

## فهرست

- شیمی کانی ها و شرایط ترمودینامیکی تشکیل مرمرهای ناخالص مجموعه دگرگونی نی باغی واقع در شمال شرق میانه ایران  
جواد ایزدیار، معصومه سپهریان، علی اصغر سنهانی، آذر قارلقی و لیلما محمدی ..... ۱
- نشانگرهای آب و هوایی و جغرافیای دیرینه در توالی تریاس بالایی گروه شمشک البرز مرکزی  
محمدرضا ناتجی، ایرج مغفوری مقدم، محبوبه حسینی برزی و بهمن سلیمانی ..... ۱۷
- مطالعه کانه زائی آهن بفلرید با استفاده از شواهد زمین شناسی، کانی شناسی و ژئوشیمی. سنگان خواف در شمال خاوری ایران  
آسبه سربوزی حسین آبادی، محمد بومری و عباس گل محمدی ..... ۳۷
- هیدروژئوشیمی رودخانه گرگانرود در گستره شهر گنبدکاووس، استان گلستان  
عباس تیموری، گیتی فرقی تهرانی، هادی جعفری و عبدالرضا کابلی ..... ۵۵
- تشکیل کالامین در کانسار غیرسولفید روی (سرب) احمدآباد (شمال شرق بافق)  
سارا امینی لاری، ایرج رسا و علی امیری ..... ۶۷
- مقایسه ویژگی های اتراسیونی کمربند آتشفشانی-نفوذی طرود-چاه شیرین در شمال و جنوب روستای طرود با استفاده از تصاویر ماهواره ای و آنالیزهای شیمیایی  
مسعود اخیانی، مهدی خرقانی، فرهنگ سرشکی، مرتضی رحیمی ..... ۸۱
- ارزیابی دیرین بوم شناسی گرافوگلیتیدهای نهشته های فلیش آوسن، باختر خاش، جنوب خاوری ایران، در برابر رسوب گذاری رخدادی  
نصرت اله عباسی، حامد یاراحمدزهی، سارا نخجیری، علی جلالی و حمید حافظی مقدس ..... ۹۳

## Contents

- Mineral chemistry and thermodynamics conditions of impure marbles formation from Neybaghi metamorphic complex, NE of Myaneh, Iran  
Izadyar, J., Sohrabi, M., Sepahi, A. A., Gharloghi, A. and Mohammadi, L. .... 111
- Paleoclimatic and paleogeographic signatures in the upper Triassic beds of Shemshak group in Central Alborz  
Naeceji, M. R., Maghfari-Moghaddam, I., Hosseini-Barzi, M. and Soleimany, B. .... 112
- Study of Baghalbid iron mineralization using geological, mineralogical and geochemical evidences, Sangane-Khaf area, north-eastern Iran  
Sarbouzi Hosaen Abadi, A., Boomeri, M. and Golmohammadi, A. .... 113
- Hydrogeochemistry of Gorganrood river in Gonbad-e-Kavoos district, Golestan province  
Teimori, A., Forghani Tehrani, G., Jafari, H. and Kaboli, A. R. .... 114
- Formation of calamine in Ahmadabad Zn (Pb) Non-sulfide deposit (Northeast of Bafq)  
Amani Lari, S., Rasa, I. and Amiri, A. .... 115
- Comparison of hydrothermal alteration features (zones) of Torud-Chah Shirin magmatic Arc in north and south of the Torud village using Aster image and chemical analyses  
Akhyani, M., Kharghani, M., Sereshgi, F. and Rahimi, M. .... 116
- Paleocological evaluation of the graphoglyptids of the Eocene flysch deposits, west of Khash, southeast Iran, regarding the event sedimentation  
Abbassi, N., Yarahmadzahi, H., Nakhjiri, S., Jalali, A. and Hafezi Moghadas, H. .... 117



سال ۱۴، شماره ۵۴، تابستان ۱۳۹۹

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

سر دبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر عزت‌ا... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

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

دکتر سید کاظم علوی پناه، استاد دانشگاه تهران

دکتر فریدون غضبان، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قویدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران

دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر سعید میرزایی، استاد جهاد دانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی

مدیر داخلی:

دکتر کمال خدایی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر اجرایی:

انسبه اسماعیلی

ویراستارها:

دکتر حمیدرضا ناصری و دکتر مینا خطیبی‌مهر

صفحه‌آرا:

آرزو انصاری

چاپ:

بعثت

تاریخ انتشار: تابستان ۱۳۹۹

نشانی:

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

نشانی دفتر فصلنامه:

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

تلفن: ۲۲۴۳۱۹۳۳-۴، ۲۹۹۰۳۰۳۷

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت: www.rias.ac.ir

وب سایت فصلنامه: journal.rias.ac.ir

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

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

# شیمی کانی‌ها و شرایط ترمودینامیکی تشکیل مرمرهای ناخالص مجموعه دگرگونی نی‌باغی واقع در شمال شرق میانه، ایران

جواد ایزدیار<sup>۱\*</sup>، معصومه سهرابی<sup>۲</sup>، علی اصغر سپاهی<sup>۳</sup>، آذر قارلقی<sup>۲</sup> و لیلا محمدی<sup>۲</sup>

۱. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

۲. کارشناس ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

۳. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا همدان

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۵/۱۶

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۹/۱۱

## چکیده

مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی شامل اسلیت، فیلیت، میکا شیست و مرمر با شیب‌توزیته غالب شمال شرقی-جنوب غربی در منطقه نی‌باغی واقع در شمال شرقی میانه رخنمون دارند. مرمرهای ناخالص در بخش مرکزی این مجموعه به صورت نازک لایه، ضخیم لایه و توده‌ای دیده می‌شوند. شواهد فابریکی و کانیایی نشانگر دو مرحله دگرگونی در مرمرهای ناخالص هستند. مرحله اولیه با کانی‌های مانند پیروکسن (دیوپسید)، اپیدوت (کلینوزویت)، آمفیبول ۱ (ادنیت-پارگاسیت) و پلاژیوکلاز ۱ و مرحله اصلی با کانی‌های مانند کلریت (کلینوکلاز)، آمفیبول ۲ (ترمولیت)، فلوگوپیت و پلاژیوکلاز ۲ مشخص می‌شوند. نتایج محاسبات  $P-T-X_{CO_2}$  برای مراحل اولیه و اصلی دگرگونی با محاسبه فوگاسیته و فعالیت غیر آرمانی و غیرمتقارن فازهای سیال و جامد توسط نرم‌افزار ترموکالک نشان داد که مرحله اولیه در شرایط  $(P=9.5\text{ kbar}, T=660^\circ\text{C}, X_{CO_2}=0.35)$  و مرحله اصلی در شرایط  $(P=4.2\text{ kbar}, T=510^\circ\text{C}, X_{CO_2}=0.4)$  پایدار می‌باشند. مسیر فشار-دمای حاصل شده، نشان می‌دهد که مرمرهای ناخالص نی‌باغی در فشار متوسط تشکیل شده‌اند و توسط یک دگرگونی فشار پایین دوباره تحت تاثیر قرار گرفته‌اند. این الگو نشانگر تکامل دگرگونی مرمرهای نی‌باغی در یک محیط تکتونیکی برخوردی است.

واژه‌های کلیدی: نی‌باغی، میانه، مرمر، ترموکالک، شیمی کانی.

## مقدمه

تحول دگرگونی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. در سرزمین‌های دگرگونی ناحیه‌ای فشار متوسط (نوع باروین) و یا فشار کم (نوع ابوکوما یا باکان) در مرمرها، علاوه بر مجموعه کانیایی اصلی کلسیت و دولومیت، کانی‌های دیگری مانند کوارتز، تالک، ترمولیت، دیوپسید و فورستریت در شرایط متفاوت

مرمرها به‌طور گسترده‌ای در سرزمین‌های دگرگونی ناحیه‌ای گزارش شده‌اند (Baker and Mattheous, 1994; Seaton et al., 2009; Ye and Hirajima, 1996; Franz and Spear, 1983; Ferry, 1983) اما به دلیل پیچیدگی‌های مربوط به سیالات دگرگونی کمتر در تعیین

\* نویسنده مرتبط: izadyar@znu.ac.ir

## روش مطالعه

پژوهش‌های انجام گرفته در این منطقه عمدتاً در مورد شیمی سنگ کل آمفیبولیت‌های سیاه منصور واقع در شمال مجموعه دگرگونی نی باغی و همچنین شیمی سنگ کل متا پلایت‌های گرمی چای می‌باشد (موزن و همکاران، ۱۳۹۲؛ Moazzen et al., 2016). با این وجود ویژگی‌های دگرگونی مجموعه نی باغی از قبیل شیمی کانی‌ها و شرایط ترمودینامیکی تشکیل آنها مورد مطالعه دقیق قرار نگرفته بود. لذا مطالعه صحرایی در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ انجام گرفت تا واحدهای سنگ‌شناسی تشکیل دهنده و ارتباطات صحرایی آنها و همچنین انواع ساختارهای دگرشکلی مشخص شود. با توجه به نتایج مطالعات صحرایی، مطالعات پتروگرافی و پترو فابریکی بر روی نمونه‌های انتخاب شده صورت گرفت تا روابط فابریکی و کانیایی مرم‌ها در طی تحولات دگرشکلی و دگرگونی آشکار شود. سپس دو نمونه از مرم که دارای بیشترین مجموعه کانیایی پایدار در هر یک از مراحل تشخیص داده شده دگرگونی بودند، جهت انجام تجزیه میکروپروب (EPMA) به گروه تحقیقاتی استخراج معدن کوالا لامپور کشور مالزی فرستاده شدند. تجزیه میکروپروب توسط دستگاه CAMECA SX 100 تحت شرایط شتاب ولتاژ ۱۰Kv و شدت جریان ۱۰nA انجام گرفت. مقدار کاتیون‌ها و مقدار  $Fe^{3+}$  با استفاده از نرم‌افزار AX (Powell and Holland, 1988) تعیین شد. برای محاسبه فعالیت غیر آرمانی و غیرمتمقارن کانی‌ها، توزیع کاتیون‌ها در موقعیت‌های بلورشناسی متفاوت با توجه به ساختار هر کانی محاسبات مجددی با توجه به منابع مختلف صورت گرفت و در هر مورد منبع در جداول معرف نتایج تجزیه میکروپروب کانی‌ها آورده شده است. جهت تعیین شرایط P-T- $X_{CO_2}$  تشکیل مرم‌ها از نرم‌افزار ترموکالک (۳/۲۱) (Powell et al., 1998)؛ Powell and Holland, 1988) در دو حالت استفاده شد. در حالت نخست داده‌های ورودی به نرم‌افزار با توجه به فعالیت‌های محاسبه شده در نرم‌افزار AX برای فازهای سیال و جامد و پیش‌فرض‌های محاسباتی نرم‌افزار ترموکالک انجام گرفت و در حالت دوم فوگاسیته سیال دگرگونی و فعالیت غیرآرمانی و غیرمتمقارن فازهای جامد با توجه منابع

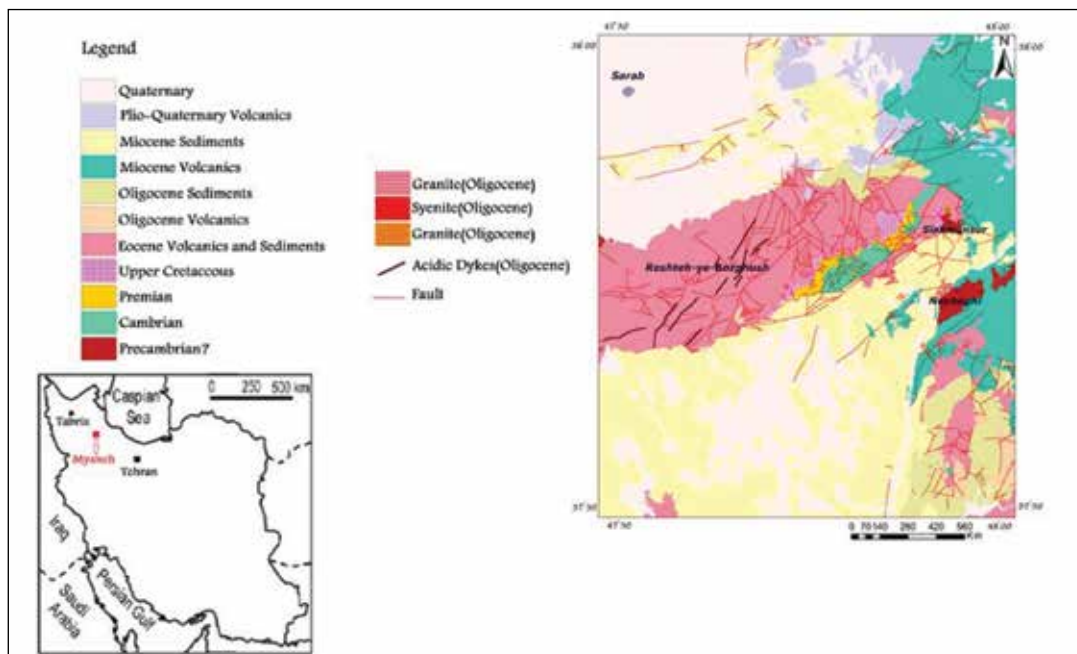
فشار-دما از رخساره شیبست سبز تا رخساره‌های آمفیبولیت و گرانولیت مشاهده می‌شود. در مرم‌های ناخالصی‌های رسی در سنگ اولیه، کانی‌های دیگری از قبیل کلریت، بیوتیت، گارنت، اپیدوت و فلدسپار (هر دو نوع) در شرایط متفاوتی از فشار-دما و ترکیب سیال دیده می‌شوند (Trommsdorf, 1972; Baker and Mattheous, 1994). در مرم‌های که در نواحی دگرگونی فشار بالا تشکیل شده‌اند، مجموعه کانیایی کلسیت + دولومیت + زونزیت + کوارتز + کوارتز؛ دولومیت + زونزیت + کیانیت + کوارتز + فنزیت؛ کلسیت + دولومیت + زونزیت + کوارتز + فنزیت یافت می‌شوند. مرم‌های ناخالص دیگر فازهای سیلیکاته متنوعی نظیر امفاسیت، اپیدوت، پاراگونیت و Al-تیتانیت گزارش شده‌اند (Seaton et al., 2009; Ye and Hirajima, 1996). در واقع شرایط فشار-دما مطلوب برای انجام واکنش در سنگ‌های کربناته به ترکیب فاز سیال بستگی دارد و درعین حال این واکنش‌ها خود با اجزای سیال سروکار دارند و لذا ترکیب سیال را تغییر می‌دهند (Skippen and Trommsdorf, 1986). واکنش‌های نظیر از دست دادن  $CO_2$  و  $H_2O$ ، جذب  $CO_2$  و  $H_2O$  و ترکیبی از این واکنش‌ها می‌توانند به شدت بر روی مجموعه کانیایی همزیست و ترکیب سیال همراه تاثیر بگذارد. این در حالی است که  $H_2O$  و  $CO_2$  به صورت یک فاز سیال واحد باهم مخلوط شوند و همچنین سیال به غیر از  $H_2O$  و  $CO_2$  حاوی عناصر دیگری نباشد. به عنوان مثال وجود نمک‌های محلول در سیال امکان اختلاط کامل  $H_2O$  و  $CO_2$  را کاهش خواهد داد و طبیعی است که در این حالت یک فاز سیال اضافی در سنگ‌های کربناته وجود خواهد داشت و باعث کاهش درجه آزادی به اندازه یک واحد خواهد بود. با وجودی که در مجموعه دگرگونی نی باغی واقع در شمال شرقی میانه، مرم‌ها به مقدار زیادی رخنمون دارند اما ویژگی‌های کانیایی و شرایط ترمودینامیکی تشکیل آن‌ها در جزئیات مورد توجه قرار نگرفته است. لذا در این مقاله فابریک، مجموعه کانیایی همزیست و شیمی کانی مرم‌های نی باغی بیان شده و پایداری P-T- $X_{CO_2}$  آن‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرد.

فعالیت‌های ماگمایی پس از ائوسن، توده‌های نفوذی از جنس سینیت و گرانیت و گرانودیوریت عموماً در واحدهای ائوسن نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی میوسن شامل توف‌های آتره شده، گدازه‌های ریولیتی و داسیتی، گدازه‌های پرلیتی و توف‌های پومیس، جریان‌های تراکیتی و تراکی‌آندزیتی می‌باشد. بازالت‌های الیوین‌دار و توف با سن کواترنر (شکل ۱) آخرین فاز آتشفشانی در منطقه می‌باشد (بهرروزی و همکاران، ۱۳۷۱). مطالعات صحرایی برای بررسی دقیق‌تر مجموعه دگرگونی نی‌باغی نشان می‌دهد که این مجموعه ترکیب سنگ‌شناسی یکنواختی ندارد و در برشی از شمال غرب به سمت جنوب شرق، واحدهای اسلیتی، فیلیتی و میکاشیستی با شیب‌توزیته واضح و غالب شمال شرقی- جنوب غربی و شیبی به سمت شمال غرب رخمون دارند (سهرابی، ۱۳۹۳). اندازه‌گیری‌های صحرایی نشان می‌دهند که خطواره با روند شمال شرقی- جنوب غربی با میل کم به سمت شمال شرق، خطواره غالب با گسترش زیاد در این واحدها می‌باشد (شکل ۲). مرز اسلیت‌ها و فیلیت‌ها با توده گرانیتی گسله است و در سایر بخش‌ها واضح نیست و در زیر رسوبات کواترنر پنهان می‌شود. در بخش مرکزی این مجموعه مرمرهای لایه‌ای و توده‌ای گسترش دارند. برداشت صحرایی نشان می‌دهد که مرمرهای لایه‌ای دارای شیب‌توزیته واضح و گسترده شمال شرقی- جنوب غربی با شیبی به سمت شمال غربی در بخش‌های شمالی و شیبی به سمت جنوب شرقی در بخش‌های جنوبی می‌باشد (شکل ۲). در سمت جنوب شرقی، مجدداً واحدهای میکاشیستی با روند شمال شرقی- جنوب غربی با شیبی به سمت جنوب شرقی با ضخامت کمتر از واحد مشابه در سمت شمال غربی مشاهده می‌شود. در بخش جنوب شرقی واحدهای اسلیتی و فیلیتی رخمون ندارند و میکاشیست‌ها دارای ارتباط گسلی با واحدهای آتشفشانی میوسن می‌باشند. خطواره غالب در این میکاشیست‌ها نیز دارای روند شمال شرقی- جنوب غربی با میل کم به سمت شمال شرق می‌باشد (شکل ۲). اندازه‌گیری‌های ساختاری انجام شده بر روی واحدهای مختلف سنگی نشان می‌دهد که ساختار اصلی منطقه نی‌باغی یک چین تاق شکل نامتقارن با یال جنوب شرقی پرشیب و فشرده و یال شمال غربی کم‌شیب‌تر می‌باشد.

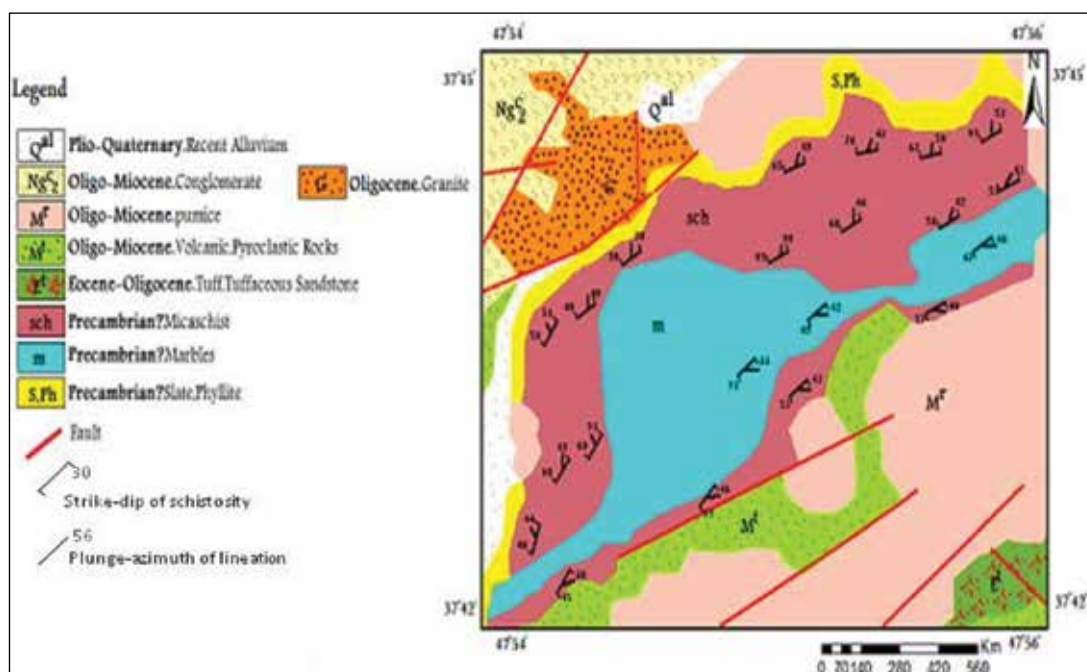
مختلف محاسبه و سپس با توجه به منطق برنامه‌نویسی در ترموکالک به نرم‌افزار وارد و نتایج با یکدیگر مقایسه شد. نام‌های اختصاری کانی‌ها در متن، جدول‌ها و شکل‌ها از (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است.

## موقعیت زمین‌شناسی

مجموعه دگرگونی نی‌باغی در حدود ۲۵ کیلومتری شمال شرقی میانه در استان آذربایجان شرقی در دامنه جنوبی رشته کوه بزقوش رخمون دارد. این مجموعه ترکیبی از سنگ‌های دگرگونی مانند میکاشیست و مرمر است که به گونه‌ای ناهم‌ساز در زیر واحدهای سنگی کرتاسه و گدازه‌های ریولیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۱). در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سراب (بهرروزی و همکاران، ۱۳۷۱) سن دقیق برای آن پیشنهاد نشده است، در حالی که در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ میانه به دلیل اینکه اثرات تغییر شکل دگرگونی در رسوبات پالئوزوئیک این منطقه دیده نمی‌شود، دگرگونی آن‌ها را به پرکامبرین نسبت داده‌اند (Amidi, 1967). قدیمی‌ترین سنگ‌های غیر دگرگونی شامل شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند باروت و ماسه‌سنگ‌های صورتی سازند لالون است (شکل ۱). ردیف سنگ‌های پرمین در جنوب شرقی بزقوش بیرون زدگی زیادی دارند که با سازند دورود و روته شباهت دارند. ردیف سنگ‌های کرتاسه بالایی به‌طور دگرشیب، طبقات رسوبی پرمین را می‌پوشاند. بخش بزرگی از رخمون‌های منطقه را سنگ‌های آتشفشانی و رسوبات ائوسن تشکیل داده است (شکل ۱). به دنبال ماسه‌سنگ، کنگلومرای ائوسن به‌طور هم‌شیب، تناوبی از توف و گدازه‌های آندزیتی و آندزیتی‌بازالتی قرار می‌گیرد. سایر واحدهای ائوسن شامل طبقات توفی و گدازه‌های بازالتی با میان لایه‌هایی از آهک و کنگلومرا می‌باشد که به‌طور جانبی به واحد رسوبی تبدیل شده و توسط رسوبات کنگلومرای و ماسه‌سنگی و گدازه‌های ریولیتی و ریوداسیتی میوسن پوشانده می‌شود. گدازه‌های ریولیتی و ریوداسیتی در سطح گسترده رخمون دارند و بر روی ولکانیک‌های ائوسن قرار گرفته‌اند و خود به نحو دگرشیب توسط رسوبات تخریبی پوشانده شده‌اند. گاهی بر روی گدازه‌های ریولیتی، گدازه‌های تیره‌رنگ همراه با توف‌های ماسه‌ای در پهنه وسیعی قرار دارند (شکل ۱).



شکل ۱. نقشه زمین شناسی سراب (با اندکی تغییرات از بهروزی و همکاران، ۱۳۷۱)



شکل ۲. نقشه سنگ شناسی-ساختاری منطقه نی باغی

## پتروگرافی

(شکل ۳-الف، ب). مرمرها با توجه به ترکیب کانی شناسی به دو گروه اصلی تقسیم می شوند (جدول ۱). گروه اول مرمهرهای نسبتاً خالص با ساختار گرانوبلاستیک که عمدتاً از کلسیت و دولومیت و مقادیر فرعی کانی های سیلیکاته مانند آمفیبول، اپیدوت، کلریت و پلاژیوکلاز تشکیل شده اند

مرمهرهای مورد مطالعه در بخش مرکزی مجموعه دگرگونی نی باغی دارای گسترش زیادی می باشند و به رنگ خاکستری تیره تا روشن دیده می شوند. مرمرها عموماً به سه صورت مرمهرهای نازک لایه (۲ تا ۵ سانتی متر)، ضخیم لایه (۵۰ تا ۶۰ سانتی متری) و توده ای مشاهده می شوند

کانی پیروکسن و اپیدوت مشاهده می‌شوند (شکل ۴-ب). فلوگوپیت به صورت هم‌رشدی همراه با کلریت و آمفیبول ۲ تشکیل دهنده شیسستوزیته می‌باشند (شکل ۴-ت). بلاست‌های پلاژیوکلاز گاهی به صورت پورفایروبلاست دیده می‌شوند که در این حالت در مرکز آن ادخال‌های فراوان آمفیبول و کمتر کلسیت وجود دارد که نشان می‌دهد در مراحل مختلف دگرگونی تشکیل شده است (شکل ۴-ج). بنابراین مرکز پلاژیوکلاز تحت عنوان پلاژیوکلاز ۱ و حاشیه عمدتاً باریک و فاقد ادخال آن پلاژیوکلاز ۲ در نظر گرفته شده است. بنابراین با استفاده از شواهد و ارتباطات فابریکی و کانیایی دو مرحله دگرگونی قابل تشخیص است:

در مرحله اولیه، کانی‌های پیروکسن، اپیدوت، پلاژیوکلاز ۱، آمفیبول ۱ به همراه کلسیت و دولومیت تشکیل شده‌اند. در حالی که در مرحله دوم که مرحله اصلی دگرگونی است، کانی‌های کلریت، آمفیبول ۲، فلوگوپیت، پلاژیوکلاز ۲ به همراه کلسیت و دولومیت تشکیل شده‌اند.

(شکل ۴-الف). گروه دوم دارای فابریک نماتولیدوبلاستیک بوده و در آن‌ها علاوه بر کلسیت و دولومیت، کانی‌های آمفیبول، پیروکسن، فلوگوپیت، کلریت، اپیدوت و پلاژیوکلاز به عنوان کانی‌های اصلی حضور دارند. در این گروه از مرمرها گاهی باندهای غنی از کلسیت و دولومیت و باندهای غنی از کانی‌های سیلیکاته مشاهده می‌شود (شکل ۴-ب). در بررسی پتروگرافی، پیروکسن و اپیدوت به صورت بلاست‌های دیده می‌شوند که دارای تبدیل‌شدگی به کلریت و آمفیبول هستند (شکل ۴-پ، ت) و یا گاهی توسط کانی‌های مانند کلسیت، دولومیت، فلوگوپیت و کلریت احاطه شده‌اند. در مطالعه پتروگرافی دو نوع آمفیبول قابل تشخیص است. در نوع اول (آمفیبول ۱)، آمفیبول‌ها به طور بخشی توسط کلریت جایگزین شده و یا توسط آمفیبول‌های نوع دوم احاطه شده‌اند. این نوع از آمفیبول‌ها دارای ادخال‌های از پیروکسن در مرکز خود می‌باشند. نوع دوم آمفیبول‌ها (آمفیبول ۲) به همراه کانی‌های کلریت و فلوگوپیت تشکیل دهنده شیسستوزیته هستند و یا به صورت جانثینی

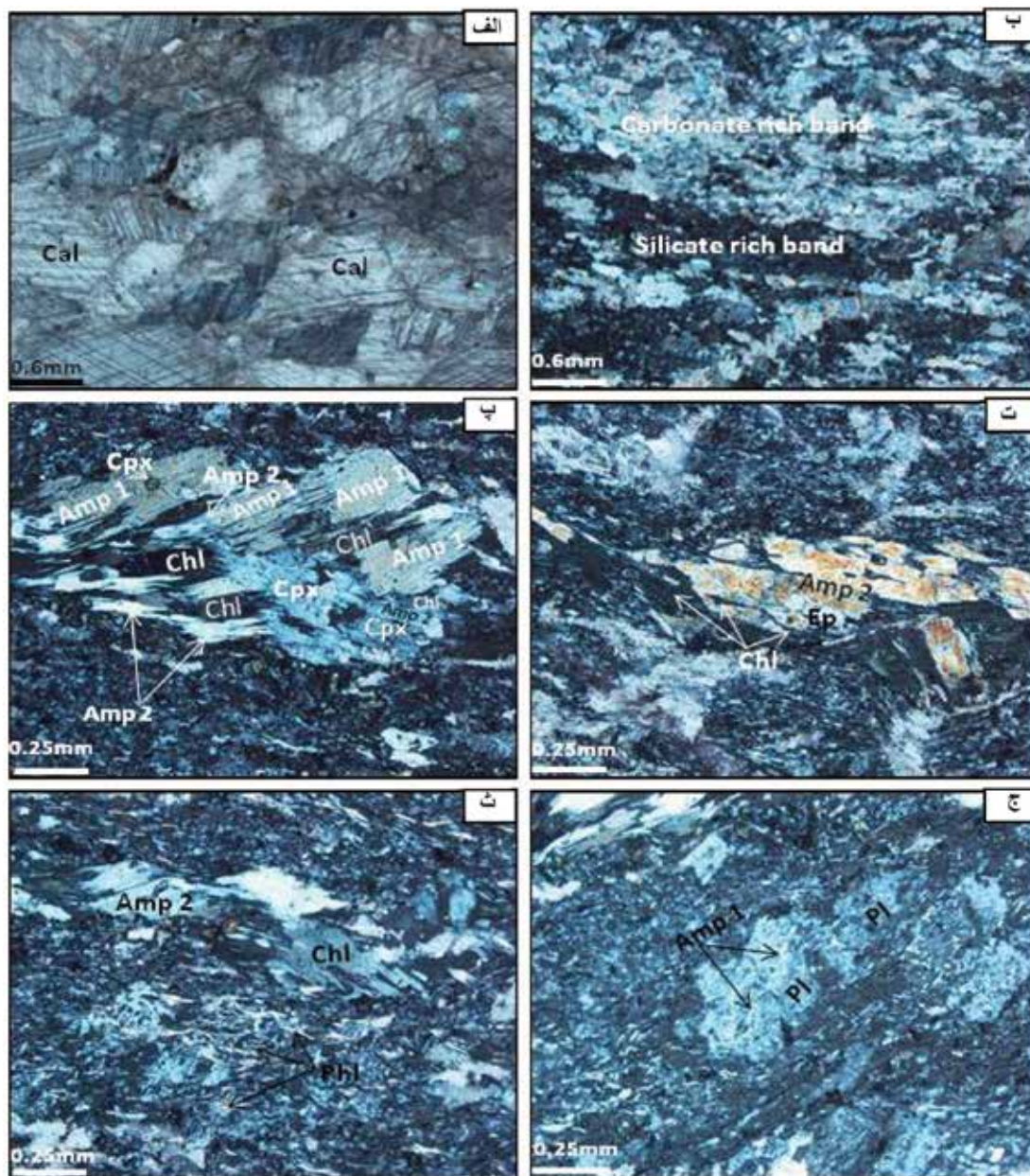


شکل ۳. تصاویر صحرایی الف) مرمرهای ضخیم لایه، ب) مرمرهای نازک لایه در تناوبی با میکا شیسست

جدول ۱. مجموعه کانیایی مرمرهای نی باغی. علامت‌های + و - به ترتیب نشانگر حضور یا نبود کانی می‌باشد. نام‌های اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده‌اند

Mineral Name	Cpx	Ep	Amp	Pl	Cal	Do	Chl	Phl
NS1	-	-	+	+	+	+	+	+
NS2	-	+	+	-	+	-	+	+
NS3	+	+	+	+	+	+	+	+
NS4	-	-	-	-	+	+	-	+
NS5	+	-	+	-	+	+	+	+
NS6	-	-	+	+	+	+	+	+
NS7	-	+	+	+	+	+	+	+
NS8	+	+	+	-	+	+	+	+





شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی الف) مرم خالص با ساختار گرانو بلاستیک، ب) مرم ناخالص با فابریک نماتو لپیدوبلاستیک با باندهای غنی از کانی‌های کربناته و سیلیکاته، پ) تبدیل شدگی پیروکسن از حاشیه به آمفیبول ۲ و کلریت. آمفیبول ۱ به طور بخشی توسط کلریت جایگزین و در حاشیه به آمفیبول ۲ تبدیل شده است. پیروکسن در مرکز آمفیبول ۲ مشاهده می‌شود، ت) تبدیل شدگی اپیدوت به کلریت و آمفیبول ۲، ث) هم‌رشدی کلریت، آمفیبول ۲ و فلوگوپیت، ج) پورفیرو بلاست‌های پلاژیوکلاز با ادخال‌های ریز و فراوان در مرکز و حاشیه باریک فاقد ادخال. نام‌های اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است

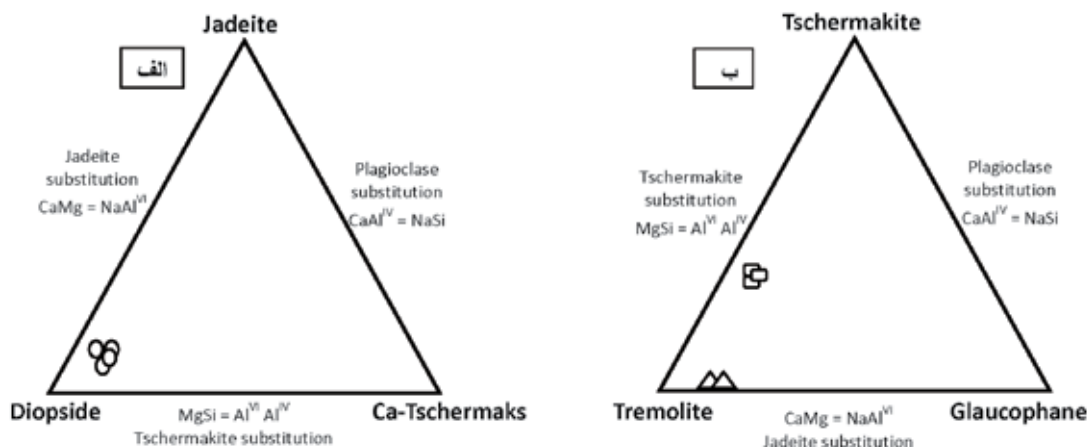
## شیمی کانی‌ها

از عضو نهایی دیوپسید از طریق جانشینی‌های چرماکیتی  $(\text{SiMg}=\text{Al}^{\text{IV}}\text{Al}^{\text{VI}})$ ، ژادئیتی  $(\text{CaMg}=\text{NaAl}^{\text{VI}})$  و هدرنبرژیته  $(\text{Fe}^{2+}=\text{Mg})$  انجام گرفته است (شکل ۵-الف و جدول ۲).  
براساس طبقه‌بندی و نام‌گذاری (Leak et al., 1997) IMA، آمفیبول‌های مورد مطالعه از انواع کلسیک (ترمولیت)

پیروکسن به صورت دانه‌های خرده شده، مشاهده می‌شود که به طور بخشی از حاشیه توسط کلریت و آمفیبول جایگزین شده که نشان می‌دهد در مرحله اول دگرگونی تشکیل شده است. نتایج تجزیه شیمیایی نشان می‌دهد که ترکیب پیروکسن‌ها نزدیک عضو نهایی دیوپسید است. تغییر ترکیب

منطقه‌بندی شیمیایی را نشان می‌دهند که در این حالت مرکز آن‌ها دارای ترکیب ادنیتی و پارگاسیتی و حاشیه آن‌ها از نوع ترمولیتی می‌باشد. در این آمفیبول‌ها تغییر عمده شیمیایی از سمت مرکز به طرف حاشیه از طریق جانشینی فنزیتی  $(Al^{IV}Al^{VI}=SiMg)$  می‌باشد که در طی آن مقدار Al کاهش و مقادیر Mg و Si افزایش می‌یابد (شکل ۵-ب و جدول ۲).

و سدیک-کلسیک (ادنیت-پارگاسیت) هستند. آمفیبول ۱ که به‌طور بخشی به کلریت تبدیل شده و همچنین آمفیبول‌های موجود در مرکز پلاژیوکلازها، دارای ترکیب ادنیتی و پارگاسیتی هستند. آمفیبول‌های نوع دوم (آمفیبول ۲) که همراه با کلریت و فلوگوپیت تشکیل‌دهنده شیستوزیته هستند از نوع ترمولیت می‌باشند. آمفیبول‌ها گاهی نوعی از



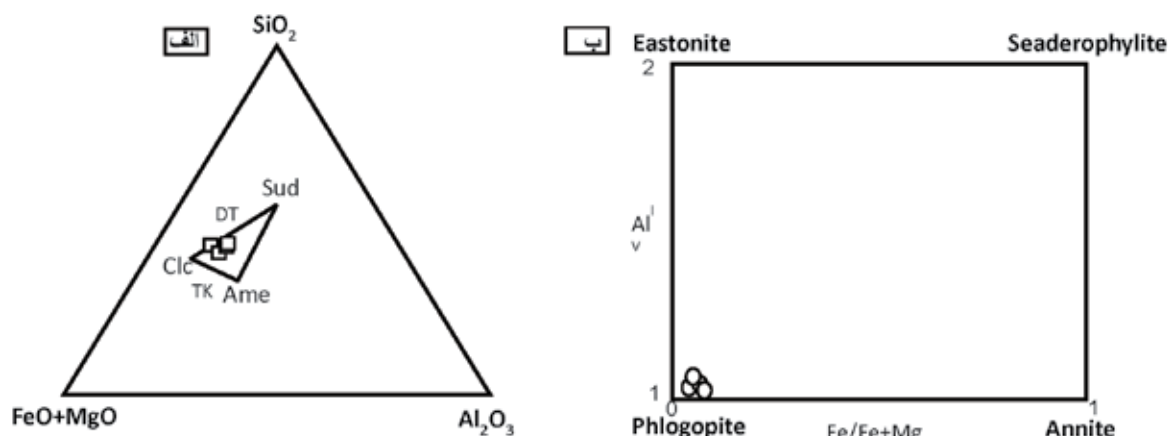
شکل ۵. نمودارهای جانشینی الف) پیروکسن، ب) آمفیبول. مربع توخالی نشانگر ترکیب شیمیایی آمفیبول ۲ و مثلث توخالی نشانگر ترکیب شیمیایی آمفیبول ۱ می‌باشد.  $Diopside=CaMgSi_2O_6$ ;  $Ca-Tschermaks=CaAlAlSiO_6$ ;  $Jadeite=NaAlSi_2O_6$ ;  $Tremolite=Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$ ;  $Glaucophane=Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$ ;  $Tschermakite=Ca_2Mg_3Al^{VI}_2Al^{IV}_2Si_6O_{22}(OH)_2$

جدول ۲. نتایج تجزیه میکروپروب کانی‌های پیروکسن (P) و آمفیبول (Am) مرم‌های نی باغی. Early و Main به ترتیب مراحل اولیه و اصلی دگرگونی هستند. محاسبه و توزیع کاتیون‌ها بر اساس مقاله (Powell and Holland, 1999) انجام گرفته است

Point No.	P1	P2	P3	P4	Am1	Am2	Am3	Am4	Am5	
Metamorphic Stages	Early	Early	Early	Early	Early	Early	Early	Main	Main	
SiO <sub>2</sub>	54.81	55.32	56.12	54.97	51.13	51.36	51.14	58.31	58.01	
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.13	0.16	0.28	0.2	0.12	0.13	0.1	0.15	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.01	2.85	2.64	2.7	8.19	9.11	10.23	0.35	0.32	
FeO	2.18	3.06	2.51	1.79	5.17	3.03	3.96	4.3	4.12	
MgO	13.7	12.72	12.65	13.86	18.12	19.01	17.24	20.17	21.02	
CaO	26.13	25.81	26.05	25.86	12.73	11.56	11.33	13.07	12.85	
Na <sub>2</sub> O	1.02	0.98	1.12	0.94	1.31	1.21	1.08	0.16	0.18	
Total	101.96	100.87	101.25	100.4	96.85	95.56	94.34	96.94	96.65	
Atom Site	O=6				O=23					
Si	1.975	2	2.01	1.988	Si	7.202	7.201	7.26	8.03	8.06
Al <sub>T</sub>	0.025	-	-	0.012	Al <sub>T</sub>	0.798	0.799	0.74	-	-
Ti <sub>M2</sub>	0.006	0.004	0.004	0.008	Ti <sub>M2</sub>	0.021	0.013	0.014	0.01	0.016
Al <sub>M2</sub>	0.103	0.121	0.112	0.103	Al <sub>M2</sub>	0.562	0.707	0.972	0.057	0.052
Fe <sup>2+</sup> <sub>M2</sub>	0.066	0.093	0.075	0.054	Fe <sup>3+</sup> <sub>M2</sub>	-	0.168	-	0.49	-
Mg <sub>M2</sub>	0.736	0.685	0.677	0.747	Fe <sup>2+</sup> <sub>M13</sub>	0.609	0.188	0.47	-	0.479
Ca <sub>M1</sub>	1.009	1	1.002	1.002	Mg <sub>M2</sub>	1.417	1.112	1.014	1.448	1.93
Na <sub>M1</sub>	0.071	0.069	0.078	0.066	Mg <sub>M13</sub>	2.387	2.86	2.634	2.692	2.423
Total	3.991	3.971	3.964	3.98	Ca <sub>M4</sub>	1.921	1.737	1.723	1.93	1.913
					Na <sub>M4</sub>	0.079	0.263	0.085	0.043	0.043
					Na <sub>A</sub>	0.279	0.066	-	-	-
					Total	15.276	15.114	14.913	14.71	14.92

کمی صورت گرفته است (شکل ۶-الف) (جدول ۳).  
فلوگوپیت که همراه با آمفیبول ۲ و کلریت دیده می شود،  
عموماً از عضو نهایی فلوگوپیت تشکیل شده و به مقدار کم  
به دلیل جانشینی  $Fe^{2+}=Mg$  به سمت عضو نهایی آنیت و از  
طریق جانشینی چرماکیتی ( $SiMg=Al^{IV}Al^{VI}$ ) به طرف عضو  
نهایی ایستونیت تغییر یافته اند (شکل ۶-ب و جدول ۳).

کلریت ها غنی از منیزیم می باشند و عمدتاً از عضو نهایی  
کلینوکلر تشکیل شده اند ولی انحراف از این ترکیب آرمانی  
از طریق جانشینی  $Fe^{2+}=Mg$  به سمت دافنیت و از طریق  
جانشینی دی-تری اکتائدری ( $3Mg^{VI}=Al^{VI}Al^{VI}$ ) به سمت  
عضو نهایی سودوئیت می باشد. تغییر ترکیب به سمت آمسیت  
از طریق جانشینی چرماکیتی ( $SiMg=Al^{IV}Al^{VI}$ ) به مقدار



شکل ۶. نمودارهای جانشینی شیمیایی الف) کلریت، ب) فلوگوپیت

(Clc=Clinochlore= $Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$ ; Ame=Amesite= $(Mg,Fe)_4Al_4Si_2O_{10}(OH)_8$ ; Sud=Sudoite= $(Mg,Fe)_2Al_4Si_3O_{10}(OH)_8$ ; Phlogopite =  $KMg_3Si_3AlO_{10}(OH)_2$ ; Annite =  $KFe_3Si_3AlO_{10}(OH)_2$ ; Eastonite= $KMg_2AlSi_2Al_2O_{10}(OH)_2$ ; Seaderophylite =  $KFe_2AlSi_2Al_2O_{10}(OH)_2$ ; TK=Tschermak substitution; DT=Di-trioctahedral substitution

جدول ۳. نتایج تجزیه میکروپروب کانی های فلوگوپیت (Phl) و کلریت (Chl) مرمراهی نی باغی. Main نشانگر مرحله اصلی دگرگونی است. محاسبه و توزیع کاتیون ها بر اساس مقاله (Holland et al., 1998) انجام گرفت

Point No.	Phl1	Phl2	Phl3	Phl4	Chl1	Chl2	Chl3	Chl4	
Metamorphic Stages	Main	Main	Main	Main	Main	Main	Main	Main	
SiO <sub>2</sub>	41.61	42.31	42.53	41.87	31.85	33.41	32.76	33.54	
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.12	0.21	0.1	0.21	0.31	0.12	0.13	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.06	17.85	17.37	17.51	17.12	18.01	17.64	18.61	
FeO	2.39	2.65	3.5	3.65	8.12	8.04	7.51	7.86	
MgO	23.1	22.31	21.81	21.42	28.15	27.09	26.81	25.73	
K <sub>2</sub> O	9.12	9.01	8.93	9	-	-	-	-	
Total	93.44	94.56	94.36	93.56	85.48	86.89	84.87	85.9	
Atom Site	O=11				O=14				
Si	2.935	2.952	2.976	2.96	Si	3.117	3.198	3.203	3.235
Al <sub>T</sub>	1.065	1.048	1.024	1.04	Al <sub>T</sub>	0.883	0.802	0.797	0.765
Ti <sub>M2</sub>	0.006	0.006	0.011	0.005	Ti <sub>M4</sub>	0.021	0.022	0.009	0.009
Al <sub>M2</sub>	0.354	0.42	0.409	0.42	Al <sub>M4</sub>	0.979	0.978	0.991	0.991
Fe <sup>3+</sup> <sub>M2</sub>	0.021	0.019	-	-	Al <sub>M1</sub>	0.113	0.252	0.242	0.36
Fe <sup>2+</sup> <sub>M2</sub>	0.12	0.186	0.205	0.216	Fe <sup>2+</sup> <sub>M1</sub>	0.664	0.644	0.614	0.634
Mg <sub>M2</sub>	1.505	1.375	1.375	1.359	Mg <sub>M23</sub>	4.109	3.868	3.911	3.702
Total	7.75	7.696	7.696	7.711	Total	9.881	9.764	9.771	9.697

اپیدوت هم که به عنوان کانی مرحله اولیه دگرگونی در نظر گرفته می شود، دارای ترکیب شیمیایی نزدیک به عضو نهایی کلینوزویت است که به مقدار کمی با جانشینی  $(Fe^{3+}=Al)$  به سمت عضو نهایی پیسیتاسیت تمایل دارد. بلاستهای پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی شیمیایی هستند که در این حالت مرکز آن ها دارای Na بیشتر و Ca کمتر از حاشیه می باشند (جدول ۴).  
 نتایج تجزیه شیمیایی کلسیت نشان می دهد که در حاشیه (جدول ۵).

جدول ۴. نتایج تجزیه میکروپروب کانی های اپیدوت (Ep) و پلاژیوکلاز (Pl) مرمهای نی باغی. Early و Main به ترتیب نشانگر مراحل اولیه و اصلی دگرگونی هستند. محاسبه و توزیع کاتیون ها بر اساس مقاله (Powell et al., 1998) انجام گرفت

Point No.	Ep1	Ep2	Ep3	Pl1	Pl2	Pl3	Pl4
Metamorphic stage	Early	Early	Early	Early	Early	Main	Main
SiO <sub>2</sub>	42.56	43.12	41.58	64.13	64.82	65.71	65.12
TiO <sub>2</sub>	0.31	0.12	0.24	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.12	30.91	30.01	21.33	21.45	20.76	20.64
FeO	0.03	0.05	0.04	-	-	-	-
CaO	22.01	21.11	22.86	10.13	9.85	12.42	12.55
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	3.14	4.01	1.85	1.77
Total	95.06	95.34	94.75	98.73	100.14	100.74	100.08
Atom site	O=12.5			O=8			
Si	3.274	3.291	3.225	2.852	2.849	2.869	2.864
Ti	0.018	0.007	0.014	-	-	-	-
Al	2.732	2.781	2.744	1.118	1.111	1.069	1.07
Fe <sup>3+</sup>	0.002	0.003	0.003	-	-	-	-
Ca	1.816	1.728	1.902	0.483	0.464	0.581	0.591
Na	-	-	-	0.271	0.342	0.157	0.151
Total	7.841	7.81	7.888	4.724	4.766	4.675	4.677

جدول ۵. نتایج تجزیه میکروپروب کانی های کلسیت (Cal) و دولومیت (Dol) مرمهای نی باغی. Early و Main به ترتیب مراحل اولیه و اصلی دگرگونی هستند. محاسبه و توزیع کاتیون ها بر اساس (Powell et al., 1998) انجام گرفته است

Point No.	Ca1	Ca2	Ca3	Ca4	Dol1	Dol2
Metamorphic stage	Early	Early	Main	Main	Early	Main
FeO	0.1	0.12	0.23	0.22	0.43	0.28
MnO	0.08	0.11	0.31	0.24	0.1	0.1
MgO	0.87	0.76	0.92	1.21	21.51	21.66
CaO	52	51.6	54.3	53.81	30.17	29.96
CO <sub>2</sub>	42.05	43.01	42.31	42.6	45.34	44.76
Total	95.15	97.65	98.11	98.13	97.58	96.79
Fe <sup>2+</sup>	0.003	0.004	0.006	0.006	0.011	0.007
Mn <sup>2+</sup>	0.002	0.003	0.009	0.007	0.003	0.003
Mg	0.045	0.04	0.046	0.06	0.988	0.977
Ca	1.949	1.953	1.939	1.927	0.988	0.993
Total	2	2	2	2	2	2

## بحث

جهت تعیین شرایط فشار-دمای تشکیل مرمرها در مراحل اولیه و اصلی دگرگونی از شواهد فابریکی و کانیایی استفاده شد. شواهد فابریکی و کانیایی نشان دادند که مرمهرهای مجموعه‌ی دگرگونی نی‌باغی دو مرحله دگرگونی را متحمل شده‌اند. مرحله اولیه با حضور کانی‌های تبدیل شده مانند پیروکسن و اپیدوت و همچنین ادخال‌های کلسیت و آمفیبول در مرکز بلاست‌های پلاژیوکلاز مشخص می‌شود، درحالی‌که مرحله اصلی با تشکیل کانی‌های تشکیل دهنده شیبستوزیته مانند فلوگوپیت، کلریت و آمفیبول ۲ مشخص می‌شود.

جهت تعیین پایداری  $P-T-X_{CO_2}$  مجموعه کانیایی هم‌زیست در مراحل اولیه و اصلی دگرگونی از نرم‌افزار ترموکالک (۳/۲۱) استفاده شد (Powell et al., 1998). کاربرد این نرم‌افزار با پیش‌فرض‌های آن در مورد تعیین فعالیت فازهای جامد و فوگاسیته سیالات دگرگونی نشان می‌دهد که مرحله اولیه دگرگونی در شرایط گسترده از  $X_{CO_2}=0.02$  تا  $X_{CO_2}=0.98$  و دمایی از ۵۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و شرایط محدودتر فشاری از ۱۰ تا ۱۲ کیلوبار پایدار است. استفاده از همین شیوه برای مرحله اصلی دگرگونی نیز نشان می‌دهد که این مرحله نیز در شرایط  $X_{CO_2}$  از ۰/۳ تا ۰/۶، دمایی بین ۵۸۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بین ۷-۳ کیلوبار پایدار می‌باشد.

علت اصلی گستردگی متغیرهای ترمودینامیکی حاصل شده از نتایج محاسبات این است که شرایط فشار-دمای تشکیل مرمرها به شدت وابسته به مقدار فوگاسیته سیالات دگرگونی به‌ویژه  $CO_2$  می‌باشد که چگونه مدل‌سازی می‌شود. البته چگونگی در نظر گرفتن فعالیت غیرآرمانی سازنده‌های فازهای جامد نیز هرچند با شدت کمتر در این گستردگی دخالت دارد.

پاول و هلند (Powell and Holland, 1985) هلند و پاول (Holland and Powell, 1990) برای محاسبه فوگاسیته و فعالیت سیالات دگرگونی در نرم‌افزار ترموکالک از رابطه  $RT \ln f_i = a + BT + CT$  استفاده کردند. این پژوهشگران معتقدند که محاسبه فوگاسیته برای سیالات سیستم C-O-H

با استفاده از رابطه  $RT \ln f_i$  نتایج خوبی به دست می‌دهد. این شیوه در مورد سیستم‌های پلیتی و بازیک ممکن است نتایج خوبی داشته باشد اما در مورد مرمرها که نقش سیالات دگرگونی بسیار تاثیرگذارتر است، همچنان که مشاهده شد نتایج خوبی به دست نمی‌دهد. بنابراین لازم است در داده‌های ورودی به نرم‌افزار برای محاسبه فوگاسیته و فعالیت اجزا سازنده سیال دگرگونی حاوی  $H_2O-CO_2$  از مدل‌سازی دیگری استفاده کرد. در اینجا برای محاسبه فوگاسیته سازنده‌های سیال دگرگونی از معادله ردلیک-کوانگ استفاده شد (Kerrick and Jacobs, 1981).

$$\begin{aligned} \ln f_i(V, T) = & \ln \left[ \frac{\bar{V}_{mix}}{\bar{V}_{mix} - b_{mix}} \right] + [b_i(\bar{V}_{mix} - b_{mix})] 2x_i a_i + 2 \\ & \sum_{j=1}^n [x_j a_{ij} / (b_{mix} RT^{1.5})] \ln \left[ \frac{\bar{V}_{mix} + b_{mix} \bar{V}_{mix}}{\bar{V}_{mix}} \right] + [(a_{mix} b_i) / \\ & (b_{mix})^2 RT^{1.5}] \\ & \ln \left[ \left( \frac{\bar{V}_{mix} + b_{mix} \bar{V}_{mix}}{\bar{V}_{mix}} \right) - \left( \frac{b_{mix}}{\bar{V}_{mix} + b_i} \right) \right] - \ln(\bar{V}_{mix} / RT) \\ & + \ln(X_i) \end{aligned}$$

که در این رابطه  $\bar{V}_{mix}$  (حجم مولی اختلاط) در هر فشار و دمایی از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$P = (RT / (\bar{V}_{mix} - b_{mix})) - [a_{mix} / (T^{0.5} (\bar{V}_{mix} + b_{mix}))]$$

در معادله ردلیک-کوانگ؛ ضریب  $b^V$  نشانگر نیروی دافعه است که از جانب مولکول‌های تشکیل دهنده اختلاط سیال اعمال می‌شود که در این مطالعه عبارتند از:  $b_{H_2O}, b_{CO_2}$  مقدار  $b_{mix}$  از طریق معادله  $b_{mix} = \sum_{i=1}^n x_i b_i$  حاصل می‌شود که در این رابطه  $b_i$  و  $x_i$  عبارت‌اند از مقدار  $b$  و کسر مولی سازنده  $i$  و  $b_{mix}$  عبارت است از ضریب  $b$  برای اختلاط سازنده‌های سیال که در این مطالعه  $b_{mix}$  عبارت است از:

$$b_{mix} = X_{H_2O} b_{H_2O} + X_{CO_2} b_{CO_2}$$

در معادله ردلیک-کوانگ،  $a$  نشانگر نیروهای جاذبه است و به صورت نوشته می‌شود.

$$a(T) = a^\circ + a_1(T)$$

در این معادله  $a^\circ$  ثابت وابستگی اجزای سازنده و  $a_1(T)$  وابستگی دمایی  $s$  می‌باشد.  $a_{ij}$  نشانگر تاثیر دو مولکول غیرمشابه در یک اختلاط سیال است و به صورت زیر نوشته می‌شود:  $a_{ij} = \sqrt{a_i^\circ a_j^\circ}$  که در این رابطه  $a_i^\circ$  و  $a_j^\circ$  وابستگی حرارتی اختلاط  $i$  و  $j$  می‌باشد و در این مطالعه عبارتند از:

$$a_{H_2O-CO_2} = \sqrt{a_{H_2O}^\circ a_{CO_2}^\circ} + 1/2 R^2 T^5 / 2K$$

سودوئیت (Sud) با انرژی‌های برهم‌کنش ( $\text{Kjmol}^{-1}$ ) زیر در نظر گرفته شدند (Holland et al., 1998):

$$W_{\text{Sud-Clc}}=18, W_{\text{Sud-Dph}}=14, W_{\text{Sud-Ame}}=20, W_{\text{Clc-Dph}}=2.5, W_{\text{Clc-Ame}}=18, W_{\text{Dph-Ame}}=20.5$$

فعالیت غیر آرمانی و غیرممتقارن برای اعضا نهایی فلوگوپیت (Phl)، آنیت (Ann) و ایستونیت (Eas) با انرژی‌های برهم‌کنش ( $\text{Kjmol}^{-1}$ ) زیر در نظر گرفته شدند (Powell and Holland, 1999):

$$W_{\text{Phl-Ann}}=9, W_{\text{Phl-Eas}}=10, W_{\text{Ann-Eas}}=-1,$$

کلسیت (Cal)، مگنیزیت (Mgs) و سیدریت (Sd) با انرژی‌های برهم‌کنش ( $\text{Kjmol}^{-1}$ ) زیر برای تعیین فعالیت غیرآرمانی و غیرممتقارن فاز کلسیت منظور شد (Holland and Powell, 1998):

$$W_{\text{Cal-Mgs}}=22, W_{\text{Cal-Sd}}=18, W_{\text{Mgs-Sd}}=4$$

عضو نهایی دولومیت (Dol) و انکریت (Ank) با انرژی برهم‌کنش ( $3 \text{Kjmol}^{-1}$ ) برای فعالیت غیرآرمانی دولومیت در نظر گرفته شدند (Holland and Powell, 1998).

برای تعیین فعالیت غیرآرمانی و غیرممتقارن پلاژیوکلاز از انرژی برهم‌کنش  $3 \text{Kjmol}^{-1}$  بین دو عضو نهایی آلبیت (Ab) و انورتیت (An) استفاده شد. (Holland and Powell, 2003) برای اپیدوت سه عضو نهایی اپیدوت (Ep)، کلینوزوئزیت (Czo) و فرواپیدوت (Fep) جهت تعیین اکتیویته غیرآرمانی و غیرممتقارن با انرژی‌های برهم‌کنش ( $\text{Kjmol}^{-1}$ ) به شرح زیر مورد استفاده قرار گرفت (Keskinen, 1987):

$$W_{\text{Cz-Ep}}=0, W_{\text{Cz-Fep}}=15.4, W_{\text{Ep-Fep}}=3$$

با در نظر گرفتن نتایج حاصل شده از تعیین فوگاسیته  $\text{H}_2\text{O}$  و  $\text{CO}_2$  در سیال دگرگونی و همچنین فعالیت غیرآرمانی و غیرممتقارن فازهای جامد و نوشتن آنها مطابق منطق برنامه‌نویسی نرم‌افزار ترمو کالک (۳/۲۱) (Powell et al., 1998; Powell and Holland, 1988) فشار-دما و  $X_{\text{CO}_2}$  برای مرحله اولیه و اصلی دگرگونی انجام گرفت و نشان داد که مرحله اولیه دگرگونی در شرایط ( $P=9.5 \text{Kbar}$ ,  $T=660^\circ\text{C}$ ,  $X_{\text{CO}_2}=0.35$ ) و مرحله اصلی

ثابت تعادل برای اختلاطی از  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\text{Ln}K=11.7+(5953/T)-((2746 \times 10^3)T^2) + (464.6 \times 10^6/T^3)$$

و در نهایت  $a_{\text{mix}}$  نیز از رابطه زیر حاصل می‌شود:

$$a_{\text{mix}} = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n X_j X_i a_{ij}$$

برای اختلاط  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  مقدار  $a_{\text{mix}}$  به شرح زیر به دست می‌آید:

$$a_{\text{mix}}=(X_{\text{H}_2\text{O}})^2 a_{\text{H}_2\text{O}}+(X_{\text{CO}_2})^2 a_{\text{CO}_2}+2X_{\text{H}_2\text{O}} X_{\text{CO}_2} a_{(\text{H}_2\text{O})(\text{CO}_2)}$$

مقادیر  $a_0$  و  $b$  برای محاسبه فوگاسیته  $\text{CO}_2$  و  $\text{H}_2\text{O}$  در سیال از نتایج تحقیقات (Shumiovich and Shmonov, 1975) برای  $\text{CO}_2$  و (Burnham et al., 1969) برای  $\text{H}_2\text{O}$  استفاده شد.

برای دقیق‌تر شدن محاسبه  $P-T-X_{\text{CO}_2}$ ، فعالیت‌های غیرآرمانی و غیرممتقارن فازهای جامد به شرح زیر وارد نرم‌افزار شد.

برای کلینوپیروکسن، فعالیت غیرآرمانی و غیرممتقارن برای مجموعه‌ای از اعضای نهایی دیوپسید (Di)، Ca، چرماک (Cats)، ژادئیت (Jd) و هیدنبرژیت (Hd) با انرژی‌های برهم‌کنش ( $\text{Kjmol}^{-1}$ ) به شرح زیر در نظر گرفته شد (Holland and Powell, 1998):

$$W_{\text{Di-Hd}}=3, W_{\text{Di-Cats}}=7, W_{\text{Di-Jd}}=24, W_{\text{Hd-Cats}}=4, W_{\text{Hd-Jd}}=24, W_{\text{Cats-Jd}}=20$$

برای آمفیبول فعالیت غیرآرمانی و غیرممتقارن برای مجموعه‌ای از اعضای نهایی ترمولیت (Tr)، فرواکتینولیت (Fac)، چرماکیت (Ts)، گلوکوفان (Gln) و پارگاسیت (Pg) با انرژی‌های برهم‌کنش ( $\text{Kjmol}^{-1}$ ) به شرح زیر در نظر گرفته شد (Dale et al., 2000):

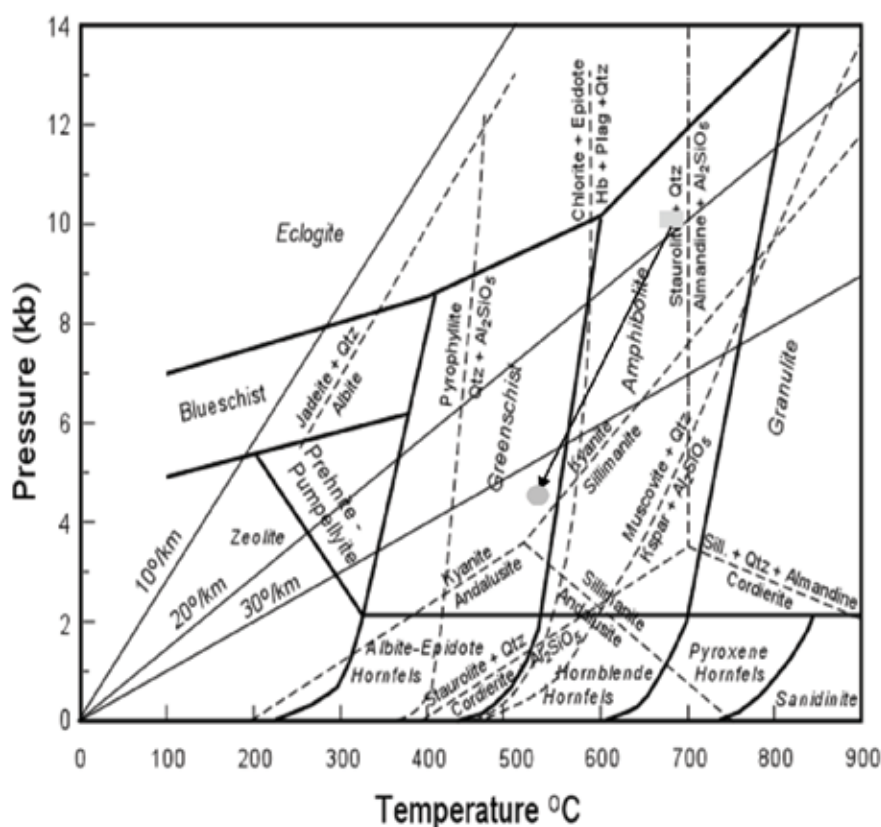
$$W_{\text{Pag-Gln}}=50, W_{\text{Pag-Ts}}=-38, W_{\text{Pag-Fac}}=-1.9, W_{\text{Pag-Tr}}=33, W_{\text{Gln-Ts}}=-25, W_{\text{Gln-Fac}}=39,$$

$$W_{\text{Gln-Tr}}=65, W_{\text{Tr-Fac}}=11.4, W_{\text{Tr-Ts}}=20.8, W_{\text{Fac-Ts}}=15$$

فعالیت غیر آرمانی و غیرممتقارن کلریت برای اعضای نهایی کلینوکلر (Clc)، دافنیت (Dph)، آمسیت (Ame) و

توسط دگرگونی مرحله اصلی با کاهش فشاری در حدود ۵ کیلوبار همراه با کاهش دمایی معادل ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد ادامه می‌یابد (شکل ۷). مسیر فشار-دمای به‌دست‌آمده در جهت عقربه ساعت نشان‌دهنده یک فشار متوسط اولیه از نوع دگرگونی باروین (رخساره آمفیبولیت) است که توسط یک دگرگونی فشار پایین از نوع دگرگونی بوچان (رخساره شیست سبز) دنبال می‌شود. الگوی فشار-دمای به‌دست‌آمده نشانگر تکامل دگرگونی مرم‌ها در یک محیط تکتونیکی برخوردی می‌باشد (شکل ۷).

دگرگونی در شرایط ( $P=4.2\text{Kbar}$ ,  $T=510^{\circ}\text{C}$ ,  $X_{\text{CO}_2}=0.4$ ) پایدار می‌باشند (شکل ۷).  
با در نظر گرفتن اینکه حداکثر فشار ۹/۵ کیلوباری ثبت شده توسط مرم منحصراً مربوط به فشار لیتواستاتیک باشد، می‌توان تخمین زد که مرم‌های مجموعه دگرگونی نی‌باغی به عمقی معادل ۳۶ کیلومتر رسیده است. با توجه به دمای ۶۶۰ درجه سانتی‌گراد برای این مرحله نشانگر یک شیب زمین‌گرمایی متوسط در حدود ۲۰ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر می‌باشد. این همگرایی و ضخیم‌سازی پوسته‌ای



شکل ۷. فشار - دمای محاسبه شده برای مرحله اولیه (مستطیل پرشده) و مرحله اصلی (دایره پر شده) مرم‌های نی‌باغی. بردار نشانگر مسیر تحول فشار - دمای مرم‌های نی‌باغی می‌باشد. نقطه سه گانه Kyanite, Sillimanite, Andalusite از Bohlen et al., 1991، واکنش  $\text{Albite}=\text{Jadeite}+\text{Qtz}$  از Holland, 1980، واکنش‌های  $\text{Pyrophyllite}=\text{Qtz}+\text{Al}_2\text{SiO}_5$  از Pattison, 2001، واکنش‌های  $\text{Sillimanite}+\text{Qtz}+\text{Almandine}=\text{Cordierite}$ ،  $\text{Staurolite}+\text{Qtz}=\text{Cordierite}+\text{Al}_2\text{SiO}_5$  و  $\text{Staurolite}+\text{Qtz}=\text{Almandine}+\text{Al}_2\text{SiO}_5$  از Aranovich and Podolskii, 1983 و واکنش  $\text{Chlorite}+\text{Epidote}=\text{Hb}+\text{Plag}+\text{Qtz}$  از Plyusnina, 1982 اقتباس شده‌اند. Qtz=Quartz, Sill=Sillimanite, Plag=Plagiocalse, Kspar=Kfeldspar, Hb=Hornblende

## نتیجه‌گیری

دگرگونی بوکان (رخساره شیست سبز) دنبال می‌شود. این الگو نشانگر تکامل دگرگونی مرمرها در یک محیط تکتونیکی برخوردار می‌باشد.

## سپاسگزاری

این مقاله بخشی از پایان‌نامه کارشناسی ارشد معصومه سهرابی است که هزینه‌های آن توسط دانشگاه زنجان انجام پذیرفت که به این وسیله از این حمایت قدردانی می‌شود.

## منابع

- بهروزی، ا.، امینی‌آذر، ر.، عزتیان، ف.، امامی، م.، داوری، م. و هادوی، م.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ سراب. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- سهرابی، م.، ۱۳۹۳. مطالعه پتروگرافی و ترمودینامیکی مرمرهای مجموعه‌ی دگرگونی نی باغی واقع در شمال شرق میانه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه زنجان، ۱۱۵
- موذن، م.، پورحاتمی، گ.، حاجی‌علی‌اوغلی، ر. و عمرانی، ه.، ۱۳۹۲. بررسی ماهیت ماگمایی و محیط تکتونیکی تشکیل پروتولیت‌های منطقه سیاه منصور میانه، شمال غرب ایران. مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۸، ۱۱-۲۰
- Amidi, M., 1967. Geological quadrangle map of Myaneh, scale 1/250000, Geological Survey of Iran
- Aranovich, L.Y. and Podelesski, K.K., 1983. The cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium: Experiments and applications. In: Saxena SK(ed) Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions: Springer, New York, 173-198
- Baker, J. and Mattheous, A. 1994. Textural and isotopic development of marble assemblage during the Barrovian-style M2 metamorphic event, Naxos Greece. Contributions to Mineralogy and Petrology, 116, 130-144
- Bohlen, S.R., Montana, A.L. and Kerrick, D.M., 1991. Precise determinations of the equilibria kyanite=sillimanite and kyanite=andalusite

مجموعه دگرگونی نی باغی واقع در شمال شرقی میانه از واحدهای سنگ‌شناسی اسلیتی، فیلتی، میکاشیستی و مرمر تشکیل شده که دارای شیستوزیته غالب شمال شرقی-جنوب غربی می‌باشند. اندازه‌گیری‌های ساختاری انجام شده بر روی واحدهای مختلف سنگی نشان می‌دهد که ساختار اصلی منطقه نی باغی یک چین تاق شکل نامتقارن با یال جنوب شرقی پرشیب و فشرده و یال شمال غربی کم‌شیب تر می‌باشد. مرمرهای ناخالص در بخش مرکزی این مجموعه دارای گسترش زیادی می‌باشند و به سه صورت نازک لایه، ضخیم لایه و توده‌ای رخنمون دارند. شواهد و ارتباطات فابریکی و کانایی موجود در مرمرهای ناخالص نشان‌دهنده دو مرحله دگرگونی ثبت شده می‌باشد. در مرحله اولیه، کانی‌های پیروکسن، اپیدوت، پلاژیوکلاز ۱ و آمفیبول ۱ به همراه کلسیت و دولومیت تشکیل شده‌اند درحالی‌که در مرحله دوم که مرحله اصلی دگرگونی است کانی‌های کلریت، آمفیبول ۲، فلوگوپیت و پلاژیوکلاز ۲ به همراه کلسیت و دولومیت وجود دارند. جهت تعیین شرایط پایداری  $P-T-X_{CO_2}$  مجموعه کانایی هم‌زیست در مراحل اولیه و اصلی دگرگونی فوگاسیته  $CO_2$  و  $H_2O$  از معادله ردلیگ کوانگ و فعالیت‌های غیر آرمانی و غیرمتقارن فازهای جامد از منابع مختلف، در هر یک از مراحل دگرگونی محاسبه شده و مطابق با منطق برنامه‌نویسی نرم‌افزار ترموکالک به آن وارد شد. نتایج محاسبات نشان داد که مرحله اولیه دگرگونی در شرایط  $(P=9.5Kbar, T=660^{\circ}C, X_{CO_2}=0.35)$  و مرحله اصلی دگرگونی در شرایط  $(P=4.2Kbar, T=510^{\circ}C, X_{CO_2}=0.4)$  پدیدار می‌باشند. با توجه به فشار و دمای حاصل شده برای هر یک از مراحل دگرگونی می‌توان حدس زد که مرمرهای مجموعه دگرگونی نی باغی به عمقی معادل ۳۶ کیلومتری رسیده‌اند. این هم‌گرایی و ضخیم‌سازی پوسته‌ای توسط دگرگونی مرحله اصلی با کاهش فشاری در حدود ۵ کیلو بار همراه با کاهش دمایی معادل ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد ادامه می‌یابد. مسیر فشار-دمای به‌دست‌آمده، نشان‌دهنده یک فشار متوسط اولیه از نوع دگرگونی باروین (رخساره آمفیبولیت) است که توسط یک دگرگونی فشار پایین از نوع



and a revised triple point for  $Al_2SiO_5$  polymorphs *American Mineralogist*, 76, 677-680

- Burnham, C.W., Holloway, J.R. and Davis, N.F., 1969. Thermodynamic properties of water to 1000°C and 10000 bars. *Geological Society of America, Special Paper*, 132-96

- Dale, J., Holland, T.J.B. and Powell R., 2000. Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibrations of the thermobarometry of hornblende. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 40, 353-362.

- Franz, G. and Spear, F.S., 1983. High-pressure metamorphism in siliceous dolomites from the central Tauern window. Austria. *American Journal of Science*, 283, 396-413.

- Ferry, J.M., 1983. Mineral reactions and element migration during metamorphism of calcareous sediments from the Vassalboro Formation, south-central Maine. *American Mineralogist*, 68, 334-54.

- Holland, T.J.B., 1980. The reaction albite = jadeite+quartz determined experimentally in the range 600-1200°C. *American Mineralogist*. 65, 129-134.

- Holland T.J.B. and Powell, R., 1990. An internally consistent thermodynamic data set with uncertainties and correlations: the system  $Na_2O-K_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-TiO_2-C-H-O_2$ . *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 89-124.

- Holland, T.J.B. and Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-343.

- Holland, T.J.B. and Powell, R., 2003. Activity-composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 492-501.

- Holland, T.J.B., Baker, J. and Powell, R., 1998. Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . *European Journal of Mineralogy*, 10, 395-406.

- Keskinen, M. and Liou, J.G., 1987. Stability relations of Mn-Fe-Al piemontite. *Journal of Metamorphic Geology*, 5, 495-507.

- Kerrick, D.M. and Jacobs, G.K., 1981. A modified Redlich-Kwong equation for  $H_2O$ ,  $CO_2$  and  $H_2O-CO_2$  mixtures at elevated pressures and temperatures. *American Journal of Science*, 281, 735-767.

- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.M., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schmacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82, 1019-1037.

- Moazzen, M., Ghaderi, M., Downey, W.S. and Omrani, H., 2016. Geochemistry of metapelitic rocks from the Garmichay Area, East Azerbaijan, NW Iran, protolith nature and whole rock control on metamorphic mineral assemblage. *Journal of Geopersia*, 6, 1-18.

- Pattison, D.R.M., 2001. Instability of  $Al_2SiO_5$  triple point assemblage in muscovite+quartz bearing metapelites, with implications. *American Mineralogist*, 86, 1414-1422.

- Plyusnina, L.P., 1982. Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende-bearing assemblage. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 80, 140-146.

- Powell, R. and Holland T.J.B., 1988. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 173-204.
- Powell, R., Holland, T.J.B. and Worley B., 1998. Calculating phase diagrams with THERMOCALC: methods and examples. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 173-204.
- Powell, R. and Holland, T.J.B., 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 1, Methods and worked example. *Journal of Metamorphic Geology*, 3, 327-342.
- Powell, R. and Holland, T.J.B., 1999. Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions: activity modelling of pyroxenes, amphiboles and micas. *American Mineralogist*, 84, 1-14.
- Seaton, N., Whitney, D.L., Teyssier, C. and Heizler, M., 2009. Recrystallization of high-pressure marble (Sivrihisar Turkey), Tectonophysics, 479, 241-253.
- Shmulovich, K.I. and Shmonov, V.M., 1975. Fugacity coefficient for CO<sub>2</sub> from 1.0132 to 10000 bar and 450-1300°K. *Geochemistry International*, 12, 202-205.
- Skippen, G.B. and Trommsdorf, V., 1986. The influence of NaCl and KCl on phase relations in metamorphosed carbonate rocks. *American Journal of Science*, 286, 81-104.
- Trommsdorf, V., 1972. Change in T-X during metamorphism of siliceous dolomitic rocks of the central Alps. *Schweizerische Mineralogisches und Petrographisches Mitteilungen*, 52, 567-71.
- Ye, K. and Hirajima, T., 1996. High-pressure marble at Yangguantun, Rongcheng county, Shandong province, eastern China. *Mineralogy and Petrology*, 5, 151-165.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.



# نشانگرهای آب و هوایی و جغرافیای دیرینه در توالی تریاس بالایی گروه شمشک البرز مرکزی

محمدرضا نائیجی<sup>۱</sup>، ایرج مغفوری مقدم<sup>۲\*</sup>، محبوبه حسینی برزی<sup>۳</sup> و بهمن سلیمانی<sup>۴</sup>

۱. دانشجوی دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۲. دانشیار چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۳. دانشیار زمین‌شناسی-رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی،

تهران، ایران

۴. دکتری زمین‌شناسی ساختمانی، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۷/۱۵

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۱/۰۱

## چکیده

نهشته‌های تریاس پسین گروه شمشک البرز مرکزی در نواحی عمارت در ۳۰ کیلومتری جنوب آمل و در امامزاده هاشم در ۵۰ کیلومتری شمال شرق تهران برای برخی از شاخص‌های آب و هوایی و جغرافیای دیرینه مورد بررسی قرار گرفتند. داده‌ها شامل ۱۰ نقطه‌شماری ماسه‌سنگ‌ها، ۱۳ تجزیه اکسیدهای اصلی، ۸ گونه و جنس فسیل‌های گیاهی و ۴ گونه پالینومورف بودند. داده‌های سنگ‌شناسی و شیمیایی منحصر به نهشته‌های تریاس پسین بودند. حوادث مهم تریاس پسین مانند خشکسالی‌های نورین بالایی و رتین میانی از طریق وجود ژپس‌ها ردیابی شدند. این پژوهش بیان می‌دارد که آشکارا نشانه‌های سنگ‌شناسی در تطابق با حوادث جهانی یاد شده هستند و می‌توانند مبنای خوبی برای کنترل کردن سایر داده‌های سنی از نظر فسیل‌شناسی باشند. همچنین کاوش در جنس و گونه‌های فسیل‌های گیاهی دلالت به این دارد که منطقه مورد مطالعه، تفاوت چندانی از نظر آب و هوایی با مناطق خیلی شمالی‌تر مانند سیبری ندارد. شناسایی پالینومورف‌ها نشان داده که بیشتر آنها از انواع هیگروفیتیک و مزوفیتیک هستند و منشا برخی از آنها شناخته‌تر و متعلق به برخی از سرخس‌ها هستند. داده‌های حاصل از نقطه‌شماری حکایت دارد که منشا رسوبات از خشک تا نیمه‌مرطوب بوده است. بررسی‌های این مطالعه نیز بیانگر ارتباط زمینی منطقه البرز با اورازیا به دلیل حادثه کوهزایی کیمیرین و جوش خوردن خرده قاره کیمیریا با اورازیا با استفاده از شواهد فسیل گیاهی است.

واژه‌های کلیدی: آنالیز مدال، البرز، تریاس پسین، گیاهان اورازیا، هیگروفیتیک.

## مقدمه

در زمان پرمین آغازی صفحه ایران به سوی شمال حرکت کرد و برخورد ایران و اوراسیا در زمان تریاس انتهایی سبب بسته شدن پالتوتتیس شد و کوهزایی ائوکیمیرین اتفاق افتاد (Stampfli and Borel, 2002; Fursich et al., 2009). این حرکت به معنی اتصال اوراسیا و بخشی از گندوانا است (شکل ۱). فسیل‌های گیاهی گروه شمشک به راستی‌آزمایی این اتصال کمک می‌کنند. اشتامپفلی

در زمان پرمین آغازی صفحه ایران به سوی شمال حرکت کرد و برخورد ایران و اوراسیا در زمان تریاس انتهایی سبب بسته شدن پالتوتتیس شد و کوهزایی ائوکیمیرین اتفاق افتاد

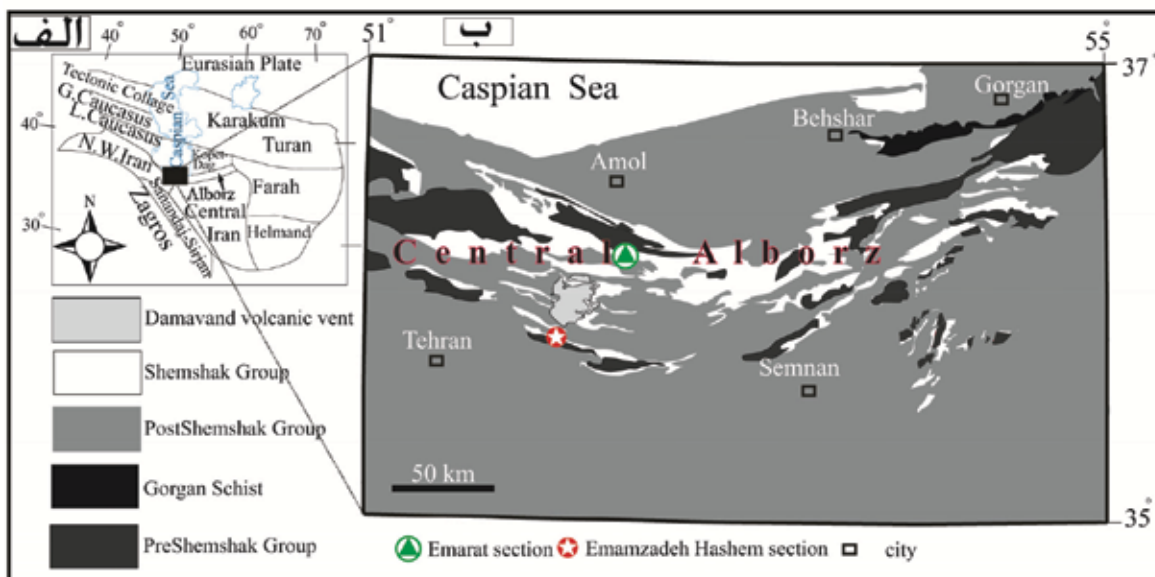
\* نویسنده مرتبط: maghfouri.i@lu.ac.ir

## جایگاه زمین‌شناسی

امروزه البرز میراث‌دار صفحات و سرزمین‌هایی هستند که به هم نزدیک و متصل هستند (شکل ۱). البرز بعد از اینکه با چند سرزمین دیگر که مجموعاً آنها را کیمیریا می‌گویند، از سرزمین‌های شمالی گندوانا در زمان پرمین جدا شد، به سمت نیمکره شمالی حرکت کرد. بین کیمیریا (البرز-ایران مرکزی و سرزمین‌هایی از ایتالیا تا مالزی) و گندوانا (زاگرس و سایر سرزمین‌های جنوبی) نئوتتیس به وجود آمد (Stampfli, 2000; Stampfli and Borel, 2002). البرز قبل از برخورد با اوراسیا در نیمکره شمالی، بین دو قاره گندوانا و اوراسیا در اطراف استوا و در میانه اقیانوس پالئوتتیس سرگردان بوده است (Stampfli, 2000). این کوهستان در زمان پرمین و تریاس سرنوشت مشابهی با خرده-سرزمین‌های آپولیا (ایتالیا)، هلنید-توریدز غربی خارجی، مندرس-تاروس، سنندج-سیرجان، البرز، لوت-ایران مرکزی، افغانستان مرکزی، جنوب تبت و سیوماسو(مالزی) دارد (Stampfli, 2000). به این چند تکه سرزمین که از ایتالیا تا مالزی گسترش داشتند، کیمیریا گفتند. البرز در زمان پرمین از گندوانا جدا شده بود و در زمان تریاس پایانی به جنوب اورازیا برخورد کرد. از آن پس رسوبات تخریبی گروه شمشک نهشته شدند (Stampfli, 2000; Allen et al., 2009; Zanchi et al., 2009; Fürsich et al., 2003). رسوبات از فرسایش رسوبات قبلی به وجود آمدند ولی مقداری رسوبات هم‌زمان رسوب‌گذاری با منشا ولکانیک در دامنه جنوبی البرز، گروه شمشک را تغذیه نموده است که همین نهشته‌ها باعث شدند، برخی از اندیس‌های آب و هوایی بهتر بتوانند شرایط آب و هوایی تریاس را منعکس کنند. بر اساس مشاهدات نویسنندگان، وجود تنه‌ها و یا حتی شاخ و برگ‌های بزرگ سیکادها در منطقه عمارت و البته در سراسر البرز شمالی از تیل‌آباد تا عمارت و سپس در غرب نشان‌دهنده نزدیکی فوق‌العاده آنها به رویشگاه گیاهان است و به همین ترتیب نبود چنین پیکربندی فسیل‌های گیاهی در البرز جنوبی، بیانگر دوری آنها از رویشگاه‌های سرخس‌ها و سیکادها می‌باشد.

(Stampfli and Borel, 2002) به وابستگی گیاهان بلوک افغان و ایران به گندوانا در کریونيفر و خویشاوندی گیاهان این دو بلوک به اوراسیا در تریاس پایانی اشاره کرده است. در تریاس پایانی هوا گرم و گرادیان حرارتی بین استوا و قطب پایین بود و اختلاف حرارتی چندان نبود و البته کلاهی یخی هم نبود (Kustatscher et al., 2018) و طبیعتاً نمی‌بایستی اختلاف پراکندگی جنس‌های گیاهی زیاد باشد. این مطلب در اصل مقاله مورد بررسی قرار خواهد گرفت. در کنار موجودات زنده، عناصر شیمیایی و فراوانی نسبت کانی‌ها نیز به‌نوبه خود نشانگرهای مهم آب و هوایی هستند (Nesbitt and Young, 1982; Suttner and Dutta, 1986). باوجود فسیل‌های گیاهی فراوان در گروه شمشک و همچنین ماسه‌سنگ‌های دربردارنده اطلاعات آب و هوایی، درک آب‌وهوای دیرینه این نهشته‌ها آسان‌تر می‌شود. محتوی و تنوع سنگ‌شناسی گروه شمشک نیز خود می‌تواند به‌عنوان نشانگرهای آب و هوایی عمل کند. تا به حال مولفین در مورد تطابق لایه‌های سنگی گروه شمشک به مانند تبخیری‌ها با تغییرات مهم سطح آب دریای جهانی در تریاس پایانی بحث نکرده‌اند. مولفین، همچنین آهک‌های عمیق‌تر بالای دولومیت‌های سازند الیکا به سن کارنین را گزارش کردند (آقابات، ۱۳۸۸) اما در مورد دلایل احتمالی تشکیل آن بحث نشده است.

در این مطالعه سعی می‌شود تا به این پرسش پاسخ داده شود که عناصر گیاهی نیز دلالت بر اتصال دو قاره اوراسیا و خرده قاره کیمیریا دارند. همچنین در کنار اینها، شواهد سنگ‌شناسی نیز برای آزمودن شرایط آب و هوایی به کمک می‌آیند و سعی می‌شود نشانه‌های خشکسالی در شواهد ثبت شده سنگی پیدا شوند. تعدادی از پالینومورف‌ها نیز از جهت قرابت با گیاهان بحث شده‌اند تا شرایط آب و هوایی آنها نیز استخراج شود. از نظر دیرینه‌شناسان در میان سنگواره‌های ریز، تنها داینوفلاژله‌ها در زمان تریاس ارزش سن‌یابی دارند اما به لحاظ اقلیمی پالینومورف‌ها بسیار ارزشمندترند که در مطالعه پیش رو اندکی بحث شدند. گیاهان گروه شمشک ممکن است اطلاعات آب و هوایی مانند گرم و مرطوب را بدهند ولی به‌طور کامل منعکس‌کننده همه لحظات رسوب‌گذاری این گروه نیستند و لذا از شواهد سنگ‌شناسی در این مطالعه کمک گرفته می‌شود.



شکل ۱. الف) موقعیت صفحات و سرزمین‌های اطراف البرز در حال حاضر (Ruban et al., 2007)، ب) نقشه ساده شده البرز مرکزی با تغییراتی توسط نویسندگان (Huber and Eftekhari-Nezhad, 1978)

## گروه شمشک

همچنین تعداد ۱۰ نمونه از ماسه‌سنگ‌های توالی تریاس پسین گروه شمشک در برش چینه‌شناسی عمارت بر اساس روش گازی-دیکینسون شمارش شدند و در نمودارهای آب و هوایی بکار برده شدند. به‌طور کل نمونه‌های متوسط دانه برای شمارش کم بودند و لذا با رعایت استانداردهای گزی-دیکینسون (Ingersoll et al., 1984) نمونه‌ها به ۱۰ عدد برای توالی تریاس رسیدند. سیزده نمونه از اکسیدهای اصلی توالی تریاس برش‌های چینه‌شناسی امامزاده هاشم و عمارت برای استفاده در نمودارهای آب و هوایی مورد استفاده قرار گرفتند.

## مطالعات پیشین

سازند (گروه) شمشک به تفصیل توسط آقناباتی (۱۳۸۸) و (Fursich et al., 2009) بحث شده است. در این مقاله تنها نمونه‌هایی از کارهای انجام‌شده در زمینه پالینولوژی و پالئوبوتانی و آب و هوای دیرینه از طریق رسوب‌شناسی ارائه می‌شود. مؤلفین زیادی بر روی فسیل‌های گیاهی کار کردند (Göppert, 1862; Zeiller, 1905; Lorenz, 1964; Assereto et al., 1968; Alavi and Barale, 1970; Kimyai, 1975; Fakhr, 1977; Schweitzer and

نام این سازند در سال ۱۹۶۶ توسط آسرتو معرفی شد (Assereto, 1966). سن تریاس پایانی به دو سنگ رخساره پایینی و لیاس و دوگر به دو سنگ رخساره بالایی در مقطع نمونه نسبت داده شده است (Fantini Sestini, 1966; Assereto et al., 1968).

## روش تحقیق

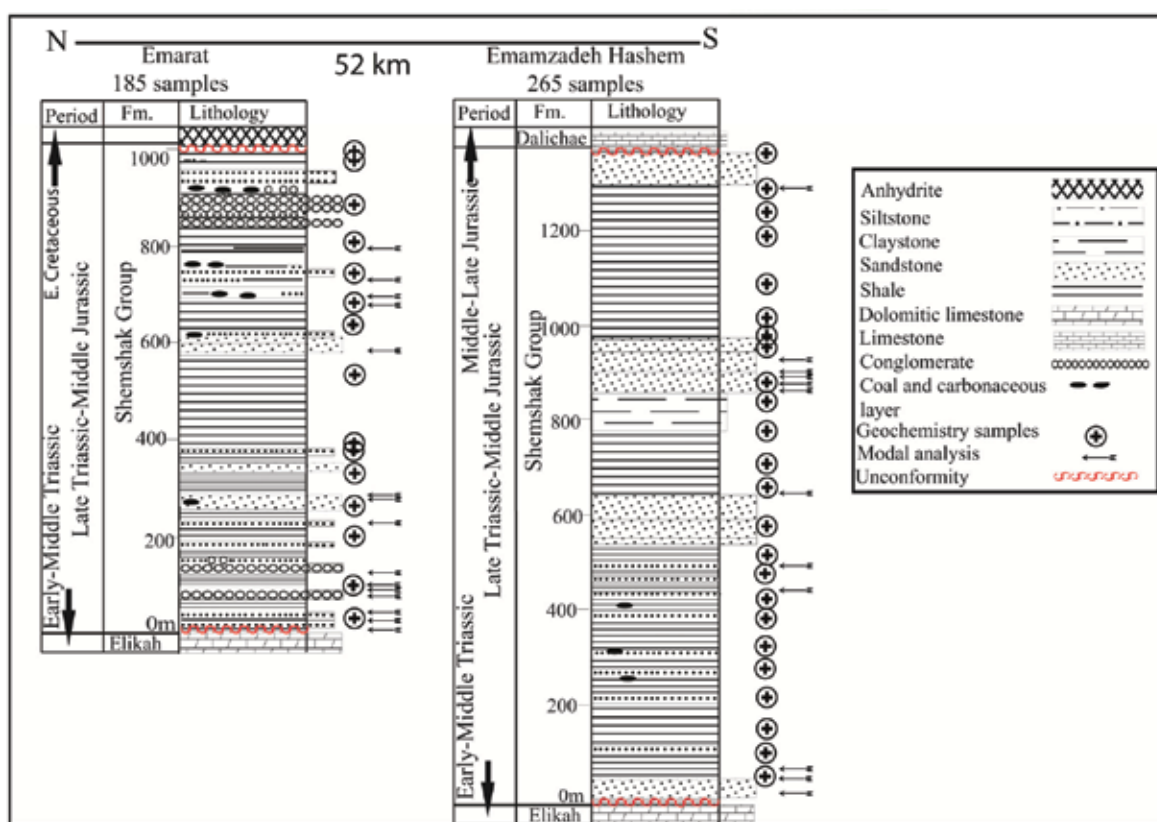
در کنار برداشت چینه‌شناسی برش‌های عمارت (۳۶°۱۰'۶" شمالی و ۵۲° ۲۱' ۲۱/۵۹" طول شرقی) در فاصله ۳۰ کیلومتری جنوب آمل و برش امامزاده هاشم آمل (۳۵° ۴۷' ۱۴/۸۴" شمالی و ۵۲° ۲' ۷/۳۴" طول شرقی) در ۵۰ کیلومتری شمال شرق تهران جهت مطالعات خاستگاهی، صدها نمونه از فسیل‌های گیاهی جمع‌آوری یا عکس‌برداری شده است. البته فسیل گیاهی کمی در برش امامزاده هاشم آمل وجود دارد (شکل ۲).

تعداد ۱۰ نمونه شیلی-مادستونی پس از آماده‌سازی و تهیه مقطع پالینومورف مطالعه شدند و از آنها تعدادی گونه‌های شاخص پالینومورف و یک نمونه سیست داینوفلاژله نیز رصد شد. خرده‌های چوب به‌وفور در مقاطع دیده می‌شدند و سپس پالینومورف‌ها فراوانی داشتند.

Ghasemi-Nejad et al., 2004; Cirilli et al., 2005; Sabbaghyan et al., 2015). مطالعات رسوب‌شناسی نیز گریزی به نوع آب و هوا دارند. علی‌خاصی و همکاران (۱۳۹۰) اطلاعاتی را در مورد خاستگاه تکتونیکی سازند آب حاجی و عزیزاده صوری (۱۳۹۱) هم داده‌هایی را در مورد تعیین روند حوضه رسوب‌گذاری گروه شمشک در زمان رسوب‌گذاری به دست آوردند. مولفین دیگر نیز مطالعاتی را در مورد ژئوشیمی و پتروگرافی گروه شمشک انجام دادند (Moosavirad et al., 2011; Shadan and Hosseini-Barzi, 2013; Hashemi Azizi et al., 2018; Salehi et al., 2018).

Kirchner, 2003; Mirzaei-Ataabadi et al., 2005; Vaez-Javadi and Mirzaei-Ataabadi, 2006; Popa et al., 2012; Vaez-Javadi, 2014; Vaez-Javadi and Allameh, 2015; Vaez-Javadi, 2018; Vaez-Javadi and Abbassi, 2018; Badihagh and Uhl, 2019; Vaez-Javadi and Mirzaei-Ataabadi, 2019).

در مجلات داخلی نیز مطالبی در این راستا چاپ شده است (سعادت‌نژاد، ۱۳۸۸، ۱۳۸۶، ۱۳۸۱؛ واعظ‌جوادی و پرواسیده، ۱۳۹۳؛ مهدی‌زاده و همکاران، ۱۳۹۷). کار مطالعه اسپور و پولن و داینوفلاژله برای گروه شمشک نیز انجام شده است (دبیری، ۱۳۸۰،



شکل ۲. ستون چینه‌شناسی گروه شمشک در برش‌های عمارت و امامزاده هاشم در جنوب آمل

## نشانگرهای آب و هوایی

### ۱- نشانگر سنگ‌شناسی

نورین پایانی (Berra et al., 2010; Haas et al., 2012) و کارنین پایانی (Mazza et al., 2010; Tanner and Lucas, 2007) است. این رخدادها به دنبال دوره‌های مرطوب بودند. بالاترین میزان سطح آب دریا در تریاس مربوط به زمان کارنین است و به بالای ۵۰ متر بالاتر از عهد

یکی از شاخص‌های مهم آب و هوایی در گروه شمشک و ابتدای رسوب‌گذاری آن دیده می‌شود. این شاخصه ژئوپیس و لایه‌های قرمز می‌باشد. چند رخداد گرم و خشک در پایان تریاس وجود دارد که شامل رتین‌آغازی-میانی (Hallam, 1985)،

با این حقیقت که رتین دارای دوره‌های خشکسالی و ترسالی هم بوده است و این کنگلومراها در محدوده سنی رتین قرار دارند، لذا ژئیس‌های همخوان با دوره‌های خشکسالی رتین می‌توانند معادل کنگلومرای با محدوده سنی رتین باشند و در بالای آن فسیل‌های رتین پیدا نشده است. قبل از کنگلومراها، دوره‌های مرطوب با وجود بازمانده‌های گیاهی در شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های عمارت وجود دارند. در بخش بالایی سازند شهمیرزاد در ناحیه طزره، افق‌های مکرر دارای ریشه گیاهان ذکر شده است که ممکن است قابل تطابق با لایه‌های انیدریتی بایجان باشد (جدول ۱ مثال‌های بیشتری را ارائه می‌کند). سازند شهمیرزاد به سن نورین-رتین نسبت داده شده است (Fursich et al., 2009). رتین میانی زمانی است که به نظر حق (Haq, 2018) سطح آب ۵۰ متر پایین‌تر از سطح کنونی دریا بوده است. علاوه بر این سازند شهمیرزاد هنگامی که در زیر سازند آلاشت قرار می‌گیرد، کم‌عمق‌شدگی را تجربه می‌کند و از سیلیت ریز و ماسه‌سنگ متوسط دانه به ماسه‌سنگ‌های درشت‌دانه تغییر می‌یابد.

حاضر می‌رسد و پایین‌ترین سطح آب هم مربوط به زمان رتین میانی است که هر دو در تریاس پسین قرار دارند. سطح آب رتین میانی بیش از ۱۰۰ متر اختلاف سطح با کارنین دارد. یعنی سطح آب رتین میانی منفی ۵۰ متر و بیشتر بوده است (Haq, 2018).

## خشکسالی رتین میانی

در کمی بالاتر از قاعده گروه شمشک در بایجان آمل، لایه‌های ژئیس وجود دارد (آقانباتی، ۱۳۸۸؛ Vahdati Daneshmand, 1982). نبوی (۱۳۵۵) لایه‌های ژئیس که البته چند ده متر بالاتر از قاعده گروه شمشک در بایجان قرار دارد را در سازند طزره جای داده (Repin, 1987) و معتقد است در جایی که این ژئیس‌ها وجود ندارند، کنگلومرا جایگزین می‌شود و سن سازند طزره را بعدها در ستون‌های چینه‌شناسی نورین-ژوراسیک پیشین می‌دانند (Fursich et al., 2009). فسیل‌های گیاهی رتین (در برش عمارت، شکل ۴-ث) در زیر کنگلومرای ابتدای برش عمارت نیز وجود دارند.

جدول ۱. نشانه‌های خشکسالی گروه شمشک در البرز با سن رتین میانی

مرجع	مکان داخل گروه/سازند	نام گروه/سازند	محل	نوع لیتولوژی
(آقانباتی، ۱۳۸۸)	۵۰ متر بالای قاعده گروه	شمشک	بایجان	ژئیس
این مطالعه	از ۱۳۹ متری قاعده	شمشک	عمارت	کنگلومرا
(آقانباتی، ۱۳۸۸)	بخش بالایی	سازند شهمیرزاد	طزره	افق‌های مکرر حاوی ریشه گیاهان

## خشکسالی نورین پایانی

(Haq, 2018). در رسوبات بالای سازند الیکا که به نورین پایانی توسط دبیری (۱۳۸۰) در گلندرود نسبت داده شده، و برحسب ستونی که در گلندرود توصیف کرده است، هیچ دوره خشکسالی مشهود نیست. سنگ‌شناسی این ستون نشان‌دهنده رسوبات مربوط به نواحی عمیق دریا و حاوی آثار جانوران عمیق دریایی است. اما در ستون چینه‌شناسی که دبیری (۱۳۸۰) به نورین میانی نسبت داده شده است، آثاری از شیل قهوه‌ای تیره وجود دارد که ممکن است به خشکسالی نورین میانی یا الونین (Alaunian) مربوط باشد. در گزناسرای نور و حدود ۲۱ کیلومتری غرب برش عمارت، لایه‌های خاک قدیمه و رس قرمز و برش‌های انحلالی در

در دوآب ساری و در بالای سازند الیکا تبخیری‌هایی وجود دارد که لایه‌های داینوفلاژله دار منتسب به نورین پایانی در بالای این تبخیری‌ها وجود دارند (Vahdati Daneshmand, 1982 و دبیری، ۱۳۸۰) که این موضوع می‌تواند نمایانگر یک سن قبل از نورین پایانی برای این تبخیری‌ها باشد. فورسیج و همکاران (Fursich et al., 2009) این ژئیس‌ها را در ذیل و موازات سازند اکراسر با سن کارنین پایانی-نورین بحث کرده‌اند و به نظرشان شباهت به یک واحد جداگانه داشت. احتمالاً این ژئیس‌ها در ارتباط با دوره‌های حداقل کاهش سطح آب دریا در زمان تریاس باشد که آن را در نورین پایانی ذکر کرده‌اند



سید امامی (Seyed-Emami et al., 2009) و قاسمی نژاد و همکاران (Ghasemi-Nejad et al., 2004) لایه‌های آمونیت‌دار را با مطالعه پالینومورف‌ها و آمونیت‌ها به نورین پیشین نسبت دادند، لذا تصور اینکه لایه‌های چرتی قبل از توالی نورین آغازی در راس سازند الیکا متعلق به کارنین پایانی باشد که مولف اخیر نیز با علامت سوال چنین سنی را به محدوده لایه‌های چرتی داده است، کاملاً بجاست. این امر با بالاترین سطح آب دریای تریاس در کارنین پایانی نیز تطابق دارد. مولفین این مطالعه با حرکت در امتداد برش عمارت به سوی غرب در گزناسرای نور در پای صخره "دوره کر بن"، نودول‌ها و دولومیت‌های چرتی را به صورت واریزه پیدا کردند.

### پدیده پرباران کارنین

رخداد پرباران کارنین، شدیدترین رخداد ترسالی تریاس است (Foulger, 2010; Ruffell et al., 2016). این پدیده در قاعده سازند کوراچینه نزدیک مرز حلبچه در داخل خاک ایران و دریک لایه شیلی بین کربنات‌ها قرار دارد (Mazzoli et al., 2018) و با سطح طغیان بیشینه شماره ۶۰ تریاس شارلند (Sharland et al., 2001) همخوانی دارد. بخش آهکی ورسک نیز دارای سن کارنین است (آقانباتی، ۱۳۸۸). همچنین در طاقدیس آیینه ورزان، شه‌میرزاد نیز بخش سومی علاوه بر دو بخش آهک ورمیکوله و دولومیت به آن اضافه می‌شود که هم‌ارز آهک ورسک است (آقانباتی، ۱۳۸۸) که نیاز به بررسی و پیمایش برای شناخت آثار دوره‌های پرباران کارنین دارد (جدول ۲).

### ۲- نشانگر عناصر اصلی و کانی‌ها

به‌طور کلی، در تریاس هوا گرم و در داخل قاره‌ها خشک بوده و دارای کلاک قطبی نبوده است و به خاطر همگرایی قاره‌ها و تشکیل ابرقاره پانگه آ در تریاس، باد و باران موسمی حکمفرما بوده است (e.g., Robinson, 1973; Mutti and Weissert, 1995; Loope et al., 2004; Wang, 2009). نمونه‌هایی که در شکل ۳-الف دیده می‌شود، اغلب متعلق به آب‌وهوای خشک و نیمه‌خشک هستند. این نمونه‌ها متعلق به توالی با سن تریاس پسین گروه شمشک

میان دولومیت‌های پایانی راس سازند الیکا وجود دارد که احتمالاً در ارتباط با خشکسالی‌های یاد شده است.

### احتمالی کارنین البرز

لایه‌های آهکی بالای سازند الیکا که در بعضی نواحی البرز گزارش شده و منسوب به کارنین هستند (جدول ۲). در این جدول با توجه به سنگ‌شناسی و محتوای فسیلی، رسوبات یادشده عمیق‌تر از دولومیت‌های سازند الیکا فرض شده است. گاهی آمونیت‌های قاعده گروه شمشک به کارنین نسبت داده شده است. در جدول ۲، برخی برش‌های حاوی آهک‌های رأسی سازند الیکا آورده شده که البته در همه جا وجود ندارد و سن آنها هم به کارنین نسبت داده شده تا برحسب سن مورد تحلیل قرار گیرند.

از داده‌های جدول ۲ با وجود آمونیت‌ها، هالوبیا و همچنین نودول‌های چرت در برخی از برش‌های یادشده بر می‌آید که عمیق‌ترین رسوبات دریایی تریاس در چند نقطه گزارش شده است. از آنجایی که مرز بین گروه شمشک و سازند الیکا در گلندرود و پالند و بخش شمالی برگه بلده دارای گذر تدریجی است (دبیری، ۱۳۸۰ و آقانباتی، ۱۳۸۸)، می‌توان به قطع بیان کرد که کل توالی تریاس در گلندرود وجود دارد و از جمله این رسوبات، نهشته‌های آشکوب کارنین است. از آنجایی که رسوبات الیکای کلاسیک توسط مولفین به محیط دریایی کم‌عمق نسبت داده شده است (آقانباتی، ۱۳۸۸)، عمیق‌ترین نهشته‌های تریاس باید مربوط به برش‌هایی باشد که مولفین نامبرده شده در جدول ۲، لایه‌های آهک متفاوت را بالای سازند الیکای کلاسیک (دولومیت بخش ۲) گزارش کردند. این لایه‌ها حاوی آمونیت‌هایی با سن کارنین-نورین می‌باشد و همچنین نهشته‌های عمیق می‌توانند در برش‌های باشند که چرت‌ها در راس الیکا گزارش شده‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۸).

عمیق‌ترین فاصله زمانی تریاس با سطح آب بالای ۵۰ متر نسبت به سطح امروزی آب، مربوط به کارنین پسین است و در نورین پایانی حتی این رقم به حدود صفر متر می‌رسد (Haq, 2018). لایه‌های چرتی در آهک‌های بالای سازند الیکا در برش گلندرود هم گزارش شده است. از آنجایی که

جدول ۲. لایه‌های کارنین گزارش شده البرز

نام سازند	لیتولوژی	مکان	مرجع	سن منصوب
الیکا	آهک و رسک		(آقانباتی، ۱۳۸۸)	لادینین پسین-کارنین
الیکا	لایه دولومیت آهکی دارای رگچه و نودول چرت	پل سفید	(آقانباتی، ۱۳۸۸)	
	دولومیت‌های بالایی کوه بی‌بی شهریانو دارای چرت		(آقانباتی، ۱۳۸۸)	
الیکای با سن نورین	سنگ‌آهک ستبر تا توده‌ای خاکستری روشن تا سفید	دماوند	(آقانباتی، ۱۳۸۸)	
الیکا	سنگ‌آهک بالایی متوسط لایه	جاجرم	(آقانباتی، ۱۳۸۸)	سن محتمل شاید کارنین پایانی
الیکا	آهک و دولومیت صخره ساز دارای چرت و میان‌لایه شیلی	شاهرود	(آقانباتی، ۱۳۸۸)	تریاس پسین
الیکا	آهک و رسک یا واحد ۴	فیروزکوه	(آقانباتی، ۱۳۸۸)	لادینین پسین-کارنین
الیکا	سنگ‌آهک خاکستری چرت دار متوسط لایه بخش بالایی الیکا	قائم‌شهر	(آقانباتی، ۱۳۸۸)	معادل ورسک و اسپهک
الیکا	بخش بالایی الیکا	قائم‌شهر روستای چری دی کلا	(آقانباتی، ۱۳۸۸)	تریاس پسین
نامشخص	آهک‌های زرد و قرمز دارای میان‌لایه شیل قرمز سیلتی و آرژیلی قرمز دارای آمونیت کوچک، نوتیلوئید، دوکفه‌ای و براکیوپود	تپه غرب کلاردشت	(Cartier, 1971)	تریاس میانی-بالایی
سازند اکراسر	سیلت و آرژیلیت دارای آمونوئید و هالوبیا	جنوب رامسر	(Bragin et al., 1976)	کارنین و نورین
سازند اکراسر	سیلت و آرژیلیت دارای آمونوئید و هالوبیا	جنوب رامسر	(Repin, 1987)	ترجیحا نورین نه کارنین
بخش زیرین گروه شمشک	آهک تیره و کلی استون آمونیت دار	گلندرود	(Vollmer, 1987)	کارنین و نورین. در حدود همین توالی توسط (Ghasemi-Nejad et al., 2004) به نورین-رتین نسبت داده شده

برش عمارت هستند و نمونه‌های ژوراسیک وجود ندارد. از آنجایی که در توالی تریاس هنوز خرده‌سنگ‌های دگرگونی با درجه بالا ظاهر نشده‌اند، تصور می‌شود که مربوط به بخش‌های بالایی توالی‌های ائوکیمیرین باشند که در زمان تریاس تحت تاثیر آب‌وهوای آن بوده‌اند. در توالی ژوراسیک، نمونه‌های با خرده‌سنگ‌های دگرگونی بالا دیده می‌شوند که می‌تواند متأثر از آب‌وهوای ژوراسیک در طی فرسایش و حمل و نقل باشد که در اینجا ذکر نشده است. جدول ۳ داده‌های مورد استفاده در رسم نمودارها را نشان می‌دهد. نمونه‌های تریاس نیز منحصراً حامل آثار و نشانگرهای آب و هوایی تریاس نیستند، بلکه واجد آثار آب و هوایی قبل از تریاس نیز می‌باشند. اما قطعا آب و هوایی خشک تریاس با باد و باران موسمی در طول فرسایش آنها را تحت تاثیر قرار داده است.

شکل ۳-ب دارای دو محدوده مرطوب و خشک است که نمونه‌ها همگی تقریباً در محدوده خشک افتادند. این امر کمابیش با انگاره دوران خشک تریاس هماهنگی دارد. به نتایج شکل ۳-ب باید با کمی احتیاط برخورد کرد زیرا این نمودار بیشتر با سنگ منشاهای بازیک همخوان است و سازند شمشک این مطالعه دارای منشا اسیدی است. دوره تریاس واجد دوره‌های ترسالی نیز بوده است که در آن گیاهان تشکیل زغال را داده‌اند و از طرفی بستگی به عرض جغرافیایی داشته است (Kustatscher et al., 2018). برای مثال سه محدوده مرطوب (در یک باریکه اطراف استوا) و خشک تا عرض ۳۰ درجه و مرطوب را به سمت شمال و جنوب پیشنهاد داده‌اند (Kent and Olsen, 2000).

با توجه به شکل ۳-ب و پ و مطالب بالا، تناقض آشکاری در این زمینه وجود دارد زیرا به نظر (Stampfli and Borel, 2002) محدوده البرز در زمان نورین انتهایی بالایی محدوده ۳۰ درجه شمالی قرار می‌گیرد. این محدوده بالا هم

شکل ۳-ب دارای دو محدوده مرطوب و خشک است

جدول ۳. داده‌های خام مورد استفاده در رسم نمودارها از توالی تریاس

	Qp	Qt	F	RF
Sample ID	Emamzadeh Hashem section			
MRN 1977	۸۲	۱۴۴	۳	۱۳۴
MRN 1981	۸۳	۱۴۸	۴	۱۳۷
MRN 1984	۸۱	۱۴۰	۱	۱۳۳
MRN 1987	۵۸	۱۲۵	۰	۱۴۶
MRN 1991a	۶۷	۲۱۴	۷	۵۸
MRN 1993	۶۶	۲۱۹	۵	۶۲
mm1998	۵۳	۱۰۲	۱۰	۱۳۹
MRN 2017	۵۳	۱۰۳	۸	۱۴۱
MRN 2030	۴۱	۶۳	۶	۱۹۱
MRN 2034	۳۹	۶۵	۷	۱۹۹

نتایج آنالیز اکسید اصلی

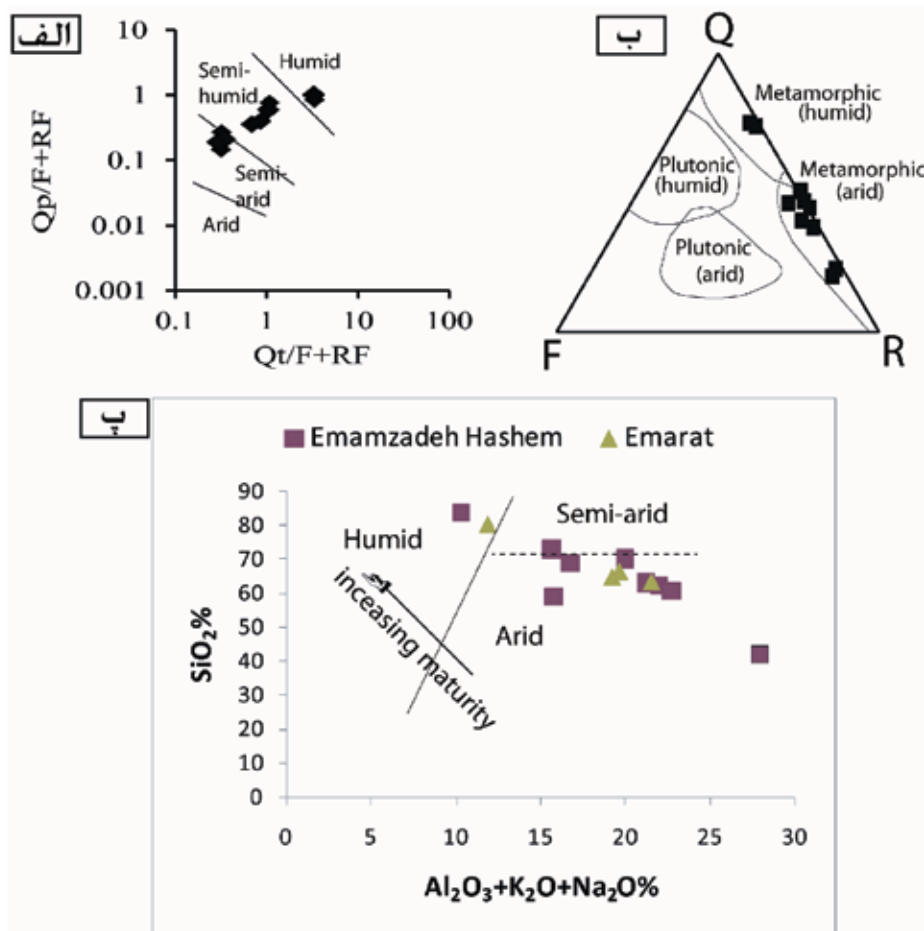
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>
Sample ID	%	%	%	%
Emamzadeh Hashem section				
MRN1334	۲۶٫۹	۰٫۹	۰٫۱	۴۱٫۷
MRN1345	۱۷٫۰	۲٫۵	۰٫۵	۶۹٫۹
MRN1349	۱۷٫۴	۳٫۰	۰٫۸	۶۲٫۷
MRN1355	۱۷٫۳	۳٫۴	۱٫۳	۶۱٫۸
MRN1361	۱۲٫۶	۲٫۲	۰٫۹	۵۸٫۸
MRN1363	۱۸٫۱	۳٫۳	۱٫۲	۶۰٫۳
MRN1368G	۱۲٫۲	۱٫۸	۱٫۶	۷۲٫۵
MRN1374	۷٫۸	۱٫۰	۱٫۵	۸۳٫۲
MRN1380	۱۳٫۴	۲٫۳	۱٫۰	۶۸٫۶
Emarat section				
1G1	۱۸٫۴	۲٫۸	۰٫۳	۶۳٫۱
1G4	۱۰٫۷	۱٫۲	۰٫۰	۸۰٫۳
1G6	۱۶٫۷	۲٫۵	۰٫۴	۶۶٫۲
1G7	۱۵٫۸	۲٫۴	۰٫۹	۶۴٫۵

۳- نشانگر گیاهان

چندین ایالت فسیلی در اورازیا یا ایالت شمالی برای تریاس پایانی معرفی شده است. این ایالت‌ها شامل ایالت لورازیا و گندوانا است و یک کمربندی در شمال گندوانا و در اطراف استوا شامل عربستان و شمال امریکای شمالی که اصلا به مقدار ناچیزی فسیل گیاهی دارد. دو ایالت شمالی و جنوبی عمدتاً به وسیله تئیس و کمربند خشک جدا شده بودند. (Vakhrameev et al., 1970; Dobruskina, 1994; Kustatscher et al., 2018)

به نظر مولفین بالا در قلمرو مکان‌های مرطوب است. شکل ۳-الف نشان‌دهنده هوای نیمه‌مرطوب است که مولفه‌های خشک نیز وجود دارند.

نمودار ۳-الف ممکن است بیانی بهتر از آب‌وهوای تریاس باشد که دارای نوسانات فراوان است. چنانچه مقدار اندیس شیمیایی دگرسانی (Nesbitt and Young, 1982) را برای داده‌های محدوده تریاس در دو برش امامزاده هاشم و عمارت محاسبه کنیم، در محدوده هوازدگی متوسط می‌افتد (میانگین ۸۱ برای عمارت و ۷۳ برای امامزاده هاشم). هوازدگی متوسط نیز با آب‌وهوای خشک همخوانی ندارد. میانگین کمتر اندیس شیمیایی دگرسانی در توالی تریاس پسین امامزاده هاشم، احتمالاً به خاطر ورود مواد ولکانیک هم‌زمان با رسوب‌گذاری در برش البرز جنوبی (برش امامزاده هاشم) است که فرصت هوازدگی قبل از رسوب‌گذاری را نداشته‌اند. در واقع چنین نمونه‌هایی بیانگر نزدیکی بیشتری با آب‌وهوای تریاس هستند و نمونه‌های دوباره حمل شده به‌نوعی دارای نشانگر آب و هوایی پیش از تریاس نیز هستند. تفسیر آب‌وهوای تریاس تنها با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی و یا نقطه شماری دارای عوامل تهدیدکننده زیادی است. زیرا این رسوبات دوباره حمل شده، در یک یا چند مرحله قبلاً هوازدگی را در حوضه منشأ پشت‌سر گذاشته‌اند. هر دو شکل ۳-الف و پ در ابتدا (Suttner and Dutta, 1986) برای رسوبات چرخه اول به‌کاربرده شده‌اند. این در حالی است که برای رسوبات چرخه دوم می‌بایستی به مچوریتی بالاتر می‌رفتند. به نظر می‌رسد همه این نمونه‌ها در صورتی که چرخه اول بودند یک مقدار به سمت کاهش مچوریتی یا آب‌وهوای خشک می‌رفتند و بنابراین با آب‌وهوای تریاس نزدیک‌تر بودند. بهترین گزینه برای بررسی آب‌وهوای تریاس از نظر سنگ‌شناسی همانا جستجو برای پیدا کردن ماسه‌سنگ‌های چرخه اول در نقطه‌ای در ایران است. از طرفی نمونه‌برداری لایه‌به‌لایه و پیدا کردن نمونه‌های دانه‌متوسط و دارای جورشدگی متوسط ماسه‌سنگی کمک زیادی به درک نوسانات آب و هوایی می‌کند که در این مطالعه با توجه به کمبود لایه‌های ماسه‌سنگی دانه‌متوسط و همچنین چرخه‌مجدد بودن به‌اندازه کافی میسر نشده است.



شکل ۳. الف) وضعیت آب و هوایی با استفاده از شمارش کانی‌ها (Suttner and Dutta, 1986)، ب) نمودار QFR جهت شناسایی مستقیم وضعیت آب و هوای رسوبات چرخه اول (Suttner et al., 1981)، پ) استفاده از اکسیدهای اصلی جهت ردیابی آب و هوا (Suttner and Dutta, 1986)

نورین امریکای شمالی (Ash, 1969)، رتین اروپا و گرینلند، نورین-رتین آسیا (به جز چین و شرق آسیا)، کارنین و رتین چین و شرق آسیا یافت شده است (Kustatscher et al., 2018). این جنس در نیمکره جنوبی و تریاس پسین استرالیا یافت نشده است. در کارنین (تریاس بالایی) البرز در شمال خط معتدله بوده است (Stampfli, 2000). البرز در تریاس پایانی مطابق نقشه‌های گولونکا و همکاران (Golonka et al., 2018) در حدود ۳۳ درجه شمالی قرار داشته است. کلا سطح آب دریا، در تریاس نسبت به پالئوزوئیک پایین بوده است (Kustatscher et al., 2018). در این زمان، تبخیری‌ها در نیمکره شمالی، به صورت لایه‌ای کمتر دیده شده است ولی لایه‌های قرمز ممکن است پیدا شوند. به چند ستون چینه‌شناسی تریاس پایانی گولونکا و همکاران مراجعه

در سطور بعدی به وابستگی تعدادی از فسیل‌های گیاهی گروه شمشک برش عمارت به ایالت‌های فسیلی و جغرافیایی دنیا می‌پردازیم. در این جستجو اصل بر جنس است و پیدایش گونه بررسی نشده است.

Class: Pteridopsida Ritgen, 1828 (Syn. Filicopsida, Pfefferkorn 1976)

Order: Polypodiales Tryon and Tryon, 1982 (Syn. Filicales)

Family Osmundaceae Berchtold and Presl, 1820

Genus: Todites Seward, 1900

Todites williamsonii Brongniart, 1828

Age: Raetian-Lowermost Middle Jurassic

این گونه (شکل ۴-الف) منحصرًا مربوط به ایالت‌های شمالی یا اورازیک (Eurasic) است و در نیمکره شمالی یافت می‌شود. در حال حاضر این گونه از مجموعه‌های گیاهی

این گونه (شکل ۴-ت) در ژوراسیک جنوب شرق سبیری ۹ گونه دارد (Lebedev, 1965). جنس *Coniopteris* sp. تنها با یک گونه در نیوزلند دیده شده که قبلا هیچ گونه‌ای از آن در تریاس نیوزلند نبوده است و در آن زمان نیوزلند جزو گندوانا بوده است

Class: Cycadopsida  
Order: Cycadales Coulter & Chamberlain, 1910  
Family Dicksoniaceae Bower, 1908  
Genus: Anthrophyopsis Nathorst, 1878  
Anthrophyopsis crassinervis Nathorst, 1878  
Age: Rhaetian

شباهت‌های فلوریستیک و اتصال البرز با کرمان و ایران مرکزی از طریق این فسیل (۴-ث) نیز محرز می‌شود. مجموعه‌های فسیل‌های گیاهی دیگری نیز بیانگر این امر هستند (واعظ جوادى و پرواسیده، ۱۳۹۳).

Order: Cycadales Coulter & Chamberlain, 1910  
Family: Cycadeoidaceae  
Genus: Nilssonia Brongniart, 1825  
Nilssonia feriziensis Fakhr, 1977  
Age: Middle Jurassic (uppermost Early-Middle Jurassic)

این جنس (شکل ۵-الف) در کارنین و نورین امریکای شمالی، کارنین اروپا، رتین اروپا و گرینلند، نورین و رتین آسیا (به جز چین و شرق آسیا) و کارنین، نورین، ریسین چین و شرق آسیا وجود دارد. نیلسونیا در زیرایالت جنوب شرق آسیا از مجموعه گیاهی (*Dictyophyllum-Clathropteris*) مربوط به شرایط آب و هوایی حاره و نیم‌حاره جای دارد (Kustatscher et al., 2018). این جنس در تریاس، ژوراسیک، کرتاسه شرق آسیا، استرالیا، امریکای شمالی و جنوبی و اروپا پیدا شده است (Pott, 2007). در ایران نیز بارها گزارش شده است (Vaez-Javadi, 2014; Vaez-Javadi and Abbasi, 2018). سن این فسیل به بالاترین بخش‌های ژوراسیک آغازی تا ژوراسیک میانی نسبت داده شده است (Vaez-Javadi and Allahmeh, 2015).

Class: Ginkgoopsida Engler, 1892  
Order: Czekanowskiales Pant 1957  
Family: Czekanowskiaceae Samylina, 1970  
Genus: Czekanowskia (Heer, 1876) Harris and Miller 1974  
Czekanowskia sp.  
Age: Early-Middle Jurassic

شود (Golonka et al., 2018).

با توجه به اینکه از زمان پیدایش این فسیل (*Todites* sp.) در پرمین، قبلا پانگه یا قاره یکپارچه از کازیموین (Kasimovian) کربونیفر وجود داشته است و تا پایان تریاس که موضوع بحث است، نیز پانگه وجود داشته و ارتباطات زمینی بین قاره‌ها و از جمله نیمکره جنوبی (استرالیا) از آن زمان تا تریاس پایانی برقرار بوده (Golonka et al., 2018)، بایستی عدم پیدایش این جنس را در استرالیا به مسائل دیگر اکولوژیکی نسبت داد.

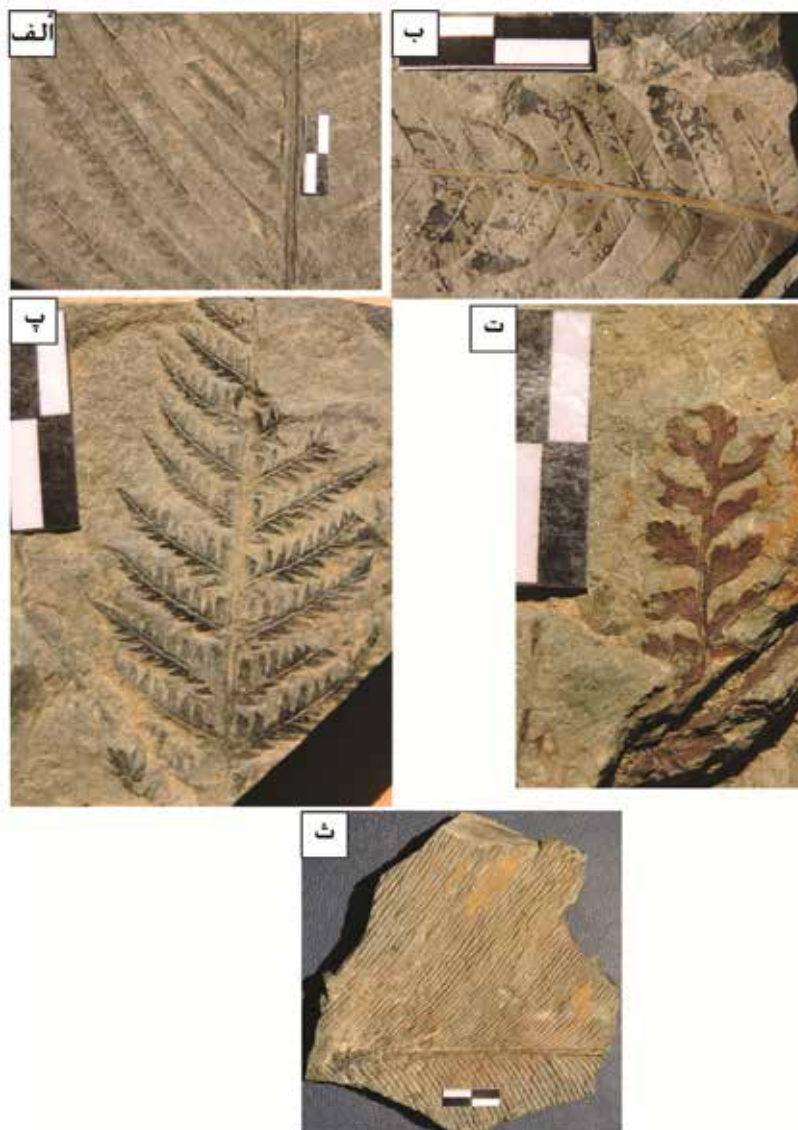
Genus: Cladophlebis Brongniart, 1849  
Cladophlebis nebbensis (Brongniart, 1828) Nathorst, 1876  
Age: Norian-Rhaetian

این گونه (شکل ۴-ب) هم در مجموعه‌های گیاهی نورین امریکای شمالی، کارنین و نورین اروپا، رتین اروپا و گرینلند، کارنین شرقی‌ترین نقاط اروپا و آسیا (به جز چین و شرق آسیا)، نورین و رتین آسیا (به جز چین و شرق آسیا) و کارنین، نورین و رتین چین و شرق آسیا یافت می‌شوند (Kustatscher et al., 2018). جنس *Cladophlebis* sp. در ژوراسیک استرالیا هم گزارش شده است (McLoughlin et al., 2015). گونه هولوتایپ آن در موزه تاریخ طبیعی لندن نگهداری می‌شود.

Family Schizaeaceae Berchtold and Presl, 1820  
Genus: Klukia Raciborski, 1890  
Klukia exilis (Phillips 1829) Raciborski, 1890 emend. Harris, 1961  
Age: Middle Jurassic

راسته Filicales در نیمکره جنوبی در کویزلند هم وجود دارد (Walkom, 1917, Klukia exilis). یک نوع سرخس (شکل ۴-پ) با اندام‌های زایشی زیبا و خوب حفظ شده در البرز شمالی (در آهن سر و عمارت) است (Popa et al., 2012). سن دوگر به این گونه نسبت داده است.

Class: Leptosporangiopsida  
Order: Gleicheniales Jud, 2011  
Family Dicksoniaceae Bower, 1908  
Genus: Coniopteris Brongniart. in d'Orbigny, 1849  
Coniopteris hymenophylloides (Brongniart, 1829) Seward 1900  
Age: Aalenian-Bajocian



شکل ۴. الف) *Todites williamsonii*، ب) *Cladophlebis nebbensis*، پ) *Klukia exilis*، ت) *Coniopteris hymenophylloides*، ث) *Anthrophyopsis crassinervis*

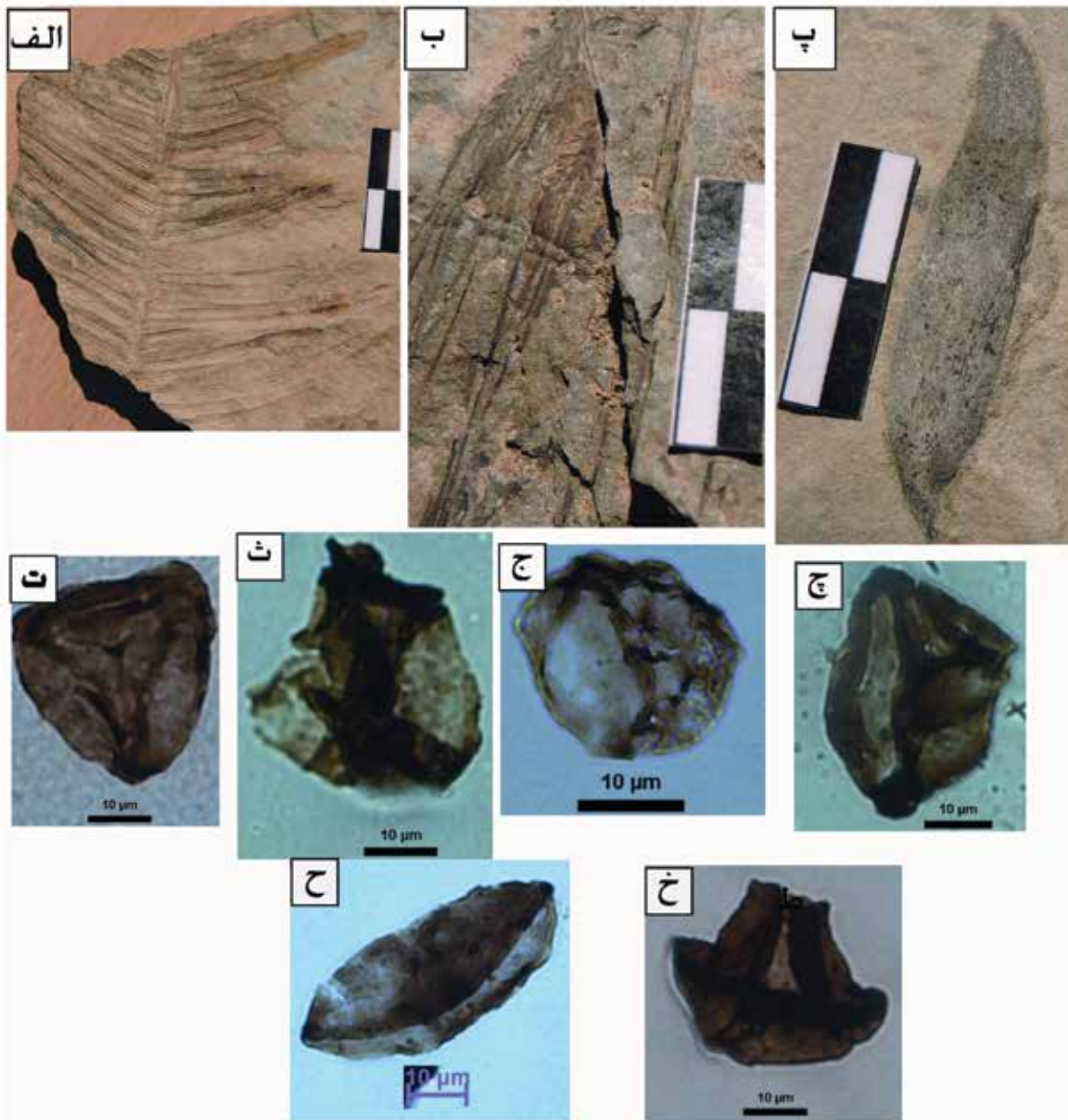
یودوزامیت (شکل ۵ پ) نیز در مجموع‌های گیاهی اورازیا و مناطق شمالی و ایران یافت شده است (Kustatscher et al., 2018, Vaez-Javadi and Mirzaie-Ataabadi, 2019).

نمونه اسپور *Concavisporites sp.* (شکل ۵ ت، چ):

مربوط به سرخس‌ها هستند. از زیرمجموعه Pterophyta *Incertae Sedis* و مربوط به آب‌وهوای گرم می‌باشند (El-Noamni, 2018). جد این فسیل با تردیدهایی همراه است، همان‌گونه که دیده می‌شود. این اسپورها از شاخه پتروفیتا و همه از سرخس‌ها می‌باشند. سن

جنس یاد شده (شکل ۵-ب) در مجموعه‌های گیاهی ایالت‌های یاد شده گونه قبلی یافت می‌شود. این جنس در عرض‌های جغرافیایی بالاتر فراوان تر است. اما نکته اینجاست که عرض‌های بالای تریاس نیز گرم بوده است و زمین فاقد کلاهک یخی قطبی بوده است (Kustatscher et al., 2018).

Class: Pinopsida Burnett 1833 (Syn. Coniferopsida)  
Order: Pinales Dumortier, 1829 (Syn. Coniferales)  
Family: Podocarpaceae Endlicher 1847  
Genus: Podozamites Braun 1843  
*Podozamites lanceolatus* (Lindley & Hutton, 1836) Braun, 1843  
Age: Rhaetian-Middle Jurassic



شکل ۵. الف) *Nilssonia ferziensis*, ب) *Czekanowskia* sp., پ) *Podozamites lanceolatus*, ت) *Concavisporites* sp., ث) *Dictyophyllidites* sp., ج) *Calamospora* sp., چ) *Concavisporites* sp., ح) *Cycadopites* sp., خ) *Dictyophyllidites* sp.

آسیا)، نورین-رتین آسیا (به جز چین و شرق آسیا) و تریاس پایانی چین و شرق آسیا یافت می‌شود (Kustatscher et al., 2018). تیپ اکولوژیکی آن هیگروفیتیک است (EL-Noamni, 2018). هم از امامزاده هاشم و هم از عمارت گزارش شده است. تاکسون *Dictyophyllidites* به گیاهان از طریق *Dicksoniaceae*, *Cyatheaceae*, *Dipteridaceae*, *Matoniaceae* ارتباط پیدا می‌کند (Abbnik et al., 2004; Schrank, 2011).

*Concavisporites kiseri* از نورین تا لیاس است (Arjang, 1975). تیپ اکولوژیکی آن *Hygrophytic* است. یعنی نیاز به رطوبت فراوان دارد. هم از امامزاده هاشم (شکل ۵-ت) و هم از عمارت (۵-چ) گزارش شده است.

نمونه اسپور *Dictyophyllidites* sp. (۵-ث، خ):

فراوانی آن در ارتباط با پدیده پرباران کارنین (کارنین میانی) است. در نورین امریکای شمالی و کارنین اروپا، کارنین شرق اروپای شرقی و آسیا (به جز چین و شرق

آب‌وهوای فواصل نزدیک و دور از روبشگاه را هم نشان می‌دهند. شاید در این مطالعه، پیدایش یک فسیل گیاهی در سراسر نیمکره شمالی گیج‌کننده به نظر بیاید. اما در حقیقت این تناقض ظاهری با آب‌وهوای گرم و بدون گرادیان حرارتی تریاس همخوان است. هنوز جای آن دارد که پالینومورف‌ها از طریق والد خود برای مصارف آب و هوایی استفاده شوند. اما اکنون بیشتر برای تعیین سن مورد توجه واقع بوده‌اند و نوشته کمی در این زمینه وجود دارد. گیاهان دوره تریاس پسین و همچنین پالینومورف‌ها نشان‌دهنده آب‌وهوای مرطوب هستند. اما علائم سنگ‌شناسی بیانگر هم‌دوره‌های خشکسالی و هم‌دوره‌های ترسالی هستند. این نکته می‌رساند که محتوی لیتولوژیکی برخلاف پالینومورف‌ها و گیاهان نشان‌دهنده تمام لحظات تریاس بالایی گروه شمشک هستند. چنانچه هدف درک کل توالی تریاس پسین باشد، باید به نشانگرهای ژئوشیمی اهمیت داد. همچنین روش آنالیز پتروگرافی نیز، تنها استفاده از ماسه متوسط‌دانه بوده است. دانه‌ریزها که اغلب از طریق ژئوشیمی مطالعه می‌شوند، بیشتر بیانگر میانگین شرایط آب و هوایی در دوردست زمانی-مکانی هستند و الزاماً بیانگر آب‌وهوای تریاس نیستند.

همان‌طوری که دیده شده، جنس‌های بررسی‌شده فسیل گیاهی، در سراسر اورازیا یافت می‌شوند و بیانگر این امر هستند که تمام این نقاط می‌توانستند ارتباطات زمینی داشته باشند. عدم وجود این گیاهان در ایالت‌های جنوبی مانند استرالیا، بیانگر فاصله فراوان سرزمین‌ها از یکدیگر است. از طرفی برخی نقاط مانند عربستان در تریاس پایانی از نظر فلور فقیر هستند که نمی‌توان تنها از این شاهد به جدایش عربستان از کیمیریا یا اوراسیا استناد کرد، ولی شواهد دیگر زمین‌شناسی موید جدایش است. این گیاهان متعلق به آب‌وهوای نیمه‌گرمسیری بودند.

### نتیجه‌گیری

وجود لایه‌های ژئوپیس‌دار در چندین ده متر بالاتر از قاعده گروه شمشک همخوانی زیادی با دوره‌های خشکسالی منتشرشده تریاس در جهان در رتین میانی دارد و به‌وضوح

### نمونه اسپور *Calamospora* sp. (شکل ۵-ج):

بیشترین تنوع را به خاطر رخداد پرباران کارنین دارد. در کارنین اروپا وجود دارد (Kustatscher et al., 2018). هم از امام‌زاده هاشم و هم از عمارت گزارش شده است. این اسپور متعلق به جنس *Equisetites* sp. است (Gotz et al., 2011).

### نمونه اسپور *Cycadopites* sp. (شکل ۵-ح)

این میوسپور مزوفیتیک است یعنی نه به خشک و نه به مرطوب عادت دارد (Abbnik et al., 2004; Ruckwied, 2008; El-Noamni, 2018). نمونه فقط از برش امام‌زاده هاشم به‌دست‌آمده است. نمونه به‌احتمال زیاد به پولن‌های *Ginkgoales* مرتبط است و در مناطق با شرایط رطوبتی خیلی خوب سازگار است و در پایین دست و جلگه دیده می‌شود (Gotz et al., 2011).

بررسی انواع میکروفسیل‌های گیاهی در برش خوش بیلاق مشخص کرده است که آب‌وهوای زمان تشکیل گروه شمشک گرم و مرطوب بوده است (سجادی و حکیمی تهرانی، ۱۳۸۸). اما به نظر می‌رسد تنها زمان رویش گیاهان گروه شمشک آب‌وهوا، گرم و مرطوب بوده است. وجود ژئوپیس‌های گروه شمشک موید وجود زمان‌های گرم و خشک نیز بوده است.

### بحث

استفاده از نمودارهای پتروگرافی برای فهم تغییرات آب و هوایی می‌تواند به‌خوبی کاربردی باشد، مشروط به آنکه رسوبات چرخه اول باشند و همچنین نمونه‌برداری نزدیک به هم و لایه‌به‌لایه باشد. چنانچه نمودار از داده‌های چرخه دوم استفاده کرده باشد، داده‌ها به سمت آب‌وهوای مرطوب کوچ می‌کنند. برای مثال در همین پژوهش مشخص شده است که برش امام‌زاده هاشم به آب‌وهوای تریاس نزدیکتر بوده است، زیرا دارای تغذیه رسوبی هم‌زمان با رسوب‌گذاری از نوع آتشفشانی بوده است. هر نمونه تنها آب‌وهوا منشأ یک لایه بخصوص را نشان می‌دهد.

فسیل‌های گیاهی به‌خوبی تعیین‌کننده آب‌وهوای روبشگاه خود هستند، اما ماسه‌سنگ‌ها و یا شیل‌ها،



رتین میانی و نورین پایانی) تا نیمه مرطوب-مرطوب بوده است. از آنجایی که رسوبات گروه شمشک بیشتر از منشا چرخه مجدد بوده است، بخشی از این نوسانات نمودارها به خاطر سرنوشت رسوبات مادر است اما برش امامزاده هاشم نماینده بهتری از آب و هوای تریاس پایانی است. در پایان می توان ادعان کرد در جایی که سایر شواهد مانند گیاهان و جانوران فسیل نباشند، شواهد لیتواستراتیگرافی یا سنگ شناسی ماسه سنگ ها می توانند حامل پیام های مهم آب و هوایی باشند.

### سپاسگزاری

انجام این مطالعه مدیون کمک ها و مشاوره ارزشمند علمی آقایان دکتر محمدحسین آدابی، جواد سعادت نژاد و حسین صباغیان است. همچنین از آقای امیرغلامی در آماده سازی نمونه های پالینومورف سپاسگزاری می شود. از سازمان امور دانشجویان جهت حمایت از این پایان نامه سپاسگزاری می شود. از داوران گرامی و بخش فنی مجله نیز که با صبر تمام مقاله را مطالعه کرده و نظرات ارزشمندی را ارائه کرده اند، سپاسگزاری می شود.

### منابع

- آقائباتی، ع.، ۱۳۸۸. فرهنگ چینه شناسی تریاس، جلد سوم، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۲۷.
- دبیری، ا.، ۱۳۸۰. پالینواستراتیگرافی نهشته های تریاس پسین (قاعده گروه شمشک) در البرز شمالی، پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۶۱.
- سجادی، ف. و حکیمی تهرانی، ز.، ۱۳۸۸. پالئوآکولوژی سازند شمشک بر اساس پالینومورف ها در برش چینه شناسی خوش بیلاق، شمال شرق شاهرود، دوره ۲، ۶۵-۸۶.
- سعادت نژاد، ج.، ۱۳۸۱. مطالعه پالئوبوتانی رسوبات معادل گروه شمشک در مناطق رامسر-جواهرده و اشکورات علیا، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، ۵۵۵.
- سعادت نژاد، ج.، ۱۳۸۶. معرفی دو گونه از ماکرو فسیل های گیاهی گروه بازدانگان (راسته بنتیتالها) برای

در گروه شمشک قابل بررسی است. این لایه ها می توانند معادل توالی کنگلومرایی در برش عمارت باشند. همچنین خشکسالی نورین پایانی در دوآب شهرستان ساری قابل ردیابی است. در آنجا نیز تعیین سن با پالینومورف ها تا اندازه زیادی به کمک ردیابی این لایه ها آمده است. توالی که شباهت هایی با (Mazzoli et al., 2018) پدیده پرباران کارنین غرب ایران در مرز ایران-عراق داشته باشد، در برش های عمارت و امامزاده هاشم مشاهده نشده است

بررسی گیاهان و پراکندگی جنس ها و گونه های نمونه های مورد مطالعه گیاهی نشان می دهد که همه این گیاهان دارای پراکندگی در شمال یا نیمکره شمالی هستند. گیاهان مورد مطالعه در جنوبگان و نیمکره جنوبی پیدا نشده اند. برخی جنس ها متعلق به زمان پیوستگی قاره در پالئوزوئیک هستند که در استرالیا هم پیدا شده اند اما گونه ها منحصر به شمال هستند. این مطالعه به خوبی نشان می دهد که از کرمان تا البرز و سپس تا سیبری هوا در محدوده گرم است اما در البرز نیمه گرمسیری و مرطوب بوده است (واعظ جوادی و پرواسیده، ۱۳۹۳ و Kustatscher et al., 2018) و نشانه آن هم وجود جنس ها و یا گونه های نسبتا یکسان علیرغم آن همه اختلاف عرض جغرافیایی از البرز در ۳۳ درجه شمالی تا نزدیک قطب است. همین موضوع هم بیانگر این است که قطب شمال فاقد کلاهک برفی بوده است. این حقایق در واقع نشان دهنده این است که در زمان تریاس پسین اختلاف دما بین قطب شمال و مناطق معتدله کم بوده است. گیاهان به همراه پالینومورف ها نشان دهنده آب و هوای گرم و رطوبت دوست بوده است (Ash and Basinger, 1991; Kent and Olsen, 2000; Kidder and Worsley, 2004; El-Noamni, 2018; Kustatscher et al., 2018). به ویژه این موضوع در مورد پالینومورف های بررسی شده و تطابق آن با یادداشت های منتشر شده درباره انتساب آن به برخی از سرخس ها بیشتر مشخص است. علاوه بر این سرخس های مورد بررسی این مطالعه نیز بیانگر همین آب و هوای مرطوب هستند (Barbacka et al., 2019).

این مطالعه نشان می دهد ناحیه نهشته شدن منطقه منشا گروه شمشک دارای آب و هوای خشک (ژئیس های

- Arjang, B., 1975. The Rhaetian-Jurassic flora of Iran and Afghanistan. 1. The microflora of the Rhaetian-Jurassic deposits of the Kerman Basin (Central Iran).
- Ash, S.R., 1969. Ferns from the Chinle Formation (Upper Triassic) in the Fort Wingate area, New Mexico. U.S. Geological Survey Professional Paper 613D, 1-40.
- Ash, S.R. and Basinger, J.F., 1991. A high latitude Upper Triassic flora from the Heiberg Formation, Sverdrup Basin, Arctic Archipelago. Contribution to Candian Paleontology, Geological Survey of Canada Bulletin, 412, 101-131.
- Assereto, R., 1966. The Jurassic shemshak Formation in central Elburz (Iran). Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 72, 1133-1182.
- Assereto, R., Barnard P.D.W. and Fantini Sestini, N., 1968. Jurassic stratigraphy of the Central Elburz (Iran). Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 74, 1, 3-21.
- Alavi, M. and Barale, G., 1970. Étude préliminaire de la flore de la Formation de Shemshak dans la région de Djam (Iran). Bulletin mensuel de la Société linnéenne de Lyon 39, 8, 241-252.
- Barbacka, M., Kustatscher, E. and Boddor, E.R., 2019. Ferns of the Lower Jurassic from the Mecsek Mountains (Hungary): taxonomy and palaeoecology, PalZ (Paläontologische Zeitschrift), 93, 151-158.
- Badihagh, M.T. and Uhl, D., 2019. The first occurrence of Phlebopteris dunkeri and P. woodwardii (Matoniaceae) from the middle Jurassic of Iran, Journal of Palaeogeography, 8(1), 1-10.
- Berchtold, F.W., Von, H. and Presl, J.S., 1820. O přirozenosti Rostlin. Krause, Prague.
- Berra, F., Jadoul, F. and Anelli, A., 2010. Environmental control on the end of the Dolomia Principale/Hauptdolomit depositional system in the central Alps: coupling sea level and climate
- نخستین بار از ایران، علوم زمین، سال شانزدهم، ۶۴، ۱۶۵-۱۵۸.
- سعادت نژاد، ج.، قادری، ع. و نعیمی قصابیان، ن.، ۱۳۸۸. مطالعه و معرفی ماکرو فسیل های گیاهی توآرسین-باژوسین منطقه گراخک-شانندیز، شمال خاور ایران، رخساره های رسوبی، دوره دوم، ۲، ۱۷۳-۲۰۳.
- علی خاصی، ع. م.، حسینی برزی، م. و شادان، م.، ۱۳۹۰. محیط رسوبی و برخاستگاه ماسه سنگ های سازند آب حاجی در برش های چشمه بخشی و سرتخت شتران، بلوک کلمرد، ایران مرکزی، علوم زمین، دوره ۲۱، ۲۳۱-۲۴۲، ۸۲.
- علیزاده صوری، ف.، ۱۳۹۱. تعیین فرگشت ساختاری گروه شمشک از تریاس پایانی تا ژوراسیک میانی دره بلده (سلسله جبال البرز، شمال ایران) بر پایه مطالعات تنش دیرینه، دانشگاه صنعتی شاهرود. پایان نامه کارشناسی ارشد، ۳۱۵.
- مهدی زاده، ا.، واعظ جوادی، ف.، عاشوری، ع. و قادری، ع.، ۱۳۹۷. زیست چینه نگاری سازند هجدک در منطقه کالشور، جنوب غرب طبس بر مبنای ماکرو فسیل های گیاهی و تحلیل آب و هوای دیرینه، علوم زمین خوارزمی، جلد ۴، ۲، ۲۴۰-۲۱۳.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵. دیپاچهای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور، مصور، نقشه، ۱۰۹.
- واعظ جوادی، ف. و پرواسیده، ا.، ۱۳۹۳. ماکرو فسیل های گیاهی معدن زغال سنگ تخت مینودشت، تعیین سن و بررسی فراوانی نسبی و اندکس سورنسون فلور آن و مقایسه با سایر فلوریزون های ایران و اوراسیا، پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، سال ۳۰، ۴، ۵۹-۸۶.
- Abbink, O.A., Van Konijnenburg-Van Cittert J.H.A. and Visscher H., 2004. A spore-morph ecogroup model for the Northwest European Jurassic-Lower Cretaceous: concepts and framework. Netherlands Journal of Geosciences/ Geologie en Mijnbouw, 83, 17-38.
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of Late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. Journal of Structural Geology 25, 5, 659-672.

- changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 290, 138-150.
- Bower, F.O., 1908. The origin of a land flora. Macmillan, London, xi+727.
  - Braun, C.F.W., 1843. Beiträge zur Urgeschichte der Pflanzen. Beiträge zur Petrefactenkunde, 6(7), 1-46.
  - Bragin, N., Jahanbakhsh, F., Golubev, S.A. and Badovnikov, G., 1976. Stratigraphy of the Triassic-Jurassic coal-bearing deposits of Alborz. Unpublished technical report, National Iranian Steel Corporation, 1-51.
  - Brongniart, A., 1828-1838. Histoire des végétaux fossiles, ou recherches botaniques et géologiques sur les végétaux renfermés dans les diverses couches du globe. 1-(1828-1837): XII + 488; 2-(1837-1838), 72.
  - Brongniart, A., 1849. Tableau des genres de végétaux fossiles considérés sous le point de vue de leur classification botanique et de leur distribution géologique. Paris, 127.
  - Cartier, E. T., 1971. Die Geologie des unteren ChalusTals, Zentral Alborz/Iran. Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der ETH und Universita Zurich, Neue Folge, 164.
  - Cirilli, S., Buratti, N., Senowbari-Daryan, B. and Fürsich, F., 2005. Stratigraphy and palynology of the Upper Triassic Nayband Formation of East-Central Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 111, 259-270.
  - Coulter, J.M. and Chamberlain, C.J., 1910. Morphology of the gymnosperms. University of Chicago Press, Chicago.
  - Dobruskina, I.A., 1994. Triassic Floras of Eurasia. *Österr Akad Wissensch, Schriftenreihe Erdwiss Kommiss*, 10, 1-422.
  - Dumortier, B.C.J., 1829. Analyse des familles des plantes, avec l'indication des principaux genres qui s'y rattachent Tournay: J. Casterman aîné. P. 11. Available at the Biodiversity Heritage Library.
  - El Noamani, Z.M., 2018. Reconstruction of Paleovegetation and Paleoecology from the Early Cretaceous Sporomorphs of Bougaz-1 well, northeast Sinai, Egypt, *Egyptian Journal of Botany*, 58, 3, 397-409.
  - Engler, A., 1892. Syllabus der Vorlesungen über specielle und medicinisch-pharmaceutische Botanik. -XXIII + 184. Berlin (Borntraeger).
  - Fakhar, M.S., 1977. Contribution à l'étude de la flore rhétoliasique de la formation de Shemshak de l'Elbourz, Iran. Comité des travaux historiques et scientifiques, *Memoires de la Section des Sciences*, 5, 9-284.
  - Fantini Sestini, N., 1966. The geology of the upper Djadjerud and Lar valleys (North Iran); II, Palaeontology: Upper Liassic molluscs from Shemshak Formation. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 72, 795-842.
  - Foulger, G.R., 2010. Plates vs. Plumes: A geological controversy. Wiley-Blackwell, paperback: 364 pages. ISBN 978-1-4051-6148-0.
  - Fürsich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M.R., 2009. Lithostratigraphy of the Upper Triassic-Middle Jurassic Shemshak Group of Northern Iran. *Geological Society of London, Special Publications*, 312(1), 129-160.
  - Ghasemi-Nejad, E., Agha-Nabati, A. and Dabiri, O., 2004. Late Triassic dinoflagellate cysts from the base of the Shemshak Group in north of Alborz Mountains, Iran. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 132, 207-217.
  - Goepfert, H. R., 1862. On the occurrence of Liassic plants in the Albours (Elbourz) Range, Persia. *Quarterly Journal of the Geological Society*, London, 18, 17.
  - Golonka, J., Embry, A. and Krobicki, M., 2018. Late Triassic Global Plate Tectonics,

- in: L.H. Tanner (ed.), *The Late Triassic World*, Topics in Geobiology 46, Springer International Publishing AG.
- Götz, A.E., Ruckwied, K. and Barbacka, M., 2011. Palaeoenvironment of the Late Triassic (Rhaetian) and Early Jurassic (Hettangian) Mecsek Coal Formation (south Hungary): implications from macroand microfloral assemblages, *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 91, 75-88.
  - Hallam, A., 1985. A review of Mesozoic climates. *Journal of Geological Society*, 142, 433-445.
  - Haas, J., Budai, T. and Raucsik, B., 2012. Climatic controls on sedimentary environments in the Triassic of the Transdanubian Range (Western Hungary). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 353-355, 31-44.
  - Harris, T.M., 1961. *The Yorkshire Jurassic Flora, I. Thallophyta-Pteridophyta*. British Museum (Natural History), London, 212.
  - Harris, T.M., Millington W. and Miller J., 1974. *The Yorkshire Jurassic Flora IV-1. Ginkgoales, 2. Czekanowskiales*. British Museum (Natural History), London, 150.
  - Hashemi Azizi, S.H., Rezaee, P., Jafarzadeh, M., Meinhold, G., Moussavi Harami, S.R. and Masoodi, M., 2018. Early Mesozoic sedimentary-tectonic evolution of the Central-East Iranian Microcontinent: Evidence from a provenance study of the Nakhlak Group. *Chemie der Erde*, 78(3), 340-355.
  - Haq, B., 2018. Triassic Eustatic Variations Reexamined, *Geological Society of America Today*, 28, December, 4-9.
  - Heer, O., 1876. *Beiträge zur Jura-Flora Ostsibiriens und des Amurlandes* Memoir of Academy of Imperial Science of St. Petersburg, 7, 22, 1-22.
  - Huber, H., Eftekhari-Nezhad, J., 1978. *Geological Map of Iran*, six sheets, 1:1 000 000, Tehran: NIOC/GSI.
  - Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle J.D. and Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research*, 54(1), 103-116.
  - Kent, D.V. and Olsen, P.E., 2000. Magnetic polarity stratigraphy and paleolatitude of the Triassic Jurassic Blomidon Formation in the Fundy basin (Canada): implications for early Mesozoic tropical climate gradients. *Earth Planetary Science Letters*, 179, 311-324.
  - Kidder, D.L. and Worsley, T.R., 2004. Causes and consequences of extreme Permo-Triassic warming to globally equable climate and relation to Permo-Triassic extinction and recovery. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203, 207-237.
  - Kimyai, A., 1975. Jurassic Palynological Assemblages from the Shahrud Region, Iran. *Proceedings of the Annual Meeting. American Association of Stratigraphic Palynologists*, 6, 117.
  - Kustatscher, E., Ash, S.R., Karasev, E., Pott, C., Vajda, V., Yu, J. and McLoughlin, S., 2018. *Flora of the Late Triassic*. In: Tanner L. (eds) *The Late Triassic World*. Topics in Geobiology, vol 46. Springer International Publishing AG.
  - Lorenz, C., 1964. *Die Geologie der Oberen Karadj Thales (Zentral Elburz), Iran*. *Mitt Geologischen Institute of Eidgenössische Technische Hochschule (ETH) Univ*, 22, 1-133.
  - Lindley, J. and Hutton, W., 1836. *The Fossil Flora of Great Britain*, III, P. 121, PL 194.
  - Lebedev, E.L., 1965. Late Jurassic flora of the Zeya River and the Jurassic/Cretaceous boundary (in Russian), *Trans GIN*, 125.
  - Loope, D.B., Steiner M.B., Rowe C.M

- and Lancaster, N., 2004. Tropical westerlies over Pangaean sand seas. *Sedimentology*, 51, 315-322.
- Mazza, M., Furin S., Spötl, C. and Rigo, M., 2010. Generic turnovers of Carnian/No-rarian conodonts: climatic control or competition? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 290, 120-137.
  - Mazzoli, S., Tavai, S., Parente, M., Brivio, L., Dall'igna, M., Biase, D.D. and Minola, M., 2018. An integrated study of petroleum systems in the Zagros Mountains of the Lurestan Province, NW Iran, NIOC-Universita degli Studi di Napoli Federico II joint study, GR 2444, unpublished.
  - McLoughlin, S., Martin, S.K. and Battie, R., 2015. The record of Australian Jurassic plant-arthropod interactions. *Gondwana Research*, 27, 940-959.
  - Mirzaei-Ataabadi, M., Djafarian, M. and Mohammadalizadeh, J., 2005. Occurrence of Aninopteris (Matoniaceae) from the middle Jurassic of east Central Iran. *Paleobotanist*, 54, 99-106.
  - Moosavirad, S.M., Janardhana, M.R., Sethumadhav, M.S., Moghadam, M.R. and Shankara, M., 2011. Geochemistry of lower Jurassic shales of the Shemshak Formation, Kerman Province, Central Iran: Provenance, source weathering and tectonic setting, *Chemie der Erde*, 71, 279-288.
  - Mutti, M. and Weissert, H., 1995. Triassic Monsoonal Climate and its signature in Ladinian-Carnian carbonate platforms (Southern Alps, Italy). *Journal of Sedimentary Research*, 65, 357-367.
  - Nathorst, A.G., 1878. Beiträge zur fossilen Flora Schwedens. Über winige fossile Pflanzen von Palsjö in Schonen East Schweiz Verlag, 1-34.
  - Nathorst, A.G., 1876. Bidrag till Sveriges fossila flora. Vaxter fran ratsiska Formationen vid palsjo I skane, K.Svenska Vet. Akad. Handl, Bd, 14, No. 3 (German edition: Stuttgart 1878)
  - Nesbitt, H.W. and Young, G. M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major elemental chemistry of lutites. *Nature*, 199, 715-717.
  - Pant, D.D., 1957. The classification of gymnospermous plants, *Paleobotany*, 6, 65-70.
  - Phillips, J., 1829. Illustrations of the geology of Yorkshire, or a description of the strata and organic remains of the Yorkshire Coast: Thomas Wilson and Sons, New York, xvi + 192 .
  - Popa, M.E., Javidan, M. and Falahatgar, M., 2012. Klukia Exilis (Philips 1829) Raciborski 1890 Emend. Harris 1961 From Ahan Sar, Shemshak Group, Iran, *Acta Palaeontologica Romaniae*, 8(1-2), 33-41.
  - Pott, C., 2007. Cuticular analysis of gymnosperm foliage from the Carnian (Upper Triassic) of Lunz, Lower Austria. PhD thesis, University Münster, 274 .
  - Raciborski, M., 1890. Über die Osmundaceen und Schizeaceen der Juraformation. *Botanik Jahrbuch*, 13, 1-9.
  - Repin, Y.S., 1987. Stratigraphie and palaeogeography of coal-bearing sediments of Iran. Unpublished Report, National Iranian Steel Company, Tehran, V.1, P.1-326; V. 2, P. 1-198; V.3, 37 plates, (in Persian).
  - Robinson, P.L., 1973. Paleoclimatology and continental drift. In: Tarling DH, Runcorn SK (eds) Implications of continental drift to the earth sciences. Academic Press, London, 449-476.
  - Ruban, D.A., Al-Husseini, M.I. and Iwasaki, Y., 2007. Review of Middle East Paleozoic plate tectonics. *Georabia-Manama*, 12(3), 35-56.
  - Ruckwied, K., Götz, A.E., Pálffy, J. and Török, Á., 2008. Palynology of a terrestrial

- coal-bearing series across the Triassic/Jurassic boundary (Mecsek Mts., Hungary). *Central European Geology*, 51, 1-15.
- Ruffell, A., Simms, M.J. and Wignall, P.B., 2016. The Carnian Humid Episode of the late Triassic: a review, *Geological Magazine*, 153(2), 271-284.
  - Samylina, V.A., 1970. Ginkgo and Czekanowskiales, *Paleontology Journal*, 4(3), 397-405.
  - Sabbaghiyan, H., Ghasemi-Nejad, E. and Aria-Nasab, R., 2015. Dinoflagellate cysts from the Upper Triassic (Rhaetian) strata of the Tabas Block, East-Central Iran. *Geopersia*, 5(1), 9-26.
  - Salehi, M.A., Mazroei Sebdani, Z., Pakzad, H.R., Bahrami, A., Fürsich, F.T. and Heubeck, C., 2018. Provenance and palaeogeography of uppermost Triassic and Lower Cretaceous terrigenous rocks of central Iran: Reflection of the Cimmerian events, *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie abhandlungen*, 288(1), 49-77.
  - Schrank, E. 2011. Pollen and spores from the Tendaguru Beds, Upper Jurassic and Lower Cretaceous of southeast Tanzania: palynostratigraphical and paleoecological implications, *Paleontology*, 34(1), 3-42.
  - Schweitzer, H.J. and Kirchner, M., 2003. Die rhäto-jurassischen Floren des Iran und Afghanistans: 13. Cycadophyta III. Bennettiales. *Palaeontographica Abteilung B*, 264, 1-166.
  - Seward, A.C., 1900. The Yorkshire Coast, in: *The Jurassic Flora*. I. London, 341.
  - Seyed-Emami, K., Rsieh, F. T., Willmsen, M., Majidifard, M. R. and Shekarifard, A., 2009. Upper Triassic Cephalopods from the Ekrasar Formation (Shemshak Group) of North Alborz, Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 115(2), 189-198.
  - Shadan, M. and Hosseini-Barzi, M., 2013. Petrography and geochemistry of the Ab-e-Haji Formation in central Iran: implications for provenance and tectonic setting in the southern part of the Tabas block, *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, 30(1), 80-95.
  - Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horury, A.D. and Simmons, M.D., 2001. Arabian Plate Sequence Stratigraphy, "GeoArabia Specific Publications 2, Gulf Petrolink, Bahrain, 371.
  - Stampfli, G.M., 2000. Tethyan Oceans. Geological Society, London, Special Publications, 173(1), 1-23.
  - Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1), 17-33.
  - Suttner, L.J. and Dutta, P.K., 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy, *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 329-345.
  - Suttner, L.J., Basu, A. and Mack, G.H., 1981. Climate and the origin of quartzarenites, *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 1235-1246.
  - Tanner, L.H. and Lucas, S.G., 2007. The Moenave Formation: sedimentologic and stratigraphic context of the Triassic-Jurassic boundary in the Four Corners area, southwestern U.S.A. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244, 111-125.
  - Tryon, R.M. and Tryon, A.F., 1982. Ferns and Allied Plants with special reference to Tropical America. Harvard University., 857.
  - Vaez-Javadi, F., and Mirzaei-Ataabadi, M., 2006. Jurassic plant macrofossils from the Hojedk formation, Kerman area, East-Central Iran. *Alcheringa*, 30(1), 63-96.
  - Vaez Javadi, F., 2014. Triassic and Juras-

- sic floras and climate of Central-East Iran." Tehran: Geological Survey of Iran, Rahi Publication.
- Vaez-Javadi, F. and Allameh, M., 2015. Biostratigraphy of the Bazehowz Formation at its Type section, South West Mashhad based on plant macrofossils, *Geopersia*, 5(1), 27-44.
  - Vaez-Javadi, F. 2018. Middle Jurassic Flora from the Hojedk Formation of Tabas, Central East Iran: Biostratigraphy and Palaeoclimate implications, *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 124(2), 299-316.
  - Vaez-Javadi, F. and Abbassi, N., 2018. Middle Jurassic biostratigraphy of plant macro and microfossils in Soltanieh Mountains, south of Zanjan, NW Iran, *Geosciences*, 106, 91-102.
  - Vaez-Javadi, F. and Mirzaie-Ataabadi, M., 2019. Middle Jurassic plant macro and microfossils from Shahreza, South West Isfahan, Central Iran: Palaeoclimate influences, *Geopersia*, 9(1), 169-193.
  - Vahdati Daneshmand, F., 1982. Geological report of western half of Sari Quadreangle, Geological Survey of Iran (internal report in Persian).
  - Vakhrameev, V.A., Dobruskina, I.A. and Zaklinskaya, E.L., 1970. Paleozoic and Mesozoic floras of Eurasia and phytogeography of that time. Transactions of Geology Institute of Academy of Science of USSR Nauka, Moscow. (in Russian).
  - Vollmer, T., 1987. Zur Geologie des no'rdlichen Zentral-Elburz zwischen Chalus-und Haraz-Tal, Iran. Mitteilungen aus dem Geologisch Pala'ontologischen Institut der Universita't Hamburg, 63.
  - Walkom, A.B., 1917. Mesozoic floras of Queensland. Part 1 continued. The flora of the Ipswich and Walloon Series (c.) Filicales, etc. Geological Survey of Queensland Publication, 257, 1-65.
  - Wang, P.X. 2009. Global monsoon in a geological perspective. *Chinese Science Bulletin*, 54, 1113-1136.
  - Zeiller, R., 1905. Sur les plantes rhétiennes de la Perse recueillies par MJ de Morgan. *Société géologique de France*, 5, 190-198.
  - Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A. and Sabouri, J., 2009. The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in north Iran. *Geological Society of London, Special Publications*, 312, 1, 31-55.

# مطالعه کانه‌زائی آهن بغل‌بید با استفاده از شواهد زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی، سنگان خواف در شمال خاوری ایران

آسیه سربوزی حسین‌آبادی<sup>۱</sup>، محمد بومری<sup>۲</sup> و عباس گل محمدی<sup>۳</sup>

۱. کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه سیستان و بلوچستان

۳. دکترای زمین‌شناسی اقتصادی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران

تاریخ دریافت: ۹۷/۱۱/۱۹

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۲/۲۸

## چکیده

کانه‌زائی آهن بغل‌بید یکی از آنومالی‌های خاوری معدن آهن سنگان است. این منطقه از نظر زمین‌شناسی در بخش شمال خاور بلوک لوت واقع شده است. در این منطقه واحدهای دگرگونی و رسوبی پالئوزوئیک و مزوزوئیک همچون شیست، فیلیت و ماسه‌سنگ در کنار واحدهای آذرین ترشیاری و سنگ‌های رسوبی نئوژن قرار گرفته‌اند. کانه‌زائی آهن با تشکیل هماتیت در بخش بالای یک واحد برش ولکانیکی به درازای بیش از یک کیلومتر رخ داده است. سنگ‌های فرودپواره عمدتاً برش، لیتیک توف و ماسه‌سنگ و سنگ‌های فرادپواره دایک‌های نیمه‌ژرف گرانودیوریتی می‌باشند. هماتیت در فضاهای خالی بین برش‌ها جای گرفته است که نشان‌دهنده دیرزاد بودن کانه‌زائی است. باریت، کلسیت و کوارتز نیز در شکستگی‌ها و فضاهای خالی افق آهن‌دار تشکیل شده است. علاوه بر آهن، کانه‌زایی مس نیز به صورت رگه‌های کوارتز حاوی کالکوپیریت و مالاکیت در سنگ‌های فرودپواره تشکیل شده است. مقادیر اکسید آهن در افق آهن‌دار از ۸ تا ۵۵ درصد وزنی متغیر است. در این افق، میزان کروم، وانادیوم و فسفر کم می‌باشند در حالی که عناصری مثل باریم، آرسنیک، نقره و آنتیموان زیاد می‌باشند، و عناصر LREE و LILE به ترتیب نسبت به HREE و HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. با توجه به مشخصات زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی، ساخت و بافت، الگوی REE، کانه‌زایی آهن بغل‌بید از نوع گرمایی است. احتمالاً سیالات گرمایی آهن را از سنگ‌های آذرآواری شسته و در بخش برشی که نفوذپذیری بالایی داشته است، حمل و به صورت هماتیت متمرکز کرده است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آذرآواری، دایک‌های گرانودیوریتی، کانه‌زائی آهن، گرمایی، بغل‌بید، خواف.

## مقدمه

آهن بعد از سیلیسیوم و آلومینیوم، سومین فلز فراوان در پوسته زمین می‌باشد. این عنصر جزو عناصر سیدروفیل است و خواص کالکوفیل و لیتوفیل نیز از خود نشان

\* نویسنده مرتبط: Boomeri@science.usb.ac.ir



حدود ۲/۵ کیلومتر مربع است و در بین طول‌های جغرافیایی ۵۶° ۲۷' تا ۶۰° ۲۹' ۵" و عرض‌های جغرافیایی ۵۰° ۲۶' ۳۴" تا ۳۴° ۲۷' ۵۰" واقع شده است. با توجه به اینکه آنومالی کانه‌زایی آهن بغل‌بید کمتر مورد مطالعه قرار گرفته شناخت آنها به‌عنوان ذخایر احتمالی مناسب ضروری است. هدف از این نوشتار بررسی زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری محدوده مورد مطالعه و ژئوشیمی دایک‌های گرانودیوریتی و افق آهن‌دار به‌منظور پی بردن به چگونگی تشکیل کانه‌زائی آهن است.

### روش مطالعه

ابتدا نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰ گستره مورد مطالعه براساس تصاویر ماهواره‌ای، مطالعات صحرایی گسترده و پتروگرافی و با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS 10 تهیه شده است. برای مطالعات آزمایشگاهی تعداد ۳۰ نمونه مقطع نازک، ۱۰ نمونه مقطع نازک-صیقلی و دو نمونه صیقلی از سنگ‌ها و کانسنگ‌های منطقه تهیه شد. مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری روی این مقاطع با میکروسکوپ‌های پلاریزه عبوری و انعکاسی نوع المپیوس در دانشگاه سیستان و بلوچستان انجام شد. تعداد شش نمونه از نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان شده دایک‌های گرانودیوریتی، ۱۰ نمونه واحد آهن‌دار و چهار نمونه سنگ‌های میزبان جهت تعیین اکسیدهای عناصر اصلی توسط XRF، و تعداد ۱۰ نمونه واحد آهن‌دار و سه نمونه از سنگ‌های میزبان جهت تعیین عناصر کمیاب به‌وسیله ICP-MS و یک نمونه از کانسنگ جهت تشخیص کانی‌شناسی به‌وسیله XRD در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (ایمیدرو) در کرج آنالیز شدند. نام‌گذاری سنگ‌های آذرین بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی و با ملاحظه رده‌بندی IUGS انجام شده است. نمودارهای ژئوشیمیایی عمدتاً با کمک نرم‌افزار GCD kit 4.1 رسم شده است.

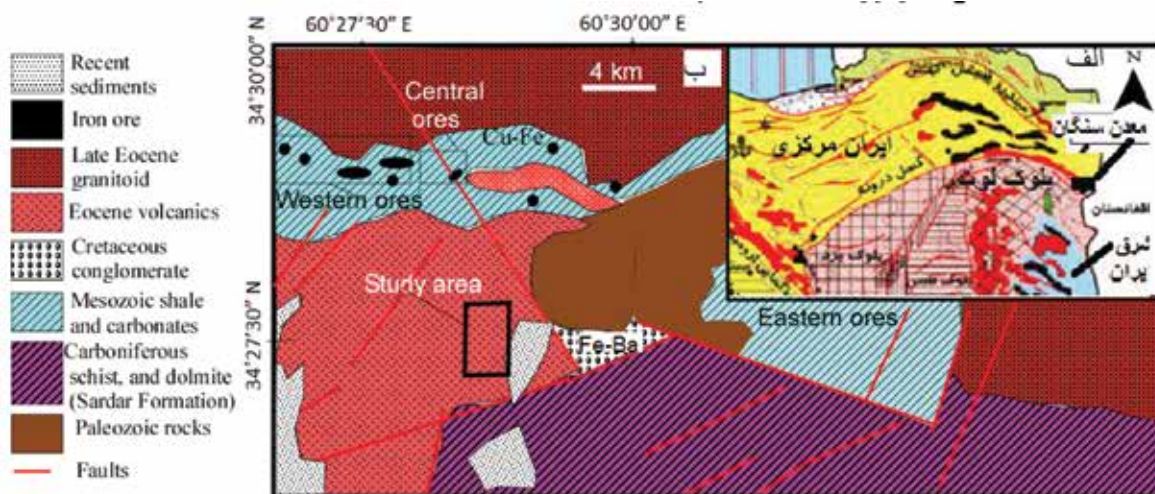
### زمین‌شناسی سنگ‌آهن سنگان

بر اساس نقشه ارائه شده توسط آقانباتی (۱۳۸۳)، کانسارهای آهن سنگان از نظر زمین‌شناسی در خرد قاره ایران مرکزی و در بخش‌های شمال‌خاوری بلوک لوت قرار

تابع فوگاسیته اکسیژن است به‌طوری‌که اگر فوگاسیته اکسیژن طی تفریق ماگمای سیلیکاته پایین باشد به مرور و با تشکیل کانی‌های سیلیکاته غلظت آهن به‌تدریج در ماگما افزایش و نهایتاً منجر به تشکیل مذاب اکسید آهن می‌شود. در محیط‌های رسوبی، تشکیل سنگ‌های آهن نیز تابع تغییرات حالت اکسیداسیون می‌باشد و آهن در شرایط احیایی، متحرک و تحت شرایط اکسیدان رسوب می‌کند. از این‌رو آهن از مناطق با اکسیژن پایین به سمت مناطق با اکسیژن بالا مهاجرت می‌کند (Maynard, 1983).

حمل این عنصر در سیالات گرمایی دما بالا به‌صورت کمپلکس‌های کلریدی انجام می‌شود و در شرایط مناسبی از Eh و pH مگنتیت و هماتیت را تشکیل می‌دهد (Siegel, 1979, Scholten, et al., 2019). سولفیدهای آهن در محیط‌های سوپرژن در تماس با محلول‌های غنی از اکسیژن تبدیل به اکسیدهای آهن آبدار می‌شوند. کانه‌زایی آهن در ایران در مناطق مختلف از پرکامبرین تا سنوزوئیک ادامه داشته است که یکی از آنها منطقه آهن‌دار سنگان خواف در استان خراسان رضوی است. معدن سنگان در حدود ۳۰۰ کیلومتری جنوب‌خاوری مشهد و ۴۰ کیلومتری جنوب‌خاوری خواف قرار دارد. مهم‌ترین کانسارهای سنگان، شامل کانسارهای باختری (A', B, A, C جنوبی و C شمالی)، مرکزی (دردوی و باغک) و خاوری (سنجدک ۱، سنجدک ۲ (بغل‌بید)، سنجدک ۳، معدن جو، سم آهنی و فرزنه) است (سرپوزی حسین آبادی، ۱۳۹۶). تاریخچه مطالعاتی و اکتشافی معدن سنگان بسیار گسترده است که از آن جمله می‌توان به کریم‌پور (۱۳۶۹، ۱۳۷۷، ۱۳۸۲)، کریم‌پور و ملک‌زاده شفارودی (۱۳۸۵ و ۱۳۸۶)، گل محمدی و همکاران (۱۳۹۲، ۱۳۹۳، ۱۳۹۶) اشاره کرد. کانسارهای آهن سنگان عمدتاً از نوع اسکارن و گرمایی می‌باشند (Boomeri et al., 1997, 2006, 2010). سنگ میزبان، کانی‌شناسی، ساختار و شکل برونزد و دگرسانی کانه‌زائی آهن بغل‌بید با کانسارهای آهن سنگان در مناطق باختری، مرکزی و آنومالی معدن جو در منطقه خاوری متفاوت است. کانه‌زایی آهن بغل‌بید در جنوب آنومالی باغک و در نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ تایپاد قرار دارد و مساحت گستره مورد مطالعه در

رسوبی، دگرگونی، آتشفشانی و نفوذی تشکیل شده است. در منطقه سنگان قدیمی‌ترین واحدهای زمین‌شناسی را به پالئوزوئیک نسبت می‌دهند که متشکل از سنگ‌های مختلفی مثل شیست، ماسه‌سنگ، دولومیت، سنگ‌آهک، سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده، اسلیت و فیلیت است (Ternet, 1990) (شکل ۱).



شکل ۱. الف) موقعیت سنگان در نقشه پهنه‌های زمین‌شناسی ایران (آقاباتی، ۱۳۸۳)، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده‌ای از کانسارهای سنگ‌آهن سنگان و محدوده اطراف آن (با تغییرات از علوی نائینی، ۱۳۶۱)، محل محدوده آهن بغل‌بید و کانسارهای آهن باختری و مرکزی سنگان در چهارگوشه‌هایی نشان داده شده است. آنومالی‌های خاوری در خاور و جنوب‌خاوری کانسارهای آهن مرکزی ادامه دارند

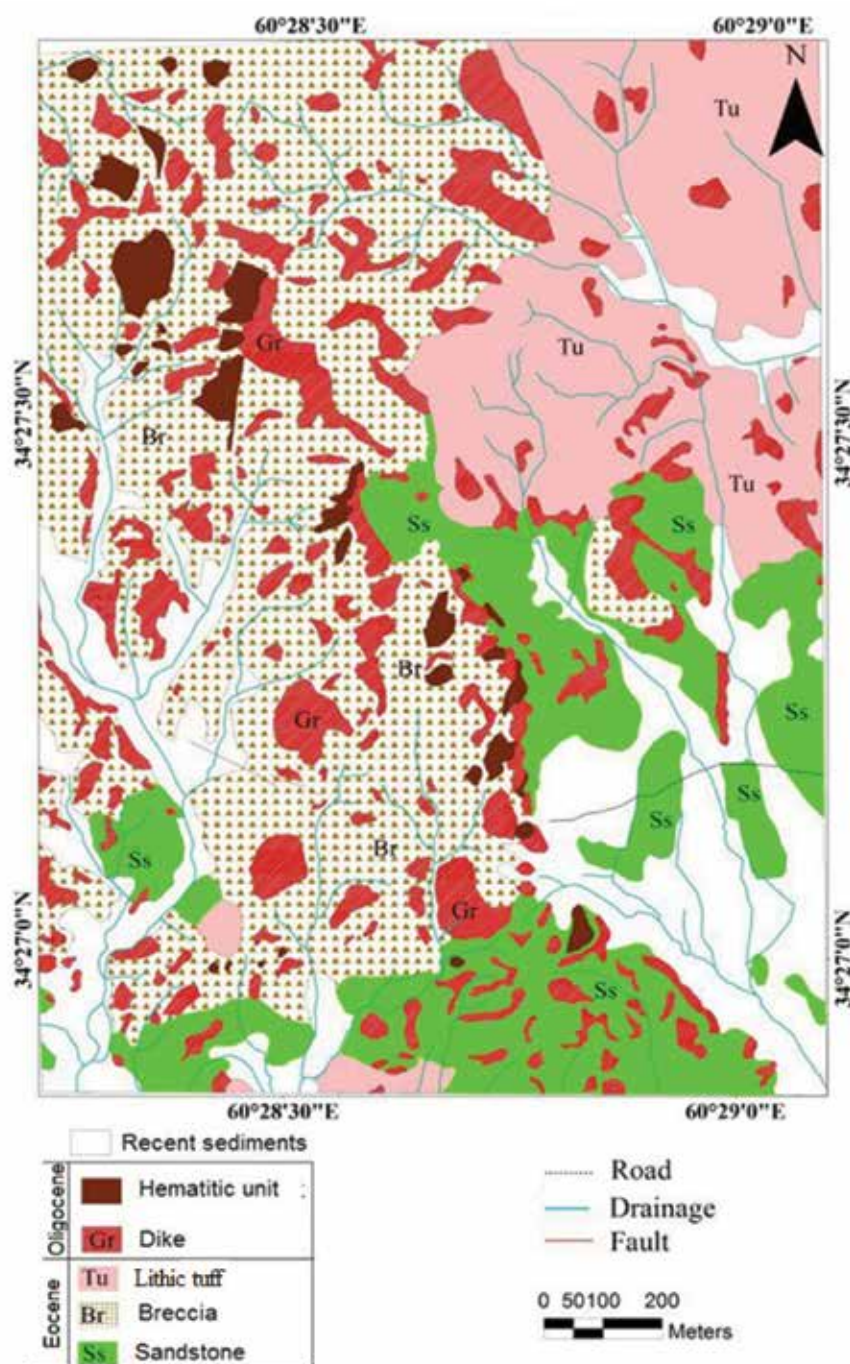
(شکل ۱-ب). به نظر می‌رسد نفوذ توده‌های عظیم گرانیتوئیدی در شمال منطقه نقش زیادی در دگرگونی، دگرسانی، کانه‌زایی و تشکیل اسکارن در منطقه داشته است (Boomeri et al., 2006; Golmohammadi et al., 2015). آخرین فازهای نفوذی شامل استوک‌ها و دایک‌های گرانودیوریتی متعدد در منطقه می‌باشد (Boomeri et al., 1997).

### زمین‌شناسی گستره آهن بغل‌بید

واحدهای سنگی در گستره مطالعاتی شامل ماسه‌سنگ، برش ولکانیکی، کنگلومرا، آگلومرا و لیتیک توف هستند. براساس شکل ۱-ب این واحدها بخشی از سنگ‌های ولکانیکی ائوسن که عمدتاً شامل گدازه و سنگ‌های آذرآواری و تخریبی می‌شوند. واحدهای سنگی مذکور در گستره مطالعاتی مورد نفوذ حجم زیادی از دایک‌های حدواسط با سن احتمالی اولیگوسن واقع شده است (شکل ۲).

می‌گیرد (شکل ۱-الف). کریم پور و همکاران (۱۳۸۱)، این منطقه را بخشی از نوار آتشفشانی-پلوتونیک خواف-کاشمر-بردسکن می‌دانند. این کمربند با طول بیش از ۳۵۰ کیلومتر، پهنای ۱۵ تا ۸۰ کیلومتر و امتداد خاوری-باختری در شمال گسل درونه قرار دارد و تا کشور افغانستان ادامه دارد. این کمربند به‌طور عمده از سنگ‌های

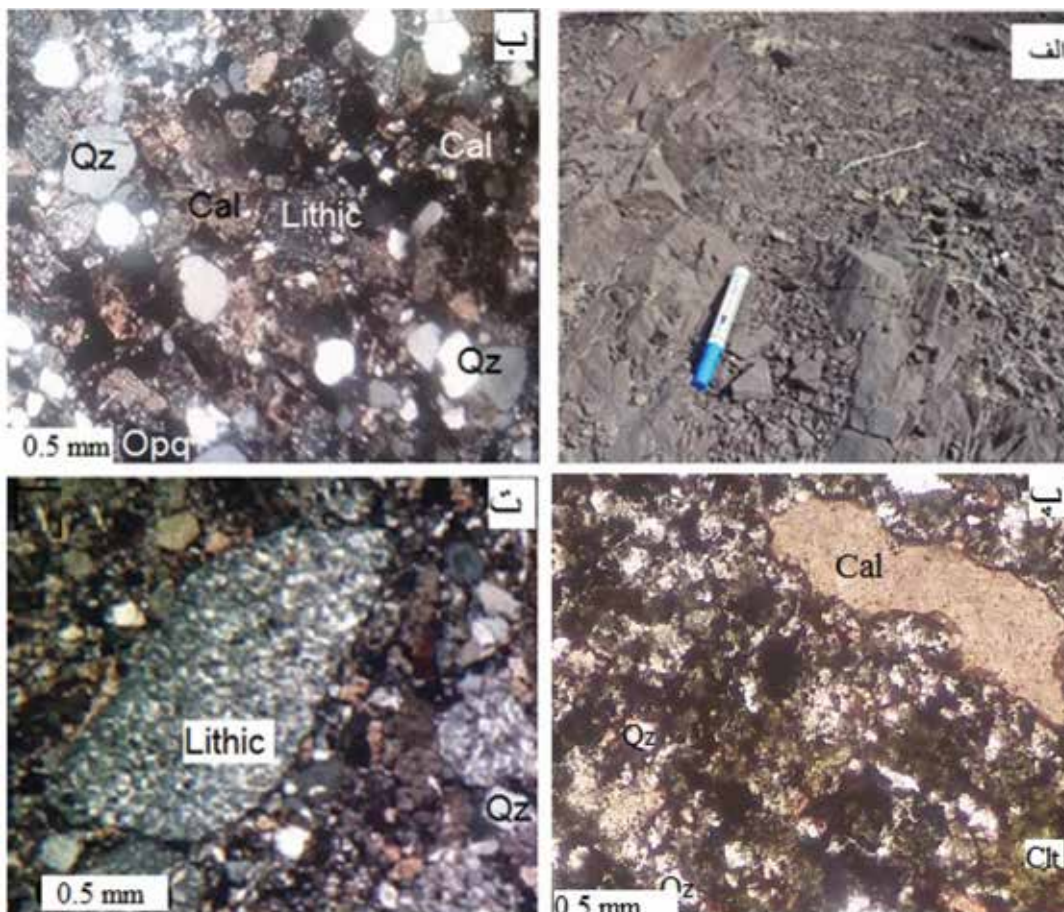
سنگ‌های کربونیفر در این منطقه با تردید معادل سازند سردر در نظر گرفته شده است که عمدتاً شامل شیست، متاشیست، کوارتزیت، دولومیت، کنگلومرا و متاولکانیک می‌باشد (Ternet, 1990). سنگ‌های این سازند در نزدیکی گستره مورد مطالعه شامل فیلیت و ماسه سنگ نیز می‌شود. براساس مطالعات جدیدتر سنگ‌های نسبت داده شده به کربونیفر در مجاورت کانسنگ‌های آهن سنگان عمدتاً دارای سن مزوزوئیک می‌باشند (Boomeri et al., 2006). واحدهای سنگی ژوراسیک در شمال ذخایر سنگ‌آهن باختری سنگان شامل شیل، ماسه‌سنگ و سیلتستون می‌باشند، که در مجاورت با گرانیتوئیدهای منطقه به هورنفلس و کوارتزیت تبدیل شده‌اند. این سنگ‌ها به‌وسیله دولومیت، سنگ‌آهک و سنگ‌آهک‌های مرمری شده کرتاسه پوشیده شده‌اند. حجم عظیمی از سنگ‌های آذرین خروجی و آذرآواری‌های ائوسن با سنگ‌های قدیمی‌تر منطقه مرز گسله دارند



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی و موقعیت افق آهن‌دار در محدوده آهن بغل‌بید

بر اساس مطالعه مغزه‌های حفاری شده، ماسه‌سنگ، برش ولکانیکی، آگلومرا و لیتیک توف‌ها به صورت متناوب تکرار می‌شوند ولی افق آهن‌دار فقط در بخش بالایی واحد برش دیده می‌شود. وجود میان لایه‌های لیتیک توف در این واحدهای سنگی نشان‌دهنده تکرار فوران خاکسترهای آتشفشانی در گستره مطالعاتی است. توصیف واحدهای سنگی به شرح زیر است:

ماسه‌سنگ: این واحد بیشتر در بخش‌های کم ارتفاع نزدیک به دشت در جنوب و جنوب‌خاور منطقه قابل مشاهده است و رنگ آن خاکستری تا قهوه‌ای مایل به قرمز است. این رنگ نشان‌دهنده آغستگی آن به ترکیبات آهن است (شکل ۳-الف).



شکل ۳. تصاویری از واحد ماسه‌سنگ در منطقه بغل‌بید، الف) تصویری از رخنمون‌ها با رنگ خاکستری تا قهوه‌ای مایل به قرمز، ب) تصویر میکروسکوپی از ماسه‌سنگ در نور پلاریزه متقاطع، پ) تصویر میکروسکوپی از ماسه‌سنگ در نور پلاریزه تخت (PPL)، ت) تصویر میکروسکوپی از میکروکنگلوмера در نور پلاریزه متقاطع، دارای قطعات سنگی ریز و درشت و بلورهای کوارتز، کوارتز=Qz، اوپک=Opq، کلسیت=Cal، خرده سنگ=Lithic، گلوکونیت=Glt، علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans, 2010

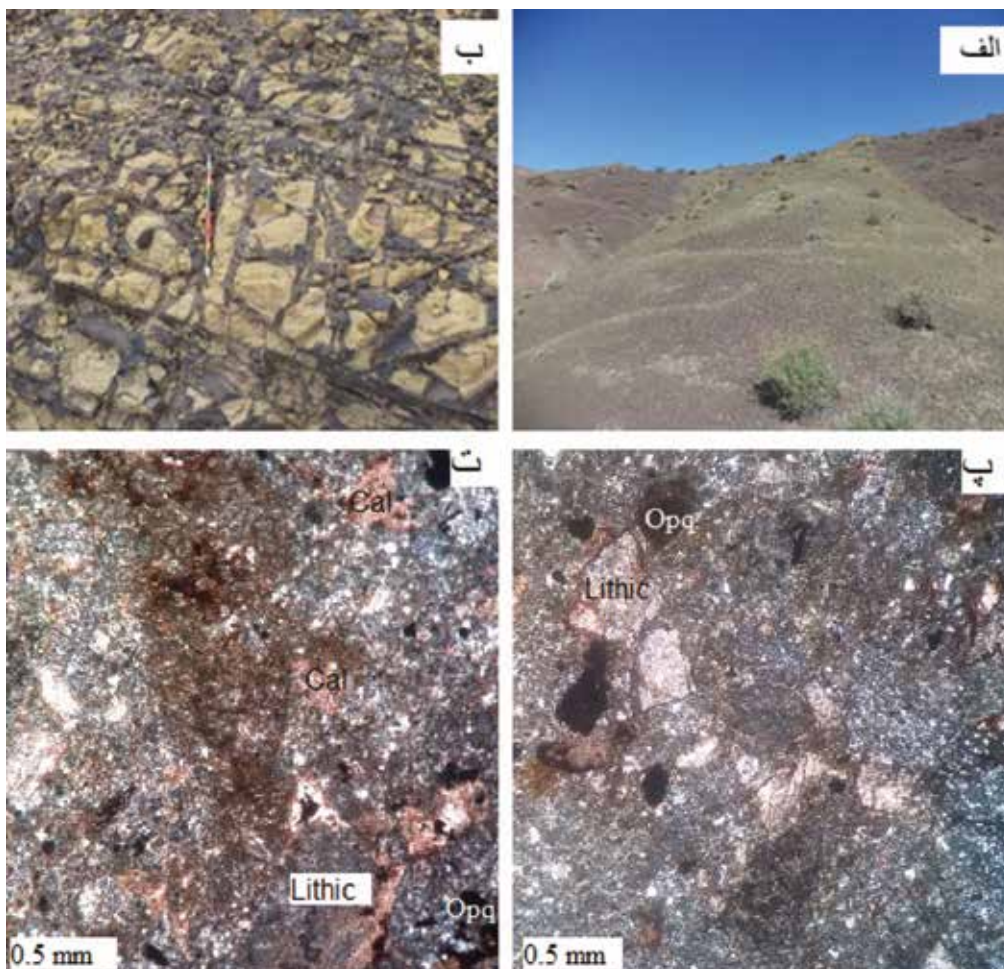
به دو صورت دیده می‌شود: نوع اول کوارتزهای گرد شده تا نیمه‌گرد شده اولیه می‌باشند و نوع دوم، کوارتز ثانویه که به صورت رگچه‌های ظریف کوارتز-کربنات ماسه‌سنگ‌ها را قطع کرده است. بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز که به صورت پراکنده در بعضی نمونه‌های مشاهده شده عمدتاً به کربنات دگرسان شده‌اند. گلاکونیت در بعضی از نمونه‌ها به صورت بی‌شکل و زائده مانند به رنگ سبز تا قهوه‌ای در نور طبیعی (PPL) دیده می‌شود (شکل ۳-پ) (سربوزی حسین‌آبادی، ۱۳۹۶). گاهی میزان خرده‌سنگ با اندازه‌های مختلف آنقدر زیاد است که بیشتر شبیه میکروکنگلوмера و کنگلوмера هستند (شکل ۳-ت).

لیتیک توف: ۲۰ درصد از سنگ‌های منطقه را واحد لیتیک توف تشکیل می‌دهد که بیشترین گسترش آن در

این واحد در برخی جاها به وسیله رگه‌های سیلیسی قطع شده است. کانی‌ها و اجزاء تشکیل دهنده ماسه‌سنگ‌ها عمدتاً کوارتز و قطعات سنگی می‌باشد. پلاژیوکلاز، گلاکونیت، اکسیدهای آهن، کربنات و کانی‌های ورقه‌ای نیز به صورت پراکنده در آن مشاهده می‌شود. پلاژیوکلازها ریز هستند و مقدار آنها کمتر از ۱۰ درصد می‌باشد. براساس طبقه‌بندی (Folk, 1980) ماسه‌سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در رده لیت‌آرنایت قرار می‌گیرند. ماسه‌سنگ‌ها از نظر بافتی از ریزدانه تا متوسط دانه و نیمه بالغ تا بالغ متغیر می‌باشند، بیشتر ماسه‌سنگ‌های منطقه از نوع بالغ با کمتر از ۱ درصد خمیره رسی هستند (شکل ۳-ب). درصد کوارتز در نمونه‌های مختلف منطقه متفاوت است اما به‌طور کلی بیش از ۵۰ درصد سنگ را شامل می‌شوند. کوارتز در ماسه‌سنگ‌های منطقه

میکروسکوپی از این واحد نشان می‌دهد که این سنگ دارای زمینه ریزبلور و دارای خرده‌های لیتیک از جنس رسوبی، آندزیت و داسیت می‌باشد. بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز از کانی‌های این واحد سنگی می‌باشند (شکل ۴-الف و ب). کانی‌های ثانویه مثل کلسیت، سربسیت، و کانی‌های رسی نیز در این واحد تشکیل شده‌اند. کانی‌های اوپاک در فضاهای خالی این سنگ مشاهده می‌شوند.

قسمت شمال‌خاور منطقه است. لایه‌های یک متری از لیتیک توف و ماسه‌سنگ معمولاً به‌طور متناوب قابل مشاهده است (شکل ۴-الف). این واحد عمدتاً به رنگ سبز تا قهوه‌ای مایل به قرمز در منطقه دیده می‌شود که رنگ قهوه‌ای و قرمز آن به دلیل آغشته‌گی با هماتیت است. رگچه‌های اکسید آهن ثانویه در سطح لیتیک توف‌ها به مقدار زیاد و به‌صورت شبکه‌ای قابل مشاهده است (شکل ۴-ب). مطالعه مقاطع



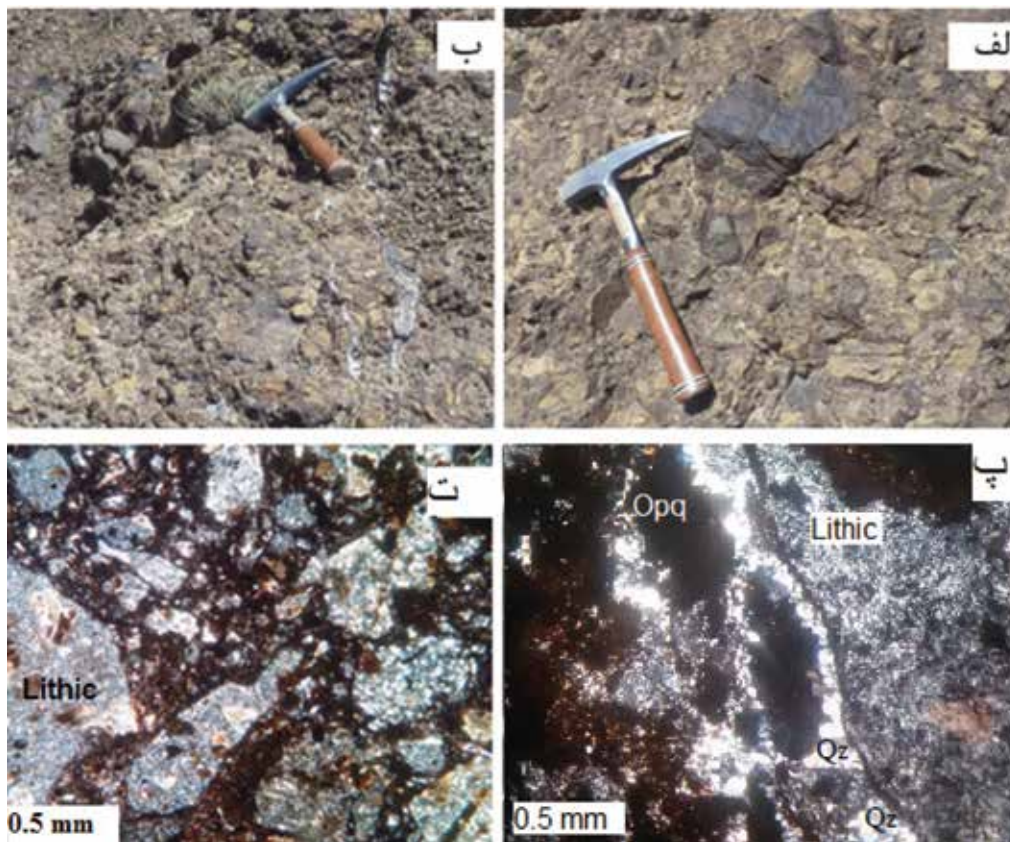
شکل ۴. واحد لیتیک توف در منطقه بغل‌بید، الف) رخنمون لیتیک توف، ب) شبکه‌ای از رگه-رگچه‌های آغشته به اکسیدهای آهن که لیتیک توف را قطع کرده‌اند، پ و ت) تصاویر میکروسکوپی لیتیک توف در نور پلاریزه متقاطع، که عمدتاً از خرده سنگ‌هایی با زمینه‌ای ریزدانه تشکیل شده‌اند. دگرسانی، خوردشدگی و زاویه‌دار بودن بعضی اجزا قابل تشخیص است، اوپاک=Opq، کلسیت=Cal، خرده‌سنگ=Lithic، علامت اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans, 2010

(شکل ۵-الف). واحد آگلومرای نیز از لحاظ اندازه قطعات بسیار متنوع و از قطعات میکروسکوپی تا قطعاتی به قطر ۳۰ سانتی‌متر متغیر است (شکل ۵-ب). قطعات تشکیل‌دهنده آن عمدتاً از نوع آذرین می‌باشد. اجزای برش عمدتاً از جنس لیتیک توف و توف آندزیتی است که از

برش و آگلومرا: برش‌ها ۵۰ درصد از مساحت گستره مطالعاتی را به خود اختصاص می‌دهند و در شمال‌غرب تا غرب و حتی بخش‌های میانی قابل مشاهده است. این برش از قطعات آذرین و رسوبی تشکیل شده است. اندازه قطعات آن از میکروسکوپی تا ماکروسکوپی در تغییر می‌باشد

در فضای بین قطعات برش و دیگر فضاهای خالی و گاهی روی سطح کانی‌ها مشاهده می‌شود. کوارتزهای ریزی که در اطراف حفره‌ها رشد کرده‌اند، احتمالاً از سیالات گرمابی دما پایین تشکیل شدند (شکل ۵-ت).

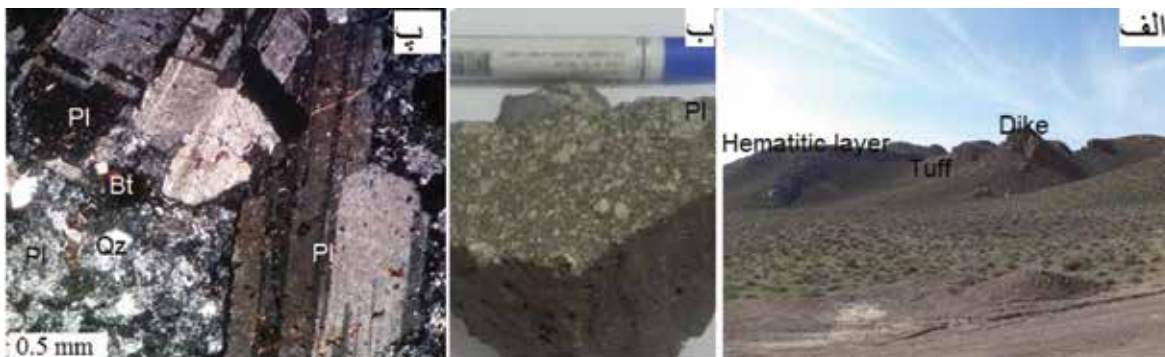
اندازه‌های میکروسکوپی تا ماکروسکوپی در تغییر می‌باشد. قطعات آندزیتی دارای زمینه‌ای ریزدانه بوده و بلورهای درشت آن پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است که در بیشتر موارد دگرسان و تبدیل به کانی‌های رسی و کربنات شده است (شکل ۵-پ). کوارتز و کلسیت همراه با هماتیت



شکل ۵. تصاویری از برش و آگلومرا، الف) رخنمون برش ولکانیکی که اندازه قطعاتش ناهمسان و سطح آن تیره رنگ است، ب) رخنمون آگلومرا که از قله‌های ریز و درشت تشکیل شده و میزبان رگچه‌هایی از کوارتز، کربنات و سولفات می‌باشد، پ) برش که عمدتاً از قطعات آندزیتی تشکیل شده است و زمینه و فضاهای خالی به‌وسیله سیمان و رگچه‌های آغشته به اکسید آهن پر شده است، ت) رشد کوارتزهای گرمابی در اطراف حفرات خالی، اوپک=Opq، کلسیت=Cal، خرده سنگ=Lithic، علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans, 2010

از کوارتز (۲۰ درصد) و فلدسپار تشکیل شده است. آپاتیت و زیرکن از کانی‌های فرعی و کلریت، سربیسیت و کانی‌های رسی از کانی‌های ثانویه دایک‌ها هستند. کانی‌های اوپاک هم در حدود ۲ تا ۳ درصد حجم این سنگ‌ها را در بر گرفتند. دایک‌ها بر اساس نوع و درصد کانی‌ها و بافت آنها عمدتاً از نوع گرانودیوریت پورفیری می‌باشند هرچند وجود درصد بالای درشت بلورهای ارتوکلاز نشان می‌دهد که دایک‌هایی با ترکیب کوارتز مونزونیت پورفیری و کوارتز سینیت پورفیری نیز در گستره مورد مطالعه وجود دارد.

دایک‌ها: تعداد زیادی از دایک‌های متعلق به اولیگوسن با امتداد شمالی-جنوبی و با شیب ۲۰ تا ۳۰ درجه به غرب و شمال‌غرب، در گستره مطالعاتی تزریق شدند. این دایک‌ها دیگر واحدهای سنگی را در منطقه قطع کرده‌اند (شکل ۶-الف). دایک‌ها دارای رنگ روشن است و بافت پورفیری هستند (شکل ۶-ب و پ). درشت بلورهای که عمدتاً پلاژیوکلاز می‌باشند حدود ۶۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. اندازه پلاژیوکلاز متغیر و حداکثر به ۵ میلی‌متر می‌رسد (شکل ۶-ب و ب). هورنبلند و بیوتیت از دیگر درشت بلورها در این سنگ می‌باشند. زمینه عمدتاً



شکل ۶. تصاویری از دایک‌های گرانودیوریت پورفیری در منطقه بغل‌بید، الف) تصویر صحرایی از دایک‌ها که در لیتیک توفها تزریق شده، ب) نمونه دستی از دایک‌ها، پ) تصویر میکروسکوپی از دایک‌ها در نور پلاریزه، پلاژیوکلاز=Pl، بیوتیت=Bt، کوارتز=Qz، علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans, 2010

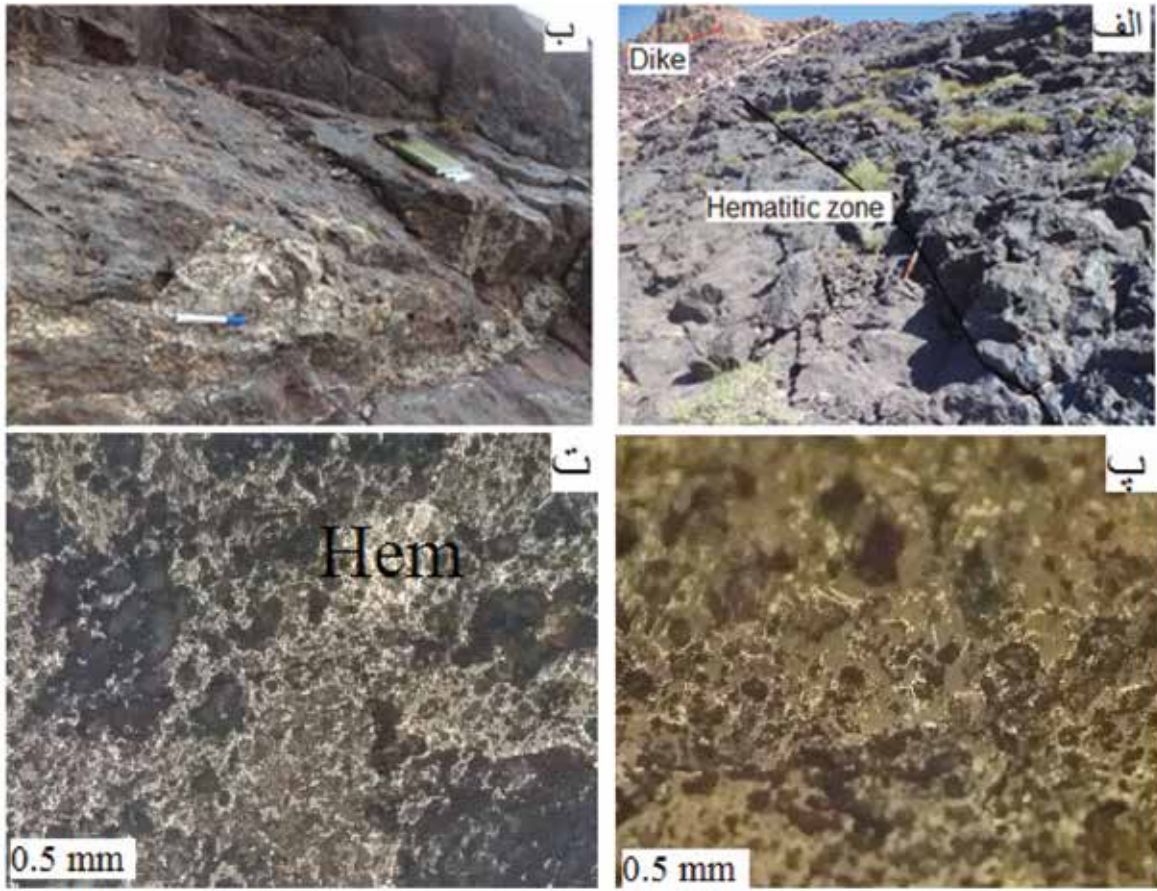
## کان‌زائی

سنگ میزبان (برش) می‌باشند. سه کانی اخیر همراه با هماتیت در فضاهای خالی به صورت رگچه‌ای و پرکننده‌ی فضاهای خالی تشکیل شده است (شکل ۷-ب). هماتیت به صورت بی‌شکل، ریز و پراکنده به رنگ زرد با بافت تیغه‌ای و پرکننده فضای خالی، بر سطح کانی‌ها یا کنار قطعات برشی تشکیل شده است (شکل ۷-پ و ت)، بافت پرکننده فضای خالی هماتیت نشان‌دهنده اپی‌ژنتیک بودن آنها است. کانسارهای اپی‌ژنتیک معمولاً از سیالات گرمایی تشکیل می‌شوند. نتایج پراش اشعه ایکس روی نمونه‌های واحد آهن‌دار در شکل ۸ دیده می‌شود که نشان‌دهنده کانی‌های باریت، کوارتز، هماتیت و کلسیت است.

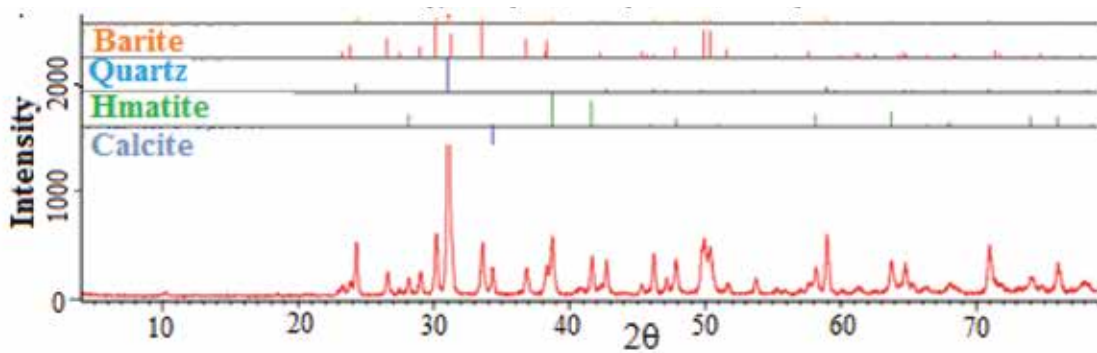
## ژئوشیمی دایک‌ها

نتایج تجزیه شیمیایی ۶ نمونه از دایک‌های منطقه بغل‌بید در جدول ۱ آورده شده است. بر اساس این داده‌ها دایک‌های منطقه در مرز محدوده گرانودیوریت (کوارتز دیوریت)، سینوگرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۹). میانگین  $\text{SiO}_2$  در دایک‌های منطقه ۶۴/۵ درصد است و با افزایش آن، مقادیر  $\text{MgO}$ ،  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  و  $\text{CaO}$  کاهش و  $\text{P}_2\text{O}_5$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  فزایش می‌یابد. نسبت  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  برای بیشتر نمونه‌ها کمی بیشتر یا کمتر از یک است. به دلیل تاثیر عوامل دگرسانی یک نمونه به شدت از  $\text{Na}_2\text{O}$  غنی (بیش از ۸ درصد وزنی) و از  $\text{K}_2\text{O}$  فقیر شده است به طوری که نسبت  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  آن حدود ۰/۰۴ است.

در گستره بغل‌بید دو نوع کان‌زایی وجود دارد ۱- کان‌زائی مس که در یک رگه سیلیسی دیده می‌شود. در این رگه کالکوپیریت و پیریت از کانی‌های اولیه و کربنات‌های مس که از دگرسانی کالکوپیریت حاصل شده از کانی‌های ثانویه هستند. این کان‌زایی در فاصله نزدیکی از جنوب محدوده مطالعاتی واقع شده است و موضوع بحث این مقاله نیست. ۲- کان‌زائی آهن که در یک افق لایه‌ای یا عدسی مانند با شیب ۳۰ تا ۴۰ درجه با امتداد شمالی-جنوبی دیده می‌شود. کنتاکت این افق با دیگر واحدهای سنگی مشخص است که در بیشتر موارد واحد سنگی کمر بالای آن دایک‌ها و واحد سنگی کمر پایین و میزبان، برش ولکانیکی است (شکل ۷-الف). به طور کلی امتداد افق آهن‌دار در کل منطقه به صورت S شکل مشاهده می‌شود که از بخش جنوب منطقه به سمت شمال گسترش سطحی آنها افزایش پیدا می‌کند (شکل ۲). امتداد شمالی-جنوبی کان‌زائی بیش از یک کیلومتر و عرض آن از یک تا بیش از ۱۰ متر متغیر است. بر اساس حفاری‌های انجام شده کان‌زائی آهن فقط در بخش سطحی مشاهده می‌شود. افق کان‌زایی در سطح هوازده به رنگ سیاه آهنی است (شکل ۷-الف و ب). در اصل نفوذ اکسید آهن در فضای خالی سنگ میزبان منجر به رنگ تیره سنگ میزبان شده و مقدار اکسیدهای آهن آن چندان بالا نیست. اکسید آهن در این افق عمدتاً هماتیت می‌باشد. گوتیت و لیمونیت نیز در این سنگ‌ها حضور دارند. کانی باطله در واحد آهن‌دار باریت، کربنات و کوارتز و قطعات



شکل ۷. تصاویری از واحد هماتیته، الف) تصویری از رخنمون واحد آهن‌دار که با دایک گرانودیوریتی مرز دارد و گسل خوردگی در آن دیده می‌شود، ب) رگه-رگچه‌های کوارتز، کلسیت و باریت در واحد آهن‌دار با رنگ سفید، پ و ت) تصاویر میکروسکوپی از ذرات هماتیت که با رنگ سفید در سنگ پراکنده هستند



شکل ۸. الگوی پراش اشعه ایکس (XRD) مربوط به نمونه کانسنگ از بخش غنی از باطله در منطقه بغل‌بید، باریت فاز اصلی در نمونه است که به‌وسیله کوارتز، هماتیت و کلسیت همراهی می‌شود

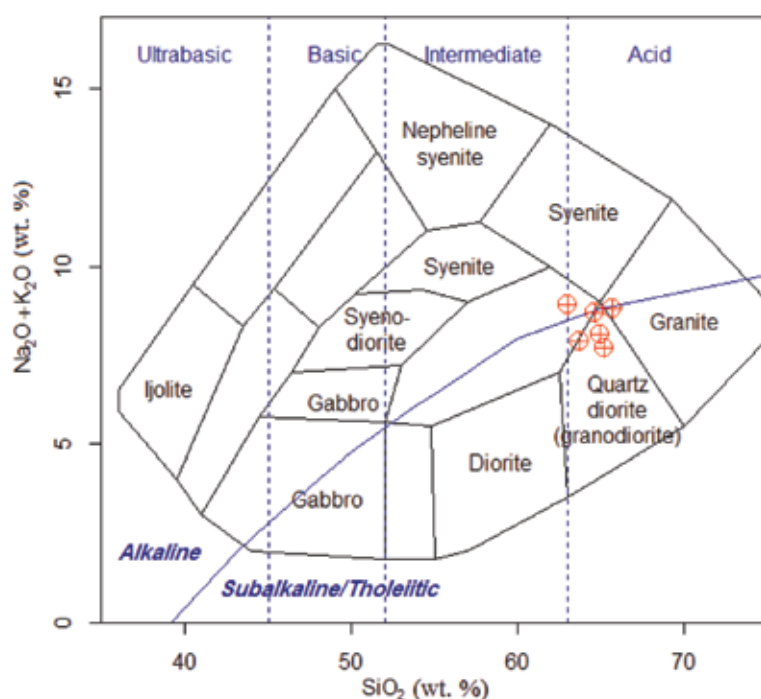
شوشونیتی و کالکوالکالن پتاسیم بالا برای دایک‌های گرانودیوریتی منطقه بغل‌بید می‌باشد. براساس شکل (۹) یک نمونه در محدوده آلکالن واقع شده و بقیه در محدوده ساب‌آلکالن یا در مرز آن با آلکالن واقع هستند. به‌طور کلی به دلیل اینکه تمام نمونه‌ها دارای ترکیب مشابهی می‌باشند

به همین دلیل این نمونه در شکل ۱۰-الف در محدوده سنگ‌های کم پتاسیم و یا تولییتی واقع شده است. تمایز سری‌های ماگمایی برای بقیه نمونه‌ها براساس نمودار (Irvine and Baragar, 1971) و (Peccerillo and Taylor, 1976) (شکل ۱۰-الف وب) نشانگر سری ماگمایی



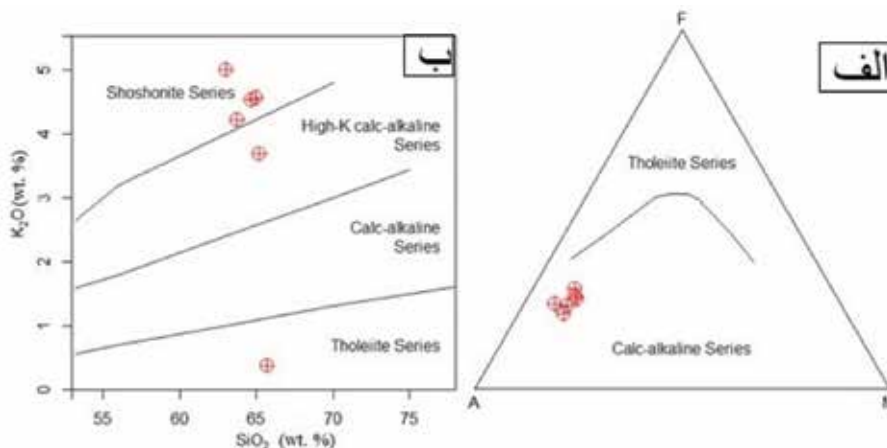
جدول ۱. مقادیر غلظت اکسید عناصر اصلی (درصد وزنی) در شش نمونه دایک گرانودیوریتی به روش XRF

Sample	ES2	ES1	ES52	ES29	ES50	ES44
X	268320	268391	268052	268527	268249	267956
Y	3815048	3815035	3816269	3816083	3815575	3816041
Rock	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite
SiO <sub>2</sub>	65.72	63.02	64.97	65.21	64.68	63.77
TiO <sub>2</sub>	0.42	0.46	0.61	0.43	0.51	0.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.98	17.66	16.32	16.65	16.53	16.73
FeOt	3.37	3.04	3.65	3.39	3.37	3.92
CaO	2.15	2.18	1.92	1.99	1.69	2.27
MgO	0.97	1.44	1.48	1.51	1.39	1.32
K <sub>2</sub> O	0.37	5	4.57	3.69	4.53	4.22
Na <sub>2</sub> O	8.46	3.92	3.52	4.02	4.17	3.69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.19	0.25	0.24	0.22	0.47
LOI	2.19	2.8	2.5	2.4	2.6	2.7
Total	99.92	99.71	99.79	99.53	99.69	99.66

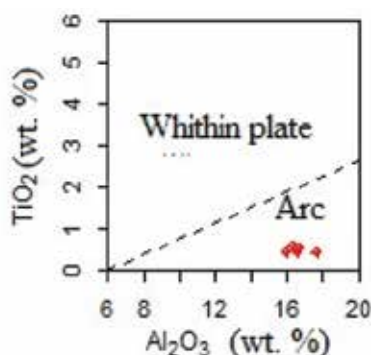


شکل ۹. طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین بر اساس ترکیب شیمیایی، الف) بر اساس طبقه‌بندی کاکس و همکاران (Cox et al., 1979) نمونه‌های دایک‌ها عمدتاً در محدوده گرانودیوریت قرار گرفته‌اند، ب) بر اساس طبقه‌بندی میدل‌موست (Middlemost, 1994) نمونه‌های دایک‌ها در محدوده کوآرتز مونزونیت تا گرانیت قرار گرفته‌اند

تغییرات ژئوشیمیایی در آنها قابل چشمگیر نیست و نمی‌توان درباره چگونگی فرآیندهای تفریق، ذوب و تبلور آنها بحث نمود. بر اساس ژئوشیمی عناصر اصلی دایک‌های مورد بررسی در یک جایگاه تکتونیکی مرتبط با کمان شکل گرفته است (شکل ۱۱). با توجه به اینکه نمونه‌های کم دگرسان شده غنی از پتاسیم و متعلق به ماگمای شوشونیتی می‌باشند، شوشونیت‌ها و سنگ‌های غنی از پتاسیم مرتبط با کمان‌ها معمولاً در رویدادهای بعد از برخورد تشکیل می‌شوند (Müller et al., 1992)



شکل ۱۰. الف) نمودار مثلی AFM جهت تفکیک سری‌های تولئیتی از کالک آلکان در دایک‌های گرانودیوریتی (Irvine and Baragar, 1971). ب) نمایش دایک‌های گرانودیوریتی در نمودار K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (Peccerillo and Taylor, 1976)



شکل ۱۱. نمودار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در مقابل TiO<sub>2</sub>، نمایش ترکیب دایک‌ها بر روی نمودار جداکننده محیط تکتونیکی (Müller et al., 1992)

## ژئوشیمی واحد آهن دار

درصد می‌باشد که اندکی بیش از کلارک این عنصر است. بیشینه غنی‌شدگی آهن در افق هماتیتی تا ۶/۵ برابر نسبت به میانگین آهن در نمونه‌های غیرمینرالیزه است. مقدار فراوانی عنصر آهن در بیشتر نمونه‌ها در بازه ۲۸ تا ۲۳ درصد وزنی قرار دارد. میانگین عنصر مس در نمونه‌های کانسنگ برابر ۱۶ گرم در تن و بیشینه و کمینه مقدار آن در نمونه‌های مورد بررسی به ترتیب به ۴۰ و ۳ گرم در تن است که از لحاظ اقتصادی بی‌اهمیت می‌باشد. مقدار باریم در بعضی از نمونه‌های کانسنگ قابل ملاحظه است به طوری که یکی از نمونه‌ها دارای ۶/۵ درصد وزنی اکسید باریم دارد (جدول ۲) در حالی که مقدار باریم در سنگ‌های دیواره ناچیز است. این مقادیر نشان‌دهنده کانی‌های باریم‌دار در افق هماتیتی است. میانگین عنصر نقره در نمونه‌های کانسنگ برابر ۰/۹۱ گرم در تن، بیشترین و کمترین مقدار آن به ترتیب ۲/۷۰ و ۰/۱۰

دادهای ژئوشیمیایی حاصل از آنالیز اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب ده نمونه از واحد آهن‌دار و چهار نمونه از سنگ‌های غیرمینرالیزه در جدول ۲ نشان داده شده است. لازم به ذکر است که یک نمونه فقط برای عناصر اصلی آنالیز شده است. مقدار اکسید آهن در گستره بغل‌بید حدودی بین ۷ تا ۵۶ درصد وزنی را نشان می‌دهد. تمام این مقادیر از کلارک آهن بیشتر است. چندین عنصر دیگر مثل باریم، آنتیموان، روی، سرب، مس و نقره در افق هماتیتی در مقایسه با مقادیر کلارک و دیگر واحدهای سنگی محدوده غنی‌شدگی دارند. میانگین عنصر آهن در کانسنگ برابر ۲۴/۱۸ درصد و بیشینه و کمینه مقدار آن به ترتیب ۳۹ و ۵ درصد می‌باشند. این داده‌ها نشان می‌دهد که مقدار آهن در بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه از کلارک آهن به مراتب بیشتر است. میانگین آهن برای نمونه‌های غیرمینرالیزه ۶

جدول ۲. مقادیر اکسید عناصر اصلی (درصد وزنی) و عناصر کمیاب (گرم در تن) نمونه‌های واحد آهن‌دار بغل‌بید، نمونه‌های S, B و T به ترتیب از واحدهای برش، ماسه‌سنگ و لیتیک توف می‌باشند

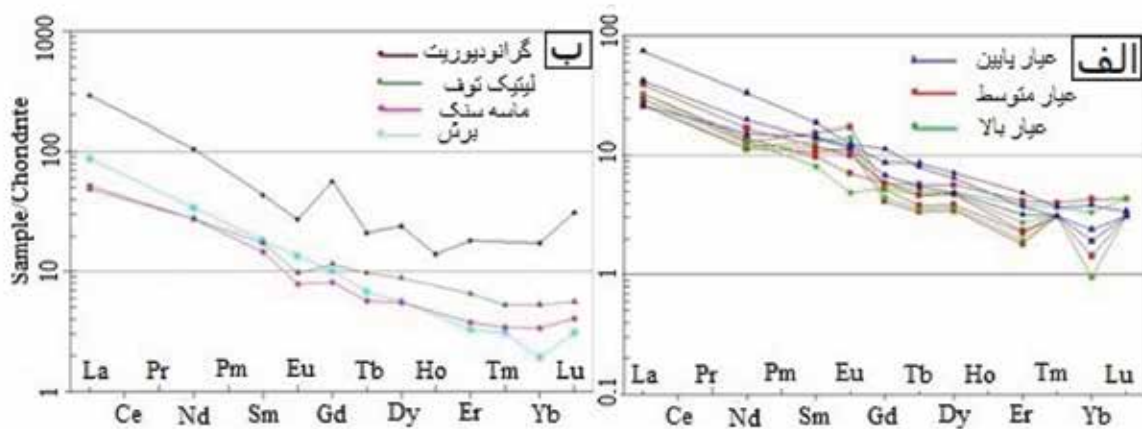
Sample	A9	A8	A7	A6	A5	ES8	ES12	ES17	ES41	ES42	ES11	ES3	ES28	ES21
ore/rock	ore	ore	ore	ore	ore	ore	ore	ore	ore	ore	breccia	breccia	Tuff	sandstone
SiO <sub>2</sub>	47.7	36.5	43.5	47.4	46.43	43.09	45.6	29.02	68.1	64.3	63.54	63.12	66.4	80.51
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.1	0.2	0.2	0.25	0.3	0.34	0.1	0.37	0.59	0.75	0.28	0.52	<0.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.51	3.97	4.43	5.44	4.26	6.87	9.71	3.6	6.04	10.1	17.27	17.38	12.4	5.41
FeO <sub>t</sub>	43	53.9	45.7	39.8	39.96	33.43	36.7	55.87	18.9	13.8	7.8	9.08	7.2	9.28
CaO	1.18	1.31	1.8	2.27	0.21	0.77	1.22	1.01	1.37	3.12	0.57	0.33	3.41	0.33
K <sub>2</sub> O	1.33	1.98	1.47	1.79	<0.1	1.49	3.57	0.9	2.26	2.8	6.88	5.77	2.86	2.6
Na <sub>2</sub> O	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.12	0.15	<0.1	2.46	>0.1
BaO	0.07	0.1	0.2	0.1	3.18	6.47	0.15	3.1	0.2	0.15	0.1	0.1	0.05	0.1
LOI												3.58	4.49	1.62
Total	98	97.9	97.4	97.1	94.39	92.52	97.4	93.7	97.4	94.9	97.06	96.06	95.2	98.23
Ag	2.7		1.1	0.5	1.1	1.2	0.4	0.6	0.5	0.9	0.1	0.2	0.3	0.2
As	>100		>100	>100	>100	>100	>100	>100	>100	96.8	40.4	24.1	11.3	15.2
Ba	705		1991	998	3703	1870	1633	3415	2114	1449	717	996	281	847
Co	10.5		10.1	9.1	8	8	11.9	10.2	6.3	4.9	2.9	3.7	3.4	10
Cs	1.9		3.5	2.6	4.7	9.2	3.6	4.2	5.3	7.6	14.9	10.8	9.6	2.1
Cu	27		40	3	10	34	9	4	6	24	5	13	3	6
Hf	1.57		1.31	1.59	1.28	1.07	1.03	1.12	1.54	2.21	1.26	1.93	2.35	1.28
Mn	217		320	307	116	182	412	228	2963	729	284	1913	611	1865
Nb	3.4		2.6	3.5	3	1.5	2.3	2.3	2.2	4.3	2.9	4.1	3.5	3.4
Ni	6		3	3	3	5	6	3	5	31	7	5	5	24
Pb	25		102	30	89	106	49	73	26	41	5	6	3	<1
S	676		1135	712	25000	35000	443	22000	659	1144	338	448	402	517
Sb	74.6		>100	45.6	8.9	34.2	59.2	37.7	39	31.6	20.4	14.7	6.4	7.7
Sc	2.2		1.6	2	1.7	1.9	3.6	1.1	2.9	3.9	4.2	3.3	4.1	3.7
Te	0.14		0.14	0.18	0.85	0.21	0.13	0.35	0.23	0.15	<0.1	0.11	0.23	<0.1
Tl	0.17		0.24	0.27	0.2	0.42	0.41	0.18	0.36	0.44	1.14	1	0.6	0.18
V	39		36	26	32	43	35	35	34	46	42	44	33	38
Y	6		5.5	7.6	4.7	3.9	4.9	4.3	6	8.3	7.4	6.7	12.5	6.6
Zn	37		53	43	49	70	44	63	54	50	21	50	41	65
La	10		8	10	9	8	12	8	13	8	23	27	15	16
Ce	12		7	12	10	9	16	8	19	13	46	54	33	34
Pr	0.74		0.34	0.85	0.57	0.39	1.27	0.56	1.72	0.68	3.89	4.64	2.93	2.92
Nd	7.9		7.1	8.4	7.7	6.8	10.1	7.2	11.8	9.1	19.8	20.4	16.5	16.6
Sm	1.58		2.28	1.89	3	2.08	2.32	2.53	2.73	2.8	3.63	3.53	3.35	2.86
Eu	0.36		0.79	0.52	1.26	0.83	0.73	1.03	0.85	0.89	0.92	0.99	0.72	0.58
Gd	1.38		1.49	1.51	1.35	1.07	1.52	1.15	1.76	2.26	2.93	2.6	2.97	2.11
Tb	0.22		0.24	0.27	0.18	0.16	0.22	0.17	0.26	0.41	0.38	0.32	0.46	0.27
Dy	1.58		1.51	1.82	1.25	1.11	1.53	1.17	1.56	2.29	2.08	1.81	2.84	1.78
Er	0.81		0.58	0.87	0.47	0.38	0.49	0.41	0.67	1.02	0.78	0.68	1.37	0.79
Tm	0.12		<0.1	0.13	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.12	<0.1	<0.1	0.17	0.11
Yb	0.7		0.4	0.9	0.4	0.2	0.3	0.2	0.4	0.8	0.5	0.4	1.1	0.7
Lu	0.14		<0.1	0.14	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.11	<0.1	<0.1	0.18	0.13

گرم در تن می‌باشد. میانگین این عنصر در سنگ‌های دیواره ۰/۲ گرم در تن است که نشان‌دهنده غنی‌شدگی عنصر نقره در کانسنگ‌ها نسبت به سنگ‌های دیواره است به طوری که بیشینه غنی‌شدگی به ۱۳/۵ برابر نیز می‌رسد. در بیشتر نمونه‌ها، آرسنیک در کانسنگ بیشتر از ۱۰۰ گرم در تن است و غنی‌شدگی قابل‌توجهی را نسبت به سنگ دیواره نشان می‌دهد. آنتیموان هم در نمونه‌های کانسنگ در مقایسه با سنگ دیواره غنی‌شدگی دارد.

## ژئوشیمی عناصر نادر خاکی

غنی‌شدگی نسبی LREE نسبت به HREE و پایین بودن مقادیر HREE نیز از خصوصیات کانسارهای گرمایی است (Helvacı, 1984; Xu Bao et al., 2008). میزان و نوع ناهنجاری Eu غالباً با فوگاسیته اکسیژن ارتباط دارد و ناهنجاری‌های مثبت آن اکثراً در محیط‌های شدیداً اکسیدان حاصل می‌شود (Frietsch, 1970; Mason and Moore, 1993; Rollinson, 1982). هماتیت از کانی‌هایی است که در شرایط اکسیدان و در فوگاسیته اکسیژن بالاتری تشکیل می‌شود و ناهنجاری Eu و Yb برای بعضی از نمونه‌های کانسنگ ممکن است به عیار و ظرفیت آهن مرتبط باشد. شکل (۱۲-ب) الگوی عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده به کندریت را در دایک، برش، لیتیک توف و ماسه سنگ‌های محدوده بغل‌بید نشان می‌دهد. مقایسه الگوی عناصر خاکی در برش شباهت بیشتری را با الگوی این عناصر در واحد آهن‌دار دارد (شکل ۱۲-ب). دایک‌ها الگویی متفاوت و مقدار کل عناصر نادر خاکی بیشتری دارند.

میانگین مقدار کل عناصر نادر خاکی در نمونه‌های افق هماتیته در محدوده بغل‌بید ۵۰ گرم در تن می‌باشد. شکل ۱۳-الف الگوی این عناصر که به کندریت به‌هنگار شده است را برای این نمونه‌ها نشان می‌دهد. به‌طور کلی الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی در نمونه‌های آهن‌دار تا حدی یکسان و مشابه می‌باشد که روند کاهنده‌ای را با شیب متوسطی از عناصر سبک به سنگین نشان می‌دهند. مقدار کل عناصر نادر خاکی در نمونه‌های مورد بررسی با افزایش عیار آهن تقریباً کاهش پیدا کرده است به این صورت که در نمونه‌های با مقادیر آهن بیشتر، میزان عناصر کمیاب آن کمتر است. ناهنجاری منفی مشخصی از عنصر Yb در بیشتر نمونه‌های افق آهن‌دار قابل مشاهده است (شکل ۱۲-الف). ناهنجاری Eu در بیشتر نمونه‌ها مثبت و در بعضی نمونه‌ها منفی است. ناهنجاری Eu در کانسارهای آهن گرمایی غالباً مثبت است (Hongo and Nozaki, 2001).



شکل ۱۲. الف) الگوی عناصر نادر خاکی کانسنگ هماتیت به‌هنگار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984)، ب) الگوی عناصر نادر خاکی سنگ‌های دیواره منطقه به‌هنگار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984)

## خاستگاه

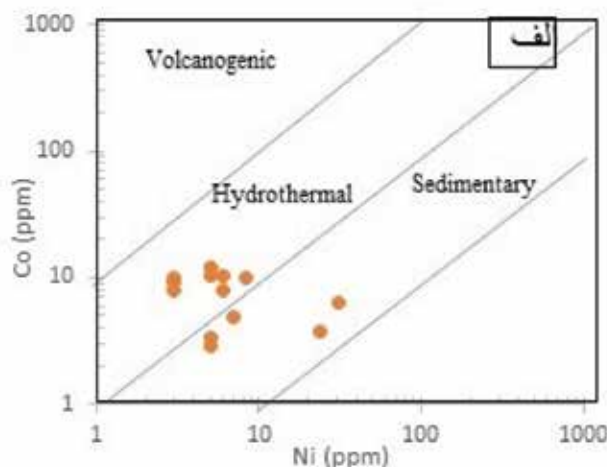
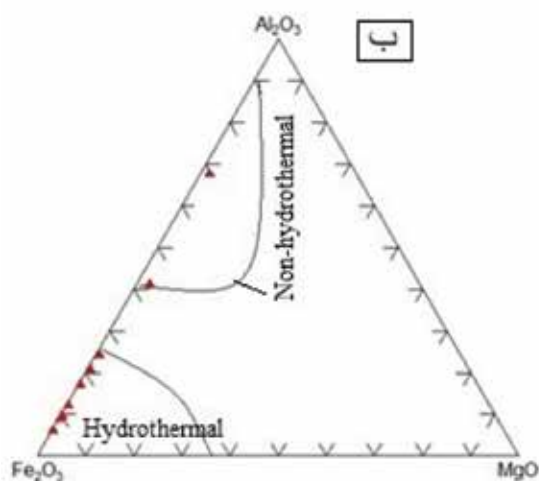
$Al_2O_3$  در سازند نواری سوپریور در بخش اکسیدی ۱/۳۹، بخش سیلیکات ۲/۴۱، بخش کربنات ۱/۴ و در نوع آگوما در بخش اکسیدی ۳، بخش سیلیکات ۱/۵۶، بخش کربنات ۶/۰۷ و بخش سولفید ۶/۲۳ است (Maynard, 1983) در حالی که میانگین  $Al_2O_3$  در منطقه بغل‌بید ۷ درصد وزنی است. میانگین درصد وزنی  $P_2O_5$  در کانسارهای رسوبی سوپریور در بخش اکسیدی ۰/۰۶، بخش سیلیکات ۰/۱،

کانه‌زایی آهن در بغل‌بید شباهتی با کانسارهای آهن رسوبی، دگرگونی و ماگمایی شناخته شده ندارد. به‌عنوان مثال از نظر گسترش یا اندازه، بافت و ساخت و سبک کانه‌زایی واحد آهن‌دار بغل‌بید با سازند آهن‌نوار قابل مقایسه نیست. ژئوشیمی این کانسنگ مورد بحث، نیز با سازند سنگ‌آهن نواری متفاوت است. میانگین درصد وزنی

زیردریایی و خشکی از خود ناهنجاری نشان می‌دهند به طوری که به عنوان عناصر ردیاب در اکتشاف کانسارهای اپی‌ترمال بکار می‌روند. ظاهراً نسبت‌های  $Co/V$  و  $Co/Ni$  شاخص‌های مناسبی برای تشخیص خاستگاه کانه‌زایی آهن است (Bajwah et al., 1987). رجب‌زاده و راستی (۱۳۹۰) نیز از این شاخص‌ها برای بحث خاستگاه کانسار آهن دهیید استفاده کرده‌اند. براساس نسبت  $Co/Ni$ ، اکثر نمونه‌های محدوده بغل‌بید در محدوده کانسارهای گرمایی و تعدادی در محدوده کانسارهای رسوبی واقع شدند (شکل ۱۳-الف). نسبت  $Cr/V$  در اغلب ذخایر سنگ آهن ماگمایی و رسوبی کمتر از ۰/۱ است و این نسبت در ذخایر آهن گرمایی بالاتر از ۱ است (Marschik and Fontbote, 2001). مقدار این نسبت برای کانسنگ آهن بغل‌بید برابر ۱/۱۸ می‌باشد که در محدوده کانسارهای سنگ آهن گرمایی قرار می‌گیرد. مقدار کروم در کانسارهای آهن گرمایی از ۱۰ تا ۳۰۰ گرم در تن گزارش شده است (Bookstrom, 1977). غلظت کروم در نمونه‌های هماتیتهی بغل‌بید بین ۲۶-۸۶ گرم در تن متغیر است و میانگین آن در حدود ۴۳/۷ گرم در تن است، بنابراین از لحاظ میزان غلظت کروم، تا حد زیادی این کانسار با کانسارهای گرمایی مشابه می‌باشد. مقدار آلومینیم و منیزیم در واحد سنگ آهن دار بغل‌بید بیشتر شبیه کانسارهای گرمایی است (شکل ۱۳-ب).

بخش کربنات ۰/۱۵ و در نوع آگوما بخش اکسیدی ۰/۲۱، بخش سیلیکات ۰/۴۲، بخش کربنات ۰/۴۴ و بخش سولفید ۰/۱۷ است (Maynard, 1983) درحالی‌که در منطقه بغل‌بید میانگین درصد وزنی  $P_2O_5$  کمتر از ۰/۱ است. کانسار سنگ آهن بغل‌بید با کانسارهای نوع ماگمایی نیز شباهتی ندارد از لحاظ ژئوشیمی کانسارهای نوع ماگمایی سنگ آهن، دارای تیتانیوم، وانادیوم و گاهی فسفر بالاتری بوده است. یکی از ویژگی‌های کانسارهای آهن با منشا ماگمایی، بالا بودن مقدار وانادیم آنها است (۲۰۰ تا ۱۰۰۰ گرم در تن) (Nyström and Henriquez, 1994). کانسارهای آهن نوع کایرونا و IOCG نیز با فسفر فراوان و تشکیل ثانویه آلبیت و اکتینولیت مشخص می‌شوند (Mehrabi, et al., 2019). در کانسار بغل‌بید مقدار عنصر تیتانیوم و وانادیوم کم و همبستگی منفی شدیدی با آهن دارد. فرضیه نوع اسکارن نیز برای کانه‌زایی آهن در بغل‌بید منتفی است چون هر چند کانه‌زایی آهن بغل‌بید در مجاورت دایک‌ها رخ داده ولی هیچ اثری از یک هاله دگرگونی و کانی‌های اسکارن در آن دیده نمی‌شود.

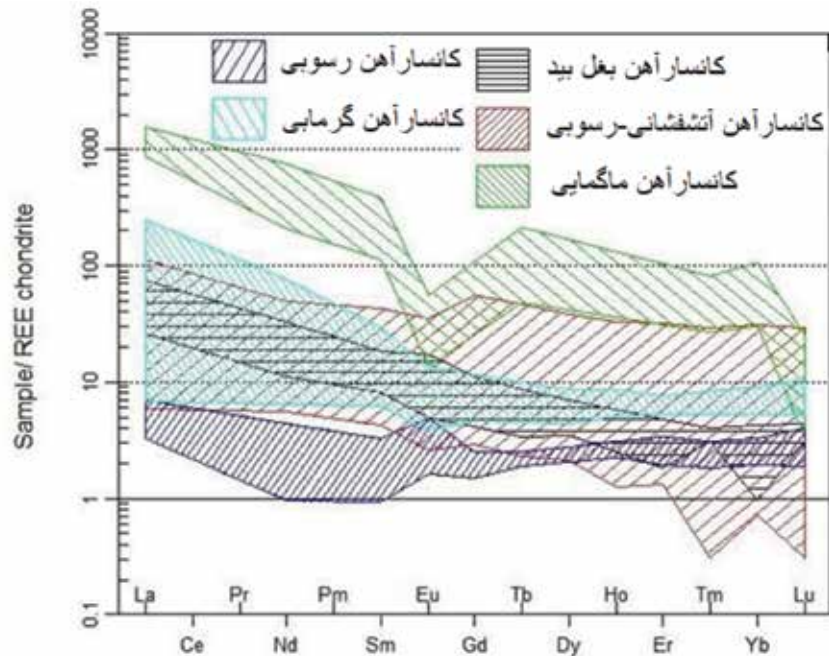
وجود ناهنجاریهایی از عناصر  $As$ ،  $Sb$ ،  $Ag$ ،  $Pb$ ،  $Zn$  و  $Ba$  در واحد سنگ آهن دار بغل‌بید ممکن است نشانگر تشکیل این کانسار از سیالات گرمایی باشد. این عناصر معمولاً در کانسارهای گرمایی مرتبط با آتشفشان‌های



شکل ۱۳. الف) نمودار Co-Ni در نمونه‌های کانسنگ، محدوده ذخایر آهن گرمایی (Bajwah et al., 1987)، ب) موقعیت نمونه‌های کانسنگ در نمودار مثلثی  $Al_2O_3$ - $Fe_2O_3$ - $MgO$  (Russel et al., 1981)

دمای رگه مس‌دار از دمای کانه‌زایی آهن کمتر است. به نظر می‌رسد دمای زمین‌گرایی در حین فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با دایک‌های نیمه‌زرف گرانودیوریتی در منطقه افزایش پیدا کرده و باعث شده آب‌های جوی زیرزمینی گرم شده و ضمن چرخش در واحدهای سنگی منطقه باعث کانه‌زایی در شکستگی‌ها و مناطق نفوذپذیر شوند. کانه‌زایی آهن در مناطق کم‌عمق و در شرایط اکسیدان تشکیل شده است. تشکیل بلورهای کوارتز در حفرات و فضاهای خالی و در اطراف اجزای برش (ساختمان کوادری) (شکل ۵-ت) نیز ممکن است از شواهد اپی‌ترمال در منطقه باشد.

الگوی REE برای نمونه‌های بغل‌بید از افق هماتیت‌دار در مقایسه با الگوی این عناصر برای کانسارهای آهن رسوبی، ماگمایی، رسوبی-آتشفشانی و گرمابی در شکل ۱۴ نشان داده شده است. این مقایسه شباهت بیشتر الگوی کانه‌زایی آهن را با الگوی کانسارهای گرمابی و رسوبی-آتشفشانی نشان می‌دهد. در مطالعه‌ای که در راستای همین پژوهش انجام شده، دما و شوری سیالات درگیر در کوارتزهای موجود در رگه کوارتز حاوی کالکوپیریت در منطقه و در کوارتزهای همراه با نمونه هماتیت‌دار در محدوده دما و شوری سیالات درگیر در کانسارهای اپی‌ترمال قرار می‌گیرند (سربوزی حسین‌آبادی، ۱۳۹۶)، بر اساس این اطلاعات



شکل ۱۴. الگوی REE برای نمونه‌های بغل‌بید از افق هماتیت‌دار در مقایسه با الگوی این عناصر برای کانسارهای سنگ‌آهن رسوبی، ماگمایی، رسوبی-آتشفشانی و گرمابی نرمالیز شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984)، داده‌ها به ترتیب (Helvacı, 1984)، (Helvacı, 1984)، (کازمی راد و همکاران، ۱۳۹۳)، (Fontbote, 2001 Marschik and)

## نتیجه‌گیری

واحدهای زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه عمدتاً آذرآواری و از تناوب ماسه‌سنگ، لیتیک توف، آگلومرا، کنگلومرا و برش تشکیل شده که توسط دایک‌هایی با ترکیب گرانودیوریت قطع شدند. این دایک‌ها متعلق به سری ماگمایی کالکوالکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی و محیط‌های بعد از کوهزایی می‌باشند. کانه‌زایی آهن در بخش بالایی واحد آگلومرا و برش و نزدیک به دایک‌ها به صورت هماتیت در فضاهای خالی بین اجزای برش تشکیل شده که نشان‌دهنده اپی‌ژنتیک بودن آن است. ژئوشیمی کانسنگ آهن بغل‌بید با ژئوشیمی کانسارهای گرمابی شباهت بیشتری دارد و از نظر مقدار وانادیوم و کروم، نسبت CO به Ni، الگوی عناصر نادر خاکی در محدوده کانسارهای گرمابی قرار می‌گیرند. وجود ناهنجاری‌هایی از عناصر As، Sb، Ag، و Ba در واحد آهن‌دار بغل‌بید نشانگر تشکیل این کانسار از سیالات گرمابی می‌باشد. سیالات گرمابی آهن را احتمالاً از سنگ‌های

واحدهای زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه عمدتاً آذرآواری و از تناوب ماسه‌سنگ، لیتیک توف، آگلومرا، کنگلومرا و برش تشکیل شده که توسط دایک‌هایی با ترکیب گرانودیوریت قطع شدند. این دایک‌ها متعلق به سری ماگمایی کالکوالکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی و محیط‌های بعد از کوهزایی می‌باشند. کانه‌زایی آهن در بخش بالایی واحد آگلومرا و برش و نزدیک به دایک‌ها به صورت هماتیت در

آذرآواری شسته و در بخش برشی که نفوذپذیری بالایی داشته حمل و متمرکز کرده است. احتمالاً گرمای مرتبط با تشکیل دایک‌های گرانودیوریتی باعث ایجاد و چرخش سیالات گرمایی شده است.

## سپاسگزاری

نویسندگان از معاونت پژوهشی دانشگاه سیستان و بلوچستان و سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران به جهت حمایت مالی و همچنین از کارکنان محترم بخش اکتشاف معدن سنگان برای فراهم آوردن امکان مطالعات صحرایی قدردانی می‌نمایند. از داوران این مقاله هم برای راهنمایی‌های ارزشمندشان سپاسگزاریم.

## منابع

- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۸۵۶.
- رجب‌زاده، م.، ع. و راستی، ص.، ۱۳۹۰. مطالعه کانه‌زایی کانسار مگنتیت ده‌بید با استفاده از داده‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی. زمین‌شناسی اقتصادی، ۳، ۲۱۷-۲۳۰.
- سربوزی حسین‌آبادی، آ.، ۱۳۹۶. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانی‌زایی آهن بغل‌بید، جنوب‌شرق معدن سنگان، شرق ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۲۵.
- کاظمی‌راد، م. راستاد، ا. و محجل، م.، ۱۳۹۳. کانه‌زایی آهن منگنز دارد در دولومیت‌های معادل سازند شتری در شمال خاور ده‌بید، پهنه سندج-سیرجان جنوبی، استان فارس. فصلنامه علوم زمین، ۹۴، ۳۶۹-۳۸۲.
- کریم‌پور، م. ح.، ۱۳۶۹. بررسی منشا و چگونگی تشکیل کانسار آهن سنگان خراسان. مجموعه مقالات سمینار سنگ آهن، شرکت ملی فولاد ایران، دفتر آموزش و تجهیز نیروی انسانی، ۲۶۹-۲۸۱.
- کریم‌پور، م. ح.، ۱۳۷۷. دما، نحوه تشکیل و پاراژنز مگنتیت در بخش‌های مختلف کانسار آهن سنگان خراسان. خلاصه مقالات هفدهمین گردهمایی علوم زمین، ۱۶۷-۱۶۱.
- کریم‌پور، م. ح.، ۱۳۸۲. کانی‌شناسی، آلتراسیون، سنگ منشا و محیط تکتونیکی کانسارهای Iron-Oxides Cu-Au و مثالهایی از ایران. یازدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه یزد، ۱۸۹-۱۸۴.
- کریم‌پور، م. ح.، سعادت، س. و ملک‌زاده شفارودی، آ.، ۱۳۸۱. شناسایی و معرفی کانی‌سازی نوع Fe-oxides Cu-Au و مگنتیت مرتبط با کمر بند ولکانیکی-پلوتونیک، خواف-کاشمر-بردسکن. بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین.
- کریم‌پور، م. ح. و ملک‌زاده شفارودی، آ.، ۱۳۸۵. مقایسه ژئوشیمی سنگ منشاء توده مگنتیت طلا دار تنورچه و مگنتیت بدون طلای معدن سنگان، استان خراسان رضوی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۳، ۴۴۲-۴۳۲.
- کریم‌پور، م. ح. و ملک‌زاده شفارودی، آ.، ۱۳۸۶. ژئوشیمی و کانی‌شناسی زون‌های اسکارنی و سنگ‌شناسی سنگ منشا کانسار آهن سنگان خراسان. فصلنامه علوم زمین، ۶۵، ۱۰۸-۱۲۵.
- گل محمدی، ع.، کریم‌پور، م. ح.، ملک‌زاده، آ. و مظاهری، ا.، ۱۳۹۲. پترولوژی و سن‌سنجی زیرکن به روش U-Pb در توده‌های نفوذی مناطق A، C جنوبی و دردی معدن سنگ آهن سنگان خواف. زمین‌شناسی اقتصادی، ۵، ۱۷۴-۱۵۵.
- گل محمدی، ع.، مظاهری، ا.، ملک‌زاده، آ. و کریم‌پور، م. ح.، ۱۳۹۳. سن‌سنجی زیرکن با روش U-Pb و ژئوشیمی توده‌های گرانیتی سرخر و برمانی، شرق معدن سنگ آهن سنگان خواف. پترولوژی، ۱۷، ۸۳-۱۰۲.
- گل محمدی، ع.، حیدریان شهری، م. ح.، مظاهری، ا.، رحیمی، ب.، کریم‌پور، م. ح.، ۱۳۹۶. تفسیر ناهنجاری‌های مغناطیسی معادن غربی سنگ آهن سنگان با استفاده از اطلاعات زمین‌شناسی و گمانه‌ها. مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۱، ۸۷-۱۰۹.
- علوی نائینی، م.، ۱۳۶۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تایباد. سازمان زمین‌شناسی ایران.
- Bajwah, Z. U., Secombe, P.K. and Offler, R., 1987. Trace element distribution, Co:Ni ratios and genesis of the Big Cadiairon-copper deposit, New South Wales, Australia. Mineralium Deposita, 22, 292-300.
- Bookstrom, A.A., 1977. The magnetic deposit of El Romeral, Chile. Economic Geology, 72, 1101-1130.
- Boomeri, M., 1997. Geochemical characteristics of halogen-bearing hastingsite, scapolite

- and phlogopite from the Sangan iron skarn deposits, northeastern Iran. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, 92, 481-501.
- Boomeri, M., Mizuta, T., Ishiyama, D. and Nakashima, K., 2006. Fluorine and chlorine in biotite from the Sarnowsar granitic rocks, northeastern Iran. *Iranian Journal of Science and Technology*, 30 (A1), 111-125.
  - Boomeri, M., Ishiyama, D., Mizuta, T., Matsubaya, O. and Lentz, D.R., 2010. Carbon and oxygen isotopic systematics in calcite and dolomite from the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 21, 213-244.
  - Boynton, W. V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: *Rare Earth element geochemistry* (Ed. Henderson, P.), Elsevier, Amsterdam, 63-114.
  - Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen and Unwin, London, 450.
  - Folk, R.L., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphills. Book Store, Austin, Texas.
  - Frietsch, R., 1970: Trace elements in magnetite and hematite mainly from northern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 646*, 3, 138.
  - Golmohammadi, A., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Mazaheri, S.A., 2015. Alteration-mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran. *Ore Geology Reviews*, 65,2, 545-563.
  - Hein, J.R., Schwab, W.C. and Davis, A.S., 1988. Co- and Pt-rich ferromanganese crusts and associated substrate rocks from the Marshall Islands. *Marine Geology*, 78, 255-283.
  - Helvacı, C., 1984. Apatite-rich iron deposits of the Avnik (Bingol) region, Southeastern Turkey. *Economic Geology*, 79, 345-371.
  - Hongo, Y. and Nozaki, Y., 2001. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits and calyptogena shell from the Iheya Ridge vent field, Okinawa Trough. *Geochemical Journal*, 35(5), 347-354.
  - Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
  - Marschik, R. and Fontbote, L., 2001. The Candelaria-Punta Del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Ag) deposits, Chile. *Economic Geology*, 96, 1799-1826.
  - Mason, B. and Moore, C. B., 1982. *Principle of Geochemistry*, John Wiley and Sons, 344.
  - Maynard, J. B., 1983. *Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits*. Springer-Verlag, 305.
  - Mehrabi, B., Karimishahraki, B., Banks, D., Boyce, A. and Yardley, B.W.D., 2019. Hydrothermal iron oxide-Cu-Au (IOCG) mineralization at the Jalal-Abad deposit, northwestern Zarand, Iran. *Ore Geology Reviews*, 106, 300-317.
  - Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37, 215-224.
  - Müller, D. and Groves, D.L., 1992. *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization*. Second Updated and Enlarged Edition Springer, 238.
  - Nyström, J.O. and Henriquez, F., 1994. Magmatic features of iron ores of the Kiruna-type in Chile and Sweden, Ore textures and magnetite geochemistry. *Economic Geology*, 89, 820-839.
  - 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.



- Rollinson, H. R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation Longman Scientific and Technical, Oxford/John Wiley, New York, 261.
- Russel, M.J., Solomon, M. and Walse J.L., 1981. The genesis of sediment-hosted exhalative Zinc-Lead deposits. *Mineralium Deposita*, 16, 113-127.
- Scholten, L., Schmidt, C., Lecumberri-Sanchez, P., Newville, M., Lanzirrotti, A., Sirbescu, M.L.C. and Steele-MacInnis, M., 2019. Solubility and speciation of iron in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 252, 126-143.
- Siegel, F.R., 1979. Reviews of research on modern problems in geochemistry. International Association for Geochemistry and Cosmochemistry, Earth Sciences 16, Unesco.
- Ternet, Y., 1990. Explanatory text of the Taybad quadrangle map of 1/250,000. Geological Survey of Iran, Tehran, 200.
- Whitney, D. and Evans, B. D., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 1, 185-187.
- Xu Bao, S., Yang Zhou, H., Tong Peng, X., Wu Ji, F. and Qiang Yao, H., 2008. Geochemistry of REE and yttrium in hydrothermal fluids from the Endeavour segment, Juande Fuca Ridge. *Geochemical Journal*, 42, 4, 359-370.

# هیدروژئوشیمی رودخانه گرگانرود در گستره شهر گنبدکاووس، استان گلستان

عباس تیموری<sup>۱</sup>، گیتی فرقانی تهرانی<sup>(۲)</sup>، هادی جعفری<sup>۳</sup> و عبدالرضا کابلی<sup>۴</sup>

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۲. استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۳. دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۴. کارشناس ارشد هیدروژئولوژی، شرکت آب منطقه‌ای استان گلستان

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۳/۱۸

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۷/۰۶

## چکیده

رودخانه‌ها از منابع اصلی تأمین آب برای مصرف‌های شرب و کشاورزی هستند و ارزیابی کیفیت آنها بسیار حائز اهمیت است. هدف از این مطالعه، تعیین فرآیندهای طبیعی و انسانی مؤثر بر کیفیت آب رودخانه گرگانرود و شاخه‌های فرعی آن در گستره شهر گنبدکاووس می‌باشد. رودخانه گرگانرود بزرگترین رودخانه در استان گلستان (شمال شرق ایران) است. در طی سال‌های گذشته این رودخانه دریافت‌کننده فاضلاب‌های مختلف شهری، کشاورزی و صنعتی به‌ویژه در گستره شهر گنبدکاووس بوده است. به‌منظور ارزیابی کیفیت شیمیایی آب رودخانه گرگانرود و بررسی عوامل مؤثر بر ویژگی‌های کیفی در گستره مورد مطالعه، ۳۷ نمونه آب و شش نمونه فاضلاب برداشت شد و پارامترهای فیزیکی-شیمیایی و غلظت یون‌های اصلی اندازه‌گیری گردید. بر اساس نتایج به‌دست‌آمده، pH و EC نمونه‌های آب در گستره شهر در اثر تخلیه رواناب‌های شهری و یا ورود شاخه‌های فرعی، که pH و EC پایین‌تری نسبت به شاخه اصلی دارند، کاهش می‌یابد. به دلیل رخداد فرآیند نیترات‌زدایی، غلظت نیترات در نمونه‌های گستره شهر نسبت به سایر نمونه‌ها پایین‌تر است. تیپ اغلب نمونه‌های آب رودخانه گرگانرود و شاخه‌های فرعی به ترتیب سولفات سدیک و بی‌کربنات سدیک می‌باشد. با توجه به نتایج به‌دست‌آمده، اتصال شاخه‌های فرعی باعث بهبود کیفیت آب رودخانه برای مصرف‌های شرب و کشاورزی شده است. در مسیر رودخانه، فرآیندهای طبیعی شامل انحلال کانی‌ها (هالیت، ژپس و انیدریت) و تبادل یونی، و نیز فعالیت انسان (تخلیه پساب‌های کشاورزی و شهری) باعث افت کیفیت آب رودخانه شده است.

واژه‌های کلیدی: رودخانه گرگانرود، کیفیت آب، گنبدکاووس، هیدروژئوشیمی.

## مقدمه

سلامت جامعه، دستورالعمل‌هایی را برای کیفیت آب ارائه کرده است. افزایش غلظت برخی ترکیبات حل‌شده طبیعی مانند کلر، گرچه بر سلامت انسان تأثیرگذار نیست اما

کیفیت آب نقش بسزایی در سلامت انسان، کیفیت و کمیت خاک و محصولات زراعی دارد (Zhang et al., 2012). سازمان بهداشت جهانی (WHO, 2011) به‌منظور ارتقاء

\* نویسنده مرتبط: forghani@shahroodut.ac.ir

شرب و صنعت در مسیر خود می‌باشد. حوضه آبریز گرگانرود یکی از حاصلخیزترین مناطق کشاورزی ایران است. مقدار آب مصرفی رودخانه گرگانرود برای آبیاری زمین‌های کشاورزی در مقایسه با سایر مصرف‌های بالاتر است، بنابراین احتمال آلودگی این رودخانه از طریق ورود پساب‌های کشاورزی وجود دارد. همچنین در مسیر عبور رودخانه از شهر گنبدکاووس مقدار زیادی فاضلاب شهری به آن وارد می‌شود (تیموری، ۱۳۹۱). با توجه به نقش این رودخانه در تأمین نیازهای آبی و نیز اهمیت آن به‌عنوان زیستگاه آبیانی چون ماهی‌های خاوباری، ارزیابی کیفیت آب آن ضروری به نظر می‌رسد. بنابراین هدف از مطالعه حاضر ارزیابی ویژگی‌های کیفی و بررسی عوامل مؤثر بر ویژگی‌های هیدروشیمیایی بخشی از رودخانه گرگانرود در حد فاصل سد گلستان تا پایین دست شهر گنبد به طول ۴۲ کیلومتر می‌باشد.

### منطقه مورد مطالعه

رودخانه گرگانرود از ارتفاعات آلاداغ در شمال پارک ملی گلستان سرچشمه می‌گیرد و پس از عبور از مناطق کوهستانی به دشت گرگان وارد می‌شود. این رودخانه با طول حدود ۳۵۰ کیلومتر، پس از دریافت شاخه‌های متعدد که مهمترین آنها در گستره مورد مطالعه، قلی‌تپه، چهل‌چای و خرمالو می‌باشند، در ناحیه خواجه‌نفس در نزدیکی بندر ترکمن به دریای خزر می‌ریزد. حوضه آبریز این رودخانه در گستره  $54^{\circ}$  تا  $30^{\circ}$   $56^{\circ}$  طول شرقی و  $36^{\circ}$   $36^{\circ}$  تا  $47^{\circ}$   $37^{\circ}$  عرض شمالی واقع شده است و مساحت تقریبی آن ۱۰۲۵ کیلومتر مربع می‌باشد (خاکپور و همکاران، ۱۳۸۸). این حوضه عمدتاً از رسوبات آبرفتی ماسه‌ای و سیلتی کواترنری تشکیل شده است (شکل ۱). رودخانه گرگانرود، مسیری پر پیچ و خم و مئاندری را در این بستر آبرفتی طی می‌کند. میانگین آبدهی رودخانه گرگانرود در فصل‌های پاییز و بهار به ترتیب  $4/6$  و  $12/3$  مترمکعب در ثانیه و میانگین آورد سالانه آن ۹۲۰ میلیون متر مکعب گزارش شده است. منابع آلودگی رودخانه گرگانرود عبارتند از تخلیه فاضلاب‌های شهری، صنعتی، و همچنین پساب‌های کشاورزی (Azad et al., 2017; Karbasi et al., 2011) که توسط

می‌تواند مصرف آب برای مصرف‌های شرب و کشاورزی را محدود کند. افزایش مقدار سدیم آب باعث کاهش هدایت هیدرولیکی و کاهش پایداری خاک، پراکندگی و تورم ذرات رس، تشکیل شوره، و کاهش کشت و زرع می‌شود (Zhang et al., 2012). حضور عناصر بالقوه سمی (PTEs) در اکوسیستم‌های آبی، بسیار نگران‌کننده است، زیرا این عناصر از مهم‌ترین آلاینده‌های شیمیایی می‌باشند و ورود آنها به زنجیره غذایی می‌تواند به بروز خطرات سلامتی منجر شود (Zhang et al., 2010).

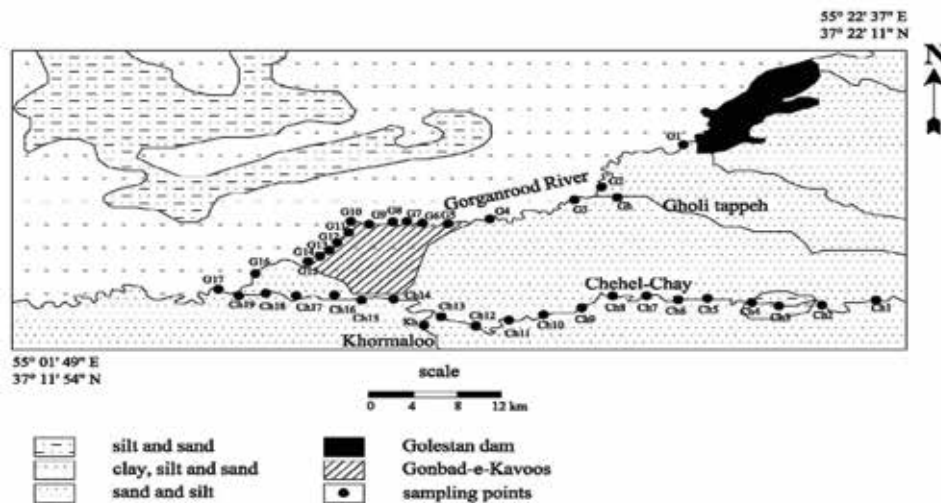
رودخانه‌ها به دلیل تأمین نیازهای آبی برای مصرف‌های شرب، صنعت و کشاورزی بسیار حائز اهمیت می‌باشند و کمیت و کیفیت آنها، مبنایی برای توسعه پایدار در سراسر دنیا می‌باشد (Sundary et al., 2009). همچنین این منابع آب سطحی، به دلیل دسترسی آسان برای تخلیه انواع فاضلاب‌ها، بسیار مستعد آلودگی هستند (Singh et al., 2004). در سال‌های اخیر برداشت بیش از اندازه از منابع آب سطحی، خشکسالی‌ها و عملکرد عوامل طبیعی و فعالیت‌های انسان، باعث کم آبی و خشک شدن رودخانه‌ها و افزایش شدت آلودگی میکروبی و شیمیایی این منابع ارزشمند شده است (فرقانی و همکاران، ۱۳۹۳). خصوصیات شیمیایی رودخانه‌ها (شامل غلظت یون‌های اصلی و فلزات جزئی و اصلی در آب) تحت تأثیر فرآیندهای طبیعی نظیر بارش‌های جوی، آمیختگی، ته‌نشست کانی‌ها، برهم‌کنش‌های آب-سنگ، تبخیر، تبادل یونی و فعالیت‌های انسان مانند ورود فاضلاب‌ها و پساب‌های شهری، صنعتی و کشاورزی تغییر می‌کند (Zhang et al., 2019; Giridharan et al., 2018; Pant et al., 2010). با توجه به اهمیت منابع آب سطحی در تأمین نیازهای انسان، ارزیابی ویژگی‌های هیدروشیمیایی و بررسی نقش عوامل گوناگون طبیعی و انسانی در تغییر کیفیت آب آنها بسیار حائز اهمیت است. همچنین مطالعه ژئوشیمیایی منابع آب سطحی، کاربردهای وسیعی در ارائه راهکارهای مدون برای پاکسازی منابع آلوده آب دارد (Pant et al., 2018). رودخانه گرگانرود یکی از مهم‌ترین رودخانه‌های استان است که تأمین‌کننده آب مورد نیاز برای مصرف‌های آبیاری،

پُر شد. پارامترهای pH و هدایت الکتریکی (EC) به ترتیب توسط دستگاه pH متر مدل SUNTEX با دقت ۰/۰۱ و دستگاه EC متر مدل HACH با دقت ۰/۰۱ میکروزیمنس بر سانتی‌متر بلافاصله اندازه‌گیری شد. غلظت یون‌های اصلی (کلر، سولفات، بی‌کربنات، منیزیم، کلسیم، سدیم و پتاسیم)، نیترات و فسفات و اندازه‌گیری TDS در آزمایشگاه شرکت آب منطقه‌ای استان گلستان اندازه‌گیری شد. کلسیم و منیزیم به روش تیتراسیون با EDTA، کلر از طریق تیتراسیون با  $AgNO_3$ ، بی‌کربنات به روش تیتراسیون با HCl، سدیم و پتاسیم توسط نورسنج شعله‌ای، سولفات، نیترات و فسفات توسط اسپکتروفتومتر و TDS با روش باقی‌مانده تبخیر اندازه‌گیری شد. در جدول ۱ آمار توصیفی نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌ها به تفکیک رودخانه گرگانرود، شاخه‌های فرعی و نمونه‌های فاضلاب ارائه شده است.

فعالیت انسان به وجود آمده‌اند. بر اساس مطالعه کرباسی و همکاران (Karbasi et al., 2011)، تخلیه پساب‌های صنایع غذایی به رودخانه گرگانرود، باعث افزایش اکسیژن‌خواهی زیستی و جامدات معلق کل در آب رودخانه شده است.

## روش مطالعه

پس از انجام مطالعات پایه و بازدید میدانی در آبان ماه ۱۳۹۱، تعداد ۳۷ نمونه آب از شاخه اصلی و شاخه‌های فرعی قلی تپه، خرمالو و چهل‌چای برداشت شد. همچنین به‌منظور بررسی تأثیر احتمالی فاضلاب‌های ورودی بر ویژگی‌های کیفی، تعداد شش نمونه از ورودی‌های اصلی فاضلاب برداشت شد. شکل ۱ موقعیت نقاط نمونه‌برداری را نشان می‌دهد. برای نمونه‌برداری از بطری‌های پلی‌اتیلنی با حجم یک لیتر استفاده شد. در هر ایستگاه، بطری نمونه‌برداری ابتدا چند بار به‌وسیله آب رودخانه شسته شد و سپس در زیر سطح آب (عمق ۳۰-۲۰ سانتی‌متری)



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰ گنبدکاووس) و موقعیت ایستگاه‌های نمونه‌برداری (پیشوندهای G، Gh، Kh و Ch به ترتیب مربوط به نمونه‌های رودخانه گرگانرود، شاخه‌های فرعی قلی تپه، خرمالو و چهل‌چای می‌باشند)

## بحث و بررسی

### هدایت الکتریکی، TDS و pH

میکروزیمنس بر سانتی‌متر در تغییر است. همچنین میزان TDS در شاخه اصلی بین ۸۴۴ تا ۳۵۳۲ (متوسط ۲۲۸۹) میلی‌گرم بر لیتر و در شاخه چهل‌چای بین ۵۲۵ تا ۶۴۵ (متوسط ۶۰۴) میلی‌گرم بر لیتر تغییر می‌کند. در مقایسه با مقدار متوسط جهانی TDS (۱۲۰ میلی‌گرم بر لیتر، Gaillardet et al., 1999)، رودخانه گرگانرود و شاخه

تغییرات میزان هدایت الکتریکی نمونه‌های آب شاخه اصلی گرگانرود بین ۱۵۳۵ تا ۵۹۷۰ و متوسط آن ۳۸۱۹ میکروزیمنس بر سانتی‌متر می‌باشد. میزان هدایت الکتریکی در شاخه چهل‌چای بین ۸۳۱ تا ۱۰۵۰ (متوسط ۹۳۶)

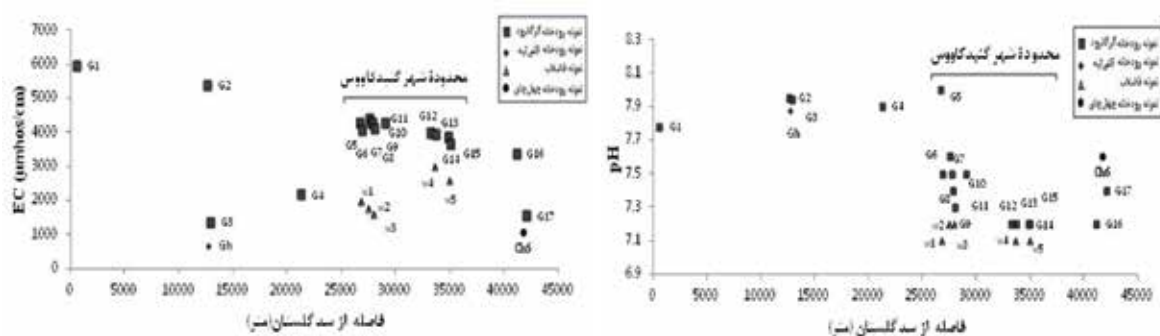
چهل‌چای دارای TDS بالاتری می‌باشند که احتمالاً ناشی از جریان رودخانه در یک مسیر مئاندری است. پایین‌تر بودن مقادیر هدایت الکتریکی و TDS نمونه‌های برداشت شده از رودخانه چهل‌چای نسبت به رودخانه گرگانرود، احتمالاً ناشی از نزدیکی این شاخه فرعی به چشمه‌های تغذیه‌کننده و مسیر کوتاه‌تر این رودخانه در بستر آبرفتی می‌باشد.

جدول ۱. آمار توصیفی ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی و غلظت یون‌ها در نمونه‌های آب رودخانه گرگانرود (G)، شاخه‌های فرعی (T) و فاضلاب (W)

	EC ( $\mu\text{s/cm}$ )	TDS (mg/l)	pH	Na <sup>+</sup> (mg/l)	K <sup>+</sup> (mg/l)	Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (mg/l)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)
G (n=16)												
Min.	۱۳۵۳	۸۴۴	۷٫۲	۱۱۰	۳٫۱	۸۲	۶۰٫۱	۲۸۰	۲۳۰	۱۴۹	۱٫۸	۰
Max.	۵۹۷۰	۳۵۳۲	۷٫۹	۷۷۲	۵٫۵	۲۸۰	۲۴۳	۴۷۵	۱۵۰۰	۹۴۰	۴٫۲	۱۱
Mean	۳۸۱۹	۲۲۸۹	۷٫۵	۴۶۹	۴٫۴	۱۶۹	۱۶۲	۳۸۷	۸۸۸	۶۱۴	۳٫۱	۴٫۷
T (n=21)												
Min.	۸۳۱	۵۲۵	۷٫۵	۶۷٫۸	۲٫۳	۶۰٫۱	۳۰٫۴	۲۵۰	۶۴	۱۱۰	۰٫۱	۰
Max.	۱۰۵۰	۶۵۴	۷٫۷	۹۸٫۱	۳٫۱	۷۴٫۱	۴۲٫۵	۲۶۸	۱۴۰	۱۴۹	۲٫۹	۱۰٫۷
Mean	۹۶۳	۶۰۴	۷٫۶	۸۸٫۶	۲٫۷	۶۹٫۴	۳۷	۲۶۱	۱۰۷	۱۳۵	۰٫۹	۳٫۹
W (n=6)												
Min	۱۵۹۸	۹۹۳	۷	۶۰٫۸	۸۸٫۱	۴٫۲	۱۴۷	۴۶۳٫۷	۲۷۰	۱۲۷٫۸	۳٫۵	۲
Max	۳۰۰۰	۱۸۳۳	۷٫۲	۱۳۱٫۳	۱۶۰٫۳	۸٫۶	۳۴۰	۵۱۸٫۶	۷۰۰	۴۴۰٫۲	۹٫۵	۱۰٫۲
Mean	۲۳۰۵	۱۴۲۳	۷٫۱	۹۵٫۶	۱۲۸٫۹	۶٫۳	۲۵۶	۴۹۶٫۱	۴۲۳٫۹	۲۸۱٫۸	۶٫۳	۶٫۳

سانتی‌متر، جدول ۱) و رقیق‌شدگی آب رودخانه باشد. در ادامه مسیر رودخانه و پس از اتصال شاخه فرعی چهل‌چای با کیفیت بهتر، مجدداً مقدار هدایت الکتریکی رودخانه کاهش یافته است. مقادیر pH در رودخانه گرگانرود بین ۷٫۲ تا ۷٫۹ (میانگین ۷٫۵) و در شاخه فرعی چهل‌چای بین ۷٫۵ تا ۷٫۷ (میانگین ۷٫۶) متغیر است. pH آب رودخانه گرگانرود تا قبل از ورود به گستره شهر گنبدکاووس تقریباً ثابت و حدود هشت است. با ورود رودخانه به محدوده شهر، مقدار pH به صورت مشخصی کاهش یافته و به حدود هفت می‌رسد (شکل ۲). این کاهش به دلیل ورود فاضلاب‌های با pH کمتر (میانگین ۷٫۱) به رودخانه می‌باشد. پایین‌تر بودن pH نمونه‌های فاضلاب شهری ناشی از تجزیه مواد آلی موجود در فاضلاب‌ها به دلیل حاکم بودن شرایط اکسایشی و تولید اسیدهای آلی است که به کاهش نسبی pH منجر می‌شود (Sikka et al., 2009). در ادامه مسیر رودخانه و پس از اتصال شاخه فرعی چهل‌چای با pH بالاتر نسبت به گرگانرود، مجدداً مقادیر pH افزایش یافته است.

شکل ۲ تغییرات هدایت الکتریکی و pH در طول شاخه اصلی گرگانرود را نشان می‌دهد. بالاترین مقادیر اندازه‌گیری شده هدایت الکتریکی مربوط به دو نمونه G<sub>۱</sub> و G<sub>۲</sub> (به ترتیب برابر ۵۹۷۰ و ۵۳۸۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر) می‌باشد، که دلایل احتمالی آن حجم کم آب در پایین دست سد گلستان، سرعت اندک جریان آب و همچنین تغذیه از آب‌های زیرزمینی با EC بالاتر از رودخانه (بیش از ۶۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر، گرمی و همکاران ۱۳۸۷) می‌باشد. ورود شاخه فرعی قلی‌تپه با هدایت الکتریکی ۶۷۳ میکروزیمنس بر سانتی‌متر میزان هدایت الکتریکی نمونه‌های G<sub>۳</sub> و G<sub>۴</sub> را نسبت به نمونه‌های پیشین به صورت شاخص کاهش داده است. در ادامه مسیر، مئاندری بودن رودخانه و همچنین افزایش طول مسیر و زمان ماندگاری آب در تماس با رسوبات باعث افزایش مجدد هدایت الکتریکی به بالاتر از ۴۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر شده است. کاهش مشخص هدایت الکتریکی رودخانه در گستره شهر گنبدکاووس می‌تواند به دلیل ورود پساب‌های شهری با EC کمتر نسبت به آب رودخانه (میانگین ۲۳۰۰ میکروزیمنس بر



شکل ۲. روند تغییرات هدایت الکتریکی و pH در نمونه‌های آب رودخانه گرگانرود با فاصله از سد گلستان (هدایت الکتریکی شاخه فرعی قلی‌تپه و فاضلاب‌های ورودی به رودخانه نیز در این شکل ارائه شده است)

فرعی ۲۶۱، ۱۰۷، و ۱۳۵ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد. غلظت یون‌های اصلی به‌ویژه سدیم، منیزیم، کلر و سولفات در بیشتر نمونه‌های شاخه گرگانرود بالاتر از مقادیر مجاز برای آب‌های مورد استفاده در آبیاری (Sundaray et al., 2009) یا استاندارد سازمان بهداشت جهانی (WHO, 2011) برای مصرف شرب است که می‌تواند ناشی از رخداد فرآیندهای طبیعی و یا عوامل انسانزاد باشد (Huang et al., 2009).

## تغییرات غلظت و منشأ یون‌ها

میانگین غلظت یون‌های کلسیم، منیزیم، سدیم، و پتاسیم در شاخه اصلی گرگانرود به ترتیب ۱۶۹، ۱۶۲، ۴۶۹، و ۴/۴ میلی‌گرم بر لیتر و در شاخه‌های فرعی ۶۹/۴، ۳۷، ۸۸/۶، و ۷/۲ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد. میانگین غلظت یون‌های بی‌کربنات، سولفات و کلر در شاخه اصلی به ترتیب ۳۸۷، ۸۸۸، و ۶۱۴ میلی‌گرم بر لیتر و در شاخه‌های

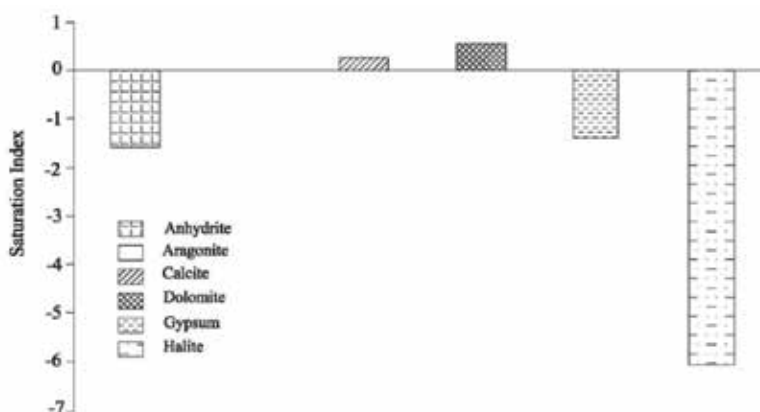
جدول ۲. ضریب همبستگی بین پارامترهای کیفی و یون‌های اصلی نمونه‌های آب

	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	PO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	TDS	pH	EC
K <sup>+</sup>	۱											
Na <sup>+</sup>	۰٫۷۶۴**	۱										
Mg <sup>2+</sup>	۰٫۷۵۷**	۰٫۹۸۵**	۱									
Ca <sup>+</sup>	۰٫۷۱۸**	۰٫۹۷۷**	۰٫۹۵۶**	۱								
PO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	۰٫۶۶۶**	۰٫۵۸۱**	۰٫۵۹۶**	۰٫۵۸۹**	۱							
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	۰٫۰۴۳	-۰٫۱	-۰٫۰۷۷	-۰٫۱۵۵	۰٫۱۷۵	۱						
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	۰٫۸۸۹**	۰٫۹۰۲**	۰٫۸۹۰**	۰٫۸۹۸**	۰٫۷۵۱**	-۰٫۰۱۵	۱					
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	۰٫۷۶۲**	۰٫۹۹۴**	۰٫۹۹۲**	۰٫۹۷۴**	۰٫۶۱۶**	-۰٫۰۸۷	۰٫۹۱۵**	۱				
Cl <sup>-</sup>	۰٫۷۲۷**	۰٫۹۸۲**	۰٫۹۷۶**	۰٫۹۵۹**	۰٫۵۴۰**	-۰٫۰۸۶	۰٫۸۵۸**	۰٫۹۷۸**	۱			
TDS	۰٫۷۸۷**	۰٫۹۹۸**	۰٫۹۹۱**	۰٫۹۷۶**	۰٫۶۰۸**	-۰٫۰۹	۰٫۹۱۷**	۰٫۹۹۶**	۰٫۹۸۰**	۱		
pH	-۰٫۶۲۱**	-۰٫۲۲۵	-۰٫۱۹	-۰٫۱۷۹	-۰٫۱۶۴	-۰٫۰۷۸	-۰٫۳۲۸	-۰٫۱۸۹	-۰٫۲۲۳	-۰٫۲۳۱	۱	
EC	۰٫۷۶۶**	۰٫۹۹۸	۰٫۹۹۳	۰٫۹۷۷**	۰٫۵۹۷**	-۰٫۰۹۸	۰٫۹۰۵**	۰٫۹۹۶**	۰٫۹۸۴**	۰٫۹۹۹**	-۰٫۲۱	۱

\*\*Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed), \*Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

آب مورد مطالعه (شکل ۴-الف) نشان‌دهنده تأثیر انحلال هالیت در فراهم کردن یون‌های سدیم و کلر می‌باشد (Jalali, 2009). همبستگی بالای کلر و سدیم ( $r=0/9$ ) و منفی بودن شاخص اشباع هالیت در تمامی نمونه‌های مورد مطالعه نیز مؤید نقش انحلال این کانی در افزایش غلظت

برای یافتن منشأ یون‌ها و فرآیندهای حاکم بر شیمی آب از شاخص اشباع کانی‌ها (SI) (شکل ۳)، نسبت‌های یونی، روابط ترکیبی بین یون‌ها (شکل ۴) و ضریب همبستگی بین یون‌ها (جدول ۲) استفاده شد. افزایش هماهنگ غلظت سدیم و کلر در نمونه‌های

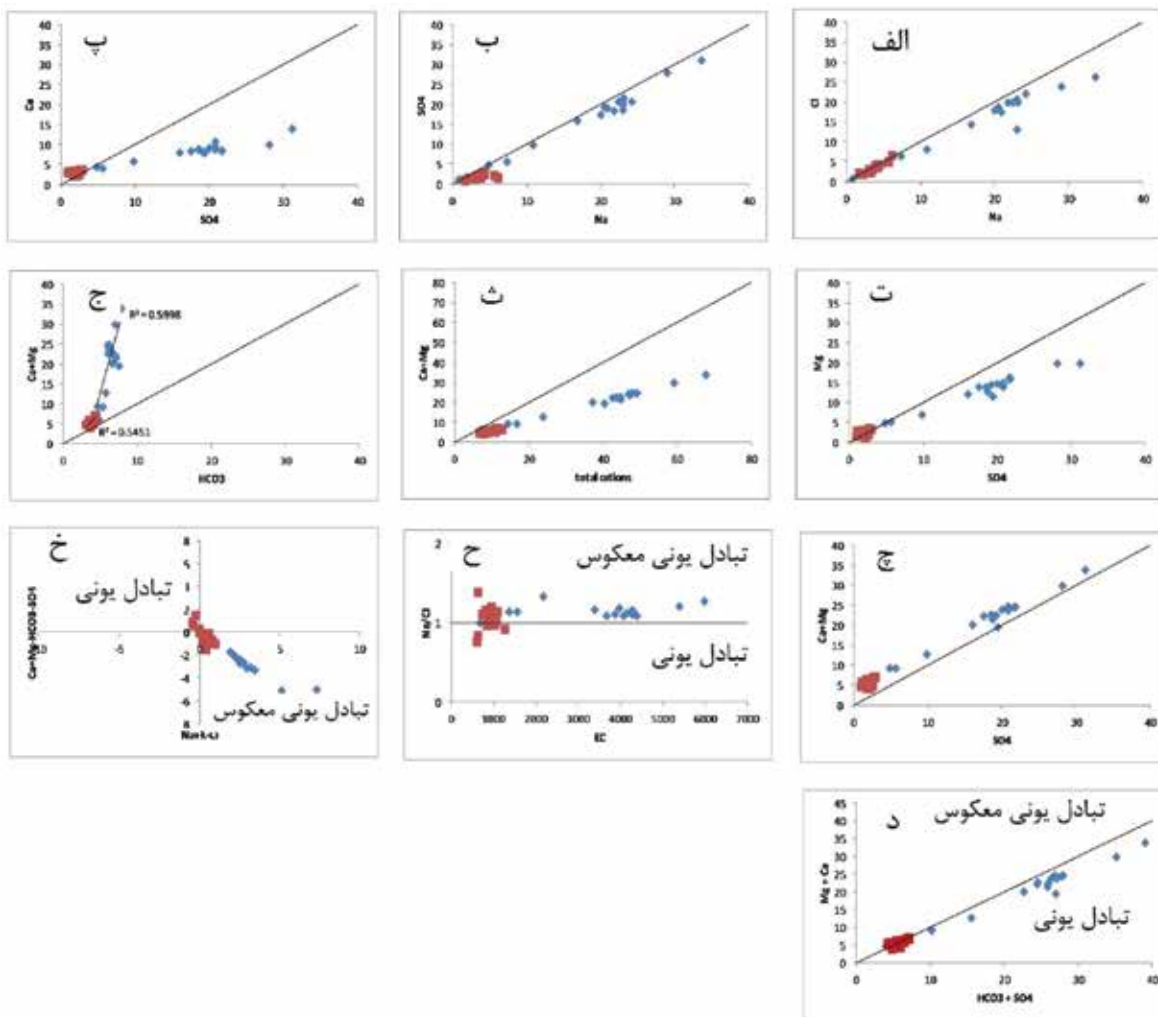


شکل ۳. میانگین شاخص اشباع کانی‌های هالیت، ژپس، انیدریت، کلسیت، دولومیت و آراگونیت در نمونه‌های مورد مطالعه

از سوی دیگر، رابطه مثبت بین غلظت سولفات و منیزیم (شکل ۴-ت) نشان‌دهنده انحلال سولفات منیزیم و تأثیر این فرآیند بر شیمی نمونه آب‌های مورد مطالعه می‌باشد. با این وجود، غلظت سولفات در مقایسه با غلظت منیزیم و کلسیم بالاتر است؛ به عبارت دیگر گرچه غلظت کلسیم و منیزیم به صورت خطی با سولفات افزایش یافته ولی افزایش آن متناسب نبوده به گونه‌ای که بالاتر از خط ۱:۱ قرار گرفته است، یعنی برای غلظت مشخصی از سولفات، غلظت کلسیم و منیزیم کمتر می‌باشد. دلیل احتمالی آن وجود سایر منابع مصرفی یون‌های کلسیم و منیزیم (برای مثال فرایند تبادل یونی و جایگزینی این کاتیون‌ها به جای سدیم که قبلاً در مورد آن بحث شد) و یا ورود سولفات از سایر منابع همچون رواناب‌های کشاورزی و پساب‌های شهری می‌باشد (Lorite-Herrera and Jimenez-Espinosa, 2008). تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در زیر خط ۱:۱ نمودار ترکیبی مجموع یون‌های قلیایی خاکی در مقابل مجموع کاتیون‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۴-ث) و شاخص اشباع کانی‌های کلسیت، دولومیت و آراگونیت نیز در تمامی نمونه‌های مورد مطالعه مثبت می‌باشد، این شواهد نشان‌دهنده غالب نبودن یون‌های قلیایی خاکی و تمایل به رسوب‌گذاری کانی‌های این یون‌ها در آب است.

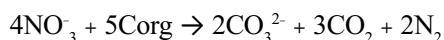
قرارگیری موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در بالای خط ۱:۱ نمودار مجموع کلسیم و منیزیم در مقابل بی‌کربنات (شکل ۴-ج) نیز نشانگر عدم تأثیر انحلال کانی‌های کربناتی برای تأمین این کاتیون‌ها است، بنابراین این دو

یون‌های کلر و سدیم آب است. به طور کلی هوازگی کانی‌های تبخیری و کربناتی به ترتیب ۴۰ و ۱۲ برابر ساده‌تر از هوازگی کانی‌های سیلیکاتی رخ می‌دهد، بنابراین انحلال هالیت در مقایسه با انحلال سایر کانی‌ها کنترل بسیار بیشتری روی شیمی آب سامانه‌های آبی دارد (Chakrapani, 2005; Meredith et al., 2009). از سوی دیگر، بالاتر بودن غلظت سدیم نسبت به کلر در نمونه‌های آب رودخانه گرگانرود نشانگر وجود سایر منابع این یون مانند فرایند انحلال سولفات سدیم (شکل ۴-ب)، تبادل یونی، انحلال سیلیکات‌ها یا آلودگی ناشی از فعالیت انسان است. نمودارهای ترکیبی شکل ۴، همچنین بالاتر بودن مقادیر نسبت  $\frac{Na^+}{Na^+ + Cl^-}$  از ۰/۵ و پایین بودن نسبت  $\frac{Ca^{2+}}{Ca^{2+} + SO_4^{2-}}$  در نمونه‌های مورد مطالعه (با میانگین ۰/۵) نیز رخداد فرایند تبادل یونی را تأیید می‌کند (Hounslow, 1995; Joshi et al., 2009; Kumar et al., 2009; Naseem et al., 2010). فرایند تبادل یونی، کلسیم و منیزیم از آب جایگزین سدیم در موقعیت‌های تبدالی شده و بنابراین غلظت سدیم در آب افزایش می‌یابد. این افزایش می‌تواند دلیلی بر افزایش میزان سدیم در مقایسه با کلر (شکل ۴-الف) باشد. رابطه مثبت بین غلظت سولفات و کلسیم در نمونه‌های رودخانه گرگانرود و شاخه‌های فرعی (شکل ۴-پ) مؤید رخداد انحلال کانی‌های ژپس یا انیدریت در نمونه‌های مورد مطالعه می‌باشد. منفی بودن شاخص اشباع نسبت به این کانی‌ها نیز تأییدکننده تحت اشباع بودن آب از این کانی‌ها و قابلیت آب برای حل کردن آنها می‌باشد (Hounslow, 1995).



شکل ۴. نمودارهای ترکیبی یون‌های اصلی بر حسب  $\text{meq/l}$  (علامت لوزی: نمونه‌های گرگانرود، علامت مربع: نمونه‌های شاخه‌های فرعی).

پایین دست تغییرات نامنظمی نشان می‌دهد (شکل ۵). غلظت یون نیترات در نمونه‌های آب برداشت شده از داخل شهر، کاهش می‌یابد که احتمالاً به دلیل مصرف یون نیترات در اثر اکسایش مواد آلی موجود در فاضلاب‌ها طبق واکنش زیر می‌باشد (Lang et al., 2006):



از نظر ترمودینامیکی، اکسایش کربن آلی حل شده موجود در فاضلاب‌ها (Corg) به ترتیب باعث احیا اکسیژن حل شده، نیترات، منگنز (IV)، آهن (III)، سولفات و دی‌اکسیدکربن می‌شود (Lorite-Herrera and Jimenez-Espinosa, 2008)، بنابراین غلظت پایین نیترات در نمونه‌های آب مورد مطالعه به‌رغم فعالیت گسترده کشاورزی را می‌توان ناشی از اکسایش مواد آلی موجود در نمونه‌ها دانست. میانگین

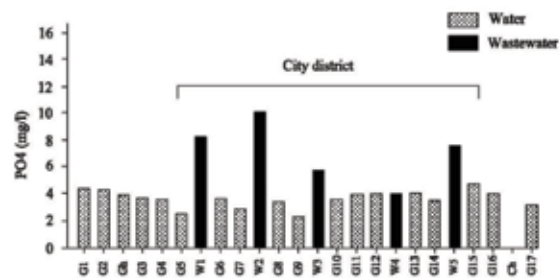
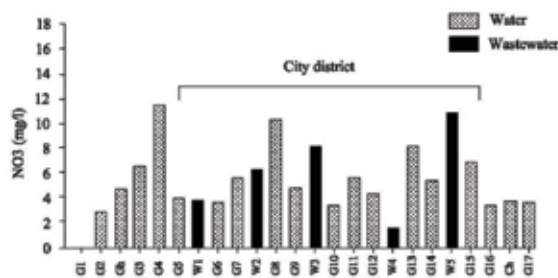
یون عمدتاً از انحلال سولفات‌های منیزیم، ژنپس و انیدریت حاصل می‌شوند (شکل ۴-چ) تا انحلال کانی‌های کربناتی. انحلال ژنپس باعث افزایش غلظت کلسیم و به دنبال آن، ته‌نشینی کلسیت به دلیل رخداد اثر یون مشترک می‌شود (Lorite-Herrera and Jimenez-Espinosa, 2008).

میانگین غلظت نیترات در نمونه‌های آب رودخانه گرگانرود  $4/7$  میلی‌گرم در لیتر و در نمونه‌های آب رودخانه چهل‌چای  $3/9$  میلی‌گرم در لیتر می‌باشد. با توجه به جدول ۳، غلظت نیترات در نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مناسب برای مصارف آبیاری قرار می‌گیرد. همچنین میانگین غلظت نیترات در نمونه‌های فاضلاب ( $6/3$  میلی‌گرم در لیتر) از میانگین غلظت این یون در نمونه‌های آب بیشتر است. غلظت یون نیترات در طول رودخانه گرگانرود، از بالادست به سمت



در محدوده شهر، ورود فاضلاب‌ها که دارای غلظت بالایی از فسفات می‌باشند، باعث افزایش غلظت یون فسفات نمونه‌های آب نسبت به ایستگاه‌های قبلی شده است. همچنین کاهش pH در این محدوده می‌تواند سبب آزادسازی فسفات جذب‌شده روی رس‌ها و ورود آن به آب شده باشد.

غلظت یون فسفات در نمونه‌های آب مورد مطالعه ۲ میلی‌گرم بر لیتر و در نمونه‌های فاضلاب ۶/۳ میلی‌گرم بر لیتر است. کاهش غلظت فسفات در مسیر رودخانه (شکل ۵، نمونه‌های  $G_1$  تا  $G_5$ ) احتمالاً نشانگر جذب سطحی این آنیون روی جایگاه‌های دارای بار مثبت موجود در رسوبات بستر (مانند هیدروکسیدهای آهن و منگنز پوشاننده رس‌ها) است (Lorite-Herrera and Jimenez-Espinosa, 2008).

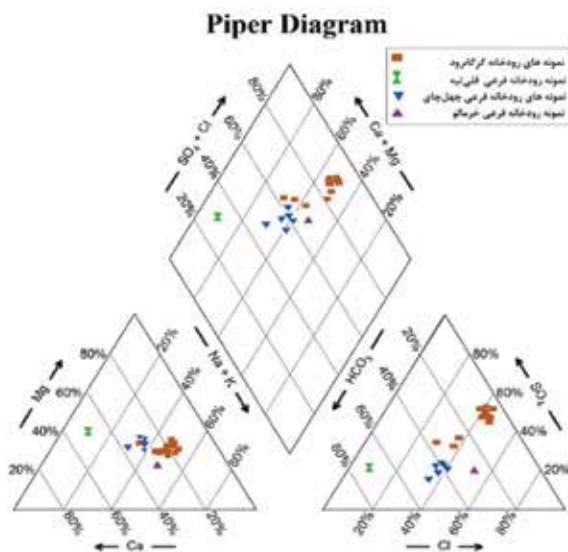


شکل ۵. روند تغییرات غلظت یون‌های نیترات و فسفات در نمونه‌های آب رودخانه گرگانرود ( $G_1$  تا  $G_{17}$ )، شاخه فرعی قلی‌تپه (Gh)، نمونه‌های فاضلاب ( $W_1$  تا  $W_5$ ) و شاخه فرعی چهل‌چای (Ch).

مسیر رودخانه، مجدداً به سولفات سدیک بازگشته است. در گستره شهر تپ آب تحت تأثیر ورود فاضلاب‌هایی با ترکیب متفاوت، به کلروره سدیک تغییر می‌کند. با خروج رودخانه از شهر، ترکیب آب دوباره به سولفات سدیک باز می‌گردد. در رودخانه چهل‌چای تپ آب بی‌کربناته کلسیک است و در طول مسیر با افزایش غلظت کلر و سدیم در آب به کلروره سدیک تغییر می‌یابد.

## تپ نمونه‌های آب

پیاده کردن نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های آب بر روی نمودار پایپر (شکل ۶) نشان می‌دهد که تپ بیش از ۷۰ درصد نمونه‌های مورد مطالعه، سولفات سدیک ( $Na^+-SO_4^{2-}$ ) و کلروره سدیک ( $Na^+-Cl$ ) است. تپ نمونه‌های  $G_1$  و  $G_2$  با پیوستن شاخه فرعی قلی‌تپه (با تپ بی‌کربناته)، از سولفات سدیک به بی‌کربناته منیزیک تغییر کرده و در



شکل ۶. نمودار پایپر نمونه‌های آب رودخانه گرگانرود و شاخه‌های فرعی

## رده‌بندی کیفی آب برای مصرف کشاورزی

بر اساس مقادیر استاندارد EC و TDS برای مصرف آبیاری (جدول ۳)، نمونه‌های آب شاخه‌گرگانه در رده نامناسب و نمونه‌های شاخه فرعی چهل‌چای در رده مجاز قرار دارند. در مسیر شاخه اصلی، تنها نمونه‌های  $G_3$  و  $G_4$  (پس از اتصال شاخه فرعی قلی‌تپه) و نمونه  $G_{71}$  (پس از اتصال شاخه چهل‌چای) در رده مجاز EC قرار می‌گیرند. گستره نرمال pH در آب‌های آبیاری،  $6/5-8/4$  است و آب‌های آبیاری با pH خارج از این گستره می‌توانند حاوی یون‌های سمی باشند (Sandaray et al., 2009).

جدول ۳. رده‌بندی پارامترهای کیفی آب‌های آبیاری (Sandaray et al., 2009) و وضعیت نمونه‌های مورد مطالعه

نمونه‌های شاخه‌های فرعی	نمونه‌های شاخه اصلی	رده‌بندی کیفی	پارامتر
Gh, Kh, Ch <sub>1</sub> -Ch <sub>19</sub>	G <sub>1</sub> -G <sub>16</sub>	خوب	pH
		مجاز	۶/۵-۹/۵ و ۶/۵-۴/۱
		نامناسب	<۵ و >۹/۵
		عالی	>۲۵۰
		خوب	۲۵۰-۷۵۰
Gh, Kh, Ch <sub>1</sub> -Ch <sub>19</sub>	G <sub>1</sub> , G <sub>2</sub> , G <sub>5</sub> -G <sub>16</sub>	مجاز	۷۵۰-۲۲۵۰
		نامناسب	۲۲۵۰-۵۰۰۰
		عالی	<۲۰۰
		خوب	۲۰۰-۵۰۰
Gh, Kh, Ch <sub>1</sub> -Ch <sub>19</sub>	G <sub>1</sub> , G <sub>2</sub> , G <sub>5</sub> -G <sub>16</sub>	مجاز	۵۰۰-۱۵۰۰
		نامناسب	۱۵۰۰-۳۰۰۰
		خوب	<۴
		مجاز	۴-۱۰
Gh, Kh, Ch <sub>1</sub> -Ch <sub>19</sub>	G <sub>1</sub> , G <sub>2</sub> , G <sub>5</sub> -G <sub>16</sub>	نامناسب	>۱۰

(شوری بالا-سدیم پایین) و بیشتر نمونه‌های شاخه اصلی گرگانه در رده‌های  $C_3-S_2$  (شوری بالا-سدیم متوسط) و  $C_4-S_2$  (شوری بسیار بالا-سدیم متوسط) قرار می‌گیرند، در نتیجه در ایستگاه‌های شاخه اصلی، کیفیت آب برای مصرف کشاورزی نامناسب می‌باشد. به‌طور کلی اتصال شاخه‌های فرعی باعث بهبود نسبی کیفیت نمونه‌های آب رودخانه گرگانه برای کشاورزی شده است. شاخص خطر منیزیم نیز از پارامترهای مهم برای ارزیابی کیفیت آب برای مصرف کشاورزی است. این شاخص توسط رابطه زیر محاسبه می‌شود:

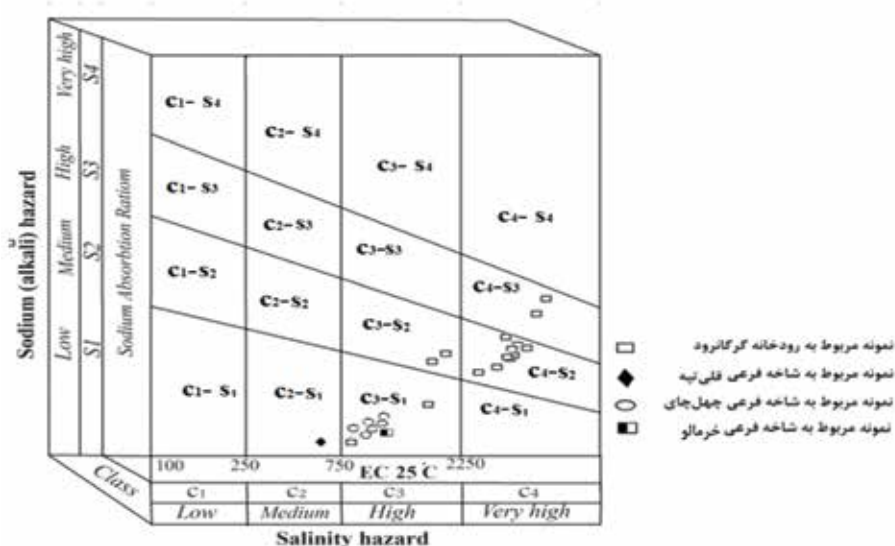
$$\text{Magnesium ratio} = \frac{Mg^{2+} \times 100}{Ca^{2+} + Mg^{2+}}$$

کلسیم و منیزیم در سیستم خاک رفتار مشابهی از خود نشان نمی‌دهند، به‌ویژه زمانی که آب شور و دارای سدیم بالا باشد، مقدار بیش از حد منیزیم در آب باعث تخریب ساختار خاک می‌شود (Ravikumar et al., 2010).

تمام نمونه‌های مورد مطالعه از نظر pH در محدوده مناسب برای آبیاری قرار دارند. برای تعیین کیفیت آب برای مصرف کشاورزی معمولاً از نمودار ویلکاکس استفاده می‌شود. این نمودار بر مبنای هدایت الکتریکی و نسبت جذب سدیم (SAR) رسم می‌شود. هدایت الکتریکی و نسبت جذب سدیم از مهم‌ترین معیارهای رده‌بندی آب برای مصرف آبیاری می‌باشند (Apaydm and Aktas, 2012; Zhang et al., 2012). SAR نشانگر خطر سدیم می‌باشد، چرا که مقادیر زیاد سدیم در آب، اثرات نامطلوبی بر تغییر خواص خاک و کاهش نفوذپذیری خاک دارد (Yidana, 2010; Gaofeng, et al., 2009). این پارامتر توسط

$$\text{رابطه } SAR = \frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca+Mg}{2}}}$$

بر اساس نمودار ویلکاکس (شکل ۷)، نمونه شاخه فرعی قلی تپه در رده  $C_2-S_1$  (شوری متوسط-سدیم پایین)، نمونه‌های شاخه فرعی چهل‌چای و خرما در رده  $C_3-S_1$



شکل ۷. موقعیت نمونه‌های گرگانرود و شاخه‌های فرعی در نمودار ویلکاکس

شهر غلظت یون فسفات نیز به دلیل تخلیه فاضلاب‌های شهری افزایش یافته است، درحالی‌که غلظت یون نیترات به دلیل رخداد فرآیند نیترات‌زدایی کاهش قابل توجهی را نشان می‌دهد. با در نظر گرفتن مقادیر هدایت الکتریکی و نسبت جذب سدیم، آب شاخه اصلی گرگانرود و شاخه‌های فرعی برای مصرف کشاورزی به ترتیب در رده‌های غیرقابل استفاده و قابل قبول قرار دارند.

### سپاسگزاری

نویسندگان مقاله مراتب سپاس خود را به سردبیر، داوران، و هیأت تحریریه فصلنامه زمین‌شناسی ایران ابراز می‌دارند. از شرکت آب منطقه‌ای استان گلستان به واسطه تجزیه نمونه‌ها و از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود به سبب فراهم آوردن امکانات انجام این پژوهش قدردانی می‌شود.

### منابع

- تیموری، ع.، ۱۳۹۱. ارزیابی کیفیت آب و رسوب رودخانه گرگانرود در محدوده شهر گنبد، استان گلستان پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۳۲.
- خاکپور، ا.، مهرداد، ن.، نوری، ر. و سرورش، م.، ۱۳۸۸. ارزیابی وضعیت کیفی رودخانه گرگانرود با تکیه بر مطالعات میدانی، سومین همایش و نمایشگاه تخصصی مهندسی محیط‌زیست، تهران

چنانچه در منابع آبی مقدار شاخص خطر منیزیم به بیش از ۵۰ درصد برسد، احتمال پراکنش ذرات خاک و تخریب ساختار آن افزایش می‌یابد، زیرا در خاک‌های منیزیمی، سدیم با سهولت بیشتری جایگزین منیزیم شده و تأثیر سدیم (خطر قلیایی شدن آب) افزایش می‌یابد (Ravikumar and Somashekar, 2011). شاخص خطر منیزیم برای تمام نمونه‌های آب رودخانه گرگانرود بالای ۵۰ درصد و برای شاخه‌های فرعی کمتر از ۵۰ درصد می‌باشد. در نتیجه آب رودخانه گرگانرود برای مصرف آبیاری نامناسب و آب شاخه‌های فرعی، برای این منظور مناسب هستند.

### نتیجه‌گیری

بررسی ویژگی‌های هیدروشیمیایی نمونه‌های آب گستره مورد مطالعه رودخانه گرگانرود نشان می‌دهد که pH آب در نمونه‌های گستره شهر، به دلیل تخلیه فاضلاب‌ها و پساب‌های شهری غنی از مواد آلی کاهش یافته است. میزان هدایت الکتریکی با اتصال شاخه‌های فرعی کاهش می‌یابد، اما با دور شدن از محل ورود شاخه‌های فرعی، فرآیندهای طبیعی (شامل انحلال کانی‌های هالیت، ژیبس و انیدریت، فرآیند تبادل یونی) و فعالیت‌های انسان (ورود پساب‌های کشاورزی و شهری) مجدداً باعث افزایش غلظت یون‌ها و در نتیجه افزایش هدایت الکتریکی آب شده است. در گستره

- Cooum, South India. Environmental Monitoring and Assessment, 162, 277-289.
- Hounslow, A.W., 1995. Water Quality Data :Analysis and Interpretation, CRC-Press, 1st edition, 416.
  - Huang, X., Sillanpää, M., Gjessing, E.T. and Vogt, R.D., 2009. Water quality in the Tibetan Pla-teau: major ions and trace elements in the headwaters of fourmajor Asian rivers. Science of the Total Environment, 407, 6242-6254.
  - Jalali, M., 2009. Geochemistry characterization of groundwater in an agricultural area of Razan, Hamadan, Iran. Environmental Geology, 56, 1479-1488.
  - Jiang, L, Yao, Zh., Liu, Zh., Wang, R. and Wu, Sh., 2015. Hydrochemistry and its controlling factors of rivers in the source region of the Yangtze River on the Tibetan Plateau. Journal of Geochemical Exploration, 155, 76-83.
  - Joshi, D., Kumar, A. and Agrawal, N., 2009. Assessment of the irrigation water quality of river Ganga in haridwar district, Rasayan Journal of Chemistry, 2, 285-292.
  - Karbassi, A.R., Mir Mohammad Hosseini, F., Baghvand, A. and Nazariha, M., 2011. Development of Water Quality Index (WQI) for Gorganrood River, International Journal of Environmental Research, 5,4, 1041-1046.
  - Kumar, S. K., Rammohan, V., Sahayam D. and Jeevanandam, M., 2009. Assessment of groundwater quality and hydrogeochemistry of Manimuktha River basin, Tamil Nadu, India. Environmental Monitoring and Assessment, 159, 341-351.
  - Lang, Y., Liu, C., Zhao, Zh., Li, S. and Han, G., 2006. Geochemistry of surface and ground water in Guiyang, China: Water/rock interaction and pollution in a karst hydrological system. Applied Geochemistry, 2, 887-903.
  - سعیدی، ا. و عندلیبی، م.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گنبدکاووس، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
  - فرقانی، گ.، جعفری، ه.، قشلاقی، ا. و تیموری، ع.، ۱۳۹۳. آلودگی زیست‌محیطی آب و رسوبات رودخانه گرگانرود در محدوده شهر گنبد. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۵۶، ۸۱-۹۴.
  - کرمی، غ. ح.، آرمان‌پور، س. و طباطبایی، ا.، ۱۳۸۷. بررسی منابع آب و آلاینده‌های منابع آب (مطالعه مورد حوضه گرگانرود). طرح پژوهشی شرکت آب منطقه‌ای گلستان، کد GLE-۸۴۰۱۴.
  - Apaydm, A. and Aktas , S.D., 2012. Assessment of groundwater quality of the Tatlicay aquifer and relation to the adjacent evaporitic formations (Cankiri, Turkey). Environmental Monitoring and Assessment, 184, 2337-2357.
  - Azad, A., Karami,H., Farzin,S., Saeedian,A., Kashi,H. and Sayyahi, F., 2017. Prediction of Water Quality Parameters Using ANFIS Optimized by Intelligence Algorithms (Case Study: Gorganrood River). KSCE Journal of Civil Engineering, DOI 10.1007/s12205-017-1703-6.
  - Chakrapani, G.J., 2005. Major and trace element geochemistry in upper Ganga River in the Himalayas, India. Environmental Geology, 48, 189-201.
  - Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P. and Allègre, C.J., 1999. Global silicate weathering and CO<sub>2</sub> consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. Chemical Geology, 159, 3-30.
  - Gaofeng, Zh., Yonghong, S., Chunlin, H., Qi,F. and Zhiguang, L., 2010. Hydrogeochemical processes in the groundwater environment of Heihe River Basin, northwest China. Environmental Earth Sciences, 60, 139-153.
  - Giridharan, L., Venugopal, T. and Jayaprakash, M., 2010. Identification and evaluation of hydrogeochemical processes on river

- Lorite-Herrera, M. and Jimenez-Espinosa, R., 2008. Impact of agricultural activity and geologic controls on groundwater quality of the alluvial aquifer of the Guadalquivir River (province of Jaen, Spain): a case study. *Environmental Geology*, 54, 1391-1402.
- Meredith, K.T., Hollins, S.E., Hughes, C.E., Cendon, D.I., Hankin, S.M. and Stone, D.J., 2009. Temporal variation in stable isotopes (18O and 2H) and major ion concentrations within the Darling River between Bourke and Wilcannia due to variable flows, saline groundwater influx and evaporation. *Journal of Hydrology*, 378, 313-324.
- Naseem, S., Hamza, S. and Bashir, E., 2010. Groundwater geochemistry of Winder agricultural farms, Balochistan, Pakistan and assessment for irrigation water quality. *European Water*, 31, 21-32.
- Paliwal K.V., 1972. Irrigation with Saline Water. Monogram No. 2 (New series). New Delhi: IARI. 198.
- Pant, R.R., Zhang, F., Rehman, F.U., Wang, G., Ye, M., Zeng, Ch. and Tang, H., 2018. Spatiotemporal variations of hydrogeochemistry and its controlling factors in the Gandaki River Basin, Central Himalaya Nepal. *Science of the Total Environment*, 622-623, 770-782.
- Ravikumar, P. and Somashekar, R. K. and 2011. A geochemical assessment of coastal groundwater quality in the Varahi river basin, Udupi District, Karnataka State, India. *Arabian Journal of Geosciences*, 30, 51-74.
- Ravikumar, P., Venkatesharaju, K. and Somashekar, R.K., 2010. Major ion chemistry and hydrochemical studies of groundwater of Bangalore South Taluk, India. *Environmental Monitoring and Assessment*, 163, 643-653.
- Sikka, R., Nayyar, V. and Sidhu, S.S., 2009. Monitoring of Cd pollution in soils and plants irrigated with untreated sewage water in some industrialized cities of Punjab, India. *Environmental Monitoring and Assessment*, 154, 53-64.
- Singh, K.P., Malik, A., Mohan, D. and Sinha, S., 2004. Multivariate statistical techniques for the evaluation of spatial and temporal variations in water quality of Gomti River (India)-a case study. *Water Research*, 38, 3980-3992.
- Sundaray, S.K., Nayak, B.B. and Bhatta, D., 2009. Environmental studies on river water quality with reference to suitability for agricultural purposes: Mahanadi river estuarine system, India-a case study. *Environmental Monitoring and Assessment*, 155, 227-243.
- World Health Organization (WHO), 2011. *Guidelines for Drinking-Water Quality*, Geneva, Switzerland 1: Recommendations (Fourth edition), Geneva, 541.
- Yidana, S.M. 2009. The hydrochemical framework of surface water basins in southern Ghana. *Environmental Geology*, 57, 789-796.
- Zhang, Z., Tao, F., Du, J., Shi, P., Yu, D., Meng, Y. and Sun, Y. 2010. Surface water quality and its control in a river with intensive human impacts-a case study of the xiangjiang River, China. *Journal of Environmental Management*, 91, 2483-2490.
- Zhang, B., Song, X., Zhang, Y., Han, D., Tang, Ch., Yu, Y. and Ma, Y., 2012. Hydrochemical characteristics and water quality assessment of surface water and groundwater in Songnen plain, Northeast China. *Water Research*, 46, 2737-2748.
- Zhang, D., Lu, D., Yang, B., Zhang, J., Ning, Zh. and Yu, K. 2019. Influence of natural and anthropogenic factors on spatial-temporal hydrochemistry and the susceptibility to nutrient enrichment in a subtropical estuary. *Marine Pollution Bulletin*, 146, 945-954.

# تشکیل کالامین در کانسار غیرسولفید روی (سرب) احمدآباد (شمال شرق بافق)

سارا امانی لاری<sup>(۱)</sup>، ایرج رسا<sup>(۲)</sup> و علی امیری<sup>(۳)</sup>

۱. استادیار گروه علوم پایه، دانشگاه فرهنگیان، تهران، ایران

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد، واحد زرنند، ایران

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۵/۱۶

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۹/۱۱

## چکیده

کانسار کالامین احمدآباد در ۸۰ کیلومتری شمال شرق بافق و در بلوک پشت‌بادام قرار گرفته است. واحد دولومیتی سازند شتری به سن تریاس میانی سنگ میزبان کانسار است. کانه‌زائی اولیه به صورت سولفیدی متعلق به زمان تریاس فوقانی تا ژوراسیک و شامل گالن، اسفالریت و پیریت بوده که تحت تأثیر فازهای تکتونیکی بعدی دچار خردشدگی، بالآمدگی، هوازدگی و اکسایش شده و کانه‌زایی غیرسولفید را به وجود آورده است. کالامین، سروریت، ولفنیت و اکسید و هیدروکسیدهای آهن فراوان‌ترین کانی‌های غیرسولفید منطقه هستند. براساس مشاهدات صحرایی و کانی‌شناسی، کالامین به دو صورت جانیشینی مستقیم و جانیشینی سنگ دیواره تشکیل شده است. کالامین جانیشینی مستقیم در محل کانه‌زائی سولفیدی اولیه بوده و تنوع کانی‌شناسی بیشتری نسبت به کالامین‌های جانیشینی سنگ دیواره دارد. توجه به ویژگی‌های کانی‌شناسی کانه‌ها، می‌توان گفت محلول‌های غنی از فلز در زون غیراشباع و درون سنگ میزبان متخلخل کانه‌زائی غیرسولفید را انجام داده و نوع کانی متأثر از تغییرات فشار دی‌اکسید کربن و pH محیط بوده است. میانگین مقادیر داده‌های ایزوتوپی پایدار اکسیژن کانی هیدروژن‌سیت برابر با ۲۵/۵% است که بر این اساس، میانگین حرارت تشکیل این کانی برابر با ۲۹ درجه سانتی‌گراد به دست آمده است. آنالیزهای شیمیایی نشان داد کالامین حاصل از جانیشینی مستقیم دارای سرب و نوع حاصل از جانیشینی سنگ دیواره روی بیشتری دارد و با توجه به بالا بودن غلظت عناصر آرسنیک و کادمیوم در ترکیب ماده معدنی منطقه، توجه به مسائل زیست‌محیطی بسیار حائز اهمیت است.

واژه‌های کلیدی: کالامین، غیرسولفید روی و سرب، کانسار احمدآباد، بافق.

## مقدمه

از اسمیت‌سونیت<sup>۱</sup>، هیدروژن‌سیت<sup>۲</sup>، همی‌مورفیت<sup>۳</sup>، ساکونیت<sup>۴</sup> و ویلمیت<sup>۵</sup> می‌باشند. این کانی‌ها به‌طور ویژه با

تاریخچه استفاده از لغت کالامین به زمان روم و یونان باستان باز می‌گردد و تا به امروز نیز این اصطلاح در بین معدن‌کاران رایج است. واژه غیرسولفید نیز اصطلاح رایج برای گروهی از کانسارهایی است که ماده معدنی غالب آنها اکسیدهای روی باشد. کانسارهای کالامین عمدتاً مخلوطی

2. Smithsonite ( $ZnCO_3$ )

3. Hydrozincite ( $Zn_5(OH)_6(CO_3)_2$ )

4. Hemimorphite ( $Zn_4Si_2O_7(OH)_2 \cdot 2H_2O$ )

5. Sauconite ( $(Na_{0.3}(Zn,Mg)_3(Si,Al)_4(OH)_2 \cdot nH_2O$ )

6. Willemite ( $Zn_2SiO_4$ )

\* نویسنده مرتبط: sara.amanilari@yahoo.com

## روش مطالعه

مینرالوژی، آنالیزشیمیایی و مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار از روش‌های معمول و مهم در مطالعات کانسارهای کالامین هستند (Boni and Mondillo, 2015). در این مطالعه به منظور بررسی کانی‌شناسی ماده معدنی، هفت مقطع صیقلی و سی و شش مقطع نازک-صیقلی در آزمایشگاه دانشگاه تربیت مدرس تهیه گردید. دوازده نمونه معدنی در شرکت کانساران بینالود مورد آنالیز XRD قرار گرفت. تعداد سه نمونه از کالامین به روش آنالیز ایزوتوپ پایدار کربن-اکسیژن و هفت نمونه از سنگ‌های کربناتی و ماده معدنی در این مطالعه به روش ICP-MS در آزمایشگاه ALS اونتاریو کانادا آنالیز شد.

## کانی‌شناسی

کانی‌شناسی منطقه معدنی احمدآباد در دو دسته سولفیدی که شامل گالن، اسفالریت و پیریت و دسته غیرسولفیدی شامل کالامین (غالباً همی‌مورفیت و هیدروزنسیت)، ولفنیت، سروزیت، سلسنتین، کلسیت، فلوریت، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن جای می‌گیرد. کانی‌سازی به صورت پراکنده، پرکننده فضای خالی و جاننشینی قابل مشاهده است.

## کانی‌شناسی سولفیدی

گالن با بافت‌های اسفنجی، پرکننده فضای خالی، توده‌ای و رگه و رگچه‌ای دیده می‌شود. این کانی متأثر از تکتونیک فعال منطقه دچار خردشدگی شده (شکل ۳A) و در طی فرآیند سوپرژن به سروزیت تبدیل گردیده است. اسفالریت در منطقه به ندرت دیده شده و غالب این کانی به کانی‌های ثانویه روی تبدیل شده است. پیریت در سطح زمین این کانی کمتر دیده شده است. در مقیاس میکروسکوپی پیریت در اشکال خودشکل، منفرد، پراکنده، رگه و رگچه‌ای است که اغلب آن‌ها به اکسید تبدیل شده و یا در حال تبدیل شدن می‌باشند (شکل ۳B). در کانسار احمدآباد کالامین به صورت ساخت‌های نواربندی (شکل ۳C و ۳D)، توده‌ای (شکل ۳E) و یا رگه‌ای حاصل از تنشست در شکستگی‌های سنگ قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۳F و ۳G). آنالیز XRD و

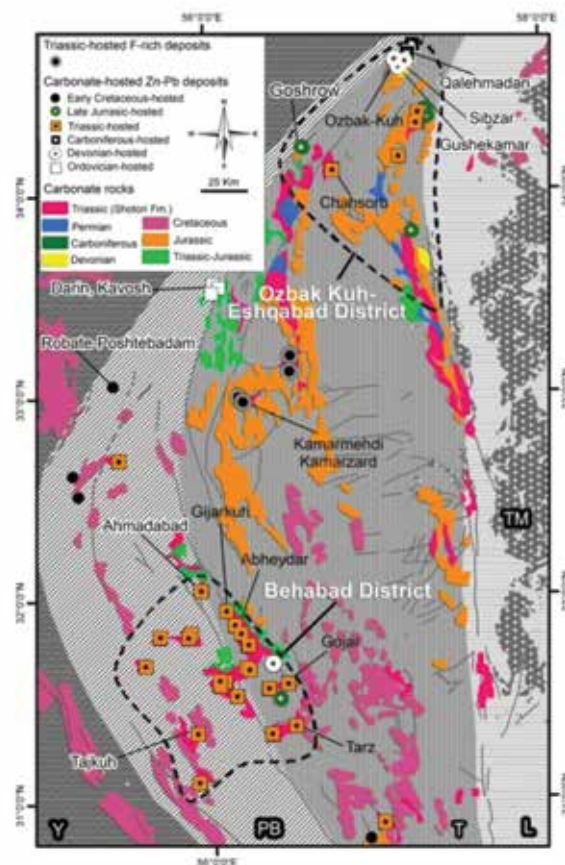
شسته شدن روی از کانسنگ سولفیدی روی (اسفالریت) ساخته می‌شوند (امیری و رسا، ۱۳۸۵؛ Large, 2001; Hitzman et al, 2003; Boni, 2005; Mondillo, 2014 امروزه با ابداع روش‌های جدید استخراج چون شستشوی اسیدی<sup>۱</sup>، استخراج با حلال، تکنولوژی الکتروواپنینگ<sup>۲</sup> و همچنین در نظر گرفتن فاکتورهای محیط زیستی، ارزش کانسارهای غیرسولفیدی روی افزایش یافته است (Boni, 2005). وجود بیش از ۶۰۰ کانسار و نشانه معدنی روی و سرب شناخته شده که برخی از آن‌ها مانند مهدی‌آباد و انگوران، در کشورمان که جزء بزرگترین و شناخته‌شده‌ترین کانسارهای سرب و روی جهان قرار گرفته‌اند، بر اهمیت مطالعه این نوع کانسارها افزوده است (قربانی، ۱۳۸۱). این مقاله با استفاده از داده‌های حاصل از مشاهدات صحرایی، مطالعات میکروسکوپی و آنالیزهای ژئوشیمیایی چگونگی تشکیل ماده معدنی کالامین در کانسار احمدآباد که یکی از کانسارهای غیرسولفیدی سرب و روی در بلوک پشت‌بادام است را مورد بررسی قرار می‌دهد.

## جایگاه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

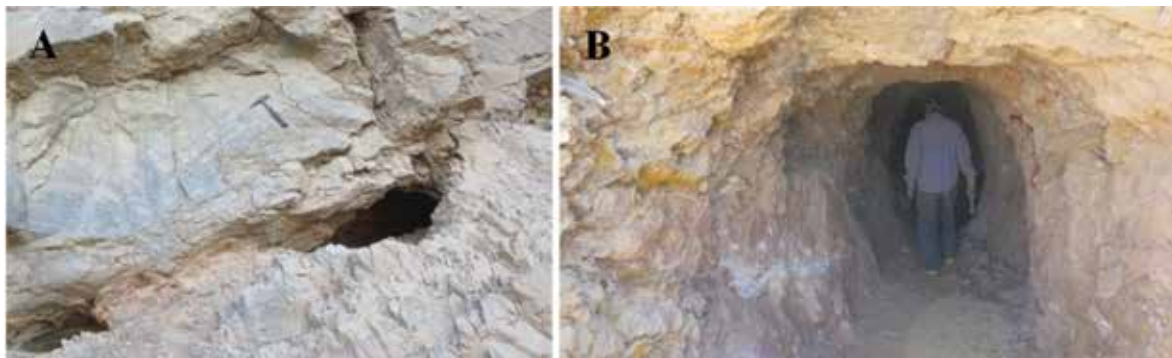
کانسار سرب و روی احمدآباد با طول جغرافیایی ۳۰° ۵۳' ۵۵" تا ۳۰° ۵۴' ۵۵" شرقی و عرض جغرافیایی ۳۱° ۵۷' ۰۰" تا ۳۱° ۱۵' ۱۵" شمالی در واحد دولومیتی سازند شتری به سن تریاس در بلوک پشت‌بادام (شکل ۱) و زون ایران مرکزی قرار گرفته است. وجود رخنمون‌های دگرگونی منسوب به زمان پیرکامبرین از مشخصات اصلی بلوک پشت‌بادام است. سنگ‌های آتش‌فشانی، آتش‌فشانی-رسوبی و آذرآواری به همراه مرمهرهای آهکی و دولومیتی، مهم‌ترین نوع این رخنمون‌ها را تشکیل می‌دهند (آقناباتی، ۱۳۸۹). قدمت معدنکاری در منطقه‌ی احمدآباد به بیش از ۲۰۰۰ سال می‌رسد (امیری، ۱۳۸۶) و بیشتر شامل حفره‌های استخراجی می‌شود (شکل ۲A) کارهای جدید معدنی مربوط به اوایل دهه ۱۳۲۰ بوده و شامل کارهای اکتشافی، استخراجی به صورت حفر تونل و ترانشه‌های اکتشافی-استخراجی است (شکل ۲B).

1. Solvent extraction, SX

2. Electro winning (EW)



شکل ۱. موقعیت کمر بند فلز زایی سرب و روی کوه بنان- بهاباد در بلوک پشت بادام، موقعیت کانسار احمدآباد در این کمر بند مشخص شده است؛ اقتباس از (Rajabi et al., 2013). توضیحات: Y: بلوک یزد، PB: بلوک پشت بادام، T: بلوک طیس، L: بلوک لوت



شکل ۲. (A) دهانه‌ی یکی از حفرات استخراجی قدیمی، (B) دهانه ورودی یکی از تونل‌های اکتشافی جدید کانسار احمدآباد

فراوان‌ترین اکسید آهن منطقه است و هیدروکسیدهای آهن بیشتر شامل گوتیت و لیمونیت می‌باشد. این کانی‌ها در مقادیر بسیار فراوان با کانسنگ دیده می‌شوند. ولفنیت، بیشترین فراوانی این کانی در مناطق تجمع اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن است. کانی ولفنیت در نمونه دستی به صورت پولک‌های شفاف عسلی رنگ با ابعاد متغیر است

نمونه‌های میکروسکوپی حاکی از فراوانی همی مورفیت و هیدروزنیت در منطقه است. نتایج آنالیز شیمیایی ICP-MS حاکی از عیار بیش از ۳۰ درصد عنصر روی در نمونه کالامین منطقه احمدآباد است. سرزیت به رنگ قهوه‌ای در مجاورت بقایای گالن، اکسید و هیدروکسیدهای آهن و سلسنتین یافت می‌شود (شکل ۳H). هماتیت



## فرآیندهای کلیدی شکل‌گیری کانسارهای غیرسولفید سرب و روی

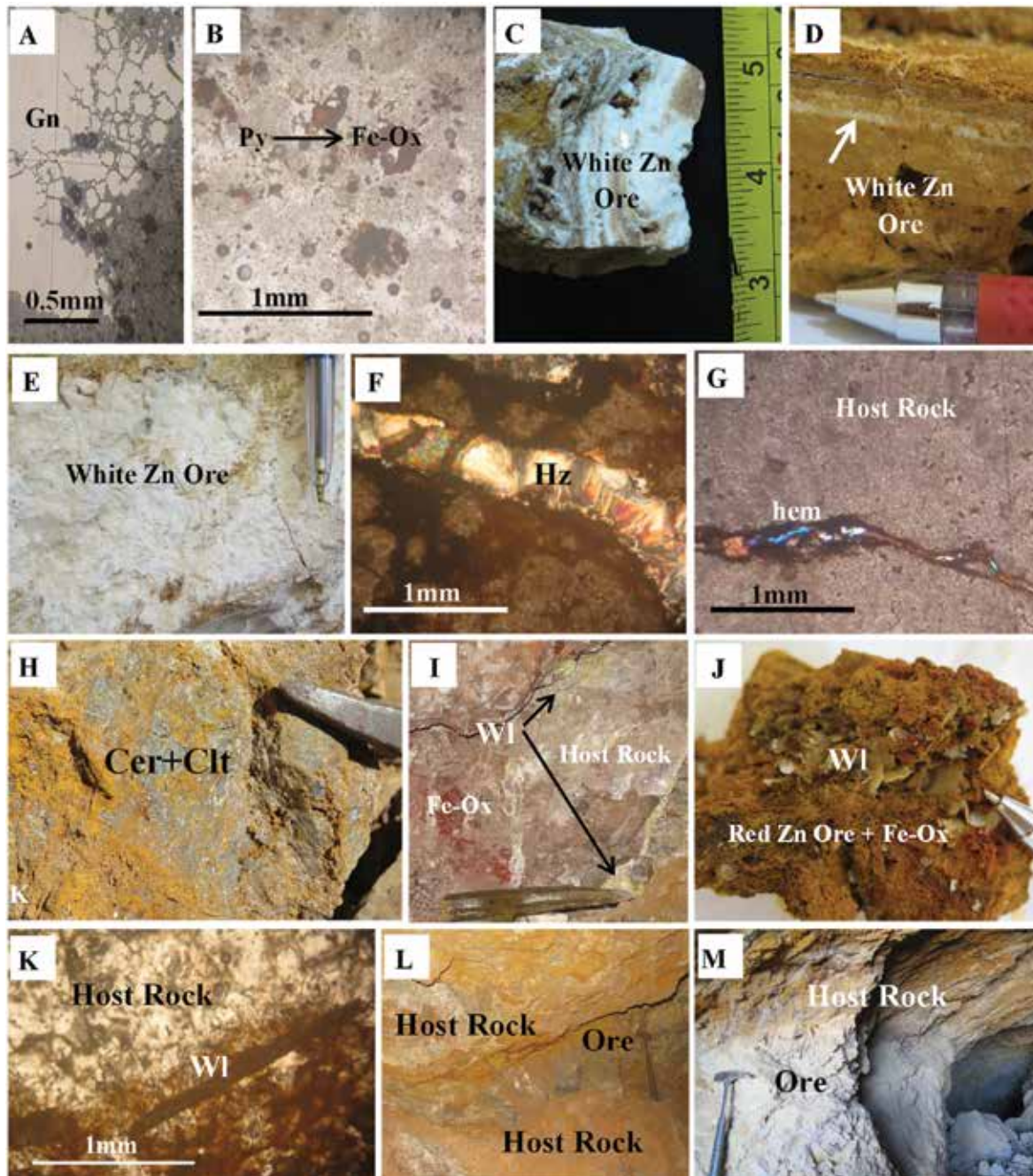
مهم‌ترین فرآیندهای مرتبط با تشکیل کانسارهای غیرسولفیدی سرب و روی، اکسیداسیون کانی‌های سولفیدی اولیه پیریت، اسفالریت و گالن است. آهن موجود در اسفالریت، پیریت و گالن حاضر در این کانسارها نیز بسیار مستعد اکسیداسیون می‌باشد (Bladh, 1982; Boyle, 1994). محلول‌های سولفات تولید شده با pH پایین، توانایی انتقال فلزات را دارند. در این میان نقش اکسیداسیون پیریت و هیدراته شدن آهن فریک در مهیا کردن زمینه تشکیل این نوع کانسارها بسیار مهم است (Herbert, 1999).

اسیدهای حاصله می‌توانند با کانی‌های کربناتی واکنش دهند. از این میان کلسیت و دولومیت مهم‌ترین کانی‌ها برای خنثی‌سازی اسیدها می‌باشند، زیرا هر دو کانی در کانسارهای سرب و روی با سنگ میزبان کربناته بسیار فراوان هستند. در برخی از کانسارها با سنگ میزبان ماسه‌سنگی (آرکوز متارنایت) مانند Skorpion در نامبیا، کانی‌های فلدسپار و میکا، عامل مهم در خنثی‌سازی هستند. حاصل آن تشکیل کانسار غیرسولفیدی با مقادیر زیاد کانی ساکونیت (رس اسمکتیت غنی از روی) است (Borg et al., 2003). این کانی از اصلی‌ترین کانه‌ها در کانسار Skorpion می‌باشد (Borchard, 1989). در طی فرآیند خنثی‌سازی یون  $H^+$ ، کانی‌های کربناتی مصرف شده و در اثر انحلال کانی‌های کربناته کاتیون‌های  $Ca^{+2}$  و  $Mg^{+2}$  و یون بی‌کربنات به صورت محلول در می‌آیند. این کاتیون‌ها و یون بی‌کربنات با یون‌های فلزی مانند  $Zn^{+2}$ ،  $Pb^{+2}$ ،  $Mn^{+2}$  و  $Cd^{+2}$  پیوند داده و کانی‌های کربناتی ثانویه را رسوب می‌دهد. عنصر روی در محیط اکسیدان و شرایط اسیدی و درجه حرارت ۲۵ تا ۶۰ درجه سانتی‌گراد، به صورت  $Zn^{+2}$  در محلول باقی می‌ماند (Sangeshwar and Barnes, 1983). در کانسارهای روی-سرب، عنصر روی قابلیت تحرک بیشتری نسبت به سرب دارد. این موجب مهاجرت آن به بخش‌هایی از توده اصلی سولفید می‌شود. در مقابل، سرب نسبتاً کم‌تحرک است و گالن در توده اصلی سولفید به صورت کربنات جانشین می‌شود. مسیرهای عبور

و با همه‌ی کانه‌های غیرسولفید منطقه مورد مطالعه قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۳I و ۳J). این کانی علاوه بر نمونه‌های دستی در مقاطع میکروسکوپی نیز در محل تجمع اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن بیشترین فراوانی را نشان می‌دهد (شکل ۳K).

## کانسار سرب و روی غیرسولفیدی احمدآباد

در کانسار احمدآباد غالب ماده معدنی سولفیدی اولیه تحت تأثیر هوازدگی و فرسایش به کانی‌های ثانویه تبدیل شده است. با توجه به مشاهدات صحرایی صورت گرفته به نظر می‌رسد کانه‌زائی سولفیدی اولیه کم‌عمق بوده و در اعماق بیشتر ادامه نداشته باشد. این نوع منطقه‌بندی در کانسار احمدآباد بیانگر تشکیل کانسارهای غیرسولفیدی از جانشینی کانسنگ سولفیدی است. کربنات‌های سرب در محل اولیه کانسنگ سولفیدی اولیه و کربنات‌های روی علاوه بر محل اولیه کانسنگ سولفیدی و با فاصله از آن و به صورت جانشینی سنگ دیواره نیز قابل مشاهده هستند. کانسنگ حاصل از رسوب‌گذاری دوباره فلزات به صورت جانشینی سنگ دیواره، کانی‌شناسی ساده‌تری نسبت به کانسارهای جانشینی مستقیم دارند. کانسنگ‌های حاصل از جانشینی سنگ دیواره در کانسار احمدآباد به طور غالب شامل کالامین، ولفنیت و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن است؛ در حالی که کانی‌شناسی کانسارهای نوع جانشینی مستقیم از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، سروزیت، سلسنتین، ولفنیت، گالن، کلسیت و فلوریت تشکیل شده و به رنگ قرمز و قهوه‌ای قابل مشاهده است (شکل ۳L). کانسنگ جانشینی سنگ دیواره به رنگ سفید و به صورت توده‌ای و نواربندی (کمتر) دیده می‌شود (شکل ۳M). به دلیل غنی بودن کانسنگ سولفیدی اولیه از عناصر آهن، رنگ غالب کانسنگ‌های جانشینی مستقیم متمایل به قهوه‌ای تا نارنجی است. کانسارهایی مانند Reocin (اسپانیا) و Sierra Mojada (مکزیک) نیز از جمله کانسارهای سرب و روی غیرسولفیدی هستند که از طریق جانشینی مستقیم جانشینی سنگ دیواره تشکیل شده‌اند و از این نظر مشابه کانسار احمدآباد می‌باشند (Mondillo, 2014).



شکل ۳. A) خردشدگی گالن در اثر فعالیت‌های تکتونیکی منطقه؛ B) تبدیل‌شدگی پیریت به کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن؛ C و D) نواربندی کالامین روشن، E) کالامین سفید توده‌ای؛ F) پرشدگی درز و شکاف سنگ‌میزبان توسط کانی هیدروزنسیت، نور (G؛ XP؛ کانی همی مورفیت به صورت شکافه‌پرکن در متن سنگ‌میزبان دولومیتی، نور (H؛ XP؛ کانی سروزیت همراه با سلسنتین در ماده معدنی کالامین در محل توده‌ی سولفیدی اولیه؛ I) ولفنیت در محل تجمع اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن؛ J) کالامین قرمز به همراه اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و پولک‌های عسلی‌رنگ ولفنیت؛ K) تجمع ولفنیت در محل فراوانی اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در مقطع میکروسکوپی سنگ‌میزبان، نور (L؛ PPI؛ کالامین قرمز جانشینی مستقیم در محل کانسار سولفیدی اولیه؛ M) کالامین سفید رنگ توده‌ای حاصل جانشینی سنگ دیواره در کانسار احمدآباد که با فاصله از محل کانسار سولفیدی اولیه قرار گرفته است؛ WI: ولفنیت، Fe-Ox: اکسیدهای آهن، Cer: سروزیت، Cel: سلسنتین، Hz: هیدروزنسیت، hem: همی مورفیت، Gn: گالن، py: پیریت. (علایم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) و Mondillo (2014)

سیال توسط لیتولوژی و ساختار سنگ میزبان و شرایط هوازنگی کنترل می‌شود (Mondillo, 2014). کانسارهای غیرسولفید با سنگ میزبان کربناته با نفوذپذیری پایین و کم بودن شکستگی مهم شناخته می‌شوند. اکسیداسیون این نوع سنگ‌ها به‌کندی انجام می‌پذیرد. تحت این شرایط کانسارهای سوپرژن به‌طور محدود در توده سولفیدی در طی تحرک آرام محلول‌ها شکل می‌گیرند (Mondillo, 2014). در سکانس‌های حاوی سنگ‌های سیلیسی، حرکت محلول‌ها تابع نفوذپذیری واحدهای کلاستیک و افق کانه‌دار می‌باشد (Mondillo, 2014). تاریخچه اقلیم و تحولات مورفولوژی، می‌تواند سر نخ جهت انتقال فلزات باشد. برخلاف کانسارهای اکسید مس که مشخصاً در اقلیم خشک تا نیمه‌خشک تشکیل می‌شوند، کانسارهای روی سوپرژن هم در محیط خشک و هم مرطوب قابل پی‌جویی می‌باشند. هر چند بسیاری از کانسارهای غیرسولفیدی روی در اقلیم نیمه‌خشک تشکیل شده‌اند (Reichert and Borg, 2008). در اقلیم‌های خشک و نیمه‌خشک، بالآمدگی تکتونیکی باعث پایین آمدن سطح آب زیرزمینی می‌شود. این امر باعث انتقال کامل روی از توده سولفیدی می‌شود. چنین شرایطی جهت تشکیل کانسارهای عیار بالا جانشین شده در سنگ میزبان بسیار ایده‌آل است. اقلیم پرباران، باعث کامل شدن جریانات آب‌های زیرزمینی می‌شود و در نتیجه سیالات غنی از روی پراکنده می‌شوند. بالآمدگی، بارندگی شدید و تناوب فرسایش شدید عوامل مهم در تشکیل سیالات سوپرژن روی‌دار هستند (Hitzman et al., 2003; Reichert and Borg, 2008). ظرفیت بافری و نفوذپذیری بالای سولفید، باعث انتقال روی از توده معدنی سولفیدی می‌شود، چیزی که در بسیاری کانسارهای نوع MVT با سنگ میزبان کربناتی رایج است (Mondillo, 2014). فراوانی باطله‌های کربناتی و مقادیر بالای سولفید، باعث دورسازی عنصر روی از توده سولفیدی و تشکیل کانسارهای جانشینی در سنگ دیواره می‌شود. این یک تله ژئوشیمیایی در زیر مسیر جریان سیالات به‌وجود می‌آورد (Hitzman et al., 2003). اختلاف در میزان تحرک فلزات، باعث تولید مخلوطی از کانه‌های فلزی می‌شود. کانسارهای روی جانشین شده در سنگ دیواره معمولاً توسط دو زون معدنی قرمز و زرد روی مشخص می‌شود (Richert and Borg, 2008). زون‌های تشکیل شده به‌صورت مانته‌های قرمز و زرد (شکل ۴A) و توده سفید کالامین (۴B) در کانسار احمدآباد به‌خوبی قابل شناسایی هستند. در مرحله دوم، فلز روی در طی فرآیند جانشینی سنگ دیواره در فاصله بیشتری متمرکز می‌شود. همی‌مورفیت کانی فراوان غیرسولفید روی در کانسار احمدآباد است. مقدار فراوانی تشکیل همی‌مورفیت و دیگر سیلیکات‌های روی، وابسته به مقدار سیلیس موجود در محیط می‌باشد، بنابراین بررسی رفتار ژئوشیمیایی سیالات حاوی سیلیس ضرورت دارد. افزایش میزان انحلال فازهای سیلیس و تبدیل کوارتز به سیلیکای آمورف جهت فراهم آوردن زمینه لازم و تشکیل همی‌مورفیت بسیار اهمیت دارد (Dove and Rimstid, 1994). اسیدسیلیستیک ( $\text{H}_4\text{SiO}_4(\text{aq})$ )، یک اسید ضعیف است که در  $\text{pH}=5$  تفکیک می‌شود (Dove and Rimstid, 1994). میزان و توانایی انحلال سیلیس در آب، محدود و آرام است؛ بنابراین مقدار سیلیس موجود در آب‌های طبیعی جهت تشکیل مقادیر زیاد کانی همی‌مورفیت کافی نیست. در محلول‌ها، اویال فاز غالب سیلیس بوده و سیلیس کریستالین بخش کمی از ترکیب سیلیس را به خود اختصاص داده است (Reichert and Borg, 2008). همی‌مورفیت در مقایسه با کربنات‌های روی در فشار دی‌اکسیدکربن اتمسفر انحلال کمتری داشته و این کانی در  $\text{pH}<7$  پایدار است (McPhile et al., 2003; Ingwersen, 1990; Takahashi, 1960). در این صورت همی‌مورفیت باید زودتر از کانی‌های غیرسولفیدی روی تشکیل شود؛ اما آنچه از شکل ۵ مشخص است، نزدیکی میدان پایداری همی‌مورفیت و هیدروزنسیت بوده، به‌طوری‌که این دو با تغییرات جزئی  $\text{P}_{(\text{CO}_2)}$  و تغییر در ترکیب کانی‌های در حال تعادل با سیالات می‌توانند جابه‌جا شوند. این تغییرات منجر به جانشینی همی‌مورفیت توسط هیدروزنسیت می‌شود (Takahashi, 1960). ویلمیت ( $\text{Zn}_2\text{SiO}_4$ )، در شرایط اکسیداسیون درجه حرارت پایین از سولفید روی در محیط‌های هیپوژن و سوپرژن تولید می‌شود (Takahashi, 1960). در شرایط سوپرژن،

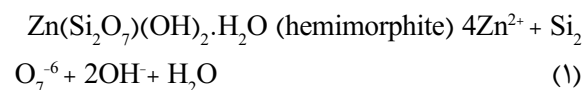
سیال توسط لیتولوژی و ساختار سنگ میزبان و شرایط هوازنگی کنترل می‌شود (Mondillo, 2014). کانسارهای غیرسولفید با سنگ میزبان کربناته با نفوذپذیری پایین و کم بودن شکستگی مهم شناخته می‌شوند. اکسیداسیون این نوع سنگ‌ها به‌کندی انجام می‌پذیرد. تحت این شرایط کانسارهای سوپرژن به‌طور محدود در توده سولفیدی در طی تحرک آرام محلول‌ها شکل می‌گیرند (Mondillo, 2014). در سکانس‌های حاوی سنگ‌های سیلیسی، حرکت محلول‌ها تابع نفوذپذیری واحدهای کلاستیک و افق کانه‌دار می‌باشد (Mondillo, 2014). تاریخچه اقلیم و تحولات مورفولوژی، می‌تواند سر نخ جهت انتقال فلزات باشد. برخلاف کانسارهای اکسید مس که مشخصاً در اقلیم خشک تا نیمه‌خشک تشکیل می‌شوند، کانسارهای روی سوپرژن هم در محیط خشک و هم مرطوب قابل پی‌جویی می‌باشند. هر چند بسیاری از کانسارهای غیرسولفیدی روی در اقلیم نیمه‌خشک تشکیل شده‌اند (Reichert and Borg, 2008). در اقلیم‌های خشک و نیمه‌خشک، بالآمدگی تکتونیکی باعث پایین آمدن سطح آب زیرزمینی می‌شود. این امر باعث انتقال کامل روی از توده سولفیدی می‌شود. چنین شرایطی جهت تشکیل کانسارهای عیار بالا جانشین شده در سنگ میزبان بسیار ایده‌آل است. اقلیم پرباران، باعث کامل شدن جریانات آب‌های زیرزمینی می‌شود و در نتیجه سیالات غنی از روی پراکنده می‌شوند. بالآمدگی، بارندگی شدید و تناوب فرسایش شدید عوامل مهم در تشکیل سیالات سوپرژن روی‌دار هستند (Hitzman et al., 2003; Reichert and Borg, 2008). ظرفیت بافری و نفوذپذیری بالای سولفید، باعث انتقال روی از توده معدنی سولفیدی می‌شود، چیزی که در بسیاری کانسارهای نوع MVT با سنگ میزبان کربناتی رایج است (Mondillo, 2014). فراوانی باطله‌های کربناتی و مقادیر بالای سولفید، باعث دورسازی عنصر روی از توده سولفیدی و تشکیل کانسارهای جانشینی در سنگ دیواره می‌شود. این یک تله ژئوشیمیایی در زیر مسیر جریان سیالات به‌وجود می‌آورد (Hitzman et al., 2003). اختلاف در میزان تحرک فلزات، باعث تولید مخلوطی از کانه‌های فلزی می‌شود. کانسارهای روی جانشین شده در



شکل ۴. (A) کانسنگ توده‌ای کالامین جانشینی سنگ دیواره، (B) رنگ ظاهری کانسارهای جانشینی مستقیم کانسار احمدآباد

این شرایط برای محلول‌های در تعادل با اتمسفر و یا آب‌های موجود در زون غیراشباع در سطح و یا نزدیک سطح، بسیار رایج است. در مورد محلول‌های سطوح عمیق مناطق اشباع که در تعادل با  $P_{(CO_2)}$  اتمسفر نیستند و نسبت به  $CO_2$  غنی شده‌اند، مناسب جهت ته‌نشست اسمیت‌سونیت می‌باشند. بر اساس آنچه مورد بحث قرار گرفت و با توجه به این که در کانسار احمدآباد با توجه به برتری هیدروژنسیت نسبت به اسمیت‌سونیت، می‌توان گفت محلول‌هایی که هیدروژنسیت از آن‌ها ته‌نشین شده است متعلق به زون غیراشباع و در حال تعادل با  $P_{(CO_2)}$  اتمسفری بوده‌اند. همراهی همی‌مورفیت و هیدروژنسیت نیز می‌تواند بیانگر تغییرات جزئی  $P_{(CO_2)}$  و جانشینی همی‌مورفیت توسط هیدروژنسیت باشد. علاوه بر آن، خصوصیات سنگ دیواره نیز به‌طور قابل توجهی بر کانی‌شناسی کانسارهای روی غیرسولفید موثر است؛ به‌طوری که در کانسارهایی که دارای سنگ میزبان کربناته با میزان تخلخل پایین، مقدار اسمیت‌سونیت نسبت به هیدروژنسیت بیشتر است و بر آن غلبه دارد. عکس این حالت نیز بیانگر متخلخل بودن سنگ میزبان دولومیتی در کانسار احمدآباد است. در بسیاری از کانسارها اگر کاهش  $a_{CO_2}$  و افزایش pH در طی فرایند اکسیداسیون توده سولفیدی، به‌طور همزمان صورت گیرد؛ اسمیت‌سونیت می‌تواند جانشین هیدروژنسیت شود (Reichert, 2008). با توجه به آنچه بحث شد می‌توان پاراژنز کانسار غیرسولفیدی سرب و روی احمدآباد را به‌صورت جدول (۱) ارائه کرد.

اگر سیال کاملاً اسیدی و دارای ترکیبات خاص باشد، با افزایش جزئی فشار و درجه حرارت، ویلمیت می‌تواند در بالای همی‌مورفیت ته‌نشست یابد (واکنش ۱) (Markham, 1960). کانی ویلمیت توسط آنالیزهای کانی‌شناسی و مطالعات میکروسکوپی در کانسار احمدآباد شناسایی نشد، اما در کانسار طرز از دیگر کانسارهای غیرسولفید سرب و روی بلوک پشت بادام با سنگ میزبان کربنات‌های سازند شتری توسط امیری (۱۳۸۶) گزارش شده است.



افزایش  $P_{(CO_2)}$  باعث افزایش پایداری کربنات‌های روی و سرب در pH محیط سنگ‌های کربناته می‌شود. این افزایش  $P_{(CO_2)}$  باعث افزایش یون‌های  $CO_3^{2-}$  و  $HCO_3^-$  در محلول‌ها شده و اسمیت‌سونیت در  $\log P_{(CO_2)} = 0/4 \text{ kPa}$  و در درجه حرارت معادل  $298/2 \text{ K}^\circ$  ته‌نشست می‌شود. با در نظر گرفتن این شرایط امکان رسوب‌گذاری و تشکیل اسمیت‌سونیت از سیالاتی که در حال تعادل با  $P_{(CO_2)}$  اتمسفر هستند، وجود ندارد. کانی اسمیت‌سونیت در محدوده pH هیدروژنسیت اما در فوگاسیته بالاتری از دی‌اکسیدکربن تشکیل می‌شود (شکل ۵). محاسبات صورت گرفته توسط ریچارت و بورگ (۲۰۰۸) نشان داد که فشار دی‌اکسیدکربن اتمسفر از فشار دی‌اکسیدکربن در مناطق خشک کمتر بوده و این مقدار پایین‌تر از مقدار فشار دی‌اکسیدکربن مورد نیاز برای تشکیل اسمیت‌سونیت می‌باشد. جهت پیشرفت واکنش زیر به سمت راست و تشکیل هیدروژنسیت حداقل  $\log P_{CO_2} = 0/4 \text{ kPa}$  است (واکنش ۲ و ۳).

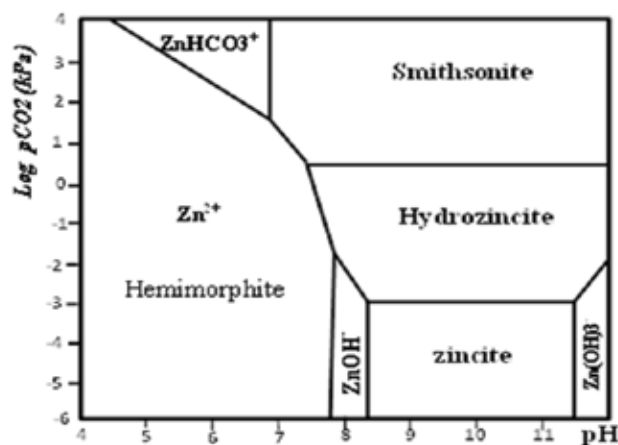
جدول ۱. توالی پاراژنزی کانی‌ها در کانسار غیرسولفیدی سرب و روی احمدآباد.

سنگ و کانی	تریاس میانی	تریاس فوقانی-ژوراسیک	کرتاسه-ترشیاری	
			کرناسه-ترشیاری	هوازگی و اکسایش
سنگ دولومیت میزبان	←→			
گالن، اسفالریت و پیریت		←→		
اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن			←→	←→
سروزیت			←→	
ولفنیت			←→	←→
همی مورفت			←→	←→
هیدروزنسیت				←→

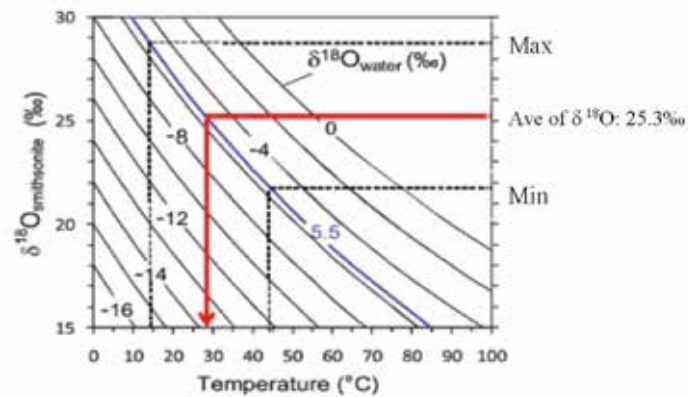
### ژئوشیمی ایزوتوپی

در معدن احمدآباد، نسبت ایزوتوپی آب‌های جوی قدیمی و امروزی در عرض جغرافیایی قرارگیری معدن بین مدارهای ۳۱° تا ۳۲° شمالی مشابه فرض شد، با این فرضیه آب‌های جوی این عرض جغرافیایی دارای ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در حدود ۵/۵‰- می‌باشند (Gabriel et al., 2003). استفاده از نمودار شکل ۶ جهت مشخص شدن دمای تشکیل کربنات‌های روی منطقه احمدآباد نشان می‌دهد که کربنات‌های روی در کانسار احمدآباد در نوسانات دمایی بین ۱۴ تا ۴۴ درجه سانتی‌گراد با میانگین ۲۹ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند.

مقادیر ایزوتوپی  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}(\%)$  کربنات روی کانسار احمدآباد از ۲۱/۹‰ تا ۲۸/۷‰ متغیر است. این مقدار در محدوده کلی کانسارهای غیر سولفید مطالعه شده در سطح جهان قرار دارد و درجه حرارت تشکیل کانی‌های کربناته روی را می‌توان با استفاده از نمودار تعادل ایزوتوپی اکسیژن بین اسمیت‌سونیت و آب محاسبه کرد (Gilg et al., 2008) با توجه به نوسانات ایزوتوپی اکسیژن نسبت به عرض جغرافیایی و نیز در دسترس نبودن مقادیر ایزوتوپی اکسیژن آب‌های جوی قدیمی منطقه، جهت به دست آوردن درجه حرارت احتمالی تشکیل کربنات‌های روی



شکل ۵. پایداری کربنات‌های روی در سیستم شیمیایی Zn-O-H-C در ارتباط با  $P_{\text{CO}_2}(\text{g})$  فعالیت روی  $a(\text{Zn}) = 10^{-5} \text{ mol/l}$  در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد (Takahashi, 1960 و McPhail et al., 2003).



شکل ۶. نمودار منحنی‌های تفکیک ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ بین آب و اسمیت‌سونیت (هیدروزنسیت) (Gilg et al., 2008) درجه حرارت ته‌شست هیدروزنسیت احمدآباد بر اساس مقدار  $\delta^{18}\text{O-SMOW}$  برابر با  $-5/5$  برای آب‌های جوی منطقه محاسبه شد (با توجه به تشابه مقادیر ایزوتوپی دوکانی اسمیت‌سونیت و هیدروزنسیت (Boni et al., 2003) و قرارگیری مقادیر  $\delta^{18}\text{Osmow}$  هیدروزنسیت در محدوده  $\delta^{18}\text{OSMOW}$  اسمیت‌سونیت (Gilg et al., 2008) می‌توان از این نمودار برای کانی هیدروزنسیت نیز استفاده کرد)

مقایسه درجه حرارت‌های تشکیل کانی‌های کربناتی روی در برخی از کانسار غیرسولفید سرب و روی سوپرژن جهان و کانسار احمدآباد نشان‌دهنده بالا بودن نسبی میانگین حرارت تشکیل کالامین‌های منطقه مطالعاتی است (جدول ۲). این نتیجه ممکن است بیان‌کننده افزایش نسبی درجه حرارت و یا تأثیر آب‌هایی که باعث اکسیداسیون شده‌اند بر مراحل تشکیل هیدروزنسیت باشد (Ahn, 2010). داده‌های ایزوتوپی‌های پایدار اکسیژن نشان می‌دهد که اکسیداسیون سولفیدها در فاصله زمان‌هایی که اقلیم نسبتاً گرم شده، رخ داده است (Paradis et al., 2016). چندین دوره گرمایی در طول زمان‌های ائوسن، الیگوسن زیرین و میوسن زیرین اتفاق افتاده است که ممکن است برای اکسیداسیون سولفیدها و تشکیل کانسارهای غیرسولفیدی مناسب باشد و این فرآیندها ممکن است تا به امروز ادامه داشته باشد (Paradis et al., 2016). به‌عنوان مثال قابل اطمینان‌ترین محدوده زمانی برای تشکیل کالامین‌های جنوب Sardina بین ائوسن میانی تا پلیستوسن بوده‌است، هر چند از واکنش‌های دوره‌های گرم بین یخچالی نمی‌توان صرف‌نظر کرد (Paradis et al., 2016).

جدول ۲. نتایج ژئوترمومتری ایزوتوپ اکسیژن در کربنات‌های روی برخی از کانسارهای سرب و روی غیرسولفید جهان و کانسار احمدآباد با استفاده از ترکیب ایزوتوپی آب‌های جوی محلی قدیمی (PMW)

منبع	درجه حرارت میانگین (بیشترین/کمترین)	PMW	$\delta^{18}\text{Osmow}\%$ میانگین (کمترین/بیشترین)	کانی	محل
Boni et al. (2003), De Vivo et al. (1987)	۱۵ (۱۱/۲۳)	-۶/۵	(۲۵/۲۸, ۷/۹) ۲۷/۶	کربنات روی (اسمیت‌سونیت)	Iglesiente
Muchez et al. (1998), Yans (2003)	(۸/۱۹)۱۴	-۶	(۲۷/۱, ۳۰/۲) ۲۸/۴	کربنات روی (اسمیت‌سونیت)	Liege
Herczeg et al. (2001), Melchiorre et al. (2001)	۱۷ (۱۱/۲۰)	-۶	(۲۶/۴, ۲۸/۷) ۲۷/۶	کربنات روی (اسمیت‌سونیت)	Brokin Hill
Dachroth and Sonntag (1983)	۱۷ (۱۵/۱۸)	-۶	(۲۷/۵, ۲۸/۳) ۲۷/۸	کربنات روی (اسمیت‌سونیت)	Skorpion
IAEA (2004)	۱۴ (۱۲/۱۸)	-۴/۵	(۲۹/۶, ۳۰/۶) ۲۹/۹	کربنات روی (اسمیت‌سونیت)	Vila Ruiva
Robinson (1974)	۱۵	-۶	۲۸/۱	کربنات روی (اسمیت‌سونیت)	Tui
Ahn (2010)	۳۵	-۸	(۲۰/۹, ۲۳/۳) ۲۱/۹	کربنات روی (اسمیت‌سونیت)	Sierra Mojada
امانی لاری، ۱۳۹۵	۲۹ (۱۵/۴۳)	-۵/۵	(۲۱/۹, ۲۸/۷) ۲۵/۵	کربنات روی (هیدروزنسیت)	Ahmadabad

ماده معدنی مورد استفاده در جدول ۳ آمده است. مقایسه مقدار محتوای عناصر سرب و روی در ماده معدنی کانسار احمدآباد نشان می‌دهد کانسنگ حاصل از جانشینی مستقیم نسبت به کانسنگ حاصل از جانشینی سنگ دیواره، دارای سرب بیشتر و روی کمتری است (شکل ۷) و این موضوع تحت تأثیر چگونگی تشکیل این دو نوع کانسنگ و میزان تحرک دو عنصر سرب روی می‌باشد.

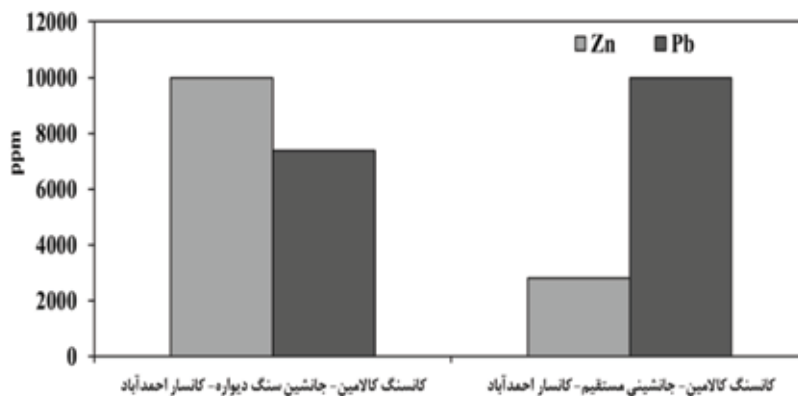
این ناهمگونی اقلیمی در طی دوره‌های یخچالی در مرکز و شمال ایران نیز مشاهده شده است؛ به طوری که این مناطق در دوره‌های یخچالی متأثر از فعالیت‌های سیستم‌های پرفشار سیبری و کم‌فشار جنب حاره‌ای شده‌اند (بیات و همکاران، ۱۳۹۲).

## ژئوشیمی

نتایج آنالیز ژئوشیمیایی برخی عناصر اصلی و کمیاب انواع

جدول ۳. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی کانسنگ‌های کالامین کانسار احمدآباد

نوع ماده معدنی	Fe (%)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Mo (ppm)	Cd (ppm)	As (ppm)
کالامین جانشینی مستقیم	۴/۱۹	۱۰۰۰	۲۸۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰	۱۱/۵
کالامین جانشینی سنگ دیواره	۱/۱۵	۷۳۷۰	۱۰۰۰	۱۱۶۵	۰/۰۲	۲۹۳



شکل ۷. مقایسه مقدار عناصر سرب و روی در انواع کالامین در کانسار احمدآباد

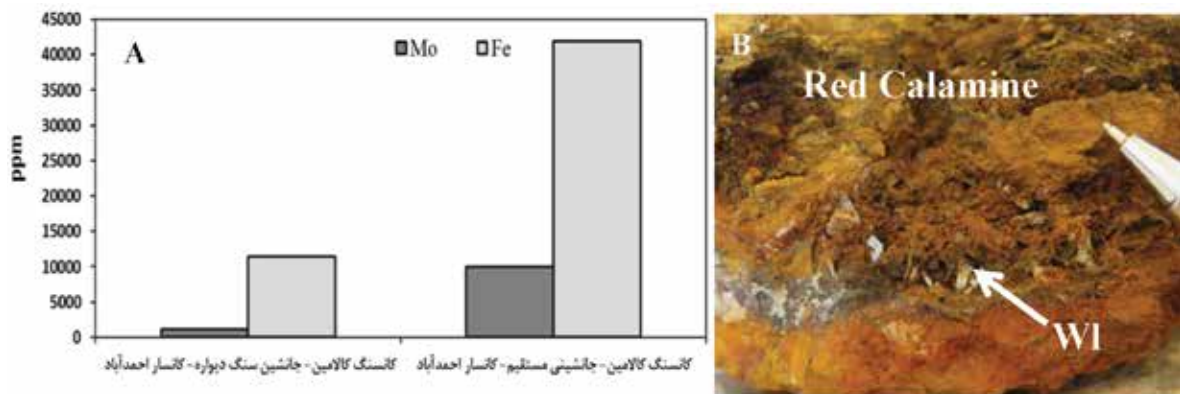
## ژئوشیمی عناصر سنگین کادمیوم و آرسنیک

معمولاً عناصر کادمیوم و آرسنیک در کانسارهای سرب و روی به مقدار متفاوت وجود دارد. مقدار کلارک عنصر کادمیوم و آرسنیک به ترتیب برابر با ۰/۲ و ۱/۸ پی پی ام است (Masone and Moore, 1982). بر این اساس مقدار کادمیوم در سنگ معدن جانشینی مستقیم ۰/۱ و در سنگ معدن جانشینی سنگ دیواره ۵۰۰۰ برابر مقدار کلارک است. این نسبت برای عنصر آرسنیک در سنگ معدن جانشینی مستقیم و جانشینی سنگ دیواره به ترتیب برابر با ۱۶۲/۷ و ۶/۳ برابر کلارک به دست آمده است. تمرکز عنصر آرسنیک ارتباط مستقیمی با مقدار آهن و هیدروکسیدهای آهن کانسنگ داشته، به طوری که این غنی‌شدگی در کانسنگ

از دیگر عناصر بسیار با ارزش کالامین کانسار احمدآباد، عنصر مولیبدن است. انحلال‌پذیری مولیبدن به شرایط اکسیداسیون-احیا بستگی دارد (Barling and Anbar, 2002). مولیبدن در شرایط اکسیدان بسیار متحرک می‌گردد و توسط اکسیدهای آهن جذب شده و یا از محیط خارج می‌شود (Barling and Anbar, 2002)؛ بدان معنی که با افزایش مقدار آهن در محیط سوپرژن از تحرک مولیبدن کاسته می‌شود (حسینی پاک، ۱۳۸۱). شکل ۸A ارتباط مستقیم مقدار آهن با محتوای مولیبدن را در کالامین‌های قرمز و روشن منطقه مطالعاتی نشان می‌دهد. همراهی و تمرکز کانی مولیبدن دار ولفنیت ( $PbMoO_4$ ) با تجمعات کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن در کانسار احمدآباد نیز این مطلب را تأیید می‌کند (شکل ۸B).

این عنصر در کانسنگ جانشینی سنگ دیواره به کانسنگ جانشینی مستقیم ۵۰۰۰۰ برابر است (شکل ۹). بنابراین ضمن عملیات معدنکاری باید مسائل زیست‌محیطی مربوط به هر دو نوع کانسنگ مورد توجه قرار گیرد.

جانشینی مستقیم به دلیل مقادیر بیشتر آهن، قابل توجه می‌باشد؛ عنصر کادمیوم به دلیل شباهت ژئوشیمیایی با عنصر روی در کانسنگ جانشینی سنگ دیواره که حاوی مقدار بیشتری روی است تمرکز بیشتری دارد و نسبت تمرکز



شکل ۸. A) مقایسه محتوای آهن با مقدار عنصر مولیبدن در انواع کالامین کانسار احمدآباد، B) تجمع کانی‌های ولفنیت در کالامین قرمز



شکل ۹. مقایسه مقادیر عناصر آرسنیک و کادمیوم در انواع کالامین کانسار احمدآباد

## نتیجه‌گیری

به کانسار سولفیدی اولیه، دو نوع کالامین حاصل از جانشینی مستقیم و جانشینی سنگ میزبان در منطقه شناسایی شد. هیدروژن‌سیت و همی‌مورفیت مهم‌ترین تشکیل‌دهنده‌های کالامین کانسار احمدآباد است و با توجه به غالب بودن فاز هیدروژن‌سیت در بین کربنات‌های روی، می‌توان گفت محلول‌های کانسار‌ساز، در حال تعادل با فشار دی‌اکسید کربن اتمسفر و در زون غیراشباع آب‌های زیرزمینی در سنگ میزبان متخلخل باعث به وجود آمدن کانی‌های کربناتی روی شده‌اند. نزدیکی میدان پایداری همی‌مورفیت و هیدروژن‌سیت نیز این امکان را فراهم آورده که با تغییر در میزان فشار جزئی

نتایج حاصل از تحقیق نشان می‌دهد کانی‌سازی سولفیدی اولیه در واحد دولومیتی سازند شتری به سن تریاس شامل اسفالریت، گالن و پیریت بوده است. مطالعات، حاکی از وجود شواهدی مبنی بر نقش تحولات تکتونیکی ترشیاری و قبل از آن در بالآمدگی، خردشدگی و فرآیندهایی چون اکسیداسیون، هوازدگی و شستشوی کانسار اولیه و ارتباط با شکل‌گیری کانسار غیرسولفیدی می‌باشد. مهم‌ترین کانی‌های غیرسولفیدی منطقه احمدآباد شامل کالامین، سرروزیت، ولفنیت، اکسید و هیدروکسیدهای آهن است. بر اساس ویژگی‌های کانی‌شناسی، تنوع رنگی و موقعیت نسبت



گزارش ۲.

- Ahn, H. I., 2010. Mineralogy and geochemistry of the non-sulfide Zn deposits in the Sierra Mojada district, Coahuila, Mexico. Published thesis, University of Texas at Austin, 179.
- Barling, J. and Anbar, A.D., 2002. Mo scavenging by manganese oxyhydroxides and the seawater Mo isotope record in oxic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66 Spec Suppl A 52.
- Bladh, K.W., 1982. The formation of goethite, jarosite, and alunite during the weathering of sulfide-bearing felsic rocks. *Economic Geology*, 77, 176-184.
- Borchardt, G., 1989. Smectites: in Dixon, J.B. and Weed, S.B., eds. *Minerals in Soil Environments: Soil Science Society of American Journal Special Publication*, 1, 675-727.
- Reichert, J. and Borg, G., 2008. Numerical simulation and geochemical model of supergene carbonate-hosted non-sulphide zinc deposits. *Ore Geology Reviews*, 33, 134-151.
- Boni, M., 2003. Stable isotope studies on Zn and Pb carbonates: their role in mineral exploration of non-sulphide deposits. *Proceedings, SEG Conference, Perth WA, September 2004*, 361-365.
- Boni, M., Gilg, H.A., Aversa, G. and Balassone, G., 2003. The "Caldamine" of SW Sardinia (Italy): geology, mineralogy and stable isotope geochemistry of the a supergene Zn-mineralization: *Economic Geology*, 98, 731-748.
- Boni, M., 2005. The Geology and Mineralogy of nonsulfide Zinc deposits. lead and zinc '05, Kyoto, Japan, 17-19 October 2005, *Proceedings*, 1299-1314.
- Boni, M. and Mondillo, N., 2015. The "Calamines" and the "others": The great family of supergene nonsulfide zinc ores, *Ore Geology Re-*

دی اکسید کربن و اسیدیته محلول، این دو کانی جانشین همدیگر شوند. نتایج حاصل از استفاده از ترکیبات ایزوتوپی اکسیژن کربنات روی کانسار سوپرژن منجر به حصول درجه حرارت تقریبی ۲۹ درجه سانتی‌گراد برای تشکیل کربنات روی در شرایط اقلیمی ناهمگون حاکم بر مرکز ایران شده است. نتایج آنالیز شیمیایی نشان داد کانسنگ حاصل از جانشینی مستقیم دارای سرب بیشتر و کانسنگ حاصل از جانشینی سنگ دیواره روی بیشتری دارد. غلظت عناصر آرسنیک و کادمیوم به ترتیب در کانسنگ جانشینی مستقیم و کانسنگ جانشینی سنگ دیواره غنی‌شدگی زیادی نسبت به کلارک نشان می‌دهند؛ لذا در زمان فعالیت معدن کاری باید به مسائل زیست‌محیطی توجه زیادی شود.

## منابع

- امانی لاری، س.، ۱۳۹۵. کانی‌شناسی و ژنز کانسار روی-سرب (مولیبیدن) احمدآباد (شمال شرق بافق). رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، ۲۸۶.
- آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۹. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، چاپ سوم، ۵۸۶.
- امیری، ع.، ۱۳۸۶، مطالعه ویژگی‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی و ژنز کانسارهای روی و سرب با سنگ میزبان کربناته در ناحیه راور-باقق-پایان نامه دکتری-دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، ۳۱۵.
- امیری، ع. و رسا، ا.، ۱۳۸۵. بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی کانسارهای استراتائابند غیرسولفیدی روی و سرب در ناحیه کوهبنان-بهباد. فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان، ۱، ۹-۱.
- بیات، ا.، خادمی، ح.، و کریم‌زاده ح.ر.، ۱۳۹۲. دماسنجی و بازسازی تغییرات اقلیمی گذشته با استفاده از شواهد پالئوپدولوژیک در بخش شرقی حوضه زاینده‌رود اصفهان. پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۱۳ و ۱۴.
- جوانشیر، ع.، ۱۳۸۶. کانی‌شناسی، ژئوشیمی، آنالیز رخساره و ژنز کانی‌سازی روی-سرب (مولیبیدن) در دولومیت‌های سازند شتری در کانسار احمدآباد (شمال شرق بافق). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۰۸.
- قربانی، م.، ۱۳۸۱. دیباچه‌ای از زمین‌شناسی اقتصادی ایران. پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور،

views, 67,208-233.

- Boyle, D.R., 1994. Oxidation of massive sulfide deposits in the Bathurst mining camp, New Brunswick: Natural analogues for acid drainage in temperate climates: in Alpers, C.N. and Blowes, D.W., eds., Environmental geochemistry of sulfide oxidation: American Chemical Society Symposium Series 550, 535-550.

- Dachroth, W. and Sonntage, C., 1983. Grundwasserneubildung und Isotoppdatierung in Südwestafrika/ Namibia. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. 134, 1023-104.

- De Vivo, B., Maiorani, A., Perna, G. and Turi, B., 1987. Fluid inclusion and stable isotope studies on calcite, quartz and barite from karstic caves in the Masua mine, southwestern Sardinia, Italy. *Chemie der Erde*, 46, 259-273.

- Dove, P. M. and Rimstidt, J.D., 1994. Silica-water interactions. In: Heaney, P.J., Prewitt, C.T. and Gibbs, G. V. (Eds), *Silica, Physical Behavior, Geochemistry and Materials Applications*. *Reviews in Mineralogy*, 29, 259-308.

- Gabriel, J., Bowen and Revenaugh, J., 2003. Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation. *Water Resources Research* 39, No.1299.

- Gilg, H. A., Boni, M., Hochleitner, R. and Struck, U., 2008. Stable isotope geochemistry of carbonate minerals in supergene oxidation zones of Zn-Pb deposits: *Ore Geology Reviews*, 33, 117-133.

- Herbert, R.B., 1999. Sulphide oxidation in mine waste deposits, a review with emphasis on dysoxic weathering. Mitigation of the environmental impact from mining waste (MiMi). MiMi Print, Lulea, Sweden.

- Herczeg, A.L., Dogramaci, S. S. and Leaney, F.W., 2001. Origin of dissolved salts in a

large, semi-arid ground water system: Murray Basin, Australia. *Marine and Freshwater Resources*, 52, 41-52.

- Hitzman, M.W., Reynolds, N.A., Sangster, D.F., Allen, C.R. and Carman, C.E., 2003. Classification, genesis, and exploration guides for nonsulfide zinc deposits. *Economic Geology*, 98, 685-714.

- IAEA, 2004. Isotope Hydrology Information System. The ISOHIS Database. Accessible at: <http://isohis.iaea.org>

- Ingwersen, G., 1990. Die sekundären Mineralbildungen der Pb-Zn-Cu-Lagerstätte Tsumeb, Namibia. Unpublished PhD. Thesis, University Stuttgart, Germany. Markham, N.L., 1960. The willemite-hemimorphite relationship. *Economic Geology*, 55, 844-847.

- Large, D., 2001. The geology of nonsulfide zinc deposits-an overview. *Earthmetall*, 54, 264-276.

- Markham, N.L., 1960. The willemite-hemimorphite relationship: *Economic Geology*, 55, 844-847.

- McPhail, D. C., Summerhayes, E., Welch, S. and Brugger, J., 2003. The Geochemistry of Zinc in the Regolith. In: Roach, I. C. (Ed.), *Advances in Regolith. CRC for Landscape Environments and Mineral Exploration*, 287-291.

- Melchiorre, E.B., Williams, P.A. and Bevins, R.E., 2001. A low temperature oxygen isotope thermometer for cerussite, with application at Broken Hill, New South Wales, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 2527-2533

- Mondillo, N., 2014. Supergene Nonsulfide Zinc-Lead Deposits: The Examples of Jabali (Yaman) and Yanque (Peru), PhD Thesis in Economic Geology, University Digital Studi di Napoli "FEDRICO II", School in Earth Science, 185.

- Mason, B. and Moore, C.B., 1982. Principles of geochemistry. Fourth edition, John Wiley and Sons, 344.
- Muchez, P., Nielsen, P., Sintubin, M. and Lagrou, D., 1998. Conditions of meteoric calcite formation along a Variscan fault and their possible relation to evolution during the Jurassic-Cretaceous. *Sedimentology* 45, 845-854.
- Paradis, S., Simandl, G. J., Keevil, S. H. and Raudsepp, M., 2016. Carbonate-Hosted Non-sulfide Pb-Zn Deposits of the Quesnel Lake District, British Columbia, Canada, 10.2113/econ-geo.111.1.179.
- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2013. Metallogeny of Permian-Triassic carbonate-hosted Zn-Pb and F deposits of Iran: A review for future mineral exploration. *Australian Geoscience Journal*. 60, 197-216.
- Reichert, J. and Borg, G., 2008. Numerical simulation and geochemical model of supergene carbonate-hosted non-sulphide zinc deposits: *Ore Geology Reviews*, 33, 134-151.
- Reichert, J., 2008. A geochemical model of supergene carbonate-hosted nonsulfide zinc deposit: in Titley, S.R., ed., *Supergene Environments, Processes, and Products*, Society of Economic Geologists Special Publication Number 14, 69-76.
- Robinson, B.W., 1974. The origin of mineralization at Tui mie, Te Aroha, New Zealand, in the light of stable isotope studies. *Economic Geology*, 69, 910-925.
- Sangeshwar, S.R., Barnes, H. L. 1983. Supergene processes in zinc-lead-silver sulfides ores incarbonates. *Economic Geology* 78, 1379-1397.
- Takahashi, T., 1960. Supergene alteration of zinc and lead deposits in limestone. *Economic Geology*, 55, 1083-1115.
- Whinely, D. and Evans, B., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95.185-187.
- Yans, J., 2003. Chronologie des sediments kaoliniques a facies wealdien (Barremien moyen et Albien superieur, Bassin de Mons) et de la saprolite polyphasee (Cretace inferieur et Miocene inferieur) de la Haute-Lesse (Belgique). Implications geodynamiques et paleoclimatiques. PhD Thesis, Faculte Polytechnique de Mons, Belgium, 316.

# مقایسه ویژگی‌های آلتراسیونی کمربند آتشفشانی-نفوذی طرود-چاه شیرین در شمال و جنوب روستای طرود با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و آنالیزهای شیمیایی

مسعود اخیانی<sup>۱</sup>، مهدی خرقانی<sup>۲</sup>، فرهنگ سرشکی<sup>۳</sup>، مرتضی رحیمی<sup>۴\*</sup>

۱. استادیار، گروه مهندسی معدن، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شاهرود

۲. دانشجوی دکتری، گروه معدن مکانیک سنگ، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران

۳. استادیار، گروه معدن، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه شاهرود، شاهرود، ایران

۴. کارشناسی ارشد، زمین‌شناسی زیست‌محیطی، رئیس هیئت مدیره گروه معدنی شریف

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۱/۱۷

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۳/۰۸

## چکیده

رخدادهای گسترده آتشفشانی نفوذی مربوط به ائوسن در ۱۳۰ کیلومتری جنوب شاهرود و در شمال و جنوب روستای طرود مشاهده می‌شد. کمربند آتشفشانی طرود-چاه شیرین با مختصات "۲۰' ۵۴° تا "۲۰' ۵۵° طول شرقی و "۱۰' ۳۵° تا "۴۰' ۳۵° عرض شمالی که بخشی از کمربند فلز زایی چاه شیرین-سبزوار-تایباد می‌باشد، به دلیل وجود رخدادهای متعدد معدنی و به‌ویژه رگه‌های فلزات پایه با منشأ آبی ترمال و همچنین دگرسانی‌های گسترده ناشی از نفوذ توده‌های آذرین اسیدی تا حد واسط و محلول‌های هیدروترمال ناشی از عملکرد آن، در سنگ‌های آتشفشانی منطقه، دارای اهمیت بالای مطالعاتی می‌باشد. به‌کارگیری روش‌های ترکیب رنگی کاذب و الگوریتم‌های منطقی مختلف نسبت باندی بر روی داده‌های سنجنده ASTER جهت شناسایی و بارزسازی آلتراسیون‌های آرژیلیک پیشرفته، آرژیلیک متوسط، فیلیک و پروپیلیتیک در سطح منطقه و تأیید داده‌های مطالعه شده توسط آنالیزهای XRD اساس این مطالعه می‌باشد. با توجه به بازدیدهای میدانی و نتایج آنالیز XRD نمونه‌های دگرسانی به‌دست‌آمده از زون‌های مختلف منطقه و تطبیق آن با نتایج اعمال این الگوریتم منطقی مشخص شد که ضمن ناچیز بودن زون‌های آلتراسیونی واحدهای آتشفشانی جنوب طرود نسبت به توده آتشفشانی شمال این روستا، تغییر مقادیر آستانه نسبت‌های باندی در این الگوریتم می‌تواند نتایج مطلوب‌تری در این منطقه برای تفکیک دگرسانی آرژیلیک و فیلیک داشته باشد. سپس با توجه به حضور کانی‌های شاخص دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در منطقه شمال طرود مانند آلونیت و پیروفیلیت مقادیر آستانه بهینه برای تفکیک این زون از زون آرژیلیک با استفاده از الگوریتم منطقی نسبت باندی آرژیلیک تعیین و نتایج الگوریتم با توجه به مشاهدات صحرایی مطلوب ارزیابی شد و همچنین مشخص گردید که با استفاده از خصوصیات طیفی کانی‌های شاخص زون پروپیلیک مانند کلریت و اپیدوت، از نسبت باندی ۸/(۹+۷) استر با مقدار آستانه ۲/۳ برای نقشه‌برداری زون پروپیلیتیک که هم در واحدهای شمالی و هم جنوبی روستای طرود مشاهده می‌شود، مناسب می‌باشد.

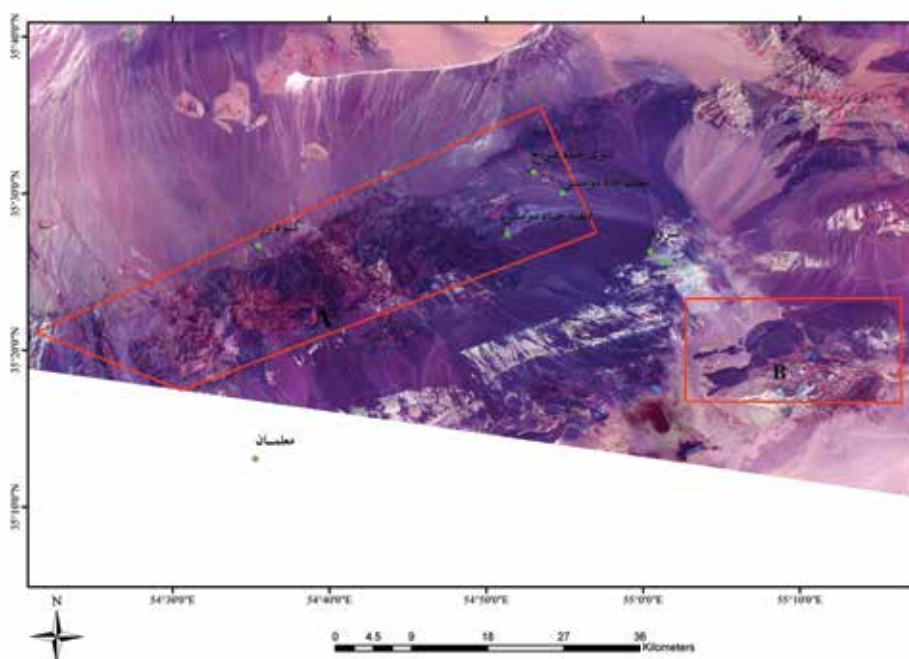
**واژه‌های کلیدی:** کمربند آتشفشانی-نفوذی طرود-چاه شیرین، ترکیب‌های رنگی، الگوریتم‌های منطقی نسبت‌های باندی، دگرسانی.

## مقدمه

آندزیتی به شکل دایک و سیل سبب دگرسانی گسترده و شدید گرمایی همراه با کانی‌زایی‌های نوع رگه‌ای در برخی از بخش‌های این کمربند شده است (مهرابی و قاسمی، ۱۳۸۹؛ لیاقت و همکاران ۱۳۸۷).

وجود رخدادهای معدنی و معادن فعال و متروک متعدد از جمله کانسارهای گندی (Au-Pb-Zn)، ابوالحسینی (Pb-Zn)، چشمه حافظ (Pb-Zn)، چاه موسی (Cu) و دارستان (Au-Cu) و موارد متعدد دیگر از جمله مناطقی هستند که از نظر زمین‌شناسی اقتصادی مورد توجه بوده و تاکنون مطالعات متعدد زمین‌شناسی در آن صورت گرفته است (رشیدنژاد عمران، ۱۳۷۱؛ عابدیان و دری، ۱۳۷۵؛ برنا و عشق‌آبادی، ۱۳۷۶؛ تاج‌الدین، ۱۳۷۷؛ شمعانیان اصفهانی، ۱۳۸۲؛ فرد، ۱۳۸۰). در این پژوهش عملکرد دو الگوریتم منطقی نسبت بانندی تصاویر ماهواره‌ای ASTER توسعه یافته توسط Mars and Rowan 2006 برای تفکیک مناطق دگرسانی آرژیلیکی و فیلیکی واحدهای آتشفشانی-نفوذی شمال و جنوب روستای طرود (شکل ۱) مورد بررسی قرار گرفته و صحت نتایج با استفاده از آنالیز XRD نمونه‌های میدانی مورد ارزیابی قرار گرفته است.

امروزه استفاده از داده‌های سنجش از دور برای شناسایی مناطق دگرسانی و نقشه‌برداری از این مناطق با روش‌های مختلف پردازشی مورد توجه زیادی قرار گرفته است (Tangestani, 2002؛ Rown et al., 2006؛ Tangestani et al., 2008، رنجبر و شهریاری، ۱۳۸۵). در آب‌وهوای خشک و بیابانی و پوشش گیاهی پراکنده و ضعیف، استفاده از تصاویر ماهواره‌ای برای شناسایی کانی‌های دگرسانی و تفکیک انواع زون‌های دگرسانی مرتبط با توده‌های نفوذی و محلول‌های هیدروترمال ناشی از آن، کانه‌زایی‌های احتمالی مرتبط با آن بسیار مناسب‌تر می‌باشد. مجموعه آتشفشانی-نفوذی طرود-چاه شیرین که بخشی از کمربند فلز زایی چاه شیرین-سبزوار-تایباد می‌باشد (آقاناتی ۱۳۸۳)، دارای گستردگی بسیار زیاد است که بخش غربی آن در این مطالعه مورد بررسی قرار گرفته است. این منطقه با وسعت تقریباً حدود ۳۰۰ کیلومتر مربع بین طول‌های شرقی  $54^{\circ} 20' 00''$  و  $55^{\circ} 20' 00''$  و عرض‌های شمالی  $35^{\circ} 10' 00''$  و  $35^{\circ} 40' 00''$  را در برمی‌گیرد و بخشی از کویر بزرگ ایران به شمار می‌آید. نفوذ توده‌های شبه آتشفشانی نیمه عمیق با ترکیب اسیدی تا حدواسط به داخل ردیف‌های آتشفشانی



شکل ۱. موقعیت مناطق مورد بررسی (بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست) در شمال و جنوب روستای طرود، جنوب شاهرود- استان سمنان

و در نهایت فرآورده‌های آتشفشانی حالت بازیک‌تر به خود گرفته است و به گدازه‌ها، برش‌ها و توف‌های آندزیتی تبدیل شده است. فعالیت‌های ماگمایی در دوران اول و دوم در ضمن حوادث تکتونیکی به تدریج آغاز شده و اوج فعالیت آتشفشانی در زمان ائوسن میانی تا احتمالاً بالای روی داده است که اسکلت اصلی ارتفاعات حدفاصل طرود-چاه شیرین را تشکیل می‌دهد (آقنباتی، ۱۳۸۳). احتمالاً این فعالیت‌ها تا پایان ائوسن ادامه یافته است.

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن این ناحیه توسط توده‌های نفوذی متعددی قطع شده است که بر اساس شواهد چینه‌شناسی دارای سن ائوسن بالایی-الیگوسن می‌باشند که نشان از تاثیر فاز زمین ساختی پیرینه در این منطقه دارد (رشید نژاد عمران، ۱۳۷۱).

این توده‌های کوچک از سنگ‌های نفوذی با ویژگی‌های توده‌های کم‌عمق و ترکیبی گرانودیوریتی به سن اولیگومیوسن این مجموعه آتشفشانی را قطع و به‌عنوان یکی از عناصر مهم در فرآیند کانی‌سازی بشمار می‌آیند (سهیلی و همکاران، ۱۳۷۹؛ رشید نژاد عمران، ۱۳۷۱).

الگوی ساختاری منطقه مورد مطالعه نیز توسط دو گسل امتدادلغز انجیلو در شمال و طرود در جنوب با روند کلی شمال شرقی-جنوب غربی کنترل می‌شود (مهرابی و قاسمی سیانی، ۱۳۸۹).

نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در شکل ۲ نشان داده شده است.

## تحلیل داده‌های سنجش از دور

### سنجنده ASTER

سنجنده استر در سال ۱۹۹۹ با همکاری آمریکا و ژاپن به فضا پرتاب شده است و از ویژگی‌های بارز آن قدرت تفکیک طیفی بالای آن نسبت به سایر سنجنده‌هایی مانند ETM می‌باشد. این سنجنده دارای ۱۴ باند مختلف می‌باشد که با توجه به طول موج در سه دسته VNIR، SWIR و TIR با قدرت تفکیک مکانی به ترتیب ۱۵، ۳۰ و ۹۰ متر تقسیم‌بندی می‌شوند (علوی پناه، ۱۳۸۵). در این مطالعه از یک تصویر ASTER به شماره

1. ASTER
2. SAM
3. XRD

## مواد و روش‌ها

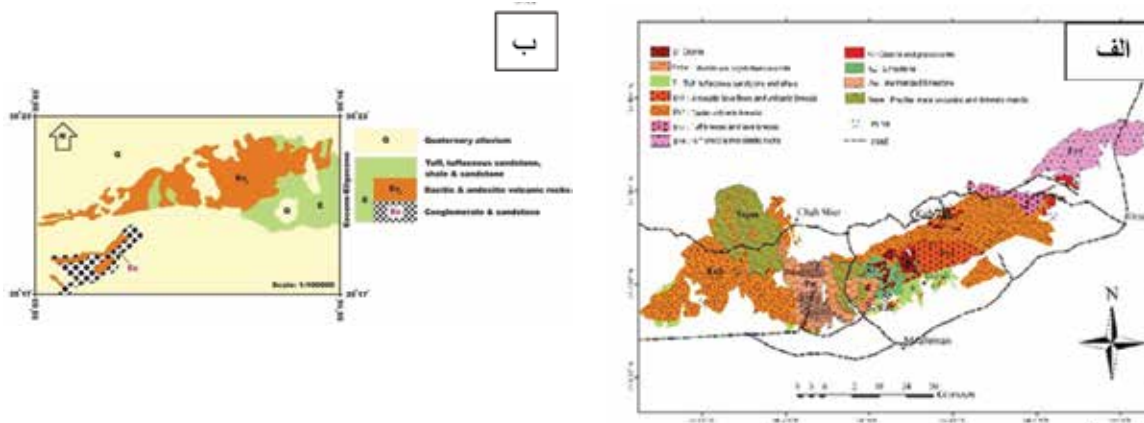
جهت تعیین زون‌های آلتراسیونی، تعیین کانی‌ها و نقشه پراکنش دگرسانی‌ها از تصاویر ماهواره‌ای استرا همراه با مشاهدات صحرایی و آنالیزهای XRD استفاده شد.

روش‌های پردازش تصویری مانند ترکیبات رنگی کاذب، نسبت‌های باندی (به‌ویژه استفاده از باندهای مرئی و مادون قرمز نزدیک سنجنده استر برای شناسایی و بارزسازی کانی‌های شاخص دگرسانی و مناطق دگرسان در سطح منطقه) و نقشه‌برداری زاویه طیفی<sup>۲</sup> برای بارزسازی دگرسانی‌های منطقه به کار گرفته شد. علاوه بر روش پراش اشعه ایکس<sup>۳</sup> از مطالعه مقاطع نازک نیز به‌عنوان ابزارهای کنترلی استفاده شد. در نهایت جهت برآورد صحت و تحلیل خطای پردازش از ماتریس آشفتگی (خطا) و ضریب کاپا استفاده شد. ضریب کاپا یا کاپای کوهن (Cohen, 1960) معیاری چند متغیره است که میزان سازگاری بین دو متغیر را نشان می‌دهد. این ضریب نشان می‌دهد که واحدهای دگرسانی رده‌بندی شده مورد نظر تا چه اندازه با داده‌های میدانی دگرسانی سازگاری دارند. مقدار ضرب کاپا به‌طور معمول کمتر یا مساوی ۱ است. عدد یک نشان دهنده بیشترین سازگاری و مقادیر کمتر، نشان دهنده سازگاری کمتر است.

## زمین‌شناسی عمومی منطقه

مجموعه آتشفشانی-نفوذی طرود-چاه شیرین بخشی از کمربند فلز زایی چاه شیرین-سبزوار-تایباد، و واقع در بخش شمالی زون ایران مرکزی می‌باشد (آقنباتی ۱۳۸۳).

مجموعه دگرگونی پالئوزوئیک-مزوزوئیک در مناطق رشم و شمال شرق طرود، قدیمی‌ترین واحد زمین ساختی می‌باشد که پایه و اساس ساختار منطقه را فراهم آورده است. پس از آن رخنمون‌های سنگی ائوسن ردیف نسبتاً ضخیمی از سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری با ترکیب غالب آندزیتی و پیروکسن آندزیت تا ریوداسیت همراه با آذرآواری‌های مربوطه به سن ائوسن، این پهنه را می‌پوشاند. غالب محصولات آتشفشانی از آندزیت و بازالت تشکیل شده که در طول فعالیت‌های آتشفشانی فعال در منطقه به‌مرور زمان به ترکیب اسیدی و تراکیتی گرایش پیدا کرده است



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه، (الف) زون شمال طرود، (ب) زون جنوب طرود

دگرسانی در مجموعه آتشفشانی نفوذی طرود-چاه شیرین در منطقه مورد مطالعه استفاده شد (شکل ۳). در ترکیب باندی ۴۶۸، نواحی با دگرسانی پروپلیتیک به رنگ سبز و نواحی با دگرسانی آرژیلیک و فیلیک به رنگ سفید تا صورتی دیده می‌شوند (شکل ۴-الف، ب). این مسئله به علت بازتابندگی بالای کانی‌های آلونیت، کائولینیت و مسکویت در باند ۴ نسبت به باندهای ۶ و ۸ است (عباس‌زاد و هزارخانی، ۱۳۸۹). در این شکل در برخی از مناطق پیکسل‌هایی با رنگ صورتی پررنگ مشاهده می‌شوند که مربوط به مناطق دارای دگرسانی آرژیلیک پیشرفته (آلونیت) در زون شمالی (الف) و واحدهای رسی کویری بدون آلتراسیون در زون جنوبی (ب) می‌باشد. در ترکیب باندی ۴۶۱ نیز نواحی با دگرسانی پروپلیتیک به رنگ سبز و نواحی با دگرسانی آرژیلیک و فیلیک به رنگ صورتی مایل به زرد دیده می‌شوند (شکل ۴-پ). در شکل ۴ رنگ صورتی کم‌رنگ به واسطه جذب بنیان Al-OH در باند ۶ و رنگ زرد ناشی از جذب اکسیدهای آهن است (Di Tommaso and Rubinstein, 2006).

### روش نسبت باندی

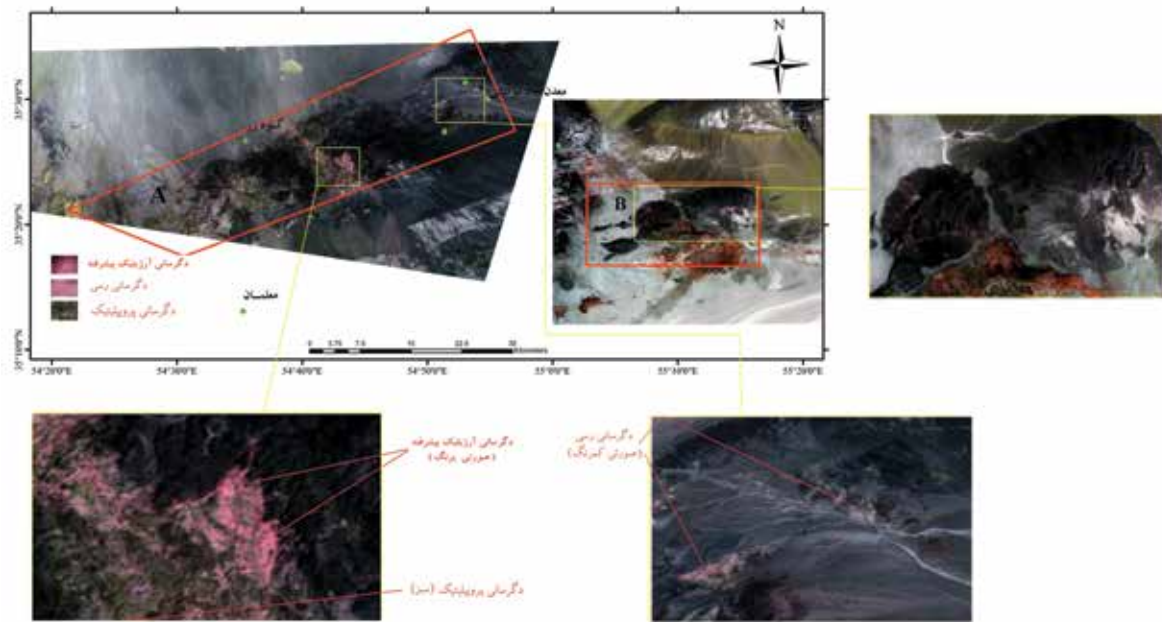
یکی از روش‌های رایج در پردازش تصاویر ماهواره‌ای که کاربرد وسیعی در زمین‌شناسی دارد، روش نسبت‌های باندی می‌باشد (Rowan et al., 1977). این روش شامل تقسیم کردن دو باند بر همدیگر است. باندی که میزان بازتابش از هدف مورد نظر در آن بیشتر باشد در صورت کسر و باندی که میزان جذب برای همان هدف در آن بالاتر باشد در

AST\_L1B\_003\_05102002110146 که توسط ماهواره Terra در تاریخ ۲۰۰۲/۴/۲۸ برداشت شده، جهت شناسایی و تفکیک کانی‌های دگرسانی هیدروترمالی مورد استفاده قرار گرفته است. این تصاویر از نظر پردازش در تراز ۱B قرار دارند که معادل داده‌های رادیانس در سنجنده به‌شمار می‌آیند. به‌منظور تبدیل به داده‌های انعکاسی و از بین بردن تأثیرات توپوگرافی و جوی، از روش تصحیح اتمسفری IAR Reflectance استفاده شد. جهت پردازش و آنالیز داده‌های ماهواره‌ای از نرم‌افزار Envi ver. 4.7 استفاده شده است.

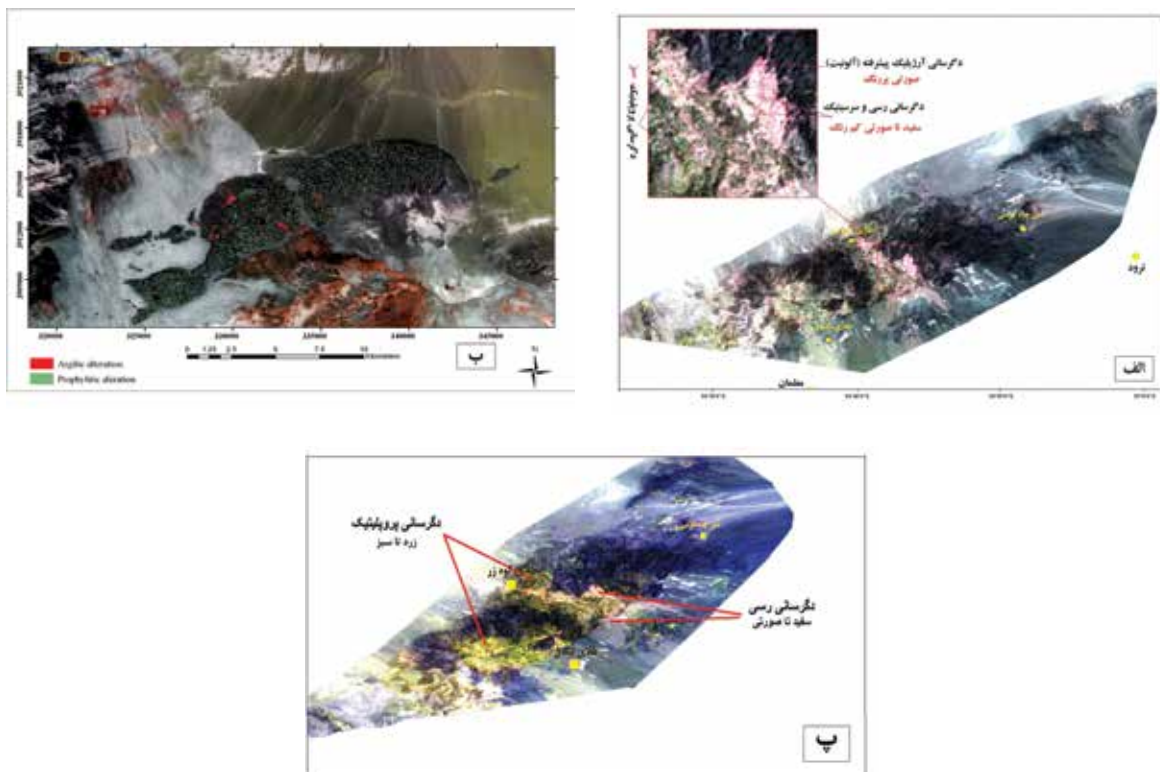
### روش‌های پردازش تصویر

#### ترکیب رنگی کاذب (FCC)

سنجنده استر، ابزار مناسبی جهت تشخیص گروه‌های کانایی حاضر در دگرسانی می‌باشد (Rawan et al., 2003). در این میان باندهای ۱ و ۳ استر عمدتاً به پاسخ‌های طیفی کانی‌های حاوی اکسیدهای آهن، باند ۵ و ۶ به پاسخ‌های طیفی کانی‌های رسی که در این محدوده به‌واسطه حضور بنیان Al-OH دارای جذب می‌باشند، باند ۷ به ارتعاشات طیفی بنیان Fe-OH که عمدتاً در ژاروسیت و مسکوویت‌های آهن‌دار وجود دارد و باند ۸ نیز به جذب طیفی کانی‌های کلریت، اپیدوت و کربنات‌ها که در ساختار کانایی خود دارای بنیان Mg-OH و CO<sub>3</sub> هستند حساسیت دارند. بر این اساس چندین ترکیب رنگی مختلفی از باندهای استر برای تفکیک بصری دگرسانی در گزارش‌های محققان مختلف دیده می‌شود که در این مطالعه از دو ترکیب رنگی کاذب ۴۶۸ (عباس‌زاد و هزارخانی، ۱۳۸۹) و ۴۶۱ (Di



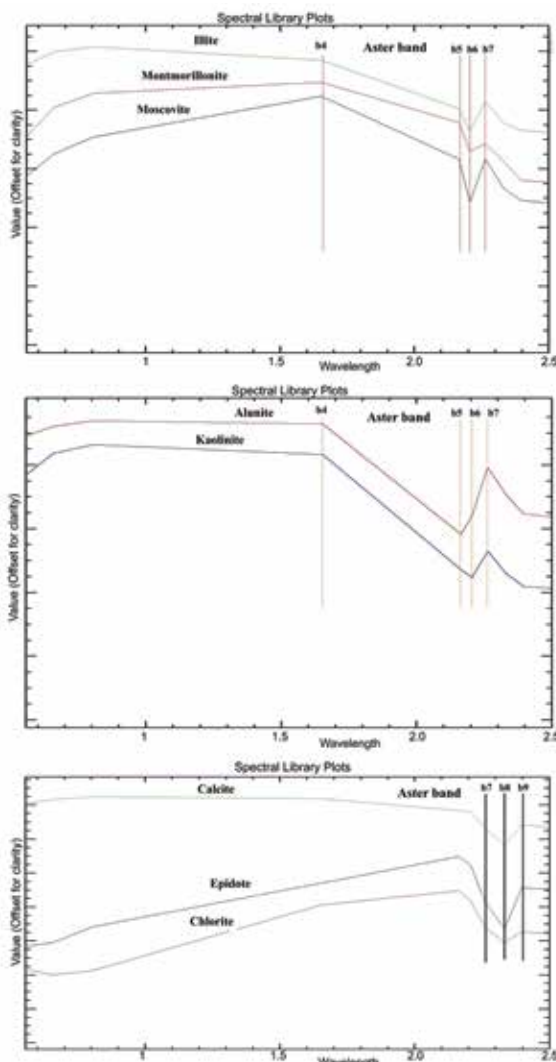
شکل ۳. ترکیب بانندی ۴۶۸ تصویر ماهواره‌ای لندست برای تفکیک زون‌های آلتراسیونی مختلف (دگرسانی پروپلیتیک به رنگ سبز، دگرسانی آرزلیک و فیلیک به رنگ سفید تا صورتی و دگرسانی آرزلیک پیشرفته به رنگ صورتی پررنگ). لازم به ذکر است که پس از مشاهدات صحرایی مشخص گردید رنگ صورتی مشاهده شده در تصویر ب مربوط به رس‌های کویری بوده و آلتراسیون نمی‌باشد (A معادل زون الف و B زون ب است)



شکل ۴. الف و ب) ترکیب رنگی ۴۶۸:RGB برای مشاهده مناطق دارای دگرسانی آرزلیک و فیلیک (سفید تا صورتی) و پروپلیتیک (سبز) به ترتیب برای زون شمال و جنوب طرود پ) نمای سه‌بعدی منطقه با ترکیب رنگی ۴۶۱:RGB برای مشاهده مناطق دارای دگرسانی آرزلیک و فیلیک (زرد تا صورتی) و پروپلیتیک (سبز) زون شمال طرود



به منظور بارزسازی مناطق دگرسانی پروپلیتیک، با توجه به شکل ۵ از نسبت باندی ۸ / (۹+۷) استفاده شد. در این نسبت پیکسل‌هایی از تصویر که دارای مقادیر انعکاسی بیش از ۲/۳ هستند به عنوان دگرسانی پروپلیتیک طبقه‌بندی شدند. این مقدار آستانه تفکیک از روی مطالعات منحنی طیفی ۳ کانی رایج این دگرسان یعنی کلریت، اپیدوت و کلیست به دست آمد. مقایسه نتایج این نسبت باندی با مشاهدات صحرایی انطباق خوبی با هم نشان می‌دهند. در شکل ۷ نقشه کلی آلتراسیون‌های کل محدوده مطالعاتی که با استفاده از تصاویر ASTER و الگوریتم‌های نسبت باندی در این مطالعه تهیه شده نشان داده شده است.



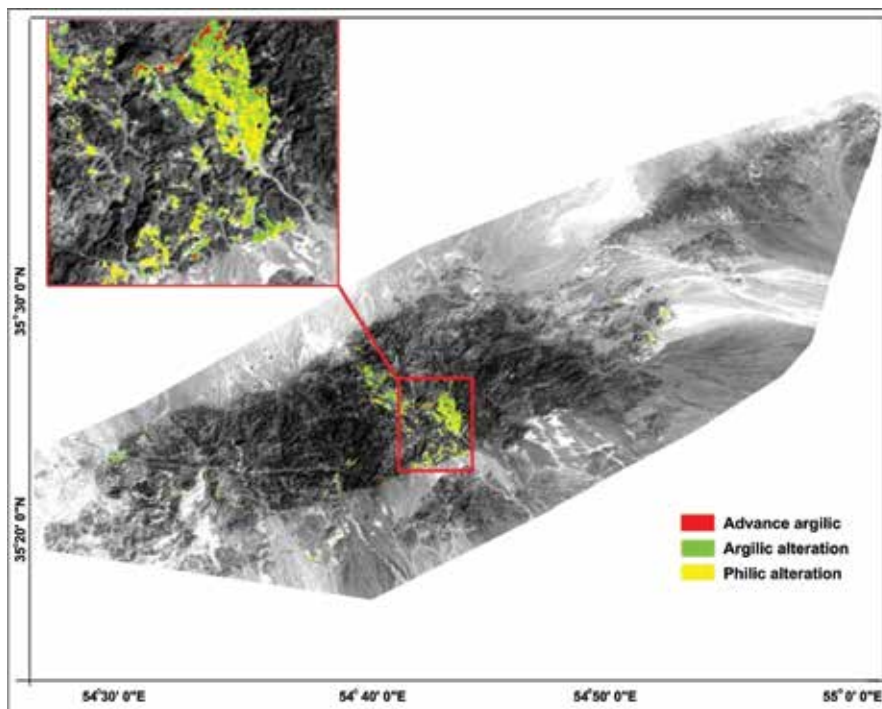
شکل ۵. طیف بازتاب کانی‌های آلونیت، کائولینیت، سرسیت، ایلیت، مونت موریلونیت، کلریت، اپیدوت و کلیست که نسبت به سنجنده ASTER نمونه‌برداری شده‌اند

مخرج کسر قرار می‌گیرد. با به‌کارگیری این روش می‌توان اثر توپوگرافی و سایه‌ها در تصویر را به حداقل رساند و اختلاف بین درجات روشنایی تصویر را بارزسازی کرد (Rouskov et al., 2005). برای مشخص کردن مناطق دگرسانی با توجه به ویژگی‌های طیفی کانی‌های شاخص در هر نوع دگرسانی، می‌توان نسبت‌های باندی را تعریف کرد. براساس Mars and Rowan, 2006 برای تفکیک دگرسانی فیلیک و آرژیلیک با توجه به منحنی‌های طیفی مسکویت و کائولینیت (شکل ۵) به ترتیب باید از سه نسبت ۴/۶، ۵/۶ و ۷/۶ و ۴/۵، ۵/۶ و ۷/۶ برای پوشش محدوده جذب مسکوویت در ۲/۲ میکرومتر و کائولینیت در ۲/۱۶۵ استفاده کرد. دو الگوریتم منطقی نسبت باندی زیر (معادلات ۱ و ۲) را به ترتیب برای تفکیک زون فیلیک و آرژیلیک توسعه دادند (Mars and Rowan, 2006) که در این مطالعه از آنها برای نقشه‌برداری این دو زون در منطقه استفاده شد.

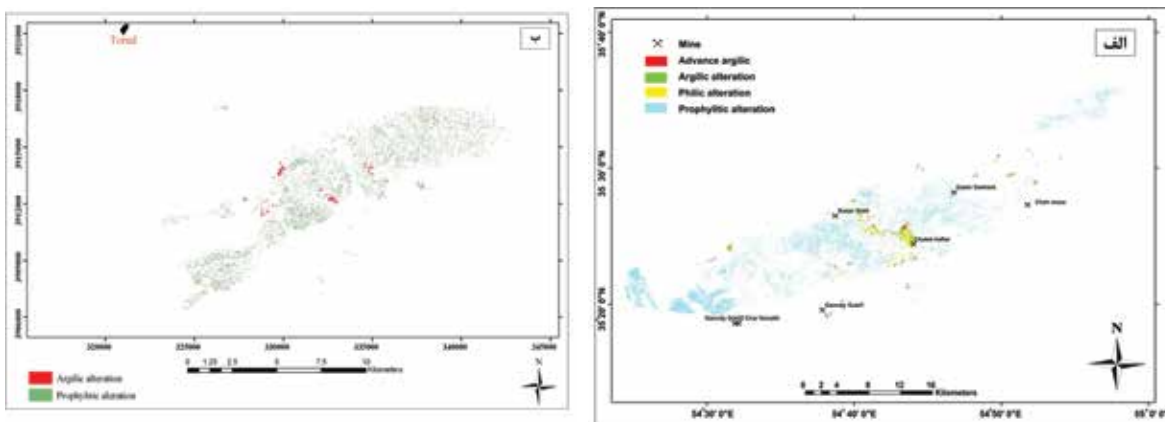
- (۱) الگوریتم زون فیلیک  $((float(b4)/b6) > 25/1)$  and  $((float(b5)/b6) > 05/1)$  and  $((float(b7)/b6) \geq 03/1)$
- (۲) الگوریتم زون آرژیلیک  $((float(b4)/b5) > 1.25)$  and  $((float(b5)/b6) < 1.05)$  and  $((float(b7)/b6) \geq 1.03)$

از آنجایی که در منطقه مطالعاتی دگرسانی آرژیلیک پیشرفته (آلونیتی شدن) نیز در برخی از مناطق دگرسانی مشاهده می‌شود طیف ASTER کانی‌های آلونیت و پیروفیلیت (کانی‌های شاخص دگرسانی آرژیلیک پیشرفته) به همراه کانی کائولینیت مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۵) و سعی شد الگوریتمی مشابه معادله ۲ برای تفکیک کانی آلونیت از کائولینیت برای منطقه توسعه یابد. با توجه به نقاط نمونه‌برداری و نتایج آنالیز XRD نمونه‌ها، دگرسانی در منطقه مقادیر انعکاسی پیکسل‌های مشخص آلونیت و کائولینیت در تصاویر ASTER منطقه با هم قیاس شد و بر این اساس الگوریتم نسبت باندی ۳ برای تفکیک این دو کانی در منطقه توسعه یافت که نتایج اعمال این الگوریتم جدید در شکل ۶ به همراه مناطق دارای دگرسانی آرژیلیکی پیشرفته، آرژیلیکی و فیلیک نشان داده شده است.

- (۳) الگوریتم زون آرژیلیک پیشرفته (آلونیتی شدن)  $((float(b4)/b5) > 1.1)$  and  $((float(b5)/b6) < 1.02)$  and  $((float(b7)/b6) \geq 1.03)$



شکل ۶. تصویر زون‌های دگرسانی آرژیلیکی پیشرفته، آرژیلیک و فیلیک که با استفاده از الگوریتم‌های منطقی نسبت بانندی به دست آمده است که برای درک بهتر بر روی زمینه‌ای از باند ۱ ASTER قرار داده شده است. توجه: به دلیل نبود آلتراسیون‌های آرژیلیکی پیشرفته و فیلیک در زون ب نقشه این زون ارائه نشده است



شکل ۷. نقشه کلی آلتراسیون‌های منطقه مورد مطالعه که با استفاده از تصاویر ASTER و الگوریتم‌های نسبت بانندی در این مطالعه تهیه شده است، الف) زون شمال طرود، ب) زون جنوب طرود

## مشاهدات صحرایی و دگرسانی‌ها در منطقه

در این واحدها دگرسانی گرمابی در نزدیکی رگه‌ها شدید بوده و پهنای هاله‌های دگرسانی از چند سانتی‌متر تا چند متر در اطراف رگه‌ها متغیر است و شامل دگرسانی‌های پروپیلیتیکی، سرسیتی، آرژیلیتی و سیلیسی و آلونیتی شدن است. دگرسانی‌های موجود در منطقه عمدتاً دارای زون بندی مشخص هستند به طوری که در فاصله دورتر از رگه‌ها تا ۳۰ متر در اطراف گسل‌ها انواع دگرسانی قابل

برخلاف دگرسانی اندک و محدود واحدهای آذرین جنوب طرود که برای اولین بار مورد بررسی قرار گرفته بود، دگرسانی در سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری شمال طرود، یکی از بارزترین پدیده‌های زمین‌شناسی می‌باشد که در گستره تاثیر توده‌های نفوذی نیمه عمیق مشاهده می‌شود (لیاقت و همکاران ۱۳۸۷؛ مهرابی و قاسمی، ۱۳۸۹؛ خاکزاد، ۱۳۷۶؛

داشته و اغلب سنگ‌های رخنمون یافته حدواسط و مافیک متحمل دگرسانی پروپیلیتیک شده‌اند. این زون عمدتاً شامل مجموعه کانی‌های کلریت، اپیدوت، کلسیت و پلاژیوکلاز می‌باشد. دگرسانی پروپیلیتی در بخش بیرونی تری نسبت به رگه‌های معدنی تشکیل شده است با این وجود، مرز این زون دگرسانی در بعضی بخش‌ها تدریجی و نامشخص است و در مقایسه با دیگر دگرسانی‌ها در منطقه از گسترش بیشتری برخوردار است. این نوع دگرسانی به همراه سرسیتی شدن، تنها دگرسانی‌های مشاهده شده در واحدهای آذرین جنوب طرود (زون ب) محسوب می‌شوند.

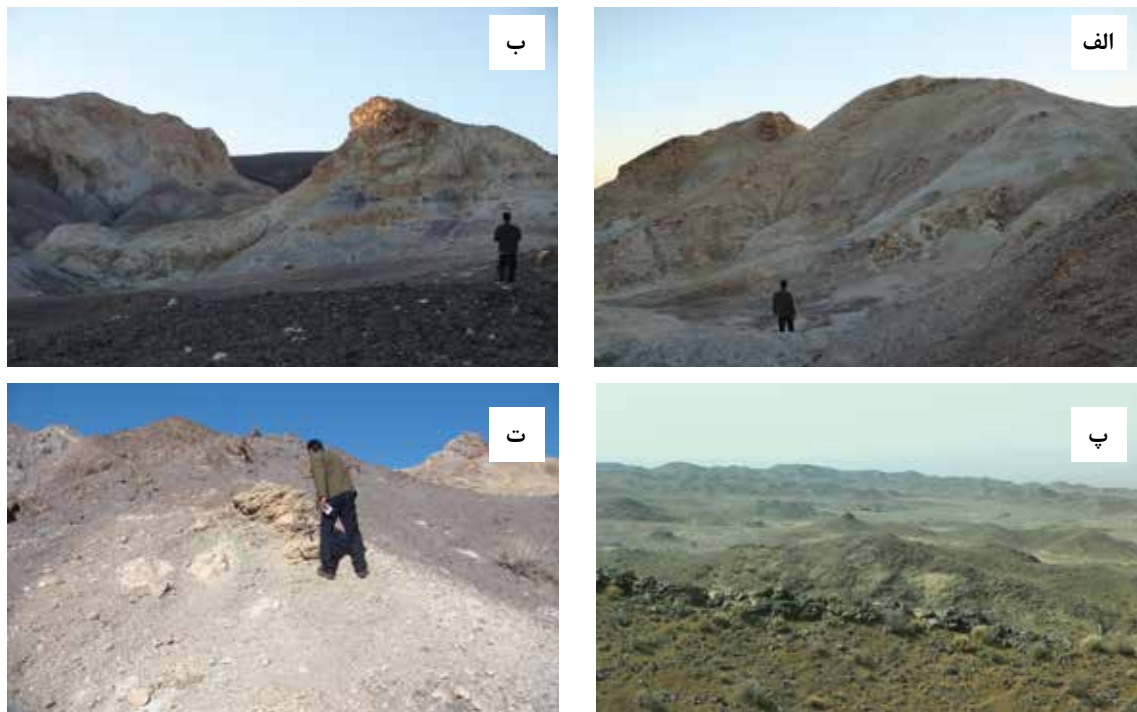
در (شکل ۸) انواع دگرسانی کائولینیتی (آرژلیک متوسط) و آلونیتی (آرژلیکی پیشرفته) که با رنگ‌های سفید - قهوه‌ای آجری و پروپیلیتیک به رنگ سبز و سیلیسی نشان داده شده است.

(شکل ۹) نیز تصاویر میکروسکوپی مقاطع تهیه شده از زون ب جهت تعیین آلتراسیون‌های مختلف را نشان می‌دهد.

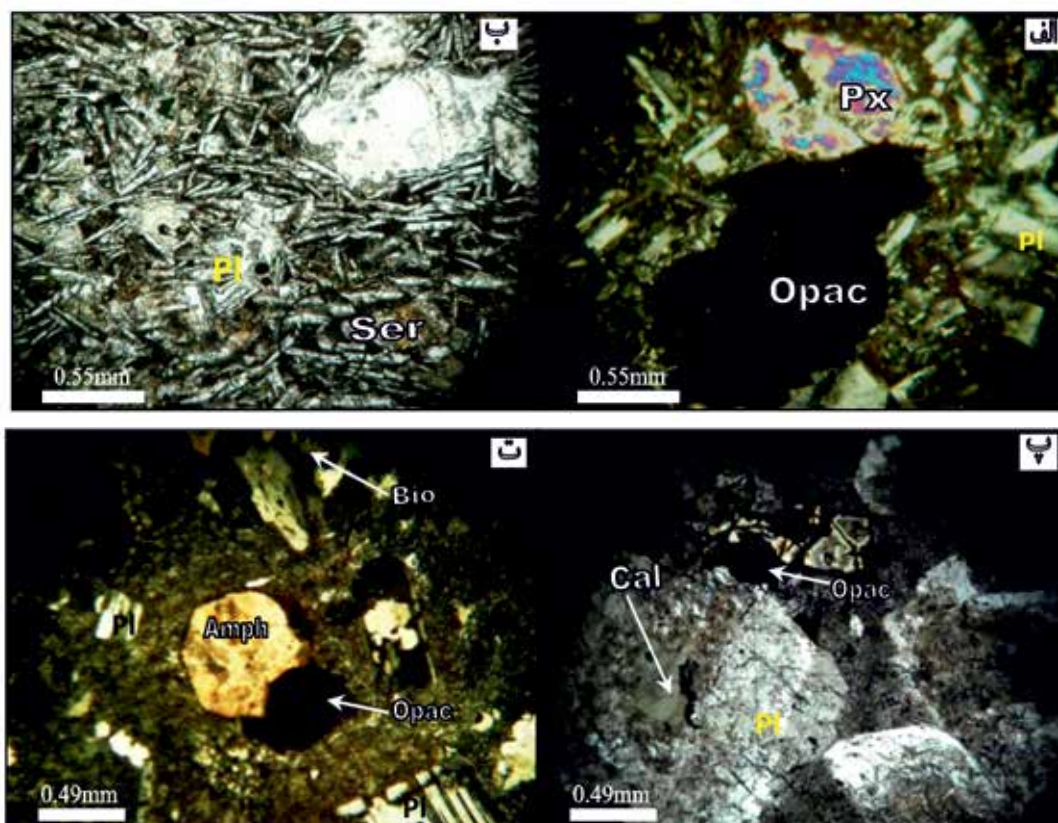
مشاهده است. براساس مشاهدات صحرایی و نتایج تجزیه نمونه‌های میدانی با روش پراش اشعه ایکس (XRD) (جدول ۱) دگرسانی آرژیلی متوسط (کانی‌های کائولینیت، ایلیت، مونتمورینیت و کوارتز) گستره محدودی را در بخش‌های مرکزی توده شمالی و در مجاورت طلای گندی را شامل می‌شود. دگرسانی آرژیلی پیشرفته (کانی‌های آلونیت، پیروفیلیت، کائولینیت و کوارتز) نیز در مرکز کمان با گسترش خیلی محدودتر در مجاورت دگرسانی آرژیلی متوسط مشاهده می‌شود (شکل ۷). دگرسانی فلیک (کانی سرسیت، کائولینیت، ایلیت و کوارتز)، در مقایسه با دگرسانی آرژیلی از گسترش بیشتری در سطح منطقه برخوردار می‌باشد. این دگرسانی در بخش‌های شرقی، مرکزی و غربی کمان مخصوصاً در مناطقی که کانی‌زایی‌های فلزی رخ داده است مانند معدن چاه موسی، چشمه حافظ، چاه مسی و برخی معادن دیگر در اطراف ماده معدنی با وسعت متفاوت گسترش دارد (شکل ۶). دگرسانی پروپیلیتی در منطقه مطالعاتی گسترش ناحیه‌ای

جدول ۱. نتایج آنالیزهای XRD از مناطق مورد بررسی و زون آلتراسیونی مربوط به هر نمونه (نمونه‌های T1 تا T10 مربوط به زون مطالعاتی شمال طرود-زون الف- و نمونه‌های T30 تا T35 مربوط به زون مطالعاتی جنوب طرود-زون ب- می‌باشد).

نمونه	x	y	کانی‌شناسی	زون دگرسانی
T1	۳۰۷۲۴۰	۳۹۲۹۲۷۰	quartz + sericite+ hematite+ calcite + kaolinite	سرسیتی شدن (فلیک)
T2	۳۰۶۲۵۵	۳۹۲۹۲۳۰	quartz +chlorite + epidote + calcite	پروپیلیتیک
T3	۳۱۰۳۹۰	۳۹۳۳۸۸۰	quartz + calcite+ chlorite+ epidote+ sericite	پروپیلیتیک
T4	۳۰۵۷۶۳	۳۹۲۶۴۳۰	quartz + sericite + kaolinite+ chlorite	سرسیتی شدن (فلیک)
T5	۳۱۰۲۸۷	۳۹۳۲۱۳۰	quartz + sericite + illite + hematite + chlorite	سرسیتی شدن (فلیک)
T6	۲۹۵۰۵۵	۳۹۱۸۹۸۰	quartz + alunite + hematite + kaolinite + calcite	آرژلیک پیشرفته
T7	۲۹۱۴۹۱	۳۹۱۷۸۱۰	quartz + alunite +pyrophyllite + illite + goethite + rutile	آرژلیک پیشرفته
T8	۲۹۶۹۳۸	۳۹۱۹۲۸۰	quartz + chlorite + epidote + calcite + albite + orthoclase	پروپیلیتیک
T9	۲۹۴۱۱۳	۳۹۱۸۴۱۰	quartz +montmorillonite + illite + calcite	آرژلیک متوسط
T10	۲۹۴۰۷۹	۳۹۲۰۴۶۰	quartz + goethite	سیلیسی شدن
T30	۳۲۹۶۱۳	۳۹۱۲۹۷۴	quartz + sericite + illite + calcite	سرسیتی شدن
T31	۳۳۲۶۴۰	۳۹۱۲۲۶۷	quartz + sericite + calcite	سرسیتی شدن
T32	۳۴۰۲۱۷	۳۹۱۴۳۲۱	quartz +montmorillonite + illite + calcite	آرژلیک متوسط
T33	۳۴۰۱۴۱	۳۹۱۵۳۹۲	quartz +chlorite + epidote + calcite + albite	پروپیلیتیک
T34	۳۳۲۵۹۸	۳۹۱۴۰۲۸	quartz +Chlorite + Epidote + Calcite + Albite	پروپیلیتیک



شکل ۸. (الف، ب) رخنمونی از زون آلونیت-کائولینیت (آرژیلیک پیشرفته) و بخش‌های کائولینیتی شده به رنگ سفید، (پ و ت) به ترتیب رخنمونی‌هایی از بخش‌های کلریتی-اپیدوتی (آلتراسیون پروپیلیتی) و رگه‌های سیلیسی به همراه مناطق کائولینیتی شده در منطقه



شکل ۹. (الف) دگرسانی بلورهای ریز پلاژیوکلاز (Pl) به سریسیت (Ser) به همراه مقداری شیشه در زمینه (PPL)، (ب) بلور پیروکسن (Px) در حال دگرسانی به اکسیدهای آهن (XPL)، (پ) بیوتیت (Bio) به همراه هورنبلند در حال دگرسانی به کانی اوپک (Opq) در یک زمینه رسی-شیشه‌ای (XPL)، (ت) دگرسانی پلاژیوکلازها به کلسیت و کانی فرومنیزین به کانی اوپک (XPL)

## نتیجه‌گیری

ارزیابی و پردازش داده‌های ASTER، انطباق خوبی را با داده‌های زمینی در ناحیه طرود-چاه شیرین نشان می‌دهد. از سه الگوریتم منطقی نسبت باندی، برای شناسایی کانی‌های دگرسان منطقه استفاده شده است. در زون آرژیلیک این ناحیه کانی‌های ایلیت و مقداری کائولینیت، در زون فیلیک کانی سرسیت و در زون پروپلیتیک کانی‌های اپیدوت و مقداری کلریت و کلسیت تشخیص داده شده است. مقایسه نتایج حاصل از پردازش تصاویر ASTER با مشاهدات صحرایی و نتایج حاصل از آنالیز پراش پرتو اشعه ایکس (XRD) روی نمونه‌های برداشت شده از بخش‌های دگرسان، انطباق خوبی را با یکدیگر نشان می‌دهند.

## سپاسگزاری

مقاله حاضر برگرفته از نتایج طرح‌های پژوهشی "بررسی آنومالی‌ها، کانه زایی و تعیین عیار (پتانسیل‌های معدنی و اقتصادی) آتشفشانی‌های ائوسن در نقشه ۱:۵۰۰۰۰ طرود" و "بررسی و شناسایی زون‌های آلتراسیون با استفاده از تلفیق روش‌های سنجش از دور و GIS جهت تعیین آنومالی‌ها و مناطق بااهمیت اقتصادی استان سمنان" است که به دلیل تامین مالی این طرح‌ها، از دانشگاه آزاد اسلامی واحد شاهرود تقدیر و تشکر ابراز می‌شود.

## منابع

- آقاناتی، س. ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶.
- برنا، ب.، عشق‌آبادی، م.، ۱۳۷۶. گزارش ارزیابی و اکتشافی کانسارها و اندیس‌های سرب و روی استان سمنان و تهران، وزارت معادن و فلزات، طرح اکتشاف سرب و روی سمنان، ۱۹۰.
- تاج‌الدین، ح.، ۱۳۷۷. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز اثر معدنی طلای دارستان (جنوب دامغان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۳۶.
- خاکزاد، ا.، ۱۳۷۶. بررسی اجمالی زمین‌شناسی اقتصادی استان سمنان، ۲۱۲.
- رشید نژاد عمران، ن.، ۱۳۷۱. بررسی تحولات سنگ‌شناسی و ماگمایی و ارتباط آن با کانی‌سازی طلای
- باغو، تهران، دانشگاه تربیت‌معلم، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، ۲۵۶.
- رنجبر، ح. و شهریاری، ه.، ۱۳۸۵. مقایسه داده‌های سنجنده + ETM و سنجنده ASTER جهت نقشه‌برداری مناطق دگرسان شده در بخش مرکزی کمربند دهج-ساردوییه استان کرمان. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران. پاییز و زمستان (۲)، ۳۶۷-۳۶۲.
- سهیلی، م.، کوثری، س. و عابدیان، ن.، ۱۳۷۹. پروژه اکتشاف مقدماتی معادن شهرستان دامغان، سازمان صنایع و معادن استان سمنان، ۲۲۰.
- شمعانیان اصفهانی، غ. ح.، ۱۳۸۲. مطالعه دگرسانی و کانی‌سازی گرمایی فلزات پایه و گرانبها در منطقه معلمان، پایان‌نامه دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۳۵۶.
- عابدیان، ن. و دری، م.، ۱۳۷۵. بررسی معادن مس استان سمنان، سازمان صنایع و معادن استان سمنان.
- عباس زاده، م.، هزارخانی، ا.، ۱۳۸۹. نقشه‌برداری دگرسانی‌های گرمایی با استفاده از تصاویر Aster در منطقه رابر، کرمان، فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
- علوی پناه، ک.، ۱۳۸۵. کاربرد سنجش از دور در علوم زمین (علوم خاک)، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۰۰.
- لیاقت، س.، شیخی، و.، نجاران، م.، ۱۳۸۷. مطالعه پترولوژی، ژئوشیمیایی و ژنز فیروزه باغو-دامغان، مجله علوم دانشگاه تهران، ۳۴، ۲، ۱۳۳-۱۴۲.
- فرد، م.، ۱۳۸۰. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار طلا، سرب، روی گندی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس تهران.
- مهربانی، م. و قاسمی سیانی، م.، ۱۳۸۹. کانی‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی کانسار پلی‌متال چشمه حافظ، استان سمنان، ایران. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، ۱، ۲، ۱-۲۰.
- Cohen, J., 1960. A coefficient of agreement for nominal scales. *Educational and Psychological Measurement*, 20, 37-46.
- Di Tommaso, I. M. and Rubinstein, N., 2006. Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina, *Journal of Ore Geology Reviews*, 29,

1-16.

- Fard, M., Rastad, E. and Ghaderi, M., 2006. Epithermal gold and base metal mineralization at Gandy Deposit, North of Central Iran and the role of rhyolitic intrusions. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* v. 17(4): 327-335.

- Mars, J.C., and Rowan, L.C., 2006. Regional mapping of phyllic and argillic altered rocks in the Zagros magmatic, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms. *Geosphere*, 2, 3, 161-186, doi:10.1130/GES00044.1.

- Rowan, L. C., Goetz, A. F.h. and Ashley, R. P., 1977. Discrimination of hydrothermally altered rocks and unaltered rocks in visible and near infrared multispectral images: *Geophysics*, 42, 522-535.

- Rowan, L.C. and Mars, J.C., 2003. Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER) data. *Remote Sensing Environment* 84, 350-366.

- Rowan, L.C., Schmidt, R.G. and Mars, J.C., 2006. Distribution of hydrothermally altered rocks in the Reko Diq, Pakistan mineralized area based on spectral analysis of ASTER data. *Journal of Remote Sensing of Environment*, 104, 74-87.

- Rouskov, K. Popov, K. Stoykov, S. and Yamaguchi, Y. 2005. Some application of the remote sensing in geology by using of ASTER image. In *Scientific Conference .Space, Ecology, Sarefy*. 375-447.

- Tangestani, MH. and F. Moore 2002: Porphyry copper alteration mapping at the Meiduk area, Iran, *International Journal of Remote Sensing*, 23:22, 4815-4825. <http://dx.doi.org/10.1080/01431160110115564>.

- Tangestani, MH, Mazhari N, Ager B. and Moore F ., 2008. Evaluating advance spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER) data for alteration zone enhancement in a semi-arid area, northern Shahr-e-Babak, SE Iran. *International Journal of Remote Sensing* 29, 10, 2833-2850.



# ارزیابی دیرین بوم‌شناسی گرافوگلیپتیدهای نهشته‌های فلیش ائوسن، باختر خاش، جنوب خاوری ایران، در برابر رسوب‌گذاری رخدادی

نصراله عباسی<sup>(\*)</sup>، حامد یاراحمدزهی<sup>۲</sup>، سارا نخجیری<sup>۲</sup>، علی جلالی<sup>۳</sup> و حمید حافظی مقدس<sup>۴</sup>

۱. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان
۲. استادیار، گروه زمین‌شناسی و مرکز تحقیقات علوم زمین دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان
۳. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران
۴. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم دانشگاه فردوسی مشهد

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۱/۱۸

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۴/۱۹

## چکیده

رخنمون‌های گسترده‌ای از نهشته‌های توربیدیتی در منطقه خاش واقع در جنوب خاوری ایران در دسترس هستند. این رسوبات از توالی چرخه‌ای مارن، شیل، سیلت‌سنگ و ماسه‌سنگ تشکیل شده‌اند که در طی جریان رسوب‌گذاری رخدادی ته‌نشست شده‌اند. اثر فسیل‌های گرافوگلیپتید فراوان از این نهشته‌ها جمع‌آوری و مورد شناسایی قرار گرفتند که شامل ۱۷ اثرجنس هستند. این گرافوگلیپتیدها در دو دسته پیش از رخداد رسوبی (توربیدیتی) و پس از رخداد قابل تفکیک هستند. اثر فسیل‌های پیش از رخداد رسوبی متنوع و در بسترهای گلی ایجاد شده‌اند و شامل *Desmograpton*، *Helminthorhapha*، *Paleodytion*، *Protopaleodictyon*، *Urohelminthoidea* و *Scolicia* می‌باشند. اثر فسیل‌های پس از رخداد رسوبی در درون لایه‌های دانه درشت‌تر سیلت و ماسه‌سنگ باقی مانده‌اند و به‌طور نسبی از فراوانی اندکی برخوردارند و شامل *Helicodromites*، *Helminthopsis*، *Nereites*، *Paleomeandron*، *Phycosiphon*، *Spirorhapha*، *Squamodictyon* و *Planolites* هستند. برخی از اثر فسیل‌ها چون *Paleodictyon* متأثر از جریان‌ات بستر در هنگام تشکیل نیز بوده و در جهت جریان آرایش یافته‌اند. به نظر می‌رسد بسترهای گلی پیش از رخداد توربیدیتی محل مناسبی برای اثرسازهای با منش زیستی K و بسترها پس از رخداد رسوبی مناسب فعالیت اثرسازهای درون رسوبی با منش زیستی R بوده است. چنین تحلیل‌های ساختاری اثرفسیل و ارتباط آنها با شرایط محیط رسوبی در تفسیر محیط رسوبی و شرایط تشکیل نهشته‌های توربیدیتی اهمیت دارد.

واژه‌های کلیدی: اثر فسیل، دیرین بوم‌شناسی، رسوب‌گذاری رخدادی، فلیش، خاش.



## مقدمه

زیرین لایه‌بندی حفظ می‌شوند (Ekdale, 1980) و ویژه رخساره‌های رسوبی فلیش هستند (Seilacher, 1974). حوضه‌های رسوبی خاور و جنوب خاوری ایران (مکران) رخنمون‌های گسترده‌ای از نهشته‌های فلیش را در خود جای داده‌اند که در طی کرتاسه تا میوسن و در حوضه‌های برخوردی مستقر بر منشورهای برفزایشی ته‌نشست شده‌اند (Kidd and McCall, 1985; Tirrul et al., 1983). این رسوبات به‌خوبی رخساره‌های توربیداتی را به نمایش می‌گذارند و در طی فرآیندهای جریان‌ات ثقلی به‌عنوان رژیم‌های رسوبی رخدادی (event sedimentation regime) برجای مانده‌اند. این نهشته‌ها یکی از بهترین نقاط برای مطالعه گرافوگلیپتیدها محسوب می‌شوند، به‌طوری‌که در برخی از گزارش‌های پیشین به این موضوع اشاره شده است (Crimes and McCall, 1985; McCall, 1995). در منطقه خاش واقع در جنوب خاوری ایران رخنمون گسترده‌ای از رسوبات فلیش ائوسن وجود دارند (Hajmolla Ali, 1984)، که در نقطه‌ای واقع در باختر خاش با مختصات جغرافیایی شمالی  $22^{\circ} 13' 28''$ ، شرقی  $61^{\circ} 04' 18''$  (شکل ۱)، نمونه‌های گوناگون و زیادی از اثر فسیل‌های گرافوگلیپتید یافت شدند. همراهی برخی از آنها با ساخت فیزیکی فرسایشی امکان بررسی و تحلیل شرایط رسوب‌گذاری را فراهم می‌آورند. هدف اصلی از ارائه این مقاله، ارزیابی دیرین بوم‌شناسی این مجموعه گرافوگلیپتید در ارتباط با شرایط رسوب‌گذاری رخدادی است و بر اساس داده‌های به‌دست‌آمده از برش مورد مطالعه است.

## موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه

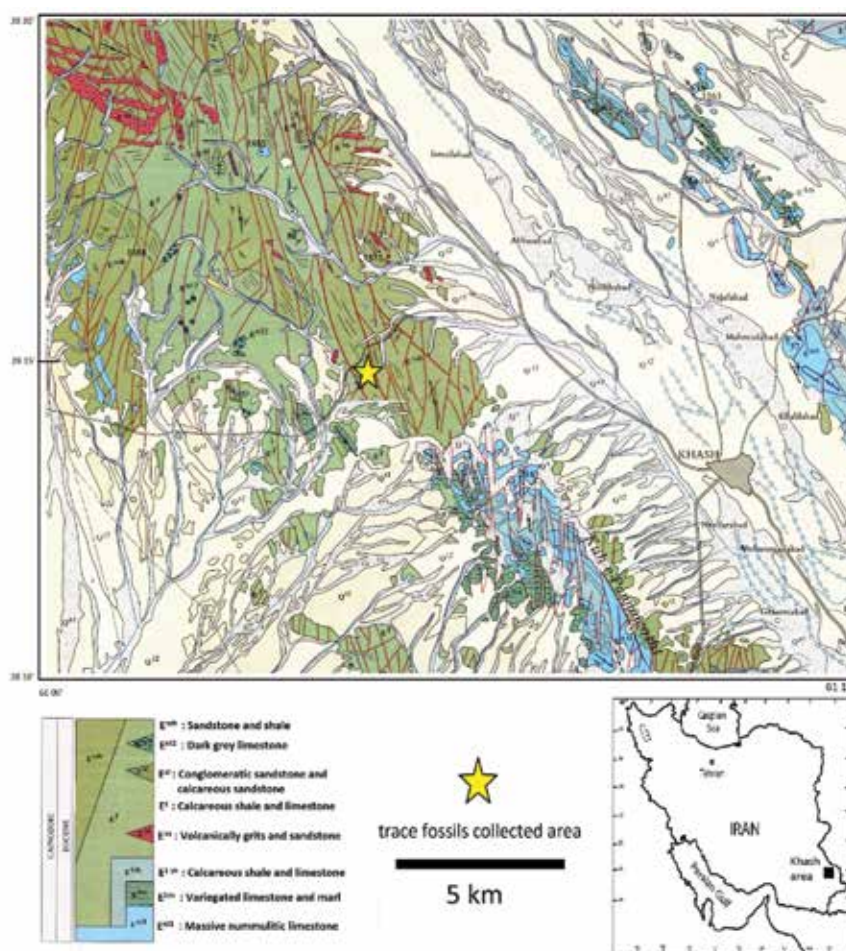
وجود آتشفشان تفتان در ۴۰ کیلومتری شمال شهر خاش به‌عنوان یک پدیده ویژه در زمین‌شناسی ساختاری مکران و شرق ایران (Biabangard and Moradian, 2008; Delavari and Shakeri, 2016; Gansser, 1971). و همچنین برونزدهای قابل توجهی از فلیش‌های ائوسن در این منطقه در دسترس هستند (Hajmolla Ali, 1984; Shahrabi, 1995) (شکل ۱). این نهشته‌ها از واحدهای

مطالعه و ارزیابی دیرین بوم‌شناسی محیط‌های رسوبی در هر دوره از زمان زمین‌شناسی نیازمند دست‌یابی به شواهد و معیارهای مناسب و کافی است. ارتباط جانداران با یکدیگر و تاثیر آنها بر محیط و همچنین تاثیر متقابل محیط بر تک‌تک جانداران و بر روابط آنها از مباحث اصلی دیرین بوم‌شناسی می‌باشد (Brenchley et al., 1998). یافتن و بحث کردن درباره این ارتباطات در بُعد زمان زمین‌شناسی بر پایه معیارها و ملاک‌های معین انجام می‌پذیرد. هر چند این انتظار می‌رود که با دست‌یابی به شواهد و معیارهای زیاد، ارزیابی دیرین بوم‌شناسی بسترها به‌خوبی انجام پذیرد؛ ولی بی‌شک در این مطالعات، آن معیارها و شواهد دیرینه‌شناسی قابل استنادتر هستند که به‌طور برجای مانده و فسیل شده باشند. به‌بیان دیگر تفکیک اینکه یک فسیل در میان مجموعه فسیل‌های یک لایه رسوبی حمل شده است یا به‌صورت برجای بومی محیط رسوبی باقی مانده است، در تخمین و برآورد جایگاه و وضعیت دیرین بوم‌شناسی هر حوضه رسوبی اهمیت ویژه‌ای دارد. اثر فسیل‌ها سنگواره‌هایی هستند که بر اثر فعالیت‌های زیستی در سطوح یا در درون رسوبات ایجاد می‌شوند و تقریباً همه آنها به‌طور برجای باقی می‌مانند. بنابراین یکی از نمایه‌های مهم زیستی در تحلیل دیرین بوم‌شناسی هستند (Bottjer, 2016; Brenchley et al., 1998; Taylor and Wilson, 2003). استعداد ایجاد، حفظ و نگهداری اثرهای زیستی از حوضه‌ای به حوضه دیگر متفاوت است و این را می‌توان در میزان زیست‌آشفتگی<sup>۱</sup> چه به‌صورت سطحی (Miller and Droser and, 1997) و چه به‌صورت درون رسوبی (Smail, 1997; Bottjer, 1989) سنجید. نهشته‌های ریزدانه محیط‌های رسوبی عمیق دریایی به دلیل داشتن اثر فسیل‌های گوناگون قابل توجه‌اند و این اثر فسیل‌ها در چهارچوب اثر رخساره<sup>۲</sup> نرئیتس<sup>۳</sup> شناخته شده هستند (Seilacher, 1953). اثر فسیل‌های این اثر رخساره را گرافوگلیپتید<sup>۴</sup> نیز می‌نامند (Fuchs, 1895; Seilacher, 1977a). گرافوگلیپتید شامل اثر فسیل‌های بی‌مهرگان با طرح‌های پیچیده و پراالگو و سه‌بعدی می‌باشند و اغلب به‌صورت برجسته در سطح

1. Bioturbation  
2. Ichnofacies  
3. Nereites  
4. Graphoglyptid

واقع در شمال باختری خاش برداشت شده‌اند شامل توالی فلیش ماسه‌سنگ و شیل به رنگ سبز زیتونی تا قهوه‌ای هستند (واحد سنگی ESSH در شکل ۲). در بخش‌هایی رخنمون ملائژی از آهک‌های قهوه‌ای تیره نومولیت‌دار در این توالی وجود دارند. به دلیل عملکرد نیروهای ساختمانی و تکتونیزه شدید منطقه، بازسازی ارتباطات چینه‌نگاری واحدهای رسوبی در این بخش‌ها دشوار است ولی می‌توان آنها را جزء واحدهای سنگی جدیدتر ائوسن دانست (Hajmolla Ali, 1984) و توالی برش مورد مطالعه شامل توالی ماسه‌های متورق، مارن و شیل می‌باشد (شکل ۲).

سنگی گوناگونی تشکیل شده و قاعده توالی با کنگلومرای قاعده‌ای آغاز و سپس با آهک‌های توده‌ای نومولیت‌دار و شیل‌های آهکی روشن ادامه پیدا می‌کند. با وجود فسیل‌هایی چون *Globigerina sp.*، *Globorotalia sp.*، *Nummulites globulus*، *Alveolina oblonga*، *Asselina sp.* و میلیولیده و بقایای نرم‌تنان، سن این آهک‌ها ائوسن می‌باشد (Hajmolla Ali, 1984). این توالی با رخنمون‌هایی از انواع سنگ‌های آواری و شیل تکمیل می‌گردد و در بخش‌های جنوبی خاش با عنوان فلیش وحشی گزارش شده است. نمونه‌های مورد مطالعه که از رخنمون



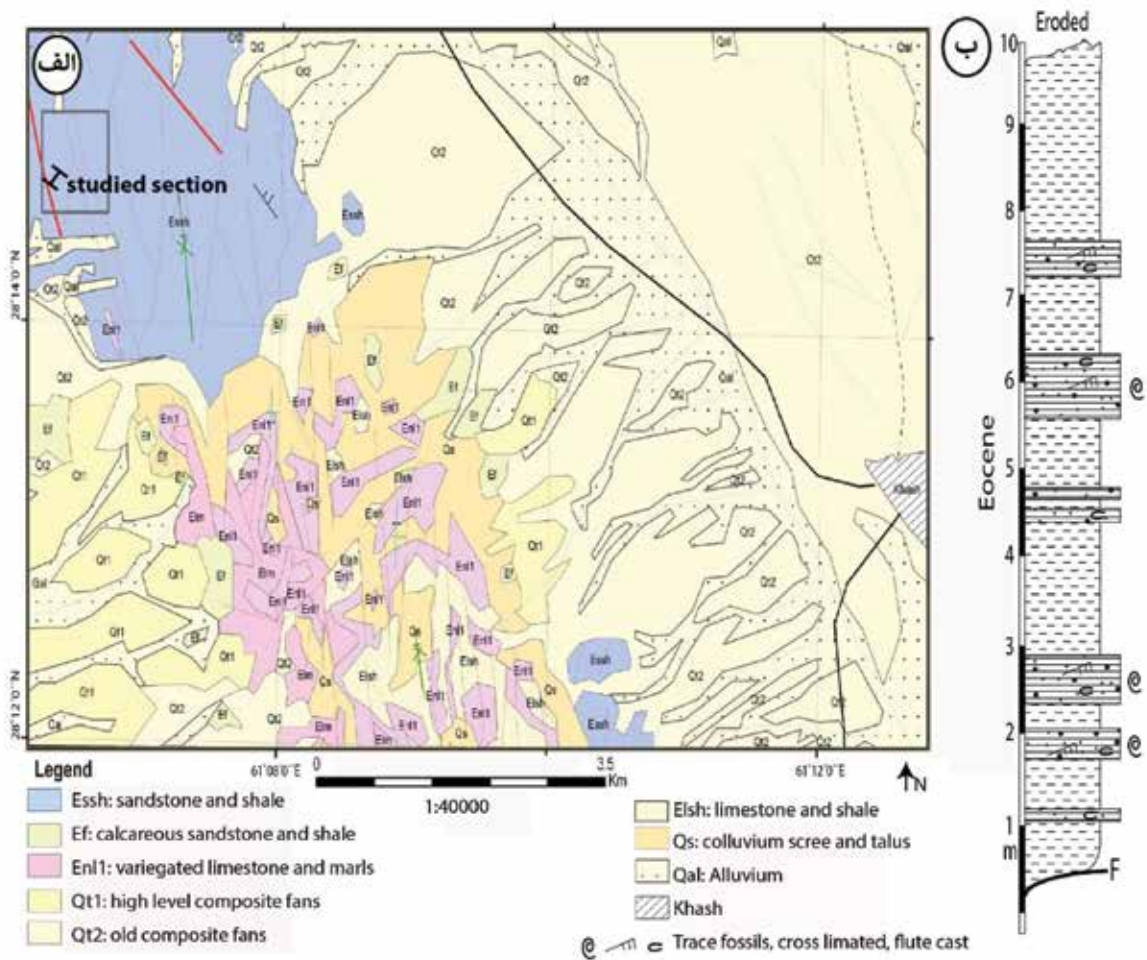
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه پیمایش شده در باختر خاش و محل برداشت نمونه‌های گرافوگلیپتید، (نقل از Hajmolla Ali, 1984 با اندکی تغییرات)

## روش مطالعه

برداشت و ترسیم کل ستون چینه‌نگاری نهشته‌های ائوسن فراهم نشد ولی توالی مورد به ضخامت بیش از ده متر است که انباشته از اثر فسیل می‌باشد (شکل ۲). اثر فسیل‌های

پس از یافتن رخنمون مناسب در مطالعات صحرایی و پیمایش آن، نمونه‌برداری از واحدهای ماسه‌سنگی دارای اثرهای زیستی انجام گرفت. به دلیل تاثیر گسل‌ها امکان

متنوع و گوناگونی به تعداد حدود ۱۱۰ نمونه در توالی پیمایش شده، یافت و برداشت شدند. جدول یک اطلاعات عمومی گرافوگلیتیدهای تشخیص داده شده را به ترتیب حروف الفبا نشان می‌دهد و بیشتر این اثرفسیل‌ها به صورت برجسته در سطح زیرین لایه‌بندی حفظ شده‌اند. خاطر نشان می‌شود که در میان این اثرفسیل‌ها تعدادی از آنها به همراه ساخت‌های رسوبی فیزیکی بودند که برای مطالعات بیشتر انتخاب و مورد بررسی دقیق‌تر قرار گرفتند.



شکل ۲. الف) نقشه زمین‌شناسی با مقیاس کوچک‌تر نهشته‌های فلیش باختر خاش، ب) ستون چینه‌شناسی برش مورد مطالعه و موقعیت اثر فسیل‌ها

جدول ۱. داده‌های عمومی گرافوگلیتیدهای تشخیص داده شده در توالی فلیش باختر خاش

شکل	ساخت فیزیکی	توپونومی و پرشدگی	رفتارشناسی	تعداد	اثر گونه	اثر جنس
پلیت ۱- شکل‌های b و a	گروو کست	Hpyorelief, passive	تغذیه‌ای (fodichnia)	۵	<i>ichtyforme</i>	<i>Desmograpton</i>
پلیت ۱- شکل c	—	Hpyorelief, passive	تغذیه‌ای	۲	isp.	<i>Halopoa</i>
پلیت ۱- شکل‌های d و e	فلوت کست	Full relief, active	تغذیه‌ای	۳	<i>mobilis</i>	<i>Helicodromites</i>
پلیت ۱- شکل h	فلوت کست	Hpyorelief, passive	خزش (crawling trace) یا (repichnia)	۱	<i>abeli</i>	<i>Helminthopsis</i>
پلیت ۱- شکل g	—	—	—	۱	<i>tenuis</i>	—

ادامه جدول ۱.

شکل	ساخت فیزیکی	توپونومی و پرشدگی	رفتارشناسی	تعداد	اثر گونه	اثر جنس
پلیت ۲- شکل a	گروو کست	Hpyorelief, passive	اثرهای تله گذاری و کشاورزی (Agrichnia)	۲	<i>crassa</i>	<i>Helminthorhapha</i>
پلیت ۲- شکل b			۱	<i>magna</i>		
پلیت ۲- شکل e و g	گروو کست	Hpyorelief, passive	خزشی- چرشی (Pascichnia)	۶	<i>cambrensis</i>	<i>Nereites</i>
پلیت ۳- a				۳	<i>arvensis</i>	
پلیت ۳- b				۱۰	<i>goetzingeri</i>	
پلیت ۳- c				۱	<i>italicum</i>	
پلیت ۳- d	فلوت کست گروو کست	Hpyorelief, passive	اثرهای تله گذاری و کشاورزی	۷	<i>majus</i>	<i>Paleodytion</i>
پلیت ۳- e				۳	<i>maximum</i>	
پلیت ۳- f				۲	<i>minimum</i>	
پلیت ۳- g				۱	<i>miocenicum</i>	
پلیت ۳- h			<i>strozzii</i>	۷		
پلیت ۲- شکل c		Hpyorelief, passive	؟ اثرهای تله گذاری و کشاورزی	۱	<i>elegans</i>	<i>Paleomeandron</i>
شکل ۴- G		Full relief, passive	خزشی	۱	<i>striatus</i>	<i>Palaeophycus</i>
شکل ۴- J	۱			<i>heberti</i>		
پلیت ۲- شکل d		Full relief, passive	خزشی- چرشی	۱	<i>incertum</i>	<i>Phycosiphon</i>
پلیت ۲- شکل f		Full relief, active	تغذیه‌ای	۱	<i>beverleyensis</i>	<i>Planolites</i>
پلیت ۲- شکل h		Hpyorelief, passive	اثرهای تله گذاری	۱	isp.	<i>Protopalaeodictyon</i>
پلیت ۴- شکل a و b	فلوت کست گروو کست	Hpyorelief, passive	خزشی- چرشی	۷	<i>strozzii</i> var. <i>convoluta</i>	
پلیت ۴- شکل های d و c				۹	<i>strozzii</i> var. <i>vagans</i>	<i>Scolicia</i>
پلیت ۴- شکل e		Hpyorelief, passive	اثرهای تله گذاری	۲	isp.	<i>Spirophycus</i>
پلیت ۴- شکل f و g	گروو کست	Hpyorelief, passive	اثرهای تله گذاری	۸	<i>involuta</i>	<i>Spirothaphe</i>
پلیت ۴- شکل h		Hpyorelief, passive	اثرهای تله گذاری	۴	isp.	<i>Squamodictyon</i>
پلیت ۴- شکل i		Hpyorelief, passive	خزشی- چرشی	۱	<i>dertonensis</i>	<i>Urohelminthoidea</i>

## ساخت‌های غیرزیستی

مدت<sup>۲</sup> است (Lowey, 2007; Mulder and Alexander, 2000). معمولاً در رخساره رسوبی C2 ساختارهای چین خورده و لغزشی<sup>۳</sup> و بسترهای فرسایشی غیر کانالی یافت می‌شوند (Schlegel et al., 1995)، با این حال چنین ساختارهایی در توالی رسوبی مورد مطالعه مشاهده نشدند.

ساخت‌های فیزیکی موجود در لایه‌های مورد بررسی به ترتیب فراوانی شامل گروو کست، فلوت کست و به ندرت پرود کست و در ابعاد سانتی‌متر تا میلی‌متر، می‌باشند. عمق

توالی رسوبی مورد مطالعه که شامل رسوبات ماسه‌سنگ، مارن و شیل است و در ضخامت پیمایش شده نسبت ماسه/شیل در آن برابر ۳ به ۷ می‌باشد. لایه‌های آواری آن از ماسه‌سنگ ریزدانه با لامیناسیون تخت و موازی تا لامیناسیون مورب حاصل از انباشت ریپل مارک‌ها می‌باشند. این توالی در بخش دیستال یک مخروط زیردریایی و قابل قیاس با رخساره رسوبی C2.3 (تناوب ماسه و گل) در طبقه‌بندی پیکرینگ و همکاران (Pickering et al., 1995; Pickering et al., 1986; Pickering, 2014). ته‌نشست شده است. فرآیند هیدرولیکی ایجاد کننده‌ی چنین رخساره سنگی جریان‌ات توریدایتی ناگهانی کوتاه

1. Climbing-ripple cross-lamination  
2. Short-lived surge-like turbidity flow  
3. Slumping

اثر فسیل‌های *Paleodictyon*, *Scolicia*, *Desmograpton*, *Nereites* و *Spirorhapse* بیشترین فراوانی را دارند. این اثرها در کنار هم یا جدای از هم و در افق‌های رسوبی مختلف یافت شدند. قابلیت هر یک از این اثر فسیل در بررسی رخدادهای فرسایشی-رسوب‌گذاری محیط رسوبی برابر است هرچند که پراکنش محیطی آنها ممکن است یکسان نباشد. اثر فسیل *Paleodictyon* برای نخستین بار توسط منگینی (Menghini, 1850) معرفی شد هرچند که لئونارد داوینچی به وجود آن اشاره کرده است (Baucon, 2010). این اثر فسیل به صورت مش‌های شش‌گوشه می‌باشند و برخی ایکنوتاکسونومی آنها بر اساس اندازه قطر مش‌ها و ضخامت لوله‌ها پیشنهاد شده است (Uchman, 1995)، با این وجود، اندازه به‌تنهایی برای ایکنوتاکسونومی کافی نیست، و لازم است به ویژگی‌های مورفولوژیکی اثرها نیز توجه ویژه داشت. سن این اثر فسیل کامبرین تا عهد حاضر است (Häntzschel, 1975b) و از اثرهای شاخص رخساره‌های فلیش در زمان بعد از پالئوزوئیک پیشین است (Crimes and Fedonkin, 1994)، البته در رخساره‌های دیگر نیز گزارش شده است (Fürsich et al., 2007). در توالی مورد مطالعه، سی‌وچهار نمونه اثر فسیل *Paleodictyon* مورد بررسی قرار گرفتند بر اساس اندازه‌های قطر مش و قطر لوله حفاری و بر اساس ریخت‌شناسی آنها اثر گونه‌های *P. strozzii*, *P. miocenicum*, *P. majus*, *P. italicum* و *goetzingeri*, *P. minimum*, *P. arvense* تشخیص داده شدند (شکل ۳). عمق حفاری این اثر فسیل زیاد نیست و شامل شبکه حفاری زیرسطحی با کانال‌های ارتباطی با سطح آب-رسوب است (به شکل ۸-ب توجه شود). الگوهای مختلفی برای چگونگی ایجاد آن پیشنهاد شده‌اند که شروع حفاری از یک نقطه، یا حفاری در مسیر منظم‌مانداری، یا حفاری در مسیر مارپیچی از جمله‌ی آنهاست (Seilacher, 2007) (شکل ۴). این اثر فسیل بیشتر در بسترهای رسوبی ریز دانه و غنی از مواد آلی ایجاد می‌شود.

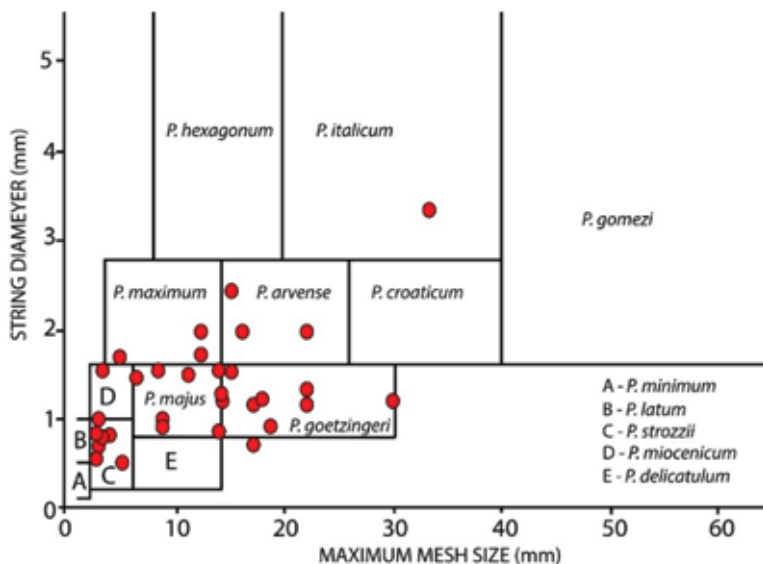
این ساخت‌ها در حد چند میلی‌متر و در مواردی تا حد یک سانتی‌متر است. این ساخت‌ها کم‌وبیش در یک راستا آرایش داشته و نشان‌دهنده‌ی حاکم بودن جریانات یک‌طرفه بر روی بستر رسوبی هنگام ایجاد آنها، هستند (مثلاً شکل‌های ۵-ت و ۵-ث). با توجه به هدف مطالعاتی حاضر، بر ساخت‌های فیزیکی همراه با اثر فسیل‌ها تاکید شد و در بازسازی ترتیب زمانی شکل‌گیری آنها، دقت زیادی به عمل آمد. آنچه که مسلم است این ساخت‌ها در طی جریانات فرساینده ایجاد شده‌اند، و ساختمان‌های قبلی همچون لایه‌بندی را تحت تاثیر قرار داده‌اند. با توجه به فراوانی ساخت شیاری و فلوت کست‌های متعاقب آنها، در توالی مورد مطالعه، اساساً جریانات توربیدیتی حاکم بوده است. با این حال ممکن است توسط جریانات خرده‌دار حاشیه‌ای<sup>۱</sup> نیز ایجاد شده باشند (Ducassou et al., 2009; Hodgson, 2009).

#### قابلیت دیرین بوم‌شناختی گرافوگلیپتیدهای اصلی

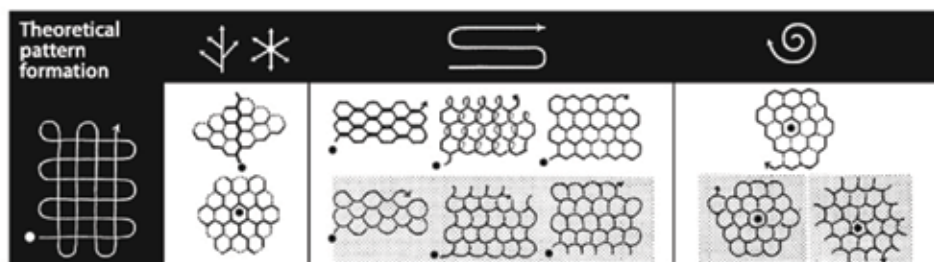
اثر فسیل‌های گرافوگلیپتید مجموعه متنوعی از اثر فسیل‌ها را شامل است که سیلاخر (Seilacher, 1977c) آنها را در الگوهای شبکه منظم، ریخت‌های شعاعی، ریخت‌های نامنظم، مانداری پیوسته، مانداری یکنواخت<sup>۲</sup> دسته‌بندی نمود. ایکنوتاکسونومی این دسته از اثر فسیل به‌غیر از ریخت‌شناسی عمومی، متأثر از توپونومی آنها نیز می‌باشد به‌نحوی که در حفظ‌شدگی *concave epirelief* یا *convex hyporelief* نام‌های متفاوتی ممکن است به آنها داده شده باشد (Plaziat and Mahmoudi, 1988; Seilacher, 1977b). اثر فسیل‌های یافت شده در مطالعه حاضر از نظر توپونومی (Simpson, 1975) و استراتونومی (Martinsson, 1970; Seilacher, 1964a, b)، به دو صورت برجسته در سطح زیرین<sup>۲</sup> یا با حفظ‌شدگی کامل<sup>۴</sup> در درون رسوب هستند. در حالت نخست این اثرها در سطح زیرین ایجاد شده ولی توسط رسوب لایه بالایی که اغلب دانه‌درشت تر است قالب‌گیری شده است. در حالت دوم فعالیت زیستی در درون لایه رسوبی رخ داده و به‌صورت فعال و توسط خود اثرساز (active) یا غیرفعال توسط فرآیندهای رسوبی (passive) پر شده‌اند (جدول ۱).

در میان گرافوگلیپتیدهای یافت شده، به ترتیب

1. Bypassing debritic flow
2. Uniramous
3. Convex hyporelief/Convex hypichnion
4. Endichnion/Full relief



شکل ۳. ژئومتری نمونه‌های مورد مطالعه *Paleodictyon* بر اساس بیشینه درازای شش گوشه‌ها و ستبری لوله‌های حفاری، نمودار زمینه نقل (Uchman, 1995). تشخیص نهایی اثر گونه‌ها با کمک سایر ویژگی‌ها همچون ریخت‌شناسی اثرها انجام پذیرفت



شکل ۴- الگوهای مختلف ایجاد اثر فسیل *Paleodictyon* (Seilacher, 2007)

و چه نسبت به خود هریک از برجستگی‌ها می‌باشد (برای نمونه پلیت ۴-شکل پ). لبه‌ی هر برجستگی هم در برخی از آنها مشخص و واضح یا با آثار فرسایشی است. از اثرهای فراوان دیگر در میان نمونه‌های جمع‌آوری شده اثر فسیل *Desmograption* است. از دید تکاملی، اثر فسیل‌های *Paleomeandron*، *Protopaleodictyon* و اثر فسیل *Desmograption* ارتباط ساختاری با یکدیگر دارند به نحوی که حفاری‌های کوتاه تا بلند با انشعابات میان آنها همراه هستند. این اثر فسیل‌ها از گروه ماندری یکنواخت (uniramous) گرافوگلیپتید می‌باشند. از آنجاکه بخش کانال‌های ارتباط با سطح آب رسوب در درون لایه قرار می‌گیرد، در بیشتر این نمونه‌ها کانال‌های افقی بهتر قابل مشاهده هستند. بالاخره در میان نمونه‌های یافت شده، نمونه‌های اثر فسیل *Nereites* منحصر به اثر گونه‌ی

*Scolicia* خود شامل مجموعه‌ای از اثر فسیل‌های گرافوگلیپتید است که به‌عنوان گروه اسکولیسیا شناخته می‌شوند (Häntzschel, 1975a; Smith and Crimes, 1983). اثر فسیل‌های *Scolicia*، *Subphyllochora*، *Cardioichnus* جزء گروه *Taphrohelminthopsis* است. بر پایه استراتونومی نام‌گذاری شده‌اند (Plaziat and Mahmoudi, 1988). این اثر فسیل‌ها مرزهای رخساره‌ای را قطع می‌نمایند و توسط جانورانی چون خارداران، شکمپایان و سایر نرم‌تنان ایجاد می‌گردند (Häntzschel, 1975a). نمونه‌های اسکولیسیا در توالی ائوسن خاش به‌صورت برجسته در سطح زیرین لایه‌بندی حفظ شده و به شکل دو برجستگی موازی مستقیم یا خمیده هستند. آنچه در این نمونه‌ها جلب توجه می‌کند تقارن نداشتن این دو برجستگی چه نسبت به محور میانی

کم در رسوب بوده و توسط جانوران گلزی<sup>۷</sup> ایجاد می‌شوند. اثر فسیل‌های پس از رخداد با عمق نفوذ بیشتر در رسوب هستند و از تنوع اندکی برخوردارند (Pickering and Hiscott, 2015). نوع، توپونومی و ارتباطات اثر فسیل‌های مورد مطالعه‌ی در این پژوهش را بررسی کرده و همراه با ساخت‌های فیزیکی موجود، مورد بررسی قرار گرفتند. بر این اساس، این اثر فسیل‌ها در سه گروه زیر قابل دسته‌بندی هستند (جدول ۲):

#### الف- اثر فسیل‌های پیش از رخداد (Pre-event trace fossils)

این دسته شامل اثرهایی هستند که پیش از وقوع جریان‌ات پارانرژی چرخه جدید رسوبی و در بست‌های گلی و ریزدانه ایجاد شده و در طی رخداد جریان‌ات پارانرژی بعدی تحت تاثیر قرار گرفته‌اند. این ساخت‌ها با وقوع جریان‌ات فرساینده توسط ساخت‌های فرسایشی بریده شده‌اند. در نمونه‌های مورد بررسی برخی از اثر فسیل‌ها چنین وضعیت و تاریخچه‌ای را به نمایش می‌گذارند و شامل *Desmograpton*، *Helminthorhaphe*، *Paleodytion*، *Protopaleodictyon*، *Scolicia*، *Spirophycus*، *Spirothaphe*، *Squamodictyon* و *Urohelminthoidea* هستند.

اثر فسیل‌های پیش از رخداد در سطح یا عمق کم رسوبی تشکیل شده و خود ساختمان معینی دارند (شکل ۵-الف). با وقوع یک جریان پارانرژی به‌عنوان یک رخداد (event)، همه یا بخشی از شبکه دهلیزها و ساختمان آنها توسط جریان‌ات فرساینده زدوده شده و حذف می‌گردد (شکل‌های ۵-ب و پ). عمق فرسایش رسوب در یک لایه رسوبی می‌تواند یکسان نباشد و ممکن است قشری از رسوب تا عمق بیشتری از آن را حذف نماید، یا همراه با ساخت‌های فیزیکی فرسایشی چون ساخت‌های شیاری<sup>۸</sup> یا فلوت مارک<sup>۹</sup> باشد.

1. Event sedimentation
2. Pre-event
3. Pre-deposit
4. Post-event
5. Post-deposit
6. Over-crossing/ Intersecting
7. Mud dwellers
8. Groove mark
9. Flute mark

*N. cambrensis* می‌باشد. در ساختار این اثر فسیل خزشی دو سوی حفاری قابل مشاهده است ولی در نمونه ائوسن خاش این اثرها به‌صورت تک ردیفی از حفاری مآندری است.

#### گرافوگلیپتیدها و رسوبات رخدادی

همان‌گونه که پیشتر گفته شد، گرافوگلیپتیدها شاخص محیط رسوبی توریدایت هستند، محیطی که به‌طور دوره‌ای تحت تاثیر تنش جریان‌ات آشفته و پارانرژی قرار می‌گیرد. این نوع رسوب‌گذاری به‌عنوان رسوب‌گذاری رخدادی<sup>۱</sup> شناخته شده‌اند (Pickering, 2014; Reynolds, 1987). هر چرخه رسوبی به یک رسوب‌گذاری ریزدانه گلی غنی از مواد آلی ختم می‌شود. پس از رسوب‌گذاری این نوع رسوبات ریزدانه با مواد آلی زیاد، فرصت فعالیت‌های زیستی و ثبت اثرهای رفتاری (اثر فسیل‌ها) فراهم می‌شود. این شرایط همیشگی و پایدار نیست و با ایجاد یک جریان پارانرژی نو، رسوب‌گذاری دانه‌درشت جدید رخ داده و چرخه رسوبی پیشین با این رسوب‌گذاری رخدادی پایان می‌پذیرد. همراه با وقوع جریان‌ات پارانرژی و فرساینده، ساخت‌های فرسایشی همانند ساخت شیاری و فلوت ایجاد می‌شوند و ممکن است ساخت‌های قبلی را نیز تحت تاثیر قرار داده و فرسایش دهند. رسوبات ته‌نشست شده در پی این جریان‌ات معمولاً دانه‌درشت آواری می‌باشند و ساخت‌های پیشین را چه از نوع زیست‌زادی و چه از نوع فیزیکی و در سطح زیرین لایه‌بندی قالب‌گیری می‌شوند. ترتیب زمانی ایجاد ساخت‌های فیزیکی و اثر فسیل‌ها در دسته‌بندی گرافوگلیپتید در دو گروه پیش از رخداد و پس از رخداد اهمیت دارد. برای این اساس، اثر فسیل‌های نهشته‌های فلیش به دو دسته پیش از رخداد<sup>۲</sup> [یا پیش از رسوب‌گذاری<sup>۳</sup>] و پس از رخداد<sup>۴</sup> [یا پس از رسوب‌گذاری<sup>۵</sup>] تقسیم می‌شوند (Campbell et al., 2016; Ksiazkiewicz, 1954; Leszczyński, 1993; Seilacher, 1962). تفکیک این دو گروه از اثر فسیل در درجه نخست برپایه ترتیب قطع‌شدگی‌ها<sup>۶</sup> و تحلیل روی هم‌افتادگی‌هاست (Leszczyński and Seilacher, 1991). اثر فسیل‌های پیش از رخداد معمولاً ظریف و با طرح و الگوی بسیار متنوعی هستند، حفاری‌هایی با عمق نفوذ

جدول ۲. ترتیب زمانی اثر فسیل‌های توالی فلیش ائوسن در باختر خاش

اثرهای متاثر از جریان‌های عادی Current controlled graphoglyptids	اثر فسیل‌های پس از رخداد Post-Event graphoglyptids	اثر فسیل‌های پیش از رخداد Pre-Event graphoglyptids
<i>Paleodictyon</i>	<i>Halopoa</i>	<i>Desmograpton</i>
	<i>Helicodromites</i>	<i>Helminthorhapha</i>
	<i>Helminthopsis</i>	<i>Paleodictyon</i>
	<i>Nereites</i>	<i>Protopaleodictyon</i>
	<i>Paleomeandron</i>	<i>Scolicia</i>
	<i>Phycosiphon</i>	<i>Spirophycus</i>
	<i>Planolites</i>	<i>Spirothaphe</i>
		<i>Squamodictyon</i>
		<i>Urohelminthoidea</i>

زیرین لایه جدید جای داشته باشند، اثرهای *Halopoa*، *Helicodromites*، *Helminthopsis*، *Nereites*، *Planolites* و *Paleomeandron*، *Phycosiphon* در این مرحله از رسوب‌گذاری در توالی مورد مطالعه، ایجاد شده‌اند. این اثرها، ساخت‌های فیزیکی یا زیستی مراحل قبلی را قطع کرده‌اند (شکل‌های ۵-ج تا ۵-د). این دسته از گرافوگلیپتیدها به صورت فعال یا غیرفعال و توسط جانور اثرساز، یا در طی رسوب‌گذاری عادی پر می‌شوند. رسوبات پرکننده معمولاً همجنس با رسوب لایه میزبان می‌باشد ولی ممکن است، برخی اثرها مانند *Palaeophycus striatus* ساختمان‌های داخلی دارند، که نشان دهند پرشدگی فعال دهلیزهای حفاری است (شکل ۵-د).

#### ج- اثر فسیل‌های تحت تأثیر جریان‌های عادی

اثر فسیل‌هایی چون *Paleodictyon*، به شکل ساختمان سه‌بعدی حاصل از حفاری الگودار و برنامه‌ریزی شده می‌باشند و خود شامل شبکه‌ای به هم پیوسته‌ای از دهلیزهای لوله‌ای شکل هستند. این نوع اثر فسیل‌ها مجراهای تهویه در سقف دهلیزها دارند. مجراهای تعبیه شده خود آرایش مشخص و منظمی داشته و درعین‌حال، دهلیزهای حفاری شده جهت یافتگی معینی را نشان می‌دهند. با بررسی ساخت‌های رسوبی جهت‌دار در کنار این نوع اثر فسیل‌ها، متوجه می‌شویم که مش‌های شش گوشه اثر فسیل *Paleodictyon* در جهت جریان کشیدگی و جهت یافتگی دارند، به نحوی که به سمت پایین دست جریان، اندازه مش‌های حفاری کاهش می‌یابد (شکل‌های ۶-الف و ب). همچنین در اثرگونه‌ی

در حالت اخیر ساخت فرسایشی فیزیکی، شبکه حفاری را تحت تأثیر قرار داده و آنها را قطع کنند (شکل ۵-ت). ممکن است فرسایش بستر در چند مرحله رخ دهد که حاصل آن توالی ساخت‌های فرسایشی در چند مرحله است (شکل ۵-ث). اگر شدت فرسایش زیاد باشد ممکن است کل بستر فرسوده شده و تنها ساخت‌های فرسایشی باقی بمانند. پس از پایان یافتن جریان‌های پرانرژی و آرامش تدریجی، مرحله رسوب‌گذاری رسوبات فراهم می‌شود. این رسوبات به طور نسبی معمولاً درشت‌دانه تر از رسوب گلی هستند که اثرها بر روی آنها ایجاد شده‌اند. رسوبات مرحله جدید، ساخت‌های فیزیکی و زیستی را پر کرده و آنها را قالب‌گیری می‌کنند. با این حال ممکن است این پرشدگی در دو یا چند مرحله رخ دهد که از روی رنگ و بافت رسوبات پرکننده می‌توان مراحل پرشدگی را تشخیص داد.

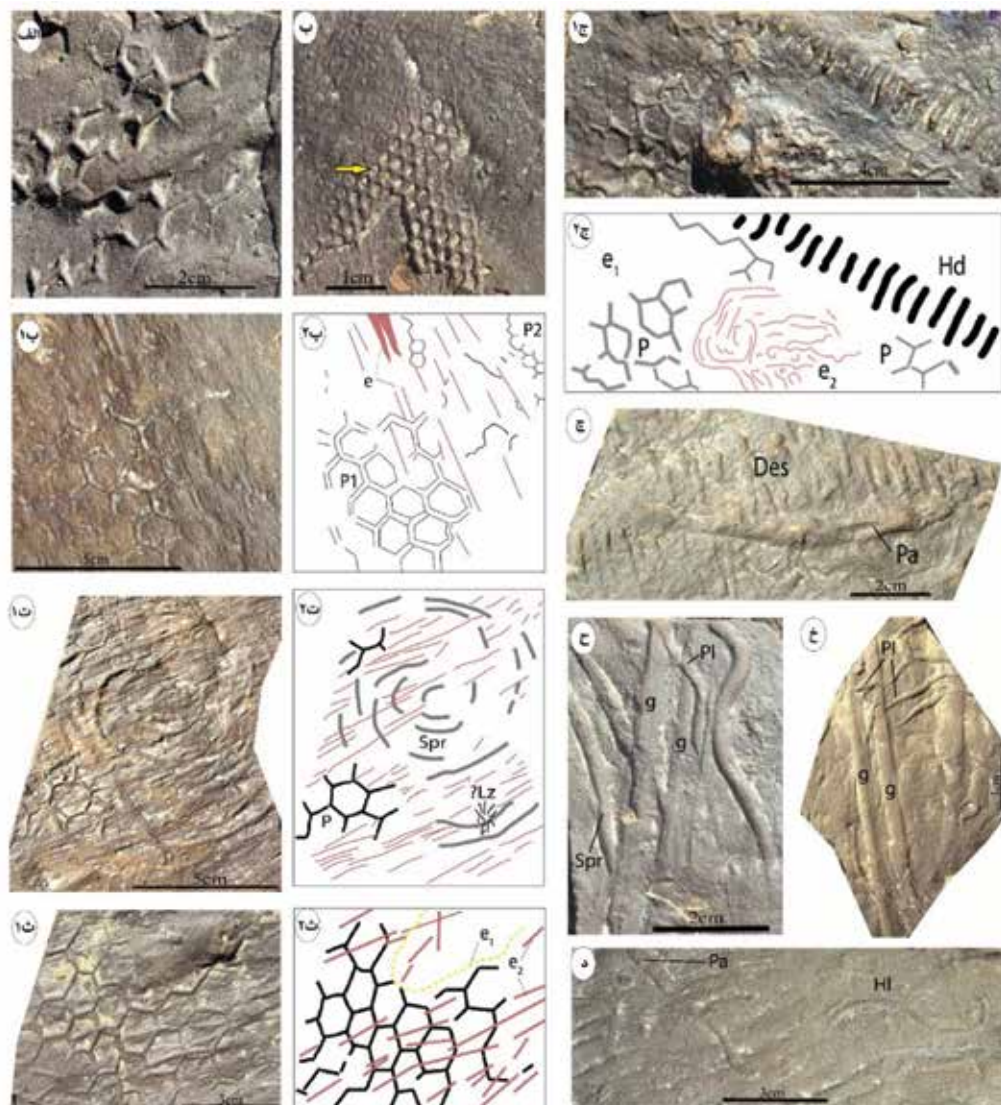
#### ب- اثر فسیل‌های پس از رخداد

پس از پایان یافتن جریان‌های پرانرژی و آشفته، شرایط هیدرولیکی محیط رسوبی آرام شده و دوباره فرصت فعالیت‌های زیستی فراهم می‌شود. با این تفاوت که در این مرحله تنها جانوران حفاری قادر به فعالیت خواهند بود که بستر رسوبی جدید که دانه درشت‌تر است را به صورت درون رسوبی حفاری کنند. طبیعی است که ساخت‌های فیزیکی و زیستی پیش از رخداد رسوب‌گذاری جدید توسط ساخت‌های زیست‌زادی نو تحت تأثیر قرار گیرند و قطع شوند. حاصل حفاری جانوران درون رسوبی، ساخت‌ها درون رسوبی (*endichnia*) هستند و ممکن است در سطح بالایی یا

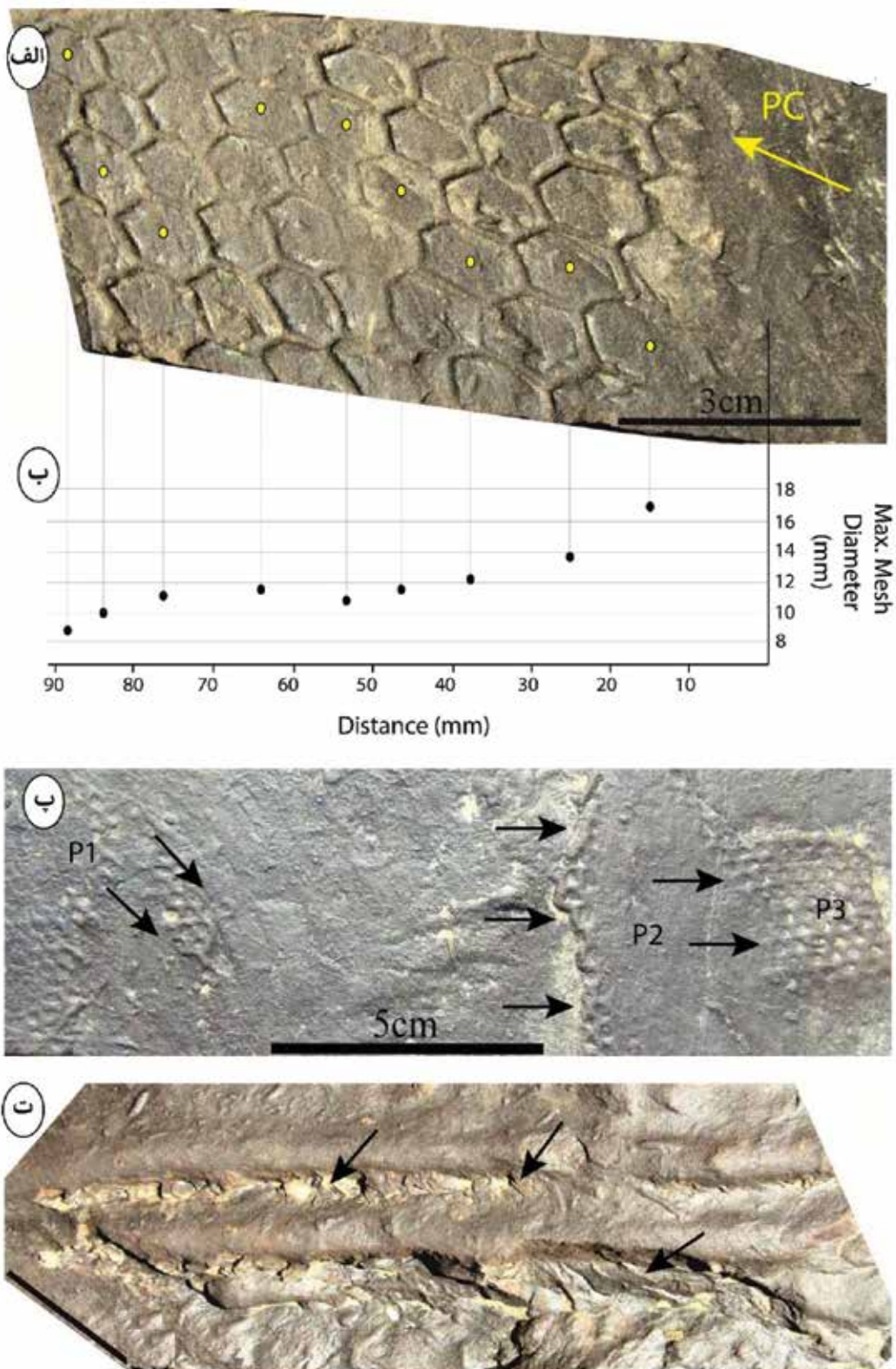


*P. nodosum*، نظم ساختمان ایجاد شده به گونه‌ای است که عمق بیشتر دهلیزها در بالادست جریان قرار دارد و دهلیزهای حفاری شده در جهت جریان آرایش یافته‌اند (شکل ۶- پ). با این حال حاشیه برخی از اثر فسیل‌ها مانند *Scolicia* به دلیل وقوع جریان‌های فرساینده شیاری‌های فرسایشی را در خود

ثبت کرده‌اند. به نظر می‌رسد عدم تقارن این اثرها نیز به دلیل وجود چنین جریان‌هایی بوده است. به گونه‌ای که جانور برای حفظ تعادل، در یک سمت در عمق بیشتر و در سمت دیگر در عمق کمتر حفاری کرده است (شکل ۶- ت).



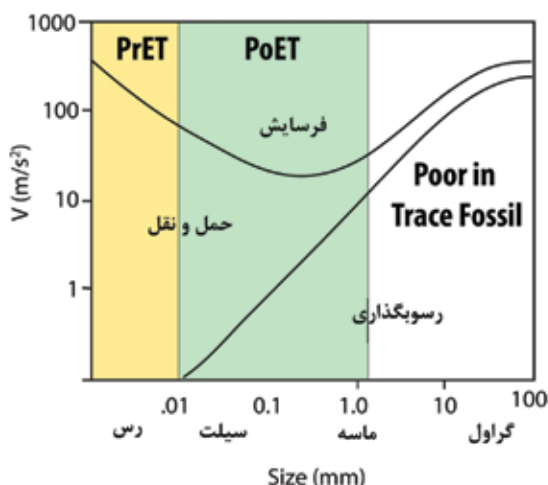
شکل ۵. نمونه‌های از گرافوگلیتیدهای پیش و پس از رخداد رسوبی توربیدیتی در توالی رسوبی فلیش ائوسن باختر خاش و شکل ترسیمی از آنها، الف، ب) فرسایش موجب حذف بخشی از ساختمان اثر فسیل‌ها شده است که در عمق، در اینجا چون قالب است، با برجستگی متفاوت مشاهده می‌شوند و آثاری از ساختمان اولیه دیده می‌شود (پیکان)، پ، ت، ث) فرسایش حاصل از رخدادهای توربیدیتی (e1 و e2)، که همراه با ایجاد ساخت‌های فرسایشی فیزیکی شیاری یا فلوت (رنگ قهوه‌ای) می‌باشند و گونه‌هایی از *Paleodictyon* (P1) و (P2)، یا *Spirorhapse* (Spr) یا احتمالاً *Lorenzina* (?Lz) را قطع کرده‌اند، ج) اثر فسیل پیش رخداد رسوبی *Paleodictyon* (P) و پس از رخداد *Helicodromites* (Hd) در کنار یکدیگر با دو مرحله فرسایش با شدت کم (e1) که بخش‌های سطحی *Paleodictyon* را حذف کرده و با شدت بیشتر (e2) که با ایجاد ساخت فلوت مارک همراه بوده است، چ) اثر فسیل پس از رخداد رسوبی *Palaeophycus* (Pa) که اثر فسیل پیش از رخداد رسوبی یعنی *Desmograption* (Des) را قطع کرده است، ح، خ) اثر فسیل پیش رخداد رسوبی *Spirorhapse* (Spr) و سپس ایجاد ساخت شیاری (g) در طی فرسایش رسوب‌گذاری رخدادی و در نهایت ایجاد اثرهای پس از رخداد رسوبی، یعنی *Planolites* (Pl)، همان‌طور که مشاهده می‌شود *Planolites* ساخت شیاری را قطع کرده است، د) گرافوگلیتیدهای پس از رخدادی *Helminthopsis* (HI) و *Palaeophycus* (Pa) با حفظ شدگی برجسته در سطح زیرین لایه‌بندی در بستر کاملاً فرسایش یافته هستند



شکل ۶. آرایش و جهت‌یافتگی اثر فسیل‌ها گرافوگلیپتید در جهت جریان دیرینه (PC)، الف، ب) جهت‌یافتگی و کشیدگی اثر فسیل *P. gotzeingeri* در جهت جریان و کاهش قطر مش‌های حفاری در سمت پایین دست جریان، نمودار تغییر حداکثر اندازه مش در هر ردیف از شبکه را نسبت به نقطه ابتدایی فرضی، نشان می‌دهد، پ) آرایش اثر فسیل *P. minimum* با عمق بیشتر (در اینجا قالب است، برجستگی بیشتر) در بالا دست جریان (پیکان‌ها) و نظم بیشتر در جهت جریان، ت) آثاری از فرسایش در حاشیه اثر فسیل *Scolicia*، که ریخت نامتقارن دارد. مقیاس برابر ۲/۵ سانتیمتر است

## بحث

با جریان‌های پراثری بخش بالایی رسوب، بخشی از اثر یا حتی بخش‌های بیشتری از آن در اثر فرسایش حذف می‌شوند. این رخداد ممکن است با ایجاد ساخت‌های فرسایشی فیزیکی باشد. با آرام گرفتن محیط رسوبات پس از رخداد پراثری ته‌نشست می‌شوند. جانوران اثرسازی که این مرحله را پشت سر گذاشته‌اند و فرصت و مجال حفاری در بستر جدید را پیدا می‌کنند، یا جانوران اثرساز جدیدی که به محیط وارد شده‌اند، با حفاری خود، ساختمان‌های پیشین را تحت تاثیر قرار می‌دهند.



شکل ۷. منحنی هیلستروم و محدوده ایجاد گرافوگلیپتیدهای پیش (PrET) و پس (PoET) از رخدادهای رسوبی. انتظار می‌رود در رسوبات بسیار دانه درشت‌تر فعالیت اثرسازها یا شرایط حفظ و نگهداری اثر فسیل‌ها با محدودیت‌های زیادی برخوردار باشد

شبکه لانه‌زنبوری *Paleodictyon* یک سیستم تهویه ویژه‌ای را برای رفتار تله‌گذاری و کشاورزی (*Agrichnia*) ایجاد می‌کند. به نظر می‌رسد تغییر طول و قطر لوله‌های شبکه *Paleodictyon* در کنترل فشار هیدرولیکی سیستم تهویه دهلیزها نقش اساسی داشته باشد. همان‌طور که می‌دانیم هر لوله با قطر  $D$  و با طول  $L$  که جریانی با دبی را به‌عنوان بخش از شبکه لوله انتقال می‌دهد در طول مسیر دارای افت انرژی می‌باشد که این افت برابر است با:

$$\Delta H = H_1 - H_2$$

این افت بستگی به زبری لوله دارد و افت اصطکاکی نامیده می‌شود. بنابراین در نمونه‌هایی از *Paleodictyon* که به تدریج طول یا قطر لوله کاهش می‌یابد، شاید نشان‌دهنده‌ی رفتار جانور در جهت کاستن از افت فشار

ارزیابی پارامترهای رسوب‌شناسی در شکل‌گیری گرافوگلیپتیدها اهمیت به‌سزایی دارد. این اثرها طبق قوانین هیدرودینامیک رسوب، به‌خوبی حفظ شده و علی‌رغم وقوع جریان‌های رخدادی می‌توانند شرایط رسوب‌گذاری رخدادی را پشت سر گذاشته و به‌اصطلاح، جان سالم بدر برند (Crimes, 1975). هیدرولیک رسوب در قالب منحنی هیلستروم در سه محدوده‌ی حمل، فرسایش و رسوب طرح می‌شود (Hjulstrom, 1935). تلاش‌هایی برای ارزیابی کارایی منحنی هیلستروم در شرایط محیط‌های رسوبی توربیدیتی به عمل آمده است (مثلاً Osaro, 2018) ولی کم‌وبیش می‌توان مفاهیم موجود در ارتباط هیدرولیک رسوب در این منحنی را برای اثر فسیل‌های گرافوگلیپتید بکار برد. چنین کاربردی پیش‌تر در ارتباط با ایجاد اثر فسیل کروزیانا در محیط‌های شلف بکار رفته است (Crimes, 1975). به دلیل ویژگی‌های رسوبات ریزدانه‌گلی که معمولاً از کانی‌های رسی هستند، مانند خاصیت چسبندگی، سرعت (یا انرژی) بیشتری برای فرسایش و کنده شدن و ورود به محدوده حمل نیاز دارند. این در حالی است که در رسوبات دانه درشت در حد سیلت این انرژی به مقدار کمتری است. بنابراین می‌توان بخش نخست منحنی هیلستروم را برای محدوده ایجاد و بقای گرافوگلیپتیدهای پیش از رخداد رسوبی، و محدوده سیلت و ماسه دانه‌ریز را برای ایجاد گرافوگلیپتیدهای پس از رخداد پیشنهاد داد (شکل ۷).

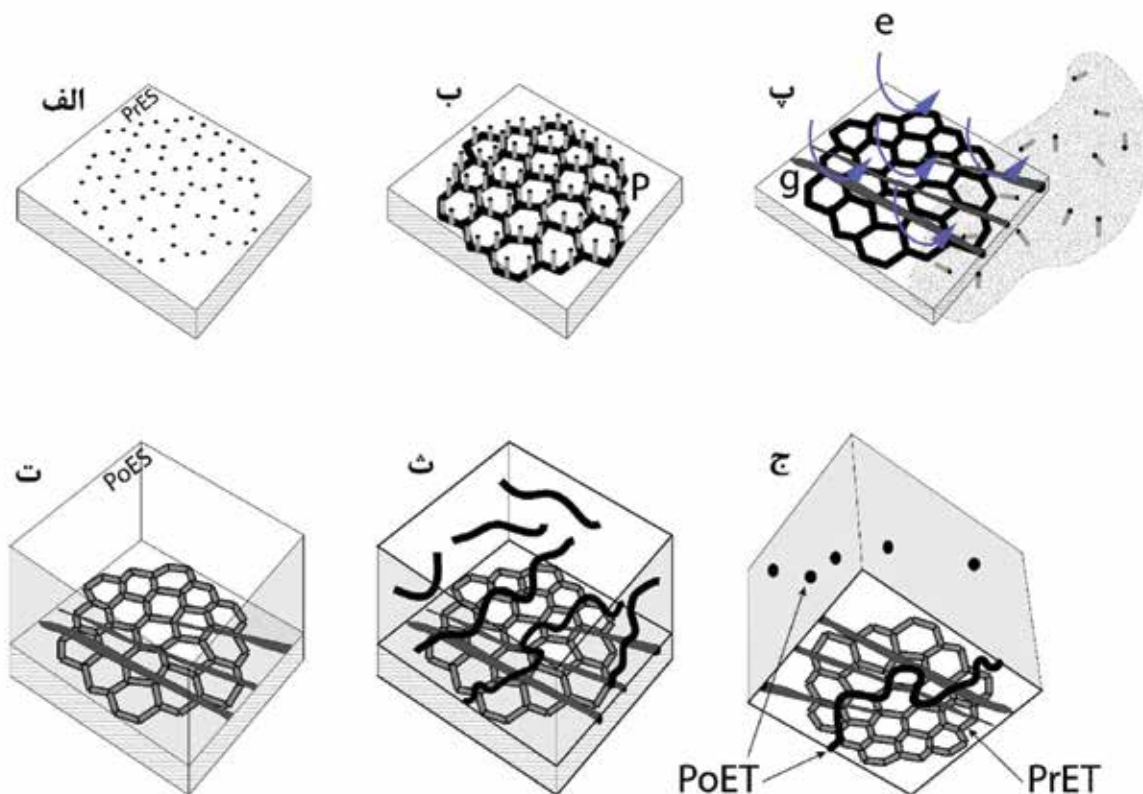
مهم‌ترین و فراوان‌ترین اثر فسیل در میان گرافوگلیپتیدهای مورد مطالعه اثر فسیل *Paleodictyon* است. این اثر فسیل به‌خوبی تاثیر جریان‌های فرساینده را به نمایش می‌گذارد. این اثر فسیل در عمق کم رسوب گلی ایجاد می‌شود و پس از ایجاد آن، و پیش از رخداد یک رسوب‌گذاری آشفته و پراثری، به‌صورت شبکه‌ی حفاری زیرسطحی شش گوشه منظم تا نامنظم و در نزدیک به سطح رسوب باقی می‌ماند که از طریق لوله‌های کوتاه قائم با سطح آب-رسوب ارتباط دارد. مراحل ایجاد مجموعه گرافوگلیپتیدهای پیش و پس از رخداد توربیدیتی در شکل ۸ به تصویر کشیده شده است. در ابتدا یک اثر قبل از رخداد پراثری ایجاد می‌شود، سپس

اکسیژن به نسبت پایین شکل می‌گیرند و انتظار می‌رود در مدت زمان بیشتر ایجاد شده باشند. این در حالی است که گرافوگلیپتیدهای پس از رخداد به نسبت، در محیط پرانرژی‌تر، دانه درشت‌تر، با سطح اکسیژن بالاتر و در مدت زمان کمتری ایجاد شده‌اند (Savrda, 1992; Uchman, 2004). اثرسازان این دسته از اثر فسیل‌ها، با جانوران با منش زیستی R (R-strategist) قابل قیاس هستند.

در توالی مورد مطالعه انبوهی از تکرار لایه‌های دانه‌ریز گلی و دانه‌درشت دارای اثرهای گرافوگلیپتیدی هستند و به نظر می‌رسد بارها و بارها چنین شرایط زیست‌محیطی برای اثرسازها رخ داده است.

هیدرولیکی شبکه زهکشی باشد تا تهویه مناسب برای شبکه فراهم آورد. بنابراین می‌توان گفت که سمت کاهش اندازه شبکه *Paleodictyon* جهت پایین دست جریان است.

از طرف دیگر، بایستی توجه داشت که تنوع و گوناگونی دو دسته اثر فسیل پیش و پس از رخداد رسوبی با همدیگر متفاوتند. اگر تنوع اثر فسیل‌ها را تنوع اثرسازها بدانیم خواهیم دید که اثرهای پیش از رخداد بسیار متنوع و گوناگون هستند هرچند که ممکن است ایکنوتاکسون‌های آنها به فراوانی یافت نشوند. این دسته اثرسازها در واقع جانوران با منش زیستی K (K-strategist) هستند. گرافوگلیپتیدهای پیش از رخداد در محیط آرام، با رسوب گلی و با سطح



شکل ۸. شکل نمایشی از مراحل ایجاد گرافوگلیپتیدهایی چون *Paleodictyon* (P)، در جریان رخدادی (e) شامل اثر فسیل‌های پیش از رخداد (PrET) و پس از رخداد (PoET). این اثرها به ترتیب در بست‌های رسوبی قبل از رخداد (PrES) و بعد از آن (PoES) ایجاد شده‌اند و ممکن است با ایجاد ساخت‌های فرسایشی فیزیکی چون ساخت‌های شیاری (g) همراه باشد. *Paleodictyon* در سطح رسوب به صورت سوراخ‌هایی غربالی دیده می‌شوند، (الف) ولی ساختمان سه‌بعدی با دهلیزهای شش گوشه دارد و در عمق کم رسوب ایجاد می‌شود و لوله‌های قائم تهویه دهلیزها را با هدایت آب به درون حفاری فراهم می‌کنند، ساختمان سه‌بعدی بر اساس (Rona et al., 2003) رسم شده است، (ب). به دلیل وقوع یک جریان رخدادی و فرساینده، بخش بالایی حفاری که شامل لوله‌های قائم نیز است، زدوده شده و حذف می‌شوند، (پ) لوله‌های شش گوشه باقی مانده با رسوب جدید پر شده و قالب‌گیری می‌شوند، (ت) در رسوب جدید اثرهای پس از رخداد ایجاد می‌شوند، (ث) هنگام رخنمون یافتن به دلیل فرسایش پذیر بودن، لایه گلی ریزدانه اثرها به صورت برجسته در سطح زیرین لایه‌بندی حفظ می‌شوند، (ج) تصاویر بدون مقیاس هستند

## نتیجه‌گیری

توالی رسوبی فلش شمال باختری خاش نمونه‌های گوناگونی از اثر فسیل‌های گرافوگلیپتید را در خود حفظ کرده‌اند. با مطالعه این اثر فسیل می‌توان نتیجه گرفت که: لایه‌های رسوبی فلش مورد مطالعه بر اثر جریان‌ات توربیدایتی و به‌عنوان یک جریان رخدادی (event) ایجاد شده‌اند. این رسوبات اثر فسیل‌ها گوناگون داشته که اثر فسیل‌های تشخیص داده شده شامل ۱۷ اثر جنس می‌باشند. بیشتر این اثر فسیل‌ها به‌صورت برجسته و قالب طبیعی در سطح زیرین لایه‌بندی حفظ شده‌اند. گرافوگلیپتیدهای یافت شده براساس زمان ایجاد نسبت به رخداد جریان‌ات توربیدایتی به دو دسته پیش از رخداد و پس از رخداد تقسیم‌بندی شدند. اثرهای پیش از رخداد شامل نه اثر جنس و اثرهای پس از رخداد شامل هفت اثر جنس است. با توجه به نوع رسوبات، توپونومی و تنوع اثرهای پیش یا پس از رسوب‌گذاری، به نظر می‌رسد منش زبستی جانوران حفاری از نوع K-strategist، در زمان پیش از رخداد جریان‌ات توربیدایتی و از نوع R-strategist، در زمان پس از رسوب‌گذاری توربیدایتی بوده است. جهت یافتگی برخی از گرافوگلیپتیدها نسبت به جهت جریان، می‌تواند مورد توجه باشد. به گونه‌ای در برخی از نمونه‌ها، شبکه‌ی حفاری اثر فسیل *Paleodictyon* در جهت جریان آرایش یافته است. این جهت‌یافتگی همراه با تغییر ژئومتری در شبکه حفاری است.

## سپاسگزاری

بدین‌وسیله از زحمات جناب آقای دکتر شهرام حبیبی‌مود و مدیر محترم مرکز تحقیقات علوم زمین دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان که ما را در انجام این تحقیق یاری نمودند صمیمانه تشکر می‌نماییم. از داوران محترم این مقاله به خاطر ارائه رهنمودهای علمی ارزنده سپاسگزاریم.

## منابع

- Biabangard, H. and Moradian, A., 2008. Geology and geochemical evaluation of Taftan Volcano, Sistan and Baluchestan Province, south-east of Iran: Chinese Journal of Geochemistry, 27, 4, 356.
- Bottjer, D. J., 2016. Paleocology: Past, Present and Future, John Wiley and Sons, 222.
- Brenchley, P. J., Brenchley, P. and Harper, D., 1998, Palaeoecology: Ecosystems, environments and evolution, CRC Press.
- Campbell, S. G., Botterill, S. E., Gingras, M. K. and MacEachern, J. A., 2016. Event sedimentation, deposition rate, and paleoenvironment using crowded *Rosselia* assemblages of the Bluesky Formation, Alberta, Canada: Journal of Sedimentary Research, 86, 4, 380-393.
- Crimes, T. and McCall, G., 1995. A diverse ichnofauna from Eocene-Miocene rocks of the Makran Range (SE Iran): Ichnos: An International Journal of Plant and Animal, 3, 4, 231-258.
- Crimes, T. P., 1975. The production and preservation of trilobite resting and furrowing traces: Lethaia, 8, 1, 35-48.
- Crimes, T. P. and Fedonkin, M. A., 1994. Evolution and dispersal of deepsea traces: Palaios, 74-83.
- Delavari, M. and Shakeri, A., 2016. Taftan volcanic rocks: implication for adakitic magmatism of Makran magmatic arc: Quaternary Journal of Iran, 2, 5, 1-14.
- Droser, M. L. and Bottjer, D. J., 1989. Ichnofabric of sandstones deposited in high-energy nearshore environments: measurement and utilization: Palaios, 604-598.
- Ducassou, E., Migeon, S., Mulder, T., Murat, A., Capotondi, L., Bernasconi, S. M. and Mascle, J., 2009. Evolution of the Nile deep-sea turbidite system during the Late Quaternary: influence of climate change on fan sedimentation: Baucon, A., 2010. Leonardo da Vinci, the founding father of ichnology: Palaios, 25, 6, 361-367.

Sedimentology, 56, 7, 2061-2090.

- Ekdale, A., 1980. Graphoglyptid burrows in modern deep-sea sediment: Science, 207, 4428, 304-306.
- Fuchs, T., 1895. Studien iiber Fukoiden und Hieroglyphen: Denkschr. Math. Naturwiss. K1. Akad. Wiss.
- Fürsich, F. T., Taheri, J. and Wilmsen, M., 2007. New occurrences of the trace fossil Paleodictyon in shallow marine environments: examples from the Triassic-Jurassic of Iran: Palaios, 22, 4, 408-416.
- Gansser, A., 1971. The Taftan Volcano (SE Iran) Eclogae, Geol. Helve., 64, 319-334.
- Hajmolla Ali, A. B., 1984. Geological map of Khash: Geological Survey of Iran.
- Häntzschel, W., 1975a. Trace fossils and problematica, in Moore, R. C., ed., Treatise on invertebrate paleontology. Part W, 269, Geological Society of America and University of Kansas, W269.
- Häntzschel, W., 1975b. Treatise on Invertebrate Paleontology, null, null.
- Hjultstrom, F., 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river fyris, bulletin: Geological Institute Upsalsa, 25, 221-527.
- Hodgson, D. M., 2009. Distribution and origin of hybrid beds in sand-rich submarine fans of the Tanqua depocentre, Karoo Basin, South Africa: Marine and Petroleum Geology, 26, 10, 1940-1956.
- Kidd, R. and McCall, G., 1985, Plate tectonics and the evolution of Makran: East Iran Project, Area, 1, 564-618.
- Ksiazkiewicz, M., 1954. Graded and laminated bedding in the Carpathian flysch: Rocznik polskiego. Towarzystwa. geologicznego, 22, 399-499.
- Leszczyński, S., 1993. A generalized model for the development of ichnocoenoses in flysch deposits: Ichnos: An International Journal of Plant and Animal, 2, 2, 137-146.
- Leszczyński, S. and Seilacher, A., 1991. Ichnocoenoses of a turbidite sole: Ichnos: An International Journal of Plant and Animal, 1, 4, 293-303.
- Lowey, G. W., 2007. Lithofacies analysis of the Dezadeash Formation (Jura-Cretaceous), Yukon, Canada: The depositional architecture of a mud/sand-rich turbidite system: Sedimentary Geology, 198, 3-4, 273-291.
- Martinsson, A., 1970. Toponomy of trace fossils, Trace fossils, 3, Geological Journal Special, 323-330.
- McCall, G., 1985. Area Report East Iran Project-Area No. 1 (North Makran and South Baluchestan, Geological Survey of Iran.
- Menghini, G. G., 1850. In: Savi, P., Menghini, G.G. Osservazioni stratigrafiche e paleontologiche concernati la geologia della Toscana e dei paesi limitrofi., in Murchinson, R. I., ed., Memoria sulla struttura geologica delle Alpi degli Apennini e dei Carpazi: Firenze, Stemparia granucale, , 246-528.
- Miller, M. F. and Smail, S. E., 1997. A semiquantitative field method for evaluating bioturbation on bedding planes: Palaios, 12, 4, 391-396.
- Mulder, T. and Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits: Sedimentology, 48, 2, 269-299.
- Osaro, I. L., 2018. Turbulent Suspension and Sediment Grains Transport in Natural Flows [Ph.D.: University of London, 201 .
- Pickering, K., Clark, J., Smith, R., Hiscott, R., Lucchi, F. R. and Kenyon, N., 1995.

- Architectural element analysis of turbidite systems, and selected topical problems for sand-prone deep-water systems, *Atlas of deep water environments*, Springer, 1-10.
- Pickering, K. and Hiscott, R., 2015. *Deep Marine Systems: Processes, deposits, environments, tectonic and sedimentation*, John Wiley and Sons, 137.
  - Pickering, K., Stow, D., Watson, M. and Hiscott, R., 1986. Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments: *Earth-Science Reviews*, 23, 2, 75-174.
  - Pickering, K. T., 2014. *Atlas of Deep Water Environments: Architectural style in turbidite systems*, Springer, 333.
  - Plaziat, J.-C. and Mahmoudi, M., 1988. Trace fossils attributed to burrowing echinoids: a revision including new ichnogenus and ichnospecies: *Geobios*, 21, 2, 209-233.
  - Reynolds, S., 1987. A recent turbidity current event, Hueneme Fan, California: reconstruction of flow properties: *Sedimentology*, 34, 1, 129-137.
  - Rona, P., Seilacher, A., Luginland, H., Seilacher, E., de Vargas, C., Vetriani, C., Bernhard, J., Sherrell, R., Grassle, J. and Low, S., 2003. Paleodictyon, a living fossil on the deep-sea floor, in *Proceedings AGU Fall Meeting Abstracts*.
  - Savrda, C., 1992. Trace Fossils and Benthic Oxygenation. *Short Courses in Paleontology*, 5, 172-196.
  - Schlegel, R., Wortmann, U., Krawinkel, H., Krawinkel, J. and Winsemann, J., 1995. Architecture and facies associations of Plio-Pleistocene trench-slope deposits, Burica Peninsula, Central America, *Atlas of Deep Water Environments*, Springer, 63-66.
  - Seilacher, A., 1953. Studien zur palichnologie. I. Über die methoden der palichnologie: *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie, Abhandlungen*, 96, 421-452.
  - Seilacher, A., 1962. Paleontological Studies on Turbidite Sedimentation and Erosion: *The Journal of Geology*, 70, 2, 227-234.
  - Seilacher, A., 1964a, Biogenic sedimentary structures, in Imbrie, J., and Newell, N., eds., *Approaches to paleoecology: New York, Wiley*, 296-316.
  - Seilacher, A., 1964b, Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils: *Sedimentology*, 3, 3, 253-256.
  - Seilacher, A., 1974. Flysch trace fossils: evolution of behavioural diversity in the deep-sea: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 1974, 233-245.
  - Seilacher, A., 1977a. Evolution of trace fossil communities, *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 5, Elsevier, 359-376.
  - Seilacher, A., 1977b. Pattern Analysis of Paleodictyon and Related Trace Fossils: *Trace Fossils*, 2, 289-334.
  - Seilacher, A., 1977c. Pattern analysis of Paleodictyon and related trace fossils-In: Crimes, TP and Harper, JC (eds): *Trace fossils 2-Geol: J., Spec. Issue*, 9, 289-334.
  - Seilacher, A., 2007. *Trace Fossil Analysis*, Springer Science and Business Media, 226.
  - Shahrabi, M., 1995. Explanatory text of the Khash Quadrangle map. 1:250000: GSI.
  - Simpson, S., 1975. *Classification of Trace Fossils, The study of trace fossils*, Springer, 39-54.
  - Smith, A. B. and Crimes, T. P., 1983. Trace fossils formed by heart urchins—a study of Scolicia and related traces: *Lethaia*, 16, . 1, 79-92.

- Stow, D. A. and Mayall, M., 2000. Deep-water sedimentary systems: new models for the 21st century: *Marine and Petroleum Geology*, 17, 2, 125-135.
- Taylor, P. D. and Wilson, M. A., 2003. Palaeoecology and evolution of marine hard substrate communities: *Earth-Science Reviews*, 62, 1-2, 1-103.
- Tirrul, R., Bell, I., Griffis, R. and Camp, V., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran: *Geological Society of America Bulletin*, 94, 1, 134-150.
- Uchman, A., 1995. Taxonomy and palaeoecology of flysch trace fossils: the Marnoso arenacea formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy). *Beringeria*, 15:115-3, in *Proceedings Annales Societatis Geologorum Poloniae* 1995.
- Uchman, A., 2004. Deep-sea trace fossils controlled by palaeo-oxygenation and deposition: an example from the Lower Cretaceous dark flysch deposits of the Silesian Unit, Carpathians, Poland: *Fossils and Strata*, , 51, 39-57.





# Mineral chemistry and thermodynamics conditions of impure marbles formation from Neybaghi metamorphic complex, NE of Myaneh, Iran

Izadyar, J.<sup>1</sup>, Sohrabi, M.<sup>2</sup>, Sepahi, A. A.<sup>3</sup>, Gharloghi, A.<sup>2</sup> and Mohammadi, L.<sup>2</sup>

1. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan

2. MSc., Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan

3. Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Bu-Ali Sina, Hamadan

Received: 07 August 2019

Accepted: 02 December 2019

## Abstract

A metamorphic rock complex consists of slate, phyllite, micaschist and marble with NE-SW shistosity has cropped out in Neybaghi area in the NE of Myaneh. Impure marbles occur as thick and thin layers or massive bodies within the central area of this complex. Textural and mineralogical evidences, revealed two metamorphic stages. The early stage is testified by the minerals such as pyroxene (diopside), epidote (clinozoisite), amphibole 1 (edenite-pargasite) and plagioclase 1. The main stage have chlorite (clinochlore), phlogopite, amphibole 2 (tremolite) and plagioclase 2. P-T- $X_{CO_2}$  have been estimated for the early and main stage of metamorphism by computing nonideal and asymmetrical fugacity and activity and programing in THERMOCALC software for fluid and solid phases. The estimations give pressure, temperature and  $X_{CO_2}$  of 9.5Kbar, 660°C and 0.35, whereas the main stage has been constrained at P=4.2Kbar, T=510°C,  $X_{CO_2}$ =0.4. The obtained P-T path shows that the Neybaghi marbles were formed under medium pressure condition and overprinted by a low pressure metamorphism. This type of P-T trend can be formed in collisional tectonic regime.

**Keywords:** Neybaghi, Myaneh, Marble, Thermocalc, Mineral chemistry.

# Paleoclimatic and paleogeographic signatures in the upper Triassic beds of Shemshak group in Central Alborz

Naeaji, M. R.<sup>1</sup>, Maghfori–Moghaddam, I.<sup>2</sup>, Hosseini–Barzi, M.<sup>3</sup> and Soleimany, B.<sup>4</sup>

1. Ph.D. student of Stratigraphy and Paleontology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khoramabad, Iran

2. Associate Professor, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khoramabad, Iran

3. Associate Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

4. Ph.D. in Structural Geology, Research Institute of Petroleum Industry (RIPI), Tehran, Iran

Received: 07 October 2019

Accepted: 21 January 2020

## Abstract

Late Triassic deposits of Shemshak Group in Emarat section at about 30 km south of Amol and Emamzadeh Hashem section and about 50 km north east of Tehran in Central Alborz have been studied for some paleoclimatic and paleogeographic indicators. The data used in this study include: 10 point counting of sandstones, 13 main oxide analyses, 8 species of plant fossils and 4 genera of palynomorphs. Lithological and geochemical data were restricted to the Late Triassic deposits. Important events of the Late Triassic such as: Late Norian and Middle Rhaetian droughts were revealed by the presence of gypsum beds. This study indicates that lithological signatures are clearly consistent with the mentioned global event and this tracer can be a good basis for controlling other age-related paleontological data. Comparison of the Alborz and Siberian plant fossils indicated that the study area did not have significant differences compared to more northern regions such as Siberia. The investigated palynomorphs indicated that most of them are hygrophytic and mesophytic and some of them had more well-known origin which belonged to some ferns. The point counting data revealed that the source area of the sediments experienced dry to semi-humid climates. This study also confirms that the Alborz region was part of Eurasia, due to the Eo-Cimmerian orogenic event based on recognized plant fossils.

**Keywords:** Modal analysis, Alborz, Late Triassic, Eurasian plants, Hygrophytic.

# Study of Baghalbid iron mineralization using geological, mineralogical and geochemical evidences, Sangan-e-Khaf area, north-eastern Iran

Sarbouzi Hosaen Abadi, A.<sup>1</sup>, Boomeri, M.<sup>2</sup> and Golmohammadi, A.<sup>3</sup>

1. M.Sc. Geology Department, University of Sistan and Baluchestan

2. Associate professor, Geology Department, University of Sistan and Baluchestan

3. Ph.D. Geological Survey of Iran

Received: 08 February 2019

Accepted: 18 May 2019

## Abstract

Baghalbid iron mineralization is one of the eastern anomalies of Sangan iron mines. This area is geologically located in the north-eastern part of Lut block. In this area, Paleozoic and Mesozoic units such as schist, phyllite and sandstone are in contact with Tertiary igneous units and Neogene sedimentary rocks. The iron mineralization occurs as hematite in the upper part of a brecciated volcanic layer with a length of more than 1 km. The footwall rocks contain breccia, tuff and sandstone and hanging wall rocks contain subvolcanic granodioritic dikes. The hematite occurs as open space filling in breccia, indicating that the iron mineralization is classified as epigenetic type. Barite, calcite, and quartz were also formed in fractures and open spaces of iron-bearing horizon. In addition to the iron, copper mineralization occurs as quartz veins containing chalcopyrite and malachite in footwall rocks. The iron oxide contents vary from 8 to 55 wt. % in the iron-bearing horizon. In mineralized rocks, the amount of chromium, vanadium and phosphorus is relatively low, while those of barium, arsenic, silver and antimony are relatively high, and LREE and LILE show enrichment relative to HREE and HFSE, respectively. According to geological, mineralogical and geochemical characteristics, ore texture and structure, REE pattern, the Baghalbid iron mineralization is classified as hydrothermal type. The iron was probably leached from pyroclastic rocks by hydrothermal fluids and was re-concentrated in the upper permeable breccia and conglomerates.

**Keywords:** Pyroclastic rocks, Granodioritic dikes, Iron mineralization, Hydrothermal, Baghalbid, Khaf.

# Hydrogeochemistry of Gorganrood river in Gonbad-e-Kavoos district, Golestan province

Teimori, A.<sup>1</sup>, Forghani Tehrani, G.<sup>2</sup>, Jafari, H.<sup>3</sup> and Kaboli, A. R.<sup>4</sup>

1. M.Sc. in Environmental Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

2. Assistant Professor of Environmental Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

3. Associate Professor of Hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

4. Senior Expert of Hydrogeology, Golestan Regional Water Company

Received: 08 June 2019

Accepted: 28 August 2019

## Abstract

Rivers are the key resources for drinking and agricultural purposes and the assessment of water quality is very important. In this study, a detailed investigation has been made for identifying the natural and anthropogenic processes that affected the quality of Gorganrood and its tributaries water in the Gonbad-e-Kavoos district. The Gorganrood is the longest river in the Golestan province (NE of Iran). During previous years, various wastewaters (i.e. domestic, agricultural and industrial) produced in Gonbad-e-Kavoos district have been discharged into the Gorganrood. To evaluate the chemical quality of water in the study area, 37 water and 6 wastewater samples were collected. The physicochemical parameters including pH and EC were determined in situ by an EC/pH meters. The concentration of major ions was measured using the standard methods. The piper and Wilcox diagrams were used to assess the water type and water quality for irrigation, respectively. Scatter diagrams were used to assess the hydrochemical processes influencing the chemistry of the water samples. Results of this study indicate that the pH and EC values of the water samples decrease in the city district. This is due to the discharge of urban wastewaters with lower EC and pH values which leads to the dilution of the river water. The lower concentration of nitrate in water samples collected in the city district is probably due to the denitrification process. Results show that the prevailing water types of Gorganrood and its tributaries are  $\text{Na-SO}_4^{2-}$  and  $\text{Na-HCO}_3^-$ , respectively. The entrance of tributaries enhances the Gorganrood water quality for drinking and agricultural puposes. Along the river course, the natural processes of halite- gypsum- anhydrite dissolution and ion exchange, as well as anthropogenic factors (discharge of agricultural and urban wastewaters) deteriorate the water quality.

**Keywords:** Gorganrood river, Water quality, Gonbad -e- Kavoos, Hydrogeochemistry..

## **Formation of calamine in Ahmadabad Zn (Pb) Non-sulfide deposit (Northeast of Bafq)**

**Amani Lari, S.<sup>1</sup>, Rasa, I.<sup>2</sup> and Amiri, A.<sup>3</sup>**

1. Assistant Professor of Sciences Group, Farhangian University, Tehran, Iran

2. Professor, Geology Department, School of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

3. Assistant Professor of Geology, Islamic Azad University, Zarand Branch

Received: 07 August 2019

Accepted: 02 December 2019

### **Abstract**

Ahmadabad calamine deposit is located in Posht-e Badam block, 80 km of northeast of Bafq. The dolomitic unit of Sotori Formation is Middle Triassic age and is ore deposit host rock. Primary non-sulfide mineralization belongs to the Upper Triassic to Jurassic and includes galena, sphalerite and pyrite since being affected by subsequent tectonic phases- are crushed, uplifted, weathered and oxidized and produced non-sulfide minerals. Calamine, Cerussite, wulfenite, iron oxide and hydroxide are the most abundant non-sulfide minerals in the region. Mineralogical and field observations revealed that calamine is formed in two ways, i.e. direct replacement and wall-rock replacement. Direct replacement calamine is formed at the site of primary sulfide mineralization and has more mineralogical variability compared with the wall-rock replacement type. Mineralogical characteristics of the minerals revealed, metal-rich solutions perform non-sulfur mineralization in the unsaturated zone, within the porous host rock and the type of mineral is affected by changes in carbon dioxide pressure and ambient pH. The average values of the oxygen stable isotope data of hydrozincite is 25.5‰; therefore, the average temperature for the formation of this mineral is 29 °C. Chemical analysis showed that the direct replacement calamine has more lead and the other type has more zinc, and due to the high concentration of arsenic and cadmium in the mineral composition of the area, more attention should be paid to the environmental issues.

**Keywords:** Calamine, Zn and Pb nonsulfides, Ahmadabad deposit, Bafq.

# Comparison of hydrothermal alteration features (zones) of Torud-Chah Shirin magmatic Arc in north and south of the Torud village using Aster image and chemical analyses

Akhyani, M.<sup>1</sup>, Kharghani, M.<sup>2</sup>, Sereshgi, F.<sup>3</sup> and Rahimi, M.<sup>3</sup>

1. Assistant Professor, Faculty of Technology and Engineering, Department of Mining Engineering, Islamic Azad University of Shahrood

2. Ph.D. student of Rock Mechanics, Islamic Azad University Science Research Branch of Tehran

3. Assistant Professor, Faculty of Technology and Engineering, Department of Mining Engineering, University of Shahrood

4. M.Sc. in Environmental Geology, Chairman of Sharif Mining Group

Received: 06 April 2019

Accepted: 29 May 2019

## Abstract

Torud - Chah Shirin volcanic-plutonic complex, related to Eocene series, is located about 130 kilometers south of Shahrood, in the south and north of Torud village. This zone is located in 54°20' to 55°20' east longitude and 35°10' to 35°40' north latitude. The presence of several mineral occurrences, especially base metal veins of epithermal origin and the intrusion of igneous acidic to intermediate bodies in volcanic rocks of the area caused different alteration and mineralization in some parts of the area and increased the economic importance of the magmatic complex for geological studies. False color composites (FCC), band ratios (BR) and spectral angle mapping (SAM) which were performed on ASTER dataset for discrimination of alteration of argillic, advanced argillic, phyllic and prophyllitic zones and evaluation of results by XRD analysis, are the fundamental information for this research. The field studies and XRD analyses of different zones resulted in adaptation with logical operator algorithms and revealed unremarkable volcanic alteration zone in the south of Torud, in comparison with volcanic zone in the north of Torud. In addition, altering in threshold of algorithm band ratio can be used to find better results in discrimination of argillic and phyllic alterations.

Then based on the presence of indicator minerals of advanced argillic alteration in the north of Torud, like alunite and prophyllite, the optimal threshold for discrimination of this zone from argillic zone by logical band ratio algorithm was determined. The results were evaluated as acceptable, compared to field study. On the other hand, spectral character of remarkable minerals of this zone, like chlorite and epidote, in band ratio of Aster 8(9+7) with threshold of 2.3, is reported appropriate for land surveying of prophyllitic zone in the north and south of Torud village.

**Keywords:** Torud-Chah Shirin volcanic-plutonic complex, Color composites, Logical algorithms of band ratios, Alteration.

# Paleoecological evaluation of the graphoglyptids of the Eocene flysch deposits, west of Khash, southeast Iran, regarding the event sedimentation

Abbassi, N.<sup>1</sup>, Yarahmadzahi, H.<sup>2</sup>, Nakhjiri, S.<sup>2</sup>, Jalali, A.<sup>3</sup> and Hafezi Moghadas, H.<sup>4</sup>

1. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan

2. Assistant Professor, Department of Geology, Earth Sciences Researcher Center, Zahedan Branch, Islamic Azad University

3. Ph.D. Student, Department of Geology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

4. M.Sc. student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Received: 07 April 2019

Accepted: 10 July 2019

## Abstract

Extensive outcrops of Eocene flysch deposits are available in the Khash area, south-east Iran. These flysches comprise sedimentary cycles of marl, shale, siltstone, and sandstone with erosional structures such as groove and flute casts. The studied sediments are deposited as a result of event-sedimentation. Diverse graphoglyptids have been collected from an outcrop of these sediments, located 15 Km west of Khash. Seventeen ichnogenera have been determined among the studied deposits. Most of these trace fossils were formed in the pre-event sedimentation phase on the muddy substrates, and they include *Desmograpton*, *Helminthorhapha*, *Paleodytion*, *Protopaleodictyon*, *Scolicia*, *Spirophycus*, *Spirorhapha*, *Squamodictyon*, *Urohelminthoida*. Post-event trace fossils are low in ichnodiversity and form in the sandy or silty substrates, they consists of *Halopoa*, *Helicodromites*, *Helminthopsis*, *Nereites*, *Paleomeandron*, *Phycosiphon*, and *Planolites*. Some of the trace fossils such as *Paleodictyon* are aligned with respect to the paleocurrent directions, and were affected by the currents. It seems that fine-grained pre-event sediment surfaces was favorite for K-strategist, while post-event sediments were occupied by R-strategist trace-makers.

**Keywords:** Trace fossil, Paleoecology, Event sedimentation, Flysch, Khash.





**Vol. 14, No. 54, Summer 2020**

**License Holder:**

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

**Editorial Director:**

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

**Editor in Chief:**

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

**Assistant Editor:**

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

**Editorial Board:**

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

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

Alavipanah, S.K., Professor - Tehran University

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

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

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

Ghazban, F., Associate Professor - Tehran University

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

Moore, F., Professor - Shiraz University

Mousavi Harami, R., Professor - Mashhad University

Raeisi, E., Professor - Shiraz University

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

Saeedi, A., Professor - Geological Survey of Iran

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

**Executive board:**

Dr. K. Khodaei and E. Esmaili

**Editors:**

Dr. H. R. Nassery and Dr. M. Khatibi Mehr

**Designer:**

Ansari, A.

**Published: Summer 2020**

**Address:**

Shahid Beheshti University, Evin, Tehran, Iran

**P.O.Box.**

196151171

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

**E-mail: zaminshenasiiran@yahoo.com**

**Website: www.rias.ac.ir**

**Website Journal: journal.rias.ac.ir**

This journal is indexed in the following sites:

**<http://www.isc.gov.ir>**

**<http://www.srlst.com>**

**<http://www.sid.ir>**

**<http://www.magiran.com>**