


Research Article

Paleo-Tethys subduction to closure and the continental collision in the north of the eastern subcontinent of central Iran, Evidence from petrography and stable oxygen isotope in Chah Zard meta-granite in the east of Jandaq

Mehdi Allahyari Abhari¹, Nargess Shirdashtzadeh² 
Chris Harris³, Mohammad Reza Ghorbani⁴

¹ M.Sc. Student, Department of Petrology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, mahdi_allahyari@modares.ac.ir

² Assistant Professor, Department of Petrology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, nshirdasht@modares.ac.ir

³ Professor, Department of Geology, University of Cape Town, Cape Town, South Africa, chris.harris@uct.ac.za

⁴ Associate Professor, Department of Petrology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, ghorbani@modares.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 22 September 2024

Accepted: 18 November 2024

Keywords

Paleo-Tethys subduction
Regional metamorphism
Oxygen stable isotope
Meta-granite
Chah Zard



 [10.22108/ijp.2024.142870.1343](https://doi.org/10.22108/ijp.2024.142870.1343)

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Jandaq metamorphic complex is a part of the Yazd block in the Central Iran structural zone, and northwest of Khur, in the eastern part of the Central-East Iranian Microcontinent (CEIM) (Figure 1) (Heidarianmanesh et al. 2022). The Jandaq metamorphic complex (JMC) consists of metamorphic and meta-igneous rocks dated back to Late Permian- Early Jurassic periods. The JMC is characterized by the presence of metamorphosed peridotites, schists, amphibolites, migmatites, intruded by granites and pegmatite dikes (Romanko et al. 1984; Bagheri 2007; Tabatabaeimanesh and Sharifi, 2011; Muttoni et al. 2015; Jamshidzaei et al. 2021). Thermobarometry studies (Heidarianmanesh et al. 2022) showed a regional transformation from amphibolite to granulite facies, attributed to medium P/T Burrovian metamorphism during crustal thickening in subduction zones or continental collision due to subduction of the Paleo-Tethys Ocean and subsequent tectonic activity in the region.

The primary objective of the present study is to provide evidence of Paleo-Tethys subduction and the resulting continental collision in the northern CEIM. Therefore, this study focuses on Chah Zard meta-granite, intruded the various JMC metamorphic rocks.

Petrographic observations as well as stable oxygen isotope analysis of quartz and whole-rock samples were conducted to provide deeper insight into the magmatic and metamorphic history of the JMC area.

Research Methods

 Corresponding Author

To cite this article: Allahyari Abhari, M., Shirdashtzadeh, N., Harris, C., Ghorbani, M. (2024). Paleo-Tethys subduction to closure and the continental collision in the north of the eastern subcontinent of central Iran, Evidence from petrography and stable oxygen isotope in Chah Zard meta-granite in the east of Jandaq. *Petrological Journal*, 15(3), 69-88.

The methodology of this study involved extensive fieldwork, petrographic analysis, and stable oxygen isotope studies. Field observations were concentrated on the contact between the Chah Zard granite and the surrounding metamorphic rocks. Samples from various parts of the JMC were collected, and thin sections were prepared for petrographic examination. Stable oxygen isotope data from quartz crystals and whole-rock samples were analyzed to assess the origin and the evolution of the granitic body and the rocks surrounding it as well.

All O-isotope data were carried out at the University of Cape Town. All the isotope ratios were measured using a Finnigan Delta XP mass spectrometer in dual-inlet mode. An internal standard (Murchison Quartz - MQ, $\delta^{18}\text{O}=+10.1\text{‰}$) was analyzed to calibrate the data to SMOW scale. The long-term variability of MQ suggests a 2σ error of 0.16‰.

Discussion

The petrographic study identified two main phases of regional metamorphism. The first phase (M_1) occurred prior to intrusion of the Chah Zard granite, during the subduction of the Paleo-Tethys Oceanic crust in the Carboniferous period. The second phase (M_2) happened during/after continental collision. Petrographic evidences such as grain boundary migration (GBM) in quartz, the formation of myrmekite, flame perthite in feldspars, and high-pressure garnet crystallization suggests that the granite experienced high-pressure metamorphism in the course of the continental collision.

Additionally, based on modal ratios and $\delta^{18}\text{O}$ value of minerals, $\Delta_{\text{quartz-magma}}$ for the Bushveld granite is estimated as 1.11‰ (Fourie and Harris 2011). In the absence of stable oxygen isotope data for other minerals, it is assumed that the value of $\Delta_{\text{quartz-magma}}$ is equal to 1.1 ‰, and accordingly, the $\delta^{18}\text{O}$ value in the Chah Zard granite is equal to 10.8 ‰ (n: 4; Table 1) consistent with its amount in magmatic rocks of mantle origin. Moreover, granites with high $\delta^{18}\text{O}$ values (greater than 10 ‰) are believed to likely contain a significant fraction of mantle-derived melts with $\delta^{18}\text{O}$ ranging from 5.7 to 6.5 ‰ (e.g., Hoefs, 2009). Based

on the presence of magmatic garnets of I-type granites (Figure 7) coupled with the oxygen stable isotopic data, the origin of the rocks of Chah Zard is possibly the melting of felsic parts of the subducting plate with minimal mantle contamination during ascent. Therefore, the petrographic and isotopic evidence from this study suggests that the Chah Zard granite was generated from a small degree of partial melting of a subducting felsic slab. The low $\delta^{18}\text{O}$ values further indicate limited interaction with the continental crust as the magma ascended. The presence of high-pressure metamorphic garnets (Figure 7) in the meta-granite confirms the occurrence of regional metamorphism associated with the continental collision. Moreover, the present data also emphasize the significance of studying the deformed granitic rocks like the Chah Zard meta-granite to reconstruct the tectonic history of the region.

Conclusions

In conclusion, the study of Chah Zard meta-granite offers valuable insights into the subduction of the Paleo-Tethys Ocean and its subsequent closure through continental collision in the CEIM. The petrographic evidences (deformation metamorphism of the granite and the magmatic garnets of I-type granites) and stable oxygen isotopic data (10.8 ‰ for the granite) reveal that the region experienced two significant phases of regional metamorphism: the first, related to the subduction of oceanic crust during the Carboniferous and the second, linked to the continental collision in the Late Jurassic. Following the intrusion of the Chah Zard granite into pre-existing metamorphic rocks, it was deformed and metamorphosed into a meta-granite during the final stages of Paleo-Tethys closure. The magmatic garnet composition and isotopic analysis confirms that this granite originated from a mantle-derived magma with minimal crustal contamination. Ultimately, this research contributes to a more comprehensive understanding of the tectonic history of northern CEIM and its role in the broader evolution of the Paleo-Tethys Ocean.

فرورانش و بسته شدن پوسته پالئوتتیس تا برخورد قاره‌ای در شمال خردقاره خاور-ایران مرکزی، برپایه شواهد سنگ‌نگاری و ایزوتوپ پایدار اکسیژن در متاگرانیت چاه‌زرد در خاور جندق

مه‌دی اله‌یاری ابهری^۱، نرگس شیردشت‌زاده^۲، کریس هریس^۳، محمدرضا قربانی^۴

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه پتروژوژی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران، mahdi_allahyari@modares.ac.ir

^۲ استادیار، گروه پتروژوژی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران، nshirdasht@modares.ac.ir

^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه کیپ‌تاون، کیپ‌تاون، آفریقای جنوبی، chris.harris@uct.ac.za

^۴ دانشیار، گروه پتروژوژی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران، ghorbani@modares.ac.ir

چکیده

اطلاعات مقاله

این پژوهش شواهد فرورانش پالئوتتیس تا برخورد قاره‌ای در شمال خردقاره خاور ایران مرکزی برپایه سنگ‌نگاری و ایزوتوپ پایدار اکسیژن در کوارتز در متاگرانیت چاه‌زرد در خاور جندق را ارائه می‌دهد. در این منطقه، گرانیتوئیدهای ژوراسیک میانی افیولیت جندق و سنگ‌های دگرگونی منطقه را قطع کرده‌اند. بررسی‌های میدانی و سنگ‌نگاری روی نمونه‌های متاگرانیت جندق نشان می‌دهند فرایندهای دگرگونی در ارتباط با فرایند بسته شدن پالئوتتیس رخداد دست کم دو فاز دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه را به دنبال داشته است که یکی از آنها در پی فرورانش پوسته اقیانوسی پالئوتتیس در کربونیفر و پیش از نفوذ گرانیته چاه‌زرد رخ داده است (دگرگونی M₁). سپس پس از نفوذ گرانیته چاه‌زرد درون دگرگونه‌ها، دگرگونی دیگری در پی برخورد قاره‌ای رخ داده است (دگرریختی/دگرگونی M₂) که این گرانیته را به متاگرانیت تبدیل کرده است. از شواهد فاز دوم دگرریختی/دگرگونی، پیدایش زبردانه و باز تبلور GBM در کوارتزها، پیدایش میرمکیت، پرتیت شعله‌ای و بالجینگ در حاشیه فلدسپارها و تبلور گارنت‌های دگرگونی فشار بالا و همزمان با زمین‌ساخت است که با رخداد یک دگرریختی در شرایط فشار بالا و دمای نزدیک به ۶۰۰ درجه سانتیگراد همخوانی دارد و گویای شرایط دگرگونی ناحیه‌ای در مناطق برخوردی و بسته شدن پوسته اقیانوسی پالئوتتیس در شمال بلوک یزد است. افزون بر این، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی کانی‌ها (مانند خاستگاه ماگمایی گارنت‌های شکل‌دار) و مقدار کم $\delta^{18}\text{O}$ در گرانیته خاور جندق (۱۰/۹ ‰) می‌تواند گویای پیدایش مذاب گرانیته چاه‌زرد در پی ذوب اندک بخش‌های فلسیک تخته فرورنده با کمترین آلیش با گوشته در هنگام صعود باشد.

تاریخ دریافت ۱۴۰۳/۰۷/۰۱

تاریخ پذیرش ۱۴۰۳/۰۸/۲۸

کلید واژه‌ها

فرورانش پالئوتتیس
دگرگونی ناحیه‌ای
ایزوتوپ پایدار اکسیژن
متاگرانیت، چاه‌زرد



doi 10.22108/ijp.2024.142870.1343

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: اله‌یاری ابهری، م.، شیردشت‌زاده، ن.، هریس، ک.، قربانی، م.، (۱۴۰۳). فرورانش و بسته شدن پوسته پالئوتتیس تا برخورد قاره‌ای در شمال خردقاره خاور ایران مرکزی، برپایه شواهد سنگ‌نگاری و ایزوتوپ پایدار اکسیژن در متاگرانیت چاه‌زرد در خاور جندق. پتروژوژی، ۱۵(۳)، ۶۹-۸۸.

مقدمه

در زمین‌شناسی، بررسی گرانیتوئیدها برای درک فرایندهای ماگمایی و دگرگونی پوسته‌قاره‌ای و بازسازی شرایط تکتونوماگمایی گذشته زمین اهمیت بالایی دارد. پیدایش گرانیتوئیدها به مناطق کوهزایی و زمین‌ساختی همگرایی متنوعی شامل فرورانش، برخورد قاره‌ای و مرحله‌پسابروردی نسبت داده می‌شود (Castro and Rosa, 1991; Chappell, 2010; Chappell et al., 2004; Chappell and White, 1992; Clemens, 2003; Moyen et al., 2017; Pearce et al., 1984). تداوم شرایط پرتنش یا رخداد فازهای دگرگونی جوان‌تر در پهنه‌های کوهزایی در هنگام یا پس از انجماد و جایگیری توده‌های گرانیتی، آنها را دچار دگرگونی/دگرریختی می‌کند (Shirdashtzadeh, 2023). این متاگرانیت‌ها ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی متفاوتی نسبت به گرانیت‌های نادگرگون دارند. از این‌رو، بررسی ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی متاگرانیت‌ها پنجره‌ای رو به شناخت بهتر رویدادهای زمین‌ساختی و شرایط دما-فشار دگرگونی به‌شمار می‌رود.

رخنمون‌هایی از گرانیتوئیدی دگرگون‌شده در بخش‌هایی از ایران مرکزی و در بلوک یزد یافت می‌شوند که ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی آنها نشان می‌دهد این گرانیت‌ها پس از تبلور از ماگما دچار فرایندهای دگرگونی شده و دگرگون/دگرریخت شده‌اند (مانند گرانیت شیرکوه؛ Jazi et al., 2012). گرانیتوئید آیرکان در شمال خور (Shirdashtzadeh, 2023; et al., 2018) و گرانیتوئید امیرآباد در شمال نایین (Samadi et al., 2022). با بررسی شواهد میدانی، نمونه‌برداری دقیق، و سنگ‌نگاری فازهای کانی‌شناسی و فرایندهای دگرگونی بازیابی و بازتبلور در گرانیت دگرگون‌شده قدیمی خاور چاه‌زرد در کمپلکس دگرگونی جندق می‌توان اطلاعات ارزشمندی درباره فرایندهای دگرگونی و رویدادهای زمین‌ساختی پالئوزوئیک در

بخش شمالی خردقاره خاور-ایران مرکزی به‌دست آورد که در تعیین سرشت دگرگونی در این منطقه و ارتباط آن با رویدادهای زمین‌ساختی مرتبط با فرورانش و بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس در این منطقه اهمیت بالایی دارد.

به‌همین‌رو، هدف این پژوهش بررسی دگرگونی و پیدایش گرانیت دگرگون خاور منطقه جندق (خاور استان اصفهان) بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و ایزوتوپ پایدار اکسیژن است.

کمپلکس دگرگونی جندق بخشی از بلوک یزد در پهنه ساختاری ایران مرکزی در خاور شهر جندق و شمال‌باختری خور است (شکل ۱). در این مقاله، متاگرانیت چاه‌زرد در کمپلکس دگرگونی جندق از دیدگاه سنگ‌نگاری و نیز شرایط دگرگونی که پس از پیدایش دچار شده است بررسی می‌شود. در بررسی‌های پیشین (Tabakhian Isfahani, 2017)، پیدایش این گرانیت پیامد ذوب‌بخشی و آناتکسی سنگ‌های دگرگونی پیرامونش در پی افزایش شرایط دما-فشار دگرگونی دانسته شده است (گرانیت نوع S).

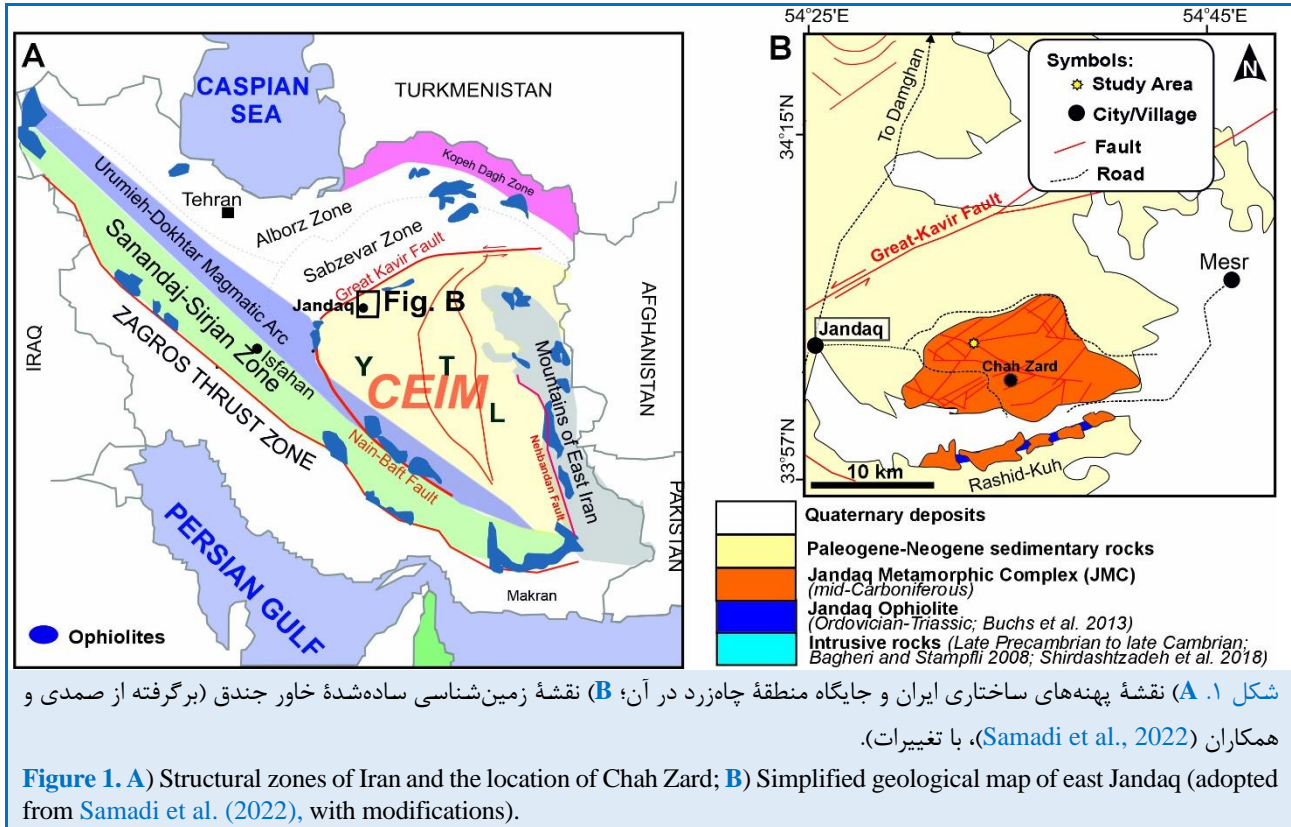
در این پژوهش، با انجام بررسی‌های میدانی و سنگ‌نگاری دقیق به بررسی شرایط دمای دگرگونی در هنگام دگرریختی پرداخته می‌شود تا به کمک آن فرایندهای دگرگونی بعدی و شرایط ترمودینامیکی (برآورد شرایط دما و فشار حاکم) که در هنگام جایگیری این توده آن را تحت‌تأثیر قرار داده و دگرگون کرده‌اند، بررسی و تعیین شود و رابطه زمانی پیدایش این توده با رویدادهای دگرگونی منطقه بررسی شود. همچنین، برای بررسی رابطه زایشی این گرانیت با سنگ میزبان و خاستگاه مذاب سازنده آن، داده‌های ایزوتوپ پایدار اکسیژن کوارتز و سنگ کل گرانیت دگرگون جندق و واحدهای دگرگون میزبان آن مقایسه و بررسی می‌شوند.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه بررسی شده در خاور جندق (شمال‌خاوری اصفهان) (عرض جغرافیایی شمالی ۳۴°۲۱'۵۱" و

دگرگونی جندق یک مجموعه زمین‌شناسی در مرکز ایران و در خردقاره خاور-ایران مرکزی است (شکل A-1).

طول جغرافیایی خاوری $54^{\circ}33'15''$ جای دارد که در پهنه‌بندی زمین‌شناسی ایران بخشی از پهنه ایران مرکزی به‌شمار می‌رود (شکل A-1). کمپلکس



پگماتیت‌ها، دایک‌ها و استوک‌های پگماتیستی است (Romanko et al., 1984; Bagheri, 2007; Tabatabaeimanesh and Sharifi, 2011; Muttoni et al., 2015; Jamshidzaei et al., 2021). رومانکو و همکاران (Romanko et al., 1984) سنگ‌های دگرگونی جندق را به سن پروتروزویک بالایی تا پالئوزویک زیرین می‌داند. هاتف (Hatef, 1995) از پلی‌متامورفوسیم دگرگونی‌های جندق یاد کرده است. همچنین، بررسی‌های ترابی (Torabi, 2007) روی آمفیبولیت‌های شمال چاه‌زرد نشان داد تفاوت‌های فشار و دما میان این مناطق وجود دارد. دیگر بررسی‌ها (Bagheri, 2007; Bagheri and Stampfli, 2008) که به بررسی زمین‌شناسی ناحیه انارک، جندق و پشت بادام پرداخته‌اند نشان دادند نهشته‌های دریایی این ناحیه به رانش اقیانوس پالئوتتیس در شمال

در این منطقه، مجموعه‌ای از فازهای سنگی با ترکیب‌های گوناگون دیده می‌شود که به نام کمپلکس دگرگونی جندق شناخته می‌شود و فرایندهای پیچیده‌ای از تغییرات دگرگونی و پلوتونیسم در طول زمان را نمایان می‌کند. از این‌رو، کمپلکس دگرگونی جندق، تنوع سنگ‌شناسی بالایی دارد. بررسی‌ها و پژوهش‌های پیشین در این منطقه به درک بهتری از تاریخچه و تکامل کمپلکس دگرگونی جندق کمک کرده‌اند. پژوهش‌های فراوانی در زمینه‌های گوناگون از سنگ‌شناسی تا ژئوکرونولوژی و سنگ‌زایی، به شناخت متنوعی از کمپلکس دگرگونی جندق انجام شده‌اند. این کمپلکس دگرگونی شامل سنگ‌های دگرگونی و آذرین به سن پرمین پایانی تا ژوراسیک آغازین شامل متاپریدوتیت‌ها، شیسیت‌ها، آمفیبولیت‌ها و میگماتیت‌ها، گرانیت‌ها،

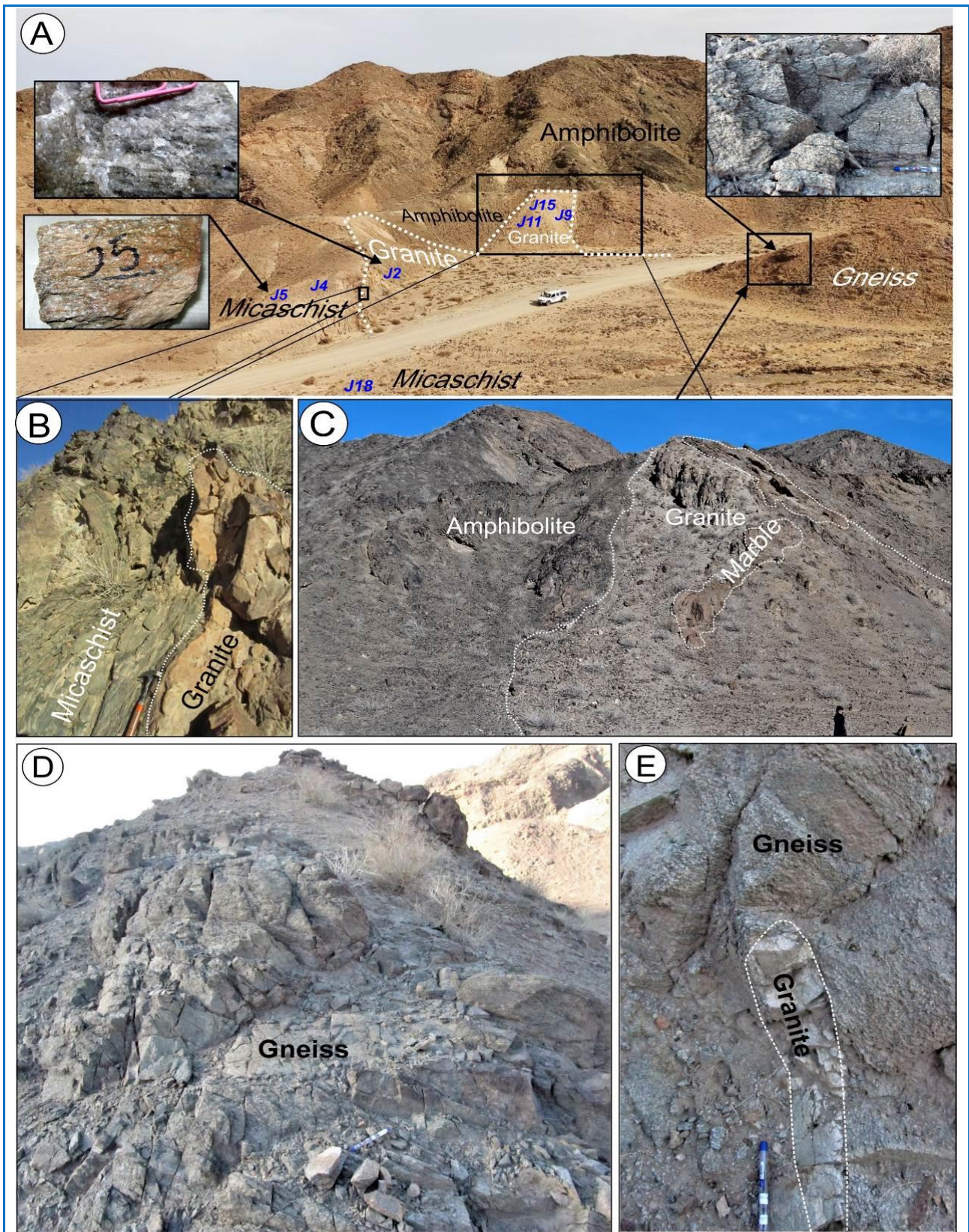
¹ Jandaq Metamorphic Complex

که دگرگونی شدیدتری را تجربه کرده‌اند و ساختار اولیه آذرین/رسوبی خود را از دست داده و به صورت لایه لایه و نواربندی شده دیده می‌شوند. فراوانی بالای کانی‌های مافیکی مانند بیوتیت و گارنت‌های درشت بلور در گنایس‌های چاه‌زرد، بافت درشت‌بلورتر و شدت دگرریختی بالا، برگوارگی شدید و گنایسی آنها را از گرانیته چاه‌زرد (که در آن مقدار بیوتیت بسیار اندک و گارنت‌ها ریز بلور هستند و سنگ بافت گنایسی ندارد) متفاوت می‌کند. افزون بر این، با توجه به فاصله مکانی نزدیک به توده آذرین، حتی نفوذ چنین رگه‌ای که عمود بر جهت برگوارگی گنایس‌هاست (شکل ۲-E) را می‌توان پیامد نفوذ گرانیته در این سنگ‌ها دانست که نیز نشان می‌دهد سن گرانیته چاه‌زرد از این دگرگونه‌ها جوان‌تر است. از سوی دیگر، در بخش‌های دیگر (همان‌گونه که در شکل ۲ نشان داده شده است) نیز نفوذ گرانیته درون دیگر سنگ‌های دگرگونی منطقه به خوبی دیده می‌شود (شکل‌های ۲-B و ۲-C) و روشن است گنایس‌ها نیز از این امر مستثنی نبوده‌اند. افزون بر این، از آنجایی که این سنگ‌ها دچار چندین مرحله دگرگونی شده‌اند درباره خاستگاه آذرین یا رسوبی آنها به درستی نمی‌توان گمانه‌زنی کرد و تنها می‌توان گفت ویژگی‌های سنگ‌نگاری این گنایس‌ها با گرانیته‌های میلونیتی از دیدگاه بافتی و ترکیب کانی‌شناسی تفاوت دارد.

سن سنجی اورانیم-سرب زیرکن (Bagheri, 2007) سن گرانیته چاه‌زرد را ۲۱۵ میلیون سال پیش نشان می‌دهد که می‌تواند به سن نفوذ این گرانیته در دگرگونه‌ها نزدیک باشد. همچنین، بر پایه داده‌های سن سنجی هورنبلندها در آمفیبولیت‌ها به روش Ar-Ar، باقری (Bagheri, 2007) سن ۱۵۷ میلیون سال پیش را به دست آورده است که می‌تواند گویای سن دگرگونی باشد که در پایان بر همه این سنگ‌ها تأثیر گذاشته است و گرانیته چاه‌زرد را متاگرانیته کرده است؛ زیرا بر پایه شواهد میدانی رخداد یک فاز دگرگونی پس از نفوذ گرانیته موجب دگرگونی و دگرریختی همه این سنگ‌ها و پیدایش ریزساختارهایی در ابعاد میکروسکوپی در این منطقه شده است.

بلوک‌های طیس، یزد و البرز مرتبط هستند. در واقع بررسی فازهای گوناگون کانی‌شناسی گرانیته‌ها، آمفیبولیت‌ها، شیست‌ها و متابازیت‌ها به درک ژرف‌تری از سرشت دگرگونی و رویدادهای زمین‌ساختی مرتبط با فرورانش و بسته شدن اقیانوس تیتیس در منطقه در منطقه کمک می‌کند. رخداد فرورانش پالئوتیتیس و بسته شدن پهنه اقیانوسی آن در منطقه جندق (خاور اصفهان) نقش مهمی در پیدایش واحدهای سنگی آذرین و دگرگونی آنها بازی کرده است (Bagheri and Stampfli, 2008; Muttoni et al., 2009; Mattei et al., 2012; Berra et al., 2014; Zanchetta et al., 2019). از این رو، در این منطقه، پدیده‌های دگرگونی با اهمیتی به چشم می‌خورند. بررسی‌های دما-فشارسنجی (Heidarianmanesh et al., 2022) نشان داد یک دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره آمفیبولیت تا گرانولیت در بازه دمایی ۶۴۲ تا ۶۹۲ درجه سانتیگراد (آمفیبولیت‌ها) و ۶۸۸ تا ۷۱۲ درجه سانتیگراد (گارنت آمفیبولیت‌ها) و بازه فشاری ۸ تا ۱۱ کیلوبار بر این کمپلکس دگرگونی تأثیر گذاشته است. حیدریان‌منش و همکاران (Heidarianmanesh et al., 2022) این بازه دما و فشار را پیامد دگرگونی پاروین P/T متوسط هنگام ضخیم‌شدگی پوسته‌ای در پهنه‌های فرورانش و یا برخورد قاره‌ای دانسته‌اند. زمان رخداد این دگرگونی‌ها را پرمین-ژوراسیک (۲۷۰-۱۸۳ میلیون سال پیش؛ Romanko et al., 1984) و کربونیفر (۳۳۳ میلیون سال پیش؛ Bagheri and Stampfli, 2008) دانسته‌اند.

درون این سنگ‌های دگرگون در برخی بخش‌های نشانه‌هایی از رخنمون توده‌های گرانیته دیده می‌شود. یکی از این رخنمون‌ها درون آمفیبولیت و شیست‌های منطقه چاه‌زرد دیده می‌شود (شکل ۱-B). در این کمپلکس دگرگونی شواهد میدانی اولیه گویای نفوذ گرانیته یادشده درون سنگ‌های دگرگونی گوناگون (میکاشیست، آمفیبولیت و گنایس) هستند (شکل ۲). سرشت گنایس‌های این منطقه با گرانیته‌های دیگر در این منطقه و نیز گنایس‌ها بسیار متفاوت است. متاگرانیته به گرانیته گفته می‌شود که اگرچه دچار دگرگونی شده‌اند، برخی ویژگی‌های اصلی کانی‌شناسی و بافتی گرانیته خود را حفظ کرده‌اند؛ اما ارتوگنایس به سنگی گفته می‌شود



شکل ۲. تصویرهای میدانی از (A) نفوذ توده گرانیتی چاه‌زرد درون سنگ‌های دگرگونی کمپلکس دگرگونی چندق و محل نمونه‌برداری‌ها؛ (B و E) نفوذ متاگرانیت درون میکاشیست‌ها، آمفیبولیت‌ها و گنایس‌ها.

Figure 2. Field photographs of (A, B) intrusion of Chah Zard granite into Jandaq metamorphic complex and the sampling locations; (B to E) intrusion of Chah Zard granite into the micaschists, amphibolites, and gneisses.

BrF5 واکنش داده شد. سپس O₂ خالص شده روی یک الک مولکولی ۵ Å در یک بطری شیشه‌ای جمع‌آوری شد. همهٔ نسبت‌های ایزوتوپ با کمک طیف‌سنج جرمی Finnigan Delta XP اندازه‌گیری شد. استاندارد درونی MON GT ۵.۳۸% (Harris and Vogeli, 2010) با هر دسته از ۱۰ نمونه تجزیه شد و مقادیر به دست آمده برای MON GT برای محاسبه دوباره داده‌های خام به مقیاس SMOW به کار برده شد. میانگین اختلاف بلندمدت در مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ تکراری MON GT ۰.۱۲% است که مربوط به مقدار ۲۵۰/۱۶% (n=۲۸۳) است. ترکیب ایزوتوپ O نمونه‌های سنگ شایسته با کمک فلوئوراسیون معمولی و CIF3 به عنوان معرف و برای نزدیک به ۱۰ میلی گرم نمونه و تبدیل به CO₂، با کمک یک میله کربنی پلاتینه داغ به دست آمد. یک استاندارد درونی (کوارتز مورچیسون - MQ، $\delta^{18}\text{O}=۱۰/۱\%$) نیز برای کالیبره کردن داده‌ها به مقیاس SMOW تجزیه شد.

سنگ‌نگاری

کانی‌های سازندهٔ متاگرانیت‌های چاه‌زرد شامل کانی‌های اصلی کوارتز، فلدسپار و میکای سفید (مسکوویت) هستند (شکل‌های A-۳ و B-۳). در برخی نمونه‌ها بلورهایی از گارنت به عنوان کانی فرعی نیز دیده می‌شود. بافت این سنگ‌ها تحت تأثیر دگرریختی، دچار جهت‌یافتگی شده است؛ به گونه‌ای که بلورهای کانی ورقه‌ای مسکوویت جهت‌یافته شده‌اند (شکل‌های A-۳ تا D-۳).

بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند کوارتز این سنگ‌ها لبه‌های آمیبی و مضرس دارد و خاموشی موجی نشان می‌دهد (شکل‌های ۳ و ۴). شواهدی از رخداد مهاجرت مرز بلوری^۲ (GBM) در حاشیهٔ برخی از بلورها دیده می‌شود (شکل A-۴). همچنین، در برخی کوارتزها پیدایش زیردانه^۳ در کوارتزها به خوبی دیده می‌شود (شکل A-۳). همچنین، نوارهایی از تجمعات بلورهای کوارتزهای نیمه‌شکل‌دار تا

بررسی ویژگی‌های فابریکی و سنگ‌نگاری این ریزساختارها در تحلیل شرایط دمایی رخداد دگرگونی مؤثر بر دگرگونی گرانیت چاه‌زرد بسیار اهمیت دارد. از این رو، یکی از اهداف این بررسی سنگ‌نگاری این سنگ‌ها برای برآورد شرایط دمایی دگرگونی است.

روش انجام پژوهش

پس از بررسی پیشینهٔ بررسی‌ها در منطقه، بازدید و بررسی‌های میدانی انجام شدند. در بازدید میدانی از رخنمون تودهٔ گرانیتی دگرگون چاه‌زرد در شمال جادهٔ منتهی به معدن تالک چاه‌زرد جندق نمونه‌برداری‌های لازم انجام شد. از نمونه‌های سالم و با کمترین دگرسانی مقطع نازک در آزمایشگاه مقطع‌گیری دانشگاه تربیت مدرس مقطع نازک سنگ‌نگاری تهیه شد. تلاش شد برش مقاطع به صورت عمود بر برگواگی و موازی خطوارگی سنگ‌ها باشد تا بتوان در بررسی بافت‌های دگرریختی از آنها استفاده کرد. بررسی‌های سنگ‌نگاری و عکسبرداری با کمک میکروسکوپ پلاریزان در آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس انجام شد. نام اختصاری به کار رفته برای کانی‌ها از ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010) برگرفته شده است. از نرم‌افزار CorelDraw برای پردازش و آماده‌سازی تصویرها استفاده شد.

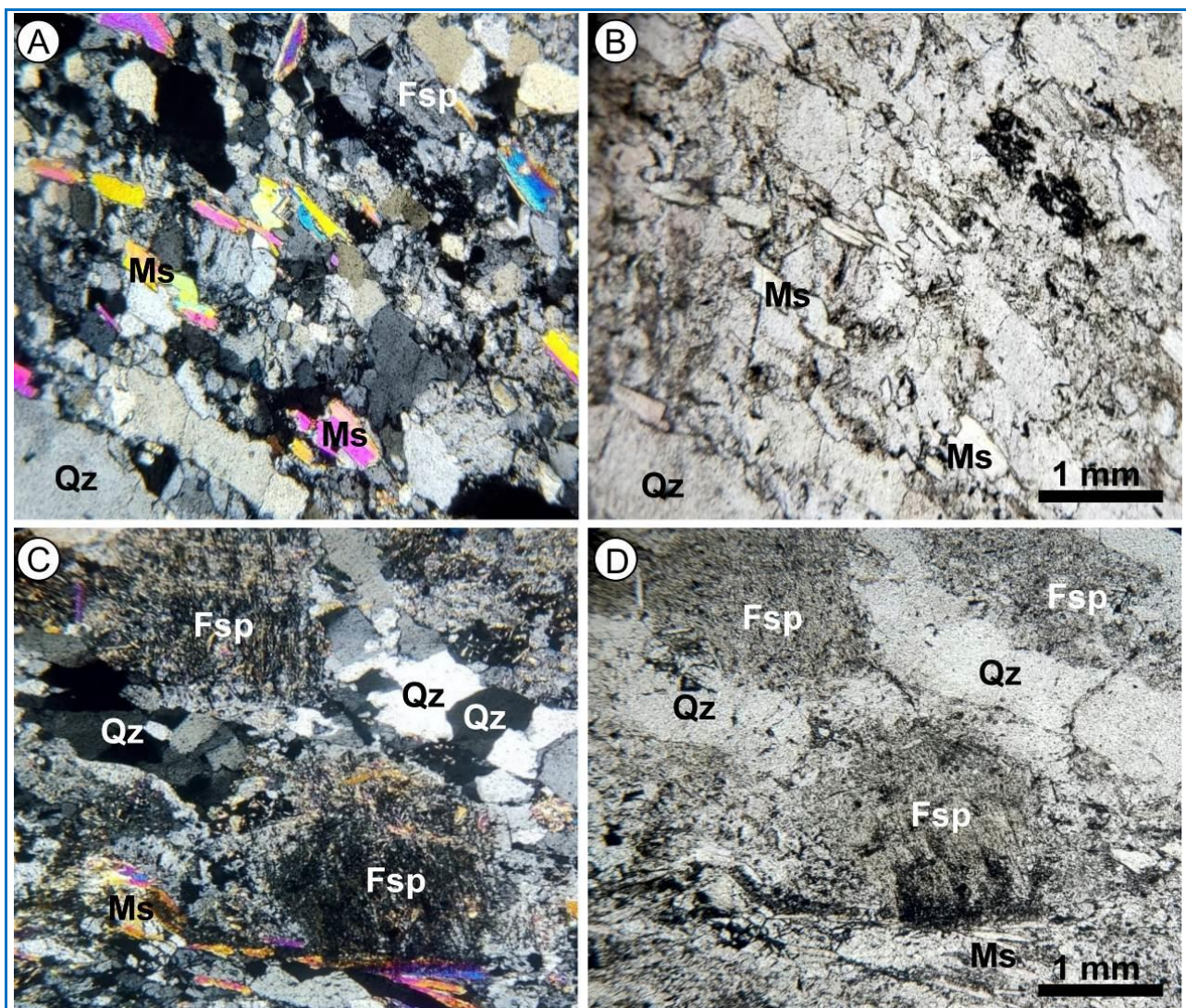
برای بررسی سرشت ایزوتوپ پایدار اکسیژن در بلورهای کوارتز و سنگ کل، نمونه‌ها از نظر عناصر اصلی در آزمایشگاه ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه کیپ‌تاون آفریقای جنوبی بررسی شدند. برای اندازه‌گیری ایزوتوپ اکسیژن کوارتز (جدول ۱)، نمونه‌ها در یک سنگ‌شکن کوچک فولادی ضد زنگ جدا شدند، الک شدند و در HCl داغ و اتانول تمیز شدند. دانه‌های کوارتز تمیز حدود ۱ میلی گرم با دست جدا شدند. نزدیک به ۳ میلی گرم از دانه‌های کوارتز با روش لیزر فلوئوراسیون توصیف‌شده توسط هریس و وجلی (Harris and Vogeli, 2010) تجزیه شد. هر نمونه در نزدیک به ۱۰ کیلو پاسکال با

³ subgrain

² Grain boundary migration (GBM)

با ماکل پلی سینتتیک نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. البته گاه ماکل درون این فلدسپارها به صورت ماکل پلی سینتتیک ناقص نوک تیز تا بخش‌های درونی بلور گسترش یافته است که در این حالت ماکل آنها را ماکل دگرریختی می‌نامند (شکل ۴-۴A).

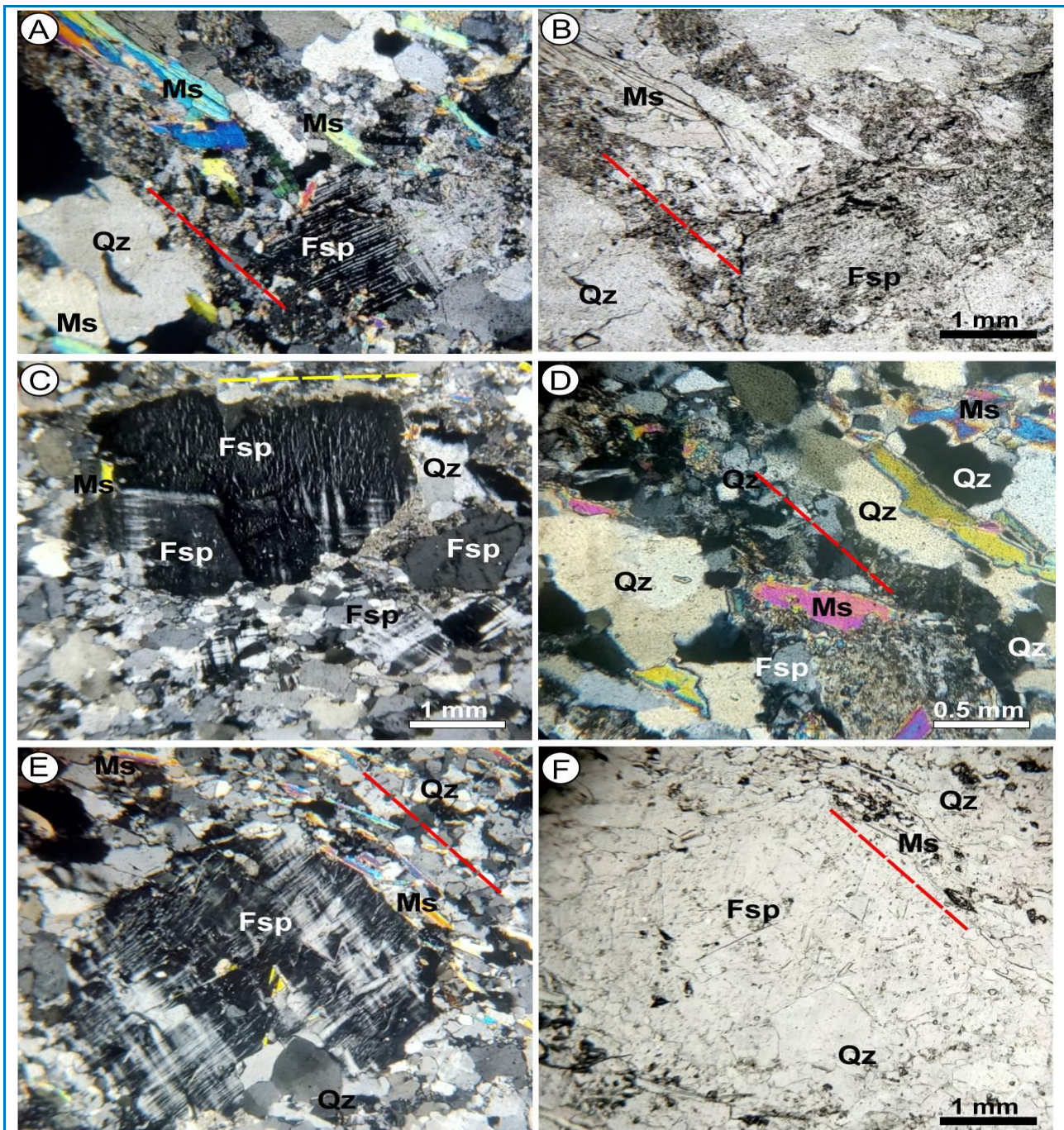
بی‌شکل با جهت‌یافتگی ترجیحی و خاموشی موجی در آنها دیده می‌شود که گویای دگرریختی انعطاف‌پذیر در این متاگرانیت‌هاست. جهت‌یافتگی ترجیحی شکل^۴ بلورهای کوارتز (SPO) با جهت‌یافتگی مسکوویت‌ها هم راستاست (شکل ۳). بیشتر فلدسپارها از نوع اورتوز هستند؛ اما گاه پلاژیوکلازهایی



شکل ۳. A, B) کانی‌شناسی و بافت جهت‌یافته با شیستوزیته ممتد در متاگرانیت چاه‌زرد؛ C, D) سریسیتی‌شدن فلدسپارها و جهت‌یافتگی تجمعات بلورهای کوارتز در راستای جهت‌یافتگی مسکوویت‌ها (تصویرهای A و C در XPL و تصویرهای B و D در PPL. نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از: Whitney and Evans (2010)).

Figure 3. A, B) Mineralogy and oriented texture with continuous schistosity in Chah Zard meta-granite; C, D) Sericitization of feldspars and the orientation of quartz crystal clusters along the orientation of muscovites (images A and C in XPL and images B and D in PPL. Mineral abbreviations are from: Whitney and Evans (2010)).

⁴ Shape preferred orientation (SPO)



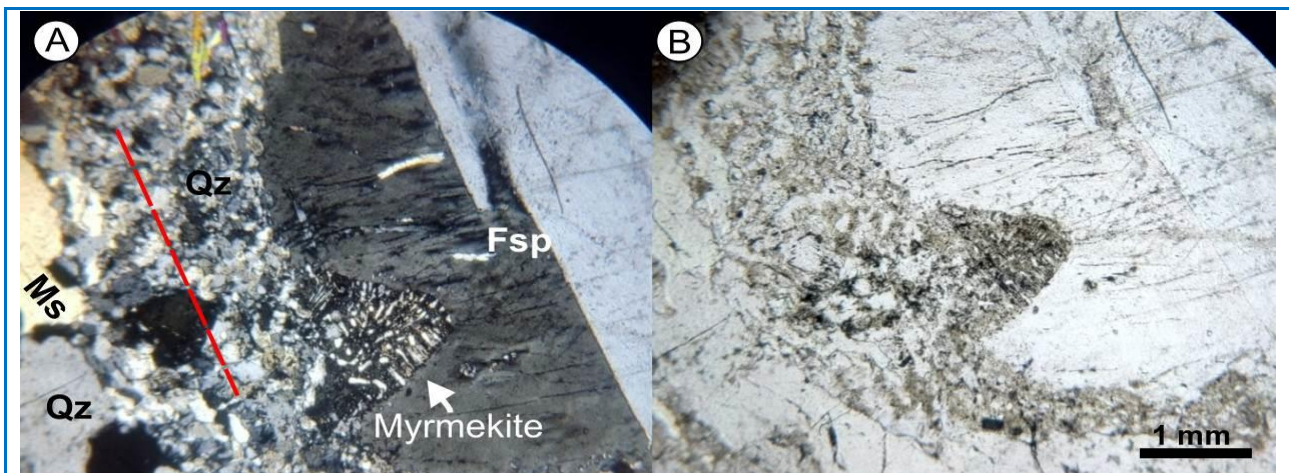
شکل ۴. A, B) بلورهای جهت‌یافته مسکوویت در زمینه‌ای از فلدسپارهای اورتوکلاز سریسیتی‌شده و درشت‌بلور پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سینتتیک ناقص دگرریختی و کوارتزهای با مرز مضرس و آمیبی؛ **C)** فلدسپار با پرتیت شعله‌ای با تیغه‌های عمود بر جهت‌یافتگی سنگ و پیدایش میکروکلین با ماکل تارتان؛ **D)** بالجینگ (BLG) در اطراف بلورهای مسکوویت‌های جهت‌یافته و پیدایش زیردانه و حاشیه مضرس و آمیبی به‌علت GBM در کوارتزها؛ **E, F)** پیدایش ماکل تارتان در فلدسپار (تصویرهای B و F در PPL و دیگر تصویرها در XPL هستند. نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از: (Whitney and Evans, 2010)).

Figure 4. A, B) Oriented muscovite crystals in a field of sericitized orthoclase feldspars and plagioclase macrocrystals with incomplete polysynthetic metamorphosed twinning and quartzes with serrate and amoeboid rims; **C)** feldspar with flame perthite that its perthite blades are perpendicular to the orientation of the rock and formation of microcline with tartan twinning; **D)** bulging (BLG) around the oriented muscovite crystals and the formation of subgrains and amoeboid rims due to GBM in quartzes; **E, F)** Formation of tartan twinning in feldspar (images B and F are in PPL and the rest are in XPL. Mineral abbreviations are from: Whitney and Evans (2010)).

نشان می‌دهد. پیدایش میرمکیت به موازات جهت‌یافتگی سنگ و در حاشیه اورتوکلاز جایی که بزرگ‌ترین تنش σ_1 وارد می‌شود نیز از دیگر ویژگی‌های بافتی این سنگ‌هاست (شکل ۵).

جهت‌یافتگی کانی ورقه‌ای و رابطه منقطع آن که موجب پیوستگی بلورهای کوارتز و فلدسپار در سنگ شده است موجب پیدایش برگوارگی از نوع شیسستوزیته ممتد (شکل ۳-۳) در سنگ شده است. در اطراف بلورهای مسکوویت‌های جهت‌یافته نیز تا اندازه‌ای بالچینگ (BLG) رخ داده است. برخی مسکوویت‌ها نیز ثانویه هستند و در پی دگرسانی فلدسپارها پدید آمده‌اند.

فلدسپارها گاه شواهدی از دگرسانی به کانی‌های رسی و میانبارهایی از سریسیت نشان می‌دهند که به همین رو، به خوبی آنها را می‌توان از بلورهای کوارتزها شناسایی کرد (شکل‌های ۳-۳ و ۳-۴). در لبه‌های بلورهای فلدسپارها نشانه‌هایی از پیدایش بلورهای ریز به صورت پدیده BLG^۵ دیده می‌شود (شکل ۴). افزون بر این، در برخی از آنها ماکل تارتان (شکل‌های ۴-۴ و ۴-۴) در حال پیدایش است و در بسیاری از آنها پرتیت شعله‌ای پدیدار شده است (شکل ۴-۴) که جهت تیغه‌های آن بر جهت‌یافتگی سنگ عمود است و جهت بزرگ‌ترین تنش وارد بر سنگ را



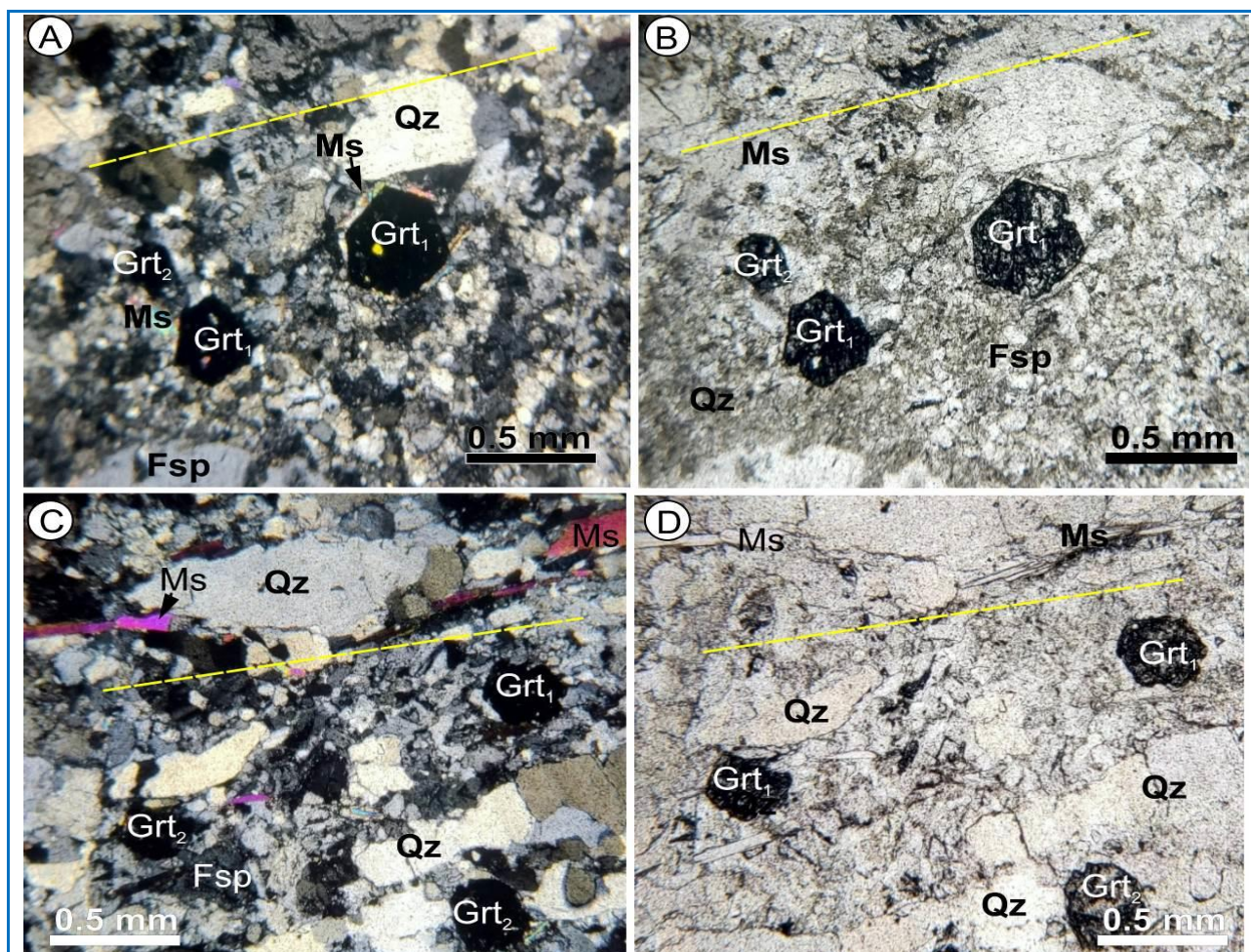
شکل ۵. پیدایش میرمکیت در حاشیه اورتوکلاز در بخش عمود بر بزرگ‌ترین تنش σ_1 و موازی جهت‌یافتگی سنگ (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از: (Whitney and Evans (2010)).

Figure 5. Myrmekite formation in the rim of orthoclase crystals, perpendicular to the greatest σ_1 stress and parallel to the rock orientation (Mineral abbreviations are from: Whitney and Evans (2010)).

کانی‌های میکایی (به‌عنوان کانی‌های انعطاف‌پذیرتر) در اطراف آن‌ها خمیده شده‌اند که نشان می‌دهد پیش از این که دگرریختی و اعمال تنش رخ دهد و سنگ دچار جهت‌یافتگی شود، این گارنت‌ها وجود داشته‌اند (شکل‌های ۶-۴ و ۶-۵). نبود نشانه‌های تنش‌های بعدی در این گارنت‌های ماگمایی پیامد رفتار این کانی‌ها در برابر دگرگونی و دگرریختی است. البته داده‌های ریزکالوکترونی این گارنت‌ها که پیشتر طباحیان اصفهانی (Tabakhian Isfahani, 2017) به‌دست آورده است نیز نشان می‌دهند شیمی این گارنت‌ها به شیمی گارنت درون گرانیتهای نوع I شباهت بالایی دارند (شکل ۷-۴).

کانی فرعی گارنت در برخی از نمونه‌ها یافت می‌شود. گارنت‌ها می‌توانند به صورت ماگمایی یا دگرگونی در سنگ‌های گوناگونی پدید آیند؛ اما به علت ساختار بلوری قوی و سختی بالای خود، معمولاً در برابر تغییرات فیزیکی و شیمیایی بسیار مقاوم هستند. حتی اگر سنگ میزبان دچار دگرریختی شود، گارنت‌ها ممکن است از تنش‌های بعدی تأثیر نپذیرند. بر پایه شواهد سنگ‌نگاری دانه‌های ریز گارنت‌ها را می‌توان به دو گروه نخستین و ماگمایی و ثانویه دگرگونی دسته‌بندی کرد. گروه نخست که شکل‌دار و ماگمایی هستند اندکی سایه‌فشاری نشان می‌دهند و بر پایه بررسی‌ها روی پدیده‌های دگرریختی (مانند: (Passchier and Trouw, 2005)،

⁵ bulging



شکل ۶. A, B) Euhedral magmatic garnets with pressure shadow beside the subhedral secondary garnets; **C, D)** metamorphic secondary subhedral garnets with inclusions of groundmass phases and without pressure shadow (images A and C in XPL and images B and D in PPL. Mineral abbreviations are from: Whitney and Evans (2010)).

شکل ۶. A, B) Euhedral magmatic garnets with pressure shadow beside the subhedral secondary garnets; C, D) metamorphic secondary subhedral garnets with inclusions of groundmass phases and without pressure shadow (images A and C in XPL and images B and D in PPL. Mineral abbreviations are from: Whitney and Evans (2010)).

ایزوتوپ پایدار اکسیژن

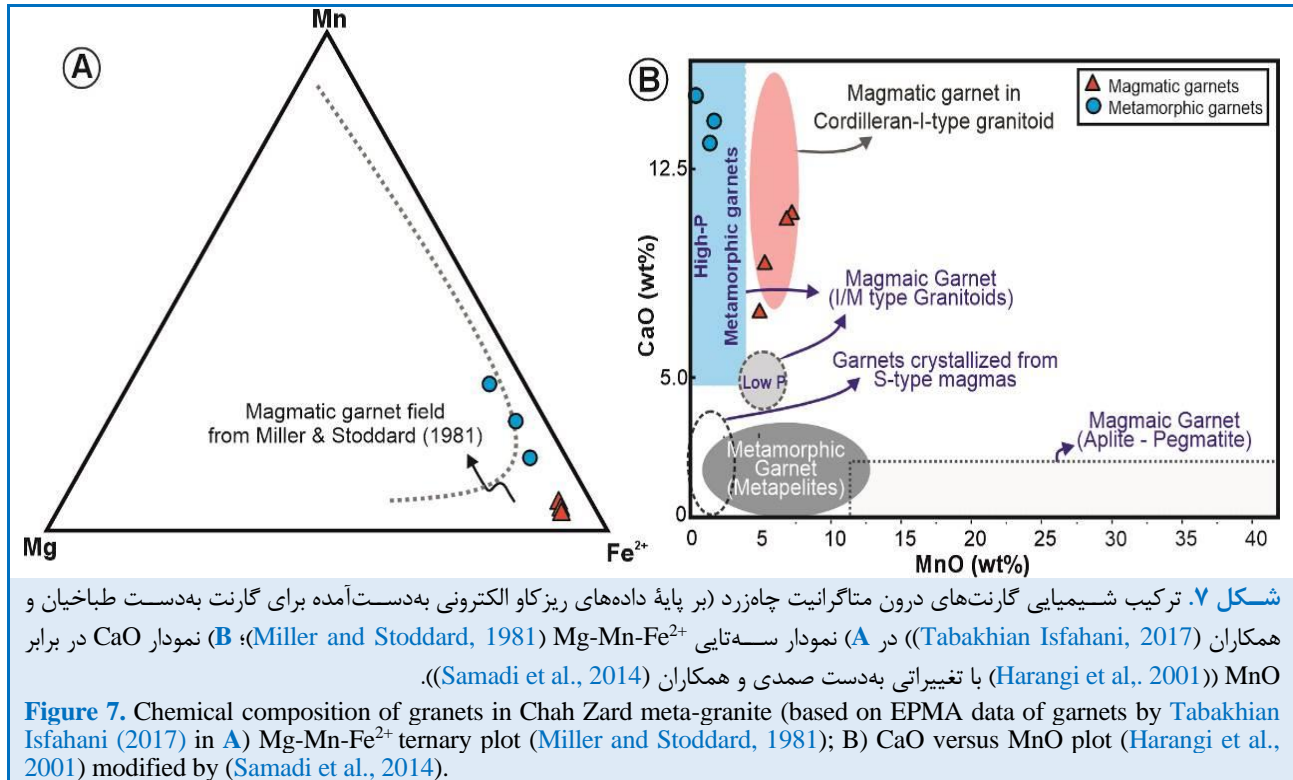
شماری از نمونه‌های سنگی از بخش‌های مرکزی تا مرزی توده آذرین با سنگ‌های دگرگونی کناری (شیست‌ها) و نیز خود سنگ‌های دگرگونی برای بررسی ایزوتوپ پایدار اکسیژن در کوارتزها برگزیده شدند. موقعیت تقریبی این نمونه‌ها در شکل ۲-۱۸ نمایش داده شده است.

بر پایه این آزمایش، میانگین $\delta^{18}\text{O}$ برای دانه‌های کوارتز نمونه‌های گرانیتی از ۱۲/۱٪ (شمار کوارتزها: ۳؛ بازه: ۱۱/۲٪ تا ۱۲/۸٪) در بخش‌های مرکزی رخنمون توده تا ۱۳/۳٪ (شمار کوارتزها: ۴؛ بازه: ۱۱/۸٪ تا ۱۳/۵٪) در ناحیه همبری در تغییر است و یک روند افزایشی را به‌سوی

در کنار این گارنت‌ها، گارنت‌های ثانویه نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با میانبارهای از کانی‌های سازنده زمینه و بدون سایه فشاری دیده می‌شوند که نشان می‌دهد این گارنت‌ها در هنگام یا پس از دگرگونی پدید آمده‌اند، از این‌رو، بر وضعیت و شکل کانی‌های دیگر به‌ویژه میکاها تأثیری نگذاشته‌اند (شکل‌های ۶-۳ و ۶-۴). بررسی داده‌های ریزکالوکترونی این گارنت‌ها که پیشتر طباحیان اصفهانی (Tabakhian Isfahani, 2017) به‌دست آورده است روی نمودار سه‌تایی Mg-Mn-Fe^{2+} نشان می‌دهد این گارنت‌ها به گارنت‌های سنگ‌های دگرگونی فشار بالا (در حد رخساره آمفیبولیت) شباهت بالایی دارند (شکل ۷-۲).

از ۱۵/۸٪ به ۱۳٪ (شمار نمونه: ۳؛ میانگین: ۱۴/۵٪؛ جدول ۱) کاهش می‌یابد (شکل ۸).

حاشیه رخمون توده نشان می‌دهد. افزون بر این، مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در ترکیب سنگ کل شیست‌های مجاور به‌سوی توده گرانیتی

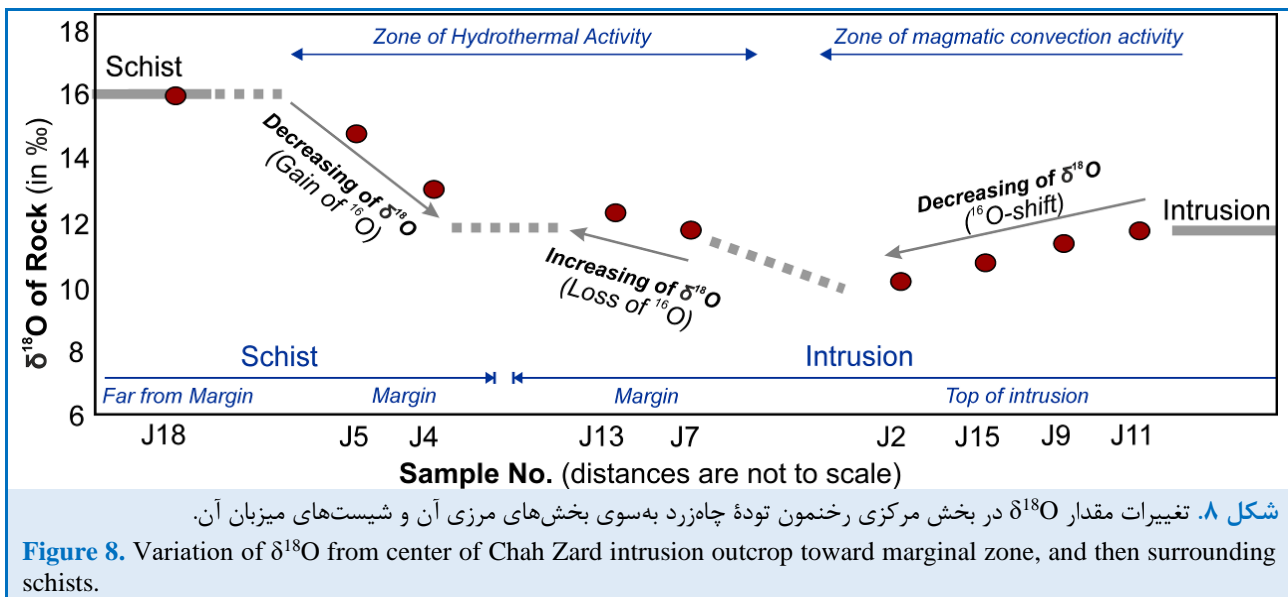


جدول ۱. داده‌های $\delta^{18}\text{O}$ (بر پایه ۰٪) دلنه‌های کوارتز از گرانیت و سنگ کل سنگ‌های دگرگونی اطراف در منطقه چاه‌زرد (محل تقریبی نمونه‌برداری در شکل ۲ نشان داده شده است. داده‌ها با نماد δ گزارش شده‌اند. $\delta^{18}\text{O} = (R_{\text{sample}}/R_{\text{standard}} - 1) * 1000$).

Table 1. $\delta^{18}\text{O}$ values (in ‰) of quartz grains from granite and whole rock of surrounding metamorphic rocks in Chah Zard area (approximate location of sampling are shown on Figure 2; the data are reported in δ notation, where $\delta^{18}\text{O} = (R_{\text{sample}}/R_{\text{standard}} - 1) * 1000$ and $R = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$).

Lithology	Location*	Sample No.	$\delta^{18}\text{O}$ of Quartz	Calculated $\delta^{18}\text{O}$ of magma**	$\delta^{18}\text{O}$ of whole rock	
Granite	Far from margins with schist (not the middle of intrusion)	J11	12.8	11.7	13.0	
		J10	-	-	12.4	
		J9	12.4	11.3	12.9	
		J15	11.8	10.7	13.3	
		J2	11.2	10.1	-	
	Average			12.1	10.9	12.9
	Near to schist	J7	12.9	11.8	-	
		J13	13.4	12.3	12.5	
		J14	13.5	12.4	13.2	
		Average			13.3	12.2
Schist	Margin with granite	J4	-	-	13.0	
	Near to margin	J5	-	-	14.7	
	Far from margin	J18	-	-	15.8	
	Average			-	-	14.5

* based on Figure 2; ** Calculated $\delta^{18}\text{O}$ of magma = $\delta^{18}\text{O}$ of Quartz - $\delta^{18}\text{O}$ of whole rock, assuming $\Delta_{\text{quartz-magma}} \sim 1.11\%$ (Fourie and Harris 2011).



اورتوزها (شکل ۵) همگی در ارتباط با دگرریختی و جهت‌یافتگی این سنگ‌ها هستند و همچنین، حاشیه‌های دارای بالجینگ در فلدسپارها و حتی بالجینگ در حاشیه (شکل ۴-د) مسکوویت گویای دمای دگرریختی/دگرگونی نزدیک به ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد است (Passchier and Trouw, 2005; Vernon, 2004). مرز همپوشانی این دو بازه دمایی دماهای نزدیک به ۶۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد. افزون‌براین، این دما می‌تواند پیدایش گارنت‌های همزمان با زمین‌ساخت و دگرگونی (شکل ۶) و ثانویه در دگرگونی فشار بالا را به دنبال داشته باشد (شکل ۷).

ب- تحولات ایزوتوپ‌های پایدار

نمونه‌های بخش‌های مرکزی توده به‌سوی نزدیک بخش‌های همبری یک روند کاهشی از ۱۱/۷ به ۱۰/۱٪ را نشان می‌دهند؛ اما این مقادارها در بخش همبری توده از ۱۱/۸ به ۱۲/۳٪ افزایش نسبی را نشان می‌دهند (شکل ۸). این افزایش می‌تواند پیامد تمایل ^{16}O برای جابجایی رو به بالا در هنگام فرایندهای ماگمایی همرفتی باشد که باعث افزایش جریان رو به پایین ^{18}O از مرزها و حاشیه به سوی بخش‌های مرکزی توده شده است (که به آن جابجایی ^{16}O گفته می‌شود؛ Gill, 1987; Hall,

بحث

الف- شرایط دما و فشار دگرریختی/دگرگونی

بر پایه بررسی‌های پشیر و ترو (Passchier and Trouw, 2005)، ویژگی‌های سنگ‌نگاری ملنند جهت‌یافتگی ترجیحی شکلی بلورها در مسکوویت و تجمعات کوارتز، پیدایش زیردانه و مهاجرت مرز دانه‌ها در کوارتز، میرمکیتی‌شدن عمود بر شیسستوسیت، پرتیت شعله‌ای در ارتوکلاز موازی با تنش اصلی نشان‌دهنده تأثیر دگرگونی و دگرریختی روی گرانیته چاه‌زرد است؛ به‌گونه‌ای که کانی‌های نخستین گرانیته چاه‌زرد تحت تأثیر میلونیتی‌شدن نزدیک به پهنه‌های برشی همسایه هستند و به سنگ‌های پروتومیلونیتی دگرریخت و دگرگون شده‌اند که با بافت منسجم شناخته می‌شوند و از ماتریس کمتر از ۵۰ درصد حجم ساخته شده‌اند.

جهت‌یافتگی ترجیحی، خاموشی موجی، پیدایش مرزهای آمیبی و مضرس به‌علت مهاجرت مرزی دانه (GBM) و پیدایش زیردانه در بلورهای کوارتز (شکل ۴). نشان می‌دهد کوارتزها در دمای نزدیک به ۵۵۰-۷۰۰ درجه سانتیگراد دچار بازتبلور شده‌اند (Passchier and Trouw, 2005). از سوی دیگر، پیدایش پرتیت شعله‌ای (شکل ۴-ا)، ماکل تارتان و پیدایش میرمکیت در حاشیه

با مقدار آن در ترکیب سنگ‌های ماگمایی با خاستگاه گوشته‌ای (کمتر از ۱۲‰؛ Harris and Vogeli, 2010) بسیار نزدیک است.

بنابراین افزون بر ویژگی‌های سنگ‌نگاری و میدانی (مانند نبود هاله آناتکسی و یا میگماتیته شدن، حضور گارنت‌های شکل‌دار، نبود سیلیمانیت و کردیریت، نفوذ این گرانیته به انواع سنگ‌های دگرگونی JMC با درجات متنوع دگرگونی از گنایس تا شیست)، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی کانی‌ها (مانند خاستگاه ماگمایی برای گارنت‌های غنی از کلسیم و شکل‌دار)، ایزوتوپ‌های پایدار (مقدار کم $\delta^{18}\text{O}$ در کوارتز گرانیته خاور جندق (۱۰/۹) نسبت به مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در کوارتز گرانیته‌های نوع S (بیشتر از ۱۴‰؛ Harris and Vogeli, 2010) پیدایش این گرانیته در پی فرایند آناتکسی و ذوب‌بخشی سنگ‌های دگرگونی را رد می‌کنند.

از سوی دیگر، از آنجایی که آداکیت‌ها ترکیبی از مذاب‌های بخشی از ذوب بخش‌های مختلف تخته فرورونده دانسته می‌شوند (Bindeman et al., 2005)، پس مقدار $\delta^{18}\text{O}$ ماگمای حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده (با مقدار $\delta^{18}\text{O}$ احتمالی ۲ تا ۱۲‰؛ Alt, 2003; Bindeman et al., 2005) می‌تواند تحت‌تاثیر ذوب هم اسلب فرورونده دگرگون شده با مقدارهای $\delta^{18}\text{O}$ بسیار کم (۵/۷‰؛ Hoefs, 2009) و نیز رسوبات دگرگون روی آن با $\delta^{18}\text{O}$ بسیار بالا (تا ۲۵‰، مانند: Bindeman et al., 2005; Alt, 2003) قرار گیرد. در واقع گرانیته‌های با مقدار $\delta^{18}\text{O}$ نزدیک به ۱۰‰ احتمالاً بخش مهمی از مذاب‌های جدایش‌یافته از گوشته با $\delta^{18}\text{O}$ برابر با ۵/۷ تا ۶/۵‰ را دارند (مانند: Hoefs, 2009). از این‌رو، خاستگاه سنگ‌های چاه‌زرد با مقدار محاسباتی $\delta^{18}\text{O}$ برای ماگما (۱۰/۹) چه بسا می‌تواند ذوب اندک بخش‌های فلسیک تخته فرورونده با کمترین آرایش با گوشته در هنگام صعود بوده باشد.

همچنین، با فرض اینکه ترکیب ایزوتوپ اکسیژن پوسته اقیانوسی دگرسان شده می‌تواند در هنگام دگرگونی فشاربالا و بازیافت درون گوشته ثابت بماند (Eiler et al., 2000)، می‌توان کمتر بودن مقدار $\delta^{18}\text{O}$ توده چاه‌زرد

(شکل ۸). در حالی که $\delta^{18}\text{O}$ به‌سوی بخش‌های مرزی توده افزایش می‌یابد، مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در سنگ‌های دگرگونی بخش همبری کمتر شده است (شکل ۸). افزایش مقدار بالای $\delta^{18}\text{O}$ از مرکز به بخش همبری توده آذرین و کاهش مقدار $\delta^{18}\text{O}$ آن در سنگ‌های دگرگونی مجاور توده نسبت به سنگ‌های دگرگونی دورتر پیامد کاهش ^{16}O در ماگما و افزایش ^{16}O در سنگ‌های دگرگونی نزدیک بخش همبری است که در پی فعالیت فرایندهای گرمایی و مهاجرت سیال‌های داغ سرشار از ^{16}O از ماگما به‌سوی سنگ‌های دگرگونی اطراف در بخش همبری روی می‌دهد (Hall, 1987).

البته باید به یاد داشت مقدار $\delta^{18}\text{O}$ ماگما یک شاخص پتروژنیک تحت کنترل فاکتورهای گوناگونی است؛ مانند: مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در خاستگاه ماگما، ذوب‌بخشی خاستگاه، تبلوربخشی مذاب حاصل، آرایش مذاب، بازتعادل هنگام سرد شدن و صعود به بخش‌های کم‌عمق‌تر، فرایندهای گرمایی کم‌دما و دگرسانی در سطح زمین (Hall, 1987; Chen et al., 2017).

هریس و همکاران (Harris et al., 1997) نشان دادند که یکی از ابزارهای خوب شناسایی خاستگاه گوشته‌ای و پوسته‌ای در مجموعه گرانیته‌های نوع I و S کیپ‌تاون در آفریقای جنوبی مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در کوارتز است که حد آن برای کوارتز ۱۲‰ به‌دست آمده است (معادل ماگمایی با $\delta^{18}\text{O}$ برابر با ۱۰‰ و با فرض اینکه $\Delta_{\text{quartz-magma}}$ نزدیک به ۲‰ باشد). بنابراین، فرایند آناتکسی و آرایش با سنگ‌های قاره‌ای و رسوبی می‌تواند $\delta^{18}\text{O}$ در کوارتز را به بیشتر از ۱۲‰ افزایش دهد (Hall, 1987; Harris et al., 1997; Chen et al., 2017). از آنجایی که مقدار $\Delta_{\text{quartz-magma}}$ برای گرانیته بوشولد بر پایه نسبت‌های مودال و مقدار $\delta^{18}\text{O}$ کانی‌ها برابر با ۱/۱۱‰ برآورد شده است (Fourie and Harris, 2011)، از این‌رو، در نبود داده‌های ایزوتوپ پایدار اکسیژن برای دیگر کانی‌ها و با فرض مقدار $\Delta_{\text{quartz-magma}}$ برابر با ۱/۱۱‰، مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در ترکیب گرانیته چاه‌زرد (میانگین $\delta^{18}\text{O}$ در کوارتز: ۱۲/۱‰؛ شمار کوارتز: ۴؛ جدول ۱) برابر با ۱۰/۹‰ (۱۰/۹۹ = ۱۰/۱۱ - ۱/۱۱) به‌دست آورده می‌شود که

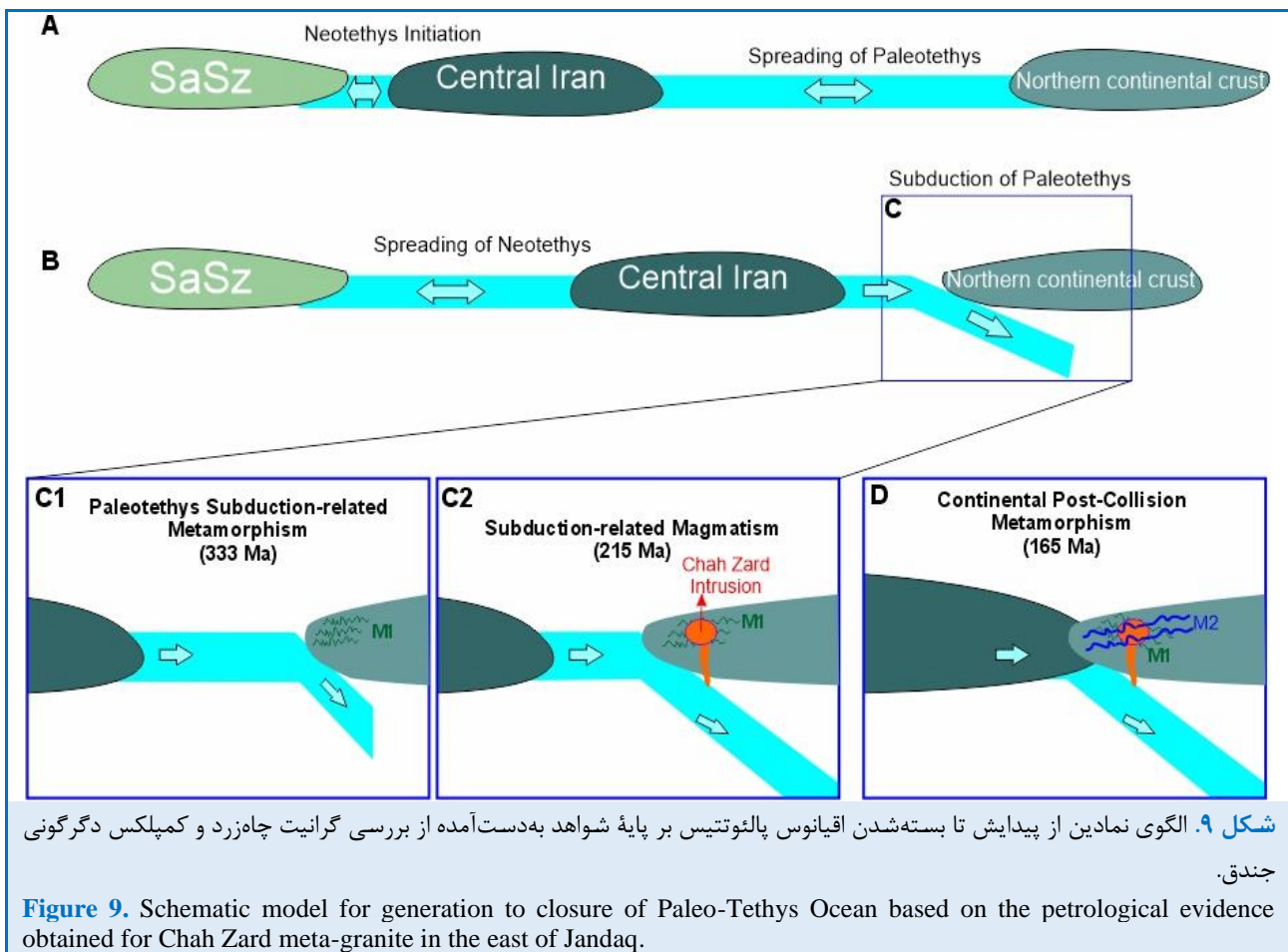
روی همه سنگ‌های آذرین و دگرگونی جای گرفته است. پس از دگرگونی M_1 ، یک رویداد ماگمایی در ۲۱۵ میلیون سال پیش (Bagheri, 2007) رخ داده است و در پی آن، گرانیت چاه‌زرد درون این دگرگونه‌ها (M_1) نفوذ کرده است (شکل ۹-۲) که شواهد آن در بررسی‌های میدانی به‌خوبی دیده شد (شکل ۲). خاستگاه و چرایی پیدایش این گرانیت هنوز شناسایی نشده است و نویسندگان این مقاله در حال بررسی آن هستند.

تداوم گسترش نتوتتیس در باختر بلوک ایران مرکزی از تریاس تا کرتاسه بالایی (Shirdashtzadeh et al., 2024) به خاور رانده‌شدن بلوک ایران مرکزی را شدت بخشیده است و این امر چه‌بسا تداوم شرایط دگرگونی و یا پلی‌متامورفیسم (Hatef, 1995) در این بازه زمانی تا پس از برخورد قاره‌ای را به‌دنبال داشته است. اگرچه نشانه‌های برخی از این دگرریختی/دگرگونی‌ها چه‌بسا توسط دگرریختی/دگرگونی‌های بعدی از میان رفته باشد؛ اما شاید بتوان رخداد دگرریختی/دگرگونی (M_2) را آخرین دگرگونی شدیدی دانست که همه این واحدها را دوباره دگرگون/دگرریخت کرده است (شکل ۹-۳). شرایط دما/فشار به‌دست آمده از بررسی متاگرانیت چاه‌زرد در این بررسی نشان می‌دهد دگرریختی این گرانیت در شرایط دگرگونی باروین (در حد رخساره آمفیبولیت تا نزدیک شیت آبی و چه بسا اکلوژیت) رخ داده است و با مناطق برخورد قاره‌ای همخوانی دارد. بر پایه داده‌های سن‌سنجی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ توسط باقری و اشتمفلی (Bagheri and Stampfli, 2008)، شاید بتوان رخداد این دگرریختی/دگرگونی جوان‌تر که گرانیت جندق را تحت تأثیر قرار داده است را آغاز ژوراسیک بالایی (۱۶۳-۱۵۶ میلیون سال پیش) دانست. بنابراین دما/فشار به‌دست آمده از بررسی سنگ‌نگاری متاگرانیت چاه‌زرد و نیز بررسی‌های حیدریان‌منش و همکاران (Heidarianmanesh et al., 2022) نشان می‌دهند در پی فرورانش پوسته اقیانوسی پالتوتتیس و سپس برخورد قاره‌ای در شمال بلوک یزد دست‌کم دو فاز دگرگونی ناحیه‌ای مهم در کربونیفر و اوایل ژوراسیک بالایی رخ داده است.

در بخش‌های مرکزی (شکل ۸) (۱۰/۹٪) را به ژرفای بیشتر ماگما در این بخش‌ها نسبت داد. در برابر آن، مقادارهای $\delta^{18}\text{O}$ بالاتر در نمونه‌های بخش‌های مرزی این توده آذرین و در نزدیکی شیسست‌های پیرامون بیشتر گویای وجود یک ترکیب رسوبی دگرگون (مانند شیسست‌های دگرگون اطراف با مقدار $\delta^{18}\text{O}$ برابر با ۱۴/۵٪) (جدول ۱؛ شکل ۸) است که در هنگام جایگیری در پوسته بالایی در پی هضم سنگ‌های دیواره سنگ میزبان دگرگون در بخش‌های مرزی افزایش یافته است.

پ- فرورانش پالتوتتیس و رخداد دگرگونی ناحیه‌ای در شمال بلوک یزد

شواهد میدانی و بررسی‌های پیشین نشان دادند پیش از پیدایش گرانیت چاه‌زرد رخداد یک دگرگونی درجه بالا پیدایش سنگ‌های دگرگونی (M_1) در حد رخساره آمفیبولیت در کربونیفر (۳۳۳ میلیون سال پیش؛ Bagheri and Stampfli, 2008) را در این منطقه به‌دنبال است (Heidarianmanesh et al., 2022). این رویداد با بازشدن نتوتتیس میان بلوک سندانج-سیرجان و ایران مرکزی تشدید شده است (شکل‌های ۹-۱ و ۹-۲). دماهایی که پیشتر پژوهشگران دیگر برای دگرگونی سنگ‌های دگرگونی مجموعه سنگی جندق پیشنهاد کرده‌اند شرایط رخساره آمفیبولیت بالایی را نشان می‌دهند (مانند: آمفیبولیت: نزدیک به ۶۲۰-۶۷۰ درجه سانتیگراد / نزدیک به ۸/۵-۱۱ کیلوپا (Torabi, 2007; Heidarianmanesh et al., 2022)؛ متاپلیت: نزدیک به ۶۷۰-۴۰۰ درجه سانتیگراد / نزدیک به ۲-۶/۵ کیلوپا؛ (Tabatabaeimanesh et al., 2010) که با روند دگرگونی باروین P/T متوسط و شیب زمین گرمایی $30^\circ\text{C}/\text{km}$ و ضخیم‌شدگی پوسته‌ای در پهنه‌های فرورانش در ارتباط دانسته شده است (Heidarianmanesh et al., 2022) و احتمالاً به دگرگونی ناشی از آغاز فرایند فرورانش و آغاز بسته‌شدن پوسته اقیانوسی تتیس مرتبط است (شکل ۹-۱). در بررسی‌های زانچتا و همکاران (Zanchetta et al., 2019) کنگلومرای چاه‌پلنگ (ژوراسیک بالایی - کرتاسه پیشین) در شرایط ناهم‌شیب



شکل ۹. الگوی نمادین از پیدایش تا بسته‌شدن اقیانوس پالتوتیس بر پایه شواهد به‌دست‌آمده از بررسی گرانیت چاه‌زرد و کمپلکس دگرگونی جندق.

به‌صورت مهاجرت مرز بلوری (GBM) و پیدایش لبه‌های آمیبی و مژرس، همچنین، خاموشی موجی و پیدایش زبردانه در کوارتزها، پیدایش میرمکیت، پرتیت شعله‌ای و بالجینگ در حاشیه فلدسپارها و نیز بالجینگ در پیرامون مسکوویت‌های گویای رخداد دگرریختی در دمای نزدیک به ۶۰۰ درجه سانتیگراد است. تلفیق داده‌ها و یافته‌های به‌دست‌آمده از این بررسی با بررسی‌های پیشین نشان می‌دهد در هنگام فرورانش پالتوتیس نخست دست کم یک فاز دگرگونی دما-فشار متوسط باروین در حد رخساره آمفیبولیت در حاشیه فعال قاره‌ای در کربونیفر رخ داده است. سپس ماگماتیسیم حاصل از این وقایع موجب پیدایش گرانیت چاه‌زرد در تریاس بالایی در میان این دگرگونه‌ها شده است. پس از آن برخورد قاره‌ای موجب یک دگرریختی/دگرگونی دما-فشار بالا شده است که گرانیت چاه‌زرد را به متاگرانیت تبدیل کرده است. بر پایه داده‌های سن‌سنجی موجود، زمان احتمالی آخرین رویداد دگرگونی را می‌توان به ژوراسیک

برداشت

بر پایه دستاوردهای پژوهش‌های پیشین و بازدیدها و بررسی‌های میدانی در منطقه، تحلیل سنگ‌نگاری و میکروسکوپی نمونه‌های گرانیتی از رخنمون توده گرانیتی دگرگون چاه‌زرد انجام شد.

بر این پایه، ترکیب کانی‌شناسی اصلی این گرانیت‌ها شامل کوارتز، فلدسپار و میکاهای سفید (مسکوویت) است؛ اما در برخی نمونه‌ها گارنت‌های شکل‌دار نیز به‌عنوان یک کانی فرعی در آن شناسایی شد. افزون بر گارنت‌های ماگمایی شکل‌دار، گارنت‌های دگرگونی نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود که گویای شرایط دگرگونی فشار بالا هستند. در واقع شواهد میکروسکوپی نشان می‌دهد این گرانیت دچار دگرگونی/دگرریختی شده است و به متاگرانیت تبدیل شده است؛ به‌گونه‌ای که جهت‌یافتگی بلورهای کانی ورقه‌ای مسکوویت موجب پیدایش برگواگی شیستوزیته ممتد در این گرانیت شده است. رخداد بازتبلور کوارتزها

سنگ‌های دگرگونی را رد می‌کنند. خاستگاه سنگ‌های چاه‌زرد می‌تواند ذوب اندک بخش‌های فلسیک تخته فرورنده با کمترین آرایش با گوشته در هنگام صعود باشد. البته مقادیرهای $\delta^{18}\text{O}$ بالاتر در نمونه‌های بخش بالایی توده گرانیتی و نزدیک به شیب‌های اطراف بیشتر گویای وجود یک ترکیب رسوبی دگرگون (مانند شیب‌های دگرگون اطراف با مقدار $\delta^{18}\text{O}$ برابر با ۱۴/۵%) در هنگام جای‌گیری در پوسته بالایی و هضم سنگ‌های دیواره سنگ میزبان دگرگون در بخش‌های مرزی توده است.

میان نسبت داد. این پژوهش نشان داد بررسی‌های میکروسکوپی و تفکیک و تفسیر رویدادهای دگرریختی/دگرگونی با ارائه اطلاعات ارزشمندی درباره گذشته زمین، می‌تواند به درک بهتر عملکرد زمین‌شناسی و ژئودینامیک منطقه کمک کنند.

افزون بر این، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی کانی‌ها (مانند خاستگاه ماگمایی برای گارنت‌های غنی از کلسیم و شکل‌دار)، ایزوتوپ‌های پایدار (مقدار کم $\delta^{18}\text{O}$ در گرانیت خاور جندق (۱۰/۹%) نسبت به مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در گرانیت‌های نوع S) پیدایش این گرانیت از فرایند آناتکسی و ذوب‌بخشی

References

- Alt, J.C. (2003) Stable isotopic composition of upper oceanic crust formed at a fast-spreading ridge, ODP Site 801. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4. <https://doi.org/10.1029/2002GC000400>
- Bagheri, S. (2007) The exotic Paleo-Tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas. Ph.D. dissertation, University of Leusanne, Switzerland.
- Bagheri, S. and Stampfli, G.M. (2008) The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in Central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.047>
- Berra, F., Zanchi, A., Malaspina, N., Javadi, H.R., and Koohpeyma, M. (2014) Evidence for an Upper Palaeozoic North-Palaeotethyan succession in Central Iran: The Siah Godar Complex of Jandaq. *Journal of Asian Earth Sciences*, 138, 272-290. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.02.006>
- Bindeman, I.N., Eiler, J.M., Yogodzinski, G.M., Tatsumi, Y., and Stern, C.R. (2005) Oxygen isotope evidence for slab melting in modern and ancient subduction zones, 235, 480-496. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.014>
- Castro, A. and Rosa, J.D. (1991) H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature, 31, 237-253.
- Chappell, B. (2010) Causes of variation in granite suites. *The Ishihara Symposium: Granites and Associated Metallogenesis*, 27-34.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R. (1992) I- and S- type granites in the Lachlan Fold belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83, 1-26.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., Williams, I.S., and Wyborn, D. (2004) Low- and high-temperature granites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 95, 125-140. <https://doi.org/10.1017/s0263593300000973>
- Chen, H., Xia, Q.-K., Deloule, E., and Ingrin, J. (2017) Typical oxygen isotope profile of altered oceanic crust recorded in continental intraplate basalts. *Journal of Earth Science*, 28, 578-587. <https://doi.org/10.1007/s12583-017-0798-5>
- Clemens, J.D. (2003) S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence. *Earth-Science Reviews*, 61, 1-18. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00107-1](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00107-1)
- Eiler, J.M., Schiano, P., Kitchen, N., and Stolper, E.M. (2000) Oxygen-isotope evidence for recycled crust in the sources of mid-ocean-ridge basalts. *Nature*, 403, 530-534. <https://doi.org/10.1038/35000553>
- Fourie, D.S. and Harris, C. (2011) O-isotope Study of the Bushveld Complex Granites and Granophyres: Constraints on Source Composition, and Assimilation. *Journal of Petrology*, 52, 2221-2242. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr045>
- Gill, R. (2010) *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*, 428 p. John Wiley & Sons Ltd, The

Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex, PO19 8SQ, UK.

- Hall, A. (1987) *Igneous petrology*, 573 p. Longman Scientific & Technical, London.
- Harangi, S.Z., Downes, H., Kořsa, L., Szabo, C.S., Thirlwall, M.F., Mason, P.R.D., and Matthey, D. (2001) Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, 42, 1813–1843. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.10.1813>
- Harris, C. and Vogeli, J. (2010) Oxygen isotope composition of garnet in the Peninsula Granite, Cape Granite Suite, South Africa: Constraints on melting and emplacement mechanisms. *South African Journal of Geology*, 113, 401–412. <https://doi.org/10.2113/gssajg.113.4.401>
- Harris, C., Faure, K., Diamond, R.E., and Scheepers, R. (1997) Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of S- and I-type granitoids: The Cape Granite suite, South Africa. *Chemical Geology*, 143, 95–114. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00103-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00103-4)
- Hatef, M. (1995) *Geology and petrology of igneous and metamorphic rocks of Khur-Jandaq region (Central Iran)*. M.Sv. thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran.
- Heidarianmanesh, A., Tabatabaïmanesh, S.M., and Shirdashtzadeh, N. (2022) Petrography and application of mineral chemistry and thermobarometry of amphibolites in Jandaq metamorphic complex: Evidence of paleo-tectonic events in Central Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 32, 119–142. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.329201.1981>
- Hoefs, J. (2009) *Stable Isotope Geochemistry*. 286p. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, <https://doi.org/10.1007/978-3-540-70708-0>
- Jamshidzaei, A., Torabi, G., Morishita, T., and Tamura, A. (2021) Eocene dike swarm and felsic stock in Central Iran: Roles of metasomatized mantle wedge and Neo-Tethyan slab. *Journal of Geodynamics*, 145, 101844. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2021.101844>
- Jazi, M.A., Karimpour, M.H., and Malekzadeh Shafaroudi, A. (2012) Overview of the geochemistry and Rb/Sr, Sm/Nd isotopes of Middle Jurassic and Tertiary granitoid intrusions: a new insight on tectono-magmatism and mineralization of this period in Iran. *Journal of Economic Geology*, 4, 171–198. <https://doi.org/10.22067/econg.v4i2.16489>
- Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Zanchi, A., Berra, F., Eshraghi, S.A., Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Zanchi, A. (2012) Neogene block rotation in central Iran: Evidence from paleomagnetic data. *Neogene block rotation in central Iran: Evidence from paleomagnetic data*. <https://doi.org/10.1130/B30479.1>
- Miller, C. and Stoddard, E. (1981) The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman Piute Range, California. *Journal of Geology*, 89, 233–246.
- Moyen, J.F., Laurent, O., Chelle-Michou, C., Couzinié, S., Vanderhaeghe, O., Zeh, A., Villaros, A., and Gardien, V. (2017) Collision vs. subduction-related magmatism: Two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth. *Lithos*, 277, 154–177. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.018>
- Muttoni, G., Gaetani, M., Kent, D. V., Sciunnach, D., Berra, F., Garzanti, E., Mattei, M., and Zanchi, A. (2009) Opening of the Neo-Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian. *GeoArabia*, 14 (4), 17–48. <https://doi.org/10.2113/geoarabia140417>
- Muttoni, G., Mattei, M., Balini, M., Zanchi, A., Leonardo, L.S., Geologiche, S., and Roma, I. (2015) The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic, 7–29.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J. (2005) *Microtectonics*, 366p. Springer Berlin, Heidelberg, <https://doi.org/10.1007/3-540-29359-0>
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G. (1984) Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956–983, <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Romanko, E., Kokorin, Y., Krivyakin, B., Susov, M., Morozov, I., and Sharkovski, M. (1984) Outline of

- metallogeny of Anarak area (Central Iran). 143 p. Technoexport Report No. 19, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Samadi, R., Miller, N., Mirnejad, H., Harris, C., Kawabata, H., and Shirdashtzadeh, N. (2014) Origin of garnet in aplite and pegmatite from Khajeh Morad in northeastern Iran: A major, trace element, and oxygen isotope approach. *Lithos*, 208, 378–392. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.023>
- Samadi, R., Torabi, G., Dantas, E.L., Morishita, T., and Kawabata, H. (2022) Ordovician crustal thickening and syn-collisional magmatism of Iran: Gondwanan basement along the north of the Yazd Block (Central Iran). *International Geology Review*, 64, 2151–2165. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1972352>
- Shirdashtzadeh, N. (2023) Paleozoic high-temperature metamorphism and deformation related to Proto-Tethys closure and Paleo-Tethys opening in the north of Central-East Iranian Microcontinent, based on the mineralogy of Airakan metagranite. *Petrological Journal*, 14, 163–188. <https://doi.org/10.22108/ijp.2024.140318.1317> (in Persian).
- Shirdashtzadeh, N., Dilek, Y., Furnes, H., and Dantas Elton, L. (2024) Early Jurassic and Late Cretaceous plagiogranites in Nain-Baft ophiolitic mélangé zone in Iran: remnants of rift–drift and SSZ evolution of a Neotethyan seaway. *Journal of the Geological Society*, 181, jgs2023-181. <https://doi.org/10.1144/jgs2023-181>
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., and Schaefer, B. (2018) A magmatic record of Neoproterozoic to Paleozoic convergence between Gondwana and Laurasia in the northwest margin of the Central-East Iranian Microcontinent. *Journal of Asian Earth Sciences*, 166, 35–47. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.07.008>
- Tabakhian Isfahani, F. (2017) Petrology of granitoids in the Jandagh metamorphic complex (Central Iran, NE of Isfahan province). M.Sc. thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran.
- Tabatabaeimanesh, S.M. and Sharifi, M. (2011) Evaluation of thermodynamic condition (P-T) in formation of Jandaq metapelitic schists (North East of Isfahan province). *Petrological Journal*, 2, 81–92. <https://doi.org/10.1134/S0869591110030069> (in Persian).
- Tabatabaeimanesh, S.M., Sharifi, M., and Romanko, A. (2010) P-T conditions of the Jandagh metapelitic schists, northeastern Isfahan Province, Iran. *Petrology*, 18, 328–336. <https://doi.org/10.1134/S0869591110030069>
- Torabi, G. (2007) Detection of pressure and temperature in formation of Jandaq Ophiolite amphibolites (north-east of Isfahan Province) by using amphibole and plagioclase barometry and thermometry. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 15, 117–134.
- Vernon, R.H. (2004) A Practical Guide to Rock Microstructure. A Practical Guide to Rock. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511807206>
- Whitney, 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>
- Zanchetta, S., Zanchi, A., Berra, F., and Javadi, H.R. (2019) The Jandaq Complex in Central Iran: new insights on a Middle Jurassic orogenic event. *Geophysical Research Abstracts*, 21, EGU2019-15497.