

فهرست

- **بکارگیری تکنیک‌های مختلف به منظور اکتشاف، مدل‌سازی و تخمین ذخیره کانسار گچ در ناحیه شمال غرب تفرش، استان مرکزی**
رضا احمدی ۱
- **همبستگی کاذب و خاصیت بسته بودن داده‌های ترکیبی در علوم زمین**
حمید قربانی ۱۹
- **زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار مس (طلا) کوه میل، شمال خاور ساوه، استان مرکزی**
محمد کاظم غیاثی‌زاده، مسعود علی پوراصل و سید احمد مشکانی ۲۹
- **مدل‌سازی اثرات کف‌شکنی چاه‌های بهره‌برداری بر آبخوان باد-خالدآباد، جنوب کاشان**
فاطمه شیرخانی، حمیدرضا ناصری، فرشاد علیجانی و زهره نجات جهرمی ۵۱
- **تعیین مرزهای سکانشی سازندهای پلیوسن (چلکن و آقچاگیل) دشت گرگان توسط نرم‌افزار سیکلولاگ و روش انحراف از معیار پرتو گاما**
حامد مرادی، بهروز رفیعی، حسن محسنی، محمدعلی کاروسی و بهزاد سلطانی ۶۷
- **زیست‌چینه‌نگاری و بررسی تغییرات عمق دیرینه نهشته‌های سازند گورپی بر مبنای فرامینیفرهای پلاتکتونی در برش یاغ‌گل، ناحیه لرستان، حوضه زاگرس**
ابوب بازوند، عباس صادقی، محمدحسین ادابی، امیرمحمد جمالی و سربین هداوند خلی ۷۹

Contents

- **Employing different techniques to explore, modeling and reserve estimation of gypsum deposit in the northwest of Tafresh district, Markazi province**
Ahmadi, R. 97
- **Spurious Correlation and the Closedness Property of Compositional Data in Earth Sciences**
Ghorbani, H. 98
- **Geology, mineralogy, geochemistry and genesis of the Kuh-Mil copper (gold) deposit, Northeast Saveh, Markazi province**
Ghiasizadeh, M.K., Alipour-Asll, M. and Meshkani, A. 99
- **Modeling the effects of the Optimizing the well depth in exploitation wells of Bad-Khaled Abad plain, south of Kashan**
Shirkhani, F., Nassery, H. R., Alijani, F. and Nejat Jahromi, Z. 100
- **Determination of the sequence boundaries of the Pliocene formations (Cheleken and Agh-chagyl) of Gorgan plain by cyclolog software and gamma-ray deviation method**
Moradi, H., Rafiei, B., Mohseni, H., Kavousi, M. A. and Soltani, B. 101
- **Biostratigraphy and study of paleodepth changes of the Gurpi Formation deposits based on planktonic foraminifera in the Bagh-gol section, Lurestan area, Zagros Basin**
Bazvand, A., Sadeghi, A., Adabi, M.H., Jamali, A.M. and Hadavandkhani, N. 102



پژوهشکده علوم پایه کاربردی



سال ۱۸، شماره ۷۰، تابستان ۱۴۰۳

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر کمال خدائی، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

سر دبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، استاد دانشگاه کرتین استرالیا

دکتر عزت... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

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

دکتر فریدون غضبان، استاد دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قوبدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران

دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر کمال خدائی، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

دکتر اصغر کهندل، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

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

مدیر اجرایی: انسیه اسماعیلی

ویراستارها: دکتر حمیدرضا ناصری و سید محمد امین نجیبی

صفحه آرا: آرزو انصاری

تاریخ انتشار: تابستان ۱۴۰۳

چاپ: توس

نشانی: انقلاب، ابتدای خیابان آزادی، روبروی بانک ملت، پلاک ۳۸

نشانی دفتر فصلنامه:

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

تلفن: ۲۹۹۰۲۵۹۴، ۴-۲۲۴۳۱۹۳۳

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت فصلنامه: Journal.rias.ac.ir

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

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

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

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

راهنمای نگارش مقالات

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ارسال نسخه اصل شکل‌ها در ابتدای ارسال مقاله ضروری است.

نوشتار و اعداد روی شکل‌ها کاملاً خوانا باشد.

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

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

بکارگیری تکنیک‌های مختلف به منظور اکتشاف، مدل‌سازی و تخمین ذخیره کانسار گچ در ناحیه شمال غرب تفرش، استان مرکزی

رضا احمدی^(۱)

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

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۲/۲۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۵/۰۲

چکیده

در پژوهش حاضر به منظور اکتشاف ذخایر گچ در گستره شمال غرب تفرش، فرآیند اکتشافات سیستماتیک از مراحل پی‌جویی تا تخمین ذخیره صورت گرفته است. در این راستا برای شناسایی و تعیین پتانسیل‌های معدنی، ابتدا گستره وسیعی به مساحت ۴۵۰۰ کیلومتر مربع با عملیات دورسنجی به کمک تصویربرداری عملیاتی زمین (OLI) ماهواره لندست هشت مورد بررسی قرار گرفت. با استفاده از تکنیک‌های پیش‌پردازش و پردازش مناسب همانند تحلیل مولفه‌های اصلی، ترکیب رنگی کاذب، کمترین مربعات رگرسیون شده و نگاشت زاویه طیفی بر روی تصویرها، تعداد ۱۷ پهنه امیدبخش به صورت پراکنده در سطح ناحیه شناسایی شد. بر پایه بررسی‌ها و مطالعات میدانی دقیق‌تر مناطق امیدبخش، تمرکز ویژه بر روی کانسار گچ دربر واقع در مجاورت روستای دربر صورت گرفت. بنابراین، فعالیت‌های اکتشافی متنوعی شامل احداث شش رشته ترانشه اکتشافی با حجم کلی ۱۳۵/۶۱ مترمکعب، ایجاد سینه‌کار اکتشافی، تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰ توپوگرافی-زمین‌شناسی، تجزیه شیمیایی تعداد نه نمونه و حفر یک حلقه گمانه اکتشافی با عمق حدود ۴۰ متر انجام شد. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها نشان می‌دهد که مجموع درصد ترکیبات CaO و SO_3 برای تمام نمونه‌های آزمایش شده، بیش از ۷۶ درصد است. همچنین نتیجه آزمون بازاریابی و کاربردی از طریق انجام آزمایش‌های تعیین ویژگی‌های کیفی سنگ و قابلیت پخت در مقیاس صنعتی توسط کارخانه سیمان نیزار قم، مطلوب ارزیابی شد. مدل‌سازی و تخمین ذخیره گچ این کانسار نیز با روش کلاسیک خطوط تراز و به کمک نرم‌افزار Surfer انجام شد. براساس محاسبات صورت گرفته، میزان ذخیره بر جای کانسار گچ دربر حدود ۵۹۸۲۶۱۰ تن برآورد شد که میزان ذخیره قابل توجهی است.

واژه‌های کلیدی: گچ، شمال غرب تفرش، دورسنجی، لندست ۸ (OLI)، تخمین ذخیره، خطوط تراز.

مقدمه

گچ یکی از انواع مواد معدنی غیرفلزی است که در صنایع مختلفی از جمله صنعت ساختمان، سیمان، ساخت چینی، کاشی و سرامیک، قالب‌سازی و پزشکی کاربرد دارد. مهم‌ترین کانی‌های گچ را ژپس^۱، انیدریت^۲، سلنیت^۳

1. Gypsum
2. Anhydrite
3. Selenite

* نویسنده مرتبط: Rezahmadi@gmail.com

مراحل شناسایی و پی‌جویی شامل مطالعه بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی پایه و بررسی احتمال باارزش یا بدون ارزش اقتصادی بودن کانسار می‌باشد. در مرحله عملیات اکتشاف عمومی، نواحی قابل اهمیت از نقطه نظر مواد معدنی مورد بررسی بیشتر قرار می‌گیرد. تجزیه و تحلیل زمین‌شناسی عمومی و ساختمانی، نمونه برداری سیستماتیک، مطالعات مینرالوژیکی (کانی‌شناسی)، تعیین محدوده کانسار در حد امکان، تهیه نقشه‌ها، گزارش اکتشاف نهایی و پیشنهادها، از جمله کارهای مرحله اکتشاف تفصیلی می‌باشد.

در پژوهش حاضر، ابتدا از قابلیت‌های سنجنده لندست ۸ (OLI^۲) به کمک تکنیک‌های دورسنجی برای بارزسازی و شناسایی محدوده‌های با پتانسیل بالای نهشته‌های گچ در ناحیه وسیعی از شمال غرب تفرش استفاده شد. سپس، عملیات اکتشاف، ارزیابی کیفی و کمی کانسار گچ شناسایی شده با پتانسیل معدنی در بخش محدودی از این ناحیه (به نام کانسار گچ دربر) صورت گرفت.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه

پهنه مورد مطالعه، یک گستره وسیع با مساحت ۴۵۰۰ کیلومتر مربع واقع در شمال غرب شهر تفرش می‌باشد. شکل ۱ حد و مرز پهنه مورد مطالعه را بر روی تصویر Google Earth نشان می‌دهد (چهارضلعی زردرنگ). به طور کلی این گستره در دو پهنه ساختاری ایران مرکزی و سندیج-سیرجان قرار دارد و بخشی از چهارگوش‌های زمین‌شناسی قم و ساوه می‌باشد. عملیات دورسنجی بر روی این ناحیه وسیع صورت گرفته و منجر به شناسایی پتانسیل معدنی گچ دربر شده که نقشه توپوگرافی-زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰ این کانسار در شکل ۲ نشان داده شده است. این نقشه بر اساس کلیه اطلاعات به دست آمده از مرحله پی‌جویی و کنترل بر روی ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فرمپین، تهیه شده و بر روی نقشه توپوگرافی برداشت شده هوایی با پهپاد، منطبق شده است. بر روی این نقشه، واحدهای لیتولوژی، نحوه گسترش

ساتین اسپار^۱، آلاباستر^۲ و مارین گلاس^۳ تشکیل می‌دهند (آقانباتی، ۱۳۸۵؛ Donoghue, 2006). ژئوپس متداول‌ترین و فراوان‌ترین نوع کانی گچ است که نوع معمول و متراکم آن به گچ سنگی معروف است. به طور کلی ذخایر گچ بر اساس نحوه تشکیل و پیدایش، به دو نوع سنگی و خاکی تقسیم می‌شوند. ذخایر گچ سنگی به تجمعی از سولفات کلسیم آبدار و یا بی‌آب با ناخالصی‌هایی مانند کلسیت، کوارتز، دولومیت و با میان‌لایه‌ها یا مخلوطی از گل‌سنگ، شیل، لای‌سنگ و سنگ‌آهک، و ذخایر گچ خاکی به تجمعی از مخلوط‌های گچ و خاک رس در افق‌های سطحی خاک گفته می‌شود. سنگ گچ ممکن است نودولی شکل (گرهکی)، توده‌ای، ورقه‌ای (لایه‌ای)، رشته‌ای و بلورین باشد. سنگ گچ از سنگ‌های رسوبی است و به دلیل میل ترکیبی شدید، به طور خالص یافت نمی‌شود. همواره ذخایر معدنی گچ به دلیل ماهیت انعطاف‌پذیر خود به شکل لایه‌های منظم با رسوبات کم‌عمق و یا چشمه‌های دریایی دیده می‌شوند (Yilmaz et al., 2011).

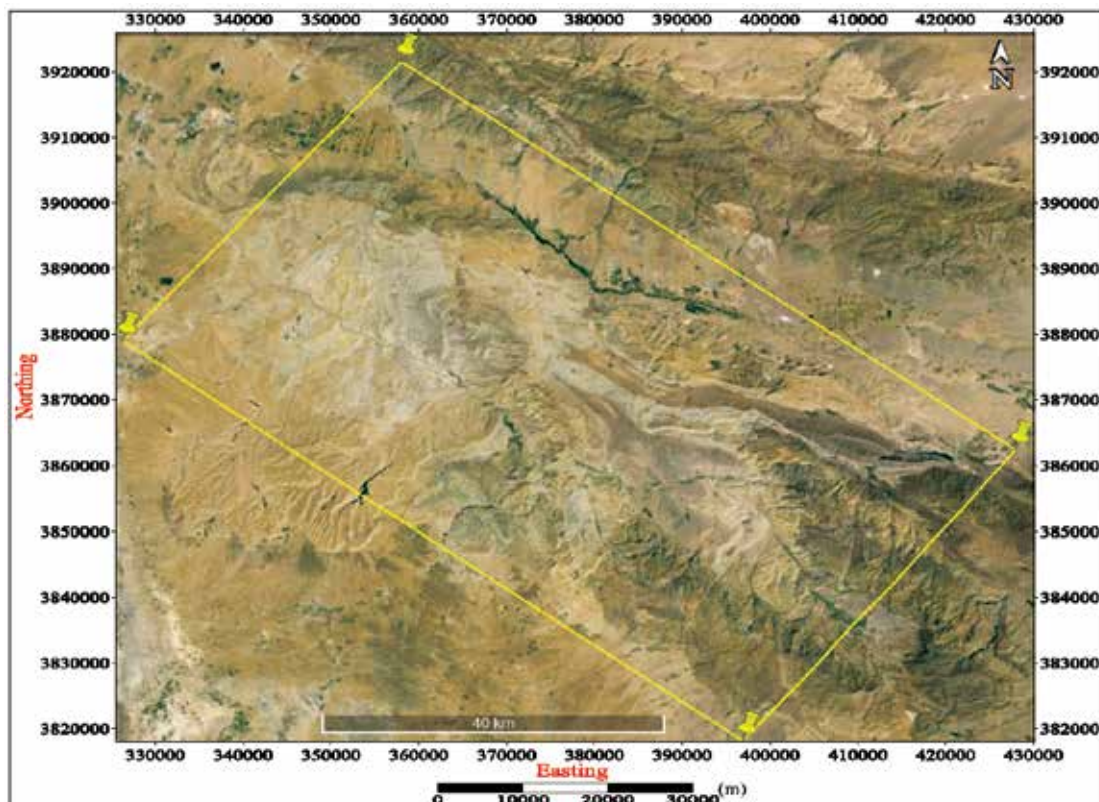
هر نوع کانی که نسبت به سایر کانی‌ها دارای ویژگی‌ها و طیف متمایز باشد، در سنجش از دور قابل تشخیص و تفکیک است. از آنجایی که عوامل مختلفی همانند انواع نوفه‌ها بر روی داده‌ها و تصویرهای ماهواره‌ای تاثیرگذارند و امکان حذف کامل یا تضعیف آن‌ها امکان‌پذیر نیست، در نتیجه همواره نتایج حاصل از این روش‌ها صددرصد درست نمی‌باشد و با مقداری خطا همراه است. در هر صورت این روش‌ها به عنوان راهنمای اولیه می‌باشند و با هدف اکتشاف مواد معدنی همانند گچ در مراحل شناسایی اولیه، پی‌جویی و اکتشاف مقدماتی مورد استفاده قرار می‌گیرند. تاکنون در بسیاری از کشورها از جمله عمان، ترکیه، اسپانیا، پاکستان و ایران از این روش برای اکتشاف کانسارهای گچ استفاده شده (Khan et al., 2020; Sabins, 1987) و در موارد بکارگرفته شده نتایج قابل قبولی حاصل شده است.

شناخت کیفی و کمی از نحوه گسترش ماده معدنی در سطح و عمق، مستلزم اجرای عملیات اکتشافی دقیق و علمی می‌باشد. عملیات اکتشاف مواد معدنی شامل مراحل شناسایی، پی‌جویی، اکتشاف عمومی و تفصیلی است.

1. Satin Spar
2. Alabaster
3. Marienglas
4. Operational Land Imager

و توفها با سن الیگوسن، میوسن و الیگومیوسن در این منطقه مشاهده می‌شود. مطابق راهنمای رنگی این نقشه، واحد مشخص شده با رنگ آبی (E^{gy}) مربوط به سنگ گچ در گستره کانسار می‌باشد که به ائوسن بالایی نسبت داده شده است.

ماده معدنی و حد و مرز منطقه اکتشافی ثبتي (به صورت یک نه‌ضلعی غیرمنتظم) نمایش داده شده است. با توجه به این نقشه تنوع لیتولوژی زیادی از انواع سنگ‌ها بیشتر شامل سنگ‌های رسوبی شیل، ماسه‌سنگ، کنگلومرا، آهک، آهک مارنی، مارن، مارن رسی و گاهی سنگ‌های آذرآواری



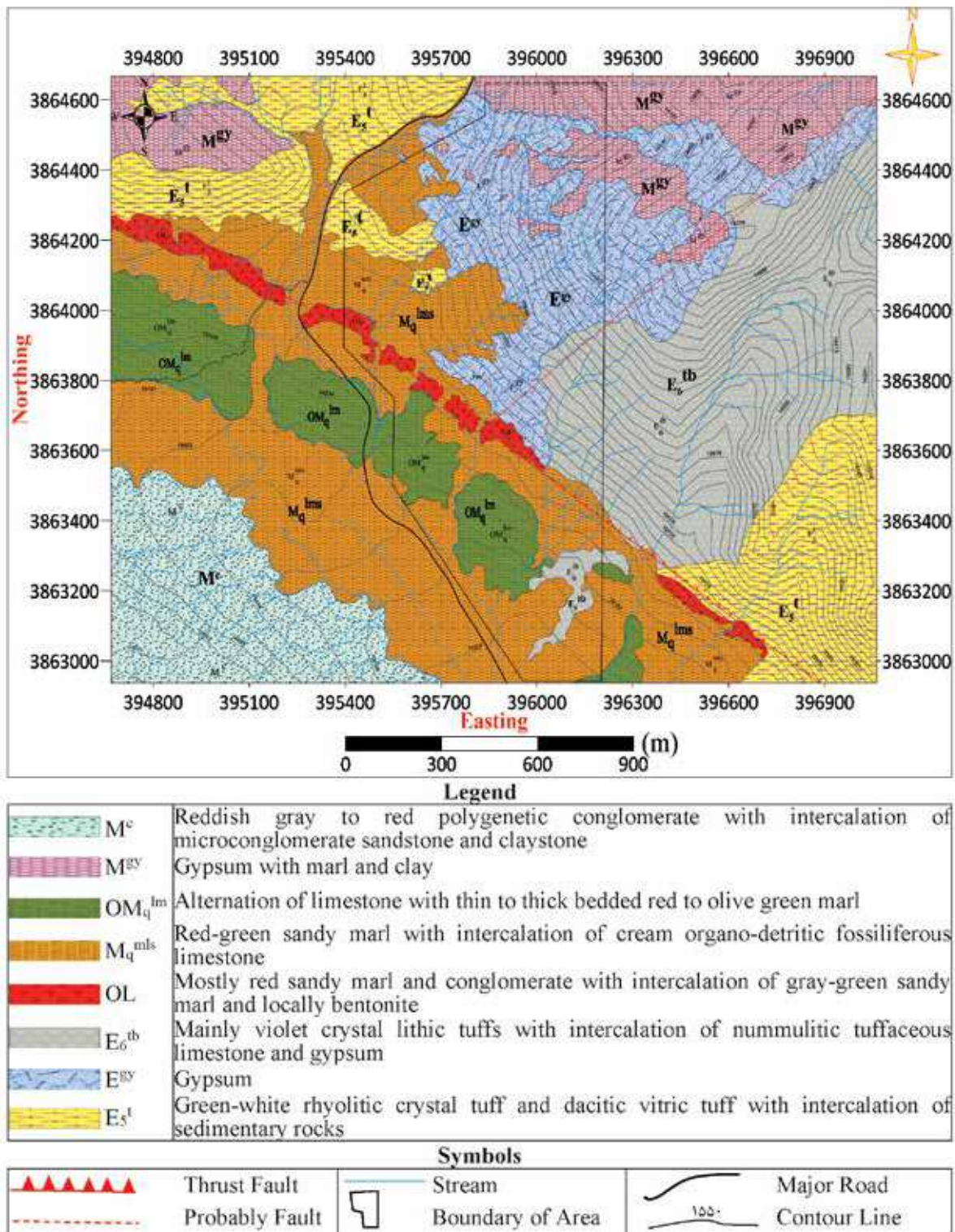
شکل ۱. موقعیت پهنه اکتشافی مورد مطالعه بر روی تصویر Google Earth (چهارضلعی زردرنگ)

روش مطالعه

اصلی^۱ (PCA)، ترکیب رنگی کاذب (RGB)، روش کمترین مربعات (LS-Fit) و زاویه طیفی^۲ (SAM) به‌عنوان ابزاری قدرتمند، مقرون به‌صرفه و سریع در تشخیص و شناسایی انواع نواحی مافیک، اولترامافیک، دگرگونی، نهشته‌های مواد معدنی و کانی‌سازی‌های دارای دگرسانی هیدروترمال مانند افیولیت‌ها، کربناتیت‌ها و تبخیری‌ها مورد استفاده قرار گرفته است (احمدی و قره‌شیخ بیات، ۱۴۰۰؛ Shuai et al., 2022).

در این پژوهش برای شناسایی و بارزسازی هرچه بهتر گستره‌های امیدبخش نهشته‌های گچ در پهنه وسیعی در شمال غرب تفرش، از تصویرهای سنجنده OLI ماهواره لندست ۸ استفاده شده است. دلیل استفاده از این تصویرها، کاربرد مناسب آن‌ها در کانی‌شناسی سطحی و تفکیک‌پذیری زیاد انواع سنگ‌ها و دگرسانی‌ها به‌ویژه در مناطق خشک و نیمه‌خشک، به سبب فقیروبودن پوشش گیاهی است (احمدی و سلطانعلی، ۱۴۰۲؛ Adiri et al., 2020). در این راستا، تکنیک‌های سنجش از دور همانند نسبت‌گیری بانندی، تجزیه و تحلیل مؤلفه‌های

1. Principal Component Analysis
2. Spectral Angle Mapper



شکل ۲. نقشه توپوگرافی-زمین‌شناسی کانسارگج دربر

ارزش طیفی پیکسل‌های تصویرها با یکدیگر ضروری است. فراوانی‌نمای^۳ تصویر در واقع میزان روشنایی تصویر را به صورت گرافیکی بیان می‌کند و تا زمانی که فراوانی‌نمای تصویرهای مورد استفاده متفاوت باشند، تصویرها آماده پردازش نیستند. در این راستا از روش تناظریابی فراوانی‌نمای که یکی از روش‌های نرمال‌سازی نسبی محسوب می‌شود و تأثیر مطلوبی در کاهش نسبی خطاهای رادیومتری و اتمسفری تصویرها دارد، استفاده می‌شود (رفیعی و همکاران، ۱۳۹۰). از آنجایی که همواره دگرسانی‌های گسترده و وسعت بیشتری نسبت به بخش اصلی کانی‌سازی در سطح زمین از خود نشان می‌دهند، شناسایی آن‌ها و همچنین تشخیص عوارض ساختاری زمین به کمک داده‌های ماهواره‌ای آسان‌تر و دقیق‌تر است. با توجه به تفاوت کارایی و توانایی انواع پردازش‌ها و همچنین وجود خطا و نوفه، لازم است که از چند روش مختلف برای پردازش داده‌ها استفاده شود. روش‌های بسیاری برای پردازش داده‌های ماهواره‌ای وجود دارند که در ادامه اصول روش‌های مورد استفاده در پژوهش حاضر، به اختصار توضیح داده می‌شوند.

ترکیب رنگی کاذب: استفاده از رنگ‌ها در تصویرهای ماهواره‌ای باعث به وجود آمدن درکی بهتر از گستره مورد تجسس می‌شود. به همین دلیل لازم است که سه طیف بانندی که عارضه‌های موردنظر در آن باندها بیشترین تابش را از خود نشان می‌دهند، شناسایی شوند و به هر یک، یکی از سه رنگ اصلی قرمز، سبز و آبی اختصاص داده شود.

روش کمترین مربعات رگرسیون شده: این روش فرض می‌کند که باندهای مورد استفاده به‌عنوان مقادیر ورودی، متغیرهای یک عبارت خطی است و مقادیر خروجی عبارت خطی به‌عنوان اطلاعات پیش‌بینی شده از مقادیر ورودی می‌باشند. این باند پیش‌بینی شده همان بانندی است که باید مطابق با معادله خطی باشد. کانی‌هایی که نسبت به یک باند خاص حساس هستند و اختلاف خوبی از نظر شاخص جذب و یا بازتاب در آن باند خاص نشان می‌دهند، با در نظر گرفتن تفاوت بین باندهای پیش‌بینی شده و باند مدل شده به‌عنوان یک تصویر نهایی محاسبه می‌شوند (Feizi and Mansouri, 2013).

همچنین در کانسار گچ دربر به‌عنوان مهم‌ترین پتانسیل معدنی گچ حاصل از عملیات دورسنجی پژوهش حاضر، فعالیت‌های اکتشافی متعددی صورت گرفته است. تهیه نقشه توپوگرافی-زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰، احداث جاده اکتشافی دسترسی به ماده معدنی با راستای تقریبی شرقی-غربی به طول ۶۵۰ متر (که خود در حکم یک ترانشه اکتشافی طولانی نیز می‌باشد)، حفر تعداد شش رشته ترانشه اکتشافی به‌طور کامل منظم نسبت به یکدیگر با راستای کم‌وبیش شمالی-جنوبی عمود بر امتداد تقریبی ماده معدنی با حجم کلی ۱۳۵/۶۱ مترمکعب توسط بیل مکانیکی، ایجاد سینه‌کار اکتشافی و حفر یک حلقه گمانه اکتشافی با عمق ۴۰ متر مهم‌ترین فعالیت‌های اکتشافی این کانسار هستند که اطلاعات همه آنها در دسترس می‌باشد. برای تهیه نقشه توپوگرافی-زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰ کانسار ابتدا توپوگرافی تمام سطح محدوده مورد مطالعه با استفاده از پهپاد به صورت هوایی برداشت شد. سپس نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰ کانسار از طریق شبکه‌بندی، بررسی میدانی واحدهای لیتولوژی گسترده و به کمک ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فرم‌هین تهیه شد و بر روی نقشه توپوگرافی گسترده، پیاده شد. در نهایت، تخمین ذخیره کانسار با روش کلاسیک خطوط تراز و به کمک نرم‌افزار Surfer صورت گرفت.

اصول پایه پیش‌پردازش و پردازش تصویرهای ماهواره‌ای

گام نخست در استفاده از تصویرهای ماهواره‌ای، انجام پیش‌پردازش‌های رادیومتری^۱ و هندسی^۲ تصویرهای خام است (رنجبر و معصومی، ۱۳۹۰). داده‌های ماهواره‌ای به دلایلی همانند ناهمواری‌های سطح زمین، وجود انحناء و چرخش آن، ارتفاع سنجنده، انحراف پانوراماتیک، ثابت نبودن سکوها و خطای مربوط به تجهیزات، دارای خطاهایی است که منجر به غیرواقعی بودن مختصات عوارض زمینی می‌شوند. تصحیح هندسی به‌منظور ایجاد تصویری در قالب یک شبکه تعیین‌شده جغرافیایی انجام می‌گیرد (آقاجانی و همکاران، ۱۳۸۵). تصحیح رادیومتری برای همانندسازی

1. Radiometric correction
2. Geometric correction
3. Histogram

مختصات (X, Y) و ارتفاع سطح پایینی ماده معدنی (Z_2) وارد می‌شود. ارتفاعات بالایی (Z_1) و پایینی (Z_2) ماده معدنی را می‌توان از روی نقشه توپوگرافی-زمین‌شناسی رسم شده یا اطلاعات کارهای اکتشافی انجام شده به دست آورد. همچنین مختصات نقاط حاشیه‌ای (حد و مرز ماده معدنی) در روی نقشه بدون داشتن ارتفاع، در یک فایل جداگانه وارد خواهد شد که به نام فایل تخلیه نامیده می‌شود. با ادغام این فایل با فایل‌هایی که پیشتر ایجاد شده‌اند، در واقع برای ماده معدنی، حد و مرزی تعریف می‌شود.

به طور کلی در نرم افزار Surfer سه روش برای محاسبه حجم وجود دارد. روش استفاده از قانون دوزنقه^۲، قانون سیمسون^۳، قانون $3/8$ سیمسون، و روش کندن و پرکردن^۴. این سه روش تحت عنوان تابع اولیه عددی و یا انتگرال گیری عددی شناخته می‌شوند (Thakur et al., 2023). فرمول‌های انتگرال گیری دوزنقه‌ای، سیمسون و $3/8$ سیمسون حالت‌های خاصی از فرمول انتگرال گیری نیوتن هستند. در تمام این روش‌ها هدف محاسبه یک انتگرال معین مطابق رابطه ۱ می‌باشد.

$$I = \int_a^b f(x) dx \quad \text{رابطه ۱}$$

هر یک از این روش‌ها جواب رابطه ۱ را به صورت رابطه ۲ تعریف می‌کند.

$$I = \int_a^b f(x) dx = F(X) + R(X) \quad \text{رابطه ۲}$$

که در این رابطه، $R(X)$ میزان خطای ناشی از تقریب خواهد بود. در تمام این روش‌ها برای انتگرال گیری عددی بین دو بازه مشخص، از فواصل عددی معین استفاده می‌شود. در روش دوزنقه سطح زیر یک منحنی محصور به دو فاصله مشخص با سطح یک دوزنقه، تقریب زده می‌شود، حال آنکه در روش سیمسون چنین سطحی را با سطح زیر یک منحنی، تقریب می‌زنند و خطای آن به مراتب کمتر از روش دوزنقه است. بنابراین دقت روش سیمسون از روش دوزنقه بیشتر خواهد بود. تفاوت روش سیمسون با روش

تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی: تجزیه مؤلفه‌های اصلی یک روش ریاضی است که امروزه در صنعت پردازش تصویر به شکل گسترده مورد استفاده قرار می‌گیرد؛ به گونه‌ای که تعدادی از باندهای طیفی همبسته را به تعداد کمتری از باندهای طیفی غیرهمبسته به نام اجزای اصلی تبدیل می‌کند (رفیعی و همکاران، ۱۳۹۰). در حقیقت این روش به منظور کاهش باندهای ورودی و به کار بردن باندهای شامل اطلاعات مهم‌تر استفاده می‌شود (کیانی و طباطبایی، ۱۳۹۶)، همچنین این روش ابزاری دقیق به منظور کاهش اثرات پوشش گیاهی و آشکار سازی پهنه‌های دگرسانی است. با این حال PCA، قادر به حذف اثرات توپوگرافی و جوی نیست (هدایت و طباطبایی، ۱۳۹۲).

بارسازی به روش نگاشت زاویه طیفی: بردار هندسی پیکسل‌ها در فضای n بعدی طیفی دارای بزرگی (طول) و زاویه اندازه‌گیری شده نسبت به محورهایی است که به عنوان سیستم مختصات در فضا تعریف شده‌اند. یک روش ساده ولی مناسب برای طیف خطی غیرترکیبی که هیچ مفهوم آماری ندارد، روش نگاشت زاویه طیفی است. شناسایی پیکسل‌ها در این روش تنها به واسطه اطلاعات زاویه‌ای است. بدین صورت که اگر به فرض دو باند طیفی در طبقه‌بندی وارد شود، فضایی دوبعدی به وجود آمده و ویژگی‌های طیفی همه توسط زاویه آن‌ها به نسبت محور افقی و یا عمودی، ویژه‌سازی می‌شود و طیف آن‌ها می‌تواند از هر زاویه طیفی موثر دیگر متمایز گردد (Girouard et al., 2004; Paola and Schowengerdt, 1997).

روش خطوط تراز محاسبه ذخیره با نرم افزار Surfer

اساس روش محاسبه ذخیره با استفاده از نرم افزار Surfer تعیین حجم ماده معدنی محصور بین دو مقطع افقی، مطابق تئوری روش خطوط تراز و سپس تعیین میزان ذخیره ماده معدنی می‌باشد. برای این منظور ابتدا بایستی داده‌های ورودی را پردازش کرد. در این راستا باید در نرم افزار Surfer دو فایل جداگانه ایجاد شود. در فایل اول مختصات (X, Y) و ارتفاع سطح بالایی ماده معدنی (Z_1) و در فایل دوم

1. Blank file
2. Trapezoidal
3. Simpson
4. Cut and Fill

است نتیجه‌ها اهمیت کمی داشته باشند؛ به‌ویژه وقتی که نتیجه‌ها نزدیک به صفر باشند. در این حال باید به نتایج حجم‌های کندن و پرکردن نیز توجه کرد تا یک ایده برای خطای نسبی حاصل شود. اختلاف حجم‌های کندن و پرکردن همواره خیلی نزدیک به روش دوزنقه است (Tutorial-Golden software, 2024).

بحث

پردازش تصویرهای ماهواره‌ای گستره مورد مطالعه

در پژوهش حاضر ابتدا از نسبت‌گیری باندی باندهای ۱، ۲، ۳، ۴، ۵ و ۸ نسبت به باند ۷ برای تشخیص کانسار ژیبس استفاده شد، اما با توجه به بزرگی گستره مورد بررسی، این روش کارایی چندانی نداشت. در گام به‌کارگیری روش ترکیب رنگی کاذب، از تفاوت در میزان بازتاب و جذب کانی ژیبس در باندهای مختلف استفاده شد. در سنجنده OLI لندست ۸ در خصوص کانی ژیبس (ماده معدنی گچ) بیشترین میزان جذب و بازتاب به ترتیب مربوط به باندهای شماره ۷ و ۲ می‌باشد. شکل ۳ نتایج حاصل از این مرحله از فرایند را نشان می‌دهد. مطابق این شکل با استفاده از روش ترکیب رنگی کاذب، تعداد ۱۷ پتانسیل گچ به‌صورت دوایر توخالی قرمز رنگ در گستره مورد مطالعه شناسایی شده است. همان‌گونه که بیان شد، روش PCA برای کاهش ابعاد داده‌های ورودی به کار می‌رود تا امکان از دست رفتن اطلاعات مفید کمینه شود، زیرا گاهی تنها اطلاعات خاصی از برخی باندهای طیفی مورد نیاز است و لازم نیست که تمامی باندها مورد تحلیل قرار گیرند. همچنین در هنگام کاهش باندهای ورودی، احتمال مشخص کردن یک مؤلفه اصلی معین برای کانی‌های خاص افزایش می‌یابد. نتیجه‌های تجزیه و تحلیل مؤلفه‌های اصلی سنجنده OLI در جدول ۱ آورده شده است. با توجه به داده‌های این جدول مشاهده می‌شود که PC4 منجر به حصول بهترین نتیجه می‌شود و تصویر حاصل از این پردازش نیز در شکل ۴ نشان داده شده است. در این شکل نیز دوایر توخالی قرمز رنگ نشان‌دهنده محدوده‌های امیدبخش دارای گچ هستند. برای داده‌های سنجنده OLI با روش LS-Fit، ترکیب

۳/۸ سیمسون در چگونگی انتخاب فواصل انتگرال‌گیری می‌باشد.

فرض کنید $x_n = b$ و $x_0 = a$ ، به‌ازای هر $0 \leq i \leq n$ ، $h = \frac{b-a}{n}$ ، $x_i = a + ih$ ، $\sum_{i=0}^n a(i)f(i)$ فرمول انتگرال‌گیری $n+1$ نقطه بسته نیوتن باشد، در این صورت فرمول انتگرال‌گیری بسته نیوتن به‌ازای $n=1$ (رابطه ۳) فرمول دوزنقه‌ای را ایجاد می‌کند.

$$\int_{x_0}^{x_1} f(x) dx = \frac{h}{2} [f(x_0) + f(x_1)] - \frac{h^3}{12} f''(\zeta),$$

رابطه ۳ $\zeta \in [x_0, x_1]$

فرمول انتگرال‌گیری نیوتن به‌ازای $n=2$ (رابطه ۴) فرمول سیمسون را تشکیل می‌دهد.

$$\int_{x_0}^{x_2} f(x) dx = \frac{h}{3} [f(x_0) + 4f(x_1) + f(x_2)] - \frac{h^5}{90}$$

رابطه ۴ $f^{(5)}(\zeta), \zeta \in [x_0, x_2]$

و فرمول انتگرال‌گیری بسته نیوتن به‌ازای $n=3$ (رابطه ۵) فرمول ۳/۸ سیمسون را به‌وجود می‌آورد.

$$\int_{x_0}^{x_3} f(x) dx = \frac{3h}{8} [f(x_0) + 3f(x_1) + 3f(x_2) + f(x_3)]$$

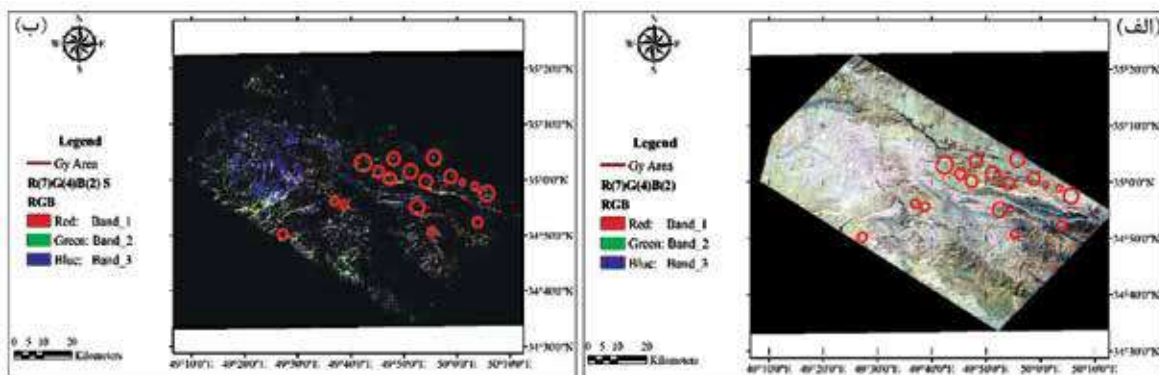
رابطه ۵ $-\frac{3h^5}{80} f^{(5)}(\zeta), \zeta \in [x_0, x_3]$

روش‌های انتگرال‌گیری عددی که اختصاصی به آن‌ها اشاره شد، به‌عنوان یک انتگرال سطح در نظر گرفته می‌شوند و یک بعدی هستند. حال آنکه برای محاسبه حجم، به انتگرال‌گیری عددی در دو بعد نیاز است.

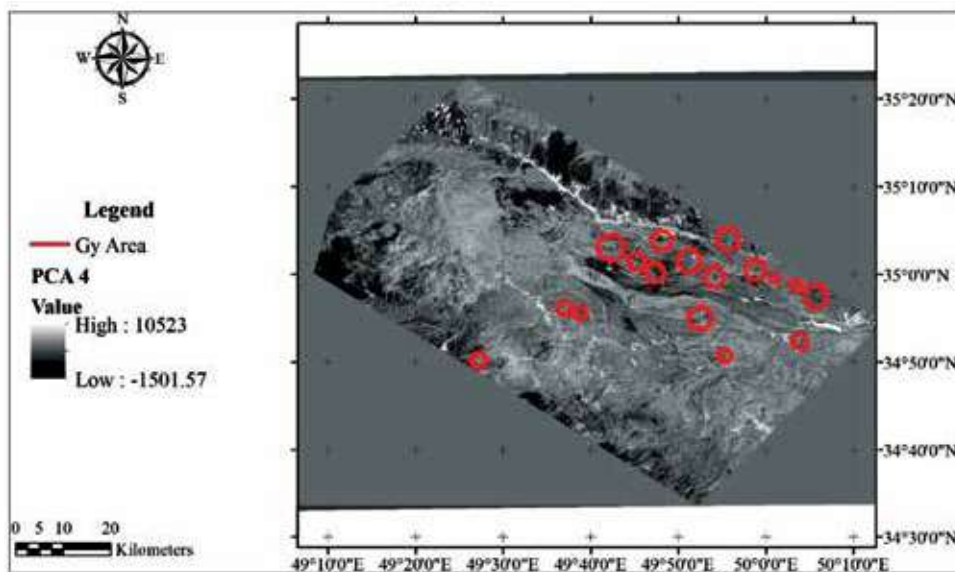
روش‌های محاسبه حجم بکار رفته در نرم‌افزار Surfer به‌عنوان یک انتگرال پشت‌سرهم در نظر گرفته می‌شوند که محاسبات، ابتدا در مسیر X و سپس در مسیر Y انجام می‌گیرند. برای تخمین میزان خطا می‌توان نتایج حاصل از سه روش را با یکدیگر مقایسه کرد. اگر سطح بالایی همواره بالای سطح زیرین باشد، نتایج همواره دست‌کم تا پنج یا شش رقم اعشار قابل قبول هستند. باوجوداین اگر سطح بالایی همواره بالای سطح زیرین باشد، ممکن

جدول ۱. بردارهای ویژه حاصل از تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی داده‌های سنجنده OLI در محدوده مورد مطالعه

	Band 3	Band 4	Band 5	Band 6
PC1	-0.408021	-0.458259	-0.532970	-0.582633
PC2	-0.434617	-0.262697	-0.317032	0.800992
PC3	0.459816	0.409660	-0.784452	0.073364
PC4	0.658176	-0.743752	0.008286	0.116481



شکل ۳. تصویرهای گستره مورد بررسی حاصل از سنجنده OLI با اعمال ترکیب رنگی کاذب، الف) (R(7)G(4)B(2)، ب) (R(7)G(4)B(2) Stretch




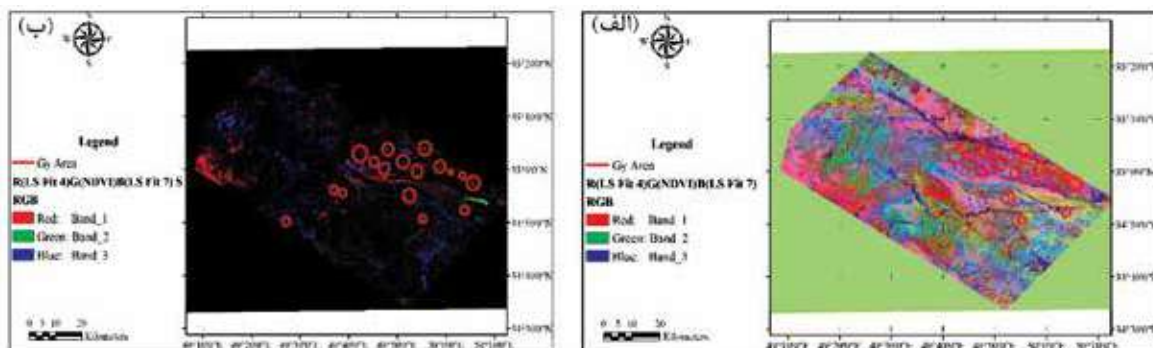
شکل ۴. تصویر داده‌های OLI ناحیه مورد مطالعه با PC4

ارزیابی و اعتبارسنجی نتایج دورسنجی

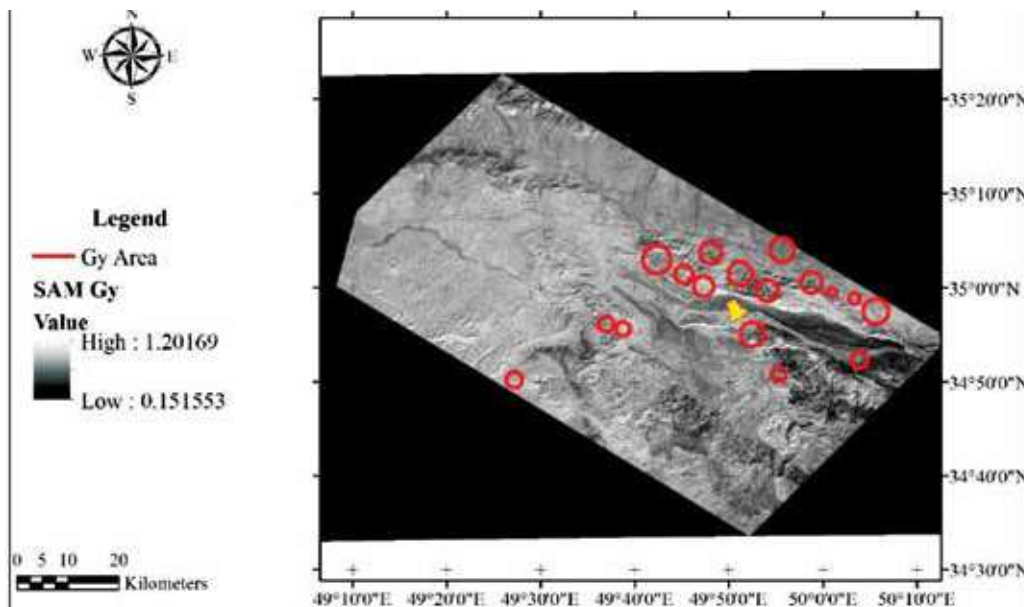
پس از انجام عملیات دورسنجی، اعمال پیش‌پردازش و پردازش‌های مناسب و شناسایی مناطق با پتانسیل بالای گچ (دوایر توخالی قرمز رنگ در شکل ۶)، به منظور ارزیابی و اعتبارسنجی نتایج، بازدیدهای میدانی از ناحیه شمال غرب تفرش صورت گرفت. بررسی‌های میدانی نشان داد که تعداد

رنگی (R(4)G(NDVI)B(7) نتیجه شده است. در شکل ۵ نواحی با رنگ‌های نارنجی و زرد، احتمال بالای کانی‌سازی ژئیس را نشان می‌دهند. با استفاده از داده‌های کتابخانه طیفی، داده‌های ناحیه مورد مطالعه با روش SAM مورد پردازش قرار گرفته که تصویر حاصل از آن در شکل ۶ آورده شده است.


۱۷ اندیس از نهشته‌های گچ به‌طور پراکنده در سطح این ناحیه وجود دارد. به‌ویژه در منطقه مشخص‌شده با دایره توخالی قرمز رنگ و نماد  بالای آن، پتانسیل معدنی قابل توجهی از گچ وجود دارد.

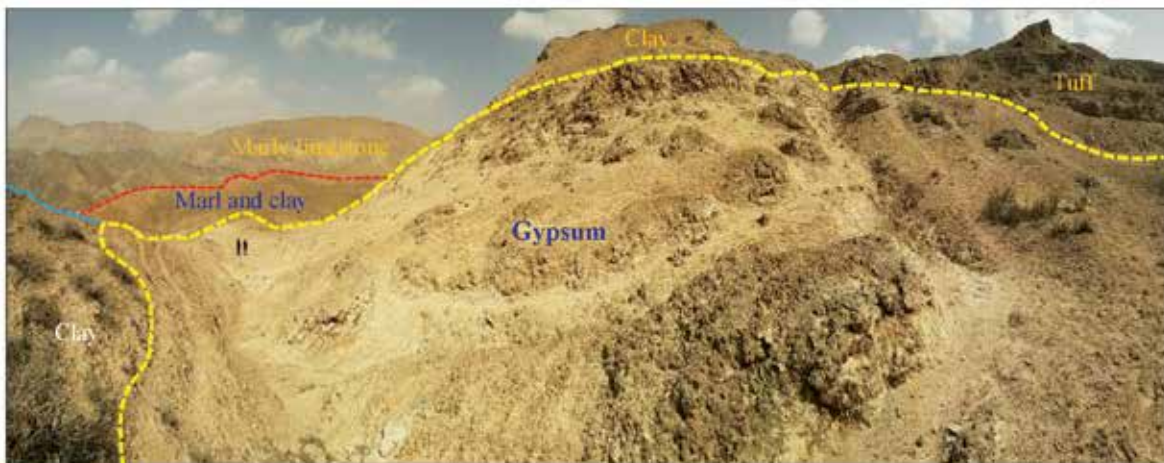


شکل ۵. ترکیب رنگی RGB(6,7,5) فیلتر LS-Fit داده‌های OLI ناحیه مورد مطالعه، الف) R(4)G(NDVI)B(7)، ب) R(4)G(NDVI)B(7) Stretch



شکل ۶. تصویر حاصل از به‌کارگیری روش SAM برای شناسایی پتانسیل‌های ژئوپس در ناحیه مورد مطالعه

در شکل ۷ نیز نمای نزدیک نهشته بالقوه معدنی گچ در محدوده مورد مطالعه (متناظر با دایره توخالی قرمز رنگ و نماد  بالای آن در شکل ۶) واقع در مجاورت روستای دربر نشان داده شده است. گچ این منطقه بیشتر از نوع توده‌ای است که در بعضی نقاط انواع گچ نودولار، رشته‌ای و بلورین نیز دیده می‌شود. به‌منظور تعیین دقیق پهنه گسترش سطحی و عمقی و میزان ذخیره کانسار، در این گستره عملیات اکتشاف تکمیلی صورت گرفت و نوع، درجه خلوص و کیفیت گچ کانسار نیز از طریق آزمایش‌های تجزیه شیمیایی و پخت، تعیین شد.



شکل ۷. نمایی نزدیک از نهشته بالقوه معدنی گچ دربر (دید به سمت شمال غرب)

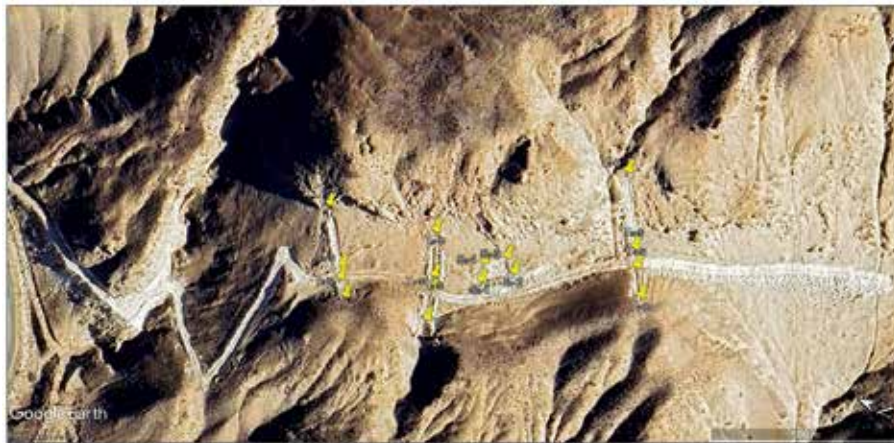
ساختار معدنی منطقه

غربی و عرض تقریبی ۱۰ متر در راستای شمالی-جنوبی ایجاد شده است (چهارضلعی S1S2S3S4 در شکل‌های ۸ و ۱۰). برای تعیین کیفیت سنگ گچ گستره، ترکیب شیمیایی سنگ‌های گستره، تشخیص نوع عناصر و درصد حضور کانی‌های سازنده سنگ، از ترانسه‌های مختلف و بخش‌های دارای پتانسیل معدنی، تعداد نه نمونه برداشت شده (شکل ۱۰) و تجزیه شیمیایی چندعنصری با روش‌های ذوب قلیایی^۱ و فلورسانس اشعه ایکس (XRF) در آزمایشگاه موسسه مطالعات معدنی زرآما و آزمایشگاه تحقیقاتی حسگر مواد صبا (HMS) بر روی آن‌ها صورت گرفته که نتیجه آن‌ها در جدول ۲ آورده شده است. با توجه به داده‌های این جدول مشاهده می‌شود که مجموع درصد ترکیبات SO_3 و CaO به عنوان یکی از مهم‌ترین معیارهای سنجش اولیه سنگ گچ، برای تمام نمونه‌های آزمایش شده از ۷۶ درصد بیشتر است؛ به عبارت دیگر درجه خلوص و کیفیت سنگ گچ گستره مورد مطالعه، تا اندازه‌ای مطلوب ارزیابی می‌شود. همچنین برای انجام آزمون مشخصات فنی و کاربردی، یک نمونه بزرگ در مقیاس صنعتی از محل سینه‌کار اکتشافی، برداشت شده و برای انجام آزمایش‌های تعیین ویژگی‌های کیفی سنگ و قابلیت پخت، در آزمایشگاه شرکت سیمان نیزار قم مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته است ($CaO=32.34\%$, $SO_3=44.27\%$) که نتیجه آن نیز مطلوب می‌باشد.

بخش با اهمیت از نظر وجود ماده معدنی در کانسار گچ دربر به صورت یک توده کم‌وبیش هم‌بعد (نمایش داده شده با خط ضخیم آبی‌رنگ بر روی شکل ۲) است و حدود ۳۵ درصد از کل سطح گستره مورد مطالعه (نهضلعی غیرمنتظم ثبت‌شده برای انجام عملیات اکتشاف) را ماده معدنی گچ تشکیل می‌دهد. البته کیفیت گچ در تمام بخش‌ها به طور کامل یکسان نیست. در واقع در بخش‌های جنوبی و غربی گستره، تپه‌ماهورهای رسی، مارنی، توفی و آهکی وجود دارند که در آن‌ها هرگز ماده معدنی وجود ندارد و در بخش شمالی گستره نیز کیفیت ماده معدنی به دلیل اختلاط با رس‌ها و آهک‌ها، بسیار پایین است.

ترانسه‌های اکتشافی در بخش پرتانسیل ماده معدنی و در طرفین جاده دسترسی به ماده معدنی، ایجاد شده و از شرق به غرب به ترتیب با شماره‌های ۱ تا ۶ و به نام‌های T_1 تا T_6 نام‌گذاری شده‌اند. در شکل ۸ نمایی از جاده دسترسی، محل سینه‌کار و موقعیت ترانسه‌های اکتشافی ایجادشده، بر روی تصویر هوایی Google Earth سطح منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. در این شکل موقعیت ابتدا و انتهای ترانسه‌ها با نماد زردرنگ مشخص شده‌اند. در شکل ۹ نیز تصویر برخی از این ترانسه‌ها نمایش داده شده است. در بخش نزدیک به مرکزی نیمه شمالی کانسار و بر روی بخش مستعد معدنی، یک سینه‌کار اکتشافی به نسبت کوچک به طول حدود ۱۸ متر در راستای شرقی-

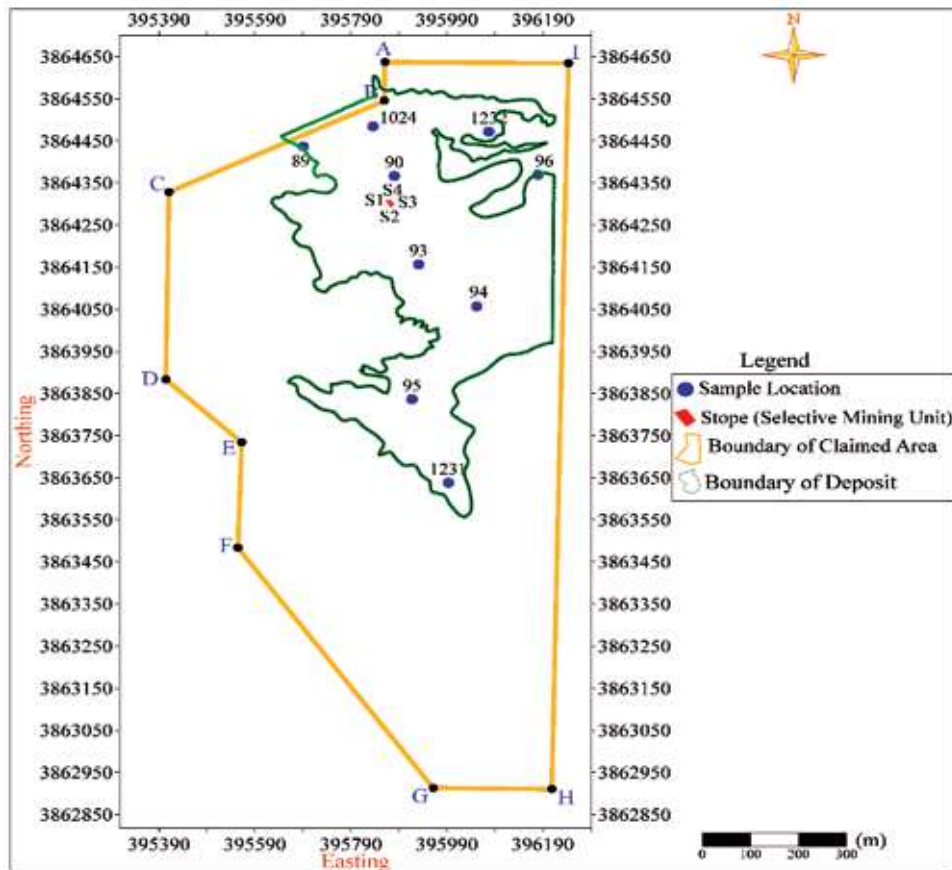
1. Alkaline Fusion



شکل ۸. جاده دسترسی، سینه‌کار و ترانشه‌های اکتشافی ایجاد شده در کانسار گچ دربر روی تصویر Google Earth



شکل ۹. تصویر برخی از ترانشه‌های اکتشافی ایجاد شده در منطقه، الف) ترانشه‌های T1 و T2 در یک قاب (دید به سمت جنوب)، ب) نمای کلی ترانشه T4 (دید به سمت جنوب)، ج) نمایی از ترانشه T6 (دید به سمت شمال)



شکل ۱۰. موقعیت نمونه‌های برداشت شده از کانسار و سینه کار اکتشافی احداث شده در گستره مورد مطالعه

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی تعداد نه نمونه برداشت شده از منطقه مورد مطالعه

Sample	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	MnO (%)	BaO (%)	SO ₃ (%)	Sr (%)	LOI (%)
۸۹	۰/۹۴	۰/۲۴	<	۰/۰۸	۳۲/۱۳	۰/۰۸	<	<	<	۴۵/۸۸	>	۲۰/۶۵
۹۰	۲/۶۳	۰/۵۵	۰/۰۶	۰/۰۷	۳۱/۳۸	۰/۲۲	<	۰/۰۵	<	۴۴/۸	۰/۰۷	۲۰/۱۷
۹۳	۰/۷۲	۰/۱۷	<	۰/۱۶	۳۲/۱۵	۰/۰۶	<	<	<	۴۵/۸۹	۰/۱۹	۲۰/۶۶
۹۴	۰/۴۶	۰/۱	<	۰/۱۱	۳۲/۲۵	۰/۰۶	<	<	<	۴۶/۰۵	۰/۲۴	۲۰/۷۳
۹۵	۰/۵۲	۰/۰۸	<	۰/۰۶	۳۲/۲۵	۰/۰۹	<	<	<	۴۶/۰۴	۰/۲۴	۲۰/۷۲
۹۶	۰/۳۵	<	<	<	۳۲/۴۲	<	<	<	<	۴۶/۲۹	۰/۱	۲۰/۸۴
۱۰۲۴	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۳	۳۲/۱۳	<۰/۰۱	<۰/۰۱	N	N	۴۵/۸	N	۲۱/۹
۱۲۳۱	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۴	۳۲/۳۰	۰/۰۲	۰/۰۱	-	-	۴۶/۳۳	-	۲۰/۸۵
۱۲۳۲	۰/۲۵	۰/۳۱	۰/۰۹	۰/۳۵	۳۲/۷۶	<۰/۰۱	<۰/۰۱	-	-	۴۴/۹۲	-	۲۱/۳

جغرافیایی ۳۸۶۴۲۶۰ متر حفاری شده است. براساس نتایج حاصل از حفر این گمانه متوسط ضخامت ماده معدنی کانسار در سطح گستره دارای پتانسیل معدنی، حدود ۳۰ متر تخمین زده می‌شود. در شکل ۱۱ موقعیت دهانه این گمانه اکتشافی و چندتکه از مغزه‌های حاصل از حفاری نشان داده شده است.

به منظور دستیابی به اطلاعات اکتشافی در اعماق و تعیین میزان ضخامت ماده معدنی در گستره، نیاز به حفر گمانه اکتشافی عمیق می‌باشد. برای این منظور یک حلقه گمانه اکتشافی قائم با قطر ۱۰ سانتی‌متر و عمق حدود ۴۰ متر در موقعیت مناسب دارای پتانسیل معدنی و در بخش مرتفع از منطقه با طول جغرافیایی ۳۹۵۸۵۰ متر و عرض



شکل ۱۱. موقعیت دهانه گمانه اکتشافی و چندتکه از مغزه‌های حاصل از حفاری

انتخاب روش محاسبه ذخیره کانسار گچ دربر

میان روش‌های مختلف محاسبه ذخیره، روش کلاسیک خطوط تراز (منحنی‌های میزان)، مناسب‌تر است. این کار با استفاده از نرم‌افزار Surfer صورت گرفت. میزان چگالی ماده معدنی نیز براساس آزمایش‌های فیزیکی انجام شده بر روی دو نمونه سنگ، به‌طور متوسط برابر با ۱/۹۲ گرم بر سانتی‌متر مکعب منظور شد.

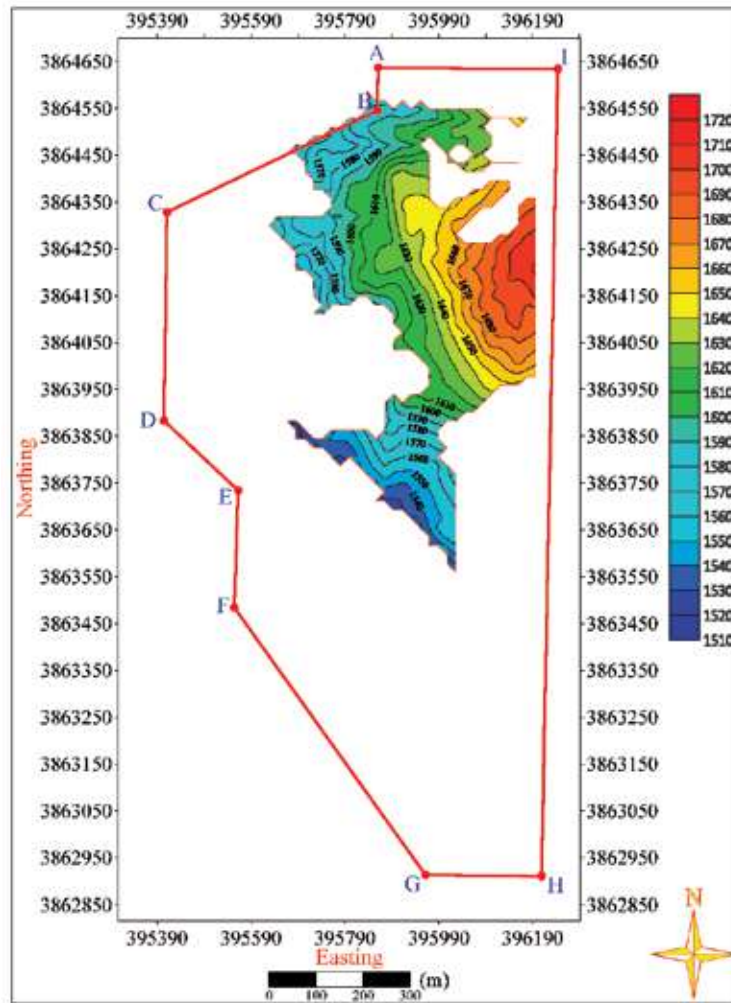
مدل‌سازی و تخمین ذخیره کانسار گچ دربر

برای محاسبه ذخیره ماده معدنی در گستره، سطح بالایی ماده معدنی، توپوگرافی سطح زمین (با کسر یک متر نخست سطحی به‌عنوان قشر هوازده سطحی) و سطح پایینی آن یک سطح افقی با ارتفاع ۱۵۱۲ متر منظور شد. درون‌یابی سطح بالایی ماده معدنی نیز توسط یک شبکه مربعی با سلول‌هایی به‌ابعاد حدود ۱۹×۱۹ متر با استفاده از الگوریتم عکس مجذور فاصله انجام شد. حد و مرز نهایی ماده معدنی در سطح گستره هم براساس بازدیدهای صحرایی از منطقه تعیین شد (خط ضخیم آبی‌رنگ بر روی شکل ۲).

در شکل ۱۲ نیز نقشه توپوگرافی سطح بالایی ماده معدنی در کانسار گچ دربر رسم شده است. در واقع ذخیره ماده معدنی بین این سطح و یک سطح افقی پایینی، محصور است. ذخیره برجای ماده معدنی در بخش شمال شرق گستره متمرکز می‌باشد. در شکل ۱۳ نقشه دوبعدی حد و مرز ماده معدنی و مدل سه‌بعدی (جامد) ذخیره برجای گستره مورد مطالعه نشان داده شده است. البته به دلیل وجود

هر کانسار دارای ویژگی‌هایی مانند عیار، ضخامت، عمق و مانند آن‌ها است که در حقیقت توسط آن‌ها تعریف می‌شود. شناخت کامل یک کانسار، مستلزم انجام یک سری عملیات پردازشی و مدل‌سازی داده‌های اکتشافی است (عطائی‌پور، ۱۳۹۸؛ Erickson, 1992). مدل‌سازی کمی کانسارها کمک زیادی به شناخت کامل‌تر توده‌های کانساری، ساختار آن‌ها، نحوه جهت‌یافتگی و گسترش فضایی آن‌ها و در نتیجه تخمین درست میزان ذخیره می‌کند (Jones et al., 2019; Haldar, 2018; Revuelta, 2018, 2017). این کار به‌دلیل پیچیدگی‌های موجود، زمان‌بر بودن و مشکل بودن محاسبات مربوطه، با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی، دقیق‌تر و سریع‌تر انجام می‌شود. محاسبه ذخیره کانسار با روش‌های مختلفی انجام می‌شود و انتخاب روش محاسبه ذخیره، تابع وضعیت ماده معدنی و مشخصات کارهای اکتشافی است (حسنی‌پاک، ۱۳۷۷؛ مدنی، ۱۳۷۶؛ Dimitrakopoulos, 2020; Annels, 2012). نکته مهم و قابل توجه در مورد محاسبه ذخیره معدنی آن است که چون در اغلب موارد اکتشاف کانسار براساس اطلاعات اکتشافی کم صورت می‌گیرد و شرایط زمین‌شناسی در تمام گستره نیز یکسان نمی‌باشد و دارای پیچیدگی و تغییرات است، بنابراین ذخیره محاسبه‌شده همواره با مقداری خطا توأم می‌باشد (احمدی، ۱۳۹۹). براساس نوع و وضعیت ماده معدنی، میزان و نوع کارهای اکتشافی انجام شده و اطلاعات اکتشافی موجود، برای محاسبه ذخیره کانسار گچ دربر از

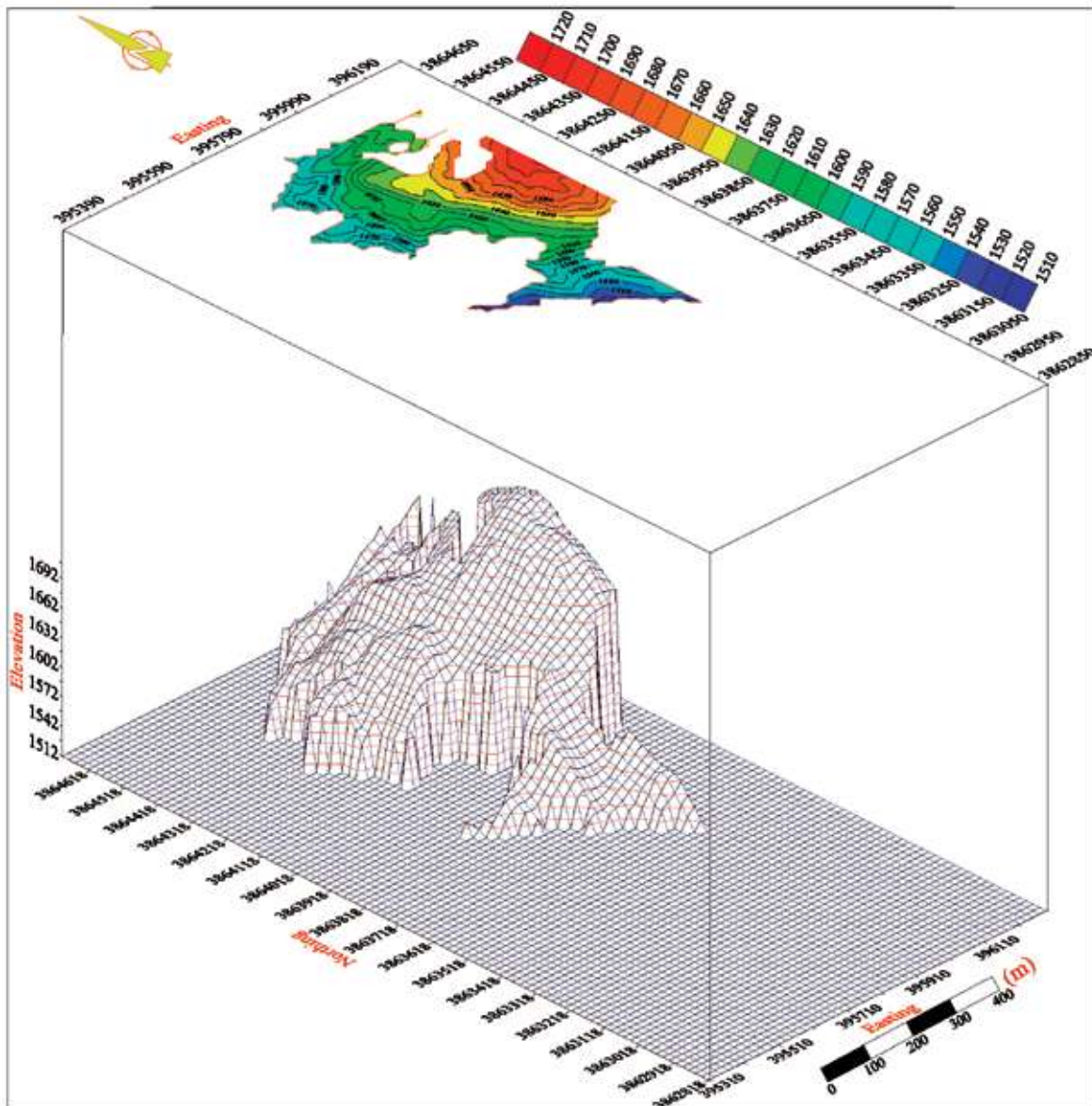
ناخالصی‌ها و باطله‌های درون این بخش از کانسار و در نتیجه اختلاط ماده معدنی با باطله تنها ۱۰ درصد از آن به عنوان ذخیره قابل استخراج منظور می‌شود. نتایج محاسبه ذخیره قطعی برجای ماده معدنی گستره مورد مطالعه با این روش هم در جدول ۳ خلاصه شده است. براساس محاسبات صورت گرفته، میزان ذخیره برجای کانسار گچ دربر، حدود ۵۹۸۲۶۱۰ تن (میانگین نتایج محاسبه ذخیره با استفاده از چهار روش جدول ۳) برآورد شد که میزان ذخیره قابل توجهی می‌باشد.



شکل ۱۲. نقشه توپوگرافی سطح بالایی ماده معدنی در کانسار گچ دربر

جدول ۳. نتایج محاسبه ذخیره برجای پهنه اکتشافی به کمک نرم‌افزار Surfer

میزان ذخیره برجای ماده معدنی (تن)	میزان حجم ماده معدنی برجا (متر مکعب)	پارامتر اندازه‌گیری روش تعیین حجم
۵۹۵۵۸۸۹/۷۵۱	۳۱۰۲۰۲۵/۹۱۲	قانون دوزنقه
۶۰۱۲۲۴۶/۷۶۲	۳۱۳۱۳۷۸/۵۲۲	قانون سیمسون
۶۰۰۶۴۱۴/۱۴۸	۳۱۲۸۳۴۰/۷۰۲	قانون ۳/۸ سیمسون
۵۹۵۵۸۸۹/۷۵۱	۳۱۰۲۰۲۵/۹۱۲	کندن و پرکردن



شکل ۱۳. نقشه دوبعدی حد و مرز ماده معدنی و مدل سه‌بعدی ذخیره برجای منطقه مورد مطالعه

مطالعات پیش‌امکان‌سنجی کانسار گچ دربر

مواد مصرفی، نیروی کار و غیره)، نزدیکی به جاده‌های آسفالته اصلی اراک-تفرش، تفرش-محلات، تفرش-آشتیان و در نتیجه امکان حمل و نقل ماده معدنی، امکان فعالیت معدنکاری در طی ۹ ماه از طول سال، کاربری ماده معدنی در بازار مصرف، نیاز روزافزون و میزان تقاضای زیاد محصول، وسعت زیاد کانسار، ضخامت مطلوب ماده معدنی (متوسط ۳۰ متر)، میزان ذخیره تخمینی بالای ماده معدنی، کیفیت مطلوب ماده معدنی، امکان فعالیت معدنکاری روباز

ازجمله مهم‌ترین عوامل موثر در ارتباط با اقتصادی بودن کانسارهای غیرفلزی همانند سنگ گچ، کمیت و کیفیت ماده معدنی، تجهیزات استخراج، شرایط دسترسی به معدن، شرایط آب‌وهوایی، حمل‌ونقل محصول و تمرکز منطقه‌ای جهت شناخت و رجوع متقاضیان خرید محصول می‌باشد. با توجه به موقعیت مکانی مناسب و توسعه‌یافتگی اقتصادی و اجتماعی گستره (نزدیکی به شهرهای تفرش، آشتیان و محلات و در نتیجه امکان دسترسی به امکانات،

اختلاف چشم‌گیر میزان جذب و بازتاب کانی ژئیس در باندهای به ترتیب ۷ و ۲ ماهواره لندست ۸ است. علاوه بر این، برای افزایش دقت و اطمینان از نتیجه‌های به دست آمده، پردازش‌های مناسب دیگری نیز بر روی تصویرها صورت گرفت. نتایج حاصل از این فرآیند منجر به شناسایی تعداد ۱۷ پهنه با پتانسیل گچ به صورت پراکنده در سطح ناحیه مورد مطالعه شد که پس از بررسی‌های میدانی، یک پهنه به عنوان پتانسیل معدنی با ارزش در مجاورت روستای دربر به نام کانسار گچ دربر انتخاب شد. برای شناخت کامل از نظر شکل هندسی، اندازه و ابعاد، نحوه گسترش فضایی، گسترش عمقی، کیفیت ماده معدنی، میزان ذخیره، اقتصادی بودن و در عین حال تامین هزینه‌های عملیات اکتشاف، مراحل اکتشافی بر روی کانسار گچ دربر صورت گرفت.

نتایج حاصل از فعالیت‌های اکتشافی و مدل‌سازی کانسار گچ دربر نشان می‌دهد که کیفیت سنگ گچ این پهنه با مجموع درصد ترکیبات SO_3 و CaO بیش از ۷۶ درصد برای تمام نمونه‌های آزمایش شده، تا اندازه‌ای مطلوب است. همچنین نتیجه آزمون بازاریابی و کاربردی از طریق انجام آزمایش‌های تعیین ویژگی‌های کیفی سنگ و قابلیت پخت، توسط کارخانه سیمان نيزار قم بر روی یک نمونه بزرگ در مقیاس صنعتی، مطلوب ارزیابی شد. بر پایه مدل‌سازی و تخمین ذخیره کانسار گچ دربر به روش کلاسیک خطوط تراز به کمک نرم‌افزار Surfer میزان ذخیره بر جای کانسار، حدود ۵۹۸۲۶۱۰ تن برآورد شد که میزان ذخیره قابل توجهی می‌باشد.

علاوه بر این، مطالعات اولیه طرح توجیه فنی و اقتصادی برای کانسار گچ دربر انجام شد. با توجه به ارزیابی مثبت مطالعات پیش‌امکان‌سنجی، پیشنهاد می‌شود که با جذب سرمایه‌گذاری، یک کارخانه گچ در موقعیتی مناسب و در نزدیکی کانسار، احداث شود و محصول در محل تولید شود تا هزینه‌های به نسبت بالای حمل و نقل ماده معدنی کاهش یابد. در حال حاضر هزینه حمل هر تن محصول از محل کانسار تا محل مصرف (کارخانه سیمان نيزار قم) با مسافت ۱۴۵ کیلومتر، حدود ۳۰۰۰۰۰۰ ریال (معادل سیصد هزار تومان) است.

به صورت پلکانی مستقیم با ایجاد سه پله استخراجی هر کدام با ارتفاع ۱۰ متر و تولید حدود ۹۶۰۰۰ تن محصول با کیفیت در طول یک سال، شرایط آن مطلوب ارزیابی می‌شود. همچنین متوسط قیمت روز فروش هر تن محصول (کلوخه یا سنگ گچ) تولیدی در سر معدن، ۷۰۰۰۰۰ ریال (معادل هفتاد هزار تومان) و در محل مصرف (درب کارخانه سیمان نيزار قم) حدود ۱۶۰۰۰۰۰ ریال (معادل یکصد و شصت هزار تومان)، هزینه استخراج یا تولید روز هر تن محصول (شامل هزینه‌های انفجار برابر با ۸۰۰۰۰ ریال، بارگیری به وسیله بیل مکانیکی برابر با ۳۹۰۰۰۰ ریال، هزینه‌های جانبی و متفرقه شامل سوخت گازوئیل، روغن موتور، پرسنلی و غیره مساوی با ۹۰۰۰۰ ریال) برابر با ۵۶۰۰۰۰۰ ریال (معادل پنجاه و شش هزار تومان) است. در حقیقت به طور متوسط میزان قیمت خالص فروش روز هر تن محصول سر معدن دست کم حدود ۱۴۰۰۰۰ ریال (معادل چهارده هزار تومان) می‌باشد.

بر اساس نتایج فعالیت‌های اکتشافی انجام شده و با در نظر گرفتن همه شرایط از جمله موقعیت جغرافیایی، وضعیت زمین‌شناسی، نوع و کیفیت ماده معدنی، میزان ذخیره، گسترش جانبی و عمقی کانسار، وضعیت دسترسی به ماده معدنی، میزان فاصله تا جاده‌های اصلی و محل مصرف، میزان تقاضای زیاد محصول، امکان تامین نیروی انسانی مورد نیاز و روش استخراج آسان، انجام فعالیت معدنکاری در این کانسار دارای توجیه فنی و اقتصادی می‌باشد.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش پتانسیل‌یابی ماده معدنی گچ در ناحیه شمال غرب تفرش در گستره وسیع با استفاده از تصویرهای سنجنده OLI ماهواره لندست ۸ صورت گرفت. تعیین موقعیت معادن فعال گچ بر روی نقشه زمین‌شناسی و بررسی پاسخ آنها در عملیات دورسنجی، ملاک و معیاری برای شناسایی و تشخیص پتانسیل‌های گچ ناشناخته در گستره مورد مطالعه بود. شاخص‌ترین ویژگی پهنه‌های گچ‌دار در عملیات سنجش از دور، رنگ آبی فیروزه‌ای منحصربه‌فردی است که می‌تواند با روش پردازش ترکیب رنگی کاذب، با درصد اطمینان بالایی مشخص شود. دلیل این موضوع

منابع

- احمدی، ر. و سلطانهلی، م.، ۱۴۰۲. شناسایی و تعیین محل کانسارهای خاک‌زرد (لیمونیت) در سطح استان مرکزی به کمک تحلیل و پردازش داده‌های ماهواره‌ای، چهارمین کنفرانس ملی داده‌کاوی در علوم زمین، دانشگاه صنعتی اراک، اراک، ایران.
- احمدی، ر. و قره‌شیخ‌بیات، ع.، ۱۴۰۰. تلفیق روش‌های سنجش از دور و مغناطیس‌سنجی به منظور اکتشاف کانسار آهن در گستره مراغ بندرچارک، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۵، ۵۹، ۴۹-۶۷.
- احمدی، ر.، ۱۳۹۹. مقایسه نتایج روش‌های زمین‌آماری خطی و غیرخطی در مدلسازی و ارزیابی ذخیره کانسار مس نارباغی شمالی ساوه، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۴، ۵۶، ۴۳-۵۹.
- آقاجانی، ح.، تاجیک، م. و احمدی، ج.، ۱۳۸۵. شناسایی مناطق امیدبخش معدنی منطقه جبال بارز (محدوده شهرهای جیرفت-یم) با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای، دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۸۶.
- حسنی‌پاک، ع.ا.، ۱۳۷۷. زمین‌آمار (ژئواستاتیک)، انتشارات دانشگاه تهران، ۳۱۴.
- رفیعی، ی.، علوی‌پناه، س.، ملک‌محمدی، ب.، رضانی‌مهربان، م. و نصیری، ح.، ۱۳۹۰. تهیه نقشه‌های پوشش اراضی به کمک سنجش از دور با استفاده از خوارزمیک درخت تصمیم‌گیری (مطالعه موردی: پارک ملی و پناهگاه حیات وحش بختگان)، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، ۹۳-۱۱۰.
- رنجبر، ح.ا. و معصومی، ف.ا.، ۱۳۹۰. نقشه‌برداری مناطق دگرسانی شده با استفاده از تصویرهای سنجنده‌های استر و ETM در نیمه شمالی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بافت، علوم زمین، ۷۹، ۱۲۱-۱۲۸.
- عطائی‌پور، م.، ۱۳۹۸. مبانی مدل‌سازی دوبعدی ذخائر معدنی، انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر، ۳۲۶.
- کیانی، ا. و طباطبایی، س.ح.، ۱۳۹۶. شناسایی مناطق آلتراسیون مرتبط با کائولن در اطراف معدن کوه لخت، اصفهان، کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین.
- مدنی، ح.، ۱۳۷۶. اصول پی‌جویی، اکتشاف و ارزیابی ذخایر معدنی. انتشارات خانه فرهنگ، ۸۱۶.
- هدایت، ب. و طباطبایی، س.ح.، ۱۳۹۲. شناسایی و تعیین آلتراسیون‌های منطقه اکتشافی کانسار طلای ساری‌گونی در استان کردستان با استفاده از داده‌های ماهواره استر، اولین کنفرانس ملی مهندسی اکتشاف منابع زیرزمینی.
- Adiri, Z., Lhissou, R., Harti, A.E., Jellouli, A. and Chakouri, M., 2020. Recent advances in the use of public domain satellite imagery for mineral exploration: A review of Landsat-8 and Sentinel-2 applications. *Ore Geology Reviews*, 117, 103. 10.1016/j.oregeorev.2020.103332.
- Annels, A.E., 2012. *Mineral deposit evaluation: A practical approach*. Springer Science and Business Media, Springer Netherlands, 436.
- Dimitrakopoulos, R., 2020. *Ore Reserve Estimation and Strategic Mine Planning: Stochastic Models and Optimizations with Case Studies*, Springer-Verlag New York Inc., 325.
- Donoghue, M.O., 2006. *Gems*, Sixth edition, Elsevier, 378.
- Erickson, Jr.A.J., 1992. Geological interpretation, modeling and representation. In: H. Hartman (Editor), *SME Mining Engineering Handbook*. SME-AIME, New York, 333-343.
- Feizi, F. and Mansouri, E. 2013. Introducing the iron potential zones using remote sensing studies in South of Qom Province, Iran. *Open Journal of Geology*.
- Girouard, G., Bannari, A., El Harti, A. and Desorchers, A., 2004. Validated Spectral Angle Mapper Algorithm Geological Mapping: Comparative Study Between Quichbird and Landsat-Tm, *Isprs Conferences*, Istanbul.
- Haldar, S.K., 2018. *Mineral Exploration: Principles and Applications*, Second Edition, Elsevier Inc., 360.
- Jones, O., Aspandiar, M.F., Dugdale, A. and Smith, B., 2019. *The Business of Mining: Mineral Deposits, Exploration and Ore-Reserve*

Estimation. London, CRC press, 194.

- Khan, A., Faisal, S., Shafique, M., Khan, S. and Bacha, A.S., 2020. ASTER-based remote sensing investigation of gypsum in the Kohat Plateau, north Pakistan. *Carbonates and Evaporates*, 35(1), 1-13.
- Paola, J.D. and Schowengerdt, R.A., 1997. The effect of neural-network structure on a multispectral land-use/land-cover classification. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 63(5), 535-544.
- Revuelta, M.B., 2017. *Mineral Resources: From exploration to sustainability assessment*. Springer International Publishing, Switzerland, 653.
- Revuelta, M.B., 2018. *Mineral Deposits: Types and Geology*. In: *Mineral Resources*, Springer, Cham, 71.
- Sabins Jr, F.F., 1987. *Remote sensing principles and interpretation*. WH Freeman and company.
- Shuai, S., Zhang, Z., Lv, X.B. and Hao, L., 2022. Assessment of new spectral indices and multi-seasonal ASTER data for gypsum mapping. *Carbonates and Evaporites*, 37 (2), 1.
- Thakur, B.R., Kishan, H., Ujjainkar, G., Gupta, V.K., 2023. *Numerical methods and scientific computation*, Ram Prasad Publications, 296.
- Tutorial-Golden software, 2024. www.goldensoftware.com/surfer27
- Yilmaz, I., Marschalko, M. and Bednarik, M., 2011. Gypsum collapse hazards and importance of hazard mapping. *Carbonates and Evaporites*, 26(2), 193-209.

همبستگی کاذب و خاصیت بسته بودن داده‌های ترکیبی در علوم زمین

حمید قربانی^(۱)

۱. استادیار گروه آمار، دانشکده علوم ریاضی، دانشگاه کاشان

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۲/۲۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۵/۲۷

چکیده

داده‌های ترکیبی که همواره نتیجه اندازه‌گیری‌ها در علوم زمین هستند، خاصیت مهمی به نام بسته بودن دارند. پژوهشگرانی که بدون توجه به این خاصیت، از روش‌های متداول آماری با اعمال تبدیل لگاریتمی برای تعدیل چولگی و یا نرمال کردن داده‌ها استفاده می‌کنند در واقع وجود همبستگی کاذب در داده‌های ترکیبی را نادیده می‌گیرند که این باعث نتایج آماری نادرست می‌شود. در این پژوهش بعد از معرفی داده‌های ترکیبی و خاصیت بسته بودن آنها، تبدیل‌هایی برای باز کردن سیستم بسته داده‌ها معرفی شده‌اند. این تبدیل‌ها عبارت‌اند از تبدیل نسبت لگاریتمی جمعی، تبدیل نسبت لگاریتمی مرکزی شده و تبدیل نسبت لگاریتمی ایزومتریک که همگی برحسب لگاریتم نسبت‌ها تعریف می‌شوند. بعد از معرفی و برشمردن مزایا و معایب این تبدیل‌ها نسبت به همدیگر، یکی از آنها به نام تبدیل clr روی یک مجموعه داده مربوط به آنالیز شیمیایی خاک اعمال شده است. علاوه بر نتایج اعمال تحلیل خوشه‌ای بر داده‌های تبدیل شده با استفاده از ماتریس ضرایب همبستگی اسپیرمن به عنوان ماتریس فاصله مورد بررسی قرار گرفته است. همچنین تأثیر اعمال تبدیل clr بر حذف همبستگی کاذب، تعدیل چولگی و نقاط پرت در داده‌ها با کمک برخی نمودارهای آماری و با استفاده از نرم‌افزار آماری R بررسی شده است.

واژه‌های کلیدی: داده‌های ترکیبی و خاصیت بسته بودن آنها، تبدیل‌های لگاریتمی نسبتی، روش‌های آماری استوار، همبستگی کاذب.

مقدمه

به‌جای اطلاعات مطلق، اطلاعات نسبی را در اختیار داریم. به‌عنوان مثال، اگر تمام عناصر شیمیایی موجود در یک نمونه از خاک از نظر عیار به‌طور کامل تجزیه و تحلیل شوند، مجموع این عیارها در هر نمونه برابر 10^6 mg/kg می‌شود. واضح است که یک مجموعه داده، تنها زمانی می‌تواند ترکیبی باشد

در علم آمار، داده‌های ترکیبی^۱ بخش‌هایی از یک کل را توصیف می‌کنند و به‌صورت بردارهایی از مقادیر نسبت، درصد، عیار یا فراوانی ثبت می‌شوند. در واقع این نوع داده‌ها شامل مشاهدات چند متغیره با مقادیر مثبت هستند که مجموع آنها یک مقدار ثابت است، یعنی برای تحلیل اطلاعات

1. Compositional data

* نویسنده مرتبط: hamidghorbani@kashanu.ac.ir

زمین‌شناسان متوجه همبستگی کاذب در داده‌های ترکیبی شدند (Chayes, 1960). هر چند بحث درباره این نوع همبستگی بارها در متون آماری مورد توجه قرار گرفته است (Pendleton et al., 1983) با وجود این در طول سال‌ها این خطرات، بیشتر فراموش و یا نادیده گرفته شده‌اند، تا اینکه اولین بار توسط ایتچیسون (Aitchison, 1986) برای تحلیل آماری داده‌های ترکیبی نظریه‌پردازی شد.

داده‌های زمین‌شناسی به‌طور معمول دارای مقادیر گمشده هستند، نقاط پرت دارند و از توزیع نرمال پیروی نمی‌کنند (حیدریان دهکردی و همکاران، ۱۳۹۶؛ محمدی‌اصل و همکاران، ۱۳۹۹؛ حسین‌پور نجاتی و همکاران، ۱۴۰۰). در این پژوهش خاصیت دیگری از این داده‌ها معرفی شده که به آن خاصیت بسته بودن گفته می‌شود که باعث ایجاد همبستگی کاذب در داده‌ها می‌شود. بسیار دیده می‌شود پژوهشگران، برای کاهش چولگی و نرمال کردن داده‌ها، ابتدا یک تبدیل لگاریتمی روی داده‌ها اعمال و در ادامه از روش‌های متداول آماری برای تحلیل داده‌ها استفاده می‌کنند. در این پژوهش روی این نکته تاکید شده است که داده‌های زمین‌شناسی دارای خاصیت بسته بودن هستند که باعث مشکلی به نام همبستگی کاذب در داده‌ها می‌شود. با اعمال تبدیل لگاریتمی، خاصیت بسته بودن داده‌ها و در نتیجه همبستگی کاذب برطرف نشده و باعث نتایج آماری غیرقابل قبول می‌گردد. در این پژوهش، تبدیل‌های نسبت لگاریتمی معرفی می‌شوند که اعمال آنها باعث باز شدن سیستم داده‌ها و رفع مشکل همبستگی کاذب و در نتیجه تحلیل‌های آماری صحیح می‌شود.

همبستگی کاذب و علیت

ضریب همبستگی پیرسون یک شاخص است که اطلاعاتی در مورد رابطه خطی یا یکنواخت بین دو متغیر که با مقیاس فاصله‌ای یا نسبتی (متغیر از نوع پیوسته) اندازه‌گیری شده‌اند، ارائه می‌دهد همبستگی کاذب، طبق تعریف یک همبستگی معنی‌دار آماری بین دو متغیر است که به دلیل نگرش تحلیل‌گر به متغیرها و نحوه مدیریت آنها و نه

که حداقل متشکل از دو جزء باشد. هنگام کار با داده‌های ترکیبی حتی در موردی که فقط یک جزء را گزارش می‌کنیم، در واقع به‌طور ضمنی آن را یا به یک کل از پیش تعریف شده یا به یک بخش مکمل مرتبط کرده‌ایم. به‌عنوان مثال، عیار اندازه‌گیری شده یک عنصر در یک سنگ معدنی، بدون اطلاع از عیار دیگر عناصر، به‌تنهایی حاوی اطلاعاتی نیست یا بودجه تخصیصی دولت در آموزش و پرورش بدون اینکه بدانیم کل بودجه چقدر است یا چقدر بودجه برای دیگر وزارتخانه‌ها در نظر گرفته شده، به‌خودی‌خود بی‌معنی است. یک بردار از مشاهدات ترکیبی، x ، که نمونه‌ای شامل n جزء است، به‌صورت زیر بیان می‌شود:

$$x = (x_1, x_2, \dots, x_n), x_i > 0, \sum_{i=1}^n x_i = \kappa, \quad (\text{رابطه ۱})$$

با این تعریف، از نظر آماری دو بردار ax و x به ازای هر ثابت مخالف صفر x دارای اطلاعات یکسانی هستند. به‌عبارت دیگر اطلاعات مورد نیاز نه در خود آنها، بلکه در نسبت بین اجزاء قرار دارد. خاصیت مجموع ثابت که در ادبیات داده‌های ترکیبی به خاصیت بسته بودن داده‌ها معروف است، به معنای تفاوت قابل توجه ماهیت داده‌های ترکیبی و بسیاری از دیگر داده‌های چند متغیره می‌باشد. از آنجایی که داده‌های ترکیبی نیز به‌صورت اعداد بیان می‌شوند، ممکن است فرد بر حسب عادت آنها را به‌عنوان داده‌های چند متغیره عادی تفسیر یا حتی تجزیه و تحلیل کند. این عمل می‌تواند منجر به پارادوکس‌ها و یا تفسیرهای نادرستی شود، که برخی از آنها مانند همبستگی کاذب^۱ حتی از بیش از یک قرن پیش به‌خوبی شناخته شده‌اند. پیرسون (Pearson, 1987) نشان داد که دو متغیری که هیچ همبستگی بین خود ندارند، با تقسیم بر یک مخرج مشترک، همبستگی پیدا می‌کنند (به‌طور مثال همبستگی حاصل بین عیارهای دو عنصر اندازه‌گیری شده). وی همبستگی حاصل بین چنین متغیرها یا به‌عبارت بهتر نسبت‌ها را همبستگی کاذب نامید. همچنین در این پژوهش کلاسیک، پیرسون به خطراتی که متوجه تحلیل‌گری که سعی در تفسیر همبستگی بین نسبت‌هایی که صورت‌ها یا مخرج‌های آن دارای اجزای مشترک هستند اشاره کرده است. زمان زیادی طول کشید تا

1. Closed data

2. Spurious correlation

زیادی اولین حمله قلبی خود را در سنین پایین تری تجربه می کنند. همچنین افراد بزرگسال بیشتر از کودکان مطالعه می کنند، بنابراین سن بالاتر معادل اندازه کفش بالاتر و ساعت مطالعه بیشتر است. همواره در هوای گرم از یک طرف میزان مصرف بستنی و از طرف دیگر تعداد غرق شدگی افزایش می یابد. پس در مثال های بالا نقش سن و دمای هوا به عنوان متغیر میانجی نادیده گرفته شده است. باید به این نکته توجه شود که، وقتی پژوهشگر به وجود همبستگی کاذب بین دو متغیر ظنین است، بایستی با شناسایی متغیر میانجی، از ضریب همبستگی جزئی استفاده کند. ولی در علوم زمین (مانند ژئوشیمی) و در مهندسی (مانند مهندسی معدن و خاک) وقتی به طور مثال با داده های ترکیبی مانند درجه خلوص عناصر در یک نمونه سروکار داریم، با استفاده از تبدیل مناسبی که در ادامه به آنها اشاره خواهیم کرد، ابتدا سیستم به اصطلاح بسته داده ها را باز، سپس تحلیل های آماری مورد نظر را روی داده های باز شده پیاده می شود.

پیشینه پژوهش

از حدود شش دهه گذشته، پژوهشگران مشکلات مربوط به تحلیل آماری سیستم اعداد بسته (مانند داده های ترکیبی) را مورد بحث قرار داده اند (Miesch and Chapman, 1977; Aitchison, 1986; Filzmoser, et al., 2018). هنگام کار با داده های ترکیبی یکی از مشکلات چولگی شدید داده ها و همچنین غیر نرمال بودن آنها است. در اولین گام مربوط به آماده سازی داده ها قبل از مدل بندی مبتنی بر ماتریس همبستگی که اساس بررسی ارتباط بین متغیرها است، نیاز به یک تبدیل احساس می شود. فیلتز موستر و همکاران در پژوهش (Filzmoser and Hron, 2009) توضیح داده اند که چرا در مرحله آماده سازی برای محاسبه ماتریس همبستگی، نیاز است که با یک تبدیل، داده های ترکیبی به یک فضای نمونه مناسب منتقل شود. برای فهم ضرورت این کار، توجه شود که در رابطه (۱) مقدار ثابت κ که باعث بسته بودن سیستم داده های ترکیبی است به خودی خود اهمیت ندارد (چون مقدار این ثابت با تغییر واحد اندازه گیری مشاهدات تغییر می یابد). آنچه تعیین کننده

وجود هرگونه رابطه ذاتی بین متغیرها به دست آمده است. در واقع این همبستگی معنادار به این معنی نیست که بین دو متغیر همبسته یک رابطه علت و معلولی وجود دارد یا اینکه این دو متغیر با یک پیوند ذاتی به هم مرتبط هستند. بسیاری از رویدادها وجود دارند که ارتباط آنها ضریب همبستگی بزرگی را ایجاد می کند، اما این نتیجه گیری که یکی باعث دیگری شده است، درست نیست. در اینجا چند نمونه آورده شده است:

- آمار نشان می دهد شانس زنده ماندن از اولین حمله قلبی در افراد سیگاری نسبت به افراد غیرسیگاری بسیار بیشتر است. آیا سیگار برای سلامتی انسان مفید است؟
- پژوهشگران یک همبستگی قوی و مثبت بین اندازه کفش و میزان مطالعه افراد پیدا کردند. آیا دلیل مطالعه بیشتر اندازه پا است؟
- بین میزان فروش بستنی و تعداد غرق شدگان، همبستگی بالایی وجود دارد. آیا برای کاهش تعداد مرگ و میر در اثر غرق شدگی باید مصرف بستنی را کاهش داد؟

چرا همبستگی های کاذب رخ می دهد؟ گاهی همبستگی بی دلیل رخ می دهد که به عنوان همبستگی های بی معنی شناخته می شوند. اما همبستگی های کاذب همیشه بی دلیل به وجود نمی آیند بلکه حاصل آماده سازی یا نبود جمع آوری مناسب داده ها است. اغلب، دو متغیر به دلیل متغیر سوم که بر هر دو تأثیر می گذارد، با هم مرتبط هستند. به عبارت دیگر عامل یا متغیر دیگری که این دو متغیر را به هم مرتبط می کند، هنگام بررسی و اندازه گیری این دو متغیر نادیده گرفته شده است. به این متغیر که علت مشترک تغییرات همسو در دو متغیر است، متغیر میانجی^۱ گفته می شود. این زمانی اتفاق می افتد که در ظاهر، متغیر x با متغیر y ارتباط داشته باشد ولی این همبستگی به دلیل وجود یک متغیر میانجی است که هم زمان تغییرات همسوی دو متغیر را توجیه می کند. در مثال های بالا در خصوص توجیه همبستگی های کاذب بالا لازم به ذکر است افراد سیگاری از اولین حمله قلبی خود بیشتر از افراد غیر سیگاری جان سالم به در می برند، زیرا سیگاری ها با شانس

1. Mediator variable

آبراهه‌ای بوده است. گستره مورد مطالعه در مختصات طول جغرافیایی $30^{\circ} 51'$ تا 52° شرقی، عرض جغرافیایی $30^{\circ} 33'$ تا 34° شمالی و 120 کیلومتری شمال شهر اصفهان در منطقه نطنز واقع شده و دارای مساحت 2500 کیلومترمربع بوده است. هدف ما در ادامه بررسی آماری این داده‌ها از منظر آمار توصیفی در راستای مطالب ذکر شده در بخش‌های قبلی بوده و بنابراین در این چارچوب موقعیت مکانی داده‌ها وارد تحلیل نشده است. با وجود این اطلاعات بیشتر در مورد زمین‌شناسی این داده‌ها در اعلمی‌نیا و همکاران (۱۳۹۷) آمده است. داده‌های ژئوشیمیایی متعارف به چهار دسته اصلی تقسیم می‌شوند که شامل عناصر اصلی، عناصر کمیاب، ایزوتوپ‌های پرتوزا و ایزوتوپ‌های پایدار هستند. به دلیل ماهیت پیچیده داده‌های ژئوشیمیایی یا به‌طور کلی داده‌های زمین‌شناسی در کاربست روش‌های معمول آماری برای تحلیل این داده‌ها محدودیت وجود دارد. دلیل این محدودیت علاوه بر ماهیت ترکیبی بودن این نوع داده‌ها که موضوع اصلی این پژوهش است، ناشی از همبستگی مکانی، غیر نرمال بودن، چولگی شدید، وجود نقاط پرت، داده‌های گمشده، داده‌های سانسور شده (به علت دقت دستگاه‌های اندازه‌گیری که به عیار کمتر از یک حد آستانه مشخص، حساس نیستند) که همگی باعث محدودیت در کاربست روش‌های معمول آماری برای تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی می‌شود.

روش تحلیل داده‌ها

در داده‌های حاصل از اندازه‌گیری عیار عناصر در نمونه‌ها مشاهده می‌شود که توزیع عیار اغلب بسیار چوله است و بسیار دیده می‌شود که برخی پژوهشگران پیشنهاد می‌کنند یک تبدیل لگاریتمی توزیع داده‌ها را متقارن یا حتی نرمال می‌کند (Reimann et al., 2008). لازم به ذکر است حتی اگر از تبدیل لگاریتمی استفاده شود، این تبدیل سیستم بسته داده‌ها را باز نمی‌کند و همبستگی‌های به‌دست‌آمده بعد از اعمال تبدیل‌هایی غیر آنچه در ادامه به آن اشاره خواهد شد، می‌توانند به‌طور جدی گمراه‌کننده باشند، (Reimann and Filzmoser, 2000). در متون آماری

است، مقیاس اندازه‌گیری می‌باشد، موضوعی که هنگام استفاده از ضریب همبستگی مشکل‌ساز خواهد شد. توجه شود که چون $\sum_{i=1}^n x_i = \kappa$ ، به ازای هر i داریم:

$$\text{cov}\left(\sum_{i=1}^n x_i, x_i\right) = \text{cov}(\kappa, x_i) = 0. \quad (\text{رابطه ۲})$$

به عبارت دیگر جمع هر سطر یا ستون ماتریس واریانس-کواریانس داده‌های ترکیبی برابر صفر می‌شود. به‌عنوان مثال برای سطر اول این ماتریس داریم:

$$\text{cov}(x_1, x_2) + \text{cov}(x_1, x_3) + \dots + \text{cov}(x_1, x_n) = -\text{var}(x_1). \quad (\text{رابطه ۳})$$

با توجه به اینکه مقدار واریانس همیشه مثبت است، رابطه بالا باعث می‌شود مقدار برخی کواریانس‌ها نه به خاطر وجود تغییرات در جهت معکوس بلکه به دلیل خاصیت بسته بودن داده‌ها، منفی شود. این موضوع در تحلیل داده‌های ترکیبی به مسئله اریبی منفی^۱ معروف است که نخستین بار توسط پیرسون (Pearson, 1897) و بار دیگر توسط چایز بیان شد (Chayes, 1960).

به دلیل نقش اساسی ماتریس واریانس-کواریانس (یا همبستگی) که در روش‌های آماری چند متغیره، می‌توان انتظار داشت نادیده گرفتن خاصیت بسته بودن داده‌های ترکیبی، ممکن است تلاش بیهوده‌ای برای تفسیر آماری نتایج نادرست به دلیل همبستگی‌های بی‌دلیل، شکل دهد. اینجاست که ضرورت اعمال یک تبدیل مناسب روی داده‌های ترکیبی، پیش از هرگونه تحلیل آماری مبتنی بر همبستگی مشخص می‌شود، تا داده‌های ترکیبی به یک فضای نمونه غیر محدود تبدیل شوند.

روش مطالعه

داده‌ها

در این بخش با استفاده از یک نمونه داده ژئوشیمیایی مواردی نظیر وجود همبستگی کاذب و اعمال تبدیل برای باز کردن داده‌ها و تاثیر آن مورد بررسی قرار می‌گیرد. داده‌ها مربوط به عیار عناصر اصلی Co ، Ba ، Mo ، Pb ، Zn ، Cu ، As ، Sb و Ni و Au حاصل از ۴۳۳ نمونه از رسوبات

1. Negative bias problem

(رابطه ۵) $\log(G(x)) = \log\left(\exp\left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log(x_i)\right]\right) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log(x_i)$, داریم:

$$\sum \text{clr}(x) = \sum (\log(x_i) - \log(G(x))) = 0. \quad (\text{رابطه ۶})$$

مزیت اصلی این تبدیل این است که ارتباط متغیرهای جدید و قبلی حفظ و تفسیر نتایج به نسبت ساده است. تبدیل clr ایزومتريک است ولی درعین حال، این تبدیل مشکل خاصیت مجموع صفر را دارد که محدودیت در اعمال برخی روش‌های آماری روی داده‌های تبدیل شده، را باعث می‌شود. تبدیل ilr علاوه بر اینکه خاصیت ایزومتري دارد، مشکل هم‌خطی تبدیل clr را نیز مرتفع می‌کند ولی همبستگی بین متغیرهای تبدیل یافته برابر همبستگی متغیرهای اصلی نیست زیرا متغیرهای تبدیل یافته و اصلی، بر اساس یک تابع غیرخطی به هم مربوط می‌شوند. هر چند برای این منظور در (Egozcue and Pawlowsky, 2009; Glahn, 2005; Filzmoser and Hron, 2009) راه‌حلی مبتنی بر بالانس‌ها^۴ مطرح شده است. همچنین رایمن و همکاران نوع خاصی از تبدیل ilr بر اساس مختصات متقارن را برای تحلیل همبستگی داده‌های ترکیبی ارائه داده‌اند (Reimann et al., 2017).

در پایان این بخش برای درک اهمیت اعمال این تبدیل‌ها و اینکه ضرورت استفاده از این تبدیل‌ها چگونه است، در ادامه بخش‌های مرتبط از خلاصه پژوهش فیلتز موستر و همکاران، نقل به مضمون می‌شود. در پژوهش‌های مرتبط، تبدیل‌های ذکر شده برای باز کردن داده‌های بسته به ندرت اعمال می‌شوند. این تبدیل‌ها پیچیده‌تر از تبدیل لگاریتمی هستند و به واسطه اعمال آنها ارتباط داده‌های تبدیل شده و داده‌های ابتدائی قطع می‌شود. ممکن است از نظر پژوهشگر، نتایج به دست آمده از اعمال روش‌های آماری متداول روی داده‌های بسته، منطقی به نظر برسد و در نتیجه پیامدهای احتمالی

مربوط به تحلیل داده‌های ترکیبی، برای باز کردن سیستم‌های بسته اعداد، سه تبدیل از نوع نسبت لگاریتمی^۱ یعنی تبدیل‌هایی برحسب لگاریتم نسبت‌ها پیشنهاد شده است، که عبارت‌اند از تبدیل نسبت لگاریتمی جمعی^۲، تبدیل نسبت لگاریتمی مرکزی شده^۳ و تبدیل نسبت لگاریتمی ایزومتريک^۴ که آنها را به ترتیب با تبدیل‌های alr، clr و ilr نمایش داده می‌شوند. تبدیل alr و clr توسط ایتچیسون (Aitchison, 1986) و تبدیل ilr توسط اگزو (Egozcue et al., 2003) تعریف شده‌اند. تبدیل alr به این صورت تعریف می‌شود که یکی از متغیرها به دلخواه به عنوان متغیر مرجع در نظر گرفته شده و بردار مشاهدات جدید به صورت نسبت لگاریتم هر متغیر به متغیر مرجع تعریف می‌شود. متأسفانه این تبدیل خاصیت ایزومتري ندارد، یعنی فاصله بین نقاط در فضای اولیه و فضای تبدیل شده یکسان نیستند. توجه شود که اغلب شاخص‌های آماری، مانند ضریب همبستگی، بر اساس فواصل اقلیدسی هستند. در تحلیل داده‌های ترکیبی می‌توان از تبدیل clr و از نوع مخصوصی از تبدیل ilr یعنی مختصات محوری^۵ برای دریافت اطلاعات نسبی موجود در داده‌ها استفاده کرد. در تبدیل clr، با استفاده از n متغیر موجود، n متغیر جدید ساخته می‌شوند که هر کدام اطلاعات موجود در نسبت‌های لگاریتمی بین همه زوج متغیرهای اولیه را خلاصه می‌کنند. در ادامه فرمول‌بندی یکی از سه تبدیل معرفی می‌شود و خواننده علاقه‌مند برای آشنایی با فرمول‌بندی بقیه تبدیل‌ها می‌تواند به پژوهش (Filzmoser and Hron, 2008) مراجعه کند. نکته اینجاست که هنگام کار با داده، هرگاه تمایل به اعمال یکی از تبدیل‌ها وجود داشته باشد، می‌توان از امکانات موجود در نرم‌افزار R استفاده کرد (Gerald van den Boogaart and Tolosana-Delgado, 2013).

تبدیل clr روی بردار مشاهدات $x = (x_1, x_2, \dots, x_n)$ به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\text{clr}(x) = \left\{ \log\left(\frac{x_1}{G(x)}\right), \dots, \log\left(\frac{x_n}{G(x)}\right) \right\} \quad (\text{رابطه ۴})$$

که در آن $G(x)$ میانگین هندسی بردار مشاهدات است. توجه کنید با در نظر گرفتن

1. Logratio transformation
2. Additive logratio transformation
3. Centered logratio transformation
4. Isometric logratio transformation
5. Pivot coordinate
6. Balances

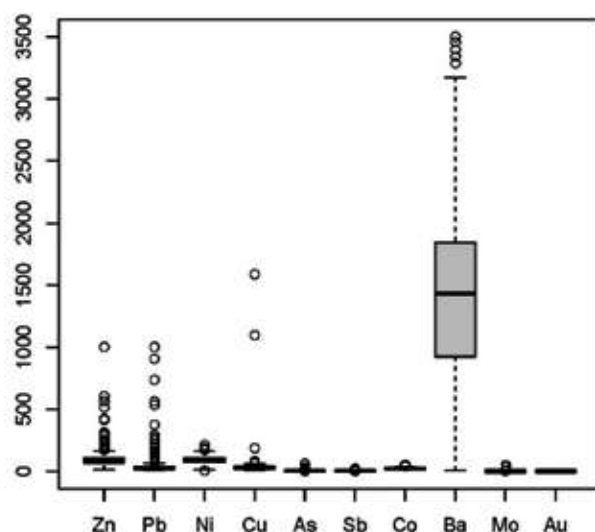
روی داده‌های اصلی و تبدیل شده با استفاده از ماتریس همبستگی اسپیرمن به‌عنوان ماتریس فاصله، انجام و دندروگرام نتایج به همراه نقشه گرمایی ماتریس فاصله ارائه شده است. هدف، مقایسه بررسی تأثیر اعمال تبدیل و انتخاب ماتریس فاصله مناسب بر نتایج حاصل از خوشه‌بندی و نشان دادن این موضوع بوده است که با اعمال تبدیل، نتایج تا چه میزان نسبت به وقتی تبدیل اعمال نشده، متفاوت بوده‌اند.

بحث

جدول ۱، آماره‌های توصیفی مربوط به عیار عناصر را نشان می‌دهد. با توجه به ضریب چولگی ملاحظه می‌شود، توزیع عیار همه عناصر به‌جز Au دارای چولگی شدید مثبت می‌باشد. شکل‌های ۱، ۲، ۳ و ۴ به ترتیب نمودار جعبه‌ای و گراف شبکه‌ای ماتریس همبستگی مربوط عیار عناصر و تبدیل clr روی آن‌ها را نشان می‌دهد.

کار با داده‌های بسته به‌ندرت مورد سؤال قرار بگیرد. در این پژوهش نشان داده می‌شود که مشکل بسته‌بودن داده‌ها باید حتی قبل از معیارهای آماری ساده مانند میانگین یا انحراف معیار یا رسم نمودارهای توزیع داده‌ها مانند بافت‌نگار و نمودار جعبه‌ای برطرف شود. برخی از معیارها مانند انحراف معیار (یا واریانس) که با استفاده از داده‌های بسته به‌دست بیایند، از نظر آماری مفهومی ندارند. بنابراین تمام آزمون‌های آماری مبتنی بر انحراف معیار در صورت استفاده با داده‌های اصلی، نتایج اشتباهی به‌دست می‌دهند (Filzmoser et al., 2009).

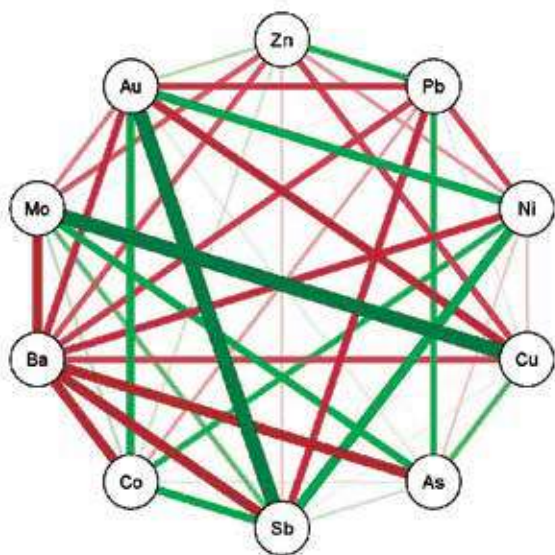
در بخش بعد، وجود همبستگی کاذب، چولگی شدید داده‌ها و وجود داده‌های پرت با استفاده از نمودارهای آماری بررسی شده است. همچنین نشان داده می‌شود که با اعمال تبدیل clr روی داده‌ها، علاوه بر حذف همبستگی‌های کاذب، دو مشکل دیگر یعنی چولگی شدید داده‌ها و نقاط پرت تا حدی اصلاح شده‌اند. همچنین یک تحلیل خوشه‌ای



شکل ۱. نمودار جعبه‌ای عیارهای تک عنصری. برای برخی عناصر چولگی به سمت راست و نقاط پرت متعدد مشاهده می‌شود

قبل تبدیل مثبت و ضعیف و بعد از آن شدت همبستگی همچنان مثبت ولی شدت آن افزایش پیدا کرده است. توجه شود که نقاط پرت روی ساختار ضریب همبستگی بین دو متغیر تأثیر مخرب دارد. بنابراین در شکل ۴ علیرغم انتظار وجود همبستگی مثبت بین برخی متغیرها، ممکن است برخی همبستگی‌ها ضعیف یا حتی در مواردی همبستگی منفی باشد. همان‌طور که از شکل ۲ مشاهده می‌شود دلیل

در گراف داده‌شده رنگ سبز و قرمز به‌ترتیب نشان‌دهنده همبستگی مثبت و منفی و ضخامت این خطوط شدت همبستگی را نشان می‌دهد. هر چه خطوط کم‌رنگ‌تر باشند، ضریب همبستگی به صفر نزدیک‌تر است. همان‌طور که انتظار می‌رفت به دلیل وجود همبستگی کاذب، ساختار همبستگی دو متغیره بین عیارها قبل و بعد از تبدیل بسیار متفاوت است. به‌عنوان مثال همبستگی دو متغیر Au-Sb

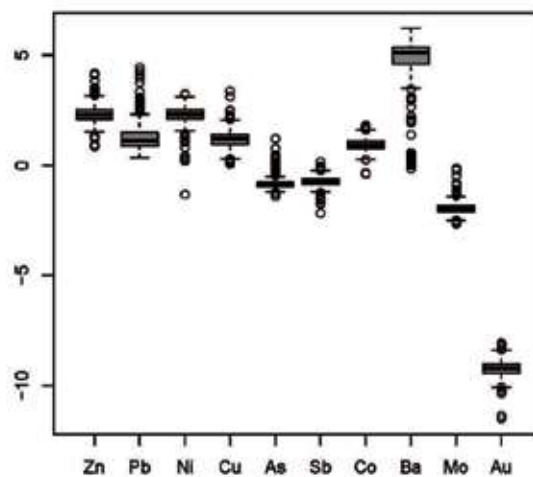


شکل ۴. نمودار شبکه‌ای از ماتریس همبستگی عیارهای تک عنصری بعد از تبدیل clr

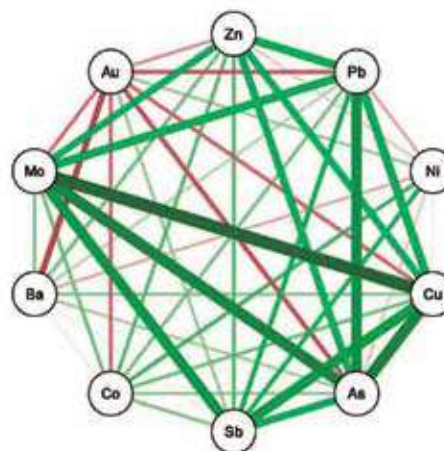
در چنین مواردی محاسبه ضریب همبستگی مقاوم به نقطه پرت می‌تواند اثر نقاط پرت را تعدیل کند. توجه شود که معرفی و استفاده از روش‌های آماری استوار^۱ موضوع این پژوهش نبوده است. با این وجود چون ضریب همبستگی رتبه‌ای اسپیرمن تحت تأثیر نقاط پرت نیست، در شکل‌های ۵ و ۶، نقشه گرمایی^۲ ضریب همبستگی اسپیرمن داده‌ها به همراه دندروگرام^۳ حاصل از خوشه‌بندی سلسه‌مراتبی نمایش داده شده است. توجه شود که معیار نزدیکی مورد استفاده معکوس مقدار همبستگی رتبه‌ای بین متغیرها بوده است (یعنی همبستگی بیشتر فاصله کمتر). لازم به ذکر است که نقشه گرمایی همان ماتریس ضریب همبستگی است که مقادیر مثبت و منفی همبستگی با رنگ‌های متفاوت نشان داده شده‌اند؛ به‌این ترتیب که با افزایش شدت همبستگی (قدر مطلق) رنگ‌ها اشباع‌تر می‌شوند. هر سلول در ماتریس همبستگی با یک مربع در نقشه گرمایی نشان داده می‌شود و نقشه گرمایی همانند ماتریس همبستگی حول قطر اصلی‌اش متقارن است. توجه شود که به‌دلیل اینکه نقشه گرمایی خواناتر شود، ترتیب سطر و ستون‌های این نقشه متفاوت از ترتیب سطر و ستون‌های ماتریس داده‌هاست. به‌خصوص متغیرها

1. Robust statistical methods
2. Heat map
3. Dendrogram

این موضوع به وجود داده‌های پرت است. داده‌پرت از دو منظر داده‌پرت تک متغیره و چندمتغیره قابل بررسی است. از ملاحظه شکل ۲ فقط می‌توان به وجود داده‌های تک متغیره پی برد. برای بررسی وجود داده پرت چند متغیره می‌توان فاصله ماله‌لونوبیس را محاسبه کرد، جایی که میانگین و ماتریس واریانس کواریانس موجود در فرمول این معیار با استفاده از روش‌های آماری استوار برآورد می‌شود. خوشبختانه امروزه نرم‌افزارهای آماری نظیر R برای پژوهشگرانی که علاقه‌مند به مباحث نظری نیستند تا حدی گره‌گشاست. لازم به ذکر است، درصد قابل توجهی از ۴۳۳ داده، دارای فاصله ماله‌لونوبیس معناداری هستند و از این لحاظ داده‌پرت چند متغیره در این داده‌ها وجود دارد.



شکل ۵. نمودار جعبه‌ای عیارهای تک عنصری بعد از تبدیل clr. میزان چولگی عناصر کمتر شده و نقاط پرت همچنان مشاهده می‌شود



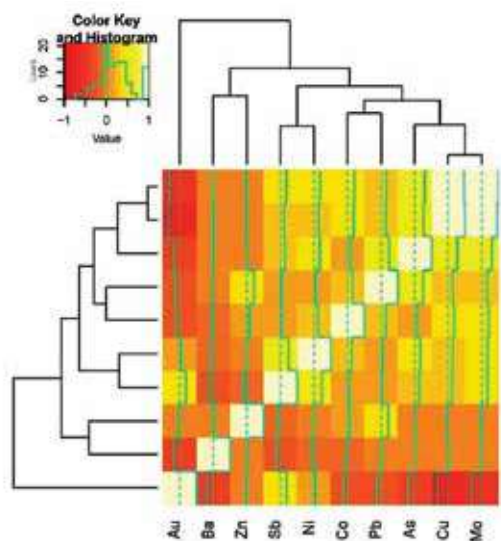
شکل ۶. نمودار شبکه‌ای از ماتریس همبستگی عیارهای تک عنصری. همبستگی کاذب بین عناصر مشاهده می‌شود

همچنین برخلاف ضریب همبستگی پیرسون که فقط نسبت به تبدیل خطی پایا است، تبدیل‌های یکنوا روی ضریب همبستگی اسپیرمن تأثیری ندارند (یعنی ضریب همبستگی اسپیرمن دو سری داده و ضریب همبستگی لگاریتم آنها با هم برابر است چون لگاریتم یک تابع صعودی است). بنابراین وقتی رو داده‌ها تبدیل clr استفاده شده است، این تبدیل روی ضریب همبستگی اسپیرمن تأثیر چندانی نداشته است.

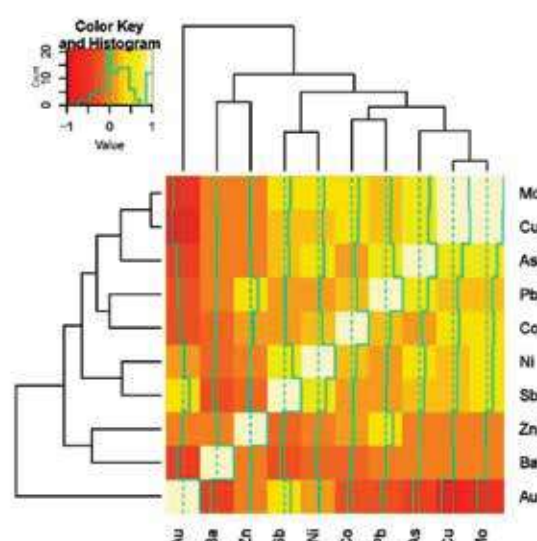
با ضریب همبستگی نزدیک به هم (رنگ‌های مشابه)، طوری جایجا می‌شوند که بلوک‌هایی از رنگ‌های مشابه در نقشه گرمایی ایجاد شود تا ساختار همبستگی منفی درون داده‌ها، بهتر دریافت شود. ملاحظه می‌شود نقشه گرمایی شکل ۵ و ۶ کم‌وبیش از نظر رنگ‌بندی، شبیه به‌نظر می‌رسد (کامل یکسان نیستند). این موضوع می‌تواند به این دلیل باشد که داده‌های پرت روی ضریب همبستگی اسپیرمن تأثیر ندارند و

جدول ۱. آماره‌های توصیفی برای عیار عناصر برحسب ppm

آرسنیک	طلا	باریم	کبالت	مس	مولیبدن	نیکل	سرب	آنتیموان	روی	
۴.۲۳	۰	۱۴۵۶.۴۶	۲۲.۸۱	۳۶.۹۲	۱.۴۶	۹۰.۲۳	۴۸.۶۷	۴.۱۹	۱۰۱.۷۴	میانگین
۴.۲۹	۰	۸۴۵.۶۱	۶.۲۷	۹۱.۶	۲.۶۸	۳۰.۰۸	۱۰۸.۰۱	۰.۹۶	۸۵.۲۴	انحراف معیار
۱.۸۳	۰	۶.۸۱	۱۱	۸.۱۹	۰.۵۲	۴.۹۸	۱۰	۱	۱۳	کمینه
۳.۲۸	۰	۹۲۳.۳۸	۱۸	۲۱.۹۷	۱.۰۴	۶۸.۹۲	۲۰	۳.۸۲	۶۸	چارک اول
۳.۵۷	۰	۱۴۳۱.۹۳	۲۱	۲۹.۸۶	۱.۲۳	۱۸۸۷.	۲۵	۴.۱۴	۸۶	میانه
۴.۰۱	۰	۱۸۴۳.۹	۲۶	۳۷.۸۵	۱.۴۷	۱۰۷.۹۵	۳۸	۴.۴۸	۱۰۸	چارک سوم
۶۰.۲	۰	۳۵۰۰	۵۲	۱۵۸۵.۳۱	۴۷.۸۹	۲۱۰.۱۲	۱۰۰۰	۱۹.۴۳	۱۰۰۰	بیشینه
۰.۵	۰	۶۸۲.۸۸	۵.۹۳	۱۱.۷۹	۰.۳۳	۲۹.۰۹	۱۰.۳۸	۰.۴۸	۲۸.۱۷	بزرگی انحراف از میانگین
۰.۷۳	۰	۹۲۰.۵۲	۸	۱۵.۸۸	۰.۴۳	۳۹.۰۳	۱۸	۰.۶۶	۴۰	دامنه میان چارکی
۱.۰۱	۰.۱۷	۰.۵۸	۰.۲۷	۲.۴۸	۱.۸۳	۰.۳۳	۲.۲۲	۰.۲۳	۰.۸۴	ضریب تغییرات
۱۰.۳۴	۰.۱۵	۰.۴۸	۱.۳۲	۱۴.۷۱	۱۴.۹۶	۰.۳۹	۷.۰۸	۹.۳۱	۶.۸۹	چولگی
۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	انحراف معیار چولگی
۱۲۰.۹۵	۰.۵۷	۰.۲۲	۲.۷	۲۲۶.۵۷	۲۳۶.۸۴	۰.۵۵	۵۴.۰۸	۳۲۱۴۲.	۶۱.۲۸	کشیدگی
۴۳۳	۴۳۳	۴۳۳	۴۳۳	۴۳۳	۴۳۳	۴۳۳	۴۳۳	۴۳۳	۴۳۳	تعداد داده معتبر
۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	درصد معتبر



شکل ۶. نقشه گرمایی ماتریس همبستگی اسپیرمن عیار عنصر بعد از تبدیل clr و دندروگرام حاصل از خوشه‌بندی سلسه مراتبی



شکل ۵. نقشه گرمایی ماتریس همبستگی اسپیرمن عیار عنصر و دندروگرام حاصل از خوشه‌بندی سلسه‌مراتبی وارد

نتیجه‌گیری

است، با مجهز شدن به نظریه داده‌های ترکیبی، استفاده از روش‌های آماری مناسب و نرم‌افزارها بتوان داده‌ها را از نظر آماری دقیق‌تر تحلیل کرد.

منابع

- اعلمی نیا، ز.، منصوری اصفهانی، م.، طباطبایی، س. ح. و بختیاری، ن. م.، ۱۳۹۷. شناسایی و پی‌جویی ناهنجاری‌های زمین‌شناسی همراه با کانی‌سازی مس در چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ نطنز (شمال اصفهان)، ایران. بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، (۳)، ۲۶-۶۳۴.
- حسین پور نجاتی، س.، سیاه چشم، ک.، علوی، س. غ. و زرگری، پ.، ۱۴۰۰. تحلیل پتانسیل کانیزایی با استفاده از روش تحلیل فاکتوری مرحله‌ای (SFA) در گستره خوشنامه، هسجین، استان اردبیل. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۵۷، ۱۳-۱.
- حیدریان دهکردی، ن.، توکل، م. ح. و پورمحمدی، س.، ۱۳۹۶. پتانسیل سنجی رسوبات آبراهه‌ای منجیل با استفاده از GIS. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۴۳، ۱۰۸-۹۵.
- محمدی اصل، ز.، سعیدی، ع.، آری، م.، سلگی، ع. و فرهادی نژاد، ط.، ۱۳۹۹. جداسازی آنومالی‌های ژئوشیمیایی از زمینه با استفاده از روش فرکتالی عیار-تعداد در محدوده وشنوه (جنوب قم). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۵۳، ۷۳-۶۱.
- Aitchison, J., 1986. *The Statistical Analysis of Compositional Data*, Chapman and Hall/CRC, New York.
- Chayes, F., 1960. On correlation between variables of constant sum. *Journal of Geophysical Research*, 65(12), 4185-4193.
- Egozcue, J.J. and Pawlowsky-Glahn, V., 2005. Groups of parts and their balances in compositional data analysis. *Mathematical Geology*, 37, 795-828.
- Egozcue, J.J., Pawlowsky-Glahn, V., Mateu-Figueras, G. and Barceló-Vidal, C., 2003. Isometric logratio transformations for compositional data analysis. *Mathematical Geology*, 35, 279-300.

تحلیل آماری داده‌های ترکیبی به دلیل مشکلات پیچیده این داده‌ها از قبیل پیروی نکردن آنها از توزیع نرمال، چولگی شدید، وجود نقاط پرت متعدد، مقادیر گمشده، کار پیچیده‌ای است. به همه این موارد خاصیت بسته بودن این داده‌ها نیز اضافه می‌شود. سوال اینجاست که به‌هنگام آماده‌سازی داده‌ها برای تحلیل آماری، اولویت با برطرف کردن کدام‌یک از مشکلات بالاست. موضوعی که در برخی متون علمی مشاهده می‌شود، نادیده‌گرفتن خاصیت بسته بودن و دادن اولویت به مباحثی همچون کاهش چولگی یا نرمال کردن داده‌هاست. این کار اغلب با اعمال تبدیل لگاریتمی روی داده‌ها انجام می‌شود. از طرفی خاصیت بسته بودن داده‌های ترکیبی یک نتیجه مستقیم به نام همبستگی کاذب دارد. از آنجاکه بررسی روابط دومتغیره نخستین گام در تحلیل داده‌هاست و از آنجایی که ماتریس همبستگی نقش مهمی در بسیاری از روش‌های آماری دارد، نادیده گرفتن همبستگی کاذب می‌تواند منجر به نتایج گمراه‌کننده آماری شود. در این پژوهش سه نوع تبدیل برای باز کردن سیستم بسته داده‌های ترکیبی مرور شد. تاکید بر این است که اولویت اول آماده‌سازی داده‌ها اعمال یکی از این تبدیل‌ها برای باز کردن داده‌هاست. در اینجا دو مشکل خودنمایی می‌کند. اول اینکه هر کدام از این تبدیل‌ها در یک بستر تاریخی معرفی شده‌اند و طبیعی است هر کدام با وجود مفید بودن نسبت به هم مزایا و عیوبی نیز دارند. از طرف دیگر گاهی به‌دلیل پیچیدگی نسبی فرمول آنها ممکن است یک پژوهشگر مایل به استفاده از آنها نباشد. به‌ویژه اینکه ممکن است بر اساس تجربه پژوهشگر، نتایج حاصل از اعمال تبدیل لگاریتمی به‌عنوان یک روش متداول تاکنون قابل قبول بوده است. هدف این پژوهش پرداختن به موضوع همبستگی کاذب و ضرورت رفع آن با باز کردن سیستم بسته داده‌ها به‌عنوان گام اول علیرغم مشکلات بالاست. لازم است پژوهشگر در زمینه پیشرفت‌های موجود بروز باشد. در زمینه مشکلات محاسباتی، خوشبختانه امروزه نرم‌افزارهای آماری نظیر R روش‌های آماری مختص تحلیل داده‌های ترکیبی را به‌طور قابل توجه‌ای توسعه داده‌اند. در مجموع امید

- Filzmoser, P. and Hron, K., 2008. Outlier detection for compositional data using robust methods. *Mathematical Geosciences*, 40, 233-248.
- Filzmoser, P. and Hron, K., 2009. Correlation analysis for compositional data. *Mathematical Geosciences*, 41(9), 905-919.
- Filzmoser, P., Hron, K. and Reimann, C., 2009. Univariate statistical analysis of environmental (compositional) data: problems and possibilities. *Science of the Total Environment*, 407, 6100-6108.
- Filzmoser, P., Horn, K. and Templ, M., 2018. *Applied Compositional Data Analysis with Worked Examples in R*. Springer, Switzerland.
- Gerald van den Boogaart, K. and Tolosana-Delgado, R., 2013. *Analyzing Compositional Data with R*. Springer, New York.
- Miesch, A.T. and Chapman, R. P., 1977. Log-transformation in geochemistry. *Mathematical Geology*, 9(2), 191-194.
- Pearson, K., 1897. Mathematical contributions to the theory of evolution. On a form of spurious correlation which may arise when indices are used in the measurement of organs. *Proceedings of the Royal Society of London*, 60, 489-498.
- Pendleton, B. F., Newman, I. and Marshall, R. S., 1983. A Monte Carlo approach to correlation spuriousness and ratio variables. *Statist Comput Simul*, 18, 93-124.
- Reimann, C. and Filzmoser, P., 2000. Normal and lognormal data distribution in geochemistry: death of a myth. *Consequences for the statistical treatment of geochemical and environmental data*. *Environmental Geology*, 39, 1001-1014.
- Reimann, C., Filzmoser, P., Garrett, R. and Dutter, R., 2008. *Statistical Data Analysis Explained-Applied Environmental Statistics with R*. John Wiley and Sons, London.
- Reimann, C., Filzmoserand, P., Hron, K., Kynčlová P. and Garrett, R., 2017. A new method for correlation analysis of compositional (environmental) data-a worked example. *Science of the Total Environment*, 607-608, 965-971.

زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار مس (طلا) کوه میل، شمال خاور ساوه، استان مرکزی

محمد کاظم غیاثی‌زاده^۱، مسعود علی‌پوراصل^(۲) و سید احمد مشکانی^۳

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود
۲. دانشیار گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود
۳. مدیر ارشد گروه معدنی و بازرگانی زرمش، تهران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۲/۱۸

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۴/۲۳

چکیده

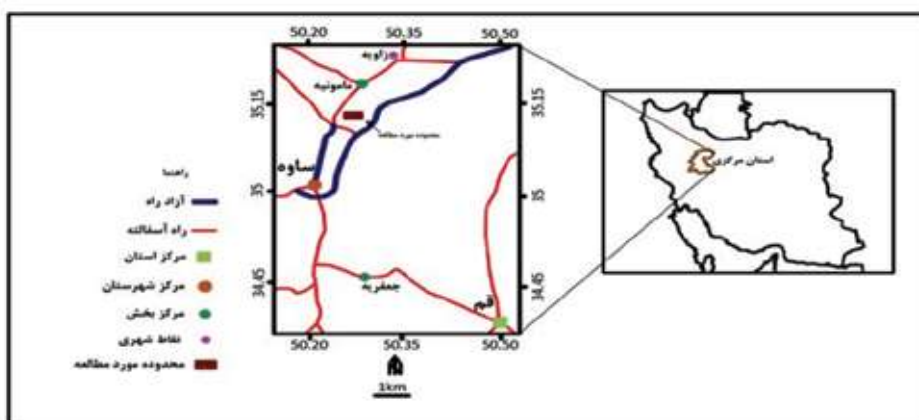
کانسار مس (طلا) کوه میل در ۲۵ کیلومتری شمال شرقی ساوه و در بخش میانی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر واقع است. سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت و آندزیت-بازالت ائوسن میانی تا پسین در این گستره رخمون دارند و توده‌های نیمه‌عمیق کوارتزموزدیوریتی تا مونزودیوریتی ائوسن پسین به درون سنگ‌های آتشفشانی تزریق شده است. سنگ‌های آذرین با ماهیت کالک‌آلکالین در زمره گرانیتوئیدهای نوع I طبقه‌بندی می‌شوند و با کمان‌های ماگمایی مناطق حاشیه فعال قاره‌ای و برخوردی مرتبط می‌باشند. کانه‌زایی به صورت‌های رگه-رگچه‌ای، برشی و بندرت دانه‌پراکنده در سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی مشاهده می‌شود. کانه‌های اولیه شامل کالکوپیریت، پیریت، اسپیکولاریت و هماتیت و انواع ثانویه شامل کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، گوتیت و لیمونیت است. دگرسانی‌ها در این گستره شامل پروپیلیتیک، آرژیلیک، فیلیک، سیلیسی، اکسید آهنی، تورمالینی و کربناتی می‌باشد. در سنگ‌های دگرسان شده SiO_2 ، K_2O ، روبیدیم، زیرکنیم، نیوبوم، تانتالیم، اورانیم، توریم و عناصر کمیاب خاکی سبک دارای غنی‌شدگی، درحالی‌که اکسید عناصر اصلی دیگر، باریوم، استرانسیم، سزیم و عناصر کمیاب خاکی سنگین تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در این سامانه، مس با عناصر طلا، نقره، بیسموت، کادمیوم و آرسنیک همبستگی ژئوشیمیایی مثبت خوب دارد. دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال در کوارتز از ۱۱۵ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و میزان شوری نیز از ۲/۶۸ تا ۲۴/۶۷ درصد وزنی معادل نمک طعام تغییر می‌کند. براساس دمای همگن‌شدگی و شوری، فشار به دام افتادن میانبارهای سیال کمتر از ۱۰ بار و عمق جایگیری کمتر از ۵۰۰ متر ارزیابی می‌شود. سامانه کانه‌زایی مس (طلا) کوه میل در دسته کانسارهای اپی‌ترمال سولفید حدواسط طبقه‌بندی می‌شود.

واژه‌های کلیدی: اپی‌ترمال سولفید حدواسط، کانسار مس (طلا)، کوه میل، ساوه.

مقدمه

از پژوهش‌های زمین‌شناسی و اکتشافی پیشین در گستره کوه میل و مناطق هم‌جوار می‌توان به پژوهش‌های کانسار مس رگه‌ای گرمابی کوه پنگ در نزدیکی ساوه (رجب پور، ۱۳۹۵)، کانسار مس رگه‌ای گرمابی زرنديه (یوسفی، ۱۳۹۶)، کانسار نقره-مس نارباغی شمالی در شمال شرقی ساوه (فضلی و همکاران، ۱۳۹۸)، کانسار اسکارن آهن (مس) کرد خلیج در شمال غرب ساوه (حسنی قره تکان، ۱۳۹۸) و پژوهش‌های زمین‌شناسی و اکتشافی در مقیاس ۱/۲۵۰۰۰ در گستره کوه میل (گروه معدنی زرمش، ۱۳۹۸) و ... اشاره کرد. هدف اصلی این پژوهش، مطالعات سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی، میانبار سیال، ژئوشیمی و تعیین تیپ کانه‌زایی مس (طلا) در گستره کوه میل است.

گستره کانسار مس (طلا) کوه میل، با مساحت تقریبی ۴/۲ کیلومترمربع در منطقه‌ای تپه‌ماهوری در شمال شرقی استان مرکزی، ۲۵ کیلومتری شمال‌خاور شهرستان ساوه و در ۱۰ کیلومتری جنوب شهر مامونیه قرار دارد. این گستره در فاصله مختصات ۴۵۱۱۷۶ تا ۴۵۲۱۷۲ طول‌های خاوری و ۳۹۰۲۰۰۰ تا ۳۸۹۹۴۷۸ عرض‌های شمالی (در سامانه مختصات UTM) واقع شده است. راه دسترسی به این گستره از بزرگراه تهران-ساوه امکان‌پذیر است (شکل ۱). از دیدگاه زمین‌ریخت‌شناسی، بخش بیشتر این گستره اکتشافی، تپه‌ماهوری است و تنها در بخش‌های جنوبی و شرقی آن، ارتفاعات به نسبت بلندی وجود دارد که بیشینه ارتفاع آن‌ها به حدود ۱۴۷۰ متر از سطح دریای آزاد می‌رسد.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی گستره اکتشافی کوه میل در ایران و استان مرکزی و راه‌های دسترسی به آن

روش مطالعه

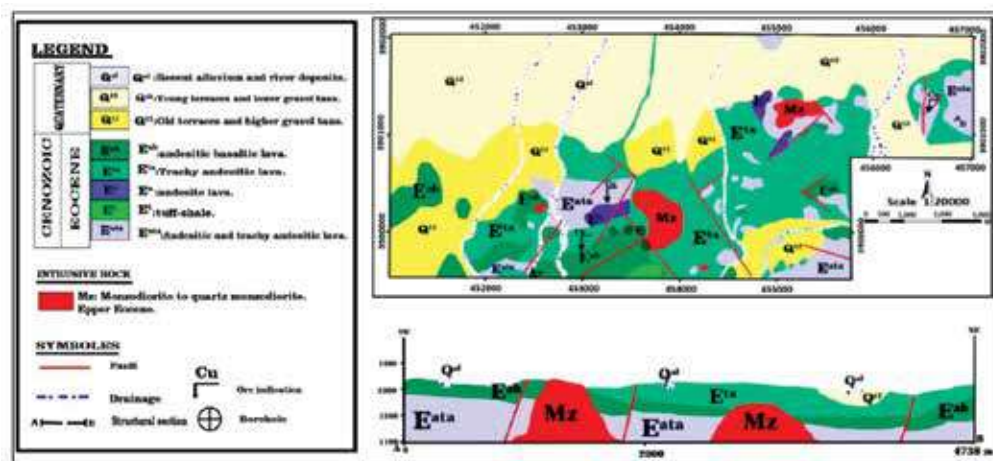
نشر نوری/جرمی (ICP-OES/MS) و تجزیه عنصر طلا به روش غال‌گذاری انتخاب شده است. مطالعه پراش‌سنجی و تجزیه ژئوشیمیایی ۱۲ نمونه سنگ و کانسنگ در آزمایشگاه مطالعات مواد معدنی زرآما در تهران انجام شده است. برای انجام پژوهش‌های ریزدماسنجی تعداد پنج نمونه انتخاب و مقطع دوبر صیقلی تهیه شد و پس از پتروگرافی میانبارهای سیال، نمونه‌ها تحت مطالعات ریزدماسنجی قرار گرفتند. مطالعه میانبار سیال در آزمایشگاه میانبار سیال در دانشگاه صنعتی شاهرود به کمک Stage: THMSG600 گرمایشی و سرمایشی با مدل Linkam صورت گرفته است.

در انجام این پژوهش، برداشت‌های زمین‌شناسی صحرائی و نمونه‌برداری برای تهیه نقشه زمین‌شناسی و مطالعات سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی و میانبار سیال انجام شده است. در این راستا تعداد ۱۹ نمونه سنگ، ۲۷ نمونه کانسنگ برای تهیه و مطالعه مقاطع نازک، نازک-صیقلی و صیقلی و تعداد ۱۲ نمونه سنگ و کانسنگ برای مطالعه کانی‌شناسی به روش پراش‌سنجی اشعه ایکس (XRD)، تجزیه ژئوشیمیایی چندعنصری با استفاده از روش‌های طیف‌سنجی پلاسمای جفت شده القایی

زمین شناسی و سنگ شناسی

آذرآواری-رسوبی با ترکیب شیل توفی، کریستال توف و توف‌های تراکی آندزیتی تا آندزیتی و گدازه‌های تراکی آندزیتی، آندزیتی و آندزیت بازالتی به سن ائوسن میانی تا پسین می‌باشد. توده‌های کوارتز مونزودیوریتی تا مونزودیوریتی ائوسن پسین در واحدهای توفی و گدازه‌های نفوذ کرده است. بر اساس اطلاعات نقشه زمین‌شناسی گستره کوه میل، واحدهای سنگ‌شناسی به شرح زیر هستند (شکل ۲).

گستره‌ی اکتشافی کوه میل در بخش میانی کمربند فلززائی ارومیه-دختر واقع شده است. این کمربند ماگمایی در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی ته‌تیس جوان به زیرپوسته قاره‌ای ایران مرکزی تشکیل شده است. این گستره بخش کوچکی از ورقه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ساوه و زاویه را پوشش می‌دهد. سنگ‌های این گستره شامل واحدهای



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی گستره اکتشافی کوه میل

و نمونه‌های دستی به رنگ خاکستری تا خاکستری مایل به سبز با بلورهای درشت پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریز تا دانه‌متوسط دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز و هورنبلند کانی‌های اولیه (اصلی) و سریسیت، اپیدوت، کلریت، اکسیدهای آهن و کلسیت کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. بافت گدازه‌های تراکی آندزیتی پورفیری با زمینه ریزبلور و جریان‌ی است (شکل ۳-ت).

واحد گدازه آندزیتی: این واحد سنگی با واحدهای آذرآواری و گدازه‌های تراکی آندزیتی و آندزیت بازالتی همراه است. در صحرا و نمونه‌های دستی به رنگ خاکستری تا خاکستری روشن با زمینه دانه‌متوسط تا دانه‌درشت مشاهده می‌شود. کانی‌های اولیه این سنگ‌ها پلاژیوکلاز و هورنبلند و کانی‌های ثانویه آن‌ها کلسیت و اکسیدهای آهن است و بافت سنگ از نوع پورفیری می‌باشد (شکل ۳-ت).

واحد گدازه آندزیتی تا تراکی آندزیتی: ترکیب سنگ‌های این واحد از آندزیت تا تراکی آندزیت تغییر می‌کند و بیشتر در

واحدهای آذرآواری: واحد شیل توفی، کریستال توف و توف‌های تراکی آندزیتی تا آندزیتی با واحدهای گدازه‌ای با ترکیب آندزیت و آندزیت بازالتی به صورت بین‌لایه‌ای قرار گرفته است. این واحد در صحرا و نمونه‌های دستی به رنگ‌های خاکستری روشن، خاکستری، خاکستری تیره و سبز تیره مشاهده می‌شود و آثاری از برشی شدن و رگه-رگچه‌های اپیدوت، کلسیت و اکسیدهای آهن در آن‌ها مشاهده می‌شود. سنگ‌های آذرآواری متحمل دگرسانی گرمایی شده‌اند و کانی‌های دگرسانی شامل اپیدوت، کلریت، سریسیت، کانی‌های رسی، اکسیدهای آهن، کوارتز و کلسیت می‌باشند (شکل ۳-ب، پ).

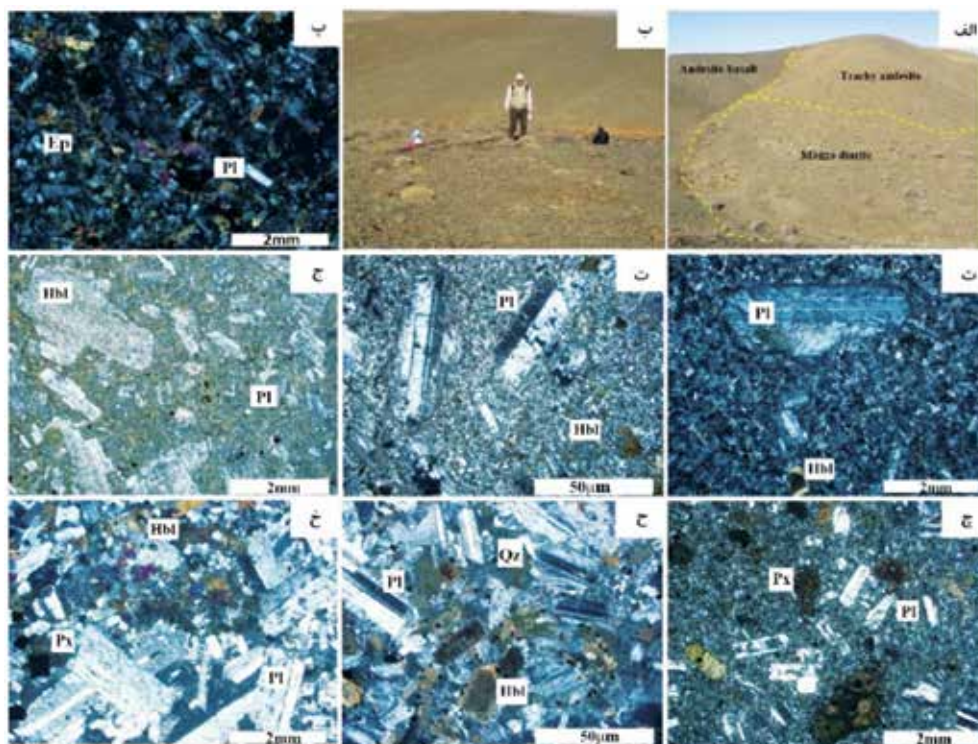
واحد گدازه تراکی آندزیتی: گدازه‌های تراکی آندزیتی با واحدهای آذرآواری و گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی همراه هستند و بیشتر در بخش جنوبی این گستره و در مجاورت با توده‌های نفوذی کوارتز مونزودیوریتی و مونزودیوریتی قرار گرفته‌اند (شکل ۳-الف). گدازه‌های تراکی آندزیتی در صحرا

کلسیت، کلریت و اکسیدهای آهن است و دارای بافت هیالومیکرولیتی-پورفیری می‌باشد (شکل ۳-ج).

سنگ‌های نفوذی: بر پایه مشاهدات صحرایی و مطالعات کانی‌شناسی، ترکیب سنگ‌های نفوذی در گستره اکتشافی کوه میل از کوارتز مونزودیوریت تا مونزودیوریت تغییر می‌کند. سنگ‌های کوارتز مونزودیوریتی در واحدهای توفی و گدازه‌ای با ترکیب آندزیت-بازالت، آندزیت و تراکی آندزیت نفوذ کرده است و سبب ایجاد دگرسانی در سنگ‌های میزبان شده است (شکل ۳-الف). در صحرا و نمونه‌های دستی این سنگ‌ها به رنگ‌های خاکستری روشن تا خاکستری تیره مایل به سبز مشاهده می‌شوند و دارای بافت دانه‌ای متوسط تا درشت‌بلور هستند (شکل ۳-خ). این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز، هورنبلند، آمفیبول و کوارتز ترکیب یافته و متحمل دگرسانی‌های رسی، اپیدوتی و کلریتی شده‌اند (شکل ۳-ج).

بخش مرکزی گستره مورد مطالعه رخنمون دارد و در مواردی میزبان کانه‌زایی مس است. این واحد در نمونه‌های دستی به رنگ خاکستری مایل به سبز با زمینه دانه‌ریز تا دانه‌متوسط و دارای بلورهای درشت پلاژیوکلاز است. بلورهای درشت پلاژیوکلاز و هورنبلند کانی‌های اصلی آن‌ها هستند که در زمینه‌ای از بلورهای ریز پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند و دارای بافت هیالوپورفیری می‌باشند (شکل ۳-ج).

واحد گدازه آندزیت بازالتی: این واحد گدازه‌ای با واحدهای شیلی-توفی و گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی همراه است و میزبان رگه‌های کانه‌زایی مس می‌باشد. گدازه‌های آندزیت بازالتی در نمونه دستی به رنگ سبز تا خاکستری تیره با بلورهای درشت پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریز است. بر اساس پژوهش‌های میکروسکوپی دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند، سرپسیت، اپیدوت،



شکل ۳. تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از واحدهای سنگی گستره کوه میل. الف) تصویر صحرایی از همبری توده مونزودیوریت با گدازه‌های تراکی آندزیتی و آندزیت بازالتی (دید به شمال غرب)، ب) تصویر صحرایی از واحدهای توفی و شیل توفی که دارای دگرسانی پروپیلیتی است (دید به غرب)، پ) تصویر میکروسکوپی از واحد کریستال توف که دارای پلاژیوکلاز، اپیدوت و کلسیت است، ت) تصویر میکروسکوپی از گدازه تراکی آندزیتی که بلورهای درشت پلاژیوکلاز و هورنبلند در زمینه ریزبلور قابل مشاهده است، ث) تصویر میکروسکوپی از واحد آندزیتی که دارای پلاژیوکلاز و هورنبلند با بافت پورفیری-میکرولیتی است، ج) تصویر میکروسکوپی از گدازه آندزیتی که دارای کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند با بافت هیالوپورفیری است، چ) تصویر میکروسکوپی از گدازه آندزیت-بازالت که دارای پلاژیوکلاز و پیروکسن با بافت پورفیری-میکرولیتی است، ح) تصویر میکروسکوپی از کوارتز مونزودیوریت با کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند و کوارتز که دارای بافت میکروگرانولار است، خ) تصویر میکروسکوپی از مونزودیوریت که دارای پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند با بافت دانه‌ای است. Ep: پلاژیوکلاز، PI: اپیدوت، Hbl: هورنبلند، Px: پیروکسن، Qz: کوارتز

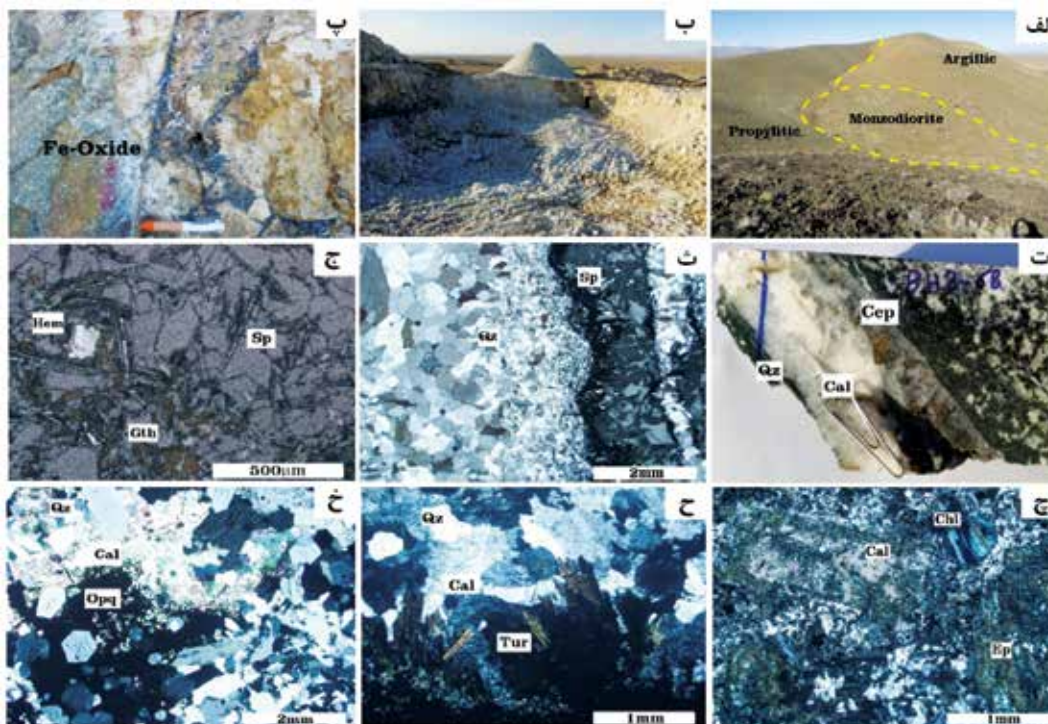
دگرسانی

در گستره اکتشافی کوه میل، برای مطالعه دگرسانی‌ها از شواهد زمین‌شناسی صحرایی، مطالعه نمونه‌های مقاطع نازک و نازک-صیقلی، کانی‌شناسی به روش پراش اشعه ایکس و سنگ‌ژئوشیمیایی استفاده شده است. دگرسانی‌ها در این گستره شامل پروپیلیتیک، آرژیلیک، اکسید آهنی، سیلیسی، تورمالینی شدن و کربناتی است. در این میان، دگرسانی‌های سیلیسی، اکسید آهنی، تورمالینی و کربناتی ارتباط نزدیک با کانه‌زایی مس و طلا دارند. دگرسانی پروپیلیتیک به صورت هاله‌ای سایر مناطق دگرسانی (به‌ویژه دگرسانی آرژیلیک) را در برمی‌گیرد. سنگ‌های که تحت تاثیر این دگرسانی قرار گرفته‌اند بیشتر دارای ترکیب توفی-شیلی، توف و گدازه آندزیتی تا آندزیت بازالتی هستند. در این گستره، دگرسانی پروپیلیتی شامل مجموعه‌ای از کانی‌های اپیدوت، کلریت و کلسیت است (شکل ۴-الف، چ). دگرسانی آرژیلیک از خارج به دگرسانی پروپیلیتی محدود است و دگرسانی‌های سیلیسی، اکسید آهنی، تورمالینی، کلریتی و کربناتی به صورت مناطق دگرسانی کوچک و محلی در داخل دگرسانی آرژیلیک محاط شده‌اند. سنگ‌هایی که متحمل دگرسانی آرژیلی شده‌اند دارای ترکیب تراکی آندزیتی، آندزیتی و بندرت مونزودیوریتی هستند. بر پایه پژوهش‌های کانی‌شناسی به روش‌های پراش‌سنجی اشعه ایکس و میکروسکوپی، در نمونه‌های به شدت دگرسان شده کوارتز، سریسیت و ایلیت (کانی‌های اصلی)، پیروفیلیت و کائولینیت (کانی‌های فرعی) و آلبیت (کانی جزئی) را تشکیل می‌دهند. در نمونه‌های متوسط دگرسان شده کوارتز، آلبیت، کائولینیت، سریسیت و ایلیت (کانی‌های اصلی) و کلسیت، آلکالی فلدسپار و گوتیت (کانی‌های فرعی) را تشکیل می‌دهند. ترکیب کانی‌شناسی نمونه‌های دگرسانی آرژیلی این گستره، مشابهت زیادی با مجموعه کانی‌های دگرسانی آرژیلیک حدواسط و پیشرفته دارد (شکل ۴-الف، ب). دگرسانی اکسید آهنی نیز از گسترش زیادی برخوردار است و به صورت‌های برشی، رگه-رگچه‌ای و جاننشینی در واحدهای سنگی با ترکیب تراکی آندزیتی، آندزیتی و مونزودیوریتی دیده می‌شود (شکل ۴-پ). کانی‌های این دگرسانی در گستره کوه میل شامل

اسپیکولاریت و هماتیت (بیشتر اسپیکولاریت) است که در مواردی با کوارتز، کلریت، کلسیت و سولفیدها (کالکوپریت و پیریت) همراهی می‌شود (شکل ۴-ث، ج). اسپیکولاریت و هماتیت اولیه تحت شرایط اکسیداسیون سطحی به هماتیت ثانویه، گوتیت و لیمونیت تبدیل شده‌اند (شکل ۴-ج). دگرسانی سیلیسی به شکل‌های رگه-رگچه‌ای، برشی، سیلیسی شدن کامل و پرشدگی حفرات در سنگ‌های میزبان با ترکیب تراکی آندزیتی، آندزیتی و مونزودیوریتی گسترش دارد. این دگرسانی ارتباط تنگاتنگی با کانه‌زایی‌های اکسیدی و سولفیدی دارد و با کانی‌های کالکوپریت، پیریت، اسپیکولاریت، هماتیت، کانی‌های رسی، تورمالین، کلریت، اپیدوت، کلسیت، مالاکیت و گوتیت همراه است (شکل ۴-ت، ث). دگرسانی تورمالینی در برخی از نمونه‌های انتخابی از مغزه‌های حفاری رویت شد که با کانی‌های کوارتز، کلریت، سریسیت، کلسیت و کالکوپریت همراه بوده است. سنگ‌های میزبان دگرسانی توده‌های نفوذی با ترکیب مونزودیوریت تا کوارتز مونزودیوریت بوده‌اند (شکل ۴-ح). دگرسانی کربناتی به صورت رگه-رگچه‌ای، برشی و جاننشینی کانی‌های قبلی مشاهده شده است. کلسیت هم به صورت همزاد با کوارتز، کلریت، اپیدوت، کوارتز، سولفیدها و اکسیدهای آهن وجود دارد و هم‌چنین به صورت رگه-رگچه‌های تاخیری، شکل‌های مختلف کانی‌های قبلی (زمینه سنگ میزبان، رگه‌ها و برش‌ها) را قطع می‌کند (شکل ۴-خ).

کانه‌زایی

کانه‌زایی در گستره اکتشافی کوه میل به شکل‌های رگه-رگچه‌ای، برشی، داربستی و دانه پراکنده در سنگ‌های آتشفشانی (تراکی آندزیت، آندزیت و آندزیت بازالت) و سنگ‌های نفوذی مونزودیوریتی تا کوارتز مونزودیوریتی مشاهده می‌شود. کانه‌زایی رگه-رگچه‌ای در رخنمون‌های سنگی و مغزه‌های حفاری مشاهده می‌شود (شکل ۵-الف). کانه‌زایی برشی در رخنمون‌های سنگی و مغزه‌های حفاری دیده شده است با وجود این، در محیط‌های سطحی و



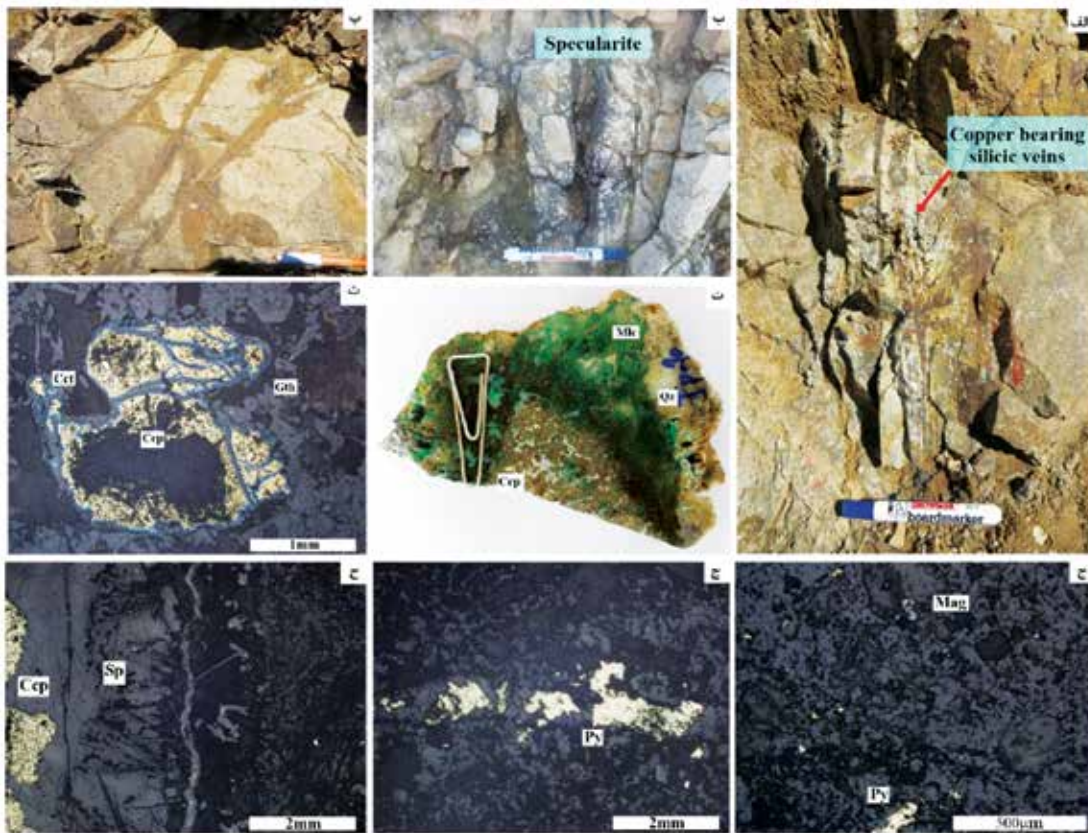
شکل ۴. الف) نمایی از دگرسانی‌های پروپلیتیک، آرژیلیک و توده مونزودیوریتی در گستره کوه میل (دید به شمال-شمال غرب)، ب) دگرسانی آرژیلی شدید در واحد تراکی‌اندزیتی و استخراج آن به‌عنوان کائولن (دید به شمال-شمال غرب)، پ) تصویری از رگه-رگچه‌های اکسید آهنی در واحد اندزیتی، ت) نمونه مغزه حفاری که رگه سیلیسی-کلسیتی-سولفیدی را در سنگ میزبان مونزودیوریت نشان می‌دهد، ث) تصویر میکروسکوپی از رگه سیلیسی-اکسید آهنی (اسپیکولاریت)، ج) تصویر میکروسکوپی در نور انعکاسی (PPL) که دارای اسپیکولاریت، هماتیت و گوتیت است، چ) تصویر میکروسکوپی از دگرسانی پروپلیتیک با کانی‌های شاخص اپیدوت، کلریت و کلسیت، ح) تصویری از هم‌رشدی تورمالین، کوارتز و کلسیت (XPL)، خ) تصویر میکروسکوپی نور عبوری (XPL) که همراهی کلسیت با کوارتز و اکسیدهای آهن را نشان می‌دهد. Py: پیریت، Ccp: کالکوپیریت، Sp: اسپیکولاریت، Chl: کلریت، Cal: کلسیت، Qz: کوارتز، Tur: تورمالین، Opq: کانی‌های اپاک. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010)

شده‌اند (شکل ۵-ج). پژوهش‌های کانی‌شناسی بر روی نمونه‌های مقاطع نازک، نازک-صیقلی و صیقلی، منجر به شناسایی کانی‌های سولفیدی، اکسیدی، سیلیکاتی و کربناتی شده است که به صورت‌های درون‌زاد و برون‌زاد تشکیل شده‌اند. این کانی‌ها عبارت از کالکوپیریت، مگنتیت، پیریت، اسپیکولاریت، هماتیت، کالکوسیت، گوتیت، مالاکیت، کلریت، اپیدوت، کوارتز و کلسیت می‌باشند. بافت‌های مهم شامل انواع رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضای بین قطعات برش، پرکننده فضای حفرات، دانه پراکنده، جانیشینی، شعاعی و کلورمی است. در این میان شکل‌های رگه-رگچه‌ای و برشی فراوان‌تر است (شکل ۵-الف-ح). در گستره کوه میل، کالکوپیریت بیشتر به همراه اسپیکولاریت، پیریت و کوارتز در سنگ‌های میزبان از جنس اندزیت، کوارتز مونزودیوریت و مونزودیوریت مشاهده

نزدیک به سطح گسترش بیشتری دارد. سنگ میزبان ساختارهای برشی، بیشتر سنگ‌های تراکی‌اندزیتی تا اندزیتی هستند (شکل ۵-ب). کانه‌زایی داربستی در اطراف کانه‌زایی‌های برشی و رگه-رگچه‌ای در دیواره ترانشه‌ها و مغزه‌های حفاری مشاهده شده است. سنگ‌های میزبانی که تحت تاثیر ساختارهای داربستی قرار گرفته‌اند دارای جنس تراکی‌اندزیت و مونزودیوریت هستند. ترکیب کانی‌شناسی رگه‌های داربستی از کوارتز، اسپیکولاریت و کانی‌های با منشاء برون‌زاد از قبیل هماتیت، گوتیت و لیمونیت ترکیب یافته است (شکل ۵-پ). کانه‌زایی دانه‌پراکنده شکل دیگری از کانه‌زایی در گستره کوه میل است که دانه‌هایی از کالکوپیریت، مگنتیت و پیریت به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و افشان در متن سنگ‌های مونزودیوریتی تا کوارتز مونزودیوریتی و بندرت در گدازه‌های اندزیتی تشکیل

به صورت‌های برشی و رگه-رگچه‌ای همراه با کوارتز، کالکوپیریت و هماتیت در سنگ‌های میزبان تراکی‌آندزیت و آندزیت مشاهده می‌شود (شکل ۵-ب، ح). هماتیت به‌عنوان کانی اولیه و ثانویه در رگه‌ها و برش‌ها وجود دارد که نوع ثانویه آن بیشتر حاصل دگرسانی مگنتیت و کانی‌های سولفیدی است. گوتیت حاصل هوازدگی کانی‌های اکسیدی و سولفیدی است. این کانی از حاشیه‌ها و مرز شکستگی‌ها به‌طور بخشی و گاه کامل جانشین کالکوپیریت، مگنتیت، اسپیکولاریت و هماتیت می‌شود (شکل ۵-ت). مالاکیت آخرین محصول هوازدگی کانی‌های مس‌دار به‌ویژه کالکوپیریت، کالکوسیت و کولیت است و به‌صورت رگه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، فضای بین برش‌ها و جانشینی مشاهده می‌شود (شکل ۵-ت).

می‌شود (شکل ۵). کالکوپیریت بر اثر فرآیندهای برون‌زاد، از حاشیه‌ها در حال تبدیل شدن به کالکوسیت و سپس گوتیت است (شکل ۵-ث). پیریت به‌صورت بلورهای درشت شکل‌دار و بی‌شکل و بیشتر در همراهی با کالکوپیریت وجود دارد ولی در مقایسه با آن از فراوانی کمتری برخوردار است. فرآیندهای هوازدگی و اکسیداسیون سطحی سبب تبدیل پیریت به هماتیت و گوتیت شده است (شکل ۵-ج). مگنتیت به دو صورت ماگمایی و گرمابی در سامانه کانه‌زایی کوه میل وجود دارد که فاز ماگمایی آن بیشتر به‌صورت افشان و دانه‌پراکنده بوده و مقدم بر انواع گرمابی تشکیل شده است. مگنتیت‌های گرمابی بیشتر به‌صورت رگه‌ای و پرشدگی فضاهای خالی هستند و با کانی‌های کالکوپیریت، پیریت و هماتیت هم‌یافتی دارند (شکل ۵-ج). اسپیکولاریت



شکل ۵. الف) رگه سیلیسی-اکسید آهنی دارای کانه‌زایی مس در واحد آندزیتی، ب) برشی شدن تراکی‌آندزیت دگرسان شده و پرشدگی فضای بین قطعات برش با اسپیکولاریت، پ) ساختار داربستی از اکسیدهای آهن در واحد تراکی‌آندزیتی، ت) کوارتز، کالکوپیریت و مالاکیت به‌صورت پرشدگی حفرات سنگ میزبان، ث) جانشینی کالکوپیریت به‌وسیله گوتیت از حاشیه و امتداد شکستگی‌ها، ج) تصویر میکروسکوپی از مگنتیت و پیریت به‌صورت دانه پراکنده در متن سنگ میزبان، چ) تصویر میکروسکوپی از پیریت به‌صورت رگه‌ای در متن سنگ میزبان، ح) تصویر میکروسکوپی که تشکیل اسپیکولاریت و کالکوپیریت را از حاشیه به هسته رگه نشان می‌دهد. Ccp: کالکوپیریت، Cct: کالکوسیت، Py: پیریت، Mag: مگنتیت، Gth: گوتیت، Sp: اسپیکولاریت، علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010)

نزدیک به سطح سبب خرد و برشی شدن سنگ‌های میزبان (به‌ویژه سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب تراکی‌آندزیت و آندزیت و بندرت مونزودیوریت) شده و با کاهش فشار و دمای سیال، برخی از کانه‌ها و کانی‌ها در فضای بین قطعات برش نهشته شده‌اند. بخشی از کانه‌زایی اسپیکولاریت، هماتیت و کالکوپیریت به همراه کوارتز، کلریت، کلسیت و کانی‌های دیگر در مرحله برش‌زایی گرمایی تشکیل شده‌اند. در مرحله پایانی رخداد گرمایی هیپوژن نیز سیالات باقیمانده، حفرات و درز و شکستگی‌های سنگ میزبان را پر کرده است. اندکی از کانه‌زایی کالکوپیریت، اسپیکولاریت به همراه کانی‌های کوارتز، کلریت و کلسیت در این مرحله تشکیل شده است. (ب) مرحله اکسیداسیون و کانه‌زایی برون‌زاد (سوپرژن): این مرحله به‌نوبه خود شامل مراحل برون‌زاد احیایی و اکسیدی است. کانه‌های کالکوسیت و کوولیت در مرحله برون‌زاد احیایی جانشین کالکوپیریت می‌شوند. در مرحله برون‌زاد اکسیدی کانه‌های هماتیت ثانویه، مالاکیت، گوتیت و لیمونیت جانشین مگنتیت، اسپیکولاریت، هماتیت اولیه، کالکوپیریت و پیریت شده‌اند.

بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعه نمونه‌های دستی و میکروسکوپی، سامانه کانه‌زایی کوه‌میل در سه مرحله تشکیل شده است (جدول ۱): الف) مرحله ماگمایی (قبل از رخداد کانه‌زایی)، در این مرحله کانه‌های مگنتیت و پیریت با بافت دانه پراکنده و به‌صورت کانی‌های تاخیری در فضای بین بلورهای درشت پلاژیوکلاز، هورنبلند و پیروکسن در سنگ‌های آندزیتی، آندزیت بازالتی و کوارتز مونزودیوریتی تا مونزودیوریتی تشکیل شده‌اند و منشاء ماگمایی دارند. (ب) مرحله کانه‌زایی درون‌زاد (هیپوژن)، در این مرحله کانی‌ها و کانه‌ها به‌نوبه خود در چند زیرمرحله تشکیل شده‌اند. در ابتدای مرحله کانه‌زایی درون‌زاد گرمایی، کانه‌های مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت به‌صورت دانه پراکنده در طول فرایندهای دگرسانی تورمالینی، کلریتی، اپیدوتی و سریسیتی شدن سنگ‌های میزبان تشکیل شده است. پس از رخداد کانه‌زایی دانه پراکنده با منشا گرمایی، رگه-رگچه‌های دارای کانی‌های مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت و اسپیکولاریت در سنگ‌های میزبان با ترکیب مونزودیوریت، تراکی‌آندزیت و آندزیت تشکیل شده است. در ادامه، فشار سیال گرمایی در بخش‌های

جدول ۱. کانی‌شناسی، بافت و توالی پاراژنتیکی کانه‌ها و کانی‌ها در سامانه کانه‌زایی کوه‌میل

Stages Minerals and Texture	Magmatic (Pro-ore stage)	Hypogene (Ore stage)	Supergene (Post-ore stage)	
			Reduced	Oxidized
Ore Magnetite Pyrite Chalcopyrite Hematite specularite Chalcoite Covellite Malachite Goethite Limonite	—————	-----		
	-----	-----		
		—————		-----
		—————		

				—————
				—————
				—————
				—————
Gangue Tourmaline Epidote Chlorite Sericite Kaolinite Pyrophyllite Albite Illite Quartz Calcite Gypsum		—————		
		—————		
		—————		
		—————		
		—————	-----	-----
		—————		
		—————		
		—————		
		—————		
		—————		
Texture Vein and Veinlets Brecciation Disseminated Open space-filling Replacement		—————		—————
	—————	—————		—————
		-----	-----	-----
		-----	-----	-----
		-----	-----	-----

ژئوشیمی سنگ‌های آذرین

مقادیر غلظت عناصر اصلی و کمیاب برای ۱۰ نمونه اصلی بدون در نظر گرفتن مقدار L.O.I. به ۱۰۰ رسانده شده سنگ آذرین نفوذی و خروجی گستره کوه میل در جدول ۲ آورده شده است. برای استفاده از این داده‌ها در رسم و تفسیر نمودارهای ژئوشیمیایی، مقادیر غلظت اکسید عناصر از قبیل GCDkit، Excel و غیره رسم شده‌اند.

جدول ۲. مقادیر اکسید عناصر اصلی (درصد وزنی)، عناصر اصلی، فرعی و کمیاب (ppm) در ۱۰ نمونه سنگ آذرین به روش‌های ICP-OES/MS

Rock type	Basaltic andesite	Trachy andesite	Quartz monzodiorite	Basaltic andesite	monzodiorite	Altered trachy andesite	monzodiorite	Altered trachy andesite	Quartz monzodiorite	Altered trachy andesite
Sample	KZ- RG-01	KZ- RG-02	KZ- RG-03	KZ- RG-04	KZ- RG-05	KZ- RG-06	KZ- RG-07	KZ- RG-08	KZ- RG-09	KZ- RG-10
SiO ₂	۵۴/۸۱	۵۲/۸۵	۵۶/۷۱	۵۴/۶۹	۵۷/۱۹	۷۴/۵۶	۵۷/۰۷	۸۴/۱۹	۵۶/۸۳	۸۳/۴۲
Al ₂ O ₃	۱۶/۸۸	۱۸/۳۳	۱۶/۱۹	۱۶/۸۹	۲۰/۰۰	۱۴/۱۲	۱۹/۰۶	۱۲/۵۷	۱۷/۱۵	۱۳/۲۶
CaO	۸/۱۱	۸/۲۹	۷/۴۲	۸/۱۷	۸/۱۹	۱/۲۶	۸/۰۰	۰/۱۰	۷/۶۲	۰/۱۲
Fe ₂ O ₃	۹/۷۵	۹/۹۴	۹/۱۲	۹/۷۹	۵/۴۶	۲/۸۲	۶/۳۶	۰/۱۶	۸/۱۹	۰/۱۴
K ₂ O	۰/۸۱	۱/۴۷	۱/۰۶	۰/۷۷	۱/۵۵	۰/۳۸	۱/۴۳	۲/۵۱	۱/۱۹	۲/۵۵
MgO	۵/۱۳	۴/۴۳	۵/۰۹	۵/۱۷	۲/۲۸	۰/۱۶	۲/۹۷	۰/۰۷	۴/۳۸	۰/۰۹
MnO	۰/۲۵	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۱۷	۰/۰۴
Na ₂ O	۳/۲۷	۳/۴۶	۳/۰۶	۳/۲۹	۴/۲۹	۵/۸۹	۳/۹۹	۰/۰۵	۳/۳۷	۰/۰۴
P ₂ O ₅	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۲۳	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۰۵	۰/۲۲	۰/۰۵
TiO ₂	۰/۸۴	۰/۸۵	۰/۹۲	۰/۸۲	۰/۷۸	۰/۶۰	۰/۸۲	۰/۲۵	۰/۸۸	۰/۲۸
As	۲۰/۲	۲۲/۶	۱۶/۵	۲۰/۳	۹	۹/۳	۱۰/۹	۱۱/۴	۱۴/۶	۱۱/۷
Ba	۲۶۲	۵۰۹	۳۳۲	۲۶۵	۳۹۸	۲۵	۳۸۲	۳۰	۳۴۹	۳۴
Be	۰/۵	۰/۵	۰/۶	۰/۴	۰/۷	۰/۷	۰/۷	۰/۳	۰/۶	۰/۲
Ca	۵۲۹۰۹	۵۳۷۰۰	۴۸۵۷۸	۵۲۹۰۶	۵۲۹۵۷	۹۱۲۶	۵۱۸۶۲	۱۳۵۸	۴۹۶۷۳	۱۳۴۵
Co	۲۸	۲۷/۷	۲۱/۹	۲۷	۱۲/۷	۲/۲	۱۵	۰/۷۵	۱۹/۶	۰/۷۵
Cr	۴۸	۳۵	۳۹	۵۰	۱۵	۱۳	۲۱	۱۰	۳۳	۱۲
Cs	۰/۶	۱/۶	۰/۸	۰/۵	۰/۹	۰/۳۷	۰/۹	۰/۳۷	۰/۸	۰/۳۷
Cu	۱۰۴	۱۲۱	۱۲۹	۱۰۲	۵۳	۱۸۵	۷۲	۷	۱۱۰	۹
Hf	۰/۵۹	۰/۵۸	۱/۱۹	۰/۶۱	۱/۶۲	۲/۴۶	۱/۵۱	۱/۳۳	۱/۳۰	۱/۳۲
Li	۸	۱۰	۸	۹	۳	۱۱	۴	۶	۷	۵
Mo	۰/۲	۱/۸	۰/۶	۰/۱	۰/۱	۰/۶	۰/۲	۰/۳	۰/۵	۰/۲
Nb	۱/۸	۱/۱	۲/۳	۱/۷	۱/۷	۴/۲	۱/۹	۶/۱	۲/۲	۶/۴
Ni	۱۳	۱۰	۱۷	۱۵	۷	۱	۱۰	۸	۱۵	۶
Pb	۴	۵۱	۱۴	۶	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷۵	۱۲	۰/۷۵
Rb	۱۲	۲۵	۱۸	۱۵	۲۷	۱۳	۲۵	۴۷	۲۰	۵۱
S	۴۳۶	۶۵۵	۲۸۹	۴۳۸	۲۰۷	۲۳۲	۲۲۸	۷۸۱	۲۶۹	۷۸۵
Sb	۰/۸	۰/۳۷	۰/۷	۰/۷	۰/۳۷	۱/۲	۰/۳۷	۱	۰/۸	۱
Sc	۲۲/۱	۲۴/۸	۲۵/۵	۲۲/۴	۱۸/۴	۹/۲	۲۰/۲	۴	۲۳/۷	۵
Sn	۱/۱	۰/۴	۱/۲	۰/۹	۰/۹	۱/۸	۱/۰	۰/۵	۱/۱	۰/۶

ادامه جدول ۲.

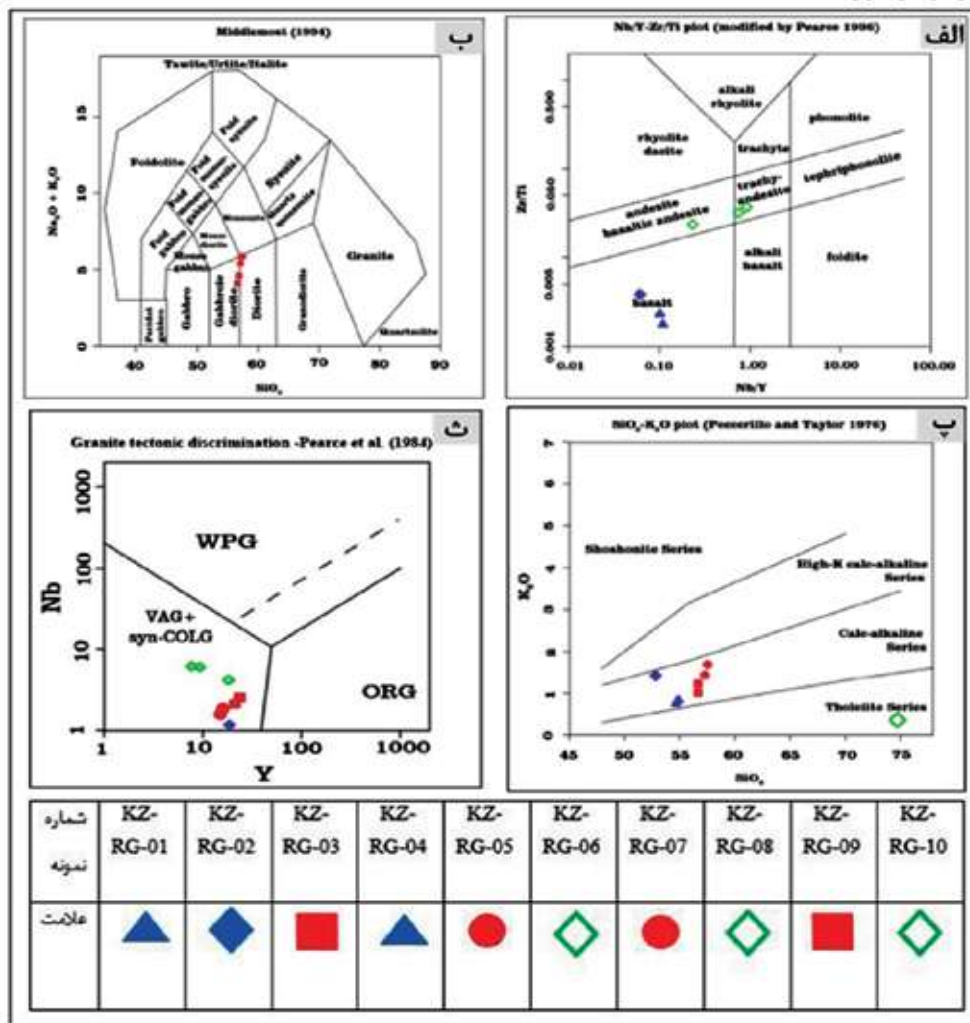
Rock type	Basaltic andesite	Trachy andesite	Quartz monzodiorite	Basaltic andesite	monzodiorite	Altered trachy andesite	monzodiorite	Altered trachy andesite	Quartz monzodiorite	Altered trachy andesite
Sample	KZ- RG-01	KZ- RG-02	KZ- RG-03	KZ- RG-04	KZ- RG-05	KZ- RG-06	KZ- RG-07	KZ- RG-08	KZ- RG-09	KZ- RG-10
Sr	۳۸۶/۳	۴۷۴/۷	۴۰۷/۸	۳۸۶/۵	۵۲۹	۸۰/۱	۴۹۸/۷	۲۰۴/۳	۴۳۸/۱	۲۰۴/۵
Ta	۰/۶۲	۰/۵۴	۰/۵۸	۰/۶۵	۱/۶۶	۰/۷۹	۱/۳۹	۱/۰۲	۰/۸۵	۱/۰۳
Th	۲/۰۹	۱/۹۵	۳/۱۹	۲/۱۵	۲/۹۳	۱۰/۴۵	۳/۰۰	۹/۷	۳/۱۳	۹/۵
U	۰/۴	۰/۵	۰/۶	۰/۳	۰/۷	۲/۱	۰/۷	۱/۴	۰/۶	۱/۶
V	۲۳۸	۲۶۶	۲۳۵	۲۳۵	۱۷۵	۷۷	۱۹۰	۸	۲۲۰	۱۰
Y	۱۶/۴	۱۸/۶	۲۰/۹	۱۶/۲	۱۶/۷	۱۸/۳	۱۷/۸	۸/۸	۱۹/۹	۸/۱
Zn	۱۱۷	۶۴۶	۷۴	۱۲۰	۴۱	۱۱	۴۹	۰/۷۵	۶۶	۰/۷۵
Zr	۹	۱۹	۳۴	۱۲	۴۶	۷۶	۴۳	۵۰	۳۷	۵۶
La	۹	۱۱	۱۳	۱۰	۱۰	۲۴	۱۱	۳۳	۱۲	۳۲
Ce	۱۶	۱۹	۲۴	۱۷	۲۲	۴۷	۲۳	۶۳	۲۴	۶۱
Pr	۱/۸۷	۲/۱	۲/۷۱	۱/۸۵	۲/۳۲	۴/۸	۲/۴۲	۵/۶۵	۲/۶۱	۵/۶۱
Nd	۷/۶	۸/۶	۱۱/۲	۷/۵	۸/۸	۱۸/۴	۹/۴	۱۷/۵	۱۰/۶	۱۷/۳
Sm	۲/۸۷	۳/۱۵	۳/۶	۲/۸۵	۳/۰۲	۴/۳	۳/۱۷	۲/۵۹	۳/۴۶	۲/۵۶
Eu	۱	۱/۱۸	۱/۱	۱	۱/۰۵	۰/۷۸	۱/۰۶	۰/۳۶	۱/۰۹	۰/۳۴
Gd	۲/۹۸	۲/۹۳	۳/۴۶	۲/۹۷	۳/۰۱	۳/۷۱	۳/۱۲	۱/۷۹	۳/۳۵	۱/۷۶
Tb	۰/۵۹	۰/۵۶	۰/۶۳	۰/۶۱	۰/۵۴	۰/۶۶	۰/۵۶	۰/۳۲	۰/۶۱	۰/۳
Dy	۳/۵۹	۳/۵۵	۴/۰۱	۳/۵۷	۳/۴۸	۳/۸۵	۳/۶۱	۱/۵۳	۳/۸۸	۱/۵۳
Er	۲/۴۳	۲/۴۹	۲/۴۶	۲/۴۵	۲/۲	۲/۵۸	۲/۲۷	۱/۲۶	۲/۴۰	۱/۲۴
Tm	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۳۳	۰/۲۷	۰/۳۱	۰/۲۹	۰/۱۹	۰/۳۲	۰/۱۸
Yb	۲/۴	۲/۶	۲/۵	۲/۳	۱/۹	۱/۷	۲/۱	۰/۹	۲/۴	۰/۸
Lu	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۲۷	۰/۳۱	۰/۲۹	۰/۲۲	۰/۳۲	۰/۲۲

ژئوشیمی سنگ‌های مناطق دگرسان شده

از آن جایی که در گستره کوه میل، پدیده دگرسانی بیشتر سنگ‌های آتشفشانی و توفی میزبان توده‌های نفوذی مونزودیوریتی و کانه‌زایی را تحت تاثیر قرار داده است، به همین دلیل می‌توان برای مطالعه شیمی دگرسانی‌ها از داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی سالم (تراکی‌اندزیت و اندزیت بازالت) و به شدت دگرسان شده (تراکی‌اندزیت‌های به شدت دگرسان شده) استفاده شده است. در مطالعه ژئوشیمی مناطق دگرسانی، برای بررسی غنی‌شدگی و تهی‌شدگی مقادیر عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در خلال فرآیند دگرسانی سنگ‌ها، مقدار غلظت عناصر در سنگ‌های دگرسان شده

بر اساس نمودار Nb/Y-Zr/Ti (Modified by

Pearce, 1996) سنگ‌های آتشفشانی گستره در میدان سنگ‌های اندزیت، اندزیت بازالت و تراکی‌اندزیت قرار می‌گیرد (شکل ۶-الف). بر اساس نمودار میدل‌موست (Middlemost, 1994)، سنگ‌های نفوذی منطقه از جنس گابرویدیوریت، دیوریت و مونزونیت می‌باشند (شکل ۶-ب). سری ماگمایی سنگ‌های منطقه با توجه به نمودار (Peccerillo and Taylor, 1976) کالک‌آلکالن است (شکل ۶-پ). از رفتار ژئوشیمیایی Y و Nb به عنوان نشانگرهای بسیار موثری در تشخیص انواع گرانیت‌ها استفاده می‌شود که بر اساس این نمودار، سنگ‌های آذرین منطقه، نشان‌دهنده موقعیت کمان آتشفشانی مرتبط با مناطق فرورانش و برخوردی هستند (شکل ۶-ث).



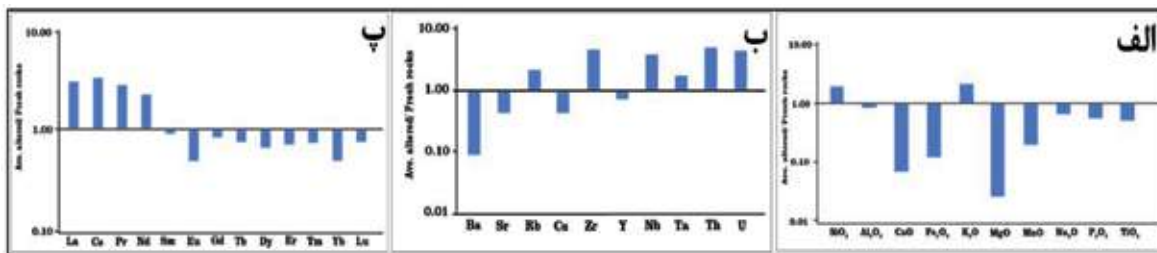
شکل ۶. الف) موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه بر روی نمودار (Nb/Y-Zr/Ti اصلاح شده توسط پارس، ۱۹۹۶)، ب) موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه بر روی نمودار (میدل موس، ۱۹۹۴)، پ) تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین گستره کوه میل بر اساس نمودار پسریلو و تیور (Peccerillo and Taylor, 1976) که در گستره کالک‌آکالن قرار دارند، ث) بر اساس نمودار پارس و همکاران (Pearce et al., 1984) نمونه‌ها در موقعیت کمان آتشفشانی مرتبط با مناطق فرورانش و برخوردی قرار می‌گیرند

خارج شدن آن از ترکیب سنگ بر اثر رخداد دگرسانی و شستشوی گرمایی است. عناصر K_2O و SiO_2 در سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده گستره کوه میل غنی‌شدگی دارند در حالی که عناصر CaO ، MgO ، Fe_2O_3 ، MnO ، Al_2O_3 ، TiO_2 و Na_2O ، P_2O_5 در این سنگ‌ها تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۷-الف). افزایش در مقدار K_2O و SiO_2 و کاهش در مقدار CaO و Na_2O نتیجه جاننشینی گرمایی پلاژیوکلازهای اولیه سنگ توسط آلکالی‌فلدسپار ثانویه، هیدرولیز فلدسپارها و تبدیل آن‌ها به کانی‌های رسی (ایلپیت و کائولینیت)، سرسیت و سیلیسی شدن است (Lentz and Gregoire, 1995). در سنگ‌های دگرسان

به انواع سالم و کمتر دگرسان شده آن‌ها مقایسه می‌شود (e.g., Grant, 1986; Leitch and Lentz, 1994). در این پژوهش نیز برای بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر در طول دگرسانی سنگ‌ها، نسبت متوسط مقدار غلظت عناصر در سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده (نمونه‌های سنگ شماره‌های 06، 08، 10) به متوسط مقدار آن‌ها در سنگ‌های سالم و کمتر دگرسان شده (نمونه‌های سنگ شماره‌های 01، 02، 04) حساب شده است (جدول ۲). غنی‌شدگی در مقدار یک عنصر بیانگر اضافه شدن آن به ترکیب سنگ بر اثر رخداد دگرسانی است، در حالی که تهی‌شدگی در مقدار یک عنصر بیانگر

سربیم، پرازیدیمیم و نئودیمیم غنی‌شدگی دارند درحالی‌که عناصر کمیاب خاکی سنگین (ساماریوم تا لوتسیم و ایتیریم) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. تفکیک عناصر کمیاب خاکی سبک از سنگین و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک در پهنه‌های دگرسانی آرژلیک به وجود و نبود کانی‌های حاصل از دگرسانی میزبان عناصر کمیاب خاکی سبک و میزان غلظت این عناصر در سیال گرمابی بستگی دارد که توسط تغییرات خواص فیزیکوشیمیایی از قبیل افزایش pH، درجه حرارت و فراوانی کمپلکس‌های سولفات، کربنات و کلرید فراهم می‌شود (حیدریان دهکردی و همکاران، ۱۴۰۳). عناصر کمیاب خاکی سبک رها شده از سیال در ساختار سیلیکات‌های ورقه‌ای مانند ایلیت، کائولینیت و پیروفیلت به‌جای پتاسیم وارد می‌شوند (Henderson, 1984؛ حسین زاده و همکاران، ۱۴۰۲) (شکل ۷-پ).

شده عناصری از قبیل روبیدیم، زیرکنیم، نیوبیوم، تانتالیم، اورانیم و توریم غنی‌شدگی دارند درحالی‌که عناصری مانند باریم، استرانسیم، سزیم و ایتیریم تهی‌شدگی نشان می‌دهند. عناصر باریم و استرانسیم بیشترین شباهت ژئوشیمیایی را با عنصر کلسیم دارند و در ساختار پلاژیوکلاز و تا حدودی هورنبلند به صورت پذیرفته وارد می‌شود. جانشینی پلاژیوکلازها به وسیله آلکالی فلدسپار، تبدیل فلدسپارها به کانی‌های رسی و تبدیل هورنبلندها به بیوتیت و کلریت در جریان فرآیند دگرسانی، سبب کاهش در مقدار کلسیم، باریم و استرانسیم می‌شود. عناصر کمیاب از قبیل نیوبیوم، تانتالیم، توریم و اورانیم در طول دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی حدواسط تا بازیک گستره کوه میل رفتار ژئوشیمیایی مشابه با عناصر کمیاب خاکی سبک دارند و مقدار غلظت آن‌ها در طول فرآیند دگرسانی افزایش می‌یابد (شکل ۷-ب). در سنگ‌های دگرسان شده عناصر کمیاب خاکی سبک از قبیل لانتانیم،



شکل ۷. توزیع ژئوشیمیایی نسبت متوسط مقدار غلظت عناصر در سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده به متوسط سنگ‌های آتشفشانی سالم و غیردگرسان شده در گستره کوه میل. الف) اکسید عناصر اصلی، ب) عناصر فرعی و کمیاب، پ) عناصر کمیاب خاکی

ژئوشیمی کانسنگ

برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی کانه‌زایی در منطقه کوه میل، تعداد چهار نمونه کانسنگ برای عنصر طلا به روش غال‌گذاری تجزیه شده است. علاوه بر این، نمونه‌های کانسنگ برای اندازه‌گیری مقادیر غلظت عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به روش مخلوط چهار اسید آماده‌سازی شده و با استفاده از روش‌های ICP-OES/MS تجزیه شده‌اند. مقادیر غلظت عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در چهار نمونه کانسنگ در جدول ۳ آورده شده است. برای ارزیابی همبستگی‌های ژئوشیمیایی میان عناصر در سامانه کانه‌زایی کوه میل، از تابع ضریب همبستگی

پیرسون استفاده شده است و نتایج محاسبات به صورت ماتریس ضرایب همبستگی در جدول ۴ آورده شده است. بر این اساس، عنصر طلا با بیسموت، کادمیم، مس، آهن، مولیبدن، سرب، آنتیموان و تنگستن دارای ضریب همبستگی مثبت بسیار خوب است (۰/۷۳ تا ۰/۹۳). همبستگی طلا با مس و آهن با حضور کالکوپیریت، پیریت و اسپیکولاریت در مطالعات کانی‌شناسی مطابقت دارد. عنصر مس با طلا، نقره، بیسموت، کادمیم و آرسنیک دارای همبستگی مثبت خوب است و با سرب و روی هیچ‌گونه همبستگی ندارد و با باریم همبستگی منفی دارد.

جدول ۳. مقادیر غلظت عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی (ppm) در چهار نمونه کانسنگ در گستره کوه میل

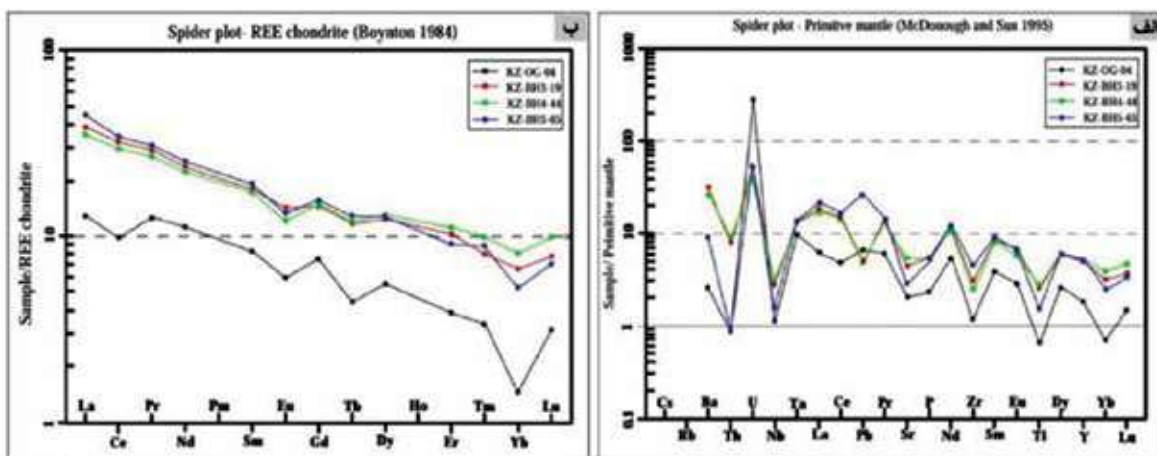
Sample	Au	Ag	Al	As	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Ce	Co	Cr
KZ-OG-04	۰/۶۱۷	۰/۴	۱۸۷۵۹	۲۳/۹	۱۷	۰/۱۵	۲/۹	۵۳۷۰۹	۰/۱	۸	۵/۲	۱۹
KZ-BH3-19	۰/۰۱۲	۰/۴	۶۰۲۳۳	۸	۲۱۰	۰/۵	۰/۰۷	۴۹۴۲۲	۰/۰۷	۲۶	۱۷/۵	۱۹
KZ-BH4-44	۰/۱۳۶	۰/۰۷	۵۷۶۲۱	۷/۹	۱۷۲	۰/۳	۰/۳	۴۰۵۰۸	۰/۰۷	۲۴	۱۱/۸	۲۶
KZ-BH5-65	۲/۱۸۸	۰/۶	۳۴۷۱۴	۹/۷	۶۰	۰/۲	۱/۲	۸۵۵۲۷	۰/۷	۲۸	۶/۸	۱۳
	Cu	Dy	Er	Eu	Fe	Gd	Hf	K	La	Li	Lu	Mg
KZ-OG-04	۱۵۱۶۵	۱/۷۸	۰/۸۱	۰/۴۴	۸۳۹۶۵	۱/۹۶	۰/۳۷	۴۶۰	۴	۴۴	۰/۱	۲۹۵۴
KZ-BH3-19	۲۰۲۷	۴/۰۱	۲/۱۷	۱/۰۴	۶۳۹۷۱	۳/۷۷	۰/۹۶	۸۱۹۱	۱۲	۴۱	۰/۲۵	۱۵۵۷۸
KZ-BH4-44	۲۷۳۹	۴/۲۲	۲/۳۶	۰/۸۸	۶۵۲۳۵	۳/۹۱	۰/۸۱	۶۱۸۰	۱۱	۲۶	۰/۳۲	۱۴۲۶۸
KZ-BH5-65	۳۹۶۶۷	۴/۱۱	۱/۹۲	۰/۹۹	۸۰۴۶۱	۴/۰۷	۱/۲۴	۱۲۸۷	۱۴	۳۴	۰/۲۳	۸۴۷۴
	Mn	Mo	Na	Nb	Nd	Ni	P	Pb	Pr	S	Sb	Sc
KZ-OG-04	۳۲۸	۴	۷۲۷۰	۰/۷۵	۶/۷	۷	۲۱۰	۱	۱/۵۵	۳۶۸	۵/۵	۹/۵
KZ-BH3-19	۱۸۵۱	۱	۱۴۶۵۵	۱/۸	۱۴/۳	۱۳	۴۸۲	۰/۷۵	۳/۵۶	۳۵۸۷	۲/۱	۱۴/۵
KZ-BH4-44	۱۳۶۹	۱	۱۷۲۳۶	۲	۱۳/۴	۱۵	۴۷۸	۰/۷۵	۳/۳۱	۲۹۰۱	۱/۶	۱۶/۴
KZ-BH5-65	۱۲۱۲	۴	۱۱۰۲۹	۱	۱۵/۳	۸	۴۵۱	۴	۳/۸	۳۹۹۰۰	۴/۵	۱۱/۳
	Se	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Te	Th	Ti	Tm	U	V
KZ-OG-04	۰/۳۷	۱/۶۲	۲/۱	۴۰/۳	۰/۳۶	۰/۲۱	۰/۰۷	۰/۰۷	۷۶۷	۰/۱۱	۵/۷	۱۳/۹
KZ-BH3-19	۰/۳۷	۳/۴۹	۱/۳	۸۷/۷	۰/۵	۰/۵۶	۰/۰۷	۰/۶۴	۳۰۸۱	۰/۲۶	۱/۰۴	۱۴/۷
KZ-BH4-44	۰/۳۷	۳/۳۹	۱/۲	۱۰۷/۵	۰/۴۸	۰/۵۷	۰/۰۷	۰/۷۲	۳۲۷۸	۰/۳۲	۰/۸	۱۳/۴
KZ-BH5-65	۱/۵۱	۳/۷۸	۱/۳	۵۵/۸	۰/۵	۰/۶۱	۰/۲۲	۰/۰۷	۱۸۵۲	۰/۲۹	۱/۱	۱۰/۹
	W	Y	Yb	Zn	Zr							
KZ-OG-04	۷۸/۵	۷/۸	۰/۳	۴۶	۱۲							
KZ-BH3-19	۱۲/۴	۲۱/۶	۱/۴	۶۹	۳۲							
KZ-BH4-44	۱۰/۹	۲۲/۵	۱/۷	۵۷	۲۶							
KZ-BH5-65	۳۸/۴	۲۲/۷	۱/۱	۶۴	۴۷							

جدول ۴. مقادیر ضریب همبستگی به روش پیرسون بر پایه لگاریتم داده‌های ژئوشیمیایی کانسنگ در گستره کوه میل

Au	1																	
Ag	0.27	1																
As	0.45	0.35	1															
Ba	-0.70	-0.50	-0.95	1														
Bi	0.89	0.28	0.80	-0.93	1													
Cd	0.77	0.75	-0.01	-0.30	0.47	1												
Cu	0.93	0.70	0.49	-0.74	0.84	0.86	1											
Fe	0.85	0.48	-0.79	-0.94	0.94	0.50	0.92	1										
K	-0.79	-0.50	-0.89	0.99	-0.96	-0.44	-0.83	-0.98	1									
Mo	0.87	0.74	0.71	-0.89	0.90	0.70	0.96	0.95	-0.95	1								
Pb	0.78	0.70	0.01	-0.32	0.48	0.99	0.87	0.61	-0.45	0.71	1							
S	0.26	0.24	-0.66	0.40	-0.19	0.75	0.32	-0.07	0.26	0.05	0.74	1						
Sb	0.73	0.74	0.79	-0.92	0.84	0.70	0.88	0.97	-0.95	0.97	0.59	-0.08	1					
Sn	0.31	0.37	0.99	-0.90	0.71	-0.11	0.38	0.71	-0.82	0.48	-0.09	-0.72	0.74	1				
W	0.73	0.45	0.89	-0.98	0.91	0.44	0.82	0.98	-0.99	0.95	0.45	-0.26	0.98	0.84	1			
Zn	-0.43	0.15	-0.87	0.79	-0.76	0.22	-0.28	-0.61	0.72	-0.70	0.20	0.76	-0.48	-0.83	-0.66	1		
Element	Au	Ag	As	Ba	Bi	Cd	Cu	Fe	K	Mo	Pb	S	Sb	Sn	W	Zn		

کمان‌های حاشیه قاره‌ای و ماگماهای متأثر از ترکیب پوسته قاره‌ای است (Hofmann et al., 1986). در شکل (۸-ب) الگوی ژئوشیمیایی عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های کانسنگ گستره کوه‌میل به کندریت (Boynton, 1984) به‌هنجار شده است. به‌هنجار سازی نسبت به کندریت دو نقش ایفا می‌کند، اول این‌که تغییرات فراوانی بین عناصر با عدد اتمی زوج و فرد را کاهش می‌دهد و دوم این‌که هرگونه تفریق نسبت به کندریتی را آشکار می‌سازد (Rollinson, 1993). با توجه به شکل (۸-ب) الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی در سه نمونه کانسنگ مشابه است در حالی‌که نمونه KZ-OG-04 در مقایسه با سه نمونه کانسنگ دیگر نسبت به عناصر کمیاب خاکی تهی‌شدگی دارد. دلیل مقدار پایین عناصر کمیاب خاکی در این نمونه به‌احتمال زیاد به خاطر افزایش سیلیس و اکسیدهای آهن می‌باشد که در دمای پایین و pH پایین سیال گرمایی و تحت شرایط نزدیک به سطح زمین تشکیل می‌شوند.

در بررسی ژئوشیمی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در کانسنگ‌های گستره کوه‌میل، مقادیر غلظت عناصر کمیاب در چهار نمونه کانسنگ به ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) به‌هنجار شده است (شکل ۸-الف). تهی‌شدگی Ti و Nb از ویژگی‌های ماگماهای کالک‌آکالن مرتبط با کمان‌های آتشفشانی در مقایسه با ماگماهای داخل صفحات لیتوسفری می‌باشد. آنومالی منفی Nb در بیشتر نمونه‌ها مورد مطالعه مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده ماگماهای مربوط به محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای بوده و می‌تواند نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای و سیالات آزاد شده از لیتوسفر فرورونده به وجود آمده باشد (Aldanmaz et al., 2000). آنومالی مثبت Pb نیز در نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود که می‌تواند به متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فرورونده و یا آلیس ماگما با سنگ‌های پوسته قاره‌ای ارتباط داشته باشد (Kamber et al., 2002). آنومالی مثبت Pb و آنومالی منفی Nb، نشانه ماگماهای



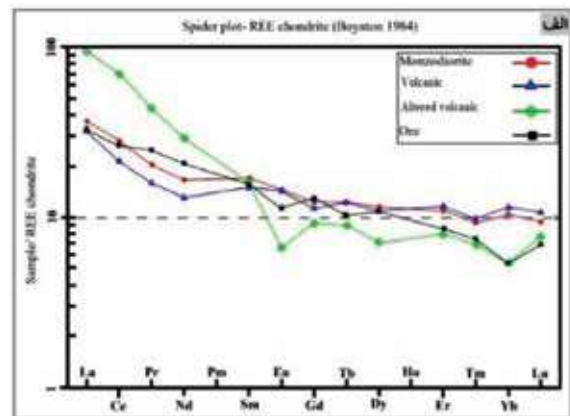
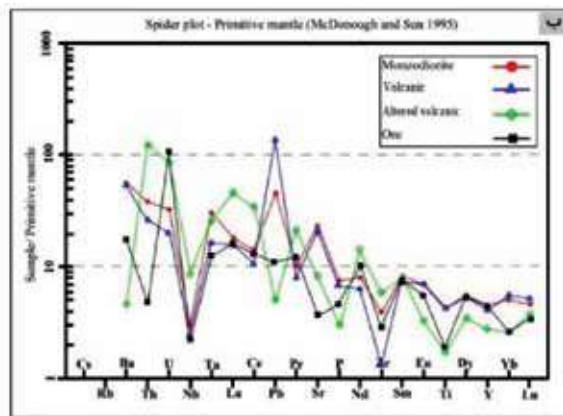
شکل ۸. الف) نمودار به‌هنجار شده عناصر کمیاب چهار نمونه کانسنگ به ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)، ب) نمودار به‌هنجار شده عناصر کمیاب خاکی چهار نمونه کانسنگ نسبت به کندریت (Boynton, 1984)

روند تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در نمونه‌های کانسنگ با روند این عناصر در نمونه‌های سنگ‌های میزبان سازگاری دارد و ارتباط زایشی میان کانسنگ و سنگ میزبان را بازگو می‌کند. به عبارتی عناصر مس، طلا، نقره و عناصر همراه از سیالات ماگمایی مرتبط با توده‌های

نمودار توزیع ژئوشیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در متوسط ترکیب نمونه‌های کانسنگ، مونزودیوریت، سنگ‌های آتشفشانی سالم و سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده میزبان کانه‌زایی در شکل (۹-الف و ب) نشان داده شده است. نتایج حاصل از این مقایسه حاکی است که

نشان می‌دهند (شکل ۹-الف)، که دلیل آن ورود عناصر کمیاب سبک به جای پتاسیم در کانی‌های منطقه دگرسانی آرژیلیک (به‌ویژه نوع پیشرفته) مانند پیروفیلت و ایلیت و یا جذب سطحی این عناصر به کانی‌های رسی مانند کائولینیت است (Henderson, 1984).

نفوذی مونزودیوریتی و نیز از شستشوی گرمابی سنگ‌های آتشفشانی میزبان منشا گرفته‌اند. در سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده عناصر کمیاب خاکی سبک از قبیل لانتانیم، سریم، پرازیدیمیم و نئودیمیم در مقایسه با سنگ‌های سالم و نیز کانسنگ غنی‌شدگی جزئی دارند در حالی که عناصر کمیاب سنگین در سنگ‌های دگرسان شده تهی‌شدگی

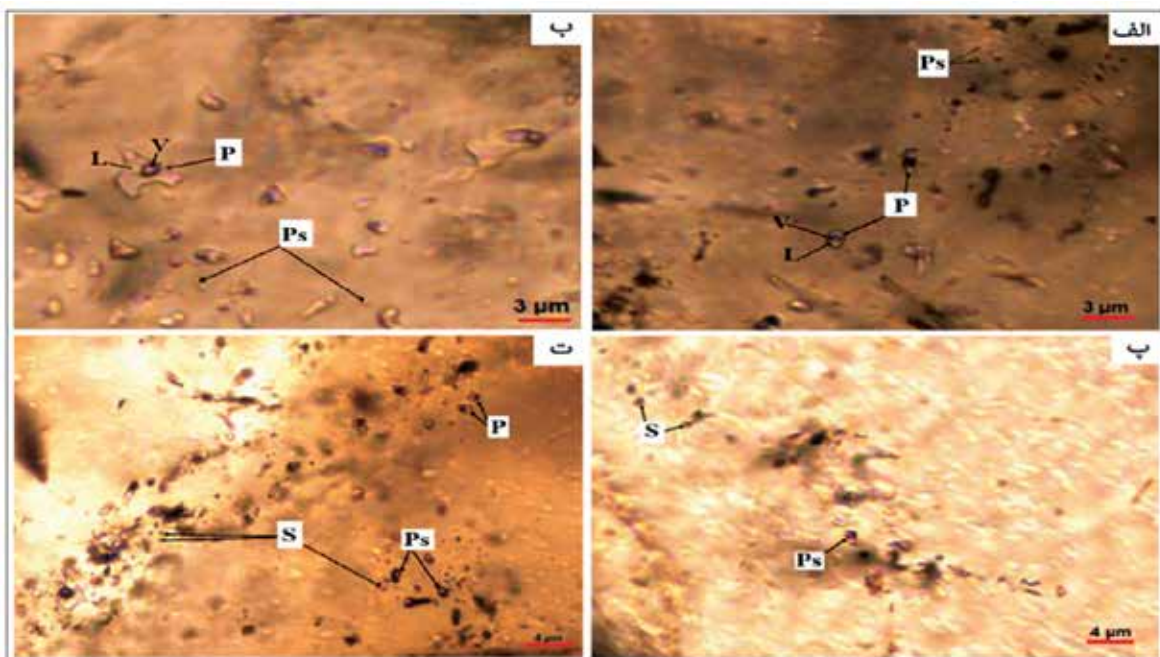


شکل ۹. الف) به‌هنجارسازی متوسط عناصر کمیاب خاکی کانسنگ و سنگ‌های میزبان به ترکیب کندریت (Boynston, 1984)، ب) به‌هنجارسازی متوسط عناصر کمیاب کانسنگ و سنگ‌های میزبان به ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)

میانبارهای سیال

چگالی میانبارهای سیال در کانه‌زایی کوه میل در بازه ۰/۹ تا ۱/۱ گرم بر سانتی‌متر مکعب قرار گرفته است (شکل ۱۱-الف). این گستره وسیع دما و شوری که منجر به تغییرات چگالی سیالات می‌شود می‌تواند ناشی از تغییرات متعدد در سامانه کانه‌زایی در اثر نفوذ سیال‌های جدید و اثرات آن بر سامانه و همچنین تغییرات در شرایط فیزیکی از قبیل فشار باشد. فشار به دام افتادگی میانبارهای سیال کمتر از ۱۰ بار است (شکل ۱۱-ب). نوع کمپلکس‌های احتمالی برای حمل عناصر در سیالات گرمابی در سامانه کانه‌زایی کوه میل از نوع سولفیدی بوده است. به همین دلیل می‌توان نتیجه گرفت که SO_4^{2-} و یا HS^- مهم‌ترین آنیون‌های حمل‌کننده کاتیون‌های عناصر مختلف بوده‌اند. وجود پیریت و کالکوپیریت در کانسار کوه‌میل این مطلب را تأیید می‌کند. عنصر مس در درجه حرارت‌های پایین‌تر و محیط‌های غنی از H_2S به‌صورت کمپلکس‌های بی‌سولفیدی ولی در حرارت‌های بالا به‌صورت کمپلکس‌های کلریدی $CuCl_2^-$ و

در این پژوهش، مطالعه سنگ‌نگاری و حرارت سنجی میانبارهای سیال در پنج نمونه مینرالیزه و بر روی کوارتزهای هم‌زاد با کالکوپیریت از نمونه‌های سطحی و مغزه‌های حفاری صورت گرفته است. اندازه میانبارهای سیال موجود در بلورهای کوارتز متفاوت بوده و از ۰/۵ تا سه میکرون متغیر است و بر مبنای زایش یا زمان به تله افتادن به صورت‌های اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب هستند (شکل ۱۰-الف تا ت). در نمونه‌های کوه میل، درصد میانبارهای سیال نوع اولیه غالب است و به صورت‌های بی‌شکل، نیمه‌شکل‌دار، شکل‌دار، کشیده و کروی هستند. نتایج مطالعات ریزدماسنجی نشان می‌دهد که مقادیر کمینه، بیشینه و متوسط شوری میانبارهای سیال در نمونه‌های مورد مطالعه به ترتیب ۲/۶۸، ۲۴/۶۷ و ۲۰/۲۵ درصد وزنی معادل نمک طعام است. تغییرات دمای همگن شدن میانبارهای سیال از ۱۱۵ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد متغیر است، که میانگین آن ۱۶۴ درجه سانتی‌گراد است.



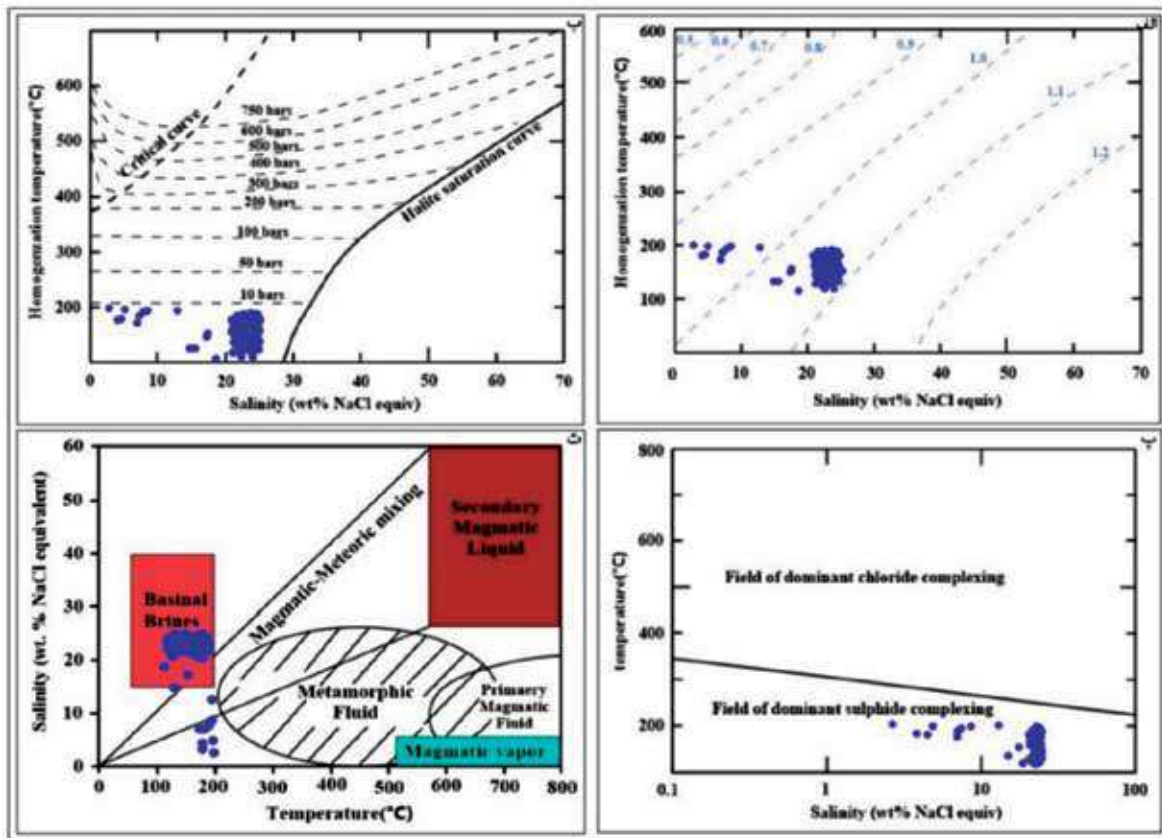
شکل ۱۰. انواع میانبارهای سیال به همراه اشکال مختلف آن‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه، الف) میانبار دوفازی نوع مایع-بخار (LV) به شکل‌های کروی و کشیده و میانبارهای اولیه و ثانویه کاذب، ب) میانبار نوع مایع-بخار، به صورت نیمه‌شکل‌دار و میانبارهای اولیه و ثانویه کاذب، پ) میانبار سیال از نوع ثانویه و ثانویه کاذب، ت) میانبار دوفازی نوع مایع-بخار به صورت کشیده و تمام‌شکل‌دار و انواع میانبارهای اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب، اولیه (P)، ثانویه (S) و ثانویه کاذب (Ps)

مرتبط با سطح زمین و در عمق کم می‌باشد، فشار حاکم بر محیط، فشار هیدرواستاتیک است. ولی اگر محیط به تله افتادن میانبارهای سیال در رابطه با ضخامت طبقات بالایی یا عمق زیاد تشکیل میانبارهای سیال باشد، فشار حاکم بر محیط، فشار لیتواستاتیک خواهد بود. در سامانه کوه میل فشار هیدرواستاتیک بر فشار لیتواستاتیک غالب است.

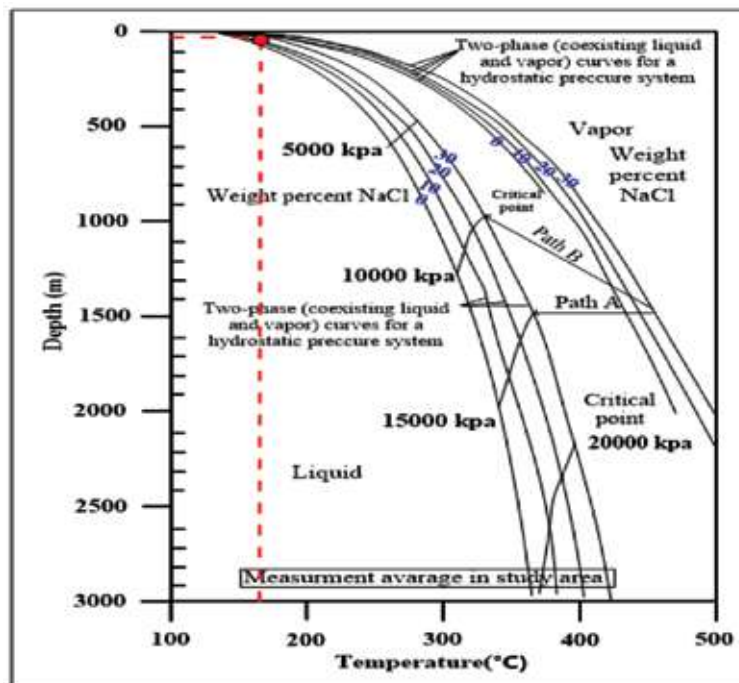
مقایسه ویژگی‌های کانسار کوه میل با کانسارهای اَبی‌ترمال

کانسار مس (طلا) کوه میل در بخش میانی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر واقع است. سنگ میزبان کانه‌زایی بیشتر سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت، آندزیت بازالت و سنگ‌های نفوذی نیمه‌عمیق با ترکیب مونزودیوریت تا کوارتز مونزودیوریت هستند. بافت‌های غالب در سنگ‌های آذرین پورفیری با زمینه میکروولیتی (سنگ‌های آتشفشانی) و دانه‌ای (سنگ‌های نفوذی نیمه‌عمیق) می‌باشد. سن سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی-پسین و سن سنگ‌های نفوذی نیمه‌عمیق ائوسن پسین است. بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی، سنگ‌های آذرین نفوذی ماهیت

CuCl_3^{2-} حمل می‌شود. عنصر طلا در سیالات گرمایی بیشتر به صورت کمپلکس‌های سولفیدی حمل می‌شود (پرتاک و علی‌پوراصل، ۱۳۹۸). در محدوده کوه‌میل با توجه به حرارت پایین سیالات کانه‌ساز، عناصر مس و طلا به صورت کمپلکس‌های بی‌سولفیدی حمل و ته‌نشست یافته‌اند (شکل ۱۱-پ). حضور کانی‌های کربناته مس از جمله ملاکیت، گوتیت و کلسیت به حضور آنیون CO_3^{2-} یا HCO_3^{2-} در سیالات دلالت دارد که دارای منشأ جوی می‌باشد و شواهد خوبی مبنی بر حضور سیالات جوی در کانه‌زایی اکسیدی برون‌زاد است. براساس مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال در نمونه‌های مربوط به گستره مورد مطالعه و نمودار شکل (۱۱-ث) به نظر می‌رسد که منشأ سیالات گرمایی، از نوع ماگمایی بوده است که در اثر اختلاط با آب‌های جوی و شوراب‌های حوضه‌ای رقیق شده است. براساس نمودار دما-فشار-عمق (Haas, 1971, 1976; Sourirajan and Kennedy, 1962) می‌توان عمق تقریبی کانی‌سازی را به دست آورد که کمتر از ۵۰۰ متر می‌باشد (شکل ۱۲). از آنجا که محیط به تله افتادن میانبارهای سیال در منطقه کوه‌میل،



شکل ۱۱. الف) نمودار دما-شوری جهت تعیین چگالی محلول‌های $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ اشباع از بخار (Wilkinson, 2001)، ب) نمودار تعیین فشار-بخار محلول بر حسب دمای همگن شدن و شوری (Driesner and Heinrich, 2007)، پ) نمودار دمای همگن شدگی-شوری سیالات (Pirajno, 2009) برای تعیین کمپلکس‌های آنیونی موثر در حمل عناصر کانساز، ت) نمودار درجه حرارت-شوری برای میانبارهای سیال با منشأهای متفاوت (Beane, 1983)



شکل ۱۲. نمودار دما-فشار-عمق برای تعیین عمق به دام افتادگی میانبارهای سیال و تشکیل سامانه کانه‌زایی کوه میل

کالک‌آلکالن و از نوع متالومین بوده و در زمره گرانیتوئیدهای نوع I طبقه‌بندی می‌شوند و با کمان‌های ماگمایی مناطق فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای و برخوردی مرتبط هستند. بر پایه شواهد صحرایی و مطالعات کانی‌شناسی، کانه‌زایی در گستره کوه میل بیشتر به شکل‌های رگه-رگچه‌ای، برشی، داربستی و دانه پراکنده در سنگ‌های آتشفشانی و سنگ‌های نفوذی مشاهده می‌شود، که در این میان بافت رگه-رگچه‌ای دارای کالکوپیریت در نمونه‌های زیرسطحی غالب است. کالکوپیریت، پیریت، مگنتیت، اسپیکولاریت، کالکوسیت و مالاکیت از کانه‌های مهم در کانسار کوه میل می‌باشند. در سامانه کانه‌زایی کوه میل، همبستگی ژئوشیمیایی مثبت و خوب میان مس با طلا، نقره، بیسموت، کادمیوم و آرسنیک

مشاهده می‌شود. مطالعه میانبار سیال بر روی کوارتزهای همزاد با کانه‌زایی مس و طلا، دمای همگن‌شدگی و میزان شوری را به ترتیب از ۱۱۵ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد (متوسط ۱۶۴ درجه سانتی‌گراد) و از ۲/۶۸ تا ۲۴/۶۷ (متوسط ۲۰/۲۵) درصد وزنی معادل نمک طعام نشان می‌دهد. بر اساس متوسط دمای همگن‌شدگی و شوری، فشار به‌دام افتادن میانبارهای سیال کمتر از ۱۰ بار و عمق جایگیری کمتر از ۵۰۰ متر ارزیابی می‌شود. مقایسه ویژگی‌های کانسار مس (طلا) کوه میل با ویژگی‌های عمومی کانسارهای ای‌ترمال، سامانه کانه‌زایی کوه میل بیشترین مشابهت را با کانسارهای ای‌ترمال سولفید حدواسط دارد (جدول ۵).

جدول ۵. مقایسه ویژگی‌های کانسار مس (طلا) کوه میل با ویژگی‌های عمومی کانسارهای ای‌ترمال

مشخصات	کانسارهای ای‌ترمال نوع سولفیداسیون بالا	کانسارهای ای‌ترمال نوع سولفیداسیون پایین	کانسارهای ای‌ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط	کانسار مس (طلا) کوه میل
محیط نکتونیک	حواشی کمان‌های قاره‌ای کششی و فشارشی	محیط‌های کششی قاره‌ای، جزایر کمانی، محیط‌های پشت کمان، محیط‌های کششی پس از برخورد	محیط‌های کششی در کمان‌های قاره‌ای و جزایر کمانی	محیط‌های کششی در کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای فعال
سری ماگمایی	کالک‌آلکالن	کالک‌آلکالن	کالک‌آلکالن	کالک‌آلکالن
سنگ‌های همراه	آندزیت، ریوداسیت	ریولیت-بازالت (بامودال)	آندزیت، ریوداسیت، به مقدار کم ریولیت	تراکی آندزیت، آندزیت و آندزیت بازالت
عناصر فلزی	مس-طلا-نقره (آرسنیک، روی، سرب، بیسموت، تنگستن، قلع)	طلا-نقره (سرب، روی، مس، مولیبدن، آنتیمون، جیوه)	نقره-طلا-روی-سرب-مس (آرسنیک، مولیبدن، آنتیمون، جیوه)	مس-طلا-نقره
شکل کانسار	جانشینی، برشی، رگه‌ای، توده‌ای	رگه‌ای، داربستی، برشی، دانه‌پراکنده	رگه‌ای، برشی، داربستی	رگه‌ای، برشی، داربستی، بندرت دانه‌پراکنده
کانه‌ها	انارژیت، بورنیت، کالکوپیریت، طلا آزاد، پیریت، کولیت، اسفالریت	الکتروم، آکانتیت، سولفوسالت نقره (اسفالریت، گالن، تنانتیت، کالکوپیریت)	الکتروم، آکانتیت، سولفوسالت نقره، اسفالریت، گالن، سلنیدها و تلوریدهای عناصر	کالکوپیریت، پیریت، اسپیکولاریت، همتایت، مالاکیت، کالکوسیت و کولیت
کانی‌های دگرسانی	کوارتز، آلونیت، کائولینیت، کلریت	کوارتز، کلسدون، کلسیت، آدولاریا، کلریت	کوارتز، کلسدون، کلسیت، کربنات‌های منگنز، باریت، آدولاریا	کوارتز، ایلیت، کائولینیت، سریسیت، پیروفیلیت، اپیدوت، کلریت، تورمالین، کلسیت
بافت	کوارتز حفره‌ای، رگه‌ای، برشی، توده‌ای	پوسته‌ای، کلوفرمی، شانه‌ای، جانشینی کربناتی	پوسته‌ای، کلوفرم، شانه‌ای، جانشینی کربناتی	رگه-رگچه‌ای، برشی، شانه‌ای، پرکننده فضای خالی، جانشینی، کلوفرمی
ویژگی‌های سیال	آب‌های ماگمایی (اسیدی-اکسیدی)	آب‌های جوی (احیایی-نزدیک به خنثی)	آب‌های جوی و ماگمایی (نزدیک به خنثی و احیایی)	آب‌های جوی و ماگمایی (نزدیک به خنثی و احیایی)

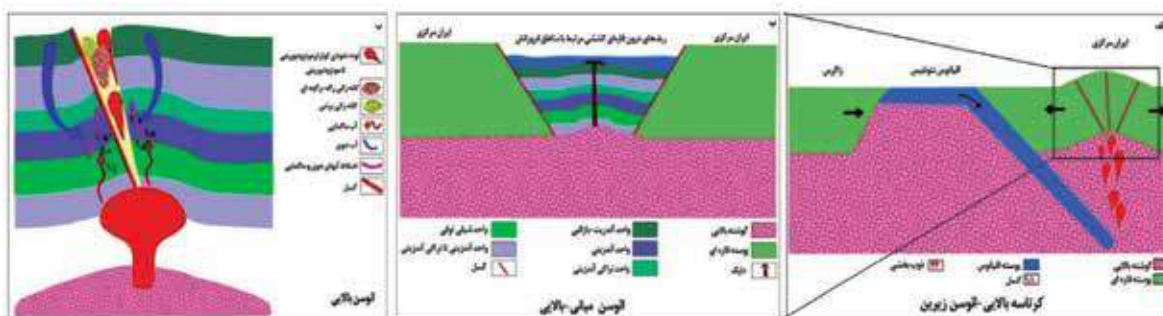
ادامه جدول ۵.

مشخصات	کانسارهای اپی ترمال نوع سولفیداسیون بالا	کانسارهای اپی ترمال نوع سولفیداسیون پایین	کانسارهای اپی ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط	کانسار مس (طلا) کوه میل
عیار مس	از ۰/۱ درصد تا بیش از یک درصد (متوسط حدود ۰/۵ درصد)	کمتر از نیم درصد	از ۰/۱ درصد تا بیش از یک درصد (متوسط حدود ۰/۵ درصد)	از حدود ۰/۲ درصد تا ۳/۹۶ درصد (بر اساس تجزیه چهار نمونه)
عیار طلا	از حدود یک تا ۲۰ گرم در تن	از حدود یک تا ۱۰۰ گرم در تن	از حدود یک تا ۳۰ گرم در تن	از حدود ۰/۱ تا ۲/۵ گرم در تن (بر اساس تجزیه چهار نمونه)
دما و شوری میانبار سیال	دمای همگن شدگی: از ۱۵۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی گراد متوسط شوری: کمتر از ۱۰ درصد وزنی معادل نمک طعام	دمای همگن شدگی: از ۱۵۰ تا بیش از ۲۵۰ درجه سانتی گراد شوری: کمتر از ۵ درصد وزنی معادل نمک طعام	دمای همگن شدگی: از ۱۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی گراد شوری: کمتر از ۱۰ درصد وزنی معادل نمک طعام	دمای همگن شدگی: از ۱۱۵ تا ۲۰۰ درجه سانتی گراد شوری: از ۶۸/۲ تا ۲۴/۶۷ درصد وزنی معادل نمک طعام
منابع	Hedenquist et al., 2000, 2004; Sillitoe and Hedenquist, 2003; Simmons et al., 2005, Wang et al., 2019			مطالعه حاضر

مدل زایشی سامانه کانه‌زایی

فرورانش نهشته شده است (شکل ۱۳-ب)، و مرحله ۳) در این مرحله توده‌های نفوذی از جنس کوارتز مونوزودیوریتی تا مونوزودیوریتی به سن ائوسن پسین در واحدهای آتشفشانی-رسوبی با ترکیب گدازه و توف‌های تراکی آندزیت، شیل توفی، آندزیت و آندزیت بازالتی نفوذ کرده است. جایگیری توده‌های آذرین و سیالات گرمایی مرتبط با آن‌ها بیشتر در امتداد ساختارهای تکتونیکی از قبیل شکستگی‌ها و گسل‌ها عمیق صورت گرفته است. سیالات ماگمایی که گاهی با آب‌های جوی مخلوط شده‌اند ضمن دگرسانی سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌ای ائوسن میانی-پسین و هم‌چنین توده‌های کوارتز مونوزودیوریت تا مونوزودیوریت، در تشکیل کانه‌زایی گرمایی مس (طلا) در گستره کوه میل نقش برجسته‌ای داشته‌اند (شکل ۱۳-پ).

بر اساس نتایج به دست آمده از مشاهدات صحرایی، مطالعات سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری، روابط پاراژنتیکی کانی‌ها و کانه‌ها، دگرسانی‌ها، بررسی‌های ژئوشیمیایی و میانبارهای سیال مراحل تکوین و تکامل کانه‌زایی مس (طلا) کوه میل را می‌توان طی چند مرحله به شرح زیر خلاصه کرد: (مرحله ۱) در طول دوره کرتاسه پسین-ائوسن پیشین ورق قاره‌ای عربی به سمت شمال شرقی حرکت کرده و منجر به فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان به زیر ورق قاره‌ای ایران مرکزی شده است. در نتیجه ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده، گوه گوشته‌ای و پوسته قاره‌ای زیرین، کمان ماگمایی ارومیه-دختر در یک حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده است (شکل ۱۳-الف)، مرحله ۲) در دوره ائوسن میانی-پسین، توالی از سنگ‌های رسوبی، آذرآواری و گدازه‌ای در محیط کششی درون کمانی مرتبط با منطقه



شکل ۱۳. تصویر نمادین از مراحل تکوین و تکامل کانه‌زایی در گستره کوه میل. الف) فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان به زیر ورق قاره‌ای ایران مرکزی، ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده و بسته شدن اقیانوس تتیس جوان در زمان کرتاسه بالایی-اوسن پیشین، ب) تشکیل توالی آتشفشانی-رسوبی در محیط کششی درون کمانی مرتبط با مناطق فرورانش در زمان اوسن میانی-پسین، پ) نفوذ توده‌های کوارتز مونزودیوریت تا مونزودیوریت در واحدهای آتشفشانی-رسوبی در زمان اوسن پسین، گسلش و ایجاد مناطق درز و شکستگی و برش‌زایی در امتداد مناطق گسلی، صعود سیالات با منشاء ماگمایی و اختلاط آن‌ها با آب‌های جوی و انتقال مس، طلا و عناصر همراه به صورت کمپلکس‌های بی‌سولفیدی و نهشته‌گذاری آن‌ها در درز و شکستگی‌ها و فضای بین قطعات برش‌ها و تشکیل سامانه کانه‌زایی اپی‌ترمال در منطقه کوه میل

نتیجه‌گیری

غلظت مس و طلا در حد تمرکز کانساری و نقره در حد غنی‌شدگی است و مقادیر سایر عناصر پایین است. متوسط مقدار مس (۱۴۹۰۰ گرم در تن) و طلا (۰/۷۴ گرم در تن) در نمونه‌های کانسنگ گستره کوه میل در مقایسه با فراوانی پوسته‌ای آن‌ها (۶۰ گرم در تن برای مس و ۰/۰۰۵ گرم در تن برای طلا) در حدود ۲۵۰ و ۱۵۰ مرتبه بیشتر است که بیان از رخداد کانه‌زایی مس و طلا در این گستره است. متوسط مقدار نقره در نمونه‌های کانسنگ (۰/۳۷ گرم در تن) در مقایسه با فراوانی پوسته‌ای آن (۰/۷۵ گرم در تن) در حدود پنج مرتبه بیشتر می‌باشد که بیان از غنی‌شدگی جزئی عنصر نقره در گستره کوه میل است. مقایسه رفتار ژئوشیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در متوسط ترکیب نمونه‌های کانسنگ، مونزودیوریت، سنگ‌های آتشفشانی سالم و دگرسان شده، این نتیجه به دست می‌آید که روند تغییرات این عناصر در نمونه‌های کانسنگ با روند آن‌ها در نمونه‌های سنگ‌های میزبان سازگاری دارد و ارتباط زایشی میان کانسنگ و سنگ میزبان را بازگو می‌کند. به عبارتی عناصر مس، طلا، نقره و عناصر همراه از سیالات ماگمایی مرتبط با توده‌های نفوذی مونزودیوریتی و نیز از شستشوی گرمایی سنگ‌های آتشفشانی میزبان منشا گرفته‌اند. دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال از ۱۱۵ تا

طی رخدادهای پس از فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان به زیر ورق قاره‌ای ایران مرکزی و برخورد ورق‌های قاره‌ای ایران مرکزی و زاگرس، ماگمای والد کالک‌آلکالین سامانه کانه‌زایی کوه میل از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده، گوهی گوشته‌ای و پوسته قاره‌ای زیرین ضخیم شده، در موقعیت کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای فعال ایجاد شده است. دگرسانی‌های مرتبط با سامانه کانه‌زایی کوه میل شامل پروپیلیتیک، آرژیلیک، فیلیک، سیلیسی، اکسید آهنی، تورمالینی و کربناتی است، که در این میان کانه‌زایی بیشتر در مناطق دگرسانی سیلیسی و اکسید آهنی رخ داده است. شکل‌های رگه-رگچه‌ای و برشی، ساخت و بافت‌های غالب کانه‌زایی در این گستره هستند. تکامل کانی‌شناسی در سامانه کوه میل در دو مرحله درون‌زاد و برون‌زاد صورت گرفته است. در مرحله درون‌زاد مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، اسپیکولاریت و هماتیت و در مرحله اکسیداسیون سطحی و برون‌زاد، کالکوسیت، کولیت، مالاکیت، گوتیت و لیمونیت تشکیل شده است. برای تعیین عناصر معرف کانه‌زایی در محدوده کوه میل، مقادیر غلظت عناصر مهم از قبیل Au, Cu, Ag, As, Pb, Zn, Sb, Sn, W, Ba در نمونه‌های کانسنگ با مقدار فراوانی پوسته‌ای آن‌ها مقایسه شده است. نتیجه این بررسی نشان می‌دهد که مقادیر

زمین‌شناسی و اکتشافی در مقیاس ۱/۲۰۰۰۰ در محدوده‌ی اکتشافی کوه میل، شمال شرق ساوه، گزارش داخلی و منتشر نشده گروه معدنی زرمش.

- یوسفی، س.، ۱۳۹۶. کانی‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار مس زرنديه، شمال شرق ساوه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۴۴.

- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.

- Beane, R.E., 1983. The Magmatic-Metamorphic Transition. Geothermal Resources Council, Special Report 13, 245-253.

- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson, P., Ed., rare earth element geochemistry, Elsevier, New York, 63-114.

- Driesner, T. and Heinrich, C.A., 2007. The system H₂O-NaCl correlation formulae for Phase relations in temperature-pressure-composition space from 0 to 1000°C, 0 to 5000 bar, and 0 to 1 XNaCl. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 4880-4901.

- Grant, J.A., 1986. The isocon diagram-a simple solution to Gresens' Equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81, 1976-1982.

- Haas, J.L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology*, 66, 940-946.

- Haas J.L., 1976. Thermodynamic properties of the coexisting phases and thermodynamic properties of the NaCl component in boiling NaCl solutions. *United State Geological Survey Bulletin*, 1421-B. 71.

- Hedenquist, J.W., Arribas, J.A. and Gonzalez-Ureïn, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. *Society of Economic Geologists Review*, 13, 245-277.

۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و میزان شوری آن‌ها از ۲/۶۸ تا ۲۴/۶۷ درصد وزنی معادل نمک طعام تغییر می‌کند. براساس دمای همگن‌شدگی و شوری، فشار به‌دام افتادن میانبارهای سیال کمتر از ۱۰ بار و عمق جایگیری کمتر از ۵۰۰ متر بوده است. بر پایه مشاهدات صحرایی، مطالعات زمین‌شناسی، سنگ‌نگاری، دگرسانی، کانه‌زایی، ژئوشیمی، میانبارهای سیال و مقایسه کانسار مورد مطالعه با انواع کانسارهای اپی‌ترمال، سامانه کانه‌زایی کوه میل یک کانسار مس (طلا) اپی‌ترمال با درجه سولفید حدواسط معرفی می‌شود که در کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای فعال تشکیل شده است.

منابع

- پرتاک، ن. و علی‌پوراصل، م.، ۱۳۹۸. کانه‌زایی طلائی اپی‌ترمال با سنگ میزبان کربناتی کاوند، جنوب غرب زنجان. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۳، ۵۲، ۶۳-۸۸.

- حسینی قره‌تکان، م.، ۱۳۹۸. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و الگوی ژئوشیمی و پیدایش کانسار مس-آهن کردخلج، شمال غرب ساوه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۳۶.

- حسین زاده، م.ر.، مغفوری، س.، موید، م.، هادوی چهاربرج، ز. و عامل، ن.، ۱۴۰۲. زمین‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی پراکندگی عناصر در زون‌های دگرسانی نقدوز-زایلک، زون ماگمایی ارسباران. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۷، ۶۵، ۷۱-۹۰.

- حیدریان دهکردی، ن.، نیرومند، ش. و تاج‌الدین، ح.ع.، ۱۴۰۳. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در پهنه‌های دگرسان و کانه‌دار کانسار لخشک (پهنه زمین درز سیستان). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۸، ۶۹، ۳۵-۴۷.

- رجب پور، ش.، ۱۳۹۵. کانی‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمی کانسار مس ولکانیکی کوه پنگ ساوه، بخش میانی پهنه فروانش ارومیه-دختر. مجله پژوهش‌های دانش زمین دانشگاه شهید بهشتی، ۷، ۱، ۲۵، ۱۰۹-۱۲۸.

- فضلی، ن.، قادری، م.، لنتز، د. و جیان‌وی، ل.، ۱۳۹۸. زمین‌شناسی، دگرسانی، کانه‌زایی و ژئوشیمی کانسار اپی‌ترمال نقره-مس نارباغی شمالی، شمال خاور ساوه. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۸، ۱۱۲، ۱۳-۲۲.

- گروه معدنی زرمش، ۱۳۹۸. پی‌جویی‌های

- Hedenquist, J.W., Sillitoe, R.H. and Arribas, A., 2004. Characteristics of and exploration for high-sulfidation epithermal Au-Cu deposits. In: Cooke, D. R., Deyell, C. L., Pongratz, J., (eds.), 24 Carat Gold Workshop: Centre for Ore Deposit Research, Special Publication, 5, 99-110.
- Henderson, P., 1984. General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In: P. Henderson (Editor), rare earth element geochemistry. Developments in Geochemistry, Elsevier, New York. 1-32.
- Hofmann A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. and White, W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. Earth and Planetary Science Letters, 79, 33-45.
- Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C. and McDonald, G.D., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. Contributions to Mineralogy and Petrology, 144, 38-56.
- Leitch, C.H.B. and Lentz, D.R., 1994. The Gresens approach to mass balance constraints of alteration systems: methods, pitfalls, examples. In: D.R. Lentz (Editor), Alteration and Alteration Processes Associated with ore-forming systems. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 11, 161-192.
- Lentz, D.R. and Gregoire, C., 1995. Petrology and mass balance constraints on major, trace and rare earth element mobility in porphyry greisen alteration associated with the epizonal True Hill granite, southwestern New Brunswick, Canada. Journal of Geochemical Exploration, 52, 303-331.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. Composition of the earth. Chemical Geology, 120, 223-253.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma and igneous rock system. Science Reviews, 37, 215-224.
- Pearce, A., Harris, N.B. and Tindle, A.G., 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. Journal of Petrology, 25, 956-983.
- Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulfide exploration. Geological Association of Canada Short Course Notes. 79-113.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58, 63-81.
- Pirajno, F., 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. Springer, Geological Survey of Western Australia, Perth, Australia, 1273.
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, 352.
- Sillitoe, R.H. and Hedenquist, J.W., 2003. Linkages between volcanotectonic settings ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits in volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes with the earth. Society of Economic Geologists, Special Publication. 10. 315-345.
- Simmons, S.F., White, N.C. and John, D.A., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. Economic Geology 100th Anniversary. 485-522.
- Sourirajan, S. and Kennedy, G.C., 1962. The system H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures. American Journal of Science, 260, 115-141.
- Wang, L., Qin, K.Z., Song, G.X. and Li, G.M., 2019. A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification. Ore Geology Reviews, 107, 434-456.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95, 185-187.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos, 55, 229-272.

مدل‌سازی اثرات کف‌شکنی چاه‌های بهره‌برداری بر آبخوان باد-خالدآباد، جنوب کاشان

فاطمه شیرخانی^۱، حمیدرضا ناصری^{۲(۳)}، فرشاد علیجانی^۳ و زهره نجات جهرمی^۴

۱. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهیدبهشتی، تهران، ایران
۲. استاد، گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهیدبهشتی، تهران، ایران
۳. استادیار، گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهیدبهشتی، تهران، ایران
۴. دانش‌آموخته دکتری، شرکت مدیریت منابع آب ایران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۲/۱۸

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۴/۱۶

چکیده

آب زیرزمینی مهم‌ترین منبع تأمین نیاز آبی در منطقه باد-خالدآباد شهرستان کاشان به شمار می‌رود. با افزایش برداشت از آبخوان باد-خالدآباد فراتر از ظرفیت تجدیدپذیر، پتانسیل برداشت از این آبخوان کاهش یافته است و نیاز به کف‌شکنی چاه‌ها احساس می‌شود. این پژوهش به بررسی تأثیر افزایش برداشت از چاه‌ها و کف‌شکنی آنها بر پتانسیل بهره‌برداری از آبخوان با استفاده از مدل پرداخته است. بدین منظور، ابتدا عوامل کمی و کیفی هیدروژئولوژیک مؤثر بر کف‌شکنی شناسایی شدند، سپس با تعیین وزن لایه‌ها به روش فرآیند تحلیلی سلسله مراتبی (AHP)، در محیط GIS با یکدیگر تلفیق و پنج منطقه با شرایط بهینه برای پیشنهاد کف‌شکنی چاه‌ها مشخص شد. پس از آن مدل‌سازی عددی شامل مراحل واسنجی، صحت‌سنجی و پیش‌بینی با استفاده از نرم‌افزار MODFLOW انجام شد. با استفاده از مدل ایجاد شده، اثرات افزایش برداشت ۲۰ درصدی چاه‌های بهره‌برداری با اجرای طرح کف‌شکنی در پنج منطقه پیشنهادی به صورت مرحله‌ای با بررسی تغییرات سطح ایستابی آبخوان در ۱۰ سال آینده پیش‌بینی گردید. نتایج مدل‌سازی به ترتیب افت متوسط ۱۲ و ۱۳ متر در بخش‌های جنوبی و شرقی آبخوان را نشان می‌دهد. در این آبخوان، کف‌شکنی بیش از ۹ متر، کیفیت و کمیت ذخیره آبخوان را به خطر می‌اندازد.

واژه‌های کلیدی: کف‌شکنی چاه، مدل‌سازی آبخوان، MODFLOW، دشت باد-خالدآباد.

مقدمه

زیرزمینی در نقاط مختلف جهان شده است. در ایران، بیش از نیمی از دشت‌ها به وضعیت ممنوعه و بحرانی در زمینه منابع آب زیرزمینی رسیده‌اند (شرکت آب منطقه‌ای استان اصفهان، ۱۳۹۹). افزایش جمعیت و توسعه صنعت و کشاورزی، به همراه تغییرات اقلیمی، منجر به عدم

در سال‌های اخیر افزایش برداشت از آبخوان‌ها برای تأمین نیازهای روزافزون انسانی منجر به کاهش قابل توجه منابع آب زیرزمینی در مناطق جمعیتی و کشاورزی شده است. این برداشت بی‌رویه باعث افت کمی و کیفی آب‌های

* نویسنده مرتبط: h-nassery@sbu.ac.ir

Asimi, 1998). در منطقه Pleasant Valley در جنوب کالیفرنیا معمولاً بخش های عمیق تر آبخوان، حاوی آب شیرین و مناسب برای استخراج است، این در حالی است که گاهی برخلاف این دیدگاه، آب برخی از چاه ها برای مصرف کشاورزی یا شهری مناسب نبوده و کیفیت آن با گذشت زمان کاهش یافته است (Izbicki et al., 2005). در شمال شرقی عبادان (نیجریه)، تعداد کلیفرم، pH، سختی و غلظت برخی یون ها با افزایش عمق چاه آب افزایش یافته است، در حالی که نیترات و بی کربنات کاهش یافته اند (Ifabiyi, 2008). با این حال، مطالعات دیگری وجود دارند که ارتباط معنی داری بین عمق چاه و کیفیت آب پیدا نکرده اند. در استان گیونگ سانگ جنوبی (کره جنوبی)، هیچ همبستگی قابل توجهی بین عمق چاه و شیمی آب مشاهده نشده است، که احتمالاً به دلیل سیستم های هیدروژئولوژیک پیچیده است (Kim et al., 2007). همچنین، پژوهش های متعدد دیگری در مناطق شهری و روستایی اندونزی هیچ ارتباط معنی داری بین عمق چاه و غلظت آهن یا کلر را نشان نداده اند (Ronny et al., 2019). این یافته های متناقض نشان می دهند که تأثیر عمق چاه بر شیمی آب ممکن است بسته به عوامل زمین شناسی و محیطی محلی متفاوت باشد و باید بر اساس شرایط هیدروژئولوژیک محلی تعیین شود.

در منطقه باد-خالداآباد به دلیل بارش کم و توزیع زمانی نامناسب و کاهش و یا فقدان رواناب در فصل های مصرف، کشاورزان به طور عمده آب مورد نیاز خود را از آب های زیرزمینی تامین می کنند. برداشت بی رویه از چاه های این منطقه باعث افت تراز آب زیرزمینی و کاهش دبی چاه ها شده است. شاید با حفاری و کف شکنی چاه ها بتوان به دبی اولیه چاه ها دست پیدا کرد. چون کف شکنی بالاتر از حد مجاز ممکن است باعث فرونشست و کاهش ذخیره آب زیرزمینی شود، لذا تعیین عمق مناسب برای کف شکنی چاه های کشاورزی، برای افزایش دبی، بسیار مهم می باشد. به همین منظور در این پژوهش، عمق بهینه کف شکنی چاه های کشاورزی در آبخوان باد-خالداآباد با مدل سازی جریان آب زیرزمینی تعیین شده است.

تعداد در منابع و مصرف آب شده است (Vorosmarty et al., 2010). کشور ایران نیز با دارا بودن مناطق خشک و نیمه خشک از این قاعده مستثنا نیست. در این راستا، یکی از چالش های اصلی در مدیریت منابع آب زیرزمینی، کاهش راندمان چاه ها به دلیل برداشت های بی رویه و تأثیر آن بر کیفیت آب زیرزمینی است. وزارت نیرو در سال ۱۳۹۴ اقدام به اجرای طرح احیا و تعادل بخشی آبخوان های کشور کرده است که یکی از اهداف آن محدود کردن کف شکنی چاه های کشاورزی برای حفاظت از منابع آب زیرزمینی می باشد.

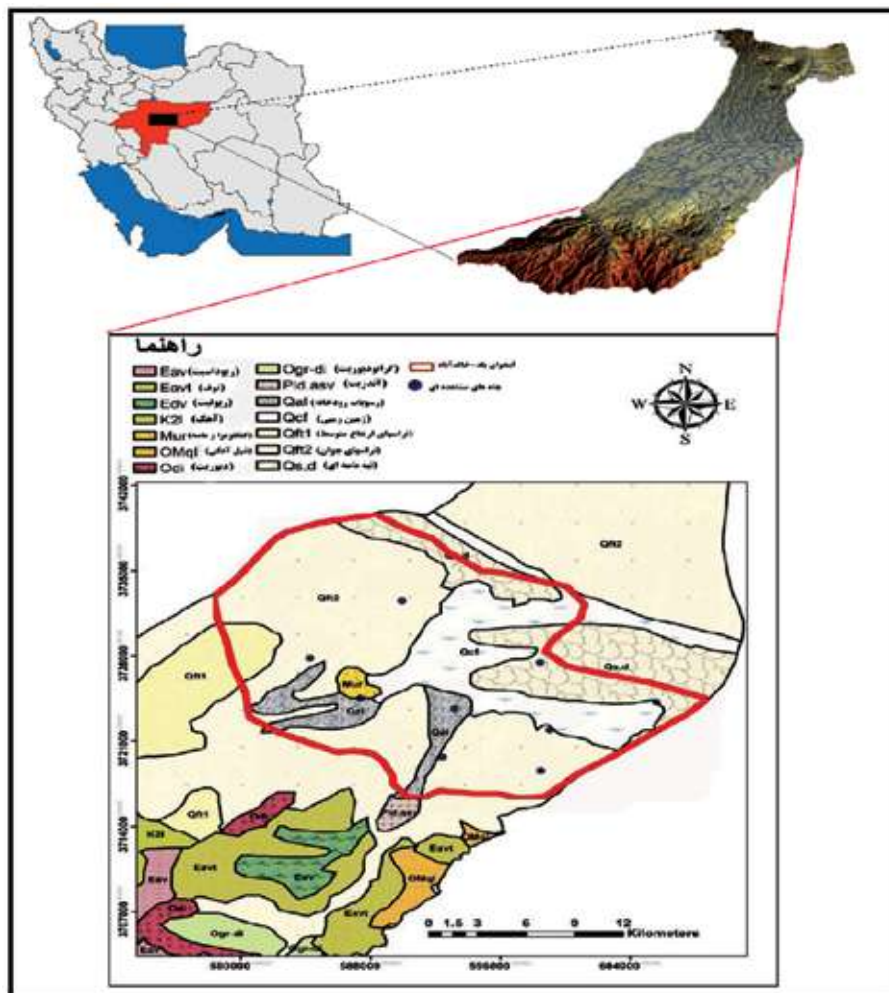
با توجه به اهمیت منابع آب زیرزمینی و تامین آب از طریق حفر چاه های عمیق، ضرورت بهره برداری از چاه ها و رعایت اصول علمی و فنی در مراحل مختلف بهره برداری و نگهداری آن ها بسیار زیاد است. اکرامی و همکاران (Ekrami et al., 2013) در پژوهشی تأثیر خشکسالی اقلیمی بر منابع آب زیرزمینی دشت اردکان را بررسی کردند. نتایج این پژوهش نشان داد، علاوه بر برداشت بی رویه از آبخوان، رخداد خشکسالی نیز بر کاهش آبدی چاه ها، قنات ها و چشمه های دشت یزد-اردکان تأثیر داشته و زمان تأثیر آن دو سال پس از وقوع خشکسالی بوده است. بیژنی و همکاران (۱۳۹۵) عمق کف شکنی چاه ها در آبخوان علی آباد (قم) را با استفاده از مدل ریاضی تعیین کردند. در این پژوهش از کد GIS به علت پشتیبانی از نرم افزار ArcGIS استفاده شد. نتایج نشان داد در بخش های جنوب غربی و جنوب شرقی آبخوان علی آباد احتمال خشک شدن چاه ها بیشتر است. حداکثر عمق کف شکنی در بخش جنوبی آبخوان به مقدار ۸۰ متر تخمین زده شد. رضایی و همکاران (۱۳۹۸) عمق کف شکنی چاه های کشاورزی در آبخوان مهاباد را با استفاده از مدل عددی GIS تعیین کردند. در این پژوهش، عمق بحرانی کف شکنی در کل منطقه ۱۱۱ متر برآورد شد.

تاکنون پژوهش ها در مورد ارتباط کف شکنی و عمق چاه با کیفیت آب نتایج متفاوت و گاهی متناقضی را نشان داده است. بعضی مطالعات همبستگی بین عمق چاه و برخی از پارامترهای شیمیایی را نشان داده اند (Mahadeven and Krishaswamy, 1984; Perlinutter et al., 1964;

مواد و روش‌ها موقعیت جغرافیایی

آذرین با مورفولوژی صخره‌ساز، واحدهای شیلی-ماسه‌سنگی ژوراسیک، ماسه‌سنگ‌های لالون و واحدهای آذرآواری و کربناته کرتاسه تشکیل شده‌اند (شکل ۱). آبخوان آبرفتی باد-خالدآباد با نهشته‌های آبرفتی کواترنری، عمدتاً از دره‌های بزرگ هنجن، ابیانه و اوره در بخش جنوبی تغذیه می‌شود. همچنین مخروط افکنه‌های وسیع موجود در دامنه ارتفاعات جنوب غربی در تغذیه آبخوان مؤثر می‌باشند.

آبخوان باد-خالدآباد با مساحت ۳۶۰ کیلومترمربع در گستره شهرستان نطنز، در استان اصفهان واقع شده است (شکل ۱). این آبخوان از جنوب به گستره طرق-ابیازن، از شمال به نطنز و از شرق به گستره دق سرخ محدود شده است (شرکت آب منطقه‌ای استان اصفهان، ۱۳۹۹). ارتفاعات این گستره به‌طور عمده از سنگ‌های



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و نقشه سنگ‌شناسی آبخوان باد-خالدآباد (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۱)

ساله (۱۳۶۰ تا ۱۳۹۹)، ۲۵۶ میلی‌متر است. متوسط تبخیر سالانه در گستره آبخوان ۱۲۹۵ میلی‌متر می‌باشد (شرکت آب منطقه‌ای استان اصفهان، ۱۳۹۹). گستره مطالعاتی باد-خالدآباد رودخانه دایمی ندارد. واحدهای آبرفتی با نفوذپذیری نسبی زیاد در گستره مورد مطالعه شامل رسوبات آبرفتی

حداکثر ارتفاع توپوگرافی در این گستره ۱۰۷۱ متر از سطح آب‌های آزاد در بخش شرقی و حداقل آن ۹۹۲ متر در جنوب گستره است. متوسط ارتفاع دشت در این گستره ۱۰۳۲ متر می‌باشد. متوسط دمای سالانه در این گستره ۱۹ درجه سانتی‌گراد و میانگین بارش سالانه برای دوره ۴۰

بستر رودخانه‌ها و مسیل‌ها و رسوبات بادرستی ماسه‌ای، مخروط افکنه‌ای و پادگانه‌ای می‌باشند که بافت درشت‌دانه و تخلخل مفید بالایی دارند. این واحدها در تغذیه آبخوان منطقه تاثیر مثبتی دارند. آبخوان آبرفتی باد-خالداآباد ادامه آبخوان آبرفتی اردستان است، که در بخش غربی آن قرار دارد (شرکت آب منطقه‌ای استان اصفهان، ۱۳۹۹).

جمع‌آوری داده‌ها

داده‌های هیدروشیمی گستره مطالعاتی باد-خالداآباد در دوره ۲۲ ساله از سال ۱۳۷۷ تا سال ۱۳۹۹ جمع‌آوری شده است. در گستره آبخوان باد-خالداآباد ۹ حلقه چاه مشاهده‌ای و ۱۷۳ حلقه چاه بهره‌برداری برای کشاورزی، شرب و صنعت موجود است. داده‌های سطح آب چاه‌های مشاهده‌ای، داده‌برداری سراسری مراحل سه گانه، پارامترهای هیدرودینامیک، ضخامت آبخوان و بارش از شرکت آب منطقه‌ای استان اصفهان دریافت شد. همچنین دقت و صحت آنها بررسی گردید و در مواردی بازسازی و تصحیح داده‌ها انجام شد.

روش‌شناسی

بررسی اولیه منطقه مورد مطالعه از دیدگاه هیدروژئولوژی و هیدروشیمی به منظور شناسایی مناطق مناسب برای پیشنهاد کف‌شکنی و افزایش برداشت چاه‌های آب انجام شد. پژوهش زیادی در ارتباط با عوامل موثر بر کاهش سطح ایستابی و عواقب ناشی از آن در ایران و دیگر نقاط دنیا انجام شده است (پاکدل و همکاران، ۱۴۰۱). نقشه‌های هم‌تراز و هم عمق آب زیرزمینی تهیه و هیدروگراف چاه‌های مشاهده‌ای مورد تحلیل قرار گرفت. در بررسی اولیه کیفیت آب زیرزمینی، نمودارهای پایپر برای دوره نمونه‌برداری سال‌های آبی ۱۳۷۷ و ۱۳۹۹ در گستره مورد مطالعه آبخوان باد-خالداآباد با استفاده از نرم‌افزار AqQA رسم شد. با استفاده از این نمودارها، کیفیت آب‌های نمونه‌برداری شده در این گستره مورد ارزیابی قرار گرفت. در ادامه با استفاده از داده‌های EC و یون کلراید (Cl⁻) در سال‌های ۱۳۷۷ و ۱۳۹۹ که درون‌یابی آن‌ها به روش Kriging انجام شد، اختلاف تغییرات زمانی و مکانی این دو پارامتر در دوره طولانی مدت

بررسی شد.

با توجه به آنکه تاکنون روش دقیق و مشخصی برای شناسایی مناطق مستعد کف‌شکنی ارائه نشده است، با شناسایی معیارهای مهم و وزن دهی و تلفیق آنها، نقشه پهنه‌بندی مناطق مناسب برای اجرای کف‌شکنی در آبخوان باد-خالداآباد تهیه شد. معیارهای افت آبخوان، قابلیت انتقال آبخوان، عمق چاه‌های بهره‌برداری، دبی، ضخامت آبرفت، شیب هیدرولیکی، غلظت کلراید، و هدایت الکتریکی از جمله مهم‌ترین عوامل تاثیرگذار به‌منظور تعیین چاه‌های بهره‌برداری کشاورزی برای کف‌شکنی شناسایی شدند. هر کدام از این معیارها اهمیت متفاوتی بر روی انتخاب مناطق بهینه کف‌شکنی چاه‌های آب دارند.

- میزان افت آبخوان: معمولا چاه‌های بهره‌برداری که در محدوده افت شدید تراز سطح ایستابی قرار دارند، مستعد کف‌شکنی می‌باشند.
- قابلیت انتقال آبخوان: مناطقی از آبخوان که قابلیت انتقال بالاتری دارند، مستعد بهره‌برداری بیشتر می‌باشند.
- عمق چاه‌های بهره‌برداری: چاه‌های با عمق بیش از ۸۰ متر که چاه‌های عمیق محسوب می‌شوند، برای کف‌شکنی انتخاب شدند.
- دبی: چاه‌های بهره‌برداری در مناطقی که دبی زیاد است، برای کف‌شکنی انتخاب شدند.
- ضخامت آبرفت یا عمق برخورد به سنگ بستر: چاه‌های بهره‌برداری که در مناطقی با ضخامت آبرفت بیشتر قرار دارند، انتخاب شدند.
- شیب هیدرولیکی: شیب هیدرولیکی و افت تراز سطح ایستابی با یکدیگر رابطه مستقیم دارند.
- کلر و هدایت الکتریکی: میزان کلر و هدایت الکتریکی با مناطق مستعد کف‌شکنی رابطه معکوس دارند. در بخش‌هایی که مقدار این دو پارامتر زیاد است، کیفیت مناسبی از آب زیرزمینی وجود ندارد و برای کف‌شکنی مناسب نمی‌باشد.
- نقشه‌های پهنه‌بندی هر یک از پارامترهای موثر در کف‌شکنی در محیط ArcGIS و Surfer به روش درون‌یابی

رابطه ۱ تلفیق در محیط GIS انجام شد.

$$WD \text{ index} = (Q \times 32.8) + (B \times 22.9) + (T \times 19.3) + (E \times 10.3) + (D \times 6.1) + (EC \times 3.9) + (CI \times 2.7) + (G \times 2.0) \quad (\text{رابطه ۱})$$

که $WD \text{ index}$ شاخص پتانسیل مناطق مستعد کفشکنی، Q دبی چاه، B ضخامت آبخوان، T قابلیت انتقال، E افت سطح آب زیرزمینی، D عمق چاهها، EC هدایت الکتریکی، CI کلر، و G شیب هیدرولیکی می‌باشند. در نهایت نقشه پهنه‌بندی قابلیت کفشکنی چاه‌های آب در آبخوان باد-خالدآباد تهیه و پنج منطقه برای کفشکنی مرحله‌ای در آبخوان پیشنهاد شد.

Kriging تهیه شد. سپس لایه‌ها بر اساس اهمیت آنها بر کفشکنی چاه‌های آب نرخ بندی شدند. روش تحلیل سلسله مراتبی (AHP) که بر مقایسه زوجی معیارها استوار است، برای تعیین وزن لایه‌های معیار استفاده شد. پس از وزن‌دهی با استفاده از روش AHP لایه‌ها با یکدیگر به روش هم‌پوشانی شاخص (Index overlay) تلفیق شدند. در روش AHP مبنای کار بر اساس محاسبات ماتریسی است. این روش کمک‌کننده برای مطالعه سلسله مراتبی مسائل پیچیده می‌باشد. در این روش نسبت ارجحیت هر یک از عوامل بر یکدیگر نسبت به هدف اصلی محاسبه می‌شود (شکل ۲). در نهایت پس از تعیین وزن لایه‌ها، بر اساس

(الف) Priorities

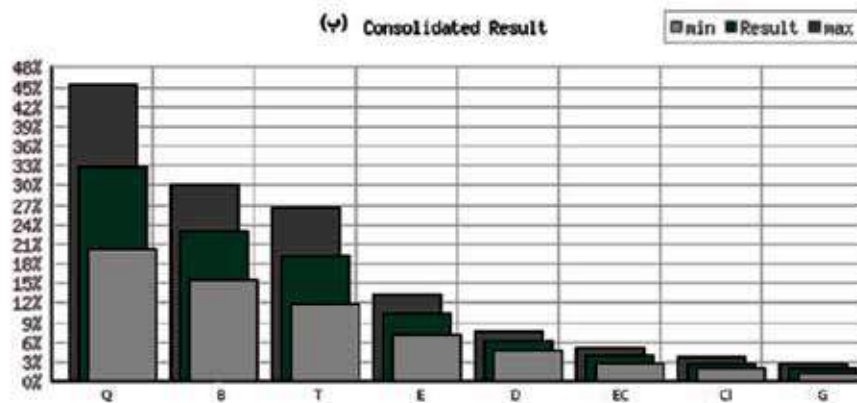
	Cat	Priority	Rank	(+)	(-)
دبی	1	Q	32.8%	1	12.6%
ضخامت آبخوان	2	B	22.9%	2	7.2%
قابلیت انتقال	3	T	19.3%	3	7.3%
افت تراز سطح آب زیرزمینی	4	E	10.3%	4	3.0%
عمق چاه‌ها	5	D	6.1%	5	1.5%
هدایت الکتریکی	6	EC	3.9%	6	1.2%
کلر	7	CI	2.7%	7	0.8%
شیب هیدرولیکی	8	G	2.0%	8	0.8%

(ب) Decision Matrix

	1	2	3	4	5	6	7	8
1	1	2.00	3.00	4.00	5.00	7.00	8.00	9.00
2	0.50	1	2.00	3.00	4.00	6.00	7.00	8.00
3	0.33	0.50	1	3.00	5.00	6.00	7.00	8.00
4	0.25	0.33	0.33	1	2.00	4.00	5.00	6.00
5	0.20	0.25	0.20	0.50	1	2.00	3.00	4.00
6	0.14	0.17	0.17	0.25	0.50	1	2.00	3.00
7	0.12	0.14	0.14	0.20	0.33	0.50	1	2.00
8	0.11	0.12	0.12	0.17	0.25	0.33	0.50	1

Number of comparisons = 28
Consistency Ratio CR = 4.0%

Principal eigen value = 8.387
Eigenvector solution: 6 iterations, delta = 7.8E-9



شکل ۲. تقدم، الف) ماتریس تصمیم، ب) نتایج وزن‌دهی، پ) لایه‌های معیار موثر بر کفشکنی چاه‌های آب دشت باد-خالدآباد به روش AHP

در نظر گرفته شد. طبق نتایج، اجرای سناریوی دوم نسبت به سناریو اول تاثیر بیشتری بر افت سطح ایستابی آبخوان دارد. با توجه به شرایط آبخوان و افت سطح آب زیرزمینی در گستره مورد مطالعه، شرایط بحرانی برای آبخوان دشت باد-خالداآباد وجود دارد. به علت کامل و جامع نبودن دو سناریوی قبلی از نظر عوامل موثر بر کف‌شکنی، سناریوی دیگری تعریف شد که عوامل موثر بر کیفیت آب زیرزمینی را در نظر گیرد. در بخش‌هایی که بیشترین پتانسیل برای کف‌شکنی را دارند، پنج پهنه مشخص شد. بنا بر احتیاط سناریویی پلکانی برای مدل طراحی شد که در پنج سال اول، در سال اول در مجموع چاه‌های پهنه ۱، ۲۰ درصد افزایش بهره‌برداری و در سال دوم، پهنه ۲ هم به مرحله قبلی اضافه می‌شود. به همین ترتیب تا سال پنجم و پهنه پنجم ادامه پیدا می‌کند. سپس پنج سال دوم به صورت گسترده در مجموع چاه بهره‌برداری با افزایش ۲۰ درصد دبی اعمال شد. همچنین سناریویی بدون تغییرات و با ادامه روند فعلی برای بازه زمانی ۱۰ ساله پیش‌بینی شد.

بحث

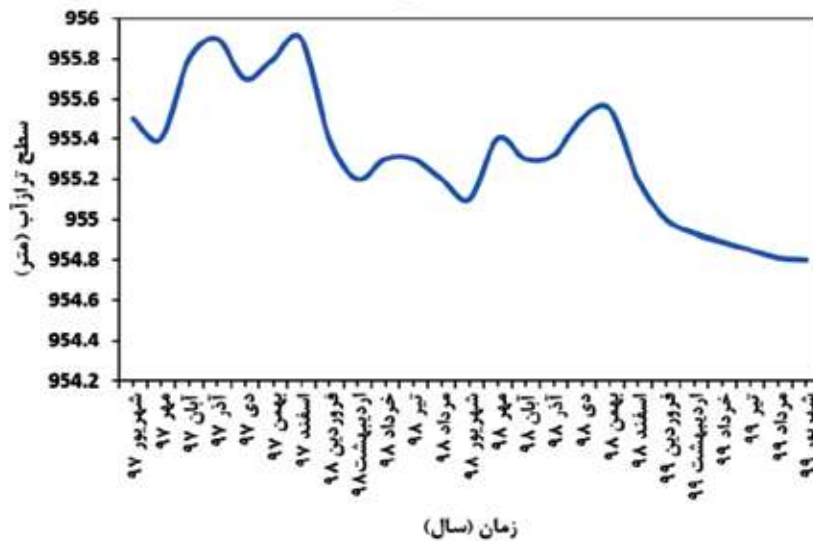
کمیت و کیفیت آب‌های زیرزمینی

با توجه به هیدروگراف معرف آبخوان باد-خالداآباد (شکل ۳)، در بازه سال‌های آبی ۱۳۹۷ تا ۱۳۹۹ تراز سطح آب زیرزمینی به‌طور کلی روند کاهشی داشته است، اما در بعضی ماه‌ها به علت رخدادهای بارش، تراز سطح ایستابی به صورت مقطعی افزایش یافته است. سطح آب زیرزمینی دشت باد-خالداآباد در دوره دو ساله مذکور ۱/۸ متر (سالانه ۰/۹ متر) افت نشان می‌دهد. هرچند تغذیه‌های موضعی از بارش به‌طور موقت با افزایش سطح آب زیرزمینی همراه بوده است. این افت حدود ۰/۹ متری سالانه بیانگر آن است که میزان بهره‌برداری در شرایط هیدرولوژیک فعلی نسبت به تغذیه آبخوان بیشتر است. افت سطح آب زیرزمینی با کاهش آبدی چاه‌های دشت همراه بوده است و نیاز به کف‌شکنی و افزایش عمق چاه‌ها را مشخص ساخته است.

کیفیت منابع آبی توسط املاح موجود در آن تعیین می‌شود. با توجه به مقادیر و تغییرات غلظت آن‌ها می‌توان به

در این پژوهش برای مدل‌سازی جریان آب زیرزمینی از کد MODFLOW استفاده شده است. کدهای متعددی برای مدل‌سازی جریان آب‌های زیرزمینی تهیه و ارائه شده‌اند که در این بین، کد GMS به دلیل کارایی زیاد و دقت قابل قبول مورد توجه ویژه قرار گرفته است. این کد با استفاده از روش تفاضل محدود اقدام به مدل‌سازی کمی و کیفی سیستم آب‌های زیرزمینی در محیط‌های دو بعدی و سه بعدی و همچنین تجزیه و تحلیل در شرایط ماندگار و غیرماندگار می‌کند. یکی از مهم‌ترین مزایای آن، قابلیت ترکیب با نرم‌افزار ArcGIS به منظور مدیریت داده‌ها در تمامی مراحل ورود و پردازش اطلاعات و خروجی‌های مورد نیاز است. خروجی‌های این کد شامل بار آبی (Head) در گام‌های زمانی، منحنی‌های تراز سطح ایستابی آبخوان، بیلان آبی در گستره مورد مطالعه و دبی جریان تخصیص یافته به هر سلول است. در کد GMS به دو روش مبتنی بر شبکه و مدل مفهومی می‌توان به مدل‌سازی آب زیرزمینی با استفاده از کد MODFLOW پرداخت. استفاده از روش مدل مفهومی به علت دقت زیاد در مدل‌سازی آبخوان‌ها توصیه می‌شود (Brewer et al., 2003). در این پژوهش از روش مدل مفهومی استفاده شد.

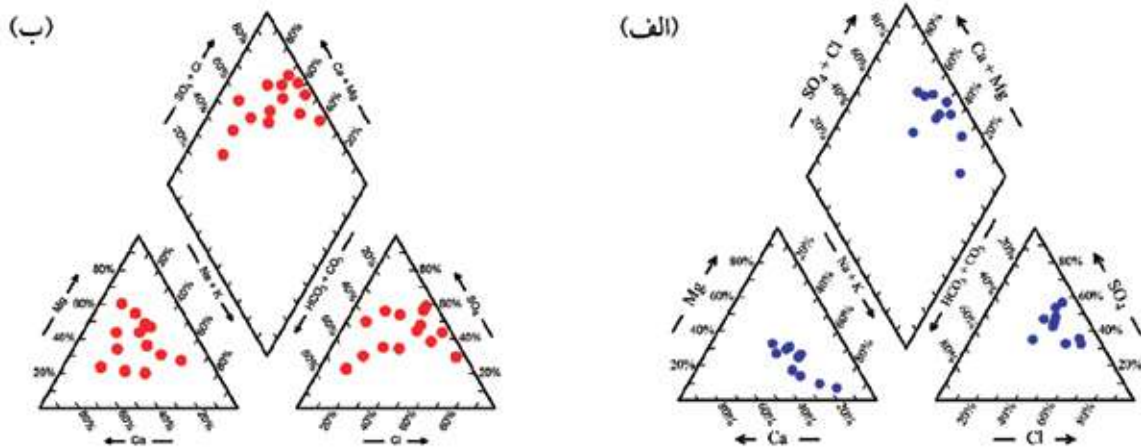
برای گستره مطالعاتی آبخوان باد-خالداآباد به مساحت ۳۶۰/۲ کیلومتر مربع، شبکه‌ای با سلول‌هایی به ابعاد ۲۵۰×۲۵۰ متر در ۸۸ ستون و ۱۱۴ ردیف و به صورت یک لایه‌ای تعریف شد. برای توسعه مدل مفهومی با استفاده از مدول GIS و دیگر ابزارهای موجود در نرم‌افزار GMS، هندسه آبخوان، مرز گستره مدل‌سازی، میزان تخلیه چاه‌های بهره‌برداری، مشخصات چاه‌های مشاهده‌ای، ضرایب هیدرودینامیکی آبخوان، توپوگرافی سطحی و سنگ کف، تغذیه آبخوان و شرایط مرزی گستره ایجاد شد و ویژگی همه عوارض مشخص و در مدل تبیین گردید. ابتدا مدل در حالت پایدار اجرا و واسنجی شد. پس از آن در ابتدا دوره پیش‌بینی مدل، یک بازه پنج ساله در نظر گرفته شد و در این بازه، دو سناریو مطرح شد. در سناریوی اول، ۲۰ متر کف‌شکنی و افزایش ۱۰ درصد دبی بهره‌برداری و در سناریوی دوم، ۴۰ متر کف‌شکنی و افزایش ۲۰ درصد دبی بهره‌برداری



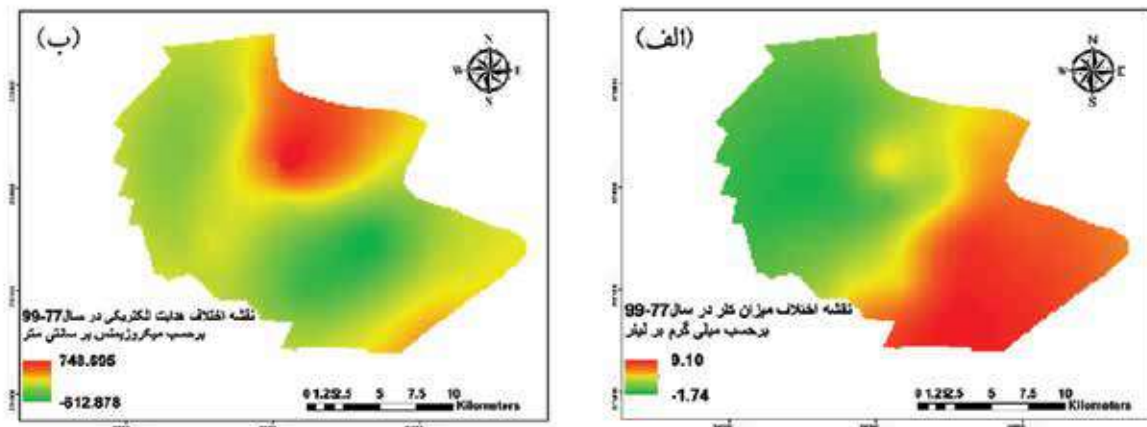
شکل ۳. هیدروگراف معرف آبخوان باد-خالدآباد در سال‌های ۱۳۹۷ تا ۱۳۹۹

آبخوان باد-خالدآباد در بازه زمانی سال ۱۳۷۷ تا سال ۱۳۹۹ تهیه شدند (شکل ۵). توزیع مکانی میزان هدایت الکتریکی و کلر نشان می‌دهد، بیشترین میزان تغییرات هدایت الکتریکی در گستره شمالی و شرقی آبخوان در حدود ۷۵۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر می‌باشد. همچنین میزان تغییرات کلر در بخش شرقی آبخوان در حدود نه میلی‌گرم بر لیتر است. به‌طور کلی، ناهنجاری‌های موجود در مرکز گستره در سال ۱۳۹۹ (انتهایی بازه مطالعاتی) جای خود را به افزایش تدریجی غلظت پارامترها از غرب به شرق گستره می‌دهد. املاح محلول افزایش یافته و از کیفیت آب کاسته شده است. هیدروگراف معرف و کموگراف هدایت الکتریکی آبخوان در بازه ۲۲ ساله (۱۳۷۷-۱۳۹۹) به‌منظور بررسی روند تغییرات و اثرات متقابل تغییرات کمی و کیفی آبخوان مورد استفاده قرار گرفت (شکل ۶). روند افزایشی و کاهش‌ی هیدروگراف، به‌طور متناوب در تمامی سال‌های آبی (بدون اعمال تنش و روند تغییر شیب ناگهانی ناشی از آن) تکرار شده است. در بازه زمانی مورد مطالعه، تراز سطح ایستابی آبخوان باد-خالدآباد حدود ۱۷ متر افت داشته است. در این بازه زمانی، بیشترین مقدار EC در سال ۱۳۹۳ بوده که به بیش از ۲۰۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر رسیده است. هر چند انتظار می‌رود کاهش تراز سطح ایستابی، همراه با افزایش مقدار EC باشد، اما تغییرات EC در برابر تغییرات افت آب زیرزمینی، نامحسوس است و روندی تناوبی را دنبال می‌کند.

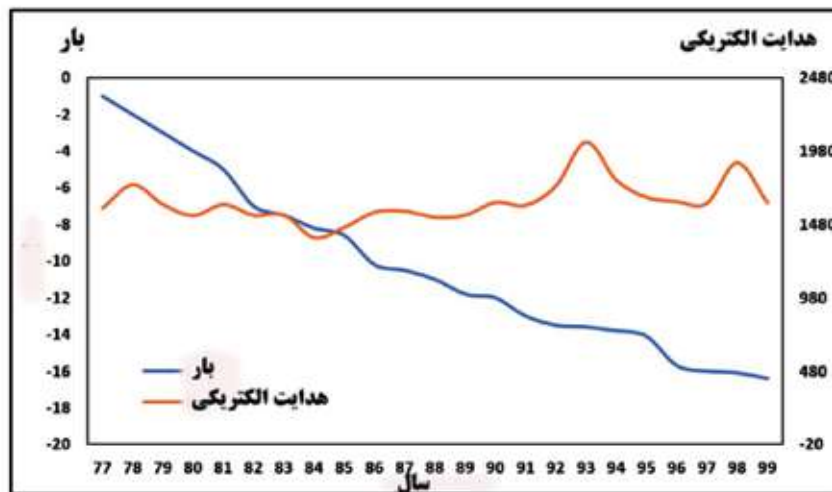
مواردی همچون ساختارهای زمین‌شناسی، شرایط اقلیمی، نفوذ و اختلاط آب‌های مختلف پی برد (قره محمودلو و همکاران، ۱۳۹۸). یکی از روش‌های متداول در تعیین تیپ و رخساره هیدروشیمی آب استفاده از نمودار پایپر است. تحلیل‌های هیدروشیمی براساس نتایج سنجش شیمیایی ۱۳ و ۱۰ حلقه چاه انتخابی بهره‌برداری به ترتیب برای سال‌های ۱۳۷۷ و ۱۳۹۹ انجام شد. به‌طور کلی روند خطی مشاهده شده در نمودارهای پایپر مربوط به سال‌های ۱۳۷۷ و ۱۳۹۹، بیانگر تکامل هیدروژئوشیمی ناکامل از بی‌کربناته به سولفات‌ه (کلروه) در آبخوان باد-خالدآباد است (شکل ۴). هر چند ناهنجارهایی به‌واسطه اختلاط به علت تغذیه از گسل‌های متعدد و انحلال نمک‌ها در منطقه بر روی آبخوان رخ داده است. توزیع پراکنده نمونه‌ها در نمودار پایپر سال ۱۳۷۷ (شکل ۴-ب) نشان می‌دهد که تمامی نمونه‌های آب از نظر کیفی از بی‌کربناته-منیزیک تا سولفات‌ه (کلروه)-منیزیک متغیر می‌باشند و اغلب دارای تیپ و رخساره مشخصی نیستند که بیانگر اختلاط آب‌ها با منشاهای متفاوت است. در نمودار پایپر سال ۱۳۹۹ (شکل ۴-الف) تیپ و رخساره آب زیرزمینی به‌صورت غالب، سولفات‌ه-سدیک می‌باشد ولی در بعضی بخش‌ها دارای تیپ و رخساره سولفات‌ه (کلروه)-سدیک است. بررسی روند تغییرات پارامترهای کیفی برای تعیین عمق بهینه کف‌شکنی موثر است. برای تعیین روند توزیع مکانی یون‌ها، نقشه‌های هم‌هدایت الکتریکی و هم‌کلر برای گستره



شکل ۴. نمودار پایپر برای تعیین تیپ و رخساره آب زیرزمینی گستره مطالعاتی باد-خالآباد در سال، الف) ۱۳۹۹، ب) ۱۳۷۷



شکل ۵. مقدار تغییرات پارامترهای کله، الف) هدایت الکتریکی، ب) نمونه های آب زیرزمینی گستره مطالعاتی باد-خالآباد در بازه زمانی ۱۳۷۷ تا ۱۳۹۹



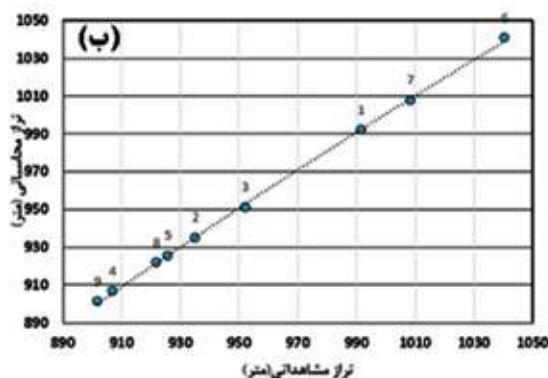
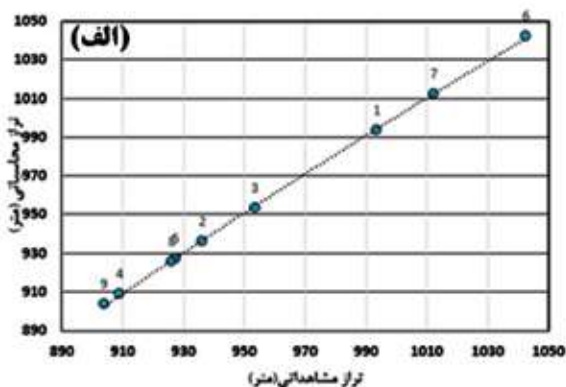
شکل ۶. نمودار تغییرات EC (برحسب میکروزیمنس بر سانتی متر) و تغییرات افت سطح تراز چاه های مشاهده ای (برحسب متر) در گستره مطالعاتی باد-خالآباد در بازه زمانی ۱۳۷۷ تا ۱۳۹۹

مدل سازی جریان آب زیرزمینی

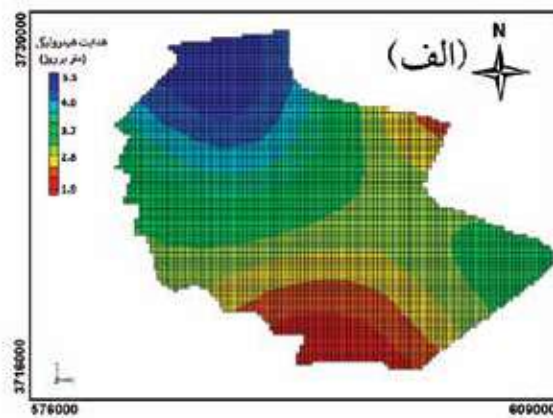
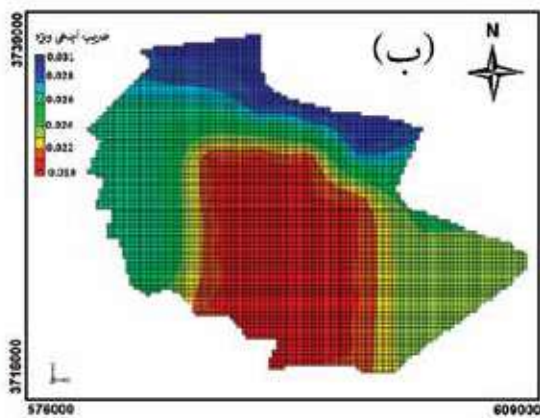
تراز سطح آب چاه‌های مشاهده‌ای در بازه زمانی فروردین ۱۳۹۹ تا شهریور ۱۳۹۹ انجام شد.

انطباق مقادیر تراز آب زیرزمینی محاسبه‌ای و مشاهده‌ای مهم‌ترین نتایج واسنجی است (نبی‌زاده چمازکتی و جعفری، ۱۳۹۸). پس از واسنجی مدل در شرایط پایدار، مقدار هدایت هیدرولیکی ثابت در نظر گرفته شد و واسنجی براساس شرایط مرزی و آبدهی ویژه تعیین شد. مقدار آبدهی ویژه بین یک تا سه درصد به دست آمد. نقشه‌های هم‌هدایت هیدرولیکی و هم‌آبدهی ویژه آبخوان پس از واسنجی مدل نشان می‌دهد که هر دو پارامتر از یک الگو پیروی می‌کنند و در بخش جنوبی به کمترین مقدار خود می‌رسند (شکل ۸). مقدار هدایت هیدرولیکی قبل از واسنجی مدل بین یک تا پنج متر بر روز در نظر گرفته شد ولی پس از واسنجی، مقدار هدایت هیدرولیکی واسنجی شده بین ۱/۹ تا ۴/۴ متر بر روز و آبدهی ویژه بین ۰/۱۹ تا ۰/۳۲ متغیر می‌باشد.

مدل جریان آب زیرزمینی آبخوان باد-خالدآباد در محیط GMS با استفاده از بسته MODFLOW با اعمال شرایط مرزی، پارامترهای هیدرودینامیک اولیه و مولفه‌های تغذیه و تخلیه برای دوره ماندگار یک ماهه و دوره ناماندگار ۱۵ ماهه طراحی و اجرا شد. در اولین اجرای مدل در حالت پایدار، انطباق خوبی بین منحنی‌های هم‌تراز مشاهده‌ای و محاسبه‌ای وجود نداشت (شکل ۷ الف). علت این مساله می‌تواند عدم دقت در داده‌های هدایت هیدرولیکی و عدم قطعیت در شرایط مرزی و میزان تغذیه باشد. برای بررسی روند تغییرات آب زیرزمینی در مدت یک سال و سه ماه آماری و بررسی تاثیر بهره‌برداری از چاه‌های کشاورزی بر آبخوان دشت باد-خالدآباد، پارامترهای مربوط به شرایط ناپایدار برای آذر ۱۳۹۷ تا اسفند ۱۳۹۸ به مدل وارد و واسنجی شد (شکل ۷ ب). صحت‌سنجی مدل، با استفاده از داده‌های



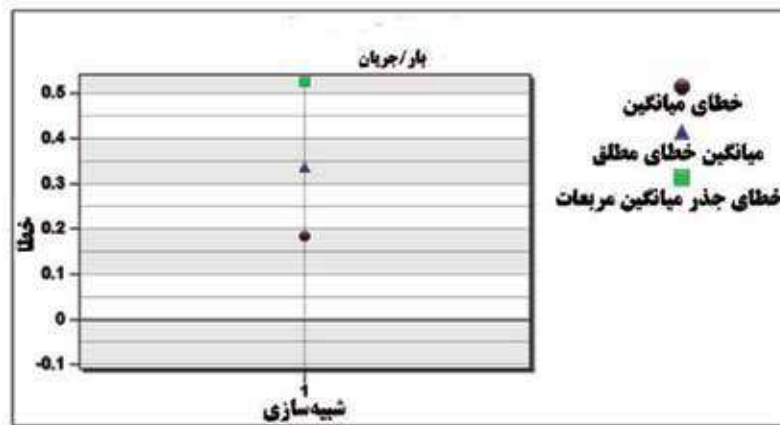
شکل ۷. نتایج تراز سطح ایستابی محاسبه‌ای در مقابل مشاهده‌ای برای دوره پایدار، (الف) مهر ۱۳۹۷، (ب) در پایان دوره ناپایدار فروردین ۱۳۹۹



شکل ۸. نقشه‌های، (الف) هم‌هدایت هیدرولیکی، (ب) هم‌آبدهی ویژه در پایان دوره واسنجی

نیست. بنابراین، مقدار کم ME به صورت قطعی نشان‌دهنده واسنجی خوب نیست. میانگین خطای مطلق (MAE) در مدل مورد مطالعه، بین ۰/۳ تا ۰/۳۵ متر و جذر میانگین مربعات خطاها (RMSE) بین ۰/۵ تا ۰/۵۵ متر به دست آمد (شکل ۹).

نتایج حاصل از واسنجی مدل نشان می‌دهد که خطای میانگین (ME) برای شرایط ناپایدار بین ۰/۱۵ تا ۰/۲ متر است. خطای میانگین از آنجایی که اختلاف میانگین‌های مثبت و منفی را با هم جمع جبری می‌کند و باعث می‌شود تا تأثیر آن‌ها خنثی شوند، معیار مناسبی برای ارزیابی مدل



شکل ۹. مقادیر خطا برحسب شاخص RMSE

تمامی چاه‌های آبخوان باد-خالداآباد، افزایش ۲۰ درصدی دبی در نظر گرفته شد. در سناریو دوم روند کنونی آبخوان در نظر گرفته شد.

نتایج مدل‌سازی نشان می‌دهد که در سناریو اول، در پنج سال اول افت سطح آب زیرزمینی بیشتر از پنج سال دوم است. به‌طور کلی در این سناریو، افت سطح آب زیرزمینی بیشتری نسبت به سناریو دوم مشاهده شد (شکل ۱۲). سناریو اول، در ابتدای پنج سال اول در پهنه‌های ۱ و ۳ افت سطح آب بیشتری را دارد. همچنین در انتهای دوره ده ساله، کاهش بیشتری در بخش‌های شمالی آبخوان و پهنه‌های ۲ و ۵ به ثبت رسیده است.

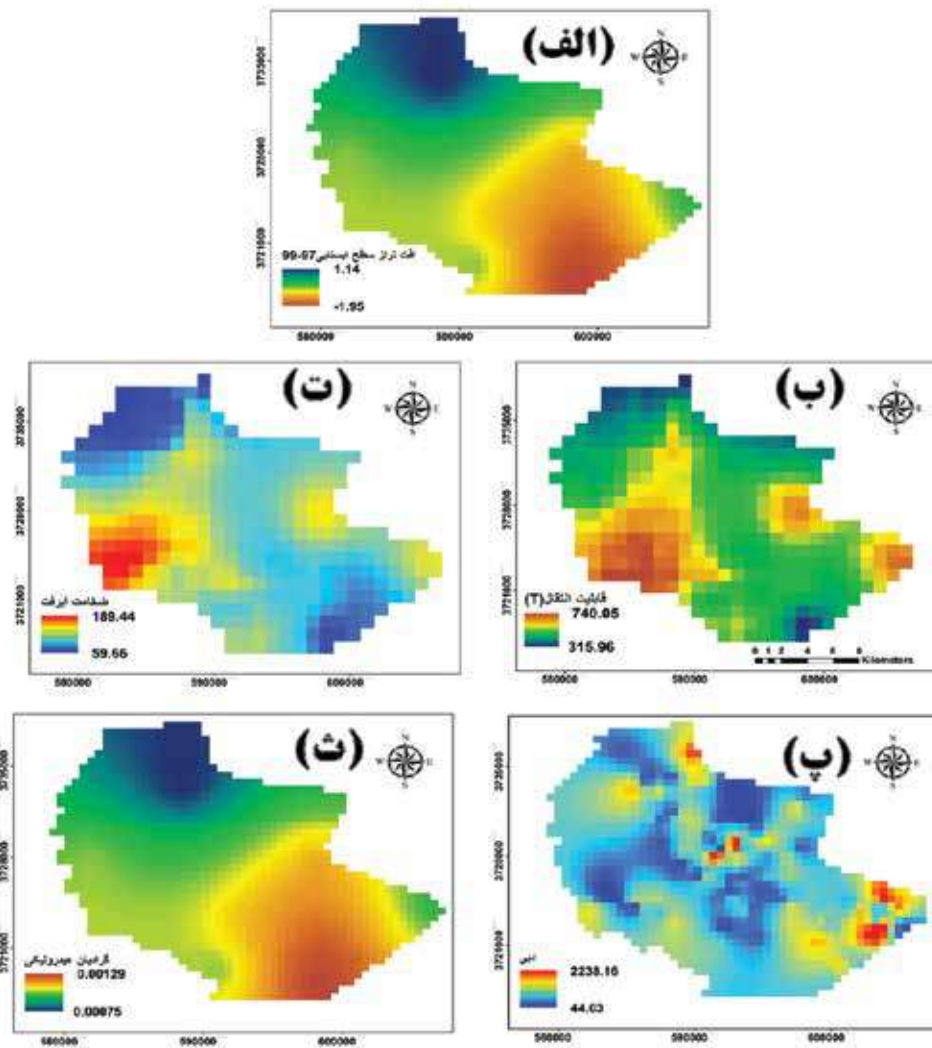
برای نمایش بهتر نتایج مدل‌سازی جدول ۱ تهیه شد. در این جدول، میزان تغییرات برداشت از چاه‌های بهره‌برداری بر اساس پهنه‌های مشخص شده نمایش داده شد. پهنه ۵ به‌طور میانگین با افزایش سه میلیون متر مکعب میزان تخلیه چاه‌ها در دوره ۱۰ ساله، بیشترین افزایش دبی چاه‌ها را دارد. همچنین در پهنه یک کمترین تغییرات تخلیه آب چاه‌ها در حدود ۰/۶ میلیون متر مکعب نشان داده شد.

پهنه‌بندی مناطق مناسب برای کف‌شکنی چاه‌های آب

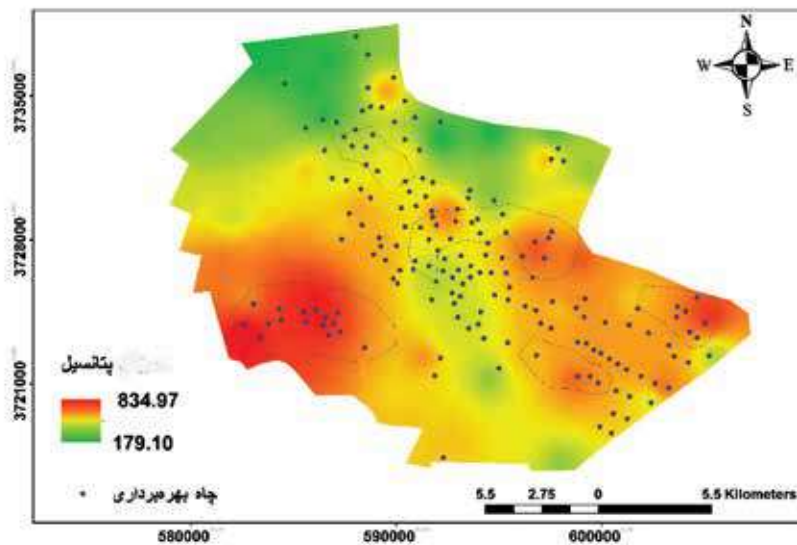
نقشه‌های معیار برای تهیه مدل پهنه‌بندی کف‌شکنی چاه‌های آب در آبخوان باد خالدا-آباد شامل تغییرات سطح ایستابی یا هم‌افت و خیز آبخوان، قابلیت انتقال، عمق چاه‌های بهره‌برداری، دبی چاه، ضخامت آبرفت، و شیب هیدرولیکی، به‌عنوان مهم‌ترین عوامل تاثیرگذار به‌منظور تعیین چاه‌های بهره‌برداری کشاورزی، تهیه شده است (شکل ۱۰).

پیش‌بینی اثرات اجرای کف‌شکنی چاه‌های آب با استفاده از مدل جریان آب زیرزمینی

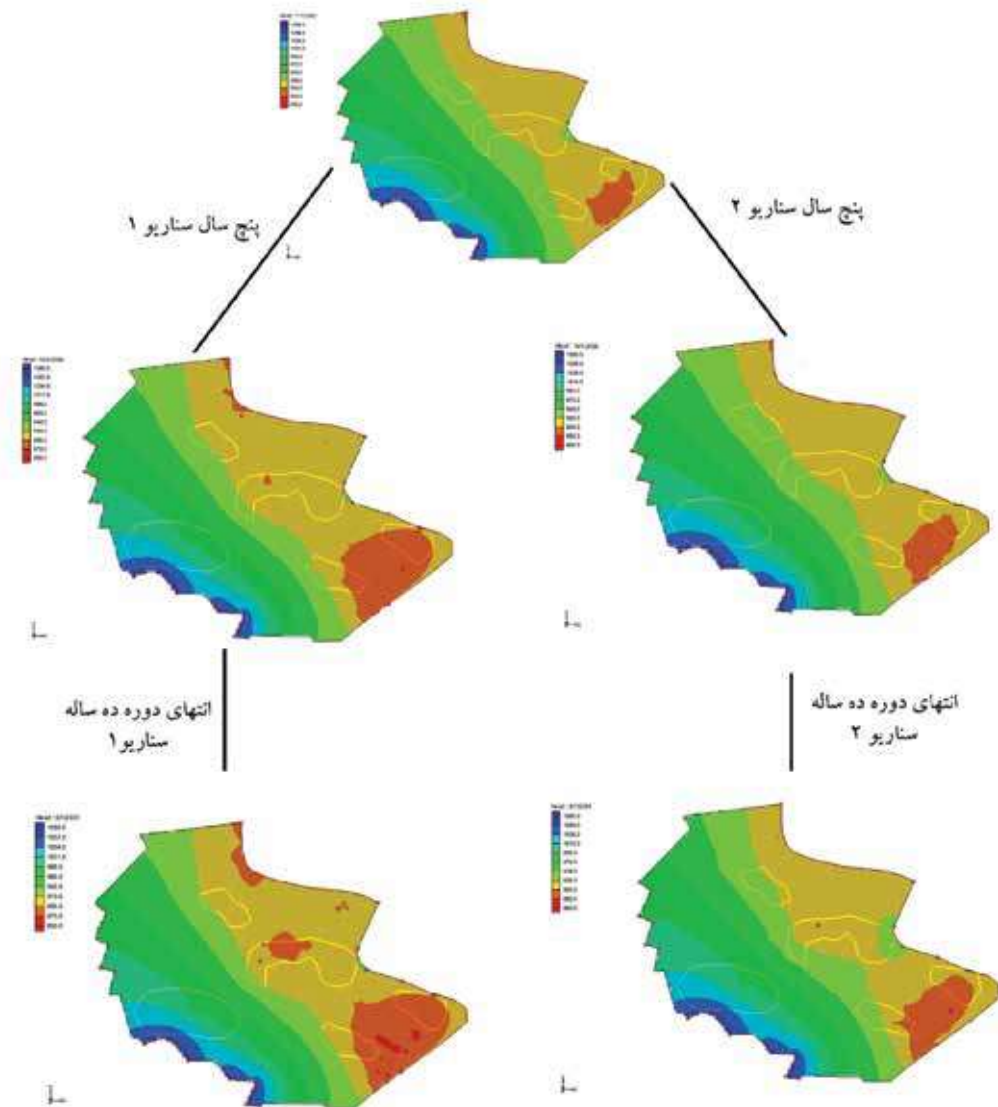
به‌منظور ارزیابی روند افت سطح آب زیرزمینی و تعیین عمق بهینه کف‌شکنی در دوره پیش‌بینی ۱۰ ساله، دو سناریو مطرح شد. در سناریو اول در طی دوره ۱۰ ساله به‌صورت پلکانی پیش‌بینی انجام شد که در پنج سال اول در پهنه‌های نمایش داده شده (شکل ۱۱) به‌صورت پلکانی افزایش ۲۰ درصدی دبی چاه‌های بهره‌برداری و در پنج سال دوم برای



شکل ۱۰. نقشه‌های لایه‌های معیار برای پهنه‌بندی مناطق مناسب کف‌شکنی چاه‌های آب شامل، الف) افت تراز سطح ایستابی، ب) قابلیت انتقال آبخوان، پ، دبی، ت) ضخامت آبرفت، ث) شیب هیدرولیکی در آبخوان باد-خالد آباد



شکل ۱۱. نقشه نهایی پهنه‌بندی پتانسیل مکان‌های مستعد کف‌شکنی چاه‌های آب در آبخوان باد-خالدآباد



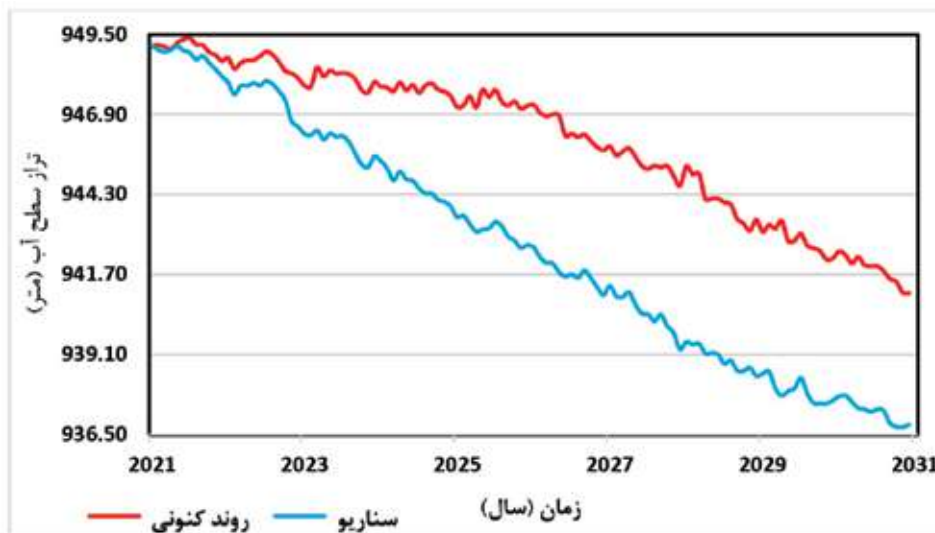
شکل ۱۲. نتایج سناریوهای اعمال شده در دوره ۱۰ ساله

جدول ۱. مقایسه میزان افزایش تخلیه از چاه های بهره برداری مناطق کف شکنی در هر دو سناریو پیشنهادی (برحسب میلیون متر مکعب در سال)

میزان تخلیه از چاه های بهره برداری				پهنه پیشنهادی برای کف شکنی
۱۰ سال بعد از اجرای سناریو افزایش پلکانی	بعد از ۱۰ سال مشابه روند کنونی	پنج سال بعد از اجرای سناریو افزایش پلکانی	بعد از پنج سال مشابه روند کنونی	
۱/۹۵	۱/۶۳	۱/۵۵	۱/۳۰	۱
۱/۹۱	۱/۵۹	۱/۵۲	۱/۳۹	۲
۳/۶۰	۳	۲/۸۶	۲/۳۸	۳
۳/۵۶	۲/۹۷	۲/۸۳	۲/۳۶	۴
۹/۳۴	۷/۷۸	۷/۲۲	۶/۰۲	۵

همبستگی بین عمق چاه‌ها و برخی از پارامترهای شیمیایی را نشان داده‌اند (Nair and Indu, 2021; Panda and Wahr, 2016; Kianoush et al., 2024; Alizadeh et al., 2017). با توجه به نتایج این پژوهش، برای تعیین عمق بهینه کفشکنی باید عوامل کیفی نیز در کنار عوامل کمی بررسی شوند. در گستره آبخوان باد-خالدآباد، افزایش عمق چاه‌ها ارتباط مستقیم با کیفیت آب آن‌ها دارد.

به منظور مقایسه افت سطح آب زیرزمینی تحت سناریوها، هیدروگراف براساس میانگین تراز سطح آب چاه‌ها در دوره ۱۰ ساله پیش‌بینی برای آبخوان باد-خالدآباد رسم شد (شکل ۱۳). افت سطح آب زیرزمینی تحت سناریو ۱ نسبت به سناریو ادامه روند کنونی حدود سه متر بیشتر است. پژوهش‌ها در مورد ارتباط عمق چاه‌های بهره‌برداری و هیدروژئوشیمی نتایج متفاوتی را نشان داده‌اند. بعضی



شکل ۱۳. میزان افت سطح آب زیرزمینی تحت سناریوهای اعمال شده در دوره ۱۰ ساله

نتیجه‌گیری

شدید تراز سطح آب را به همراه خواهد داشت. بیشترین افت در ناحیه شرقی آبخوان است. بررسی کمی و زمانی EC و Cl نشان‌دهنده تغییرات کیفیت و افزایش EC در بخش شمالی آبخوان است. با توجه به این که جریان آب زیرزمینی از طرفین به مرکز دشت می‌باشد و در این بخش تراکم چاه‌های عمیق زیاد است، با فاصله گرفتن از مناطق تغذیه و حرکت به سمت بخش‌های تخلیه انتظار می‌رود کیفیت آب در این مناطق نامناسب باشد. این موضوع با نقشه موقعیت چاه‌های مستعد کفشکنی همخوانی دارد. افزایش عمق چاه‌های بهره‌برداری نیز باعث کاهش کیفیت و شوری آب می‌شود.

در این پژوهش، مدل عددی آب زیرزمینی آبخوان دشت باد-خالدآباد در بازه سال‌های ۱۳۹۷ تا ۱۳۹۹ تهیه شد. در مناطقی که بیشترین پتانسیل برای کفشکنی را دارند، پنج پهنه مشخص شد. بنا بر احتیاط سناریویی پلکانی برای پنج سال اول طراحی شد. در سال اول در مجموع چاه‌های پهنه ۱، ۲۰ درصد افزایش بهره‌برداری و در سال دوم، پهنه ۲ هم به مرحله قبلی اضافه می‌شود. به همین ترتیب تا سال پنجم و پهنه پنجم ادامه پیدا می‌کند. سپس پنج سال دوم به صورت گسترده در مجموع چاه بهره‌برداری با افزایش ۲۰ درصدی اعمال می‌شود. طبق نتایج، تا عمق ۹ متر کفشکنی مجاز است. عمق کفشکنی بیش از ۹ متر، افت

منابع

- Brewer, K., Fogle, T., Stieve, A. and Barr, C., 2003. Uncertainty analysis with site-specific groundwater models: experiences and observations. US Department of Energy, Office of Scientific and Technical Information, P.O. Box 62, Oak Ridge, TN: 37831-0062
- Ekrami, M., Ekhtesasi, M.R. and Malekinezhad, H., 2013. The Effects and Consequences of Climatic Drought on Time Delay and the Change in Water Discharge of Springs and Qanats (Case study: Yazd-Ardakan Plain). *Iran-Water Resources Research*, 9(2), 19-26.
- Ifabiyi, I.P., 2008. Depth of hand dug wells and water chemistry: Example from ibadan northeast local government area (L. G. A.), oyo-state, Nigeria. *Journal of Social Sciences*, 17(3), 261-266.
- Izbiicki, J.A., Christensen, A.H., Newhouse, M.W., Smith, G.A. and Hanson, R.T., 2005. Temporal changes in the vertical distribution of flow and chloride in deep wells. *Groundwater*, 43(4), 531-544.
- Kianoush, P., Mahvi, M.R., Khah, N.K.F., Kadkhodaie, A., Shokri, B.J. and Varkouhi, S., 2024. Hydrogeological studies of the Sepidan basin to supply required water from exploiting water wells of the Chadormalu mine utilizing reverse osmosis (RO) method. *Results in Earth Sciences*, 2, 100012.
- Kim, J., Park, S., Kang, M., Choo, C.O. and Jeong, G., 2007. Analysis on Statistical Relationship between Groundwater Quality and Geology. *Journal of engineering geology*, 17(3), 445-453.
- Mahadeven, A. and Krishaswamy, S., 1984. Impact of Different Surface Sources of pollution on the Quality of Groundwater. *Applied Geography*, 15(3), 21-25.
- Nair, A.S. and Indu, J., 2021. Assessment of groundwater sustainability and identi-
- آقائباتی، علی، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. نشر سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- بیژنی، م.، مریدی، ع. و مجدزاده طباطبایی، م.، ۱۳۹۵. بررسی تاثیرات کف‌شکنی چاه‌ها بر پتانسیل برداشت آبخوان با استفاده از مدل ریاضی. پژوهش‌ات منابع آب ایران، ۱۲(۴)، ۸۳-۹۲.
- پاکدل، م.، قره محمودلو، م.، جندقی، ن.، فتح آبادی، آ. و نیک قوجق، ی.، ۱۴۰۱. تاثیر برداشت از چاه‌های عمیق و نیمه عمیق بر روی افت سطح ایستابی و پارامترهای کیفی آب زیرزمینی در دشت گرگان. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۶(۶۴)، ۶۵-۸۴.
- رضایی، الف.، زینالزاده، ک. و نابغی، ج.، ۱۳۹۸. تعیین حداکثر عمق کف‌شکنی چاه‌های کشاورزی با تلفیق مدل‌های ریاضی. اولین کنگره بین‌المللی و چهارمین کنگره ملی آبیاری و زهکشی ایران.
- سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی کاشان در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰.
- شرکت آب منطقه‌ای استان اصفهان، ۱۳۹۹. گزارش اندازه‌گیری منابع آب زیرزمینی محدوده مطالعاتی باد-خالداآباد (۴۸۰۳). معاونت حفاظت و بهره‌برداری شرکت آب منطقه‌ای استان اصفهان.
- قره محمودلو، م.، جندقی، ن. و صیادی، م.، ۱۳۹۸. تکامل هیدروشیمیایی و کاهش کیفیت آب رودخانه گرگانرود. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۴(۵۵)، ۱۲۹-۱۴۵.
- نبی‌زاده چمازکتی، ن. و جعفری، ه.، ۱۳۹۸. تخمین تغذیه به آبخوان مرزی سرخس با استفاده از مدل عددی. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۵(۵۷)، ۱۵-۲۷.
- Alizadeh, M.R., Nikoo, M.R. and Rakhshandehroo, G.R., 2017. Hydro-environmental management of groundwater resources: a fuzzy-based multi-objective compromise approach. *Journal of Hydrology*, 551, 540-554.
- Asimi, M.A., 1998. Effects of Liquid Waste on Surface and Underground Water in Ipat and Baboko Slaughtering Slab. Doctoral dissertation, B. Sc. Dissertation: Unpublished, Department of Agric Engineering, University of Ilorin, Nigeria.

- ifying factors inducing groundwater depletion in India. *Geophysical Research Letters*, 48(3), p.e2020GL087255.
- Panda, D.K. and Wahr, J., 2016. Spatiotemporal evolution of water storage changes in India from the updated GRACE-derived gravity records. *Water Resources Research*, 52(1), 135-149.
 - Perlinutter, N.M., Lieber, M. and Frawenthal, H.L., 1964. Contamination of Groundwater by Detergents in a Suburban Environment, South Farmingdale. Area, Long Island New York. U.S. Geological Survey Prof. Paper, 501C: 170-175.
 - Ronny, A., Erlani, N. and Jasman, N.H., 2019. Level of correlation in the depth of groundwater wells: Iron and chloride. *Indian Journal of Environmental Protection*, 39(8), 746-751.
 - Vorosmarty, C.J., McIntyre, P.B., Gessner, M.O., Dudgeon, D., Prusevich, A., Green, P. and Davies, P., 2010. Global threats to human water security and river biodiversity. *nature*, 467 (7315), 555-561.

تعیین مرزهای سکانسی سازندهای پلیوسن (چلکن و آقچاگیل) دشت گرگان توسط نرم‌افزار سیکلولاگ و روش انحراف از معیار پرتو گاما

حامد مرادی^۱، بهروز رفیعی^۲، حسن محسنی^۲، محمدعلی کاووسی^۳ و بهزاد سلطانی^۴

۱. دانشجوی دکترا رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

۳. دانشیار گروه پژوهشکده نفت، تهران، ایران

۴. استادیار گروه اکتشاف نفت و گاز، دانشکده مهندسی نفت، دانشگاه علم و فناوری مازندران (بهشهر)، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۲/۱۸

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۴/۱۶

چکیده

استفاده از نگاره‌های چاه‌پیمایی، در چاه‌های بدون مغزه، به منظور شناسایی عوارض وابسته به طبقات سنگی، همواره مورد توجه زمین‌شناسان بوده است. شناسایی سطوح کلیدی چینه‌نگاری سکانسی، از بخش‌های مهم سرشت‌نمایی زمین‌شناسی مخازن هیدروکربنی است. در این مطالعه، کارآیی نمودار آنالیز تلفیقی فیلتر پیش‌بینی خطای دینامیکی (D-INPEFA) نگاره‌ی گاما در شناسایی و تفکیک سکانس‌ها و سطوح کلیدی سکانسی در چاه کلیدی صوفیکم-۱ در دشت گرگان-گنبدکاووس برای توالی سازندهای چلکن و آقچاگیل مورد ارزیابی قرار گرفته است. تجزیه و تحلیل نگاره‌ی گاما به‌ویژه (D-INPEFA) منجر به شناسایی سطوح سکانسی موجود در توالی‌های چلکن و آقچاگیل شد. در چاه صوفیکم-۱ با استفاده از تحلیل فیلتر تجمعی پیش‌بینی خطا، تعداد ۱۵ مرز سکانسی شامل هشت مرز منفی (nb) و هفت مرز مثبت (pb) شناسایی شد. سطوح سکانسی شامل مرز سازندی، مرز سکانس و سطح بیشترین سیلابی شناسایی شده، و با توجه به مرزهای شناسایی شده، چهار سکانس رتبه سوم برای چاه صوفیکم-۱ تعیین شد. بر همین اساس با توجه به روند کلی نمودار گاما، برای سازند چلکن روند پسروری و برای سازند آقچاگیل پیشروی مشخص شد

واژه‌های کلیدی: حوضه خزر جنوبی، سازندهای چلکن و آقچاگیل، سکانس رسوبی، نگاره‌ی چاه‌پیمایی، سیکلولاگ.

مقدمه

نبود وضوح در شناسایی و تفسیر سکانشها کاهش می‌یابد. داده‌های لرزه‌ای با پیوستگی جانبی بالا می‌تواند در ارتباط با روند برانبارش و الگوی چینه‌نگاری سکانشی استفاده شود. نگاره‌های چاه‌پیمایی مانند نگاره‌ی پرتوگاما را می‌توان به صورت یک موج مرکب فرض کرد که از تعداد زیادی موجک تشکیل شده‌اند که همان چرخه‌های میلانکوویچ (تغییرات چرخه‌ای آب و هوایی و در نهایت، هوازدگی، فرسایش، حمل‌ونقل و رسوب‌گذاری) بوده و همراه با یک سری امواج مزاحم، نگاره را تشکیل می‌دهند (Gilbert, 1985; De Jong et al., 2006).

در پژوهش میدان‌ها نفتی چون کاهش هزینه و سرعت انجام کار از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است، بیشتر تعداد کمی از چاه‌های هر میدان و آن‌هم در فواصل کمی دارای مغزه می‌باشند. بنابراین برای پژوهش‌های تفضیلی و پیشرفته‌تر، از نمودارهای پتروفیزیکی حتی جهت تفسیرهای چینه‌نگاری سکانشی استفاده می‌شود (Tavakoli, 2017). مزیت برتر نمودارهای پتروفیزیکی نسبت به رخنمون‌ها، در دسترس قرار دادن اطلاعات پیوسته و کامل‌تری از توالی‌های به نسبت ضخیم می‌باشد. در این ارتباط، استفاده از نرم‌افزار سیکلولاگ این امکان را فراهم می‌کند تا با استفاده از نگاره‌های الکتریکی به‌ویژه نگاره‌ی گاما (GR) و از طریق هم‌ارزی زیرسطحی در چاه‌های مورد مطالعه در میدان‌ها نفتی، بتوان اطلاعات کامل و به نسبت دقیقی از توالی‌های رسوبی را به لحاظ زمانی از قاعده به راس سازند تقسیم کرد. سپس از طریق هم‌ارزی بین خطوط زمانی ایجاد شده در چاه‌های مورد مطالعه یک چهارچوب زمانی در میدان نفتی مربوطه ایجاد کرد و با استفاده از آن کلیه شاخص‌های مخزنی از قبیل گستره تعریف شده در هر کمربند مخزنی را مورد بررسی و تصحیح قرار داد (De Jong et al., 2006). هدف اصلی این مطالعه، ارائه یک الگوی کارآمد در ارتباط با اهمیت نگاره‌ی پرتوگاما در مطالعات چینه‌نگاری سکانشی، با استفاده از منحنی D-INPEFA در حوضه خزر جنوبی است.

چینه‌نگاری سکانشی، یکی از شاخه‌های مهم چینه‌شناسی است و کاربرد زیادی در تفسیر حوضه رسوبی و شناسایی گستره، پهنه کمربندهای مستعد از دیدگاه سنگ منشاء، سنگ مخزن و پوش سنگ در پژوهش‌های جامع مخزنی دارد (Catuneanu, 2017). در تعریف جدید که با هدف قدرت تفکیک و دقت بالاتر در استفاده از داده‌های لرزه‌ای برای تفکیک سکانشها ارائه شده است، به صورت یک چرخه از تغییر در الگوی برانبارش که توسط رخداد سطوح کلیدی سکانشی در توالی سنگی مشخص شده، تعریف می‌شود (Catuneanu, 2017). در پژوهش‌های چینه‌نگاری سکانشی از داده‌های با مقیاس مختلف شامل، مغزه‌ها، مقاطع نازک میکروسکوپی، نمودارهای پتروفیزیکی و نیمرخ‌های لرزه‌ای استفاده می‌شود (Kadkhodaie and Rezaee, 2017; Tavakoli, 2017; Van Buchem et al., 2010).

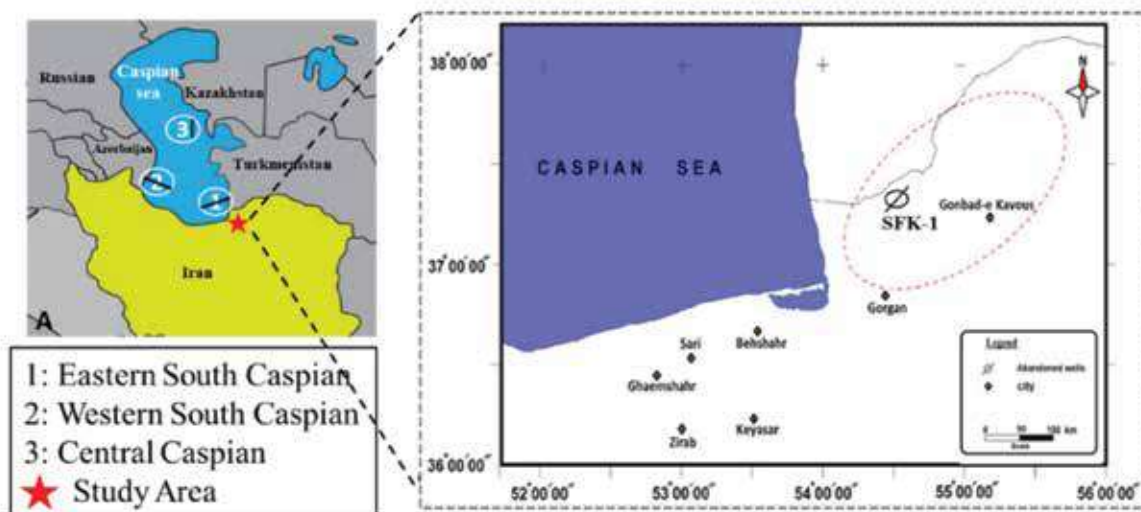
در پژوهش‌های چینه‌نگاری سکانشی و شناسایی سطوح کلیدی، اطلاعات مغزه و مقاطع نازک میکروسکوپی به عنوان داده‌های مستقیم، اطلاعات ارزشمندی فراهم می‌آورند (Hosseini et al., 2021; Assadi et al., 2016). مغزه‌ها بیشتر گستره به چاه‌های کلیدی و به صورت ناپیوسته در دسترس بوده و به منظور آگاهی از چهارچوب چینه‌نگاری سکانشی در محدوده میدان، می‌بایست از شواهد و داده‌های غیرمستقیم از قبیل نمودارهای پتروفیزیکی استفاده شود (Kadkhodaie and Rezaee, 2017; Tavakoli, 2017). استفاده از نگاره‌ی پرتوگاما به عنوان یک نمودار پتروفیزیکی رایج در بیشتر چاه‌های حفاری شده در میدان‌ها هیدروکربنی، می‌تواند در مطالعات چینه‌نگاری سکانشی به منظور شناسایی سطوح کلیدی استفاده شود (Ehrenberg and Svana, 2001; Tavakoli, 2017 و اسعدی و همکاران، ۱۴۰۱).

نگاره‌ی پرتوگاما با توجه به تاثیر اندک از عوامل محیطی، پایداری در برابر فرآیندهای دیژنری و نیز فراهم بودن در بیشتر چاه‌های حفاری شده در یک میدان، به صورت گسترده در مطالعات چینه‌نگاری سکانشی استفاده می‌شود (Ainsworth, 2006). نکته مهم قابل توجه در استفاده از اطلاعات گوناگون این است که با بیشتر شدن داده‌ها،

زمین‌شناسی منطقه

گستره مورد پژوهش در بخش جنوب شرقی دریای خزر قرار دارد و بخشی از حوضه خیزی و کپه‌داغ است (Berberian, 1983) (شکل ۱). نواحی البرز، ایران مرکزی، سهند-سیرجان و زاگرس در پرکامبرین در حاشیه شمالی قاره گندوانا قرار داشته و به وسیله اقیانوس تئیس از پهنه کپه‌داغ و قاره اوراسیا جدا بوده‌اند (Berberian and King, 1981).

در این پژوهش، به منظور ارزیابی و مقایسه سکناس‌های رسوبی شناسایی شده به‌طور کلی، در چاه صوفیکم-۱ از چاه‌های مورد پژوهش، نگاره‌های چاه‌پیمایی به نسبت کاملی از توالی‌های سازندهای چلکن و آقچاگیل صورت گرفته است. به منظور ارزیابی نتایج و قابلیت کاربرد آنالیز موجک در چاه‌ها و توالی‌های مورد مطالعه، نتایج این آنالیز براساس نگاره‌ی پرتوگاما، با نتایج سکناس‌های تعیین شده و مقایسه شده‌اند.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی چاه صوفیکم-۱، در منطقه‌ی مورد مطالعه (خط‌چین قرمز رنگ)

حوضه خزر جنوبی وجود نداشته و در عوض رسوبات به‌طور مستقیم روی پوسته بازالتی ضخیم (۱۲ تا ۱۸ کیلومتر) قرار گرفته است (نبوی، ۱۳۵۵).

پس از کوهزایی پیرنه با پایین آمدن سطح نسبی آب دریاها در بخش‌های وسیعی از ایران محیط‌های قاره‌ای- میان‌کوهی شکل گرفت (Berberian, 1983; Berberian and King, 1981). در البرز، رسوبات الیگوسن وجود ندارد و لایه‌های میوسن به‌صورت رسوبات سرخ رنگ قاره‌ای بوده که در فروافتادگی‌های باریک میان‌کوهی نهشته شدند (Berberian, 1983). دشت گرگان تحت تأثیر پیشروی و پسروی دریا در زمان میوسن قرار داشته و ستبرای رسوبات با تغییر ناگهانی از چند ده متر در بخش شرقی دشت به بیش از ۳۰۰۰ متر در شرق دریای خزر می‌رسد. نهشته‌های پلیوسن

دشت گرگان و پهنه‌ی از خزر که به بلوک ترکمن معروف شده است، پهنه‌ای کم ارتفاع در شرق دریای خزر و غرب کپه‌داغ است که در این دو پهنه زمین‌شناسی-ساختاری را به هم پیوند می‌دهد (آق‌اتابای و تورانی، ۱۳۹۷).

داده‌ها و اطلاعات لرزه‌ای به‌دست آمده از عمق ۵۰ کیلومتری ناحیه‌ی خزر جنوبی در مجاورت پشته آپشرون بیانگر این واقعیت است که حوضه خزر جنوبی با داشتن ۲۶ تا ۲۸ کیلومتر رسوب، یکی از حوضه‌های رسوبی با بیشترین ستبرای توالی چینه‌شناسی جهان می‌باشد (Jackson et al., 2002; Hinds et al., 2004). بررسی‌های لرزه‌ای انجام شده روی پوسته حوضه خزر و مناطق اطراف آن نشان می‌دهد که پوسته حوضه خزر جنوبی تفاوت زیادی با مناطق مجاور خود دارد. پوسته گرانیتهی در

شده که بیانگر منسایهای مختلف برای سازند چلکن است (Abreu and Nummedal, 2007).

سازند آچاگیل در برش الگو، که شامل ماسه‌سنگ، سیلت و رس‌ژپیس‌دار و انیدریت (به رنگ خاکستری، قهوه‌ای و زرد) ماسه‌سنگ صدف‌دار و لایه‌هایی سفید رنگ خاکستر آتشفشانی با رخساره کربناته تخریبی سفید رنگ به سن پلیوسن بالایی که از طبقات بالا و پایین خود قابل تشخیص هستند و به صورت هم‌شیب بر روی رسوبات پلیوسن زیرین (سازند چلکن) قرار دارد و در بالا به وسیله نهشته‌های سازند آپشرون با سن کواترنر زیرین پوشیده شده است (سلطانی، ۱۳۹۹). برخلاف سازند چلکن، که در آن سنگواره کمیاب است در سازند آچاگیل مهم‌ترین محتوای فسیلی شامل استراکودها، دوکفه‌ای‌ها و نانوپلانکتون‌ها هستند که در بخش‌های ساحلی خزر و دشت مغان یافت شده‌اند. طبقات پلیوسن در سرتاسر حاشیه‌ی جنوبی خزر و مغان، به‌طور ناپیوسته و دگرشیب روی طبقات سارماسین قرار دارد (سلطانی، ۱۳۹۹).

ستون چینه‌نگاری ژوراسیک-کرتاسه-سنوزویک در حوضه خزر جنوبی بررسی شده است (شکل ۲).

روش مطالعه

گستره مورد پژوهش در استان گلستان و شمال شرقی شهرستان گنبدکاووس قرار گرفته است که بخشی از حوضه‌ی خزر می‌باشد. در این مطالعه داده‌های نگاره‌ی پرتوگاما از برش زیرسطحی چاه صوفیکم-۱ از سازندهای چلکن و آچاگیل برای مطالعات چینه‌نگاری سکانسی واکاوی شده است. بدین منظور، ۳۰۷ متر چاه از نگاره‌ی ژئوفیزیکی چاه صوفیکم-۱ از گستره مورد مطالعه واکاوی شده است. با نرم‌افزار سیکلولاگ (Cyclolog 2016) و با استفاده از نگاره‌ی پرتوگاما (CGR)، نگاره‌ی تحلیل فیلتر تجمعی پیش‌بینی خطا^۱ INPEFA، نگاره‌ی^۲ PEFA، نگاره‌ی^۳ MESA و نگاره‌ی^۴ AAS شکل نگاره‌ی پرتوگاما رسم شد.

دشت گرگان شامل دو سازند چلکن (پلیوسن زیرین-میانی) و آچاگیل (پلیوسن بالایی) است.

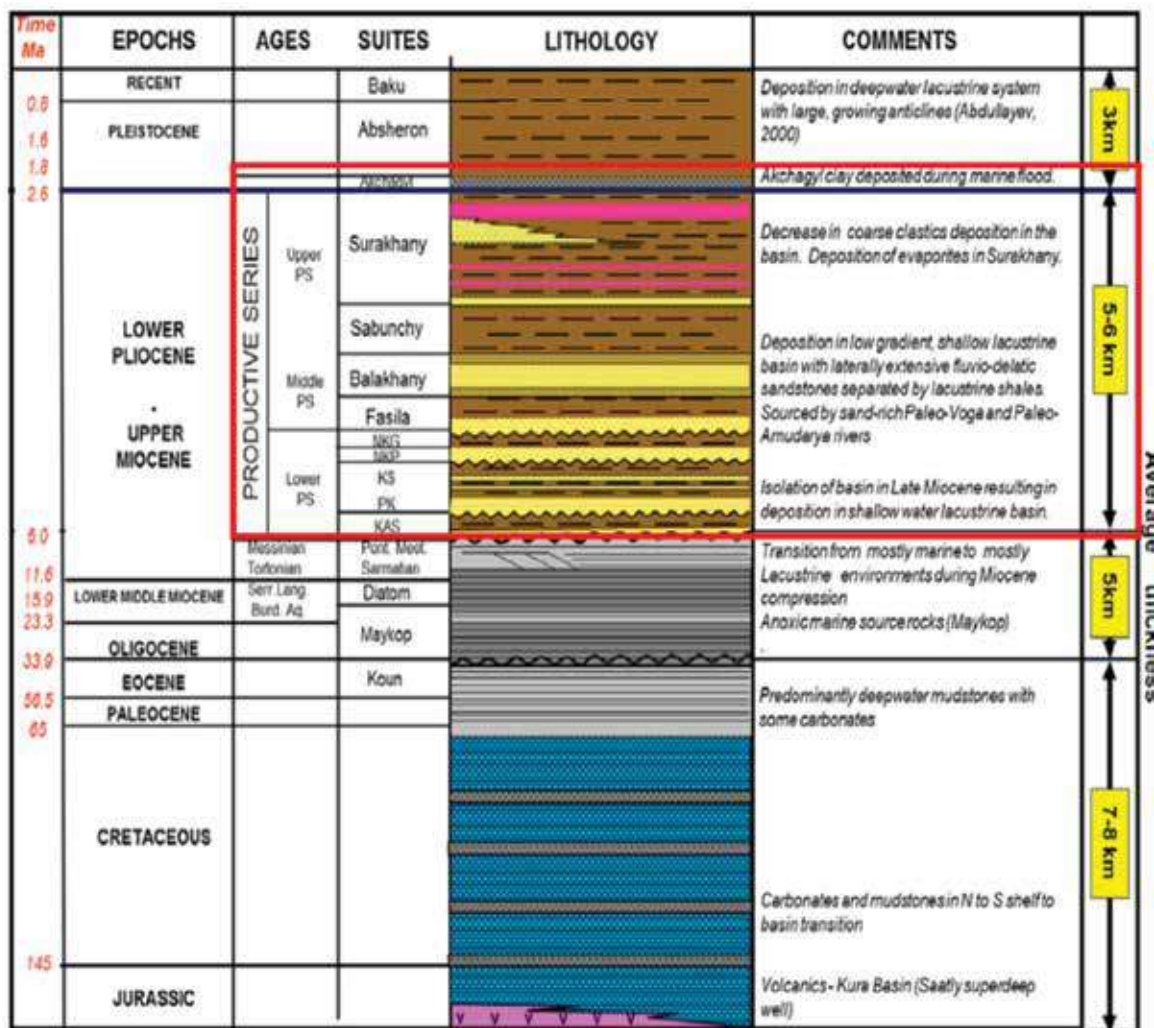
در اوایل پلیوسن (اواخر پونتین) دریای خزر به‌طور کامل از آب‌های دریایی همچون دریای سیاه جدا شد. مساحت کل دریا به نصف مساحت امروزی آن کاهش یافت که باعث پیشروی رو به جنوب دلتای ولگا به سمت شبه جزیره آپشرون شد (Mammadov, 1992). در این زمان سازند چلکن با ترکیب حجم زیادی از رسوبات سیستم رودخانه‌های چون کورا در آذربایجان، آمودریا در ترکمنستان، سفیدرود و رودخانه‌های کوچک در ایران نهشته شد.

رسوبات پلیوسن در شمال ایران، در دشت گلستان، مازندران، گیلان، از دو واحد سنگ چینه‌ای مهم تشکیل شده‌اند. سازند چلکن در زیر با رخساره‌های قاره‌ای و بیشتر درشت‌دانه، متشکل از طبقات سرخ رنگ با سن پلیوسن آغازی و میانی، و سازند آچاگیل در بالا که با رخساره‌های کربناته تخریبی با رنگ سفید و سن پلیوسن پایانی از سایر طبقات مشخص می‌شود. طبقات پلیوسن در مجموع در سرتاسر حاشیه جنوبی خزر و مغان، به‌طور ناپیوسته و زاویه‌دار روی طبقات کرتاسه قرار می‌گیرد (نبوی، ۱۳۵۵).

در سازند آچاگیل مهم‌ترین محتوای فسیلی شامل استراکودها، روزن‌داران، دوکفه‌ای‌ها هستند که در بخش‌های ساحلی خزر و دشت مغان یافت شده‌اند (سلطانی، ۱۳۹۹). سازند چلکن (طبقات قاره‌ای/لایه‌هایی قرمز/قهوه‌ای/طبقات تولیدی) در برش الگو، در خلیج چلکن در ضلع خاوری دریای خزر دارای ستبرای تقریباً ۴۰۰۰ متر است و رخساره قاره‌ای و عمدتاً درشت‌دانه، متشکل از طبقات سرخ رنگ با سن پلیوسن زیرین-میانی با ویژگی نیمه دریایی-قاره‌ای تشکیل شده‌اند. از نظر محتوای سنگواره‌ای، این نهشته‌ها دارای خرده‌های استراکود و فرامینیفر است و انواعی از Pulmonata خاص محیط لب‌شور در آنها مشاهده می‌شوند (Love, 1999).

این سازند همچنین با حجم زیادی از رسوبات وارده از چندین سیستم رودخانه‌ای چون دلتای قدیمی کورا در آذربایجان، دلتای قدیمی آمودریا در ترکمنستان و سفیدرود و دیگر دلتاهای قدیمی کوچک در ایران ترکیب

1. Integrated Prediction Error Filter Analysis
2. Prediction Error Filter Analysis
3. Maximum Entropy Spectral Analysis
4. Average Amplitude Spectrum



شکل ۲. ستون چین‌نگاری ژوراسیک-کرتاسه-سنوزویک در حوضه خزر جنوبی (بر گرفته از Abdullayev et al., 2015). (سازندهای مورد مطالعه با کادر قرمز مشخص شده است)

منتهی می‌شوند که با توجه به تبدیل روند مثبت به منفی یا منفی به مثبت، به ترتیب، نقطه چرخش منفی یا مثبت نامیده می‌شوند. هر مرز منفی (nb) نشان‌دهنده یک سطح بیشینه‌ی گسترش آب دریا (MFS) و هر مرز مثبت (pb) یک مرز سکانشی (SB) را نشان می‌دهد.

آنالیز تلفیقی فیلتر پیش‌بینی خطای دینامیکی (D-INPEFA) یکی از نمودارهایی است که از طریق نرم‌افزار سیکلولاگ محاسبه و از آن به منظور هم‌ارزی زون‌های مخزنی و تفسیر سطوح کلیدی چین‌نگاری سکانشی استفاده می‌شود

به‌طور کلی در نرم‌افزار سیکلولاگ، با انجام آنالیز موجک بر روی نگاره‌های چاه‌پیمایی مانند گاما و شناسایی روندهای افزایشی و کاهش‌ی در میزان خطای بین مقادیر واقعی و مقادیر پیش‌بینی‌شده می‌توان عناصر مختلف سکانشی‌های رسوبی را مشخص کرد (Cyclolog, 2016). در نگاره‌ی GR-INPEFA روندها به‌صورت نمودار مثبت و منفی نشان داده می‌شوند. روندهای مثبت (PT) یا افزایش در مقادیر (به سمت راست نمودار) نشان‌دهنده پیشروی نسبی آب دریا است که سرانجام به یک مرز منفی ختم می‌شوند و روندهای کاهش‌ی (به سمت چپ نمودار) یا روند منفی (NT) نشان‌دهنده پسروی آب است که به یک مرز مثبت

1. Cyclolog
2. Negative Break

بیشتر «ماسه‌ای-درشت‌شونده» از پیش‌بینی شده هستند. به‌طور کلی، می‌توان روند منفی D-INPEFA را «پس‌رونده» در نظر گرفت، اگرچه اهمیت دقیق آن به بافت زمین‌شناسی بستگی دارد. چنانچه روند ماسه‌ای می‌تواند به معنی (الف) افزایش عرضه رسوب درشت، (ب) کم‌عمق شدن، یا (ج) کاهش فاصله از خط ساحلی باشد. یک روند مثبت کلی در D-INPEFA بیانگر بخشی از داده است که از طریق آن مقادیر واقعی گزارش بیشتر از پیش‌بینی شده است. در مورد GR، این بدان معنی است که مقادیر واقعی بیشتر از مقادیر پیش‌بینی شده «شیلی» هستند، که حاکی از یک روند «پیش‌رونده» بوده، که می‌تواند بیانگر (الف) کاهش عرضه رسوب، (ب) افزایش عمق آب یا فضای رسوب‌گذاری، یا (ج) افزایش فاصله از خط ساحلی، بسته به زمینه باشد (Nio et al., 2005). در این مطالعه مرزهای اصلی سکانسی و سایر مرزهای جداکننده سیستم تراکت‌ها مشخص شده است.

بحث

چینه‌نگاری سکانسی

با توجه به اینکه تفسیر محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی برای سازند آچاگیل و چلکن بر اساس نمودارهای نگاره پرتوگاما صورت گرفته است و ستون سنگ‌شناسی برای منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است و سپس نتایج بررسی شده محیط رسوبی و چینه‌نگاری در چاه SFK-1 بررسی شده است (شکل ۴).

چینه‌نگاری سازند چلکن

مشخصات رسوب‌شناسی و چینه‌نگاری سکانسی به همراه نگاره پرتوگاما و INPEFA و کمربند رخساره‌ای، رخساره، محیط رسوبی و پاراسکانس‌های شناسایی شده در چاه صوفیکم-۱ سازند چلکن از قاعده به سمت بالا شامل سه سکانس رتبه سوم به شرح ذیل می‌باشد (شکل ۴).

سکانس CH-1

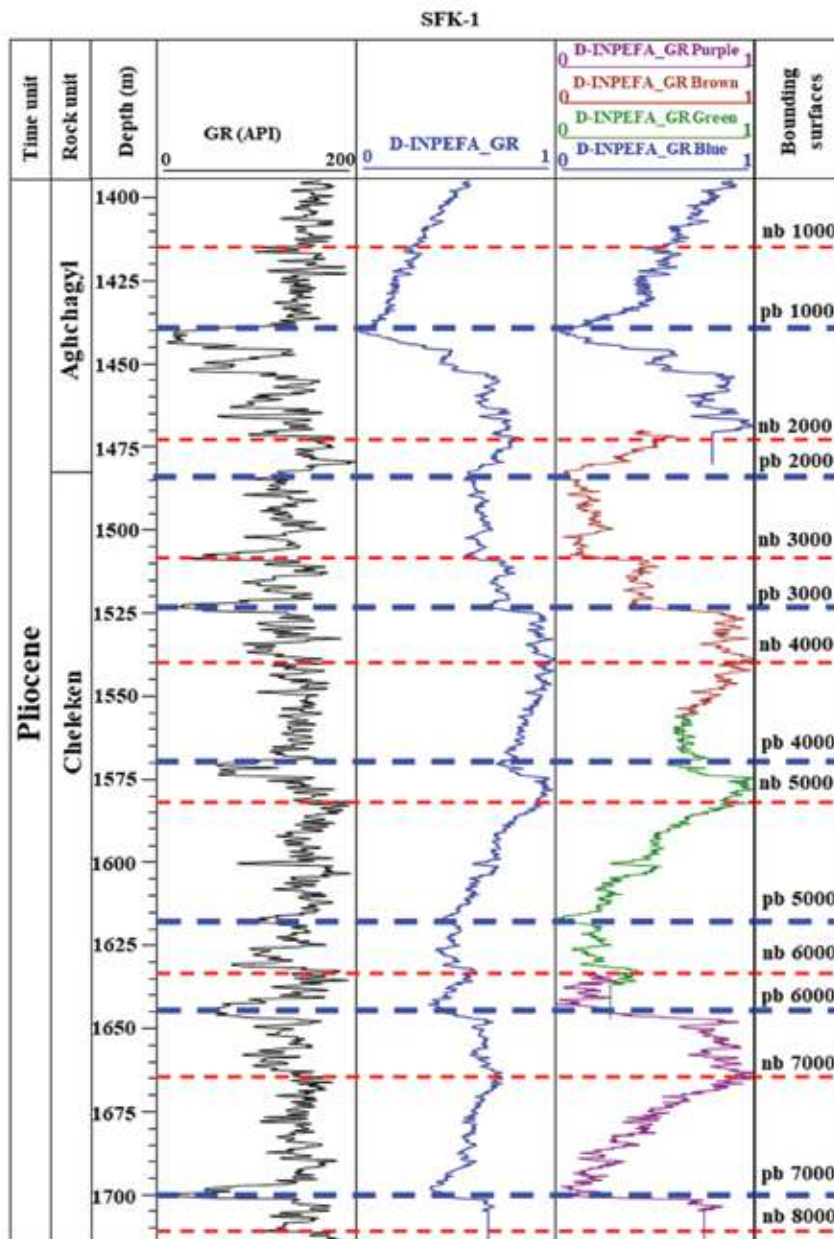
این سکانس پایین‌ترین سکانس از سازند چلکن است که بیشتر آن را واحد ماسه‌سنگی زیرین و کنگلومرای

(Nio et al., 2005; Souza, 2012; Li et al., 2018; De Jong et al., 2006). در این مطالعه، در یک بررسی موردی در توالی‌های آواری-کربناته پلیوسن در حوضه جنوبی خزر دشت گرگان-گنبدکاووس، نمودار GR-DINPEF محاسبه و از طریق مقایسه نتایج آن با سکانس‌های شناسایی شده، و کارآرایی این روش ارزیابی شده است.

نگاره‌های پرتوگاما

در نرم‌افزار سیکلولاگ، از طریق نمودارهای چاه‌پیمایی و شناسایی روندهای افزایشی و کاهش‌ی در میزان خطای بین مقادیر واقعی و پیش‌بینی نشده می‌توان سطوح مختلف سکانس‌های رسوبی را شناسایی کرد. بنابراین در هر مرحله از تغییرات نسبی سطح آب دریا، نگاره‌ی پرتوگاما همواره انحراف از متوسط مشخصی را دنبال می‌کند، که تغییرات این انحراف از متوسط داده‌ها نشان‌دهنده شرایط نسبی سطح آب دریا از پیش‌رونده به پس‌رونده و یا بالعکس می‌باشد. تفسیر چینه‌نگاری سکانسی برای سازند آچاگیل و چلکن بر اساس نمودارهای نگاره پرتوگاما به روش نمودار تحلیل فیلتر تجمعی پیش‌بینی خطا، و شناسایی روندهای مثبت و منفی نمودار در چاه صوفیکم-۱ مورد تحلیل و واکاوی قرار گرفت (شکل ۳). در نتیجه ۱۵ سطح مرزی شامل هشت مرز منفی (nb) و هفت مرز مثبت (pb) شناسایی شده که به ترتیب از بالا به پایین از ۱۰۰۰ nb تا ۸۰۰۰ nb مشخص شده است (شکل ۳). بر اساس نمودار Sub-division logs from range در شکل ۳، می‌توان به نه سطح سکانسی، شامل پنج سطح ناپیوستگی سکانسی (SB) و چهار سطح حداکثر سطح غرقابی (MFS) اشاره کرد. مرزهای ۱۰۰۰ و ۲۰۰۰ و ۴۰۰۰ و ۶۰۰۰ و ۸۰۰۰ pb، به‌عنوان سطوح ناپیوستگی (SB) و مرزهای ۲۰۰۰ و ۴۰۰۰ و ۶۰۰۰ و ۷۰۰۰ nb به‌عنوان حداکثر سطح سیلابی (MFS) قابل تشخیص بوده است. یک روند منفی D-INPEFA ناشی از مجموعه‌ای منفی از مقادیر خطای پیش‌بینی است. بنابراین، یک روند منفی کلی در مورد یک نگاره‌ی GR، مقادیر واقعی

1. Positive Break
2. INPEFA



شکل ۳. موقعیت قرارگیری سطوح مرزی مثبت و منفی تعیین شده بر روی نگاره‌ی گاما و تحلیل فیلتر تجمعی پیش‌بینی خطا بر روی چاه SFK-1

که بر اساس پژوهش‌های شرفی و همکاران، محیط رسوبی این سکانس می‌تواند به‌عنوان بخش رودخانه‌ای-دلتایی در نظر گرفته شود (شرفی و همکاران، ۱۴۰۰) (شکل ۴).

سکانس CH-2

مرز زیرین این سکانس در نقطه C بر روی نمودار INPEFA و با رسوبات ماسه‌سنگی و حداقل مقدار API بر روی نگاره‌ی گاما مشخص شده است (شکل ۴).

خاکستری و ماسه‌سنگ چرتی دانه‌ریز تا متوسط خاکستری روشن شروع شده و با تناوب ماسه‌سنگ و کنگلومرا و میان لایه‌های مارن و رس‌سنگ ادامه می‌یابد. در ادامه به‌صورت پراکنده میان لایه‌های نازک زغال در این واحد مشاهده می‌شود که باعث افت ناگهانی گاما خواهد شد (Rider, 2002). با توجه شکل الگوی رخساره نگاره‌ی گاما و رسوبات و رخساره‌های مورد بررسی شده محیط رسوبی سکانس CH-1 را می‌تواند به‌عنوان بخش رودخانه‌ای-دلتایی

دارای چند منشأ) با محیط رسوبی با حاشیه آبرفت تا محیط عمیق دریایی در نظر گرفت.

چینه‌نگاری سازند آچاگیل

مشخصات رسوب‌شناسی و چینه‌نگاری سکانشی به همراه نگاره‌ی پرتوگاما و INPEFA و کمر بند رخساره‌ای، رخساره، محیط رسوبی و پاراسکانس‌های شناسایی شده در چاه صوفیکم-۱ سازند آچاگیل از قاعده به سمت بالا شامل یک سکانش رسوبی رتبه سوم و یک پاراسکانس پیشرونده رتبه سوم به شرح زیر می‌باشد (شکل ۴):

سکانس AGH-1

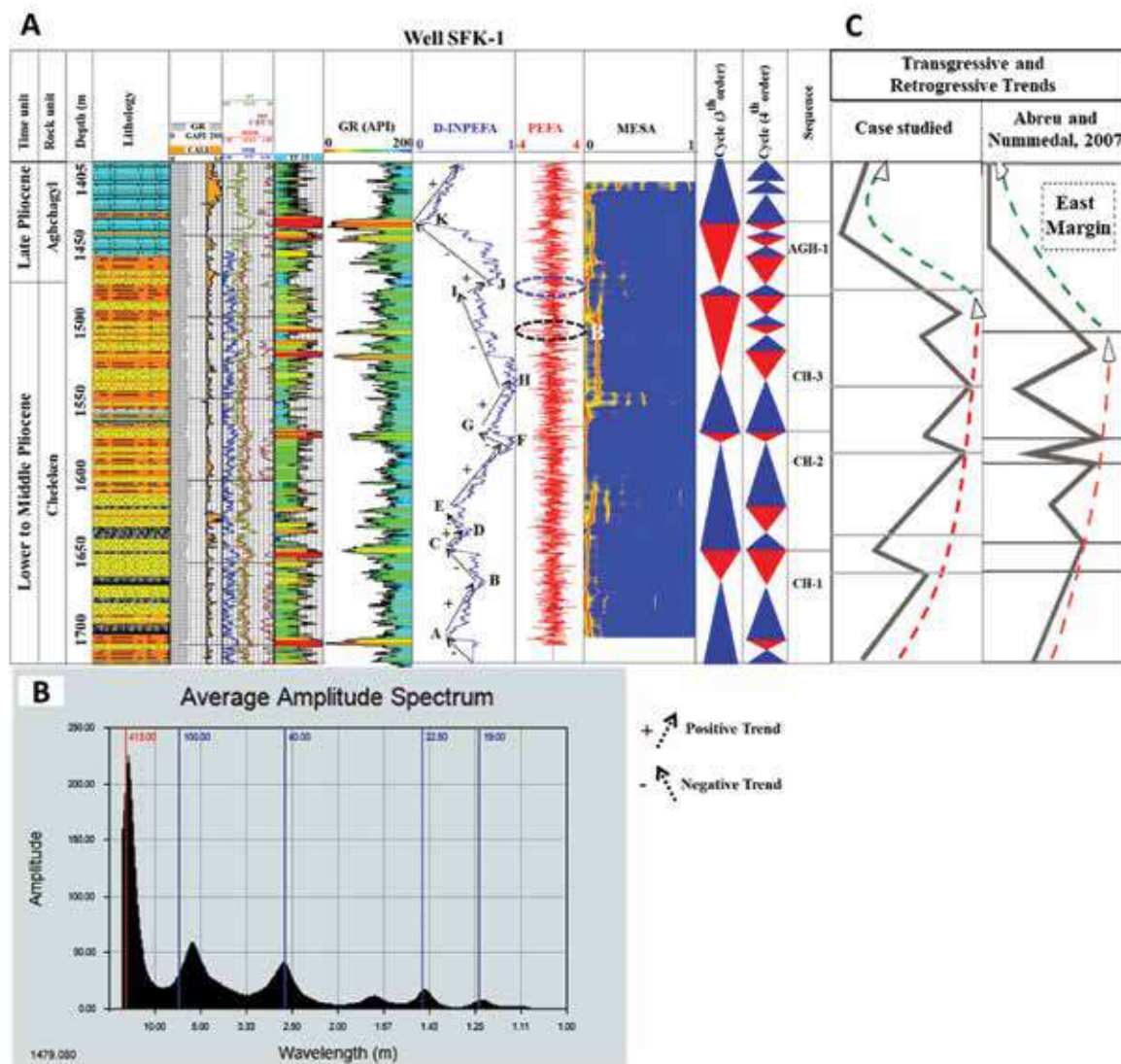
این سکانش، تنها سکانش رسوبی از سازند آچاگیل (پلیوسن میانی) در دشت گرگان-گنبدکاوس محسوب می‌شود که از یک سکانش مرتبه سه تشکیل شده است (شکل ۴). در چاه مورد مطالعه، مرز پایین این پاراسکانس در ژرفای ۱۴۸۳ متری نیز با کنگلومرای خاکستری در حد کمتر از یک متر مشخص می‌شود و بر روی نگاره‌ی پرتوگاما با کاهش در مقدار API و یا حداقل در مقدار D-INPEFA نشانگر مرز سکانشی (SB) در نقطه J می‌باشد (شکل ۴). بیشترین مقدار نگاره پرتوگاما و حداکثر PEFA با سنبله مثبت در ژرفای ۱۴۷۳ بیانگر بیشترین سطح غرقابی (MFS) می‌باشد. مرز بالایی این سازند در ژرفای ۱۴۰۶ متری سازند آچاگیل با توالی پیشرونده (با آهک ماسه‌ای، آهک آرژیلیکی، آهک و به‌طور کلی رخساره‌های کربناته) مشخص می‌شود. توالی پیشرونده این سکانش با ماسه‌سنگ قرمز/قهوه‌ای و گاهی با میان‌لایه‌های از رسوبات آواری از جمله ماسه‌سنگ، به همراه انیدریت، مشخص می‌شود. این رخساره نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در شرایط انرژی متوسط تا بالا و در محیط شورفیس است.

بر اساس پژوهش‌های انجام شده در این پژوهش و مقایسه منطقه مورد مطالعه با مطالعات آبرو و نومدل (Abreu and Nummedal, 2007) در گستره حوضه‌های جنوبی و مرکزی خزر صورت گرفته است (به دایره شماره یک در شکل یک توجه شود). شکل ۴ خلاصه‌ای از روندهای پیشروی و پسروی در حوضه‌های جنوبی و مرکزی خزر

رسوبات این سکانش در ابتدا با وجود یک لایه کنگلومرای و ماسه‌سنگی و در ادامه بیشتر از جنس ماسه‌سنگ و شیل بوده که در بخش بالایی این سکانش رسوبات شیلی بیشتر شده و در انتهای سکانش با بیشترین مقدار API نگاره‌ی پرتوگاما و نمودار INPEFA و حداکثر سطح غرقابی (MFS) و بیشتر مقدار عددی مثبت در نمودار PEFA با سنبله مثبت مشخص می‌شود که این سکانش در نقطه G بر روی نمودار INPEFA از سکانش بالایی جدا می‌شود (شکل ۴). الگوی این توالی چرخه سکانشی با حجم بیشتری از پیشروی محیط و الگوی کمتر از پسروی همراه بوده است.

سکانس CH-3

این سکانش، آخرین و بالاترین سکانش از سازند چلکن و مرز بین دو سازند چلکن و آچاگیل می‌باشد (شکل ۴). در چاه مورد پژوهش، در نقطه G مرز زیرین این سکانش و در ادامه نیز با کنگلومرای خاکستری و حداکثر مقدار API در نگاره‌ی پرتوگاما مشخص شده است که این فرآیند می‌تواند بیانگر یک رخداد جریان خرده‌دار در محیط رسوبی باشد (شکل ۴). در ادامه در نقطه H بیشتر مقدار API بیانگر حداکثر سطح سیلابی (MFS) می‌باشد و مرز بالایی این سکانش با پایان سازند چلکن و شروع‌کننده سازند آچاگیل است که کمترین مقدار API بر روی نگاره پرتوگاما را نشان می‌دهد و در نقطه I که بر روی نمودار INPEFA قرار دارد و به علت وجود گلوکونیت، فلدسپات و میکا بوده و در پژوهش‌های سنگ چینه‌نگاری و زیست چینه‌نگاری سازند چلکن براساس نانوپلانکتون‌های آهکی دشت گرگان (حوضه خزر جنوبی) به این موارد اشاره شده است (شرفی و همکاران، ۱۴۰۰). مرز بالایی این سکانش در ژرفای سازند چلکن با لایه‌های سیلیسی آواری از جمله ماسه‌سنگ، ماسه‌سنگ قرمز/قهوه‌ای مشخص می‌شود، الگوی کلی در این سکانش با پیشروی و پسروی برابری مشخص شده است که حداکثر مقدار API و یا حداکثر سطح غرقابی (MFS) در این سکانش مشخص می‌باشد. بر اساس مطالعات سلطانی (۱۳۹۹) قاعده این سکانش یا ابتدای سکانش آچاگیل در برش مورد مطالعه را می‌توان با نوعی کنگلومرای پلی‌میکتیک



شکل ۴. (A) سطوح سکانسی شناسایی شده توسط آنالیز موجک نگاره‌ی پرتوگاما، (B) نمودار میانگین دامنه طیفی در چاه C، SFK-1، خلاصه‌ای از روندهای پیشروی و پسروی در حوضه‌های جنوبی و مرکزی خزر (مقایسه گستره مورد پژوهش با پژوهش‌های آبرو و نومدل (Abreu and Nummedal, 2007))، خطوط خاکستری یکپارچه نشان‌دهنده منحنی‌های شکسته برای حاشیه‌های شرقی حوضه خزر جنوبی، خطوط خط‌چین سبز نشان‌دهنده روندهای پیشروی، و خطوط خط‌چین قرمز نشان‌دهنده روندهای پسروی در مکان‌های مختلف است (برگرفته از (Abreu and Nummedal, 2007)) (سازند چلکن و سازند آقچاگیل از فلات قاره‌ای ترکمنستان حاشیه شرقی خزر جنوبی، دایره شماره یک در سمت راست شکل یک) بیانگر شباهت زیاد بین دو گستره است

چپ شکل ۱ بیانگر شباهت زیاد بین گستره مورد پژوهش با پژوهش‌های آبرو و نومدل (Abreu and Nummedal, 2007) در حاشیه شرقی خزر جنوبی است (شکل ۴-C). بر اساس پژوهش‌های آبرو و نومدل (Abreu and Nummedal, 2007) می‌توان به شکل کلی حوضه رسوبی در این دو حوضه پژوهشی اشاره کرد و شباهت کلی حوضه با گستره مورد مطالعه نیز وجود دارد و این ویژگی بسیار حایز اهمیت در این مطالعه می‌باشد. تغییر

(مقایسه گستره مورد پژوهش با پژوهش‌های آبرو و نومدل (Abreu and Nummedal, 2007)) را نشان می‌دهد. خطوط خاکستری یکپارچه نشان‌دهنده منحنی‌های شکسته برای حاشیه‌های شرقی حوضه خزر جنوبی، خطوط خط‌چین سبز نشان‌دهنده روندهای پیشروی، و خطوط خط‌چین قرمز نشان‌دهنده روندهای پسروی در مکان‌های مختلف است (سازند چلکن و سازند آقچاگیل از فلات قاره‌ای ترکمنستان حاشیه شرقی خزر جنوبی، دایره شماره یک در سمت

براساس میزان تغییرات نگاره‌ی پرتوگاما میزان پیشروی و پسروی کلی مشخص شد و روند کلی برای سازند چلکن با افزایش در مقدار پرتوگاما پسروی و برای سازند آچاگیل با کاهش در مقدار پرتوگاما پیشروی مشخص شد.

سپاسگزاری

از معاونت پژوهشی زمین‌شناسی زیرزمینی مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران برای تأمین هزینه‌های مالی و در اختیار قرار دادن اطلاعات چاه اکتشافی و اجازه انتشار نتایج سپاسگزاری می‌شود.

منابع

- آق‌اتابای، م. و تورانی، م.، ۱۳۹۷. لرزه‌زمین غرب استان گلستان، شرق ناحیه خزر جنوبی، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۴۵، ۷۱-۸۵.

- اسعدی، ع.، ایمن دوست، ع.، هنرمند، ج.، عبدالهی‌فرد، ا. و سلیمان، ا.ر.، ۱۴۰۱. کاربرد نمودار نرمال شده تجمعی انحراف گاما در شناسایی و انطباق سطوح کلیدی سکانسی، مطالعه موردی از سازند سروک در یکی از میداین هیدروکربنی زاگرس، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۶۳، ۱۵-۲۷.

- سلطانی، ب.، ۱۳۹۹. چینه‌نگاری سکانسی و شناسایی زون‌های مستعد، مخزنی نهشته‌های پلیوسن (چلکن و آچاگیل) در منطقه جنوب شرق دریای خزر، رساله دکترا، پژوهشگاه صنعت نفت تهران، ۲۰۵.

- شرفی، م.، موسوی، ن.، مرادپور، م.، بیرانوند، ب.، عبدالهی، ا. و مهاجر سلطانی، ح.، ۱۴۰۰. سنگ چینه‌نگاری و زیست چینه‌نگاری سازند چلکن براساس نانوپلانکتون‌های آهکی دشت گرگان (حوضه خزر جنوبی)، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۲۲، ۴۳-۵۶.

- نبوی، م.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹.

- Abdullayev, N. A., Kadirov, F. and Guliyev, I. S., 2015. Subsidence history and basin-fill evolution in the South Caspian Basin from geophysical mapping, flexural back stripping, forward lithospheric modeling and gravity modeling, Geological Society, 427, 27.

- Abreu, V. and Nummedal, D., 2007,

در مدت چرخه غالب مشاهده شده در خزر جنوبی از سری تولیدی (۴۰۰ هزار سال) به کواترن (۱۰۰ هزار سال) در فلات قاره ترکمنستان نیز وجود دارد، در این پژوهش نیز به‌درستی این موضوع پرداخته شده است (شکل ۴-B). این پژوهشگرها به موضوع چند منشای سازند چلکن در حوضه خزر جنوبی ترکمنستان از پالئو-آمودریا اشاره کرده‌اند که این موضوع در ستون چینه‌ای این پژوهش و چند منشای بودن سازند چلکن در بخش حوضه خزر جنوبی ایران نمایان است (شکل ۴-A). شباهت ضخامت و توالی رسوبی بین دو سازند چلکن و آچاگیل در پژوهش‌های آبرو و نومدل (Abreu and Nummedal, 2007) در حوضه خزر جنوبی ترکمنستان با این پژوهش یکی دیگر از دستاوردهای این پژوهش می‌باشد.

رسوبات کنگلومرای الیگومکتیک در قاعده سازند آچاگیل از سازند آیتامیر کنده‌شده و در ادامه با رسوبات آهکی و رسوبات ریزدانه که این روند توالی در پژوهش‌های صحرایی سلطانی با بررسی پژوهش حاضر هم‌خوانی دارد و نشان‌دهنده پیشروی برای سازند آچاگیل می‌باشد. بر اساس مطالعه سلطانی، سازند آچاگیل از سه پاراسکانس تشکیل شده است که در این پژوهش یک سکانس کامل و سه پاراسکانس که این موضوع متفاوت است.

نتیجه‌گیری

با استفاده از نگاره‌ی پرتوگاما (CGR) و نمودار تحلیل فیلتر تجمعی پیش‌بینی خطا (D-INPEFA)، تعداد پانزده سطح سکانسی شامل هشت مرز منفی (nb) و هفت مرز مثبت (pb) شناسایی که بر اساس میزان روند مقدار گاما در چاه مورد مطالعه می‌توان به نه سطح سکانسی، شامل پنج سطح ناپیوستگی سکانسی (SB) و چهار سطح حداکثر سطح غرقابی (MFS) اشاره کرد. مرزهای ۱۰۰۰ و ۲۰۰۰ و ۴۰۰۰ و ۶۰۰۰، به‌عنوان سطوح ناپیوستگی (SB) و مرزهای ۲۰۰۰ و ۴۰۰۰ و ۶۰۰۰ و ۷۰۰۰ nb به‌عنوان حداکثر سطح سیلابی (MFS) قابل تشخیص بوده است. با توجه به مرزهای شناسایی شده چهار سکانس رتبه سوم برای توالی پلیوسن (سازندهای چلکن و آچاگیل) مشخص شد. سپس

- Miocene to Quaternary sequence stratigraphy of the South and Central Caspian basins, in P. O. Yilmaz and G. H. Isaksen, editors, *Oil and gas of the Greater Caspian area: AAPG Studies in Geology* 55, 65–86.
- Ainsworth, R. B., 2006. Sequence stratigraphic-based analysis of reservoir connectivity: influence of sealing faults—a case study from a marginal marine depositional setting. *Petroleum Geoscience*, 12(2), 127–141.
 - Assadi, A., Honarmand, J., Moallemi, S. A. and Abdollahie-Fard, I., 2016. Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, SW Iran. *Facies*, 62(4), 1–22.
 - Berberian, M., 1983. The Southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 163–183.
 - Berberian, M. and King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210–265.
 - Catuneanu, O., 2017. Sequence stratigraphy: Guidelines for a standard methodology. In *Stratigraphy and timescales*, 2, 1–57.
 - *Cyclogog Use Guide*, Version 2016. Enres International Company.
 - De Jong, M. G. G., Nio, S. D., Smith, D. G. and Böhm, A. R., 2007. Subsurface correlation in the Upper Carboniferous (Westphalian) of the Anglo-Dutch Basin using the climate stratigraphic approach, *First Break*, 25 (12), 49–59.
 - De Jong, M. G. G., Smith, D. G., Nio, S. D. and Hardy, N., 2006. Subsurface correlation of the Triassic of the UK southern Central Graben: new look at an old problem: ENRES, Technical Paper Series, *First Break*, 24, 104–109.
 - Ehrenberg, S. N. and Svana, T. A., 2001. Use of spectral gamma-ray signature to interpret stratigraphic surfaces in carbonate strata: An example from the Finnmark carbonate platform (Carboniferous–Permian), Barents Sea. *AAPG Bulletin*, 85 (2), 295–308.
 - Gilbert, G. K., 1895. Sedimentary measurement of Cretaceous time, *Journal of Geology*, 3, 121–127.
 - Hinds, D. J., Aliyevad, E., Allenb, M. B., Daviesb, C. E., Kroonenberge, S. B., Simmons, M. D. and Vincent, S. J., 2004. Sedimentation in a discharge-dominated fluvial-lacustrine system: the Neogene Productive Series of the South Caspian Basin, Azerbaijan. *Marine of Petroleum Geology*, 21, 613–638.
 - Hosseini, S., Conrad, M. A. and Kindler, P., 2021. Sequence stratigraphy, depositional setting and evolution of the Fahliyan carbonate platform (Zagros fold-thrust belt, SW Iran) Early Cretaceous. *Marine and Petroleum Geology*, 128, 105–116.
 - Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophysical Journal International*, 148 (2), 214–245.
 - Kadkhodaie, A. and Rezaee, R., 2017. Intelligent sequence stratigraphy through a wavelet based decomposition of well log data. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 40, 38–50.
 - Li, Y. N., Shao, L., Hou, H., Tang, Y., Yuan, Y., Zhang, J. and Lu, J., 2018. Sequence stratigraphy, palaeogeography, and coal accumulation of the fluvial-lacustrine Middle Jurassic Xishanyao Formation in central segment of southern Junggar Basin, NW China. *International Journal of Coal Geology*, 192, 14–38.
 - Love, C. F., 1999. Regional Seismo-Stratigraphy Evaluation of the South Caspian Basin. 1–50.
 - Mammadov, P., 1992. Seismostratigraphical investigations of geological structure of sedimentary cover of South Caspian superdepression and perspectives of oil–gas productivity. Doctoral

Thesis, National Academy of Sciences, Baku, Azerbaijan (in Russian).

- Nio, S.D., Brouwer, J. H., Smith, D. G., De Jong, M. G. G. and Böhm, A. R., 2005. Spectral trend attribute analysis: applications in the stratigraphic analysis of wireline logs", First Break, 23 (4), 71-75.

- Rider, M. H., 2002-The gamma ray and spectral gamma ray logs. The Geological Interpretation of Well Logs, 2nd end. Rider-French Consulting Ltd, Whittle Publishing, Rogart, 71, 74.

- Soua, M., 2012. Application of facies associations, integrated prediction error filter analysis, and chemo stratigraphy to the organic-rich and siliceous Cenomanian-Turonian sequence, Bargou Area, Tunisia: Integrated sequence strati-

graphic analysis. Journal of Geological Research, ID973195.15.

- Tavakoli, V., 2017. Application of gamma deviation log (GDL) in sequence stratigraphy of carbonate strata, an example from off shore Persian Gulf, Iran. Journal of Petroleum Science and Engineering, 156, 868-876.

- Van Buchem, F. S. P., Allan, T. L., Laurson, G. V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S. and Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. Geological Society, London, Special Publications, 329 (1), 219-263.

زیست‌چینه‌نگاری و بررسی تغییرات عمق دیرینه نهشته‌های سازند گورپی بر مبنای فرامینیفراهای پلانکتونی در برش باغ‌گل، ناحیه لرستان، حوضه زاگرس

ایوب بازوندا^۱، عباس صادقی^{۲*}، محمدحسین آدابی^۳، امیرمحمد جمالی^۴ و نسرین هداوند خانی^۵

۱. دانشجوی دکتری، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
۲. استاد، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
۳. استاد، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
۴. شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف، تهران، ایران
۵. گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۳/۰۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۶/۰۷

چکیده

به‌منظور مطالعه زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های سازند گورپی در گستره شمال شرقی ناحیه لرستان، یک برش چینه‌شناسی (برش باغ‌گل) از سازند گورپی در تقادیس سلطان انتخاب و مورد نمونه‌برداری قرار گرفت. سازند گورپی در این برش ۳۱۰ متر ضخامت دارد و از لحاظ سنگ‌شناسی از سنگ آهک‌های رسی و ماری، مارن و شیل تشکیل شده است. دو عضو رسمی آهک سیمره و امام‌حسن در این برش رخنمون دارند. مرز زیرین سازند گورپی با سازند ایلام به‌صورت هم‌شیب با آثار اکسید آهن است و مرز بالایی آن با سازند پابده، ناپیوسته و هم‌شیب می‌باشد. در مطالعه زیست‌چینه‌نگاری، ۷۴ گونه متعلق به ۳۰ جنس از فرامینیفراهای پلانکتونی شناسایی شد. هفت زون زیستی در سازند گورپی و یک زون زیستی در قاعده سازند پابده شناسایی و معرفی شد. براساس زون‌های زیستی شناسایی شده، سن سازند گورپی اواسط تا اواخر کامپانین پیشین-ماستریشین پسین تعیین شد. مطالعه آماری نسبت فرامینیفراهای پلانکتونی به بنتیک و همچنین قرار دادن آنها در مورفوتایپ‌های فرامینیفراهای پلانکتونی در طول توالی رسوبی سازند گورپی، تغییرات عمق دیرینه حوضه رسوبی را نشان داد. بر این اساس کاهش عمق حوضه رسوبی در کامپانین میانی و افزایش عمق در بخش بالایی کامپانین و بخش ابتدایی ماستریشین و سپس کاهش تدریجی آن تا انتهای ماستریشین مشخص شد.

واژه‌های کلیدی: زیست‌چینه‌نگاری، سازند گورپی، عمق دیرینه، فرامینیفراهای پلانکتونی، تقادیس سلطان.

مقدمه

شرکت ملی نفت ایران گردآوری و ارائه شده‌اند. از شناخته شده‌ترین این گزارش‌ها می‌توان به مطالعات جیمز و وایند (James and Wynd, 1965) اشاره کرد که نواحی از زاگرس را مثل فارس، خوزستان و لرستان شامل شده و سازند گورپی نیز بخشی از این گزارش‌ها بوده است. علاوه بر مطالعات متعدد صنعت نفت، مطالعات زیاد دیگری نیز توسط دیگر پژوهشگرها انجام شده است. مطالعات زیست‌چینه‌نگاری سازند گورپی در نواحی مختلف زاگرس از جمله مطالعات صورت گرفته در ناحیه فارس (Vaziri-Moghaddam, 2002; Esfandyari et al. 2016; Ezampanah et al., 2021; Mashayekh et al., 2023; Alavi et al., 2024) و در ناحیه لرستان (بخش‌ده و همکاران، ۱۳۸۹؛ رحیمی و همکاران، ۱۳۹۷؛ ۲۰۰۷؛ Darvishzad et al., 2007) منجر به تعیین سن‌های متفاوتی برای مرز پایینی و بالایی سازند گورپی شده است. شعبانپور-حقیقی (۱۳۹۶) مرز زیرین سازند گورپی را در گستره کنیاسین و اصغریان-رستمی (۱۳۸۹) مرز بالایی آن را در گستره سلاندین گزارش کرده‌اند. در برخی از این مطالعات نیز عمق دیرینه و نوسانات سطح آب مورد بررسی قرار گرفته است. همتی نسب و همکاران (۱۳۸۶) با مطالعه آماری فرامینیفروهای پلانکتونی، عمق دیرینه سازند گورپی را ۸۰۰ متر بیشتر بخش‌های سازند گورپی پیشنهاد کرده‌اند. در مطالعه دیگری دارابی و همکاران (Darabi and et al., 2017) با بررسی عمق دیرینه سازند گورپی براساس توزیع و فراوانی انواع مورفوتایپ فرامینیفروهای پلانکتونی در برش‌های سلطان، امیران و پاسان در ناحیه لرستان، عمق دیرینه ۶۵۰-۵۰۰ متر را پیشنهاد کرده‌اند. مغفوری مقدم و همکاران (۱۳۹۶) نیز براساس مورفوتایپ‌های فرامینیفری، افزایش تدریجی عمق از قاعده تا رأس سازند گورپی را پیشنهاد کرده‌اند.

روش مطالعه

موقعیت جغرافیایی و جایگاه زمین‌شناسی

برش چینه‌شناسی باغ‌گل در یال شمال شرقی تاق‌دیس سلطان واقع در شمال شرق شهر پلدختر قرار دارد. برای

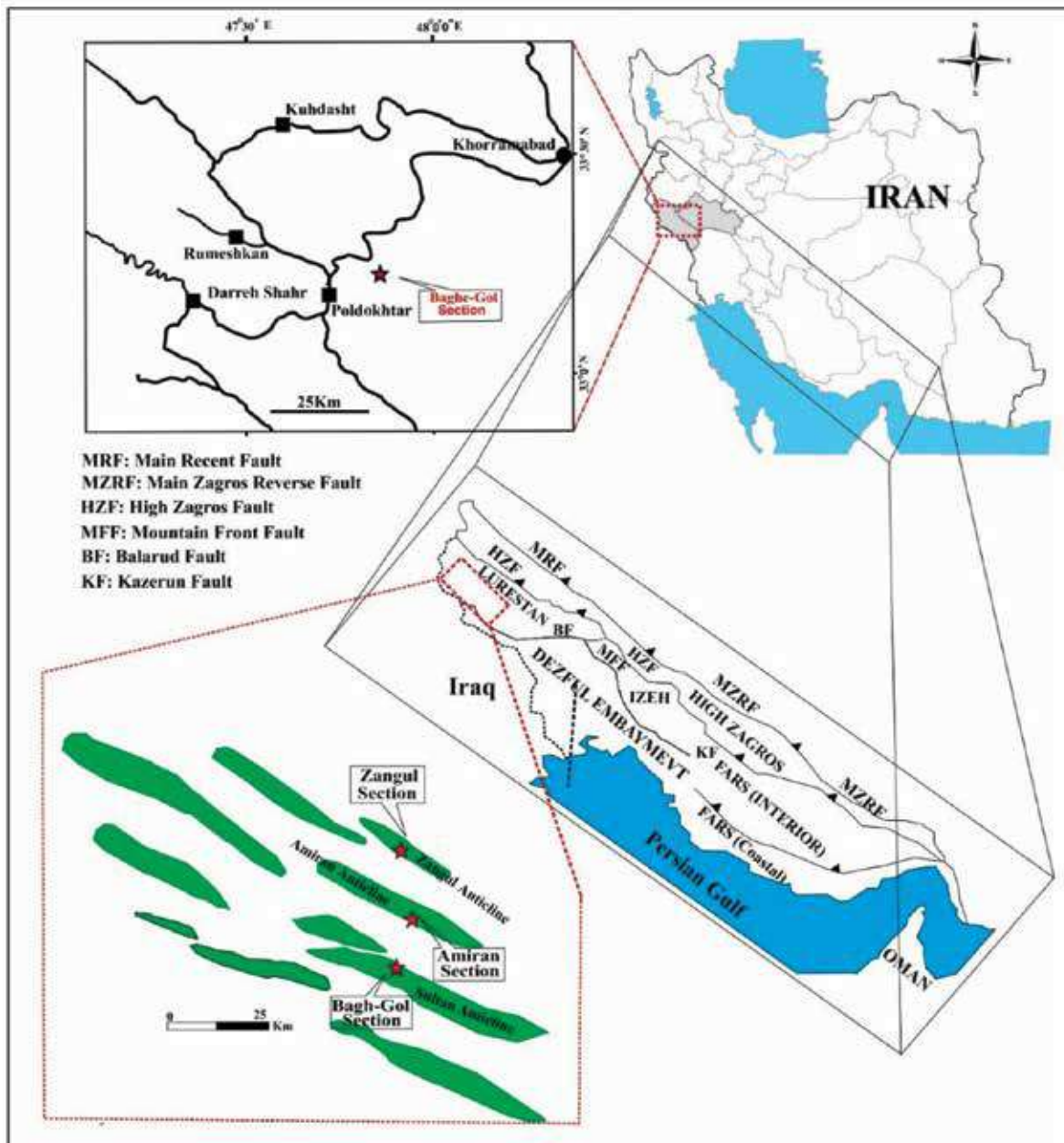
حوضه رسوبی زاگرس قسمتی از کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا است که تحت تأثیر برخورد صفحه عربستان-اوراسیا بوده (Golanka, 2004) و حاوی یک توالی رسوبی ضخیم است که پی‌سنگ پرکامبرین را می‌پوشاند (Al-Husseini, 2000). سازند گورپی در انتهای کرتاسه و اغلب در گستره سنی کامپانین-ماستریشترین در این حوضه رسوبی تشکیل شده است. برش الگوی سازند گورپی در تنگ پابده، واقع در شمال مسجدسلیمان با ضخامت ۳۲۰ متر قرار دارد و اغلب شامل مارن و شیل‌های خاکستری مایل به آبی با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک‌های نازک رسی است (مطیعی، ۱۳۷۲). دو عضو آهکی تحت عنوان آهک سیمره و امام‌حسن در ناحیه لرستان برای سازند گورپی معرفی شده است (Stocklin and Setudehnia, 1991). ویژگی‌های مهم این سازند از جمله پوش سنگ بودن آن برای مخازن نفتی (مطیعی، ۱۳۷۴)، در برداشتن مرز کرتاسه-پالئوژن در گستره مرز بالایی و نیز محیط تشکیل آن در نواحی عمیق و دریای باز حوضه سبب شده است تا از دیدگاه زیست‌چینه‌نگاری و محیط رسوبی دیرینه مورد توجه زمین‌شناسان قرار گیرد (Vaziri-Moghaddam, 2002; Beiranvand et al., 2014). حضور فرامینیفروهای پلانکتونی با فراوانی، تنوع بالا و حفظ‌شدگی خوب در سراسر ضخامت سازند گورپی باعث شده است تا از آنها بتوان به‌عنوان ابزاری قابل اعتماد در زون‌بندی زیستی این سازند استفاده کرد. از همین رو با توجه به اهمیت سازند گورپی و تغییرات عمده در ویژگی‌های چینه‌ای از قبیل سنگ‌شناسی، ضخامت، محتویات فسیلی، سن و مرزهای پایینی و بالایی و همچنین مطالعات به نسبت اندک آن در نواحی شمال و شمال شرقی ناحیه لرستان، برش چینه‌شناسی باغ‌گل در این پژوهش برای بررسی زیست‌چینه‌نگاری و تغییرات عمق دیرینه محیط رسوبی انتخاب و مورد نمونه‌برداری قرار گرفته است.

تاریخچه موضوع و پیشینه پژوهش

اولین مطالعات جدی حوضه رسوبی زاگرس به دلیل اکتشافات نفتی بوده است که به‌صورت گزارش‌های داخلی

می‌باشد. برش مذکور در شمال شرق زیرپهنه لرستان متعلق به پهنه زاگرس چین خورده قرار دارد. برای مقایسه نتایج حاصل از بررسی تغییرات عمق دیرینه برش مورد مطالعه، دو برش چینه‌شناسی امیران و زنگول که به ترتیب توسط دارابی و همکاران (Darabi et al., 2017) و مغفوری مقدم و همکاران (۱۳۹۶) مطالعه شده، انتخاب شدند (شکل ۱).

دسترسی به این برش از شهر پلدختر به سمت خرم‌آباد پس از طی حدود ۱۲ کیلومتر از جاده اصلی و سپس طی حدود ۱۲ کیلومتر دیگر از یک مسیر فرعی آسفالتی (مسیر روستای باغ‌گل) به برش چینه‌شناسی مورد مطالعه در شمال شرق روستای باغ‌گل دسترسی پیدا می‌شود. مختصات قاعده برش "۲۱' ۵۱" ۴۷° طول شرقی و "۴۸' ۱۳" ۳۳° عرض شمالی



شکل ۱. مسیر دسترسی به برش چینه‌شناسی باغ‌گل و موقعیت برش‌های چینه‌شناسی مورد مقایسه (امیران و زنگول) در نقشه زون‌های ساختاری اصلی ایران (Heydari, 2008) و تاقدیس‌های منطقه

روش آماده‌سازی نمونه

پس از انتخاب برش چینه‌شناسی مورد مطالعه در عملیات صحرایی، در مرحله مطالعه میدانی اقدام به نمونه‌برداری و بررسی توالی رسوبی سازند گورپی با ثبت جزئیات چینه‌شناسی شد. برای مطالعه آزمایشگاهی، در مجموع حدود ۳۷۰ نمونه سخت و نرم با فواصل یک متری برداشت شد. همچنین در نقاط با تغییرات مشخص سنگ‌شناسی و مرزهای سازند، نمونه‌برداری در فواصل فشرده‌تر صورت گرفت. تعداد ۲۵۲ نمونه شامل ۲۰۰ مقطع نازک و ۵۲ نمونه شستشو شده در کارگاه تهیه مقطع نازک و آزمایشگاه شستشوی رسوبات در دانشگاه شهید بهشتی آماده‌سازی شدند. مقاطع نازک و نمونه‌های پیک شده در آزمایشگاه میکروسکوپی دانشگاه شهید بهشتی با استفاده از منابع شناسایی مناسب (Loeblich and Tappan, 1988; Bolli et al., 1989; Robaszynski and Caron, 1995; Olsson et al., 1999; Premoli Silva et al., 2003;

Premoli Silva and Verga, 2004) مورد مطالعه قرار گرفت. با استفاده از میکروسکوپ مجهز به دوربین مناسب عکس‌برداری، از مقاطع نازک عکس‌های مناسب تهیه شد و تصاویر SEM فرم‌های ایزوله نیز توسط میکروسکوپ الکترونی در پژوهشکده متالورژی رازی تهیه شد.

بحث

ویژگی‌های سنگ چینه‌شناسی برش باغ‌گل

ضخامت سازند گورپی در برش چینه‌شناسی باغ‌گل ۳۱۰ متر است. تاقدیس سلطان دارای یکی از کامل‌ترین توالی سازندهای کرتاسه بالایی شامل سازندهای سروک، سورگاه، ایلام، گورپی و همچنین سازندهای امیران، تله‌زنگ، کشکان و آسماری متعلق به سنوزوئیک می‌باشد. سازند گورپی در برش چینه‌شناسی باغ‌گل متشکل از سنگ‌آهک، سنگ‌آهک مارنی و شیلی، مارن و شیل است و شامل دو عضو رسمی آهک سیمره (لوف) و آهک امام‌حسن می‌باشد (شکل ۲).



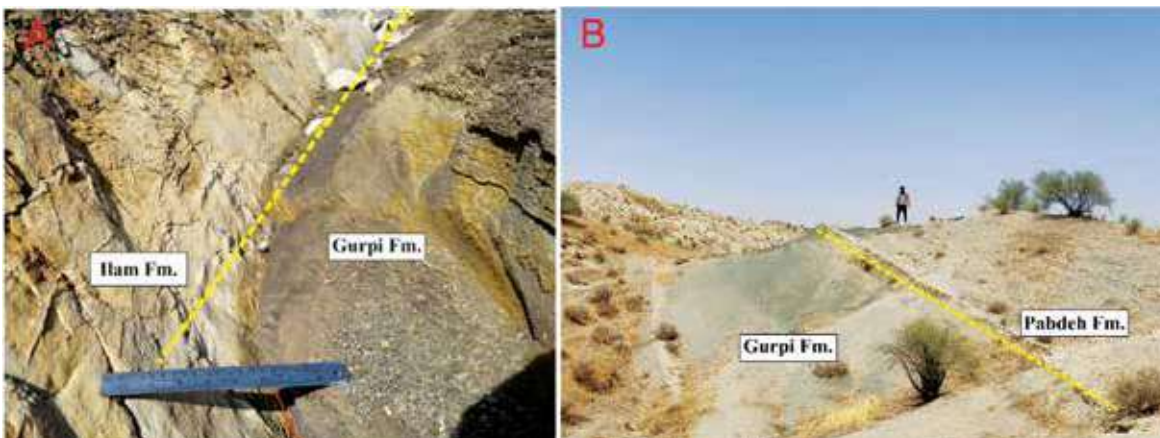
شکل ۲. نمایی کلی از سازند گورپی، سازندهای زیرین و بالایی آن و رخنمون دو عضو آهکی سیمره و امام‌حسن در برش باغ‌گل

نیود رسوبات قاعده دانین (نیود زون‌های P_0 , P_α) می‌باشد (شکل ۳). در این مرز که منطبق بر مرز کرتاسه-پالئوژن است پس از رسوبات شیلی سازند گورپی، ابتدا ۳۵ متر شیل‌های آبی‌رنگ و سپس ۱۱ متر تناوب شیل و سنگ‌آهک‌های رسی متعلق به سازند پایده وجود دارد که به سمت بالا با یک مرز تدریجی به رسوبات سازند امیران تبدیل می‌شود. سازند پایده

مرز زیرین سازند گورپی با سازند ایلام به صورت هم‌شیب است به طوری که در این گستره سنگ‌آهک‌های انتهای سازند ایلام حاوی ترکیبات اکسید آهن کاملاً مشخص در زیر توالی مارن سیاه رنگ ابتدایی سازند گورپی قرار گرفته است و مرز بالایی سازند گورپی با سازند پایده هم‌شیب و ناپیوسته همراه به آغستگی به ترکیبات سولفات‌ها و اکسید آهن و همچنین

بخش شرقی تاقدیس قرار دارد ضخامتی از سنگ آهک‌های عضو سیمره و سازند پابده رخنمون دارد، درحالی‌که در بخش غربی تاقدیس مذکور، این دو واحد سنگی تاکنون گزارش نشده‌اند.

به سمت غرب تاقدیس سلطان به تدریج از ضخامتش کاسته می‌شود تا به صفر می‌رسد و در آنجا سازند امیران با رخساره ماسه‌سنگی روی سازند گورپی قرار می‌گیرد. قابل ذکر است که برعکس نواحی غربی تاقدیس سلطان در این برش که در



شکل ۳. نمایی نزدیک از مرز هم‌شیب سازندهای گورپی و ایلام (A) و مرز هم‌شیب و ناپیوسته سازندهای گورپی و پابده (B) در برش مورد مطالعه

زیست‌چینه‌نگاری سازند گورپی در برش باغ‌گل

و حد بالای آن با اولین ظهور گونه *Globotruncana ventricosa* مشخص می‌شود. در برش مورد مطالعه فقط ۱۰۱ متر از ضخامت این زیست‌زون متشکل از ۹۶ متر از قاعده سازند گورپی و پنج متر از رأس سازند ایلام مورد بررسی قرار گرفته است و مابقی آن در سازند ایلام قابل جستجو می‌باشد. این زیست‌زون با زیست‌زونی به همین نام از زون‌بندی پرمولی سیلوا و ورگا (Premoli Silva and Verga, 2004) با سن کامپانین پیشین منطبق است.

زیست‌زون شماره ۲

Globotruncana ventricosa Interval Zone

این زیست‌زون از نوع بینابینی بوده و گستره‌ای بین اولین ظهور گونه‌های شاخص *Globotruncana ventricosa* در پایین و *Radotruncana calcarata* در بالا را شامل می‌شود. این زیست‌زون ۲۱ متر از ضخامت سازند گورپی را پس از زون زیستی شماره ۱ (حدفاصل ۹۶ تا ۱۱۷ متری سازند گورپی) به خود اختصاص داده است. عضو آهک سیمره (لوف) با

در زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های سازند گورپی در برش مورد مطالعه از زون‌بندی پرمولی سیلوا و ورگا (Sliva and Verga, 2004) استفاده شده است. با مطالعه فرامینیفرهای پلانکتونی، در مجموع ۶۵ گونه متعلق به ۲۱ جنس مربوط به اواخر کرتاسه (کامپانین-ماستریشین) در سازند گورپی و ۱۰ گونه متعلق به ۹ جنس مربوط به اوایل پالئوسن (دانین) در رسوبات ابتدایی سازند پابده شناسایی شد که بر اساس توزیع و پراکندگی این گونه‌ها، تعداد هفت زیست‌زون برای سازند گورپی و یک زیست‌زون برای رسوبات ابتدایی سازند پابده شناسایی شد که در ادامه شرح هرکدام از این بیوزون‌ها آورده شده است.

زیست‌زون شماره ۱

Globotruncanita elevata Partial Range Zone

این زیست‌زون از نوع گستره‌ای بخشی بوده و شامل گستره‌ای از حضور *Globotruncanita elevata* می‌شود که حد زیرین آن با انقراض گونه *Dicarinella asymetrica*

پرمولی سیلوا و ورگا (Premoli Silva and Verga, 2004) نیز در شرح این زیست‌زون به این ویژگی اشاره کرده‌اند.

زیست‌زون شماره ۵

***Globotruncana aegyptiaca* Interval Zone**

این زیست‌زون از نوع بینابینی است و گستره‌ای را شامل می‌شود که حد زیرین آن با اولین حضور گونه *Globotruncana aegyptiaca* و حد بالایی آن با اولین حضور گونه *Gansserina gansseri* مشخص می‌شود. این زون زیستی ۳۳ متر از ضخامت سازند گورپی را پس از زون زیستی ۴ (حداصل ۱۸۷ تا ۲۲۰ متری سازند گورپی) به خود اختصاص داده است. این زون زیستی به طور کامل در بخش میانی و بالایی عضو آهکی و شیلی امام حسن قرار دارد و حد بالایی آن منطبق با پایان این عضو می‌باشد. این زیست‌زون با زون زیستی به همین نام از زون بندی پرمولی سیلوا و ورگا (Premoli Silva and Verga, 2004) با سن انتهای کامپانین پسین منطبق است.

زیست‌زون شماره ۶

***Gansserina gansseri* Interval Zone**

این زیست‌زون از نوع بینابینی است که در حدفاصل اولین حضور گونه *Gansserina gansseri* در پایین و اولین حضور گونه‌های *Contusotruncana contusa* و *Racemiguembelina fructifera* در بالا تعریف می‌شود. زون زیستی مذکور ۶۹ متر از ضخامت سازند گورپی را پس از زون زیستی ۶ (حداصل ۲۲۰ تا ۲۸۹ متری سازند گورپی) به خود اختصاص داده است. این زیست‌زون با زون زیستی به همین نام از زون بندی پرمولی سیلوا و ورگا (Premoli Silva and Verga, 2004) با سن انتهای ترین بخش کامپانین پسین تا ماستریشتین پیشین منطبق است. از ویژگی‌های این زون زیستی در برش مورد مطالعه که پرمولی سیلوا و ورگا (Premoli Silva and Verga, 2004) نیز آن را مطرح نموده‌اند می‌توان به انقراض گونه‌های *Macroglobigerinelloides bollii* در بخش بالایی زون و *Globotruncana lapparenti* در بخش میانی زون، ظهور گونه‌های *Contusotruncana walfishensis* در بخش

هشت متر ضخامت در میانه این زون زیستی قرار گرفته است. این زیست‌زون با زیست‌زونی به همین نام از زون بندی پرمولی سیلوا و ورگا (Premoli Silva and Verga, 2004) با سن کامپانین میانی-کامپانین پسین منطبق است. از ویژگی‌های این زون زیستی در برش چینه‌شناسی باغ گل می‌توان به انقراض گونه *Globotruncanita elevata* در بخش بالایی این زون اشاره کرد.

زیست‌زون شماره ۳

***Radotruncana calcarata* Total Range Zone**

این زیست‌زون از نوع گستره‌ای کامل است و شامل تمام گستره حضور گونه *Radotruncana calcarata* می‌شود. این زون زیستی ۱۴ متر از ضخامت سازند گورپی را پس از زون زیستی ۲ (حداصل ۱۱۷ تا ۱۳۱ متری سازند گورپی) به خود اختصاص داده است. این زیست‌زون با زون زیستی به همین نام از زون بندی پرمولی سیلوا و ورگا (Premoli Silva and Verga, 2004) با سن کامپانین پسین مطابقت دارد.

زیست‌زون شماره ۴

***Globotruncanella havanensis* Partial Range Zone**

این زیست‌زون از نوع گستره‌ای بخشی و شامل گستره‌ای از حضور گونه *Globotruncanella havanensis* است که در حدفاصل آخرین حضور گونه *Radotruncana calcarata* در پایین و اولین حضور گونه *Globotruncana aegyptiaca* در بالا تعریف شده است. این زون زیستی ۵۸ متر از ضخامت سازند گورپی را پس از زون زیستی ۳ (حداصل ۱۳۱ تا ۱۸۷ متری سازند گورپی) به خود اختصاص داده است. ۴۴ متر از این زون زیستی در محدوده شیلی (واحد سنگی ۳) و ۱۴ متر آن در بخش ابتدایی آهک‌های رسی عضو امام‌حسن قرار گرفته است. این زیست‌زون با زون زیستی به همین نام از زون بندی پرمولی سیلوا و ورگا (Premoli Silva and Verga, 2004) با سن کامپانین پسین منطبق است. از خصوصیات مهم این زیست‌زون در برش چینه‌شناسی باغ گل می‌توان به اولین حضور گونه *Rugoglobigerina hexacamerata* نزدیک به قاعده این زون اشاره کرد که

اواسط تا اواخر کامپانین پیشین-ماستریشترین پسین تعیین شد. وجود زون زیستی P1 در اولین لایه‌های سازند پابده حاکی از یک نبود رسوبی در حدفاصل زون‌های زیستی P0 و P α و ناپیوستگی در حدفاصل دو سازند گوری و پابده در این حدفاصل می‌باشد. توزیع و پراکندگی فرامینیفرهای شناسایی شده در شکل شماره ۴ و تصاویر میکروفسیل‌های شناسایی شده در پلیت‌های ۱ تا ۳ آورده شده است.

بررسی تغییرات عمق دیرینه

تاکنون مطالعات متعددی جهت استفاده از فرامینیفرهای پلانکتونی به‌عنوان شاخصی برای تفسیر تغییرات عمق دیرینه در محیط رسوبی انجام شده است (Van Marle et al., 1987; Wright, 1977; Grimsdale and Van Morkhoven, 1955). بررسی آماری فراوانی فرامینیفرهای پلانکتونی ویژگی اصلی مطالعه‌های یاد شده بوده است. برای به دست آوردن درصد کل فرم‌های پلانکتونی و همچنین موفوتایپ‌های آن از معادلات مفیدی استفاده می‌شود. رابطه وان مارل و همکاران (Van Marle et al., 1987) یکی از پرکاربردترین رابطه‌ها برای به دست آوردن درصد فرامینیفرهای پلانکتون است که در این مطالعه نیز از آن استفاده شده است. این معادله به صورت $100 \times P / (P + B) = \%P$ تعریف شده است. در این رابطه P درصد فرامینیفرهای پلانکتون، B تعداد فرامینیفرهای پلانکتون و B تعداد فرامینیفرهای بنتیک می‌باشد.

فرامینیفرهای پلانکتونی برای تعیین عمق نسبی دیرینه در چهار گروه اصلی تحت عنوان مورفوتایپ‌های گروه ۱ تا ۴ دسته‌بندی شده‌اند (Schmidt et al., 2004; Keller et al., 1979; Hart, 1980; Hart and Bailey, 1979). در اکثر مطالعات از مورفوتایپ شماره ۱ و ۳ برای بررسی تغییرات عمق دیرینه استفاده می‌شود. در این مطالعه نیز از این روش برای بررسی عمق نسبی دیرینه نهشته‌های سازند گوری استفاده شده است به طوری که با محاسبه و شمارش گونه‌های فرامینیفری (حدود ۲۰۰ فرم به صورت تصادفی در هر نمونه)، درصد کل فرامینیفرهای پلانکتونی

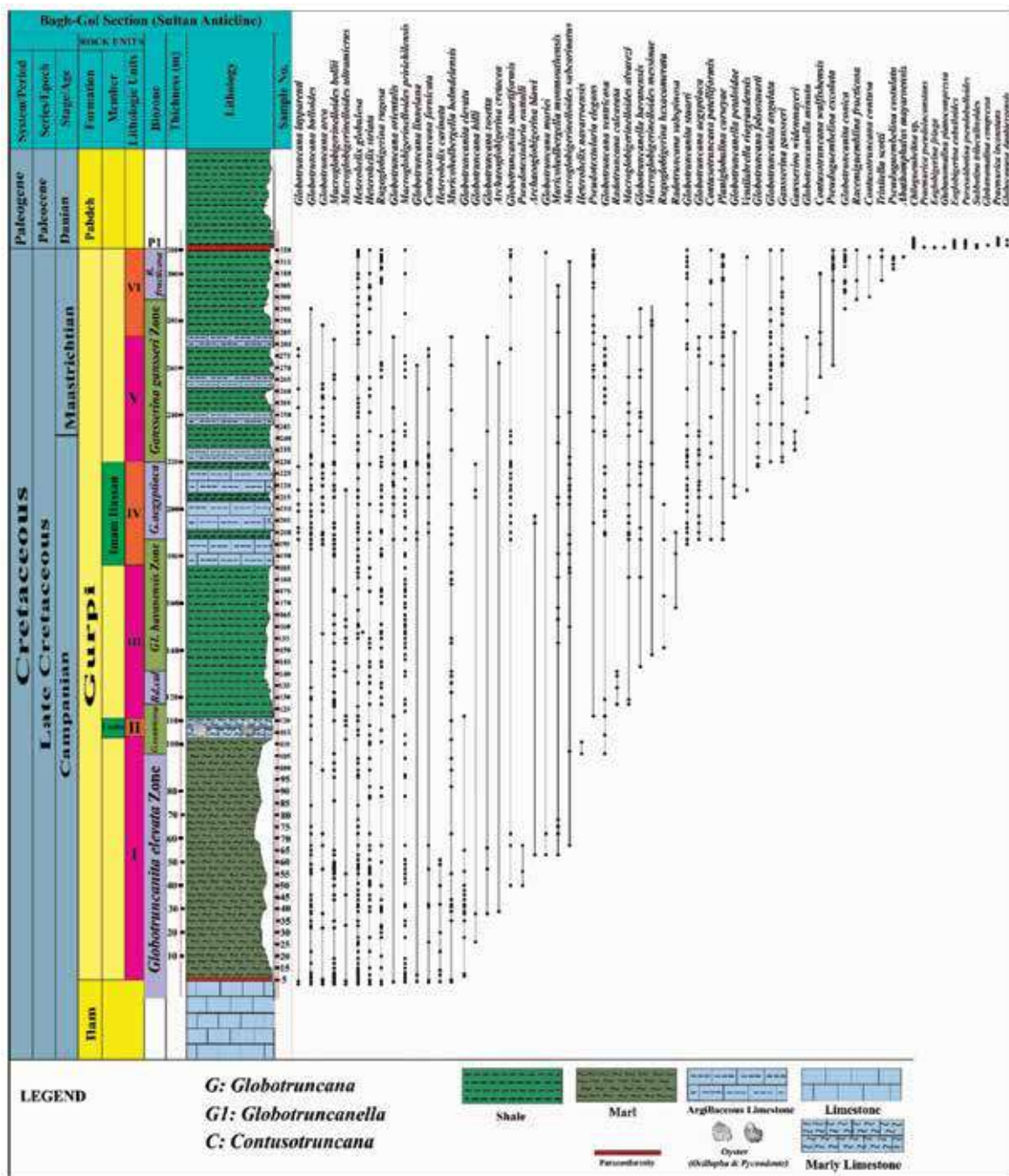
بالایی زون و *Globotruncanita conica* در رأس زون اشاره کرد.

زیست‌زون شماره ۷

Racemiguembelina fructicosa Total Range Zone

این زون زیستی از نوع گستره‌ای کامل است و سراسر گستره حضور گونه *Racemiguembelina fructicosa* را شامل می‌شود. انقراض اکثر فرامینیفرهای پلانکتونی کرتاسه نیز در انتهای این زون رخ داده است. این زون زیستی ۲۱ متر از ضخامت سازند گوری را پس از زون ۶ (در حدفاصل ۲۸۹ تا ۳۱۰ متری سازند گوری) به خود اختصاص داده است. این زون زیستی منطبق با مجموع زون‌های *Contusotruncana contusa* و *Abathomphalus mayaroensis* از زون‌بندی پرمولی سیلوا و ورگا (Premoli Silva and Verga, 2004) با سن ماستریشتین پیشین تا ماستریشتین پسین معرفی می‌شود. در قاعده این زون زیستی، اولین حضور گونه‌های *Racemiguembelina* و *Contusotruncana contusa* مشاهده می‌شود و اولین حضور گونه *Trinitella scotti* در میانه این زون به ثبت رسید.

برای بررسی مرز سازندهای گوری و پابده و پی بردن به شواهد پیوستگی یا ناپیوستگی این دو سازند، چهار متر از رسوبات ابتدای سازند پابده نیز مورد مطالعه قرار گرفت که منجر به شناسایی زون P1: *Parasubbotina pseudobulloides* Partial Range Zone مطابق با زون‌بندی پرمولی سیلوا و همکاران (Premoli Sliva et al., 2003) با سن پالتوسن پیشین (دانین) شد. لازم به ذکر است که در این گستره با وجود نمونه‌برداری فشرده، شواهدی از گونه‌های شاخص مربوط به زون P0 و P α یافت نشد، بنابراین حد پایینی این زون مشخص نمی‌باشد و زیرزون‌های آن نیز قابل تفکیک نیست. مرز بالایی این زیست‌زون نیز در سازند پابده قابل جستجو می‌باشد. با توجه به زون‌های زیستی معرفی شده در بالا، سن سازند گوری در این برش



شکل ۴. پراکندگی فرامینیفرهای پلانکتونی شناسایی شده سازند گورپی در برش چینه‌شناسی باغ‌گل (تقدیس سلطان)

و مورفوتایپ‌های شماره ۱ و ۳ تعیین (جدول ۱) و منحنی تغییرات آنها در مقابل ستون چینه‌شناسی برش مورد مطالعه رسم شد (شکل ۵). مورفوتایپ شماره ۱ شاخصه عمق کمتر از ۵۰ متر است. این مورفوتایپ شامل فرامینیفرهای پلانکتونی با محور رشد مستقیم دو یا سه ردیفی مثل جنس‌های *Heterohelix* و *Guembelitra*، پلانیسپایرال مثل جنس *Globigerinelloides* و تروکوسپایرال با اندازه کوچک و حجرات کروی و فاقد تزئین مثل *Hedbergella* می‌باشند. عمق زیست این دسته از فرامینیفرهای پلانکتونی معمولاً کمتر از ۵۰ متر است. مورفوتایپ شماره ۲ شاخص عمق ۵۰ تا ۱۰۰ متری

و مورفوتایپ‌های شماره ۱ و ۳ تعیین (جدول ۱) و منحنی تغییرات آنها در مقابل ستون چینه‌شناسی برش مورد مطالعه رسم شد (شکل ۵). مورفوتایپ شماره ۱ شاخصه عمق کمتر از ۵۰ متر است. این مورفوتایپ شامل فرامینیفرهای پلانکتونی با محور رشد مستقیم دو یا سه ردیفی مثل جنس‌های

جدول ۱. درصد فراوانی کل فرامینیفراهای پلانکتونی، مورفوتایپ ۱ و مورفوتایپ ۳ در برش مورد مطالعه

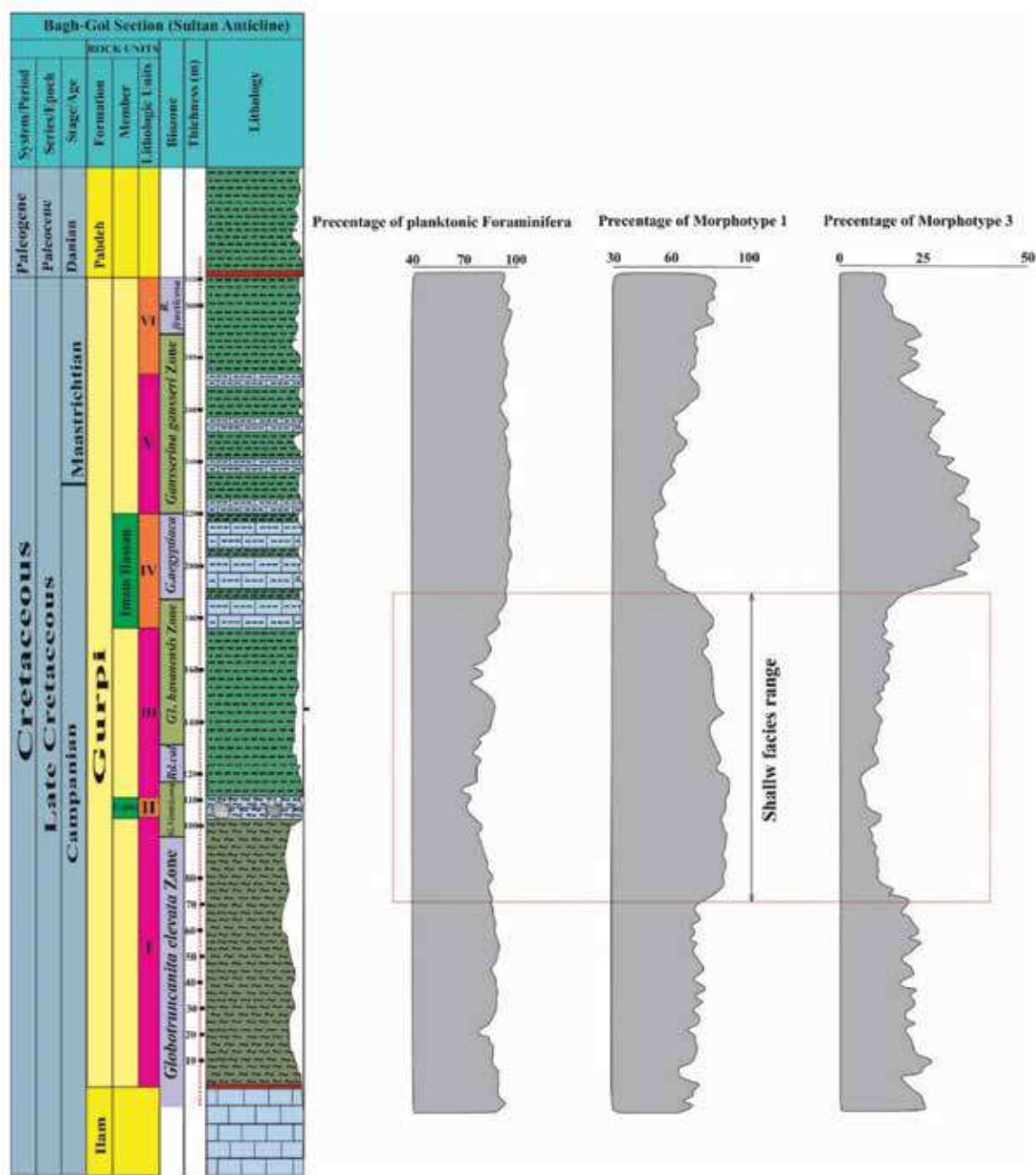
Sample No.	% P	% M1	% M3	Sample No.	% P	% M1	% M3	Sample No.	% P	% M1	% M3	Sample No.	% P	% M1	% M3
AGS-67	86	73	21	AGS-157	83	82	14	AGS-246	95	54	38	AGS-320	92	81	14
AGS-65	85	73	19	AGS-155	87	86	10	AGS-243	94	55	39	AGS-319	93	83	13
AGS-63	86	76	19	AGS-153	87	81	13	AGS-241	94	55	37	AGS-318	91	82	15
AGS-61	87	77	17	AGS-151	85	82	12	AGS-238	95	54	38	AGS-317	94	81	13
AGS-60	88	70	21	AGS-148	86	87	9	AGS-235	96	59	34	AGS-316	96	83	12
AGS-59	86	73	21	AGS-146	85	85	11	AGS-233	95	56	36	AGS-315	95	78	14
AGS-58	87	74	22	AGS-145	84	77	13	AGS-232	96	52	39	AGS-314	93	81	14
AGS-57	89	70	24	AGS-143	84	78	12	AGS-230	95	49	39	AGS-313	97	77	17
AGS-56	89	75	19	AGS-141	80	85	11	AGS-229	94	53	38	AGS-312	96	80	16
AGS-55	90	71	26	AGS-139	76	84	12	AGS-228	96	50	42	AGS-310	96	82	15
AGS-53	88	74	21	AGS-136	79	83	10	AGS-225	96	55	42	AGS-308	95	73	20
AGS-51	88	74	21	AGS-134	77	82	11	AGS-223	96	53	41	AGS-307	93	71	23
AGS-50	86	76	19	AGS-132	74	85	9	AGS-220	93	51	38	AGS-306	92	75	23
AGS-48	84	79	18	AGS-130	78	86	9	AGS-218	94	52	39	AGS-305	93	71	25
AGS-46	87	76	21	AGS-129	78	87	10	AGS-215	96	52	42	AGS-304	90	74	20
AGS-44	88	72	21	AGS-127	76	83	12	AGS-212	97	52	41	AGS-302	94	75	19
AGS-42	87	73	22	AGS-126	77	85	10	AGS-209	94	54	37	AGS-300	91	72	24
AGS-41	88	78	19	AGS-124	77	90	8	AGS-207	95	51	40	AGS-299	93	73	22
AGS-39	89	77	16	AGS-122	77	91	5	AGS-204	95	57	36	AGS-297	96	73	20
AGS-38	87	72	23	AGS-120	69	91	6	AGS-202	93	60	33	AGS-295	93	70	25
AGS-35	88	77	20	AGS-118	68	90	7	AGS-200	94	55	40	AGS-293	94	68	22
AGS-33	88	75	22	AGS-116	74	90	7	AGS-199	95	63	31	AGS-292	93	73	18
AGS-32	87	72	23	AGS-114	72	88	8	AGS-197	92	64	30	AGS-290	92	74	17
AGS-30	87	77	19	AGS-112	72	89	7	AGS-195	94	75	21	AGS-288	92	76	19
AGS-28	85	76	19	AGS-110	71	90	7	AGS-193	93	75	20	AGS-285	94	74	20
AGS-26	83	75	18	AGS-108	75	89	8	AGS-192	93	75	17	AGS-283	94	73	22
AGS-25	76	69	23	AGS-106	76	85	13	AGS-191	91	77	17	AGS-282	91	69	25
AGS-22	84	74	18	AGS-104	79	88	12	AGS-190	88	80	14	AGS-280	90	67	29
AGS-20	83	73	19	AGS-102	79	87	11	AGS-187	88	83	13	AGS-278	92	67	27
AGS-19	86	75	19	AGS-100	78	91	7	AGS-185	91	81	15	AGS-275	93	59	32
AGS-17	86	75	21	AGS-99	79	89	10	AGS-183	88	83	12	AGS-272	94	65	29
AGS-15	86	74	22	AGS-97	79	89	9	AGS-181	87	78	13	AGS-271	95	61	30
AGS-14	85	73	22	AGS-96	81	90	9	AGS-178	80	77	14	AGS-269	91	62	27
AGS-13	86	72	22	AGS-95	80	86	11	AGS-176	83	82	12	AGS-266	92	65	28
AGS-10	90	65	28	AGS-92	82	89	9	AGS-175	87	78	14	AGS-265	94	70	26
AGS-09	88	67	24	AGS-90	83	91	10	AGS-173	85	74	16	AGS-263	94	68	28
AGS-08	90	65	25	AGS-88	82	90	12	AGS-170	82	82	13	AGS-261	93	66	30
AGS-07	89	76	17	AGS-86	86	88	10	AGS-168	81	80	15	AGS-258	94	61	30
AGS-06	88	74	19	AGS-84	86	86	12	AGS-167	74	81	14	AGS-257	93	63	28
AGS-05	89	72	20	AGS-81	83	89	10	AGS-165	82	82	14	AGS-255	97	59	35
AGS-04	90	74	20	AGS-78	83	86	11	AGS-163	81	83	12	AGS-253	96	63	32
AGS-03	93	66	25	AGS-75	84	86	12	AGS-161	73	82	15	AGS-251	95	62	31
AGS-02	89	75	23	AGS-72	85	81	16	AGS-160	76	80	15	AGS-249	96	58	35
AGS-01	86	67	25	AGS-69	84	79	13	AGS-158	81	83	12				

از فرامینیفراها از دو طرف محدب بوده ولی تحدب زیادی در دو سطح ندارند. در این مورفوتایپ گونه‌هایی از جنس‌های *Globotruncana*, *Globotruncanita*, *Dicarinella*, *Rotalipora* و *Marginotruncana* حضور دارند.

همان‌طور که در شکل ۵ دیده می‌شود سراسر ضخامت سازند گورپی در قلمرو زیست فرامینیفراهای پلانکتونی بوده است. در ابتدای کامپانین (گستره زون *G. elevata*) عمق حوضه رسوبی با توجه به منحنی مورفوتایپ شماره ۳ و

است و شامل صدف‌های تروکوسپیرال با حجرات کروی ولی تزیین دار مثل گونه *Rogoglobigerina rugosa* و یا تروکوسپیرال با حجرات فشرده و دارای کیل‌های اولیه مثل گونه *Praeglobotruncana delrioensis* هستند.

مورفوتایپ شماره ۳ شاخص عمق بالاتر از ۱۰۰ متر است. فرامینیفراهای پلانکتونی در این گروه نسبت به گروه قبلی دارای صدف‌های فشرده‌تر و تزئینات بیشتر، دارای کیل (یک یا دو عدد) و اندازه‌های بزرگتر هستند. صدف‌های این گروه



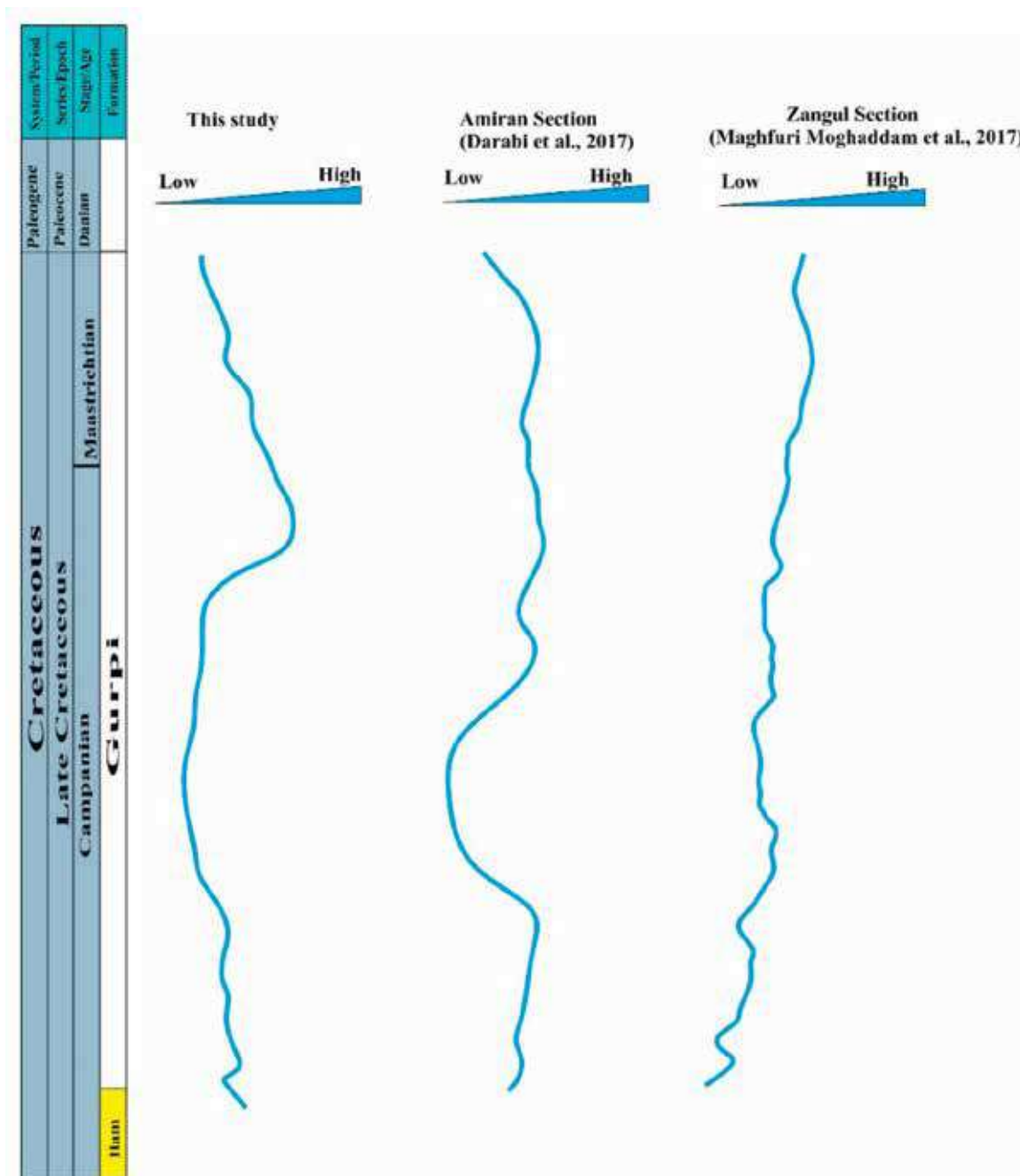
شکل ۵. منحنی تغییرات درصد کل فرامینیفرهای پلانکتونی، مورفوتایپ ۱ و ۳ در مقابل ستون چینه‌شناسی برش مورد مطالعه

سازند گورپی تعیین شده است. این کم‌عمق شدگی گستره زون‌های *G. ventricosa*, *R. calcarata*, *G. havanensis* را شامل می‌شود. این شرایط کم‌وبیش تا نزدیک بخش انتهایی کامپانین ادامه پیدا کرده و در اواخر کامپانین و اوایل ماستریختین با توجه به افزایشی شدن منحنی مورفوتایپ ۳ و کاهش شدن منحنی مورفوتایپ ۱، عمق آب افزایش پیدا می‌کند و فرامینیفرهای کارن‌دار و سنگین متعلق به

همچنین درصد کل فرامینیفرهای پلانکتونی به نسبت بالا بوده است. به سمت میانه کامپانین با توجه به رخداد کم‌عمق شدگی و تشکیل عضو کم‌عمق سیمره (لופا)، به‌طور مشخص درصد مورفوتایپ ۱ که شاخص اعماق کم (کمتر از ۵۰ متر) است، افزایش می‌یابد و در مقابل درصد مورفوتایپ شماره ۳ که شاخص عمق زیاد (بالاتر از ۱۰۰ متر) است، کاهش می‌یابد. این محدوده، کم‌عمق‌ترین بخش محیط رسوبی

گستره به بعد تا پایان ماستریشتین محیط رسوبی به طور تدریجی و ملایم کم عمق می شود اما هیچ گاه این کم عمق شدگی به اندازه میانه های کامپانین و حدود رخساره کم عمق سازند گورپی نمی رسد.

مورفوتایپ شماره ۳ نظیر *Globotruncana aegyptiaca* و گونه های جنس *Globotruncanita* مثل *G. stuarti* و *G. stuartiformis* فراوان تر می شوند و این شرایط تا میانه ماستریشتین ادامه داشته و کل گستره زون *G. aegyptiaca* و بخش پایینی زون *G. gansseri* را شامل می شود و از این



شکل ۶. مقایسه منحنی تغییرات سطح آب دریا در برش مورد مطالعه با برش های امیران و زنگول

پالئوسن (دانین) شناسایی شد که براساس زون‌بندی زیستی حوضه رسوبی تتیس پرمولی سیلوا و ورگا (Premoli Silva and Verga, 2004) تعداد ۷ زیست‌زون در سازند گورپی و ۱ زیست‌زون در سازند پابده به شرح زیر شناسایی و معرفی شدند:

- 1-Globotruncanita elevata Partial Range Zone,
- 2-Globotruncana ventricosa Interval Zone,
- 3-Radotruncana calcarata Total Range Zone,
- 4-Globotruncanella havanensis Partial Range Zone,
- 5-Globotruncana aegyptiaca Interval Zone,
- 6-Gansserina gansseri Interval Zone,
- 7-Racemiguembelina fruticosa Total Range Zone,
- 8-P1: Parasubbotina pseudobulloides Partial Range Zone

- سن سازند گورپی در برش مورد مطالعه بر اساس زون‌های زیستی معرفی شده، اواسط تا اواخر کامپانین پیشین-ماستریشترین پسین تعیین شد. دو عضو رسمی آهک سیمره با محدوده سنی کامپانین میانی و آهک امام‌حسن با محدوده سنی کامپانین پسین در برش مورد مطالعه رخنمون دارند.

- بررسی عمق دیرینه محیط رسوبی سازند گورپی بر اساس مورفوتایپ‌های فرامینیفری در برش مورد مطالعه نشان می‌دهد که در این گستره، یک کم‌عمق شدگی وسیع در کامپانین میانی و یک افزایش عمق در اواخر کامپانین و اوایل ماستریشتین وجود داشته است و پس از آن به تدریج تا ماستریشتین پسین کاهش یافته است. در مقایسه با سایر مطالعات نزدیک به برش مورد مطالعه مشخص شد که از جنوب غرب لرستان به سمت شمال شرق آن، به‌طور کلی عمق دیرینه روند افزایشی دارد.

برای مقایسه نتایج عمق سنجی به دست آمده در این پژوهش دو برش چینه‌شناسی امیران و زنگول که به ترتیب توسط دارابی و همکاران (Darabi et al., 2017) و مغفوری مقدم و همکاران (۱۳۹۶) مطالعه شده انتخاب و منحنی تغییرات نسبی سطح آب بر اساس مورفوتایپ ۳ آنها با برش مورد مطالعه مورد مقایسه قرار گرفت (شکل ۶). همان‌طور که در شکل ۶ دیده می‌شود منحنی تغییرات سطح آب در برش مورد مطالعه بیشترین تطابق را با برش امیران دارد و کم‌عمق شدگی در کامپانین میانی و سپس افزایش آن در هر دو برش شباهت دارد. تغییرات عمق دیرینه برش زنگول نسبت به دو برش دیگر متفاوت است به‌طوری‌که یک روند افزایشی را از ابتدای کامپانین تا انتهای ماستریشتین نشان می‌دهد. طبق مقایسه این برش‌ها و نتایج به دست آمده از مطالعه هم‌متی‌نسب (۱۳۸۶) در برش کاور واقع در جنوب ناحیه لرستان، می‌توان گفت که روند افزایش عمق آب از جنوب غرب به سمت شمال غرب ناحیه لرستان اتفاق افتاده است.

نتیجه‌گیری

- سازند گورپی با ضخامت ۳۱۰ متر در برش چینه‌شناسی باغ‌گل متشکل از سنگ‌آهک رسی و مارنی، مارن و شیل می‌باشد. مرز سازند گورپی با ایلام به‌صورت هم‌شیب با شواهد ترکیبات اکسید آهن و مرز آن با سازند پابده نیز منطبق با حدود مرز کرتاسه-پالئوژن (K/Pg) به‌صورت ناپیوسته و هم‌شیب با شواهد ترکیبات اکسید آهن و سولفات و همچنین نبود زون‌های زیستی P α و P0 است.
- در مطالعه زیست چینه‌نگاری، در مجموع تعداد ۷۴ گونه متعلق به ۳۰ جنس از فرامینیفرهای پلانکتون مربوط به اواخر کرتاسه (کامپانین-ماستریشترین) و اوایل

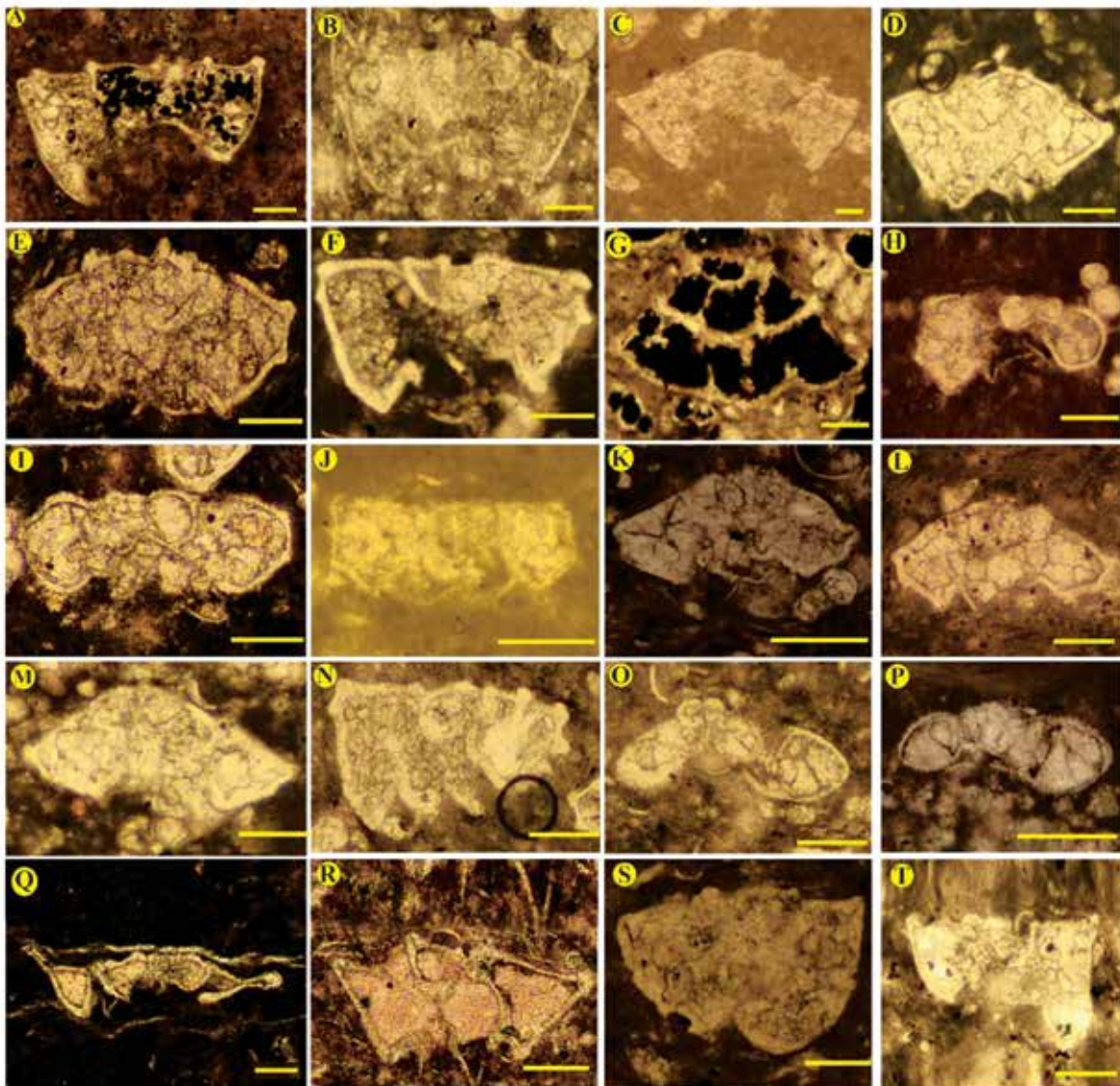


Plate 1. Some of the important planktic foraminifera species of the Gurpi Fm. In the Bagh-Gol section (Scale bars 100 µm). A. *Globotruncanita elevata* Brotzen, 1943; B. *Globotruncanita angulata* Tilev, 1951; C&D. *Globotruncanita stuartiformis* Dalbiez, 1955; E. *Globotruncana lapparenti* Brotzen, 1936; F. *Globotruncana ventricosa* White, 1928; G. *Globotruncanita conica* White, 1928; H. *Globotruncana hilli* Pessagno, 1967; I. *Globotruncana bulloides* Vogler, 1941; J. *Globotruncana linneiana* D'Orbigny, 1839; K&L. *Globotruncana arca* Cushman, 1926; M. *Globotruncana orientalis* El Nagggar, 1966; N. *Globotruncana aegyptiaca* var. *gagnebini* Nakkady, 1950; O&P. *Globotruncanella havanensis* Voorwijk, 1937; Q. *Radotruncana calcarata* Cushman, 1927; R. *Radotruncana subspinoso* Pessagno, 1960; S&T. *Gansserina gansseri* Bolli, 1951.

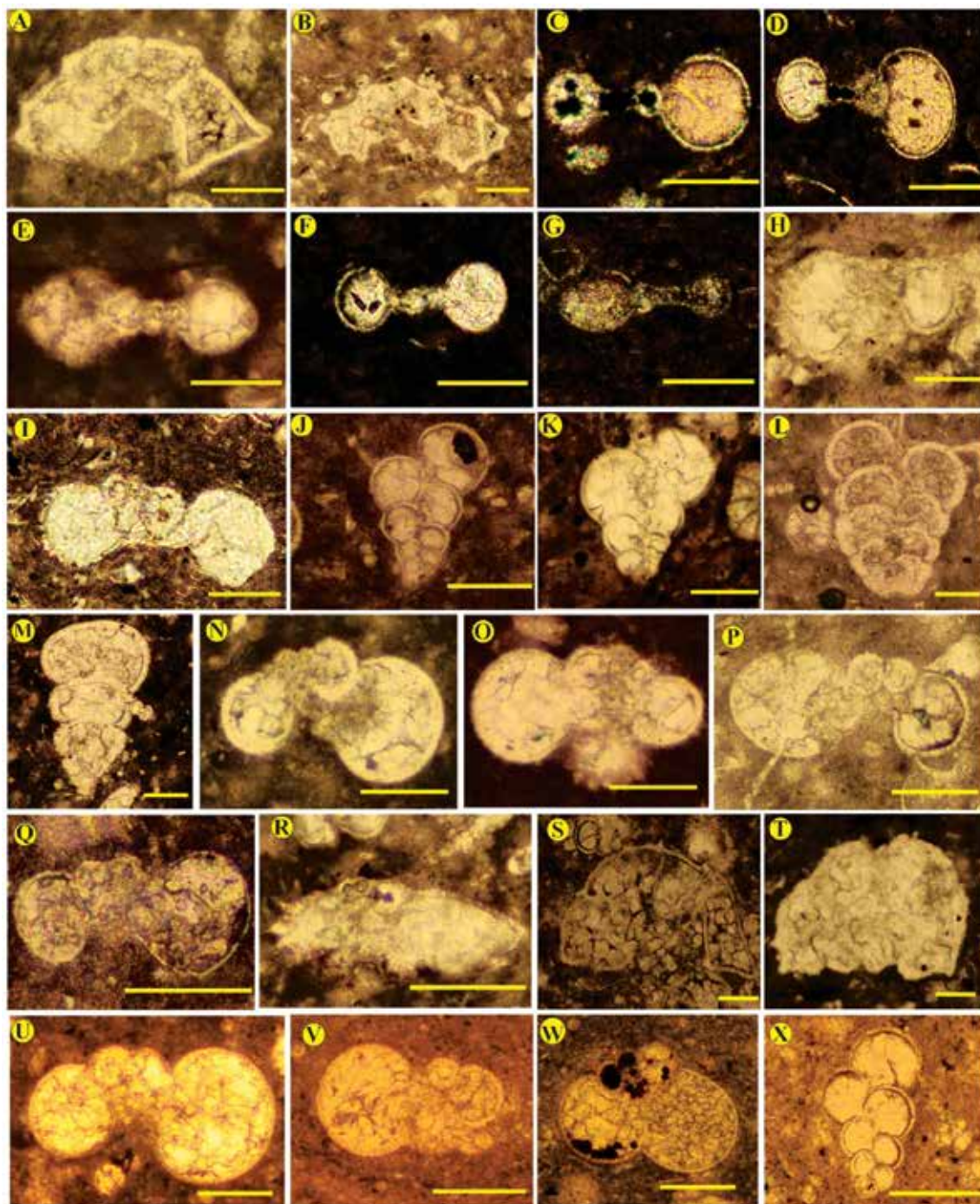


Plate 2. Some of the important planktic foraminifera species of the Gurpi Fm. in the Bagh-Gol section (Scale bars 100 μm). A. *Contusotruncana patelliformis* Gandolfi, 1955; B. *Contusotruncana fornicata* Plummer, 1931; C. *Macroglobigerinelloides bollii* Pessagno, 1967; D. *Macroglobigerinelloides prairiehillensis* Pessagno, 1967; E. *Macroglobigerinelloides subcarinatus* Brönnimann, 1952; F. *Macroglobigerinelloides ultramicrus* Subbotina, 1949; G. *Macroglobigerinelloides messinae* Brönnimann, 1952; H. *Rugoglobigerina rugosa* Plummer, 1926; I. *Rugoglobigerina hexacamerala* Brönnimann, 1952; J. *Heterohelix striata* Ehrenberg, 1839; K. *Heterohelix globulosa* Ehrenberg, 1839; L. *Planoglobulina caryae* Plummer, 1931; M. *Pseudotextularia elegans* Rzehak, 1891; N&O. *Muricohedbergella monmouthensis* Olsson, 1960; P&Q. *Muricohedbergella holmdelensis* Olsson, 1960; R. *Trinitella scotti* Brönnimann, 1952; S. *Contusotruncana patelliformis* Gandolfi, 1955; T. *Contusotruncana walfishensis* Todd, 1970; U. *Praeomurica inconstans* Subbotina, 1953; V. *Parasubbotina pseudobulloides* Plummer, 1927; W. *Eoglobigerina eobulloides* Morzova, 1959; X. *Chiloguembliina* sp. Loeblich & Tappan, 1956.

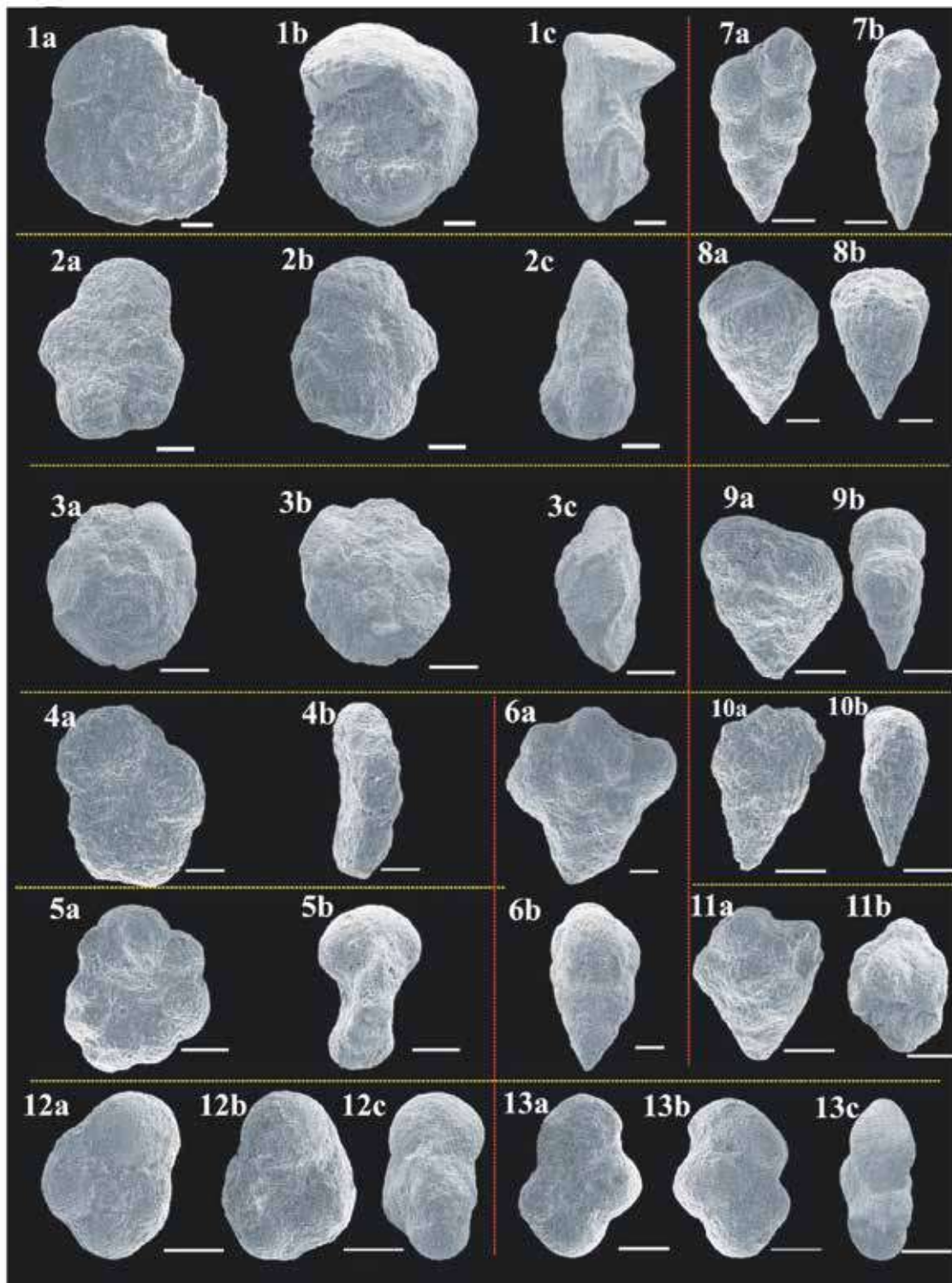


Plate 3. Some of the important planktic foraminifera species of the Gurpi Fm. in the Bagh-Gol section (Scale bars 100 μm). 1a-c. *Globotruncanita angulata* Tilev, 1951; 2a-c. *Trinitella scotti* Brönnimann, 1952; 3a-c. *Globotruncanita conica* White, 1928; 4a,b. *Abathomphalus mayaroensis* Bolli, 1951; 5a,b. *Macroglobigerinelloides prairiehillensis* Pessagno, 1967; 6a,b. *Planoglobulina carsyae* Plummer, 1931; 7a,b. *Heterohelix carinata* Cushman, 1938; 8a,b. *Psedotextularia elegans* Rzehak, 1891; 9a,b. *Pseudoguembelina costulata* Cushman, 1938; 10a,b. *Pseudoguembelina excolata* Cushman, 1926; 11a,b. *Racemiguembelina fructicosa* Egger, 1900; 12a,b. *Parasubbotina pseudobulloides* Plummer, 1927; 13a,b. *Globanomalina compressa* Plummer, 1927.

منابع

- Alavi M. Sadeghi, A. Adabi, M.H., Hadavandkhani, N. and Ezampanah, Y. 2024. Biostratigraphy of the Gurpi Formation based on planktonic foraminifera in the Fars area, Zagros basin". Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 34 (2), 29-44 [In Persian with English Abstract]. doi: 10.22071/gsj.2023.406025.2098.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. American Journal of science, 307 (9), 1064-1095. DOI 10.2475/09.2007.02
- Al-Husseini, M.I., 2000. Origin of the Arabian Plate structures: Amar collision and Najd rift. Georabia-Manama, 5 (4), 527-542. <https://doi.org/10.2113/georabia0504527>
- Beiranvand, B., Ghasemi-Nejad. E., Kamali, M.R. and Ahmadi, A., 2014. Sequence stratigraphy of the late Cretaceous-Paleocene Gurpi formation in southwest Iran, GeoArabia, 19 (2), 89-102. <https://doi.org/10.2113/geoarabia190289>.
- Bolli, H.M., Saunders, J.B. and Perch-Nielsen, K., eds., 1989. Plankton stratigraphy: volume 1, planktic foraminifera, calcareous nanofossils and calpionellids (1). CUP Archive.
- Caron, M., 1985. Cretaceous planktic foraminifera; In: Bolli, H.M., Saunders, J.B. and Perch-Nielsen, K. (eds.). Plankton Stratigraphy; Cambridge University Press, Cambridge, 11-86.
- Darabi, G., Maghfouri-Moghaddam, I., Sadeghi, A. and Yusefi, B., 2017. Iostratigraphy and paleoecology gurpi formation in SW Zagros, Iran, Indian Journal of Geo Marine Sciences, 47(12), 2508-2523.
- Darvishzad. B., Ghasemi-nejad, E., Ghourchaei, S. and Keller, G., 2007. Planktonic foraminiferal biostratigraphy and faunal turnover across the Cretaceous-Tertiary boundary in southwestern Iran, Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 18(2), 139-149. <http://jscienc.es.ut.ac.ir>.
- اصغریان-رستمی، م.، ۱۳۸۹. مطالعه زیست‌چینه‌نگاری و جغرافیای دیرینه‌سازند گورپی در برش میش خاص، جنوب خاور ایلام، با استفاده از روزن بران، مجله علوم زمین، ۲۲ (۸۵)، ۱۴۸-۱۳۵
- بخشنده، ل.، خسروتهرانی، خ.، محتاط، ط.، وزیری، س. ه. و کشانی، ف.، ۱۳۸۹. زیست‌زون‌بندی سازند گورپی در مقطع بانروشان (جنوب باختر ایلام) بر پایه روزن‌بران پلانکتونیک، فصلنامه علمی علوم زمین، ۲۴ (۹۵)، ۸۵-۹۶. <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42267>
- رحیمی، س.، آشوری، ع. ر.، صادقی، ع. و قادری، ع.، ۱۳۹۷. زیست‌چینه‌نگاری سازند گورپی بر مبنای روزن‌داران پلانکتون در برش گنداب و تطابق آن با برش نمونه، تاقدیس کبیرکوه، جنوب غرب ایران. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۴ (۳)، ۳۷-۵۲. [Doi: 10.22108/JSSR.2018.112943/1068](https://doi.org/10.22108/JSSR.2018.112943/1068)
- شعبانپور-حقیقی، آ.، بخشنده، ل.، محتاط، ط.، زمانی-پدرام، م.، و گودرزی، ح.، ۱۳۹۶. زیست‌چینه‌نگاری و تغییرات سطح آب دریا در رسوبات کنیاسین-ماستریشتین در زاگرس (برش پیر غیب) بر اساس فرامینیفراهای پلانکتونیک، فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۰ (۱۱۸)، ۱۹۰-۱۷۹. doi: 10.22071/gsj.2021.127499
- مغفوری مقدم، ا.، دارابی، ق. و سولگی، ز.، ۱۳۹۶. زیست‌چینه‌نگاری سازند گورپی در برش تاقدیس زنگول و مقایسه آن با برش کوه سیاه، برش عسلویه و برش چاه ایوان، یافته‌های نوین کاربردی، ۱۱ (۲۲)، ۶۴-۴۹. <http://dx.doi.org/10.22084/nfag.2017.12871.1239>
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۴. زمین‌شناسی ایران، زمین‌شناسی نفت زاگرس، جلد‌های ۱ و ۲، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تدوین کتاب، ۱۰۱۰.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین‌شناسی ایران (چینه‌شناسی زاگرس)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، طرح تدوین کتب زمین‌شناسی، ۵۶۳.
- همتی‌نسب، م.، قاسمی‌نژاد، ا. و درویش‌زاده، ب.، ۱۳۸۶. تعیین عمق دیرینه‌سازند گورپی بر مبنای فرامینیفراهای پلانکتونیک و بنتیک، مجله علوم دانشگاه تهران، ۳۴ (۱)، ۱۷۳-۱۵۷. https://journal.ut.ac.ir/article_27045.html

- Esfandyari, .M.J. and Rameh, H., 2016. Biostratigraphy of the Gurpi Formation in Sepidan section, Interior Fars basin based on planktonic foraminifera, *Geopersia, Iran*. 6 (2), 211-221. DOI: 10.22059/JGEOPE.2016.58673.
- Ezampanah, Y., Di Lucia, M., Yazdi-Moghadam, M. and Zaghbib-Turki, D., 2021. Planktonic foraminiferal distribution of the Late Cretaceous to late Paleocene deposits of the Bandar Abbas area (Zagros Belt, SW Iran): An update of the bio-and lithostratigraphic framework. *Journal of African Earth Sciences*, 185, 104392. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104392>.
- Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381, 235-273. doi:10.1016/j.tecto.2002.06.004
- Grimsdale, T.F. and Van Morkhoven, F., 1955. The ratio between pelagic and benthonic foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks. *Proceedings of 4th World Petroleum Congress, Section I/D4*: 473-491. <https://cir.nii.ac.jp/crid/1573668923866725376>
- Hart, M.B., 1980. A water depth model for the evolution of the planktonic Foraminiferida. *Nature*, 286(5770), 252-254. <https://www.nature.com/articles/286252a0>
- Hart, M.B., and HW, B., 1979. The distribution of planktonic Foraminiferida in the mid-Cretaceous of NW Europe. *INT. UNION GEOL. SCI. SER. A*. 6. 527-542.
- Heydari, E., 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451(1-4), 56-70. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.046>
- James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *AAPG bulletin*, 49(12), 2182-2245.
- Keller, G., and Lindinger, M., 1989. Stable isotope, TOC and CaCO₃ record across the Cretaceous/Tertiary boundary at El Kef, Tunisia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 73(3-4), 243-265.
- Loeblich, A.R. and Tappan, H., 1988. *Foraminifera Genera and their Classification*, Van Nostrand Reinhold, New York, 970.
- Mashayekh, H., Afghah, M. and Parvaneh-Nejad Shirazi, M., 2023. Biostratigraphy of upper Cretaceous planktonic foraminifera in the south Zagros Basin (SW of Iran). *Carbonates and Evaporites*, 38(74), <https://doi.org/10.1007/s13146-023-00898-2>.
- Olsson, R. K., Berggren, W.A., Hemleben, C., and Huber, B.T., 1999. *Atlas of Paleocene planktonic foraminifera*, SMITHSONIAN INSTITUTION PRESS, Washington, 252.
- Premoli Silva, I. and Verga, D., 2004. *Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera, Course 3*. In: Verga, D., Rettroi, R. (Eds.), *International school of Planktonic Foraminifera*. Universities of Perugia and Milano. *Tripografiadi di Pontefecino, Perugia*, 283.
- Premoli Silva, I., Rettori, R. and Verga, D., 2003. *Practical Manual of Paleocene and Eocene Planktonic Foraminifera, Course 2*. In: Verga D. Rettroi R. (Eds.), *International school of Planktonic Foraminifera*. Universities of Perugia, 152.
- Robaszynski, F. and Caron, M., 1995. *Foraminiferes Planktic of Cretace: Commentary on the Europe-Mediterranean zonation*. *Bulletin of the Societe Geologique de France*, 166(6), 681-692.
- Schmidt, D., Thierstein. H. and Bollmann, G., 2004. The evolutionary history of size variation of planktonic foraminifera assemblage in the Cenozoic. *Paleoecology, Paleogeography, Paleoclimatology*, 212(1-2), 159-180. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.06.002>
- Stocklin, J. and Setudehnia, A., 1991. *Stratigraphic Lexicon of Iran; Geological Survey*

of Iran, Tehran, 18, 409.

- Vaziri-Moghaddam, H., 2002. Biostratigraphic study of the Ilam and Gurpi Formations based on planktonic foraminifera in SE of Shiraz (Iran). *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 13(4), 339-356.

- Van Marle, L.J., Van Hinte, J.E. and Nederbragt, A.J., 1987. Plankton percentage of the foraminiferal fauna in seafloor samples from the

Australian-Irian Jaya continental margin, Eastern Indonesia; *Marine Geology*, 77(1-2), 151-156. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(87\)90089-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(87)90089-2)

- Wright, R.G., 1977. Planktonic-benthonic ratio in foraminifera as paleobathymetric tool. Quantitative evaluation; *Annual American Association of Petroleum Geologists and Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Convention* (Washington, D.C.), 65.

Employing different techniques to explore, modeling and reserve estimation of gypsum deposit in the northwest of Tafresh district, Markazi province

Ahmadi, R.¹

1. Assistant professor, Mining Engineering Department, College of Earth Sciences Engineering, Arak University of Technology

Received: 15 May 2024

Accepted: 23 July 2024

Abstract

In the present research, to explore gypsum reserves in the northwest of Tafresh district, a complete process including prospecting to reserve estimation has been carried out. To achieve this goal, first, an extensive area of 4500 km² was investigated using remote sensing operation through Landsat 8 Operational Land Imager (OLI) images. Using proper pre-processing and processing techniques containing principal component analysis, false color band combination, least squares regression and spectral angle mapper on the images, 17 promising areas scattered in the region were identified. Based on more detailed studies and field surveys of the promising areas, it was specially focused on Darbar gypsum deposit located nearby Darbar village. Therefore, a variety of exploratory activities comprising six trenches with a total volume of 135.61 m³, one stope (selective mining unit), 1:1000 topographic-geological map, chemical analysis of 9 samples and drilling of one exploratory borehole with a depth of about 40 m was performed. The results of the chemical analysis of the samples show that the total percentage of SO₃ and CaO compounds for all tested samples is more than 76%. In addition, the result of the technological test to determine the quality characteristics of the stone and baking ability in the pilot scale evaluated by Nizar Cement Factory of Qom is desirable. Gypsum modeling and reserve estimation of this deposit were also done with the classical method of contour lines using Surfer software. Based on the calculations, the in-place reserve of Darbar gypsum deposit was estimated 5982610 tons which is a very significant.

Keywords: Gypsum, Northwest of Tafresh, Remote sensing, Landsat 8 (OLI), Reserve estimation, Contour lines.

Spurious Correlation and the Closedness Property of Compositional Data in Earth Sciences

Ghorbani, H.¹

1. Assistant professor, Department of Statistics, Faculty of Mathematical Science, University of Kashan

Received: 15 May 2024

Accepted: 17 August 2024

Abstract

In the field of earth sciences, measurements typically yield compositional data that has a property known as closedness. The application of common statistical methods to compositional data results in the exclusion of spurious correlations, which in turn yields findings that are not representative of the underlying data. This article presents a set of transformations for the opening of closed systems of compositional data. These transformations include the additive logarithmic ratio (alr), the centered logarithmic ratio (clr), and the isometric logarithmic ratio (ilr). All of the aforementioned transformations are defined in terms of logarithms of ratios. The clr transformation was then applied to a soil chemical data set. The results of applying cluster analysis on the clr-transformed data were also analyzed using Spearman's correlation coefficient matrix as distance. Furthermore, the impact of the clr transformation on spurious correlations, skewness, and outliers in the data was evaluated using R statistical software.

Keywords: *Closedness* Property, Compositional data, Log-ratio transformations, Robust statistical method, *Spurious correlation*.

Geology, mineralogy, geochemistry and genesis of the Kuh-Mil copper (gold) deposit, Northeast Saveh, Markazi province

Ghiasizadeh, M.K.¹, Alipour-Asll, M.² and Meshkani, A.³

1. M.Sc. Graduate, Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood

2. Associate Professor, Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood

3. Senior Manager of Zarmesh Mining and Trading Group, Tehran

Received: 7 May 2024

Accepted: 13 July 2024

Abstract

The Kuh-Mil copper (gold) deposit is located 25 km northeast Saveh and in the middle part of Urmia-Dokhtar magmatic arc. Volcanic and pyroclastic rocks such as andesite, trachyandesite, andesite basalt with Middle- Late Eocene age are outcropped in this area. The Late Eocene hypabyssal quartz monzodiorite to monzodiorite intrusive rocks have been injected into the volcanic rocks. The calc-alkaline igneous rocks are classified as I-type granitoids, and are related to the magmatic arcs in the active continental margin and collisional zones. Mineralization is mainly observed as vein-veinlets, breccia and rarely disseminated forms in intrusive and volcanic rocks. Primary ore minerals include chalcopyrite (main ore mineral), pyrite, specularite and hematite, and secondary types include chalcocite, covellite, malachite, goethite and limonite. Alteration zones are propylitic, argillic, phyllic (quartz, sericite \pm pyrite), silicic, iron oxide, tourmalinization and carbonate alteration. In the altered rocks, SiO₂, K₂O, Rb, Zr, Nb, Ta, U, Th, and light rare earth elements (LREEs) are enriched, while the rest of the major oxides, Ba, Sr, Cs, and heavy REEs show depletion. In the Kuh-Mil mineralization system, Cu has a good positive geochemical correlation with Au, Ag, Bi, Cd, and As. The homogenization temperature and salinity of fluid inclusion in quartz vary from 115 °C to 200 °C (average 164 °C) and from 2.68 to 24.67 (average 20.25) wt.% NaCl equivalent, respectively. Based on the homogenization temperature and salinity, the trapping pressure of fluid inclusions is estimated to be less than 10 bars, and depth of placement is less than 500 meters. The Kuh-Mil Cu (Au) mineralization system is classified in the category of intermediate- sulfidation epithermal deposits.

Keywords: Intermediate-sulfidation epithermal, Cu (Au) deposit, Kuh-Mil, Saveh.

Modeling the effects of the Optimizing the well depth in exploitation wells of Bad-Khaled Abad plain, south of Kashan

Shirkhani, F.¹, Nassery, H. R.², Alijani, F.³ and Nejat Jahromi, Z.⁴

1. PhD. student in Hydrogeology, Department of Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2. Professor of Hydrogeology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

3. Assistant Professor of Hydrogeology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

4. PhD. in Hydrogeology, Iran Water Resources Management Company

Received: 7 May 2024

Accepted: 6 July 2024

Abstract

Groundwater is the most important source of water in the Bad-Khaled Abad area of Kashan. With the increase of extraction from the Bad-Khaled Abad aquifer beyond the renewable capacity the extraction potential of this aquifer has decreased, and the optimization of the depth of the wells is necessary. Using the model, this research has investigated the effect of optimized extraction from wells and their depth on the potential of aquifer exploitation. First, quantitative and qualitative hydrogeological factors affecting the increase in the depth of the wells were identified, and then, through utilizing the Analytical Hierarchy Process (AHP) method, the weight of the layers was determined. Next, they were combined in the GIS environment and five regions with optimal conditions were proposed for well depth optimization. Afterwards, the numerical modeling including calibration, validation, and prediction steps was done using MODFLOW software. Using the created model, and implementing the optimizing depth of the wells plan in the five proposed areas in a phased manner, the effects of a 20% increase in extraction of exploitation wells were predicted by examining the changes in the aquifer water level in the next 10 years. The modeling results show an average drop of 12 and 13 meters in the southern and eastern parts of the aquifer, respectively. In this aquifer, increasing depth by more than 9 meters endangers the quality and quantity of the aquifer storage.

Keywords: Optimizing the well depth, Aquifer modeling, MODFLOW, Bad-Khaled Abad plain.

Determination of the sequence boundaries of the Pliocene formations (Cheleken and Aghchagyl) of Gorgan plain by cyclolog software and gamma-ray deviation method

Moradi, H.¹, Rafiei, B.², Mohseni, H.², Kavousi, M. A.³ and Soltani, B.⁴

1. Ph.D. student in sedimentology and sedimentary petrology, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

2. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

3. Associate Professor, Oil Research Institute, Tehran, Iran

4. Assistant Professor, Oil and Gas Exploration Department, Faculty of Petroleum Engineering, Mazandaran University of Science and Technology (Behshahr), Iran

Received: 7 May 2024

Accepted: 6 July 2024

Abstract

The use of borehole logs in no-core wells to identify complications related to rock strata has always been of interest to geologists. Identifying the key levels of sequence stratification is one of the important parts of the geological characterization of hydrocarbon reservoirs. In this study, the effectiveness of the Dynamic-Integrated Prediction Error Filter Analysis (D-INPEFA) of gamma log dynamic error prediction filter integrated analysis chart in identifying and separating sequences and key stratal surfaces in Sofikam-1 key well in Gorgan-Gonbad Kavus plain for the Cheleken and Aghchagyl formations sequence has been evaluated. gamma Log analysis, especially (D-INPEFA), led to identifying stratal surfaces in Cheleken and Aghchagyl sequences. Fifteen sequence boundaries, including eight negative boundaries (nb) and seven positive boundaries (pb), were identified in the Sofikam-1 well using cumulative error prediction filter analysis. The sequence levels, including formation boundary, sequence boundary, and maximum flooding surface, were identified. According to the identified boundaries four third order sequences, were determined in Sofikam-1 well. Based on this, according to the general trend of the gamma diagram, a regressive trend was determined for the Cheleken Formation and a progressive trend for the Aghchagyl Formation.

Keywords: South Caspian Basin, Cheleken and Aghchagyl fms., sedimentary sequence, borehole log, cyclolog.

Biostratigraphy and study of paleodepth changes of the Gurpi Formation deposits based on planktonic foraminifera in the Bagh-gol section, Lurestan area, Zagros Basin

Bazvand, A.¹, Sadeghi, A.², Adabi, M.H.³, Jamali, A.M.⁴ and Hadavandkhani, N.⁵

1. PhD student, Department of Sedimentary Basins and Petroleum, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2. Professor, Department of Sedimentary Basins and Petroleum, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

3. Professor, Department of Sedimentary Basins and Petroleum, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

4. National Iranian Oil Company, Exploration Directorate, Tehran, Iran

5. Department of Sedimentary Basins and Petroleum, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 29 May 2024

Accepted: 28 August 2024

Abstract

In order to study the biostratigraphy of the Gurpi Formation deposits in the northeast of the Lurestan region, a stratigraphic section (Bagh-gol section) from the Gurpi Formation in the Sultan anticline was selected and sampled. The Gurpi Formation in this section is 310 meters thick and is lithologically composed of argillaceous and marly limestones, marl, and shale. Two formal members of the Seymareh and Imam-Hassan limestones are present in this section. The lower boundary of the Gurpi Formation with the Ilam Formation is conformable, and there are iron oxide compounds at boundary. Its upper boundary with the Pabdeh Formation is discontinuous and conformable. In the biostratigraphic study, 74 species belonging to 30 genera of planktonic foraminifera were identified. 7 biozones in the Gurpi Formation and 1 biozone at the base of the Pabdeh Formation were identified and introduced. Based on the identified biozones, the age of the Gurpi Formation was determined to be mid to late Early Campanian-Late Maastrichtian. The statistical study of the ratio of planktonic to benthic foraminifera and also their placement in the morphotypes of planktonic foraminifera during the sedimentary sequence of the Gurpi Formation showed changes in the paleodepth of the sedimentary basin. Based on this, it was determined that the depth of the sedimentary basin decreased in the middle Campanian and increased in the upper part of the Campanian and the beginning of the Maastrichtian, and then gradually decreased until the end of the Maastrichtian.

Keywords: Biostratigraphy, Gurpi Formation, Paleodepth, Planktonic Foraminifera, Sultan Anticline.



Vol. 18, No. 70, Summer 2024

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

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

Editor in Chief:

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

Assistant Editor:

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

Editorial Board:

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

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

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

Dr. Raeisi, E., Professor - Shiraz University

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

Dr. Ghazban, F., Professor - Tehran University

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

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

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

Dr. Moore, F., Professor - Shiraz University

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

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

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

Dr. Khodaei, K., Associate Professor - Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

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

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

Executive Director: Esmaili, E.

Editors: Dr. Nassery, H.R. and Najibi, S.M.A.

Designer: Ansari, A.

Published: Summer 2024

Print: Toos

Print address: Eneghlab, at the beginning of Azadi St., in front of Bank Mellat, Tehran, Iran

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

Tel: +98(21)29902594-22431933-4

E-mail: zaminshenasiiran@yahoo.com

Website Journal: Journal.rias.ac.ir

Website: www.rias.ac.ir

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

This journal is indexed in the following sites:

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