

Research Article

## Study of garnet-amphibolite and garnet mica schist from the Faryab complex with an approach to field data, petrography and chemistry of constituent minerals

Afsaneh Naseri Esfandagheh<sup>1\*</sup>, Mohamad Rahgoshay<sup>1</sup>, Sasan Bagheri<sup>2</sup>, Iman Monsef<sup>3</sup>

1- Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran

2- Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

3- Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

**Keywords:** *Garnet amphibolite, Garnet mica schist, Mineral chemistry, Faryab complex, Sanandaj-Sirjan zone.*

### 1-Introduction

Garnet-bearing metapelitic rocks are not only sensitive to temperature and pressure changes (Maldonado et al., 2018; Chatterjee, 2016; Cheng et al., 2009; Holdaway, 2001; Spear et al., 1984; Perchuk and Lavrenteva, 1983); They are also a suitable recorder of deformational processes (Ali et al., 2016; Li et al., 2011; Johnson, 1999; Jones, 1994; Bell et al., 1992). Since felsic rocks contain more hydrous phases than their mafic counterparts and are rheologically weaker (Proyer, 2003; Menold et al., 2009), the structure and even the primary composition of minerals may not be preserved in high-grade metamorphisms, and therefore they are not helpful in metamorphic interpretations alone, but the study of these rocks (for example, garnet-bearing metabolite) with metamorphic mafic rocks (e.g., garnet amphibolite) can be helpful to in metamorphic research.

The Sanandaj-Sirjan zone is the metamorphic core of the Arabian-Eurasian collision zone, which was formed in the opening and closing of the Neotethys Ocean in the southwest of Iran. Bajgan is a Jurassic or older metamorphic complex reported as metamorphic rocks southeast of the Sanandaj-Sirjan zone (McCall and Kidd, 1982; McCall, 2002). Faryab complex, as a part of Bajgan metamorphism, is mainly composed of metamorphic rocks formed in greenschist and amphibolite facies and includes garnet mica-schist, epidote schist, epidote amphibole schist, amphibole schist, epidote amphibolite, amphibolite and garnet amphibolite (Naseri et al., 2022). In this paper, garnet amphibolite and garnet mica schist rocks are investigated.

### 2-Material and methods

The chemical composition of garnet, amphibole, plagioclase, and chlorite has been analyzed in Russia at the Precambrian Institute of Geology and Geochronology (Academy of Precambrian Sciences and Geochronology, IPG RASAS, Russian G) using JEOL JSM-6510LA scanning electron microscope, equipped with JED scattering spectrometer -2200 at the accelerating voltage of 20 kV.

### 3-Results and discussions

The Bajgan-Durkan complex is considered a continental block that can continue the southeastern part of the Sanandaj-Sirjan zone (McCall & Kidd, 1982; McCall, 2002). The studied area is a part of the Bejgan complex metamorphisms, located in the Golashkard and Pagodar, approximately 500 km from Kerman province, in the Faryab ophiolitic complex, at the southeastern end of the Sanandaj-Sirjan zone. The Faryab complex is surrounded by the metamorphic rocks of the Bajgan complex and the Kahnuj and Ganj ophiolites from the south, the Zagros belt from the west, and the Abshur metamorphic units from the north.

Garnet-amphibole schists are one of the essential schists sampled in the region, having large garnet grains and amphibole and mica crystals. The orientation and lineation structures of amphibole crystals can

\* Corresponding author: naseri.a1986@gmail.com

DOI: 10.22055/AAG.2023.42564.2334

Receive : 2022-12-21

Accepted : 2023-04-03

be clearly seen in these rocks. Garnet mica schists have a mineral assemblage including garnet (5%), amphibole (about 40%), muscovite (10%), epidote (10%), plagioclase (20%), quartz (5%), biotite (less than 1 percent) and chlorite (10 percent). According to the parageneses and amounts of minerals, a garnet-epidote-chlorite shale is considered the protolith for these rocks.

Garnet amphibolites have been sampled in different positions in the Faryab complex. Some of these samples were taken precisely from under the peridotites, and others were sampled at distances of several kilometers from the peridotites. The expansion of garnet amphibolites is very low compared to other amphibolites and can be seen as small masses in the sequence with green metabasites. Garnet amphibolites have been found with two different parageneses. Samples that are significant of garnet minerals (32%), amphibole (20%), chlorite (more than 15%), plagioclase (15% by volume), quartz (8%), epidote crystals (less than 1 percent) and opaque minerals such as magnetite, ilmenite (about 10 percent) and titanite and apatite minerals can be detected. Granoblastic and cataclastic textures are the most critical textures of these rocks. These paragenesis are probably related to the sediments of the upper part of the ophiolite complex. The second paragenesis is related to rocks that include amphibole minerals (60%), garnet (more than 10%), plagioclase and quartz (more than 20%), chlorite and opaque minerals (less than 10%), and epidote less than 3 percent. The protolith of these rocks is probably related to basaltic rocks.

The composition of garnet porphyroblasts in Garnet amphibolites is almost without zoning and can be classified as almandine with values of Alm ~ 70% and Mg# = 0.13-0.22, and other end members as pyrope (19%- 11%), grossular (16%-11%) and a small amount of Mn (~1%). The increase of pyrope shows that the protolith of these samples had high amounts of magnesium. In garnet amphibolite rocks, which are located at a further distance from peridotites, garnet porphyroblasts are mainly made of grossular (Grs=82.67%) with lower proportions of pyrope (Py=0.15%) and almandine (~17.18%) have been formed. The grossular increase indicates high amounts of calcium in the protolith of these samples. The composition of garnet porphyroblasts is slightly different in mica schist garnet rocks. The almandine amount equals 60%, and Mg# = 0.1. Other end members of these rocks include grossular (25-35% Grs) and small amounts of manganese (3-4% Sps).

According to the classification (Leake et al., 1997, 2004), the composition of amphibole crystals in garnet amphibolites and garnet mica schists of the Faryab complex is generally rich in calcium. The change in the composition of amphibole crystals in amphibolite garnet is insignificant, and they generally include magnesium hornblende to edenite, but the composition of amphibole in garnet mica schists is in the range of magnesium hornblende. In garnet mica schist, plagioclase composition ranges from An<sub>17</sub> to albite. The chlorite composition in garnet amphibolites and garnet mica schists can be shown almost as a mixture of two final members, amesite and pennine.

Thermometric calculations based on different methods, temperatures of 505 to 708 °C for garnet amphibolite and temperatures of 450 to 650 °C for garnet mica schists, and barometric calculations based on five methods were used for these samples. As a result, it has been shown that the average pressures of 6.7 to 8.6 kbar for garnet amphibolite samples and the average pressures of 6.7 to 7.2 for garnet mica schists.

#### 4-Conclusion

Geochemically, garnet amphibolites can be placed in two groups. Group I and garnet micaschists have the geochemical characteristics of sedimentary rocks, while garnet amphibolites of group II show the typical characteristics of basalts. Based on outcrops and geological and geochemical characteristics, the metamorphic rocks of the Faryab complex seem to have been formed from two different metamorphic sets with distinct formation conditions. The small and upper part of metamorphisms (probable metamorphic sole (Searle and Cox, 1999)) was formed at the base ophiolite of the Faryab Complex, which is related to the thrusting stage of the mantle part of the subducting hot lithosphere on the edge of the inactive continental crust (obduction), while most of the metamorphisms in the region attributed to the Bajgan metamorphic complex were formed with weaker metamorphic conditions in a continental metamorphic situation. Therefore, an accretion-subduction complex was formed in the supra-subduction zone of the Neotethys ocean with a northward slope.

## Acknowledgments

The authors thank Dr Sergey Skublov from the Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS in Russia, who helped our research team prepare and perform point analysis. This paper was supported by Iran National Science Foundation (INSF) with number 97010682.

## References

- Ali, A., Yar, M., Khan, M., 2016. Interrelationships between deformation and metamorphic events across the western Hinterland Zone, NW Pakistan. *Journal of Earth Science* 27(4), 584–598. <https://doi.org/10.1007/s12583-016-0717-1>.
- Bell, T.H., Johnson, S.E., Davis, B., 1992. porphyroblast inclusion-trail orientation data: eppure non son girate. *Journal of Metamorphic Geology* 10(3), 295–307. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1992.tb00084.x>.
- Chatterjee, N., 2016. Constraints from monazite and xenotime growth modelling in the MnCKFMASH-PYCe system on the P-T Path of a metapelite from shillong-meghalaya plateau: Implications for the Indian shield assembly. *Journal of Metamorphic Geology* 35(4), 393–412. <https://doi.org/10.1111/jmg.12237>.
- Cheng, S.H., Lai, X.Y., You, Z.D., 2009. P-T paths derived from garnet growth zoning in Danba domal metamorphic terrain, Sichuan province, west china. *Journal of Earth Science* 20(2), 219–240. <https://doi.org/10.1007/s12583-009-0022-3>.
- Holdaway, M.J., 2001. Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist* 86(10), 1117–1129. <https://doi.org/10.2138/am-2001-1001>.
- Johnson, S.E., 1999, Porphyroblast microstructures: A review of current and future trends. *American Mineralogist* 84(11/12), 1711–1726. <https://doi.org/10.2138/am-1999-11-1202>.
- Jones, K.A., 1994. Progressive metamorphism in a crustal-scale shear zone: An example from the Léon region, north-west Brittany, France. *Journal of Metamorphic Geology* 12(1), 69–88. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1994.tb00004.x>.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Rreport of the subcomm, on amphiboles intern. miner. Ass., commiss, new minerals and mineral names. *American Mineralogists* 82, 1019-1037. <https://pubs.geoscienceworld.org/canmin/article-abstract/35/1/219/12862>.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A., Ferraris, G., Grice, J.D., Whittaker, E.J., 2004. Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the international mineralogical association's amphibole nomenclature. *American Mineralogist* 89, 883-887.
- Li, S.Z., Zhao, G.C., Santosh, M., 2011. Palaeoproterozoic tectonothermal evolution and deep crustal processes in the jiao-liao-ji belt, north china craton: A review. *Geological Journal* 46(6), 525-543. <https://doi.org/10.1002/gj.1282>.
- McCall, G., Kidd, R., 1982. The makran, southeastern Iran: The anatomy of a convergent plate margin active from cretaceous to present. *Geological Society, London, special publications* 10, 387-397. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.26>.
- McCall, G.J.H., 2002. A summary of the geology of the Iranian Makran. *Geological Society* 195, 147-204.
- Maldonado, R., Weber, B., Ortega-Gutiérrez, F., 2018. High-pressure metamorphic evolution of eclogite and associated metapelite from the chuacús complex (Guatemala Suture Zone): Constraints from phase

- equilibria modelling coupled with Lu-Hf and U-Pb geochronology. *Journal of Metamorphic Geology* 36(1), 95-124. <https://doi.org/10.1111/jmg.12285>.
- Menold, C.A., Manning, C.E., Yin, A., Tropper, P., Chen, X.H., Wang, X.F., 2009. Metamorphic evolution, mineral chemistry and thermobarometry of orthogneiss hosting ultrahigh-pressure eclogites in the North Qaidam metamorphic belt, Western China. *Journal of Asian Earth Sciences* 35, 273-84. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.12.008>.
- Naseri, A., Rahgoshay, M., Bagheri, S., Monsef, I., 2022. Petrology and mineral chemistry of peridotites of the Faryab ophiolitic complex, Golashkard region-southeast of Sanandaj-Sirjan zone. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*. Accepted manuscript. [https://ijcm.ir/browse\\_accepted](https://ijcm.ir/browse_accepted).
- Perchuk, L.L., Lavrent'eva, I.V., 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In Saxena, S.K. (Eds.), *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*. Springer-verlag New York. pp. 199-239. [https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4612-5587-1\\_7](https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4612-5587-1_7).
- Proyer, A., 2003. The preservation of high-pressure rocks during exhumation: Metagranites and metapelites. *Lithos* 70, 183-94. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(03\)00098-7](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00098-7).
- Searle, M., Cox, J., 1999. Tectonic setting, origin, and obduction of the Oman ophiolite. *GSA Bulletin* 111(1), 104. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<0104:TSOAOO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<0104:TSOAOO>2.3.CO;2).
- Spear, F.S., Selverstone, J., Hickmott, D., 1984. P-T Paths from garnet zoning: A new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes. *Geology* 12(2), 87-90. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<87:PPFGZA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<87:PPFGZA>2.0.CO;2).

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Naseri Esfandagheh, A., Rahgoshay, M., Bagheri, S., Monsef, I., 2023. Study of garnet-amphibolite and garnet mica schist from the Faryab complex with an approach to field data, petrography and chemistry of constituent minerals. *Adv. Appl. Geol.* 13(3), 661-678.

DOI: 10.22055/AAG.2023.42564.2334

URL: [https://aag.scu.ac.ir/article\\_18516.html](https://aag.scu.ac.ir/article_18516.html)

©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

## بررسی گارنت آمفیبولیت و گارنت میکاشیست‌های مجموعه فاریاب با رویکردی بر داده‌های صحرایی، پتروگرافی و شیمی کانی‌های سازنده

افسانه ناصری اسفندقه \*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

محمد رهگشای

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

ساسان باقری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

ایمان منصف

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

Naseri.a1986@gmail.com

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۹/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۱/۱۴

### چکیده

گارنت آمفیبولیت و گارنت میکاشیست‌های مجموعه فاریاب، واقع در جنوب شرق پهنه سندرچ-سیرجان، بلافاصله در زیر پریدوتیت‌ها و گاهی در فاصله چند متری از پریدوتیت‌های این منطقه با مرزهای گسله رخنمون دارند. برخی گارنت آمفیبولیت‌ها عمدتاً شامل پویکیلوبلاست‌های گارنت و کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، کوارتز، کانی‌های فرعی اپیدوت، بیوتیت، کلریت و همچنین کانی‌های اکسیدی مگنتیت، ایلمنیت، تیتانیت و کانی آپاتیت می‌باشند. گارنت میکاشیست‌ها شامل کانی‌های اصلی گارنت، آمفیبول، مسکویت، اپیدوت، پلاژیوکلاز، کوارتز، و کانی‌های فرعی بیوتیت، کلریت، رتیل، آپاتیت، تیتانیت و ایلمنیت هستند. با در نظر گرفتن شیمی پویکیلوبلاست‌های گارنت و شیمی آمفیبول‌ها، دماهای ۵۰۵ تا ۷۰۸ درجه سانتی‌گراد و میانگین فشارهای ۶/۷ تا ۸/۶ کیلوبار (رخساره آمفیبولیت متوسط تا فوقانی) برای گارنت آمفیبولیت‌ها و دماهای ۴۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و میانگین فشارهای ۶/۷ تا ۷/۲ کیلوبار (رخساره آمفیبولیت تحتانی) برای گارنت میکاشیست‌ها، مشخص شده است. بر این اساس، گارنت آمفیبولیت‌ها بالاترین درجه دگرگونی را نشان می‌دهند در حالیکه گارنت میکاشیست‌ها درجه دگرگونی کمتری را به نمایش می‌گذارند. چنین وضعیت قرارگیری بیانگر نوعی شیب زمین‌گرمایی وارانیه می‌باشد. از نگاه ژئوشیمیایی گارنت آمفیبولیت‌ها را می‌توان در دو گروه I که به همراه گارنت میکاشیست‌ها دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های رسوبی هستند، در حالیکه گارنت آمفیبولیت‌های گروه II ویژگی‌های معمول بازالت‌ها را نشان می‌دهند. مجموعه دگرگونی فاریاب در کنار بقایای افیولیتی منطقه ممکن است بیانگر تحول این مجموعه افیولیتی در یک موقعیت افزایشی-فرورانشی نفوتتیس در زمان کرتاسه بالایی باشد.

**واژه‌های کلیدی:** شیمی کانی، آمفیبول، پاشنه دگرگونی افیولیتی، افیولیت فاریاب، پهنه سندرچ-سیرجان

### ۱- مقدمه

(2009; Chatterjee, 2016; Maldonado et al., 2018) بلکه همچنان یک ثبت‌کننده ایده‌آل برای رویدادهای دگرشکلی می‌باشند (Bell et al., 1992; Jones, 1994; Johnson, 2016; Ali et al., 2011; Li et al., 1999). از آنجایی که سنگ‌های فلسیک حاوی فازهای آبدار بیشتری نسبت به همتایان مافیک خود هستند و از نظر رئولوژیکی نیز ضعیف‌ترند (Menold et al., 2009; Proyer, 2003) لذا ممکن است کانی‌ها، ساخت و حتی تا حدودی ترکیب اولیه آنها در

گارنت یک کانی معمولی است که در طیف وسیعی از شرایط فشار-دما از سنگ‌های رخساره شیست سبز پایین تا گرانولیت‌های بالاترین دما (UHT) و اکلوزیت‌های بالاترین فشار (UHP) تشکیل می‌شود. به خوبی مشخص شده است که سنگ‌های متاپلیت گارنت‌دار نه تنها به تغییرات دما و فشار حساس هستند (Perchuk and Lavrent'eva, 1983; Spear et al., 1984; Holdaway, 2001; Cheng et al.,

اولترامافیک در ناحیه گلاشکرد از مجموعه فاریاب به وضوح حکایت از جایگیری تکتونیکی این سنگ‌ها دارد (Naseri et al., 2022). مطابق گزارش نقشه‌های سازمان زمین‌شناسی و Naseri و همکاران (۲۰۲۲) سنگ‌های دگرگونی مجموعه فاریاب به عنوان بخشی از واحدهای دگرگونی باجگان هستند که در رخساره‌های شیبست سبز و آمفیبولیت تشکیل شده‌اند و شامل گارنت میکاشیست، اپیدوت‌شیست، اپیدوت آمفیبول شیست، آمفیبول شیست، اپیدوت-آمفیبولیت، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت می‌باشند. در این مقاله سنگ‌های گارنت آمفیبولیت و گارنت میکاشیست مورد بررسی قرار می‌گیرد. رویکرد ما داده‌های مربوط به روابط صحرایی و پتروگرافی است که با نتایج شیمی کانی‌های سازنده سنگ ترکیب می‌شود.

## ۲- زمین‌شناسی

### ۲-۱- زمین‌شناسی عمومی

مجموعه دگرگونی باجگان شامل سنگ‌های دگرگونی اوایل پالئوزوئیک می‌باشد که توسط کربنات‌های مزوزوئیک مجموعه دورکان پوشانیده شده است. مجموعه باجگان شامل آمفیبولیت ها، مرمر، سنگ‌های کالک‌سیلیکاته و شیست‌ها و سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده به همراه سنگ‌های نفوذی مافیک تا فلیسک می‌باشد. به سمت شرق، مجموعه باجگان توسط آهک های مجموعه دورکان پوشیده می‌شود (McCall and Kidd, 1982). مجموعه دورکان همچنین دارای قطعات تکتونیکی از آهک‌های ژوراسیک، پرمین و کربونیفر می‌باشد. مجموعه دورکان به طور عمده از کربنات‌های مزوزوئیک، ماسه‌سنگ‌ها و سنگ‌های آرژیلیک همراه با میان‌لایه‌هایی از گدازه‌ها و نفوذی-های کوچک مافیک تشکیل شده است (Kananian et al., 2001). گدازه‌های بالشی، چرت‌ها، لاپیلی توف‌ها و اندکی از نفوذی‌های اولترامافیک - مافیک نیز همراه با این مجموعه دیده می‌شود (McCall, 2002). مجموعه باجگان - دورکان به عنوان یک بلوک قاره‌ای در نظر گرفته شده است که می‌تواند ادامه بخش جنوب شرقی زون سنندج - سیرجان باشد (McCall and Kidd, 1982; McCall, 2002).

زون آمیزه رنگین در جنوب مجموعه باجگان - دورکان واقع شده و شامل سرپانتینیت‌ها، سنگ‌های مافیک - اولترامافیک، گدازه‌های بالشی، آهک‌های پلاژیک، رادیولاریت‌ها، توربیدایت‌ها، همراه با رخنمون‌های جزئی از آندزیت‌ها، ریولیت‌ها، توف‌های آندزیتی و آهک‌های کرتاسه تحتانی می‌باشد. پیشنهاد شده

دگرگونی‌های درجات بالا حفظ نشود و بنابراین به تنهایی در تفاسیر دگرگونی مفید نباشند، اما مطالعه این سنگ‌ها (به عنوان مثال متاپلیت گارنت‌دار) همراه با سنگ‌های مافیک دگرگونی (به عنوان مثال گارنت آمفیبولیت) می‌تواند در تحقیقات دگرگونی مفید واقع شود. سنگ‌های دگرگونی گارنت آمفیبولیت و گارنت میکاشیست همچنین در تعیین شرایط دما و فشار (ژئوترمومتری و ژئوبارومتری) نقش مهمی ایفا می‌کنند. بررسی سیر تکاملی سنگ‌های دگرگونی در واقع پیگیری تکامل کانی‌ها و روابط تعادلی میان آن‌هاست. برای پی بردن به تحولات مناطق دگرگونی نیازمند مطالعه دقیق روابط صحرایی، پاراژنز کانی‌های موجود، مطالعات میکروسکوپی و پردازش داده‌های حاصل از آنالیزهای شیمیایی هستیم، در نهایت با تلفیق داده های حاصل از مطالعات صحرایی، آزمایشگاهی و نتایج حاصل از داده‌های شیمیایی قادر خواهیم بود تحولات صورت گرفته در مناطق دگرگونی را بازسازی کنیم.

پهنه سنندج-سیرجان در فرایند باز و بسته شدن اقیانوس نوتتیس در جنوب ایران شکل گرفته و از واحدهای دگرگونی آباکوما در شرق باتولیت همدان (Agard et al., 2005)، واحدهای دگرگونی ناحیه‌ای، سنگ‌های رخساره اکلوتیت با سن‌های سردشدگی اواسط ژوراسیک (Davoudian et al., 2007) در مرکز این پهنه (Moritz et al., 2006; Verdel et al., 2007, 2013) و مجموعه‌هایی از نوع باروین در ارتفاعات منطقه نیریز - سیرجان-حاجی آباد در جنوب شرق پهنه سنندج-سیرجان (Sabzehei, 1994) تشکیل شده است. سنگ های با رخساره بلوشیست در برش‌های تکتونیکی زیر پهنه سنندج-سیرجان در امتداد منطقه MZT در جنوب سیرجان مرتبط با ملانژ رنگی قرار گرفته‌اند (Haynes and Reynolds, 1981; Berberian and King, 1980). مطالعات اخیر، برخی از واحدهای سنگی با سن ژوراسیک در سنندج-سیرجان را مرتبط با ریفت قاره‌ای در نظر گرفته‌اند (Azizi and Stern, 2019). باجگان یک مجموعه دگرگونی ژوراسیک و یا قدیمی‌تر است که به عنوان سنگ‌های دگرگونی جنوب شرق پهنه سنندج-سیرجان در نظر گرفته شده است (McCall and Kidd, 1982; McCall, 2002). مجموعه فاریاب در مجاورت افیولیت‌های اسفندقه-حاجی آباد رخنمون دارد و حاوی چند رخنمون از عدسی‌های سنگ‌های اولترامافیک است که بر روی مجموعه‌های دگرگونی رانده شده‌اند. حضور سنگ‌های

## ۲-۲- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه بخشی از دگرگونی های مجموعه باجگان است که در مجموعه افیولیتی فاریاب در انتهای جنوب شرقی پهنه سندر-سیرجان در جنوب استان کرمان، شرق شهرستان فاریاب و در روستاهای گلاشکرد و پاگدار، تقریباً ۵۰۰ کیلومتری استان کرمان واقع شده است. مجموعه فاریاب عمدتاً شامل بخش ته‌اند. روستای پاگدار تقریباً بر روی بخش گوشته‌ای آن و روستای گلاشکرد در بین واحدهای دگرگونی این ناحیه قرار گرفته است. مگوشته‌ای افیولیت بر روی یک بستر دگرگونی متعلق به مجموعه باجگان است و توسط یک غسل تراستی یا غسل معکوس در کنار هم قرار گرفته‌اند. مجموعه فاریاب توسط سنگ‌های دگرگونی مجموعه باجگان و همچنین افیولیت‌های کهنوج و گنج از سمت جنوب، از غرب توسط پهنه زاگرس و از شمال توسط واحدهای دگرگونی آبشویی (آبشور) محصور شده است (شکل ۱).

در بازدیدهای انجام شده در مجموعه فاریاب، اپیدوت شیست، آمفیبول شیست، اپیدوت آمفیبول شیست، گارنت میکاشیست، اپیدوت آمفیبولیت، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت از مهم‌ترین واحدهای سنگی دگرگونی تشخیص داده شده در منطقه می‌باشند. سنگ‌های گرین‌شیست در بخش‌های جنوبی مجموعه فاریاب قرار گرفته‌اند و به سمت شمال مجموعه، سنگ‌های اپیدوت آمفیبولیت و سپس سنگ‌های آمفیبولیت مشاهده می‌شوند. گارنت میکاشیست‌ها با دانه‌های درشت گارنت با قطر تقریباً ۱ تا ۳ میلیمتر و همچنین بلورهای قابل تشخیص آمفیبول و میکا از مهم‌ترین شیست‌های نمونه‌برداری شده در منطقه می‌باشند. جهت‌یافتگی و یا ساخت‌های لیناسیون بلورهای آمفیبول در این سنگ‌ها به خوبی قابل مشاهده می‌باشد. گارنت میکاشیست‌ها در کنار دایک‌های دیابازی دگرگون شده و متابازیت‌های آمفیبولیتی در فاصله‌های تقریباً ۳۰۰ متر نسبت به مجموعه‌های پریدوتیتی این منطقه قرار گرفته‌اند (شکل ۲a و b).

گارنت آمفیبولیت‌ها در دو مقطع عرضی متفاوت و در موقعیت‌های متفاوتی در مجموعه فاریاب نمونه‌برداری شده‌اند. برخی از این نمونه‌ها دقیقاً از زیر پریدوتیت‌های منطقه برداشت شده و برخی در فاصله‌های چند کیلومتری نسبت به پریدوتیت‌ها نمونه‌برداری شده‌اند. گسترش گارنت آمفیبولیت‌ها نسبت به سایر آمفیبولیت‌ها خیلی کم و به صورت توده‌های کوچکی در

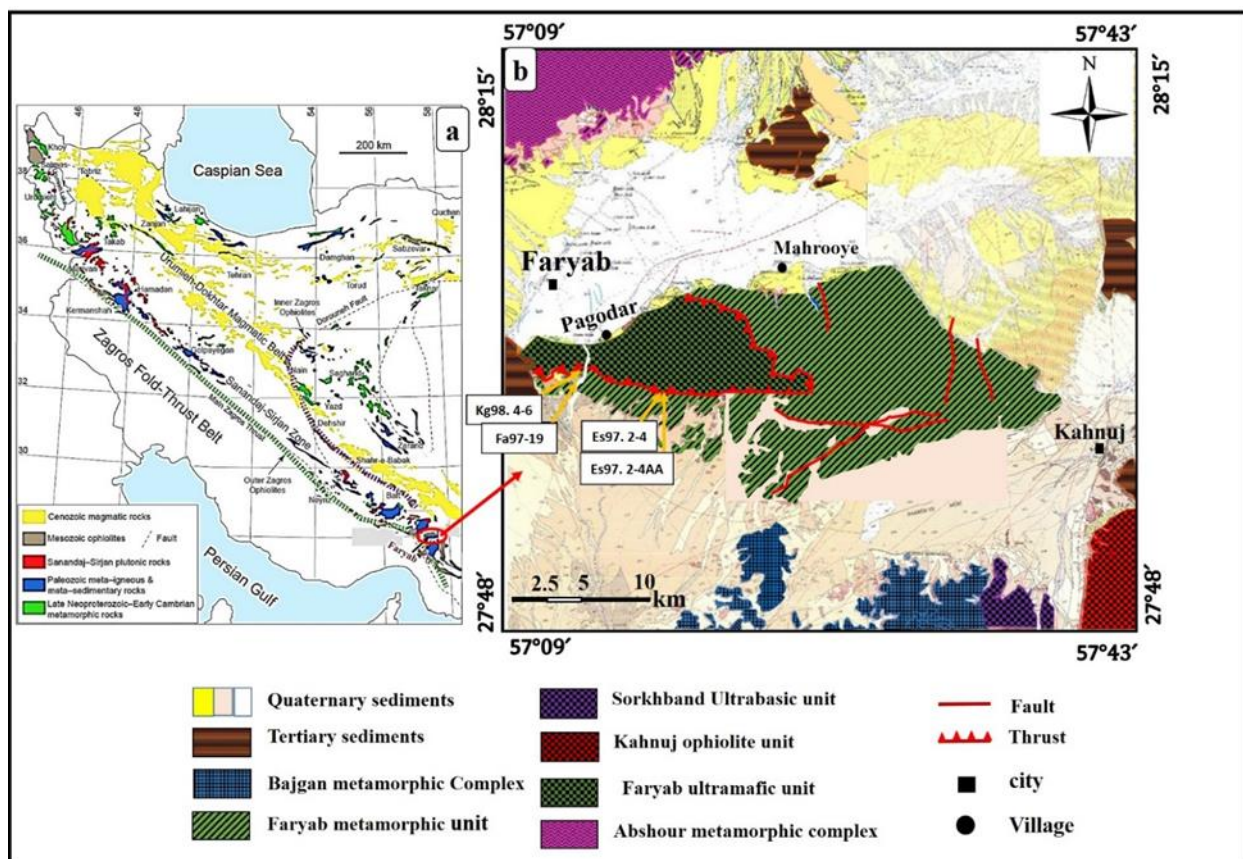
است که این آمیزه رنگین در گودال فرو رفته شمالی زون فرورانش توسط خراشیده شدن قطعاتی از صفحه فرورونده در طول کرتاسه پسین تا اوایل زمان پالئوسن (McCall and Kidd, 1982; McCall, 2002) ایجاد شده است. در نتیجه نشان دهنده بخش شمالی منشور برافزایشی زون مکران است که امروزه همچنان در حال رشد می‌باشد.

افیولیت‌های شمال تا جنوب مجموعه باجگان-دورکان به عنوان دو حوضه متمایز اقیانوسی در نظر گرفته شده‌اند (McCall, 1997). افیولیت‌های مکران داخلی در شمال شامل مجموعه‌های بند زیارت/دره انار، گنج و رمشک/مختارآباد می‌باشند و از یک حوضه عمیق مرتبط با رادیولاریت‌ها و آهک‌های پلاژیک به صورت بین‌لایه‌ای با بازالت‌های افیولیتی تشکیل شده است. مجموعه افیولیتی گنج با مجموعه دایک‌های ورقه‌ای حدواسط تا فلسیک و گدازه‌های بازالتی-آندزیتی کالک‌آلکان نمایش داده می‌شود. رسوبات توریدایتی و گدازه‌ها، سن‌های کامپاین تا ماستریشتین نشان می‌دهند (McCall, 2002). مجموعه بند زیارت شامل سنگ‌های اولترامافیک-مافیک لایه-ای، ترونجمیت، دایک‌های ورقه‌ای دره انار و گدازه‌های بالشی می‌باشد. مجموعه رمشک شامل سنگ‌های اولترامافیک-مافیک لایه‌ای نظیر هارزبورژیت، تروکتولیت، آنورتوزیت، گابرو، لویکوگابرو، دیوریت و تونالیت/ترونجمیت می‌باشد که توسط سنگ‌های مجموعه مختارآباد که توالی از گدازه‌های بالشی با میان‌لایه‌هایی از رادیولاریت‌های ژوراسیک پسین تا اوایل پالئوسن و آهک‌های گلوبوترونکانادار سانتونین-ماستریشتین می‌باشد، پوشیده می‌گردند (McCall, 2003).

افیولیت‌های موجود در جنوب زون باجگان - دورکان قطعات تکتونیکی هستند (زون آمیزه رنگین و یا افیولیت‌های مکران بیرونی) و از یک مجموعه بلوک‌های در هم آمیخته، به طور عمده از سنگ‌های نفوذی اولترامافیک-مافیک، گدازه‌های مافیک و همچنین رسوبات پلاژیک تشکیل شده‌است. افیولیت‌های مکران بیرونی شامل دو افیولیت نسبتاً دست نخورده، مجموعه‌های سرخ‌بند و رودان که دارای ۱۷ کیلومتر طول و ۹ کیلومتر عرض می‌باشند و به طور عمده از دونیت، هارزبورژیت و کرومیت‌های لایه‌ای با پیروکسنیت/ورلیت و گابروهای همسانگرد دانه درشت در بالای توالی تشکیل شده‌اند. این مجموعه با سنگ‌های دگرگونی باجگان - دورکان مرز گسله نشان می‌دهد.

ساختارهای تشکیل شده در این سنگ‌ها می‌باشند (شکل ۲) و (d). در مطالعات صحرایی و مطالعه تصاویر هوایی، ساختارهای تکتونیکی مانند چین، گسل و برشی شدن در سنگ‌های دگرگونی مجاور پریدوتیت‌ها (حدوداً در فاصله ۴۰ تا ۳۰۰ متر نسبت به پریدوتیت‌ها) با فراوانی و شدت بیشتر مشاهده می‌شود.

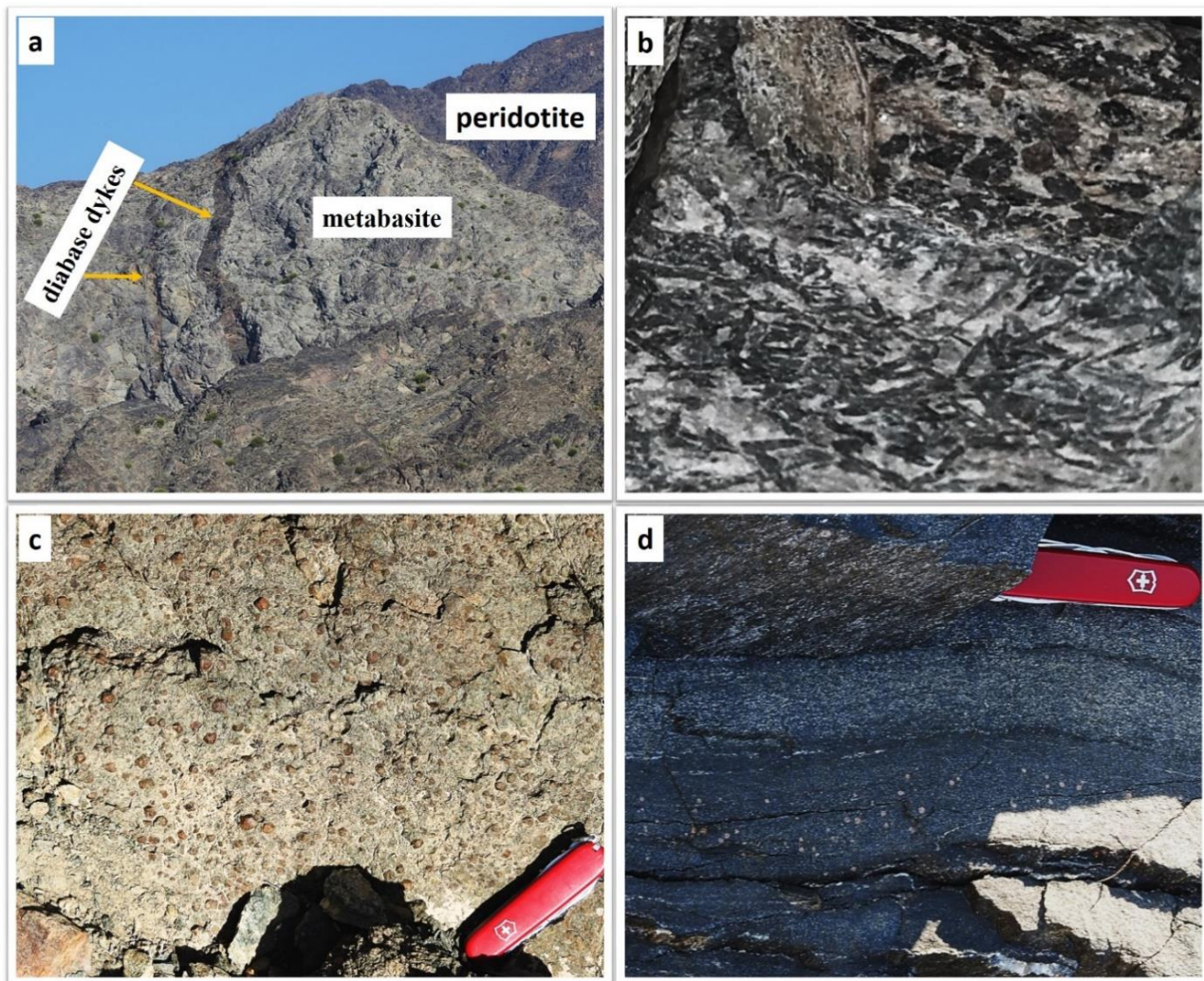
توالی با متابازیت‌های سبز رنگ قابل مشاهده می‌باشند. همچنین در برخی موارد در مجاورت آنها رگه‌های کم عرضی از سنگ‌های فلسیک گرانیتی دیده می‌شود. دانه‌های درشت گارنت به خوبی در سطح این سنگ‌ها مشاهده می‌شود و همچنین دانه‌های گارنت از سنگ جدا شده و به صورت واریزه تشکیل شده است. شیستوزیته و ریز چین‌ها از مهم‌ترین



شکل ۱- موقعیت زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه. (a) موقعیت زمین‌شناسی فاریاب در پهنه سندج-سیرجان (Shafaei Moghadam, 2013) و (b) واحد اولترامافیک و واحدهای دگرگونی مجموعه فاریاب و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نقشه‌های با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، محمدآباد (Sabzehei et al., 1994)، کهنوج (Morgan et al., 1979)، نودز (Morgan et al., 1980) و با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ سبزواران (Babakhani and Alavi Tehrani, 1992)، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Fig. 1. Geological location of the studied area. (a) Geological location of Faryab in Sanandaj-Sirjan zone (Shafaei Moghadam, 2013) and (b) The ultramafic unit and metamorphic units of the Faryab complex and the location of the studied samples in maps with a scale of 1: 100,000, Mohammad Abad (Sabzehei et al., 1994), Kahnuj (Morgan et al., 1979), Now-Dez (Morgan et al., 1980) and with a scale of 1: 250,000 Sabzevaran (Babakhani and Alavi Tehrani, 1992), geological survey and mineral exploration of Iran.





شکل ۲- واحدهای دگرگونی مجموعه فاریاب. (a) واحدهای دگرگونی مجاور پریدوتیت‌ها، دایک‌های دیابازی در بین واحدهای دگرگونی، (b) بلورهای درشت گارنت (بالای تصویر)، آمفیبول‌های کشیده و جهت‌یافته و میکا با رنگ سفید در سطح سنگ گارنت میکاشیست دیده می‌شود، (c) بلورهای درشت با رنگ قهوه‌ای مایل به قرمز در سطح سنگ‌های گارنت آمفیبولیت مجاور پریدوتیت‌ها و (d) گارنت آمفیبولیت در فاصله چند کیلومتری پریدوتیت‌ها، گارنت‌ها با اندازه و مقدار کمتر (بخش پایین تصویر).

Fig. 2. Metamorphic units of Faryab complex. (a) Metamorphic units adjacent to peridotites, diabase dykes among metamorphic units (b) Coarse garnet crystals (top of the picture), elongated amphiboles and mica with white color on the surface of garnet mica schists rock (c) Coarse crystals with reddish brown color of garnet amphibolite adjacent to peridotites and (d) Garnet-amphibolite at a distance of several kilometers from peridotites, garnets with smaller size and amount (the lower part of the picture).

درصدحجمی) و کلریت (۱۰ درصدحجمی) تشخیص داده شده است. آمفیبول‌ها به صورت دانه درشت، کشیده و منشوری شکل با چندرنگی ضعیف و در برخی سنگ‌ها دارای چندرنگی سبز-آبی دیده می‌شوند. مسکویت با دانه‌های درشت و کشیده در امتداد آمفیبول‌ها و اپیدوت‌ها قرار گرفته است. اپیدوت به صورت ریز دانه و برجستگی بالا دیده می‌شود. پوکیلوبلاست-های گارنت به صورت نیمه‌شکل‌دار تا تقریباً شکل‌دار دارای

### ۳- سنگ‌نگاری

#### ۱-۳- گارنت میکاشیست

برای این سنگ‌ها یک مجموعه کانیاپی شامل گارنت (۵ درصدحجمی)، آمفیبول (حدوداً ۴۰ درصدحجمی)، مسکویت (۱۰ درصدحجمی)، اپیدوت (۱۰ درصدحجمی)، پلاژیوکلاز (۲۰ درصدحجمی)، کوارتز (۵ درصدحجمی)، بیوتیت (کمتر از ۱

کوارتز (بیش از ۲۰ درصد حجمی)، کلریت و کانی‌های اپاک (کمتر از ۱۰ درصد حجمی) هستند (شکل ۳d). همچنین سنگ‌های مشابهی در این ناحیه وجود دارد که علاوه بر کانی‌های فوق (آمفیبول، گارنت، پلاژیوکلاز، کوارتز و کلریت)، اپیدوت نیز دیده می‌شود. سنگ مادر این گروه را می‌توان سنگ‌های بازالتی در نظر گرفت. بنابراین با توجه به پارائزهای متفاوت، سنگ‌های گارنت آمفیبولیت منطقه گلاشکرد را می‌توان به دو گروه تقسیم کرد. گارنت آمفیبولیت‌های گروه I که دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های رسوبی هستند و گارنت آمفیبولیت‌های گروه II که ویژگی‌های معمول بازالت‌ها را نشان می‌دهند.

#### ۴- روش بررسی

ترکیبات شیمیایی گارنت، آمفیبول، پلاژیوکلاز و کلریت در کشور روسیه در مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوکرونولوژی پرکامبرین (Academy of Precambrian Sciences and Geochronology, IPG RASAS, Russian G) با استفاده از میکروسکوپ الکترونی روبشی JEOL JSM-6510LA مجهز به طیف‌سنج پراکنده JED-2200 در ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ کیلو ولت و جریان ۱ نانو آمپر، با پرتو ۲-۱ میلی‌متر در قطر تجزیه شده‌اند. فرمول ساختمانی کانی‌ها از طریق نرم‌افزار اکسل مشخص شده و سپس پردازش شده‌اند، همچنین با استفاده از صفحات گسترده اکسل و فرمول‌های مورد نظر مقادیر دما و فشار به دست آمد.

#### ۵- شیمی کانی

در این بخش سعی شده است به بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌هایی که از اهمیت ویژه‌ای برخوردار هستند، و در تعیین دما و فشار مورد استفاده قرار می‌گیرند، پرداخته شود.

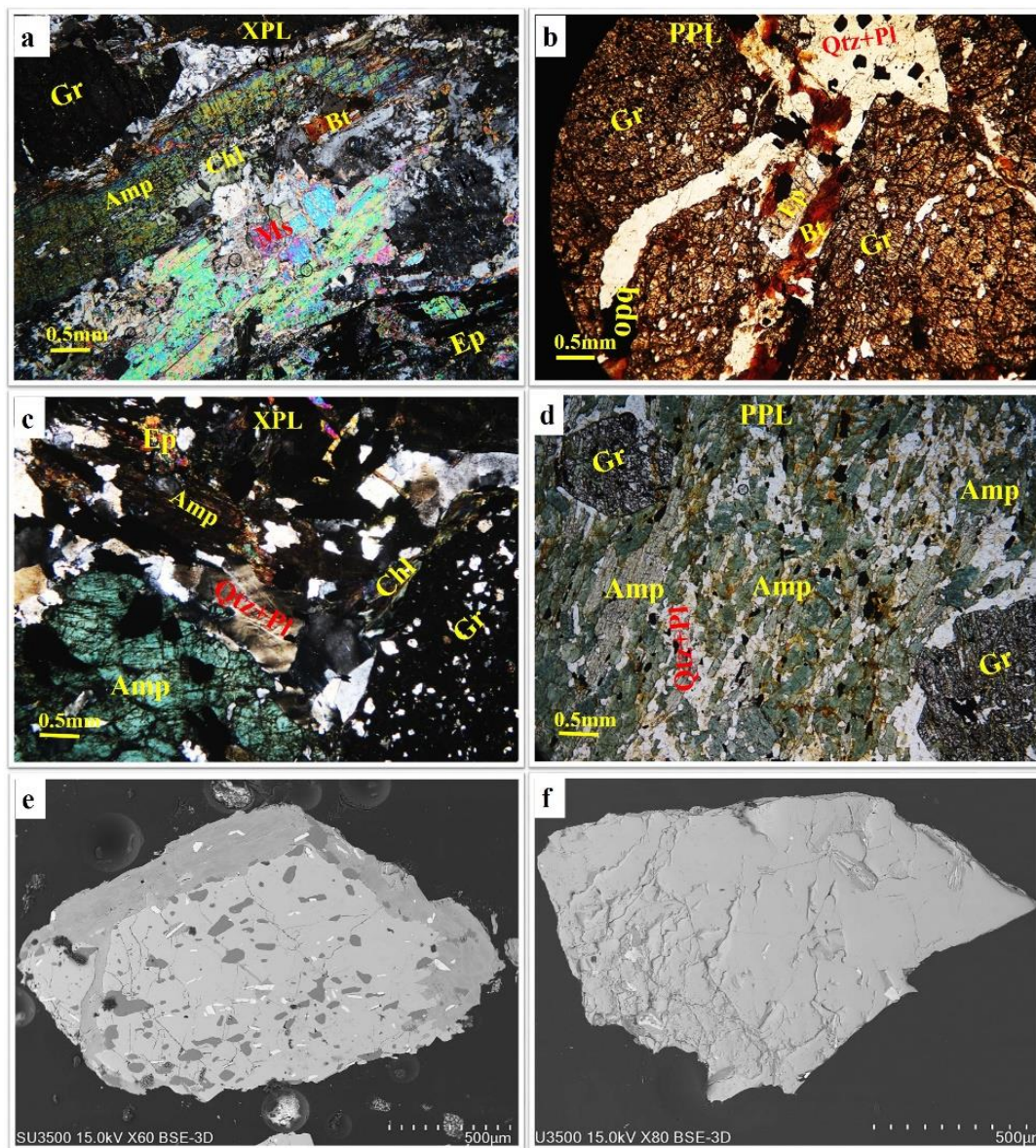
#### ۵-۱- گارنت

گارنت‌ها با فرمول کلی  $A_3B_3(SiO_4)_3$  و سیستم تبلور کوبیک به طور عمده در سنگ‌های غنی از Fe و Mg تشکیل شده‌اند. همانطور که در بخش قبلی اشاره شد، گارنت‌های تشکیل دهنده منطقه گلاشکرد با چند پارائز مختلف ظهور پیدا کرده‌اند. در این بخش با تعیین ترکیب گارنت‌ها و با توجه به پارائز کانیایی، تا حدودی ترکیب شیمیایی سنگ مادر آنها را مورد بررسی قرار می‌دهیم. با توجه به (شکل ۳e) که تصویر SEM کانی گارنت است، گارنت‌های موجود در این سنگ‌ها دارای میانبارهای فراوان کوارتز (بلورهای تیره) و ایلمنیت

میانبارهای کوارتز و بیوتیت می‌باشند. بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز نیز به عنوان کانی‌های روشن و به صورت پراکنده و کمی کشیده حضور دارند، پلاژیوکلازها بدون ماکل مشاهده می‌شوند. کلریت به صورت کشیده اطراف پویکیولوبلاست‌های گارنت و بلورهای آمفیبول دیده می‌شود که احتمالاً از دگرسانی این کانی‌ها به وجود آمده‌است. برگراری در این سنگ‌ها دیده می‌شود و مهم‌ترین بافت‌های قابل مشاهده در این سنگ‌ها بافت گرانوبلاستیک و بافت نامتوبلاستیک می‌باشد (شکل ۳a). با توجه به مجموعه کانیای و مقادیر آنها، می‌توان پلیت را به عنوان سنگ مادر (پروتولیت) این سنگ‌ها در نظر گرفت.

#### ۳-۲- گارنت آمفیبولیت

سنگ‌های گارنت آمفیبولیت با دو پارائز متفاوت یافت شده‌اند. الف- نمونه‌هایی که دقیقاً از زیر پریدوتیت‌ها برداشت شده‌اند و به طور قابل توجهی از کانی‌های گارنت (۳۲ درصد حجمی)، آمفیبول (۲۰ درصد حجمی)، کلریت (بیش از ۱۵ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۱۵ درصد حجمی) کوارتز (۸ درصد حجمی)، اپیدوت (کمتر از ۱ درصد حجمی) و کانی‌های فرعی مانند مگنتیت، ایلمنیت، تیتانیت و آپاتیت (حدود ۱۰ درصد حجمی) تشکیل شده‌اند. گارنت‌ها به شکل پویکیولوبلاست‌های بزرگ با قطر ۱۰ میلی‌متر تشکیل شده‌اند. پویکیولوبلاست‌های گارنت‌ها به طور کلی بدون شکل و حاوی میانبارهای کوارتز (در موارد خیلی کم بدون میانبارهای کوارتز) و اپیدوت فراوان می‌باشند. آمفیبول‌ها به صورت کشیده، دارای دو جهت رخ غیر عمود مشخص و چند رنگی سبز-آبی دیده می‌شوند. حضور اپیدوت در این پارائز نشان دهنده دگرگونی برگشتی است. برگراری و شیستوزیته به خوبی قابل تشخیص می‌باشد (شکل ۳c). سنگ‌هایی مشابه با پارائز قبلی در این ناحیه یافت شده‌اند که در مقاطع نازک آنها علاوه بر کانی‌های ذکر شده، بیوتیت نیز به عنوان میانبار در بین شکستگی‌های گارنت دیده می‌شود (شکل ۳b) که احتمالاً به علت وجود ناخالصی‌های موجود در این سنگ‌ها تشکیل شده است. در این پارائز، بافت‌های گرانوبلاستیک، پویکیولوبلاستیک و کاتاکلاستیک مشاهده می‌شود. سنگ مادر این گروه از پارائزها احتمالاً سنگ‌های رسوبی بخش بالایی مجموعه افیولیت هستند. در فاصله ۳۰۰ متری از پریدوتیت‌ها گارنت آمفیبولیت‌هایی با پارائز متفاوت یافت می‌شود که عمدتاً شامل ب- کانی‌های آمفیبول (۶۰ درصد حجمی)، گارنت (بیش از ۱۰ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز و

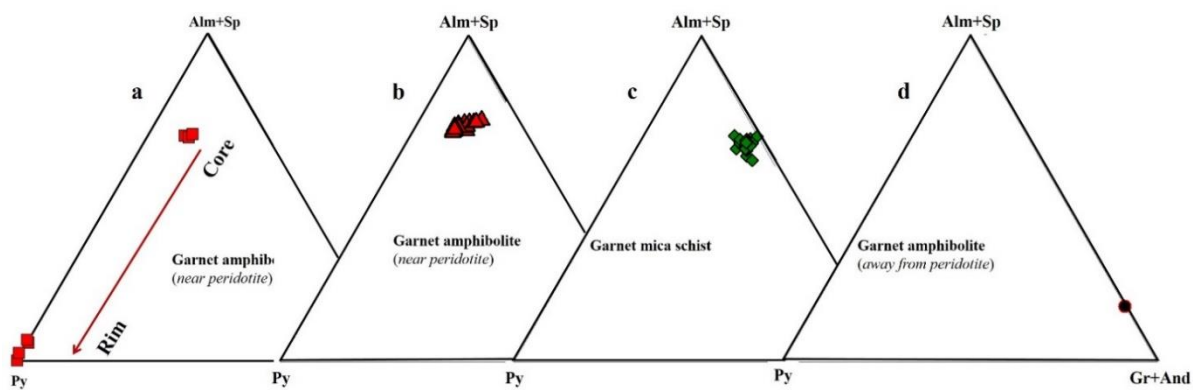


شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی واحدهای دگرگونی مجموعه فاریاب. (a) گارنت میکاشیست با بافت نماتوبلاستیک، (b) بلورهای درشت گارنت همراه با شکستگی و میانبرهای کوارتز، اپیدوت و بیوتیت در یک گارنت آمفیبولیت، (c) بلورهای آمفیبول با رنگ سبز-آبی، پویکیلوبلاستهای گارنت با میانبرهای فراوان کوارتز که از حاشیه به کلریت تبدیل شده‌اند در یک سنگ گارنت آمفیبولیت مجاور پریدوتیت‌ها، (d) پویکیلوبلاستهای شکل‌دار تا بی‌شکل گارنت و آمفیبول‌ها با چندرنگی سبز-آبی و دگرسان شده به بیوتیت در گارنت آمفیبولیت در فاصله چند متری از پریدوتیت‌ها، (e) تصویر SEM گارنت‌های دارای میانبرهای فراوان کوارتز (بلورهای سفید) و ایلمنیت (بلورهای سفید) و (f) تصویر SEM گارنت به صورت یکنواخت و بدون حاشیه رشد یافته، بلورهای میانبر ایلمنیت (بلورهای سفید در شکل)، اپیدوت (Ep)، کوارتز (Qtz)، آمفیبول (Amp)، گارنت (Gr)، کلریت (Chl)، بیوتیت (Bi)، موسکوویت (Ms)، پلاژیوکلاز (Pl)، کانی اپاک (opq)، علائم اختصاری بر اساس اسپیر (Spear, 1993).

Fig. 3. Microscopic images of Faryab complex metamorphic units. (a) Garnet mica schists and nematoblastic texture (b) A coarse garnet crystal with fractures and inclusions of quartz, epidote and biotite in an garnet amphibolite (c) Green-blue amphibole crystals, garnet Poikiloblast with abundant quartz inclusions that have been altered to chlorite from the margin in an garnet amphibolite rock adjacent to peridotites (d) Euhedral to anhedral Poikiloblast of garnet and amphiboles with green-blue pleochroism and altered to biotite in garnet amphibolite at a distance of several meters from peridotites (e) SEM image of garnet mineral with abundant inclusions of quartz (dark crystals) and ilmenite (white crystals) and (f) SEM image of garnet as uniform and without rim, ilmenite inclusion crystals (white crystals in figure, [epidote (Ep), quartz (Qtz), amphibole (Am), garnet (Gr), chlorite (Chl), biotite (Bi), muscovite (Ms), plagioclase (Pl), opaque mineral (opq), Abbreviations based on Spear (Spear, 1993)].

پیروپ با میانگین ۱۱-۱۹ Py و گراسولار با میانگین ۱۶-۱۱ Grs= و مقدار ناچیز منگنز (Sps=۱) نامگذاری کرد. با توجه به فرمول ساختاری کانی گارنت در این نمونه‌ها، مقدار آلماندین در مرکز زیاد است و به سمت حاشیه با کاهش Fe+2 مقدار آن کم شده و برعکس با افزایش مقدار Mg، مقدار پیروپ در حاشیه افزایش یافته است (شکل ۴b). افزایش پیروپ نشان می‌دهد سنگ مادر این نمونه‌ها دارای مقادیر بالای منیزم بوده است.

(بلورهای سفید) می‌باشند و همچنین در این شکل حاشیه‌های در حال رشد کانی گارنت قابل مشاهده می‌باشند که نشان از تغییر شرایط دگرگونی و در نتیجه تغییر در ترکیب شیمیایی آن است. بنابراین پویکیلوبلاست‌های گارنت در سنگ‌های گارنت آمفیبولیت زیر پریدوتیت‌ها عمدتاً از آلماندین و نسبت‌های کمتر پیروپ و گروسولار تشکیل شده‌اند (شکل ۴a؛ جدول ۱). ترکیب پویکیلوبلاست‌های گارنت تقریباً بدون منطقه‌بندی می‌باشد و می‌توان آن را به عنوان آلماندین با مقادیر میانگین ۷۰ Alm= و Mg#= ۰/۱۳-۰/۲۲ و سایر اعضای انتهایی به صورت



شکل ۴- نتایج آنالیز نقطه‌ای گارنت‌ها در دگرگونی‌های مجموعه فاریاب. (a و b) ترکیب گارنت در سنگ‌های گارنت آمفیبولیت مجاور پریدوتیت‌ها از مرکز به حاشیه، (c) ترکیبات گارنت در سنگ‌های گارنت میکاشیست و (d) ترکیبات گارنت در سنگ‌های گارنت آمفیبولیت در فاصله چند کیلومتری از پریدوتیت‌ها.

Fig. 4. Electron microprobe analysis of garnets in Faryab metamorphic complex. (a, b) Garnet composition in garnet amphibolite rocks adjacent to peridotites from the center to the rim (c) garnet compounds in garnet mica schist rocks and (d) Garnet compositions in garnet amphibolite rocks a few kilometers away from peridotites.

به این صورت تفسیر کرد که این سنگ‌ها تحت تاثیر یک دگرگونی برگشتی قرار گرفته‌اند.

در سنگ‌های گارنت آمفیبولیت که در فاصله بیشتری از پریدوتیت‌ها قرار دارند، پویکیلوبلاست‌های گارنت عمدتاً از گروسولار (۸۲-۶۷ Grs) با نسبت‌های کمتر پیروپ (۱۵/). و آلماندین با میانگین ۱۷/۱۸ Alm تشکیل شده‌اند (شکل ۴d). افزایش گروسولار نشان می‌دهد سنگ مادر این نمونه‌ها دارای مقادیر بالای کلسیم بوده که باعث تشکیل گروسولار شده است.

در سنگ‌های گارنت میکاشیست، ترکیب پویکیلوبلاست‌های گارنت کمی متفاوت است. مقدار میانگین آلماندین برابر ۶۰ Alm= و Mg#= ۰/۱ سایر اعضای انتهایی این سنگ‌ها شامل گراسولار با مقدار میانگین ۳۵-۲۵ Grs و مقادیر ناچیز

تصویر SEM در (شکل ۴c)، گارنت‌ها را به صورت یکنواخت و بدون حاشیه‌های متفاوت نشان داده است. میانبارها در این نمونه بسیار کمتر ظاهر شده‌اند و تنها می‌توان بلورهای میانبار ایلمنیت (بلورهای سفید در شکل ۴c) را مشاهده کرد، که در حال تشکیل می‌باشند. اما درز و شکستگی‌ها در این نمونه به ویژه در حاشیه‌ها بیشتر از نمونه قبل می‌باشند. مقادیر آلماندین، پیروپ، گروسولار، اسپسارتین، آندرادیت و اورویت به عنوان اعضای انتهایی گارنت در جدول ۱ آورده شده است. فرمول ساختاری این کانی نشان داده‌است که آلماندین، پیروپ و گروسولار بالاترین مقدار را دارا می‌باشد، همچنین اسپسارتین و آندرادیت دارای مقادیر قابل توجهی در این نمونه هستند، اورویت نیز با مقادیر بسیار کم در این نمونه‌ها حضور نشان داده است. با توجه به حضور کانی اپیدوت در این نمونه‌ها، می‌توان

جزئی عناصر Mg و تا حدودی Fe از مرکز به سمت حاشیه و همچنین محتوای بالای گراسولار در برخی نمونه‌ها حاکی از درجات پایین دگرگونی و نشانه دگرگونی برگشتی می‌باشد. با نزدیک شدن به توده‌های اولترامافیک مجموعه فاریاب اندازه دانه های گارنت بزرگتر و در عین حال مقدار آلماندین و پیروب در آنها بیشتر می‌شود که نشان دهنده افزایش درجه دگرگونی از جنوب به سمت شمال می‌باشد.

منگنز (۳-۴ Sps) می‌باشد (شکل c۴ و جدول ۱). بررسی کانی‌های گارنت نشان می‌دهد ترکیب شیمیایی آنها در پاسخ به تغییرات دما و فشار طی دگرگونی پیشرونده و پسرونده تغییر کرده‌است. افزایش محتوای آهن و منیزیم گارنت‌ها به سمت حاشیه نشان می‌دهد که این کانی‌ها طی یک روند دگرگونی پیشرونده شکل گرفته‌اند و محتوای بالاتر آلماندین و پیروب در این نمونه‌ها حاکی از تحمل درجات بالاتر دگرگونی توسط این کانی‌هاست (Tracy et al, 1976). کاهش

جدول ۱- ترکیب شیمیایی گارنت‌های آنالیز شده و فرمول ساختاری آنها بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن، از گارنت آمفیبولیت (Fa-19, Es97. 2-4) و Kg98. 4-1 و گارنت میکاشیست‌ها (Kg98. 4-6).

Table 1. Chemical composition of analyzed garnets and their structural formula based on 12 oxygen atoms, from amphibolite garnet (Fa-19, Es97. 2-4 and Kg98. 4-1) and garnet mica schist (Kg98. 4- 6).

	Fa- 19		Es97-2-4			Kg98.4.6					Kg98.4.1		
	Cor 1	- 2	Rim 3	Rim 1	Cor 2	Rim 3	Rim 1	Cor 2	Rim 3	- 4	- 5	Rim 6	- 1
SiO <sub>2</sub> (wt%)	35.51	38.29	26.53	37.24	37.66	36.97	37.65	37.2	36.83	37.7	37.55	37.61	39.24
TiO <sub>2</sub>	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.43	23.43	23.81	20.57	20.75	20.93	20.97	20.29	20.08	20.38	20.75	20.87	28.24
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d
FeO	33.71	33.83	2.39	32.82	31.81	33.33	28.51	29.46	27.52	28.74	29.26	28.84	6.33
MnO	2.58	2.71	0	0.94	0.5	0.77	1.41	1.42	1.54	1.16	1.28	1.47	0.32
MgO	4.97	4.97	20.56	3.74	4.64	3.27	1.96	1.49	1.57	1.39	1.33	1.21	0.03
CaO	4.76	4.9	0	4.68	3.71	4.91	9.5	10.09	10.93	10.09	9.83	10	24.96
Total	103	103	93.3	99.99	99.07	100.1	100	99.95	98.47	99.46	100	100	92.2
Cations	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)
Si	5.7	5.68	4.32	5.971	6.029	5.931	6.004	5.987	5.992	6.059	6.014	6.018	5.854
Ti	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	0.009
Al	4.2	4.2	4.6	3.887	3.915	3.957	3.941	3.848	3.850	3.860	3.917	3.935	4.965
Cr	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d
Fe <sup>2+</sup>	4	4	2.2	4.401	4.258	4.471	3.802	3.964	3.744	3.863	3.919	3.859	0.789
Mn	1	0.08	b.d	0.128	0.068	0.105	0.190	0.194	0.212	0.158	0.174	0.199	0.040
Mg	1.1	1.1	5	0.894	1.107	0.782	0.466	0.357	0.381	0.333	0.318	0.289	0.007
Ca	0.76	0.78	0	0.804	0.636	0.844	1.623	1.740	1.905	1.737	1.687	1.714	3.990
Total	16.2	16.2	16.2	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0.21	0.22	0.69	0.17	0.21	0.15	0.11	0.08	0.09	0.08	0.08	0.07	0.009
Py	19.22	19.35	93.94	14.359	18.245	12.611	7.663	5.715	6.101	5.468	5.209	4.762	0.152
Alm	61.84	100	b.d	70.68	70.16	72.1	62.52	63.38	59.98	63.42	64.28	63.67	16.35
Grs	8.98	8.69	b.d	12.91	10.48	13.61	26.67	27.81	30.52	28.52	27.67	28.28	82.670
Sps	5.67	6	b.d	2.050	1.117	1.687	3.131	3.094	3.399	2.592	2.848	3.287	0.825

میکاشیست‌ها تنها در محدوده مگنزیم هورنبلند قرار می‌گیرند (شکل a و b). چنانچه مشاهده می‌شود محتوای Si در واحد فرمول (p.f.u.) بین ۶ و ۷ متغیر است. مقادیر Mg<sup>#</sup> آمفیبول در گارنت آمفیبولیت‌ها بین ۰/۴۶ تا ۰/۵۷ و در گارنت میکاشیست‌ها ۰/۵۵-۰/۵۹ = Mg<sup>#</sup> می‌باشد.

### ۳-۵- پلاژیوکلاز

در گارنت میکاشیست‌های مجموعه فاریاب، فلدسپات‌ها اساساً غنی از پلاژیوکلاز هستند و ترکیبات پلاژیوکلاز از An17 تا

### ۲-۵- آمفیبول

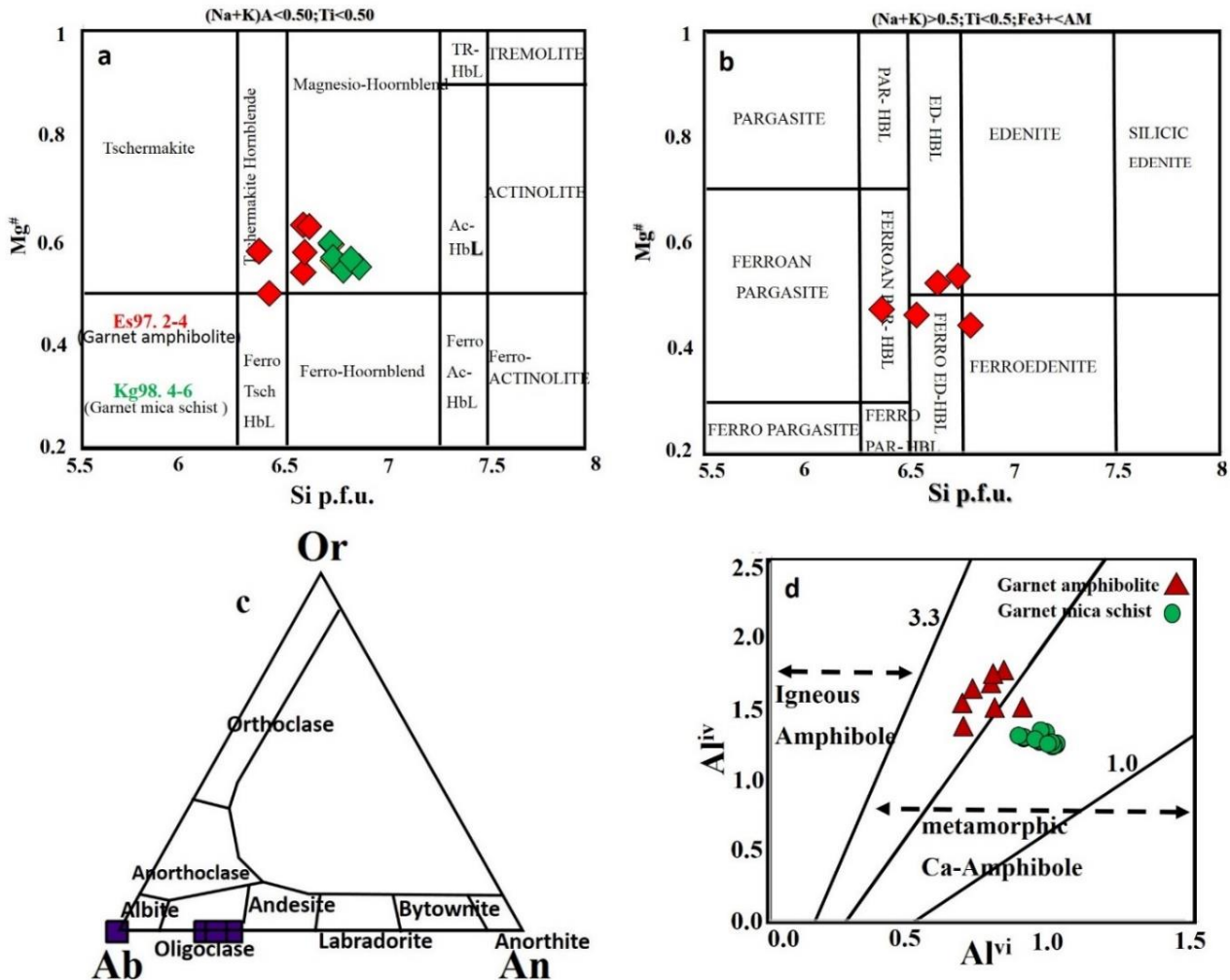
بلورهای آمفیبول در این سنگ‌ها از نوع دگرگونی طبقه‌بندی شده‌اند (شکل d) و مطابق طبقه‌بندی Leake و همکاران (۱۹۹۷-۲۰۰۴) ترکیب بلورهای آمفیبول در گارنت آمفیبولیت‌ها و گارنت میکاشیست‌های مجموعه فاریاب عموماً غنی از کلسیم است (جدول ۲). تغییر در ترکیب بلورهای آمفیبول در گارنت آمفیبولیت ناچیز است و به طور کلی شامل مگنزیم هورنبلند تا ادنیت هستند، اما ترکیب آمفیبول در گارنت

میکاشیست‌ها را می‌توان تقریباً به صورت مخلوطی از دو عضو نهایی آمزیت و پنین نشان داد. مقدار  $Mg\# = 0.45$  در گارنت آمفیبولیت‌ها و  $Mg\# = 0.4$  در گارنت میکاشیست‌ها می‌باشد.

آلبیت متغیر است (شکل ۵ و جدول ۲).

#### ۵-۴- کلریت

ترکیب کلریت در گارنت آمفیبولیت‌ها و همچنین در گارنت



شکل ۵- (a) و (b) طبقه‌بندی و نامگذاری آمفیبول‌ها بر پایه ترکیب شیمیایی آنها (Leake et al., 1997)، (c) ترکیبات پلاژیوکلاز در گارنت میکاشیست و (d) تفکیک آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی (Fleet and Barnett, 1978).

Fig. 5. (a, b) Classification of amphiboles based on their chemical composition (Leake et al., 1997) (c) Plagioclase compounds in garnet mica schist and (d) separation of igneous and metamorphic amphiboles (Fleet and Barnett, 1978).

آمفیبولیت و گارنت میکاشیست‌های مجموعه فاریاب چندین روش ترموبارومتري استفاده شده‌است.

#### ۶-۱- دماسنجی گارنت-آمفیبول

واکنش‌های تبادل کاتیونی آهن و منیزیم بین گارنت و سایر کانی‌های فرومنزیم مانند بیوتیت، پیروکسن و آمفیبول یکی از بهترین ژئوترموترهای مورد استفاده در مطالعات دماسنجی می‌باشد. کالیبراسیون‌های مختلفی برای دماسنجی تبادل کاتیونی Fe-Mg بین گارنت و آمفیبول پیشنهاد شده است که

#### ۶-برآورد دما و فشار

بر اساس مطالعات پتروگرافی و ویژگی‌های ترکیبی کانی‌های سنگ‌ساز، می‌توان فرض کرد که این سنگ‌ها بیش از رخساره-های آمفیبولیت دگرگونی نداشته‌اند. ترکیب آمفیبول، پلاژیوکلاز و کلریت نشان می‌دهد که فشار این سنگ‌ها بالاتر از ۹ کیلو بار نیست. از طرفی سنگ‌ها حاوی کانی‌های ماگمایی مانند پیروکسن و الیوین نیستند و این نشان می‌دهد که فشار کمتر از حدود ۴ کیلو بار نبوده است. برای برآورد دما و فشار گارنت

حاصل شده است. این دماها با شرایط رخساره آمفیبولیت میانی تا فوقانی سازگار می باشند (جدول ۳).

از جمله می توان به کالبراسیون دمایی Poweel و Graham (۱۹۸۴) اشاره کرد. در این روش محدوده دمایی ۷۰۸-۵۵۰ درجه سانتی گراد برای گارنت آمفیبولیت های مورد مطالعه

جدول ۲- ترکیب شیمیایی آمفیبول های آنالیز شده و فرمول ساختاری آنها بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن، از گارنت آمفیبولیت (Es97. 2-4) و گارنت میکاشیست ها (Kg98. 4-6) و ترکیب شیمیایی فلدسپات در گارنت میکاشیست (Kg98.4.6).

Table 2. Chemical composition of analyzed amphiboles and their structural formula based on 23 oxygen atoms, from garnet amphibolite (Es97. 2-4) and garnet mica schist (Kg98. 4-6) and the chemical composition of feldspar in garnet mica schist (Kg98.4.6).

	Amphibole						plagioclase				
	Es97. 2-4			Kg98.4.6			Kg98.4.6				
	1	2	3	4	5	1	2	3	1	2	3
SiO <sub>2</sub> (wt%)	42.15	42.34	42.77	40.22	43.01	45.68	46.32	44.95	66.5	64.47	68.57
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.16	0.31	0.41	0.32	0.46	0.53	0.21	b.d	b.d	b.d
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.34	12	13.73	13.82	13.15	13.33	13.11	12.4	20.5	22.6	19.65
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.d	b.d	b.d	0.35	b.d	b.d	b.d	b.d	-	-	-
FeO	17.68	19.62	19.22	18.17	18.04	14.68	15.02	15.1	0.29	b.d	b.d
MnO	0.02	0.14	0.19	0.26	0.25	0.13	0.25	0.24	-	-	-
MgO	8.18	7.73	7.98	7.22	8.9	9.86	9.43	9.65	-	-	-
CaO	9.95	10.72	11.33	10.67	10.02	9.96	10.23	10.19	1.59	3.18	0.57
Na <sub>2</sub> O	2.37	1.91	2.68	2.38	2.87	2.45	2.46	2.84	11.12	9.75	11.2
K <sub>2</sub> O	0.06	0.21	0.19	0.2	0.11	0.43	0.34	0.25	b.d	b.d	b.d
Total	92.97	94.83	98.4	93.70	96.67	96.98	97.69	95.83	100	100	99.99
Cations	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	32(O)	32(O)	32(O)
Si	6.54	6.50	6.37	6.28	6.40	6.69	6.77	6.72	11.695	11.35	11.97
Ti	0.026	0.018	0.035	0.048	0.036	0.051	0.058	0.024	0.000	0.000	0.000
Al <sup>IV</sup>	1.47	1.5	1.63	1.72	1.6	1.31	1.23	1.28	4.249	4.689	4.042
Al <sup>VI</sup>	0.79	0.67	0.78	0.82	0.71	0.99	1.02	0.91			
Cr	0.000	0.000	0.000	0.043	0.000	0.000	0.000	0.000	b.d	b.d	b.d
Fe <sup>+3</sup>	0.596	0.650	0.361	0.430	0.768	0.329	0.133	0.189	b.d	b.d	b.d
Fe <sup>+2</sup>	1.696	1.870	2.032	1.942	1.478	1.468	1.701	1.699	0.043	0.000	0.000
Mn	0.003	0.018	0.024	0.034	0.032	0.016	0.031	0.030	b.d	b.d	b.d
Mg	1.891	1.770	1.771	1.680	1.976	2.151	2.054	2.151	b.d	b.d	b.d
Ca	1.653	1.764	1.807	1.785	1.598	1.562	1.601	1.632	0.300	0.600	0.107
Na <sup>M4</sup>	0.347	0.236	0.193	0.215	0.402	0.438	0.399	0.368			
Na <sup>A</sup>	0.365	0.332	0.581	0.505	0.427	0.257	0.298	0.456	3.791	3.328	3.790
K	0.012	0.041	0.036	0.040	0.021	0.080	0.063	0.048	0.000	0.000	0.000
Total	15.4	15.37	15.62	15.54	15.45	15.34	15.36	15.51	20.077	19.97	19.91
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> ) Ca/(Ca+Na)	0.53	0.49	0.47	0.46	0.57	0.59	0.55	0.56	07	15	03

تجربی Holland و Blundy (۱۹۹۴) برآورد شده است. در این روش از پلاژیوکلاز و آمفیبول هایی استفاده شده است که در

۲-۶- ترموبارومتري آمفیبول-پلاژیوکلاز  
دمای جفت کانی های هورنبلند و پلاژیوکلاز با استفاده از دماسنج

و برای نمونه‌های گارنت میکاشیست ۵۲۴ - ۵۳۸ درجه سانتی‌گراد و ۶ - ۶/۵ کیلو بار حاصل شده‌است. با استفاده از دماسنج Ernst و Liu (۱۹۹۸) مقادیر دمای ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد برای هر دو سنگ دگرگونی مورد مطالعه حاصل شده‌است. با استفاده از فشارسنج Schmidt (۱۹۹۲) مقادیر فشار ۶/۸ برای گارنت میکاشیست و ۸/۵ کیلو بار برای گارنت آمفیبولیت به دست آمده‌است (جدول ۳ و ۴). بر اساس فشارسنج‌های Schmidt (۱۹۹۲)، Hollister و Hammarstrom (۱۹۸۶)، Zen و Rutherford (۱۹۸۹) حد اقل و حداکثر فشارها برای نمونه گارنت آمفیبولیت حدود ۶ تا ۹/۹ کیلو بار و برای نمونه‌های گارنت میکاشیست ۵/۸ تا ۸/۲ کیلو بار محاسبه شده‌است (جدول ۴).

آنالیزهای میکروپروپ در مجاورت هم اندازه‌گیری شده‌اند. در این روش تخمین فشار با استفاده از کالیبراسیون Schmidt (۱۹۹۲) به دست آمده است. در روش دماسنجی آمفیبول-پلاژیوکلاز، تخمین دما به طور متوسط در نمونه گارنت میکاشیست ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد با در نظر گرفتن فشار ۷/۲ کیلو بار حاصل شده‌است (جدول ۳ و ۴).

### ۳-۶- ترموبارومتري آمفیبول-پلاژیوکلاز

دما و فشار آمفیبولیت‌ها با استفاده از صفحه گسترده ترموبارومتري هورنبلند (Leake et al., 1997) و دماسنج Ernst و Liu (۱۹۹۸) و فشارسنج Schmidt (۱۹۹۲) تعیین شده‌است. تخمین دما و فشار در صفحه گسترده ترموبارومتري هورنبلند (Leake et al., 1997) برای نمونه‌های گارنت آمفیبولیت ۵۷۰ - ۵۰۵ درجه سانتی‌گراد و ۷/۸ - ۵/۲ کیلو بار

جدول ۳- ترمومتري گارنت آمفیبولیت و گارنت میکاشیست‌های مجموعه فاریاب.

Table 3. Thermometry of garnet amphibolite and garnet mica schists of Faryab complex.

sample	T (°C)			
	Graham and Poweel (1984)	Ernst and Liu (1998)	Leake et al. (1997)	Holland and Blundy (1994)
ES97-2-4	550-708	620-650	505 - 570	<b>b.d</b>
Kg98-4-6	<b>b.d</b>	580-650	524 - 538	450 (7.2 kb)

جدول ۴- بارومتري گارنت آمفیبولیت و گارنت میکاشیست‌های مجموعه فاریاب.

Table 4. Barometry of garnet amphibolite and garnet mica schists of Faryab complex.

Sample	P (Kb)				
	Leake et al. (1997)	Johnson and Rutherford (1989)	Hollister et al. (1987)	Hammarstrom and Zen (1986)	Schmidt (1992)
ES97-2-4	5.2 - 7.8	6 - 7.5	7.8 - 9.9	7.3 - 9.2	8.5
Kg98-4-6	6 - 6.5	5.8 - 6.3	7.5 - 8.2	7 - 7.6	6.8

## ۷- بحث

در ناحیه گلاشکرد به وضوح حکایت از جایگیری تکتونیکی این سنگ‌ها دارد. سنگ‌های دگرگونی که بلافاصله زیر پریدوتیت‌ها قرار دارند، دارای دماها و فشارهای بیشتری نسبت به سنگ‌های دگرگونی زیرین هستند. دما و فشار در گارنت آمفیبولیت‌های زیر پریدوتیت‌های منطقه نسبت به گارنت میکاشیست‌هایی که در فاصله بیشتری نسبت به پریدوتیت‌ها قرار گرفته‌اند، بالاتر است. از طرفی مقدار پیروب و آلماندین در پویکیلوبلاست‌های

واحدهای سنگی مورد مطالعه در مجموعه فاریاب، شرق زون سنندج-سیرجان و در مجاورت افیولیت‌های اسفندقه- حاجی آباد رخنمون دارند. این مجموعه حاوی چندین رخنمون از عدسی‌های سنگ‌های اولترامافیک است (Naseri et al., 2022) که بر روی مجموعه‌های دگرگونی منتسب به مجموعه دگرگونی باجگان رانده شده‌اند. حضور سنگ‌های اولترامافیک



افزایشی-فرورانشی نئوتتیس در زمان کرتاسه بالا باشد.

#### ۸- نتایج

بر پایه مطالعات صحرایی و میکروسکوپی، اپیدوت شیست، اپیدوت آمفیبول شیست، آمفیبول شیست، گارنت میکاشیست، اپیدوت آمفیبولیت، آمفیبولیت و گارنت-آمفیبولیت از مهم ترین سنگ های دگرگونی مجموعه فاریاب می باشند.

شیمی کانی نشان می دهد که گارنت آمفیبولیت ها عمدتاً از فنوکریست های گارنت، کانی های آمفیبول، پلاژیوکلاز، کوارتز، کانی های ثانویه اپیدوت، بیوتیت و کلریت و همچنین کانی های فرعی آپاتیت، مگنتیت، ایلمنیت و تیتانیت تشکیل شده اند. گارنت میکاشیست ها شامل کانی های اصلی گارنت، آمفیبول، مسکویت، اپیدوت، فلدسپار، کوارتز، و کانی های فرعی بیوتیت، کلریت، رتیل، آپاتیت، تیتانیت و ایلمنیت هستند.

شیمی پوکیکولوبلاست های گارنت در گارنت آمفیبولیت و گارنت میکاشیست ها در محدوده آلماندن تا گراسولار تشخیص داده شده است. ترکیب بلورهای آمفیبول در آمفیبولیت های منطقه از نوع کلسیک و ترکیب شیمی آنها از مگنزیم هورنبلند تا فرو ادنیت متغیر است. شیمی ترکیب پلاژیوکلاز در محدوده آل بیت تا الیگوکلاز قرار دارد. ترکیب کلریت در هر دو سنگ مورد مطالعه آمزیت و پنین تشخیص داده شده است.

محاسبات ترمومتری بر اساس روش های مختلف، دماهای ۵۰۵ تا ۷۰۸ درجه سانتی گراد را برای گارنت آمفیبولیت زیر پریدوتیت ها و دماهای ۴۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی گراد برای گارنت میکاشیست ها (در فاصله ۳۰۰ متری پریدوتیت ها) و محاسبات بارومتری بر اساس ۵ روش به کار رفته در این نمونه ها، میانگین فشارهای ۶/۷ تا ۸/۶ کیلو بار را برای نمونه های گارنت آمفیبولیت و میانگین فشارهای ۶/۷ تا ۷/۲ برای گارنت میکاشیست ها نشان می دهد، چنین وضعیت فرارگیری بیانگر نوعی شیب زمین گرمایی وارانه و در نتیجه پاشنه دگرگونی افیولیت است.

بر اساس رخنمون های صحرایی، ویژگی های زمین شناسی و ژئوشیمیایی، سنگ ها مورد مطالعه را می توان به دو گروه تقسیم کرد. گارنت آمفیبولیت گروه I که ویژگی های معمولی بازالت ها را نشان می دهد، گارنت آمفیبولیت گروه II به همراه گارنت میکاشیست ها دارای ویژگی های ژئوشیمیایی سنگ های رسوبی هستند.

گارنت در گارنت آمفیبولیت های زیر پریدوتیت ها نسبت به گارنت میکاشیست ها و همچنین نسبت به گارنت آمفیبولیت های هابی که در فاصله بیشتری از پریدوتیت ها قرار گرفته اند، بیشتر می باشد. چنین وضعیت فرارگیری بیانگر نوعی شیب زمین گرمایی وارانه می باشد. معمولاً شیب زمین گرمایی دگرگونی وارانه در امتداد قاعده افیولیت می تواند نشانه پاشنه دگرگونی افیولیت (metamorphic sole) باشد (Searle and Cox, 1999) و حکایت از داغ بودن پریدوتیت در هنگام جایگیری دارد. به عبارتی زمان جایگیری پریدوتیت بسیار نزدیک به زمان فرورانش بوده است. به نظر می رسد بخش نازک چند ده متری زیر پریدوتیت فاریاب شرایط دگرگونی متفاوت از بخش عمده دگرگونی های منطقه دارد. مطالعات صحرایی و دورسنجی در کنار برداشت های ساختارهای تکتونیکی منطقه مانند چین، گسل و ساخت های برشی در سنگ های دگرگونی زیر پریدوتیت با فراوانی و شدت بیشتری نسبت به واحدهای ساختاری زیرین ظاهر شده اند که ممکن است شاهد مضاعفی بر حضور پاشنه دگرگونی افیولیت باشد.

با توجه به شواهد ارائه شده، سنگ های دگرگونی مجموعه فاریاب به نظر از دو مجموعه دگرگونی متفاوت با شرایط تشکیل متمایز شکل گرفته اند. بخش کوچک و فوقانی دگرگونی ها (پاشنه دگرگونی احتمالی) در قاعده افیولیت مجموعه فاریاب شکل گرفته که مربوط به مرحله رانده شدگی بخش گوشته ای سنگ کره داغ در حال فرورانش بر روی لبه پوسته قاره ای غیر-فعال (obduction) می باشد، در حالیکه بخش عمده دگرگونی های منطقه منتسب به مجموعه دگرگونی باجگان با شرایط دگرگونی ضعیف تر در یک موقعیت دگرگونی قاره ای شکل گرفته اند. این احتمال وجود دارد که یک مجموعه افزایشی-فرورانشی در بالای یک منطقه فرورانشی اقیانوس نئوتتیس با شیبی به سمت شمال تشکیل شده باشد. در این موقعیت می توان بهتر توضیح داد که سنگ های حرارت و فشار بالاتر پاشنه دگرگونی بر روی انواع کم عمق تر باجگان رانده شده اند. به عبارت دیگر سنگ های دگرگونی درجه پایین در رخساره های شیست سبز در بخش های جنوبی مجموعه فاریاب و سنگ های دگرگونی درجه بالاتر با رخساره آمفیبولیت فوقانی در بخش شمالی مجموعه مورد مطالعه ظاهر شده اند. بنابراین مجموعه دگرگونی مجموعه فاریاب در کنار بقایای افیولیتی منطقه ممکن است بیانگر تحول این مجموعه افیولیتی در یک موقعیت

منطقه ممکن است بیانگر تحول این مجموعه افیولیتی در یک موقعیت افزایشی-فرورانشی نئوتتیس در زمان کرتاسه بالایی باشد.

#### قدردانی

از آقای دکتر Sergey Skublov از موسسه زمین‌شناسی و ژئوکرونولوژی پرکامبرین RAS در کشور روسیه که در تهیه و انجام آنالیزهای نقطه‌ای کمک در خور توجهی به تیم پژوهشی ما داشته‌اند، تقدیر و تشکر می‌شود. این مقاله تحت حمایت مالی Iran National Science Foundation (INSF) با شماره ۹۷۰۱۰۶۸۲ انجام گردیده است.

سنگ‌های دگرگونی مجموعه فاریاب از دو مجموعه دگرگونی متفاوت با شرایط تشکیل متمایز شکل گرفته‌اند. بخش کوچک و فوقانی دگرگونی‌ها (پاشنه دگرگونی احتمالی) در قاعده افیولیت مجموعه فاریاب شکل گرفته که مربوط به مرحله رانده‌شدگی بخش گوشته‌ای سنگ‌کره داغ در حال فرورانش بر روی لبه پوسته قاره‌ای غیرفعال (obduction) می‌باشد، در حالیکه بخش عمده دگرگونی‌های منطقه منتسب به مجموعه دگرگونی باجگان با شرایط دگرگونی ضعیف‌تر در یک موقعیت دگرگونی قاره‌ای شکل گرفته‌اند.

دگرگونی‌های مجموعه فاریاب در کنار بقایای افیولیتی

#### منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences* 94, 401–419. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>.
- Ali, A., Yar, M., Khan, M., 2016. Interrelationships between deformation and metamorphic events across the western Hinterland Zone, NW Pakistan. *Journal of Earth Science* 27(4), 584–598. <https://doi.org/10.1007/s12583-016-0717-1>.
- Azizi, H., Stern, R.J., 2019. Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj–Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc. *Terra Nova* 31(5), 415–423. <https://doi.org/10.1111/ter.12404>.
- Bell, T.H., Johnson, S.E., Davis, B., 1992. Porphyroblast inclusion-trail orientation data: eppure non son girate. *Journal of Metamorphic Geology* 10(3) 295–307. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1992.tb00084.x>.
- Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-163>.
- Babakhani, A.R., Alavi Tehrani, N., 1992. Sabzevaran geological map, scale 1/250000, geological survey and mineral exploration of Iran.
- Chatterjee, N., 2016. Constraints from monazite and xenotime growth modelling in the MnCKFMASH-PYCe system on the P-T Path of a metapelite from shillong-meghalaya plateau: Implications for the Indian shield assembly. *Journal of Metamorphic Geology* 35(4) 393–412. <https://doi.org/10.1111/jmg.12237>.
- Cheng, S.H., Lai, X.Y., You, Z.D., 2009. P-T paths derived from garnet growth zoning in Danba domal metamorphic terrain, Sichuan province, west china. *Journal of Earth Science* 20(2), 219–240. <https://doi.org/10.1007/s12583-009-0022-3>.
- Davoudian, A.R., Genser, J., Dachs, E., Shabanian, N., 2007. Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone. *Iran, Mineral, Petrology* 92, 393–413. <https://doi.org/10.1007/s00710-007-0204-6>.
- Ernst, W.G., Liu, J., 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al and Ti contents of Calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist* 83, 952–969. <https://doi.org/10.2138/am-1998-9-1004>.
- Fleet, M.E., Barnett, R.L., 1978. Al<sup>iv</sup>/Al<sup>vi</sup> partitioning in calciferous amphiboles from the Frood mine, Sudbury, Ontario. *Can. Mineral* 16, 527–532. [https://ruff-2.geo.arizona.edu/uploads/CM16\\_527.pdf](https://ruff-2.geo.arizona.edu/uploads/CM16_527.pdf).

- Graham, C.M., Powell, R., 1984. A garnet-hornblende geothermometer, calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. *Journal of Metamorphic Geology* 2, 13–31. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1984.tb00282.x>.
- Hammarstrom, J.M., Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71, 1297-1331. <https://pubs.er.usgs.gov/publication/70015213>.
- Haynes, J., Reynolds, H., 1980. Early development of Tethys and Jurassic ophiolite displacement. *Nature* 283, 561–563. <https://doi.org/10.1038/283561a0>.
- Holdaway, M.J., 2001. Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist* 86(10) 1117–1129. <https://doi.org/10.2138/am-2001-1001>.
- Holland, T.J.B., Blundy, J.D., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116, 433-447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Pters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72, 231-239. <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/72/3-4/231/104937>.
- Johnson, M.C., Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17, 837- 841. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2).
- Johnson, S.E., 1999. Porphyroblast microstructures: A review of current and future trends. *American Mineralogist* 84(11/12) 1711–1726. <https://doi.org/10.2138/am-1999-11-1202>.
- Jones, K.A., 1994. Progressive metamorphism in a crustal-scale shear zone: An example from the Léon region, north-west Brittany, France. *Journal of Metamorphic Geology* 12(1) 69–88. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1994.tb00004.x>.
- The Kananian, A., Juteau, T., Bellon, H., Darvishzadeh, A., Sabzehi, M., Whitechurch, H., Ricou, L.E., 2001 ophiolite massif of Kahnuj (western Makran, southern Iran): New geological and geochronological data. [https://doi.org/10.1016/S1251-Comptes rendus de l'Académie des Sciences 332, 543–552 8050\(01\)01574-9](https://doi.org/10.1016/S1251-Comptes%20rendus%20de%20l'Acad%C3%A9mie%20des%20Sciences%20332%2C%20543-552%208050(01)01574-9).
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Nomenclature of amphiboles: Rreport of the subcomm, on amphiboles intern. miner. Youzhi, G., 1997. Ass, commiss, new minerals and mineral names, *am. mineral* 82, 1019-1037 <https://pubs.geoscienceworld.org/canmin/article-abstract/35/1/219/12862>.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A., Ferraris, G., Grice, J.D., Whittaker, E.J., 2004. Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the international mineralogical association's amphibole nomenclature. *American Mineralogist* 89, 883-887.
- Li, S.Z., Zhao, G.C., Santosh, M., 2011. Palaeoproterozoic tectonothermal evolution and deep crustal processes in the jiao-liao-ji belt, north china craton: A review. *Geological Journal* 46(6) 525-543. <https://doi.org/10.1002/gj.1282>.
- McCall, G., Kidd, R., 1982. The makran, southeastern Iran: The anatomy of a convergent plate margin active from cretaceous to present. *Geological Society, London, special publications* 10, 387-397. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.26>.

- McCall, G.J.H., 1997. The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 15. 517-531, [https://doi.org/10.1016/S0743-9547\(97\)00032-9](https://doi.org/10.1016/S0743-9547(97)00032-9).
- McCall, G.J.H., 2002. A summary of the geology of the Iranian Makran. *Geological Society* 195, 147-204.
- McCall, G.J.H., 2003. A critique of the analogy between Archaean and Phanerozoic tectonics based on regional mapping of the Mesozoic–Cenozoic plate convergent zone in the Makran, Iran. *Precambrian Research* 127, 5–17. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00178-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00178-5).
- Maldonado, R., Weber, B., Ortega-Gutiérrez, F., 2018. High-pressure metamorphic evolution of eclogite and associated metapelite from the chuacús complex (Guatemala Suture Zone): Constraints from phase equilibria modelling coupled with Lu-Hf and U-Pb geochronology. *Journal of Metamorphic Geology* 36(1) 95–124. <https://doi.org/10.1111/jmg.12285>.
- Menold, C.A., Manning, C.E., Yin, A., Tropper, P., Chen, X.H., Wang, X.F., 2009. Metamorphic evolution, mineral chemistry and thermobarometry of orthogneiss hosting ultrahigh-pressure eclogites in the North Qaidam metamorphic belt, Western China. *Journal of Asian Earth Sciences* 35, 273–84. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.12.008>.
- Moritz, R.F., Ghazban, F., Singer, B.S., 2006. Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj–Sirjan tectonic zone, western Iran: a result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros orogeny. *Economic Geology* 101, 1497–1524. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.8.1497>.
- Morgan, K.H., Huber, H., McCall, G.J.H., Peterson, L.W., Child, R., Jones, D.R., Simonian, K., Samimi namin, M., 1979. Geological map of Kahnuj, Scale 1:100000. Geological survey and mineral exploration of Iran.
- Morgan, K.H., Huber, H., McCall, G.J.H., Samimi namin, M., 1980. Geological map of Now-Dez, Scale 1:100000. Geological survey and mineral exploration of Iran.
- Naseri, A., Rahgoshay, M., Bagheri, S., Monsef, I., 2022. Petrology and mineral chemistry of peridotites of the Faryab ophiolitic complex, Golashkard region-southeast of Sanandaj-Sirjan zone. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*. [https://ijcm.ir/browse\\_accepted](https://ijcm.ir/browse_accepted).
- Perchuk, L.L., Lavrent'eva, I.V., 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In Saxena, S.K. (Eds.), *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*. Springer-verlag New York. pp. 199–239. [https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4612-5587-1\\_7](https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4612-5587-1_7).
- Proyer, A., 2003. The preservation of high-pressure rocks during exhumation: Metagranites and metapelites. *Lithos* 70, 183–94. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(03\)00098-7](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00098-7).
- Sabzehei, M., Nazemzadeh Shoaie, M., Eshraghi, S.A., Roshan Ravan, J., 1994. Mohammad Abad map, 1: 100,000. Geological Survey of Iran.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 304-310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>.
- Shafaii Moghadam, H., Mosaddegh, H., Santosh, M., 2013. Geochemistry and petrogenesis of the Late Cretaceous Haji-Abad ophiolite (Outer Zagros Ophiolite Belt, Iran): implications for geodynamics of the Bitlis–Zagros suture zone. *Geological Journal* 48, 579–602. <https://doi.org/10.1002/gj.2458>.
- Searle, M., Cox, J., 1999. Tectonic setting, origin, and obduction of the Oman ophiolite. *GSA Bulletin* 111(1) 104. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<0104:TSOAOO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<0104:TSOAOO>2.3.CO;2).
- Spear, F.S., Selverstone, J., Hickmott, D., 1984. P-T Paths from garnet zoning: A new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes. *Geology* 12(2) 87–90. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<87:PPFGZA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<87:PPFGZA>2.0.CO;2).

- Spear, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature tim pathe. Mineralogical society of America. Monograph series BookCrafters. Inc., Chelsea, Michigan, U.S.A, 799. <https://www.abebooks.com>.
- Tracy, R., Robinson, P., Thompson, A.B., 1976. Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. American Mineralogist 61, 762-775. <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/61/7-8/762/40662>.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P.R., Spell, T.L., 2007. Geology and thermochronology of tertiary cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran. Geological Society of America Bulletin 119, 961–977. <https://doi.org/10.1130/B26102.1>.
- Verdel, C., Hassanzadeh, J., Wernicke, B., Stockli, A.D., 2013. The Eocene Golpaygan metamorphic core complex, Central Iran: A case history of orogen-parallel forearc rifting along an Andean-type continental margin. Geological Society American Abstracts Programs 45(7) 516. <https://www.researchgate.net/profile/Charles-Verdel/publication/351686639>.