



Ore control factors of Zinc and Lead mineralization in the Tangedozdan area (NE Fereydounshahr-Isfahan Province)

Behrooz Amiri ¹ , Seyed Vahid Shahrokhi ^{2*}

¹ M.Sc. student, Department of Geology, Khorramabad Branch, Islamic Azad University, Khorramabad, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Khorramabad Branch, Islamic Azad University, Khorramabad, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 30 November 2022
Revised: 09 February 2023
Accepted: 09 February 2023

Keywords

Smithsonite
Dolomite
Mineralization
Sanandaj-Sirjan
Tangedozdan
Fereydounshahr

*Corresponding author

Seyed Vahid Shahrokhi
✉ Vahid.shahrokhi@gmail.com

ABSTRACT

The Tangedozdan area is located in the west of Isfahan province and 25 km northeast of Fereydounshahr. Structurally, this area is located in the Sanandaj- Sirjan zone. The rock units include greenish volcanic rocks, lime-sandstone, limestone to dolomitic-limestone, conglomerate, sandy-limestones and present-age alluviums. The existing rock sequence along with zinc and lead mineralization has been affected by tectonic phenomena, in the form of thrusting and the formation of open folds, joints and fractures. The main geological structures include thrust plates that have pushed scales of Jurassic and Cretaceous rock units from the northeast to the southwest on top of each other. The folding structures are very small and dense size and are mainly related to faults that have affected the rock units, especially thin-bedded limestone. Tectonic studies show the influence of two lateral faults with the NW-SE trend and a concentrated fault zone inside the dolomitic rocks in the mineralization process. Zinc and lead mineralization shows more expansion in the tension zones. Mineralogy, geochemistry and, EPMA studies indicate the presence of calamine and a small amount of zincian dolomite. The limestone to dolomitic-limestone rocks hosts zinc and lead mineralization and consists of lenses, non-sulfide minerals veins and, veinlets such as smithsonite, hemimorphite, cerussite and, barite, sulfide minerals such as sphalerite and galena. The dolomitization phenomenon due to the effects of acidic hydrothermal fluids has caused alteration of the carbonate wall rock. The structural factor is the main reason for the formation of this dolomite type and the replacement of magnesium with zinc.

How to cite this article

Amiri, B. and Shahrokhi, S.V., 2023. Ore control factors of Zinc and Lead mineralization in the Tangedozdan area (NE Fereydounshahr-Isfahan Province). *Journal of Economic Geology*, 15(1): 27–51. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2023.79745.1058>



©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.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

High tectonic energy causes shear structures by deforming the crust (Ramsay and Huber, 1987; Lawrence, 2010; Peacock, 1992; Montest and Hirth, 2003). Different temporal and spatial distribution of mineral resources is the result of crustal orogenic actions during tectonomagmatic terms related to specific crust zones. (Aghanabati, 2006; Nabatian et al., 2015). Carbonate rocks under appropriate geodynamic conditions with specific platforms are potential hosts of lead and zinc resources (Rajabi et al., 2012a; Rajabi et al., 2012b; Amiri, 2017; Karimpour et al., 2019). Accordingly, in this we attempt to investigate the relationship between the structure and mineralization and provide a model for structural formation. The Tangedozdan zinc and lead mine 25km northeast of Fereydounshahr is located in the extreme western corner of Isfahan Province and adjacent to the Lorestan Province. For the geological location, this area is considered part of the Sanandaj-Sirjan zone. The limestone unit in the east of Tangedozdan hosts zinc carbonate mineralization. In this region, the mineralization is located between two faults inside the dolomite limestone concentrated directly on the trachyandesite volcanic rocks.

Materials and methods

To accurately identify the minerals, thin-polished sections were prepared from the surface, boreholes, and trenches and studied by transmitted and reflected polarization microscope (Nikon E200). Also, many samples were studied by XRD and EPMA.

Result

The Tangedozdan zinc-lead mine includes rock units in the convergent and active margin of the neotethys Ocean in the Mesozoic. These rocks were formed in an eugeocynclinal medium during the Jurassic and early Cretaceous periods (Aghanabati, 2006). Tectonic phenomena, in the form of thrusting and the formation of open folds, joints, and fractures, are considered mineralogy controllers. Two important and major faults related to mineralization have been identified in Tangedozdan. The first fault at a distance of about 650m to the east of Tangedozdan and along the general direction of N158 caused contact between sandy limestone deposits and calcareous sandstone, and the fault has played an

important role in mineralization. The second fault, at a distance of about 450 m to the east of Tangedozdan, with the general direction of N150, along with the past fault, has played an important role in mineralization, and together with the sub-faults, they are considered to be structural controllers of mineralization.

Mineralogical studies as well as the use of EDS spectra and XRD have shown presence of non-sulfide minerals such as smithsonite, cerussite, hemimorphite, barite, and sulfide minerals such as sphalerite and galena, which are paragenesis of each other. The transparent minerals are calcite and dolomite and barite and Quartz to a lesser extent, which are placed in the space between the opaque minerals. Quartz is mainly observed heterogeneously and only in some empty spaces. The formation of empty spaces between the crystals and the fractures is the result of the dolomitization phenomenon and it has made possible the concentration of ore-bearing fluids and the deposition of valuable zinc and lead ores. Hence, mineralization can be expected in parts of the deposit where developing dolomitization and creating empty spaces is possible. Calamine is very similar to carbonate minerals such as dolomite and calcite and has a variety of colors (Wilkinson, 2014; Lecumberri-Sanchez et al., 2014). Therefore, in Tangedozdan, the two-component reagent Zinc Zap was used, which qualitatively shows the presence of zinc-bearing minerals and leads to red and orange colors to identify calamine or non-sulfide minerals that cover zinc and primary sulfide minerals. Accordingly, calamine was identified in field studies in Tangedozdan.

The most important existing alteration includes dolomite, silicic, and carbonate, which can be seen with non-sulfide zinc mineralization such as calamine, and zincian dolomite, which is considered an important sign of mineralization in the region. The dolomitization phenomenon due to the effect of acidic hydrothermal fluids has altered the carbonate wall rock. The structural factor is the main reason for the formation of this type of dolomite and the replacement of magnesium with zinc (Boni et al., 2011; Mondillo et al., 2017).

Discussion

Given field evidence, it can be said that zinc and lead have mineralized simultaneously with the faults with the current mechanism of normal dip-slip along with

strike-slip component with the general direction of N150 to N158. Then, with penetration of fluids containing zinc and lead, mineralization has taken place along the existing faults and their sub-faults as mineralization structural controllers. According to the studies, the dolomitized process has led to the

formation of empty spaces between the crystals as well as fractures and finally the concentration of ore fluids and deposition of valuable zinc and lead ores. The phenomenon of dolomitization has also changed the carbonate wall rock.



عوامل کنترل کننده کانه‌زایی روی و سرب در ناحیه تنگ‌دزدان (شمال شرق فریدون‌شهر - استان اصفهان)

بهروز امیری^۱، سیدوحید شاهرخی^{۲*} 

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
<p>ناحیه تنگ‌دزدان در غرب استان اصفهان و در ۲۵ کیلومتری شمال شرق فریدون‌شهر واقع شده است. از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری، این ناحیه در زون سندج- سیرجان قرار دارد. واحدهای سنگی موجود شامل ولکانیک‌های سبزرنگ، ماسه‌سنگ آهکی، آهک تا آهک دولومیتی، کنگلومرا و آهک‌های ماسه‌ای و آبرفت‌های عهد حاضر هستند. توالی سنگی موجود به همراه کانه‌زایی روی و سرب تحت تأثیر پدیده‌های زمین‌ساختی، به صورت راندگی و تشکیل چین‌خوردگی‌های باز و درزه‌ها و شکستگی قرار گرفته‌اند. ساختمان‌های اصلی زمین‌شناسی شامل صفحه‌های راندگی است که پولک‌هایی از واحدهای سنگی ژوراسیک و کرتاسه را از شمال شرق به سمت جنوب غرب بر روی همدیگر رانده است. ساخت‌های چین‌خوردگی در اندازه‌های بسیار کوچک و مترکم و اغلب مرتبط با گسل‌ها، واحدهای سنگی منطقه، به ویژه سنگ‌های نازک لایه آهکی را تحت تأثیر قرار داده است. بررسی‌های زمین‌ساختی نشان‌دهنده تأثیر دو گسل عرضی با روند شمال‌شرقی - جنوب غربی و یک زون گسله متمرکز در داخل سنگ‌های دولومیتی در روند کانه‌زایی است. کانه‌زایی روی و سرب در پهنه‌های کششی مرتبط با این سامانه گسترش بیشتری نشان می‌دهد. بررسی‌های کانه‌زایی، زمین‌شیمی و میکروسکوپ الکترونی نشان‌دهنده حضور کالامین و مقدار کمی زینسین دولومیت است. واحد سنگی آهک تا آهک دولومیتی میزبان کانی‌سازی روی و سرب بوده و متشکل از عدسی‌ها، رگه و رگچه‌هایی از کانه‌های غیرسولفیدی همانند اسمیت‌زونیت، همی‌مورفیت، سروزیت و باریت و نیز کانه‌های سولفیدی مانند اسفالریت و گالن است. پدیده دولومیتی شدن در اثر تأثیر سیالات گرمابی اسیدی باعث دگرسانی سنگ دیواره کربناتی شده است. عامل ساختاری، دلیل اصلی تشکیل این نوع دولومیت و جانیشینی منیزیم توسط روی است.</p>	<p>تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۹/۰۹ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۱/۱۱/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۱/۲۰</p> <p>واژه‌های کلیدی اسمیت‌زونیت دولومیت کانه‌زایی سندج- سیرجان تنگ‌دزدان فریدون‌شهر</p> <p>نویسنده مسئول سیدوحید شاهرخی Vahid.shahrokh@gmail.com </p>

استناد به این مقاله

امیری، بهروز و شاهرخی، سیدوحید، ۱۴۰۲. عوامل کنترل کننده کانه‌زایی روی و سرب در ناحیه تنگ‌دزدان (شمال شرق فریدون‌شهر - استان اصفهان). زمین‌شناسی

اقتصادی، ۱۵(۱): ۲۷-۵۱. <https://doi.org/10.22067/econg.2023.79745.1058>

مقدمه

بررسی عناصر ساختاری و توده‌های نفوذی متأثر از آنها می‌تواند در شناسایی و اکتشاف مواد معدنی مؤثر باشد. محل تلاقی گسل‌های اصلی می‌تواند مکان مناسبی برای نفوذ ماگما و کانه‌زایی باشد (Forster, 1978). انرژی فراوان زمین‌ساختی با ایجاد دگرشکلی در پوسته سبب ایجاد ساختارهای برشی می‌شود (Ramsay and Huber, 1987; Peacock, 1992; Montest and Hirth, 2003; Lawrence, 2010). توزیع منابع معدنی در دوره‌های زمانی و مکانی مختلف، نتیجه حرکت‌های کوه‌زایی پوسته زمین است که در دوره‌های تکتونوماگمایی مربوط به زون‌های مشخص پوسته زمین رخ می‌دهد (Aghanabati, 2006; Nabatian et al., 2015). پهنه‌های رسوبی - ساختاری متعدد در مناطق فعال زمین‌ساختی ایران توسط گسل‌های ساختاری عمیق و نواحی راندگی از یکدیگر جدا شده‌اند (Alavi, 1991; Ramazani and Tucker, 2003; Verdel et al., 2011). سنگ‌های کربناته با دارا بودن شرایط مناسب ژئودینامیک و سکوه‌های خاص، میزبان بالقوه ذخایر سرب و روی هستند. تاکنون بیش از ۳۰۰ کانسار سرب و روی با میزبان رسوبی در ایران شناخته شده که حدود ۲۸۵ مورد آن در سنگ‌های کربناته تشکیل شده است (Rajabi et al., 2012a; Rajabi et al., 2012b; Amiri, 2017; Karimpour et al., 2019). جایگاه زمین‌ساختی این کانی‌سازی‌ها، در ابتدا به عنوان برون‌دمی (Momenzadeh, 1976) و در نهایت نوع دره می‌سی‌سی‌پی^۱ گزارش شده است (Ghazban et al., 1994; Ehya et al., 2010). فلززایی غالب کانسارهای سرب و روی ایران مربوط به پرموتریاس و کرتاسه است؛ اما کانسارها و ذخایر کوچک و بزرگی همانند کوشک و انگوران نیز وجود دارند که سنگ میزبان آنها از نظر سنی متعلق به پرکامبرین - کامبرین هستند (Kouhjeni et al., 2016; Adelpour and RostamiPaydar, 2018). ساختارهای منطقه‌ای نیز می‌توانند کانی‌سازی را تحت تأثیر قرار دهند؛ اما تعیین روابط بین کانه‌زایی با تغییر شکل و جابه‌جایی

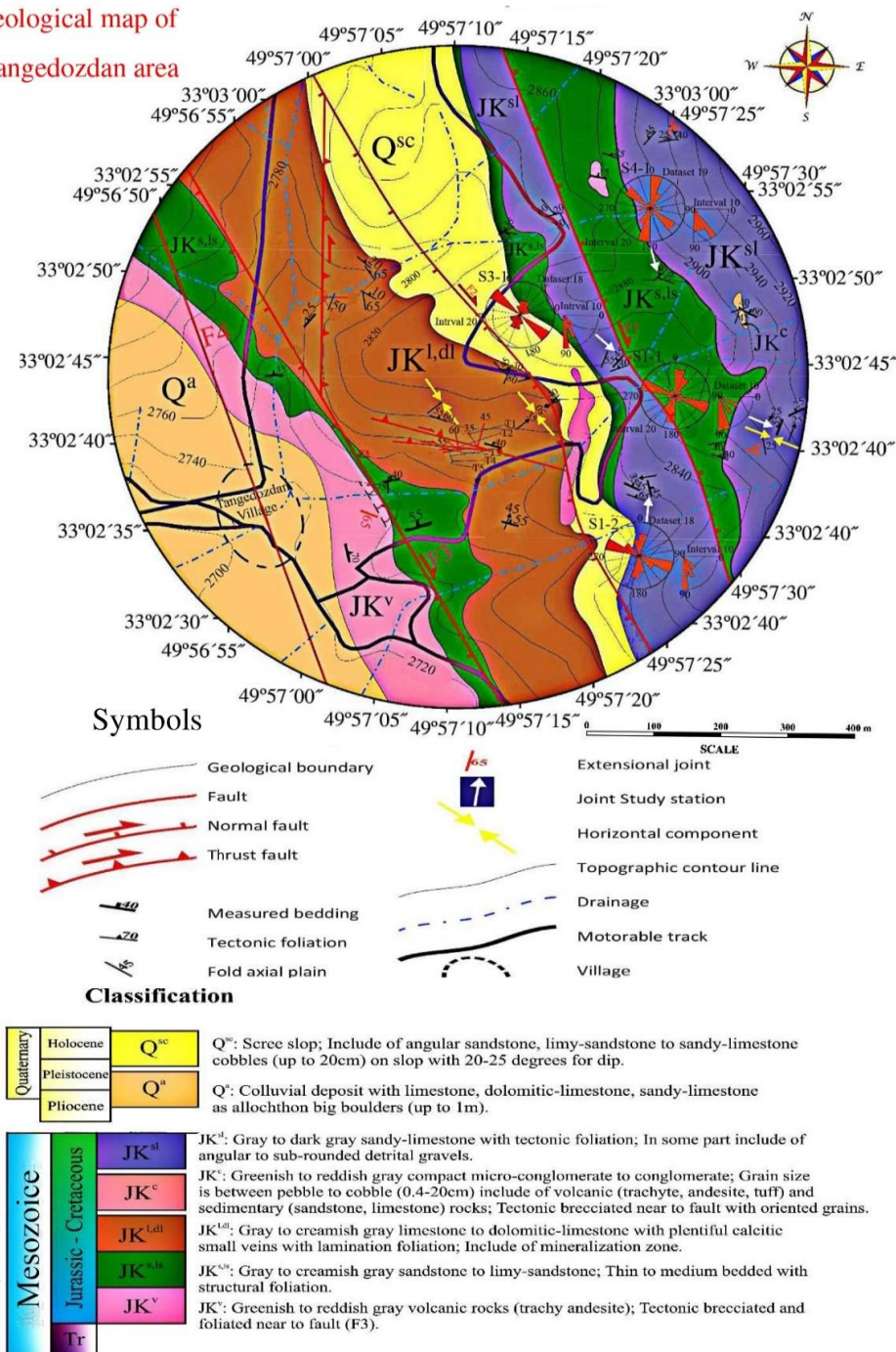
زمین‌ساختی صفحه‌های خاص، دشوار است. همچنین تعیین روابط بین کانی‌سازی روی و سرب و تغییر شکل ساختاری در بسیاری از موارد مشکل به نظر می‌رسد؛ زیرا تغییر شکل منطقه‌ای به طور دقیق قابل شناسایی نیست (Miller et al., 2010; Yasemi et al., 2017). شناخت پدیده‌های مختلف، این امکان را فراهم می‌آورد تا تغییرات ساختاری منطقه‌ای مرتبط با کانی‌سازی شناسایی و توجیه شوند (Hill and Raza, 1999; Schellart et al., 2011; Davies, 2012; Holm et al., 2015). بر اساس پژوهش‌های انجام‌شده قبلی، کانسار تنگ‌دزدان یک کانسار روی و سرب با سنگ میزبان کربناتی از نوع دره می‌سی‌سی‌پی است (Delavar et al., 2014). در این پژوهش، ساختارهای مختلف زمین‌شناسی همانند گسل‌ها، درزه‌ها و چین‌خوردگی‌ها در مقیاس ناحیه مورد مطالعه، بررسی شده است و پس از شناسایی ساختارهای مهم و تأثیرگذار و همچنین وضعیت زمین‌ساختی منطقه، ارتباط ساختارهای زمین‌شناسی با کانه‌زایی روی و سرب در ناحیه تنگ‌دزدان مورد بررسی قرار گرفته است. در این پژوهش، سعی شده است ارتباط ساختاری و کانه‌زایی مورد بررسی قرار گیرد و الگویی برای شکل‌گیری ساختاری ارائه شود.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

معدن روی و سرب تنگ‌دزدان در منطقه‌ای با مرکز بودن روستای تنگ‌دزدان در ۲۵ کیلومتری شمال شرق فریدون‌شهر، بین طول‌های $30^{\circ} 56' 49''$ تا $30^{\circ} 57' 49''$ شرقی و عرض‌های $33^{\circ} 02'$ تا $33^{\circ} 03'$ شمالی، در متناهی‌گوشه غربی استان اصفهان و در مجاورت استان لرستان واقع شده است. از لحاظ موقعیت زمین‌شناسی، این ناحیه بخشی از زون سندج - سیرجان محسوب می‌شود. این ناحیه در گستره نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گلیپایگان (Thiele et al., 1967)، ۱:۱۰۰۰۰۰ الیگودرز (Soheili et al., 1992) در فاصله حدود ۲۰ کیلومتری شمال شرقی راندگی اصلی زاگرس قرار دارد. بر اساس نقشه زمین‌شناسی ساختاری ۱:۲۰۰۰۰ تهیه شده (شکل ۱)، واحدهای سنگی موجود از قدیم به جدید شامل

ولکانیک‌های سبزرنگ (JK^v)، ماسه‌سنگ آهکی (JK^{s,ls})، آهک تا آهک دولومیتی (JK^{l,dl})، کنگلومرا (JK^c) و آهک‌های ماسه‌ای (JK^{sl}) متعلق به ژوراسیک- کرتاسه و آبرفت‌های عهد حاضر (Q^a) و (Q^{sc}) هستند.

Geological map of Tangedozdan area



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساختمانی و زمین‌شناسی اقتصادی ورقه ۱:۲۰۰۰۰ ناحیه تنگ‌دزدان

Fig. 1. Structural geology and economic geology of Tangedozdan 1:20000 sheet

دوپلکسی است که متشکل از صفحه‌های راندگی بر روی یکدیگر در مقیاس‌های مختلف است.

عملکرد نیروهای زمین‌ساختی تراستی باعث توسعه درزه‌های کششی در امتدادهای عمود بر آنها شده و رگه و رگچه‌های کلسیت توسعه یافته‌اند که باعث رنگ سفید تا کرم برای این سنگ‌ها شده است. واحد JK^c از گسترش سطحی زیادی برخوردار نیست و با ضخامتی در حدود ۱۷ متر، با قرارگیری درون واحدهای JK^{sl} و $JK^{sl,ls}$ آغاز شکل‌گیری نهشته‌های کرتاسه بوده و شامل کنگلومرای ریز تا متوسط‌دانه متراکم به رنگ‌های خاکستری مایل به قرمز و سبز متشکل از قطعه‌های آتشفشانی (بیشتر از جنس تراکیت، آندزیت و توف) و رسوبی (بیشتر از جنس سنگ ماسه و سنگ آهک) است (شکل ۲-۲). آهک‌های ماسه‌ای (JK^{sl}) به طور عمده متشکل از سنگ آهک ماسه‌ای به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره بوده و ضخامتی در حدود ۱۳ متر با لایه‌بندی نازک تا متوسط‌لایه دارد (شکل ۲-۲).

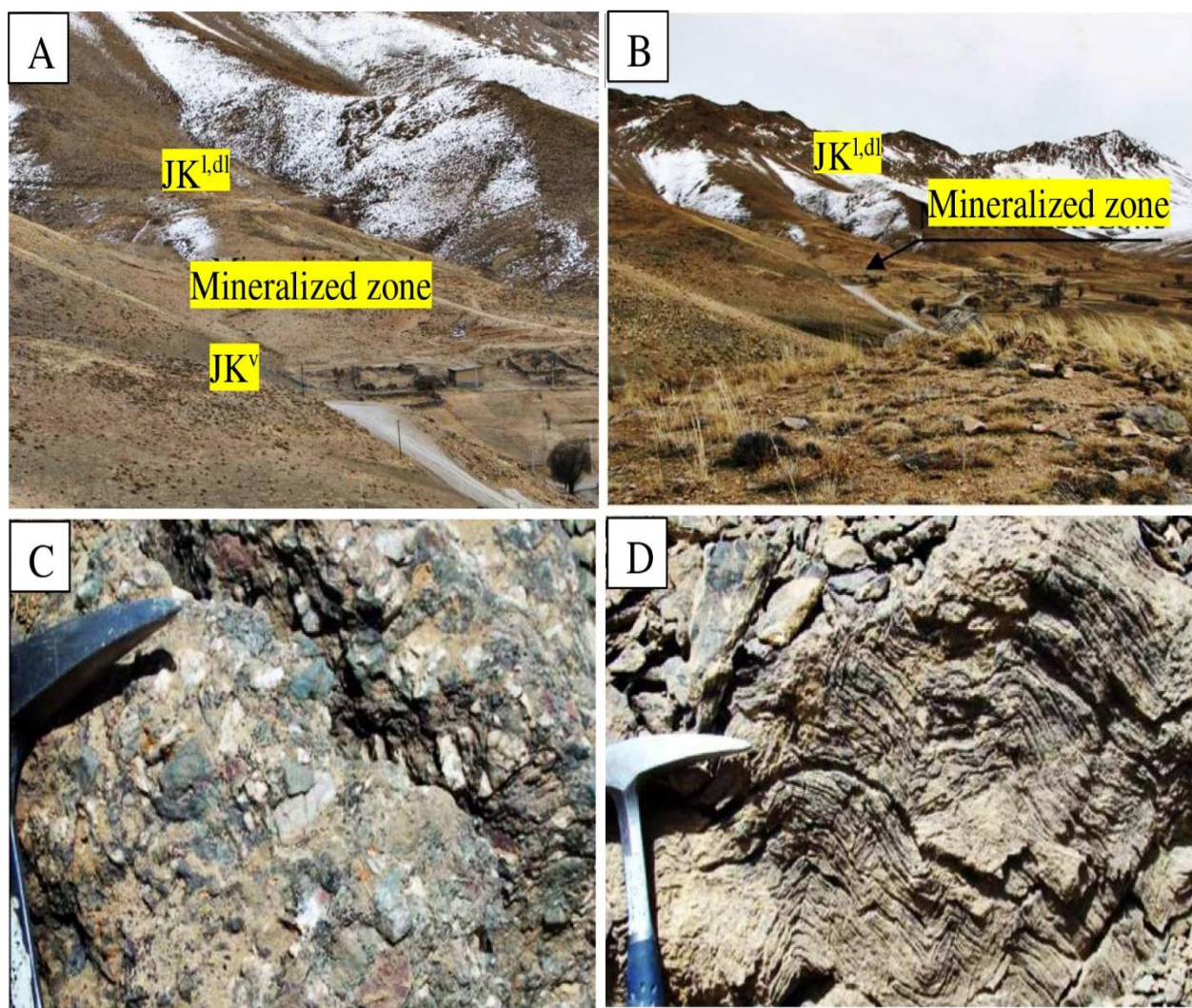
روش مطالعه

برای بررسی کانه‌زایی روی و سرب و تهیه نقشه زمین‌شناسی اقتصادی و زمین‌ساختی منطقه با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، بررسی صحرایی، نمونه‌برداری، بررسی میکروسکوپی سازندها و واحدهای سنگی موجود و روابط بین آنها انجام شد. برای شناسایی دقیق و تعیین نوع کانی‌ها، ۳۰ مقطع نازک-صیقلی از نمونه‌های برداشت شده سطحی، گمانه‌ها و ترانشه‌ها تهیه و به وسیله میکروسکوپ پلاریزان عبوری-انعکاسی Nikon E200 در دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم‌آباد مورد بررسی قرار گرفتند. تعداد ۱۰ نمونه نیز به وسیله دستگاه پراش پرتو ایکس^۱ در آزمایشگاه شرکت زرآزما و کانساران بینالود و تعداد ۳۶ نقطه از نمونه‌ها در آزمایشگاه الکترون میکروپروب دانشگاه پوتسدام کشور آلمان مورد آنالیزهای مایکروپروب (نقطه‌ای) قرار گرفت. دستگاه مورد استفاده برای انجام آنالیز الکترون میکروپروب^۲ از نوع CAMECA-SX-100 ساخت کشور فرانسه با اندازه باریکه

ولکانیک‌های سبزرنگ (JK^v) از نوع تراکی آندزیت بوده و در مقاطع نازک تهیه‌شده از آنها، کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، کلریت، سریسیت، کلسیت، کانی کدر، اکسید و هیدروکسید آهن و شیشه قابل مشاهده است. واحد ماسه‌سنگ آهکی ($JK^{sl,ls}$) با راستای کلی NNW-SSE شامل ماسه‌سنگ، ماسه‌سنگ آهکی نازک تا متوسط‌لایه و ماسه‌سنگ توفی سبز، خاکستری مایل به سبز و ارغوانی همراه با میان‌لایه‌هایی از سنگ آهک و از نظر چینه‌شناسی هم‌ارز با واحد JK^v به سن ژوراسیک بالا تا کرتاسه زیرین است. واحد آهکی ($JK^{l,dl}$) در شرق روستای تنگ‌دزدان با تماس عادی بر روی واحد JK^v قرار دارد و میزبان کانی‌سازی کربناته روی است (شکل ۲-۲). این واحد در شرق روستای تنگ‌دزدان در بیشتر موارد تکتونیزه، گسلیده و خرد شده بوده و از نظر سنگ‌شناسی شامل تناوبی از سنگ‌های نازک‌لایه، متوسط‌لایه تا ضخیم‌لایه، خاکستری تیره تا کرم‌رنگ، بلوری شدن سنگ آهک و آهک دولومیتی، سنگ آهک مارنی و به طور موضعی مارن و کنگلومراست. کانی‌سازی روی و سرب در بین دو گسل عرضی با روند شمال‌شرقی-جنوب‌غربی و یک زون گسله در داخل سنگ آهک دولومیتی متمرکز شده است. در منطقه‌ای که کانی‌سازی کربناته در سطح دیده می‌شود، لایه‌ها پیچ و تاب‌های فراوانی را نشان می‌دهند. سنگ‌های کربناته موجود گاهی با شیب ۴۰ تا ۵۰ درجه به سمت شمال‌شرق (۲۵/۵۰، ۰۵/۴۰) به طور مستقیم بر روی سنگ‌های ولکانیکی قرار دارند. در بعضی مناطق واحد $JK^{l,dl}$ شامل سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه تا توده‌ای به رنگ خاکستری تیره و گاهی نخودی بوده و مرز آن با واحدهای زیرین نیز گسلیده است (شکل ۲-۲). به نظر می‌رسد این رخنمون بخشی از سفره‌های رورنده‌ای است که بقایای آن به صورت برش‌هایی در زون ساختاری سنندج-سیرجان دیده می‌شود. این واحد در غرب روستا شامل سنگ‌های آهکی به شدت خرد شده و بلوری شده و به صورت متوسط‌لایه تا توده‌ای و به رنگ خاکستری تا کرم و گاهی سفید هستند (شکل ۲-۲). عامل اصلی بلوری شدن در این سنگ‌ها عملکرد زمین‌ساخت تراستی و تشکیل سامانه

برای عنصر منیزیم، کانی اسپیکیولاریت برای عنصر آهن، اکسید نیکل برای عنصر نیکل، کانی رودونیت برای منگنز، کانی سلسترین برای استرانسیوم و کانی ولاستونیت برای عناصر سیلیسیم و کلسیم بوده است.

۵ میکرون‌متر، ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵ کیلو الکترون ولت (KeV) و شدت جریان ۲۰ نانو آمپر (nA) و زمان تجزیه ۱۵ تا ۲۵ ثانیه بوده است. استانداردهای مورد استفاده شامل کانی اسفالریت برای عنصر روی، کانی باریت برای عنصر باریم، کانی گالن برای عنصر سرب، کانی کالکوپیریت برای عنصر مس، کانی پریکلاز



شکل ۲. A: نمایی از گسترش واحدهای سنگی در مجاور روستای تنگ‌دزدان (نگاه به شرق)، B: دورنمای گسترش واحد $K^{l,dl}$ در شرق روستای تنگ‌دزدان (نگاه به جنوب شرق)، C: رخنمون واحد JK^c شامل کنگلومرای ریز تا متوسط‌دانه متراکم به رنگ‌های خاکستری مایل به قرمز و سبز و D: رخنمون واحد JK^{sl} متشکل از سنگ آهک ماسه‌ای به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره

Fig. 2. A: A view of the expansion of rocks units near Tangedozdan village (vision to east), B: The view of the expansion of $K^{l,dl}$ unit in the east of Tangedozdan village (vision to east), C: JK^c unit outcrop includes of Fine to medium-grained, dense, grayish-reddish and greenish conglomerate, and D: JK^{sl} unit outcrop includes of Gray to dark gray sandy limestone

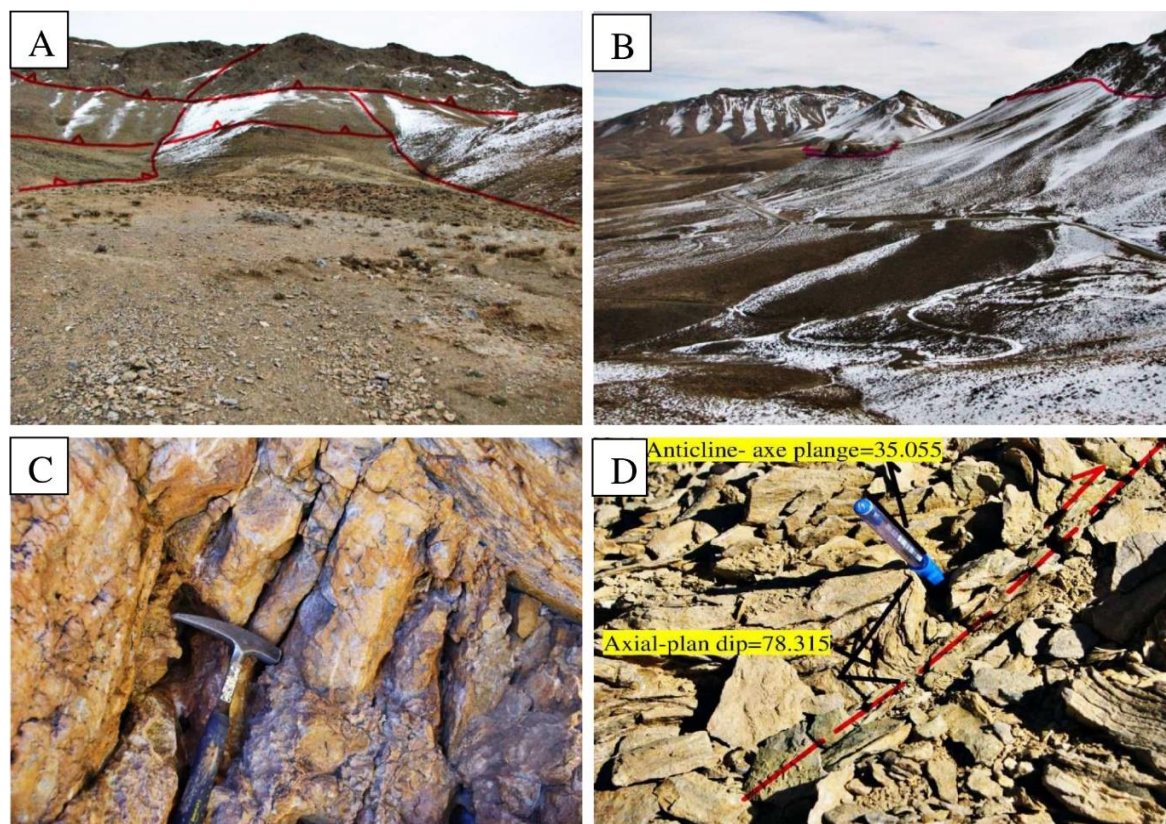
زمین‌شناسی ساختاری

ناحیه تنگ‌دزدان به عنوان بخشی از زون سنندج-سیرجان، در زمان ژوراسیک و اوایل کرتاسه تشکیل شده و شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های رسوبی تخریبی، سنگ‌های ولکانیکی و سنگ‌های کربناته هستند. زمین‌ساخت غالب تراستی راست‌بر، هم‌راستا با روند راندگی اصلی زاگرس، در مقیاس‌های مختلف در این مناطق توسعه یافته است (Aghanabati, 2006).

پدیده‌های دگرگونی با توجه به فاصله حدود ۲۰ کیلومتر از کمربند دگرگونه اصلی، تأثیر چندانی در این منطقه نداشته است؛ اما پدیده‌های زمین‌ساختی به صورت راندگی، تشکیل چین‌خوردگی‌های باز، درزه‌ها و شکستگی تأثیرگذار بوده و از کنترل‌کننده‌های کانه‌زایی به شمار می‌آید. ساختمان‌های اصلی زمین‌شناسی در داخل محدوده اکتشافی نیز صفحه‌های راندگی است که پولک‌هایی از واحدهای سنگی ژوراسیک-کرتاسه را از شمال‌شرق به سمت جنوب‌غرب بر روی همدیگر رانده است (شکل ۳-۱). در کمر بالای راندگی و در شیب ریخت‌شناسی به سمت شمال‌شرق، بلوک‌هایی از سنگ‌های کمر بالا در اثر گسل‌های عادی قاشقی به سمت پایین سر خورده‌اند (شکل ۳-۲). گسل‌های عرضی فرعی نیز اغلب دارای عملکرد راست‌الغز، ساختمان‌های رانده را قطع کرده‌اند که البته به نظر می‌رسد برخی از آنها دارای عملکرد راندگی نیز هستند.

همراه با پدیده راندگی، ساخت‌های چین‌خوردگی در اندازه‌های بسیار کوچک و مترکم و اغلب در ارتباط با گسل‌ها، نیز واحدهای سنگی منطقه، به ویژه سنگ‌های آهکی نازک لایه را تحت تأثیر قرار داده است. این چین‌خوردگی‌ها به خوبی سازوکار گسل‌های همراه خود را نشان می‌دهند. در نگاه کلی، دو بخش قابل تمایز در ناحیه مورد بررسی قابل تفکیک است. بخش (نیمه) شرقی گستره مورد بررسی شامل کوه‌های دوگله‌ها که دارای شرایط پیچیده‌تر بوده و ساختمان‌های پولکی از سنگ‌های کربناته، تخریبی و ولکانیک با همدیگر درگیر شده‌اند و نواحی شمالی و شرقی آن به صورت دو ساختمان جداگانه از سنگ‌های کربناته بر روی سنگ‌های تخریبی جای گرفته‌اند.

سنگ‌های کربناته کرتاسه زیرین، دارای بیشترین گسترش در منطقه بوده و با توجه به نوع سنگ‌شناسی، در اثر زمین‌ساخت تراکمی آلپی، اغلب به صورت سفره‌های راندگی از شمال‌شرق به جنوب‌غرب دیده می‌شوند. این سنگ‌های کربناته در کوه کل‌گاو و نواحی اطراف روستای تنگ‌دزدان، به شدت چین‌خورده و گسلیده بر روی سنگ‌های ولکانیکی قرار دارند. علاوه بر ساختمان‌های راندگی اصلی (از شمال‌شرق به جنوب‌غرب) گسل‌های عرضی فراوانی نیز یافت می‌شوند. این سنگ‌ها در شرق روستای تنگ‌دزدان میزبان کانی‌سازی کربناته روی است که این کانه‌زایی در بین دو گسل عرضی با روند شمال‌شرقی-جنوب‌غربی و یک زون گسله در داخل سنگ آهک دولومیتی متمرکز شده و با شیب ۴۰ تا ۵۰ درجه به سمت شمال‌شرق (۴۰/۰۰۵، ۵۰/۰۲۵) به طور مستقیم بر روی سنگ‌های ولکانیکی قرار دارند. سطوح گسله اندازه‌گیری شده به موازات این سطح در داخل ترانشه‌های حفر شده در زون کانی‌سازی دیده می‌شود. ساختمان‌های راندگی در منطقه مورد بررسی دارای سازوکار راست‌الغز راست‌بر نیز هستند که بازتاب آنها به صورت راندگی‌هایی از شمال‌غرب به جنوب‌شرق است (همانند گسل‌های اصلی موجود در منطقه کانی‌سازی). این گسل‌ها به نظر می‌رسد زون کانی‌سازی را نیز قطع کرده‌اند. در شمال‌شرقی ناحیه کانه‌زایی در کمر پایین یک گسل راندگی در داخل بخش ضخیم لایه، سیمای ورقه‌ای و تبلور دوباره دیده می‌شود (شکل ۳-۳). در بررسی‌های صحرایی، سنگ‌های کربناته دارای کانه‌زایی بلوری شده بوده و لایه‌های آن با ۵۰ متر فاصله از این مرز پیچ و تاب‌های فراوانی را نشان می‌دهند. در شرق زون کانی‌سازی روی لایه‌های نازک این واحد چین‌خوردگی‌های ریزی قابل مشاهده است که با کمک آنها سازوکار حرکت‌های زمین‌ساختی قابل درک است (شکل ۲-۲ و شکل ۳-۳). برخی از لایه‌ها، نسبتاً صخره‌ساز بوده و حاوی ریزچین‌های فراوان است. در سنگ‌های کربناته وضعیت لایه‌بندی متنوع و نشان‌دهنده ساختمان تاقدیسی دارای زاویه میل بوده و شیب غالب آن به سمت شمال و شمال‌شرق بوده و در واحدهای مختلف سنگی با تغییرات قابل ملاحظه‌ای به شکل‌های متفاوت دیده می‌شود.



شکل ۳. A: گسل‌های راندگی در شرق روستای تنگ‌دزدان (نگاه به شرق)، B: یک بلوک سرخورده در اثر گسل عادی قاشقی (نگاه به شرق)، C: سنگ آهک‌های تبلور مجدد شده در اثر زمین‌ساخت حاکم بر منطقه و D: یک زون گسله و ریزچین‌های همراه آن در شرق روستا

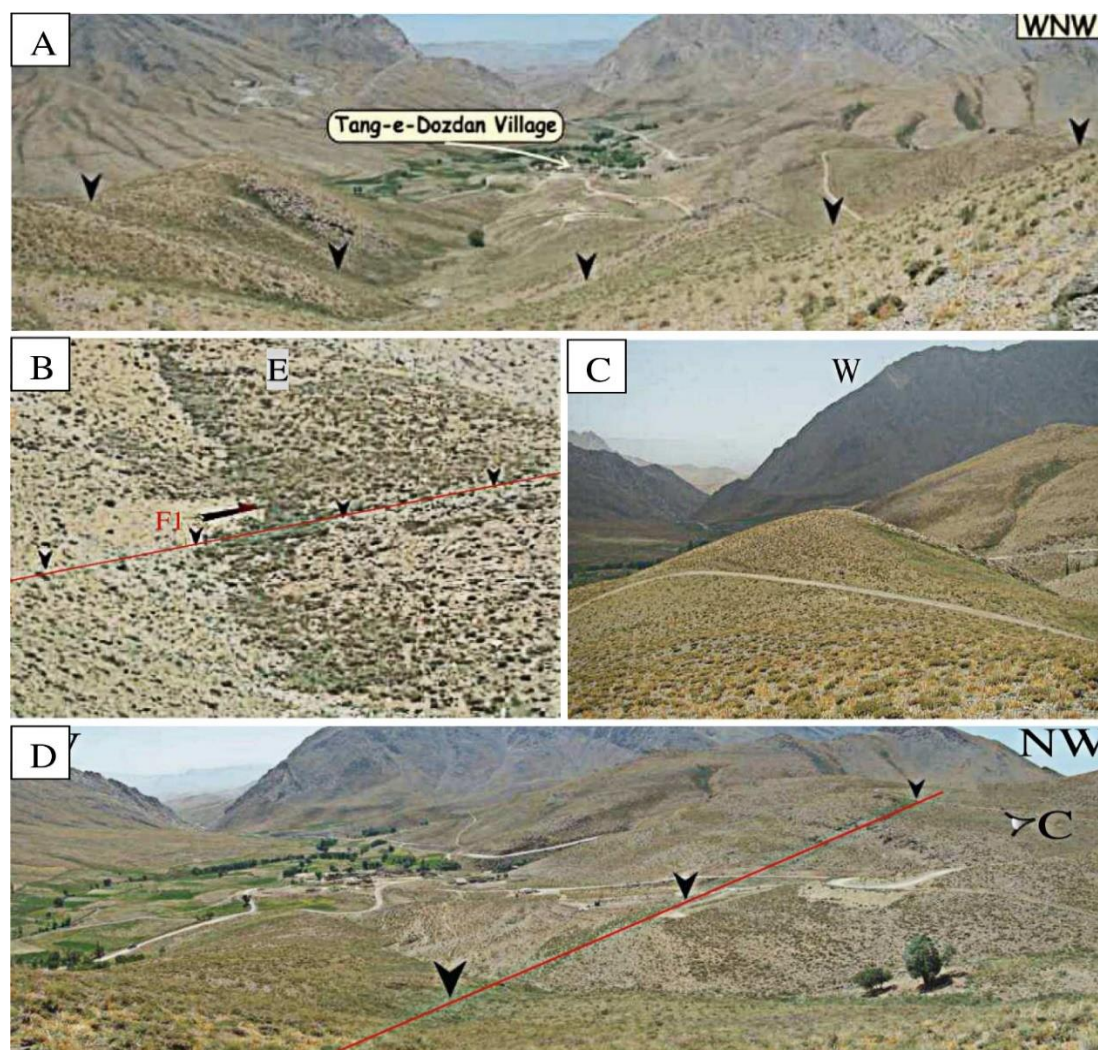
Fig 3. A: Thrust faults in the east of Tangedozdan village (vision to east), B: A slide block due to listric normal fault (vision to east), C: Recrystallized limestone in effect of tectonic in area, D: The fault zone and the small folds along with it in the east of the village

کنونی به صورت عادی خواهد بود. همچنین جابه‌جایی آبراهه در حدود 12 ± 2 متر به صورت راست‌بر، دلالت بر مؤلفه راستالغزی راست بر این گسل دارد (شکل ۴-B). بر اساس وجود ساختار S- C در رگه‌های کوچک کلسیتی سین تکسیال در زمینه سنگ آهک ماسه‌ای در کناره غرب گسل که سوی برش چپ‌بر را نشان می‌دهد، می‌توان حرکت قدیمی گسل F1 را به صورت راستالغز چپ‌بر به همراه مؤلفه راندگی در نظر گرفت. بر اساس بررسی‌های انجام‌شده، این گسل نقشی مهم و اساسی در کانه‌زایی داشته است. گسله F2: این گسل در فاصله حدود ۴۵۰ متری شرق روستای تنگ‌دزدان با راستای کلی N150، واحدهای JK^{c} ، $JK^{l,dl}$ و Q^{sc}

پنج گسل مهم و عمده و مجموعه‌ای از گسل‌های فرعی مرتبط با کانه‌زایی در ناحیه تنگ‌دزدان شناسایی شده است (شکل ۱). گسله F1: گسل F1 در فاصله حدود ۶۵۰ متری شرق روستای تنگ‌دزدان و با راستای کلی N158 و سازوکار کنونی شیب‌لغز عادی به همراه مؤلفه راستالغزی راست‌بر، سبب همبری میان نهشته‌های سنگ آهک ماسه‌ای (واحد JK^{sl}) در غرب (فرو دیواره) و سنگ ماسه تا سنگ ماسه آهکی (واحد $JK^{sl,ls}$) شده است (شکل ۴-A). شیب گسل در حدود ۷۰ درجه با جهت شیب به سوی ENE برآورد می‌شود که بر این اساس، پله گسل با دید به سوی شرق و در حدود 6 ± 1 متر نشان‌دهنده مؤلفه شیب‌لغزی

در کانه‌زایی داشته و به همراه گسل‌های فرعی منشعب از آن به عنوان کنترل کننده‌های ساختاری کانه‌زایی در نظر گرفته می‌شوند. همچنین در کناره غربی گسل F2، قطعه‌های آتشفشانی موجود در کنگلومرای واحد JK^c جهت‌یافتگی ساختاری نشان می‌دهند (شکل ۴-د).

را قطع کرده است (شکل ۴-ج). گسل F2 دارای ساختار قاشقی و شیبی در حدود ۵۵ درجه (در نزدیکی سطح زمین) و جهت شیب به سوی WSW با سازوکار شیب‌لغز عادی به همراه مؤلفه راست‌الغز راست‌بر است. گسل‌های رانندگی کوچکی نیز در نزدیک به سطح از شاخه اصلی این گسل منشعب شده و در ترانسه‌های اکتشافی رخنمون یافته‌اند. این گسل به همراه گسل F1 نقش مهم و اساسی



شکل ۴. A: گسل F1 در ۶۵۰ متری شرق روستای تنگ‌دزدان، B: جابه‌جایی آبراهه در اثر عملکرد گسل F1 به صورت راست‌بر نشان‌دهنده مؤلفه راست‌الغزی راست‌بر گسل، C: عبور گسل F2 از واحدهای سنگی مختلف. محل برداشت شکل ۱-ج، در شکل ۱-د آمده است و D: گسل F2 در فاصله حدود ۴۵۰ متری شرق روستای تنگ‌دزدان

Fig. 4. A: F1 fault in 650 meters east of Tangedozdan village, B: The stream relocation in the effect of F1 fault in form of right lateral strick-slip fault show the slide-right on the fault, C: F2 fault passes through different rock units (The place where Fig. 1-C is taken is shown in Fig. 1-D), and D: F2 fault in 450 meters east of Tangedozdan village

نهشته‌های آهکی تا آهک دولومیتی واحد $JK^{1,dl}$ ، برابر با N90/35 و جهت حرکت گسل نسبت به راستا با زاویه میل 35S است. بر پایه درزه‌های کششی موجود در سطح صفحه گسل با ویژگی‌های N310/45 و پله‌های شکل گرفته در رگه‌های کلسیتی روی صفحه گسل، می‌توان سازوکار راندگی چپ‌بر را برای این گسل در نظر گرفت (شکل ۵-۵D).

درزه نگاری

با توجه به تأثیر گسل‌های F1 و F2 در کنترل کانه‌زایی روی و سرب در ناحیه مورد بررسی، عملیات درزه نگاری با برداشت ۷۴ درزه در چهار ایستگاه بر پایه رخنمون‌های سنگی دارای کانه‌زایی و حاوی ۶۷ درزه کششی در اطراف این دو گسل به انجام رسید (شکل ۱). بر این اساس، الگوی توزیع، امتداد و شیب درزه‌ها نشان‌دهنده وجود استرس غالب از سمت شمال‌شرق و همچنین شمال‌غرب است که در این میان گروهی از درزه‌ها دارای پرشدگی بوده‌اند. طول میانگین درزه‌ها حدود ۹۰ تا ۱۶۰ سانتی‌متر و فاصله میانگین درزه‌ها از درزه مشابه خود کمتر از ۳۰ تا ۴۰ سانتی‌متر است. نمودارهای دایره‌های بزرگ و نمودار قطب صفحه درزه‌ها در ایستگاه اول و دوم واقع در شرق و غرب گسل F1 نشان‌دهنده جهت شیب غالب درزه‌ها به سوی شمال، شمال‌شرق و شرق است (شکل ۶-۱A و B). نمودارهای گل سرخی (شکل ۱) و نمودار کانتوری قطب صفحه درزه‌های حاصل از هر دو ایستگاه نشان‌دهنده وجود یک دسته درزه غالب با راستای WNW-ESE و دسته درزه دوم با راستای NNE-SSW بوده و مقدار شیب غالب درزه‌ها بیش از ۸۰ درجه است (شکل ۶-۱A و B). نمودار دایره‌های بزرگ و نمودار قطب صفحه درزه‌ها در ایستگاه سوم در کناره غربی گسل F1 نشان‌دهنده جهت شیب غالب درزه‌ها به سوی غرب و جنوب‌غرب است (شکل ۶-۱C). نمودار گل سرخی (شکل ۱) و نمودار کانتوری قطب صفحه درزه‌ها نیز در این ایستگاه نشان‌دهنده وجود یک دسته درزه غالب با راستای NW-SE و مقدار شیب غالب درزه‌ها بیش از ۸۰ درجه را نشان می‌دهد

گسله F3: این گسل در فاصله حدود ۱۴۰ متری شرق روستای تنگ‌دزدان با راستای کلی N150، واحدهای $JK^{1,dl}$ و $JK^{s,ls}$ را قطع کرده است. همچنین واحد آتشفشانی JK^v در مجاورت گسل F3 زون برشی راست‌بر را نشان می‌دهد. این گسل با شیبی در حدود ۶۰ درجه و جهت شیب به سوی WSW دارای سازوکار شیب‌لغزی عادی به همراه مؤلفه راستالغز راست‌بر است. از جمله شواهد حرکت شیب‌لغزی عادی این گسل، می‌توان به نحوه ادامه حرکت آبراهه‌های شرقی-غربی در فرودیواره (غرب) گسل اشاره کرد. به طوری که فاصله دو آبراهه در فرودیواره گسل با مؤلفه شیب‌لغزی عادی کمتر از این فاصله در فرادیواره خواهد بود. در واقع کم‌عرض شدن پشته مجاور گسل در فرودیواره آن می‌تواند در اثر عملکرد مؤلفه عادی گسل، شکل گرفته باشد (شکل ۵-۵A).

گسله F4: این گسل از روستای تنگ‌دزدان با راستای کلی N160 عبور کرده و واحدهای Q^a ، JK^v و $JK^{s,ls}$ را قطع کرده است. این گسل با جهت شیب به سوی ENE دارای سازوکار راندگی بوده و پله آن در نهشته‌های کواترنری با رخ به سوی غرب-جنوب‌غرب قابل مشاهده است (شکل ۵-۵B).

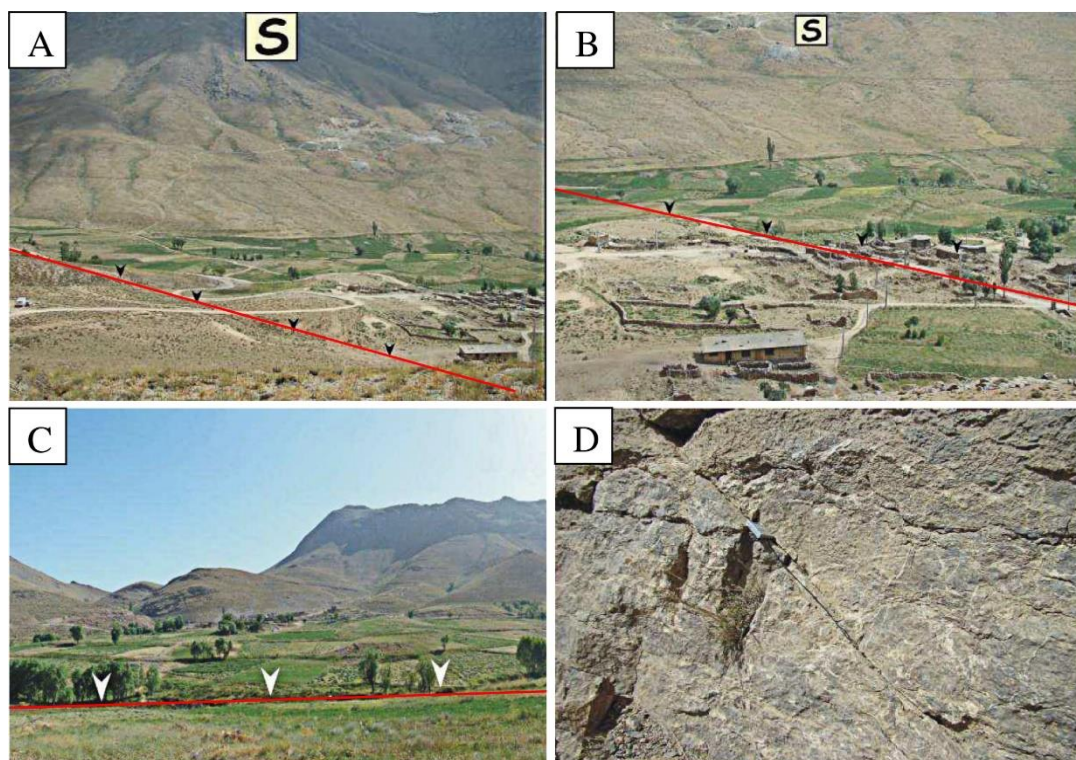
گسله F5: این گسل در فاصله حدود ۴۰۰ متری غرب روستای تنگ‌دزدان (خارج از محدوده ارائه‌شده در نقشه) جای دارد. راستای کلی آن NNW-SSE و سازوکار غالب آن راندگی با جهت شیب به سوی شرق است. پله این گسل با رخ به سوی غرب-جنوب‌غرب در نهشته‌های کواترنری دیده می‌شود (شکل ۵-۵C).

گسله های فرعی

گسل‌های فرعی موجود در ترانسه‌های اکتشافی در عمق، از شاخه اصلی گسل F2 منشعب شده و به سطح رسیده‌اند. این گسل‌ها در ترانسه‌های اکتشافی با راستاهای ENE-WSW تا E-W دیده شده و اغلب سازوکار راندگی به همراه مؤلفه راستالغزی راست‌بر دارند. گسل دیگری در حد فاصل گسل‌های F2 و F3 با راستای N-S دیده می‌شود. ویژگی‌های صفحه این گسل در سنگ

کانتوری قطب صفحه درزه‌های حاصل از این ایستگاه نشان‌دهنده وجود یک دسته درزه غالب با راستای NNW-SSE و دسته دوم با راستای NW-SE بوده و مقدار شیب غالب درزه‌ها بین ۵۰ تا ۶۰ درجه است (شکل ۶-D).

(شکل ۶-C). نمودار دایره‌های بزرگ و نمودار قطب صفحه درزه‌ها در ایستگاه چهارم واقع در ۱۰۰ متری شرق گسل F1 نشان‌دهنده جهت شیب غالب درزه‌ها به سوی غرب و شمال شرقی است (شکل ۶-D). نمودار گل سرخی (شکل ۱) و نمودار



شکل ۵. A: گسل F3 در ۱۴۰ متری شرق روستای تنگ‌دزدان، B: عبور گسل F4 از روستای تنگ‌دزدان با راستای کلی N160. C: گسل F5 در فاصله حدود ۴۰۰ متری غرب روستای تنگ‌دزدان و D: یک گسل فرعی در ترانشه‌های اکتشافی منشعب شده از گسل F2

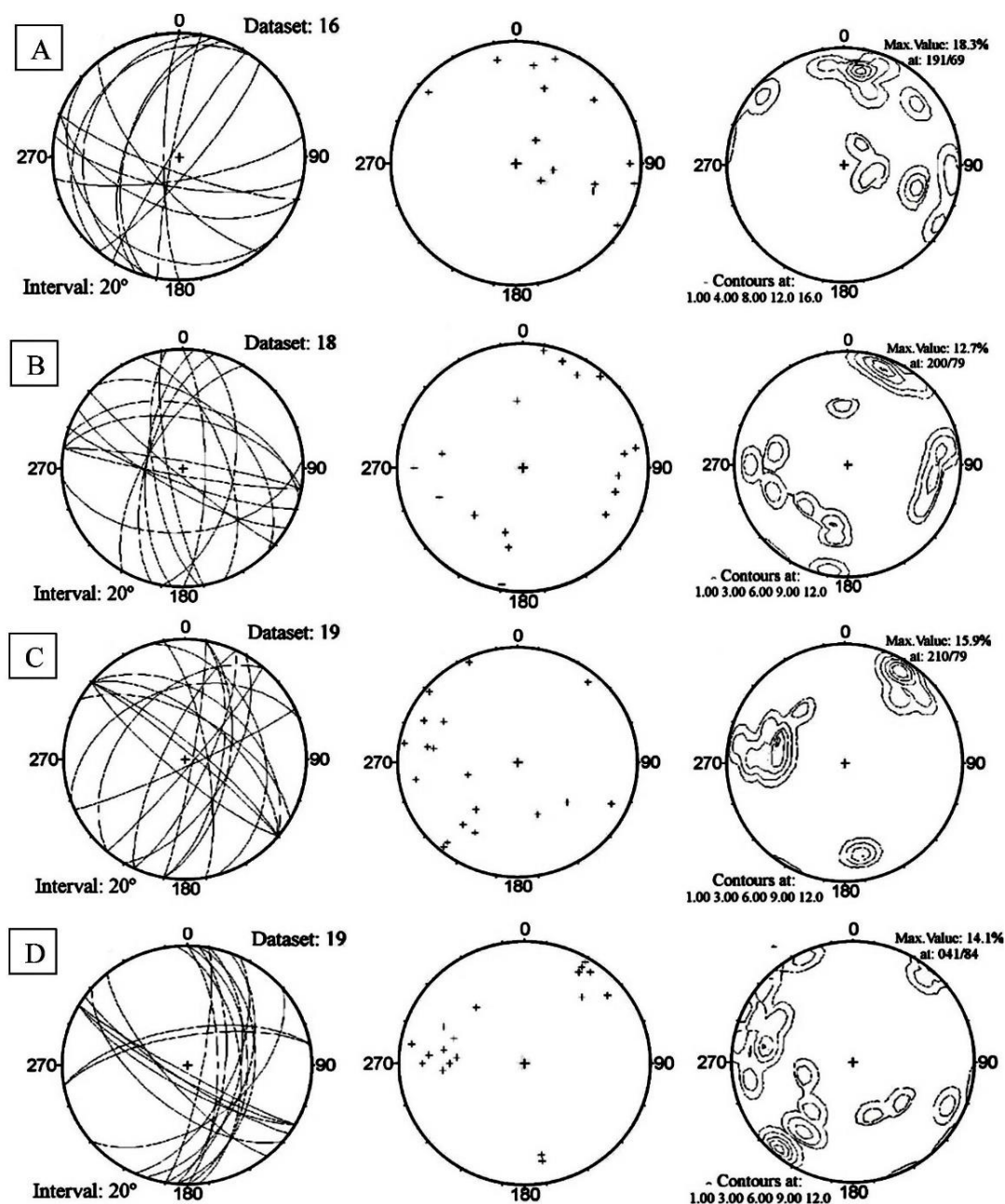
Fig. 5. A: F3 fault in 140 meters east of Tangedozdan village, B: F4 fault passage from Tangedozdan village with direction N160, C: F1 fault in 400 meters east of Tangedozdan village, and D: A subsidiary fault in exploration trenches branched out from F2 fault

تحلیل داده‌های ساختاری

تحلیل و تفسیر داده‌های ساختاری گسل‌ها در کانی‌سازی و تشکیل کانسارهای معدنی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. حرکت گسل‌های امتدادلغز موجب شکل‌گیری مناطق تراکششی و ترافشارشی در امتداد گسل‌های بزرگ شده و مکان مناسبی برای بالا آمدن سیالات عمقی، تزریق، جای‌گیری و سرانجام

کانی‌سازی‌های مختلف را فراهم می‌آورد (Blenkinsop, 2002; Mohajjel and Ferguson, 2013). با وجود اینکه تاریخچه تنش و تغییر شکل در طی ایجاد و رشد یک چین و سپس توسعه شکستگی‌ها بسیار پیچیده است؛ اما الگوها و روابط حاکم بر آنها در محدوده اکتشافی در شناخت و درک این عوامل بسیار سودمند هستند. لذا هنگامی که وضعیت و شدت گسل‌ها با شکل و

روند چین خوردگی مطابقت داشته باشد، می‌توان آنها را با هندسه شکستگی‌های چین‌ها مرتبط دانست (Stearns, 1968). بر این اساس شکستگی‌های وابسته به چین خوردگی نمایش شماتیک، در پنج دسته قرار می‌گیرند (شکل A و B).

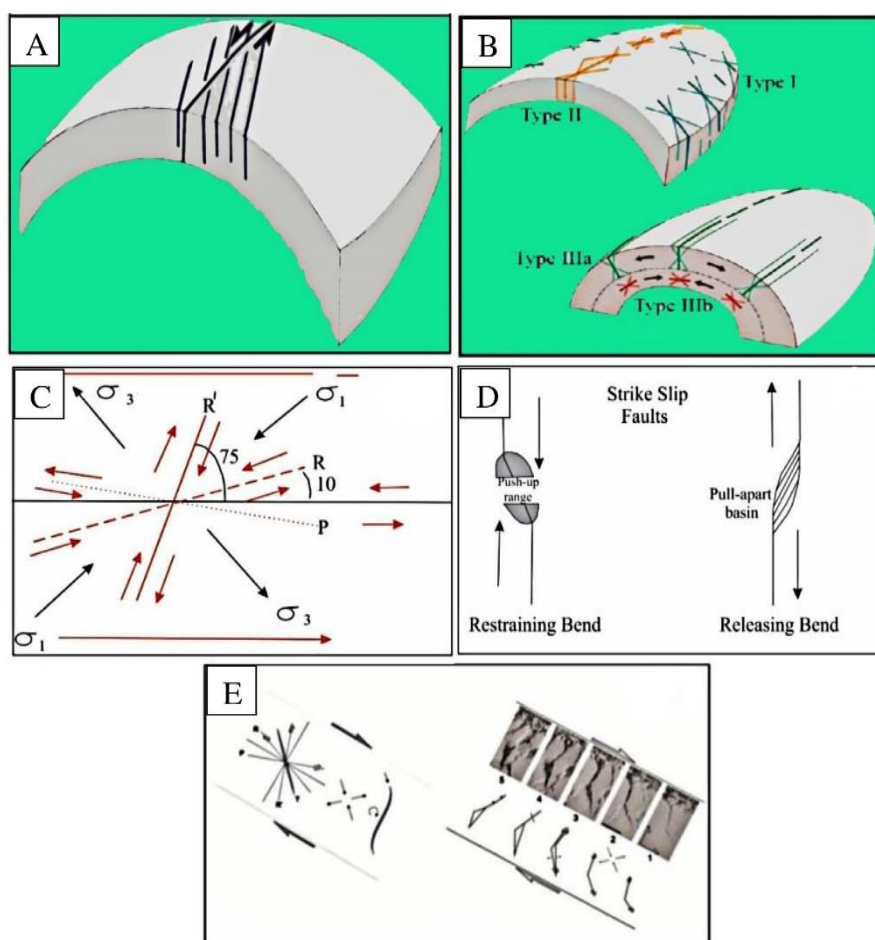


شکل ۶. نمودار دایره‌های بزرگ، نمودار قطب صفحه درزه‌ها و نمودار کانتوری قطب صفحه درزه‌ها در ایستگاه‌های A: اول، B: دوم، C: سوم و D: چهارم ناحیه تنگ‌دزدان

Fig. 6. Big circle diagram, polar plane joints diagram and contour diagram of polar plane joints in A: one, B: two, C: Three and D: four stations of Tengezdandan area

کانی‌سازی است. در پهنه‌های گسلی امتدادلغز انواع مختلفی از شکستگی‌ها با نسل‌های متفاوت وجود دارد (شکل ۷-C، D و E) که معمولاً راستای کششی محلی مناسب جهت تزریق سیالات و کانه‌زایی محسوب می‌شوند. شناخت نوع، راستا و نحوه عملکرد گسل‌ها می‌تواند در تشخیص پهنه‌های گسلی که نقش اصلی در شکل‌گیری کانی‌سازی دارند، بسیار مفید و موثر باشد.

در ناحیه مورد بررسی می‌توان ارتباط نزدیک بین شکستگی‌های غالب محدوده اکتشافی و راستای محور چین‌ها را مشاهده کرد. آنچه در ناحیه تنگ‌دزدان جلب توجه می‌کند، تغییرات شیب گسل‌ها و تطبیق آنها با هندسه عدسی شکل پهنه کانی‌سازی است. سایر گسل‌های موجود در راستای تقریباً موازی با این گسل‌ها که بدون آثار کانی‌سازی در پهنه مربوط به آنها هستند، نشان‌دهنده نسل‌های مختلف گسلش و جوان‌تر بودن آنها نسبت به رخداد



شکل ۷. A: انواع شکستگی‌های مرتبط با چین (Stearns, 1968)، B: انواع شکستگی‌های مرتبط با گسل (Stearns, 1968)، C: توسعه انواع نسل‌های مختلف شکستگی ریدل (Stearns, 1968)، D: خم‌های کششی و فشارشی (Stearns, 1968) و E: شکل‌گیری فضاهای خالی در نتیجه عملکرد گسل در پهنه سامانه‌های امتدادلغز (Stearns, 1968)

Fig. 7. A: Types of fractures related to fold (Stearns, 1968), B: Types of fractures related to fault (Stearns, 1968), C: Development of different generations of Riddle fracture (Stearns, 1968), D: Tensile and compression bends (Stearns, 1968), and E: The formation of empty spaces as a result of fault action in the zone of strike-slip systems (Stearns, 1968)

اساس بررسی کانی‌شناسی و مینرالوگرافی نمونه‌های کانسنگ برداشت‌شده سطحی و همچنین نمونه‌های حاصل از ترانشه‌ها و گمانه‌ها در بخش درون‌زاد شامل اسفالریت، گالن و پیریت و در بخش برون‌زاد شامل اسمیت‌زونیت، همی‌مورفیت و سروریت است. سنگ‌های موجود در ناحیه کانه‌دار شامل دولومیت، دولومیت تا آهک دولومیتی، دولومیت غنی از اسفالریت و آهک دولومیتی غنی از پیریت است. کانه‌های سولفیدی فضاها ناشی از فرایند دولومیتی‌شدن را پر کرده‌اند. کانی‌های شفاف از نوع کلسیت و دولومیت و به میزان کمتر باریت و کوآرتز هستند که در فضای بین کانی‌های کدر قرار گرفته‌اند. دولومیت کانی اصلی بوده و بر اساس گسترش پدیده دولومیتی‌شدن، میزان آن گاهی تا ۹۰ درصد برآورد می‌شود. کلسیت دارای فشردگی زیادی بوده و دارای فضای تخلخل بسیار کمی هستند. کوآرتز و باریت اغلب به صورت ناهمگن و تنها در برخی فضاها خالی مشاهده می‌شود. تشکیل فضاها خالی بین بلوری و همچنین شکستگی‌ها پیامد پدیده دولومیتی‌شدن بوده و امکان تمرکز سیالات کانه‌دار و نهشته‌شدن کانه‌های با ارزش روی و سرب فراهم کرده است. از این رو، در قسمت‌هایی از کانسار که احتمال توسعه پدیده دولومیتی‌شدن و ایجاد فضاها خالی وجود داشته باشد، می‌توان انتظار کانی‌سازی قوی‌تری را داشت (شکل ۹-۸). اسفالریت اغلب شامل بلورهای نیمه شفاف، بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و به مقدار تقریبی ۳ تا ۱۵ درصد به صورت پرکننده شکستگی و فضای تخلخل بین بلورهای دولومیت مشاهده می‌شود. در برخی بلورهای نسبتاً درشت اسفالریت زون‌بندی ضعیفی مشاهده می‌شود که در مرکز بلور قهوه‌ای پررنگ و در حاشیه کم‌رنگ‌تر بوده و از نظم خاصی پیروی نمی‌کند. تمرکز اسفالریت و فازهای تیره از شکستگی‌ها و تخلخل بین بلوری پیروی می‌کند (شکل ۹-۸). در بخش‌هایی از نمونه بلورهای اسفالریت حاوی قطعه‌های شکل‌دار دولومیت (رومبوتر) است. گالن گاهی کانه اصلی بوده و مقدار آن در نمونه‌ها حدود ۱ تا ۳۰ درصد برآورد می‌شود. این کانه در اندازه‌های متفاوت میکرونی (کوچک‌تر از ۱۰ میکرون) تا

چنان‌که بیان شد، در ناحیه مورد بررسی تنگ‌دزدان پنج گسل عمده وجود دارد. هر کدام از این گسل‌ها دارای مجموعه‌ای از گسل‌های فرعی است که نسل‌های مختلف آن در مراحل دگرشکلی پیشرفته ایجاد می‌شوند. گسل‌های F1 و F2 به عنوان گسل‌های اصلی با سازوکار راست‌الغز راست‌بر که به موازات یکدیگر قرار گرفته‌اند، به همراه گسل‌های فرعی منشعب از آنها کنترل‌کننده‌های ساختاری کانه‌زایی به حساب می‌آیند. این گسل‌ها مرتبط و هم‌راستا با چین‌خورده‌گی‌های منطقه بوده و تلفیق این دو با یکدیگر می‌تواند موجب تقویت و تضعیف عملکرد آنها بر روی همدیگر شود. در واقع می‌توان سامانه‌های گسلی را مرتبط با سازوکار چین‌خورده‌گی در منطقه دانست.

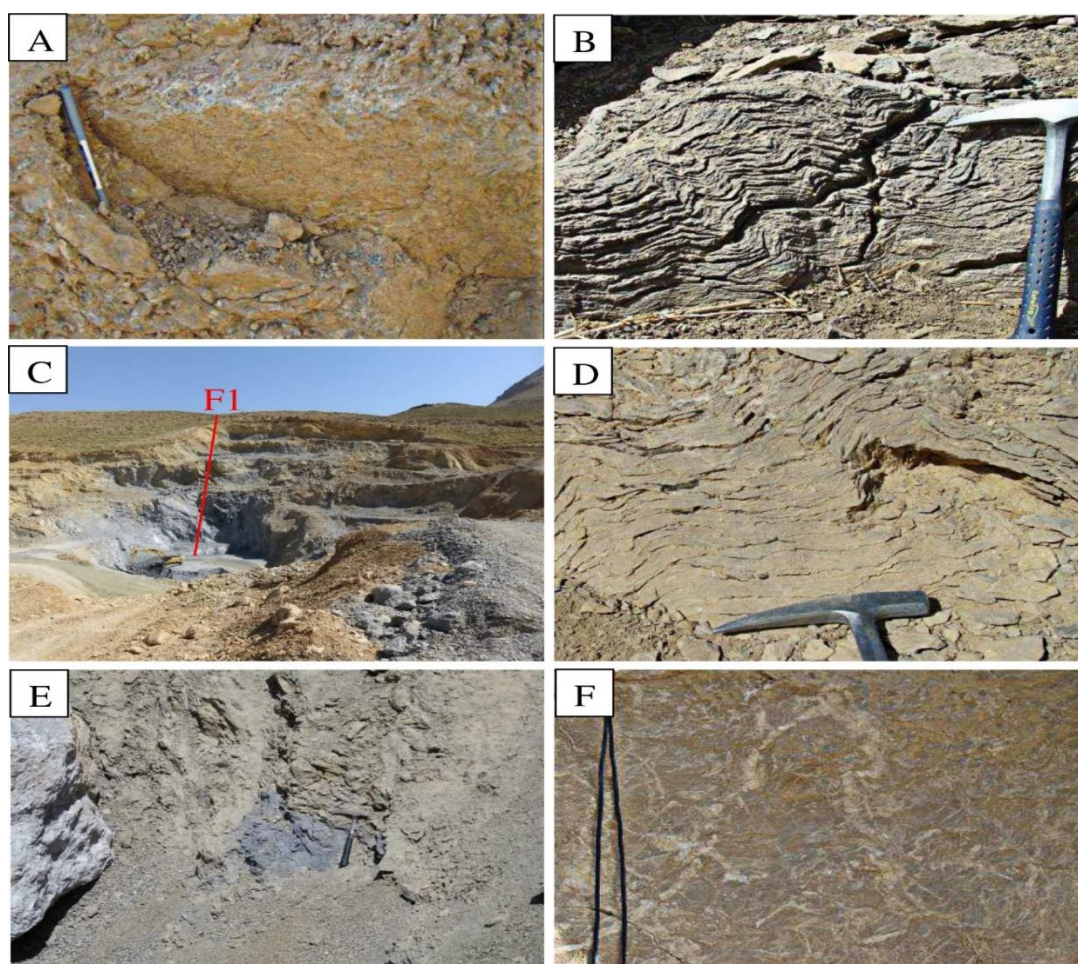
با توجه به شواهد برداشت‌شده سطحی و همچنین ترانشه‌ها و گمانه‌های حفاری، بیشترین آثار کانی‌سازی روی و سرب در راستای گسل‌هایی با روند تقریبی شمال‌غرب-جنوب‌شرق قابل مشاهده است (شکل ۸-۸). بر اساس شواهد صحرایی تمرکز کانی‌زایی سرب و روی در این منطقه و منطبق بر گسل‌ها و جابه‌جایی آنها قابل تمایز است (شکل ۸-۸ و C). در ناحیه تنگ‌دزدان یک ساختار چین‌خورده مرتبط با گسل به صورت یک تاق‌دیس بریده بریده شکل وجود دارد (شکل ۸-۸). بر اساس شواهد صحرایی، تمرکز کانی‌زایی روی و سرب در این نواحی بیشتر از نقاط دیگر قابل تشخیص است (شکل ۸-۸). در راستای گسل F1 و F2 میزان جابه‌جایی نابرابر بوده و این مقدار جابه‌جایی نابرابر توسط مجموعه‌ای از گسل‌های برشی جبران شده که این امر در رخنمون‌های کربناته به خوبی قابل تمایز و تشخیص است. در این مناطق هندسه چین‌خورده واحدهای سنگی کاملاً مشخص بوده و با ضخیم‌شدگی واحدهای سنگی آهک-دولومیتی همراه شده است. در این واحدها نسل‌های متفاوتی از ریزچین‌های با ابعاد مختلف وجود دارد که حاصل عملکرد گسل‌هاست (شکل ۸-۸).

کانی‌شناسی و مینرالوگرافی

کانی‌شناسی در کانسار روی و سرب تنگ‌دزدان ساده بوده و بر

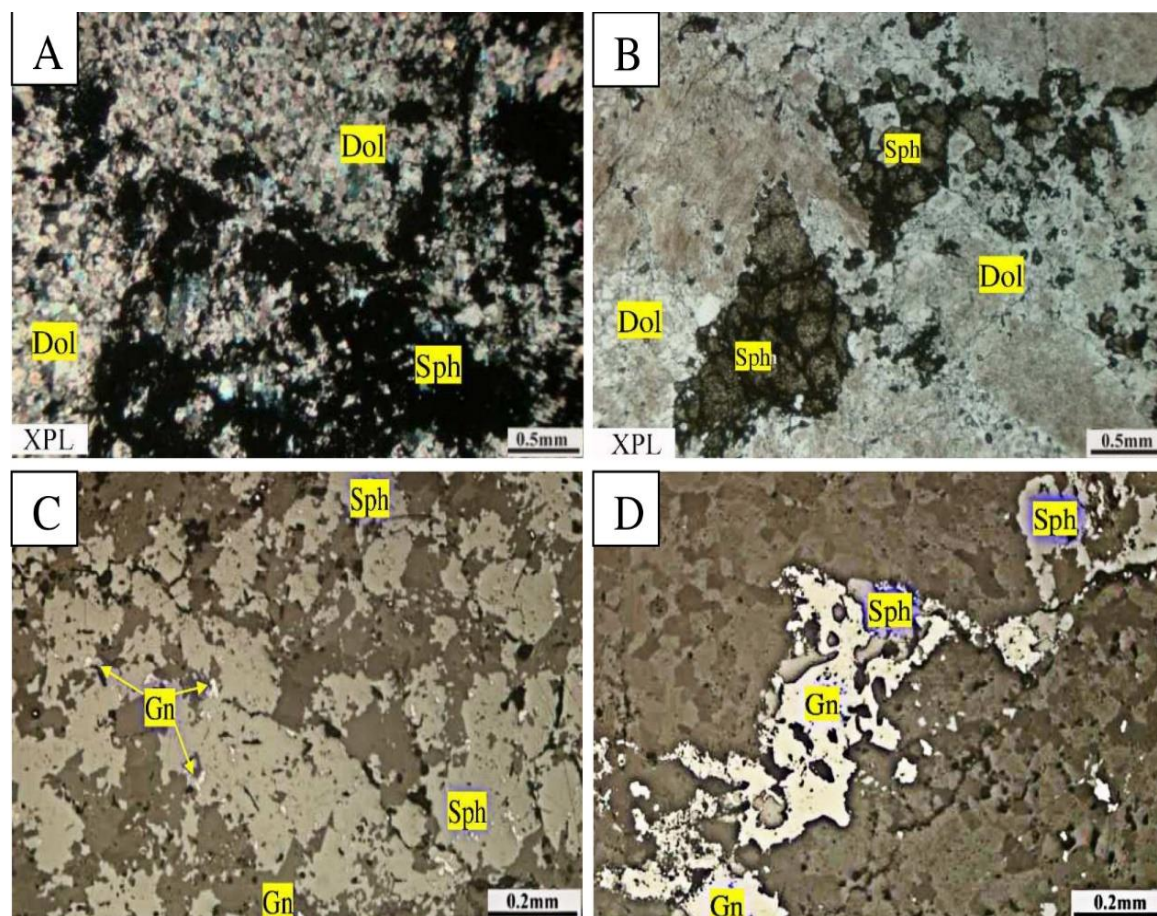
توسط رگچه اسفالریت شاهدهی بر ادعاهای بیان شده در نمونه است. پیریت در چهار نسل قابل مشاهده است. نسل اول پیریت‌های فرامبوئیدال و درشت پراکنده در متن سنگ (شکل ۱۰-۱A)، نسل دوم درشت بلور بوده و دربرگیرنده نسل اول است (شکل ۱۰-۱A). نسل سوم به صورت ادخال در اسفالریت (شکل ۱۰-۱B) و نسل چهارم به صورت پراکنده شکستگی‌ها و فضاهای خالی است (شکل ۱۰-۱C).

قطعه‌هایی در اندازه‌های حداکثر ۲ میلی‌متری دیده شده و توزیع آن به شدت ناهمگن است (شکل ۹-۱C). گالن همراه با اسفالریت و گاهی پرکننده ریزشکستگی‌ها و درگیر با اسفالریت وجود دارد (شکل ۹-۱D). اسفالریت در دو نسل به شکل توده‌ای و رگچه‌ای قابل مشاهده است (شکل ۱۰-۱A و B). نوع توده‌ای آن از پیریت نسل اول قدیمی‌تر و نوع رگچه‌ای آن از پیریت نسل اول جوان‌تر است. قطع اسفالریت توسط رگچه پیریت و همچنین قطع پیریت



شکل ۸. تصویرهای صحرایی از ناحیه تنگ‌دزدان. A: صفحه گسل با سازوکار راندگی چپ بر در ترانشه حفاری، B: تمرکز کانه‌زایی روی و سرب در ناحیه منطبق با گسل و چین‌خوردگی، C: کانی‌سازی روی و سرب در امتداد گسل F1، D: ساختار چین‌خوردگی مرتبط با گسل در ناحیه کانه‌دار، E: تمرکز کانه‌زایی در محل چین‌خوردگی مرتبط با گسل و F: چین‌خوردگی در سنگ آهک دولومیتی

Fig. 8. Desert images from Tangedozdan area. A: Fault plate with left thrust mechanism in the excavation trench, B: Concentration of zinc and lead mineralization in the area corresponding to the fault and folding, C: The Zn & Pb mineralization district of F1 fault, D: Fault-related fold structure in the mineralized zone, and E: The concentration of mineralization in place of fold correlation of fault, F: Folding in dolomitic limestone

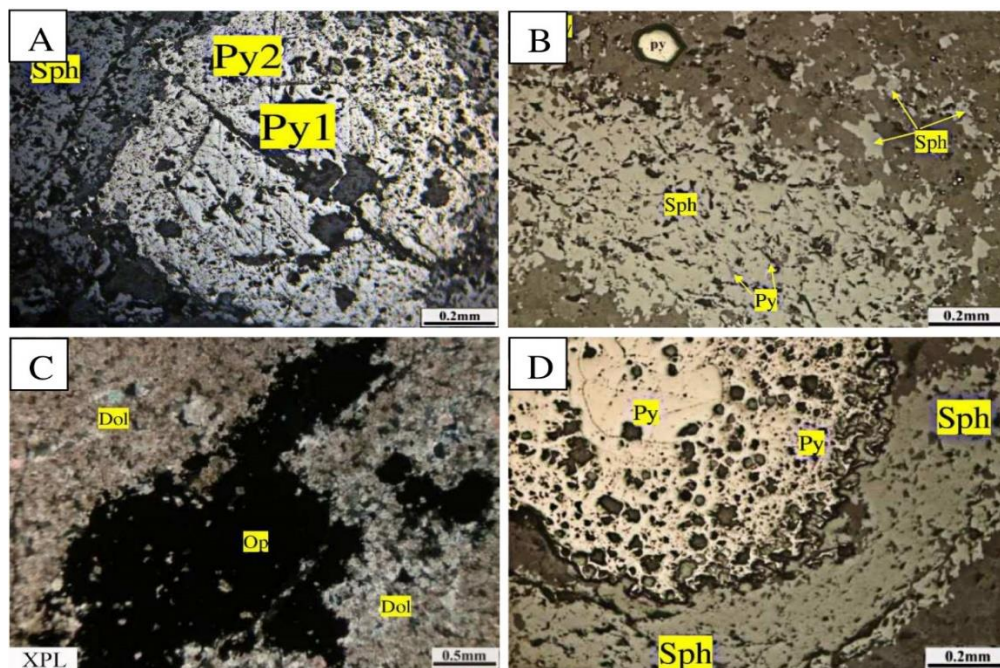


شکل ۹. تصویرهای میکروسکوپی مقاطع تهیه شده از ناحیه تنگ دزدان. A: توسعه پدیده دولومیتی شدن، ایجاد فضاهای خالی و تشکیل کانی اسفالریت (نور عبوری)، B: تمرکز اسفالریت و فازهای کدر در شکستگی‌ها و تخلخل بین بلوری (نور عبوری)، C: حضور گالن در اندازه‌های متفاوت در میان بلورهای اسفالریت به شکل ناهمگن (نور انعکاسی)، D: حضور گالن به صورت ادخال در اسفالریت و پرکننده ریز درزه و درگیر با اسفالریت (نور انعکاسی)، علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Dol: دولومیت، Sph: اسفالریت، Gn: گالن).

Fig. 9. Microscopic images from provided sections of Tangedozdan area. A: Extension of dolomitization, Creation porosity and sphalerite mineral formation (Transmitted light), B: Concentration of sphalerite and opaque phase in fractions and intercrystal porosity (Transmitted light), C: The presence of galena in different sizes among sphalerite crystals in a heterogeneous form (Reflective light), and D: The presence of galena as an inclusion in sphalerite and filling micro-fractures and mixed with sphalerite (Reflective light), Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Dol: Dolomite, Sph: Sphalerite, Gn: Galena).

نشان‌دهنده تشکیل تأخیری فاز تیره در مقایسه با پدیده دولومیتی شدن است (شکل ۱۰-C). بخشی از بلورهای پیریت به صورت ادخال‌های کوچک‌تر از ۱۰ میکرون در داخل بلورهای اسفالریت تمرکز داشته و بدون کانی‌های مس است (شکل ۱۰-D).

فاز تیره (اغلب پیریت) به میزان ۵ تا ۱۵ درصد و در اندازه چند میکرون تا چند میلی‌متر به صورت پرکننده فضاهای خالی به ویژه در شکستگی‌ها دیده می‌شود. این موضوع به خوبی بیانگر تشکیل تأخیری فاز پیریت است که در اغلب موارد قطعه‌های بلوری شکل دار دولومیت را به صورت ادخال احاطه کرده و به وضوح



شکل ۱۰. تصویرهای میکروسکوپی مقاطع تهیه‌شده از ناحیه تنگ‌دزدان. A: پیریت نسل اول (Py1) که در مراحل بعدی توسط پیریت نسل دوم (py2) در بر گرفته شده و هر دو نسل پیریت توسط اسفالریت در بر گرفته شده‌اند (نور انعکاسی)، B: تشکیل تأخیری فاز کدر (پیریت) در مقایسه با پدیده دولومیتی شدن (نور انعکاسی)، C: تمرکز بلورهای پیریت به صورت ادخال‌های کوچک در داخل بلورهای اسفالریت (نور عبوری) و D: تمرکز پیریت درون بلورهای اسفالریت (نور انعکاسی)، علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Sph: اسفالریت، Py: پیریت، Op: اوپاک، Dol: دولومیت).

Fig. 10. Microscopic images from provided sections of Tangedozdan area. A: First generation pyrite (Py1) which is covered in later stages by second generation pyrite (py2) and both generations of pyrite are covered by sphalerite (Reflective light), B: Delayed formation of opaque phase (pyrite) in comparison with dolomitization phenomenon (Reflective light), C: The pyrite minerals concentration in form of micro inclusion in sphalerite minerals (Transmitted light), and D: Concentration of pyrite into the sphalerite mineral (Reflective light), Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Sph: Sphalerite, Py: Pyrite, Op: Opaque, Dol: Dolomite).

بین تشکیل دهنده‌های مختلف است که با توجه به ویژگی‌های قابل مشاهده می‌تواند از نوع ترکیبات آلی (یا حداقل بخشی از آنها) باشند (شکل ۱۱).

زمین‌شیمی

بررسی نحوه ارتباط کانی‌ها با یکدیگر می‌تواند به شناخت و نحوه تشکیل آنها منجر شود. در ناحیه تنگ‌دزدان مهم‌ترین کانه‌های مشاهده شده شامل کانه‌های روی به مقدار بیشتر و پس از آن کانه‌های سرب است. کانی‌سازی باریت نیز به مقدار کم قابل

همچنین در داخل بلورهای پیریت قطعه‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار کانی‌های کربناته مشاهده می‌شود. بررسی‌های میکروسکوپی نشان‌دهنده وجود کانه‌هایی همانند اسمیت‌زونیت، باریت، همی‌مورفیت، سرروزیت و مسکویت به همراه دولومیت است که بیانگر کربناتی بودن کانه‌زایی و حضور کالامین است. بر اساس این بررسی‌ها دولومیت‌های موجود به نسبت دولومیت‌های معمولی دارای رنگ داخلی قوی‌تری هستند که می‌تواند بیانگر حضور روی در شبکه دولومیت باشد. از ویژگی‌های قابل ذکر نمونه‌های میکروسکوپی، وجود ذرات تیره بسیار ریز در سطح و

مقداری کانی‌های سرب هستند و کانی‌های سولفیدی اولیه را پوشش می‌دهند (Newton, 2013; Boni and Mondillo, 2015; Luke et al., 2015)، از معرف دو جزئی زینک‌زپ استفاده شد که به صورت کیفی با نشان‌دادن حضور کانی روی‌دار به رنگ قرمز و نارنجی منجر می‌شود (شکل ۱۲- A).

مشاهده است. کالامین شباهت فراوانی با کانی‌های کربناته همانند دولومیت و کلسیت داشته و از تنوع رنگی نیز برخوردار است (Wilkinson, 2014; Lecumberri-Sanchez et al., 2014)؛ لذا در ناحیه تنگ‌دزدان برای شناسایی صحرایی کالامین یا کانی‌های غیرسولفیدی روی که ترکیبی از کانی‌های سوپرژن روی همراه با مقداری کربنات‌های هیدروکسیدی، سیلیکات‌ها و

Mineral	Primary	Secondary	Supergene
Limestone	—————		
Dolo-Limestone	—————		
Dolomite		—————	
Quartz	—————	—————	—————
Barite		—————	
Sphalerite	—————	—————	
Galena	—————	—————	
Pyrite	—————	—————	-----
Hemimorphite			—————
Smithsonite			—————
Cerosite			—————

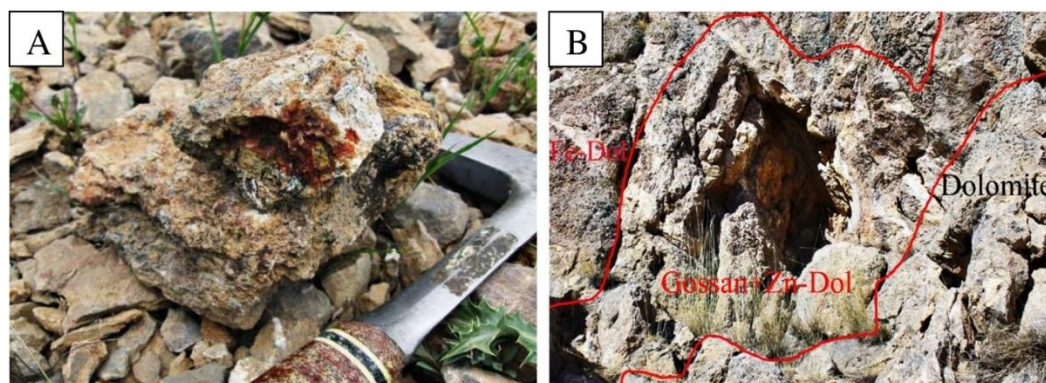
شکل ۱۱. نمودار همیافت کانه‌ها و کانی‌ها در کانسار تنگ‌دزدان

Fig. 11. Diagram of ores and minerals paragenesis in the Tangedozdan deposit

(Mondillo et al., 2017).

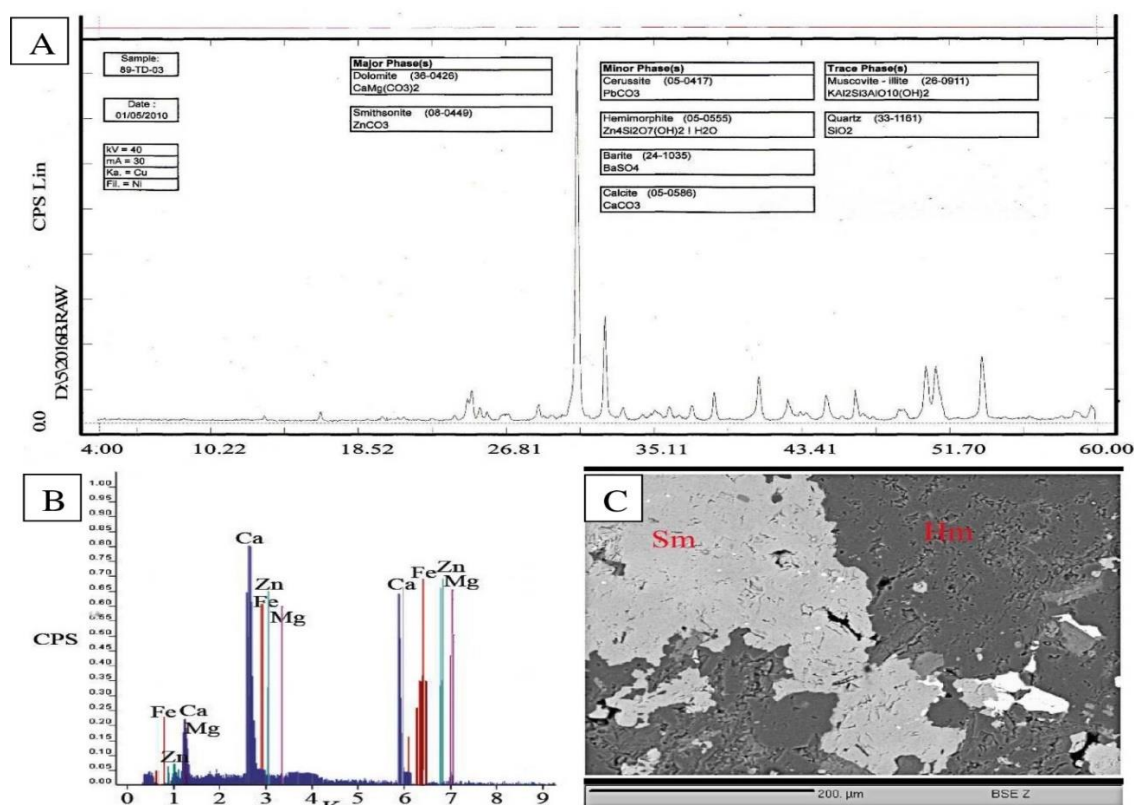
با استفاده از نتایج آنالیز پراش پرتو ایکس (شکل ۱۳- A) و طیف‌های پراش انرژی پرتو ایکس^۴ (شکل ۱۳- B)، کانه‌های موجود در نمونه‌ها شناسایی و در تصویرهای الکترون‌های برگشتی^۵ مشخص شدند (شکل ۱۳- C). بر این اساس مجموعه‌ای از کانه‌های روی و سرب در ناحیه مورد بررسی تشکیل شده‌اند که از مهم‌ترین آنها می‌توان به کانه‌های غیرسولفیدی همانند اسمیت‌زونیت، سرروزیت، همی مورفیت و کانه‌های سولفیدی اسفالریت، گالن و باریت اشاره کرد که هم‌یافت یکدیگر محسوب می‌شوند.

بر این اساس کانی کالامین در بررسی‌های صحرایی در ناحیه تنگ‌دزدان تشخیص داده شد. از مهم‌ترین دگرسانی‌های موجود در ناحیه مورد بررسی می‌توان به دگرسانی دولومیتی، سیلیسی و کربناتی اشاره کرد که همراه با کانه‌زایی غیرسولفیدی روی قابل مشاهده است. همچنین مقدار کمی زینسین دولومیت (دگرسانی دولومیت روی‌دار) نیز دیده می‌شود که دگرسانی دولومیتی روی‌دار به عنوان یکی از نشانه‌های مهم کانه‌زایی در منطقه به شمار می‌آید (شکل ۱۲- B). پدیده دولومیتی شدن در اثر تأثیر سیالات گرمابی اسیدی باعث دگرسانی سنگ دیواره کربناتی شده است. عامل ساختاری دلیل اصلی تشکیل این نوع دولومیت و جانشینی منیزیم توسط روی است (Boni et al., 2011)؛



شکل ۱۲. تصویرهای صحرایی از ناحیه تنگ‌دزدان A: استفاده از معرف زینک‌زپ برای شناسایی کانی‌های غیرسولفیدی روی و B: دولومیت روی‌دار (Zn-Dol) همراه با کانی‌های غیرسولفیدی روی در شرق روستای تنگ‌دزدان

Fig. 12. Desert images from Tangedozdan area. A: Using zinc zap reagent to identify non-sulfide zinc minerals, and B: Zincian dolomite (Zn-Dol) with non-sulfide zinc minerals in the east of Tangedozdan village



شکل ۱۳. A: نتیجه آنالیز XRD یکی از نمونه‌های ناحیه تنگ‌دزدان، B: طیف EDS مربوط به یک نمونه کانی دولومیت روی‌دار ناحیه تنگ‌دزدان، C: تصویر میکروسکوپ الکترونی کانی‌های همی مورفیت و اسمیت‌زونیت در ناحیه تنگ‌دزدان. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Hm: همی مورفیت، Sm: اسمیت‌زونیت).

Fig. 13. A: The results XRD analysis of one of the Tangedozdan areas samples, and B: The EDS spectrum of a zincian dolomite mineral in Tangedozdan area, C: The image of electron micro probe analysis from hemimorphite minerals and smithsonite in Tangedozdan area. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Hm: Hemimorphite, Sm: Smithsonite).

نتیجه گیری

به کمک شواهد صحرایی می‌توان گفت که کانی‌سازی روی و سرب در ارتباط با عملکرد گسل‌های با سازوکار کنونی شیب‌لغز عادی به همراه مؤلفه راستالغزی راست‌بر با راستای کلی N150 تا N158 به وقوع پیوسته است. پس از آن و با نفوذ سیالات حاوی روی و سرب، در راستای گسل‌های موجود همراه با گسل‌های فرعی منشعب از آنها به عنوان کنترل کننده‌های ساختاری، کانه‌زایی صورت گرفته است.

بر اساس بررسی‌های انجام شده کانی‌سازی روی و سرب در واحدهای سنگی دولومیت تا دولومیت آهکی به صورت پرکننده شکستگی و فضای تخلخل بین بلورهای دولومیت به وقوع پیوسته است. فرایند دولومیتی شده موجب تشکیل فضاهای خالی بین بلوری و همچنین شکستگی‌ها شده و در نهایت موجب تمرکز سیالات کانه‌دار و نهشته شدن کانه‌های با ارزش روی و سرب شده است. بر این اساس، انتظار کانی‌سازی قوی‌تر با توسعه پدیده دولومیتی شدن و ایجاد فضاهای خالی رابطه‌ای مستقیم دارد. پدیده دولومیتی شدن همچنین باعث دگرسانی سنگ دیواره کربناتی شده است.

بررسی‌های صحرایی، کانه‌نگاری و زمین‌شیمی نشان‌دهنده حضور کانه‌های غیرسولفیدی همانند اسمیت‌زونیت، سروزیت، همی‌مورفیت و کانه‌های سولفیدی اسفالریت، گالن و باریت است که هم‌یافت یکدیگر محسوب می‌شوند. مهم‌ترین دگرسانی‌های همراه با کانه‌زایی غیرسولفیدی روی شامل دگرسانی دولومیتی، سیلیسی، کربناتی و همچنین مقدار کمی زینسین دولومیت (دگرسانی دولومیت روی‌دار) است که نشانه مهم کانه‌زایی در منطقه به شمار می‌آید.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

این مقاله بخشی از پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی نویسنده نخست است. نویسندگان بر خود لازم می‌دانند تا از حمایت‌های مالی و پژوهشی رئیس هیئت مدیره، مدیر عامل و کارشناسان محترم شرکت پارس گستران عقیق تقدیر و تشکر نمایند.

1. MVT
2. XRD
3. EPMA
4. EDS
5. BSE

References

- Adelpour, M. and Rostampaydar, Gh., 2018. The Study of alteration, mineralization, and fluid inclusion in the Howz-e-Sefid zinc-lead deposit (Central Iran). *Iranian Journal of Geology*, 47(12): 19–36. (in Persian with English abstract) Retrieved November 20, 2022 from <http://geology.saminattech.ir/en/Article/9609>
- Aghanabati, A., 2006. *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, 586 pp. (in Persian)
- Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East: Tehran scale 1:5000000. Geological Survey of Iran.
- Amiri, A., 2017. Mineralogical evolutions of carbonate-hosted Zn-Pb-(F-Mo) deposits in Kuhbanan-Bahabad area, Central Iran: metal source approach. *Journal of Tethys*, 5(1): 001–032. Retrieved November 20, 2022 from https://jtethys.journals.pnu.ac.ir/article_3802_2a22475947e9c3ddd28633398345e689.pdf
- Blenkinsop, T.G., 2000. Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks, Department of Geology. University of Zimbabwe, Harare, Zimbabwe. 150P. Retrieved November 20, 2022 from <https://link.springer.com/book/10.1007/0-306-47543-X>
- Boni, M. and Mondillo, N., 2015. The Calamines and the others: the great family of supergene nonsulfide zinc ores. Review paper. *Ore Geology Reviews*, 67: 208–233. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.10.025>
- Boni, M., Mondillo, N. and Balassone, G., 2011. Zincian dolomite: a peculiar dedolomitization case? *Geology*, 39(2): 183–186. <https://doi.org/10.1130/G31486.1>
- Davies, H.L., 2012. The geology of New Guinea - the cordilleran margin of the Australian continent. *Episodes*, 35(1): 87–102. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2012/v35i1/008>
- Delavar, S.T., Rasa, I., Lotfi, M., Borg, G., Rashidnejad Omran, N. and Afzal, P., 2014. Geological evidence and ore body facies of Tangedezdan Zn-Pb (Ag) deposit in Jurassic-cretaceous carbonate sequence, Booen Miandasht (Isfahan-Iran). *Scientific Quarterly Journal of Geoscience*. 23(91): 77–88. (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22071/gsj.2014.43777>
- Ehya, F., Lotfi, M. and Rasa, I., 2010. Emarat carbonate-hosted Zn-Pb deposit, Markazi Province, Iran: A geological, mineralogical and isotopic (S, Pb) study. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(2): 235–249. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.08.007>
- Forster, H., 1978. Mesozoic - Cenozoic metallogenesis in Iran. Geological Society-London, 135 pp.
- Ghazban, F., McNutt, R.H. and Schwarcz, H.P., 1994. Genesis of sediment-hosted Zn-Pb-Ba deposits in the Iran Kouh district, Esfaha area, West-Central Iran. *Economic Geology*, 89(6): 1262–1278. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.6.1262>
- Hill, K.C. and Raza, A., 1999. Arc continental collision in Papua Guinea-constraints from fission track thermochronology. *Tectonics*, 18(6): 950–966. <https://doi.org/10.1029/1999TC900043>
- Holm, R.J., Spandler, C. and Richards, S.W., 2015. Continental collision, orogenesis and arc magmatism of the Miocene Maramuni arc, Papua New Guinea. *Gondwana Research*, 28(3): 1117–1136. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.09.011>
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Alaminia, Z., Esmaeili Sevieri, A. and Stern, C.R., 2019. New hypothesis on time and thermal gradient of subducted slab with emphasis on dolomitic and shale host rocks in formation of Pb-Zn deposits of Irankuh Ahangaran belt. *Journal of Economic Geology*. 10(2): 677–706. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v10i2.76528>
- Kouhjani, V., Mousivand, F., Rajabi, A., 2016. Structure, texture, ore facies and genesis of Hafthar zinc-lead ore deposit, southwest of Aqda, 9th conference society of Economic Geology of Iran, Birjand University, Birjand, Iran. (in Persian) Retrieved November 20, 2022 from <https://search.ricest.ac.ir/dl/search/defaultta.aspx?DTC=36&DC=220112>
- Lawrence, J.D., 2010. Model of the copper and polymetallic vein family of deposits-Applications in Slovakia, Hungary and Romania. *International Geology Review*. 45(2): 143–156. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.45.2.143>
- Lecumberri-Sanchez, P., Romer, R.L., Luders, V. and Bodnar, R., 2014. Genetic relationships between silver-lead zinc mineralization in the

- Wutong deposit, Guangxi Province and Mesozoic granite magmatism in the Nanling belt, southeast China. *Mineralium Deposita*, 49: 353–369. <https://doi.org/10.1007/s00126-013-0494-z>
- Luke, G., Nigel, J., Cook, C., Ciobanu, L. and Benjamin, P.W., 2015. Trace and minor elements in galena: A reconnaissance LAICP-MS study. *American Mineralogist*, 100(2–3): 548–569. <https://doi.org/10.2138/am-2015-4862>
- Miller, E.L., Gehrels, G.E., Pease, V. and Sokolov, S., 2010. Stratigraphy and U-Pb detrital zircon geochronology of Wrangel Island, Russia: Implications for Arctic paleogeography. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 94(5): 665–692. <https://doi.org/10.1306/10200909036>
- Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2013. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros orogeny in northwestern, Iran. *International Geology Review*. 56(3): 263–287. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.853919>
- Momenzadeh, M., 1976. Stratabound lead-zinc ores in the lower Cretaceous and Jurassic sediments in the Malayer–Esfahan district (west central Iran), lithology, metal content, zonation and genesis. Ph.D. Thesis, University of Heidelberg, Heidelberg, Germany, 300 pp. Retrieved February 8, 2023 from [https://www.scirp.org/\(S\(351jmbntvnsjt1aadkposzje\)\)/reference/ReferencesPapers.aspx?referenceID=1787858](https://www.scirp.org/(S(351jmbntvnsjt1aadkposzje))/reference/ReferencesPapers.aspx?referenceID=1787858)
- Mondillo, N., Boni, M., Joachimski, M., Santoro, L., 2017. C–O Stable Isotope Geochemistry of Carbonate Minerals in the Nonsulfide Zinc Deposits of the Middle East: A Review. *Minerals*, 7(11): 2–13. <https://doi.org/10.3390/min7110217>
- Montest, L.G.J. and Hirth, G., 2003. Grain size evolution and the rheology of ductile shear zone: from laboratory experiments to postseismic creep. *Earth and Planetary Science Letters*, 211(1–2): 97–110. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00196-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00196-1)
- Nabatian, G.H., Rastad, E., Neubauer, F., Honamand, M. and Ghaderi, M., 2015. Iron and FeMn Mineralization in Iran implications for Tethyan metallogeny. *Australian Journal of Earth Sciences*, 62(2): 211–241. <https://doi.org/10.1080/08120099.2015.1002001>
- Newton, T., 2013. Geochemistry of the Timberville Zn-Pb District, Rockingham County, VA. Ph.D. thesis, University of Maryland, Maryland, USA, 27 pp. Retrieved November 20, 2022 from <https://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.727.6187&rep=rep1&type=pdf>
- Peacock, S.M., 1992. Blueschist-facies metamorphism, shear heating and P-T-t paths in subduction shear zones. *Journal of Geophysical Research*, 97(B12): 17693–17707. <https://doi.org/10.1029/92JB01768>
- Rajabi, A., Rastad, E., Alfonso, P. and Canet, C., 2012a. Geology, ore facies and sulphur isotopes of the Koushk vent-proximal sedimentary-exhalative deposit, Posht-e-Badam Block, Central Iran. *International Geology Review*, 54(14): 1635–1648. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.659106>
- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2012b. 2012b. Metallogeny of Permian–Triassic carbonate-hosted Zn–Pb and F deposits of Iran: A review for future mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, 60(2): 197–216. <https://doi.org/10.1080/08120099.2012.754792>
- Ramazani, M. and Tucker, R.D., 2003. The Saghand region, central Iran, U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303(7): 622–665. <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.303.7.622>
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*, Vol. 2, Folds and Fractures. Pergamon Press, London, 365 pp.
- Schellart, W.P., Stegman, D.R., Farrington, R.J. and Moresi, L., 2011. Influence of lateral slab edge distance on plate velocity, trench velocity, and subduction partitioning. *Journal of geophysical research*, 116(B10): 1–15. <https://doi.org/10.1029/2011JB008535>
- Soheili, M., Jafarian, M.B. and Abdollahi, M.R., 1992. Geological map of Aligudarz Scale 1:100000. Geological Society of Iran.
- Stearns, D.W. 1968. Certain Aspects of Fracture in Naturally Deformed Rocks. In: Riecker, R.E., Ed., NSF Advanced Science Seminar in Rock Mechanics, Air Force Cambridge Research Laboratories Special Report, Bedford, MA, 97–118. Retrieved February 8, 2023 from [https://www.scirp.org/\(S\(351jmbntvnsjt1aadkojze\)\)/reference/referencespapers.aspx?referenceid=2146883](https://www.scirp.org/(S(351jmbntvnsjt1aadkojze))/reference/referencespapers.aspx?referenceid=2146883)

- Thiele, O., Alavi, M. and Assefi, R., 1967. Geological map of Golpaygan Scale 1:250000. Geological Society of Iran.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30(3): 1–20. <https://doi.org/10.1029/2010TC002809>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 85–187. <http://dx.doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilkinson, J.J., 2014. Sediment-hosted zinc-lead mineralization: Processes and perspectives. *Treatise on Geochemistry*, 13: 219–248. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01109-8>
- Yasemi, N., Ghaderi, M., Madanipour, M. and Taghilou, B., 2017. Structural control on overprinting high-sulfidation epithermal on porphyry mineralization in the Chodarchay deposit, northwestern Iran. *ore Geology Reviews*, 86: 212–224. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.01.028>