

زمین شناسی ایران

سال ۱۵، شماره ۵۹، پاییز ۱۴۰۰

ISSN: 1735-7128
فصلنامه زمین شناسی

Quarterly Iranian Journal of Geology

Vol. 15, No. 59, Autumn 2021

فهرست

- برآورد عمق و موقعیت چشمه‌های بی‌هتجاری مغناطیسی با استفاده از روش واهامیخت اولر در منطقه دریاچه بلاچفورد، کانادا
باود نظری، اسداله جوع عطا بیرمی و محمدرضا سیبوند..... ۱
- کاربرد توموگرافی نوع تغلخل در بازسازی تکامل مخازن کربناته، سازندهای کنگان و دالان در بخش مرکزی خلیج فارس
فواد سجادی، وحید توکلی، ابراهیم سفیداری و محمد امامی نیری..... ۱۳
- سنگ‌های بازالتی نئوژن کمان ماگمایی قوچان-اسفراین، شمال شرق ایران؛ نشانه‌ای از بالاآمدگی گوشته از طریق پنجره ورقه اقیانوسی
سارا گردیده، حبیب الله قاسمی، محمود صادقان، لاجنگ میانو و چنگ فوجین..... ۲۹
- تلفیق روش‌های سنجش از دور و مغناطیس‌سنجی به منظور اکتشاف کانسار آهن در گستره مراغ بندرچارک
رضا احمدی و عبدالرضا قره شیخ بیات..... ۴۹
- کانه‌زایی مس تیب مانتو در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر (ناحیه قم-ساوه) با تأکید بر کانسار نارباغی شرقی، شمال شرق ساوه
نگین فضل، مجید قادری، مهدی موحدنیا و سجاد متفوری..... ۶۹
- شناسایی دسته دایک‌های مختلف بر پایه روش‌های زمین-اطلاعاتی در بهنه فلززایی طارم-شمال غرب ایران
صادق افشار نجفی، عزیز رحیمی، تقی نسی و مهناز رضائیان..... ۹۱
- اختلاط سیال و کانه‌زایی روی و سرب در کانسار کوشک، ایران مرکزی؛ شواهدی از میانبارهای سیال
محمد مهدی زند، غلامرضا میرزاباعی و محمد لطفی..... ۱۰۵

Contents

- Depth and location estimating of magnetic anomaly sources using Euler deconvolution in area of Blatchford Lake, Canada
Nazari, D., Bayrami, A.J. and Sepahvand, M.R..... 125
- Application of pore type tomography in reconstructing carbonate reservoirs evolution, Kangan and Dalan formations in the Central Part of the Persian Gulf
Sajadi, F., Tavakoli, V., Sfidari, E. and Emami Niri, M..... 126
- Neogene Nb enriched basalts of Quchan-Esfarayen magmatic belt, NE Iran: an evidence for mantle ascending through oceanic slab window
Gardideh, S., Ghasemi, H., Sadeghian, M., Miao, L. and Fuqin, Z..... 127
- Integration of remote sensing and magnetometry methods for exploration of iron deposit in the Maragh district of Bandar e Charak
Ahmadi, R. and Gharah-Sheikh Bayat, A.R..... 128
- Manto-type copper mineralization in the central part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc (Qom-Saveh region) with emphasis on the East Narbaghi deposit, northeast Saveh
Fazli, N., Ghaderi, M., Movahednia, M. and Maghfouri, S..... 129
- Recognition of different dyke swarms using geo-information techniques: Tarom metallogenic zone, NW Iran
Afshar Najafi, S., Rahimi, A., Nabaei, T. and Rezaeian, M..... 130
- Fluid mixing and Zn-Pb mineralization in the Kushk ore deposit, central Iran, evidence from fluid inclusions
Zand, M.M., Mirzababaei, G.R. and Lotfi, M..... 131



پژوهشکده علوم پایه کاربردی



سال ۱۵، شماره ۵۹، پاییز ۱۴۰۰

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر کمال خدائی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

سر دبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، استاد دانشگاه کرتین استرالیا

دکتر عزت... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

دکتر عبد... سعیدی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر فریدون غضبان، استاد دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قوبدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران

دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر اصغر کهندل، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر داخلی: دکتر راحله هاتفی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر اجرایی: انسیه اسماعیلی

ویراستارها: دکتر حمیدرضا ناصری و ناعمه فاضلی

صفحه‌آرا: آرزو انصاری

تاریخ انتشار: پاییز ۱۴۰۰

چاپ: طرح و نقش

نشانی: تهران، بلوار کشاورز، خیابان ۱۶ آذر، پلاک ۴۰

نشانی دفتر فصلنامه:

تهران، اوین، دانشگاه شهیدبهشتی، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی، صندوق پستی: ۱۹۶۱۵۱۱۷۱

تلفن: ۲۹۹۰۳۰۳۷، ۴-۲۲۴۳۱۹۳۳

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت فصلنامه: Journal.rias.ac.ir

وب سایت پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی: www.rias.ac.ir

این فصلنامه دارای مجوز علمی - پژوهشی به شماره ۳/۳۰۹ مورخ ۸۷/۱/۲۸ از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری می‌باشد.

این نشریه در پایه استنادی علوم جهان اسلام و نیز ایران ژورنال (نظام نمایه‌سازی مرکز منطقه‌ای اطلاع‌رسانی علوم و فناوری) نمایه شده است و دارای ضریب تاثیر می‌باشد. همچنین این نشریه در پایگاه‌های اطلاع‌رسانی زیر قابل دسترس است:

http://www.isc.gov.ir; http://www.srlst.com; http://www.sid.ir; http://www.magiran.com

راهنمای نگارش مقالات

فصلنامه زمین‌شناسی ایران هر سه ماه یک بار منتشر می‌شود و در زمینه‌های تخصصی زمین‌شناسی مقاله می‌پذیرد. هر مقاله تحقیقی فارسی باید دارای عنوان، چکیده فارسی، واژه‌های کلیدی به فارسی، مقدمه، روش مطالعه، بحث و نتیجه‌گیری، منابع، چکیده انگلیسی و واژه‌های کلیدی به انگلیسی باشد و اصول زیر در آن رعایت شود.

- متن مقاله باید با فاصله سطر ۱ cm و با رعایت حاشیه ۳ سانتی‌متر از لبه‌ها و قلم فارسی B Nazanin ۱۳ و انگلیسی Times New Roman ۱۱، در نرم‌افزار Word تایپ و تصاویر در فولدر جداگانه با فرمت Jpeg یا Tiff به نشانی zaminshenasiiran@yahoo.com به دفتر مجله ارسال شود (حداکثر تعداد صفحات مقاله ۱۵ صفحه می‌باشد).

- مقاله باید دارای یک برگ مشخصات مقاله به‌طور جداگانه شامل نام و نام خانوادگی نویسنده (گان)، مرتبه علمی و آدرس به هر دو زبان فارسی و انگلیسی، شماره تلفن و فاکس و پست الکترونیکی باشد.

- چکیده باید محتوای مقاله را با تأکید بر روش‌ها، نتایج و اهمیت و کاربرد نتایج بازگو نماید و حداکثر در ۲۵۰ کلمه نوشته شود. چکیده انگلیسی باید کاملاً منطبق با چکیده فارسی باشد.

- واژه‌های کلیدی تا پنج مورد به‌ترتیب حروف الفبا بلافاصله بعد از چکیده‌های فارسی و انگلیسی آورده شود.

- در صورت نیاز "سپاسگزاری" قبل از فهرست منابع آورده شود.

- منابع فارسی و به دنبال آن منابع خارجی به‌ترتیب حروف الفبا آورده شود. به‌عنوان مثال:

بابایی، م. و حسنی، ی.، ۱۳۸۳. الگوی سیستم زهکشی در معادن. فصلنامه تحقیقات منابع آب، ۱۲، ۲۷-۱۴.

Bellon, H., and Braud, J., 2003. Carbonate Sedimentary Environment, John Wiley, 360.

Cliff, R.A., Droop, G.T., and Rex, D., 1985. Alpine metamorphic in the south-east Tauern Window. Journal of Metamorphic Geology, 3, 403-415.

- در صورتی که از مقاله‌های اینترنتی استفاده شده است در فهرست منابع آورده شود. چنانچه مقاله‌ای دارای شماره doc. است در ادامه منابع آورده شود.

- برای ارجاع به منابع در متن از نام نویسندگان و سال انتشار منبع استفاده گردد.

- در متن مقاله از آوردن کلمات انگلیسی (به استثنای اسامی جنس و گونه فسیل‌ها و اسامی نویسندگان) خودداری شود و واژه‌ها (با ذکر شماره) در پاورقی آورده شود.

- عناوین جدول‌ها در بالا و عناوین شکل‌ها در زیر آنها نوشته شود. فقط از واژه شکل برای کلیه نمودارها و تصاویر استفاده شود. کلیه تصاویر میکروسکوپی همراه با مقیاس در زیر عکس باشد.

ارسال نسخه اصل شکل‌ها در ابتدای ارسال مقاله ضروری است.

نوشتار و اعداد روی شکل‌ها کاملاً خوانا باشد.

- برگ تعهد را امضا نموده و تا دریافت پاسخ نهایی نشریه، از ارسال آن به سایر نشریات خودداری فرمایید.

- مجله در ویراستاری، رد یا پذیرش مقالات مختار است.

برآورد عمق و موقعیت چشمه‌های بی‌هنجاری مغناطیسی با استفاده از روش واهمامیخت اوپلر در منطقه دریاچه بلاچفورد، کانادا

داود نظری^۱، اسداله جوع عطا پیرمی^۲ و محمدرضا سپهوند^{۳*}

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه ژئوفیزیک، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران
۲. استادیار، گروه مهندسی نفت، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه آزاد اسلامی-واحد امیدیه، امیدیه، ایران
۳. استادیار، گروه ژئوفیزیک، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۳/۱۷

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۶/۰۲

چکیده

داده‌های مغناطیسی حاصل از برداشت‌های هوابرد، پس از طی مراحل پردازش نیاز به تفسیر دارند. مهم‌ترین اطلاعاتی که از مرحله تفسیر به‌دست می‌آیند، عمق و موقعیت افقی بی‌هنجاری‌ها در زمین است. روش‌های گوناگونی برای به‌دست آوردن این اطلاعات ابداع و توسعه یافته‌اند. یکی از این روش‌ها، روش واهمامیخت اوپلر است که بر مبنای معادله همگن اوپلر ایجاد شده است. روش اوپلر یکی از روش‌های نیمه‌خودکار سریع برای تعیین عمق بی‌هنجاری‌های مغناطیسی و گرانی مدفون است که نتایج حاصل از آن به‌شدت به شاخص ساختاری، اندازه پنجره اوپلر و خطای محاسبه عمق وابسته است. این روش به‌خوبی، عمق و روند تغییرات عمق بی‌هنجاری‌ها را مشخص می‌کند. اطلاعات زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در کاربرد این روش پراهمیت است. در این روش از میدان پتانسیل و مشتقات مرتبه اول آن در جهت‌های مختلف برای تعیین موقعیت و عمق چشمه میدان پتانسیل استفاده می‌شود. در این مقاله، با استفاده از این روش، عمق و مرزهای بی‌هنجاری‌ها در منطقه دریاچه بلاچفورد واقع در کشور کانادا مورد بررسی قرار گرفته است. پاسخ‌های به‌دست‌آمده نشان‌دهنده این است که اغلب بی‌هنجاری‌ها در این منطقه دارای عمق کم تا متوسط هستند.

واژه‌های کلیدی: مغناطیس هوابرد، تفسیر عمقی، بی‌هنجاری، واهمامیخت اوپلر، بلاچفورد.

مقدمه

بهره‌برداری از داده‌های به‌دست‌آمده از برداشت‌های ژئوفیزیکی هوابرد نیازمند پردازش است. این مراحل به‌منظور بهبود کیفیت داده‌ها و حذف داده‌های ناخواسته از آن‌ها صورت می‌گیرد. داده‌های مغناطیسی بیشتر شامل اندازه‌گیری شدت کل میدان مغناطیسی زمین هستند. در برخی پروژه‌ها گرادیان قائم میدان نیز اندازه‌گیری می‌شود. برای اندازه‌گیری گرادیان قائم، میدان مغناطیسی بین دو نقطه از سطح زمین اندازه‌گیری می‌شود. پس از اعمال پردازش بر روی داده‌ها می‌توان از آن‌ها برای تفسیرهای مقدماتی و پیشرفته استفاده کرد. هدف از تفسیر داده‌ها، به‌دست آوردن اطلاعات مربوط به بی‌هنجاری‌های درون

* نویسنده مرتبط: mrsepahvand@yahoo.com

تشخیص جدیدی را برای این روش پیشنهاد کردند که دقت برآوردهای عمق را برای داده‌های مغناطیسی شبکه‌ای بالا می‌برد. آن‌ها این شیوه‌ها را برای تشخیص اهداف مغناطیسی ناشی از کیمبرلیت‌های معلوم و دسته‌بندی گسل‌های اصلی با موفقیت به کار بردند. Stavrev and Reid (2007) با استفاده از تعریف اصلی همگنی به کار برده شده برای میدان‌های پتانسیل نشان دادند که شاخص ساختاری می‌تواند مقادیر مثبت، منفی و یا صفر (ولی یک مقدار واحد) داشته باشد. آن‌ها با استفاده از تحلیل همگنی عناصر میدان پتانسیل یک نسخه توسعه‌یافته از معادلات دیفرانسیلی اویلر برای میدان‌های پتانسیل ارائه کردند. Stavrev and Reid (2010) همچنین نشان دادند که استفاده از روش واهمامیخت اویلر توسعه‌یافته در اکتشافات گرانی‌سنجی، می‌تواند برای شناسایی ساختارهای گسلی با گسترش عمق زیاد مفید باشد. (Beiki 2013) نشان داد که می‌توان با کاربرد تحلیل تجزیه مقدار منفرد قطع شده (TSVD) و حل معادله اویلر برای مکان چشمه و شاخص ساختاری به‌طور هم‌زمان، پیاده‌سازی اویلر استاندارد مبتنی بر شبکه را به‌طور قابل توجهی بهبود بخشید. در این مقاله روش اویلر استاندارد بر روی داده‌های حاصل از یک مدل مصنوعی و داده‌های واقعی منطقه دریاچه بلاچفورد اعمال شده و نتایج آن نمایش داده می‌شود. مدل ساختگی در نرم‌افزار MATLAB ایجاد شده و الگوریتم اویلر در نرم‌افزار Oasis montaj بر روی داده‌ها اعمال شد.

روش مطالعه

روش واهمامیخت اویلر یک تابع در دستگاه مختصات دکارتی (x, y, z) در نظر بگیرید که با $f(x, y, z)$ مشخص شده است. z به سمت پایین مثبت در نظر گرفته می‌شود و محور x به سمت شمال و y به سمت شرق است. تابع f همگن از درجه n است اگر:

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad (1) \text{ معادله}$$

اگر تابع f همگن از درجه n باشد، آنگاه معادله زیر برآورده می‌شود:

زمین از نقشه‌های مغناطیسی است. نقشه‌های مغناطیسی برخلاف نقشه‌های گرانی به‌صورت دوقطبی هستند و همین موضوع تفسیر آن‌ها را پیچیده‌تر می‌کند. مهم‌ترین اطلاعات مربوط به بی‌هنجاری‌ها عبارت هستند از عمق و موقعیت افقی آن‌ها. گرچه برخی از روش‌های تفسیر سعی در به دست آوردن یک مدل هندسی از بی‌هنجاری‌ها دارند، اما هدف اصلی همچنان رسیدن به مختصات بی‌هنجاری‌ها است. آغاز راه با Pters (1949) بود که روشی رسم شده را برای برآورد عمق بی‌هنجاری‌ها ارائه کرد که به روش "نیم شیب پیترز" معروف است و از روی منحنی‌های مغناطیسی به دست می‌آید. روش واهمامیخت اویلر برای اولین بار توسط Thompson (1982) برای برآورد عمق بی‌هنجاری‌های مغناطیسی استفاده شد. Thompson با استفاده از معادلات همگن اویلر و گرادیان‌های میدان مغناطیسی به‌جای شدت میدان در هر نقطه و همچنین تخصیص یک شاخص ساختاری برای زمین‌شناسی منطقه، روشی را برای برآورد عمق از روی داده‌های هواپرد معرفی کرد که به روش واهمامیخت اویلر شناخته می‌شود. Reid و همکاران (۱۹۹۰) روش واهمامیخت اویلر سه بعدی را معرفی کردند و از آن برای تفسیر داده‌های مغناطیسی منطقه‌ای واقع در جنوب و مرکز انگلستان استفاده کردند و توانستند گسل‌های موجود در این مناطق را شناسایی کنند. Bournas و همکاران (۲۰۰۳) یک معیار جدید بر اساس همبستگی بین بی‌هنجاری میدان کل و برآوردهایی از یک سطح مبنا برای تعیین شاخص ساختاری در روش واهمامیخت اویلر معرفی کردند. تحلیل آن‌ها این موضوع را نشان داد که عمق و شاخص ساختاری بی‌هنجاری چشمه را نمی‌توان به‌طور هم‌زمان برآورد کرد. Mushayandebvu و همکاران (۲۰۰۱) با ترکیب رابطه همگن اویلر و یک رابطه حاصل از تغییر شکل توابع همگن تحت دوران، روش واهمامیخت اویلر توسعه‌یافته برای ساختارهای دوبعدی را معرفی کردند. این روش برآورد کامل‌تری از پارامترهای چشمه می‌دهد و این امکان را فراهم می‌کند که تفاوت پذیرفتاری مغناطیسی و همچنین شیب را در مورد چشمه‌های همبیری یا دایک‌های نازک تعیین کرد. FitzGerald و همکاران (۲۰۰۴) شیوه‌های

به جواب رسید. نتیجه سه معادله خطی برای سه مجهول خواهد شد که اگر ضریب دترمینان صفر باشد حل می‌شود. حال فرض می‌شود که بی‌هنجاری توسط یک مقدار ثابت B آشفته می‌شود. در این صورت کمیت مشاهده شده برابر است با:

$$T(x) = \Delta T(x) + B \quad \text{(معادله ۶)}$$

با جایگذاری معادله ۶ در معادله ۵ و بازنویسی مجدد خواهیم داشت:

$$x \cdot \frac{\partial T}{\partial x} + z \cdot \frac{\partial T}{\partial z} + N \cdot B = x \cdot \frac{\partial T}{\partial x} + N \cdot T \quad \text{(معادله ۷)}$$

از آنجایی که بی‌هنجاری‌های واقعی با مدل‌های ساده تقریب زده می‌شوند، با ساختن یک مجموعه از معادلات خطی، یک دسته از معادلات فراتعیین شده حاصل می‌شود. حل مجموعه معادلات فراتعیین شده با روش حداقل مربعات برآوردهایی از انحراف معیار پارامتر Z_0 را می‌دهد. کمیت σ_z به‌عنوان میله خطا در برآورد عمق قرار می‌گیرد و اساس الگوریتمی را شکل می‌دهد که درستی یا نادرستی یک برآورد عمق را تعیین می‌کند.

تلورانس در حالت کلی به‌صورت زیر بیان می‌شود:

$$TZ = (N \cdot \sigma / z) \cdot 100 \quad \text{(معادله ۸)}$$

که TZ تلورانس عمق Z و σ انحراف معیار Z_0 برای شاخص ساختاری N است.

معادله ۷ برای اجسام مغناطیسی با گسترش عرضی نامحدود است (حالت دوبعدی). برای اجسام سه‌بعدی، شکل کلی معادله اوپلر به‌صورت زیر می‌باشد:

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T) \quad \text{(معادله ۹)}$$

که T میدان کل مشاهده شده در (x, y, z) ، B مقدار میدان محلی و N شاخص ساختاری است. معادله ۹ را می‌توان بر روی داده‌های مغناطیسی شبکه‌ای برای برآورد عمق و موقعیت چشمه‌های محدود، لوله‌های قائم، دایک‌ها و همبری‌ها به‌طور مستقیم به‌کاربرد و به نتایج قابل‌توجهی دست یافت. به‌منظور انجام صحیح این روش، می‌بایست پارامترهای آن را به‌درستی انتخاب کرد.

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = nf \quad \text{(معادله ۲)}$$

معادله (۲) به‌عنوان معادله همگن اوپلر نامیده می‌شود (Thompson, 1982).

فرض کنید که $f(x, y, z)$ شکل عمومی زیر را داشته باشد:

$$f(x, y, z) = G / r^N \quad \text{(معادله ۳)}$$

که r و N در رابطه بالا به‌صورت زیر هستند:

$$r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}, N = 1, 2, 3, \dots$$

G به x, y, z وابسته نیست. معادله ۳ همگن از درجه $n = -N$ است. بسیاری از چشمه‌های مغناطیسی نقطه‌ای ساده، شکل معادله ۳ را دارند (Thompson, 1982).

فرض اولیه در روش اوپلر این است که چشمه مغناطیسی دارای شکل هندسی ساده مانند کره، استوانه، دایک و مانند آن باشد. زیرا میدان مغناطیسی ایجادشده با این گونه ساختارها، همگن است و با تغییر فاصله تغییر نمی‌کند (Reid and Thurston, 2014). بنابراین برای چشمه‌هایی با ساختار پیچیده ممکن است این روش کارایی نداشته باشد زیرا این چشمه‌ها در واقع کامل نیستند و شاخص ساختاری ثابتی ندارند.

حال یک چشمه نقطه‌ای را در نظر بگیرید که در نقطه (x_0, y_0, z_0) نسبت به صفحه اندازه‌گیری واقع شده است. در این صورت شدت مغناطیسی کل به‌صورت زیر خواهد بود:

$$\Delta T(x) = f[(x - x_0), (y - y_0), (z - z_0)] \quad \text{(معادله ۴)}$$

معادله اوپلر برای رابطه ۴ به‌صورت زیر است:

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -N \Delta T(x) \quad \text{(معادله ۵)}$$

گرادین‌ها در سه جهت مختصات دکارتی را می‌توان با استفاده از نظریه پتانسیل محاسبه کرد یا اینکه به‌طور مستقیم اندازه‌گیری کرد (Thompson, 1982).

با تعیین مشتقات و مقادیر میدان کل در سه جهت مختصات در طول پروفیل و استفاده از معادله ۵ می‌توان

اندازه پنجره

اگر شبکه نمایانگر بی‌هنجاری‌ها را داشته باشیم، اما بی‌هنجاری‌های ناشی از چشمه‌های مختلف خیلی به هم نزدیک باشند، طوری که همه پنجره داده شده را اشغال کنند، در این صورت برازش آماری ضعیف، به رد شدن جواب منجر می‌شود. بنابراین می‌بایست پنجره‌ها تا جای ممکن کوچک انتخاب شوند. از طرف دیگر، بی‌هنجاری‌های پهن ناشی از چشمه‌های عمیق در پنجره‌های کوچک به‌طور ضعیف نشان داده می‌شوند و برآوردهای غیرقابل اعتماد عمق و موقعیت چشمه بسیار محتمل است. مدل‌های ساده می‌توانند با پنجره‌هایی به کوچکی اندازه نقاط شبکه 3×3 واهمامیخت شوند. اما داده‌های واقعی با پنجره‌های بزرگ‌تر بهتر واهمامیخت می‌شوند. پنجره‌هایی با گستره اندازه نقاط شبکه 6×6 (برای مشخص کردن چشمه‌های کم عمق) تا حدود 20×20 (برای چشمه‌های خیلی عمیق) کمینه عمق‌ها کم‌وبیش مثل فاصله شبکه است و بیشینه عمق‌ها نیز تقریباً دو برابر اندازه پنجره هستند (Reid et al., 1990).

مدل ساختگی

به‌منظور درک عملکرد روش واهمامیخت اویلر و آزمودن میزان توانایی آن در برآورد عمق و مرزهای بی‌هنجاری‌ها، این روش را بر بی‌هنجاری حاصل از یک مدل سه‌بعدی که در نرم‌افزار MATLAB ایجاد شده است، اعمال شد. این مدل شامل ۱۵ منشور چهار وجهی است که با آرایش نشان داده شده در شکل ۱ در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. عمق بالای منشورها از منشور شماره ۱ در سمت چپ تا منشور شماره ۸ در وسط افزایش و از منشور ۹ تا ۱۵ کاهش می‌یابد. فواصل تغییر عمق سطوح بالایی و پایینی هر منشور پنج متر است. کمینه عمق بالای منشورها پنج متر و بیشینه عمق آن‌ها ۴۵ متر است. کمینه عمق پایین ۶۵ متر و بیشینه آن ۱۰۰ متر است. به این ترتیب ضخامت منشورها از وسط به سمت کناره‌ها به ازای هر منشور ۱۰ متر کاهش می‌یابد. طول هر منشور منفرد ۵۰ متر، طول کل ۷۵۰ متر و عرض کل نیز ۱۰۰۰ متر است. پذیرفتاری تمام منشورها $0/15$ در واحد SI انتخاب

شاخص ساختاری و مشتقات میدان و تلورانس پاسخ‌ها، پارامترهایی هستند که مستقیم در معادله مؤثرند (جدول ۱). اندازه پنجره نیز در رسیدن به پاسخ‌های درست تأثیرگذار است (Reid et al., 1990).

جدول ۱. شاخص‌های ساختاری برای ساختارهای زمین‌شناسی

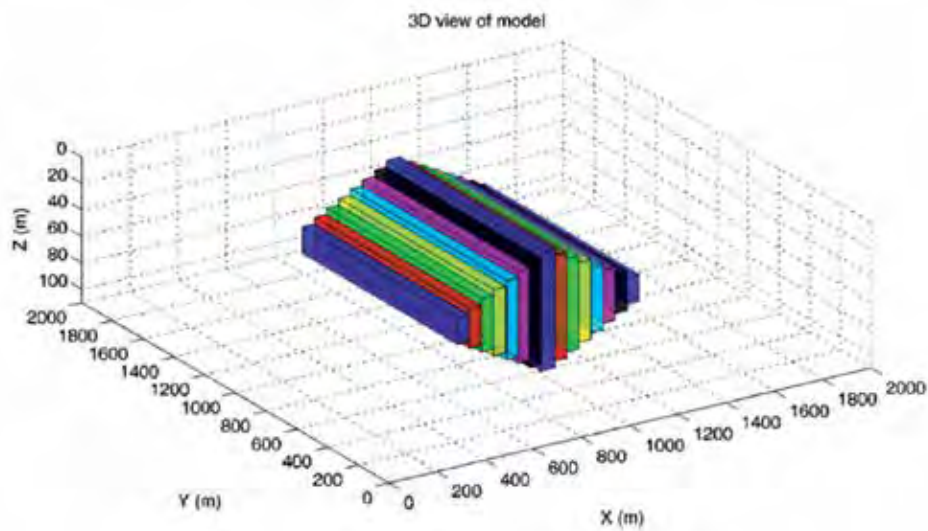
ساختار	N
کره	۳
پایپ	۲
استوانه افقی	۲
دایک	۱
سیل	۱
همبری	۰

شاخص ساختاری (SI)

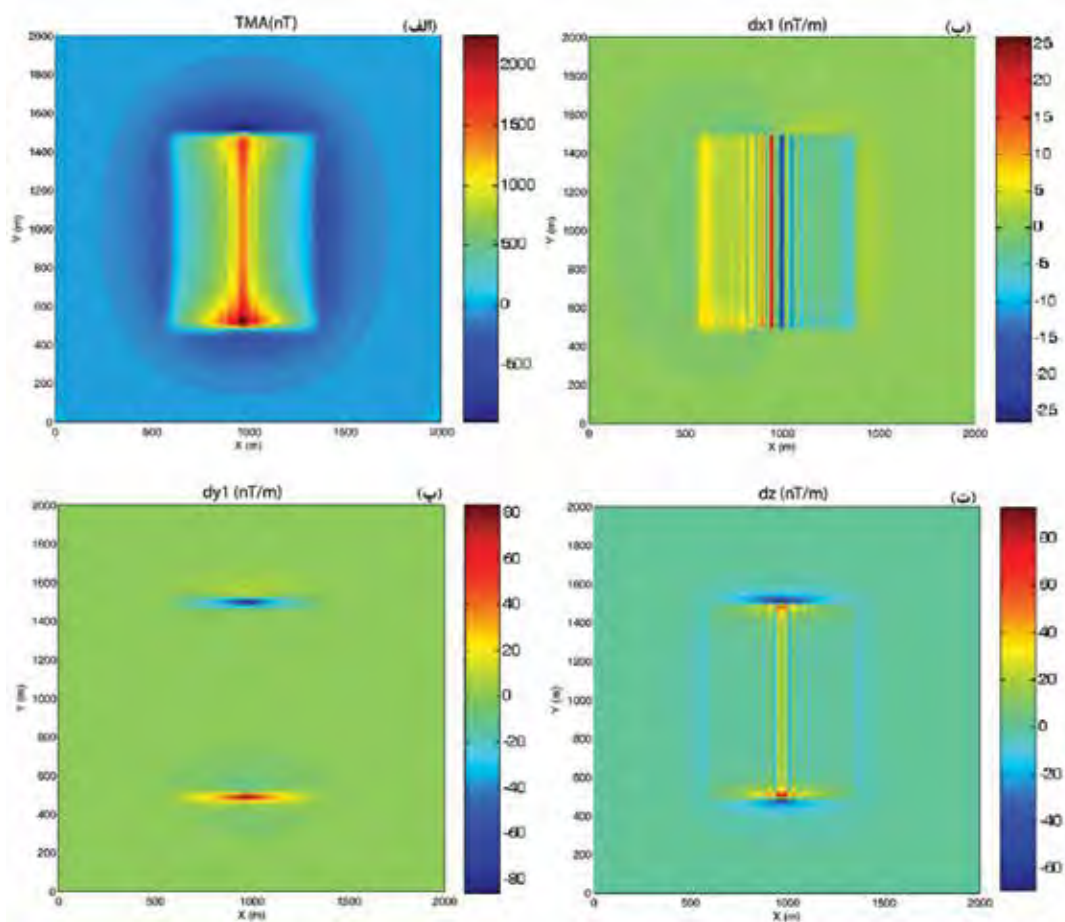
استفاده از شاخص نادرست به جواب‌های پراکنده و عمق‌های نادرست منجر می‌شود. شاخص خیلی کوچک، عمق‌های خیلی کم می‌دهد و شاخص خیلی بزرگ به برآوردهای خیلی عمیق منجر می‌شود. برآوردهای عمق برای چشمه‌های با شاخص بزرگ نسبت به شاخص‌های کوچک دقیق‌تر هستند. رهیافت شاخص ساختاری برای توصیف چشمه شامل مرزهای نامنظم نمی‌شود. هر جواب فقط داده‌های درون پنجره خودش را به کار می‌برد، به‌گونه‌ای که شبه سیل^۱ نامنظم توسط روش اویلر با شاخص یک به‌خوبی تعیین می‌شوند، درحالی‌که همبری‌ها با شاخص صفر به‌خوبی مشخص می‌شوند. یک مجموعه داده واقعی شامل بی‌هنجاری‌هایی از چشمه‌هایی با شاخص‌های ساختاری مختلف است. بنابراین نیاز است که این داده‌ها با گستره‌ای از شاخص‌ها (به‌طور مثال ۰، ۰/۵، ۱) حل شوند و برای هر شاخص جداگانه نقشه‌ای رسم شوند. در نتیجه نقشه از یک ویژگی به ویژگی دیگر آزموده می‌شود و شاخصی که بهترین خوشه‌بندی جواب را داشته باشد برای هر ساختار انتخاب می‌شود. همچنین این فرایند نشانه‌هایی از ماهیت ویژگی را نیز نشان می‌دهد (Reid et al., 1990).

1. Pseudo-sill

شده است. زاویه میل مغناطیسی و زاویه انحراف مغناطیسی به ترتیب $81/3$ و $17/6$ درجه بوده و شدت کل میدان مغناطیسی نیز 58500 در نظر گرفته شده است. در محاسبه میدان مغناطیسی از مغناطیس بازمند صرف نظر شده است. میدان مغناطیسی این مدل در یک شبکه 2000×2000 متر با فواصل 10 متر اندازه‌گیری شده است (شکل ۲).



شکل ۱. نمایش سه‌بعدی مدل ساختگی

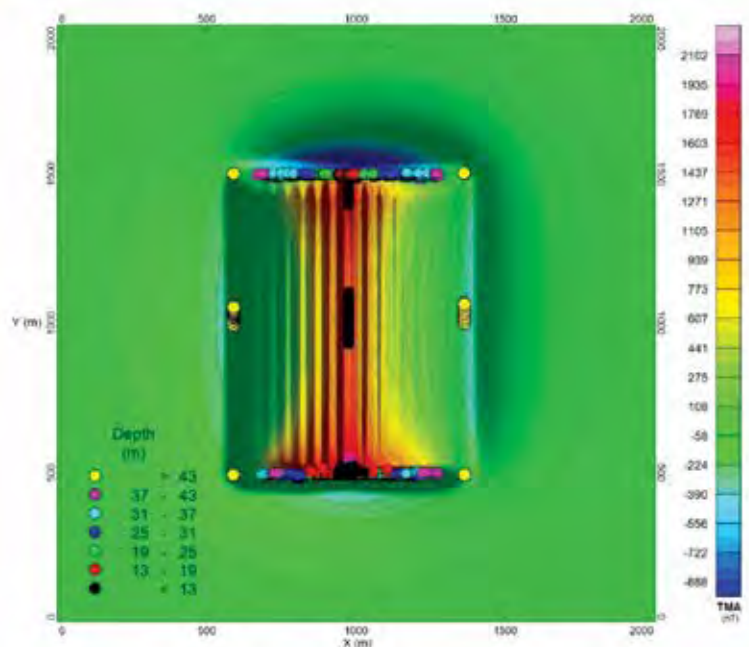


شکل ۲. بی‌هنجاری مغناطیسی کل و مشتق‌های جهت‌ی آن برای مدل سه‌بعدی، (الف) بی‌هنجاری مغناطیسی کل، (ب) مشتق (الف) در جهت X ، (پ) مشتق (الف) در جهت Y ، (ت) مشتق (الف) در جهت Z

برآورد عمق و موقعیت چشمه‌های بی‌هنجاری مغناطیسی با استفاده ...

مشخص نمی‌شود. از طرفی دیگر شاخص ساختاری بزرگ‌تر موجب از دست رفتن اطلاعات مربوط به سطوح کم‌عمق‌تر می‌شود. اندازه پنجره بزرگ طوری در نظر گرفته شده است که برای یک منشور پاسخی را ارائه نکند و تنها مرزهای کلی حاصل شود. همان‌طور که در شکل ۳ واضح است پاسخ‌های عمقی از وسط به سمت کناره‌های توده عمیق‌تر می‌شود. دلیل اینکه در دو سمت بالا و پایین توده تعداد جواب‌ها بیشتر است، وجود گرادیان‌های شدیدتر در این دو بخش است. درحالی‌که در دو سمت چپ و راست جسم به دلیل گرادیان‌های ضعیف‌تر پاسخ‌های کمتری نیز به دست آمده است.

بی‌هنجاری مغناطیسی کل برای این مدل با فاصله پنج متر شبکه‌بندی شده است. روش اویلر با شاخص ساختاری ۰/۳۵، اندازه پنجره ۱۸، حداکثر فاصله از مرکز پنجره ۵۰ متر و تلورانس ۱۰ درصد بر این مدل اعمال شده است. در این مدل، عمق سطح بالایی جسم از وسط به سمت کناره‌ها بیشتر می‌شود. از این رو، اعمال روش اویلر بر روی این مدل تا حدودی با مشکل مواجه است. چراکه انتخاب یک شاخص ساختاری تنها بخشی از داده‌های عمقی را ارائه می‌کند و بخشی دیگر پنهان می‌ماند. اگر شاخص کوچک انتخاب شود پاسخ‌های سطحی‌تری به دست می‌آیند و در نتیجه مرزهای بی‌هنجاری



شکل ۳. نتایج حاصل از اعمال روش واهمامیخت اویلر بر مدل سه بعدی. هر دایره نشان‌دهنده یک پاسخ عمقی به دست آمده است

منطقه مورد مطالعه

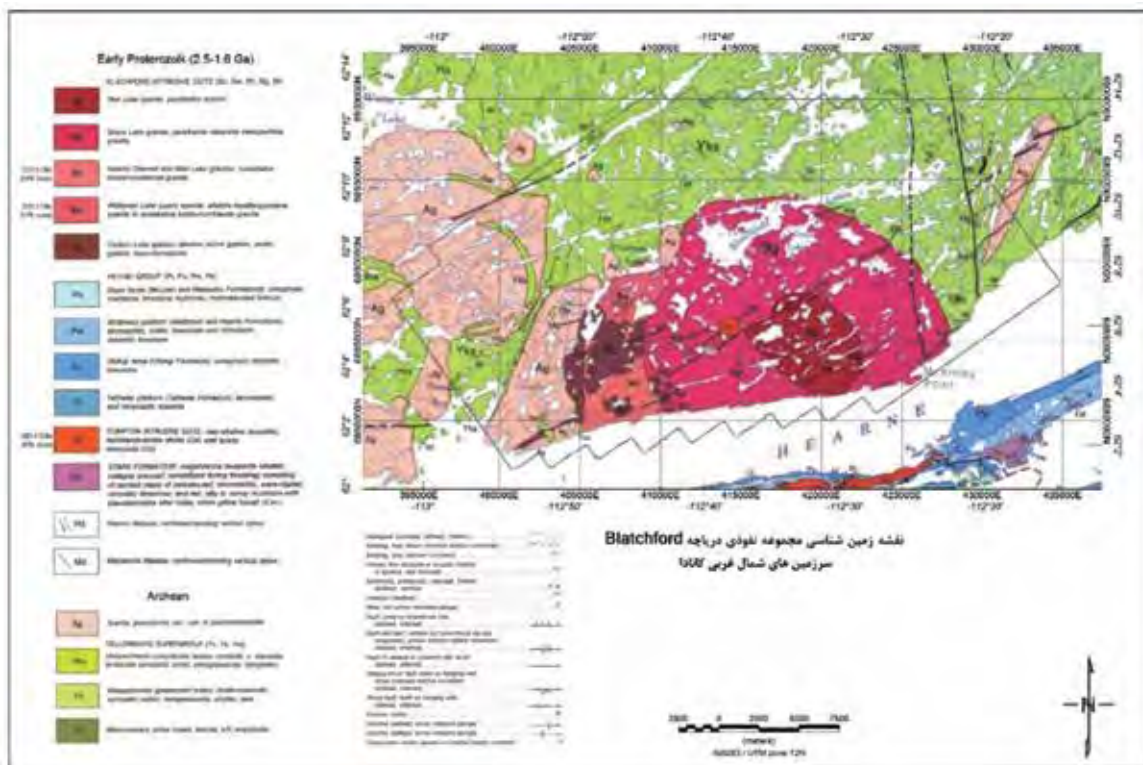
منطقه دریاچه بلاچفورد در عرض جغرافیایی $62^{\circ}07'$ شمالی و طول جغرافیایی $112^{\circ}37'$ غربی، در طول ساحل شمالی Hearne channel از بازوی شرقی Great Slave Lake، در Northwest Territories کانادا واقع شده است. این مجموعه در طول حاشیه جنوب غربی استان Archean Slave، کم‌وبیش ۱۰۰ کیلومتری جنوب شرقی شهر Yellowknife قرار گرفته است (Mumford, 2013). دسترسی به منطقه توسط هواپیمای شناور و بالگرد از یلونایف فراهم شده است.

زمین‌شناسی منطقه

مجموعه نفوذی دریاچه بلاچفورد نامی است که به تمام واحدهای سنگی به هم پیوسته‌ای اطلاق می‌شود که مجموعه پلوتونیک آلکالن واقع در شمال کانال هرن و شرق رودخانه Francois در منطقه Mackenzie را تشکیل می‌دهند (شکل ۴). سنگ‌های آلکالن به شیست‌های فوق رسوبی ابرگروه یلونایف و گرانودیوریت‌های کالک آلکالن و توده‌های نفوذی گرانیتی نفوذ کرده‌اند که سنگ‌های آن‌ها از نظر پتروژنتیکی با سنگ‌های آذرین درونی آرکن در بخش‌های مجاور استان ساختاری اسلیو جنوبی که به‌طور پرتوسنجی

فلسیک نشان می‌دهند. Davidson (1978) کرونولوژی^۱ زیر را برای مجموعه نفوذی دریاچه بلاچفورد بر اساس روابط متقابل و ژئوشیمی پیشنهاد کرده است: (۱) سنگ‌های مافیک گابروی دریاچه کاریبو^۲، درجه‌بندی تا لوکوفرودیوریت؛ (۲) کوارتز سینیت دریاچه وایتمن^۳؛ (۳) گرانیت کانال هرن؛ (۴) گرانیت دریاچه مد^۴؛ (۵) گرانیت دریاچه گریس^۵؛ (۶) سینیت دریاچه تور^۶.

تاریخ‌گذاری شده‌اند، یکسان هستند. مجموعه آلکان به‌نوبه خود به‌وسیله دایک‌های دیاباز با روند شرقی-شمال شرقی، توده‌های نفوذی کوچک از دیوریت و گرانودیوریت، و دایک‌های دیاباز با روند شمال غربی از دسته Mackenzie، که بین ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ میلیون سال پیش تعیین سن شده‌اند، مورد نفوذ واقع شده است (Davidson, 1978). فازهای نفوذی متعدد در مجموعه نفوذی دریاچه بلاچفورد یک جانشینی را از پلوتونیسیم اولترامافیک تا



شکل ۴. نقشه زمین‌شناسی دریاچه بلاچفورد

بوده است. ارتفاع پرواز ۱۰۰ متر و خطوط اصلی با آزیموت 145° و فاصله ۲۵۰ متر برداشت شده‌اند. مجموع طول خطوط برداشت اصلی ۲۶۹۴ کیلومتر است. روی هم‌رفته ۵۶۰ کیلومتر خطوط کنترلی با آزیموت 55° و فاصله ۱۲۵۰ متر نیز برداشت شده است. زاویه میل مغناطیسی و زاویه

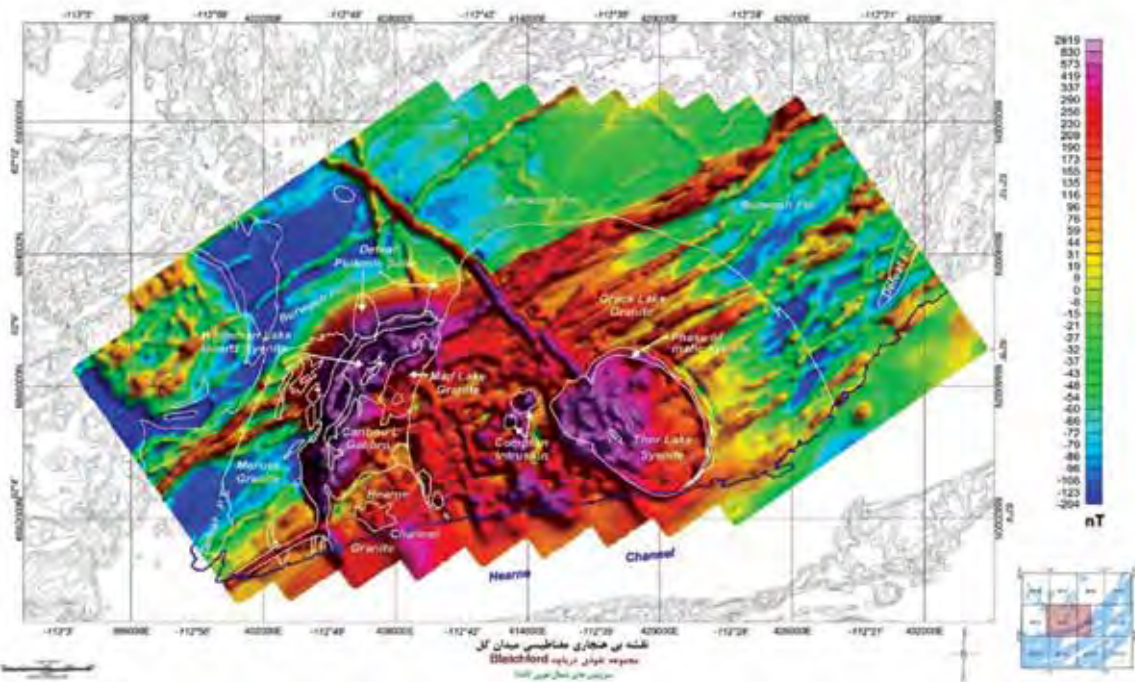
1. Chronology
2. Caribou lake
3. Whiteman lake
4. Mad lake
5. Grace lake
6. Thor lake

داده‌های مغناطیسی

داده‌های مغناطیسی منطقه دریاچه بلاچفورد واقع در سرزمین‌های شمال غربی کانادا، در ماه مارس ۲۰۱۱ و طی پنج روز (۲۳-۱۹) در پروژه برداشت گرانی-مغناطیسی منطقه بلاچفورد و توسط اداره کاوش‌های زمین‌شناسی کانادا زیر نظر وزارت منابع طبیعی کانادا جمع‌آوری شده‌اند. در این پروژه از پلتفرم هواپیمای Fixed-Wing استفاده شده است. مگنتومتر به‌کاربرده شده از نوع بخار سزیم تک‌سلولی مدل CS-3 با حساسیت 0.005 nT ساخت شرکت Scintrex

برآورد عمق و موقعیت چشمه‌های بی‌هنجاری مغناطیسی با استفاده ...

انحراف مغناطیسی گستره در زمان برداشت داده‌ها به ترتیب در حدود 81° و 17° قرار داشته و همچنین شدت کل میدان مغناطیسی زمین در حدود 59000 nT بوده است.



شکل ۵. نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی کل منطقه دریاچه بلاچفورد. تقسیم‌بندی واحدهای زمین‌شناسی با خطوط سفیدرنگ مشخص شده است

اعمال روش واهمامیخت اویلر

پس از آماده‌سازی مشتق‌های میدان مغناطیسی، روش واهمامیخت اویلر بر داده‌ها اعمال شد. داده‌های مغناطیسی با فاصله 50 متر شبکه‌بندی شده‌اند. روش اویلر با شاخص ساختاری یک و اندازه پنجره 20×20 نقطه شبکه معادل $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ بر داده‌ها اعمال شده است. بیشینه فاصله از مرکز پنجره 400 متر و تلورانس نیز 10% درصد در نظر گرفته شده است.

انتخاب ابعاد مذکور با توجه به همگنی پارامترهای مغناطیسی و زمین‌شناختی منطقه مورد مطالعه صورت گرفته است.

بحث

نقشه مغناطیسی این منطقه به دلیل ماهیت نفوذی آن تاندازه‌ای پیچیده است. بی‌هنجاری‌های موجود در منطقه را کم‌وبیش به دو دسته می‌توان تقسیم کرد (شکل ۵). یک دسته مربوط به بی‌هنجاری‌های شبه دایک با روند تقریبی

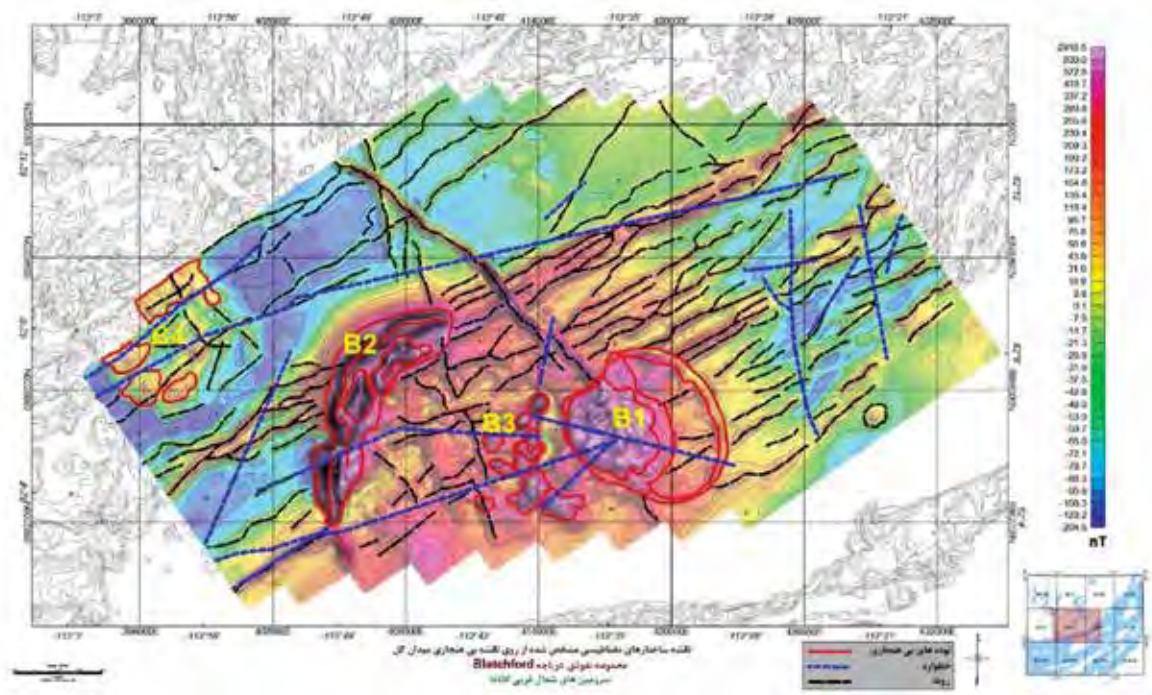
شمال شرقی است (به‌غیر از یک دایک بزرگ با روند شمال غربی) و دسته دیگر مربوط به بی‌هنجاری‌های توده نفوذی اصلی دریاچه بلاچفورد است. بی‌هنجاری‌های دسته دوم با توجه به ویژگی‌های مغناطیسی خود به چهار زیر بخش قابل تقسیم هستند. نواحی B1 تا B4 مشخص شده در شکل ۶ این تقسیم‌بندی را نشان می‌دهند. شدیدترین بی‌هنجاری‌ها مربوط به گابروی دریاچه کاریبو، با مقادیر پیک بین 1000 nT تا 2900 nT می‌باشند. البته تمام گابروی مشخص شده به شدت مغناطیده نشده و فقط ناحیه پیرامونی غربی آن خاصیت مغناطیسی بالایی دارد. ناحیه شمال کانال هرن کمترین خاصیت مغناطیسی را در مقایسه با مقادیر منطقه‌ای دارد. کوارتز سینیت دریاچه وایتمن شامل چندین ناحیه با مغناطیس بالا است. همراهی یکی از آن‌ها با یک واحد از گابروی دریاچه کاریبو با روند NNE نشان می‌دهد که مورد آخر در عمق کم زیر سایر نواحی نیز حاضر بوده است. بخش غربی سینیت دریاچه تور با یک نشانه مغناطیسی مثبت برجسته همراه است که پیک‌های درون آن به بیش از

با بیانگر حضور واحدهای نفوذی مدفون کامپتون هستند. گستره برداشت این داده‌ها در عرض‌های جغرافیایی بالا قرار دارد و زاویه میل مغناطیسی در این منطقه در حدود 81° است، از این رو در بخش پیش رو از اعمال فیلتر برگردان به قطب (RTP) صرف نظر شده است تا داده‌ها بدون تغییر و دخل و تصرف مورد تحلیل قرار گیرند.

در ناحیه B1 که یک ناحیه کم‌ویس حلقوی است، بی‌هنجاری‌ها به صورت کلی مربوط به سینیت دریاچه تور می‌باشند. تمرکز بی‌هنجاری‌ها در این ناحیه مربوط به کناره غربی ناحیه است که کانسار عناصر نادر Nechalacho نیز در آن واقع شده است. این ناحیه بخش اصلی مجموعه نفوذی دریاچه بلاچفورد را تشکیل می‌دهد که در مرکز گرانیات دریاچه گریس قرار گرفته است.

500 nT می‌رسد. سینیت مافیک شرقی کناری یک بی‌هنجاری مثبت واضح با پیک‌های در حدود 100 nT ایجاد می‌کند. مجموعه آذرین درونی Defeat و گرانیتهای موروس و دریاچه مد گویا فاقد نشانه مغناطیسی قابل توجه هستند. بیشینه‌های مغناطیسی خطی با روند کم‌ویس ENE بر میدان مغناطیسی این بخش‌ها غالب هستند.

گرانیات دریاچه گریس به صورت کلی با یک عبارت مغناطیسی همراه است که در مقایسه با سنگ‌های فوق رسوبی احاطه‌کننده سازند بورواش تا اندازه‌ای مثبت است، اما به شدت بخش غربی سینیت دریاچه تور نمی‌باشد. چندین بیشینه مغناطیسی در جنوب مجموعه نفوذی کامپتون با مغناطیسی شدید یا نشان‌دهنده تغییرات داخلی ترکیبی/ساختاری درون گرانیات دریاچه گریس می‌باشند و



شکل ۶. نقشه ساختارهای مغناطیسی مشخص شده از روی بی‌هنجاری مغناطیسی کل. خط‌چین‌های سیاه روندهای مغناطیسی، خط‌چین‌های آبی خطواره‌ها و خطوط قرمز توده‌های بی‌هنجاری مغناطیسی را نشان می‌دهند

نقشه‌های مغناطیسی مشخص نیست. به نظر می‌رسد که دنباله جنوبی این بخش توسط یک خطواره با روند تقریبی شرقی-غربی قطع شده است. این موضوع به‌ویژه در نقشه بی‌هنجاری میدان کل منطقه قابل تشخیص است. در بخش مرکزی جنوب مجموعه نفوذی دریاچه بلاچفورد و در غرب ناحیه B1، ناحیه B3 شامل چندین بی‌هنجاری

ناحیه B2 که در نقشه مشخص شده است شامل یک بی‌هنجاری هلالی شکل است که بخش‌های مختلفی را در برمی‌گیرد. کوارتز سینیت دریاچه و ایتمن کم‌ویس در بخش شمال و شرق این ناحیه واقع شده است. بخش شرقی با پیک‌های بزرگ مربوط به گابروی دریاچه کاریبو است. مرز بین این بخش با کوارتز سینیت دریاچه و ایتمن بر روی

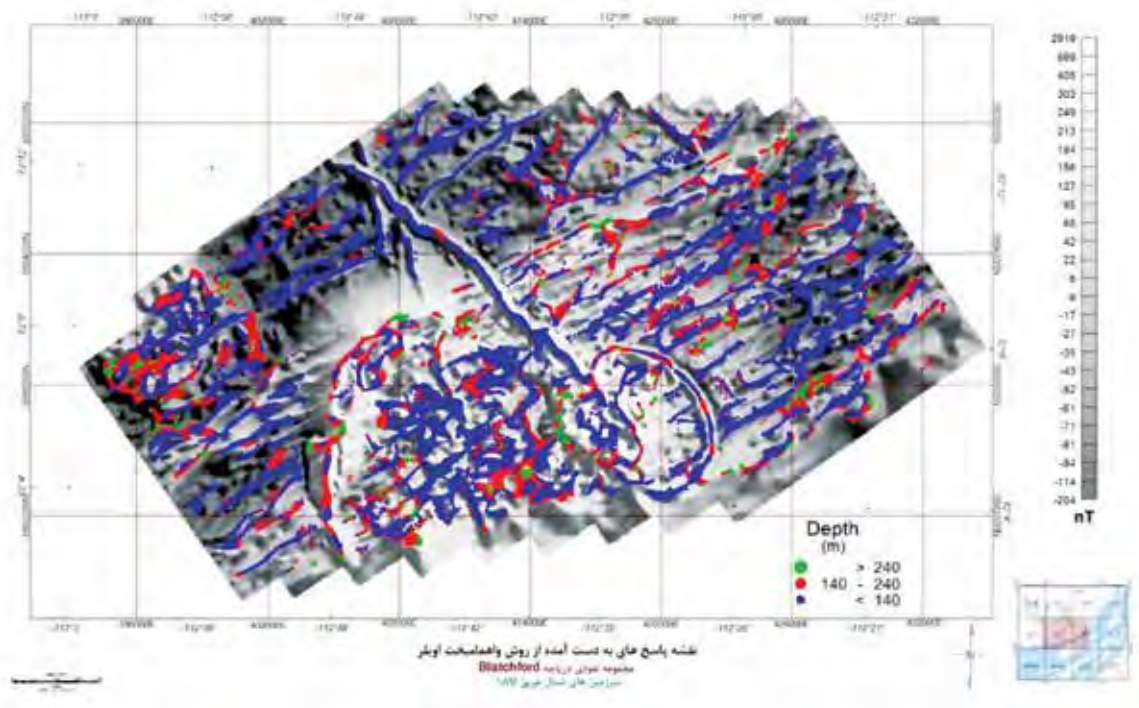
برآورد عمق و موقعیت چشمه‌های بی‌هنجاری مغناطیسی با استفاده ...

این بی‌هنجاری از میان نواحی B2 و B3 عبور کرده و تا بالای منطقه ادامه دارد. به نظر می‌رسد که این بی‌هنجاری در بالای ناحیه B2 توسط یک خطواره قطع شده و در ادامه مسیر خود بی‌هنجاری شبه دایک بزرگ را که در بالا توصیف شد قطع می‌کند. به نظر می‌رسد که این روندها مربوط به دایک‌های دیابازی باشند که در حین نفوذ ماگمای اولیه در شکستگی‌ها و گسل‌های منطقه تشکیل شده‌اند.

شکل ۵ بی‌هنجاری مغناطیسی میدان کل منطقه را نشان می‌دهد. این داده‌ها به صورت ورودی در الگوریتم واهمامیخت اوپلر وارد شده‌اند. نتایج به دست آمده از اعمال روش اوپلر بر این داده‌ها در شکل ۷ به نمایش در آمده است. در این شکل مشاهده می‌شود که روش واهمامیخت اوپلر به خوبی روندهای بی‌هنجاری را در منطقه مشخص کرده است. با توجه به پاسخ‌های به دست آمده از اعمال روش اوپلر می‌توان اغلب بی‌هنجاری‌های این منطقه را دارای عمق کم تا متوسط در نظر گرفت. شاخص ساختاری (SI) اعمال شده در اینجا برابر یک می‌باشد که مربوط به ساختارهای دایک مانند است (جدول ۱). این شاخص ساختاری توانسته است اغلب روندهای شبه دایک منطقه را برآورد کند. بی‌هنجاری‌هایی

کنار هم است. این بخشی از گرانیب دریاچه گریس را شامل می‌شود که دو توده نفوذی مجموعه نفوذی کامپتون که در نقشه زمین‌شناسی منطقه مشخص شده‌اند و نیز چندین بی‌هنجاری دیگر که در کنار هم هستند، در آن قرار دارند. بی‌هنجاری‌های این ناحیه تا اندازه‌ای کوچک‌اند و با مجموعه نفوذی کامپتون در ارتباط هستند.

ناحیه B4 در بخش غربی منطقه قرار دارد. این ناحیه شامل چندین بی‌هنجاری ضعیف با بیشینه بین ۵۰ nT تا ۱۵۰ nT می‌باشد. منشأ بی‌هنجاری‌ها در این بخش شاید مربوط به ابرگروه یلونایف می‌باشند. این ناحیه به دلیل اینکه در مجموعه نفوذی دریاچه بلاچفورد قرار ندارد، از نظر مغناطیسی کم‌اهمیت بوده و در اینجا بررسی نمی‌شود. دسته دوم بی‌هنجاری‌ها شامل روندهای شبه دایک با جهت‌های مختلف است که در سراسر منطقه پراکنده شده‌اند. روند غالب این شبه دایک‌ها شمال شرقی-جنوب غربی است. یک بی‌هنجاری شبه دایک بزرگ با بی‌هنجاری مغناطیسی تا اندازه‌ای بالا و روند شمال غرب-جنوب شرقی نیز دیده می‌شود. یک بی‌هنجاری شبه دایک دیگر نیز در نقشه‌ها دیده می‌شود که روند تقریبی شمالی-جنوبی دارد.



شکل ۷. پاسخ‌های اوپلر رسم شده بر روی نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی کل منطقه بلاچفورد. هر نقطه بیان‌گر یک پاسخ عمقی است

امال فیلتر برگردان به قطب بر داده‌ها نیست، چرا که روش بر اساس گرادیان‌های میدان و نه جهت آن عمل می‌کند. در حالتی که چشمه‌های متداخل موجود باشد، پاسخ‌های به‌دست‌آمده نیز دارای خطای بیشتری است.

روش واهمامیخت اوپلر به‌عنوان یک تکنیک سریع می‌تواند برای حجم زیاد داده‌های مغناطیسی هوابرد به کار رود. مزیت این روش در این است که هیچ مدل زمین‌شناسی را فرض نمی‌کند و نتایج فقط بیان‌گر روند کلی عمقی و مرزهای بی‌هنجاری‌ها در منطقه است. اما اطلاعات به‌دست‌آمده می‌تواند چشم‌انداز خوبی از بی‌هنجاری‌ها در منطقه به یک مفسر ارائه کند. همچنین می‌توان از نتایج به‌دست‌آمده در تنظیم پارامترهای مدل‌سازی پیشرفته‌تر نیز استفاده کرد.

منابع

- Barbosa, C. F., Silva, B. C. and Medeiros, E., 1999. Stability analysis and improvement of structural index estimation in Euler deconvolution. *Geophysics* 64, 48-60.
- Beiki, M., 2013. TSVD analysis of Euler deconvolution to improve estimating magnetic source parameters: An example from the Asele area, Sweden. *Journal of Applied Geophysics* 90, 82-91.
- Bournas, N., Galdeano, A., Hamoudi, M. and Baker, H., 2003. Interpretation of the aeromagnetic map of Eastern Hoggar (Algeria) using the Euler deconvolution, analytic signal and local wavenumber methods. *Journal of African Earth Sciences*, 37,3, 191-205.
- Davidson, A., 1978. The Blachford Lake Intrusive Suite: An Apebian alkaline plutonic complex in the Slave Province, Northwest Territories. *Current Research: Geological Survey of Canada*, 119-127.
- FitzGerald, D., Reid, A. B. and McInerney, P., 2004. New discrimination techniques for Euler deconvolution. *Computers and Geosciences* 30, 461-469.

مثل روند شبه دایک با امتداد شمال غربی-جنوب شرقی، دایک‌های با روند تقریبی شمال شرقی-جنوب غربی و نیز بخش‌هایی از ناحیه حلقوی دارای عمق کمتر از ۱۴۰ متر هستند. عمق کم بی‌هنجاری‌های منطقه در نقشه مشتق قائم نیز به‌وضوح مشخص است. ناحیه گابروی دریاچه کاریبو و نیز جنوب بی‌هنجاری‌های ناحیه B3 دارای عمق متوسط بین ۱۴۰ تا ۲۴۰ متر هستند. بخش‌هایی از گابروی دریاچه کاریبو نیز با عمق‌های بیش از ۲۴۰ متر برآورد شده‌اند. در کل بی‌هنجاری‌ها در این منطقه زیاد عمیق نیستند و فقط در بعضی بخش‌ها پاسخ‌های بیش از ۲۴۰ متر به‌دست‌آمده است. در بخشی از ناحیه B4 نیز پاسخ‌ها تا اندازه‌ای عمیق هستند که البته به دلیل کم‌اهمیت بودن این ناحیه مورد توجه ما نیست. در غرب سینیت دریاچه تور (غرب ناحیه B1) نیز پاسخ‌های تا اندازه‌ای عمیق به‌دست‌آمده است که به نظر می‌رسد با همبری سینیت دریاچه تور و گرانیته دریاچه گریس در ارتباط باشد. در کل می‌توان گفت که ساختارهای مولد بی‌هنجاری در این منطقه دارای عمق کم تا متوسط هستند. البته به‌طور یقین مقادیر واقعی منطقه را نمی‌توان در پاسخ‌های به‌دست‌آمده از روش واهمامیخت اوپلر فرض کرد. برای اطمینان از این مقادیر می‌بایست این پاسخ‌ها را با نتایج حاصل از حفاری‌های منطقه مقایسه کرد.

نتیجه‌گیری

روش واهمامیخت اوپلر بر اساس رابطه اوپلر بنا شده است. در این رابطه مشتق‌های میدان پتانسیل به‌کاررفته‌اند. این روش با استفاده از مشتق‌های میدان مغناطیسی و فرض یک شاخص ساختاری، پاسخ‌هایی را برای منشأ چشمه بی‌هنجاری ارائه می‌کند. البته این روش هیچ مدل هندسی و یا زمین‌شناسی از داده‌ها ارائه نمی‌کند و پاسخ‌های به‌دست‌آمده فقط نشان‌دهنده عمق بالای چشمه مولد بی‌هنجاری و موقعیت افقی آن است. روش واهمامیخت اوپلر را هم برای داده‌های پروفیل و هم داده‌های شبکه‌ای می‌توان به کار برد. در حالت پروفیل، مشتق در یکی از جهت‌های افقی صفر در نظر گرفته شده و پاسخ‌ها برای دو جهت دیگر به دست می‌آیند. برای کاربرد این روش نیازی به

- Mumford, T. R., 2013. Petrology of the Blatchford Lake intrusive suite. Ph.D. thesis, Department of Earth Science, Carleton University, Ottawa, Ont.
- Mushayandebvu, M. F., Driel, P. V., Reid, A. B. and Fairhead, J. D., 2001. Magnetic source parameters of two-dimensional structures using extended Euler deconvolution. *Geophysics* 66, 814-823.
- Peters, L. J., 1949. The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. *Geophysics* 14, 290-320.
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millet, A. J. and Somerton, I. W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55, 180-191.
- Reid, A. B. and Thurston, J.B., 2014, The structural index in gravity and magnetic interpretation, Errors, uses, and abuses, *Geophysics*, 79,4, J61-J66.
- Stavrev, P. and Reid, A. B., 2007. Degrees of homogeneity of potential fields and structural indices of Euler deconvolution. *Geophysics* 72, L1-L12.
- Stavrev, P. and Reid, A. B., 2010. Euler deconvolution of gravity anomalies from thick contact/fault structures with extended negative structural index. *Geophysics* 75, I51-I58.
- Thompson, D. T., 1982. Euldph: A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics* 47,1, 31-37.

کاربرد توموگرافی نوع تخلخل در بازسازی تکامل مخازن کربناته، سازندهای کنگان و دالان در بخش مرکزی خلیج فارس

فواد سجادی^۱، وحید توکلی^۲، ابراهیم سفیداری^{۳*} و محمد امامی نیری^۴

۱. دانش آموخته کارشناسی ارشد زمین‌شناسی نفت، گروه سافت راک، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران

۲. دانشیار دانشکده گروه سافت راک، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی نفت، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی، تهران

۴. استادیار انستیتو مهندسی نفت، دانشکده فنی، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۹/۱۱

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۲/۰۲

چکیده

در این مطالعه، مدل سازی نگار انحراف سرعت بازسازی شده از نگارهای چاه‌پیمایی، برای تعیین انواع تخلخل موجود در سازندهای کربناته کنگان و دالان در یکی از میادین مرکزی خلیج فارس انجام شد. برای این منظور اطلاعات مغزه یک چاه شامل تخلخل، تراوایی و مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک، به همراه نگارهای چاه‌پیمایی از ۱۲ چاه دیگر مورد استفاده قرار گرفت. با استفاده از بازسازی نگار انحراف سرعت بر اساس نگارهای چگالی، نوترون و صوتی، سه زون انحراف سرعت با ویژگی تخلخل مشخص و یک زون بدون تخلخل شناسایی شد. مدل سه‌بعدی نگار انحراف سرعت پیش‌بینی شده در محل چاه‌ها نشان داد که زون K1 بیشتر متراکم و بدون تخلخل، در بعضی موارد دربرگیرنده تخلخل قالبی و تا حدود اندکی تخلخل بین‌بلوری است. این نوع تخلخل‌ها در اثر کاهش سطح آب دریا در انتهای این واحد در نتیجه، انحلال و دولومیتی شدن تشکیل شده است. زون مخزنی K2 بیشتر دربرگیرنده تخلخل بین‌بلوری و به مقدار خیلی کمتر تخلخل قالبی است که نشان‌دهنده دولومیتی شدن در عمق کم آب در اغلب بخش‌های این واحد است. بخش K3، بیشتر دربرگیرنده بخش متراکم و بدون تخلخل، در بعضی حالات تخلخل قالبی و به مقدار کمتر تخلخل شکستگی در بخش پایینی خود می‌باشد. زون مخزنی K4 در بخش‌های بالایی دارای تخلخل از نوع بین‌بلوری و بین‌ذره‌ای است که در عمق کم آب در انتهای تشکیل این واحد ایجاد شده‌اند. تخلخل‌های قالبی در اثر انحلال در بخش پایینی آن، در محیط دیاژنز جوی ایجاد شده است. در بعضی موارد تخلخل شکستگی در این واحد مشاهده می‌شود. نتایج حاصل از مدل سازی نگار انحراف سرعت در این مطالعه، تطابق قابل قبولی با نتایج سایر مطالعات مخزنی دارد که نشان‌دهنده توانایی مدل سازی نگار انحراف سرعت در بررسی تغییرات بزرگ‌مقیاس مخزنی است.

واژه‌های کلیدی: بخش متراکم، کنگان و دالان، مدل انحراف سرعت، نگار انحراف سرعت.

مقدمه

به علت ناهمگن بودن مخازن کربناته، چالش‌های زیادی در مطالعه آنان پیش‌رو است. از جمله‌ی این چالش‌ها، تغییرات کوچک‌مقیاس شاخص‌های مخزنی مانند تخلخل است. تخلخل در مخازن کربناته همواره نشانگر ترکیبی از اثرات فرآیندهای زمین‌شناسی است و در بسیاری از موارد منعکس‌کننده‌ی فرآیندهای چندگانه‌ی

* نویسنده مرتبط: ebrahimspidari@ut.ac.ir

مکان بازسازی شد. نتایج نشان دهنده چگونگی تغییر نوع تخلخل و در نتیجه فرآیندهای رسوبی و دیاژنزی تشکیل دهنده کیفیت مخزنی سازند در طول زمان خواهد بود. همچنین برای تعیین اعتبار مدل و داده‌های حاصل از نگار انحراف سرعت، مدل سه‌بعدی حاصل از تخلخل میدان با مطالعات پتروگرافی به‌دست‌آمده از داده‌های مغزه، مورد مقایسه قرار گرفته است.

زمین‌شناسی سازند مورد مطالعه

بعد از پرمین میانی، ایران مرکزی از بلوک اصلی جدا شده و به طرف شمال حرکت کرده و اقیانوس نئوتتیس گسترش یافته است (Berberian and King, 1981). در طی پرمین میانی تا پسین، آب و هوا به تدریج گرم‌تر و خشک‌تر شده است. در نتیجه پلاتفرم وسیع کربناته-تبخیری گسترش یافته و سبب رسوب‌گذاری توالی ضخیم کربناته-تبخیری سازندهای کنگان و دالان شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). این کربنات‌ها، سنگ‌های مخازن میادین بسیاری در خلیج فارس و نواحی اطراف آن را تشکیل داده‌اند (Sfidari et al., 2014). سازندهای کنگان و دالان معادل سازند خوف^۳ در نام‌گذاری عربی هستند.

دالان بالایی سنگ مخزن است و از پایین به بالا به ترتیب به افق‌های مخزنی K4 و K3 تقسیم‌بندی شده و متشکل از طبقات آهکی اوولیتی^۴، دولومیت‌های خاکستری اوولیتی و پلت‌دار با تخلخل بالا می‌باشد (Sfidari et al., 2012). تخلخل و نفوذپذیری مناسب واحد K4 سبب شده است که این بخش بیشترین حجم هیدروکربوری را در خود جای داده و بالاترین میزان تولید را در اکثر میادینی که سنگ مخزن به حساب می‌آید، دارا باشد (Insalaco et al., 2006).

سازند کنگان با یک سطح فرسایشی و به‌صورت هم‌شیب روی سازند دالان قرار گرفته است. این سازند در تریاس زیرین با ترکیب کربناته (بخش زیرین) و شیلی

تغییرات دیاژنزی در طول تاریخچه‌ی تدفین است. تخلخل فاکتور اصلی کنترل‌کننده‌ی سرعت صوت در سنگ‌های مخزنی است. در مورد مخازن کربناته، نوع تخلخل به همان اندازه‌ی مقدار تخلخل در رفتار کشسانی و سرعت صوت در سنگ‌ها نقش دارد. در رسوبات آواری، فشردگی، عامل مهمی در کاهش تخلخل و افزایش سرعت صوت در رسوبات است. اما در رسوبات کربناته، فشردگی، عمق تدفین رسوب و یا تاریخچه‌ی آن، به نسبت اهمیت کمتری روی سرعت دارند. سرعت در رسوبات کربناته، بیشتر از ترکیب فرآیندهای دیاژنزی تاثیر می‌پذیرد که سبب توزیع سرعت‌های خاصی در رسوبات کربناته می‌شود. لذا با آنالیز انواع تخلخل و بازسازی^۱ آنها در طول زمان، می‌توان تحلیل مناسبی روی نحوه‌ی شکل‌گیری و اثرگذاری فرآیندهای دیاژنزی متغیر در این مخازن انجام داد. یکی از این آنالیزها، استفاده از نگار انحراف سرعت^۲ و مدل کردن سه بعدی این نگار برای ترسیم انواع تخلخل در طول زمان و مکان است. برای ساخت این نگار، داده‌های موجود از نگارهای تخلخل (نوترون-چگالی)، با استفاده از معادله‌ی زمان-میانگین وایلی، به‌سرعت مصنوعی تبدیل شده و اختلاف آن با سرعت واقعی حاصل از نگار صوتی، به‌عنوان نگار انحراف سرعت بیان می‌شود. با استفاده از انحراف این نگار از مقدار صفر، نوع تخلخل مشخص می‌شود. از کاربردهای دیگر نگار انحراف سرعت، تشخیص فرآیندهای دیاژنزی و روند تراوایی با استفاده از داده‌های تخلخل و نگار صوتی است. مطالعات مربوط به محاسبه‌ی نگار انحراف سرعت، برای اولین بار توسط Anselmetti and Eberli (1999) به‌عنوان ابزاری برای تعیین گونه‌های مختلف تخلخل و روند تراوایی در محل چاه معرفی شد. سپس در میدان‌های مختلف در ایران توسط افراد مختلفی از جمله حسینی و همکاران (۱۳۹۱) در میدان نفتی کیلور و رضایی‌پرتو (۱۳۸۶) در میدان نفتی آسماری آزمایش شد. در این مطالعه برای اولین بار با استفاده از داده‌های چاه‌نگاری، مقادیر انحراف سرعت در سازندهای کنگان و دالان (پرمین-تریاس) در یکی از میدان‌های خلیج فارس به‌صورت مدل سه‌بعدی، نوع تخلخل در طول زمان و

1. Reconstruction
2. Velocity Deviation Log (VDL)
3. Khuff Formation
4. Oolitic Limestone

بوئل و تراوایی با استفاده از قانون داریسی تعیین شد. برش سر و ته پلاگ‌ها برای تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی استفاده شد. کلیه مقاطع با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شده و نوع و درصد تخلخل‌ها با استفاده از روش چشمی و نمودارهای مقایسه‌ای تعیین شد. در مراحل مختلف این مطالعه، ابتدا از هر یک از چاه‌ها، نگار انحراف سرعت با استفاده از داده‌های چاه‌نگاری محاسبه شد. سپس برای مدل‌سازی نگار انحراف سرعت، با وارد کردن اطلاعات موردنیاز بر روی نرم‌افزار مدل‌سازی، مدل سه‌بعدی از نگار انحراف سرعت به روش زمین‌آماری، برای میدان مورد مطالعه ساخته شد. در نهایت بعد از استخراج انواع تخلخل، مدل ساخته شده در موقعیت چاه A، با مطالعات پتروگرافی حاصل از مغزه مورد مقایسه قرار گرفته و برای کل میدان، اعتبارسنجی شد. مدل ساخته شده با استفاده از داده‌های پتروگرافی تفسیر شد. مراحل انجام پژوهش در شکل ۱ ارائه شده است.

محاسبه‌ی نگار انحراف سرعت

در مخازن گازی برای محاسبه‌ی نگار انحراف سرعت، نیاز به استفاده از ترکیب تخلخل حاصل از نگار نوترون و چگالی (φ_{ND}) است. در این مطالعه پس از تصحیحات محیطی، محاسبه حجم شیل با استفاده از لاگ گاما (روش خطی) و تصحیح آن، نگار انحراف سرعت از تفاوت نگار صوتی و سرعت محاسبه شده از تخلخل حاصل از ترکیب نگارهای نوترون و چگالی، محاسبه شد. در شکل ۲ نتیجه محاسبات در چاه A مشاهده می‌شود که در آن نگار انحراف سرعت تطابق خوبی با تخلخل مغزه نشان می‌دهد. از آنجاکه انحرافات نتیجه‌ی تغییرپذیری سرعت در یک تخلخل مشخص است، سه زون بر اساس مطالعات

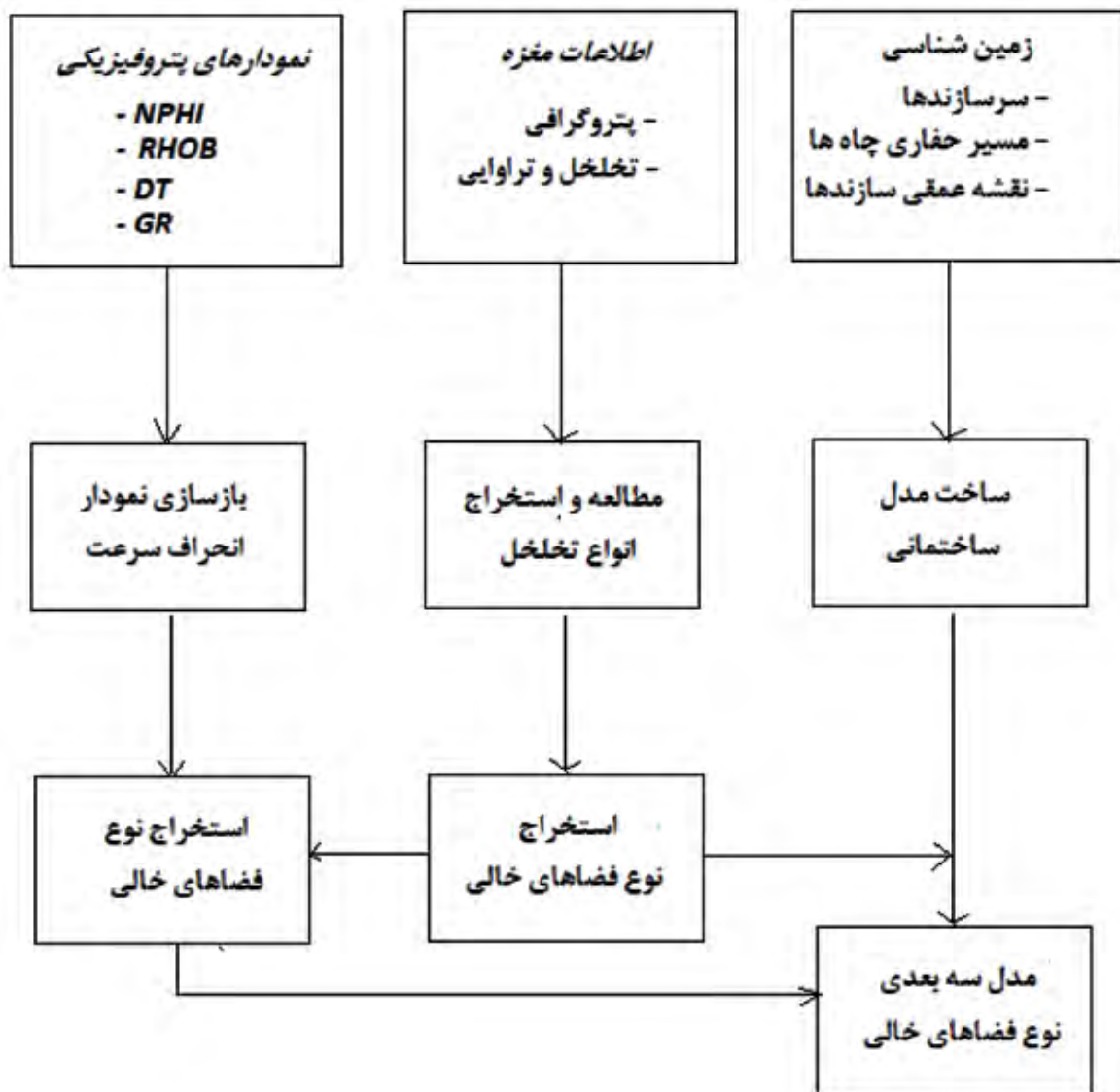
(بخش بالایی) بر روی سازند دالان تهنشین شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). رسوبات این سازند بیانگر تهنشینی در محیط‌های رسوبی کم‌عمق ساحلی شامل سابخا، پهنه‌ی جزرومدی و لاگون می‌باشد. از نظر مخزنی سازند کنگان به دو واحد K1 و K2 تقسیم گردیده است. بخش K2 بیشتر آهکی بوده که در بخش زیرین شامل آهک‌های اوولیتی و ترومبولیتی است و بخش بالایی آن دولومیت آهکی می‌باشد. کیفیت مخزنی این بخش بالا می‌باشد (تخلخل و تراوایی بالا) و شامل گاز خشک و میعانات گازی است و از نظر کیفیت مخزنی بعد از لایه‌ی K4 در درجه‌ی دوم اهمیت قرار دارد. در اکثر میادین بین سازندهای کنگان و دالان انفصال هیدرولیکی وجود ندارد و این دو سازند اغلب یک مخزن واحد را تشکیل می‌دهند (Tavakoli et al., 2018).

روش مطالعه

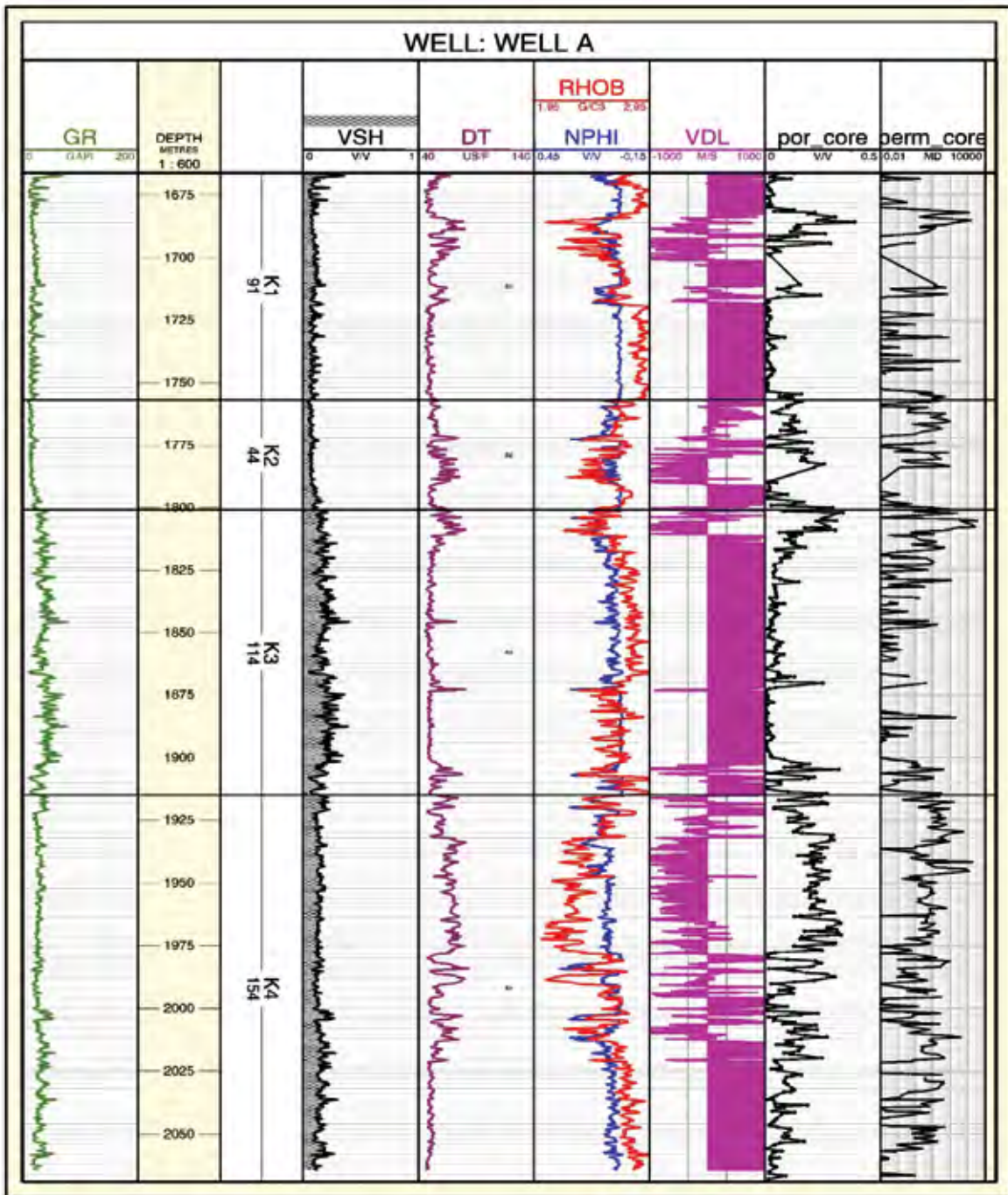
در این مطالعه برای توموگرافی^۱ و بازسازی انواع تخلخل، از اطلاعات حاصل از ۱۳ چاه، از سازندهای کنگان و دالان در چهار واحد (K1-K2-K3-K4)، با سن پرمین-تریاس و لیتولوژی غالب کربناته در یکی از میادین بخش مرکزی خلیج فارس استفاده شده است. داده‌های مورد استفاده در این پژوهش شامل (۱) نگارهای تخلخل نوترون، چگالی، صوتی و گاما حاصل از چاه‌نگاری سازندهای مورد مطالعه‌ی مربوط به همه‌ی چاه‌ها (۲) مطالعات پتروگرافی شامل تشخیص رخساره‌ها، عوامل دیاژنزی، نوع تخلخل، داده‌های تخلخل و تراوایی مربوط به مغزه از چاه A و (۳) داده‌های ورودی برای مدل‌سازی نگار انحراف سرعت، شامل اطلاعات چندگانه موقعیت چاه‌ها^۲، اطلاعات مسیر حفاری چاه‌ها^۳، اطلاعات سرسازندها^۴، اطلاعات پتروفیزیکی چاه‌های ارزیابی شده^۵ و اطلاعات نقشه‌ی کنطوری میدان^۶ بودند. در ضخامت ۴۱۰ متری سازندهای کنگان و دالان از چاه A، نمونه‌های پلاگ به فاصله ۲۵ سانتی‌متر برداشت شد. کلیه پلاگ‌ها با استفاده از روش شستشوی ساکسلت^۷ تمیز شد. تخلخل با استفاده از قانون

1. Tomography
2. Well head
3. Well deviation
4. Well top
5. Well log
6. Under ground contour map
7. Soxhlet extraction

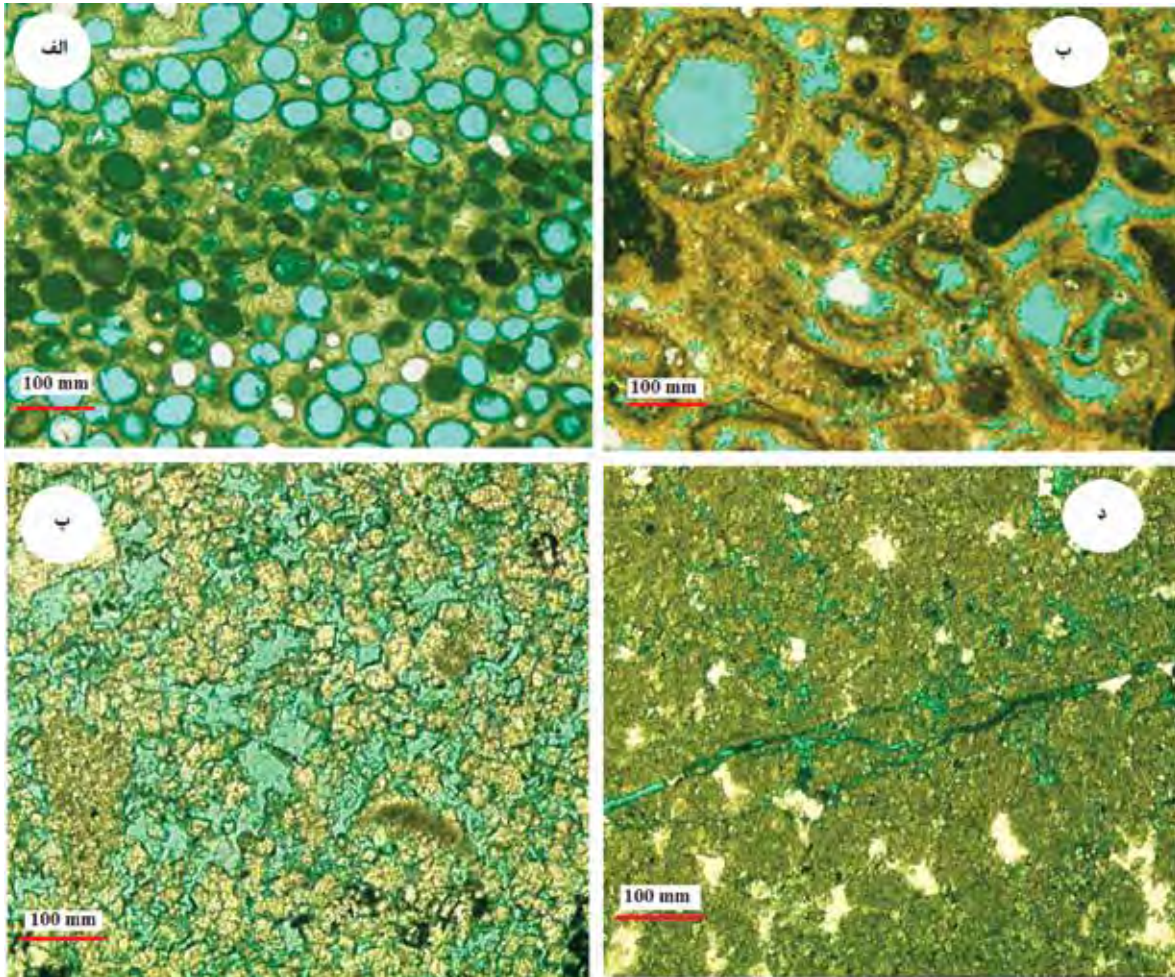
(1999) Anselmetti and Eberli، برای نگار انحراف، به شکل سیمان‌های چگال ته‌نشست شده و ارتباط بین سرعت در شکل ۲ قابل تشخیص است. فضاهای خالی را مسدود می‌نمایند. این زون سرعت بالا در این زون بیشتر در بازه‌های K1، K3 و انتهای K4 دیده می‌شود. انحراف مثبت به دلیل حضور تخلخل‌های منفرد و مجزا در سنگ ایجاد می‌شود. در برخی موارد، مواد محلول



شکل ۱. فلوجارت بازسازی نگار انحراف سرعت، استخراج نوع تخلخل و مدل‌سازی آن در میدان



شکل ۲. نگار انحراف سرعت حاصل از داده‌های چاه‌نگاری و مقایسه‌ی آن با تخلخل مغزه، از چپ به راست به ترتیب ستون نگار GR، ستون عمق، ستون بخش‌های سازند، حجم شیل، لاگ صوتی، لاگ نوترون با لاگ چگالی، لاگ انحراف سرعت، تخلخل و تراوایی حاصل از مغزه زون‌های دارای انحراف مثبت ($\Delta V_p \geq +500 \frac{m}{s}$)



شکل ۳. الف) نمونه مقاطع پتروگرافی از زون‌های مختلف انحراف سرعت، گرینستون دارای لایه‌بندی با تخلخل انحلالی قالبی، ب) گرینستون لیتوکلاستیک جلبیکی با تخلخل قالبی بالا، پ) دولومیت بلورین با تخلخل‌های بین‌بلوری و به هم متصل بالا، د) گرین استون دولومیتی شده با تراوایی حاصل از شکستگی

زون‌های دارای انحراف منفی ($\Delta V_p \leq -500 \frac{m}{s}$)

این زون به نسبت خیلی کم، نسبت به زون‌های دیگر در هر چهاربخش بازه‌های عمقی گسترش دارد. دلیل این انحراف منفی را با شکستگی‌ها و محتوای گاز آزاد توجیه کرده‌اند. سرعت خیلی کم از لاگ صوتی و تراوایی بسیار بالا از مغزه، مربوط به این زون می‌شود (شکل‌های ۲ و ۳-د). برای شناسایی محیط متراکم در مطالعات پتروگرافی و مدل سه‌بعدی، به ترتیب مقدار تخلخل کل صفر و مقدار لاگ نوترون کمتر از دو درصد مورد استفاده قرار گرفت.

زون‌های دارای انحراف صفر ($-500 \frac{m}{s} < \Delta V_p < +500 \frac{m}{s}$)

انحراف کم سرعت در این زون مربوط به تخلخل‌هایی است که اغلب به یکدیگر مرتبط می‌باشند و توزیع یکنواختی در سنگ نشان می‌دهند. از این تخلخل‌ها به تخلخل بین‌بلوری^۱ و بین‌دانه‌ای^۲ می‌توان اشاره کرد. ارتباط خوب بین فضاهای خالی آنها باعث ایجاد بخش‌های مخزنی K2 و K4 در سازندهای کنگان و دالان شده است. در این زون، نگار صوتی دارای سرعت کمتر و تخلخل حاصل از مغزه مقدار بالایی را نشان می‌دهد. تراوایی در این زون نسبت به زون انحراف مثبت به علت ارتباط خوب تخلخل‌ها باهم، مقادیر بالایی دارد. در بازه‌هایی که انحراف سرعت بالا و تراوایی پایین است، ریزتخلخل‌ها^۳ در سنگ حضور دارند (شکل ۲ و ۳-پ).

1. Inter-crystalline
2. Inter-particle
3. Micro porosity

مدل سازی سه بعدی

لایه‌ی مخزنی K2 به دلیل ضخامت کم زون و کم بودن داده در جهت عمودی، مقدار تغییرات عمودی آن عدد کمتری نسبت به سایر لایه‌ها نشان می‌دهد. بیشترین تغییرات افقی مربوط به زون K3 و بیشترین تغییرات عمودی مربوط به زون K4 بود. سایر متغیرهای واریوگرام برازش شده‌ی لاگ انحراف سرعت در جدول ۱ آورده شده است.

با توجه به اطلاعات کم از داده‌های میدانی و پراکنده بودن آنها، برای مدل سازی میدان از روش شبیه سازی متوالی گوسی^۱ استفاده شد. روش شبیه سازی متوالی گوسی که به اختصار به آن (SGS) گفته می‌شود، الگوریتمی مناسب برای شبیه سازی متغیرهای پیوسته به حساب می‌آید. در

جدول ۱. متغیرهای واریوگرام برازش شده نگار انحراف سرعت

نام زون	مدل واریوگرام	جهت اصلی	عمود بر جهت اصلی	جهت عمودی	اثر قطعه‌ای	سقف
K1	کروی	۹۹۴۶/۸۴۲	۹۰۲۴/۶۷۴	۳۰/۱۶۷	۰/۰۸	۱
K2	کروی	۱۰۷۲۲/۰۰	۱۰۴۹/۰۶	۱۷/۳۳۷	۰/۰۸	۱
K3	نمائی	۱۰۹۷۳/۱۳	۹۲۹۶/۴۷	۴۵/۸۵۴	۰/۰۸	۱
K4	کروی	۱۰۷۷۶/۶۰	۹۱۰۸/۰۶۹	۶۷/۶۱۸	۰/۰۸	۱

بحث

اعتبارسنجی مدل

نگارهای تخلخل و انحراف سرعت برای چگونگی توزیع مقدار تخلخل و سرعت در تمام گستره‌ی میدان مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به ضخامت میانگین ۹۰ متر برای واحد K1 در چاه‌های مورد مطالعه، این واحد برای هر یک از نگارهای تخلخل و انحراف سرعت با فواصل ۲۰ متری به پنج لایه تقسیم بندی شد و از این پنج لایه، نقشه‌ی میانگین گرفته شد تا از نظر زمانی تغییرات این نگارها در واحد K1 مشاهده شود (شکل‌های ۶ و ۷). لایه‌ها از بالا به پایین بر اساس فاصله به متر از سرسازند کنگان نام گذاری شوند. در بالاترین بخش سازند کنگان، تخلخل و انحراف سرعت مقادیر بالایی را نشان می‌دهند (شکل‌های ۶ و ۷، برش ۱). در این بخش به سبب افت سطح آب دریا و نزدیک شدن به سازند آواری-تبخیری دشتک، تخلخل قالبی سبب ایجاد کیفیت مخزنی مناسبی شده است. با توجه به حضور تخلخل‌های قالبی، رخساره اصلی از سنگ‌های دانه‌پشتیبان تشکیل می‌شود. به سمت پایین در برش ۲۰، میزان تخلخل کاهش و انحراف سرعت افزایش می‌یابد. در همین زمان، در بخش‌هایی از حوضه (شمال شرقی)، انحراف سرعت نزدیک به صفر مشاهده می‌شود. حضور ریزتخلخل‌ها در این بخش از برش

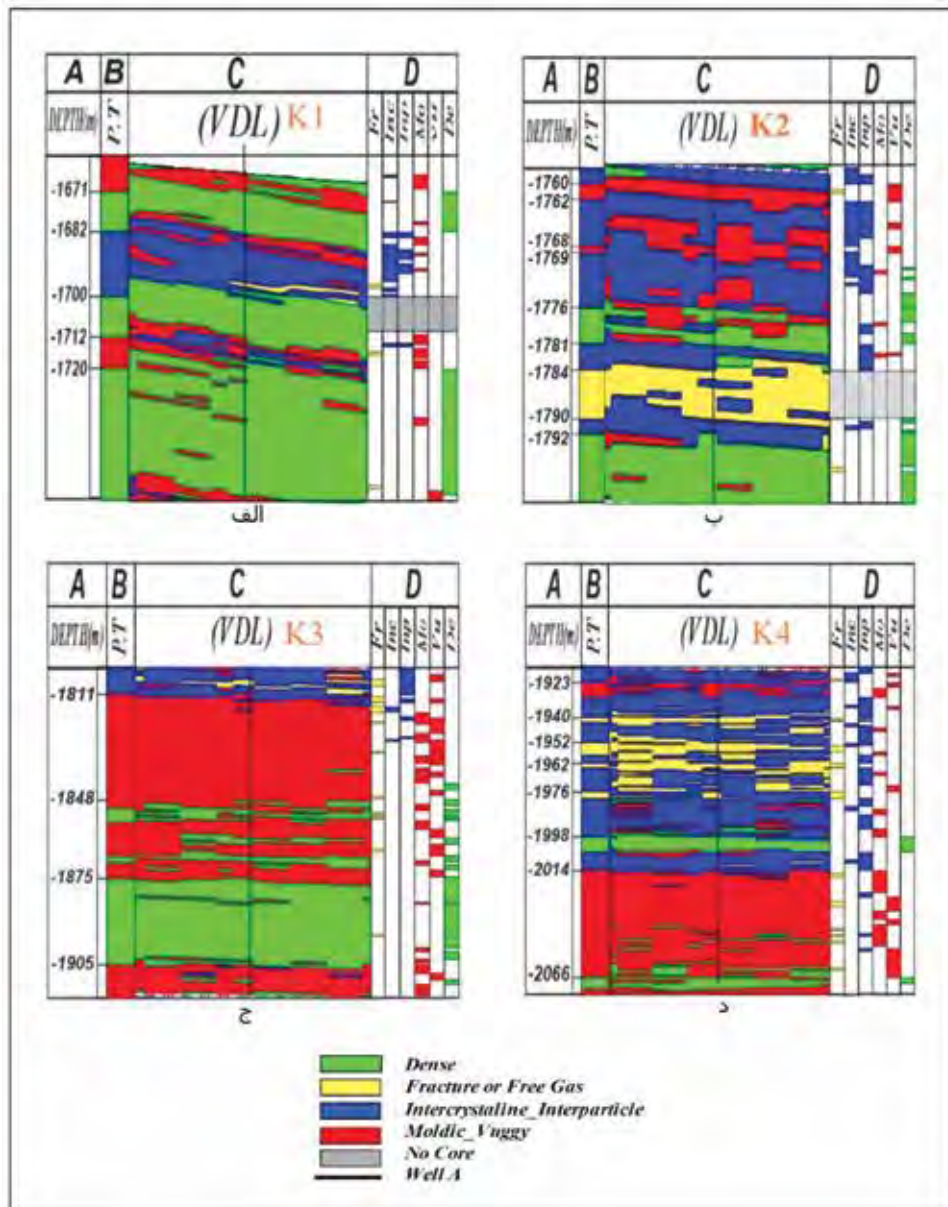
برای اعتبارسنجی، مدل به دست آمده از نگار انحراف سرعت در موقعیت چاه A با انواع تخلخل استخراج شده از مطالعات پتروگرافی مورد مقایسه قرار گرفت (شکل‌های ۴ و ۵). بیشترین ضخامت در امتداد چاه A واحد K1 را تخلخل‌های کمتر از دو درصد تشکیل می‌دهند. برای مدل سازی، ۱۰ بازه عمقی از انواع تخلخل در طول چاه A برای واحد K2 شناسایی شد که بیشترین ضخامت را تخلخل بین‌بلوری تشکیل داده و عامل اصلی مخزنی بودن آن هستند. در واحد K3 هشت بازه عمقی تخلخل بازسازی شد که بیشترین ضخامت در بخش بالا را تخلخل‌های حفره‌ای و قالبی تشکیل داده و در بخش پایین تخلخل‌های کمتر از دو درصد تشکیل می‌دهند. واحد مخزنی K4 نیز به ۱۶ بازه مختلف تخلخل تقسیم شد. بیشترین ضخامت، متعلق به تخلخل بین‌دانه‌ای است (شکل ۴). تطابق بالایی بین انواع تخلخل‌های مدل سازی شده با انواع تخلخل به دست آمده از مطالعات پتروگرافی مغزه دیده می‌شود.

پس از آنکه صحت مدل تایید شد، از نحوه‌ی تغییرات انواع تخلخل در مدل سه بعدی، برای بازسازی شرایط تشکیل مخزنی میدان از نظر رخساره، محیط رسوبی و عوامل دیاژنزی استفاده شد. ابتدا نقشه‌های میانگین از

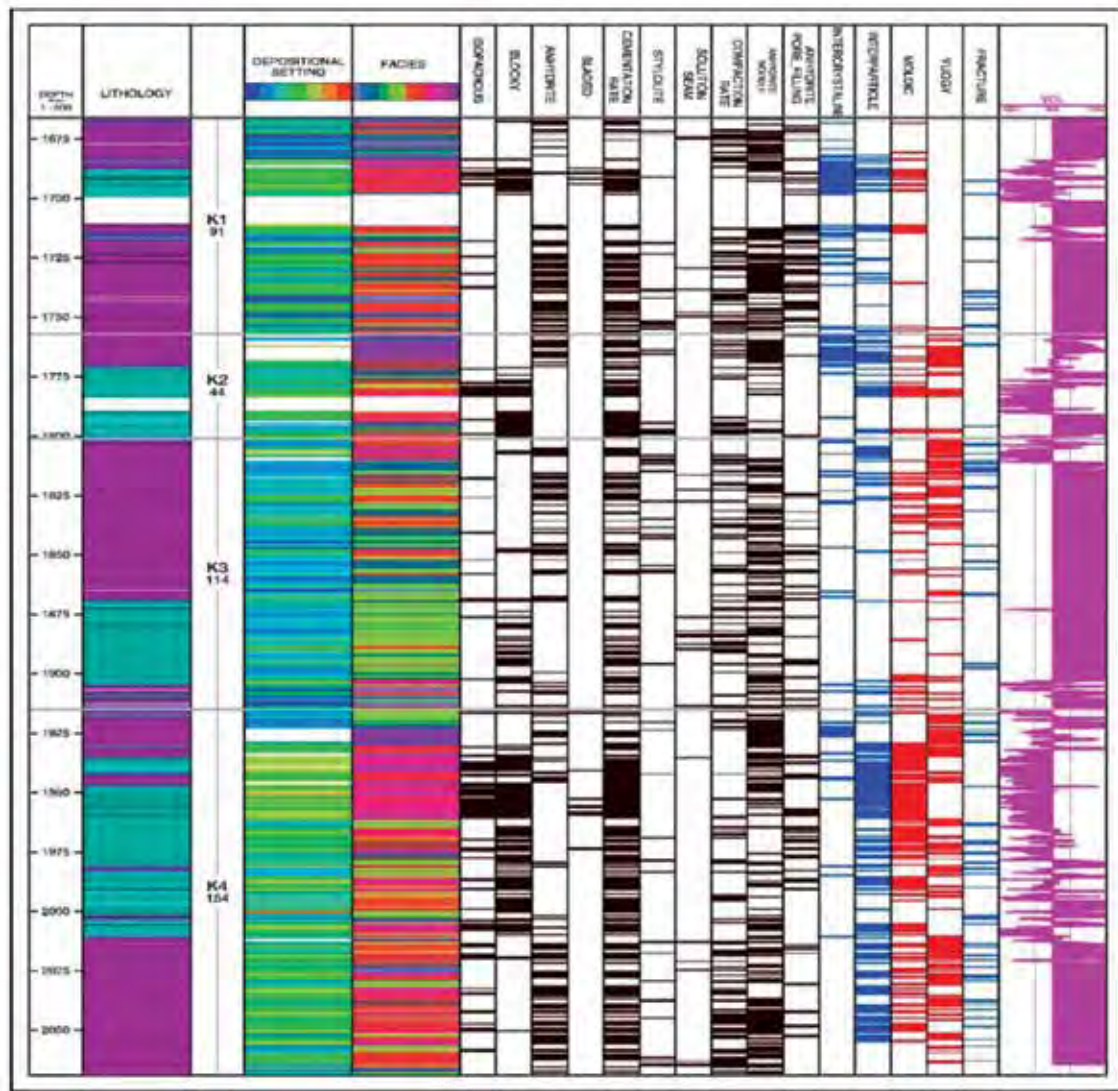
1. Gaussian sequential simulation

است. برش ۸۰ دارای تخلخل پایین و انحراف سرعت بالا است که بخش‌های فاقد تخلخل را نشان می‌دهد. تغییرات جانبی به‌طور کلی در هر پنج لایه با افزایش عمق به سمت شرق میدان دارای روندی کاهشی است. در واحد K1 فرآیندهای انحلال و دولومیتی شدن در اغلب موارد سبب افزایش تخلخل شده است. در بخش‌های بدون تخلخل، علاوه بر نبود این دو پدیده، رخساره‌های غالب مادستونی در کمر بند سابخایی و پهنه‌ی جزر ومدی نهشته شده‌اند.

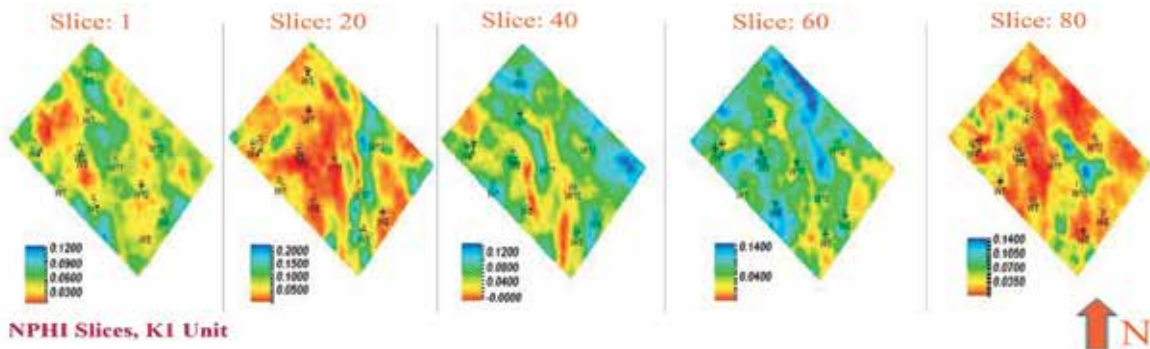
۲۰ می‌تواند کمترین عمق آب در زمان رسوب‌گذاری حوضه را نشان دهد. در برش ۴۰، تخلخل متوسط (حدود ۱۰ درصد در بیشتر بخش‌های حوضه) و انحراف سرعت نزدیک به صفر است. این بخش منطبق بر بخش دولومیتی میانی واحد K1 است. تخلخل متوسط به سبب دولومیتی شدن در بخش‌های مختلف سنگ بکناخت بوده و انحراف به حداقل رسیده است. با افزایش میزان دولومیتی شدن در برش ۶۰ تخلخل افزایش و انحراف سرعت همچنان پایین



شکل ۴. مدل خروجی نگار انحراف سرعت و تطابق آن با مطالعات حاصل از مغزه در واحدهای: الف) K1، ب) K2، ج) K3، د) K4، از چپ به راست به ترتیب ستون A (عمق)، ستون B (نوع تخلخل غالب در امتداد چاه A)، ستون C (مدل نگار انحراف سرعت)، ستون D (مطالعات حاصل از مغزه)

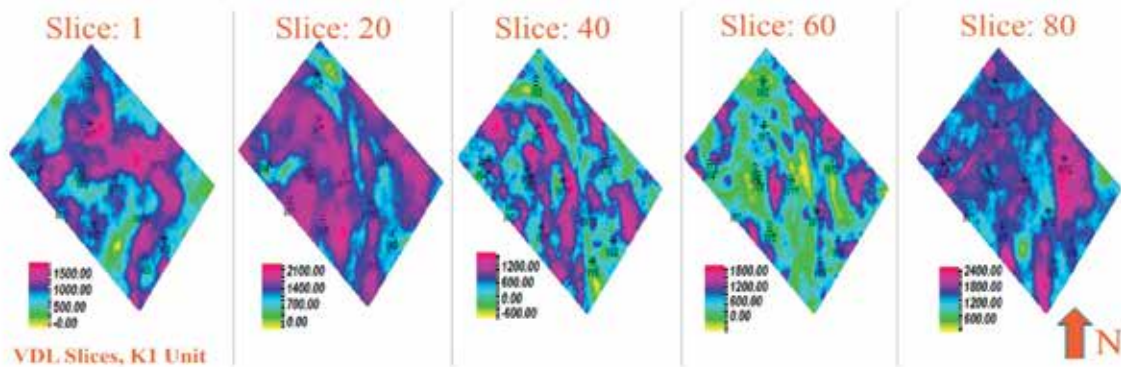


شکل ۵. لاگ رسوبی از سازندهای کنگان (K1 و K2) و دالان (K3 و K4) برای ارتباط انواع تخلخل با رخساره، محیط رسوبی و فرآیندهای دیازیزی

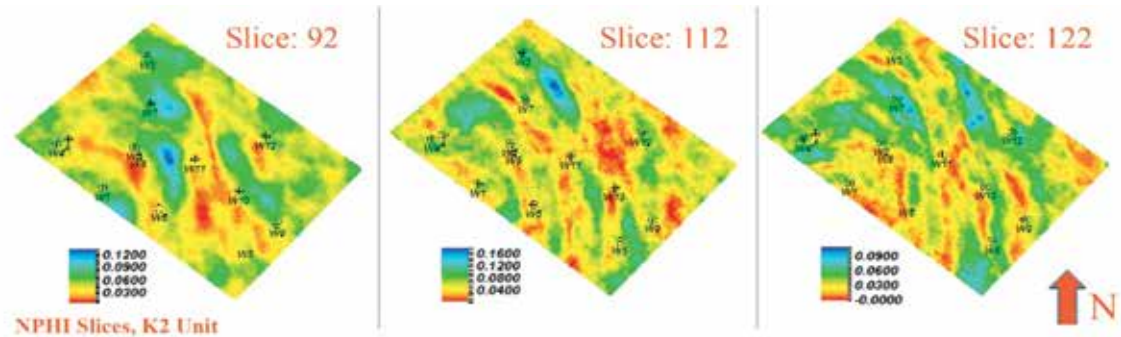


شکل ۶. نقشه‌های میانگین برای مقادیر تخلخل، واحد K1 از سازند کنگان در برش‌های مختلف

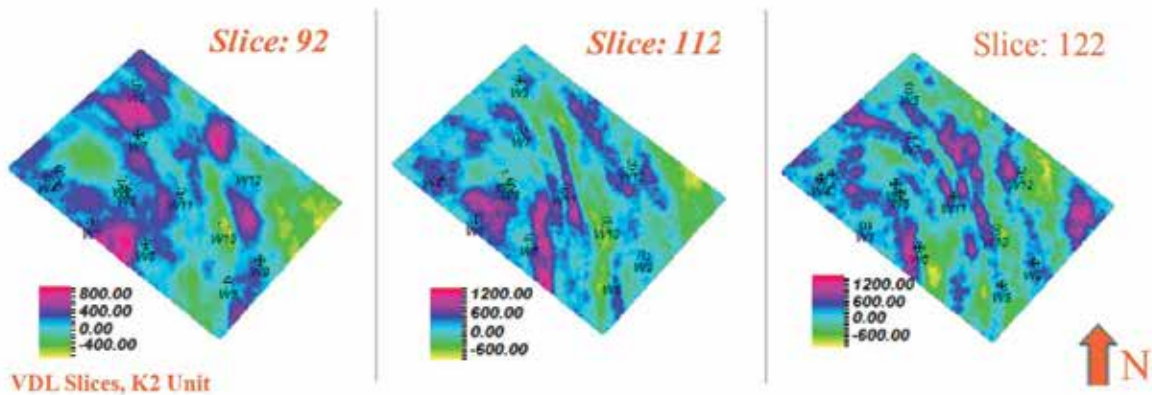
با توجه به ضخامت میانگین ۴۵ متری در چاه‌های مورد مطالعه برای واحد K2، این واحد به سه لایه تقسیم‌بندی شده و تغییرات تخلخل و انحراف سرعت در آن بررسی شد (شکل‌های ۶ و ۷). توزیع مقادیر تخلخل در کل ضخامت واحد، همگن است. فرآیند دولومیتی شدن در رخساره‌های اوئید گریستونی و پکستونی محیط شول، در این واحد غالب است. به همین علت واحد K2 با غالب تخلخل بین‌بلوری کیفیت مخزنی خوبی از خود نشان می‌دهد (شکل ۸). توزیع مقادیر انحراف سرعت نیز در این واحد، از نظر تغییرات زمانی در سه لایه‌ی گرفته شده از آن یکسان است، اما در هر سه لایه با افزایش عمق به سمت شرق میدان، مقادیر انحراف سرعت کاهش می‌یابد (شکل ۹). پایین رفتن سطح آب دریا در انتهای پرمین (آغاز واحد K2) و نیز انتهای این واحد، سبب شده است تا عمق آب کم و فرآیند دولومیتی شدن در آن غالب باشد.



شکل ۷. نقشه‌های میانگین برای مقادیر انحراف سرعت، واحد K1 از سازند کنگان در برش‌های مختلف



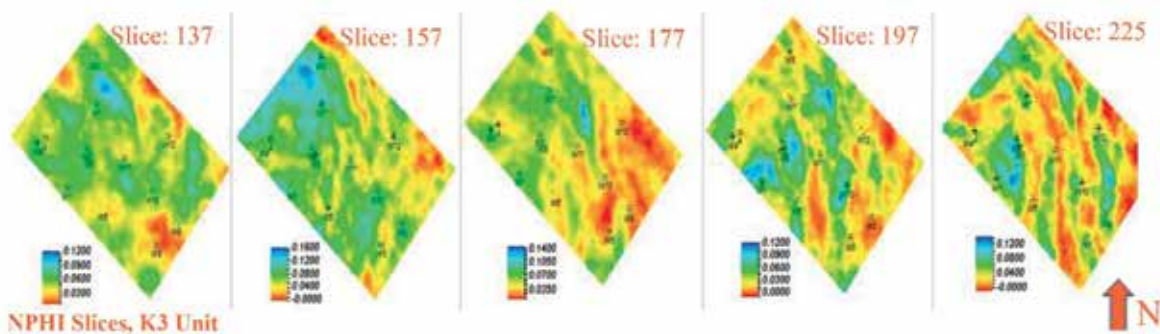
شکل ۸. نقشه‌های میانگین برای مقادیر تخلخل، واحد K2 از سازند کنگان در برش‌های مختلف



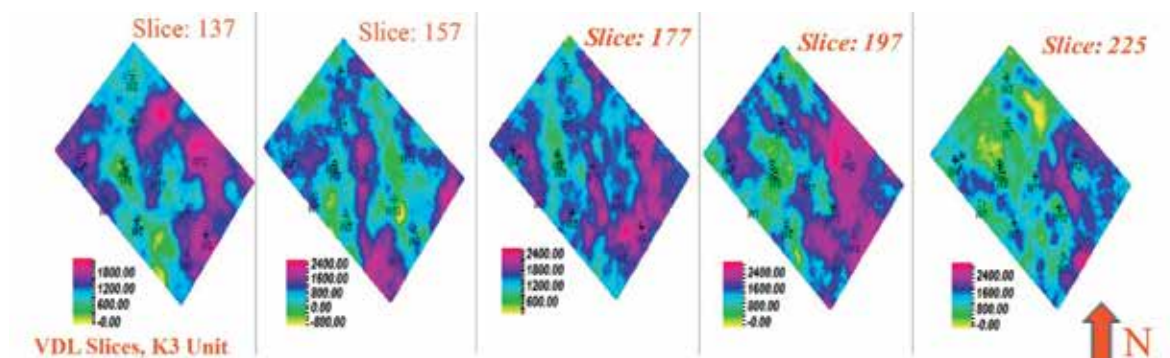
شکل ۹. نقشه‌های میانگین برای مقادیر انحراف سرعت، واحد K2 از سازند کنگان در برش‌های مختلف

نقشه‌های میانگین گرفته شده از انحراف سرعت میدان در واحد K3 به تبعیت از مقادیر تخلخل، با افزایش عمق، روند انحراف سرعت مثبت را نشان می‌دهند. با توجه به ماهیت گل‌پشتیبان بودن این واحد، انحراف سرعت مثبت با تخلخل اندک نشان‌دهنده تخلخل‌های ناچیز بین دانه‌های میکرایت است. این فضاها خالی اغلب به یکدیگر متصل نمی‌باشند و موج تراکمی صوتی از آنان عبور نمی‌کند. کاهش تخلخل به سمت پایین در واحد K3، افزایش انحراف سرعت را در نقشه‌ی میانگین آن توجیه می‌کند (شکل ۱۱).

واحد K3 با ضخامت میانگین ۱۱۵ متر به پنج لایه تقسیم شد. مقدار تخلخل در لایه‌ی اول از واحد K3، بالاترین مقدار را نسبت به لایه‌های پایینی این واحد، با افزایش عمق دارد. با تطبیق دادن این لایه با مطالعات پتروگرافی از چاه A، فرآیندهای دولومیتی شدن و انحلال سبب ایجاد این نوع تخلخل شده است. این بخش به سبب قراردادن در زیر مرز پسروی پرمین-تریاس کیفیت مخزنی مناسبی دارد. با افزایش عمق به طرف پایین واحد K3، تخلخل روندی کاهشی دارد. همچنین در همه‌ی لایه‌ها با افزایش عمق از غرب میدان به سمت شرق آن، روند کاهشی مشاهده می‌شود (شکل ۱۰).



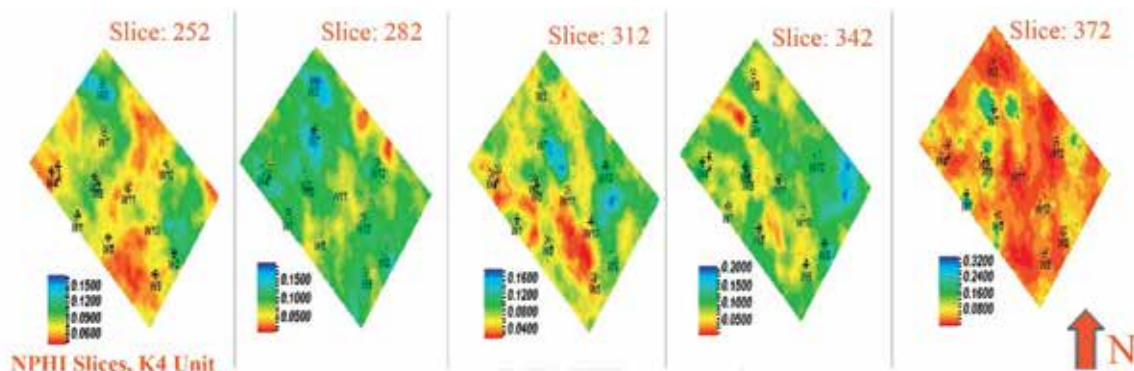
شکل ۱۰. نقشه‌های میانگین برای مقادیر تخلخل، واحد K3 از سازند دالان در برش‌های مختلف



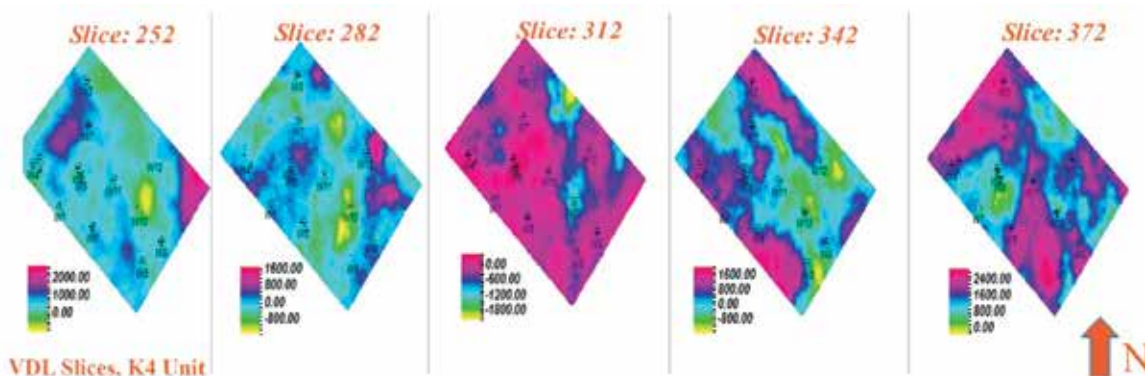
شکل ۱۱. نقشه‌های میانگین برای مقادیر انحراف سرعت، واحد K3 از سازند دالان

خشک، سیمانی نشده‌اند و تخلخل خود را حفظ کرده‌اند. تغییرات انحراف سرعت در واحد K4، در سه لایه‌ی بالایی روندی کاهشی و نزدیک به صفر را دارد اما در ۶۰ متر انتهایی این واحد، انحراف سرعت، زون مثبت را نشان می‌دهد. هر چند در لایه‌ی چهارم (برش ۳۴۲) و در گستره جنوب شرق میدان به علت وجود شکستگی‌ها، زون انحراف منفی دیده می‌شود (شکل ۱۳).

ضخامت K4 در چاه‌های مورد مطالعه به‌طور میانگین ۱۵۵ متر است که با فواصل ۳۰ متر، پنج نقشه‌ی میانگین از آن گرفته شد. روند تغییرات تخلخل در این واحد از لایه‌ی اول تا لایه‌ی پنجم با افزایش عمق، زیاد می‌شود. اما در ۳۰ متر آخر این واحد، تخلخل کاهش می‌یابد (شکل ۱۲). کیفیت مخزنی این واحد به سبب وجود تخلخل‌های بین‌دانه‌ای در رخساره‌ی اوئید گرینستونی است. این تخلخل‌ها به علت نبود سیالات دیاژنتیکی جوی سیمان‌ساز در اقلیم بیابانی و



شکل ۱۲. نقشه‌های میانگین برای مقادیر تخلخل، واحد K4 از سازند دالان در برش‌های مختلف



شکل ۱۳. نقشه‌های میانگین برای مقادیر انحراف سرعت، واحد K4 از سازند دالان در برش‌های مختلف

دامنه‌ی تغییرات مقدار تخلخل و درصد‌های بافت‌نگاشت سازندهای کنگان و دالان در جدول ۲ آورده شده است. مربوط به هر یک از انواع تخلخل‌ها، برای هر چهار بخش

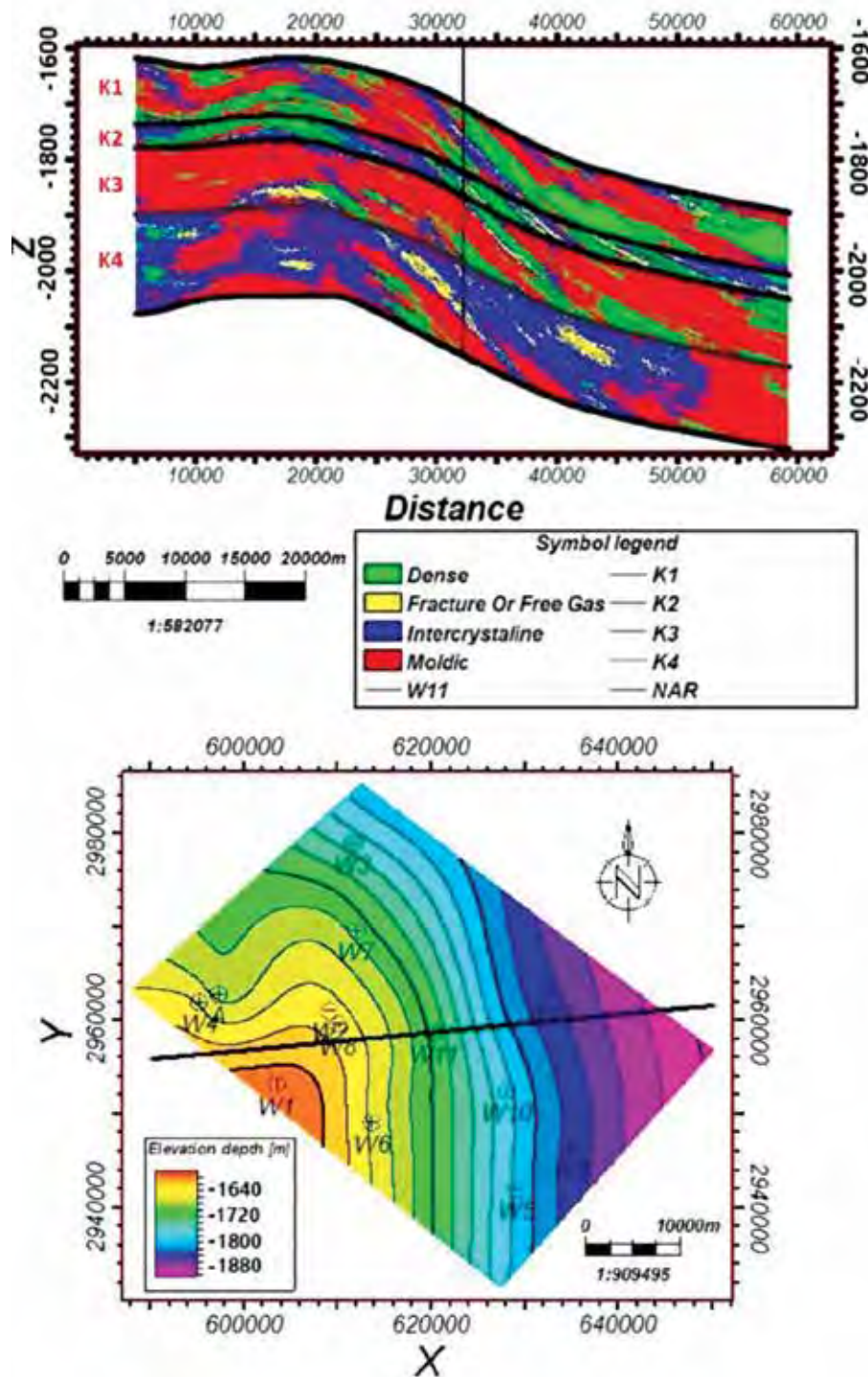
جدول ۲. درصد‌های بافت‌نگاشت هر یک از انواع تخلخل

نام زون	متراکم شدگی	درصد بافت‌نگاشت انواع تخلخل‌ها		
		قالبی و حفره‌ایی	بین بلوری و بین‌دانه‌ای	شکستگی یا گاز آزاد
K1	۳۱/۶	۴۷/۴	۱۹/۵	۱/۵
K2	۲۵/۴	۱۹/۷	۴۴/۹	۱۰/۰
K3	۲۶/۶	۵۸/۴	۱۲/۷	۲/۳
K4	۶/۵	۴۴/۳	۴۱/۲	۸/۰

واحدهای K1 و K3 در بخش شرق میدان، تخلخل کمتر از دو درصد را نشان می‌دهند و این نشان‌دهنده‌ی نبود فرآیند انحلال و دولومیتی شدن در بخش‌های عمیق میدان است (شکل ۱۴). بخش شمالی-جنوبی میدان که از گستره چاه W11 گرفته شده است، برای واحد K2 تخلخل‌های کمتر از دو درصد در تمام واحد گسترش دارند و کیفیت مخزنی این واحد را در این مسیر میدانی تحت تاثیر قرار داده‌اند. توزیع تخلخل‌های با زون صفر و منفی در واحد K4 به سمت

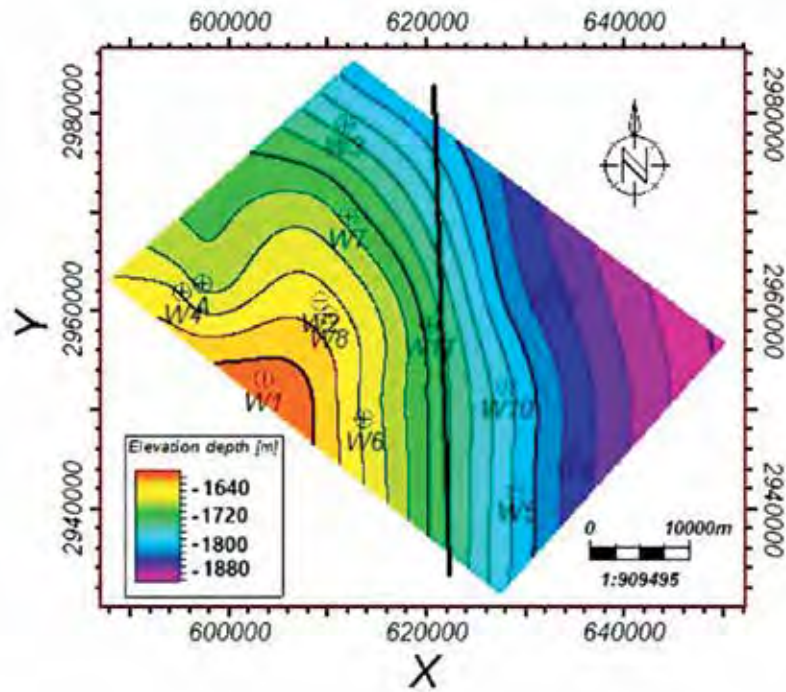
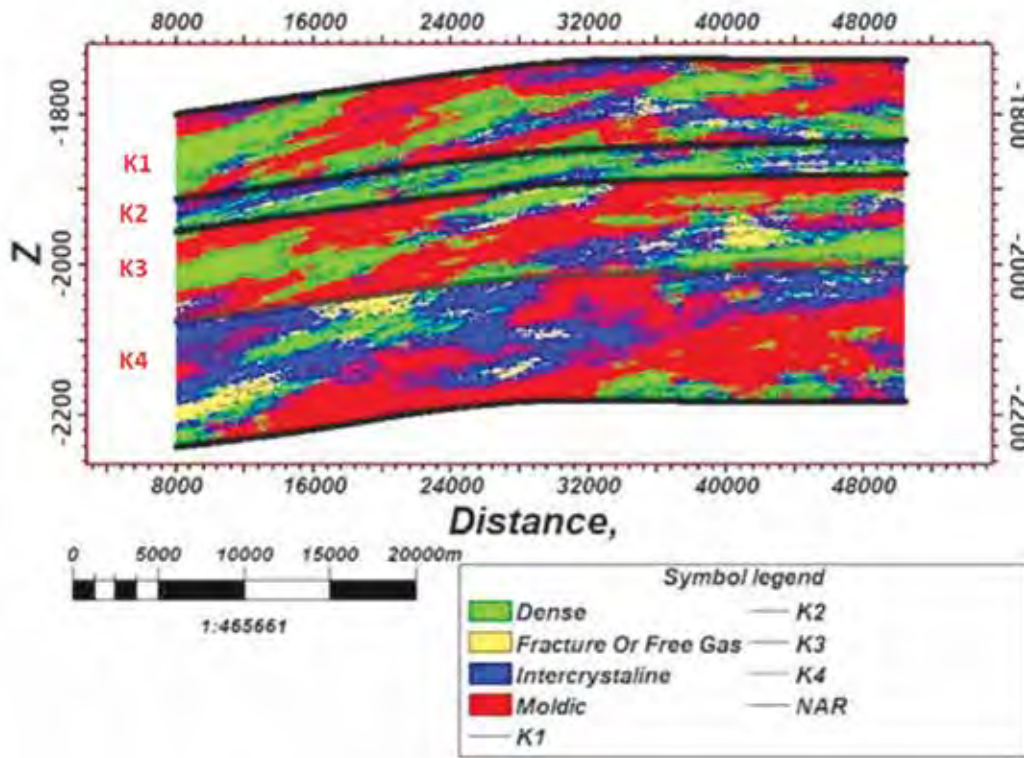
برای مشاهده‌ی تغییرات مکانی و زمانی نوع تخلخل، دو بخش غربی-شرقی و شمالی-جنوبی از میدان مورد مطالعه، مورد بررسی قرار گرفت. در بخش غربی-شرقی میدان که از چاه W11 می‌گذرد، برای واحد مخزنی K2، تخلخل بین‌بلوری در تمامی واحد از نظر تغییرات جانبی گسترش یافته است. در واحد مخزنی K4، تخلخل با زون انحراف صفر از نوع بین‌دانه‌ای، از غرب میدان تا بخش‌های عمیق این واحد در شرق میدان گسترش پیدا کرده است.

شمال میدان بیشتر می‌شود و در بخش جنوبی میدان از آنها کاسته می‌شود. واحدهای غیر مخزنی K1 و K3 نیز تحت تاثیر تخلخل پایین و فرآیندهای سیمانی شدن و تراکم،



شکل ۱۴. برش شرقی-غربی از میدان مورد مطالعه برای تغییرات نوع تخلخل

کاربرد توپوگرافی نوع تخلخل در بازسازی تکامل مخازن کربناته...



شکل ۱۵. برش شمالی-جنوبی از میدان مورد مطالعه برای تغییرات نوع تخلخل

از دو درصد افزوده شده و گستردگی آنها در تغییرات مکانی این دو واحد یکسان است.

نتایج این مطالعه نشان داد که استفاده از نگار انحراف سرعت برای بازسازی ناهمگنی مخزنی، بخصوص مخازن کربناته، تفکیک انواع تخلخل اصلی و مدل سازی آنها کمک زیادی به محاسبات مخزنی خواهد کرد. بنابراین چنین مطالعه‌ای برای میادین کربناته دیگر پیشنهاد می‌شود.

منابع

- آقائباتی، ع، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۷.
- اسرافیلی دیزجی، ب، ۱۳۸۷. بررسی ارتباط بین محیط رسوبی و کیفیت مخزنی بخش فوقانی سازند دالان و سازند کنگان در چاه‌های ۹، ۱۰ و ۱۱ میدان گازی پارس جنوبی. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۶۵.
- درویش‌زاده، ع، ۱۳۶۹. زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی، زمین‌ساخت، دگرگونی و ماگماتیسم. انتشارات امیرکبیر، ۴۳۴.
- مطیعی، ه، ۱۳۷۴. زمین‌شناسی ایران زمین‌شناسی نفت زاگرس. سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۳۷.
- Ahr, W.M., 2011. Geology of Carbonate Reservoirs: the identification, description and characterization of hydrocarbon reservoirs in carbonate rocks. John Wiley and Sons, 296.
- Amel, H., Jafarian, A., Husinec, A., Koeshidayatullah, A. and Swennen, R., 2015. Microfacies, depositional environment and diagenetic evolution controls on the reservoir quality of the Permian Upper Dalan Formation, Kish Gas Field, Zagros Basin, Marine and Petroleum Geology, 67, 57-71.
- Anselmetti, F.S. and Eberli, G.P., 1999. The velocity-deviation log: A tool to predict pore type and permeability trends in carbonate drill holes from sonic and porosity or density logs, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 83, 3, 450-466.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution

نتیجه‌گیری

در این مطالعه، مدل سازی نگار انحراف سرعت بازسازی شده از نگارهای چاه‌نگاری، برای تعیین انواع تخلخل موجود در سازندهای کربناته‌ی کنگان و دالان در یکی از میادین مرکزی خلیج فارس انجام گرفت.

بر اساس پیش‌بینی نگار انحراف سرعت از نگارهای چاه‌نگاری در محل چاه‌ها، سه زون انحراف سرعت با ویژگی‌های خاص تخلخل شناسایی شد. این زون‌های انحراف سرعت در مقیاس عمودی چاه تکرار شده است. زون انحراف مثبت نشان‌دهنده‌ی تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای است و بیشتر در بازه‌های مخزنی K1 و K3 دیده می‌شوند. زون با انحراف صفر نشان‌دهنده‌ی تخلخل‌های بین‌بلوری و بین‌دانه‌ای است و بیشتر در زون‌های مخزنی K2 و K4 دیده می‌شوند. زون با انحراف منفی نشان‌دهنده‌ی شکستگی‌ها و محتوای گاز آزاد می‌باشد و این زون به نسبت کمتر در هر چهار بخش مخزنی مورد مطالعه قابل مشاهده است.

واحد غیرمخزنی K1، بیشتر به‌صورت زون متراکم و فاقد تخلخل، در برخی موارد حاوی تخلخل قالبی و تا حدود خیلی کمی تخلخل بین‌بلوری است. واحد مخزنی K2، بیشتر حاوی تخلخل بین‌بلوری و به مقدار خیلی کمتر تخلخل قالبی است. واحد غیرمخزنی K3، بیشتر حاوی بخش متراکم و فاقد تخلخل، تخلخل قالبی و به مقدار کمتر تخلخل شکستگی در بخش پایینی خود می‌باشد. واحد مخزنی K4، بیشتر حاوی تخلخل بین‌دانه‌ای و قالبی و در بعضی موارد هم تخلخل شکستگی می‌باشد.

در توزیع انواع تخلخل، دو واحد K2 و K4 با افزایش عمق روندی کاهشی را برای تخلخل‌های بین‌بلوری و بین‌دانه‌ای که سبب کیفیت مخزنی این واحدها شده‌اند، داشته است. از نظر تغییرات مکانی برای واحد K2، تخلخل‌های با زون انحراف صفر در تمامی جهات گسترش یکسانی را دارند اما برای واحد K4، به‌طرف بخش‌های شرقی و جنوبی میدان، از نوع تخلخل‌های با زون انحراف صفر کاسته و به‌طرف شمال و غرب میدان بر روند آنها افزوده شده و کیفیت مخزنی در این بخش‌ها بهتر می‌شود. برای واحدهای K1 و K3 از نظر تغییرات زمانی، با افزایش عمق بر مقدار تخلخل‌های کمتر

- of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 2, 210-265.
- Esrafil-Dizaji, B. and Rahimpour-Bonab, H., 2009. Effects of depositional and diagenetic characteristics on carbonate reservoir quality: a case study from the South Pars gas field in the Persian Gulf. *Petroleum Geoscience*, 15, 325-344.
 - Eberli, G.P., Baechle, G.T., Anselmetti, F.S. and Incze, M.L., 2003. Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and rocks, *The Leading Edge*, 22, 7, 654-660.
 - Geert, K., Affi, A.M., Al-Hajri, S.I.A. and Droste, H.J., 2001. Paleozoic stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Arabian Plate, *Geo-Arabia*, 6, 3, 407-442.
 - Lucia, F.J. and Major, R.P., 1994. Porosity evolution through hypersaline reflux dolomitization, in: Purser, B., Tucker, M., Zenger, D., (Eds.) *Dolomites: International Association of Sedimentologists Special Publication*, 21, 325-341.
 - Insalaco, E., Virgone, A., Courme, B., Gaillot, J., Kamali, M., Moallemi, A., Lotfpour, M. and Monibi, S., 2006. Upper Dalan Member and Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars, Iran: depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture. *Geo-Arabia*, 11, 2, 75-176.
 - Oliver, M.A., 2010. *Geostatistical Applications for Precision Agriculture*, Springer, 337.
 - Sfidari, E., Kadkhodaie-Ilkhchi, A., Rahimpour-Bbonab, H. and Soltani, B., 2014. A hybrid approach for litho-facies characterization in the framework of sequence stratigraphy: a case study from the South Pars gas field, the Persian Gulf basin. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 121, 87-102.
 - Sfidari, E., Amini, A., Kadkhodaie, A. and Ahmadi, B., 2012. Electrofacies clustering and a hybrid intelligent based method for porosity and permeability prediction in the South Pars Gas Field, *Persian Gulf. Geopersia*, 2, 2, 11-23.
 - Schlumberger, 2009, *Petrel software help*.
 - Sun, S. Q., 1995. Dolomite reservoirs: porosity evolution and reservoir characteristics, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79, 186-204.
 - Tavakoli, V. and Jamalian, A., 2018. Microporosity evolution in Iranian reservoirs, Dalan and Dariyan formations, the central Persian Gulf *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 52, 155-165.
 - Tavakoli, V., Naderi-Khujin, M., and Seyedmehdi, Z., 2018. The end-Permian regression in the western Tethys: sedimentological and geochemical evidence from offshore the Persian Gulf, *Iran Geo-Marine Letters*, 38, 2, 179-192.
 - Warren, J., 2000. Dolomite, occurrence, evolution and economically important associations, *Earth Science Reviews*, 52, 1-181.

سنگ‌های بازالتی نئوزن کمان ماگمایی قوچان-اسفراین، شمال شرق ایران: نشانه‌ای از بالآمدگی گوشته از طریق پنجره ورقه اقیانوسی

سارا گردیده^(۱)، حبیب الله قاسمی^(۲)، محمود صادقیان^(۳)، لایچنگ میائو^(۴) و چانگ فوجین^(۴)

۱. دانشجوی دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود
۲. استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود
۳. دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود
۴. استاد، مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین، پکن

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۲/۲۴

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۴/۱۶

چکیده

سنگ‌های آذرین نئوزن در نوار ماگمایی قوچان-اسفراین (در شمال سبزوار) نشانگر ماگماتیسم پس از برخورد در زون جوش خورده شمال شرق ایران می‌باشند. این مجموعه آذرین به شکل گنبد، استوک، دایک و روانه به طور پراکنده و با روند شمال غرب-جنوب شرق در این نوار گسترش دارند. روانه‌ها و دایک‌های بازالتی (بازالتی) در میان مارن‌های نئوزن و در کنار گنبدی‌های آتشفشانی آداکیتی رخنمون یافته‌اند. سنگ‌های مورد بررسی دارای ترکیب البوین بازالت تا تراکی آندزی بازالت با بافت‌های میکروولیتی پورفیری، هیالومیکروولیتی پورفیری، گلوپورفیری و جریان‌های هستند و کانی‌های اصلی آن‌ها را درشت بلورها و ریزبلورهای البوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه شیشه‌ای تا میکروولیتی تشکیل می‌دهند. بازالت‌ها دارای ماهیت آکالین سدیک می‌باشند و نسبت به عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)، عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) و عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) به ویژه نیوبیوم (Nb=۳۰-۲۰) غنی‌شدگی و از عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهد. ماگمای والد بازالت‌ها از ذوب بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک ستون گوشته‌ای گارنت‌لرزولیتی در یک محیط زمین‌ساختی کششی درون کمانی در زمان میوسن تشکیل شده و از طریق سیستم‌های شکستگی و گسلی، به ترازهای بالاتر پوسته قاره‌ای صعود کرده و در حوضه رسوبی نئوزن فوران کرده است. این ستون گوشته‌ای از طریق شکسته شدن پنجره ورقه اقیانوسی و هجوم گوشته آستنوسفری داغ به درون گوه گوشته‌ای روی زون فرورانش حوضه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: بازالت سرشار از نیوبیوم، نوار ماگمایی قوچان-اسفراین، نئوتتیس.

مقدمه

در حاشیه‌های برخورد قاره‌ای بوده است (Allen et al., 2004). گسترش این سنگ‌های ماگمایی در پهنه ایران مرکزی از آذربایجان تا بزمان و تفتان در سیستان و بلوچستان

اغلب نواحی ایران مرکزی و البرز در زمان سنوزوئیک میزبان فعالیت‌های آتشفشانی شدید ناشی از ماگمازایی

* نویسنده مرتبط: Sara.gardideh@gmail.com

ادامه داشته و به نام نوار ماگمایی ارومیه-دختر مشهور است (Alavi, 1994). فعالیت‌های ماگمایی سنوزوئیک در دوره‌های زمانی مختلف به صورت خروج گدازه در محیط‌های خشکی و زیرآبی و همچنین نفوذ و جایگزینی توده‌های آذرین گرانیتوئیدی تظاهر یافته است (Emami, 2001). در شمال شرق ایران نیز کمان ماگمایی قوچان-اسفراین در شمال نوار افیولیتی-دگرگونی سبزوار وجود دارد که از زمان میوسن تا کواترن فعال بوده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). این نوار از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری نوع کمان حاشیه قاره‌ای میوسن پایینی تا پلیوسن بالایی و توده‌های آذرین نیمه ژرف (گندهای) آندزیتی، تراکی آندزیتی، داسیتی و ریولیتی آداکیتی و همچنین دایک‌های دیابازی و روانه‌های بازالتی سرشار از نیوبیوم نئوژن تشکیل شده است (Baumann et al., 1983; Spies et al., 1983). ۱۳۸۲؛ صالحی نژاد، ۱۳۸۷؛ تنها، ۱۳۸۸؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ Jamshidi; Shabanian et al., 2012؛ Rossetti et al., 2014؛ et al., 2014؛ Shafaii Moghadam et al., 2016؛ 2015a,b). این ماگماتیسم ناشی از فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس حوضه اقیانوسی سبزوار به زیر البرز شرقی (بینالود) در زمان‌های میوسن تا پلیوسن بوده است (گردیده و همکاران، ۱۳۹۷). ویژگی ماگمایی کمان حاشیه قاره در سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن میانی-بالایی، آداکیتی در گندهای نئوژن و نیوبیوم بالا در سنگ‌های بازالتی قلیایی نئوژن، لزوم توجه هرچه بیشتر به خاستگاه ماگما، علل رخداد ماگماتیسم جایگاه زمین ساختی بروز آن را ضروری کرده است. محققان سری بازالت‌های قلیایی متفاوتی را شناسایی کردند که با بازالت‌های شاخص کمان مشابه نبودند (Defant et al., 1992). این بازالت‌ها، در مقایسه با بازالت‌های شاخص کمان از عناصر با شدت میدان بالا به‌ویژه Nb (بیشتر از ۲۰ پی‌پی‌ام در مقایسه با کمتر از چهار پی‌پی‌ام) غنی‌شدگی نشان می‌دهند و به همراه آداکیت‌ها در کمان‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش ورقه بازالتی جوان با سن ۲۵ میلیون سال یا کمتر یافت می‌شوند. همراهی این بازالت‌های قلیایی که بازالت‌های سرشار از نیوبیوم نامیده می‌شوند

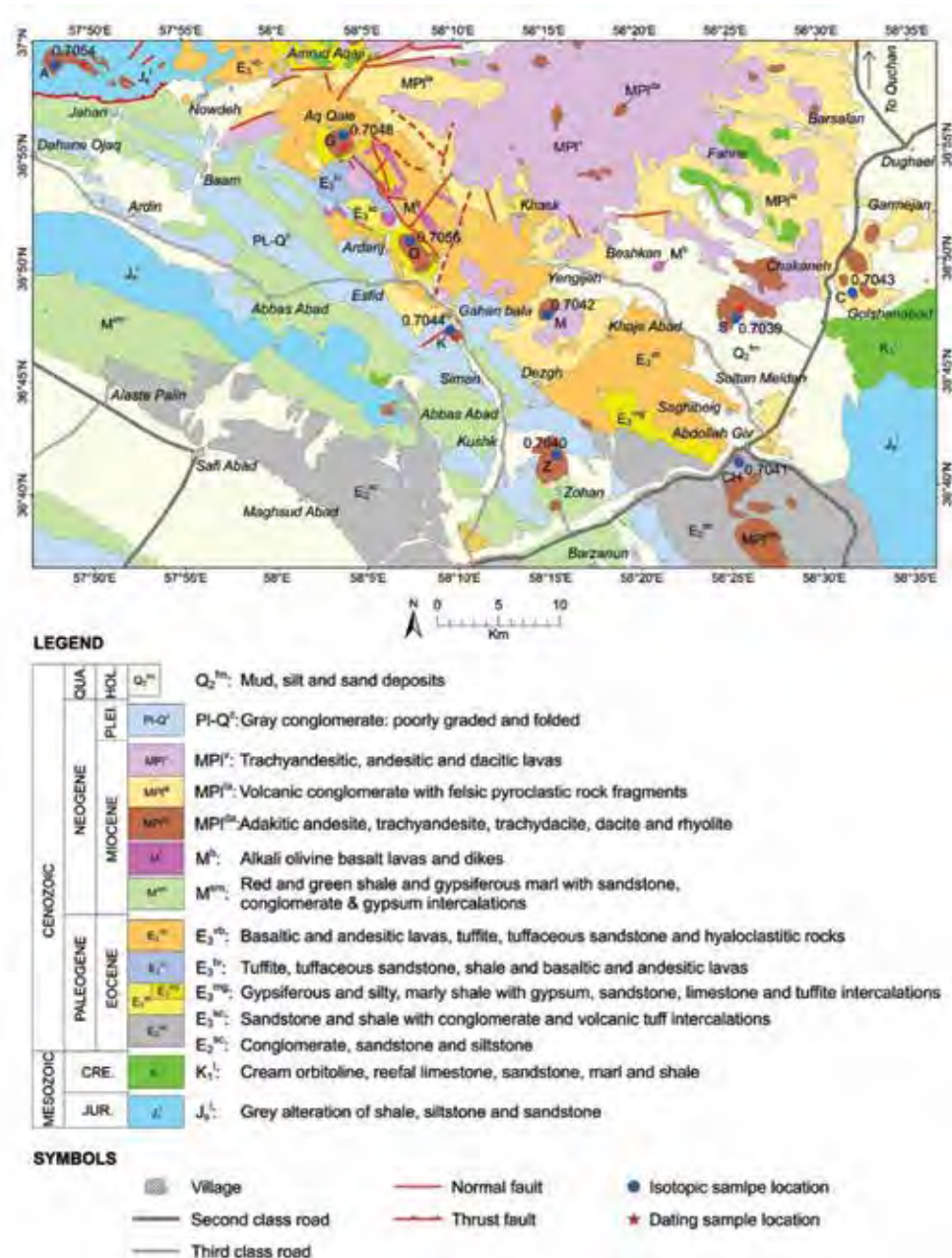
گدازه‌های بازالتی مورد مطالعه در داخل واحدهای مارنی میوسن در نزدیکی گندهای آداکیتی منطقه و بیشتر در اطراف روستاهای عبدالله گیو، زیگ، شمال گلبن و فتح‌آباد مشاهده می‌شوند. این بازالت‌ها دارای شباهت‌های فراوان با بازالت‌های حوضه‌های کششی پشت کمانی الیگومیوسن شمال شرق ایران مرکزی (قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰؛ قاسمی و همکاران ۱۳۹۵؛ قاسمی و برهمند، ۱۳۹۲) می‌باشند. در نقشه زمین‌شناسی منطقه (امینی، ۱۳۷۹) این بازالت‌ها به ائوسن نسبت داده شده‌اند، ولی بررسی‌های صحرائی و تعیین سن‌های صورت گرفته به روش K/Ar (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹) سن آنها را 19.5 ± 0.5 میلیون سال و به روش $^{40}Ar/^{39}Ar$ توسط برابر با 21.7 ± 0.7 میلیون سال نشان داده است (Ahmadi et al., 2017). با توجه به کمبود پژوهش دقیق در ارتباط با زمین‌شناسی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و نحوه تشکیل ماگمای سازنده این بازالت‌های سرشار از نیوبیوم در نوار ماگمایی قوچان-اسفراین، در این مطالعه به بررسی این مسائل با استفاده از ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب و به ویژه داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd پرداخته شده است.

روش مطالعه

از حدود ۲۰ نمونه بازالتی برداشت شده، مقاطع نازک تهیه شد و مورد مطالعه پتروگرافی دقیق قرار گرفت. با در نظر گرفتن کمترین دگرسانی در نمونه‌ها، شش عدد از آنها انتخاب و به روش بسته ترکیبی با کد LF100 به روش‌های ICP-AES و ICP-MS در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME و نکورکانادا برای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفتند (جدول ۱). نتایج بدست‌آمده از آنالیز شیمیایی نمونه‌های منتخب، در تفسیرهای پترولوژیکی، سنگ‌زادی و تعیین محیط زمین‌ساختی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. تجزیه‌های ایزوتوپی و تعیین نسبت‌های $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ سنگ کل بر روی چهار نمونه از سنگ‌های

ایزوتوپی، به منظور ارزیابی دقت و ثبات دستگاه‌های تجزیه‌ی ایزوتوپی، از نمونه استاندارد (NBS-987) با میانگین نسبت $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.71025 \pm 0.00021)$ و از نمونه استاندارد دیگری به نام (Jndi-1) که با میانگین نسبت $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.712118 \pm 0.00014)$ به ترتیب برای بهنجار سازی مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ استفاده شده است.

بازالتی در آزمایشگاه ایزوتوپ رادیوژنیک مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین (IGGCAS) در پکن با روش‌های Yang et al. (2010) و Li et al. (2012) انجام شده است (جدول ۳). جداسازی عناصر Sr، Sm، Rb، Nd با روش کروماتوگرافی تبادل یونی دو مرحله‌ای انجام گرفته است و مقادیر آنها با روش طیف سنج جرمی یونیزاسیون حرارتی اندازه‌گیری شده است. در طول جمع‌آوری داده‌های



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰ زمین‌شناسی مشکان) (امینی، ۱۳۷۹). نشانه‌های اختصاری شامل: C=Chakaneh; S=Sheykmostafa; Z=Zohan; CH=Chargoushli; M=Markooh; Q=Quchkhar; K=Kahan; G=Ghochghou; A=Arsang and Kheyran

بحث

زمین‌شناسی

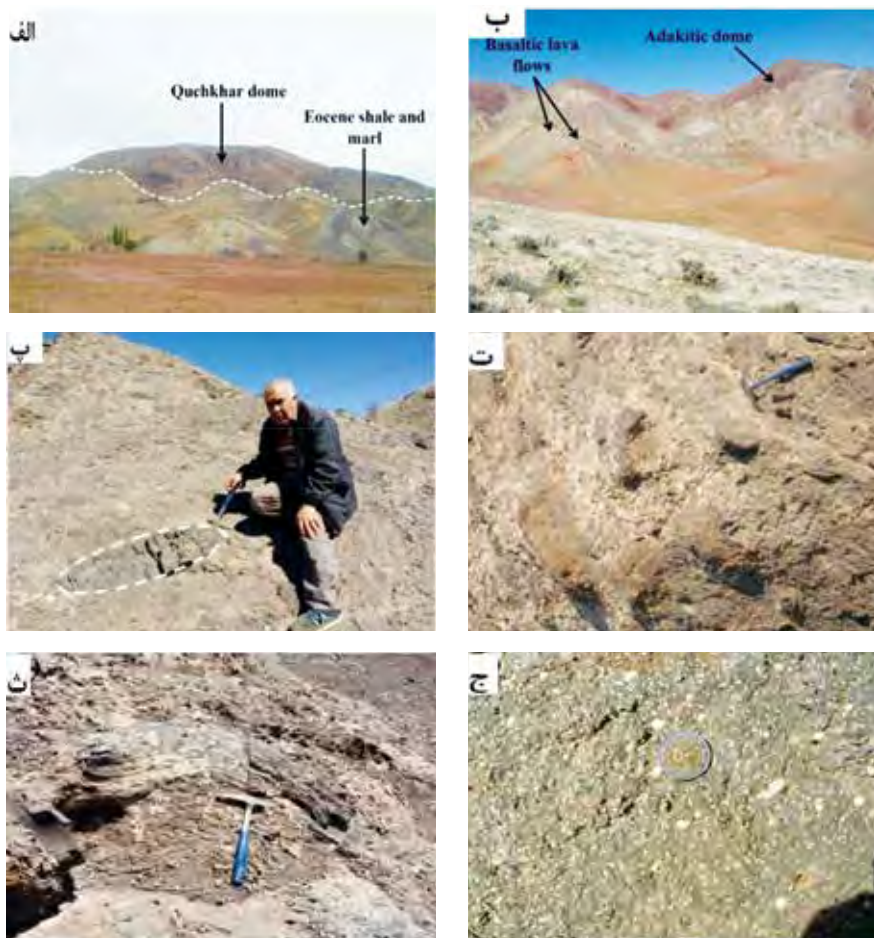
برگیرنده تناوب بازالت، ماسه سنگ توفی، شیل و گدازه‌های آندزیت-بازالتی است. گدازه‌ها، رنگ خاکستری مایل به قرمز داشته و در نزدیکی روستای قوزه زن به رنگ قرمز مایل به سیاه در می‌آیند. کانی‌های مگنتیت موجود در این سنگ‌ها اکثراً هماتیستی شده‌اند. ضخامت این واحد متغیر است و در برخی نقاط به حدود ۱۵۰ متر می‌رسد (امینی، ۱۳۷۹). واحد آگلومرایی با ضخامت ۱ تا ۳ متر به رنگ کرم تا صورتی در نزدیکی روستاهای گلبین و فتح آباد مشاهده می‌شود. در برخی نقاط، این واحد بر روی شیل‌ها و مارن‌های گچ دار ائوسن بالایی قرار می‌گیرد (شکل ۲-پ و ت). در برخی مناطق، قطعاتی همچون بمب آتشفشانی در واحد آگلومرایی مشاهده می‌شود (شکل ۲-ث).

بعد از واحد آگلومرایی، گدازه‌های اسپیلیتی-اسکوری‌های آندزیتی و سپس الیوین بازالت‌های میوسن زیرین در سراسر منطقه گسترش دارند. گدازه اسپیلیتی-اسکوری آندزیتی بخش اول این واحد است که بر روی واحد آگلومرایی قرار می‌گیرد. نمای دوگانه‌ی این بخش (واحد اسپیلیتی-اسکوری آندزیتی) نشانگر فوران گدازه با ترکیب بازالتی در زیر آب (فوران زیرآبی) با تشکیل اسپیلیت و فوران در محیط کم عمق آبی که منجر به تشکیل اسکوری آندزیتی شده است (تنها، ۱۳۸۸). بلورهای ژئولیت و کلسیت در حفرات واحد اسپیلیتی به صورت ساخت بادامکی به وفور و به صورت ثانویه تشکیل شده‌اند. بخش دوم این واحد را الیوین بازالت‌های میوسن تشکیل داده‌اند. این بازالت‌ها بر روی بخش قبلی قرار گرفته‌اند (شکل ۲-ج). این گدازه‌ها دارای طیفی ترکیبی محدودی از الیوین بازالت تا آندزیت بازالتی هستند. در صحرا دارای ظاهری خاکستری تا کاملاً سیاه رنگ هستند. فنوکریست‌های الیوین در این سنگ‌ها ایدنگزیتی شده‌اند و به رنگ قرمز در سطح سنگ دیده می‌شوند.

سنگ‌نگاری

این سنگ‌ها بیشتر دارای بافت هیالومیکروولیتی پورفیری، گلومروپورفیری و جریان‌ی هستند و کانی‌های اصلی آن‌ها را درشت بلورها و ریزبلورهای الیوین، کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه شیشه‌ای تا میکروولیتی تشکیل می‌دهند. آنها شامل الیوین، بازالت و به میزان کمتر تراکی آندزیت بازالت

نوار ماگمایی سنوزوئیک قوچان-اسفراین در شمال نوار افیولیتی-دگرگونی سبزووار و در کمر بند بینالود (البرز شرقی) واقع شده است. این منطقه در فاصله ۶۰ کیلومتری جنوب قوچان و ۵۰ کیلومتری شرق اسفراین، در راستای شمال غربی-جنوب شرقی به صورت کشیده بین طول‌های جغرافیایی ۵۷°۴۷' تا ۵۸°۱۸' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۷°۳۶' تا ۳۶°۵۸' شمالی قرار دارد (شکل ۱). بخش شمالی این کمان ماگمایی اساساً از واحدهای آذرآواری و گنبد‌های آداکیتی نئوژن به همراه روانه‌های بازالتی تشکیل شده است (شکل ۲-الف و ب) (تنها، ۱۳۸۸؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ گردیده و همکاران، ۱۳۹۵). واحدهای سنگی موجود در این منطقه از قدیم به جدید شامل آندزیت-بازالت‌های ائوسن، مجموعه‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن، الیوین بازالت‌های میوسن، گنبد‌های آداکیتی میوسن-پلیوسن با طیف ترکیبی آندزیت-تراکی آندزیت-تراکی داسیت-داسیت و ریولیت، واحدهای شیلی-مارنی میوسن و کنگلومرای ضخیم پلیوسن و رسوبات عهد حاضر می‌باشند. واحدهای رسوبی ماسه سنگی-شیلی و شیلی-مارنی گچ دار ائوسن از مهم‌ترین واحدهای رسوبی منطقه به شمار می‌روند که به عنوان سنگ میزبان گنبد‌های آداکیتی منطقه نیز به حساب می‌آیند. سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن شامل تناوبی از گدازه‌های بازیک-حدواسط فوران یافته در محیط‌های خشکی و دریا، آذرآواری‌های محیط‌های خشکی و دریایی و نهشته‌های رسوبی محیط خشکی، لاگون محصور و نیمه محصور و دریای کم عمق باز هستند که در حوضه‌های کششی محلی داخل کمان آتشفشانی در ائوسن میانی-بالایی نهشته شده‌اند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). مجموعه‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن، پی سنگ منطقه مورد مطالعه را تشکیل داده و شامل سه بخش می‌باشد که ستبرای آن حدود ۲۰۰۰ متر است. بخش سوم این واحد، گسترش بیشتری در گستره مورد مطالعه دارد که شامل سنگ‌های آتشفشانی با گسترش وسیع می‌باشند و دارای ترکیب بازیک تا حدواسط و به ندرت اسیدی هستند. قدیمی‌ترین واحد منطقه در



شکل ۲. الف) تصویر صحرایی از رخنمون گنبد‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در واحدهای رسوبی آئوسن (دید به سمت شمال)، ب) نمایی از گدازه‌های بازالتی منطقه در کنار گنبد‌های آداکیتی که واحدهای رسوبی میوسن را قطع نموده‌اند (دید به سمت شمال غرب)، پ، ت، ث) رخنمون واحد آگلومرایی در منطقه همراه با قطعات بازالتی و بمب‌های آتشفشانی در شمال روستای فتح‌آباد (دید به سمت شمال)، ج) ساخت بادامکی در سنگ‌های بازالتی منطقه

روابط اپی تاکسیالی که به ساز و کار اتصال سینوسی معروف است. بلورهای ریز کلینوپیروکسن نیز در بین پلاژیوکلازها به چشم می‌خورند (Shelly, 1993). میزان دگرسانی فنوکریست‌ها از ریز بلورها بیشتر است (شکل ۳-ث). پلاژیوکلازها نیز اغلب به صورت فنوکریست، تیغه‌ای، میکرولیتی و سوزنی شکل دیده می‌شوند. برخی از آنها ماکل پلی‌سنتتیک نشان می‌دهند. بیشتر بلورها در جهت جریان قرار گرفته و بافت تراکیتی نشان می‌دهند. اندازه آنها بین ۰/۲ تا چهار میلیمتر است که بیشتر خودشکل تا نیمه شکل هستند. الیوین در مقاطع میکروسکوپی به صورت نیمه شکل دار تا بی شکل و بیشتر گرد شده است و دارای بافت غیرتعدالی، اسکلتی (شکل ۳-ج)، حاشیه‌های خورده شده و خلیج مانند می‌باشد. فنوکریست‌های الیوین در این سنگ‌ها

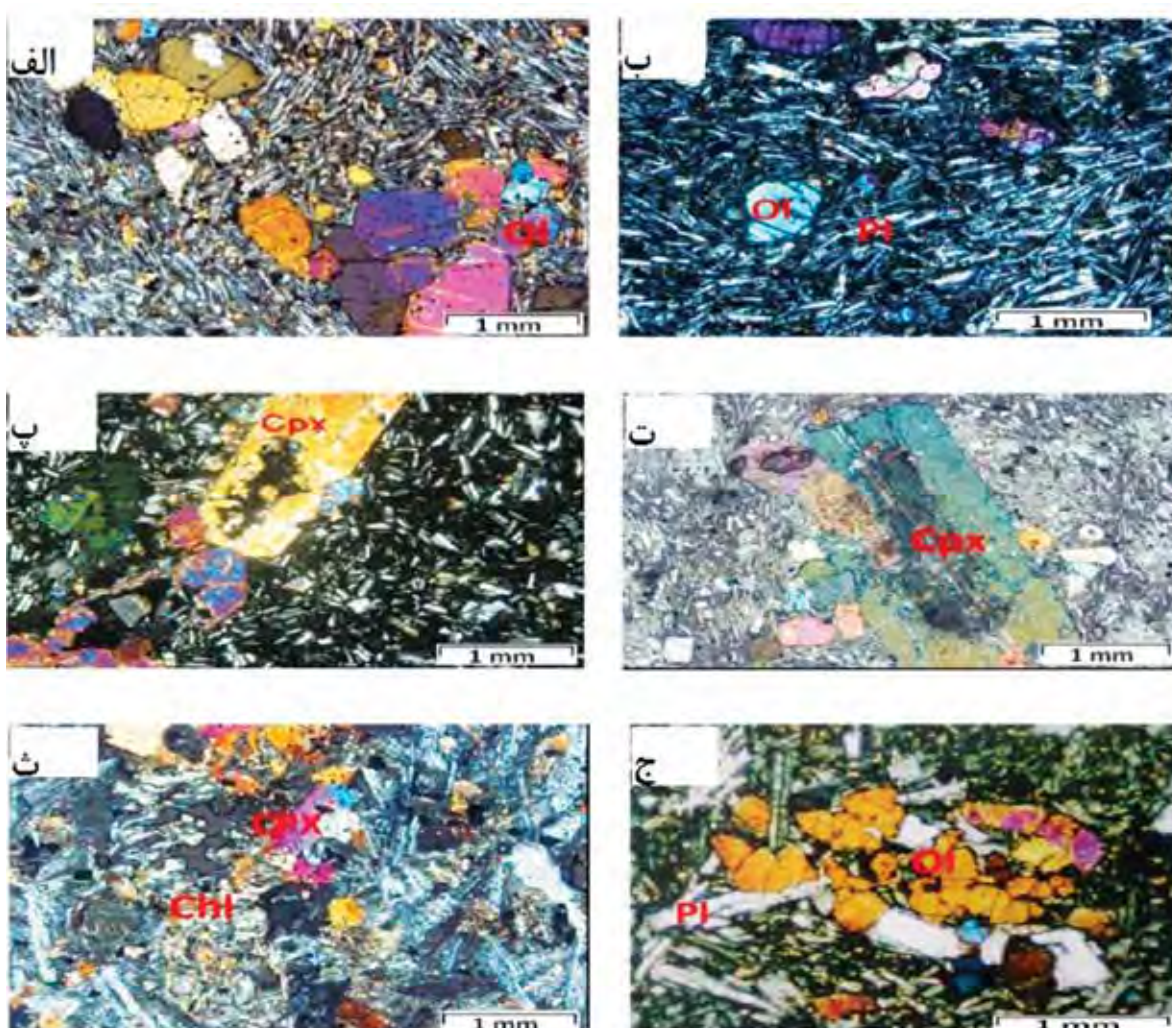
هستند (شکل ۳-الف و ب). کلینوپیروکسن، اصلی‌ترین پیروکسن موجود در بازالت‌هاست. کلینوپیروکسن‌ها اغلب نیمه خودشکل هستند و برخی از آنها حاشیه خلیج مانند نشان می‌دهند. اندازه فنوکریست‌های پیروکسن گاهی تا پنج میلی‌متر نیز می‌رسد. بافت گلومروپورفیری، ناشی از تجمع بلورهای پیروکسن، الیوین و پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-پ و ت). بافت گلومروپورفیری بیانگر مراحل مختلف تحول ماگما در مسیر بالآمدگی در آشیانه‌های ماگمایی مختلف است تشکیل در مرحله تبلور زیرزمینی و پیش از فوران (Samuel et al., 2007)، نطفه‌بندی ناهمگن روی سطوح از پیش موجود (kirkpatrick, 1997)، برخورد بلورها در خلال بالا آمدن و موازی هم‌دیگر قرار گرفتن شبکه بلورها و یا قرارگیری آنها در جهت ماکلی و یا

آلکالی ($K_2O + Na_2O$) نمونه‌های برداشت شده از دایک‌ها و روانه‌های بازالتی منطقه در محدوده تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی قرار می‌گیرد (Le Bas et al., 1986) (شکل ۴-الف). برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار $K_2O + Na_2O$ در برابر SiO_2 (Irvine and Baragar, 1971) (شکل ۴-ب) استفاده شده است که ماهیت قلیایی این سنگ‌ها را نشان می‌دهد. ماهیت قلیایی ماگماهای بازی می‌تواند توسط دو سازوکار مهم شامل نرخ پایین ذوب بخشی سنگ منبع و یا ذوب بخشی گوشته دگرنهاد ایجاد شود (McBirney, 1993; Gill, 2010) رئیسی و همکاران، ۱۳۹۲).

ایدنگزیتی شده اند و به رنگ قرمز در سطح سنگ دیده می‌شوند. ایدنگزیتی شدن از حاشیه‌ها و شکستگی‌ها شروع شده و تا مرکز بلورها ادامه می‌یابد.

شیمی سنگ‌کل و ایزوتوپی

برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و فرایندهای سنگ شناختی مرتبط با بازالت‌های نئوژن از داده‌های عناصر اصلی، فرعی و کمیاب استفاده شده است (جدول ۱). نتایج آنالیز شیمیایی ۱۰ نمونه از سنگ‌های آداکیتی گنیده‌های نئوژن نوار ماگمایی قوچان-اسفراین (گردیده و همکاران، ۱۳۹۷) نیز جهت مقایسه با نمونه بازالتی در این پژوهش ارائه شده است (جدول ۲). در نمودار SiO_2 در مقابل مجموع



شکل ۳. الف، ب) تصویر میکروسکوپی از الیوین بازالت‌های میوسن زیرین همراه با بافت میکروولیتی پورفیری جریان (نور XPL)، ث) بافت گلوبروفیری در سنگ‌های بازالتی در اثر تجمع کانی‌های پیروکسن (نور XPL)، ت، ث) بلورهای خودشکل و درشت پیروکسن همراه با دگرسانی به کانی‌های کلریت، اپیدوت و سریسیت در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز در تراکی آندزیت‌های بازالتی (نور XPL)، ج) وجود بافت اسکلتی در الیوین بازالت‌های منطقه همراه با بافت ساب افیتیکی (نور XPL)

ژئوشیمیایی گدازه‌های بازالتی مورد مطالعه استفاده شده است (شکل ۵). روند تغییرات مقادیر MgO ، Fe_2O_3 ، MnO ، TiO_2 ، CaO در برابر مقدار SiO_2 به صورت کاهشی می‌باشد که می‌تواند به علت جایگزینی آن‌ها در ساختار کانی‌های فرو منیزین در مراحل اولیه تبلور و تفریق ماگما باشد. مقادیر Na_2O و K_2O بر خلاف اکسیدهای دیگر روند افزایشی و مقدار Al_2O_3 روند افزایشی همراه با پراکندگی را نشان می‌دهد. این نمودارها نشان‌دهنده نقش فرایند تبلور تفریقی، در تحول ژئوشیمیایی ماگمای سازنده بازالت‌ها می‌باشد. نمودارهای La/Yb در مقابل La (Saunders and Norry, 1979) و Th در مقابل SiO_2 (Wilson, 1989) این روند تبلور تفریقی را تایید می‌کند (شکل ۶-الف و ب).

مقدار SiO_2 این سنگ‌ها از ۴۹/۲۲ تا ۵۱/۲۱ درصد، Al_2O_3 از ۱۷/۵۵ تا ۱۹/۲۶ درصد، MgO از ۴/۸۹ تا ۷/۳۵ درصد، Fe_2O_3 از ۲/۴۳ تا ۵/۷۱ درصد، TiO_2 از ۱/۱۷ تا ۱/۶۱ درصد و $\#Mg$ از ۴۳/۷۸ تا ۶۴/۱۶ درصد می‌باشند. این مقادیر نشان می‌دهند که این سنگ‌ها از ماگماهای اولیه ایجاد نشده‌اند و احتمالاً حاصل ماگماهای تحول یافته‌تر هستند. موقعیت قرارگیری نمونه‌های بازالتی و نمونه‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در نمودار Sr/Y در برابر Y (Drummond and Defant, 1990) جهت مقایسه تصویر شده است که نشان‌دهنده تفاوت ماهیت این سنگ‌ها از سنگ‌های آداکیتی منطقه می‌باشد. در نمودارهای فراوانی اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 برای بررسی تحول

جدول ۱. نتایج تجزیه‌های شیمیایی (درصد وزنی) سنگ‌های بازالتی نئوژن نوار ماگمایی قوچان-اسفراین

Sample	GB1	GB2	GB3	GB4	GB5	GB6
Area	Fathabad and Golbin					
SiO_2	۵۰/۸۳	۴۷/۰۵	۵۰/۴۲	۵۰/۷۰	۵۱/۲۱	۴۹/۲۲
Al_2O_3	۱۹/۲۶	۱۸/۳۷	۱۸/۴۲	۱۸/۰۵	۱۷/۹۰	۱۷/۵۵
Fe_2O_3 total	۸/۰۹	۹/۶۲	۹/۶۹	۸/۹۵	۹/۳۰	۹/۲۴
Fe_2O_3	۲/۴۳	۲/۸۹	۳/۳۹	۵/۷۱	۳/۳۶	۲/۷۷
FeO	۵/۶۷	۶/۷۳	۶/۳۰	۳/۲۴	۵/۹۴	۶/۴۷
MgO	۶/۹۲	۸/۲۲	۴/۸۹	۵/۸۰	۵/۷۲	۷/۳۵
CaO	۷/۸۶	۹/۱۹	۸/۹۸	۷/۵۰	۷/۳۰	۸/۶۴
Na_2O	۳/۷۹	۴/۳۰	۳/۷۰	۵/۰۰	۴/۶۱	۴/۳۳
K_2O	۱/۵۲	۰/۹۵	۱/۷۶	۱/۳۰	۱/۷۰	۱/۴۱
TiO_2	۱/۱۷	۱/۶۱	۱/۴۹	۱/۱۰	۱/۲۰	۱/۵۵
P_2O_5	۰/۴۴	۰/۵۵	۰/۵۰	۰/۶۵	۰/۷۳	۰/۴۶
MnO	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۴
Cr_2O_3	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶
Lol	۱/۰۳	۲/۳۰	۲/۹۰	۱/۱۰	۱/۰۰	۲/۵۰
Ba	۳۰۴/۰۰	۲۱۰/۰۰	۲۷۶/۰۰	۲۷۵/۰۰	۳۲۰/۰۰	۳۱۳/۰۰
Be	۲/۰۰	۱/۰۰	۲/۰۰			۳/۰۰
Co	۲۸/۲۰	۳۶/۳۰	۲۹/۵۰	۳۲/۰۰	۳۱/۰۰	۳۲/۴۰
Cs	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۳۰	۰/۷۳	۰/۷۷	۰/۶۰
Ga	۱۵/۶۰	۱۶/۶۰	۱۷/۷۰			۱۴/۸۰
Hf	۴/۰۰	۴/۱۰	۴/۴۰	۷/۲۰	۶/۳۰	۴/۰۰
Nb	۲۰/۰۰	۲۲/۲۰	۳۰/۵۰	۲۶/۰۰	۲۲/۰۰	۲۳/۸۰
Rb	۲۶/۹۰	۱۳/۵۰	۳۵/۹۰	۴۰/۰۰	۳۷/۰۰	۱۷/۹۰
Sn	۱/۰۰	۲/۰۰	۱/۰۰			۱/۰۰
Sr	۵۷۰/۰۰	۶۶۳/۹۰	۷۵۶/۱۰	۸۲۰/۰۰	۸۵۰/۰۰	۷۶۰/۳۰
Ta	۱/۲۰	۱/۲۰	۱/۷۰	۰/۸۱	۰/۸۷	۱/۴۰

ادامه جدول ۱.

Sample	GB1	GB2	GB3	GB4	GB5	GB6
Area	Fathabad and Golbin					
Th	۳/۹۰	۲/۷۰	۳/۸۰	۳/۵۰	۳/۶۰	۲/۸۰
U	۱/۰۰	۰/۶۰	۱/۲۰	۰/۹۰	۰/۶۰	۰/۷۰
V	۱۴۲/۰۰	۱۹۴/۰۰	۱۹۹/۰۰	۱۵۰/۰۰	۱۲۵/۰۰	۱۷۰/۰۰
W	۰/۵	۰/۵	۰/۶۰			۰/۵۰
Zr	۱۷۱/۸۰	۱۸۱/۷۰	۱۶۴/۲۰	۱۳۷/۰۰	۱۲۰/۰۰	۱۹۲/۱۰
Y	۲۱/۲۰	۲۲/۷۰	۲۳/۰۰	۲۲/۰۰	۲۴/۰۰	۲۰/۸۰
La	۲۳/۸۰	۲۴/۹۰	۲۸/۵۰	۳۲/۰۰	۳۲/۰۰	۲۴/۹۰
Ce	۴۹/۹۰	۵۴/۷۰	۵۶/۷۰	۶۱/۰۰	۵۵/۰۰	۴۷/۲۰
Pr	۵/۶۰	۶/۷۸	۶/۷۲	۶/۸۰	۶/۷۳	۵/۴۹
Nd	۲۰/۵۰	۴۰/۲۶	۲۵/۸۰	۲۵/۰۰	۲۷/۰۰	۲۱/۹۰
Sm	۴/۰۸	۵/۶۲	۴/۸۱	۵/۵۰	۵/۰۰	۴/۲۲
Eu	۱/۳۷	۱/۷۱	۱/۶۰	۱/۶۳	۱/۶۲	۱/۴۷
Gd	۳/۹۸	۵/۰۵	۴/۸۳	۴/۵۰	۴/۰۰	۴/۵۵
Tb	۰/۶۶	۰/۷۸	۰/۷۶	۰/۵۶	۰/۴۳	۰/۷۴
Dy	۳/۷۶	۴/۳۲	۴/۲۰	۳/۹۰	۴/۰۰	۴/۰۶
Ho	۰/۷۶	۰/۸۲	۰/۸۳	۰/۰۰		۰/۸۱
Er	۲/۱۰	۲/۱۹	۲/۳۱	۲/۳۰	۲/۳۰	۲/۳۶
Tm	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۳۴			۰/۳۴
Yb	۲/۰۰	۲/۰۷	۲/۱۵	۲/۲۰	۲/۰۰	۲/۱۲
Lu	۰/۳۲	۰/۳۰	۰/۳۳			۰/۳۳
Sc	۲۱	۲۵/۰۰	۲۶/۰۰			

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی (درصد وزنی) ۱۰ نمونه از سنگ‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین

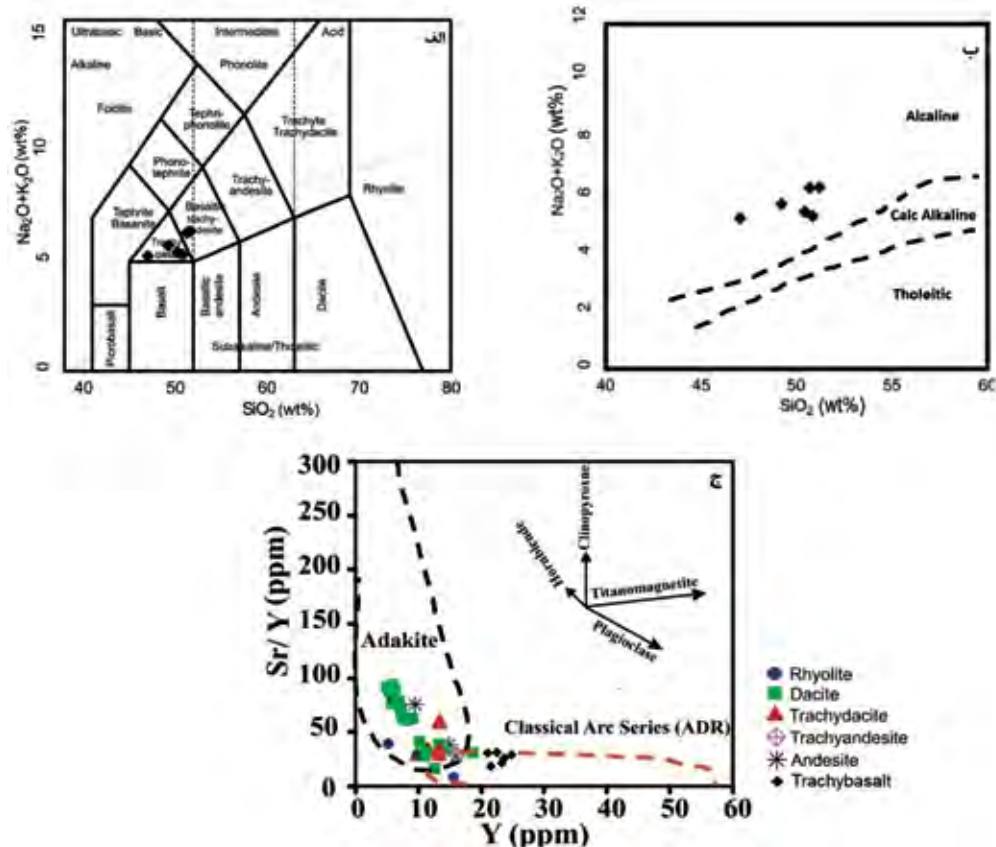
Sample	AR4	AR5	AR8	AR12	GHG1	GHG3	GHG5	GHG13	ZH6	ZH12
Area	Arsang			Ghochghou			Zohan			
SiO ₂	۶۷/۳۶	۶۵/۳۵	۷۰/۴۹	۶۸/۸۳	۶۶/۸۰	۶۶/۶۲	۶۳/۴۰	۶۵/۵۶	۶۹/۵۸	۶۷/۹۴
Al ₂ O ₃	۱۵/۷۴	۱۹/۱۹	۱۹/۲۹	۱۵/۵۰	۱۵/۸۴	۱۵/۹۳	۱۹/۸۱	۱۷/۰۷	۱۶/۴۶	۱۷/۳۱
FeO	۱/۹۲	۱/۶۰	۰/۲۰	۲/۰۴	۱/۴۶	۱/۳۲	۱/۴۸	۲/۳۱	۱/۳۸	۱/۳۸
Fe ₂ O ₃	۱/۹۲	۱/۶۰	۰/۲۰	۱/۳۵	۱/۴۶	۱/۳۲	۱/۴۸	۱/۵۴	۰/۹۲	۰/۹۲
MgO	۱/۸۹	۱/۴۰	۰/۰۸	۱/۴۵	۲/۴۰	۲/۳۴	۲/۳۷	۲/۶۶	۰/۹۲	۰/۹۳
CaO	۲/۴۰	۲/۴۴	۰/۳۴	۲/۲۸	۳/۰۶	۳/۴۹	۳/۶۴	۴/۴۹	۴/۲۶	۴/۷۰
Na ₂ O	۵/۱۹	۵/۲۸	۵/۹۹	۵/۰۲	۷/۶۹	۷/۹۰	۶/۵۴	۴/۶۴	۴/۳۹	۴/۵۰
K ₂ O	۲/۸۱	۲/۴۱	۲/۹۱	۲/۸۸	۰/۶۴	۰/۳۸	۰/۷۰	۱/۰۶	۱/۶۸	۱/۷۵
TiO ₂	۰/۵۳	۰/۴۶	۰/۴۹	۰/۴۶	۰/۴۵	۰/۴۶	۰/۴۳	۰/۴	۰/۲۶	۰/۲۷
P ₂ O ₅	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۰۲	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۰۹	۰/۲۷
MnO	۰/۱۱	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴
Cr ₂ O ₃	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Lol	۱/۱۰	۱/۷۰	۱/۰۰	۱/۵۰	۱/۰۰	۱/۶۰	۱/۵۰	۳/۴۰	۰/۹۰	۰/۷۰
Total	۱۰۰/۰۴	۱۰۰/۰۱	۱۰۰/۰۲	۱۰۰/۰۵	۹۹/۹۹	۹۹/۹۶	۱۰۰	۹۹/۹۷	۱۰۰	۱۰۰
Ba	۵۹۵	۴۷۶	۶۸۹	۵۹۲	۳۵۶	۱۲۳	۲۵۸	۳۲۳	۴۲۱	۳۸۹

ادامه جدول ۲.

Sample	AR4	AR5	AR8	AR12	GHG1	GHG3	GHG5	GHG13	ZH6	ZH12
Area	Arsang				Ghochghou				Zohan	
Cs	۱/۱۰	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۹۰
Hf	۳/۶۰	۳/۲۰	۳/۵۰	۳/۱۰	۴/۱۰	۳/۸۰	۳/۶۰	۳/۷۰	۲/۸۰	۲/۶۰
Nb	۲۲/۱۰	۲۴/۴۰	۲۵/۶۰	۲۴/۳۰	۱۵/۰۰	۱۳/۹۰	۱۴/۶۰	۱۴/۴۰	۶/۸۰	۶/۹۰
Rb	۸۰/۳۰	۶۶/۴۰	۶۵/۶۰	۷۸/۴۰	۲/۳۰	۹/۷۰	۱۶/۹۰	۳۲/۴۰	۳۶/۵۰	۳۷/۶۰
Sr	۳۶۰/۳۰	۳۶۴/۱۰	۲۰۵/۳۰	۳۸۲/۲۰	۴۴۰/۸۰	۳۶۵/۶۰	۴۸۹/۸۰	۵۱۲/۲۰	۵۵۳/۲۰	۵۶۳/۸۰
Ta	۲/۳۰	۲/۵۰	۲/۴۰	۲/۶۰	۱/۱۰	۱/۲۰	۱/۱۰	۱/۱۰	۰/۵۰	۰/۵۰
Th	۱۱/۹۰	۱۲/۸۰	۷/۱۰	۱۳/۲۰	۱۰/۷۰	۱۰/۱۰	۱۰/۰۰	۱۰/۳۰	۳/۹۰	۴/۷۰
U	۳/۹۰	۳/۷۰	۳/۸۰	۴/۲۰	۲/۸۰	۲/۰۰	۲/۵۰	۲/۶۰	۱/۲۰	۱/۴۰
W	۱/۴۰	۱/۲۰	۱/۰۰	۱/۷۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۸۰	۰/۵۰	۰/۵۰
Zr	۱۳۲/۰۰	۱۱۷/۴۰	۱۲۱/۱۰	۱۱۸/۹۰	۱۴۸/۶۰	۱۴۶/۹۰	۱۳۴/۴۰	۱۳۳/۱۰	۱۰۰/۰۰	۹۳/۵۰
Y	۱۱/۸۰	۱۱/۸۰	۵/۲۰	۱۱/۴۰	۱۳/۴۰	۱۳/۳۰	۱۳/۴۰	۱۳/۳۰	۵/۹۰	۱۸/۶۰
La	۲۸/۷۰	۲۸/۹۰	۱۵/۲۰	۲۸/۴۰	۱۷/۸۰	۲۱/۷۰	۲۱/۰۰	۲۶/۰۰	۱۵/۴۰	۳۸/۱۰
Ce	۴۵/۵۰	۴۸/۳۰	۲۳/۹۰	۴۵/۷۰	۳۴/۰۰	۳۷/۶۰	۴۱/۴۰	۴۴/۱۰	۲۵/۳۰	۷۹/۱۰
Pr	۴/۵۲	۵/۵۰	۲/۳۵	۴/۶۷	۳/۵۱	۳/۷۴	۴/۵۲	۴/۷۲	۲/۶۱	۹۰/۸
Nd	۱۶/۲۰	۱۶/۹۰	۷/۶۰	۱۵/۸۰	۱۳/۷۰	۱۴/۰۰	۱۵/۶۰	۱۶/۳۰	۸/۷۰	۳۱/۶۰
Sm	۲/۸۷	۲/۶۷	۱/۰۸	۲/۶۰	۲/۳۴	۲/۵۴	۲/۵۲	۲/۷۹	۱/۶۰	۴/۷۴
Eu	۰/۷۶	۰/۷۲	۰/۳۹	۰/۷۳	۰/۷۰	۰/۶۶	۰/۶۸	۰/۷۶	۰/۴۶	۰/۷۹
Gd	۲/۵۷	۲/۳۸	۰/۸۳	۲/۴۶	۲/۵۷	۲/۵۲	۲/۵۰	۲/۶۲	۱/۳۹	۴/۴۳
Tb	۱/۳۷	۰/۳۶	۰/۱۴	۰/۳۵	۰/۴۳	۰/۳۸	۰/۳۹	۰/۴۰	۰/۲۱	۰/۶۱
Dy	۱/۹۵	۲/۰۱	۰/۸۱	۱/۹۰	۲/۳۳	۲/۲۸	۲/۳۰	۲/۲۳	۱/۱۵	۳/۳۸
Ho	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۱۹	۰/۴۰	۰/۴۹	۰/۴۸	۰/۴۵	۰/۴۷	۰/۱۸	۰/۶۲
Er	۱/۳۰	۱/۱۳	۰/۶۱	۱/۱۸	۱/۳۷	۱/۴۳	۱/۳۱	۱/۲۸	۰/۶۳	۱/۶۷
Tm	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۱۲	۰/۱۹	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۱۰	۰/۲۵
Yb	۱/۲۸	۱/۳۱	۰/۸۷	۱/۱۵	۱/۵۲	۱/۳۱	۱/۳۵	۱/۳۹	۰/۶۳	۱/۳۹
Lu	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۱۶	۰/۲۰	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۱۱	۰/۱۹

جدول ۳. نتایج تجزیه‌های ایزوتوپی Sr-Nd متعلق به سنگ‌های بازالتی نئوژن نوار ماگمایی قوچان-اسفراین

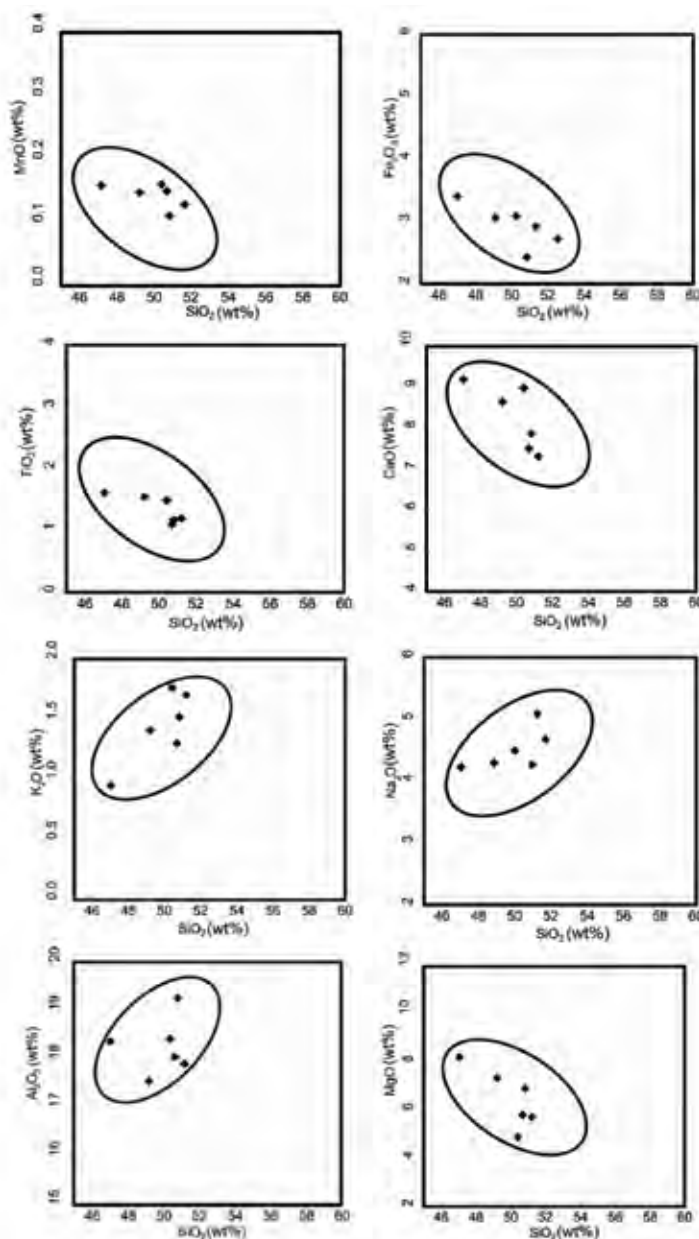
Sample	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵNd (10Ma)	Error (2s)	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	Error (2s)
GB1	۲۱/۹۰	۴/۲۲	۰/۵۱۲۸۶۰	۰/۵۱۲۸۴۵	۴/۵۲	۰/۰۰۰۰۲۳	۷۶۰	۱۷	۰/۷۰۴۸۲۱	۰/۷۰۴۸۰۳	۰/۰۰۰۰۲۰
GB2	۲۲/۸۵	۴/۷۷	۰/۵۱۲۸۶۱	۰/۵۱۲۶۴۱	۴/۵۲	۰/۰۰۰۰۱۹	۶۴۸	۲۵	۰/۷۰۴۳۶۴	۰/۷۰۴۳۳۴	۰/۰۰۰۰۱۸
GB3	۲۳	۴/۸۰	۰/۵۱۲۸۵۴	۰/۵۱۲۸۳۷	۴/۳۹	۰/۰۰۰۰۱۱	۸۰۰	۱۸/۹۵	۰/۷۰۴۱۲۴	۰/۷۰۴۱۰۵	۰/۰۰۰۰۲۱
GB4	۱۹	۳/۵۲	۰/۵۱۲۷۷۳	۰/۵۱۲۷۷۳	۲/۸۶	۰/۰۰۰۰۱۱	۵۴۰	۵۲	۰/۷۰۴۳۸۷	۰/۷۰۴۳۰۷	۰/۰۰۰۰۱۹



شکل ۴. الف) موقعیت قرارگیری نمونه‌های بازالتی بر روی نمودار SiO_2 در مقابل مجموع آلکالی $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (Le bas et al., 1986)، ب) نمودار SiO_2 در برابر $(\text{K}_2\text{O}) + (\text{Na}_2\text{O})$ (ب) موقعیت قرارگیری نمونه‌های بازالتی و نمونه‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در نمودار Sr/Y در برابر Y (Drummond and Defant, 1990)

فرایند تفریق در ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه است. همچنین، اثر آن می‌تواند بیانگر حضور گارنت در محل منشأ باشد (Clague et al., 1982)، زیرا گارنت با حفظ عناصر نادر خاکی سنگین در خود، مقدار آن‌ها را در مذاب کاهش داده و در نتیجه الگوی عناصر نادر خاکی روندی شیب‌دار پیدا می‌کند (Lentz, 1998). بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان‌دهنده عمق زیاد تولید ماگما یعنی همان خاستگاه گوشه گارنت لرزولیتی است، زیرا در هنگام ذوب در اعماق زیاد، عناصر نادر خاکی سنگین معمولاً در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می‌گیرند و به درون مذاب بخشی وارد نمی‌شوند. بنابراین، نسبت HREE/LREE در فاز مایع کاهش می‌یابد (Ellam, 1992). همچنین درجه‌های پایین ذوب بخشی گوشه (کمتر از ۱۰ درصد)، می‌تواند به تشکیل ماگما‌های بازالتی قلیایی منجر شود که در الگوی عناصر کمیاب خاکی سبک خود غنی شدگی نشان می‌دهند (Wass et al., 1980). الگوی موازی روند تغییرت

در نمودارهای عنکبوتی به‌نچار شده به گوشه اولیه (Sun and McDonough, 1989) و نمودار به‌نچار شده به کندریت (Nakamura, 1974) می‌توان غنی شدگی از عناصر با شدت میدان بالا را در این بازالت‌ها مشاهده کرد. این غنی شدگی به خصوص در عنصر Nb (۲۰-۳۰ ppm)، از ویژگی‌های شاخص بازالت‌های سرشار از نیوبیوم می‌باشد. سنگ‌های بازالتی سرشار از نیوبیوم نوع نادری از بازالت‌های کمانی هستند که مشابه بازالت‌های کمانی شاخص نیستند. نمودار عنکبوتی و به‌نچار شده سنگ‌های آداکیتی گنبد‌های نئوژن نوار ماگمایی قوچان-اسفراین نیز جهت مقایسه با نمونه‌های بازالتی در شکل ۷ ارائه شده است. نمونه‌های بازالتی منطقه همچنین دارای غنی شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون و عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین هستند (شکل ۷). شیب کاهش از La به Y در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه، نشانگر درجه پایین ذوب بخشی محل منبع (Srivastava et al., 2004) و بروز

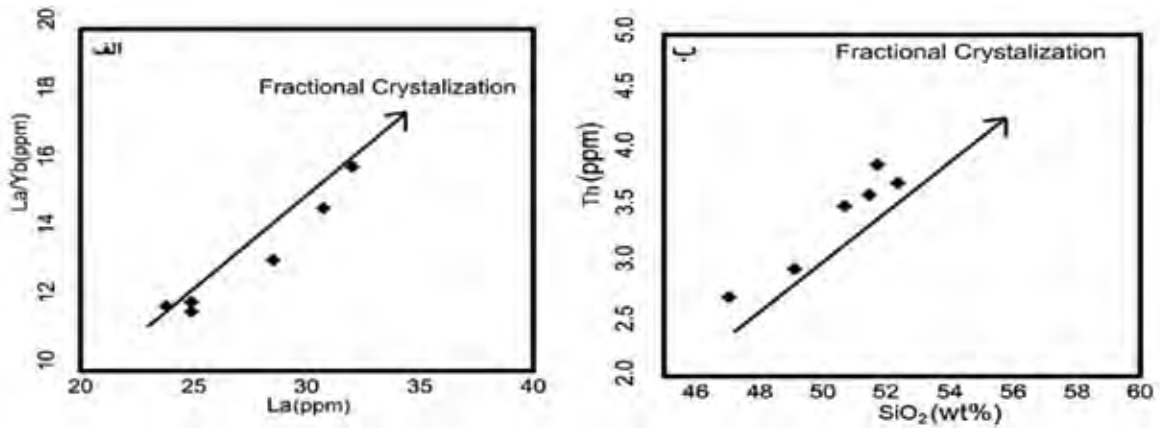


شکل ۵. موقعیت نمونه‌های بازالتی میوسن زیرین نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در نمودارهای هارکر (Harker, 1909)

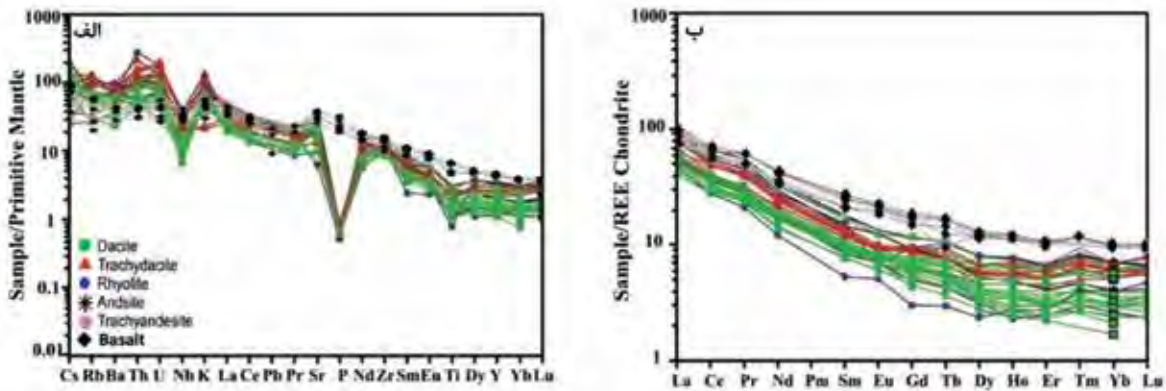
آداکیتی به درون گوه گوشته‌ای و دگرنهادی آن می‌شود. در این فرایند دگرنهادی، آمفیبول تشکیل می‌شود که عناصر با شدت میدان بالا را در خود جای می‌دهد. باز شدن پنجره در ورقه اقیانوسی فرورو سبب هجوم گوشته آستونسفری داغ به درون گوه گوشته‌ای دگرنهاد و ذوب بخشی آن، وپاشی آمفیبول و رهاسازی عناصر با شدت میدان بالا به ویژه نیوبوم و تشکیل ماگماهای بازالتی آلکالن سرشار از Nb می‌شوند (Defant et al., 1992; Hastie, 2011; Castillo, 2012).

عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌ها نشانگر خاستگاه مشترک نمونه‌ها و نقش برجسته تبلور تفریقی در شکل گیری ماگمای سازنده آن‌ها است (Rollinson, 1993). در نمودارهای Nb+U در مقابل Nb و P_2O_5 در مقابل TiO_2 (Defant et al, 1992) نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های نوع HNB واقع می‌شوند (شکل ۸). مقایسه این بازالت‌ها با رخدادهای مشابه سنگ‌های غنی از Nb، بیانگر این است که ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده گسیخته شده سبب تشکیل و صعود ماگمای با سرشت

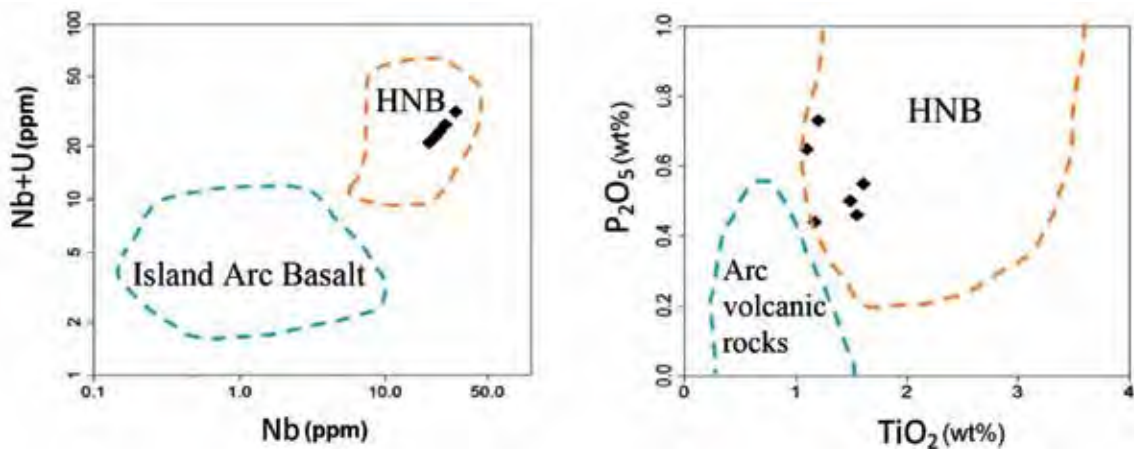
سنگ‌های بازالتی نئوژن کمان ماگمایی قوچان-اسفراین ...



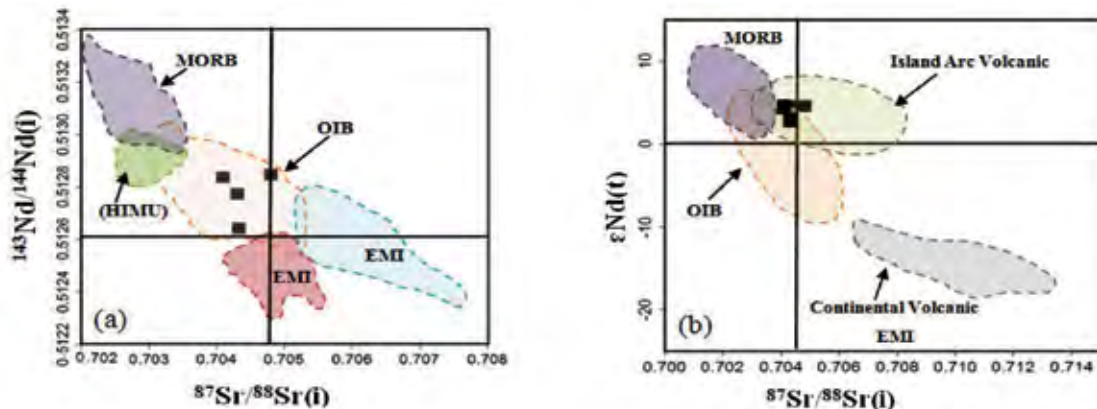
شکل ۶. الف) موقعیت قرارگیری نمونه‌های بازالتی منطقه در نمودار La/Yb در برابر La (Saunders et al., 1979)، ب) نمودار Th در برابر SiO₂ (Wilson, 1989)



شکل ۷. نمودارهای بهنجار شده ی عناصر خاکی نادر سنگ‌های بازالتی میوسن همراه با سنگ‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین نسبت به الف) گوشته‌ی اولیه (Sun and McDonough, 1989). ب) نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)



شکل ۸. نمودارهای Nb+U در مقابل Nb و P₂O₅ در مقابل TiO₂ (Defant et al., 1992) برای سنگ‌های بازالتی منطقه و محدوده‌های متمایز کننده بازالت‌های غنی از نیوبیم (HNB) از بازالت‌های جزایر قوسی (IA)



شکل ۹. الف) نمودار نسبت‌های ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i)$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}(i)$ از Hofmann (1997). ب) $\epsilon\text{Nd}(t)$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}(i)$ (موقعیت محدوده‌های MORB، OIB، island arc volcanic و continental volcanic از Zindler and Hart (1989)؛ Hart et al., (1992)؛ Hart et al., (1986) استفاده شده است)

تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با ترکیبات پوسته قاره‌ای بالایی در خلال بالآمدن و یا تأثیر رسوبات بالای ورقه فرورونده اقیانوسی باشد.

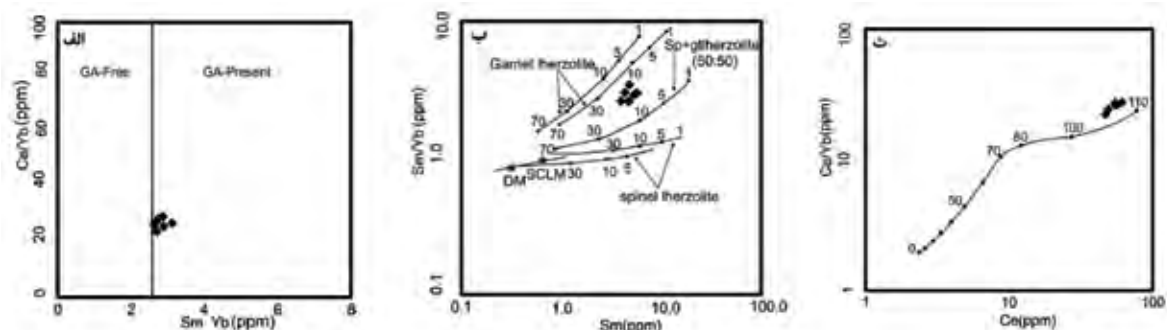
محیط زمین ساختی

همان‌گونه که ذکر شد در برخی از محیط‌های زمین‌ساختی که آداکیت‌ها یافت می‌شوند می‌توان بازالت‌های غنی از HFSE را مشاهده کرد که بازالت‌های سرشار از نیوبیوم (Reagan and Gill 1989; Defant et al., 1991) یا بازالت‌های نیوبیوم دار (Sajona et al., 1993, 1994) خوانده می‌شوند که به عنوان مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده توسط مذاب‌های آداکیتی تفسیر می‌شوند (Defant et al., 1992; Sajona et al., 1996). نسبت مقادیر Nb/Ta در ماگماهای کمانی حاصل از گوشته متاسوماتیسم شده توسط سیالات آبدار نسبت به گوشته‌ای که با مذاب‌های آداکیتی در تماس بوده است، به طور مشخصی قابل تفکیک است (با نسبت‌های بالای Nb/Ta تا حدود ۳۳) (Stolz et al., 1996). به عنوان مثال می‌توان به ماگماهای کمانی و پشت کمانی کامبرین نیوزلند (Munker, 1998)، ماگماهای آداکیتی کمان غرب لوزان شامل جزایر باتان (Maury et al., 1998) و کامچاتکای شمالی (Kepezhinskis et al., 1996) اشاره

مقادیر نسبت آغازین $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه در محدوده ۰/۵۱۲۷۷۴ تا ۰/۵۱۲۸۴۵، مقادیر نسبت آغازین $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ این نمونه‌ها بین ۰/۷۰۴۴۶ تا ۰/۷۰۴۸۰۳ و مقادیر $\epsilon\text{Nd}(t)$ آنها بین ۲/۷۰+ تا ۴/۵۲+ متغیر است. نتایج تجزیه ایزوتوپی نمونه‌ها در جدول ۳ آمده است. نمودار نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها در محدوده آرایه گوشته‌ای و محدوده همپوشان بازالت‌های نوع OIB و IAB قرار گرفته‌اند (شکل ۹-الف و ب). همان‌گونه که در نمودارهای ایزوتوپی مشاهده می‌شود، گدازه‌های بازالتی منطقه در مقایسه با منابع فرضی مانند DMM (گوشته تهی شده MORB) که منشایی برای بازالت‌های پشته میان اقیانوسی است و PM (گوشته اولیه) به عنوان منشأ بازالت‌های درون ورقه‌ای نوع OIB، از یک منشأ غنی شده‌تر سرچشمه گرفته‌اند. در نمونه‌های تراکی‌اندزی بازالتی نسبت‌های $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ پایین‌تر و $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ بالاتر از نمونه‌های الیون بازالتی می‌باشد که می‌تواند به دلیل آرایش با سنگ‌های پوسته‌ای ایجاد شده باشد. میانگین نسبت‌های Nb/La و Nb/U ، Th/Nb برای سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه، به ترتیب ۷/۲۴، ۳۰/۳۳ و ۰/۸ است، که نسبت به مقادیر گوشته اولیه (۸/۴، Nb/Th ، Sun and McDonough، ۱/۰۴، Nb/U = ۳۴) (1989) کمتر می‌باشند و می‌تواند نشانگر آرایش ماگمای

آنها می‌باشد (Rollinson, 1993). همان‌گونه که ذکر شد از ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی برای تعیین درجه ذوب بخشی و ژرفای خاستگاه گوشته ای ماگماهای اولیه استفاده می‌شود. در نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Yb که برای تشخیص حضور یا نبود گارنت در محل منبع تولید مذاب استفاده می‌شود، حضور گارنت را در محل منشأ این سنگ‌ها به اثبات می‌رساند (شکل ۱۰-الف). در نمودار Sm/Yb نسبت Sm ذوب بخشی یک گوشته گارنت پریدوتیتی نسبت به گوشته اسپینل پریدوتیتی روندهایی با شیب تندتر را نشان می‌دهند (Zhao and Zhou, 2007). در این نمودار سنگ‌های منطقه مورد مطالعه دارای نسبت‌های بالاتری از Sm/Yb نسبت به منحنی ذوب اسپینل پریدوتیت و اسپینل گارنت پریدوتیت است که نشان‌دهنده ذوب بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی گارنت پریدوتیت است (شکل ۱۰-ب). با توجه به حساسیت نسبت عناصر نادر خاکی مانند Ce/Yb به تغییرات ضخامت لیتوسفر و مقدار این نسبت در بازالت‌های منطقه (۲۶ <) (شکل ۱۰-ث)، می‌توان گفت که ماگمای والد آنها در منطقه پایداری گارنت و عمق حدود ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری به وجود آمده است (Ellam, 1992).

کرد. برای تشکیل بازالت‌های سرشار از نیوبیوم دو مدل توسط پژوهشگران پیشنهاد شده است. در مدل اول، این سنگ‌ها از یک منشأ گوشته‌ای نوع OIB (بازالت‌های جزایر اقیانوسی) به وجود آمده‌اند (Castillo, 2008; Gazel et al., 2011)، ولی در مدل دوم، گوشته متاسوماتیسم شده توسط مذاب‌های آداکیتی را سبب به وجود آمدن این بازالت‌های سرشار از نیوبیوم می‌دانند (Defant et al., 2014; Imaoka et al., 2014; Straub, 2013). با در نظر گرفتن محتوای عناصر کمیاب، تمایز بین این دو منشأ قابل تشخیص می‌باشد. بازالت‌های منطقه مورد مطالعه بوسیله نسبت‌های پایین Nb/U (۲۰-۳۵)، که به طور مشخصی کمتر از بازالت‌های نوع MORB و OIB (حدود ۴۷) می‌باشد، متمایز می‌شوند (Hofann et al., 1986). این مقادیر با تولید ماگما در محیط‌های مرتبط با فرورانش مطابقت دارد (Pearce and Peate, 1995). تمرکز عناصر با شدت میدان بالا در بازالت‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند که این سنگ‌ها نمی‌توانند بوسیله ذوب منشأ اسپینل پریدوتیت (منشأ متداول برای بازالت‌های نوع OIB) تشکیل شوند. این سنگ‌ها دارای تمرکز پایین REE و Y هستند که نشان‌دهنده وجود گارنت در ناحیه منشأ



شکل ۱۰. موقعیت نمونه‌های بازالتی میوسن نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در نمودارهای الف) Ce/Yb در برابر Sm/Yb (Coban, 2007)، ب) Sm/Yb در برابر Sm جهت تعیین درجه ذوب بخشی (Li and Chen, 2014) بیانگر این است که ماگماهای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی ستون‌های گوشته‌ای گارنت لارزولیتی (در زیر البرز شرقی) حاصل شده است، پ) نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992) بیانگر عمق منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مورد مطالعه در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری می‌باشد

مطالعات ساختاری و ژئوشیمیایی بر روی سنگ‌های

آتشفشانی و سنگ‌های آذرین درونی

et al., 2015b; Jamshidi et al., 2015a; Maghfouri et al., 2016; Ghasemi et al., 2016) در توالی افیولیتی سبزوار نشان‌دهنده‌ی تغییر ترکیب سنگ‌های ماگمایی از تولئیتی به کالک آلکن و آلکان می‌باشد. به نظر می‌رسد

(Rossetti et al., 2010; Alaminia et al., 2013; Khalatbari Jafari et al., 2013; Jamshidi et al., 2014; Shafaii Moghadam et al., 2016; Jamshidi

ورقه‌ای و فرورانشی حاشیه قاره ای و با ترکیب بازالت‌های قلیایی سرشار از نیوبیوم ایجاد کرده است (Castillo, 2008). این مذاب‌ها از طریق سیستم‌های شکستگی و گسلی، به ترازهای بالاتر پوسته قاره‌ای صعود کرده‌اند و در داخل حوضه‌های رسوبی این پهنه‌ها جایگزین شده‌اند.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب البوین بازالتی و تراکی آندزیت بازالتی با سن میوسن در نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در شمال افیولیت‌های سبزوار قرار دارند. با توجه به شواهد ژئوشیمیایی و ایزوتوپی، ماگمای والد این بازالت‌ها دارای ماهیت آکالن سدیک بوده و از نوع بازالت‌های کمیاب سرشار از نیوبیوم بوده است که همراه با آداکیت‌های سلیس بالا در مناطق کشتی داخل کمان و در مرحله پس از برخورد ایجاد می‌شوند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک ستون گوشته‌ای گارنت لرزولیتی در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری، حاصل شده و در جریان صعود به سطح متحمل فرایندهای تبلور تفریقی و آلیش پوسته‌ای شده است.

سپاسگزاری

این پژوهش در راستای انجام رساله دکتری نگارنده اول مقاله و با حمایت‌های مالی و معنوی معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شده است، بنابراین از آنان تقدیر می‌شود.

منابع

- امینی، ب.، ۱۳۷۹. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش مشکان، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- تنها، ع.، ۱۳۸۸. پتروژنز سنگ‌های آذرین نئوژن، شمال عنبرآباد (مشکان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۲.
- رئیسی، د.، درگاهی، س.، معین‌زاده، س. ح.، آروین، م. و بهرام بیگی، ب.، ۱۳۹۲. ژئوشیمی و پتروژنز آکالی بازالت‌های کواترنزی گندم بریان، شمال شهداد، استان کرمان. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۲۳ (۸۹)، ۳۲-۲۱.

فرایند عقب نشینی ورقه نئوتتیس که معمولاً به وسیله افزایش سرعت همگرایی در کمربند فرورانش اتفاق می‌افتد سبب تحریک تشکیل قلمروهای کشتی پشت کمان در صفحه بالایی قاره‌ای شده است. همانطور که پیش تر ذکر شد، مجموعه افیولیتی سبزوار در طول رخداد حرکت رو به شمال و پر شیب اقیانوس سبزوار و در نهایت بسته شدن این حوضه آبی در کرتاسه بالایی-پالئوسن زیرین حاصل شده است (Shojaat et al., 2003). جایگزینی نوار افیولیتی سبزوار به وسیله فعالیت‌های آتشفشانی از ائوسن (۴۰ میلیون سال) در کمربند سبزوار و تا انتهای پلیوسن (۲/۳ میلیون سال) در کمان آتشفشانی قوچان-اسفراین ادامه یافته است (Spies et al., 1983; Baumann et al., 1983).

قاسمی و همکاران، (۱۳۸۹). با توجه به این بازه زمانی از فعالیت‌های آتشفشانی و جوان تر شدن ماگماتیسیم از کمربند افیولیتی سبزوار به سمت قوچان در کمان ماگمایی قوچان-اسفراین به نظر نمی‌رسد که ورقه اقیانوسی سبزوار به سرعت مصرف شده باشد و فرایندهای دیگری باید در تولید جریان‌های بالای گرمایی و ایجاد مذاب‌هایی مشتق شده از ورقه اقیانوسی و تولید ماگمای آداکیتی سیلیس بالا در این نواحی درگیر بوده باشند. گسیختگی ورقه فرورونده (بازشدن پنجره) و بالا آمدن آستونسفر داغ از طریق این دریچه، فرایند قابل توجیهی برای توضیح تولید و تداوم جریان‌های گرمایی داغ در کمان‌های بالغ می‌باشد (Von Blanckenburg and Davis, 1995). برخی از بخش‌های ماگماهای آداکیتی با پریدوتیت‌های گوه گوشته‌ای واکنش می‌دهند و باعث دگرنهاد شدن آن می‌شوند. این مذاب‌های آداکیتی حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورو به سوی سطح زمین حرکت می‌کنند و سنگ‌هایی با ماهیت آداکیتی سیلیس بالا را تولید می‌کنند. گسیختگی ورقه فرورونده سبزوار و بالا آمدگی گوشته در این ناحیه باعث ایجاد محیط کشتی در زیر سنگ کوهی قاره ای شده است (Mazaheri et al., 2015). بالا آمدگی بخش‌هایی از آستونسفر داغ از میان دریچه ورقه گسیخته شده به سمت گوه گوشته‌ای دگرنهاد شده باعث ذوب بخشی درجه پایین در این ناحیه شده و مذاب‌های بازالتی نادری با ویژگی دوگانه محیط‌های کشتی درون

- بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۳۲۹-۳۳۵.
- گردیده، س.، قاسمی، ح.، صادقان، م.، ۱۳۹۷. سن سنجی U-Pb بر روی بلورهای زیرکن، نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd و زمین‌شیمی گنبد‌های آداکیتی نئوژن کمان ماگمایی قوچان-اسفراین، شمال شرق ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۶، ۲، ۴۵۳-۴۷۶.
- Ahmadi, P., Ghorbani, M.R., Coltori, M., Kuritani, T., Cai, Y., Fioretti, A.M., Braschi, E., Giacomoni, P.P., Babazadeh, Sh. and Conticelli, S., 2017. Slab-derived melt involvement in petrogenesis of the high-Nb basalts and magnesian andesites-dacites from NE Iran. *Journal of Geophysical Research Abstracts*, 19, 11578-1.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretation. *Tectonophysics*, 229, 211-238.
- Alamnia, Z., Karimpour, M.H., Homam, S.M. and Finger, F., 2013. The magmatic record in the Arghash region (northeast Iran) and tectonic implications. *International Journal of Earth Sciences*, 102, 1603-1625.
- Allen, M. B., Jackson, J. and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23, 1-16.
- Bauman A., Spies O. and Lensch G., 1983. Strontium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between kashmar, sabzevar and Quchan NE Iran Geodynamic project (geotraverse) in Iran, Final report. Geological Survey of Iran. 51.
- Castillo, P.R., 2008. Origin of the adakite-high-Nb basalt association and its implications for postsubduction magmatism in Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. 120, 451-462.
- Castillo, R.C., 2012. Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134,135, 304-316.
- Clague, D. A. and Frey, F.A., 1982. Pe-
 - صالحی نژاد، ح.، ۱۳۸۷. بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب و لکانیک منطقه باشتین (جنوب غربی سبزوار). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۰۴.
- فتاحی، ا.، ۱۳۸۲. رخساره‌ها و مکانیسم فوران آتشفشان مارکوه جنوب غرب قوچان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۸۵.
- قاسمی، ح.، صادقان، م.، خانعلی‌زاده، ع. و تنها، ع.، ۱۳۸۹. سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سن تابش سنجی گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس کمان قاره‌ای نئوژن، جنوب قوچان. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۱۸، ۳، ۳۴۷-۳۷۰.
- قاسمی، ح. و جمشیدی، خ.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و الگوی نکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازی‌قلیایی در قاعده‌ی سازند شمشک، زون البرز خاوری. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۹، ۴، ۶۹۹-۷۱۴.
- قاسمی، ح.، الهیاری، س.، طاهری، ع. و صادقان م.، ۱۳۹۲. موقعیت چینه‌شناختی و تحلیل بافتی سنگ‌های آتشفشانی نوار آتشفشانی رسوبی عبای آباد، شمال شرق شاهرود. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۱، ۲۹، ۴۲-۲۵.
- قاسمی، ح. و برهمند، م.، ۱۳۹۲. پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین موجود در سازند قرمز زیرین منطقه گرمسار. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۷ (۲۶)، ۱۷-۳۳.
- قاسمی، ح.، رستمی، ح. م.، صادقان، م. و کدخدای عرب، ف.، ۱۳۹۵. (الف) ماگماتیسم کششی پشت‌کمانی در حوضه الیگومیوسن لبه شمالی ایران مرکزی. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۲۵، ۹۹، ۲۳۹-۲۵۲.
- قاسمی، ح.، سری‌زن، ر. و طاهری، ع.، ۱۳۹۵. (ب) ویژگی‌های خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی ماگماتیسم بازیک در سازند قرمز زیرین، شمال گرمسار (سمنان، ایران مرکزی). مجله پترولوژی، ۷، ۲۷، ۱۰۵-۱۲۴.
- گردیده، س.، قاسمی، ح.، صادقان، م.، ۱۳۹۵. ژئوشیمی و ترکیب محل منشأ گنبد‌های آداکیتی نئوژن (کمان ماگمایی قوچان-اسفراین)، شمال شرق ایران.

- trology and trace element geochemistry of the Honolulu Volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii, I. *Journal of Petrology*, 23, 447-504.
- Coban, H., 2007. Basalt magma genesis and fractionation in collision-and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth Science Reviews*, 80, 219-238.
 - Defant, M.J., Jackson, T.E., Drummond, M.S., De Boer, J.Z., Bellon, H., Feigenson, M.D., Maury, R.C. and Stewart, R.H., 1992. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview *Journal Geological Society London*, 149, 569-579.
 - Drummond, M.S. and Defant M. J., 1990. A model for trondhjemite tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95, 21503-21521.
 - Ellam, R. M., 1992. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, 20, 153-156.
 - Emami, M. H., 2001. *Magmatism in Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian). 440.
 - Gazel, E., Hoernle, K., Carr, M.J., Herzberg, C., Saginor, I., Van den Bogaard, P., Hauff, F., Feigenson, M. and Swisher III, C., 2011. Plume-subduction interaction in southern Central America: mantle upwelling and slab melting. *Lithos*, 121, 117-134.
 - Ghasemi, H., Rostami, M., Sadeghian, M. and Kadkhodaye, F., 2016. Back-arc extensional magmatism in the Oligo-Miocene basin of the Central Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geological Survey of Iran*. In Persian with English abstract. *Geosciences*, 25, 99, 239-253.
 - Gill, R., 2010. *Igneous rocks and processes a practical guide*. Department of Earth Sciences Royal Holloway University of London, 472.
 - Hart, S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A. and Whitehead J. A., 1992. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science*, 256, 5056, 517-520
 - Hart, W.K., Woldegabriel, G., Walter, R.C. and Mertzman, S.A., 1989. Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94, B6, 7731-7748.
 - Hastie, A.R., Mitchell, S.F., Kerr, A.C., Minifie, M.J. and Millar, I.L., 2011. Geochemistry of rare high-Nb basalt lavas: are they derived from a mantle wedge metasomatised by slab melts? *Geochem. Cosmochem. Acta*, 75, 5049-5072.
 - Harker, A., 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. Methuen, London, 255.
 - Hofmann, A.W., Jochum, K., Seufert, M. and White, M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth Planetary Science Letters*, 79, 33-45.
 - Hofmann, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic magmatism. *Nature* 385, 219-229.
 - Irvine T.N. and Baragar W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
 - Imaoka, T., Nakashima, K., Kamei, A., Itaya, T., Ohira, T., Nagashima, M., Kono, N. and Kiji, M., 2014. Episodic magmatism at 105 Ma in the Kinki district, SW Japan: petrogenesis of Nb-rich lamprophyres and adakites, and geodynamic implications. *Lithos*, 184-187, 105-131
 - Jamshidi, Kh., Ghasemi, H. and Sadeghian, M., 2014. Petrology and geochemistry of the Sabzevar post-ophiolitic high silica adakitic rocks. *Scientific Quarterly Journal of University of Isfahan, Iran*. In Persian with English abstract. *Petrology*, 5, 17, 51-68.

- Jamshidi, Kh., Ghasemi, H., Troll, V.R., Sadeghian, M. and Dahren, B., 2015a. Magma storage and plumbing of adakite-type post-ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, NE Iran. *Journal of Solid Earth*, 6, 49-72.
- Jamshidi, Kh., Ghasemi, H. and Miao, L., 2015b. U-Pb age dating and determination of source region composition of post-ophiolite adakitic domes of Sabzevar. *Scientific Quarterly Journal of University of Isfahan, Iran*. In Persian with English abstract. *Petrology*, 6, 23, 121-138.
- Kepezhinskas, P.K., Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1996. Progressive enrichment of island arc mantle by melteperidotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochem. Cosmochem. Acta* 60, 1217-1229.
- Kirkpatrick, R.G., 1977. Nucleation and growth of plagioclase, Makaopu and Alane lava lakes Kilauea volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 78-84.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen A. and Zanettin B.A., 1986. chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Khalatbari Jafari, M., Babaie, H.A. and Gani, M., 2013a. Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 70-71, 209-230.
- Lentz, D.R., 1998. Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulfide systems: The role of extensional geodynamics. *Ore Geology Reviews*. 289-327.
- Li, C.F., Li, X.H., Li, Q.L., Guo, J.H., Li, X.H. and Yang, Y.H., 2012. Rapid and precise determination of Sr and Nd isotopic ratios in geological samples from the same filament loading by thermal ionization mass spectrometry employing a single-step separation scheme, *Analytica Chimica Acta*, 727 54-60.
- Li, Z. and Chen, B., 2014. Geochronology and geochemistry of the Paleoproterozoic metabasalts from the Jiao-Liao-Ji Belt, North China Craton: Implications for petrogenesis and tectonic setting. *Precambrian Research*, 255, 653-667.
- Maury, R.C., Defant, M. J., Bellon, H., Jacques, D., Joron, J.-L., McDermott, F. and Vidal, P., 1998. Temporal geochemical trends in northern Luzon arc lavas (Philippines): implications on metasomatic processes in the island arc mantle. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 69, 1, 69-80.
- Maghfouri, S., Rastad, E., Mousivand, F., Lin, Y. and Zaw, Kh., 2016. Geology, ore facies and sulfur isotopes geochemistry of the Nudesh Besshi-type volcanogenic massive sulfide deposit, southwest Sabzevar basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 125, 1-25.
- Mazaheri, S.A., 2015. Petrogenesis of adakite and high-Nb basalt association in the SW of Sabzevar Zone, NE of Iran: Evidence for slab meltmantle interaction. *Journal of African Earth Sciences*, 116, 170-181.
- McBirney, A. R., 1993. *Igneous Petrology*, Second edition, John and Bartlett. Publication, 507.
- Münker, C., 1998. Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: Source constraints and application of refined ICPMS techniques. *Chemical Geology*, 144, 23-45.
- Nakamura, M. and Shimakita S., 1974. Dissolution origin and syn-entrapment compositional change of melt inclusion in plagioclase, *Earth and Planetary Science Letters*, 161, 119-133.
- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth Planetary Science*, 23, 251-285.
- Reagan, M.K. and Gill, J.B., 1989. Coex-

- isting calcalkaline and high-niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implications for residual titanites in arc magma sources. *Journal of Geophysical Research*, 94, 4619-4633.
- Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, 325.
 - Rossetti, F., Nasrabady, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. and Moin Vazir, H., 2010. Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *Terra Nova*, 22, 26-34.
 - Rossetti, F., Nasrabady, M., Theye, T., Gerdes, A., Monié, P., Lucci, F. and Vignaroli G., 2014. Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran). *Geological Society of America Bulletin*, 126, 317-343.
 - Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotton, J., Defant, M. J., Pubellier., M. and Rangin, C., 1993. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology*, 21, 1007-1010.
 - Sajona, F.G., Bellon, H., Maury, R.C., Pubellier, M., Cotton, J. and Rangin, C., 1994. Magmatic response to abrupt changes in geodynamic settings: Pliocene-Quaternary calc-alkaline lavas and Nb-en-riched basalts of Leyte and Mindanao (Philippines). *Tectono-Physics*, 237, 47-72
 - Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotton, J. and Defant, M.J., 1996. High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines). *Jurnal Petrol*, 37, 693-726.
 - Samuel, M.D., Moussa, H.E. and Azer, M.K., 2007. A-type volcanics in Central Eastern Sinai, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 47, 203-226.
 - Shafaii Moghadam, H., Rossetti, F., Lucci, F., Chiadra, M., Gerdes, A., Martinez, M.L., Ghorbani, Gh. and Nasrabady, M., 2016. The calc-alkaline and adakitic volcanism of the Sabzevar structural zone (NE Iran): Implications for the Eocene magmatic flare-up in Central Iran. *Lithos*, 248-251, 517-535.
 - Shabanian, E., Acocella, V., Gioncada, A., Ghasemi, H. and Bellier, O., 2012. Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey. *Tectonics*, 31, 3013-3042.
 - Shelly, D., 1993. *Igneous and Metamorphic Rocks under microscope: classification features, microstructures and mineral preferred orientations*, Chapman and Hall, London, 405.
 - Shojaat, B., Haanipak, A., Mobasher, K. and Ghazi, A., 2003. Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 1053-1067.
 - Spies O., Lensch G. and Mihem A., 1983. Geochemistry of the post-ophiolitic Tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan (NE Iran). *GSI*, 51, 247-266.
 - Srivastava, R.K. and Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of recambrian sub alkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth sciences*, 23, 373-389.
 - Stolz, A.J., Jochum, K.P., Spettler, B. and Hofmann, A.W., 1996. Fluid- and melt-related enrichment in the subarc mantle: Evidence from Nb/Ta variations in island-arc basalts. *Geology*, 24(7), 587-590.
 - Straub, S.M., Gómez-Tuena, A., Zellmer, G.F., Espinasa-Perena, R., Stuart, F.M., Cai, Y., Langmuir, C.H., Martin del Pozzo, A.L. and Mesko, G.T., 2013. The processes of melt differentiation in arc volcanic rocks: insight from OIB-

- type arc magmas in the central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, 54, 665-701.
- Sun, S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in: Saunders, A.D., Norry M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society London, 42, 313-345.
 - Saunders, A.D. and Norry, M.J., 1979. *Magmatism in oceanic basins*. Geology Society of London, 42, 313-345.
 - Von Blanckenburg, F. and Davies, J.H., 1995. Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14, 120-131.
 - Wass, S.Y. and Roger, N.W., 1980. Mantle metamorphism-Precursor to alkaline continental volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 1811-1823.
 - Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 466.
 - Yang, Y., Heng, Zhang, H.F., Chu, Z.Y., Xie, L.W. and Wu, F.Y., 2010. Combined chemical separation of Lu, Hf, Rb, Sr, Sm and Nd from a single rock digest and precise and accurate isotope determinations of Lu-Hf, Rb-Sr and Sm-Nd isotope systems using multi-collector ICP-MS and TIMS. *International Journal of Mass Spectrometry*, 290, 120-126.
 - Zhao, J.H. and Zhou, M.F., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Journal of Precambrian Research*, 152, 27-47.
 - Zindler, A. and Hart, S., 1986. Chemical Geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 493-571.

تلفیق روش‌های سنجش از دور و مغناطیس‌سنجی به‌منظور اکتشاف کانسار آهن در گستره مراغ بندرچارک

رضا احمدی^(۱) و عبدالرضا قره‌شایخ بیات^(۲)

۱. استادیار گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی علوم زمین، دانشگاه صنعتی اراک

۲. دانش‌آموخته مهندسی معدن، گروه مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اراک

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۹/۰۹

چکیده

در پژوهش حاضر با استفاده از داده‌های سنجنده ASTER و به کمک نرم‌افزار ENVI، مطالعات سنجش از دور به‌منظور شناسایی پتانسیل و حضور کانه‌سازی احتمالی آهن در گستره مراغ بندرچارک واقع در استان هرمزگان، انجام شد. سپس اکتشاف مقدماتی گستره‌های امیدبخش، با استفاده از روش ژئوفیزیکی مغناطیس‌سنجی صورت گرفت. عملیات دورسنجی داده‌های گستره شامل مراحل پیش‌پردازش همانند تصحیح هندسی به روش تصویر به تصویر و تصحیح اتمسفری و تکنیک‌های پردازش ترکیب رنگی کاذب، نسبت‌گیری باندها، برازش کمترین مربع‌ها، تحلیل مولفه‌های اصلی انتخابی و در نهایت طبقه‌بندی نظارت شده با استفاده از روش نقشه‌برداری زاویه طیفی است. در نتیجه این فرآیند، نقشه پهنه‌های دگرسانی مرتبط با کانی‌زایی آهن منطقه مورد مطالعه مشخص شد. عملیات برداشت مغناطیسی در گستره‌ای به وسعت تقریبی ۱۱/۲ کیلومتر مربع و در ۱۹۱۳ ایستگاه اندازه‌گیری با استفاده از دستگاه مگنتومتر پروتون انجام شده است. برای انجام عملیات پردازش و تفسیر کیفی داده‌های مغناطیسی نظیر اعمال تصحیحات و فیلترهای مختلف همانند برگردان به قطب، گسترش به سمت بالا تا ارتفاع‌های مختلف، فیلتر پایین‌گذر، فیلترهای مشتق شامل گرادیان افقی کل و سیگنال تحلیلی، از نرم‌افزار Geosoft Oasis montaj استفاده شد. در نهایت به‌منظور بررسی روند بی‌هنجاری‌های مغناطیسی مشاهده شده بر روی سطح، تعیین شکل تقریبی توده کانسار و تخمین عمق آن، مدل‌سازی وارون سه‌بعدی داده‌ها انجام گرفت. نتایج پژوهش حاضر از طریق تلفیق دو روش سنجش از دور و مغناطیس‌سنجی همراه با مدل‌سازی وارون سه‌بعدی داده‌های مغناطیسی نشان می‌دهند که منطقه مراغ از نظر کانه‌سازی آهن دارای پتانسیل بالایی است. نتایج این پژوهش برای کلیه کاربران علوم زمین به‌ویژه زمین‌شناسان و مهندسان اکتشافی قابل استفاده خواهد بود.

واژه‌های کلیدی: سنجش از دور، مدل‌سازی وارون سه‌بعدی، مراغ بندرچارک، مغناطیس‌سنجی، نرم‌افزار ENVI.

مقدمه

کانی‌های آهن که ضمن هوازگی در محیط‌های غنی از اکسیژن نزدیک سطح زمین دچار انحلال می‌شوند، تشکیل یک بیرون‌زدگی غنی از اکسیدها را در سطح می‌دهند که

در گستره‌های بزرگ با استفاده از روش‌های سنجش از دور می‌توان مرزهای مناطق دارای اکسید آهن را با دقت قابل قبولی مشخص کرد. امروزه بررسی‌های دورسنجی به‌دلیل داشتن داده‌هایی با دید وسیع، یکپارچه و محدوده طول

* نویسنده مرتبط: Rezahmadi@gmail.com

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه

گستره مراغ مطابق شکل ۱ در یک کیلومتری جنوب روستایی به همین نام از توابع بخش شیب‌کوه شهرستان بندرلنگه، ۱۴/۳ کیلومتری شمال شرقی بندرچارک استان هرمزگان در جنوب ایران قرار دارد. این گستره از شمال به روستای مراغ، از جنوب به باوردان، از غرب به سه کنار و از شرق به ارمک محدود می‌شود.

شکل ۲ نیز نقشه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه را نمایش می‌دهد. گستره اکتشافی براساس تقسیمات زمین‌شناسی-ساختاری ایران در بخش جنوب شرقی پهنه زاگرس قرار دارد (Alian and Bazamad, 2014). این گستره از واحدهای درهم سازند هرمز به‌عنوان قدیمی‌ترین سازند منطقه، شیل، مارن و خاک سرخ به سن پرکامبرین تشکیل شده است و در سازندهای میشان (مارن خاکستری و آهک‌های رسی)، آجاجاری (ماسه‌سنگ آهکی و مارن‌های سرخ‌رنگ) و بختیاری (کنگلوما و ماسه‌سنگ‌های آهکی چرتی) با سن سنوزوئیک برونزد یافته است.

سنگ‌های آذرین موجود در گستره مورد بررسی، شامل بازالت‌های حفره‌دار و دیاباز هستند که توزیع پراکنده و ناهماهنگی دارند. در بخش شرقی، ارتفاعات به‌نسبت بلند بازالتی قرار دارد. سنگ‌های دیابازی به‌صورت استوک و دایک برونزد دارند و اغلب درآمیخته با رسوبات هستند. کانسنگ آهن منطقه شامل کانی‌های هماتیت، اسپیکولاریت، مگنتیت، گوتیت و دیگر اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن است (Alian and Bazamad, 2014).

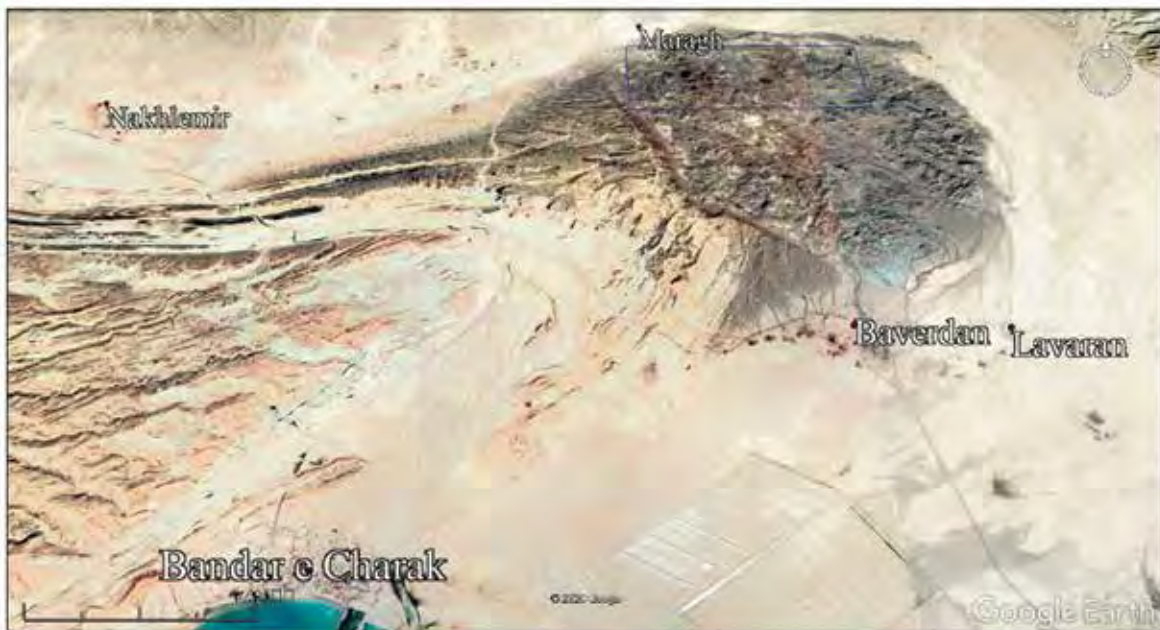
روش مطالعه

در پژوهش حاضر ابتدا داده‌های سنجنده ASTER گستره مراغ بندرچارک واقع در استان هرمزگان با استفاده از نسخه ۴/۷ نرم‌افزار ENVI مورد پردازش، تحلیل‌های مشاهده‌ای و طیفی سنجش از دور قرار گرفتند. در این مطالعه از داده‌های ASTER یک برگه از نوع ASTER Level 1T با شماره AST_L1T_00308232003070852_1T با شماره 20150430144431_28971_T مربوط به تاریخ

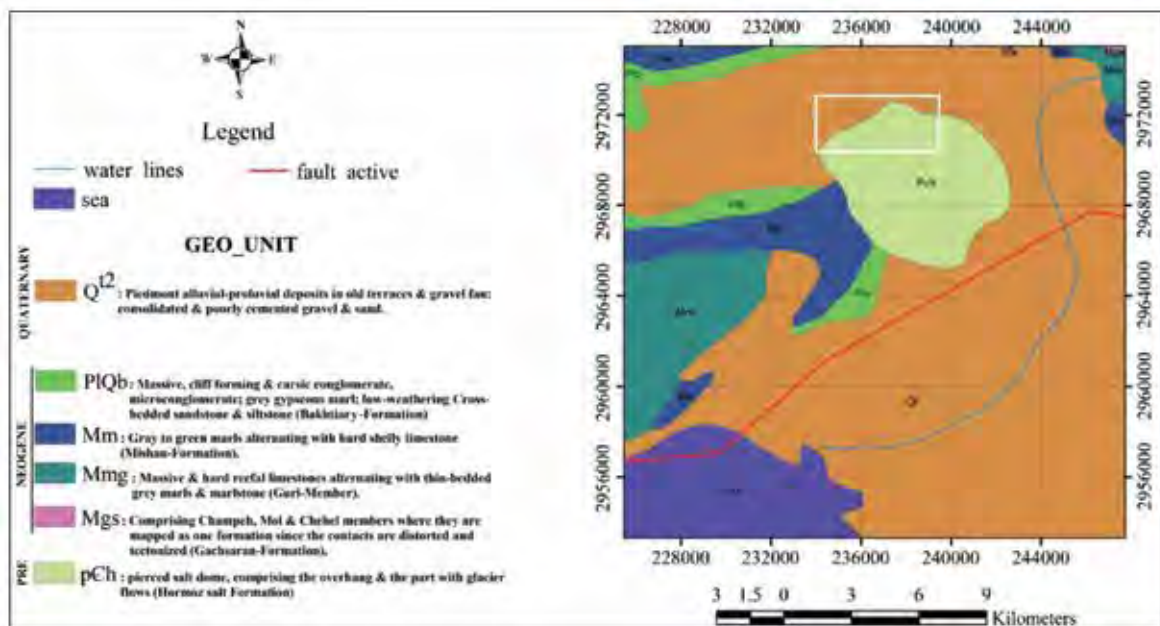
موجی مختلف، از بهترین روش‌ها در پی‌جویی کانسارهای مغناطیسی شناخته می‌شوند.

داده‌های ابرطیفی دربرگیرنده مجموعه اطلاعات غنی از بازتاب‌های الکترومغناطیسی سطحی زمین هستند. اجسام مختلف در محدوده طول موج‌های طیف الکترومغناطیسی، بسته به ویژگی‌های فیزیکی و ترکیبات کانی‌شناسی و شیمی خود، امواج الکترومغناطیسی را در طول موج‌های مختلف با شدت‌های متفاوت بازتاب کرده یا جذب می‌کنند. وجود اطلاعاتی از رفتار طیفی اجسام گوناگون در طول موج‌های مختلف، بر اساس منحنی‌های شاخص بازتابندگی و جذب طیف در سنجش از دور بسیار بااهمیت است (Gupta and Roy, 2007). به‌طور کلی روش‌های پردازش تصویرهای ماهواره‌ای را می‌توان به دو گروه آمارپایه و طیف‌مبنا تقسیم‌بندی کرد. در روش اول (آمارپایه) اصول پردازش بر مبنای نحوه پراکندگی فراوانی‌نمای مقادیر پیکسلی هر باند، میانگین، میانه و مد پایه‌گذاری شده است. این در حالی است که در روش دوم (طیف‌مبنا) از ابتدای پردازش باید الگوی طیفی مرجع، مشخص باشد.

پس از شناسایی مناطق مستعد مغناطیسی با سنجش از دور، مغناطیس‌سنجی به‌عنوان یک روش ژئوفیزیکی سریع و ارزان قیمت برای اکتشاف کانسارهای آهن مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این روش هدف به‌دست آوردن خودپذیری مغناطیسی و تعیین وضعیت کانسار در عمق از طریق اندازه‌گیری شدت میدان مغناطیسی در یک محدوده است (Cooper and Cowan, 2006). در سال‌های اخیر روش مغناطیس‌سنجی به‌طور موفقیت‌آمیزی برای اکتشاف کانی‌های مغناطیسی مگنتیت، ایلمنیت، هماتیت، سیدریت، لیمونیت و گوتیت در نقاط مختلف جهان مورد استفاده قرار گرفته است. مدل‌سازی پیشرو و وارون، ابزار تصویرسازی کانسنگ در روش مغناطیس‌سنجی هستند. به‌ویژه روش وارون‌سازی برای بررسی و تفسیر بی‌هنجاری‌های مغناطیسی، به دفعات زیاد مورد استفاده قرار گرفته (به‌عنوان نمونه فاتحی و همکاران ۱۳۹۲؛ Parker and Huestis, 1974؛ Schoppa et al., 2000) و در موارد بکاررفته نتایج مطلوبی حاصل شده است.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی گستره مورد مطالعه (مستطیل آبی رنگ) در نقشه Google Earth



شکل ۲. نقشه زمین شناسی و واحدهای لیتولوژی گستره مورد مطالعه (مستطیل سفید رنگ) (Haddadan, 2006)

طیفی مرئی و فروسرخ نزدیک^۱، فروسرخ طول موج کوتاه^۲ و فروسرخ حرارتی^۳ را در قالب ۱۴ باند و از طول موج ۰/۵۲ تا ۱۱/۶۵ میکرومتر پوشش می‌دهد (Yamaguchi et al., 2001). در این راستا پهنه‌های دگرسانی مرتبط با کانی‌سازی

استفاده شده است. امروزه داده‌های ASTER ۲۰۰۳/۰۸/۲۳ با توجه به قیمت پایین، دسترسی آسان و تفکیک‌پذیری به نسبت مطلوب، به ابزاری مفید برای مقاصد اکتشافی، تبدیل شده است. این سنجنده یکی از تصویربرداری‌های موجود بر روی ماهواره TERRA می‌باشد که در دسامبر سال ۱۹۹۹ به عنوان بخشی از سامانه مشاهده زمین^۱ (ناسا) پرتاب شد (Torres, 2007). سنجنده ASTER سه محدوده

1. Earth observing system
2. Visible and near-infrared
3. Short-wave infrared
4. Thermal infrared

آهن مشخص شد. پس از شناسایی گستره و مشخص شدن حضور کانی‌سازی احتمالی آهن، اکتشاف مقدماتی کانسار با روش مغناطیس‌سنجی، پردازش داده‌های مغناطیسی با استفاده از نرم‌افزار Oasis montaj Geosoft و مدل‌سازی وارون سه‌بعدی داده‌ها انجام گرفت.

بحث

فرآیند سنجش از دور گستره مورد مطالعه

فرآیند سنجش از دور مشتمل بر دو مرحله است. مرحله اول، پیش‌پردازش و آماده‌سازی داده‌ها قبل از ورود آنها به مرحله پردازش است. عملیات پیش‌پردازش داده‌های گستره مورد مطالعه شامل تصحیح هندسی به روش تصویر به تصویر^۱ و تصحیح اتمسفری^۲ است. مرحله دوم تعیین بهترین باندهای سنجنده ASTER و اعمال تکنیک‌های ترکیب رنگی کاذب^۳ (FCC)، نسبت‌گیری باندی^۴ (BR)، برازش کمترین مربعات^۵ (LS-Fit)، روش انتخابی کروستا^۶ یا تحلیل مولفه‌های اصلی انتخابی^۷ (DPCA) و در نهایت طبقه‌بندی نظارت شده با استفاده از روش نقشه‌برداری زاویه طیفی^۸ (SAM) و تهیه نقشه دگرسانی گستره مورد مطالعه است.

اعمال تکنیک ترکیب رنگی کاذب

در این روش با قرار دادن باندهای مناسب تصویر در جعبه‌های قرمز، سبز و آبی، عوارض مورد نظر مفسر به رنگ‌های دلخواه در تصویر، نمایان می‌شوند تا عوارض مطلوب به‌آسانی از تصویر بدست آمده استخراج شود. ترکیب رنگی کاذب باندهای R(4)G(6)B(8) به دلیل جذب کانی‌های شاخص کمر بند فیلیک-آرژلیک (کائولینیت، ایلیت و مونت مورینیت) در باند شش مادون قرمز کوتاه (SWIR) و جذب کانی‌های شاخص دگرسانی پروپیلیتیک (کلریت و اپیدوت) در باند هشت مادون قرمز کوتاه (SWIR) برای آشکارسازی دگرسانی‌ها در گستره کانسار مناسب هستند (Azizi et al., 2010; Boloki and Poormirzaee, 2009; Di Tommaso and Rubinstein, 2007).

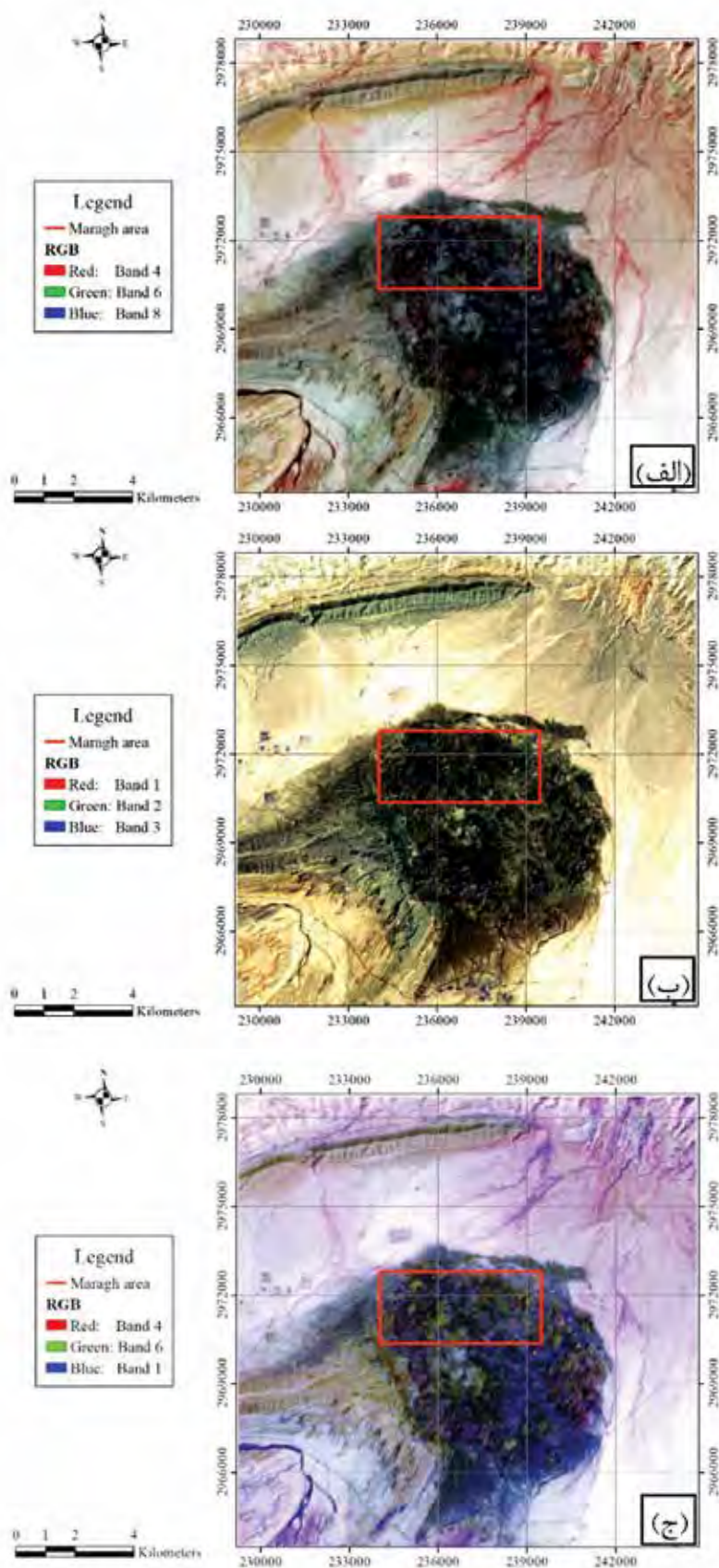
در ترکیب رنگی R(4)G(6)B(8)، دگرسانی آرژلیک به رنگ صورتی تا قرمز و دگرسانی پروپیلیتیک به رنگ سبز نمایان می‌شود (شکل ۳-الف). ترکیب رنگی کاذب باندهای R(1)

اعمال روش نسبت‌گیری باندی

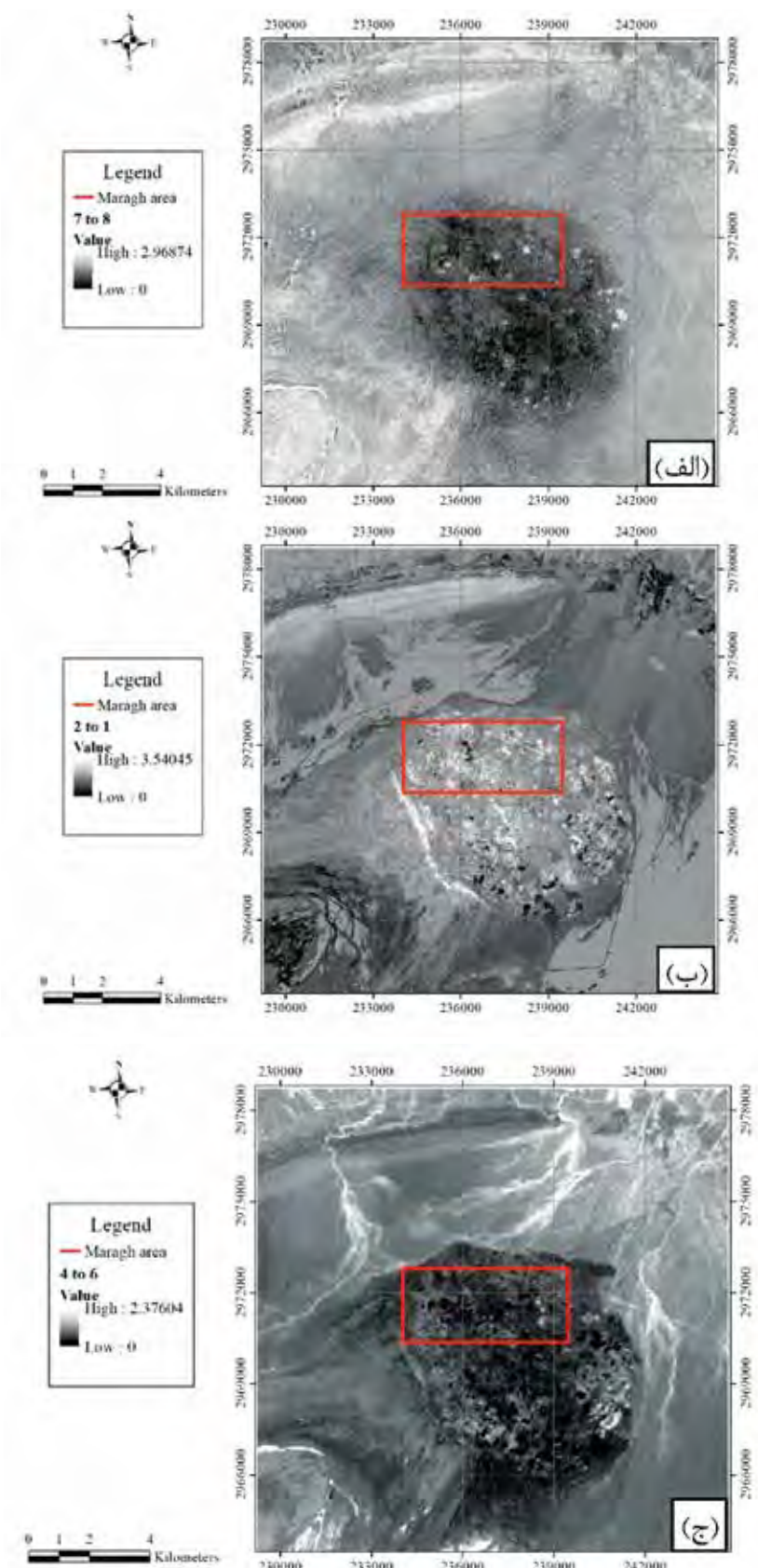
نسبت‌گیری باندی در واقع یکی از روش‌های پردازش تصاویر چندطیفی است که شامل تقسیم پیکسل‌های یک تصویر یا یک باند طیفی به پیکسل‌های متناظر آن با تصویر یا باند دیگر است. روش نسبت‌گیری باندی می‌تواند برای بازسازی اختلاف طیفی بین باندها مورد استفاده قرار گیرد؛ همچنین اثرهای سایه و اختلاف روشنایی زمین را به دلیل شب زمین کاهش دهد (Abera, 2005; Hewson et al., 2005; Rowan and Mars, 2003; Sabins, 1999).

برای بازسازی دگرسانی پروپیلیتیک، می‌توان از بازسازی کانی‌های شاخص این دگرسانی با استفاده از نمودارهای استاندارد آن بهره برد. مطابق طیف بازتابی استاندارد کانی‌های شاخص دگرسانی پروپیلیتیک، این دگرسانی در باندهای هفت و نه دارای تابش و در باند هشت به دلیل وجود پیوند Mg-OH دارای بیشترین جذب می‌باشد. بر همین اساس نسبت باندی ۷/۸ معادله باندی مناسبی برای آشکارسازی مناطق دارای دگرسانی پروپیلیتیک بوده و مناطق دارای این دگرسانی با اثر مثبت (پیکسل‌های سفیدرنگ) آشکار شده‌اند (شکل ۴-الف).

1. Image to image
2. Internal average relative reflectance
3. False Color Composite
4. Banding Ratio
5. Least Square-Fit
6. Crosta
7. Directed Principal Component Analysis
8. Spectral Angle Mapper



شکل ۳. الف) ترکیب رنگی کاذب R(4)G(6)B(8)، ب) ترکیب رنگی کاذب R(1)G(2)B(3)، ج) ترکیب رنگی کاذب R(4)G(6)B(1)



شکل ۴. نسبت‌های باندی، الف) ۷/۸ برای آشکارسازی دگرسانی پروپیلیتیک به صورت پیکسل‌های روشن، ب) ۲/۱ برای بازسازی اکسیدهای آهن، ج) ۴/۶ برای آشکارسازی دگرسانی آرتیلیک به صورت پیکسل‌های روشن

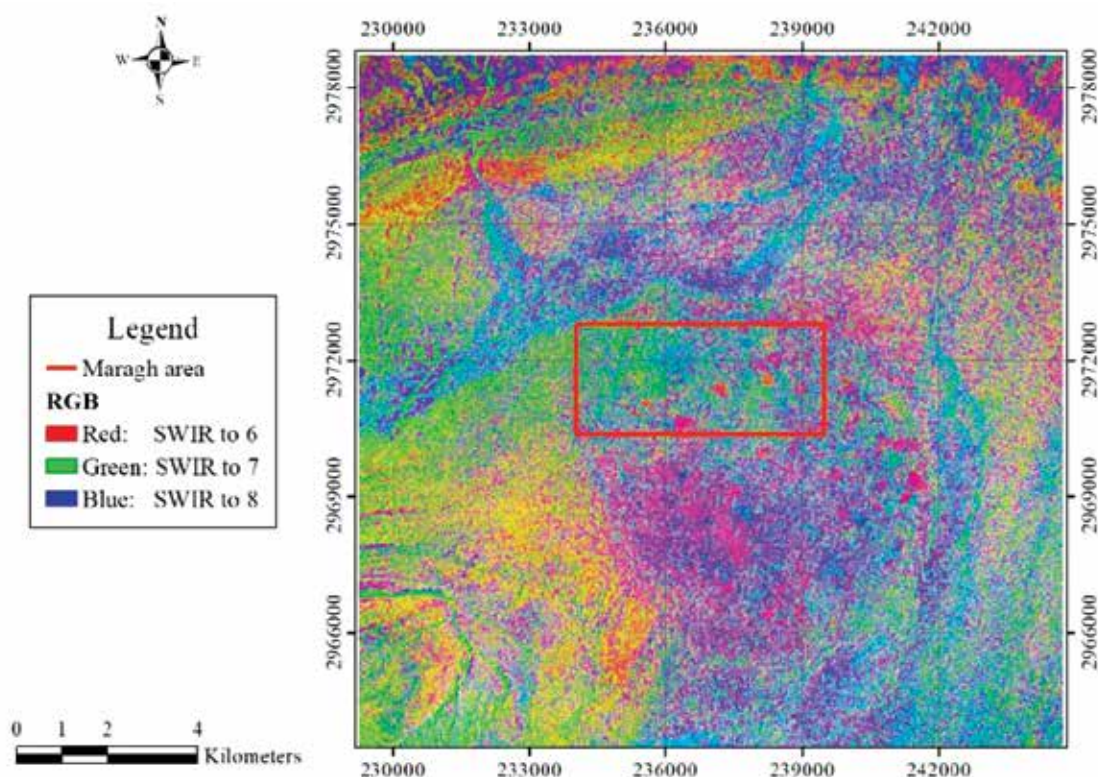
به صورت یک عبارت خطی بیان کنند. این مقدار در واقع باند پیش‌بینی شونده نامیده شده و به عنوان خروجی مدل در نظر گرفته می‌شود. بعضی از کانی‌های شاخص، اثرات بازتابی خود را تنها در یک باند خاص نمایش می‌دهند. بنابراین میان مقادیر محاسبه شده آنها توسط روش کمترین مربعات و مقدار واقعی، اختلافی وجود خواهد داشت که باقی‌مانده نام دارد. روش LS-Fit بر اساس مقادیر باقی‌مانده، اقدام به استخراج مناطق شامل کانی‌های مورد نظر می‌کند (Fakhari et al., 2019).

در گستره مورد مطالعه برای آشکارسازی دگرسانی‌های فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک با استفاده از این روش، به ترتیب باندهای شش، چهار و هشت در مقابل پنج باند باقیمانده SWIR به عنوان باندهای پیش‌بینی کننده انتخاب شدند. برای مشخص کردن هرچه بهتر دگرسانی‌های فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک، در شکل ۵ ترکیب رنگی RGB نشان داده شده است.

برای شناسایی مناطق دارای اکسیدهای آهن (گوتیت، لیمونیت و هماتیت) به سبب جذب در ناحیه باند یک و تابش بیشینه در باند دو (Soe et al., 2019, Zamyad et al., 2005)، از نسبت‌گیری باندی ۲/۱ برای بازسازی اکسیدهای آهن بهره گرفته شده است. به همین دلیل در تصویر استخراج شده (شکل ۴-ب)، این مناطق با پیکسل‌های سفیدرنگ نمایان شده‌اند. بدین ترتیب مطابق نمودار طیف بازتابی کانی‌های شاخص دگرسانی فیلیک-آرژیلیک، این سری از کانی‌ها در باند شش و باند چهار به ترتیب بیشترین جذب و تابش را دارا می‌باشند (Ninomiya, 2003)، به همین دلیل برای شناسایی مناطق دارای دگرسانی، از نسبت‌های باندی ۴/۶ استفاده شده است (شکل ۴-ج).

روش برازش کمترین مربع‌ها

در این روش فرض بر آن است که باندهای به کار رفته به عنوان مقادیر ورودی می‌توانند رفتار سایر باندها را



شکل ۵. نقشه دگرسانی‌های گستره مورد مطالعه به کمک ترکیب رنگی با روش LS-Fit، (R(Phyllic), G(Argillic), B(Propylitic))

اعمال روش انتخابی کروستا

تحلیل مولفه‌های اصلی هدایت شده (PCA^۱)، تکنیکی قدرتمند است که می‌تواند برای فشرده‌سازی تصاویر و از بین بردن اثرات ناخواسته مورد استفاده قرار گیرد (علوی پناه، ۱۳۸۲). به واسطه این روش، می‌توان شکل‌های ویژه زمین‌شناسی از جمله کمربندهای دگرسانی را تشخیص داد. Crosta و Moore (1989) تکنیکی مبتنی بر PCA را برای نقشه‌برداری اکسیدهای آهن و گروه‌های هیدروکسیدی با استفاده از داده‌های سنجنده لندست TM معرفی کردند. همچنین آنها از تکنیک مبتنی بر تحلیل مولفه‌های اصلی انتخابی هدایت شده برای نقشه‌برداری انواع اکسیدهای آهن و کانی‌های رسی بهره بردند (Ranjbar et al., 2004; Crosta et al., 2003).

در اینجا برای شناسایی کمربندهای دگرسانی آرژلیک از باندهای چهار، پنج و هفت، دگرسانی فیلیک از باندهای چهار، شش و هفت و برای دگرسانی پروپیلیتیک از باندهای هفت، هشت و نه به‌عنوان ورودی روش تحلیل مولفه‌های اصلی استفاده شده است (Khaleghi and Ranjbar, 2011). پس از بررسی پروفیل طیفی هر یک از دگرسانی‌های بیان شده، فرآیند تحلیل مولفه‌های اصلی بر روی هر گروه به‌طور جداگانه انجام گرفته و نتایج در جدول‌های ۱، ۲ و ۳ آورده شده است.

جدول ۱. ماتریس مقادیر ویژه کمربند فیلیک

	PC1	PC2	PC3
Band 4	-۰/۵۷۳۶۷	-۰/۵۷۶۲۶	-۰/۵۸۲۰۹
Band 6	-۰/۷۷۴۰۷	۰/۱۴۹۰۵	۰/۶۱۵۳۱
Band 7	۰/۲۶۷۸۱	-۰/۸۰۳۵۶	۰/۵۳۱۵۷

جدول ۲. ماتریس مقادیر ویژه کمربند آرژلیک

	PC1	PC2	PC3
Band 4	۰/۵۵۳۵۴۲	۰/۵۶۹۳۱۲	۰/۶۰۷۸۴۵
Band 5	۰/۸۰۸۴۱۹	-۰/۱۹۱۹۲۶	-۰/۵۵۶۴۳۸
Band 7	۰/۲۰۰۱۲۵	-۰/۷۹۹۴۰۵	۰/۵۶۶۴۸۲

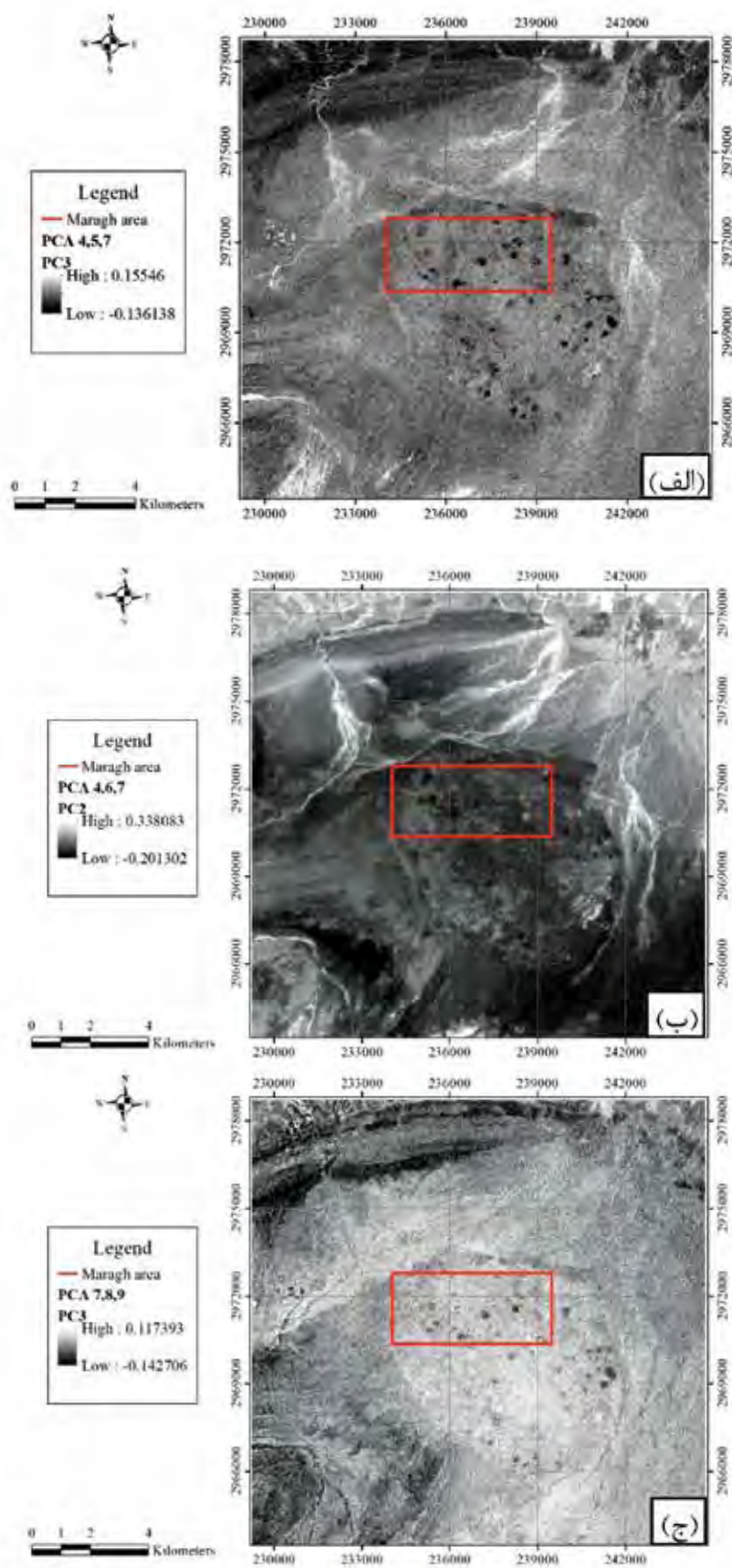
جدول ۳. ماتریس مقادیر ویژه کمربند پروپیلیتیک

	PC1	PC2	PC3
Band 7	-۰/۶۱۹۸۹۵	-۰/۵۷۶۴۹۶	-۰/۵۳۲۳۳
Band 8	-۰/۴۹۵۳۹۹	-۰/۲۳۸۵۸۵	۰/۸۳۵۲۵۹
Band 9	-۰/۶۰۸۵۳۱	۰/۷۸۱۴۹۲	-۰/۱۳۷۶۹

در بررسی ماتریس مقادیر ویژه کمربند فیلیک، بیشترین اختلاف بین باندهای چهار و شش در PC3 مشاهده می‌شود (جدول ۱)، بنابراین PC3 برای کمربند فیلیک مناسب تشخیص داده شد. همچنین با توجه به منفی بودن باند چهار و مثبت بودن باند شش، می‌توان نتیجه گرفت که پیکسل‌های تیره در PC3 نمایانگر مناطق دگرسان شده فیلیک هستند (شکل ۶-الف). همین‌طور برای شناسایی محدوده‌های دارای دگرسانی آرژلیک، اختلاف میان باندهای چهار و هفت در PC2 (جدول ۲) نمایش‌دهنده مناطق دارای دگرسانی آرژلیک است (شکل ۶-ب). در روشی مشابه برای شناسایی محدوده‌های دگرسانی پروپیلیتیک که با استفاده از باندهای هفت، هشت و نه حاصل شده است (جدول ۳)، اختلاف میان باندهای هفت و هشت در PC3 بیشترین مقدار بوده و می‌توان پراکندگی دگرسانی پروپیلیتیک را در PC3 آن مشاهده کرد (شکل ۶-ج).

طبقه‌بندی نظارت شده به روش الگوریتم نقشه‌برداری زاویه طیفی

فرآیند طبقه‌بندی نظارت شده به روش نقشه‌برداری زاویه طیفی، بدین‌صورت است که نقشه‌برداری سریع پدیده‌ها را از طریق محاسبه شباهت طیفی بین بردار تصویر با داده‌های طیفی مرجع ممکن می‌سازد (Yuhas et al., 1992). الگوریتم این روش، شباهت بین دو طیف را به‌وسیله زاویه طیفی بین آن دو محاسبه می‌کند. در این روش هرچه مقدار زاویه (بین صفر تا ۱۰) کمتر باشد، شناسایی دقیق‌تر خواهد بود. نتایج حاصل از اعمال تکنیک نقشه‌برداری زاویه طیفی در شکل ۷-الف ارائه شده است که پراکندگی دگرسانی‌های پروپیلیتیک، فیلیک-آرژلیک و اکسید آهن را در گستره مورد مطالعه نشان می‌دهد. همچنین در شکل ۷-ب به‌منظور بهبود کیفیت تصویر از فراوانی‌نمای



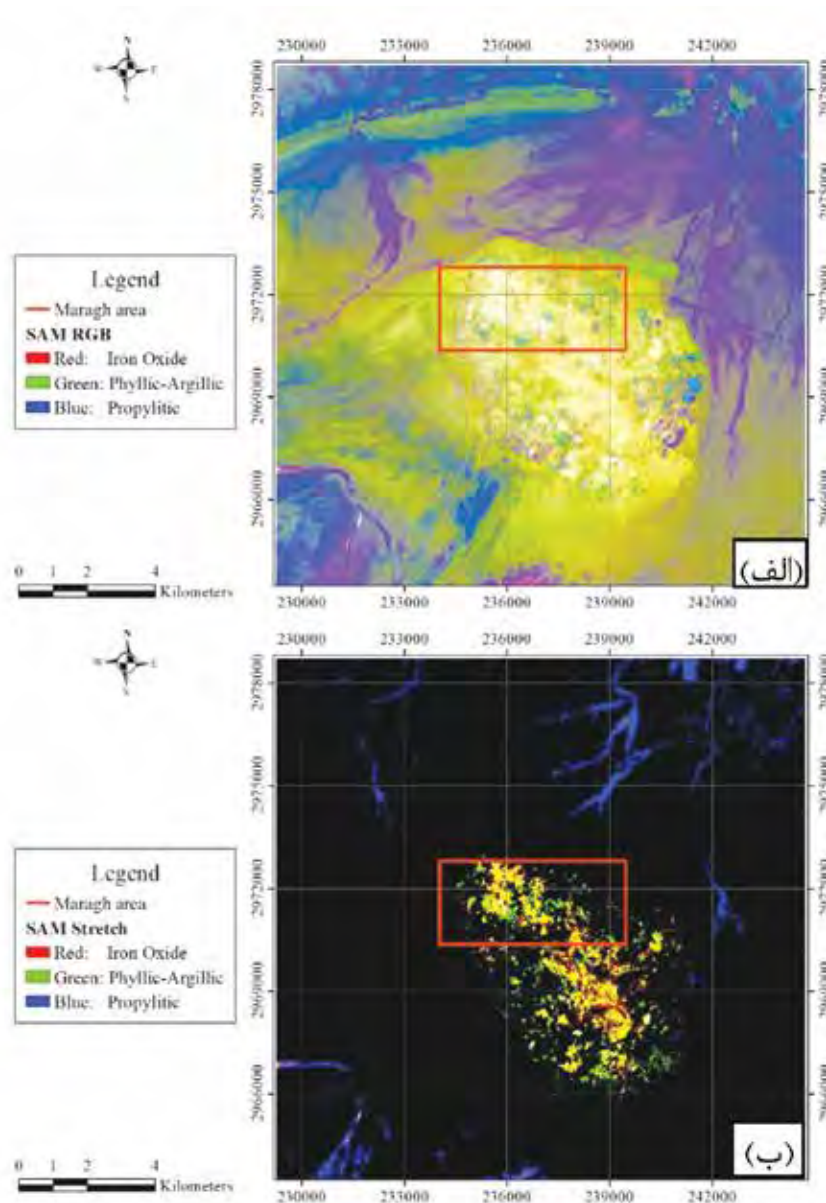
شکل ۶. آشکارسازی کمربندهای، الف) فیلیک، ب) آرژلیک، ج) پروپلیتیک به روش PCA

تلفیق روش‌های سنجش از دور و مغناطیس‌سنجی به منظور اکتشاف ...

اکسید آهن موجود در منطقه می‌باشد. نتایج به دست آمده از دورسنجی گستره مورد مطالعه و بازدید صحرایی از گستره در حین برداشت مغناطیس‌سنجی و مشاهده رخنمون‌های هماتی و مگنتیتی در منطقه، می‌توان به صحت و درستی دورسنجی انجام شده و نتایج به دست آمده پی برد.

کشی^۱ (کشیدن و محدود کردن طیف رنگ‌ها به منظور باقی‌ماندن محدوده‌های بالا) استفاده شده که می‌توان با بررسی فراوانی‌ها، از اطلاعات آماری یک بخش و یا کل تصویر استفاده کرد.

با توجه به شکل ۷، می‌توان نتیجه گرفت که پیکسل‌های سبز رنگ آلتراسیون فیلیک و پیکسل‌های زرد رنگ آرژلیک را مشخص می‌کنند. همچنین پیکسل‌های قرمز رنگ بیانگر

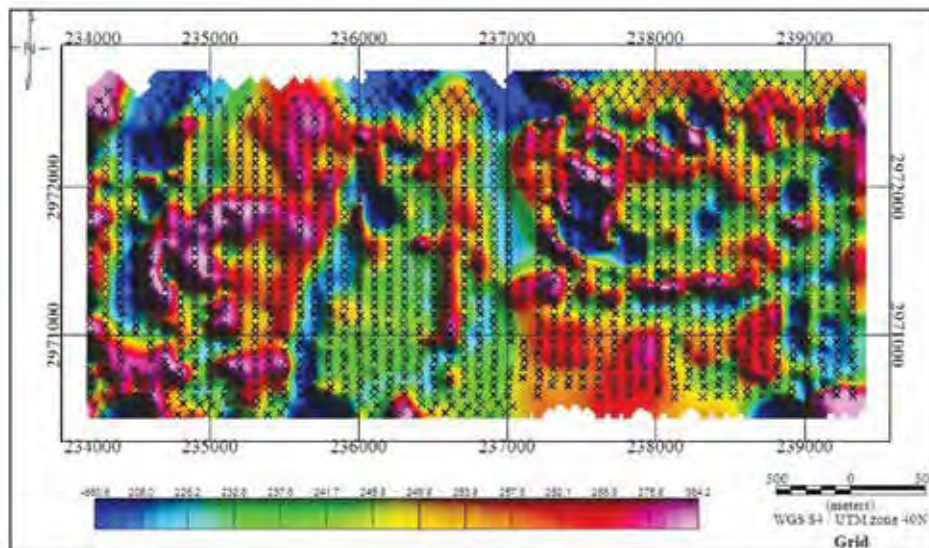


شکل ۷. استخراج دگرسانی‌های پروپلیتیک، فیلیک-آرژلیک و اکسیدهای آهن با استفاده از الگوریتم SAM، (الف)، R(Iron-Oxide)، (ب) R(Iron-Oxide)، G(Phyllic-Argillic)، B(Propylitic) Stretch

مغناطیس‌سنجی گستره مورد مطالعه

مغناطیس باقی‌مانده بدست آمد. در شکل ۸ نقشه تغییرات شدت میدان مغناطیسی باقی‌مانده منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. این نقشه با کم کردن مقدار IGRF گستره مطالعاتی از داده‌های ثبت شده در منطقه به دست آمده است. همان‌گونه که در این شکل مشاهده می‌شود، نیمه غربی گستره دارای بیشترین تغییرات شدت میدان مغناطیسی است. در نیمه شرقی نیز گستره‌های با شدت مغناطیسی بالا به صورت مجزا از یکدیگر دیده می‌شوند.

برداشت مغناطیسی در این گستره بر روی پهنه‌های دگرسانی مرتبط با کانی‌زایی آهن حاصل از روش دورسنجی، در گستره‌ای به ابعاد تقریبی ۵/۲ در ۲/۱۵ کیلومتر و در ۱۹۱۳ ایستگاه اندازه‌گیری با استفاده از یک دستگاه مگنتومتر پروتون صورت گرفته است. برای انجام عملیات پردازش و تفسیر کیفی داده‌های مغناطیسی، از نرم‌افزار Oasis montaj Geosoft نسخه ۸/۴ بهره برده شد. با لحاظ کردن مقادیر ۴۲/۲ درجه برای زاویه میل مغناطیسی، ۲/۴ درجه برای زاویه انحراف مغناطیسی و تصحیح IGRF، داده‌های

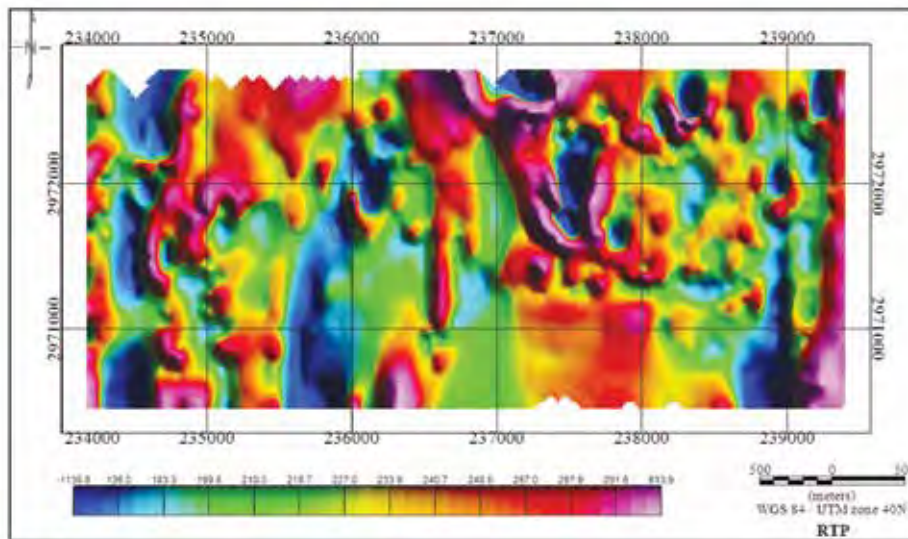


شکل ۸. نقشه تغییرات شدت میدان مغناطیسی باقی‌مانده گستره مورد مطالعه (موقعیت نقاط برداشت با علامت × مشخص شده‌اند)

در این نقشه اندکی پیچش و جابه‌جایی مشاهده می‌شود. از آنجایی که اثر توده‌های مغناطیسی عمیق بسیار کم‌تر از توده‌های نزدیک به سطح زمین می‌باشد، برای تفسیر هرچه بهتر توده‌های عمیق لازم است که فیلتر ادامه فراسو^۱ یا گسترش به سمت بالا اعمال شود. اساس این روش آن است که داده‌ها به ارتفاع بالاتری نسبت به سطح اصلی برداشت شده خود منتقل می‌شوند و هدف آن حذف بی‌هنجاری‌های با طول موج کوتاه، برجسته‌سازی بی‌هنجاری‌های عمیق و کم کردن اثر عوامل خطا^۲ است (Lelievre and Oldenburg, 2006).

از آنجایی که میدان مغناطیسی خاصیت برداری دارد، اثر زاویه میل و انحراف مغناطیسی زمین باعث خواهد شد تا مقادیر بیشینه شدت میدان مغناطیسی کل به طور دقیق بر روی توده مغناطیسی منطبق نباشد. برای تصحیح این پارامترها از فیلتر برگردان به قطب^۱ (RTP) استفاده می‌شود؛ به‌گونه‌ای که در چنین نقشه‌ای بیشترین مقدار بی‌هنجاری به‌طور دقیق بر روی منشأ آنها قرار خواهد گرفت. این روش توسط Baranov (1957) و Baranov و Naudy (1964) توسعه داده شد (Azizi et al., 2010). در شکل ۹ نقشه حاصل از این پردازش آورده شده است که در آن چندین کمربند بی‌هنجاری را می‌توان مشاهده کرد. این نقشه کم‌وبیش شبیه نقشه شکل ۸ است با این تفاوت که

1. Reduce to pole
2. Upward continuation



شکل ۹. نقشه برگردان به قطب مغناطیسی گستره مورد مطالعه

یکی از مهم‌ترین مباحث در تفسیرهای مغناطیسی، تعیین دقیق مرز بی‌هنجاری‌هاست. برای این مهم، فیلترهای متعددی استفاده می‌شوند که می‌توان از فیلترهای مشتق قائم، مشتق افقی، گرادیان افقی کل^۳ (THD)، سیگنال تحلیلی و زاویه تیلت نام برد. تمامی فیلترهای اشاره‌شده، فیلترهای بالاگذر هستند که هدفشان برجسته‌سازی تغییرات مرتبط با توده سرچشمه بی‌هنجاری است. علاوه بر کاربرد این فیلترها در تخمین مرز، اساس بیشتر روش‌های تفسیر بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل مانند روش‌های تخمین عمق، کمیت مشتق خواهد بود. متداول‌ترین فیلتر در برآورد مرز بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل، فیلتر گرادیان افقی کل است. کارایی این فیلتر در تشخیص و تعیین لبه منابع عمیق و مدفون است که از طریق رابطه ۱ محاسبه می‌شود:

$$THD = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} \quad (1)$$

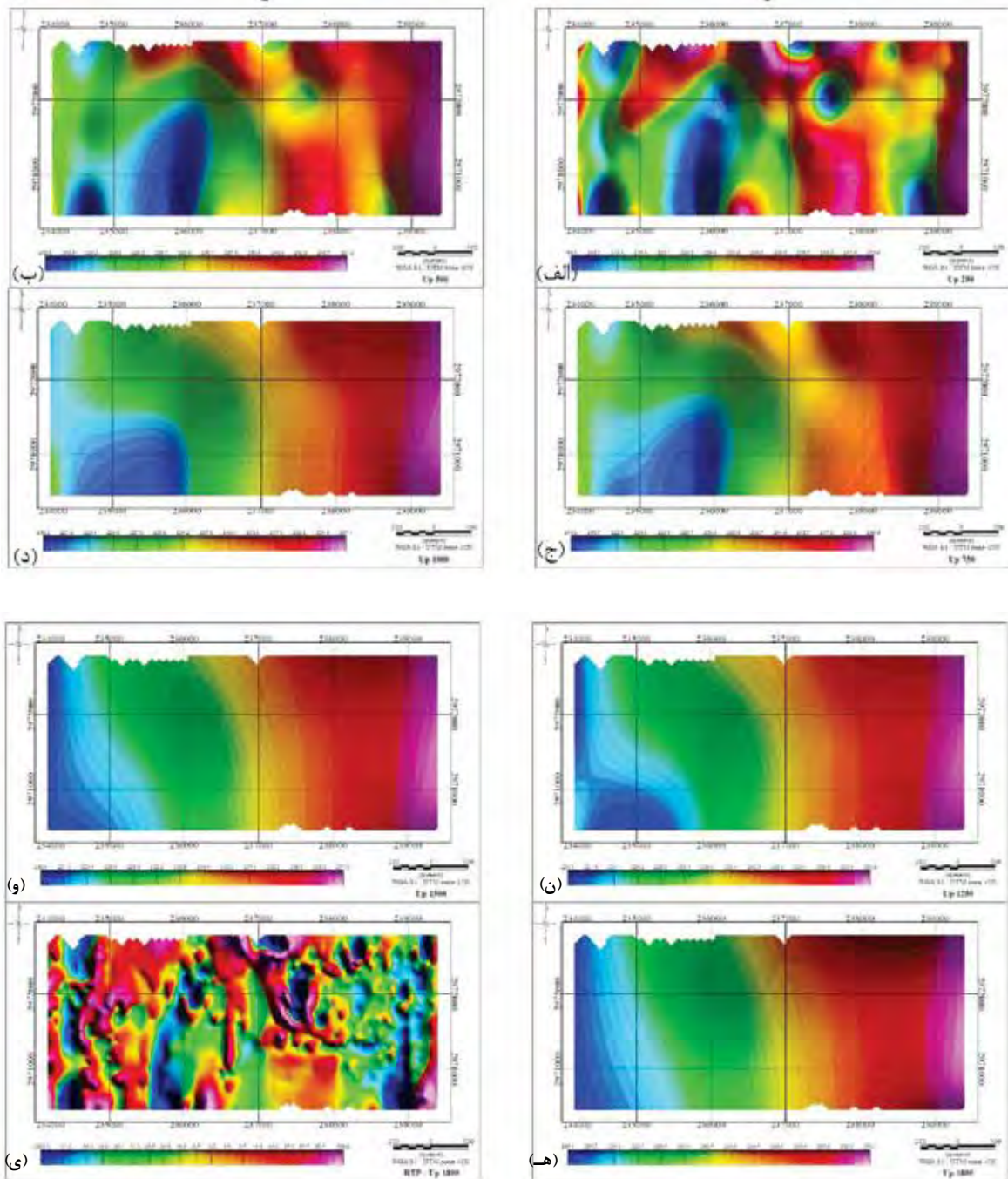
شکل ۱۲ نتیجه اعمال فیلتر گرادیان افقی کل بی‌هنجاری را نشان می‌دهد. در این شکل بیشینه مقدار

مطابق شکل ۱۰ این پردازش در ارتفاع‌های ۲۵۰، ۵۰۰، ۷۵۰، ۱۰۰۰، ۱۲۵۰، ۱۵۰۰ و ۱۸۰۰ متر بر روی نقشه برگردان به قطب اعمال شده و در ارتفاع ۱۸۰۰ متر اثر ناحیه‌ای به‌طور کامل از بین رفته که با کسر آن از نقشه اولیه، اثر بی‌هنجاری‌های سطحی محو شده و گسترش عمقی قابل توجه بی‌هنجاری‌ها مشخص شده است.

از آنجایی که اجزای سیگنال^۱ و نوفه^۲ یک موج دارای ویژگی‌های فرکانسی متفاوتی هستند، برای تفکیک آنها از یکدیگر فیلترهای فرکانسی به‌کار می‌روند. یکی از فیلترهای فرکانسی، فیلتر پایین‌گذر است. با اعمال فیلتر پایین‌گذر، اثر بی‌هنجاری‌های سطحی با طول موج کوتاه، حذف و اثر بی‌هنجاری‌های عمیق‌تر با طول موج بلندتر، آشکار می‌شود. بدین ترتیب اثر مغناطیس‌های ناحیه‌ای کوچک، حذف می‌شوند.

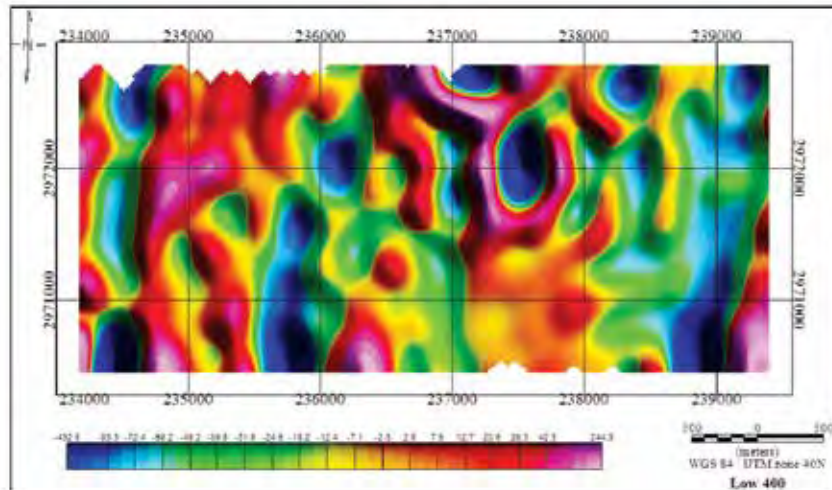
مطابق شکل ۱۱ این پردازش بر روی نقشه به‌دست آمده در شکل ۱۰-ی به‌منظور رفع اثرات سطحی جزئی‌تر اعمال شد که به‌مراتب اثرات بی‌هنجاری‌های اصلی را بهتر نمایان می‌سازد. این پردازش برای ارتفاع ۴۰۰ متر (مناسب‌ترین ارتفاع که براساس تجربه، سعی و خطا و نیز فاصله پروفیل‌های برداشت انتخاب شده است)، اعمال شده که وجود اثرات بی‌هنجاری، نشانگر عمیق بودن آنهاست.

1. Signal
2. Noise
3. Total Horizontal Derivative

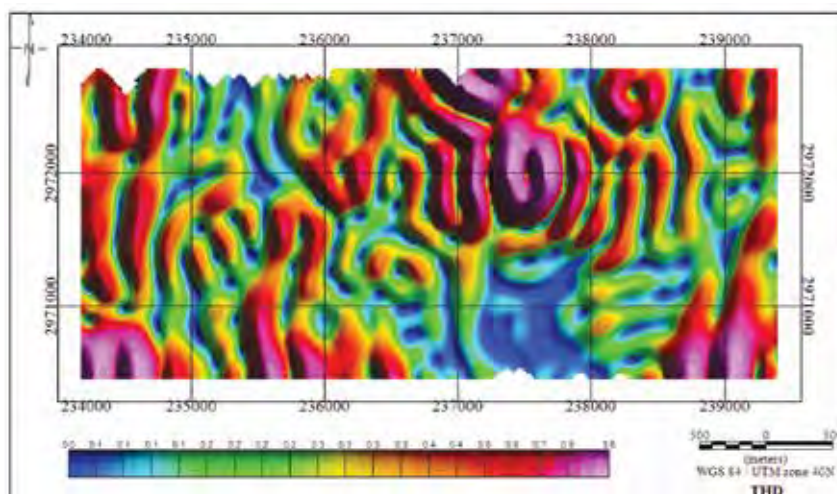


شکل ۱۰. الف تا ی) نقشه میدان مغناطیسی بعد از اعمال فیلتر گسترش به سمت بالا تا ارتفاع‌های ۲۵۰، ۵۰۰، ۷۵۰، ۱۰۰۰، ۱۲۵۰، ۱۵۰۰ و ۱۸۰۰ متر، ی) نقشه میدان مغناطیسی بعد از کسر اثر ناحیه‌ای (ادامه فراسو برای ارتفاع ۱۸۰۰ متر)

گرادیان، بیانگر مرزهای توده مورد نظر است. مطابق شکل بی‌هنجاری مغناطیسی در چند گستره به‌طور مجزا مشاهده می‌شود و می‌توان نتیجه گرفت که کانی‌سازی دارای راستای شمالی-جنوبی است.



شکل ۱۱. خروجی فیلتر پایین‌گذر به ازای ارتفاع ۴۰۰ متر اعمال شده بر نقشه مغناطیس باقی‌مانده بدون اثر ناحیه‌ای



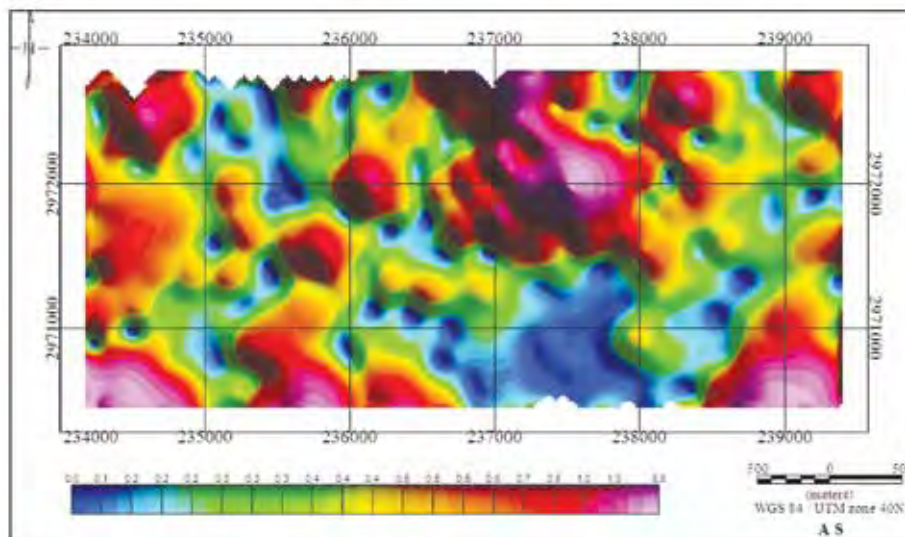
شکل ۱۲. نقشه گرادیان افقی کل (THD)

بدون تغییر در مقدار تابع، روی طیف فاز، تغییر ۹۰ درجه‌ای ایجاد می‌کند؛ به عبارت دیگر گرادیان افقی به قائم تبدیل شده و لبه‌های بی‌هنجاری‌های مغناطیسی تعیین می‌شود. در شکل ۱۳ نتیجه اعمال این پردازش بر روی شکل ۱۰-ی نشان داده شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، به کمک این پردازش منبع بی‌هنجاری، برجسته‌تر شده و چند توده کروی شکل نمایان شده است. با توجه به نقشه‌های مغناطیس‌سنجی به دست آمده و مقایسه آنها با نتایج دورسنجی، همپوشانی مناسب بین این دو پردازش را می‌توان نتیجه گرفت. همان‌طور که مشاهده می‌شود مناطق با پتانسیل بالا چه در دورسنجی و چه در مغناطیس‌سنجی، بیشتر در مرکز محدوده قرار دارند.

به منظور تعیین موقعیت تصویر سطحی ماده معدنی و امتداد آن، از نقشه سیگنال تحلیلی استفاده می‌شود. بی‌هنجاری‌های مشخص شده در این فیلتر، درست در مرکز ثقل توده قرار دارند و تصویری واقعی از کانسار مدفون را در اختیار قرار می‌دهند. این فیلتر از رابطه ۲ به دست می‌آید:

$$AAS(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \quad (2)$$

می‌توان دامنه سیگنال تحلیلی سه‌بعدی در هر موقعیت را از گرادیان‌های عمود بر هم میدان مغناطیسی کل دامنه سیگنال به دست آورد. برای محاسبه سیگنال تحلیلی ابتدا گرادیان افقی تعیین می‌شود و سپس تبدیل هیلبرت برای تعیین گرادیان قائم مورد استفاده قرار می‌گیرد. تبدیل هیلبرت



شکل ۱۳. نقشه سیگنال تحلیلی گستره مورد مطالعه

مدل سازی وارون سه بعدی داده‌ها

روند بی‌هنجاری‌های مغناطیسی مشاهده شده بر روی سطح را می‌توان با استفاده از داده‌های مغناطیسی، شبیه‌سازی و مدل‌سازی کرد. برای دستیابی به این هدف، منطقه مورد مطالعه به مکعب مستطیل‌های با خودپذیری مغناطیسی ثابت تقسیم‌بندی شد. همچنین مغناطیس بازممانده صفر و مغناطیدگی ناچیز در نظر گرفته شد. به این ترتیب تنها مغناطیس القایی محاسبه شد که این مقدار برای هر سلول ثابت است. برای وارون‌سازی داده‌ها، باید ترکیبی از تابع هدف مدل و تابع هدف برازش بهینه‌سازی شود (Li and Oldenburg, 1996).

بیشتر وارون‌سازی مسائل ژئوفیزیکی، از نوع مسائل بیش‌تعیین شده است (Lelievre and Oldenburg, 2006)، بنابراین بی‌نهایت مدل تولید می‌شود که از میان آنها، جواب مطلوب مدلی خواهد بود که با ساختارها و خصوصیات زمین‌شناسی مطابقت بیشتری داشته باشد. در الگوریتم لی-اولدنبورگ، تابع هدف مدل به صورت رابطه ۳ تعریف شده است (Williams, 2008).

$$\begin{aligned} \phi_m = & a_s \int_V w_s [w_r(z)(m - m_{ref})^2 dV + \\ & a_x \int_V w_x \left[\frac{\partial}{\partial x} w_r(z)(m - m_{ref})^2 dV + \right. \\ & \left. a_y \int_V w_y \left[\frac{\partial}{\partial y} w_r(z)(m - m_{ref})^2 dV + \right. \right. \end{aligned}$$

$$a_z \int_V w_z \left[\frac{\partial}{\partial z} w_r(z)(m - m_{ref})^2 dV \quad (3)$$

بخش اول معادله، معیار نزدیکی مدل به مدل مرجع (m_{ref}) بوده و دیگر عبارات، میزان همواری مدل در جهت‌های x ، y و z را کنترل می‌کنند. ضریب‌های a_x ، a_y ، a_z برای وزندهی قسمت‌های مختلف معادله بوده که تابع هدف مدل را قادر می‌سازد تا با تغییر یک یا دو پارامتر، موفق به بازسازی مدل‌هایی نزدیک یا برحسب اولویت در یک راستای خاص هموارتر باشد. توابع وزنی وابسته فضایی نسبت به دیگری کاربرد دارند (Phillips, 2002).

ϕ_m تابع هدف مدل و تابع w_r ماتریس وزنی عمقی بوده که هدف آن خنثی‌سازی میرایی هندسی حساسیت با استفاده از پارامتر فاصله می‌باشد. بنابراین تمامی سلول‌ها دارای احتمال یکسان برخورداری اثر سرچشمه می‌باشند و از تمرکز مدل در سطح جلوگیری به عمل خواهد آمد (Williams, 2008).

برازش کامل داده‌های اندازه‌گیری شده بر داده‌های محاسبه شده باعث ایجاد خطا در مدل خواهد شد؛ بنابراین تابع هدف برازش نیز با رابطه ۴ محاسبه می‌شود:

$$\phi_d = \sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i^{obs} - d_i^{cat}}{\sigma_i} \right)^2 = W_d \| \vec{d}^{obs} - \vec{d}^{cat} \|^2 \quad (4)$$

تلفیق روش‌های سنجش از دور و مغناطیس‌سنجی به منظور اکتشاف ...

نوفه‌ها تعادل ایجاد می‌کند.

تفسیرهای صورت گرفته بر روی داده‌های میدان مغناطیسی کیفی و یا در نهایت نیمه کمی است و در تعیین پارامترهای کمی و هندسی کانی‌سازی قابل استفاده نیستند. یکی از بهترین روش‌ها برای تفسیر کمی داده‌های مغناطیسی مدل‌سازی وارون سه‌بعدی است که در آن مدل توزیع خودپذیری ذاتی سنگ‌ها را در سه بعد به تصویر می‌کشد. مطابق شکل ۱۴ گستره کانسار مراغ با بلوک‌هایی به ابعاد $20 \times 20 \times 10$ متر (۲۰ متر در راستاهای شمالی-جنوبی و شرقی-غربی و ۱۰ متر در راستای قائم) به صورت سه‌بعدی، مدل‌سازی شده است. وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌های این محدوده پس از اعمال پردازش‌های ادامه فراسوی ارتفاع ۱۸۰۰ متر و فیلتر پایین‌گذر ارتفاع ۴۰۰ متر، با استفاده از الگوریتم لی-اولدنبرگ توسط نرم‌افزار UBC Mag3D 4.0 انجام شد. در این مدل‌سازی پارامتر وزن‌دهی عمق

که در آن داده‌های برداشت شده، \vec{d}^{cat} داده‌های محاسبه شده و σ_i انحراف معیار داده نام هستند. این انحراف معیار بر روی قطر اصلی ماتریس W_d قرار خواهد گرفت.

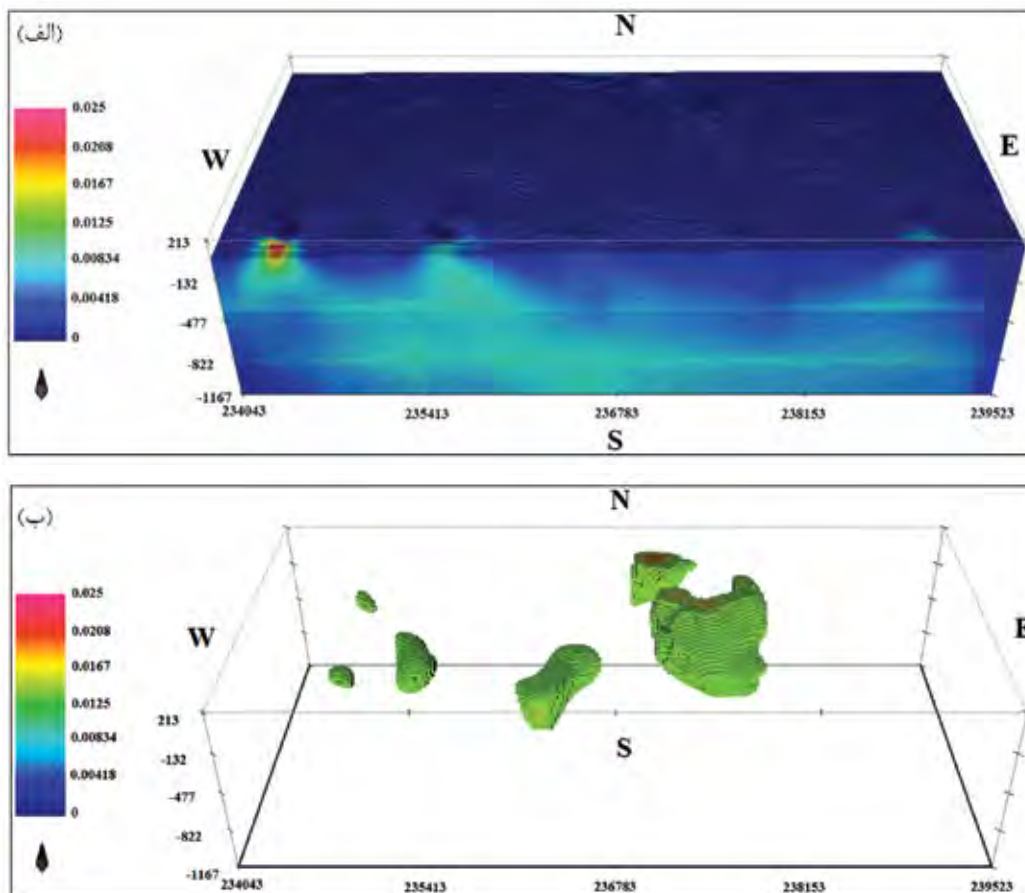
پس از اعمال تمامی قیدها به داده‌ها و پارامترهای مدل، تابع هدف زیر حاصل خواهد شد:

$$\phi = \phi_d + \mu \phi_m \quad (5)$$

و به شکل زیر عمومیت پیدا می‌کند:

$$\begin{aligned} \phi(\lambda) &= \phi_d + \mu \phi_m - 2\lambda \sum_{j=1}^m \ln m_j \\ \phi &= \|\vec{d}^{obs} - \vec{d}^{cat}\|_v^2 + \mu \|W_m(\vec{k} - \vec{k}_o)\|_v^2 \\ &\quad - 2\lambda \sum_{j=1}^m \ln m_j \end{aligned} \quad (6)$$

که در آن عبارت $2\lambda \sum_{j=1}^m \ln m_j$ تابع مرزی، λ ضریب مرزبندی و μ ضریب منظم‌سازی است که بین میزان نزدیکی نمودار مدل نهایی به داده‌های اصلی و عدم مدل‌سازی



شکل ۱۴. الف) مدل‌سازی سه‌بعدی کانسار مورد مطالعه، ب) نمایش بلوک‌های بی‌هنجاری کانسار

مورد مطالعه را برای مطالعات بیشتر پتانسیل‌های معدنی نشان می‌دهد.

براساس نتایج، مرحله شناسایی و پی‌جویی توسط روش دورسنجی و احتمال وجود اکسید آهن در گستره، مطالعات ژئوفیزیک اکتشافی، به روش مغناطیس‌سنجی انجام گرفت که پس از انجام تصحیحات مورد نیاز و اعمال پردازش‌های مختلف، کمربندهای بی‌هنجاری منطقه شناسایی شدند. با استفاده از مدل‌سازی وارون سه‌بعدی انجام شده نیز شکل تقریبی توده کانسار تعیین شده و عمق دفن آن نیز محاسبه شد.

نتایج پژوهش حاضر از طریق تلفیق دو روش سریع و به‌نسبت ارزان سنجش‌ازدور و مغناطیس‌سنجی همراه با مدل‌سازی وارون سه‌بعدی داده‌های مغناطیسی نشان می‌دهند که منطقه مراغ از نظر کانه‌سازی آهن دارای پتانسیل بالایی است. شناسایی چنین پتانسیل مطلوبی می‌تواند منجر به ایجاد یک معدن سنگ آهن در منطقه شده که علاوه بر ارزش اقتصادی بالای این ماده معدنی و سودآوری آن، منجر به اشتغال‌زایی مستقیم و غیرمستقیم تعداد زیادی نیروی کار در منطقه شود.

منابع

- تاجیک، م. و کاکائی، ر.، ۱۳۸۵. کاربرد تصاویر سنجنده ASTER در تفکیک زون‌های دگرسانی مس پرفیری (برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ جبال بارز). بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین.
- علوی پناه، ک.، ۱۳۸۲. کاربرد سنجش از دور در علوم زمین. انتشارات دانشگاه تهران، ۴۹۶.
- فاتحی، م.، نوروزی، غ.ح. و حاجی‌ئی، ف.، ۱۳۹۲. برآورد عمق توده‌های مغناطیسی با استفاده از مشتقات سیگنال تحلیلی. مجله ژئوفیزیک ایران. ۷، ۴، ۶۳-۵۲.

- Abera, B.G., 2005. Application of Remote Sensing and Spatial Data Integration Modeling to Predictive Mapping of Apatite-mineralized Zones in the Bikalal Layered Gabbro Complex, Western Ethiopia ITC. MSc. Thesis, 63.

۱۰۰۰ متر و خودپذیری مغناطیسی اولیه^۱ برابر با ۰/۰۰۱ منظور شد که مطابق آن تمامی منطقه به‌صورتی همگن، شامل این مقدار خودپذیری مغناطیسی می‌باشند. همچنین در بخش مدل مرجع^۲، مقدار ۰/۰۱ در نظر گرفته شد که با استفاده از الگوریتم مورد استفاده، میزان خودپذیری اولیه به میزان خودپذیری مرجع افزایش می‌یابد. در ادامه مقدار خودپذیری مغناطیسی منطقه مثبت و بین صفر تا ۰/۳ محدود شد. در انجام این فرایند، تعداد داده‌های مغناطیسی مورد استفاده ۵۱۱۸ عدد بوده و تعداد کل سلول‌های مدل‌سازی نیز ۲۹۵۳۱۳۲ (۹۱×۱۲۲×۲۶۶) عدد می‌باشد. در نتیجه این فرآیند تعداد شش توده کانسار بزرگ و کوچک به‌صورت مجزا از هم شناسایی شده که عمیق‌ترین آنها در عمق ۵۰۷ متری قرار دارد و عمق دفن متوسط سایر توده‌ها نیز بین ۲۰۰ تا ۳۰۰ متر است.

مطابق شکل ۱۴-الف در بخش سطحی جنوب غربی گستره مورد مطالعه، بی‌هنجاری قابل توجهی مشاهده می‌شود که به‌دلیل بسته نشدن دوقطبی بی‌هنجاری و فقدان اطلاعات کافی در مرز در مدل‌سازی سه‌بعدی، مورد پردازش قرار نگرفته و در نتیجه در شکل ۱۴-ب آثاری از آن دیده نمی‌شود. به‌منظور دستیابی به اطلاعات بیشتر و دقیق‌تر در مورد بی‌هنجاری این بخش، بایستی ایستگاه‌های مغناطیسی متراکم برداشت شوند.

با توجه به کمربند گستره مورد مطالعه (زاگروس) برای صحت سنجی از مدل به دست آمده، می‌توان موقعیت نقاط حفاری را پیشنهاد کرد.

نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعات دورسنجی انجام گرفته روی گستره اکتشافی مراغ، به یاری تصویرها و داده‌های سنجنده ASTER اکسیدهای آهن گستره آشکار شده و کمربندهای دگرسانی فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک به‌کمک نرم‌افزار ENVI با دقتی بسیار بالا، توسط روش‌های مختلف پردازشی همانند ترکیب رنگی کاذب، نسبت‌گیری بانندی، تحلیل مولفه‌های اصلی و برازش کمترین مربعات، آشکارسازی شدند که حضور کمربندهای دگرسانی و نیز اکسید آهن، مستعد بودن گستره

1. Initial model

2. Reference model

- Alian, F. and Bazamad, M., 2014. Petrography of Zendan salt dome (Hara), Bandar Lengeh. In 6th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, Sistan and Baluchestan University, Zahedan, Iran.
- Azizi, H., Tarverdi, M.A. and Akbarpour, A., 2010. Extraction of hydrothermal alterations from ASTER SWIR data from east Zanjan, northern Iran. *Advances in Space Research*, 46, 1, 99-109.
- Boloki, N. and Poormirzaee, R., 2009. Using ASTER image processing for hydrothermal alteration and key alteration minerals mapping in Siyahrud, Iran. *International Journal of Geology*, 2, 3, 38-43.
- Cooper, G.R.J. and Cowan, D.R., 2006. Enhancing potential field data using filters based on the local phase. *Computers and Geosciences*, 32, 10, 1585-1591.
- Crosta, A.P., De Souza Filho, C.R., Azevedo, F. and Brodie, C., 2003. Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis. *International Journal of Remote Sensing*, 24, 21, 4233-4240.
- Di Tommaso, I. and Rubinstein, N., 2007. Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina. *Ore Geology Reviews*, 32, 1-2, 275-290.
- Fakhari, S., Jafarirad, A., Afzal, P. and Lotfi, M., 2019. Delineation of hydrothermal alteration zones for porphyry systems utilizing ASTER data in Jebal barez area, SE Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 11, 80-92.
- Gupta, H.K. and Roy, S., 2007. *Geothermal Energy: an alternative resource for the 21st century*. Elsevier, 279.
- Haddadan, M., 2006. Geological Map of Iran, Garmsar sheet, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Lar.
- Hewson, R.D., Cudahy, T.J., Mizuhiko, S., Ueda, K. and Mauger, A.J., 2005. Seamless geological map generation using ASTER in the Broken Hill-Curnamona province of Australia. *Remote Sensing of Environment*, 99, 1-2, 159-172.
- Khaleghi, M. and Ranjbar, H., 2011. Alteration mapping for exploration of porphyry copper mineralization in the Sarduiyeh area, Kerman province, Iran, using ASTER SWIR data. *Australian Journal of Basic and Applied Sciences*, 5, 8, 61-69.
- Lelievre, P.G. and Oldenburg, D.W., 2006. Magnetic forward modelling and inversion for high susceptibility. *Geophysical Journal International*, 166, 1, 76-90.
- Li, Y. and Oldenburg, D.W., 1996. 3-D inversion of magnetic data. *Geophysics*, 61, 2, 394-408.
- Ninomiya, Y., 2003. A stabilized vegetation index and several mineralogic indices defined for ASTER VNIR and SWIR data. In IGARSS. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Proceedings (IEEE No. 03CH37477) (3, 1552-1554).
- Parker, R.L. and Huestis, S.P., 1974. The inversion of magnetic anomalies in the presence of topography. *Journal of Geophysical Research*, 79, 11, 1587-1593.
- Phillips, N.D., 2002. Geophysical inversion in an integrated exploration program: Examples from the San Nicolas deposit. Doctoral dissertation, University of British Columbia, 263.
- Ranjbar, H., Honarmand, M. and Moezifar, Z., 2004. Application of the Crosta technique for porphyry copper alteration mapping, using ETM+ data in the southern part of the Iranian volcanic sedimentary belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24, 2, 237-243.
- Rowan, L.C. and Mars, J.C., 2003. Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using advanced space-borne thermal emission

and reflection radiometer (ASTER) data. *Remote Sensing of Environment*, 84, 3, 350-366.

- Sabins, F.F., 1999. Remote sensing for mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, 14, 3-4, 157-183.

- Schoppa, A., Schneider, J. and Wuppermann, C.D., 2000. Influence of the manufacturing process on the magnetic properties of non-oriented electrical steels. *Journal of Magnetism and Magnetic Materials*, 215, 74-78.

- Soe, M., Kyaw, T.A. and Takashima, I., 2005. Application of remote sensing techniques on iron oxide detection from ASTER and Landsat images of Tanintharyi coastal area, Myanmar. *Scientific and Technical Reports of Faculty of Engineering and Resource Science, Akita University*, 26, 21-28.

- Torres, C.A., 2007. Mineral Exploration Using GIS and Processed Aster Images. *Advance GIS EES 6513 (Spring)*, University of Texas at San Antonio.

- Williams, N.C., 2008. Geologically-constrained UBC-GIF gravity and magnetic inversions with examples from the Agnew-Wiluna greenstone belt, Western Australia. Doctoral dissertation, University of British Columbia, 509.

- Yamaguchi, Y., Fujisada, H., Tsu, H., Sato, I., Watanabe, H., Kato, M., Kudoh, M., Kahle, A.B. and Pniel, M., 2001. ASTER early image evaluation. *Advances in Space Research*, 28, 1, 69-76.

- Yuhas, R.H., Goetz, A.F. and Boardman, J.W., 1992. Discrimination among semi-arid landscape endmembers using the spectral angle mapper (SAM) algorithm. *Geoscience Workshop, 1, AVIRIS Workshop*, 147-149.

- Zamyad, M., Afzal, P., Pourkermani, M., Nouri, R. and Jafari, M.R., 2019. Determination of hydrothermal alteration zones by remote sensing methods in Tirka area, Toroud, NE Iran. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 47, 1817-1830.

کانه‌زایی مس تیپ مانتو در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه- دختر (ناحیه قم-ساوه) با تأکید بر کانسار نارباغی شرقی، شمال شرق ساوه

نگین فضلی^۱، مجید قادری^{۱*}، مهدی موحدنیا^۱ و سجاد مغفوری^۲

۱. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
۲. استاد، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
۳. استادیار، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۹/۰۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۱/۲۱

چکیده

کانسارهای مس تیپ مانتو ناحیه قم-ساوه، در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر و در سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن تشکیل شده‌اند. مهم‌ترین این کانسارها نارباغی شرقی، خانکیشی، وشنوه و کهک هستند. ژئومتری ماده معدنی در این کانسارها، چینه‌کران و سنگ درون‌گیر آنها شامل توف سیلتی، توف برش، آندزیت، لیتیک کریستال توف و آندزیت بازالت آمیگدالوئیدال است. کانهای اولیه مس (هپوزن) در کانسارهای ناحیه مورد مطالعه، کالکوسیت، بورنیت و به مقدار بسیار اندک کالکوپیریت هستند و با ساخت و بافت رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی، دانه‌پراکنده و جانیشینی تشکیل شده‌اند. مطالعات نشان می‌دهد تشکیل و تکوین کانسنگ اولیه در این کانسارها، طی دو مرحله انجام شده است: در مرحله اول که در حین فوران آتش‌فشان، رسوب‌گذاری و دیاژنز آغازین رخ داده، کانی پیریت در متن سنگ میزبان به صورت دانه‌پراکنده و فرامبوئیدال تشکیل شده و نشان‌دهنده شرایط احیایی حاکم بر حوضه در زمان آتشفشانی و رسوب‌گذاری است. در مرحله دوم که در طی دیاژنز تدفینی رخ داده، با ورود سیالات اکسیدان غنی از مس، پیریت با سولفیدهای مس جانشین شده و آهن اضافی حاصل از این جانیشینی، به صورت هماتیت اولیه در تمامی این کانسارها قابل مشاهده است. رخداد کان‌زایی در این مرحله، بیشتر به صورت رگه-رگچه‌ای و جانیشینی است. داده‌های ایزوتوپی گوگرد، مربوط به نمونه‌های سولفیدی کانسار نارباغی شرقی در نمونه‌های تجزیه شده (مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ از ۱۰/۲- در هزار تا ۴/۴- در هزار با میانگین ۶/۷- در هزار) نشان از تأمین گوگرد توسط احیای باکتریایی سولفات آب دریای ائوسن دارد. کانسارهای مورد مطالعه، از نظر سنگ میزبان، کانی‌شناسی، ساخت و بافت، ژئومتری و چگونگی تشکیل، بیشترین شباهت را با کانسارهای مس تیپ مانتو در دنیا نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: ارومیه-دختر، ایزوتوپ‌های گوگرد، تیپ مانتو، چینه‌کران، قم-ساوه، کان‌زایی مس.

مقدمه

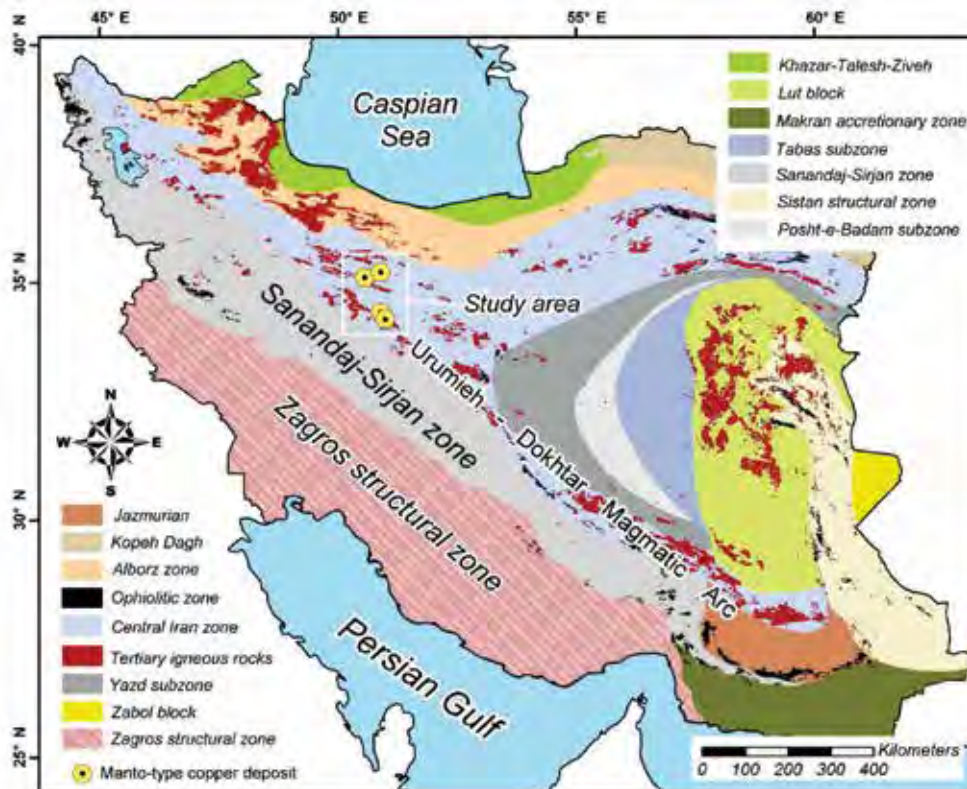
موقعیت ژئودینامیکی و سرگذشت زمین‌شناسی پهنه‌های ساختاری گوناگون ایران، تشکیل انواع تیپ‌های کانساری مس در گستره ایران زمین در زمان‌های مختلف را فراهم ساخته است که در این میان، کانسارهای مس مرتبط با سنگ‌های آذرین سنوزوئیک، مهم‌ترین گروه می‌باشد و شامل ذخائر مس پورفیری، اسکارنی و رگه‌ای است. بیشترین

* نویسنده مرتبط: mghaderi@modares.ac.ir

گروه دوم در پهنه‌های ساختاری ارومیه-دختر (احمدی، ۱۳۹۹؛ ابولی‌پور و همکاران، ۱۳۹۴؛ ابولی‌پور، ۱۳۹۱)، کمان ماگمایی البرز (حسین‌زاده و همکاران، ۱۳۹۵؛ Maghfouri et al., 2017)، زیرپهنه سبزوار (نجمی و همکاران، ۱۳۹۶؛ صالحی و رسا، ۱۳۹۴؛ مغفوری و موحدنیا، ۱۳۹۳) و بلوک لوت (علی‌زاده و همکاران، ۱۳۹۱) گزارش شده‌اند. ناحیه قم-ساوه، یکی از مهم‌ترین مناطق دربرگیرنده کانسارهای مس تپ مانتو با سنگ میزبان ائوسن است و شامل کانسارهای مهمی همچون نارباغی شرقی و وشنوه می‌باشد (شکل‌های ۱ و ۲) که ویژگی اصلی آنها رخداد کانسنگ مس به صورت چینه‌کران در واحدهای آتشفشانی به‌ویژه گدازه‌های آندزیتی مگاپورفیری و آمیگدالوئیدال و با بافت رگه-رگچه‌ای و محدود به یک واحد چینه‌ای و وجود پارائنز کانیاپی بورنیت، کالکوسیت، کالکوپریت و پیریت است (Wilson et al., 2003; Zentilli, 2006) و ویژگی‌های مذکور، حاکی از شباهت این کانسارها با کانسارهای تپ مانتو در شیلی است.

تمرکز این کانسارها در کمان ماگمایی ارومیه-دختر است (Hosseini et al., 2017; Kouhestani et al., 2017; Mohammaddoost et al., 2017; Ayati et al., 2013; Shafiei et al., 2009; Shafiei and Shahabpour, 2008; Shahabpour, 2005; Zarasvandi et al., 2005; Calagari, 2003; Yaghubpur, 2003; Samani, 1998; Forster, 1978).

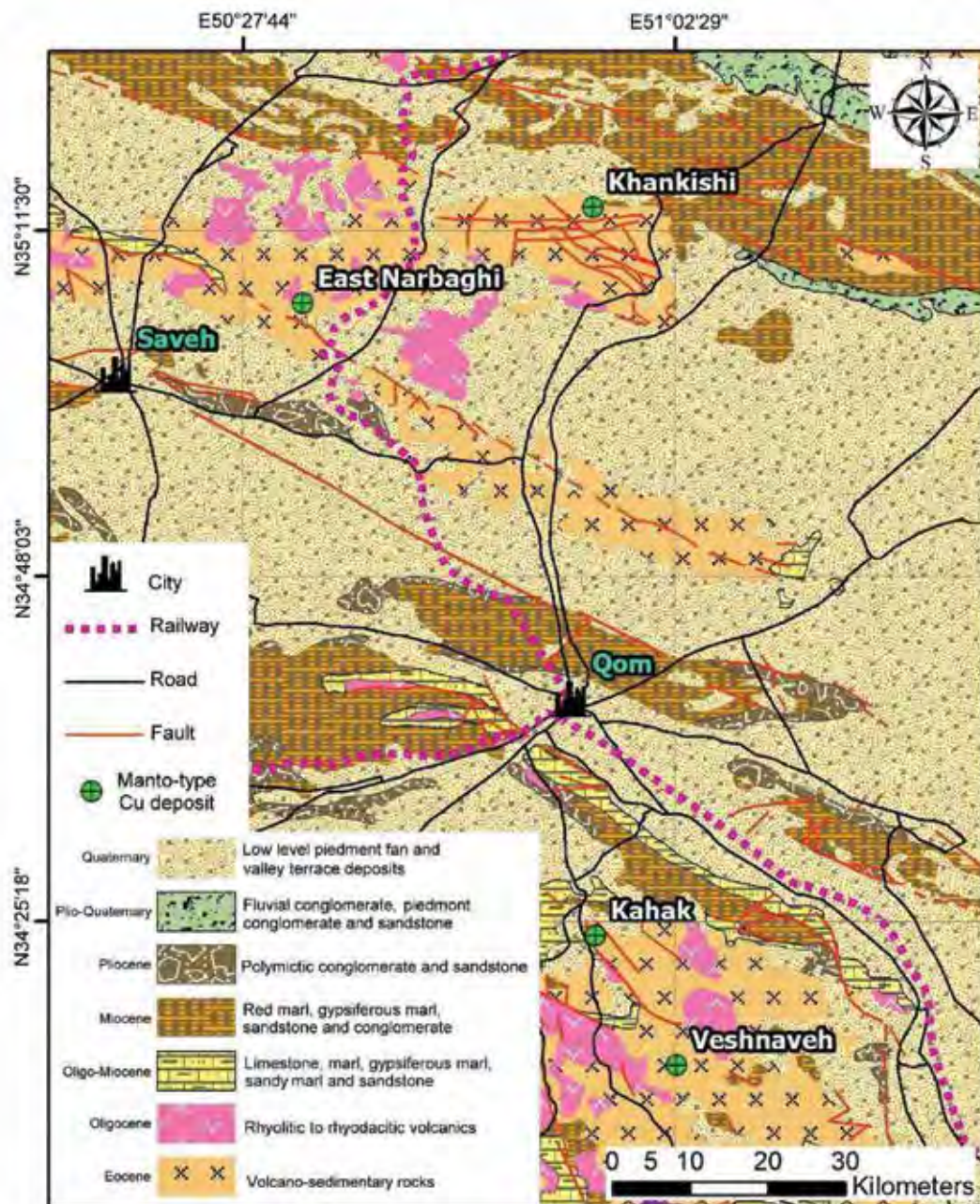
مطالعاتی که در چند سال اخیر توسط پژوهشگران دانشگاهی و شرکت‌های معدنی در پهنه‌های ساختاری مختلف صورت گرفته، سبب شناسایی کانه‌زایی‌های مس تپ مانتو در سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی شده است. کانسارهای مس تپ مانتو در ایران بر اساس سن سنگ میزبان، به دو دسته عمده کرتاسه و ائوسن قابل تقسیم هستند. گروه اول تنها در بخش جنوبی پهنه سندج-سیرجان و در سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی کرتاسه تشکیل شده‌اند و شامل کانسارهای کشت‌مهکی، کال‌ریزه، حسن‌آباد، خورجان و سیمکان می‌باشند (بویری کناری، ۱۳۸۹)، اما



شکل ۱. نقشه پهنه‌های ساختاری-رسوبی ایران (برگرفته از آقائباتی، ۱۳۸۳ و Alavi, 1991) و موقعیت کانسارهای مس تپ مانتو در ناحیه قم-ساوه (بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر)

هدف این نوشتار، مطالعه و بررسی زمین‌شناسی، جایگاه چینه‌های افق‌های کانه‌دار و انطباق چینه‌های کانسارهای ناحیه قم-ساوه با تأکید بر زمین‌شناسی، کانه‌زایی و ژئوشیمی ایزوتوپی کانسار نارباغی شرقی با هدف ارائه مدل ژنتیکی تشکیل و تکوین برای کانسارهای مس مانتو در این ناحیه است.

بررسی‌های پژوهشگرهای دانشگاهی و فعالیت‌های اکتشافی شرکت‌های معدنی منجر به شناسایی و اکتشاف کانسارهای مختلف مس تپ مانتو در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر شده است. ناحیه قم-ساوه واقع در بخش میانی این کمربند یکی از این نواحی مستعد می‌باشد و انجام مطالعات گسترده‌تر در این بخش ضروری به‌نظر می‌رسد.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ناحیه‌ای و ساده شده ناحیه قم-ساوه (با تغییرات از امامی و حاجیان، ۱۳۷۰ و نوگل‌سادات و همکاران، ۱۳۶۴) و موقعیت کانسارهای مس تپ مانتو در آن

موقعیت ژئودینامیکی و زمین‌شناسی ناحیه‌ای روش مطالعه

در این پژوهش، برای بررسی ویژگی‌های توالی سنگی میزبان کانه‌زایی‌ها و تحلیل جایگاه چینه‌ای کانه‌زایی‌های مس، مقاطع متعدد زمین‌شناسی در راستای عمود بر لایه‌بندی در توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن در کنسارهای مورد مطالعه، پیمایش شده و ستون چینه‌شناسی هر یک از کنسارها رسم و با ستون چینه‌شناسی سایر کنسارها، انطباق داده شد. به‌منظور مطالعه کانی‌شناسی و ساخت و بافت ماده معدنی مس در کنسار نارباغی شرقی، از بخش‌های مختلف کانه‌دار و سنگ‌های میزبان تعداد ۲۹ عدد مقطع نازک-صیقلی، تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت. برای بررسی نسبت ایزوتوپی گوگرد در این کنسار، تعداد هشت نمونه از گمانه‌های حفاری انتخاب و پس از جدایش با استفاده از میکرودریل و میکروسکوپ بینوکولار، نمونه‌های خالص سولفیدی (هفت نمونه کالکوسیت و یک نمونه پیریت) جدا شد. این نمونه‌ها در آزمایشگاه ژئوشیمی ذخائر معدنی انستیتو ژئوشیمی آکادمی علوم چین با استفاده از طیف‌سنج جرمی ایزوتوپی مدل Thermo Finnigan MAT 253 مورد تجزیه قرار گرفت. به‌منظور کنترل داده‌های تجزیه‌ای، از ۳ استاندارد جهانی برای ایزوتوپ‌های گوگرد (IAEA-S-1؛ IAEA-S-2؛ IAEA-S-3) استفاده شد. لازم به ذکر است نتایج تجزیه ایزوتوپ‌های گوگرد نمونه‌ها، خطای نسبی کمتر از ۰/۲ در هزار نشان می‌دهد. تمامی نمونه‌های تجزیه شده، نسبت به تروپیت کانیون دیابلو نرمالیزه شده‌اند.

کانه‌زایی‌های مس تپ مانتو در ناحیه قم- ساوه

توالی سنگ‌چینه‌ای ائوسن در ناحیه قم-ساوه، میزبان تیپ‌های کنساری مختلفی از جمله منگنز برونومی-آتشفشان‌زاد (ونارچ (فردوست، ۱۳۷۰)، شهرستانک (معانی‌جو و همکاران، ۱۳۹۴)، قلعه محمدعلی‌خان (لطفی و همکاران، ۱۳۸۱))، آهن برونومی-آتشفشان‌زاد (نیاز، مأمونیه (محبوبیان فرد و همکاران، ۱۳۹۶)، کوه‌پنگ (فضلی، ۱۳۹۴؛ Rajabpour et al., 2018)، کنسارهای باریت و فلزات پایه تیپ سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد (دره کاشان (نظری،

در طی فرآیندهای بسته شدن اقیانوس نئوتتیس، سامانه‌های کشتی و فشاری مختلفی بر روی سرزمین ایران تأثیر گذاشته و سبب تغییرات و تحولات اساسی زمین‌شناسی ایران در طی مزوزوئیک و سنوزوئیک شده‌اند (Omrani et al., 2008; Berberian and Berberian, 1981). ائوسن یکی از مهم‌ترین دوره‌های رخداد فرآیندهای مرتبط با فرورانش و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در ایران است (Ahmadian et al., 2009). سنگ‌های ماگمایی این زمان، گسترده‌ترین و در مواردی ضخیم‌ترین واحدهای ولکانوژنیک ایران را تشکیل می‌دهند (امامی، ۱۳۷۹). مهم‌ترین گسترش سنگ‌های ماگمایی مزبور در کمان ارومیه-دختر با طولی متجاوز از ۱۷۰۰ کیلومتر است. ماگماتیسیم ائوسن در کمان ارومیه-دختر به‌طور عمده شامل فعالیت‌های آتشفشانی بوده، ولی در بعضی نقاط توده‌های نفوذی نیز به چشم می‌خورند (Nouri et al., 2018).

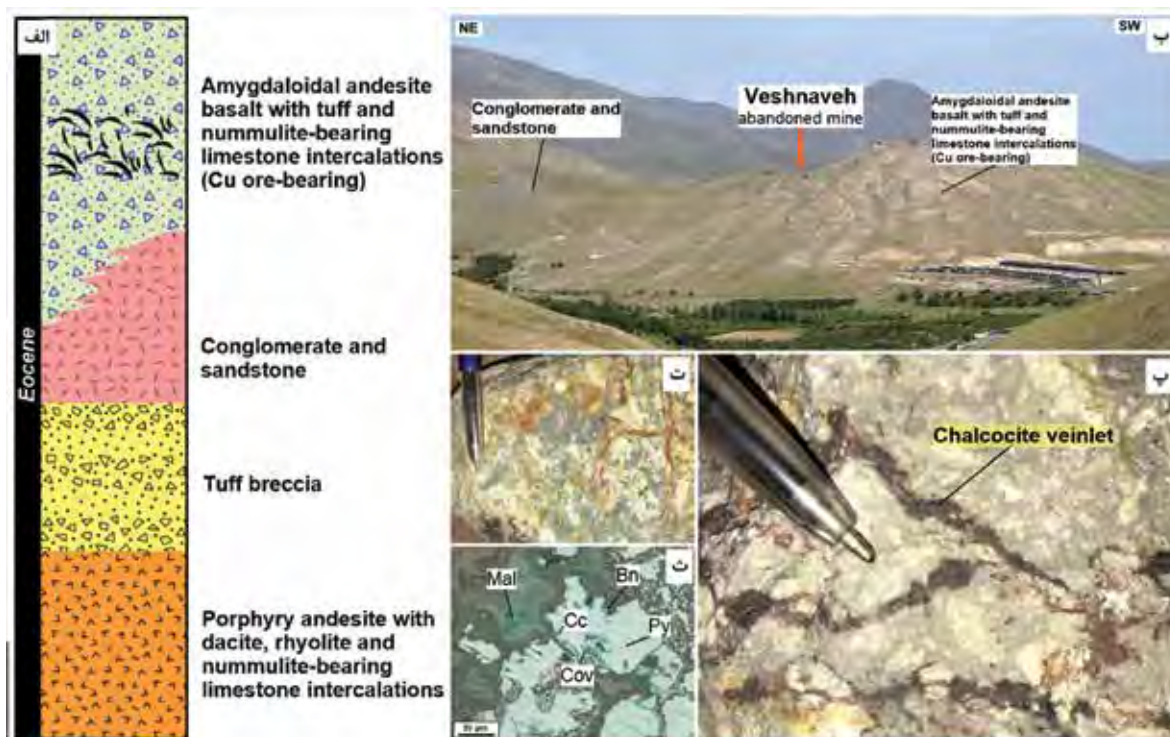
در ائوسن، فوران‌های اولیه از نوع کالک‌آلکال است و سپس انواع سنگ‌های آتشفشانی مانند آندزیت، ریولیت، لایت-آندزیت، ریوداسیت، توف و ایگنمبریت که گاه کالک‌آلکال و گاه هم‌آلکال هستند با حجم‌های مختلف و گاه بدون هیچ‌گونه نظم و ترتیبی خارج شده‌اند (امامی، ۱۳۷۹). به‌طور کلی، سرشت ماگمایی کالک‌آلکال مربوط به کمر بند فرورانش یک ویژگی عادی برای سنگ‌های آتشفشانی ائوسن این کمان محسوب گشته و سایر ویژگی‌ها از جمله خصوصیات آداکیتی کمتر مشاهده شده است. ناحیه مورد مطالعه، در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است (شکل ۱). بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط پژوهشگرهای مختلف (کبودی، ۱۳۹۶؛ فضلی، ۱۳۹۴؛ فضلی، ۱۳۸۱؛ Ghaderi et al., 2016) مجموعه سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی میزبان کانه‌زایی در مناطق وشنوه، کهک و نارباغی شرقی، در موقعیت ژئودینامیکی کمان ماگمایی تشکیل شده‌اند.

گدازه‌های آندزیت بازالتی، آندزیتی و تراکی آندزیتی همراه با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌های اسیدی با ترکیب داسیت، ریولیت و سنگ‌آهک‌های نومولیت‌دار است (شکل ۳-الف و ب). در کانسار وشنوه، کانه‌زایی مس محدود به گدازه‌های آندزیت‌بازالتی است. مجموعه آتشفشانی مورد اشاره، به‌صورت جانبی و عمودی، تبدیل به واحدهای آذرآواری شامل توف و توفیت، آهک ماسه‌ای، ماسه‌سنگ و کنگلومرا شده و به‌طور گسترده در شمال‌غرب و غرب روستای وشنوه رخنمون دارند. توده‌های نفوذی تونالیتی و دیوریتی به سن میوسن میانی-پسین در جنوب‌غرب روستای وشنوه دارای رخنمون هستند (قلمقاش، ۱۳۷۴) و ارتباط مشخصی با کانه‌زایی مس ندارند. فاضلی (۱۳۸۱) بر این باور است که سری‌های ماگمایی سنگ‌های ائوسن در گستره منطقه بیشتر کالک‌آلکان هستند و در موقعیت ژئودینامیکی کمان ماگمایی تشکیل شده‌اند.

۱۳۷۳)، ورنان (هاشمی و همکاران، ۱۳۹۶)، کانه‌زایی مس رگه‌ای گرمایی زرنبدیه (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۶)، کانسارهای مس تیپ مانتو (نارباغی شرقی، فضلی، ۱۳۹۴) و وشنوه (مهرابی و فاضلی، ۱۳۸۰) می‌باشد. در این پژوهش، ویژگی‌های مهم کانه‌زایی‌های مس تیپ مانتو در ناحیه قم-ساره (شکل ۲) تشریح شده و کانسار مس نارباغی شرقی، به‌صورت جزئی، مورد بررسی قرار می‌گیرد.

کانسار وشنوه

کانسار مس وشنوه در دو کیلومتری جنوب‌شرق روستای وشنوه و ۶۰ کیلومتری جنوب قم واقع شده است (شکل ۲). بر اساس مطالعات فاضلی (۱۳۸۱)، قدیمی‌ترین مجموعه سنگی در گستره مورد نظر، توالی گدازه‌های آندزیتی-بازالتی با سن ائوسن بالایی است و گسترده‌ترین مجموعه سنگی ناحیه را تشکیل می‌دهد. این توالی از قدیم به جدید شامل



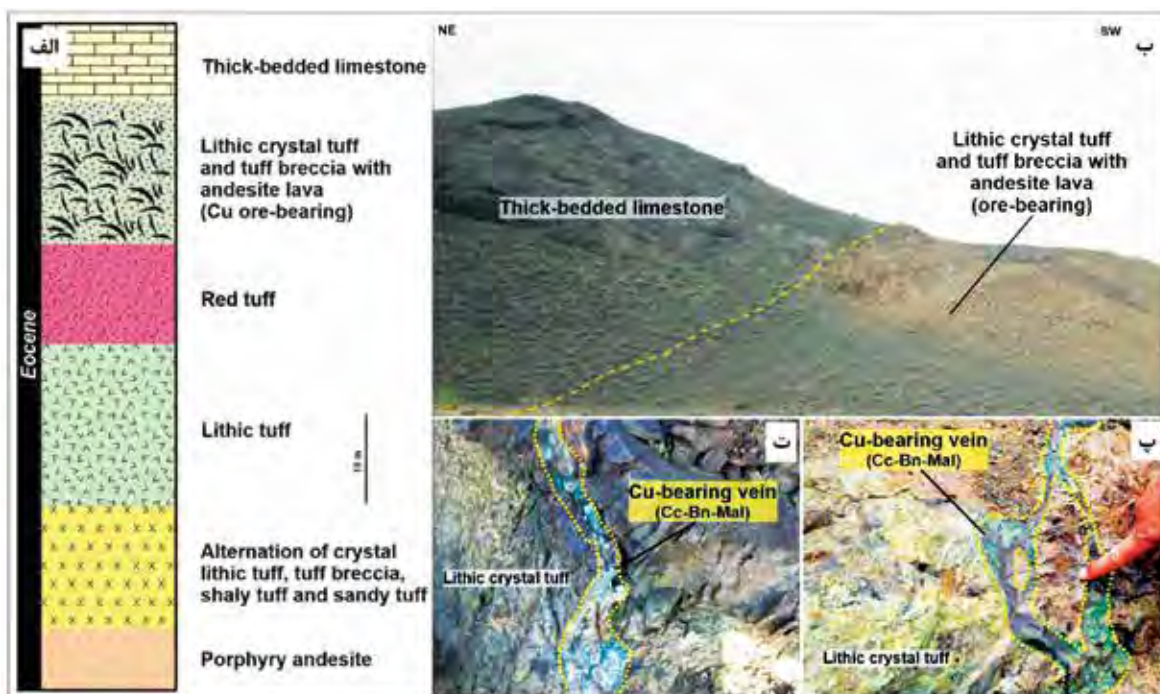
شکل ۳. الف) ستون چینه‌شناسی توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن در کانسار وشنوه و موقعیت کانه‌زایی چینه‌کران مانتو در آن، ب) دورنمایی از رخنمون واحدهای آندزیتی و آندزیت‌بازالتی در جنوب روستای وشنوه و محل معدن متروکه وشنوه در آن (دید به سمت جنوب‌شرق)، پ) تصویر نمونه دستی آندزیت دربرگیرنده کانه‌زایی رگه-رگچه‌ای کالکوسیت، ت) تصویر نمونه دستی کانه‌زایی دانه‌پراکنده کالکوسیت در متن آندزیت‌بازالتی و تشکیل مالاکیت ثانویه در آن، ث) تصویر میکروسکوپی کانسنگ اولیه مس متشکل از کالکوسیت و بورنیت که بقایای ریز پیریت در آن قابل مشاهده است (کالکوسیت: Cc، بورنیت: Bn، پیریت: Py، کوولیت: Cov، مالاکیت: Mal) (نشانه‌ها برگرفته از Whitney and Evans, 2010)

کلریت و اپیدوت که در اثر فرآیندهای هیدروترمال و دگرسانی کانی‌های مافیک سنگ میزبان شکل گرفته‌اند، اشاره کرد.

کانسار کهک

کانسار مس کهک در پنج کیلومتری شرق روستای کهک و ۳۵ کیلومتری جنوب قم واقع شده است (شکل ۲). توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن میانی و فوقانی دارای گسترش وسیعی در منطقه کهک است و قدیمی‌ترین واحدهای سنگی ناحیه را تشکیل می‌دهند. در کانسار کهک، توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن از قدیم به جدید شامل آندزیت با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، توف، توف شیلی و توف ماسه‌ای، لیتیک توف و توف قرمز رنگ، گدازه‌های آندزیتی، کریستال توف، توف برشی و آهک نومولیت‌دار ضخیم‌لایه است (شکل ۴-الف و ب). بر اساس مطالعات کبودی و همکاران (۱۳۹۸) و کبودی (۱۳۹۶) سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه کهک دارای ماهیت آکالن تا کالک‌آکالن است و در محیط کمان قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

کانه‌زایی مس به صورت چینه‌کران در بخش فوقانی آندزیت‌بازالت‌های آمیگدالوئیدال ائوسن فوقانی رخ داده است (Nezafati and Stoellner, 2018). کانسنگ مس به صورت رگه-رگچه‌ای (شکل ۳-پ) و دانه‌پراکنده (شکل ۳-ت) در سنگ میزبان آندزیتی تشکیل شده است. کانی‌شناسی ماده معدنی در این گستره ساده است و شامل کالکوسیت، بورنیت، هماتیت و به مقدار کمتر کالکوپیریت و پیریت است (شکل ۳-ث). کانی‌های کوولیت، مالاکیت و گوتیت نیز به صورت ثانویه در مرحله اکسیداسیون سوپرژن، تشکیل شده‌اند. بیشترین کانی مس‌دار در کانسار و شنوه، کالکوسیت است و به صورت اولیه و با بافت رگه-رگچه‌ای، پرکننده حفرات و بادامک‌ها و گاهی به صورت دانه‌پراکنده در متن سنگ میزبان مشاهده می‌شود. پهنه‌های دگرسانی گسترش چندانی ندارد و مهم‌ترین دگرسانی‌ها شامل پروپیلیتیک و سیلیسی است. کانی‌های باطله بیشتر شامل کلسیت و باریت است و با بافت رگه-رگچه‌ای و پرکننده حفرات مشاهده می‌شوند. از دیگر کانی‌های باطله می‌توان به



شکل ۴. الف) ستون چینه‌شناسی توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن در کانسار کهک و موقعیت کانه‌زایی چینه‌کران ماتو در آن (دید به سمت جنوب‌شرق)، ب) دورنمایی از رخنمون واحدهای لیتیک کریستال توف و سنگ‌آهک در محدوده معدنی کهک، پ و ت) نمایی از رخنمون کانه‌زایی رگه-رگچه‌ای مس در واحد کریستال لیتیک توف در کانسار کهک (کالکوسیت: Cc، بورنیت: Bn، مالاکیت: Mal) (نشانه‌ها برگرفته از Whitney and Evans, 2010)

پوشانده می‌شوند. بر روی توف‌های ریوداسیتی، واحد توف و توف‌برش آندزیتی با میان‌لایه‌هایی از گدازه آندزیتی به‌صورت هم‌شیب قرار گرفته و خود توسط مجموعه توفیت کربناته، توف و آگلومرا خاکستری تا سبز رنگ پوشانده می‌شود.

کانه‌زایی مس در کانسار خانکیشی در دو بخش شمال‌غربی و جنوب‌رخ داده است. در بخش شمال‌غربی، رگه‌های سیلیسی-سولفیدی کانهدار با شیب قائم و ضخامتی متغیر از چند سانتی‌متر تا بیش از یک متر، لایه‌بندی واحدهای میزبان توف ریوداسیتی، ایگنمبریت و آندزیتی را قطع و دگرسان کرده‌اند. با توجه به موضوع این پژوهش، از توصیف این تیپ کانه‌زایی، پرهیز می‌شود. اما در بخش جنوبی این گستره، کانه‌زایی مس چینه‌کران و محدود به واحد گدازه آندزیتی پورفیری رخ داده است (شکل ۶-پ). ماده معدنی بیشتر به‌صورت رگه-رگچه‌ای است (شکل ۶-ت) و کانی‌شناسی آن شامل کالکوسیت، بورنیت، کلسیت و به مقدار کمتر زئولیت می‌باشد. کانسنگ ثانویه نیز در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌ها تشکیل شده است (شکل ۶-ث). لازم به ذکر است که در اطراف رگه-رگچه‌های کانهدار، دگرسانی‌های کربناتی و هماتیتی گسترش یافته‌اند (شکل ۶-ج).

کانسار نارباغی شرقی

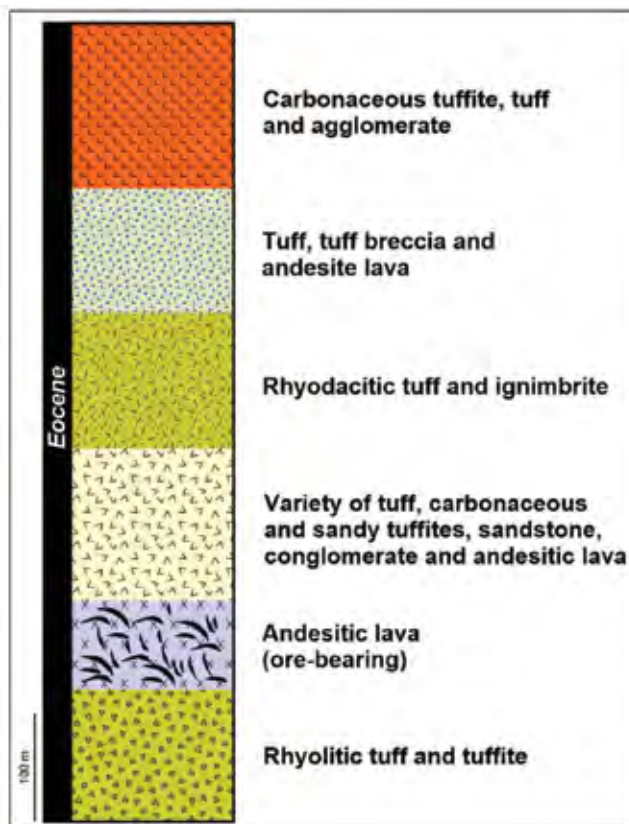
کانسار مس نارباغی شرقی در ۲۶ کیلومتری شمال شرق ساوه و در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر و نقشه ۱:۱۰۰/۰۰۰ زاویه واقع شده است (شکل ۲) (عمیدی و همکاران، ۱۳۸۴). قدیمی‌ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه، واحدهای سنگی ائوسن میانی شامل توالی آتشفشانی-رسوبی از نوع آندزیت، بازالت آندزیتی، ایگنمبریت، توف خرده‌سنگی، توف و توف شیلی است (شکل ۷-الف)، که توسط توده‌های نفوذی نیمه‌زرف با سن الیگومیوسن و یا جوان‌تر قطع شده‌اند (فضلی و همکاران، ۱۳۹۸؛ فضلی، ۱۳۹۴). لازم به ذکر است که گستره معدنی نارباغی، از لحاظ رخداد تیپ‌های کانه‌زایی بسیار جالب توجه بوده و انواع کانسارهای مس تیپ مانتو، آهن لایه‌ای و مس اپی‌ترمال در آن گزارش شده است. مهم‌ترین مورد، کانه‌زایی مس-نقره از نوع اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط است.

کانه‌زایی چینه‌کران مس در سنگ‌های آندزیتی (مگاآندزیت)، کریستال توف و توف برشی رخ داده است. بافت غالب ماده معدنی، رگه-رگچه‌ای است و قطع‌کننده لایه‌بندی سنگ میزبان می‌باشد (شکل ۴-پ و ت). همچنین کانی‌های سولفیدی با بافت دانه‌پراکنده و پیریت فرامبوئیدال نیز در این کانسار گزارش شده‌اند (کبودی و همکاران، ۱۳۹۸). پارائز کانیایی کانسنگ اولیه مس ساده است و شامل کالکوسیت، بورنیت و به مقدار کمتر کالکوپیریت و پیریت می‌باشد و با کانی‌های باطله کلسیت، کوارتز، زئولیت، کلریت و اپیدوت همراهی می‌شوند. دگرسانی‌های شاخص گستره شامل پروپیلیتیک، کلریتی و اپیدوتی است.

کانسار خانکیشی

کانسار مس خانکیشی در دو کیلومتری جنوب روستای خانکیشی و ۵۰ کیلومتری شمال شرق ساوه واقع شده است (شکل ۲). در این منطقه، آثار فعالیت‌های شدادی به‌وفور به چشم می‌خورد. واحدهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن با امتداد شرقی-غربی، گسترش قابل توجهی را در منطقه داشته و قدیمی‌ترین واحد سنگی دارای رخنمون در گستره معدنی، توف‌های ریولیتی و توفیت می‌باشند (شکل ۵). این واحد دارای لایه‌بندی منظم و رنگ روشن (به دلیل ترکیب اسیدی آن) است. بر روی این واحد، گدازه‌های آندزیتی و آندزیت‌بازالتی میزبان کانن‌زایی قرار می‌گیرند (شکل ۶-الف). این گدازه‌ها دارای بافت پورفیری هستند و در مواردی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با اندازه بیش از یک سانتی‌متر در آنها مشاهده می‌شود. این بلورهای درشت در متنی از پلاژیوکلاز و پیروکسن‌های ریز و تجزیه شده به کلریت، اپیدوت، کلسیت و اکسیدهای آهن قرار دارند. این واحد سنگی که در بخش جنوبی کانسار خانکیشی دارای رخنمون است، میزبان کانن‌زایی چینه‌کران مس در این کانسار است (شکل ۶-ب). مجموعه آذرآواری-رسوبی با ضخامتی بیش از ۲۵۰ متر و متشکل از توف، توفیت آهکی-ماسه‌ای، ماسه‌سنگ، کنگلومرا با میان‌لایه‌های گدازه آندزیتی، بر روی گدازه‌های آندزیتی میزبان کانن‌زایی قرار می‌گیرد. سنگ‌های آذرآواری-رسوبی به‌صورت هم‌شیب با سنگ‌های توف ریوداسیتی و ایگنمبریت با ضخامتی در حدود ۱۵۰ متر

کانه‌زایی مس تیپ مانتو در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه- دختر ...



شکل ۵. ستون چینه‌شناسی توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن در کانسار خانکیشی و موقعیت کان‌زایی چینه‌کران مانتو در آن



شکل ۶. الف) دورنمایی از رخنمون واحدهای سنگی توف ریولیتی و گدازه آندزیتی میزبان کان‌زایی در کانسار خانکیشی (دید به سمت شمال)، ب) دورنمایی از واحد آندزیتی میزبان کان‌زایی و فعالیت‌های معدنی صورت گرفته در آن، پ) نمایی نزدیک از رخنمون واحد میزبان در داخل کارگاه روباز استخراجی، ت) واحد آندزیت پورفیری میزبان کان‌زایی و رگچه‌های کان‌دار قطع‌کننده آن، ث) کانسنگ ثانویه سوپرژن مس (مالاکیت) در کانسار خانکیشی، ج) گسترش دگرسانی هماتیتی در اطراف رگه-رگچه‌های کان‌دار

واحد فلسیک در گستره مورد مطالعه است. واحد گدازه‌ای آندزیتی‌بازالت که هم‌ارز واحد داسیتی است، پوشاننده واحد لیتیک توف میزبان کانه‌زایی می‌باشد. این واحد دارای رنگ رخنمون خاکستری تا تیره سبز است و آخرین واحد آتشفشانی ائوسن گستره نارباغی را تشکیل می‌دهد.

واحد میزبان کانه‌زایی مس در کانسار نارباغی شرقی (واحد ۲)، قابل تقسیم به شش زیرواحد است (شکل ۷-ب) که با شیب ملایم به سمت جنوب در کانسار نارباغی شرقی دارای رخنمون هستند (شکل ۷-پ). قدیمی‌ترین زیرواحد شامل گدازه‌های آندزیتی با میان‌لایه‌های توف آندزیتی با ضخامتی حدود ۱۰ متر است (شکل ۸-الف). این زیرواحد از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در یک زمینه میکروکریستالین تشکیل شده است. گسترش دگرسانی‌های کربناتی و کلریتی از ویژگی‌های این گدازه‌های آندزیتی است.

زیرواحد توف شیلی قرمز رنگ سیلیسی شده با ضخامت سه متر، به صورت هم‌شیب بر روی زیرواحد آندزیتی قرار دارد (شکل ۸-ب) و کمربین ماده معدنی را شامل می‌شود. مطالعات میکروسکوپی نشان‌دهنده وجود پلاژیوکلاز، کوارتز، قطعات لیتیک و قطعات رسوبی در این زیرواحد است. از بخش فوقانی این واحد، نشانه‌هایی از کانه‌زایی مس به صورت دانه‌پراکنده و رگه-رگچه‌ای مشاهده می‌شود. زیرواحد توف شیلی قرمز رنگ سیلیسی شده، با مجموعه توف سیلیتی با میان‌لایه‌های توف برش و گدازه آندزیتی پوشانده می‌شود (شکل ۸-پ). این زیرواحد دربرگیرنده ماده معدنی مس در کانسار نارباغی شرقی است (شکل ۸-ت و ح). لایه‌هایی از توف برش و گدازه آندزیتی با ضخامتی کمتر از ۱۵ سانتی‌متر در بین بخش‌های توف سیلیتی مشاهده می‌شود. ضخامت این واحد کانه‌دار از پنج تا هفت متر متغیر است. وجود میان‌لایه‌های گدازه آندزیتی (شکل ۸-چ) و توف برش (شکل ۸-خ) در داخل واحد رسوبی، نشان‌دهنده تغییر در ته‌نشست هم‌زمان واحدهای رسوبی و آتشفشانی در یک حوضه واحد است.

زیرواحد توف سیلیتی میزبان کانه‌زایی به صورت هم‌شیب توسط لیتیک کریستال توف پوشیده می‌شود (شکل ۸-ث).

این کانسار در بخش شمالی منطقه معدنی نارباغی (نارباغی شمالی) رخ داده و توسط فضلی و همکاران (۱۳۹۸) و فضلی (۱۳۹۴) مورد بررسی قرار گرفته است. مطالعات ژئوشیمیایی انجام شده بر روی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در گستره معدنی نارباغی توسط فضلی (۱۳۹۴)، حاکی از تشکیل آنها در موقعیت ژئودینامیکی کمان ماگمایی است و ماهیت کالک‌آکالن دارند.

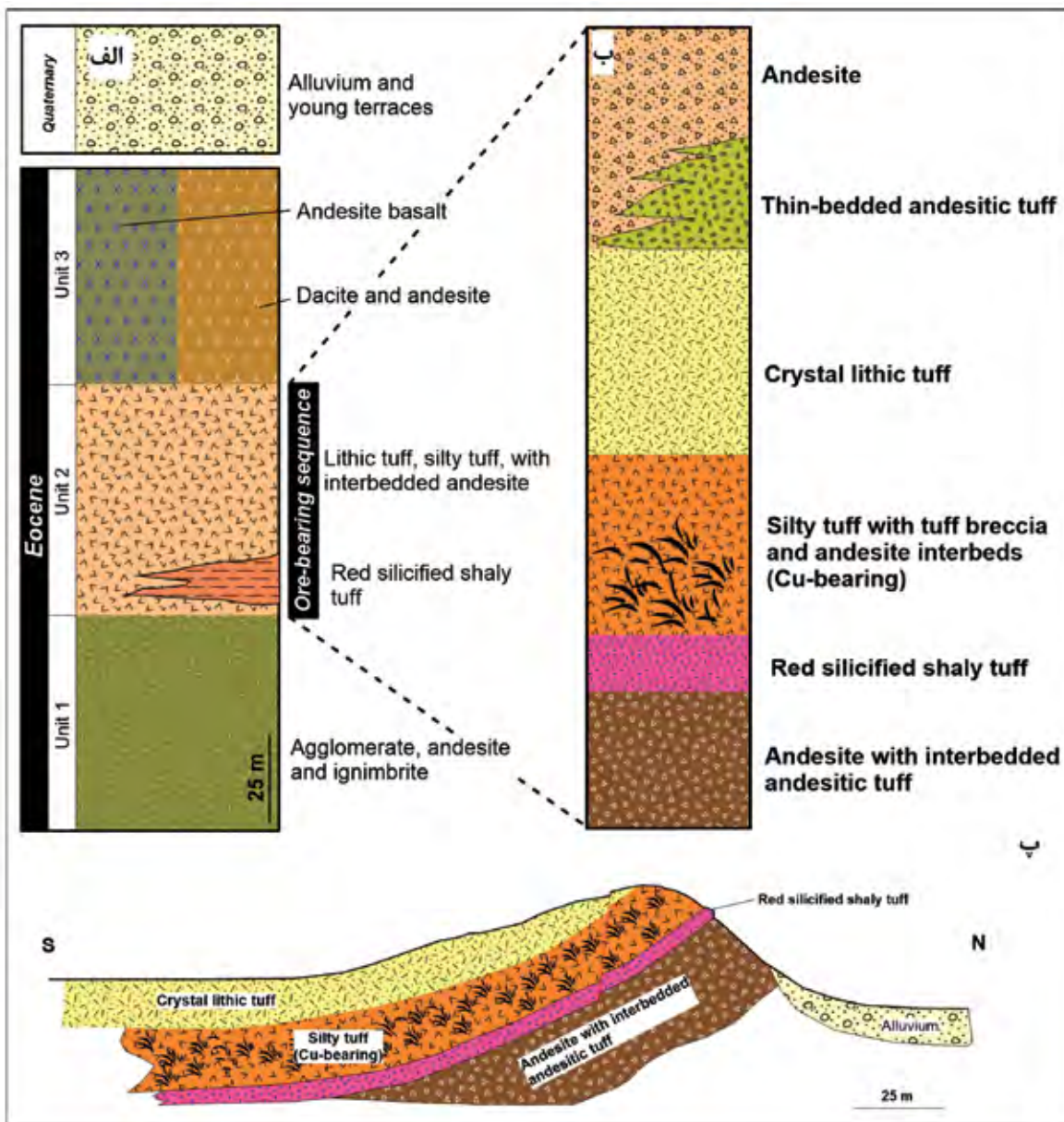
زمین‌شناسی و چینه‌شناسی

مجموعه آتشفشانی-رسوبی ائوسن در منطقه نارباغی شرقی قابل تقسیم به سه واحد اصلی است (شکل ۷-الف) (فضلی و همکاران، ۱۳۹۳؛ عمیدی و همکاران، ۱۳۸۴). قدیمی‌ترین واحد سنگی دارای رخنمون در این کانسار، مجموعه آگلومرای، آندزیتی و ایگنمبریتی (واحد ۱) است و گدازه‌های آندزیتی به صورت میان‌لایه درون واحدهای آگلومرای قرار دارند. قطعات آگلومرا بیشتر از جنس آندزیت هستند که به رنگ خاکستری تیره در گستره برونزد دارند. بافت بخش‌های آندزیتی در نمونه دستی از آفانیتیک تا پورفیریتیک تغییر می‌کند. همچنین میان‌لایه‌های ایگنمبریتی نیز در این واحد قابل مشاهده هستند. واحد ۱ توسط مجموعه آتشفشانی-رسوبی واحد ۲، متشکل از لیتیک توف، توف سیلیتی همراه با میان‌لایه‌های آندزیتی پوشیده می‌شود. لازم به ذکر است که در بخش زیرین واحد ۲، میان‌لایه‌های توف سیلیتی قرمز رنگ سیلیسی شده نیز قابل مشاهده هستند. این واحد سنگی ضخامتی کمتر از پنج متر دارد و به صورت هم‌روند با دیگر واحدهای سنگی منطقه مشاهده می‌شود. بیشتر قطعات لیتیک این واحد سنگی را آندزیت تشکیل می‌دهد. همچنین میان‌لایه‌های آندزیتی دارای بلورهای فنوکریست پلاژیوکلاز تا چهار میلی‌متر می‌باشند. میکروولیت‌های زمینه آن بسیار ریز و بدون جهت‌یافتگی مشخصی می‌باشند. شکل‌های بادامکی (آمیگدال) که توسط کلسیت و کلریت پر شده‌اند نیز در زمینه فراوان هستند. در بخش‌های شرقی و جنوبی روستای نارباغی، واحد داسیتی (واحد ۳) رخنمون دارد و تنها

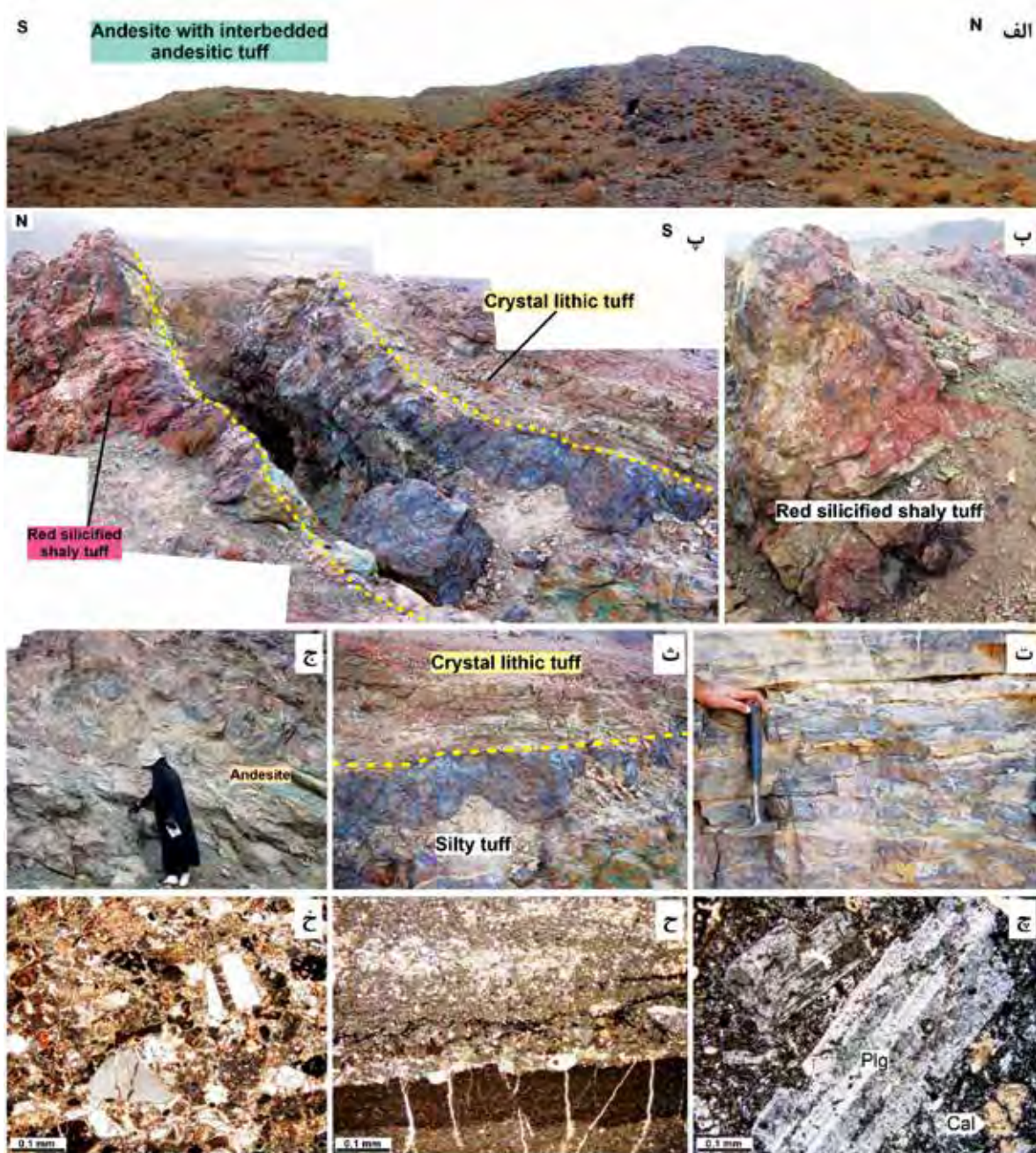
کانه‌زایی مس تیپ مانتو در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه- دختر ...

و قطعاتی از گدازه آندزیتی به صورت لیتیک در داخل آن مشاهده می‌شود. گدازه‌های آندزیتی، جوان‌ترین زیر واحد واحد دو را تشکیل می‌دهند و به صورت مگاپورفیر هستند و از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از میکرولیت تشکیل شده‌اند.

این واحد آتشفشانی به واسطه رنگ قهوه‌ای، از واحدهای بالا و پایین خود متمایز است. توف آندزیتی نازک‌لایه، دیگر واحد آذرآواری گستره نارباغی شرقی است و به صورت تغییر رخساره جانبی به واحد آندزیتی تبدیل می‌شود (شکل ۸-ج). این واحد توفی دارای ترکیب آندزیتی است



شکل ۷. الف) ستون چینه‌شناسی ناحیه‌ای توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن در منطقه نارباغی، ب) ستون چینه‌شناسی کانسار مس نارباغی شرقی و موقعیت کانه‌زایی مس تیپ مانتو در آن، پ) برش زمین‌شناسی شماتیک از واحدهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن در محل کانسار نارباغی شرقی



شکل ۸. الف) دورنمایی از رخنمون واحد آندزیتی با میان لایه‌های توف آندزیتی در بخش شمالی محدوده معدنی نارباغی شرقی (دید به سمت غرب)، ب) رخنمون واحد توف شیلی قرمز رنگ سیلیسی شده (کمربایین ماده معدنی)، پ) رخنمون واحد توف سیلتی میزبان کان‌زایی و واحدهای کمربایین و کمربالای آن (دید به سمت شرق)، ت: نمایی نزدیک از رخنمون واحد توف سیلتی میزبان کان‌زایی، ث) همبری واحدهای توف سیلتی (میزبان کان‌زایی) و کریستال لیتیک توف (کمربالای کان‌زایی)، ج) رخنمون واحد آندزیتی، چ) تصویر میکروسکوپی میان لایه‌های آندزیتی واحد میزبان کان‌زایی، ح) تصویر میکروسکوپی توف سیلتی میزبان کان‌زایی، خ) تصویر میکروسکوپی میان لایه‌های توف برش واحد میزبان کان‌زایی مس در کانسار نارباغی شرقی (پلاژیوکلاز: Plg، کلسیت: Cal) (نشانه‌ها برگرفته از Whitney and Evans, 2010)

کان‌زایی

به صورت رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی (شکل ۹-ب) و هم‌روند با لایه‌بندی (شکل ۹-پ و ت) مشاهده می‌شود. رگه-رگچه‌های کان‌دار بیشتر دارای قطر کم (کمتر از یک میلی‌متر تا چند سانتی‌متر) است و شکستگی‌ها و فضاهای

کان‌زایی مس در کانسار نارباغی شرقی به شکل چینه‌کران و محدود به واحد توف سیلتی با میان لایه‌هایی از توف برش و گدازه آندزیتی رخ داده است (شکل ۹-الف). ماده معدنی

ساخت و بافت ماده معدنی

کانسار مس نارباغی شرقی، از کانی‌شناسی ساده‌ای برخوردار است و مهم‌ترین کانی‌های موجود در این کانسار شامل کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت، هماتیت و به مقدار اندک، پیریت است. همان‌گونه که اشاره شد، کانه‌زایی مس در کانسار نارباغی شرقی، بیشتر به صورت سوپرژن می‌باشد و متشکل از کربنات‌های مس (مالاکیت و آزوریت) است. آثار بسیار کمی از سولفیدهای اولیه مس برجای مانده است. کانی‌های اکسیدی مس به صورت دانه‌پراکنده از بخش فوقانی کمربند (توف شیلی هماتیتی-سیلیسی) شروع و تا بخش زیرین توالی کمربند (لیتیک کریستال توف) ادامه دارند. بافت پرکننده فضای خالی، لامینه، رگه-رگچه‌ای و بافت جانشینی از بافت‌های شاخص کانسار مس نارباغی شرقی است. بخش بیشتری از کانه‌زایی مس در گمانه‌های حفر شده در بخش مرکزی کانسار نارباغی شرقی، به صورت رگه-رگچه‌ای دیده می‌شود و تمامی این رگه-رگچه‌ها به واحد توف شیلی با میان لایه‌های توف برشی و گدازه آندزیتی محدود هستند. آثار بسیار اندکی از پیریت به صورت دانه‌پراکنده و فرامبوئیدال در نمونه‌های گمانه‌های حفاری مشاهده شده است (شکل ۹-ث و ج) و در بخش‌هایی توسط کالکوسیت در حال جانشینی است. به نظر می‌رسد شکل‌گیری این پیریت‌ها در مرحله هم‌زمان با آتشفشانی و رسوب‌گذاری و دیاژنز آغازین می‌باشد. جانشینی پیریت توسط کالکوسیت و بورنیت در برخی نمونه‌ها قابل مشاهده است (شکل ۹-ح).

ژئوشیمی ایزوتوپی گوگرد

به منظور تعیین منشأ گوگرد در کانسار مس نارباغی شرقی، نسبت ایزوتوپی گوگرد در کانی‌های کالکوسیت رگه-رگچه‌ای و پیریت دانه‌پراکنده (گمانه‌های حفاری) مورد بررسی قرار گرفت. نتایج آنالیزهای ایزوتوپی در جدول ۱ نشان داده شده است. در هفت نمونه کالکوسیت تجزیه شده، مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ از ۸/۱- در هزار تا ۴/۴- در هزار (با میانگین ۶/۲- در هزار) متغیر هستند و مقدار $\delta^{34}\text{S}$ در کانی پیریت،

خالی موجود در سنگ توف سیلتی با میان لایه‌هایی از توف برش و گدازه آندزیتی را پر کرده‌اند.

کارهای استخراجی قدیمی انجام شده در کانسار نارباغی شرقی، همه محدود به یک افق خاص است و در امتداد لایه‌بندی سنگ میزبان صورت می‌گیرد (شکل ۹-الف). رخداد هوازدگی و فرآیندهای سوپرژن باعث شده آثار کانه‌زایی سولفیدی در سطح گستره بسیار اندک دیده شود (شکل ۹-چ). در حال حاضر، بخش عمده کانسنگ به صورت ثانویه قابل مشاهده است. از لحاظ ژئومتری و سنگ میزبان کانه‌زایی مس، کانسار نارباغی شرقی، با کانسارهای مس تیپ مانتو در شیلی مشابهت دارد. در شیلی برخی کانسارهای مس تیپ مانتو شامل ال‌سولدادو و کانسارهای منطقه لاسرنا^۱ دارای سنگ میزبان گدازه‌ای-آذرآواری می‌باشند (Rieger et al., 2008; Cisternas and Hermosilla, 2006; Wilson and Zentilli, 2006).

دگرسانی‌های مهم در ارتباط با فرآیند کانه‌زایی مس در کانسار نارباغی شرقی شامل دگرسانی‌های کربناتی، سیلیسی و هماتیتی است. دگرسانی‌های هماتیتی و سیلیسی تنها در کمربند قابل مشاهده هستند (شکل ۸-ب). رخداد دگرسانی هماتیتی با کانه‌زایی مس هم‌زمان می‌باشد. این دگرسانی تحت تأثیر سیالات مس‌دار اکسیدان بر روی پیریت‌های موجود در زمینه سنگ توف سیلتی با میان لایه‌های آندزیتی میزبان تشکیل شده است؛ به طوری که جانشینی سولفیدهای مس به جای کانی پیریت، باعث خروج آهن از ساختار پیریت و ته‌نشست آن به صورت هماتیت اولیه در رگه-رگچه‌های کانه‌دار شده است. رخداد دگرسانی هماتیتی تحت تأثیر فرآیندهای کانه‌ساز یکی از مشخصه‌های بارز کانسارهای مس تیپ مانتو است (Wilson et al., 2003). کانی ژئولیت نیز در مطالعات میکروسکوپی تشخیص داده شد. این کانی هم به صورت پرکننده حفرات سنگ میزبان (شکل ۹-خ) و هم به همراه کانه‌های سولفیدی به صورت پرکننده فضای خالی (شکل ۹-د) تشکیل شده است. حضور کانی ژئولیت در این کانسارها، نشان از رخداد دیاژنز تدفینی در حین کانه‌زایی سولفیدی مس است (Wilson and Zentilli, 2006; Wilson et al., 2003).

1. El Soldado

2. La Serena

and Hermosilla, 2006; Kaplan and Rittenberg, 1964). در کانسار نارباغی شرقی، مقادیر منفی (۱۰/۲-) نسبت ایزوتوپی گوگرد کانی پیریت، نشان‌دهنده نقش فرآیندهای باکتریایی در احیای سولفات آب دریا است. داده‌های آنالیز ایزوتوپی گوگرد کانی کالکوسیت در کانسار نارباغی شرقی، حاکی از شباهت مقادیر با کانی پیریت است. با توجه به شواهد جانمایی پیریت به وسیله کانی کالکوسیت و همچنین نبود رخداد فرآیند احیای باکتریایی سولفات آب دریا در دماهای بالا (Southam and Saunders, 2005)، به نظر می‌رسد منشأ احتمالی گوگرد کانی کالکوسیت، از کانی پیریت اولیه تشکیل شده در مرحله دیاژنز آغازین طی فرآیند احیای باکتریایی سولفات آب دریا باشد.

جدول ۱. نتایج آنالیز نسبت ایزوتوپی گوگرد در کانی‌های سولفیدی (کالکوسیت و پیریت) کانسار نارباغی شرقی

شماره نمونه	کانی‌شناسی	$\delta^{34}\text{S}$ در هزار
۱	E-NB-C-1	کالکوسیت
۲	E-NB-C-2	کالکوسیت
۳	E-NB-C-3	کالکوسیت
۴	E-NB-C-4	کالکوسیت
۵	E-NB-C-5	کالکوسیت
۶	E-NB-C-6	کالکوسیت
۷	E-NB-C-7	کالکوسیت
۸	E-NB-P-1	پیریت

مقایسه ویژگی‌های کانه‌زائی مس نارباغی با کانه‌زائی‌های مس تپ ماننتو در ایران و جهان

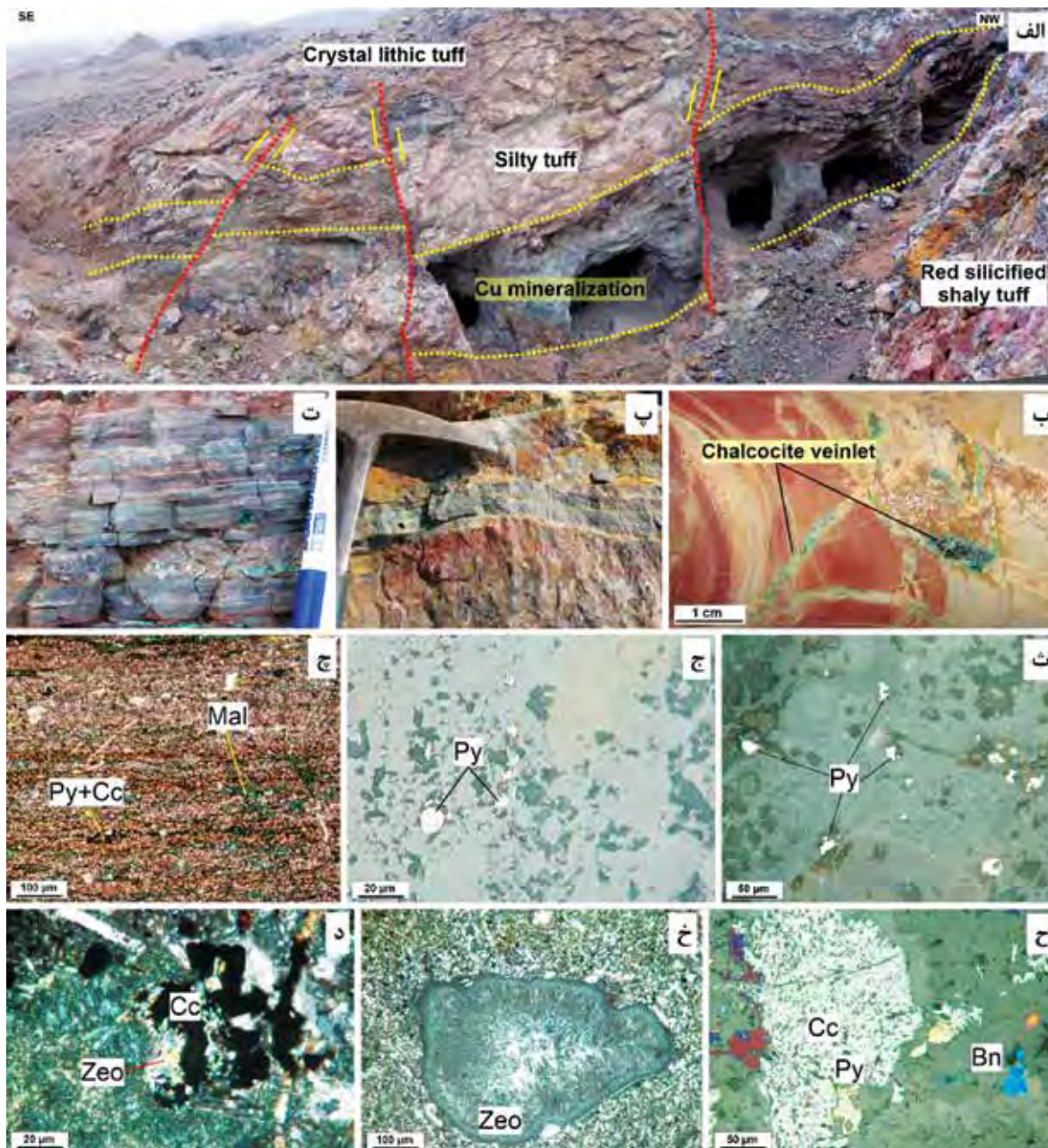
بررسی‌های صورت گرفته بر روی کانسارهای تپ ماننتو در جهان، نشان‌دهنده تشکیل آنها در محیط‌های تکتونیکی حوضه‌های کششی پشت کمانی حواشی همگرا (Shen et al., 2020; Carrillo-Rosúa et al., 2014; Cabral and Oliveros, 2007) و حوضه‌های درون کمانی (Beaudoin, 2007) است. با توجه به آنالیزهای ژئوشیمیایی بر روی نمونه‌های غیردگرسان و غیرهوازده توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن در ناحیه قم-ساوه (کبودی و همکاران، ۱۳۹۸؛ فضلی، ۱۳۹۴؛ عسکری، ۱۳۸۷؛ فضلی، ۱۳۸۱)، موقعیت ژئودینامیکی تشکیل این واحدها، منطبق بر کمان ماگمایی است. کانسارهای تپ

۱۰/۲- در هزار است (شکل ۱۰-الف و جدول ۱).

نسبت ایزوتوپی گوگرد در کانسارهای مختلف مس تپ ماننتو با سنگ میزبان به سن ائوسن در ایران در شکل ۱۰ ب نشان داده شده است. در کانسارهای پهنه معدنی کشکوئیه (کمان ماگمایی ارومیه-دختر)، نسبت ایزوتوپی گوگرد برای کانی‌های سولفیدی مس (بورنیت، کالکوسیت و کالکوپیریت) دامنه‌ای از ۷/۸- تا ۲/۶- در هزار را پوشش می‌دهد (ابولی‌پور، ۱۳۹۱). در کانسارهای گستره عباس‌آباد (پهنه سبزواری)، مقادیر برای کانی کالکوسیت، از ۳۳- تا ۹ در هزار بوده (صالحی و رسا، ۱۳۹۴) و در کانسار ماری (پهنه طارم) نیز مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ برای کانی بورنیت، از ۲/۷- تا ۳/۴- در هزار اندازه‌گیری شده است (Maghfouri et al., 2017). در کانسارهای مس تپ ماننتو شیلی، تغییرات بسیار گسترده بوده و بازه‌ای از ۳۸- تا ۲۸ در هزار را شامل می‌شود (Wilson et al., 2003; Saric et al., 2003; Vivallo and Henríquez, 1998; Munizaga and Zentilli, 1994; Munizaga et al., 1994; Spiro and Puig, 1988; Sasaki et al., 1984).

مطالعات انجام شده بر روی منشأ گوگرد کانی‌های سولفیدی در کانسارهای مس تپ ماننتو در جهان، نشانگر منشأ احتمالی گوگرد از پیریت‌های اولیه سنگ میزبان است (Wilson et al., 2003; Saric et al., 2003).

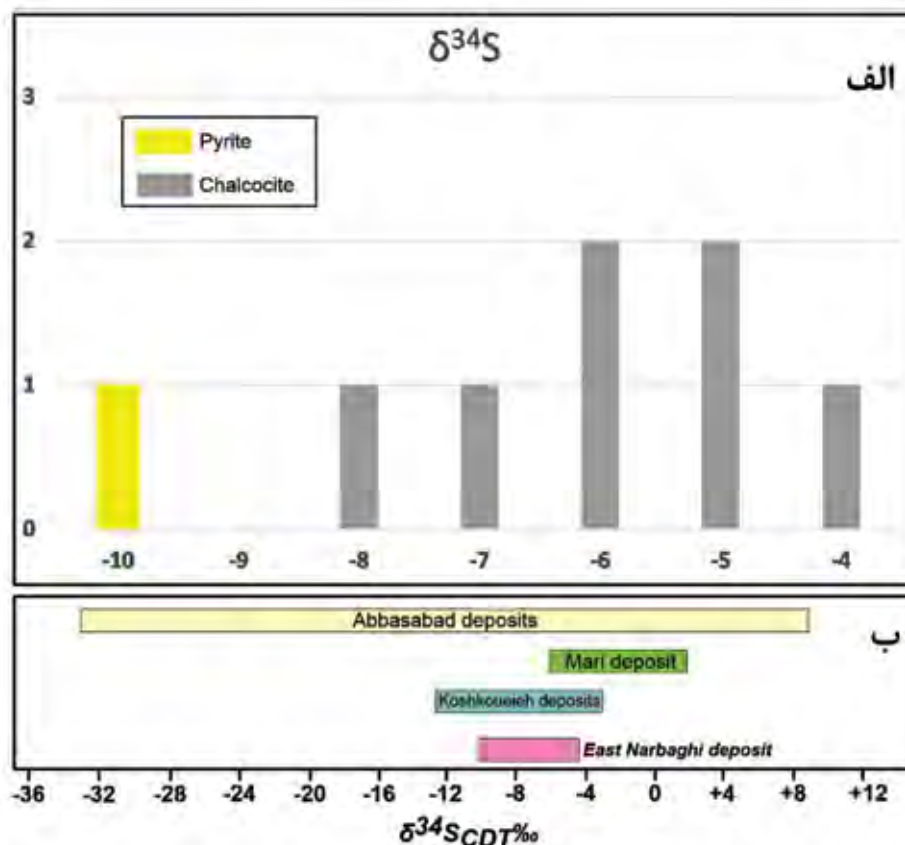
در اغلب کانسارهای مس تپ ماننتو، تغییرات ایزوتوپی گوگرد کانی‌های سولفیدی مس، مشابه مقادیر مربوط به کانی پیریت است. با توجه به وجود شکل‌های کلوفرم و فرامبوئیدال پیریت در زمینه سنگ میزبان کانسارهای مس تپ ماننتو شیلی (به‌ویژه کانسار ال‌سالدادو)، که حاکی از تشکیل این پیریت‌ها در مرحله رسوب‌گذاری و دیاژنز آغازین است، سولفات آب دریا طی فرآیند احیای باکتریایی به H_2S تبدیل شده و پس از ترکیب با آهن آزاد موجود در حوضه آتشفشانی-رسوبی، کانی پیریت را تشکیل داده است (Wilson et al., 2006; Carrillo-Rosúa et al., 2003). احیای باکتری سولفات آب دریا، موجب غنی‌شدگی گوگرد ۳۲ و فقیرشدگی گوگرد ۳۴ شده و مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ به سمت منفی متمایل می‌شوند (Hoefs, 2009; Cisternas



شکل ۹. الف) دورنمایی از رخداد کان‌زایی مس چینه‌کران در واحد توف سیلتی و فعالیت‌های معدنی شدادی صورت گرفته در آن، ب) تصویر نمونه دستی بافت رگه-رگچه‌ای کالکوسیت که لایه‌بندی سنگ میزبان را قطع کرده است، پ و ت) کان‌زایی مس که به صورت هم‌رند با لامیناسیون سنگ میزبان رخ داده است، ث) تصویر میکروسکوپی از پیریت دانه‌پراکنده در متن سنگ میزبان توف سیلتی، ج) تصویر میکروسکوپی از پیریت‌های فرامبوئیدال، چ) تصویر میکروسکوپی (نور عبوری) توف سیلتی و بافت دانه‌پراکنده پیریت و سولفیدهای مس در آن، ح) تصویر میکروسکوپی کانسنگ رگه-رگچه‌ای که در آن کالکوسیت در حال جانشینی پیریت است، خ) تصویر میکروسکوپی حفرات پر شده سنگ میزبان از کانی زئولیت، د) تشکیل زئولیت و کالکوسیت به صورت پرکننده فضای خالی در متن سنگ میزبان (کالکوسیت: Cc، بورنیت: Bn، پیریت: Py، مالاکیت: Mal، زئولیت: Zeo) (نشانه‌ها برگرفته از Whitney and Evans, 2010)

مانتو در شیلی، بیشتر دارای سنگ میزبان و سنگ‌های همراه با ترکیب آندزیتی هستند. البته در برخی نواحی، واحدهای سنگی فلسیک و حتی رسوبی، میزبان کان‌زایی می‌باشند (Wilson and Zentilli, 2006; Haggan et al., 1998; Oyarzum et al., 2003). همچنین کان‌زایی تپ ماتو در شیلی بیشتر توسط رگه-رگچه‌ها کنترل می‌شود (Shen et al., 2020). کانسارهای تپ ماتو اواخر سیلورین-اوایل دونین در کمربند کوهزایی آسیای مرکزی (با

شکل ۹. الف) دورنمایی از رخداد کان‌زایی مس چینه‌کران در واحد توف سیلتی و فعالیت‌های معدنی شدادی صورت گرفته در آن، ب) تصویر نمونه دستی بافت رگه-رگچه‌ای کالکوسیت که لایه‌بندی سنگ میزبان را قطع کرده است، پ و ت) کان‌زایی مس که به صورت هم‌رند با لامیناسیون سنگ میزبان رخ داده است، ث) تصویر میکروسکوپی از پیریت دانه‌پراکنده در متن سنگ میزبان توف سیلتی، ج) تصویر میکروسکوپی از پیریت‌های فرامبوئیدال، چ) تصویر میکروسکوپی (نور عبوری) توف سیلتی و بافت دانه‌پراکنده پیریت و سولفیدهای مس در آن، ح) تصویر میکروسکوپی کانسنگ رگه-رگچه‌ای که در آن کالکوسیت در حال جانشینی پیریت است، خ) تصویر میکروسکوپی حفرات پر شده سنگ میزبان از کانی زئولیت، د) تشکیل زئولیت و کالکوسیت به صورت پرکننده فضای خالی در متن سنگ میزبان (کالکوسیت: Cc، بورنیت: Bn، پیریت: Py، مالاکیت: Mal، زئولیت: Zeo) (نشانه‌ها برگرفته از Whitney and Evans, 2010)



شکل ۱۰. الف) نمودار ستونی نسبت ایزوتوپی گوگرد در نمونه‌های سولفیدی کانسار نارباغی شرقی، ب) نمودار مقایسه‌ای مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در کانسارهای مس مانتو با سن سنگ میزبان ائوسن در ایران (صالحی و رسا، ۱۳۹۴؛ ابولی‌پور، ۱۳۹۱؛ Maghfouri et al., 2017)

خالی است (Kojima et al., 2009). در کانسارهای ناحیه قم-ساوه نیز شکل ماده معدنی و سولفیدهای مس بیشتر به صورت رگه-رگچه‌ای است که در بخش‌هایی فضاهای خالی سنگ را نیز پر کرده‌اند. مهم‌ترین کانی‌های سولفیدی موجود در کانسارهای تیپ مانتو در دنیا و شیلی شامل بورنیت، کالکوسیت و کالکوپیریت به همراه پیریت هستند (Kojima et al., 2009; Wilson and Zentilli, 2006; Wilson et al., 2003). کانسارهای مورد مطالعه نیز دارای کانی‌شناسی بسیار مشابهی با دیگر کانسارهای تیپ مانتو در دنیا می‌باشند. گسترش دگرسانی‌های هماتی، کربناته، زئولیتی و سیلیسی در کانسارهای ناحیه قم-ساوه نیز شباهت فراوانی با دیگر کانسارهای مانتو در جهان دارد.

میزبان توالی‌های آتشفشانی-رسوبی، برش‌های ولکانیکی آندزیت، آندزیت و بازالت با کانه‌زایی کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت با بافت دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای، برشی و جانیشینی شناخته می‌شوند (Shen et al., 2020; Zhao et al., 2020). میزبان کانه‌زایی در کانسارهای ناحیه قم-ساوه بیشتر دارای ترکیب آندزیتی هستند و شامل توف سیلتی، توف برش، آندزیت، لیتیک کریستال توف و آندزیت بازالت آمیگدالوئیدال است.

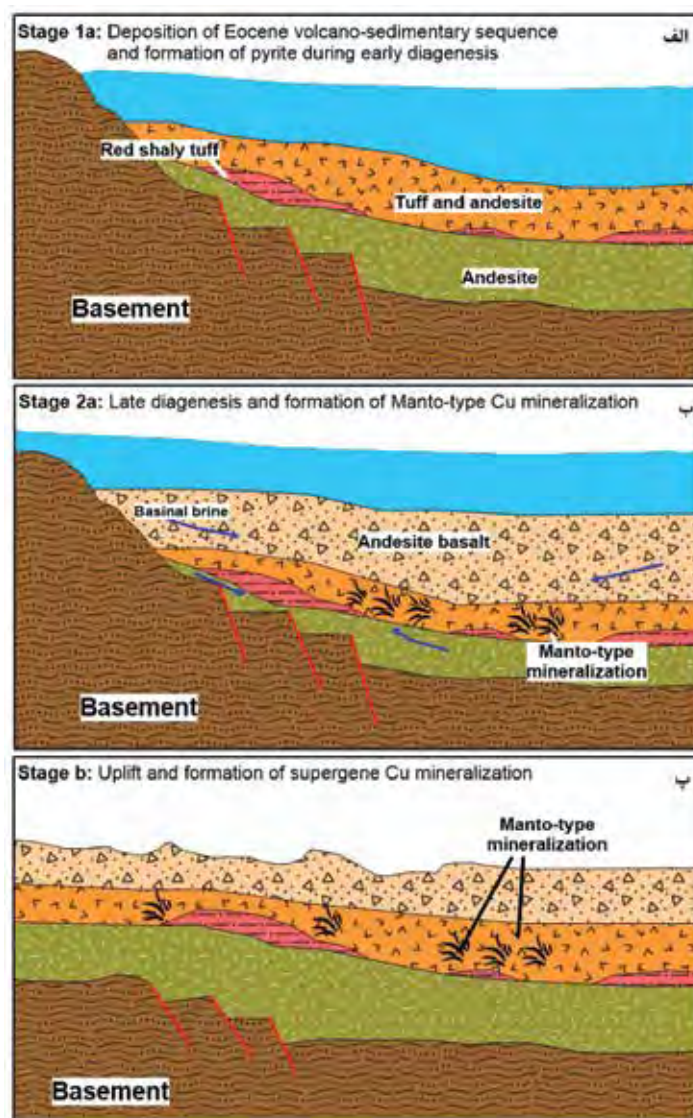
ویژگی بارز کانسارهای تیپ مانتو در دنیا، محدود بودن کانه‌زایی به واحد چینه‌ای خاص و چینه‌کران بودن این کانسارها است (Kojima et al., 2009; Tristán-Aguilera et al., 2006). در کانسارهای مورد مطالعه نیز کانه‌زایی اولیه مس، چینه‌کران هستند و محدود به یک واحد سنگی می‌باشند. شکل ماده معدنی در کانسارهای تیپ مانتو به‌طور عمده رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضای

1. Central Asian orogenic belt

الگوی تشکیل کانسار

مطالعات میکروسکوپی حاکی از تهنشست این پیریت‌ها بعد از تهنشست و قبل از سنگ‌شدگی سنگ میزبان است. در مرحله اول کانه‌زایی، دگرسانی هماتیته در واحدهای سنگی کم‌پایین گسترش یافته است. تشکیل هماتیت، در اثر تخریب کانی‌های ناپایدار غنی از آهن، مثل پیروکسن و آمفیبول است (Walker et al., 1978). این رویداد می‌تواند نشانگر تغییرات شیمی آب-شورابه در حوضه باشد و موجب آغاز شستشوی مس از سنگ میزبان شود.

با در نظر گرفتن شواهد موجود و مطالعات انجام شده و با استفاده از مشابهت کانسار نارباغی شرقی با کانسارهای مس تپ ماتو شیلی، دو مرحله عمده را می‌توان برای رخداد کانه‌زایی اولیه مس در این کانسار در نظر گرفت (شکل ۱۱). در مرحله نخست (شکل ۱۱-الف)، طی تهنشست و دیازنز آغازین سنگ میزبان کانه‌زایی، پیریت‌های دانه‌پراکنده در اثر احیاء باکتریایی سولفات آب دریا تشکیل شده‌اند.



شکل ۱۱. مدل تشکیل کانسار مس تپ ماتو نارباغی شرقی، الف) فعالیت آتشفشانی و رسوب‌گذاری در حوضه آتشفشانی-رسوبی ائوسن و تشکیل پیریت‌های فرامبوئیدال و دانه‌پراکنده در متن سنگ میزبان در اثر احیاء باکتریایی سولفات آب دریا، ب) ادامه فعالیت آتشفشانی و رسوب‌گذاری موجب افزایش ضخامت واحدهای سنگی، فرونشست حوضه و افزایش فشار لیتوستاتیک شده و با توجه به حرارت ناشی از فرآیندهای آتشفشانی در منطقه، دیازنز تدفیتی رخ می‌دهد و سیالات اکسیدی، مس را از واحدهای آتشفشانی شسته و در اثر برخورد با پیریت‌های تشکیل شده در مرحله نخست، کانی‌های سولفیدی مس (کالکوسیت و بورنیت) تشکیل می‌شوند، پ) در این مرحله در اثر فشارهای تکتونیکی، واحدهای سنگی میزبان دچار بالآمدگی، چین‌خوردگی و گسلس شده و کانه‌زایی ثانویه برونزاد مس (مالاکیت) تشکیل می‌شود

مطالعه، کانه‌زایی چینه‌کران است و از شکل واحد سنگی میزبان تبعیت می‌کند. گسترش پهنه‌های دگرسانی بسیار محدود می‌باشد و کانی‌شناسی کانسنگ ساده و شامل کالکوسیت و بورنیت است. اما در دیگر کانسارهای مس همانند نارباغی شمالی و کوه‌پنگ، کانه‌زایی رگه‌ای مس در ارتباط با عملکرد توده‌های نفوذی بعد از ائوسن (الیگومیوسن) است و کانه‌زایی رگه‌ای مس در سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن و همچنین در بخش‌هایی در داخل توده‌های نفوذی رخ داده و قابل مقایسه با کانسارهای اپی‌ترمال هستند. از لحاظ زمانی، رخداد کانه‌زایی‌های مس تیپ اپی‌ترمال در ناحیه مورد مطالعه، بعد از تشکیل کانسارهای تیپ مانتو می‌باشد. وضعیت مشابهی نیز در ناحیه کرمان و در شیلی مشاهده می‌شود. بررسی ارتباط میان رخداد کانه‌زایی مس چینه‌کران تیپ مانتو و کانه‌زایی مس اپی‌ترمال در ناحیه قم-ساوه یکی از موضوع‌های مهم و اساسی است و می‌بایستی در پژوهش‌های دانشگاهی و علمی آینده مورد توجه قرار گیرد.

سپاسگزاری

نویسندگان مراتب سپاس خود را از آقای لین ویگو (Lin Weiguo) از شرکت Linyi Zhenhua Carbon Technology چین بابت همکاری در انجام آنالیزهای ایزوتوپی گوگرد ابراز می‌دارند. همچنین از مسئولان محترم شرکت‌های زاگرس مس‌سازان، حدیدگستر سیرجان و مس‌پویان البرز به‌ویژه آقایان دکتر تهامی و مهندس صالح‌نیا که در انجام بازدیدهای صحرائی و نمونه‌گیری مغزه‌ها، ما را یاری کردند، تشکر و قدردانی می‌شود. همچنین لازم است از نقطه‌نظرات ارزشمند داوران محترم که موجب غنای بیشتر مطالب شد، سپاسگزاری شود.

منابع

- آقائباتی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۴۰.
- ابولی‌پور، م.، راستاد، ا. و رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۹۴. کانه‌زایی مس چینه‌کران نوع مانتو (Manto-type) در آندزیت پورفیر پیرویتومن‌دار کشکوبیه رفسنجان، زیرپهنه دهج-ساردوبیه. فصلنامه علوم زمین، ۲۴، ۹۵، ۱۲۳-۱۴۴.

با توجه به فعالیت آتشفشانی و حجم قابل توجهی از توالی آتشفشانی-رسوبی، توالی میزبان کانه‌زایی در پهنه مورد مطالعه می‌تواند حرارت بالایی را در خود حفظ نماید (Kirkham, 1996) که موجب تحرک سیالات و شورابه‌های اکسیدان بین‌منفذی شده (Boric et al., 2002) و این سیالات به دلیل دمای بالای محیط و تحت تأثیر گردش در میان واحدهای آتشفشانی، غنی از مس شوند (شکل ۱۱-ب). این سیالات غنی از مس به سمت نقاط کم‌فشار حرکت کرده و با ورود به واحدهای غنی از پیریت، موجب آزاد شدن آهن از ساختار پیریت و جانشینی مس به جای آن می‌شود. در برخی از کانسارهای مس مانتو همانند کانسار نارباغی شرقی و کانسار کهک، آهن آزاد شده از شبکه پیریت، به شکل هماتیت در اطراف سولفیدهای مس حضور دارد (Tristá-Aguilera et al., 2006; Wilson and Zentilli, 2003; Haggan et al., 2003; Wilson et al., 2003). مطالعات ایزوتوپی گوگرد انجام گرفته بر روی کانی‌های پیریت و کالکوسیت در کانسار نارباغی شرقی نیز منشاء یکسان گوگرد در شکل‌های دانه‌پراکنده پیریت (تشکیل شده در دیازنر آغازین) و کالکوسیت رگه-رگچه‌ای (تشکیل شده در مرحله دیازنر تدفینی) را تأیید می‌کند.

پس از تشکیل کانسنگ اولیه مس، با رخداد فازهای کوهزایی و بالآمدگی، توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن دچار چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی شده و تحت تأثیر سیالات جوی، کانسنگ ثانویه برونزاد مس (مالاکیت و آزوریت) تشکیل شده است (شکل ۱۱-پ).

نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعات انجام شده توسط پژوهشگرهای قبلی و نوشتار حاضر، کانسارهای مس ناحیه قم-ساوه قابل مقایسه با کانسارهای تیپ مانتو می‌باشند. این کانسارها دارای گسترش زیادی هستند؛ اما باید توجه داشت نحوه تشکیل کانه‌زایی مس در کانسارهای مورد مطالعه در این پژوهش، با سایر کانسارهای مس شناخته شده در این ناحیه (کانسارهای ماگمایی-هیدروترمال وابسته به توده‌های نفوذی) متفاوت است. در کانسارهای تیپ مانتو مورد

- ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۷۰.
- فردوست، ف.، ۱۳۷۰. مطالعه کانی‌شناسی و تعیین ژنز کانسار منگنز و نارچ قم. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۸۰.
- فضلی، ن.، قادری، م.، لنتز، د. و لی، ج. و.، ۱۳۹۸. زمین‌شناسی، دگرسانی، کانه‌زایی و ژئوشیمی کانسار اپی‌ترمال نقره-مس نارباغی شمالی، شمال‌خاور ساوه. فصلنامه علوم زمین، ۲۸، ۱۱۲، ۲۲-۱۳.
- فضلی، ن.، ۱۳۹۴. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار اپی‌ترمال نارباغی شمالی، شمال‌شرق ساوه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۲۲۰.
- فضلی، ن.، قادری، م. و مغفوری، س.، ۱۳۹۳. کانه‌زایی مس چینه‌کران تپ ماتو نارباغی شرقی در توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن، شمال‌شرق ساوه، سی و سومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قلمقاش، ج.، ۱۳۷۴. مطالعه پلوتونیسیم ترشیری جنوب قم (محدود به ورقه ۱:۱۰۰/۰۰۰ کهک)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۴۰.
- کبودی، ز.، ۱۳۹۶. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس کهک، جنوب قم. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.
- کبودی، ز.، قادری، م. و راستاد، ا.، ۱۳۹۸. کانی‌شناسی، ساخت و بافت و الگوی تشکیل کانسار مس تپ ماتو کهک در توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن، جنوب قم. فصلنامه علوم زمین، ۲۹، ۱۱۳، ۱۵۴-۱۴۵.
- لطفی، م.، آرین، م. ع. و مردی‌طرشستی، ع. ج.، ۱۳۸۱. معرفی کانسار منگنز قلعه محمدعلی‌خان. ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۱۰.
- محبوبیان فرد، م.، احیاء، ف. و جاوریانی، ا.، ۱۳۹۶. زمین‌شیمی و خاستگاه کانسار سنگ‌آهن-خاک سرخ مأمونیه، استان مرکزی. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، ۹، ۴۳۸-۴۱۹.
- معانی‌جو، م.، نصیری، ع.، آلیانی، ف.، مستقیمی، م.، قلی‌پور، م. و مقصودی، ع.، ۱۳۹۴. مطالعه زمین‌شیمی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی در کانسار منگنز شهرستانک، رهیافتی در تعیین شرایط تشکیل کانسار. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، ۷، ۲۱-۱.
- ابولی‌پور، م.، ۱۳۹۱. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه‌زایی چینه‌کران مس در توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن کشکوئیه، رفسنجان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۲۸۰.
- احمدی، ر.، ۱۳۹۹. مقایسه نتایج روش‌های زمین‌آماري خطی و غیرخطی در مدلسازی و ارزیابی ذخیره کانسار مس نارباغی شمالی ساوه. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۴، ۵۶، ۵۹-۴۳.
- امامی، م.، ۱۳۷۹. ماگماتیسیم در ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۱، ۶۲۲.
- امامی، م.، ۵. و حاجیان، ج.، ۱۳۷۰. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰/۰۰۰ قم. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بویری کناری، م.، ۱۳۸۹. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت، ژئوشیمی، ژنز و تپ کانسار مس کشت‌مهکی، شمال‌غرب صفاشهر (استان فارس)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۲۲۴.
- حسین‌زاده، م. ر.، مغفوری، س.، مؤید، م. و فرید اصل، و.، ۱۳۹۵. معرفی کانسار مس ماری به‌عنوان یک ذخیره چینه‌کران نوع ماتو در پهنه طارم، شمال‌غرب ایران. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۰، ۳۸، ۳۸-۱۷.
- صالحی، ل. و رسا، ا.، ۱۳۹۴. ویژگی‌های ایزوتوپی گوگرد کالکوسیت در کانسار مس معدن بزرگ، عباس‌آباد، شمال‌خاور ایران. سی و چهارمین گردهمایی و دومین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰.
- عسکری، ن.، ۱۳۸۷. بررسی سنگ‌های آتشفشانی جنوب‌شرق کهک (دستجرد). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- علی‌زاده، و.، مؤمن‌زاده، م. و امامی، م.، ۱۳۹۱. سنگ‌نگاری، ژئوشیمی، مطالعه میانبارهای سیال و تعیین نوع کانه‌زایی کانسار مس و زرگ-قاین. فصلنامه علوم زمین، ۲۲، ۸۶، ۵۸-۴۷.
- عمیدی، س. م.، شهرابی، م. و نوایی، ا.، ۱۳۸۴. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰/۰۰۰ ساوه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- فضلی، آ.، ۱۳۸۱. بررسی تپ کانی‌سازی مس در کانسار و شنوه (جنوب استان قم). پایان‌نامه کارشناسی

- Ayati, F., Yavuz, F., Asadi, H.H., Richards, J.P. and Jourdan, F., 2013. Petrology and geochemistry of calc-alkaline volcanic and sub-volcanic rocks, Dalli porphyry copper-gold deposit, Markazi province, Iran. *International Geology Review*, 55, 1-27.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In: H.K. Gupta and F.M. Delany (eds.) *Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution*, Washington, D.C., American Geophysical Union, 3, 5-32.
- Boric, R., Holmgren, C., Wilson, N.S.F. and Zentilli, M., 2002. The geology of the El Soldado Manto type Cu (Ag) deposit, central Chile. In: Porter, T.M. (ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, v. 2, PGC Publishing, Adelaide, Australia, 185-205.
- Cabral, A.R. and Beaudoin, G., 2007. Volcanic red-bed copper mineralization related to submarine basalt alteration, Mont Alexandre, Quebec Appalachians, Canada. *Mineralium Deposita*, 42, 901-912.
- Calagari, A.A., 2003. Stable isotope (S, O, H and C) studies of the phyllic and potassic-phyllic alteration zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 7, 767-780.
- Carrillo-Rosúa, J., Boyce, A.J., Morales-Ruano, S., Morata, D., Roberts, S., Munizaga, F. and Moreno-Rodríguez, V., 2014. Extremely negative and inhomogeneous sulfur isotope signatures in Cretaceous Chilean Manto-type Cu-(Ag) deposits, Coastal range of central Chile. *Ore Geology Reviews*, 56, 13-24.
- Carrillo-Rosúa, F.J., Molares-Ruano, S., Morata, D., Boyce, A.J., Fallick, A.E., Belmar, M., Munizaga, F. and Fenoll Hach-Alí, P., 2006. Mineralogía e isótopos estables en depósitos de Cu (Ag) estratoligados tipo manto del cretácico inferior de la cordillera de la costa (área de La Serena - مغفوری، س. و موحدنیا، م.، ۱۳۹۳. زمین‌شناسی و کانه‌زایی کانسارهای مس عباس‌آباد شاهرود و مقایسه آنها با کانسارهای مس تیپ مانتو. هجدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.
- مهرابی، ب. و فاضلی، آ.، ۱۳۸۰. بررسی تیپ کانی‌سازی مس در کانسار وشنوه (جنوب استان قم). بیستمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نجمی، ف.، مظاهری، س.ا.، سعادت، س. و انتظاری هرسینی، ا.، ۱۳۹۶. زمین‌شناسی، دگرسانی، کانه‌زایی و مطالعات ژئوشیمیایی در معدن مس، منطقه گل‌چشمه، جنوب نیشابور. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۱، ۴۳، ۱۳۹-۱۲۵.
- نظری، م.، ۱۳۷۳. بررسی کانی‌شناسی و ژنز کانسار باریت دره کاشان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۸۰.
- نوگل‌سادات، م.ع.، هوشمندزاده، ع.، بهروزی، آ. و لطفی، م.، ۱۳۶۴. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰/۰۰۰ ساوه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- هاشمی، ف.، موسیوند، ف. و رضایی کهنخانی، م.، ۱۳۹۶. افق‌های کانه‌دار، رخساره‌های کانسنگ، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد (VMS) باریت-سرب-مس وردان، جنوب‌غرب قمصر. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، ۹، ۶۱۶-۵۸۷.
- یوسفی، س. و علی‌پور اصل، م.، ۱۳۹۶. کانی‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار مس زرنديه، شمال شرق ساوه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۰.
- Ahmadian, J., Haschke, M., McDonald, I., Regelous, M., Ghorbani, M.R., Emami, M.H. and Murata, M., 2009. High magmatic flux during Alpine-Himalayan collision: Constraints from the Kal-e-Kafi complex, central Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 121, 857-868.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 983-992.

- y Melipilla), v. 2, Actas XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, 199-202.
- Cisternas, M.E. and Hermosilla, J., 2006. The role of bitumen in strata-bound copper deposit formation in the Copiapó area, northern Chile. *Mineralium Deposita*, 41, 339-355.
 - Forster, H., 1978. Mesozoic-Cenozoic Metallogensis in Iran, Geological Society of London, 135, 443-455.
 - Ghaderi, M., Fazli, N., Yan, S., Lentz, D.R. and Li, J.W., 2016. Fluid inclusion studies on North Narbaghi intermediate sulfidation epithermal Ag-Cu deposit, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. *World Multidisciplinary Earth Sciences Symposium (WMESS 2016)*, Prague, Czech Republic, Abstract Collection Book, 141.
 - Haggan, T., Parnell, J. and Cisternas, M.E., 2003. Fluid history of andesite-hosted Cu-bitumen mineralization, Copiap district, north-central Chile. *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79, 631-635.
 - Hoefs, J., 2009. *Stable Isotope Geochemistry*. 6th ed., Berlin, Springer-Verlag, 293.
 - Hosseini, M.R., Ghaderi, M., Alirezaei, S. and Sun, W., 2017. Geological characteristics and geochronology of the Takht-e-Gonbad copper deposit, SE Iran: A variant of porphyry type deposits. *Ore Geology Reviews*, 86, 440-458.
 - Kaplan, I.R. and Rittenberg, S.C., 1964. Microbiological fractionation of sulfur isotopes. *Journal of General and Applied Microbiology*, 34, 195-212.
 - Kirkham R.V., 1996. Volcanic red bed copper, U.S. Geological Survey, *Canadian Mineral Deposit Types*, 8, 241-252.
 - Kojima, S., Trista, D., Guilera, A. and Ayashi, H., 2009. Genetic aspects of the Manto-type copper deposits based on geochemical studies of north Chilean deposits. *Resource Geology*, 59, 87-98.
 - Kouhestani, H., Ghaderi, M., Emami, M.H., Meffre, S., Kamenetsky, V., McPhie, J. and Nasiri Bezenjani, R., 2017. Compositional characteristics and geodynamic significance of late Miocene volcanic rocks associated with the Chah Zard epithermal gold-silver deposit, southwest Yazd, Iran. *Island Arc*, 27,1, e12223.
 - Maghfouri, S., Hosseinzadeh, M.R., Moayyed, M., Movahednia, M. and Choulet, F., 2017. Geology, mineralization and sulfur isotopes geochemistry of the Mari Cu (Ag) Manto-type deposit, northern Zanjan, Iran. *Ore Geology Reviews*, 81, 10-22.
 - Maksaev, V., Townley, B., Palacios, C. and Camus, F., 2007. Metallic ore deposits. In Moreno, T. and Gibbons, W. (eds.) *The Geology of Chile*. The Geological Society, 180-199.
 - Mohammaddoost, H., Ghaderi, M., Kumar, T.V., Hassanzadeh, J., Alirezaei, S., Stein, H.J. and Babu, E.V.S.S.K., 2017. Zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology, with S isotopic composition of sulfides from the Chah-Firouzeh porphyry Cu deposit, Kerman Cenozoic arc, SE Iran. *Ore Geology Reviews*, 88, 384-399.
 - Munizaga, F., Reyes, J.C. and Nyström, J.O., 1994. Razones isotópicas de los sulfuros del distrito minero de Cerro Negro: Un posible indicador de los depósitos estratoligados de Cu hospedados en rocas sedimentarias lacustres. *Revista Geology Chile*, 21, 189-195.
 - Munizaga, F. and Zentilli, M., 1994. Sulphur isotope characterization of stratabound copper deposits in Chile. *Comunicaciones, Universidad de Chile, Santiago*, 127-134.
 - Nezafati, N. and Stoellner, T., 2018. Economic geology, mining archaeological and archaeometric investigations at the Veshnaveh ancient copper mine, central Iran. *Metalla Nr 23.2*, 67-90.
 - Nouri, F., Azizi, H., Stern, R.J., Asahara, Y., Khodaparast, S., Madanipour, S. and Yamamoto, K., 2018. Zircon U-Pb dating, geo-

- chemistry and evolution of the Late Eocene Saveh magmatic complex, central Iran: Partial melts of sub-continental lithospheric mantle and magmatic differentiation. *Lithos*, 314-315, 274-292.
- Oliveros, V., Feraud, G., Aguirre, L., Ramirez, L., Fornary, M. and Palacios, C., 2008. Detailed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of geologic events associated with the Mantos Blancos copper deposit, northern Chile. *Mineralium Deposita*, 43, 281-293.
 - Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008. Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences, *Lithos*, 106, 380-398.
 - Oyarzum, R., Ortega, L., Sierra, J., Lunar, R. and Oyarzun, J., 1998. Cu, Mn and Ag mineralisation in the Quebrada Marquesa quadrangle, Chile: The Talcuna and Arqueros districts. *Mineralium Deposita*, 33, 547-559.
 - Rajabpour, S., Jiang, S.-Y., Lehmann, B., Abedini, A. and Gregory, D.D., 2018. Fluid inclusion and O-H-C isotopic constraints on the origin and evolution of ore-forming fluids of the Cenozoic volcanic-hosted Kuh-Pang copper deposit, Central Iran. *Ore Geology Reviews*, 94, 277-289.
 - Rieger, A., Schwark, L., Cisternas, M.E. and Miller, H., 2008. Genesis and evolution of bitumen in Lower Cretaceous lavas and implications for strata-bound copper deposits, North Chile. *Economic Geology*, 103, 387-404.
 - Samani, B., 1998. Distribution setting and metallogenesis of copper deposits in Iran. Exploration Division, AEOI, 135-157.
 - Saric, N., Kreft, C. and Huete, C., 2003. Geología del yacimiento Lo Aguirre, Chile. *Revista Geología Chile*, 30, 317-331.
 - Sasaki, A., Ulriksen, C.E., Sato, K. and Ishihara, S., 1984. Sulfur isotope reconnaissance of porphyry copper and Manto-type deposits in Chile and the Philippines. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 35, 615-622.
 - Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44, 265-283.
 - Shafiei, B. and Shahabpour, J., 2008. Gold distribution in porphyry copper deposits of Kerman region, southeastern Iran. *Journal of Sciences of the Islamic Republic of Iran*, 19, 247-260.
 - Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24, 405-417.
 - Shen, P., Pan, H., Li, Z., Sun, J., Shen, Y., Li, C., Feng, H. and Cao, C., 2020. A Manto-type Cu deposit in the Central Asian orogenic belt: The Hongguleleng example (Xinjiang, China). *Ore Geology Reviews*, 124, 103656.
 - Southam, G. and Saunders, J.A., 2005. The geomicrobiology of ore deposits. *Economic Geology*, 100, 1067-1084.
 - Spiro, B. and Puig, A., 1988. The source of sulfur in polymetallic deposits in the Cretaceous magmatic arc, Chilean Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 261-266.
 - Tristá-Aguilera, D., Barra, F., Ruiz, J., Morata, D., Talavera-Mendoza, O., Kojima, S. and Ferraris, F., 2006. Re-Os isotope systematics for the Lince-Estefanía deposit: constraints on the timing and source of copper mineralization in a stratabound copper deposit, Coastal Cordillera of northern Chile. *Mineralium Deposita*, 41, 99-105.
 - Vivallo, W. and Henríquez, F., 1998. Génesis común de los yacimientos estratoligados y vetiformes de cobre del Jurásico Medio a Superior en la Cordillera de la Costa, Región de Antofagasta, Chile. *Ore Geology Reviews*, 25, 199-228.
 - Walker, T.R., Waugh, B. and Crone, A.,

1978. Diagenesis in first cycle desert alluvium of Cenozoic age, south-western United States and northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 19-32.
- Whitney, L.D. and Evans, W.B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
 - Wilson, N.S.F. and Zentilli, M., 2006. Association of pyrobitumen with copper mineralization from the Uchumi and Talcuna districts, central Chile. *International Journal of Coal Geology*, 65, 158-169.
 - Wilson, N.S.F., Zentilli, M. and Spiro, B., 2003. A sulfur, carbon, oxygen, and strontium isotope study of the volcanic-hosted El Soldado Manto-type Cu deposit, Chile: The essential role of bacteria and petroleum. *Economic Geology*, 98, 163-174.
 - Yaghubpur, A., 2003. Mineral deposits in metallogenic belt east of Zagros fault. In: Eliopoulos et al. (eds.), *Mineral Exploration and Sustainable Development*, 1240-1252.
 - Zarasvandi, A., Liaght, S. and Zentilli, M., 2005. Porphyry copper deposits of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. *Super Porphyry Copper and Gold deposits: A global perspective*. PGC Publishing, Adelaide, 2, 441-452.
 - Zhao, L., Han, J., Lu, W., Liang, P. and Jourdan, F., 2020. The Middle Permian Hongshanliang Manto-type copper deposit in the East Tianshan: Constraints from geology, geochronology, fluid inclusions and H-O-S isotopes. *Ore Geology Reviews*, 124, 103601.

شناسایی دسته دایک‌های مختلف بر پایه روش‌های زمین-اطلاعاتی در پهنه فلزایی طارم-شمال غرب ایران

صادق افشار نجفی^۱، عزیز رحیمی^(۲)، تقی نبئی^۳ و مهناز رضائیان^۴

۱. دانشجوی دکتری زمین‌شناسی-تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران
۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران
۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور مرکز قزوین، قزوین، ایران
۴. استادیار گروه علوم زمین، دانشکده تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۱/۲۰

چکیده

پهنه فلزایی طارم با روند شمال غربی-جنوب شرقی، از لحاظ زمین‌ساختی در شمال غرب پهنه ارومیه-دختر قرار گرفته است. این پهنه توسط گسل‌های اصلی با روند شمال غربی-جنوب شرقی و نوع دوم با روندهای شمال غربی-جنوب شرقی، شمالی-جنوبی، شمال شرقی-جنوب غربی و شرقی-غربی قطع شده است. در این پهنه دسته دایک‌هایی با ترکیب و روند مختلف رخنمون دارند که از دیدگاه ساختاری تاکنون مورد توجه نبوده است. به همین دلیل برای شناسایی و مطالعه زمین‌ساختی دایک‌ها، روش زمین-اطلاعاتی شامل تفسیر تصاویر ماهواره‌ای لندست ۵ (سنجنده TM) برای شناسایی و ردیابی دایک، بررسی تصاویر گوگل ارث و بینگ، تهیه نقشه اولیه دایک‌ها و همچنین مطالعات ساختاری در مقیاس رخنمون و مزوسکوپی انجام گرفته شده است. نتایج نشان می‌دهد که پهنه برشی بین گسل‌های طارم و زنجان به همراه شکستگی‌های ریدل (R) و آنتی ریدل (R') حاصل از آنها به‌عنوان عامل اصلی کنترل ساختاری دایک‌های منطقه شناسایی شدند. بر اساس نمودارهای گلسرخی بیشتر دایک‌های نیمه قائم، با روند ۱۲۰ درجه همروند با یکی از دسته گسل-درزه‌های اصلی منطقه نفوذ کرده است. دایک‌های با ترکیب مافیک و حد واسط در چهار دسته با روندهای آزیموتی ۰۳۰، ۰۶۰، ۱۲۰ و ۱۵۰ درجه و دایک‌های اسیدی در دو دسته با روندهای ۱۲۰ و ۱۵۰ درجه رخنمون دارند. بر پایه مطالعات صحرایی از جمله تقاطع دایک‌های مختلف، دایک‌های مافیک با روند شمال شرقی-جنوب غربی به‌عنوان جوان‌ترین روند در منطقه است.

واژه‌های کلیدی: پهنه ارومیه-دختر، دسته درزه، دور سنجی، لندست.

مقدمه

اهمیت دسته‌های دایک توسط پژوهشگران علوم زمین به‌طور فزاینده‌ای روشن شده است (Misra, 2016; Lewis, 1955) به‌طوری‌که دایک‌های ماگمایی اطلاعاتی در خصوص منشأ و وضعیت مخزن ماگمایی و انتقال ماگما (Brown, 2001; Bons et al., 2010) و ساز و کارهای نفوذ و جایگیری فراهم می‌کند (Brown and Solar, 1999). دایک‌ها نشانگرهای مهمی در دو پوسته دگرریخت شده زیرین و میانی (Druguet et al., 2008) و همچنین در نواحی بالایی پوسته هستند (Airoldi et al., 2011; Paquet et al., 2008).

* نویسنده مرتبط: a.rahimi@gu.ac.ir

پهنه فلززایی طارم برای اولین بار می‌باشد. نتایج اصلی بر اساس روش‌های زمین-اطلاعاتی است که شامل مطالعات دورسنجی، تحلیل‌های ArcGIS و بررسی‌های میدانی دقیق می‌باشند. جمع‌آوری داده‌های اخیر، ما را قادر به شناسایی دایک‌های مختلف پهنه طارم از دیدگاه ساختاری از جمله ۱- توزیع مکانی و زمانی دایک‌های مختلف؛ ۲- روابط هندسی و تقاطع شبکه‌های شکستگی-گسلی با دسته‌های دایک و ۳- سن نسبی نفوذ آنها کرده است.

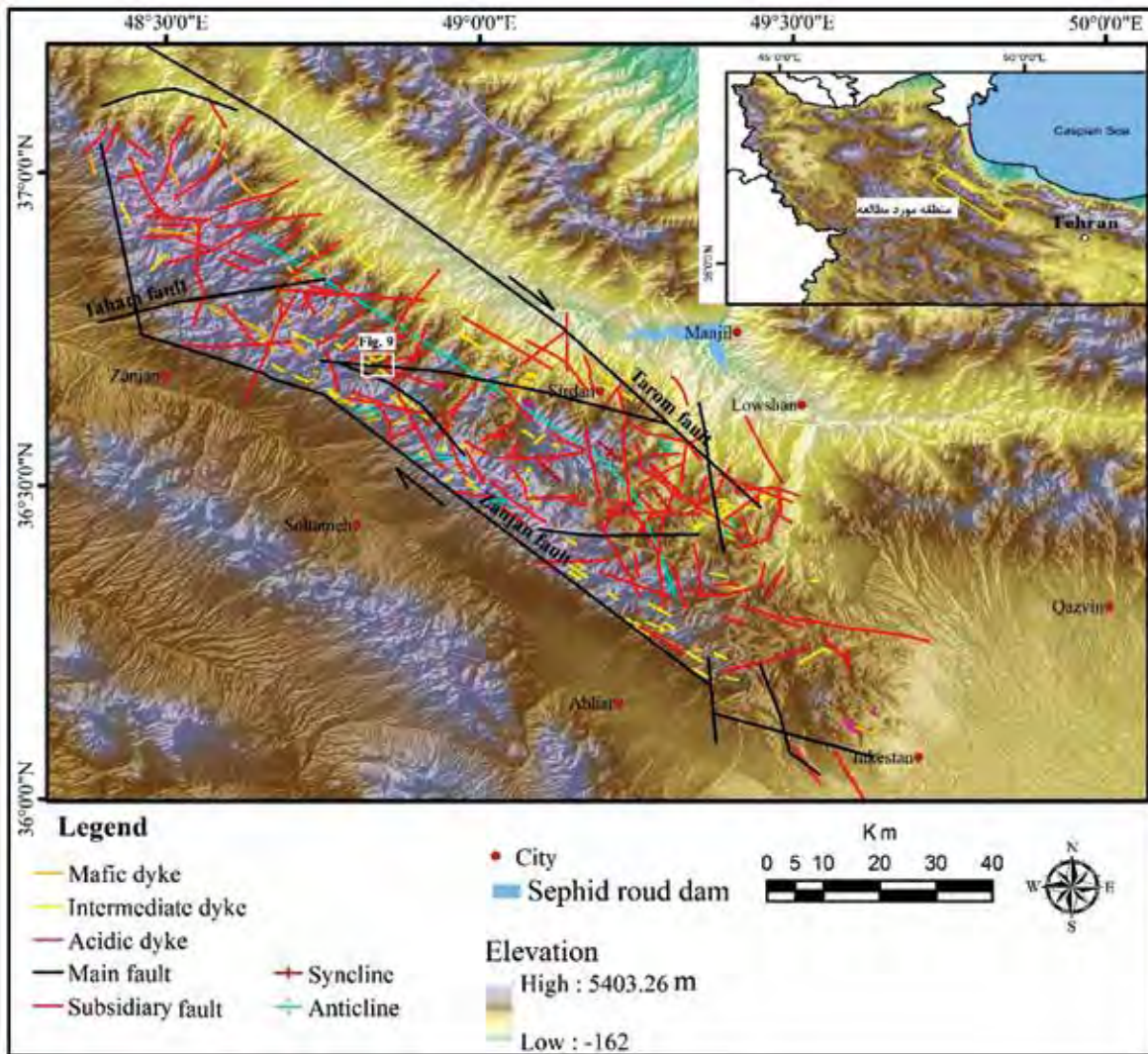
جایگاه زمین‌شناسی

فلات ایران در طول سنوزوئیک متحمل مجموعه‌ای از تحولات زمین‌شناختی از جمله دگرریختی، ماگماتیسم و کانه‌زایی شده است. زمین‌ساخت کشتی پالئوسن-ائوسن و ولکانیسم مرتبط با فرورانش و بازگشت به عقب اقیانوس نئوتتیس یک مستند مهم رویداد برخوردی صفحه عربی با اوراسیا است. (Verdel et al., 2011; Vincent et al., 2005). فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران و به دنبال آن برخورد صفحه عربی با اوراسیایی در طول کوهزایی آلپ-همالیا منجر به ولکانیسم در پهنه سنج-سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه-دختر، کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس و کمربند ماگمایی البرز شد (Berberian and King, 1981; Stöcklin, 1974). ماگماتیسم در ناحیه البرز-طارم و کمان ماگمایی ارومیه-دختر هم‌زمان رخ داده است (Agard et al., 2011).

پهنه فلززایی طارم واقع در شمال غرب پهنه ارومیه-دختر اغلب از سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی-آواری و نفوذی به سن ائوسن تشکیل شده و سپس دچار دگرریختی شده‌اند. اکثر واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی-آواری منطقه معادل سازند کرج معرفی شده است (Hirayama et al., 1966). لایه‌های سنگ چینه‌ای قابل توجه در منطقه شامل انواع گدازه‌های بازالتی، آندزیتی، ماسه‌سنگ‌ها با میان لایه‌های نرم مثل شیل، توفیت و توفیت شیلی می‌باشند (شکل ۲). در زمان ائوسن-الیگوسن پلوتونیسم خطی پهنه طارم در اعماق کم اتفاق افتاده است (Nabatiyan et al.,

2007). بنابراین دسته دایک‌ها به‌ویژه نوع مافیک، برای تفسیر فرایندهای ژئودینامیکی و بازسازی جغرافیای دیرین قاره‌ها ضروری هستند (Srivastava, 2011; Hanski et al., 2006). همچنین در صحت سنجی جریان ماگما و وضعیت تنش‌های دیرین ناحیه‌ای حائز اهمیت می‌باشند (Hou, 2012; Platten, 2000; Anderson, 1951). نفوذ دایک‌ها در شبکه‌های شکستگی از پیش موجود در سنگ میزبان به‌وسیله رخنمون‌های ساختاری با کیفیت بالا، واضح و متنوع قابل مشاهده هستند. این به‌عنوان اصلی‌ترین مدل جایگیری شناخته شده از دهه گذشته است (Enrique, 2009; Passchier, 2007). تقاطع دایک‌ها و سیل‌ها با پهنه‌های گسلی، سازندها و دیگر ساختارهای صفحه‌ای، محل بسیار مناسبی برای نهشت کانه‌ها فراهم می‌کند (Lewis, 1955).

دسته دایک‌ها در کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر در ایران تشکیل شده و در شمال غربی این کمربند و در پهنه فلززایی طارم رخنمون‌هایی از دسته دایک‌ها قابل مشاهده است. پهنه فلززایی طارم از لحاظ جغرافیایی در شمال غرب شهرستان قزوین و از نظر زمین‌ساختی در شمال غرب پهنه ارومیه-دختر واقع شده است. از لحاظ چینه‌شناسی، پهنه مورد مطالعه از واحدهای معادل سازند کرج به سن ائوسن و لایه‌های قرمز نئوژن تشکیل شده است (شکل‌های ۱ و ۲). این پهنه که در فرایند کوهزایی پیرنئن و رویدادهای زمین‌ساختی پس‌از آن ایجاد شده، دربرگیرنده شکستگی‌های متعدد با روندهای گوناگون است. مطالعات پیشین انجام شده در گستره بیشتر به بررسی توده‌های نفوذی، سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی و کانه‌زایی در گستره پرداخته‌اند (حیدریان، دهکردی و همکاران، ۱۳۹۶؛ حسین زاده و همکاران، ۱۳۹۵؛ قاسمی سیانی و همکاران، ۱۳۹۵؛ Hirayama et al., 1966). چند مطالعه سنگ‌شناختی نیز بر روی دایک‌های مذکور در گستره انجام شده است (ناظمی و قطب تحریری، ۱۳۹۳؛ قطب تحریری و حق نظر، ۱۳۹۲). ولی به شمار زیادی از دایک‌های موجود در گستره طارم از لحاظ ساختاری توجه کافی نشده است. بنابراین، هدف از این تحقیق، مطالعه دقیق ساختاری دسته دایک‌های مختلف

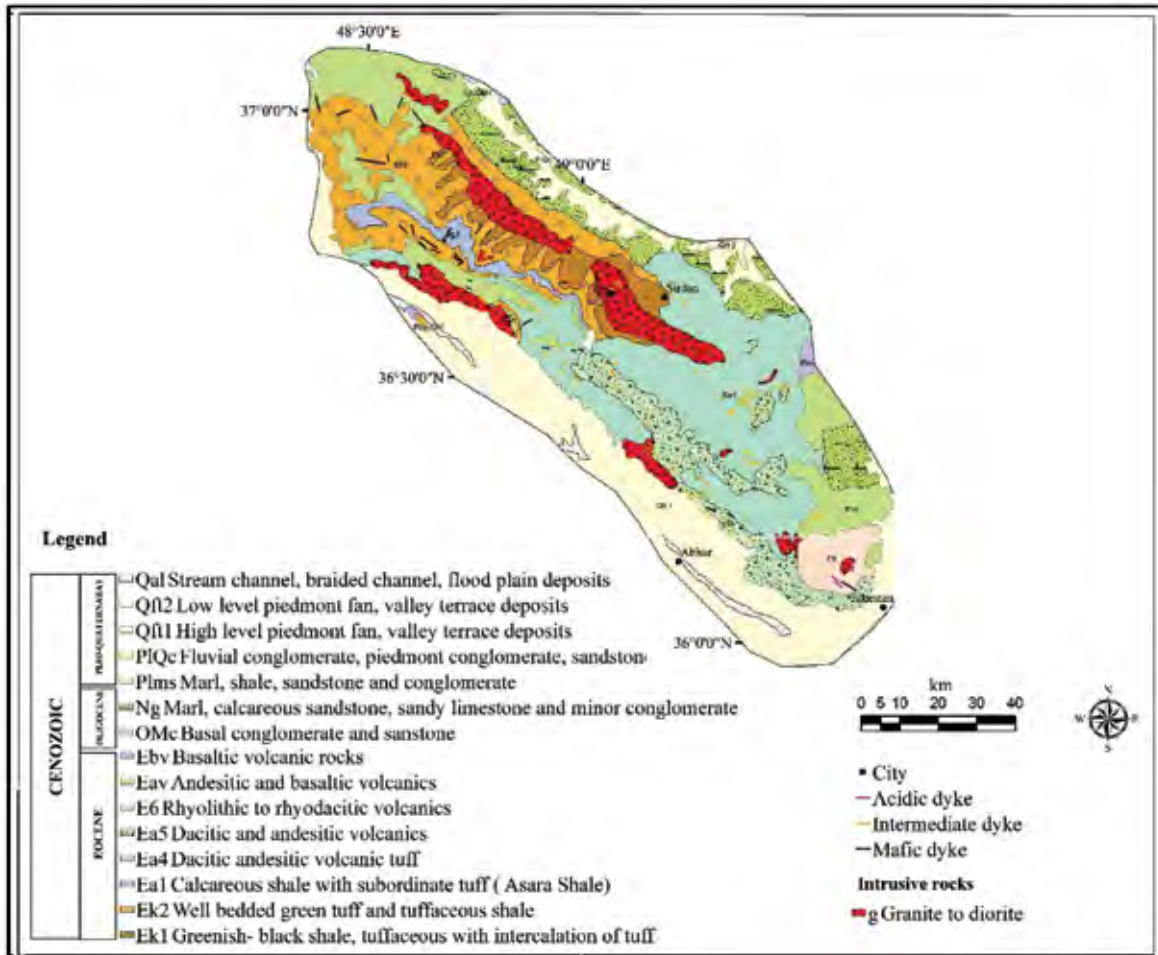


شکل ۱. نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه به همراه دایک‌های موجود. برگرفته از (Allen et al., 2011؛ اردکان و همکاران، ۱۳۹۵؛ بهارفیروزی، ۱۳۹۱) با تغییرات

شرقی آن به ترتیب با نام‌های گسل چَورزُق و پهنه گسلی نهران-سیردان معروف است) تحت تأثیر قرار گرفته است (اردکان و همکاران، ۱۳۹۵؛ بهارفیروزی، ۱۳۹۱). حرکات راستالغز راستبر در هر دو گسل باعث تشکیل پهنه برشی راستبر در منطقه شده است. شکستگی‌های موجود در این سامانه با شکستگی‌های سامانه Riedel (1929) قابل توجیه هستند (شهبازی و همکاران، ۱۳۹۶). به طوری که چرخش ساعت‌گرد حاصل از این سامانه منجر به ایجاد گسل‌های فرعی (ثانویه) راستبر با روندهای شمال غربی-جنوب شرقی (R)، شمالی-جنوبی و شرقی-غربی (P) و انواع چپ بر با روند شمال شرقی-جنوب غربی (R') شده است (شکل ۱).

(Castro et al., 2013؛ 2016). نفوذی‌های مذکور ماهیت کلسیمی-قلیایی غنی از پتاسیم و شوشونیتی نشان داده و مرتبط با رویدادهای پس از برخورد می‌باشند (Nabatian and Ghaderi, 2013). دایک‌های منطقه با طول حدود چند متر تا چهار کیلومتر و عرض یک تا ۵۰ متر در هر دو واحدهای آتشفشانی و نفوذی تشکیل شده‌اند. پهنه طارم توسط دو گسل بزرگ و البته فعال به نام‌های گسل شمال زنجان با روند شمال غربی-جنوب شرقی، شیب شمال شرقی و سازوکار معکوس با مولفه راستبر (Allen et al., 2011) و گسل طارم با روند شمال غربی-جنوب شرقی، شیب شمال شرقی و سازوکار معکوس با مولفه راستبر (قطعه‌های جنوب

دایک‌های دوران سنوزوئیک با ترکیب و سن متفاوت در سراسر رشته کوه‌های طارم به‌ویژه در نواحی مرکزی و جنوبی به تبعیت از شکستگی‌های مذکور تشکیل شده‌اند. رخنمون دایک‌های مافیک در منطقه شیزر (غرب سیردان) واقع در بخش مرکزی پهنه طارم علاوه بر دو روند غالب مختلف، تقاطع‌های جالب توجه‌ای ایجاد کرده‌اند (شکل ۱).



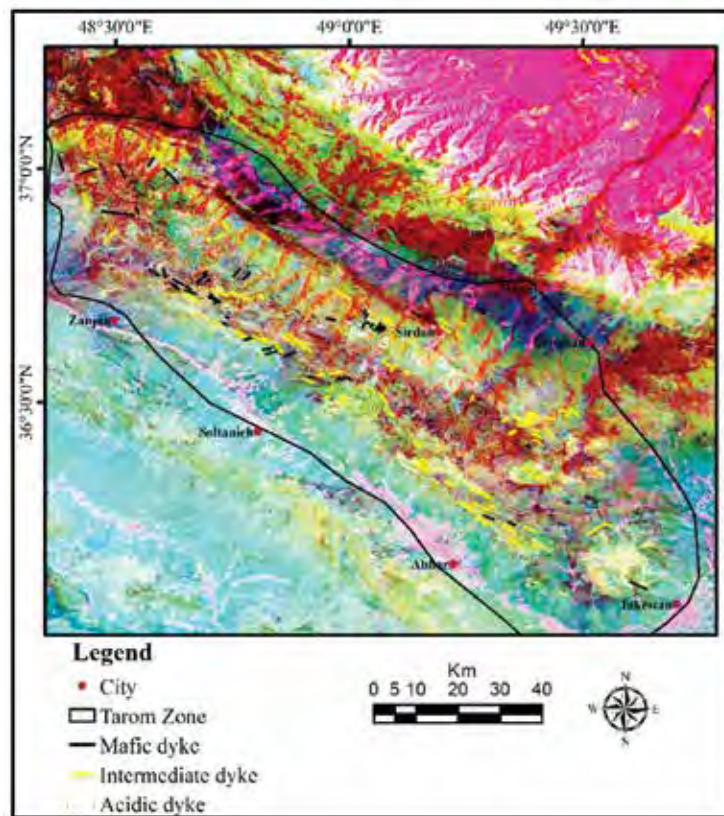
شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی پهنه فلزایی طارم (با اندکی تغییر برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ زنجان (Stocklin and Eftekharneshad, 1969) و ۱/۱۰۰۰۰۰ تاکستان (Alai and Fonoudi, 1999)، اسامی واحدها و سازندها براساس اختصارات چینه‌شناسی ایران و نقشه‌های فوق می‌باشد)

روش مطالعه

داده‌های ماهواره‌ای و پردازش تصاویر

نسبت‌های بانندی است. بارزسازی‌های طیفی، ترکیبات رنگی کاذب چند طیفی و تصاویر سیاه و سفید تولید کردند که برای تفکیک دایک‌های با ترکیب مختلف (تراکیتی، دیوریتی و گابروبی) در پهنه طارم به کار رفت. برای نسبت گیری بانندی در پژوهش حاضر، از روش رایج Ramadan and Kontny (2004) استفاده شد. نامبردگان دریافتند که نسبت گیری بانندی مطمئن تصاویر TM لندست برای تفکیک واحدهای سنگی دارای اهمیت ویژه است. آنها

تصاویر ماهواره‌ای چند طیفی استفاده شده در این مطالعه، شامل تصاویر سنجنده TM ماهواره لندست ۵ (WRS-۲، مسیور/ردیف ۳۴/۱۶۶ و ۳۵/۱۶۶) ارسال شده در ماه سپتامبر سال ۱۹۸۹ می‌باشد. پس از دریافت تصاویر، چندین مرحله پردازش روی آنها انجام شد. فرایندهای بارزسازی تصویر انجام شده در این پژوهش شامل ساخت



شکل ۳. نسبت‌های بانندی ۵/۷، ۵/۱، ۴ تصاویر سنجنده TM نمایش داده شده در فضای RGB. دایک‌های حدواسط به رنگ‌های سبز مایل به صورتی و سبز مایل به قهوه‌ای تیره و دایک‌های مافیک به رنگ سبز مایل به آبی آسمانی نمایش داده شده‌اند

مناطق با مناظر خیلی ناهمگن به‌خوبی استفاده می‌شود (Hu et al., 2013; Almeer, 2012). تصاویر گوگل ارث (v6.2.2.6613) سال ۲۰۲۱ در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفت. برای بهره‌برداری و کنترل داده‌های دیجیتالی مکانی (جغرافیایی) و داده‌های ویژه مرتبط برای رسم نقشه‌ها، از سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) استفاده شد (Huisman and By Rolf, 2001). آماده‌سازی و رسم و تهیه نقشه دایک‌های منطقه توسط نرم‌افزار (ArcGIS) نسخه ۱۰/۵ انجام شد. ادامه آماده‌سازی و تهیه تصاویر دایک‌های با روند و نسل‌های مختلف موجود در پهنه طارم با کمک تصاویر گوگل ارث انجام گرفت (شکل ۴-الف و ب). دایک‌های مافیک به دلیل رنگ تیره و ساخت منحصر خود، از سنگ‌های میزبان به سن ترشیری و توده‌های نفوذی به آسانی متمایز می‌شوند. به‌طور کلی، دایک‌ها به‌عنوان پشته‌های دنداندار، مانند تپه‌های مرتب شده خطی ظاهر شدند.

ترکیبات نسبت بانندی ۵/۷، ۵/۱، ۴ تصاویر TM لندست ۵ را برای تفکیک افیولیت‌ها و واحدهای آتشفشانی متنوع به کار گرفتند. در بررسی‌های خود، سنگ‌های آتشفشانی فلسیک به‌صورت سبز روشن، سنگ‌های آتشفشانی به رنگ سبز تیره و سنگ‌های اولترامافیک به رنگ قرمز ظاهر شدند. با به‌کارگیری نسبت‌های بانندی مشابه برای شناسایی واحدهای پهنه طارم، ترکیب رنگی مشابه‌ای به دست آمد. در نتایج این تحقیق، با استفاده از نسبت‌های بانندی ۵/۷، ۵/۱، ۴ تصاویر TM، دایک‌های حد واسط به رنگ‌های سبز مایل به صورتی و سبز مایل به قهوه‌ای تیره؛ دایک‌های مافیک به رنگ سبز مایل به آبی کم‌رنگ نمایان شدند (شکل ۳).

نقشه‌های زمین‌شناسی گستره از طریق مشاهدات صحرایی مطالعات پیشین تولید شده‌اند (Hirayama, 1966). در این مطالعه، بررسی‌های صحرایی و تصاویر گوگل ارث برای مقایسه و بررسی صحت تحلیل‌ها و تفاسیر دورسنجی مورد استفاده قرار گرفتند. از این تصاویر در



شکل ۴. الف) تصویر بینگ از دایک‌های با ترکیب حدواسط واقع در شمال روستای بهگانه رود، ب) تصاویر ماهواره ای گوگل ارث از حوالی روستای شیزر دایک‌های مافیک (خطوط زرد رنگ) و اسیدی (خطوط قرمز رنگ)

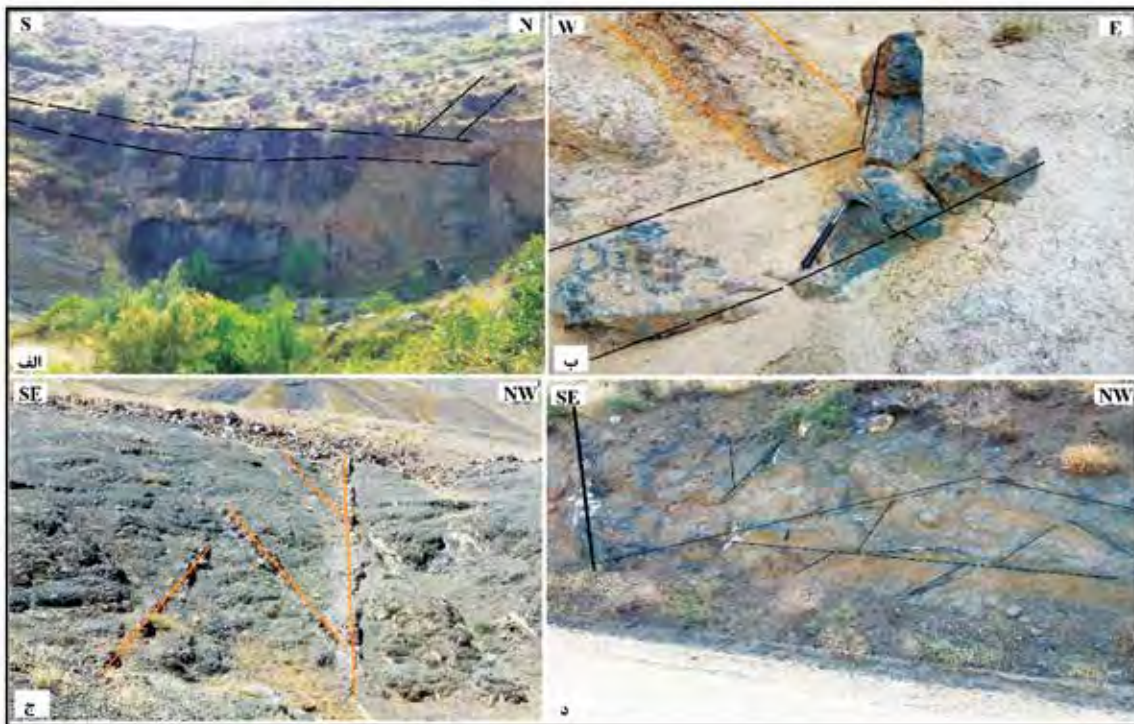
مطالعات میدانی

که به صورت متقاطع تشکیل شده‌اند. در شمال روستای دیزه جین، دایک‌های مافیک با روند شمال غربی-جنوب شرقی (MD_1) و حدواسط با روند شمال غربی-جنوب شرقی (ID_1) توسط یک دایک مافیک با روند شمال شرقی-جنوب غربی (MD_2)، قطع شده است (شکل ۵-الف و ب). این به‌طور آشکار حاکی از آن است که دایک‌های MD_2 از دو نسل MD_1 و ID_1 جوان‌تر هستند. در شرق روستای سزوق دایک‌های حدواسط با روند شمالی-جنوبی (ID_2) توسط نوع حدواسط با روند شمال شرقی-جنوب غربی (ID_3) قطع شده‌اند که حاکی از زمان تشکیل قدیمی‌تر آنها نسبت به ID_3 است (شکل ۵-ج). در بررسی‌های میدانی، سن انواع دسته درزه‌های موجود در منطقه نسبت به انواع دایک نیمه

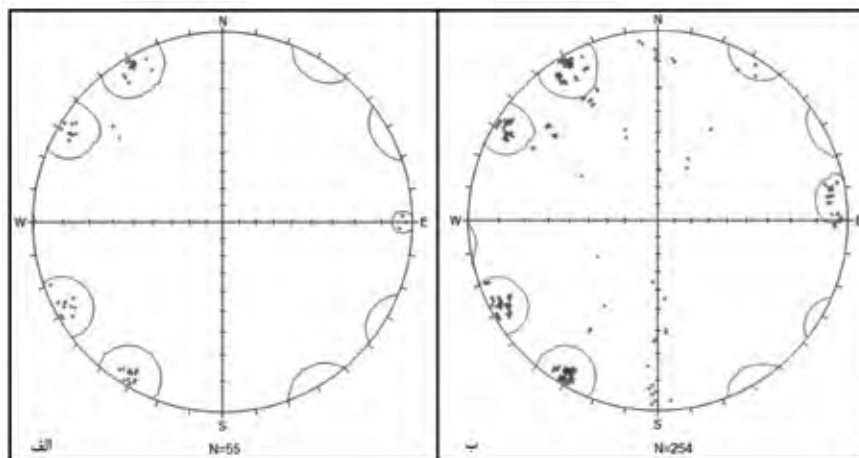
مطالعات صحرائی مفصلی برای اثبات و بررسی متقابل داده‌های جمع‌آوری شده از طریق تصاویر گوگل ارث، تحلیل‌های دورسنجی و سامانه اطلاعات جغرافیایی، انجام شده است. تقاطع بین نسل‌های مختلف دایک‌ها و سنگ‌های میزبان در این زمینه بررسی شده است. این روش می‌تواند بهترین گزینه برای تفسیر سن نسبی آنها باشد. از لحاظ ترکیبی، منطقه مورد مطالعه شامل سه دسته مهم دایک‌های با روند مختلف است که قطع شدگی متقابل را نشان می‌دهند (شکل ۵). بررسی‌های صحرائی از نقاط و مکان‌های مختلف از جمله شیزر، مقانک، دیزه جین، سزوق، بهگانه رود و زه آباد انجام شده است. در اکثر این مکان‌ها، دایک‌های با ترکیب و روندهای مختلف وجود دارند

قائم بررسی شد (شکل ۵-د). یافته‌های جدید به شرح زیر می‌باشد: شواهد میدانی نشان می‌دهد نفوذ دایک‌ها درون درزه‌های از پیش موجود است به طوری که اکثر درزه‌های از پیش موجود با آزمون $N 120-150$ و $N 115-130$ درجه، دایک‌زایی را کنترل کرده است. مناسب‌ترین پایانه‌های گسلی برای نفوذ دایک‌ها، دسته درزه‌های با آزمون $150-N 120$ درجه هستند که اغلب دایک‌ها در امتداد آنها تشکیل

شده است (شکل ۵-د). به عبارت دیگر، پیروی دایک‌ها از شکستگی‌های از پیش موجود حاکی از تشکیل پس از زمین‌ساخت آنها می‌باشد. اشغال درزه‌های از پیش موجود توسط دایک‌های ماگمایی، به کمک تصاویر استریوگرافیک و نمودارهای گلسرخی نیز قابل نتیجه‌گیری هستند (شکل‌های ۶-الف و ب؛ ۷-الف-ت).



شکل ۵. شکل‌های انواع دسته دایک‌ها در نقاط مختلف منطقه، الف و ب) دایک‌های مافیک و حدواسط (رنگ نارنجی) واقع در شمال روستای دیزه جین با روند شمال غربی-جنوب شرقی که توسط انواع مافیک با روند شمال شرقی-جنوب غربی قطع شده‌اند، ج) قطع شدن دایک‌های حدواسط با روند شمالی-جنوبی توسط نوع شمال شرقی-جنوب غربی (د) جایگیری دایک‌های مافیک درون شکستگی‌های ثانویه از پیش موجود در منطقه

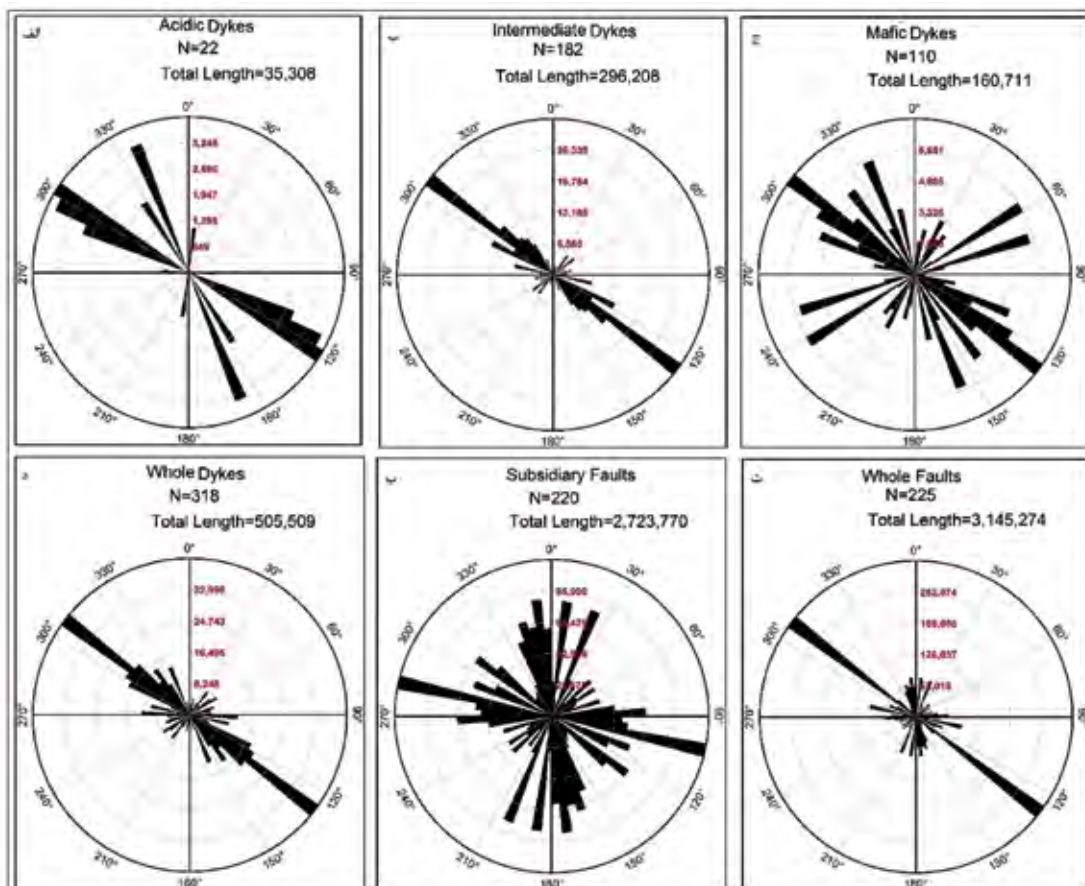


شکل ۶. نمودارهای استریوگرافیک مربوط به، الف) قطب دایک‌ها، ب) قطب درزه-گسل‌های پهنه طارم

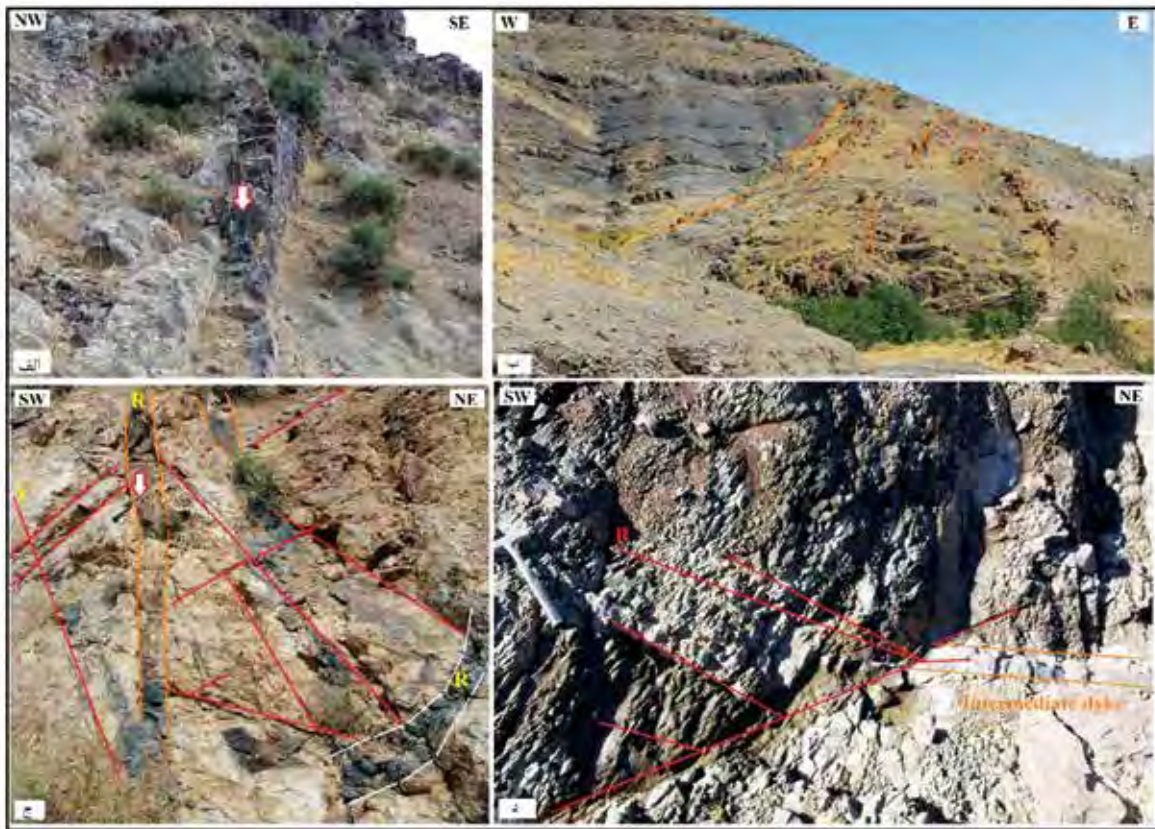
بحث

گسل منجر به تشکیل پهنه برشی ساده راسترو در منطقه شده است (شهبازی و همکاران، ۱۳۹۶). دسته دایک‌های پهنه طارم در یک ناحیه به وسعت تقریبی ۶۰۰۰ کیلومتر مربع درون واحدهای آتشفشانی ائوسن اغلب با ترکیب توفیت و آندزیت به تبعیت از دو گسل مذکور و درزه‌های ثانویه حاصل از فعالیت آنها نفوذ کرده‌اند (شکل‌های ۲ و ۸-الف). دایک‌های مذکور یک آرایش خطی سامانمند و موازی نشان می‌دهند که با روند گسل‌های غالب گستره با امتداد شمال غربی-جنوب شرقی و شمال شرقی-جنوب غربی انطباق خوبی دارند (شکل ۸-ب). بر پایه Hou et al. (2012) و Hou et al. (2010)، دایک‌های طارم مشابه با دایک‌های موازی هستند. دایک‌های با روند شمال غربی-جنوب شرقی و شمال شرقی-جنوب غربی به ترتیب منطبق بر صفحه شکستگی‌های از پیش موجود نوع ریدل (R) و آنتی ریدل (R') هستند (شکل ۸-ج).

پژوهشگران برای مطالعات ساختاری و سنگ‌شناختی دایک‌ها از روش‌های مختلف دورسنجی استفاده می‌کنند. به‌عنوان مثال، (1981, 1980) Hunt and Ashley (1979) برای تفکیک واحدهای سنگ‌شناسی، روش نسبت‌گیری بانندی تصاویر TM لندست ۵ را به کار گرفتند. همچنین کنترل ساختاری دایک‌های موجود در پهنه‌های برشی شکننده نیز بسیار مورد توجه قرار گرفته است (Isola et al., 2014; Misra et al., 2014). در این پژوهش، ارتباط بین ساختارهای زمین‌ساختی و رخنمون دایک‌های پهنه فلزازی طارم به‌طور دقیق مورد بررسی قرار گرفت. گسل‌های مورب لغز شمال زنگان و طارم با روند شمال غربی-جنوب شرقی در حاشیه پهنه طارم و حرکات تعاملی آنها، مهم‌ترین عامل کنترل ساختاری دایک‌های گستره شناسایی شدند. حرکات راستالغز راسترو در هر دو



شکل ۷. الف-د) نمودارهای گلسرخی مربوط به انواع مختلف دایک، پ) نمودار گلسرخی که روند گسل‌های ثانویه را به نمایش می‌گذارد، ت) روند گسل‌های اصلی حاصل از روش‌های زمین-اطلاعاتی نیز در این شکل نشان داده شده است



شکل ۸. الف) نفوذ یک دایک مافیک درون توف آندزیتی، ب) دایک‌های سامانمند نفوذی درون گسل‌های ریدل (R) که به صورت موازی با آنها دیده می‌شوند، ج) دایک نفوذی درون برش‌های ریدل و آنتی ریدل (R')، د) برش‌های ریدل (خطوط قرمز) در طول حاشیه و پایانه دایک‌های حدواسط با روند شمال شرقی-جنوب غربی

در نظر گرفت. درزه-گسل‌های نیمه قائم با روند آزیموتی 150° - 120° N و 60° - 30° N دو دسته غالب در گستره را تشکیل می‌دهند. مناسب‌ترین دسته‌های درزه برای نفوذ دایک‌ها، دسته‌های با آزیموت 120° N و 60° N درجه هستند (شکل ۵-الف و ب). دسته‌های ثانویه دیگر که توسط دایک‌ها اشغال شده شامل دسته نیمه قائم با روند 30° N و 150° N می‌باشند (شکل ۵-د). بنابراین، مشاهدات میدانی و تحلیل‌های دورسنجی حاکی از کنترل دایک‌ها توسط درزه-گسل‌های از پیش موجود است. در نهایت، عامل اصلی کنترل ساختاری دایک‌های منطقه طارم، شکستگی‌های ریدل (R) و آنتی ریدل (R') هستند که حاصل دگرریختی برش ساده حاصل از تعامل گسل‌های اصلی (گسل‌های شمال زنجان و طارم) در پهنه مذکور می‌باشند (شکل ۹). تحقیق حاضر علاوه بر معرفی الگوی توزیع دسته دایک‌ها در مقیاس پهنه طارم، زمینه مناسبی را برای مطالعات جامع

دایک‌زایی می‌تواند از قبل، هم‌زمان یا پس از فعالیت‌های زمین ساختی رخ دهد. هنگامی که دایک‌زایی پس از دگرریختی زمین ساختی رخ دهد، دایک‌ها ممکن است در پهنه‌های کم پایدار و صفحات دگرشکل زمین ساختی از پیش موجود نفوذ کنند (Misra et al., 2016). دایک‌های منطبق بر صفحات R و R' یکی از بهترین شواهد ماگماتیسم پس از رخداد زمین ساختی را به نمایش می‌گذارند و همچنین وجود صفحات R و P در طول مرز دایک‌ها شاید دلیل بر تشکیل هم‌زمان با دگرریختی آنها است (Misra et al., 2016). در پهنه طارم، صفحات R در طول مرز دایک‌های حدواسط (ID₃) مشاهده شدند که شاید حاکی از رخداد هم‌زمان با زمین ساخت آنها می‌باشد (شکل ۸-د). بنابراین برخی از دایک‌های با ترکیب حدواسط در پهنه طارم را می‌توان به‌عنوان هم‌زمان با دگرریخت درحالی‌که انواع اسیدی و مافیک را مرتبط با نفوذی‌های پس از دگرریخت

الگوهای توزیع مکانی دقیق شکستگی‌های اشغال شده توسط دایک‌ها و شدت نفوذی‌های ماگمایی مافیک را شرح می‌دهد (Feng et al., 2019). اهمیت دایک‌ها در تشکیل پوسته جدید در برخی پهنه‌های سنوزوئیک به اثبات رسیده است (Chen et al., 2013; Li et al., 2005a). همواره جای‌گیری دسته دایک‌های پس از کوهزایی، به دنبال ماگماتیسم گرانیتی بزرگ مقیاس رخ می‌دهند. بازه ترکیبی دایک‌های مذکور بسیار گسترده است و در حجم کوچکی نسبت به نفوذی گرانیتی مرتبط تشکیل می‌شوند (Luo et al., 2008). بنابراین، تشکیل این دایک‌ها شاید مربوط به زمان گذار میدان‌های تنش زمین‌ساختی از فشارش به کشش بوده و نشانگر پایان یک چرخه کوهزایی می‌باشد (Luo et al., 2008).

مرتبط با دایک در مقیاس ناحیه‌ای در آینده فراهم کند. به‌طور کلی، تحلیل‌های دورسنجی، شواهد میدانی و تصاویر گوگل ارث، یک ابزار مفیدی در تهیه نقشه دایک‌های یک منطقه ارائه می‌کنند و در نهایت به مطالعات ساختاری و سن نسبی دایک‌های یک منطقه کمک زیادی می‌کنند. با استفاده از روش‌های مذکور به همراه تحلیل‌های ArcGIS نقشه دایک‌های پهنه طارم تهیه شد. تهیه نقشه دقیق دایک‌های هر منطقه حائز اهمیت است چرا که دایک‌ها آثار بسیار مهمی از تکامل یک حوضه، رژیم‌های زمین ساختی و وضعیت مناطق دارای کانی‌های آبدار مرتبط با پهنه‌های دگرسانی ذخایر معدنی را نشان می‌دهند (Khan and Glenn, 2006; Tangestani and Moore, 2001). در مقیاس ناحیه‌ای، دایک‌های با عرض و امتداد مختلف،



شکل ۹. بزرگ نمایی از موقعیت چهار ضلعی موجود در شکل ۱ که نشانگر نفوذ دایک‌های با ترکیب حد واسط در راستای پهنه اصلی دگرریختی (PDZ) و درون شکستگی ریدل (R) و آنتی ریدل (R') حاصل از گسل‌های طارم و زنجان

نتیجه‌گیری

با روندهای $N 030^\circ$ ، $N 060^\circ$ ، $N 120^\circ$ و $N 150^\circ$ دایک‌های اسیدی در دو دسته با روندهای $N 120^\circ$ و $N 150^\circ$ شناسایی شدند. بر پایه روابط میدانی، دایک‌های مافیک با روند شمال شرقی-جنوب غربی جوان‌تر از انواع حدواسط و مافیک با

بر اساس روابط قطع‌شدگی‌های میدانی، تصاویر گوگل ارث و تحلیل‌های ArcGIS، نقشه دقیق دایک‌های سنوزوئیک پهنه طارم تهیه شد که بر اساس آن توزیع انواع دایک‌های مافیک، حدواسط و اسیدی به همراه روند آنها مشخص شدند. دایک‌های مافیک و حدواسط در چهار دسته

- روند شمال غربی-جنوب شرقی و شمالی-جنوبی هستند. شواهد میدانی حاکی از کنترل ساختاری دایک‌های پهنه طارم توسط شکستگی‌های ریدل و آنتی ریدل اغلب با روند N ۱۲۰ است. عامل اصلی کنترل ساختاری دایک‌های گستره طارم، شکستگی‌های ریدل (R) و آنتی ریدل (R') هستند که حاصل دگرریختی برش ساده حاصل از تعامل گسل‌های اصلی (گسل‌های شمال زنگان و طارم) در پهنه مذکور می‌باشند. این مطالعه، علاوه بر معرفی الگوی توزیع دایک‌های گستره، زمینه مناسبی را برای مطالعات جامع مرتبط با دایک از جمله ارتباط میان دایک‌های مختلف با کانه زایی‌های موجود در منطقه فراهم می‌کند. در نهایت، مطابق بررسی‌های پژوهش حاضر، دایک‌های با ترکیب حدواسط هم‌زمان با دگرریختی تشکیل شده‌اند درحالی‌که انواع مافیک و اسیدی مربوط به نفوذی‌های پس از دگرریخت زمین ساختی می‌باشند.
- ### سپاسگزاری
- این تحقیق بخشی از رساله دکتری نویسنده اول و بر اساس حمایت‌های مالی دانشگاه گلستان انجام شده است. نویسندگان مراتب سپاس خود را از بخش پژوهشی و فناوری دانشگاه ابراز می‌دارند. همچنین از دانشگاه پیام نور مرکز قزوین و دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنگان جهت همکاری در زمینه انجام عملیات صحرایی تقدیر و تشکر می‌شود. از لطف و محبت سردبیر محترم مجله و پیشنهادهای داوران محترم که در چنین شرایط کرونایی وقت ارزشمند خویش را در جهت بهبود پیش‌نویس مقاله ارائه نمودند نهایت تشکر و قدردانی را داریم.
- ### منابع
- اردکان، م. شبانیان، ا. منصف، ا.، ۱۳۹۵. بررسی نقش جنبش‌های سنوزوییک (الیگوسن-کواترنری) در شکل گیری دره طارم. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنگان، ۱۰۱.
- بهارفیروزی، خ.، ۱۳۹۱. بررسی زمین‌شناسی اقتصادی و پتروژنز کانی‌سازی‌های طلا در پهنه‌های سیلیسی موجود در مجموعه ماگمایی ترشیری جنوب باختر سیلان. پایان نامه دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، ۱۹۲.
- حسین زاده، م.ر. مغفوری، س. مؤید، م. فریداصل، و، ۱۳۹۵. معرفی کانسار مس ماری به عنوان یک ذخیره چینه کران ماننتو در پهنه طارم، شمال غرب ایران. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۳۸، ۳۷-۱۷.
- حیدریان دهکردی، ن. توکل، م.ح. پورمحمدی، س.، ۱۳۹۶. پتانسیل سنجی رسوبات آبراهه ای منجیل با استفاده از GIS. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۴۳، ۴۳-۱۰۸-۹۵.
- شهبازی، س. قادری، م. و معدنی پور، س.، ۱۳۹۶. نقش پهنه نیمه شکنای زنگان-منجیل در کنترل کانه زایی سرب-روی-طلا-نقره (مس) زه آباد، شمال غرب قزوین. سی و ششمین گردهمایی و سومین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین، ۱۲۲-۱۱۰.
- قاسمی، س. مهرابی، ب. عزیزی، ح.، ۱۳۹۵. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و دگرسانی کانه‌ها در رگه‌های اپی ترمال کانسار گلوچه، شمال زنگان. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۴۲، ۲۵-۱.
- قطب تحریری، ف. و حق نظر، ش.، ۱۳۹۲. پتروگرافی و ژئوشیمی آنکلاوها در گرانیتوئید چیدر در جنوب غرب منجیل. هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۲۴۵-۲۳۷.
- ناظمی، ا. و قطب تحریری، ف.، ۱۳۹۳. پترولوژی، ژئوشیمی و کانی‌سازی در گرانیت‌ها و دایک‌های چیدر در جنوب غرب منجیل. دومین همایش ملی پترولوژی کاربردی، ۴۹۴-۴۸۰.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵. دیباچه ای بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۱۱۰.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148, 692-725.
- Airoidi, G., Muirhead, J.D., White, J.D. L. and Rowland, J., 2011. Emplacement of magma at shallow depth: insights from field relationships at Allan Hills, south Victoria Land, East Antarctica. 23, 281-296.
- Alai-Mahabadi, S. and Fonoudi, M., 1999.

- Geologic map of the Takestan. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran scale 1:100,000.
- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Emami, M. H. and Jones, S. J., 2011. Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophysical Journal International* 184, 555-574.
 - Almeer, M.H., 2012. Vegetation extraction from free Google Earth Images of deserts using a robust BPNN approach in HSV space. *International Journal of Advanced Research Comp. Commun. England* 1, 3, 134-140.
 - Anderson, E.M., 1951. *The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Applications to Great Britain*. Oliver and Boyd Edinburgh, 133147.
 - Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265.
 - Bons, P.D., Dougherty-Page, J. and Elburg, M.A., 2001. Stepwise accumulation and ascent of magmas. *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 627-633.
 - Brown, M., 2010. The spatial and temporal patterning of the deep crust and implications for the process of melt extraction. *Philosophical Transactions of the Royal Society A Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 368, 11-51.
 - Brown, M. and Solar, G.S., 1999. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. *Tectonophysics*, 312, 1-33.
 - Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chirro, M., 2013. Late Eocene-Oligocene postcollisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran: an example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos*, 180, 109-127.
 - Chen, N.H., Dong, J.J. and Li, Z.L., 2013. Permian crustal extension of Beishan area in Xinjiang, NW China: estimation from the statistical thickness of exposed mafic dyke swarms. *Acta Petrol Sinica* 29, 10, 3540-3546.
 - Druguet, E., Czeck, D.M., Carreras, J. and Castaño, L.M., 2008. Emplacement and deformation features of syntectonic leucocratic veins from the Rainy Lake zone (Western Superior Province, Canada). *Precambrian Research*, 163, 384-400.
 - Enrique, P., 2009. Las espesartitas, camp-tonitas y bostonitas del complejo intrusivo de Aiguablava (Cadenas Costeras Catalanas): cartografía y composición. *Geogaceta*, 47, 125-128.
 - Feng, Q., Li, J., Liu, J. and Zhou K., 2019. Spatial and Temporal Distribution Patterns of Mafic Dyke Swarms in Central Asia: Results from Remote-Sensing Interpretation and Regional Geology; Springer Nature Singapore, 315-333.
 - Hanski, E., Mertanen, S., Rämö, T. and Vuollo, J (Ed.), 2006. *Dyke Swarms-Time Markers of Crustal Evolution*. Taylor and Francis, London, 282.
 - Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. and Hushmandzadeh, A., 1966. Geology of the Tarom district, western part (Zanjan area, north-west Iran), with 1:100,000 map. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 8.
 - Hou, G.T., 2012. Mechanism for Three Types of Mafic Dyke Swarms. *Geoscience Frontiers*, 3, 217-223.
 - Hou, G.T., Kusky, T.M., Wang, C.C. and Wang, Y.X., 2010. Mechanics of the Giant Radiating Mackenzie Dykes Warm: A Palaeo Stress Field Modeling. *Journal of Geophysical Research*, 115, 1-14.
 - Hu, Q., Wu, W., Xia, T., Yu, Q., Yang, P., Li, Z. and Song, Q., 2013. Exploring the use of Google Earth Imagery and objectbased methods in land use/cover mapping. *Remote Sensing*, 5, 6026-6042.
 - Huisman, O. and By-Rolf, A (ed.), 2001. *Principles of Geo-graphic Information Systems*

- (The International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation). 540.
- Hunt, G.R. and Ashley, R.P., 1979. Spectra of altered rocks in the visible and near infrared. *Economic Geology*, 74, 1613-1629.
 - Hunt, G.R., 1981. Spectra of kaolin minerals in altered volcanic rocks. *Clays and Clay Minerals*, 29, 76-81.
 - Hunt, G.R., 1980. Electromagnetic radiation: the communication link in remote sensing. In *Remote Sensing in Geology*, B S Siegal and A R Gillespie (Eds), 5-45.
 - Isola, I., Mazzarini, F., Bonini, M. and Corti, G. 2014. Spatial variability of volcanic features in early-stage rift settings: the case of the Tanzania Divergence, East African rift system. *Terra Nova*, 26, 461-468.
 - Khan, S.D. and Glenn, N.F., 2006. New strike-slip faults and litho-units mapped in Chitral (N. Pakistan) using field and ASTER data yield regionally significant results. *International Journal of Remote Sensing*, 27, 4495-4512.
 - Lewis, D.V., 1955. Relationships of ore bodies to dikes and sills. *Society of Economic Geologists. Inc. Economic Geology*, 50, 495-516.
 - Li, X.Z., Han, B.F. and Li, Z.H., 2005a. Mechanism of the Karamay basic-intermediate dyke swarm from Xinjiang and tectonic implications. *Geological Review*, 51, 5, 51.7.
 - Luo, Z.H., Lu, X.X. and Wang, B.Z., 2008. Post-orogenic dike complexes and implications for metallogenesis. *Earth Science Frontiers*, 15,4, 1-12.
 - Misra, K.S., 2016. Extensional tectonics, rifting, formation of sedimentary basins, Cretaceous volcanism, emplacement of dyke swarms and development of hydrocarbon pools: case studies from peninsular India and Indian ocean region; The seventh international dyke conference dyke swarms. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 61-62.
 - Misra, A.A., Bhattacharya, G., Mukherjee, S. and Bose, N., 2014. Near N-S paleo-extension in the western Deccan region, India: does it link strike-slip tectonics with India-Seychelles rifting? *International Journal of Earth Sciences*, 103, 1645-1680.
 - Nabatian, G. and Ghaderi, M., 2013. Oxygen isotope and fluid inclusion study of the Sorkhe-Dizaj iron oxide apatite deposit, NW Iran. *International Geology Review*, 55, 397-410.
 - Nabatian, G., Jiang, S.Y., Honarmand, M. and Neubauer, F., 2016. Zircon U-Pb ages, geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Tarom-Olya pluton, Alborz magmatic belt, NW Iran. *Lithos*, 244, 43-58.
 - Paquet, F., Dauteuil, O., Hallot, E. and Moreau, F., 2007. Tectonics and magma dynamics coupling in a dyke swarm of Iceland. *Journal of Structural Geology*, 29, 1477-1493.
 - Passchier, C.W., 2007. Photograph of the month. *Journal of Structural Geology*, 29, 1871.
 - Platten, I.M., 2000. Incremental dilation of magma filled fractures: evidence from dykes on the Isle of Skye. Scotland. *Journal of Structural Geology*, 22, 1153-1164.
 - Ramadan, T. and Kontny, A., 2004. Mineralogical and structural characterization of alteration zones detected by orbital remote sensing at Shalatin District area, SE Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 40, 89-99.
 - Riedel, W., 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie Abteilung B*, 354-368.
 - Srivastava, R.K. (Ed.), 2011. *Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 601.
 - Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C.A., Drake, C.L. (Eds.). *The Geology of Continental Margins*, Springer, Berlin, 873-887.
 - Stocklin, J. and Eftekhari-Nezhad, J., 1969.

- Explanatory text of Zanjan quadrangle map. Geological Society of Iran, Rep, D4, scale 1: 250,000.
- Tangestani, M.H. and Moore, F., 2001. Comparison of three principal component analysis techniques to porphyry copper alteration mapping: a case study, Meiduk area, Kerman, Iran. Canadian Journal of Remote Sensing, 27, 176-181.
 - Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. Tectonics, 30, TC3008.
 - Vincent, S.J.M.B., Allen, A.D., Ismail-Zadeh, R., Flecker, K.A., Foland, M.D. and Simmons., 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. Geological Society of America Bulletin, 117, 1513-1533.

به‌صورت چرت) در بخش لایه‌ای کانسنگ سولفیدی از رخدادهایی است که در موارد چندی در کانسارهای روی و سرب تیپ سدکس گزارش شده است (Emsbo et al., 2016). در مورد نحوه کانه‌زایی در کانسار روی و سرب کوشک، چندین کار تحقیقاتی صورت گرفته است. Rajabi et al (2020)، بر مبنای زمین‌شناسی کانسار، رخساره‌های کانسنگ و داده‌های ایزوتوپی پایدار گوگرد، منشأ کانه‌زایی در کانسار کوشک را خروج سیال گرمایی به داخل حوضه دریایی کم‌عمق متأثر از گسلش هم‌زمان با رسوب‌گذاری در نظر گرفته است. با این حال این پژوهش‌ها، فاقد شواهد میانبارهای سیال به‌عنوان یکی از داده‌های معتبر در زمین‌شناسی حداقل به‌عنوان یک شاهد تکمیلی در کنار سایر شواهد موجود (از جمله ایزوتوپی و ژئوشیمیایی) برای انتساب فرایندی خاص در کانه‌زایی روی و سرب در کانسار کوشک می‌باشند. در این پژوهش تعدادی از میانبارهای سیال به‌عنوان یک ابزار علمی با هدف بررسی فرایند(های) مؤثر در کانه‌زایی در این کانسار مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. این نوشتار همچنین مشتمل بر بررسی میزان آمیختگی سیالات با منشأهای مختلف، درجه شوری و دمای همگن‌شدگی سیالاتی است که در کانه‌زایی روی و سرب در کانسار کوشک مؤثر بوده‌اند. شواهد مذکور در میانبارهای سیال به‌خوبی حفظ شده و مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

روش مطالعه

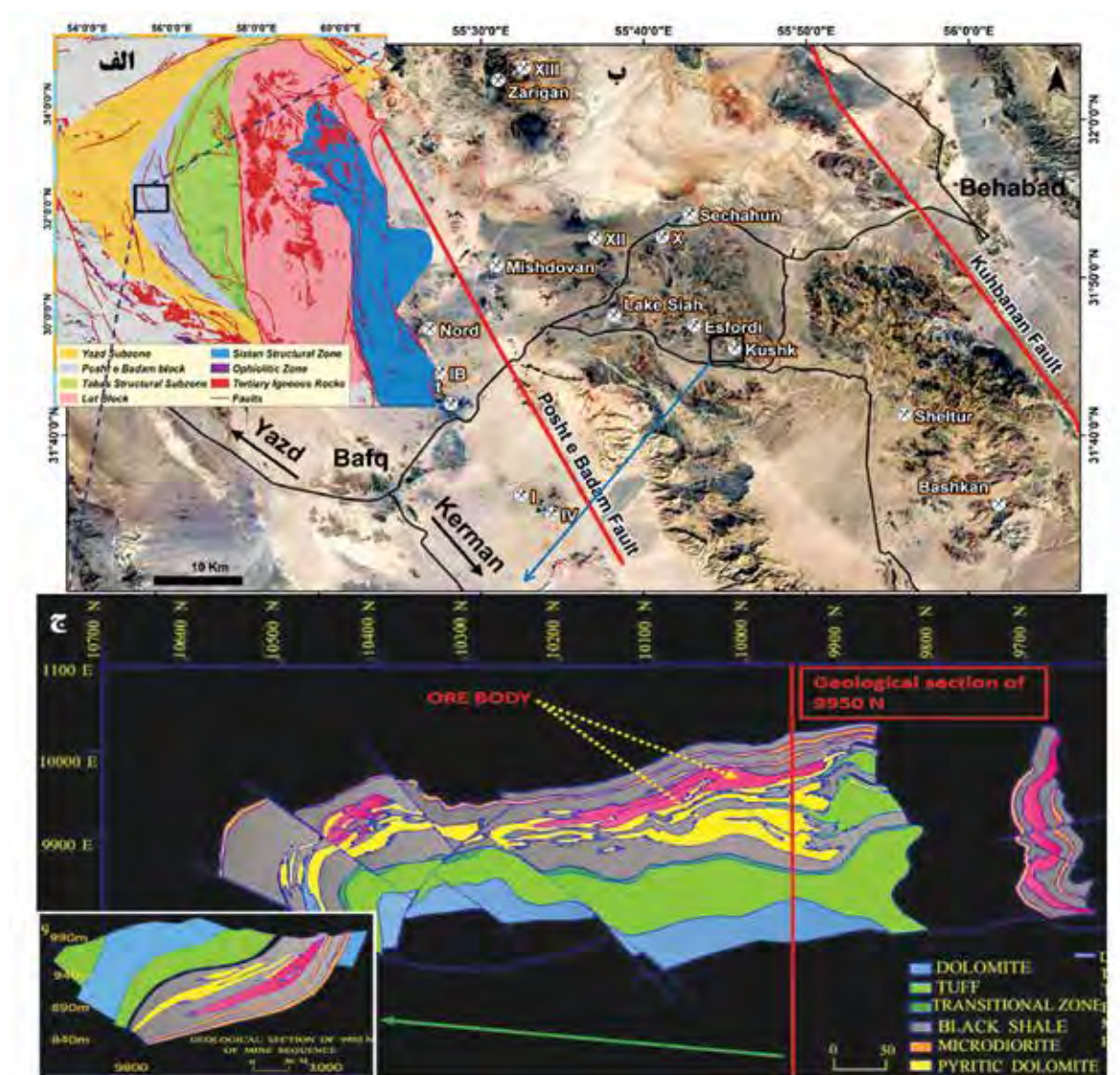
در پژوهش حاضر پس از بررسی زمین‌شناسی منطقه‌ای، زمین‌شناسی محلی و سنگ میزبان کانسار روی و سرب کوشک، به‌منظور بررسی ماهیت فیزیکوشیمیایی سیالات کانه‌ساز در کانسار کوشک، بررسی میانبارهای سیال در این کانسار انجام گرفت. انتخاب نمونه‌ها در این بخش از مطالعه، از ریزلایه‌های سیلیسی صورت گرفت و از نمونه‌ها، مقاطع دو بر صیقلی تهیه شد. مطالعات پتروگرافی میانبارها با بزرگنمایی‌های ۵۰۰، ۶۲۵، ۸۰۰ و ۱۲۵۰ و اندازه‌گیری پارامترهای دمایی این میانبارها در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران انجام شد.

کانسارهای مختلف حاوی میانبارهای سیال را توصیف کرد و نتایجی را در زمینه شرایط تشکیل کانسنگ ارائه داد که برای سالیان متمادی مورد توجه جامعه علمی آن زمان قرار نگرفت. با این حال امروزه پژوهش در زمینه میانبارهای سیال به‌عنوان یکی از کلیدهای تحقیقاتی در بازسازی شرایط فیزیکوشیمیایی محیط تشکیل کانسنگ به‌طور گسترده‌ای صورت می‌گیرد (Zhong et al., 2017; Diersch, 2014; Wilkinson, 2001; Roedder and Bondar, 1997; Lattanzi, 1991; Spooner, 1981). با این حال، کاربرد میانبارهای سیال از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی بسیار حائز اهمیت است زیرا به‌عنوان یکی از ابزارهای بسیار کارآمد در اکتشاف سامانه‌های کانه‌زا بشمار می‌رود. به‌عنوان مثال، حضور میانبارهای CO_2 دار به‌عنوان یکی از شاخصه‌های بارز برای اکتشاف کانسارهای طلای رگه‌ای پیشنهاد شده است (Ho, 1987). کارهای متعددی در شناسایی منشأ سیال عامل کانه‌زایی و تیپ کانه‌زایی از کاربرد درجه همگن‌شدگی فازهای مایع و گاز و نیز میزان شوری صورت گرفته است (فخری‌دودویی و علی‌پوراصل، ۱۳۹۹؛ نیرومند و دیگران، ۱۳۹۹؛ قاسمی‌سیانی و عیسی‌آبادی، ۱۳۹۹). در هر صورت قابلیت منحصر به فرد میانبارهای سیال این امکان را به وجود می‌آورد تا با دستیابی به شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل کانی میزبان میانبار سیال حتی اگر میزبان کانه‌زایی به‌صورت مستقیم نباشد، بتوان شرایط قابل استنباطی را برای کانه‌زایی همراه با آن متصور بود. در این صورت چنانچه میانبار سیال از کانی‌های منفرد انتخاب شود، شرایط پاراژنتیکی آن با کانه‌های اقتصادی به‌عنوان یکی از اصول اولیه مد نظر می‌باشد و چنانچه در محیط رسوب‌گذاری میانبار از ریزلایه انتخاب شود، پیوستگی در رسوب‌گذاری از میناهای اساسی در پذیرش تناسب شرایط فیزیکوشیمیایی محیط میزبان با کانی میزبان میانبار سیال بشمار می‌رود. در این پژوهش به بررسی شرایط مزبور در تعدادی از میانبارهای سیال برگرفته از ریزلایه‌های سیلیسی در کانسار روی و سرب کوشک پرداخته شده است. گفتنی است که حضور و تداوم ریزلایه‌های سیلیسی (بعضی

زمین‌شناسی منطقه‌ای

کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت، روی-سرب و اورانیوم در ایران است (شکل ۱-ب). (Borumandi (1973 نام سازند اسفوردی را برای این سری از ناحیه بافق در نظر گرفت. سری آتشفشانی-رسوبی اسفوردی، دارای امتداد شمال غربی-جنوب شرقی و یک شیب تند به سمت جنوب غرب می‌باشند. همچنین سری‌های موجود در بخش شمال غربی با شیبی آرام به سمت جنوب شرق و دارای امتداد شرقی-غربی می‌باشند (شکل ۱-ج).

کانسار کوشک در خرده قاره ایران مرکزی و در بلوک پشت بادام قرار دارد (شکل ۱-الف). این بلوک در زمین‌شناسی ایران به‌عنوان میزبان بخشی از سرزمین‌های پرکامبرین پسین و اینفراکامبرین شناخته شده است. براساس بررسی‌های (Samani (1988 اینفراکامبرین در ایران با سیمای مختلفی رخنمون دارد. در ایران مرکزی شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی است که گسترش زیادی از پشت بادام تا زرنند دارد و میزبان مهم‌ترین



شکل ۱. الف) موقعیت زمین‌ساختی کانسار کوشک در منطقه ایران مرکزی (آقناباتی، ۱۳۸۵)، ب) موقعیت کانسار کوشک در بین کانسارهای منطقه ایران مرکزی و راه‌های ارتباطی و دسترسی به این کانسار، ج) طرح اصلی زمین‌شناسی کانسار کوشک از کمرباط تا کمرباطی کانسنگ روی و سرب

زمین‌شناسی ناحیه‌ای و سنگ میزبان کانسار کوشک

کمر پایین کانسار کوشک با سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب ریولیت آغاز می‌شود و روی آن‌ها آهک‌های دولومیتی قرار می‌گیرد که به طرف بالا، به آهک ماسه‌ای و شیل دولومیتی و در نهایت به شیل‌های سیاه آلی تبدیل می‌شوند. درون این شیل‌ها، سیل‌های نازکی از میکرودیوریت وجود دارد که نشان‌دهنده سن کمتر سیل نسبت به رسوبات می‌باشد. میزان پیریت در شیل‌ها به سمت بالا به تدریج افزایش می‌یابد، تا اینکه تبدیل به شیل پیریتی (حاوی لایه‌های نازک پیریت) و پیریت توده‌ای می‌شود. بعد از واحد پیریتی، افق معدنی میزبان سولفیدهای روی، آهن، سرب و کادمیوم، قرار دارد. به سمت بالا به تدریج از میزان پیریت نیز کاسته می‌شود، تا اینکه دوباره به شیل نابارور می‌رسد. روی این شیل‌ها، یک توالی کربناتی با ترکیب آهک و دولومیت قرار می‌گیرد. توالی سنگی که کانسار کوشک در آن تشکیل شده است، اغلب شامل واحدهای رسوبی ریزدانه از جمله شیل و سیلت‌سنگ می‌باشد. براساس بررسی‌های صورت گرفته و مشاهدات میدانی، کانسار کوشک از نوع کانسارهای سدکس^۱ می‌باشد. کانسارهای سدکس شامل سامانه‌های کانه‌زایی هستند که اغلب در سنگ میزبان شیلی تشکیل می‌شوند و مبین محیط عمیق دریایی می‌باشند. این کانسارها از نوع همزاد^۲ هستند و واجد برخی از خصوصیات کانسارهای نوع ایرلندی می‌باشند. دو نوع کانسار سدکس از نظر محیط زمین‌ساختی مشاهده شده است یکی نوع حاشیه قاره‌ای که از نظر کانه‌زایی باریت (با توالی چینه‌ای چرت)، شناخته شده است و دیگری نوع ریفتی که با کانه‌زایی روی-سرب-باریت همراه است و در ریفت‌های کراتونی مشاهده می‌شود و توالی چینه‌شناختی آن اغلب شامل توربیدایت، شیل و ماسه‌سنگ می‌باشد (آفتابی، ۱۳۷۸). بدیهی است که کانسار کوشک از نوع دوم می‌باشد که با شیل، سیلت‌سنگ و کمتر ماسه‌سنگ همراه است. از خصوصیات بارز کانسارهای نوع سدکس، همزادی کانه‌زایی با توالی چینه‌ای است که متأثر از ساختارهای گسلی تغذیه‌کننده هستند.

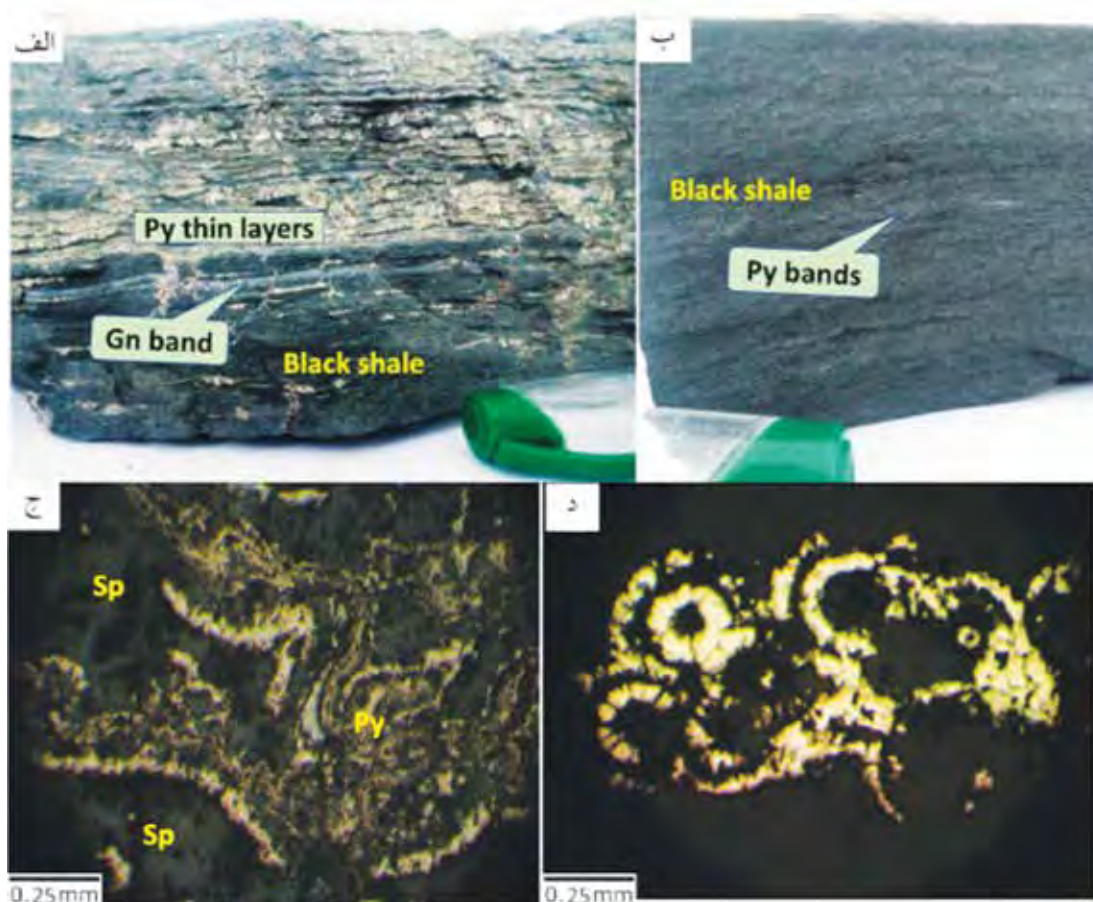
کانی‌شناسی کانسنگ روی و سرب کوشک

کانی‌های بارز در کانسار کوشک را می‌توان به مجموعه‌های کربناتی (کلسیت، دولومیت، آنکرایت، کوتناهوریت و غیره)، اکسیدها (هماتیت، مگنتیت، اکسیدهای سرب و روی)، سیلیکات‌ها (کوارتز، همی‌مورفیت)، فسفات‌ها (واریسکایت و پیرومورفیت) و به‌ویژه سولفیدها تقسیم‌بندی کرد. کانسنگ سولفیدی به‌عنوان مهم‌ترین میزبان کانی‌های اقتصادی در کانسار کوشک بشمار می‌رود. کانی‌های سولفیدی اصلی به ترتیب فراوانی شامل پیریت، اسفالریت و گالن می‌باشد. یکی از ویژگی‌های کانسارهای رسوبی روی و سرب، وجود چندین نسل پیریت است که به‌طور عمده شامل پیریت کلوفرم، پیریت فرامبوئیدال و پیریت بلورین می‌باشد که در مراحل ابتدایی تشکیل کانسار، ایجاد شده‌اند. در این سیستم‌ها، سولفیدهای روی، سرب و گاهی کادمیم جانشین هر سه نسل پیریت می‌شوند. در بسیاری از موارد پیریت علاوه بر رخداد به‌صورت لابه‌ای و بلورین (شکل ۲-الف و ب)، با بافت کلوفرم و فرامبوئیدال دیده می‌شود که در داخل آنها حفره‌هایی دیده می‌شود (شکل ۲-ج). به این فرم از پیریت ملنیکویت (یا گریجیت) نیز می‌گویند که به‌طور اولیه به‌صورت کلوفرم و ژل می‌باشد. صورت دیگر رخداد پیریت در کانسار کوشک به‌صورت بافت فرامبوئیدال یا تمشکی است و عبارت از اجتماعات کمابیش گلوله‌ای، از ریزلورهای منظم یا غیرمنظم پیریت با قطر اغلب کمتر از ۲۰ میکرون است (شکل ۲-د). تشکیل پیریت فرامبوئیدی در رسوبات کم‌عمق به آغشتگی سولفید هیدروژن و در اعماق زیاد نسبت داده شده است (Kozina et al., 2018). همچنین Popa et al (2003)، یک منشأ زیست‌زادی را برای پیریت فرامبوئیدی پیشنهاد کرده‌اند.

اسفالریت از نظر فراوانی پس از پیریت قرار می‌گیرد و کانه اصلی اقتصادی کانسار می‌باشد. در کانسنگ کوشک دو نوع اسفالریت قابل مشاهده است: (۱) اسفالریت روشن (قهوه‌ای تا زرد رنگ) و (۲) اسفالریت تیره (خاکستری تا دودی)، نوع اول دارای مقادیر پایین‌تری از آهن می‌باشد و در

1. Sedimentary exhalative deposits

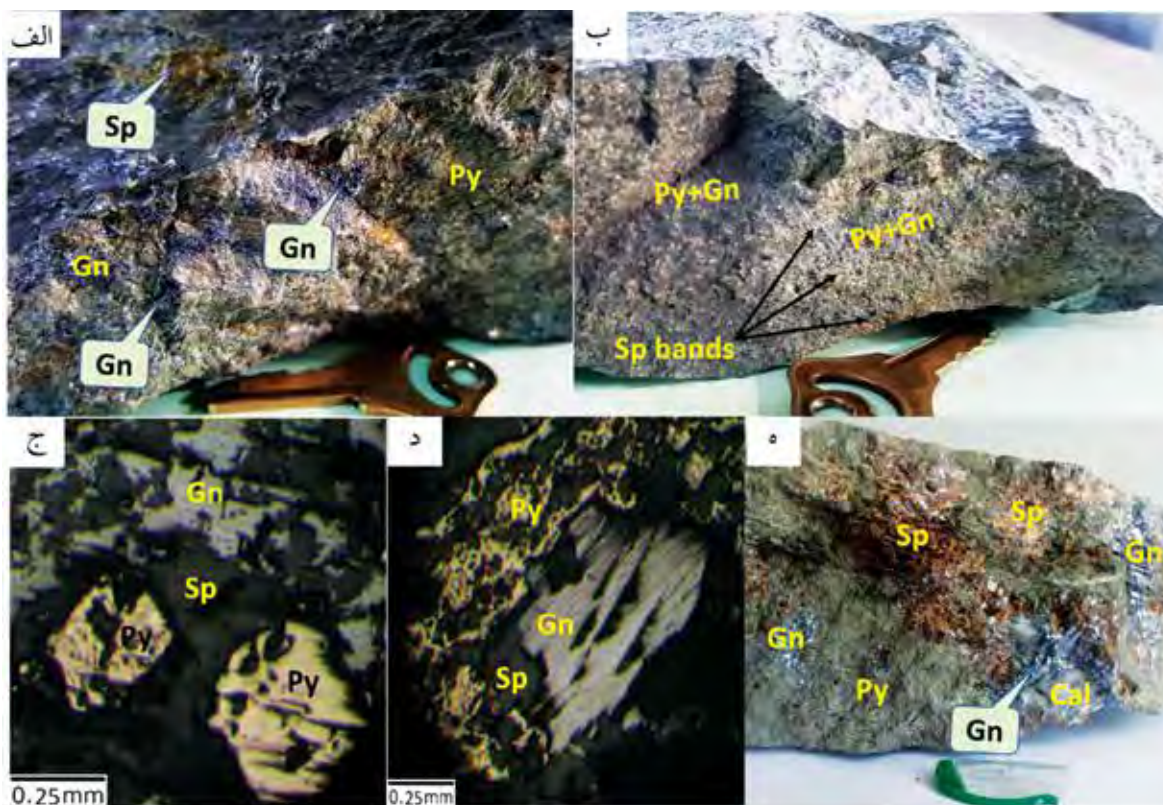
2. Syngenetic



شکل ۲. الف) رخداد ریزلایه‌های پیریت و باند گالن در سنگ میزبان شیل، ب) باندهای پیریت بسیار ریز در سنگ میزبان شیل سیاه، ج) تناوب ژل سولفیدی و رشته‌های کلوform پیریت در زمینه‌ای از اسفالریت، د) اجتماعات پیریت تمشکی (نشانه‌های اختصاری: Py: پیریت؛ Sp: اسفالریت؛ Gn: گالن) (نشانه‌های اختصاری از Whitney and Evans, 2010)

متن اسفالریت و گالن مشاهده می‌شوند (شکل ۳-ج) و در مواردی نیز آثار پیریت با بافت آتول مشاهده می‌شود که با فازهای جوان‌تر اسفالریت و گالن جانشین شده است (شکل ۳-د). بافت آتول عبارت از لایه‌های حلقوی سولفیدهای فلزی و گانگ می‌باشند، که یک هسته مرکزی را احاطه کرده‌اند. رخداد جوان‌تری نیز از اسفالریت در این کانسار مشاهده می‌شود که به‌وضوح به‌صورت اپیژتیک است و در برخی از شکستگی‌ها و رگه‌های کربناتی مشاهده می‌شود (شکل ۳-ه). به‌طور کلی گالن بعد از اسفالریت و در درجه دوم از نظر اقتصادی قرار دارد و میزان آن کمتر از اسفالریت است. مقدار این کانی در بخشی از کانسار که ضخامت ماده معدنی زیاد است نسبت به بخش‌های دیگر کانسار بیشتر است و به سمت حاشیه و با کاهش ضخامت ماده معدنی، نسبت سرب به روی کاهش می‌یابد.

دمای پایین‌تری تشکیل می‌شود. با افزایش دما، میزان آهن بیشتری جانشین روی در اسفالریت می‌شود و رنگ اسفالریت را تیره‌تر می‌نماید. فراوانی نسبی اسفالریت در کانسار کوشک بیانگر درجه حرارت پایین تشکیل کانسار است (آذرایین، ۱۳۸۲). لازم به ذکر است که اسفالریت نوع اول در ارتباط با بخش کمر بالای ماده معدنی یا بخش کانه‌زایی دوم در کانسار کوشک همراه با کانی پیریت و در داخل دولومیت‌هایی با مقادیر بالای پیریت نهشته شده‌اند که به‌صورت بلورهای درشت‌تر مشخص می‌باشند (شکل ۳-الف). اسفالریت‌های نوع دوم در داخل سنگ میزبان شیلی یا شیل‌های کربن‌دار تشکیل شده‌اند و به‌طور کلی در بخش کانه‌زایی کمر پایین در کانسار کوشک قرار دارند (زند، ۱۳۹۲) (شکل ۳-ب). براساس بررسی‌های میکروسکوپ نور انعکاسی، در بسیاری از موارد و در بخشی از کانسنگ پر عیار، دانه‌های پیریت در

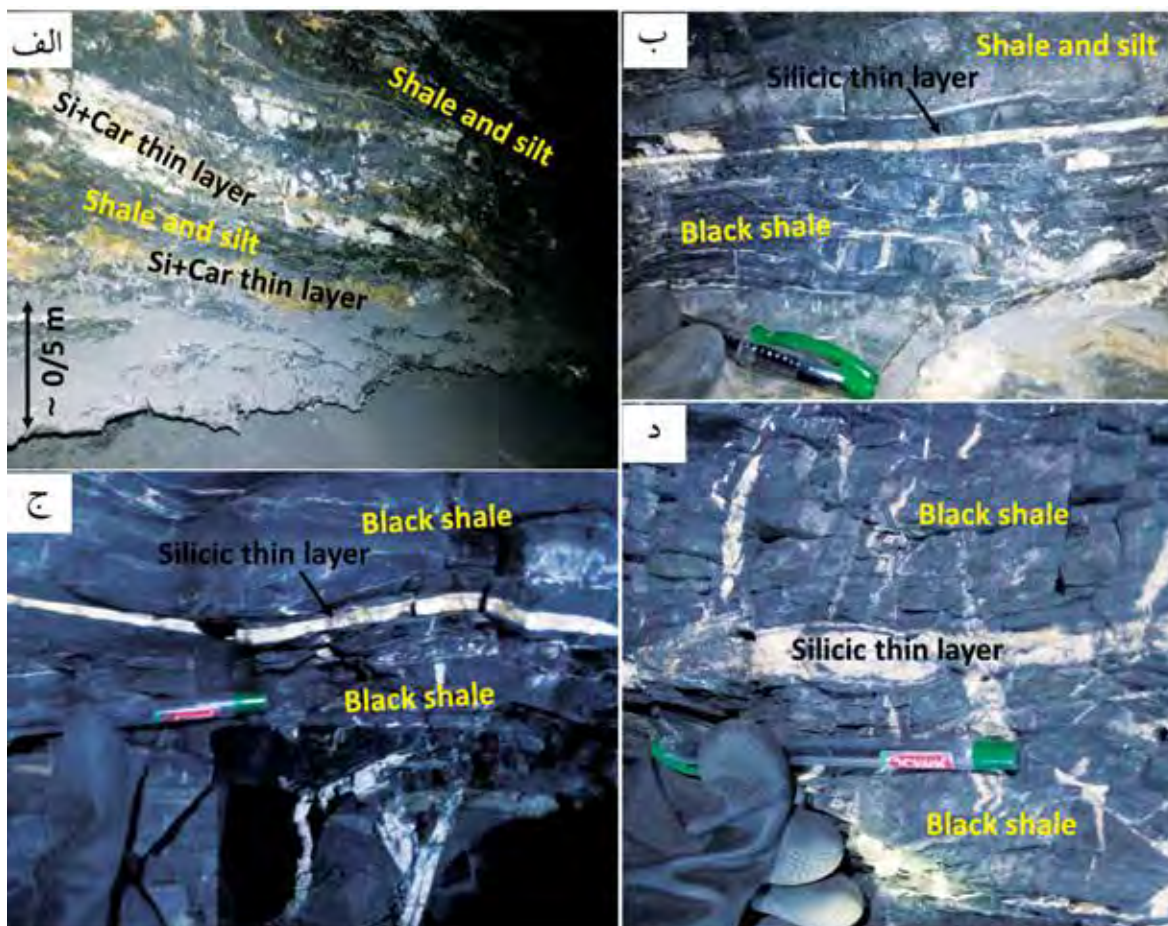


شکل ۳. الف) رخداد هم‌زمان اسفالریت، گالن و پیریت که اغلب در بخش توده‌ای کانسنگ مشاهده می‌شود، ب) باندهای اسفالریت در بخشی از کانسنگ لایه‌ای که به‌طور متناوب با لایه‌های ضخیم‌تر پیریت و با رخداد کم اهمیت‌تر گالن تشکیل شده است، ج) دانه‌های منفرد پیریت در میزبان اسفالریت و گالن، د) رخداد گالن و اسفالریت که میزبان پیریت در بافت آتول شده‌اند، ه) رخداد رگه‌های اسفالریت و گالن و فاز کربناتی (کلسیت) در میزبان پیریت (شیل به‌شدت پیریتی) (نشانه‌های اختصاری: Py: پیریت؛ Sp: اسفالریت؛ Gn: گالن؛ Ca: کلسیت) (نشانه‌های اختصاری از Whitney and Evans, 2010)

ریز لایه‌های سیلیسی و انتخاب نمونه‌ها

حالت چرتی نشان می‌دهند که در کانسارهای تپ سدکس، پدیده‌ای معمول است. در برخی از لایه‌های سیلیسی حضور کربنات نیز مشهود است که اغلب جوان‌تر از فاز سیلیسی است (شکل ۴-الف). در بعضی موارد حضور ریز لایه‌های سیلیسی در سنگ میزبان شیل سیاه و سیلت به‌ویژه در بخش‌هایی از کانسار که هم ضخامت ماده معدنی و هم عیار بالاست نیز از پدیده‌های محسوس بشمار می‌رود (شکل ۴-ب) اگرچه در برخی از موارد نیز در شیل‌های سیاه زیر افق‌های معدنی نیز مشاهده می‌شود (شکل ۴-ج). در برخی از نقاط علاوه بر لایه‌ای بودن شواهد دیگری نیز دال بر تشکیل سینزنتیک لایه‌های سیلیسی و شیل میزبان کانسنگ به چشم می‌خورد (شکل ۴-د).

علاوه بر کانسنگ روی و سرب که در سنگ میزبان شیل تشکیل شده است، ریز لایه‌هایی از سیلیس نیز در سنگ میزبان شیل دیده می‌شود که به‌طور کامل هم‌رند با لایه‌های کانسنگ است و دارای امتداد و گسترش فراوانی در معدن زیرزمینی کانسار می‌باشند. ضخامت ریز لایه‌های سیلیسی از کمتر از یک سانتی‌متر تا بیشتر از ۱۰ سانتی‌متر (و در مواردی نیز بسیار بیشتر) متغیر است. این ریز لایه‌ها به‌ویژه از کم‌رپاین ماده معدنی شروع شده و تا افق‌های میانی کانسنگ مشاهده می‌شوند. با این حال رخداد آنها در کم‌رپالی ماده معدنی کمتر مشهود است اگرچه رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی در این بخش از کانسار نیز حضور دارند. برخی از افق‌های شیلی در بخش اصلی کانسنگ، شیل کربناتی هستند و در بخش‌هایی نیز لایه‌های سیلیسی



شکل ۴. الف) حضور لایه سیلیسی (و کربناتی) در سنگ میزبان شیل، ب) حضور ریزلایه سیلیسی در بخش پرعیار کانسنگ، ج) حضور ریزلایه سیلیسی در سنگ میزبان شیل‌های سیاه زیر افق‌های معدنی، د) حضور لایه سیلیسی در سنگ میزبان شیل با آثار نفوذ سیلیس در شیل زیر لایه و عدم نفوذ آن در لایه فوقانی

دو بر صیقل از لایه‌های سیلیسی که هم‌روند با لایه‌بندی و دارای روابط پاراژنتیک با فاز اصلی کانه‌زایی سولفیدی می‌باشند، تهیه شده است. سیلیس به صورت نازک لایه و هم‌روند با لایه‌های شیلی در درون توالی کانه‌دار حضور چشمگیری دارد (شکل ۵). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که منشأ لایه‌های سیلیسی و منشأ ماده معدنی، از نزدیکی قابل توجهی برخوردار است. گفتنی است که زایش سیلیس در کانسار کوشک به دو صورت غالب دیده می‌شود؛ یکی نازک لایه‌های سیلیس که به صورت هم‌زاد با لایه‌های شیلی و بین این لایه‌ها تشکیل شده‌اند و دیگری رگه‌های سیلیس که در برخی از موارد پس از تشکیل کانسنگ، تزریق شده و به‌وضوح جوان‌تر از لایه‌های شیلی و کانه‌زایی روی و سرب می‌باشند.

رخساره‌های دیستال به سمت حاشیه در این کانسارها به‌طور معمول شیل‌های سیاه غنی از سولفید و مواد آلی، چرت و شیل می‌باشند (Emsbo et al., 2016). اگرچه غنی‌شدگی از کوارتز در کانسنگ‌های چینه‌سان به صورت چرت و شیل‌های سیلیسی معمول هستند اما ارتباط پدیده‌های مؤثر در تشکیل کوارتز و سامانه‌های کانه‌زا به‌طور معمول دارای ابهام است (Leach et al., 2005)؛ با این حال این مسئله را نباید از نظر دور داشت که تشکیل سینترتیک کانسنگ و هر لایه دیگری در یک سنگ میزبان نیازمند تأمین سیال یا عوامل زمین‌شناختی دیگری با منشأ یکسان می‌باشد. به‌منظور شناخت ماهیت فیزیکوشیمیایی سیالات کانه‌ساز و بررسی روند تغییرات شیمیایی-دمایی این سیالات در زمان تشکیل کانسار کوشک، در مجموع هفت مقطع

روش و ابزارهای آزمایشگاهی

Heating: Cesium nitrate, melting point: +414°C

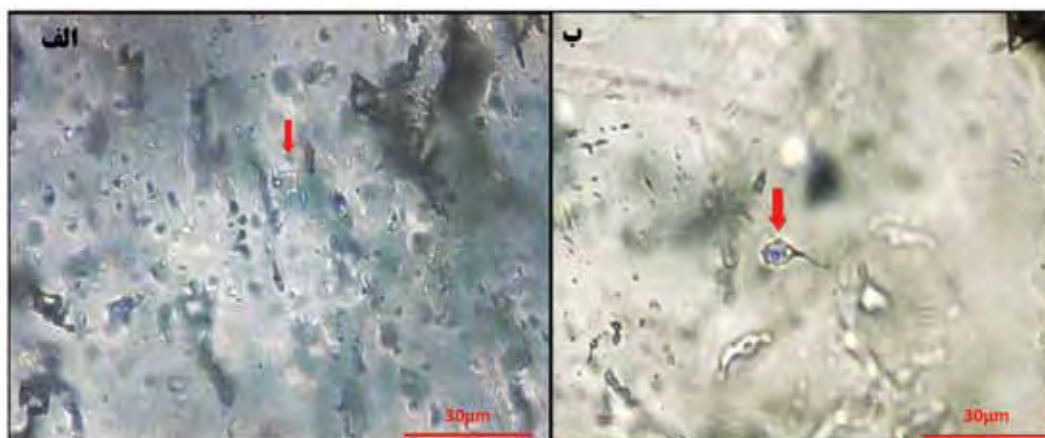
Freezing: n-Hexane, melting point: -94.3°C

بررسی میکروسکوپی و پتروگرافی میانبارهای سیال

در مطالعه پتروگرافی، مشخصات نوری از قبیل شکل و اندازه میانبارهای سیال، رده‌بندی ژنتیکی (اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب)، محتویات میانبارهای سیال (L+V+S) و نسبت V/L و نوع کانی‌های نوزاد (با توجه به شکل بلورین و ریخت‌شناسی ظاهری)، مورد بررسی قرار گرفت. در برخی از موارد، وجود پدیده‌هایی مانند باریک‌شدگی^۴ (شکل ۵-الف) و نشست^۴ یا تراوش (شکل ۵-ب) منجر به ایجاد عدم اعتماد به داده‌ها و نتایج میانبارهای سیال شده بنابراین از بررسی این نوع از میانبارها در حرارت‌سنجی صرف‌نظر شده است.

بررسی‌های میکروسکوپی بر روی میانبارهای سیال در نمونه‌های دوبرصیقل^۱ انجام شد. اندازه‌گیری پارامترهای دمایی در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران به کمک استیج (Stage: THMS600) گرم‌کننده و منجمدکننده با مدل Linkam که بر روی میکروسکوپ Zeiss نصب شده است، صورت گرفت. دامنه حرارتی دستگاه ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است؛ همچنین این دستگاه مجهز به دو کنترل‌گر، گرمایش و سرمایش (LNP^۲)، مخزن ازت (برای انجماد) و مخزن آب (برای خنک کردن دستگاه در دمای بالا) است. برای کالیبراسیون دستگاه از استانداردهای زیر استفاده گردید (کالیبراسیون دستگاه با تلورانس):

Heating : ±0.6, Freezing: ±0.2



شکل ۵. پدیده الف) باریک‌شدگی، ب) نشست در برخی از میانبارهای سیال از کانسار کوشک

ریزدماسنجی^۵ از میانبارهای اولیه استفاده شده است زیرا میانبارهای ثانویه، نماینده‌ی سیالات پسین بوده که همواره بی‌ارتباط با رشد اولیه هستند. به‌طورکلی میانبارهای سیال دو تا ۲۰ میکرون قطر دارند (Shepherd et al., 1985). اندازه میانبارهای سیال مورد بررسی، از ۵ تا ۲۴ میکرون متغیر است اگرچه میانبارهای بزرگ‌تری نیز مشاهده شد که به علت پدیده باریک‌شدگی مورد بررسی قرار نگرفتند.

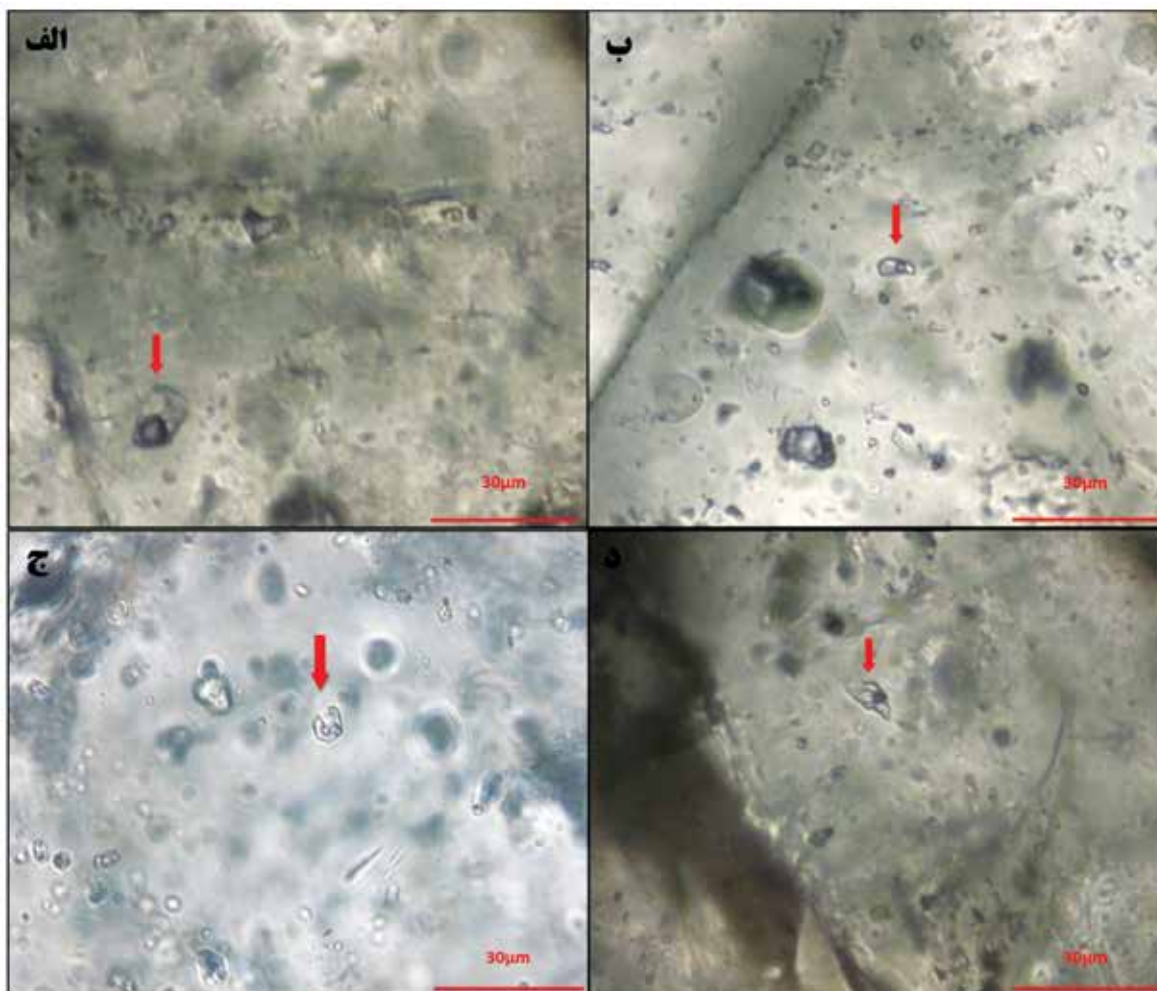
1. Double polished thin section
2. Liquid nanoparticle production
3. Necking down
4. Leakage
5. Microthermometry

تقسیم‌بندی میانبارهای سیال بر اساس شکل و تنوع فاز

از نظر شکل ظاهری، میانبارهای سیال در نمونه‌های انتخابی از ریزلایه‌های سیلیسی در کانسار کوشک را می‌توان به ترتیب فراوانی به‌صورت زیر تقسیم‌بندی کرد:

- ۱- میانبارهای سیال با اشکال منظم (شکل ۶-الف)؛
- ۲- شکل‌های کشیده و باریک (شکل ۶-ب)؛ ۳- شکل‌های کروی و نامنظم (شکل ۶-ج و د).

توزیع میانبارهای سیال (به‌ویژه میانبارهای ریز و از نوع ثانویه) در نمونه‌ها فراوان بوده و برای مطالعات



شکل ۶. شکل‌های مختلف میانبرهای سیال در نمونه‌های انتخابی، الف) نمایی از یک میانبار سیال با شکل منظم، ب) نمایی از یک میانبار سیال با شکل نامنظم، ج) نمایی از یک میانبار سیال با شکل کروی، د) نمایی از یک میانبار سیال با شکل نامنظم

مطالعات ریزدماسنجی

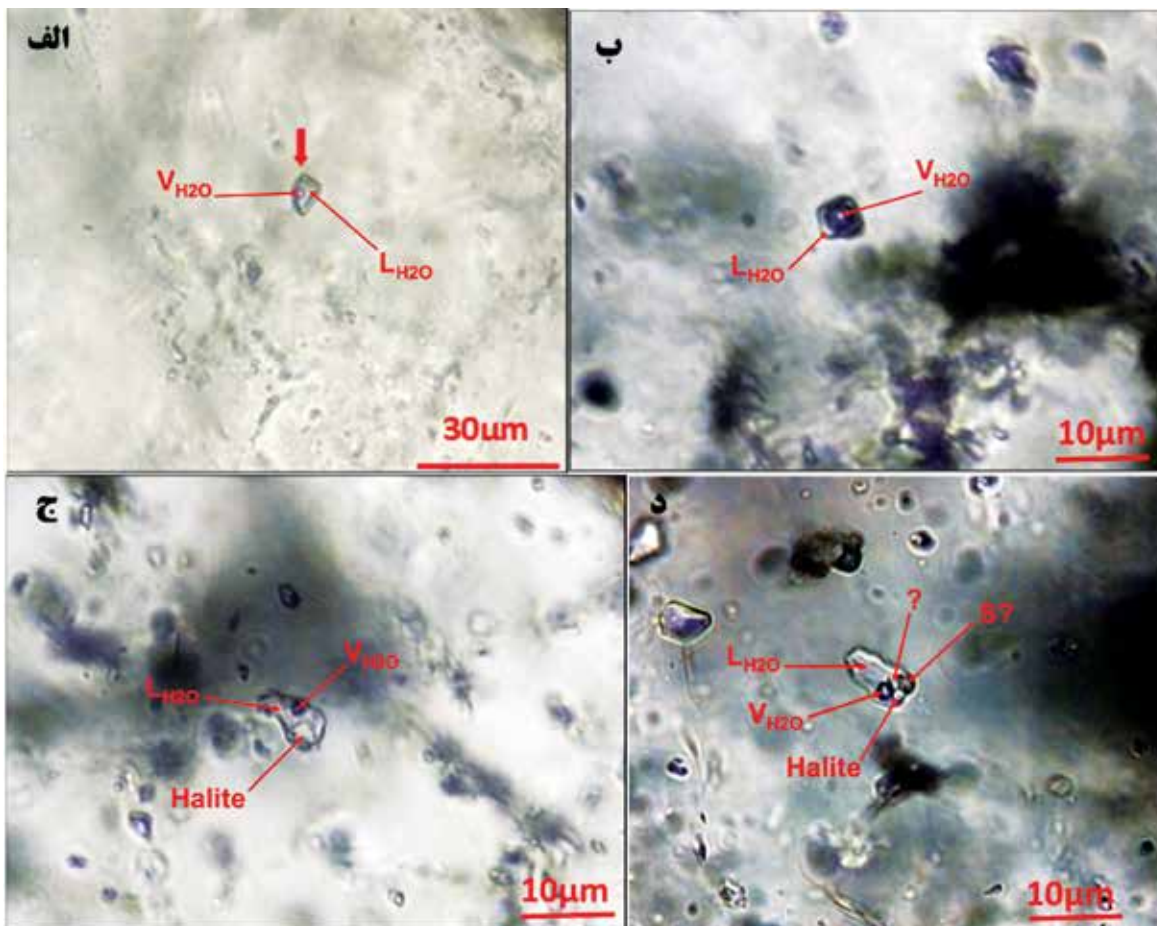
بخش اساسی بررسی‌های تجربی در زمینه اطلاعات به دست آمده از میانبرهای سیال، از طریق اعمال مراحل سرمایش و گرمایش میانبار که به دنبال هم انجام می‌شوند، در محیط و در داخل دستگاه‌های مورد استفاده و در شرایط کنترل شده با حساسیت بالا می‌باشد. در مرحله گرمایش، دمای تشکیل میانبار سیال و درصد نمک‌ها و در مرحله سرمایش، نوع و میزان نمک‌های میانبار سیال را می‌توان مشخص کرد (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۹). در نمونه‌های

از نظر تنوع فازی نیز میانبرهای موجود در نمونه‌ها شامل انواع زیر هستند:

۱. میانبرهای تک فاز گاز^۱ G (بندرت مشاهده شد)؛
۲. میانبرهای تک فاز مایع^۲ L؛
۳. میانبرهای دو فازی مایع-گاز^۳ L+V (شکل ۷-الف)؛
۴. میانبرهای دو فازی گاز-مایع^۴ V+L (شکل ۷-ب)؛
۵. میانبرهای چند فازی L+V+Ha+S^(?) (شکل ۷-ج و د).

میانبرهای سیال موجود در نمونه‌ها از نظر فراوانی بیشتر از انواع سه و پنج بوده و اندازه‌گیری پارامترهای دمایی بر روی آن‌ها صورت گرفت. گفتنی است که فاز CO₂ مشاهده نشد.

1. Gas
2. Liquid
3. Liquid rich
4. Gas rich



شکل ۷. الف) نمایی از یک میانبار سیال چند فازي با نسبت بالای مایع به بخار، ب) نمایی از یک میانبار سیال اولیه دوفازي LV با نسبت بالای بخار به مایع، ج) میانبار سیال با سه فاز مایع آب، بخار آب و نمک، د) میانبار سیال پنج فازي

دمای ذوب آخرین بلور یخ، دمای نهایی^۲ گفته می‌شود که نشان‌دهنده مقدار شوری (برحسب درصد وزنی NaCl) است.

بعد از رسیدن به دمای اتاق، عملیات گرمایش شروع شد. افزایش دما تا زمانی ادامه می‌یابد که حباب بخار موجود در نمونه همگن شود. به این دما، دمای همگن شدن^۳ می‌گویند. در جدول ۲، نتایج فیزیکوشیمیایی نهایی بررسی میانبارهای سیال ارائه شده است. در شکل ۸ نمودار ترکیبی میزان شوری و دمای همگن‌شدگی به تعداد میانبارها و در شکل ۹ نمودار میله‌ای فراوانی دمای همگن‌شدگی به میانبارهای سیال نشان داده شده است.

مورد بررسی از کانسار کوشک، کمینه دمای مورد استفاده برای میانبارهای سیال، ۱۰۰- درجه در نظر گرفته شد تا انجماد کلیه فازها صورت گیرد. سپس افزایش دما به آرامی صورت پذیرفت تا زمانی که اولین نقطه‌ی ذوب یخ^۱ در محدوده‌ی ۳۰- تا ۲۱- درجه سانتی‌گراد آشکار شد. این دما، دمای نقطه اوتکتیک می‌باشد. براساس این دما می‌توان ترکیب نمک‌هایی را که در میانبار سیال موجود است مشخص کرد (جدول ۱). به عبارت دیگر، تغییر در این دما، به مفهوم و متناسب با تغییر در ترکیب نمک‌هایی است که در میانبار سیال وجود دارند و هر نقطه یا محدوده دمای، خاص یک نوع نمک مشخص می‌باشد. براین اساس، ترکیب شیمیایی موجود در میانبارهای سیال در این پژوهش اغلب از نوع ترکیبات با غلبه واضح NaCl می‌باشند. با افزایش دما، یخ‌های موجود در میانبار سیال ذوب شده است. به

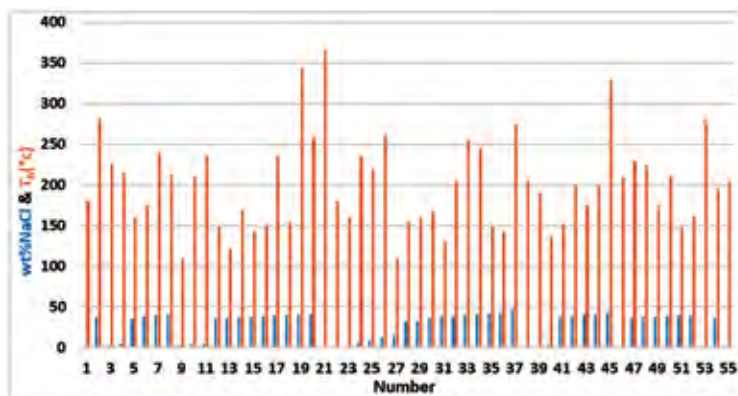
1. T_{im}
2. T_m
3. T_h

جدول ۱. دمای نقطه اوتکتیک آب و املاح مختلف (کریمپور و سعادت، ۱۳۸۹)

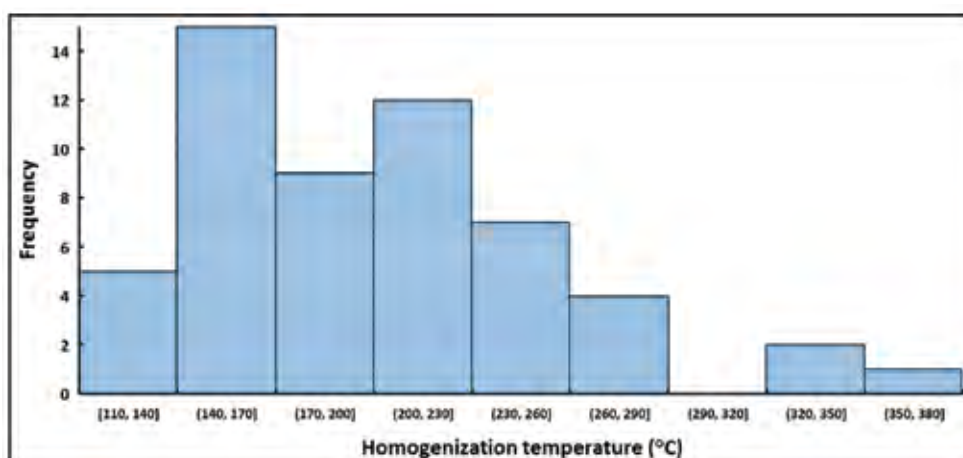
سیستم نمک	درجه اوتکتیک (°C)	فازهای جامد
H ₂ O-MgCl ₂	-۳۳/۶	Ice+MgCl ₂ .12H ₂ O
H ₂ O-NaCl-KCl	-۲۳/۵	Ice+NaCl.2H ₂ O
H ₂ O-NaCl-Na ₂ SO ₄	-۲۱/۷	Ice+NaCl.2H ₂ O+NaSO ₄ .5H ₂ O
H ₂ O-NaCl-NaHCO ₃	-۲۱/۸	Ice+NaCl.2H ₂ O+NaHCO ₃
H ₂ O-NaCl-Na ₂ CO ₃	-۲۱/۴	Ice+NaCl.2H ₂ O+Na ₂ CO ₃ .10H ₂ O
H ₂ O-NaCl	-۲۱/۲	Ice+NaCl.2H ₂ O
H ₂ O-KCl	-۱۰/۶	Ice
H ₂ O-NaHCO ₃ -Na ₂ CO ₃	-۳/۳	Ice+NaHCO ₃ +Na ₂ CO ₃ .10H ₂ O
H ₂ O-NaHCO ₃	-۲/۳	Ice+NaHCO ₃
H ₂ O-Na ₂ CO ₃	-۲/۱	Ice+Na ₂ CO ₃ .10H ₂ O
H ₂ O-Na ₂ SO ₄	-۱/۲	Ice+Na ₂ SO ₄ .10H ₂ O

جدول ۲. اندازه، نوع فاز، دمای همگن‌شدگی و میزان نمک در تعداد ۵۵ نمونه از میانبارهای سیال

Point No	Size(µm)	Type	Thv-I (C)	Halite wt%NaCl (I)	Point No	Size(µm)	Type	Thv-I (C)	Halite wt%NaCl (I)
1	5	LV	180	1.74	29	8	LVHa	160	32.49
2	5	LVHa	282	38.16	30	8	LVHa	168	36.68
3	6	LV	226	3.06	31	8	LVHa	130	38.32
4	6	LV	215	4.96	32	8	LVHa	205	38.87
5	6	LVHa	160	35.99	33	8	LVHa	256	39.76
6	6	LVHa	175	38.95	34	8	LVHa	245	40.61
7	6	LVHa	240	39.35	35	8	LVHa	149	41.49
8	6	LVHa	214	41.05	36	8	LVHaS	143	43.35
9	7	LV	110	2.57	37	8	LVHa	274	46.37
10	7	LV	210	4.49	38	9	LV	206	1.57
11	7	LV	236	4.49	39	10	LV	190	1
12	7	LVHa	148	35.99	40	10	LV	137	3.97
13	7	LVHa	122	36.68	41	10	LVHa	152	37.86
14	7	LVHa	170	37.56	42	10	LVHa	199.5	38.95
15	7	LVHa	143	38.01	43	10	LVHa	175	40.52
16	7	LVHa	150	38.95	44	11	LVHaS	200	40.61
17	7	LVHa	235	39.35	45	11	LVHa	329	42.87
18	7	LVHa	155	39.52	46	12	LV	209	1.22
19	7	LVHa	345	40.7	47	12	LVHa	230	36.68
20	7	LVHa	259	41.22	48	12	LVHa	224	37.41
21	7	VL	366	49	12	LVHa	175	37.78
22	7	LVHa	180	50	12	LVHa	211	38.95
23	8	LV	160	1.05	51	12	LVHa	148	39.76
24	8	LV	235	5.26	52	12	LVHa	161	39.76
25	8	LV	220	8.9	53	14	LV	281	1.74
26	8	LV	261	12.84	54	14	LVHa	195	36.82
27	8	LV	110	15.47	55	24	LV	205	1.59
28	8	LVHa	155	32.49					



شکل ۸. نمودار فراوانی میزان شوری و دمای همگن‌شدگی به تعداد میانبارها



شکل ۹. نمودار ستونی فراوانی دمای همگن‌شدگی به میانبارهای سیال

و ریخت‌شناسی ظاهری قابل شناسایی است. فاز جامد اپک شاید از نوع هماتیت (?) و همچنین یک فاز ناشناخته (S?) است. بیشتر اندازه‌گیری‌های حرارت‌سنجی در میانبارهای چندفازی (به‌ویژه سه‌فازی) صورت گرفته است. در مشاهدات پتروگرافی بیشینه فازهای مشاهده شده شامل پنج یا شش فاز است اما در مواردی، در مطالعات حرارت‌سنجی، تعیین دقیق تعداد فازها به دلیل اندازه کوچک ابعاد انکلوژیون‌ها و واضح نبودن فازها امکان‌پذیر نشد.

تعیین منشأ میانبارهای سیال و نوع کانه‌زایی

براساس داده‌های به‌دست‌آمده در این پژوهش، اغلب داده‌های میانبارهای سیال در کانسار کوشک به‌طور میانگین دارای ۲۷/۸ درصد وزنی معادل نمک طعام و متوسط درجه حرارت همگن‌شدگی ۱۹۷/۶۱ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

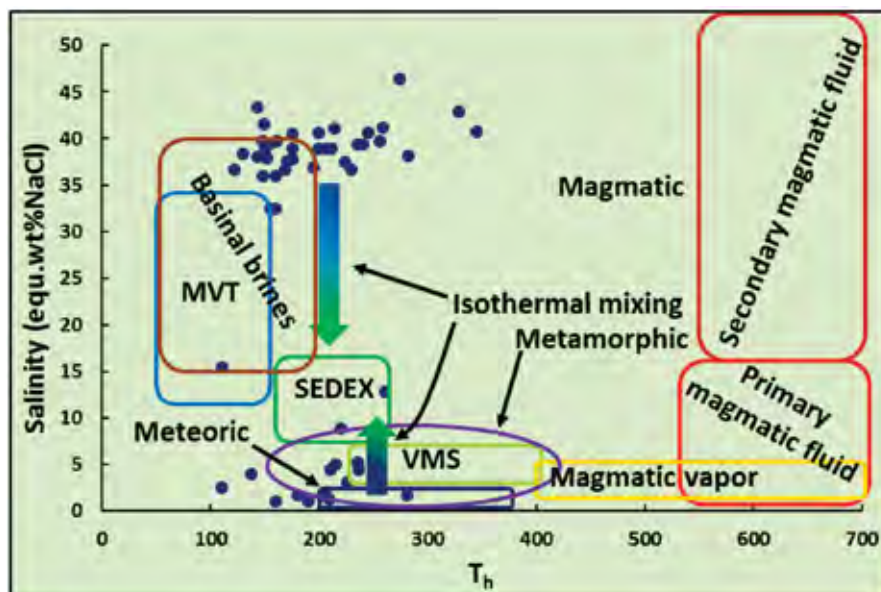
در تمام موارد، همگن‌شدن فاز بخار به فاز مایع رخ داد ($L+V \rightarrow V$). این دمای همگن‌شدن، حداقل دمای تشکیل کانی میزان میانبار را نشان می‌دهد. همچنین در مواردی، تعداد معدودی از انکلوژیون‌های با حباب بخار بزرگ (VL) نیز تعیین دما شدند. با این حال به علت بزرگ بودن حباب بخار (با درجه پرتشدگی ۰/۱ تا ۰/۲)، تنها دمای همگن‌شدن (به فاز مایع) ذکر شده است و محاسبه شوری امکان‌پذیر نشد (به‌علت بزرگ بودن حباب بخار، مشاهده تغییرات انجماد به‌سختی امکان‌پذیر بوده و یا مقدور نمی‌باشد). هیدروها لیت نیز در تعداد اندکی از انکلوژیون‌ها مشاهده شد. در مطالعه چندفازی‌ها، تنها عملیات گرمایش صورت گرفت که دمای همگن‌شدن حباب بخار و انحلال فاز (یا فازهای) نوزاد ثبت شد. در بیشتر موارد، فاز نمک هالیت است (از روی نقطه اوتکتیت نیز مشخص شد) که از مشخصات نوری

روی و سرب تیپ سدکس، و همچنین موقعیت ترکیبی-دمایی شورابه‌های ماگمایی، دگرگونی و سطحی تفکیک شده‌اند. بر روی این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در دو موقعیت جداگانه قرار گرفته‌اند که همان‌طور که پیش‌تر گفته شد، دارای اختلاف قابل توجه در شوری می‌باشند بی‌آنکه دامنه دمای همگن‌شدگی در هر دو گروه از میانبارهای سیال، تغییر چندانی کرده باشد. به عبارت دیگر، تغییرات عمده در مقدار و در نتیجه در محور شوری اتفاق افتاده است. بررسی شکل ۱۰ به وضوح نشان می‌دهد که عامل اصلی در همراهی دو نوع میانبار سیال با شرایط دمایی و شوری متفاوت، اختلاط دو سیال می‌باشد یعنی پدیده‌ای که به عنوان عامل اصلی و بالقوه در تشکیل ریزلایه‌های سیلیسی و در نتیجه کانسنگ سولفیدی همراه با ریزلایه‌های سیلیسی می‌توان در نظر گرفت.

بحث

کانسارهای رسوبی-متصاعدی روی و سرب شامل کانسارهای تشکیل شده در محیط‌های رسوبی می‌باشند که میزبان اسفالریت و گالن به عنوان کانه‌های اصلی می‌باشند. بررسی منشأ کانه‌زایی روی و سرب در سامانه‌های نوع سدکس، موضوع مورد بحث در بسیاری از نوشته‌های علمی در سال‌های اخیر بوده است (Emsbo et al., 2016; Manning and Emsbo., 2018). منشأ کانه‌زایی در کانسار کوشک بر پایه اطلاعات به دست آمده از میانبارهای سیال در این مطالعه مورد بررسی قرار گرفته است. همان‌طور که پیش‌تر مورد اشاره قرار گرفت، میزان شوری میانبارهای سیال پیوستگی ثابت ندارد و با وجود دمای همگن‌شدگی کم‌وبیش مشابه، دارای دو گستره شوری بسیار متفاوت می‌باشد. این مسئله به وضوح دو منشأ مختلف را برای کانسار حداقل در زمانی که ریزلایه‌های سیلیسی در حال تشکیل بوده‌اند، ارائه می‌دهد. اندازه‌گیری شوری ابزاری بسیار کارآمد در استنباط حضور دو سیال و تخمین میزان اختلاط بین آنهاست (Wilkinson, 2001). گفتنی است که ریزلایه‌های سیلیسی در همه جای کانسار حضور یکنواخت ندارند و بیشتر از کم‌رایین کانسار

باین حال دامنه دمایی بسیار گسترده است و دارای گستره‌ای از ۱۱۰ تا ۳۴۵ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۱۰). باین حال نوعی دو دستگی در میزان شوری میانبارهای سیال در این سامانه کانه‌زایی به خوبی مشخص می‌باشد. به عبارت دیگر دو جمعیت مشخص با یک گستره ناپیوسته از نظر شوری برای داده‌های به دست آمده، قابل تشخیص است. براساس داده‌های موجود، تنها فرایند دخیل در رخداد این پدیده، اختلاط دو سیال با شوری‌های متفاوت در شرایط (کم‌وبیش) هم‌دمای می‌باشد. باین حال به منظور بررسی دقیق‌تر موضوع، دو جمعیت آماری به صورت جداگانه نیز مورد بررسی قرار گرفت. بدین منظور، این دو جمعیت داده‌ای به صورت دو جمعیت به طور کامل منفک در نظر گرفته شدند. جمعیت یا دسته اول شامل میانبارهایی است که کمتر از ۱۵/۴۸ (متوسط ۴/۴۶) درصد وزنی معادل نمک طعام شوری دارند و دسته دوم مربوط به میانبارهایی است که بیشتر از ۳۲/۴۸ (متوسط ۳۸/۸) درصد وزنی معادل نمک طعام شوری نشان می‌دهند و هیچ میانباری، شوری بین دو عدد مزبور را نشان نمی‌دهد. ارتباط موقعیت دما-شوری برای دو گروه مذکور نشان می‌دهد که با وجود تغییر در میزان شوری دو مجموعه، تغییری در دمای همگن‌شدگی نیز مشاهده می‌شود. این روند در بعضی از موارد در سامانه‌های متأثر از پدیده جوشش مشاهده می‌شود؛ باین حال، انفکاک دو دسته میانبار سیال در دو محدوده به طور کامل مجزا و از طرف دیگر نبود (یا رخداد بسیار محدود) میانبار با فاز گازی بزرگ از شواهد دیگری است که رخداد پدیده جوشش حداقل در این بخش از کانسار کوشک را بسیار کم‌اهمیت جلوه می‌دهد. مطالعه میانبارهای سیال در دهه‌های اخیر به یکی از ابزارهای بنیادین برای درک منشأ کانسارهای گرمایی تبدیل شده است. این مسئله بدان علت است که میانبارها تنها ابزار دستیابی به خصوصیات محلول‌های کانه‌زا هستند و در بسیاری از موارد دقیق‌ترین زمین دماسنج‌ها و زمین فشارسنج‌های در دسترس هستند (Wilkinson, 2001). بر روی نمودار مورد استفاده برای تعیین منشأ میانبارهای سیال (شکل ۱۰) موقعیت کانسارهای تیپ دره می‌سی‌سی‌پی، کانسارهای تیپ سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد، کانسارهای



شکل ۱۰. موقعیت میانبارهای سیال از کانسار کوشک بر روی نمودار شوری در برابر دمای همگن‌شدگی و موقعیت کانسارهای مختلف بر روی این نمودار (Roeder, 1984; Wilkinson, 2001; غارسی و دیگران, ۱۳۹۷).

سولفیدی، این واحدها به‌عنوان منشأ احتمالی سیالات در بخشی (نه کامل) از میانبارهای سیال با درجه شوری بالا می‌توانند مطرح باشند؛ اگرچه به‌طور سنتی، نقش حوضه رسوبی در تأمین بخش اعظم سیالات شور، بی‌بدیل دانسته می‌شود. نحوه تغذیه این سیالات می‌توانسته ساختارهای گسلی پلکانی در کف حوضه در حال فرونشست باشد. با آنکه سیلیس بیشتر حالت ریزلایه دارد اما در برخی از نقاط نیز حضور لایه‌های سیلیس با ضخامت بیشتر، حاکی از وجود یک منبع (شاید) مرتبط با سامانه‌های آتشفشانی است. بخصوص که در دوره‌های جوان‌تر، رگه‌ها و رگچه‌هایی از سیلیس در کانسنگ تزریق شده‌اند. به‌طور کلی رگه‌ها از تجمع کانی‌هایی تشکیل می‌شوند که از محلول‌های آبگین داغ‌ته‌نشین شده‌اند (Robb, 2005). کانسار کوشک همان‌طور که اشاره شد در سنگ میزبان شیل و ماسه‌سنگ قرار دارد. بیشترین احتمال در تأمین این سیالات را می‌توان به فرایندهایی نسبت داد که در ارتباط با واحدهای آتشفشانی تشکیل شده در محیط‌های قبل از تشکیل سامانه کانه‌زای کوشک یعنی سنگ‌های ریولیتی بوده‌اند. به‌عبارت دیگر اگرچه کانسار کوشک در محیط رسوبی تشکیل شده است اما این رسوبات، بر روی بستر ریولیتی تشکیل شده‌اند که در زمان‌های پیش‌تر، بخشی از یک سیستم آتشفشانی ناحیه‌ای

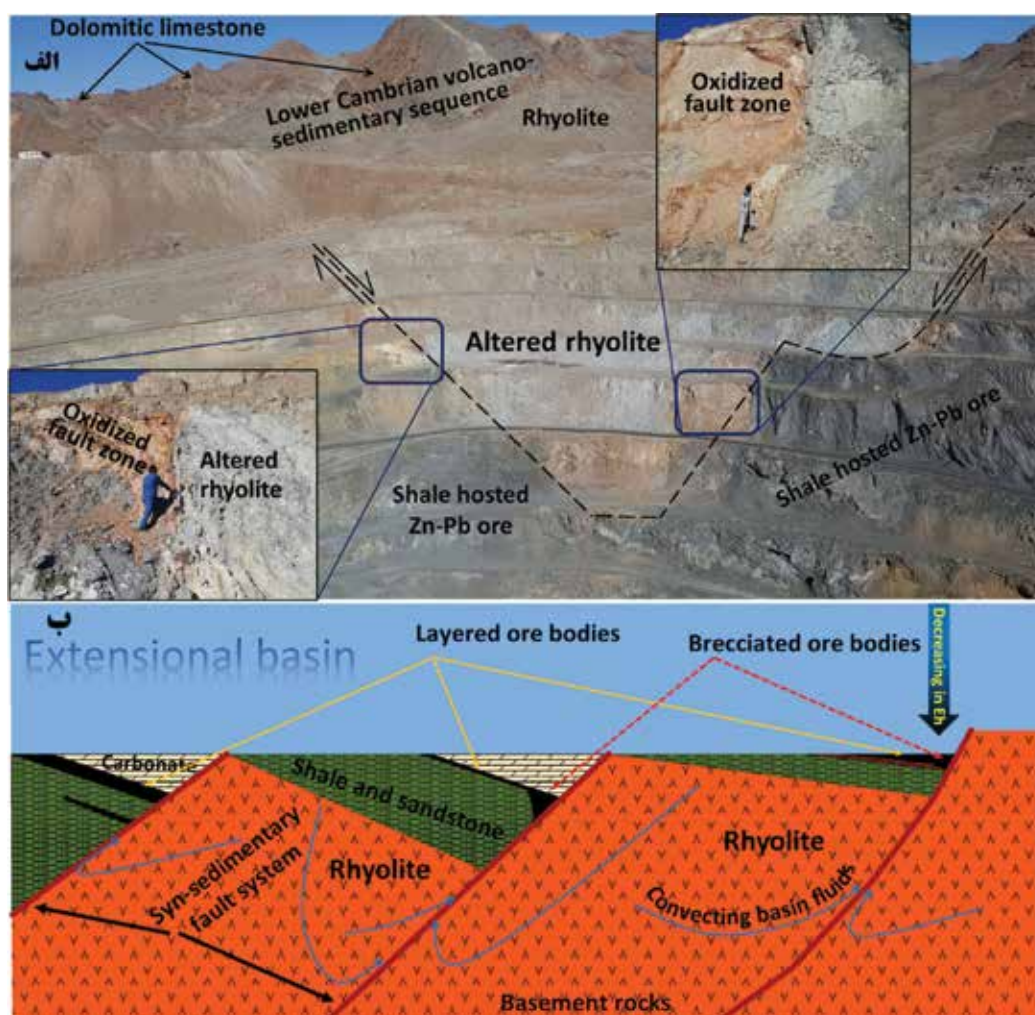
شروع شده و تا بخش‌هایی از ماده معدنی اصلی و به‌صورت سینژنتیک با لایه‌های دارای اسفالریت و گالن ادامه می‌یابند و به سمت کم‌ریزایی کانسار و عبور از واحدهای دولومیتی کاهش کم‌وبیش محسوس می‌یابند. این پدیده نشان می‌دهد که زایش سیلیس می‌تواند یا در ارتباط ژنتیکی با توده‌های آذرین باشد که در اعماق و در زیر سنگ میزبان کانسار کوشک و به‌صورت توده‌های ریولیتی حضور دارند و یا آنکه حاصل تزریق محلول‌های سیلیس‌دار با منشأ مکانی نامعلوم از اعماق حوضه و هدایت‌شده توسط راهروهای گسلی باشد. دمای پایین همگن‌شدگی در حدود ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد است که نسبت به دماهای همگن‌شدگی در میانبارهای سیال در سامانه‌های ماگمایی حداقل ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد کمتر است. این مسئله نشان می‌دهد که اگرچه منشأ این میانبارهای سیال ممکن است با منابع ماگمایی ارتباط داشته باشد اما فاصله مکانی زیادی بین منبع سیال و محل ته‌نشینی آن یعنی کانسار روی و سرب تشکیل شده در سنگ میزبان شیلی وجود داشته است. در هر صورت شواهد کمی در تأیید اهمیت سنگ‌های آتشفشانی در تشکیل کانسارهای نوع سدکس وجود دارد. با این حال، نظر به حضور واحدهای ریولیتی در ستون چینه‌شناسی منطقه و قرارگیری این ریولیت‌ها در زیر واحدهای میزبان کانسنگ

غلظت لیگاند همراه است و در برخی از سامانه‌های کانه‌زایی منجر به کاهش دما نیز می‌شود. این پدیده‌ها در نهایت منجر به تشکیل کانسنگ می‌شوند. بررسی‌های نظری نشان داده است که احتمال انتقال مقادیر قابل توجهی از فلزات و سولفید توسط یک سیال واحد، مشکل است (Sverjensky, 2001; Wilkinson, 1984). نقش بی‌بدیل کمپلکس‌های کلریدی به‌عنوان حامل اصلی عناصر کالکوفیل در کانسارهای سدکس و سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد شناخته شده است. این لیگاند به‌طور طبیعی در سیال شورتر، غلظت بالاتری دارد و می‌تواند نقش حامل مقادیر قابل توجهی از روی، سرب و حتی آهن را ایفا کند. سیال با شوری کمتر اغلب در ارتباط با محیط کف حوضه است که با توجه به دمای مشابهی که نسبت به سیال با شوری کمتر دارد، ممکن است خود به‌طور محلی در تماس کمی با آب دریا بوده باشد. با این حال منشأ گوگرد در بسیاری از سامانه‌های مشهور در زمین، آب دریا دانسته شده است. از آنجایی که هم لایه‌های کوارتز میزبان میانبارهای سیال با شوری زیاد و هم لایه‌های کوارتز میزبان میانبارهای با شوری کم دارای روابط تشکیل هم‌زمانی با کانی‌های سولفیدی متعلق به فاز اصلی کانه‌زایی در کانسار کوشک هستند می‌توان نتیجه گرفت که اختلاط سیال به‌عنوان یکی از عوامل بنیادین در تشکیل کانسنگ سولفیدی مطرح می‌باشد. از شواهد دیگر مبنی بر اختلاط می‌توان به حضور بافت برشی و عیار بالای کانسنگ در نقاطی اشاره کرد که دارای ارتباط مکانی با صفحات گسلی هستند که تنها آثاری از آنها (گسل‌ها) در تونل‌های اکتشافی در کانسار کوشک دیده می‌شود. در معدن روباز این کانسار نیز آثاری از ساختارهای شبیه به هورست و گرابن‌های کوچک تشکیل شده در محیط‌های کششی مشاهده می‌شود که در یک مورد بارز (شکل ۱۱-الف) رخداد واحدهای ریولیتی (کلریتی و رسی‌شده) زیرین به‌صورت هورست با گسل‌های پلکانی مشاهده می‌شود و لایه‌های شیلی-سیلنتی میزبان کانسنگ روی و سرب نیز در محیط گرابنی شکل مشاهده می‌شوند (اگرچه این گستره تاریخ زمین‌شناسی ساختاری پیچیده‌ای در طول زمان داشته است). از خصوصیات قابل ذکر می‌توان به رخداد کانه‌زایی

را تشکیل می‌دهد. این ریولیت‌ها در واحدهای آتشفشانی رسوبی کامبرین زیرین در ایران مرکزی قرار دارند و در این واحدها، لایه‌های تبخیری نیز حضور دارند که بررسی نقش احتمالی این واحدهای تبخیری در تأمین سیالات شور در کانسار کوشک در زمان تشکیل، نیاز به بررسی‌های مجزایی دارد. در هر صورت عدم تکرار حضور سنگ‌های ریولیتی در حوضه کوشک نشان‌دهنده حاکمیت یک رژیم زمین‌ساختی در حال افول در این ناحیه است که با گسلش ناحیه‌ای و کانه‌زایی نوع سدکس دنبال شده است. بنابراین سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی قابلیت پیشنهاد برای منشأ میانبارهای سیال (در کنار واحدهای تبخیری) با شوری بالا را دارند. در این حالت توده‌های سنگی ریولیتی می‌توانسته‌اند نقش موتور حرارتی را نیز برای چرخش آب‌های درون حوضه‌ای ایفا کنند. گروه دیگر میانبارها دارای شوری پایین می‌باشند. دمای همگن‌شدگی در این نوع بسیار نزدیک به دمای همگن‌شدگی در میانبارهای سیال با شوری بالاست که ذکر شد. ضمن آنکه لایه‌ها و ریزلایه‌های کوارتزی میزبان این نوع میانبارها نیز به‌طور کامل و مانند گروه اول دارای روابط سینژنتیکی با کانسنگ سولفیدی می‌باشند. بنابراین تنها عامل جدایش این دو نوع میانبارهای سیال، میزان شوری است. اختلاط سیال عاملی است که به‌عنوان فرایند اصلی در رخداد این پدیده در کانسار کوشک مطرح می‌باشد که در آن یک سیال با شوری زیاد حاوی کلریدهای فلزی و با منشأ عمیق و درون حوضه هدایت‌شده توسط گسل‌های عمقی با یک سیال با شوری کمتر مانند آب‌های دریا و یا آب‌های سطحی مخلوط شده و منجر به تشکیل سولفیدهای فلزی شده است. در بسیاری از کانسارها، فرایندهای فیزیکی به‌ویژه جدایش فازی و اختلاط سیال، به‌عنوان مهم‌ترین سازوکارها در تشکیل تمرکزهای اقتصادی مطرح می‌باشند (Skinner, 1997; Faure et al., 2002; Zhong et al., 2017). پدیده اختلاط بدون شک باعث تغییر هر دو سیال هم از نظر فیزیکی یعنی دما و هم از نظر شیمیایی یعنی ترکیب نمک‌ها و میزان شوری می‌شود. کاهش دما منجر به کاهش پایداری و در نهایت ناپایداری کمپلکس‌های کلریدی عناصر کالکوفیل می‌شود (Richards, 2011). اختلاط نیز اغلب با کاهش

محل تماس با محیط ته‌نشینی شیل در حوضه رسوبی کف دریا می‌شود (شکل ۱۱-ب). با این حال در مورد زمان تشکیل حوضه‌های کششی در ایران مرکزی، اتفاق نظر وجود ندارد به‌عنوان مثال Kargaranfahghi et al. (2012) پیشنهاد کرده‌اند که تشکیل حوضه‌های مزبور در نتیجه کشش مرتبط با ارتباط با بالآمدگی^۱ (پسافر سایشی) مجموعه دگرگونی چاپ‌دونی به‌عنوان یکی از کمپلکس‌های با گسترش زیاد در منطقه ایران مرکزی می‌باشد. با این حال وابستگی محرز تشکیل کانسنگ کوشک به عوامل ساختاری و سن بالای کانسار (کامبرین زیرین) از این قاعده حمایت نمی‌کند.

روی و سرب به‌صورت اکسیدی با عیار بالا (حدود ۱۰ درصد روی) در این بخش‌های گسلیده اشاره کرد که بسیار بیشتر از عیار این عناصر در کانسنگ لایه‌ای با فاصله از این گسل‌ها است (در حدود چهار درصد روی) که می‌تواند حاکی از نقش این ساختارهای گسلی در تأمین مسیر عبور سیال در زمان تشکیل کانسنگ باشد که امکان برخورد دو سیال مورد نظر (در این پژوهش) را فراهم می‌آورد. مستعدترین محل برخورد دو سیال مذکور، محل برخورد گسل‌های پلکانی خاص محیط‌های کششی (مانند حوضه‌های کششی پشت قوسی) است که با ایجاد راهروهای عمیق، محل عبور سیال شور از عمق به سطح را ایجاد کرده و منجر به اختلاط دو سیال در



شکل ۱۱. الف) وضعیت ماده معدنی و سنگ بستر ریولیتی و همچنین وضعیت ساختاری در بخش شمالی کانسار کوشک به همراه موقعیت زون‌های کانه‌زایی اکسیدان در محل گسل بین واحد ریولیتی و کانسنگ، ب) مدل ساده‌شده منشأ احتمالی سیال با شوری زیاد و اختلاط آن با آب کف حوضه در کانسار کوشک

1. Exhumation

نتیجه‌گیری

بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی به‌دست‌آمده از میانبارهای سیال برگرفته از ریزلایه‌های سیلیسی در کانسار کوشک در منطقه ایران مرکزی نشان می‌دهد که دو نوع سیال در تشکیل کانسنگ سولفیدی نقش داشته است. یکی سیال با شوری زیاد که منشأ آن، آب‌های حوضه‌ای عمیق می‌باشند که دارای مقادیر بالای کلرید سدیم هستند و شاید از اعماق و متأثر از توده‌های ریولیتی عمیق، گرم شده و در یک جریان همرفتی به سمت بالا و اعماق کم‌حرکت کرده و به‌نگام خروج از ساختارهای گسلی و در برخورد با رسوبات عمیق مانند شیل (و ماسه‌سنگ) و در اثر کاهش غلظت کمپلکس کلریدی و کاهش حرارت، محتوای فلزی خود را رها می‌سازند. سیال دیگر نیز با محتوای شوری پایین می‌باشد که در کف حوضه حضور دارد و دارای محتوای بالای گوگرد حاصل از آب دریاست. این سیال نیز دارای دمایی مشابه در هنگام برخورد با سیال قبلی است که شوری بالایی داشته است. بنابراین و براساس مشاهدات به‌دست‌آمده از این پژوهش، اختلاط سیال یکی از عوامل اصلی در تشکیل بخش اصلی کانسنگ سولفیدی در کانسار کوشک می‌باشد. این اختلاط به‌احتمال زیاد در محل گسل‌های پلکانی خاص محیط‌های کششی و در محل برخورد سطوح این گسل‌ها با محیط ته‌نشینی شیل در کف دریا اتفاق افتاده است. اگرچه دمای کانسار براساس اطلاعات به‌دست‌آمده از میانبارهای سیال بیشتر از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد اما فراوانی اسفالریت و وجود شواهد بافتی از جمله بافت فرامبوئیدال و کلوفرم به همراه آثار کرمی‌شکل در کانسنگ سولفیدی حاکی از حاکمیت دماهای پایین‌تر در دوره‌های محدود و مساعد بودن شرایط برای فعالیت باکتری‌هاست که اجازه زیست در این محیط را به آنها داده است و با نرخ تولید مقادیر بالایی از گوگرد احیایی مورد نیاز برای کانه‌زایی روی و سرب همراه بوده است.

سپاسگزاری

بدین‌وسیله از زحمات هیئت تحریریه فصلنامه زمین‌شناسی ایران و داوران محترم مقاله حاضر که با نقد سازنده خود، نویسندگان را در جهت بهبود رسایی مطالب،

از ویژگی‌های دیگر میانبارهای سیال در این پژوهش آن است که در هیچ‌کدام از آنها، فاز CO_2 ، مشاهده نشد. کانسار کوشک گرایش زیادی به سامانه‌های کانه‌زای نوع سدکس (Aftabi et al., 2009) و یا سولفید توده‌ای با میزبان شیل (Rajabi et al., 2020) دارد (اگرچه تعریف سولفید توده‌ای با میزبان شیل در اساس همان تعریف کانه‌زایی نوع سدکس است) و با آنکه کانسنگ سولفیدی با فاصله از سنگ‌های ریولیتی و آذرآواری‌ها در ستون چینه‌شناسی قرار گرفته است اما در مرحله افول فعالیت آتشفشانی و دوره گسترش حوضه‌های رسوبی تشکیل شده است. از شواهد دیگر مبنی بر عدم فعالیت آتشفشانی مؤثر می‌توان به وجود فعالیت‌های ریزپاختگی و نقش عوامل زیست‌شناختی در کانه‌زایی روی و سرب در کانسار کوشک اشاره کرد اگرچه این فعالیت‌ها امروزه در نزدیکی مناطق فعال آتشفشانی و در محیط‌های با دماهای بالا نیز گزارش شده‌اند. وجود بافت‌های متعدد حاصل از فعالیت‌های باکتریایی بویژه آثار ریز کرمی‌شکل و همچنین بافت‌های کلوفرم و فرامبوئیدال نشان می‌دهد که در بخش‌هایی از کانسار کوشک شرایط دمایی به حدی مساعد بوده که امکان زیست باکتری‌ها را فراهم ساخته است.

مطالعه نسبت‌های ایزوتوپی پایدار گوگرد، نشان می‌دهد که فرامبوئیدهای پیریتی تشکیل شده در محیط‌های واجد باکتری‌های شناور در رسوبات، منشأ زیست‌زادی دارند و خصوصیات فرامبوئیدهای پیریتی مانند هسته‌زایی، رشد و کرویت بستگی به شرایط موجود در لایه‌های میکروبی و وراثت شکل طی جانشینی گریجیت‌کروی دارد (Popa et al., 2003). همان‌طور که پیش‌تر ذکر شد، گستره دمایی تشکیل کانسنگ سولفیدی در کانسار کوشک در این پژوهش در حدود ۱۱۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد به‌دست‌آمده است. نزدیک به حد پایینی این گستره دمایی برای برخی از گونه‌های باکتریایی قابل تحمل بوده و امکان فعالیت آن‌ها در این شرایط وجود دارد (Druschel et al., 2002). گسترش بافت‌های کلوفرم و فرامبوئیدال نشان می‌دهد که دما در برخی از شرایط می‌توانسته به پایین‌تر از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد نیز برسد که حاصل برخورد پالس‌های مختلف سیال کانه‌زا با آب دریای سرد بوده است.

- Borumandi, H., 1973. Petrographische und Lagerstättenskundli Untersuchungen der Esfordi-Formation Zwischen Mishdovaund Kushk bei Bafq (Zentraliran). Unpublished Ph.D. Thesis, Aachen, Germany, Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule, 174.

- Diersch, H.J.G., 2014. FEFLOW: Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media. Springer Publishing Co., New York, USA.

- Druschel, G.K., Labrenz, M., Thomsen-Ebert, T., Fowle, D.A. and Banfield, J.F., 2002. Geochemical modeling of ZnS in Biofilms: An example of ore depositional processes. *Economic Geology*, 97, 1319-1329.

- Emsbo, P., Seal, R.R., Breit, G.N., Diehl, S.F. and Shah, A.K., 2016. Sedimentary exhalative (sedex) zinc-lead-silver deposit model. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report, 2010-5070-N, 57.

- Faure, K., Matsuhisa, Y., Metsugi, H., Mizota, C. and Hayashi, S., 2002. The Hishikari Au-Ag epithermal deposit, Japan: oxygen and hydrogen isotope evidence in determining the source of paleohydrothermal fluids. *Economic Geology*, 97, 481-498.

- Ho, S.E., 1987. Fluid inclusions: their potential as an exploration tool for Archean gold deposits. Geology department, University of western Australia Publication. 11, 239-263.

- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F., Genser, J., Faghih, A. and Kusky, T., 2012. Mesozoic to Eocene ductile deformation of western Central Iran: From Cimmerian collisional orogeny to Eocene exhumation. *Tectonophysics*, 564-565, 83-100.

- Kozina, N., Reykhard, L., Dara, O. and Gordeev, V., 2018. Framboidal pyrite formation in the bottom sediments of the South Caspian Basin under conditions of hydrogen sulfide contamination. *Russian Journal of Earth Sciences*, doi:10.2205/2018ES000639.

شیوایی بیان و نیز انطباق متن علمی با یافته‌های علمی جدید یاری کردند، صمیمانه قدردانی می‌شود.

منابع

- آذرآیین، ح.، ۱۳۸۲. الگوی کانه‌زایی متصاعدی-رسوبی سرب-روی-آهن در منطقه معدنی کوشک و بافق، یزد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۹۳.

- آفتابی، ع.، ۱۳۷۸. کانسارهای رسوبی. دانشگاه شهید باهنر کرمان، جزوه درسی، ۶۵۶.

- آقاناتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.

- زند، م.، م.، ۱۳۹۲. بررسی کنترل‌کننده‌های ساختاری-معدنی بر پایه مطالعات سیالات درگیر و اکتشافات معدنی در منطقه کیل-کوشک در زیر پهنه متالورژی بافق استان یزد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، ۲۳۵.

- غارسی، م.، رسا، ا. و یزدی، م.، ۱۳۹۷. بررسی کانی‌سازی اسکارن مزرعه، شمال اهر، با تکیه بر میانبارهای شاری. *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، ۲۶، ۱، ۲۴۴-۲۲۹.

- فخری‌دودوئی، ع. و علی‌پوراصل، مسعود.، ۱۳۹۹. کانی‌شناسی، ژئوشیمی، میانبار سیال و ژنز کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت در جنوب غرب جزیره هرمز، ایران. *فصلنامه زمین‌شناسی ایران*، ۵۶، ۱-۱۹.

- قاسمی‌سیانی، م. و عیسی‌آبادی، ف.، ۱۳۹۹. کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها در ناحیه معدنی سرب-نقره (روی-مس-باریت) راونج، شمال دلیجان. *فصلنامه زمین‌شناسی ایران*، ۵۵، ۱۰۷-۱۲۷.

- کریم‌پور، م. ح. و سعادت، س.، ۱۳۸۹. زمین‌شناسی اقتصادی پیشرفته. انتشارات ارسلان، ۵۳۵.

- نیرومند، ش.، تاج‌الدین، ح. و حقیری قزوینی، س.، ۱۳۹۹. زمین‌شناسی و کانه‌زایی طلا در محدوده غرب کسنزان، جنوب سقز، استان کردستان. *فصلنامه زمین‌شناسی ایران*، ۵۵، ۸۱-۹۴.

- Aftabi, A., Mohseni, S., Babeki, A. and Azaraeni, H., 2009. Fluid inclusion and stable isotope study of the esfordi apatite-magnetite deposit-A discussion. *Economic Geology*, 104, 137-143.

- Lattanzi, P., 1991. Applications of fluid inclusions in the study and exploration of mineral deposits. *European Journal of Mineralogy*, 3, 689-701.
- Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J. and Walters, S., 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposits-A global perspective. In: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.P. (Eds.), *Economic Geology- One Hundredth Anniversary*. Society of Economic Geologists, Littleton, CO, USA, 561-607.
- Manning, H. M. and Emsbo, P., 2018. Testing the potential role of brine reflux in the formation of sedimentary exhalative (sedex) ore deposits. *Ore Geology Reviews*, 102, 862-874.
- Popa, R., Kinkle, B. K. and Badescu, A., 2003. Pyrite Framboids as Biomarkers for Iron-Sulfur Systems. *Geomicrobiology Journal*, 21(3), 193-206.
- Rajabi, A., Alfonso, P., Canet, C., Rastad, E., Niroomand, S., Modabberi, S. and Mahmoodi, P., 2020. The world-class Koushk Zn-Pb deposit, Central Iran: A genetic model for vent-proximal shale-hosted massive sulfide (SHMS) deposits-Based on paragenesis and stable isotope geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 124, 1-23.
- Richards, J.P., 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geology Reviews*, 40, 1-26.
- Robb L., 2005. *Introduction to Ore-Forming Processes*, Blackwell Publishing, 373.
- Roedder, E. and Bodnar, R.J., 1997. Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits. In: Barnes, H.L. (Ed), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Wiley, New York, 657-657.
- Samani, B.A., 1988. Metallogeny of the Precambrian in Iran. *Precambrian Research*, 39, 85-106.
- Shepherd, T.J., Ranbin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie, Glasgow, 239.
- Skinner, B.J., 1997. Hydrothermal mineral deposits: what we do and don't know. In: Barnes, H.L. (Ed), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 3rd edn. Wiley, New York, 1-29.
- Spooner, E.T.C., 1981. Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits. In: Hollister, L.S., Crawford, M.L. _Eds., *Fluid Inclusions: Applications to Petrology*. Mineralogical association of Canada, Short Course Handbook, 6, 209-240.
- Sverjensky, D.A., 1984. Oil field brines as ore-forming solutions. *Economic Geology*, 79, 23-37.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits. *Lithos*, 55, 229-272.
- Whitney, D.L. Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. 95(1), 185-187.
- Zhong, J., Chen, Y., Qi, J., Chen, J., Dai, M. and Li, J., 2017. Geology, fluid inclusion and stable isotope study of the Yueyang Ag-Au-Cu deposit, Zijinshan orefield, Fujian Province, China. *Ore Geology Reviews*, 86, 254-270.

Depth and location estimating of magnetic anomaly sources using Euler deconvolution in area of Blatchford Lake, Canada

Nazari, D.¹, Bayrami, A.J.² and Sepahvand, M.R.³

1. M.Sc. Student of Geophysics, Department of Earth Sciences, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

2. Assistant Professor, Department of Petroleum Engineering, College of Technology and Engineering, Omidiyeh Branch, Islamic Azad University, Omidiyeh, Iran

3. Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

Received: 06 June 2020

Accepted: 23 August 2020

Abstract

The magnetic data collected from airborne surveys need to be interpreted after processing. The most important information gathered from the interpretation stage, is the depth and horizontal position of anomalies. Various methods are developed for gathering these data. One of these methods is Euler deconvolution that is based on Euler's homogenous equation. Euler's method is one of the fastest semi-automatic methods for determining the depth of buried magnetic and gravity anomalies. Its results are highly dependent on the structural index, Euler window size, and depth calculation error. This method identifies the depth and trend of changes in the depth of anomalies very well. The geological information of the study area is important for the application of this method. In this method, the potential field and its first-order derivatives are used in different directions to determine the position and depth of the potential field source. In this paper, by using this method, the depth, and boundaries of anomalies in the Lake Blatchford area of Canada are investigated. The obtained results indicate that most anomalies in this region have shallow to medium depth.

Keywords: Aeromagnetic, Depth estimating, Anomaly, Euler deconvolution, Blatchford.

Application of pore type tomography in reconstructing carbonate reservoirs evolution, Kangan and Dalan formations in the Central Part of the Persian Gulf

Sajadi, F.¹, Tavakoli, V.², Sfidari, E.³ and Emami Niri, M.⁴

1. M.Sc in Petroleum Geology, Department of Geology, University of Tehran

2. Associate Professor, Department of Geology, University of Tehran

3. Assistant Professor, Petroleum Geology Research Group, Research Institute of Applied Sciences, Tehran

4. Assistant Professor, Institute of Petroleum Engineering, College of Engineering, University of Tehran

Received: 01 December 2020

Accepted: 20 February 2021

Abstract

In this study, the velocity deviation log was derived from routine wireline logs to determine the pore types of Kangan and Dalan carbonate formations in one of the central Persian Gulf fields. To achieve this purpose, core information from one well including porosity and permeability and petrography of thin sections along with wireline logs from 12 other wells were used. By using a velocity deviation log reconstruction based on density, neutron and acoustic logs, three velocity zones representing distinct porosity and one nonporous zone were identified. The three-dimensional model of velocity deviation log showed that K1 zone is mainly a dense and non-porous zone and, in some cases, it contains moldic and rarely intercrystalline porosity. This porosity was created due to sea-level fall during deposition of the upper part of this unit because of dissolution and dolomitization. K2 reservoir zone contains major intercrystalline and minor moldic porosities due to dolomitization in shallow sea-level conditions in most parts of this unit. Unit K3 mainly hosts dense and nonporous rocks, in cases moldic porosity and also randomly shows fractures in its lower part. K4 is more likely contain intercrystalline and interparticle porosities at the upper part which was deposited in a shallow environment. Moldic porosities were formed in lower parts in response to meteoric diagenetic environment. Fractures are also detected in some cases. The results of presented study show high correlation with other reservoir evaluations that prove the ability of velocity deviation modeling in predicting large-scale reservoir variations.

Keywords: Dense section, Kangan and Dalan, Velocity deviation model, Velocity deviation log (VDL).

Neogene Nb enriched basalts of Quchan-Esfarayen magmatic belt, NE Iran: an evidence for mantle ascending through oceanic slab window

Gardideh, S.¹, Ghasemi, H.², Sadeghian, M.³, Miao, L.⁴ and Fuqin, Z.⁴

1. Ph.D. Candidate, Faculty of Earthsciences, Shahrood University of Technology, Shahrood

2. Professor, Faculty of Earthsciences, Shahrood University of Technology, Shahrood

3. Associate Professor, Faculty of Earthsciences, Shahrood University of Technology, Shahrood

4. Professor, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

Received: 14 May 2019

Accepted: 07 July 2019

Abstract

Neogene igneous rocks of the Quchan-Esfarayen magmatic belt (north of Sabzevar) represent post collisional magmatism in the northeast of Iran suture zone. This NW-SE igneous complex occurs as sporadic dome, stock, dyke and lava flow in the belt. The basic lava flows (basalt) and dykes cropped out in the Miocene marls around the adakitic domes. The studied rocks include olivine basalt to trachy andesitic basalt in composition with microlitic porphyry, hyalomicrolitic porphyry, glomeroporphyry and flow textures which are composed of olivine, clinopyroxene and plagioclase phenocrysts and microcrysts as main minerals in a glassy or microlitic groundmass. The basalts are sodic in nature, enriched in large ion lithophile elements (LILEs), light rare earth elements (LREEs), high field strength elements (HFSEs) specially in Nb (20-30 ppm) and depleted in heavy rare earth elements (HREEs). Parental magma of the basaltic rocks originated from 10-15% partial melting from a garnet lherzolitic mantle plume in an intra-arc extensional basin in Miocene time then ascended and extruded in Neogene sedimentary basin via fault and fracture systems. This mantle plume formed by detachment of oceanic slab window and invasion of hot asthenospheric mantle into the mantle wedge over the Sabzevar Neotethyan oceanic subduction zone.

Keywords: Enriched Nb basalt, Quchan-Esfarayen magmatic belt, Neotethys.

Integration of remote sensing and magnetometry methods for exploration of iron deposit in the Maragh district of Bandar e Charak

Ahmadi, R.¹ and Gharah-Sheikh Bayat, A.R.²

1. Assistant Professor, Department of Mining Engineering, Faculty of Earth Sciences Engineering, Arak University of Technology

2. Alumnus of Mining Engineering, Department of Mining Engineering, Arak University of Technology

Received: 27 October 2020

Accepted: 29 November 2020

Abstract

In the present research, to identify potential and existence of possible iron ore-bearing in the Maragh district of Bandar- e- Charak in Hormozgan province, remote sensing studies using Aster sensor data through ENVI were conducted. Afterwards, the preliminary exploration of promised regions was performed by magnetometry method. Remote sensing operation of the region data comprises preprocessing sequences of geometric correction by image-to-image method and atmospheric correction as well as processing techniques containing false color composite, banding ratio, least square-fit, directed principal component analysis and finally supervised classification through spectral angle mapper method. Because of this process, alteration-zoning map associated with iron mineralization in the studied region was prepared. Magnetic data was acquired from 1913 measuring stations using a proton magnetometer in an area of approximately 11.2 km². Geosoft Oasis montaj software was employed for processing operation and qualitative interpretation of magnetic data via applying various corrections and filters including reduce to pole, upward continuation up to the variety of elevations, low-pass filter, derivative filters containing total horizontal derivative and analytical signal. At the end, to investigate the trend of magnetic anomalies observed on the surface, determination of approximate shape of the deposit and estimation of its depth, a 3-D inverse modeling of the data was carried out. Results of this research through integrating two methods of remote sensing and magnetometry with 3-D inverse modeling of magnetic data, reveal that Maragh district has a high potential of iron ore-bearing. The results of this research is suitable for all geoscientists especially geologists and exploration engineers.

Keywords: Remote sensing, 3-D inverse modeling, Maragh of Bandar e Charak, Magnetometry ENVI software.

Manto-type copper mineralization in the central part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc (Qom-Saveh region) with emphasis on the East Narbaghi deposit, northeast Saveh

Fazli, N.¹, Ghaderi, M.², Movahednia, M.¹ and Maghfouri, S.³

1. Ph.D. Student, Department of Economic Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

2. Professor, Department of Economic Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

3. Assistant Professor, Department of Economic Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Received: 29 November 2020

Accepted: 21 March 2021

Abstract

The Manto-type copper deposits of the Qom-Saveh region are located in the central part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc and occurred in the Eocene volcano-sedimentary sequence. The most important deposits in the studied area are East Narbaghi, Khankishi, Veshnaveh, and Kahak. The geometry of mineralization is stratabound and hosted in the silty tuff, tuff breccia, andesite, lithic crystal tuff, and amygdaloidal andesite basalt. The hypogene ore minerals include chalcocite, bornite, and minor chalcopyrite with vein-veinlet, open space filling, disseminated, and replacement textures. Based on geological studies, two major stages are distinguished for hypogene mineralization. Disseminated and framboidal pyrite formed during the first stage of mineralization which occurred simultaneously with volcanism, sedimentation, and early diagenesis. The second stage of mineralization took place during late diagenesis when copper-bearing oxidized fluids entered into the reduced pyrite-bearing host rock, causing the replacement of the first stage pyrites by copper sulfides. The sulfur isotope composition of sulfide minerals from the East Narbaghi deposit varying from -10.2 to -4.4 ‰ (averaging -6.7 ‰_{VCDT}) indicates the presence of a reduced environment resulting from activation of sulfate-reducing bacteria. The geology, ore mineralogy, alteration characteristics, and sulfur isotopic compositions suggest that the studied ore deposits may be classified as Manto-type mineralization.

Keywords: Urumieh-Dokhtar, Sulfur isotopes, Manto-type, Stratabound, Qom-Saveh, Copper mineralization.

Recognition of different dyke swarms using geo-information techniques: Tarom metallogenic zone, NW Iran

Afshar Najafi, S.¹, Rahimi, A.², Nabaei, T.³ and Rezaeian, M.⁴

1. Ph.D Student in Geology- Tectonics, Faculty of Basic Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran
2. Associate Professor, Faculty of Basic Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran
3. Assistant Professor, Faculty of Basic Sciences, Payme-Noor University, Qazvin, Iran
4. Assistant Professor, Faculty of Geosciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

Received: 27 October 2020

Accepted: 08 February 2021

Abstract

The NW-SE trending Tarom Metallogenic Zone is located in the northwest of the Urumieh- Dokhtar Zone, from the tectonics viewpoint. This zone has been cut by main NW- SE trending faults and minor NW- SE, N-S, NE- SW, E-W as second-order faults. In this zone, some dyke swarms with different strikes and compositions are exposed and structurally have not paid sufficient attention. For these reasons, geo-information techniques including: Landsat-5 Thematic Mapper (TM) satellite images which were used to facilitate recognition and delineation of the different dykes; investigation of Google Earth™ with Bing images for preparing an initial map of the dyke swarms and detailed structural analysis were also performed at the mesoscopic and outcrop scale. The results reveal that the shear zone between the Tarom and Zanjan faults with their Riedel (R) and anti- Riedel shear fractures were recognized as the main structural controls on dyke swarms of the area. Based on rose diagrams, the main sub-vertical dykes have a mean N120° trend which corresponds to the trend of one of the main fault-joint sets. Four sets of intermediate and mafic dykes, with Azimuth trend of, \approx N030°, N060°, N120° and N150° and two sets of acidic dykes, N120°, N150° are exposed. Based on field studies and faults cross-cutting relationship, NE-SW mafic dykes are the youngest trend in the studied region.

Keywords: Urumieh- Dokhtar Zone, Joint set, Remote sensing, Landsat.

Fluid mixing and Zn-Pb mineralization in the Kushk ore deposit, central Iran, evidence from fluid inclusions

Zand, M.M.¹, Mirzababaei, G.R.² and Lotfi, M.³

1. M.Sc. Economic Geology, Department of Geology and Exploration, Kushk mining complex

2. Ph.D. Economic Geology, Faculty of Earths Sciences, Shahid Beheshti University of Tehran

3. Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran

Received: 27 October 2020

Accepted: 08 February 2021

Abstract

Kushk sulfide Zn-Pb ore deposit is located in the Posht-e-Badam block, in the central Iranian tectono-magmatic zone. The host rocks of the ore deposit include shale, sandstone and dolomite. In order to investigate the physicochemical condition controlling the formation of the sulfide ore, a number of fluid inclusions were gathered from silicic thin layers. The silicic contents of the samples have contemporaneously been deposited with shale and sulfide minerals mainly in the footwall and the main mineralized horizon. In this research, the general properties of fluid inclusions in the ore-forming system are taken into account and the interpretation of these data in terms of fluid evolution processes is discussed. Considering the syngenetic formation of the silicic thin layers and the mineralized shale, a similar formation condition can be considered for both of these units. Based on the results, two types of fluids were involved in the formation of the silicic thin layers, including fluid 1 that is characterized by higher salinity (av. 38.8% NaCl.eq) and is thought to transport the metals chloride complexes and fluid 2 with lower salinity (av. 4.46% NaCl.eq) and is thought to carry sulfide species. Part of sulfide in this type of fluid could be originated from bacterial activity. Isothermal mixing of the two fluids sequentially resulted in destabilization of chloride complexes of chalcophile elements, the reaction between the elements and sulfur originated from the low salinity fluid and formation of the sulfide ore.

Keywords: Isothermal mixing, Silicic veinlets, Kushk ore deposit, Sulfide ore, Fluid inclusions.

Vol. 15, No. 59, Autumn 2021

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

Dr. Khodaei, K., Assistant Professor - Research Institute of Applied Sciences

Editor in Chief:

Dr. Adabi, M.H., Professor - Shahid Beheshti University

Assistant Editor:

Dr. Nassery, H.R., Professor - Shahid Beheshti University

Editorial Board:

Dr. Adabi, M.H., Professor - Shahid Beheshti University

Dr. Nassery, H.R., Professor - Shahid Beheshti University

Dr. Rezaei, M.R., Professor - Curtin University of Australia

Dr. Raeisi, E., Professor - Shiraz University

Dr. Saeedi, A., Associate Professor - Geological Survey of Iran

Dr. Ghazban, F., Professor - Tehran University

Dr. Fatemi Aghda, S.M., Professor - Kharazmi University

Dr. Gharshi, M., Associate Professor - Geological Survey of Iran

Dr. Ghavidel, M., Professor of Institute of Petroleum Engineering - Tehran University

Dr. Moore, F., Professor - Shiraz University

Dr. Mousavi Harami, R., Professor - Ferdowsi University Mashhad

Dr. Mirzaei, S., Professor - Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Dr. Vossoughi Abedini, M., Associate Professor - Shahid Beheshti University

Dr. Kohandel, A., Associate Professor - Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Manager: Hatefi, R., Assistant Professor - Research Institute of Applied Sciences

Executive Director: Esmaili, E.

Editors: Dr. Nassery, H.R. and Faezi, N.

Designer: Ansari, A.

Published: Autumn 2021

Print: Tarh and Naghsh

Print address: No. 40, 16 Azar Avenue, Keshavariz Boulevard, Tehran, Iran

Office address: Shahid Beheshti University, Evin, Tehran, Iran, P.O.Box. 196151171

Tel: +98(21)29903037-22431933-4

E-mail: zaminshenasiiran@yahoo.com

Website Journal: Journal.rias.ac.ir

Website: www.rias.ac.ir



Research Institute of Applied Sciences
(ACECR)



This Quarterly Review of Science-Research to Number 3/309 and History 16 April 2008 from the Ministry of Science, Research and Technology.

This journal is indexed in the following sites:

<http://www.isc.gov.ir>; <http://www.srlst.com>; <http://www.sid.ir>; <http://www.magiran.com>