



Research Article

OPEN ACCESS

Kharazmi Journal of Earth Sciences

Journal homepage <https://gnf.khu.ac.ir>

Microtectonic and petrofabric investigation of graphite-bearing schist units in the Band-e-Cherk district, Kuh-e-Dom metamorphic zone

Majid Ghasemi Siani¹, Hamed Ebrahimi Fard^{2*}, Asghar Dolati³

1. Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran.

2. Ph.D. student, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran.

3. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran.

Article info

Article history

Received: 6 May 2024

Accepted: 1 July 2024

Keywords:

microtectonic, structural analysis, schistosity surfaces, graphitization, ductile deformation, Kuh-e-Dom metamorphic zone, Band-e-Cherk district.



Abstract

The Band-e-Cherk district is located in the structural zone of central Iran, northeast of the city of Ardestan, and the Kuh-e-Dom metamorphic zone. The schist units hosting graphitization in the Kuh-e-Dom metamorphic complex are of Upper Paleozoic (Permian-Triassic) age and include muscovite schist to graphite-muscovite schist. In the studied area, the occurrence of tectonic activities and regional metamorphism by creating deformations in the schistose surfaces containing carbonaceous organic materials, have provided suitable spaces for graphitization and increase in carbon content. Three principal phases of folding and deformation have affected the schist units. The first generation of folding (F1) and metamorphism (D1), by creating a foliation (S1) parallel to the primary bedding (S0) and the axial surface of the fold (AF1), has played an important role in the concentration of organic carbon formed during the deposition and formation of graphite. The second generation deformation (D2) is associated with the intrusion of the diorite body and variations in the dip and strike of the limestone and schist beds as well as the morphology of the district. The mylonitization of the schist units is one of the most important effects of this stage of deformation. The third and final generation of deformation (D3) has been the result of directional pressure, it has been the result of deformation, mainly in brittle form. The formation of kink band structures (in quartz-feldspar and graphite bands), jagged and dendritic edges (in quartz and feldspar crystals), subgraining (in quartz and feldspar crystals), undulose extinction in quartz, recrystallization of quartz and feldspar crystals in the muscovite schist and graphite-muscovite schist units are among the evidences of this generation of deformation in the district.

Introduction

Fabric analysis of metamorphic rocks is effective in understanding the mechanism of formation of orogenic belts and their relationship to plate tectonics (Twiss and Moores, 1992). Deformation in rocks is achieved by many steps that occur at the scale of individual grains. External factors such as heat, static pressure, subtractive stresses, fluid pressure and the imposed stress rate in the rock environment are involved (e.g. Passchier and Trouw, 2005; Pal et al., 2010; Ghosh et al., 2013). Many of the dominant fabrics appear to be associated with high temperatures, which are overridden by fabrics associated

with low temperatures (e.g., Passchier and Trouw, 2005; Mukherjee, 2011; Barker, 2013). Many metamorphic rocks have undergone a complex history of burial, metamorphism, metamorphism and uplift, and many of these steps in the chain of processes may be related to the last fabric. The Kuh-e-Dom complex is located on the eastern margin of the Urumia-Dokhtar magmatic belt and the western part of the central Iranian subcontinent. The oldest rock units of the Kuh-e-Dom metamorphic complex are of lower Paleozoic age, at the level of greenschist and phyllite facies, with interlayers of crystallized limestone. Recently, the mineralogy and

DOI <https://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.106633>*Corresponding author: Hamed Ebrahimi Fard; E-mail: hamedebrahimi772@gmail.com

How to cite this article: Ghasemi Siani, M., Ebrahimi Fard, H., Dolati, A., 2024. Microtectonic and petrofabric investigation of graphite-bearing schist units in the Band-e-Cherk district, Kuh-e-Dom metamorphic zone. Kharazmi Journal of Earth Sciences 10(1), 152- 178. <https://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.106633>



BY NC

mineralization of graphite along with schists in the Band-e-Cherk district have also been studied (Ghasemi Siani et al., 2024). In this research, the microscopic and macroscopic structural analysis of the metamorphic rocks of the schist zone in the Band-e-Cherk district, located in the Kuh-e-Dom metamorphic zone, has been carried out. Based on this, metamorphism and microstructures controlling graphite mineralization in the Band-e-Cherk district.

Materials and Methods

In order to study the microstructures in the Band-e-Cherk district, seventy microscopic sections (thin polished and polished) of metamorphic schist units collected during several field surveys were prepared at the Microscopic Section Preparation workshop of Kharazmi University of Tehran. After preparation, the samples were examined using a ZEISS Axioplan 2 microscope at the Optical Mineralogy Laboratory of Kharazmi University of Tehran and the Iranian Mineral Processing Research Center (IMPRC).

Results and Discussion

The main metamorphism that has created the structure of the Band-e-Cherk district is ductile metamorphism, the effects of which are manifested in the form of mylonitization of rocks, extension of dominant mylonitic foliations and other shear zone fabrics in rocks. In addition to ductile deformation, brittle deformation is also widespread in the Band-e-Cherk district, the effects of which can be seen in the form of micro-fractures, veins and veinlets of graphite. The schist units of the study area have been affected by three main phases of folding and deformation. The first phase of folding during regional metamorphism (M1) and the first generation folding event (F1), which are the first tectonic movements, are located in the area. The folds of this stage are often close to the parallel ridge or the axial surface is almost horizontal and their axial trend is predominantly NE-SW. This stage of deformation (D1) eventually forms the mineralization along the foliation. The second generation metamorphism (M2) is observed as contact metamorphism around the intrusive body, the time of

occurrence of these processes is different and related to the intrusion of the diorite body. One of the most important results of this stage of metamorphism is the mylonitization of the rocks in the area, which has created ductile shear zones in the folds. This stage of metamorphism (D2) has produced massive and lenticular mineralization in the schist units in contact with the diorite body. Using these Raman spectroscopy studies, Ghasemi Siani et al. (2024) estimated the temperature of graphitization in the schist units of the Band-e-Cherk district to be about 436°C, and equated this with the temperature conditions of the greenschist metamorphic facies in the commentary. The third and final phase of folding (F3) and deformation (D3) in the study area is the formation of kink-band structures in the Muscovite schist units in the western part of the district. In addition, under the influence of tectonic processes (D3), these units, together with the schist units, have been strongly fractured and jointed, and the quartz and alkali feldspar crystals have acquired a coarse and jagged texture. Undulating extinction and subgrading in quartz is well represented in the schist units under the influence of tectonic forces.

Conclusions

In the Band-e-Cherk district, the occurrence of tectonic activities and regional metamorphism, creating deformation in the schistose surfaces containing carbonaceous organic materials, have provided suitable spaces for graphitization and increase in carbon content. Ductile deformation is the most important deformation occurring in the Band-e-Cherk district. The effects of this deformation include the creation of microcracks, mylonitization and expansion of the dominant mylonite foliation in the rocks. Three main phases of folding and deformation have affected the schist units of the study area. The first generation of folding (F1) and deformation (D1), by creating foliation (S1) parallel to the axial surface of the fold, has played an important role in concentrating organic carbon and creating graphitization in the district. This deformation phase was mainly ductile during the regional metamorphism of the greenschist facies (M1), which is considered to be the first tectonic

movement in the Band-e-Cherk district. These foliations are associated with changes in orientation, thickness, size and mineralogical composition, as well as the formation of lenticular fabrics in the alternating bedding of graphite (dark) and quartz-feldspar (light). The mechanisms involved in the formation of these foliations in the district include recrystallization and directional growth. The second generation of deformation (D2) in the Band-e-Cherk district is identified in terms of generation of fabrics such as, recrystallization and orientation of new grains and finegrains in the quartz-feldspar crystals present in the schist units. The most recent phase of deformation in the Band-e-Cherk district is the third generation deformation (D3). The third and final phase of folding (F3) and deformation (D3) in the study area occurred as brittle deformation. The formation of kink-band structures (in the alternation of quartz-feldspar and graphite bands), jagged edges (in quartz and feldspar crystals), subgraining (in quartz and feldspar crystals), undulatory extinction in quartz, regrowth of quartz crystals and feldspar in the muscovite schist and graphite-muscovite schist units are among the evidences of this generation of deformation in the district.

References

Barker, A.J., 2013. An introduction to metamorphic textures and microstructures. Oxford University Press, 289 p.

Ghasemi Siani, M., Ebrahimi Fard, H., Heidari Bafrue, A. H., Karimi Shahraki, B., Mahmoudi, S., 2024. Mineralogy of graphite-bearing schists and calculation of graphitization temperature in the Band-e-Cherk district, Anarak metallogenic zone. *Kharazmi Journal of Earth Sciences* 9(2), 133-162.

Ghosh, D., Dutta, T., Samanta, S. K., Pal, D. C., 2013. Texture, microstructure and geochemistry of magnetite from the Banduhurang uranium mine, Singhbhum Shear Zone, India—implications for physico-chemical evolution of magnetite mineralization. *Journal of the Geological Society of India* 81, 101-112.

Mukherjee, S., 2011. Mineral fish: their morphological classification, usefulness as shear sense indicators and genesis. *international Journal of earth Sciences* 100, 1303-1314.



Pal, D. C., Trumbull, R. B., Wiedenbeck, M., 2010. Chemical and boron isotope compositions of tourmaline from the Jaduguda U (–Cu–Fe) deposit, Singhbhum shear zone, India: implications for the sources and evolution of mineralizing fluids. *Chemical Geology* 277(3-4), 245-260.

Passchier, C. W., Trouw, R. A. J., 2005. *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg 371p.

Twiss, R.J., Moores, E.M., 1992. *Structural geology*. Freeman and Company, New York 532 p.

Zong, Z., 2017. *Transverse isotropic mechanical properties and constitutive model of slate*. Shandong University.

ORCID iD authorship contribution statement

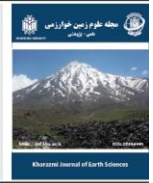
 Majid Ghasemi Siani	Writing - Original Draft Writing - Review & Editing
 Hamed Ebrahimi Fard	Writing - Original Draft
 Asghar Dolati	Writing - Review & Editing



Research Article

OPEN ACCESS

Kharazmi Journal of Earth Sciences

Journal homepage <https://gnf.khu.ac.ir>

بررسی ریززمین‌ساختی و پتروفابریکی واحدهای شیستی گرافیت‌دار در محدوده بندچرک، پهنه دگرگونی کوه‌دم

مجید قاسمی سیانی^۱، حامد ابراهیمی فرد^{۲*}، اصغر دولتی^۳

۱. دانشیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۲. دانشجوی دکتری، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۳. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

محدوده اکتشافی بندچرک در پهنه ساختاری ایران مرکزی، شمال شرقی شهرستان اردستان و در پهنه دگرگونی کوه‌دم واقع شده است. واحدهای شیستی میزبان گرافیت‌زایی در مجموعه دگرگونی کوه‌دم، به سن پالئوزوئیک بالایی (پرمین-تریاس) بوده و شامل مسکوویت‌شیست تا گرافیت-مسکوویت‌شیست هستند. در محدوده مورد مطالعه، رخداد فعالیت‌های تکتونیک و دگرگونی ناحیه‌ای با ایجاد دگربرخی در سطوح شیستوزیت‌هاوی مواد آلی کربن‌دار، فضاهای مناسبی را برای گرافیت‌زایی و افزایش عیار کربن فراهم نموده است. سه فاز اصلی چین‌خوردگی و دگربرخی، واحدهای شیستی را تحت تأثیر قرار داده است. نسل اول چین‌خوردگی (F1) و دگربرخی (D1)، با ایجاد برگواگی (S1) به موازات لایه‌بندی اولیه (S0) و سطح محوری چین (AF1)، نقش مهمی را در تغلیظ کربن آلی تشکیل‌شده در حین رسوبگذاری و ایجاد گرافیت ایفا نموده است. دگربرخی نسل دوم (D2)، با نفوذ توده دیوریتی و ایجاد تغییرات در شیب و امتداد لایه‌های آهکی، شیستی و نیز مورفولوژی محدوده، همراه است. میلونیتی شدن واحدهای شیستی، از جمله مهم‌ترین آثار این مرحله از دگرشکلی است. نسل سوم و پایانی دگربرخی (D3) با اعمال فشار جهت‌دار، سبب ایجاد دگربرخی، عمدتاً به صورت شکنا شده است. ایجاد ساختارهای کینک‌بند (در تناوب نوارهای کوارتز-فلدسپاتی و گرافیتی)، حاشیه مضرسی و دندان‌های (در بلورهای کوارتز و فلدسپار)، ساب‌گرین‌شدگی (در بلورهای کوارتز و فلدسپار)، خاموشی موجی در کوارتز، رشد مجدد بلورهای کوارتز و فلدسپار موجود در واحدهای مسکوویت‌شیست و گرافیت-مسکوویت‌شیست، از جمله شواهد رخداد این نسل از دگربرخی در محدوده است.

تاریخچه مقاله

دریافت: ۱۴۰۳/۰۲/۱۷

پذیرش: ۱۴۰۳/۰۴/۱۱

واژه‌های کلیدی

میکروتکتونیک، تحلیل

ساختاری، سطوح

شیستوزیت، گرافیت‌زایی،

دگربرخی شکل‌پذیر، پهنه

دگرگونی کوه‌دم، محدوده

بندچرک.



مقدمه

(stretcher zone) (stretcher zone)، که در آن ترک اصلی به صورت عمودی بر امتداد جهت بارگذاری ایجاد می‌شود. (۳) حالت شکست مختلط (mixed failure)، که در آن صفحه برشی (shear plane)، هم دچار شکست برشی و هم شکست کششی می‌شود. دگربرخی در سنگ‌ها با مراحل زیادی که در مقیاس دانه-های منفرد انجام می‌گیرد، به وجود می‌آید. عوامل بیرونی، مثل حرارت، فشار ایستایی، تنش‌های تفریقی، فشار سیالات و نرخ تنش تحمیل‌شده موجود در محیط سنگ دخالت دارند (e.g., Passchier and Trouw, 2005).

تجزیه و تحلیل فابریک سنگ‌های دگرگونی در شناخت مکانیسم تشکیل کمربندهای کوهزایی و ارتباط آن با زمین‌ساخت صفحه‌ای مؤثر است (Twiss and Moores, 1992). حالت‌های شکست سنگ‌های شیستوز به سه دسته تقسیم می‌شوند (Manthei, 2005; Alkan et al., 2007): (۱) حالت شکست برشی (shear failure)، جایی که ترک اصلی (main crack) با لایه‌بندی زاویه، معمولاً بسته ایجاد می‌کند. (۲) حالت شکست کششی

DOI <https://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.106633>*نویسنده مسئول: حامد ابراهیمی فرد hamedbrahimi772@gmail.com

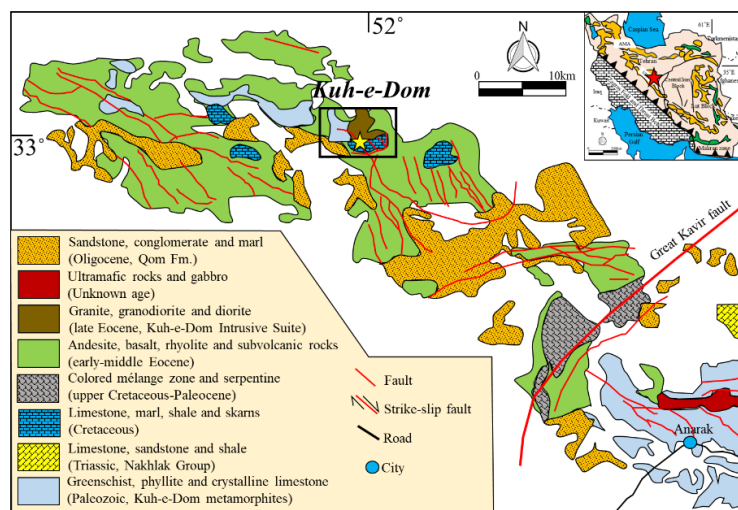
استناد به این مقاله: قاسمی سیانی، م.، ابراهیمی فرد، ح.، دولتی، ا. (۱۴۰۳) بررسی ریززمین‌ساختی و پتروفابریکی واحدهای شیستی گرافیت‌دار در محدوده بندچرک، پهنه دگرگونی کوه‌دم. مجله علوم زمین خوارزمی. جلد ۱۰، شماره ۱، صفحه ۱۵۲ تا ۱۷۸. <https://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.106633>



ترکیب غالب شیستی رخنمون دارد. تاکنون پژوهش‌های گسترده‌ای پیرامون مباحث زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، خصوصیات ژئوشیمیایی، پتروژنز سنگ منشأ و محیط تکتونوماگمایی و زمین‌دما-فشارسنجی ماگماتیسم و دگرگونی ناحیه انارک انجام شده است (e.g., Rabiei, 2006; Sarjoughian, 2012; Kananian et al., 2008; Sarjoughian et al., 2012; Mehrahi et al., 2014; Bagheri and Stampfli, 2008). اخیراً نیز مطالعاتی بر روی مباحث کانی‌شناسی و کانه‌زایی گرافیت همراه با شیست‌های محدوده بندچرک انجام شده است (Ghasemi Siani et al., 2024). با این وجود، مطالعات کمی بر روی میکروتکتونیک و پتروفابریک واحدهای شیستی که میزان گرافیت است، انجام شده است. از اینرو، در این پژوهش، به تحلیل‌های ساختاری در مقیاس میکروسکوپی و ماکروسکوپی بر روی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شیستی در محدوده بندچرک واقع در پهنه دگرگونی کوه‌دم، پرداخته شده است. بر همین اساس، ارتباط دگرشکلی و دگرگونی بر اساس مطالعات کانی‌شناسی و میکروساختارهای کنترل‌کننده کانه‌زایی گرافیت که در ارتباط با تغلیظ کربن آلی موجود در رسوبات اولیه بوده، در محدوده بند چرک صورت گرفته است.

(Sengupta et al., 2005; Pal et al., 2010; Ghosh et al., 2013). به نظر می‌رسد، بسیاری از فابریک‌های غالب با حرارت بالا در ارتباط بوده، که متأثر از فابریک مربوط به درجه حرارت پایین است (e.g., Passchier and Trouw, 2005; Mukherjee, 2007, 2010a, b, 2011; Mukherjee and Koyi, 2010; Barker, 2013).

مجموعه کوه‌دم در حاشیه شرقی نوار ماگمایی ارومیه- دختر و بخش غربی خرده قاره ایران مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱). این ناحیه از نظر تقسیمات ساختاری در زیرپهنه انارک- خور قرار دارد. زمین‌شناسی ناحیه کوه‌دم با دگرگونی‌های کوه‌دم در تماس با مجموعه آذرین شناخته شده است. کهن‌ترین واحدهای سنگی مجموعه دگرگونی کوه‌دم، سن پرمین-تریاس دارند، که در حد رخساره شیست‌سبز و فیلیت بوده و دارای میان‌لایه‌هایی از آهک متبلور است (Davoudzadeh and Emami, 1972; Bagheri and Stampfli, 2008). این سنگ‌ها توسط آهک‌های اوربیتولین‌دار کرتاسه زیرین با دگرشیبی زاویه‌دار پوشیده شده‌اند. منطقه بندچرک با وسعت تقریبی ۳۰ کیلومتر مربع در مرکز ایران در محدوده کوه‌دم قرار دارد. دگرگونی محدوده بندچرک نیز جزئی از مجموعه دگرگونی کوه‌دم بوده و با



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی مجموعه فلززایی انارک (AMC) که در بخش مرکزی کمربند ارومیه- دختر قرار گرفته است. منطقه معدنی کوه‌دم در بخش مرکزی ناحیه انارک قرار گرفته است (NogoleSadat and Almasian, 1993). موقعیت محدوده بند چرک در نقشه با ستاره زرد رنگ مشخص شده است.
 Fig. 1. Geological map of the Anarak Metallogenic Complex (AMC), located in the central part of the Urmia-Dokhtar belt. The Koh-e-Dom district is located in the central part of the Anarak metallogenic complex (NogoleSadat and Almasian, 1993). The location of the Band-e-Cherk is marked with a yellow star on the map.

زمین‌شناسی و تکتونیک پهنه‌ انارک و کوه‌دم

منطقه فلززایی انارک، از شمال به گسل درونه، از غرب به پهنه آمیزه رنگین، بین زیرپهنه انارک و کوه دم، و از جنوب به فروافتادگی نابین-انارک محدود می‌شود (شکل ۲) (Ghorbani, 2007). ناحیه انارک از دیدگاه ساختمانی بین دو گسله امتدادلغز بزرگ، یعنی گسل درونه و گسل دهشیر- بافت قرار دارد (e.g., Tarkian et al., 1983; Romanko et al., 1984; Bagheri and Stampfli, 2008; Tabatabaei Manesh et al., 2021; Khalili and Torabi, 2023). سیستم گسلی که ناحیه انارک را تحت‌تأثیر قرار داده، به دو گروه اصلی و فرعی تقسیم می‌شوند؛ (۱) گسل‌های اصلی (مانند گسل ترکمنی- اوردیب، چاپدونی، بابابزرگی و بیاضه)، عمیق بوده و دارای سابقه فعالیت طولانی هستند. (۲) گسل‌های فرعی (مانند گسل‌های شمال انارک، کالکافی و چوپانان) که می‌توانند شاخه‌ای از گسل‌های اصلی باشند، پهنه‌های زمین‌ساختی منطقه را قطع کرده و در برخی موارد از آنها عبور می‌کنند. چین‌های ناحیه انارک به دو گروه اصلی تقسیم می‌شوند (Almasian, 1997)؛ (۱) چین‌هایی که در سنگ‌های قدیمی پی سنگ تشکیل شده‌اند و در واحدهای افیولیتی و دگرگونی انارک به وقوع پیوسته‌اند. این چین‌ها شامل، الف) بزرگ تاقدیس انارک: هسته این بزرگ تاقدیس متشکل از سنگ‌های اولترابازیکی و دگرگونی مربوط به افیولیت انارک می‌باشد؛ ب) تاقدیس کوه‌میله: که در نیمه شمالی یک چین Z شکل مشاهده می‌شود؛ ج) تاقدیس پتیار: با هسته متشکل از سنگ‌های الترابازیکی و دگر سان شده، به عنوان یک چین M شکل (جداکننده چین‌های Z شکل در یال شمالی و S شکل در یال جنوبی) در ناحیه لولای بزرگ تاقدیس انارک قرار دارد؛ د) ناودیس و تاقدیس کوه دره‌انجیر: که به عنوان یک چین S شکل در یال جنوبی بزرگ تاقدیس انارک در نظر گرفته می‌شود؛ ه) تاقدیس لاک: یکی بزرگترین تاقدیس در جنوب شرقی انارک بوده و متشکل از سنگ‌های واحد مرمر لاک است. هسته این تاقدیس M شکل، عموماً متشکل از سنگ‌های واحد چاه‌گره است؛ و) ناودیس دولدول: یال‌های

این ناودیس متشکل از سنگ‌های واحد مرمر لاک هستند. هسته ناودیس دولدول از واحدهای سنگی مرغاب و پتیار تشکیل شده است. ناودیس دولدول به صورت یک ناودیس تاقدیس‌گونه (Antiformal Syncline) مشاهده می‌شود. (۲) چین‌هایی که در سازندهای جدید ناحیه انارک رخ داده و در سازندهای قم و قرمز زیرین به وقوع پیوسته‌اند. این چین‌ها، شامل الف) ناودیس تالمسی: سازندهای متشکله عمدتاً از سازندهای قرمز زیرین و قم و در قسمت غرب سازند ائو سن- الیگو سن (EO) است؛ ب) ناودیس سه برز: در شمال غربی معدن متروکه سه برز قرار دارد.

به دلیل موقعیت ویژه زمین‌شناسی در ناحیه انارک گسله‌های امتداد لغز، انواع گسل‌های شیب‌لغز به ویژه گسله رانده، رورانده مشاهده می‌گردد. (۱) گسل درونه یا گسل بزرگ کویر (Stöcklin, 1972): این گسل از شمال غربی انارک تا نواحی شمالی کاشمر و از آنجا به سمت شرق به طرف افغانستان ادامه می‌یابد. این گسله به شکل قوسی، به عنوان مرز شمالی خرده قاره ایران مرکزی- شرقی در نظر گرفته شده است. مکانیسم گسله به صورت ترکیبی از حرکت امتدادلغز و شیب‌لغز (رانده) است. (۲) گسل ترکمنی- اوردیب: طول گسله در ناحیه انارک- خور در حدود ۱۶۲ کیلومتر و در امتداد آن به موازات گسل بزرگ کویر (N65E) است. این گسل را می‌توان به عنوان یک گسل ژرف در نظر گرفت. در بخش جنوب غربی این گسل زون برشی ترکمنی مشاهده می‌شود. (۳) راندگی در یال جنوبی بزرگ تاقدیس انارک: در این بخش اغلب گسل‌ها به صورت قاشقی مشاهده می‌شوند. گسل‌های رانده در یال جنوبی بزرگ تاقدیس انارک را می‌توان به ۴ گروه گسل‌های جداشده (Detachment Fault)، راندگی در عضوهای واحد چاه‌گره، راندگی در واحد مرمر لاک، راندگی در واحدهای پتیار و مرغاب، تقسیم‌بندی کرد (Almasian, 1997; Bagheri and Stampfli, 2008). (۴) راندگی در یال شمالی بزرگ تاقدیس انارک: در این بخش از بزرگ تاقدیس، مشابیه یال جنوبی، راندگی‌های متعدد و ساختمان‌های مرتبط با آن به طور

گسترده‌ای مشاهده می‌شود. به دلیل عملکرد تغییر شکل‌های نیرومند در این بخش از بزرگ تاقدیس انارک، میزان کوتاه‌شدگی بیشتر از یال جنوبی بزرگ تاقدیس است. به طوری که شیب طبقات در برخی قسمت‌ها افزایش یافته و گاه به صورت عمودی مشاهده می‌شود (Almasian, 1997).

در ناحیه انارک، از شمال نائین تا حوالی ساغند- پشت‌بادام، یک مجموعه شیستی تیره‌رنگ برونزد دارد، که مشتمل بر فیلیت‌های گرافیتی، کوارتزیت، سنگ‌آهک‌های متبلور، کلریت اپیدوت‌شیست، میکاشیست و پاراگنیس است. زمین‌شناسی پهنه فلززایی انارک متأثر از زمین‌شناسی ایران مرکزی است. پهنه‌های ساختاری انارک طبق تقسیم‌بندی تکنواکسپورت (Technoexport, 1984) عبارتند از: (۱) ماسیف انارک- خور، (۲) ماسیف پشت‌بادام، (۳) پهنه چین‌خورده سیمین پسین چاه‌پلنگ- بیاضه، (۴) پهنه چین‌خورده آلپین پیشین بیابانک، (۵) پهنه افیولیتی نائین- زوار (پهنه آمیزه رنگی)، (۶) پهنه‌های کوه‌دم و قلعه‌سردار، (۷) فروافتادگی حوضه‌های فرعی آلپی پسین. ویژگی‌های ساختاری در منطقه انارک تحت کنترل گسل بزرگ کویر و گسل‌های پی‌سنکی موازی با آن است (NogoleSadat and Almasian, 1993). گسل‌ها نقش مهم و بارزی در ساختار تکتونیک ناحیه انارک داشته و نقش مهمی را در جایگیری سنگ‌های آذرین و کانه‌زایی بعدی آن‌ها ایفا نموده‌اند (Bagheri and Stampfli, 2008).

قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه انارک متعلق به سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک (قبل از ۵۴۰ میلیون سال) بوده، که در زمان پالئوزوئیک بارها دچار دگرگونی شده و در مزوزوئیک و سنوزوئیک، تحت تأثیر رخداد‌های ماگماتیسم و فلززایی قرار گرفته است. قدیمی‌ترین سنگ‌های دگرگونه در محدوده انارک براساس سن‌سنجی K-Ar بر روی آمفیبول و میکا حدود ۲۲۲ میلیون سال قبل تخمین زده شده (Zanchi et al., 2009)، که متشکل از شیل رسی، دولومیت و ماسه‌سنگ دگرگونه است. (شکل ۱).

ماسیف انارک- خور و پهنه کوه‌دم توسط ادامه گسل بزرگ کویر و نیز پهنه آمیزه رنگین، از یکدیگر جدا شده‌اند (شکل ۱). مجموعه دگرگونی کوه‌دم، به موازات روند آتشفشانی شمال‌غربی- جنوب‌شرقی، میان دو کویر اصلی قرار گرفته و توسط دو گسل، گسل کویر بزرگ و گسل نائین- دهشیر بافت احاطه شده است (Bagheri and Stampfli, 2008). از لحاظ ساختاری، این منطقه توسط گسل‌هایی به ۳ بلوک کوچک‌تر قابل تقسیم است. ارتفاعات کوه‌دم شامل کوه‌های متعددی است که در امتداد ارومیه - دختر با شکل هلالی یا سیگموئیدال (Sigmoidal) کشیده شده است. گسل‌های طولی با روند NW-SE به موازات کمربند ماگمایی ارومیه- دختر هستند و شیب گسل‌ها معمولاً از ۶۰ تا ۹۰ درجه متغیر است. این گسل‌ها حرکات معکوس و راستگرد دارند و با تغییر شکل و تغییر امتداد از WNW به NW توأم هستند. شکل‌گیری در زمان سنوزوئیک، بخشی از سیستم گسل‌های امتداد لغز را ستگرد با روند NW-SE محسوب می‌شوند، که بخشی از ایران مرکزی را از کوه‌های زاگرس جدا نموده‌اند (Morley et al., 2009; Berberian and King, 1981). این گسل‌ها موجب شده ارتفاعات کوه‌دم از بیابان‌های شمال و جنوب متمایز شوند. گسل‌های عرضی با روند NE-SW در منطقه کوه‌دم عمود بر کمربند ماگمایی ارومیه- دختر هستند. این گسل‌ها حرکت نرمال چپگرد دارند که به نظر می‌رسد در زمان سنوزوئیک به حرکات امتدادلغز راستگرد با روند NW-SE تغییر یافته‌اند. این گسل‌ها نسبت به گسل‌های اولیه کوتاه‌تر بوده و معمولاً شکل هلالی دارند و موجب قطع‌شدگی و جابه‌جایی توده نفوذی کوه‌دم شده‌اند (Nadimi, 2010). گسل بزرگ کویر یا گسل درونه، یکی از بزرگترین گسل‌های ایران محسوب می‌شود و از جنوب‌شرقی کوه‌دم تا پهنه شرق ایران امتداد می‌یابد و نائین محل تقاطع دو گسل بزرگ کویر با گسل نائین است. این گسل در بخش غربی خود حرکات امتدادلغز چپگرد دارد. گسل نائین- دهشیر کمربند ماگمایی ارومیه- دختر را قطع و جابه‌جا کرده است. حرکات این گسل از معکوس را ستگرد در شمال اطراف نائین به نرمال راستگرد در جنوب تغییر می‌کند (Nadimi, 2010). از

(شکل ۲ و شکل ۳-a، b و c). بخش زیرین این واحدهای دگرگونی، از شیست‌های کلریت‌دار و بخش بالایی شامل فیلیت، کلریت‌شیست و سنگ‌های کربناته دگرگون شده است. این دو بخش مجموعاً را ستای شرقی-غربی و شیب ۳۰ تا ۶۰ درجه به طرف شمال داشته و در زیر سنگ‌های آهکی کرتاسه بالایی قرار گرفته‌اند. مرز این دو واحد به صورت دگرشیبی زاویه‌دار است. واحدهای دگرگونه پالئوزوئیک بالایی علاوه بر کوه‌دم بلندی‌های کوهستان گرگاب واقع در شمال‌غربی کوه‌دم را نیز تشکیل می‌دهند، که بخش زیادی از حاشیه جنوبی این کوهستان را پوشش می‌دهند.

بر اساس مشاهدات صحرایی در شیست‌های منطقه شواهدی از چین‌خوردگی و شیستوزیته قابل مشاهده است، که در میان این واحدهای سنگی، رگه‌های تأخیری کوارتز به فراوانی وجود دارد (شکل ۴-a، b و c). ترکیب سنگ دگرگونی اصلی در این مجموعه، شامل مسکوویت شیست، اپیدوت-هورنبلند-کالک شیست، مسکوویت-کلریت شیست، بیوتیت-گرافیت-کالک شیست، به همراه عدسی‌های کوارتزی است، که به دلیل مقاومت بالای کوارتز در مقابل فرسایش، واریزه‌های زیادی از کانی کوارتز در سطح این شیست‌ها دیده می‌شود و باعث شده است تا ظاهری سفید رنگ به این واحد دگرگونی بدهد (شکل ۴-a، b و c). بعد از این واحد، سنگ‌آهک‌های به سن کرتاسه زیرین قدیمی‌ترین واحد می‌باشند که عمدتاً در بخش شمالی و مرکز محدوده بندچرک دیده می‌شوند و بر روی سنگ‌های دگرگونی مجموعه کوه‌دم قرار گرفته‌اند (شکل ۴-d و e). آهک‌های دگرگون شده چین‌خوردگی شدید را تحمل کرده و تحت تأثیر تنش‌های تکتونیکی به اسلیت‌آهکی تبدیل شده‌اند. سنگ‌های میزبان اصلی دربرگیرنده کانه‌زایی گرافیت در محدوده بندچرک، شامل واحدهای بیوتیت شیست و به مقدار کمتر واحدهای مسکوویت شیست هستند.

فعالیت‌های تکتونیکی باعث ایجاد شیستوزیته و جهت‌یافتگی در ریزبلورهای گرافیت شده است. فعالیت‌های تکتونیکی، کنترل‌کننده ساختارهای منطقه از قبیل چین‌خوردگی و گسل‌ها، به صورت پلاستیکی و یا شکننا، بوده است. در ادامه تأثیر فعالیت‌های تکتونیکی

آنجایی که ناحیه کوه‌دم به شدت تحت تأثیر فرآیندهای تکتونیکی قرار گرفته است، سیستم‌های گسلی به طور عمده راستالغز همراه با درزه‌ها در این منطقه به خوبی گسترش یافته است. گسل‌های اصلی منطقه در سه روند کلی دیده می‌شوند، که عبارتند از: سیستم‌های گسلی در منطقه، با روندهای شمال‌غربی-جنوب‌شرقی، شرقی-غربی و شمالی-جنوبی نسبت به دو روند دیگر گسترش بیشتری دارند.

دگرگونی کوه‌دم در زیر آتشفشان‌های ائوسن فوقانی و نهشته‌های جوان مدفون شده‌اند. برای این مجموعه دگرگونی سن پرموتریاس در نظر گرفته شده است (e.g., Nabavi and Hushmandzadeh, 1983; Balini et al., 2009; Zanchi et al., 2015; Bagheri and Stampfli, 2008; Pirnia et al., 2020; Saccani et al., 2013; Shafaii Moghadam and Stern, 2015; Ahmadi et al., 2020).

این واحد دگرگونی متشکل از واحدهای متاولکانیک، فیلیت، واحدهای شیستی (شامل مسکوویت شیست، اپیدوت-هورنبلند-کالک شیست، مسکوویت-کلریت شیست، بیوتیت-گرافیت-کالک شیست) و سنگ‌های آهک بلورین است (شکل ۱).

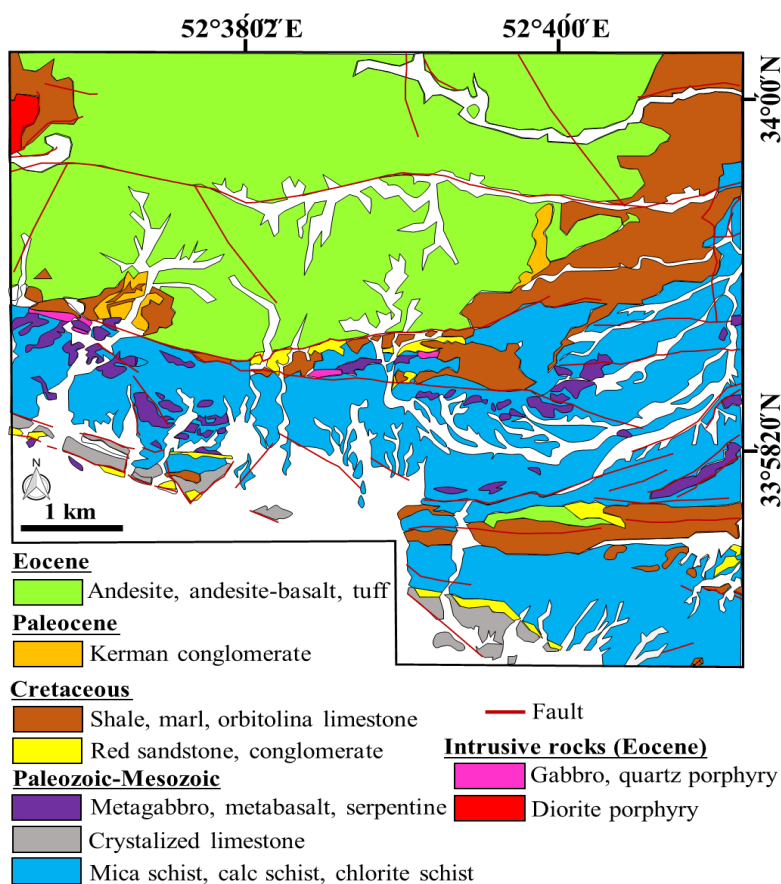
جوان‌ترین ویژگی‌های ساختاری منطقه توسط فرورفتگی‌های آلپین پسین و حوضه‌های کم‌عمقی که بر روی پهنه‌های تکتونیکی قرار گرفته‌اند، نشان داده می‌شود. ناپیوستگی‌های زاویه‌ای که توسط فازهای تکتونیکی ناحیه‌ای ایجاد می‌شوند، فواصل زمانی قبل از کرتاسه تا پس از پلیوسن را دربر می‌گیرند.

زمین‌ساخت و کانه‌زایی محدوده بندچرک

از لحاظ وضعیت سنگ‌شناسی محدوده بندچرک، شامل واحدهای دگرگونی مجموعه کوه‌دم متشکل از شیست (مسکوویت شیست، اپیدوت-هورنبلند-کالک شیست، مسکوویت-کلریت شیست، بیوتیت-گرافیت-کالک شیست)، مرمر و آهک بلورین به سن پالئوزوئیک بالایی (e.g., Nabavi and Hushmandzadeh, 1983; Balini et al., 2009; Zanchi et al., 2015; Bagheri and Stampfli, 2008; Pirnia et al., 2020; Saccani et al., 2013; Shafaii Moghadam and Stern, 2015; Ahmadi et al., 2020) است، که با روند شرقی-غربی در محدوده بندچرک مشاهده می‌شوند

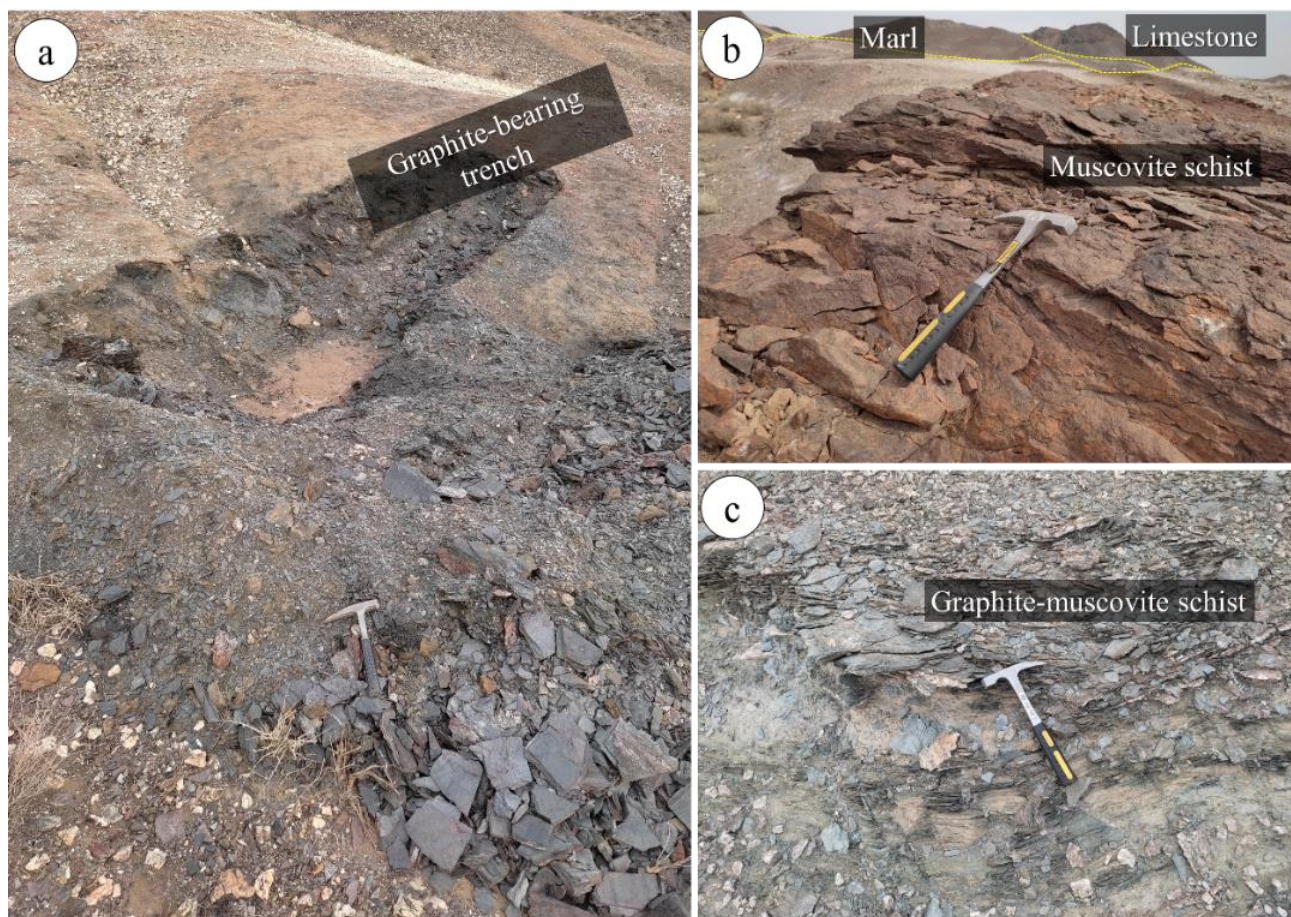
کانه‌زایی عمده در محدوده بندچرک به صورت تشکیل گرافیت همراه با سایر کانی‌های ورقه‌ای، در فضای بین شیستوزیت‌ها تشکیل شده است. کانه‌زایی هماتیت نیز در امتداد فضای شکستگی‌ها و نیز به صورت پراکنده در متن سنگ مشاهده می‌شود (Ghasemi Siani et al., 2024). بزرگترین رخنمون گرافیت در محدوده بندچرک، در شمال شرقی محدوده رخنمون دارد. گرافیت‌زایی در این بخش به صورت رخنمون‌های پرعیاری از لایه‌ها و عدسی‌های چین خورده و نامنظم کانسنگ گرافیتی، درون واحد گرافیت-مسکوویت شیست دگرسان شده مشاهده می‌شود.

بر روی هر یک از واحدهای زمین‌شناسی به صورت مختصر شرح داده شده است. سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی، آندزیت‌بازالتی و توف‌ها به سن ائوسن نیز در حجم زیادی بخش شمالی محدوده بندچرک را در بر گرفته‌اند. توده‌های نفوذی کوچکی با دگرسانی شدید با ترکیب دیوریتی نیز با مرز گسلی بر روی سنگ‌های دگرگونی محدوده بندچرک قرار گرفته‌اند. نهشته‌های کنگلومرای و مارنی عمده‌ترین سنگ‌های به سن پالئوسن در محدوده بندچرک هستند، که حاصل چرخه‌های فرسایشی رخداد لارامید می‌باشند. به طور عمده نهشته‌های کنگلومرای و ماسه سنگی است که بطور دگر شیب و گاه هم‌شیب، سنگ‌های کهن‌تر مانند شیست‌های مجموعه دگرگونی کوه‌دم به سن پالئوزوئیک را می‌پوشانند.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی محدوده اکتشافی بند چرک (با تغییرات از شارکووسکی و همکاران (Sharkovski et al., 1981)).

Fig. 2. Simplified geological map of the Band-e-Cherk exploration district (with modifications from Sharkovski et al., 1981).



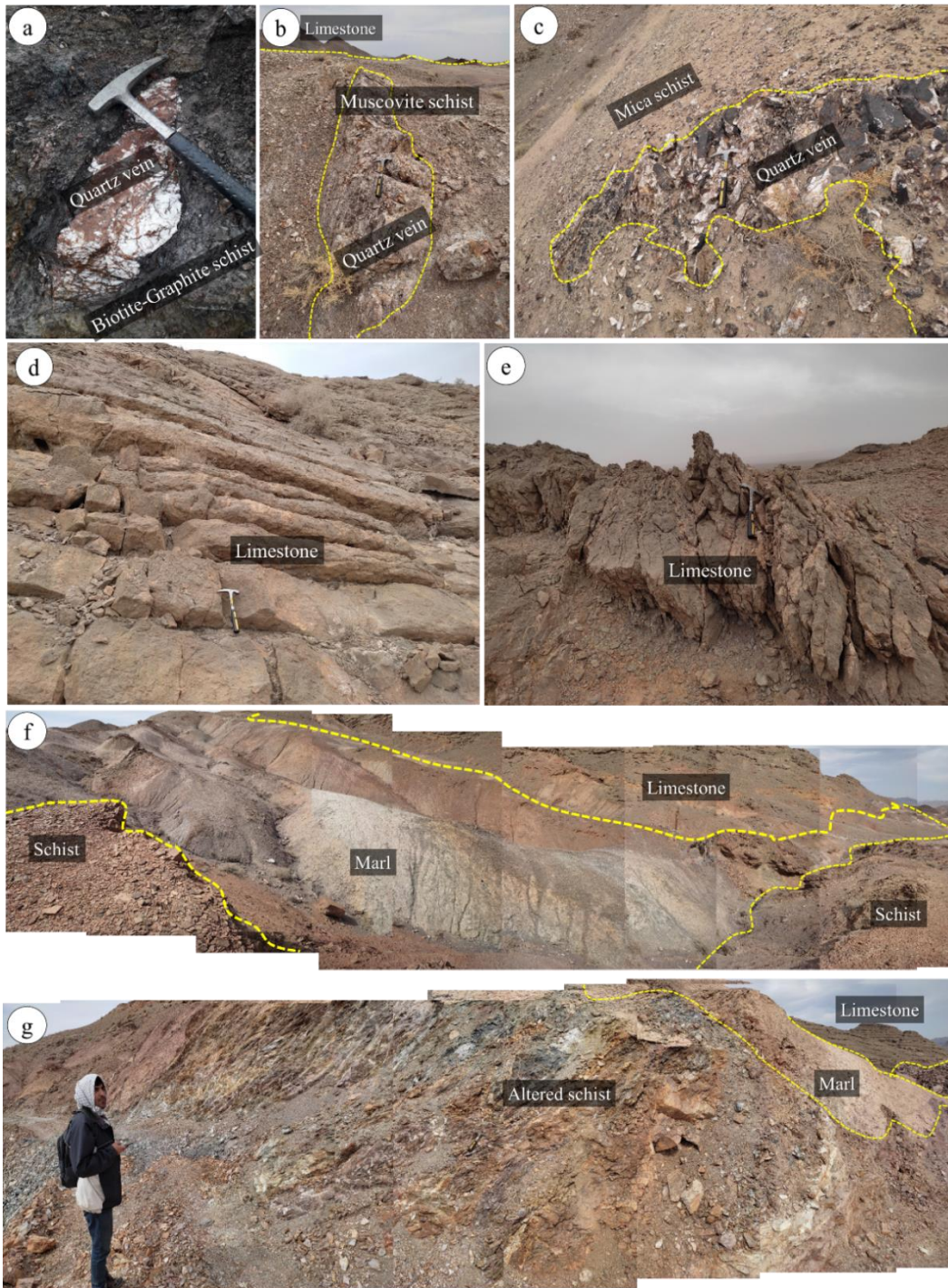
شکل ۳- حضور گسترده واحدهای دگرگونی شیستی مجموعه دگرگونی کوه‌دم در محدوده بندچرک. (a) ترانشه حفر شده بر روی شیست‌های میزبان گرافیت‌زایی؛ (b) رخنمون واحد مسکوویت‌شیست، و (c) رخنمون واحد گرافیت-مسکوویت‌شیست.

Fig. 3. Widespread presence of schist metamorphic units of the Kuh-e-Dom metamorphic complex in the Band-e-Cherk district. a) Exploration trench on schists hosting graphitization; b) outcrop of muscovite schist and c) outcrop of graphite-muscovite schist.

تهیه شد. نمونه‌ها بعد از تهیه، در آزمایشگاه کانی‌شناسی نوری دانشگاه خوارزمی تهران و مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (IMPRC) توسط میکروسکوپ زایس (ZEISS) مدل Axioplan 2 مورد مطالعه قرار گرفت.

مواد و روش‌ها

به منظور انجام مطالعه ریزساختارهای موجود در محدوده بندچرک، طی بررسی‌های میدانی در چندین نوبت، تعداد ۷۰ مقطع میکروسکوپی (نازک- صیقلی و صیقلی) از واحدهای دگرگونی شیستی در کارگاه تهیه مقاطع میکروسکوپی دانشگاه خوارزمی تهران



شکل ۴- a، b و c) تشکیل عدسی‌ها و رگچه‌های کوارتزی در داخل سنگ‌های دگرگونی؛ d و e) رخمون سنگ‌آهک‌های بلورین مربوط به مجموعه دگرگونی کوه‌دم در بخش غربی محدوده بندچرک؛ f) همبندی شیست حاوی گرافیت با مارن و سنگ‌آهک، و g: واحدهای شیستی دگرسان‌شده در بخش زیرین واحدهای مارنی.

Fig. 4. a, b and c) The formation of quartz lenses and veinlets within the metamorphic rocks; d and e) Outcrop of crystalline limestone associated with the Kuh-e-Dom metamorphic complex in the western part of the Band-e-Cherk district; f) Contact of shale with marl and limestone; and g) Altered schist in the lower part of the marl.

نتایج و بحث

ساختار و دگرشکلی

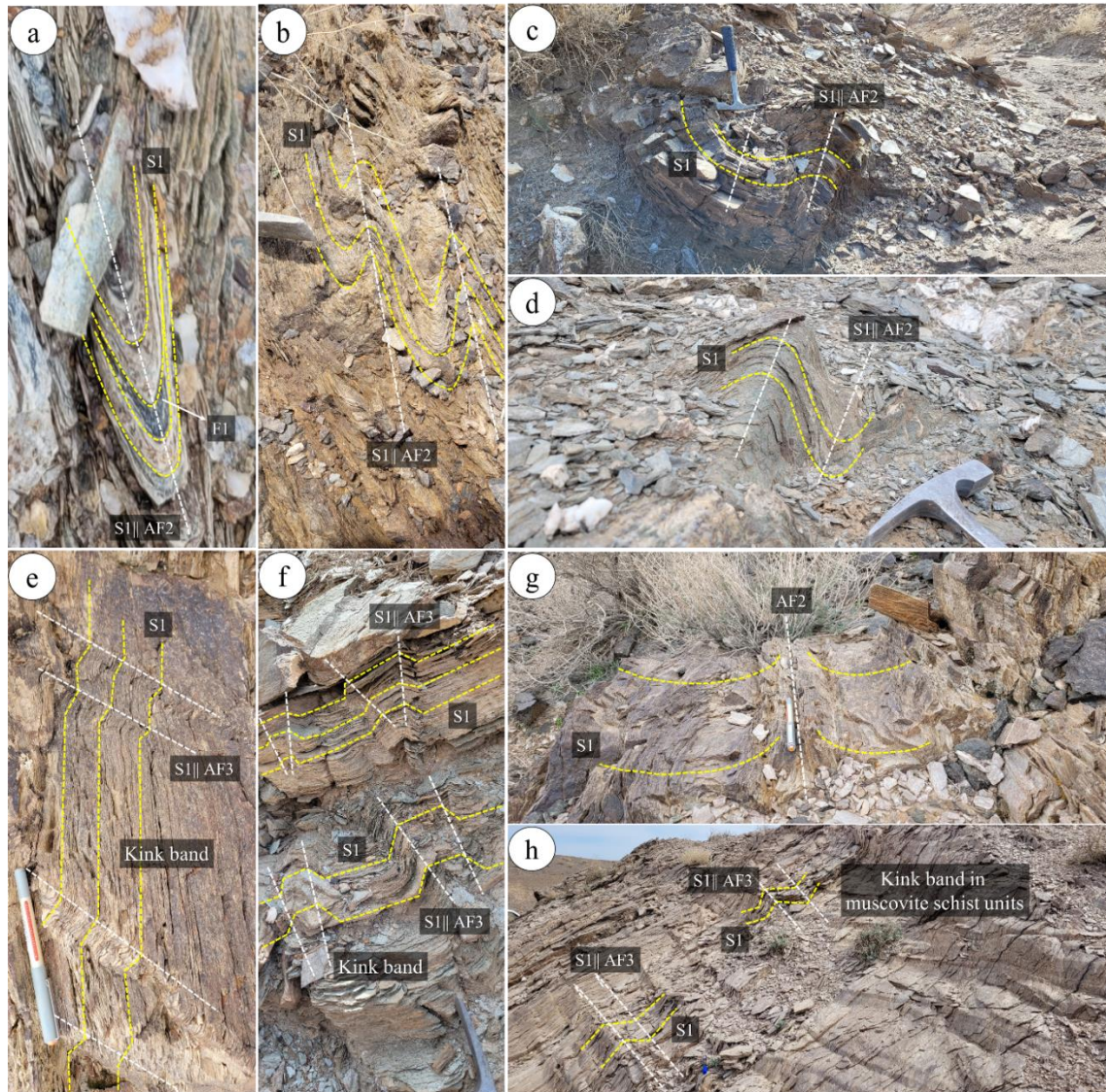
مطالعات ساختاری انجام شده در محدوده بندچرک در واحدهای رخنمون‌یافته، نشان‌دهنده تأثیر فازهای متعدد شدید دگرریختی در محدوده است، به طوری که توالی‌های سنگی رخنمون‌یافته در محدوده، تحت تأثیر این فازها، نظم و ترتیب اولیه خود را از دست داده و واحدهای لیتولوژیکی مختلف با ساختارها و فابریک‌های متفاوتی را به وجود آورده است. نوع و شدت دگرشکلی ایجاد شده یکسان نبوده و انواع دگرشکلی‌های شکل‌پذیر و شکننا همراه با واحدهای لیتولوژیکی مختلف با ساختارها و فابریک‌های متنوعی را ایجاد نموده است. مهم‌ترین دگرشکلی که ساختار محدوده بندچرک را به وجود آورده، دگرشکلی شکل‌پذیر است، که آثار آن به صورت میلونیتی شدن سنگ‌ها، گسترش برگوارگی غالب میلونیتی و دیگر فابریک‌های پهنه‌های بُرشی در سنگ‌ها تظاهر نموده است. در محدوده بندچرک، علاوه بر دگرشکلی شکل‌پذیر، دگرشکلی شکننا نیز گسترش دارد که آثار آن به صورت تشکیل شکستگی‌ها و رگه‌های کوارتزی تأخیری قطع‌کننده واحدهای شیستی مشاهده می‌شود.

سنگ‌های دگرگونی شیستی پایین‌ترین بخش توالی دگرگونی ناحیه‌ای در محدوده مورد مطالعه هستند. این سنگ‌ها تا رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند. قاسمی سیانی و همکاران (Ghasemi Siani et al., 2024)، با استفاده از مطالعات طیف‌سنجی رامان، دمای گرافیتی شدن در واحدهای میزبان شیستی محدوده بندچرک را حدود ۴۳۶ درجه سانتی‌گراد تخمین زدند و آن را معادل شرایط دمایی رخساره دگرگونی شیست سبز در نظر گرفتند. سنگ‌های دگرگونی شیستی مجموعه کوه‌دم از روند گسل‌های منطقه تبعیت می‌کنند. رخنمون بسیار خوبی از گسل‌ها در افق سنگ‌آهکی به سن کرتاسه زیرین در بخش شمال شرقی محدوده قابل مشاهده است. واحدهای شیستی محدوده مورد مطالعه تحت تأثیر سه فاز اصلی چین‌خوردگی و دگرریختی قرار گرفته‌اند. فاز اول چین‌خوردگی در طی دگرگونی ناحیه‌ای (M1) و رویداد چین‌خوردگی نسل اول (F1) که اولین

حرکات تکتونیکی در محدوده است قرار گرفته‌اند. در واحدهای شیستی محدوده بندچرک، برگوارگی اغلب قبل از S1 نیز مشاهده می‌شود (S0) که تشکیل آن توسط اولین مرحله دگرگونی (M1) قبل از اولین مرحله دگرشکلی (D1) به صورت ایستا رخ داده و استرس و یا نیروهای جانبی دخالت نداشته‌اند. چین‌های این مرحله از دگرشکلی در محدوده بندچرک مشاهده نشده است. چین‌های این مرحله اغلب به سته تا یال موازی یا سطح محوری تقریباً افقی هستند و روند محور آنها راستای غالب شمال شرقی - جنوب غربی دارد (شکل ۵-ا). برگوارگی این نسل غالب بوده و از نوع برگوارگی سطح محوری و در مناطقی از نوع برگوارگی میلونیتی است. دگرگونی نسل اول (D1) ناشی از دگرگونی ناحیه‌ای بوده و باعث تشکیل چین‌های نسل اول (F1) و ایجاد برگوارگی نسل اول (S1) به موازات سطح محوری این چین‌ها شده است. سطوح S1 برگوارگی باعث جهت‌یافتگی کانی‌های میکایی در واحدهای شیستی شده است. جهت‌یافتگی کانی‌های صفحه‌ای، مانند کلریت، مسکوویت و بیوتیت در برخی نمونه‌ها باعث ایجاد شیستوزیته شده است. طبیعی است که این برگوارگی در بخش‌هایی نظیر یال‌های چین، موازی با لایه‌بندی و در بخش‌هایی نیز آن را قطع کند. بررسی‌های انجام شده نشان‌دهنده ارتباط مکانی و زمانی دگرشکلی با دگرسانی است. این مرحله از دگرشکلی (D1) در نهایت کانه‌زایی در امتداد برگوارگی را تشکیل می‌دهد. نسل دوم دگرگونی (M2) به صورت دگرگونی مجاورتی در اطراف توده نفوذی مشاهده می‌شود، که زمان وقوع این فرآیندها متفاوت و در ارتباط با نفوذ توده دیوریتی است. نفوذ توده دیوریتی تغییرات چشمگیری در شیب و امتداد لایه‌های آهکی و نیز مورفولوژی منطقه ایجاد کرده است. هنگامی که حرارت منطقه زیاد بوده، توده نفوذی کوچکی با ترکیب دیوریتی به درون مجموعه‌های سنگی نفوذ کرده و در اطراف خود هاله دگرگونی مجاورتی ایجاد کرده است. زمان نسبی نفوذ این توده بین دگرشکلی اول (D1) و دوم (D2) است. رویداد دگرشکلی نسل دوم (D2) شدیدترین دگرشکلی منطقه محسوب می‌شود که باعث تشکیل چین‌های نسل دوم (F2) و برگوارگی نسل دوم (S2)، با

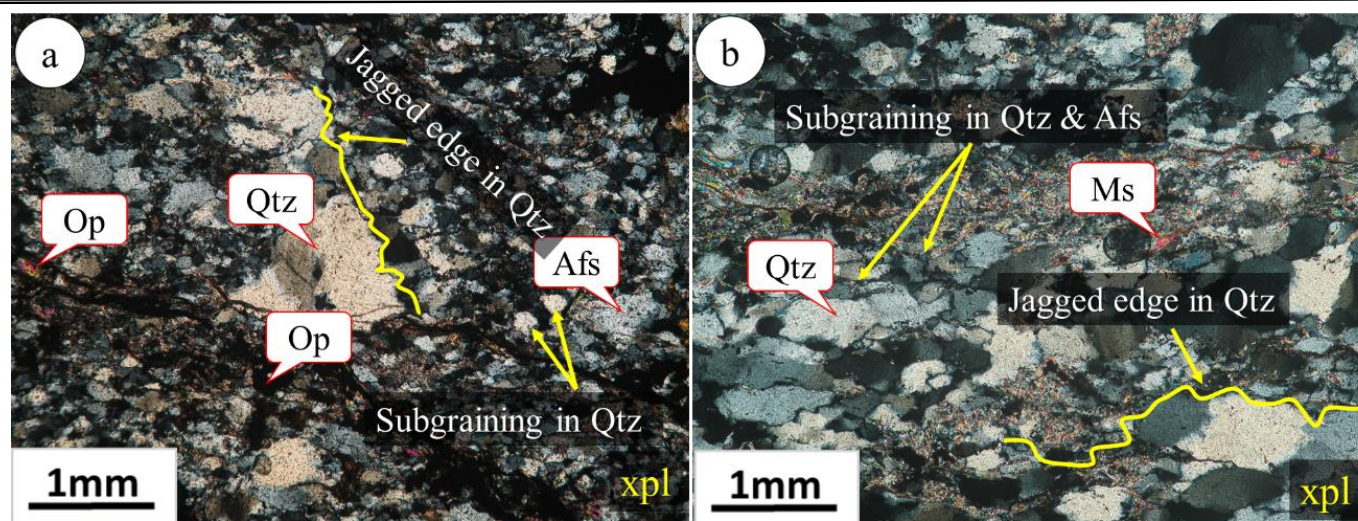
را ستای ۵۰ تا ۶۰ و شیب ۶۰ تا ۸۰ درجه به سمت شمال‌غربی در واحدهای شیستی شده است. رخداد گسله‌های معکوس را ستگرد و امتدادلغز به ترتیب با روند شرقی- غربی و شمال‌غربی- جنوب شرقی باعث تغییر در روند سطوح شیستوزیتة S1 و S2 شده است. یکی از مهم‌ترین آثار این مرحله از دگرشکلی، میلونیتی‌شدن سنگ‌های منطقه است، که پهنه‌های برشی شکل‌پذیر را در پال چین‌ها تشکیل داده است. این مرحله از دگرشکلی (D2) کانه‌زایی توده‌ای و عدسی شکل را در واحدهای شیستی مجاور توده دیوریتی پدید آورده است. فاز کانه‌زایی گرافیت را در محدوده بندچرک تشکیل می‌دهد (شکل ۵- b, c و d). دگرشکلی مرحله سوم (D3) جوان‌ترین دگرشکلی موجود در منطقه است که ساختارهای اصلی از آن بیشتر در مقیاس رخنمون دیده شده و سبب شکل‌گیری مورفولوژی کنونی منطقه شده است. فاز سوم و پایانی چین‌خوردگی (F3) و دگرشکلی (D3) در محدوده مورد مطالعه به صورت ایجاد ساختاری‌های کینک‌باند (Kink band) در واحدهای مسکوویت شیست واقع در بخش غربی محدوده بندچرک شده است. در ایجاد این فاز دگرشکلی و چین‌خوردگی، نقش فشارهای جهت‌دار بارز بوده است (شکل ۵- e,

f, g و h). همچنین، واحدهای شیستی تحت تأثیر فرآیندهای تکتونیکی (D3) به شدت خرد و درزه‌دار شده و بلورهای کوارتز و آلکالی فلدسپار بافت مضرسی یا دندان‌های و ساب‌گرین‌شدگی را نشان می‌دهند (شکل ۶- a و b). درجه دگرشکلی در یک پهنه برشی شکل‌پذیر، از حاشیه‌ها به طرف مرکز پهنه برشی، افزایش شدیدی نشان می‌دهد (Zhou et al., 1991). هرچند در پهنه برشی محدوده بندچرک، این حالت به وضوح مشاهده نمی‌شود، اما شدت دگرشکلی کم و بیش از خارج پهنه به سمت داخل، در راستای عمود بر پهنه برشی افزایش می‌یابد. در طی دگرگونی دینامیک (M3) نقش فشار به مراتب بیش از حرارت بوده است. نیروهای تکتونیکی باعث شده تا بلورهای سالم کوارتز در برابر این نیروها دارای خاموشی موجی شده، سپس با تمدید فشار وارده، دگرریختی شکننا (Brittle deformation) یا خردشدگی، دانه‌ریز شدن بلور و تبدیل آن به بلورهای کوچکتر، دنبال شده و بافت ساروجی یا مضرسی را در سنگ پدید آورده است (e.g., Stipp and Kunze, 2008; Ghosh et al., 2013). بافت مضرسی نشان‌دهنده مهاجرت مرز دانه‌ها است (Passchier and Trouw, 2005).



شکل ۵- a) در اثر عملکرد نیروهای دینامیکی در واحدهای شیستی محدوده بندچرک، چین‌های نسل اول (F1) ایجاد شده‌اند. سطح محوری چین خوردگی نسل دوم (AF2) بر سطوح برگوارگی نسل اول (S1) عمود است. b, c و d) تأثیر فاز دوم دگرشکلی (D2) باعث تغییر در سطوح برگوارگی نسل اول (S1) و نیز تشکیل چین‌های نسل دوم (F2) شده است. سطح محوری چین خوردگی نسل دوم (AF2) بر سطوح برگوارگی نسل اول (S1) عمود است. e, f, g و h) فاز سوم چین خوردگی (F3) و دگرشکلی (D3)، موجب ایجاد ساختاری‌های کینک‌بند در واحدهای مسکوویت شیست شده است. در این ساختارها، سطح محوری چین خوردگی نسل سوم (AF3) بر سطوح برگوارگی نسل اول (S1) عمود است. علائم اختصاری: S1: برگوارگی نسل اول، F1: چین خوردگی نسل اول، AF2: سطح محوری چین خوردگی نسل دوم، AF3: سطح محوری چین خوردگی نسل سوم.

Fig. 5. a) As a result of the action of dynamic forces in the tectonic units of the Band-e-Cherk district, first generation folds (F1) have been formed. The axial plane of the second generation folding (AF2) is perpendicular to the planes of the first generation (S1). b, c and d) The effect of the second deformation phase (D2) has caused a change in the plane of the first generation folds (S1) and the formation of the second generation folds (F2). The axial plane of the second generation fold (AF2) is perpendicular to the planes of the first generation (S1). e, f, g and h) The third phase of folding (F3) and deformation (D3) has created kink band structures in the Muscovite schist units. In these structures, the axial plane of the third generation fold (AF3) is perpendicular to the planes of the first generation (S1). Abbreviations: S1: first generation foliation, F1: first generation folding, AF2: second generation folding axial plane, AF3: third generation folding axial plane.



شکل ۶- a) دگرشکلی سبب مهاجرت مرز دانه‌ای و تشکیل ساب‌گرین‌شدگی در کانی کوارتز شده‌اند؛ b) تبلور مجدد و ایجاد حاشیه مضرسی در کوارتز. نیروهای تکتونیکی باعث ایجاد ساب‌گرین‌شدگی و حاشیه مضرسی در کانی‌های کوارتز شده‌اند. تصاویر در نور عبوری هستند. علائم اختصاری شامل Qtz: کوارتز، Chl: کلریت، Ep: اپیدوت، Afs: آلکالی‌فلدسپار، Ms: مسکوویت، Op: کانی کدر.

Fig. 6. a) Tectonic forces have caused subgraining in quartz mineral; b) Recrystallization and formation of a jagged edge in quartz. Tectonic forces have caused subgraining and jagged edge in quartz minerals. The images were taken in transmitted light. Abbreviations are Qtz: quartz, Afs: alkali feldspar, Ms: muscovite, Op: opaque mineral.

تبلور مجدد

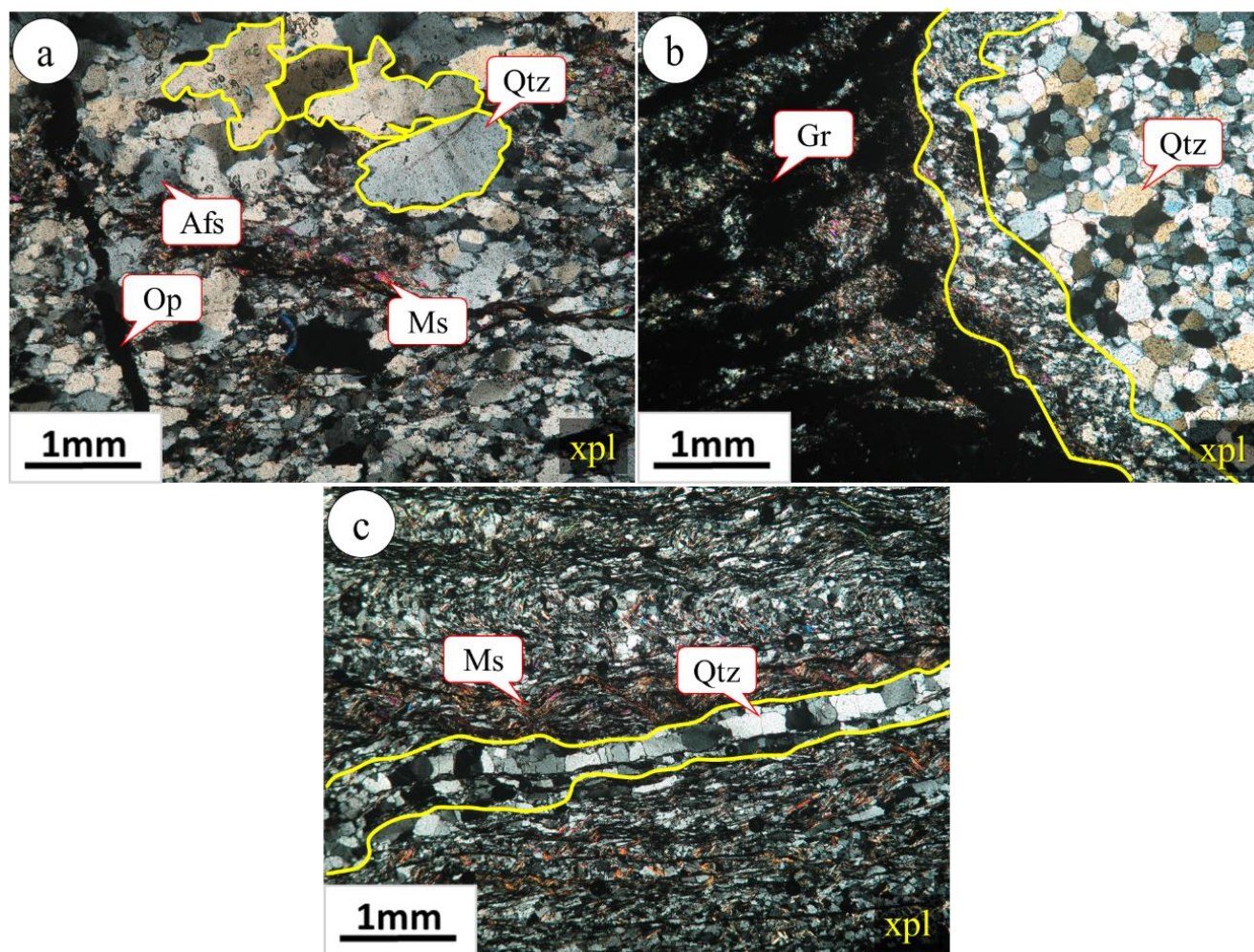
بلورهای قدیمی معمولاً به وسیله بلورهای حاصل از تبلور مجدد احاطه شده‌اند. بنابر این، تبلور مجدد (BLG) در دمای پایین و در واپسین مراحل اعمال تنش‌های دینامیکی بر منطقه و ایجاد دگرریختی شکنا، در بلورهای کوارتز پدیدار گشته است.

۲) تبلور مجدد همراه با چرخش ساب‌گرین (SGR: Subgrain rotation recrystallization): این مرحله در نتیجه رشد یک بلور جدید در اثر از دست دادن جهت‌یافتگی تدریجی همراه با چرخش بلور ساب‌گرین، ایجاد شده و بلورهای قدیمی به وسیله ساب‌گرین‌ها و شبکه بلورهای جدید، کاملاً جایگزین شده‌اند (e.g., de Bresser et al., 2002; Ulrich et al., 2002; Passchier and Trouw, 2005; Bestmann and Prior, 2003; Barnhoorn et al., 2004). این مرحله از تبلور مجدد، با دمای تشکیل گرافیت در حدود ۴۳۶ درجه سانتی‌گراد (معادل رخ‌ساره دگرگونی شیست سبز) بدست آمده از طریق مطالعات طیف‌سنجی رامان شیست‌های گرافیت‌دار محدوده بندچرک توسط قاسمی سیانی و همکاران (Ghasemi Siani et al., 2024)، مطابقت دارد. تبلور مجدد همراه با چرخش ساب‌گرین

وجود سه نوع مکانیسم دگرریختی را می‌توان بر مبنای افزایش حرارت و کاهش تنش (شامل برآمدگی، تبلور مجدد با چرخش ساب‌گرین و تبلور مجدد همراه با مهاجرت مرز دانه)، برای ایجاد تبلور مجدد در کوارتزهای موجود در لیتولوژی‌های محدوده بند چرک، در نظر گرفت (e.g., Shigematsu, 1999; Koehn et al., 2000, 2003; Stipp et al., 2002).

۱) تبلور مجدد با برآمدگی (BLG: Low-temperature grain boundary migration or bulging): در محدوده مورد مطالعه، بخش‌های برآمده کوارتز از بخش اصلی مستقل‌شده و بلورهای مستقل کوارتز کوچک دارای مرزهای مشخص در داخل آن مشاهده شده‌اند (e.g., Heidelbach et al., 2000; Lloyd, 2000, 2004; Stipp et al., 2002; de Ronde et al., 2004, 2005; Holyoke and Tullis, 2006; Terry and Heidebach, 2006) (شکل ۷- a و b). تبلور با روش BLG اغلب در حاشیه بلورهای قدیمی همچنین در محل اتصال‌های سه‌گانه بلورها مشاهده می‌شود. باقیمانده‌های

(SGR) در واقع مراحل میانی فرآیند تنش و دگرشکلی در حرارت‌های بالا و به صورت شکل‌پذیر (Ductile) در بلورهای کوارتز افتاده است (شکل ۷- c).



شکل ۷- a و b) تطابق ساب‌گرین‌شدگی همراه با تبلور مجدد با برآمدگی (BLG) در کوارتز، و c) تطابق تشکیل رگچه چندبلوری کوارتز در نتیجه تبلور دینامیکی از نوع SGR در راستای جهت‌یافتگی و مطابق با دمای تشکیل گرافیت در محدوده بندچرک. تصاویر در نور عبوری هستند. علائم اختصاری شامل Qtz: کوارتز، Afs: آلکالی‌فلدسپار، Ms: مسکوویت، Gr: گرافیت، Op: کانی کدر.

Fig. 7. a and b) Correspondence of subgraining with bulge recrystallization (BLG) in quartz, and c) Correspondence of formation of polycrystalline quartz vein as a result of dynamic crystallization of the SGR type in the direction of orientation and in accordance with the formation temperature of graphite in the Band-e-Cherk district. Photographs were taken in transmitted light. Abbreviations are Qtz: quartz, Afs: alkali feldspar, Ms: muscovite, Gr: graphite, Op: opaque mineral.

در محدوده بندچرک مشاهده می‌شود. بر اساس پاشیر و ترو (Passchier and Trouw, 2005) خصوصیات برگوارگی اولیه در محدوده مورد مطالعه، شامل: ۱) ساختارهای رسوبی (مانند دانه‌بندی و نواربندی لایگون) باقی‌مانده از سنگ مادر اولیه (شکل ۸- a و b؛ ۲)

برگوارگی‌ها (foliations)

برگوارگی اولیه

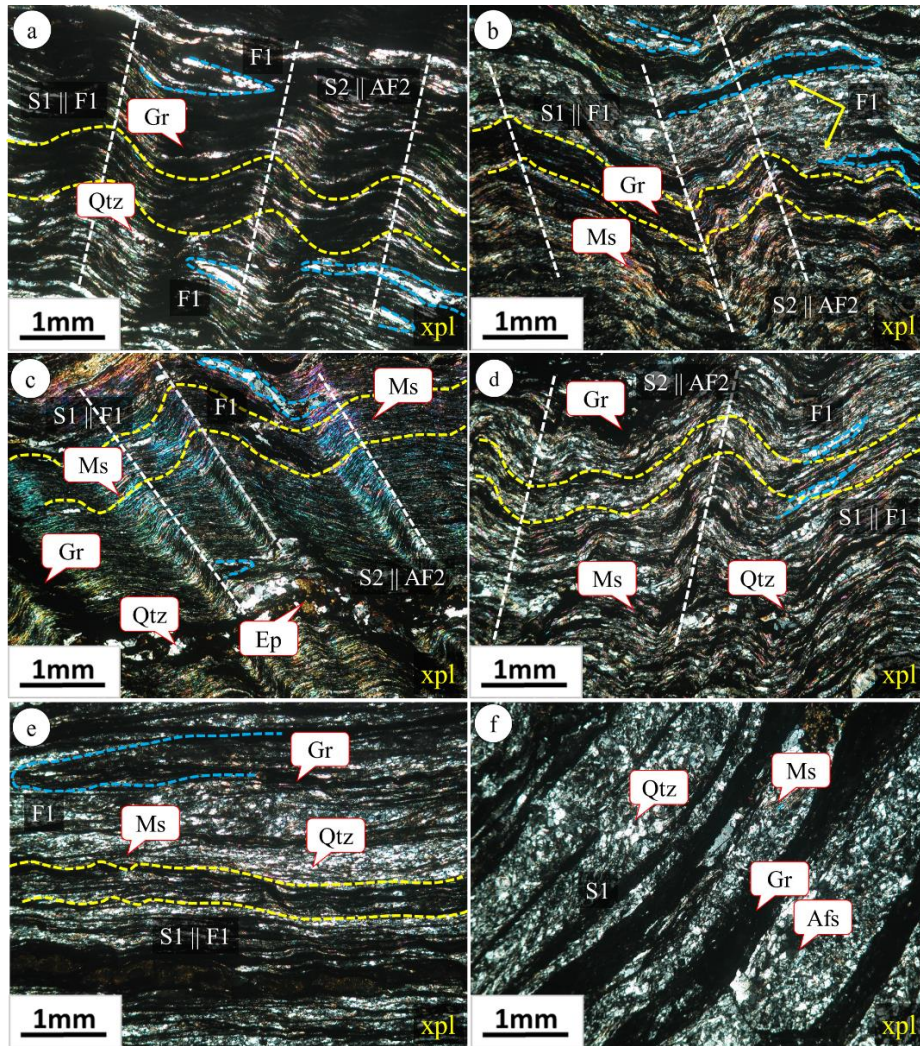
برگوارگی‌های اولیه در محدوده بندچرک، به صورت ساختارهای مرتبط با مراحل تشکیل سنگ حضور دارند. این برگوارگی به فراوانی

دا نه‌بندی و نواربندی لایگون) از قبل موجود؛ ۲) عدم تغییر در ضخامت لایه‌ها و وجود تناوب کانی‌شناسی در لایه‌بندی (تناوبی از لایه‌های روشن کوارتز-فلدسپاتی و لایه‌های تیره گرافیت) (شکل ۸-۸-۱)؛ ۳) ایجاد حالت عدسی‌شکل و تافته (anastomosing) در لایه‌بندی متشکل از تجمعات بلوری کوارتز-فلدسپاتی (شکل ۸-۸-۲) است. در جریان رخداد دگرریختی شکل‌پذیر همگنی که محدوده مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار داده، بلورهای مسکوویت و کوارتز-فلدسپات، که با جهت‌یابی متفاوتی در سنگ حضور داشتند، ترجیحاً به یک روند غالب تغییر خواهند کرد. این جهت‌یافتگی غالب به وجود آمده، صفحه XY را در بیضوی نهایی کرنش مشخص خواهد کرد (Jeffery, 1922; March, 1932) (شکل ۸-۸-۳ تا d). این حالت برای دانه‌های کشیده و طولیل شده سنگ، مانند مسکوویت نیز صادق است (e.g., Wood and Oertel, 1980). در واحدهای شیستی محدوده مورد مطالعه، فرارگیری دانه‌های طولیل‌شده (کوارتز-فلدسپات) و صفحه‌ای (مسکوویت) در جهات مختلف در یک پهنه بُرشی فاصله‌دار، چرخش آن‌ها در این پهنه‌های بُرشی باعث ایجاد یک برگوارگی همگن فاصله‌دار در سنگ اولیه شده است (Wilson, 1984) (شکل ۸-۸-۴ و f). بلورهای مسکوویت تقریباً موازی هم و با فاصله کم در پهنه بُرشی قرار می‌گیرند (Wilson, 1984).

تفاوت در ضخامت لایه‌بندی کوارتز-فلدسپاتی که در جهت عمود بر امتداد لایه‌بندی مشاهده می‌شود (شکل ۸-۸-۳)؛ تفاوت در ترکیب و اندازه دانه‌ها در لایه‌بندی (شکل ۸-۸-۴ و d)؛ به گونه‌ای که لایه‌بندی متناوب کوارتز-فلدسپاتی و گرافیتی چین‌خورده S1 موازی با S0 به صورت برگوارگی اولیه افقی، به همراه برگوارگی فاصله‌دار S2 به صورت برگوارگی ثانویه تقریباً عمودی، در تناوب لایه‌های گرافیتی (تیره) و کوارتز-فلدسپاتی (روشن) گسترش یافته است (شکل ۸-۸-۵، b و c). در این مرحله، سطح محوری چین‌خوردگی نسل دوم (AF2) بر سطوح برگوارگی نسل اول (S1) عمود است. برگوارگی نسل دوم (S2) نیز منطبق و هم‌روند با سطح محوری چین‌خوردگی نسل دوم (AF2) ایجاد شده است (شکل ۸-۸-۴)؛ شناسایی لایه‌بندی صفحه‌ای در مقاطع مورد مطالعه (شکل ۸-۸-۵) است.

برگوارگی ثانویه

برگوارگی‌های ثانویه در محدوده بند چرک در پاسخ به دگرریختی دائمی در سنگ گسترش یافته است (e.g., Siddans, 1972; Wood, 1974; Means, 1977; Skrotzki, 1994; Williams et al., 2001; Fueten et al., 2002). این برگوارگی‌ها در محدوده مورد مطالعه گسترش زیادی دارد. شواهد برگوارگی ثانویه در محدوده مورد مطالعه، شامل: ۱) از بین رفتن ساخت‌های رسوبی اولیه (اعم از



شکل ۸- تصاویر میکروسکوپی از رخداد برگوارگی و چین‌خوردگی در محدوده بندچرک. (a و b) لایه‌بندی چین‌خورده S1 (برگوارگی اولیه به صورت افقی) موازی با S0 به همراه برگوارگی فاصله‌دار S2 (برگوارگی ثانویه به صورت تقریباً عمودی) که در تناوب لایه‌های گرافیتی (تیره) و کوارتز-فلدسپاتی (روشن) گسترش پیدا کرده است. سطح محوری چین‌های نسل اول (AF1) همروند با برگوارگی نسل اول (S1) مشاهده می‌شود. سطح محوری چین‌خوردگی نسل دوم (AF2) عمود بر سطوح برگوارگی نسل اول (S1) قابل مشاهده است، (c و d) سطح محوری چین‌های نسل اول (AF1) همروند با برگوارگی نسل اول (S1) متشکل از تناوب لایه‌های گرافیت و کوارتز-فلدسپاتی ایجاد شده است. برگوارگی نسل دوم (S2) نیز منطبق و همروند با سطح محوری چین‌خوردگی نسل دوم (AF2) ایجاد شده است، (e و f) برگوارگی ثانویه (S2) که از جدایش کانی‌های کوارتز-فلدسپاتی و گرافیت در یال کنگره‌ها به وجود آمده، به حالت افقی مشاهده می‌شود. در این برگوارگی S1 موازی S0 است. لایه‌بندی متناوب کوارتز-فلدسپاتی و گرافیت ثانویه (S2) حالتی یکسان و بکنواخت دارد که به صورت موزون در صفحات افقی قرار گرفته است. در این تصاویر، ترکیب و اندازه دانه‌ها در لایه‌ها متفاوت است. تصاویر در نور عبوری هستند. علائم اختصاری (Gr): گرافیت، (Qtz): کوارتز، (Ms): مسکوویت، (Afs): آلکالی‌فلدسپار، (Ep): اپیدوت.

Fig. 8. Microscopic images of the occurrence of foliation and folding in the Band-e-Cherk district. a and b) Folded layering S0 (horizontal primary foliation) along with S2 spaced foliation (almost vertical secondary foliation) which is extended in alternating graphite (dark) and quartz-feldspar (light) layers. The axial plane of the first generation fold (AF1) is observed together with the first generation foliation (S1). The axial plane of the second generation of folds (AF2) is visible perpendicular to the foliation planes of the first generation (S1), c and d) The axial plane of the first generation fold (AF1) coincides with the first generation foliation (S1), which consists of alternating layers of graphite and quartz-feldspar. The second generation foliation (S2) also coincides with the

axial plane of the second generation fold (AF2). e and f) The secondary foliation (S2) in the studied area, which was created from the separation of quartz-feldspar and graphite minerals on the edge of congresses, is observed horizontally. In this foliation, S1 is parallel to S0. Alternating layering of quartz-feldspar and secondary graphite (S2) has the same and uniform state, which is harmonic in horizontal planes. Alternating layering of quartz-feldspar and secondary graphite (S2) has the same and uniform state, which is balanced in horizontal planes. In these images, the composition and size of the grains are different in the layers. Microscopic images were taken in transmitted light. Abbreviations (Gr: graphite, Qtz: quartz, Ms: muscovite, Afs: alkali feldspar, Ep: epidote).

پهنه‌های بُرشی شکل‌پذیر

کینک‌باند (Kink band) در پهنه‌های برشی

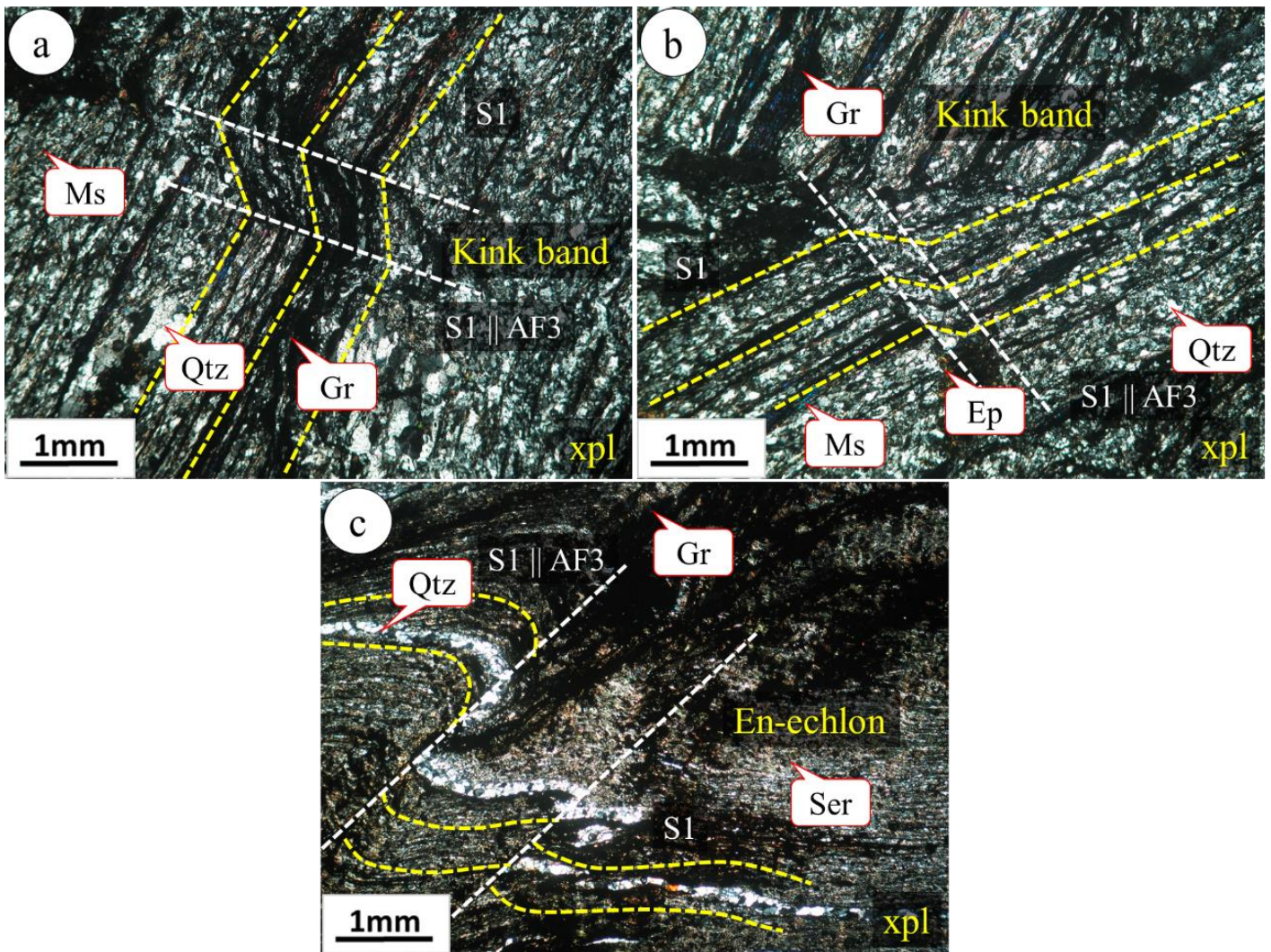
دگرریختی در پهنه بُرشی محدوده بندچرک، عمدتاً به صورت شکل‌پذیر رخ داده است. تجمعات بلوری نواری شکل کوارتز-فلدسپاتی موجود در واحدهای شیستی محدوده بندچرک، پدیده دگرریختی شکل‌پذیر را به صورت وجود کینک‌باند به نمایش می‌گذارد. در این محدوده، کینک‌باند معمولاً به صورت چین‌هایی با مقیاس کوچک و و یال‌های تخت و هموار و با طول‌های نابرابر رخ می‌دهد. سنگ در اثر اعمال تنش (دگرریختی شکل‌پذیر) با کوتاه‌شدن طول و در برخی موارد با ایجاد یال‌های کوتاه کینک‌باند، اثر تنش وارده را خنثی کرده و با این دگرریختی سازش پیدا می‌کند (e.g., Rosenberg and Stunitz, 2003; Frash et al., 2019). تنش‌های تکتونیکی باعث ایجاد خمش (کینک) در نوارهای کوارتز-فلدسپاتی شده است (شکل ۹-۱۰a). دگرریختی شکل‌پذیر، بیشتر به صورت خمیدگی در نوارهای کوارتز-فلدسپاتی دیده می‌شود که در برخی مواقع تا ۴۵ درجه نیز پیش می‌رود (شکل ۹-۱۰b). درزه‌های کششی در مجموعه‌ای به شکل پلکانی تشکیل می‌شوند. در پهنه‌های گسلی شکنای محدوده بندچرک، در اثر اعمال نیروهای کششی، رگچه‌های کوارتز-فلدسپاتی موجود در واحدهای شیستی دگرسان شده، به موازات جهت بیش‌ترین کشیدگی باز شده و به قطعاتی با ساختار ان‌اشلون (En-echlon) تقسیم شده‌اند (شکل ۹-۱۰c). ساختار پلکانی در محدوده بندچرک گرافیت‌زایی به صورت نوارها (تشکیل باندهای روشن کوارتز-فلدسپاتی

و باندهای تیره کربن آلی) در واحدهای شیستی مشاهده می‌شود (شکل ۹-۱۰c).

کانه‌زایی در امتداد برگوارگی تا پهنه‌های برشی

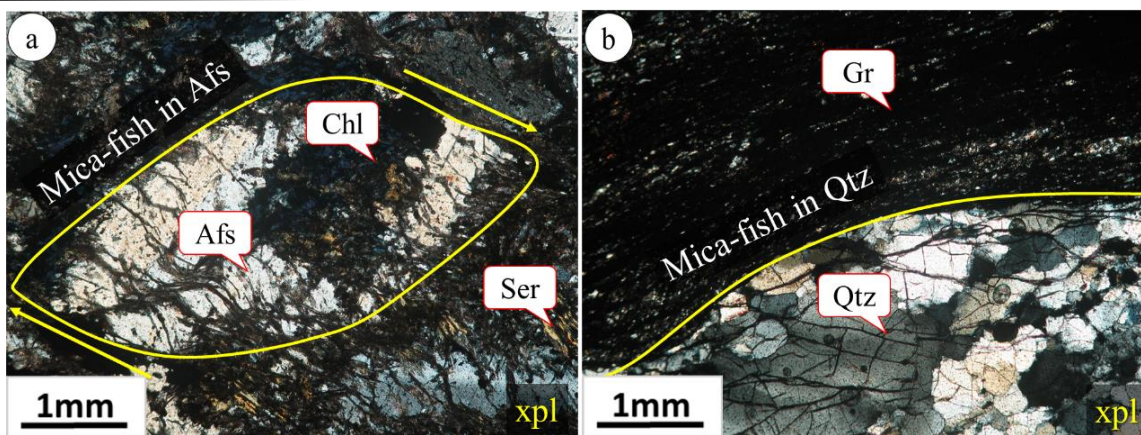
تشکیل ساختارهای ماهیگون (Mica fish)

در سنگ‌های شیستی میلونیتی شده موجود در محدوده مورد مطالعه به خوبی می‌توان ماهیگون و فابریک C-S را در بلور کوارتز و آلکالی‌فلدسپار مشاهده کرد. در این فابریک، سطوح C فولیاسیون میلونیتی و جهت برگوارگی را نشان می‌دهد و سطوح S فولیاسیون مورب را شکل می‌دهند (e.g., Passchier and Trouw, 2005; Mukherjee, 2011; Mukherjee and Koyi, 2010; Barker, 2013). لامینه‌های کوارتز-فلدسپاتی واقع در درون واحدهای شیستی، همرونده با برگوارگی قرار گرفته و در مرحله چین‌خوردگی، آلکالی‌فلدسپار و کوارتز در امتداد برگوارگی و همروند با آن‌ها چین‌خورده‌اند (شکل ۱۰-۱۰a و b). در مقاطع تهیه‌شده از واحدهای شیستی میزبان گرافیت‌زایی در محدوده مورد مطالعه، مشاهده می‌شود که پورفیروبل‌های کوارتز و آلکالی‌فلدسپار سطوح C و بلورهای آلکالی‌فلدسپار و کوارتز فابریک S را می‌سازند (شکل ۱۰-۱۰a و b). ساختارهای ماهیگون مورد مطالعه در سنگ‌های شیستی میزبان گرافیت‌زایی، مشتمل بر بلورهای آلکالی‌فلدسپار و کوارتز هستند و براساس مورفولوژی‌های ارائه‌شده در (شکل ۱۱) از نوع ۱، ۴ و ۵ هستند (شکل ۱۰-۱۰a و b).



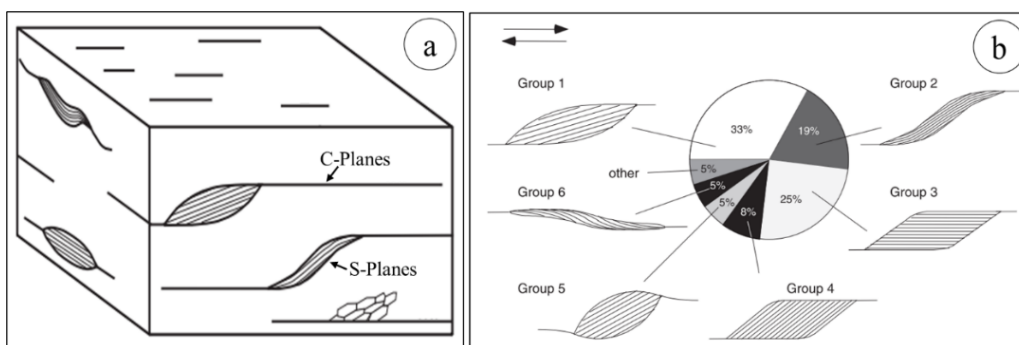
شکل ۹- (a) ایجاد کینک‌باند و خمیدگی در نوارهای روشن کوارتز-فلدسپاتی و نوارهای تیره کربن در اثر تنش‌های تکتونیکی؛ (b) دگرریختی شکل‌پذیر شدید در شیست، تناوب نوارهای روشن کوارتز-فلدسپاتی و نوارهای تیره گرافیت؛ (c) ساختار ان-اشلون در نوارها و رگچه‌های کوارتز-فلدسپاتی و کربنی، در اثر اعمال تنش (که با پیکان نشان داده شده است)، این نوارها دچار دگرریختی شده‌اند. خط‌چین‌ها محدوده ان-اشلون را مشخص می‌کنند. تصاویر نور عبوری هستند. علائم اختصاری (Qtz: کوارتز، Afs: آلکالی‌فلدسپار، Gr: گرافیت، Ms: مسکوویت، Ser: سریسیت، Op: کانی کدر).

Fig. 9. a) The formation of kink band and bending in the quartz-feldspar bright bands and dark bands of carbon as a result of tectonic stresses; b) Strong plastic deformation in the schist, alternation of the quartz- feldspar bright bands and dark bands of graphite; c) The en-echelon structure in the bands and veinlets of quartz-feldspar and carbon, due to the application of stress (shown by the yellow arrow), these bands have been deformed. Dashed lines mark the en-echelon range. Images were taken in transmitted light. Abbreviations (Qtz: quartz, Afs: alkali feldspar, Gr: graphite, Ms: muscovite, Ser: sericite, Op: opaque mineral).



شکل ۱۰- a و b) ساختار ماهیگون تشکیل شده در شیست‌های میلونیتی، بر اساس تن گروتنهو (Ten Grotenhui, 2003)، از نوع (۱)، (۴) و (۵) است (نور عبوری). علائم اختصاری (Qtz: کوارتز، Chl: کلریت، Afs: آلکالی‌فلدسپار، Ser: سرسیت، Gr: گرافیت).

Fig. 10. a and b) According to Ten Grotenhui (2003), the mica structure in mylonitic schists are (1), (4) and (5) (transmitted light). Abbreviations (Qtz: quartz, Chl: chlorite, Afs: alkali feldspar, Ser: sericite, Gr: graphite).



شکل ۱۱- a) تصویر شماتیک در ارتباط با فولیاسیون میلونیتی (C) و فولیاسیون مورب (S) (Ten Grotenhui, 2003)، و b) انواع مورفولوژی‌های مربوط به ساختار ماهیگون (Ten Grotenhui, 2003).

Fig. 11. a) Schematic image related to mylonitic foliation (C) and oblique foliation (S) (Ten Grotenhui, 2003), and b) types of morphologies related to Mica fish (Ten Grotenhui, 2003).

میلونیتی‌شدن

معمولاً علائمی مانند تغییر شکل داخلی و تبلور مجدد در سرتاسر دانه را نشان می‌دهند (Passchier and Trouw, 2005). از پدیده‌های قابل توجه در مقاطع میکروسکوپی مربوط به واحدهای شیستی محدوده بندچرک، وجود ساختار میلونیتی به‌صورت پروتومیلونیت است (شکل ۱۲). ساختار پروتومیلونیت به صورت حضور قطعات درشت باقی‌مانده از کلسیت، کوارتز، فلدسپار و پلاژیوکلاز سنگ آذرین یا رسوبی اولیه در میان قطعات ریزتر از کانی‌های مذکور است (شکل ۱۲- a تا d). وجود دو نوع دانه‌بندی پورفایروکلاست و زمینه

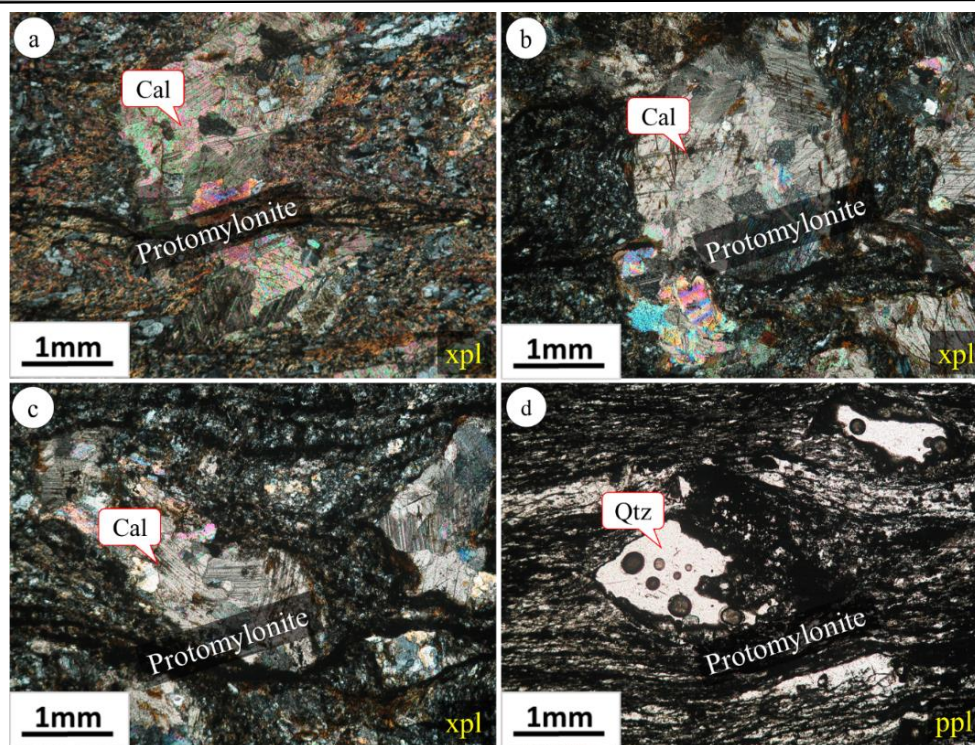
میلونیت در پهنه‌های برشی با کرنش بالا که با نام پهنه‌های میلونیتی شناخته می‌شوند، تشکیل می‌شود (Passchier and Trouw, 2005). میلونیت‌های بیشتر با دگرریختی شکل‌پذیر ایجاد می‌شوند و معمولاً باز تبلور قابل توجهی در زمینه نشان می‌دهند (Passchier and Trouw, 2005). ساختار میلونیت‌های مشاهده شده در نمونه‌های برداشت شده، عمدتاً سیگموئید و ماهیگون است. این سیگموئیدها فاقد یک هسته مرکزی سفت و سخت هستند و

در فشردگی و خرد شدگی‌های ایجاد شده در تناوب لایه‌های کوارتز-فلدسپاتی (روشن) و گرافیتی (تیره) واحدهای شیستی پروتومیلونیتی شده است، که نشان‌دهنده نقش ویژه دگرشکلی شکنا در افزایش عیار کربن در برخی بخش‌ها است.

زانچی و همکاران (Zanchi et al., 2009)، تحولات ساختاری ناحیه انارک را به عنوان نتیجه تکامل یک سیستم کمان-گودال مربوط به رویدادهای کوهزایی ائوسیمیرین (پالئوزوئیک بالایی؛ ۲۲۲ میلیون سال قبل) در نظر گرفته‌اند. در پی رخداد این فاز کوهزایی ائوسیمیرین، پدیده‌های فشردگی شدیدی که ناحیه انارک را تحت تأثیر قرار داده، موجب ایجاد دو نسل بر گوارگی (S0 و S1) و چین‌خوردگی (F1 و F2) در واحدهای آذرین الترامافیک و واحدهای دگرگونی این کمپلکس شده است. دگرریختی در ناحیه انارک به صورت نابالغ و تکامل نیافته بوده است. بنابر این می‌توان، چنین استنباط کرد که حضور سه نسل دگرریختی و نیز سایر پدیده‌های ساختاری موجود در پهنه دگرگونی کوهدم و محدوده بندچرک (بیان‌شده در این تحقیق)، متأثر از رخداد مراحل پایانی فاز کوهزایی ائوسیمیرین در زمان پرمین-تریاس بوده است. دگرریختی‌های ایجاد شده در محدوده بندچرک احتمالاً ناشی از ادامه و تکامل رخداد کوهزایی ائوسیمیرین در این پهنه دگرگونی کوهدم است.

ریزبلور از مشخصه واحدهای دگرشکل‌شده محدود در مقیاس میکروسکوپی بوده و بیان‌کننده دگرشکلی متفاوت در سراسر پهنه بُرش است. تمرکز و تراکم کانی‌های کدر که بیشتر شامل گرافیت و کمی هماتیت و پیریت است، که در بین بخش‌های میلونیتی‌شده واحدهای شیستی مورد مطالعه، بالاست.

دگرریختی شکنا در میلونیت نقش ضعیفی دارد زیرا تنش اعمالی به صورت دگرریختی بلور-پلاستیک عمل می‌کند (Tullis et al., 1982; Bell and Etheridge, 1973; Hobbs et al., 1976; Hanmer and Passchier, 1991; Treagus and Lan, 2003, 2004). در شرایط شکل‌پذیر، اعمال تنش به میلونیتی‌شدن می‌انجامد و فضاهای ایجاد شده بین دانه‌ها، معابر مناسبی برای عبور سیالات دگرسان‌کننده و کانه‌ساز هستند. فرآیندهایی که در شرایط شکنا اتفاق می‌افتد، در سنگ‌های شیستی دگرسان‌شده (شکل ۱۲- b و c) محدوده بندچرک، در اثر نیروهای تکتونیکی اعمال شده به سنگ پس از ایجاد خاموشی موجی و ساب‌گرین‌شدگی بتدریج آشکار می‌شود. افزایش ساب‌گرین‌شدگی و تشکیل دانه‌های ریزتر موجب شده است تا فضاهای فراوانی برای تمرکز سیالات دگرسان‌کننده و کانه‌ساز متعاقب آن در بخش‌های حاوی ریزبلورهای کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و مسکوویت، فراهم آید. از طرفی، وجود کربن با عیار (حدود ۲ تا ۱۰ درصد) (Ghasemi Siani et al., 2024)، در فضای موجود



شکل ۱۲- ساختار پروتومیلونیتی در واحدهای شیستی محدوده بند چرک. a, b, c و d بلورهای درشت کلسیت و کوارتز به صورت عدسی‌هایی با ساختار پروتومیلونیت در بین جهت‌یافتگی ساب‌گرین‌ها و تجمعات کوارتز-فلدسپاتی ریزبلور و مسکوویت قرار گرفته‌اند. تصویر d، در نور عبوری طبیعی گرفته شده است. علائم اختصاری (Qtz: کوارتز، Cal: کلسیت).

Fig. 12. Protomylonite structure in the schist units of the Band-e-Cherk district. a, b, c and d) Coarse crystals of calcite and quartz are placed in the form of lenses with the structure of protomylonite between the orientation of subgrains and aggregates of microcrystalline quartz-feldspar and muscovite. Image d, taken in transmitted light. Abbreviations (Qtz: quartz, Cal: calcite).

نتیجه‌گیری

واحدهای لیتولوژیکی مختلف با ساختارها و فابریک‌های متفاوتی را ایجاد کرده‌اند. دگرشکلی شکل‌پذیر، مهم‌ترین دگرشکلی به وجود آمده در محدوده بندچرک است. از آثار این دگرشکلی می‌توان ایجاد ریزچین‌ها، میلونیتی‌شدن و گسترش برگوارگی غالب میلونیتی در سنگ‌ها اشاره نمود. در محدوده بندچرک، علاوه بر دگرشکلی شکل‌پذیر، دگرشکلی شکننا نیز گسترش دارد، که آثار آن به صورت تشکیل ریزشکستگی‌ها و رگه‌های کوارتزی در واحدهای شیستی شناسایی می‌شود. سه فاز اصلی چین‌خوردگی و دگرریختی، واحدهای شیستی محدوده مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار داده است. نسل اول چین‌خوردگی (F1) و دگرریختی (D1)، با ایجاد برگوارگی (S1) به موازات سطح محوری چین، نقش مهمی را در تغلیظ کربن آلی

در محدوده بندچرک، رخداد فعالیت‌های تکتونیکی و دگرگونی ناحیه‌ای با ایجاد دگرریختی در سطوح شیستوزیت‌ه‌ حاوی مواد آلی کربن‌دار، فضاهای مناسبی را برای گرافیت‌زایی و افزایش عیار کربن فراهم نموده است. از طرفی، اعمال تنش‌های دینامیکی (ایجاد گسلش، درزه و شکستگی)، فضاهای مناسبی را برای عبور سیالات دگرسان‌کننده و کانه‌ساز فراهم نموده است. از شواهد این دگرگونی، می‌توان به ایجاد چین‌خوردگی و حالت مورب و چرخشی نسبت به شیستوزیت‌ه‌ خارجی در بلورهای کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و گرافیت اشاره نمود. توالی‌های سنگی رخنمون‌یافته در محدوده، تحت تأثیر فازهای متعدد و شدید دگرریختی، نظم و ترتیب اولیه خود را از دست داده و

صورت ایجاد فابریک‌هایی مانند ماهیگون، تبلور مجدد، انحلال فشاری، جهت‌یافتگی دانه‌ها و خرددانه‌های جدید در بلورهای کوارتز-فلدسپار موجود در واحدهای شیستی، شناسایی می‌شود.

جوان‌ترین فاز دگرریختی در محدوده بندچرک، دگرریختی نسل سوم (D3) است. این نسل از دگرریختی، سبب شکل‌گیری مورفولوژی کنونی محدوده شده است. در ایجاد این فاز دگرشکلی و چین‌خوردگی، نقش فشار همه‌جانبه به مراتب بیشتر از حرارت بوده است. فاز سوم و پایانی چین‌خوردگی (F3) و دگرریختی (D3) در محدوده مورد مطالعه، به صورت دگرریختی شکننا رخ داده است. ایجاد ساختاری‌های کینک‌باند (در تناوب نوارهای کوارتز-فلدسپاتی و گرافیتی)، حاشیة مضرسی و دندان‌های (در بلورهای کوارتز و فلدسپار)، ساب‌گرین‌شدگی (در بلورهای کوارتز و فلدسپار)، خاموشی موجی در کوارتز، رشد مجدد بلورهای کوارتز و فلدسپار موجود در واحدهای مسکوویت‌شیست و گرافیت-مسکوویت‌شیست، از جمله شواهد رخداد این نسل از دگرریختی در محدوده است.

تشکیل‌شده در حین رسوبگذاری و ایجاد گرافیت در محدوده ایفا نموده است. این فاز دگرریختی، عمدتاً به صورت شکل‌پذیر و در طی رخداد دگرگونی ناحیه‌ای رخساره شیست سبز (M1)، که اولین حرکات تکتونیکی در محدوده بندچرک محسوب می‌شود، عمل کرده است. این نسل از دگرریختی، با ایجاد برگوارگی‌های اولیه و ثانویه در واحدهای شیستی شناسایی می‌شود. این برگوارگی‌ها با ایجاد تغییراتی در جهت‌یافتگی، ضخامت، اندازه و ترکیب کانی‌شناسی و نیز ایجاد فابریک عدسی‌شکل در لایه‌بندی متناوب گرافیتی (تیره) و کوارتز-فلدسپاتی (روشن) همراه هستند. مکانیسم‌هایی که در ایجاد این برگوارگی‌ها در محدوده دخالت داشته، شامل انحلال فشاری و رشد جهت‌دار می‌باشند.

در پی نفوذ توده دیوریتی، تغییرات چشمگیری در شیب و امتداد لایه‌های آهکی، شیستی و نیز مورفولوژی محدوده ایجاد شده است. میلیونیتی شدن واحدهای شیستی، از جمله از مهم‌ترین آثار این مرحله از دگرشکلی بوده و پهنه‌های بُرشی شکل‌پذیری را در یال چین‌ها شکل داده است. دگرریختی نسل دوم (D2) در محدوده بندچرک، به

References

- Ahmadi, M., Sharifi, M., Torabi, G., 2020. Paleotethys-related water-rocks interactions in gabbros of the Anarak ophiolite (Central Iran): constraints from mineralogy and geochemistry. *Periodico di Mineralogia* 89(2), 147-169.
- Alkan, H., Cinar, Y., Pusch, G., 2007. Rock salt dilatancy boundary from combined acoustic emission and triaxial compression tests. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 44(1), 108-119.
- Almasian, M., 1997. Tectonics of Anarak Area (Central Iran), unpublished Ph.D. Thesis, University of Azad, Tehran, Iran 164 p.
- Bagheri, S., Stampfli, G. M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451(1-4), 123-155.
- Balini, M., Nicora, A., Berra, F., Garzanti, E., Levera, M., Mattei, M., Mossavvari, F., 2009. The Triassic stratigraphic succession of Naxhlak (Central Iran), a record from an

- active margin. *Geological Society, London, Special Publications* 312(1), 287-321.
- Barker, A.J., 2013. An introduction to metamorphic textures and microstructures. Oxford University Press 289 p.
- Barnhoorn, A., Bystricky, M., Burlini, L., Kunze, K., 2004. The role of recrystallisation on the deformation behaviour of calcite rocks: large strain torsion experiments on Carrara marble. *Journal of Structural Geology* 26(5), 885-903.
- Bell, T. H., Etheridge, M. A., 1973. Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos* 6(4), 337-348.
- Berberian, M., King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences* 18(2), 210-265.
- Bestmann, M., Prior, D. J., 2003. Intragranular dynamic recrystallization in naturally deformed calcite marble: diffusion accommodated grain boundary sliding as a result of subgrain rotation recrystallization. *Journal of Structural Geology* 25(10), 1597-1613.

- Davoudzadeh, M., Emami, S., 1972. Stratigraphy of the Triassic Nakhlak Group, Anarak Region, Central Iran.
- de Bresser, J. H. P., 2002. On the mechanism of dislocation creep of calcite at high temperature: Inferences from experimentally measured pressure sensitivity and strain rate sensitivity of flow stress. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 107(B12), ECV-4.
- de Ronde, A. A., Heilbronner, R., Stünitz, H., Tullis, J., 2004. Spatial correlation of deformation and mineral reaction in experimentally deformed plagioclase–olivine aggregates. *Tectonophysics* 389(1-2), 93-109.
- de Ronde, A. A., Stünitz, H., Tullis, J., Heilbronner, R., 2005. Reaction-induced weakening of plagioclase–olivine composites. *Tectonophysics* 409(1-4), 85-106.
- Frash, L. P., Carey, J. W., Welch, N. J., 2019. Scalable en-echelon shear-fracture aperture-roughness mechanism: Theory, validation, and implications. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 124(1), 957-977.
- Fueten, F., Robin, P. Y. F., Schweinberger, M., 2002. Finite element modelling of the evolution of pressure solution cleavage. *Journal of structural geology* 24(6-7), 1055-1064.
- Ghasemi Siani, M., Ebrahimi Fard, H., Heidari Bafrue, A. H., Karimi Shahraki, B., Mahmoudi, S., 2024. Mineralogy of graphite-bearing schists and calculation of graphitization temperature in the Band-e-Cherk district, Anarak metallogenic zone. *Kharazmi Journal of Earth Sciences* 9(2), 133-162.
- Ghorbani, M., 2007. *Economic Geology of Mineral Deposits and Natural Resources of Iran*. 1st edition, Arian Zamin Publishers 492p.
- Ghosh, D., Dutta, T., Samanta, S. K., Pal, D. C., 2013. Texture, microstructure and geochemistry of magnetite from the Banduhurang uranium mine, Singhbhum Shear Zone, India—implications for physico-chemical evolution of magnetite mineralization. *Journal of the Geological Society of India* 81, 101-112.
- Hanmer, S., Passchier, C.W., 1991. Shear sense indicators: a review. *Geol Surv Can Pap* 90, 1–71.
- Heidelberg, F., Kunze, K., Wenk, H. R., 2000. Texture analysis of a recrystallized quartzite using electron diffraction in the scanning electron microscope. *Journal of Structural Geology* 22(1), 91-104.
- Hobbs, B.E., Means, W.D., Williams, P.F., 1976. *An Outline of Structural Geology*: John Wiley and sons 571 p.
- Holyoke III, C. W., Tullis, J., 2006. Mechanisms of weak phase interconnection and the effects of phase strength contrast on fabric development. *Journal of Structural Geology* 28(4), 621-640.
- Jeffery, G.B., 1922. The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid. *Proceedings of the Royal Society of London A* 102, 161–179.
- Kananian, A., Ahmadian, J., Sarjoughian, F., 2008. Mineral chemistry and thermobarometry of Kuh e-Dom granitoid, NE Ardestan.
- Khalili, R., Torabi, G., 2023. Petrology of Eocene dacites and rhyolites from the Gooreh Mountain (NW of Anarak, Isfahan Province). *Kharazmi Journal of Earth Sciences* 8 (2), 62-93.
- Koehn, D., Bons, P. D., Passchier, C. W., 2003. Development of antitaxial strain fringes during non-coaxial deformation: an experimental study. *Journal of Structural Geology* 25(2), 263-275.
- Koehn, D., Hilgers, C., Bons, P. D., Passchier, C. W., 2000. Numerical simulation of fibre growth in antitaxial strain fringes. *Journal of Structural Geology* 22(9), 1311-1324.
- Lloyd, G. E., 2000. Grain boundary contact effects during faulting of quartzite: an SEM/EBSD analysis. *Journal of Structural Geology* 22(11-12), 1675-1693.
- Lloyd, G. E., 2004. Microstructural evolution in a mylonitic quartz simple shear zone: the significant roles of dauphine twinning and misorientation. *Geological Society, London, Special Publications* 224(1), 39-61.
- Manthei, G., 2005. Characterization of acoustic emission sources in a rock salt specimen under triaxial compression. *Bulletin of the Seismological Society of America* 95(5), 1674-1700.
- March, A., 1932. Mathematische Theorie der Regelung nach der Korngestalt bei affiner Deformation. *Z Krist* 81, 285–297.
- Means, W. D., 1977. Experimental contributions to the study of foliations in rocks: a review of research since 1960. *Tectonophysics* 39(1-3), 329-354.
- Mehrabi, B., Tale Fazel, E., Tabbakh Shabani, A., 2014. Whole Rock Geochemical Techniques for Discrimination of Hydrothermal Alteration of the Kuh-e Dom Fe– Cu (\pm Au) prospect, Central Iran. *Advanced Applied Geology* 4(1), 58-74.
- Morley, C. K., Kongwung, B., Julapour, A. A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Kazemi, H., 2009. Structural development of a major late Cenozoic

- basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area. *Geosphere* 5(4), 325-362.
- Mukherjee, S., Koyi, H. A., 2010. Higher Himalayan Shear Zone, Zaskar Indian Himalaya: microstructural studies and extrusion mechanism by a combination of simple shear and channel flow. *International Journal of Earth Sciences* 99, 1083-1110.
- Mukherjee, S., 2007. Geodynamics, deformation and mathematical analysis of metamorphic belts of the NW Himalaya. Unpublished Ph. D. thesis, Indian Institute of Technology Roorkee.
- Mukherjee, S., 2010a. Microstructures of the Zaskar shear zone. *Earth Science India*, 3.
- Mukherjee, S., 2010b. Structures at Meso-and Micro-scales in the Sutlej section of the Higher Himalayan Shear Zone in Himalaya. *e.Terra* 7, 1-27.
- Mukherjee, S., 2011. Mineral fish: their morphological classification, usefulness as shear sense indicators and genesis. *international Journal of earth Sciences* 100, 1303-1314.
- Nabavi, M.H., Hushmandzadeh, A., 1983. 1:100,000 Geological map of the Kuh-e-Dom. Geological Survey of Iran.
- Nadimi, A., 2010. Active strike-slip faults in the central part of the Sanandaj-Sirjan zone of Zagros Orogen (Iran), Ph.D Thesis, Poland. University of Warsaw 121p.
- Nogolesadat, M. A., Almasian, M., 1993. Tectonic map of Iran, a treatise on the geology of Iran. Ministry of Mines and Metals, Tehran.
- Pal, D. C., Barton, M. D., Sarangi, A. K., 2010. Deciphering a multistage history affecting U–Cu (–Fe) mineralization in the Singhbhum Shear Zone, eastern India, using pyrite textures and compositions in the Turamdih U–Cu (–Fe) deposit. *Mineralium Deposita* 44, 61-80.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J., 2005. *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg 371p.
- Pirmia, T., Saccani, E., Torabi, G., Chiari, M., Goričan, Š., Barbero, E., 2020. Cretaceous tectonic evolution of the Neo-Tethys in Central Iran: Evidence from petrology and age of the Nain-Ashin ophiolitic basalts. *Geoscience Frontiers* 11(1), 57-81.
- Rabiei, M., 2006. Geochemical explorations of Kuh-e-Dom area and investigation of the genesis of its gold index, M.Sc. thesis, Tarbiat Moalem University, Tehran 130 p.
- Romanko, E., Kokorin, Yu., Krivyakin, B., Susov, M., Morozov, I., Sharkovski, M., 1984. Outline of metallogeny of Anarak area (Central Iran). *Technoexport Report* 19, 143 p.
- Rosenberg, C. L., Stünitz, H., 2003. Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: an example from the Bergell tonalite. *Journal of Structural Geology* 25(3), 389-408.
- Saccani, E., Azimzadeh, Z., Dilek, Y., Jahangiri, A., 2013. Geochronology and petrology of the Early Carboniferous Misho Mafic Complex (NW Iran), and implications for the melt evolution of Paleo-Tethyan rifting in Western Cimmeria. *Lithos* 162, 264-278.
- Sarjoughian, F., 2012. The nature of plutonism of Kuh-e-Dom (northeast of Ardestan), its geological history and magmatic evolutions. Ph.D. thesis in petrology, University of Tehran 230p.
- Sarjoughian, F., Kananian, A., Haschke, M., Ahmadian, J., Ling, W., Zong, K., 2012. Magma mingling and hybridization in the Kuh-e Dom pluton, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 54, 49-63.
- Sengupta, N., Mukhopadhyay, D., Sengupta, P., Hoffbauer, R., 2005. Tourmaline-bearing rocks in the Singhbhum shear zone, eastern India: Evidence of boron infiltration during regional metamorphism. *American Mineralogist* 90(8-9), 1241-1255.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R. J., 2015. Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(II) Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences* 100, 31-59.
- Sharkovski, M., Filichev, I., Selivanov, E., 1981. Geological map of Kuh-e Dom, scale 1: 100000. Geological Survey of Iran.
- Shigematsu, N., 1999. Dynamic recrystallization in deformed plagioclase during progressive shear deformation. *Tectonophysics* 305(4), 437-452.
- Siddans, A. W. B., 1972. Slaty cleavage—a review of research since 1815. *Earth-Science Reviews* 8(2), 205-232.
- Skrotzki, W., 1994. Defect structure and deformation mechanisms in naturally deformed augite and enstatite. *Tectonophysics* 229(1-2), 43-68.
- Stipp, M., Kunze, K., 2008. Dynamic recrystallization near the brittle-plastic transition in naturally and experimentally deformed quartz aggregates. *Tectonophysics* 448(1-4), 77-97.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S. M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature

- range from 250 to 700 C. *Journal of structural geology* 24(12), 1861-1884.
- Stöcklin, J., 1972. Iran Central, Septentrional et Oriental. *Lexique stratigraphique International* 3, Fascicule 9b, Iran. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 1-283.
- Tabatabaei Manesh, S. M., Shirdashtzadeh, N., Ranjbar, S., 2021. Petrography, geothermobarometry and tectonomagmatic setting of intrusive rocks in Khuni (Northeast of Anarak, Central Iran). *Kharazmi Journal of Earth Sciences* 6 (2), 375-396.
- Tarkian, M., Bock, W. D., Neumann, M., 1983. Geology and mineralogy of the Cu-Ni-Co-U ore deposits at Talmessi and Meskani, Central Iran. *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt (Austria)* 32(2-3), 111-133.
- Technoexport., 1984. Geological map of Kabudan: Geological survey of Iran, 1:100000 series, sheet 68. 1:250000, No. H7.
- Ten Grotenhuis, S. M., Trouw, R. A. J., Passchier, C. W., 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics* 372(1-2), 1-21.
- Terry, M. P., Heidelbach, F., 2006. Deformation-enhanced metamorphic reactions and the rheology of high-pressure shear zones, Western Gneiss Region, Norway. *Journal of Metamorphic Geology* 24(1), 3-18.
- Treagus, S. H., Lan, L., 2003. Simple shear of deformable square objects. *Journal of Structural Geology* 25(12), 1993-2003.
- Treagus, S. H., Lan, L., 2004. Deformation of square objects and boudins. *Journal of Structural Geology* 26(8), 1361-1376.
- Tullis, J., Snoke, A. W., Todd, V. R., 1982. Significance and petrogenesis of mylonitic rocks. *Geology* 10(5), 227-230.
- Twiss, R.J., Moores, E.M., 1992. *Structural geology*. Freeman and Company, New York, 532 p.
- Ulrich, S., Schulmann, K., Casey, M., 2002. Microstructural evolution and rheological behaviour of marbles deformed at different crustal levels. *Journal of Structural Geology* 24(5), 979-995.
- Williams, P. F., Jiang, D., 2001. The role of initial perturbations in the development of folds in a rock-analogue. *Journal of Structural Geology* 23(6-7), 845-856.
- Wilson, C.J.L., 1984. Shear bands, crenulations and differentiated layering in ice-mica models. *Journal of Structural Geology* 6, 303-320.
- Wood, C. A., 1974. Reconnaissance geophysics and geology of the Pinacate craters, Sonora, Mexico. *Bulletin Volcanologique* 38, 149-172.
- Wood, D.S., Oertel, G., 1980. Deformation in the Cambrian slate belt of Wales. *J Geol.* 88,309-326.
- Zanchi, A., Malaspina, N., Zanchetta, S., Berra, F., Benciolini, L., Bergomi, M., Kouhpeyma, M., 2015. The Cimmerian accretionary wedge of Anarak, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 102, 45-72.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M., Muttoni, G., 2009. The Cimmerian evolution of the Nakhlak-Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. *Geological Society, London, Special Publications* 312(1), 261-286.