



Research Article

Tourmaline chemistry and investigation of its formation conditions in the northern intrusive body of the Nain ophiolite complex in the northeast of Isfahan Province

Mohammad Ali Mackizadeh ¹, Farimah Ayati ² , Mojtaba Amini ³

¹ Associate Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran, mackizadeh44@gmail.com

² Associate Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran, f.ayati@pnu.ac.ir

³ M.Sc. Student, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran, aminimojtaba56@gmail.com

ARTICLE INFO

Received: 19 July 2025

Accepted: 04 September 2025

Keywords

Geochemistry

Tourmaline

Granitoid

Ophiolite

Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc

Introduction

Geographically, the granitoid intrusion under investigation is located in Ardestan, in the northeastern part of Isfahan Province and to the north of the Nain ophiolitic complex, between longitudes 52°50' to 53°03' E and latitudes 33°09'N to 33°13'N. With a general northwest–southeast trend, this body is considered part of the Urumieh–Dokhtar magmatic arc. Previous studies conducted in or around the area include: Akbari (1999) conducted a petrographic and petrological study of the Sohail Pakouh and Golshaknan intrusive bodies and, based on the regional lithology, classified the intrusion as an I-type granite. Yeganehfar (2007) investigated the petrogenesis of the Tertiary rocks south of Ardestan and argued that these volcanic rocks display the characteristics of island-arc magmatism, exhibiting indications of evolution toward an active continental margin setting Rahmani (2018), studied the petrology, geochemistry, and tectonomagmatic setting of the Qah Sareh granitoids located in southeastern Ardestan. Babazadeh (2017), who also worked on the petrogenesis of the Tertiary rocks south of Ardestan. In this study, the similarities in major and trace elements as well as Sr–Nd isotopic characteristics of the plutonic and volcanic rocks of Ardestan indicate derivation from a common magma source. The author proposed a subduction model involving the Neo-Tethyan slab beneath the Central Iran mantle.



 [10.22108/ijp.2025.146026.1366](https://doi.org/10.22108/ijp.2025.146026.1366)

Tourmaline has proven to be a highly useful mineral for petrological studies (Manning, 1982; London, 1999) due to its ability to crystallize under diverse pressure-temperature regimes and geological environments, and its stability across a wide range of metamorphic conditions and weathering. Given the lack of detailed

geochemical investigation on the tourmalines of this area, this study aims to conduct petrographic analysis, determine the chemical composition, and elucidate the origin and formation conditions of the tourmalines present in the regional granitoids.

Regional Geology

 Corresponding Author

To cite this article: Mackizadeh, M.A., Ayati, F., Amini, M. (2025) Tourmaline chemistry and investigation of its formation conditions in the northern intrusive body of the Nain ophiolite complex in the northeast of Isfahan Province. *Petrological Journal*, 16(4), 31-56.



The studied intrusive body lies within the western segment of the Central Iranian Zone and the central part of the Urumieh–Dokhtar magmatic arc, trending NW–SE (Fig. 1). Based on geographical distribution, it can be divided into the Sohil Pakouh, Goleshkanan, and Hajiabad subareas. These intrusive bodies, as part of the Urumieh–Dokhtar magmatic belt, have intruded into Eocene volcanic and volcanoclastic rocks in the northwestern part of the Nain ophiolite zone. Their emplacement has been dated to the Oligocene–Miocene (Amidi, 1975). The thermal impact of these intrusions has caused low- to very low-grade contact metamorphism in the host rocks.

Analytical Methods

After sampling the granitoid rocks, 25 thin sections were prepared for mineralogical and textural analysis using an Olympus BH₂ polarizing microscope. Following petrographic investigations, selected tourmaline grains were analyzed by electron microprobe at the University of Oklahoma, USA, to determine their elemental composition

Petrography

The studied intrusions mainly consist of granodiorite, tonalite, diorite, and monzodiorite, appearing both as veins and dikes, as well as larger plutonic bodies. Dominant minerals include quartz, plagioclase, alkali feldspar, amphibole, biotite, and tourmaline. The average crystal size ranges from 4 to 9 mm. The rocks exhibit a granular texture, with subordinate poikilitic, perthitic, and granophyric textures. Late-stage intrusive activity after the Eocene led to thermal alteration of the regional Eocene volcanic rocks, forming siliceous–argillic breccias with white, yellow, to pink coloration. Petrographic evidence of metasomatism includes late-stage feldspar veinlets within quartz grains, brecciated textures in quartz, and partial replacement of plagioclase by potassium feldspar at grain margins. Electron microprobe analysis of adularia confirms the composition of the potassium feldspar. Adularia appears to have formed at the final crystallization stage of the granitoid as vein fillings, indicating pervasive potassium metasomatism driven by hydrothermal fluids.

Discussion

The rocks are primarily granodioritic, with occurrences of diorite, monzodiorite, and tonalite. The igneous rocks in southeastern Ardestan are mainly calc-alkaline in character, with metaluminous to peraluminous compositions, and are geochemically consistent with subduction-related tectonic settings. The chemical composition of tourmaline provides valuable insights into the physicochemical conditions of the host rock's formation (Manning, 1982; Henry and Guidotti, 1985; London, 1999). To determine the structural

formulae of the tourmalines, multiple grains from the granitoid samples were analyzed via electron microprobe. The calculated formulae are presented in Table 1. Analyses were conducted from the rim to the core of the tourmaline grains. The core and rim compositions are as follows:

Core composition: (Na, K)_{0.72} (Fe²⁺, Mn, Ti)_{2.84} Mg_{1.5} Al_{4.85} B₃ Si₆ O₂₇ (OH, F)₄


Rim composition: (Na, K)_{0.72} (Fe²⁺, Mn, Ti)_{1.63} Mg_{1.73} Al_{5.7} B₃ Si₆ O₂₇ (OH, F)₄

The tourmalines are thus members of the schorl–dravite solid solution series. Based on substitutions at the X site, tourmalines are classified into calcic, alkali, and X-site-vacant types depending on the relative proportions of Na+(K), Ca, and site vacancies (Hawthorne and Henry, 1999). According to this classification and as shown in Figure 7, most of the analyzed tourmalines fall within the alkali group, indicating high K and Na contents relative to Ca and minimal X-site vacancies. Alkali tourmalines typically form under acidic and lower-temperature conditions (Collins, 2010). In the Fe vs. Mg diagram, all samples plot above the $\sum(\text{Fe}+\text{Mg}) = 3$ line within the schorl–dravite field, indicating a deficiency of Al in the Z-site and its absence from the Y-site. The R1+R2 vs. R3 diagram $[(\text{Ca}+\text{Na})+(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn}) \text{ vs. } \text{Al}+1.33\text{Ti}]$ of Manning (1982) (Fig. 11) reveals Al-involved substitutions, suggesting the presence of aluminous tourmaline, foitite, X-site vacancies, and olenite. In this diagram, the samples trend from the schorl–dravite composition toward uvite, indicating substitutions involving Ca, Mg, and Fe $[(\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg}) \leftrightarrow \text{NaAl})]$.

Based on the Fe–Mg–Ca ternary diagram (Henry and Guidotti, 1985), which is used to infer the nature of the fluids involved in tourmaline crystallization, most samples plot within the field of low-Ca metapelites and meta psammites and quartz–tourmaline rocks, while a few are positioned within the compositional field of lithium-deficient granitoids. (Fig. 12). In diagram 13, the tourmalines lie within fields B to C, indicating crystallization from environments ranging from proximal to intermediate, and even distal relative to the granitoid body. The FeO/(FeO + MgO) ratio is a key indicator of system openness and source characteristics. A ratio of 0.8–1 suggests a closed magmatic system with minimal external fluid involvement. Ratios <0.6 imply formation in distal, hydrothermal systems with external fluid input. Intermediate ratios (0.6–0.8) indicate mixed magmatic–hydrothermal environments with both internal and external fluid contributions (Pirajno and Smithies, 1992). In the studied granitoids, this ratio ranges from 0.60 to 0.75 (mean: 0.69), suggesting formation of tourmaline in an environment transitional between magmatic and hydrothermal regimes, likely reflecting fluid mixing involving magmatic–hydrothermal fluids and meteoric water during the final stages of crystallization.



شیمی تورمالین و بررسی شرایط پیدایش آن در توده آذرین درونی شمال مجموعه افیولیتی ناین، شمال خاوری استان اصفهان

محمدعلی مکی‌زاده^۱، فریماه آیتی^۲ , مجتبی امینی^۳

^۱ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران، mackizadeh44@gmail.com

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران، f.ayati@pnu.ac.ir

^۳ دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران، aminimojtaba56@gmail.com

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۴/۰۴/۲۸

تاریخ پذیرش ۱۴۰۴/۰۶/۱۵

کلید واژه‌ها

زمین‌شیمی

تورمالین

گرانیتوئید

افیولیت


پهنه ماگمایی ارومیه- دختر

چکیده

توده گرانیتوئیدی شمال مجموعه افیولیتی ناین در بردارنده واحدهای سنگی گرانودیوریت، تونالیت، دیوریت و مونزدیوریت با سن الیگومیوسن در بخش مرکزی پهنه ساختاری ارومیه- دختر جای دارد و در سنگ‌های آتشفشانی و سنگ‌های آذرآوری (اوسن) منطقه تزریق شده است. این سنگ‌های آتشفشانی تحت تأثیر فعالیت‌های پایانی توده آذرین درونی دچار دگرسانی گرمایی شده‌اند و با مجموعه برشی سیلیسی و آرزیلیتی جانشین شده‌اند. توده‌های گرانیتوئیدی بررسی شده سرشت کالک‌آلکالن و متالومین دارند و از نوع گرانیتوئیدهای نوع I به‌شمار می‌روند. کوارتز، آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، آمفیبول از کانی‌های اصلی و تورمالین، اسفن، زیرکن و اپیدوت از کانی‌های فرعی این توده گرانیتوئیدی هستند. تورمالین‌های توده گرانیتوئیدی بررسی شده خاستگاه گرمایی با ترکیب شیمیایی شورلیت- درواوبت دارند و از گروه آلکالی‌ها هستند. ترکیب شیمیایی تورمالین‌ها نشان‌دهنده تبادل کاتیونی Fe و Mg در مقدارهای ثابت Ca و Al است. در نمودارهای سه‌تایی Ca-Fe-Mg، خاستگاه پیدایش این تورمالین‌ها در گستره سنگ‌های متاپلیتی و متاسامیت‌های فقیر از کلسیم و سنگ‌های کوارتز- تورمالین فقیر از کلسیم جای می‌گیرد. فرایند جانشینی در ساختار تورمالین‌های توده گرانیتوئیدی بررسی شده بیشتر با بردارهای جایگزینی مانند $Ca_0.5 \square_{0.5}$ و $Ca(Fe, Mg)(Na, Al)_1$ همخوانی دارد. با توجه به نسبت $FeO/FeO+MgO$ در تورمالین گرانیتوئیدهای شمال ناین (میانگین: ۰/۶۹) تورمالین‌های یادشده هنگام آمیختگی سیال ماگمایی و گرمایی (تأثیر همزمان دو فرایند ماگمایی و گرمایی و دخالت آب‌های جوی در مرحله واپسین پیدایش آنها) پدید آمده‌اند. محل پیدایش آنها بین محیط نزدیک به توده گرانیتی تا حد واسط و محیط دور از توده آذرین درونی بوده است و خاستگاه آنها را می‌توان گذری از یک سیستم ماگمایی به یک محیط گرمایی دانست.



doi 10.22108/ijp.2025.146026.1366

 نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: مکی‌زاده، م.ع، آیتی، ف.، امینی، م. (۱۴۰۴) شیمی تورمالین و بررسی شرایط پیدایش آن در توده آذرین درونی شمال مجموعه افیولیتی ناین، شمال خاوری استان اصفهان. پترولوژی ۱۶ (۴)، ۳۱-۵۶.



مقدمه

توده گرانیتوییدی بررسی شده در شهرستان اردستان در شمال خاوری استان اصفهان و شمال مجموعه افیولیتی ناین در میان طول‌های جغرافیایی $52^{\circ} 50'$ تا $53^{\circ} 3'$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $33^{\circ} 09'$ تا $33^{\circ} 13'$ شمالی جای دارد (شکل ۱). این توده با روند کلی شمال‌باختری - جنوب‌خاوری، بخشی از پهنه ساختمانی ارومیه - دختر به‌شمار می‌رود. به باور بربریان و کینگ (Berberian and King, 1981) کمربند تکتونوماگمایی ارومیه - دختر یک کمان ماگمایی نوع آندی است که در پی فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی تئیس جوان به زیر ایران مرکزی در هنگام رخداد کوهزایی آلپ پدید آمده است و به فعالیت‌های آذرین ائوسن - میوسن از گابرو تا گرانیت انجامیده است (Shahabpour, 2005). توده گرانیتوییدی بررسی شده با سن جوان‌تر از ائوسن در سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن منطقه، تزریق شده است. از بررسی‌هایی که در این منطقه و یا مناطق اطراف انجام شده است می‌توان موارد زیر را نام برد:

خلعتبری (Khalatbari, 1992) پلوتونیسیم ترشیری اردستان را بررسی کرده است و کافت درون قاره‌ای را عامل ماگماتیسیم دانسته است. وی با طرح نظریه کافت درون قاره‌ای، خاستگاه سنگ‌های فلسیک ناحیه را با ذوب پوسته‌ای مرتبط می‌داند و خاستگاه سنگ‌های بازیک را گوشته‌ای دانسته است. همچنین، وی گسترش سنگ‌های حد واسط کالک‌آلکانل در این ناحیه را پیامد آمیختگی این دو ماگما می‌داند.

اکبری (Akbari, 1999) به بررسی سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی توده‌های آذرین درونی سهیل پاکوه و گلشکنان پرداخته است و بر پایه سنگ‌شناسی منطقه، این توده را گرانیت I شناسایی کرده است.

یگانه‌فر (Yeganehfar, 2007) با بررسی سنگ‌زایی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری جنوب اردستان بر این باور است که این سنگ‌ها ویژگی‌های ماگماتیسیم جزیره‌های کمانی را نشان می‌دهند و نشانه‌هایی از تکامل به حاشیه‌های قاره‌ای فعال را دارند.

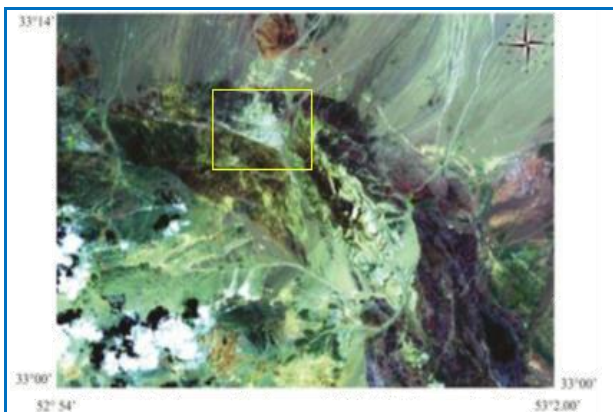
رحمانی (Rahmani, 2018) به بررسی سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و جایگاه تکتونوماگمایی گرانیتوییدهای قهساره در جنوب‌خاوری اردستان پرداخته است.

منصوری و بخشی (Mansouri and Bakhshi, 2018)

روی شیمی تورمالین‌ها در منطقه سهیل پاکوه بررسی‌هایی انجام دادند و خاستگاه تورمالین‌ها را در ارتباط با محلول‌های گرمایی می‌دانند.

بابازاده (Babazadeh, 2017) سنگ‌زایی سنگ‌های ترشیری جنوب اردستان را بررسی کرد. بر پایه این پژوهش، شباهت عنصرهای اصلی و فرعی و نیز ویژگی‌های ایزوتوپی Sr-Nd در سنگ‌های آذرین درونی و آتشفشانی اردستان نشان‌دهنده یک ماگمای یکسان در پیدایش این سنگ‌هاست. وی الگو فرورانش صفحه نئوتئیس به زیر گوشته ایران مرکزی را پیشنهاد داده است.

بابازاده و همکاران (Babazadeh et al., 2018) سن‌های ۲۴ تا ۲۵ میلیون سال پیش (الیگوسن پایانی - میوسن آغازین) به‌دست‌آمده به روش U-Pb از زیرکن‌های نمونه‌های گرانودیوریتی جنوب اردستان را گویای زمان تبلور این زیرکن‌ها می‌دانند؛ اما سن ۲۰ تا ۲۲ میلیون سال پیش به‌دست‌آمده به روش Rb-Sr از نمونه‌های تونالیتی را به سن سردشدگی نسبت می‌دهند.



شکل ۱. تصویر ماهواره‌ای گستره بررسی شده در شمال افیولیت ناین.
Figure 1. Satellite image of the study area in the north of Nain Ophiolite.

تورمالین می‌تواند از مرحله آغازین تا پایان تبلور در شرایط ماگمایی متبلور شود و یا کانی تأخیری باشد که در شرایط گرمایی پدید می‌آید (Burianek and Novak, 2007). از آنجایی که تورمالین در دما، فشار و محیط‌های زمین‌شناسی گوناگون متبلور می‌شود و در بازه گسترده‌ای از دما و فشار و هوازدگی پایدار است، پس این کانی چه‌بسا

در محیط‌های گوناگون گرمایی تا دگرگونی و ماگمایی پدید می‌آید (مانند: [Van Hinsberg and Schumacher, 2011](#); [Liu et al., 2023](#); [Singh and Srivastava, 2023](#)), اهمیت این پژوهش برای همگان روشن است.

روش انجام پژوهش

پس از نمونه برداری از گرانیتوئیدهای منطقه، برای بررسی‌های کانی‌شناسی و بررسی بافت، ۲۵ مقطع نازک تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان الیمپوس^۱ الگوی BH₂ بررسی شدند. پس از انجام بررسی‌های سنگ‌نگاری، برای شناخت و بررسی دقیق تورمالین در گرانودیوریت و شناسایی ترکیب عنصری آن، از داده‌های ریزکاو الکترونی پیشین ([Akbari, 1999](#)) به همراه داده‌های ریزکاو الکترونی (در دانشگاه اکلاهما سیتی آمریکا) بهره گرفته شد. در این آزمایشگاه، تجزیه نقطه‌ای روی کانی‌ها با دستگاه ریزکاو الکترونی مدل Cameca SX50 با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ کیلوولت و شدت جریان ۲۰ نانوآمپر انجام شد. فرمول ساختاری این کانی بر پایه ۳۱ آنیون (O)، OH و آهن کل دوظرفیتی به دست آورده شد. میزان H₂O و B₂O₃ برای ساخت ۴ یون OH و ۳ یون B به روش استوکیومتری به دست آورده شد. برای به دست آوردن فرمول ساختاری کانی از صفحه‌های گسترده^۲ بهره گرفته شد. همچنین، برای بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های آدولاریا و اپیدوت از روش SEM (میکروسکوپ الکترونی روبشی) و EDX (طیف‌سنجی پراکنده انرژی) (در دانشکده مواد دانشگاه صنعتی اصفهان) بهره گرفته شد. داده‌های به دست آمده در جدول‌های ۱ تا ۳ آورده شده است.

¹ Olympus

² Spreadsheet

کاربرد گسترده‌ای در بررسی‌های سنگ‌شناسی دارد ([Manning, 1982](#); [London, 1999](#))؛ برای نمونه، تاریخچه سنگی که در آن پدید می‌آید را نشان می‌دهد ([Slack, 1996](#)) و نیز ترکیب تورمالین‌ها می‌تواند نشان‌دهنده ترکیب سیالی باشد که از آن متبلور شده‌اند ([Slack and Trumbull, 2011](#)). تورمالین می‌تواند فرایندهای زمین‌شناسی را در خود ثبت کند ([van Hinsberg et al., 2011](#)) و در فهم محیط‌های قاره‌ای ([Chaussidon and Albarède 1992](#); [Trumbull et al., 2008](#); [Cabral et al., 2017](#)) و اقیانوسی ([Farber et al., 2015](#)) می‌تواند کارآمد باشد ([Arena et al., 2020](#)). از بررسی‌هایی که روی تورمالین‌ها در بخش‌های گوناگون ایران انجام شده است می‌توان بررسی خاستگاه تکتونوماگمایی تورمالین در دایک‌های فلسیک کمپلکس دگرگونی ده‌سلم، خاور بلوک لوت ([Bahramnejad et al., 2022](#))، بررسی چگونگی رخداد تورمالین در مجموعه دگرگونی شمال گلپایگان ([Ahmadi-Bonakdar et al., 2023](#))، شیمی کانی، کانی‌شناسی و رفتار عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب تورمالین در پگماتیت‌های ناحیه تاشینا ([Shahrokhi and Zarei Sahamieh, 2021](#))، زمین‌شیمی تورمالین در گرانیتوئیدها و دگرگونی‌های قهرود- قمصر، کاشان- ایران مرکزی ([Etedali et al., 2022](#)) را نام برد. با توجه به نبود بررسی‌های دقیق و گسترده روی شیمی تورمالین‌های توده آذرین درونی در شمال مجموعه افیولیتی ناین، در این بررسی با بررسی‌های سنگ‌نگاری و شیمی کانی، خاستگاه و شرایط پیدایش تورمالین در گرانیتوئیدهای منطقه، بررسی می‌شود. نخستین بررسی‌ها نشان می‌دهند کانی تورمالین در سنگ‌های بررسی شده به شکل ثانویه و چه بسا به جای کانی یا کانی‌های میزبان گرانودیوریت پدیدار شده است. از آنجای که تورمالین کانی مهمی در بررسی سنگ‌زایی است و

جدول ۱. داده‌های به دست آمده از روش SEM برای کانی آدولاریا در رگچه تأخیری در گرانیتوئید میزبان.

Table 1. SEM analytical results of adularia from a late-stage vein within the host granitoid.

Element	Weight%	Atomic%	Net Int	Error%	Kratio	Z	A	F
Ok	29.59	44.11	937.99	9.51	0.0822	1.06	0.26	1
NaK	0.28	0.29	17.87	43.75	0.0015	0.96	0.55	1.003
AlK	12.44	11	1412.59	3.84	0.098	0.94	0.82	1.007
SiK	39.34	33.41	4330.74	3.5	0.305	0.97	0.8	1.003
KK	18.35	11.2	1226.68	3.35	0.1515	0.9	0.91	1.004

جدول ۲. داده‌های به‌دست‌آمده به روش SEM برای اپیدوت در زمینه آدولاریا.

Table 1. SEM analytical results of epidote within the adularia matrix.

Element	Weight%	Atomic%	Net Int	Error%	Kratio	Z	A	F
C K	10.86	20.32	154.46	13.1	0.02	1.09	0.208	1
Ok	27.31	38.37	970.67	9.98	0.06	1.05	0.23	1
AlK	12.9	10.74	1676.59	4.73	0.09	0.94	0.739	1
SiK	19.17	15.34	2506.67	4.48	0.14	0.96	0.744	1
CaK	20.48	11.49	1591.96	2.76	0.18	0.91	0.964	1
FeK	9.28	3.74	389.2	5.11	0.08	0.82	0.99	1

جدول ۳. داده‌های ریزکاو الکترونی برای تورمالین درون گرانیتوئیدهای منطقه بررسی شده.

Table 3. Results of electron microprobe analyses of tourmaline in granitoids from the study area.

Sample No.	1C	2	3	4	5	6	7R	8
SiO ₂	35.16	35.1	34.32	34.8	35.1	35.05	35.97	36.12
TiO ₂	0.33	0.88	0.98	0.27	0.28	1.02	0.46	0.47
Al ₂ O ₃	23.46	24.39	24.68	22.86	23.77	23.85	29.02	28.44
FeO	19.82	16.89	16.6	20.63	19.63	17.93	12.23	12.31
MgO	5.62	6.7	6.61	5.54	5.72	6.11	6.54	6.86
CaO	0.97	1.94	1.93	0.77	0.78	1.83	1.24	1.19
MnO	0.02	0.005	0.01	0.03	0.01	0.005	0.015	0.005
Na ₂ O	2.27	1.81	1.8	2.45	2.44	1.91	2.17	2.25
K ₂ O	0.04	0.035	0.04	0.045	0.035	0.045	0.035	0.03
H ₂ O	3.43	3.44	3.38	3.4	3.42	3.39	3.59	3.56
B ₂ O ₃	9.97	10.12	10.1	9.87	9.99	10.06	10.45	10.44
Total	101	101	101	100	101	101	101	101
B	3	3	3	3	3	3	3	3
Si	6.12	6.02	5.99	6.12	6.1	6.05	5.59	5.97
Ti	0.04	0.11	0.12	0.03	0.03	0.13	0.05	0.06
Al	4.7	4.93	5	4.7	4.8	4.85	5.66	5.55
Fe ²⁺	3	2.42	2.38	3	2.8	2.58	1.7	1.7
Mn	0.003	0.005	0.001	0.004	0.002	0	0.003	0.001
Mg	1.45	1.71	1.69	1.44	1.49	1.6	1.61	1.69
Ca	0.18	0.35	0.35	0.14	0.14	0.34	0.22	0.21
Na	0.76	0.6	0.59	0.83	0.83	0.69	0.7	0.72
K	0.01	0.008	0.007	0.01	0.008	0.01	0.008	0.006
Total	19.26	19.15	19.13	19.27	19.20	18.62	18.54	18.91
Xvac	0.05	0.04	0.05	0.02	0.02	0.59	0.07	0.06
X _{vac} /(X _{vac} +Na)	0.06	0.07	0.08	0.02	0.03	0.48	0.09	0.08
Fe ²⁺ +Mg	4.45	4.13	4.07	4.44	4.29	4.18	3.31	3.39
Mg/Fe+Mg	0.33	0.41	0.42	0.32	0.35	0.38	0.49	0.50
Fe/Fe+Mg	0.67	0.59	0.58	0.68	0.65	0.62	0.51	0.50
Ca/Ca+Na	0.19	0.37	0.37	0.14	0.14	0.35	0.24	0.23
R ₂ *=Fe(tot)+Mg+Mn+Al in R ₂	3.33	3.23	3.22	3.30	3.23	3.25	2.63	2.99
R ₁ =Na+Ca	0.94	0.95	0.94	0.97	0.97	0.98	0.92	0.93
R ₃ =Al+1.33Ti	4.75	5.08	5.16	4.74	4.84	5.02	5.73	5.63
R ₂ =Fe+Mg+Mn	4.45	4.14	4.07	4.44	4.29	4.18	3.31	3.39
R ₁ +R ₂	5.39	5.09	5.01	5.41	5.26	4.58	4.23	4.32
FeO/FeO+MgO	0.78	0.72	0.72	0.79	0.77	0.75	0.65	0.64

گرفته‌اند. این توده‌های آذرین درونی بخشی از پهنه ماگمایی ارومیه - دختر هستند و در شمال مجموعه افیولیتی ناین، سنگ‌های آتشفشانی - آذرآواری (ائوسن) منطقه را قطع کرده‌اند و از این‌رو، سن احتمالی این توده‌های آذرین درونی الیگوسن - میوسن گزارش شده است (Amidi, 1975). از سوی دیگر همان‌گونه که گفته شد، بابازاده و همکاران (Babazadeh et al., 2018) سن U-Pb به‌دست‌آمده برای زیرکن‌های نمونه‌های گرانودیوریتی جنوب اردستان را ۲۴ تا ۲۵ میلیون سال پیش (الیگوسن پایانی - میوسن آغازین) گزارش کرده‌اند.

در پی نفوذ توده‌های یادشده و تأثیر شار حرارتی ناشی از آن، سنگ‌های میزبان یادشده دچار دگرگونی همبری درجه کم تا بسیار کم شده‌اند. گمان می‌رود توده‌های آذرین درونی این ناحیه در راستای گسل اصلی منطقه جایگیری کرده‌اند. این گسل از شاخه‌های گسل بزرگ کویر یا درونه است که در راستای آن افیولیت‌های عشین و دیگر افیولیت‌های ایران مرکزی جای گرفته‌اند. از دیگر ویژگی‌های این توده‌های آذرین درونی، حضور آپوفیزهای گسترده است که به‌صورت باریک و کشیده دیده می‌شوند. ترکیب سنگ‌شناسی این توده‌ها بیشتر گرانودیوریت است که به‌همراه دیوریت، مونزودیوریت و تونالیت رخمون دارد. بیشترین حجم توده‌های دیده‌شده شامل توده‌هایی با ترکیب گرانودیوریتی است که رخمون اصلی آنها سهیل‌پاکوه است و در کنار آن می‌توان سنگ‌هایی با ترکیب کوارتز مونزودیوریت نیز دید. توده مونزوگرانیتی حاجی‌آباد در باختر محدوده بررسی‌شده به‌صورت یک توده بزرگ دیده می‌شود که به در حاشیه‌های باختری به تونالیت تغییر ترکیب داده است و درون اسپلیت‌ها و دیابازهای یال جنوبی کوه‌زرد نفوذ کرده است (شکل‌های ۲ و ۳). بر پایه بررسی‌های کنعانیان و همکاران (Kananian et al., 2015) و با توجه به شواهد صحرائی و سنگ‌شناسی، یک روند تفریقی از جنوب‌خاوری منطقه به‌سوی شمال‌باختری و تغییر لیتولوژی از کوارتزمونزودیوریت به‌سوی گرانیت دیده می‌شود. گمان می‌رود گذر یکی از شاخه‌های اصلی گسل شهرآب از میان توده‌های آذرین درونی این منطقه باعث قطع شدن

جدول ۳. ادامه.

Table 3. Continued.

Sample No.	9	10	11	12
SiO ₂	36.64	36.32	36.4	36.24
TiO ₂	0.26	0.26	0.28	0.32
Al ₂ O ₃	29.84	30.6	29.33	27.16
FeO	10.91	10.49	11.27	13.93
MgO	7.09	7.11	7.22	6.99
CaO	0.92	0.78	0.89	1.09
MnO	0.01	0.01	0.015	0.005
Na ₂ O	2.19	2.19	2.32	2.28
K ₂ O	0.03	0.02	0.034	0.02
H ₂ O	3.61	3.64	3.6	3.58
B ₂ O ₃	10.59	10.6	10.51	10.39
Total	102	102	101	102
B	3	3	3	3
Si	6.01	6.94	6.03	6.06
Ti	0.04	0.03	0.03	0.04
Al	5.8	5.84	5.6	5.3
Fe ²⁺	1.4	1.4	1.7	1.94
Mn	0.002	0.002	0.002	0
Mg	1.7	1.6	1.75	1.74
Ca	0.2	0.15	0.17	0.19
Na	0.7	0.69	0.74	0.75
K	0.007	0.005	0.006	0.005
Total	18.86	19.66	19.03	18.35
X _{vac}	0.09	0.16	0.08	0.74
X _{vac} /(X _{vac} +Na)	0.12	0.18	0.10	0.50
Fe ²⁺ +Mg	3.10	3.00	3.45	3.68
Mg/Fe+Mg	0.55	0.53	0.51	0.47
Fe/Fe+Mg	0.45	0.47	0.49	0.53
Ca/Ca+Na	0.22	0.18	0.19	0.73
R ₂ *=Fe(tot)+Mg+Mn+Al in R ₂	2.97	3.82	3.12	3.09
R ₁ =Na+Ca	0.90	0.84	0.91	0.94
R ₃ =Al+1.33Ti	5.85	5.88	5.64	5.35
R ₂ =Fe+Mg+Mn	3.10	3.00	3.45	3.68
R ₁ +R ₂	4.00	3.84	4.36	4.62
FeO/FeO+MgO	0.61	0.60	0.61	0.67

نتایج

زمین‌شناسی

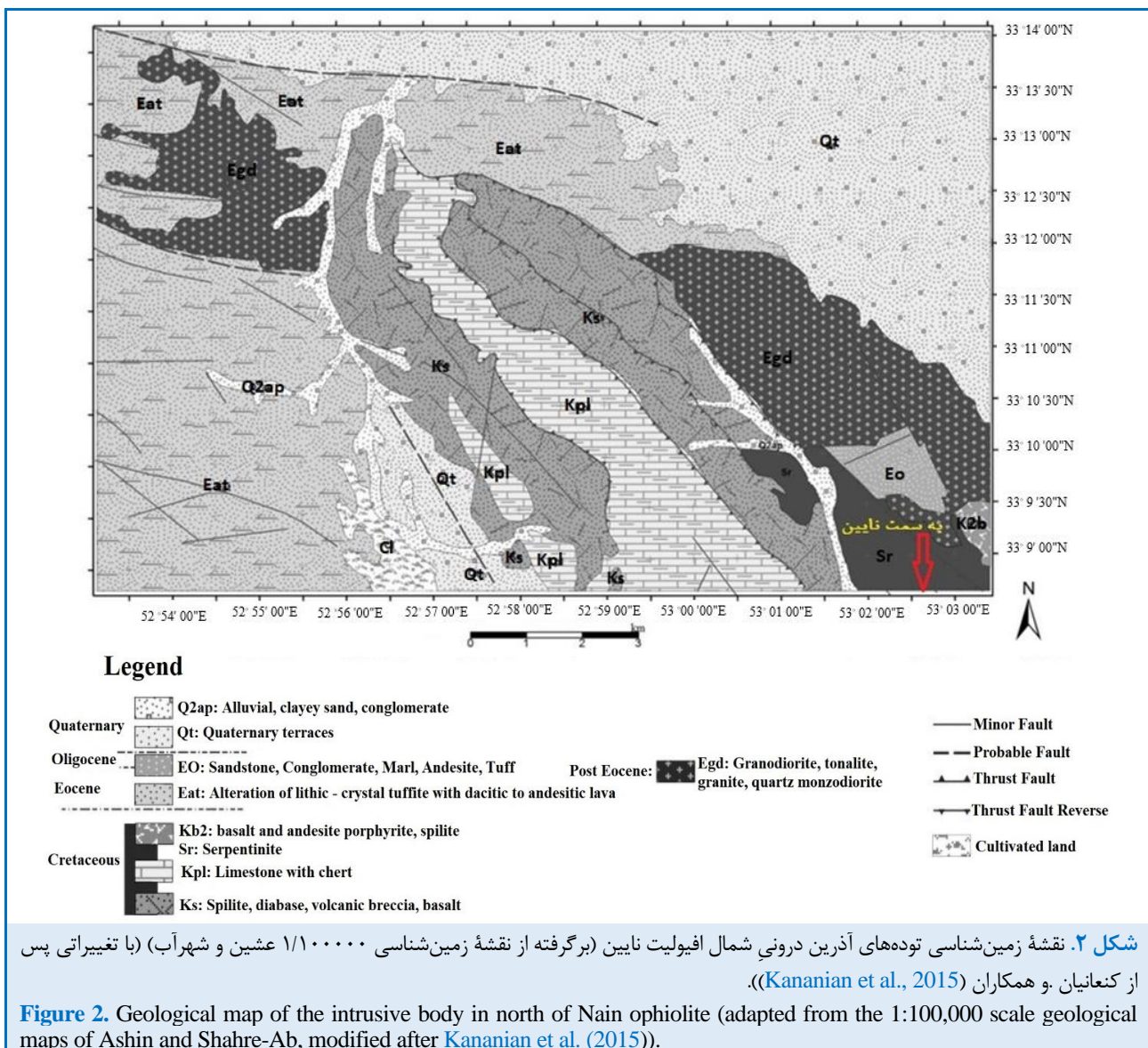
توده آذرین درونی بررسی‌شده در باختر پهنه ایران مرکزی و بخش مرکزی پهنه ماگمایی ارومیه - دختر در راستای شمال‌باختری - جنوب‌خاوری (شکل ۱) رخمون دارد. بر پایه جایگاه جغرافیایی، این منطقه به ۳ منطقه سهیل‌پاکوه، گلشکنان و حاجی‌آباد دسته‌بندی می‌شود. توده‌های آذرین درونی یادشده در جنوب‌خاوری شهرستان اردستان، در جنوب‌باختری نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ انارک و کرانه جنوب‌باختری نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ عشین جای

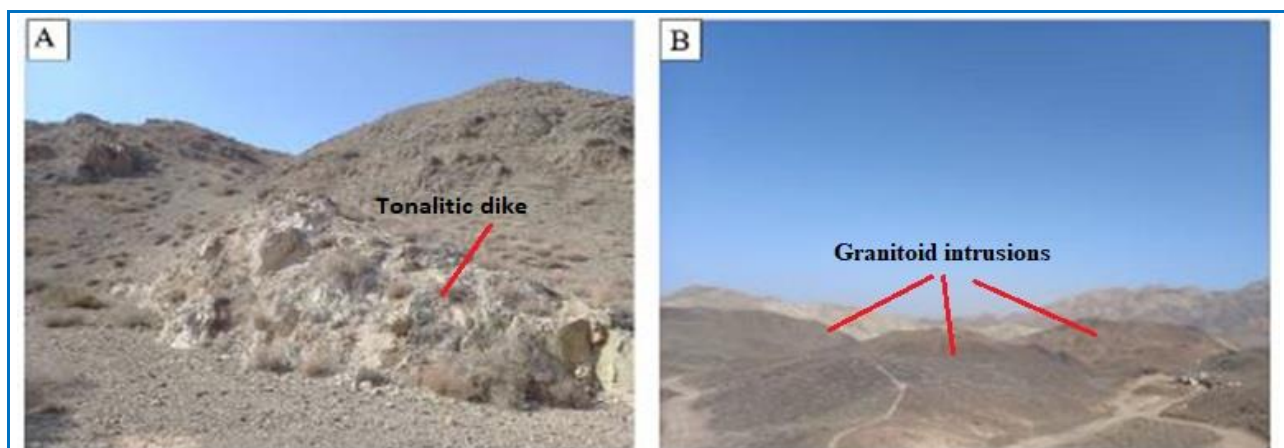
متاسوماتیسم در گرانیتویدهای منطقه

توده‌های آذرین درونی بررسی شده ترکیب گرانودیوریت، تونالیت، دیوریت و مونزدیوریت دارند. این توده‌ها بیشتر به صورت رگه و دایک هستند و در بخش‌هایی از منطقه به صورت توده‌هایی با اندازه‌های متفاوت رخمون دارد. کانی‌های آنها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، آمفیبول، بیوتیت به همراه تورمالین (بیشتر در گرانودیوریت‌ها) هستند. میانگین اندازه بلورها ۴-۹mm است و بافت بیشتر این سنگ‌ها گرانولار به همراه بافت‌هایی مانند پویی‌کیلپتیک و گهگاه پرتیتی و گرانوفیری است.

توالی این توده‌ها از گرانودیوریت به گرانیت شده است (Kanani et al., 2015). سرشت سنگ‌های منطقه در جنوب‌خاوری اردستان نشان از سرشت کالک‌آلکالن این سنگ‌ها دارد. نمونه‌های بررسی شده سرشت متآلومینوس تا پرآلومینوس دارند و همگی ویژگی‌های زمین‌شناسی پهنه‌های فرورانش را نشان می‌دهند (Amini, 2023). این یافته‌ها با الگوی فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای که بسیاری از پژوهشگران (Stöcklin, 1977; Berberian and King, 1981; Alavi, 1994) برای پهنه آتشفشانی ارومیه - دختر پیشنهاد کرده‌اند، همخوانی دارد (Kanani et al., 2015).

سنگ‌نگاری و بررسی برخی نموده‌های بافتی-





شکل ۳. تصویرهای صحرایی از منطقه بررسی شده (جنوب‌خاوری اردستان). A) دایک تونالیتی (نگاه رو به شمال‌باختری); B) توده‌های گرانیتوییدی به‌صورت باتولیت (نگاه رو به شمال).

Figure 3. Field photographs from the southeastern region of Ardestan. A) Tonalitic dike (NW view); B) Granitoid intrusions in the form of batholiths (northward view).

کانی‌های کدر پدید می‌آید. گرانودیوریت‌ها بافت درشت دانه تا متوسط (گرانولار) و کانی‌های اصلی مانند پلاژیوکلاز، کوارتز و ارتوکلاز و کانی‌های تیره بیوتیت و آمفیبول دارند. تورمالین، اسفن، آپاتیت و زیرکن که به‌صورت میانبار در بیوتیت دیده می‌شود نیز از کانی‌های فرعی آنها به‌شمار می‌روند. پلاژیوکلازها از کانی‌های اصلی سازنده گرانودیوریت‌ها هستند و به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل‌های پلی‌سینتتیک و پهنه‌بندی دیده می‌شوند. این کانی در پی دگرسانی گرمایی، افزایش آب و پتاسیم با سرسیت پوشیده شده است. پلاژیوکلازها گاه بافت غربالی نشان می‌دهند. پیدایش بافت غربالی پیامد تغییر شرایط تبلور مذاب در هنگام رشد بلور است که به ذوب و انحلال بخش‌هایی از بلور و ناپایداری آن می‌انجامد. سپس بازتبلور پلاژیوکلاز روی می‌دهد؛ به‌گونه‌ای که بخشی از مذاب با پلاژیوکلاز دربرگرفته می‌شود (Vernon, 2004). به دنبال تجزیه ارتوکلازها با کائولینیت جانشین شده‌اند. بیشتر کوارتزها بی‌شکل هستند و خاموشی موجی دارند و به‌صورت فنوکریست و گاهی به‌صورت دانه‌ریز فضای میان بلورها را پر می‌کنند. گاه بلورهای کوارتز به‌همراه آلکالی‌فلدسپار بافت گرانوفیری را پدید آورده‌اند. به‌دنبال تجزیه، آمفیبول‌ها با کلریت، اسفن و اکسید آهن جانشین شده‌اند. اسفن به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و به‌صورت اولیه و ثانویه دیده می‌شود که در نمونه‌های اولیه با رخ‌های مشخص دیده می‌شود و در نمونه‌های ثانویه در پی تجزیه

دیوریت با بافت گرانولار، پویی‌کیلیتیک و جانشینی ترکیب کانی‌شناسی پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و کانی‌های فرعی اپیدوت، اسفن، ترمولیت-اکتینولیت و زیرکن دارد. پلاژیوکلاز که بخش بزرگی از این سنگ‌ها را دربر می‌گیرد و شکل‌های نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با اغلب ماکل پلی‌سینتتیک و پهنه‌بندی^۳ نشان می‌دهد. پلاژیوکلازها گاه در راستای سطوح ماکل با اپیدوت جانشین شده‌اند (شکل ۴-A). دگرسانی اپیدوتی به‌صورت شکل‌های آمیبی دیده می‌شود. از سوی دیگر پلاژیوکلازها با رگچه‌های آلکالی‌فلدسپار نیز قطع شده‌اند (شکل ۴-B). ارتوکلازها درصد کمتری نسبت به پلاژیوکلاز دارند و گاه کائولینیتی شده‌اند و گاهی با کوارتز هم‌رشدی نشان می‌دهند (شکل ۴-C). کوارتز با اندازه‌های مختلف و گاهی با خاموشی موجی دیده می‌شود. آمفیبول‌ها به دو شکل اولیه و ثانویه یافت می‌شود (شکل ۴-D). آمفیبول‌های ثانویه اورالیت هستند و از جنس ترمولیت اکتینولیت است. اسفن‌ها به‌صورت مستقل یا در ارتباط نزدیک با آمفیبول‌ها و اپیدوت‌ها و به‌صورت همپوشانی دیده می‌شود (شکل‌های ۴-E و ۴-F). حضور اسفن و اپیدوت نشانی از بالابودن فوگاسیتته اکسیژن و اکسید کلسیم در محیط و درسیالات گرمایی است (Collins et al., 1982). به‌گفته کولینز (Collins et al., 1982) چنانچه دمای محلول‌های گرمایی از ۵۵۰ درجه سانتیگراد بیشتر باشد، اسفن به‌صورت شکل‌دار و در دمای کمتر به‌صورت ریز بلور در گرداگرد

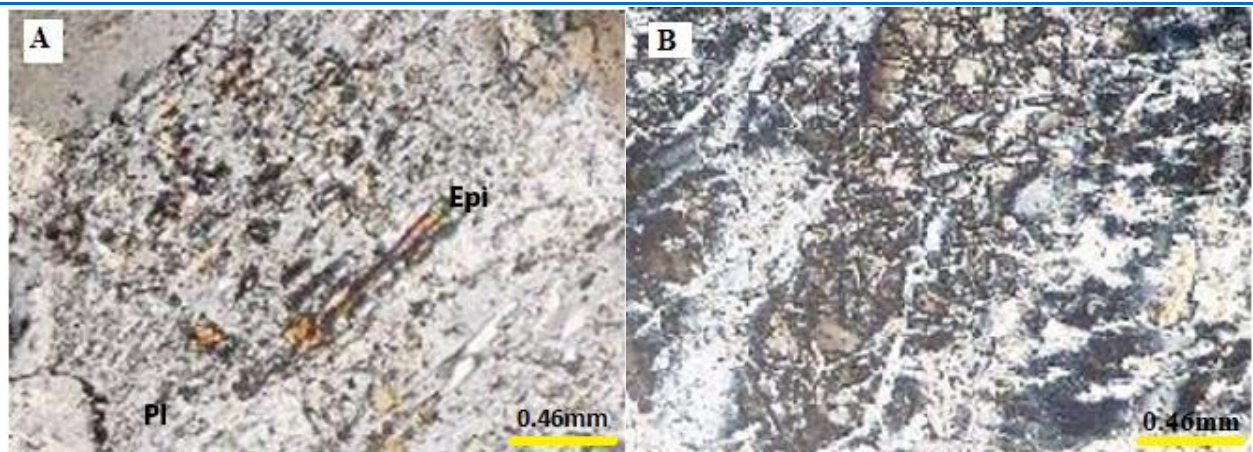
³ Zoning

از بور پدید آمده است (کانی تأخیری). در مقاطع بررسی شده، گاهی تورمالین در همراهی با کوارتز و فلدسپار دیده می‌شود. از سوی دیگر، گاه تورمالین در فضای خالی میان بلورهای کوارتز رشد کرده است و یا با بلورهای بیوتیت در حال کلریتی شدن همپوشانی نشان می‌دهد. تورمالین‌های توده‌گرانیوتیویدی بررسی شده بافت کشتی-جدایشی^۴ دارند که به باور هیبارد (Hibbard, 1994) حضور مذاب و سیال همزمان با دگرریختی دینامیک را می‌توان از شرایط پیدایش این بافت دانست (شکل‌های G-۴ تا K-۴).

⁴ Pull-apart

آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها پدید آمده است. معمولاً دگرسانی بیوتیت همزمان با واپاشی آمفیبول (معمولاً هورنبلند) روی می‌دهد. در این صورت کلسیم آزاد شده از آمفیبول یا پلاژیوکلاز، همراه با کاتیون‌های حاصل از فروپاشی بیوتیت، در دمای بالا بیوتیت ثانویه و در دمای کم اسفن و اپیدوت را موازی رخ‌های بیوتیت و آمفیبول پدید می‌آورد (Collins, 1992).

تورمالین با رنگ سبز مایل به قهوه‌ای و به‌صورت بلورهای درشت تا ریز به‌صورت پراکنده در گرانیوتیویدها (بیشتر در گرانودیوریت‌ها) دیده می‌شود. این کانی گاه پهنه‌بندی ظریفی از خود نشان می‌دهند. تورمالین با پهنه‌بندی در مراحل پس از تبلور ماگما و در مرحله گرمایی و تحت تأثیر محلول‌های سرشار



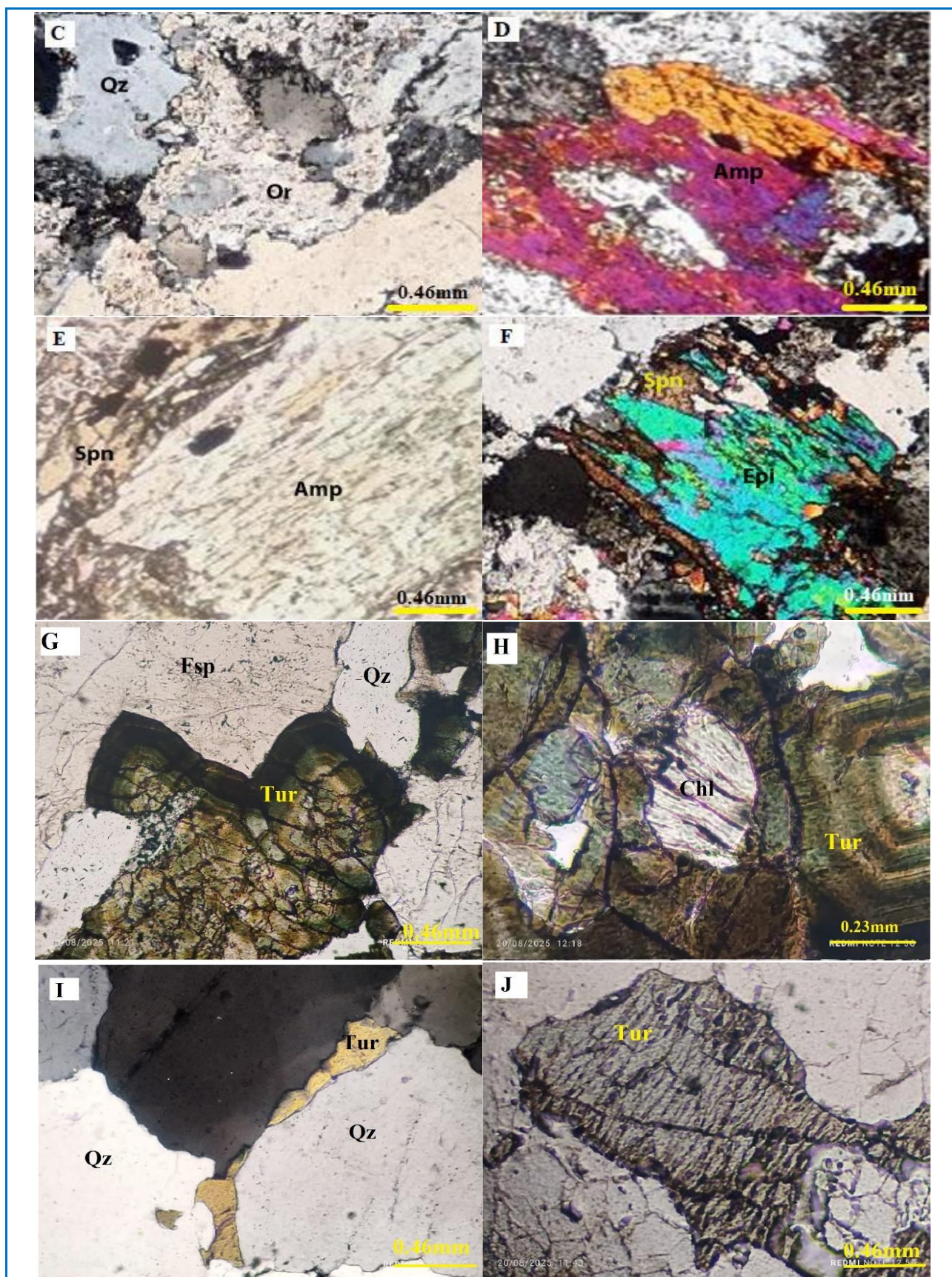
شکل ۴. A) جانشینی اپیدوت‌های ثانویه در امتداد ماکل یا رخ پلاژیوکلاز؛ B) قطع شدن پلاژیوکلاز اولیه با رگچه‌های ناممتد آلکالی فلدسپار؛ C) همراهی کوارتز و ارتوکلاز؛ D) هم‌یافتی هورنبلند اولیه و ثانویه؛ E) هم‌پوشانی اسفن روی آمفیبول؛ F) هم‌پوشانی اسفن روی اپیدوت؛ G) پهنه‌بندی در بخشی از تورمالین در همراهی با کوارتز و فلدسپار؛ H) بازمانده^۵ تحلیل‌نرفته کلریت احاطه شده با تورمالین؛ I) رشد تورمالین در فضای خالی میان بلورهای کوارتز با بافت روزنه‌ای^۶؛ J) شکستگی‌های موازی^۷ در بلور بی‌شکل تورمالین با چندرنگی سبز تا قهوه‌ای در گرانودیوریت (نور PPL)؛ K) مرز ناپایدار و همپوشانی تورمالین بر بلورهای بیوتیت در حال کلریتی شدن (نام اختصاری کانی‌ها از وار (Warr, 2021)؛ تصویرهای A تا F و I در XPL و دیگر تصویرها در PPL گرفته شده‌اند).

Figure 4. A) Replacement of secondary epidotes along twinning or cleavage planes of plagioclase; B) Cross-cutting of primary plagioclase by discontinuous alkali feldspar veinlets; C) Association of quartz and orthoclase; D) Intergrowth of primary and secondary hornblendes; E) Overgrowth of sphene on the amphibole; F) Overgrowth of sphene on the epidote; G) Zoning in part of tourmaline associated with quartz and feldspar; H) Relict unaltered chlorite surrounded by tourmaline; I) Growth of tourmaline in open spaces among quartz crystals with a porous texture; J) Parallel fractures in anhedral tourmaline crystal showing pleochroism from green to brown in granodiorite (PPL light); K) Unstable boundary and overgrowth of tourmaline on biotite crystals undergoing chloritization (mineral abbreviations after Warr, 2021). Images A to F and I were taken in XPL, and the other images in PPL.

⁵ relict

⁶ interstitial

⁷ Pull apart

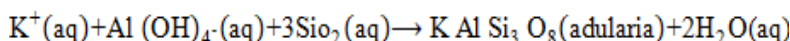


شکل ۴. ادامه.

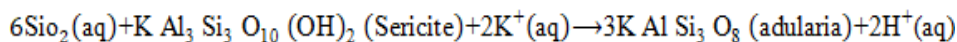
Figure 4. Continued.

بیشتر ارتوکلازها نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند و ماکل کارلسباد دارند و اندکی بافت پرتیتی نشان می‌دهند. کوارتز به صورت بلورهای کمابیش درشت و شفاف از کانی‌های اصلی به شمار می‌رود و یا به صورت بلورهای دانه‌ریز فضای خالی میان بلورهای پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار را پر کرده است و گاه همراه با بلورهای پتاسیم‌فلدسپار بافت گرانوفیری را پدید آورده‌اند. آمفیبول و بیوتیت از کانی‌های مافیک این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. از کانی‌های فرعی این سنگ می‌توان آپاتیت، زیرکن، کانی‌های کدر و به مقدار بسیار ناچیز اسفن را نام برد.

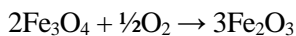
شواهد سنگ‌نگاری گویای پیدایش آدولاریا در واپسین لحظه پیدایش گرانیتوئید منطقه به صورت رگه‌ای است. می‌توان گفت متاسوماتیسم پتاسیک در منطقه با محلول‌های گرمایی غالب شده است. به‌طور کلی آدولاریا از کانی‌های ویژه در کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون کم است و چه‌بسا پیامد جوشش و خروج گاز CO₂ است که به افزایش اسیدیته (PH) محلول می‌انجامد و رگه‌های آدولاریا را پدید می‌آورد و از این‌رو، پراکندگی بالای آدولاریا بخش‌های دارای نفوذپذیری را نمایان می‌کند (Thompson and Thompson, 1996). سرد شدن سیالات گرمایی به ناپایداری محتوی $Al(OH)_4^-$ آنها و نهشت فلدسپارهایی مانند آدولر و سریسیت می‌انجامد (Reed and Spycher, 1985).



کانی‌های سیلیکاته (سریسیت)) (Reed and Spycher, 1985).



کوارتز (خاکستری تیره Q) ساخته شده است. همان‌گونه که در تجزیه نیمه کمی اپیدوت دیده می‌شود (شکل ۵-ب)، اپیدوت ۹/۲۸ درصدوزنی آهن و ۱۲/۹ درصدوزنی آلومینیم دارند که در آن Fe جانشین Al شده است. برای پایداری آن فوگاسیته اکسیژن باید آنچنان بالا باشد که آهن در سیال نخست به Fe³⁺ اکسید شود و بتواند جایگزین Al³⁺ شود (Shimazaki, 1982). از دیدگاه نظری می‌توان واکنش‌ها را به شرح زیر دانست:

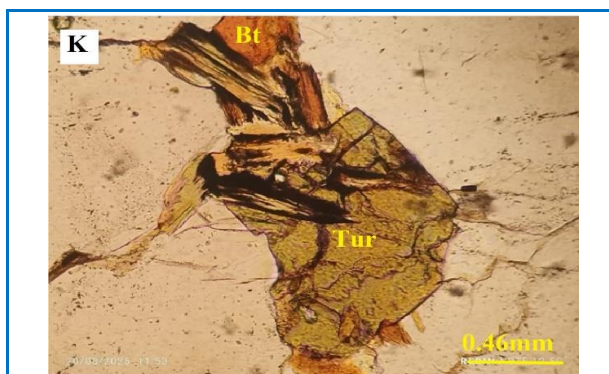


(مگنتیت)



(کلسیت)

(اپیدوت)



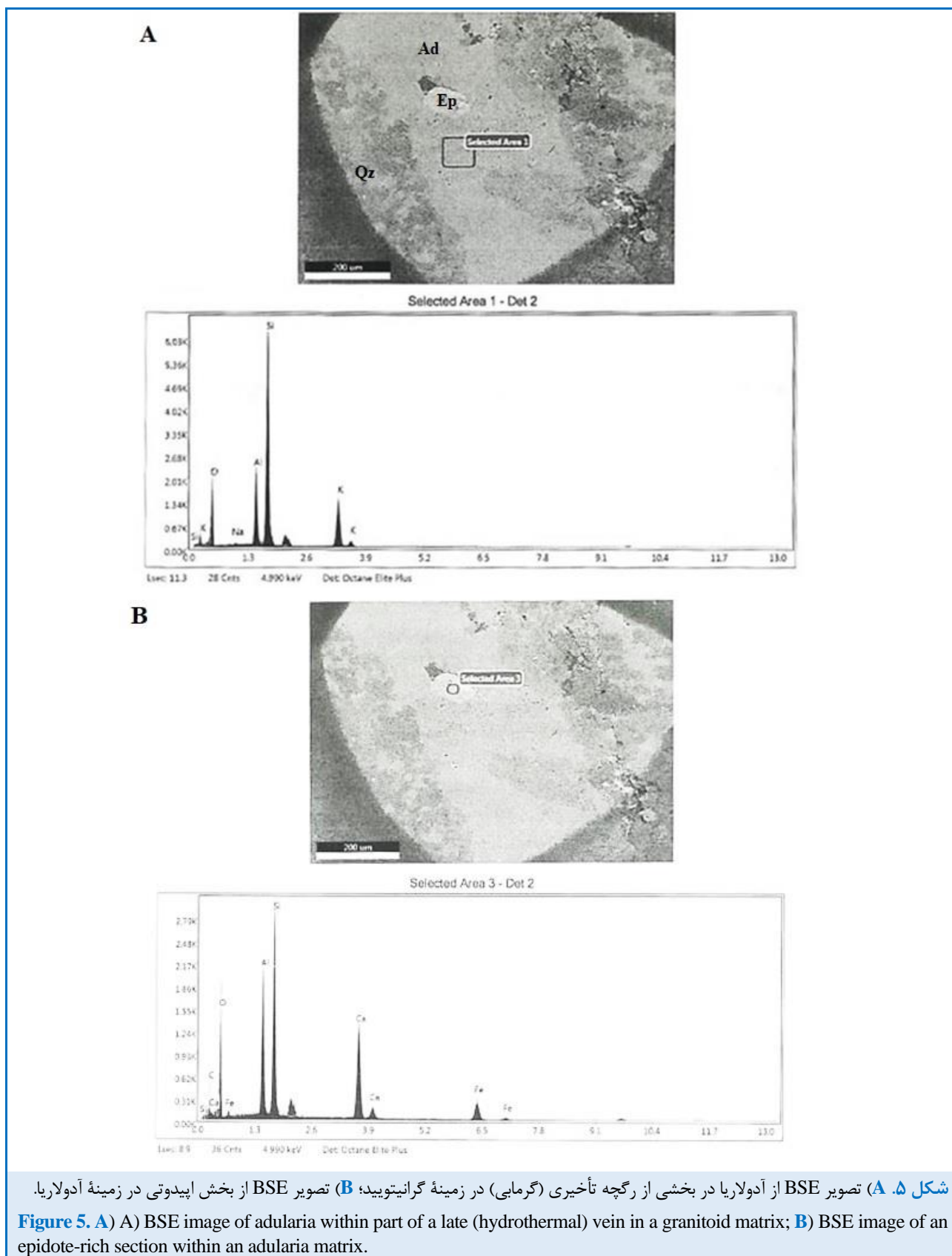
شکل ۴. ادامه.

Figure 4. Continued.

تونالیت‌ها به صورت درشت دانه تا دانه متوسط هستند و بافت‌های گرانوفیری، پویی کیلیتیک و غربالی دارند. افزون‌بر این، گاه به‌دلیل حضور درشت بلورهای ارتوکلاز، بافت پورفروبییدی دیده می‌شود. کانی‌های اصلی این مجموعه شامل ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند و بیوتیت هستند. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ساختمان منطقه‌ای و یا ماکل پلی‌سینتتیک هستند. برخی بلورهای پلاژیوکلاز گمان می‌رود در پی واکنش و ذوب‌بخشی در کناره‌ها، بافت شبه‌غربالی پدید آورده‌اند. این بافت در پلاژیوکلازها در پی انحلال پلاژیوکلاز روی داده است که به شرایط غیرتعادلی ماگما مانند کاهش فشار بخار آب و یا آمیختگی ماگمایی (Shelly, 1993) نسبت داده شده است.

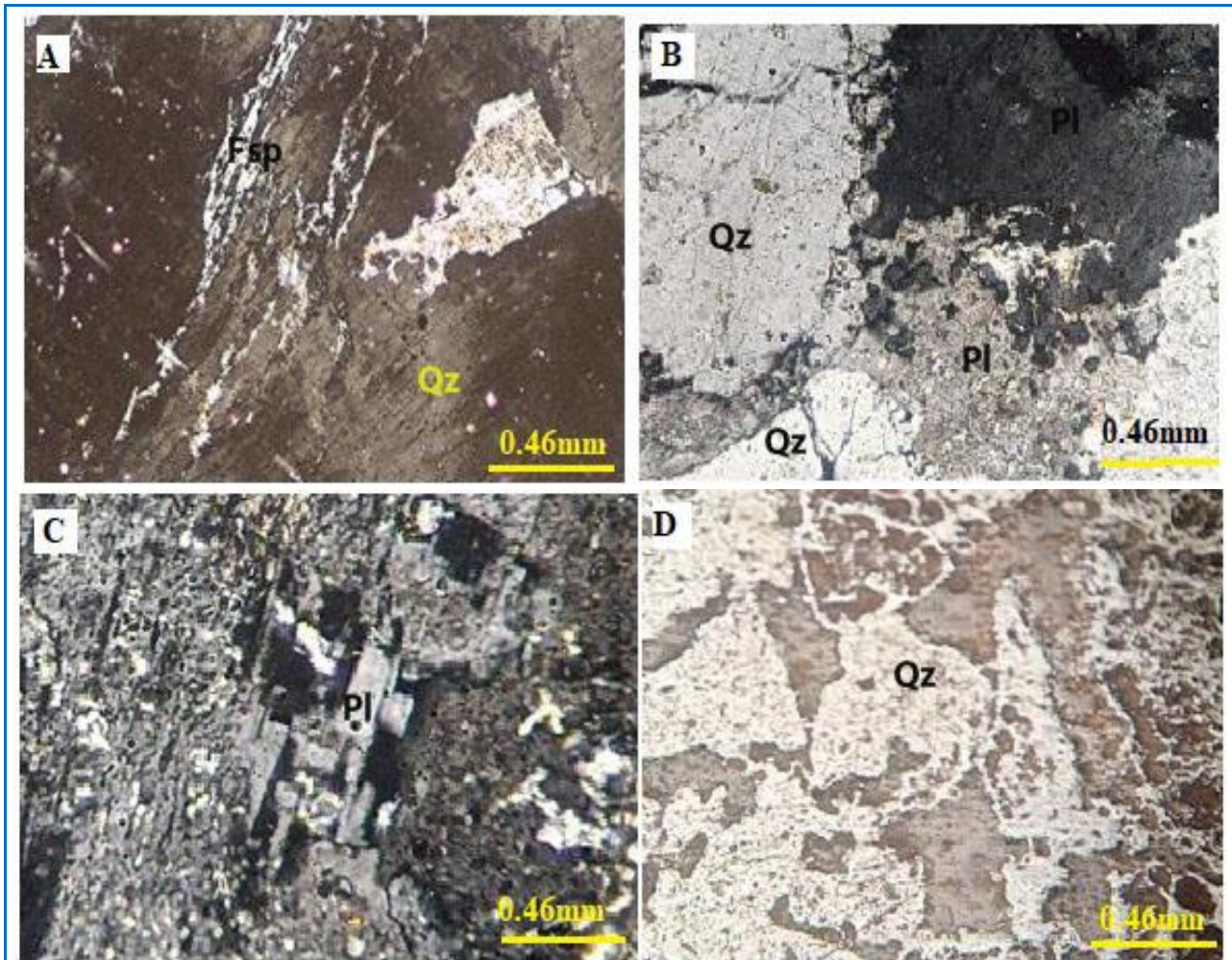
سیال در حال جوشش در PH بیشتر، پایداری آدولاریا را به‌دنبال دارد (در مقایسه با دیگر

برای شناسایی فازهای کانی‌شناسی ویژه و تأیید همیافتی آدولاریا- کوارتز- اپیدوت، از میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) کمک گرفته شده است. همیافتی کانی‌های یادشده و شواهد سنگ‌نگاری نشان می‌دهد این کانی‌ها به‌دنبال متاسوماتیسم بور و در نهایت دگرسانی، پدید آمده‌اند. همان‌گونه که دیده شد (شکل ۵-ا) در محل رگچه آدولاریا، سه فاز مختلف با تهرنگ مختلف دیده می‌شود که از اپیدوت (مرکز Ep)، آدولاریا (خاکستری روشن Ad) و



از نمونه‌های بافتی - متاسوماتیسم در مقاطع بررسی شده می‌توان حضور رگچه‌های آلکالی‌فلدسپار تأخیری در دانه‌های کوارتز را نام برد. کوارتزها با خاموشی موجی دارند و شکستگی‌های آنها با آلکالی‌فلدسپار تأخیری پر شده است. گاه شکستگی‌های پر شده بافت جدایش - کشش نشان می‌دهند (شکل ۶-۱).

مگنتیت‌های ماگمایی که به شکل کانی کدر در زمینه حضور دارند، می‌توانند نقطه آغاز واکنش باشند. فراوانی اپیدوت از نوع پیستاشیت که از کانی‌های سیلیکات آبدار است، گویای افزایش فوگاسیته اکسیژن بالاست. میدان پایداری اپیدوت با بالارفتن فوگاسیته اکسیژن به سوی دماهای کم، افزوده می‌شود (Shimazaki, 1982).

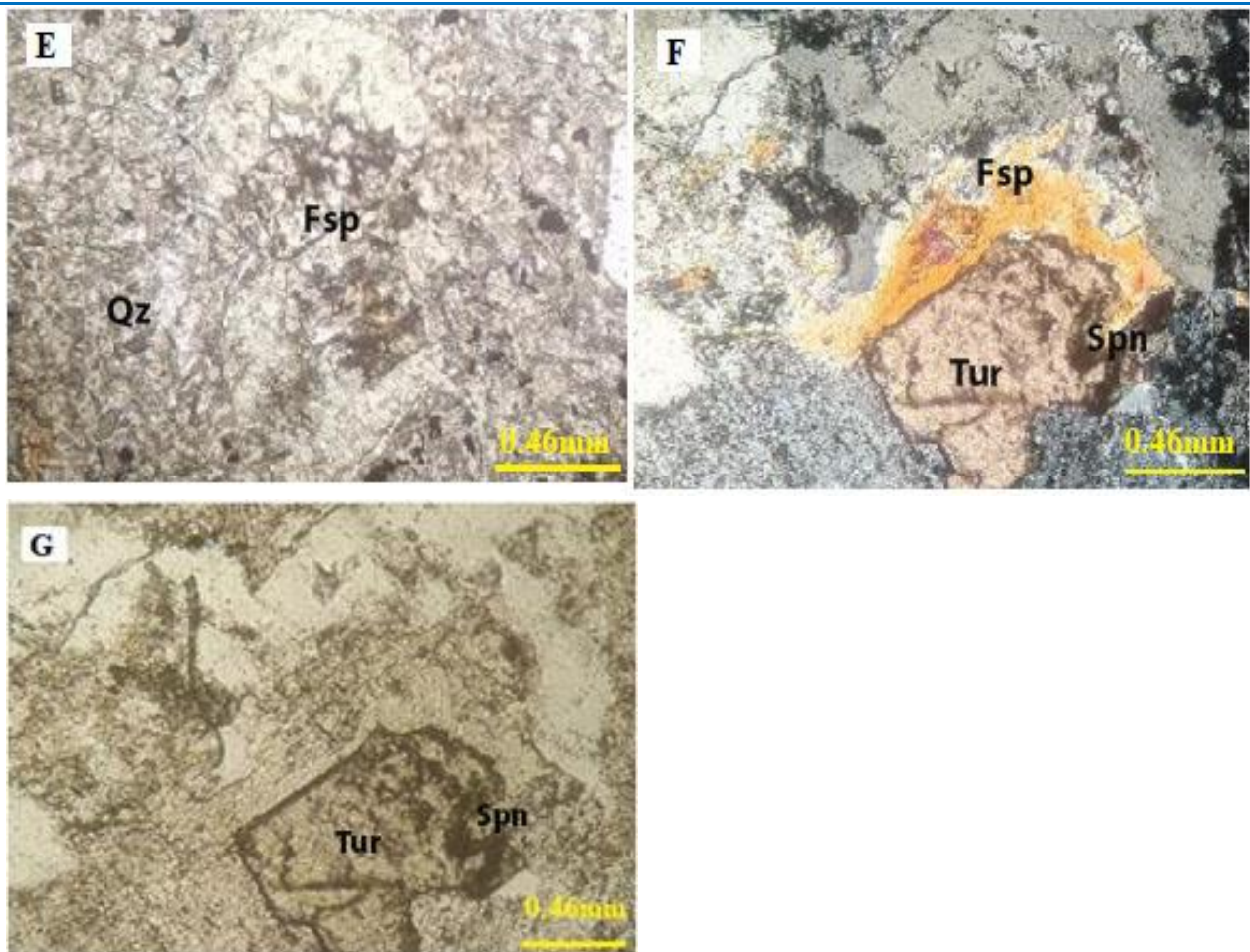


شکل ۶. ۱) شکستگی‌های پر شده با بافت جدایش-کشش؛ ۲) جانشینی بخشی کوارتز در امتداد ماکل پلاژیوکلاز؛ ۳) جانشینی بخشی پلاژیوکلاز با پتاسیم‌فلدسپار از حاشیه؛ ۴) پر شدن فضای خالی با کوارتزهای دانه‌ریز؛ ۵) حاشیه خورده‌شدگی در اطراف فلدسپار؛ ۶) همیافتی تورمالین (در مرکز) و حضور فلدسپار دگرسان‌شده (در حاشیه) و حضور فلدسپار دگرسان‌شده (در حاشیه) و حضور اسفن دانه‌ریز؛ ۷) همیافتی تورمالین (در مرکز) و حضور فلدسپار دگرسان‌شده (در حاشیه) و حضور اسفن دانه‌ریز (نام اختصاری کانی‌ها از وار (Warr, 2021)؛ تصویرهای A تا F در XPL و تصویر G در PPL گرفته شده‌اند).

Figure 6. A) Fractures filled with pull apart texture; B) Partial replacement of quartz along plagioclase twinning; C) Partial replacement of plagioclase by potassium feldspar from the margin; D) Filling of open space with fine-grained quartz; E) Corroded margin around feldspar; F) Intergrowth of tourmaline (center) with altered feldspar (margin) and presence of fine-grained sphene; G) Intergrowth of tourmaline (center) with altered feldspar (margin) and presence of fine-grained sphene (mineral abbreviations after Warr, 2021; Images A to F were taken in XPL, and image G in PPL).

کوارتزهای کم و بیش گردشده در زمینه پتاسیم‌فلدسپار یافت می‌شوند. شواهد بافتی نشان می‌دهند فلدسپارهای بزرگ اولیه از حواشی با کوارتزهای میزبان (با حاشیه نامتعادل) دربرگرفته شده‌اند. گمان می‌رود این کوارتزها، به ناپایداری فلدسپارها انجامیده‌اند که این ناپایداری با حاشیه خورده‌شدگی در فلدسپارها شناخته است (شکل ۶-۵). در ادامه، همیافتی تورمالین (با پهنه‌بندی ظریف) با اسفن و فلدسپار دگرسان‌شده و فراگرفته‌شدن آن با این کانی‌ها دیده می‌شود (شکل ۶-۶). دانه‌های تورمالین در نور پلاریزه موازی (PPL) با چندرنگی معکوس (سبز کم‌رنگ تا پررنگ) و برجستگی قوی شناخته می‌شوند (شکل ۶-۷).

جانشینی بخشی کوارتز در امتداد سطوح ماکل پلاژیوکلاز با حفظ قالب ماکل (سودومورف) از دیگر نموده‌های بافتی است (شکل ۶-۵). در یک مورد جانشینی کوارتزهای تأخیری همزمان در کناره‌های پلاژیوکلاز به شکل نامنظم انجام شده است. از دیگر موارد بافتی دیده‌شده در مقاطع می‌توان جانشینی بخشی پلاژیوکلاز با پتاسیم‌فلدسپار از حاشیه (جانشینی بینابینی) (شکل ۶-۶)، بافت برشی در کوارتزها (که در آن فضای خالی کوارتزهای درشت اولیه پس از برشی شدن، با کوارتزهای دانه‌ریز پر شده است) (شکل ۶-۷) و هم‌رشدی گلبولی کوارتز در آلکالی‌فلدسپار را نام برد. در مورد اخیر



شکل ۶. ادامه.

Figure 6. Continued.

در شمال مجموعه افیولیتی ناین آورده شده است (جدول ۴):

در ادامه جدول روابط پاراژنتیکی کانی‌های دیده‌شده در مقاطع نازک میکروسکوپی گرانیتوئیدهای بررسی‌شده

جدول ۴. روابط پاراژنتیکی کانی‌های در گرانیتوئیدهای شمال مجموعه آفیولیتی ناین.

Table 4. Paragenetic relationship in granitoids (North of Nain ophiolitic zone).

Mineral \ Stage	Magmatic stage	Boron metasomatism	Epithermal (Low sulphide)
Quartz		---	---
Amphibole			
Feldspar			
Tourmaline		---	
Adularia			---
Epidote		---	---
Chlorite	---	---	---
Titanite		---	---

عنصر بور عنصر مهم سازنده تورمالین، گرایش بسیاری به فازهای آبدار دارد و نمی‌تواند وارد ساختار کانی‌های معمول سنگ‌های گرانیتی (کوارتز، فلدسپار و میکا) شود. از این‌رو، این عنصر خوشه‌های بورات آبداری در مذاب‌های مراحل پایانی را پدید می‌آورد. از سوی دیگر، به پیشنهاد پژوهشگران (Veksler, 2004; Veksler and Thomas, 2002)، ذوب متاپلیت‌ها در فشارهای کم، به جدایش یا اکسولوشن فاز بخار غنی از Na، B و Fe در سیال گرمایی می‌شود. هنگامی که حجم بلورها در مذاب افزایش می‌یابد، گرانیروی سیال به‌جامانده، افزایش می‌یابد و در پی این پدیده، جدایش و تبلور تورمالین (همچنین، جانشینی آن در میزبان دایک‌ها و پگماتیت‌ها) روی می‌دهد. در هنگام ذوب متاپلیت‌ها با خروج مقدار کمی از مذاب، B و H₂O در ماگمای به‌جامانده حاصل از ذوب، افزایش می‌یابد. چنانچه این غنی‌شدگی از B و آب ادامه پیدا کند جدایش و تفکیک سیال غنی از بور ادامه می‌یابد و تبلور تورمالین رخ می‌دهد (London et al., 1996; London, 1999; Wilke et al., 2002; Dini et al., 2007). برای بررسی دقیق و تعیین فرمول ساختمانی تورمالین‌های بررسی‌شده، نمونه‌های فراوانی از تورمالین‌های در گرانیتوئیدهای بررسی‌شده با ریزکالوکترونی تجزیه شدند. داده‌های به‌دست‌آمده از حاشیه تورمالین تا مرکز تورمالین هستند. از لحاظ شیمیایی تورمالین اصولاً پهنه‌بندی ندارد؛ اما در تورمالین‌های گرمایی پهنه‌بندی ظریفی را می‌توان دیده کرد. تورمالین‌های دارای پهنه‌بندی در مراحل پس از تبلور ماگما و

تعیین ترکیب و خاستگاه تورمالین‌های بررسی‌شده بر پایه شیمی کانی

کانی تورمالین از شاخص‌ترین کانی‌های سیلیکاته بور و آلومینیم‌دار با فرمول عمومی XY₃Z(T₆O₁₈)(BO₃)₃V₃W یا (R₁)(R₂)₃(R₃)₆(BO₃)₃Si₆O₁₈(OH,F)₄ است (Hawthorne and Henry, 1999) که در آن:

X=Ca, Na, K, [□ vacancy]

Y= Li, Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Al, Cr³⁺, V³⁺, Fe³⁺, (Ti⁴⁺),

Z= Mg, Al, Fe³⁺, V³⁺, Cr³⁺

T= Si, Al, (B)

B=B, (□vacancy)

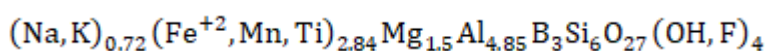
V= OH, O

W=OH, F, O

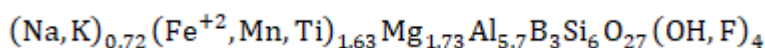
ترکیب شیمیایی تورمالین می‌تواند اطلاعات ارزشمندی درباره تغییرات فیزیکوشیمیایی محیط پیدایش سنگ میزبان ارائه کند (Manning, 1982; Henry and Guidotti, 1985; London, 1999). تورمالین حامل اصلی بور در سنگ‌های پوسته‌ای است. از ترکیب شیمیایی تورمالین‌ها می‌توان به فرایندهای پیدایش تورمالین مانند، تورمالین‌های پدیدآمده در پی فرایند متاسوماتیسم بور، رسوب و ته‌نشست مستقیم سیال‌های گرمایی سرشار از بور، واکنش‌های سنگ‌شدگی اولیه در رسوب‌های پلیتی و متبلورشدن تورمالین و رگه‌های پگماتوئیدی کوارتز تورمالین که در ارتباط با گرانیت‌ها است پی برد (Torres-Ruizet et al., 2003). به باور گروهی از پژوهشگران (Dingwell et al., 1996; Dingwell, 1999; Harraz and El-Sharkawy, 2001; Collins, 2010)،

۳- میزان FeO بیشتر از MgO و نسبت Fe^{2+}/Mg نزدیک به ۱/۳ است.

با استفاده از داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه با ریزکاو الکترونی فرمول شیمیایی تورمالین‌های بررسی‌شده به‌دست‌آورده شد که نتایج آن در جدول ۴ آورده شده‌اند و به‌صورت زیر می‌توان آنها را نشان داد:

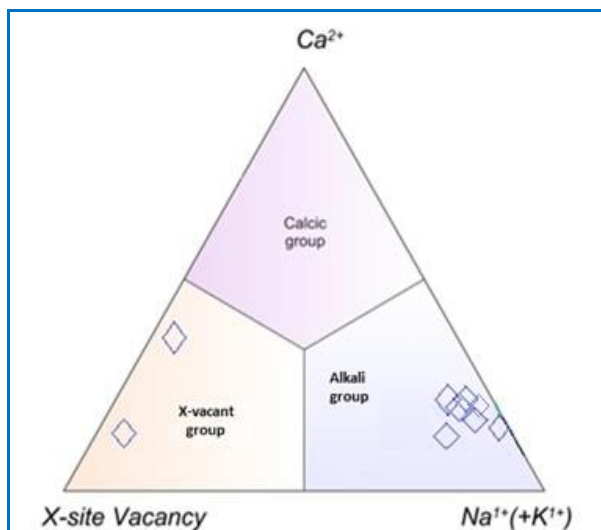


فرمول شیمیایی هسته تورمالین‌ها:



فرمول شیمیایی حاشیه تورمالین‌ها:

مسئله می‌تواند نشان‌دهنده میزان بیشتر Na (و پتاسیم) در مقایسه با میزان کلسیم در جایگاه X و تهی‌بودن این جایگاه در ترکیب شیمیایی تورمالین‌های بررسی‌شده باشد.



شکل ۷. رده‌بندی تورمالین‌های مورد بررسی در نمودار جایگاه خالی X و مقدار Ca, Na, K (Henry et al., 2011).

Figure 7. Classification of studied tourmaline types based on the X-site occupancy and Ca, Na, and K diagram (after Henry et al., 2011).

تورمالین‌های قلیایی بیشتر در شرایط اسیدی و دمایی کم پدید می‌آیند (Collins, 2010). برای بررسی

در مرحله گرمایی و تحت تأثیر محلول‌های سرشار از بور پدید آمده‌اند. بر پایه بررسی‌های انجام‌شده و نیز بر پایه بررسی‌های پیشین اکبری (Akbari, 1999) می‌توان گفت:

۱- میزان FeO و TiO_2 و CaO از هسته تورمالین تا حاشیه کم می‌شود؛
۲- میزان Al_2O_3 و MgO و SiO_2 و B_2O_3 از هسته تورمالین به سوی حاشیه زیاد می‌شود؛

تورمالین‌های بررسی‌شده از نوع محلول جامد شورلیت-دراویت^۸ است. این تورمالین‌ها، می‌توانند تحت تأثیر گازهای داغ بوردار و در مرحله پنوماتولیتیک پدید آیند. مواد مختلفی که می‌توانند تورمالین با خاستگاه گرمایی داشته باشند عبارتند از (London and Manning, 1995):

- ۱) رگه‌های کوارتز - تورمالین‌دار درون توده‌های گرانیتوئیدی؛
- ۲) برش‌های ماسیو تورمالین درون توده گرانیتوئیدی؛
- ۳) برش‌های ماسیو تورمالین درون توده‌های میزبان با دگرگونی همبری؛

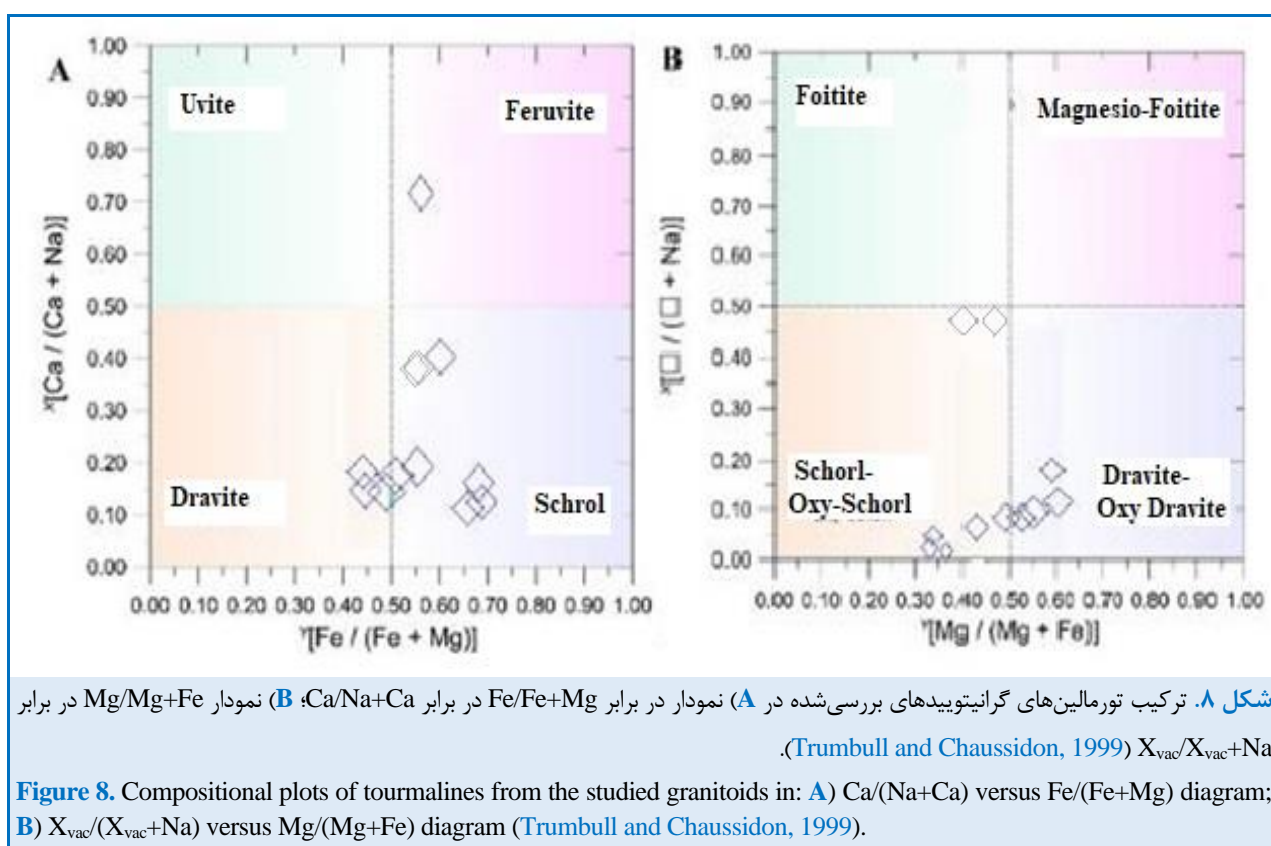
۴) جانشینی مجاورتی گسترده درون سنگ‌های میزبان. با توجه به جانشینی‌های احتمالی در جایگاه X، تورمالین‌ها را بر پایه مقدار $Na+(K)$ و Ca و کمبود یا خالی‌بودن جایگاه X^9 ، به سه گروه تورمالین‌های کلسیک، قلیایی و انواعی که جایگاه X آنها تهی است یا پر نشده است دسته‌بندی کرده‌اند (Hawthorne and Henry, 1999). بر پایه این دسته‌بندی بیشتر تورمالین‌های بررسی‌شده به انواع قلیایی تعلق دارند (شکل ۷) که این

⁸ Dravite-Schorlite

⁹ X-site vacancy

در مقادیر ثابت Ca و Al است. جایگاه X (X_{vac}) که معمولاً با کاتیون‌هایی مانند سدیم، کلسیم یا پتاسیم پر می‌شود، به‌طور کامل پرنشده است و در تورمالین‌های بررسی شده میزان کمبود این جایگاه نزدیک به ۰/۷۴-۰/۰۲ است (جدول ۳). این بازه نشان می‌دهد تورمالین‌های بررسی شده از تورمالین‌هایی با جایگاه X تقریباً پر ($X_{vac} \approx 0$) تا تورمالین‌هایی با جایگاه X کمابیش خالی (X_{vac} بالا) در تغییر هستند.

تغییرات ترکیبی در نسبت‌های Fe, Mg, Na و Ca و تشخیص نوع تورمالین‌ها نمودارهای دوتایی $Ca/Ca+Na$ در برابر $Fe/Fe+Mg$ (Trumbull and Chaussidon, 1999) و $X_{vac}/X_{vac}+Na$ در برابر $Mg/Mg+Fe$ (Hawthorne and Henry, 1999) به‌کار برده شدند (شکل‌های A-۸ و B-۸). بر پایه این نمودارها، ترکیب شیمیایی تورمالین‌های بررسی شده در بازه شورل و دراویت است که نشان‌دهنده تبادلات کاتیونی Fe و Mg

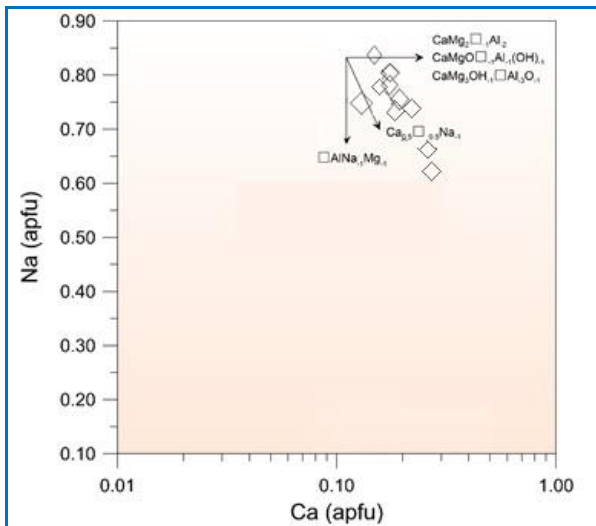


برابر Fe (London and Manning, 1995) در نمودار شکل ۹ بررسی شد. در این نمودار ترکیب شورل-دراویت روی خط $\sum(Fe+Mg)=3$ جای می‌گیرد و همه نمونه‌هایی که زیر خط جای می‌گیرند $\sum(Fe+Mg)<3$ دارند که نشان‌دهنده جانشینی Al در جایگاه Y (یا همان R_2) است، پس هرچه مقدار $\sum(Fe+Mg)$ کمتر باشد، میزان Al در جایگاه Y بیشتر می‌شود. در صورتی که هرچه این میزان بیشتر باشد، کمبود Al در جایگاه Z نبود حضور Al در جایگاه Y روی می‌دهد.

واکنش‌های جانشینی در ترکیب تورمالین می‌تواند به‌صورت تبادل هم ظرفیتی در یک جایگاه خاص (مانند جانشینی Mg به جای Fe^{2+} در جایگاه Y) و یا به‌صورت تبادل چند ظرفیتی در چندین جایگاه (مانند جانشینی جفتی اوویت $Ca-Mg$ به جای Na-Al که دو جایگاه X و Y را درگیر می‌کند) انجام شود. برای بررسی واکنش‌های جانشینی احتمالی در تورمالین‌های بررسی شده از نمودارهای گوناگونی بهره‌گرفته شد. تغییرات Mg

¹⁰ Uvite

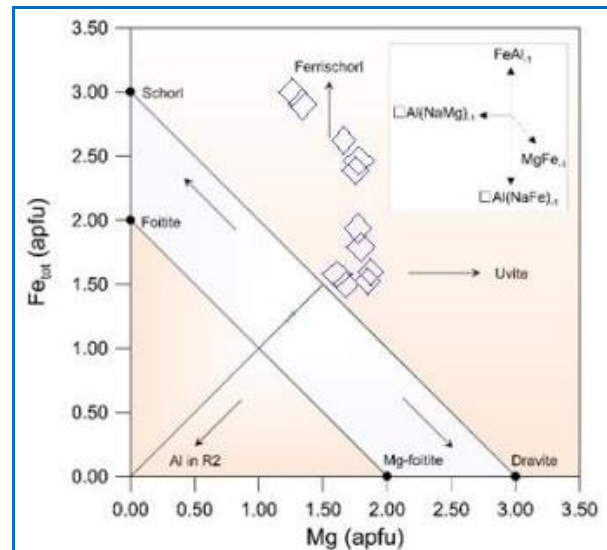
آلومینیم، حضور فوییتیت و جایگاه خالی X و اولنیت است. بر پایه این نمودار ترکیب شورل- دراویت نزدیک به مرکز نمودار با مقدار $R_1+R_2 = 4$ و $R_3 = 6$ جای می‌گیرد و همه بردارها با مؤلفه افزایشی شورل- دراویت آغاز می‌شوند.



شکل ۱۰. ترکیب تورمالین‌های گرانیتوئید در شمال پهنه آفیولیتی ناین در نمودار کلسیم در برابر سدیم (Pesquera, 1999).

Figure 10. Composition of granitoid-hosted tourmalines located north of the Naevin ophiolitic zone, plotted on the calcium versus sodium diagram (after Pesquera, 1999).

در این نمودار جانشینی پروتون‌زدایی $AIO(Mg,Fe)_1(OH)_1$ و جانشینی تهی‌شدگی قلیایی با دو بردار نشان داده شده است. تورمالین‌ها چه بسا سه روند به سوی یوویت یعنی جانشینی $Ca(Fe,Mg)(Na,Al)_1$ ، نقص آلکالی (تهی‌شدگی قلیایی) یعنی گرایش به جانشینی $R_1(Al)(Na(Fe, Mg)_1$ و نقص پروتونی (پروتون‌زدایی) یعنی به جانشینی $(R_3)O((R_2)OH)_1$ گرایش نشان دهند یا اینکه در فاصله میان این روندها جای گیرند (Manning, 1982). همان‌گونه که دیده می‌شود، تورمالین‌های بررسی‌شده در این نمودار از نقطه شورل- دراویت به سوی یوویت یعنی جانشینی $Ca(Fe,Mg)(Na,Al)_1$ جای گرفته‌اند که نشان از جانشینی کلسیم و منیزیم و آهن دارد.



شکل ۹. نمودار Fe/Mg و جایگاه تورمالین‌های بررسی‌شده در آن (London and Manning, 1995).

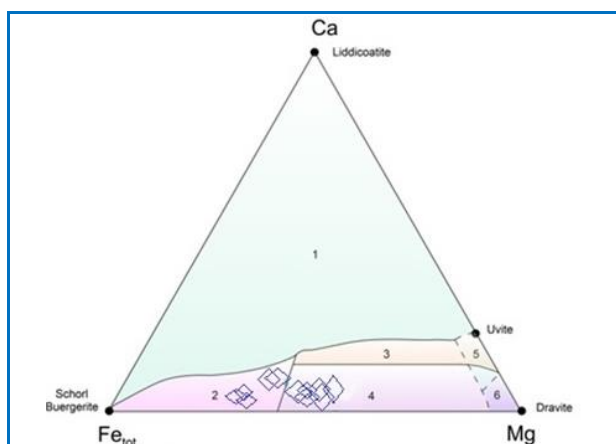
Figure 9. Fe/Mg diagram showing the compositional position of the studied tourmalines (London and Manning, 1995).

بر پایه نمودار تغییرات Fe در برابر Mg همه نمونه‌ها در بالای خط $\sum(Fe+Mg)=3$ و در بازه شورل- دراویت جای گرفته‌اند و از این رو، در جایگاه Z کمبود Al و در جایگاه Y نبود Al دارند. تورمالین‌های بررسی‌شده بیشتر هم‌راستایی با بردار $MgFe_1$ نشان می‌دهند (نشان از جانشینی Mg و Fe و گرایش ترکیب تورمالین‌ها به شورل تا دراویت). از سوی دیگر شماری از نمونه‌ها در راستای بردار فری‌شورل با فرمول $FeAl_1$ هستند.

همچنین، نمودار یادشده نشان‌دهنده پیدایش اویت به میزان ناچیز است. از سوی دیگر، نمودار Na در برابر Ca (Pesquera, 1999) (شکل ۱۰) میزان بیشتر سدیم در قیاس با کلسیم و همخوانی نمونه‌های تورمالین بیشتر با بردار مورب $Ca_{0.5}Na_{0.5}$ (جانشینی Na و کلسیم در جایگاه خالی X) را نشان می‌دهد.

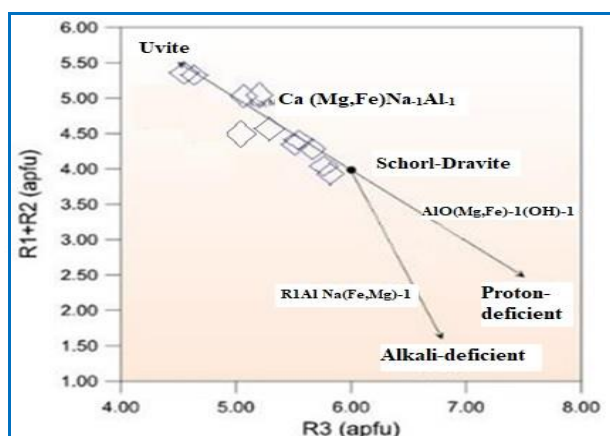
نمودار تغییرات $(R_1+R_2)(Ca+Na)+(Fe+Mg+Mn)$ در برابر $R_3(Al+1.33Ti)$ (شکل ۱۱) نشان‌دهنده جانشینی‌هایی است که آلومینوم در آن دخالت دارد. به عبارت دیگر، نشانه وجود تورمالین با

نشان‌دهنده تورمالین‌های با فاصله دور از توده آذرین درونی و دلیل بر خاستگاه خارجی بور و سیستم گرمایی دارد. نسبت‌های برابر ۰/۶ تا ۰/۸ نیز نشان‌دهنده محیطی میان این دو خاستگاه یادشده (نزدیک تا حد واسط نسبت به توده‌های ماگمایی) است و نشان‌دهنده آنست که هم شماره‌های ماگمایی و هم شماره‌های گرمایی در پیدایش تورمالین‌ها نقش داشته‌اند (Pirajno and Smithies, 1992). میزان این نسبت در تورمالین‌های گرانیتوئیدهای بررسی‌شده میان ۰/۶ تا ۰/۷۵ (با میانگین ۰/۶۹) است که می‌تواند نشان‌دهنده محیطی میان دو خاستگاه یادشده و پیدایش این تورمالین‌ها هنگام آمیختگی سیال ماگمایی و گرمایی (تأثیر همزمان دو فرایند ماگمایی و گرمایی و دخالت آب‌های جوی در مرحله واپسین پیدایش آنها) باشد.



شکل ۱۲. نمودار سه‌تایی Ca-Fe-Mg (Henry and Guidotti, 1985) و بررسی جایگاه ترکیب تورمالین‌های در گرانیتوئیدهای بررسی‌شده (۱. گرانیتوئیدهای سرشار از لیتیم، همراه با پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته، ۲. گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم، همراه با پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته، ۳. سنگ‌های سیلیکاته آهکی، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های غنی از Ca، ۴. سنگ‌های متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های فقیر از Ca، و سنگ‌های کوارتز تورمالین‌دار، ۵. متاکربنات‌ها، ۶. اولترامافیک‌های دگرگون‌شده).

Figure 12. Ca-Fe-Mg ternary diagram (after Henry and Guidotti, 1985), illustrating the compositional position of tourmalines in the studied granitoids (1. Lithium-rich granitoids, associated with pegmatites and aplites, 2. Lithium-poor granitoids, associated with pegmatites and aplites, 3. Calc-silicate rocks, metapelites, and Ca-rich metapelites, 4. Ca-poor metapelites and metapelites, along with quartz-tourmaline-bearing rocks, 5. Metacarbonates, 6. Metamorphosed ultramafic rocks).

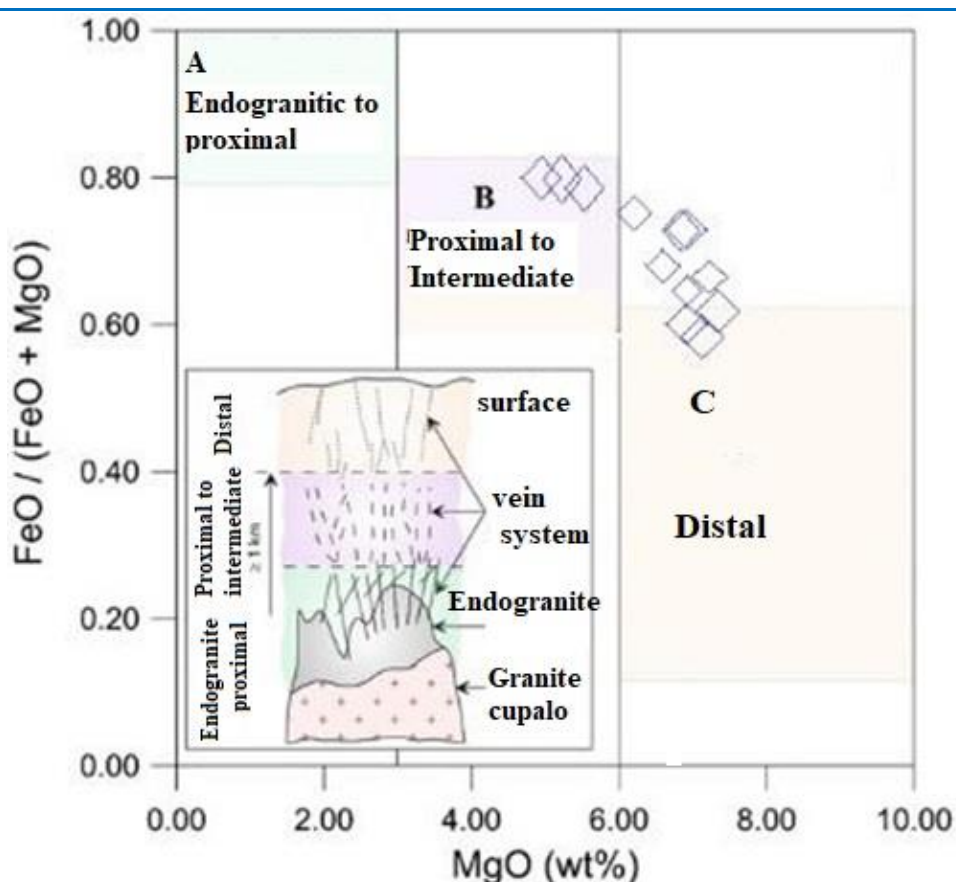


شکل ۱۱. نمودار تغییرات R_1+R_2 در برابر R_3 (Manning, 1982).

Figure 11. Variation diagram of R_3 versus (R_1+R_2) (after Manning, 1982).

بر پایه نمودارهای Fe-Mg-Ca (Henry and Guidotti, 1985) که برای شناسایی طبیعت سیالات دخیل در تبلور تورمالین به کار برده می‌شوند، تورمالین‌های بررسی‌شده بیشتر در بازه متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های فقیر از کلسیم و سنگ‌های کوارتز-تورمالین فقیر از کلسیم (شکل ۱۲) جای گرفته‌اند و چند نمونه هم در بازه گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم جای گرفته‌اند. تورمالین متاپلیت‌ها متعلق به محلول جامد شورل-دراویت همراه با مقدار کمی اویت-منگنز یواویت و فوییتیت-منگنز یوفوییتیت هستند (Abu El-Enen and Okruch, 2007).

بر پایه نمودار شکل ۱۳ نمونه‌های تورمالین بررسی‌شده میان بازه B تا C یعنی در محیط نزدیک به توده گرانیتی تا حد واسط و محیط دور از توده آذرین درونی جای می‌گیرد. تورمالین‌های ماگمایی، در مقایسه با تورمالین‌های گرمایی و گرمایی، مقدار Al بیشتر و کاستی بیشتری در جایگاه X دارند (مانند: Trumbull and Chaussidon, 1999; Zhao et al., 2022). بر پایه بررسی‌هایی پژوهشگران (مانند: Pirajno and Smithies, 1992; Yavuz et al., 2008; Zhu et al., 2020) اگر میزان $FeO/FeO+MgO$ از ۰/۸ تا ۱ باشد، نشان‌دهنده بسته بودن سیستم ماگمایی و نزدیک‌تر بودن به خاستگاه ماگما و نبود دخالت شماره‌های خارجی در پیدایش تورمالین‌هاست. اگر میزان آن کمتر از ۰/۶ باشد،



شکل ۱۳. بررسی قلمرو تورمالین‌های گرانیتوئیدیهای بررسی‌شده روی نمودار نسبت MgO در برابر $FeO/FeO+MgO$ (Pirajno and Smithies, 1992). بازه A: بازه آندوگرانیته تا نزدیک به توده گرانیتی؛ B: بازه نزدیک به توده گرانیتی تا حد وسط C: تورمالین‌های دور از توده گرانیتی).

Figure 13. The spatial distribution of tourmalines in the studied granitoids on the MgO versus $FeO/(FeO+MgO)$ diagram (after Pirajno and Smithies, 1992) (A: Zone from andogranitic areas to proximity of the granitoid body; B: Transitional zone near the granitoid intrusion; C: Tourmalines located distal from the granitoid body).

است. تکاپوهای پایانی توده آذرین درونی گرانودیوریتی تا میکرودیوریتی که پس از ائوسن رخ داده است سبب شده تا سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دچار دگرسانی گرمابی شده و در پی این پدیده سنگ‌های یادشده به رنگ‌های سفید، زرد تا صورتی نمایان هستند و با مجموعه‌ای برشی سیلیسی - آرژیلیتی جانشین شده‌اند. برخی نمونه‌های بافتی-متاسوماتیسم در گرانیتوئیدیهای منطقه شامل رگچه‌های آلکالی‌فلدسپار تأخیری در دانه‌های کوارتز، بافت برشی در کوارتزها، جانیشینی بخشی کوارتز در امتداد سطوح ماکل پلاژیوکلاز با حفظ قالب ماکل، جانیشینی بخشی پلاژیوکلاز با پتاسیم‌فلدسپار از حاشیه و هم‌رشدی گلبولی کوارتز و آلکالی‌فلدسپار است. بر پایه نتایج

برداشت

توده گرانیتوئیدی شمال‌باختری پهنه افیولیت ناین در جنوب‌خاوری اردستان و در بخش مرکزی پهنه ارومیه-دختر جای دارد. این توده با سن الیگومیوسن در شمال‌خاوری استان اصفهان دیده می‌شود که در سنگ‌های آتشفشانی و سنگ‌های آذرآواری ائوسن منطقه، تزریق شده است. این توده گرانیتوئیدی با سرشت کالک‌آلکان و از نوع گرانیتوئید نوع I است که با ترکیب گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت، دیوریت و مونزدیوریت شناخته می‌شود و در سنگ‌های آذرآواری با سن ائوسن تزریق شده است. بیشتر کانی‌های آنها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، آمفیبول و همچنین، تورمالین

تغییرات Fe در برابر Mg همه نمونه‌ها در بالای خط $\Sigma(\text{Fe}+\text{Mg})=3\text{Y}$ و در بازه شورل- دراویت جای گرفته‌اند و از این رو، کمبود Al در جایگاه Z و نبود Al در جایگاه Y نشان می‌دهند. تورمالین‌های بررسی شده بیشتر در بازه متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های فقیر از کلسیم و سنگ‌های کوارتز-تورمالین فقیر از کلسیم جای گرفته‌اند و از سوی دیگر، در بازه میان محیط نزدیک به توده گرانیتی تا حد واسط و محیط دور از توده آذرین درونی جای می‌گیرد. میزان نسبت $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ در تورمالین گرانیتوئیدها از ۰/۶ تا ۰/۷۵ است که می‌تواند نشان‌دهنده پیدایش این تورمالین‌ها هنگام آمیختگی سیال ماگمایی و گرمایی (تأثیر همزمان دو فرایند ماگمایی و گرمایی و دخالت آب‌های جوی در مرحله واپسین پیدایش آنها) باشد.

بررسی‌های سنگ‌نگاری، همپوشانی مجموعه دگرسانی اپی‌ترمال (آدولاریا، کوارتز، اپیدوت، ...) بر متاسوماتیسم بور (تورمالین‌زایی) روشن است. تورمالین‌های در گرانیتوئیدهای بررسی شده از نوع محلول جامد شورلیت - دراویت هستند. تورمالین‌ها در مناطق بررسی شده می‌توانند تحت تأثیر گازهای داغ حاوی بور و در مرحله پنوماتولیتیک پدید آمده باشند. بیشتر تورمالین‌های بررسی شده به انواع قلیایی تعلق دارند که این مسئله می‌تواند نشان‌دهنده میزان بیشتر Na و K در جایگاه X در مقایسه با مقدار Ca و مقدار کمبود جایگاه یادشده است. ترکیب شیمیایی تورمالین گرانیتوئیدها در بازه شورل و دراویت است که نشان‌دهنده تبادلات کاتیونی Fe, Mg در مقادیر ثابت Ca و Al است. بر پایه نمودار

Reference

- Abu El-Enen, M.M., and Okruch, M. (2007) The texture and composition of tourmaline in metasediments. *Mineralogical Magazine*, 71, 17-40. <https://doi.org/10.1180/minmag.2007.071.1.17>
- Ahmadi-Bonakdar, S., Tabatabai, S.M., and Mirlohi, A. (2023) Investigation on tourmaline occurrence in the metamorphic complex in the north of Golpayegan, Sanandaj-Sirjan Zone. *Petrological Journal*, 52, 87-104 (In Persian). <https://doi.org/10.22108/ijp.2023.134165.1283>
- Akbari, A. (1999) Petrology and Petrography of plutonic mass of Soheyle-Pakuh and Golshekanan (North of Nain), 130p. M.Sc. Thesis, Isfahan University, Isfahan, Iran (In Persian).
- Alavi, M. (1994) Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran. *Tectonophysics*, 299, 211-238.
- Amidi, M. (1975) Contribution a letude stratigraphique, Petrologique, et Petrochimique des roches magmatiques de la region de Natanz-Nain-Surk (Iran central), 315p. Ph.D. Thesis, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, France.
- Amini, M. (2023) Petrography and Geochemistry of the Mehrabad Granitoid Body in Southeast Ardestan (Isfahan Province), 75p. M.Sc. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (In Persian).
- Arena, K.R., Hartmann, L. A., Lana, C. C., Queiroga, G. N., and Castro, M. P. (2020) Geochemistry and $\delta^{11}\text{B}$ evolution of tourmaline from tourmalinite as a record of oceanic crust in the Tonian Ibaré ophiolite, southern Brasiliano Orogen. *Earth Science*, 92(1), 1-16. <https://doi.org/10.1590/0001-3765202020180193>
- Babazadeh, S. (2017) Petrogenesis of subvolcanic plutonic rocks of the southern Ardestan region, Ph.D. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (In Persian).
- Babazadeh, S., Ghorbani, M.R., Bröcker, M., and Cottle, J. (2018) Multistage tectono-magmatic evolution of the central Urumieh Dokhtar magmatic arc, south Ardestan, Iran: Insights from zircon geochronology and geochemistry. *Geological Journal*, 54(4), 1-25. <https://doi.org/10.1002/gj.3306>
- Bahramnejad, E., Bagheri, S., Damani Gol., S., and Arefnejad, M. (2022) Investigating the

- tectonomagmatic origin of tourmaline in the felsic dikes of the Deh-Salm Metamorphic Complex, East of Lut block. *Petrology*, 51, 85-104. <https://doi.org/10.22108/ijp.2022.133545.1276>
- Berberian, M., and King, G.C.P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Sciences*, 20, 163-183. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Burianek, D., and Novak, M. (2007) Compositional evolution and substitutions in disseminated and nodular tourmaline from leucocratic granites; Examples from the Bohemian massif Czech Republic. *Lithos*, 95, 148–164. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.07.006>
- Cabral, A.R., Tupinamba, M., Zeh, A., Lehmann, B., Wiedenbeck, M., Brauns, M., and Kwitko-Ribeiro, R. (2017) Platiniferous gold–tourmaline aggregates in the gold–palladium belt of Minas Gerais, Brazil: implications for regional boron metasomatism. *Mineralogy and Petrology*, 111, 807-819. <https://doi.org/10.1007/s00710-017-0496-0>
- Chaussidon, M., and Albarede, F. (1992) Secular boron isotope variations in the continental crust: an ion microprobe study. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 108, 229-241. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90025-Q](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90025-Q)
- Collins A.C. (2010) Mineralogy and geochemistry of tourmaline in contrasting hydrothermal systems: Copiapó area, Northern Chile, 225p. M.Sc. Thesis, University of Arizona, USA.
- Collins, L.G. (1992) Polonium Halos and Myrmekite in Pegmatite and Granite. In C.W. Hunt, Ed., *Expanding Geospheres*, p. 128-140. Polar Publishing, Calgary, Canada.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., and Chappell, B.W. (1982) Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 189-200. <https://doi.org/10.1007/BF00374895>
- Dingwell, D.B. (1999) *Granitic Melt Viscosities*. Geological Society, London, Special Publications, 168, 27-38. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.03>
- Dingwell, D.B., Pichavant, M., and Holtz, F. (1996) Experimental studies of boron in granitic melts. In E. S., Grew, and L., Anovitz, Ed., *Boron: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry in the Earth's Crust*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 33, 331-385.
- Dini, A., Corretti, A., Innocenti, F., Rocchi, S., and Westerman, D.S. (2007) Sooty sweat stains or tourmaline spots, The Argonauts at Elba Island (Tuscany) and the spread of Greek trading in the Mediterranean Sea. In L., Piccardi, and W. B., Masse, Ed., *Myth and Geology*, p. 227-243. Special Publications, Geological Society of London.
- Etedali, Z., Ayati, F., and Ahankoub, M. (2022) Geochemistry of tourmaline in granitoids and hornfelses of Qohroud - Qamsar, Kashan, Central Iran. *Petrological Journal*, 49, 65-90 (In Persian). <https://dor.isc.ac/dor/20.1001.1.22285210.1401.13.1.3.1>
- Farber, K., Dziggel, A., Trumbull, R.B., Meyer, F.M., and Wiedenbeck, M. (2015) Tourmaline B-isotopes as tracers of fluid sources in silicified Palaeoarchean oceanic crust of the Mendon Formation, Barberton greenstone belt, South Africa. *Chemical Geology*, 417, 134-147. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.10.009>
- Harraz, H.Z., and El-Sharkawy, M.F. (2001) Origin of tourmaline in the metamorphosed Sikait pelitic belt, south Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 33(2), 391-416. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(01\)80071-3](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(01)80071-3)
- Hawthorne, F.C., and Henry, D.J. (1999) Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy*, 11, 201-215. <https://doi.org/10.1127/ejm/11/2/0201>
- Henry, D.J., and Guidotti, C.V. (1985) Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from

- the staurolite grad metapelites of NW-Maine. *American Mineralogist*, 70, 1-15.
- Henry, J.H., Novak, M., Hawthorne, F.C., and Ertl, A. (2011) Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals. *American Mineralogist*, 96, 895-913. <https://doi.org/10.2138/am.2011.3636>
- Hibbard, J. (1994) Kinematics of Acadian deformation in the Northern and Newfoundland Appalachians. *Journal of Geology*, 102, 215-229. <https://doi.org/10.1086/629664>
- Kananian, A., Ashrafzadeh, H.A., Sarjouqian, F., and Ahmadian, J. (2015). Geochemistry and Petrogenesis of Intrusive Bodies in the Mehrabad Area, East Ardestan. *Researches in Earth Sciences*, 6(22), 31-50. <https://dor.isc.ac/dor/20.1001.1.20088299.1394.6.2.3.9>
- Khalatbari, M.R. (1992). Subvolcanic Plutonism of Ardestan, 160p. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (In Persian).
- Liu, T., Jiang, S.Y., Su, H.M., Zhao, K.D., Zhao, H.D., and Cao, M.Y. (2023) Tourmaline as a tracer of magmatic-hydrothermal evolution and potential Nb-Ta-(W-Sn) mineralization from the Lingshan granite batholith, Jiangxi province, southeast China. *Lithos*, 438-439. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.107016>
- London, D. (1999) Stability of tourmaline in peraluminous granite systems: the boron cycle from anatexis to hydrothermal aureoles. *European Journal of Mineralogy*, 11, 253-262. <https://doi.org/10.1127/ejm/11/2/0253>
- London, D., and Manning, D.A.C. (1995) Chemical variation and significance of tourmaline from Southwest England. *Economic Geology*, 90, 495-519. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.3.495>
- London, D., Morgan, G.B., V.I., and Wolf, M.B. (1996) Boron in granitic rocks and their contact aureoles. In E.S. Grew and L. Anovitz, Eds., *Boron: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry in the Earth's Crust*, p. 299-330. Mineralogical Society of America.
- Manning, D.A.C. (1982) Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batolith of peninsular Thailand. *Mineralogical Magazine*, 45, 139-147. <https://doi.org/10.1180/minmag.1982.045.337.16>
- Mansouri, M., and Bakhshi, M. (2018) Geochemistry and source of tourmaline from the Soheyle Pakuh granitoid body (North of Nain, Central Iran). *Petrological Journal*, 34, 123-138 (In Persian). <https://doi.org/10.22108/ijp.2017.104442.1032>
- Pesquera, A. (1999) Chemistry and genetic implications of tourmaline and Li-F-Cs micas from the Valdeflores area (Caceres, Spain). *American Mineralogists*, 84, 55-69. <https://doi.org/10.2138/am-1999-1-206>
- Pirajno, F., and Smithies, R.H. (1992) The FeO/(FeO+ MgO) ratio of tourmaline: a useful indicator of spatial variations in granite-related hydrothermal mineral deposits. *Journal of Geochemical Explorations*, 42, 371-381. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(92\)90033-5](https://doi.org/10.1016/0375-6742(92)90033-5)
- Rahmani, A. (2018) Petrology, Geochemistry, and Tectono magmatic Setting of the Qahsareh Granitoids (Southeast of Ardestan), 128 p. M.Sc. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (In Persian).
- Reed, M.H., and Spycher, N.F. (1985) Boiling, cooling, and oxidation in epithermal systems: a numerical modeling approach. *Review in Economic Geology*, 2, 249-272. <https://doi.org/10.5382/Rev.02.11>
- Sengor, A.M.C. (1990) A new model for the late paleozoic-mesozoic tectonic evolution of Iran and implication for Oman. *Geological Society Special*, 49, 797-831. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.049.01.49>

- Shahabpour, J. (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian earth science*, 240, 405-417. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.11.007>
- Shahrokhi, S.V., and Zarei Sahamieh, R. (2021) Mineral chemistry, mineralogy and the behavior of trace and rare earth elements of tourmaline in pegmatites of Tashina area (North of Serkan, Hamedan Province). *Petrological Journal*, 11(44), 91-110 (In Persian). <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.123375.1185>
- Shelly, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*, 445p. Chapman and Hall, London.
- Shimazaki, H. (1982) The Sasanohastingsite-bearing copper skarn deposit formed in aluminous sediment, at the Yoshioka mine, Japan. *Economic Geology*, 77 (4), 868-876. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.4.868>
- Singh, P., and Srivastava, P.K. (2023) Geochemical characterization of tourmaline from granitic pegmatites, Higher Himalayan Crystalline (HHC), Paddar area, India. *Arabian Journal of Geosciences*, 16, 399. <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.123375.1185>
- Slack, J. F. (1996) Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. *Review Mineralogy*, 33, 559-643. <https://doi.org/10.1515/9781501509223-013>
- Slack, J.F., and Trumbull, R.B. (2011) Tourmaline as a recorder of ore-forming processes. *Elements*, 7, 321-326. <https://doi.org/10.2113/gselements.7.5.321>
- Stöcklin, J. (1977) Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. *Mémoire Hors Série, France*, 8, 333-353.
- Thompson, A.J.B., and Thompson, J.F.H. (1996) *Atlas of Alteration, a Field and Petrographic Guide to Hydrothermal Alteration Minerals*, 119 p. Geological Assn of Canada.
- Torres-Ruiz, J., Pesquera, A, Gil Crespo, P.P., and Velilla, N. (2003) Origin and petrogenetic implications of tourmaline-rich rocks in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, southeastern Spain). *Chemical Geology*, 197, 55-86. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00357-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00357-1)
- Trumbull, R. B., and Chaussidon, M. (1999) Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite- pegmatite system in Swaziland. *Chemical Geology*, 153, 125-137. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00155-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00155-7)
- Trumbull, R.B., Krienitz, M.S., Gottesmann, B., and Wliedenbeck, M. (2008) Chemical and boron-isotope variations in tourmalines from an S-type granite and its source rocks: the Erongo granite and tourmalinites in the Damara Belt, Namibia. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 155, 1-18. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0227-3>
- van Hinsberg, V. J., and Schumacher, J. C. (2011) Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral in the Haut-Allier metamorphic suite, Massif Central, France. *Canadian Mineralogist*, 49 (1), 177-194. <https://doi.org/10.3749/canmin.49.1.177>
- Van Hinsberg, V.J, Henry D.J., and Dutrow, B.L. (2011) Tourmaline as a petrologic forensic mineral: a unique recorder of its geologic past. *Elements*, 7, 323-332. <https://doi.org/10.2113/gselements.7.5.327>
- Veksler, I.V. (2004) Liquid immiscibility and its role at the magmatic hydrothermal transition: a summary of experimental studies. *Chemical Geology*, 210, 7-31. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.002>
- Veksler, I.V., and Thomas, R. (2002) An experimental study of B-, P- and Frich synthetic granite pegmatite at 0.1 and 0.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 673-683.

<https://doi.org/10.1007/s00410-002-0368-3>

- Vernon, R.H. (2004) A practical guide to rock microstructural. 594p. Cambridge.
- Warr, L.N. (2021) IMA-CNMNC Approved Mineral Symbols. *Mineralogical Magazine*, 85, 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Whitny, D.L., and Evans, B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilke, M., Nabelek, P.I., and Glascock, M.D. (2002) B and Li in Proterozoic metapelites from the Black Hills, U.S.A.: Implications for the origin of leuco-granitic magmas. *American Mineralogists*, 87, 491- 500. <https://doi.org/10.2138/am-2002-0412>
- Yavuz, F., Fuchs, Y., Karakaya, N., and Karakaya, M.C. (2008) Chemical composition of tourmaline from the Asarcık Pb–Zn–Cu ± U deposit, Şebinkarahisar, Turkey. *Mineralogy and Petrology*, 94, 194-208. <https://doi.org/10.1007/s00710-008-0016-3>
- Yeganehfar, H. (2007). Petrology and Geochemistry of Volcanic Rocks from Southern Ardestan, 118 p. M.SC. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (In Persian).
- Zhao, Z., Yang, Y., Zhang, T., Lu, Y., Li, W., and Zhang, Z. (2022) Geochemical characteristics and boron isotopes of tourmaline from the Baishaziling tin deposit, Nanling Range: Constraints on magmatic-hydrothermal processes. *Ore Geology Reviews*, 142, 104695. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104695>
- Zhu, X., Raschke, M.B., and Liu, Y. (2020) Tourmaline as a Recorder of Ore-Forming Processes in the Xuebaoding W-Sn-Be Deposit, Sichuan Province, China: Evidence from the Chemical Composition of Tourmaline. *Minerals*, 10, 438. <https://doi.org/10.3390/min10050438>