, S.A., 1992. Trace elements in potassium-feldspar and muscovite as a guide in the prospecting for lithium- and tin-bearing pegmatites in Sweden. *Journal of Geochemical Exploration*, 42(2–3): 351–369. [http://dx.doi.org/10.1016/0375-6742\(92\)90032-4](http://dx.doi.org/10.1016/0375-6742(92)90032-4)
- Smite, I.V., 1974. *Feldspar Minerals. Crystal Structure and Physical Properties*. Springer Berlin, Heidelberg, 625 pp. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-96173-1>
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52(7): 1258–1229. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Sutherland, L.F., Meffre, S. Giuliani, G., Fallick, E. A. Graham, T.I. and Webb, B.G., 2009. Gem corundum megacrysts from east Australia basaltic fields: trace elements, oxygen isotopes and origin. *Australian Journal of Earth Sciences*, 56(7): 1003–1022. <https://doi.org/10.1080/08120090903112109>
- Van Long, P., Quang Vinh, H., Garnier, V., Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Lhomme, T., Schwarz, D., Fallick, A.E., Dubessy, J. and Trong Trinh, P., 2004. Gem corundum deposits in Vietnam. *Journal of Gemmology*, 29(3): 129–147. Retrieved October 25, 2022 from http://eprints.gla.ac.uk/931/1/Jo_Gemm_29%283%29_129-147.pdf
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Zwaan, J.C., (Hanco), Buter, E., Mertz-Kraus, R. and Kane, R.E. 2015. The Origin of Montana's Alluvial Sapphires: Inclusions, Geochemistry, and Indications of a Metasmatic Origin. *Gems & Gemology*, 51(4): 370–391. Retrieved September 10, 2019 from <https://www.gia.edu/doc/GG-WN15-Zwaan.pdf>