

فهرست

- زیز تورمالین در سنگ‌های دگرگونی و ماگمایی منطقه گشت رودخان (مجموعه دگرگونی گشت، باختر رشت)
مریم محمدی، محسن نصرآبادی، عباس آسیابانها و کاظم قلی‌زاده ۱
- مطالعه دگرسانی، کانه‌زایی و سیالات درگیر در کاتسار روی-سرب حوض سفید (ایران مرکزی)
قدرت‌اله رستمی پایدار ۱۹
- مدل‌سازی آزمایشگاهی مهاجرت در سیستم گسلی فعال شکرآب (شمال بیرجند)
مهدی یوسفی، محمد مهدی خطیب و ابراهیم غلامی ۳۷
- بررسی پتانسیل زیست بالایی آلودگی‌های نفتی در آبخوان محدوده مجتمع پالایشگاه شازند
عبدالرضا واعظی هیر و سائز قبادیان ۵۱
- بازسازی شاخص‌های فیزیکوشیمیایی با استفاده از شیمی بیوتیت و کلریت در کاتسار مس پورفیری کدر، کمان
ماگمایی سنوزوئیک کرمان
مجید حیدری، علیرضا زراسوندی، محسن رضایی، عادل ساکی و سینا اسدی ۶۳
- بررسی رفتار زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب خاکی در گارنت‌های پگماتیت‌های دره ولی (شمال شرق بروجرد،
پهنه سهندج-سیرجان)
سمیه رحمانی جوانمرد، زهرا طهماسبی، زینک دینک و احمد احمدی خلجی ۸۷
- تحلیل هندسی و جنبشی چین‌خوردگی خانه‌سرخ در منطقه لرستان، کمربند چین‌خورده -رانده زاگرس
خاتون بیردادی، عزیز رحیمی و محمد مهدی فرهپور ۱۰۷
- تحلیل رخساره‌های لرزه‌ای با استفاده از روش‌های خوشه‌بندی فازی و ANFIS
سعید هادیلو، سعید میرزایی و حسین هاشمی ۱۲۳

Contents

- **Tourmaline genesis in the metamorphic and magmatic rocks of Gasht-e- Rudkhan district (Gasht metamorphic Complex, West of Rasht)**
Mohammadi, M., Nasrabad, M., Asiabanha, A. and Qolizadeh, K. 139
- **The Study of alteration, mineralization, and fluid inclusion in the Howz-e-Sefid zinc-lead deposit (Central Iran)**
Rostami Paydar, Gh. 140
- **Experimental modeling of migration in Shekarab active fault system (North Birjand)**
Yousefi, M., Khatib, M. M. and Gholami, E. 141
- **Bioremediation potential of oil-contamination in aquifer of around Shazand Oil Refinery**
Vaezi Hir, A. R. and Qobadian, S. 142
- **Reconstructing physicochemical attributes using chemistry of biotite and chlorite in the Keder porphyry copper deposit, Kerman Cenozoic magmatic arc**
Heidari, M., Zarasvandi, A., Rezaei, M., Saki, A. and Asadi, S. 143
- **The Study of geochemical behavior of major and rare earth elements of garnet in the Darreh Vali pegmatites (North-east Boroujerd, Sanandaj-Sirjan zone)**
Rahmani Javanmard, S., Tahmasbi, Z., Ding, X. and Ahmadi Khalaji, A. 144
- **Geometric and kinetic analysis of Khaneh Sorkh folding in the Lorestan region, Zagros Folded- Thrust Belt**
Pirdadi, Kh., Rahimi, A. and Farahpour, M.M. 145
- **Seismic facies analysis using fuzzy clustering methods and ANFIS**
Hadiloo, S., Mirzaei, S. and Hashemi, H. 146



پژوهشکده علوم پایه کاربردی

سال ۱۲، شماره ۴۷، پاییز ۱۳۹۷
صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی
سر دبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا نصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر حمیدرضا نصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر عزت‌ا... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

دکتر عبدا... سعیدی، استادیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر سیدکاظم علوی پناه، استاد دانشگاه تهران

دکتر فریدون غضبان، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استادیار دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قویدل، 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 جهاددانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی

مدیر داخلی:

کمال خدایی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

مدیر اجرایی:

انسبه اسماعیلی

ویراستار:

پرستو عطرسائی

صفحه‌آرا:

آرزو انصاری

چاپ:

بعثت

تاریخ انتشار: پاییز ۱۳۹۷

نشانی:

تهران، خیابان انقلاب، خیابان ۱۶ آذر، پایین‌تر از نصرت، جنب انتشارات بعثت

نشانی دفتر فصلنامه:

تهران، اوین، دانشگاه شهید بهشتی، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی، صندوق پستی: ۱۹۶۱۵۱۱۷۱

تلفن: ۲۲۴۳۱۹۳۳ - ۴، ۲۹۹۰۳۰۳۷

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت: www.rias.ac.ir

وب سایت فصلنامه: journal.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 تأثیر 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 به ترتیب 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 به ترتیب 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.

ژنز تورمالین در سنگ‌های دگرگونی و ماگمایی منطقه گشت رودخان (مجموعه دگرگونی گشت، باختر رشت)

مریم محمدی^۱، محسن نصرآبادی^{۲*}، عباس آسیابانها^۳ و کاظم قلی‌زاده^۴

۱. کارشناس ارشد پترولوژی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین

۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین

۴. کارشناس آزمایشگاه مرکز فرآوری مواد معدنی، کرج

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۶/۲۹

تاریخ پذیرش: ۹۶/۱۰/۰۴

چکیده

مجموعه دگرگونی گشت در ارتفاعات تالش (باختر البرز) بروز دارد. این مجموعه عمدتاً متشکل از سنگ‌های متاپلیتی و گرانیتی است. تورمالین، فاز فرعی متداول این سنگ‌ها می‌باشد. در نمونه‌های شیبی، تورمالین‌های دراویتی با هسته‌بندی فراوان و اندازه ریز، منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند. تورمالین دراویتی نمونه‌های گنیسی، درشت‌تر و همگن می‌باشند. در نمونه‌های میگماتی، تورمالین منحصر به هر دو بخش لوکوسوم و ملانوسوم است. تورمالین‌های قهوه‌ای موجود در ملانوسوم گارنت‌دار، دارای ترکیب مگنزوفوئیتیت بوده و مانند سایر فازهای ملانوسوم، ماهیت تقاله‌ای دارند، اما تورمالین دراویتی موجود در ملانوسوم عاری از گارنت، به صورت درشت و با چندرنگی سبز بر روی بیوتیت‌ها رشد کرده‌اند. ترکیب تورمالین لوکوگرانیت‌ها، شورلیتی است که به سمت حاشیه دراویتی می‌شود. انواع مختلفی از جانشینی در ترکیب تورمالین مجموعه گشت مشاهده می‌شود. با توجه به شاخص‌های ترکیبی، تورمالین متاپلیت‌ها عمدتاً تحت شرایط دگرگونی تشکیل شده‌اند درحالی‌که انواع موجود در لوکوگرانیت‌ها در شرایط ماگمایی به وجود آمده‌اند. احتمالاً سیالات بردار مجموعه گشت در درجات بالای دگرگونی، ضمن کاهش دمای سالدوس گرانیت‌آب‌دار، تسهیل فرآیند میگماتیت‌زایی را به دنبال داشته است. افزون بر این، عنصر بور با کاهش ویسکوزیته لوکوسوم، تحرک‌پذیری و جدایش راحت‌تر مذاب از ملانوسوم و تشکیل لوکوگرانیت‌های هم‌جوار را فراهم کرده است.

واژه‌های کلیدی: تورمالین، لوکوگرانیت، گشت رودخان، متاپلیت.

مقدمه

اتوژنیک نیز در طی مراحل نهایی دیاژنز تشکیل می‌شود (Gautier, 1979; Mader, 1980). افزون بر این، توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی، آپلیت، پگماتیت و هاله‌های دگرسانی گرمایی مرتبط با آنها نیز حاوی تورمالین می‌باشند (Henry and Guidotti, 1985). از طرفی تورمالین در طیف وسیعی

تورمالین به‌عنوان یک فاز فرعی معمول در انواع سنگ‌ها یافت می‌شود. به‌واسطه مقاومت شیمیایی و مکانیکی، این کانی به‌صورت قطعات تخریبی در بسیاری از رسوبات موجود است (Pettijohn et al., 1973) و به شکل

* نویسنده مرتبط: nasrabady@sci.ikiu.ac.ir

شمالی واقع است. سنگ‌های دگرگونی دره رودخانه‌ای گشت رودخان، بخشی از مجموعه دگرگونی گشت محسوب می‌شوند که در باختر شهرستان رشت همراه با مجموعه‌های دگرگونی شاندرمن و اسالم در دامنه شمالی ارتفاعات البرز باختری (کوه‌های طالش) برونزد دارند.

در کمربند کوهزایی البرز، پنج مجموعه دگرگونی وجود دارند (شکل ۱-الف) که عبارتند از: سنگ‌های دگرگونی درجه پایین اطراف مشهد در ارتفاعات بینالود (Alavi, 1991; Delaloye et al., 1981; Sengör, 1984 and Alavi et al., 1997) شیست‌های گرگان در البرز خاوری (Zanchetta et al., 2009) and Zanchi et al., 2009) و مجموعه‌های دگرگونی شاندرمن (Zanchetta et al., 2009 and Omrani et al., 2013a)، اسالم (سعادت، ۱۳۹۲؛ سعادت و همکاران، ۱۳۹۳؛ نصرآبادی و سعادت، ۱۳۹۵ و Rossetti et al., 2017) گشت (Clark et al., 1975؛ میکائیلی، ۱۳۹۲؛ جوانمرد، ۱۳۹۳؛ جوانمرد و همکاران، ۱۳۹۳ و جوانمرد و همکاران، ۱۳۹۵) در البرز باختری. این مجموعه‌های دگرگونی به‌عنوان بقایایی از منشورهای به‌هم افزوده و پوسته اقیانوسی حاصل از فرورانش حوضه اقیانوسی پالئوتتیس در نظر گرفته شده‌اند (Zanchetta et al., 2009; Omrani et al., 2013a) سعادت و همکاران، ۱۳۹۳؛ نصرآبادی و سعادت، ۱۳۹۵ و Rossetti et al., 2017). در این میان، مجموعه دگرگونی گشت (شکل ۱-ب) از اهمیت منحصر به فردی برخوردار است زیرا سنگ‌های دگرگونی مشابه این مجموعه دگرگونی در سایر نقاط البرز موجود نیست و فقر اطلاعات پترولوژیکی درباره آن بسیار مشهود است. ویژگی‌های سنگ‌شناختی و دگرگونی مجموعه گشت و همچنین خصوصیات ساختاری آن، مشابه سنگ‌های فانروزوئیک سیستم البرز نیست. در حقیقت، هیچ بخش شناخته شده‌ای در سرتاسر رشته کوه البرز، حتی شبیه به مجموعه گشت دیده نشده است. بنابراین، منشأ و ویژگی‌های تکتونیکی این مجموعه هنوز واضح و مشخص نمی‌باشد. در حال حاضر، بر پایه مشاهدات ساختاری و شواهد صحرایی و این حقیقت که بخش زیرین این مجموعه، اثرات دگرگونی دونین را آشکار می‌کند و همچنین نظر به قرارگیری آن در محل زون برخوردی پالئوتتیس، این مجموعه، دگرگونی به‌صورت

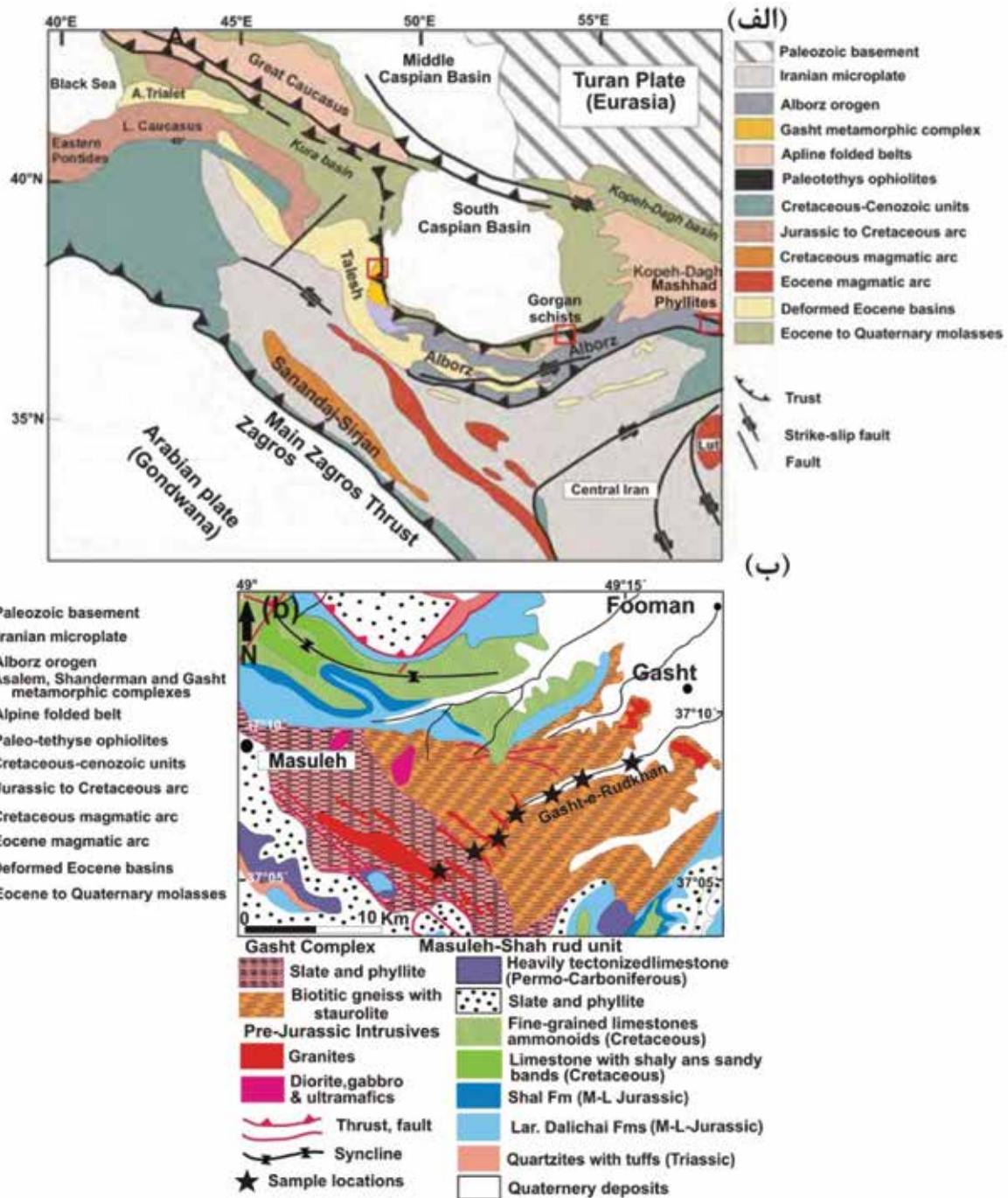
از ترکیب شیمیایی، فشار و دمای سنگ‌های دگرگونی پایدار است. بیشتر تورمالین‌های دگرگونی، حاصل رها شدن بور در یک سیستم بسته هستند (Henry and Dutrow, 1992, 2004 and Kawakami, 1996). در آغاز دگرگونی، منشأ بور از سیالات و رسوبات رسی است و با افزایش درجه دگرگونی، زایش سیالات بردار و تشکیل تورمالین از تجزیه میکا حاصل می‌شود (Henry, 1996 and Dutrow, 1992). رفتار و انتشار ژئوشیمیایی بور به عواملی چون طبیعت پروتولیت، تاریخچه گرمایی، تحرک سیالات، روابط شیمیایی بلورها و پایداری بور بستگی دارد (Sperlich et al., 1996). در منطقه گشت رودخان (مجموعه دگرگونی گشت)، متاپلیت‌هایی متشکل از شیست گنیس و میگماتیت و توده‌های لوکوگرانیته وجود دارند که تورمالین به عنوان فاز فرعی، از فراوانی قابل توجهی در تمامی واحدهای سنگی یاد شده برخوردار است. در این تحقیق سعی شده است که ضمن شناسایی شیمی تورمالین در نمونه‌های سنگی مختلف، نحوه پیدایش و اهمیت پترولوژیکی آن در تحولات ماگماتیسیم گرانیته و دگرگونی منطقه گشت رودخان مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

روش مطالعه

پس از مطالعات صحرایی، از ۴۶ نمونه متاپلیتی (شیست، گنیس و میگماتیت) و گرانیته به‌منظور مطالعات سنگ‌شناسی و انجام آنالیز ریزپردازنده نقطه‌ای، مقطع نازک و صیقلی تهیه شد. تورمالین هفت نمونه از سنگ‌های یاد شده، به وسیله دستگاه مایکروپروب آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، تجزیه و مورد بررسی قرار گرفت. در طول انجام آنالیز ریزپردازشی، ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵Kv، شدت جریان ۱۵nA و زمان شمارش سی ثانیه بوده است. فرمول ساختاری تورمالین توسط نرم‌افزار Wintac (Yavuz et al., 2014) محاسبه شده است.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

منطقه گشت رودخان در جنوب باختری فومن و خاور ماسوله، بین طول‌های جغرافیایی $49^{\circ} 07' 06''$ و $49^{\circ} 13' 42''$ و عرض‌های جغرافیایی $37^{\circ} 07' 42''$ و $37^{\circ} 31' 36''$



شکل ۱. الف) موقعیت ساختاری البرز و پهنه‌های زمین‌شناسی اطراف آن (Zanchetta et al., 2009)، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده از مجموعه دگرگونی گشت (با تغییرات از Clark et al., 1975). محل نمونه‌برداری، با ستاره نشان داده شده است

روابط صحرایی و خصوصیات ماکروسکوپی

مجموعه دگرگونی گشت در منطقه گشت رودخان، متشکل از سنگ‌های متاپلیتی به صورت میکاشیست، گنیس و میگماتیت است. تورمالین نمونه‌های متاپلیتی با

ساختارهای ورقه‌ای نابرجا و بیگانه پنداشته شده که احتمالاً در بردارنده سنگ‌های حوضه رسوبی هرسینین صفحه توران است که به وسیله گسل‌های تراستی، در طول برخوردی کیمیرین، در موقعیت فعلی خود قرار گرفته است (Alavi, 1996).

قدیمی (G1) است که شواهد میلونیتی شدن را نشان می‌دهد. توده‌ها و رگه‌های لوکوگرانیتی جوان‌تر (G2) به داخل گرانیت قدیمی و سنگ‌های دگرگونی نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-ب). این توده‌های لوکوگرانیت، بیگانه سنگ‌هایی از متاپلیت‌های میزبان را نیز دربر گرفته‌اند (شکل ۲-پ). تورمالین‌های متوسط بلور به رنگ تیره با چشم غیر مسلح در رگه‌های لوکوگرانیتی (شکل ۲-ب) و نمونه دستی توده‌های لوکوگرانیت قابل مشاهده می‌باشند (شکل ۲-ت).

چشم غیر مسلح دیده نمی‌شوند. در بخش انتهایی مسیر دره رودخانه‌ای گشت رودخان شواهد صحرایی و فابریک میگماتیت‌های برج (شکل ۲-الف). بیانگر آن است که این میگماتیت‌ها عمدتاً از نوع متانکسیت هستند (رزاقی، ۱۳۹۵ و رزاقی و همکاران، ۱۳۹۷) یعنی درجه دگرگونی و میگماتیته شدن به قدری شدید نبوده که قادر به محو ساختارهای قبل از رویداد ذوب‌بخشی شده باشد. بخش وسیعی از منطقه گشت رودخان، شامل برونزدهای گرانیتی خاکستری رنگ



شکل ۲. الف) برونزد میگماتیت با فابریک چین‌خورده. ب) تزریق لوکوگرانیت‌های (G2) تورمالین‌دار به داخل گرانیت خاکستری نسل اول (G1). پ) در برگرفته شدن بیگانه سنگ‌های دگرگونی (M)، توسط لوکوگرانیت تورمالین‌دار نسل دوم. ت) فراوانی تورمالین در نمونه دستی لوکوگرانیت

سنگ‌نگاری

می‌باشند. از کانی‌های شاخص دگرگونی، می‌توان به کیانیت، استارولیت و سیلیمانیت اشاره کرد. تورمالین مهم‌ترین کانی فرعی می‌باشد. در بعضی از موارد، فراوانی تورمالین بیشتر از آن است که کانی فرعی محسوب شود. هسته‌بندی زیاد و ابعاد ریز، ویژگی مهم تورمالین نمونه‌های شیبستی است (شکل ۳-الف). در بیشتر نمونه‌ها، تورمالین‌ها منطقه‌بندی نشان می‌دهند به طوری که در

با توجه به فراوانی مودال کانی‌های سنگ‌ساز و درجه دگرگونی، انواع مختلفی از سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی در منطقه گشت رودخان، شناسایی شده که به تشریح روابط بافتی و کانی‌شناسی تورمالین در آنها پرداخته می‌شود.

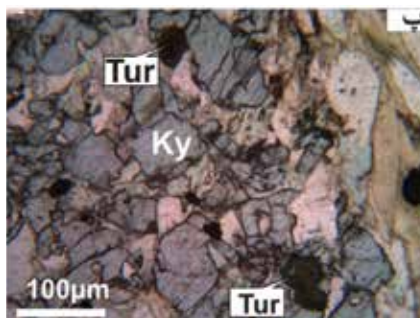
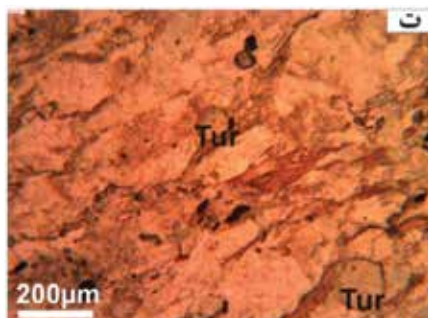
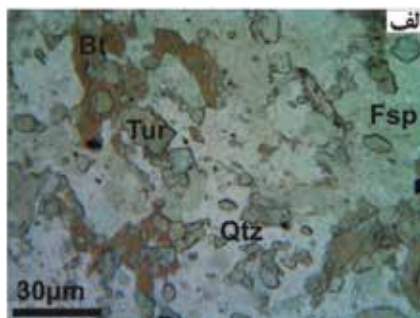
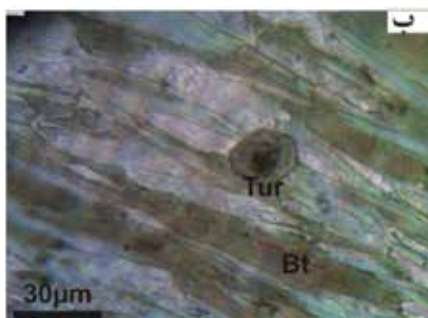
شیبست‌ها

کانی‌های سنگ‌ساز نمونه‌های شیبستی عبارتند از: بیوتیت، موسکویت، کوارتز، فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز

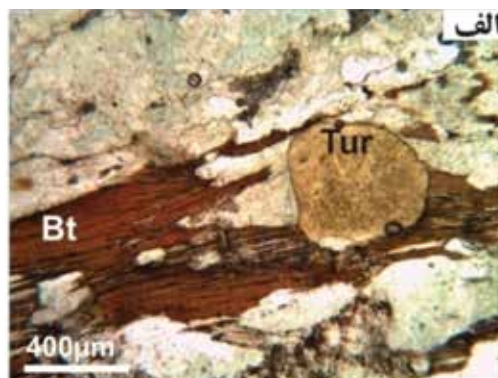
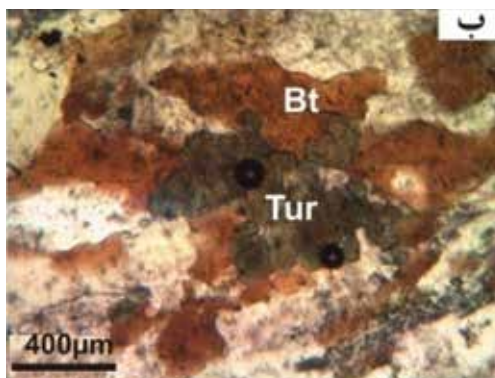
گنیس‌ها

تورمالین‌های نمونه‌های گنیسی نسبت به شیست‌ها از اندازه درشت‌تری برخوردار هستند و چند رنگی قهوه‌ای کم‌رنگ نشان می‌دهند (شکل ۴-الف). از دیگر ویژگی‌های مهم تورمالین نمونه‌های گنیسی، نبود منطقه‌بندی در آنهاست. در بعضی از نمونه‌ها، تمرکز تورمالین معطوف به محل تجمع ورقه‌های بیوتیت است به طوری که تورمالین‌های بی‌شکل به صورت ادخال در بیوتیت محصور شده‌اند (شکل ۴-ب).

مرکز بیشتر بلورهای تورمالین، هسته بی‌شکل و پرنرنگ‌تری دیده می‌شود (شکل ۳-ب). در نمونه‌های کیانیت‌شیست، پورفیروبلاست‌های کیانیت به صورت پوئی‌کیلوبلاستیک، ادخال‌هایی از جنس تورمالین و کوارتز را دربر گرفته‌اند (شکل ۳-پ). تورمالین این نمونه‌ها نیز منطقه‌بندی نشان می‌دهند. تورمالین نمونه‌های سیلیمانیت‌شیست بر خلاف سایر نمونه‌های شیستی درشت‌تر بوده و فاقد منطقه‌بندی ترکیبی می‌باشند (شکل ۳-ت).



شکل ۳. تصاویر تورمالین در نمونه‌های شیستی. الف) تورمالین با هسته‌بندی زیاد و تعدد فراوان. ب) منطقه‌بندی تورمالین با هسته سبز رنگ. پ) ادخال تورمالین در پورفیروبلاست کیانیت. ت) تورمالین درشت با چندرنگی قهوه‌ای کم‌رنگ در نمونه سیلیمانیت شیست. علائم اختصاری کانی‌ها (Whitney and Evans, 2010) عبارتند از: Bt: بیوتیت، Grt: گارنت، Fsp: فلدسپار، Chl: کلریت، Qtz: کوارتز، Tur: تورمالین، Ky: کیانیت



شکل ۴. تصاویر تورمالین در نمونه‌های گنیسی. الف) تورمالین درشت با چندرنگی قهوه‌ای کم‌رنگ. ب) تمرکز تورمالین بی‌شکل در محل تجمع ورقه‌های بیوتیت. علائم اختصاری کانی‌ها (Whitney and Evans, 2010) عبارتند از: Bt: بیوتیت، Tur: تورمالین

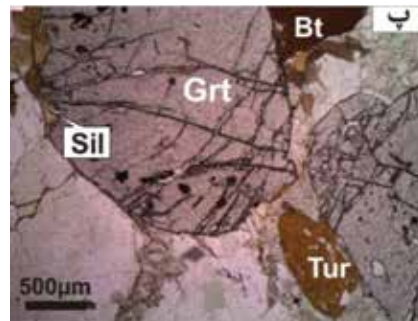
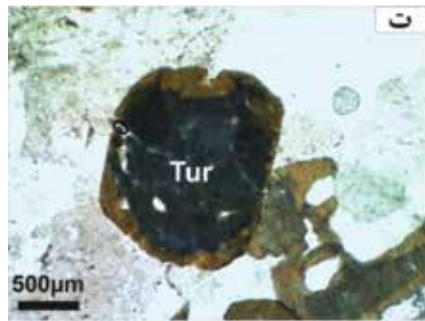
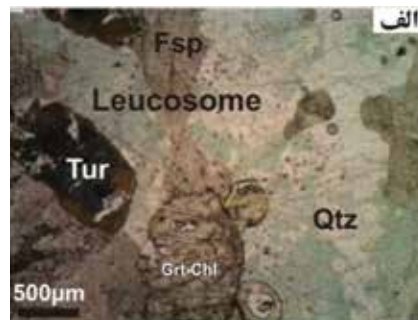
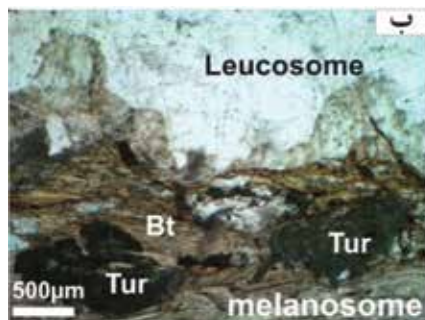
میگماتیت‌ها

تورمالین در نمونه‌های میگماتیتی در هر دو بخش لوکوسوم و ملانوسوم حضور دارد. تورمالین‌های درشت بخش لوکوسوم با چندرنگی سبز دارای هاله‌ای به رنگ قهوه‌ای می‌باشند (شکل ۵-الف). شواهد بافتی در ملانوسوم بیوتیت و سیلیمانیت‌دار هم‌جوار با لوکوسوم، مبین آن است که تورمالین‌های درشت سبزرنگ بر روی ورقه‌های بیوتیت رشد نموده‌اند (شکل ۵-ب). اما در ملانوسوم‌های

گارنت‌دار، بلورهای تورمالین به رنگ قهوه‌ای هم‌زیست با پاراژن کانی‌شناسی ملانوسوم دیده می‌شوند (شکل ۵-پ).

لوکوگرانیت‌ها

تورمالین نمونه‌های لوکوگرانیتی مطالعه شده، مشابه انواع موجود در لوکوسوم هستند و با چندرنگی سبز دارای حاشیه قهوه‌ای می‌باشند (شکل ۵-ت). بعضی از تورمالین‌ها با بافت پوئی کیلیتیک دارای ادخال‌هایی از جنس کوارتز و فلدسپار هستند.



شکل ۵. تصاویر تورمالین در نمونه‌های میگماتیت و لوکوگرانیت. الف) تورمالین با چندرنگی سبز و حاشیه قهوه‌ای در بخش لوکوسوم میگماتیت‌ها. ب) رشد تورمالین در ملانوسوم غنی از بیوتیت هم‌جوار با لوکوسوم. پ) تورمالین قهوه‌ای در ملانوسوم متشکل از گارنت، بیوتیت و سیلیمانیت. ت) بلورهای درشت تورمالین با چندرنگی سبز و حاشیه قهوه‌ای. علائم اختصاری کانی‌ها (Whitney and Evans, 2010) عبارتند از: Bt: بیوتیت، Grt: گارنت، Fsp: فلدسپار، Chl: کلریت، Qtz: کوارتز، Tur: تورمالین، Sil: سیلیمانیت

شیمی تورمالین

V=OH, O;

W=OH, F, O.

این کانی به دلیل ساختمان منحصر به فرد و پیچیده خود و با توجه به واکنش‌های جانشینی متفاوتی که در ترکیب آن صورت می‌گیرد از نظر ترکیب دارای تنوع شیمیایی زیادی است. نتایج آنالیز نقطه‌ای تورمالین نمونه‌های شیبستی، گنیسی، میگماتیتی و لوکوگرانیتی در جدول ۱ ارائه گردیده است. میزان بور و آب براساس روابط استیکیومتری تورمالین محاسبه شده است.

تورمالین کانی پیچیده سیلیکاته بوردار با فرمول عمومی $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$ است. جایگاه‌های موجود در آن توسط عناصر زیر اشغال می‌شوند (Hawthorne and Henry, 1999):

X=Ca, Na, K or vacant;

Y=Li, Mg, Fe²⁺, Mn, Al, Cr³⁺, Fe³⁺, V³⁺, Ti⁴⁺;

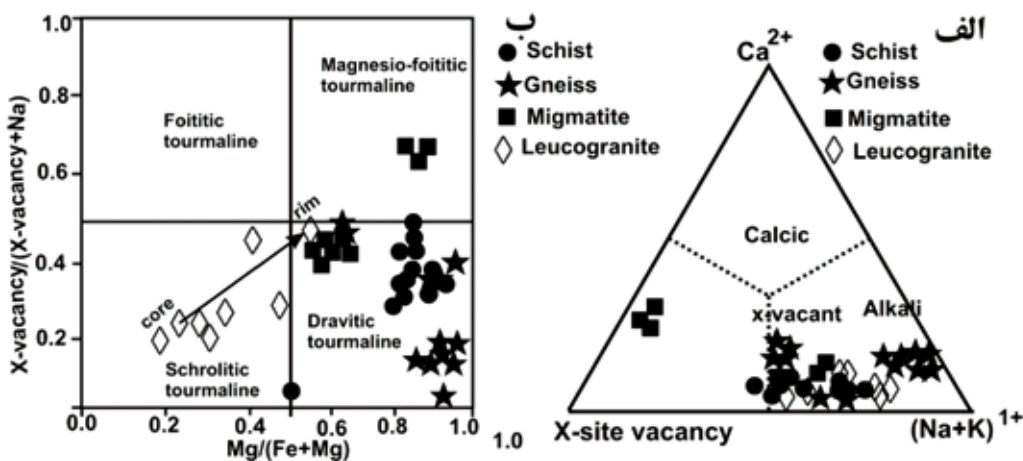
Z=Mg, Al, Fe, V, Cr;

T=Si, Al, B;

B=B, (vacant);

موجود در ملانوسوم عاری از گارنت از نوع دراویتی است. اما تورمالین‌های قهوه‌ای هم‌زیست با ملانوسوم دارای گارنت، سیلیمانیت و بیوتیت از نوع مگنزوفوئیتیتی است. حاشیه تورمالین موجود در لوکوگرانیت‌ها از نوع دراویتی و مرکز آنها از نوع شورلیتی می‌باشد. این امر بیانگر آن است که در زمان تبلور مرکز تورمالین، میزان آهن از منیزیم بیشتر بوده، در حالی که حاشیه بلور تحت شرایط غنی از منیزیم تبلور شده است. تورمالین‌های ماگمایی با $Fe+Mg/Fe$ بالا، شرایط فیزیکوشیمیایی یکسانی را در طول تبلور نشان می‌دهند (Pirajno and Smithies, 1992). در مراحل اولیه شکل‌گیری تورمالین از یک محلول ماگمایی، احتمالاً آهن در ترکیب کانی‌های مگنتیت و بیوتیت شرکت نخواهد کرد و باعث بالا رفتن آهن در مرکز بلور تورمالین می‌شود. بنابراین در مراحل نهایی تبلور تورمالین، غلظت آهن پایین آمده و منجر به کاهش آن در حاشیه تورمالین خواهد شد.

تورمالین، براساس مقادیر Ca ، $Na+K$ و نقصان یا تهی بودن موقعیت X (X-site vacancy)، به سه گروه کلسیک، قلیایی و انواعی که موقعیت X آنها خالی است، تقسیم‌بندی شده است (Hawthorne and Henry, 1999). بر این اساس، ترکیب نمونه‌های شیشتی، گنیسی و لوکوگرانیت‌ها و تورمالین سبز موجود در ملانوسوم غنی از بیوتیت در محدوده تورمالین‌های قلیایی قرار گرفته و نشان‌دهنده میزان پایین فضای خالی و کلسیم در جایگاه X آنها است. اما ترکیب تورمالین قهوه‌ای هم‌زیست با ملانوسوم متشکل از گارنت، سیلیمانیت و بیوتیت، در گستره انواعی که جایگاه X آنها خالی‌ست قرار گرفته‌اند (شکل ۶-الف). شکل ۶-ب، نام‌گذاری تورمالین (Henry and Dutrow, 2001) براساس پارامتر $X\text{-site vacancy}/(Na+X\text{-site vacancy})$ در برابر $Mg/(Mg+Fe)$ را نشان می‌دهد. مطابق این نمودار، ترکیب تورمالین نمونه‌های شیشتی، گنیسی و تورمالین سبز



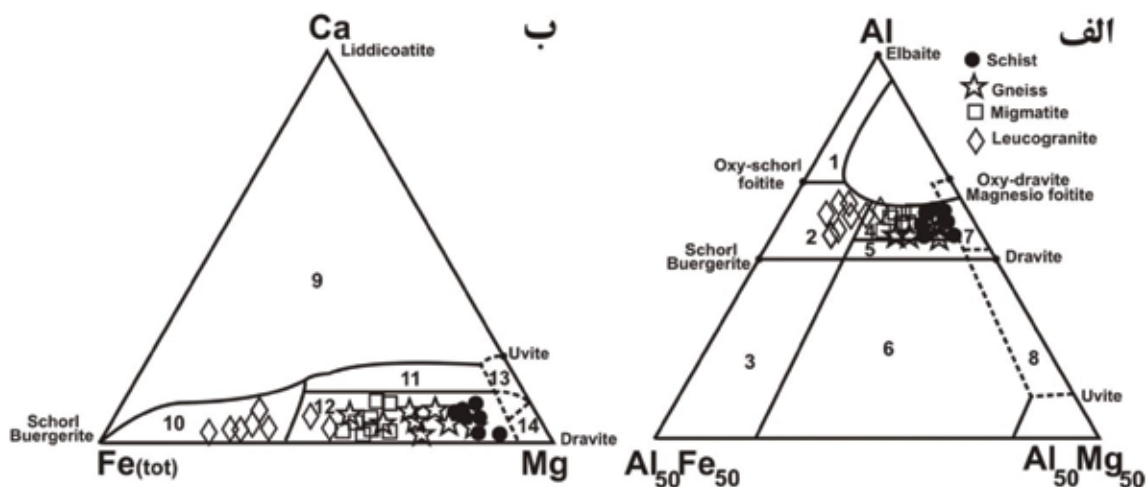
شکل ۶. الف) مطابق نمودار مثلثی $(Na+K)\text{-}Ca\text{-}X\text{-}Site\ vacancy$ ، (Hawthorne and Henry, 1999)، ترکیب تورمالین نمونه‌های شیشتی، گنیسی و لوکوگرانیتی و انواع سبز موجود در ملانوسوم غنی از بیوتیت، از نوع تورمالین قلیایی می‌باشند در حالیکه تورمالین قهوه‌ای هم‌زیست با ملانوسوم گارنت‌دار، در گستره انواعی جای دارند که جایگاه X آنها خالی است. ب) با توجه به نمودار دوتایی $X\text{-vacancy}/(Na+X\text{-vacancy})$ در برابر $Mg/(Mg+Fe)$ (Henry and Dutrow, 2001)، ترکیب تورمالین نمونه‌های شیشتی، گنیسی، تورمالین سبز موجود در ملانوسوم عاری از گارنت و حاشیه تورمالین موجود در لوکوگرانیت‌ها از نوع دراویتی و تورمالین‌های قهوه‌ای هم‌زیست با ملانوسوم گارنت‌دار، از نوع مگنزوفوئیتیت است. مرکز تورمالین‌های لوکوگرانیت‌ها نیز از نوع شورلیت می‌باشند

شیشتی، گنیسی و میگماتیتهی در محدوده متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های همراه با یک فاز اشباع از آلومینیوم قرار گرفته و ترکیب آنها عمدتاً از نوع دراویتی می‌باشد. ترکیب دراویتی شاخص تورمالین‌های دگرگونی است

(Henry and Guidotti, 1985) نمودار مثلثی Al ، Fe و Mg را به منظور نام‌گذاری و شناسایی سنگ منشأ تورمالین، معرفی کرده‌اند. با توجه به نمودار مثلثی $Al_{50}\text{-}Fe_{50}\text{-}Mg_{50}$ (شکل ۷-الف)، ترکیب تورمالین نمونه‌های

در محدوده متاپلیت‌های فقیر از کلسیم، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالینی قرار گرفته است. تورمالین‌های نمونه‌های لوکوگرانیته در محدوده گرانیته‌های فقیر از لیتیم و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته و همراه با آن می‌باشد، اما دو نقطه حاشیه تورمالین در محدوده متاپلیت‌های فقیر از کلسیم، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالینی واقع است (شکل ۷-ب). نظر به قرارگیری تورمالین نمونه‌های لوکوگرانیته در محدوده گرانیته‌ها، منشأ ماگمایی آن‌ها محرز است.

بنابراین (Cavarretta and Puxeddu, 1990)، تورمالین‌های موجود در متاپلیت‌های مجموعه گشت رودخان به محیط‌های دگرگونی وابسته است. ترکیب تورمالین نمونه‌های لوکوگرانیته در محدوده گرانیته‌های فقیر از لیتیم و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن، متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های همراه با یک فاز اشباع از آلومینیوم قرار می‌گیرند. در نمودار مثلثی $Ca-Fe_{(tot)}-Mg$ ، (Henry and Guidotti, 1985) نیز سنگ منبع تورمالین‌های نمونه‌های شیسستی، گنیسی و میگماتیته



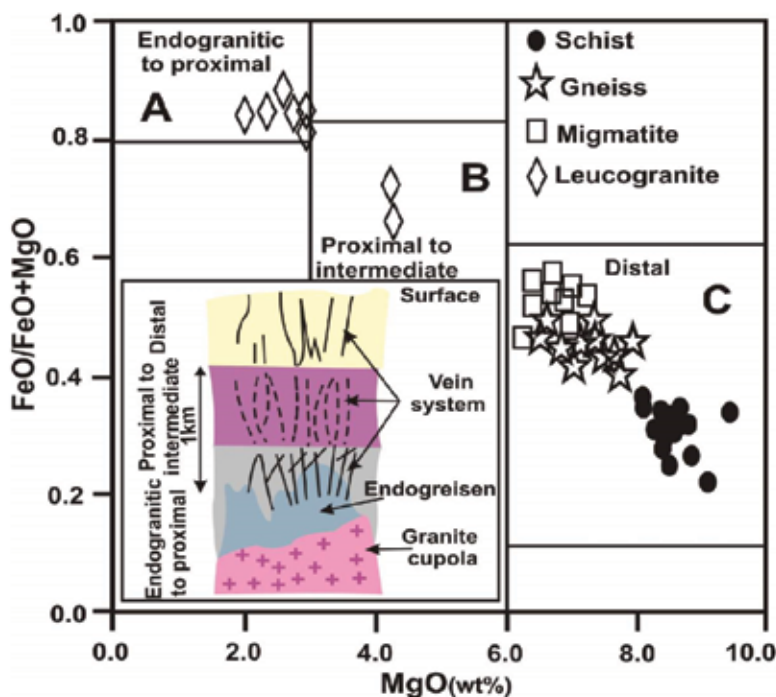
شکل ۷. نام‌گذاری و تعیین منشأ تورمالین‌های مجموعه دگرگونی گشت با استفاده از نمودارهای مثلثی $Ca-Fe_{(tot)}-Mg$ (Henry and Guidotti, 1985)، $Al-Fe_{50}-Mg_{50}-Al$ و $Ca-Fe_{(tot)}-Mg$ (اعداد داخل نمودار شامل: الف) ۱-گرانیته‌های غنی از لیتیم و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن. ۲-گرانیته‌های فقیر از لیتیم و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن. ۳-سنگ‌های کوارتز-تورمالینی غنی از Fe^{3+} و گرانیته‌های گرمایی دگرسان. ۴-متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های همراه با یک فاز اشباع از آلومینیوم. ۵-متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های بدون فاز غنی از آلومینیوم. ۶-سنگ‌های کوارتز-تورمالینی غنی از Fe^{3+} ، سنگ‌های کالک‌سیلیکاته و متاپلیت‌ها. ۷-اولترامافیک‌های دگرگون شده با میزان کلسیم کم و متاسدیمنت‌های غنی از کروم و وانادیم. ۸-کربنات‌ها و پیروکسنیت‌های دگرگون شده. (ب) ۹-گرانیته‌های غنی از لیتیم و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته و همراه با آن. ۱۰-گرانیته‌های فقیر از لیتیم و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته و همراه با آن. ۱۱-سنگ‌های متاپلیتی غنی از کلسیم، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالین. ۱۲-متاپلیت‌های فقیر از کلسیم، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالین. ۱۳-متاکربنات‌ها. ۱۴-متااولترامافیک‌ها

که در فاصله نزدیک تا حدواسط نسبت به توده گرانیته قرار گرفته‌اند و نشان‌دهنده آن است که هم سیال ماگمایی و هم شاره‌های گرمایی در تشکیل آن نقش دارند. در صورتی که این مقدار کمتر از ۰/۶ باشد نشان‌دهنده تورمالین‌های با فاصله دور از توده گرانیته است و دلیلی بر خاستگاه خارجی بور و وجود یک سیستم گرمایی است. بر این اساس، تورمالین‌های نمونه‌های شیسستی، گنیسی و میگماتیته مورد مطالعه در گستره C جای دارند که نشان‌دهنده قرار

با توجه به نمودار دوتایی $Fe\# (Fe/Fe+Mg)$ در مقابل MgO (Pirajno and Smithies, 1992)، مقدار $Fe\#$ در تورمالین با فاصله گرفتن از توده گرانیته کمتر می‌شود. چنانچه این مقدار، در تورمالین‌ها بین گستره ۰/۸ تا ۱ باشد، نشانگر بسته بودن سیستم ماگمایی، قرار گرفتن تورمالین‌ها در درون و نزدیکی توده گرانیته و عدم دخالت شاره‌های خارجی در تشکیل تورمالین‌ها است. اما قرار گرفتن این مقدار در گستره بین ۰/۶ تا ۰/۸ شاخص تورمالین‌هایی است

گرفتن آنها با فاصله دور نسبت به توده گرانیتی است و دلیل بر خاستگاه خارجی بور دارد. به عبارتی می‌توان گفت که تورمالین نمونه‌های متاپلیتی در طی فرآیند دگرگونی و تراوش سیالات بوردار منتج از آن به وجود آمده‌اند و تزریق

لوکوگرانیت‌های هم‌جوار در تشکیل آن نقشی نداشته است. اما تورمالین نمونه‌های لوکوگرانیتی در قلمرو B و A جای دارند که خاستگاه ماگمایی داشته و شاره‌های گرمایی نیز در تشکیل آن نقش داشته است (شکل ۸).



شکل ۸. نمودار در مقابل MgO (Pirajno and Smithies, 1992). گستره A نشانگر بسته بودن سیستم ماگمایی، قرار گرفتن تورمالین‌ها در درون و نزدیکی توده گرانیتی و عدم دخالت شاره‌های خارجی در تشکیل تورمالین‌ها است. گستره B شاخص تورمالین‌هایی است که در فاصله نزدیک تا حد واسط نسبت به توده گرانیتی قرار گرفته‌اند و شاره ماگمایی و گرمایی در تشکیل آن نقش دارند. گستره C نشان‌دهنده تورمالین‌ها با فاصله دور از توده گرانیتی است و دلیل بر خاستگاه خارجی بور و وجود یک سیستم گرمایی است. مطابق این نمودار، تورمالین نمونه‌های متاپلیتی از نوع فاصله‌دار نسبت به منبع ماگمایی بوده و در طی دگرگونی و در نتیجه تراوش سیالات دگرگونی حاصل شده‌اند اما تورمالین نمونه‌های لوکوگرانیتی در فاصله نزدیک منبع ماگمایی تبلور یافته‌اند

هستند و به عقیده (Trumbull and Chaussidon, 1999) بالا بودن مقدار آلومینیوم نمونه‌ها می‌تواند حاکی از دو جانشینی زیر باشد:

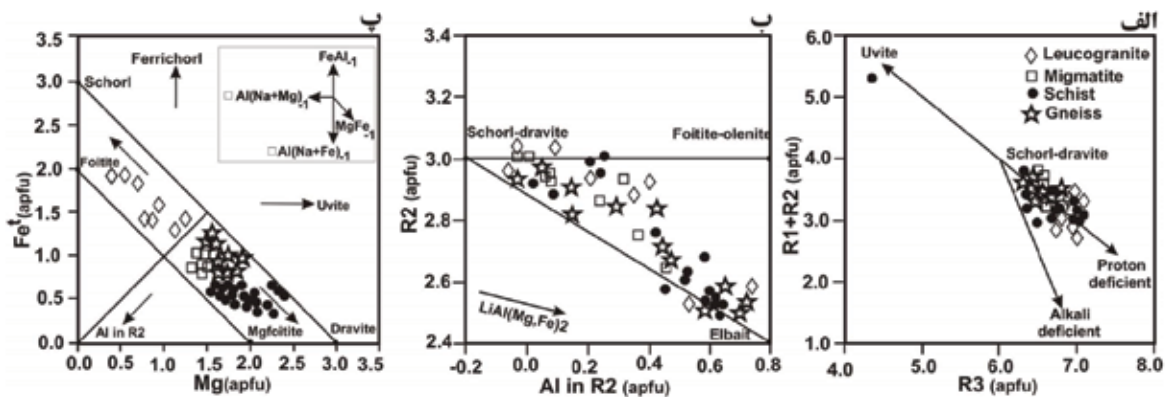
۱. جانشینی $\{Al\} \{Mg, Fe\}$ ، که نشان‌دهنده تورمالین‌های ناقص از لحاظ قلیایی است (علامت □ نشان‌دهنده فضای خالی در جایگاه X است).
 ۲. جانشینی $\{AlO\} \{Mg, Fe\}OH$ ، که نشان‌دهنده تورمالین‌های ناقص از لحاظ پروتون‌زدایی است.
- همان‌طور که در شکل ۹-الف پیداست یک گروه در راستای بردار پروتون‌زدایی موجود است. یک گروه نیز در بین دو بردار پروتون‌زدایی و بردار تورمالین‌های ناقص از

به‌منظور بررسی جانشینی عنصری در تورمالین‌های مورد مطالعه از نمودار $R_1 (Ca+Na) + R_2 (Fe+Mg+Mn)$ نسبت به $R_3 (Al+1/33Ti)$ (Maning, 1982 and London and Manning, 1995) استفاده شده است. به کمک این نمودار می‌توان تبادل اُویت با فرمول $\{Ca(Fe,Mg)\} \{Na Al\}_{-1}$ ، تبادل پروتون‌زدایی با ترکیب اُنیت $\{Fe^{3+}O\} \{Fe^{2+}OH\}_{-1}$ و تبادل تهی شدن از قلیایی را بررسی نمود (شکل ۹-الف). در این نمودار ترکیب شُورلیت-دراویت نزدیک به مرکز نمودار $R_1+R_2=4$ و $R_3=6$ قرار می‌گیرند. همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود، در مقایسه با ترکیب شورلیت-دراویت، همه نمونه‌ها از آلومینیوم غنی

جایگزین مقداری آهن و منیزیم موجود در جایگاه Y گردد (London and Manning, 1995).

در نمودار تغییرات Fet در برابر Mg (London and Manning, 1995)، ترکیب شورلیت-دراویت روی خط $\sum(\text{Fe}+\text{Mg})=3$ جای دارد (شکل ۹-پ). مطابق این نمودار، تورمالین‌های نمونه‌های مورد مطالعه، در زیر خط $\sum(\text{Fe}+\text{Mg})=3$ قرار می‌گیرند و بیانگر آن است که جانشینی آلومینیوم در جایگاه Y آنها صورت گرفته است. نمونه‌های میگماتیته، شیشتی و گنیستی دارای منیزیم بیشتر و در گستره دراویت و نمونه‌های لوکوگرانیت دارای آهن بالاتر بوده و در گستره شورلیت قرار می‌گیرند.

لحاظ کلیایی قرار می‌گیرند و دلیل بر جانشینی آلومینیوم اکتائندی در این نوع تورمالین‌ها بوده است. نمودار $R_2(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Al})$ به $(\text{Al}+1/33\text{Ti}+\text{Si}-12)$ نسبت به R_2 (London and Manning, 1995) Al in R_2 ، برای توجیه جانشینی‌های با نقصان در جایگاه Y به کار می‌رود (شکل ۹-ب). در این نمودار تورمالین‌های مورد مطالعه دارای $R_2 < 3$ هستند. این امر نشان‌دهنده آن است که در جایگاه Y تورمالین‌های مجموعه دگرگونی گشت، مقداری نقصان وجود دارد. نقصان در این نمونه‌ها را می‌توان با فعالیت جانشینی البائیت $\text{LiAl}(\text{Fe},\text{Mg})_2^{2+}$ ، توجیه کرد. یعنی عملکرد این جانشینی باعث می‌شود که لیتیم و آلومینیوم،



شکل ۹. نمودارهای جانشینی در ترکیب تورمالین (Maning, 1982; London and Manning, 1995): الف) نمودار $R_1(\text{Ca}+\text{Na})+R_2(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn})$ نسبت به $R_3(\text{Al}+1/33\text{Ti})$. ب) موقعیت تورمالین‌ها در نمودار R_2 نسبت به $\text{Al in } R_2$. پ) مطابق نمودار تغییرات Fe^t در برابر Mg ، تورمالین تمام نمونه‌ها در زیر خط $\sum(\text{Fe}+\text{Mg})=3$ قرار می‌گیرند

بحث

دگرگونی در نمونه‌های شیشتی مبین وجود یک سنگ منشأ تورمالین‌دار و دیگر فازهای غنی از بور در حاشیه قاره‌ای ورقه توران یا بلوک البرز است که از هوازگی و فرسایش آن‌ها رسوبات غنی از بور با قطعات تخریبی تورمالین حاصل شده است.

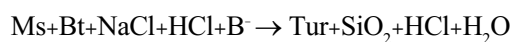
با افزایش دما، سیال بوردار آزاد شده از کانی‌های رسی در واکنش با سایر کانی‌های آلومینوسیلیکاته، تورمالین را در رسوبات دگرگون شده به وجود می‌آورد. نظر به این که متاپلیت‌ها دارای کانی‌های رسی هستند و این کانی‌ها مهم‌ترین خاستگاه بور هستند (Wilke et al., 2002)، از این رو وجود بور کافی در پروتولیت شیشتهای مجموعه گشت رودخان، پیدایش تورمالین را با هسته‌بندی زیاد و ابعاد ریز سبب شده است. توزیع تورمالین در نمونه‌های شیشتی از پراکندگی تصادفی برخوردار است. که بیانگر

همان‌طور که در مباحث قبل اشاره شد، سنگ‌های متاپلیتی و لوکوگرانیتی مجموعه دگرگونی گشت شاهد رویداد تورمالین‌زایی فراگیر بوده که در ادامه به بررسی ژنر تورمالین در هر یک از این واحدهای سنگی پرداخته می‌شود. پروتولیت متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی گشت، بیانگر رسوبات حاشیه فعال قاره‌ای هستند (Omran et al., 2013b)؛ میکائیلی، ۱۳۹۲؛ جوانمرد، ۱۳۹۳ و جوانمرد و همکاران، ۱۳۹۵) که متحمل دگرگونی در نتیجه کوه‌زایی نوع برخوردی شده‌اند. این رویداد با کوه‌زایی کیمبرین پیشین در طی مرحله نهایی بسته شدن پالئوتتیس و برخورد بلوک البرز و حاشیه جنوبی اوراسیا روی داده است (Omran et al., 2013b و جوانمرد، ۱۳۹۳). فراوانی تورمالین‌های

(رسولی جمادی، ۱۳۸۸؛ Omrani et al., 2013b؛ میکائیلی، ۱۳۹۲؛ رزاقی، ۱۳۹۵ و زندی فر، ۱۳۹۵) به نقش آب‌زدایی مسکویت در انجام ذوب‌بخشی تأکید دارد تا دخالت بیوتیت. از طرف دیگر، نبود موسکویت در پاراژنز ملانوسوم نیز مبین نقش تجزیه این کانی در انجام فرایند ذوب‌بخشی است (رزاقی، ۱۳۹۵). فارغ از شرایط فشار و دما دگرگونی و واکنش‌های درگیر، لوکوگرانیت‌های تورمالین‌دار حاصل ذوب‌بخشی سنگ منشأ متاپلیتی با نرخ کم (۱۰ درصد) می‌باشند (Nabelek and Liu, 2004 and Gao and Wilson, 2012). این چنین نرخ ذوب‌بخشی کم، تحت کنترل کانی‌های بوردار مانند موسکویت و تورمالین در سنگ منشأ پلیتی است (Kawakami and Kobayashi, 2006). متوسط میزان بور در متاپلیت‌ها ۱۰۰ قسمت در میلیون است (London et al., 1996). بنابراین تولید مذاب تورمالین‌دار از چنین سنگ‌هایی مستلزم تجزیه کامل کانی‌های ورقه‌ای بوردار (موسکویت)، در فاز تفاله است تا بور به اندازه کافی اشباع گردد و تبلور تورمالین را در مذاب به دنبال داشته باشد (Kawakami and Kobayashi, 2006). در مسیر تبلور مذاب، عنصر بور تمایل به تمرکز در سیال باقی‌مانده دارد (Pichavant, 1981). احتمالاً تورمالین‌های سبز رشد یافته بر روی ملانوسوم بیوتیت‌دار هم‌جوار با لوکوسوم، از تراوش سیالات بوردار لوکوسوم در حال انجماد نشأت گرفته‌اند. براساس مطالعات آزمایشگاهی، تأثیر بور در کاهش دمای سالیدوس و گرانیوی مذاب اثبات شده است (Pichavant, 1992 and Dingwell et al., 1981). سیالات بوردار مجموعه گشت رودخان، در درجات بالای دگرگونی ضمن کاهش دمای سالیدوس گرانیات‌آب‌دار و تسهیل فرایند میگماتیت‌زایی، با کاهش ویسکوزیته لوکوسوم، شرایط تحرک‌پذیری و جدایش راحت‌تر مذاب از ملانوسوم و تشکیل لوکوگرانیت‌های هم‌جوار با میگماتیت‌های مجموعه گشت رودخان را فراهم کرده است (محمدی، ۱۳۹۵). شباهت کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی لوکوسوم میگماتیت‌ها و لوکوگرانیت‌های هم‌جوار (رزاقی، ۱۳۹۵ و زندی فر، ۱۳۹۵) نیز، بیانگر آن است که لوکوگرانیت‌ها، لوکوسوم میگماتیت‌ها هستند.

آن است که شارهای سیال بوردار نشأت گرفته از خارج سیستم، نقشی در ژنز تورمالین نداشته است. تورمالین‌های دارای منطقه‌بندی نمونه‌های شیبستی مبین دو نسل تخریبی و دگرگونی است (Wadhawan and Roonwal, 1977؛ Zen, 1981) به واسطه مقاومت مکانیکی بالای تورمالین در برابر سایش، ممکن است در یک حوضه رسوبی شاهد حضور چندین نوع تورمالین از سنگ منشأهای متفاوت باشیم (Krynine, 1946). معمولاً تورمالین‌های دگرگونی بر روی قطعات تخریبی تورمالین قدیمی‌تر هسته‌بندی و رشد می‌نمایند و با توجه به تغییرات چندرنگی در بخش تخریبی و دگرگونی قابل تمایز هستند (Henry and Dutrow, 1990). ریز بلور بودن و وجود منطقه‌بندی ترکیبی بارز به صورت ناپیوستگی رنگی، شاخص تورمالین‌های دگرگونی می‌باشد (Dutrow et al., 1999). در درجات بالاتر دگرگونی، تورمالین‌ها تمایل به همگن شدن دارند و هسته تخریبی تورمالین‌ها بر اثر تبادلات یونی با حاشیه یکسان می‌گردد و به همین دلیل تورمالین نمونه‌های گنیسی، منطقه‌بندی ترکیبی نشان نمی‌دهند.

در بعضی از نمونه‌های گنیسی، هسته‌بندی تورمالین بر روی ورقه‌های بیوتیت، مشاهده می‌شود. انحصار تجمع تورمالین در محل ورقه‌های بیوتیت و مرزهای غیر مستقیم بین آنها، نشان از حالت غیر تعادلی و رابطه واکنشی بین این دو کانی دارد. این فرایند جانیشینی، حاصل تأثیر سیالات اسیدی بوردار بر روی بیوتیت، طبق واکنش زیر می‌باشد (Morgan and London, 1989):



با افزایش درجه دگرگونی و انجام رویداد ذوب‌بخشی، تحولات تورمالین تحت تأثیر سیستم جامد ملانوسوم و مذاب لوکوسوم قرار می‌گیرد. حوضه پایداری تورمالین تا درجات دگرگونی گرانیولیت نیز می‌رسد (Henry and Dutrow, 2001 and Slack, 1996). احتمالاً تورمالین‌های قهوه‌ای هم‌زیست با ملانوسوم متشکل از مجموعه گارنت، سیلیمانیت و بیوتیت را می‌توان به‌عنوان پاراژنز پایدار در مرحله اوج دگرگونی در نظر گرفت. مقادیر کم تیتانیوم لوکوگرانیت‌ها و لوکوسوم مجموعه گشت رودخان

متاپلیت و لوکوگرانیت‌های مجموعه دگرگونی گشت عمدتاً از نوع آلکالن است. تنها انواع قهوه‌ای موجود در ملانوسوم گارنت‌دار که معرف پارائنز اوج دگرگونی است، در گروه تورمالین‌هایی جای دارد که موقعیت X آنها تهی می‌باشد. تورمالین نمونه‌های لوکوگرانیتی، شورلیتی بوده و حاشیه آنها دراویتی است. به نظر می‌رسد که در درجات بالای دگرگونی تأثیرپذیری ترکیب تورمالین از فشار و دما دگرگونی چشمگیر بوده است به طوری که به جز تورمالین‌های قهوه‌ای مرحله اوج دگرگونی که از نوع منیزیوفوئیتی است، سایر تورمالین‌های دگرگونی نمونه‌های شیستی و گنیسی از نوع دراویتی می‌باشند. ژنز تورمالین در مجموعه گشت، تحت تأثیر شرایط دگرگونی و ماگمایی منتج از فرایند دگرگونی صورت پذیرفته است. شاخص‌های ترکیبی (مقادیر آهن و منیزیم) تورمالین‌های نمونه‌های متاپلیتی مبین تشکیل آنها در سیستم گرمایی حاکم در شرایط دگرگونی است در حالی که تبلور تورمالین لوکوگرانیت‌ها عمدتاً متأثر از شرایط ماگمایی می‌باشد. به عبارت دیگر احتمالاً تزریق لوکوگرانیت‌ها نقشی در ژنز تورمالین متاپلیت‌های میزبان نداشته است. به نظر می‌رسد وجود سیالات بردار در درجات بالای دگرگونی نقش مهمی در تسهیل فرایند ذوب‌بخشی و تحرک‌پذیری و جدایش مذاب ایفا نموده است.

در مذاب‌های گرانیتی، پایداری تورمالین بیشتر در رقابت با کانی بیوتیت بر سر جذب آهن و منیزیم است (Pichavant et al., 1996; Wolf and London, 1997; London, 1999). افزایش اکتیویته سدیم و کاهش اکتیویته منیزیم منجر به پایداری تورمالین به جای بیوتیت در مذاب‌های گرانیتی خواهد شد (Barbara and Durowt, 1999). در مذاب‌های با TiO_2 بالا، تقدم تبلور با بیوتیت است (Pichavant et al., 1996). نظر به نقش آب‌زدایی موسکویت و عدم دخالت بیوتیت در فرایند ذوب‌بخشی متاپلیت‌های منطقه گشت رودخان، مذاب‌های حاصل فقیر از تیتانیم بوده و بنابراین تورمالین به جای بیوتیت متبلور شده است. افزایش فوگاسیته اکسیژن ماگما نیز منجر به تبلور تورمالین به جای بیوتیت خواهد شد (Pichavant et al., 1995 and Scaillet et al., 1996). تجزیه موسکویت و زایش سیال آبدار، بالا رفتن فوگاسیته اکسیژن در سیستم و تبلور تورمالین به جای بیوتیت را به همراه خواهد داشت.

نتیجه‌گیری

بر خلاف تنوع سنگ‌شناسی مجموعه گشت و تفاوت‌های بافتی تورمالین در این مجموعه، تنوع چندانی در ترکیب تورمالین‌های مورد مطالعه مشاهده نمی‌شود. تورمالین

جدول ۱. نتایج آنالیز ریزپردازنده نقطه‌ای تورمالین نمونه‌های منطقه گشت رودخان

نوع سنگ شماره آنالیز	شیست				گنیس									
	Ga22	Ga18	Mm9b	Mz4	Ga22	Ga18	Mm9b	Mz4						
SiO ₂ %	۳۴/۳۶	۳۴/۵۲	۳۷/۵۴	۳۷/۳۶	۳۶/۳۷	۳۵/۷۲	۴۵/۴۶	۳۵/۸۹	۳۴/۶۴	۳۴/۴۱	۳۴/۲۵	۳۵/۰۴	۳۵/۲۱	۳۵/۱۴
TiO ₂	۰/۵۱	۰/۵۱	۰/۴۵	۰/۴۹	۱/۱۲	۲/۰۹	۰/۷۱	۰/۰۵	۰/۹۷	۱/۰۸	۰/۶۰	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۱۸
Al ₂ O ₃	۳۶/۸۹	۳۴/۹۳	۳۴/۰۱	۳۴/۷۵	۳۳/۹۰	۲۰/۹۵	۳۴/۳۵	۳۵/۵۶	۳۵/۶۲	۳۴/۴۲	۳۴/۷۵	۳۳/۴۷	۳۴/۲۵	۳۴/۱۸
FeO	۴/۵۶	۴/۸۶	۳/۰۲	۲/۷۹	۴/۴۱	۷/۶۱	۴/۵۲	۴/۵۴	۵/۱۳	۴/۸۱	۵/۷۸	۷/۷۶	۷/۵۳	۷/۵۶
MgO	۸/۱۲	۹/۴۱	۱۱/۱۳	۱۰/۱۵	۸/۶۳	۸/۴۳	۱۰/۶۹	۸/۵۳	۸/۹۲	۸/۷۲	۷/۶۷	۷/۲۹	۶/۶۶	۶/۵۵
CaO	۰/۴۲	۰/۶۱	۰/۶۳	۰/۲۸	۰/۴۳	۰/۰۵	۰/۵۵	۰/۴۳	۰/۶۶	۰/۶۲	۰/۴۹	۰/۵۷	۰/۳۷	۰/۳۵
Na ₂ O	۱/۹۳	۱/۶۱	۱/۰۳	۰/۰۷	۱/۹۶	۰/۱۹	۲/۶۳	۱/۸۹	۲/۳۷	۲/۵۱	۲/۵۰	۱/۶۶	۱/۵۰	۱/۶۵
K ₂ O	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲
H ₂ O	۳/۵۱	۳/۵۴	۳/۳۹	۳/۲۶	۳/۵۵	۴/۲۴	۳/۵۹	۳/۴۹	۳/۷۸	۳/۶۳	۳/۵۷	۳/۴۱	۳/۳۱	۳/۳۳
B ₂ O ₃	۱۰/۸۵	۱۰/۷۸	۱۱/۰۶	۱۱/۰۲	۱۰/۹۲	۱۰/۷۲	۱۰/۱۲	۱۰/۹۴	۱۰/۹۷	۱۰/۷۴	۱۰/۶۵	۱۰/۵۸	۱۰/۵۹	۱۰/۵۷
%Total	۱۰/۱۲	۱۰۰/۹	۱۰۱/۵۱	۱۰۰/۸	۱۰۱/۸	۱۰۰/۷۹	۱۰۱/۸۱	۱۰۱/۹۱	۱۰۳/۵۵	۱۰۱/۰۵	۱۰۰/۴۰	۱۰۰/۰۴	۹۹/۶۵	۹۹/۵۶
(O.H) فرمول ساختمانی بر پایه ۳۱ آنیون														
Apfu Si	۵/۵۰	۵/۵۶	۵/۸۹	۵/۸۹	۵/۷۴	۵/۷۹	۵/۶۰	۵/۶۹	۵/۴۸	۵/۵۶	۵/۵۸	۵/۷۵	۵/۷۷	۵/۷۷
Ti	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۱۳	۰/۲۵	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
Al	۶/۹۶	۶/۶۳	۶/۳۹	۶/۴۵	۶/۳۱	۴/۰۰	۶/۶۴	۶/۶۵	۶/۶۴	۶/۶۵	۶/۶۸	۶/۴۷	۶/۶۲	۶/۶۲
Cr	۰/۰۰۳	۰/۰۱۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰۹	۰/۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰
Fe ⁽²⁺⁾	۰/۶۱	۰/۶۵	۰/۳۹	۰/۳۶	۰/۷۱	۱/۰۳	۰/۵۲	۰/۶۰	۰/۶۷	۰/۶۵	۰/۷۸	۱/۰۶	۱/۰۳	۱/۰۳
Mg	۱/۹۳	۲/۲۶	۲/۶۰	۲/۳۸	۲/۲۳	۴/۲۱	۲/۲۰	۲/۰۱	۲/۱۰	۲/۱۰	۱/۸۶	۱/۷۸	۱/۶۲	۱/۶۰

ادامه جدول ۱.

نوع سنگ	شیشیت								گنیس					
	شماره آنالیز	Ga22		Ga18		Mm9b		Mz4						
Ca	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۴۷	۰/۲۰	۰/۰۰۹	۰/۰۸	۰/۰۷۳	۰/۱۱۲	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۶
Na	۰/۵۹	۰/۵۰	۰/۰۰	۰/۲۱	۰/۱۳	۰/۰۶	۰/۰۹۷	۰/۵۸	۰/۸۳	۰/۷۸	۰/۷۹	۰/۵۲	۰/۴۷	۰/۵۲
K	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۰۶	۰/۰۰۸	۰/۰۰۴	۲/۲۲	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰
X-vacanc	۰/۳۲	۰/۳۸	۰/۷۹	۰/۷۳	۰/۶۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۳	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۳۶	۰/۴۵	۰/۴۰
R ₁	۰/۶۷	۰/۶۰	۰/۲۰	۰/۲۶	۰/۳۴	۰/۶۸	۱/۰۵	۰/۶۵	۰/۹۵	۰/۸۹	۰/۸۷	۰/۶۲	۰/۵۴	۰/۵۸
R ₂	۲/۵۵	۲/۹۱	۳/۰۰	۲/۷۵	۲/۹۵	۲/۲۴	۲/۷۳	۲/۶۲	۲/۷۸	۲/۷۵	۲/۶۵	۲/۸۷	۲/۶۶	۲/۶۴
R ₃	۷/۰۴	۶/۷۱	۶/۳۶	۶/۵۳	۶/۴۹	۶/۳۴	۶/۶۴	۶/۷۳	۶/۷۹	۶/۷۳	۶/۷۷	۶/۵۰	۶/۶۵	۶/۶۵
X Al (Al-in-R ₂)	۰/۵۴	۰/۲۸	۰/۲۵	۰/۴۲	۰/۲۳	۱/۸۶	۰/۲۵	۰/۴۳	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۳۶	۰/۲۶	۰/۴۲	۰/۴۲
Mg [*]	۲/۴۸	۲/۸۵	۲/۹۴	۲/۶۹	۲/۸۱	۴/۹۹	۲/۷۱	۲/۵۶	۲/۶۶	۲/۶۲	۲/۵۸	۲/۸۳	۲/۶۳	۲/۶۲
Al [*]	۷/۰۸	۶/۷۵	۶/۴۰	۶/۵۷	۶/۵۸	۴/۵۱	۶/۶۶	۶/۷۷	۶/۸۷	۶/۸۲	۶/۸۲	۶/۵۲	۶/۶۶	۶/۶۶
Na [*]	۰/۶۰	۰/۵۱	۰/۱۰	۰/۲۲	۰/۱۳	۲/۲۸	۰/۹۸	۰/۵۸	۰/۸۴	۰/۷۹	۰/۷۹	۰/۵۳	۰/۴۸	۰/۵۳
OH [*]	۰/۷۵	۰/۸۰	۰/۴۵	۰/۴۳	۰/۵۱	۱/۰۰	۰/۰۳	۰/۷۰	۰/۹۹	۰/۹۱	۰/۸۹	۰/۷۴	۰/۶۳	۰/۶۵
Fe ^(tot) . Fe ^(tot) +Mg	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۹	۰/۳۷	۰/۳۸	۰/۳۹
Na.(Na+Ca)	۰/۸۹	۰/۸۲	۰/۴۷	۰/۸۱	۰/۳۹	۰/۸۷	۰/۹۲	۰/۸۸	۰/۸۸	۰/۸۸	۰/۹۰	۰/۸۴	۰/۸۸	۰/۸۹
Al.(Al+Mg)	۰/۷۸	۰/۷۴	۰/۷۰	۰/۷۳	۰/۷۳	۰/۴۸	۰/۷۴	۰/۷۶	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷۸	۰/۷۸	۰/۸۰	۰/۸۰
Al.(Al+Si)	۰/۵۵	۰/۵۴	۰/۵۱	۰/۵۲	۰/۵۲	۰/۴۰	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۵۴	۰/۵۴	۰/۵۴	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۵۳
Al.(Al+Fe ^(tot) +Mg)	۰/۷۳	۰/۹۶	۰/۶۷	۰/۷۰	۰/۶۸	۰/۴	۰/۷۰	۰/۷۱	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۷۱	۰/۶۹	۰/۷۱	۰/۷۱
نوع سنگ	ملاونسوم (عاری از گارنت)		ملاونسوم گارنت دار				لوکوگرنیت							
شماره آنالیز	Ga24		Sr5		Mm10									
					مرکز		حاشیه							
SiO ₂ (%)	۳۴/۹	۳۵/۱۱	۳۷/۱۱	۳۷/۱۴	۳۲/۷۴	۳۳/۹۹	۳۳/۴۲	۳۳/۸۳	۳۴/۴۷	۳۵/۴۲	۳۴/۳۶			
TiO ₂	۰/۵۴	۰/۴۲	۰/۹۹	۰/۹۵	۰/۴۶	۰/۴۴	۱/۱۳	۰/۲۷	۰/۷۱	۱/۰۵	۱/۰۶			
Al ₂ O ₃	۳۵/۵۸	۳۶/۹۳	۳۵/۵۵	۳۳/۸۶	۳۴/۸۷	۳۴/۱۷	۳۵/۳۸	۳۴/۸۵	۳۵/۴	۳۴/۰۵	۳۵/۸۱			
FeO	۷/۲۲	۷/۰۱	۶/۱۳	۶/۷۵	۱۲/۶۸	۱۲/۹۲	۹/۷۰	۱۳/۱۲	۱۰/۰	۹/۹۲	۷/۷۶			
MnO	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۱			
MgO	۷/۳۲	۶/۴۸	۶/۵۸	۶/۶۵	۳/۵۹	۳/۱۰	۴/۹۳	۲/۴۳	۲/۹	۳/۰۸	۵/۵۳			
CaO	۰/۵۱	۰/۴۴	۱/۴۶	۱/۶۶	۰/۳۱	۰/۲۸	۰/۶۰	۰/۲۰	۰/۲	۰/۵۷	۰/۴۵			
Na ₂ O	۱/۶۵	۱/۸۴	۰/۱	۰/۰۴	۲/۱۳	۲/۱۰	۱/۹۱	۲/۱۳	۱/۶	۱/۸۳	۱/۵۲			
K ₂ O	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵			
H ₂ O	۳/۴۸	۳/۴۹	۳/۰۵	۳/۰۵	۳/۴۶	۳/۳۸	۳/۴۲	۳/۳۵	۳/۱۳	۳/۱۵	۳/۲۹			
B ₂ O ₃	۱۰/۷۲	۱۰/۹۲	۱۱/۰۰	۱۰/۸۶	۱۰/۳۸	۱۰/۴۲	۱۰/۵۷	۱۰/۴۰	۱۰/۴۵	۱۰/۴۹	۱۰/۶۶			
(%) Total	۱۰۱/۲۵	۱۰۲/۷۱	۱۰۲/۰۸	۱۰۱/۲۳	۱۰۰/۸۲	۱۰۰/۹۳	۱۰۱/۱۸	۱۰۰/۷۲	۹۹/۳۱	۹۹/۹	۱۰۰/۵۰			
(O.H) فرمول ساختمانی بر پایه ۳۱ آنیون														
(apfu) Si	۵/۵۲	۵/۵۸	۵/۸۵	۵/۹۴	۵/۴۸	۵/۶۶	۵/۴۹	۵/۶۵	۵/۷۳	۵/۸۶	۵/۵۹			
Ti	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۱۴	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۱۳			
Al	۶/۷۹	۶/۹۲	۶/۶۱	۶/۳۸	۶/۸۸	۶/۷۱	۶/۸۵	۶/۸۶	۶/۹۴	۶/۶۴	۶/۸۷			
Cr	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰			
Fe ⁽²⁺⁾	۰/۹۷	۰/۹۳	۰/۸۰	۰/۹۰	۱/۷۷	۱/۸۰	۱/۳۳	۱/۸۳	۱/۳۹	۱/۳۷	۱/۰۵			
Mg	۱/۷۶	۱/۵۳	۱/۵۴	۱/۵۸	۰/۸۹	۰/۷۷	۱/۲۰	۰/۶۰	۰/۷۲	۰/۷۶	۱/۳۴			
Ca	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۲۴	۰/۲۸	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۱۰	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۱۰	۰/۰۷			
Na	۰/۵۱	۰/۵۶	۰/۰۰۰	۰/۰۱۲	۰/۰۶۹	۰/۰۶۷	۰/۶۰	۰/۶۹	۰/۵۱	۰/۵۸	۰/۴۸			
K	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱			
X-vacancy	۰/۳۸	۰/۳۴	۰/۷۴	۰/۶۸	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۴۱	۰/۲۹	۰/۴۳			
R ₁	۰/۶۰	۰/۶۴	۰/۲۴	۰/۲۹	۰/۷۴	۰/۷۲	۰/۷۱	۰/۷۲	۰/۵۶	۰/۶۸	۰/۵۵			
R ₂	۲/۷۴	۲/۶۴	۲/۳۶	۲/۴۹	۲/۶۸	۲/۵۸	۲/۵۴	۲/۴۴	۲/۱۲	۲/۱۴	۲/۴۰			
R ₃	۶/۸۸	۶/۹۹	۶/۷۷	۶/۵۳	۶/۹۵	۶/۷۸	۷/۰۳	۶/۹۰	۷/۰۶	۶/۸۱	۷/۰۵			
X Al (Al-in-R ₂)	۰/۴۱	۰/۵۷	۰/۶۳	۰/۴۸	۰/۴۳	۰/۴۵	۰/۵۲	۰/۵۵	۰/۷۹	۰/۶۸	۰/۶۴			
Mg [*]	۲/۶۸	۲/۴۱	۲/۳۲	۲/۴۸	۲/۶۲	۲/۵۲	۲/۴۰	۲/۴۲	۲/۲۵	۲/۴۴	۲/۲۷			
Al [*]	۶/۹۳	۷/۰۲	۶/۸۱	۶/۵۶	۶/۹	۶/۸۲	۷/۱۳	۶/۹۲	۷/۰۱	۶/۶۸	۷/۱۳			
Na [*]	۰/۵۲	۰/۵۷	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۷۰	۰/۶۹	۰/۶۲	۰/۷۰	۰/۵۳	۰/۶۰	۰/۴۹			
OH [*]	۰/۷۶	۰/۶۸	۰/۲۱	۰/۲۶	۰/۸۶	۰/۷۶	۰/۷۵	۰/۷۳	۰/۴۷	۰/۴۸	۰/۵۷			
Fe ^(tot) . (Fe ^(tot) +Mg)	۰/۳۵	۰/۳۷	۰/۳۴	۰/۳۶	۰/۶۶	۰/۷۰	۰/۵۲	۰/۷۵	۰/۶۵	۰/۶۴	۰/۴۴			
Na.(Na+Ca)	۰/۸۵	۰/۸۸	۰/۰۰۰	۰/۰۴	۰/۹۲	۰/۹۳	۰/۸۵	۰/۹۵	۰/۹۱	۰/۸۵	۰/۸۵			
Al.(Al+Mg)	۰/۷۹	۰/۸۱	۰/۸۱	۰/۸۰	۰/۸۸	۰/۸۹	۰/۸۵	۰/۹۱	۰/۹۰	۰/۸۹	۰/۸۲			
Al.(Al+Si)	۰/۵۵	۰/۵۵	۰/۵۳	۰/۵۱	۰/۵۵	۰/۵۴	۰/۵۵	۰/۵۴	۰/۵۴	۰/۵۳	۰/۵۵			
Al.(Al+Fe ^(tot) +Mg)	۰/۷۱	۰/۷۳	۰/۷۳	۰/۷۱	۰/۷۲	۰/۷۲	۰/۷۳	۰/۷۳	۰/۷۶	۰/۷۵	۰/۷۴			

منابع

- دانشگاه تبریز، ۱۶۰.
- نصرآبادی، م. و سعادت، م.، ۱۳۹۵. ژئوشیمی و جایگاه پالئونکتونوماگماتیک پروتولیت متابازیت‌های مجموعه دگرگونی اسالم (شمال‌باختری رشت). مجله پترولوژی، ۲۸، ۱۷۹-۱۶۱.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 983-992.
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain System in Iran. *Journal of Geodynamics*, 21(1), 1-33.
- Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K. and Lasemi, Y., 1997. The Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband area in central and northeastern Iran as remanents of the southern Turanian active continental margin. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 1563-1575.
- Barbara, L. and Dutrow, B. L., 1999. Tourmaline-rich pseudomorphs in sillimanite zone metapelites: Demarcation of an infiltration front. *American Mineralogist*, 84, 794-805.
- Cavarretta, G. and Puxeddu, M., 1990. Schorl-Dravite-Ferridravite Tourmalines Deposited by Hydrothermal Magmatic Fluids during Early Evolution of the Larderclio Geothermal Field, Italy. *Economic Geology*, 85, 1236-1251.
- Clark, G. C., Davies, R. G., Hamzhepour, B. and Jones, C. R., 1975. Explanatory text of the Bandar-e-Pahlavi quadrangle map, 1/250000", *Geological Survey of Iran*, Tehran.
- Delaloye, M., Jenny, J. and Stampfli, G., 1981. K-Ar dating in the eastern Elburz (Iran). *Tectonophysics*, 79, 27-36.
- Dingwell, D. B., Knoche, R., Webb, S. L. and Pichavant, M., 1992. The effect of B_2O_3 - جوانمرد، م. ر.، ۱۳۹۳. پترولوژی مجموعه دگرگونی گشت. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین.
- جوانمرد، م. ر.، نصرآبادی، م. و قلی‌زاده، ک.، ۱۳۹۵. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی متابازیت‌های مجموعه دگرگونی گشت (باختر رشت). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، ۲، ۲۵۸-۲۴۳.
- جوانمرد، م. ر.، نصرآبادی، م.، داوودی، ز. و قلی‌زاده، ک.، ۱۳۹۳. مجموعه دگرگونی گشت: مثالی از دگرگونی P/T متوسط کمربندهای کوهزایی. سی و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران، ۳۱۳-۳۰۶.
- رسولی جمادی، ف.، ۱۳۸۸. پترولوژی و فابریک گرانیتهای میلیونیتی مجموعه دگرگونی گشت در جنوب باختر فومن (گیلان). رساله کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، ۹۰.
- رزاقی، ص.، ۱۳۹۵. میگماتیت‌زایی مجموعه دگرگونی گشت. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین، ۱۴۰.
- رزاقی، ص.، نصرآبادی، ن.، قلی‌زاده، ک. و داوودی، ز.، ۱۳۹۷. دما-فشارسنجی و تفسیر جایگاه تکتونیکی متاپلیت‌های منطقه گشت رودخان (مجموعه دگرگونی گشت، غرب رشت). مجله علوم زمین، ۱۰۸، ۲۸۰-۲۶۹.
- زندی‌فر، م.، ۱۳۹۵. گرانیتهای مجموعه دگرگونی گشت. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین، ۱۴۴.
- سعادت، م.، ۱۳۹۲. پترولوژی مجموعه دگرگونی اسالم. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد. دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین، ۱۳۴.
- سعادت، م.، نصرآبادی، م. و آسیابانها، ع.، ۱۳۹۳. دما-فشارسنجی و تفسیر جایگاه تکتونیکی سنگ‌های رخساره شیست آبی مجموعه دگرگونی اسالم (شمال‌باختر رشت). مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان، ۱۹، ۱۵۴-۱۳۸.
- محمدی، م.، ۱۳۹۵. تورمالین‌زایی مجموعه دگرگونی گشت. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین، ۱۳۲.
- میکائیلی، ر.، ۱۳۹۲. پترولوژی سنگ‌های رسی دگرگونی گشت و ماسال. شمال ایران، رساله دکتری،

- on the viscosity of haplogranitic liquids. *American Mineralogist*, 77, 457-461.
- Dutrow, B. L., Foster, C. T. and Henry, D. J., 1999. Tourmalinerich pseudomorphs in sillimanite zone metapelites: Demarcation of an infiltration front. *American Mineralogist*, 84, 794-805.
 - Gautier, D. L., 1979. Preliminary report of authigenic, euhedral tourmaline crystals in a productive gas reservoir of the Tiger Ridge Field, north-central Montana. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 911-916.
 - Gou, Z. and Wilson, M., 2012. The Himalayan leucogranites: Constraints on the nature of their crustal source region and geodynamic setting. *Gondwana Research*, 22, 360-376.
 - Hawthorne, F. C. and Henry D. J., 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy*, 11, 201-215.
 - Henry, D. J. and Dutrow, B. L., 1990. Ca substitution in Li-poor aluminous tourmaline. *Canadian Mineralogist*, 28, 111-124.
 - Henry, D. J. and Dutrow, B. L., 1992. Tourmaline in clastic metasedimentary rocks: an illustration of the petrogenetic potential of tourmaline. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 112, 203-218.
 - Henry, D. J. and Dutrow, B. L., 1996. Metamorphic tourmaline and its petrologic aspects. In *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 33, 503-558.
 - Henry, D. J. and Dutrow, B. L., 2001. Compositional zoning and element partitioning in nikeloan tourmaline from a metamorphosed karst-bauxite from Samos, Greece. *American Mineralogist*, 86, 1130-1142.
 - Henry, D. J. and Dutrow, B. L., 2012. Tourmaline at diagenetic to low-grade metamorphic conditions: Its petrologic applicability. *Lithos*, 154, 16-32.
 - Henry, D. J. and Guidotti, C. V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite grade metapelites of NW-Marine. *American Mineralogist*, 70, 1-15.
 - Kawakami, T. and Kobayashi, T., 2006. Trace element composition and degree of partial melting of pelitic migmatites from the Aoyama area, Ryoke metamorphic belt, SW Japan: Implications for the source region of tourmaline leucogranites. *Gondwana Research*, 9, 176-188.
 - Kawakami, T., 2001. Tourmaline breakdown in the migmatite zone of the Ryoke metamorphic belt, SW Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 61-75.
 - Kawakami, T., 2004. Tourmaline and boron as indicators of the presence, segregation and extraction of melt in pelitic migmatites: examples from the Ryoke metamorphic belt, SW Japan. *Earth Sciences*, 95, 111-123.
 - Krynine, P. D., 1946. The tourmaline group in sediments. *Journal of Geology*, 54, 65-87.
 - London, D., 1999. Stability of tourmaline in peraluminous granite systems: the boron cycle from anatexis to hydrothermal aureoles. *European Journal of Mineralogy*, 11, 253-262.
 - London, D. and Manning, D. A. C., 1995. Chemical Variation and Significance of tourmaline from southwest England. *Economic Geology*, 90, 495-519.
 - London, D., Morgan, G. B. and Wolf, M. B., 1996. Boron in granitic rocks and their contact aureoles. In *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry* (E.S. Grew and L.M. Anovitz, eds.). *Reviews in Mineralogy*, 33, 299-330.

- Mader, D., 1980. Tourmaline authigenesis in carbonate-rock breccias from the upper Bunter of the northern Trier Bay; western Eifel. *Aufschluss*, 31, 249-256.
- Maning, D. A. C., 1982. Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapon batholith of peninsular Thailand. *Mineralogical Magazine*, 45, 139-147.
- Morgan, G. B. and London, D., 1989. Experimental reactions of amphibolite with boron-bearing aqueous fluids at 200 MPa: Implications for tourmaline stability and partial melting in mafic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 102, 281-297.
- Nabelek, P. I. and Liu, M., 2004. Petrologic and thermal constraints on the origin of leucogranites in collisional orogens. *Earth Sciences*, 95, 73-85.
- Omrani, H., Michaeli, R. and Moazzen, M., 2013b. Geochemistry and petrogenesis of the Gasht peraluminous granite, Western Alborz Mountains, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 268/2, 175-189.
- Omrani, H., Moazzen, M., Oberhänsli, R., Tsujimori, T., Bousquet, R. and Moayyed, M., 2013a. Metamorphic history of glaucophane-paragonite-zoisite eclogites from the Shanderman area, northern Iran. *Journal of Metamorphic Geology*, 31, 791-812.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. and Siever, R., 1973. *Sand and Sandstones*. Springer-Verlag, New York.
- Pichavant, M., 1981. An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1kbar vapor pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76, 430-439.
- Pichavant, M., Hammouda, T. and Scaillet, B., 1996. Control of redox state and Sr isotopic composition of granitic magmas: a critical evaluation of the role of source rocks. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 88, 321-329.
- Pirajno, F. and Smithies, R. H., 1992. The FeO/(FeO+MgO) ratio of tourmaline: a useful indicator of spatial variations in granite-related hydrothermal mineral deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 42, 371-381.
- Rossetti, F., Monié, P., Nasrabad, M., Lucci, F., Theye T. and Saadat, M., 2017. Early Carboniferous subduction zone metamorphism preserved within the Paleo-Tethyan Rasht ophiolites (western Alborz, Iran). *Journal of the Geological Society*, 174, 741-758.
- Scaillet, B., Pichavant, M. and Roux, J., 1995. Experimental crystallization of leucogranite magmas. *Journal of Petrology*, 36, 663-705.
- Sengör, A. M. C., 1984. The Cimmeride Orogenic System and the Tectonics of Eurasia. *Geological Society of America, Special Paper*, 195, 1-82.
- Slack, J. F., 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. In E. S. Grew and L. M. Anovitz, Ed., *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, D. C.* 33, 559-643.
- Sperlich, R., Giere, R. and Frey, M., 1996. Evolution of compositional polarity and zoning in tourmaline during prograde metamorphism of sedimentary rocks in the Swiss Central Alps. *American Mineralogist*, 81, 1222-1236.
- Trumbull R. B. and Chaussidon M., 1999. Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the

- Sinceni granite-pegmaite system in Swaziland. *American Mineralogist*, 153, 125-137.
- Wadhawan, S. K. and Roonwal, G. S., 1977. Genetic significance of tourmaline associated with sulphide mineralization at Zawar area, Udaipur, Rajasthan, India. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie Monatshefte*, 233-237.
 - Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
 - Wilke, M., Nabelek, P. I. and Glascock, M. D., 2002. B and Li in Proterozoic metapelites from the Black Hills, U.S.A.: implications for the origin of leucogranitic magmas. *American Mineralogist*, 87, 491-500.
 - Wolf, M. B. and London, D., 1997. Boron in granitic magmas: stability of tourmaline in equilibrium with biotite and cordierite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130, 12-30.
 - Yavuz, F., Karakaya, N., Yildirim, D. K., Karakaya, M. C. and Kurmal, M., 2014. A Windows program for calculation and classification of tourmaline-supergroup (IMA-2011). *Computers and Geosciences*, 63, 70-87.
 - Zanchetta, S., Zanchi, A., Villa, I., Poli, S. and Muttoni, G., 2009. The Shanderman eclogites: a Late Carboniferous high-pressure event in the NW Talesh Mountains (NW Iran). In: *South Caspian to Central Iran basins* (Eds. Brunet, M. F., Wilmsen, M. and Granath, J. W.) Special Publications, Geological Society, London, 312, 57-79.
 - Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E. and Molyneux, S., 2009. The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran. In: *South Caspian to Central Iran basins* (Eds. Brunet, M. F., Wilmsen, M. and Granath, J. W.). Geological Society, London Special Publications, 312, 31-55.
 - Zen, E., 1981. Metamorphic mineral assemblages of slightly calcic pelitic rocks in and around the Taconic Allochthon, southwestern Massachusetts and adjacent Connecticut and New York. *United States Geological Survey Professional Paper*, 13, 1-128.

مطالعه دگرسانی، کانه‌زایی و سیالات درگیر در کانسار روی-سرب حوض سفید (ایران مرکزی)

قدرت‌اله رستمی پایدار^(*)

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی، واحد اهواز، دانشگاه آزاد اسلامی، اهواز، ایران

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۹/۰۹

تاریخ پذیرش: ۹۵/۱۲/۱۵

چکیده

کانسار روی-سرب حوض سفید در ۱۷ کیلومتری شمال شرق شهرستان اردکان در زون ایران مرکزی واقع شده است. سنگ میزبان این کانسار، سنگ‌های کربناته دولومیتی شده با سن کرتاسه پایین است. در این محدوده سه واحد سنگی عمده وجود دارد. پایین‌ترین واحد سنگی، سازند سنگستان است و عمدتاً شامل شیل و سیلتستون با میان‌لایه‌های کالک‌آرنایت می‌باشد. سازند سنگستان توسط دولومیت و سنگ آهک دولومیتی و آنکریتی سازند تفت پوشیده می‌شود. سازند آبکوه شامل سنگ آهک چرتی و سنگ آهک رسی به همراه سنگ آهک ریفی توده‌ای است که بر روی سازند تفت قرار گرفته است. قرارگیری سنگ میزبان کانسار در افق چینه‌ای کربناته کرتاسه پایین به همراه شواهد زمین‌شناسی دیگر، موید این مطلب است که این کانسار در ابتدا در شرایطی مشابه با کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی شکل گرفته است. از جمله این شرایط می‌توان به وجود توالی‌های تخییری و کربناته، به‌ویژه افق‌های دولومیتی شده گرمایی، نبود و یا عدم تاثیر توده‌های آذرین و وجود گسل‌های مهم و کنترل‌کننده اشاره نمود. کانسنگ اولیه کانسار از نوع سولفیدی و شامل اسفالریت، گالن و پیریت است. کانسنگ سولفیدی اولیه در نتیجه قرارگیری در شرایط اکسیدان سطحی و تحمل دگرسانی به کانسنگ غیرسولفیدی تبدیل شده است. در نتیجه کانی‌های سولفیدی اولیه به کانی‌هایی نظیر همی‌مورفیت، اسمیت‌زونیت، سروزیت و انگل‌زیت تبدیل شده‌اند. کانسنگ غیرسولفیدی که در توالی‌های دولومیتی شده، در محل درزه‌ها و شکستگی‌های ساختاری تشکیل شده‌اند، در بسیاری از موارد دارای بافت کلوform هستند. بنابراین می‌توان پذیرفت که این نوع کانسنگ تحت تاثیر سیالات گرمایی دما پایین تشکیل شده است. دو نوع سیال درگیر در رگه‌های کربناته حضور دارند (نوع اول (I) میانبارهای تک فازه آبگین، نوع دوم (II) میانبارهای دو فازه آبگین (L+V)) و براساس مطالعات دماسنجی سیالات درگیر، دمای همگن شدن بین ۱۵۰ تا ۲۶۰ درجه سانتیگراد است. شوری سیالات پایین تا متوسط است (۰/۳۳ تا ۱۴/۲۶ درصد وزنی معادل نمک طعام). مکانیسم اصلی نهشت، گرمایش ناشی از کاهش فشار تا جوشش یک سیال با میزان دی‌اکسیدکربن کم (۰/۶۲ تا ۰/۹۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب است) می‌باشد. شواهدی از قبیل عدم یکنواختی درجه پرشدگی سیالات درگیر و وجود نمونه‌هایی از حفرات دارای سیال غنی از فاز بخار، بیانگر جوشش موضعی سیال کانه‌دار در محل شکستگی‌ها و گسل‌ها می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: کانسار حوض سفید، روی-سرب، سازند تفت، سیالات درگیر، ایران مرکزی.

مقدمه

است، بنابراین ارزش اقتصادی بالاتری دارند (Sangster, 2003). در ایران مرکزی سنگ‌های کربناته با سن کرتاسه نقش مهمی به‌عنوان میزبان کانه‌زایی سرب و روی دارند (Bazargani et al., 2013). کانسار روی-سرب حوض سفید در خرده قاره ایران مرکزی در سنگ‌های کربناته به سن کرتاسه پایین قرار دارد و از جمله کانسارهایی است که تحت تاثیر سیالات گرمایی قرار گرفته است. چینه‌شناسی کانسار حوض سفید شامل سه سازند رسوبی متعلق به کرتاسه است. سازند سنگستان که در قاعده قرار گرفته است، توسط سازند تفت پوشیده می‌شود و هر دو سازند اخیر با سازند آبکوه پوشیده می‌شوند. سازند تفت عمدتاً شامل سری‌های کربناتی است که تحت تاثیر دولومیت‌زایی قرار گرفته است و میزبان اصلی ماده معدنی است (رستمی پایدار و همکاران، ۱۳۹۵). با توجه به گستردگی سنگ‌های کربناته که پتانسیل میزبانی کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی (سوپرژن و هیپوژن) را دارند. در این تحقیق سعی شده است تا با نشان دادن ارتباط کانه‌زایی روی و سرب غیرسولفیدی با دولومیتی‌شدن ایبی ژنتیک سنگ‌های کربناته و شناسایی این مناطق، بتوان وسعت مناطق اکتشافی را کاهش داد. بر این اساس از اطلاعات چاه‌نگاری و حفاری انجام شده در محدوده کانسار روی و سرب غیرسولفیدی حوض سفید استفاده شده و این داده‌ها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است.

روش مطالعه

عملیات صحرایی جهت بررسی و تفکیک واحدهای سنگی محدوده کانسار، مطالعه سنگ دربرگیرنده و مناطق دگرسانی انجام شد و در مجموع تعداد ۳۲ نمونه برداشت گردید. در ادامه تعداد ۱۴ مقطع نازک از سنگ میزبان و زون کانه‌دار به منظور مطالعات پتروگرافی، ۱۲ مقطع صیقلی از تیپ‌های مختلف کانه‌ها به منظور مطالعه بافت و پاراژنز و شش مقطع دوبر صیقل از کلسیت، دولومیت و کوارتز همراه رگه‌های کانه‌دار اصلی به منظور مطالعات میکروترموتری تهیه شد. با توجه به فراوانی کانی‌های کربناته در منطقه، به دلیل شفافیت و فراوانی مناسب آن نمونه‌هایی از رگه‌ها برداشت شد. در ابتدا به مطالعه پتروگرافی و تعیین شکل و ویژگی‌های زایشی سیالات درگیر پرداخته شد. سپس

فعالیت گرمایی در یک حوضه رسوبی نه تنها تاثیر قابل توجهی بر روی دما، فشار و شرایط شیمیایی دارد، بلکه نقش مهمی در واکنش سیال با سنگ، مهاجرت و تجمع در حوضه رسوبی ایفا می‌کند (Yuqiang et al., 2016). این فعالیتهای گرمایی از مهاجرت سیال به درون سنگ یا سیالات حبس‌شده درون سنگ میزبان در جایی که سیالات دارای دمای بسیار بالاتر (حداقل ۵ درجه سانتیگراد) از سنگ‌های اطراف خود هستند به وجود می‌آیند (Davies and Smith, 2006). در شمال آمریکا، کانسارهای با سنگ میزبان دولومیتی ناشی از فعالیتهای گرمایی که در امتداد خطوط ساختاری تشکیل شده‌اند، برای بیش از یک‌صد سال مورد مطالعه قرار گرفته‌اند، در حالیکه در مناطق دیگر جهان، سنگ میزبان دولومیتی فقط در ۲۵ سال اخیر مورد مطالعه قرار گرفته است. در نتیجه به منظور بهبود ایده‌های اکتشاف و پیشنهاد استراتژی اکتشاف جدید، مدل‌های دولومیت‌زایی بسیاری از حوضه‌های رسوبی باید مورد بررسی دوباره قرار گیرند (Yuqiang et al., 2016). بیش از ۳۰۰ کانسار و رخداد سرب و روی با سنگ میزبان رسوبی در ایران گزارش شده است (Rajabi et al., 2013). بخشی از این کانسارها در شکل ۲ نشان داده شده است. این کانسارها شامل انواع رسوبی-بروندمی، نوع ایرلندی و نوع دره می‌سی‌سی‌پی است که در سنگ‌های آواری و کربناتی به وجود آمده‌اند (Rajabi et al., 2012a, 2012b). بعضی از این کانسارها شامل کانه‌های سوپرژن غیرسولفیدی‌اند که بخش بزرگی از منابع سرب و روی ایران را تشکیل می‌دهند (Rajabi et al., 2013). کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی گروهی از کانسارها هستند که غالباً از کانی‌های سیلیکاته و کربناته روی و سرب تشکیل شده و بیشتر از اکسیداسیون کانسارهای روی و سرب سولفیدی ایجاد می‌شوند (رضائیان و همکاران، ۱۳۸۹). این کانسارها در مقایسه با کانسارهای سولفیدی، آینده جذاب‌تری در صنعت دارند، زیرا در مقایسه با کانسارهای سولفیدی، آلودگی زیست محیطی کمتری (کم بودن سرب و گوگرد) دارند و میزبان انرژی مورد نیاز برای استحصال ماده معدنی از آنها کمتر

توجه معدنکاران واقع شده است. سنگ‌های سازندهای پالئوزویک و سنگ‌هایی با سن کرتاسه ارتفاعات منطقه را پدید آورده است. فعالیت‌های کوهزایی و در نتیجه آن ایجاد گسل‌ها، تراست‌ها، راندگی‌ها و چین-خوردگی‌ها تأثیر زیادی بر ساختمان زمین‌شناسی منطقه و به تبع آن تأثیر زیادی بر شکل‌گیری توپوگرافی منطقه داشته است؛ لیتولوژی نیز در شکل‌گیری توپوگرافی و ارتفاعات منطقه نقش بسزایی داشته است، به طوری که آهک‌های کرتاسه اغلب ارتفاعات دیواره‌ساز را تشکیل می‌دهد. سازندهای پالئوزوئیک مثل دزو، لالون، پادها و شتری که حاوی سنگ‌های سخت دولومیتی و ماسه‌سنگی-کوارتزی هستند، اغلب ارتفاعات و قله‌ها را تشکیل داده است و یا واحدهای نئوژن به علت سست و فرسایش پذیر بودن، تپه ماهورهای کم ارتفاعی را تشکیل داده است. در شکل ۳ ستون چینه‌شناسی کانسار حوض سفید به همراه افق کانه‌زایی سولفیدی و غیرسولفیدی روی و سرب نشان داده شده است.

دگرسانی و کانه‌زایی در کانسار حوض سفید

در محدوده مورد مطالعه ماده معدنی به طور عمده در سطح به حالت نواحی دگرسان شده‌ای به رنگ زرد تا لیمویی در سنگ آهک‌های دولومیتی شده کرم تا قهوه‌ای رنگ گسترش یافته است (شکل ۴-الف). این نوار همواره بر روی بالاترین لایه‌های سنگ آهک درون دولومیت‌ها و آهک‌های دولومیت‌دار و در زیر لایه سنگ آهکی رسی و چرتی قرار دارد. در قسمت‌هایی که نوار کانه‌دار در سطح زمین رخنمون دارد، دگرسانی سبب اکسید شدن سولفیدهای موجود در آن شده است (شکل ۴-ب).

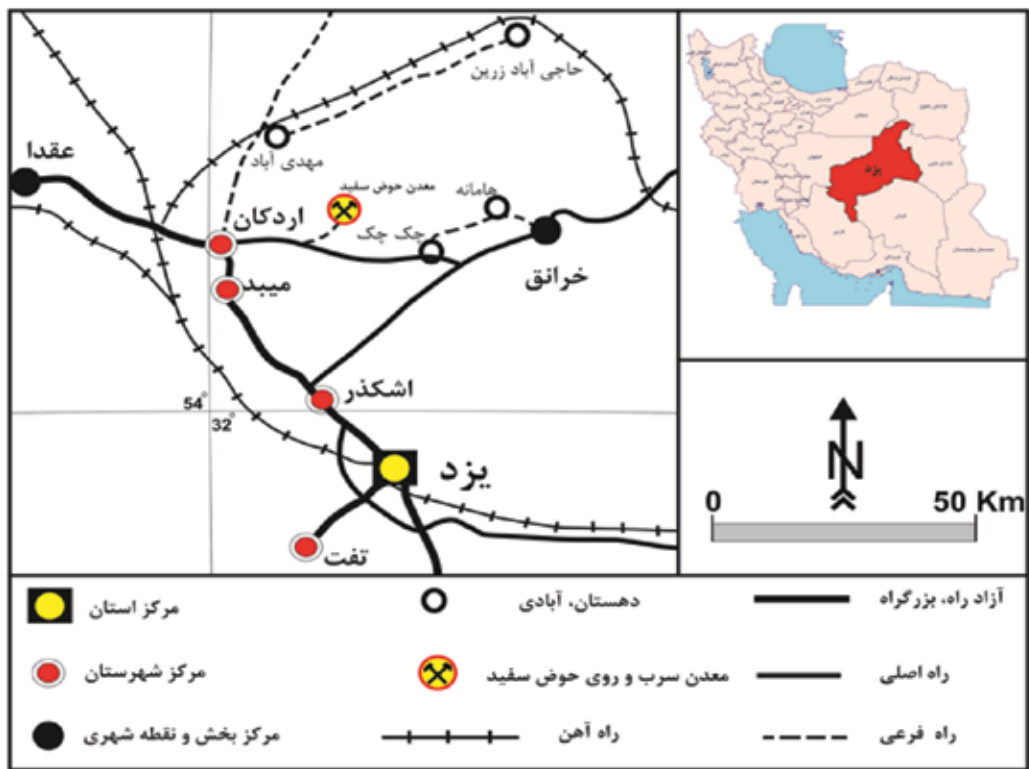
در کانسار حوض سفید دگرسانی عمدتاً از نوع برش انحلالی ریزشی سنگ میزبان، دولومیتی و سیلیسی شدن است که در زیر به توضیح آنها پرداخته می‌شود:

برش انحلالی ریزشی: برش انحلالی ریزشی از دگرسانی‌های مشاهده شده در محدوده کانسار حوض سفید است. این فرآیند نتیجه واکنش‌های تولیدکننده اسید است که عموماً مرتبط با امتزاج سیالات است (Corbella et al., 2004). مهمترین عامل ایجاد کننده اسید، امتزاج سیالات غنی از گوگرد با یک سیال غنی از فلز و یا در مقادیر کمتر ناشی از کاهیده شدن

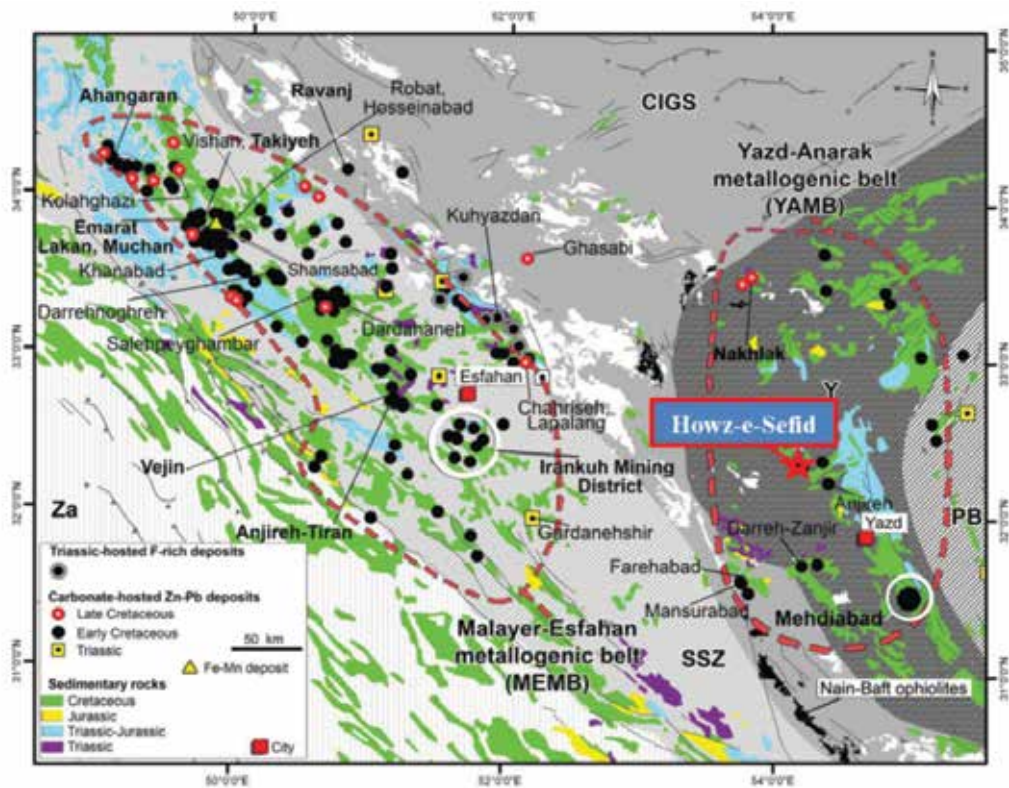
اندازه‌گیری میکروتومتری سیالات درگیر در آزمایشگاه زمین‌شناسی دانشگاه لرستان انجام شد. در نهایت برای نشان دادن ارتباط کانه‌زایی با دولومیتی شدن در این محدوده، از نتایج آنالیز ICP-OES حاصل از ۲۰۵ نمونه مغزه به دست آمده از پنج حلقه گمانه و ۴۱۱ نمونه پودری بدست آمده از ۳۲ چاه حفاری پودری استفاده شد. سپس مدل سه‌بعدی زمین‌شناسی و الگوی کانی‌سازی با استفاده از نرم‌افزار RockWorks ترسیم شد و مورد تحلیل قرار گرفت.

زمین‌شناسی منطقه

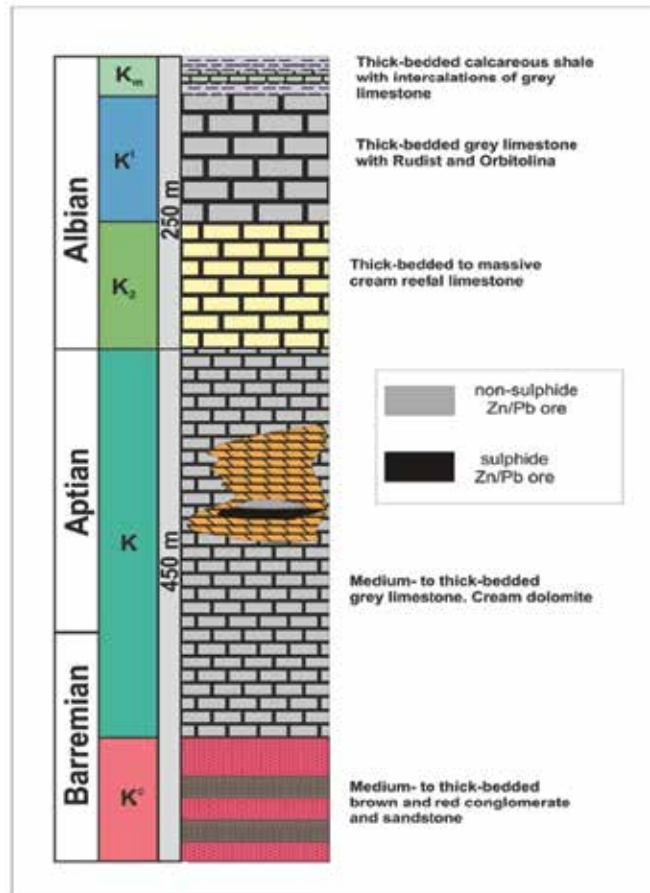
کانسار روی-سرب حوض سفید در قسمت مرکزی نقشه ۱:۱۰۰/۰۰۰ اردکان (Mc Quillan et al., 1978) در فاصله ۱۷ کیلومتری شمال شرقی شهرستان اردکان و ۷۷ کیلومتری شمال یزد در بلوک یزد واقع شده است (شکل ۱). پهنه ساختاری و زمین‌شناسی ایران مرکزی یک پهنه انتقالی زمین‌شناسی-ساختاری بین ریز قاره ایران مرکزی، رشته کوه‌های البرز و زون سندج-سیرجان است (Aghanabati, 2004). پهنه ایران مرکزی جزء بزرگترین و پیچیده‌ترین واحدهای زمین‌شناسی ایران به شمار می‌آید و می‌توان آن را محل قدیم‌ترین قاره در ایران محسوب کرد که حوادث زمین‌شناسی مختلفی در آن به وقوع پیوسته است. بیرون‌زدگی‌های سنگ‌های پرکامبرین پیشین تحت تأثیر حرکات کوهزایی کاتانگایی شدیداً دگرگون شده و پی‌سنگ ایران مرکزی را به وجود آورده است. روندهای ساختمانی در پهنه ایران مرکزی پیچیده‌اند که ظاهراً بر اثر حرکات کوهزایی مزوزوئیک، یعنی هنگامی که سکوی یکپارچه اولیه به قطعات کوچک‌تر شکسته شد و در آن حرکات افقی رواج یافت، به وجود آمده است (ملاصالحی و میرنژاد، ۱۳۸۹). محدوده مورد مطالعه از لحاظ ساختاری در بلوک یزد واقع شده و یکی از کانسارهای سرب و روی کمربند فلززایی یزد-انارک می‌باشد (شکل ۲). سنگ‌های آهکی-دولومیتی و شیل‌های سبز تیره متعلق به کرتاسه زیرین کوه‌های شمال و شمال شرق اردکان را تشکیل می‌دهد. آهک‌های دولومیتی مذکور در تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ایران به نام سازند تفت-دره زنجیر نام‌گذاری شده است و در کلیه معادن متروکه منطقه به عنوان سنگ دربرگیرنده ذخایر سرب و روی مورد



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به کانسار روی-سرب حوض سفید (برگرفته از نقشه راه‌ها و جاده‌های ایران با تغییرات)



شکل ۲. کمربند فلزایی یزد-انارک و موقعیت کانسار روی-سرب حوض سفید (Rajabi et al., 2012a)



شکل ۳. ستون چینه‌شناسی کانسار حوض سفید به همراه افق کانه‌سازی سولفیدی و غیرسولفیدی روی و سرب



شکل ۴. الف) آهک دولومیتی شده به همراه کانه‌زایی روی و سرب سولفیدی و غیرسولفیدی؛ ب) لایه سولفیدی اکسید شده ناشی از دگرسانی گرمایی در سنگ آهک دولومیتی شده

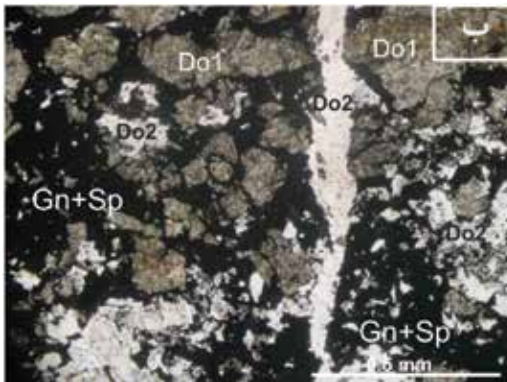
دولومیتی‌شدن: دولومیت گرمایی در بیشتر کانسارهای

سرب و روی با میزبان کربناته به صورت جانشینی سنگ میزبان، سیمان بین ذرات و پرکننده منافذ و فضاهای خالی مشاهده می‌شود (کریم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۴). این دولومیت ممکن است قبل، همزمان و یا بعد از مرحله اصلی کانه‌زایی ایجاد شود و معمولاً با مقادیر بسیار کمی سولفید همراه

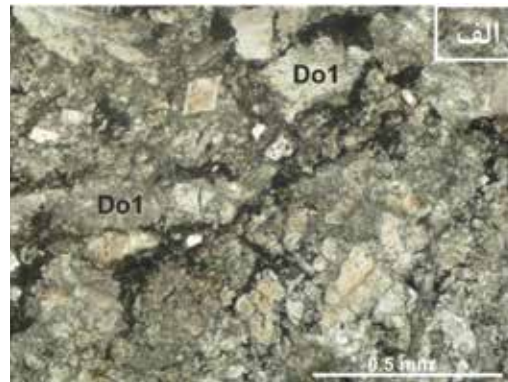
سولفات در زون معدنی است (Leach et al., 2005).

سیلیسی‌شدن: سیلیسی‌شدن سنگ بستر کربناته در کانسار مورد مطالعه به ندرت دیده می‌شود. سیلیس هم به دلیل انحلال همزمان کربنات در سنگ میزبان تشکیل یافته است و هم در حفره‌ها، شکستگی‌ها و فضاهای باز ته‌نشین شده است.

دولومیتی شده و اغلب در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌ها دیده می‌شوند. دولومیتی شدن و انحلال سنگ میزبان از ویژگی‌های معمول کانسارهای MVT است (Leach et al., 2010). از ویژگی‌های مشخص کننده کانسارهای روی-سرب نوع دره می‌سی‌سی‌پی نسبت به کانسارهای رسوبی-بروندمی و سولفید توده‌ای با میزبان آتشفشانی، حضور بخش‌های اکسیدی برآمده از فرآیند برونزاد است (دلاور و همکاران، ۱۳۹۳) که در کانسار حوض سفید به وضوح قابل تشخیص است.



است. در منطقه مورد مطالعه دولومیت‌های گرمایی همراه با کانه‌های سولفیدی و غیرسولفیدی در محل کانسار مشاهده می‌شوند. دولومیت‌های سیمانی همزمان با ماده معدنی توسط محلول‌های هیدروترمالی تشکیل شده‌اند (شکل ۵). در کانسارهای روی-سرب غیرسولفیدی ارتباط نزدیکی بین کانه‌زایی با دولومیتی شدن گرمایی وجود دارد (رضائیان و همکاران، ۱۳۸۹). در کانسار حوض سفید سنگ‌آهک‌های در برگیرنده ماده معدنی در اثر تاثیر محلول‌های گرمایی



شکل ۵. الف) دولومیت زین‌اسی که در آن مرزهای انحدار و شمشیری بلورهای دولومیت نشان داده شده است؛ ب) دولومیت‌زایی اولیه و ثانویه به همراه کانه‌زایی سرب و روی در کانسار حوض سفید (Do1: دولومیت‌زایی اولیه؛ Do2: دولومیت‌زایی ثانویه؛ Gn: گالن؛ Sp: اسفالریت)

در منطقه ایگزلیا (Iglesia) در ساردینیای ایتالیا گروهی از کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی وجود دارند که سنگ میزبان این کانسارها کربنات‌های کامبرین می‌باشد و تحت تاثیر دولومیتی شدن گرمایی قوی با سن پرمین قرار گرفته‌اند (Boni et al., 2005). در اکثر کانسارهای جنوب کمربند کوتنای، زون‌های کانی‌سازی به وسیله مجموعه‌های دولومیتی درون واحد آهکی احاطه شده‌اند (Sangster, 2003). در جدول ۱ چند نمونه از کانسارهای جهانی و چند نمونه از کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی در ایران نشان داده شده است. براساس بررسی‌های انجام شده، سنگ میزبان کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی متعلق به دوره کرتاسه و قبل از آن می‌باشد و هیچ یک از این کانسارها دارای سنگ میزبان ترشیری نمی‌باشند. این موضوع نشان می‌دهد که سنگ‌های ترشیری دارای پتانسیل چندانی برای این کانسارها نیستند و علت آن احتمالاً این است که زمان کافی برای هوازگی کانسارهای سولفیدی موجود در این سنگ‌ها وجود نداشته است (رضائیان و همکاران، ۱۳۸۹).

کانسارهای غیرسولفیدی مهمی در ایران و جهان در ارتباط با دولومیتی شدن گرمایی وجود دارد که از آن جمله می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

سنگ میزبان در کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی ایرلند (تایناق، سیلورماین و لیشین) آهک دولومیتی شده سازند Waulsortian با سن کامبرین است. دولومیتی شدن گرمایی در این کانسارها ارتباط تنگاتنگی با کانی‌سازی دارد؛ به طوری که دولومیت‌های سیاه‌رنگ به صورت جانشینی در آهک و به عنوان سیمان برش‌ها در سازند آهکی هستند (Simandl and Paradis, 2008) کانسار شایمردن (Shaimerden) در قزاقستان یک کانسار روی و سرب غیرسولفیدی سوپرژن است که در سنگ‌های رسوبی کربناته تشکیل شده و دارای دگرسانی دولومیتی و هماتیتی است (Boland et al., 2003). در کانسار upper Silesia در لهستان آهک‌های دولومیتی شده با سن کامبرین میزبان کانی‌سازی هستند. کانی‌سازی غیرسولفیدی روی به صورت چینه‌سان و عدسی شکل در تمام ستون دولومیتی کانه‌دار دیده می‌شود (Coppola et al., 2007).

جدول ۱. کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی مهم دنیا و ایران براساس نوع و سنگ میزبان آنها

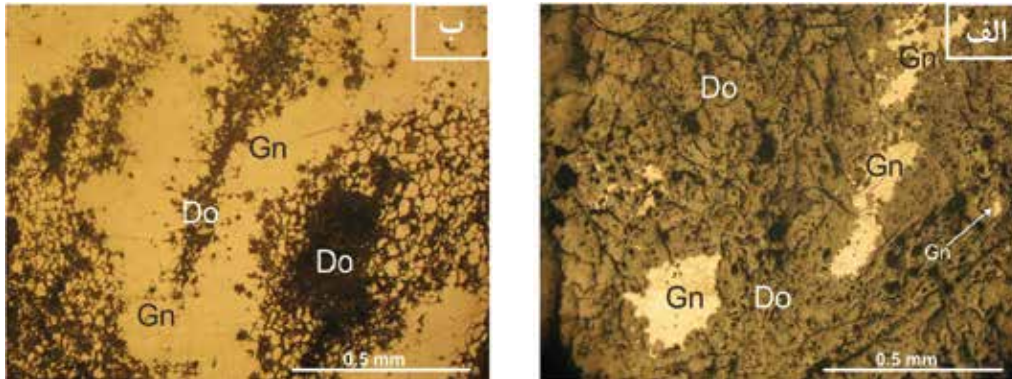
نام کانسار	سنگ میزبان	سن سنگ میزبان	نوع کانسار
تاینای (ایرلند)	آهک دولومیتی شده	کامبرین	سوپرژن
سیلورماین (ایرلند)	آهک دولومیتی شده	کامبرین	سوپرژن
گالموی (ایرلند)	آهک دولومیتی شده	کامبرین	سوپرژن
لیشین (ایرلند)	آهک دولومیتی شده	کامبرین	سوپرژن
شایمردن (قزاقستان)	سنگ‌های رسوبی، کربناته و ولکانیکی دارای آلتراسیون دولومیتی	کربونیفر	سوپرژن
سیلزیبا (لهستان)	آهک دولومیتی شده	کامبرین	سوپرژن
ساردینیا (ایتالیا)	آهک و دولومیت هیدروترمال هوازده	کامبرین	سوپرژن
پادنگ (تایلند)	دولومیت و ماسه سنگ دولومیتی هوازده	ژوراسیک	سوپرژن
کوتنای (بریتیش کلمبیا)	مرمر دولومیتی شده	کامبرین زیرین	سوپرژن
اکچا (پرو)	آهک در مجاورت باتولیت	کرتاسه	سوپرژن
کانسارهای بلژیک	آهک دولومیتی شده	کامبرین، اردوویسن، کربونیفر و پرمین	سوپرژن
بلتانای (استرالیا)	واحد آهکی و دولومیتی وودندینا	کامبرین تحتانی	هیپوژن
وازانته (برزیل)	سکانس کربناته دولومیتی شده	نئوپروتروزوئیک	هیپوژن
رلیانس (استرالیا)	دولومیت	پروتروزوئیک پسین	هیپوژن
برگاکاس (نامیبیا)	دولومیت	نئوپروتروزوئیک	هیپوژن
ابناب (نامیبیا)	آهک و دولومیت	پروتروزوئیک	هیپوژن
آرونا (استرالیا)	آهک و دولومیت	کامبرین	هیپوژن
مولولو (استرالیا)	آهک و دولومیت	کامبرین	هیپوژن
آریستوتل (استرالیا)	آهک و دولومیت	کامبرین	هیپوژن
چاه تلخ (سیرجان-ایران)	آهک دولومیتی شده	کرتاسه پسین	سوپرژن
مهدی آباد (یزد-ایران)	آهک دولومیتی شده و دولومیت	کرتاسه	سوپرژن
تاجکوه و گوجر (کوهبنان-ایران)	آهک دولومیتی شده	کرتاسه زیرین	سوپرژن
احمد آباد (بهباد-ایران)	آهک و دولومیت	تریاس میانی	سوپرژن
گیچر کوه (کوهبنان-ایران)	آهک و دولومیت	کرتاسه زیرین	سوپرژن
انگوران (زنجان-ایران)	مرمر اندکی دولومیتی شده به همراه یک کمپلکس دگرگونی	کامبرین	سوپرژن

در کانسار حوض سفید است. کانی‌های اصلی سولفیدی شامل اسفالریت و گالن به همراه کانی‌های فرعی پیریت و کالکوپیریت است. کانی اسفالریت اصلی‌ترین کانی اقتصادی سولفیدی در این محدوده است. این کانی به صورت گرهک‌های نامنظم و نیز به صورت لایه‌ای و عدسی‌های کم وسعت در داخل سنگ‌میزبان وجود دارد. با توجه به تجزیه شیمیایی اسفالریت‌های این محدوده به دو صورت پراهن و کم آهن وجود دارد. مطالعات نشان می‌دهد که نوع پراهن اسفالریت نشان دهنده تشکیل در دماهای بالاتر است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۶). کانی گالن به صورت افشان، توده‌ای، رگچه‌ای و همچنین پرکننده فضای خالی

کانه‌زایی در کانسار حوض سفید اغلب به صورت دیرزاد (اپی ژنتیک) در سنگ‌های کربناته کرتاسه پایین شکل گرفته است. کانه‌زایی دیرزاد در کانسار حوض سفید توسط تخلخلی که به احتمال، پیش از کانه‌زایی انجام گرفته کنترل می‌شود. مناطق با تخلخل مناسب مانند مناطق گسلی، مناطق برشی و برش‌های رگه‌ای هستند. بافت کلوفرم در کانه‌های اسفالریت و گالن به همراه باریت، به صورت پرکننده فضای خالی نشان دهنده این امر است که کانه‌زایی سولفیدی دارای فاز تاخیری نسبت به سنگ میزبان است. بافت نواری اولیه سولفیدی به همراه پیریت فرامبوئیدال، در متنی از مواد آلی، نشان دهنده کانه‌زایی کم اهمیت همزاد

هوازنگی بخش سولفیدی سرب و روی تشکیل می‌شوند (Boni and Mondillo, 2015). کانی‌های دولومیت، کلسیت، آنکريت، لیمونیت و هماتیت به عنوان باطله همراه کانه‌ها وجود دارد. تخلخلی که طی دگرسانی دولومیتی و آنکريتی به وجود آمده است می‌تواند فضای مناسبی برای نهشت مواد معدنی از محلول‌های کانه‌دار فراهم آورد.

می‌باشد. کانی پیریت تقریباً در تمام بخش سولفیدی کانسار قابل ملاحظه است. پیریت به صورت بلورهای شکل‌دار و ریزدانه است و در زمینه‌ای از اسفالریت و گالن مشاهده می‌شود (شکل ۶). کانه‌های اکسیدی شامل همی‌مورفیت، سرروزیت و اسمیت‌زونیت (کالامین) است که بخش غیرسولفیدی کانسار را تشکیل می‌دهند؛ این کانه‌ها از



شکل ۶. الف) کانه گالن اولیه و ریزبلور به صورت افشان در سنگ میزبان دولومیتی‌شده؛ ب) کانه گالن به صورت پرکننده فضای خالی حفرات موجود در سنگ میزبان دولومیتی‌شده

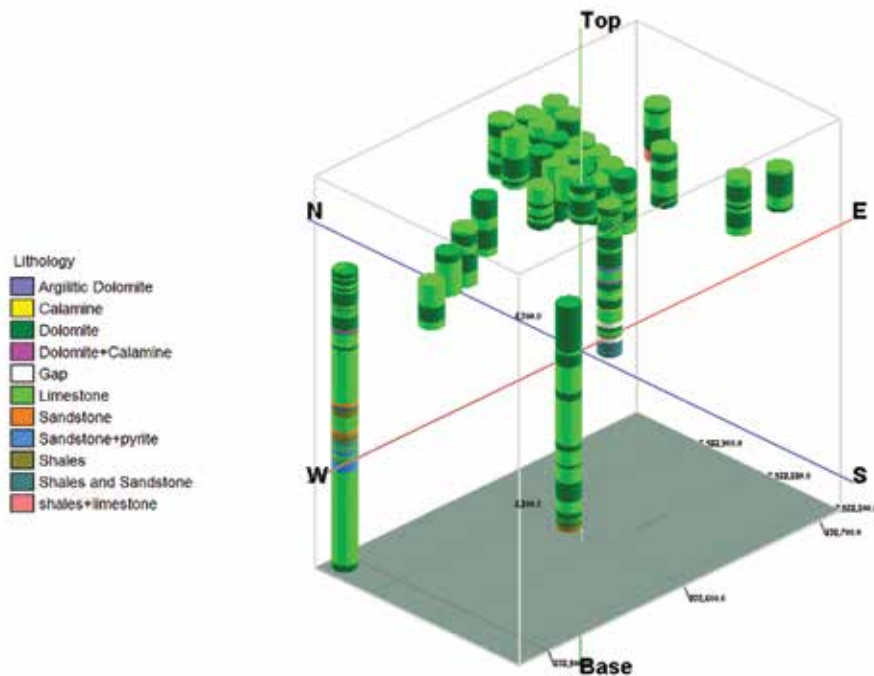
RockWorks به صورت جداگانه برای دولومیت و سنگ آهک نشان داده شده است (شکل ۹). با توجه به اطلاعات حاصل از گمانه‌ها مشخص شد که عیار کانی‌سازی ارتباط مستقیمی با دولومیتی‌شدن و کانه‌های غیرسولفیدی روی-سرب در محدوده نشان می‌دهد که به دلیل محدودیت در تعداد صفحات مقاله فقط چاه‌نگارهای چاه ۱ آورده شده است (جدول ۲). با مقایسه مقدار سرب و روی موجود در چاه‌نگارهای چاه ۱ با متوسط مقدار سرب و روی زمینه در مقیاس جهانی در نمونه‌های شیلی ($Pb=24 \text{ ppm}$ و $Zn=100 \text{ ppm}$) و کربناتی ($Pb=5 \text{ ppm}$ و $Zn=20 \text{ ppm}$) (Maynard, 1983) مشاهده می‌شود که مقدار سرب و روی در کلیه نمونه‌ها بالاتر از مقدار زمینه این عناصر در سنگ‌های شیلی و کربناتی است. در این محدوده شیل‌ها تقریباً ۱۰ برابر مقدار زمینه سرب و حدود ۴۰ برابر مقدار زمینه روی دارند. در حالیکه کربنات‌های منطقه بیش از ۱۳۰ برابر مقدار زمینه سرب و ۸۴۵ برابر مقدار زمینه روی دارند. با توجه به غلظت بالای عناصر سرب و روی در توالی شیلی و توالی کربنات‌ها نسبت به حد زمینه این عناصر در مقیاس جهانی، احتمالاً لایه شیلی و توالی کربنات‌ها هر دو

آنچه که در مورد کانسار حوض سفید مشاهده می‌شود این است که این کانه‌ها در حفرات و شکستگی‌های موجود در سنگ‌های آهکی و دولومیتی و به موازات گسل شرقی-غربی که از این کوه عبور می‌کند دیده می‌شود. در این محدوده محلول‌های گرمایی از طریق گسل بالا آمده و در واکنش با سنگ‌های کربنات‌ها کرتاسه مواد معدنی آن به جای گذاشته شده است (رستمی پایدار و همکاران، ۱۳۹۵). همچنین با توجه به اینکه در کل منطقه در سنگ‌های کرتاسه دولومیت مشاهده نمی‌شود و تنها در این نقطه دولومیت دیده می‌شود می‌توان گفت که احتمالاً در نتیجه واکنش آهک با محلول‌های گرمایی تشکیل گردیده است (Leach et al., 2010). مدل‌سازی داده‌های حفاری، برداشت‌های زمین‌شناسی و معدنی انجام شده در حفاری‌ها (شکل ۷) و سطح نشان‌دهنده حضور رگه‌ها و عدسی‌های معدنی در امتداد گسل‌ها و لایه‌بندی سنگ‌درونگیر است. همان‌طور که در شکل ۸ نشان داده شده است رگه‌های معدنی بیشتر از روند گسل‌های شرقی-غربی تبعیت می‌کند. در ادامه برای بهتر نشان دادن فرآیند دولومیتی‌شدن در سنگ میزبان کربنات‌ها شکل خروجی حاصل از نرم‌افزار

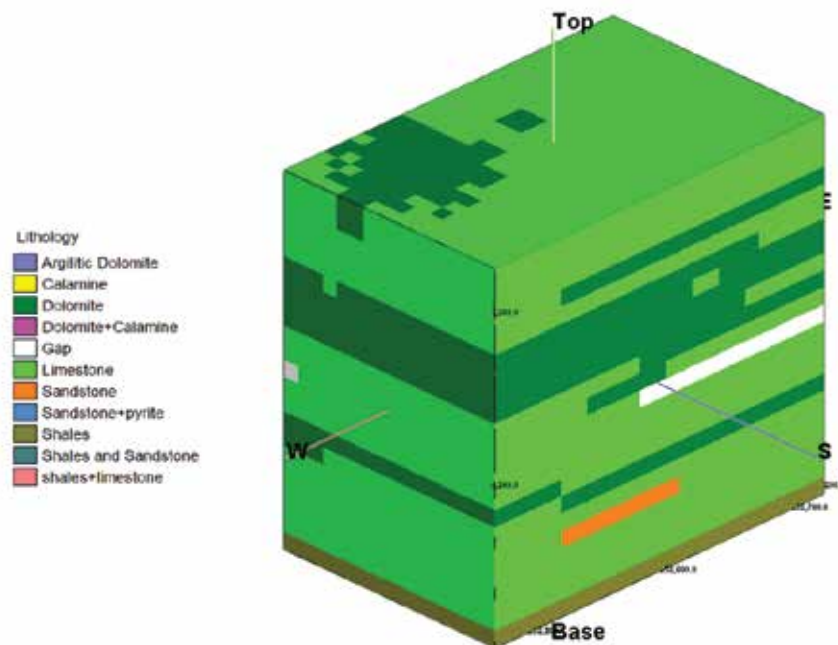
قدرت‌اله رستمی پایدار

کانی‌سازی غالب در افق چینه‌شناسی مشخص دیده می‌شود که منطبق بر رخساره اصلی دولومیت گرمایی منطقه است. البته ادامه روند کانی‌سازی به دلیل کم بودن عمق سایر گمانه‌های حفاری منطقه محدود شده است.

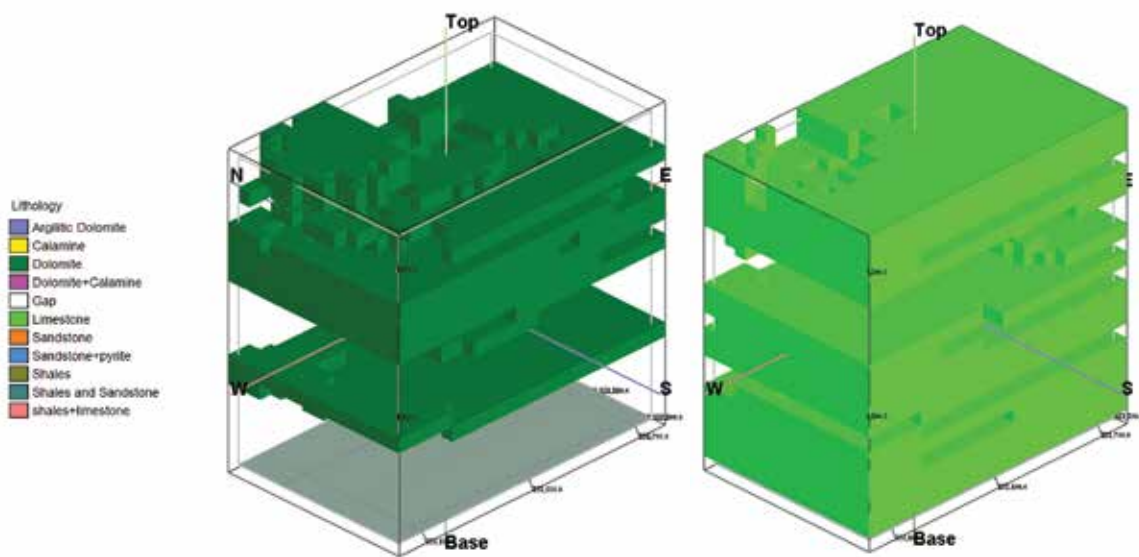
(بیشتر توالی کربناته) در تامین این عناصر برای کانی‌سازی نقش داشته‌اند (کریم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۴). در شکل ۱۰ وضعیت آنومالی سرب و روی در توالی‌های سنگ چینه‌ای منطقه نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود



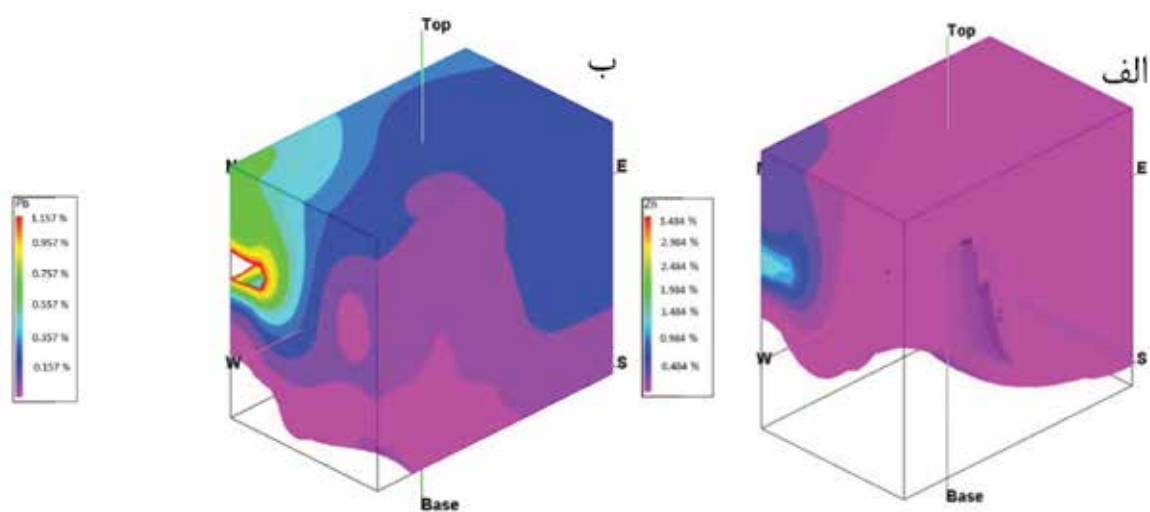
شکل ۷. نمای سه‌بعدی شبکه حفاری و موقعیت گمانه‌های حفر شده در کانسار حوض سفید



شکل ۸. مدل زمین‌شناسی و توالی کربنات و دولومیت در محدوده کانسار حوض سفید با استفاده از داده‌های حاصل از حفر گمانه‌ها



شکل ۹. نمایش شماتیک از آهک و دولومیت در محدوده مورد مطالعه براساس داده‌های گمانه‌ها، همان‌طور که در شکل نشان داده شده است. دولومیتی‌شدن به صورت میان لایه‌ای در آهک‌های منطقه رخ داده است و با عیار به‌دست آمده از حفاری‌ها مطابقت دارد.



شکل ۱۰. الف) آنومالی عنصر روی با استفاده از داده‌های حاصل از حفاری در کانسار حوض سفید؛ ب) آنومالی عنصر سرب با استفاده از داده‌های حاصل از حفاری در کانسار حوض سفید.

جدول ۲. چاه‌نگاری چاه شماره ۱ به همراه غلظت عناصر سرب و روی بر حسب ppm در کانسار حوض سفید

Code	From _(m)	To _(m)	Interval	Type of Materials	Pb (ppm)	Zn (ppm)
۹۲-BS-۰۱-۰۱	۰	۲/۸	۲/۸	Limestone	۳۷	۲۹۵
۹۲-BS-۰۱-۰۲	۲/۸	۳/۵	۰/۷	Dolomite	۴۴	۵۸۰
۹۲-BS-۰۱-۰۳	۳/۵	۵/۵	۲	Dolomite	۶۹	۲۷۲۳
۹۲-BS-۰۱-۰۴	۵/۵	۷/۵	۲	Dolomite	۲۸	۹۲۸
۹۲-BS-۰۱-۰۵	۷/۵	۹/۵	۲	Limestone	۷۲	۴۶۰۱
۹۲-BS-۰۱-۰۶	۹/۵	۱۱/۵	۲	Limestone	۴۲	۲۵۶
۹۲-BS-۰۱-۰۷	۱۱/۵	۱۳/۵	۲	Limestone	۶۳	۹۱۱

ادامه جدول ۲.

Code	From _(m)	To _(m)	Interval	Type of Materials	Pb (ppm)	Zn (ppm)
۹۲-BS-۰۱-۰۸	۱۳/۵	۱۵/۵	۲	Limestone	۷۴	۲۹۲۱
۹۲-BS-۰۱-۰۹	۱۵/۵	۱۷/۵	۲	Dolomite	۶۶	۲۸۱
۹۲-BS-۰۱-۱۰	۱۷/۵	۱۹/۵	۲	Dolomite	۵۰	۱۲۰۷۰
۹۲-BS-۰۱-۱۱	۱۹/۵	۲۱/۵	۲	Dolomite	۳۷۸	۹۴۰
۹۲-BS-۰۱-۱۲	۲۱/۵	۲۳/۵	۲	Limestone	۱۳۱	۵۲۴
۹۲-BS-۰۱-۱۳	۲۳/۵	۲۵/۵	۲	Dolomite	۳۱۸	۱۱۱۸
۹۲-BS-۰۱-۱۴	۲۵/۵	۲۷/۵	۲	Dolomite	۱۹۵	۳۴۷۰
۹۲-BS-۰۱-۱۵	۲۷/۵	۲۹/۵	۲	Dolomite	۷۰	۲۶۰۸
۹۲-BS-۰۱-۱۶	۲۹/۵	۳۱/۵	۲	Dolomite	۱۶۱	۷۵۹
۹۲-BS-۰۱-۱۷	۳۱/۵	۳۳/۵	۲	Argilitic Dolomite	۱۴۷	۳۱۸۶
۹۲-BS-۰۱-۱۸	۳۳/۵	۳۵/۵	۲	Limestone	۱۰۲	۱۱۶۲
۹۲-BS-۰۱-۱۹	۳۵/۵	۳۶	۰/۵	Limestone	۱۴۷	۵۲۴
۹۲-BS-۰۱-۲۰	۳۶	۳۷	۱	Limestone	۸۹	۹۱۵
۹۲-BS-۰۱-۲۱	۳۷	۳۸/۸	۱/۸	Limestone	۱۱۸	۴۵۵
۹۲-BS-۰۱-۲۲	۳۸/۸	۳۹/۸	۱	Dolomite + Calamine	۲۸۹	۴۹۳۵
۹۲-BS-۰۱-۲۳	۳۹/۸	۴۱/۵	۱/۷	Dolomite	۵۴۱	۲۷۴۷
۹۲-BS-۰۱-۲۴	۴۱/۵	۴۳/۵	۲	Dolomite	۱۰۰	۳۸۳۵
۹۲-BS-۰۱-۲۵	۴۳/۵	۴۵	۱/۵	Limestone	۱۱۱	۱۴۵۰
۹۲-BS-۰۱-۲۶	۴۵	۴۶/۴	۱/۴	Limestone	۹۳	۱۰۶۴
۹۲-BS-۰۱-۲۷	۴۶/۴	۴۶/۹	۰/۵	Dolomite + Calamine	۶۹۸	۱۳۶۶۲۷
۹۲-BS-۰۱-۲۸	۴۶/۹	۴۹	۲/۱	Limestone	۸۰۳۸	۸۸۰۲
۹۲-BS-۰۱-۲۹	۴۹	۵۱	۲	Dolomite	۷۱۶	۵۴۸۱
۹۲-BS-۰۱-۳۰	۵۱	۵۲	۱	Dolomite	۱۶۹	۵۲۸۸
۹۲-BS-۰۱-۳۱	۵۲	۵۳/۶	۱/۶	Dolomite	۵۱۸۷	۸۷۷۰۲
۹۲-BS-۰۱-۳۲	۵۳/۶	۵۴/۳	۰/۷	Dolomite + Calamine	۸۷۱	۱۱۹۰۰۳
۹۲-BS-۰۱-۳۳	۵۴/۳	۵۵/۸	۱/۵	Limestone	۱۳۹	۶۵۲۵
۹۲-BS-۰۱-۳۴	۵۵/۸	۵۷/۷	۱/۹	Limestone	۱۲۶	۳۲۵۷
۹۲-BS-۰۱-۳۵	۵۷/۷	۵۹/۹	۲/۲	Limestone	۱۶۹	۱۳۷۸
۹۲-BS-۰۱-۳۶	۵۹/۹	۶۰/۹	۱	Dolomite	۱۵۳۳	۶۹۸۶۸
۹۲-BS-۰۱-۳۷	۶۰/۹	۶۱/۱	۰/۲	Dolomite + Calamine	۳۷۰۱	۱۲۷۹۴۱
-----	۶۱/۱	۶۳/۶	۲/۵	Gap	---	---
۹۲-BS-۰۱-۳۸	۶۳/۶	۶۵/۶	۲	Dolomite	۳۴۰	۸۳۲۲
۹۲-BS-۰۱-۳۹	۶۵/۶	۶۷/۶	۲	Dolomite	۱۸۳	۱۵۵۷۶
۹۲-BS-۰۱-۴۰	۶۷/۶	۶۹/۱	۱/۵	shales	۷۱	۳۲۶
۹۲-BS-۰۱-۴۱	۷۱/۲۵	۷۳/۹	۲/۶۵	shales and sandstone	۲۹	۲۱۶
۹۲-BS-۰۱-۴۲	۷۳/۹	۷۶/۵	۲/۶	shales and sandstone	۶۸	۲۹۸
۹۲-BS-۰۱-۴۳	۷۶/۹	۷۸/۹۷	۲/۰۷	shales and sandstone	۶۲۶	۳۶۵

مطالعه سیالات درگیر

تهیه شد. در نهایت به دلیل ریز بودن سیالات درگیر مطالعه بر روی تعداد ۵۸ سیال درگیر در دانشگاه لرستان با استفاده از میکروسکوپ Olympus و صفحه گرمایش-سرمایش Linkham مدل THM600 و واحد کنترل کننده حرارتی TMS-۹۵ انجام شد که نتایج حاصل در جدول ۳ آمده است.

مطالعه میانبرهای سیال می‌تواند نقش مهمی در درک و زایش کانسارها داشته باشد (لطیفی ساعی و همکاران، ۱۳۹۳). به همین منظور در این مطالعه شش مقطع دوبر صیقل از دولومیت هیدروترمالی و کلسیت پاراژنز با کانه‌زایی

جدول ۳. داده‌های حاصل از مطالعات گرمایش و سرمایش نمونه‌های کربناته در کانسار حوض سفید

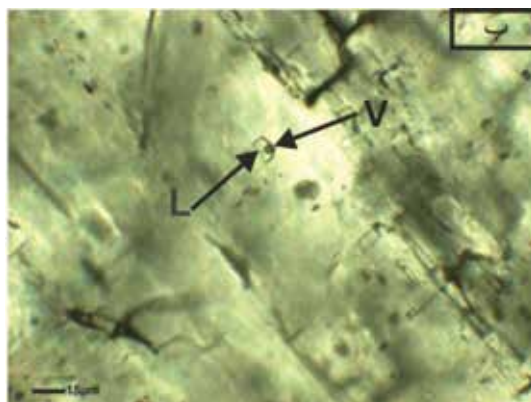
Phases	Type	Size μm	Tm ice °C	Th(L+V) °C	Salinity wt/.	Density g/cm ³	Homo by	Shape
L+V	P	۸	-۰/۴	۱۹۴/۳	۰/۶	۰/۸	L	irregular
L+V	P	۱۰/۲	-۱/۴	۱۷۳/۸	۲/۳	۰/۸	L	irregular
L+V	P	۱۰/۴	-۵/۱	۱۷۴/۱	۸/۹	۰/۹	L	irregular
L+V	P	۸/۶	-۴/۳	۱۶۶/۳	۶/۸	۰/۹	L	Spherical
L+V	P	۶/۲	-۳/۳	۱۶۸/۱	۵/۳	۰/۹	L	elongate
L+V	P	۱۱/۷	-۰/۶	۲۱۲/۵	۰/۹	۰/۸	L	irregular
L+V	P	۷/۷	-۳/۶	۱۹۱/۸	۵/۷	۰/۹	L	oval
L+V	P	۱۱	-۰/۹	۲۲۰/۴	۱/۴	۰/۸	L	irregular
L+V	PS	۱۱/۸	-۲/۶	۱۸۶/۶	۴/۲	۰/۹	L	elongate
L+V	P	۱۰/۲	-۰/۸	۱۸۹/۱	۱/۳	۰/۸	V	irregular
V+L	P	۱۵/۶	-۲/۵	۲۰۰/۴	۴/۰	۰/۹	L	oval
L+V	P	۸/۸	-۱/۶	۲۵۷/۷	۲/۶	۰/۸	V	elongate
V+L	P	۷/۴	-۱/۱	۲۲۱/۶	۱/۸	۰/۸	L	Spherical
L+V	P	۱۲/۹	-۲/۸	۲۳۲/۵	۴/۵	۰/۸	L	Spherical
L+V	P	۱۲/۸	-۴/۶	۱۹۲/۳	۷/۲	۰/۹	L	elongate
L+V	PS	۱۱/۴	-۳/۷	۱۵۳/۷	۵/۹	۰/۹	L	Spherical
L+V	PS	۹/۵	-۱/۷	۱۶۷/۶	۲/۷	۰/۹	L	irregular
L+V	P	۷/۳	-۵/۸	۱۵۸/۹	۸/۹	۰/۹	L	irregular
L+V	P	۱۱/۷	-۱۰/۳	۲۳۱/۵	۱۴/۲	۰/۹	L	elongate
L+V	P	۶/۸	-۱/۳	۲۴۱	۲/۱	۰/۸	L	elongate
L+V	P	۱۰/۱	-۰/۷	۱۸۵/۶	۱/۱	۰/۸	L	elongate
L+V	P	۷/۹	-۰/۳	۱۶۵	۰/۵	۰/۹	L	irregular
L+V	P	۶	-۱/۱	۱۸۱/۸	۱/۸	۰/۹	L	irregular
L+V	P	۱۲/۸	-۲/۱	۱۷۹/۹	۱/۴	۰/۹	L	rectangular
L+V	P	۱۴/۲	-۳/۴	۱۶۳/۲	۵/۴	۰/۹	L	elongate
L+V	P	۱۰	-۰/۸	۱۹۷/۹	۱/۳	۰/۸	L	Spherical
L+V	P	۱۳/۱	-۰/۲	۲۱۸/۴	۰/۳	۰/۸	L	irregular
V+L	P	۹/۴	-۱/۶	۲۰۶/۴	۲/۶	۰/۸	V	elongate
L+V	P	۷/۳	-۱/۲	۱۴۸/۳	۱/۹	۰/۹	L	oval
L+V	P	۱۰/۴	-۵/۲	۲۹۴/۱	۷/۸	۰/۸	L	elongate
L+V	P	۱۲/۲	-۴/۳	۱۸۸	۶/۸	۰/۹	L	irregular
L+V	P	۱۵/۳	-۱/۲	۳۲۵/۱	۱/۹	۰/۶	L	irregular
L+V	P	۶/۲	-۰/۴	۳۳۱/۱	۰/۶	۰/۶	L	Spherical
L+V	P	۹/۲	-۴/۸	۱۹۰/۵	۷/۵	۰/۹	L	rectangular
L+V	P	۱۰/۱	-۳/۹	۲۰۷/۷	۶/۲	۰/۹	L	irregular
L+V	P	۵/۱	-۰/۹	۲۹۴/۶	۱/۴	۰/۷	L	oval
L+V	P	۸/۵	-۲/۷	۳۲۶/۶	۴/۳	۰/۷	L	Spherical
L+V	P	۹/۶	-۳/۱	۱۶۴/۴	۵/۰	۰/۹	L	rectangular

ادامه جدول ۳.

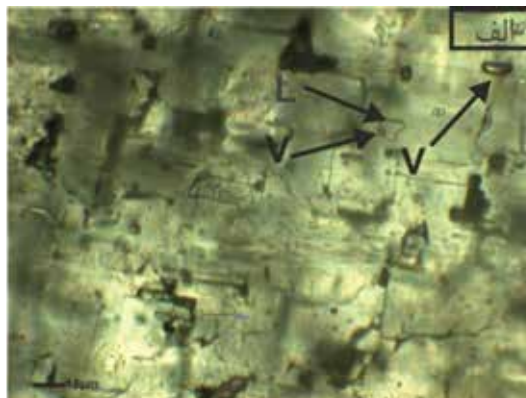
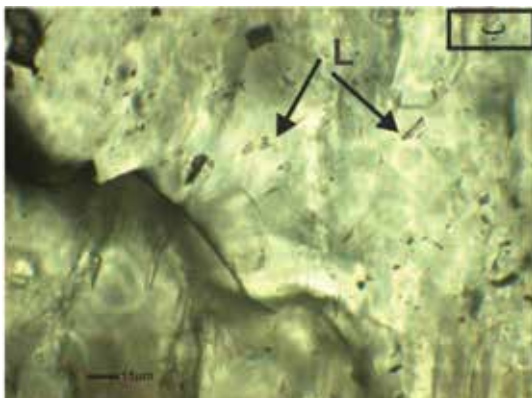
Phases	Type	Size μm	Tm ice °C	Th(L+V) °C	Salinity wt.%	Density g/cm ³	Homo by	Shape
L+V	P	۶/۴	-۱/۶	۲۰۵/۱	۲/۶	۰/۸	L	irregular
L+V	P	۱۱/۳	-۰/۹	۲۰۱/۶	۱/۴	۰/۸	L	elongate
L+V	P	۱۰/۹	-۵/۷	۱۵۱/۳	۸/۷	۰/۹	L	elongate
L+V	P	۱۰/۱	-۲/۹	۱۸۴/۹	۴/۷	۰/۹	L	irregular
L+V	P	۱۳/۴	-۱/۵	۱۹۹/۲	۲/۴	۰/۸	L	Spherical
V+L	P	۱۲/۲	-۴/۲	۱۷۰/۷	۶/۶	۰/۹	V	oval
L+V	P	۸/۵	-۴/۹	۱۶۸/۸	۷/۶	۰/۹	L	Spherical
L+V	P	۷/۴	-۲/۱	۲۴۷/۶	۳/۴	۰/۸	L	irregular
L+V	P	۹/۹	-۰/۸	۲۱۴/۲	۱/۳	۰/۸	L	rectangular
L+V	P	۱۰/۱	-۳/۶	۱۵۶/۴	۵/۷	۰/۹	L	irregular
V+L	P	۱۱/۶	-۱/۸	۱۷۱/۵	۲/۹	۰/۹	V	irregular
L+V	P	۱۱/۹	-۱/۹	۲۳۰/۹	۳/۱	۰/۸	L	elongate
L+V	P	۱۱	-۳/۷	۱۹۶/۱	۵/۹	۰/۹	L	oval
L+V	P	۱۴/۴	-۵/۱	۱۴۹/۱	۷/۵	۰/۹	L	oval
L+V	P	۸/۸	-۲/۳	۲۲۴/۶	۳/۷	۰/۸	L	elongate
L+V	PS	۸/۳	-۰/۶	۱۸۳/۳	۰/۹	۰/۸	L	Spherical
L+V	P	۹/۲	-۳/۲	۱۶۱/۹	۵/۱	۰/۹	L	elongate
L+V	P	۶/۸	-۲/۱	۲۸۶/۸	۳/۴	۰/۷	L	Spherical
L+V	P	۱۰	-۱	۱۹۶/۳	۱/۶	۰/۸	L	irregular
L+V	P	۸/۹	-۳/۴	۱۶۰/۲	۵/۴	۰/۹	L	elongate

نوع اول (I) میانبرهای تک فازه آبگین، نوع دوم (II) میانبرهای دو فازه آبگین (L+V). میانبرهای نوع دوم (II) فراوان‌ترین انواع میانبرهای سیال هستند و مطالعات ریزدماسنجی بر روی آنها صورت گرفته است. به علاوه حجم زیادی از سیالات ثانویه و ثانویه کاذب با ابعاد زیر پنج میکرون در نمونه‌ها تشخیص داده شد که بیشتر به صورت تک فازه مایع و تک فازه گاز هستند (شکل‌های ۱۱ و ۱۲).

مطالعات بر روی سیالات درگیر اولیه (P) و ثانویه کاذب (Ps) در کانی‌های کلسیت و دولومیت گرمابی انجام شد. شکل سیالات مورد بررسی عمدتاً به صورت نامنظم، کروی، کشیده و بیضوی با اندازه پنج تا ۱۵/۶ میکرون با میانگین اندازه ۱۰ میکرون هستند. براساس نوع و درصد فازهای موجود در میانبرهای سیال و رفتار ریزدماسنجی آنها، دو نوع میانبر سیال تشخیص داده شد (Shepherd et al., 1985):



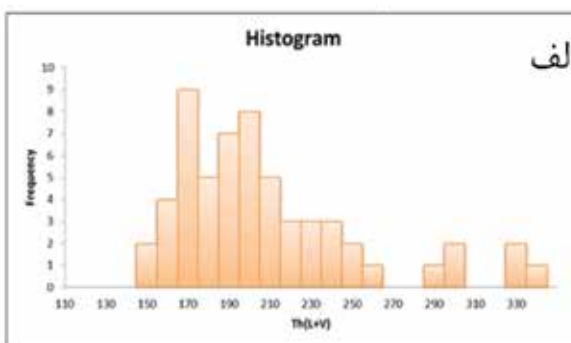
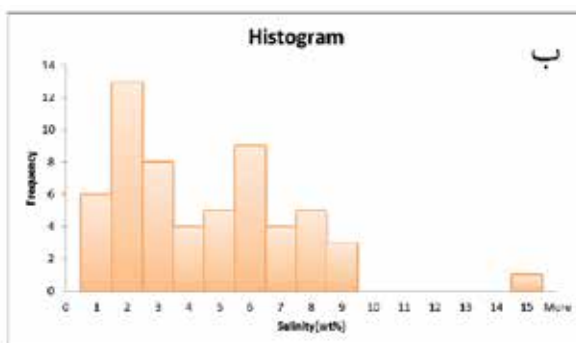
شکل ۱۱. الف) سیال درگیر اولیه دو فازه (L+V) شامل حباب گاز و فاز مایع به صورت دایره‌ای شکل؛ ب) سیالات درگیر اولیه دو فازه (L+V) شامل حباب گاز و فاز مایع به صورت تیغه‌ای شکل



شکل ۱۲. الف) سیال درگیر اولیه تک فاز گاز و سیال درگیر دو فازی (L+V)؛ ب) سیال درگیر اولیه تک فاز مایع

همچنین شوری سیالات درگیر نیز از ۰/۳۳ تا ۱۴/۲۶ درصد وزنی معادل نمک طعام با میانگین ۴ درصد وزنی معادل نمک طعام متغیر است (شکل ۱۳-ب)

با توجه به داده‌های به دست آمده از مطالعات میکروترمومتری سیالات درگیر، دمای همگن شدن نهایی از ۱۴۸ تا ۳۳۱ متغیر است و بیشترین فراوانی در تغییرات دمایی ۱۵۰-۲۶۰ درجه سانتیگراد مشاهده می‌شود (شکل ۱۳-الف).



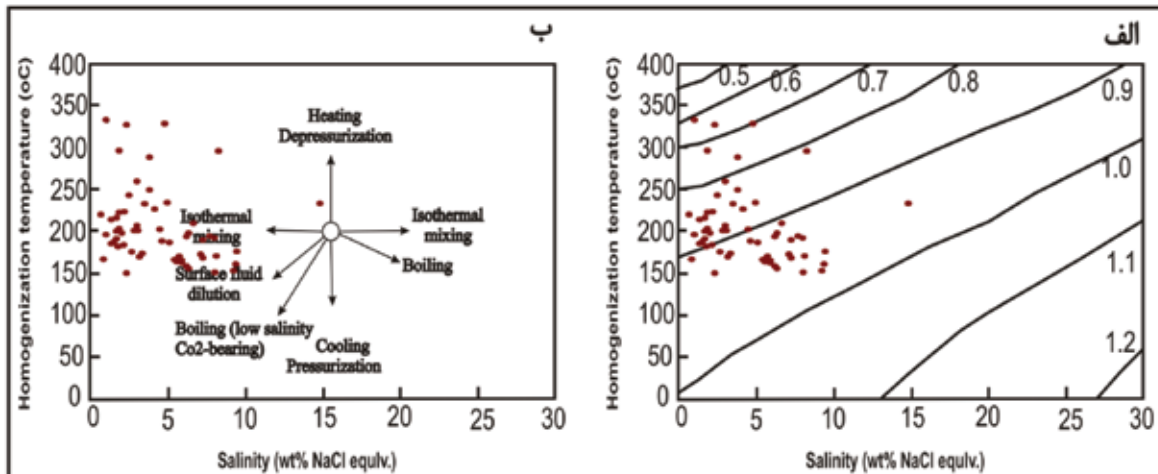
شکل ۱۳. الف) نمودار توزیع فراوانی دمای همگن شدن سیالات درگیر کانسار حوض سفید. بیشترین دمای همگن شدن در محدوده ۱۵۰-۲۶۰ درجه سانتیگراد قرار گرفته است؛ ب) نمودار توزیع فراوانی شوری سیالات درگیر کانسار حوض سفید. بیشترین شوری در محدوده ۲ و ۶ درصد وزنی نمک طعام قرار گرفته است

جوشش و گرمایش ناشی از کاهش فشار در تغییر بوده است. این تغییر می‌تواند به سبب حرکت سیال به سمت زون‌های گسلی، درزها و مرز لایه‌ها و کاهش فشار لایه‌های رویی و در نتیجه افزایش حرارت و وقوع پدیده جوشش باشد.

شیوه تشکیل کانسار روی-سرب حوض سفید

با توجه به ویژگی‌های کانسار حوض سفید و با استفاده از نمودار (Wilkinson, 2001) و نشان دادن شوری و دمای همگن شدن سیالات درگیر، کانسار روی-سرب حوض سفید شباهت زیادی به کانسارهای تیپ دره می‌سی‌سی‌پی با میزبان کربناته دارد، زیرا اکثر کانسارهای تیپ دره می‌سی‌سی‌پی در

نسبت شوری به دمای همگن شدن در شکل ۱۴-الف نشان داده شده است. این نمودار نشان می‌دهد که چگالی سیالات درگیر نمونه‌های مورد مطالعه، در محدوده ۰/۶۲ تا ۰/۹۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب و با میانگین ۰/۸۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب قرار می‌گیرند (Wilkinson, 2001). تعیین سازو کار نهشت این کانسار با استفاده از داده‌های به دست آمده، ضمن تعیین مکانیسم ساده برای تشکیل این کانسار، تمایل کانسار را هم به سمت جوشش و هم به سمت گرمایش ناشی از کاهش فشار نشان می‌دهد (شکل ۱۴-ب). در نتیجه، در مهاجرت سیال از عمق به سطح، مکانیسم نهشت از جوشش یک سیال با میزان شوری پایین به سمت



شکل ۱۴. الف) نمودار شوری-درجه همگون شدگی سیالات درگیر نمونه‌های کانسار حوض سفید برای تعیین چگالی (Wilkinson, 2001)؛ ب) نمودار شوری-درجه همگون شدگی سیالات درگیر نمونه‌های کانسار حوض سفید برای تعیین مکانیسم نهشت (Wilkinson, 2001)

حرکت درآمده و در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌های موجود، به سمت بالا صعود کنند. در ادامه، به دلیل مهاجرت سیال از عمق به سطح، مکانیسم نهشت از جوشش یک سیال با میزان شوری پایین به سمت جوشش و گرمایش ناشی از کاهش فشار در تغییر بوده است. این تغییر می‌تواند به سبب حرکت سیال به سمت زون‌های گسلی، درزها و مرز لایه‌ها و کاهش فشار لایه‌های روئی و در نتیجه افزایش حرارت و وقوع پدیده جوشش باشد. در ادامه کمپلکس‌های فلزی حمل شده ناپایدار شده و فلزات رسوب کرده‌اند و کانه‌زایی در مناطق گسله و فضا‌های خالی جای گرفته است.

نتیجه‌گیری

ویژگی‌های سنگ‌شناختی سنگ میزبان (سنگ آهک فسیل‌دار، آهک دولومیت‌دار و دولومیت) و وجود درز و شکاف‌های مناسب جهت عبور محلول‌های کانه‌دار، از عوامل مهم در تشکیل کانسار روی-سرب حوض سفید بوده است. همچنین فرآیندهای فیزیکی حاصل از عملکرد زمین ساخت باعث برشی شدن و افزایش تخلخل شده‌اند و زمینه را برای عبور محلول‌های گرمابی و فرآیندهای شیمیایی و در نتیجه ته‌نشست کانسار مهیا کرده‌اند. کانه‌زایی در کانسار حوض سفید اغلب به صورت دیرزاد (اپی‌ژنتیک) در سنگ‌های کربناته کرتاسه پایین شکل گرفته است. کانه‌زایی دیرزاد در کانسار حوض سفید توسط تخلخلی که به احتمال

دولومیت‌ها جایگیر شده‌اند (Wei et al., 2015). رخداد کوهزایی لارامید در ایران علاوه بر بستن نئوتتیس سبب ایجاد گسل‌های معکوس با مولفه کمی امتدادلغز راستگرد و اختلاف ارتفاع در زون سنندج-سیرجان نسبت به زون ایران مرکزی شده است (Mohajjel et al., 2003). شیب توپوگرافی مهمترین عامل حرکت حجم عظیمی از سیالات برای کانه‌زایی سرب و روی تیپ دره می‌سی‌سی‌پی است (Leach et al., 2005) و به همین دلیل بسیاری از کانسارهای این تیپ همزمان با فرآیندهای کوه‌زایی ایجاد شده‌اند. در رسوبات کربناته کرتاسه، وجود رخساره‌های کم عمق، رخساره‌های عمیق فسیل‌دار و دولومیت پیش از کانه‌زایی، سبب افزایش نفوذپذیری سنگ میزبان شده و بخشی از سیالات هیدروترمال توانایی چرخش در این ناحیه را داشته‌اند. بخشی از سیالات گرمابی نیز به حرکت خود در امتداد گسل‌ها ادامه داده‌اند تا به بخش‌های نفوذناپذیر توالی کربناته رسیده است. در این قسمت به دلیل عدم نفوذپذیری سنگ میزبان و نبود دولومیت قبل از کانه‌زایی، سیالات گرمابی مواد محلول خود را درون گسل‌ها رسوب داده‌اند. چرخش سیالات گرمابی کانه‌دار سبب ایجاد هاله‌های ژئوشیمیایی، بافت‌های جان‌شینی مواد معدنی به جای آهک فسیل‌دار، دولومیت میزبان و دولومیت گرمابی شده است. آب موجود در رسوبات ممکن است در اثر فشردگی رسوبات و یا فشارهای ناشی از کوهزایی، درون حوضه رسوبی به

منابع

- پیش از کانه‌زایی انجام گرفته کنترل می‌شود. مناطق با تخلخل مناسب مناطق گسلی و مناطق برشی هستند. مطالعات صحرایی نشان می‌دهد بین گسل‌ها و کانه‌زایی ارتباط وجود دارد، زیرا در محل شکستگی‌ها و گسل‌ها عیار کانی‌سازی افزایش می‌یابد، دگرسانی دولومیتی موجب دولومیتی‌شدن سنگ‌های آهکی شده است، همچنین همراهی دولومیت‌های زین‌اسبی با ماده معدنی نشان‌دهنده اپی‌ژنتیک بودن کانسار است. بافت کلوفرم در کانه‌های اسفالریت و گالن به همراه باریت، به صورت پرکننده فضای خالی نشان‌دهنده این است که کانه‌زایی سولفیدی دارای فاز تاخیری نسبت به سنگ میزبان است. بافت نواری اولیه سولفیدی در کانسار حوض سفید از نظر اقتصادی کم اهمیت می‌باشد. کانی‌های اصلی سولفیدی شامل اسفالریت و گالن به همراه کانی‌های فرعی پیریت و کالکوپریت است. کانی اسفالریت اصلی‌ترین کانی اقتصادی سولفیدی در این محدوده است. کانه‌های اکسیدی شامل کالامین است که بخش غیرسولفیدی کانسار را تشکیل می‌دهد. در این محدوده شیل‌ها تقریباً ۱۰ برابر مقدار زمینه سرب و حدود ۴۰ برابر مقدار زمینه روی دارند. در حالیکه کربنات‌های منطقه بیش از ۱۳۰ برابر مقدار زمینه سرب و ۸۴۵ برابر مقدار زمینه روی دارند. با توجه به غلظت بالای عناصر سرب و روی در توالی شیلی و توالی کربنات کرتاسه نسبت به حد زمینه این عناصر در مقیاس جهانی، احتمالاً لایه شیلی و توالی کربنات هر دو (بیشتر توالی کربنات) در تامین این عناصر برای کانی‌سازی نقش داشته‌اند. با توجه به نتایج مطالعات میکروترمومتری انجام شده در جدول ۳، دمای سیال کانه‌ساز حدود ۱۵۰-۲۶۰ درجه سانتیگراد و شوری آن از ۰/۳۳ تا ۱۴/۲۶ درصد وزنی معادل نمک طعام متغیر است. این تغییر می‌تواند به سبب حرکت سیال به سمت زون‌های گسلی، درزها و مرز لایه‌ها و کاهش فشار لایه‌های رویی و در نتیجه افزایش حرارت، وقوع پدیده جوشش و افزایش شوری سیال باشد. در ادامه کمپلکس‌های فلزی حمل شده ناپایدار شده و فلزات رسوب کرده‌اند و کانه‌زایی در مناطق گسله و فضا‌های خالی جای گرفته است.
- دلاور، س. ت.، رسا، ا.، لطفی، م.، بورگ، گ.، رشید نژاد عمران، ن. ا. و افضل، پ.، ۱۳۹۳. رخساره‌های کانه‌دار کانسار روی-سرب (نقره) تنگ دزان در توالی کربناتی ژوراسیک-کرتاسه، بویین میان دشت (اصفهان). مجله علوم زمین، ۹۱، ۷۷-۸۸.
- رستمی پایدار، ق. ا.، منصفی، ل. ا. و عادل‌پور، م.، ۱۳۹۵. کانه‌زایی روی-سرب با سنگ‌میزبان کربنات در کانسار حوض سفید، ایران مرکزی: شواهد زمین‌شیمیایی و کانی‌شناسی. مجله ژئوشیمی زرنده، ۵، ۸۵-۹۸.
- رضاییان، ع.، رسا، ا.، جعفری، م. ر.، امیری، ع. و خسروتهرانی، خ.، ۱۳۸۹. دولومیتی‌شدن اپی‌ژنتیک، راهنمای اکتشافی کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی با سنگ‌میزبان کربنات، مطالعه موردی: کانسار روی و سرب چاه‌تلخ (سیرجان). فصلنامه علمی پژوهشی زمین و منابع، واحد لاهیجان، ۴، ۳۱-۴۰.
- قاسمی، م.، مومن‌زاده، م.، یعقوب‌پور، ع. و میرشکرایی، ا. ع.، ۱۳۸۸. بررسی کانی‌شناسی کانسار روی-سرب مهدی آباد یزد-ایران مرکزی. مجله علوم زمین، ۷۳، ۸۹-۹۸.
- کریم‌زاده، ز.، مهرابی، ب. و بازرگانی‌گیلانی، ک.، ۱۳۸۴. بررسی نحوه کانی‌سازی و تشکیل کانسار سرب و روی خانه سورمه (غرب اصفهان) براساس شواهد کانی‌شناسی، زمین‌شناسی و سیالات درگیر. مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۱۷، ۸۴-۷۲.
- لطیفی ساعی، ف.، میرنژاد، ح.، علی‌پور اصل، م. و نیرومند، ش.، ۱۳۹۳. بررسی کانی‌سازی طلا در سامانه رگه‌ای دره‌زار در منطقه پاریز (استان کرمان) با تاکید بر مطالعات میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های گوگرد. مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۱۴، ۶۵-۷۵.
- ملاصالحی، ف. و میرنژاد، ح.، ۱۳۸۹. مقایسه ترکیب ایزوتوپی سرب در کانسار کوه سورمه با برخی از کانسارهای سرب و روی ایران مرکزی و بررسی نقش فرورانش نئوتتیس در تحرک مجدد سرب ایران مرکزی. مجله علوم دانشگاه تهران، ۱، ۱۱-۱۷.
- Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, 389.

- Bazargani-Guilani, k., Rabiei. M. and Mehrabi, B. 2013. Effects of rock mineralogical composition and sedimentary facies on development of geochemical halos in Shahmirzad Pb-Zn deposits, central Alborz, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 124, 155-165.
- Boland, M.B., Kelly, J.G and Schaffalitzky, C., 2003. The Shaimerden Supergene Zinc Deposit, Kazakhstan: A Preliminary Examination. *Economic Geology*, 98, 786-795.
- Boni, M. and Mondillo, N., 2015. The "Calamines" and the "Others": The great family of supergene nonsulfide zinc ores. *Ore Geology Reviews*, 67, 208-233.
- Boni, M., Dinarès-Turell, J. and Sagnotti, L., 2005. Paleomagnetic dating of non-sulfide Zn-Pb ores in SW Sardinia (Italy): a first attempt. *Annals of Geophysics*, 48, 2, 301-312.
- Coppola, V., Boni, M., Gilg, H.A and Strzelska, B., 2007. Non-sulphide zinc deposits in Upper Silesia, Southern Poland. *Proceedings of the Ninth Biennial SGA Meeting*, Dublin, 1401-1404.
- Corbella, M., Ayora, C., and Cardellach, E., 2004. Hydrothermal mixing, carbonate dissolution and sulfide precipitation in Mississippi Valley-type deposits. *Mineralium Deposita*. 39, 344-357.
- Davies, G. R. and Smith, L. B., 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview. *AAPG Bulletin*, 90, 11, 1641-1690.
- Leach, D. L., Bradley, D. C., Huston, D., Pisarevsky, S. A., Taylor, R. D. and Gardolls, S. J., 2010. Sediment-hosted lead-zinc deposits in earth history. *Economic Geology*, 195, 593-625.
- 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. *Economic Geology 100th Anniversary volume*. Society of Economic Geologists, 561-607.
- Maynard, B., 1983. *Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits*. Springer-verlag, New York, 305.
- Mc Quillan, H., Roohi, M. and Evers, H.J., 1978. 1:100,000 map of Ardakan.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahan-di, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 4, 397-412.
- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2013. Metallogeny of Permian-Triassic carbonate-hosted Zn-Pb and F deposits of Iran: A review for future mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, 60, 2, 197-216.
- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2012a. Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn-Pb deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration. *International Geology Review*, 54, 1649-1672.
- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2012b. Geology, ore facies, and sulphur isotopes of the Koushk vent-proximal sedimentary-exhalative deposit, Posht-e-Badam Block, Central Iran. *International Geology Review* 54, 1635-1648.
- Sangster, D.F., 2003. A Special Issue Devoted to Nonsulfide Zinc Deposits: A New look Preface, *Economic Geology*, 98, 683-684.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*, Glasgow, Blackie and Son, 239.
- Simandl, G.J. and Paradis, S., 2008. Car-

bonate-Hosted, Nonsulfide, Zinc-Lead Deposits in the Southern Kootenay Arc, British Columbia, Geological Fieldwork, 13.

- Wei, A., Xue, C., Xiang, K., Li, J., Liao, C. and Javed Akhter., Q., 2015. The ore-forming process of the Maoping Pb-Zn deposit, northeastern Yunnan, China: Constraints from cathodoluminescence (CL) petrography of hydrothermal dolomite. *Ore Geology Reviews*, 70, 562-577.

- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits, *Lithos*, 55, 229-272.

- Yuqiang, J., Yanzhong, T., Yifan, G., Juebo, W., Zitong, Q., Na, J., Gang, L. and Chan, J., 2016. Hydrothermal dolomitization in Dengying Formation, Gaoshiti-Moxi area, Sichuan Basin, SW China. *Petroleum Exploration and Development*. 43, 1, 54-64.

مدل سازی آزمایشگاهی مهاجرت در سیستم گسلی فعال شکرآب (شمال بیرجند)

مهدی یوسفی^{۱*}، محمد مهدی خطیب^۲ و ابراهیم غلامی^۳

۱. دانشجوی دکتری نکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۴/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۸/۱۵

چکیده

سیستم راندگی شکرآب واقع در شمال شهر بیرجند، دارای پرتگاه‌های متناوب گسلی هم‌روند با گسل اصلی می‌باشد. با توجه به ویژگی‌های ساختاری، سازوکار روندهای گسلی موجود در منطقه، چین‌های وابسته به گسلش و رخداد مهاجرت از سمت شمال به جنوب در گسل شکرآب، مدل سازی برای الگوی هندسی انتشار گسل انجام می‌گیرد که منطبق بر پهنه گسلی شکرآب باشد. در این مدل پرتگاه‌های جدید در فرو دیواره پرتگاه‌های قبلی تشکیل می‌شوند. براساس نتایج مدل سازی انجام گرفته، مهمترین عامل برای ایجاد پرتگاه‌های متناوب، فشارش شمالی-جنوبی در راندگی شکرآب می‌باشد. در هر مرحله با افزایش مقدار کوتاه شدگی، گسل‌های جدید ظاهر می‌شوند؛ به نحوی که اولین راندگی در سمت شمال پهنه شکرآب ایجاد می‌گردد و گسل‌های بعدی با افزایش مقدار کوتاه شدگی به میزان حداکثر ۵۸٪، در سمت جنوبی پهنه و در فرود دیواره گسل‌های قبلی ایجاد می‌شوند. در این مدل سازی، شیب راندگی‌های ایجاد شده در چهار مرحله کوتاه شدگی بین ۶۰-۶۵ درجه متغیر می‌باشد که با شیب واقعی گسل‌های شکرآب به میزان ۷۰ درجه همخوانی تقریبی دارند. با توجه به نتایج آزمایشگاهی مشخص می‌شود که توالی ایجاد راندگی‌ها در هر مرحله مدل سازی با توالی راندگی‌ها در پهنه شکرآب و با مهاجرت شمالی-جنوبی گسل سازگار می‌باشد. با توجه به هندسه راندگی‌ها و پس راندگی، مدل تشکیل ساختارها در این پهنه گسلی مدل سری شکننده پیش بوم^۱ می‌باشد که شاخه‌های راندگی‌ها از یک نقطه منشاء می‌گیرند.

واژه‌های کلیدی: مدل سازی، گسل راندگی، پهنه شکرآب، کوتاه شدگی، مهاجرت گسل.

مقدمه

مهاجرت گسل پدیده‌ای است که به شناخت دقیق موقعیت قطعات گسلی فعال و غیرفعال در پهنه گسلی کمک می‌کند و همچنین مکان احتمالی گسیختگی زمین در رخداد آتی را مشخص می‌کند. Stewart and Hancock (1990) مهاجرت گسل را پدیده‌ای می‌دانند که طی آن سطوح گسلی جدید و به هم پیوسته در فراد یواره یا فرود یواره گسل اصلی گسترش می‌یابند. از سوی دیگر پدیده فعالیت دوباره قطعات گسل، منجر به ظهور پرتگاه‌های گسلی مرکب یا چندگانه می‌شود. مهاجرت دارای دو مفهوم کلی است: (۱) مهاجرت گسل به مفهوم تولید سطوح گسلی جدید و

1. foreland breaking sequence

* نویسنده مرتبط: geomehdisa31@yahoo.com

(2007) Pondard et al., برهم کنش گسلی در حوضه‌های کشتی دریای مرمره (شمال گسل آناتولی) را مورد مطالعه قرار داده و نتیجه گرفتند سکانس گسیختگی‌ها از سال ۱۷۱۹ تا ۱۷۶۶ بیانگر مهاجرت گسیختگی‌ها از قطعه غربی به فروافتادگی کشتی بین دو قطعه و نهایتاً به طرف قطعه شرقی می‌باشد. اسلامی و خطیب (۱۳۸۵) در بررسی مهاجرت در پهنه گسلی اردکول، سیری را برای تکامل گسل‌های امتداد لغز از جنینی، جوانی، بلوغ و پیری بیان می‌کند. اسکندری (۱۳۸۷) در تحلیل مهاجرت گسلی و ارتباط گسل دشت بیاض با گسل‌های سمپاتیک، مهاجرت شمال-جنوبی را برای گسل دشت بیاض با ترسیم مقاطع عمود بر گسل پیشنهاد می‌دهد. پس از بررسی و تعیین سوی مهاجرت در سیستم گسلی، مدل سازی آزمایشگاهی این پدیده جهت شناخت و فهم بهتر این عارضه تکتونیکی ضروری به نظر می‌آید. اهمیت مدل سازی به آن جهت است که رخدادهای زمین‌شناسی که در مقیاس کلان رخ می‌دهند را می‌توان در آزمایشگاه مرحله به مرحله شبیه‌سازی کرد. تکتونیک تجربی شاخه‌ای از علم زمین‌ساخت است که به بررسی ویژگی‌های هندسی و جنبشی و شرایط تشکیل عناصر ساختاری و ساختمان‌های پوسته زمین در محیط آزمایشگاه می‌پردازد. گرچه متغیرهای موجود در طبیعت سنگ کره زمین بی‌شمارند، لیکن برای فهم نحوه پیدایش ساختارها، جنبش‌ها، برهم‌کنش‌ها و اندرکنش‌ها اجزاء تشکیل‌دهنده سنگ کره و سست کره می‌توان با در نظر گرفتن تعدادی از متغیرها، این فرآیندها را در آزمایشگاه در معرض تجربه گذاشت و شرایط کمی و کیفی ساختارها را تحلیل کرد. مدل سازی فیزیکی از قرن نوزدهم برای بررسی ساختارهای زمین‌شناسی به کار برده شد تا شناخت کمی و کیفی پیرامون مباحث زمین به دست آید. همچنین بررسی شرایط مرزها، اعم از واگرا یا همگرا، بسته به نیاز آزمایشگر می‌تواند مورد بررسی قرار گیرد و بنابراین این روش‌ها فرصت مناسبی را برای بررسی تکامل ساختاری سه بعدی یک مدل خاص پدید می‌آورند و تصاویر پی در پی از کینماتیک مدل، کمک قابل توجهی به تفسیر نمونه‌های اصلی در طبیعت خواهد کرد. مدل‌های فیزیکی در صورتی نمایانگر واقعیت هستند که مقیاس به کار برده شده برای

(۲) مهاجرت گسل با مفهوم گسترش سطح گسلی موجود. این پدیده در شرایط کرنش شکننده رخ می‌دهد که در آن برش و گسیختگی وجود داشته باشد و شرط لازم، برتری مقادیر تنش از مقاومت سنگ‌ها می‌باشد. در گسل‌های امتداد لغز سوی مهاجرت به موازات محور بزرگ تنش می‌باشد و قطعه‌ای که در آن افزایش تجمع تنش رخ دهد، بعد از گذشت از مقاومت تسلیم سنگ‌ها، در آن قطعه گسیختگی و افزایش طول رخ می‌دهد؛ که در این گسل‌ها پارگی‌های جدید عمدتاً در محل‌های فشارش و کشش بین قطعات که دارای بیشترین تجمع تنش هستند، رخ می‌دهند و منجر به تشکیل قطعه بزرگ‌تر می‌شود (Mueller and Talling, 1997). در مهاجرت طولی گسل، گسترش گسیختگی به موازات محور بزرگ تنش است. در سیستم‌های رانندگی، مهاجرت عرضی گسل با توجه به جهت افقی محور بزرگ تنش، با افزایش فشردگی و کوتاه‌شدگی همراه است و نسل‌های جدید گسلش در راستای عمود بر روند محور فشارش رخ می‌دهند و عمدتاً دارای هندسه موازی و انتشار جانبی به شکل چند روند گسلی به موازات هم هستند. البته در سیستم‌های رانندگی بسته به دارا بودن مولفه امتدادی علاوه بر مولفه چیره رانندگی، ممکن است افزایش طول گسل و مهاجرت در طول گسل رخ دهد. پرتگاه‌های جدید بسته به اینکه تکامل رانندگی‌ها از چه مدلی پیروی می‌کنند، می‌توانند در راستاهایی به موازات هم در فرادیواره یا فرودیواره گسل اصلی رخ دهند. مطالعات زیادی جهت بررسی پدیده مهاجرت گسلی در سراسر جهان انجام شده است که می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: (Plafker, 1976) در بررسی سامانه گسلی فعال موتاگوا-گواتمالا، با توجه به بررسی گسیختگی سطحی عظیم در ۱۹۷۶ و دیگر سامانه‌های گسلی که به موازات موتاگوا در گواتمالا بودند و طی سنوزوئیک پسین جابجایی داشتند، این پهنه گسلی را نتیجه مهاجرت و به هم پیوستن چند سامانه گسلی می‌داند. (Keller et al., 1999) شواهد ژئومورفیکی را برای تعیین جهت مهاجرت جانبی در گسل معکوس مورد مطالعه قرار داد و بیان کرد سوی مهاجرت جانبی در رانندگی‌ها در جهت مناطقی با تراکم کمتر آبراهه‌ها که حاکی از فعالیت بیشتر می‌باشد، قرار دارد.

منها تغییرات در انواع ساختارهای موجود در بندرعباس و جنوب خاور زاگرس (Molinari et al., 2004)، تأثیر ضریب چسبندگی قاعده‌ای در سبک دگرشکلی پهنه گسل منقارک با به‌کارگیری روش مدل‌سازی آنالوگ (پیروز و همکاران، ۱۳۸۵)، شبیه‌سازی آزمایشگاهی زون‌های برخوردی و تشکیل کمربندهای چین-راندگی به روش مدل‌سازی فیزیکی (خدرزاده و بحرودی، ۱۳۸۹)، تحلیل عناصر ساختاری کوه کمر حاجی، شمال باختر بیرجند (رشیدی و همکاران، ۱۳۹۳) مدل‌سازی جنبش شناختی امتداد لغز در یک پهنه برشی با نرخ لغزش ناهمسان در پهنه لوت، خاور ایران (یزدان پناه و همکاران، ۱۳۹۴) و ... در این نوشتار با توجه به ویژگی‌های ساختاری و سازوکار روندهای گسلی موجود در منطقه شمال بیرجند، چین‌های وابسته به گسلش و رخداد پدیده مهاجرت از سمت شمال به جنوب در گسل شکرآب (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۴)، مدل‌سازی آزمایشگاهی برای الگوی هندسی انتشار گسل صورت می‌پذیرد به نحوی که منطق بر تکامل پهنه گسلی شکر آب باشد.

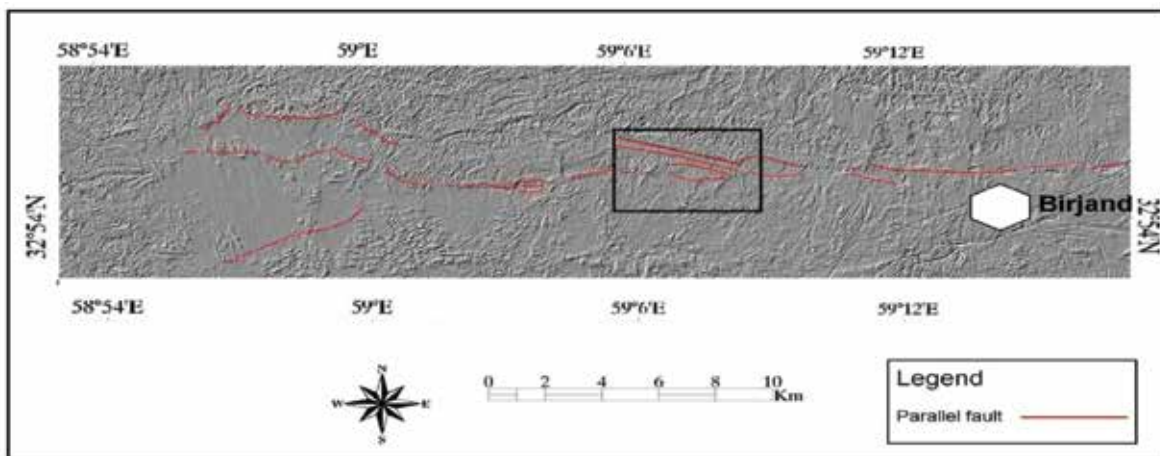
زمین‌شناسی منطقه

پهنه گسلی شکرآب در بین طول‌های جغرافیایی $0^{\circ} 01' 59''$ تا $0^{\circ} 18' 59''$ شرقی و در بین عرض‌های جغرافیایی $32^{\circ} 54' 2''$ تا $32^{\circ} 56' 30''$ شمالی قرار دارد (شکل‌های ۱ و ۲). منطقه مورد مطالعه در ایالت ساختاری سیستان واقع شده است. ایالت ساختاری سیستان در شرق ایران با روند کلی شمالی-جنوبی، نشانگر زمین درز برخوردی بلوک‌های لوت و افغان می‌باشد (Tirrule et al., 1983). وجود سیستم گسلی نهبندان در مرز بین این ایالت ساختاری و پهنه لوت موجب دگرشکلی واحدهای سنگی در حاشیه و درون ایالت ساختاری سیستان شده است. سیستم گسل نهبندان با سازوکار غالب امتداد لغز راستگرد و روند کلی شمالی-جنوبی دارای سرشاخه‌های فرعی زیادی می‌باشد. پایانه شمالی این گسل با چرخش به سمت غرب روندهای شمال غرب-جنوب شرق، شرقی-غربی و شمال شرق-جنوب غربی را نشان می‌دهد؛ لذا پهنه سیستان در بخش شمالی با

آن‌ها مناسب بوده و موادی که استفاده می‌شوند، رفتاری مانند نمونه‌های اصلی نشان دهند. از دیگر پارامترهایی که نیاز است به‌طور مناسبی شبیه‌سازی شوند عبارتند از: چسبندگی، گرانروی، زمان، چگالی و طول. مطابق موارد یاد شده تنها مواد خاصی برای استفاده در مدل‌سازی فیزیکی و شبیه‌سازی پدیده‌های زمین‌شناسی مناسب هستند. این انتخاب به‌طور عمده بستگی به طول و مقیاس زمان دارد (خدرزاده و بحرودی، ۱۳۸۹). روش‌های مختلفی برای ساخت مدل‌های فیزیکی فرایندهای زمین ساختی بزرگ مقیاس مانند فرورانش، کافت‌زایی، گسترش در اثر نیروی گرانش، زمین‌ساخت دانه‌ای به کار گرفته می‌شود. برای مثال مدل‌سازی به روش گریز از مرکز، سبب فهم بهتر نقش نیروی گرانش در دگرریختی پوسته زمین و سنگ کره می‌شود (Ramberg, 1967; 1981). مدل‌سازی آزمایشگاهی سیستم‌های راندگی و بازسازی الگوی جنبشی در بسیاری از نقاط جهان صورت گرفته است. از جمله مطالعاتی که پیرامون این موضوع در ایران و سایر مناطق جهان صورت گرفته می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: انجام یک سری آزمایش‌ها روی هندسه و حرکت کمربند چین-رانده بالای دکولمان با چسبندگی ضعیف (Costa and Vendevill, 2002)، تحلیل مکانیکی و مشاهده تشکیلات دوطبقه در آزمایش‌های جعبه ماسه با نگاهی به کمپلکس افزایشی مدیترانه باختری (Nina et al., 2002)، دوطبقه‌های ترافشارش و ساختار گلواره در سیستم گسلی دنت در شمال باختر انگلیس (Woodcock and Rickards, 2003)، تأثیر شیب دکولمان روی هندسه و حرکت مدل‌های دو طبقه (Koji and Vendevill, 2003)، مدل دوطبقه برای کمربند چین‌خورده کاپه (Booth, 2004)، توسعه زون گسلی و پخش‌شدگی کرنش در یک دوطبقه امتداد لغز کششی از سیستم گسلی (Cembrano et al., 2005)، مدل تکامل حرکتی برای رشد دوطبقه رانجیت (Bhattacharyya and Mitra, 2009) و دوطبقه‌های راستگرد در پان آفریقا و ساختارهای گلواره در بیابان خاوری مصر مرکزی (Abd El-Wahed and Kamh, 2010)، تطابق کوتاه‌شدگی در محدوده البرز و شمال ایران (Allen et al., 2003)،

ارتفاع دره (Vf) در آبراهه‌ها، هیپسومتری نسبت ارتفاع (Er) و سینوسیته پیشانی کوهستان (Smf) مقادیر بالایی را برای SL (۴۰۴ تا ۱۰۲۰) و Er (۰/۴۷ تا ۰/۸۱) و مقادیر پایینی را برای Vf (۰/۲۲ تا ۱/۱۴) و Smf (۱/۰۳ تا ۱/۷۲) نشان می‌دهند که دلالت بر جنبایی پهنه شکرآب دارند. با وجود نقش انکارناپذیر گسل شکرآب در دگرریختی کلی منطقه، اثر سطحی این گسل به دلیل پوشیده شدن با آبرفت‌های عهد حاضر در اکثر نقاط قابل رویت نمی‌باشد (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۲).

تغییر جهت به طرف غرب به صورت تداخلی وارد قطعه لوت می‌شود (خطیب، ۱۳۷۷). پهنه گسلی شکرآب شامل چند سری گسل موازی هم و از سری گسل‌های شرقی-غربی مربوط به پایانه گسل نهبندان می‌باشد که دارای مولفه راندگی با شیب به سمت شمال است (رشیدی، ۱۳۹۰). بررسی زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی ثبت شده در منطقه شکرآب، نشان از فعالیت مخرب با مکانیزم راندگی و چپگرد دارد (علیمی و همکاران، ۱۳۹۳). محاسبه چهار شاخص ریخت زمین‌ساختی در این پهنه گسلی شامل شاخص طول-گرادیان رودخانه (SL)، نسبت عرض دره به



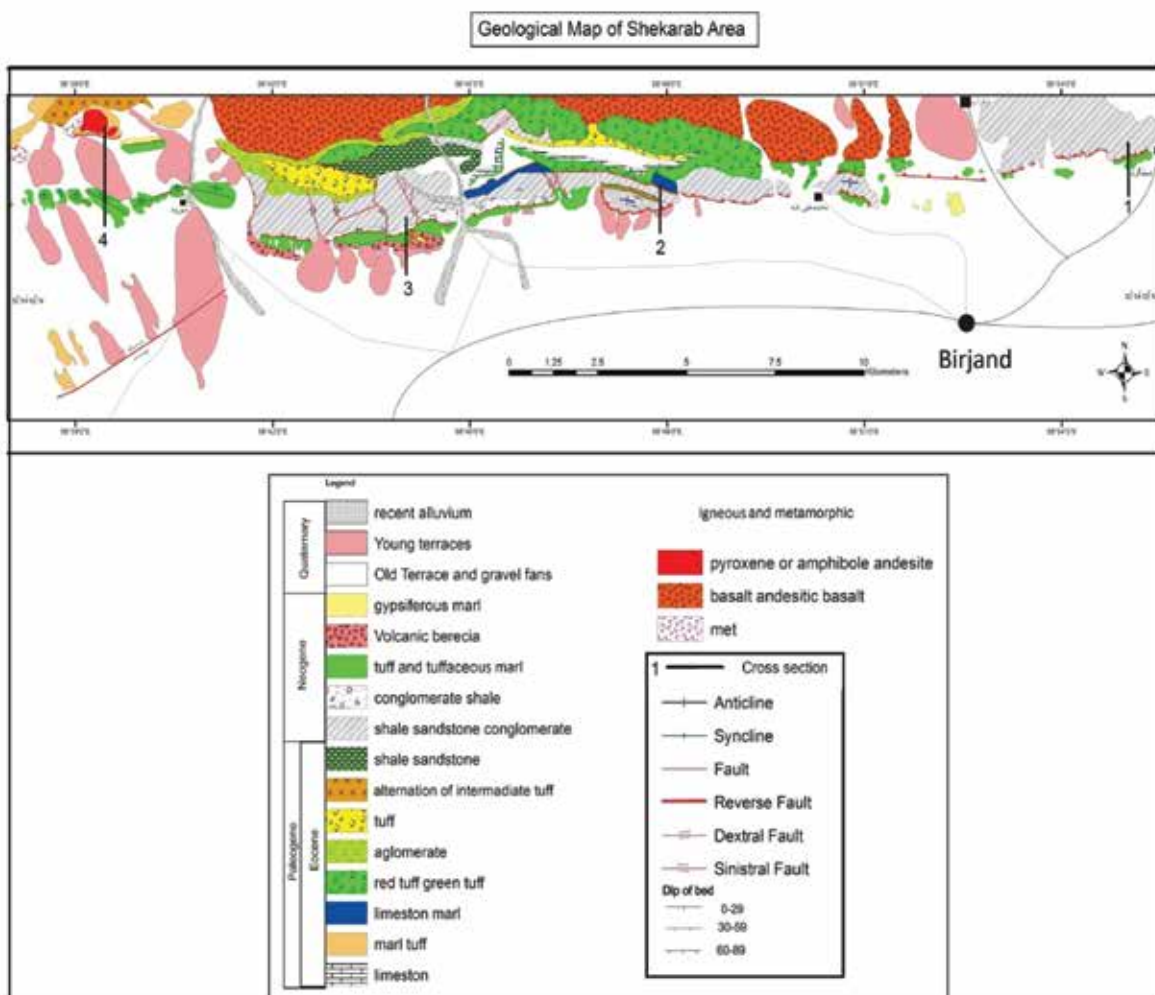
شکل ۱. تصویر ماهواره‌ای از موقعیت پهنه گسلی شکرآب واقع در شمال شهر بیرجند. کادر مشکی رنگ محدوده‌ای است که بیشترین خطواره‌های گسلی را دارا می‌باشد و مدل سازی مطابق آن انجام شده است

می‌دهند) حاکی از مهاجرت گسل به شکل گسلش پنهان می‌باشد (Keller et al., 1999). سیستم راندگی شکرآب واقع در شمال شهر بیرجند، دارای پرتگاه‌های متناوب گسلی هم‌روند با گسل اصلی هست. با رسم مقاطع عرضی به صورت عمود بر امتداد گسل و بررسی مکانیزم پرتگاه‌ها، مشاهده شد که هر چه از سمت شمال به سمت جنوب حرکت کنیم گسلش در واحدهای جوان تر رخ می‌دهد. در چهار مقطع ترسیمی عمود بر امتداد گسل شکرآب (شکل ۲)، روندهای پلکانی از گسل‌های با امتداد موازی با گسل اصلی مشاهده می‌شود (شکل ۳). در مقاطع مذکور از شمال به سمت جنوب واحدهای قدیمی روی واحدهای جوان تر رانده شده‌اند. قدیمی‌ترین گسل از سری گسل‌های موازی گسل شکرآب در واحدهای پالئوژن قرار دارند و جدیدترین

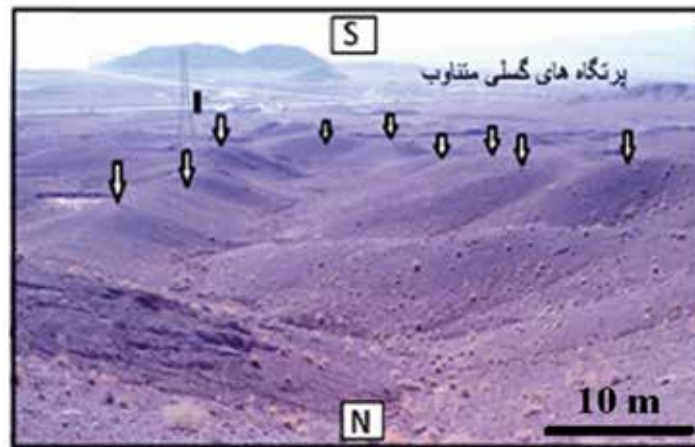
وجود آثار گسلش پنهان به موازات یا در امتداد گسل‌های بزرگ می‌تواند دال بر رخداد مهاجرت گسل باشد. گاهی اوقات رخداد مهاجرت منجر به ایجاد سطوح واضح گسلی جدید در سطح زمین نمی‌شود بلکه خود را به شکل ایجاد روندهای گسلی به صورت آثار گسلش پنهان نشان می‌دهد که با بررسی و مطالعه ریزلرزه‌ها (مهاجرت پس‌لرزه و میکرولرزه‌ها) و شواهد مورفوتکتونیک قابل مشاهده می‌باشند. به عنوان مثال وجود پرتگاه‌های پله‌ای متناوب و بریدگی‌ها در نهشته‌های کواترنری هم‌روند با گسل اصلی و برخاستگی و چین خوردگی در رسوبات جوان و خطی شدن آبراهه‌ها در بخش‌های فعال تر گسل (به دلیل برخاستگی در گسل‌های پنهان، مناطق فعال که در معرض ایجاد گسلش جدیدتر هستند، تراکم آبراهه‌ها مقادیر کمتر را نشان

چیگرد و پلکانی در آبراهه‌ها و وجود آثار گسلش پنهان در نهشته‌های کواترنری که در دشت جنوبی کوه شکرآب واقع شده‌اند، بیانگر رشد و مهاجرت عرضی پرتگاه‌های گسلی و انتقال دگرریختی در سیستم شکرآب از سمت شمال به سمت جنوب (از کوهستان به طرف دشت) می‌باشد (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۴). در این نوشتار پدیده مهاجرت عرضی در راندگی شکرآب و انتشار گسل در آزمایشگاه مدل‌سازی شد. بر این اساس در آزمایشگاه تکتونیک تجربی با استفاده از مدل‌سازی صورت گرفته سعی شد تا الگوی جنبشی منطقه مورد مطالعه بازسازی شده و با ساختار کلی منطقه تطبیق داده شود.

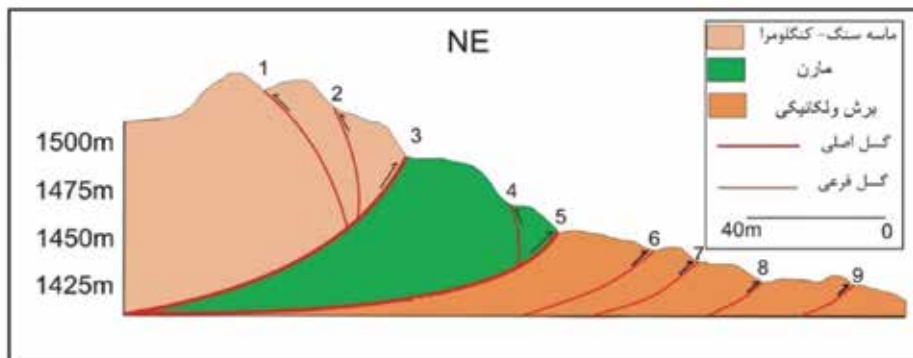
آنها به صورت موازی با گسل شکرآب در مخروطه افکنه‌های جوان قرار دارد (شکل ۴). همچنین اگر یکی از پارامترهای موثر در مهاجرت، جنس و یا مقاومت سنگ‌ها باشد (Lifton and Chase, 1992)، در بررسی‌های صحرایی مشخص می‌شود که واحدهای کم مقاومت‌تر از جمله شیل و مارن در سمت جنوبی گسل و واحدهای مقاوم‌تر مثل آهک و ماسه سنگ در سمت شمالی پهنه مطالعاتی واقع شده‌اند. همچنین در مقاطع مختلف با حرکت از سمت شمال به جنوب، افزایش شیب در سطوح پرتگاه‌های متعدد گسلی نمایان می‌شود (شکل ۵). این موارد به همراه وجود رشته قنات‌های جدیدتر در جنوب گسل شکرآب، حرکات



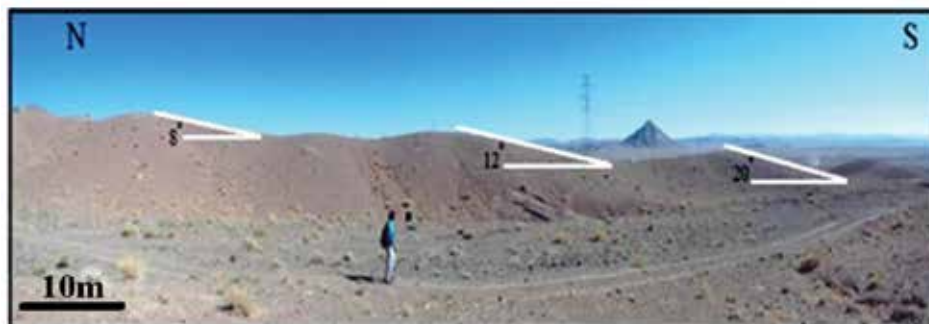
شکل ۲. موقعیت مقاطع عرضی بر روی پهنه گسلی که با اعداد ۱ تا ۴ نشان داده شده‌اند



شکل ۳. پرتگاه‌های گسلی متناوب با روند شرقی-غربی



شکل ۴. مثالی از مقاطع توپوگرافیکی عرضی عمود بر گسل شکرآب (مقطع شماره ۳). اعداد ۱ تا ۹ تقدم و تاخر ظهور پرتگاه‌های متناوب را نشان می‌دهند که با حرکت از شمال به جنوب گسلس در واحدهای جوان تر رخ می‌دهد



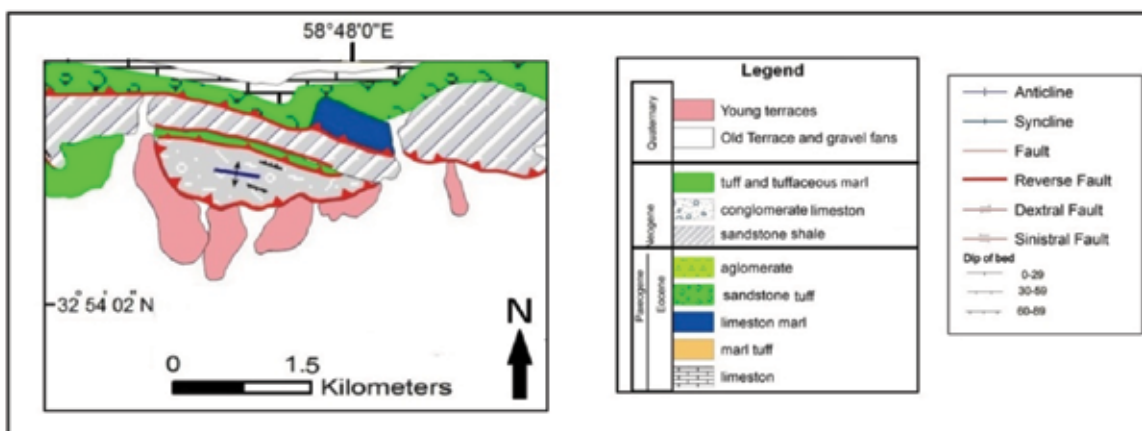
شکل ۵. افزایش شیب سطح پرتگاه‌های جنوبی نسبت به پرتگاه‌های شمالی که حاکی از جدیدتر بودن آنها نسبت به پرتگاه‌های بخش شمالی می‌باشد (۵۹°۱۷' ۳۵" E, ۳۲° ۵۵' ۱۱" N)

روش کار

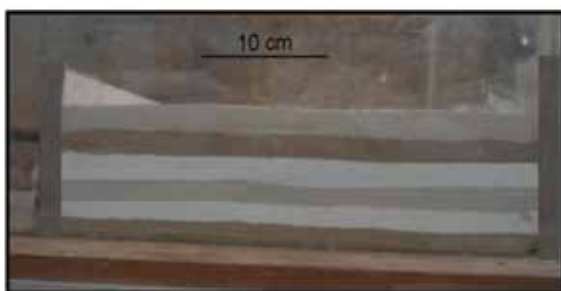
با توجه به ویژگی‌های ساختاری و سیستم گسلی موجود در منطقه شمال بیرجند و همچنین به دلیل بروز پرتگاه‌های متعدد در مقاطع عمود بر گسل شکرآب و با توجه به سازوکار گسل‌ها در این پهنه، الگوی هندسی گسترش گسل‌ها و تاقدیس‌های همراه در آن به صورتی که منطبق بر پهنه گسلی باشد، بازسازی و مدل سازی شد. همانند الگوی انتشار در روی زمین، در این مدل پرتگاه‌های جدید در فرو دیواره پرتگاه‌های قبلی (هم‌جهت با حرکت راندگی اصلی) تشکیل می‌گردند.

میانی منطقه شکر آب از نوع آذرآوری و از قدیم به جدید شامل واحدهای مارن توفی، ماسه سنگ توفی، سنگ آهک، ماسه سنگ، مارن توفی و سنگ آهک کنگلومرایبی هست، برای شبیه‌سازی دگرشکلی در منطقه، چیدمان لایه‌بندی از پایین به بالا شامل گل رس، ماسه، پودر سنگ، ماسه، گل رس و پودر سنگ هست. با حرکت ورقه متحرک با سرعت ثابت 15 mm/min ، توالی لایه‌ها دگرشکل می‌شوند که در این مدل با ادامه اعمال کوتاه شدگی، راندگی‌ها متناوب و تقادیس‌های مرتبط با راندگی شکل می‌گیرند. ضریب کوتاه‌شدگی محاسبه شده عبارت است از: $e_x = L - L_0 / L_0$ که در این رابطه L_0 : طول اولیه؛ فاصله بین دو لبه جعبه ماسه در شروع آزمایش و L : طول ثانویه؛ فاصله بین دو لبه جعبه ماسه در هر مرحله آزمایش می‌باشد.

در بخش میانی گسل شکر آب بیشترین خطواره‌های گسلی موازی با گسل اصلی مشاهده می‌شود (شکل‌های ۱ و ۶). مقدار کوتاه شدگی به دست آمده از موازنه مقاطع ترسیم شده بر روی چین‌های دارای روند شرقی-غربی در بخش میانی پهنه شکر آب ۵۸ درصد می‌باشد (رشیدی، ۱۳۹۰). لذا در مدل سازی این مقدار کوتاه شدگی اعمال می‌شود و در هر مرحله آزمایش فاصله بین پرتگاه‌های ایجاد شده نسبت به پرتگاه قبلی، شیب گسل‌های ایجاد شده و موقعیت آنها و همچنین ساختارهای ایجاد شده در حین گسل خوردگی نسبت به بخش مرکزی پهنه شکر آب مطابقت داده می‌شود. برای مدل‌سازی ساختارهای در ارتباط با پدیده مهاجرت گسلی در سیستم شکر آب، از آزمایش جعبه ماسه استفاده گردید. با توجه به اینکه جنس واحدهای سنگی در بخش



شکل ۶. نقشه زمین‌شناسی بخش میانی گسل شکر آب حاوی بیشترین خطواره‌های گسلی است که مدل‌سازی مطابق آن انجام شده است



شکل ۷. توالی لایه‌ها قبل از شروع آزمایش

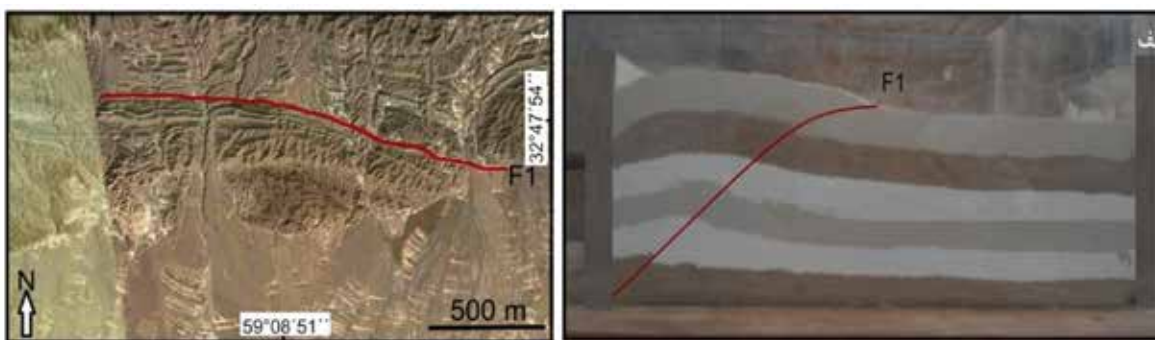
جهت اعمال فشارش با توجه به شیب گسل شکر آب، شمالی-جنوبی در نظر گرفته شده است. با اعمال $12/5$ درصد کوتاه شدگی، اولین راندگی در لایه‌ها به وجود می‌آید (شکل

مدل‌سازی

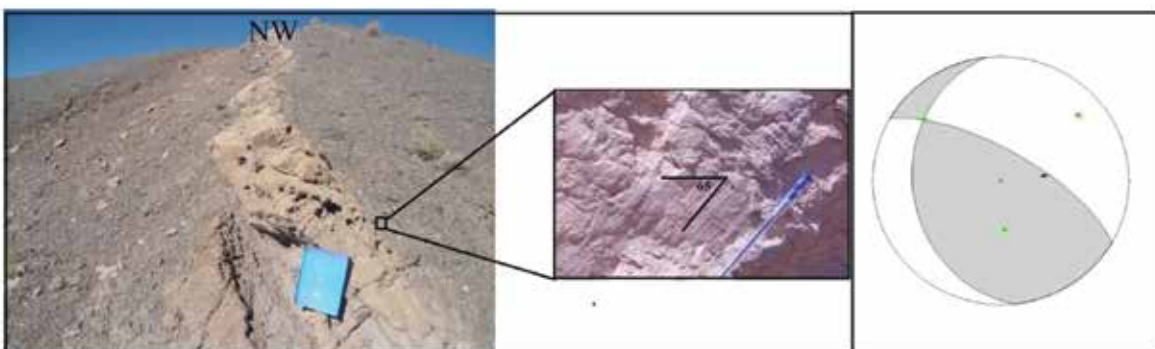
شکل ۷، تناوب لایه‌بندی را قبل از شروع مدل‌سازی نشان می‌دهد. لایه‌بندی از پایین به ترتیب شامل: گل رس (۱cm)، ماسه (۱cm)، پودر سنگ (۱cm)، ماسه (۱cm)، گل رس (۱cm) و پودر سنگ (۱cm) می‌باشد. بنابراین ضخامت کل لایه‌ها برابر ۶cm و ویسکوزیته بالا می‌باشد. با توجه به عرض پهنه گسلی شکر آب در این مقطع که $1/2$ کیلومتر می‌باشد و همچنین فاصله بین دو لبه جعبه ماسه که ۴۰ سانتی‌متر در نظر گرفته شده است، مقیاس به کاررفته $1/3000$ می‌باشد.

۸-الف). فاصله این پرتگاه گسلی از لبه جعبه ۱۶/۳ سانتی‌متر هست. این مرحله را می‌توان با عملکرد گسل F1 در منطقه مورد مطالعه مقایسه کرد که در اثر آن راندگی در واحدهای پالئوژن رخ داده است. شیب گسل ایجاد شده در این مرحله ۶۵ درجه در عمق می‌باشد که رفته رفته با کاهش عمق کمتر می‌شود و با شیب برداشت شده گسل F1 روی زمین به میزان

۷۰ درجه در این مقطع همخوانی قابل قبولی دارد (شکل ۸-ب). گسل F1 یکی از قطعات گسل شکرآب است که نقش اصلی در تشکیل چین‌خوردگی‌های منطقه شمال بیرجند را ایفا می‌کند. موقعیت گسل N60W, 70NE و موقعیت خوش لغز آن 59, N82 می‌باشد (شکل ۹). بنابراین سازوکار این گسل تراستی و با مولفه امتداد لغز چپگرد است.



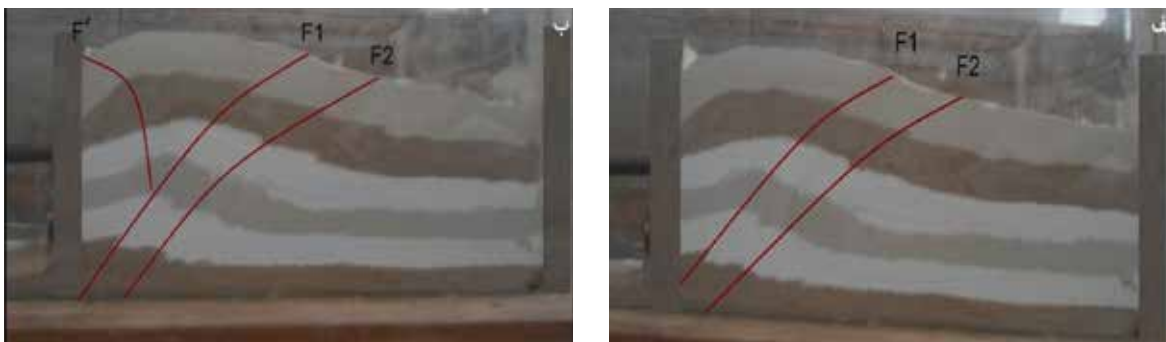
شکل ۸. الف) اعمال ۱۲/۵ درصد کوتاه شدگی و ظهور اولین راندگی. ب) تصویر هوایی از خطواره گسل F1 که قابل مقایسه با اولین گسل تشکیل شده در مدل‌سازی با اعمال ۱۲/۵ درصد کوتاه شدگی است



شکل ۹. آثار خش لغز برداشت شده در گسل F1

در مرحله بعد با افزایش مقدار کوتاه شدگی به میزان ۳۷/۵ درصد، راندگی سوم و چین (تاقدیس اول) مرتبط با نوک راندگی آن با محور شرقی-غربی تشکیل می‌گردد. فاصله این پرتگاه از پرتگاه قبلی در جعبه ماسه ۶/۵ سانتی‌متر است که با توجه به مقیاس آزمایش، این فاصله بین راندگی دوم و سوم معادل ۴۸۵ متر بر روی زمین می‌باشد (شکل ۱۲-الف)؛ هرچند فاصله واقعی بین این دو راندگی ۴۳۰ متر می‌باشد. در ادامه کوتاه شدگی، پس راندگی و راندگی‌های موجود توسعه پیدا می‌کنند. این مرحله را می‌توان با عملکرد گسل F3 در منطقه مورد مطالعه مقایسه کرد (شکل ۱۲-ب). همچنین شیب گسل ایجاد شده به میزان ۶۰ درجه با شیب راندگی‌های قبلی تقریباً یکسان می‌باشد.

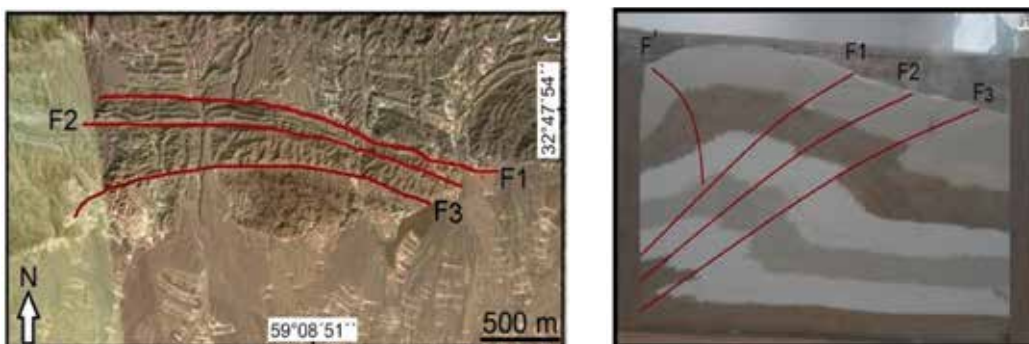
با افزایش کوتاه شدگی به مقدار ۲۳/۵ درصد، راندگی دوم ایجاد می‌گردد. فاصله این پرتگاه از پرتگاه قبلی در جعبه ماسه ۶/۱۲ سانتی‌متر است که با توجه به مقیاس آزمایش، فاصله بین راندگی اول و دوم معادل ۴۶۰ متر بر روی زمین است. هرچند فاصله واقعی بین این دو راندگی ۳۲۰ متر روی زمین می‌باشد (شکل ۱۰-الف). با اعمال ۲۷/۵ درصد کوتاه شدگی، گسل پس راندگی اول ایجاد می‌گردد (شکل ۱۰-ب). ایجاد راندگی دوم در این مرحله را می‌توان با عملکرد گسل F2 در منطقه مورد مطالعه مقایسه کرد. این گسل موازی گسل F1 می‌باشد که شیب آن با شیب راندگی اصلی شکرآب سازگاری دارد (شکل ۱۱).



شکل ۱۰. الف) اعمال ۲۳/۵ درصد کوتاه شدگی و ظهور دومین راندگی. ب) اعمال ۲۷/۵ درصد کوتاه شدگی و تشکیل پس راندگی



شکل ۱۱. تصویر هوایی از خطواره گسل F2 که قابل مقایسه با دومین راندگی تشکیل شده در مدل سازی با اعمال ۲۷/۵ درصد کوتاه شدگی است



شکل ۱۲. الف) ایجاد راندگی سوم و چین مرتبط با راندگی در ۳۷/۵ درصد کوتاه شدگی، ب) تصویر هوایی از خطواره گسل F3 که قابل مقایسه با سومین راندگی تشکیل شده در مدل سازی با اعمال ۳۷/۵ درصد کوتاه شدگی است

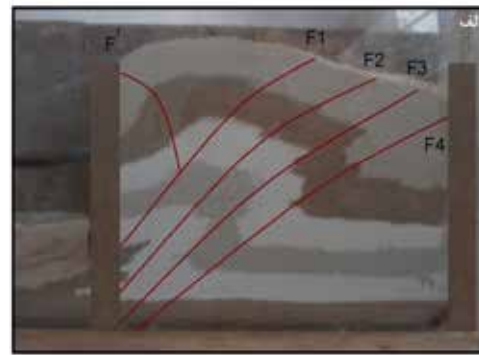
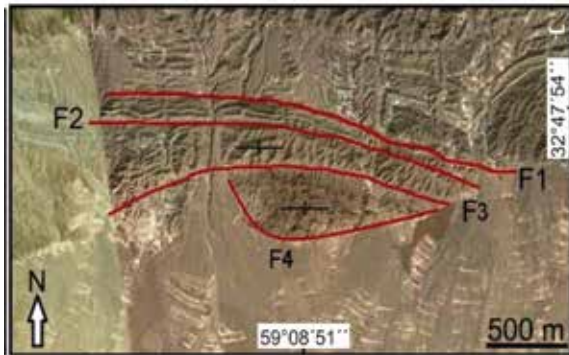
گسل‌های جدید در فرودپواره گسل‌های قبلی، مدل تشکیل ساختار در این پهنه گسلی از نوع سری شکننده پیش بوم می‌باشد که شاخه‌های راندگی معمولاً از یک نقطه منشاء می‌گیرند. این مرحله را می‌توان با عملکرد گسل F4 در منطقه مورد مطالعه مقایسه کرد (شکل ۱۳-ب). با توجه به یکسان بودن شیب گسل در این مرحله با شیب دیگر گسل‌های ایجاد شده در مراحل قبلی به میزان ۶۵-۶۰

با ادامه دگرشکلی (۴۷/۵ درصد کوتاه شدگی) راندگی چهارم گسل در پیش بوم راندگی سوم همراه با چین مرتبط با نوک راندگی هسته گذاری می‌شود. فاصله این پرتگاه از پرتگاه قبلی در جعبه ماسه ۵/۲۱ سانتی‌متر است که با توجه به مقیاس آزمایش، این فاصله بین راندگی سوم و چهارم بر روی زمین معادل ۳۹۰ متر است؛ هرچند فاصله واقعی بین این دو راندگی بر روی زمین ۳۵۰ متر می‌باشد (شکل ۱۳-الف). با توجه به هندسه راندگی‌ها و پس راندگی موجود و تشکیل

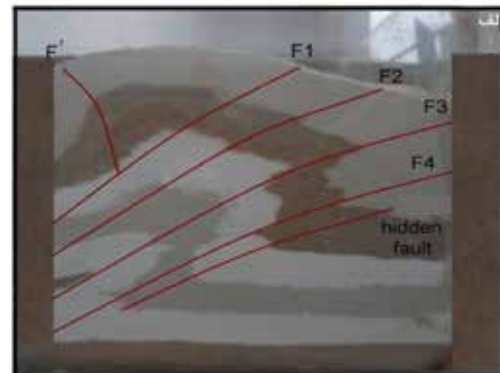
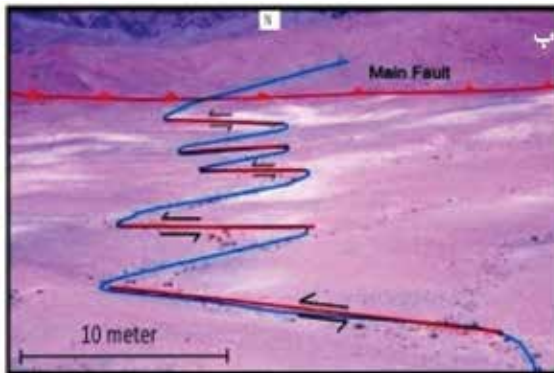
1. Foreland breaking sequence

کرد که به سطح نرسیده‌اند (شکل ۱۴-الف). این مورد را می‌توان با گسل‌های پنهان در دشت جنوبی گسل مطابقت داد (شکل ۱۴-ب) که عملکرد خود را به صورت جابجایی چپگرد در آبراهه‌ها و برش در نهشته‌های کواترنری نشان می‌دهند (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۲).

درجه، می‌توان بین این شیب‌ها و شیب واقعی در پهنه گسلی به میزان ۷۰، درجه انطباق برقرار کرد. طول موج و دامنه دو تاقدیس مرتبط با راندگی در مراحل سوم و چهارم آزمایش اندازه‌گیری شد (جدول ۱). با افزایش کوتاه شدگی به میزان ۵۸ درصد که بیشینه کوتاه شدگی در بخش میانی گسل می‌باشد، می‌توان خطوط گسلی در مدل را مشاهده



شکل ۱۳. الف) ۴۷/۵ درصد کوتاه شدگی و تشکیل راندگی چهارم و همچنین تشکیل چین مرتبط با نوک راندگی با آن، ب) تصویر هوایی از خطواره گسل F4 که قابل مقایسه با چهارمین راندگی تشکیل شده در مدل سازی با اعمال ۴۷/۵ درصد کوتاه شدگی است



شکل ۱۴. الف) ادامه کوتاه شدگی به میزان ۵۸ درصد و توسعه گسل‌های پنهان، ب) جابجایی متناوب و چپگرد آبراهه‌ها در بخش مرکزی گسل که بیانگر روندهای پنهان گسلی می‌باشد که به سطح نرسیده‌اند (۳۳° ۴۶' ۰۵" N، ۵۹° ۱۷' ۳۵" E)

بحث و نتیجه‌گیری

چگونگی فعالیت گسل‌های امتدادلغز شمالی-جنوبی در خاور ایران نشان از همگرایی مایل میان بلوک‌های ایران مرکزی و افغانستان دارد. این گسل‌های شمالی-جنوبی با سازوکار امتدادلغز راست‌بر در پایانه‌ها، به گسل‌های شرقی-غربی با مؤلفه چیره راندگی منتهی می‌شوند (Berberian and Yeats, 2001). در منطقه شمال بیرجند، به علت رژیم فشارشی حاکم، عناصر ساختاری

جدول ۱. اندازه‌گیری طول موج و دامنه تاقدیس‌های مرتبط با راندگی در طی آزمایش

درصد کوتاه شدگی	تاقدیس مرتبط با گسل ۳		تاقدیس مرتبط با گسل ۴	
	دامنه (س م)	طول موج (س م)	دامنه (س م)	طول موج (س م)
۳۷/۵	۱/۵	۴/۴		
۴۰/۲	۲/۳	۳/۱		
۴۴	۳/۳	۲/۷		
۴۷/۵	۳/۹	۲/۳	۱/۲	۴/۳
۵۸	۴/۱	۱/۹	۱/۹	۳/۸

بعدي با افزايش مقدار کوتاه شدگی به میزان حداکثر ۵۸ درصد، در سمت جنوبی پهنه و در فرودبواره گسل‌های قبلی ایجاد می‌گردند. این پدیده به معنای مهاجرت از شمال به جنوب در این پهنه می‌باشد. شیب صفحات گسلی ایجاد شده در چهار مرحله کوتاه شدگی بین مقادیر ۶۰-۶۵ درجه متغیر می‌باشد که با شیب واقعی گسل‌های پهنه شکرآب به میزان ۷۰ درجه همخوانی قابل قبولی دارند. با توجه به نتایج آزمایشگاهی مشخص می‌شود که توالی ایجاد راندگی‌ها در هر مرحله آزمایش در مدل‌سازی با توالی راندگی‌ها در پهنه شکرآب و با مهاجرت عرضی و شمالی-جنوبی گسل سازگار می‌باشد. با توجه به هندسه راندگی‌ها و پس راندگی موجود، مدل تشکیل ساختار در این پهنه گسلی از نوع سری شکننده پیش‌بوم^۵ می‌باشد که شاخه‌های راندگی معمولاً از یک نقطه منشاء می‌گیرند.

منابع

- اسکندری شورابی، ز.، ۱۳۸۷. تحلیل مهاجرت گسلی و ارتباط گسل دشت بیاض با گسل‌های سمپاتیک با استفاده از GIS، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند، ۱۷۰.
- پیروز، م.، قاسمی، م.ر.، بدرودی، ع. و سعیدی، ع.ا.، ۱۳۸۵. تأثیر ضریب چسبندگی قاعده‌ای در سبک دگرشکلی پهنه گسل متقارک با به‌کارگیری روش مدل‌سازی آنالوگ. فصلنامه علوم زمین، ۶۱، ۱۷۸-۱۸۷.
- خدرزاده، ص. و بحرودی، ع.، ۱۳۸۹. شبیه‌سازی آزمایشگاهی زون‌های برخوردی و تشکیل کمربندهای چین-راندگی به روش مدل‌سازی فیزیکی. فصلنامه علوم زمین، ۷۷، ۱۷-۴۴.
- خطیب، م.م.، ۱۳۷۷. هندسه پایانه گسل‌های امتدادلغز. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۲۰.
- اسلامی، س.ر. و خطیب، م.م.، ۱۳۸۵. مهاجرت گسل در پهنه‌های امتدادلغز، مطالعه موردی: پهنه گسلی فعال اردکول-خاور ایران. فصلنامه علوم زمین، ۶۲، ۱-۱۹.
- رشیدی، ا.، ۱۳۹۰. تحلیل هندسی-جنبشی عناصر

مانند ساخت دویشته^۱، ساخت بالارنده^۲، ساخت پهنه‌های سه‌گوش^۳، ساخت گلواره^۴، چین‌خوردگی و غیره وجود دارد (رشیدی و همکاران، ۱۳۹۳). پهنه گسلی شکرآب در شمال بیرجند شامل چند سری گسل موازی هم و از سری گسل‌های شرقی-غربی مربوط به پایانه گسل نه‌بندان می‌باشد که دارای مولفه تراستی با شیب به سمت شمال است. شاخص ریخت زمین‌ساختی در این پهنه گسلی فعالیت تکتونیکی بالا را نشان می‌دهند. به دلیل پویایی تکتونیکی منطقه شمال بیرجند، رخداد مهاجرت در این پهنه گسلی با ایجاد پرتگاه‌های گسلی متناوب، قابل مشاهده است. در سیستم‌های راندگی که فشردگی در جریان است، بخشی از کوتاه‌شدگی صرف بر خاستگی چین‌ها به صورت دگرریختی پلاستیک و بخشی دیگر از کوتاه‌شدگی به شکل الاستیک صرف برش و ایجاد صفحات گسلی جدید به موازات راندگی اصلی می‌شود (McClay, 1992). در تمام مقاطع ترسیمی عمود بر امتداد گسل شکرآب، روندهایی از گسل‌ها با امتدادی موازی با گسل اصلی مشاهده می‌شود. در مقاطع مذکور از شمال به سمت جنوب راندگی واحدهای قدیمی روی واحدهای جوان‌تر، افزایش شیب در سطوح پرتگاه‌های متعدد گسلی و همچنین وجود آثار گسلش پنهان در نهشته‌های که در دشت جنوبی کوه شکرآب واقع شده‌اند، مشاهده می‌شود که بیانگر رشد و مهاجرت عرضی پرتگاه‌ها گسلی در سیستم شکرآب از سمت شمال به سمت جنوب (از کوهستان به طرف دشت) می‌باشند. براساس نتایج مدل‌سازی انجام گرفته و مقایسه با نتایج تحقیقات مشابه بر روی مدل‌سازی راندگی‌ها (Abd El-Wahed and Kamh, 2010; Bhattacharyya and Mitra, 2009; Booth et al., 2004; Costa and Vendevill, 2002; Nina et al., 2002 and Ramberg, 1967) مهمترین عامل ایجاد پرتگاه‌های گسلی متناوب در منطقه شمال بیرجند، فشارش شمالی-جنوبی راندگی شکرآب ناشی از مداومت کوتاه‌شدگی در پایانه‌های شرقی غربی گسل نه‌بندان می‌باشد. در هر مرحله مدل‌سازی با افزایش مقدار کوتاه شدگی، پرتگاه‌های گسلی جدید ظاهر می‌شوند به نحوی که اولین راندگی در سمت شمال پهنه شکرآب ایجاد می‌گردد و پرتگاه‌های

1. Duplex
2. Pop-Up
3. Triangle Zone
4. Ower structur
5. Foreland breaking sequence

- earthquake history in the Iranian Plateau. *Journal of Structural Geology*, 23, 563-584.
- Bhattacharyya, K. and Mitra, G., 2009. A new kinematic evolutionary model for the growth of a duplex—an example from the Rangit duplex, Sikkim Himalaya, India. *Gondwana Research*, 16, 697-715.
 - Booth, P.W.K., Brunson, G. and Shone, R.W., 2004. A duplex model for the Eastern Cape Fold Belt. *Gondwana Research*, 7, 211-222.
 - Cembrano, J., Gonzalez, G., Arancibia, G., Ahumada, I., Olivares, V. and Herrera, V., 2005. Fault zone development and strain partitioning in an extensional strike-slip duplex. *Tectonophysics*, 400, 105-124.
 - Costa, E. and Vendevill, B.C., 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold and thrust belts above weak, viscous evaporitic decollement. *Journal of Structural Geology*, 24, 1729-1739.
 - Keller, E. A., Gurolla, L. and Tierney, T. E., 1999. Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding. *Geology*, 27, 515-518.
 - Koji, H.A. and Vendevill, B.C., 2003. The effect of decollement dip on geometry and kinematics of model accretionary wedges. *Journal of Structural Geology*, 25, 1445-1450.
 - Lifton, N.A. and Chase, C.G., 1992. Tectonics, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California. *Geomorphology*, 5, 77-114.
 - Mueller, K. and Talling, P., 1997. Geomorphic evidence for tear faults accommodating lateral propagation of an active fault-bend fold, Wheeler Ridge, California. *Journal of Structural Geology*, 19, 397-411.
 - ساختاری کوه کمر حاجی (شمال غرب بیرجند-شرق ایران). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند، ۱۶۵.
 - رشیدی، ا.، خطیب، م.م.، هیهات، م.ر. و موسوی، س.م.، ۱۳۹۳. تحلیل عناصر ساختاری کوه کمر حاجی، شمال باختر بیرجند. فصلنامه علوم زمین، ۹۳، ۲۷۳-۲۸۸.
 - علی‌امی، م.ا.، خطیب، م.م.، حسامی‌آذر، خ. و هیهات، م.ر.، ۱۳۹۳. ارزیابی لرزه زمین ساختی راندگی‌ها و پهنه‌های گسلی پنهان در گستره مختاران-خاور ایران. مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته دانشگاه شهید چمران اهواز، ۱۲، ۴۱-۵۲.
 - یزدان پناه، ح.، خطیب، م.م.، نظری، ح. و غلامی، ا.، ۱۳۹۴. تحلیل جنبش‌شناختی امتداد لغز در یک پهنه برشی با نرخ لغزش ناهمسان: مطالعه موردی پهنه لوت، خاور ایران. فصلنامه علوم زمین، ۹۷، ۲۷۹-۲۹۰.
 - یوسفی، م.، ۱۳۹۲. تحلیل مهاجرت پرتگاه‌های گسلی فعال شکرآب با استفاده از داده‌های ریخت زمین ساختی ونوزمین ساختی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند، ۱۲۰ ص.
 - یوسفی، م.، خطیب، م.م.، غلامی، ا. و موسوی، س.م.، ۱۳۹۲. ارزیابی فعالیت گسل شکرآب (شمال بیرجند) بر مبنای داده‌های ریخت زمین ساختی. فصلنامه پژوهش‌های دانش زمین، ۱۴، ۵۳-۶۵.
 - یوسفی، م.، خطیب، م.م. و غلامی، ا.، ۱۳۹۴. ارزیابی مهاجرت پرتگاه‌های گسلی شکرآب، یکی از سرچشمه‌های لرزه‌زای شهر بیرجند. فصلنامه زمین‌ساخت، ۲، ۳۶-۵۰.
 - Abd El-Wahed, M.A. and Kamh, S.Z., 2010. Pan-African dextral transpressive duplex and flower structure in the Central Eastern Desert of Egypt. *Gondwana Research*, 474, 1-22.
 - Allen, M.B., Ghasemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25, 659-672.
 - Berberian, M. and Yeats, R. S., 2001. Contribution of archaeological data to studies of

- Molinaro, M., Guezou, J.C., Leturmy, P., Eshraghi, S.A. and Frizon de Lamotte, D., 2004. The origin of changes in structural style across the Bandar Abbas syntax, SE Zagros (Iran). *Marine and Petroleum Geology*, 21, 735-752.
- McClay, K., 1992. *Thrust Tectonic*. Pergamon Press. 435.
- Nina, K., Serge, E.L., Jacques, M., Marc, A.G. and Timothy, J.R., 2002. Mechanical decoupling and basal duplex formation observed in sandbox experimental swith application to the Western Mediterranean Ridge accretionary complex. *Marine Geology*, 186, 29-42.
- Plafker, G. 1976. Tectonic aspects of the Guatemala earthquake of 4 February 1976. *Science*, 193, 1201-1208.
- Pondard, N., Armijo, R., King, G.C.P., Meyer, M. and Flerit, F., 2007. Fault interactions in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): earthquake clustering and propagating earthquake sequences. *Geophysics Journal of International*, 171, 1185-1197.
- Ramberg, H., 1967. Model experimentation of the effect of gravity on tectonic processes. *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 14, 307-329.
- Ramberg, H., 1981. *Gravity, Deformation and the Earth's Crust*. Academic Press, London.
- Tirrule, R., Bell, L.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America*, 94, 134-150.
- Stewart, I.S. and Hancock, P.L., 1990. What is a fault scarp. *Episodes*, 13, 250-263.
- Woodcock, N.H. and Rickards, B., 2003. *Transpressive duplex and flower structure: Dent Fault System, NW England*. *Journal of Structural Geology*, 25, 1981-1992.

بررسی پتانسیل زیست پالایی آلودگی‌های نفتی در آبخوان محدوده مجتمع پالایشگاه شازند

عبدالرضا واعظی‌هیر^(۱) و ساناز قبادیان^(۲)

۱. دانشیار گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
۲. دانشجوی کارشناسی ارشد هیدروژئولوژی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۲/۲۶

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۶/۲۵

چکیده

در این پژوهش، با توجه به آلودگی آبخوان محدوده پالایشگاه شازند، قابلیت خودپالایی زیستی آبخوان براساس نتایج حاصل از نمونه‌برداری‌ها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. بدین منظور پارامترهای هیدروشیمیایی از قبیل EC (هدایت الکتریکی)، pH، دما و اکسیژن محلول (DO) و همچنین میزان غلظت یون‌های اصلی (شامل کلسیم، منیزیم، سدیم و پتاسیم و نیز سولفات، کلراید، کربنات و بی‌کربنات)، فلزات سنگین (آهن و منگنز) و مواد مغذی (نیتрат و سولفات) در نمونه‌های آب زیرزمینی تعیین شد. مقادیر پارامترهای اندازه‌گیری شده با حد بهینه آن پارامترها در پاک‌سازی زیستی مورد مقایسه قرار گرفت. نتیجه نشان داد از نظر مقادیر pH و EC شرایط جهت تجزیه زیستی آلاینده‌ها مناسب بوده ولی از نظر متوسط میزان دما شرایط بهینه وجود ندارد. غلظت اکسیژن محلول (DO) در آب زیرزمینی منطقه برای پالایش طبیعی به روش هوازی مناسب می‌باشد ولی از نظر مواد مغذی شرایط بهینه وجود ندارد به طوری که نسبت کربن به نیتروژن و فسفر و نسبت نیتروژن به فسفر برای انجام فرآیند پالایش زیستی مناسب نمی‌باشد. بنابراین آبخوان منطقه به صورت طبیعی شرایط بهینه برای پاک‌سازی را ندارد و انجام عملیات پاک‌سازی تهاجمی در منطقه اجتناب‌ناپذیر می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: پالایشگاه شازند، آلودگی آب زیرزمینی، آلاینده‌های نفتی، تجزیه زیستی.

مقدمه

تجزیه کردن آلودگی، مقدار آلاینده موجود نسبت به جمعیت میکروبی و فاکتورهای محیطی (نوع خاک، دما، pH، هدایت الکتریکی (EC)، حضور اکسیژن یا دیگر پذیرنده الکترونی و مواد مغذی) کنترل می‌شود و در بهینه‌ترین شرایط سرعت تجزیه زیستی افزایش می‌یابد (Thapa et al., 2012). در مکان‌های صنعتی نظیر پالایشگاه و پتروشیمی، احتمال آلودگی محیط پیرامون در اثر ورود آلاینده‌های نفتی به وسیله

ورود آلاینده‌های آلی و غیر آلی توسط فعالیت‌های صنعتی و غیرصنعتی به محیط زیست دور از انتظار نیست. با ورود اینگونه آلاینده‌ها به محیط، فعالیت‌های آنزیمی بر روی آنها صورت گرفته که تحت عنوان تخریب زیستی^۱ نامیده می‌شود. به حذف یا غیر سمی شدن آلاینده‌ها طی فرآیند تجزیه زیستی، پالایش زیستی^۲ می‌گویند. سرعت پالایش زیستی توسط عواملی از قبیل حضور جمعیت میکروبی قادر به

1. Biodegradation

2. Bioremediation

* نویسنده مرتب: r.vaezi@tabrizu.ac.ir

می‌گیرد شامل مخازن روزمینی و زیرزمینی، خطوط انتقال و محل‌های دفن^۶ می‌باشند. منابع غیر نقطه‌ای شامل رسوبات اتمسفری و حمل این رسوبات توسط رواناب در بزرگراه‌ها می‌باشد. EPA این ماده را در گروهی که خاصیت سرطان‌زایی ندارند قرار داده است (ECISH, 2015). حرکت ابرآلودگی در آب زیرزمینی توسط انتشار^۷، انتقال^۸، پراکنش^۹ و تجزیه زیستی^{۱۰} صورت می‌گیرد. تجزیه زیستی علاوه بر انتقال آلاینده می‌تواند توسط باکتری‌های موجود منجر به تجزیه آلاینده‌ها و کاهش غلظت شود. تجزیه زیستی آلاینده‌ها به دو صورت انجام می‌گیرد. اگر باکتری‌ها هوازی باشند، اکسیژن موجود در محیط به‌عنوان پذیرنده الکترون عمل کرده که منجر به تولید آب و دی‌اکسید کربن می‌شود اما اگر باکتری‌ها بی‌هوازی باشند، نیترات، سولفات، فلزاتی از قبیل آهن و منگنز و حتی دی‌اکسید کربن نقش پذیرنده الکترون را ایفا می‌کنند و طی این فرآیند گاز نیتروژن، هیدروژن سولفید و متان حاصل می‌شوند. در آب تمیز با اکسیژن بالا، فرآیند تجزیه بیولوژیکی در مرز بین ابرآلودگی و آب تمیز بسیار فعال بوده و فرآیند هوازی سرعت بیشتری نسبت به فرآیند بی‌هوازی دارد (NRC, 1993).

از مطالعات صورت گرفته در زمینه زیست‌پالایی آبخوان می‌توان به بررسی پتانسیل زیست‌پالایی آبخوان در محدوده پالایشگاه تبریز (صفری و همکاران، ۱۳۹۳) اشاره کرد. این مطالعه نشان داد که pH محیط برای فعالیت باکتری جهت تجزیه آلودگی مناسب بوده درحالی‌که بالا بودن میزان EC منجر به کاهش سرعت تجزیه زیستی توسط باکتری‌ها می‌شود. میزان پتاسیم، منیزیم و سدیم کمتر از حد مورد نیاز است درحالی‌که مقدار کلر و کلسیم جهت تجزیه زیستی مناسب است. غلظت یون آهن و سولفات و برقرار نبودن

نشت مخازن زیرزمینی و روزمینی، خطوط انتقال فراورده‌های نفتی، حمل و نقل فراورده‌های نفتی و ... اجتناب‌ناپذیر می‌باشد. با ورود اینگونه آلاینده‌ها به زمین، بخشی از آنها در منطقه غیراشباع باقی می‌مانند، بخشی جذب محیط می‌شوند و بخشی به سطح ایستابی می‌رسند که بیشترین نگرانی در ارتباط با این دسته از آلاینده‌ها است، زیرا با رسیدن به سطح ایستابی، سرعت انتقال آنها افزایش می‌یابد. سرعت انتقال آلاینده‌های نفتی، بستگی به عواملی از قبیل مقدار و مدت زمان نشست آلاینده، نوع خاک، عمق سطح ایستابی، پتانسیل احیا، غلظت اکسیژن، غلظت نیترات موجود جهت تجزیه زیستی، دمای محیط و میزان بارش دارد. مهم‌ترین قسمت آلاینده‌های نفتی، بخش محلول آنها از قبیل BTEX^۱ و افزودنی‌هایی از قبیل MTBE^۲ هستند که در آب زیرزمینی تشکیل ابرآلودگی^۳ را می‌دهند.

BTEX ترکیبات آروماتیکی هستند که در قطران حاصله از عمل تهیه کک یافت می‌شوند و به علت وضع ساختمانی، ماده واسطه خوبی به شمار می‌روند و شامل بنزن، تولوئن، اتیل بنزن و ایزومرهای زایلن می‌باشند. BTEX به‌آسانی در آب حل شده و به سمت آب زیرزمینی حرکت می‌کند. به علت تمایل جذب BTEX توسط رسوبات، سرعت حرکت آنها در آب زیرزمینی کمتر از MTBE می‌باشد و برخلاف MTBE در صورت وجود اکسیژن تجزیه زیستی می‌شوند. منابع اصلی آلودگی BTEX نشت بنزین از مخازن روزمینی و زیرزمینی و همچنین نشت از لوله‌های انتقال و تصادف تانکرهای حمل سوخت است. از بین تشکیل‌دهنده‌های BTEX، اژانس حفاظت محیط زیست ایالات متحده (EPA) بنزن را در گروهی که خاصیت سرطان‌زایی دارد قرار داده است (EPA, 2012). EBTM یک ماده آلی اکسیژن‌دار است که در نتیجه واکنش شیمیایی متانول^۴ و ایزوبوتان^۵ تولید می‌شود. قابلیت انحلال MTBE نسبت به سایر ترکیبات بنزین بیشتر است به‌طوری‌که ۳۰ برابر بیشتر از بنزن در آب حل می‌شود. این ماده از فاز مایع به فاز بخار سه برابر بیشتر از بنزن و از فاز محلول به فاز بخار، حدود ۱۰ برابر کمتر نسبت به بنزن تبدیل می‌شود (EPA, 2008). مهم‌ترین منابع نقطه‌ای که نشست MTBE از آنها صورت

1. Benzene Toluene Ethylbenzene Xylene

2. Methyl Tertiary Butyl Ether

3. Plume

4. Methanol

5. Isobutanol

6. Landfill

7. Diffusion

8. Dispersion

9. Advection

10. Biodegradation

در این پژوهش با توجه به سوابق ناشتی و حضور آلاینده‌های نفتی در آب زیرزمینی محدوده پالایشگاه شازند، پتانسیل آبخوان منطقه برای پالایش زیستی این آلاینده‌ها تحت شرایط هوازی براساس خصوصیات کیفی آب زیرزمینی مورد بررسی قرار گرفته است. بدین منظور علاوه بر تعیین مناطق آلوده به مواد نفتی، پارامترهای مؤثر بر تجزیه زیستی در نمونه‌های آب زیرزمینی مورد تجزیه قرار گرفت و سپس با مقادیر بهینه پارامترها مقایسه شد تا قابلیت آبخوان در تجزیه آلاینده مورد ارزیابی قرار گیرد.

منطقه مورد مطالعه

پالایشگاه نفت شازند در استان مرکزی و در ۲۲ کیلومتری جنوب غربی شهر اراک و در مسیر جاده اراک-بروجرد واقع شده است. این شرکت در سال ۱۳۷۲ در زمینی به مساحت شش کیلومترمربع به بهره‌برداری رسید. از محصولات این واحد پالایشی می‌توان به قیر و آسفالت، پروپیلن، گازوئیل، بنزین و گاز مایع اشاره کرد. قدیمی‌ترین رسوبات حوضه آبریز شازند اسلیت‌های زغالی دوران ژوراسیک فوقانی می‌باشند. سرتاسر حوضه آبریز شازند پوشیده شده از سازندهای آهکی است. از بین سازندهای آهکی منطقه، سازندهای آهکی ستبر لایه و متبلور کرتاسه میانی حائز اهمیت هستند زیرا ذخایر تجدیدشونده کارست‌های این سازند نقش اصلی در تغذیه آب‌های زیرزمینی آبرفتی را بر عهده دارند. آبرفت‌های عهد حاضر از عناصر دانه درشت، دانه متوسط و درصد کمی سیلت تشکیل شده و دارای نفوذپذیری مناسبی نسبت به آبرفت‌های قدیمی می‌باشند. پالایشگاه شازند بر روی رسوبات آبرفتی عهد حاضر قرار گرفته است که توسط سازندهای آهکی کرتاسه در بخش پیرامون احاطه شده است.

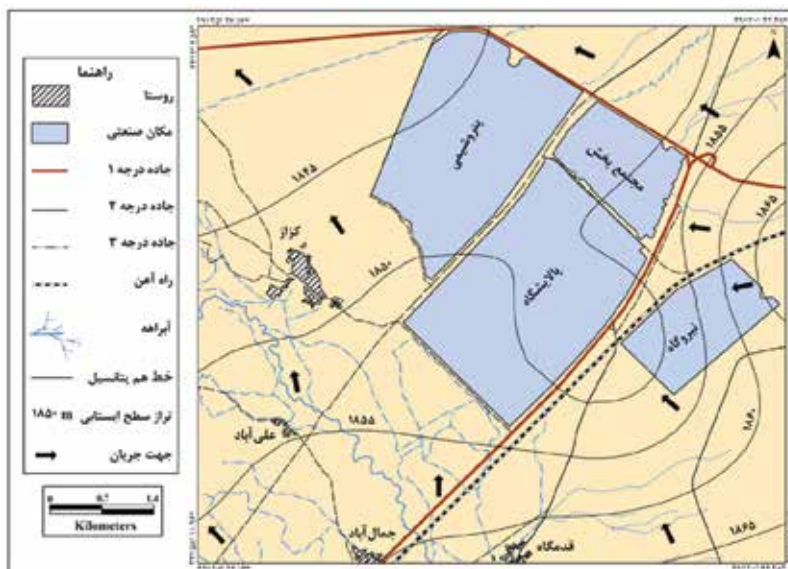
هیدروژئولوژی منطقه

آبخوان آزاد دشت شازند متشکل از آبرفت‌های قدیمی و جدید می‌باشد. آبرفت‌های قدیمی با ضخامت ۵۰ تا ۱۰۰ متر در حاشیه دشت واقع شده‌اند و کف آبرفت‌های عهد حاضر را تشکیل می‌دهند. براساس آزمایش پمپاژ در دشت، قابلیت انتقال، ۲۵۰۰ متر مربع در روز در مناطق مرکزی است که به سمت حاشیه دشت این مقدار به کمتر از

نسبت نیترات به فسفات، نشان‌دهنده شرایط نامناسب جهت تجزیه زیستی است. بررسی تأثیر pH بر پارامترهایی از قبیل اکسیژن موردنیاز جهت فعالیت باکتریایی (BOD)، کل محتوی میکروبی (TMC) و محتوی هیدروکربنی (RHC) نشان داد که تجزیه بیولوژیکی آبخوان، در شرایطی که pH اولیه خیلی بازی (۸ و ۷) و اسیدی (۵ و ۳) باشد متوقف خواهد شد و بهینه‌ترین pH برای پارامترهای BOD، RHC و TMC، حدود ۶ می‌باشد (Obahiagbon et al., 2014). همچنین، تأثیر شوری بر فرایند زیست پالایی هیدروکربن‌های نفتی در خاک قلیایی‌شور بررسی شده است. بدین منظور، شوری خاک در سطوح مختلف به‌وسیله روش آب شویی فراهم گردیده و فرایند زیست پالایی به مدت ۲۸ روز بررسی شده است و نتایج حاکی از تأثیر مثبت خاک قلیایی‌شور بر تجزیه زیستی هیدروکربن‌های نفتی است (Qin et al., 2012). عملکرد آبخوان بر تجزیه ترکیبات هیدروکربنی براساس نوع پذیرنده الکترونی در دسترس در مناطق با زون‌های مختلفی در محدوده ابر آلودگی بررسی شد. این زون‌ها شامل زون سولفات، زون نیترات-سولفات و زون بی‌هوازی می‌باشد. در شرایط بی‌هوازی، تجزیه بیولوژیکی ارتوزایلین نسبت به سایر ترکیبات هیدروکربنی در زون سولفات برتری دارد در حالی که در زون سولفات-نیترات، به دلیل حضور نیترات تجزیه اتیل بنزن و متا و پارازایلین صورت می‌گیرد. بطور کلی در هر سه زون، بنزن به مقدار اندکی تجزیه می‌شود (Cunningham et al., 2011). در مطالعه دیگری پتانسیل زیست خودپالایی آبخوان دوبلین واقع در شمال کالیفرنیا براساس نمونه‌برداری در یک دوره سه ساله مورد بررسی قرار گرفته است. براساس نتایج آنالیز اکسیژن محلول، در بخش‌های بالایی و پایینی ابر آلودگی به دلیل ورود آب حاوی اکسیژن از سطح و توزیع اکسیژن بین این دو بخش از ابر آلودگی تجزیه زیستی هوازی صورت می‌گیرد درحالی‌که در بخش میانی ابر آلودگی، عمده فرآیند، تجزیه توسط احیای آهن صورت می‌پذیرد. براساس نتایج به‌دست‌آمده ۹۳/۱ درصد BTEX در ناحیه احیای آهن، ۵/۶ درصد BTEX در ناحیه نشت نیترات و ۱/۳ درصد از طریق اکسیدشدگی در لبه‌های ابر آلودگی تجزیه می‌شود (Kao and Wang, 2000).

شرکت پخش به سمت پتروشیمی و روستای کزاز) و شمال غرب می‌باشد. در نتیجه، در صورت آلودگی آبخوان بیشترین خطر متوجه روستای کزاز و زمین‌هایی است که در جهت جریان آب زیرزمینی قرار گرفته‌اند.

۵۰۰ متر مربع در روز می‌رسد و حداقل ۱۵۰ متر مربع در روز ارزیابی شده است. ضریب ذخیره متوسط دشت ۵ درصد برآورد شده است (وزارت نیرو، ۱۳۸۹). براساس شکل ۱، جریان از جنوب شرق و شرق به سمت مرکز (از پالایشگاه و



شکل ۱. نقشه جهت جریان آب زیرزمینی و سطح هم‌پتانسیل منطقه مورد مطالعه (اردیبهشت ۹۲)

حالی است که بخش وسیعی از منطقه مورد مطالعه نسبت به زایلین آلوده می‌باشد. همچنین، تنها در بخش جنوبی پالایشگاه غلظت MTBE بیش از حد مجاز بوده و آلوده به این ماده است (شکل‌های ۲ و ۳).

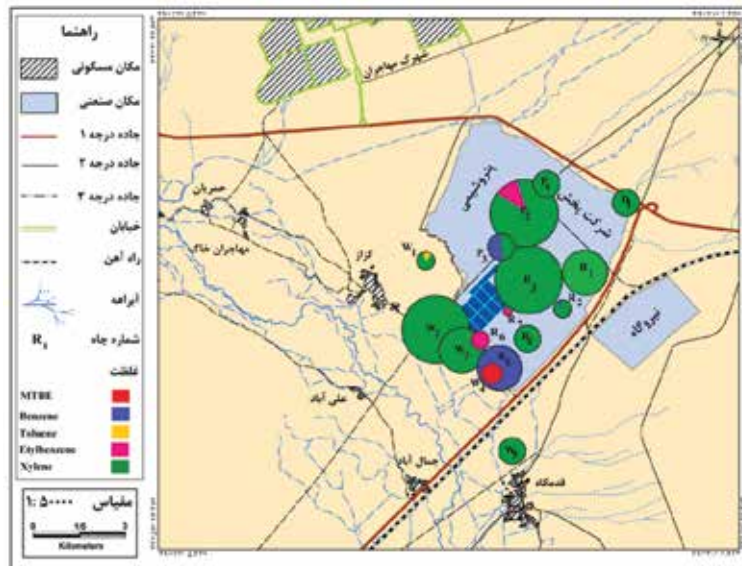
نمونه‌برداری برای بررسی پتانسیل زیست پالایی آبخوان

بعد از تعیین مناطق آلوده آب زیرزمینی، جهت بررسی پتانسیل زیست پالایی آبخوان، نمونه‌برداری از هفت حلقه چاه پالایشگاه $[R_1, R_2, R_3, R_4, R_5, R_6, R_7]$ ، یک حلقه چاه شرکت پخش $[D_1]$ ، پنج حلقه چاه پتروشیمی $[P_1, P_2, P_3, P_7, P_8]$ و چهار حلقه چاه نیروگاه $[N_2, N_3, N_5, N_6]$ به‌منظور تعیین کیفیت آب زیرزمینی در آبان ماه ۱۳۹۳ صورت گرفته است (شکل ۴). چاه‌های فوق‌الذکر مجهز به پمپ بوده بنابراین، ابتدا سه تا چهار برابر حجم آب داخل چاه تخلیه شد و سپس نمونه‌برداری صورت گرفت. از هر محل دو نمونه، یکی در بطری پلاستیکی

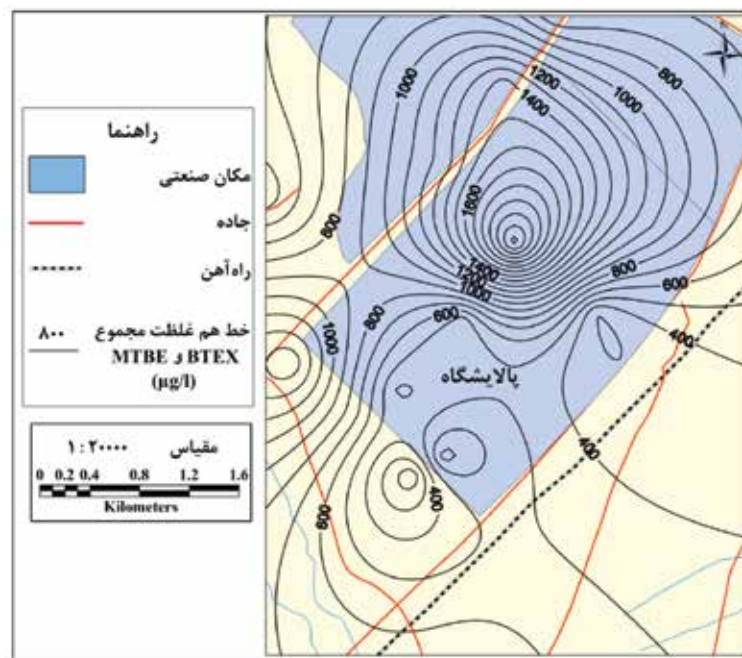
روش مطالعه

نمونه‌برداری و آنالیز نمونه‌ها

بررسی آلودگی آبخوان دشت شازند توسط آلاینده‌های نفتی ناشی از ۱۶ حلقه چاه داخل و پیرامون پالایشگاه شازند در خرداد ۱۳۹۴ صورت گرفت و برای تعیین مقادیر BTEX و MTBE، نمونه‌ها به آزمایشگاه ارسال گردیدند (شکل ۲). آنالیز نمونه‌های مواد نفتی توسط دستگاه GC-FID، که غلظت ترکیبات نفتی در جریان گازی را اندازه‌گیری می‌کند، انجام شده است. در نهایت، به‌منظور تحلیل آلودگی، نتایج حاصل از آنالیز مواد نفتی با استانداردهایی از EPA, 2012 و ISIRI 1053, 1388 مقایسه شد. نتایج نشان داد که محدوده جنوب و شرق پالایشگاه و شرق پتروشیمی نسبت به بنزن آلوده بوده درحالی‌که نسبت به تولوئن به دلیل پایداری کم و تجزیه‌پذیری سریع آلوده نیست. مقایسه مقادیر اتیل‌بنزن و زایلین با مقادیر استاندارد بیانگر این مسئله است که تنها بخش کوچکی از منطقه مورد مطالعه (عموماً شرق پتروشیمی) نسبت به اتیل‌بنزن آلوده بوده و این در



شکل ۲. نقشه تغییرات غلظت MTBE و BTEX (شعاع دایره برابر با مجموع غلظت MTBE و ترکیبات BTEX برحسب میکروگرم بر لیتر است) (خردادماه ۱۳۹۴)



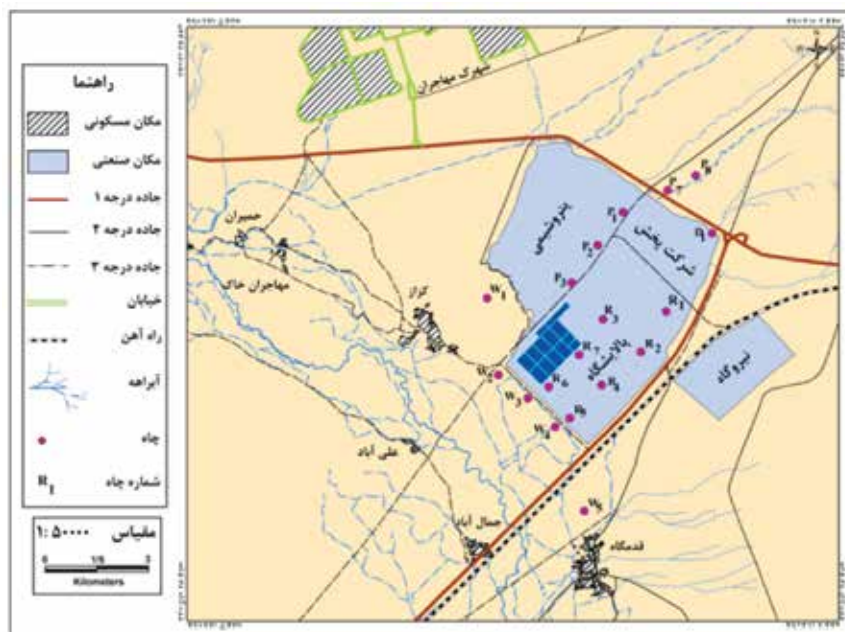
شکل ۳. نقشه تغییرات غلظت ترکیبات BTEX و MTBE

در W_5 و R_4 ، R_5 ، R_6 ، R_7 ، P_1 ، P_2 ، P_3 ، W_1 ، W_2 ، W_3 ، W_4 خردادماه ۱۳۹۴ اندازه‌گیری شده است) می‌باشند و پس از نمونه‌برداری، نمونه‌ها در مجاورت یخ خشک جهت آنالیز یون‌های اصلی از قبیل Na^+ ، K^+ ، Ca^{2+} ، Mg^{2+} (کاتیون) و HCO_3^- ، SO_4^{2-} ، CO_3^{2-} و Cl^- (آنیون)، آهن و منگنز به‌عنوان پذیرنده الکترون و نیترات و فسفات به‌عنوان مواد مغذی به آزمایشگاه ارسال شد و در کمتر از دو هفته مورد آنالیز قرار

۵۰۰ سی‌سی جهت آنالیز عناصر اصلی و مواد مغذی و دیگری در بطری پلاستیکی ۲۵۰ سی‌سی جهت آنالیز فلزات سنگین برداشته شده است. به‌منظور جلوگیری از رسوب فلزات سنگین، به نمونه ۲۵۰ سی‌سی موجود در ظرف کهربایی در حدود ۱۰ قطره اسید نیتریک اضافه شده است. پارامترهای اندازه‌گیری شده در محل شامل pH، EC، دما و DO (لازم به ذکر است که مقدار DO تنها در چاه‌های R_1 ، R_2 ، R_3

مرحله بعد میزان جذب در ۲۷۵ نانومتر، مربوط به تداخلات مواد آلی حل شده، قرائت شد. سپس جذب مربوط به طول موج ۲۷۵ نانومتر دو برابر شد، در صورتی که این رقم از ده درصد جذب در طول موج ۲۲۰ نانومتر بیشتر نباشد، مقدار آن را از جذب در طول موج ۲۲۰ نانومتر کم کرده تا جذب نهایی به دست آید و از روی منحنی استاندارد جذب شده، غلظت نیترات به دست آمد. امروزه برای اندازه‌گیری اکسیژن محلول در محل نمونه‌برداری از دستگاه‌های کوچک سیار که مجهز به الکتروود غشایی است، استفاده می‌شود. الکتروود غشایی براساس سرعت نفوذ مولکول‌های اکسیژن از یک غشا ساخته شده است. این روش فیزیکی به‌طور ساده و سریع انجام می‌گیرد (Eaton and Frason, 2005). در این پژوهش از دستگاه DO meter مدل AZ-۳-۸۴۰۳ که دارای الکتروود غشایی می‌باشد جهت اندازه‌گیری DO استفاده شده است.

گرفت. در این پژوهش آنالیز سدیم و پتاسیم، کلسیم و منیزیم به‌وسیله کمپلکسومتری با EDTA، کربنات و بی‌کربنات به‌وسیله تیترومتری با HCl، کلر به‌وسیله تیترومتری با نیترات نقره به روش Mohr، سولفات به‌وسیله گراویمتری، آهن و منگنز به‌وسیله فلیم جذب اتمی و نیترات به‌وسیله اسپکتروفتومتری UV و فسفات به‌وسیله اسپکتروفتومتری صورت گرفته است. در روش آزمون اگر لازم بود نمونه صاف شود، آن را صاف و سپس به ۵۰ میلی‌لیتر از نمونه و ۵۰ میلی‌لیتر اسید کلریدریک $\text{NO}_3\text{-N}$ میلی‌لیتر استانداردهای صفر تا هفت میلی‌گرم بر لیتر اضافه کرده (اسیدی کردن نمونه با اسید کلریدریک از تداخلات مربوط به هیدروکسید یا کربنات جلوگیری می‌کند) و در طول موج ۲۲۰ نانومتر در مقابل CaCO_3 میلی‌گرم بر لیتر تا ۱۰۰۰ میلی‌گرم بلانک (آب مقطر) قرار گرفت که در نهایت، میزان جذب قرائت شد و در



شکل ۴. موقعیت نقاط نمونه‌برداری برای آنالیز عناصر اصلی، مواد مغذی، فلزات سنگین و اندازه‌گیری DO، pH، T، EC

تعداد زیادی نمونه تنها در یک نمودار و تعیین تیپ و وضع شیمیایی آب توسط نمودار پایپر صورت می‌گیرد. براساس نتایج آنالیز جدول ۱ و نمودار پایپر (شکل ۵-الف)، تیپ غالب بی‌کربنات کلسیم برای داخل پالایشگاه و بی‌کربنات منیزیم برای پیرامون پالایشگاه تعیین شده است. این تیپ نشان‌دهنده و تأییدکننده حضور گسترده، سازندهای آهکی

بحث

خصوصیات هیدروشیمیایی آب زیرزمینی منطقه

در این پژوهش نمودارهای استیف و پایپر جهت بررسی کیفیت آب زیرزمینی به کار برده شده‌اند. نمودار استیف امکان مقایسه سریع چند نمونه را فراهم می‌کند ولی برای هر نمونه رسم یک نمودار لازم است. درحالی‌که، مقایسه

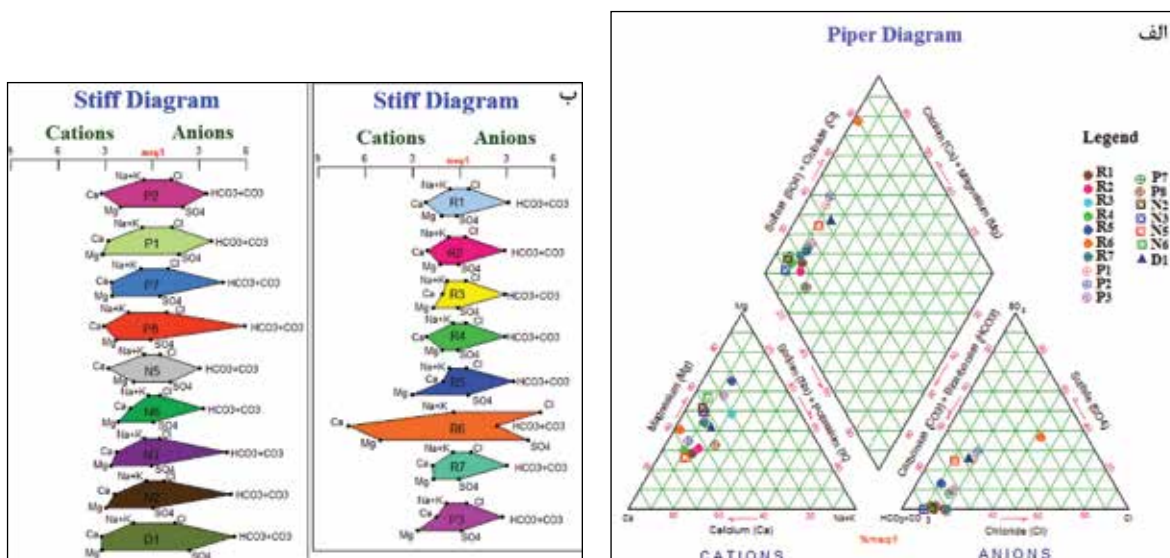
در دشت شازند می‌باشد. با استفاده از نمودار استیف (شکل ۵-۵)، بی‌کربنات منیزیم (N_2, P_3, R_3, R_5)، بی‌کربنات کلسیم ($N_3, N_6, R_1, R_2, R_4, R_7, P_2$) و کلرید کلسیم (R_6) تعیین شد.

جدول ۱. نتایج آنالیز یون‌های اصلی آب زیرزمینی (آبان ۹۳)

نمونه	pH	TDS	EC	SO_4^{-2}	Cl ⁻	CO_3^{-2}	HCO_3^-	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Na^+	K^+
R1	۷/۷۴	۱۷۰	۳۴۷	ND*	۲۶/۶۲	ND	۱۹۸/۳	۴۰	۱۲	۸/۵۱	۳/۸
R2	۷/۲۷	۱۲۷	۳۵۷	۳/۳۶	۱۷/۷۵	ND	۱۸۳	۳۸/۴	۱۳/۴	۱۱/۹۶	۰/۹
R3	۷/۲۸	۱۶۱	۳۲۷	ND	۱۷/۷۵	ND	۱۸۳	۲۰	۱۹/۲	۱۵/۴۱	۰/۷
R4	۷/۷۹	۱۶۷	۳۳۴	ND	۱۷/۷۵	ND	۱۸۳	۴۰	۱۲	۶/۶۷	۰/۵
R5	۷/۵۳	۲۲۰	۴۶۰	۲۸/۸	۱۷/۷۵	ND	۲۱۳/۵	۲۰	۳۶	۱۳/۱۱	۰/۵
R6	۷/۶۵	۶۰۱	۱۲۲۴	۲۱۵/۵	۱۸۶/۴	ND	۱۵۲/۵	۱۴۰	۶۰	۵/۰۶	۲/۵
R7	۷/۷۱	۱۸۳	۳۷۰	ND	۲۶/۶۲	ND	۱۸۳	۳۴	۲۰/۶	۷/۱۳	۴/۳
P1	۷/۷۳	۳۲۹	۶۷۰	۸۱/۶	۴۴/۴	ND	۲۲۸/۷	۵۶	۳۸/۶	۱۴/۴۹	۰/۵
P2	۷/۷۶	۳۳۱	۶۷۴	۹۵/۵	۴۴/۳۷	ND	۲۱۳/۵	۶۴	۲۴	۸/۷۴	۵
P3	۷/۶۴	۲۰۲	۴۱۶	۱۹/۶۸	۲۶/۶۲	ND	۱۸۳	۲۴	۲۸/۸	۱۱/۹۶	۰/۵
P7	۷/۲۲	۲۹۳	۵۹۸	۲۳/۰۴	۳۵/۵	ND	۲۷۴/۵	۵۲	۳۱/۲	۱۶/۵۶	۰/۵
P8	۷/۶۹	۳۲۱	۶۶۶	ND	۳۵/۵	ND	۳۶۶	۶۰	۲۶/۴	۳۲/۶۶	۰/۷
N2	۷/۴۶	۲۸۵	۵۷۸	۱/۴۴	۲۶/۶	ND	۳۰۵	۴۸	۳۶	۸/۲۸	۰/۷
N3	۷/۶۴	۲۴۲	۵۰۸	ND	۱۷/۷۵	ND	۲۹۲/۸	۴۴/۴	۳۱/۴	۵/۲۹	۷/۹
N5	۷/۶۹	۱۷۱	۳۴۳	۵۵/۷۱	۱۷/۷۵	ND	۱۸۳	۵۶	۱۴/۴	۱۱/۵	۰/۷
N6	۷/۷۹	۱۹۳	۳۸۲	۳/۳۶	۱۷/۷۵	ND	۱۹۸/۳	۲۸	۲۶/۴	۵/۰۶	۰/۷
D1	۸/۰۲	۴۴۱	۹۱۸	۱۱۶/۲	۵۳/۲۵	ND	۳۲۰/۹	۶۴	۳۸/۴	۲۴/۸۴	۰/۳

- EC(μ s/cm), TDS (mg/l), SO_4^{-2} (mg/l), Cl⁻ (mg/l), CO_3^{-2} (mg/l), HCO_3^- (mg/l), C (Mg^{+2} (mg/l), Ca^{+2} (mg/l), Na^+ (mg/l), K^+ (mg/l)

*Not Detected = ND



شکل ۵-۵ الف) نمودار پایپر و ب) نمودار استیف برای نمونه‌های آب زیرزمینی

پتانسیل زیست پالایی آبخوان

در این پژوهش عوامل مؤثر بر پالایش زیستی از قبیل جنس بدنه آبخوان، نوع خاک، pH، دما، EC، پذیرنده‌های الکترونی و مواد مغذی مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

• جنس بدنه آبخوان

جنس بدنه آبخوان از دو نظر نفوذپذیری و درصد رس موجود در پاکسازی میکروبی و حرکت آلاینده‌ها مهم است. نفوذپذیری مواد آبخوان در سرعت انتقال (کاهش نفوذپذیری) و زمان ماندگاری آلاینده‌ها مؤثر است. هرچه زمان ماندگاری آلاینده‌ها در محیط بیشتر باشد، میکروارگانیسم‌ها فرصت بیشتری جهت تجزیه آلاینده‌ها خواهند داشت. سرعت تجزیه زیستی به ترتیب در خاک‌های ماسه‌ای، رسی و لومی افزایش می‌یابد (McMillen, 2002). میزان رس موجود در بدنه آبخوان در جذب و کاهش غلظت آلاینده‌ها مؤثر است. همان‌طور که اشاره شد، جنس بدنه آبخوان دشت سازند از عناصر دانه متوسط و درشت (شن، ماسه و گراول) همراه با درصد محدودی از سیلت و رس تشکیل شده که با پیشروی به سمت شمال شرقی و مرکز دشت، مقدار سیلت و رس کمی بیشتر می‌شود. بنابراین پایین بودن مقدار رس در بدنه آبخوان منطقه، سه تأثیر منفی بر قابلیت پالایش طبیعی آبخوان دارد، اول اینکه قابلیت جذب آلاینده‌ها توسط بدنه آبخوان را کاهش می‌دهد و ثانیاً قابلیت انتقال آلاینده‌ها در آبخوان افزایش می‌یابد و سوم اینکه جمعیت باکتری‌ها در خاک‌های ماسه‌ای بسیار کمتر از خاک‌های رسی است که هر سه عامل فوق قابلیت خودپالایی آبخوان را کاهش می‌دهد. تنها تأثیر مثبت درصد پایین رس در پالایش آبخوان منطقه، جریان بهتر هوا در آبخوان و کمک به تجزیه هوازی آلاینده‌هاست.

• دما، EC و pH

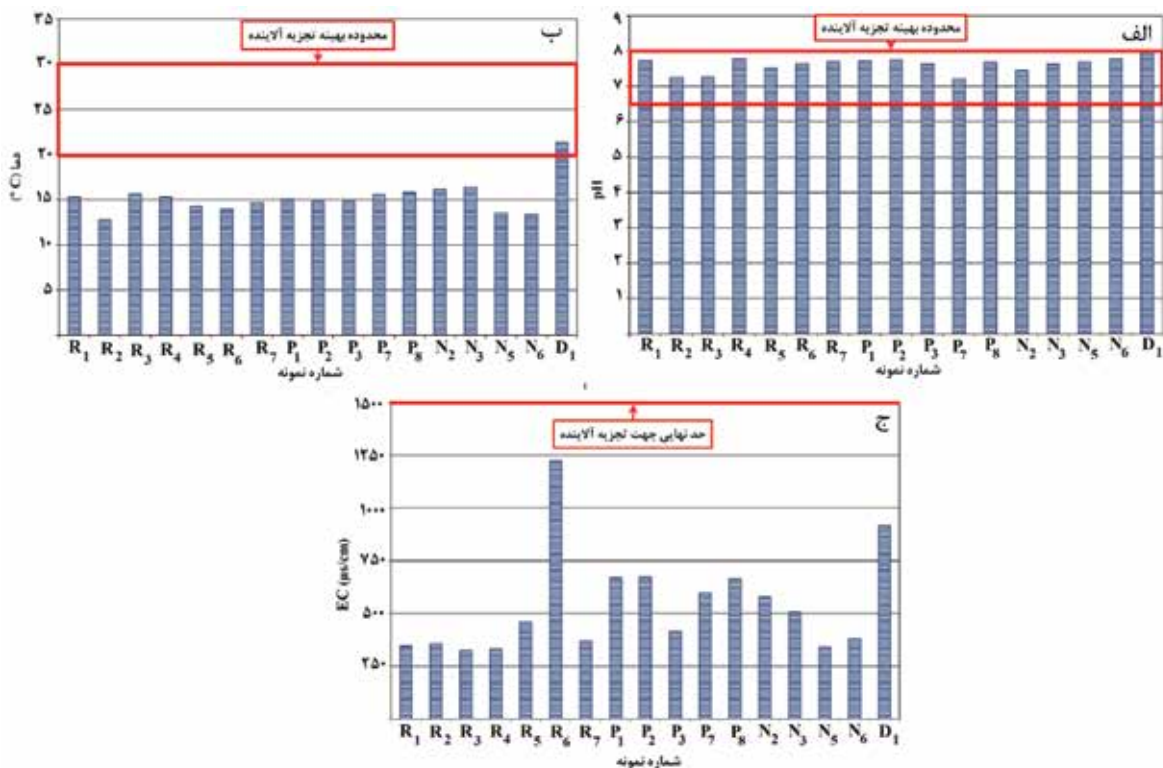
یکی از عوامل مؤثر بر پالایش زیستی، مناسب بودن pH محیط جهت فعالیت باکتری‌ها و تجزیه آلاینده می‌باشد. مقدار pH مورد نیاز برای فعالیت باکتریایی ۸/۵-۶/۵ و میزان بهینه جهت تجزیه آلاینده ۸-۶/۵ می‌باشد (Vidali, 2001). pH اندازه‌گیری شده در تمامی نمونه‌ها

بین ۷/۲۲-۸/۰۲ متغیر است که نشان دهنده، وجود محیطی مناسب جهت فعالیت باکتریایی و تجزیه‌پذیری آلاینده در تمامی نقاط است (شکل ۶-الف). دما یکی از مهمترین فاکتورها برای تجزیه زیستی و پایداری آلاینده‌ها در محیط می‌باشد. به‌طور کلی دمای مورد نیاز جهت فعالیت باکتری‌ها ۴۵-۱۵ درجه سانتی‌گراد و مقدار بهینه جهت تجزیه آلاینده‌ها ۳۰-۲۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (Vidali, 2001). ذکر این نکته ضروری است که کاهش درجه حرارت موجب افزایش گرانیروی، افزایش ضخامت لایه هیدروکربنی، کاهش تبخیر و نهایتاً کندتر شدن سرعت تجزیه می‌شود (Chukwuma et al., 2012). با توجه به اینکه نمونه‌های آب زیرزمینی در محدوده دمایی ۱۵ تا ۲۱ درجه سانتی‌گراد می‌باشند به غیر از نمونه D1 هیچ‌کدام از نمونه‌ها دارای شرایط دمایی مناسب جهت تجزیه آلاینده نمی‌باشند ولی با توجه به اینکه نمونه‌برداری در فصل سرد سال (آبان ۹۳) صورت گرفته است پیش‌بینی می‌شود در نیمه اول سال شرایط دمایی آبخوان منطقه بهبود یابد. بنابراین بین شش تا نه ماه از سال، فعالیت زیست پالایی در حد بهینه وجود خواهد داشت ولی در سه تا شش ماه از سال سرعت آن به حداقل خواهد رسید (شکل ۶-ب).

هدایت الکتریکی در محدوده مورد مطالعه، در جهت جریان آب زیرزمینی (شکل ۱) از جنوب شرقی به سمت شمال غربی افزایش (EC از ۳۲۷ میکروزیمنس بر سانتی‌متر به ۶۶۶ میکروزیمنس بر سانتی‌متر افزایش یافته است) می‌یابد. براساس EC اندازه‌گیری شده در محل، به جز دو نمونه D1 و R6 (شرکت پخش و جنوب پالایشگاه) با EC بالا که در حد آب لب‌شور می‌باشد، مقدار EC در بقیه نمونه‌ها پایین بوده و در حد آب کمی شور می‌باشند (شکل ۶-ج). با توجه به اینکه حد بهینه EC جهت تجزیه زیستی، ۱۵۰۰ میکرو زیمنس تعیین شده است (EPA, 1997)، آبخوان شرایط مناسب برای تجزیه زیستی هوازی توسط باکتری‌ها را دارا می‌باشد.

• مواد مغذی

در شرایط هوازی جهت تجزیه آلاینده، باکتری‌ها به



شکل ۶-الف (pH، ب) دما و ج) EC اندازه‌گیری شده در نقاط نمونه‌برداری

سولفات مورد نیاز جهت تجزیه آلاینده 20 mg/l می‌باشد (Parsons Corporation, 2004). با توجه به شکل ۷، تنها در نمونه‌های R_3 ، R_6 ، P_1 ، P_2 ، P_3 ، P_7 ، N_5 و D_1 (جنوب پالایشگاه، شرکت پخش، شرق پتروشیمی) مقدار سولفات مناسب بوده و شرایط جهت تجزیه باکتریایی فراهم می‌باشد.

نسبت کربن به نیتروژن 100 به 10 و نسبت کربن به فسفر 100 به 1 نیاز دارند. با توجه به جدول ۲، نسبت کربن به نیترات و نسبت کربن به فسفات جهت تجزیه آلاینده در تمامی نمونه‌ها بیشتر از نسبت بهینه تعیین شده می‌باشد در نتیجه شرایط برای فرایند زیستی بهینه مهیا نمی‌باشد و تجزیه آلاینده با سرعت خیلی کمی صورت می‌گیرد. مقدار

جدول ۲. نسبت کربن به نیتروژن و نسبت کربن به فسفر برای نمونه‌ها

C:P	C (mg/l)	P (mg/l)	شماره نمونه	C:N	C (mg/l)	N (mg/l)	شماره نمونه
$100 : 197/3$	911/1	14	R_1	$100 : 91/1$	911/1	7	R_1
ND	267/9	0	R_2	$100 : 26/8$	267/9	2/4	R_2
$100 : 268/4$	2048/6	23/14	R_3	$100 : 204/8$	2048/6	9/8	R_3
$100 : 47/7$	440/8	28	R_4	$100 : 44$	440/8	4/2	R_4
$100 : 225/8$	693/2	9/27	R_5	$100 : 69/3$	693/2	12/6	R_5
$100 : 111/3$	346/1	9/43	R_6	$100 : 34/6$	346/1	5/6	R_6
$100 : 66/2$	405/3	18/57	R_7	$100 : 40/5$	405/3	2/8	R_7
ND	503/8	ND	P_1	$100 : 50/4$	503/8	7	P_1
$100 : 71$	1305/3	55/71	P_2	$100 : 130/5$	1305/3	2/8	P_2
$100 : 250/8$	1156/9	14	P_3	$100 : 113/7$	1156/9	1/4	P_3
$100 : 21/6$	529/8	74/27	D_1	ND	529/8	ND	D_1

ND = Not Detected

به فسفر شرایط برای تجزیه زیستی براساس مواد مغذی مناسب نیست. مقدار سولفات در نمونه‌های مربوط به جنوب پالایشگاه، شرکت پخش و شرق پتروشیمی جهت تجزیه باکتریایی مناسب است. غلظت یون آهن برای نقاط نمونه‌برداری نشان‌دهنده نامناسب بودن آن به‌عنوان یک پذیرنده الکترون برای تجزیه مواد نفتی است. با توجه به غلظت مناسب اکسیژن، آبخوان توانایی پالایش طبیعی به روش هوازی را خواهد داشت و در شرایطی که در نتیجه کمبود اکسیژن محیط از هوازی به بی‌هوازی تغییر یابد فقط با افزودن نیترات به آبخوان به‌عنوان پذیرنده الکترون، آبخوان می‌تواند فرایند پالایش زیستی را ادامه دهد.

منابع

- صفری، ف.، واعظی، ع.، درفشی، س.، خلفی، ع. الف. و آقای، د.، ۱۳۹۳. بررسی پتانسیل زیست پالایی آلودگی‌های هیدروکربنی در آبخوان محدوده مجتمع پتروشیمی و پالایشگاه تبریز. هفتمین همایش و نمایشگاه مهندسی محیط‌زیست، ۵، ۴۸-۵۸.

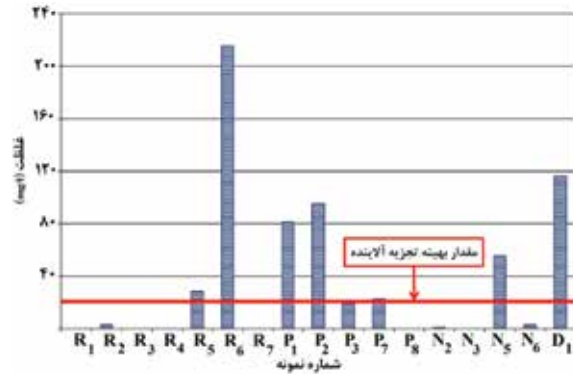
- وزارت نیرو، ۱۳۸۹. گزارش تمدید ممنوعیت محدوده مطالعاتی سازند، دفتر پایه منابع آب، گروه آب‌های زیرزمینی شرکت آب منطقه‌ای استان مرکزی.

- Chukwuma, S., Ikechukwu, E. and Obinna, A., 2012. Comprehensive Perspectives in Bioremediation of Crude Oil Contaminated Environments, Introduction to Enhanced Oil Recovery (EOR) Processes and Bioremediation of Oil-Contaminated Sites, ISBN:978-953-51-0629.

- Cunningham, A. J., Hopkins, D. G., Lebron, A. C. and Reinhard, M., 2000. Enhanced anaerobic bioremediation of groundwater contaminated by fuel hydrocarbons at Seal Beach, California. Bidegradation Journal, 11, 159-170.

- ECISh., 2015. Electrical Conductivity Information Sheet, <http://www.gbwaterwatch.org.au/resources/ID1297390048.pdf>, (assessd: Nov 30, 2015).

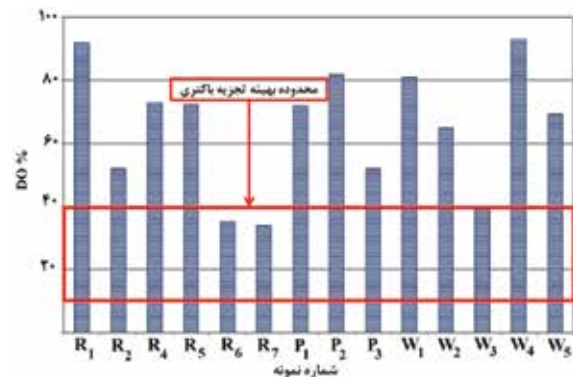
1. Dissolved Oxygen



شکل ۷. مقدار سولفات اندازه‌گیری شده برای نمونه‌های آب زیرزمینی

• پذیرنده‌های الکترونی

در شرایط هوازی مقدار بهینه اکسیژن محلول در آب زیرزمینی^۱ (Dissolved Oxygen) جهت تجزیه آلاینده، ۱۰ درصد تا ۴۰ درصد تعیین شده است (Vidali, 2001). براساس شکل ۸، تحت شرایط هوازی، در تمامی نمونه‌ها درصد اکسیژن محلول جهت تجزیه آلاینده فراهم می‌باشد.



شکل ۸. مقدار اکسیژن محلول اندازه‌گیری شده (DO درصد) برای نمونه‌های آب زیرزمینی

نتیجه‌گیری

تیپ غالب بی‌کربنات کلسیم برای پالایشگاه و بی‌کربنات منیزیم برای پیرامون پالایشگاه براساس نمودار پایپر تعیین شده است. بررسی قابلیت تجزیه زیستی آلاینده‌ها توسط باکتری‌ها نشان داد که، در تمامی نقاط نمونه‌برداری مقادیر pH و EC دارای شرایط محیطی مناسب جهت فعالیت باکتریایی و تجزیه‌پذیری آلاینده می‌باشد درحالی‌که به دلیل پایین بودن دما تجزیه زیستی امکان‌پذیر نیست. به دلیل برقرار نبودن نسبت کربن موردنیاز به نیتروژن و کربن

- EPA., 2012. Drinking Water Standards and Health Advisories. Office of Water U.S. Environmental Protection Agency Washington, DC. ISBN:822-S-12-001.
- EPA., 2008. Chapter 13: MTBE. Regulatory Determinations Support Document for Selected Contaminants from the Second Drinking Water Contaminant Candidate List (CCL 2). EPA: 815-R-08-012.
- EPA., 1997. Towards Setting Guideline Values for the Protection of Groundwater in Ireland, Environmental Protection Agency, Johnstown Castle Estate, County Wexford, Ireland.
- Eaton A.D. and Franson M. A. H., 2005. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater, 20th Ed. American Public Health Association, Washington, D. C.
- Kao, C. C. and Wang, C. M., 2000. Control of BTEX migration by intrinsic bioremediation at a gasoline site. Water Resource Journal, 34, 3413-3422.
- McMillen, S., 2002. Bioremediation: Overview. Chevron Texaco. Presentation at DOE/PERF Bioremediation Workshop.
- NRC., 1993. National Research Council. In situ bioremediation. Washington, D.C : National Academies Press. 224.
- Obahiagbon, O. K., Amenaghawon, N. and Agbonghae, O. E., 2014. Effect of initial PH on bioremediation of crude oil polluted water using a consortium of microbes. Science and Technology Journal, 15, 452-457.
- Parsons Corporation, 2004. Principles and Practices of Enhanced Anaerobic Bioremediation of Chlorinated Solvents, United State Air Force Center for Environmental Excellence document: 022/738863/28.
- Qin, X., Tang, J. C., Li, D. S. and Zhang, Q. M., 2012. Effect of salinity on the bioremediation of petroleum hydrocarbons in a saline-alkaline soil. Applied Microbiology Journal, 55, 210-217.
- Thapa, B. Kumar, A. and Ghimire, A., 2012. A Review on Bioremediation of Petroleum Hydrocarbon Contaminants in Soil, Journal of Science, Engineering and Technology, 8, 164-170.
- Vidali, M., 2001. Bioremediation: An overview. Pure and Applied Chemistry, 73, 1163-1172.

بازسازی شاخص‌های فیزیکوشیمیایی با استفاده از شیمی بیوتیت و کلریت در کانسار مس پورفیری کدر، کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان

مجید حیدری^۱، علیرضا زراسوندی^(۱،۲)، محسن رضایی^۳، عادل ساکی^۴ و سینا اسدی^۵

۱. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
۴. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
۵. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۴/۳۱

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۸/۱۵

چکیده

کانسار مس پورفیری کدر در ۱۴ کیلومتری جنوب باختر دهج در شمال شرق کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان واقع شده و با نفوذی‌های دیوریت تا کوارتز دیوریت مرتبط می‌باشد. با توجه به تأثیر مهم شاخص‌هایی نظیر فوگاسیته اکسیژن، محتوی هالوژنی و تغییرات دمایی توده آذرین در کانه‌زایی پورفیری، هدف از پژوهش حاضر، بررسی این شاخص‌های فیزیکوشیمیایی در توده ماگمایی و زون پتاسیک کانسار کدر با بهره‌گیری از شیمی بیوتیت و کلریت‌های حاصل از دگرسانی است. SiO_2 ، K_2O و TiO_2 در بیوتیت و Al_2O_3 در کلریت فراوانی بیشتری دارند. تهی‌شدگی SiO_2 و K_2O در کلریت، به دلیل تشکیل فلدسپارپتاسیم و تا حدودی آدولاریا در خلال تبدیل بیوتیت به کلریت است. شیمی بیوتیت، جایگاه تکتونیکی کالک‌آلکالن را برای پورفیری کدر نشان می‌دهد. برمبنای نمودار $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ در مقابل MgO ، توده نفوذی کدر دارای منشأ گوشته‌ای با اختلاط اندک مواد پوسته است. براساس نمودار $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ در مقابل Si ، کلریت‌های مطالعه شده در رده کلیونکلر قرار می‌گیرند. شرایط فوگاسیته اکسیژن در کانسار کدر، در محدوده HM و به میزان اندک NNO قرار دارد. دماسنجی بیوتیت و کلریت در پورفیری کدر به ترتیب کمینه و بیشینه ۵۱۶ تا ۶۸۰ درجه سانتی‌گراد و ۱۸۰/۱۹ تا ۳۶۹/۸۷ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. $\text{Log fH}_2\text{O}/\text{fHF}$ و $\text{Log fH}_2\text{O}/\text{fHCl}$ ، در بیوتیت‌های کانسار کدر به ترتیب ۴/۵۷-۵/۷۷ و ۴/۳۴-۴/۶۲ با میانگین ۴/۹۵ و ۴/۴۶ می‌باشد که مبین بالاتر بودن آب نسبت به محتوای هالوژنی است. نمودار XFe و XMg در مقابل XF/XOH و XCl/XOH نشان‌دهنده شرایط فوگاسیته یکسان Cl در کدر است. نهایتاً، براساس نتایج دماسنجی بیوتیت‌های ماگمایی (با میانگین ۶۱۷/۱ درجه سانتی‌گراد) می‌توان احتمال داد که غالب ماندن دمای بالا به همراه ثبات شرایط بالای فوگاسیته اکسیژن طی دگرسانی پتاسیک، از عوامل مؤثر در عیار نسبتاً پایین کانسار کدر می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: بیوتیت، کلریت، کانسار مس پورفیری کدر، کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان.

مقدمه

دختر به نام کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان قرار دارند (Hosseini et al., 2017). کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان در مرز غربی بلوک ایران مرکزی قرار گرفته و در ارتباط با نفوذی‌های کالک آلکالن ارومیه-دختر می‌باشد (Asadi et al., 2014). در این راستا، کانسار عیار پایین مس پورفیری کدر نیز از کانسارهای فرورانش-برخوردی مرتبط با واحدهای سنگی دیوریت تا کوارتز دیوریت با سن میوسن میانی-پایانی در کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان به شمار می‌رود (Ghorbani and Ebrahimi, 2009) که مستلزم مطالعه و بررسی بیشتر است (شکل ۱). براساس (Wilkinson, 2013)، شاخص‌های فیزیکوشیمیایی نظیر فوگاسیته اکسیژن، محتوی فلزی و هالوژنی (به ویژه F و Cl)، محتوی سولفور و میزان آب ماگما از مهمترین عوامل مؤثر در کانه‌زایی پورفیری می‌باشند. با عنایت به حساسیت بالای بیوتیت به تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی نظیر محتوی آب، محتوی هالوژنی، دما، فوگاسیته اکسیژن و میزان گوگرد (Boomeri et al., 2009)، بهره‌گیری از شیمی بیوتیت ابزار مناسبی جهت بررسی و ارزیابی داده‌های پتروژنیک مربوط به شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما در خلال تبلور است (Albuquerque, 1973). برای نمونه مطالعه کانسار Dexing چین توسط (Bao et al., 2016) نشان داد که بیوتیت‌های ماگمایی آنالیز شده در این کانسار، از بیوتیت‌های غنی از منیزیم بوده که از منظر شیمیایی شباهت بالایی با بیوتیت‌های پورفیری میدوک در ایران نشان می‌دهند. در مقابل بررسی محتوی هالوژن‌ها در کانسار Dexing نشان داد که میزان هالوژن‌ها در این پورفیری با کانسارهای مهم دنیا نظیر بینگهام و سرچشمه ایران متفاوت است و فلوتور در این کانسار از فراوانی کمتری برخوردار می‌باشد. مطالعه‌ای که توسط (Parsapoor et al., 2015) در کانسار پورفیری دره زر انجام گرفت نیز نشان داد که آلومینیوم و پتاسیم در بیوتیت‌های هیدروترمال و تیتانیوم در بیوتیت‌های ماگمایی از فراوانی بالاتری برخوردار هستند. دماسنجی بیوتیت‌های ماگمایی در پورفیری

مهمترین ویژگی‌های کانسارهای مس به‌عنوان یکی از مهمترین منابع تولید مس در جهان را می‌توان شاخص‌هایی نظیر عیار پایین مس، مقادیر کمتر مولیبدن و طلا و دگرسانی‌های گسترده عنوان کرد (Reich et al., 2013). این کانسارها در نتیجه سردشدن سامانه‌های گرمایی مرتبط با نفوذی‌های کم‌عمق واقع در کمان‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی تشکیل می‌شوند (Zarasvandi et al., 2005). سیالات که از ماگماهای اکسیدی مرتبط با فرورانش واقع در جایگاه‌های کمانی مشتق شده‌اند، مهمترین عامل تشکیل کانسارهای پورفیری هستند. لذا بیشترین کانه‌زایی مس پورفیری در حواشی قاره‌ای و جزایر کمانی روی می‌دهد (Sillitoe, 2010). اخیراً، تعدادی ذخایر مس پورفیری در مناطق پس از فرورانش و همچنین زون‌های برخوردی نیز کشف شده‌اند که از مهمترین آنها می‌توان به پورفیری جیاما^۱ (Cu-Mo-Au) با سن میوسن در تبت، کانسار مس-طلا گراسبرگ^۲ با سن پلیوسن در پایوای اندونزی و مس پورفیری سرچشمه با سن میوسن در ایران اشاره داشت (Li et al., 2011). این کانسارها غالباً از منظر ماگمای مولد، نوع کانه‌زایی، دگرسانی و محتوی فلزی، مشابه دیگر انواع ذخایر پورفیری هستند؛ با این تفاوت که در چندین میلیون سال پس از فرورانش شکل گرفته‌اند (Wang et al., 2014). از نظر پراکنش جغرافیایی و در مقیاس جهانی، کانسارهای مس (مولیبدن-طلا) پورفیری عمدتاً در کمربندهای فلززایی اقیانوس آرام، تتیس-همیمالیا و آسیای مرکزی تشکیل شده‌اند (Sun et al., 2013). کمربند فلززایی تتیس-همیمالیا که در مزوزوئیک و سنوزوئیک تشکیل شده، ذخایر مهمی از مس پورفیری را دارا است (Li et al., 2011). در ایران نیز کمان ماگمایی سنوزوئیک ارومیه-دختر میزبان اصلی ذخایر پورفیری Cu±Mo±Au است که در مجموع به‌عنوان کانسارهای مس پورفیری شناخته می‌شوند. تشکیل زون ارومیه-دختر در ارتباط با بسته شدن اقیانوس نئوتتیس است و در این بین نیز بخش عظیمی از ذخایر مس پورفیری کشف شده در ایران در بخش جنوبی کمان ماگمایی ارومیه

1. Jiama

2. Grasberg

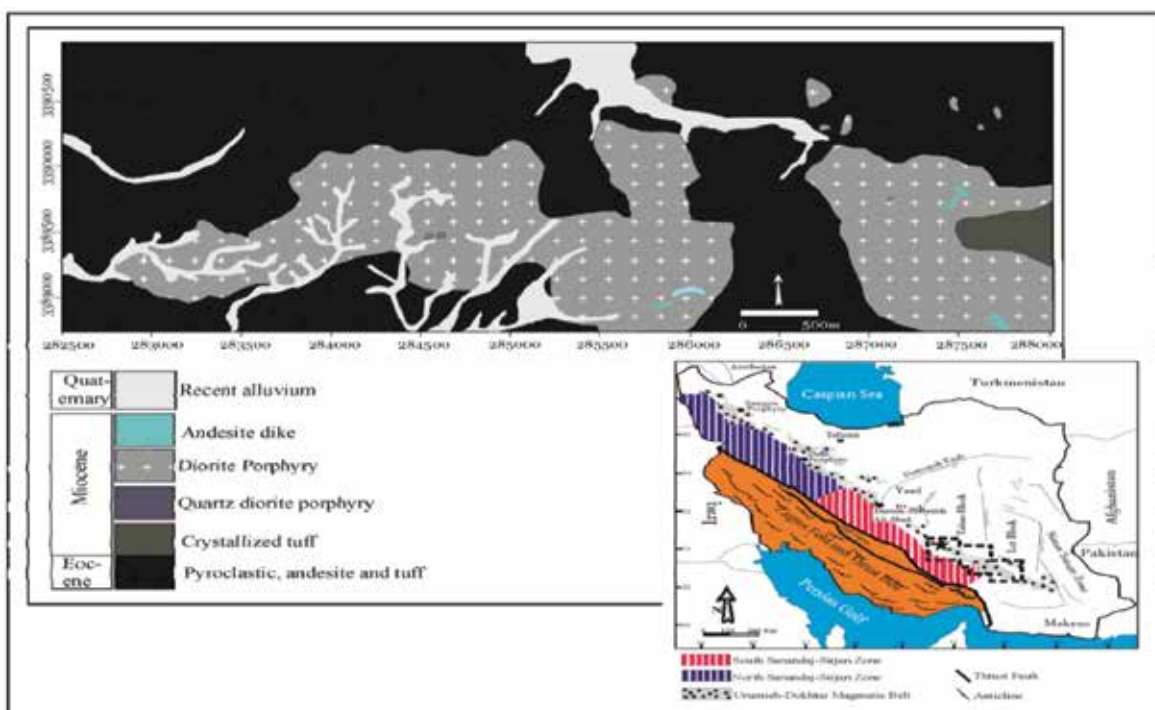
دره‌زر، محدوده دمایی ۶۵۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان داد. به‌علاوه، (Maydagan et al., 2016) شیمی کلریت در کانسار Altar در بخش جنوبی آند مرکزی در کشور آرژانتین را مورد مطالعه قرار داد. براساس داده‌های گزارش شده، کلریت‌های این کانسار در رده کلینوکلر قرار گرفته و دماسنجی انجام شده براساس شیمی کلریت، محدوده دمایی کمتر از ۲۲۰ درجه سانتی‌گراد را نشان داده است. همچنین بررسی شیمی بیوتیت در مجموعه‌های گرانیتوئیدی شمال شرق ترکیه توسط (Aydin et al., 2003) تایید کرد که گرانیتوئیدهای مطالعه شده در رده کالک آلکالن تا کالک آلکالن با پتاسیم بالا قرار می‌گیرند. بررسی شرایط اکسیژن براساس شیمی بیوتیت نیز فوگاسیته متوسط اکسیژن در هنگام تشکیل مجموعه‌های مذکور را تایید می‌نماید. به همین صورت، (Afshooni et al., 2013) با بهره‌گیری از مطالعه شیمی بیوتیت در کانسار کاهنگ در استان اصفهان نشان داد که ارتباط مستقیمی میان افزایش میزان منیزیم و افزایش فلزات هالوژنی F و Cl در زون پتاسیک وجود دارد. همچنین براساس داده فوگاسیته هالوژن‌ها در این کانسار، تشکیل بیوتیت در زون پتاسیک تحت تأثیر محلول‌های هیدروترمال با فوگاسیته هالوژنی ثابت روی داده است. افزون بر این، در پژوهشی که توسط (Ayati et al., 2008) براساس نسبت (fH₂O/fHF) و (fH₂O/fHCl) در بیوتیت‌های کانسار دالی انجام گرفت، تایید نمود که محلول‌های هیدروترمال مؤثر در تشکیل زون پتاسیک متفاوت از سیالات گرمایی تشکیل دهنده دگرسانی فیلیک می‌باشند. همچنین دماسنجی انجام شده با استفاده از شیمی بیوتیت، میانگین دمایی ۴۳۱ درجه سانتی‌گراد را برای زون پتاسیک در پورفیری دالی نشان داد. با این تفاسیر، در پژوهش حاضر نیز افزون بر مطالعه شیمی بیوتیت‌های ماگمایی در کانسار کدر، از طریق بررسی شیمی کلریت، تغییرات زمین‌شیمیایی ناشی از تبدیل بیوتیت به کلریت نیز مورد ارزیابی قرار می‌گیرد.

زمین‌شناسی

تشکیل کمان ماگمایی ارومیه-دختر نتیجه فرورانش

در زون دگرسانی پتاسیک می‌توان بقایایی از کانی‌های اولیه را مشاهده نمود. در محدوده کدر، استوک‌ها و دایک‌های تاخیری در داخل توده اصلی و سنگ‌های ولکانیکی میزبان نفوذ نموده‌اند (شکل ۲-۲). این دایک‌ها و استوک‌ها دارای گسترش فراوان در محل رخنمون توده اصلی هستند و به لحاظ کانی‌شناسی تفاوتی با توده اصلی ندارند. همچنین این دایک‌ها و استوک‌ها فاقد دگرسانی شدید فیلیک و آرتزلیک هستند. به نظر می‌رسد که این دایک‌ها و استوک‌ها معادل‌های تاخیری توده نفوذی اصلی هستند. براساس مطالعات میکروسکوپی دایک‌ها و استوک‌ها، در سطح ترکیب آندزیتی دارند و به سمت عمق بافت آن‌ها درشت‌تر شده و به سمت کوارتز دیوریت پورفیری متمایل می‌شود. بلورهای فنوکریست در آن‌ها عمدتاً پلاژیوکلاز و آمفیبول است که کمتر با بیوتیت و کوارتز همراه هستند (شکل ۲-۲، F و H).

کوارتز دیوریتی است ولی در بخش‌هایی به سمت دیوریت نیز متمایل می‌شود. این توده‌ها حاوی انواع دگرسانی‌های فیلیک، پتاسیک و آرتزلیک بوده که در سطح و مغزه‌های حفاری به واسطه حضور رگه و رگچه‌های فراوان سیلیسی به راحتی قابل شناسایی هستند. این رگه و رگچه‌های سیلیسی که به صورت استوک‌ورک دیده می‌شوند، در برخی موارد توسط دگرسانی فیلیک بعدی جایگزین شده‌اند. توده‌های فوق‌الذکر دارای بافت پورفیری و حاوی فنوکریست‌های فلدسپار و کانی‌های مافیک هستند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بخش عمده‌ای از این توده‌ها را تشکیل می‌دهند. علاوه بر این، کانی‌های مافیک بیوتیت و آمفیبول نیز به وفور در آن‌ها دیده می‌شوند (شکل ۲-۲ C و D). در بخش‌های سطحی، توده‌های مذکور شدیداً دگرسان بوده و بافت و ساخت اولیه سنگ در اثر دگرسانی از بین رفته است ولی در گمانه‌های حفاری و



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده کانسار پورفیری کدر در کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان (با تغییرات از اسدی، ۱۳۹۲)

و دگرسانی فیلیک نیز به میزان کمتر مشاهده می‌شوند (Ghorbani and Ebrahimi, 2009). دگرسانی پتاسیک تنها در بخش‌های عمیق گمانه‌های حفاری، رخنمون دارد. مگنتیت و پیریت، فراوان‌ترین کانه‌های موجود در رگچه‌های این دگرسانی هستند. کالکوپیریت بسیار اندک است و اغلب

در نهایت باید توجه داشت که کانه‌زایی به صورت رگچه‌ای در سنگ‌های میزبان پورفیری رخ داده است. اصلی‌ترین کانی‌ها شامل پیریت، بورنیت، کالکوپیریت، تتراهدریت، اسفالریت، کالکوسیت و جاروسیت می‌باشند. دگرسانی آرتزلیکی، رایج‌ترین دگرسانی است و کلریتی شدن

مشاهده است (I-2). همچنین به منظور بررسی شیمی کلریت در کانسار پورفیری کدر، از کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت که به‌ویژه در بلافضل بیوتیت‌های ثانویه (دگرسانی) تشکیل شده بودند، استفاده گردید. براساس تصاویر میکروسکوپی، کلریت‌های مورد مطالعه، ارتباط مکانی آشکاری با بیوتیت‌های ثانویه نشان می‌دهند (J، K، L و 2-K). این ارتباط مکانی واضح، تشکیل کلریت از بیوتیت‌های ثانویه را تأیید می‌نماید. لذا با اذعان به رخنمون دگرسانی پتاسیک در گمانه‌های عمقی حفر شده در کانسار مس پورفیری کدر، نمونه‌برداری از مغزه‌های حفاری اعماق ۲۹۹/۵ تا ۴۵۱ متری صورت پذیرفت. به منظور انجام آنالیز ریزکاو الکترونی (EMPA)، مقاطع دوبرصیقلی از نمونه‌ها تهیه شد. تهیه مقاطع دوبر صیقلی و آنالیز با دستگاه EMPA، در آزمایشگاه دانشگاه Montanuniversitaet شهر لئوبن کشور اتریش انجام شد. در این راستا پس از آماده‌سازی مقاطع و پس از ایجاد پوشش کربن بر روی مقاطع انتخابی، تعیین ترکیب شیمیایی بیوتیت و کلریت در ۲۲ نقطه آنالیزی توسط دستگاه EMPA مدل Jeol JXA 8200 صورت پذیرفت. آنالیز در شتاب‌دهنده ولتاژ ۱۵ kV و جریان ۱۰ nA انجام گرفت. از باریکه لیزر با قطر حدود ۱ μm با زمان شمار متغیر ۲۰-۱۰۰ ثانیه بهره گرفته شد. برای بررسی شیمی عناصر Mg و Al, Ti, Si, Ca, Na, K, F, Cl, Mn, Fe از استانداردهای آدولاریا، آتاکامیت، رودونیت، تیتانیت، فلئوریت، لابرادوریت، ولاستونیت و الیون استفاده شد. حد تشخیص به صورت Wt% و در نرم‌افزار نصب شده بر روی دستگاه ریزکاو الکترونی محاسبه می‌گردد. لازم به ذکر است که حد تشخیص برای عنصر Na ۰/۰۲ و برای F ۰/۲۵ است. این حدود برای Mg, Al, Si, Ca, K, Cl, و ۰/۰۱ و نهایتاً برای Fe, Ti, و Mn برابر ۰/۰۳ درصد وزنی می‌باشد.

بحث

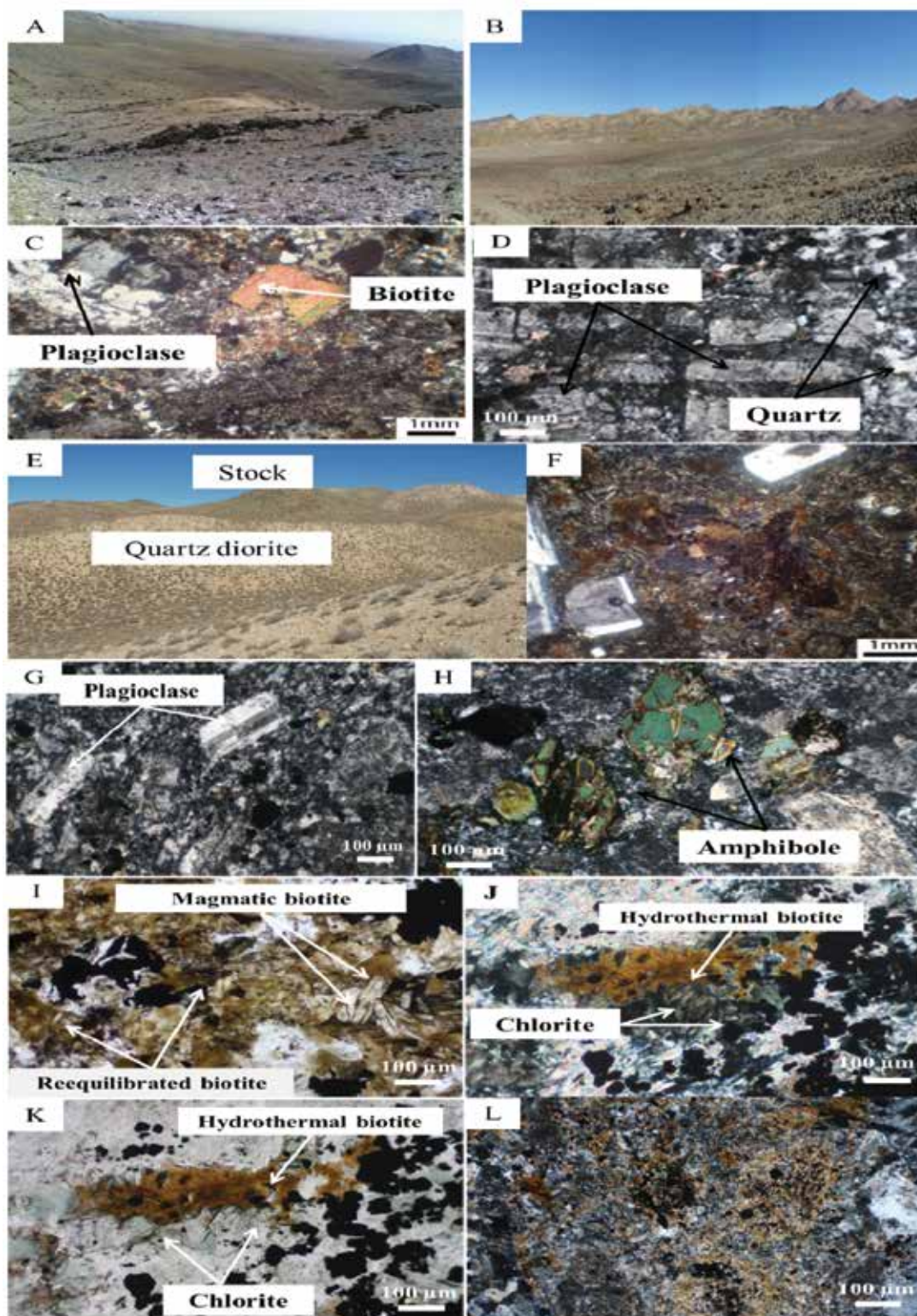
شیمی بیوتیت

شناخت منشأ و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما و سیالات هیدروترمال، اهمیت بسیاری در درک صحیح منشأ فرآیندهای کانه‌زایی دارد. لذا بررسی شیمی کانی‌هایی

به صورت پرشدگی در شکستگی‌های پیریت دیده می‌شود. توده پورفیری کدر، در دنباله شمال شرقی سکانس‌های آتشفشانی منطقه نفوذ کرده است. سنگ‌های آتشفشانی پیرامون توده پورفیری را غالباً آندزیت‌های کالک‌آلکالن با میزان پتاسیم پایین تشکیل می‌دهند. دگرسانی گسترده آرژلیکی با فراوانی غالب ترکیبات فلدسپاری قابل تشخیص است. ناحیه دگرسانی آرژلیکی به سمت غشای پیریتی گسترش یافته و متشکل از پیریت و به میزان کمتر کالکوپیریت و همتایت (عموماً به صورت جایگزینی در مگنتیت) می‌باشد. آلبیت، فلدسپار غالب در بخش‌های مجاور دگرسانی آرژلیکی بوده؛ درحالیکه آندزین تا الیگوکلاز، ترکیب کانیایی غالب در مناطق دورتر از دگرسانی آرژلیکی و پیرامون غشای پیریتی به شمار می‌روند (Taghinejad, 2012).

روش مطالعه

با هماهنگی معاونت اکتشافات مجتمع مس سرچشمه، نمونه‌هایی مغزه‌های حفاری با تأکید بر دسترسی به نمونه‌هایی با کمترین دگرسانی به منظور یافتن بیوتیت‌های با حداقل دگرسانی در کانسار کدر برداشت شد. افزون بر این، با عنایت به لزوم بررسی شیمی بیوتیت و کلریت در مطالعه حاضر، برداشت نمونه‌ها از دگرسانی پتاسیک در اولویت قرار گرفت. شایان ذکر است که با توجه به هدف پژوهش حاضر مبنی بر بررسی شاخص‌های فیزیکوشیمیایی توده ماگمایی و دگرسانی پتاسیک؛ باید از شیمی بیوتیت‌های ماگمایی (اولیه و تعادل مجددیافته) که بیشترین وابستگی شیمیایی با ماگمای اولیه را در خود حفظ کرده و در عین حال تحت تأثیر کمترین دگرسانی‌های بعدی قرار گرفته‌اند، استفاده می‌شود. از جهت دیگر با عنایت به تشابه شرایط فیزیکوشیمیایی دگرسانی پتاسیک با توده اولیه در مقایسه با سایر دگرسانی‌های پورفیری و همچنین بیشترین وابستگی شیمیایی این دگرسانی با توده ماگمایی، احتمال یافتن بیوتیت‌های ماگمایی که دچار کمترین تغییر نسبت به ساختار اولیه خود شده‌اند، در محدوده دگرسانی پتاسیک بسیار بالاست. بیوتیت‌های ماگمایی با شکل مشخص لوح‌های و با رخ مشخص در نمونه‌های برداشت شده قابل



شکل ۲. A) رخنمون نهشته‌های انوسن و B) توده‌های دیوریتی-کوارتز دیوریتی در کانسار کدر؛ بلورهای بیوتیت، C و D) پلاژیوکلاز و کوارتز در توده‌های دیوریتی-کوارتز دیوریتی کانسار کدر، E) استوک نفوذی در داخل توده اصلی کدر؛ F) بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت در یک زمینه دانه‌ریز در مقاطع تهیه شده از توده استوک؛ G و H) تصاویر بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول در دایک‌های آندزیتی موجود در کانسار کدر؛ I و J) تصاویر میکروسکوپی بیوتیت‌های ماگمایی اولیه و تعادل مجدد یافته که برای بررسی شیمی بیوتیت مورد مطالعه قرار گرفتند؛ K) تصویر بیوتیت‌های دگرسان شده برداشت شده از کانسار کدر و همچنین کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت که برای مطالعه شیمی کلریت مورد آنالیز قرار گرفتند؛ L) نمایی کلی از بیوتیت‌های دگرسانی در کانسار پورفیری کدر

MgO با فوگاسیته اکسیژن و همچنین با عنایت به افزایش تبدیل Fe^{+2} به Fe^{+3} با افزایش فوگاسیته اکسیژن، لذا میزان بالای اکسید منیزیم و همچنین فراوانی نسبی Fe^{+3} در کانسار پورفیری کدر احتمال بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در پورفیری کدر را تقویت می‌کند (جدول ۱). CaO و Na_2O به ترتیب دامنه تغییرات $0.07-0.18$ و $0.18-0.18$ Wt.% را نشان می‌دهند. براساس نتایج حاصل از آنالیز ریزکاو الکترونی بیوتیت در کانسار مس پورفیری کدر، میزان K_2O قابل توجه و در بازه $0.18-9.17$ Wt.% می‌باشد. محتوی هالوژنی بیوتیت‌ها برای عناصر فلئوئور و کلر نیز به ترتیب $0.18-3.66$ و $0.14-0.2$ Wt.% است (شکل ۶-E و F). به‌علاوه، به‌منظور طبقه‌بندی میکاها، روش‌های مختلفی پیشنهاد گردیده که عموماً براساس میزان منیزیم و Fe^{+2} استوار هستند. برای نمونه در روش پیشنهادی (Deer et al., 1986)، مبنای اصلی تقسیم‌بندی میزان $Fe/(Fe+Mg)$ است؛ بدین‌صورت که میکاهای با نسبت بیش از 0.33 Wt.% در رده بیوتیت و میکاهای با نسبت کمتر از 0.33 Wt.% در رده فلوگوپیت قرار می‌گیرند. براساس طبقه‌بندی (Deer et al., 1986) نمونه‌های مورد مطالعه کانسار مس پورفیری کدر به‌طرف قطب فلوگوپیت کشیدگی دارند (شکل ۳-A).

به‌علاوه، بیوتیت‌ها را می‌توان براساس چهار فاز سیدروفیلیت، استونیت، آنیت و فلوگوپیت نیز طبقه‌بندی نمود که از این روش به‌صورت معمول برای طبقه‌بندی میکاهای تری اکتاهدال استفاده می‌شود. در این روش که توسط Spear (1984) پیشنهاد گردید، از نمودار Al^{IV} در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ ، استفاده می‌شود. بر مبنای طبقه‌بندی (Spear, 1984) که به فوگاسیته اکسیژن و فراوانی آلومینیوم ماگما به هنگام تبلور بیوتیت وابسته است (Spear, 1984)، نمونه‌های کانسار کدر تمایل به سمت فلوگوپیت را تأیید می‌کنند (شکل ۳-B). Tischendorf et al., (1997) نیز نمودار (Mg-Li) در مقابل $Fe_{tot} (Fe+Mn+Ti)$ را برای تعیین نوع میکاها پیشنهاد داد. براساس این نمودار، نمونه‌های مس پورفیری کدر در رده بیوتیت‌های منیزیمی قرار دارد (شکل ۳-C). علاوه بر این، یکی از مهمترین روش‌های تعیین خاستگاه

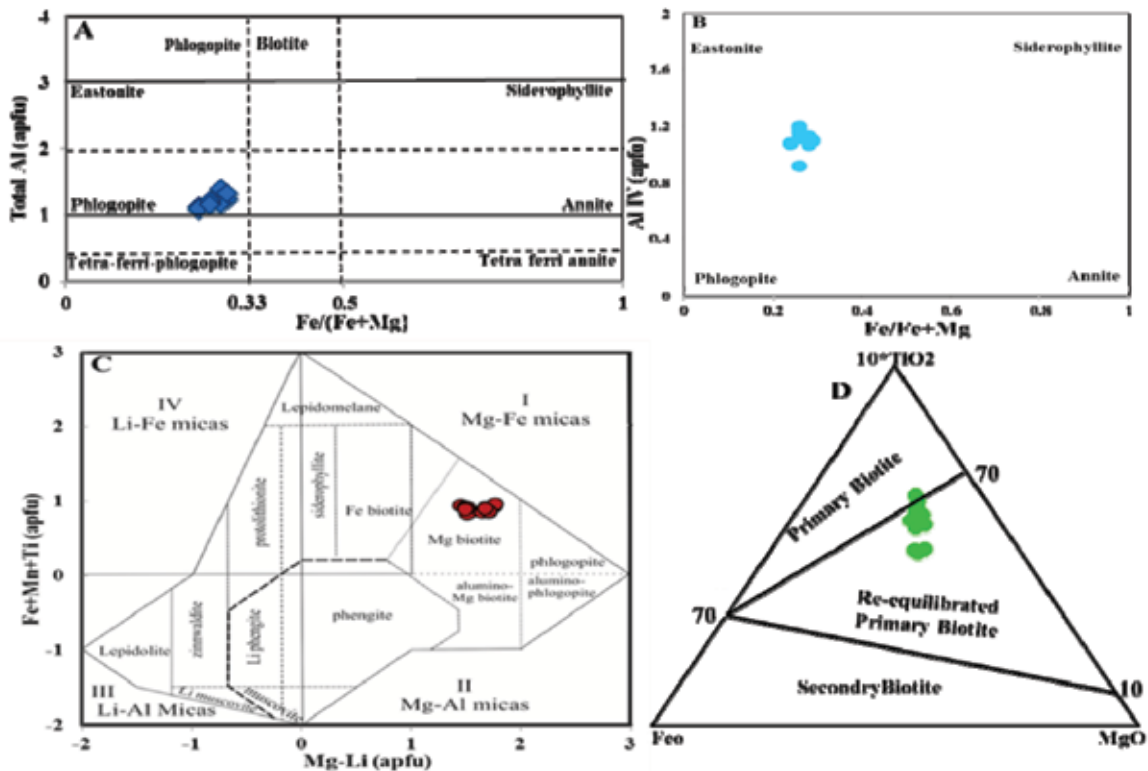
نظیر کوارتز، کلریت، بیوتیت و اپیدوت نقش مهمی در تعیین شاخص‌های فیزیکوشیمیایی ماگمای مولد و سیالات هیدروترمال ایفا می‌کنند (Walshe, 1986). بیوتیت از سیلیکاته‌های فرومنیزین هیدراته معمول در سنگ‌های درونی مافیک، حدواسط و فلسیک است. بیوتیت‌های آذرین بازه گسترده‌ای از شرایط تبلور و کانه‌زایی را پوشش داده و حساسیت بالایی به تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی نظیر فوگاسیته اکسیژن، دما، فشار و ترکیب شیمیایی ماگما نشان می‌دهند (Speer, 1984). از این‌رو شیمی بیوتیت، ابزار مناسبی جهت بررسی و ارزیابی داده‌های پتروژنیک مربوط به شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما در خلال تبلور بوده (Albuquerque, 1973) و از این طریق می‌توان طبیعت و تکتونیک محیط‌های میزبان ماگما را بررسی نمود (Aydin et al., 2003). در این راستا، داده‌های حاصل از آنالیز ریزکاو الکترونی بیوتیت و کلریت در کانسار مس پورفیری کدر در جدول ۱ و ۲ ارائه گردیده است. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های مورد مطالعه با استفاده از نرم‌افزار $Mica^+$ و بر مبنای فرمول ساختاری بیوتیت و براساس ۲۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۱). داده‌های ارائه شده نشان می‌دهند که SiO_2 با فراوانی $37.91-41.21$ Wt.% بیشترین تمرکز را در بیوتیت‌های مس پورفیری کدر دارد (جدول ۱). بیشترین و کمترین فراوانی TiO_2 در بیوتیت‌های آنالیز شده نیز به ترتیب 4.87 و 2.48 Wt.% است. فراوانی Al_2O_3 نیز در بازه $12.46-16.33$ Wt.% قرار می‌گیرد. لازم به یادآوری است که در رابطه با آلومینیوم، Al^{IV} و Al^{VI} به ترتیب دارای میزان $0.18-1.91$ و $0.27-0.0$ هستند (جدول ۱). در رابطه با فراوانی اکسیدهای آهن و منیزیم در بیوتیت‌های برداشت شده از کانسار کدر باید عنوان نمود که FeO و MgO به ترتیب دارای میزان $10.57-12.43$ و $16.18-49.73$ Wt.% هستند. بررسی و تمیز فراوانی اشکال مختلف آهن در بیوتیت‌ها نشان می‌دهد که Fe^{+2} با میزان حداکثر $0.14-0.69$ Wt.% فراوانی غالب را دارا است. البته Fe^{+3} نیز با حداکثر میزان 0.53 Wt.% از فراوانی قابل توجهی در بیوتیت‌های پورفیری کدر برخوردار است. با توجه به ارتباط مستقیم افزایش میزان

جدول ۱. نتایج آنالیز ریزکاو الکترونی بیونیت‌های کانسار مس پورفیبری کدر

	K0-1	K0-2	K0-3	K0-4	K0-5	K0-6	K0-7	K0-8	K0-9	K0-10	K0-11	K0-12
SiO ₂	۴۰/۵۱	۴۱/۲۱	۳۹/۴۲	۳۸/۸۷	۴۰/۸۳	۴۱/۲۱	۴۰/۰۱	۴۱/۰۸	۳۷/۹۱	۴۰/۰۶	۳۹/۴۷	۳۹/۹۹
TiO ₂	۳/۵۲	۳/۶۷	۴/۴۷	۴/۰۷	۴/۶	۳/۳۹	۲/۴۸	۲/۶۱	۴/۸۷	۳/۸۱	۴/۰۵	۲/۵۷
Al ₂ O ₃	۱۳/۱۵	۱۴/۷۴	۱۳/۶۸	۱۳/۸۵	۱۴/۹۴	۱۳/۸۵	۱۶/۳۳	۱۳/۳۵	۱۳/۸۷	۱۲/۴۶	۱۳/۱۳	۱۵/۳۸
Cr ₂ O ₃	.	.	.	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲
FeO	۱۰/۷۵	۱۲/۴۳	۱۱/۰۷	۱۱/۶	۱۱/۴	۱۲/۰۶	۱۱/۴۴	۱۰/۹۶	۱۱/۳۸	۱۰/۵۷	۱۱/۰۱	۱۱/۹۸
MnO	۰/۲۷	۰/۲۹	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۸	۰/۳	۰/۴۱	۰/۲۸	۰/۳	۰/۲۲	۰/۳۳	۰/۴۱
MgO	۱۸/۷۳	۱۶/۹۱	۱۷/۹۷	۱۸/۴۵	۱۷/۲۴	۱۷/۳۷	۱۶/۸۲	۱۷/۷۵	۱۷/۹۸	۱۸/۲۸	۱۷/۷۸	۱۶/۴۹
CaO	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۳	.	۰/۰۲	۰/۰۴	.	۰/۰۳
Na ₂ O	۰/۲	۰/۱۸	۰/۲۲	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۸	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۲۶
K ₂ O	۹/۱۷	۸/۹۸	۹/۱۷	۹/۰۵	۸/۷۸	۹/۰۵	۸/۸۵	۰/۸	۹/۰۵	۹/۰۷	۸/۷۸	۸/۷۴
F	۰/۴۴	۲/۶۵	۲/۲۱	۳/۳۱	۲/۳۷	۳/۶۶	۳/۴۲	۲/۴۳	۱/۶۷	۰/۶۱	۲/۵۴	۱/۸۷
Cl	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۸
Si	۲/۹۲	۲/۹۱	۲/۸۵	۲/۸۲	۲/۸۷	۲/۹۴	۲/۸۷	۳/۰۹	۲/۷۸	۲/۹۳	۲/۸۹	۲/۹
Al ^(IV)	۱/۰۸	۱/۰۹	۱/۱۵	۱/۱۸	۱/۱۳	۱/۰۶	۱/۱۳	۰/۹۱	۱/۲	۱/۰۷	۱/۱۱	۱/۱
Al ^(VI)	۰/۰۳	۰/۱۴	۰/۰۲	.	۰/۱۱	۰/۱	۰/۲۵	۰/۲۷	.	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۲۱
Cr
Ti	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۱۸	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۲۷	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۱۴
Fe ³⁺	۰/۲۷	۰/۱۸	۰/۳۸	۰/۴۷	۰/۲۸	۰/۱۵	۰/۰۶	.	۰/۵۳	۰/۲۶	۰/۳۴	۰/۰۷
Fe ²⁺	۰/۳۸	۰/۵۶	۰/۲۹	۰/۲۳	۰/۳۹	۰/۵۷	۰/۶۳	۰/۶۹	۰/۱۴	۰/۳۹	۰/۳۳	۰/۶۶
Mn	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳
Mg	۲/۰۱	۱/۷۸	۱/۹۴	۱/۹۹	۱/۸۱	۱/۸۵	۱/۸	۱/۹۹	۱/۹۶	۲	۱/۹۴	۱/۷۸
Li	۰/۳	۰/۳۲	۰/۲۶	۰/۲۳	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۳۴	۰/۲	۰/۲۹	۰/۲۶	۰/۲۸
Ca
Na	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴
K	۰/۸۴	۰/۸۱	۰/۸۵	۰/۸۴	۰/۷۹	۰/۸۲	۰/۸۱	۰/۰۸	۰/۸۵	۰/۸۵	۰/۸۲	۰/۸۱
OH	۱/۸۸	۱/۳۹	۱/۴۷	۱/۲۲	۱/۴۵	۱/۱۵	۱/۲۱	۱/۴	۱/۵۹	۱/۸۴	۱/۳۹	۱/۵۵
F	۰/۱	۰/۵۹	۰/۵۱	۰/۷۶	۰/۵۳	۰/۸۳	۰/۷۸	۰/۵۸	۰/۳۹	۰/۱۴	۰/۵۹	۰/۴۳
Cl	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
mgli	۱/۷۱	۱/۴۶	۱/۶۸	۱/۷۶	۱/۵	۱/۵۲	۱/۵۲	۱/۶۵	۱/۷۷	۱/۷۱	۱/۶۸	۱/۵
Xph	۰/۶۳	۰/۵۶	۰/۶۲	۰/۶۳	۰/۵۷	۰/۵۸	۰/۵۷	۰/۵۸	۰/۶۲	۰/۶۳	۰/۶۲	۰/۵۶
Xan	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۲	۰/۲	۰/۰۴	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۲۱
Xpdo	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۲	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۱۱	۰/۱	۰/۲۴	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۱
Xmg	۰/۶۳	۰/۵۶	۰/۶۲	۰/۶۳	۰/۵۷	۰/۵۸	۰/۵۷	۰/۵۸	۰/۶۲	۰/۶۳	۰/۶۲	۰/۵۶
XFe	۰/۲۵	۰/۳۳	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۳	۰/۳۱	۰/۳۴	۰/۳۳	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۷	۰/۳۴
X(F)	۰/۰۵	۰/۳	۰/۲۵	۰/۳۸	۰/۲۶	۰/۴۱	۰/۳۹	۰/۲۹	۰/۱۹	۰/۰۷	۰/۲۹	۰/۲۱
X(Cl)	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
IV(F)	۲/۳۷	۱/۳۷	۱/۵۴	۱/۲۹	۱/۴۵	۱/۱۸	۱/۱۹	۱/۴۲	۱/۶۹	۲/۲۱	۱/۴۵	۱/۵۵
IV(Cl)	-۴/۳۲	-۴/۲۹	-۴/۴۱	-۴/۴۷	-۴/۳۲	-۴/۴۲	-۴/۲۴	-۴/۳۳	-۴/۳۹	-۴/۲۸	-۴/۳۵	-۴/۲۵
IV(F/Cl)	۶/۶۹	۵/۶۶	۵/۹۵	۵/۷۶	۵/۷۷	۵/۵۹	۵/۴۳	۵/۷۵	۶/۰۸	۶/۴۹	۵/۸	۵/۸۱
logXF/XCl	۰/۶۳	۱/۴۳	۱/۳۲	۱/۵۵	۱/۳۶	۱/۵۷	۱/۶۷	۱/۴۱	۱/۲۱	۰/۸۴	۱/۴۸	۱/۲۹
logXF/XOH	-۱/۲۸	-۰/۳۷	-۰/۴۶	-۰/۲۱	-۰/۴۴	-۰/۱۴	-۰/۱۹	-۰/۳۸	-۰/۶۱	-۱/۱۱	-۰/۳۷	-۰/۵۶
logXCl/XOH	۱/۹	-۱/۸	-۱/۷۹	-۱/۷۵	-۱/۷۹	-۱/۷۱	-۱/۸۶	-۱/۷۹	-۱/۸۳	-۱/۹۵	-۱/۸۵	-۱/۸۴
logf(H ₂ O)/f(HF)fluid	۵/۷۷	۴/۷۶	۴/۹۴	۴/۷	۴/۸۵	۴/۵۷	۴/۶	۴/۸	۵/۱	۵/۶۱	۴/۸۵	۴/۹۶
logf(H ₂ O)/f(HCl)fluid	۴/۵۷	۴/۴۱	۴/۴۴	۴/۴۲	۴/۴۲	۴/۳۴	۴/۴۹	۴/۴۲	۴/۴۹	۴/۶۲	۴/۵۱	۴/۴۶
logf(HF)/f(HCl)fluid	-۲/۱۲	-۱/۱۷	-۱/۴	-۱/۲	-۱/۲۷	-۱/۰۷	-۰/۹۴	-۱/۲۳	-۱/۵۳	-۱/۹۲	-۱/۲۴	-۱/۳۲
Temperature (Henry et al., 2005)	۶۲۴	۶۰۰	۶۶۱	۶۵۰	۶۳۱	۵۹۶	۵۱۶	۵۵۶	۶۸۰	۶۴۲	۶۴۷	۵۳۱

در مرز بین بیوتیت‌های ماگمایی اولیه و ماگمایی تعادل مجدد یافته قرار می‌گیرند (شکل ۳-D). همان‌گونه در بخش روش مطالعه نیز بیان شد، بررسی شاخص‌های فیزیکوشیمیایی توده پورفیری و همچنین دگرسانی پتاسیک در کانسار پورفیری کدر، نیازمند بررسی شیمی بیوتیت‌های ماگمایی (بیوتیت‌هایی که غالب ویژگی‌های اولیه خود را حفظ نموده‌اند) با کمترین دگرسانی می‌باشد. از اینرو با توجه به اینکه بیشترین احتمال وجود بیوتیت‌های ماگمایی در نمونه‌های سنگی متعلق به دگرسانی پتاسیک وجود دارند، لذا از نمونه‌های سنگی متعلق به محدوده این دگرسانی استفاده شده است. در نهایت بررسی و تعیین نوع بیوتیت‌های برداشت شده از نمونه‌های سنگی متعلق به محدوده دگرسانی پتاسیک، نشان داد که بیوتیت‌های مورد مطالعه در رده بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته (متعلق به گروه بیوتیت‌های ماگمایی) قرار می‌گیرند (شکل ۳-D).

بیوتیت در کانسارهای مس پورفیری، استفاده از نمودار آنیت، فلگوپیت و اکسیانیت دارای نقصان پروتون، می‌باشد (Beane, 1974). همچنین میزان Al^{VI} یکی از شاخص‌های تشخیص بیوتیت‌های ماگمایی به شمار می‌رود. بدین صورت که بیوتیت‌های با خاستگاه ماگمایی دارای Al^{VI} کمتر از یک می‌باشند (Nachit et al., 2005). با توجه به جدول ۱، میزان Al^{VI} در تمامی بیوتیت‌های کدر کمتر از ۰/۳ بوده که مبین خاستگاه ماگمایی بیوتیت‌ها و حداقل دگرسانی در آنهاست. در نهایت، یکی از مهمترین روش‌های طبقه‌بندی بیوتیت براساس ترکیب شیمیایی، استفاده از نمودار سه‌تایی $MgO-10^*(TiO_2)-(FeO+MnO)$ می‌باشد که مبنای اصلی آن، استفاده از فراوانی چهار اکسید اصلی تیتان، آهن، منیزیم، و منگنز به منظور تعیین خاستگاه بیوتیت‌ها است (Nachit et al., 2005). براساس این روش، بیوتیت‌های کانسار مس پورفیری کدر



شکل ۳. (A) نمودارهای $Fe/(Fe + Mg)$ در مقابل Al^{IV} (Spear et al., 1984) و $Fe/(Fe + Mg)$ در مقابل Al^{IV} (Deer et al., 1992) جهت تقسیم‌بندی میکاها؛ (C) تطابق ترکیب شیمیایی بیوتیت بر نمودار $(Mg-Li)$ در مقابل $(Fe_{tot} + Mg + Ti-Al^{VI})$ (Tischendorf et al., 1997) و (D) خاستگاه بیوتیت‌های مورد مطالعه در کانسار کدر براساس نمودار $MgO-10^*(TiO_2)-(FeO+MnO)$ (Nachit et al., 2005)

بهترین روش طبقه‌بندی در بیوتیت‌های آذرین محسوب می‌شود (Abdel-Rahman, 1994). در این راستا، رسم نمودارهای مختلف برای نمونه‌های پورفیری کدر نشان می‌دهد که جایگاه تکتونیکی و ماهیت ماگمایی این توده، در محدوده کالک آلکالن (C) قرار می‌گیرد (شکل ۴-A و B). با این تفسیر بیوتیت‌های کدر، ماهیت ماگمایی کالک آلکالن مرتبط با فرورانش و غنی از منیزیم را نشان می‌دهند. علاوه بر خاستگاه تکتونیکی، از شیمی بیوتیت‌ها می‌توان برای تعیین منشأ ماگمای مولد پورفیری نیز استفاده کرد. در این رابطه (Zhou, 1986) نمودار $FeO/FeO+MgO$ در مقابل MgO را به منظور تعیین منشأ ماگمای مادر در کانسارهای پورفیری ارائه کرد. براساس این روش، سه منشأ پوسته‌ای (C)، گوشته (M) و ماگمای حاصل از اختلاط ماگماهای گوشته‌ای-پوسته‌ای (MC)، نشان داده شده است. با توجه به نتایج حاصل از بررسی نمونه‌های بیوتیت کانسار پورفیری کدر در نمودار $FeO/FeO+MgO$ در مقابل MgO این احتمال تقویت می‌شود که ماگمای مادر این توده پورفیری دارای منشأ گوشته‌ای به همراه اختلاط اندکی از طبقات سنگی پوسته باشد (شکل ۴-C). از سوی دیگر با توجه به اعتقاد Richards (2014) مبنی بر وقوع کانه‌زایی مس مرتبط با جایگاه برخوردی در طی فرآیند تبلور ماگما در طبقات پایین پوسته و تأیید نقش اختلاط ماگمای گوشته‌ای با ماگماهای با پتاسیم بالای مشتق شده از پوسته در کانه‌زایی‌های پورفیری، لذا این احتمال نیز وجود دارد که توده اولیه پورفیری کدر نیز از ماگمای با ماهیت گوشته اختلاط یافته با مواد پوسته‌ای، نشأت گرفته باشد.

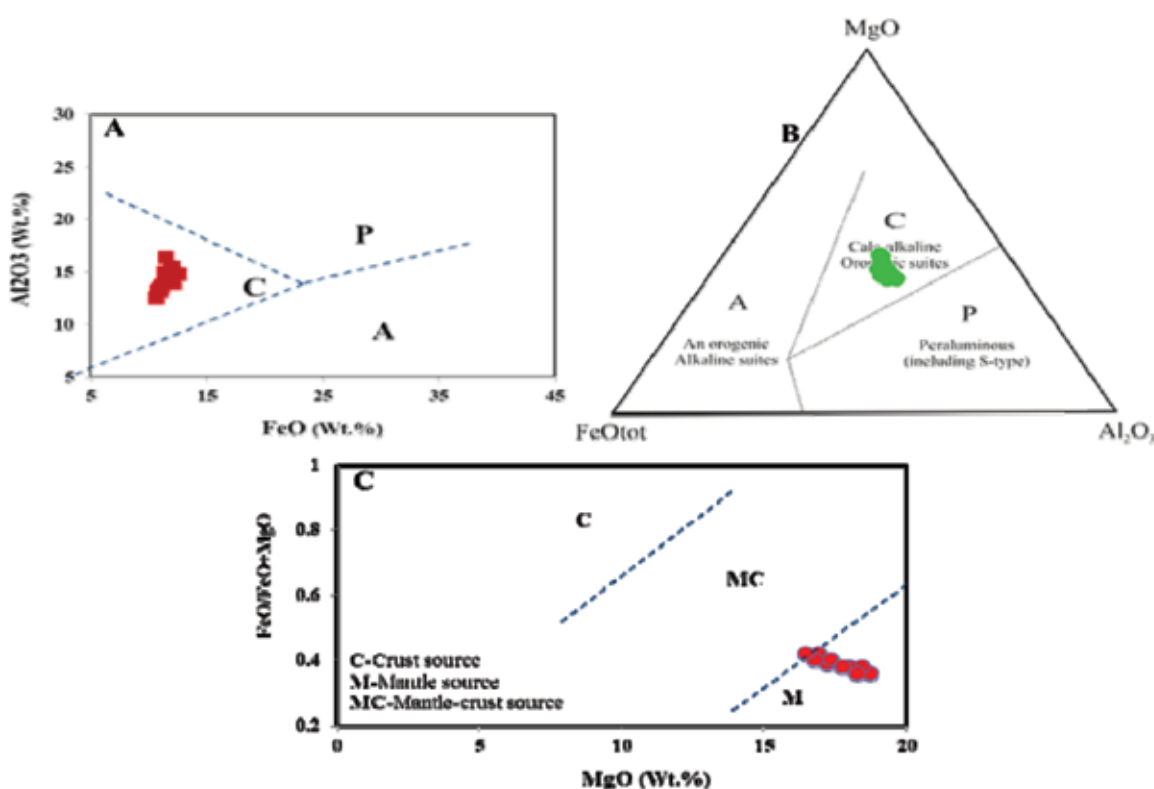
شیمی کلریت

در سامانه‌های گرمایی وابسته به کانسارهای مس پورفیری، زون‌های دگرسانی کلریتی و پروپیلیتیک با فاصله زیاد از توده نفوذی واقع شده‌اند. به‌طور معمول، دگرسانی پروپیلیتیک در مقایسه با زون دگرسانی کلریتی، در عمق بیشتر و فاصله نزدیک‌تری نسبت به توده ماگمایی اولیه قابل مشاهده است (Sillitoe, 2010). فرآیند کلریتی شدن بیوتیت‌ها (انواع ماگمایی و گرمایی) در سامانه‌های

البته پایین افتادگی نمونه‌ها به سمت محدوده بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته در نمودار $(TiO_2)^*-10MgO$ ($FeO+MnO$) را می‌توان به دلیل کشیدگی جایگاه نمونه‌ها به سمت قطب منیزیم دانست که این نیز ناشی از میزان بالای منیزیم به دلیل فوگاسیته بالای اکسیژن در کانسارهای مس پورفیری از جمله کانسار کدر می‌باشد. براساس (Selby and Nesbitt, 2000) بیوتیت‌های ماگمایی به کانی‌های بیوتیتی اطلاق می‌شود که مستقیماً از ماگما تبلور یافته‌اند که به دو گروه بیوتیت‌های کمتر تغییر یافته و تغییر یافته تقسیم‌بندی می‌شوند (Selby and Nesbitt, 2000). از اینرو بیوتیت‌های با تغییرات اندک، نظیر بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته را می‌توان در زمره بیوتیت‌های ماگمایی قرار داد. مطالعات میکروسکوپی نیز حداقل دگرسانی و حفظ خاستگاه ماگمایی در بیوتیت‌های مورد مطالعه در کانسار مس پورفیری کدر را تأیید می‌نماید (شکل ۲). تعیین جایگاه تکتونیکی و ماهیت ماگمایی توده‌های گرانیوتوئیدی نیز بر مبنای شیمی بیوتیت‌ها امکان‌پذیر می‌باشد (Parsapoor et al., 2015). روش‌های گوناگونی جهت تمیز خاستگاه تکتونوماگمایی توده مولد کانسارهای مس پورفیری ارائه شده است که از آن جمله می‌توان به طبقه‌بندی (Nachit et al., 1985) اشاره کرد که براساس نسبت Al در مقابل Mg ، ماگمای مادر گرانیوتوئیدها را در چهار محدوده پراولومین، کالک آلکالن، ساب آلکالن و آلکالن تا پراولومین تقسیم‌بندی می‌کند. از دیگر نمودار تعیین خاستگاه تکتونیکی، می‌توان به نمودار سه‌تایی $MgO-FeO-Al_2O_3$ (شکل ۴-B)، نمودار FeO در مقابل MgO و Al_2O_3 و نمودار MgO در مقابل Al_2O_3 اشاره کرد (Abdel-Rahman, 1994). در این روش طبقه‌بندی، گرانیوتوئیدها در سه محدوده آلکالن (A) شاخص محیط‌های کششی غیرکوهزایی، کالک آلکالن (C) شاخص جایگاه‌های کوهزایی مرتبط با فرورانش حاشیه قاره‌ای و پراولومین (P) شاخص ذوب پوسته قاره‌ای کوهزایی برخوردی قرار می‌گیرند. در رابطه با تعیین خاستگاه تکتونیکی توده‌های پورفیری براساس شیمی بیوتیت، باید بدین مهم توجه داشت که FeO در مقابل Al_2O_3 ،

اتم اکسیژن محاسبه شد (جدول ۲). داده‌ها نشان می‌دهند که SiO_2 با فراوانی ۲۳/۰۴-۳۳/۹۹ Wt.% بیشترین تمرکز را در کلریت‌های حاصل دگرسانی بیوتیت در مس پورفیری کدر دارد (جدول ۱). بیشترین و کمترین فراوانی TiO_2 در کلریت‌های آنالیز شده به ترتیب ۰ و ۱/۴۶ Wt.% است. فراوانی Al_2O_3 نیز در بازه ۱۸/۸-۲۲/۶ Wt.% قرار می‌گیرد. لازم به ذکر است که در رابطه با آلومینیوم، Al^{VI} و Al^{IV} به ترتیب دارای میزان ۲/۶۸-۱/۵۵ و ۲/۳۸-۳/۵۸ Wt.% هستند (جدول ۲).

پورفیری همراه با تشکیل کانی‌های ثانویه از قبیل کلسیت، اپیدوت، اکسیدهای تیتانیوم، کانی‌های رسی و مسکویت روی می‌دهد (Parneix et al., 1985). می‌توان از شیمی کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت، جهت تعیین تغییرات عنصری و شاخص‌های فیزیکوشیمیایی مؤثر در کانه‌زایی بهره گرفت (Aminroayaei Yamini et al., 2015). در مطالعه حاضر نیز به منظور بررسی شیمی کلریت‌های کانسار مس پورفیری کدر، فرمول ساختاری کلریت‌های ثانویه شکل گرفته بر اثر فرایند کلریتی‌شدن بیوتیت، بر مبنای ۲۸



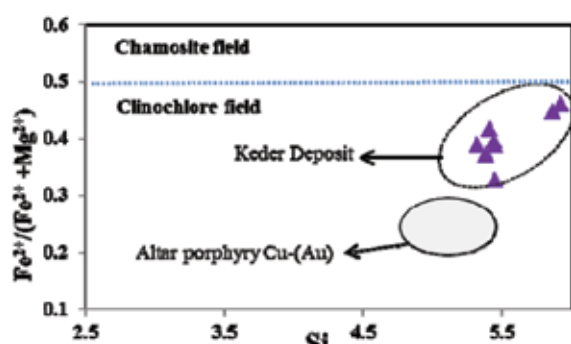
شکل ۴. A و B) تعیین جایگاه نکتونیک توده نفوذی کدر براساس شیمی بیوتیت (Abdel-Rahman, 1994)؛ C) تعیین منشأ ماگمای مادر کانسار مس پورفیری کدر (Zhou, 1986)

در رابطه با فراوانی اکسیدهای آهن و منیزیم نیز مقادیر FeO و MgO به ترتیب ۲۱/۷۹-۸/۷۶ و ۲۰/۳۹-۱۱/۹۵ Wt.% می‌باشند. بررسی و تشخیص فراوانی اشکال مختلف آهن در کلریت‌ها نشان می‌دهد که Fe^{+2} و Fe^{+3} به ترتیب میزان ۱/۴-۳/۷۸ و ۱/۲۸-۰/۰۵ Wt.% را دارا هستند. Na_2O و CaO به ترتیب دامنه تغییرات ۰/۳-۰/۳۶ و ۰/۱-۰ Wt.% را نشان می‌دهند. براساس نتایج حاصل از آنالیز ریزکاو الکترونی کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در کانسار کدر، میزان

در رابطه با فراوانی اکسیدهای آهن و منیزیم نیز مقادیر FeO و MgO به ترتیب ۲۱/۷۹-۸/۷۶ و ۲۰/۳۹-۱۱/۹۵ Wt.% می‌باشند. بررسی و تشخیص فراوانی اشکال مختلف آهن در کلریت‌ها نشان می‌دهد که Fe^{+2} و Fe^{+3} به ترتیب میزان ۱/۴-۳/۷۸ و ۱/۲۸-۰/۰۵ Wt.% را دارا هستند. Na_2O و CaO به ترتیب دامنه تغییرات ۰/۳-۰/۳۶ و ۰/۱-۰ Wt.% را نشان می‌دهند. براساس نتایج حاصل از آنالیز ریزکاو الکترونی کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در کانسار کدر، میزان

جدول ۲. ترکیب شیمیایی کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در کانسار مس پورفیری کدر

	Kc-1	Kc-2	Kc-3	Kc-4	Kc-5	Kc-6	Kc-7	Kc-8	Kc-9	Kc-10
SiO ₂	۲۷/۳۷	۳۳/۹۹	۲۹/۱۲	۲۹/۴۴	۳۰/۳۲	۲۶/۴۴	۲۶/۷۳	۲۶/۳۹	۲۷/۱۸	۲۶/۰۵
TiO ₂	۰/۱	۱/۴۶	۰/۷	۰/۴۲	۰/۰۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۰۰	۰/۱۸	۰/۱۴
Al ₂ O ₃	۲۰/۷	۲۱/۹	۱۹/۰۶	۱۸/۸۵	۲۰/۶۰	۲۱/۵۶	۲۱/۰۶	۲۱/۵۲	۲۲/۶۲	۲۱/۳۶
FeO	۱۵/۹	۸/۷۶	۱۸/۹۶	۱۹/۲۹	۱۷/۴۳	۱۸/۹۱	۱۹/۹۳	۲۰/۱۹	۱۷/۶۵	۲۱/۸۰
MnO	۰/۲۱	۰/۱۶	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۲۷	۰/۰۹	۰/۲۳	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۲۱
MgO	۲۰/۳۹	۱۱/۹۵	۱۵/۴۷	۱۴/۶۷	۱۵/۴۵	۱۸/۱۲	۱۸/۰۰	۱۸/۲۲	۱۸/۴۸	۱۷/۳۴
CaO	۰/۰۴	۰/۳۶	۰/۰۹	۰/۲۰	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۰۴	۰/۱۹	۰/۰۵
Na ₂ O	۰	۰/۱	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲
K ₂ O	۰/۰۱	۱/۵۴	۰/۲۱	۱/۰۵	۰/۹۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
F	۰/۸۷	۰	۰/۶۵	۰/۷۷	۰/۳۳	۰/۸۳	۰/۴۰	۰/۰۰	۰/۵۲	۰/۰۰
Cl	۰/۱	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
Si	۵/۴۴	۶/۴۹	۵/۸۶	۵/۹۲	۶	۵/۳۱	۵/۴۴	۵/۴۴	۵/۳۸	۵/۴۰
Al ^{iv}	۲/۵۵	۱/۵۰	۲/۱۳	۲/۰۷	۱/۹۹	۲/۶۸	۲/۵۵	۲/۵۵	۲/۶۱	۲/۵۹
Al ^{vi}	۲/۳۸	۳/۵۸	۲/۴۷	۲/۵	۲/۸	۲/۵	۲/۵۳	۲/۶۹	۲/۷۳	۲/۶۴
Ti	۰/۰۱	۰/۲۱	۰/۱	۰/۰۶	۰	۰/۰۳	۰/۰۳	۰	۰/۰۲	۰/۰۲
Fe ³⁺	۰/۳	۱/۲۱	۰/۵۷	۰/۵۱	۰/۵۴	۰/۲۸	۰/۱۹	۰/۰۷	۰/۳۰	۰/۰۵
Fe ²⁺	۲/۶۴	۱/۴	۳/۱۹	۳/۲۴	۲/۸۸	۳/۱۷	۳/۳۹	۳/۴۸	۲/۹۲	۳/۷۸
Mn	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳
Mg	۶/۰۴	۳/۴	۴/۶۴	۴/۴	۴/۵۵	۵/۴۳	۵/۴۵	۵/۶	۵/۴۶	۵/۳۶
Ca	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۰۸	۰/۰۴	۰/۰۱
Na	۰	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۰۲	۰/۰۳	۰/۰۰۶	۰	۰/۰۱	۰/۰۱
K	۰/۰۰۵	۰/۷۵	۰/۱۱	۰/۵۳	۰/۴۵	۰/۰۰۸	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵
F	۱/۰۹	۰	۰/۸۲	۰/۹۸	۰/۴۱	۱/۰۵	۰/۵۱	۰	۰/۶۵	۰
Cl	۰/۰۶۷	۰/۰۵۵	۰/۰۶۱	۰/۰۲۴	۰/۰۲۹	۰/۰۱۴	۰/۰۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
OH [*]	۱۴/۸۳	۱۵/۹۴	۱۵/۱۱	۱۴/۹۹	۱۵/۵۵	۱۴/۹۲	۱۵/۴۸	۱۵/۹۸	۱۵/۳۳	۱۵/۹۸
Total	۳۵/۴۵	۳۴/۷۵	۳۵/۱۸	۳۵/۴۱	۳۵/۴۱	۳۵/۵۱	۳۵/۶۹	۳۵/۹۰	۳۵/۵۲	۳۵/۹۳
Fe/Fe+Mg	۰/۳۲	۰/۴۳	۰/۴۴	۰/۴۶	۰/۴۲	۰/۳۸	۰/۳۹	۰/۳۸۸	۰/۳۷	۰/۴۱
T (°C)-Cathelineau (1988)	۳۴۹/۱	۱۸۰/۱	۲۸۲/۲	۲۷۲/۲	۲۵۹/۹	۳۶۹/۸	۳۵۰/۱	۳۴۹/۰۵	۳۵۹/۰	۳۵۵/۲



شکل ۵. نمودار $Fe_{2+}/(Fe_{2+} + Mg_{2+})$ در مقابل Si (محاسبه شده بر مبنای محتوای آنیون $(OH)_{16}O_{20}$ برای کلریت‌های حاصل دگرسانی در کانسار کدر و مقایسه با پورفیری Altar در آند مرکزی (Maydagan et al., 2016)

براساس نظریه (Maydagan et al., 2016) می‌توان از نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg^{2+})$ در مقابل Si برای تعیین نوع کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت‌ها در کدر بهره گرفت. براساس تطابق شیمی کلریت بر نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg^{2+})$ در مقابل Si، کلریت‌های مطالعه شده در رده کلینوکلر قرار می‌گیرد (شکل ۵). فراوانی Si در ترکیب کلریت‌های آنالیز شده در کانسار مس پورفیری کدر، از ۳/۱-۵/۴۹ Wt.% متغیر می‌باشد. میزان Fe/(Fe+Mg) نیز مقادیر ۰/۳۲-۰/۴۶ Wt.% را نشان می‌دهد.

شاخصه‌های ماگمایی-دگرسانی

براساس این نمودارها، محدوده‌های بافیری هماتیت-مگنتیت (HM)، نیکل-نیکل اکسید (NNO) و فایالیت، مگنتیت، کوارتز (FMQ) جهت تخمین فوگاسیته اکسیژن تبیین می‌گردد که محدوده‌های HM و NNO فوگاسیته بالا و محدوده FMQ، فوگاسیته پایین اکسیژن را نشان می‌دهند. در این راستا، مطالعه شیمی بیوتیت در نمودار $Fe^{+3}-Fe^{+2}-Mg$ جهت تعیین شرایط فوگاسیته اکسیژن در کانسار کدر، نشان‌دهنده قرارگیری نمونه‌ها در محدوده HM و به میزان اندک NNO و مبین تشکیل ماگمای مادر این پورفیری در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن است (شکل ۶-۱). در حقیقت این امر بیانگر فوگاسیته اکسیژن در طبیعت ماگما بوده و نشان‌دهنده وابستگی خاستگاه تکتونیکی این توده‌ها به کمان‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش-برخورد است. علاوه بر این، بیوتیت‌های مورد مطالعه دارای ترکیب فلوگوپیتی بوده که حاوی MgO بالایی هستند که به اعتقاد (Lalonde and Bernard, 1993) نشانگر ماهیت اکسیدان گرانیوتوئیدهای نوع I در کانسار مس پورفیری کدر می‌باشد. البته افزایش میزان MgO در بیوتیت را علاوه بر ماهیت اکسیدان گرانیوتوئیدها، می‌توان ناشی از عملکرد دگرسانی پتاسیک نیز دانست که موجب افزایش میزان منیزیم می‌گردد. از طرفی با توجه به نتایج حاصل از مطالعه (Aminroayaei Yamini et al., 2016)، این احتمال وجود دارد که رنگ سبز بیوتیت در گرانیوتوئیدهای مرتبط با جایگاه کمانی، نشان‌دهنده میزان بالای منیزیم و Fe^{+3} ، کمبود آلومینیوم و در نهایت مبین وجود شرایط اکسیدی باشد. از فراوانی Al^{VI} می‌توان به منظور تعیین منشأ و سری‌های ماگمایی و تمیز میان گرانیوتوئیدهای تیپ I و S استفاده نمود. بدین صورت که گرانیوتوئیدهای تیپ I با بیوتیت‌های با میزان اندک Al^{VI} (۰/۱۴۴-۰/۲۲۴) و گرانیوتوئیدهای تیپ S با فراوانی بالای Al^{VI} (۰/۳۵۳-۰/۵۶۱) مرتبط می‌باشند (Aminroayaei Yamini et al., 2016). از اینرو فراوانی Al^{VI} در بیوتیت‌های کدر، در بازه ۰/۲۷-۰ قرار دارد که نشان می‌دهد گرانیوتوئیدهای کانسار مس پورفیری کدر، از گرانیوتوئیدهای نوع I است؛ البته باید

تشکیل ذخایر عظیم مس پورفیری نیازمند تجمع مس از ماگمایی با حجم بالا یا وجود ماگمای مادری با غنی‌شدگی مس می‌باشد (Ulrich et al., 1999). Core et al., (2006). پیشنهاد می‌کند که نفوذی‌های مافیک به همراه تجمعات سولفیدی که حاوی مقادیر قابل توجهی مس بوده، در اثر ذوب و جایگیری در پوسته بالایی همراه با فوگاسیته بالای اکسیژن، منشأ اولیه ذخایر مس پورفیری را تشکیل می‌دهند. (Richard, 2014) نیز اعتقاد دارد که مهمترین منبع تشکیل ذخایر پورفیری مرتبط با فرورانش، لیتوسفر فرورانده تغییر شکل یافته است؛ زیرا مذاب‌های حاصل از طبقات سنگی هیدراته در دمای نسبتاً پایین در طی وقایع تکتوماگمایی پایانی، قادر بوده‌اند که ظرفیت اکسیدی و فلزایی کمان ماگمایی اولیه را حفظ نمایند. لذا افزون بر جایگاه تکتونیکی، محتوی آب بالا، محتوی سولفور و فلز بالا، شرایط اکسیدی ماگما نیز از دیگر شرایط لازم و ضروری برای تشکیل ذخایر مس پورفیری می‌باشند (Wang et al., 2014). از اینرو است که بسیاری از کانسارهای مس پورفیری اکسیدی با گرانیوتوئیدهای I سری مگنتیت و فوگاسیته بالای اکسیژن در ارتباط هستند. این گرانیوتوئیدهای اکسیدی مانع تبلور پیروتیت‌شده و موجبات تولیدکانی‌های اکسیدی نظیر انیدریت اولیه و هماتیت را فراهم می‌آورند (Cao et al., 2014). البته رخنمون محدودی از پورفیری‌های کوچک احیایی نیز وجود دارند که دارای ماگمای مادر با فوگاسیته اکسیژن پایین می‌باشند. در این رابطه، به دلیل تأثیرپذیری و حساسیت بالای Ti به تغییرات در فوگاسیته اکسیژن، از فراوانی تیتان در بیوتیت کانسارهای مس پورفیری می‌توان به منظور تعیین شرایط اکسیدی ماگما و همچنین سیالات هیدروترمال استفاده نمود (Sun et al., 2013). از مهمترین روش‌های تعیین فوگاسیته اکسیژن بر مبنای شیمی بیوتیت می‌توان به نمودار سه‌گانه آنیت، فلوگوپیت و اکسیانیت دارای نقصان پروتون^۱ اشاره کرد (Wones and Egster, 1965). نمودار $Fe^{+3}-Fe^{+2}-Mg$ را نیز به منظور تخمین شرایط فوگاسیته در ماگمای مولد کانسارهای مس پورفیری ارائه نموده‌اند.

1. Proton-deficient-oxymnite

محدودیت‌هایی روبه‌رو است. از این‌رو به‌صورت معمول از روش پیشنهادی توسط (Cathelineau, 1988) برای دماسنجی کلریت‌ها بهره گرفته می‌شود. لذا در این مطالعه نیز به‌منظور دماسنجی دگرسانی‌های کلریتی از این روش استفاده گردید. قابل ذکر است که مبنای اصلی در روش (Cathelineau, 1988)، میزان Al^{IV} کلریت است که براساس ۱۴ اتم اکسیژن محاسبه و براساس رابطه ۲ انجام می‌شود. محاسبات دماسنجی برای کلریت‌های کانسار پورفیری کدر نشان داد که بازه دمایی کلریت‌های بررسی شده از ۱۸۰/۱۹ تا ۳۶۹/۸۷ درجه سانتی‌گراد متغیر می‌باشد. میانگین دمایی کلریت‌های حاصل دگرسانی بیوتیت‌های کدر نیز ۳۱۲/۷۱ درجه سانتی‌گراد است (جدول ۲).

$$T = -61.92 + 321.98 * Al^{IV} \quad \text{رابطه ۲.}$$

بررسی تغییرات دمایی در خلال روند تبلور ماگما و تشکیل و گسترش دگرسانی‌های کلریتی موجود در بیوتیت در زون پتاسیک در کانسار مس پورفیری کدر تأیید می‌نماید که بیشینه دما در خلال تشکیل دگرسانی‌های کلریتی در زون پتاسیک کاهش آشکاری می‌یابد. بدین‌صورت که بیشینه دما از ۶۸۰ درجه سانتی‌گراد در بیوتیت‌ها به ۳۶۹/۸۷ درجه سانتی‌گراد در کلریت‌ها تنزل می‌یابد. میانگین دمایی محاسبه شده برای بیوتیت‌های کانسار پورفیری کدر نیز ۶۱۱/۱°C بوده که این شاخص در دگرسانی‌های کلریتی واقع در بیوتیت‌ها به ۳۱۲/۷۱ درجه سانتی‌گراد می‌رسد (شکل ۶-B). در ادامه نیز به‌منظور بررسی تغییرات محتوی عنصری در طی دگرسانی صورت پذیرفته، به‌ویژه در کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در زون پتاسیک، فراوانی عناصر در ترکیب بیوتیت‌ها و کلریت‌های مطالعه شده در کانسار کدر با یکدیگر مقایسه گردید (شکل ۷). SiO_2 را می‌توان فراوان‌ترین عنصر موجود در ترکیب بیوتیت و کلریت در کدر دانست؛ با این تفاوت که SiO_2 در بیوتیت‌ها با میانگین ۴۰/۰۴ Wt.% تمرکز بسیار بالاتری را نسبت به کلریت‌ها با فراوانی ۲۸/۳ Wt.% نشان می‌دهد (شکل ۷-A). اما مهم‌ترین تفاوت میان شیمی بیوتیت و کلریت‌های ناشی از دگرسانی بیوتیت را می‌توان افزایش میزان آلومینیوم در ترکیب کلریت برشمرد (Aminroayaei Yamini et al., 2016). افزایش آلومینیوم در کلریت‌های مورد مطالعه در کانسار کدر نیز صادق بوده

بدین نکته نیز توجه نمود که بالاتر بودن میزان Al^{VI} از حد ۰/۲۲ این احتمال را تقویت می‌کند که اختلاط اندک ماگمای مولد گرانیتوئیدهای کدر با طبقات پوسته‌ای اتفاق افتاده باشد. در همین راستا، همان‌طور که در شکل (۴-C) نیز آمده است، این احتمال وجود دارد که توده ماگمایی کانسار کدر، دارای منشأ گوشته‌ای با اختلاط اندکی از مواد پوسته‌ای باشد. از منظر دماسنجی نیز میزان Ti در بیوتیت حساسیت بالایی به تغییرات فوگاسیته اکسیژن و دما نشان می‌دهد و این شاخصه، بهره‌گیری از شیمی بیوتیت به‌منظور تعیین دما در توده‌های آذرین و دگرگونی را ممکن ساخته است (Aminroayaei Yamini et al., 2016). به همین دلیل از بیوتیت‌ها برای دماسنجی سامانه‌های پورفیری نیز بهره گرفته می‌شود. لذا به‌منظور دماسنجی بیوتیت‌ها در کانسار مس پورفیری کدر نیز از روش (Henry et al., 2005) استفاده گردید (رابطه ۱). محدوده کالیبراسیونی این روش برابر $0.275-1/1000 = X_{Mg}$ (a.p.f.u) و فشار ۴۰۰-۶۰۰ °C، $Ti = 0.40 - 0.06$ ، همان‌طور که در جدول ۱ آورده شده است، دماسنجی بیوتیت‌های کدر، کمینه و بیشینه ۵۱۶ تا ۶۸۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. میانگین دمایی بیوتیت‌های مورد مطالعه در پورفیری کدر نیز ۶۱۱/۱ درجه سانتی‌گراد است (جدول ۱). از این‌رو با توجه به اینکه در این مطالعه برای انجام محاسبات دماسنجی براساس رابطه (Henry et al., 2005). از شیمی بیوتیت‌های ماگمایی تعادل مجدداً یافته استفاده شده است، لذا محدوده دمایی تعیین شده نشان‌دهنده دمای حاکم بر محیط در مراحل انتهایی فاز ماگمایی توده پورفیری و همچنین دمای رخداد دگرسانی پتاسیک است.

$$T = \{[\ln(Ti) - a - c (X_{Mg})^3] / b\}^{0.333} \quad \text{رابطه ۱.}$$

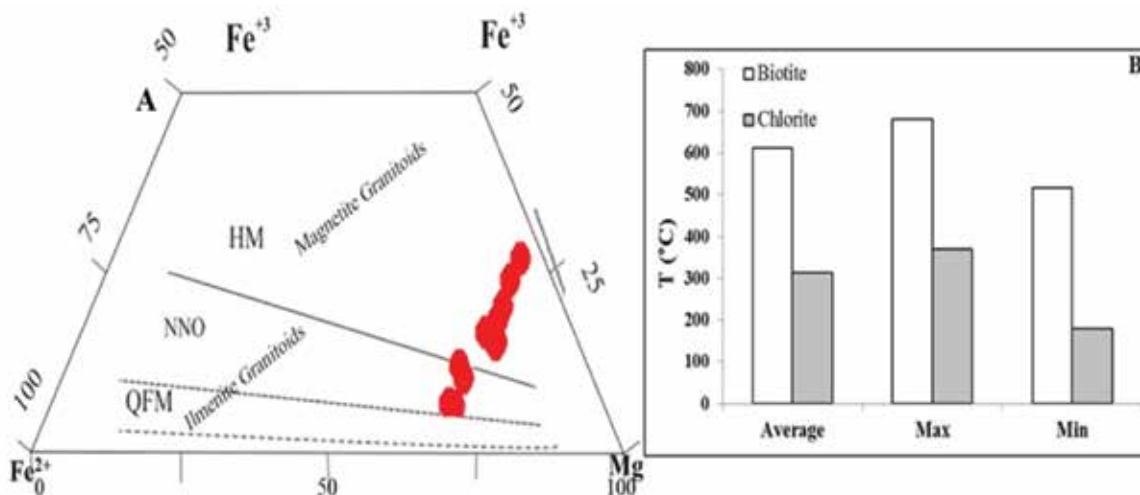
$$X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe)$$

$$a = -2.3594, b = 4.65e-9, c = -1.7283$$

در ادامه، دماسنجی کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در کانسار مس پورفیری کدر نیز انجام پذیرفت. بهره‌گیری از روش‌های تجربی جهت دماسنجی در کلریت‌ها و تعیین دمای جایگزینی کلریت در بیوتیت، با

باهم نشان می‌دهند (شکل ۷-۷). افزایش منیزیم و آلومینیوم در ترکیب کلریت‌های حاصل از دگرسانی از شرایط مختلفی از جمله دما ناشی می‌گردد (Cathelineau, 1988). به علاوه، شرایط فوگاسیته اکسیژن نیز از جمله عواملی است که در هنگام دگرسانی بیوتیت، سبب جایگیری آهن با ظرفیت کاتیونی متغیر در کانی‌های آهنی شده و در طرف مقابل، منیزیم و آلومینیوم در ترکیب کلریت برجای می‌مانند که این امر موجبات غنی‌شدگی عناصر مذکور را فراهم می‌آورد.

و فراوانی Al_2O_3 در کلریت‌ها با میانگین ۲۰/۹ Wt.% از میانگین این اکسید (۱۴/۰۶ Wt.%) در بیوتیت‌ها بیشتر می‌باشد (شکل ۷-۷). کلریت‌های حاصل از دگرسانی بالای بیوتیت، معمولاً میزان منیزیم بالاتری نسبت به کلریت‌های مرتبط با بیوتیت‌های کمتر دگرسان شده نشان می‌دهند (Aminroayaei Yamini et al., 2016). میانگین تمرکز MgO در بیوتیت و کلریت در پورفیری کدر به ترتیب ۱۷/۶۴ Wt.% و ۱۶/۸۱ Wt.% بوده که قرابت بسیار بالایی را



شکل ۶. A) تعیین فوگاسیته اکسیژن در کانسار مس پورفیری کدر براساس شیمی بیوتیت (Wones and Egster, 1965)؛ B) مقایسه دمای محاسبه شده براساس شیمی بیوتیت و کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در کانسار کدر

معمولاً فراوانی اندکی از Ti را نشان می‌دهد. در کانسار مس پورفیری کدر فراوانی TiO_2 در کلریت‌ها با میانگین ۰/۳ Wt.% بسیار کمتر از فراوانی این عنصر با میانگین ۳/۵۷ Wt.% در بیوتیت‌ها است (شکل ۷-۷). بررسی میزان تمرکز K_2O در بیوتیت‌ها و کلریت‌های حاصل از دگرسانی، کاهش شدید فراوانی پتاسیم را در کلریت نشان می‌دهد. میانگین فراوانی K_2O در بیوتیت ۸/۳۹ Wt.% بوده درحالی‌که این عنصر در ترکیب کلریت‌های کدر، میانگین ۰/۳۷ Wt.% را به ثبت می‌رساند (شکل ۷-۷). کاهش بارز و تهی‌شدگی SiO_2 و K_2O در کلریت، به دلیل تشکیل فلدسپارهای پتاسیم در خلال تبدیل بیوتیت به کلریت است (Czamanske et al., 1981). البته با توجه به تشکیل کانی آدلاریا در خلال دگرسانی پتاسیک، تغییرات میزان SiO_2 و K_2O در کلریت را نیز می‌توان تا حدودی متأثر از این رخداد دانست. Na_2O ، CaO نیز به صورت ناخالصی در کلریت مشاهده

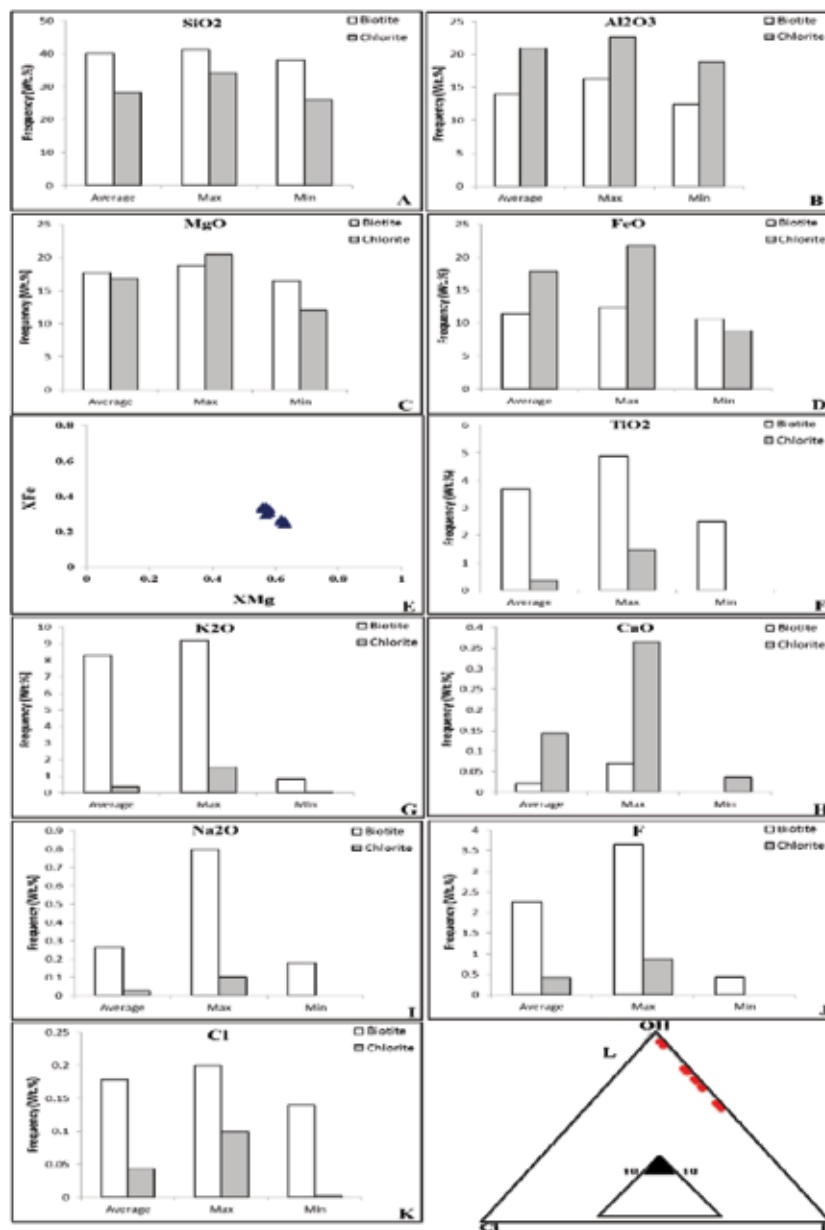
در بیوتیت‌ها و کلریت‌های آنالیز شده به ترتیب میانگین فراوانی ۱۷/۳۸ Wt.% و ۱۷/۸۸ Wt.% را داراست که نشان‌دهنده افزایش قابل توجه فراوانی این عنصر در طی دگرسانی بیوتیت و تشکیل کلریت است (شکل ۷-۷). به‌طور کلی میزان X_{Mg} در بیوتیت با افزایش فوگاسیته اکسیژن ماگما و یا سیالات افزایش پیدا می‌کند (Parsapoor et al., 2015). در این راستا بررسی میزان منیزیم و آهن در پورفیری کدر تأیید می‌کند که همبستگی منفی میان منیزیم و آهن وجود دارد (شکل ۷-۷). به عبارتی، همگام با افزایش میزان منیزیم در طی تشکیل کلریت حاصل از دگرسانی بیوتیت، میزان آهن کاهش می‌یابد. از طرفی با توجه به ارتباط مستقیم افزایش منیزیم و فوگاسیته اکسیژن (Parsapoor et al., 2015)، بالا بودن میزان منیزیم در بیوتیت‌های پورفیری کدر، شرایط اکسیدی را در توده ماگمایی این کانسار تأیید می‌کنند. کلریت

از اینرو در مطالعه حاضر نیز همبستگی منفی میان آهن و فلئوئور و در مقابل همبستگی مثبت میان منیزیم و فلئوئور نشان می‌دهد که در بیوتیت‌های کدر، رابطه مستقیمی میان افزایش منیزیم و محتوی F برقرار است (شکل ۸-A). به‌علاوه، بررسی عرض از مبدا فلئوئور و کلر IV(F) و IV(Cl) و نسبت فلئوئور به کلر IV(F/Cl) که برای بیان درجه غنی‌شدگی F و Cl در میکاها به‌صورت کمی به کار می‌روند (Munoz, 1984)، از معیارهای مهم در رده‌بندی توده‌ها و همچنین تشخیص و تمیز سامانه‌های پورفیری کانه‌زا و عقیم است (Boomeri et al., 2009). IV(F/Cl) وابسته به دما نبوده و با فلوگاسیته HCl و HF در ماگما و سیالات مرتبط است (Yavuz, 1997). در این راستا و براساس (Munoz, 1984). رسم نمودار IV(F) در مقابل IV(F/Cl)، فراوانی بسیار بالاتر فلئوئور نسبت به کلر را در بیوتیت‌های پورفیری کدر نشان می‌دهد. همچنین این بررسی قرارگیری کانسار کدر در رده توده‌های مس پورفیری را تأیید می‌کند (شکل ۸-B). در ادامه نیز، با توجه به اهمیت فلوگاسیته هالوژن‌ها در بازسازی شاخص‌های مؤثر بر کانه‌زایی و همچنین روند تغییرات محتوی هالوژنی در سامانه‌های کانه‌زایی ماگمایی و هیدروترمال log (fHF) (Selby and Nesbitt, 2000)، و log (fHCl / fH₂O) در کانسار کدر نیز مطالعه گردید. لگاریتم نسبت‌های fH₂O/fHF و fH₂O/fHCl در کانسار کدر به ترتیب ۴/۵۷-۵/۷۷ و ۴/۶۲-۴/۳۴ می‌باشد. میانگین fH₂O/fHCl و fH₂O/fHF نیز به ترتیب ۴/۹۵ و ۴/۴۶ است (جدول ۱) که در هردو بیشتر از یک است و مبین این موضوع می‌باشد که محتوی آب سیالات اولیه نسبت به محتوی هالوژنی دارای غنی‌شدگی بیشتری است (Zhang et al., 2016). همچنین نسبت fHF/fHCl در بیوتیت‌های کدر دارای محدوده تغییرات ۰/۹۴- تا ۲/۱۲- و میانگین ۱/۳۶- است (جدول ۱).

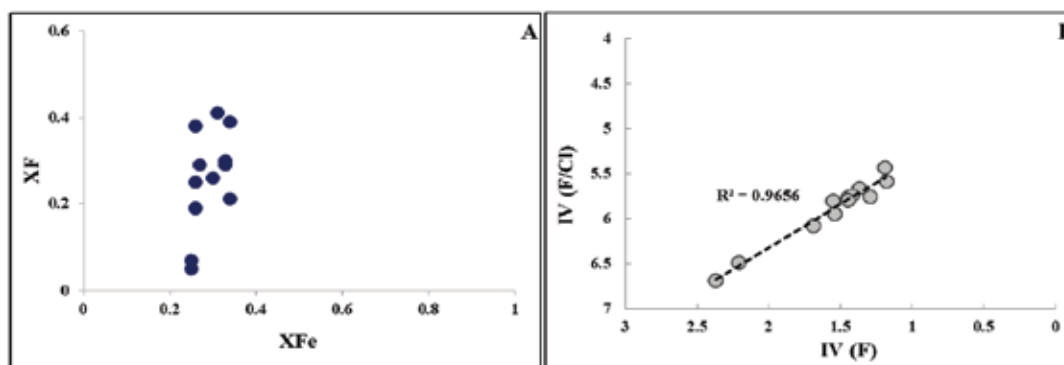
محتوی هالوژنی در ماگما و سیالات هیدروترمال را می‌توان از شاخص‌های مهم در انتقال فلزات برشمرده که انتقال غالب مس به‌صورت کمپلکس‌های کلریدی از این جمله است. برای نمونه، نتایج حاصل از بررسی‌های

می‌شوند. این عناصر گاهی به‌صورت کاتیون‌های بین لایه‌ای در کلریت جای می‌گیرند (Czamanske et al., 1981). CaO به ترتیب با میانگین فراوانی ۰/۰۲ Wt.% و ۰/۱۴ Wt.% در بیوتیت و کلریت، فراوانی بالاتری را در کلریت‌ها نشان می‌دهد (شکل ۷-H)؛ درحالی‌که Na₂O در بیوتیت‌ها با میانگین ۰/۲ Wt.% تمرکز بالاتری نسبت به کلریت‌ها با میانگین ۰/۰۲ Wt.% دارد (شکل ۷-I). در ادامه نیز شیمی کلریت‌ها در کانسار مس پورفیری کدر با سایر توده‌های نفوذی در دنیا نظیر توده پورفیری آلتار^۱ در جنوب آند مرکزی (Maydagan et al., 2016) مقایسه گردید. مقایسه کلریت‌های دو توده پورفیری که بر مبنای فراوانی Si، Fe⁺² و Mg صورت پذیرفت، نشان داد که کلریت‌های مورد مطالعه در کانسار کدر به مانند کلریت‌های بررسی شده در کانسار آلتار از نوع کلینوکلر هستند (شکل ۵). افزون بر این، به‌طور خاص محتوی هالوژنی (F و Cl) بیوتیت می‌تواند جهت بررسی شاخص‌های ماگمایی و سیالات هیدروترمالی مرتبط با آن به کار رود (Siahcheshme et al., 2012). هالوژن‌ها به‌ویژه عناصر فرار فلئوئور و کلر نقش مهمی در سامانه کانه‌زایی ماگمایی و هیدروترمالی دارند. از اینرو بررسی تغییرات F-Cl-OH در بیوتیت، جزئیات بیشتری را از شیمی ماگمای اولیه و سیالات هیدروترمالی در اختیار محققین قرار می‌دهد. مقایسه محتوی هالوژنی بیوتیت‌های کانسار پورفیری کدر با کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در این کانسار نشان از کاهش شدید F و Cl در کلریت نسبت به بیوتیت دارد (شکل ۷-K و J). در این رابطه، بررسی روند جانمایی OH⁻، F، Cl در ساختار بیوتیت‌های کانسار مس پورفیری کدر، نشان از همبستگی منفی بین محتوی فلئوئور در بیوتیت‌ها با OH⁻ دارد. در مقابل، میزان Cl در پورفیری کدر همبستگی خاصی با OH⁻ نشان نمی‌دهد (شکل ۷-L). همبستگی منفی شدید بین فلئوئور و OH⁻ در پورفیری مورد مطالعه، مبین جایگیری آسان‌تر و سازگاری بیشتر فلئوئور در ساختار بیوتیت می‌باشد. همچنین با اذعان به اصل همبستگی منفی میان آهن و فلئوئور (اصل طرد فلئوئور-آهن)، به‌طور معمول، بیوتیت‌های با میزان Mg بالا، محتوی فلئوئور بیشتری نیز نشان خواهند داد (Monuz, 1984).

1. Altar



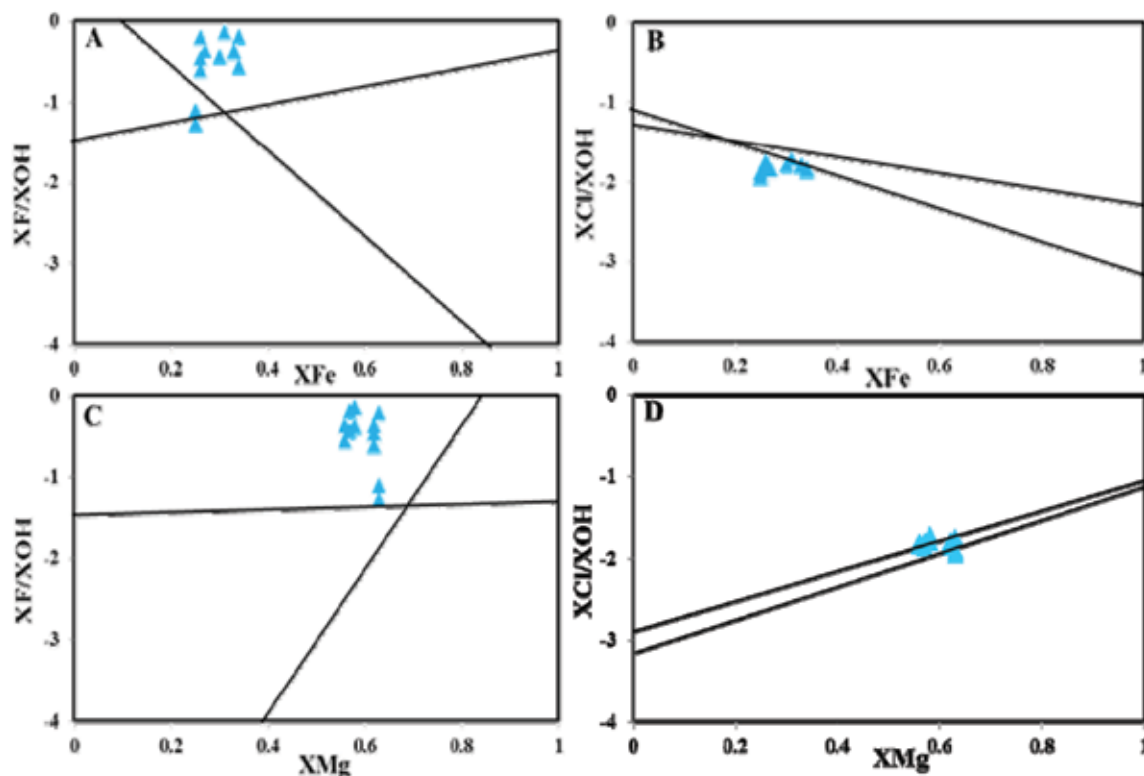
شکل ۷. A-K) تغییرات زمین‌شیمیایی عناصر در بیوتیت و کلریت‌های حاصل از دگرسانی؛ L) تغییرات محتوی هالوژنی در کانسار مس پورفیری کدر در نمودار OH-Cl-F



شکل ۸. A) بررسی شیمی بیوتیت‌های کدر در XFe در مقابل XF (A) نمودار IV(F) در مقابل IV(F/Cl) (B)

فلوئور در توده ماگمایی و همچنین در طی رخداد دگرسانی پتاسیک را تقویت می‌کند. در مقابل بررسی پراکنش Cl در بیوتیت‌های کدر بر روی نمودار XFe در مقابل XCl/XOH نشان داد که محتوی کلر در پورفیری کدر، از روند مشابهی با خطوط نمودار پیروی می‌کند که این امر مبین این موضوع است که بیوتیت‌های کانسار کدر تحت شرایط فوگاسیته کلر یکسان شکل گرفته‌اند (شکل ۹-A و B). بررسی فوگاسیته محتوی هالوژنی مس پورفیری کدر در نمودار XMg در مقابل XCl/XOH و XF/XOH نیز نتایج فوق مبنی بر روند ثابت محتوی Cl و عدم ثبات تغییرات محتوی F در سامانه پورفیری کدر را تأیید نمود (شکل ۹-C و D). با عنایت به همبستگی منفی فلوئور و آهن (Monuz, 1984). افزایش نسبی F در پورفیری کدر را می‌توان به غنی‌شدگی این سامانه پورفیری از منیزیم نسبت داد.

Zhu and Sverjensky, 1992 نشان داد که بیوتیت‌هایی که تحت شرایط فشار، حرارت و ترکیب سیال مشابهی تشکیل می‌شوند، بر روی دیاگرام XCl/XOH)/XMg و log(XF/XOH)/XFe و پراکندگی همسان و مشابهی را با روندهای خطی موجود در نمودارها نشان می‌دهند. در همین راستا پراکنش محتوی هالوژنی (Cl و F) در بیوتیت‌های کانسار کدر بر روی نمودارهای log(XCl/XOH)/XMg و log(XF/XOH)/XFe مطالعه گردید. بررسی‌های انجام شده در نمودار XFe در مقابل XF/XOH نشان داد که پراکنش فلوئور در نمونه‌های بیوتیت کانسار کدر، با خطوط نمودار مربوطه، روند همسانی را نداشته که این امر نشان‌دهنده عدم وجود روند یکسان در میزان F در مراحل مختلف تشکیل کانسار کدر است. به بیان بهتر عدم مشابهت روند F با خطوط نمودار، احتمال دخالت سیالات دارای مقادیر مختلف



شکل ۹. A و B) نمودار XFe در مقابل log(XF/XOH) و log(Cl/XOH). C و D) نمودار XMg در مقابل log(XF/XOH) و log(Cl/XOH) در رابطه با بررسی شاخص‌های مؤثر بر کانه‌زایی در کانسار پورفیری کدر، مطالعه شرایط فوگاسیته اکسیژن در کانسار کدر، نشان‌دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن در توده ماگمایی است (شکل ۹-A). اما باید بدین مهم توجه داشت که اگرچه حاکم بودن شرایط اکسیژن بالای محیط به‌منظور حفظ گوگرد موجود در سامانه ماگمایی پورفیری الزامی است، اما تغییر شرایط از اکسیدی به احیائی، از الزامات مهم جهت رخداد کانه‌زایی سولفیدی قابل توجه در دگرسانی پتاسیک (به‌خصوص

مادر این پورفیری در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن است. همچنین، دماسنجی بیوتیت‌های کدر، کمینه و بیشینه ۵۱۶ تا ۶۸۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. میانگین دمایی بیوتیت‌های مورد مطالعه در پورفیری کدر نیز ۶۱۱/۱ درجه سانتی‌گراد است. محاسبات دماسنجی برای کلریت‌های کانسار پورفیری کدر نیز بازه دمایی ۱۸۰/۱۹ تا ۳۶۹/۸۷ درجه سانتی‌گراد و میانگین ۳۱۲/۷۱ درجه سانتی‌گراد را نشان داد. از منظر فراوانی هالوژن‌ها نیز رسم نمودار IV(F) در مقابل IV(F/Cl)، فراوانی بسیار بالاتر فلئوئور نسبت به کلر را در بیوتیت‌های پورفیری کدر نشان می‌دهد. همبستگی منفی میان XFe و فلئوئور و در مقابل همبستگی مثبت میان منیزیم و فلئوئور نشان می‌دهد که در بیوتیت‌های کدر، رابطه مستقیمی میان افزایش منیزیم و محتوی فلئوئور برقرار است. بررسی نسبت فوگاسیته‌های هالوژنی و میزان آب در بیوتیت‌های پورفیری کدر تأیید نمود که محتوای آب سیالات اولیه نسبت به محتوای هالوژنی، دارای غنی‌شدگی بیشتری است. همچنین مطالعه فوگاسیته فلئوئور و بیوتیت نشان‌دهنده عدم وجود روند یکسان در میزان غنی‌شدگی فلئوئور در مراحل مختلف تشکیل کانسار کدر و احتمال دخالت سیالات دارای مقادیر مختلف فلئوئور در توده ماگمایی و همچنین در طی رخداد دگرسانی پتاسیک است. در مقابل بررسی محتوای کلر در پورفیری کدر مبین این موضوع است که بیوتیت‌های کانسار کدر تحت شرایط فوگاسیته کلر یکسان شکل گرفته‌اند. در نهایت ثبات تقریبی فوگاسیته بالای اکسیژن و همچنین غالب ماندن دمای بالا طی دگرسانی پتاسیک کانسار کدر را می‌توان از عوامل احتمالی مؤثر در عیار نسبتاً پایین این کانسار برشمرد.

منابع

- اسدی، س.، ۱۳۹۲. ژئوشیمی توده‌های پورفیری کانه‌زا و عقیم در کمپلکس مس شهر بابک، کمر بند ولکانوپلوتونیک ارومیه دختر. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شیراز، ۲۸۳.

- Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35, 2, 525-541.

مراحل انتهایی) است. به همین دلیل کانه‌زایی را می‌توان تا حد زیادی به تغییر شرایط فوگاسیته اکسیژن از محدوده هماتیت-مگنتیت (HM) به نیکل-نیکل اکسید (NNO) دانست (Richards, 2011). در کل تبلور مگنتیت در زون دگرسانی پتاسیک طبق واکنش $12[FeO] + H_2SO_4 = 4Fe_3O_4 + H_2S$ موجبات احیای شدن محیط و رخداد کانه‌زایی در محدوده پتاسیک را فراهم می‌آورد (Liang et al., 2009). با این تفاسیر، می‌توان بیان داشت که عدم رخداد قابل توجه مگنتیت در زون پتاسیک کانسار مس پورفیری کدر و ثبات تقریبی شرایط اکسیدی و در نهایت عدم بروز شرایط احیایی لازم جهت کانه‌زایی، یکی از دلایل مهم عیار پایین کانه‌زایی در این کانسار است. افزون بر فوگاسیته اکسیژن، توانایی سامانه‌های پورفیری در کاهش دما و سرد شدن، نقش مهمی در افزایش کانه‌زایی ایفا می‌کند (Hezarkhani, 2006). بدین صورت که با اذعان به تأثیرپذیری حلالیت مس از شاخص دما در سیالات مشتق شده از توده ماگمایی، کاهش حلالیت مس و تنه‌نشست آن با کاهش دما از ۴۰۰ به ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد، افزایش قابل توجهی می‌یابد (Landtwing et al., 2005). در نهایت می‌توان احتمال داد که با توجه به دماسنجی انجام گرفته براساس شیمی بیوتیت در کانسار کدر (با محدوده ۵۱۶ تا ۶۸۰ درجه سانتی‌گراد و میانگین ۶۱۱/۱ درجه سانتی‌گراد)، غالب ماندن دمای بالا به همراه بالا ماندن فوگاسیته اکسیژن طی دگرسانی پتاسیک کانسار کدر، از عوامل مؤثر در عدم کانه‌زایی سولفیدی قابل توجه و عیار نسبتاً پایین این کانسار می‌باشد.

نتیجه‌گیری

از منظر ماهیت تشکیل، بیوتیت‌های کانسار مس پورفیری کدر در مرز بین بیوتیت‌های ماگمایی اولیه و ماگمایی تعادل مجدد یافته قرار می‌گیرند. همچنین براساس شیمی بیوتیت، جایگاه تکتونیکی کانسار کدر در محدوده کالک آلکالن قرار می‌گیرد. علاوه بر این، براساس محاسبات انجام شده در رابطه با کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در کانسار کدر، کلریت‌های مطالعه شده در رده کلینوکلر قرار دارند. مطالعه شیمی بیوتیت جهت تعیین شرایط فوگاسیته اکسیژن در کانسار کدر، مبین تشکیل ماگمای

- Afshooni, S.Z., Mirnejad, H., Esmaeily, D. and Haroni, H.A., 2013. Mineral chemistry of hydrothermal biotite from the Kahang porphyry copper deposit (NE Isfahan), Central Province of Iran. *Ore Geology Reviews*, 54, 1, 214-232.
- Albuquerque, C.A.R., 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, 1, 1779-1802.
- Aminroayaei Yamini, M., Tutti, F., Aminroayaei Yamini, M.R., Jamshid Ahmadian, J. and Wan, B., 2015. Examination of chloritization of biotite as a tool for reconstructing the physico-chemical parameters of mineralization and associated alteration in the Zafarghand porphyry copper system, Ardestan, Central Iran: mineral-chemistry and stable isotope analyses. *Mineralogy and Petrology*, 11, 5, 747-759.
- Asadi, S., Moore, F. and Zarasvandi, A., 2014. Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcano-plutonic belt, Kerman region, Iran: a review. *Earth-Science Reviews*, 138, 1, 25-46.
- Ayati, F., Yavuz, F., Noghreyan, M., Haroni, H. A. and Yavuz, R., 2008. Chemical characteristics and composition of hydrothermal biotite from the Dalli porphyry copper prospect, Arak, central province of Iran. *Mineralogy and Petrology*, 94, 3, 107-122.
- Aydin, F., Karsli, O. and Sadiklar, M.B., 2003. Mineralogy and Chemistry of Biotites from Eastern Pontide Granitoid Rocks, NE-Turkey: Some Petrological Implications for Granitoid Magmas. *Chemical Geology*, 63, 2, 163-182.
- Bao, B., Webster, J.D., Zhanga, D.H., Goldoff, B.A. and Zhang, R.Z., 2016. Compositions of biotite, amphibole, apatite and silicate melt inclusions from the Tongchang mine, Dexing porphyry deposit, SE China: Implications for the behavior of halogens in mineralized porphyry systems. *Ore Geology Reviews*, 79, 1, 443-462.
- Beane, R.E., 1974. Biotite stability in the porphyry copper environment. *Economic Geology*, 69, 2, 241-256.
- Boomeri, M., Nakashima, K. and Lentz, D.R., 2009. The Miduk porphyry Cu deposit, Kerman, Iran: a geochemical analysis of the potassic zone including halogen element systematics related to Cu mineralization processes. *Journal of Geochemical Exploration*, 103, 1, 17-29.
- Cao, M., Qin, K.Z., Li, G.M., Yang, Y., Evans, N.J., Zhang, R. and Jin, L., 2014. Magmatic process recorded in plagioclase at the Baogutu reduced porphyry Cu deposit, western Junggar, NW-China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 82, 1, 136-150.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 1, 471-485.
- Core, D.P., Kesler, S.E. and Essene, E.J., 2006. Unusually Cu-rich magmas associated with giant porphyry copper deposits: evidence from Bingham, Utah. *Geology*, 34, 1, 41-44.
- Czamanske, G.K., Ishihara, S. and Atkin, S.A., 1981. Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. *Journal of Geophysical Research*, 86, 1, 10431-10469.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1986. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*, Second Longman Editions. Longman, London, 696.
- Ghorbani, M. and Ebrahimi, M., 2009.

- Tertiary-Quaternary magmatism in the Dehaj area. *Earth and Recourse Journal*, 1, 1, 77-89.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V. and Thomson, J.A., 2005. The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90, 3, 316-328.
 - Hezarkhani, A., 2006. Mineralogy and fluid inclusion investigations in the Reagan Porphyry System, Iran, the path to an uneconomic porphyry copper deposit. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 5, 598-612.
 - 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, 4, 440-458.
 - Lalonde, A.E. and Bernard, P., 1993. Composition and color of biotite from granites: two useful Properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay orogeny, Northwest Territories. *Canadian Mineralogist*, 31, 1, 203-217.
 - Landtwing, M.R., Pettke, T., Halter, W.E., Heinrich, C.A., Redmond, P.B., Einaudi, M.T. and Kunze, K., 2005. Copper deposition during quartz dissolution by cooling magmatic-hydrothermal fluids: the Bingham porphyry. *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 1, 229-243.
 - Li, J.X., Qin, K. Z., Li, G.M., Xiao, B., Chen, L. and Zhao, J.X., 2011. Post-collisional ore-bearing adakitic porphyries from Gangdese porphyry copper belt, southern Tibet: Melting of thickened juvenile arc lower crust. *Lithos*, 126, 1, 265-277.
 - Liang, H.Y., Sun, W.D., Su, W.C. and Zartman, R.E., 2009. Porphyry copper-gold mineralization at Yulong, China, promoted by decreasing redox potential during magnetite alteration. *Economic Geology*, 104, 1, 587-596.
 - Maydagan, L., Franchini, M., Impiccini, A. and Lentz, D.R., 2016. Phyllosilicates geochemistry and distribution in the Altar porphyry Cu-(Au) deposit, Andes Cordillera of San Juan, Argentina: Applications in exploration, geothermometry, and geometallurgy. *Journal of Geochemical Exploration*, 167, 2, 83-109.
 - Monuz, J.L., 1984. F-OH and Cl-OH exchange in mica with application to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy*, 13, 1, 469-493.
 - Nachit, H., Razafimahefa N., Stussi, J.M. and Carron J.P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides", *Comptes Rendus Hebdomadaires del. Académie des Sciences*, 301, 11, 813-818.
 - Nachit, H., Ibhi, A.B., Abia, El-H., El Hassan, A. and Ben Ohoud, M., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites, and neoformed biotites. *Computer Research Geoscience*, 337, 1415-1420.
 - Parneix, J.C., Beaufort, D., Dudoignon, P. and Meunier, A., 1985. Biotite chloritization process in hydrothermally altered granites. *Chemical Geology*, 51, 2, 89-101.
 - Parsapoor, A., Khalili, M., Tepley, F. and Maghami, F., 2015. Mineral chemistry and isotopic composition of magmatic, re-equilibrated and hydrothermal biotites from Darreh-Zar porphyry copper deposit, Kerman (Southeast of Iran). *Ore Geology Reviews*, 66, 1, 200-218.
 - Reich, M., Deditius, A., Chryssoulis, S., Wei Li, J., Mae, C.Q., Parada, M.A., Barra, F. and Mittermayr, F., 2013. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper

- system: A SIMS/EMPA trace element study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 104, 1, 42-62.
- Richards, J.P., 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geology Review*, 40, 1, 1-26.
 - Richards, P.J., 2014. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews*, 220, 1, 139-155.
 - Selby, D. and Nesbitt, B.E., 2000. Chemical composition of biotite from Casino porphyry Cu-Au-Mo mineralization, Yukon, Canada: evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry. *Chemical Geology*, 171, 1, 77-93.
 - Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24, 4, 405-417.
 - Siahcheshme, K., Calagari, A.A., Abedini, A. and Lentz, D.R., 2012. Halogen signatures of biotites from the Maher-Abad porphyry copper deposit, Iran: characterization of volatiles in syn- to postmagmatic hydrothermal fluids. *International Geology Review*, 54, 12, 1353-1368.
 - Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105, 1, 3-41.
 - Speer, A., 1984. Micas in igneous rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13, 1, 299-356.
 - Sun, W.D., Liang, H.Y., Ling, M.X., Zhan, M.Z., Ding, X., Zhang, H., Yang, X.Y., Li, Y.L., Ireland, T.R., Wei, Q.R. and Fan, W.M., 2013. The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 103, 1, 263-275.
 - Taghinejad, A., 2012. Petrology, alteration and copper mineralization in Keder area, Shahr-e-babak, Kerman province. M.Sc thesis, Islamic Azad University. 269.
 - Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H.J. and Trumbull, R.B., 1997. On Li-bearing micas: Estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61, 1, 809-834.
 - Ulrich, T., Gunther, D. and Heinrich, C.A., 1999. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits. *Nature*, 399, 1, 676-679.
 - Walshe, J.L., 1986. A six component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems. *Economic Geology*, 81, 3, 681-703.
 - Wang, R., Richards, J.P., Hou, Z.Q., Yang, Z.M., Gou, Z.B. and DuFrane, A.S., 2014. Increasing Magmatic Oxidation State from Paleocene to Miocene in the Eastern Gangdese Belt, Tibet: Implication for Collision-Related Porphyry Cu-Mo±Au Mineralization. *Society of Economic Geologists*, 109, 1, 1943-1965.
 - Wilkinson, J.J., 2013. Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nature Geoscience*, 6, 1, 917-925.
 - Wones, D.R. and Eugster, H.P., 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application. *American Mineralogist*, 50, 1, 1228-1272.
 - Yavuz, F., 1997. Igneous and hydrothermal alteration biotites from the Güzelyayla porphyry copper mineralization area, northern Turkey. In: Papunen H (ed) *Mineral deposits: research and exploration. Mineral Petrology*, 94, 1, 107-122.
 - Zarasvandi, A., Liaghat, S. and Zentilli, M., 2005. Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad Porphyry Copper Deposits, Central Iran. *International Geology Review*, 47, 1, 620-646.

- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Sadeghi, M., Lentz, D., Adelpour, M. and Pourkaseb, H., 2015. Rare earth element signatures of economic and sub-economic porphyry copper systems in Urumieh-Dokhtar magmatic arc (UDMA), Iran. *Ore Geology Reviews*, 70, 2, 407-423.
- Zhang, W., Lentz, D.R., Thorne, K.G. and McFarlane, C., 2016. Geochemical characteristics of biotite from felsic intrusive rocks around the Sisson Brook W-Mo-Cu deposit, west-central New Brunswick: An indicator of halogen and oxygen fugacity of magmatic systems. *Ore Geology Reviews*, 77, 1, 82-96.
- Zhou, ZX., 1986. The origin of intrusive mass in Fengshandong, Hubei province. *Acta Petrologica Sinica*, 2, 2, 59-70.
- Zhu, C. and Sverjensky, D.A., 1992. F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 9, 3435-3467.

بررسی رفتار زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب خاکی در گارنت‌های پگماتیت‌های دره ولی (شمال شرق بروجرد، پهنه سنندج-سیرجان)

سمیه رحمانی جوانمرد^۱، زهرا طهماسبی^(۲)، زینک دینک^۳ و احمد احمدی خلجی^۲

۱. دانشجوی دکتری پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۳. آزمایشگاه ژئوشیمی گوانگجو، اکادمی علوم چین، گوانجو، چین

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۲/۱۰

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۵/۱۶

چکیده

پگماتیت‌های منطقه دره ولی در شمال شرق بروجرد و در پهنه ساختاری سنندج-سیرجان واقع شده‌اند. این پگماتیت‌ها به صورت دایک‌هایی با روند شمال غرب-جنوب شرق، واحدهای گرانودیوریتی منطقه مورد مطالعه را قطع کرده‌اند. این سنگ‌ها از نظر کانی‌شناسی شامل کانی‌های کوارتز، فلدسپارهای آلکالن (ارتوکلاز و میکروکلین)، پلاژیوکلاز، مسکوویت، گارنت (آلماندین-اسپسارتین)، آندالوزیت، تورمالین و آپاتیت هستند. الگوهای REE بهنجار شده نسبت به کندریت در پگماتیت‌های دره ولی، بیانگر غنی‌شدگی اندک LREE نسبت به EERH ($La_N/Yb_N = 1/67-4/40$)، الگوی نسبتاً مسطح HREE و بی‌هنجاری منفی شدید Eu ($Eu/0.02-0/45$) است. Eu^{*2} بررسی شیمی عناصر اصلی گارنت‌های درون این پگماتیت‌ها بیانگر منطقه‌بندی ترکیبی با افزایش FeO و کاهش MnO از مرکز به حاشیه است. مقادیر بسیار بالای منگنز ($MnO = 10/27-13/18 wt. \%$) و مقدار کم کلسیم ($CaO = 15-0/29 wt. \%$) گارنت‌های موجود در پگماتیت دره ولی، مشابه گارنت‌های ماگمایی درون مذاب‌های پگماتیته است. ترکیب بلورهای گارنت بر روی نمودار $MnO+CaO$ در مقابل $FeO+MgO$ (برحسب درصد وزنی)، بیانگر تبلور آنها در بخش حاشیه‌ای رگه پگماتیته و از مذاب‌های کم‌تر تفریق یافته است. نتایج LA-ICP-MS حاکی از غنی‌شدگی گارنت‌های مورد مطالعه از عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE)، تهی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و بی‌هنجاری منفی شدید Eu در مرکز ($Eu/Eu^{*2} = 0-0/41$) و مثبت $Eu/Eu^{*2} = 0-3/22$ در حاشیه‌ها است. عناصر $U, Hf, Ta, Nb, Zr, Ti, HREE, Y$ و Mn از مرکز به سمت حاشیه کاهش نشان می‌دهند. این تغییرات از مرکز به حاشیه، به افزایش فاز سیال و اکتیویته H_2O در ماگما و افزایش تفریق ماگمایی نسبت داده شده است. الگوی REE و بی‌هنجاری‌های Eu در گارنت‌های دارای منطقه‌بندی، بیانگر تبلور آنها در شرایط احیایی تا اکسیدان است.

واژه‌های کلیدی: بروجرد، پگماتیت، دره ولی، زمین‌شیمی، عناصر کمیاب خاکی، گارنت ماگمایی.

مقدمه

دگرگونی با درجات دگرگونی متنوع نیز متداول است (London, 2008; Heimann, 2015). گارنت موجود در پگماتیت‌های گرانیتی اغلب ماگمایی است و از محلول‌های

گارنت به‌عنوان یک کانی فرعی در پگماتیت‌های گرانیتی پرآلومین شناخته می‌شود، افزون بر این، در سنگ‌های

* نویسنده مرتبط: tahmasebi.z@lu.ac.ir

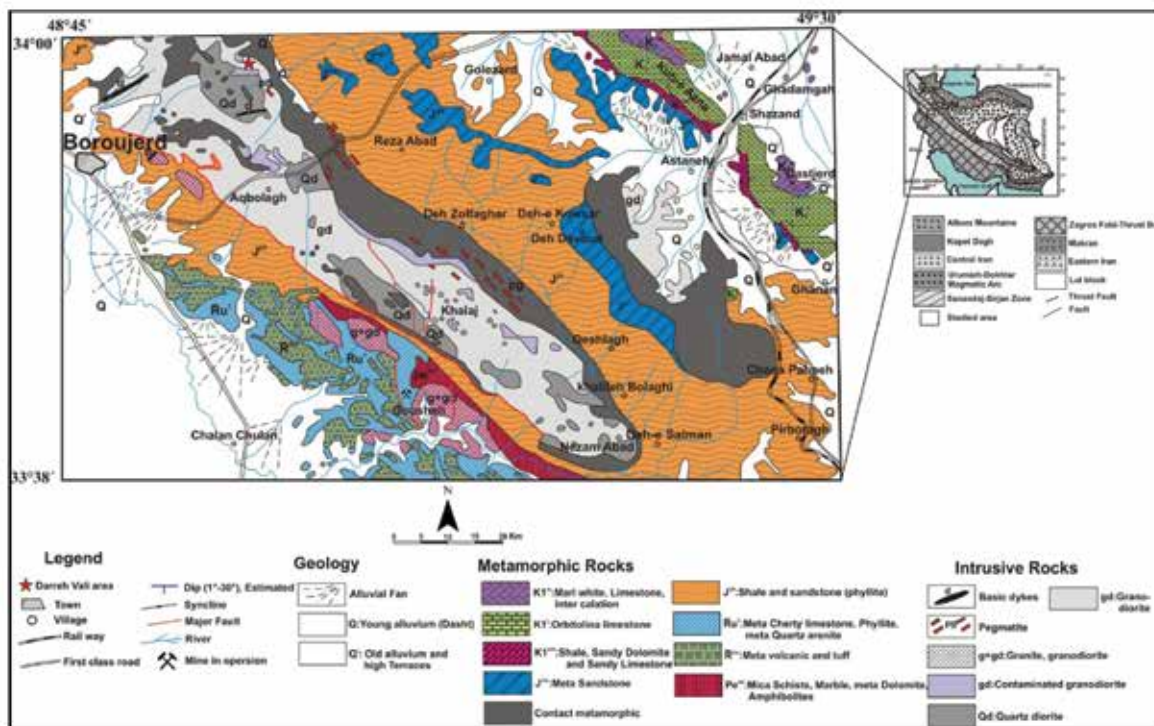
واقع شده است. در منطقه مورد مطالعه گستره وسیعی از سنگ‌ها با ترکیب اسیدی و بازیگ رخنمون دارند. نمونه‌های اسیدی که بیشترین حجم را در منطقه مورد مطالعه دارد، شامل سنگ‌هایی با ترکیب کوارتز دیوریت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت و پگماتیت‌ها هستند. سنگ‌های بازیگ شامل دایک‌های دلریتی است که سایر واحدهای سنگی منطقه را قطع می‌کنند و انکلاوهای بزرگ گابرویی به اندازه چندین متر در سنگ‌های کوارتز دیوریتی دیده می‌شوند. محققین بسیاری به بررسی سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه بروجرد پرداخته‌اند، اما تاکنون در این بررسی‌ها، زمین‌شیمی ترکیب کل دایک‌های پگماتیته و همچنین تغییرات عناصر کمیاب خاکی در گارنت موجود در آنها مورد بحث و بررسی قرار نگرفته است. از این‌رو، در بررسی‌های پیش‌بینی شده در طی این پژوهش، به توصیف و بررسی ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی پگماتیت‌های دره ولی و همچنین به بررسی خاستگاه و الگوی تغییرات عناصر اصلی و کمیاب خاکی گارنت موجود در آنها پرداخته خواهد شد.

روش مطالعه

به‌منظور مطالعه دایک‌های پگماتیته منطقه دره ولی، تعداد ۵۰ نمونه دستی در طی پیمایش صحرایی برداشت گردید. پس از بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری و مطالعات دقیق سنگ‌نگاری، در راستای تعیین شیمی کانی‌های پگماتیته تعداد سه عدد مقطع نازک-صیقلی با ضخامت ۲۵۰ میکرون جهت تجزیه LA-ICP-MS و EPMA تهیه گردید. عناصر اصلی در کانی گارنت از حاشیه به مرکز و حاشیه-مرکز-حاشیه در چندین نقطه به‌وسیله ریزپردازنده JEOL (مدل JXA-8100)، با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلووات و جریان پرتو nA20 در کشور چین اندازه‌گیری شد. به‌منظور مطالعات زمین‌شیمیایی دقیق‌تر، ۳۴ عنصر کمیاب در چندین دانه گارنت و در چندین نقطه از حاشیه-مرکز-حاشیه توسط تجزیه LA-ICP-MS در کشور چین اندازه‌گیری گردید. همچنین جهت مطالعات زمین‌شیمیایی، از میان نمونه سنگ‌های پگماتیته برداشت شده، سه نمونه انتخاب و پس از خردایش به کشور چین ارسال گردید تا به روش فلورانس اشعه ایکس (Rigaku ZSX100e)(XRF)

جامدآلماندین غنی‌ازمنگنز(اسپسارتین)(Manning, 1983) و یا غنی در اسپسارتین (Whitworth, 1992) تشکیل می‌شوند. گارنت‌های موجود در پگماتیت‌های کم‌تر تفریق یافته معمولاً غنی از آهن هستند (Müller et al., 2012). در بیشتر موارد گارنت‌های ماگمایی در پگماتیت‌های فلسیکی ($\text{SiO}_2 \geq 70 \text{ tw.}\%$) تشکیل می‌شوند و در ارتباط با گرانیتوئیدهای پرآلومین تا متآلومین هستند (Allan and Clarke, 1981; Miller and Stoddard, 2007; Dahlquist et al., 1981). بررسی شیمی عناصر اصلی کانی گارنت و الگوی منطقه‌بندی آن در بررسی ماهیت مذاب پگماتیته از اهمیت خاصی برخوردار است (Černý et al., 1985). اگر گارنت دارای یک منشأ اولیه ماگمایی باشد، بررسی آن می‌تواند اطلاعات مفیدی را در مورد ژئودینامیک ژنز ماگما و شرایط فشار و درجه حرارت ارائه دهد (Green, 1977, 1992; Harangi et al., 2001). مطالعه عناصر کمیاب به‌ویژه عناصر کمیاب خاکی بر روی گارنت‌ها نیز می‌تواند راهگشای بسیاری از مسائل در زمینه شناسایی سنگ منشأ گارنت، تغییرات دما و فشار در مذاب، ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیالات هیدروترمال نظیر pH، درجه حرارت (T) و فوگاسیته اکسیژن ($f\text{O}_2$) باشد.

در منطقه بروجرد در پهنه ساختاری سنندج-سیرجان، مجموعه وسیعی از توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی با وسعت ۱۸۰ تا ۲۰۰ کیلومتر مربع با روند شمال غرب-جنوب شرق برونزد دارند. این مجموعه گرانیتوئیدی جزء گرانیت‌های کمان آتشفشانی مرتبط با حاشیه قاره‌ای فعال بوده و از نظر زمین‌شیمیایی از نوع I، متآلومین تا کمی پرآلومین هستند (Ahmadi-Khalaji et al., 2007). سنگ‌های گرانیتوئیدی و سنگ‌های درونگیر این توده‌ها توسط تعدادی از دایک‌های فلسیک با ترکیب‌های آپلیته و پگماتیته به طول ده‌ها متر و پهنای چند متر قطع گردیده‌اند. منطقه مورد بررسی در روستای دره ولی واقع در شمال شرق شهرستان بروجرد و بین طول‌های جغرافیایی $48^{\circ} 54'$ تا $49^{\circ} 34'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $33^{\circ} 58'$ تا $34^{\circ} 00'$ شمالی قرار گرفته است (شکل ۱). این منطقه از نظر زمین‌شناسی در بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان



شکل ۱. موقعیت منطقه دره ولی در نقشه زمین شناسی ایران و نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خرمآباد) (حاج ملاعلی و سهندی، ۱۳۷۱)

شد و سپس برای رسم نمودارهای زمین شیمیایی از برنامه‌های Icpet، Excel و GCDkit استفاده شد. مقدار Fe^{+3} جهت دسترسی به فرمول ساختاری کانی‌ها با استفاده از روش ارائه شده توسط Droop (1987) که براساس استوکیومتری کانی‌ها است، محاسبه شد. علایم اختصاری کانی‌ها بر مبنای Whitney and Evans (2010) هستند.

برای عناصر اصلی و ICP-MS برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی مورد بررسی قرار گیرند. نتایج تجزیه شیمی مربوط به ترکیب کل نمونه‌های مورد مطالعه و تجزیه ریزپردازشی و همچنین تجزیه LA-ICP-MS کانی گارنت به همراه نتایج حاصل از محاسبه فرمول ساختاری آن در جداول ۱، ۲ و ۳ ارائه شده است. در این پژوهش، ابتدا کاتیون‌های اکسیدهای عناصر اصلی با نرم‌افزار Minerals Spread sheet محاسبه

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی ترکیب کل دایک‌های پگماتیته دره ولی

Sample No.	DD1	DD2	D9
SiO ₂ (wt.%)	۸۱٫۲۷	۷۴٫۹	۷۵٫۷۶
TiO ₂	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۵
Al ₂ O ₃	۱۱٫۴	۱۵	۱۴٫۲۴
Fe ₂ O ₃ T	۱٫۰۱	۱٫۲۵	۱٫۶۳
FeO	۰٫۹۲	۱٫۱۴	۱٫۴۸
MnO	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۰۷
MgO	۰٫۰۷	۰٫۱۵	۰٫۲۳
CaO	۰٫۴۱	۰٫۷۵	۰٫۵۲
Na ₂ O	۳٫۴۱	۵٫۴۷	۳٫۵
K ₂ O	۱٫۶۶	۱٫۰۲	۱٫۸۸

ادامه جدول ۱.

P ₂ O ₅	۰/۱۹	۰/۳۸	۰/۲۱
Cl	۰/۰۱>	۰/۰۱>	۰/۰۱
LOI	۰/۷	۰/۷۳	۰/۹۲
Total	۱۰۰/۵	۱۰۰/۱۹	۹۹/۵۸
F (ppm)	۲۰۰	۵۲۰	۴۱۰
Be	۰/۶۵	۰/۷۲	۰/۳۵
Sc	۴/۹	۲/۸	۴/۴
W	۲	۴	۱
Sn	۴	۸	۳
V	۵>	۵>	۵>
Cr	۱۰>	۱۰>	۱۰>
Ga	۱۷/۷	۱۹	۱۹/۳
Rb	۶۶/۵	۶۳/۹	۸۰/۶
Sr	۲۴/۸	۴۹	۱۹/۹
Y	۲/۸	۳/۴	۱۴/۸
Zr	۲۸	۳۱	۳۱
Nb	۲/۳	۳/۶	۰/۶
Cs	۱/۲۴	۲/۳۹	۱/۳
Ba	۶۵/۳	۶۲/۹	۳۳/۶
La	۱/۹	۲/۵	۵/۹
Ce	۳/۴	۶/۲	۱۲/۶
Pr	۰/۳۷	۰/۵۹	۱/۳۸
Nd	۱/۳	۲/۲	۴/۶
Sm	۰/۳۶	۰/۶۹	۱/۶
Eu	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۱۱
Gd	۰/۳۳	۰/۶۴	۱/۶۹
Tb	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۳۵
Dy	۰/۵	۰/۶۳	۲/۳۲
Ho	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۴۸
Er	۰/۳۵	۰/۳	۱/۴۸
Tm	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۲۹
Yb	۰/۵۳	۰/۴۲	۲/۲۸
Lu	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۳۵
Hf	۱/۳	۱/۴	۱/۳
Ta	۰/۶	۱/۲	۰/۲
Th	۰/۷۶	۱/۳۷	۲/۲۱
U	۰/۶۷	۱/۷۳	۴/۱۵
A/CNK	۱/۴۴	۱/۴۶	۱/۶۶
Norm. Cn	۴/۱۶	۴/۹	۶/۸۱
Eu/Eu*	۰/۵۲	۰/۵۴	۰/۲
LaN/YbN	۲/۴۴	۴/۰۴	۱/۷۶

Note: $Eu/Eu^* = EuN / ([Sm+Gd]N) / 2$

جدول ۲. نتایج تجزیه ریزپردازشی حاشیه (R) و مرکز (C) گارنت‌های موجود در پگماتیت منطقه دره ولی (wt. %). محاسبه فرمول ساختاری و مقادیر اعضای نهایی آن‌ها (برحسب ۱۲ اتم اکسیژن و به صورت a.p.f.u.)

Sample no.	D9 R-1-1	D9 C-2-1	D9 R-3-1	D9 R-1-2	D9 M-2-2	D9 M-3-2	D9 C-4-2	D9 M-5-2	D9 M-6-2	D9 R-7-2	DD1 R-1-1	DD1 C-1-2	DD1 R-1-3	DD1 C-1-4	DD2 C-1-1	DD2 R-1-2
Spot no.	۱۳۶	۱۳۷	۱۳۸	۱۴۷	۱۴۸	۱۴۹	۱۵۰	۱۵۱	۱۵۲	۱۵۳	۸۲	۱۰۱	۱۰۲	۱۱۴	۵۸	۵۹
SiO ₂	۳۵/۱۱	۳۵/۰۰	۳۴/۶۳	۳۴/۴۵	۳۳/۸۰	۳۴/۴۳	۳۴/۲۶	۳۳/۲۰	۳۴/۲۶	۳۴/۳۵	۳۵/۰۴	۳۵/۱۴	۳۵/۳۲	۳۵/۰۴	۳۴/۳۰	۳۴/۶۵
TiO ₂	۰/۰۴	---	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۱	---	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۷	---	۰/۰۲	۰/۱۱	---	---	---
Al ₂ O ₃	۲۰/۸۸	۲۰/۸۷	۲۰/۶۷	۲۰/۹۸	۲۰/۸۲	۲۰/۶۱	۲۰/۶۲	۱۹/۸۵	۲۰/۶۱	۲۰/۷۳	۲۰/۶۹	۲۰/۷۳	۲۰/۸۸	۲۰/۶۳	۲۰/۷۰	۲۰/۷۴
FeO	۳۰/۹۶	۳۰/۸۴	۳۱/۰۶	۳۰/۸۹	۳۰/۶۹	۳۰/۳۵	۳۰/۳۵	۲۹/۹۳	۲۹/۹۸	۳۰/۷۸	۳۲/۰۵	۳۱/۴۶	۳۲/۱۵	۲۹/۸۵	۳۰/۲۹	۳۱/۵۰
MnO	۱۱/۳۲	۱۱/۶۷	۱۰/۷۱	۱۱/۴۵	۱۱/۹۶	۱۲/۲۱	۱۳/۰۰	۱۲/۴۱	۱۲/۴۲	۱۱/۰۸	۱۰/۲۷	۱۱/۳۰	۱۰/۵۶	۱۳/۱۸	۱۲/۵۸	۱۱/۵۳
MgO	۰/۷۲	۰/۴۲	۰/۸۵	۰/۷۳	۰/۶۱	۰/۴۲	۰/۴۵	۰/۴۶	۰/۵۲	۰/۸۲	۰/۸۵	۰/۵۵	۰/۷۷	۰/۴۸	۰/۳۰	۰/۲۹
CaO	۰/۲۵	۰/۲۷	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۹	۰/۲۸	۰/۲۵	۰/۲۰	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۱۵	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۱۸
Na ₂ O	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۱
K ₂ O	---	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	---	۰/۰۱	---	---	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	---
Total	۹۹/۳۷	۹۹/۰۹	۹۸/۲۸	۹۸/۸۰	۹۸/۲۴	۹۸/۳۴	۹۸/۹۹	۹۶/۳۲	۹۸/۱۲	۹۸/۰۵	۹۹/۱۲	۹۹/۴۶	۱۰۰/۰۱	۹۹/۴۱	۹۸/۴۳	۹۸/۹۰
Si	۲/۹۲	۲/۹۲	۲/۹۱	۲/۸۹	۲/۸۶	۲/۹۱	۲/۸۸	۲/۸۷	۲/۹۰	۲/۹۰	۲/۹۲	۲/۹۳	۲/۹۲	۲/۹۲	۲/۹۰	۲/۹۱
Al iv	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۰۹
Al vi	۱/۹۷	۱/۹۸	۱/۹۶	۱/۹۷	۱/۹۴	۱/۹۶	۱/۹۳	۱/۹۱	۱/۹۵	۱/۹۶	۱/۹۶	۱/۹۶	۱/۹۶	۱/۹۵	۱/۹۶	۱/۹۷
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ³⁺	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳
Fe ²⁺	۲/۱۳	۲/۱۴	۲/۱۶	۲/۱۴	۲/۱۲	۲/۱۱	۲/۰۷	۲/۰۹	۲/۰۸	۲/۱۴	۲/۲۰	۲/۱۶	۲/۲۰	۲/۰۴	۲/۱۱	۲/۱۸
Mn	۰/۸۰	۰/۸۳	۰/۷۶	۰/۸۱	۰/۸۶	۰/۸۷	۰/۹۳	۰/۹۱	۰/۸۹	۰/۷۹	۰/۷۳	۰/۸۰	۰/۷۴	۰/۹۳	۰/۹۰	۰/۸۲
Mg	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۴
Ca	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲
Total	۸/۰۴	۸/۰۴	۸/۰۴	۸/۰۶	۸/۰۸	۸/۰۵	۸/۰۷	۸/۰۷	۸/۰۵	۸/۰۵	۸/۰۴	۸/۰۴	۸/۰۴	۸/۰۵	۸/۰۶	۸/۰۶
alm	۶۸/۸۶	۶۹/۱۲	۶۹/۵۰	۶۸/۰۸	۶۶/۵۱	۶۷/۲۸	۶۵/۰۴	۶۵/۳۸	۶۶/۲۵	۶۸/۴۹	۷۰/۹۰	۶۹/۷۶	۷۰/۹۷	۶۵/۴۵	۶۷/۰۲	۷۰/۰۲
adr	۰/۷۷	۰/۷۹	۰/۶۴	۰/۶۲	۰/۶۸	۰/۸۳	۰/۸۶	۰/۹۰	۰/۶۶	۰/۶۲	۰/۶۵	۰/۵۵	۰/۴۵	۰/۶۶	۰/۴۷	۰/۵۴
grs	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
prp	۳/۰۵	۱/۷۹	۳/۶۶	۳/۱۶	۲/۶۹	۱/۸۴	۱/۹۴	۲/۰۵	۲/۲۸	۳/۵۷	۳/۶۲	۲/۳۱	۳/۲۶	۲/۰۴	۱/۳۰	۱/۲۵
sps	۲۷/۳۱	۲۸/۲۵	۲۶/۲۰	۲۸/۱۴	۲۹/۹۸	۳۰/۰۵	۳۲/۱۳	۳۱/۶۷	۳۰/۶۹	۲۷/۳۲	۲۴/۸۳	۲۷/۲۴	۲۵/۳۲	۳۱/۸۵	۳۱/۰۷	۲۸/۱۹
uv	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۴	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۱۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۳	۰/۰۰

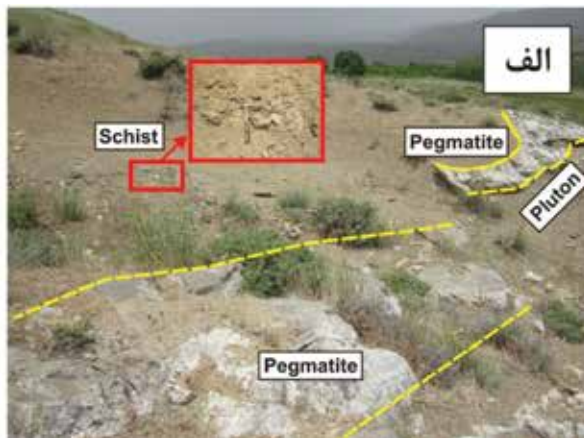
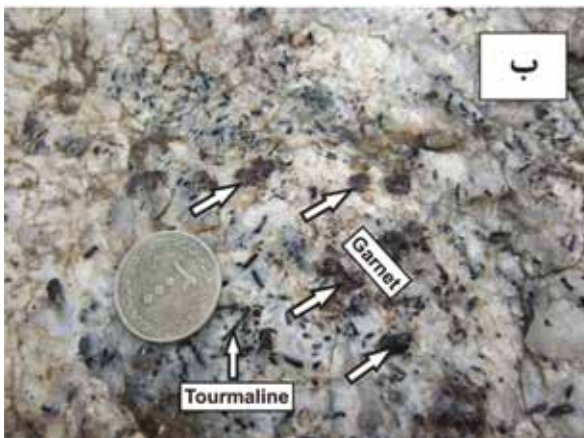
Note: R=Rim; M=Middle; C=Core

نتایج و بحث

ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری پگماتیت دره ولی

و به صورت ایزوتروپ بوده و با مرزهای واضح و صاف بدون واکنش با کانی‌های مجاور قابل مشاهده است (شکل ۳-الف، ب و پ). عدم وجود حاشیه واکنشی در این گارنت‌ها، حاکی از رشد آن‌ها تحت شرایط تعادل است. این کانی غالباً خودشکل، نیمه‌خودشکل، بی‌شکل و خردشده بوده و دارای میانبره‌هایی از تورمالین است (شکل ۳-الف، ب و پ). تورمالین‌ها در مقاطع نازک به صورت خودشکل بوده و دارای منطقه‌بندی با هسته آبی و حاشیه سبز هستند (شکل ۳-پ). آندالوزیت سرسیتی شده در این سنگ‌ها در حاشیه توده‌های نفوذی گرانیتی و پگماتیتی دیده می‌شود (شکل ۳-ت). کوارتزها دارای خاموشی موجی با حاشیه مزرسی به صورت درشت‌بلور تا ریزبلور می‌باشند. از دیگر کانی‌های همراه گارنت می‌توان به مسکوویت اشاره کرد که معمولاً به صورت هم‌زیست با آن دیده می‌شود. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلازها با ماکل پلی‌سنتتیک قابل مشاهده هستند که بیشتر تجزیه‌شدگی به سرسیت در آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-ث). فلدسپار قلیایی بیشتر از نوع ارتوکلاز پرتیتی و میکروکلین است (شکل ۳-ج).

دایک‌های پگماتیتی مورد مطالعه، درون توده نفوذی به‌شدت هوازده و شیست‌ها قرار دارند (شکل ۲-الف). این دایک‌ها، توده‌های گرانیتوئیدی و شیست‌های مجاور آن را با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی قطع کرده‌اند (شکل ۲-الف). توده‌های نفوذی رخنمون یافته به‌شدت هوازده و فرسوده شده‌اند به طوری که تپه‌ها و زمین‌های کشاورزی را تشکیل می‌دهند (شکل ۲-الف). در بررسی‌های صحرایی صورت گرفته بر روی این پگماتیت‌ها، گارنت‌ها به صورت کانی‌هایی با ابعاد مختلف و به رنگ قرمز تیره دیده می‌شوند (شکل ۲-ب). قطر آن‌ها از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر متغیر است که فراوانی گارنت‌هایی با قطر چند سانتی‌متر بیشتر است (شکل ۲-ب). در مقاطع نازک، این سنگ‌ها دارای ترکیب کانی‌شناسی ساده و همگنی از کانی‌های کوارتز، فلدسپارهای آلکان (ارتوکلاز و میکروکلین)، پلاژیوکلاز، مسکوویت، گارنت، آندالوزیت، تورمالین و آپاتیت هستند (شکل ۳). نتایج حاصل از مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که کانی گارنت، در نور XPL بدون منطقه‌بندی

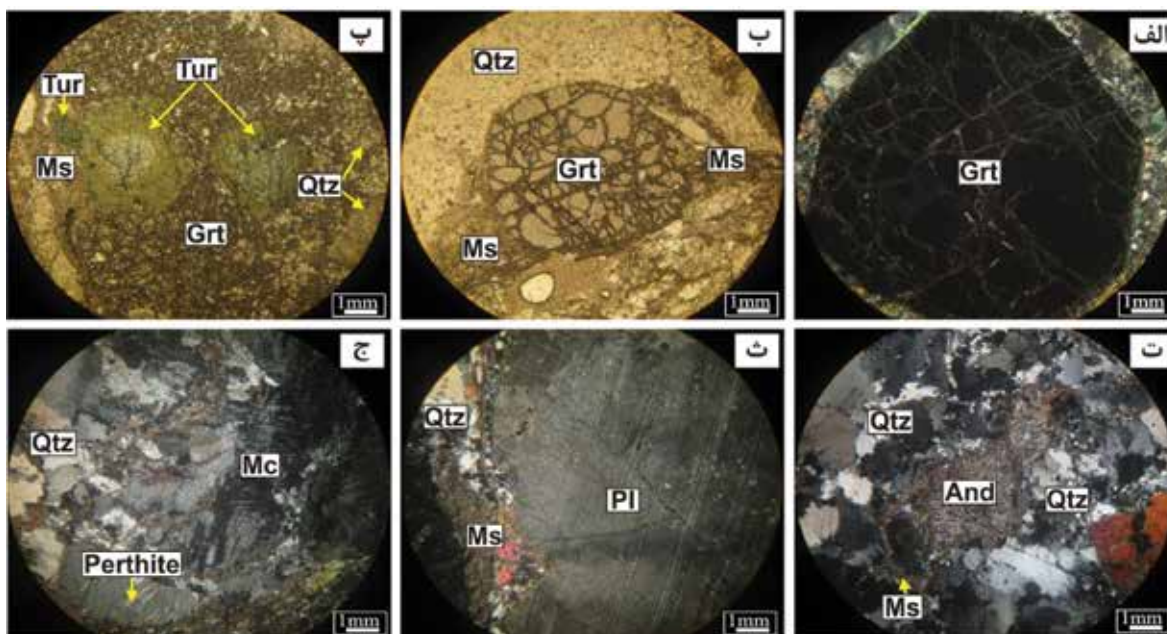


شکل ۲. الف) نمایی از واحدهای سنگی شامل توده نفوذی، شیست و پگماتیت در منطقه مورد مطالعه، ب) تصویر صحرایی از توده‌های پگماتیتی که در آن بلورهای گارنت و تورمالین به راحتی قابل مشاهده هستند (دید به سمت جنوب)

شیمی ترکیب کل پگماتیت‌ها

سنگ‌ها دارای مقادیر بالایی از SiO_2 (۷۴/۹ تا ۸۱/۲۷ درصد وزنی) و Al_2O_3 (۱۱/۴ تا ۱۵ درصد وزنی) هستند. بالا بودن مقدار Al_2O_3 با نسبت‌های بالای گارنت و پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها هماهنگ است. مقادیر پایین MgO (۰/۰۷ تا ۰/۲۳ درصد

نتایج حاصل از تجزیه عناصر اصلی و کمیاب بدست آمده از دایک‌های پگماتیتی مورد بررسی در جدول ۱ ارائه شده است. همان‌طور که در این جدول دیده می‌شود، این



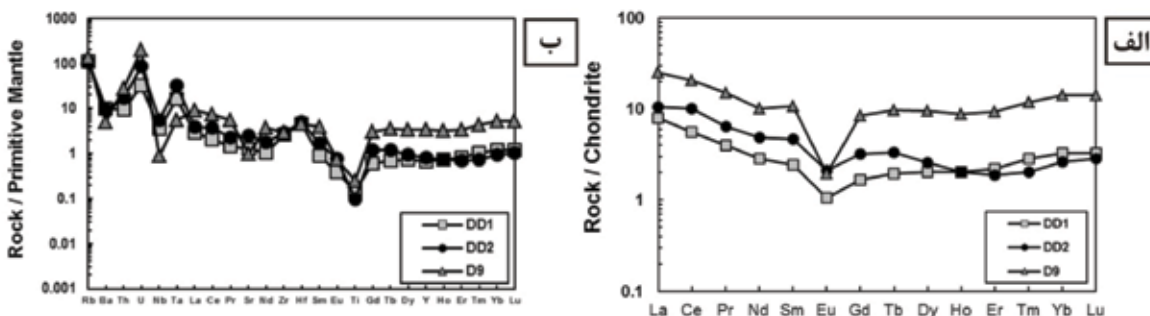
شکل ۳. الف) نمونه‌ای از گارنت‌های خودشکل در وضعیت نوری XPL، ب) نمایی از گارنت‌های نیمه‌خودشکل در وضعیت نوری PPL، پ) حضور میانبار تورمالین دارای منطقه‌بندی درون گارنت بی‌شکل در وضعیت نوری PPL، ت) آندالوزیت‌های سرسیتی شده در وضعیت نوری XPL، ث) پلاژیوکلازهای سرسیتی شده در وضعیت نوری XPL، ج) ارتوکلاز پرتیتی و میکروکلین در وضعیت نوری XPL

مورد بررسی و مسطح بودن نمودار عنکبوتی این عناصر می‌تواند ناشی از حضور مقادیر بالایی از زیرکن در نمونه‌ها و ریشه گرفتن ماگما از عمقی باشد که در آن گارنت حضور نداشته و یا به‌عنوان فاز تفاله حاصل از ذوب عمل نکرده است (Tsygankov and Vrublevskaya, 1988; Rollinson, 1993). در نمودار چند عنصری عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) (شکل ۴-ب)، این نمونه‌ها در عناصری مانند Ti, Ba, Nb و غنی‌شدگی و در عناصر La, Ce, U, Th و Rb غنی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از HFSE از ویژگی‌های مهم سنگ‌های ماگمایی مرتبط با قوس‌های آتشفشانی بوده که در اثر عملکرد سیالات ناشی از فرورانش به وجود می‌آیند (Rollinson, 1993; Peng et al., 2007). بی‌هنجاری منفی Nb-Ta حاکی از ماگماهای مربوط به فرورانش و محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای بوده و همچنین می‌تواند بیانگر مذاب حاصل از منشأ پوسته‌ای باشد (Chappell and White, 1992; Aldanmaz et al., 2000). بی‌هنجاری مثبت Rb ناشی از وجود فلدسپار پتاسیم‌دار و بی‌هنجاری منفی Ba و Sr بیانگر جدایش پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم در طی مراحل

درصد وزنی، FeO (۰/۹۲ تا ۱/۴۸ درصد وزنی)، CaO (۰/۴۱ تا ۰/۷۵ درصد وزنی)، TiO₂ (۰/۰۲ تا ۰/۰۵ درصد وزنی) و P₂O₅ (۰/۱۹ تا ۰/۳۸ درصد وزنی) بیانگر ماهیت تفریق‌یافته پگماتیت‌های مورد مطالعه است (جدول ۱). این سنگ‌ها از نظر شاخص اشباع از آلومینیوم (A/CNK= ۱/۴۴-۱/۶۶) و مقدار کروندوم نورماتیو (CIPW= ۴/۶-۱۶/۸۱) شدیداً پراآلمین هستند (جدول ۱). در شکل ۴، تغییرات عناصر کمیاب در دایک‌های پگماتیته مورد مطالعه نسبت به ترکیب‌های پیشنهادی برای کندریت و گوشته اولیه مقایسه شده است. بررسی نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) بیانگر یک شیب اندک منفی از LREE به سمت HREE تقریباً مسطح HREE است (شکل ۴-الف). بی‌هنجاری منفی Eu (Eu/Eu* = ۰/۰۲-۰/۴۵) در این نمونه‌ها حاکی از کاهش فوگاسیته اکسیژن، جدایش پلاژیوکلازهای کلسیک در طی تبلور جدایشی ماگما قبل از مرحله پگماتیته بوده و یا ممکن است بیانگر ریشه گرفتن ماگما از عمقی باشد که در آن فلدسپار موجود نبوده است (Rollinson, 1993). عدم مشاهده تهی‌شدگی مشخص از HREE در نمونه‌های

عامل مهمی در تحولات ماگمایی محسوب می‌شوند. از سویی دیگر، بی‌هنجاری منفی عناصر ناسازگار و متحرک LILE (مانند Ba و Sr) در ترکیب کل پگماتیت‌های مورد بررسی را می‌توان به تحرک آنها تحت تأثیر سیال‌هایی نظیر سیال‌های فلوئور، کلر و بوردار نسبت داد که در مذاب‌های پگماتیتهایی به وفور یافت می‌شوند (Rollinson, 1993).

اولیه تبلور ماگماست (Wilson, 1989). بنابر پیشنهاد Wu et al., (2003) بی‌هنجاری منفی Eu اگر همراه با بی‌هنجاری منفی Sr باشد، بر اثر تفریق پلاژیوکلاز و در صورتی که همراه با بی‌هنجاری منفی Ba باشد، بر اثر تفریق فلدسپار پتاسیم‌دار ایجاد می‌شود. بر این اساس در نمونه‌های مورد مطالعه تفریق پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم‌دار با هم



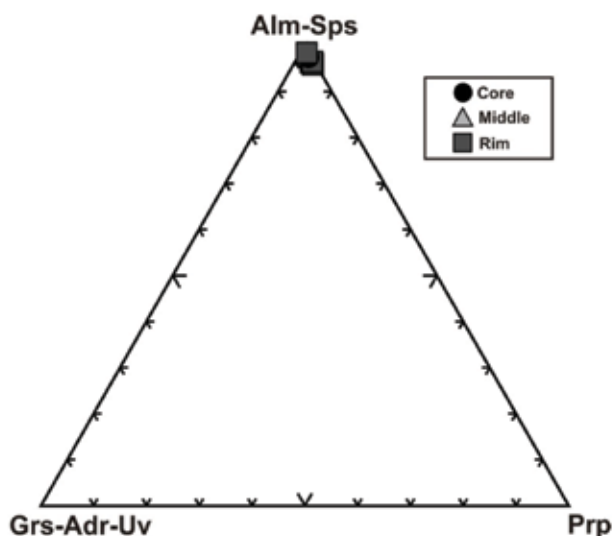
شکل ۴. الگوی بهنجارشده عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در پگماتیت‌های دره ولی نسبت به: الف) ترکیب کندریت (برگرفته از McDonough and Sun, 1995)، ب) ترکیب گوشته اولیه (برگرفته از McDonough and Sun, 1995)

شیمی کانی
به‌منظور بررسی ترکیب شیمیایی، تعیین الگوی منطقه‌بندی و منشأ گارنت‌های موجود در پگماتیت‌های مورد مطالعه، چندین نمونه گارنت از حاشیه به مرکز و همچنین حاشیه-مرکز-حاشیه مورد تجزیه ریزپردازشی و تجزیه LA-ICP-MS قرار گرفتند. نتایج تجزیه ریزپردازشی و تجزیه LA-ICP-MS کانی گارنت در جداول ۲ و ۳ ارائه گردیده است.

زمین‌شیمی عناصر اصلی در گارنت
بر اساس نمودار سه‌تایی Alm+Sps، Grs و Prp که از طریق محاسبه اعضای پایانی به‌دست آمدند، گارنت‌های منطقه دره ولی در گستره گارنت‌های پیرالسیپیت قرار گرفته و از نوع آلماندین-اسپسارتین هستند و تنها درصد کمی پیروپ و آندرادیت دارند (جدول ۲ و شکل ۵).

زمین‌شیمی عناصر کمیاب خاکی در گارنت
نتایج تجزیه گارنت‌ها به روش LA-ICP-MS (جدول ۳) نشان می‌دهد که گارنت‌های موجود در پگماتیت‌های مورد مطالعه غنی در Y (۲۱/۲۸۳-۳۱۹/۹۱۸) و HREE بوده، اما شامل مقادیر پایین Cr (۰/۸-۲۸۷/۴۱۵ ppm) Rb (۰/۸-۲۸۷/۴۱۵ ppm)

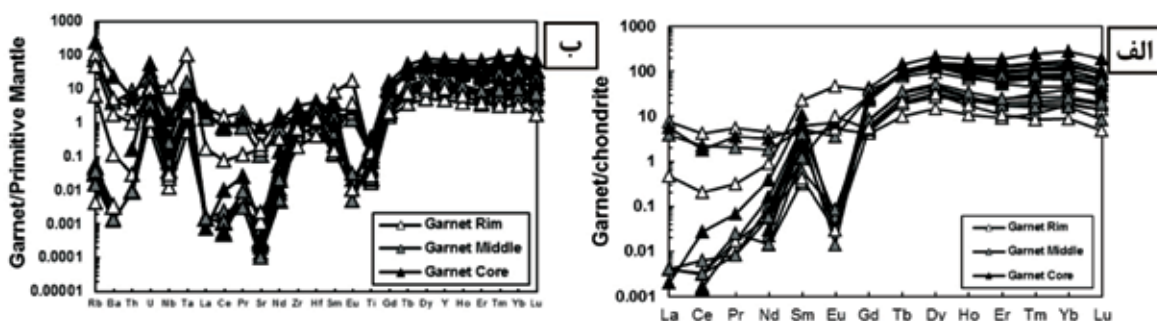
، (۴۰-۰/۶۹۰ ppm) V، (۱۵-۰/۴۵۰ ppm) Sr، (۱۵۱-۰/۹۶۱ ppm) Th، (۰-۰/۶۵۹ ppm) Ba، (۱۵۳-۰/۸۶۳ ppm) Hf، (۲-۰/۵۲۳ ppm) Ce، (۱-۰/۷۸۷ ppm) La، (۱۱۷/۰-۱/۱۹۷ ppm) Pr، (۰-۰/۵۱۸ ppm) و (۲-۰/۶۳۴ ppm) Eu نسبت به سنگ میزبان‌شان (جدول ۱) هستند. این گارنت‌ها دارای غلظت‌های متوسطی از Ti (۲۰/۴۳۴-۵۵۴/۲۹۴ ppm) Zr، (۶۲/۵۴۹-۵۴۰/۰۸۳ ppm) Sc و (۲/۰۱۷- ۳۴/۲۰۳ ppm) Sm مقدار Sm بین ۰/۴۷-۳/۳۸۷ ppm و مقدار Nd بین ۰-۲/۰۵۸ ppm منجر به نسبت متوسط تا بالایی از Sm/Nd در حدود ۰/۲۸۱ تا ۵۹/۱۶۶ ppm می‌شود. غلظت پایین Nd و نسبت بالای Sm/Nd در گارنت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که این گارنت‌ها باید تقریباً عاری از میانبرهای غنی از LREE و با نسبت پایین Sm/Nd باشند و در مقابل فقط حاوی میانبرهایی با Nd پایین هستند (Thöni and Miller, 2004). نسبت Sm/Nd معمولاً در گارنت‌های ماگمایی بالا بوده و بیانگر تفریق شدید REE در گارنت‌های متبلور شده از مذاب‌های پگماتیتهایی است (Thöni and Miller, 2000; Sölvä et al., 2003). در نمودارهای عنکبوتی، تغییرات عناصر کمیاب خاکی و کمیاب موجود در گارنت نسبت به کندریت و گوشته اولیه بهنجار



شکل ۵. ترکیب شیمیایی بلورهای گارنت در پگماتیت‌های منطقه دره ولی در نمودار مثلثی Alm+Sps-Prp-Grs (Coleman et al., 1965)

شده‌اند (شکل ۶). بررسی نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) حاکی از غنی‌شدگی این گارنت‌ها از عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سبک ($Yb_N/Sm_N = 3/68 - 73/11$) و بی‌هنجاری منفی شدید در مرکز ($Eu/Eu^* = 0.0/41$) و بی‌هنجاری مثبت ($Eu/Eu^* = 3.0/22$) در حاشیه‌ها است (شکل ۶-الف و جدول ۳). در نمودار تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده

نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)، گارنت موجود در رگه‌های پگماتیستی از عناصر با شدت میدان پایین (مانند Sr و Rb، Ba و LILE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند و دارای بی‌هنجاری‌های منفی Ti و Nb و مثبت Ta و U هستند (شکل ۶-ب). بی‌هنجاری منفی Sr و Ba در گارنت‌ها، به دلیل شعاع یونی بزرگ‌تر این عناصر نسبت به جایگاه‌های ۸ تایی با هم‌آرایی ۸ در ساختار گارنت است (Gaspar et al., 2008).



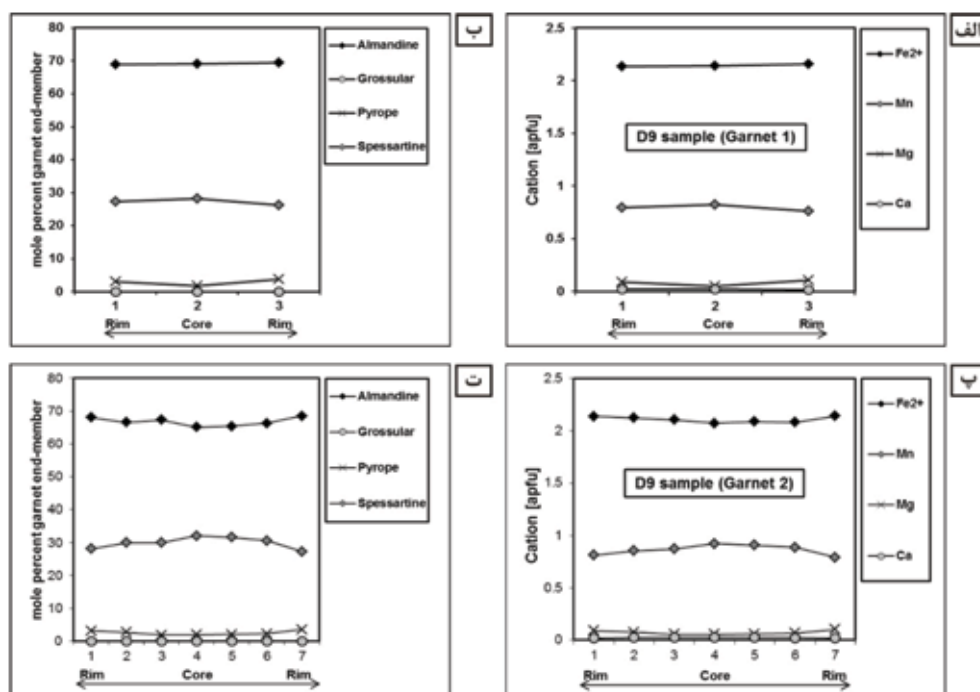
شکل ۶. نمودار بهنجارسازی عناصر در گارنت‌های موجود در پگماتیت‌های دره ولی نسبت به: الف) ترکیب کندریت (McDonough and Sun, 1995) و ب) ترکیب گوشته اولیه (برگرفته از McDonough and Sun, 1995)

زون‌بندی عناصر اصلی در گارنت

در گارنت‌های مورد مطالعه، از مرکز به حاشیه مقدار Fe و Mg افزایش پیدا کرده، در حالیکه مقدار Mn کاهش یافته و Ca روندی خطی نشان می‌دهد (جدول ۲ و شکل ۷). مقدار آلماندین و بیروپ در گارنت‌های مورد مطالعه به‌سوی حاشیه افزایش یافته و مقدار اسپسارتین در مرکز آن‌ها بیش‌تر است. گروسولار تغییرات منظمی را از مرکز تا حاشیه این گارنت‌ها نشان نمی‌دهد (جدول ۲ و شکل ۷). این روند به وضوح بیانگر منطقه‌بندی ترکیبی عادی در گارنت‌های مورد بررسی است. گارنت‌های ماگمایی با مرکزهای غنی از Mn

در مورد مرکزهای غنی از Mn و حاشیه‌های غنی از Fe در گارنت موجود در پگماتیت‌های مناطق Steli, Li gruve و Hovåsén پیشنهاد کردند در جایی که گارنت به تنهایی Fe و Mn مذاب را تأمین می‌کند، مذاب در Mn نسبت به Fe تهی می‌شود و مقادیر MnO/(MnO+FeO) گارنت از مرکز به حاشیه کاهش پیدا می‌کند. ویژگی بارز منطقه‌بندی عناصر اصلی نمونه‌های مورد بررسی، الگوی زنگوله‌ای شکل Mn (و اسپسارتین) است (شکل ۷-پ و ت). منطقه‌بندی زنگوله‌ای شکل Mn در گارنت به دنبال تغییر ضرایب توزیع Mn و Fe مذاب و گارنت شکل می‌گیرد (Nakano and Ishikawa, 1997). به عقیده (Dahlquist et al., 2007). الگوی زنگوله‌ای شکل Mn در گارنت‌های موجود در پگماتیت باید منشأ دگرگونی داشته باشد (زنوکریستی) یا از ماگماهای گرانیتی بسیار فلسیک (SiO₂ = ۷۳-۷۶ wt.%) در درجه حرارت‌های زیر ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده باشد. عقیده بر آن است که گارنت تشکیل شده در طی فعالیت‌های دگرگونی پیش‌رونده معمولاً دارای منطقه‌بندی عادی، با مرکزهای غنی از Mn و حاشیه‌های غنی از Fe هستند (Deer et al., 1982).

و حاشیه‌های غنی از Fe از پگماتیت‌های گرانیتی در فرانسه (Leake, 1967)، پگماتیت‌های Ishikawa و Yamanoo (شمال شرق ژاپن) (Nakano and Ishikawa, 1997)، پگماتیت‌های Hub Kapong (تایلند) (Manning, 1983)، گرانیت Cairnsmore of Fleet (Uplands جنوبی، اسکاتلند) (Macleod, 1992) و پی‌سنگ Ötztal (رشته‌کوه‌های آلپ شرقی، تیرول) (Thöni and Miller, 2001) گزارش شده‌اند. کاهش Fe²⁺ و افزایش Mn از حاشیه به مرکز را به افزایش اکتیویته H₂O (aH₂O) در ماگما در طی تبلور پگماتیت نسبت داده‌اند. با توجه به اینکه ضریب توزیع Mn/Fe بین گارنت و مذاب بیشتر از یک است، بنابراین مذاب با تبلور گارنت ماگمایی به سمت مقادیر پایین‌تر منگنز تفریق پیدا می‌کند (London, 2008). در نتیجه، همان‌گونه که در گارنت‌های درون پگماتیت‌های منطقه دره ولی مشاهده می‌شود، میزان منگنز به سوی حاشیه گارنت کاهش نشان می‌دهد. لذا یکی از دلایل تمرکز Mn در مرکز گارنت‌ها را می‌توان به سازگاری بسیار زیاد منگنز نسبت به کانی‌های سیلیکاته دیگر در ساختمان گارنت نسبت داد. (Müller et al., 2012).

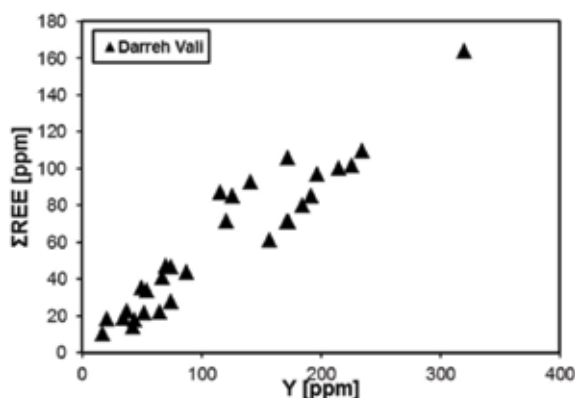


شکل ۷. روند تغییرات عناصر و اعضای نهایی از حاشیه به سمت مرکز و از حاشیه-مرکز-حاشیه در بلورهای گارنت موجود در پگماتیت‌های منطقه دره ولی

زون‌بندی عناصر کمیاب خاکی در گارنت

غلظت کل عناصر کمیاب خاکی (Σ REE) در گارنت‌های موجود در پگماتیت‌های دره ولی با مقدار Y همبستگی مثبتی را نشان می‌دهند (شکل ۸). با توجه به توزیع Y و HREE (از Ho تا Lu) در گارنت‌های موجود در پگماتیت دره ولی دو نوع منطقه‌بندی از مرکز به حاشیه قابل مشاهده است (شکل ۹). در منطقه‌بندی نوع اول، روند تغییرات Y و HREE از مرکز به سوی حاشیه کاهش یافته است (شکل ۹-الف، ب، پ و ت). در منطقه‌بندی نوع دوم، مقدار Y و HREE از مرکز به سوی قسمت‌های میانی روند نسبتاً یکنواختی داشته و در نزدیکی حاشیه کاهش پیدا کرده است (شکل ۹-ث و ج). رفتار زمین‌شیمیایی Y مشابه با HREE بوده، در ساختار گارنت قرار می‌گیرد و معمولاً غلظت آن بیشتر از سایر HREE ها است (Gramaccioli and Pezzotta, 2000). Van Westrenen et al., 1999 همانگونه که در شکل ۹ قابل مشاهده است، در تمامی گارنت‌های تجزیه شده، ایتریوم از روند HREE تبعیت کرده است. روند کاهش Y و REE در گارنت‌های موجود در برخی از گرانیت‌های I-type بسیار تفریق یافته (Wang et al., 2003)، گرانیت A-type منطقه Hlina (Hönig et al., 2014)، پگماتیت‌های گرانیتی (Smeds, 1994; Whitworth and Freely, 1994; Müller et al., 2012; Samadi et al., 2014b) و بیوتیت گرانودیوریت‌ها (Dorais and Tubrett, 2012) گزارش شده است (Wang et al., 2003). ظهور گارنت‌هایی با حاشیه فقیر از Y و مرکزهای غنی از Y را به تبلور از یک مذاب باقی‌مانده غنی از مواد فرار نسبت داده‌اند. به اعتقاد ایشان تجمع فاز سیال باعث انحلال REE شده و شرایط نامناسبی را برای ورود REE به داخل ساختمان گارنت فراهم نموده است. Smeds (1994) غلظت‌های بالای Y را در حاشیه گارنت موجود در پگماتیت‌های نسبتاً تفریق یافته و مقدار پایین Y را در حاشیه گارنت درون پگماتیت‌های اولیه و بسیار تفریق یافته منطقه Falun (سوئد) گزارش کرده است. بر پایه این مشاهدات، ایشان معتقد هستند که مقدار Y در گارنت، با افزایش تفریق ماگمایی کاهش پیدا می‌کند. عناصر HFSE (شامل U، Nb، Ta، Ti، Hf و Zr) به‌عنوان

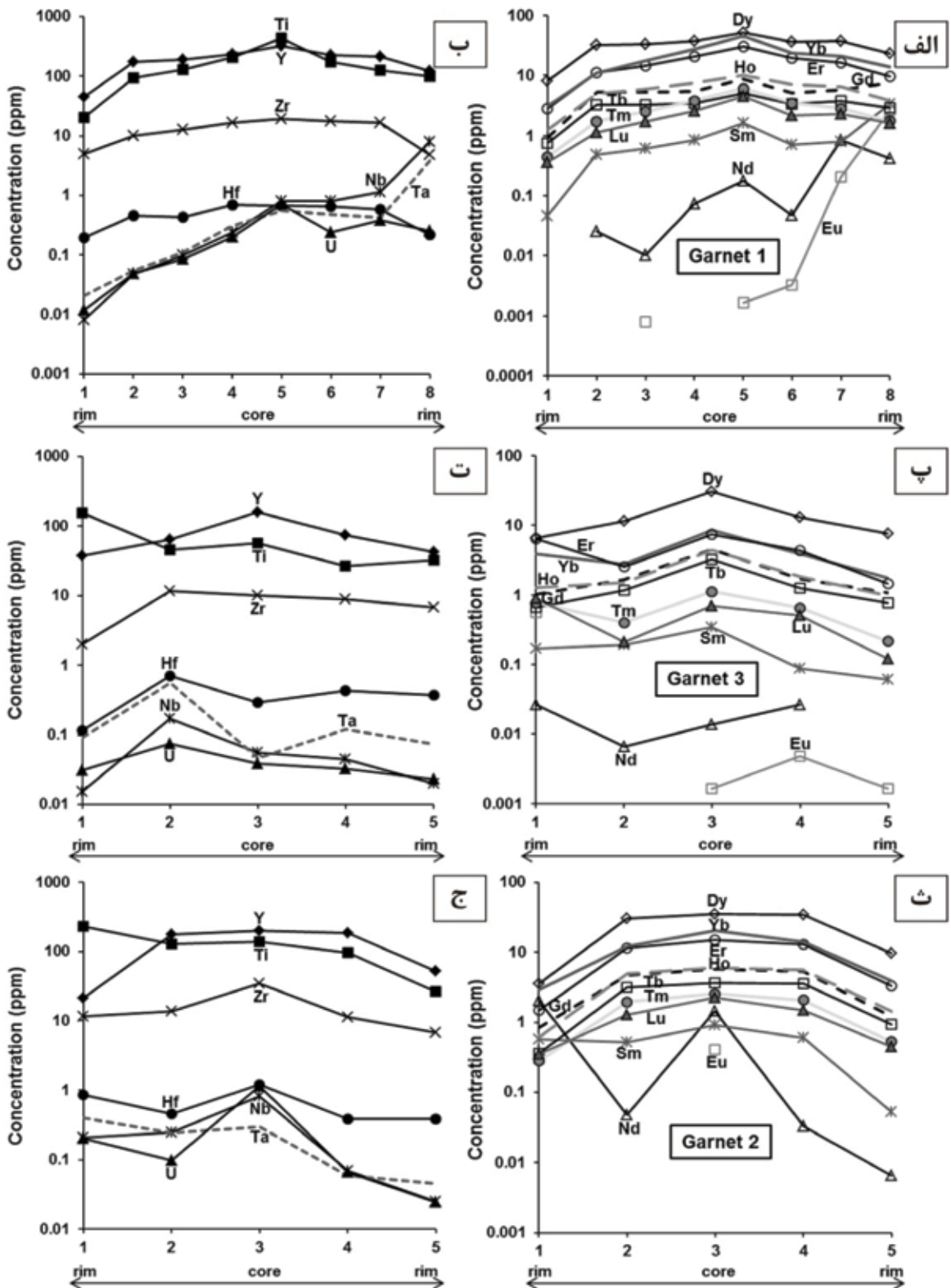
عناصر ناسازگار در گارنت رفتار می‌کنند (Anczkiewicz et al., 2012). بنابراین، انتظار می‌رود که روند پراکندگی این عناصر مشابه با LREE باشد. بررسی نمودارها نشان می‌دهد که منطقه‌بندی عناصر HFSE (شامل U، Nb، Ta، Ti، Hf و Zr) در بیشتر گارنت‌های تجزیه شده منطقه دره ولی مشابه با روندهای مشاهده شده برای عناصر Nd و Sm بوده و از مرکز به حاشیه روند کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۹). عناصر کمیاب خاکی متوسط (Dy، Tb، Gd) و عناصر کمیاب خاکی سنگین (Lu و Tm، Yb، Er، Ho) نیز دارای رفتار زمین‌شیمیایی مشابهی بوده و روند تغییرات آنها از مرکز به حاشیه کاهش یافته است (شکل ۹).



شکل ۸. رابطه خطی بین مقادیر Σ REE با مقدار Y در بلورهای گارنت درون پگماتیت‌های دره ولی

منشأ گارنت

گارنت آذرین با ترکیب شیمیایی منحصر بفرد می‌تواند از یک ماگمای نوع I/M (به ترتیب، مانند مذاب مشتق شده به‌وسیله ذوب‌بخشی سنگ‌های آذرین در پوسته و مذاب‌های حاصل از گوشته بالایی) یا یک ماگمای نوع S متبلور شود (Green, 1992; Harangi et al., 2001). گارنت‌های متبلور شده از ماگماهای متآلومین (I/M-type) به‌وسیله مقادیر نسبتاً بالای CaO ($\text{CaO} > 5 \text{ wt.}\%$) و پایین MnO ($\text{MnO} < 2 \text{ wt.}\%$) تشخیص داده می‌شوند، در حالیکه گارنت‌های متبلور شده از ماگماهای پرآلومین نوع S و منشأ پلیتی دارای مقادیر پایینی از CaO ($\text{CaO} < 4 \text{ wt.}\%$) و مقادیر متغیری از MnO هستند (Green, 1992). Harangi et al., 2001 در مورد پگماتیت‌های دره ولی، همه بلورهای گارنت شامل مقادیر پایین CaO (۰/۰-۱۵/۲۹ wt.%)



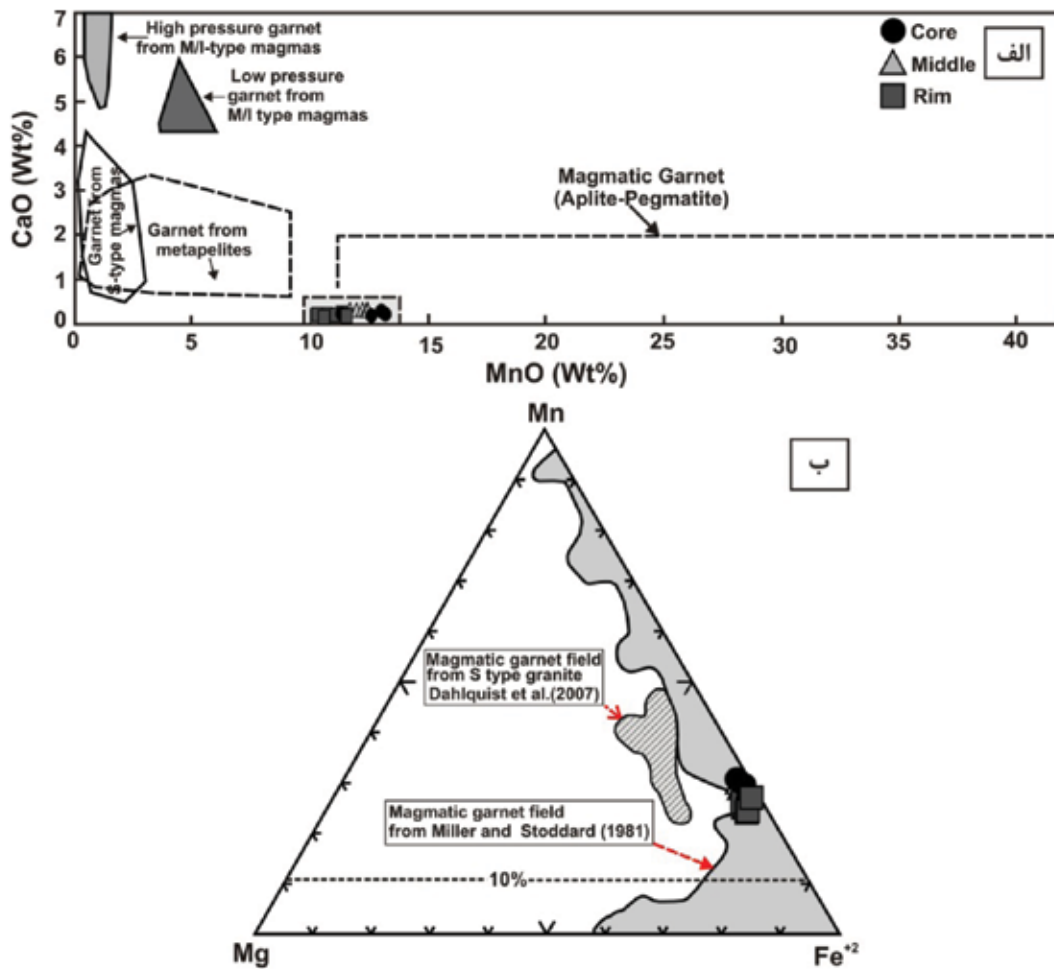
شکل ۹. نمودار تغییرات عناصر کمیاب خاکی و کمیاب از حاشیه-مرکز-حاشیه در بلورهای گارنت موجود در پگماتیت دره ولی

دیواره به سمت قسمت مرکزی دایک پگماتیستی افزایش پیدا می‌کند در حالیکه مقدار Fe^{2+} کاهش پیدا می‌کند. در این پژوهش، نمونه‌برداری گارنت از بخش‌های حاشیه‌ای دایک پگماتیستی صورت گرفت. بنابراین همانگونه که انتظار می‌رود تغییرات MnO و FeO در بلورهای گارنت موجود در پگماتیت دره ولی بیانگر تشکیل آن‌ها در بخش حاشیه‌ای طبقه‌بندی Baldwin and Von Knorring (1983) است (شکل ۱۱-ب). از این رو، می‌توان نتیجه گرفت که بلورهای گارنت درون پگماتیت دره ولی از قسمت‌های حاشیه‌ای رگه پگماتیستی (نمایانگر اولین مذاب‌های کم‌تر تفریق‌یافته برای تبلور) دارای مقادیر پایین‌تر MnO و بالاتر FeO در مقایسه با قسمت‌های درونی دایک (نمایانگر آخرین مذاب با تفریق‌یافتگی متوسط برای تبلور) هستند.

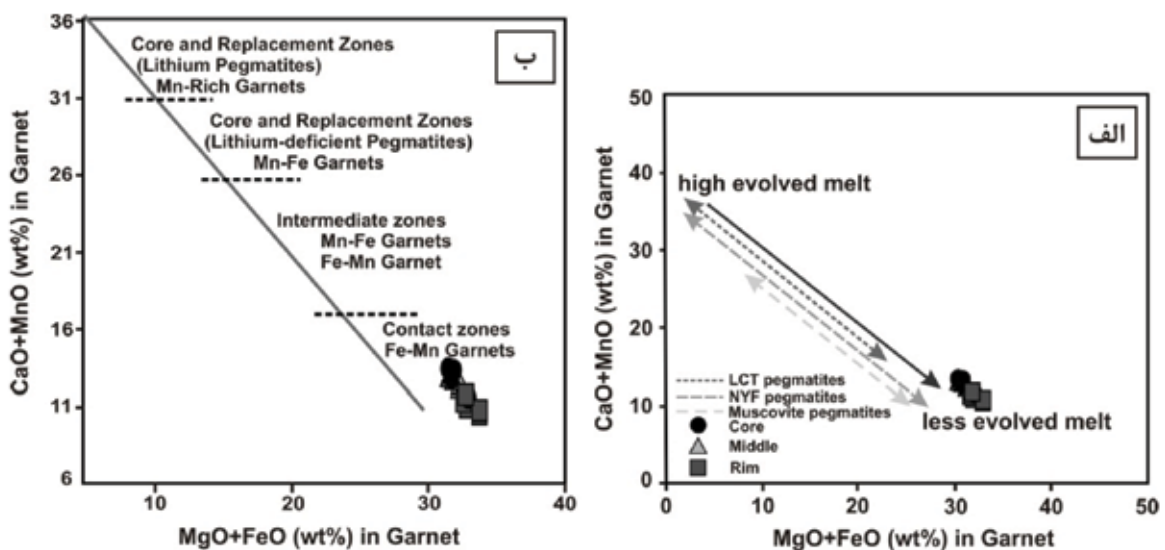
شرایط P-T و fO_2 حاکم بر تبلور بلورهای گارنت

Green (1977) و Green and Ringwood (1968) (1992) به یک رابطه نزدیک بین ترکیب گارنت (گروسولار و اسپسارتین) و شرایط دما و فشار حاکم بر تبلور آن اشاره کرده‌اند. براساس پیشنهاد ایشان، مقدار گروسولار موجود در گارنت با افزایش فشار، افزایش پیدا می‌کند، در حالی که MnO تأثیر قابل توجهی در پایداری گارنت در مذاب‌های سیلیسی تا سطوح کم‌عمق‌تر دارد. برای مثال، گارنت با ۲۰ تا ۲۵ درصد مولی اسپسارتین ممکن است در تعادل با یک مذاب گرانیستی در اعماق ۱۲ کیلومتری و احتمالاً کم‌عمق‌تر با مقادیر بالاتر اسپسارتین باشد. در مقابل، گارنت‌هایی با کمتر از ۱۰ درصد مولی اسپسارتین، که معمولاً در سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی سیلیسی استرالیای شرقی یافت می‌شوند، عمق تبلور بیشتر از ۱۸ کیلومتر را نشان می‌دهند. Clemens and Green (1977)، Weisbrod (1974) و Wall (1981) تشخیص دادند که گارنت‌های آلماندین-اسپسارتین غنی از منگنز در درون یک مذاب گرانیستی در فشار زیر پنج کیلو بار پایدار هستند. با افزایش مقدار منگنز، گارنت به‌عنوان یک کانی پایدار در فشارهای پایین‌تر (زیر یک کیلو بار در درجه حرارت ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد) یافت

و مقادیر بالای MnO (۲۷/۱۸-۱۰/۱۳ wt.%) هستند. همان‌گونه که در نمودار MnO در برابر CaO (برحسب درصد وزنی) (Harangi et al., 2001; Samadi et al., 2014) قابل مشاهده است، ترکیب گارنت‌های مورد بررسی بیرون از محدوده گارنت‌های حاصل از متاپلیت‌ها قرار داشته و در محدوده گارنت‌های با خاستگاه ماگمایی (آپلیتی و پگماتیستی) قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-الف). رسم داده‌های عناصر اصلی گارنت‌های درون پگماتیت‌های دره ولی در نمودار مثلثی Mn-Mg-Fe²⁺ حاکی از قرارگیری آن‌ها در محدوده گارنت‌های ماگمایی ارائه شده توسط Miller and Stoddard (1981) است (شکل ۱۰-ب). میانگین مقدار MnO/(FeO+MnO) بلورهای گارنت ماگمایی به‌عنوان یک شاخص حساس جهت تعیین درجه تفریق مذاب‌های تشکیل دهنده پگماتیت محسوب می‌شود. این نسبت با افزایش تفریق ماگمایی در یک مذاب پگماتیستی افزایش پیدا می‌کند. بنابراین گارنت‌های غنی از Mn احتمالاً از مذاب‌های تفریق یافته غنی از Mn ته‌نشین شده‌اند (Abbott, 1981; Miller and Stoddard, 1981; Müller et al., 2012). Moretz et al. (2013) و Samadi et al. (2014) با مقایسه گارنت در نمونه‌هایی از پگماتیت‌های خانواده LCT، NYF و مسکوویت، نشان دادند که گارنت‌ها از مذاب‌هایی با کمترین تفریق‌یافتگی دارای پایین‌ترین مقادیر MnO+CaO و بالاترین مقادیر FeO+MgO (شکل ۱۱-الف) هستند. بر روی نمودار MnO+CaO در مقابل FeO+MgO (برحسب درصد وزنی) (شکل ۱۱-الف)، ترکیب گارنت درون پگماتیت‌های دره ولی درجه پایینی از تفریق پگماتیت را نشان می‌دهند. بر پایه مطالعات Baldwin and Von Knorring (1983) در پگماتیت‌های نوع لیتیم-سزیم-تانتالیوم، مقدار MnO و FeO گارنت براساس موقعیت آن‌ها در درون توده پگماتیستی تغییر می‌کند. ایشان اشاره کردند که گارنت با $Fe > Mn$ در بخش حاشیه‌ای، گارنت با $Mn \approx Fe$ در بخش میانی و گارنت‌های غنی از منگنز (MnO=۲۷-۴۱ wt.%) در قسمت مرکزی دایک‌های پگماتیستی تشکیل می‌شوند. در حقیقت، براساس پیشنهاد Baldwin and Von Knorring (1983)، مقدار Mn از



شکل ۱۰. الف) مقایسه مقادیر CaO در برابر MnO (برحسب درصد وزنی) گارنت‌های درون پگماتیت گرانیتی دره ولی با پگماتیت‌های گرانیتی در سایر نقاط جهان (Samadi et al., 2014) و همچنین گارنت‌های آذرین درون گرانیتوئیدهای سایر نقاط جهان و گارنت دگرگونی متاپلیت‌ها (Harangi et al., 2001). ب) ترکیب شیمیایی گارنت‌های دره ولی در قلمرو آذرین (Miller and Stoddard, 1981)



شکل ۱۱. الف) طبقه‌بندی مذاب تفریق یافته دره ولی براساس MnO+CaO در برابر FeO+MgO (درصد وزنی) گارنت درون پگماتیت (Moretz et al., 2013). ب) رابطه بین ترکیب شیمیایی گارنت و منطقه‌بندی پگماتیت دره ولی (برگرفته از Baldwin and Von Knorring, 1983)

می‌شود (Weisbrod, 1974). همچنین مطالعات تجربی (Hsu, 1968; Green, 1977) نشان داده است که محتوای بالای Mn، پایداری گارنت در ماگماها را افزایش می‌دهد و منجر به تبلور آن به‌عنوان یک کانی آذرین اولیه در فشارهای سه کیلوپار یا کمتر می‌شود. بنابر اعتقاد Baldwin and Von Knorring (1983)، گارنت‌های غنی از منگنز از ماگماهای غنی شده در مواد فرار تشکیل می‌شوند. بنابراین می‌توان احتمال داد که گارنت‌های غنی از اسپسارتین در پگماتیت دره ولی به‌عنوان فازهای اولیه از یک مذاب گرانیته غنی شده در ترکیبات فرار و در فشار و درجه حرارت پایین تشکیل شده باشند. با توجه به داده‌های جدول ۲، ترکیب مرکز و حاشیه بلورهای گارنت موجود در پگماتیت دره ولی حاکی از افزایش میزان درصد مولی آلماندین و پیروپ به سمت حاشیه و بالاتر بودن اسپسارتین در قسمت‌های مرکزی گارنت است. بنابراین با توجه به یافته‌های پژوهشگران یاد شده، تبلور بلورهای گارنت در پگماتیت دره ولی در فشار پایین‌تر از ۵ کیلوپار محرز می‌شود. در این پژوهش، الگوی REE گارنت موجود در دایک‌های پگماتیته جهت تفسیر شرایط فیزیکی‌شیمیایی تشکیل سنگ مادر مورد استفاده قرار گرفت. تحرک REE براساس عواملی که واکنش سنگ-سیال را کنترل می‌کنند مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد (Bau, 1991; Lottermoser, 1992).

۲۵۰°C و شرایط اکسیداسیون پایدار است. بنابراین، بی‌هنجاری منفی Eu در مرکز گارنت‌های موجود در پگماتیت دره ولی (شکل ۶-الف) بیانگر تشکیل مرکز آنها در شرایط دمایی بالا (T > ۲۵۰°C) و fO₂ پایین سیالات تشکیل‌دهنده مذاب پگماتیته است. از سویی دیگر، بی‌هنجاری مثبت Eu در حاشیه گارنت‌های درون پگماتیت دره ولی (شکل ۶-الف) احتمالاً به تشکیل آنها در شرایط اکسیدان و درجه حرارت پایین (T > ۲۵۰°C) سیالات موجود در مذاب پگماتیته اشاره دارد. شایان ذکر است که عوامل دیگری نیز ممکن است در ایجاد بی‌هنجاری Eu نقش داشته باشند. برای مثال، مشخص شده است که پلاژیوکلاز Eu را در خود جای می‌دهد، بنابراین، مقدار پایین Eu و $Eu/Eu^* < 1$ در گارنت موجود در پگماتیت‌های مورد مطالعه می‌تواند به‌وسیله فراوانی پایین Eu²⁺ در سیال پگماتیته، به دلیل پایین بودن درجه دگرسانی پلاژیوکلاز در سنگ منشأ توجیه شود (Lottermoser, 1992; Bau et al., 1998). در مقابل، مقدار بالای Eu در گارنت با $Eu/Eu^* > 1$ ممکن است ناشی از دگرسانی مقادیر زیادی از فلدسپار و مشارکت Eu به داخل سنگ مادر باشد (Heimann et al., 2011).

نتیجه‌گیری

منطقه دره ولی از دایک‌های پگماتیته متعددی با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی تشکیل شده است. این توده‌های پگماتیته آخرین فاز تبلور ماگما در منطقه مورد مطالعه هستند. از نظر ترکیب کانی‌شناسی، در مقاطع میکروسکوپی شامل کوارتز، فلدسپار آلکالن (ارتوکلاز و میکروکلین)، پلاژیوکلاز، مسکوویت، گارنت، آندالوزیت، تورمالین و آپاتیت هستند. نتایج حاصل از بررسی شیمی کانی‌ها بیانگر تعلق بلورهای گارنت موجود در پگماتیت دره ولی به محلول جامد آلماندین-اسپسارتین است. گارنت موجود در این سنگ‌ها منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهد که با افزایش Fe نسبت به Mn از مرکز به حاشیه مشخص می‌شود. بر پایه شواهد زمین‌شیمیایی نظیر محتوای بسیار بالای منگنز (MnO = ۱۰/۱۳-۲۷/۱۸ wt.%) و مقدار کم کلسیم (CaO = ۰/۰-۱۵/۲۹ wt.%)، گارنت‌های منطقه دره ولی،

in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.

- Allan, B.D. and Clarke, D.B., 1981. Occurrence and origin of garnets in the South Mountain batholith, Nova Scotia. *Canadian Mineralogist*, 19, 19-24.

- Anczkiewicz, R., Thirlwall, M., Alard, O., Rogers, N.W. and Clark, C., 2012. Diffusional homogenization of light REE in garnet from the Day Nui Con Voi Massif in N-Vietnam: Implications for Sm-Nd geochronology and timing of metamorphism in the Red River shear zone. *Chemical Geology*, 318-319, 16-30.

- Arredondo, E.H., Rossman, G.R. and Lumpkin, G.R., 2001. Hydrogen in spessartine-almundine garnets as a tracer of granitic pegmatite evolution. *American Mineralogist*, 86, 485-490.

- Baldwin, J.R. and Von Knorring, O., 1983. Compositional range of Mn-garnet in zoned granitic pegmatites. *Canadian Mineralogist*, 21, 683-688.

- Bau, M., 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, 93, 219-230.

- Bau, M., Usui, A., Pracejus, B., Mita, N., Kanai, Y., Irber, W. and Dulski, P., 1998. Geochemistry of low-temperature water-rock interaction: evidence from natural waters, andesite, and iron-oxyhydroxide precipitates at Nishiki-numa iron-spring, Hokkaido, Japan. *Chemical Geology*, 151, 293-307.

- Černý, P., Meintzer, R.E. and Anderson, A.J., 1985. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanism. *The Canadian Mineralogist*, 23, 381-421.

منشأ آذرین داشته و در محدوده گارنت‌های با خاستگاه ماگمایی درون مذاب پگماتیته قرار می‌گیرند. مقدار بالای $MgO+FeO$ در برابر مقدار کم $MnO+CaO$ بلورهای گارنت حاکی از تبلور آنها در حاشیه رگه پگماتیته و از مذاب‌های کم‌تر تفریق یافته است. شیمی کانی گارنت، محدوده دمایی پایین و فشار پایین‌تر از پنج کیلو بار را برای تشکیل پگماتیت دره ولی نشان می‌دهد. روند تغییرات گارنت‌های مورد مطالعه نسبت به Y و HREE (از Ho تا Lu) از مرکز به حاشیه کاهش یافته است. روند کاهشی مشاهده شده در Y و HREE از مرکز به حاشیه در این گارنت‌ها به افزایش تفریق ماگمایی، افزایش اکتیویته H_2O و تجمع فاز سیال نسبت داده می‌شود. بی‌هنجاری منفی Eu در مرکز گارنت‌های مورد مطالعه احتمالاً ناشی از رشد گارنت در شرایط احیایی و دمایی بالا، کافی بودن نرخ انتشار REE در مراحل اولیه رشد گارنت و تعادل گارنت در حال رشد با فلدسپار بوده است، و به دنبال آن در حاشیه گارنت‌های در حال رشد، به دلیل کاهش نرخ انتشار REE ناشی از کاهش درجه حرارت و همچنین عدم تعادل بین گارنت و فلدسپار، بی‌هنجاری مثبت Eu ایجاد شده است.

منابع

- حاج ملاعلی، ا. و سهندی، م.ر.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خرم‌آباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Abbott Jr., R.N., 1981. AFM liquidus projection for granitic magmas, with special reference to hornblende, biotite and garnet. *The Canadian Mineralogist*, 19, 103-110.

- Ahmadi-Khalaji, A., Esmaily, D., Valizadeh, M.V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 859-877.

- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism

- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 83, 1-26.
- Clemens, J.D. and Wall, V.J., 1981. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Canadian Mineralogist*, 10, 111-131.
- Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B. and Brannock, W.W., 1965. Eclogites and eclogites: Their differences and similarities. *Geological Society of America Bulletin*, 76, 483-508.
- Dahlquist, J.A., Galindo, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Alasino, P. H., Saavedra, J. and Fanning, C.M., 2007. Magmatic evolution of the Peñón Rosado granite: Petrogenesis of garnet-bearing granitoids. *Lithos*, 95, 177-207.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1982. *Rock-Forming Minerals. 1A Orthosilicates*. Longmans, 2nd edition, 919.
- Dorais, M.J. and Tubrett, M., 2012. Detecting peritectic garnet in the peraluminous Cardigan Pluton, New Hampshire. *Journal of Petrology*, 53, 299-324.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric data. *Mineralogical Magazine*, 51, 431-435.
- Gaspar, M., Knaack, C., Meinert, L. and Moretti, D., 2008. REE in skarn systems: A LA-ICP-MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 72, 185-205.
- Gramaccioli, C.M. and Pezzotta, F., 2000. Geochemistry of yttrium with respect to rare-earth elements in pegmatities. *Memorie della Società Italiana di Scienze naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano*, 30, 111-115.
- Green, D.H. and Ringwood, A.E., 1968. Origin of the garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18, 163-174.
- Green, T.H., 1977. Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 65, 59-67.
- Green, T.H., 1992. Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanic and high-level intrusive from Northland, New Zealand. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 83, 429-438.
- Harangi, S.Z., Downes, H., Ko'sa, L., Szabo', C.S., Thirlwall, M.F. and Mason, P.R.D., 2001. Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, 42, 1813-1843.
- Heimann, A., 2015. The chemical composition of gahnite and garnet as exploration guides to and indicators of rare element (Li) granitic pegmatites. U.S. Geological Survey, Open-File Report 1-24.
- Heimann, A., Spry, P.G., Teale, G.S., Conor, C.H.H. and Pearson, N.J., 2011. The composition of garnet in garnet-rich rocks in the southern Proterozoic Curnamona Province, Australia: an indicator of the premetamorphic physico-chemical conditions of formation. *Mineralogy and Petrology*, 101, 49-74.
- Hönig S., Čopjaková R., Škoda R., Novák M., Dolejš D., Leichmann, J. and Vašinová Galiová, M., 2014. Garnet as a major carrier of the Y and REE in the granitic rocks: An example from

- the layered anorogenic granite in the Brno Batholith, Czech Republic. *American Mineralogist*, 99, 1922-1941.
- Hsu, L.C., 1968, Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H, a model for garnet equilibria. *Journal of Petrology*, 9, 40-83.
 - Leake, B.E., 1967. Zoned garnets from the Galway granite and its aplite. *Earth and Planetary Science Letters*, 3, 311-315.
 - London, D., 2008. Pegmatites. *Canadian Mineralogist Special Publication*, 10, 1-347.
 - Lottermoser, B.G., 1988. Rare earth element composition of garnets from the Broken Hill Pb-Zn-Ag orebodies, Australia. *Neues Jahrbuch Mineral Monatsh*, 9, 423-431.
 - Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews*, 7, 25-41.
 - Macleod, G., 1992. Zoned manganiferous garnets of magmatic origin from the Southern Uplands of Scotland. *Mineralogical Magazine*, 56, 115-116.
 - Manning, D.A.C., 1983. Chemical variations in garnets from aplites and pegmatites, peninsular Thailand. *Mineralogical Magazine*, 47, 353-358.
 - McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
 - Miller, C.F. and Stoddard, E.F., 1981. The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman Piute Range, California. *The Journal of Geology*, 89, 233-246.
 - Moretz, L., Heimann, A., Bitner, J., Wise, M., Rodrigues Soares, D. and Mousinho Ferreira, A., 2013. The composition of garnet as indicator of rare metal (Li) mineralization in granitic pegmatites. *Proceeding of The 6th International Symposium on Granitic Pegmatites*, 94-95.
 - Müller, A., Kaersley, A., Spratt, J. and Seltmann, R., 2012. Petrogenetic implications of magmatic garnet in granitic pegmatites from southern Norway. *Canadian Mineralogist*, 50, 1095-1115.
 - Nakano, T. and Ishikawa, Y., 1997. Chemical zoning of pegmatite garnets from the Ishikawa and Yamanoo areas, northeastern Japan. *Geochemical Journal*, 31, 105-118.
 - Peng, T., Wang, Y., Zhao, G., Fan, W. and Peng, B., 2007. Arc-like volcanic rocks from the Southern Lancangtion Zone, SW china: Geochronological and geochemical constraint on their petrogenesis and tectonic implication. *Lithos*, 102, 358-373.
 - Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Group UK Ltd., London, U.K., 352.
 - Samadi, R., Miller, N., Mirnejad, H., Hariss, C., Kawabata, H. and Shirdashtzadeh, N., 2014. Origin of garnet in aplite and pegmatite from Khajeh Morad of NE Iran: a major, trace element, and oxygen isotope approach. *Lithos*, 208-209, 378-392.
 - Schwandt, C.S., Papike, J.J., Shearer, C.K. and Brearley, A.J., 1993. A SIMS investigation of REE chemistry of garnet in garnetite associated with the Broken Hill Pb-Zn-Ag orebodies, Australia. *Canadian Mineralogist*, 31, 371-379.
 - Smeds, S.A., 1994. Zoning and fractionation trends of a peraluminous NYF granitic pegmatite field at Falun, south-central Sweden. *Journal of the Geological Society of Sweden*, 116(3), 175-184.

- Sölva, H., Thöni, M. and Habler, G., 2003. Dating a single garnet crystal with very high Sm/Nd ratios (Campo basement unit, Eastern Alps). *European Journal of Mineralogy*, 15, 35-42.
- Sverjensky, D.A., 1984. Europium equilibria in aqueous solution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67, 70-78.
- Thöni, M. and Miller, C., 2000. Permo-Triassic pegmatites in the eo-Alpine eclogite-facies Koralpe complex, Austria: age and magma source constraints from mineral chemical, Rb-Sr and Sm-Nd isotope data. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 80(2), 169-186.
- Thöni, M. and Miller, C., 2004. Ordovician meta-pegmatite garnet (NW Ötztal basement, Tyrol, Eastern Alps): preservation of magmatic garnet chemistry and Sm-Nd age during mylonitization. *Chemical Geology*, 209, 1-26.
- Tsygankov, A.A. and Vrublevskaia, T.T., 1988. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, 312.
- Van Westrenen, W., Blundy, J. and Wood, B., 1999. Crystal-chemical controls on trace element partitioning between garnet and anhydrous silicate melt. *American Mineralogist*, 84, 838-847.
- Wang, R.C., Fontan, F., Chen, X.M., Hu, H., Liu, C.S., Xu, S.J. and de Parseval, P., 2003. Accessory minerals in the Xihuashan Y-enriched granitic complex, southern China: A record of magmatic and hydrothermal stages of evolution. *Canadian Mineralogist*, 41, 727-748.
- Weisbrod, A., 1974. Étude expérimentale de l'équilibre grenat-cordiérite dans le système Mn-Fe-Al-Si-O-H, à 750 °C. Implications thermodynamiques et pétrologiques. *Bulletin de la Société Française Minéralogie et de Cristallographie*, 97, 261-270.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- Whitworth, M.P., 1992. Petrogenetic implications of garnets associated with lithium pegmatites from SE Ireland. *Mineralogical Magazine*, 56, 75-83.
- Whitworth, M.P. and Feely, M., 1994. The compositional range of magmatic Mn-garnets in Galway Granite, Connemara, Ireland. *Mineralogical Magazine*, 58, 163-168.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Chapman and Hall, London, UK, 452.
- Wu, F.Y., Jahn, B.M., Wilde, S.A., Lo, C.H., Yui, T.Z., Lin, Q., Ge, W.C. and Sun, D.Y., 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos*, 66, 241-273.

تحلیل هندسی و جنبشی چین خوردگی خانه سرخ در منطقه لرستان، کمربند چین خورده - رانده زاگرس

خاتون پیردادی^۱، عزیز رحیمی^{۲*} و محمد مهدی فرهپور^۳

۱. کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۲/۲۶

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۵/۱۶

چکیده

این پژوهش برای تحلیل هندسی و جنبشی تاقدیس خانه سرخ به منظور شناخت سبک ساختاری انجام شده است. چین خوردگی خانه سرخ، تاقدیسی طویل و باریک است و در اثر لغزش بر روی سازند گرو در منطقه لرستان قرار گرفته است. سازند گرو یک سطح جدایش میانی در منطقه می‌باشد. به منظور تحلیل هندسی این تاقدیس، سه برش ساختاری عمود بر اثر سطح محوری چین رسم شده است. براساس تحلیل هندسی برش‌های عرضی و مقایسه پارامترها با انواع مدل‌های متفاوت چین‌های مرتبط با گسل‌های رانده، می‌توان پیشنهاد کرد که تاقدیس خانه سرخ در دسته چین‌های جدایشی گسل خورده قرار دارد. بنابراین هندسه چین جدایشی و تکامل جنبشی تحلیل شده برای تاقدیس خانه سرخ براساس مدل ارائه شده معتبر است.

واژه‌های کلیدی: تاقدیس خانه سرخ، تحلیل هندسی و جنبشی، لرستان، برش عرضی.

مقدمه

کمربند چین‌خوردگی زاگرس از مجموعه‌ای از چین‌هایی در یک سیستم چندلایه‌ای ضخیم از رسوبات پالئوزوئیک تا سنوزوئیک گسترش یافته که در حاشیه شمالی صفحه عربستان انباشته شده است (Casciello et al., 2009). علاوه بر این، اغلب چین‌هایی که در کمربند چین‌خورده ساده زاگرس قرار دارند از نوع نامتقارن هستند به صورتی که پرشیب‌ترین دامنه تاقدیس‌ها در دامنه جنوب‌غربی قرار دارد (Colman-Sadd, 1978).

تاقدیس خانه سرخ در ناحیه لرستان در زاگرس چین‌خورده که روند کلی آن هم‌راستا با زون راندگی‌ها است

کمربند کوهزایی زاگرس با روند شمال غرب-جنوب شرق و با طول تقریبی ۱۸۰۰ کیلومتر از ترکیه به سمت جنوب شرقی ایران گسترش یافته است، که در بخش میانی سیستم برخوردی آلپ-همالیا قرار گرفته است. زاگرس به مناطق ساختاری با روند موازی با صفحه زمیندرز تقسیم‌بندی شده است (شکل ۱)، که توسط لیتولوژی مشخص و سبک ساختاری مشخص می‌شود و توسط گسل‌ها با مقیاس منطقه‌ای همچون راندگی اصلی زاگرس، گسل زاگرس مرتفع و گسل پیشانی کوهستان از هم جدا می‌شود (Falcon, 1969; Berberian, 1995).

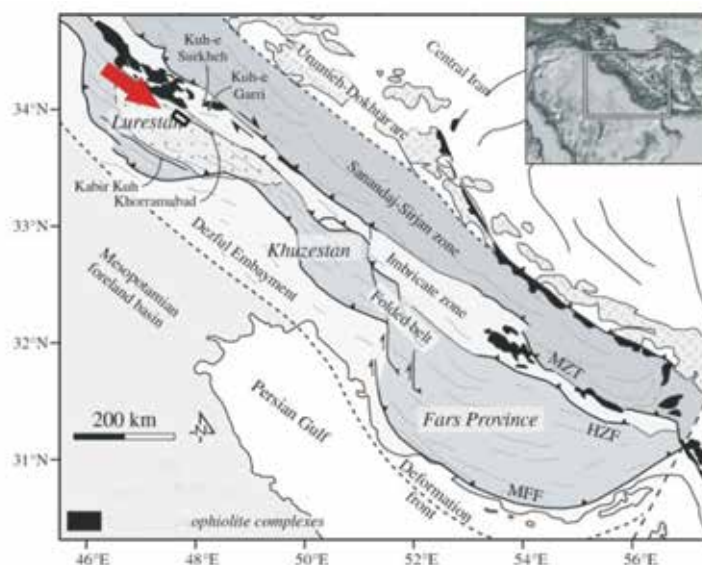
* نویسنده مرتبط: a.rahimi@gu.ac.ir

شمال غرب-جنوب شرق که در ارتباط با چین خوردگی زاگرس (میوسن میانی) هستند و بر روی ساختارهای قدیمی تر شکل گرفته اند (Talbot and Alavi, 1996). از نظر زمین شناسی ساختاری و زون های ساختاری به استثناء حاشیه شرقی، بخش عمده استان لرستان در ارتفاعات زاگرس قرار دارد که به لحاظ داشتن ذخایر نفتی از دیرباز مورد مطالعه زمین شناسان قرار داشته است. تاقدیس خانه سرخ در منطقه لرستان قرار دارد. این منطقه از دیدگاه زمین شناسی یک پیش آمدگی در کمربند چین خورده-رانده شده زاگرس به شمار می آید (Talbot and Alavi, 1996). از شرق شهرستان خرم آباد تا مرز غربی استان لرستان به عنوان بخشی از کوه های زاگرس چین خورده ساختارها از انواع تاقدیس ها و ناودیس های ممتد و منظم اند که با پهنه گسلیده و رانده شده شمال شرقی زاگرس (زاگرس مرتفع) تضاد کامل دارند. ریخت شناسی این بخش، عموماً کوهساز با ستیغ های بلند و دره های عمیق است که گاهی دسترسی به بعضی از آنها بسیار دشوار است. در بخش زاگرس چین خورده استان لرستان (غرب خرم آباد تا مرز غربی استان) اشکال ساختاری به صورت تاقدیس ها و ناودیس هایی است که صفحات محوری آنها در راستای شمال غربی-جنوب شرقی و تا اندازه ای ماریچج است.

(آقاباتی، ۱۳۸۹) واقع شده است. از آنجا که کمربند چین خورده-رانده زاگرس واجد ذخایر عظیم هیدروکربوری است و اکثر تله های نفتی تاقدیسی هستند، بررسی هندسه و سبک ساختاری آنها حائز اهمیت می باشد. هدف اصلی این مقاله به کارگیری و استفاده از مدل های هندسی و تهیه برش عرضی برای تعیین سبک چین خوردگی تاقدیس خانه سرخ است. در نهایت سعی شده است، سبک چین خوردگی این تاقدیس بر اساس تحلیل های انجام شده در چارچوب مدل هندسی ارائه شده تعیین گردد.

جایگاه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

تاقدیس خانه سرخ در بخش میانی ناحیه لرستان و در شمال غرب فروافتادگی دزفول قرار دارد (شکل ۱). این محدوده در ۵۸ کیلومتری شمال غربی شهر خرم آباد و در بخش شمالی شهرستان کوهدشت و در بخش غربی شهرستان دوره چگنی در استان لرستان و بین عرض های جغرافیایی $33^{\circ} 59' 59''$ تا $33^{\circ} 26' 08''$ شمالی و طول های جغرافیایی $47^{\circ} 31' 36''/45''$ تا $47^{\circ} 49' 13''/28''$ شرقی واقع شده است. راستای غالب در منطقه زاگرس به دو بخش قابل تقسیم است. دسته اول ساختارهای شمالی-جنوبی که قدیمی تر و در ارتباط با گسل های پی سنگی است و دسته دوم ساختارهای

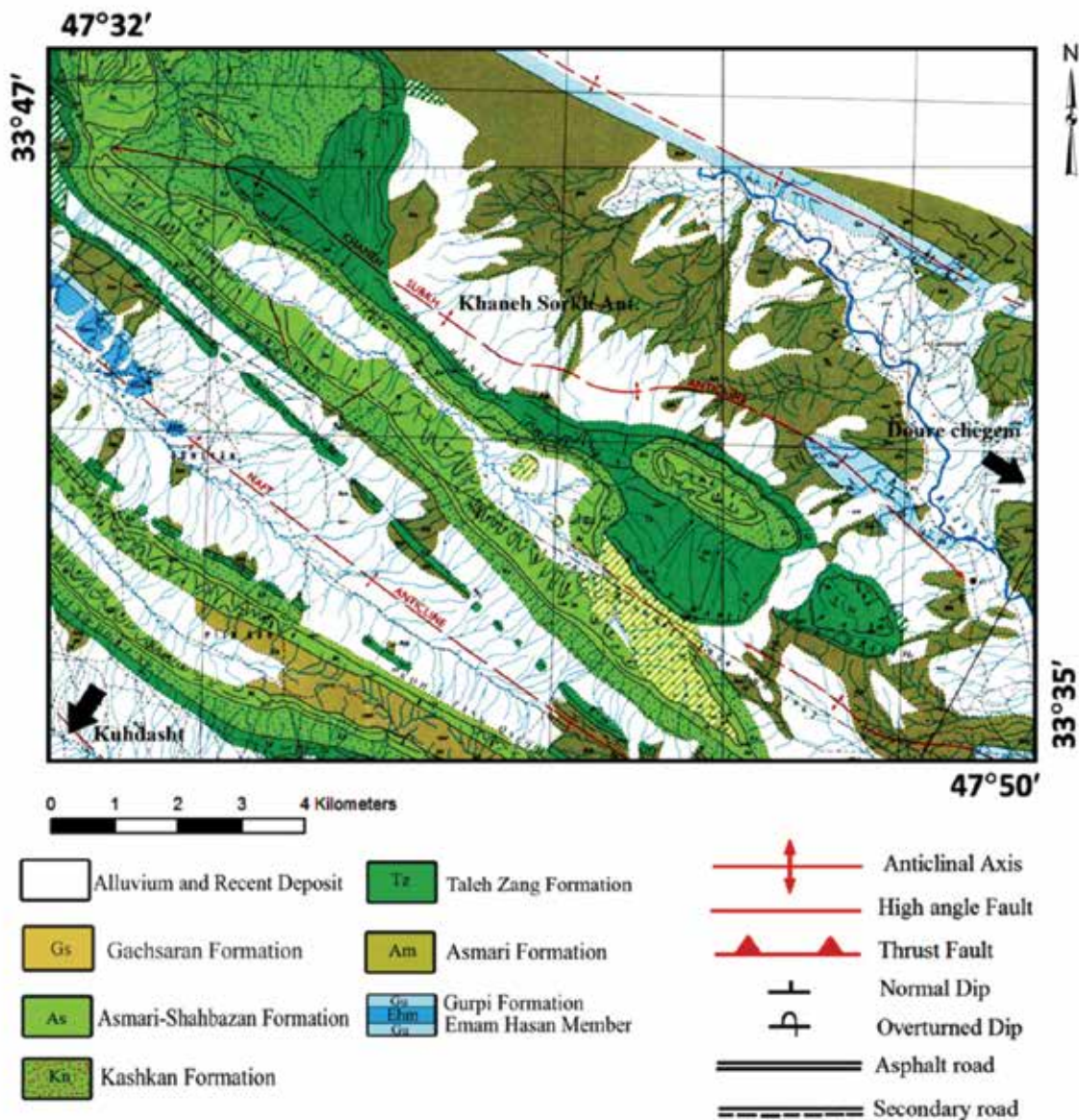


شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه کمربند چین خورده-رانده زاگرس با مستطیل سیاه رنگ توسط فلش مشخص شده است (با اندکی تغییر بر گرفته از Homke et al., 2009)

چینه‌شناسی منطقه

تغییرات ضخامت را در اینجا به نمایش گذاشته است. این واحد از شیل‌های مارنی، ماسه‌سنگ و کنگلومرای چرتی تشکیل شده، که به‌طور کلی یک روند به سمت بالا کم‌عمق شونده را به نمایش می‌گذارد و سن آن را در لرستان پالئوسن در نظر گرفته‌اند. قدیمی‌ترین سازند رخنمون یافته در منطقه، سازند گورپی است که سن آن در لرستان از کامپانین تا پالئوسن می‌باشد (مطیعی، ۱۳۷۲؛ Casciello et al., 2009). این سازند به‌خوبی در یال غربی و شرقی تاقدیس در برش عرضی AA' قابل مشاهده است (شکل ۲).

از نظر چینه‌شناسی، این محدوده دارای سازندهای اواخر کرتاسه تا الیگوسن و در برخی نقاط رسوبات عهد حاضر می‌باشد. سازندها از جدید به قدیم شامل سازند آسماری با سن الیگوسن-میوسن و سازند تله‌زنگ با سن پالئوسن-اوسن می‌باشد. این دو سازند از جمله واحدهای کوهساز منطقه می‌باشند که مورفولوژی آن را تحت تأثیر قرار داده است. ما بین این دو سازند، سازند کشکان با سن اوسن قرار دارد که دارای توالی قاره‌ای است. سازند امیران واحد چینه‌شناسی دیگر این منطقه می‌باشد که یکی از بزرگ‌ترین



شکل ۲. موقعیت تاقدیس خانه سرخ در نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از Macleod, 1972)

تأثیر سازند گرو به عنوان سطوح جدایشی در منطقه مورد مطالعه

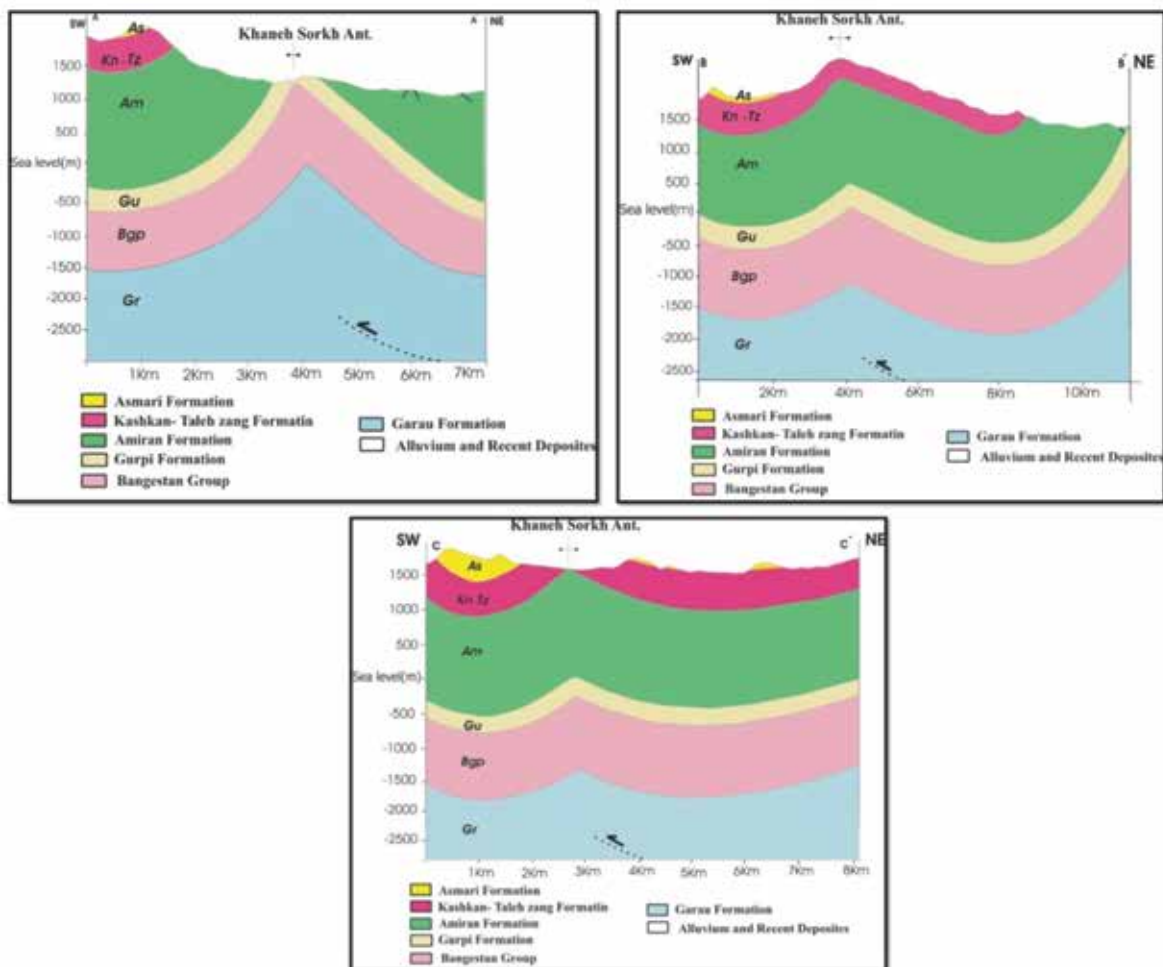
در اکثر نقاط زاگرس واحد نمکی هرمز (پالئوزوییک زیرین) را به عنوان سطح جدایش قاعده‌ای در نظر می‌گیرند اما برخی از پژوهشگران معتقدند واحد نمکی هرمز در بخش شمالی وجود ندارد (Bahroudi and Koyi, 2003; Sepehr and Cosgrove, 2004) ولی تعدادی دیگر از محققین این فرضیه را به چالش کشیده‌اند و معتقدند که در این مناطق سازند هرمز یا ممکن است نازک‌تر باشد یا توسط افق جدایی موثر به موازات آن جایگزین شده باشد (McQuarrie, 2004; Sherkati and Letozey, 2004; Carruba et al., 2006) از طرفی در منطقه و بخش‌های گسترده‌ای از کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس ساختارهای سطحی با آنچه در عمق وجود دارد هندسه متفاوتی دارد که در این میان سطوح جدایش میانی نقش اصلی را دارند (Sherkati et al., 2005).

عمق سطح جدایش، در طول موج تاقدیس‌ها تأثیر دارد و هر چه سطح گسستگی در عمق کمتری باشد طول موج چین‌ها کوتاه‌تر می‌شود (Sherkati et al., 2006). سطوح

جدایشی میانی در کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس عبارتند از: تبخیری‌های تریاس سازند دشتک، شیل‌های آلبین سازند کژدمی، مارن‌های آئوسن سازند پابده و تبخیری‌های میوسن سازند گچساران (Sherkati and Letozey, 2004). در منطقه مورد مطالعه تناوبی از واحدهای مقاوم و نامقاوم دیده می‌شود که واحدهای شکل‌پذیر از سازندهای گرو و گورپی نقش سطوح جدایشی را ایفا می‌کنند. سازند کژدمی در نواحی مرکزی و جنوب‌غربی لرستان با سازند گرو جانشین می‌شود. همچنین سازند پابده نیز از نواحی جنوب‌غرب لرستان به سمت نواحی مرکزی و شمال شرقی لرستان به صورت جانبی و بین‌انگشتی با سازندهای آواری امیران، کشکان و کربنات‌های سازند تله‌زنگ و شهبازان جانشین می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۲). ویژگی مکانیکی سنگ‌ها و سطوح جدایشی، تأثیر بسیار مهمی بر هندسه نهایی ساختارها و جنبش سامانه گسل‌های راندگی دارد (Bahroudi and Koyi, 2003). با بررسی اطلاعات سطحی می‌توان نتیجه گرفت که افق جدایش تاقدیس خانه سرخ، سطح زیرین سازند گرو می‌باشد که در اثر لغزش بر روی این سازند شکل گرفته و به عنوان سطح جدایش میانی در منطقه عمل نموده کرده است (شکل ۴).



شکل ۳. از Google Earth موقعیت برش‌های ساختاری در شکل مشخص شده است



شکل ۴. برش‌های عرضی تهیه تاقدیس خانه سرخ (برای مشاهده محل برش‌ها به شکل ۳ مراجعه شود)

روش مطالعه

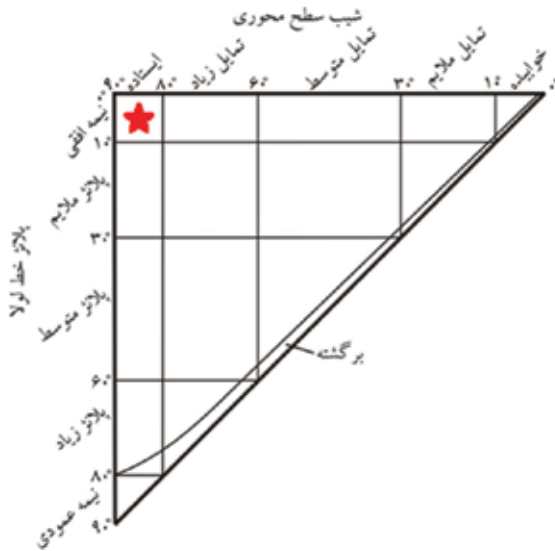
با گسلس و به دست آوردن سبک چین خوردگی استفاده می‌شود که از آن جمله به منظور تحلیل هندسی، برطبق نظر (Sattarzadeh et al., 2000) براساس نسبت طول محور چین به نصف طول موج چین و طبقه‌بندی چین بر طبق نظر (Fleuty (1964) و Ramsay (1967) انجام گرفت و با استفاده از داده‌های برداشت‌های صحرائی، تحلیل نمودارهای (Jamison (1987) صورت پذیرفت و همچنین با مقایسه نمودارها و مقادیر حاصل از روابط براساس مدل (Poblet and McClay (1996) به بررسی هندسه جنبشی این چین پرداخته شد و در نهایت پس از تحلیل هندسی و جنبشی تاقدیس خانه سرخ با توجه به دستاوردهای تحلیل‌ها، نتیجه‌گیری پایانی انجام گرفت.

برای بررسی تغییرات هندسی ساختمان تاقدیس خانه سرخ و پیش‌بینی هندسه و تحلیل جنبشی این تاقدیس، سه برش عرضی زمین‌شناسی با استفاده از داده‌های حاصل از برداشت‌های صحرائی و نقشه زمین‌شناسی و اطلاعات تصاویر ماهواره‌ای، عمود بر محور تاقدیس رسم شده است. این کار در محیط نرم‌افزار Global mapper v11.01 انجام گرفت (پیردادی، ۱۳۹۲). با پیمایش مسیره‌های مشخص شده، برداشت داده‌ها از مناطق مختلف تاقدیس مورد نظر انجام شد و برای رسم برش‌های عرضی، مورد استفاده قرار گرفت. موقعیت برش‌ها در شکل ۳ مشخص شده است. همان‌طور که در بالا ذکر شد برای بررسی تغییرات هندسی تاقدیس و همچنین مقایسه آن با انواع چین‌های مرتبط

بحث

الف) تحلیل سبک چین خوردگی تاقدیس خانه سرخ

تاقدیس خانه سرخ یک چین باریک و طویل با روند عمومی شمال غرب - جنوب شرق با طولی بالغ بر ۳۹ کیلومتر و پهنایی در حدود ۷ کیلومتر است که در شمال شهرستان کوهدشت، در پهنه لرستان و در زاگرس چین خورده واقع شده است (شکل ۲). این چین در شمال تاقدیس نفت و در سمت جنوب غربی تاقدیس خرم آباد قرار گرفته است. پس از انجام پیمایش های صحرایی و محاسبات انجام شده بر روی داده ها در سه برش عرضی مشخص شد که تاقدیس خانه سرخ با توجه به زاویه بین یالی در برش های AA' و BB' براساس طبقه بندی (Fleuty, 1964) جزء چین های باز و در برش عرضی CC' جزء چین های ملایم طبقه بندی می شود (جدول ۱). همچنین بر طبق خصوصیات محور و سطح محوری در رده چین های ایستاده نیمه افقی قرار می گیرد (شکل ۵). بر مبنای موقعیت قرارگیری لایه ها در پهلوهای شمالی و جنوبی، تاقدیس خانه سرخ، تاقدیسی نامتقارن با تمایل به سمت جنوب غرب می باشد (شکل ۶). اگر در تصویر استریوگرافی بیش از ۹۰ درصد قطب لایه ها در فاصله کمتر از ۱۰ درجه از دایره عظیمه p باشد، چین استوانه ای است ولی اگر بیش تر از ۹۰ درصد قطب ها در فاصله بین ۲۰-۱۰ درجه از صفحه پی باشد چین نیمه استوانه ای است و در غیر این صورت چین غیر استوانه ای خواهد بود (Ramsay et al., 1987). طبق این تقسیم بندی، تاقدیس خانه سرخ جز چین های نیمه استوانه ای قرار می گیرد. با توجه به نبود داده های ژئوفیزیکی و داده های چاه نگاری همان طور که قبلاً گفته شد با استفاده از برداشت ها در پیمایش صحرایی و نقشه زمین شناسی برش های عرضی تهیه شده و با قرارگیری موقعیت تاقدیس خانه سرخ در طبقه بندی (Ramsay, 1967) برای واحدهای آهکی برش های عرضی مشاهده شده، در رده B۱ می باشد و به منظور رسم برش های عرضی ساختاری مورد نظر از روش باسک یا روش قوس که برای چین های موازی است، استفاده شده است.



شکل ۵. موقعیت تاقدیس خانه سرخ با ستاره در طبقه بندی چین ها براساس شیب سطح محوری و زاویه میل (Fleuty, 1964)

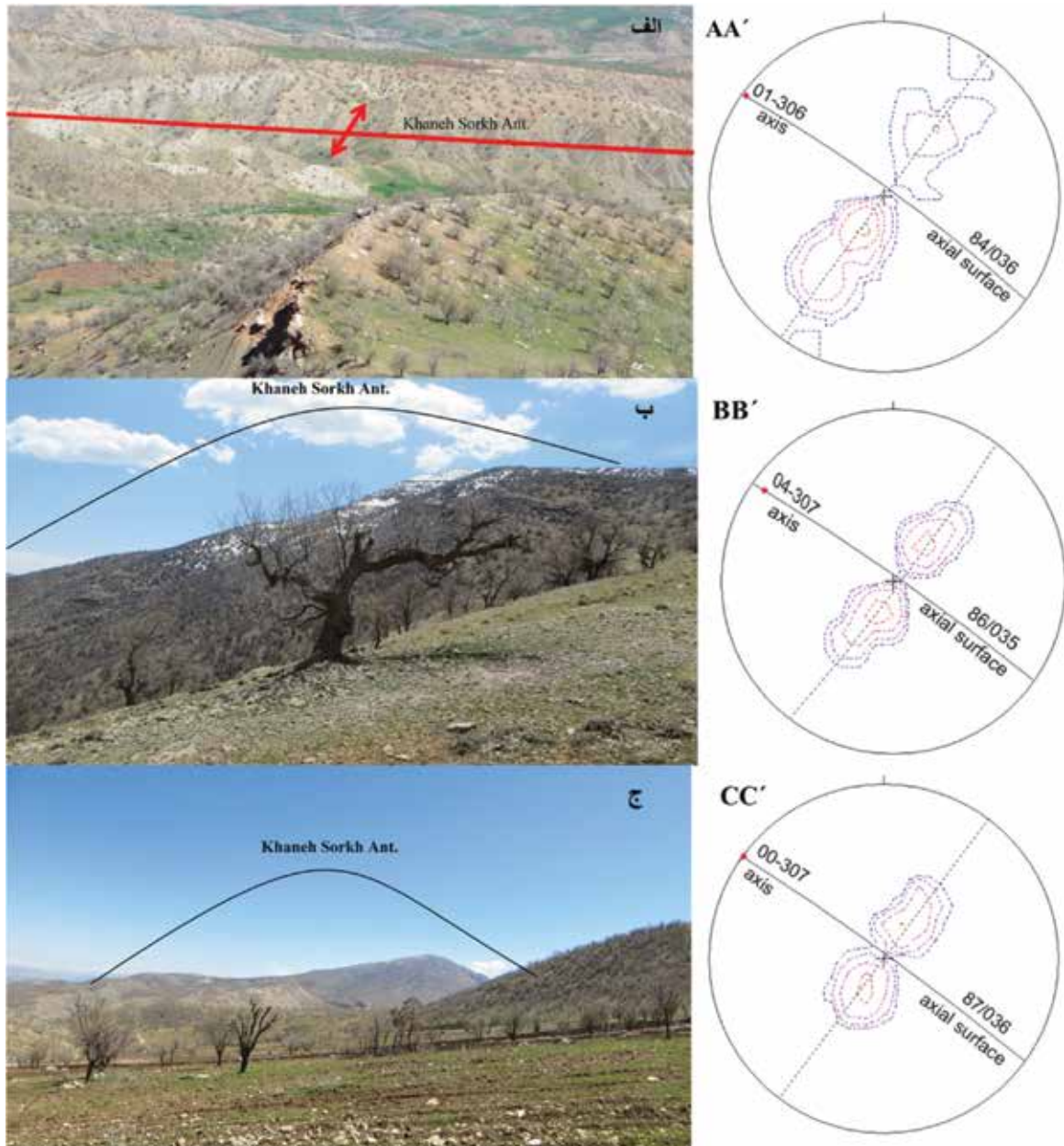
ب) تحلیل هندسه تاقدیس خانه سرخ

چین خوردگی مرتبط با گسلش، یکی از سازوکارهایی است که معمولاً از آنها برای توصیف، تشریح و تجزیه و تحلیل هندسی چین های کمربندهای چین خورده-رانده شده استفاده می شود. این نوع چین خوردگی ها به صورت مدل های هندسی متنوعی تقسیم بندی شده اند (Thorbiornsen, 1997) and Dunne, 1997) این مدل ها علاوه بر آنکه موجب درک بهتر چین خوردگی می شوند، ابزار مهمی برای رسم برش های عرضی و موازنه نمودن آنها محسوب می شوند (Dahlstrom, 1969; Laubscher, 1977; Suppe, 1983; Jamison, 1987)

(Sattarzadeh et al., 2000) براساس نسبت طول محور چین به نصف طول موج یا نسبت ابعادی چین های زاگرس را در دو گروه قرار داد:

۱. چین های کمانشی^۱: که در آنها برای چین هایی که در این گروه قرار می گیرند نسبت ابعادی برای تمام مقیاس ها بین پنج تا ده می باشد، که چین های جدایشی در این گروه جای دارد.
۲. چین های واداشته^۲: که چین هایی با نسبت ابعادی بیشتر از ۱۰ می باشند و چین های خم گسلی و انتشار گسلی در این گروه قرار دارند. برای مقایسه تاقدیس

1. Buckle folds
2. Forced folds



شکل ۶. نمایی از مسیرهای مختلف چین و استریوگرام‌های تهیه شده که در آن محور و سطح محوری مشخص شده است

جدول ۱. مشخصات هندسی تاقدیس خانه سرخ در برش‌های عرضی

نام برش ساختاری عرضی	موقعیت سطح محوری	موقعیت محور	زاویه بین پهلوها (درجه)	شیب پهلوی خلفی یا شیب پلکان گسل	ضخامت سازند در پهلوی خلفی (متر)	ضخامت سازند در پهلوی پیشانی (متر)	ضخیم شدگی پهلوی پیشانی
AA'	۸۴/۰۳۶	۰۱-۳۰۶	۱۰۰	۳۴	۱۲۹۸	۱۶۹۳	۳۰/۴۳
BB'	۸۶/۰۳۵	۰۴-۳۰۷	۱۱۹	۲۷	-	-	-
CC'	۸۷/۰۳۶	۰۰-۳۰۷	۱۲۶	۲۴	-	-	-

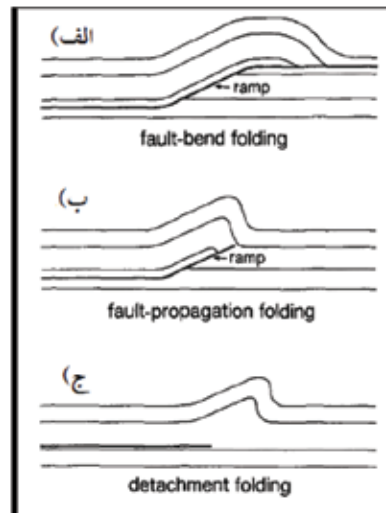
قوام باشد و با توجه به رخنمون سازند امیران و قابلیت تغییر ضخامت این سازند در پهلوی پیشانی، از این واحد سنگی برای اندازه‌گیری تغییرات ضخامت در سطح استفاده شد. این اندازه‌گیری تنها در برش عرضی AA' انجام پذیرفت زیرا در سایر برش‌ها این واحد سنگی رخنمون ندارد و ضخامت واقعی آن قابل اندازه‌گیری نمی‌باشد. میزان ضخیم شدگی سازند امیران برابر با $30/43$ درصد می‌باشد. با درج پارامترهای به‌دست‌آمده برای تاقدیس خانه سرخ بر روی نمودارها مشاهده می‌شود (شکل ۸) که در نمودار مربوط به چین‌های خم گسلی، هندسه تاقدیس خانه سرخ در محدوده ۲۰ درصد نازک شدگی پهلوی پیشانی قرار می‌گیرد. موقعیت هندسه تاقدیس در نمودار چین‌های انتشار گسلی با ۱۵ درصد ضخیم شدگی پهلوی پیشانی همراه می‌باشد. قرارگیری موقعیت تاقدیس در نمودار چین‌های انتشار گسلی انتقال یافته، نازک شدگی ۲۱ درصد را نشان می‌دهد. پیاده کردن اطلاعات تاقدیس خانه سرخ بر نمودار چین‌های جدایشی ضخیم شدگی ۳۲ درصد را نشان می‌دهد که همان‌طور که مشاهده می‌شود این مقدار ضخیم شدگی با مقدار ضخیم شدگی محاسبه شده از برداشت‌های صحرایی هم‌خوانی دارد. در نتیجه تاقدیس خانه سرخ با توجه به موقعیت آن بر روی دیاگرام چین‌ها و برپایه برش‌های عرضی که ساختاری هندسه‌ای شبیه به چین‌های جدایشی دارد (شکل ۸) قرار می‌گیرد.

ج) تحلیل جنبشی تاقدیس خانه سرخ

به‌طور معمول برای تعیین منشأ جنبشی بسیاری از چین‌های مرتبط با گسل‌های راندگی از روش‌های هندسی استفاده می‌شود. سه شکل اصلی هندسی و جنبشی برای چین جدایشی پیشنهاد شده است:

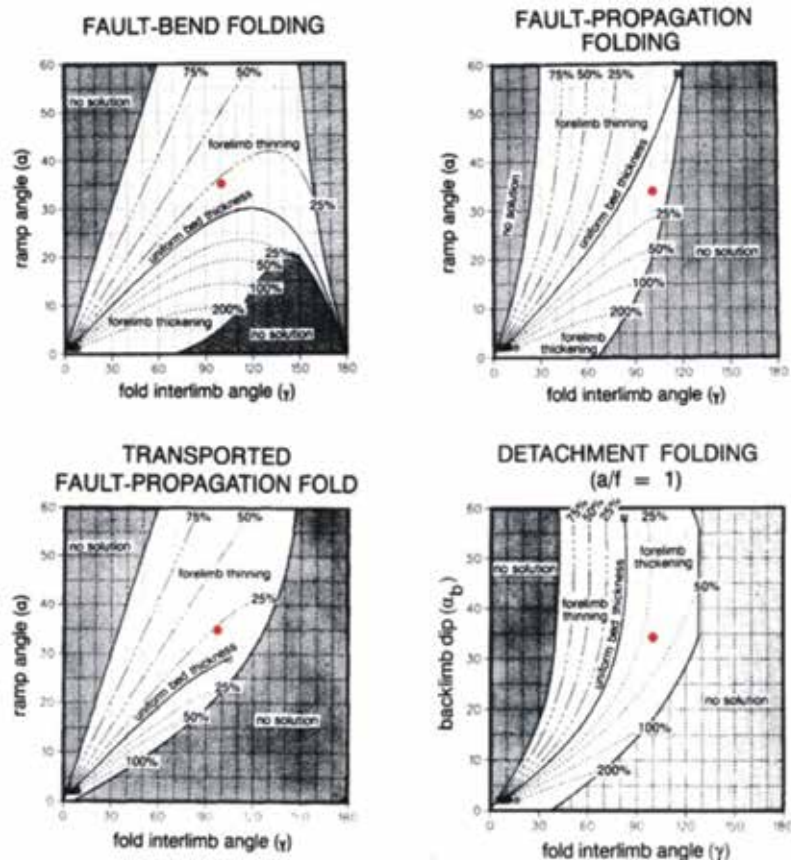
۱. مدل اول توسط Mitchell and Woodward (1988) ارائه شد. طبق این مدل چین خوردگی به‌صورت ساختارهای دارای طول موج کوچک با شیب ثابت یال و سطوح محوری است و به‌واسطه افزایش طول یال، چین خوردگی شکل می‌گیرد و مرزهای چین خوردگی به بیرون مهاجرت می‌کنند تا ادامه کوتاه شدن را فراهم کنند.

خانه سرخ با این دو گروه نیاز به اندازه‌گیری طول محور چین و طول موج تاقدیس می‌باشد. میزان نسبت ابعادی برای این تاقدیس برابر با $8/86$ محاسبه گردید که نشان می‌دهد تاقدیس خانه سرخ در گروه چین‌های کمانشی تقسیم‌بندی (Sattarzadeh et al., 2000) قرار می‌گیرد. بنابراین با توجه به قرارگیری تاقدیس خانه سرخ در این محدوده، براساس این رده‌بندی به تحلیل هندسی تاقدیس خانه سرخ با استفاده از نمودارهای Jamison, (1987) که برای چین‌های در ارتباط با گسل ارائه شده است، پرداخته می‌شود. در این نمودارها چین‌های خم گسلی، چین‌های انتشار گسلی و چین‌های جدایشی سه گروه اصلی از چین‌های مرتبط با گسل می‌باشند (شکل ۷).



شکل ۷. سه نوع از گسل‌های مرتبط با چین خوردگی. الف) چین خم گسلی، ب) چین انتشار گسلی، ج) چین جدایشی (Jamison, 1987)

به‌جز این سه گروه، حالت‌های حد واسط نیز وجود دارد مانند چین‌های جدایشی انتقال یافته. به‌منظور استفاده از این نمودارها، پارامترهایی لازم است که این پارامترها با استفاده از مطالعه برش‌های عرضی و مقایسه آنها با مدل‌های هندسی ارائه شده و همچنین داده‌های پیمایش صحرایی و تجزیه و تحلیل آنها حاصل می‌شود. این پارامترها شامل شیب پلکان گسل (α) و یا شیب پهلوی خلفی (α_p)، زاویه بین پهلوه‌ها (γ) و درصد نازک شدگی یا ضخیم شدگی یک سازند در پهلوی پیشانی نسبت به پهلوی خلفی می‌باشد. با توجه به اینکه سازند انتخابی باید در صورت امکان کم



Khaneh Sorkh Ant. ●

شکل ۸. موقعیت تاق‌دیس خانه سرخ بر روی نمودارهای (Jamison, 1987)

که در مساحت منطقه شکل‌پذیر چین تغییر ایجاد می‌شود از نظر تحول جنبشی امکان‌پذیر و قابل قبول نمی‌باشد. بر مبنای مدل Dahlstrom (1990) ساختار چین‌خوردگی با طول موج کوچک و کوتاه‌شدگی با مهاجرت سطوح محوری به سمت بیرون همراه با چرخش یال انجام می‌گیرد و این کوتاه‌شدگی با میزان برخاستگی رابطه مستقیم دارد که شرایط برقراری قانون ثابت بودن سطح رعایت می‌شود. Poblet and McClay (1996) برای تحلیل هندسی چین‌های جدایشی به وجود آمده براساس مدل تکامل جنبشی Dahlstrom (1990) نمودارهایی را معرفی نموده‌اند و معتقدند که چنانچه میزان شیب پهلوهای چین و نسبت سینوس آن‌ها اندازه‌گیری شود، جهت محاسبه میزان کوتاه‌شدگی لایه مقاوم بالای لایه جدایشی که چین در آن توسعه یافته، می‌تواند استفاده شود. برای تجزیه و تحلیل سازوکار جنبشی چین‌ها، به پارامترهای هندسی از چین‌های جدایشی شامل:

۲. در مدل ۲ (De Sitter 1956)، چین‌خوردگی با افزایش تدریجی شیب یال زیاد می‌شود و طول یال ثابت باقی می‌ماند. طبق مدل فوق، مرزهای چین‌خوردگی در موقعیت نهایی‌شان وابسته به واحد مقاوم تشکیل می‌شوند و کوتاه شدن به وسیله چرخش لایه‌بندی اتفاق می‌افتد. سطوح محوری می‌چرخند تا ضخامت طبقات ثابت باقی بماند.

۳. در مدل سوم (Dahlstrom 1990) براساس قانون ثابت بودن سطح لایه‌های مقاوم و شکل‌پذیر یال‌های چین با افزایش شیب طویل‌تر می‌شوند که در حقیقت چین جدایشی به واسطه چرخش دو یال و افزایش طول یال توسعه می‌یابد (Poblet and McClay, 1996).

(Poblet and McClay 1996) معتقدند که تحول جنبشی چین‌های جدایشی در کمربند چین‌خورده-رانده با مدل سوم مطابقت دارد چون مدل اول و دوم به این دلیل

طول پهلوی پیشانی، طول پهلوی خلفی، شیب یال پیشانی، شیب یال خلفی، میزان برخاستگی، زاویه بین یالی، شیب سطح محوری نیاز می‌باشد. برای به دست آوردن پارامترهای فوق، نیاز به داشتن داده‌های صحرایی و برش عرضی است. برش عرضی باید عمود بر محور چین خوردگی تهیه شود و همچنین برای تعیین پارامترها جهت تحلیل هندسه، چین‌ها بایستی به‌عنوان چین‌های جناغی، شکنجی یا جعبه‌ای فرض شوند. در این روش، اندازه‌گیری طول و زوایا آسان می‌گردد. باید توجه داشت که شیب یال خلفی، یال پیشانی و سطح محوری بایستی وابسته به سطح جدایش و بدون در نظر گرفتن میل سطح جدایش اندازه‌گیری شود.

با استفاده از روابط ۱ و ۲ می‌توان میزان کوتاه‌شدگی (S) و برخاستگی (u) را محاسبه نمود.

رابطه ۱. $u = Lb \sin(\theta b) = Lf \sin(\theta f)$

رابطه ۲. $S = Lb [1 - \cos(\theta b)] + Lf [1 - \cos(\theta f)]$

رابطه ۳. $\gamma - 90^\circ = (\theta b/2) - (\theta f/2)$

رابطه ۴. $\gamma = 180^\circ - \theta f - \delta$

که Lb و Lf به ترتیب طول پیشانی و خلفی و θb و θf به ترتیب شیب پهلوی پیشانی و خلفی می‌باشد.

اگر مقدار برخاستگی و کوتاه‌شدگی را در روابط ۳ و ۴ قرار دهیم میزان نصف زاویه بین پهلویی (γ) و زاویه بین سطح محوری و افق جدایش (δ) محاسبه می‌شود (جدول ۲).

جدول ۲. پارامترهای هندسی به دست آمده از برش عرضی ترسیمی AA' براساس مدل Poblet and McClay, 1996

نام تاقدیس	Lf(m)	Lb(m)	ηf	ηb	Rl	γ	δ	U محاسبه شده از S محاسبه شده از S محاسبه شده از
								روی نمودار (m) روی برش (m) روی نمودار (m) روی برش (m)
خانه سرخ	۴۰۰۰	۴۳۵۰	۴۶	۳۴	۱/۲۸	۵۰	۸۴	۲۳۲۰
								۲۶۵۴/۹۱
								۲۰۸۰
								۲۰۲۳

یک روش نموداری برای تعیین پارامترها طراحی شده، که با استفاده از روش گرافیکی نیازمند چندین مرحله است. در مرحله اول، نسبت (Rl) بایستی محاسبه شود.

رابطه ۵. $Rl = \sin(\theta f) / \sin(\theta b)$

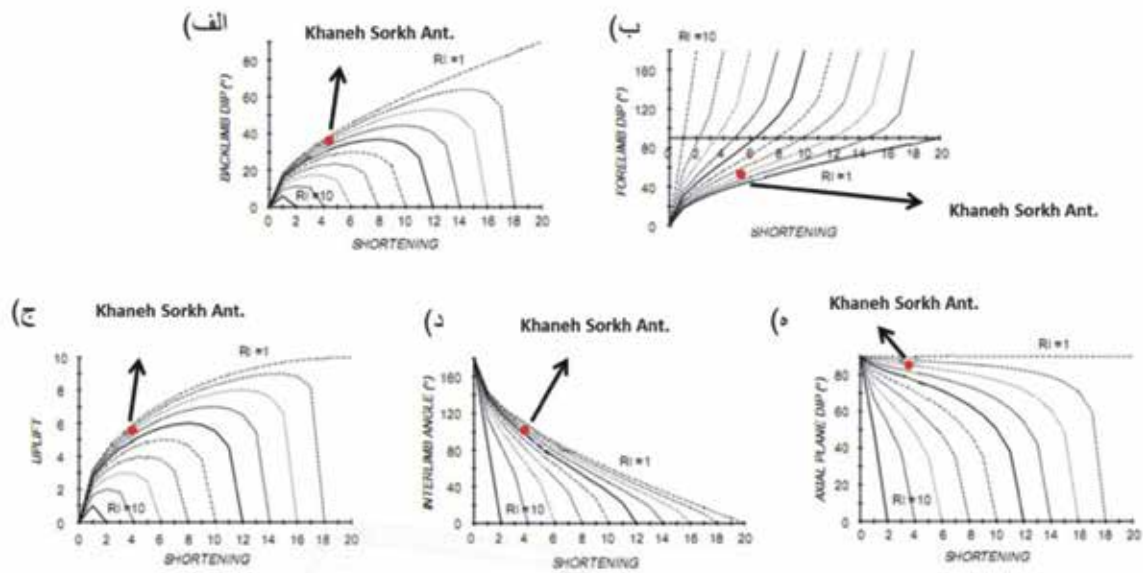
پارامترهای مورد نیاز در روش نموداری، طول و شیب‌های یال‌های خلفی و پیشانی می‌باشد هم‌چنین محاسبه (Rl) هر نقطه روی دیاگرام‌ها یک شکل ویژه چین خوردگی را نمایش می‌دهند. مقادیر زاویه‌ای نشان داده شده در نمودارها مقادیری واقعی بر حسب درجه هستند، اما مقادیر خطی طبق واحدهای $Lf = 10$ نرمالیزه شده است. یعنی بر مبنای طول یال خلفی و پیشانی نرمالیزه می‌شوند. کوتاه‌شدگی واقعی (S) با استفاده از رابطه ساده ۶ مشتق می‌شود. که با جایگزین کردن مقدار کوتاه‌شدگی به دست آمده (Lf) از نمودارها در رابطه ۶، مقدار کوتاه‌شدگی واقعی محاسبه می‌شود. با جایگزین کردن u به جای S می‌توان میزان برخاستگی واقعی را نیز محاسبه کرد. چنانچه این میزان با مقادیر کوتاه‌شدگی به دست آمده از اندازه‌گیری برش‌های رسم شده در تاقدیس خانه سرخ مطابقت داشته باشد بیانگر آن است که هندسه و تحول جنبشی چین مورد نظر منطبق بر مدل است.

رابطه ۶. $S = (Lf) / 10$

مقایسه نتایج به دست آمده از مقادیر کوتاه‌شدگی برای تاقدیس خانه سرخ از روی برش‌های عرضی جدول (۲) با مقادیر تحلیل شده با استفاده از نمودارهای شکل (۸) بیانگر آن است که هندسه تاقدیس خانه سرخ مشابه هندسه چین‌های جدایشی است و تکامل تحلیل شده بر مبنای مدل (Poblet and McClay 1996) معتبر است.

مقدار کوتاه‌شدگی برای یال خلفی این تاقدیس برابر ۴/۲۵ و مقدار کوتاه‌شدگی برای یال پیشانی برابر با ۵/۳ می‌باشد این مقادیر را می‌بایست در رابطه (۶) قرار داده تا مقدار واقعی کوتاه‌شدگی محاسبه گردد. مقادیر برخاستگی، زاویه بین یالی و شیب سطح محوری با قرار دادن کوتاه‌شدگی به دست آمده از نمودار شکل (۹-الف)، در نمودارهای (ج، د و ه)، محاسبه می‌شود.

اگرچه به علت وجود تعدادی راندگی کوچک در پهلوی تاقدیس (شکل‌های ۱۰ و ۱۱) تاقدیس خانه سرخ می‌تواند



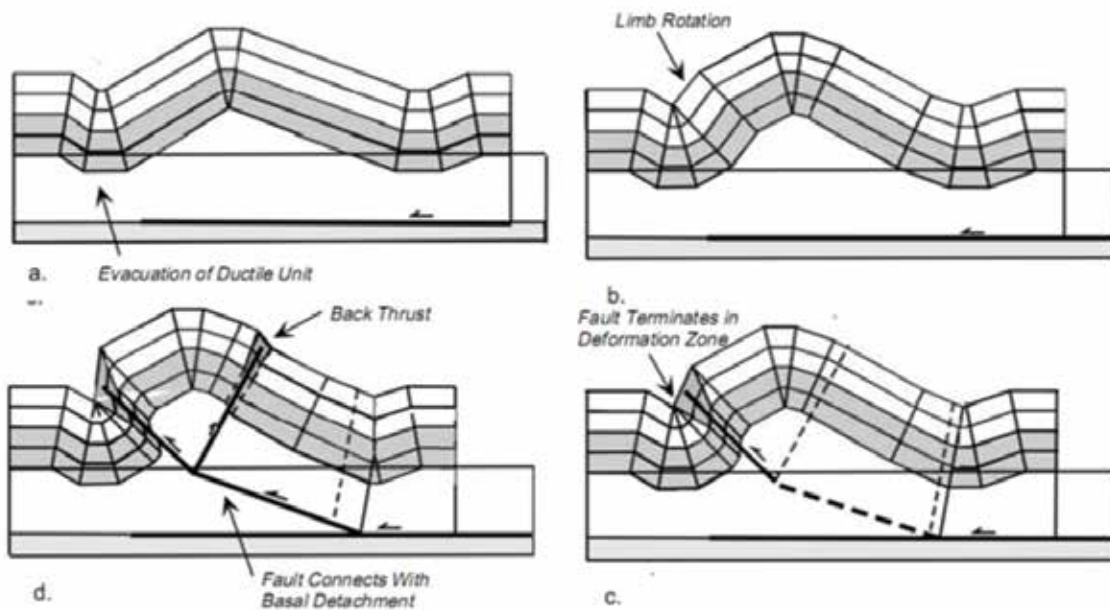
شکل ۹. نمودارهای تعیین پارامترهای هندسی چین‌های جدایشی (Poblet and McClay, 1996). منحنی‌های ترسیم شده در نمودارها به ترتیب از راست به چپ با مقادیر R_1 ، ۱، ۱/۱۱، ۱/۲۵، ۱/۴۳، ۱/۶۷، ۲، ۲/۵۰، ۳/۳۳، ۵ و ۱۰ می‌باشند (موقعیت تاقدیس خانه سرخ در برش‌ها بر پایه پارامترهای هندسی آن در نمودارها، با دایره قرمز مشخص شده است)



شکل ۱۰. نمایی از ریز چین در پهلوی خلفی تاقدیس خانه سرخ و گسل خوردگی پهلوی این ریز چین



شکل ۱۱. نمایی از تعدادی گسل خوردگی و چین در تاقدیس خانه سرخ



شکل ۱۲. توالی تکامل یک چین جدایشی گسل خورده (برگرفته از Mitra, 2002)

وجود توالی‌ها با اختلاف مقاومت زیاد از سطح تا عمق، سازوکار چین جدایشی گسل خورده طبق شکل ۱۲ برای تاقدیس خانه سرخ پیشنهاد می‌شود.

هندسه‌ای مشابه با چین‌های انتشارگسلی داشته باشد اما با توجه به مدل Mitra (2002) این‌گونه راندگی‌ها در پهلوی چین‌های جدایشی توسعه می‌یابند. براساس برش‌های ساختاری ترسیم شده و هندسه باز این تاقدیس و همچنین

نتیجه‌گیری

سپاسگزاری

نویسندگان بر خود لازم می‌دانند که از زحمات سردبیر محترم مجله و پیشنهادهای علمی بسیار ارزنده دواور محترم که سبب بر طرف شدن ایرادات و اشکالات پیش‌نویس مقاله فوق شده تشکر و قدردانی نمایند. همچنین نویسندگان از پشتیبانی و همکاری معاونت محترم آموزشی و پژوهشی دانشگاه گلستان تشکر و قدردانی می‌نمایند.

منابع

- آقانباتی، س. ع.، ۱۳۸۹. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶.
- پیردادی، خ.، ۱۳۹۲. تحلیل ساختاری تاقدیس خانه سرخ در پهنه لرستان، کمر بند چین خورده-رانده زاگرس، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه گلستان، ۱۰۲.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی زاگرس. طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶.
- Bahroudi, A. and Koyi, H.A., 2003. Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt: an analogue modelling approach. *Journal of the Geological Society, London*, 160, 719-733.
- Berberian, M., 1995. Master "Blind" Thrust Faults Hidden Under the Zagros Folds, Active Basement Tectonics and Surface Morphotectonic. *Tectonophysics*, 241, 193-224.
- Carruba, S., Perotti, C.R., Buonaguro, R., Calabro, R., Carpi, R. and Naini, M., 2006. Structural pattern of the Zagros fold-and-thrust belt in the Dezful Embayment (SW Iran). In: Mazzoli, S. and Butler, R.W.H. (eds) *Styles of Continental Contraction*. Geological Society of America, Special Papers, 414, 11-32.
- Casciello, E., Verges, J., Saura, E., Casini, G., Fernandez, N., Bianchi, E., Homke, S. and Hunt, D.W., 2009. Fold patterns and multilayer rheology of the Lorestan province, Zagros simply

براساس مجموعه مطالعات صورت گرفته بر روی تاقدیس خانه سرخ در غرب لرستان و برطبق پارامترهای هندسی اندازه‌گیری شده، این تاقدیس در برش‌های AA' و BB' براساس طبقه‌بندی (Fleuty, 1964) جزء چین‌های باز و در برش عرضی CC' جزء چین‌های ملایم طبقه‌بندی می‌شود. همچنین برطبق خصوصیات محور و سطح محوری (Fleuty, 1964) این چین در رده چین‌های ایستاده نیمه افقی قرار می‌گیرد. با مقایسه بین برش‌های ساختاری ترسیم شده با انواع نمودارهای ارائه شده توسط (Jamison, 1987) تاقدیس فوق در ارتباط با گسلش بوده و در نتیجه، هندسه مشابه چین‌های جدایشی را دارد. شباهت بسیار نزدیکی بین داده‌ها روی نمودارها و مقادیر حاصل از معادلات و روابط در تاقدیس خانه سرخ، براساس مدل جنبشی پیشنهاد شده توسط (Poblet and McClay, 1996) وجود دارد. یعنی هندسه چین جدایشی و تکامل جنبشی تحلیل شده برای تاقدیس خانه سرخ براساس مدل فوق معتبر بوده و در رده چین‌های جدایشی قرار می‌گیرد. با استفاده از اطلاعات سطحی پردازش شده، این تاقدیس می‌تواند یک نمونه بارز از تکامل یافتن چین خوردگی در بالای سطح جدایشی باشد. در واقع سازند گرو به‌عنوان یکی از سطوح جدایشی موثر میانی تاقدیس مذکور می‌باشد. از طرفی می‌توان سازند گرو را به‌عنوان سطح جدایشی کنترل‌کننده هندسه ساختارهای سطحی از عمقی در منطقه معرفی کرد. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که پهلوی خلفی تاقدیس خانه سرخ دگرریختی فراوانی را متحمل شده است که این موضوع نشان از نزدیکی و اثر گسل زاگرس مرتفع در منطقه دارد. اما ثابت بودن ضخامت طبقات مقاوم و وجود توالی‌های با اختلاف مقاومت زیاد از سطح تا عمق و گسل خوردگی و راندگی‌های کوچک در پهلوی این تاقدیس، نشان می‌دهند که چین خوردگی مذکور در اثر مکانیسم خمشی-لغزشی تشکیل شده است. با توجه به حضور گسلش در پهلوی چین جدایشی می‌توان پیشنهاد کرد که تاقدیس خانه سرخ براساس سازو کار چین جدایشی گسل خورده ایجاد شده است.

- folded belt, Iran, *Journal of the Geological Society*, London, 166, 947-959.
- Colman-Sadd, S.P., 1978. Fold development in Zagros simply folded belt, southwest Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62, 984-1003.
 - Dahlstrom, C.D.A., 1990. Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models of detachment folding. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74, 336-344.
 - Dahlstrom, C. D. A., 1969. Balanced cross sections. *Anadrian Journal of Earth Sciences*, 6, 743-757.
 - De Sitter, L., 1956. *Structural Geology*. McGraw-Hill, London. 375.
 - Falcon, N.L., 1969. Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros Range, In: Kent P., Satterthwaite G., Spencer A.(eds), *Time and Place Orogeny*. Geological Society of London, 9-22.
 - Fleuty, M.J., 1964. The description of Folds. *Geological Association Proceeding*, 75, 461-492.
 - Homke, S., Vergés, J., Serra-Kiel, J., Bernaola, G., Sharp, I., Garcés, M., Montero-Verdú, I., Karpuz, R. and Goodarzi, M, H., 2009. Late Cretaceous-Paleocene formation of the proto-Zagros foreland basin, Lurestan Province, SW Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 121, 963-978.
 - Jamison, W.J., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, 9, 207-219.
 - Laubscher, H. P., 1977. Fold development in the Jura. *Tectonophysics*, 37, 337-362.
 - Macleod, J.H., 1972. *Geological Compilation Map 1/100000*, Iranian oil operating companies.
 - McQuarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt. Iran., *J. Structural. Geology*. 26 (3), 519-535.
 - Mitchell, M.M. and Woodward, N.B., 1988. Kink detachment fold in the southwest Montana fold and thrust belt. *Geology*, 16, 162-165.
 - Mitra, M., 2002. Structural models of faulted detachment folds., *AAPG Bulletin*, 86 (9) 1673-1694.
 - Poblet, J. and McClay, K.R., 1996. Geometry and kinematics of single-layer detachment folds. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 80, 1085-1109.
 - Ramsay, J. G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks.*, McGraw-Hill, New York.
 - Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology. Folds and Fractures*. Academic Press, London, 1.
 - Sattarzadeh, Y., Cosgrove, J. and Vita-Finzi, C., 2000. The interplay of faulting and folding during the evolution of the Zagros deformation belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 169, 187-196.
 - Sepehr, M. and Cosgrove, J.W., 2004. Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 829-843.
 - Sherhati, S. and Letouzy, J., 2004. Variation of structural style and basin evolution in the Central Zagros (Izeh Zone and Dezful Embayment), Iran. *Journal of Marine and Petroleum Geology* ,21, 535-554.
 - Sherhati, S., Letouzey, J. and de Lamotte, D.F., 2006. Central Zagros Fold-thrust belt (Iran):

New insight from seismic data, field observation, and sandbox modeling. *Tectonics*, 25, 1-27.

- Sherhati, S., Molinaro, M., de Lamotte, D.F. and Letouzey, J., 2005. Detachment folding in the central and eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control. *Journal of Structural Geology* 27, 1680-1696.

- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283, 684-721.

- Talbot, C. J. and Alavi, M., 1996. The past of a future syntaxis across the Zagros. In: Alsop, G. I., Blundell, D. J. and Davison, I.(eds.) 1996. *Salt Tectonics*, Geological Society Special Publication, 100, 89-109.

- Thorbjornsen, K. L. and Dunne, W. M., 1997. Origin of a thrust-related fold: Geometric vs. kinematics tests. *Journal of Structural Geology*, 19, 303-319.

- [http:// www.ngdir.ir](http://www.ngdir.ir)

تحلیل رخصاره‌های لرزه‌ای با استفاده از روش‌های خوشه‌بندی فازی و ANFIS

سعید هادیلو^۱، سعید میرزایی^۲ و حسین هاشمی^{۳*}

۱. دانشجوی دکتری پژوهشکده علوم پایه کاربردی، جهاد دانشگاهی، دانشگاه شهید بهشتی

۲. استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی، جهاد دانشگاهی، دانشگاه شهید بهشتی

۳. استادیار موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۵/۱۶

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۸/۱۵

چکیده

خوشه‌بندی و شناسایی الگو درون اطلاعات لرزه‌ای، نقشه رخصاره‌های لرزه‌ای را تولید می‌کند که این رخصاره‌ها با تغییرات خصوصیت زمین‌شناسی در ارتباط هستند. تحلیل رخصاره لرزه‌ای به روش‌های با نظارت و بدون نظارت قابل انجام است که هر کدام از آنها مزایا و معایب خود را دارند. به‌طور کل تحلیل اطلاعات لرزه‌ای به دلیل خاصیت عدم قطعیت این اطلاعات، همواره درجه‌ای از نایقینی را دارد. در این بین انتخاب نشانگر بهینه و استفاده ترکیبی و تکراری از روش‌های با نظارت و بدون نظارت فازی که توان بالایی در برخورد با خاصیت نایقینی اطلاعات لرزه‌ای دارد، می‌تواند نتایج بهتری برای تحلیل رخصاره‌ها ارائه دهد. در این مطالعه از روش‌های داده‌کاوی برای انتخاب نشانگر بهینه استفاده می‌شود و با ارزیابی نتایج خوشه‌بندی و اطلاعات چاه‌ها، تعداد بهینه رخصاره‌های لرزه‌ای انتخاب می‌شود. با توجه به تعداد خوشه بهینه انتخابی، نقشه‌های رخصاره‌های لرزه‌ای با روش‌های فازی و ANFIS تولید می‌شود و با در اختیار داشتن قوانین فازی، کارایی نشانگرهای مختلف برای تحلیل رخصاره ارزیابی می‌شود و خوشه‌ها و یا نشانگرهای غیر مرتبط حذف می‌شوند و نقشه رخصاره لرزه‌ای با عدم قطعیت پایین تولید می‌شود.

واژه‌های کلیدی: تحلیل رخصاره لرزه‌ای، نشانگرهای لرزه‌ای، داده‌کاوی، ماشین‌های یادگیری و ANFIS.

مقدمه

اطلاعات لرزه‌ای با تأثیر از خصوصیات و تغییرات زمین‌شناسی، اطلاعات مفیدی را از زیر زمین، با خود به همراه دارند. بررسی و تحلیل اطلاعات لرزه‌ای و استخراج رخصاره‌های لرزه‌ای به مفسرین کمک می‌کند تا دید درستی از تغییرات خصوصیت‌های زمین‌شناسی به دست آورند (Figueiredo et al., 2014; Hashemi, 2010; Thenin and Larson, 2014). برای استخراج و تحلیل رخصاره لرزه‌ای از داده‌ها و نشانگرهای لرزه‌ای از روش‌های مختلف یادگیری ماشین و داده‌کاوی استفاده می‌شود (Chopra and Marfurt, 2005). داده‌های ژئوفیزیکی به دلیل خاصیت ذاتی که دارند، همواره درجه‌ای از عدم قطعیت و نایقینی را با خود به همراه دارند (Nikraves and Aminzadeh, 2001). خاصیت عدم قطعیت در اطلاعات لرزه‌ای موجب می‌شود نتایج تحلیل رخصاره‌های

* نویسنده مرتبط: Hashemy@ut.ac.ir

مخزن به دست دهد (Dorrington and Link, 2004). بارنز در مطالعه خود در سال ۲۰۰۷ نشان داد که بسیاری از نشانگرهای موجود، اطلاعات تکراری دارند و می‌توان از بین آنها نشانگرهای بهینه را انتخاب کرد و برای آموزش ماشین‌های یادگیری استفاده کرد تا نتایج دقیق‌تری در تحلیل حاصل شود (Barnes, 2006). ژائو و همکاران در سال ۲۰۱۵ نشان دادند که برای به دست آوردن نتیجه صحیح از تحلیل رخصاره لرزه‌ای باید از ترکیب نشانگرهای لرزه‌ای و همچنین روش یادگیری ماشین مختلف استفاده شود و با مقایسه نتایج و ارزیابی آنها، بهترین نقشه تحلیل رخصاره لرزه‌ای به دست آید (Zhao et al., 2015). لی و همکاران در سال ۲۰۱۶ نشان دادند که با استفاده از ترکیب چند نشانگر لرزه‌ای از جمله پوش فرکانس ۴۰ هرتز و دامنه RMS می‌توان شاخه‌های مسیر کانال‌های قدیمی را که با ماسه‌سنگ پر شده است را شناسایی کرد (Li et al., 2016). در این مقاله با استفاده از نرم‌افزار SeisART (Hadiloo et al., 2017) تحلیل رخصاره لرزه‌ای بر روی اطلاعات F3 دریای شمال انجام می‌گردد. نرم‌افزار SeisART نسخه بهینه‌شده SeisANFIS است که تنها به روش‌های نروفازی به حل مسائل تحلیل رخصاره می‌پردازد (Hadiloo and Hashemi, 2016) در این مطالعه با به‌کارگیری روش‌های یادگیری ماشین با نظارت و بدون نظارت فازی تحلیل رخصاره‌های لرزه‌ای انجام می‌شود و با استفاده از ابزار داده‌کاوی و مقایسه نتایج حاصل، نشانگرهای مختلف و روش‌های فازی بهینه انتخاب می‌شود تا در نهایت تحلیل رخصاره لرزه‌ای با دقت مناسب تولید شود.

خوشه‌بندی فازی

خوشه‌بندی فازی روش‌های خوشه‌بندی را شامل می‌شود که در آن با توجه به مفهوم فازی و درجه عضویت، داده‌ها خوشه‌بندی می‌شوند. تعریف توابع هدف مختلف و نوع اندازه‌گیری فاصله بین داده‌ها، انواع متفاوت روش‌های خوشه‌بندی فازی را ایجاد می‌کند که از جمله آنها روش‌های خوشه‌بندی فازی FCM^3 ، GK^4 و GG^5 می‌باشند. در روش

لرزه‌ای یا تخمین خصوصیات مخزن با درجه‌ای از عدم قطعیت همراه باشد. در مطالعات آقای نیک‌روش و امین زاده نشان داده شد که عدم قطعیت بیشتر از شانس به خاصیت فازی شدگی^۱ (Aminzadeh and Simaan, 1991) ارتباط دارد و به همین دلیل منطق فازی می‌تواند در تحلیل این اطلاعات مفیدتر باشد (Nikraves and Aminzadeh, 2001; Orozco-Del-Castillo et al., 2011). منطق فازی با تعریف توابع عضویت و قوانین «اگر آنگاه^۲» و استفاده از بیان زبانی محاسبات عددی در سیستم استنتاج فازی، قادر است مسائل دارای عدم قطعیت را حل کند (Orozco-Del-Castillo et al., 2011). منطق فازی همچنین توانسته است در بسیاری از علوم مسائلی که دارای ابهام و عدم قطعیت است را حل کند (Aldridge et al., 2009; Gourley, Tabary, and Parent du Chatelet, 2007; Jensen et al., 1997; Li and Huang, 2010). قوانین فازی با الگوبرداری از عملکرد مغزی انسان و ترکیب اطلاعات کیفی و کمی، می‌تواند به‌صورت خودکار یا نیمه‌خودکار برای حل مسائل مختلف به کار آید. با توجه به این توان، روش منطق فازی محققین مختلفی برای رسیدن به نتایج مناسب در تحلیل رخصاره و تخمین خصوصیات مخزن از روش فازی استفاده کرده‌اند (Bois 1983, 1984). کدخدایی و همکاران در سال ۲۰۰۹ از منطق فازی برای تخمین خصوصیات مخزن استفاده کردند و هاشمی و همکاران در سال ۲۰۰۸ یک روش نیمه با نظارتی با استفاده از منطق فازی معرفی کردند که قادر بود نوفه‌های تصادفی را حذف کند (Hashemi, Javaherian, and Babuska, 2008; Kadkhodaie-Ilkchi et al., 2009).

در کنار انتخاب روش یادگیری ماشین، بارنز و لاگهمن ۲۰۰۲، نشان دادند که انتخاب صحیح و بهینه نشانگرهای لرزه‌ای تأثیر بسیار زیادی بر صحت نتایج تحلیل رخصاره لرزه‌ای دارد و اگر نشانگرهای لرزه‌ای به‌درستی انتخاب نشوند، با استفاده از ماشین‌های یادگیری، امکان تولید نقشه رخصاره لرزه‌ای با دقت بالا وجود نخواهد داشت (Barnes and Laughlin, 2002). در این زمینه دورینگتن و لینک در سال ۲۰۰۴ روشی را بر مبنای الگوریتم ژنتیک معرفی کردند که می‌توانست نشانگرهای بهینه‌را برای تخمین خصوصیات

1. Fuzziness
2. If-then rules
3. Fuzzy C_Means (FCM)
4. Gustafson Kessel Clustering
5. Gath-Geva Clustering

و آنگاه تشکیل شده است که می‌تواند با توجه به قوانین تعریف شده فازی از اطلاعات ورودی به داده‌های خروجی برسد. از جمله روش‌های استنتاج فازی روش استنتاج فازی ممدانی (Mamdani, 1977) و روش تاکاگی سوگینو^۲ (TSK) (Takagi and Sugeno, 1985) است که این سیستم استنتاج فازی قابلیت خوبی در آموزش پذیری دارد. سیستم استنتاج فازی TSK از رابطه کلی زیر تشکیل شده است.

$$R_j: \text{if } x_1 \text{ is } A_{1j} \text{ and } x_2 \text{ is } A_{2j} \text{ and } \dots \text{ and } x_n \text{ is } A_{nj} \\ \text{Then } y = g_j(x_1, x_2, \dots, x_n) \quad (j = 1, 2, \dots, R)$$

در رابطه فوق n تعداد متغیرهای ورودی و R تعداد قواعد فازی و g یک تابع ثابت از X_1 ها به صورت زیر است.

$$g_j(x_1, x_2, \dots, x_n) = q_0 + q_1 x_1 + \dots + q_n x_n$$

خروجی نهایی استنتاج TSK به شکل زیر است.

$$y = \frac{\sum_{j=1}^R g_j(\cdot) T_{ij=1}^{m_j} D_{ikA_i}^y \mu_{ik}(x_i)}{\sum_{j=1}^R T_{ij=1}^{m_j} D_{ikA_i}^y \mu_{ik}(x_i)}$$

سیستم استنتاج فازی با ترکیب با روش‌های آموزشی و کاهش خطای محاسبات، قادر است با استفاده از داده‌های آموزشی، فرایند یادگیری را طی کند و با استفاده از قوانین اگر آنگاه تولید شده از داده‌های ورودی، به پاسخ برسد. به‌طور کل ادغام دو روش استنتاج فازی با روش شبکه‌های عصبی، روشی با نام سیستم استنباط فازی عصبی تطبیقی^۳ (ANFIS) را تولید می‌کند که قابلیت آموزش پذیری بالایی دارد. ANFIS یک ماشین یادگیری با نظارت است که به‌طور هم‌زمان از منطق فازی و الگوریتم‌های شبکه عصبی برای تولید خروجی و تخمین سری‌های زمانی استفاده کرد.

ساختار ANFIS از دو بخش عمده تشکیل شده است. بخش نخست «مقدم» و بخش دوم «تالی» نامیده می‌شود که این دو بخش توسط قواعد فازی در فرم یک شبکه به یکدیگر متصل می‌شوند. شکل (۱) ساختار یک شبکه ANFIS را در پنج لایه نمایش می‌دهد، که در لایه اول عمل فازی‌سازی انجام می‌شود، در لایه دوم عمل T-norm فازی برای بخش مقدم قواعد فازی انجام می‌گردد، لایه سوم به‌منظور نرمال‌سازی مورد استفاده قرار می‌گیرد، لایه چهارم بخش تالی قواعد فازی را ایجاد می‌نماید و در نهایت لایه پنجم

FCM خوشه‌بندی با کمینه کردن تابع هدفی که توسط دون معرفی شد انجام می‌شود (Bezdek 1981a; Dunn, 1974).

$$I(Z; U, V) = \sum_{i=1}^c \sum_{k=1}^N (\mu_{ik})^m \|Z_k - V_i\|_A^2$$

کمینه کردن تابع هدف در FCM یک مسئله بهینه‌سازی غیرخطی را حاصل می‌کند. با حل این مسئله، خوشه‌بندی فازی انجام می‌شود (Bezdek, 1981b). گستافسون و کسل ۱۹۷۹ روش FCM را با استفاده از بهینه کردن نرم فاصله برای تشخیص خوشه‌هایی با هندسه‌های مختلف توسعه دادند. در این روش هر خوشه نرم، فاصله منحصر به خود را دارد که با رابطه زیر محاسبه می‌گردد (Gustafson and Kessel, 1978).

$$D_{ikA_i}^y = (Z_k - V_i)^T A_i (Z_k - V_i)$$

که در آن A_i متغیرهای بهینه‌سازی در روش FCM هست و اجازه می‌دهد هر خوشه نرم فاصله خود را برحسب هندسه و ساختار اطلاعات موجود ایجاد کند. تابع هدف در خوشه‌بندی GK با رابطه زیر تعریف می‌گردد.

$$I(Z; U, V, \{A_i\}) = \sum_{i=1}^c \sum_{k=1}^N (\mu_{ik})^m D_{ikA_i}^y$$

روش خوشه‌بندی GG که روش توسعه‌یافته خوشه‌بندی GK می‌باشد و در آن اندازه و چگالی خوشه در نظر گرفته می‌شود (Gath and Geva, 1989)، از فاصله گوسی به‌جای فاصله اقلیدسی استفاده می‌شود که تابع فاصله به‌صورت غیرمستقیم از روی احتمال پسین^۱ به‌هنگار نشده محاسبه می‌شود. تابع احتمال فاصله با رابطه زیر محاسبه می‌شود

$$p(x) = \frac{p_i}{(2\pi)^{p/2} (\sqrt{\det(A_i)})} \exp\left(-\frac{1}{2} (x_j - v_j)^T A_i^{-1} (x_j - v_j)\right)$$

در رابطه بالا فاصله‌های کوچک به معنای احتمال بالا و فاصله‌های بزرگ معنای احتمال پایین تابع عضویت را دارند. در مقایسه با دو روش FCM و GK، خوشه‌بندی GG بر پایه تابع هدف نیست و یک فازی‌کننده و تخمین‌گر آماری است.

سیستم استنتاج فازی-عصبی تطبیقی (ANFIS)

سیستم استنتاج فازی از مجموعه‌ای از قوانین اگر

می‌شوند (Babuška and Verbruggen, 1997). شبکه ANFIS از توابع تعلق فازی به منظور تقسیم هر بعد ورودی استفاده می‌کند. این توابع تعلق با یکدیگر همپوشانی دارند، به عبارتی یک ورودی منفرد سبب فعال شدن هم‌زمان حداقل دو تابع تعلق خواهد شد. قابلیت شبکه ANFIS به تعداد توابع تعلق در نظر گرفته‌شده برای هر بعد ورودی، وابسته است. معمولاً توابع تعلق استفاده شده توابع گوسی با میزان بیشینه برابر با یک و کمینه برابر با صفر می‌باشند که به فرم زیر قابل تعریف هستند.

$$\mu_{M_i}(x) = \exp\left\{-\left(\frac{x - \bar{x}_i}{\sigma_i}\right)^2\right\}$$

که در رابطه فوق $\{\bar{x}_i, \sigma_i\}$ پارامترهای توابع تعلق هستند که بر روی شکل آن تأثیر می‌گذارند.

ساختار ANFIS به صورت یک سیستم جعبه سیاه نیست و با توجه به قابلیت تفسیر پذیری قوانین فازی، نتیجه نهایی به فرم قواعد زبانی قابل بیان خواهد بود (Jang, 1993).

خروجی نهایی سیستم را محاسبه می‌کند (Jang, 1993). روابط پیش‌خور برای ساختار شبکه نمایش داده شده در شکل (۱) به شرح زیر می‌باشند:

$$w_{jk} = \mu_{M_j^x}(x_1) \cdot \mu_{M_k^y}(x_2) \quad j, k = 1, 2, \dots, m$$

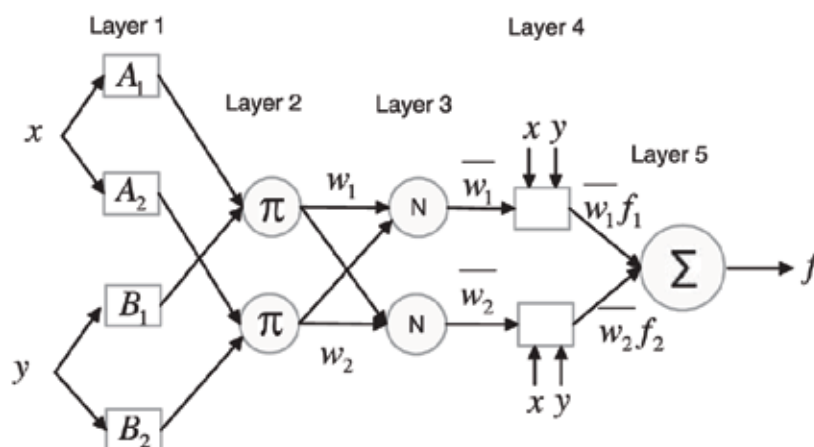
$$\bar{w}_{jk} = \frac{w_{jk}}{\sum_{i_1}^m \sum_{i_2}^m w_{i_1 i_2}}, \quad j, k = 1, 2, \dots, m$$

$$f_{jk} = q_{0,jk} + q_{1,jk} \cdot x_1 + q_{2,jk} \cdot x_2$$

که در روابط فوق m نشان‌دهنده تعداد توابع تعلق برای هر متغیر ورودی بوده و $\{q_0, q_1, q_2\}$ اعداد حقیقی متناظر با وزن‌های خطی در بخش تالی سیستم ANFIS می‌باشند. خروجی نهایی y شبکه ANFIS به صورت زیر قابل محاسبه است.

$$y = \frac{\sum_{j=1}^m \sum_{k=1}^m f_{jk} \mu_{M_j^x}(x_1) \mu_{M_k^y}(x_2)}{\sum_{j=1}^m \sum_{k=1}^m \mu_{M_j^x}(x_1) \mu_{M_k^y}(x_2)} = \sum_{j=1}^m \sum_{k=1}^m f_{jk} \bar{w}_{jk}$$

به منظور مدل‌سازی سیستم‌های غیرخطی پیچیده، مدل ANFIS فضای ورودی را به بخش‌های مختلفی افراز می‌کند. به عبارتی فضای ورودی به نواحی محلی فراوانی تقسیم



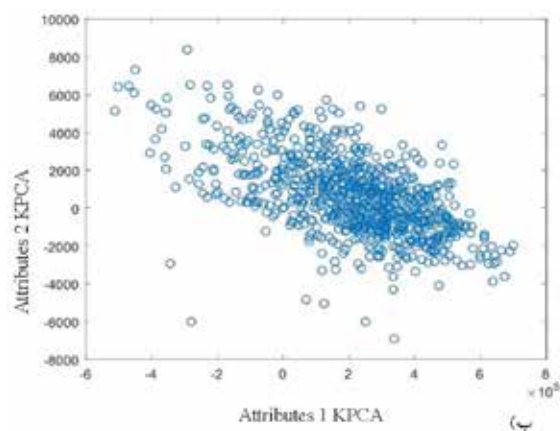
شکل ۱. ساختار شبکه ANFIS با دو ورودی مستقل (Al-Hmouz et al., 2012)

شده، دسته‌بندی کنند. در روش بدون نظارت داده آموزشی وجود ندارد و تنها از نظم و شباهت موجود درون اطلاعات لرزه‌ای استفاده می‌شود تا الگوها و رخصاره‌های اطلاعات لرزه‌ای شناسایی شوند و با انتخاب تعداد خوشه مناسب نقشه رخصاره لرزه‌ای تولید شود (Zhao and Barnes, 2007; Ramachandran, 2013). هر کدام از روش‌های یادگیری ماشین با نظارت و بدون نظارت، برحسب الگوریتم‌های

تحلیل رخصاره‌های لرزه‌ای

تحلیل رخصاره‌های لرزه‌ای به دو روش با نظارت و بدون نظارت انجام می‌شود (Dumay and Fournier 1988; Zhao and Fournier 2015). در روش با نظارت از اطلاعات چاه‌ها و مغزه‌ها برای تعیین رخصاره‌ها (داده‌های آموزشی) استفاده می‌شود و الگوریتم‌های یادگیری آموزش داده می‌شوند تا اطلاعات لرزه‌ای در افق یا نمونه زمانی مورد نظر را در رده‌های از پیش تعیین

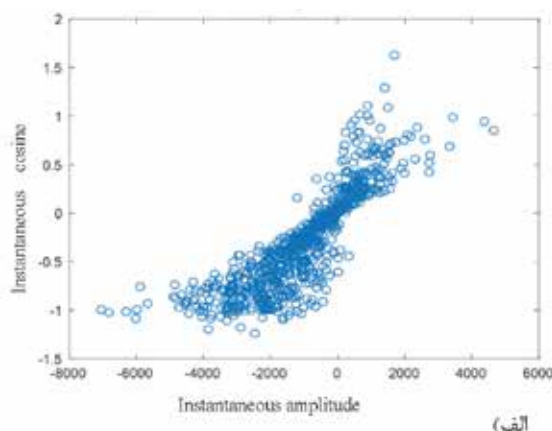
(Barnes and Laughlin 2002; Zhao et al. 2015). در این مطالعه برای انتخاب نشانگر بهینه از رسم متقاطع، همبستگی بین نشانگرها استفاده می‌شود. در نتیجه از میان نشانگرهایی که شباهت زیادی به همدیگر دارند، تنها یکی استفاده می‌شود و همچنین نشانگرهای ناکارآمد و غیر مرتبط حذف می‌شوند. همچنین در این بخش از روش‌های مختلف کاهش بعد، خطی و غیرخطی مانند تحلیل خطی مولفه‌های اصلی^۱ و تحلیل غیرخطی مولفه‌های اصلی^۲ و ... استفاده می‌شود تا مضاف بر نشانگرهای موجود، با استفاده از تبدیل فضاها خطی و غیرخطی، نشانگرهای ترکیبی جدید به روش ریاضیاتی تولید شود. این نشانگرها با توجه به خاصیت روش‌های کاهش بعد، می‌توانند بیشترین تغییرات و واریانس اطلاعات موجود در نشانگرها را در دو یا سه نشانگر ترکیبی جدید نمایندگی کنند و یا به بیان دیگر نشانگرهای جدید با بعد کمتر و با واریانس بالاتر تولید کنند (شکل ۲)، (Sam T Roweis and Saul, 2000).



مختلفی که استفاده می‌کنند دارای مزایا و معایبی هستند. به‌طور کلی خوشه‌بندی با نظارت، محدودیت تعداد چاه‌های اکتشافی در منطقه را دارد و رخساره‌هایی که چاه در محل آن‌ها حفاری نشده است به درستی قابل تفکیک نیستند و در نقشه تحلیل رخساره به‌صورت نزدیک‌ترین رخساره دارای چاه نمایش داده می‌شود. در روش بدون نظارت به دلیل عدم استفاده از داده‌های چاه، امکان تعیین دقیق ویژگی‌های خوشه‌های تولید شده وجود ندارد و همچنین چالش دیگر انتخاب تعداد خوشه بهینه است که می‌تواند تأثیر زیادی بر نتیجه کار داشته باشد (Guillen et al., 2015; Li et al., 2014; de Matos, et al., 2001; Roweis and Saul, 2000; Roy et al., 2013).

انتخاب نشانگر بهینه

انتخاب نشانگرهای بهینه و کاربردی یکی از مهم‌ترین مراحل تحلیل رخساره لرزه‌ای است و میزان اهمیت آن حتی از انتخاب الگوریتم یادگیری ماشین نیز بالاتر است



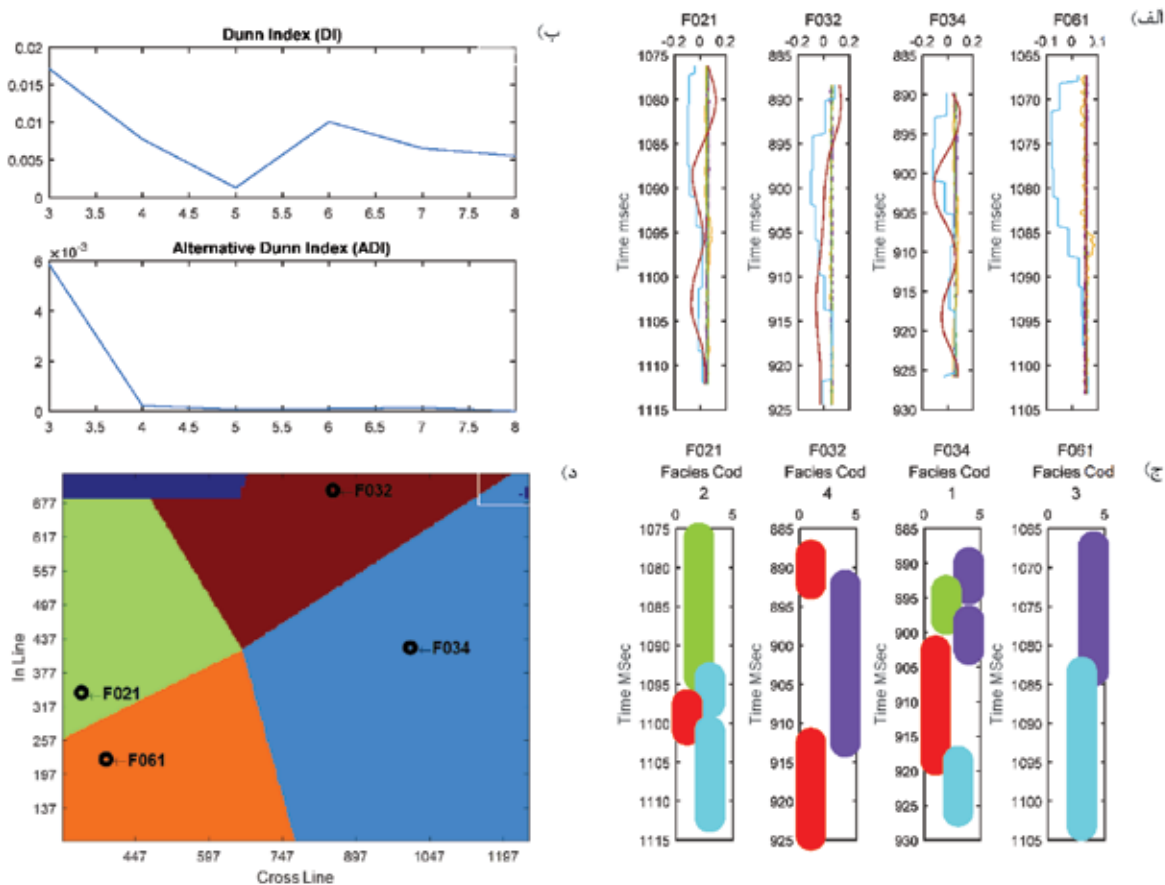
شکل ۲. الف) رسم متقاطع دو نشانگر لرزه‌ای دامنه و کسینوس فاز لحظه‌ای را نشان می‌دهد و ب) رسم متقاطع دو نشانگر لرزه‌ای مولفه‌های اول و دوم تحلیل غیرخطی بردار اصلی را نشان می‌دهد. در این شکل نشانگرها با مقادیر واقعی (بدون بهنجارش) آمده‌اند

انتخاب تعداد خوشه بهینه

خوشه‌بندی می‌شود تا تعداد خوشه بهینه و شماره کد رخساره‌ها برای هر کدام از چاه‌ها مشخص شود. با توجه به اینکه در این محدوده تنها تعداد چهار چاه وجود داشت و اندیس ارزش خوشه دو عدد، چهار و پنج را به‌عنوان خوشه بهینه نشان داد، چاه‌ها با تعداد چهار

برای به دست آوردن تعداد خوشه بهینه درون اطلاعات از سه روش، یک: خوشه‌بندی اطلاعات چاه، دو: یافتن تعداد خوشه بهینه حاصل از اندازه‌گیری ارزش خوشه‌بندی و سه: اندازه‌گیری همبستگی مراکز خوشه حاصل از خوشه‌بندی بهار خواب شیپ (شکل ردلرزه) (Coléou et al., 2003) استفاده می‌شود. در محدوده اطلاعات لرزه‌ای چهار چاه وجود دارد که اطلاعات لاگ‌ها

1. Principal Component Analysis (PCA)
2. Kernel Principal Component Analysis (KPCA)



شکل ۳. یافتن تعداد رخساره از روی اطلاعات چاه. الف) لاگ‌های چهار چاه موجود در منطقه را نشان می‌دهد. ب) اندیس Dunn حاصل از خوشه‌بندی لاگ‌ها را نشان می‌دهد که تعداد چهار خوشه با توجه به فاکتور Dunn انتخاب شد. ج) کد رخساره‌ها در زمان‌های مختلف افق و کد رخساره تخصیص داده شده به چاه را نشان می‌دهد. د) توزیع رخساره را در افق مورد نظر با استفاده از نزدیکی آنها به اطلاعات چاه را نشان می‌دهد

اندیس‌ها بررسی شود. تعداد خوشه‌ای که از آن به بعد رنج تغییرات اندیس خوشه‌بندی کم می‌شود، می‌تواند تعداد خوشه بهینه را تعیین کند. در جدول یک برای انواع اطلاعات لرزه‌ای تعداد خوشه بهینه محاسبه می‌شود و تعداد خوشه‌ای که بیشترین تکرار را در جدول داشته باشد، به‌عنوان تعداد خوشه بهینه برای تولید نقشه‌های رخساره لرزه‌ای بدون نظارت استفاده می‌شود. در این جدول تعداد خوشه پنج و چهار با توجه به اندیس‌های مختلف بیشترین ارزش را برای خوشه‌بندی‌های مختلف نشان می‌دهند.

رخساره علامت‌گذاری شدند و نقشه توزیع رخساره‌ها برحسب قرارگیری چاه‌ها و اطلاعات نزدیک آنها در (شکل ۳-ج) آورده شد. برای به دست آوردن تعداد خوشه‌های بهینه از روی اطلاعات و نشانگرهای لرزه‌ای برای داده‌های مختلف برگ خریدهای ارزیابی خوشه‌بندی فازی مورد بررسی قرار می‌گیرد. در این مطالعه از شش فاکتور ارزیابی ضریب بخش‌پذیری^۱، اندیس بخش‌پذیری^۲، اندیس جدایی^۳، اندیس ژنی و بنی^۴، اندیس دون^۵ و اندیس جایگزین دون^۶ استفاده می‌شود (Bezdek 1981a; Wang and Zhang, 2007). بررسی فاکتورهای مختلف با توجه به تفاوت نوع اطلاعات و روند خوشه‌بندی این امکان را ایجاد می‌کند که بتوان بهترین تعداد خوشه را به دست آورد. برای شناسایی بهترین تعداد خوشه لزوماً کمترین مقادیر اندیس نشان‌دهنده تعداد خوشه بهینه نیست و باید برای تعداد خوشه‌های مختلف، رنج تغییرات

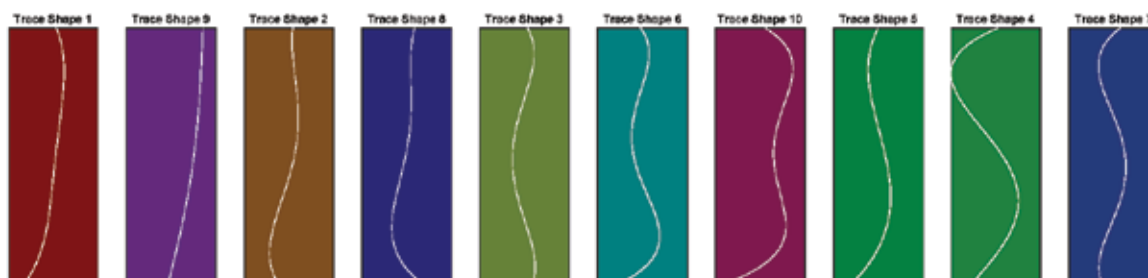
1. Partition Coefficient (PC)
2. Partition Index (SC)
3. Separation Index (S)
4. Xie and Benis Index (XB)
5. Dunns Index (DI)
6. Alternative Dunn Index (ADI)

جدول ۱. جدول تعداد خوشه بهینه با استفاده از فاکتورهای ارزیابی خوشه‌بندی

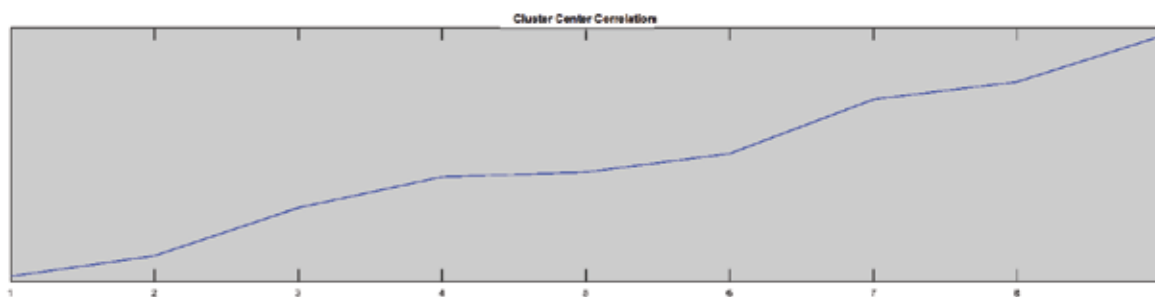
ADI	DI	XB	S	SC	PC	داده‌ها
۵	۷	۸	۵	۵	۸	داده‌های لرزه‌ای، نمونه زمانی شماره یک
۵	۴	۷	۵	۵	۹	داده‌های لرزه‌ای، نمونه زمانی شماره دو
۴	۵	۷	۴	۴	۹	داده‌های لرزه‌ای، نمونه زمانی شماره سه
۵	۵	۴	۶	۶	۹	داده‌های لرزه‌ای، نمونه زمانی شماره چهار
۴	۸	۹	۳	۷	۹	داده‌های لرزه‌ای، شکل ردلرزه
۴	۵	۴	۸	۹	۹	مؤلفه اول بردار اصلی نمونه زمانی یک
۷	۵	۶	۴	۴	۹	مؤلفه اول بردار اصلی شکل ردلرزه

خط بالا باشد تعداد خوشه کمی در نظر گرفته شده است (Coléou et al., 2003; Marroquín, 2014). برای افق موردنظر در این اطلاعات تعداد خوشه پنج یا شش می‌تواند به‌عنوان تعداد بهینه خوشه در نظر گرفته شود. با توجه به نتایج سه روش فوق می‌توان اعلام کرد که در این افق تعداد چهار، پنج و شش خوشه، بهترین نتایج را برای خوشه‌بندی به دست می‌دهند و باید با بررسی نتایج تحلیل رخساره لرزه‌ای با این تعداد خوشه‌ها، بهترین تعداد رخساره‌ها انتخاب شود و بر طبق آن نقشه رخساره لرزه‌ای تولید شود.

در روش سوم، خوشه‌بندی با داده‌های شکل ردلرزه اطلاعات لرزه‌ای و با تعداد خوشه به نسبت بالا انجام می‌شود (شکل ۴). در این روش همبستگی مراکز خوشه‌ها با یکدیگر محاسبه می‌گردد و اختلاف تجمیعی همبستگی خوشه‌ها نسبت به یکدیگر رسم می‌شود (شکل ۴-ب). سه حالت برای رفتار نمودار می‌توان در نظر گرفت، یک: اگر شیب موجود در این نمودار ملایم باشد نشان می‌دهد که مراکز خوشه صحیح انتخاب شده است، دو: اگر خطوط با شیب کم داشته باشیم نشان از تعداد بیش از حد خوشه‌ها است و سه: اگر شیب



(الف)



(ب)

شکل ۴. الف) مراکز خوشه‌بندی به روش شکل ردلرزه با تعداد ۱۰ خوشه، ب) نمودار ضرایب همبستگی تجمیعی مراکز خوشه‌ها برای شناسایی تعداد خوشه مناسب

تحلیل رخصاره لرزه‌ای به روش فازی

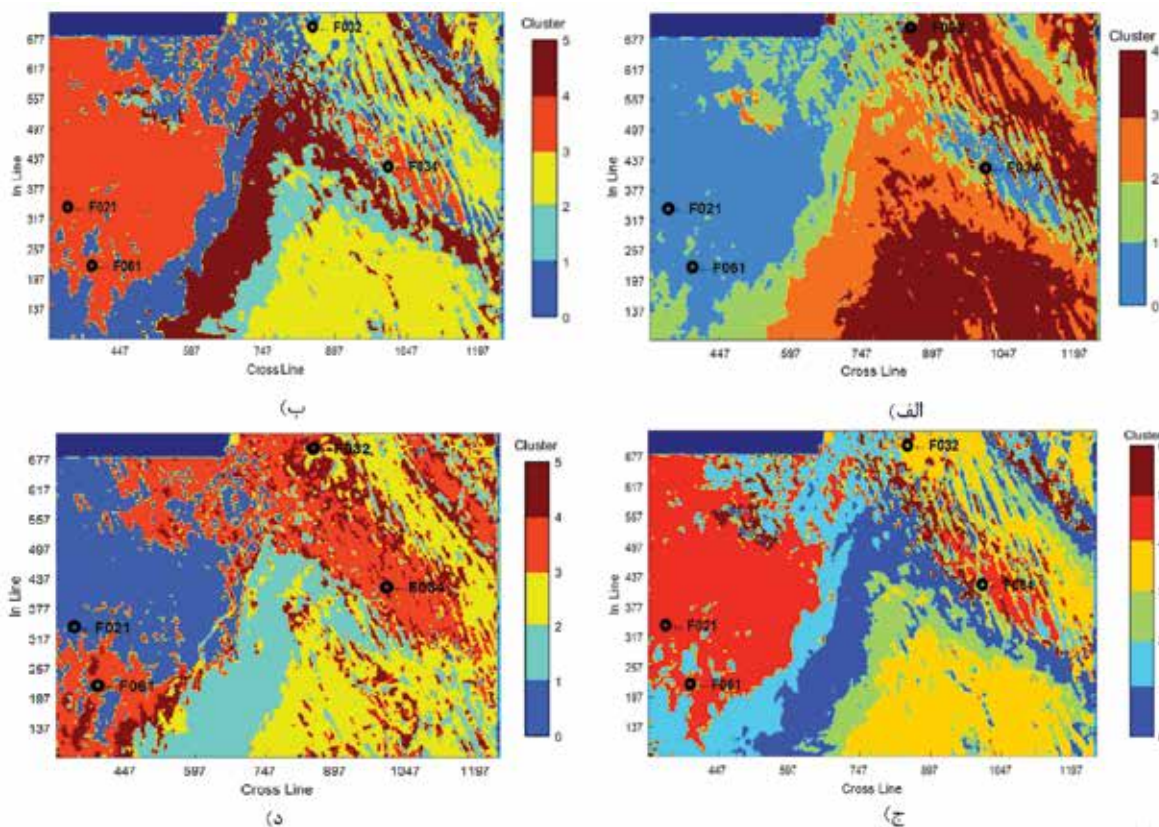
در این بخش با استفاده از روش‌های فازی موجود در نرم‌افزار SeisART اطلاعات لرزه‌ای F3 دریای شمال تحلیل می‌شود و نتایج و کاربرد آنها بررسی می‌گردد. F3 یک بلوک در بخش هلندی دریای شمال است. این بلوک توسط لرزه‌نگاری سه‌بعدی پوشش داده شده است. داده‌های لرزه‌ای در این منطقه تا عمق زمانی ۱۲۰۰ میلی‌ثانیه متعلق به دوره‌های زمین‌شناسی میوسن، پیلوسن و پلیستوسن می‌باشد. بستر سیگموئیدال بزرگ‌مقیاس در این اطلاعات در لایه‌های زمین‌شناسی به‌آسانی قابل تشخیص است که شامل رسوبات رودخانه‌ای-دلتایی است (Overeem et al., 2001).

در این مطالعه تحلیل رخصاره لرزه‌ای در دو مرحله جداگانه، انجام می‌شود. در مرحله اول داده‌ها با استفاده از روش‌های بدون نظارت و در مرحله بعد با استفاده از روش‌های با نظارت انجام می‌شود. برای تحلیل بدون نظارت، صرفاً از نظم ذاتی درون اطلاعات استفاده می‌شود و در این روش، با تعداد خوشه‌های انتخاب‌شده، نقشه تحلیل رخصاره لرزه‌ای ساخته می‌شود. برای بخش با نظارت، از اطلاعات چاه‌های حفاری شده و اطلاعات به‌دست‌آمده از نتایج شکل ۳ استفاده می‌شود تا برای هر افق موردنظر برای اطلاعات لرزه‌ای، بتوان نوع رخصاره را در اختیار داشت و ماشین یادگیری فازی را با استفاده از آنها آموزش داد. بعد از آموزش ماشین یادگیری فازی داده‌های لرزه‌ای در تمام منطقه برداشت اطلاعات به سیستم آموزش‌یافته داده می‌شود و این سیستم قادر خواهد بود نوع رخصاره را در دیگر نقاط تخمین بزند. از این روش برای تخمین خصوصیات زمین نیز می‌توان استفاده کرد، برای مثال با مشخص بودن میزان تخلخل یا تراوایی در چاه‌های حفاری، می‌توان مقادیر این خصوصیات را در جاهای دیگر نیز به‌صورت تخمینی به دست آورد. در این مطالعه برای به دست آوردن تحلیل رخصاره، از نشانگرهای لرزه‌ای که در مرحله انتخاب نشانگرهای بهینه به‌دست‌آمده است استفاده می‌شود. تحلیل رخصاره لرزه‌ای در روی یک نمونه زمانی مشخص یا یک پهنایی از افق لرزه‌ای (چندین نمونه زمانی متوالی) قابل انجام است. در تحلیل بر روی یک نمونه زمانی، تغییرات رخصاره روی کمترین ضخامت قابل استخراج از داده لرزه‌ای و روی یک نمونه زمانی انجام می‌گردد. این روش، تغییرات رخصاره

را برای آن نمونه انتخاب‌شده، به دست خواهد داد و می‌تواند تغییرات جزئی رخ داده شده در آن محدوده زمانی را نشان دهد. در تحلیل روی شکل ردلرزه (چند نمونه زمانی متوالی) دسته‌بندی و کلاسه‌بندی رخصاره‌ها روی ضخامت تعیین شده انجام می‌گردد. این روش امکان آن را ایجاد می‌کند که تغییرات کلی در افق موردنظر، بررسی شود. با در اختیار داشتن نتایج حاصل از این دو روش مفسر می‌تواند با اطمینان بیشتری در مورد روند تغییرات رخصاره‌ها در ضخامت‌های مختلف اظهار نظر کند.

در این مطالعه خوشه‌بندی فازی با استفاده از روش‌های FCM، GK و GG با تعداد خوشه‌های انتخاب‌شده در مرحله قبل و با دو رویکرد نمونه محور و شکل ردلرزه انجام می‌شود. در (شکل ۵)، خوشه‌بندی با استفاده از روش FCM بر روی نشانگرهای لرزه‌ای به روش شکل ردلرزه (هشت نمونه زمانی متوالی از سطح افق MSF4) با تعداد چهار تا شش خوشه برای اطلاعات لرزه‌ای و نشانگرهای حاصل از تحلیل بردار مؤلفه اصلی آورده شده است و مشاهده می‌شود که تعداد چهار خوشه توانسته رخصاره‌های اصلی را شناسایی کند و با افزایش تعداد خوشه تنها رخصاره‌های کوچک‌تری در میان رخصاره‌های اصلی نمایان می‌شوند. با مشاهده محل چاه‌ها دیده می‌شود که دو چاه F021 و F061 در اکثر نقشه‌های رخصاره لرزه‌ای در یک خوشه قرار گرفته‌اند که نشان از شباهت رفتاری این دو چاه در این افق دارد. این مورد با بررسی خوشه‌های موجود در این دو چاه، در شکل ۳-ج نیز قابل تأیید است و نشان می‌دهد که در این افق، بخش پایینی این دو چاه در رخصاره شماره سه یکسان هستند. با استفاده از نتایج این تحلیل می‌توان روند کلی تغییرات رخصاره‌ها در این افق را مشاهده کرد. در سمت راست نقشه‌های تحلیل رخصاره لرزه‌ای منطقه‌ای با اثرات شکستگی و گسل خوردگی دیده می‌شود که این شکستگی‌ها در کل ضخامت افق وجود دارد و همین شکستگی‌ها محل نشت گاز از مخزن گازی زیر این منطقه است.

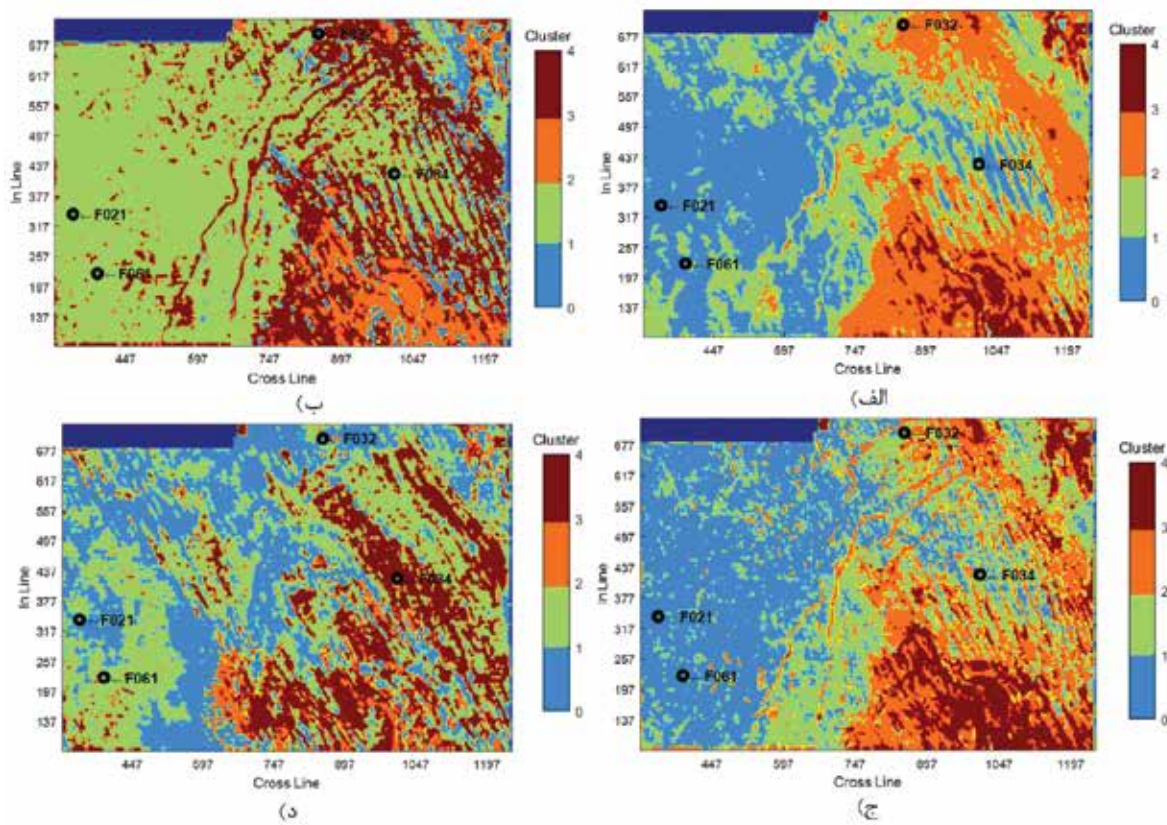
نتایج تحلیل رخصاره نمونه‌های زمانی با استفاده از روش‌های مختلف فازی خوشه‌بندی، در شکل ۶ آورده شده است. این اطلاعات با تعداد چهار و پنج خوشه تحلیل شده‌اند. در این روش مضاف بر استفاده از نشانگرهای لرزه‌ای در حالت نمونه محور، از سه روش فازی GK، FCM و GG برای تولید



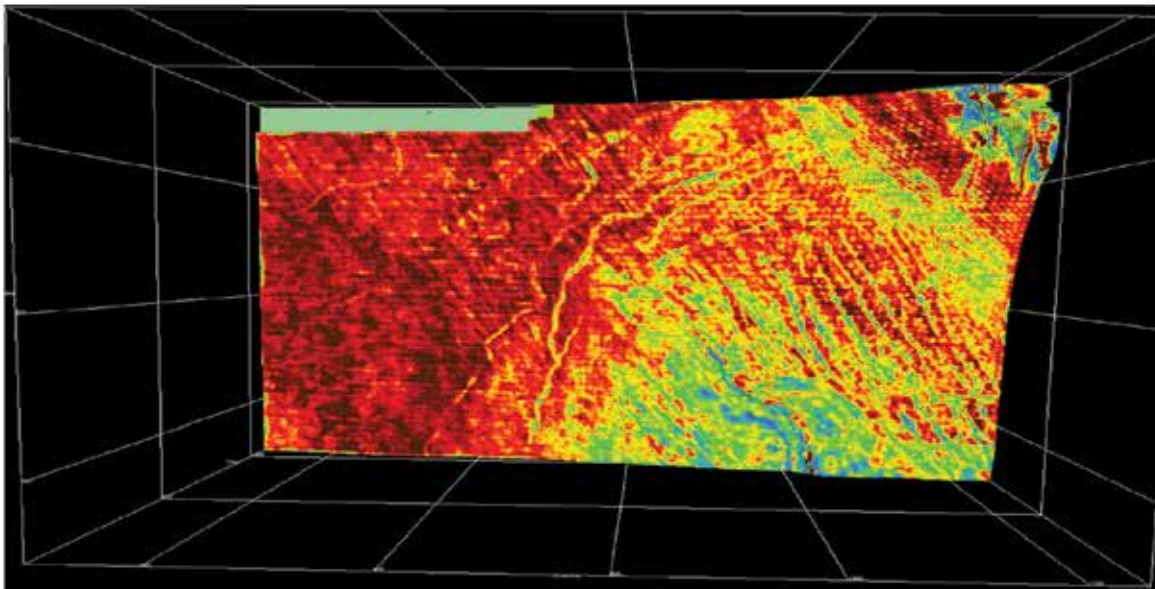
شکل ۵. تحلیل رخساره اطلاعات لرزه‌ای به روش شکل ردلرزه در افق MFS4، (الف) تحلیل رخساره نشانگر لرزه‌ای با چهار خوشه، (ب) تحلیل رخساره نشانگر لرزه‌ای با پنج خوشه، (ج) تحلیل رخساره نشانگر لرزه‌ای با شش خوشه، (د) تحلیل رخساره نشانگر لرزه‌ای PCA با پنج خوشه

برای بدست آوردن نتایج تحلیل، روش فزای ابزار ریاضی مختلفی را در اختیار قرار می‌دهد که می‌توان با توجه به منطق آنها و هدف مطالعاتی موجود از آنها استفاده کرد و به‌طور خاص، با توجه به اینکه هرکدام از روش‌های فزای از چه نوع تابعی استفاده می‌کنند می‌توان بررسی کرد که کدام روش برای شناسایی رخساره‌هایی مانند کانال یا هر پدیده دیگر زمین‌شناسی می‌توانند مناسب‌تر باشند. در نتایج نمایش داده شده در شکل ۶، تحلیل رخساره لرزه‌ای روی نمونه‌های زمانی مختلف انجام شده است. همان‌طوری که مشاهده می‌شود، در نمونه زمانی دوم (شکل ۶-ب) و نمونه زمانی سوم (شکل ۶-ج) کانال به‌وضوح دیده می‌شود ولی در دیگر نمونه‌های زمانی، رخساره مرتبط با کانال شناسایی نشده است. این نتیجه نشان می‌دهد که می‌توان با توجه به نتایج حاصل در مورد ضخامت رخساره‌های مختلف اظهار نظر کرد. در مورد حاضر، کانال موجود در این افق تنها در سه نمونه زمانی وجود دارد و از نمونه چهارم به بعد کانال وجود ندارد.

نقشه‌های رخساره لرزه‌ای استفاده شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود در نتایج حاصل چون تحلیل تنها بر روی یک نمونه زمانی انجام شده است می‌توان تغییرات کوچک را در آن نمونه‌های زمانی مشاهده کرد. به‌طور مثال در نقشه تحلیل رخساره لرزه‌ای نمونه زمانی سوم در شکل ۶-ب دو کانال در افق MSF4 دیده می‌شود که این کانال‌ها در تحلیل رخساره لرزه‌ای با استفاده از داده‌های شکل ردلرزه وجود نداشتند و نشان می‌دهد با استفاده از روش نمونه محور می‌توان تغییرات با ضخامت کمتر را در داده‌های لرزه‌ای شناسایی کرد. این کانال در نمایش اطلاعات لرزه‌ای در افق مورد نظر و نمونه زمانی شماره سه در نرم‌افزار Opendetect در (شکل ۷) نیز قابل مشاهده است. همچنین در (شکل ۶)، بخش سمت راست تمامی تحلیل‌ها، مناطق دارای شکستگی را نشان می‌دهد. با توجه به اینکه شکستگی‌ها در تمام افق وجود داشتند انتظار دیده شدن آنها در تحلیل هرکدام از نمونه‌های لرزه‌ای نیز وجود داشت که نتایج حاصل آن را تأیید می‌کنند (شکل ۶).



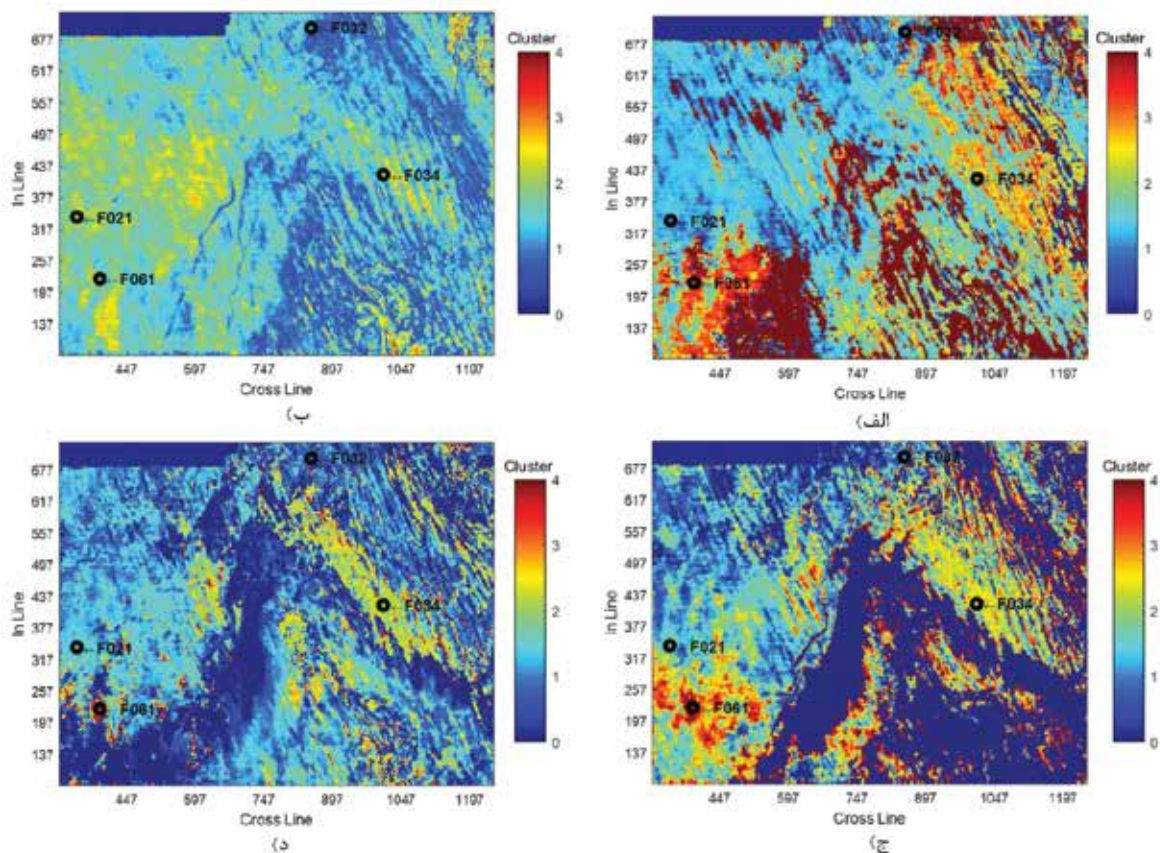
شکل ۶. تحلیل رخساره اطلاعات لرزه‌ای به روش نمونه محور در افق MFS4، (الف) تحلیل رخساره نمونه زمانی اول نشانگر لرزه‌ای به روش FCM با چهار خوشه، (ب) تحلیل رخساره نمونه زمانی دوم نشانگر لرزه‌ای به روش GK با چهار خوشه، (ج) تحلیل رخساره نمونه زمانی سوم نشانگر لرزه‌ای به روش GG با چهار خوشه، (د) تحلیل رخساره نمونه زمانی چهارم نشانگر لرزه‌ای KPCA به روش GK با چهار خوشه



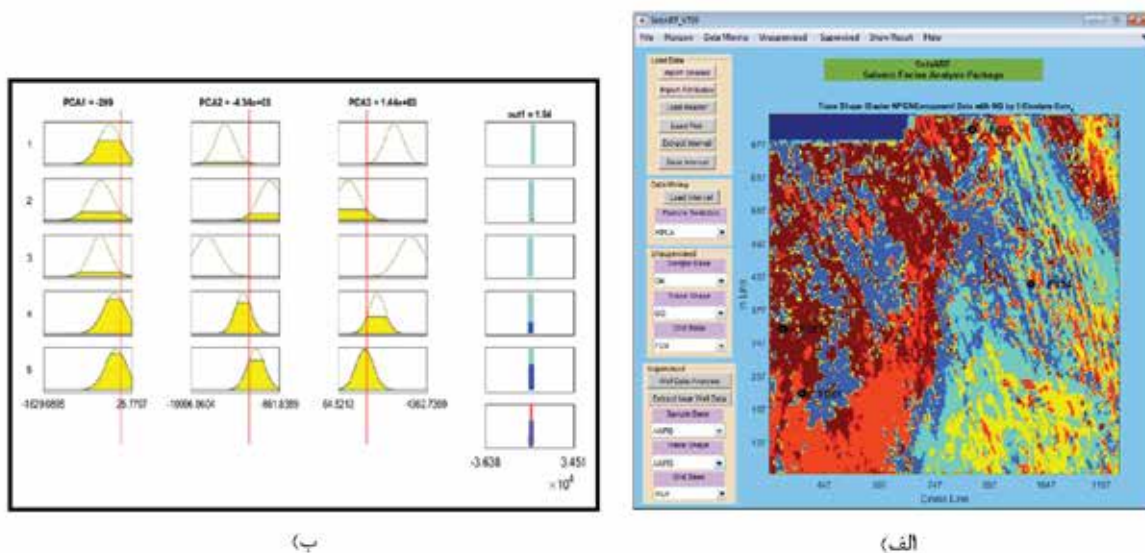
شکل ۷. نمایش افق MSF4 و کانال‌های موجود در این افق در نرم‌افزار Opendetect

نظارت تولید می‌کند. در این روش هرچه تعداد چاه‌های حفاری شده بیشتر باشد نتایج تحلیل دقیق‌تر خواهد بود و می‌توان با اطمینان بیشتری نسبت به تخمین‌های انجام شده صحبت کرد. در (شکل ۷-الف) نتایج تحلیل برای نمونه زمانی اول، اثرات خطی را در سمت چپ نقشه نشان می‌دهد ولی اثر کانال در این نقشه دیده نمی‌شود. ولی برای تحلیل انجام‌شده بر روی نمونه زمانی سوم که انتظار دیده شدن کانال بیشتر است، به‌وضوح دیده می‌شود که رخساره کانال، قابل‌رؤیت است. نتایج این روش برای حالت شکل ردلرزه مطابقت بیشتری با نتایج تحلیل رخساره بدون نظارت دارد که این امر نشانگر آن است که مفسر امکان آن را پیدا می‌کند با تکیه بر نتایج دو روش با نظارت و بدون نظارت، با اطمینان بیشتری در مورد نحوه تغییرات رخساره‌های مختلف در منطقه اطلاعات ارائه کند.

برای انجام تحلیل رخساره لرزه‌ای با نظارت، در این مطالعه از روش یادگیری ماشین ANFIS با دو رویکرد شکل ردلرزه و نمونه محور استفاده می‌شود. در این مرحله برای در اختیار داشتن اطلاعات آموزشی، داده‌های لرزه‌ای در نزدیکی چاه‌ها استخراج می‌گردد و با توجه به کد رخساره هر کدام از چاه‌ها، این داده‌ها به‌عنوان هدف در آموزش ماشین یادگیری ANFIS به کار گرفته می‌شوند. نقشه رخساره لرزه‌ای با استفاده از روش شکل ردلرزه و نمونه محور تولید می‌گردد و نتایج آن با روش بدون نظارت مقایسه می‌گردد تا بتوان در مورد نحوه توزیع و نوع رخساره‌های لرزه‌ای اعلام نظر کرد (شکل ۷). نتایج حاصل از این روش به‌شدت به اطلاعات آموزشی مورد استفاده برای سیستم ANFIS حساس بوده و می‌توان دید که این روش در برخی از موارد نتایج متفاوتی نسبت به روش بدون



شکل ۷. تحلیل رخساره اطلاعات لرزه‌ای با نظارت به روش ANFIS در افق MFS4، الف) تحلیل رخساره نشانگر لرزه‌ای نمونه زمانی یکم با پنج خوشه، ب) تحلیل رخساره نشانگر لرزه‌ای نمونه زمانی سوم با پنج خوشه، ج) تحلیل رخساره نشانگر لرزه‌ای شکل ردلرزه با پنج خوشه، د) تحلیل رخساره نشانگر لرزه‌ای KPCA شکل ردلرزه با پنج خوشه



شکل ۸. الف) روال اعمال روش ANFIS نرم‌افزار SeisART و تحلیل رخصاره لرزه‌ای شکل ردلرزه با پنج خوشه، ب) قوانین فازی و هسته مرکزی تصمیم‌گیری سیستم ANFIS و نمایش نحوه رفتار قوانین فازی و نشانگرهای لرزه‌ای PCA

کلی رخصاره‌ها در این افق با نقشه تحلیل رخصاره لرزه‌ای (شکل ۸-ب) مطابقت دارد. باید در نظر داشت که نقشه مناسب برای تحلیل رخصاره لرزه‌ای کاملاً وابسته به هدف مطالعاتی است و مفسر باید ابزار مختلف و داده‌های ورودی مختلف را در اختیار داشته باشد تا بتواند با توجه به نتایج آنها با اطمینان بیشتری در مورد رفتار رخصاره‌ها اظهار نظر کند.

نتیجه‌گیری

در این مطالعه با استفاده از تکنیک فازی نرم‌افزار SeisART تحلیل رخصاره لرزه‌ای بر روی اطلاعات لرزه‌ای سه‌بعدی دریای شمال F3 و در بین دو افق MFS4 و FS4 انجام شد. در این مطالعه نشان داده شد که با استفاده از روش‌های مختلف، امکان تولید نقشه‌های رخصاره‌های لرزه‌ای وجود دارد و اگر مفسر برای تولید نقشه رخصاره لرزه‌ای تنها به یک روش یا یک نوع داده ورودی بسنده کند، نمی‌تواند با قطعیت بالا در مورد اطلاعات حاصل از آن اظهار نظر کند. از آنجا که کار تحلیل رخصاره لرزه‌ای با اهداف مختلف و برای داده‌های لرزه‌ای مختلف مورد استفاده قرار می‌گیرد، بهترین گزینه آن است تا در کنار انتخاب نشانگرهای مرتبط و بهینه، ابزار ریاضی مناسبی نیز در اختیار باشد تا بتوان با اتکا به منطق ریاضی آنها، دسته‌بندی و کلاسه‌بندی مختلف بین اطلاعات را در اختیار داشت. همچنین در این مطالعه نشان داده شد که دو مفهوم،

سیستم ANFIS مضاف بر تولید نقشه رخصاره لرزه‌ای، این امکان را ایجاد می‌کند که ماشین یادگیری آموزش داده شده و قوانین فازی موجود در آن در دسترس باشد (شکل ۸-ب). در (شکل ۸-ب) پنج قانون فازی برای سه نشانگر لرزه‌ای حاصل از تحلیل بردارهای اصلی دیده می‌شود. اگر در این مرحله نشانگرهایی که کارایی یکسانی در تولید نتیجه نهایی دارند (نشانگرهایی که به‌طور یکسان توابع فازی موجود را فعال می‌کنند) شناسایی شوند، می‌توان این نشانگرها را از روند محاسبات حذف کرد. این سیستم باز ارائه‌شده با روش ANFIS، مفسر را قادر می‌سازد تا در کنار بررسی میزان کارایی نشانگرهای مختلف بتوان، نشانگرهای ناکارآمد را نیز شناسایی کرده و در نهایت آنها را حذف کند. با بررسی تمام نتایج موجود و انتخاب نشانگرهای بهینه و بررسی نتایج حاصل از تعداد رخصاره‌های مختلف می‌توان در مورد نتیجه نهایی با توجه به نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه با صحت بیشتری دانش تولید کرد و نقشه تحلیل رخصاره نهایی را تولید و ارائه کرد. در (شکل ۸-الف) نتیجه تحلیل رخصاره لرزه‌ای داده‌ها با استفاده از پنج خوشه و نشانگرهایی KPCA آورده شده است. با توجه به در اختیار داشتن نتایج روش‌های مختلف و ارزیابی آنها و آشنایی با روند کلی هرکدام از رخصاره‌ها، این نتیجه قابل استنتاج است که روند

tion Geophysicists. 244.

- Babuška, R. and Verbruggen, H. B., 1997. Constructing Fuzzy Models by Product Space Clustering. In *Fuzzy Model Identification*, 53-90. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Barnes, A., 2006. Too many seismic attributes? *CSEG Recorder*, 41-46.
- Barnes, A. E., 2007. Redundant and useless seismic attributes. *Geophysics*, 72,3, 33-38.
- Barnes, A. and Laughlin, K., 2002. Investigation of methods for unsupervised classification of seismic data. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 2221-2224.
- Bezdek, J. C., 1981a. Cluster Validity. In *Pattern Recognition with Fuzzy Objective Function Algorithms*, 95-154. Boston, MA: Springer US.
- Bezdek, J. C., 1981b. Objective Function Clustering. In *Pattern Recognition with Fuzzy Objective Function Algorithms*, 43-93. Boston, MA: Springer US.
- Bois, P., 1983. Some Applications of Pattern Recognition to Oil and Gas Exploration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-21,4, 416-426.
- Bois, P., 1984. Fuzzy seismic interpretation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-22,6, 692-697.
- Chopra, S. and Marfurt, K. J., 2005. Seismic attributes - A historical perspective. *Geophysics*, 70,5, 3SO-28SO.
- Coléou, T., Poupon, M. and Azbel, K., 2003. Unsupervised seismic facies classification: A review and comparison of techniques and implementation. *The Leading Edge*, 22,10, 942-953.
- de Matos, M. C., Osorio, P. L. and Johann,

داده‌های نمونه محور و شکل ردلرزه، می‌تواند دانش متفاوتی از رخساره‌ها را در ضخامت‌های مختلف در اختیار قرار دهد که این دانش برای شناسایی رفتار رخساره‌ها در لایه‌های زمین‌شناسی بسیار مفید خواهد بود. استفاده از روش‌های با نظارت و بدون نظارت در کنار یکدیگر، امکان بررسی نظم درونی اطلاعات و ارتباط رخساره‌ها با چاه‌های حفاری را ایجاد می‌کند. مفسر باید این دو روش را هم‌زمان در تحلیل رخساره لرزه‌ای در اختیار داشته باشد، به نحوی که بتواند با در دست داشتن نتایج آنها در مورد صحت و دقت رخساره‌های تولید شده در هر روش با قطعیت بیشتری اظهار نظر کند. تعداد چاه‌های حفاری شده در منطقه می‌تواند تأثیر زیادی بر انتخاب روش با نظارت یا بدون نظارت داشته باشد و اگر تعداد چاه‌ها زیاد باشد با توجه به بالا بودن تعداد اطلاعات آموزشی می‌توان از روش با نظارت، اطلاعات دقیق‌تری به دست آورد. ولی حتی در این حالت نیز، روش بدون نظارت می‌تواند اطلاعاتی از رخساره‌هایی در اختیار قرار دهد که در آن‌ها چاه حفاری شده وجود نداشته است. این مطالعه یک روش تکراری را برای انجام تحلیل رخساره لرزه‌ای پیشنهاد می‌کند که با استفاده از آن امکان بررسی نقشه تحلیل رخساره لرزه‌ای در مراحل مختلف وجود دارد و مفسر می‌تواند با در اختیار داشتن نشانگرهای لرزه‌ای کاربردی و مرتبط، بهترین نتیجه را از کار تحلیل رخساره لرزه‌ای ارائه کند.

منابع

- Al-Hmouz, A., Shen, J., Al-Hmouz, R. and Yan, J., 2012. Modeling and simulation of an adaptive neuro-fuzzy inference system (ANFIS) for mobile learning. *IEEE Transactions on Learning Technologies*, 5,3, 226-237.
- Aldridge, B. B., Saez-Rodriguez, J., Muhlich, J. L., Sorger, P. K., and Lauffenburger, D. A., 2009. Fuzzy Logic Analysis of Kinase Pathway Crosstalk in TNF/EGF/Insulin-Induced Signaling. *PLoS Computational Biology*, 5,4, 1000340.
- Aminzadeh, F. and Simaan, M. eds., 1991. *Expert systems in exploration*. Society of Explora-

- P. R., 2007. Unsupervised seismic facies analysis using wavelet transform and self-organizing maps. *Geophysics*, 72,1, 9-21.
- Dorrington, K. P. and Link, C. A., 2004. Genetic-algorithm/neural-network approach to seismic attribute selection for well-log prediction. *Geophysics*, 69,1, 212-221.
 - Dumay, J. and Fournier, F., 1988. Multivariate statistical analyses applied to seismic facies recognition. *Geophysics*, 53,9, 1151-1159.
 - Dunn, J. C., 1974. Well-separated clusters and optimal fuzzy partitions. *Journal of Cybernetics*, 4,1, 95-104.
 - Figueiredo, A. M., Puc-rio, T., Silva, F. B., Silva, P. M., Milidiú, R. L. and Gattass, M., 2014. A Seismic Facies Analysis Approach to Map 3D Seismic Horizons. *Onepetro.Org*, 1501-1505.
 - Gath, I. and Geva, A.B., 1989. Unsupervised optimal fuzzy clustering. *IEEE Transactions on pattern analysis and machine intelligence*, 11,7, 773-780.
 - Gourley, J. J., Tabary, P. and Parent du Chatelet, J., 2007. A Fuzzy Logic Algorithm for the Separation of Precipitating from Nonprecipitating Echoes Using Polarimetric Radar Observations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24,8, 1439-1451.
 - Guillen, P., Larrazabal, G., González, G., Bumber, D. and Vilalta, R., 2015. Supervised learning to detect salt body. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2015*, 1826-1829.
 - Gustafson, D. and Kessel, W., 1978. Fuzzy clustering with a fuzzy covariance matrix. In *1978 IEEE Conference on Decision and Control including the 17th Symposium on Adaptive Processes*, 761-766.
 - Hadiloo, S. and Hashemi, H., 2016. Combining Supervised and Unsupervised Method with Expert Knowledge for Seismic Facies Analysis in SeisAnfis Software. In *78th EAGE Conference*, 2-4.
 - Hadiloo, S., Hashemi, H., Mirzaei, S. and Beiranvand, B., 2017. SeisART software: seismic facies analysis by contributing interpreter and computer, 10,23, 519.
 - Hashemi, H., 2010. Logical considerations in applying pattern recognition techniques on seismic data: Precise ruling , realistic solutions. *CSEG Recorder*, 47-50.
 - Hashemi, H., Javaherian, A. and Babuska, R., 2008. A semi-supervised method to detect seismic random noise with fuzzy GK clustering. *Journal of Geophysics and Engineering*, 5,4, 457-468.
 - Jang, J. S. R., 1993. ANFIS: Adaptive-Network-Based Fuzzy Inference System. *IEEE Transactions on Systems, Man and Cybernetics*, 23,3, 665-685.
 - Jensen, O. N., Mortensen, P., Vorm, O. and Mann, M., 1997. Automation of Matrix-Assisted Laser Desorption/Ionization Mass Spectrometry Using Fuzzy Logic Feedback Control. *Analytical Chemistry*, 69,9, 1706-1714.
 - Kadkhodaie-Ilkhchi, A., Rezaee, M. R., Rahimpour-Bonab, H. and Chehrizi, A., 2009. Petrophysical data prediction from seismic attributes using committee fuzzy inference system. *Computers and Geosciences*, 35,12, 2314-2330.
 - Li, T. H. S. and Huang, Y. C., 2010. MIMO adaptive fuzzy terminal sliding-mode controller for robotic manipulators. *Information Sciences*, 180,23, 4641-4660.
 - Li, X., Chen, Q., Wu, C., Liu, H. and

- Fang, Y., 2016. Application of multi-seismic attributes analysis in the study of distributary channels. *Marine and Petroleum Geology*, 75, 192-202.
- Li*, Y., Chen, M., Gao, W. and Zhong, G., 2014. Seismic attributes blending and borehole image facies analysis for reservoir prediction: Case study for a sand-conglomerate reservoir in Pinghu oil field, East China Sea Basin. In SEG Technical Program Expanded Abstracts 2631-2635.
 - Mamdani, E. H., 1977. Application of Fuzzy Logic to Approximate Reasoning Using Linguistic Synthesis. *IEEE Transactions on Computers*, C-26,12, 1182-1191.
 - Marroquín, I. D., 2014. A knowledge-integration framework for interpreting seismic facies. *Interpretation*, 2,1, SA1-SA9.
 - Nikravesh, M. and Aminzadeh, F., 2001. Past, present and future intelligent reservoir characterization trends. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 31,2-4, 67-79.
 - Orozco-Del-Castillo, M. G., Ortiz-Alemán, C., Urrutia-Fucugauchi, J. and Rodríguez-Castellanos, A., 2011. Fuzzy logic and image processing techniques for the interpretation of seismic data. *Journal of Geophysics and Engineering*, 8,2, 185-194.
 - Overeem, I., Weltje, G. J., Bishop-Kay, C. and Kroonenberg, S. B., 2001. The Late Cenozoic Eridanos delta system in the Southern North Sea Basin: A climate signal in sediment supply? *Basin Research*, 13,3, 293-312.
 - Roweis, S. T. and Saul, L. K., 2000. Non-linear dimensionality reduction by locally linear embedding. *Science*, 290(5500), 2323-2326.
 - Roweis, S. T. and Saul, L. K., 2000. Non-linear Dimensionality Reduction by Locally Linear Embedding. *Science*, 290, 2323-2326.
 - Roy, A., Jayaram, V., Marfurt, K. J. and Oklahoma, U., 2013. Active learning algorithms in seismic facies classification. *SEG Houston 2013 Annual Meeting*, 1, 1467-1471.
 - Takagi, T. and Sugeno, M., 1985. Fuzzy identification of systems and its applications to modeling and control. *Systems, Man and Cybernetics*, *IEEE Transactions On*, SMC-15,1, 116-132.
 - Thenin, D. and Larson, R., 2013. Quantitative seismic interpretation-An earth modeling perspective. *CSEG Recorder*, 38,9, 30-35.
 - Wang, W. and Zhang, Y., 2007. On fuzzy cluster validity indices. *Fuzzy Sets and Systems*, 158,19, 2095-2117.
 - Zhao, T., Jayaram, V., Roy, A. and Marfurt, K. J., 2015. A comparison of classification techniques for seismic facies recognition. *Interpretation*, 3,4, 29-58.
 - Zhao, T. and Ramachandran, K., 2013. Performance evaluation of complex neural networks in reservoir characterization: Applied to Boonsville 3-D seismic data. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2013*, 2621-2625.

Tourmaline genesis in the metamorphic and magmatic rocks of Gasht-e- Rudkhan district (Gasht metamorphic Complex, West of Rasht)

Mohammadi, M.¹, Nasrabad, M.², Asiabanha, A.³ and Qolizadeh, K.⁴

1. Petrology post graduate, Imam Khomeini International University, Qazvin

2. Assistant Professor of geology department, Imam Khomeini International University, Qazvin

3. Associated Professor of geology department, Imam Khomeini International University, Qazvin

4. Laboratory Expert of Iran Mineral Processing Research Center, Karaj

Received: 20 September 2017

Accepted: 25 December 2017

Abstract

Gasht metamorphic complex crops out in the Talesh Mountains (Western Alborz). This complex mainly consists of metapelitic and granitic rocks. Tourmaline is prevalent as an accessory phase within these rocks. In schist samples, dravitic tourmaline is abundant as nucleation component and fine size, and displays compositional zoning. Dravitic tourmaline of gneissic samples are coarser and homogenous. Tourmaline of the migmatites are restricted to both leucosome and melanosome parts. Brown tourmalines of garnet-bearing melanosome are magnesiofoitite in composition and similar to the other mafic phases of melanosome, indicate a residuum nature. However, dravitic tourmalines of the garnet - free melanosome are coarse crystalline and have grown over biotite with green pleochroism. The composition of the leucogranite tourmalines are schorlitic and they become dravitic toward rims. Different types of replacement are observed in the tourmaline composition of Gasht complex. According to the compositional signatures, metapelites tourmaline were formed mainly under metamorphic conditions, while the one of the leucogranites have been formed in the magmatic conditions.

Probably B-bearing fluids of Gasht complex in the high grade metamorphism caused lowering of the temperature of water-bearing solidus of granite. This resulted in facilitating of migmatitization process. Furthermore, boron element caused decreasing of leucosome viscosity, mobilization and easier fractionation of melt from melanosome and creation of adjacent leucogranites.

Keywords: Tourmaline, Leucogranite, Gasht-e- Rudkhan, Metapelite.

The Study of alteration, mineralization, and fluid inclusion in the Howz-e-Sefid zinc-lead deposit (Central Iran)

Rostami Paydar, Gh.¹

1. Department of Geology, Ahvaz Branch, Islamic Azad University, Ahvaz, Iran

Received: 30 November 2017

Accepted: 6 March 2018

Abstract

The Howz-e-sefid zinc-lead deposit is located 17 km northeast of Ardakan town in the central Iran tectonic zone. Host rock of this deposit is lower Cretaceous dolomitized carbonate rocks. In this area there are three major rock units. The Sangestan Formation as the lowest unit, is composed of shale and siltstone with calcarenitic interbedded layers. This unit is overlain by ankeritic massive dolomite and dolomitic limestone of the Taft Formation. The Abkouh Formation at the top, is composed of cherty or argillaceous limestone with massive reefal limestone. The host rock of deposit in the lower Cretaceous carbonate horizon along with other geological evidence indicate that this deposit has been primarily formed similar to the Mississippi Valley-type deposits. This conditions include carbonate and evaporitic sequences, special hydrothermal dolomitized horizons, lack of the effects of igneous intrusions and the presence of the important controlling faults. Based on the observations, it can be concluded that the primary ores have been of the sulphide type including sphalerite, galena and pyrite. Due to their exposure to superficial oxidizing conditions and undergoing changes, the primary sulphide ores, have been converted into nonsulphide ore body. As a result, the primary sulphide ores have been changed into secondary minerals such as hemimorphite, smithsonite, cerusite and anglesite. In many cases, the nonsulphide minerals established in the structural fractures and fissures, shows the colloform texture. Therefore, it can be accepted that this type of minerals were formed under the effect of low temperature hydrothermal fluids. There are two types of fluid inclusions (type I: L and type II: L+V) in the carbonaceous ore bearing veins. On the basis of microthermometric study, the homogenization temperatures is between 150-260 °C. The salinity of fluid inclusions is low to intermediate (0.33-14.26 wt. % NaCl equivalent). Heating depressurization due to reduced pressure to boiling with low CO₂ bearing fluid (0.62-0.98 gr/cm³) is the main mechanism of deposition. Based on evidence such as the nonhomogeneity in filling degree of fluid inclusions, existence of a few vapor-rich phase shows boiling of ore fluid in faulted and fracture zones.

Keywords: Howz-e-sefid deposit, Zinc-lead, Taft Formation, Fluid inclusion, Central Iran.

Experimental modeling of migration in Shekarab active fault system (North Birjand)

Yousefi, M.¹, Khatib, M. M.² and Gholami, E.³

1. Ph.D. Student, Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran

2. Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

3. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

Received: 11 July 2017

Accepted: 6 November 2017

Abstract

The Shekarab fault system, located in the north of the Birjand city, has fault scarps parallel to main fault. Due to the structural features, mechanism of fault trends in the region, fault-related folding and the occurrence of the migration from the north to the south at Shekarab fault, modeling is done for the geometric pattern of the fault propagation, which is in accordance with the Shekarab fault zone. In this model, new scarps are formed in the footwall of the previous scarps. According to the results of modeling, the most important factor for creating alternate scarps is the north-south compression in the Shekarab thrust. At each step, by increasing the amount of shortening, the emergence of new faults are observed so that the first thrust is created on the northern side of the Shekarab zone and subsequent faults are created by increasing the amount of shortening up to a maximum of 58%, on the southern side of the zone and on the footwall of the previous faults. In this modeling, the slope of the thrusts is created in four stages of shortening varying between 60-65 degrees, which is comparable with the actual slope of the Shekarab faults of 70 degrees. According to the experimental results, the sequence of thrust creation in each modeling stage is consistent with the sequence of thrust in the Shekarab zone and with the north-south migration of the fault. According to the geometry of thrusts and back-thrust, the model of formation of structures in this fault zone is the foreland breaking sequence model so that the branches of the thrust originate from a point.

Keywords: Modeling, Thrust fault, Shekarab zone, Shortening, Fault migration.

Bioremediation potential of oil-contamination in aquifer of around Shazand Oil Refinery

Vaezi Hir, A. R.¹ and Qobadian, S.²

1. Associate Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

2. M.Sc. student of Hydrogeology, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Received: 16 May 2017

Accepted: 16 September 2017

Abstract

In this research, bioremediation potential of the aquifer located beneath Shazand Oil Refinery Company was evaluated according to the hydrochemical characteristics of groundwater samples. Groundwater quality determined by sampling from different locations and specifying some hydrochemical parameters such as EC, DO, T, pH as well as concentration of the major ions (Ca^{2+} , Mg^{2+} , $(\text{K}^{+}+\text{Na}^{+})$, SO_4^{-2} , Cl^{-} , $(\text{CO}_3^{-2}+\text{HCO}_3^{-})$), some heavy metals (Fe^{+2} , Mn^{+2}) and nutrients (N^{-3} , SO_4^{-2}). The results revealed that the amount of pH and EC provided a suitable condition for biodegradation of hydrocarbon contaminants. Dissolved oxygen concentration of the samples shows a suitable condition for aerobic biodegradation, however, there is not an optimum condition based on the average temperature and nutrient concentration. Carbon to nitrogen and to phosphorus ratios and also nitrogen to phosphorus ratio are not suitable in the optimum range. It means that in the case of site remediation the aquifer of the area has not adequate ability to conduct natural bioremediation and so an enhanced remediation operation will be inevitable.

Keywords: Bioremediation, Groundwater contamination, Oily pollution, Shazand oil refinery.

Reconstructing physicochemical attributes using chemistry of biotite and chlorite in the Keder porphyry copper deposit, Kerman Cenozoic magmatic arc

Heidari, M.¹, Zarasvandi, A.², Rezaei, M.³, Saki, A.⁴ and Asadi, S.⁵

1. Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

2. Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

3. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

4. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

5. Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

Received: 22 July 2017

Accepted: 6 November 2017

Abstract

The Keder porphyry copper deposit is located 14 km SW of Dehej in the north-eastern of Kerman Cenozoic magmatic arc. It is associated with diorite to quartz diorite intrusions. Considering the important role of oxygen fugacity, halogen content, and temperature in the mineralization efficiency of porphyry systems, the aims of present research is the investigation of these physicochemical attributes in the magmatic stage, as well as potassic alteration of Keder porphyry using biotite and chlorite chemistry. Compared with chlorite, biotite has high SiO₂, K₂O, TiO₂ concentrations. On the other hand, Al₂O₃ has highest concentration in chlorite. The depletion of K₂O and SiO₂ are related to the formation of adularia and K-feldspar accompanying with the breakdown of biotite to chlorite. Biotite chemistry shows that the Keder intrusion is calc-alkaline in nature. Based on FeO/FeO+MgO vs MgO diagram, biotites from Keder intrusion plot within the mantle source (M) and to a lesser extent in the crustal materials field. Using the Si vs Fe²⁺/Fe²⁺+Mg²⁺ diagram, secondary chlorites that replaced biotite plot collectively within clinocllore composition. Oxygen fugacities of Keder deposit occur in HM-NNO area. The investigation of geothermometry on biotites and chlorite in the Keder porphyry copper deposit shows a temperature range between 516-680°C and 180.19-369.87°C respectively. The log fH₂O/fHF and log fH₂O/fHCl values range between 4.57-5.77 and 4.34-4.62 that show water content is more than halogen content in Keder intrusion. According to XFe and XMg vs. XF/XOH and XCl/XOH, Cl fugacity was similar in Keder porphyry copper deposit. Finally, it seems that high temperature together with prevailing of high oxygen fugacities during potassic alteration (onset of sulfide mineralization) could be considered as important factors on low grade mineralization at Keder deposit.

Keywords: Biotite, Chlorite, Keder porphyry copper deposit, Kerman Cenozoic magmatic arc.

The Study of geochemical behavior of major and rare earth elements of garnet in the Darreh Vali pegmatites (North-east Boroujerd, Sanandaj-Sirjan zone)

Rahmani Javanmard, S.¹, Tahmasbi, Z.², Ding, X.³ and Ahmadi Khalaji, A.²

1. Ph.D. Student of Petrology, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

2. Assistance Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

3. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, China

Received: 30 April 2017

Accepted: 7 November 2017

Abstract

The pegmatites of Darreh Vali region is located in the north-east of Boroujerd which is a part of Sanandaj-Sirjan zone. In the Darreh Vali area, granodiorite bodies are cut by small pegmatitic dykes with NW-SE trend. The mineralogy of studied pegmatites consists of quartz, alkali-feldspar (orthoclase and microcline), plagioclase, muscovite, garnet (almandine-spessartin), andalusite, tourmaline, and apatite. Chondrite-normalized patterns of the Darreh Vali pegmatite are characterized by low enrichments of LREE relative to HREE ($La_N/Yb_N=1.76-4.04$), with a relatively flat HREE distribution, and a strong negative Eu anomaly ($Eu/Eu^*=0.20-0.54$). Major element chemistry of garnets in these pegmatites indicates a compositional zoning with decreasing MnO and increasing FeO from core towards the rim. In the case of the Darreh Vali pegmatites, all garnet crystals contain low CaO (0.15 to 0.29 wt.%) and high MnO (10.27 to 13.18 wt.%), which are similar to magmatic garnets from pegmatitic melts. On the MnO+CaO versus FeO+MgO (in wt.%) diagram, the composition of garnets shows that they probably crystallised in contact zones of pegmatite vein and from less evolved melts. LA-ICP-MS analyses show that analysed garnets have a high HREE, low LREE contents, and strong negative Eu anomaly ($Eu/Eu^*=0-0.41$) in the core along with positive Eu anomaly ($Eu/Eu^*=0-3.22$) at the rim. Y, HREE, Ti, Zr, Nb, Ta, Hf, U and Mn decrease from core to rim. These core-to-rim elemental variations are attributed to increasing fluid-phase and H₂O activity in magma, along with increasing magma fractionation. REE patterns and Eu anomalies in zoned garnets suggest that they probably formed in reducing to oxidizing conditions.

Keywords: Boroujerd, Pegmatite, Darreh Vali, Geochemistry, Rare earth elements, Magmatic garnet.

Geometric and kinetic analysis of Khaneh Sorkh folding in the Lorestan region, Zagros Folded-Thrust Belt

Pirdadi, Kh.¹, Rahimi, A.² and Farahpour, M.M.³

1. M.Sc. Department of Geology, Golestan University, Gorgan, Iran.

2. Assistant Professor, Department of Geology, Golestan University, Gorgan, Iran.

3. Assistant Professor, Department of Geology, Lorestan University, Lorestan, Iran.

Received: 16 May 2017

Accepted: 7 August 2017

Abstract

This research has been carried out in order to understand geometric and kinetic analysis of the khaneh Sorkh folding and its structural style. Khaneh Sorkh folding is a long and narrow anticline that is formed due to sleep in the Garau Formation which is located in the Lorestan region. The Garau Fomation is the intermediate detachment layer in the Lorestan. In order to carry out geometric analysis, three structural cross sections were drawn perpendicular to the axial surface trace on this anticline. Thus, based on the analysis of the geometry of cross sections and comparing parameters with variety of models, it could be suggested that the Khaneh Sorkh Anticline is a detachment fold in the thrust fault-related folds. Finally, geometry of faulted detachment fold and analysed kinetic evolution is valid for Khaneh Sorkh Anticline based on the proposed model.

Keywords: Khaneh Sorkh anticline, Geometric and Kinetic analysis, Lorestan, Cross section.

Seismic facies analysis using fuzzy clustering methods and ANFIS

Hadiloo, S.¹, Mirzaei, S.² and Hashemi, H.³

1. Ph.D. Student, Research Institute of Applied Sciences (ACECR), Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2. Professor, Research Institute of Applied Sciences (ACECR), Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

3. Assistant Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

Received: 7 August 2017

Accepted: 6 November 2017

Abstract

It is generally accepted that clustering and pattern recognition within the seismic data, leads in generating seismic facies maps. These facies are associated with changes in the geological characteristics. Seismic facies analysis would be performed using the supervised and unsupervised methods, each of them has its own advantages and disadvantages. Generally, seismic data analysis accompanies with a degree of imprecision due to the uncertainty nature of these data. Among these, the choice of optimal attribute and combined and iterative use of the supervised and unsupervised methods, which have a high power to deal with the imprecision property of seismic data, can provide better results for facies analysis. In this study, the data mining methods were used to choose the optimal attribute and the optimal number of seismic facies were selected through evaluating of the clustering results and well logs data. Based on the selected optimal number of clusters, the seismic facies maps could be produced using fuzzy and ANFIS approaches and with the fuzzy rules the performance of various attributes would be evaluated for facies analysis, and inefficient clusters or attributes would be removed. Consequently seismic facies map with low uncertainty could be produced.

Keywords: Seismic facies analysis, Seismic attributes, Data mining, Machine learning and ANFIS.



Vol. 12, No. 47, Autumn 2018

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

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

Editor in Chief:

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

Assistant Editor:

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

Editorial Board:

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

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

Alavipanah, S.K., Professor - Tehran University

Fatemi Aghda, S.M., Associate Professor - Tarbiat Moallem University

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

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

Ghazban, F., Associate Professor - Tehran University

Mirzaei, S., Professor - Academic Center for Education, Culture and Research

Moore, F., Professor - Shiraz University

Mousavi Harami, R., Professor - Mashhad University

Raeisi, E., Professor - Shiraz University

Rezaee, M.R., Associate Professor - Tehran University

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

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

Executive board:

Khodaei, K. and Esmaili, E.

Editors:

Atrsaei, P.

Designer:

Ansari, A.

Published: Autumn 2018

Address:

Shahid Beheshti University, Evin, Tehran, Iran

P.O.Box.

196151171

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

E-mail: zaminshenasiiran@yahoo.com

Website: www.rias.ac.ir

Website Journal: journal.rias.ac.ir

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>