

Research Article

Mineral chemistry and geothermometry of chlorite in Dalayon Area (East of Dorud- Sanandaj-Sirjan Zone)

Seyed Vahid Shahrokhi 

Associate Professor, Department of Geology, Khorramabad Branch, Islamic Azad University, Khorramabad, Iran,
vahid.shahrokhi@gmail.com

ARTICLE INFO

Received: 10 January 2023

Accepted: 27 June 2023

Keywords

Chlorite,
Thermometry
Atomic substitution
EPMA
Fluid Inclusion
Dalayon
Sanandaj-Sirjan zone



 20.1001.1.22285210.1402.14.2.5.2

 10.22108/ijp.2023.136385.1289

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The main aim of this paper is to identify the formation environment and the physicochemical conditions of chlorite minerals in Dalayon area by their mineralogical and geochemical features (Ciesielczuk, 2002). The geochemical characteristics, mineralogical and formation mechanism of granitic rocks can be investigated using the biotite hydrothermal alteration to chlorite (Morad et al., 2011). The temperature data obtained from chlorite geo-thermometry can be compared with the data obtained through fluid inclusion (Cathelineau and Nieva, 1985; Kordi and Shahrokhi, 2021; Shahrokhi, 2021).

Regional Geology

Dalayon area is located in the east of Drod city and is a small part of Sanandaj-Sirjan metamorphosed zone. Lithologically, the oldest units belonging to the Upper Triassic-Jurassic and are including a relatively uniform sequence of slate, schists with siliceous veins and veinlets, and cordierite and sillimanite mica schists along with black hornfelses and metamorphosed sandstones. (Shahrokhi, 2002).

Materials and Methods

In order to study the mineralogical and geochemical composition of chlorites in the area of study, 10 thin-polish sections were studied. In addition to, chemical analyses of 10 samples by XRD method and 20 points by EPMA of chlorite mineral as well as the study of the fluid inclusion on 3 quartz mineral samples were carried out. The structural formula was calculated based on 14 oxygens for chlorite.

Petrography, Mineral chemistry, Whole rocks chemistry

The intrusive bodies in the studied area have infiltrated volcanic and metamorphic rocks (Shahrokhi, 2020). Based on field Geology and microscopic studies, the mineralogy of these rocks includes quartz, plagioclase, orthoclase, microcline and chlorite as the main minerals and biotite, muscovite, apatite, garnet, rutile, leucoxene, titanium minerals, sphene and zircon

 Corresponding Author

To cite this article: Shahrokhi, S. M. (2023) Mineral chemistry and geothermometry of Chlorite in Dalayon Area (East of Dorud- Sanandaj-Sirjan Zone). Petrological Journal, 14 (2), 143-166.

as the secondary minerals. Chlorite can be seen in the form of coarse crystals, needles and very narrow in the background of the rocks, and they have been replaced in the remains of crystalline molds of the primary biotite type. Based on this, it can be said that the transformation of biotite to chlorite is associated with the depletion of K_2O and the reduction of SiO_2 which gave rise to the formation of potassium feldspar (Czamanske et al., 1988). Completely rutile and sphene crystalline can be seen in the process of chlorite cleavage. The presence of a small amount of garnet in the form of crystalline and cubic indicates low pressure or poor magnesium in the primary rock (Yardley, 1989). Also, the study of polished sections shows the presence of minerals such as pyrite, hematite, corundum and Au. The amount of pyrite and gold increases when approaching granodiorites, which can indicate the effect of intrusive bodies and post-magmatic fluids in mineralization in these rocks. X-ray diffraction (XRD) mineralogical study shows that the most important variation in chlorite is in Dalayon area. The main minerals in the host rock include chlorite, quartz, muscovite, illite, microcline, and secondary minerals are rutile and biotite. It can be concluded that biotite has been transformed into chlorite in the presence of hot fluids containing Fe and Mg. With the help of $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$ versus $2*Si$ diagram (Pflumio, 1991) and also the Si content of Dalayon chlorites is of ripidolite-pychnochlorite type and show the presence of iron-bearing chlorites. The amount of Si indicates the purity of chlorites, and the very small amounts of calcium and also the amount of Xc points to the absence of smectite and the high purity of chlorites (Lori et al., 1988). The very low Ti content of chlorites and the presence of rutile, sphene, and leucoxene indicate that the Ti content of primary biotite is formed secondarily in the form of Ti-bearing minerals and in the form of thin blades parallel to the chlorite cleavage and orthogonal to it (Czamanske, 1988; Parry and Downey, 1982). Considering that the sum of octahedral cations in the samples is very close to 6, which indicates that all octahedral sites are occupied by divalent cations and are of triple octahedral type (Xie et

al., 1997). Although the existence of a vacancy cannot be proven with certainty (Jiang et al., 1994), but with the help of the structural formula of ideal chlorite, the vacancy is calculated as 0.26-0.66 apfu (Xie et al., 1997).

Discussion


The formation conditions of chlorite reflect its structure and chemical composition and can be used as a geothermometer (Jiang et al., 1994). The crystallization temperature of chlorites with the help of T-Al^(IV) diagram (Cathelineau, 1988) is in the range of 379°C -305°C, with an average of 353°C and does not show much change. As the available data, display it can be said that by moving away from the granitoid intrusive bodies, the formation temperature of chlorites decreases. Therefore, the points located in the far area and in the metamorphic rocks with ore have a lower formation temperature. The existence of an inverse correlation between the crystallization temperature of chlorites and their silica content can be due to the substitution of silica instead of aluminum. The fluid inclusion studies on the quartz mineral co-growing with the chlorites of the Dalayon area shows the thermal range of homogenization between 305 and 384 °C with an average of 345.6°C, which is consistent with the temperature of formation obtained through thermometric chlorites and indicates the effectiveness of the thermometer by chlorites. The fluid inclusions studies and chlorite thermometry show the influence of mesothermal or orogenic hydrothermal fluids in the formation of chlorite and placement within the skarn range, which confirms each other and is consistent with mineralogical studies and field observations. Overall, the formation of chlorite under study at a temperature equivalent to the high temperature of the hydrothermal stage of granites demonstrates the influence of hot fluids derived from the granitic magma and the metamorphic function in the formation of chlorite.

شیمی کانی و زمین‌دماسنجی کلریت در ناحیه دالایون (خاور دورود-پهنه سنندج-سیرجان)

سیدوحید شاهرخی 

دانشیار، گروه زمین‌شناسی، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران، vahid.shahrokh@gmail.com

اطلاعات مقاله	چکیده
تاریخ دریافت ۱۴۰۱/۱۰/۲۰	ناحیه دالایون در خاور شهرستان دورود جای دارد و بخشی از پهنه سنندج-سیرجان به‌شمار می‌رود. از دیدگاه سنگ‌شناسی، سنگ‌های آذرین درونی، واحد متاولکانیک و سنگ‌های دگرگونی شامل اسلیت، فیلیت و میکاشیست بیشترین گسترش را در ناحیه دالایون دارند و میزبان کانی‌سازی کلریت هستند. واحد متاولکانیک مشتمل بر گدازه‌های ولکانیکی حد واسط و بازیگ آلکالن و سنگ‌های آذرآواری هستند. درجه دگرگونی در میکاشیست‌ها در حد پایین رخساره شیست سبز است. توده گرانیتویدی در سنگ‌های ژوراسیک نفوذ کرده و هورنفلس کردیریت، آندالوزیت‌دار و شیست‌های لکه‌دار را پدید آورده است. هدف این مقاله، کانی‌شناسی و تعیین ترکیب شیمیایی کانی کلریت بر ای شناسایی محیط پیدایش و شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور آنها در ناحیه دالایون است. نمونه‌های کلریت از نوع هشت‌وجهی سه‌گانه هستند و در محدوده ریپدولیت-پیکنوکلیت جای گرفته‌اند. کسر مولی در فاز میان‌لایه‌ای (Xc) نشان‌دهنده وجود کلریت خالص و نبود کامل لایه‌های اسمکتیت کلریت است. محاسبه فرمول ساختاری کلریت‌ها، شمار اتم سیلیسیم را در محدوده ۲/۶۳ تا ۲/۸۶ اتم در واحد فرمولی (apfu) نشان می‌دهد. وجود قالب بلوری بیوتیت اولیه، هم‌رشدی کانی‌های تیتانیم‌دار با رخ‌های کلریت و پایین‌بودن محتوای تیتانیم کلریت‌ها نشان‌دهنده دگرسانی بیوتیت به کلریت است. دمای پیدایش کلریت‌ها با میانگین ۳۵۳°C با دمای به‌دست‌آمده از زمین‌دماسنجی کلریت‌های پدیدآمده در پی دگرسانی بیوتیت سازگاری دارد. بررسی سیال‌های درگیر روی کانی کوارتز هم‌رشد با کلریت‌ها میانگین ۳۴۵/۶°C برای بازه حرارتی همگون‌شدن را نشان می‌دهد که با دمای پیدایش به‌دست‌آمده از زمین‌دماسنجی همخوانی دارد و نشان‌دهنده مؤثربودن دماسنجی کلریت‌هاست. بررسی‌های میدانی، کانی‌شناسی، دماسنجی سیال‌های درگیر و زمین‌دماسنجی کلریت نشان‌دهنده تأثیر سیال‌های گرمایی نوع مزوترمال در پیدایش کلریت و جای گرفتن در محدوده اسکارن است. بر این اساس، پیدایش کلریت در دمای معادل حد بالای مرحله گرمایی گرانیت‌ها روی داده است و سیال‌های گرم جداشده از ماگمای گرانیتی و رفتار دگرگونی در پیدایش کلریت مؤثر بوده‌اند.
تاریخ پذیرش ۱۴۰۲/۰۴/۰۶	
کلید واژه‌ها	
کلریت	
زمین‌دماسنجی	
جان‌شینی اتمی	
تجزیه ریزکاو الکترونی	
سیال درگیر	
دالایون	
پهنه سنندج-سیرجان	
	
 20.1001.1.22285210.1402.14.2.5.2	
 10.22108/ijp.2023.136385.1289	

نویسنده مسئول 

استناد به این مقاله: شاهرخی، س. و. (۱۴۰۲) شیمی کانی و زمین‌دماسنجی کلریت در ناحیه دالایون (خاور دورود-پهنه سنندج-سیرجان). پتروژئولوژی، ۱۴ (۲)، ۱۴۳-۱۶۶.

مقدمه

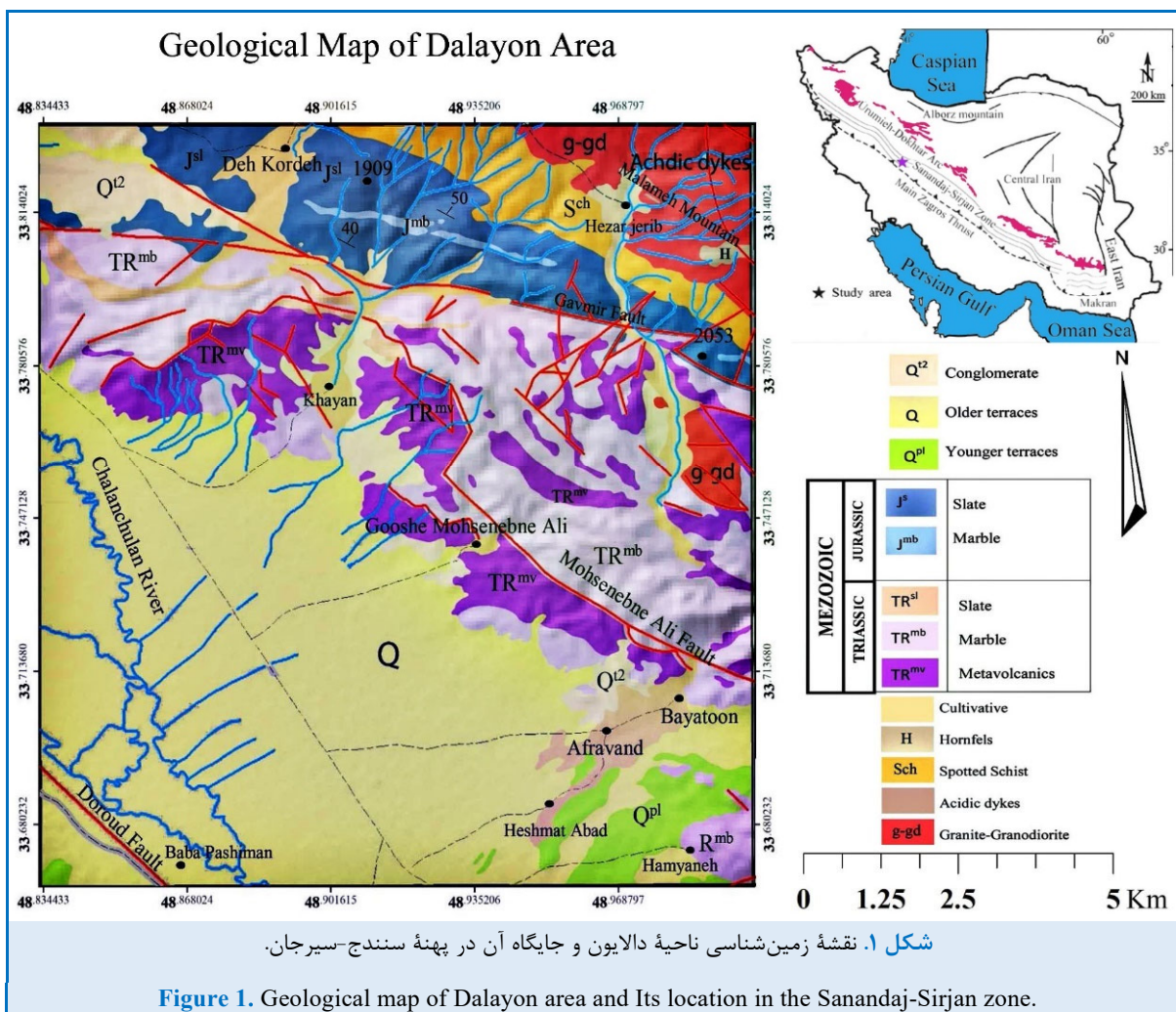
کلریت به طور گسترده در محیط‌های مختلف سنگی و زمین‌شناسی پراکنده است (Wu et al., 2019) و از کانی‌های رایج در سنگ‌های دگرگونی با دمای پایین-متوسط، دیاژنز، فرایند دگرسانی کانی‌های فرومیزین مانند بیوتیت در طی دگرگونی قهقرایی و دگرسانی ذخایر مس، اورانیم و طلا به‌شمار می‌آید (Tetiker et al., 2015; Absar, 2014; Ciesielczuk, 2002). بسیاری از پژوهشگران، با بررسی کلریت‌ها در سیستم‌های مختلف زمین گرمایی و گرمایی، فرمول‌های تجربی برآورد شرایط پیدایش فیزیکی و شیمیایی کلریت را با کمک ترکیب و ویژگی‌های تغییر ساختاری کلریت خلاصه کرده و الگوهای تحقیقاتی کمی را پیشنهاد کرده‌اند (Girgsby, 2001; Gould, 2010; Toth, 2007). عوامل مؤثر در فرایند پیدایش کلریت شامل ترکیب شیمیایی سنگ میزبان و مؤلفه‌های سیال، مانند فوگاسیته اکسیژن، اکتیویته یون Mg، غلظت سولفور و pH یا غلظت یونی است (Ciesielczuk, 2002). کلریت کانی از گروه سیلیکات‌های ورقه‌ای شامل تناوبی از لایه‌های چهاروجهی-هشت‌وجهی-چهاروجهی (T-O-T) است که با میان‌لایه‌های هشت‌وجهی بروسیته مانند $(OH)_6$ (Mg^{2+} , Fe^{2+} , ...) پر می‌شوند. ترکیب شیمیایی بسیار گسترده کلریت‌ها نشان‌دهنده محیط پیدایش بسیار متنوع و بازتابی از شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور آن است (Cathelineau and Nieva, 1985; Bailey, 1988; Cathelineau, 1988; Battaglia, 1999; Schmidt and Livi, 1999; Vidal and Parra, 2005; Plissart and Féménias, 2009; Morad et al., 2011). ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، کانی‌شناسی و سازوکار پیدایش سنگ‌های گرانیته را می‌توان به کمک دگرسانی گرمایی بیوتیت به کلریت بررسی کرد (Morad et al., 2011). داده‌های دمایی به‌دست‌آمده از زمین‌دماسنجی کلریت با داده‌های به‌دست‌آمده از زمین‌دماسنجی سیال‌های درگیر با هم همخوانی دارند (Cathelineau and Nieva, 1985).

Kordi Sykan and Shahrokhi, 2021; Shahrokhi, 2021). پرشدن دو جایگاه چهاروجهی (تتراندری) و هشت‌وجهی (اکتاندری) توسط آلومینیم در کانی کلریت نشان‌دهنده تأثیر فراوان دمای تبلور بر برخی متغیرهای زمین‌شیمی است (Czamanske et al., 1988; McDowell and Elders, 1980; Cathelineau, 1988). همبستگی مثبت میان دمای تبلور کلریت و Al^{IV} از راه بررسی کلریت‌های کمر بند آتشفشانی کواترنری مکزیک در منطقه لوزآزوفرس به اثبات رسیده است (Cathelineau and Nieva, 1985). به‌علت پیدایش محلول جامد گسترده، به اعضای گروه کلریت نام‌های بسیاری همانند شاموزیت، کلینوکلر، پیکنوکلریت، پناطیت، سودویت، رپیدولیت و دیابانتیت داده شده است (Klein and Hurlbut, 1999). در ناحیه دورود تا کنون بررسی‌های بسیاری انجام شده است که از میان آنها می‌توان بررسی آمفیبولیت‌های شرق دورود (AhmadiKhlaji et al., 2017)، زمین‌دماسنجی دگربرختی مررها در شمال دورود (Moradi et al., 2015a)، شیمی کانی و تعیین خاستگاه تورمالین در گرانیته-گنایس شمال خاوری معدن ژان در شمال دورود (Moradi et al., 2015b) و کانی‌شناسی و زمین‌شیمی تورمالین‌های مالمر در نزدیکی بلافصل کلریت دالایون (Shahrokhi et al., 2017) را نام برد. ناحیه بررسی شده در دالایون کلریت با خلوص بسیار بالا دارد که همکنون به‌عنوان ماده معدنی استخراج و برای مصارف گوناگون مانند تولید کاشی و سرامیک به کار برده می‌شود. تاکنون خاستگاه و چگونگی پیدایش این کلریت‌ها بررسی نشده است و سنگ میزبان با توجه به خلوص بالا، به سختی در بررسی‌های میدانی شناسایی می‌شود. هدف از این مقاله، بررسی شیمی کانی کلریت و همچنین، زمین‌دماسنجی و تعیین دمای سیال است که می‌تواند برای آگاهی از ویژگی‌های تکتونوماگمایی و سنگ‌زایی در ناحیه دالایون و در تکمیل تعبیر و تفسیر داده‌های زمین‌شیمی و سنگ‌شناسی به کار گرفته شود.

دریا از زمان تریاس پسین تا کرتاسه پسین جای دارد (Mohajjeh and Sahandi, 2001). از دیدگاه سنگ‌شناسی، کهن‌ترین واحدها با گسترش چشمگیر به سن تریاس بالایی- ژوراسیک هستند و شامل توالی کمابیش یکنواختی از اسلیت، شیست‌های میکادار نیم‌رس با رگه و رگچه‌های سیلیسی و میکاشیست کوردیریت و سیلیمانیت‌دار به همراه هورنفلس‌های سیاه رنگ و ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده هستند (Shahrokh, 2002).

زمین‌شناسی

ناحیه دالایون در خاور شهرستان دورود و در فاصله طول‌های جغرافیایی $49^{\circ} 00'$ تا $48^{\circ} 50'$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $33^{\circ} 40'$ تا $33^{\circ} 50'$ شمالی و در ضلع خاوری برگه ۱/۱۰۰۰۰۰ بروجرد جای گرفته است (شکل ۱). از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری، این ناحیه بخشی از پهنه سنندج-سیرجان دانسته شده است (Stocklin, 1968) و در زیرپهنه بیستون شامل کربنات‌های محیط کم ژرفای



مقیاس ناحیه‌ای باعث شده است سبترای این توالی و تغییرات جانبی لایه‌ها را نتوان به‌طور دقیق اندازه‌گیری و پیگیری کرد (Lotfi and

مشخص نبودن حد زیرین رسوب‌های تریاس بالایی- ژوراسیک، بهم‌ریختگی زمین‌ساختی، دگرریختی‌های فراوان و یکنواختی توالی رسوب‌ها در

۱٪ نسبی و برای عنصرهای فرعی ۵٪ نسبی است. فرمول ساختاری بر پایه ۱۴ اکسیژن برای کلریت به دست آمد. از آنجایی که منگنز و آهن دو ظرفیتی متداولترین حالت در کلریت هستند (Bloodate et al., 1999)، پس کاتیون‌های آهن و منگنز دو ظرفیتی در نظر گرفته شدند. گفتنی است اندازه‌گیری نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} به علت ناتوانی دستگاه امکان‌پذیر نبود (جدول ۱). بررسی سیال‌های درگیر پس از تهیه سه نمونه مقطع نازک دوبرصیقل ۳۰۰ میکرونی و بررسی سنگ‌نگاری با کمک عدسی شیئی LWD50x میکروسکوپ Ziess، با استیج گرم- و سردکننده مدل MDS600 شرکت Linkam با تغییرات دمایی در ۱۹۰- تا ۶۰۰+ درجه سانتیگراد در دانشگاه تربیت مدرس به انجام رسید. برای گرمایش^۱ از دستگاه Hot stage و برای مرحله سرمایش^۲ از نیتروژن مایع با دقت $\pm 0.1^{\circ}C$ بهره گرفته شده است. نام اختصاری کانی‌ها در شکل‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) برگرفته شده است.

ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری واحدهای کلریت‌دار

ناحیه دالایون در شمال و خاور گسل محسن‌بن‌علی جای دارد (شکل ۱). در گستره یادشده سنگ‌های آذرین درونی با ترکیب گرانیت تا گرانودیوریت و سنگ‌های دگرگونی شامل متاولکانیک‌ها، اسلیت، فیلیت و سربسیت‌شست بیشترین گسترش را دارند (شکل ۱). توده آذرین درونی که در ناحیه یادشده در متاولکانیک‌ها و سنگ‌های دگرگونی نفوذ کرده است شامل گرانودیوریت، گرانیت، پگماتیت‌گرانیت، تونالیت، کوارتزدیوریت، پگماتیت‌تورمالین‌دار و رگه‌های کوارتز تورمالین است (Shahrokh, 2020).

(Shahrokh, 2004). نفوذ ماگما در ژوراسیک میانی (~۱۶۵ میلیون سال پیش) (Esna-Ashari et al., 2012) و پیدایش توده گرانیتوییدی پیدایش و گسترش هاله دگرگونی در محل همبری سنگ‌های موجود با توده آذرین درونی را به دنبال داشته است (Esna-Ashari et al., 2016) و به پیدایش شیست‌های لکه‌دار و مقدار کمی هورنفلس در این ناحیه انجامیده است. توالی تریاس بالایی-ژوراسیک در جنوب ناحیه یادشده با رخساره کنگلومرا و ماسه‌سنگ پیشرونده کرتاسه پوشیده می‌شود (Shahrokh, 2009; Lotfi and Shahrokh, 2004). پدیده‌های دگرگونی و فعالیت‌های ماگمایی درونی و بیرونی ساختمان زمین‌شناسی منطقه را تحت تأثیر قرار داده است و نقش بنیادین در پیدایش کلی ریخت‌شناسی منطقه داشته است (Zarei Sahamieh et al., 1998).

روش انجام پژوهش

برای بررسی ترکیب کانی‌شناسی و زمین‌شیمی کلریت‌های ناحیه دالایون، شمار ۲۰ نمونه هوانزده سطحی از بخش‌های مختلف منطقه دگرسان برداشت شد. مقاطع نازک-صیقلی آنها به کمک میکروسکوپ پلاریزان بازتابی Nikon-E200 در دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم‌آباد بررسی شدند. همچنین، برای بررسی کانی‌شناسی و دگرسانی سنگ میزبان، شمار ۱۰ نمونه به روش پراش پرتوی ایکس (XRD) در آزمایشگاه زرآزما تجزیه شد. برای تعیین ترکیب، نوع و خاستگاه کلریت، تجزیه ریزکوالکترونی برای ۲۰ نقطه از کانی کلریت با کمک دستگاه CAMECA-SX-100 و استانداردهای مختلف برای ۱۲ پارامتر در آزمایشگاه ریزکوالکترونی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به انجام رسید. ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵ کیلوالکترون‌ولت (KeV) و شدت جریان ۲۰ نانوامپر (nA) بوده است. خطای تجزیه برای عنصرهای اصلی

¹ Heating

² Freezing

جدول ۱. داده‌های ریزکوالکترونی برای کلریت‌های ناحیه دالایون و فرمول ساختاری آنها بر پایه ۱۴ اتم اکسیژن.

Table 1. EPMA data for Chlorites in Dalayon area, and the calculated structural formula based on 14 oxygen atoms.

Sample No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	26.44	26.15	26.14	26.09	25.24	25.25	24.85	25.01	24.96	24.81
Al ₂ O ₃	21.19	22.15	22.16	22.15	20.28	20.25	20.81	21.00	21.69	20.49
FeO	27.89	27.15	27.14	27.15	29.39	29.39	29.41	30.30	28.75	29.29
MgO	12.00	11.69	11.69	11.72	13.21	13.19	12.69	11.81	12.25	12.79
MnO	0.44	0.43	0.42	0.44	0.40	0.44	0.34	0.41	0.41	0.39
CaO	0.05	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.05	0.02	0.05	0.05
Na ₂ O	0.01	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	0.02
K ₂ O	0.13	0.12	0.14	0.11	0.00	0.00	0.12	0.12	0.06	0.14
TiO ₂	0.14	0.12	0.11	0.12	0.17	0.17	0.11	0.11	0.04	0.11
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	89.29	88.84	88.85	88.84	88.70	88.71	88.38	88.84	88.26	88.09
Si	2.86	2.83	2.83	2.82	2.73	2.72	2.70	2.70	2.71	2.69
Al	2.69	2.80	2.81	2.80	2.57	2.56	2.64	2.66	2.74	2.59
Al ^{IV}	1.14	1.17	1.17	1.18	1.27	1.28	1.30	1.30	1.31	1.31
Tsite	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	1.55	1.36	1.64	1.62	1.30	1.28	1.34	1.36	1.43	1.28
Fe ²⁺	2.54	2.49	2.49	2.49	2.61	2.65	2.66	2.72	2.60	2.61
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.93	1.86	1.86	1.86	2.10	2.09	2.05	1.87	1.94	2.02
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Ti	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	6.09	6.04	6.05	6.03	6.06	6.07	6.01	6.00	6.02	5.96
Fe/ (Fe+Mg)	0.57	0.57	0.57	0.57	0.55	0.56	0.56	0.59	0.57	0.56
OH	15.98	15.90	15.90	15.91	15.99	16.00	15.98	15.97	15.95	15.98
F	0.02	0.09	0.10	0.09	0.01	0.00	0.02	0.03	0.05	0.02
Cl	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Xc	0.99	0.99	0.99	0.99	0.98	0.98	0.98	0.99	0.99	0.97
Fe/Mg	1.31	1.34	1.34	1.34	1.24	1.28	1.30	1.45	1.34	1.29
Alc ^{IV}	1.20	1.27	1.23	1.24	1.32	1.34	1.36	1.36	1.37	1.37
T	305	315	315	318	347	350	356	356	360	360
T ^{cc}	313	336	323	326	352	358	364	364	368	368

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Sample No.	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	24.79	24.81	24.99	24.71	24.69	24.69	24.56	24.55	24.59	24.51
Al ₂ O ₃	22.40	20.50	21.09	21.21	20.29	21.19	20.62	20.61	20.80	20.51
FeO	27.60	29.29	28.79	29.49	29.31	29.55	30.31	30.30	30.30	30.33
MgO	12.59	12.79	12.56	12.09	12.99	12.10	12.52	12.55	12.00	13.00
MnO	0.41	0.38	0.41	0.41	0.40	0.38	0.38	0.41	0.34	0.38
CaO	0.05	0.06	0.04	0.02	0.05	0.03	0.05	0.06	0.06	0.06
Na ₂ O	0.00	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.11	0.13	0.09	0.11	0.13	0.13	0.01	0.01	0.02	0.01
TiO ₂	0.03	0.12	0.04	0.05	0.09	0.03	0.11	0.12	0.11	0.11
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	87.98	88.10	88.04	88.10	87.97	88.12	88.56	88.61	88.22	88.91
Si	2.68	2.68	2.68	2.67	2.67	2.67	2.64	2.64	2.65	2.63
Al	2.84	2.59	2.68	2.70	2.58	2.69	2.64	2.62	2.64	2.59
Al ^{IV}	1.32	1.32	1.32	1.33	1.33	1.33	1.36	1.36	1.35	1.37
Tsite	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	1.52	1.27	1.36	1.37	1.25	1.36	1.28	1.26	1.29	1.22
Fe ²⁺	2.48	2.68	2.60	2.65	2.61	2.66	2.73	2.72	2.72	2.73
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.99	2.05	1.99	1.95	2.07	1.95	2.00	2.01	1.93	2.07
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	6.03	6.05	5.98	6.01	5.98	6.01	6.05	6.03	5.98	6.07
Fe/ (Fe+Mg)	0.55	0.57	0.57	0.58	0.56	0.58	0.58	0.57	0.59	0.57
OH	15.93	16.00	15.89	15.82	16.00	15.89	15.99	16.00	15.96	15.96
F	0.07	0.00	0.10	0.18	0.00	0.10	0.01	0.00	0.04	0.04
Cl	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Xc	0.99	0.97	0.99	0.99	0.97	0.99	0.98	0.98	0.98	0.97
Fe/Mg	1.25	1.31	1.31	1.36	1.26	1.36	1.36	1.35	1.41	1.32
Al ^{cIV}	1.37	1.38	1.38	1.39	1.39	1.39	1.42	1.42	1.41	1.43
T	363	363	363	366	366	366	375	375	376	379
T ^{cc}	368	371	371	374	374	374	384	383	380	387

هستند. فیلیت‌ها ادامه فیلیت‌های سیاه‌رنگ همدان هستند که از سریسیت-کلریت شیست‌های خاکستری

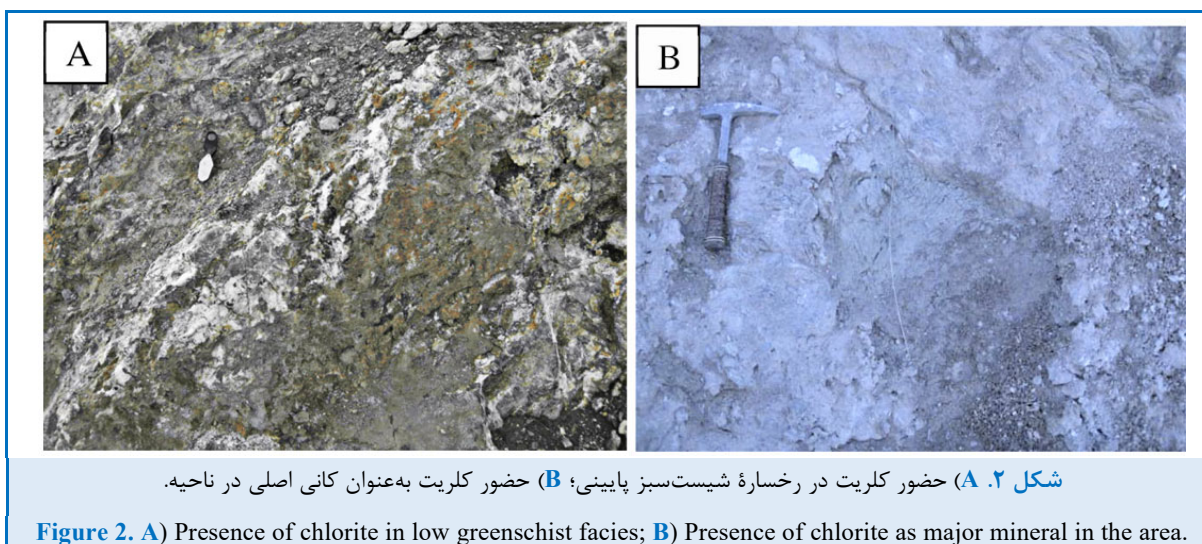
واحد متاولکانیک شامل گدازه‌های آتشفشانی متوسط و بازیگ آکالان و سنگ‌های آذرآواری از نوع توف بلورین

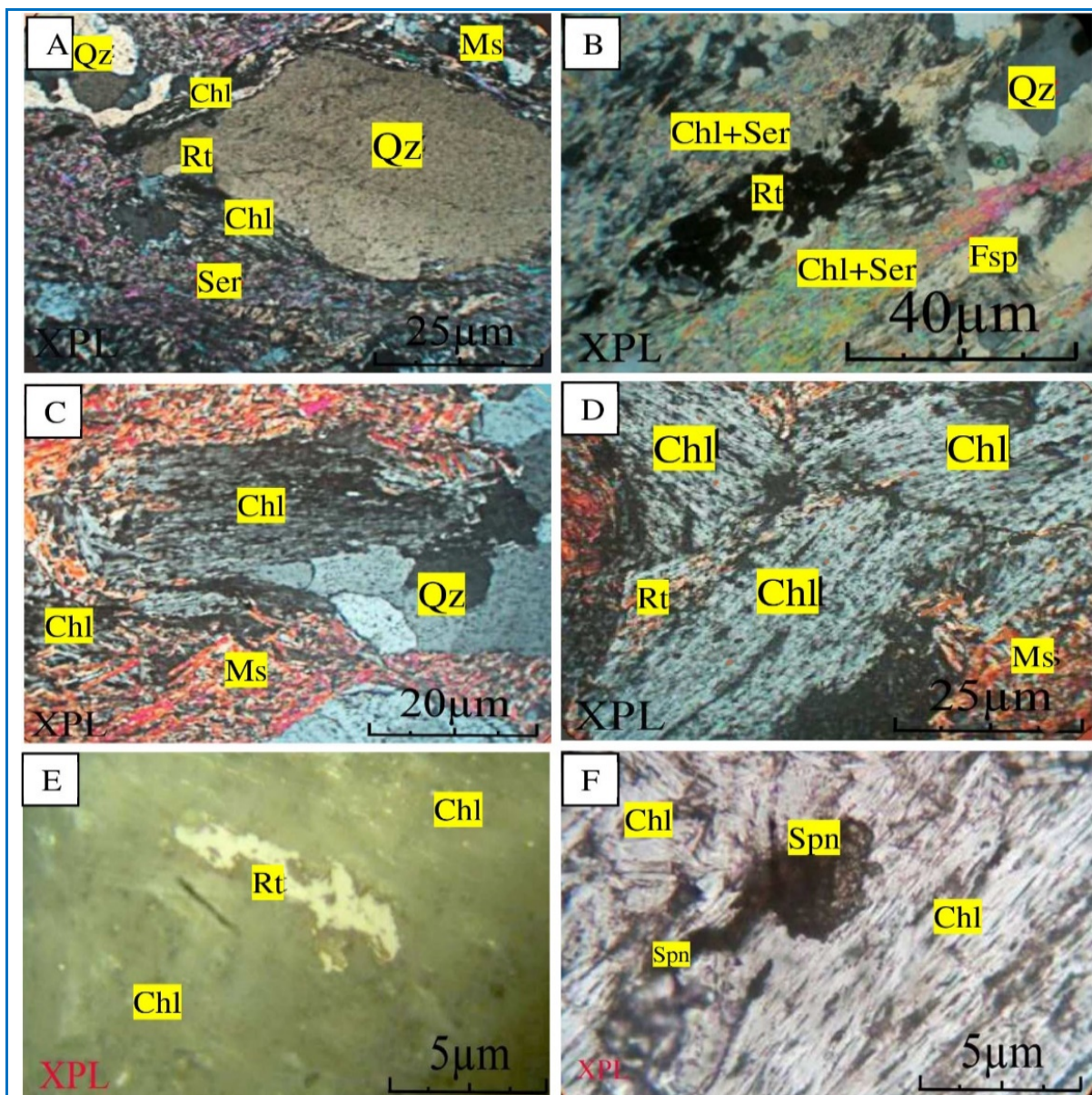
پدید آمده است. بر پایه تجزیه سنگ کل و از دیدگاه کانی‌شناسی، سنگ میزبان کلریت‌ها، گرانودیوریت است. کانی‌شناسی عمومی این سنگ‌ها بر پایه بازدیدهای میدانی و بررسی‌های میکروسکوپی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز، میکروکلین و کلریت به‌عنوان کانی اصلی (شکل ۲-ب) و بیوتیت، مسکوویت، آپاتیت، گارنت، روتیل، لوکوکسن، کانی‌های تیتانیم‌دار، اسفن و زیرکن به‌عنوان کانی فرعی است. بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند سنگ مادر نخستین از نوع آتشفشانی با ترکیب حد واسط تا مافیک و همچنین، رسوبات آواری در دوران پالئوزویک شامل یک واحد رسوبی-پلیتی مانند سیلتستون یا ماسه‌سنگ ریزدانه و ناخالص بوده است. این سنگ‌ها دچار دگرگونی ناحیه‌ای دوران مزوزویک و در نهایت تأثیر دگرگونی همبری و رفتار سیال‌های مرتبط با آنها در پی نفوذ در سنگ‌های گرانیتوییدی موجب پیدایش کلریت شده است. چین‌خوردگی و دگرریختی همراه با دگرگونی نیز در تریاس میانی دیده می‌شود (Berberian and King, 1981).

بلورهای کوارتز با ساختار حلقوی همراه با فلدسپار و مقادیر اندکی اسفن، روتیل و آپاتیت در بخش روشن سنگ دیده می‌شوند در پی دگرگونی و در طی بازتبلور پدید آمده‌اند (شکل ۳-ا).

تیره مایل به سیاه‌رنگ و بسیار چین‌خورده ساخته شده‌اند و در اصل سنگ‌های پلیتی، رسی، سیلتی و کمی ماسه‌ای دانه‌ریز دگرگون شده هستند. درجه دگرگونی در این شیست‌ها در حد بخش پایینی رخساره شیست‌سبز است. همچنین، شیل‌های سیلتی و رسی دگرگون شده و کم و بیش فیلیتی با درون‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ گریوکی دیده می‌شوند که به‌طور ناپیوسته روی فیلیت‌های همدان جای می‌گیرند. توده گرانیتوییدی یک توده آذرین مرکب و دوکی شکل است و با محور نزدیک به ۶۰ کیلومتر و پهنای ۸ کیلومتر، روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری دارد. این توده گرانیتوییدی در سنگ‌های ژوراسیک نفوذ کرده است و شار گرمایی ناشی از آن سبب فرایند دگرگونی همبری در سنگ‌های میزبان اطراف توده شده است و به پیدایش هورنفلس کردیریت، آندالوزیت‌دار و شیست‌های لکه‌دار انجامیده است.

بررسی‌های میدانی نشان‌دهنده حضور کلریت در بخش‌های مختلف منطقه مانند متاولکانیک‌ها، اسلیت‌ها، فیلیت‌ها و گرانیت‌های نزدیک آنها هستند (Hajmollaali et al., 2000). کلریت همراه با سنگ‌های گوناگونی مانند گرانودیوریت، متاولکانیک، اسلیت و فیلیت در رخساره شیست‌سبز پایینی دیده می‌شود (شکل ۲-ا). در پی دگرگونی و دگرریختی، ساخت و بافت‌های شکل‌پذیر و گاه شکننا در این سنگ‌ها





شکل ۳. A) بلورهای کوارتز با ساختار حلقوی همراه با فلدسپار و مقادیر اندکی اسفن، روتیل و آپاتیت؛ B) بلورهای آلکالی فلدسپار بسیار رسی شده و هم‌رشد با کلریت؛ C) نوارهای تیره کلریت-سرسیت-مسکوویت همراه با مقادیر کمی کوارتز ریزبلور و پراکنده؛ D) حضور کلریت در بقایایی از قالب‌های بیوتیت اولیه؛ E) بلورهای شکل‌دار روتیل در روند رخ‌های کلریت؛ F) حضور اسفن در روند رخ‌های کلریت.

Figure 3. A) Quartz minerals with sigmoidal structure with feldspar and a few amounts of Spene, Rutile and Apatite; B) alkali feldspar minerals of heavily clay alteration and inter growth with chlorite; C) Dark bounded of chlorite-sericite-muscovite with a few amounts of microcrystalline and scattered quartz; D) The presence of chlorite in remains of primary biotite molds; E) Rutile euhedral minerals in trends of cleavage of chlorite; F) The presence of Spene in trends of chlorite cleavage.

فقیربودن سنگ اولیه از منیزیم است (Yardley, 1989). بررسی مقاطع صیقلی نیز وجود کانه‌هایی همانند پیریت، هماتیت، کربنوم و طلا را نشان می‌دهد (شکل ۴C و ۴D). میزان پیریت و طلا با نزدیک شدن به گرانودیوریت‌ها افزایش می‌یابد که می‌تواند نشان‌دهنده تأثیر توده آذرین درونی و سیال‌های پس از ماگماتیسم در کانه‌زایی در این سنگ‌ها باشد.

بررسی ۱۰ نمونه برداشت‌شده از ناحیه دالایون به روش پراش پرتوی ایکس (XRD) نشان می‌دهد کانی‌های اصلی در سنگ میزبان شامل کلریت، کوارتز، مسکوویت، ایلیت، میکروکلین، کانی‌های فرعی شامل میکروکلین، ایلیت و مسکوویت و کانی جزئی نیز روتیل و بیوتیت هستند (جدول ۲، شکل ۵). کلریت با استفاده از کارت استاندارد ۰۴۳۰-۰۰-۰۳۶ و با کمک نرم‌افزار Xpert high scorplus بررسی و شناسایی شد. بر پایه ۱۰ نمونه تجزیه XRD انجام شد و با توجه به بازدیدهای میدانی و بررسی‌های میکروسکوپی می‌توان گفت مهم‌ترین دگرسانی دیده‌شده در ناحیه دالایون از نوع کلریتی است؛ زیرا در بررسی‌های کانی‌شناسی حضور کلریت در قالب بلورهای بیوتیت دیده شد. از آنجایی که دگرسانی بیوتیت به کلریت نیازمند حضور آهن و منیزیم است، پس می‌توان گفت بیوتیت در حضور سیال‌های گرم Fe و Mg دار با کلریت جایگزین شده است.

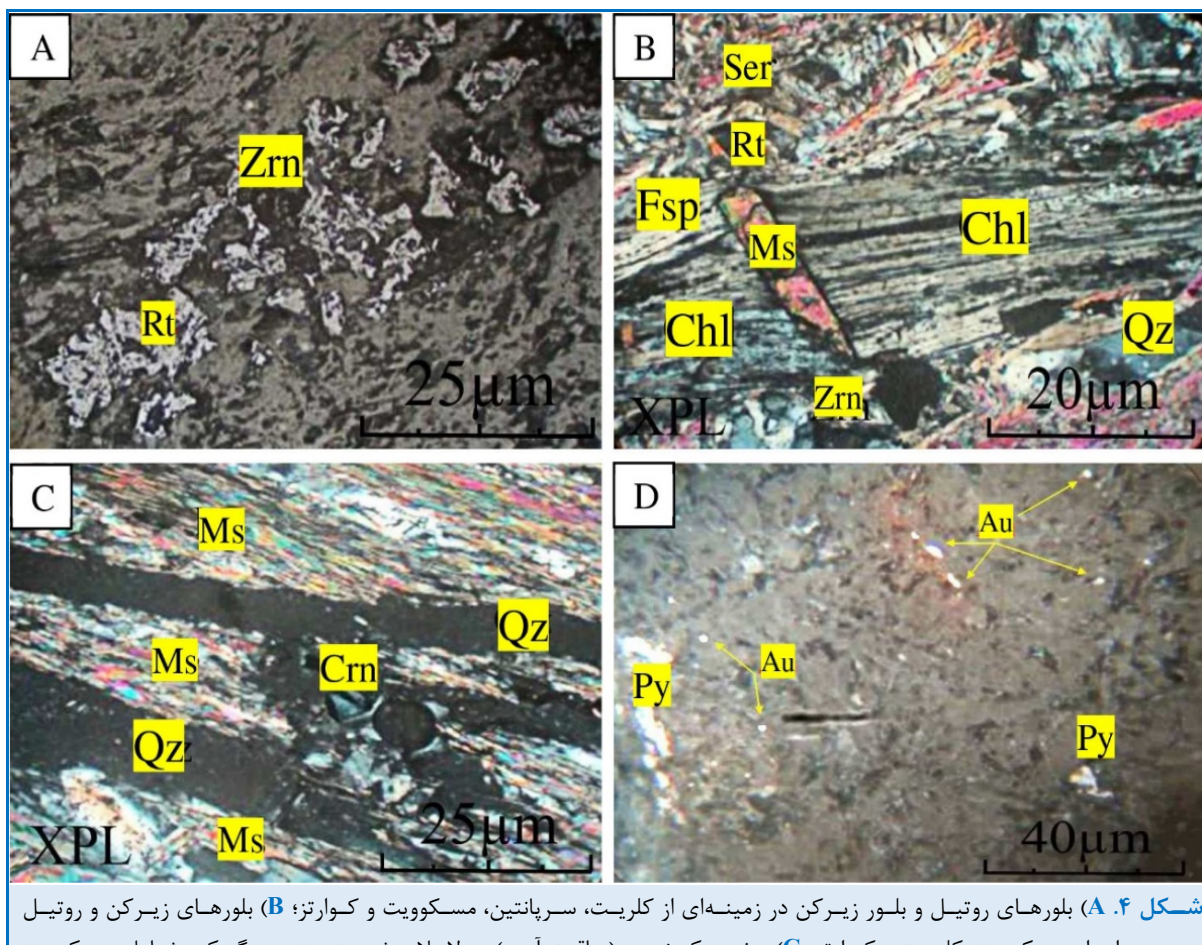
شیمی کانی کلریت

برای بررسی میزان آلودگی کلریت‌های تجزیه‌شده نسبت $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ به کار برده می‌شود (Hillier and Velde, 1991; Zang and Fyfe, 1995). اگر میزان این نسبت از ۰/۵ بیشتر باشد کلریت‌ها آلوده هستند و تجزیه‌ها ارزش لازم برای بررسی را ندارند. اگر این نسبت کمتر ۰/۵ باشد نشان‌دهنده نبود آلودگی کلریت‌هاست. با توجه به نسبت‌های آورده‌شده در جدول ۱ می‌توان گفت این نسبت در کلریت‌های بررسی‌شده از ۰/۵ بسیار کمتر است و بنابراین کلریت‌ها آلودگی ندارند.

برخی بلورهای آلکالی‌فلدسپار به شدت رسی شده و با کلریت هم‌رشدی نشان می‌دهند (شکل ۳-B). بر این پایه می‌توان گفت دگرسانی بیوتیت به کلریت با تهی‌شدگی K_2O و کاهش SiO_2 همراه بوده و می‌تواند به پیدایش پتاسیم‌فلدسپار منجر شود (Czamanske et al., 1988). نوارهای تیره کلریت-سریسیت-مسکوویت همراه با مقادیر کمی کوارتز ریزبلور و پراکنده مجموعه‌های کوارتزی را فراگرفته است و از برگوارگی سنگ کاملاً پیروی می‌کنند (شکل ۳-C).

کانی کلریت به صورت درشت‌بلور و همچنین، سوزنی و بسیار باریک در زمینه سنگ دیده می‌شود و در برخی بخش‌ها میانبارهای بی‌شکلی از روتیل و اسفن دارد (شکل‌های ۳-A، ۳-B و ۳-C). این کلریت‌ها در بقایایی از قالب‌های بلورین از نوع بیوتیت اولیه به بزرگی ۴ میلیمتر به‌طور کامل جانشین شده‌اند (شکل ۳-D). بررسی‌های انجام‌شده روی دایک‌های بازیک و دیگر کلریت‌های ناحیه بوجود نشان‌دهنده جایگزینی بیوتیت با کلریت هستند (Tahmasbi et al., 2017). بلورهای کاملاً شکل‌دار روتیل به صورت دانه پراکنده، مجموعه‌های ریزبلور، نیمه‌شکل‌دار، شکل‌دار و ماکله همراه و در روند رخ‌های کلریت دیده می‌شود (شکل ۳-E). اسفن را نیز می‌توان به صورت ریزبلور و بی‌شکل همراه و در روند رخ‌های کلریت و در جهت برگوارگی عمومی سنگ شناسایی کرد (شکل ۳-F).

برخی از کانی‌های کدر اولیه که به احتمال بالا از نوع کانی‌های آهن و تیتانیوم‌دار همانند تیتانومگنتیت بوده‌اند، با مقادیر بسیار ناچیزی از مجموعه‌های لوکوسنی شامل اسفن، روتیل، ایلمنیت، هماتیت و... جایگزین شده‌اند (شکل ۴-A). تک بلورهای پراکنده و عمدتاً شکل‌دار و گاهی نیمه‌شکل‌دار زیرکن را می‌توان در مقادیر ناچیز به بزرگی ۰/۵ میلیمتر همراه با بخش‌های دارای سریسیت-مسکوویت قابل شناسایی کرد (شکل‌های ۴-A و ۴-B). حضور مقدار کم گارنت به صورت بلورهای شکل‌دار و کوبیک (شکل ۴-B) نشان‌دهنده پایین بودن فشار و یا



شکل ۴. A) بلورهای روتیل و بلور زیرکن در زمینه‌ای از کلریت، سرپانتین، مسکوویت و کوارتز؛ B) بلورهای زیرکن و روتیل در زمینه‌ای از مسکوویت، کلریت و کوارتز؛ C) حضور کروندوم (یاقوت آبی) در لابلاهای شیستوزیته سنگ که شامل مسکوویت و کوارتز است؛ D) حضور طلا و پیریت در زمینه سنگ.

Figure 4. A) Rutile and zircon minerals in the field of chlorite, serpentine, muscovite and quartz; B) Zircon and rutile minerals in a background of muscovite, chlorite and quartz; C) The presence of corundum (blue ruby) among the schistosity of the rock including muscovite and quartz; D) The presence of gold and pyrite in the background of the rocks.

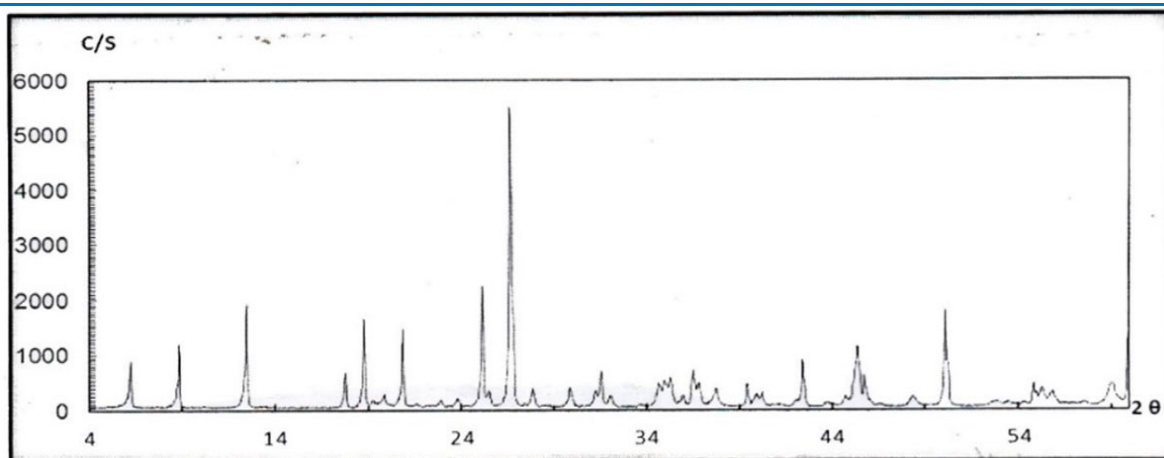
مقدار سیلیسیم کمتر از ۶apfu نشان‌دهنده خلوص کلریت‌ها و مقدار بالاتر از ۶apfu نشان‌دهنده فازهای میان‌لایه‌ای کلریت-اسمکتیت است (Lori et al., 1988). همچنین، محتوای سیلیسیم برابر با ۲/۶۴apfu تا ۲/۹۱apfu است و نشان‌دهنده ترکیب رپیدولیت-پیکنوکلریت برای کلریت‌هاست. وجود مقادیر بسیار اندک و در حد صفر کلسیم در کلریت‌های ناحیه دالایون (جدول ۱) نشان‌دهنده نبود اسمکتیت حتی به صورت اندک است (Lori et al., 1988).

به کمک نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$ در برابر $2*Si$ (Pflumio, 1991) می‌توان نوع کلریت‌ها را مشخص کرد. بر پایه این نمودار کلریت‌های دالایون بیشتر رپیدولیت و به مقدار کمتر از نوع پیکنوکلر هستند (شکل ۶-۴). نسبت Fe/Mg در کلریت‌ها در بازه ۱/۲۴apfu تا ۱/۴۵apfu در نوسان است و حضور کلریت‌های آهن‌دار را نشان می‌دهد. نسبت $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$ در کلریت‌ها برابر با ۲/۹۲ تا ۳/۱۱ است و نشان‌دهنده بالا بودن میزان آهن نسبت به منیزیم است.

جدول ۲. ترکیب کانی‌شناسی نمونه‌های تجزیه‌شده به روش XRD.

Table 2. Mineralogical composition of samples analyzed by XRD method.

Sample No.	Major Minerals	Minor minerals	Trace Minerals
SH-1	Quartz, Chlorite, Muscovite, Illite	---	----
SH-2	Chlorite, Quartz, Muscovite, Illite	---	Rutile
SH-3	Quartz, Chlorite, Muscovite, Illite	---	Rutile
SH-4	Quartz, Chlorite, Muscovite, Illite	---	Rutile
SH-5	Quartz	Chlorite, Muscovite, Illite	Rutile
SH-6	Chlorite, Muscovite, Illite, Quartz	---	Rutile
SH-7	Chlorite, Muscovite, Illite, Quartz	Quartz, Microcline	Rutile
SH-8	Quartz, Chlorite, Muscovite, Illite	Microcline	Rutile
SH-9	Chlorite, Quartz, Muscovite	Illite	Rutile, Biotite
SH-10	Quartz, Chlorite, Muscovite	Microcline	Rutile, Illite



Sample:	Major Phase(s)	Minor Phase(s)	Trace Phase(s)
SH-1	Quartz (33-1161)	--	--
Az: 15975-69472	SiO ₂		
Date :	Chlorite (29-0701)		
12/7/2017	(Mg,Fe) ₆ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈		
kV = 40	Muscovite - illite (26-0911)		
mA = 30	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂		
Ka = Cu			
Fil. = Ni			

شکل ۵. طرح وابسته به یک نمونه از ناحیه دالایون به روش XRD.

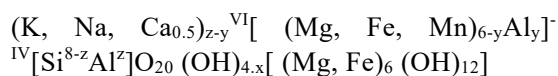
Figure 5. The design related to one sample taken from the Dalayon area by XRD method.

جانشین Si می‌شود و به این ترتیب، افزایش مقدار Al در جایگاه چهاروجهی با کاهش مقدار Si همراه است (Kordi Sykan and Shahrokhi, 2021). نسبت کاتیونی Al و Si در شبکه بلوری کلریت‌ها به ترتیب در بازه ۲/۵۶ تا ۲/۸۴ و ۲/۶۴ تا ۲/۸۶ و مقادیر Al^{IV} در گستره ۱/۱۴ تا ۱/۳۶ تغییر می‌کند. جایگزینی کاتیونی Al³⁺ با Si⁴⁺ با همبستگی وارونه میان Al₂O₃ با SiO₂ و Al^{IV} با Si در کلریت‌های دالایون تأیید می‌شود (شکل‌های ۶-B و ۶-C).

مقدار کاتیون جایگزین‌شده در موقعیت Al^{VI} به‌طور نسبی از مقدار جایگزین‌شده در جایگاه چهاروجهی بیشتر و در بازه ۱/۲۲ تا ۱/۶۴ در نوسان است. مقدار Fe²⁺ و Mg²⁺ به ترتیب در بازه ۲/۴۸ تا ۲/۷۳ و ۱/۸۶ تا ۲/۱۰ است. در کلریت‌های دالایون جایگزینی کاتیونی Al^{VI} با Mg²⁺ و Fe²⁺ با همبستگی وارونه‌ای میان Al^{VI} با Fe²⁺+Mg²⁺ تأیید می‌شود (شکل ۶-D). از سوی دیگر، شمار اندکی از کلریت‌ها Al^{IV} و Al^{VI} برابری دارند. اگر میزان Al^{IV} نسبت به Al^{VI} کمتر باشد جانشینی Si⁴⁺ با Al³⁺ بیشتر روی می‌دهد و اگر میزان Al^{VI} نسبت به Al^{IV} کمتر باشد جانشینی Si⁴⁺ با Al³⁺ کمتر است (Foster, 1962). از این‌رو، نسبت Al هشت‌وجهی به Al چهاروجهی در کلریت‌های دالایون کمابیش برابر است که گویای جانشینی نسبتاً برابر Si⁴⁺ با Al³⁺ است (شکل ۶-E).

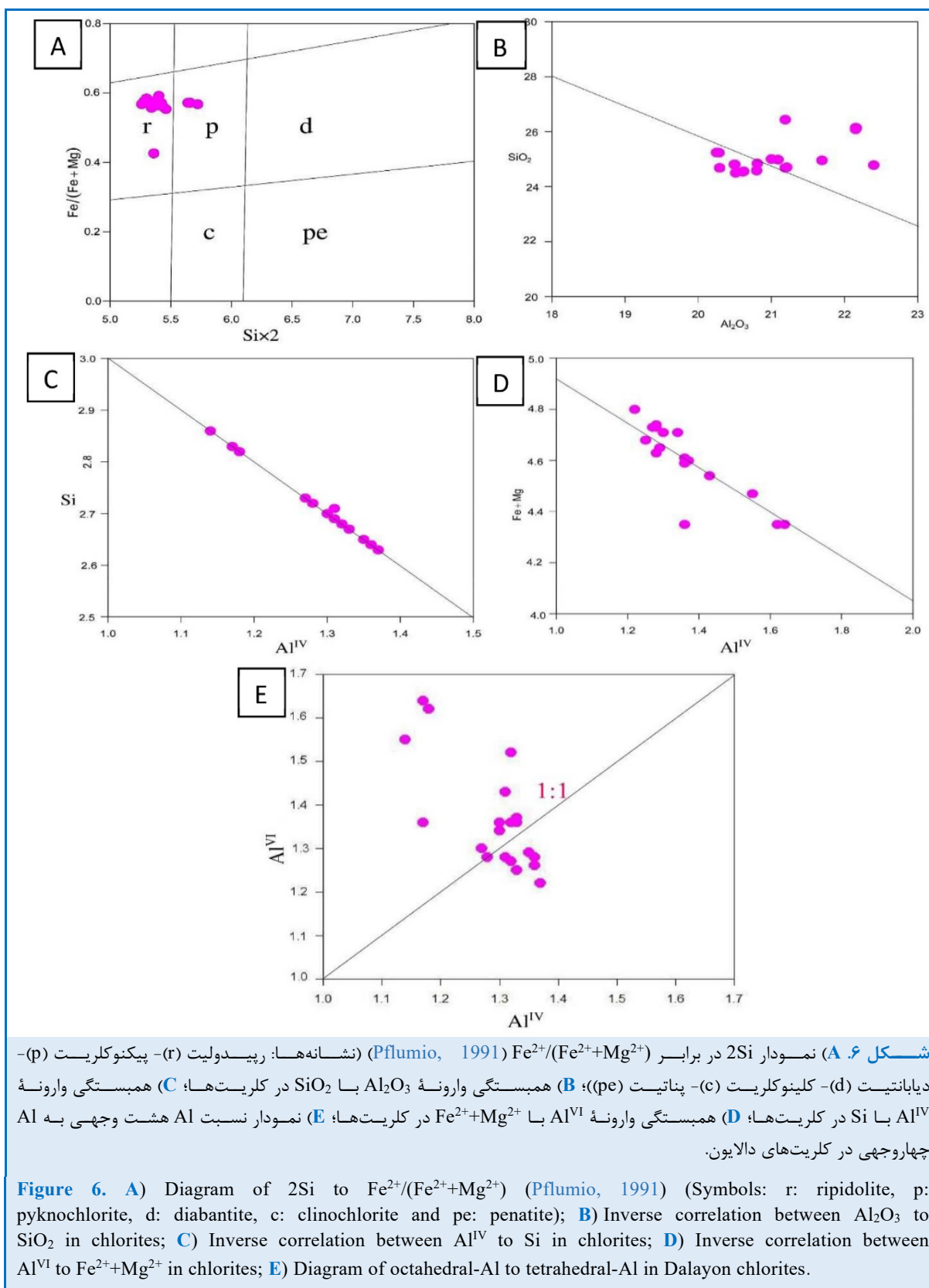
محتوای تیتانیم کلریت‌ها بسیار کم و به اندازه ۰/۰۳ تا ۰/۱۷ درصد با میانگین ۰/۱۰ درصد است. پس محتوای تیتانیم بیوتیت اولیه به‌صورت ثانویه، در قالب روتیل، اسفن و یا لوکوکسن و به شکل تیغه‌های نازک موازی با رخ‌های کلریت و هم‌رشد با آن دیده می‌شود (Czamanske, 1988; Parry and Downey, 1982).

پارامتر X_c شامل نسبت لایه‌های بروسیت و یا سازنده مولی کلریت در فاز میان‌لایه‌ای است (Tabbakh Shabani, 2009; Alavi et al., 2014) که بر پایه آن تجزیه شیمیایی کلریت-اسمکتیت در سلول واحد با اکسیژن متغیر به شرطی که سیستم تبلور هردو تری‌اکتاهدرال باشد می‌تواند دوباره بررسی شود (Lori et al., 1988). به این ترتیب، اگر فاز تجزیه شده اصلی میان کلریت خالص و ساپونیت خالص قرار گیرد ترکیب آن با فرمول زیر بیان می‌شود:



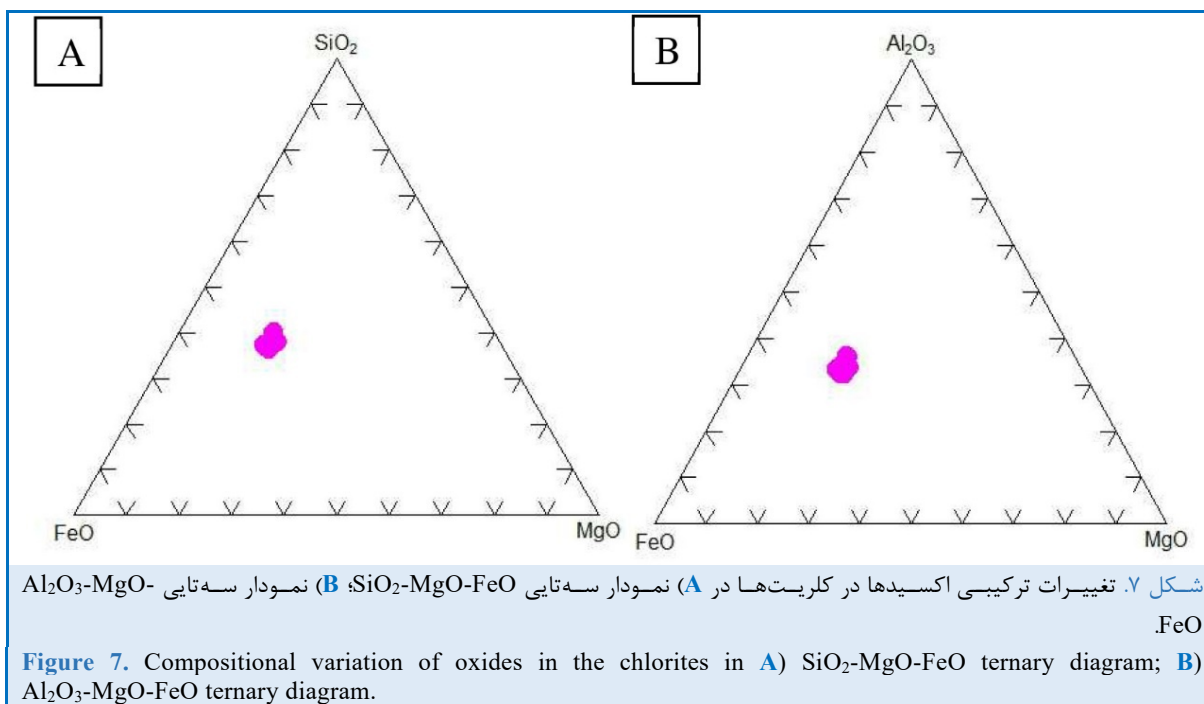
مقدار x، y و z از فرمول بالا و با محاسبه اولیه فاکتور متناسب f به دست می‌آید. این فاکتور بر پایه ۲۸ اکسیژن و به دو صورت مختلف به دست آورده می‌شود. اگر z > y باشد $f = 16 / (Al + 2Si + 2Ca + K)$ و اگر z < y باشد $f = 16 / (Al + 2Si - 2Ca - K)$ خواهد شد (Lori et al., 1988). با محاسبه فرمول ساختاری فازهای میان‌لایه‌ای، می‌توان نسبت‌های کلریت و ساپونیت را ارزیابی کرد. مقدار X_c در کلریت خالص نزدیک به ۱، در اسمکتیت خالص نزدیک به صفر و برای فازهای میان‌لایه‌ای با نسبت کلریت و اسمکتیت نزدیک به ۰/۵ خواهد بود (Lori et al., 1988). بر پایه تجزیه ریزکوالکترونی انجام‌شده، مقدار X_c برای کلریت‌های دالایون ۰/۰-۹۷/۹۹ و بسیار نزدیک به یک است که نبود اسمکتیت و خلوص بالای کلریت‌ها را نشان می‌دهد (جدول ۱).

در ساختار بلور کلریت، جانشینی گسترده اتمی میان کاتیون Al³⁺ و Si⁴⁺ و کاتیون Al با کاتیون‌های Fe²⁺ و Mg²⁺ وجود دارد. Al در دو موقعیت هشت و چهار وجهی وارد می‌شود. Al^{IV}



مجموع کاتیون‌های هشت‌وجهی در نمونه‌ها بسیار نزدیک به ۶ است پس همه جایگاه‌های هشت‌وجهی با کاتیون‌های دو ظرفیتی پر شده‌اند و از نوع هشت‌وجهی سه‌گانه هستند (Xie et al., 1997). هرچند وجود جایگاه خالی با قطعیت اثبات‌شده نیست (Jiang et al., 1994)، اما به کمک فرمول ساختاری کلریت ایده‌آل جایگاه خالی به میزان apfu Xie et al., (۲۰۱۰-۲۶/۶۶ به‌دست آورده می‌شود) (1997).

سازنده ورقه‌های هشت‌وجهی شامل Fe^{3+} , Fe^{2+} , Al و Ti, Mn, Mg سیلیسیم و آلومینیم هستند (جدول ۱). تجزیه ریزکالوکترونی نمونه‌های کلریت دالایون نشان‌دهنده تغییرات ترکیبی جالبی در محتوای سیلیسیم، آلومینیم، آهن و منیزیم است (شکل‌های A و B -۷). چهار دسته کلریت به صورت هشت‌وجهی دوگانه، هشت‌وجهی سه‌گانه، تری‌هشت‌وجهی دوگانه و تری‌هشت‌وجهی سه‌گانه شناسایی شده‌اند. از آنجایی که



Sykan and Shahrokhi, 2021; Shahrokhi, 2021). از آنجایی که در دماهای بالاتر، اندازه مواضع اتمی موجود بزرگ‌تر، ارتعاش گرمایی کل ساختار و گنجایش جاننشینی اتمی بیشتر است، پس پیش‌بینی می‌شود تغییرات ترکیبی در دماهای بالاتر نسبت به دماهای کمتر بیشتر باشد (Cathelineau and Nieva, 1985; Klein and Hurlbut, 1999).

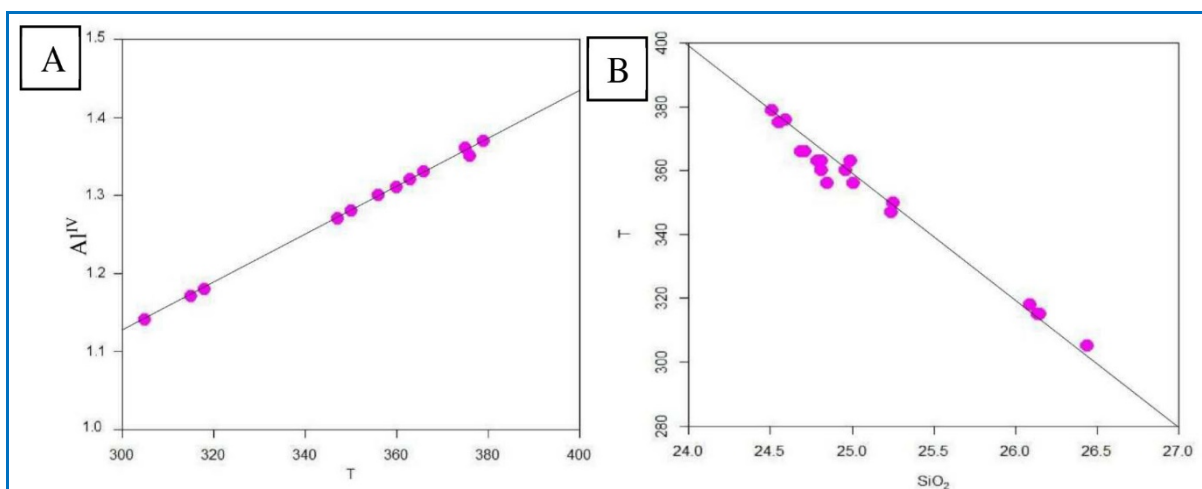
دمای تبلور کلریت‌ها به کمک نمودار T-Al^(IV) در بازه دمایی ۳۷۹°C-۳۰۵°C (میانگین: ۳۵۳°C)

زمین‌دماسنجی کلریت

از آنجایی که شرایط پیدایش کلریت گویای ساختار و ترکیب شیمیایی آنست، کلریت می‌تواند در زمین‌دماسنجی به کار برده شود (Jiang et al., 1994). فاکتورهای اصلی کنترل‌کننده دمای کلریت در محیط‌های دگرگونی و گرمایی یعنی دما و ترکیب شیمیایی بررسی شده‌اند (Kranidiotis and MacLean, 1987; Klein and Hurlbut, 1999). دما از عوامل تعیین‌کننده رخداد جاننشینی اتمی میان کاتیون‌های گوناگون است (Kordi

درجه پایین، دگرسانی گرمابی و دیاژنز نیز درست عمل می‌کند (Caritat et al., 1993; Inoue et al., 2009). با توجه به جدول ۶-۱، نمودار اصلاح‌شده $T-Al^{IV}$ و رابطهٔ پسروی یادشده می‌توان گفت با دور شدن از تودهٔ آذرین درونی گرانیتویدی دمای پیدایش کلریت‌ها کاهش می‌یابد. بر این اساس، نقاط ۱، ۲، ۳ و ۴ که در بخش‌های دورتر و در سنگ‌های دگرسان کانه‌دار هستند دمای پیدایش کمتری (۳۰۵ تا ۳۱۸ درجهٔ سانتیگراد) نسبت به دیگر بخش‌ها نشان می‌دهند. در نمودار SiO_2-T همبستگی وارونه‌ای میان دمای تبلور کلریت‌ها و محتوای سیلیس آنها دیده می‌شود که می‌تواند پیامد جاننشینی سیلیس به‌جای آلومینیم باشد. در این فرایند آلومینیم در دمای بالاتر وارد شبکه کلریت می‌شود و کم‌کم با کاهش دما سیلیس جانشین آلومینیم می‌شود. بر این اساس، کلریت‌های با سیلیس کمتر دمای تبلور بیشتر و کلریت‌های با سیلیس بالاتر دمای تبلور کمتری دارند (شکل ۸-۱).

است و تغییر چندانی نشان نمی‌دهد (شکل ۸-۱). زمین‌دماسنج کلریت برپایهٔ رابطهٔ $T=321.9772 \times Al^{IV} - 61.9229$ و برای محیط‌های دگرگونی، گرمابی و دیاژنتیک پیشنهاد شده است (Cathelineau, 1988; Cathelineau and Nieva, 1995). از آنجایی که با جاننشینی اتمی در کلریت‌ها، مقدار Al^{IV} با افزایش دما به‌طور منظم افزایش می‌یابد، رابطهٔ $T-Al^{IV}$ برای سنجش دمای پیدایش کلریت‌ها پیشنهاد شده است (Cathelineau, 1988). مقایسهٔ داده‌های دمایی به‌دست‌آمده از رابطهٔ پسرفتی یادشده و نمودار اصلاح‌شدهٔ $T-Al^{IV}$ با داده‌های به‌دست‌آمده از روش‌های دیگر، مانند اندازه‌گیری مستقیم دما در حوضه‌های زمین‌گرمابی، با خطای محاسبه‌شدهٔ کمتر از $10^\circ C$ هماهنگی و شباهت خوبی نشان داده است (Cathelineau, 1988). رابطهٔ پسرفتی و نمودار اصلاح‌شدهٔ $T-Al^{IV}$ برای سنجش دمای تبلور کانی کلریت در حوضه‌های گوناگون زمین‌شناسی همانند بررسی زایش نهشته‌های معدنی، دگرگونی



شکل ۸. A) نمودار (Cathelineau, 1988) $T-Al^{IV}$ (B) نمودار (Inoue et al., 2009) SiO_2-T و وجود همبستگی معکوس بین دمای تبلور کلریت‌ها و محتوای سیلیس در ناحیهٔ دالایون.

Figure 8. A) Diagram of $T-Al^{IV}$ (Cathelineau, 1988); B) Diagram of (Inoue et al., 2009) and presence of inverse correlation between of crystallization temperature of chlorites and silica content in Dalayon area.

2009)، باتولیت گرانیتی Bega (۳۴۰°C) در جنوب‌خاوری استرالیا (Eggleton and Banfield, 1985) و توده گرانیتی پسوه (۳۴۵°C)-نقده (۳۲۰°C) (Alavi et al., 2014)) شباهت دارد. دمای یادشده تأثیر سیال‌های گرمابی نوع مزوترمال یا کوهزایی در پیدایش کلریت را نشان می‌دهد و در دمایی معادل با حد بالای دمای مرحله گرمابی گرانیت‌ها جای می‌گیرند. بر این اساس، تأثیر سیال‌های داغ برخاسته از ماگمای گرانیتی در پیدایش کلریت در ناحیه دالایون مؤثر بوده است و رفتار دگرگونی ناحیه‌ای گسترش و تحرک بیشتر این سیال‌ها را به دنبال داشته شده است.

بررسی سیال‌های درگیر

فرایندهای فیزیکی همانند جدایش فازی و اختلاط سیال در بسیاری از کانسارها، مهم‌ترین سازوکارهایی هستند که در نهایت سبب تمرکزهای اقتصادی ذخایر معدنی می‌شوند (Skinner, 1997). در بسیاری موارد، واکنش سیال-سنگ کنترل‌کننده ممکن در تهنشینی کانه دانسته می‌شود (Phillips, 2000).

با توجه حضور و همراهی رگه‌های کوارتز همراه کلریت و برای سنجش درجه حرارت و فشار پیدایش کلریت و مقایسه با روش زمین‌دماسنجی کلریت در ناحیه دالایون از روش سیال‌های درگیر بهره گرفته شده است. سیال‌های بررسی شده اولیه و از نوع دو فازی مایع-گاز هستند که فاز مایع ۶۵ تا ۹۰ درصد و فاز گازی ۱۰ تا ۳۵ درصد حجم میانبارهای سیال‌های بررسی شده را در بر می‌گیرد. اندازه سیال‌های درگیر ۵ تا ۲۶ میکرون و بیشتر به صورت گرد یا بی‌شکل و گاه کشیده و یا میله‌ای دیده می‌شوند. بازه دمایی ذوب آخرین قطعه یخ نمونه‌ها از ۲/۸- تا ۸/۹- درجه سانتیگراد در نوسان است. میزان شوری سیال‌های درگیر برابر با ۴ تا ۱۳ معادل درصدوزنی نمک طعام (میانگین: ۱۰/۴ معادل درصد وزنی نمک طعام) است که با توجه به درجه حرارت همگون‌سازی (TH)، شوری واقعی سیال

زمین‌دماسنجی کلریت‌ها در محیط‌های گرمابی اشباع از آلومینیم و در حضور کانی‌های دیگر آلومینیم‌دار نیز بررسی شده است (Kranidiotis and MacLean, 1987). در این روش، آلومینیم چهاروجهی به صورت رابطه $Al_c^{(IV)} = Al^{(IV)} + 0.7Fe / (Fe+Mg)$ اصلاح شده است و دما با رابطه $T_c = 106Al_c^{(IV)} + 18$ به دست آورده می‌شود و هنگامی کاربرد دارد که میزان $Fe / (Fe+Mg)$ کلریت‌ها از ۰/۶ بیشتر باشد (Kranidiotis and MacLean, 1987). اگر میزان $Fe / (Fe+Mg)$ کلریت‌ها از ۰/۶ کمتر باشد، مقدار $Al^{(IV)}$ به صورت $Al_{cc}^{(IV)} = Al^{(IV)} + 0.1Fe / (Fe+Mg)$ و دما به صورت $T_{cc} = 319Al_{cc}^{(IV)} - 69$ (Caritat et al., 1993). در کلریت‌های دالایون میزان $Fe / (Fe+Mg)$ از ۰/۶ کمتر است؛ از این رو، این روش زمین‌دماسنجی به کار برده شد. بر این اساس، دمای تبلور کلریت‌های انتخابی در بازه ۳۸۷°C - ۳۱۳°C (میانگین: ۳۶۲°C) است که تفاوت چندانی با نتایج به دست آمده از روش پیشین (Cathelineau and Nieva, 1985) نشان نمی‌دهد.

میانگین دمای پیدایش کلریت‌های دالایون (۳۵۳°C) همانند کلریت‌های ناحیه زواری‌جان (۳۴۵°C) (Kordi Sykan and Shahrokhi, 2021) و ملوک (۳۴۰°C) (Shahrokhi, 2021) در شمال این ناحیه است. این دو ناحیه از نظر سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی نیز به ناحیه دالایون بسیار شباهت دارند. از این رو می‌توان گفت کلریت‌های ناحیه دالایون، زواری‌جان و ملوک در شرایط و محیط مشابه پدید آمده‌اند. همچنین، میانگین دمای پیدایش کلریت‌های ناحیه دالایون با میانگین دمای پیدایش دیگر کلریت‌های پدیدآمده از دگرسانی توده‌های گرانیتوییدی (مانند Strzelin (۳۳۷°C) (Ciesielczuk, 2002) Borow, (۳۴۱°C) (Ciesielczuk, 2002) و Lomnica (۳۰۰°C) (Ciesielczuk, 2002) Wilamowski, 2002) در لهستان، توده گرانیتی آپالاش کانادا (۳۴۰°C) (Tabbakh Shabani,

همین مقدار است. میزان شوری یادشده با نبود فازهای جامد نمک در بررسی‌های سنگ‌نگاری تأیید شده است. بازه دمایی همگون شدن را از ۳۰۵ تا ۳۸۴ درجه سانتیگراد (میانگین: ۳۴۵/۶ درجه سانتیگراد) نشان می‌دهد. از میان نمونه‌های بررسی شده در هیچکدام همگون شدن به فاز بخار دیده نشد (جدول ۳).

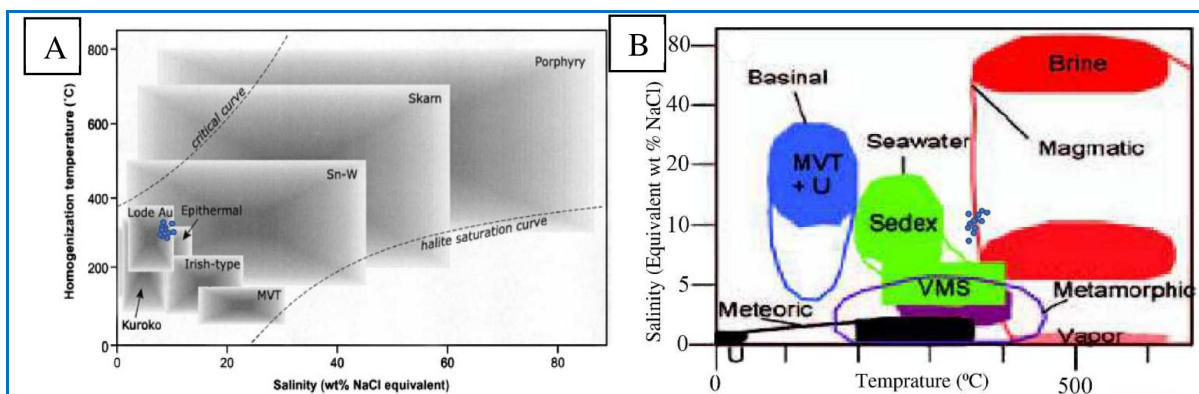
جدول ۳. نتایج تجزیه سیال‌های درگیر برای نمونه‌های ناحیه دالایون.

Table 3. Results of fluid inclusion data for chlorites in Dalayon area.

No.	Type	Class	Shape	Size	Fill	Tm	Th	Phase	Salinity	Density
A-1	V+L	P	Rounded	10*6	0.90	-8.9	353	L	12.7428	0.773
A-2	V+L	P	Faceted	12*6	0.95	-5.3	308	L	8.3769	0.796
A-3	V+L	P	Rounded	15*8	0.88	-3.3	306	L	5.3191	0.756
A-4	V+L	P	Rounded	10*5	0.87	-8.6	370	L	12.3710	0.484
A-5	V+L	P	Faceted	11*5	0.88	-8.4	339	L	12.3978	0.789
B-1	V+L	P	Rounded	10*7	0.89	-8.7	367	L	12.7302	0.481
B-2	V+L	P	Faceted	11*4	0.91	-8.8	343	L	12.7425	0.611
B-3	V+L	P	Rounded	12*6	0.90	-5.2	354	L	8.3765	0.775
B-4	V+L	P	Faceted	15*9	0.88	-8.9	360	L	12.7428	0.779
B-5	V+L	P	Rounded	10*7	0.75	-8.6	368	L	12.7310	0.482
C-1	V+L	P	Rounded	6*4	0.79	-4.7	369	L	7.3929	0.671
C-2	V+L	P	Faceted	8*4	0.88	-2.8	318	L	4.5457	0.725
C-3	V+L	P	Rounded	12*7	0.96	-5.4	305	L	8.3753	0.794
C-4	V+L	P	Faceted	12*5	0.87	-8.5	341	L	12.3989	0.607
C-5	V+L	P	Faceted	9*5	0.89	-8.6	384	L	12.4019	0.721

سنگ‌ها و کانسارهای گوناگون (Wilkinson, 2001) نشان‌دهنده محدوده اسکارن است (شکل ۹-۹) که با داده‌های به‌دست‌آمده از زمین‌دماسنجی کلریت و بررسی‌های میدانی نیز همخوانی دارد.

دمای به‌دست‌آمده برای سیال‌های درگیر با دمای حاصل از کلریت‌ها همخوانی دارد و نشان‌دهنده مؤثر بودن دماسنجی کلریت‌هاست. جایگیری نمونه‌های سیال‌های درگیر اندازه‌گیری شده در نمودار دمای همگون شدن برای



شکل ۹.۹. A) نمودار دمای همگون شدن به دمای شوری (Wilkinson, 2001)؛ B) نمودار دمای همگون شدن به دمای شوری (Kesler, 2005).

Figure 9. A) Temperature of homogenization to salinity diagram of (Wilkinson, 2001); B) Salinity to temperature of homogenization diagram (Kesler, 2005).

دارند، پس دمای تبلور کلریت‌ها می‌تواند معیاری برای بود و نبود کانه ارزیابی شود. بررسی سیال‌های درگیر روی کانی کوارتز هم‌رشد با کلریت‌های ناحیه دالایون بازه دمایی همگون شدن ۳۰۵ تا ۳۸۴ درجه سانتیگراد با میانگین ۳۴۵/۶ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد که با دمای پیدایش به‌دست‌آمده از زمین‌دماسنجی کلریت‌ها که در گستره ۳۰۵ تا ۳۷۹ درجه سانتیگراد و با میانگین ۳۵۳ درجه سانتیگراد در سیال‌های درگیر با دمای حاصل از کلریت‌ها همخوانی دارد و نشان‌دهنده مؤثر بودن دماسنجی با کلریت‌هاست. این دما در محدوده مزوترمال جای می‌گیرد که با کانه‌زایی تیپ کوهزایی همخوانی دارد. بر این اساس، بررسی سیال‌های درگیر و زمین‌دماسنجی کلریت تأثیر سیال‌های گرمابی نوع مزوترمال یا کوهزایی در پیدایش کلریت و جای‌گیری در محدوده اسکارن را نشان می‌دهد که تأییدکننده یکدیگر است و با بررسی‌های کانی‌شناسی و بازدیدهای میدانی نیز همخوانی دارد. بر پایه بررسی‌های انجام‌شده پیدایش کلریت در ناحیه دالایون در دمایی معادل حد بالای دمای مرحله گرمابی گرانیتهاست و نشان‌دهنده تأثیر سیال‌های گرم حاصل از ماگمای گرانیتهی و رفتار دگرگونی در پیدایش کلریت است.

سپاس‌گزاری

این مقاله بخشی از طرح پژوهشی انجام‌شده در دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم‌آباد با کد ۱۴۸۱۰۰۰۰۰۴ است. نگارنده بر خود می‌داند از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم‌آباد سپاس‌گزاری کند.

همچنین، نمودار نمک‌گونگی در برابر دمای همگون شدن (Kesler, 2005) نشان‌دهنده جایگیری نمونه‌ها در محدوده ماگمایی-دگرگونی است که با داده‌های به‌دست‌آمده پیشین همخوانی دارد (شکل ۹-۲). بر این اساس می‌توان گفت پیدایش کلریت در ناحیه دالایون تحت تأثیر سیال‌های داغ ماگمایی و در حاشیه توده فعال روی داده است و به دگرگونی همبری منجر شده است. این پدیده در بازدیدهای میدانی نیز تأیید شد.

برداشت

بررسی‌ها نشان می‌دهند کلریت‌های دالایون بیشتر از نوع رپیدولیت و به مقدار کمتر از نوع پیکنوکلیت هستند و از نوع کلریت‌های آهن‌دار به‌شمار می‌روند که میزان آهن بالاتری نسبت به منیزیم دارند.

فرمول ساختاری به‌دست‌آمده برای کلریت‌های دالایون نشان‌دهنده کلریت هشت‌وجهی سه‌گانه است که مجموع کاتیون‌های هشت‌وجهی آن نزدیک به ۶ apfu و شمار اتم‌های سیلیس با میانگین در بازه ۲/۶۴apfu تا ۲/۹۱apfu و از ۶ apfu بسیار کمتر است. کلریت‌های ناحیه دالایون خالص و فاقد اسمکتیت در فاز میان‌لایه‌ای و خلوص کلریت هستند و مقدار Xc در فاز میان‌لایه‌ای آنها برابر با ۰/۹۹-۰/۹۷ است. تأثیر دما بر محتوای سیلیس کلریت‌ها شاخصی در دمای تبلور آنهاست و به روش همبستگی وارونه و شدید در محتوای سیلیس و دمای تبلور اثبات می‌شود. همچنین، از آنجایی که کلریت‌های سنگ‌های دگرسان بدون کانه دمای پیدایش کمتری نسبت به کلریت‌های سنگ‌های دگرسان کانه‌دار

References

- Absar, N. (2014) Chloritization and its bearing on uranium mineralization in Madyalabodu area, Cuddapah district, Andhra Pradesh. *Journal of the Geological Society of India*, 84, 616–617, <http://www.doi.org/10.1007/s12594-014-0131-1>
- Ahmadi Khalaji, A., Safarzadeh, M., Tahmasbi, Z., Sepahvand, M., and Zarei Sahamieh, Z. (2017) Mineral chemistry, Geochemistry and mineral chemistry of the amphibolites in the northeast of Dorud (Lorestan province). *Iranian Journal of Crystallography and*

- Mineralogy, 25(1), 95-110. <http://ijcm.ir/article-1-45-fa.html>
- Alavi, A., Tabbakh Shabani, A.A., Niroomand, S., and Tecce F. (2014) Composition and Geothermometry of Chlorite Replacing Biotite in Naqadeh and Pasve Granitoid Intrusions. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 22(3), 393-404. <http://ijcm.ir/article-1-1582-en.html>
- Bailey, S.W. (1988) Chlorites: structures and crystal chemistry. *Review in Mineralogy*, 19, 347–404, <http://www.doi.org/10.1515/9781501508998-015>
- Battaglia, S. (1999) Applying X-ray geothermometer diffraction to a chlorite. *Clays and Clay Minerals*, 47(1), 54–63, <https://link.springer.com/article/10.1346/CCMN.1999.0470106>
- Berberian, M., and King, G.C.P. (1981) Toward paleogeography and tectonics of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18, 210-265, <http://www.doi.org/10.1139/e81-019>
- Bloodate, E.S., Hughes, G.M., Dyar, M.D., Grew, E.S., and Guidotti C. (1999) Linking structure and chemistry in the schorl–dravite series. *American Mineralogist*, 84, 922-928.
- Caritat, P., Hutcheon, I., and Walshe J.L. (1993) Chlorite geothermometry: a review. *Clays and clay minerals*, 41, 219-239, <https://link.springer.com/article/10.1346/CCMN.1993.0410210>
- Cathelineau, M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 471-485.
- Cathelineau, M., and Nieva, D. (1985) A chlorite solid solution geothermometer, the los Azufres geothermal system (Mexico). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 235-244, <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00413350>
- Ciesielczuk, J. (2002) Chlorite from hydrothermally altered Strzelin and Borow granites (the fore -sudetic block) An attempt of chlorite geothermometry application. *Mineralogical Society of Poland, Special papers*, 20 (1), 74-76.
- Czamanske, G.K., Ishihara, S., and Atkin, S. (1988) A Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. *Journal of Geophysical Research*, 86(B11), 10431-10469, <http://www.doi.org/10.1029/JB086iB11p10431>
- Eggleton, R. A., and Banfield J. F. (1985) The alteration of granitic biotite to chlorite. *American Mineralogist*, 70, 902–910, <https://research.monash.edu/en/publications/the-alteration-of-granitic-biotite-to-chlorite>
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., and Hassanzadeh, J. (2016) On the occurrence and implications of Jurassic primary continental boninite-like melts in the Zagros orogeny. *Lithos*, 258-259, 37-57, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.017>
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M.V., Hassanzadeh, J., and Sepahi, A.S. (2012) Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 43, 11-12, <http://www.doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.09.001>
- Foster M. D. (1962) Interpretation of the composition and classification of the chlorites. *USGS Professional Paper*, 414-A, 1-33. <https://resolver.caltech.edu/CaltechAUTHORS:20160715-075829830>
- Gould, K., Pe-Piper, G., and Piper, D.J.W. (2010) Relationship of diagenetic chlorite rims to depositional facies in Lower Cretaceous reservoir sandstones of the Scotian Basin. *Sedimentology*, 57, 587–610, <http://www.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01106.x>
- Grigsby, J.D. (2001) Origin and growth mechanism of authigenic chlorite in sandstones of

- the lower Vicksburg formation, South Texas. *Journal of Sedimentary Research*, 71, 27–36, <http://www.doi.org/10.1306/060100710027>
- Hajmollaali, A., Hosseini, M., Farhadian, M.B., and Sedaghat, E. (2000) Geological Map of Boroujerd 1:100000 Sheet, No. 5757. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Hillier, S., and Velde, B. (1991) Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites. *Clays and Clay Minerals*, 26, 149–168. <https://http://www.doi.org/10.1180/claymin.1991.026.2.01>
- Inoue, A., Meunier, A., Patrier-Mas, P., Rigault, C., Beaufort, D., and Vieillard P. (2009) Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites. *Clays and clay minerals*, 57, 371-382, <https://link.springer.com/article/10.1346/CCMN.2009.0570309>
- Jiang, W.T., Peacor, D. R., Buseck, P. R. (1994) Chlorite geothermometry? Contamination and apparent octahedral vacancies. *Clays and Clay Minerals*, 42(5), 593–605, <https://doi.org/10.1346/CCMN.1994.0420512>
- Kesler, S.E. (2005) Ore-Forming Fluids. *Elements*, 1(1), 13-18, <http://www.doi.org/10.2113/gselements.1.1.13>
- Klein, C., and Hurlbut, C.S. (1999) *Manual of mineralogy*. John Wiley and Sons.
- Kordi Sykan, D., and Shahrokhi, S.V. (2021) Mineral chemistry and geothermometry of chlorite in Zavarijan area (NE Broujerd-Iran). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 28(1), 3-18, <http://www.doi.org/10.52547/ijcm.29.1.3>
- Kranidiotis, P.Y., and MacLean, W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82(1), 898-911, <http://www.doi.org/10.2113/GSECONGEO.82.7.1898>
- Lori, A., Bettison, L.A., and Schiffman P. (1988) Compositional and structural variations of phyllosilicates from Point Sal ophiolite, California. *American Mineralogist*, 73, 62-76.
- Lotfi, M., and Shahrokhi, S.V. (2004) Cu-Au ore mineralization in Kondor area (N-Aligoudarz) connecting with relevant geodynamic problems of Masteroon granitoids (NE-Lorestan province in Iran). 7th conference of Geological Survey of Iran, Isfahan, Iran.
- McDowell, S.D., and Elders, W.A. (1980) Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, 293-310, <https://pdfs.semanticscholar.org/1f7c/efd8f1c8375872ae4656a0559f3c9ce05e28.pdf>
- Mohajjel M., and Sahandi M.R. (2001) Tectonic evolution of Sanandaj-Sirjan Zone. *Scientific Quarterly journal Geoscience*, 31-32, 28-49.
- Morad, S., Sirat, M., M.A.K. El-Ghali, M.A.K., and Mansurbeg, H. (2011) Chloritization in Proterozoic granite from the Äspö Laboratory, southeastern Sweden: Record of hydrothermal alterations and implications for nuclear waste storage. *Clays and Clay Minerals*, 46(3), 495-513, <https://doi.org/10.1180/claymin.2011.046.3.495>
- Moradi, A., Davoudian Dehkordi, A., and Shabanian Boroujeni, N. (2015) Mineral chemistry and genesis determination of tourmalines from the granite-gneiss pluton in the northeast of Jan mine (Lorestan province). *Petrological Journal*, 23(6), 65-82, https://ijp.ui.ac.ir/article_16223.html?lang=en
- Moradi, A., Shabanian Boroujeni, N., and Davoudian Dehkordi, A. (2015) Geothermometry of deformation in the marbles based on the twinning in the northeastern of Jan Mine, Sanandaj-Sirjan Zone, Lorestan Province. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 23(2), 215-224, <http://ijcm.ir/article-1-167-fa.html>

- Mousavi, S.S., Shahrokhi, S.V., and Zarei Sahamieh, R. (2021) Mineral chemistry of tourmaline and comparison of its types in pegmatites of Zamanabad Area, Hamadan province. *Kharazmi Geoscience*, 6(2), 449-464. <http://gnf.khu.ac.ir/article-1-2744-en.html>
- Parry W. T., and Downey L. M. (1982) Geochemistry of hydrothermal chlorite replacing igneous biotite. *Clays and Clay Minerals*, 30, 81-90, <https://link.springer.com/article/10.1346/CCMN.1982.0300201>
- Pflumio, C. (1991) Evidence for polyphased oceanic alteration of the extrusive sequence of the Semail ophiolite from the Salahi Block (Oman).in: Peters, T.J. (Eds), *Ophiolite genesis and evolution in the oceanic lithosphere*, 313-351, https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-94-011-3358-6_17
- Phillips, G.N. (2000) Metamorphic fluids and gold. *Mineralogical Magazine*, 57, 365-374, <https://doi.org/10.1180/minmag.1993.057.388.02>
- Plissart, G., and Féménias O. (2009) Mineralogy and geothermometry of gabbro-derived listvenites in the Tisovita-Iuti ophiolite, south western Romania. *Canadian Mineralogists*, 47, 81-105, <http://www.doi.org/10.3749/canmin.47.1.81>
- Schmidt, D., and Livi, K.J.T. (1999) HRTEM and SAED investigations of polytypism, stacking disorder, crystal growth, and vacancies in chlorites from subgreenschist facies outcrops. *American Mineralogist*, 84, 160-170, <http://www.doi.org/10.2138/am-1999-1-218>
- Shahrokhi, S.V. (2002) Ore-control Determinations of Cu-Mineralization and Its Related Elements at Kondor Area on Part of Aligudarz (NE-Lorestan Province, M.Sc. Thesis, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran, 155pp (in Persian).
- Shahrokhi, S.V. (2009) Genetic of Kondor copper and gold mineralization in Aligudarz area, Lorestan, Iran. 6th European congress on regional geoscientific cartography and information system, Bologna, Italy.
- Shahrokhi, S.V. (2020) Mineralogy and Geochemistry of Tourmalines in Malmir Area (East of Doroud-Iran). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 28(3), 645-658. <http://ijcm.ir/article-1-1519-en.html>
- Shahrokhi, S.V. (2021) Mineralogy, geochemistry and geothermometry of chlorite in Malvak area (South of Malayer-Iran). *Scientific Quarterly journal, Geoscience*, 119, 149-162. <http://www.doi.org/10.22071/gsj.2020.211497.1734>
- Shahrokhi, S.V., and Zarei Sahamieh, R. (2021) Mineral chemistry, mineralogy and behavior of trace and rare earth elements of tourmaline in pegmatites of Tashina area (North of Serkan, Hamedan Province). *Petrological Journal*, 44, 91-110, <http://www.doi.org/10.22108/ijp.2020.123375.1185>
- Skinner, B.J. (1997) Hydrothermal mineral deposit: what we do and don't know. In: Barnes, H.L., (ed.) *geochemistry of hydrothermal ore deposit*. 3rd edition. Wiley, New York, 1-29.
- Stocklin, J. (1968) Structural history and tectonic of Iran, a review. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 52-7, 1229-1258.
- Tabbakh Shabani, A.A. (2009) Mineral Chemistry of Chlorite Replacing Biotite from Granitic Rocks of the Canadian Appalachians. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 20(3), 265-275, https://jsciencs.ut.ac.ir/article_20106_238db3d3c20923d5dd39100f7b4ce53e.pdf
- Tahmasbi, Z., Ghasemifard, H., Ahmadikhalaji, A., and Izadkian, L. (2017) Geochemistry and tectonic setting of basic dykes in the Boroujerd area (Sanandaj- Sirjan Zone). *Petrological Journal*, 8(29), 153-170, <http://www.doi.org/10.22108/ijp.2017.21586> (in

Persian).

- Tetiker, S., Yalcin, H., and Bozkaya, O. (2015) Approaches to the low-grade metamorphic history of the Karakaya complex by chlorite mineralogy and geochemistry. *Minerals*, 5, 221–246, <http://www.doi.org/10.3390/min5020221>
- Tóth, T., Horváth, D., and Tóth, A. (2007) Thermal effects in the density fingering of the chlorite-tetrathionate reaction. *Chemical Physics Letters*, 442, 289–292, <http://www.doi.org/10.1016/j.cplett.2007.05.085>
- Vidal, O., and Parra, T. (2005) Vieillard P Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: application to natural examples and possible role of oxidation. *American Mineralogist*, 90, 347–358, <http://www.doi.org/10.2138/am.2005.1554>
- Whitney, D.L., and Evans, B.W. (2010) abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 85-187, http://www.minsocam.org/msa/ammin/toc/abstracts/2010_abstracts/jan10_abstracts/whitney_p185_10.pdf
- Wilamowski, A. (2002) Chloritization and polytypism of biotite in the Łomnica granite", Karkonosze Massif, Sudetes, Poland: stable isotope evidence. *Chemical Geology*, 182 (2–4), 529–547, [http://www.doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00344-8](http://www.doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00344-8)
- Wilkinson, J.J. (2001) Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1), 229-272. [http://www.doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](http://www.doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5)
- Wu, D., Pan, J., Xia, F., Huang, G., and Lai, J. (2019) The Mineral Chemistry of Chlorites and Its Relationship with Uranium Mineralization from Huangsha Uranium Mining Area in the Middle Nanling Range, SE China. *Minerals*, 9(199), 2-23, <http://www.doi.org/10.3390/min9030199>
- Xie, X., Byerly, G. R., Ferrell, R. E. (1997) Jr Iib trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 275–291, <https://doi.org/10.1007/s004100050250>
- Yardley, B.W.D. (1989) An introduction to metamorphic petrology. Longman Scientific, Technical, Harlow, England, 248p.
- Zang, W., and Fyfe, W.S. (1995) Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, 30, 30–38, <https://doi.org/10.1007/BF00208874>
- Zarei Sahamieh, R., Shahrokhi, S.V., and AhmadiKhalaji A. (1998) A View on the MetamorphicRocks of the Boroujerd Area. Mining Conference, Mimeh Branch, Islamic Azad University.