

Research Article

Metamorphic conditions and petrogenesis of the Qori complex metapelites using thermodynamic phase diagrams

Abdolnaser Fazlnia,¹ Mirmohammad Miri² , Adel Saki³

¹ Professor, Department of Geology, Urmia University, Urmia, Iran, nfazlnia@yahoo.com

² Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran, m.miri@scu.ac.ir

³ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran, adel_saki@scu.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 11 June 2024

Accepted: 02 February 2025

Keywords

Metapelite

Protolith

Phase diagram

Qori Complex



 10.22108/ijp.2025.141810.1337

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Sanandaj-Sirjan zone, one of the most critical areas for studying metamorphic events, originated by subduction of the Neotethys oceanic lithosphere beneath the Central Iranian microcontinent during Early Jurassic to Late Cretaceous (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994; Hassanzadeh and Wernicke, 2016). The Qori metamorphic complex located in the southeastern part of the Sanandaj-Sirjan zone (Figure 1). Fazlnia et al. (2009), suggests a regional metamorphic phase (c.a. 187 to 180 Ma) concurrent with the orogeny activities, and another phase (c.a. 147 Ma) associated with arc magmatism.

The main purpose of the present paper is to investigate the metamorphic evolution of Qori complex metapelites using the phase diagram calculations. This research can enhance the accuracy of previous studies and provide researchers with a better understanding of thermodynamic changes during progressive orogenic metamorphism related to the tectonic evolution of the southern Sanandaj-Sirjan zone.

Geological setting

The Qori metamorphic complex mainly comprises alternating actinolite schists, garnet amphibolites, and marbles interbedded with metapelites (garnet-kyanite-biotite schists) and metaultramafic rocks (olivine-orthopyroxene-spinel-hornblende schists) (Figure 2), subjected by Barrovian-type metamorphism (Fazlnia et al., 2009). The previous studies have reported peak metamorphic conditions of 9.2 ± 1.2 kbar and 705

$\pm 40^\circ\text{C}$ attributed it to crustal thickening in the course of Early Cimmerian orogeny (180 - 187 Ma) (Fazlnia, 2007, 2017; Fazlnia et al., 2009). The rift propagating activity in Gondwana (Golonka, 2004; Sears et al., 2005) led to non-orogenic magmatism in northeastern Neyriz and the intrusion of the heterogeneous Talle-Pahlevani batholith into the semi-pelitic to pelitic metamorphic rocks of the Qori complex (Fazlnia et al., 2009). This caused intense contact metamorphism and migmatization

 Corresponding Author

To cite this article: Fazlnia, A., Miri, M., Saki, A. (2025) Metamorphic conditions and petrogenesis of Qori complex metapelites using thermodynamic phase diagrams. *Petrological Journal*, 15(4), 97-114.

at 700 to 750°C and $P > 5$ kbar (Fazlnia et al., 2023; Miri and Fazlnia, 2024). By the closure of the Neotethys, the study area underwent deformation, as the other parts of the Sanandaj-Sirjan zone.

Material and methods

About 50 metapelite samples we studied using polarizing microscope. The 6 selected samples were analyzed for their major oxides by a Philips PW1480 XRF instrument in University of Kiel, Germany.

Petrography

The major minerals include biotite, quartz, garnet, muscovite, kyanite, plagioclase, chlorite, staurolite, along with minor amount of magnetite, rutile and porphyro-lepidoblastic texture. Two foliation fabrics, S1 and S2, are traceable in the area (Figure 3a), leading to the preferred orientation of biotite and muscovite (Figure 3b). The main stage of the garnet and staurolite growth occurred during the second metamorphism stage along with S2 foliation. They were replaced by biotite, muscovite and chlorite through the retrograde metamorphism (Figures 3e, f). In higher P-T, the staurolite became unstable, and kyanite replaces it (Figure 3g) indicating the middle amphibolite facies condition (Bucher and Grapes, 2011). In the final stage of the metamorphic process and cooling, magnetite crystals formed post-tectonically, cutting through the rock foliation (Figure 3f). The lack of pressure shadows in these crystals point to post-tectonic growth.

Geochemistry

The chemical data of the whole-rock are represented in Table 1. The samples plot between the pelitic and mafic rock fields on a discrimination diagram (Figure 4a), although, the presence of kyanite and staurolite reveals their metapelitic natures (Bucher and Grapes, 2011). The $\text{FeO}/\text{K}_2\text{O}$ versus $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ diagram (Figure 4b) suggests a Fe-rich sandstone for their protolith.

Discussion

Phase diagram modeling

The sample Af-220, containing peak P-T mineral assemblage and sufficient Al_2O_3 , FeO, and MgO contents to form the desired minerals, was selected for calculations. The calculations were performed using Theriak-Domino software (de Capitani and Petrakakis, 2010), version 10.0.19044.1526, released

in 2018, with the tcd55c2d database in a $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (KFMASH) chemical system (Figures 5 to 7). The fluid was considered as pure water and in-excess. The solid solution models used in calculations include GARNET (White et al., 2007) for garnet, CHLORITE (Holland et al., 1998) for chlorite, PHNG (Coggon and Holland, 2002) for muscovite, BIO (White et al., 2007) for biotite, CORD (Holland and Powell, 1998) for cordierite, and LIQtc (White et al., 2007) for melt.

Metamorphism conditions

The stability fields of garnet + biotite + kyanite + sillimanite indicating peak metamorphic condition occur at T 650 to 780°C and $P > 7$ kbar (Figures 5, the blue dash-line). At higher T, melt appears, suggesting that the sample did not experienced $T > 780^\circ\text{C}$. It should be noted that there is no field containing the kyanite and the sillimanite as well, but their coexistence in the samples display the polymorphic transformation P-T condition. However, the occurrence of sillimanite in the samples under study point to the higher T than that of kyanite, the field 1 is considered as the peak metamorphic condition prior to anatexis. This thermal shock occurred due to intrusion of the Talle-Pahlevani pluton into Qori metapelites (e.g. Fazlnia et al., 2023). Cordierite appears at $P < 7$ kbar, thus, its absence in the samples indicates a minimum P of 7 kbar.


Influence of protolith composition

A $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ vs. T phase diagram at 8 kbar P (Figure 6) shows that the peak assemblages occur at $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ ratios of 0.2 to 0.5. Also, an Al_2O_3 vs. T phase diagram (Figure 7) suggesting that the assemblage requires at least 10 wt% Al_2O_3 to form kyanite and sillimanite at peak condition.

Conclusions

- The metapelites of Qori complex originated from a Fe-rich sandstone protolith;
- The parageneses include (1) chlorite + muscovite + biotite (greenschist facies) → (2) biotite + garnet + staurolite (lower amphibolite facies) → (3) biotite + garnet + staurolite + kyanite + sillimanite (medium to upper amphibolite facies);
- Thermodynamic phase diagram calculations indicate that the peak assemblages formed at 650 to 780 °C and 7 kbar;
- The MgO/FeO and Al_2O_3 contents of the protolith affected the peak mineral assemblage.

تعیین شرایط دگرگونی و سنگ‌زایی متاپلیت‌های مجموعه قوری با استفاده از نمودارهای ترمودینامیکی فازی

عبدالناصر فضل‌نیا^۱، میرمحمد میری^۲ , عادل ساکی^۳

^۱ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران، nfazlnia@yahoo.com

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران، m.miri@scu.ac.ir

^۳ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران، adel_saki@scu.ac.ir

چکیده

اطلاعات مقاله

مجموعه دگرگونی قوری در بخش جنوب‌خاوری پهنه سنندج-سیرجان رخنمون دارد و از سنگ‌های متابازیک، متاکرینات و متاپلیت به‌همراه توده‌های آذرین درونی با ترکیب اسیدی تا بازیک ساخته شده است که همگی در هنگام فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی در ژوراسیک تکامل پیدا کرده‌اند. متاپلیت‌های منطقه در حد رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند و پهنه‌های باروین استارولیت-کیانیت و سیلمانیت را می‌توان در آنها ردیابی کرد. بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، گردهمایی کانیاپی بیوتیت + گارنت + استارولیت + کیانیت ± سیلمانیت نماینده شرایط اوج دگرگونی در این سنگ‌هاست. ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها با یک سنگ‌مادر ماسه‌سنگی غنی از آهن سازگار است. محاسبه نمودار فازی نشان می‌دهد گردهمایی اوج دگرگونی این سنگ‌ها در دمای ۶۵۰ تا ۷۸۰ درجه سانتیگراد و فشارهای بالاتر از ۷ کیلوبار به پایداری می‌رسد. همچنین، نمودارهای فازی دما-ترکیب شیمیایی آشکار ساختند که افزون‌بر شرایط دما-فشار، محتوای بالای آهن و آلومینیم سنگ‌مادر متاپلیت‌ها امکان رخداد این گردهمایی کانیاپی را فراهم کرده‌اند.

تاریخ دریافت ۱۴۰۳/۰۳/۲۲

تاریخ پذیرش ۱۴۰۳/۱۱/۱۴

کلید واژه‌ها

متاپلیت

سنگ‌مادر

نمودار فازی

مجموعه قوری




 10.22108/ijp.2025.141810.1337

در هنگام دگرگونی داشته باشد. محاسبه نمودارهای ترمودینامیکی فازی، یکی از راه‌های بررسی این موضوع است. دگرگونی‌های مرتبط با فرایندهای فرورانش و کوهزایی در بسیاری از بخش‌های ایران رخ داده‌اند

مقدمه

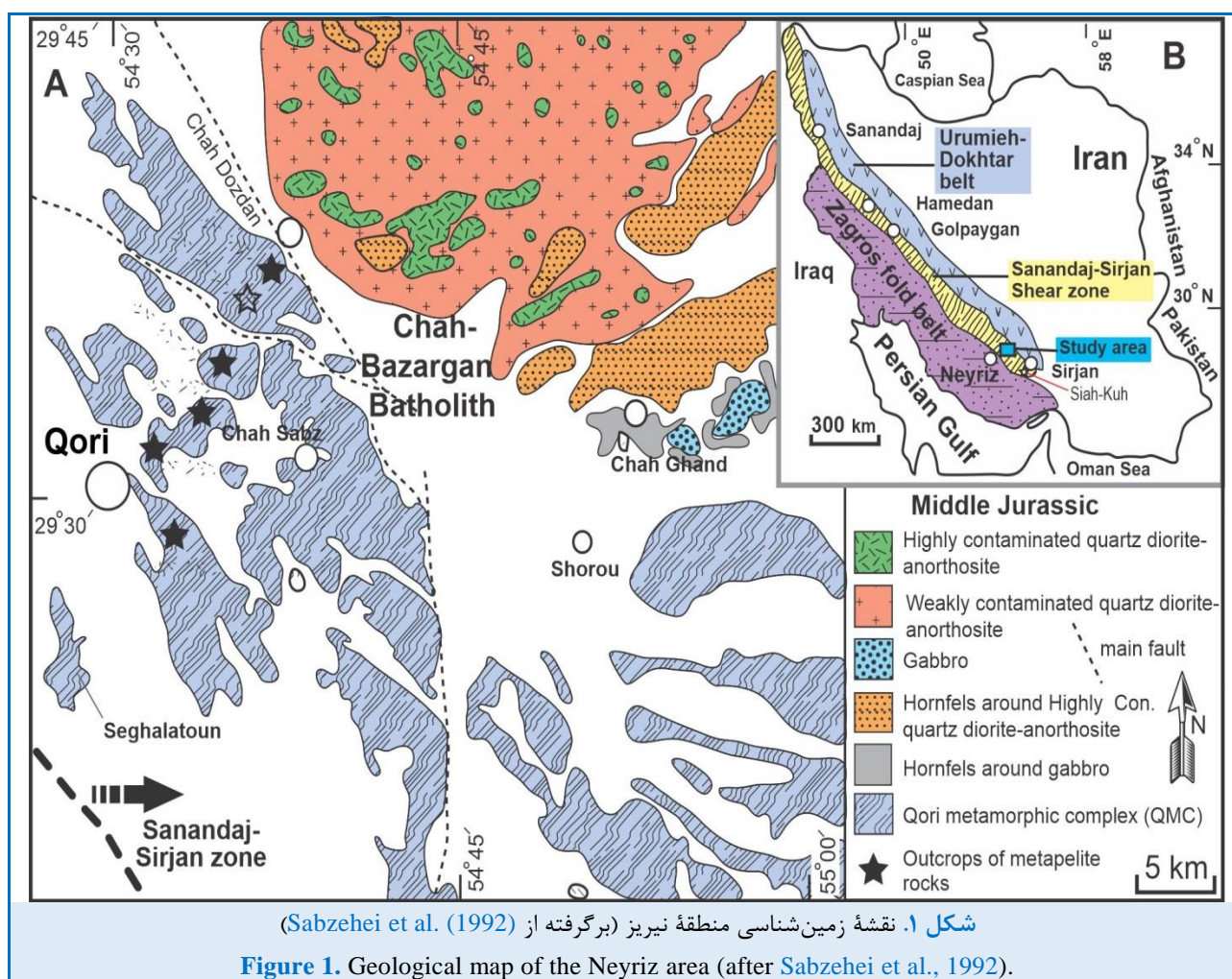
دگرگونی تحت‌تأثیر عوامل گوناگونی مانند دما، فشار، ترکیب سیال رخ می‌دهد. افزون‌بر آنها، ترکیب شیمیایی سنگ‌مادر می‌تواند نقشی تعیین‌کننده در پیدایش کانیاپی‌ها

 نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: فضل‌نیا، ع.، میری، م.م.، ساکی، ع. (۱۴۰۳). تعیین شرایط دگرگونی و سنگ‌زایی متاپلیت‌های مجموعه قوری با استفاده از نمودارهای ترمودینامیکی فازی. پتروژوژی ۱۵ (۴)، ۹۷-۱۱۴.

نزدیک به ۱۰۰ کیلومتر ادامه دارد و شامل انواع سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی است. در بسیاری از بخش‌ها، رخنمون‌های دگرگونی را گسل‌های تراستی یا معکوس به‌صورت تکه‌های منظم یا درهم‌ریخته درآورده‌اند (Alavi, 2015; Sheikholeslami, 1994). مجموعه دگرگونی قوری در بخش جنوب‌خاوری پهنه ساندج-سیرجان رخنمون دارد و به لحاظ جغرافیایی، در ۷۵ کیلومتری شمال‌خاوری شهر نیریز و ۵۰ کیلومتری جنوب‌باختری شهر بابک رخنمون دارد (شکل ۱).

(Berberian and King, 1981). پهنه ساندج-سیرجان از مهم‌ترین مناطق برای بررسی رخداد این دگرگونی‌هاست که در پی فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی در ژوراسیک آغازین تا کرتاسه پسین پدید آمده است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994; Ghasemi and Talbot, 2006; Hassanzadeh and Wernicke, 2016). این پهنه ساختاری از شمال‌باختری در نزدیکی افیولیت‌های خوی آغاز و تا جنوب‌خاوری در نزدیکی سیرجان با درازای نزدیک به ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای



مجموعه قوری از متابازیک‌ها، متاکربنات‌ها و متاپلیت‌ها به همراه توده‌های آذرین درونی با ترکیب اسیدی تا بازیک ساخته شده است که همگی در هنگام فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر

مجموعه قوری از متابازیک‌ها، متاکربنات‌ها و متاپلیت‌ها به همراه توده‌های آذرین درونی با ترکیب اسیدی تا بازیک ساخته شده است که همگی در هنگام فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر

سرخ رنگ و ژپیس سازند ساچون به سن کرتاسه سین؛

(۶) آهک‌های سیلیسی، دولومیتی و مارنی سازند جهرم به سن پالئوسن؛

(۷) پهنه‌های فلیشی ترشیری به سن ائوسن-الیگوسن (Sheikholeslami et Sabzei et al., 1992; al., 2008, 2015; Fazlnia et al., 2009; al., 2017; Fazlnia, 2013).

رسوبات ژوراسیک تا الیگوسن رخنمون سنگ‌های دگرگونی را پوشانده‌اند. عملکرد گسل‌های تراستی و راستالغز در برخی بخش‌ها، سازند سنگی را دچار بهم‌ریختگی کرده است؛ به‌گونه‌ای که تکه‌هایی از سنگ‌های دگرگونی همانند مجموعه قوری در کنار سنگ‌های جوان‌تر رخنمون یافته‌اند.

سنگ‌های دگرگونی مجموعه قوری بیشتر شامل تناوبی از اکتینولیت شیست تا گارنت آمفیبولیت و مرمر با میان‌لایه‌هایی از متاپلیت‌ها (گارنت-کیانیت-بیوتیت شیست) و متالترامافیک‌ها (الیوین-ارتوپیروکسن-اسپینل-هورنبلند شیست) هستند (شکل ۲) که دچار دگرگونی نوع بارووین شده‌اند (Fazlnia et al., 2009). همه واحدهای این مجموعه چین خورده‌اند (شکل ۲) و بسیار خردشده هستند (Sheikholeslami et al., 2008; Fazlnia et al., 2009). بررسی‌های پیشین بر پایه روش‌های دما-فشارسنجی و روابط کانی‌شناسی نشان داده‌اند در پی ضخیم‌شدگی پوسته‌ای در هنگام کوهزایی سیمرین پیشین (۱۸۰ تا ۱۸۷ میلیون سال پیش) و در شرایط اوج دمای 705 ± 240 درجه سانتیگراد و فشار $9/2 \pm 1$ کیلوبار، سنگ‌مادرها در بخش‌های مختلف این مجموعه همزمان دگرگون شده‌اند (Fazlnia et al., 2009; Fazlnia, 2007; 2017). عملکرد سیستم کافت در سرزمین گندوانا (Sears et al., Golonka, 2004; 2005) گسترش ماگماتیسم غیرکوهزایی در شمال‌خاوری نیریز و نفوذ توده گابرویی-دیوریتی

شامل یک فاز دگرگونی ناحیه‌ای همزمان با کوهزایی در نزدیک به ۱۸۷ تا ۱۸۰ میلیون سال پیش و فاز دیگر در ارتباط ماگماتیسم کمان ماگمایی حاشیه قاره در نزدیک به ۱۴۷ میلیون سال پیش هستند. نفوذ توده گابرویی تله‌پهلوانی درون متاپلیت‌های این مجموعه سبب رخداد دگرگونی درجه بالا و میگماتیت‌زایی شده است (Fazlnia et al., 2009; 2017a, 2023).

نمودارهای فازی امکان بررسی دقیق‌تر روند دگرگونی و تحولات کانی‌شناسی را فراهم می‌کنند. تحولات دگرگونی متابازیک‌های این مجموعه را میری و فضل‌نیا (Miri and Fazlnia, 2024) با به‌کارگیری محاسبات نمودارهای فازی بررسی و کنکاش کرده‌اند. هدف از این مقاله بررسی تحولات دگرگونی متاپلیت‌های مجموعه قوری با کمک محاسبه نمودارهای فازی است. این پژوهش بر دقت بررسی‌های پیشین می‌افزاید و به پژوهشگران دید بهتری از تغییر شرایط ترمودینامیکی در هنگام دگرگونی کوهزایی پیش‌رونده مرتبط با تکامل زمین‌ساختی پهنه سنندج-سیرجان جنوبی ارائه می‌دهد.

زمین‌شناسی منطقه و بررسی‌های صحرایی

بر پایه پیمایش‌های صحرایی و نقشه‌های زمین‌شناسی، مهم‌ترین واحدهای سنگی منطقه عبارت هستند از:

(۱) متاکربنات، متاپلیت و آمفیبولیت حاصل از دگرگونی‌های کوهزایی با سن سنگ مادر دونین-کربونیفر؛

(۲) پهنه رادیولاریت‌های پیچگان (سن تریاسیک)؛

(۳) توده الترامافیک-گابرویی (سن ژوراسیک)؛

(۴) اسکارن‌ها و مرمرهای تنگ حنا (بدون داده سن‌سنجی)؛

(۵) آهک‌های مارنی، ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراهای

شیست‌ها به سوی مناطق با درجهٔ دگرگونی بیشتر، برگوارگی خود را از دست می‌دهند و با سنگ‌هایی با بافت گرانوبلاستیک جایگزین می‌شوند. در این واحدها گاه پورفایروبلاست‌های درشت کیانیت (به اندازهٔ چندین سانتیمتر) یافت می‌شوند.

رگه‌های کوارتز + کیانیت و کوارتز + کیانیت + بریل در شیست‌های غنی از کیانیت، استارولیت و گارنت فراوان هستند. این رگه‌ها به احتمال بالا در هنگام یا پس از شرایط دگرگونی و در پی ذوب‌بخشی اندک در این واحدهای شیستی پدید آمده‌اند. در این مناطق که با بخش بالایی پهنهٔ کیانیت همخوانی دارد، اوج دگرگونی رخ داده است. از این‌رو، فرایند ذوب در لایه‌های شیستی که به شدت از درجهٔ برگوارگی آنها کاسته شده است، پیدایش لوکوسوم‌های محدودی در این سنگ‌ها را به دنبال داشته است. این نوع رگه‌ها گسترش اندکی دارند و به صورت پراکنده در بخش پایانی پهنهٔ کیانیت دیده می‌شوند.

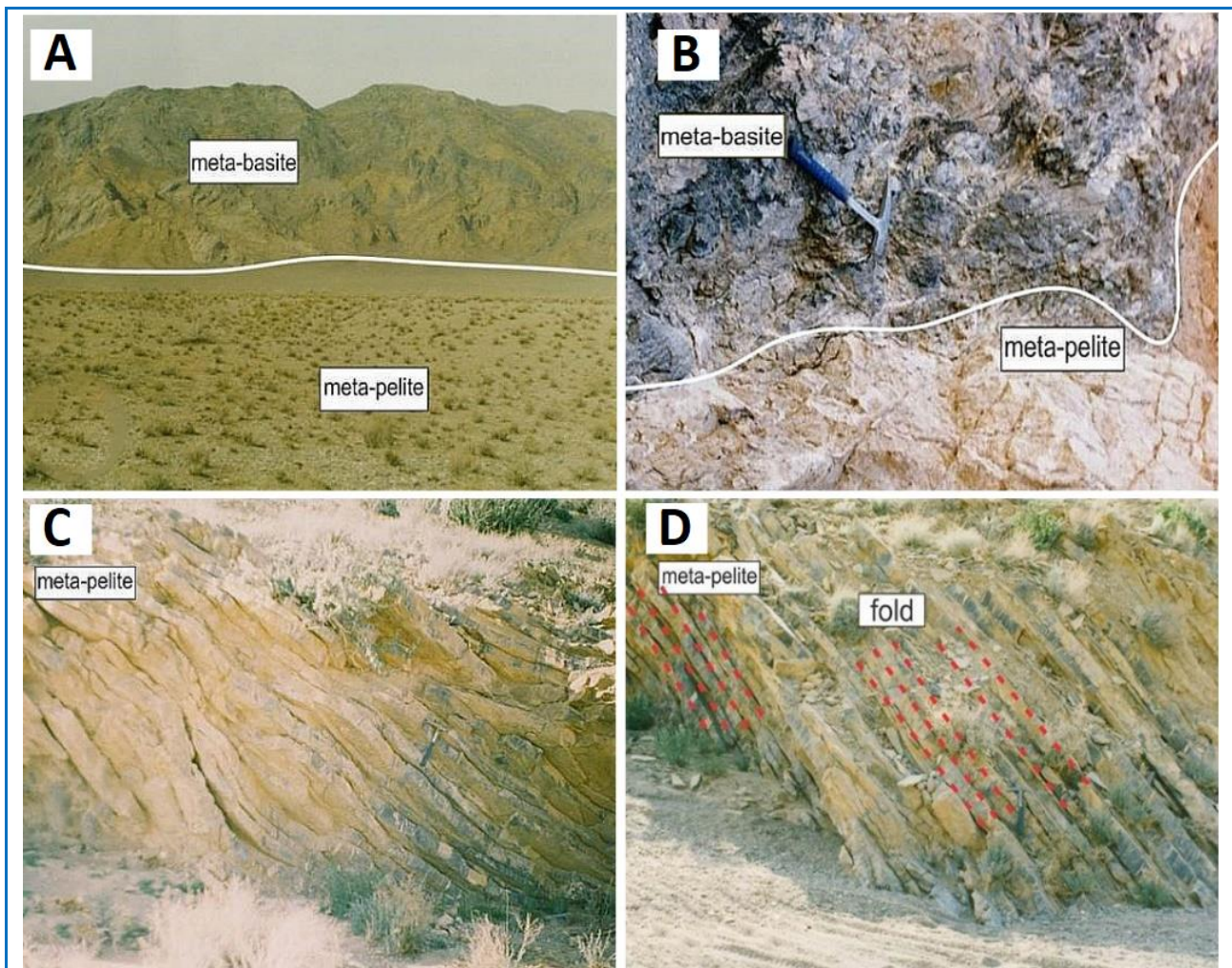
روش انجام پژوهش

در بازدیدهای میدانی، شمار ۵۰ نمونه از سنگ‌های متاپلیتی مجموعهٔ دگرگونی قوری از بخش‌های گوناگون مجموعهٔ قوری برداشت شد. پس از بررسی مقاطع نازک نمونه‌ها، شمار ۶ نمونه با کمترین میزان دگرسانی و داشتن کامل‌ترین گردهمایی کانیایی برای بررسی ترکیب شیمیایی به روش سنگ کل برگزیده شد. مقدار اکسید عنصرهای اصلی این نمونه‌ها با روش فلوئورسانس پرتوی ایکس (XRF) و با دستگاه Philips PW1480 در آزمایشگاه دانشگاه کیل (Kiel) کشور آلمان اندازه‌گیری شد. نمودارهای مربوط به رده‌بندی با نرم‌افزارهای Excel و Gcdkit محاسبه و رسم شدند.

تله‌پهلوانی درون سنگ‌های نیمه‌رسی تا رسی دگرگون‌شدهٔ مجموعهٔ قوری در ۱۷۰ میلیون سال پیش را به دنبال داشته است (Fazlnia et al., 2009). این پژوهشگران نشان دادند مذب‌هایی با ترکیب لوکوکراتی از گابرو-دیوریت که همانند ترکیب کانی‌شناسی آنورتوزیت‌ها هستند در این هنگام پدیدار شده‌اند. آنها نشان دادند تغییرات شیمی سنگ کل این سنگ‌ها با ماگماتیسیم‌های درون صفحه‌ای همخوانی داشته است. در پی این نفوذ، دگرگونی همبری شدید و میگماتیت‌زایی در دمای ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجهٔ سانتیگراد و فشار کمتر از ۵ کیلوپا رخ داده است (Fazlnia et al., 2023).

فرورانش نئوتتیس به زیر کمان قاره‌ای فعال ایران مرکزی (که سپس به پهنهٔ سنندج-سیرجان جنوبی تبدیل شد) به رخداد دومین فاز دگرگونی در نزدیک به ۱۴۷ میلیون سال پیش انجامیده است (Fazlnia et al., 2009; Fazlnia, 2007; Sheikholeslami et al., 2008) که در هنگام رخداد آن، واکنش‌های آب‌دایی ناشی از دگرگونی باعث ذوب‌بخشی در سنگ‌های دگرگونی لبهٔ فعال قاره ای شده است (Fazlnia et al., 2009). در ادامه این رویدادها و در طول بسته‌شدن نئوتتیس، این منطقه نیز همانند دیگر بخش‌های پهنهٔ دگرگونی سنندج-سیرجان دچار دگرریختی برشی گشته است (Mohajjel et al., 2003; Golonka, 2004; Hassanzadeh and Wernicke, 2016).

بیشتر متاپلیت‌های منطقه درجهٔ دگرگونی پایین تا متوسط نشان می‌دهند و بیشینهٔ شدت دگرگونی در سنگ‌های منطقه، آمفیبولیت میانی است (Fazlnia et al., 2009). در این منطقه پهنه‌های باروین استارولیت-کیانیت و سیلمانیت را می‌توان پیگیری کرد. متاپلیت‌ها برگوارگی کاملی دارند (شکل‌های C-۲ و D-۲) و در برخی بروندها، پورفایروبلاست‌های درشت گارنت دیده می‌شوند.



شکل ۲. نماهایی از برونزد سنگ‌های دگرگونی مجموعه قوری. (A) توالی متابازیک و متاپلیت؛ (B) مرز میان لایه‌های متابازیک و متاپلیت که تفاوت رنگ در آنها به خوبی نمایان است؛ (C، D) چین‌خوردگی در متاپلیت‌ها.

Figure 2. Photographs of the Qori complex metamorphic rock outcrops. **A)** Alternation of meta-basites and meta-pelites; **B)** The border between the meta-basites and meta-pelites with clear different colors; **C, D)** Folding in the meta-pelites.

۲) بیوتیت + گارنت + استارولیت (رخساره آمفیبولیت
زیرین)؛

۳) بیوتیت + گارنت + کیانیت + سیلیمانیت (رخساره
آمفیبولیت میانی تا بالایی).

دو فابریک برگوارگی S1 و S2 را می‌توان در این
منطقه ردگیری کرد (شکل ۳-۱) که به جهت‌یافتگی
ترجیحی بیوتیت و مسکوویت و رخداد بافت
لپیدوبلاستیک در این سنگ‌ها انجامیده‌اند (شکل ۳-۱).
با افزایش درجه دگرگونی، گارنت و استارولیت در
میکاشیست‌ها نمایان می‌شوند که در پی واکنش‌های

سنگ‌نگاری

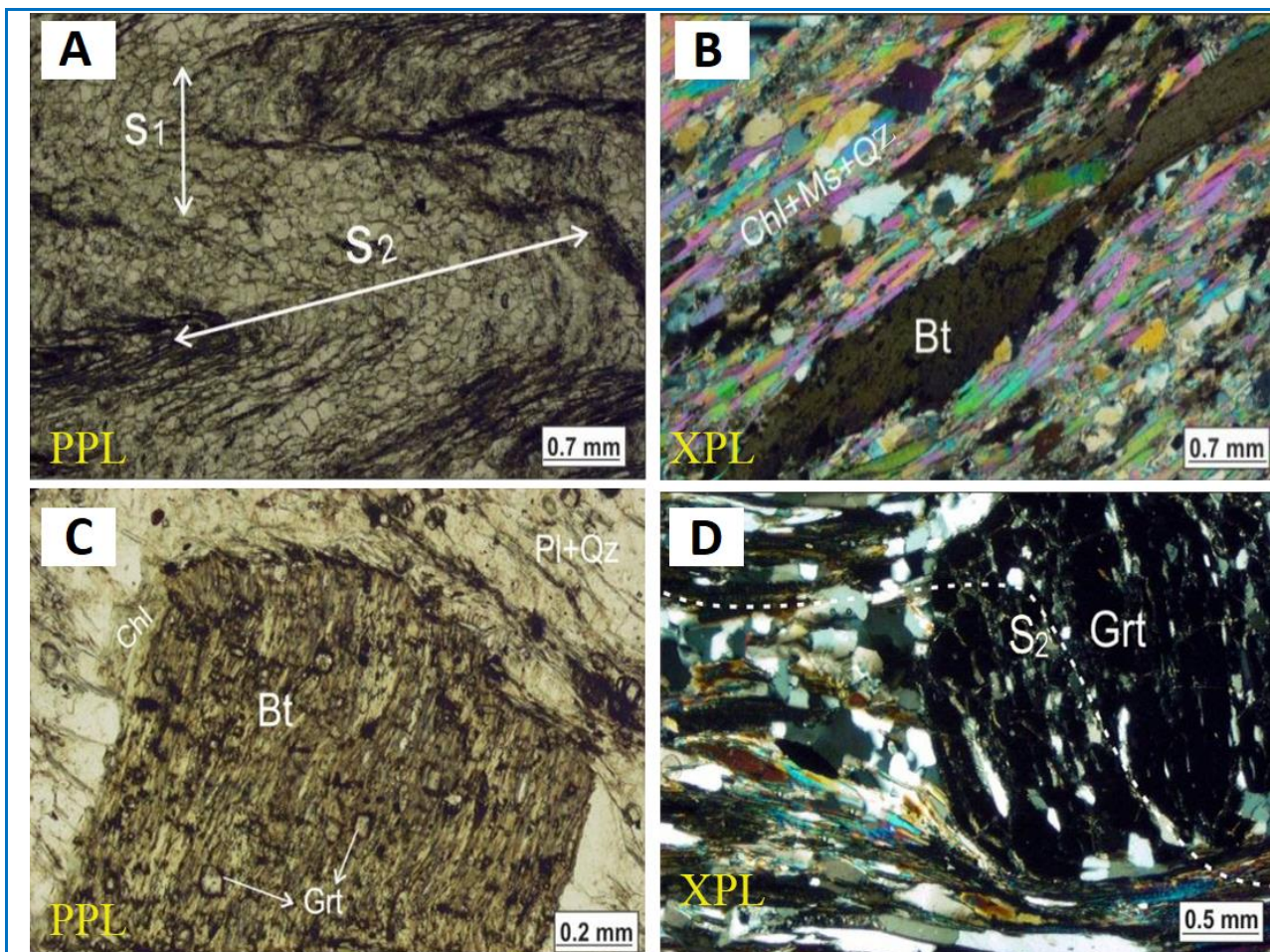
بیشتر کانی‌های سازنده متاپلیت‌های مجموعه قوری
شامل بیوتیت، کوارتز، گارنت، مسکوویت، کیانیت،
پلاژیوکلاز، کلریت، استارولیت به همراه مقداری مگنتیت و
روتیل هستند.

بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، در همه نمونه‌ها از
درجات کم تا بالا، گردهمایی‌های کانیایی زیر را می‌توان
شناسایی کرد:

۱) کلریت + مسکوویت + بیوتیت (رخساره شیست سبز)؛

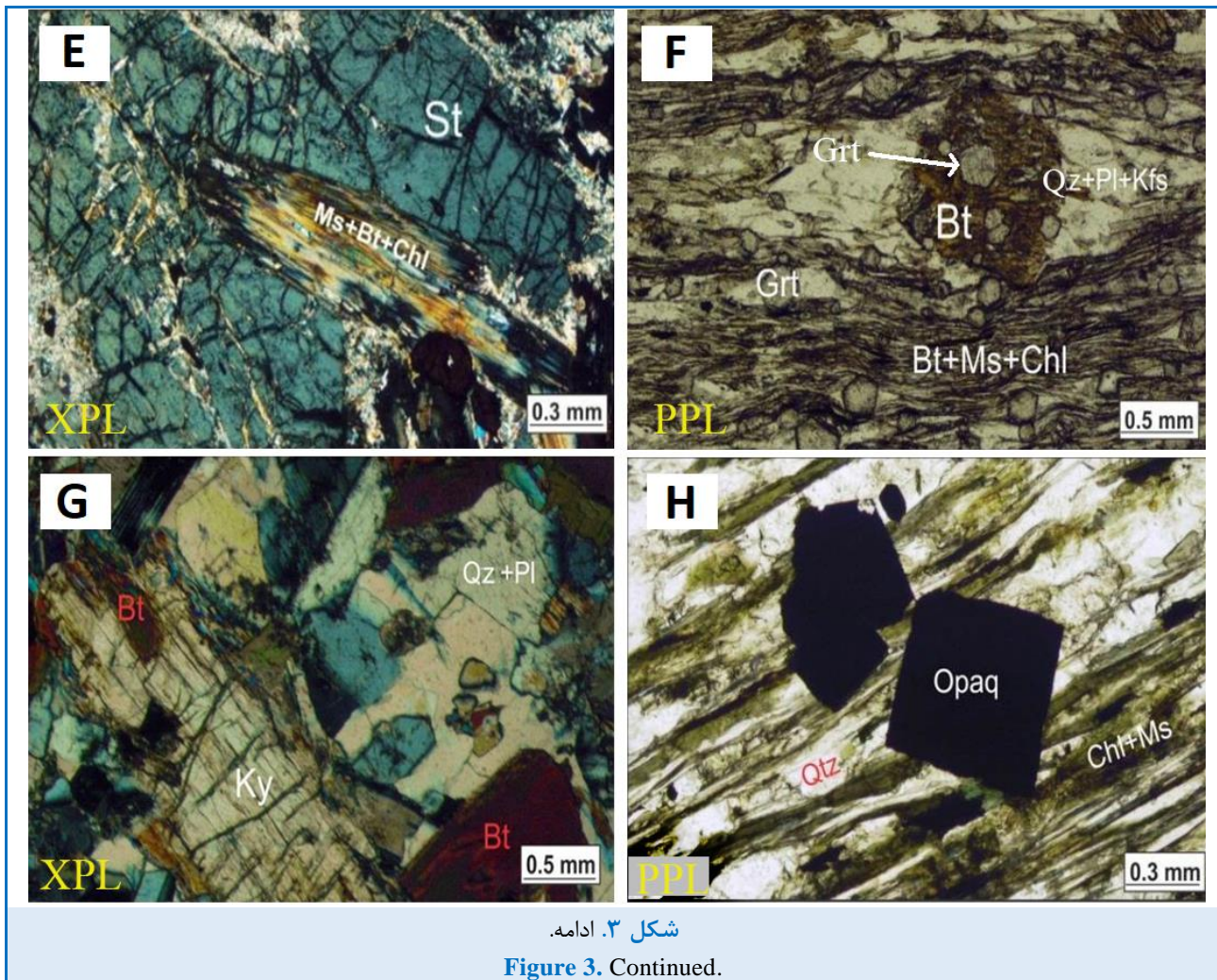
(C) چه‌بسا نشان‌دهنده رخداد این واکنش باشد. در نمونه‌های درجه بالاتر، گارنت‌ها به‌صورت درشت‌بلورهای جداگانه‌ای از بیوتیت دیده می‌شوند (شکل ۳-D).

مصرف‌کننده بیوتیت پدید آمده‌اند (مانند: Bucher and Grapes (2011)). حضور میانبارهای گارنت در بیوتیت‌های سنگ‌های با درجه دگرگونی کم (شکل ۳-



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی از متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی قوری. (A) فابریک‌های S1 و S2؛ (B) بافت لپیدوبلاستیک حاصل جهت‌یافتگی ترجیحی بلورهای بیوتیت و مسکوویت؛ (C) میانبارهای گارنت در بیوتیت سنگ‌های درجه پایین؛ (D) پورفیروبلاست گارنت با بافت حلزونی در دگرشکلی S2؛ (E) پورفیروبلاست استارولیت که به‌طور بخشی با مجموعه مسکوویت + بیوتیت + کلریت جایگزین شده است؛ (F) پورفیروبلاست گارنت جانشین‌شده با بیوتیت در هنگام دگرگونی پس‌رونده؛ (G) کیانیت نیمه‌شکل‌دار در سنگ‌های رخساره آمفیبولیت میانی تا بالایی در زمینه‌ای از بیوتیت + کوارتز + پلاژیوکلاز؛ (H) رشد بلورهای مگنتیت شکل‌دار به‌صورت پس‌ازساختی روی برگوارگی S2 (نام اختصاری کانی‌ها از: Whitney and Evans (2010)).

Figure 3. Photomicrographs from the meta-pelite in Qori metamorphic complex. **A)** The S1 and S2 fabrics; **B)** Lepidoblastic texture formed due to preferred orientation of the biotites and muscovites; **C)** Garnet inclusions in a biotite from the low-grade metamorphic rocks; **D)** A garnet porphyroblast with helicitic texture formed during S2; **E)** a garnet porphyroblast replaced by biotite during the retrogressive metamorphism; **F)** A staurolite porphyroblast replaced by muscovite + biotite + chlorite; **G)** A subhedral kyanite from the middle to upper amphibolite facies rocks in a groundmass composed of biotite + quartz + plagioclase; **H)** Formation of post-tectonic euhedral magnetite on S2 schistosity (The mineral abbreviations are from Whitney and Evans (2010)).



(شکل‌های E-۳ و F-۳). با افزایش دما و فشار، استارولیت ناپایدار شده است و کیانیت جایگزین آن شده است (شکل G-۳). کیانیت‌ها اندازه‌های گوناگونی دارند و از نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار در تغییر هستند. همزیستی پایدار کیانیت و استارولیت که در برخی سنگ‌های متاپلیتی دیده می‌شود گویای رخساره آمفیبولیت میانی است (مانند: Bucher and Grapes (2011)). در واپسین مرحله فرایند دگرگونی و در هنگام سرد شدن، بلورهای مگنتیت (Fazlnia et al., 2009) به صورت پس‌سازمین‌ساخت^۳ در سنگ رشد کرده و برگوارگی سنگ‌ها را قطع کرده‌اند (شکل F-۳). این بلورها سایه فشارشی ندارند

رخداد درشت‌بلورهای گارنت و استارولیت به پیدایش بافت پورفیرولپیدوبلاستیک در نمونه‌ها انجامیده است. گارنت‌ها بافت حلزونی^۱ دارند (شکل D-۳) که نشان‌دهنده رشد همزمان با زمین‌ساخت^۲ آنهاست. از آنجایی که جهت‌یافتگی S1 در هنگام رخداد نخستین مرحله دگرگونی پدید آمده است و برگوارگی S2 پیامد دومین مرحله دگرگونی بوده است، می‌توان گفت رشد اصلی گارنت و استارولیت در دومین مرحله دگرگونی رخ داده است. گارنت‌ها و استارولیت‌ها در هنگام دگرگونی برگشتی با کانی‌های بیوتیت، مسکوویت و کلریت جایگزین شده‌اند

¹ helicitic² Syn-tectonic³ Post-tectonic

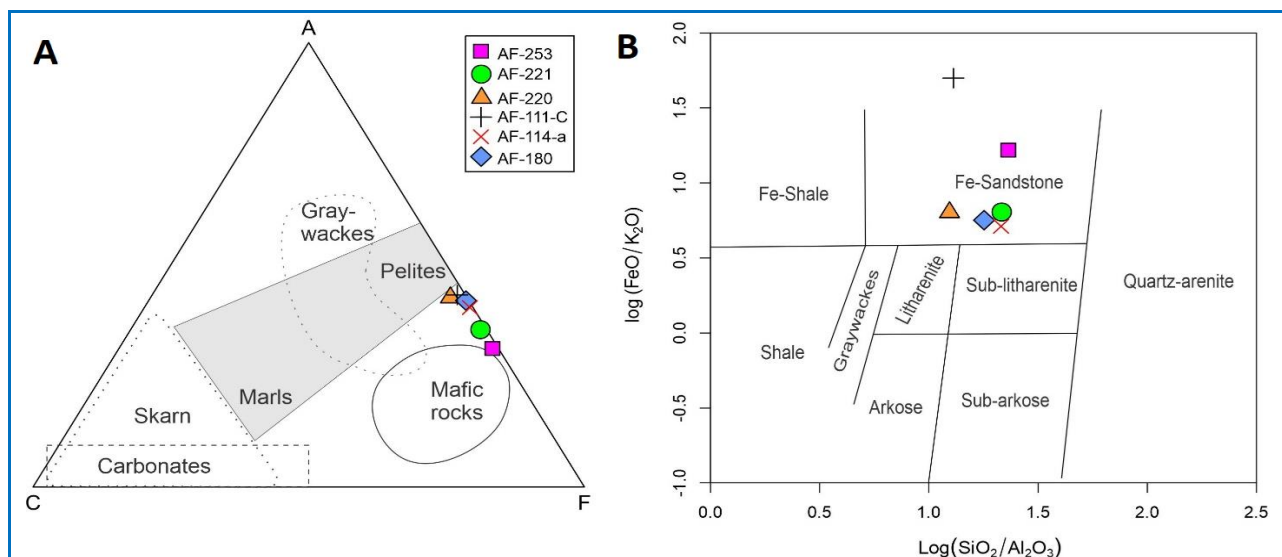
آنها را برای شناخت سرشت سنگ‌مادر به کار برد. در اینجا از نمودار ACF برای این کار بهره گرفته شد (شکل ۴-۱). در این نمودار، نمونه‌ها در فاصله میان محدوده‌های سنگ‌های پلیتی و مافیک جای می‌گیرند؛ هرچند حضور کیانیت و استارولیت که کانی‌های شاخص سنگ‌های دگرگونی با سنگ‌مادر رسوبی هستند (Bucher and Grapes, 2011)، سرشت سنگ‌مادر آنها را آشکار می‌کند، اما تغییر در ترکیب شیمیایی نمونه‌ها نشان می‌دهد سنگ‌مادر آنها در یک حوضه رسوبی با ورودی رسوبات گوناگون بوده است که با هم آمیخته شده‌اند (Barton et al., 1991). توالی سنگ‌های متابازیک، متاپلیت و متاکربنات در مجموعه قوری نیز در پی تغییر در جنس رسوبات ورودی به حوضه در زمان‌های گوناگون پدید آمده است. همچنین، نمودار نسبت $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ در برابر $\text{FeO}/\text{K}_2\text{O}$ (شکل ۴-۲) نشان می‌دهد سنگ‌مادر نمونه‌ها ماسه‌سنگ غنی از آهن بوده است.

که خود گواهی دیگر بر رشد آنها بدون تأثیری دگرریختی است.

زمین‌شیمی

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی نمونه‌های گوناگون منطقه قوری در جدول ۱ آورده شده‌اند. ترتیب فراوانی اکسیدهای عنصرهای اصلی عبارت است از SiO_2 (۶۴/۱۹ - ۵۹/۰۴ درصدوزنی)، Al_2O_3 (۱۹/۴۸ - ۱۵/۰۹ درصد وزنی)، FeO_t (۷/۸۶ - ۵/۱۲ درصدوزنی)، MgO (۱/۸۷ - ۴/۲۲ درصدوزنی)، MnO (۳/۱۷ - ۰/۰۸ درصدوزنی)، K_2O (۰/۴۳ - ۱/۹۳ درصدوزنی)، Na_2O (۰/۶۴ - ۲/۶۵ درصدوزنی) و CaO (۰/۵۲ - ۰/۰۵ درصدوزنی). با فرض ثابت ماندن نسبی ترکیب شیمیایی سنگ‌ها در دگرگونی‌های هم‌شیمی^۴ (مانند: Winter (2014)) می‌توان محتوای عنصرهای اصلی

⁴ Isochemical



شکل ۴. تعیین سرشت سنگ‌مادر متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی قوری بر پایه مقدار اکسید عنصرهای اصلی آنها. (A) نمودار AFC [A=(Al₂O₃ +Fe₂O₃)-(Na₂O+K₂O)، C=CaO-(3.3×P₂O₅)، F=MgO+MnO+FeO_t به‌صورت نسبت‌های مولی] (Barton et al., 1991; Winter, 2014); (B) نمودار نسبت $\text{Log SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ در برابر $\text{Log FeO}_t/\text{K}_2\text{O}$ (Herron, 1988)

Figure 4. Identification of the protolith of metapelites in Qori metamorphic complex based on major element oxide contents. **A)** The ACF diagram [A=(Al₂O₃ +Fe₂O₃)-(Na₂O+K₂O), C=CaO-(3.3×P₂O₅) and F=MgO+MnO+FeO_t, in molecular proportions] (Barton et al., 1991; Winter, 2014); **B)** Log SiO₂/Al₂O₃ versus Log FeO_t/K₂O diagram (Herron, 1988).

جدول ۱. ترکیب شیمیایی سنگ کل متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی قوری (بر پایه درصدوزنی).

Table 1. Whole-rock chemical compositions (in wt%) of meta-pelite in Qori metamorphic complex.

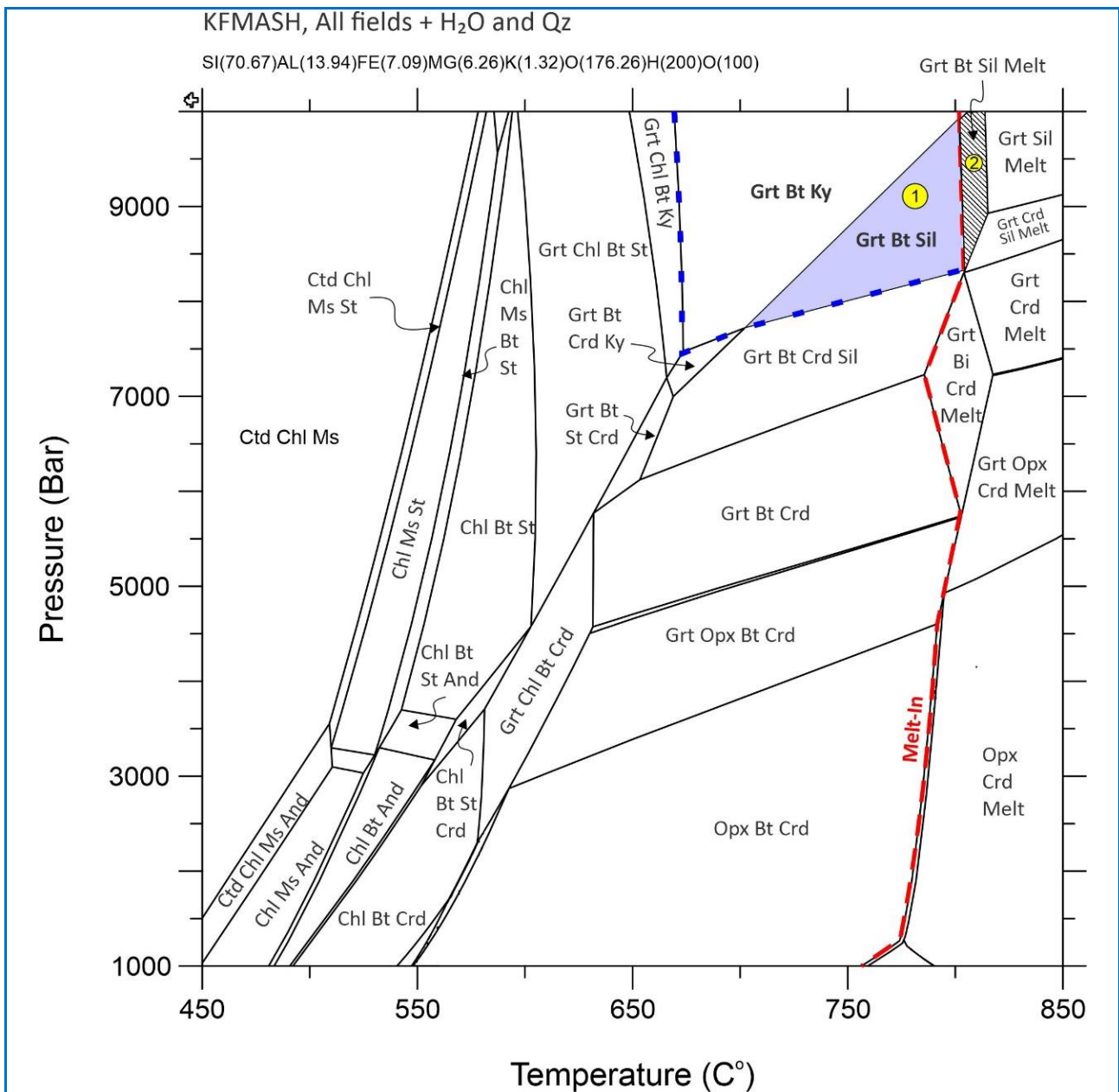
Sample No.	AF-253	AF-221	AF-220	AF-111-C	AF-114-a	AF-180
SiO ₂	58.98	60.64	58.20	59.04	64.16	63.85
Al ₂ O ₃	15.09	16.09	19.48	19.41	16.96	18.25
TiO ₂	3.38	0.85	0.88	0.81	0.74	0.82
FeO _t	7.86	7.52	6.98	5.81	5.67	5.12
MnO	3.17	2.00	0.08	6.81	2.33	2.05
MgO	2.00	3.65	3.46	1.87	3.56	4.22
CaO	0.14	0.16	0.52	0.27	0.06	0.05
Na ₂ O	2.65	0.75	1.71	0.64	0.74	0.89
K ₂ O	1.11	1.93	1.71	0.43	1.58	1.35
P ₂ O ₅	0.55	0.21	0.21	0.17	0.15	0.12
Total	94.93	93.80	93.23	95.26	95.95	96.72
LOI	5.07	6.20	6.77	4.74	4.05	3.28
A	0.093	0.125	0.145	0.175	0.138	0.150
C	0.001	0.002	0.009	0.004	0.001	0.001
F	0.204	0.223	0.184	0.223	0.200	0.205

PHNG (Coggon and Holland, 2002) برای مسکوویت، BIO (White et al., 2007) برای بیوتیت، (Holland and White et al., 1998) LIQtC برای کردیریت و (al., 2007) برای مذاب هستند. با توجه به نبود گرافیت و کلسیت در نمونه‌ها که نماینده شرایط احیایی هستند. مقدار اکسیژن در محاسبات به صورت مازاد در نظر گرفته شده است تا شرایط اکسیدان در محاسبات را پدید آورد. کاربرد MnO در سیستم‌های شیمیایی رخداد غیرواقعی گارنت در فشارها و دماهای بسیار کم (کمتر از ۳۰۰ درجه سانتیگراد و ۵۰۰ کیلو بار) را به دنبال دارد. این یک مشکل رایج در نرم‌افزار Theriak/Domino است. از این‌رو، در بسیاری از پژوهش‌ها به کار برده نمی‌شود تا گارنت در موقعیت واقعی خود رخداد داشته باشد (Saki et al., 2021). این مشکل به علت نقص در داده‌های ترمودینامیکی سازنده پایانی اسپسارترین در گارنت رخ می‌هد و تا زمان اصلاح‌نشدن این الگوها، رفع‌شدنی نیست. به همین‌روی، در اینجا نیز برای تعیین رخداد گارنت به‌عنوان یک مرز برای گذر به رخساره آمفیبولیت از حضور MnO صرف نظر شد. با توجه به مقدار کم CaO و نبود آپاتیت و کلسیت در نمونه‌ها، CaO و P₂O₅ به کار برده نشدند.

بحث

الگوسازی نمودار فازی

نمودارهای فازی برای بررسی شرایط دما و فشار پیدایش سنگ‌های منطقه قوری، محاسبه و رسم شدند (شکل‌های ۵ تا ۷). ترکیب شیمیایی نمونه Af-220 به‌علت داشتن گردهمایی کانی مناسب و مقادیر کافی از Al₂O₃، FeO و MgO برای ساخت کانی‌های مورد نظر در محاسبات برگزیده شد. محاسبات با نرم‌افزار Theriak/Domino (de Capitani and Petrakakis, 2010) نسخه 10.0.19044.1526 پایگاه داده tcdb55c2d و سیستم شیمیایی پتاسیم، آهن، منیزیم، آلومینیم، سیلیسیم و آب (KFMASH) انجام شد. سیال به‌صورت آب خالص و مازاد استفاده شد تا بررسی رخداد ذوب‌بخشی امکان‌پذیر باشد. الگوهای محلول جامد به‌کاررفته در محاسبات، شامل GARNET (White et al., 2007) برای گارنت، CHLORITE (Holland et al., 1998) برای کلریت،



شکل ۵. نمودار فازی به دست آمده برای ترکیب شیمیایی نمونه AF-220. محدوده آبی رنگ، شرایط دما - فشار متناسب با گردهمایی کانیایی در شرایط اوج دگرگونی ناحیه‌ای متاپلیت‌های منطقه قوری را نشان می‌دهد. برای توضیحات بیشتر به متن مقاله مراجعه شود (نام اختصاری کانی‌ها: And: آندالوزیت، Bt: بیوتیت، Chl: کلریت، Crd: کردیریت، Ctd: کلریتوید، Grt: گارنت، Ky: کیانیت، Ms: مسکوویت، Opx: ارتوپروکسن، Qz: کوارتز، Sil: سیلیمانیت، St: استارولیت (Whitney and Evans, 2010)).

Figure 5. Phase diagram calculated using for AF-220 sample composition. The blue-colored area shows P-T condition consistent with the mineral paragenesis in association with the peak regional metamorphism of metapelites in the Qori metamorphic complex. See the text for more explanations (The mineral abbreviations are And: andalusite, Bt: biotite, Chl: chlorite, Crd: cordierite, Ctd: chloritoid, Grt: garnet, Ky: kyanite, Ms: muscovite, Opx: orthopyroxene, Qz: quartz, Sil: silimanite, St: staurolite (Whitney and Evans, 2010)).

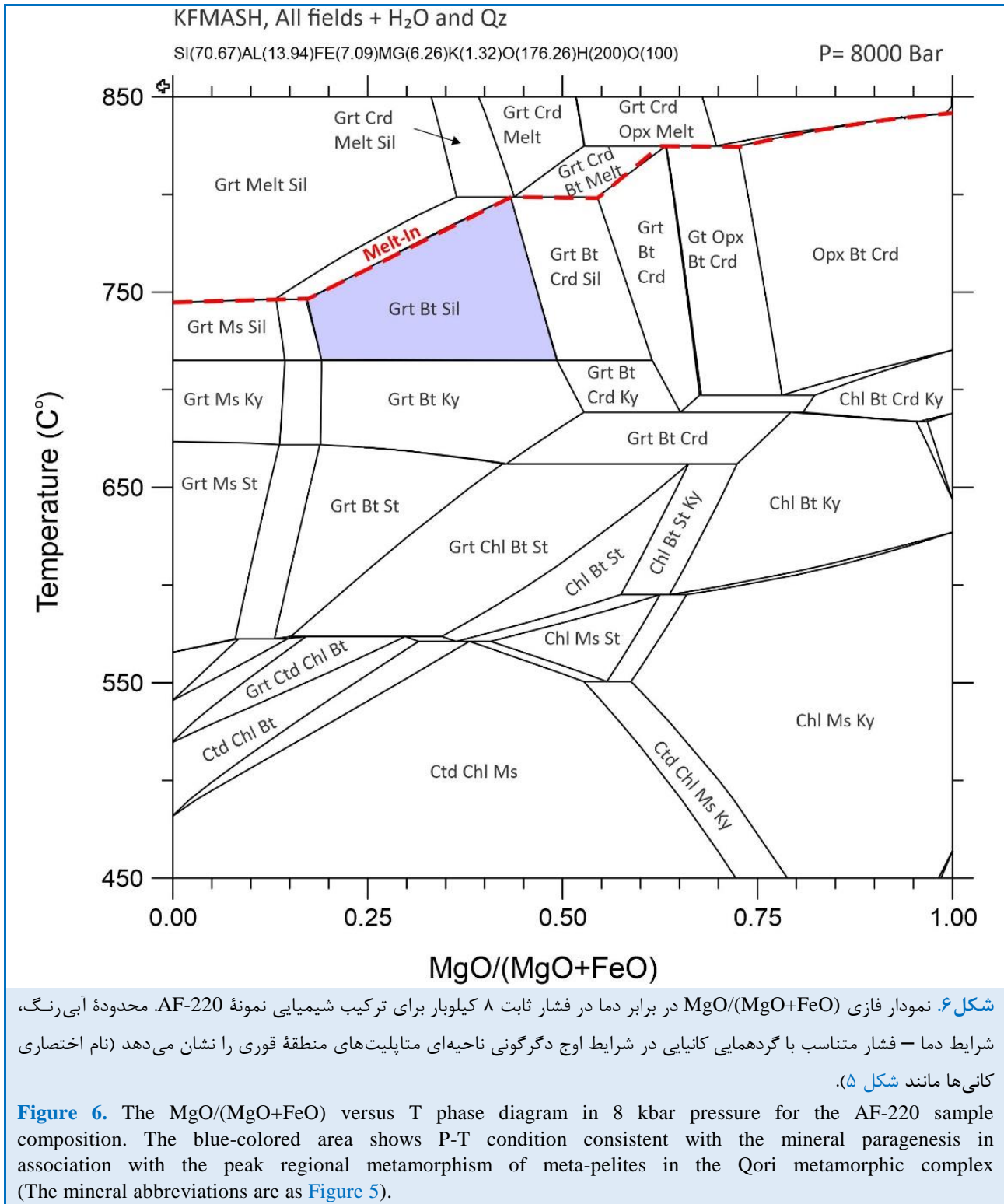
خلاصه‌سازی روی نمودار نوشته نشده‌اند). همان‌گونه که دیده می‌شود، محدوده‌های دارای گردهمایی کانی‌های گارنت + بیوتیت + کیانیت +

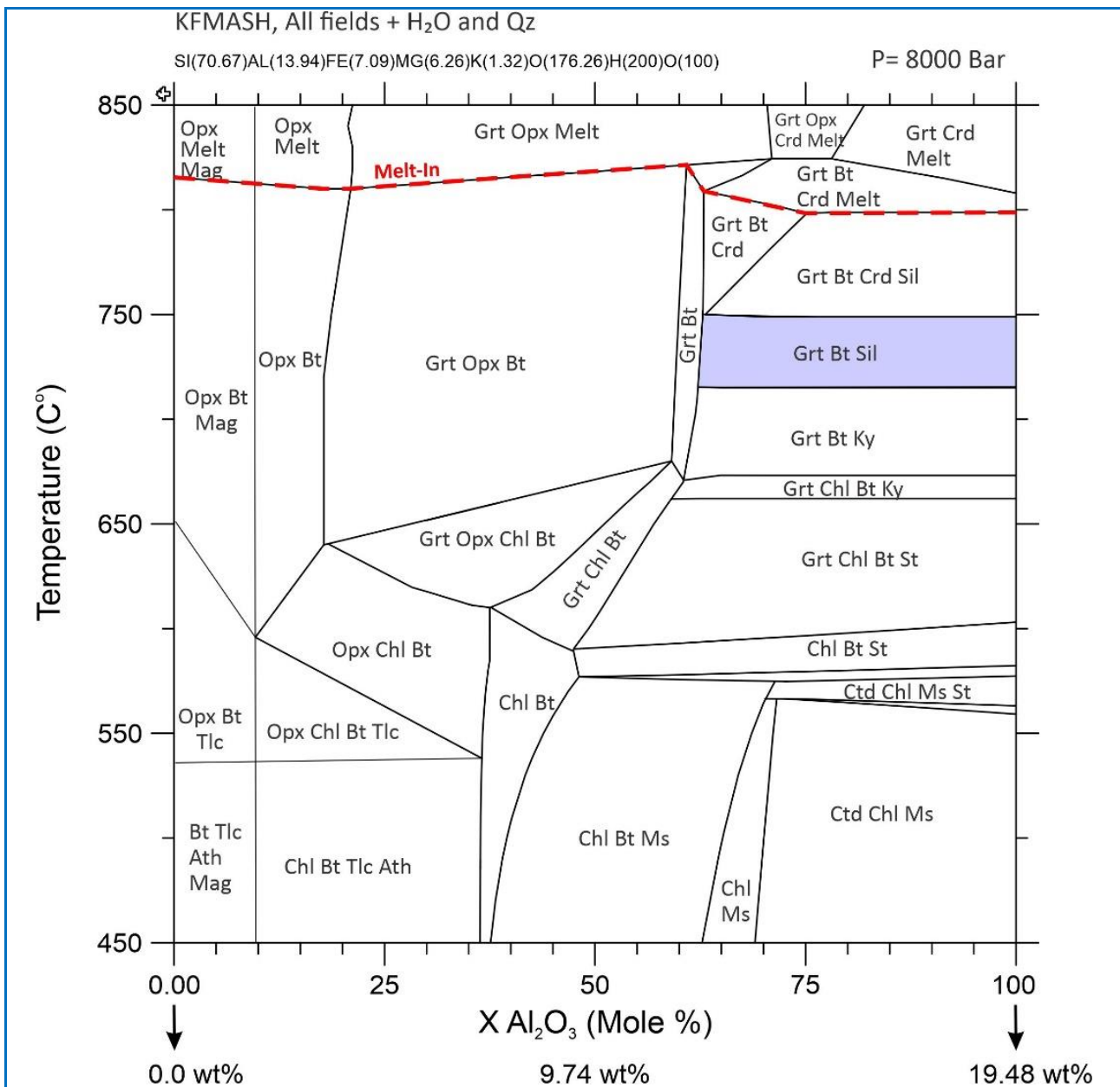
شرایط دگرگونی

نمودار محاسبه‌شده در شکل ۵ نشان داده شده است (همه محدوده‌ها کوارتز و آب دارند که برای

کیانیت و سیلیمانیت در یک محدوده از نمودار وجود ندارد؛ اما حضور آنها در نمونه‌های قوری نشان‌دهنده شرایط مرزی انتقالی میان این دو پلی‌مورف است.

سیلیمانیت در هیچ‌کدام از محدوده‌ها هم‌زمان رخداد ندارد که این به علت مرز دما-فشار پلی‌مورف‌های آلومینوسیلیکات است. به گفته دیگر، رخداد هم‌زمان





شکل ۷. نمودار فازی تغییرات Al₂O₃ (درصد مولی) در برابر دما در فشار ثابت ۸ کیلو بار برای ترکیب شیمیایی نمونه AF-220. محدوده آبی رنگ، شرایط دما - فشار متناسب با گردهمایی کانیایی در شرایط اوج دگرگونی ناحیه‌ای متاپلیت‌های منطقه قوری را نشان می‌دهد (نام اختصاری کانی‌ها مانند شکل ۵).

Figure 7. Al₂O₃ (in mole percent) versus T phase diagram for the AF-220 sample composition. The blue-colored area shows P-T condition consistent with the mineral paragenesis in association with the peak regional metamorphism of meta-pelites in the Qori metamorphic complex (The mineral abbreviations are as Figure 5).

نماینده دماهای بالاتر از کیانیت است. محدوده شماره ۱ محدوده اوج دگرگونی پیش از رخداد ذوب بخشی در نظر گرفته می‌شود؛ اگرچه گمان می‌رود پیدایش رگه‌های کوارتز-کیانیت‌دار در این

دو محدوده دارای کیانیت و سیلیمانیت در دماهای ۶۵۰ تا ۷۸۰ درجه سانتیگراد و فشارهای بیشتر از ۷ کیلو بار به پایداری می‌رسند (خط چین آبی رنگ)؛ اما با توجه به رخداد سیلیمانیت که

بیشتری نسبت به انواع درجه متوسط و پایین داشته باشند که البته به علت نبود داده‌های تجزیه شیمیایی، بررسی دقیق این موضوع در اینجا امکان‌پذیر نیست.

تأثیر ترکیب سنگ‌مادر

در هنگام دگرگونی، ترکیب شیمیایی سنگ‌مادر می‌تواند بسیار تعیین‌کننده گردهمایی کانی‌ها در درجات گوناگون باشد. در اینجا برای بررسی این موضوع، تأثیر تغییر نسبت منیزیم به آهن به صورت $MgO/(MgO+FeO)$ در برابر دما در قالب یک نمودار فازی با فشار ثابت ۸ کیلو بار به دست آمده است (شکل ۶). مقدار آهن همانند نمودار شکل ۵ به صورت آهن کل در محاسبات به کار رفته است. نمودار نشان می‌دهد گردهمایی کانی‌های گارنت + بیوتیت + کیانیت + سیلیمانیت در $MgO/(MgO+FeO)$ برابر با ۰/۲ تا ۰/۵ رخداد دارند و در بالاتر از این مقدار کردیریت به محدوده‌ها افزوده می‌شود که در نمونه‌های بررسی شده حضور ندارد.

مورد دیگری که می‌تواند بر پایداری کانی‌های آلومینوسیلیکات تأثیرگذار باشد، محتوای آلومینیم سنگ‌مادر است. برای بررسی این موضوع نمودار فازی تغییرات محتوای Al_2O_3 در برابر دما در فشار ثابت ۸ کیلو بار به دست آورده شد (شکل ۷). مقادیر درصدوزنی Al_2O_3 (۱۹/۴۱ - ۱۵/۰۹ درصدوزنی، جدول ۱) متناظر با درصد‌های مولی برای مقایسه روی نمودار نشان داده شده‌اند. بر پایه این نمودار، رخداد مجموعه‌های آلومینوسیلیکات‌دار در مقادیرهای بیشتر از ۶۰ درصد مولی Al_2O_3 روی می‌دهد. با مقایسه محور افقی این نمودار با درصدوزنی Al_2O_3 نمونه، می‌توان نتیجه گرفت سنگ مورد بررسی دست کم به ۱۰ درصدوزنی Al_2O_3 برای پدیدآوردن کیانیت و سیلیمانیت در دماهای ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد و فشار ۸ کیلو بار نیاز داشته است. این موضوع نشان‌دهنده تأثیر بالای ترکیب شیمیایی سنگ‌مادر در

شیست‌ها پیامد رخداد ذوب‌بخشی باشد و بر این پایه، دمایی فراتر از ۷۸۰ درجه سانتیگراد را می‌بایست برای دگرگونی این سنگ‌ها در نظر گرفت (محدوده شماره ۲).

این شوک دمایی پس از رخداد دگرگونی ناحیه‌ای و در نتیجه نفوذ گابروی تله‌پهلوانی به درون این توالی رخ داده است. قطعاتی از این شیست‌ها که به صورت زنولیت درون آشیانه ماگمایی توده‌های آذرین افتاده‌اند نیز دچار ذوب‌بخشی درجه بالا و میگماتیتیزاسیون شده‌اند (Fazlnia et al., 2023). از حضور و نبود کردیریت نیز می‌توان برای برآورد حدودی فشار در نمودارهای فازی بهره گرفته (Sepahi et al., 2022). در این نمودار، کردیریت در فشارهای کمتر از ۷ کیلو بار حضور پیدا می‌کند؛ پس نبود آن در نمونه بررسی شده نشان‌دهنده فشار دگرگونی دست کم برابر با ۷ کیلو بار است. همچنین، بر پایه این نمودار، حضور سیلیمانیت در نمونه‌ها چه بسا پیامد افزایش دما (در مقایسه با فشار) در هنگام مراحل پایانی دگرگونی باشد.

موضوع دیگری که درباره شرایط دگرگونی می‌توان در نظر گرفت، تأثیر اکسیژن یا به گفته دیگر شرایط اکسایش-کاهش بر گردهمایی کانی‌هاست. حضور مگنتیت به صورت پسازمین‌ساخت در برخی نمونه‌ها (شکل ۳-H) نشان‌دهنده افزایش فوگاسیتة اکسیژن در مراحل پایانی دگرگونی این سنگ‌هاست. بر پایه بررسی‌های پیشین، با افزایش فوگاسیتة اکسیژن در هنگام دگرگونی، کانی‌های سیلیکات آهن‌دار (به‌ویژه بیوتیت)، آهن خود را از دست می‌دهند و به صورت مگنتیت رخداد می‌یابند. از این‌رو، در دگرگونی‌های درجه بالا، کانی‌های فرومنیزین با نسبت MgO/FeO بالاتری در مقایسه با همین کانی‌ها در سنگ‌های درجه پایین هستند (Bucher and Grapes, 2011). از این‌رو، در نمونه‌های بررسی شده، بیوتیت‌های سنگ‌های درجه بالا نیز می‌بایست محتوای فلوگوپیتی

بالاتر از ۷ کیلو بار به پایداری رسیده اند. بررسی تأثیر ترکیب شیمیایی سنگ مادر روی گردهمایی کانی های متاپلیت های منطقه قوری نشان می دهد این سنگ ها برای داشتن گردهمایی گارنت + بیوتیت + کیانیت + استارولیت + سیلیمانیت دست کم به نسبت $MgO/(MgO+FeO)$ برابر با ۰/۲ و محتوای Al_2O_3 برابر با ۱۰ درصدوزنی در سنگ مادر خود نیاز داشته اند.

بنابراین، ترکیب شیمیایی سنگ مادر در کنار شرایط دما-فشار، تأثیر به سزایی در پیدایش گردهمایی های کانیایی در هنگام دگرگونی باروین دارد.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از داوران گرامی که پیشنهادهای ارزشمندشان به پیشرفت هرچه بیشتر مقاله انجامید بسیار سپاس‌گزار هستند. همچنین، از جناب آقای دکتر ترابی برای بررسی دقیق مقاله سپاس‌گزاری می‌شود.

پیدایش گردهمایی کانی‌های نهایی در سنگ‌های متاپلیتی قوری است.

برداشت

بر پایه بررسی‌های انجام‌شده، یافته‌های زیر به‌دست آمد:

شیست‌های متاپلیتی مجموعه قوری در پی دگرگونی یک سنگ‌مادر ماسه‌سنگی غنی از آهن پدید آمده‌اند.

بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان‌دهنده رخداد دو فابریک برگواگی S1 و S2 در منطقه هستند.

گردهمایی کانیایی متاپلیت‌های قوری شامل (۱) کلریت + مسکوویت + بیوتیت (رخساره شپست سبز) ← (۲) بیوتیت + گارنت + استارولیت (رخساره آمفیبولیت پایینی) ← (۳) بیوتیت + گارنت + کیانیت + سیلیمانیت (رخساره آمفیبولیت میانی تا بالایی) است.

محاسبات نمودارهای ترمودینامیکی فازی نشان می‌دهد گردهمایی‌های کانیایی کیانیت + سیلیمانیت‌دار که در بالاترین درجه دگرگونی این سنگ‌ها پدید آمده‌اند، در دماهای ۶۵۰ تا ۷۸۰ درجه سانتیگراد و فشارهای

References

- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3), 211-238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Barton, M.D., Ilchik, R.P., and Marikos, M.A. (1991) Metasomatism. In D.M. Kerrick (Ed.), *Contact metamorphism*, p. 321-350. De Gruyter. <https://doi.org/10.1515/9781501509612-004>
- Berberian, M., and King, G.C.P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2), 210-265. <https://doi.org/10.1139/e81-162>
- Bucher, K., and Grapes, R. (2011) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 428 p. Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin.
- Coggon, R., and Holland, T.J.B. (2002) Mixing properties of phengitic micas and revised garnet- phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(7), 683-696. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00395.x>
- de Capitani, C., and Petrakakis, K. (2010) The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95(7), 1006-1016. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3354>
- Fazlnia, A. (2007) Synchronous activity of two kinds of magmas, anorthosite and S-type granite, in the Chah-Dozdan intrusion, Neyriz, Iran: Evidence of zircon SHRIMP U-Pb and monazite CHIME U-Th-total Pb dating. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 18, 221-237

- Fazlnia, A. (2017) Geochemical characteristics and conditions of formation of the Chah-Bazargan peraluminous granitic patches, ShahrBabak, Iran. *Geologica Carpathica*, 68(5), 445–463. <https://doi.org/10.1515/geoca-2017-0029>
- Fazlnia, A., Miri, M., and Saki, A. (2023) Determining the conditions and factors affected partial melting in the Chah-Bazargan migmatitic xenoliths (NE Neyriz) using thermodynamic phase diagrams. *Researches in Earth Sciences*, 53, 18-31. <https://doi.org/10.48308/esrj.2023.103056>
- Fazlnia, A., Schenk, V., Appel, P., and Alizade, A. (2013) Petrology, geochemistry, and geochronology of the Chah-Bazargan gabbroic intrusions in the south Sanandaj–Sirjan zone, Neyriz, Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 102(5), 1403-1426. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0884-6>
- Fazlnia, A., Schenk, V., van der Straaten, F., and Mirmohammadi, M. (2009) Petrology, geochemistry, and geochronology of trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran. *Lithos*, 112(3-4), 413-433. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.047>
- Ghasemi, A., and Talbot, C.J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6), 683-693. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2005.01.003>
- Golonka, J. (2004) Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381(1-4), 235-273. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.06.004>
- Hassanzadeh, J., and Wernicke, B.P. (2016) The Neotethyan Sanandaj- Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin- arc transitions. *Tectonics*, 35(3), 586-621. <https://doi.org/10.1002/2015tc003926>
- Herron, M.M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 820-829. <https://doi.org/10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Holland, T., Baker, J., and Powell, R. (1998) Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *European Journal of Mineralogy*, 10(3), 395-406. <https://doi.org/10.1127/ejm/10/3/0395>
- Holland, T.J.B., and Powell, R.T.J.B. (1998) An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(3), 309-343. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x>
- Miri, M., and Fazlnia, A. (2024) Investigating the progressive dynamothermal metamorphic evolution of metabasites from the Qori complex (NE Neyriz) using phase diagrams. *Advanced Applied Geology*, 13(4), 1176-1192. <https://doi.org/10.31577/geolcarp.2024.14>
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi, M.R. (2003) Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4), 397-412. [https://doi.org/10.1016/s1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/s1367-9120(02)00035-4)
- Sabzehei, M., Navazi, M., Ghavidel, M., and Hamdi, S.B. (1992) Geological map of Neyriz (1/250000). Publishe, Tehran.
- Saki, A., Miri, M., and Oberhänsli, R. (2021) Pseudosection modelling of the Precambrian meta-pelites from the Poshtuk area, NW Iran. *Periodico di Mineralogia*, 90(3), 325-340. <https://doi.org/10.13133/2239-1002/16632>
- Sears, J.W., George, G.M.S., and Winne, J.C. (2005) Continental rift systems and anorogenic magmatism. *Lithos*, 80(1-4), 147-154. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.009>
- Sepahi, A.A., Miri, M., and Mansouri, M. (2022) Study of protolith, thermobarometry and formation condition of garnet cordierite hornfels from south of the Serkan area (SW of the Hamedan Province). *Advanced Applied Geology*, 12(1), 12-30. <https://doi.org/10.22055/AAG.2021.36418.2196>
- Sheikholeslami, M.R. (2015) Deformations of Palaeozoic and Mesozoic rocks in southern Sirjan, Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 106, 130-149.

<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.03.007>

- Sheikholeslami M.R., Pique A., Mobayen P., Sabzehei M., Bellon H., and Emami M.H. (2008) Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran). *Journal of Asian Earth Science*, 31, 504–521. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.07.004>
- White, R.W., Powell, R., and Holland, T.J.B. (2007) Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(5), 511-527. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00711.x>
- Whitney, D.L., and Evans, B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Winter, J.D. (2014) *Igneous and metamorphic petrology*. 700 p. Pearson Education. <https://doi.org/10.1017/9781108631419>