



سال ۱۰، شماره ۳۸، تابستان ۱۳۹۵
صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی
سردبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر عزت‌ا... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

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

دکتر سید کاظم علوی پناه، استاد دانشگاه تهران

دکتر فریدون غضبان، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استادیار دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، استادیار 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:

کمال خدایی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر اجرایی:

انسبه اسماعیلی

ویراستاران:

راحله هانفی، علی‌اکبر شهبسوازی

صفحه‌آرا:

آرزو انصاری

چاپ:

بعثت

تاریخ انتشار: تابستان ۱۳۹۵

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: Geology.saminattech.ir

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

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

اثر رخساره کروزبانا از نهشته های سازند نایبند (تریاس پسین) در برش جنوب باختری طبس، خاور ایران مرکزی

نصرالله عباسی^{۱*}، محمد قوبدل سیوکی^۲، مرتضی یوسفی^۳ و نوید نویدی ایزد^۴

۱. دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

۲. استاد انستیتو مهندسی نفت دانشگاه تهران

۳. گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال

۴. دانشجوی دکترای چینه نگاری و دیرینه شناسی دانشکده علوم، دانشگاه خوارزمی تهران

تاریخ دریافت: ۹۳/۳/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۴/۴/۲۳

چکیده

رسوبات سازند نایبند در برش جنوب باختری طبس و در شرق ایران مرکزی واقع شده که شامل توالی ماسه سنگ، شیل های زغال دار، سیلت سنگ و لایه های آهک فسیل دار است. این سازند در این برش به ستبرای ۱۴۱۰ متر به سن تریاس پسین می باشد. در بخش میانی برش چینه شناسی این سازند یعنی ۴۰۰ تا ۶۰۰ متری از قاعده توالی، مجموعه ای از اثر فسیل ها یافت شدند. این اثر فسیل ها شامل *Palaeophycus*، *Lockeia isp.*، *tubularis*، *Palaeophycus striatus*، *Planolites beverleyensis*، *Rhizocorallium isp.*، *Rosselia isp.* و *Treptichnus isp.* cf. است. با وجود اثر فسیل هایی چون *Lockeia isp.*، *Rhizocorallium isp.* و *Rosselia isp.*، این مجموعه اثر فسیل قابل نسبت دادن به اثر رخساره کروزبانا است. این ضخامت از سازند نایبند در شرایط محیط رسوبی آرام و زیر سطح موجسار هوای آرام (FWWB-fair-weather wave base) ته نشست شده است.

واژه های کلیدی: اثر رخساره کروزبانا، محیط رسوبی، تریاس پسین، سازند نایبند، طبس.

مقدمه

مختلف، یک توالی فاقد اثر فسیل باشد. این موضوع بستگی به شرایط زیست محیطی هنگام نهشته شدن لایه های رسوبی دارد و این که تا چه اندازه محیط برای فعالیت جانوران اثر ساز مساعد بوده است. آنچه که در موضوع تفسیر محیط رسوبی براساس اثر فسیل ها اهمیت دارد، در نظر گرفتن مجموعه اثر فسیل موجود در لایه های مورد بررسی است. چه بسا ممکن است تفسیر و تحلیل محیط رسوبی تنها

در بررسی محیط رسوبی توالی های مختلف می توان از ابزارهای متنوعی استفاده نمود تا به شرایط و ویژگی های حوضه های رسوبی پی برد. بی شک یکی از این ابزارها که به دلیل برجا بودن از اطمینان بیشتری برخوردارند، اثر فسیل ها هستند. با این وجود ممکن است بنا به دلایل

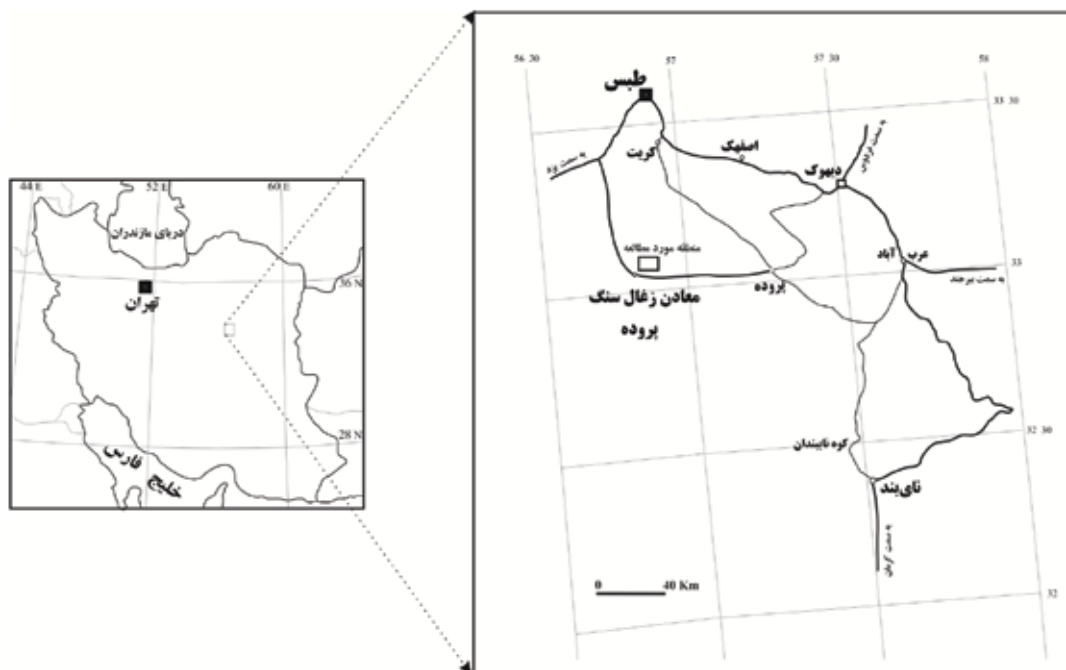
* نویسنده مرتبط: abbasi@znu.ac.ir

برپايه يك يا دو نوع اثر فسيل چندان قابل اعتماد نباشد. در برداشت هاي صحرائي از توالي سازند نايبند در منطقه پروده مجموعه اي از اثر فسيل ها مشاهده شد كه با توجه به گسترش و نوع آن ها امكان بررسي مقدور بود. اين اثر فسيل ها در مترهاژ ۴۰۰ تا ۶۰۰ متر توالي مورد مطالعه پراكنده اند. البته در ساير بخش هاي اين توالي نيز به تعداد و اندك اثر فسيل هايي يافت شد، ولي به دليل عدم حفظ شدگي مناسب و فراواني كم، امكان بررسي بيشتري آن ها فراهم نشد. هدف از اين مقاله معرفي سيستماتيكي اين اثر فسيل هاي يافت شده و بكارگيري آن ها در بازسازي شرايط رسوبگذاري در توالي مورد مطالعه در اين بخش از سازند نايبند است.

به علت خاكي و نامناسب بودن، استفاده از آن ها توصيه نمي شود. جاده خاكي ديگري نيز وجود دارد كه از جاده آسفالتي محور ديهوك به طبس منشعب مي شود و پس از عبور از روستاهاي پي كوه و نيستان از سمت خاور وارد مناطق زغال دار پروده مي شود و در ادامه مسير به راه اول متصل مي شود. در داخل منطقه نيز جاده خاكي و جيب رو در قسمت جنوب معدن پروده ۲ از جاده اصلي به سمت جنوب جدا مي شود و به طرف شوراب قدير ادامه مي يابد. همچنين جهت دسترسي به ساير نقاط منطقه مي توان از جاده هاي جيب رو متروكه اي كه جهت حمل تجهيزات حفاري به محل چاه هاي اكتشافي زغال سنگ در گذشته استفاده مي شده است و به وفور در سراسر منطقه ديده مي شود، استفاده نمود. موقعيت قاعده برش چينه شناسي اندازه گيري شده در عرض جغرافيايي $33^{\circ}01'44''$ شمالي و طول جغرافيايي $56^{\circ}53'48''$ شرقي قرار دارد. همچنين مختصات مرز ميان سازند نايبند و آب حاجي در برش مورد مطالعه در عرض جغرافيايي $30^{\circ}59'32''$ شمالي و طول جغرافيايي $49^{\circ}45'56''$ شرقي واقع شده است (شكل ۱).

مناسب ترين راه دسترسي به برش مورد مطالعه استفاده از طريق جاده طبس- يزد مي باشد. پس از طی حدود ۲۰ كيلومتر، در سمت راست جاده فرعي به طول ۶۰ كيلومتر ديده مي شود كه جاده اختصاصي معدن زغال سنگ پروده است. راه هاي ديگري نيز از مسير روستاهاي پروده و كريت وجود دارد كه کوتاه تر از مسير معرفي شده هستند اما

راه هاي دسترسي



شكل ۱. موقعيت جغرافيايي و راههاي دسترسي به برش مورد مطالعه

روش مطالعه و نمونه‌ها

برای انجام این مطالعه تمامی اثر فسیل‌های یافت شده برداشت شدند. موقعیت چینه نگاری هر اثر فسیل و نوع حفظ شدگی آن‌ها مشخص گردید. در آزمایشگاه بعد از یادداشت ویژگی‌های هر نمونه، داده‌های موجود با گزارش‌های قبلی مقایسه و در نهایت هر نمونه از نظر ایکنوتاکسونومی تشخیص داده شد. در توالی مورد مطالعه، افق‌های دارای فسیل شناسایی شدند و با شماره‌گذاری در ستون چینه‌شناسی مشخص گردیدند. مجموعه اثر فسیل مورد مطالعه در افق‌های ۴۴، ۴۷ و ۱۱۷ قرار داشته و از این افق‌ها ۲۰ قطعه سنگ رسوبی دارای اثر فسیل برداشت شد. این نمونه‌ها در محل موزه زمین‌شناسی دانشگاه زنجان نگهداری می‌شوند.

موقعیت زمین شناختی

سازند نایبند در برش پروده، ۱۴۱۰ متر ضخامت دارد. مرز زیرین آن تحت تاثیر حرکات گسل رستم مشخص نیست و مرز بالایی آن با سازند آب حاجی به صورت پیوسته و تدریجی است. برداشت نمونه‌ها از محل تاقدیس رستم انجام گرفت. این تاقدیس تقریباً گنبدی شکل است و محور خاوری-باختری با تقریری به سمت جنوب دارد. طول محور چین به بیش از پنج کیلومتر می‌رسد. هر چهار پاره سازند رسمی سازند نایبند در این تاقدیس رخنمون دارند با این حال تفکیک آن‌ها از یکدیگر عملاً غیرممکن است. بخشی از یال شمالی این چین (قاعده سازند نایبند) با گسل رستم بریده و حذف شده است. شیب طبقات در یال‌های شمالی و جنوبی تاقدیس برابر نیست، به طوری که در یال جنوبی در حدود ۲۰ تا ۳۰ درجه اندازه‌گیری شد و در یال شمالی بسیار بیشتر از این مقدار است و حتی در بخش‌های مرکزی چین طبقات برگشته است. سطح محوری چین با امتداد تقریباً خاوری-باختری، شیبی به طرف جنوب دارد. سنگ‌شناسی آن عمدتاً شامل شیل، ماسه سنگ و سنگ آهک‌های نازک لایه همراه با لایه‌های زغالی و ماکروفسیل‌های فراوان می‌باشد (شکل ۲). اثر فسیل‌های مورد مطالعه در این پژوهش در بخش میانی این توالی یعنی در متر ۴۰۰

تا ۶۰۰ متری پراکندگی دارند. این در حالی است که در سایر بخش‌ها اثر فسیلی یافت نشد. این بخش از توالی از لایه‌های رسوبی شامل لایه‌های ماسه سنگ نازک لایه، ماسه سنگ آهکی و شیل‌های زغالی، مارن و به طور پراکنده آهک‌های فسیل‌دار تشکیل شده است.

توصیف سیستماتیک

گونه الگو: *Lockeia siliquaria* James 1879 از روی مونوتیپی

مشخصه^۲: اثرهایی دوک مانند کوچک و افقی، گرد یا با انتهای گرد مشابه دانه‌های بادام هستند که بر روی سطح رسوب باقی مانده‌اند و به شکل برجسته در سطح زیرین لایه‌بندی یا فرورفته بر روی سطح بالایی رسوب یافت می‌شوند. سطح اثرها معمولاً صاف است ولی ممکن است لبه برآمده طولی داشته باشند. در برش عرضی ممکن است به هم‌ریختگی رسوب مشاهده شود.

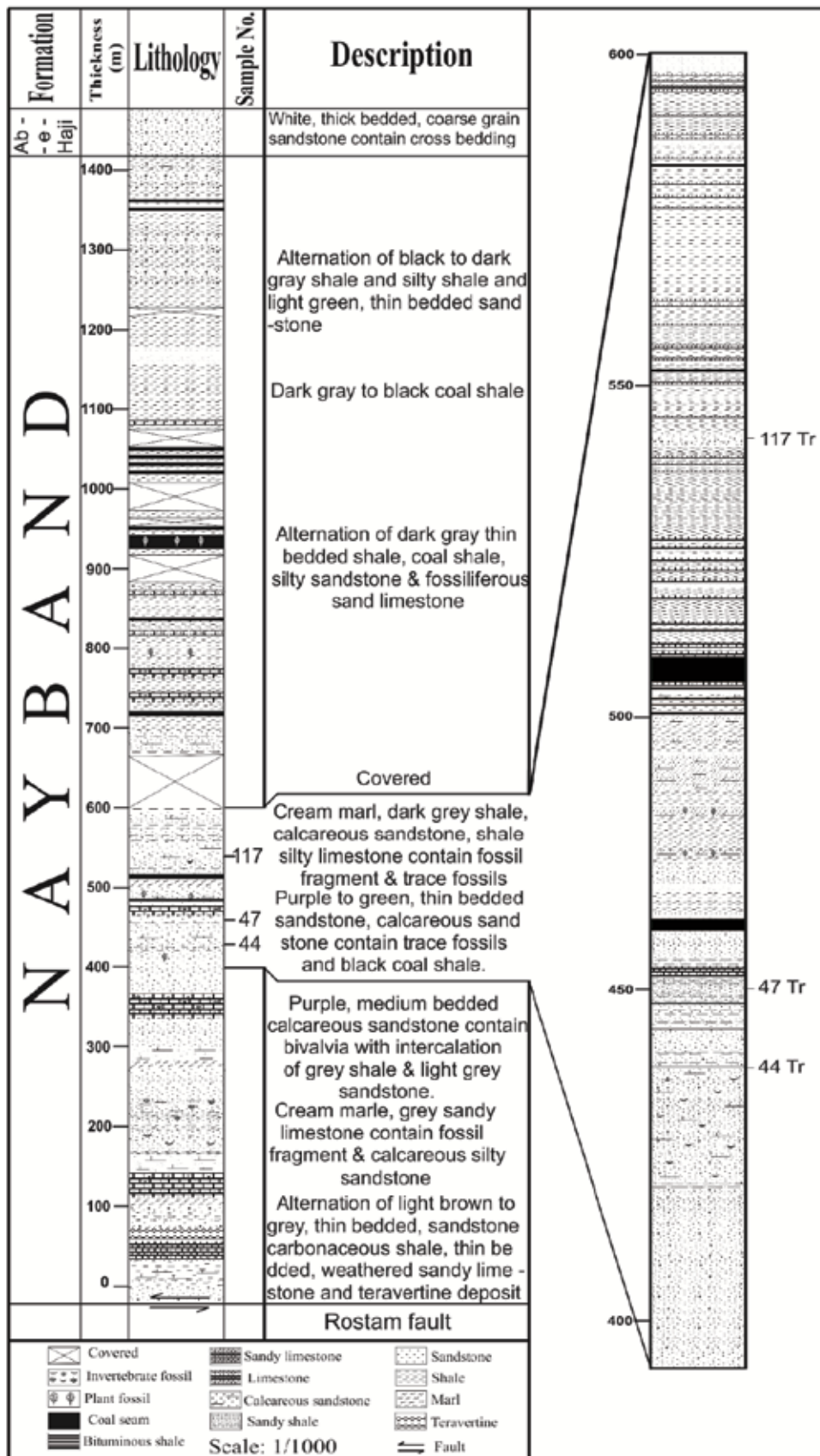
بحث^۳: نام *Lockeia* به‌عنوان نام مترادف نام گذاری نام اخیر به‌عنوان مترادف مؤخر^۴ نام *Lockeia* در نظر گرفته می‌شود. *Lockeia* از محیط‌های دریایی کم‌عمق، عمیق و غیردریایی گزارش شده است. سن این اثر فسیل از کامبرین^۵؟ اردوویسین تا پلیستوسن می‌باشد. *Ichnospecies Lockeia* isp.

(تابلو ۱-ا و b و تابلو ۲-ا)

نمونه^۵: به تعداد حدود هشت نمونه در سه قطعه نمونه یافت شدند.

توصیف^۶: این اثر فسیل به صورت برجستگی‌های بادامی شکل در سطح زیرین لایه‌های رسوبی ماسه سنگی نازک لایه یافت شدند. برجستگی آن‌ها در حدود سه میلی‌متر است. سطح آن‌ها صاف است ولی در یکی از نمونه‌ها خطواره‌هایی برجسته در طول اثر وجود دارد. به دلیل فرسایش، برخی از آن‌ها به صورت برجستگی‌هایی گرد باقی مانده‌اند.

1. Type species
2. Diagnosis
3. Discussion
4. Junior synonym
5. Materials
6. Description



شكل ۲. ستون چينه‌شناسي و موقعيت سه افق داراي اثر فسيل در متراژ ۴۰۰ تا ۶۰۰ متری از توالی مورد مطالعه

ایکونوتاکسون‌ها سازگار است (Pemberton and Frey 1982). به نظر Hall 1847 اثر فسیل پالئوفیکوس ظاهراً توخالی است و حاکی از اینست که اثرساز از آن به‌عنوان مسکن استفاده می‌کرده و به‌صورت فعال آنرا پر نمی‌کرده است. به‌علت نبود معیار واحد برای تمایز *Palaeophycus* و *Planolites* (Pemberton and Frey 1982)، تجدید نظر جامعی در سیستماتیک این دو اثر جنس انجام دادند. آن‌ها ۵ گونه از اثر *Palaeophycus* را بر اساس وضعیت آستریندی و ظرافت تونل‌ها به شرح زیر توصیف کردند.

P. hebeti: دارای دیواره ضخیم، سطح خارجی حفاری صاف و بدون تزیینات است.

P. tubularis: دارای دیواره نازک، سطح خارجی حفاری صاف و بدون تزیینات است.

P. sulatus: دارای آستریندی بسیار نازک، حفاری طولی مخطط و خطوط متقاطع نامنظم است.

P. striatus: دارای آستریندی بسیار نازک، حفاری طولی مخطط و خطوط موازی پیوسته است.

P. alternatus: دارای آستریندی بسیار نازک، حفاری طولی مخطط و حلقوی است.

Ichnospecies Palaeophycus tubularis

(تابلو ۱- c تا e)

نمونه: به تعداد بی‌شمار در یک قطعه سنگ به ابعاد ۲۰ در ۳۰ سانتی‌متر.

مشخصه: اثر فسیل پالئوفیکوس که دیواره نازک داشته و سطح خارجی آن صاف است.

توصیف: در قطعه سنگ یافت شده به تعداد بسیار زیادی

از این اثر فسیل به همراه اثر فسیل *Palaeophycus striatus* یافت شدند. این اثر به‌صورت حفاری لوله‌ای افقی است که سطح خارجی صاف دارد و در برخی جاها حالت انشعابی نشان می‌دهد. با این وجود به‌طور مشخص دیواره ای مجزا و متمایز در آن دیده نمی‌شود. این ممکن است ناشی از فرسایش باشد. بحث: همان‌طور که در بالا گفته شد یکی از مشخصه‌های اصلی در اثر فسیل پالئوفیکوس وجود دیواره در آن است. با این وجود ممکن است در بیشتر نمونه‌ها این

بحث: اسکان، حرکت و جابجایی دوکفه‌ای‌ها می‌تواند به شکل‌های مختلف در رسوبات اثر بگذارد. معمولاً استقرار دوکفه‌ای حفار در رسوبات نرم اثری به شکل بادامی از خود برجای می‌گذارد که آن را با نام *Lockeia* می‌شناسند. با وجود تزیینات در صدف دوکفه‌ای و نوع حرکت یا جابجایی آن‌ها (به موازات یا عمود بر سطح رسوب) ممکن است نقش و نگاره‌هایی بر روی سطح اثر بادامی شکل باقی بماند. یکی از این اثرها خطواره‌هایی^۱ است که در کناره‌های اثر یافت می‌شود. این ویژگی در یکی از نمونه‌های مورد مطالعه دیده شد (تابلو یک، شکل f). در حرکت افقی دوکفه‌ای در مسیر حرکت، اثرهایی پیکانی شکل پی‌درپی باقی می‌مانند که آن‌ها را با نام *Protovirgularia* معرفی نموده‌اند.

Ichnogenus Palaeophycus Hall, 1847

گونه الگو: *Palaeophycus tubularis* Hall, 1847

مشخصه: حفاری منشعب یا غیرمنشعب، با سطح صاف یا دارای تزیینات، دارای آستر، اساساً استوانه‌ای، تونل‌های غالباً افقی با قطر متغیر، پر شدگی معمولاً بدون ساختار بوده و جنس آن مشابه سنگ شناسی سنگ میزبان است (Pemberton and Frey, 1982).

بحث: به‌علت وجود شباهت‌های ریخت‌شناختی بین دو اثر جنس *Palaeophycus* و *Planolites* تشخیص این دو از همدیگر با اشکالاتی همراه بوده است. هر دو اثر فسیل محدوده سنی از پروتروزوئیک تا هولوسن دارند و در رسوبات رخساره‌های گوناگون یافت می‌شوند. Nicholson (۱۸۷۳) حفاری‌های تا حدودی مشابه را *Planolites* نامید. Nicholson and Hinde (۱۸۷۵) متعاقباً این تعریف را اصلاح کردند: *Planolites* قالب حفاری‌های کرم‌های دریایی هستند که توسط مواد بیرون‌پسزده جانداران شکل گرفته و معمولاً به اشکال استوانه‌ای یا اجسام شبه ساقه‌ای مسطح ظاهر می‌شوند که اغلب کم و بیش درهم تنیده هستند که در هر جهت قابل تصور همدیگر را قطع کرده‌اند. از اینرو طبق توصیف کلی پالئوفیکوس گونه‌ها می‌توانند منشعب یا غیر منشعب باشند.

یک رویکرد برای تمایز این اشکال شامل بررسی دیواره‌های تونل و پر شدگی درون تونل است، این تمایز با توصیف اولیه

1. Striations

اعتبار ندارند و از ۱۳ اثرگونه باقی مانده، مترادفاً ۳ گونه *P. annulatus*، *P. beverleyensis* و *P. monatus* هستند. Ichnospecies *Planolites beverleyensis* Billing, 1862

(تابلو ۲-ب)

نمونه: یک نمونه.

مشخصه: حفاری های استوانه ای نسبتاً درشت، صاف، مستقیم تا اندکی خمیده یا موج دار هستند (Pemberton and Frey, 1982).

توصیف: به صورت حفاری لوله ای مستقیم تا اندکی خمیده می باشد. قطر حفاری پنج میلی متر و سطح آن صاف است. در دیواره تزئینات دیده نمی شود. رسوب پرکننده حفاری مشابه رسوب سنگ میزبان است.

بحث: این فسیل به دلیل شکل لوله ای ساده، فاقد تزئینات می باشد. در اثرگونه *P. montanus* اندازه اثر کوچک است و در گونه *P. annulatus* اثر حلقه های متوالی دیده می شود. بنابراین این دو اثرگونه از اثرگونه *P. beverleyensis* متمایز هستند.

Ichnogenus *Rhizocorallium* Zenker 1836

گونه الگو: *Rhizocorallium jenense* Zenker 1836

مشخصه: لوله های ساده U شکل دارای اسپریت، معمولاً به صورت برآمده یا گاهی مایل نسبت به سطوح لایه بندی می باشند که بازوهای حفاری U شکل کم و بیش موازی هستند و چند سانتی متری از هم فاصله دارند و به ندرت انشعابی هستند. گاهی با نفوذ کناری می باشد. لوله ها به طور نسبی ضخیم هستند. در ابتدا به صورت عمودی در داخل رسوب بوده و بلافاصله به موازات سطح لایه بندی می باشند. سمت بیرونی بیشتر لوله ها با خطواره هایی پوشیده شده است که به عنوان اثر جستجوی تغذیه سخت پوستان تلقی می شود. دانه های بیضی شکل در دیواره یا داخل لوله ممکن است یافت شود. خط میانی لوله U شکل خمیده است. فرم های افقی نسبت به لایه بندی به طور مشخص خمیده است (Häntzschel, 1975).

بحث: اثر فسیل ریزوکورالیوم یکی از فسیل های شاخص محیط های دریایی است. استراتونومی این اثر فسیل موجب

ویژگی به خوبی حفظ نشده باشد. به نظر می رسد انشعابی بودن و تزئینات ظاهری به همراه دیواره از ویژگی های مهم در تمایز این اثر فسیل از اثر فسیل *Planolites* می باشد. در نمونه های مورد مطالعه همچنین اثرگونه *Palaeophycus striatus* را می توان تشخیص داد.

Ichnospecies *Palaeophycus striatus* Hall, 1852

(تابلو ۱- c و d و تابلو ۲- a)

نمونه: به تعداد بی شمار در قطعه سنگ یاد شده در بالا. مشخصه: حفاری با آستر بندی نازک و دارای خطوط طولی پیوسته و موازی به صورت خراش است (Pemberton and Frey, 1982).

توصیف: به صورت کاملاً برجسته در سطح زیرین قطعه سنگ مورد نظر حفظ شده است که شامل اثرهای خزشی با حاشیه نامنظم و اثرهای خطواره زیاد در طول اثر می باشد. بحث: با توجه به ویژگی *P. striatus* که داشتن خطوط موازی پیوسته در طول اثر است، شناسایی آن از سایر اثر گونه های پالئوفیکوس آسان است.

Ichnogenus *Planolites* Nicholson, 1873

گونه الگو: *Planolites beverleyensis* Billings

۱۸۶۲ براساس تعیین ثانویه (Alpert, 1975).

مشخصه: حفاری فاقد آستر بندی، به ندرت دارای انشعاب، مستقیم تا پیچیده، دارای سطح بیرونی صاف تا دیواره حفاری حلقوی نامنظم، مقطع عرضی استوانه ای تا بیضوی، دارای ابعاد و پیکربندی های متغیر، پر شدگی بدون ساختار و متفاوت از سنگ میزبان است (Pemberton and Frey, 1982).

بحث: همان گونه که در بحث اثر فسیل پالئوفیکوس گفته شد، *Planolites* به وسیله نداشتن آستر بندی، نحوه پر شدگی و جنس سنگ شناسی متفاوت با سنگ میزبان از پالئوفیکوس متمایز می گردد. نیکولسن (Nicholson, 1873) اولین بار اثر جنس *Planolites* را با سه اثر گونه، *P. vulgaris*، *P. granosus* و *P. articulatus* معرفی کرد و طی سال های پس از آن، ۳۰ اثر گونه ی دیگر به این اثر جنس اضافه شد (جدول یک، به نقل از محمدی و همکاران، در دست چاپ). ۹ اثرگونه از آن ها متعلق به این اثر جنس نمی باشد، ۱۱ اثرگونه

تروکوسپیرال است.

اثر گونه *Rhizocorallium commune* Schmid 1876 نیز به عنوان یکی دیگر از اثرگونه‌های ریزوکورالیوم معرفی شده است. ولی برخی مانند فورسیچ (Fürsich, 1974)، آن را هم نام^۱ در نظر می‌گیرند. زیرا اثرگونه^۲ *Rhizocorallium jenense spinosus* با وجود زائده‌های دندانمانند در بخش انحنایی حفاری U- شکل معرفی شده است (Rodríguez- Tovar et al., 2012). در نمونه‌ی مورد مطالعه از سازند نایبند به دلیل ناقص بودن نمونه امکان تشخیص آن در حد ایکنوتاکسونومی اثرگونه مقدور نیست. با این وجود بیشتر به اثرگونه *Rhizocorallium jenense* شباهت دارد. ریزوکورالیوم را به فعالیت تغذیه‌ای^۳ یا سکونت^۴ یک سخت پوستان و یا جانوران کرم مانند نسبت می‌دهند (Seilacher, 2007).

Ichnogenus *Rosselia* Dahmer 1937

اثرگونه الگو: *Rosselia socialis* Dahmer 1937.

مشخصه: حفاری استوانه‌ای مدادمانند است. معمولاً نسبت به سطوح چینه‌بندی به صورت مایل (۳۰ درجه یا بیشتر) قرار می‌گیرد. انتهای پایینی آن دیده نمی‌شود. دهانه باز آن با لایه‌های هم مرکز از ماتریکس انباشته شده است. چنین تمرکزی باعث هوازگی شدید این بخش می‌شود (Häntzschel, 1975).

بحث: اثر جنس روسلیا اساساً برای اثر فسیل‌هایی به کار می‌رود که ساختاری مخروطی یا قیفی، دارای لامینه‌های هم مرکز دارند. با چنین ریختی ممکن است روسلیا با برخی اثر فسیل اشتباه شود. دو اثر جنس *Cylinderichnus* و *Asterosoma* دو اثر فسیل مشابه روسلیا هستند (Fillion and Pickerill, 1990). ریخت روسلیا را می‌توان به صورت پیازی شکل دانست که از دو اثر جنس یاد شده متمایز است. اثر جنس *Cylinderichnus* ساختاری لوله‌ای شکل با لامینه‌های هم مرکز دارد و ممکن است به صورت افقی یا عمودی در لایه‌های رسوبی باشد. اثر فسیل *Asterosoma* نیز هر چند دارای لامینه‌های متمرکز

می‌شود که آن را از اثر فسیل مشابه *Diplocraterion* متمایز کرد. با این حال در این اثر فسیل، ساختار تعادلی^۱ یا همان مدل یویو^۲ نیز در شرایط رسوب‌گذاری آرام و ممتد گزارش شده است (Kowal-Linka and Bodzioch, 2011). اثر فسیل‌های پیچیده^۳ حاصل انباشتی از تکرار یک ساختار ساده حفاری است (Bromley, 1996) و در اثر فسیل ریزوکورالیوم نیز تکرار و جابجایی یک حفاری U شکل ساده تقریباً افقی مسبب ایجاد آن می‌شود. به نظر می‌رسد این اثر فسیل (همانند اثر فسیل‌های *Zoophycos* یا *Chondrites*) یک اثر معدن‌کاری^۴ برای تغذیه باشد (Basan and Scott, 1979).

Ichnospecies *Rhizocorallium* isp.

(تابلو ۲- c)

تعداد نمونه: یک نمونه یافت و برداشت گردید. توصیف: این نمونه بخشی از یک ریزوکورالیوم است که در یک ماسه سنگ متوسط دانه باقی مانده است. این اثر شامل اسپریت‌های میان بازوهای حفاری است و در آن می‌توان بخش لوله اصلی را به قطر شش میلی‌متر دید. اسپریت‌ها به صورت برجسته-فرورفته موجینه شکل و هلالی هستند که در هم تداخل کرده‌اند. این اسپریت‌ها هم در داخل و هم در بیرون (سمت انحنایی) وجود دارند. تنها بخشی از اثر فسیل دیده می‌شود.

بحث: هر چند این نمونه به صورت کامل حفظ نشده است، ولی با توجه به استراتونومی آن و همچنین وجود لوله اصلی و اسپریت‌های میانی آن، می‌توان آن را به اثر جنس ریزوکورالیوم نسبت داد. براساس بازنگری Fürsch 1974 اثر جنس ریزوکورالیوم سه اثرگونه معتبر دارد:

- اثرگونه *Rhizocorallium jenense* Zenker 1936 به صورت حفاری مستقیم، کوتاه، U- شکل اسپریت‌دار است که نسبت به سطح لایه‌بندی عموماً مایل و به‌ندرت افقی است.

- اثرگونه *Rhizocorallium irregulare* Mayer 1954 به صورت حفاری دراز، پیچ و خم‌دار، دو شاخه‌ای یا پلانیسپیرال و U- شکل اسپریت‌دار است.

- اثرگونه *Rhizocorallium uliarensis* Firtion 1958 به صورت حفاری U- شکل اسپریت‌دار

1. Equilibrium

2. Yo yo

3. Complex

4. Agrichnia یا Chemichnia

توصيف: اين نمونه ها بخشي از روسليا هستند و بيشتر بخش ها در اثر فرسايش از ميان رفته اند و در داخل يك ماسه سنگ حفظ شده اند و در واقع بخش مياني آن را تشكيل مي دهند. يكي از آن ها در برش عرضي به صورت دايره است كه يك بخش مياني فرورفته را نشان مي دهد. ديگري چنين فرورفتگي را نمايش نمي دهد. به دليل دانه درشت بودن نسبي اثر لامينه هاي هم مركز ديده نمي شود. در كناره هاي اين اثرها، برجستگي هاي در سطح رسوب نيز وجود دارند.

است ولي از نظر ريختي ستاره اي شكل است كه با روسليا تفاوت دارد. روسليا اثر فعاليت تغذيه اي يا مسكني كرم ها، سخت پوستان يا شقايق هاي دريائي تلقى مي شود.

Ichnospecies Rosselia isp.

(تابلو ۲-د)

نمونه: دو نمونه در يك قطعه سنگ نمونه برداري شده يافت و مطالعه گرديد.

جدول ۱. اثرگونه هاي *Planolites* و وضعيت نامگذاري آن ها (نقل از Pemberton and Frey, 1982 و محمدي و همكاران، در دست چاپ).

Ichnospecies	Original description	Nomenclatural status
<i>P. vulgaris</i>	Nicholson, 1873	= <i>P. beverleyensis</i>
<i>P. granosus</i>	Nicholson, 1873	non <i>Planolites</i> = <i>Alcyonuliopsis</i>
<i>P. articulatus</i>	Nicholson, 1873	= <i>P. beverleyensis</i>
<i>P. annularis</i>	Walcott, 1890	distinct ichnospecies
<i>P. congregatus</i>	Walcott, 1890	= <i>P. beverleyensis</i>
<i>P. incipiens</i>	Walcott, 1890	= <i>P. beverleyensis</i>
<i>P. virgatus</i>	Walcott, 1890	non <i>Planolites</i> = <i>Trichophycus</i>
<i>P. diadematum</i>	James, 1891	Nomen nudum
<i>P. ramulosus</i>	James, 1891	Nomen nudum
<i>P. succulens</i>	James, 1891	Nomen nudum
<i>P. crassa</i>	James, 1891	Nomen nudum
<i>P. flabellum</i>	James, 1891	Nomen nudum
<i>P. radiatus</i>	James, 1891	Nomen nudum
<i>P. rugosa</i>	James, 1891	Nomen nudum
<i>P. tubularis</i>	James, 1891	Nomen nudum
<i>P. asperum</i>	James, 1891	Nomen nudum
<i>P. subangulatum</i>	James, 1891	Nomen nudum
<i>P. corrugatus</i>	Walcott, 1899	= <i>P. beverleyensis</i>
<i>P. superbus</i>	Walcott, 1899	= <i>P. beverleyensis</i>
<i>P. articus</i>	Ami, 1906	Nomen nudum
<i>P. montanus</i>	Richter, 1937	distinct ichnospecies
<i>P. opihalmoides</i>	Jessen, 1950	non <i>Planolites</i> = ? <i>Ophthalmidium</i>
<i>P. rugulosus</i>	Reineck, 1955	non <i>Planolites</i> = <i>Scoyenia</i>
<i>P. vermiculare</i>	Muller, 1955	non <i>Planolites</i>
<i>P. ballandus</i>	Webby, 1970	= <i>P. montanus</i>
<i>P. octichnus</i>	Chamberlain, 1971	non <i>Planolites</i> = <i>Torrowangea</i>
<i>P. reticulatus</i>	Alpert, 1975	non <i>Planolites</i> = <i>Palaeophycus</i>
<i>P. beverleyensis</i>	Alpert, 1975	distinct ichnospecies
<i>P. striatus</i>	Alpert, 1975	non <i>Planolites</i> = <i>Palaeophycus</i>
<i>P. serpens</i>	Alpert, 1975	= <i>P. montanus</i>
<i>P. rugulosus</i>	Reineck, 1955	non <i>Planolites</i> = <i>Scoyenia</i>
<i>P. punctotus</i>	Roniewicz and Pienkowski, 1977	= ? <i>P. montanus</i>
<i>P. reinecki</i>	Książkiewicz, 1977	non <i>Planolites</i> = ? <i>Palaeophycus</i>

1. *Rhizocorallium jenense*
2. Subichnospecies
3. *Fidinichnia*
4. *Domichnia*

T. pollardi شامل قطعات حفاری راست و به شکل رشته‌ای تقریباً راست تا خمیده است. گونه *T. triplex* دارای قطعات حفاری پهن و برگچه مانندی، مستقیم یا خمیده‌اند و بالاخره گونه *T. lublinensis* با حفاری زیگزاکی برگچه‌ای متراکم و کوچک می‌باشد.

از آنجا این اثر فسیل دارای ساختمان سه بعدی است و در بخش‌های شاخه‌ای زیگزاکی دارای لوله‌های قائم به سمت لایه رسوبی بالایی است، لذا بسته به نوع حفظ شدگی در سطح برش افقی ممکن است زائده‌های پی در پی در محل زیگزاک، زیگزاک‌های خاردار^۲ تا زیگزاک‌های ساده با زاویه حاده فرق کند.

Ichnospecies cf. *Treptichnus* isp.

(تابلو ۲-ع)

نمونه: یک نمونه به همراه اثر فسیل *Palaeophycus*.
توصیف: در میان انبوهی از اثر فسیل *Palaeophycus* یک رشته اثر حفاری برجسته یافت شد که شامل قطعاتی پی‌درپی است. در بخشی از آن می‌توان جهت یافتگی چپ و راست را تشخیص داد ولی در بیشتر بخش به صورت درون رسوبی درآمده یا توسط سایر حفاری‌ها تحت تاثیر قرار گرفته است. با این وجود اندازه هر قطعه حدود دو میلی‌متر است و قطر حفاری نیز یک میلی‌متر می‌باشد. این به طول هشت سانتی‌متر در یک مسیر خمیده گسترش دارد.

بحث: این نمونه هرچند آرایش چپ و راست حفاری را در بخشی از خود نشان می‌دهد ولی به دلیل کامل نبودن نمی‌توان آن را به قطع به اثر فسیل تریپتایکنوس نسبت داد. در همان بخشی که آرایش دو طرف دارد مشابه اثر گونه *T. lublinensis* است.

بحث

سازند نایبند به سن نورین-رتین (Douglas 1929)،
واحد چین‌شناسی تریاس پسین در ایران مرکزی است.

بحث: اساساً اثر فسیل روسلیا به صورت دسته جمعی و بیشتر به شکل فرسایش یافته در لایه‌های رسوبی یافت می‌شود. فعالیت جستجو برای غذا توسط جانور ایجادکننده روسلیا در نهایت باعث باقی ماندن لامینه‌های هم‌مرکز در داخل رسوب جابجا شده شود. در نمونه‌های یافت شده به دلیل شکل کلی مشابه آن را به اثر فسیل روسلیا نسبت داده شد. با این وجود ممکن است در صورت حفظ کامل بخشی از یک اثر *Cylinderichnus* نیز باشد.

Ichnogenus *Treptichnus* Miller 1889

گونه الگو: *Treptichnus bifurcus* Miller 1889

مشخصه: رشته‌ای از حفاری‌های^۱ زیگزاکی راست یا خمیده همراه با لوله‌های^۲ قائم یا مایل که ساختار سه بعدی را ایجاد می‌نماید. غیرانشعابی است، مگر در جاهایی که قطعات حفاری از همدیگر شاخه شاخه می‌شوند. در محل جدایش حفاری‌ها سوراخ‌ها^۳ یا برآمدگی‌هایی^۴ وجود دارد (Buatois and Mángano, 1993).

بحث: این اثر جنس که از رسوبات مرز وندین-کامبرین زیرین تا اتوسن گزارش شده است و معمولاً در نهشته‌های فلیشی یافت می‌شود در پی خزش کوک خیاطی مانند چپ و راست جانور اثر ساز ایجاد شده است. تاکسونومی این اثر جنس توسط (Uchman et al. 1998)، مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. ایشان ویژگی‌های *Treptichnus* را به دو دسته ویژگی‌های رده نخست مانند ریخت کلی و عمومی و ویژگی‌های رده دوم مانند وضعیت زیگزاکی بودن قطعات حفاری تقسیم کرده. بر این پایه گونه‌های زیر را برای اثر جنس *Treptichnus* در نظر گرفتند:

T. bifurcus

T. lublinensis

T. meandrinus

T. pollardi

T. triplex

گونه اول به شکل حفاری‌های زیگزاکی است که رشته‌ای خمیده، پیچشی یا با روی خودافتادگی^۵ می‌باشد. گونه دوم همان‌طور که از نامش پیداست به صورت قطعاتی از حفاری‌های زیگزاکی و رشته‌های ماندری می‌باشد. گونه

1. Burrows
2. Tubes
3. Pits
4. Twig
5. Self-cutting
6. Barbed

1. Burrows

آرام گسترش دارند (MacEachern et al., 2007). در چنین بسترهایی اثرهای خزشی فراوانی گسترش داشته و استراتونومی آنها بیشتر سطحی تا مورب نسبت به سطح چینه بندی است. مواد غذایی در دسترس شامل مواد معلق تا مواد آلی موجود در رسوبات است بنابراین جانوران اثرساز معلق خوار و رسوب خوار در آن گسترش دارند. میزان انرژی حوضه رسوبی معمولاً آرام است، به طوری که در یک محیط کم عمق با انرژی متوسط و زیر سطح امواج آرام و در بالای سطح امواج طوفانی تا آب های آرام ژرف گسترش دارند. این شرایط را می توان در نواحی نزدیک به کرانه^۱ و تحت کرانه های^۲، زیر امواج آرام کفه های دور از ساحل^۳ یافت. با این وجود ممکن شرایط مساعدی در زیر پهنه های جزر و مدی، خلیج های کوچک روقاره ای^۴، دهانه ها و خورها^۵، مرداب ها برای ایجاد این اثر رخساره فراهم باشد. اثر فسیل های *Asteriacites*، *Cruziana*، *Rhizocorallium*، *Aulichnites*، *Thalassinoides*، *Arenicolites*، *Rosselia* و *Planolites* از اجزاء این اثر رخساره هستند. در میان اثر فسیل های یافت شده در توالی مورد مطالعه نه تنها از نظر مجموعه اثر فسیلی بلکه به لحاظ ساختار و استراتینومی اثرها که درون رسوبی تا سطح رسوبی هستند و بیشتر فعالیت تغذیه ای را نشان می دهند، بنابراین این مجموعه متعلق به اثر رخساره کروزیانا می باشند.

مجموعه ای از سنگ های قاره ای تا دریایی در توالی ۲۰۰ متری برداشت شده، وجود دارند. کرانه های حوضه رسوبی سازند نایبند با پوشش گیاهی زیاد با آب و هوای گرم، همراه با زیست دایناسورهای کوچک جثه قابل بازسازی است. لایه های کربناته موجود قابل تعمیم به ریف ها و بخش های رمپ کربناته در جاهایی که توسط مرجان ها، اسفنج ها یا جلبک ها اشغال گردیده است، می باشد (رشیدی و صابریزاده، ۱۳۹۳؛ کلانترزاده و همکاران، ۱۳۹۳). این ریف ها در بیشتر

این واحد چینه نگاری به لحاظ سنگ چینه نگاری شامل مجموعه از رسوبات متنوع است، به گونه ای که در بردارنده بخش هایی از رسوبات قاره ای تا دریایی می باشد. این سازند در ابتدا به بخش های گلگان، بیدستان، حوض شیخ، حوض خان تقسیم شد. در ادامه سه بخش غیر رسمی دیگر نیز به آنها اضافه گردید. با نگاهی به ستبرای زیاد سازند نایبند، این چشم داشت که سازند نایبند در محیط های رسوبی گوناگونی نهشته شده باشد چندان نابجا نیست؛ تا آنجا که بخش هایی از این سازند در محیط رسوبی قاره ای برجای مانده است و گزارش رد پای دایناسورها از نشانه های آن است (Mirzaie Ataabadi et al., 2014). با این وجود عموماً مرکب از نهشته های آواری با میان لایه های کربناته است که ریف های کومه های کوچک به شکل بایوستروم های اسفنج، مرجان و دو کفه ای در بخش های رأسی است (Seyed-Fürsich and Hautmann, 2003، Emami, 2005). به طور کلی محیط رسوبی آن را کفه کم عمق^۱ تلقی می نمایند (Buratti et al., 2001، Hautmann, 2001).

در منطقه شمال اصفهان سازند نایبند در یک محیط شلف باز آواری-کربناته متأثر از امواج طوفانی بوده است (منانی و ارزانی، ۱۳۹۲). در شمال خاوری طبس بر پایه میکروفسیل های پروبلماتیکا^۲ محیط رسوبی سازند نایبند یک محیط ریفی کم عمق با آب شفاف در محدوده نفوذ نور تلقی شده است (امیرحسینخانی و همکاران، ۱۳۸۸). منطقه پروده در جنوب باختری کفه فرو افتاده طبس ناحیه ای با نهشته های ستبر سازند نایبند است که در خود توالی رسوبی غنی از زغال سنگ را جای داده است. عضو غیررسمی قدیر سازند نایبند با داشتن فسیل های گیاهی گوناگون سن رتین داشته و این گیاهان شاخص آب و هوای مرطوب گرمسیری تا نیمه گرمسیری برای این بخش در منطقه پروده می باشند (واعظ جوادی، ۱۳۹۱؛ قوبدل سیوکی و همکاران، ۱۳۹۳).

مجموعه اثر فسیل های یافت شده در رسوبات سازند نایبند در منطقه پروده شامل ساخت های زیست زادی است که مربوط به اثر رخساره کروزیانا هستند. اثر رخساره کروزیانا در محیط های رسوبی با رسوب گذاری اندک با شرایط انرژی

1. Shallow-water shelf
2. Problematica
3. Infralittoral
4. Circalittoral
5. Offshore shelf
6. Epeiric embayments
7. Estuaries

زمین، ۹۴، ۲۱۶-۲۰۳.

- قویدل سیوکی، م.، یوسفی، م.، و نویدی ایزد، ن.، ۱۳۹۳، پالئوآکولوژی پاره سازند حوض خان (سازند نایبند، تریاس پسین) بر مبنای ماکروفسیل‌های گیاهی در محدوده معادن زغال‌سنگ پروده طبس، هشتمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، زنجان، ۱۶۵-۱۶۰.

- محمدی، ه.، عباسی، ن.، رییس السادات، ن. و هیهات، م.ر.، (در دست چاپ). مطالعه اثر فسیل‌های گرافوگلیپتید نهشته‌های فلیش پالتوسن-اٹوسن شمال بیرجند، شرق ایران. فصلنامه دیرینه‌شناسی.

- منانی، م. و ارزانی، ن.، ۱۳۹۲. رخساره‌های رسوبی و اثرات طوفان در سیستم‌های آواری-کربناته تریاس پسین (نورین-رتین) در شمال اصفهان، ایران مرکزی. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۵۲، ۳، ۱۸-۱.

- واعظ جوادی، ف.، ۱۳۹۱. بیوستراتیگرافی سازند نایبند در منطقه معادن زغال‌سنگ پروده طبس بر مبنای ماکروفسیل‌های گیاهی، مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی دانشگاه اصفهان، ۴۶، ۱۴۳-۱۱۳.

- Alpert, S.P., 1975. Planolites and Skolithos from the Upper Precambrian-Lower Cambrian White-Inyo Mountains, California. Journal of Paleontology. 49, 508-521.

- Ami, H. M., 1906. Preliminary lists of organic re-mains (collected by Mr. A. P. Low from Beechy Island, Southampton Island, and Cape Chidley), Appendix 4, p. 329-336. In A. P. Low, Report on the Dominion Government Expedition to Hudson Bay and the Arctic islands on Board the D. G. S. Neptune, 1903-1904. Government Printing Bureau, Ottawa.

- Basan, B.P. and Scott, R.W., 1979. Morphology of Rhizocorallium and associated traces from the Lower Cretaceous Purgatoire Formation, Colorado. Palaeogeography. Paleoclimatology, Paleoecology, 28, 5-23.

- Billings, E., 1862. Paleozoic fossils, V. 1: New species of fossils from different parts of the Lower, Middle and Upper Silurian rocks of Canada. : 1861-1865, Geological Survey of

جاها به صورت پراکنده و کومه‌ای بوده و گسترش زیادی برای آن‌ها قابل تصور نیست (کلانترزاده و همکاران، ۱۳۹۳). مناطق نزدیک به کرانه تا تحت کرانه در چنین محیطی، مناسب برای ایجاد مجموعه اثر فسیل‌های اثر رخساره کروزیانا بوده است.

نتیجه‌گیری

با توجه به نوع، فراوانی و گسترش اثر فسیل‌ها در توالی مورد مطالعه می‌توان نتیجه گرفت که ضخامتی از توالی ستمبر سازند نایبند در جنوب باختری پروده در شرایطی مناسب برای ایجاد اثر فسیل‌ها قرار گرفته است. این اثر فسیل‌ها شامل، *Lockeia isp.*، *Palaeophycus tubularis*، *Palaeophycus striatus*، *Planolites beverleyensis*، *Rhizocorallium isp.*، *Rosselia isp.* و *Treptichnus isp.* است. با توجه به نوع سنگ‌شناسی میزبان اثر فسیل‌ها و همچنین نوع توالی رسوبی همراه به نظر می‌رسد این لایه‌ها در یک شرایط محیط رسوبی آرام و زیر سطح موج‌سار هوای آرام ته نشست شده باشند.

سپاسگزاری

بدینوسیله نگارندگان این مقاله از داوران محترم به خاطر ارائه رهنمودهای علمی سپاسگزاری می‌نمایند.

منابع

- امیر حسنخانی، ف.، آریایی، ع. الف.، عاشوری، ع. و قادری، ع.، ۱۳۸۸. معرفی میکروپروپولماتیک‌های سازند نایبند در برش حسن‌آباد، شمال باختر فردوس و اهمیت آن‌ها در مطالعه محیط‌های رسوبی دیرینه. فصلنامه رخساره‌های رسوبی، ۲، ۱۴۲-۱۲۹.

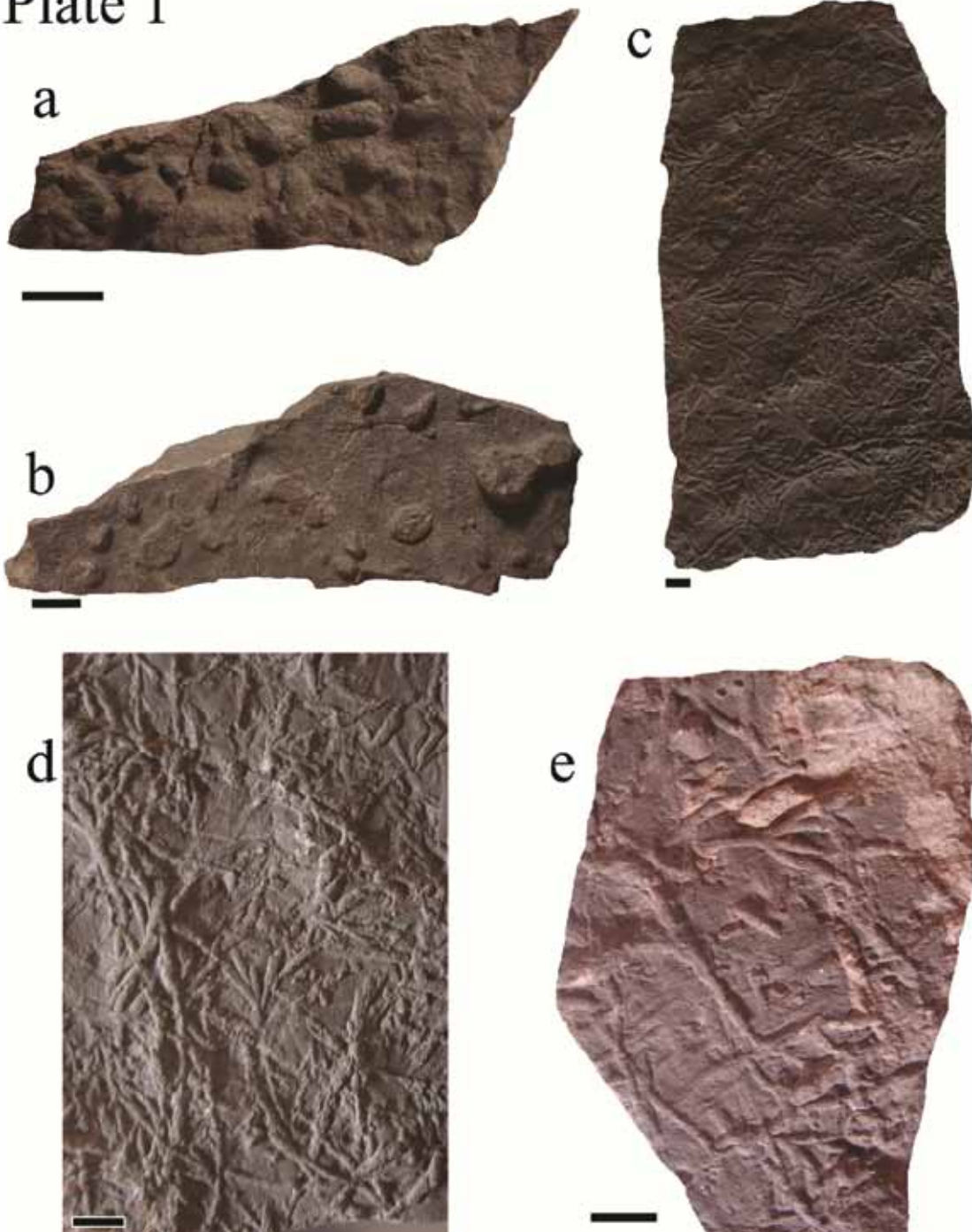
- رشیدی، ک. و صابرزاده، ب.، ۱۳۹۳. اسفنج‌های اسفینکتوزون تریاس بالایی، بخش حوض خان از سازند نایبند در جنوب باختری نایبندان (خاور ایران مرکزی). فصلنامه علوم زمین، ۹۴، ۱۸۲-۱۷۳.

- کلانترزاده، ز.، آدابی، م.ح. و رحیم پور بناب، ح.، ۱۳۹۳. مطالعه کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند نایبند با استفاده از شواهد ژئوشیمیایی در مقاطع داربیدخون، طرز، گیتی و کوهبنان، جنوب خاور ایران. فصلنامه علوم

- Hall, J., 1847. Palaeontology of New York. Volume I. containing descriptions of the organic remains of the Lower Middle Division of the New York System, (equivalent in part to the Middle Silurian rocks of Europe). C. van Benthuyzen, Albany, 338.
- Hall, J., 1852. Palaeontology of New York. Volume II, Albany, 362.
- Häntzschel, W., 1975. Trace fossils and problematica. In Teichert, C. (ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W. Miscellanea, Supplement I. Geological Society of America, Boulder, and University of Kansas Press, Lawrence. W269.
- Hautmann, M., 2001. Die Muschelfauna der Nayband-Formation (Obertrias, NorRhät) des östlichen Zentraliran [The bivalve fauna of the Upper Triassic Nayband-Formation of east-central Iran]. *Beringeria*, 29, 1-181.
- James, U.P., 1879. Description of new species of fossils and remarks on some others from the Lower and Upper Silurian rocks of Ohio. *The Paleontologist*, 3, 1-17.
- James, J.F., 1891. Manual of the Palaeontology of the Cincinnati Group. *Cincinnati Society of Natural History Journal*, 14, 45-72.
- Jessen, W., 1950. "Augenschiefer" Grabgange, ein Merkmal für Faunenschiefer-Nahe im westfa-lischen Oberkarbon. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 101(1949), 23-43.
- Kowal-Linka, M. and Bodzioch, A., 2011. Sedimentological implications of an unusual form of the trace fossil *Rhizocorallium* from the Lower Muschelkalk (Middle Triassic), S. Poland. *Facies*, 57, 695-703.
- Książkiewicz, M., 1977. Trace fossils in the flysch of the Polish Carpathians. *Palaeontologica Polonica*, 36, 1-208.
- MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Canada. *Advance Sheets*, 426.
- Bromley, R.G., 1996. Trace Fossils: Biology, Taphonomy and Applications. Chapman & Hall, London, 361.
- Buatois, L.A. and Mángano, G.M., 1993. The ichnotaxonomic status of *Plangtichnus* and *Treptichnus*. *Ichnos*, 2, 217-224.
- Buratti, N., Cirilli, S., and Senowbari-Daryan, B., 2001. Stratigraphy and palaeogeography in central Iran (Nayband Formation, Upper Triassic): a mixed Asiatic-Gondwanian microflora. IGCP 458, 1st Field Workshop Workshop Taunton, SW, England, Taunton, 1-2.
- Chamberlain, C. K., 1971. Bathymetry and paleoecology of Ouachita Geosyncline of southeastern Oklahoma as determined from trace fossils. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 55, 34-50.
- Dahmer, G., 1937. Lebensspuren aus dem Taunusquarzit und aus den Siegener Schichten (Unterdevon). *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt*, 57 (1936), 523-539.
- Douglas, J.A., 1929. A marine Triassic fauna from eastern Persia. *Quarterly journal of Geological Society of London*, 85, 625-650.
- Fillion, D. and Pickerill, R.K., 1990. Ich-nology of the Upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of eastern Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana*, 7, 1-119.
- Firtion, F., 1958. Sur la présence d'ichnites dans le Portlandien de l'Île d'Oléron (Charente maritime). *Annual University of Saraviens*, 7, 107-112.
- Fürsich, F.T., 1974. Ichnogenus *Rhizocorallium*. *Paläontologische Zeitschrift*, 48, 16-28.
- Fürsich, F.T. and Hautmann, M., 2005. Bivalve reefs from the Upper Triassic of Iran. *Annali dell Università degli Studi di Ferrara Museologia Scientifica e Naturali, volume speciale*, 13-23.

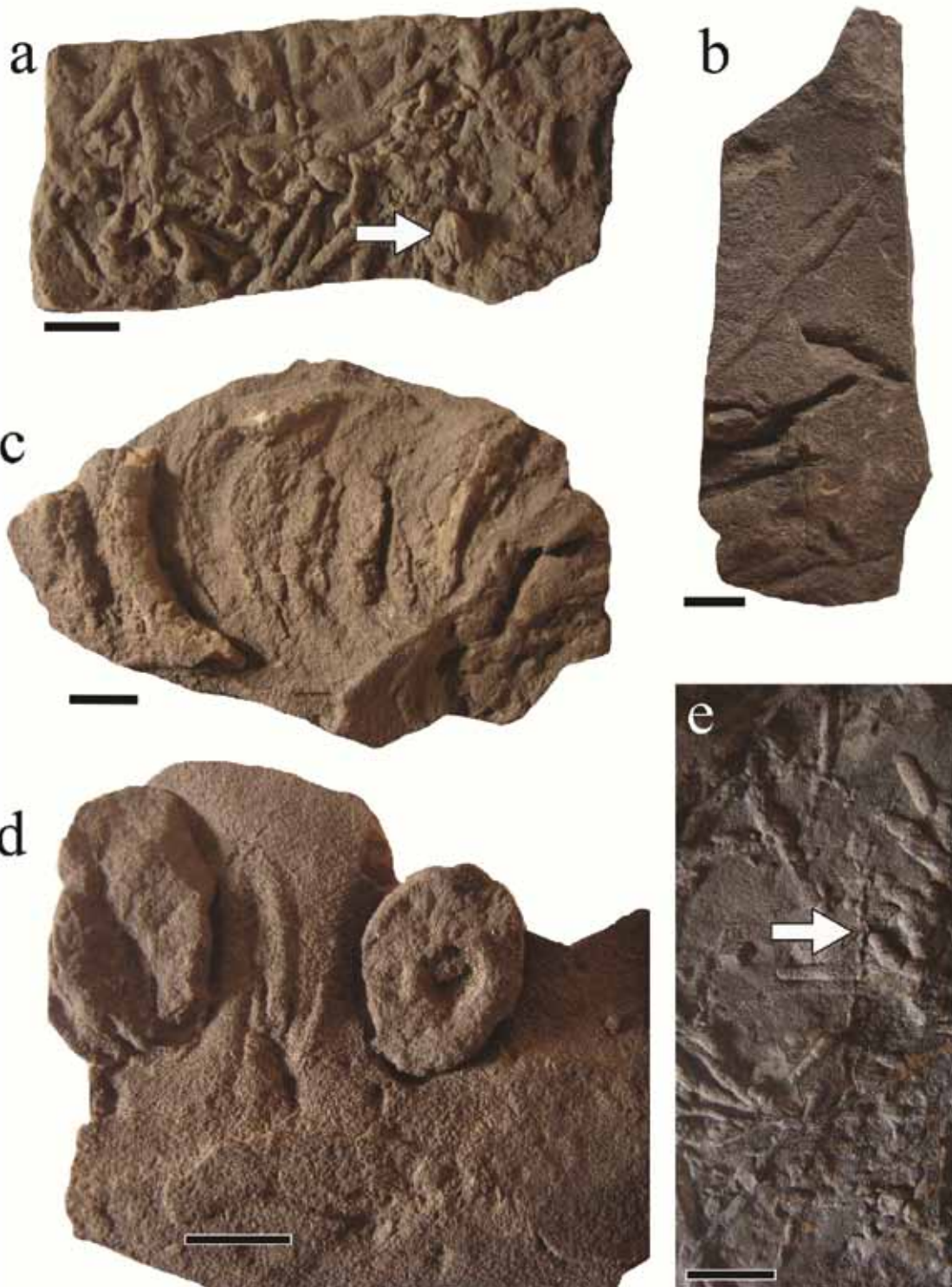
- Gingras, M.K. and Bann, K.L., 2007. The ichnofacies paradigm: A fifty-year retrospective. In W. Miller III (ed.) Trace Fossils Concepts, Problems, Prospects. Elsevier, 52-77.
- Mayer, G., 1954. Einneues Rhizocorallium aus demmittleren Haupt muschelkalk von Bruchsal. Beitr Naturkundl Forsch in Südwestdeutschl, 13, 80-83.
 - Miller, S.A., 1889. North American geology and paleontology for the use of amateurs, students and scientists. Western Methodist Book Concern, 664.
 - Mirzaie Ataabadi, M., Abbassi, N., Zaman, S., Hairapetian, V. and Kundrat, M., 2014. Dinosaur and other tetrapod tracks from the Late Triassic-Early Jurassic of Central Iran. Abstracts of papers of 74th Annual Meeting of Society of Vertebrate Paleontology, Berlin.
 - Müller, A. H., 1955. Das erste Benthos (Planolites? vermiculare n. sp.) aus dem Stinkschiefer Mit-teldeutschlands (Zechstein, Stassfurtserie). Geologie, 4, 655-659.
 - Nicholson, H.A., 1873. Contributions to the study of the errant annelids of the older Paleozoic rocks. Proceedings of the Royal Society of London, 21, 288-290.
 - Nicholson, H.A. and Hinde, G.J., 1875. Notes on the fossils of the Clinton, Niagara, and Guelph formations of Ontario, whit description of new species. Canadian of Journal of Science Literature and History, 14, 137-160.
 - Pemberton, S.G. and Frey, P.W., 1982. Trace fossil nomenclature and the Planolites-Palaeophycus dilemma. Journal of Paleontology, 56, 843-881.
 - Reineck, H.-E. 1955. Marken, Spuren und Fahr-ten in den Waderner Schichten (ro) bei Martin-stein/Nahe. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 101, 75-90.
 - Richter, R., 1937. Marken und Spuren aus allen Zeiten. I-II. Senckenbergiana 19, 150-169.
 - Rodríguez-Tovar, F.J., Buatois, L.A., Piñuela, L., Mángano, M.G. and García-Ramos, J.C., 2012. Palaeoenvironmental and functional interpretation of Rhizocorallium jenense spinosus (ichnosubsp. nov.) from the lower Jurassic of Asturias, northern Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 339-341, 114-120.
 - Roniewicz, P. and G. Pieńkowski. 1977. Trace fossils of the Podhale Flysch Basin. In T. P. Crimes and J. C. Harper (eds.), Trace Fossils 2, Geological Journal Special Issue 9, 273-288.
 - Seyed-Emami, K., 2003. Triassic in Iran. Facies, 48, 91-106.
 - Seilacher, A., 2007. Trace Fossil Analysis. Springer, Berlin, 226 .
 - Uchman, A., Bromley, R.G. and Leszczyński, S., 1998. Ichnogenus Treptichnus in Eocene flysch, Carpathians, Poland: taxonomy and preservation. Ichnos, 5, 269-275.
 - Walcott, C.D., 1890. The fauna of the Lower Cambrian or Olenellus Zone. United State Geological Annual Report 10, 509-779.
 - Walcott, C.D., 1899. Pre-Cambrian fossiliferous formations. Geol. Soc. Am. Bull. 10, 199-244.
 - Webby, B.D., 1970. Late Precambrian trace fossils from New South Wales. Lethaia, 3, 79-109.
 - Zenker, J.C., 1836. Historisch-topographisches Taschenbuch von Jena und Seiner Umgebung besonders in Natur Wissenschaftlicher und Medicinischer. Beziehung, Jena, 338.

Plate 1



تابلو ۱- تصویر اثر فسیل های یافت شده در توالی سازند نایبند در منطقه پروده طبس، همه این اثر فسیل ها به صورت برجسته در سطح زیرین لایه بندی حفظ شده اند؛ اثر فسیل (a-b) اثر فسیل *Lockeia isp.*، اثر فسیل (c-e) اثر فسیل *Palaeophycus tubularis*، (همه مقیاس ها برابر یک سانتی متر است)

Plate 2



تابلو ۲- تصویر اثر فسیل‌های یافت شده در توالی سازند نایبند در منطقه پروده طبس، همه این اثر فسیل‌ها به صورت برجسته در سطح زیرین لایه‌بندی حفظ شده‌اند؛ a) اثر فسیل *Palaeophycus striatus*، در بخش پایین سمت راست اثر فسیل *Lockeia* isp. دیده می‌شود (پیکان)، b) اثر فسیل *Rhizocorallium* isp.، c) *Planolites* isp.، اثر فسیل e، *Rosselia* isp.، اثر فسیل cf. *Treptichnus* isp. (پیکان)، (همه مقیاس‌ها برابر یک سانتی‌متر است)

معرفی کانسار مس ماری به‌عنوان یک ذخیره چینه‌کران نوع مانتو در پهنه طارم، شمال غرب ایران

محمدرضا حسین زاده^(۱و*)، سجاد مغفوری^۲، محسن مؤید^۳ و وحید فریداصل^۴

۱. دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲. دانشجوی دکتری، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۳. استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۴. دانش آموخته کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۹۳/۶/۱۷

تاریخ پذیرش: ۹۳/۱۲/۱۷

چکیده

کانسار مس ماری در شمال غرب ایران و در منطقه طارم در شمال زنجان واقع شده است. این کانی‌سازی از نوع چینه‌کران و سنگ درونگیر آن، تراکی آندزیت مگاپورفیری به سن ائوسن است. سولفیدهای اصلی مس شامل بورنیت، کالکوسیت و کالکوپیریت عمدتاً همراه با پیریت می‌باشند. بافت‌های موجود در کانی‌سازی شامل پرکننده فضای خالی، دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای و جانشینی است. سنگ‌های آتشفشانی محدوده مورد مطالعه بیشتر دارای ترکیب حدواسط تا اسیدی با سرشت شوشونیتی و پتاسیم بالا است و یک محیط کششی ریفتی درون‌کمانی را نشان می‌دهند. دگرسانی‌های کربناتی، کلریتی، اپیدوتی و سربستی در سنگ میزبان دیده می‌شوند. فراوانی مس و نقره در تراکی آندزیت مگاپورفیری سالم به ترتیب تا ۳۲۰۰ و ۲۱۶ بخش در میلیون می‌باشد. بر اساس ویژگی‌های اساسی توده کانه‌دار ماری از جمله محیط تکتونیک، سنگ دربرگیرنده، حالت چینه‌کران، کانی‌شناسی، محتوای فلزی و دگرسانی و مقایسه این ویژگی‌ها با ذخایر مس تیپ مانتو (Manto-type)، کانسار مس ماری می‌تواند به‌عنوان یک ذخیره مس تیپ مانتو در شمال غرب ایران معرفی شود. همانند سایر کانسارهای مشابه این تیپ در دنیا، سه مرحله اصلی برای کانی‌سازی در کانسار ماری می‌توان در نظر گرفت. مرحله اول شامل فعالیت آتشفشانی زیردریایی و فوران گدازه تراکی آندزیت مگاپورفیری به‌همراه دگرسانی ناحیه‌ای پروپیلیتی می‌باشد. در مرحله دوم، دیاژنز اولیه و فعالیت میکروارگانسیم‌های احیاکننده سولفات باعث تشکیل پیریت هم‌به‌صورت پرکننده فضای خالی و هم‌به‌صورت دانه‌پراکنده در واحد تراکی آندزیتی میزبان شده است. نهایتاً در مرحله سوم، افزایش ضخامت رسوبات، فرونشست حوضه و دیاژنز تدفینی به همراه ورود سیالات غنی از مس به داخل واحد میزبان احیایی موجب جانشینی سولفیدهای مس به جای پیریت‌های اولیه و کانی‌زایی در کانسار ماری شده است.

واژه‌های کلیدی: کانسار مس ماری، چینه‌کران، تیپ مانتو، تراکی آندزیت مگاپورفیری، پهنه طارم.

مقدمه

کانسار ماری و در نهایت، مقایسه با ذخایر شناخته شده از این نوع به منظور ارائه یک کلید اکتشافی برای ذخایر مشابه می‌باشد.

روش مطالعه

در راستای این پژوهش، پس از انجام عملیات صحرایی و کنترل واحدهای سنگی موجود در منطقه، نمونه‌برداری سیستماتیک و تصادفی از واحدهای سنگی و پهنه‌های کانه‌دار انجام شد. سپس تعداد ۳۰ عدد مقطع نازک و نازک-صیقلی و ۱۱ عدد مقطع صیقلی تهیه و مورد مطالعه سنگ‌شناختی و کانه‌نگاری قرار گرفت. همچنین، تعداد ۱۰ نمونه برای انجام آنالیز به روش XRF و ICP-MS به آزمایشگاه Amdel استرالیا ارسال شد که مقدار کمی این آنالیزها در جدول ۱ آورده شده است.

زمین‌شناسی

پهنه طارم، از قزوین (غرب طالقان) شروع و تا شمال-شمال غرب میانه و شمال نواحی فروافتادگی منجیل ادامه یافته و از جنوب به فرونشستگی ابهر-زنجان-میانه محدود می‌شود (شکل ۱). منطقه طارم را بسیاری از زمین‌شناسان، جزئی از پهنه البرز غربی به شمار می‌آورند، اما به اعتقاد حاج‌علیلو (۱۳۸۷) این کمربند دست‌کم در ترشیری، زمین‌شناسی متفاوتی از نظر ماگماتیسم و کانی‌سازی با البرز دارد. از لحاظ موقعیت زمین‌شناسی، کانسار ماری در بخش شمال شرقی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش زنجان (حاجیان و زاهدی، ۱۳۸۴) واقع شده است.

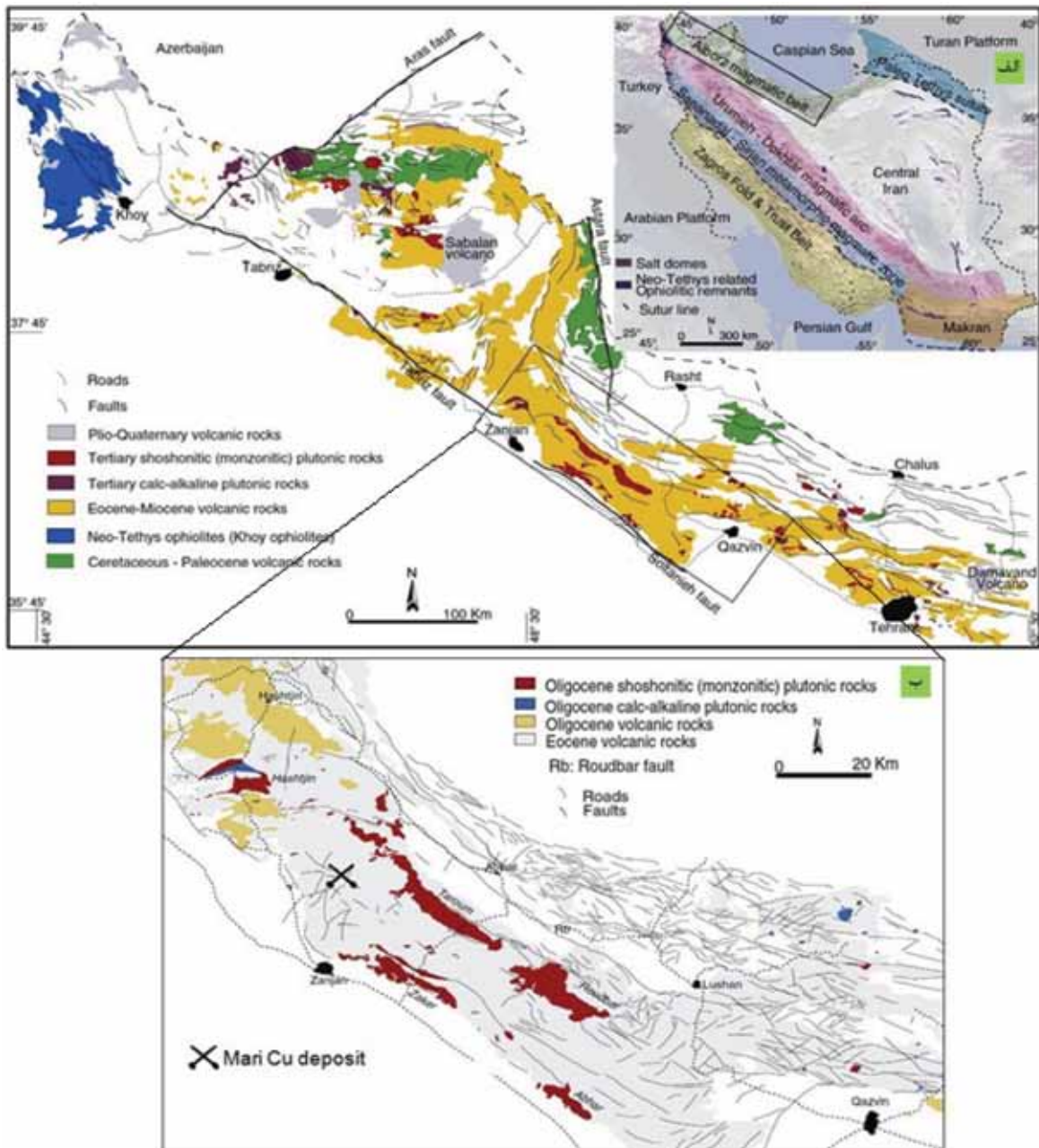
واحدهای سنگی ائوسن

بخش اصلی رخنمون‌های سنگی این ناحیه را نهشته‌های آذرآواری، جریان‌های گدازه و لایه‌های رسوبی ائوسن تشکیل داده (شکل ۲) که در داخل ساختاری ناودیسسی شکل (شکل ۲ب) واقع شده‌اند (Hirayama et al., 1966).

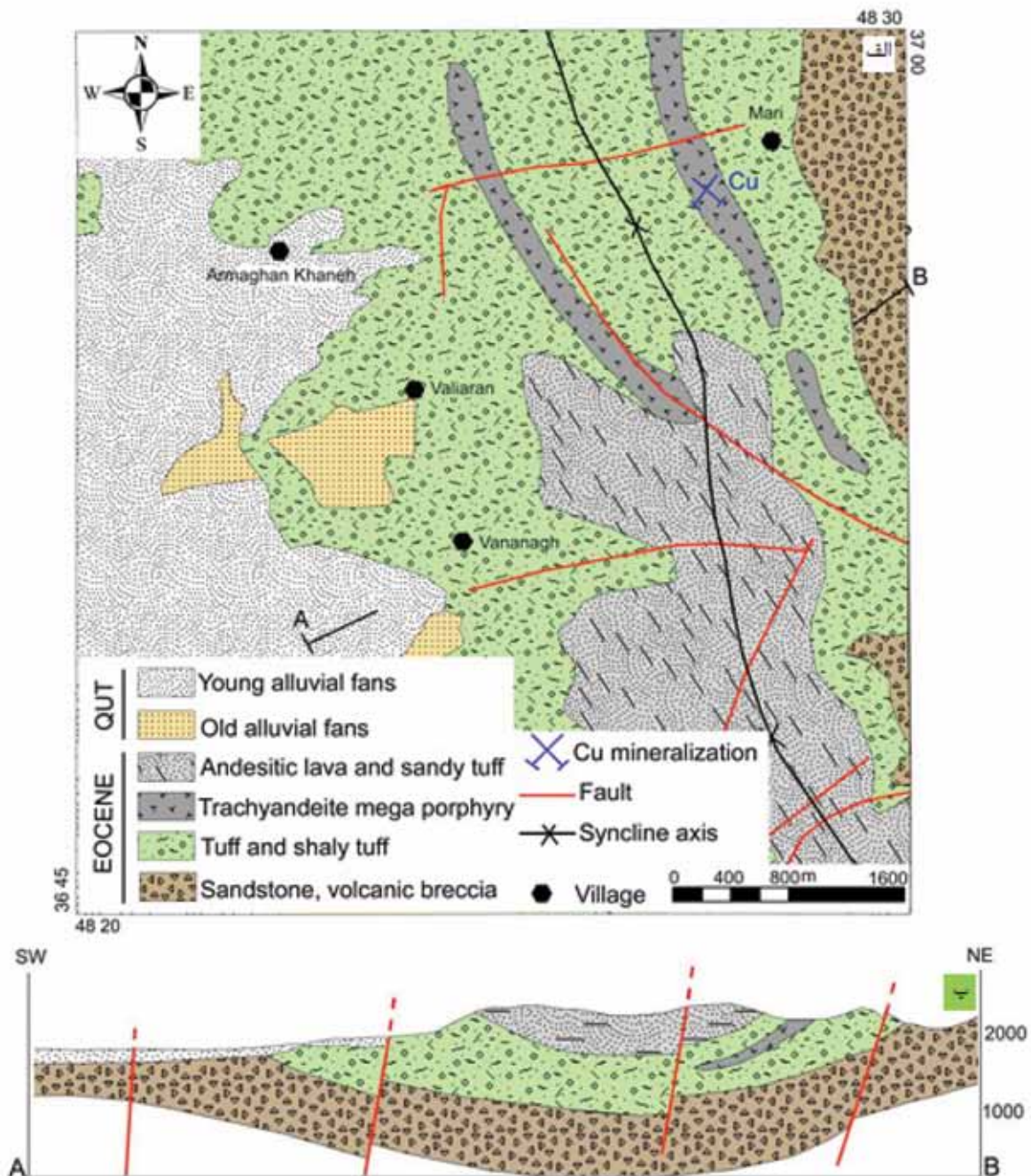
اکثر کانسارهای مس ایران در کمان ماگمایی ارومیه-دختر و مجموعه ماگمایی البرز غربی-آذربایجان قرار دارند (قربانی، ۱۳۸۷). تاکنون انواع مختلف تیپ‌های کانه‌زایی مس در ایران مورد شناسایی قرار گرفته‌اند ولی ذخایر تیپ مانتو تنها در پهنه ارومیه دختر (کانسار مس کشکوئیه و اندیس مس دارهند)، پهنه سنندج - سیرجان (کانسار مس کشت مهکی) و پهنه سبزواری (کانسار مس عباس‌آباد) گزارش شده‌اند. کانسار مس عباس‌آباد مهم‌ترین و شناخته شده‌ترین کانسار مس نوع تیپ مانتو در ایران است (Khadem, 1964; Kirkham, 1996). در رابطه با کانی‌زایی مس تیپ مانتو در پهنه طارم و شمال غرب ایران تاکنون گزارشی ارائه نشده و برای اولین بار در طی این تحقیق، این تیپ از کانی‌زایی در این منطقه معرفی شود.

کانسارهای مس تیپ مانتو، نوع خاصی از کانسارهای مس می‌باشند که به صورت چینه‌کران در واحدهای آتشفشانی به خصوص گدازه‌های تراکی آندزیتی مگاپورفیری و آمیگدالوئیدال تشکیل می‌شوند و بیشتر مطالعات بر روی این کانسارها در شیلی و کانادا صورت گرفته است (Cabral and Beaudoin, 2007; Kojima et al., 2007). سن این ذخایر در کشور شیلی، ژوراسیک و کرتاسه می‌باشد (Kirkham, 1996; Kojima et al., 2007). این کانسارها معمولاً به صورت رگه-رگچه‌ای و محدود به یک واحد چینه‌ای مشخص می‌باشند. یکی دیگر از شاخصه‌های اصلی این کانسارها، وجود پارژانز کانیایی بورنیت، کالکوسیت، کالکوپیریت و پیریت می‌باشد (Kojima et al., 2007).

کانسار مس ماری در فاصله ۴۰ کیلومتری شمال زنجان و یک کیلومتری غرب روستای ماری در کمربند فلززایی طارم-ارسباران واقع شده است (شکل ۱). هدف از این مقاله، مطالعات زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، تغییرات جرم، بافت و ساخت و تعیین تیپ کانی‌زایی در



شکل ۱. الف) نقشه شماتیک زمین‌شناسی کمربند ماگمایی البرز و موقعیت مهم‌ترین واحدهای سنگی موجود در آن که زمین‌شناسی ناحیه مطالعاتی به صورت کادر مجزا مشخص شده است (Aghazadeh et al., 2010)، ب) نقشه زمین‌شناسی بزرگ شده از پهنه طارم و موقعیت کانسار مس ماری در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (Castro et al., 2013)



شکل ۲. الف) نقشه زمین‌شناسی منطقه معدنی ماری؛ کانی‌زایی مس محدود به واحد تراکی آندزیت مگاپورفیری می‌باشد، ب) مقطع زمین‌شناسی از واحدهای سنگی منطقه معدنی ماری در داخل ساختار ناودیسی شکل (با تغییرات از حاجیان و زاهدی، ۱۳۸۴)

واحد ماسه‌سنگی و برش آتشفشانی

این واحد، قدیمی‌ترین واحد سنگی در منطقه است و به صورت نازک‌لایه با تنوع ترکیبی توف‌برش، ماسه‌سنگ، لیتیک‌توف و توف ماسه‌ای می‌باشد و دارای بیشترین گسترش

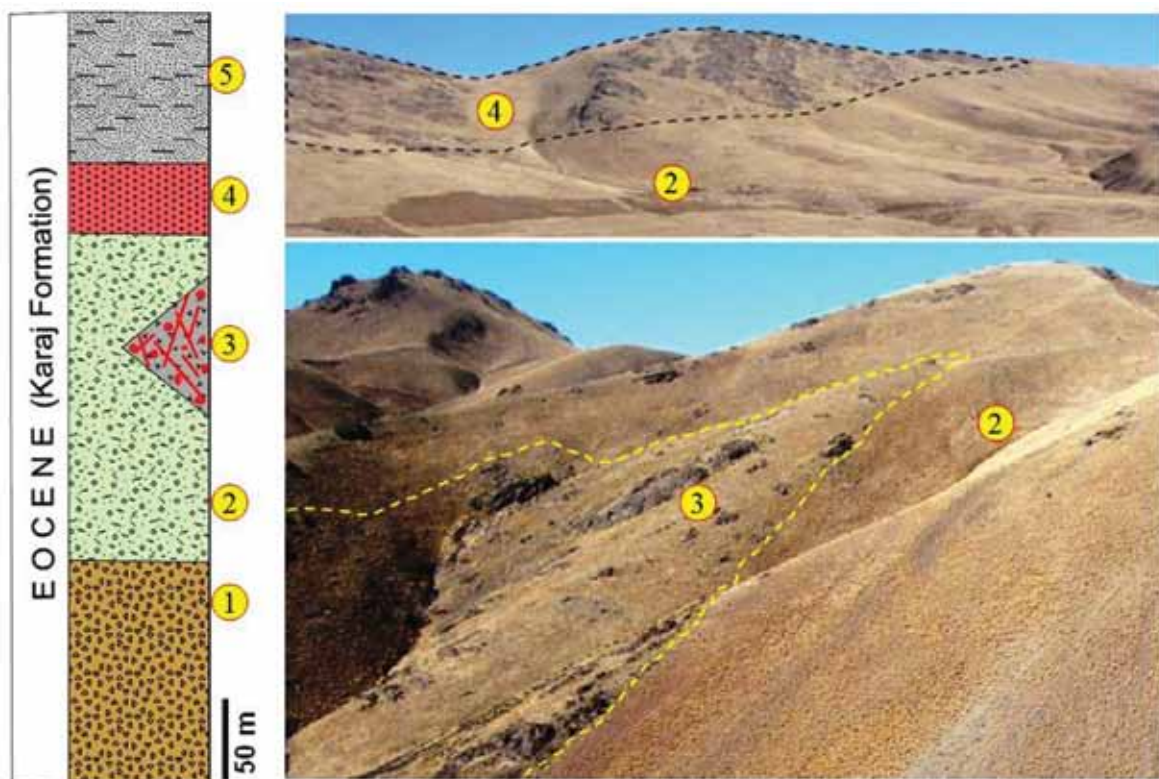
سری اتوسن رشته کوه‌های البرز را در منطقه طارم به دو عضو امند و کردکند تقسیم کرده‌اند. عضو امند، بخش زیرین سازند کرج را تشکیل داده و عضو کردکند به‌طور عادی بر روی نهشته‌های امند قرار گرفته است. واحدهای سنگی موجود در منطقه ماری مربوط به عضو امند می‌باشند (شکل ۳).

تا خاکستری، ترکیب توفی تا شیلی با ضخامت بیش از ۵۵۰ متر می‌باشد و به‌طور هم‌شیب بر روی ماسه‌سنگ و برش‌های آتشفشانی قرار گرفته است. در مقاطع میکروسکوپی، این توف‌ها شامل قطعات خردشده و زاویه‌دار پلاژیوکلاز (۳۰-۴۰ درصد)، کوارتز، کلینوپیروکسن و قطعات دگرسان شده به اپیدوت، کلریت و سریسیت می‌باشند که در یک خمیره شیشه‌ای و خاکستر آتشفشانی پراکنده‌اند و دارای ترکیب آندزیتی می‌باشد. یکی از شاخصه‌های اصلی این واحد سنگی، وجود میان‌لایه‌ای از تراکی آندزیت مگاپورفیری کانه‌دار است که به‌صورت تغییر رخساره جانبی در این واحد آتشفشانی قرار گرفته است (شکل‌های ۴ و ۵- الف).

در بخش شرقی منطقه معدنی است. سنگ‌های توفی و توف‌شیلی به‌صورت هم‌شیب و هم‌روند بر روی ماسه‌سنگ و برش‌های آتشفشانی قرار گرفته‌اند (شکل ۲- الف). برش‌های آتشفشانی به‌صورت میان‌لایه‌های خاکستری‌رنگ در داخل واحد ماسه‌سنگی دیده می‌شوند که لایه‌بندی ضخیم (۳۰۰ تا ۳۵۰ متر) از خود نشان می‌دهند و ترکیب این برش‌های آتشفشانی بازالتی می‌باشند.

توف و توف شیلی

بخش اعظم واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه از توف با میان‌لایه‌های توف شیلی تشکیل شده است (شکل ۳). این واحد دارای مورفولوژی ملایم و مسطح، رنگ سبز روشن

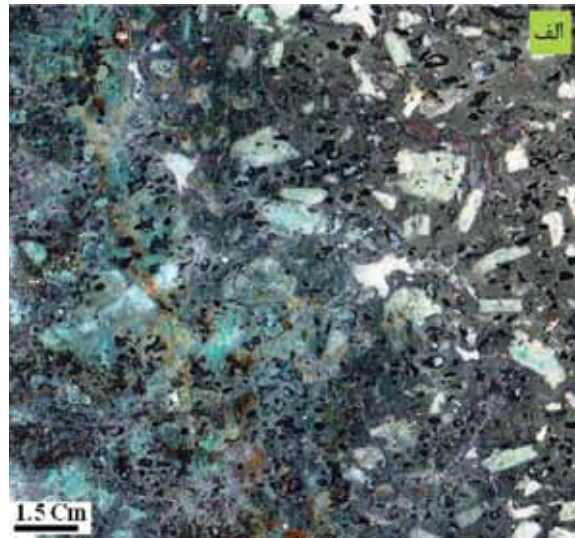


شکل ۳. رخنمونی از واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه (راست) (دید به سمت غرب) و تطبیق واحدها با ستون چینه‌شناسی منطقه ماری (چپ). (۱: ماسه‌سنگ و برش آتشفشانی، ۲: توف و توف شیلی، ۳: تراکی آندزیت مگاپورفیری (میزبان کانسار مس ماری)، ۴: گدازه بازالتی و ۵: گدازه آندزیتی و توف‌ماسه‌ای)

تراکی آندزیت مگاپورفیری (میزبان کانه‌زایی مس)

نیز می‌رسد (شکل ۴ الف). در بخش‌های کانه‌دار به ویژه در امتداد رگه‌ها و شکستگی‌ها، پلاژیوکلاز به اپیدوت، کلریت و سریسیت تبدیل شده است. این سنگ میزبان کانی زایی در کانسار ماری می‌باشد (شکل ۴ - ب) بافت این واحد از نوع پورفیری با فنوکریست‌های متوسط تا درشت پلاژیوکلاز در زمینه ریزدانه‌ای از فلدسپار، پیروکسن و کوارتز است. تجمع کانی‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های این واحد قابل توجه می‌باشد، چنانچه در بیشتر موارد نزدیک به ۵۵ تا ۶۰ درصد از حجم سنگ را تشکیل داده است (شکل ۵ - ب).

این واحد سنگی به صورت گدازه‌های بین لایه‌ای توسط واحد توفی در برگرفته شده و به صورت جانبی به آن تغییر می‌یابد (شکل ۳). بیشترین گسترش این واحد در غرب روستای ماری دیده می‌شود (شکل ۲- الف). ضخامت این گدازه‌ها ۷۵ متر است و دارای درشت بلورهایی از پلاژیوکلاز می‌باشند که گاهی بزرگی آن‌ها به ۱/۵ سانتی‌متر



شکل ۴. الف) نمونه دستی از واحد تراکی آندزیت مگاپورفیری میزبان کانه‌زایی مس، ب) کانه‌زایی رگه - رگچه‌ای محدود به واحد مذکور

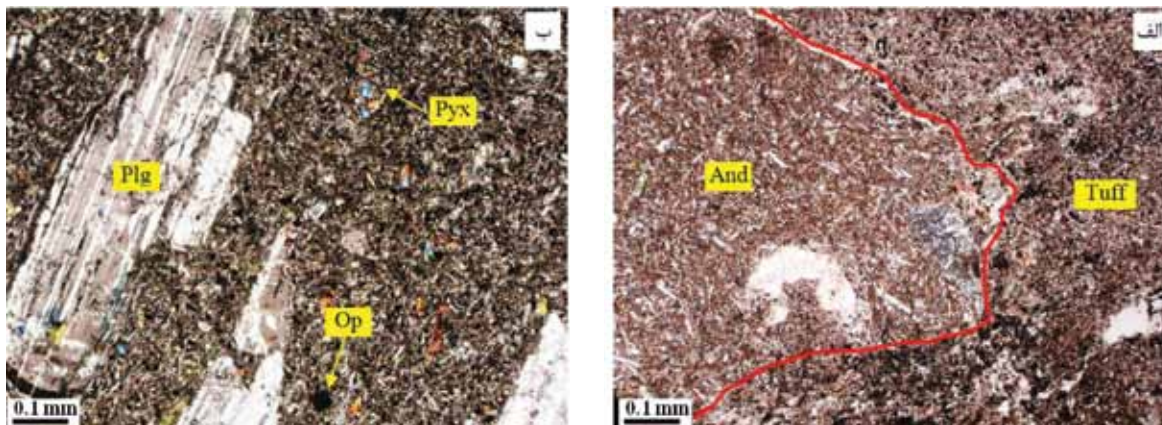
بیشترین گسترش را در نزدیکی محور ناودیس ماری دارد و به صورت هم‌شیب بر روی واحد بازالتی قرار گرفته است (شکل ۲). ضخامت این واحد در بخش‌های مختلف منطقه متفاوت است (۲۰۰ تا ۱۵۰ متر) و دارای رنگ خاکستری تیره می‌باشد. این واحد دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن از نوع اوژیت و کانی‌های اپک می‌باشد که در زمینه ریزبلور تا شیشه‌ای قرار گرفته است. در مواردی حاشیه پلاژیوکلازها سالم باقی مانده است ولی وسط آنها دگرسان شده است که می‌تواند نشانگر سدیک بودن حاشیه نسبت به مرکز آن‌ها باشد. توف ماسه‌ای نیز به صورت هم‌شیب با گدازه مذکور قرار گرفته است. این واحد سنگی دارای لایه‌بندی منظم است و رنگ ارغوانی تیره دارد و به طور عمده از قطعات لیتیک، کوارتز و پلاژیوکلاز تشکیل شده است.

واحد بازالتی

رخنمون کوچکی از سنگ‌های بازالتی سالم و دگرسان نشده در شمال شرق روستای ماری به ضخامت حدود ۷۰ متر و به رنگ قهوه‌ای تیره وجود دارد (شکل ۳) که به طور هم‌شیب بر روی واحد توفی و توف شیلی قرار گرفته است. این واحد دارای خمیره ریزبلور تا نهان بلور است و حجم اصلی فنوکریست‌ها را پلاژیوکلازهای کلریتی شده تشکیل می‌دهد که در زمینه سنگ به صورت میکروولیت نیز حضور دارد. بلورهای شکل دار پیروکسن و الیوین به کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند.

گدازه آندزیتی و توف ماسه‌ای

این واحد، جوان‌ترین واحد سنگی در منطقه است که



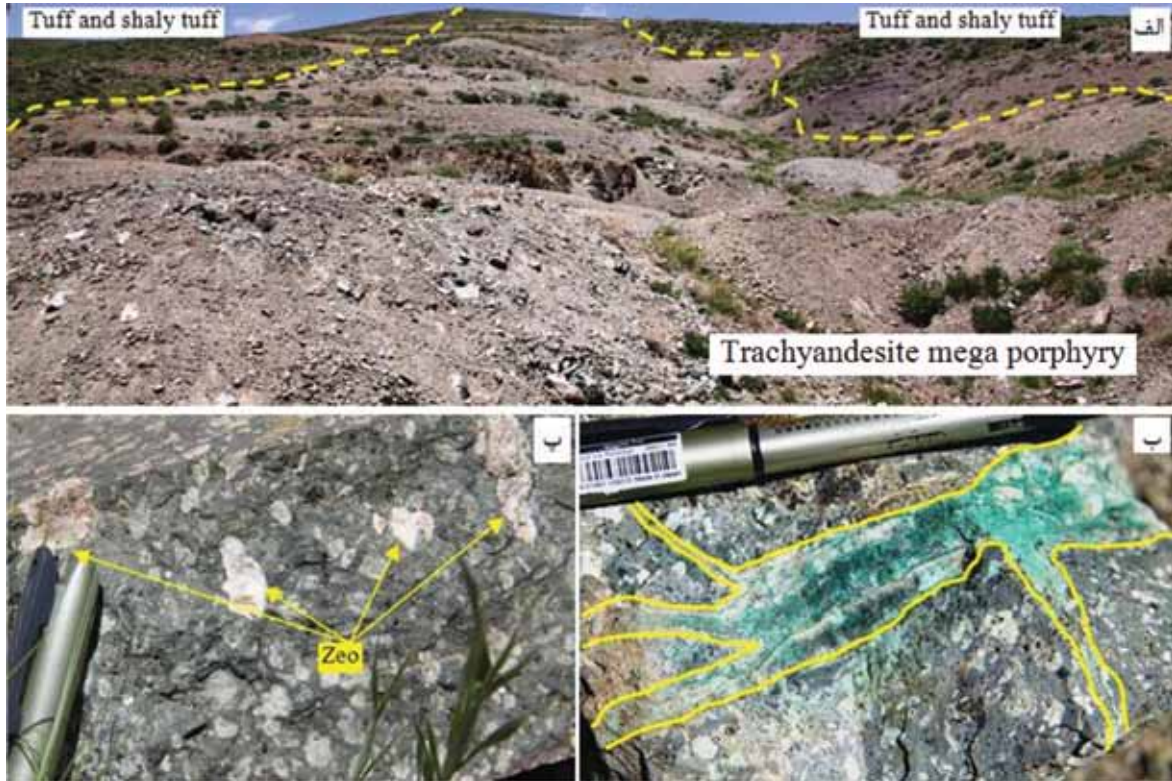
شکل ۵. الف) تصویر میکروسکوپی از واحد توفی و توف شیلی (PPL)، ب) تصویر میکروسکوپی از واحد تراکی آندزیت مگاپورفیری میزبان کانه زایی مس ماری (XPL)؛ And: آندزیت، Pyx: پیروکسن، Plg: پلاژیوکلاز، Op: کانی اپک (پیریت)

کانه زایی و دگرسانی

کانه زایی

سنگ پراکنده هستند (شکل ۶ ب). کانسارهای مس تیپ مانتو در شیلی، همگی دارای سنگ میزبان آندزیت (آندزیت-بازالت) پورفیری پیریت دار می باشند (Wilson et al., 2003; Rieger et al., 2008; Zentilli et al., 1997). گسترش این واحد آندزیتی در غرب شیلی سبب رخداد کانسارهای مختلف تیپ مانتو مانند Santo Domingo, El Soldado و Mantos Blancos در این ناحیه شده است (Kojima et al., 2009). در کانسار مس ماری، ادامه رگه-رگچه‌های کانه دار از واحد تراکی آندزیت مگاپورفیری به داخل واحد توفی و توف شیلی ادامه نمی یابد که این موضوع، مؤید چینه کران بودن کانی سازی است. یکی از دلایل محدود بودن کانی زایی به واحد تراکی آندزیت مگاپورفیری، حضور پیریت فراوان در این سنگ و شرایط احيایی حاکم بر آن است (شکل ۹).

واحد تراکی آندزیت مگاپورفیری، تنها میزبان کانه زایی مس در کانسار ماری می باشد (شکل ۶-الف). همچنان که گفته شد، این واحد به صورت تغییر رخساره جانبی در داخل توف و توف های شیلی قرار دارد و یکی از ویژگی های ماکروسکوپی آن وجود فنوکریست های پلاژیوکلاز درشت بلور و پرشدگی حفرات با ژئولیت می باشد (شکل ۶-پ) و در زیر میکروسکوپ، زمینه سنگ نیز از میکروولیت های پلاژیوکلاز تشکیل شده است (شکل ۵). این واحد سنگی حاوی پیریت های دانه پراکنده فراوان است که نشان دهنده شرایط احيایی حاکم در زمان ته نشین شدن است و این ویژگی، نقش اصلی در تمرکز مس داشته است (شکل ۹). بافت ذخیره، پرکننده فضای خالی و رگه-رگچه ای با ضخامت چندین میلی متر تا سانتی متر است (شکل ۷) و در جهات مختلف

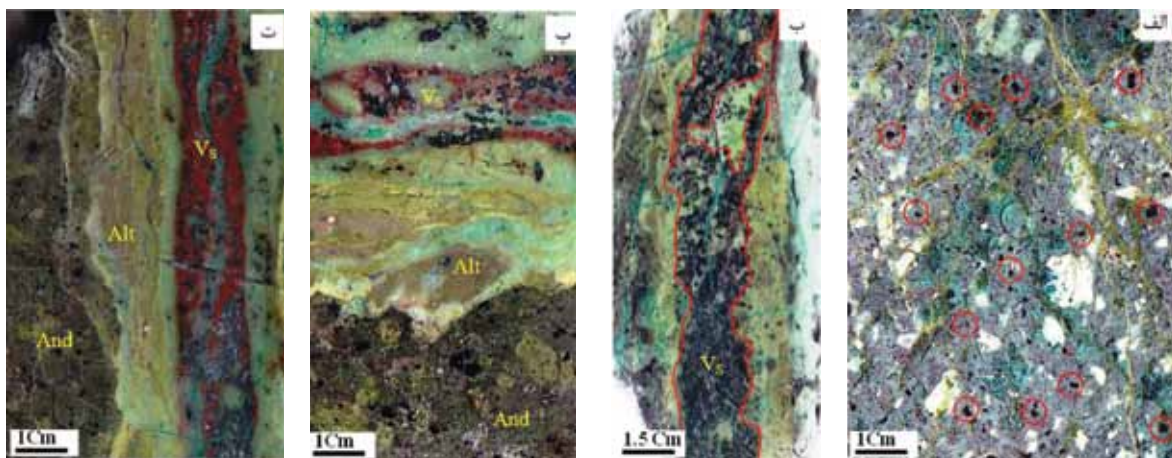


شکل ۶. الف) واحد تراکی آندزیت مگاپورفیری کانه‌دار در منطقه ماری (دید به سمت غرب). ب) کانی‌زایی رگه-رگچه‌های محدود به واحد تراکی آندزیت مگاپورفیری و پافت بادامکی و پرشدگی حفرات با زئولیت (zeo) در واحد تراکی آندزیت مگاپورفیری

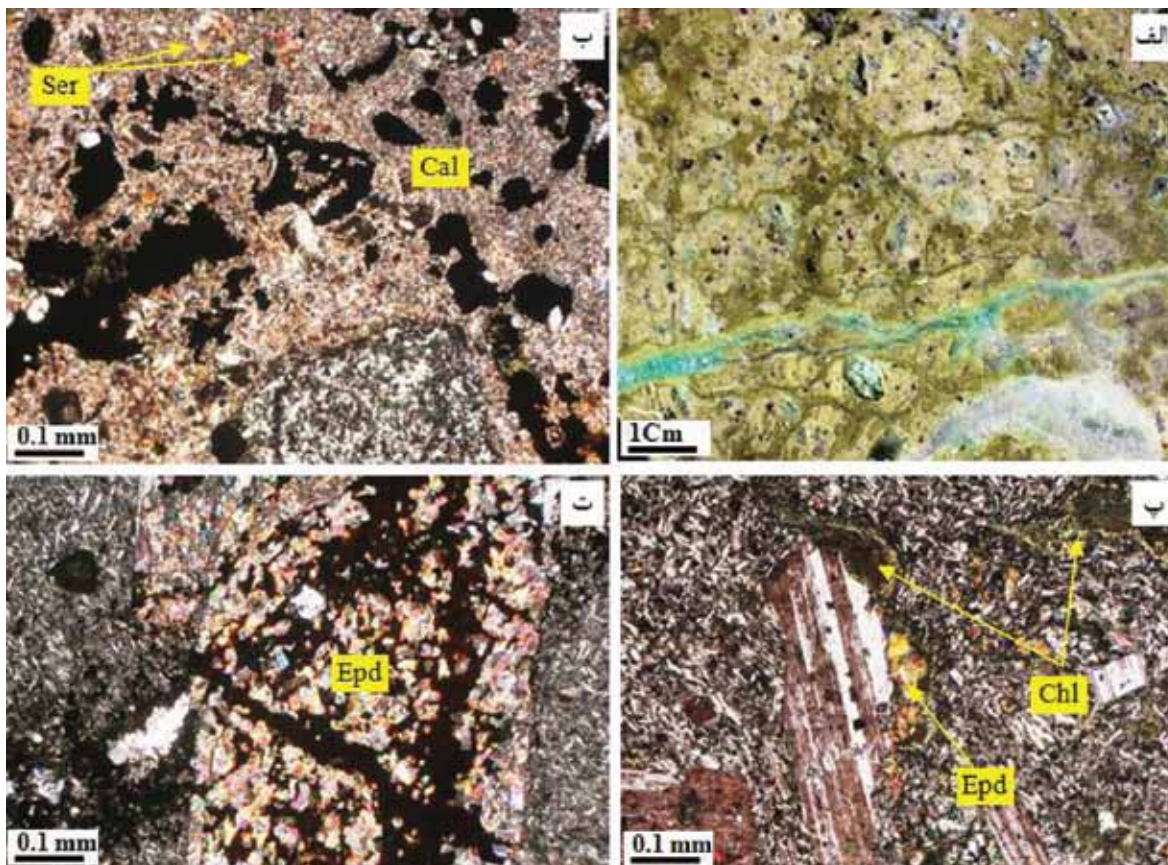
دگرسانی

اعتقاد (Kojima et al. (2007) این دگرسانی نشان‌دهنده تنه‌نشست این واحد گدازه‌ای در شرایط زیردریایی می‌باشد. علاوه بر این، دگرسانی‌های سریسیتی و هماتیتی در ارتباط با رگه-رگچه‌های حاوی مس مشاهده می‌شوند (شکل ۸).

شدت و گسترش دگرسانی در کانسار ماری نسبتاً کم است. مهم‌ترین دگرسانی در این کانسار، دگرسانی پروپیلیتی می‌باشد که توده میزبان تراکی آندزیتی را تحت تأثیر قرار داده و باعث ایجاد ظاهری سبز در این واحد شده است. به



شکل ۷. الف) حضور سولفیدهای دانه‌پراکنده و پرکننده فضاهای خالی در واحد تراکی آندزیت مگاپورفیری، ب) رگچه‌های سولفیدی مس (Vs) در واحد تراکی آندزیت مگاپورفیری، پ و ت) رگچه‌های سولفیدی (Vs) و اکسیدی مس به همراه حاشیه‌های دگرسان‌شده (Alt) در تراکی آندزیت مگاپورفیری (And)

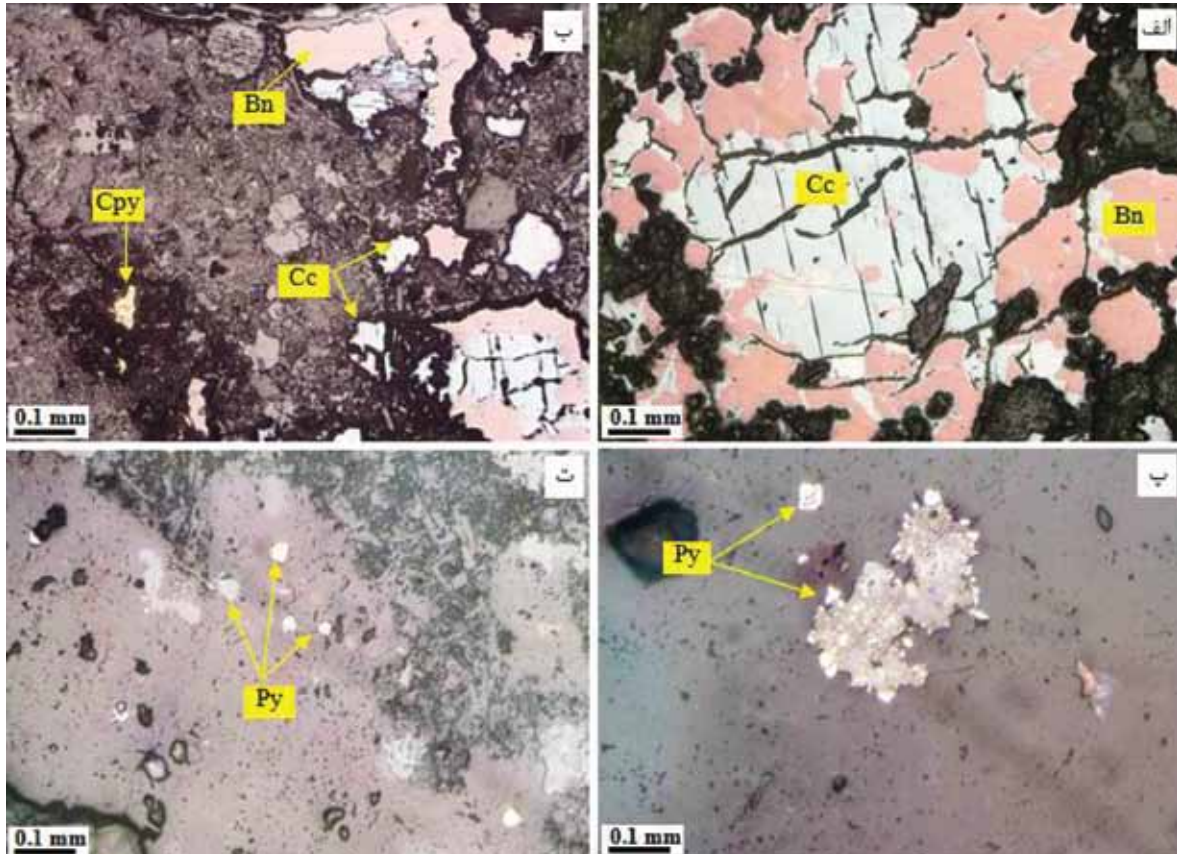


شکل ۸. الف) دگرسانی فراگیر پروپیلیتی در واحد میزبان کانی‌زایی که باعث رنگ سبز در نمونه دستی شده است، ب) دگرسانی کربناتی (Cal) و سریسیتی (Ser) به همراه سولفیدهای مس (نور XPL)، پ) دگرسانی کلریتی (Chl) و اپیدوتی (Epd) در واحد تراکی آندزیت مگاپورفیری (نور XPL) و ت) دگرسانی اپیدوتی (Epd) در رگه کانه‌دار (نور XPL)

کانی‌شناسی و ساخت و بافت

هماتیت تبدیل شده است. کالکوسیت دومین کانی فراوان در رگه- رگچه‌های کانه‌دار در این کانسار است که به دو صورت اولیه و ثانویه دیده می‌شود (شکل ۹ الف). انواع اولیه به صورت درهم رشدی با بورنیت و یا به صورت کانی مجزا از سیالات کانه‌ساز تشکیل شده است (شکل ۹-الف و ب) و انواع ثانویه از دگرسانی سولفیدی‌های اولیه به همراه کوولیت تشکیل شده است (شکل ۱۰ الف، ب). همراهی بورنیت با کالکوسیت و وجود دو نوع کالکوسیت (اولیه و ثانویه) در بیشتر کانسارهای مس تیپ مانتو شیلی گزارش شده است (Espinoza et al., 1996).

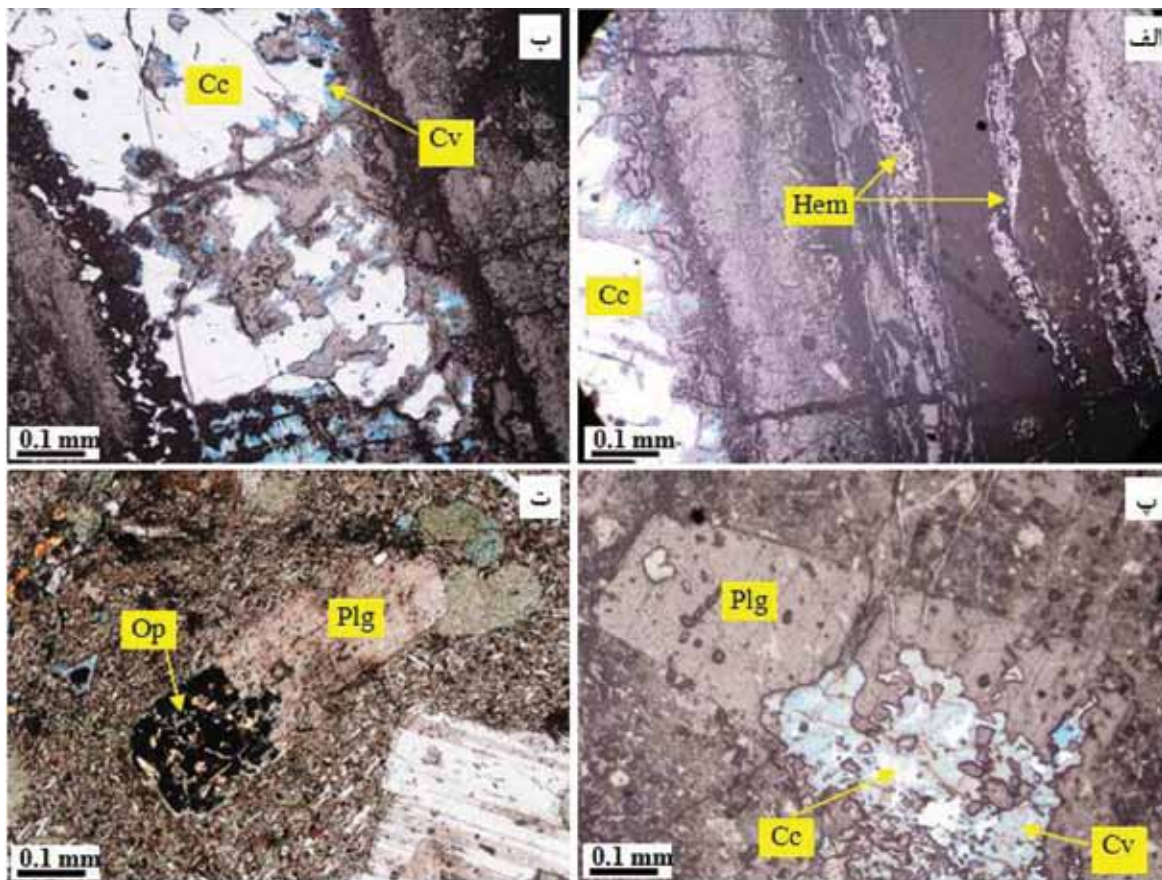
بورنیت، کالکوسیت، پیریت، کالکوپیریت و کوولیت مهم‌ترین کانی‌های سولفیدی در کانسار مس چینه‌کران ماری می‌باشند (شکل ۹، جدول ۲) که در طی فرآیند سوپرژن به مالاکیت و آزوریت تبدیل شده‌اند. همچنین رخداد دگرسانی پروپیلیتیک فراگیر باعث ایجاد ظاهر سبز رنگ در واحد میزبان شده است (شکل ۸-الف). بورنیت مهم‌ترین کانه در کانسار ماری است که به همراه کالکوسیت (اولیه) به صورت رگه- رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی در داخل تراکی آندزیت مگاپورفیری دیده می‌شود (شکل ۹-الف). بورنیت در طی فرآیند سوپرژن به کانی‌های کالکوسیت، کوولیت و



شکل ۹. الف) تصویر میکروسکوپی از کانی‌های بورنیت (Bn) و کالکوسیت (Cc)، ب) پاراژنز کانیایی بورنیت، کالکوسیت و کالکوپیریت (Cpy)، پ) پیریت‌های پرکننده فضای خالی و ت) حضور کانی پیریت دانه‌پراکنده (Py) در داخل تراکی آندزیت مگاپورفیری میزبان کانی‌زایی (همه تصاویر در نور PPL تهیه شده‌اند)

تیپ مانتو در شیلی در نظر گرفته‌اند (جدول ۳). کالکوپیریت نسبت به دیگر کانی‌های سولفیدی از فراوانی کمی در کانسار ماری برخوردار است و به‌صورت پرکننده فضای خالی در رگه- رگچه‌های کانه‌دار به همراه دیگر کانی‌های سولفیدی دیده می‌شود (شکل ۹ ب). مهم‌ترین کانی‌های باطله شامل کلسیت، کوارتز و اپیدوت می‌باشد. بافت رگه - رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی و جاننشینی از مهم‌ترین بافت‌های کانسار مس ماری است (شکل ۷). فرایند جاننشینی باعث تشکیل کانی‌های سولفیدی مس به جای پیریت و پلاژیوکلاز در طی دیازنز تدفینی شده است (شکل ۱۰- پ). بافت دانه‌پراکنده کانی‌های پیریت نیز در متن سنگ تراکی آندزیت مگاپورفیری دیده می‌شود (شکل ۹- ت).

پیریت، هم به‌صورت دانه‌پراکنده و هم به‌صورت پرکننده فضای خالی در متن سنگ میزبان تراکی آندزیتی تشکیل شده است (شکل ۹- پ و ۹- ت). این تیپ پیریت‌ها (دانه پراکنده) مانند دیگر کانسارهای مس تیپ مانتو در طی دیازنز اولیه توسط میکروارگانسیم‌های احیاکننده سولفات آب دریا تشکیل می‌شوند. واکنش گوگرد حاصل از احیای سولفات آب دریا با آهن باعث تشکیل پیریت به‌صورت دانه پراکنده و پرکننده فضای خالی در سنگ میزبان آندزیتی می‌شود (Kojima et al., 2009). زینتلی و همکاران (Zentilli et al., 1997). حضور پیریت‌های دانه پراکنده در سنگ میزبان را یکی از فاکتورهای اساسی برای احیائی کردن سیالات کانه‌ساز و ته‌نشست سولفیدهای مس در کانسارهای مس



شکل ۱۰. الف) حضور کانی‌های اکسیدی آهن (هماتیت (Hem) حاصل از اکسیداسیون سوپرژن کانی‌های سولفیدی (PPL)، ب) تصویر میکروسکوپی از رگه سولفیدی حاوی کالکوسیت (Cc) و کولیت (PPL) (Cv)، پ) جانیشینی کالکوسیت از حاشیه به جای کانی پلاژیوکلاز در مرحله دیاژنز تدفینی (PPL) و ت) حضور کانی اپک (Op) در داخل پلاژیوکلاز (XPL)

ژئوشیمی

ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه

جهت بررسی ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه، آنالیز عناصر اصلی و کمیاب این توده‌ها صورت گرفته است (جدول ۱). بر این اساس، سنگ‌های غیردگرسان در نمودار K_2O-SiO_2 (Pecerillo and Taylor, 1976)، بیشتر در محدوده سری شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱ الف). با توجه به این که واحدهای مورد مطالعه، درجاتی از دگرسانی را متحمل شده‌اند، برای دقت بیشتر در تعیین نوع سنگ‌ها از نمودار $Zr/TiO_2-Nb/Y$ (Winchester and Floyd, 1977) استفاده شد که مبتنی بر عناصر غیرمتحرک فرعی و کمیاب است، (شکل ۱۱-ب). طبق این نمودار، نمونه‌ها در محدوده تراکی‌اندزیت قرار گرفته‌اند. جهت

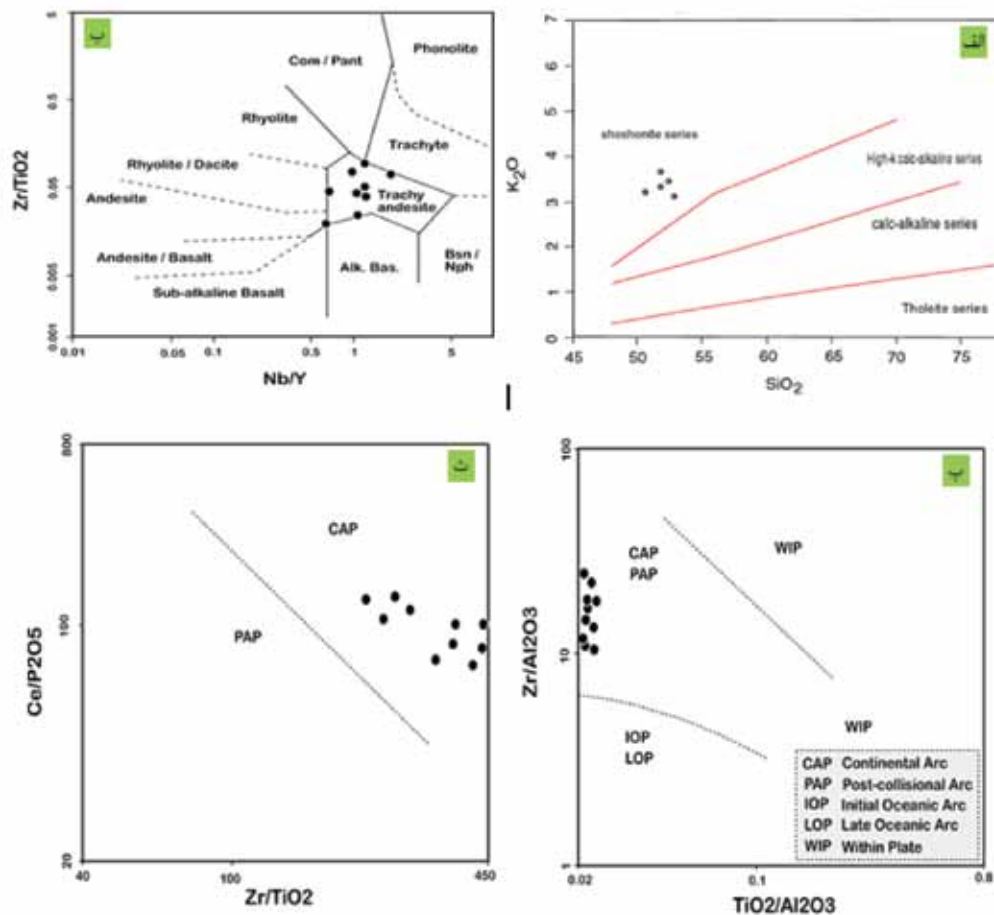
تشخیص محیط تکتونیکی منطقه مورد مطالعه، از نمودار $Zr/Al_2O_3-TiO_2/Al_2O_3$ (Muller and Groves, 1997) استفاده شده است (شکل ۱۱-پ) که نقاط معرف نمونه‌ها در محدوده قوس‌های ماگمایی واقع شده‌اند و در نمودار $Ce/P_2O_5-Zr/TiO_2$ برای تفکیک کمان حاشیه قاره ای فعال (CAP) و قوس‌های ماگمایی بعد از تصادم (PAP)، نمونه‌ها در محدوده کمان حاشیه قاره ای فعال واقع شدند (شکل ۱۱-ت). همان‌طور که قبلاً نیز اشاره شد، وجود تراکی‌اندزیت به همراه بازالت، واحدهای پیروکلاستیک و به مقدار کم رسوبی در منطقه نیز می‌تواند نشان‌دهنده محیط تکتونیکی ریفتی (احتمالاً ریفت داخل کمان) برای منطقه مورد مطالعه باشد؛ زیرا این بازالت‌ها پس از فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای و ذوب شدن پوسته اقیانوسی تشکیل شده‌اند (معین وزیری و احمدی، ۱۳۸۱).

محاسبه تغییرات جرم

می‌شود به طوری که در سنگ تراکی آندزیت مگاپورفیری سالم مقدار این عناصر بالا است و در طی کانی‌زایی از مقدار آن‌ها کاسته می‌شود. این کاهش به دلیل شستشوی این عناصر در طی فرآیند کانه‌زایی توسط محلول فرورو است که در طی آن، تخریب کانی‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم، به خروج این عناصر منجر می‌شود (شکل ۱۲).

در مورد عناصر جزئی عبوری شامل Co، Ag، V، Mo، Zn و W، الگوی تغییرات جرم همه عناصر تقریباً مشابه هم‌دیگر بوده (شکل ۱۲-ب) و رگه‌های کانه‌دار از این عناصر نسبت به سنگ سالم غنی شده‌اند که علت آن حضور این عناصر در سیال کانه‌دار و تشکیل رگه‌های حاوی این عناصر در تراکی آندزیت مگاپورفیری است.

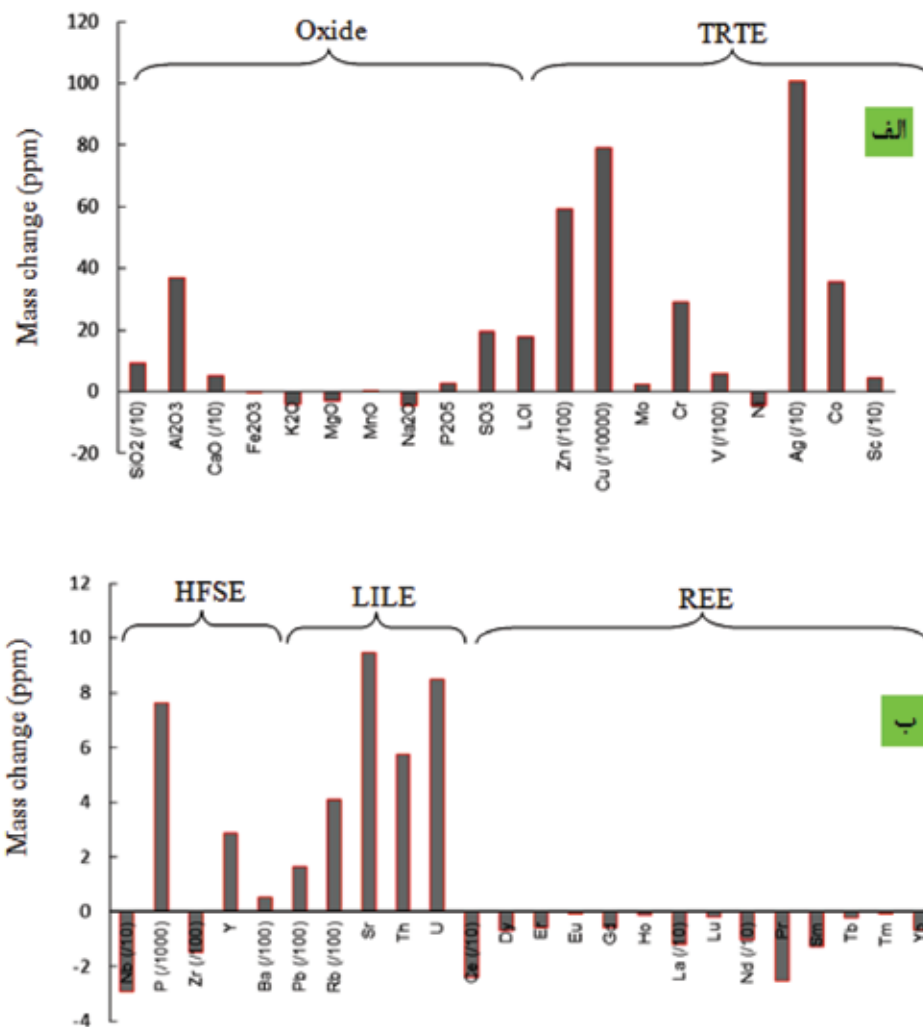
آنالیزهای ژئوشیمیایی بر روی سنگ میزبان (تراکی آندزیت مگاپورفیری) فاقد کانی‌زایی و تراکی آندزیت‌های کانه‌دار و رگه‌های حاوی سولفید، با انتخاب شش نمونه به منظور محاسبه تغییرات جرم در طی کانی‌سازی و تکامل مراحل مختلف کانسارسازی صورت گرفته است. در این مبحث با استفاده از جدول تغییرات جرم و نمودارهای رسم شده (عنصر Ti به عنوان عنصر غیرمتحرک در نظر گرفته شده است)، رفتار عناصر اصلی و فرعی، عناصر عبوری جزئی (TRTE)، عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE)، عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE) و عناصر کمیاب خاکی (REE) در پروفیل مورد مطالعه مورد بررسی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲). در میان عناصر اصلی، بیشترین تغییر در Na، K و Mg دیده



شکل ۱۱. الف) موقعیت نمونه‌ها در نمودار $K_2O - SiO_2$ (Pecirillo and Tylor, 1976)، ب) موقعیت نمونه‌ها در نمودار $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ (Muller and Groves, 1997)، پ) نمودار $Zr/Al_2O_3 - TiO_2/Al_2O_3$ (Muller and Groves, 1997) که در محدوده تراکی آندزیت قرار گرفته‌اند، ت) نمودار $Ce/P_2O_5 - Zr/TiO_2$ در برابر Zr/TiO_2 برای تشخیص محیط نکتونیک کمان قاره‌ای از کمان‌های پس از برخورد (Muller and Groves, 1997)

فاکتور در کاهش (تهی شدگی) و افزایش (غنی شدگی) جرم عناصر می باشد. اگر دمای دگرسانی بالا باشد میزان عناصر Al، REE، HFSE و سایر عناصر غیرمتحرک کاهش می یابد ولی اگر دما پایین باشد مقادیر این عناصر با پیشرفت دگرسانی یک روند افزایشی نشان می دهد (Salvi and Jones, 1996). چون مقادیر جرمی عناصر REE، HFSE و Al در منطقه مورد مطالعه با افزایش شدت دگرسانی در پروفیل نمونه برداری سیر صعودی دارد و نسبت به نمونه سالم دگرسان نشده غنی شدگی نشان می دهند، بنابراین می توان اظهار نظر کرد که دمای دگرسانی در منطقه مورد مطالعه پایین بوده است.

عناصر LILE در رگه های کانه دار نسبت به سنگ سالم غنی شدگی نشان می دهند. تشکیل کانی های پتاسیم دار در طی تشکیل دگرسانی از قبیل سرپسیت می تواند عامل غنی شدگی عنصر Rb باشد و تشکیل کانی کربناته در رگه های کانه دار باعث غنی شدگی عناصر Sr و Ba شده است (شکل ۱۲- الف). عناصر (LREE) Pr, Nd, Sm, Ce, La و (HREE) Gd, Lu, Yb, Er, Ho, Tb تغییرات جرم مشابهی دارند و تا حدودی روند کاهش می دهند. این کاهش به دلیل شستشوی این عناصر در طی فرآیند کانی زایی و دگرسانی توسط محلول فرورو است (شکل ۱۲- الف). دمای دگرسانی مهم ترین



شکل ۱۲. الف) محاسبه تهی شدگی و غنی شدگی عناصر عبوری جزئی (TRTE) و اکسیدهای اصلی در رگه های کانه دار کانسار مس ماری، ب) محاسبه تهی شدگی و غنی شدگی عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE)، عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE) و عناصر کمیاب خاکی (REE) در رگه های کانه دار کانسار مس ماری

جدول ۱. جدول آنالیز نمونه‌های سنگی کانسار مس ماری.

Element	Unit	M ₁	M ₂	M ₃	M ₇	M ₈	M ₉	M ₁₀	M ₁₁	M ₁₂	M ₁₃
SiO ₂	%	۵۱/۷۹	۶۲/۵۰	۹/۴۴	۲۹/۳۱	۷۹/۵۱	۳۸/۵۲	۷۸/۵۲	۲۵/۶۷	۳۳/۶۲	۰۴/۵۵
Al ₂ O ₃	%	۱۷/۲۶	۱۷/۳۱	۱۲/۹۵	۱۱/۷۱	۱۷/۰۷	۱۷/۴	۱۵/۷۵	۱۱/۸۸	۱۳/۵۵	۱۴/۹۳
Na ₂ O	%	۳/۶۵	۲/۵۵	۰/۰۴	۰/۰۱	۲/۹	۲/۷۷	۴/۰۲	۰/۰۷	۰/۳۴	۳/۴۹
K ₂ O	%	۳/۶۷	۳/۲۱	۰/۵۵	۰/۰۱	۳/۳۲	۳/۴۴	۳/۱۲	۰/۰۳	۰/۲	۰/۴
CaO	%	۶/۷۹	۳/۱۳	۱۰/۸۴	۱۲/۶۴	۶/۶۸	۸/۱۴	۷/۰۶	۱۳/۱	۱۲/۷۷	۷/۶۷
Fe ₂ O ₃	%	۸/۲۲	۶/۷۸	۳/۸	۱/۶۵	۸/۴۴	۸/۲۳	۷/۲۷	۴/۰۶	۶/۸۹	۴/۷۶
MgO	%	۴	۳/۵۱	۱/۳	۰/۱۳	۴/۲۱	۳/۹۲	۳/۱۴	۰/۱۸	۰/۳۱	۲/۲۱
MnO	%	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۰۷	۰/۱	۰/۱
P ₂ O ₅	%	۰/۴۱	۰/۵۸	۰/۵۶	۰/۷۱	۰/۳۹	۰/۰۴	۰/۴۳	۰/۳۲	۰/۱۸	۰/۴۲
TiO ₂	%	۰/۷۹	۰/۹	۰/۳۹	۰/۱۷	۰/۷۹	۰/۷۹	۰/۷۵	۰/۳۹	۰/۴۳	۰/۶۴
SO ₃	%	۰	۰/۰۲	۲/۶۳	۴/۱۶	۰/۳۳	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۲۳
LOI	%	۳/۲۳	۵/۷۱	۲/۹۸	۴/۵	۳/۳۱	۲/۲۵	۵/۴۶	۲/۶۹	۱/۸۲	۴/۲۷
Ag	ppm	۰/۴۵	۹/۳	۷۱/۷	۲۱۶/۸	۰/۴۷	۰/۳۹	۰/۳۲	۰/۴۱	۰/۶۳	۲۳/۷
As	ppm	۱۱/۹	۲/۷	۳/۷	۲/۷	۳	۲/۷	۲/۶	۳	۲/۸	۳/۸
Au	ppb	۶	۱۰	۳۲	۶۰	۷	۵	۴	۴	۶	۲۰
Ba	ppm	۵۷۶	۴۹۲	۲۷۱	۱۱۹	۶۶۰	۶۹۱	۴۵۳	۱۱	۲۱	۱۰۹
Be	ppm	۱/۶	۱/۲	۱/۹	۱/۹	۱/۶	۱/۶	۱/۴	۱/۷	۱/۵	۱/۳
Cd	ppm	۰/۲۶	۰/۹	۲/۸	۱/۵	۱/۴	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۶
Ce	ppm	۴۹	۴۱	۲۷	۱۲	۵۱	۴۷	۵۷	۲۸	۲۰	۳۸
Co	ppm	۲۲	۲۹	۱۷	۱۲	۲۴	۲۲	۲۳	۵	۶	۱۹
Cr	ppm	۵۸	۹۲	۴۲	۱۷	۶۶	۶۵	۹۱	۲۲	۴۱	۷۵
Cu	ppm	۸۶	۴۲۲۹۶	۱۲۴۳۳۹	۱۷۰۴۰۷	۳۸۴	۳۲۰۰	۵۰	۴۶	۴۸۸۹	۳۹۵۶۱
Dy	ppm	۳/۵	۳/۵	۱/۷	۰/۴۱	۴/۴	۳/۸	۳/۳	۲/۵	۱/۷	۲/۸
Er	ppm	۲/۲	۲	۱	۰/۲۶	۲/۶	۲/۵	۱/۸	۱/۵	۱	۱/۶
Eu	ppm	۱/۲	۱/۳	۰/۷۱	۰/۲	۱/۴	۱/۲	۱/۲	۰/۶۶	۰/۵۴	۰/۹۶
Gd	ppm	۴/۲	۱/۳	۲/۱	۰/۵۴	۵/۳	۴/۴	۴/۴	۳	۲	۳/۶
Ho	ppm	۰/۷۷	۰/۷۴	۰/۳۸	۰/۱	۰/۹۷	۰/۸۸	۰/۷۲	۰/۵۴	۰/۳۷	۰/۶۱
La	ppm	۲۸	۲۱	۱۵	۶	۳۱	۲۷	۳۴	۱۳	۱۰	۲۰
Li	ppm	۳۸	۶۹	۱۶	۳	۴۲	۲۰	۲۱	۳	۳	۲۰
Lu	ppm	۰/۳۷	۰/۲۹	۰/۱۷	۰/۰۴	۰/۳۷	۰/۴۵	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۱۷	۰/۳
Mn	ppm	۸۱۵	۹۳۲	۴۷۲	۲۲۴	۹۶۴	۶۴۰	۸۸۸	۳۰۹	۳۶۶	۵۳۷
Mo	ppm	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۵۸	۰/۵۹	۰/۶۱	۰/۶۳	۰/۵۶	۰/۶۶	۰/۶۷	۰/۶
Nb	ppm	۳۴	۶	۱	۱	۳۴	۳۰	۳۱	۱۳	۱۲	۲
Nd	ppm	۲۳	۲۵	۱۱	۲/۸	۲۳	۲۱	۲۵	۱۵	۱۰	۲۰
Ni	ppm	۲۳	۳۰	۱۱	۴	۲۳	۲۲	۲۶	۴	۹	۲۱
P	ppm	۱۵۵۹	۱۹۸۱	۱۸۲۹	۱۹۷۴	۱۵۶۹	۱۶۰۵	۱۷۸۶	۹۲۷	۸۱۲	۱۴۴۲
Pb	ppm	۳۲	۳۳	۵۶	۴۵	۲۱	۲۰	۳۷	۲۸	۲۷	۳۲
Pr	ppm	۵/۷	۶/۲	۲/۸	۰/۷۳	۵/۵	۵/۲	۶/۵	۳/۷	۲/۵	۵
Rb	ppm	۱۲۴	۱۳۳	۱۲۴	۱۱۷	۱۱۵	۱۰۸	۱۲۸	۱۲۹	۱۳۷	۱۱۰
Sb	ppm	۱/۰۳	۱/۱۱	۱/۰۱	۱/۱۱	۱/۰۱	۱/۰۸	۰/۹۸	۱/۱۲	۰/۹۷	۱/۰۶
Sc	ppm	۱۴/۲	۳۴/۷	۱۶/۷	۱۱/۱	۲۱/۵	۴/۸	۲۱/۴	۱۱/۴	۱۲/۳	۲۰/۶
Sm	ppm	۴/۳	۵	۲/۱	۰/۵۷	۴/۷	۴/۲	۴/۷	۲/۸	۱/۹	۳/۷
Sr	ppm	۳۵	۱۶	۳۳	۱۰	۳۳	۳۶	۱۸	۴۰	۹۶	۴۶
Ta	ppm	۱/۱۴	۱/۲۶	۲/۰۱	۱/۰۴	۱/۶۴	۱/۵۶	۱/۴۷	۱/۲۶	۱/۰۸	
Tb	ppm	۰/۶۵	۰/۷	۰/۳۱	۰/۰۷	۰/۷۶	۰/۶۶	۰/۶۷	۰/۴۵	۰/۳	۰/۵۴
Th	ppm	۶/۵	۴/۵	۳/۶	۲/۴	۷/۶	۷/۴	۵/۳	۳/۹	۲/۹	۴/۷
Tm	ppm	۰/۳۷	۰/۳۴	۰/۱۹	۰/۰۵	۰/۴۳	۰/۴۵	۰/۳	۰/۲۶	۰/۱۹	۰/۲۹
U	ppm	۲/۴	۲/۳	۲/۳	۲/۳	۲/۶	۲/۳	۲/۹	۲/۶	۲/۱	۲/۹
V	ppm	۲۴۰	۲۹۲	۲۰۸	۱۶۴	۲۸۶	۲۵۱	۱۸۰	۱۵۳	۱۴۳	۱۶۵
Y	ppm	۲۸	۲۹	۱۶	۶	۳۱	۲۵	۳۲	۱۳	۱۱	۲۲
Yb	ppm	۳/۵	۳/۶	۲/۴	۱/۵	۳/۷	۳/۲	۳/۵	۲/۳	۱/۸	۲/۷
Zn	ppm	۹۶	۳۱۴	۷۸۰	۱۳۰۲	۸۰	۶۹	۸۷	۱۹	۴۸	۲۸۳
Zr	ppm	۳۱۹	۳۳۶	۱۸۲	۹۳	۱۹۱	۳۹۲	۲۱۱	۲۹۳	۱۹۰	۲۵۵

مانتو شامل پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده، رگه‌ای-رگچه‌ای و جان‌شینی هستند که کلیه این بافت‌ها در کانسارمس ماری مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۷، ۹ و ۱۰). با وجود شباهت‌های اساسی بین کانسار ماری و کانسارهای مس تیپ مانتو در غرب شیلی، تفاوتی بین این کانسارها وجود دارد و آن سن واحد میزبان است به طوری که توالی آتشفشانی در منطقه ماری در زمان سنوزوئیک تشکیل شده است (شکل ۲) ولی توالی میزبان کانه‌زایی در کانسارهای تیپ مانتو شیلی دارای سن مزوزوئیک می‌باشد (جدول ۳).

نحوه تشکیل کانسار مس ماری

نظرات مختلفی در مورد چگونگی تشکیل کانسارهای مس مانتو وجود دارد ولی (Kirkham 1996) برای تشکیل این کانسارها دو مدل دگرگونی و اپی‌ژنتیک - دیاژنتیک پیشنهاد کرده است: در مدل دگرگونی، مس در درجات بالای دگرگونی و در طی واکنش‌های آب‌زاد شده و در سنگ‌های میزبان نهشته شده است. در مدل اپی‌ژنتیک - دیاژنتیک، کانه‌زایی مس در ارتباط با دیاژنز آغازین تا تدفینی می‌باشد. در این مدل، مس از تراکی‌اندزیت میزبان که در شرایط احیایی ته‌نشست شده است، در طی فرآیند فروشست آزاد می‌شود. سیالاتی که این مس را از سنگ‌های تراکی‌اندزیتی شستشو می‌دهند، به‌طور عمده شوره‌های حوضه‌ای هستند ولی دخیل بودن آب دریا، آب‌های جوی و سیالات ماگمایی نیز توسط ایزوتوپ‌های اکسیژن، هیدروژن و گوگرد تأیید شده است.

در این نظریه، سنگ میزبان به‌عنوان منشأ اجزاء کانه‌دار در نظر گرفته می‌شود. (Campano and Guerra 1975) معتقدند که مقادیر بالایی از مس به‌طور اولیه در سنگ میزبان وجود داشته و در طی دیاژنز تدفینی و دگرسانی گرمایی، فروشست شده‌اند. در کانسار مس ماری نیز مقدار مس اولیه در سنگ میزبان تراکی‌اندزیتی دگرسان نشده در حدود ۳۲۰۰ ppm می‌باشد. با توجه به عدم رخداد دگرگونی در منطقه کانی‌سازی ماری چه به‌صورت محلی و چه به‌صورت ناحیه‌ای، مدل دگرگونی را نمی‌توان برای تشکیل این کانسار پیشنهاد کرد و مدل اپی‌ژنتیک - دیاژنتیک قابل قبول‌تر است. با توجه به ویژگی‌های فوق و همچنین مدل ارائه شده

مقایسه کانسار مس ماری با کانسارهای مس تیپ مانتو در غرب شیلی

با توجه به مطالب فوق، ویژگی‌های اساسی کانسار ماری با ویژگی‌های شاخص کانسارهای مس تیپ مانتو مقایسه شده است (جدول ۲).

یکی از ویژگی‌های اساسی کانسارهای مس تیپ مانتو وجود توالی آتشفشانی- رسوبی و سنگ میزبان آندزیت تا بازالت پورفیری است (Wilson et al., 2003; Haggan et al., 1998). در کانسار مس ماری، پهنه کانه‌دار در داخل تراکی‌اندزیت مگاپورفیری توالی آتشفشانی- رسوبی به سن ائوسن تشکیل شده است (شکل ۲-ب و شکل ۳). بورنیت، کالکوسیت، کالکوپیریت و پیریت مهم‌ترین پاراژنز کانیایی کانسارهای تیپ مانتو غرب شیلی است (جدول ۳). در کانسار مس ماری نیز کانی‌های بورنیت و کالکوسیت مهم‌ترین کانی‌های سولفیدی بوده و به مقدار کمتر پیریت و کالکوپیریت نیز دیده می‌شود (شکل‌های ۹ و ۱۰). یکی از شاخصه‌های اصلی کانسارهای تیپ مانتو، همراهی نقره با مس است که میزان آن از ۸ تا ۳۲ گرم در تن تغییر می‌کند (Maksaev and Zentilli., 2002). در کانسار مس ماری نیز مقدار نقره بالا است به طوری که مقدار آن بین ۹ تا ۲۱۶ گرم در تن می‌باشد (شکل ۱۲-ب). چینه‌کران بودن و همچنین بافت رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی از دیگر شاخصه‌های کانسارهای مس تیپ مانتو است (Kojima et al., 2009). در کانسار ماری، بافت ماده معدنی به‌صورت رگه-رگچه‌ای بوده و محدود به واحد آتشفشانی تراکی‌اندزیت مگاپورفیری می‌باشد (شکل ۶). مهم‌ترین کانی‌های باطله در کانسارهای مانتو شیلی عبارت از کربنات، کلریت، اپیدوت، سیلیس و کلریت می‌باشند (جدول ۳). در کانسار مس ماری نیز باطله‌های مشابهی حضور دارند (شکل ۸). اگر چه گستردگی دگرسانی‌ها در کانسارهای تیپ مانتو شیلی قابل توجه نیست و علت آن نیز دما پایین بودن سیال کانه‌دار است ولی در مطالعات میکروسکوپی این ذخایر دگرسانی کربناتی، کلریتی، سیلیسی و سربیتی در سنگ میزبان تراکی‌اندزیتی مشاهده شده است. در کانسار مس ماری نیز این دگرسانی‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۸). بافت‌های مهم در کانسارهای

رسوب‌گذاری در این محیط کشتی با ته‌نشینی رسوبات تخریبی (ماسه‌سنگ و برش‌آتشفشانی) همراه بوده است (شکل ۱۳- الف). گدازه‌های تراکی آندزیت مگاپورفیری در این مدت فوران نموده‌اند (شکل ۱۳ الف ۱) که مقدار اولیه مس در آن‌ها بالا (حداکثر ۳۲۰۰ ppm) بوده است.

مرحله کانی‌زایی

مرحله دیاژنز آغازین

در طی دیاژنز اولیه، فعالیت میکروارگانسیم‌های احیاکننده سولفات آب دریا باعث احیاء سولفات آب دریا و آزادشدن گوگرد شده و سپس این گوگرد در واکنش با آهن محیط سبب ایجاد پیریت به‌صورت پرکننده فضای خالی و دانه پراکنده در سنگ میزبان تراکی آندزیتی شده است (شکل ۱۳ ب ۲، ۳). بنابراین، در این مرحله پیریت در زمینه سنگ و نیز به‌صورت پرکننده فضای خالی تشکیل شده است.

برای کانسارهای تیپ مانتو توسط Kojima et al. (2007) و Kirkham (1996)، مراحل تشکیل کانسار مس ماری را می‌توان به‌صورت اپی‌ژنتیک- دیاژنتیک ارائه کرد. لازم به‌ذکر است که بوبری و همکاران (۱۳۹۳) و ابولی و همکاران (۱۳۹۰) چنین مدلی را به‌ترتیب برای کانسارهای مانتو کشت مهکی صفاشهر و کشکوئیه رفسنجان ارائه کرده‌اند.

مراحل کانی‌زایی در کانسار مس ماری بر اساس نوع فرآیندهای موثر بر کانی‌زایی به سه مرحله تقسیم می‌شود که در ذیل به شرح آنها پرداخته می‌شود:

قبل از کانی‌زایی

مرحله همزمان با آتشفشان

در زمان ائوسن در یک محیط ریفت درون کمانی، مواد آذرآواری و رسوبی شروع به ته‌نشست کرده و همزمان، خروج گدازه‌ها به‌صورت متناوب با توفها و سنگ‌های رسوبی صورت گرفته است (شکل ۱۳- الف). به‌طوری که شروع

جدول ۲. مراحل تشکیل و توالی پاراژنتیک کانه‌ها و کانی‌ها در کانسار مس ماری و بافت‌های غالب در آن

Minerals/ Textures	Pre- Mineralization	Mineralization		Post- Mineralization	
	Volcanism	Diagenesis		Supergene	
		Early	Late	Sulphide	Oxide
Minerals	Bornite		●		
	Chalcocite		●	●	
	Chalcopyrite		●		
	Pyrite	●	●		
	Covellite			●	
	Hematite				●
	Azurite				●
	Malachite				●
	Zeolite		●		
	Calcite		●		
	Chlorite		●		
	Epidote		●		
	Silica			●	
Textures	Disseminated	●	●		
	Vein- Veinlet		●	●	
	Open space filling		●		
	Replacement		●	●	

مرحله دیاژنز تدفینی

به سمت بالا و نقاط کم فشار حرکت کرده و با ورود به واحد تراکی آندزیت پورفیری غنی از پیریت، احیاء شده آن‌ها و مس به شکل سولفیدی در فضاهای مناسب ته‌نشین شود. همچنین برخورد سیالات با پیریت سبب آزاد شدن آهن و تشکیل هماتیت در اطراف سولفیدهای مس می‌شود. از جمله شواهد دیاژنز تدفینی در کانسار ماری، جانشینی کالکوسیت به جای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز از حاشیه (شکل ۱۳- پ ۴) و تشکیل کانی زئولیت (شکل ۶- پ) در واحد تراکی آندزیت مگاپورفیری است. حضور پیریت‌های دانه‌پراکنده و پرکننده فضای خالی در واحد تراکی آندزیتی سبب شده که کانی‌سازی مس به صورت چینه‌کران بوده و محدود به واحد تراکی آندزیت مگاپورفیری باشد (شکل ۱۳- پ ۵).

فعالیت آتشفشانی وسیع و ادامه رسوب‌گذاری باعث ضخیم‌تر شدن توالی آتشفشانی- رسوبی حوضه ائوسن شده و این افزایش ضخامت رسوبات سبب تدفین عمیق و افزایش فشار و دما در سیال بین حوضه‌ای، به عبارتی دیاژنز تدفینی می‌شود و این به نوبه خود، تحرک سیالات شورابه‌ای را در میان توالی آتشفشانی ایجاد کرده است (Barnes, 1979).

علاوه بر این، دیاژنز تدفینی سبب آب‌زدایی واحدهای آذرآواری حاوی مس، آزاد شدن فلزات موجود در ساختار کانی‌ها و وارد شدن آن‌ها به شورابه حوضه‌ای می‌شود. این سیالات دما بالا در طی گردش در میان واحدهای آتشفشانی از مس غنی می‌شوند. سیالات غنی از مس

مرحله پس از کانه‌زایی

شرایط اکسیدان، هوازدگی و شستشو، سولفیدهای مس به کالکوسیت‌های ثانویه، کوولیت، مالاکیت، آزوریت و هماتیت تبدیل می‌شوند (جدول ۲).

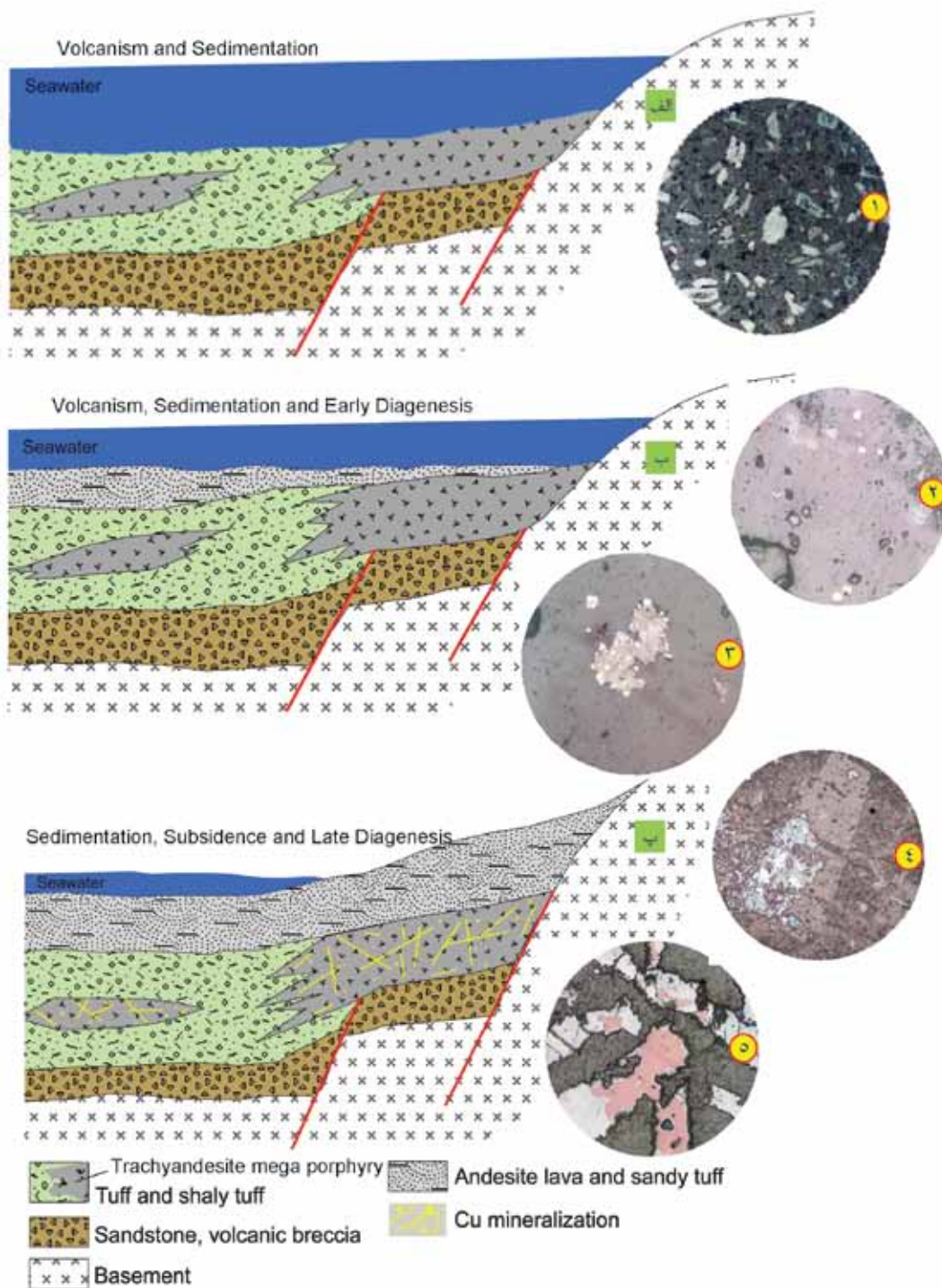
این مرحله، شامل بالآمدگی حوضه و رخنمون یافتن واحدها در سطح زمین است که باعث هوازدگی و دگرسانی سوپرژن سولفیدهای اولیه شده است. در این مرحله به علت

جدول ۳. مقایسه کانسار مس ماری با دیگر کانسارهای مس تیپ مانو در شیلی و ایران

ویژگی‌های شاخص	کانسار ماری	کانسارهای تیپ مانو	کانسار عباس‌آباد	کانسار کشکوئیه	کانسار کشت مهکی	کانسار ورزگ
موقعیت جغرافیایی	۴۰ کیلومتری شمال زنجان	شیلی	شمال شاهرود	غرب رفسنجان	شمال غرب ده‌بید فارس	۱۵ کیلومتری شرق قاین
محیط تکتونیکی	ریف‌ت درون قوس ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای	کمان و پشت کمان	...	محیط کششی پشت کمان	ریف‌ت درون کمان آتشفشانی	ریف‌ت درون قاره‌ای
سنگ میزبان	تراکی آندزیت مگاپورفیری	گدازه‌های بازالتی و آندزیتی مگاپورفیری	آندزیت تا آندزیت بازالتی پورفیری	آندزیت دارای اشکال بادامکی	واحد آذرآواری با ترکیب آندزیتی- تراکی آندزیتی	آندزیت تا آندزیت بازالتی بادامکی
کانی شناسی	کالکوسیت، بورنیت، کالکوپیریت، پیریت و هماتیت	بورنیت، کالکوسیت، کالکوپیریت، پیریت، دیژنیت و هماتیت	کالکوسیت، دیژنیت، بورنیت، کوولیت، مس طبیعی	بورنیت، کالکوزیت، کالکوپیریت، پیریت، دیژنیت و هماتیت	کالکوسیت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، مس طبیعی، کالکوپیریت	کالکوسیت، دیژنیت، کوولیت، مس طبیعی، کالکوپیریت

ادامه جدول ۳.

ویژگی‌های شاخص	کانسار ماری	کانسارهای تیپ مانتو	کانسار عباس‌آباد	کانسار کشکوئیه	کانسار کشت مهکی	کانسار ورزگ
کانی‌های باطله	کربنات، کوارتز، کلریت، اپیدوت و فلدسپار	کربنات و کلریت، سیلیس، هماتیت و آلکالی فلدسپار	کربنات، کلریت، زئولیت، کوارتز	کربنات و به میزان کمتر سیلیس، کلریت، هماتیت و آلکالی فلدسپار	اپیدوت، کربنات، کلریت و آلکالی فلدسپار	کربنات، کلریت، کوارتز، زئولیت
میزان نقره	۹ تا ۲۱۶ گرم در تن	۸ تا ۳۲ گرم در تن	...	۶ تا ۲۳ گرم در تن	تا ۳۵ گرم در تن	تا ۱۰۰ گرم در تن
دگرسانی	کربناتی، کلریتی، اپیدوتی، سرپسیتی، سیلیسی	کربناتی، کلریتی، سیلیسی، سرپسیتی، هماتیتی و آلبیتی	...	گسترش ضعیفی دارد و شامل کربناتی، هماتیتی و سرپسیتی	کلریتی، سیلیسی، کلسیتی، اپیدوتی	اپیدوتی، سیلیسی، کربناتی، کلریتی
سن واحد میزبان	ائوسن	کرتاسه	ائوسن زیرین	ائوسن	کرتاسه زیرین	پالئوسن-ائوسن
ساخت و بافت	پرکننده فضای خالی، رگه-رگچه‌ای، دانه رگچه‌ای، دانه پراکنده و جانشینی	پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده، رگه-رگچه‌ای، جانشینی	پرکننده فضای خالی و رگه-رگچه‌ای	پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده، رگه-رگچه‌ای، جانشینی	پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده، رگه-رگچه‌ای، جانشینی و لامینه‌ای	رگه-رگچه‌ای، بادامکی و دانه پراکنده
شکل هندسی	استراتاباند	استراتاباند	استراتاباند	استراتاباند	استراتاباند	استراتاباند
منبع	تحقیق حاضر	(Kirkham, ۱۹۹۶)	(سامانی، ۱۳۸۱)	(ابولی و همکاران، ۱۳۹۰)	(بوبری و همکاران، ۱۳۹۳)	(علی‌زاده و همکاران، ۱۳۹۱)



شکل ۱۳. مراحل تشکیل کانسار مس ماری. الف) فعالیت آتشفشانی، ته‌نشست رسوبات در حوضه آتشفشانی- رسوبی ائوسن و تشکیل واحد تراکی آندزیت مگاپورفیر (۱)، ب) رخداد دیاژنز اولیه به همراه فعالیت میکروارگانیزم‌های احیاکننده سولفات باعث تشکیل پیریت به صورت دانه پراکنده (۲) و پرکننده فضای خالی (۳) در واحد تراکی آندزیت مگاپورفیر شده است. پ) ادامه رسوب‌گذاری باعث افزایش ضخامت رسوبات همراه با ادامه فرونشست حوضه، باعث افزایش فشار و حرارت حوضه و حدوث دیاژنز تدفینی شده و همین دیاژنز تدفینی سبب آب‌زدایی واحدهای آذرآواری مس‌دار و وارد شدن آن‌ها به شورابه حوضه‌ای می‌شود. از جمله شواهد دیاژنز تدفینی، جانشین شدن پلاژیوکلازها از حاشیه توسط کالکوسیت می‌باشد (۴). با توجه به حضور پیریت‌های دانه‌پراکنده و پرکننده فضای خالی در این واحد تراکی آندزیتی، شرایط احیایی حاکم برای ته‌نشست سولفیدهای مس در این واحد فراهم می‌شود (۵) و کانی‌زایی مس در منطقه ماری به صورت چینه‌کران محدود به واحد تراکی آندزیت مگاپورفیری می‌شود

منابع

- Castro, A., Aghazadeh, A., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M., 2013. Late Eocene-Oligocene post collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source, *Lithos*, 19.
- Cabral A.R. and Beaudoin, G., 2007. Volcanic red-bed copper mineralization related to submarine basalt alteration, Mont Alexandre, Quebec Appalachians, Canada. *Mineral Deposita*, 42, 901 - 912.
- Campano, P. and Guerra, N., 1975. The role of bitumen in strata-bound copper deposit formation in the Copiapó area, Northern Chile. *Mineral Deposita*, 41, 339 - 355.
- Espinoza, R. S., Veliz, G. H., Esquivel, L. J. and Arias F. J., 1996. The cupriferous province of the coastal ranges, Northern Chile, In: *Andean copper 194 deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny*. Soc Econ Geologists Special Publication, 5, 19-32.
- Haggan, T., Parnell, J. and Cisternas M.E., 2003. Fluid history of andesite-hosted CuS-bitumen mineralization, Copiap district, North Central Chile. *Journal of Geochemical Exploration*, 78631-635.
- Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. and Hushmand-Zadeh A., 1966. Geology of Tarom district, western part (Zanjan area, North west Iran), *G.S.I 8*, 31.
- Khadem, N., 1964. Types of copper deposits in Iran. In *symposium on Mining Geology and The Base Metals Central Treaty Organization*, Ankara.
- Kirkham, R.V., 1996. Volcanic red bed copper, Geological Survey of Canada, Canadian mineral deposit types, 8, 241-252.
- Kojima, S., Aguilera, D. T. and Hayashi K. I., 2007. Genetic aspects of manto type cop-
- ابولی، م.، راستاد، ا. و رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۹۰. کانده زایی مس چینه کران نوع مانتو (Manto-type) در پهنه دهج- ساردوئیه در ناحیه کشکوئیه رفسنجان. دومین همایش زمین شناسی اقتصادی دانشگاه لرستان.
- بویری، م.، راستاد، ا. و رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۹۳. کانی زایی مس (نقره) نوع Volcanic Red Bed در کانسار کشت مهکی، شمال باختر صفاشهر، پهنه سندج- سیرجان جنوبی، فصلنامه علوم زمین. ۹۳، ۱۹ - ۳۶.
- حاج علیلو، ب.، ۱۳۷۸. متالوژنی ترشیری در البرز باختری- آذربایجان (میان- سیهرود) با نگرشی خاص بر منطقه هشتجین، رساله دکتری زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس تهران.
- حاجیان، آ. و زاهدی، م.، ۱۳۸۴. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زنجان. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قربانی، م.، ۱۳۸۷. زمین شناسی اقتصادی کانسارها و نشانه های معدنی ایران، انتشارات آرین زمین.
- سامانی، ب.، ۱۳۸۱. متالوژنی کانسارهای مس تیپ مانتو در ایران، ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- علی زاده، و.، مومن زاده، م. و امامی، م.، ۱۳۹۱. سنگ نگاری، ژئوشیمی، کانی شناسی، مطالعه میانبارهای سیال و تعیین نوع کانی زایی کانسار مس ورزگ- قاین، فصلنامه علوم زمین شماره ۸۶، ۲۱-۳۸.
- معین وزیری، ح. و احمدی، ع.، ۱۳۸۱. پتروگرافی و پترولوژی سنگ های آذرین، انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران، ۵۴۴.
- Aghazadeh, M., Castro, A., Omran, N.R., Emami, M.H., Moinvaziri, H. and Badrzadeh, Z., 2010. The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 38, 199-219.
- Barnes H.L., 1979. Solubilities of ore minerals, In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2nd edn John Wiley & Sons, New York, 404-410.

- per deposits based on geochemical studies of north Chilean deposits. *Resource Geology*, 59, 87-98.
- Kojima, S., Trista, D., guilera, A., Ken-ichiro and Ayashi H., 2009. Genetic aspects of the manto-type copper deposits based on geochemical studies of North Chilean deposits. *Resource Geology*, 59, 87 - 98.
 - Maksaev, V. and Zentilli M., 2002. Chilean strata-bound Cu-(Ag) deposits: an overview. In: Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits. A Global Perspective*. PGC Publishing Adelaide, 163-184.
 - Muller, D. and Groves D. I., 1997. Potassic Igneous Rocks and Associated Gold -Copper Mineralization, Sec updated Springer Verlag, 242.
 - Oyarzum, R., Ortega, L., Sierra, J., Lunar, R. and Oyarzn J., 1998. Cu, Mn and Ag mineralisation in the Quebrada Marquesa Quadrangle, Chile: The Talcuna and Arqueros Districts. *Mineralium Deposita*, 33, 547-559.
 - Pecerrillo, A. and Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the kastamous area, Northen Turkey. *Contrib.Mineral Petrol*, 58, 63-81.
 - Rieger, A., Schwark, L. and Cisternas M. E., 2008. Genesis and Evolution of Bitumen in Lower Cretaceous Lavas and Implications for Strata-bound Copper Deposits, North Chile. *Economic Geology*, 103, 387- 404.
 - Salvi, S. and Williams-Jones, A.E.,1996. The role of hydrothermal processes in concentrating high-field strength elements in the Strange Lake peralkaline complex, northeastern Canada. *Geochemical. Cosmochim. Acta*, 60, 1917-1932.
 - Wilson, N.S.F., Zentilli, M., and Spiro B., 2003. A sulfur, carbon, oxygen, and strontium isotope study of the volcanic-hosted El Soldado Manto-type Cu deposit, Chile: The essential role of bacteria and petroleum. *Economic Geology*, 98, 163- 174.
 - Winchester, J.A., and Floyd P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 16, 325-343.
 - Zentilli, M., Munizaga, F., Graves, M.C., Boric, R., Wilson, N.S.F., Mukhopadhyay, P.K. and Snowdon L.R., 1997. Hydrocarbon involvement in the genesis of ore deposits: An example in Cretaceous strata-bound (manto-type) copper deposits of central Chile. *International Geology Review*, 39, 1- 21.

بررسی تاثیر تغییرات منطقه‌ای برافرازش بر شاخص‌های ژئومورفیک: مطالعه موردی کمپلکس میشو در شمال باختر ایران

مهدی بهیاری^۱، محمد محجل^{۲*}، محسن موید^۳ و مهناز رضاییان^۴

۱. دانشجوی دکتری تکتونیک گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران
۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران
۳. استاد گروه زمین‌شناسی، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز
۴. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان

تاریخ دریافت: ۹۳/۶/۲۵

تاریخ پذیرش: ۹۴/۵/۱۸

چکیده

کمپلکس میشو در شمال باختر ایران به صورت برجستگی شاخصی می‌باشد که توسط گسل‌های فعال شناخته شده‌ای محدود شده است. آرایش فضایی این گسل‌ها سبب برافرازش منطقه و برونزد سازند کهر به سن پرکامبرین در مرکز این کمپلکس شده است. بررسی شاخص‌های پروفیل‌های طولی رودخانه، مورفولوژی جبهه کوهستان، مورفولوژی دره‌ها و داده‌های ترموکرونومتری حوضه نشان می‌دهد که میزان نرخ برافرازش در راستای باختر به خاور و شمال به جنوب کاهش می‌یابد. نمودارهای هیپسومتری که برای دامنه شمالی و جنوبی تهیه شده است، نشان می‌دهند که دامنه شمالی نسبت به دامنه جنوبی در حالت ناپایداری قرار دارد. همچنین مقایسه منحنی توپوگرافی همگن شده کمینه و بیشینه در سه مقطع باختر، مرکزی و خاور میشو مشخص کرد که بیشترین اختلاف در مقطع باختری میشو است که دلالت بر نرخ بالای برافرازش در این بخش دارد. داده‌های زمین‌دماسنجی آغاز فرایش سریع از حدود ۲۱ تا ۲۲ میلیون سال (میوسن) پیشنهاد می‌کند. نرخ برافرازش ۰/۱۶ تا ۰/۲۴ Km/Ma قابل انتظار می‌باشد. مقایسه نتایج نمونه‌های برگرفته از باختر و خاور منطقه نشان از کاهش فرایش از باختر به خاور دارد که با نتایج داده‌های ساختاری و وضعیت چینه‌شناسی منطقه و یافته‌های مورفولوژیکی مطابقت دارد.

واژه‌های کلیدی: برافرازش، شاخص‌های ژئومورفیک، کمپلکس میشو، فرایش، زمین‌دماسنجی.

مقدمه

برجستگی شاخصی در شمال باختر ایران مشخص می‌باشد و توسط گسل‌های فعال شناخته شده‌ای محدود می‌شود. به علت لیتولوژی و ساختار پیچیده به این منطقه کمپلکس میشو اطلاق شود و با توجه به جایگاه ژئودینامیک این منطقه

منطقه مورد مطالعه یکی از مناطق فعال در پهنه برخوردی صفحه عربی و اوراسیا می‌باشد که به صورت

*نویسنده مرتبط: mohajjel@modares.ac.ir

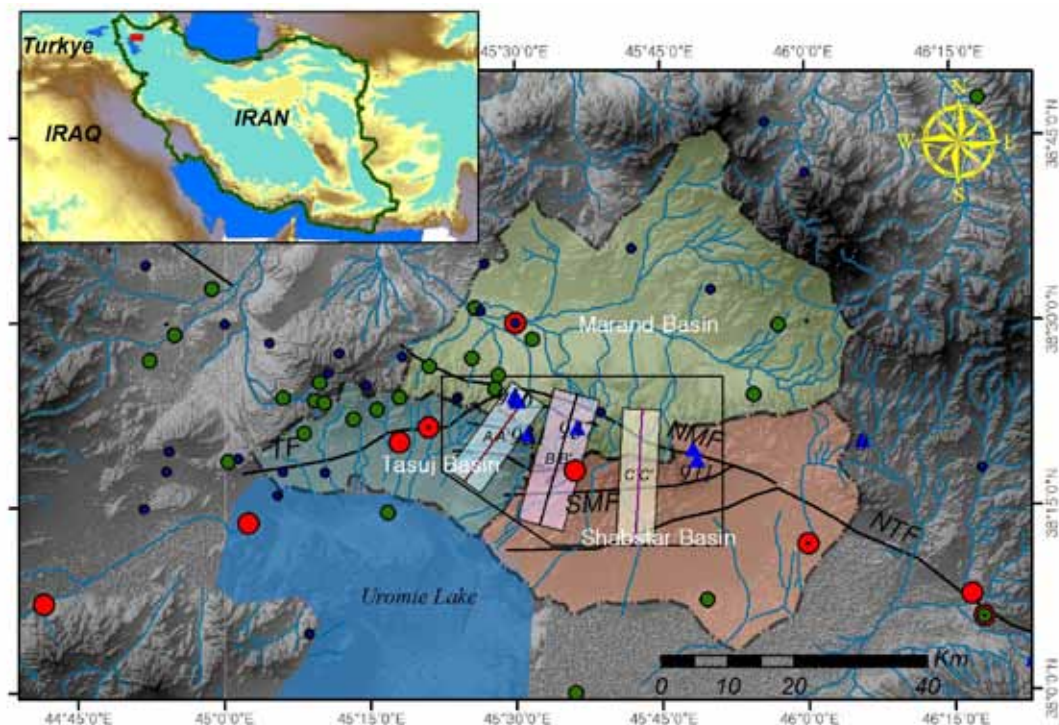
هدف این است که با بررسی شاخص‌های ژئومورفیک در کمپلکس میشو تاثیر برافرازش بر این شاخص‌ها و تغییرات آن با استفاده از ترموکرونومتری مورد بررسی قرار گیرد و به این سوال پاسخ داده شود که آیا نرخ برافرازش در تمام بخش‌های کمپلکس ساختاری میشو یکنواخت است یا با توجه به ساختارهایی که منطقه را تحت تاثیر قرار می‌دهد، این نرخ متفاوت می‌باشد.

جایگاه زمین‌شناسی و تکتونیکی

تکتونیک کنونی ایران بیشتر تحت تاثیر همگرایی صفحه عربی و صفحه اوراسیا قرار دارد، این همگرایی بیشتر به صورت کوتاه‌شدگی در پهنه زاگرس و دگرشکلی‌ها و گسل‌های امتداد لغز در ایران مرکزی دیده می‌شود (Vernant et al., 2004) میزان این همگرایی را در محل گسل تبریز تقریباً ۲۰ میلی‌متر بر سال برآورد می‌کنند. همچنین حرکت رو به باختر صفحه آناطولی نسبت به اوراسیا این منطقه را تحت تاثیر قرار می‌دهد که میزان این جابجایی ۲۴ میلی‌متر در سال در امتداد گسل شمال آناطولین تخمین زده شده است (Şengör, 1990)، در واقع گستره مورد مطالعه متاثر از تکتونیک برخوردی بین صفحات عربی، اوراسیا و آناطولی می‌باشد و تنش اعمالی ناشی از حرکت رو به شمال صفحه عربی توسط سامانه‌ای از گسل‌های امتداد لغز و شیب لغز به سمت باختر و گسل شمال آناطولین منتقل می‌شود. مرزهای کوه‌های میشو محدود به گسل‌های فعال و شناخته شده‌ای همچون گسل شمال میشو در بخش شمالی (NMF) و گسل جنوب میشو (SMF)، شبستر و تسوج (TF) در بخش جنوبی می‌باشد (Alavi, 1991; Vernant et al., 2004) (شکل ۱).

در شمال باختر ایران مورد توجه مطالعات بسیاری قرار گرفته است (Djamour et al., 2011; Karakhanian et al., 2004; Moradi et al., 2011; Reichenbacher et al., 2011; Saccani et al., 2013; Şengör, 1990; Şengör et al., 1984). مهم‌ترین عنصر ساختاری در شمال باختر ایران گسل تبریز می‌باشد که این گسل با توجه به فعالیت‌های لرزه‌ای و شواهد ساختاری به قطعات متعددی تقسیم شده است. گسل تبریز به سمت باختر پس از قطعه صوفیان به شاخه‌های گسل شمال میشو، گسل جنوب میشو، گسل شبستر، گسل شرفخانه، گسل تسوج تقسیم می‌شود (Berberian and Arshadi, 1976) که عملکرد این گسل‌ها سبب برافرازش کوه‌های میشو شده است. در کمپلکس میشو برافرازش در پهنه باریک ۲۰ کیلومتری اتفاق می‌افتد و ارتفاع از ۱۲۰۰ متر در دامنه کوه‌ها به بیش از ۳۲۰۰ متر در مرکز کوهستان می‌رسد. برافرازش و فرسایش بی وقفه سبب برونزد پی سنگ پرکامبرین (سازند کهر) در مرکز این کوه‌ها شده است (Asadian et al., 1994).

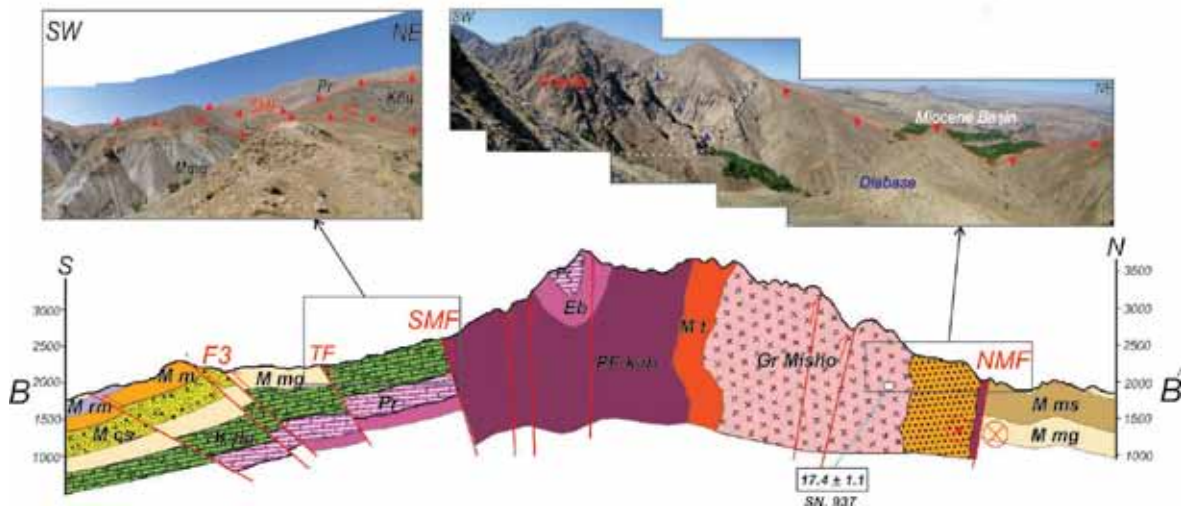
کوه‌های میشو با توجه به عملکرد عناصر ساختاری برافرازش یافته است و موقعیت مناسبی جهت ارزیابی میزان فعالیت زمین‌ساختی در دامنه‌های شمالی و جنوبی از طریق ریخت‌سنجی شاخص‌های ژئومورفیک و بررسی تغییرات نرخ برافرازش بر اساس زمین‌دماسنجی فراهم آورده است. اشکال توپوگرافی در ارزیابی کمی اثرات متقابل زمین‌ساخت و فرآیندهای سطح زمین در نواحی فعال زمین‌ساختی، جایگاه ویژه‌ای دارند و استفاده از آنها می‌تواند زمینه بررسی تکامل چشم‌انداز، در منطقه مورد مطالعه را فراهم کند (Azor et al., 2002; Molin et al., 2004). در این مقاله



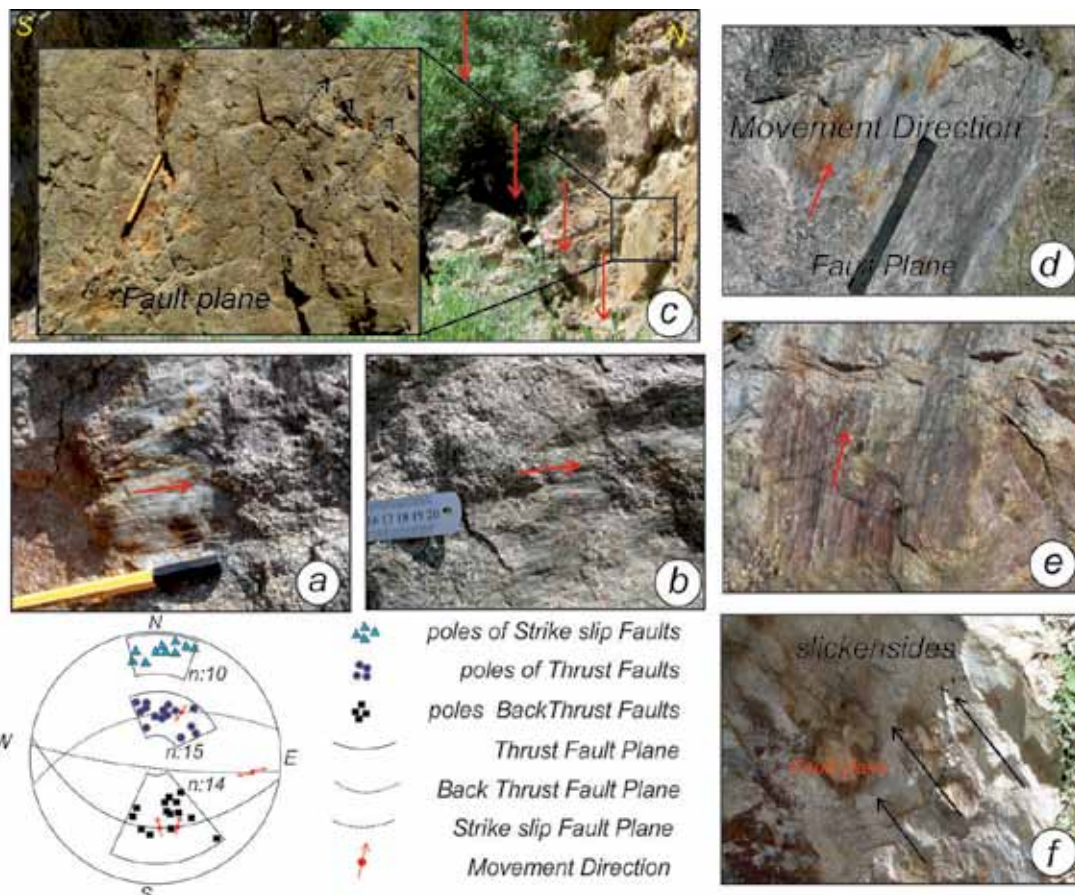
شکل ۱. موقعیت گستره مورد مطالعه به صورت چهارگوش مشخص می‌باشد. همچنین موقعیت گستره که به صورت دقیق مورد آنالیز قرار گرفته به همراه حوضه‌های آبریز و گسل‌های فعال و پراکندگی زمین لرزه‌ها در گستره مورد مطالعه مشخص می‌باشد (NTF: گسل شمال تبریز، NMF: گسل شمال میشو، SMF: گسل جنوب میشو، TF: گسل نسوج)

گرایت‌نوییدی قطع می‌شوند که خود متشکل از دو واحد مجزا هستند. یکی گرانیت‌های تیپ S (گرانیت میشو) در بخش مرکزی منطقه و دیگری آلکالی گرانیت و سینیت در بخش خاوری منطقه می‌باشد (شاه زیدی و همکاران، ۱۳۹۲)، تمام این مجموعه‌ها جایگاه چینه‌شناسی قبل از پرمین دارند. در گستره مورد مطالعه راندگی در راستای گسل‌های منطقه سبب برافرازش فعال منطقه شده است (شکل ۲). تحلیل‌های جنبشی انجام شده بر روی این گسل‌ها نشان داد که در دامنه شمالی، شیب گسل‌ها به سمت جنوب است و جهت حرکت فرا دیواره به سمت شمال و در دامنه جنوبی، شیب گسل‌ها به سمت شمال و جهت راندگی به سمت جنوب می‌باشد (بهیاری و همکاران، ۱۳۹۴). البته روندهای ذکر شده به صورت کلی می‌باشد و با توجه به منطقه‌ای که برداشت شده است در دامنه شمالی جهت راندگی از شمال خاور تا شمال باختر تغییر می‌کند. گسل‌های جوان در منطقه بیشتر دارای مولفه امتداد لغز راستگرد می‌باشند و در دامنه شمالی نمود بیشتری دارند (شکل ۳).

جایگاه تکتونیکی این منطقه قابل مقایسه با ایران مرکزی و البرز نیست چرا که در هیچ یک از پهنه‌های مذکور بین نهشته‌های پیشرونده شروع سازندهای با سن پرمین و رسوبات پالئوزوئیک زیرین دگرشیبی زاویه‌دار نظیر کوه‌های مورو و میشو دیده نمی‌شود (موید و موذن، ۱۳۸۱) و همچنین مجموعه مافیک و آلکالی گرانیت به سن هرسنین که در کوه‌های مورو و میشو رخنمون دارند در هیچ یک از پهنه‌های مذکور شناخته نشده‌اند (Ahankoub et al., 2013). پی سنگ کریستالین در این منطقه عمدتاً شامل ماسه‌سنگ‌ها با دگرگونی ضعیف به همراه متاشیل‌ها و توف‌های دگرگون شده می‌باشد که در مجموع سازندکهر خوانده می‌شود. تمامی واحدهای سازند کهر دگرگونی ضعیفی در حد رخساره شیست سبز را نشان می‌دهند. واحدهای مافیک و الترامافیک شامل گابرو، دونیت، پیروکسنیت در داخل واحد کهر تزریق شده‌اند. سن مجموعه گابرو با استفاده از تعیین سن زیرکن به روش اورانیوم-سرب $356/7 \pm 3/4$ میلیون سال تعیین شده است (Saccani et al., 2013). کل این مجموعه توسط دایک‌های دیابازی و یا واحدهای



شکل ۲. مقطع عرضی در موقعیت BB که بر روی شکل یک مشخص شده است. PE kah ماسه سنگ شیل پرکامبرین سازند کهر، Pr آهک ضخیم لایه پرمین معادل سازند روته، Kflu ماسه سنگ، مارن و آهک کرتاسه با رخساره فیلیشی، Mcs کنگلومرای ضخیم لایه، Mm سیلت و مارن سبز رنگ به همراه ماسه سنگ‌های ضخیم لایه، M mg مارن و ماسه سنگ، Db دباباز، Gr Misho گرانیت میشو، Mt هورنفلس دگرگونی همبری



شکل ۳. تحلیل جنبشی گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه و خش لغزهای گسل بر روی صفحات راندگی. (a) خش لغز بر روی گسل‌های امتداد لغز منطقه، (b) خش لغز با ریک صفر درجه بر روی صفحه گسل امتداد لغز، (c) رخنمون گسل شیب لغز معکوس با مولفه امتداد لغز راستگرد، (d) گسل معکوس در داخل واحد گرانیتی، (e) گسل معکوس به همراه خش لغز بر روی صفحه گسلی جهت راندگی رو به شمال، (f) گسل معکوس همراه با مولفه امتداد لغز راستگرد

می‌شود، آثاری محسوس بر سیستم‌های رودخانه‌ای دارد. در واقع مقاطع طولی رودخانه‌ها موازنه ما بین فرسایش و برافرازش را نشان می‌دهد (Hovius et al., 2000) و برافرازش را نشان می‌دهد (Menéndez et al., 2008)، به طوری که در پی تغییر ارتفاع منطقه تغییراتی در شیب کف دره‌ها ایجاد شده و در نتیجه ویژگی‌های هندسی رودخانه تحت تاثیر قرار می‌گیرند. اثر فعالیت‌ها بر روی رودخانه‌ها به صورت تغییر در نوع شبکه رودخانه‌ای و عمل انباشت یا کاوش رودخانه نیز ظاهر می‌شود. کند بودن عمل حفر بستر نسبت به بالا آمدگی سبب از هم پاشیدن شبکه آبراهه‌ای موجود، و سرعت زیاد آن، گسترش حوضه و تشدید فرسایش در راس آبراهه‌ها را به دنبال خواهد شد. در واقع می‌توان گفت بین حرکات زمین ساختی و تغییرات سامانه‌های رودخانه‌ای نوعی تعامل وجود دارد و واکنش سامانه‌های رودخانه‌ای به فعالیت‌های زمین ساختی، به شدت و نوع این فعالیت‌ها و اندازه نسبی رودخانه وابسته است (Burbank and Anderson, 2011). (Hovius et al., 2000) با توجه به نرخ برافرازش و نرخ بارش ماهانه، ۳ نوع مورفولوژی برای پروفیل‌های طولی رودخانه تعریف کرده است: رودخانه‌های با پروفیل مقعر نشانه موازنه طولانی مدت مابین نرخ برافرازش و فرسایش است. پروفیل‌های محدب- مقعر همراه با پله‌های فرسایشی نشان دهنده غلبه طولانی مدت فرایندهای فرسایشی در منطقه است. پروفیل‌های محدب نیز از شاخصه‌های مناطقی هستند که برافرازش (مناطق فعال تکتونیک) غالب هستند. شاخص شیب آبراهه در مقابل سطح تراز بسیار حساس می‌باشد و هرگونه فعالیت ساختاری یا تغییر جنس سنگ بستر موجب تغییر در این شاخص خواهد شد این شاخص از طریق رابطه ۱ محاسبه می‌شود.

$$SL = (\Delta L / \Delta H) / L \quad (\text{رابطه ۱})$$

در رابطه فوق، ΔH نشانگر تغییرات ارتفاع کانال، ΔL معرف طول آن و L طول کانال از نقطه مورد نظر که شاخص اندازه‌گیری شده تا مرتفع‌ترین نقطه کانال می‌باشد، هستند. شاخص SL با انرژی آبراهه و تکتونیک منطقه مرتبط است.

تحلیل شاخص‌های ژئومورفیک

با توجه به در دسترس بودن و استخراج سریع شاخص‌های ژئومورفیک از نقشه‌های توپوگرافی و مدل‌های رقومی ارتفاعی، استفاده از این شاخص در ارزیابی فعالیت زمین‌ساختی مناطق مختلف در پروژه‌های مطالعاتی و عمرانی همواره مورد توجه قرار می‌گیرد. همچنین تحلیل‌های ژئومورفولوژیک در مناطقی که دارای پوشش گیاهی کمی هستند و سیماهای زمین‌ساختی در ارتباط با تکتونیک فعال تشکیل شده‌اند، بسیار ثمر بخش می‌باشد. همچنین از شاخص‌های ژئومورفولوژیک می‌توان برای تشخیص دگرشکلی‌های مرتبط با گسل‌های با نرخ لغزش کم تا متوسط استفاده کرد (Gracia et al., 2006; Pedrera et al., 2009; Pérez-Peña et al., 2009).

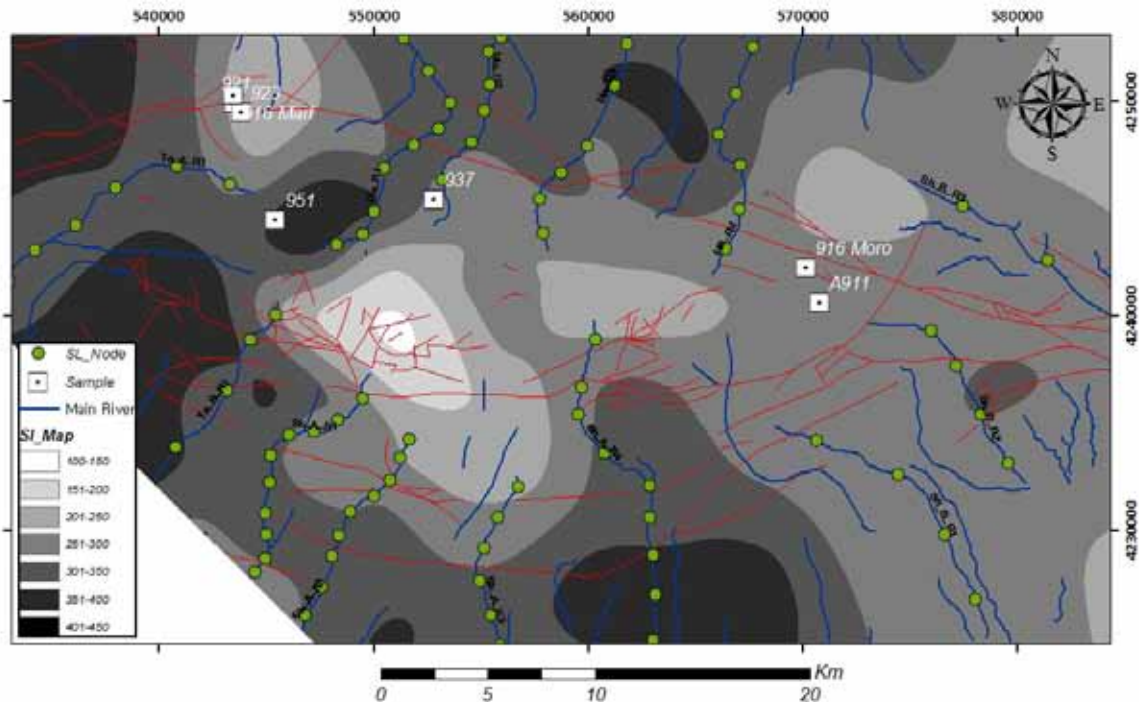
مبنای نظری تحلیل‌های مورفولوژیک، روابطی است که به صورت نسبی بین فرایندهای موثر در بالا آمدگی سطح اساس محلی (برافرازش زمین‌ساختی) است. توپوگرافی سطح زمین نیز نتیجه عملکرد نیروهای درونی و بیرونی در محل سطح تماس است. مهم‌ترین شاخص‌های ژئومورفولوژیک عبارتند از کمیت‌های توپوگرافی (SL, Eu, Fd, Fmf, Smf) و ویژگی‌های شبکه زهکشی (AF, Bs). شاخص‌های ژئومورفولوژیک مورد استفاده در مطالعات زمین ریخت‌شناسی زمین‌ساختی عمدتاً شامل شاخص‌های مرتبط با فرایندهای انباشتی و فرسایشی حاکم در سامانه‌های رودخانه‌ای هستند، زیرا الگوی توسعه و تکامل شبکه‌های زهکشی از جمله شاخص‌هایی است که به تغییرات حاصل از فعالیت‌های زمین‌ساختی بسیار حساس است. برای تحلیل مسائل مورفولوژیک کوهستان میشو به ۳ بخش باختری، مرکزی و خاوری تقسیم شده که هر کدام از این بخش‌ها شامل دامنه شمالی و دامنه جنوبی هستند که دارای ویژگی‌های ریخت‌شناسی و زمین‌شناسی خاص خود هستند.

شاخص شیب آبراهه^۱

رویداد و فعالیت‌های زمین‌ساختی در یک ناحیه که موجب بالا آمدگی و یا جابه‌جایی افقی در طول گسل‌ها

1. Stream gradient index

بالا بودن مقدار این شاخص نشان دهنده مناطق با فعالیت تکتونیکی بالا و قدرت فرسایشی بالای آبراهه‌ها و مقدار پایین آن مناطق با فعالیت کم را نشان می‌دهد. بررسی این شاخص نشان می‌دهد، این شاخص در دامنه شمالی بیشتر از دامنه جنوبی است. همچنین با حرکت به سمت خاور از میزان این شاخص هم در دامنه شمالی و هم در دامنه جنوبی کاسته می‌شود (شکل ۴).

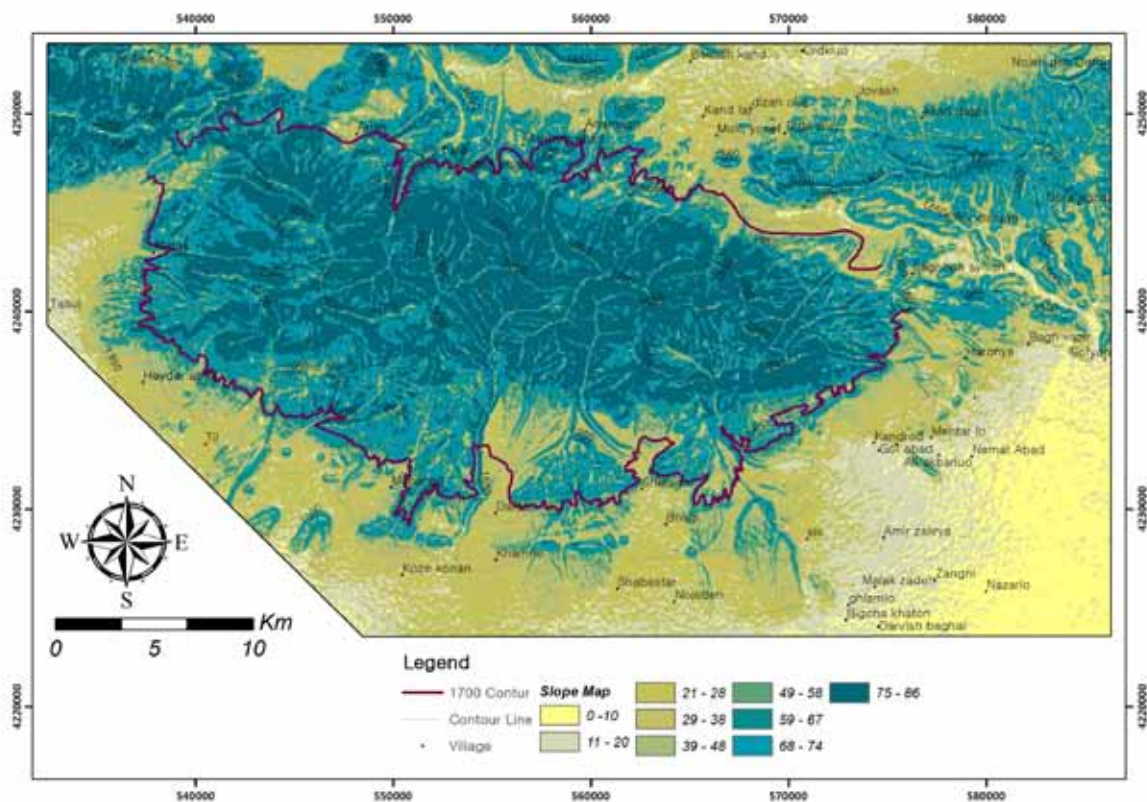


شکل ۴. نقشه هم مقادیر شاخص شیب آبراهه در محدوده مورد مطالعه به همراه نمونه‌های مورد استفاده برای زمین دماسنجی پیچ و خم جبهه کوهستان (S_{mf})
 پیچ و خم جبهه کوهستان^۱ به صورت رابطه ۲ تعریف می‌شود:
 (رابطه ۲) $S_{mf} = L_{mf} / L_s$
 در این رابطه L_{mf} طول جبهه کوهستان است و L_s طول خطی است که ابتدا و انتهای جبهه کوهستان را به هم وصل می‌کند.
 فعالیت‌های گسل‌های راندگی سبب برافرازش و تشکیل پرتگاه‌های گسلی می‌شود و جبهه کوهستان به صورت مستقیم شکل می‌گیرد، در مقابل فرسایش و فعالیت شبکه زهکشی و رودخانه سبب افزایش پیچ و خم می‌شود. در واقع S_{mf} بیانگر نسبت بین این دو عامل است. یکی از شاخصه‌های مناطق فعال زمین‌ساختی برافرازش سریع در امتداد گسل‌ها می‌باشد بنابراین در این مناطق هرچه فعالیت زمین‌ساختی بیشتر باشد، مقدار این ضریب کمتر خواهد بود. لازم به ذکر است که با گذشت زمان در اثر عملکرد فرسایش این نرخ

جدول ۱. مقادیر آنالیز شاخص پیچ و خم جبهه کوهستانی در دامنه‌های شمالی و جنوبی می‌شو

	L_{mf}	L_s	S_{mf}
Northern Flank	75	37	2.0
Southern Flank	125	50	2.5

1. Mountain-front sinuosity



شکل ۵. جبهه پیشانی کوهستان در دامنه‌های شمالی و جنوبی میشو

$$Vf = \frac{2V_{fw}}{(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})} \quad \text{(رابطه ۳)}$$

در این رابطه V_{fw} عرض کف دره است، E_{ld} و E_{rd} ارتفاع خط الراس در چپ و راست دره می‌باشد، E_{sc} نیز ارتفاع کانال (کف دره) است.

تمامی دره‌های آنالیز شده Vf کمتر از یک دارند و نشانگر فعالیت بالای تکتونیکی منطقه است. داده‌ها نشانگر این است که در دامنه شمالی میشو در بخش باختری و در دامنه جنوبی در بخش مرکزی در حوضه شبستر این شاخص در کمترین مقدار می‌باشد و فعالیت تکتونیک (برافرازش) بالایی را نشان می‌دهند (جدول ۲).

نسبت عرض بستر دره به ارتفاع آن

شاخص نسبت عرض دره به ارتفاع آن برای پیشانی کوهستانی منتخب انجام شده است. آنالیز این شاخص این امکان را فراهم می‌نماید که دره‌های V شکل را از U شکل تفکیک کرد. دره‌های عمیق V شکل با Vf کمتر از یک در مناطق فعال تکتونیکی دیده می‌شود که بر اثر برافرازش رودخانه‌ها تمایل به حفر قائم بستر خود دارند اما دره‌های U شکل با Vf بیشتر از یک در مناطق آرام از لحاظ تکتونیکی دیده می‌شوند که رودخانه‌ها بیشتر در حال فرسایش جانبی عرض بستر خود می‌باشد (Keller and Pinter, 1996; Pedrera et al., 2009; Pérez-Peña et al., 2010) شاخص از رابطه ۳ محاسبه می‌شود.

1. Valley floor width-to-height ratio

جدول ۲. داده‌های مربوط به آنالیز شاخص Vf (واحد پارامترها به متر می‌باشد)

Valley	V _{fw}	E _{ld}	E _{rd}	E _{sc}	V _f	position
Ma_R1	233	2700	2450	1750	0.2824	NF
Ma_R4	209	2150	2160	1875	0.7464	NF
Sh_A_R1	50	1983	2000	1772	0.23	SF
Sh_B_R1	100	2001	2100	1780	0.369	SF
Ta_A	200	2064	1900	1741	0.8298	SF
Ta_B	150	2229	2359	1903	0.3836	SF

سطوح چند وجهی^۱

$$Bs = BI/Bw$$

(رابطه ۵)

که در آن BI طول حوضه آبریز است که از دهانه حوضه آبریز تا بالاترین بخش حوضه اندازه‌گیری می‌شود و BW عرض حوضه می‌باشد. مقادیر بالای این نسبت نشان دهنده حوضه‌های کشیده است و به عبارت دیگر با فعالیت تکتونیکی زیاد و مقادیر کم آن نشانگر حوضه‌های دایره‌ای شکل و فعالیت تکتونیکی کم منطقه می‌باشد. بررسی شاخص فوق در گستره مورد مطالعه نشان می‌دهد که میزان کشیدگی حوضه در دامنه شمالی بیشتر از دامنه جنوبی می‌باشد و در دامنه جنوبی از با ختر به سمت خاور از میزان کشیدگی حوضه کاسته می‌شود (جدول ۳).

شاخص درصد قسمت‌های بریده شده جبهه کوهستان^۳ Fd

این شاخص به صورت رابطه ۶ تعریف می‌شود:

$$FD = Lmfd / Ls$$

(رابطه ۶)

که در این شاخص، Fd درصد بخش‌های بریده شده جبهه کوهستان، Lmfd طول بخش‌های بریده شده جبهه کوهستان (توسط شبکه آبراهه‌ها) و Ls طول جبهه کوهستان به خط مستقیم می‌باشد. در مناطق فعال تکتونیکی، عوامل تکتونیکی سعی در ایجاد جبهه کوهستان به صورت خطی و مستقیم دارند. مقدار این شاخص به صورت کمیته بین صفر تا یک می‌باشد که هرچقدر مقدار شاخص Fd به صفر نزدیک‌تر باشد، جبهه کوهستان از لحاظ تکتونیکی فعال‌تر می‌باشد.

شاخص سطوح چند وجهی (Fmf) به صورت نسبتی از یک جبهه کوهستانی که به صورت اشکال چند وجهی در آمده است، تعریف می‌شود (رابطه ۴) و از طریق تقسیم مجموع طول اشکال چند وجهی بر کل طول جبهه کوهستانی محاسبه می‌شود. در مناطق فعال تکتونیکی فعالیت گسل‌ها و تداوم فعالیت آنها موجب می‌شود. اشکال چند وجهی بزرگ و پیوسته بوده و به عبارتی دیگر درصد بالایی از چند وجهی شدن مشاهده گردد (Burbank and Anderson, 2011)

$$Fmf (Fact\%) = L_f / L_s * 100$$

(رابطه ۴)

در این رابطه Fmf درصد سطوح چند وجهی در امتداد جبهه کوهستان، Lf مجموع طول اشکال چند وجهی، Ls طول جبهه کوهستان به خط مستقیم می‌باشد. در مناطق فعال تکتونیکی بر اثر حرکت گسل‌ها درصد بالایی از سطوح چند وجهی شدن مشاهده شود.

نسبت کشیدگی^۲ (Bs)

حوضه‌هایی که در مناطق فعال تکتونیکی قرار دارند غالباً به صورت کشیده هستند که با کاسته شدن از فعالیت تکتونیکی (نرخ برافرازش) منطقه و افزایش فرسایش به شکل دایره نزدیک‌تر می‌شوند (Burbank and Anderson, 2011) نسبت کشیدگی حوضه را می‌توان متناسب با نرخ طولیل‌شدگی حوضه دانست (رابطه ۵).

1. Percentage faceting along mountain front

2. Drainage basin shape

3. Mountain front dissection

جدول ۳. داده‌های مربوط به شاخص‌های Fd و Bs, Fmf

Basin	Fmf Indices			Bs			Fd Indices		
	Ls	Lf	Fmf indices	Bl	Bw	Bs indices	Ls	Lmfd	Fmf indices
Ma_A	37	27.3	73.7	61	20	3.1	37	10	0.3
Ta_A	7	2	27.9	22	10.8	2	7	5	0.7
Ta_B	7.2	4.5	62	14	7.4	1.9	7.2	3	0.4
Sh_A	23.7	19.4	81.9	29.5	22	1.3	23.7	4.1	0.2
Sh_B	12.5	10.1	80.4	28	26.5	1.1	12.5	11.5	0.9

منحنی‌های هیپسومتری

از شاخصه‌های حوضه‌هایی هستند که فرسایش در آن‌ها به صورت متوسط بوده است، در نهایت منحنی‌های مقعر نشان دهنده حوضه‌های قدیمی هستند که به شدت فرسایش یافته‌اند.

شاخص هیپسومتری بین صفر تا یک تغییر می‌کند. اگر این شاخص نزدیک به صفر باشد نشانگر منطقه با فرسایش یافتگی بالا و بالغ است در حالی که اگر این شاخص نزدیک به یک باشد نشان دهنده منطقه جوان و نابالغ با فرسایش یافتگی کم می‌باشد.

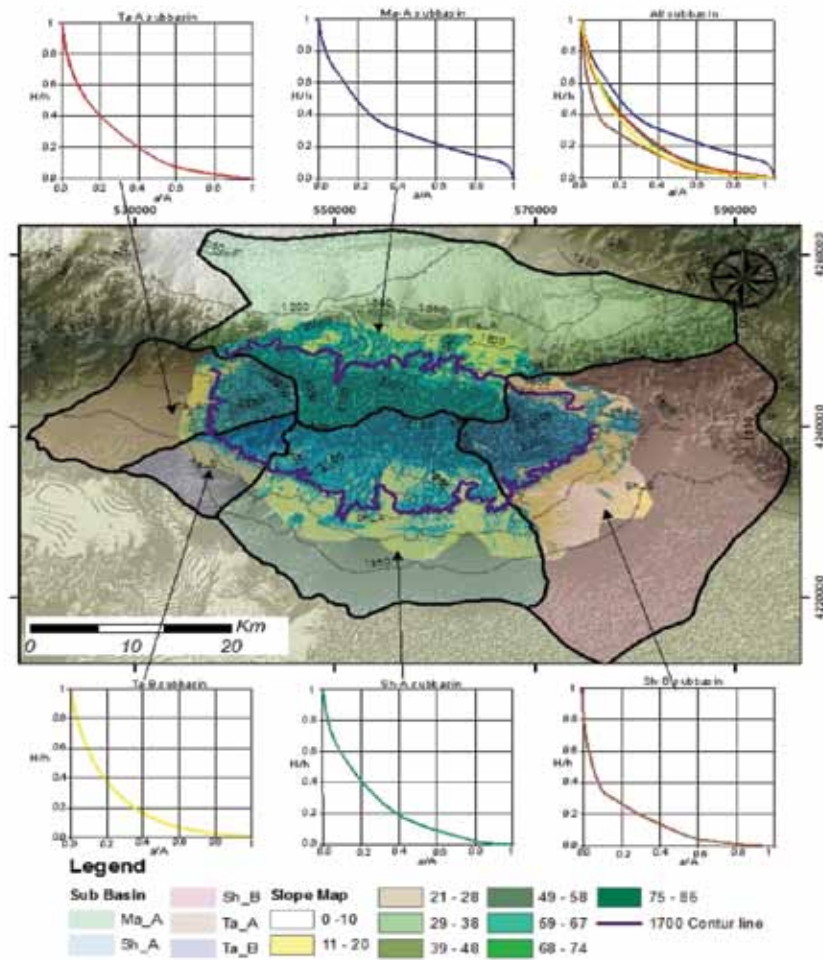
نمودار و شاخص هیپسومتری اطلاعات ارزشمندی در مورد فاکتورهای تکتونیک، آب و هوا و لیتولوژی که مورفولوژی حوضه آبریز را کنترل می‌کنند ارائه می‌کند (Huang and Niemann, 2006; Willgoose and Hancock, 1998). در منطقه مورد مطالعه نمودار هیپسومتری برای تمامی حوضه‌ها به شکل محدب است که نشان از بلوغ نسبی منطقه دارد، اما زمانی که این شاخص برای دامنه‌های شمالی و جنوبی با یکدیگر مقایسه شود، تفاوت حاصله ناشی از اختلاف برافرازش در دامنه شمالی و جنوبی می‌باشد و نشانگر ناپایداری بیشتر در دامنه شمالی جایی که پیشانی کوهستان توسط گسل شمال میشو قطع می‌شود را دارد (شکل ۶).

منحنی‌های هیپسومتری شاخصی است برای توصیف پراکندگی ارتفاع نسبت به مساحت یک حوضه یا یک ساختار (لنداسکیپ) خاص البته این شاخص مستقل از مساحت حوضه مورد بررسی است. مقدار این شاخص برابر است با مساحت زیر منحنی هیپسومتری که نشانگر حجمی از گستره است که تحت تاثیر فرسایش قرار نگرفته است. این شاخص از رابطه ۷ قابل محاسبه می‌باشد (Strahler, 1952).

(رابطه ۷) شاخص هیپسومتری = (ارتفاع کمینه - ارتفاع بیشینه) / ارتفاع کمینه - ارتفاع میانگین

در معادله فوق کمترین و بیشترین ارتفاع منطقه از مدل رقومی ارتفاعی منطقه به دست می‌آید و برای بدست آوردن ارتفاع میانگین می‌توان به صورت تصادفی ارتفاع ۵۰ نقطه از منطقه را اندازه گیری کرد یا با استفاده از نرم افزار GIS میانگین حسابی ارتفاع کل منطقه را برآورد کرد. از مزایای این شاخص این است که حوضه‌های با مساحت‌های متفاوت را می‌توان با هم مقایسه کرد (Pérez-Peña et al., 2009; Walcott and Summerfield, 2008).

شکل نمودار هیپسومتری با میزان فرسایش حوضه مرتبط است که این نیز وابسته به بلوغ حوضه می‌باشد. منحنی‌های محدب مربوط به حوضه‌های جوان هستند که فرسایش در آن‌ها کم بوده است. منحنی‌های S شکل



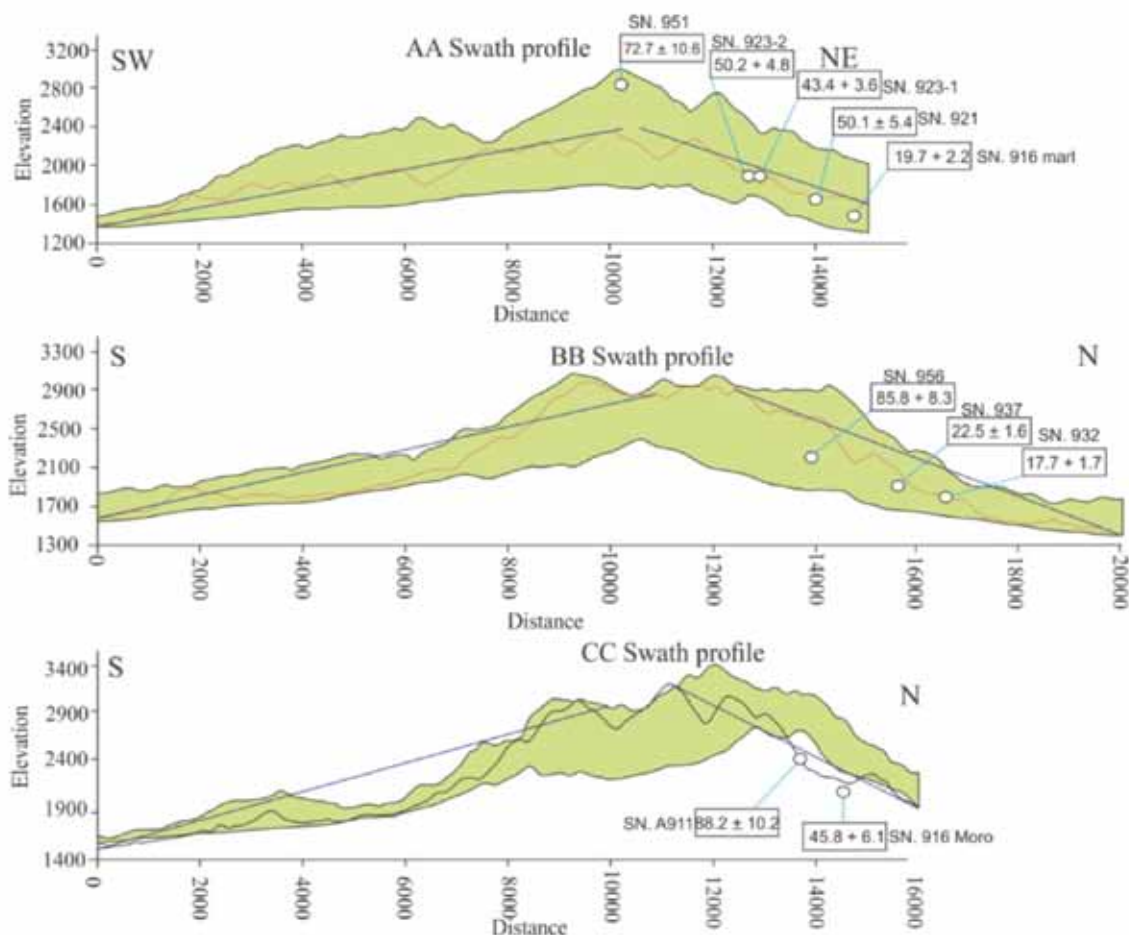
شکل ۶. نمودار هیپسومتری برای حوضه‌های مختلف کمپلکس میشو که اختلاف این منحنی برای دامنه‌های شمالی و جنوبی مشخص می‌باشد

نمودارهای همگن شده توپوگرافی^۱

می‌شوند در مطالعاتی که برافرازش فعال توپوگرافی منطقه را تحت تاثیر قرار می‌دهد و به صورت کمینه و بیشینه و میانگین تهیه می‌شوند. آنچه که مسلم است هر چقدر اختلاف پروفیل همگن کمینه و بیشینه در یک منطقه بیشتر شود نشانگر نرخ بالاتر برافرازش در منطقه است (Mitchell and Montgomery, 2006; Montgomery, 2001). بررسی این نمودارها نیز نشان می‌دهد که بیشترین اختلاف ما بین نمودار بیشینه و کمینه توپوگرافی همگن شده در باختر میشو می‌باشد که ناشی از نرخ بالای برافرازش در این بخش از کمپلکس میشو می‌باشد (شکل ۷).

برای ارزیابی میزان برافرازش در گستره مورد مطالعه، مقاطع توپوگرافی همگن شده نیز تهیه شد. زمانی که مقطع توپوگرافی به صورت عادی تهیه شود این مقطع به صورت تصادفی نشانگر اطلاعات ارتفاعی است که خط مورد نظر، عوارض ارتفاعی را قطع می‌کند و احتمال این که این خط نتواند نشانگر وضعیت واقعی توپوگرافی در منطقه باشد، وجود دارد. اما زمانی که از پروفیل‌های همگن شده استفاده می‌شود ابتدا گستره مورد مطالعه همگن می‌شود سپس پروفیل تهیه شود. این پروفیل‌ها به صورت گسترده استفاده

1. Swath profile



شکل ۷. نمودارهای پروفیل‌های همگن شده در باختر، مرکز و خاور کمپلکس میشو به همراه داده‌های منتشر نشده ترموکرونومتری حرارت پایین در گستره مورد مطالعه

زمین دماسنجی

ترتیب می‌توان زمان برافرازش و بالا آمدن سنگ از عمق به سطح را تعیین کرد و با تخمین مسافتی که واحدهای سنگی از عمق به سمت سطح حرکت کرده‌اند، نرخ برافرازش در منطقه را برآورد کرد. در رابطه با پی سنگ‌های بلورین که کیلومترها از محل اولیه خود برافرازش یافته و بالا آمده‌اند (مانند سازند کهر در منطقه مورد مطالعه)، ترموکرونولوژی تنها روشی است که می‌تواند زمان حرکت سنگ از عمق به سمت سطح زمین را تعیین نماید (Braun et al., 2006). به عبارت ساده‌تر فرآیندهای سطحی و تکتونیک در تغییرات ساختار حرارتی لیتوسفر نقش اساسی دارند.

زمین‌دماسنجی^۱ عبارت است از بدست آوردن اطلاعات درباره تاریخچه حرارتی سنگ‌ها در بخش‌های میانی و فوقانی پوسته، در اثر عبور سنگ از یک ایزوترم خاص (در سیستم‌های مختلف متفاوت است). برخی از رادیوایزوتوپ‌های موجود در سنگ دچار واپاشی شده و آثار آن به صورت رادیوایزوتوپ‌های نوزاد پایدار و یا به هم ریختگی در شبکه بلوری^۲ ثبت می‌شود. از این رو با تعیین زمان عبور نمونه از این ایزوترم‌ها می‌توان تاریخچه حرارتی منطقه را مورد بررسی قرار داد. به عبارتی دیگر با توجه به افزایش درجه حرارت از سطح به عمق زمین، می‌توان اطلاعات تاریخچه حرارتی سنگ را تبدیل به تاریخچه ساختاری آن کرد. بدین

1. Thermochronology

2. Fission track

سیستم Apatite Fission Track

در این سیستم در اثر واپاشی اورانیوم ۲۳۸ به صورت شکافتا در شبکه بلوری بهم ریختگی ایجاد شده و آثار آن به صورت خطوطی تحت عنوان Fission Track ثبت شود. تشکیل و تثبیت بهم ریختگی نیز در محدوده‌های حرارتی خاصی صورت می‌پذیرد. تعیین سن ترموکرونولوژیک در صورت یکنواخت بودن^۲ و سرعت نسبی بالای سرد شدن، براساس تعداد نمونه‌های مورد مطالعه بدین صورت انجام گرفت که پس از بررسی مقاطع نازک نمونه‌های اخذ شده وجود ترموکرونومتر آپاتیت اثبات شد. در این حالت تعدادی نمونه از ترازهای ارتفاعی مختلف برداشته شده و پس از جداسازی کانی حاوی ترموکرونومتر مذکور، سن سنجی در هر نمونه صورت گرفته و نهایتاً نمودار ارتفاع- سن^۳ رسم شد. نمونه‌برداری در چندین منطقه صورت گرفته و بخش‌های بالایی پوسته به ضخامت ۳-۰ کیلومتر جزو اهداف مطالعه بوده است. شیب بهینه^۴ تهیه شده برای هر منطقه در نمودار بیانگر نرخ برافرازش است.

در این پژوهش با توجه به مطالعاتی که در قالب رساله‌ها یا پایان‌نامه‌های پترولوژی که در همنافت میشو صورت گرفته بود، وجود ترموکرونومتر آپاتیت محرز شده بود همچنین با توجه به اهداف ژئودینامیکی پروژه و مناسب بودن آپاتیت برای این نوع مطالعات جهت نمونه‌برداری انتخاب شد. همچنین برای درک بهتر از تاثیر ساختار بر روی نرخ برافرازش و سردشدگی ساختاری در منطقه نمونه برداری بر روی مقاطع ساختاری انجام گرفت.

نمونه‌های غرب میشو تقریباً منطبق بر خطی هستند که می‌توان این خط را برای نرخ سردشدگی سریع در نظر گرفت. با استفاده از این خط نرخ فرایش 0.035 km/Ma بر سال به دست می‌آید اما با توجه به موقعیت ژئودینامیک منطقه، پروفیل توپوگرافی و همچنین برونزد سازندهای پرکامبرین در هسته کوه‌های میشو این نرخ بسیار ناچیز می‌باشد و نمی‌تواند نرخ صحیحی برای فرایش در منطقه باشد. در واقع می‌توان چنین گفت با داده‌های ما تعیین سن آغاز فرایش سریع امکان پذیر نبوده است. از طرفی دیگر مدل سازی تاریخچه حرارتی نمونه ۹۲۷ نشان می‌دهد که آغاز فرایش

سریع^۵ از حدود ۲۱ تا ۲۲ میلیون سال پیش اتفاق می‌افتد. با فرض این که شیب زمین گرمایی در منطقه مورد مطالعه ۰۲ تا ۳۰ درجه سانتی‌گراد در هر کیلومتر باشد مقدار فرایش در منطقه ۳/۳ تا ۵ کیلومتر از ۲۱ میلیون سال پیش برآورد می‌شود لذا با توجه به این مدل نرخ برافرازش ۰/۲۴ تا ۰/۱۶ km/Ma قابل انتظار می‌باشد (Behyari et al., 2016).

نمونه ۹۲۳-۲ نمونه‌ای است که به‌طور کامل ریست شده است و در باختر میشو قرار دارد نمونه 916moro از لحاظ ساختاری مشابه نمونه ۹۲۳-۲ می‌باشد و هر دو در فرادیاره گسل شمال میشو قرار دارند که از لحاظ تراز ارتفاعی هم تقریباً یکسان می‌باشد فاصله جانبی این دو نمونه در حدود ۸ کیلومتر می‌باشد، در حالی که نمونه ۹۱۶ moro بخشی ریست است و نشان می‌دهد فرایش به‌صورت یکنواخت در امتداد ساختار اتفاق نمی‌افتد و از باختر به خاور از مقدار فرایش کاسته می‌شود (Behyari et al., 2015).

نتیجه‌گیری

در کمپلکس میشو تغییرات سطح اساس به‌صورت فعال و تحت تاثیر ساختارهای منطقه اتفاق می‌افتد. از طرفی تغییرات ارتفاع شاخص‌های ژئومورفیک را تحت تاثیر قرار می‌دهد. بنابراین ارتباط مستقیمی ما بین ساختارهای فعال و شاخص‌های ژئومورفیک در گستره مورد مطالعه برقرار است. بررسی شواهد ساختاری در منطقه مورد مطالعه مانند اندازه‌گیری میزان جابه‌جایی قائم در افزای‌های گسلی، برافرازش واحدهای پرکامبرین، همچنین مقایسه داده‌های زمین‌دماسنجی نمونه 2-923 از باختر منطقه با 916 moro از خاور منطقه دلالت بر برافرازش نامتقارن در گستره مورد مطالعه دارد. برای بررسی کیفی این اختلاف از شاخص‌های ژئومورفیک و برای بررسی کمی از داده‌های زمین‌دماسنجی استفاده شده که به‌طور خلاصه نتایج آن عبارتند از:

۱. منطقه مورد مطالعه کاملاً تحت تاثیر عناصر ساختاری گسل شمال میشو، گسل جنوب میشو و گسل تسوج

1. Splitting
2. Monotonic
3. Age-Elevation
4. Best fit
5. Rapid exhumation

تربیت مدرس تهران و دانشگاه پوتسدام آلمان که در مراحل انجام این پژوهش ما را یاری کردند صمیمانه تشکر نماییم.

منابع

- بهیاری، م.، مجمل، م.، رضاییان، م.، مویذ، م.، ۱۳۹۴. تحلیل تاریخیچه برافرازش کوه‌های میشو با استفاده از ترموکرونومترهای حرارت پایین، مجله علوم زمین، ۹۶، ۶۵ - ۹۲.

- شاه زیدی، ا.، ۱۳۹۲. ژئوشیمی و پترولوژی گرانیتوئیدهای جنوب غرب مرند (جنوب روستاهای عیش آباد و پیربالا)-شمال غرب ایران. رساله دکتری، دانشگاه تبریز، فصل چهارم.

- مؤید، م. و مؤذن، م. ۱۳۸۱. نگرشی نو بر موقعیت خط درز پالئوتتیس در ایران. ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۷۱۶-۷۱۷.

- Ahankoub, M., Jahangiri, A., Asahara, Y. and Moayyed, M., ۲۰۱۳. Petrochemical and Sr-Nd isotope investigations of A-type granites in the east of Misho, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 6, 4833-4849.

- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *The Geological Society of America Bulletin*, 103, 983-992.

- Azor, A., Keller, E.A. and Yeats, R.S., 2002. Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain-Oak Ridge anticline, Ventura basin, southern California. *Geological Society of America Bulletin*, 114, 745-753.

- Behyari, M., Mohajjel, M., Sobel, ER., Rezaeian, R., Moayyed, M. and Schmidt, A., 2016, Analysis of exhumation history in Misho Mountains, NW Iran: Insights, Structural and Apatite Fission Track Data, *Neues Jahrbuch fur Geologie und palaontologie*. (article under revision)

- Berberian, M. and Arshadi, S., 1976. On the evidence of the youngest activity of the North Tabriz Fault and the seismicity of Tabriz city.,

قرار دارد و این گسل‌ها برخلاف گسل تبریز که دارای حرکت امتداد لغز می‌باشد در هسته کمپلکس میشو غالباً به صورت شیب لغز عمل کرده و تغییرات عمده‌ای را در شاخص‌های ژئومورفیک اعمال کرده‌اند.

۲. آنالیز هیپسومتری حوضه میشو در دو بخش دامنه شمالی و جنوبی نشان می‌دهد که هر دو بخش جز مناطق فعال تکتونیکی محسوب می‌شوند و منحنی‌های هیپسومتری به صورت محدب می‌باشند اما مقایسه شاخص هیپسومتری نشان می‌دهد که دامنه شمالی بلوغ زمین ساختی کمتری نسبت به دامنه جنوبی دارد و ناپایداری است.

۳. بررسی نمودارهای توپوگرافی همگن شده در سه مقطع باختر، مرکز و خاور میشو نشان می‌دهد که از میزان برافرازش منطقه از باختر به سمت خاور کاسته می‌شود و بخش‌های خاوری این کمپلکس دارای پایداری نسبی بیشتری نسبت به بخش باختری هستند.

۴. برونزد پی سنگ کریستالین پرکامبرین (سازند کهر) ارتباط مستقیم با میزان نرخ برافرازش منطقه دارد و در مناطقی که شاخص‌های ژئومورفیک (بخش شمال باختری کمپلکس میشو) میزان برافرازش بیشتری را نشان می‌دهند. پی سنگ پرکامبرین نیز برونزد بیشتری دارد اما با حرکت به سمت خاور و جنوب از میزان گسترش پی سنگ کاسته می‌شود.

۵. داده‌های زمین دماسنجی نشان می‌دهند آغاز فرایش سریع در منطقه از ۲۱ میلیون سال پیش (میوسن) بوده و نرخ برافرازش ۰/۲۴ تا ۰/۱۶ km/Ma می‌باشد.

۶. مقایسه نمونه‌های اخذ شده از باختر میشو (۲-۹۲۳) با نمونه‌های خاور میشو (Moro ۹۱۶) نشان می‌دهد که نمونه‌های باختری از عمق بیشتری به سطح رسیده‌اند، به عبارت دیگر نرخ فرایش مرتبط با گسل‌های منطقه در باختر بیشتر می‌باشد که این داده‌ها با داده‌های ساختاری و مورفولوژیکی و همچنین وضعیت چینه‌شناسی منطقه همگرا می‌باشند.

سپاسگزاری

این پژوهش در قالب رساله دکتری دانشگاه تربیت مدرس انجام شده که بر خود لازم می‌دانیم از مسئولین دانشگاه

pp. 397-418.

- Bull, W.B., 2008. Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology. John Wiley & Sons.
- Burbank, D.W. and Anderson, R.S., 2011. Tectonic geomorphology. John Wiley & Sons.
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H. and Tavakoli, F., 2011. NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters* 307, 27-34.
- Gracia, E., Pallas, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Diez, S., García, M. and Danobeitia, J., 2006. Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth and Planetary Science Letters* 241, 734-749.
- Hovius, N., Stark, C.P., Hao-Tsu, C. and Jiun-Chuan, L., 2000. Supply and removal of sediment in a landslide-dominated mountain belt: Central Range, Taiwan. *The Journal of Geology* 108, 73-89.
- Huang, X. and Niemann, J.D., 2006. An evaluation of the geomorphically effective event for fluvial processes over long periods. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 111.
- Karakhanian, A.S., Trifonov, V.G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M.S., Bagdassarian, H., Arakelian, S. and Davtian, V., 2004. Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran. *Tectonophysics* 380, 189-219.
- Keller, E.A. and Pinter, N., 1996. Active tectonics. Prentice Hall Upper Saddle River, NJ, USA.
- Menéndez, I., Silva, P.G., Martín-Betancor, M., Pérez-Torrado, F.J., Guillou, H. and Scaillet, S., 2008. Fluvial dissection, isostatic uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). *Geomorphology* 102, 189-203.
- Mitchell, S.G. and Montgomery, D.R., 2006. Influence of a glacial buzzsaw on the height and morphology of the Cascade Range in central Washington State, USA. *Quaternary Research* 65, 96-107.
- Molin, P., Pazzaglia, F.J. and Dramis, F., 2004. Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, southern Italy. *American journal of science* 304, 559-589.
- Montgomery, D.R., 2001. Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography. *American Journal of Science* 301, 432-454.
- Moradi, A.S., Hatzfeld, D. and Tatar, M., 2011. Microseismicity and seismotectonics of the North Tabriz fault (Iran). *Tectonophysics* 506, 22-30.
- Pedrera, A., Pérez-Peña, J.V., Galindo-Zaldívar, J., Azañón, J.M. and Azor, A., 2009. Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology* 105, 218-231.
- Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañón, J.M. and Keller, E.A., 2010. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology* 119, 74-87.
- Pérez-Peña, J., Azañón, J., Azor, A., Delgado, J. and González-Lodeiro, F., 2009. Spatial analysis of stream power using GIS: SLK anomaly maps. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 16-25.
- Reichenbacher, B., Alimohammadian, H., Sabouri, J., Haghfarshi, E., Faridi, M., Abbasi, S., Matzke-Karasz, R., Fellin, M.G.,

- Carnevale, G. and Schiller, W., 2011. Late Miocene stratigraphy, palaeoecology and palaeogeography of the Tabriz Basin (NW Iran, Eastern Paratethys). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 311, 1-18.
- Saccani, E., Azimzadeh, Z., Dilek, Y. and Jahangiri, A., 2013. Geochronology and petrology of the Early Carboniferous Misho Mafic Complex (NW Iran), and implications for the melt evolution of Paleo-Tethyan rifting in Western Cimmeria. *lithos* 162, 264-278.
 - Şengör, A., 1990. A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. Geological Society, London, Special Publications 49, 797-831.
 - Şengör, A., Yılmaz, Y. and Sungurlu, O., 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. Geological Society, London, Special Publications 17, 77-112.
 - Silva, P.G., Goy, J., Zazo, C. and Bardaji, T., 2003. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology* 50, 203-225.
 - Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin* 63, 1117-1142.
 - Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A. and Bayer, R., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International* 157, 381-398.
 - Walcott, R.C. and Summerfield, M., 2008. Scale dependence of hypsometric integrals: an analysis of southeast African basins. *Geomorphology* 96, 174-186.
 - Willgoose, G. and Hancock, G., 1998. Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 611-623.

شیمی کانی‌ها و تخمین دما و فشار تشکیل گارنت‌شپیست‌های کوه ارغون، غرب معدن انگوران

عادل سرخوشی^۱، محسن موذن^۲ و جواد ایزدیار^۳

۱. کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، ایران

۲. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تبریز، ایران

۳. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۹۳/۶/۱۶

تاریخ پذیرش: ۹۳/۱۰/۲۸

چکیده

گارنت‌شپیست‌های کوه ارغون دارای مجموعه کانیایی کوارتز، فلدسپار، میکا و گارنت هستند. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکویت، کلریت و گارنت نشان می‌دهد که پلاژیوکلازها غنی از آل‌بیت، میکای سفید غنی از اعضای نهایی مسکویت، کلریت بیشتر دارای اعضای نهایی آمسیت و سدیت بوده و فلوگوپیت - آنیت تشکیل دهنده اصلی بیوتیت می‌باشند. گارنت‌ها غنی از آلماندن و اسپسارتین هستند. در این مطالعه، فشار و دمای حد بالایی و حد پایینی دگرگونی سنگ‌ها با استفاده از روش‌های متداول زمین‌دما-فشارسنجی محاسبه شد. با استفاده از دماسنج تبادل کاتیون Fe-Mg بین گارنت و بیوتیت با فرض فشار 4Kbar بالاترین حرارت محاسبه شده ۶۱۵ و کمترین حرارت محاسبه شده ۴۲۹ درجه سانتی‌گراد و برای 8Kbar بالاترین حرارت محاسبه شده ۶۴۴ و کمترین حرارت محاسبه شده ۴۵۲ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. با استفاده از روش تعادل کانی‌شناسی چندگانه، به ترتیب فشار و دمای محاسبه شده برای حد بالایی و حد پایینی دگرگونی، حدود ۸۰۱ درجه سانتی‌گراد و فشار 9kbar و ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار 7kbar محاسبه گردید. این مجموعه تحت تأثیر دو فاز دگرگونی و دگرشکلی سنگ‌ها را تحت تأثیر قرار داده‌اند. دگرشکلی دوم در منطقه همراه با اوج دگرگونی بوده است. کاهش دمای حدود ۳۵۱ درجه سانتی‌گراد به ازای کاهش فشار حدود 2kbar در سنگ‌های رسی دگرگون شده منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی‌ها، سنگ‌های رسی دگرگون، ارغون، شمال غرب ایران.

مقدمه

محاسبات دماسنجی و فشارسنجی براساس شرایط تعادلی و روابط ترمودینامیکی صورت می‌گیرد (Will, 1995). بیشتر دماسنج‌ها براساس واکنش‌های تبادل کاتیون به‌ویژه تبادل Fe و Mg در بین کانی‌ها بنا شده‌اند (Spear, 1993). این واکنش‌ها ΔV کوچک ولی تغییرات آنتالپی و آنتروپی

یکی از اهداف مهم سنگ‌شناسی دگرگونی، برآورد دما و فشار تشکیل سنگ به منظور شناسایی ماهیت دگرگونی و شرایط زمین‌ساختی پوخته است. در زمین‌شناسی، بیشتر

*نویسنده مرتبط: asarkhoshi@gmail.com

بزرگی دارند. روش دماسنجی و فشارسنجی را تنها زمانی می‌توان بکار برد که بافت کانی‌ها در سنگ و روابط پاراژنتیکی بین کانی‌های موجود در سنگ به خوبی درک شده باشند و بعلاوه طی آن‌ها بتوان نشان داد مجموعه کانی‌های سنگ مورد مطالعه در حالت ناتهادل نیستند (Will, 1995). بکارگیری روش‌های دما و فشارسنجی برای مجموعه کانی‌های بدون تعادل و روابط بافتی خوب شناخته نشده احتمالاً بزرگترین منشأ خطا در برآورد P-T است. متأسفانه نمی‌توان وجود تعادل کانی‌شناسی و در نتیجه تعادل ترمودینامیکی را به صورت صددرصد ثابت کرد اما می‌توان از برخی شواهد برای شناخت عدم تعادل سود جست. (Seifert, 1978; Spear and Peacock, 1989)

هدف از مطالعه شیمی کانی‌های دگرگونی تعیین نوع کانی‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی با توجه به ترکیب شیمیایی آن‌ها، تعیین شیمی کانی‌ها در پهنه دگرگونی (اوج دگرگونی) محاسبه اکتیویته اعضای نهایی کانی‌ها برای رسم نمودارهای فاز و تعیین فشار و دمای دگرگونی است. در این کار پژوهشی به سنگ نگاشت، روابط بافتی، شیمی کانی و دما-فشارسنجی بر پایه روش‌های مختلف در منطقه کوه ارغون پرداخته شده است. برای این منظور توجه به بافت سنگ‌ها، روابط پاراژنتی، بررسی دگرشکلی‌ها و برآورد فشار دمای دگرگونی با در نظر گرفتن ترکیب شیمیایی کانی‌ها صورت گرفته است. در این مقاله سعی شده است با بررسی سنگ‌های متاپلیتی، علاوه بر تعیین تعداد فازهای دگرشکلی و دگرگونی مؤثر بر منطقه، کانی‌های در حال تعادل تعیین شده و سپس با توجه به ترکیب شیمیایی کانی‌ها شرایط دما و فشاری دگرگونی اصلی ناحیه‌ای مشخص شود.

زمین‌شناسی: منطقه مورد مطالعه در استان زنجان و در جنوب غرب شهرستان ماه‌نشان قرار دارد. این منطقه بین طول‌های جغرافیایی $36^{\circ} 22' 44''$ و $47^{\circ} 19' 14''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ} 37' 54''$ و $36^{\circ} 37' 03''$ شمالی و در پهنه ایران مرکزی قرار گرفته است (Berberian and King, 1982). دگرگونی پلیت‌ها به همراه سنگ‌های کالک-سیلیکات و متابازیت به صورت ناحیه‌ای قبل از کامبرین اتفاق افتاده است و با حوادث تکتونوترمال پیچیده‌ای با چندین

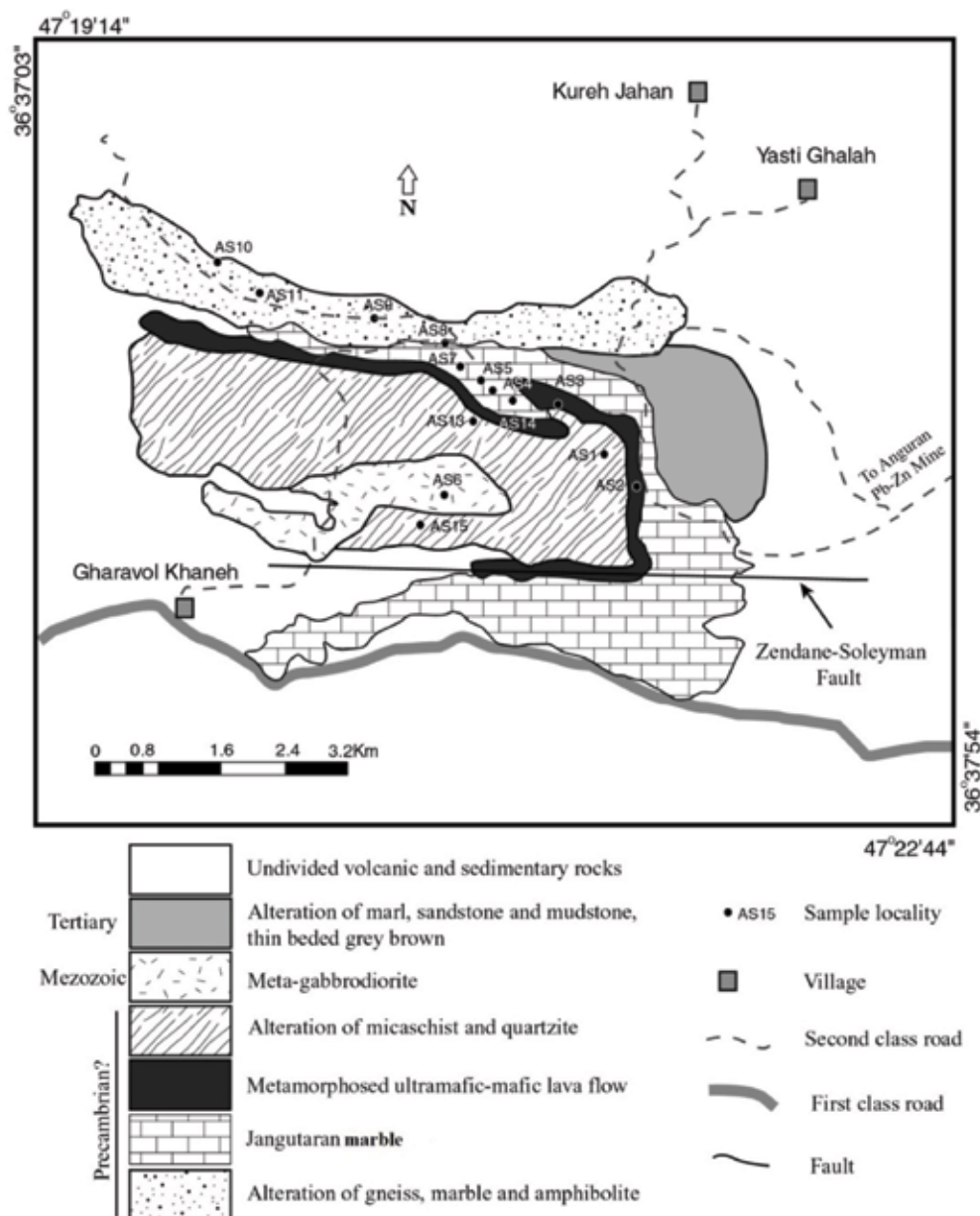
فاز دگرشکلی و دگرگونی همراه بوده است (ساک، ۱۳۸۲؛ ساکی و همکاران، ۱۳۸۱؛ مؤذن و همکاران، ۱۳۸۱). منطقه جنوب غرب ماه‌نشان دارای ترکیب متنوعی از سنگ‌های گرانولیت، متابازیت، آمفیبولیت‌ها، گنیس‌ها، میگماتیت‌ها و سنگ‌های متاولترامافیک، میکاشیست‌ها و سنگ‌های جهت‌یافته و گرانیتوئیدها است. (Hajialioghli et al., 2009; Moazzen et al., 2007) مهم‌ترین سنگ‌های منطقه مورد مطالعه عبارتند از تناوبی از گنیس، مرمر و آمفیبولیت که با ضخامت‌های متفاوت برونزد دارند. سن دقیق این واحدهای سنگی مشخص نیست ولی با توجه به روابط چینه‌ای در نقشه‌های زمین‌شناسی ماه‌نشان و تخت سلیمان، سن قبل از کامبرین برای آن‌ها در نظر گرفته شده است (شکل ۱). سنگ‌های وابسته به این واحد، برونزد گسترده آهک‌های قدیمی موسوم به آهک جان‌گوتاران است که ارتفاعات بلندی را در جنوب منطقه ایجاد کرده است. سنگ‌های بازیک و الترابازیک که گاه دارای MgO بالایی هستند و به‌عنوان کوماتیت‌های دگرگون معرفی شده‌اند (Hajialioghli et al., 2007) در منطقه برونزد دارند. بخش فوقانی این واحد سنگی دگرگون که قبل از کامبرین در نظر گرفته شده‌اند، تناوبی از میکاشیست‌های گارنت‌دار و کوارتزیت است. سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی دوران سوم و رسوبات دوران چهارم سنگ‌های دگرگونی را می‌پوشانند. قدیمی‌ترین پروتولیت پوسته‌ای تکاب سنی در حدود $2575 - 2775$ (U/Pb zircon dating) and Hajialioghli (2008, 2007); که این مشابه سن پروتولیت خرده قاره ایران مرکزی است. دگرگونی منطقه مورد مطالعه و ناحیه تکاب مربوط به زمان پیرکامبرین است و در اثر دگرگونی درجه بالای زمان ترشیری نیز دوباره دگرگون شده و تولید میگماتیت و گرانیتوئید نموده است (Moazzen et al., 2013). این فرآیندها بسیار مشابه دگرگونی ایران مرکزی است (Ramezani and Tucker, 2003). میگماتیت‌زایی سنگ‌های پوسته‌ای ناحیه تکاب در حدود Ma ۲۵ سال قبل اتفاق افتاده است. این سن براساس سن‌یابی U/Pb در کانی زیرکن از بخش لوکوسم (روشن) میگماتیت‌ها

درحالت تعادل برای مطالعات بعدی انتخاب شد. برای تعیین دقیق دما و فشار مجموعه دگرگونی مورد مطالعه دو نمونه مقطع نازک و صیقلی از سنگ‌هایی که دارای کانی‌های اوج دگرگونی می‌باشند به روش الکترون میکروپروب در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران با دستگاه مدل SX100 شرکت Cameca تجزیه شدند. جریان نمونه برابر ۱۵ کیلوولت و اندازه پرتو الکترونی ۳ میکرون برای تجزیه‌ها انتخاب شد. از استانداردها برای کالیبراسیون دستگاه استفاده شد.

بدست آمده است (Hajialioghli, 2007; Moazzen and Hajialioghli, 2008; Moazzen et al., 2013).

روش مطالعه

پس از مطالعات صحرایی، تعداد ۲۹ مقطع نازک میکروسکوپی به‌منظور مطالعات سنگ‌نگاری، دگرشکلی و روابط پتروفابریک مورد بررسی قرار گرفتند و شناسایی فازهای دگرگونی و دگرشکلی در این سنگ‌ها به دقت انجام پذیرفت. دو نمونه متاپلیت با بالاترین تعداد فازهای کانیاپی



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه همراه با محل برداشت نمونه‌ها (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان)

مطالعات صحرایی و پتروگرافی شیست‌های پلیتی

واضح است. در برخی نمونه‌ها ساختارهای برشی ناشی از فازهای تکتونیکی دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها معمولاً لپیدوگرانوبلاستی می‌باشد که در آن بیوتیت و موسکویت بافت لپیدوبلاستی و کوارتز و گارنت بافت گرانوبلاستی را به وجود آورده‌اند. مجموع کانی‌های اصلی و فرعی موجود در سنگ‌های متاپلیت کوه ارغون در جدول ۱ آورده شده است. اکثر کانی‌ها اثرات ناشی از تکتونیک، مانند خاموشی موجی، تجدید تبلور و کشیدگی در بلورهای کوارتز و ماکل‌های حاصل از دگرشکلی در پلاژیوکلازها نشان می‌دهند. گارنت و فلدسپار معمولاً حاوی ادخال‌هایی از کوارتز و میکا می‌باشند و بعضی از آن‌ها دو مرحله رشد را به خوبی نشان می‌دهند.

واحدهای چینه سنگی مجموعه کوه ارغون را می‌توان به سه دسته اصلی تقسیم کرد. دسته اول شامل سنگ‌های متاپلیتی، دسته دوم سنگ‌های متابازیت و دسته سوم شامل سنگ‌های کربناتی دگرگون شده است. بیشترین گسترش سنگ‌های متاپلیت در شمال و بخش مرکزی منطقه و به صورت میان‌لایه در دیگر بخش‌های منطقه مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۲-ا). سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری و قهوه‌ای با گارنت‌های نسبتاً درشت دیده می‌شوند (شکل ۲-ب). مشخص‌ترین ساخت آن‌ها شیستوزیته



شکل ۲. (a) نمایی از شیست‌های منطقه (دید به سمت شمال). (b) دانه‌های نسبتاً درشت گارنت در نمونه صحرایی

جدول ۱. مجموع کانی‌های موجود در سنگ‌های متاپلیت منطقه مورد مطالعه (علائم اختصاری از Whitney and Evans, 2010)

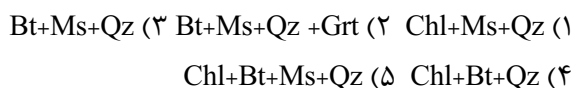
Sample No	GR	Chl	Bt	Ms	Qz	Fsp	Grt	Cal	Amp	Pl	Ep	Zrc	Ore	Ap
AS-6A	N36°38'41" E47°22'06"	*	*	*	*							0	0	
AS-10	N36°39'22" E47°19'37"		*	*	*	*							0	
AS-7	N36°38'51" E47°21'46"		*	*	*			0		0		0	0	0
AS-11D	N36°39'36" E47°19'09"		*	*	*	*	*							
As-11E	N36°39'36" E47°19'09"	*	*	*	*	*	*						0	
AS-11C	N36°39'36" E47°19'09"		*	*	*	*	*							
AS-11B	N36°39'36" E47°19'09"	*	*	*	*	*	*			0			0	
AS-15	N36°37'29" E47°21'27"	*		*	*	*		0	0		0		0	

* = Major phase 0 = Minor phase

گارنت‌ها تجزیه شده‌اند و در حاشیه و شکستگی‌ها توسط بیوتیت، کلریت و اکسید آهن جایگزین شده‌اند. این گارنت‌ها دارای شکستگی‌های موازی می‌باشند که به احتمال زیاد شکستگی‌ها حاصل بالآمدگی و رهایی از فشار هستند (شکل ۳-۳). شکستگی‌های مشابه در سنگ‌ها نیز دیده می‌شوند (شکل ۳-۴). در بعضی موارد گارنت به صورت خودشکل و ریزدانه دیده می‌شود (شکل ۳-۵). بلورهای کوارتز کشیده با دانه‌های بزرگ فلدسپار با ادخال‌های کوارتز و مسکویت بر خلاف مسکویت‌های زمینه جهت‌گیری کرده‌اند که نشان‌دهنده دو فاز دگرشکلی S_1 و S_2 است (شکل ۳-۶). در بعضی قسمت‌ها اطراف پورفایرولاست‌ها سایه فشاری دیده می‌شود که نشان‌دهنده تشکیل پورفایرولاست‌ها قبل از دگرشکلی اصلی می‌باشد. کوارتزها در این بخش خاموشی موجی نشان می‌دهند (شکل ۳-۷).

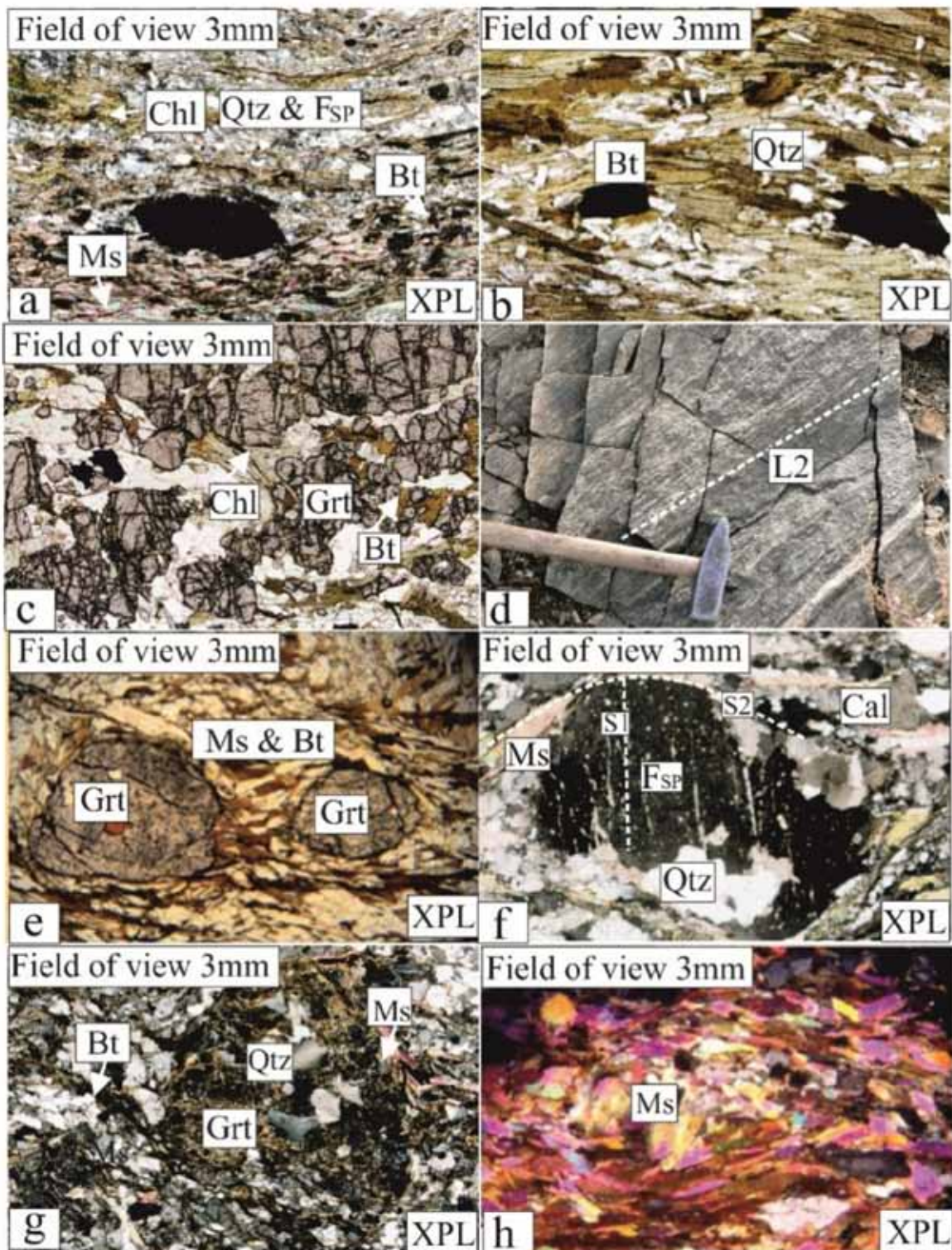
موسکویت شیست‌ها

این سنگ‌ها دارای بلورهای ریزفلدسپار، کواتز، مسکویت و کلریت می‌باشند. بافت موجود در این شیست‌ها گرانولپیدوبلاستی است. این سنگ‌ها دارای فلدسپارهایی با ادخال‌های مسکویت هستند. بلورهای مسکویت تحت تأثیر فاز دگرشکلی غالب در منطقه به صورت کشیده و با محور C عمود بر حداکثر تنش وارده متبلور شده است (شکل ۳-۸). مطالعه میکروسکوپی و میکروسکوپی سنگ‌های متاپلیت کوه ارغون دو فاز دگرشکلی اصلی در منطقه را به اثبات رساند، که این دو فاز دگرشکلی با دو فاز دگرگونی همراه بوده است (سرخوشی، ۱۳۹۰). پاراژنهای اصلی موجود در سنگ‌های متاپلیت مطالعه شده، به علاوه پلاژیوکلاز و کانی‌های تیره عبارتند از:



با مطالعات پتروگرافی بر روی سنگ‌های متاپلیت کوه ارغون سه گروه سنگی اصلی بیوتیت‌شیست‌ها، گارنت‌شیست‌ها و مسکویت‌شیست‌ها مشخص شد. بیوتیت شیست‌ها: رنگ این شیست‌ها در نمونه دستی خاکستری می‌باشد. این شیست‌ها دارای بافت گرانوبلاستی، لپیدوبلاستی، پورفایرولاستی و پوئی‌کیلوبلاستی می‌باشند. کوارتز و فلدسپار (به صورت microlithon domain) در بین لایه‌های مسکویت و بیوتیت (به صورت cleavage domain) قرار گرفته‌اند. در بعضی نمونه‌ها مرز زیگزاگ کوارتز با کانی‌های کلریت و مسکویت و هم‌چنین کوارتزهای سایه فشاری به وجود آمده است که نشان‌دهنده رشد پورفایرولاست‌ها در فشار نسبتاً بالا می‌باشد. بافت چشمی از جنس فلدسپار از دیگر ویژگی‌های برخی نمونه‌ها است (شکل ۳-۹). بیوتیت‌شیست‌های مطالعه شده دارای بیوتیت‌های کشیده و مقادیر کمتری مسکویت‌های کشیده و دارای بافت لپیدوگرانوبلاستی هستند (شکل ۳-۱۰). جهت‌گیری کانی‌های مسکویت و بیوتیت شیستوزیته سنگ را ایجاد کرده است.

گارنت شیست‌ها: این شیست‌ها دارای بافت گرانوبلاستی، پورفایرولاستی، پوئی‌کیلوبلاستی و لپیدوبلاستی بوده و دارای فولیاسیون واضح با بلورهای گارنت هستند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها عبارت است از گارنت، میکا و کوارتز که تشکیل‌دهنده برگوارگی سنگ هستند. از جمله کانی‌های فرعی می‌توان به پلاژیوکلاز و کانی‌های تیره اشاره کرد. اغلب گارنت‌ها پوئی‌کیلوبلاستی بوده و اغلب دارای ادخال‌های فراوان از کوارتز و مسکویت هستند. ادخال‌های کوارتز معمولاً کشیدگی داشته و برگوارگی درونی گارنت را می‌سازند. برخی گارنت‌ها دارای سایه‌فشاری هستند که از هر دو نوع متقارن و نامتقارن است. در بعضی موارد به علت عملکرد دگرگونی برگشتی،



شکل ۳. a) نمونه شیبست با بافت چشمی (جنس چشم‌ها از فلدسپار است) که نشان‌دهنده اعمال فشار بر این سنگ‌ها بوده است، بیوتیت‌شیبست با بیوتیت‌های کشیده که در اثر فاز دگرشکلی غالب به صورت کشیده قرار گرفتند، c) بلورهای گارنت با شکستگی موازی و در حال تجزیه به بیوتیت و کلریت که نشان‌دهنده دگرگونی پس‌رونده است، d) شکستگی‌های حاصل از رهایی سنگ، e) گارنت‌های خودشکل و ریزبلور که نشان‌دهنده رشد بعد از دگرشکلی است، f) آثار S_1 درون پورفیروبل‌های فلدسپار، g) گارنت‌شیبست همراه با کوارتزهای دارای خاموشی موجی، h) مسکویت‌شیبست با مسکویت‌های کشیده و جهت‌یافته که طی فاز دگرشکلی دوم بدین صورت قرار گرفته‌اند، علائم اختصاری عبارتند از: (Chl: Chlorite, Ms: Muscovite, Bt: Biotite, Qtz: Quartz, Grt: Garnet, Fsp: Feldspar)

شامل کانی‌های میکا و کوارتز پهن شده است، این گارنت‌ها را دور می‌زند. رشد بعد از دگرشکلی D_2 بیشتر در گارنت میکاشیست‌ها دیده می‌شود. برخی از این گارنت‌ها شکل دار بوده و برگوارگی S_2 را قطع می‌کنند.

شیمی کانی‌ها در سنگ‌های متاپلیت کوه ارغون
کانی‌های گارنت، پلاژیوکلاز، میکای سفید، کلریت و بیوتیت به روش الکترون مایکروپروب مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند که در ادامه به توضیحات هر کدام از این کانی‌ها پرداخته شده است.

شیمی گارنت

جدول ۲ تجزیه‌های معرف گارنت را نشان می‌دهد. فرمول گارنت بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است ($X_3Y_2Z_3O_{12}$). مجموع اکسیدهای این کانی بین ۹۷/۰۲ تا ۹۸/۸۲ می‌باشد و مقدار Ti خیلی کم است. ترکیب شیمیایی گارنت‌های تجزیه شده بر روی نمودار سه تایی Mg، Ca، (Fe+Mn) در (شکل ۴) مشخص شده است که نشان می‌دهد گارنت‌های مطالعه شده بیشتر از نوع آلماندین و اسپسارتین می‌باشند.

شیمی پلاژیوکلاز

تجزیه‌های معرف پلاژیوکلاز در جدول ۲ آمده است. فرمول پلاژیوکلازها بر اساس ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است ($XY_2Z_2O_8$). شکل ۵-a و b تقسیم‌بندی پلاژیوکلازها را بر روی نمودار سه تایی (Ca، Na، K) نشان می‌دهد. پلاژیوکلازهای مطالعه شده دارای ۷۰ تا ۸۰ درصد آلپیت، ۲۰ تا ۳۰ درصد آنورتیت و مقدار خیلی کمی اورتوز می‌باشد.

شیمی میکای سفید

آنالیزهای مایکروپروب میکای سفید در جدول ۲ آمده است. فرمول ساختمانی میکای سفید به ازای ۱۱ اکسیژن محاسبه شده است. مجموع اکسیدهای میکاها بین ۹۲/۲۳ تا ۹۴/۰۶ می‌باشد. شکل ۶-a تقسیم‌بندی میکای سفید بر روی نمودار (Vidal and Parra, 2000) $Al \pm K \pm (Fe, Mg)$

طبقه‌بندی ارتباط پورفیروبلاست با زمینه (ماتریکس) در گارنت‌شیست‌ها

پورفیروبلاست‌ها حاوی طرح‌های داخلی، اطلاعاتی را از حوادث دگرگونی و دگرشکلی اولیه و طبیعت آن‌ها در سنگ ارائه می‌دهند که سن نسبی رشد بلور و دگرشکلی را مشخص می‌سازد. مطالعه پتروفابریک گارنت‌های موجود در منطقه کوه ارغون و ارتباط آن با زمینه سنگ مشخص می‌کند که این گارنت‌ها طی دو مرحله قبل و بعد از تکتونیک رشد کرده‌اند.

مرحله پیش-تکتونیک

در این حالت بلورها توسط تغییر شکل‌هایی که شیسستوزیته را به وجود آورده‌اند متأثر شده‌اند. مثلاً خرد شده و مجدداً قطعات آن‌ها به هم جوش خورده‌اند (خاموشی موجی، ماکل‌های مکانیکی، چرخشی و غیره) این بلورها در صورت سخت و محکم بودن، مناطق سایه فشاری را از رشد سایر کانی‌ها به وجود می‌آورند (شکل ۳-g) (Hobbs et al., 1976). کانی‌هایی که قبل از فازهای دگرشکلی در سنگ وجود داشته‌اند زمانی که ادخال و یا شیسستوزیته در آن وجود دارد، شیسستوزیته درون پورفیروبلاست (Si) و شیسستوزیته زمینه (Se) همدیگر را قطع می‌کنند (شکل ۳-f). هم‌چنین این گارنت‌ها با کوارتزهای سایه فشاری همراه هستند.

مرحله پس از تکتونیک

تشخیص این گروه از پورفیروبلاست‌ها به دلیل نبود انکسار Se، سایه‌های کرنشی، خاموشی موجی یا دیگر شواهد دگرشکلی که معمولاً برای حالت‌های پیش و هم‌زمان، معمول است خیلی آسان می‌باشد. اگر ادخال‌ها موجود باشند Si با Se ممتد است، حتی اگر چین‌خورده باشند. پورفیروبلاست‌های تشکیل شده در این فاز اکثراً خودشکل و ریز بلور می‌باشند (شکل ۳-e). در مقاطع مطالعه شده، دو نسل از این پورفیروبلاست‌ها قابل تشخیص است. رشد نسل اول گارنت‌ها، به صورت قبل از دگرشکلی بوده که برگوارگی داخلی S_1 به صورت مستقیم و خمیده در آن‌ها دیده می‌شوند. این نسل از گارنت‌ها دارای سایه کرنش هستند که از کوارتز و فلدسپار پر شده‌اند. برگوارگی که

1. Pre-tectonic phase
2. Post-tectonic phases

شیمی بیوتیت

تجزیه‌های معرف بیوتیت در جدول ۲ دیده می‌شوند. فرمول بیوتیت‌ها بر اساس ۱۲ اکسیژن محاسبه شده است. بیوتیت‌های مطالعه شده عمدتاً فلوگوپیت و آنیت هستند. مقدار اعضای نهایی کانی‌های گارنت، پلاژیوکلاز، مسکویت و بیوتیت در محلول جامد این کانی‌ها توسط نرم افزار AX محاسبه شده است (Holland and Powell, 1998) که نتایج آن در جدول ۴ آورده شده است.

نشان می‌دهد. میکاهای مطالعه شده عمدتاً مسکویت می‌باشد و عضو انتهایی سلادونایت بسیار کم است.

شیمی کلریت

آنالیزهای میکروپروب در جدول ۲ آمده است. فرمول کلریت به ازای ۱۴ اکسیژن محاسبه شده است. مجموع اکسیدهای کلریت بین ۸۶/۲۳ تا ۸۴/۷۹ می‌باشد. (شکل ۶-b) تقسیم‌بندی کلریت را بر روی نمودار (Si±Al±(Fe.Mg) (Vidal and Parra, 2000) نشان می‌دهد. کلریت‌های مطالعه شده بیشتر آمسیت^۱ و سدیت^۲ می‌باشد و عضو نهایی دافینیت^۳ و کلینوکلر^۴ کم است.

جدول ۲. آنالیز میکروپروب مسکویت، پلاژیوکلاز و گارنت در نمونه‌ها

Mineral	Plagioclase								Garnet				
	Moscovite		AS11E			AS11C			AS11E				
	Section	AS11C	PI	PI	PI	PI	PI	PI	Girt	Girt	Girt	Girt	Girt
Wt%Oxides	Ms1	Ms2	58.90	59.37	59.62	60.40	59.88	60.18	38.82	37.46	36.22	38.88	37.17
SiO ₂	44.17	45.04	BD	BD	BD	BD	BD	BD	0.03	0.34	0.07	0.06	0.03
TiO ₂	0.50	0.37	24.50	23.76	23.00	24.69	24.45	23.45	20.88	20.57	21.49	19.47	21.31
Al ₂ O ₃	36.05	36.57	BD	BD	BD	BD	BD	BD	30.5	28.16	29.4	29.5	30.97
FeO	BD	0.46	BD	BD	BD	BD	BD	BD	1.21	1.18	1.01	0.98	1.09
MnO	BD	BD	0.09	0.09	BD	0.06	0.09	0.09	3.68	2.42	2.70	2.64	4.64
MgO	0.79	0.76	4.68	5.38	4.91	5.08	5.15	5.85	3.69	7.01	6.76	6.56	1.81
CaO	0.03	0.08	9.59	9.46	9.27	10.21	8.51	8.81	BD	BD	BD	BD	BD
Na ₂ O	1.78	1.93	0.33	0.29	0.24	0.35	0.25	0.37	BD	BD	BD	BD	BD
K ₂ O	8.91	8.85	98.06	98.35	97.04	100.79	98.33	98.75	98.81	97.14	97.65	98.09	97.02
Total	92.23	94.06											
formula	11(O)	11(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	12(O)	12O	12(O)	12(O)	12(O)
Si	3.01	3.014	2.681	2.699	2.736	2.683	2.706	2.72	3.08	3.048	2.951	3.136	3.019
Ti	0.026	0.019	BD	BD	BD	BD	BD	BD	0.0017	0.0208	0.0042	0.0036	0.0018
Al	2.895	2.884	1.314	1.273	BD	1.293	1.302	1.249	1.961	1.972	2.064	1.851	2.04
Fe ²⁺	BD	0.026	BD	BD	BD	BD	BD	BD	2.032	1.916	2.003	1.99	2.103
Mn	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	0.0816	0.813	0.0697	0.669	0.0749
Mg	0.08	0.076	0.006	0.006	BD	0.004	0.006	0.006	0.437	0.293	0.327	0.317	0.561
Ca	0.002	0.006	0.228	0.262	0.241	0.242	0.249	0.283	0.315	0.611	0.59	0.567	0.157
Na	0.235	0.25	0.847	0.834	0.82	0.879	0.749	0.772	BD	BD	BD	BD	BD
K	0.774	0.755	0.019	0.017	0.014	0.02	0.014	0.021	BD	BD	BD	BD	BD
Total	7.022	7.029	5.095	5.09	5.061	5.12	5.023	5.052	7.92	7.94	8.01	7.93	7.96

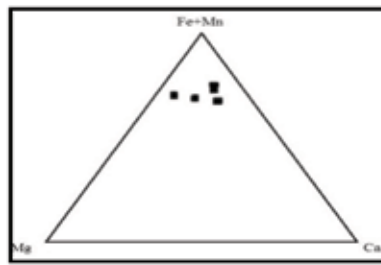
1. Amesite
2. Sudoite
3. Daphnite
4. Clinocllore

جدول ۳. نتایج حاصل از آنالیز مایکروپروپ کانی‌های بیوتیت و کلریت در نمونه‌ها

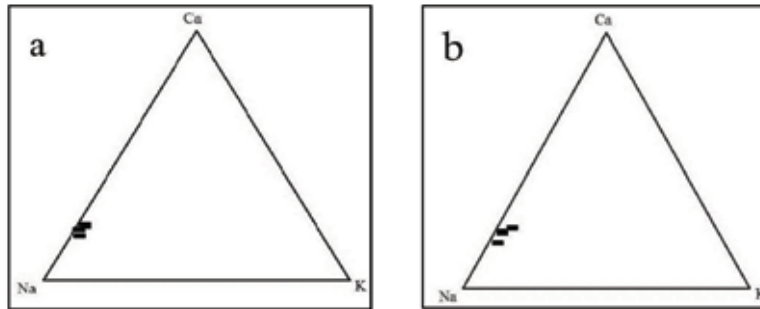
Mineral	Biotite								Chlorite			
	AS11E								AS11C		AS11C	
Section	Bt1	Bt2	Bt3	Bt4	Bt5	Bt6	Bt7	Bt8	Bt1	Bt2	Ch1	Ch2
Wt%Oxides												
SiO ₂	35.33	40.34	39.23	39.80	39.23	36.36	36.79	37.86	36.46	37.80	23.74	25.38
TiO ₂	2.18	2.05	2.20	2.35	2.05	1.20	1.45	1.47	1.22	1.38	0.05	0.05
Al ₂ O ₃	17.73	16.36	16.4	16.804	16.67	18.57	16.92	17.29	16.75	15.30	22.08	20.71
FeO	17.78	12.63	16.63	15.908	17.29	13.09	17.59	17.39	16.11	15.50	25.95	26.02
MnO	0.09	0.05	0.09	0.04	0.03	0.01	0.06	0.04	0.07	0.07	0.14	0.20
MgO	12.82	11.04	11.68	12.203	11.94	13.10	11.31	11.99	11.87	12.27	14.25	12.29
CaO	0.04	0.08	0.09	0.06	0.10	0.04	0.01	0.01	1.10	0.83	0.20	0.14
Na ₂ O	0.45	0.74	0.73	0.75	0.68	3.45	0.92	0.52	0.59	0.80	0.00	0.00
K ₂ O	8.45	8.96	8.50	8.52	7.77	8.85	9.16	8.88	8.04	8.27	0.00	0.00
Total	94.87	92.25	95.55	96.63	95.76	94.67	94.21	95.45	92.21	92.45	86.23	84.79
formula	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	14(O)	14(O)
Si	2.921	3.309	3.172	3.17	3.159	2.97	3.065	3.088	3.07	3.17	2.563	2.779
Ti	0.135	0.126	0.134	1.40	0.124	0.074	0.09	0.09	0.077	0.087	0.004	0.004
Al	2.158	1.581	1.563	1.578	1.581	1.788	1.661	1.662	1.662	1.518	2.809	2.673
Fe ²	1.228	.866	1.124	1.062	1.164	0.844	1.225	1.185	1.134	1.089	2.343	2.383
Mn	0.006	0.003	0.006	0.002	0.002	0.001	0.004	0.003	0.005	0.005	0.013	0.019
Mg	1.579	1.35	1.408	1.449	0.433	1.596	1.405	1.457	1.49	1.531	2.293	2.006
Ca	0.003	0.006	0.007	0.005	0.008	0.003	0.001	.001	0.099	0.074	0.002	0.016
Na	0.072	0.117	0.114	0.115	0.105	0.546	0.148	0.081	0.096	0.129	BD	0.00
K	0.891	0.938	0.877	0.864	0.798	0.922	0.973	0.924	.800	0.883	BD	0.00
Total	8.993	8.296	8.405	8.385	7.374	8.744	8.572	8.491	8.43	8.49	10.028	9.88

جدول ۴. اعضای نهایی محاسبه شده کانی‌ها توسط نرم‌افزار AX (Holland and Powell, 1998)

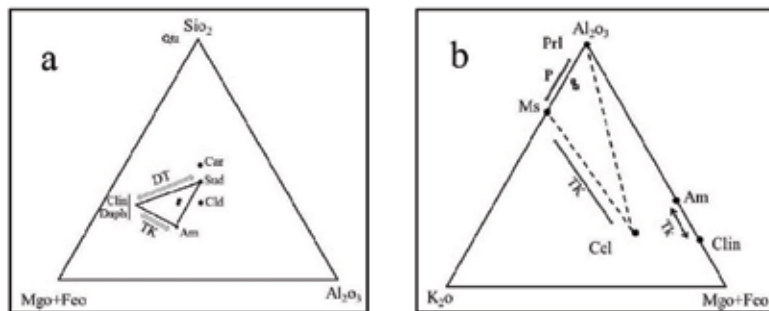
Section	AS11E								AS11C				
	Mineral	Bt1	Bt2	Bt3	Bt4	Bt5	Bt6	Bt7	Bt8	Bt1	Bt2	Ms1	Ms2
End Member	Phl	0.064	0.07	0.064	0.07	0.066	0.094	0.065	0.073	0.08	0.075	-	-
	Ann	0.019	0.015	0.032	0.026	0.034	0.015	0.043	0.037	0.029	0.032	-	-
	En	0.07	0.036	0.039	0.043	0.041	0.071	0.046	0.049	0.042	0.049	-	-
	Ms	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.77	0.75
	Cel	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.017
Mineral	Grt1	Grt2	Grt3	Grt4	Grt5	Pl1	Pl2	Pl3	Pl1	Pl2	Pl3		
End member	Prp	0.0068	0.0032	0.004	0.0031	0.0113	-	-	-	-	-	-	-
	Grs	0.002	0.0115	0.0112	0.0085	0.00031	-	-	-	-	-	-	-
	Alm	0.27	0.23	0.25	0.23	0.33	-	-	-	-	-	-	-
	Sps	0.001	0.0017	0.0011	0.0084	0.0014	-	-	-	-	-	-	-
	An	-	-	-	-	-	0.35	0.41	-	0.35	0.39	0.37	-
	Ab	-	-	-	-	-	0.78	0.75	-	0.78	0.76	0.77	-
	Sa	-	-	-	-	-	-	-	0.83	-	-	-	-



شکل ۴. ترکیب شیمیایی گارنت تجزیه شده در نمونه‌ها، (گارنت‌های مطالعه شده بیشتر از نوع آماندین و اسپسارتین هستند)



شکل ۵. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای تجزیه شده در نمونه‌ها. (a) پلاژیوکلازهای مطالعه شده دارای ۷۰ تا ۸۰ درصد آلپیت، ۲۰ تا ۳۰ درصد آنورتیت (نمونه AS11E) (b) پلاژیوکلازهای مطالعه شده دارای ۷۰ تا ۸۰ درصد آلپیت، ۲۰ تا ۳۰ درصد آنورتیت (نمونه AS11C)، (AS11E)



شکل ۶. ترکیب شیمیایی، (a) کلریت تجزیه شده، کلریت‌های مطالعه شده بیشتر آمسیت و سدیت می‌باشد و عضو نهایی دافینیت و کلینوکلر کم است، (b) مسکویت تجزیه شده، میکاهای مطالعه شده عمدتاً مسکویت می‌باشد و عضو انتهایی سلادونايت بسیار کم است

شکل‌های مربوطه روند تغییرات Mg و Ca به صورت عکس هم هستند که نشان دهنده جانشینی دوگانه بین آنها است.

بررسی پهنه‌بند گارنت در سنگ‌های متاپلیت (گارنت‌شیت‌ها) منطقه

تجزیه نمونه گارنت از مرکز به طرف حاشیه در جدول ۵ آورده شده است. پهنه‌بند گارنت یکی از مهم‌ترین معیارها برای درک تاریخچه سنگ‌های دگرگونی است. پهنه‌بند گارنت در سنگ‌های مختلف منطقه در شکل ۷ نشان داده شده است. با توجه به این شکل‌ها به طور کلی می‌توان پهنه‌بند گارنت در منطقه مورد مطالعه را این‌گونه شرح داد. کاهش مقدار آماندین، پیروپ، اسپسارتین همراه با افزایش گروسولار از مرکز به طرف حاشیه دیده می‌شود. روند کاهش، تقریباً به طور نامنظم در اکسیدها دیده می‌شود. در

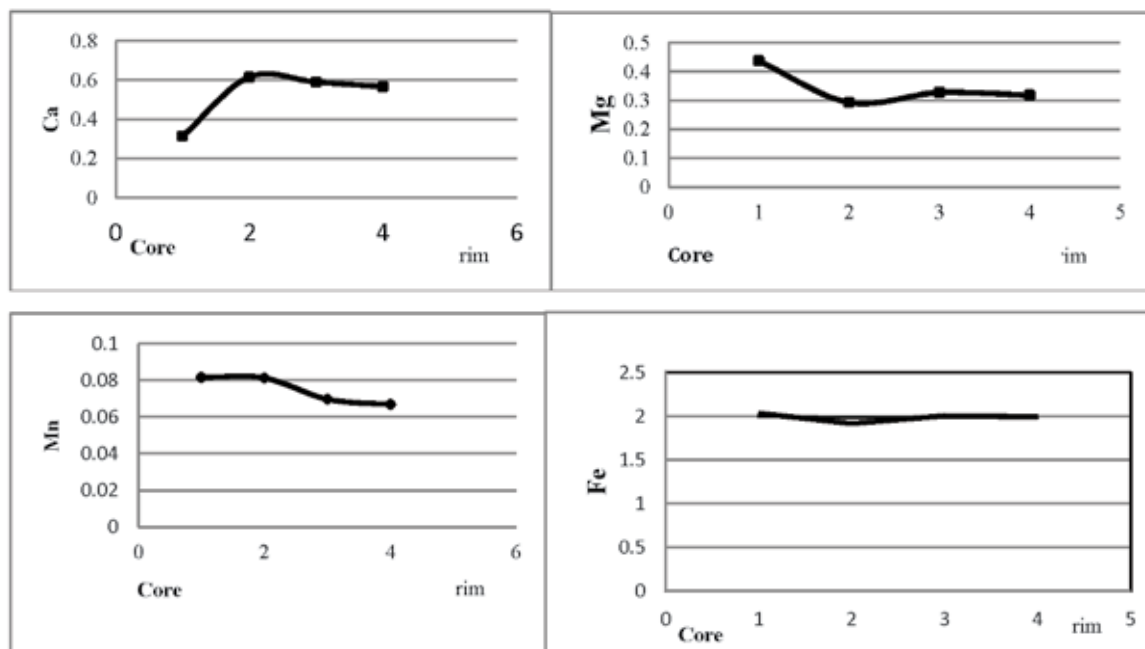
جدول ۵. تجزیه یک نمونه گارنت از مرکز به حاشیه.

	Fe	Mg	Mn	Al	Ca	Si
GrtCor	2.03	0.44	0.08	1.96	0.31	3.08
GrtInt	1.92	0.29	0.08	1.97	0.62	3.05
GrtInt	2.00	0.33	0.07	2.06	0.59	2.95
GrtRim	1.99	0.32	0.07	1.85	0.57	3.14

Grt Cor (نقطه مرکزی تجزیه پهنه‌بند گارنت)

Grt Int (نقطه میانی تجزیه پهنه‌بند گارنت)

Grt Rim (نقطه حاشیه‌ای تجزیه پهنه‌بند گارنت)



شکل ۶. نیم‌رخ منطقه بندی گارنت در سنگ‌های گارنت‌شایست منطقه مورد مطالعه

گارنت-بیوتیت به‌طریق تجربی، کالیبره شده است. در این بررسی از کالیبراسیون‌های زیر توسط محققین مختلف برای داماسنج گارنت-بیوتیت استفاده گردیده است که نتایج آن در جدول ۶ دیده می‌شود. جدول ۷ تجزیه‌های میکروپروب معرف گارنت-بیوتیت را در نمونه پلیتی نشان می‌دهد. واکنش تبادل Fe-Mg بین فلوگوپیت-آنیت و آلماندین-پیروپ به‌صورت $Mg_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ داماسنج معرف (Ferry and Spear, 1978) به‌صورت $T = [4151 + 0.019P] / [RLnK + 1.554] \pm 50^\circ C$ (Thompson, 1976) است. معادله $T = [27.40 + 0.0254P] / [LnK + 1.56] \pm 50^\circ C$ را Holdaway and Lee (1977) معرفی نموده است. معرفت و ضریب توزیع را به‌صورت $T = [6150 + 0.0246P] / [RLnK + 3.93] \pm 50^\circ C$ اثبات کرده‌اند. کالیبراسیون (Perchuk and Lavent, 1983) از زمین‌داماسنج گارنت-بیوتیت به شکل $T = [3890 + 9.56P] / [2868 + LnK] \pm 50^\circ C$ (Hodges and Spear, 1982; Indares and Martingnole, 1985) شامل دیگر کالیبراسیون‌های دیگر شامل (Hodges and Spear, 1982; Indares and Martingnole, 1985) می‌باشد. در تمام معادلات $P = (Fe/Mg)^{Bt} / (Fe/Mg)^{Gr}$ ، P

شرایط فشار- دمایی تشکیل سنگ‌های پلیتی دگرگون شده منطقه

دما-فشارسنجی

برای دما-فشارسنجی سنگ‌های متاپلیت از دو روش داماسنج تبدالی Fe-Mg گارنت-بیوتیت و واکنش‌های تعادلی چندگانه استفاده شد.

داماسنج تبدالی Fe-Mg گارنت-بیوتیت در سنگ‌های متاپلیتی کوه ارغون

توزیع Fe-Mg بین گارنت و بیوتیت تابع حرارت است (Ferry and Spear, 1978). به‌علت این‌که تغییرات حجمی صورت گرفته در طی تبدالات مورد نظر بسیار کم و تغییرات انتروپی نسبتاً زیاد می‌باشد، در نتیجه واکنش‌های تبدالی تا حد زیادی مستقل از فشار عمل می‌کند و برای استفاده به‌عنوان داماسنج مناسب هستند (Thompson, 1976). از بین همه زمین‌داماسنج‌ها، داماسنج تبدالی Fe-Mg گارنت-بیوتیت، متداول‌ترین داماسنج می‌باشد، زیرا برای سنگ‌های زیادی که طیف وسیعی از درجات دگرگونی را پوشش می‌دهند از کاربرد گسترده‌ای برخوردار است. داماسنج

فشار بر حسب بار، T درجه حرارت بر حسب سانتی‌گراد و R ثابت گازها می‌باشد. دمای بدست آمده برای معادلات مختلف با قرار دادن فشارهای متفاوت در این معادلات در جدول ۶ نشان داده شده است. همانطوری که ملاحظه می‌شود این دماسنج وابستگی کمی به تغییرات فشار نشان می‌دهد. با توجه به وابستگی کم دماهای محاسبه شده به فشار با فرض فشار 4kbar (محتمل‌ترین فشار در رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت) بالاترین دمای محاسبه شده ۶۱۵ و کمترین دمای محاسبه شده ۴۲۹ درجه سانتی‌گراد و برای هشت کیلو بار بالاترین دمای محاسبه شده ۶۴۴ و کمترین دمای محاسبه شده ۴۵۲ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. با توجه به در نظر گرفتن مقدار حداکثر و حداقل Ti در بیوتیت و

Mg در گارنت و بالا بودن مقدار دمای حاصل از کالیبراسیون تامپسون نسبت به دیگر کالیبراسیون‌های استفاده شده و همچنین نزدیک بودن مقدار دمایی این کالیبراسیون به بقیه کالیبراسیون‌ها، از مقادیر دمایی حاصل از کالیبراسیون تامپسون استفاده شده است. دماسنج (Indares and Martingnole, 1985) در گارنت در مدل Indares and Martingnole حرارت‌های محاسبه شده پایین‌تر از دماسنج‌های دیگر هستند. پایین بودن حرارت طبق مدل (Indars and Martingnole, 1985) در مطالعات سنگ‌های دگرگونی حاوی گارنت-بیوتیت مناطق دیگر نیز مشخص شده است برای مثال (Moazzen, 1999).

جدول ۶. دماسنج گارنت-بیوتیت برای کالیبراسیون‌های مختلف بر حسب درجه سانتی‌گراد

Calibration P(Kbar)	Thomp	HandL	FandS	PandL	HandS	landM
(Highest Ti in Bt and Mg in Grt) 4.0	615.5	599.0	609.7	595.7	631.7	552.2
6.0	630.2	605.8	617.6	604.9	639.5	560.0
8.0	644.9	612.7	625.6	614.1	647.3	567.8
(Mean of T estimates) 4.0	469.1	469.5	427.0	502.0	497.0	411.6
6.0	481.4	475.3	433.3	497.2	503.1	417.8
8.0	493.7	481.2	439.6	492.3	509.1	424.1
Lowest Ti in Bt and Lowest Mg in Grt) 4.0	429.1	433.2	380.2	470.4	435.5	447.9
6.0	440.7	438.7	386.1	465.8	441.2	453.8
8.0	452.3	444.3	392.0	461.0	446.9	459.7

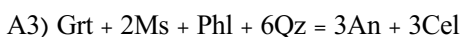
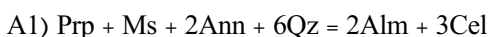
جدول ۷. تجزیه گارنت و بیوتیت در سنگ‌های پلیتی جنوب غرب ماه‌نشان (کوه ارغون)

تجزیه گارنت در سنگ‌های رسی جنوب غرب ماه‌نشان				تجزیه بیوتیت در سنگ‌های رسی جنوب غرب ماه‌نشان			
SiO ₂	37.17	36.22	38.88	SiO ₂	39.86	39.23	36.36
TiO ₂	0.03	0.07	0.06	TiO ₂	2.35	2.05	1.20
Al ₂ O ₃	21.31	21.49	19.47	Al ₂ O ₃	16.84	16.67	18.57
FeO	30.97	29.40	25.50	FeO	15.98	17.29	13.09
MnO	1.09	1.01	0.98	MnO	0.04	0.03	0.01
MgO	4.64	2.70	2.64	MgO	12.23	11.94	13.1
CaO	1.81	6.76	6.56	CaO	0.06	0.10	0.04
Total	97.02	97.65	98.09	Na ₂ O	0.75	0.68	3.45
				K ₂ O	8.52	7.77	8.85
				Total	96.63	95.76	94.67
محاسبه کاتیون در بیوتیت به ازای 12 اکسیژن				محاسبه کاتیون در گارنت به ازای 12 اکسیژن			
Si	3.019	2.951	3.136	Si	3.17	3.159	2.97
Ti	0.0018	0.0042	0.0036	Ti	1.40	0.124	0.074
Al	2.04	2.064	1.851	Al	1.578	1.581	1.788
Fe	2.103	2.003	1.99	Fe ²⁺	1.062	1.164	0.844
Mn	0.0749	0.0697	0.669	Mn	0.002	0.002	0.001
Mg	0.561	0.327	0.317	Mg	1.449	0.433	1.596
Ca	0.157	0.59	0.567	Ca	0.005	0.008	0.003
Total	7.923	8.01	7.933	Na	0.115	0.105	0.546
K	0.864	0.798	0.922				
Total	8.385	7.374	8.744				

واکنش‌های تعادلی چندگانه

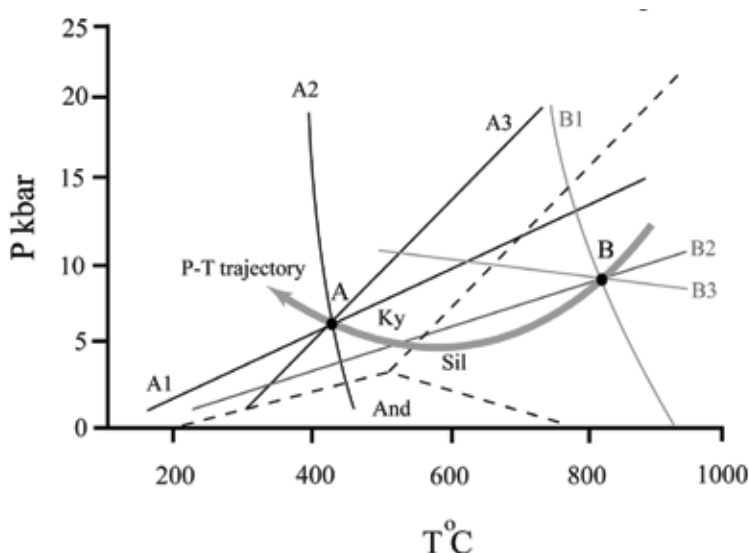
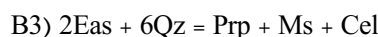
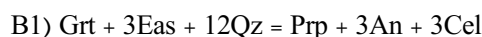
درجه سانتی‌گراد و فشار 7 kbar و برای واکنش‌های دما بالا دمای حدود ۸۰۱ درجه سانتی‌گراد و فشار 9 kbar را نشان می‌دهد. محل تقاطع واکنش‌های دما بالا در محدوده پایداری سیلیمانیت قرار می‌گیرد. واکنش‌های حاصل برای دما بالا (نقطه A) و دما پایین (نقطه B) به صورت زیر است (واکنش‌های کانی‌شناسی با استفاده از نرم‌افزار ترموکالک (Powell and Holland, 1985) بدست آمده است).

A:



ترسیم منحنی واکنشی بین اعضای نهایی کانی‌های موجود در نمونه‌های مطالعه شده به همراه نمودار پایداری پلی‌مورف‌های آلومینوسلیکات بر روی شکل ۸ نشان داده شده است. محدوده پایداری دمای پایین بر محدوده پایداری کیانیت منطبق است. محل تقاطع منحنی‌های واکنشی در شکل ۸ برای واکنش‌های دما پایین، دمای حدود ۴۵۰

B:



شکل ۸. تعادل کانی‌شناسی چندگانه برای سنگ‌های پلیتی (حداکثر فشار و دما با نقطه B و حداقل فشار و دما با نقطه A مشخص گردیده است). بیکان ضخیم خاکستری رنگ قسمتی از مسیر دما - فشار تجربه شده توسط سنگ‌ها را نشان می‌دهد

جایگزینی یک توده نفوذی می‌تواند از صد هزار سال تا چند میلیون سال طول بکشد. بنابراین توده‌های نفوذی که در حین دگرگونی ناحیه‌ای نفوذ می‌کنند هر یک می‌توانند قسمتی از تاریخچه شرایط تکتونوترمال ناحیه‌ای را ثبت کنند و سپس با ترکیب کلیه اطلاعات می‌توان چرخه یا مسیر حرارت و فشار ناحیه‌ای را تخمین زد (Peterson, 1989). توده‌های نفوذی که هم‌زمان با دگرگونی ناحیه‌ای نفوذ می‌کنند، اگر کاملاً هم‌زمان با دگرگونی ناحیه‌ای باشند و دمای توده نزدیک به دمای سنگ‌های درون‌گیر باشد، هاله‌های دگرگونی آن‌ها از گسترش و ضخامت بسیار کمی

فاز دوم دگرگونی ناحیه‌ای همراه با نفوذ توده‌های گابرویدیوریتی در منطقه است. موازی بودن روند توده‌های نفوذی در منطقه با امتداد گسل‌های اصلی و نیز موازی بودن برگوارگی در توده با سطوح شیستوارگی در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای دلیلی بر هم‌زمانی جایگزینی توده با تغییرشکل‌های ناحیه‌ای می‌باشند. توده‌های نفوذی که در حین دگرگونی ناحیه‌ای نفوذ می‌کنند به همراه سنگ‌های میزبان‌شان حاوی اطلاعات زیادی در مورد زمان و ماهیت جنبش‌های ناحیه‌ای و اطلاعاتی در مورد شرایط حرارتی حاکم بر سیستم در طی سرد شدن ماگما می‌باشند. زمان

محاسبه شده برای حد بالایی و حد پایینی دگرگونی، حدود ۸۰۱ درجه سانتی‌گراد و فشار 9kbar و ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار 7kbar محاسبه شد.

سپاسگزاری

این مقاله حاصل بخشی از مطالعات صورت گرفته در پایان‌نامه کارشناسی ارشد نویسنده اول می‌باشد که توسط تحصیلات تکمیلی دانشگاه زنجان حمایت شده است. از سردبیر و داوران محترم مجله برای نقطه نظرات بسیار سازنده تشکر می‌شود.

منابع

- بهنام، ص.، ۱۳۹۰. پتروگرافی و زمین‌شیمی توده نفوذی دگرگون شده کوه ارغون، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه زنجان، ایران.
- سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۸۳، نقشه تخت سلیمان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰
- ساکی، ع.، ۱۳۸۲. مطالعه دگرگونی ناحیه‌ای و دگرشکلی جنوب غرب ماه‌نشان استان زنجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تبریز، ۱۰۶.
- ساکی، ع.، موذن، م.، موید، م. و مجتهدی، م.، ۱۳۸۱. ارتباط بین تبلور کانی‌ها و دگرشکلی در منطقه جنوب غرب ماه‌نشان، ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- ساکی، ع.، موذن، م.، موید، م. و مجتهدی، م.، ۱۳۸۱. واکنش‌های دگرگونی و پهنه‌های کانیایی در سنگ‌های کالک-سیلیکاته منطقه جنوب غرب ماه‌نشان، دهمین گردهمایی انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- سرخوشی، ع.، ۱۳۹۰. بررسی سنگ‌های دگرگونی جنوب غرب ماه‌نشان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان، ایران.
- موذن، م.، ساکی، ع. و موید، م.، ۱۳۸۱. داماسنجی سنگ‌های متاپلیتی جنوب غرب ماه‌نشان به کمک زوج کانی گارنت - بیوتیت. دهمین گردهمایی انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1982. Towards a paleogeography and tectonic evolu-

برخوردار است که این به دلیل کم بودن تفاوت دمایی بین توده و سنگ‌های اطراف می‌باشد. دمای توده نفوذی منطقه در مراحل نهایی تبلور و نفوذ در سنگ‌های اطراف مورد مطالعه ۵۶۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمده است (بهنام، ۱۳۹۰). دگرشکلی دوم در منطقه همراه با اوج دگرگونی در منطقه بوده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود (شکل ۸)، کاهش دما (حدود ۳۵۱ درجه سانتی‌گراد) به ازای کاهش کمتر فشار (حدود 2kbar) در سنگ‌های متاپلیت منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود. احتمالاً کاهش دما با فرسایش و بالآمدگی و یا برخاستگی حدود هفت کیلومتر صورت گرفته است. به احتمال زیاد با تأثیر دمایی توده‌های نفوذی که هم‌زمان با دگرگونی ناحیه‌ای نفوذ کرده‌اند، گارنت در دمای بالاتری در حین بالآمدگی منطقه رشد کرده و سپس با از دست رفتن دما، در فشار تقریباً ثابت در دمای کمتری رشد کرده است.

نتیجه‌گیری

مطالعه سنگ‌های متاپلیتی کوه ارغون سه گروه سنگی شامل بیوتیت‌شیسست‌ها، مسکویت‌شیسست‌ها و گارنت‌شیسست‌ها را مشخص کرد که دو مرحله دگرشکلی و دگرگونی را به خوبی در خود ثبت کرده‌اند. مطالعه گارنت‌شیسست‌ها مشخص کرد که گارنت‌ها طی دو مرحله قبل و بعد از تکتونیک رشد کرده‌اند. مطالعات ترکیب شیمیایی کانی‌های تجزیه شده به روش الکترون مایکروپروب نشان داد، گارنت‌ها غنی از آلماندن و اسپسارتین، پلاژیوکلازها غنی از آلبیت، میکای سفید غنی از اعضای نهایی مسکویت، کلریت بیشتر دارای اعضای نهایی آمسیت و سدیت است و فلوگوپیت-آنیت تشکیل دهنده اصلی بیوتیت می‌باشند. دما و فشار تشکیل سنگ‌های متاپلیتی کوه ارغون با استفاده از داماسنج تبادل کاتیون Fe-Mg بین گارنت و بیوتیت با فرض فشار 4kbar کیلوپار بالاترین حرارت محاسبه شده ۶۱۵ و کمترین حرارت محاسبه شده ۴۲۹ درجه سانتی‌گراد و برای 8kbar بالاترین حرارت محاسبه شده ۶۴۴ و کمترین حرارت محاسبه شده ۴۵۲ درجه سانتی‌گراد به دست آمد. با استفاده از روش تعادل کانی‌شناسی چندگانه، به ترتیب فشار و دمای

- tion of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210 - 265.
- Ferry, J. M. and Spear, F. S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contribution to Mineralogy and Petrography*, 66, 113-117.
 - Hajialioghli, R., Moazzen, M., Droop, G. T. R., Oberhansli, R., Bousquet, R., Jahangiri, R. and Ziemann, M., 2007. Serpentine polymorphs and P-T evolution of metaperidotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran. *Mineralogical Magazine*, 71(2), 203-222.
 - Hobbs, E. B., Means, W. and Williams, P., 1976. *An outline of structure geology*. John Wiley and Sons.
 - Holland, T. and Powel, R., 1998. An internally consistent data set for phases of petrologic interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-343.
 - Holdaway, M. J., and Lee, S. M., 1977. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental theoretical and natural observation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, 175-198.
 - Hodges, K. V. and Spear, F. S., 1982. Geothermometry, geobrometry and Al₂SiO₅ triplepoint at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67, 1118-11394.
 - Indarse, A. and Martingnole, J., 1985. Biotite garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *American Mineralogist*, 70, 272-278.
 - Moazzen, M., 1999. Contact metamorphic processes in the Etive aureole, Scotland. Unpublished Ph.D. thesis, University of Manchester, 392.
 - Moazzen, M., Oberhansli, R., Hajialioghli, R., Moller, A., Bousquet, R., Droop, G. T. R. and Jahangiri, A., 2009. Peak and post-peak P-T conditions and fluid composition for scapolite-clinopyroxene-garnet calc-silicates from the Takab area, NW Iran. *European Journal of Mineralogy*, 21, 149-162.
 - Moazzen, M. and Hajialioghli, R., 2008. Zircon SHRIMP dating of mafic migmatites from NW Iran, Reporting the oldest rocks from the Iranian crust. 5th Annual Meeting of AOGS, Busan, Korea, 16-20.
 - Moazzen, M., Hajialioghli, R., Moeller, A., Droop, G. T. R., Oberhansli, R., Altenberger, U. and Jahangiri, A., 2013. Oligocene partial melting in the Takab metamorphic complex, NW Iran: Evidence from in situ U-Pb geochronology. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 24(3), 217-228.
 - Powell, R., Holand T. J. B., 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 1. Methods and a worked example. *J metamorphic Geol*, 3, 327-342.
 - Perchuk, L. L. and Lavernteva, I. V., 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: Saxena, S. K. (ed) *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*. Springer, New York, 199-239.
 - Peterson, T. D. and Peralkaline Nephelinites, L., 1989. Comparative Petrology of Shombole and Oldoinyo. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101, 458-478.
 - Ramazani, J. and Tucker, R. D., 2003. The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implication for Gondwana tectonics *American Journal of Science*, 303, 622-665.
 - Seifert, F., 1978. Bedeutung und Nachweis von thermodynamischen Gleichgewicht und die interpretation von Ungleichgewichten.

Fortschr Mineral, 55, 111-134.

- Spear, F. S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature time paths. Mineralogical Society of America. Monograph, 799.

- Spear, F. S. and Peacock, S. M., 1989. Metamorphic pressure-temperature-time paths. American Geophysical Union, Short Course in Geology, 7, 102.

- Thompson, A. B., 1976. Mineral reactions in polytic rock: 2. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relation. American Journal of

Science, 297, 401-424.

- Vidal, O. and Parra, T., 2000. Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite±phengite assemblage. Geological Journal, 35, 139-161.

- Will, T. M., 1995. Phase Equilibria in Metamorphic Rocks, Thermodynamic Backgrounds and Petrological Applications, 350.

- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock forming minerals. American Mineralogist, 95, 185-187.

برتری روش خوشه‌بندی C- میانگین فازی در بیان توزیع رخساره‌های هیدروشیمی آب زیرزمینی دشت ورامین

محمد نخعی^(۱)، مهدی تلخایی^(۲) و میثم ودیعی^(۳)

۱. دانشیار هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران

۲. دانش آموخته هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران

۳. دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۹۳/۷/۵

تاریخ پذیرش: ۹۳/۱۲/۲۸

چکیده

در پژوهش حاضر، خوشه‌بندی مجموعه‌ای از داده‌های هیدروشیمی دشت ورامین با استفاده از روش‌های خوشه‌بندی C- میانگین فازی (FCM) و تحلیل خوشه سلسله مراتبی (HCA) انجام شده و کاربرد آن‌ها در تغییرات رخساره‌های هیدروشیمی بحث گردید. نمونه‌های آب زیرزمینی با استفاده از بهینه کردن تعداد خوشه و درجه فازی‌شدگی با استفاده از روش C- میانگین فازی به سه گروه طبقه‌بندی شدند. از داده‌های آب زیرزمینی ۹۰ نمونه چاه عمیق و نیمه عمیق و ۹۰ متغیر هیدروشیمی منطقه مورد مطالعه استفاده شد. نتایج این دو روش، مراکز خوشه را تولید می‌کند که در تشخیص فرایندهای فیزیکی و شیمیایی تغییرات هیدروشیمی منطقه مورد مطالعه مؤثر است. در روش FCM تعداد خوشه بهینه توسط توابع بهینه‌یابی تعیین می‌شود اما در روش HCA براساس تجربه کاربر و سعی و خطا تعیین می‌شود. روش FCM روشی مناسب در تحلیل داده اکتشافی در بیان توزیع رخساره‌های هیدروشیمی است و زمانی که خوشه‌های پیوسته یا دارای هم‌پوشانی وجود دارند، ابزار بهتری نسبت به HCA برای خوشه‌بندی است. با ترسیم خطوط تراز مقدار عضویت هر خوشه که بر روی نقشه به صورت مکانی و پیوسته نشان داده شده، خوشه‌های نمونه‌های آب زیرزمینی به خوبی مشخص شده است. نتایج نشان داد؛ روش FCM در تحلیل داده‌های مرزی، نسبت به روش HCA که تغییراتی واضح و ناگهانی دارد؛ تواناتر است.

واژه‌های کلیدی: آب زیرزمینی، رخساره هیدروشیمی، دشت ورامین، خوشه‌بندی، منطق فازی.

مقدمه

از چندین پارامتر استفاده می‌کنند تا تحلیل مناسب‌تری از روابط بین متغیرها داشته باشند. در مطالعات هیدروشیمی، گروه‌بندی به منظور مجزا کردن داده‌ها به خوشه‌های معرف (که به عنوان گروه‌های آب یا رخساره‌های هیدروشیمی نیز شناخته می‌شوند) به کار می‌رود تا فرایندهای طبیعی

روش‌های آماری چند متغیره روشی مناسب برای تجزیه و تحلیل نمونه‌های آب زیرزمینی و ویژگی‌های هیدروشیمی است (Singh et al., 2004). این روش‌ها به صورت هم‌زمان

* نویسنده مرتبط nakhaei@khu.ac.ir

متغیرهای زبانی استفاده می‌کنند. جالب اینجاست که اگرچه سیستم‌های فازی، پدیده‌های غیردقیق و نامشخص را توصیف می‌کنند؛ با این حال تئوری فازی یک تئوری دقیق است. متغیر زبانی^۴، متغیری است که مقادیرش کلمات یا جملات یک‌زبان طبیعی باشد. به‌عنوان نمونه سن یک فرد را در نظر بگیرید؛ اگر مقادیری را که سن اختیار می‌کند با کلماتی مثل نونهال، نوجوان، جوان، مسن و پیر نشان دهیم؛ متغیر سن یک متغیر زبانی است (آذر و فرجی، ۱۳۸۶).

در نظریه کلاسیک، تابع عضویت مجموعه‌ای است که عدد یک در مرز آن و صفر بیرون آن قرار می‌گیرد. برای یک مجموعه فازی، تابع عضویت به‌صورتی تعریف می‌گردد که در فاصله بین صفر تا یک است (رابطه ۱) (تشنه‌لب و همکاران، ۱۳۸۷).

رابطه (۱) $\mu_A: X \rightarrow [0, 1]$
مجموعه A برحسب تابع عضویت عبارت است از رابطه (۲):

رابطه (۲) $A = \{(\mu_A(X)), x \in X, \mu_A(X) \in [0, 1]\}$
مهم‌ترین ویژگی منطق فازی در مقایسه با منطق کلاسیک این است که دانش و تجربه بشر را می‌تواند در قالب روابط ریاضی بیان نماید. این مهم باعث شده است که مسائل دنیای واقعی را به‌خوبی بتوان با استفاده از آن مدل‌سازی کرد (تشنه‌لب و همکاران، ۱۳۸۷).

در روش‌های خوشه‌بندی، تعداد و نوع معیارها ثابت و مشخص نیست، از این‌رو تلاش خواهد شد تا با تغییر آن‌ها به بهترین حالت ممکن دست پیدا کرد. به‌طور کلی خوشه‌بندی عبارت است از این‌که یک مجموعه مرجع مانند X شامل n داده به c دسته یا خوشه تقسیم‌بندی شود به‌طوری‌که دسته‌های مزبور دارای خصوصیات مشابهی باشند ($2 \leq c \leq n$). خوشه‌بندی را می‌توان به‌صورت فازی و غیر فازی انجام داد. الگوریتم‌های مختلفی برای خوشه‌بندی فازی و غیر فازی توسط محققین مختلف پیشنهاد شده است (Bezdek, 1981).

تغییردهنده پارامترهای هیدروشیمی تشخیص داده شود. این خوشه‌های معرف که به تعیین روندهای اصلی شیمیایی کمک می‌کنند؛ می‌توانند برای بازسازی فرایندهای اصلی مورد استفاده قرار گیرند (Barbieri et al., 2001).

روش‌های خوشه‌بندی به دو شاخه اصلی تقسیم می‌شوند. روش‌های سخت^۱ یا کلاسیک که در آن یک عنصر به‌طور کامل به یک گروه تعلق دارد و روش‌های نرم^۲ یا فازی که در آن یک عنصر به تمام خوشه‌ها با درجه عضویت‌های مختلف تعلق دارد. هدف اصلی این روش‌ها چه سخت و چه فازی تفکیک یک ماتریس داده با n نمونه و p متغیر به c زیرگروه همگن به‌وسیله دسته‌بندی دقیق نمونه‌های مرتبط به خوشه‌های مشخص است. در نتیجه تقسیم‌بندی، نمونه‌های درون یک خوشه یکسان به‌وسیله درجه بالایی از تشابه مشخص می‌شوند، درحالی‌که نمونه‌های متعلق به خوشه‌های مختلف با درجه بالایی از عدم تشابه مشخص می‌شوند. سپس این خوشه‌های همگن توسط ماتریس $c \times p$ بعدی نمایش داده می‌شوند که متشکل از c نمونه شاخص نماینده هر خوشه است (Guler and Thyne, 2004).

فرآیندهای اصلی، همیشه خروجی‌های دقیقی تولید نمی‌کنند و در سیستم‌های هیدروشیمی و هیدرولوژیکی پیچیده به‌سختی تشخیص داده می‌شوند. خصوصیات فیزیکی و شیمیایی در سیستم‌های طبیعی اغلب نه ناگهانی بلکه به‌طور پیوسته تغییر می‌کنند. به‌واسطه این پیوستگی، خوشه‌های آماری نمی‌توانند جداکننده خوبی باشند و بایستی توالی خوشه‌های هم‌پوشانی شکل گیرد (Guler et al., 2002; Goyal and Gupta, 2014).

منطق فازی^۳ برای اولین بار به همین نام توسط Zadeh (1965) ارائه شد و بسیاری از مفاهیم، متغیرها و سیستم‌های مهم را صورت‌بندی ریاضی بخشید. بدین ترتیب زمینه را برای استدلال، استنتاج، کنترل و تصمیم‌گیری در شرایط عدم اطمینان فراهم آورد (طاهری، ۱۳۷۸). یکی از پرکاربردترین روش‌های حل مسائل خوشه‌بندی فازی روش c- میانگین فازی است (Bezdek, 1981).

قوانین فازی، قوانین ساده و آشکار برای توصیف پاسخ‌دهی مطلوب سیستم به‌جای فرمول‌های ریاضی از

1. Hard
2. Soft
3. Fuzzy logic
4. Linguistic term

خوشه‌ها بیشتر و مرز رخساره‌ها به صورت تدریجی و نه ناگهانی است که با واقعیت هماهنگی بیشتری دارد. این روش با موفقیت در دیگر علوم از جمله زیست‌شناسی (Zhang et al., 1995)، در هواشناسی (Moore and McBratney, 1985)، در زمین‌شناسی (Rantitsch, 2004; Burrough et al., 2000). در این پژوهش داده‌های برگرفته از آنالیز نمونه آب‌های زیرزمینی آبخوان ورامین با استفاده از روش‌های خوشه‌بندی C- میانگین و آنالیز خوشه سلسله مراتبی^۲ (HCA) دسته‌بندی می‌شوند که کاربرد این روش‌ها در شرح تحولات هیدروشیمی مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد. با توجه به این که تغییرات در میزان عناصر شیمیایی آب‌های زیرزمینی به‌طور پیوسته می‌باشند، استفاده از روشی که این تغییرات را به‌خوبی نمایش دهد و میزان عضویت هر نمونه آب را به گروه‌های مختلف بیان کند؛ ضروری به نظر می‌رسد.

مواد و روش تحقیق

منطقه مورد مطالعه در استان تهران واقع شده و از شمال به ادامه سلسله البرز و لواسانات، از شرق به ایوانکی و گرمسار، از جنوب به تپه ماهورهای جنوبی دشت ورامین و همچنین دریاچه نمک و از مغرب به دشت تهران-کرج محدود می‌شود. بیشترین شیب دشت برابر ۹/۳۲ درصد است. بیشترین ارتفاع در بخش شمالی آن برابر ۱۰۲۰ متر بوده و کمترین آن در جنوب و جنوب شرقی دشت و ۸۲۰ متر از سطح دریا است. از کل منطقه مورد مطالعه، حدود ۲۱/۴ کیلومترمربع را نمک‌زار و حدود ۰/۶۸ کیلومترمربع را زمین‌های کشاورزی تشکیل می‌دهند. میانگین ۲۵ ساله درجه حرارت سالانه، ۱۶ درجه سانتی‌گراد و متوسط بارندگی سالانه، ۱۷۲ میلی‌متر در ایستگاه سینوپتیک شهرستان ورامین است. از نظر زمین‌شناسی، این منطقه به‌واسطه فروافتادگی دوران اول و دوم ایجاد شده که داخل آن را رسوبات دوران سنوزوئیک و رسوبات جدید رودخانه جاجرود پر کرده است (آقانباتی، ۱۳۸۵). واحدهای تشکیل‌دهنده منطقه مورد مطالعه به‌ترتیب سن از جدید به قدیم شامل رسوبات دوران کواترنری، کنگلومرا، شیل،

در خوشه‌بندی قطعی، هر نمونه ورودی متعلق به یک و فقط یک خوشه است؛ بنابراین نمی‌تواند عضوی از چندین خوشه باشد؛ به‌عبارت‌دیگر خوشه‌ها همپوشانی ندارند. درحالی‌که در خوشه‌بندی فازی یک نمونه می‌تواند متعلق به بیش از یک خوشه باشد. خوشه‌بندی فازی به کشف مدل فازی داده‌های موجود می‌پردازد. روش خوشه‌بندی فازی توسط Bezdek (1981) پیشنهاد شد که روشی کارآمد برای خوشه‌بندی فازی داده‌هاست و در واقع شکل گسترش‌یافته‌ای از خوشه‌بندی C- میانگین سخت است.

در شاخه‌های مختلف علوم زمین، مطالعات متنوعی در زمینه خوشه‌بندی فازی انجام شده است. برای مثال شکاری و باقرنژاد (۱۳۸۴) به‌منظور طبقه‌بندی خاک از روش فازی استفاده کردند. در این پژوهش، تعداد خوشه بهینه تعیین شد و نتایج آن بررسی و مقایسه شد. این پژوهش به‌صورت مطالعه موردی برای منطقه چشمه سفید کرمانشاه انجام شد. در مطالعه دیگری سلطانی محمدی و همکاران (۱۳۸۶) در خنثی‌سازی اثر سنژنتیک (مربوط به تغییرات لیتوژئوشیمیایی) داده‌های ژئوشیمیایی رسوبات آبراه‌ای در منطقه شمال تکاب از روش خوشه‌بندی فازی استفاده کردند. در زمینه مدل‌سازی نیاز اکسیژن شیمیایی توسط روش ترکیبی شبکه عصبی مصنوعی، عصبی فازی و خوشه‌بندی k میانگین نیز مطالعاتی صورت گرفته است (Ay and Kisi, 2014)

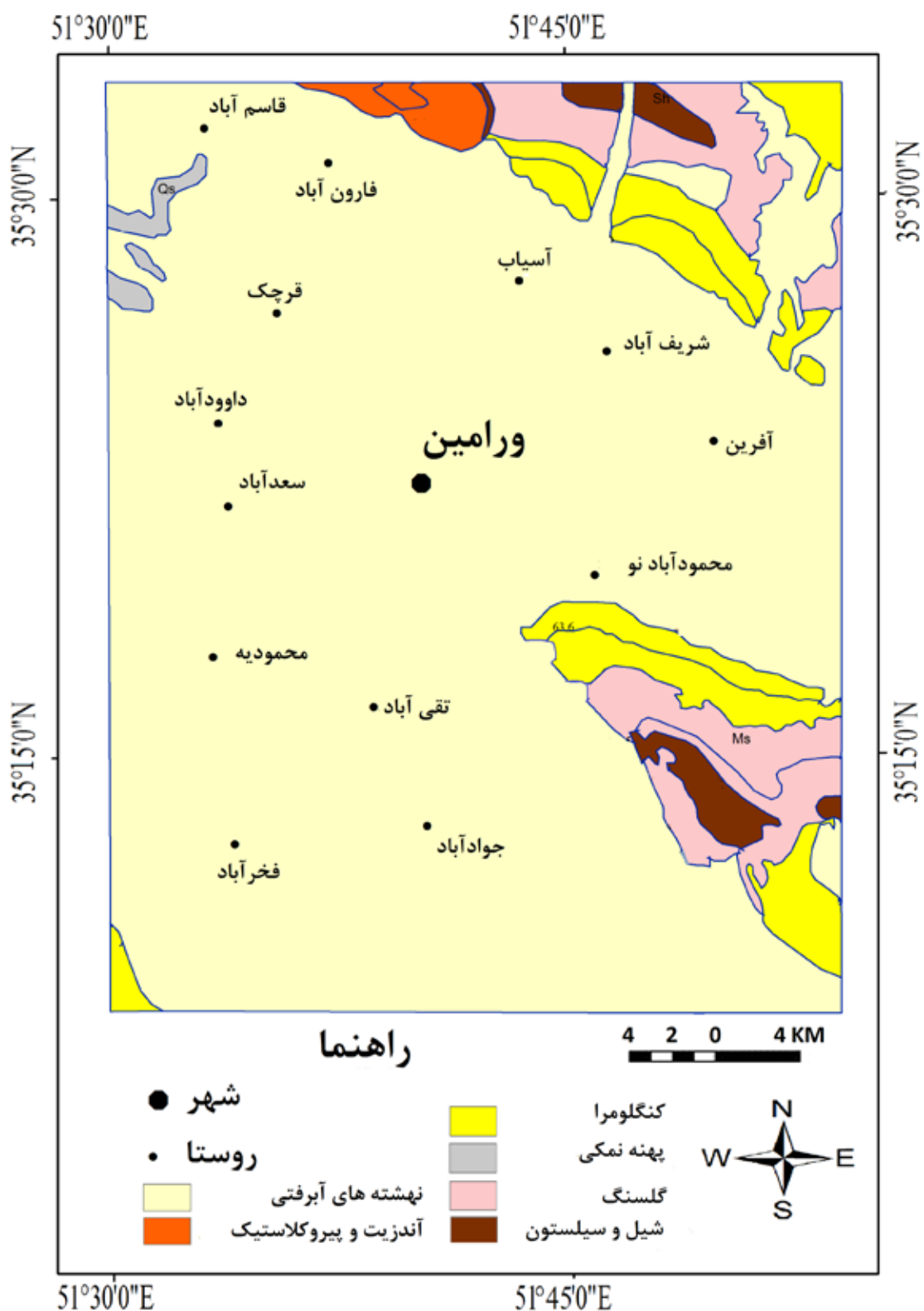
Guler و همکاران (۲۰۰۲) از روش‌های آماری چند متغیره به‌منظور طبقه‌بندی داده‌های شیمیایی کیفیت آب استفاده نمودند و به بررسی کیفیت آب زیرزمینی منطقه‌ای در ترکیه با استفاده از این روش پرداختند. در پژوهش دیگری در زمینه خوشه‌بندی C- میانگین فازی، به تخمین زمین‌لغزش ناشی از بارش با استفاده ترکیبی از روش شبکه عصبی و خوشه‌بندی C- میانگین فازی پرداختند (Alimohammadlou et al., 2014).

Guler and Thyne (2004) با استفاده از داده‌های هیدروشیمی آب زیرزمینی منطقه‌ای در جنوب کالیفرنیا نشان دادند که روش خوشه‌بندی C- میانگین فازی (FCM) نتایج بهتری نسبت به روش‌های دیگر دارد. در روش FCM تعداد

1. Fuzzy C-Mean clustering (FCM)

2. Hierarchical clustering analysis

سیلتستون، گل‌سنگ، آهک، مارن، گدازه‌های آندزیتی و گدازه‌های پیروکلاستی می‌شوند. در شکل ۱، نقشه آورده شده است. سنگ‌شناختی و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه



شکل ۱. نقشه سنگ‌شناختی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از سازمان زمین‌شناسی کشور، نقشه یک صد هزارم ورامین، ۱۳۸۵)

$$\sum_{i=1}^c U_{ik}^m = 1, 1 \leq k \leq n \quad \text{رابطه (۴)}$$

محدودیت دوم در ماتریس M در این است که مجموع ضرایب مرکز هر خوشه باید کمتر از تعداد اجزاء باشد (رابطه ۵):

$$\sum_{k=1}^n U_{ik} < n, 1 \leq i \leq c \quad \text{رابطه (۵)}$$

در نتایج FCM ممکن است نمونه‌ها ۱۰۰ درصد عضو خوشه نباشند؛ در عوض عضویت نمونه‌ها بین خوشه‌ها تقسیم می‌شود.

یکی از مشکلات روش‌های خوشه‌بندی، تعیین تعداد خوشه‌ها است. بعضی از روش‌های اجتناب از این مشکل، استفاده از دانش فردی یا روش‌های آماری است. در این پژوهش، تعداد خوشه‌های بهینه با استفاده از روابط ۶ و ۷ حاصل می‌شود. شاخص FPI درجه (رابطه ۶) فازی‌شدگی را برای تعداد خوشه‌های مشخص نشان می‌دهد (کوره‌پزان دزفولی، ۱۳۸۷):

$$F = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^c \sum_{k=1}^n (U_{ik})^2 \quad \text{FPI} = 1 - \frac{cF-1}{c-1} \quad \text{رابطه (۶)}$$

شاخص مهم دیگری که درجه به هم‌ریختگی را برای تعداد گروه‌های مشخص نشان می‌دهد؛ NCE (رابطه ۷) است (کوره‌پزان دزفولی، ۱۳۸۷):

$$F = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^c \sum_{k=1}^n U_{ik} \times \log(U_{ik}) \quad \text{NCE} = \frac{H}{\log c} \quad \text{رابطه (۷)}$$

که در آن، H تابع انتروپی^۱ است. تعداد خوشه بهینه با کمینه کردن این دو شاخص به دست می‌آید.

در خوشه‌بندی به روش فازی، تعداد خوشه، نوع فاصله، معیار توقف و پارامتر فازی‌شدگی بایستی در شروع تحلیل معین شد. به همین منظور، فاصله اقلیدسی به عنوان فاصله انتخاب شد؛ داده‌ها استاندارد شدند تا وزن یکسانی به تمام متغیرها تعلق گیرد و مقدار توقف ۰/۰۰۰۱ تعیین شد. خوشه‌بندی برای c خوشه (بین ۳ و ۱۰) و با استفاده از مقادیر m (۳، ۱۰/۱۵، ۱/۱) و برای ترکیب‌های c و m در مجموع ۳۱۲ بار اجرا شد. برای انتخاب تعداد گروه بهینه از توابع (FPI, NCE) استفاده می‌شود. برخی نتایج در شکل ۲ آمده است که اغلب نمودارها الگوی همسانی را نشان می‌دهند. تعداد خوشه بهینه در اغلب نمودارها ۳ خوشه به دست آمده است.

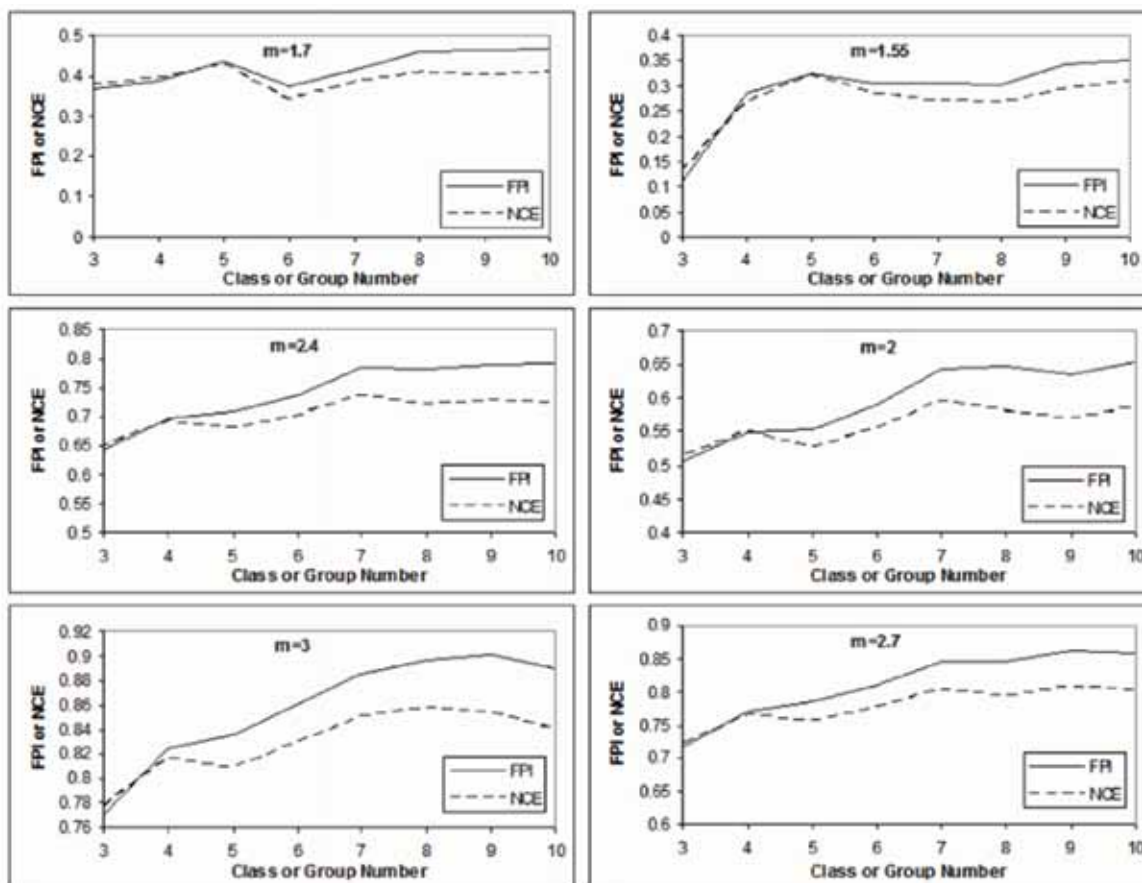
در این پژوهش، از میان متغیرهای اندازه‌گیری شده در ۹۰ نمونه چاه آب زیرزمینی دشت ورامین که توسط آب منطقه‌ای استان تهران انجام شده است، متغیرهای بی‌کربنات، سولفات، کلراید، کلسیم، منیزیم، سدیم، پتاسیم، اسیدپتیک و هدایت الکتریکی استفاده شدند. خطای موازنه بار یونی داده‌ها کمتر از ۰/۵٪ است که برای ارزیابی کیفیت آب زیرزمینی مناسب است. ماتریس داده‌های ورودی برای روش FCM در محدوده +۳ تا -۳- با میانگین صفر استاندارد شدند و مشکل مقایسه متغیرها با واحدها مختلف رفع شد.

الگوریتم خوشه‌بندی FCM روش تحلیل داده چند متغیره است. این الگوریتم، مجموعه‌ای از داده‌ها (فضای چندبعدی اقلیدسی (p) را به خوشه فازی (C) تقسیم می‌کند که به وسیله مراکز خوشه‌هایشان (V_i) تعیین می‌شوند. جدا کردن داده‌ها به خوشه‌های فازی با بهینه کردن تابع هدف در رابطه ۳ به دست می‌آید:

$$J_{FCM} = (M, C) = \sum_{i=1}^c \sum_{k=1}^n U_{ik}^m \|X_k - V_i\|^2 \quad \text{رابطه (۳)}$$

در رابطه ۳، M ماتریس اعضاء، C ماتریس مراکز خوشه‌ها، c تعداد خوشه‌ها، n تعداد داده‌ها و U_{ik}^m درجه عضویت داده k در خوشه i است. اگر فاصله اقلیدسی برای هریک از نمونه‌های آب زیرزمینی (فاصله خط مستقیم بین دو نقطه در فضای p بعدی که به وسیله p متغیر تعریف می‌شود) بین داده X_k که شامل ماتریسی از داده‌های ۹ متغیر آب زیرزمینی نمونه‌برداری شده است و مرکز خوشه V_i بالا باشد؛ J_{FCM} کم می‌شود (کوره‌پزان دزفولی، ۱۳۸۷). اگر فاصله کم باشد؛ مقدار عضویت به یک میل می‌کند. پارامتر $m \in (1, \infty)$ پارامتر وزنی است که درجه فازی بودن نتایج طبقه‌بندی را کنترل می‌کند که درجه هم‌پوشانی بین خوشه‌ها است. با حداقل مقدار معنی‌دار $m=1$ پاسخ، تقسیم‌بندی از نوع غیرفازی است. با میل m به مقدار بی‌نهایت، پاسخ به بالاترین درجه فازی‌شدگی میل می‌کند (Bezdek, 1981). انتخاب مقدار $m=2$ در بسیاری حالات به عنوان انتخاب مناسب پارامتر فازی‌شدگی پذیرفته شده است (Hathaway and Bezdek, 2001). ماتریس M به اجزاء $[0, 1]$ محدود می‌شود (رابطه ۴):

1. Entropy function



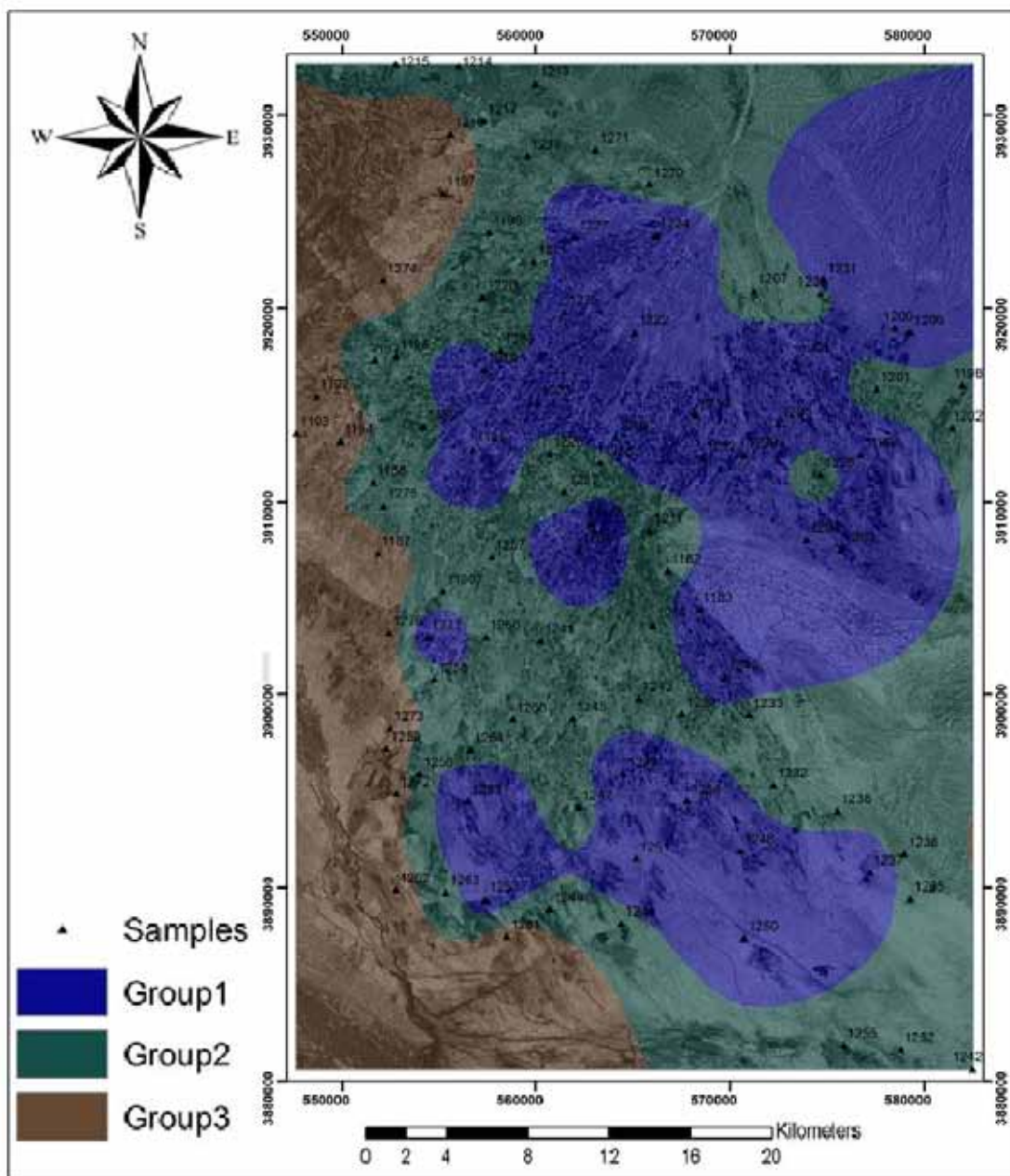
شکل ۲. نمودار مقادیر شاخص FPI و NCE در برابر تعداد خوشه

نتایج و بحث

انتخاب خوشه‌ها و فاصله اقلیدسی به‌عنوان معیار فاصله انتخاب شد. اول این‌که داده‌های مورد استفاده در این مطالعه از نوع داده‌هایی با مقیاس فاصله‌ای است (داده‌های استاندارد شده) و دلیل دوم این است که روش وارد به لحاظ ساختار خوشه‌بندی شبیه به روش c- میانگین است و این موضوع باعث می‌شود، اختلافات ساختاری دو روش تأثیری در مقایسه خروجی‌ها نداشته باشند. شکل ۳ نتایج روش HCA را نشان می‌دهد تا روند تغییرات بهتر نمایش داده شود.

فرآیندهای هیدروژئولوژیک، بسیار پیچیده هستند، از این‌رو نمی‌توان با استفاده از روش‌های مرسوم به بررسی کیفیت آب زیرزمینی در شرایط هیدروژئولوژیک پیچیده پرداخت و محققین در مطالعات هیدرولوژی و زمین‌شناسی به روش‌های جدید و دقیق‌تری روی آورده‌اند. یکی از روش‌های پرکاربرد در زمینه ارزیابی کیفیت آب و بررسی روند تغییرات آب در آبخوان، روش‌های آماری چندمتغیره و روش‌های مختلف خوشه‌بندی است. خوشه‌بندی تجمعی برای این پژوهش انتخاب شد و روش وارد^۱ به دو دلیل برای

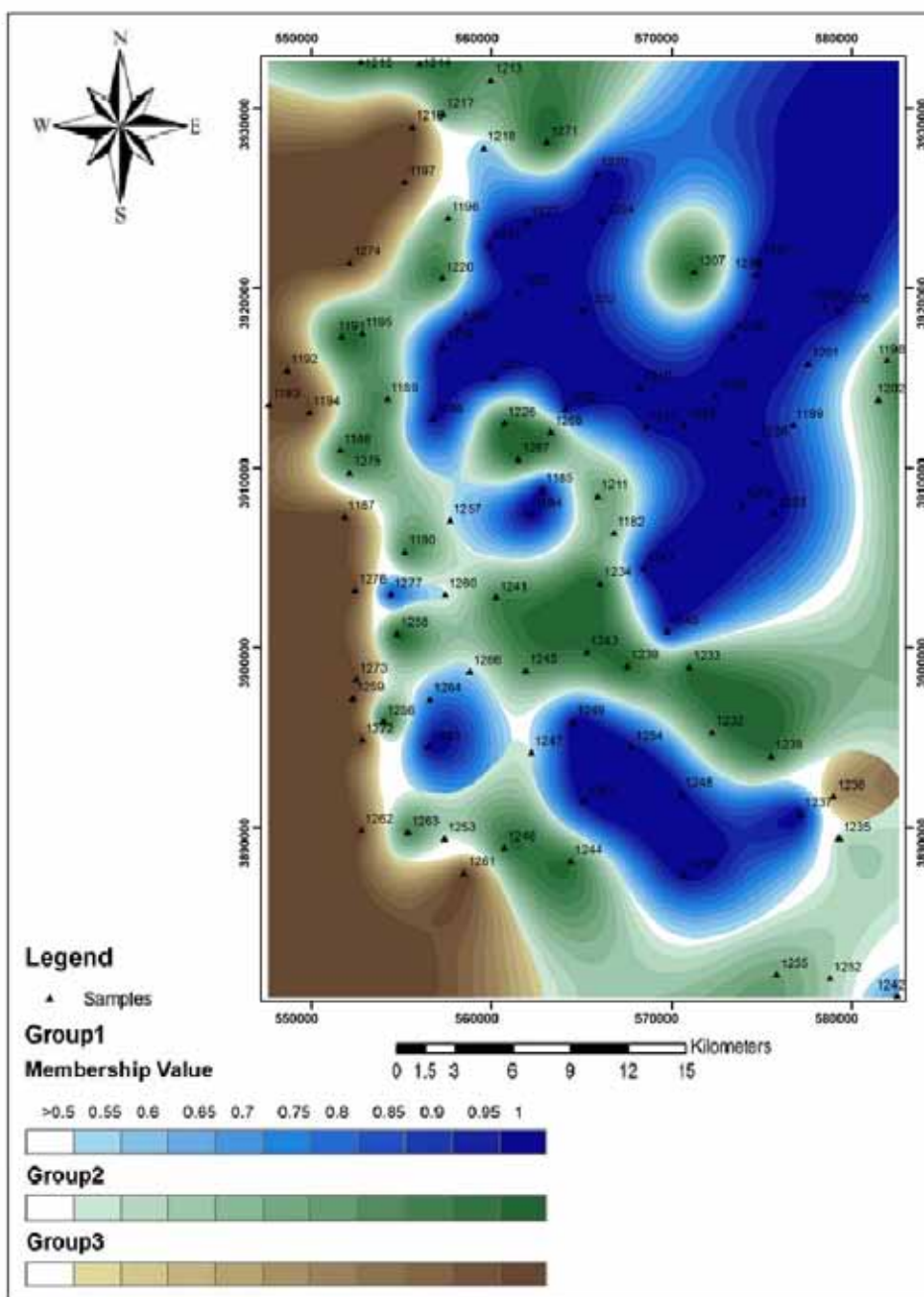
1. Ward method



شکل ۳. توزیع مکانی رخساره‌های هیدروشیمی به روش HCA

این شکل برای نمایش بهتر تغییرات عضویت در خوشه‌ها از نقشه منطقه صرف نظر شده است. مناطقی که با رنگ سفید در شکل مشخص شده است مربوط به نمونه‌هایی است که متعلق به هیچ یک از خوشه‌ها نیستند؛ یعنی مناطقی که مقدار عضویت آن‌ها به هریک از گروه‌ها کمتر از ۰/۵ است.

همان‌طور که در شکل ۳ دیده می‌شود؛ مرز بین گروه‌ها در این روش کاملاً واضح و ناگهانی تغییر می‌کند، به طوری که یک نمونه یا به یک گروه تعلق دارد یا خیر. در شکل ۴ نتایج روش FCM نشان داده شده تا روند تغییرات بهتر نمایش داده شود. تغییرات مقادیر عضویت در بازه ۱ و ۰/۵ در خوشه‌های مختلف نشان داده شده است. در



شکل ۴- توزیع مکانی رخساره‌های هیدروشیمی به روش FCM

بین تفسیر کمی و کیفی داده‌های آب زیرزمینی در روش FCM نسبت به روش HCA وجود دارد. همچنین در روش HCA تعداد خوشه به صورت سعی و خطا تعیین می‌شود؛ در حالی که در روش FCM توسط توابع هدف (روابط ۶ و ۷) مشخص می‌گردد. همان‌طور که در شکل ۴ مشخص است، توزیع مکانی خوشه‌های FCM ارتباط نزدیکی با رخساره‌های هیدروشیمی دارد. نتایج حاصل از خوشه‌بندی داده‌ها سه

الگوریتم خوشه‌بندی FCM، روشی مؤثر برای یافتن ساختار خوشه‌بندی داده‌های پیچیده دارای هم‌پوشانی و مقادیر مبهم است (Guler and Thyne, 2004). توزیع مکانی نتایج خوشه‌بندی به روش FCM، هماهنگی معناداری با فرآیندهای فیزیکوشیمیایی رخساره‌های هیدروشیمی آب نشان می‌دهد. با مقایسه دو روش مورد استفاده در این پژوهش مشخص می‌شود که انطباق خوبی

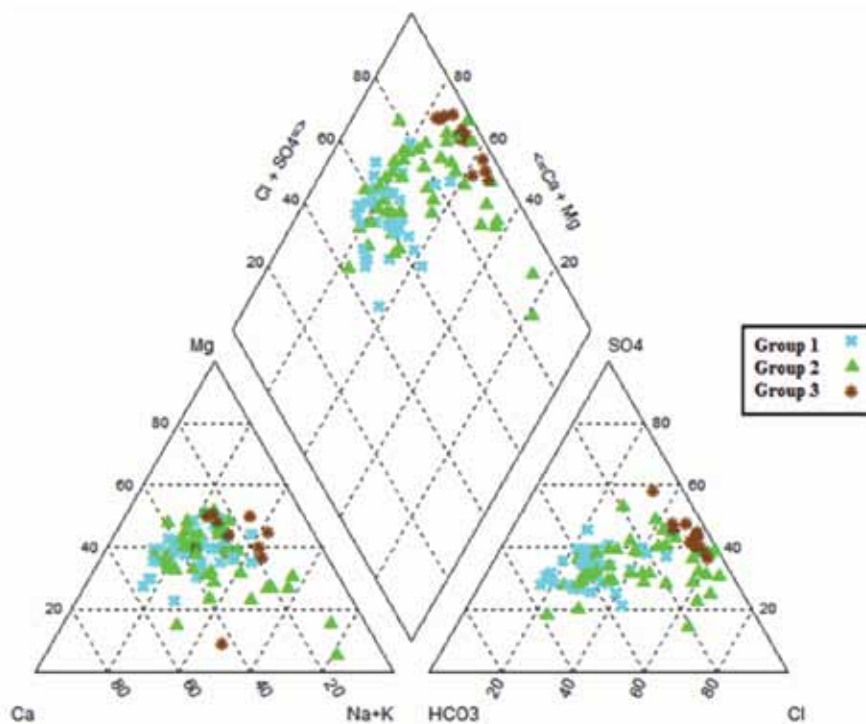
پساب صنعتی و کشاورزی در مناطقی که سطح آب زیرزمینی بالاست و برخورد آب زیرزمینی با پهنه‌های نمکی و سولفات‌ها محلی (بر روی شکل ۱، با QS نمایش داده شده) است. گروه سوم که با رنگ قهوه‌ای در شکل‌ها مشخص شده است. آب‌هایی با کیفیت پایین هستند که میانگین مواد جامد محلول در آن ۴۶۰۰ میلی‌گرم در لیتر است. آب‌های این گروه از لحاظ مقدار TDS در گروه آب‌های شور و خیلی شور قرار می‌گیرند که منشأ آن سازندهای نمکی و سولفات‌ها در غرب محدوده مورد مطالعه است.

استفاده از نمودار پایپر به‌عنوان اصلی‌ترین نمودار در شناسایی رخساره‌ها یا گروه‌های هیدروشیمی در این مطالعه، امری اجتناب‌ناپذیر به‌نظر می‌رسد. نمودار پایپر می‌تواند در سنجش عملکرد روش‌های خوشه‌بندی به‌عنوان یک شاخص مورد استفاده قرار گیرد. در ادامه، رفتار دو روش خوشه‌بندی در تعلق داده‌ها به گروه‌های هیدروشیمی توسط نمودار پایپر مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. در شکل ۵ عملکرد روش خوشه‌بندی HCA در نمودار پایپر نمایش داده می‌شود.

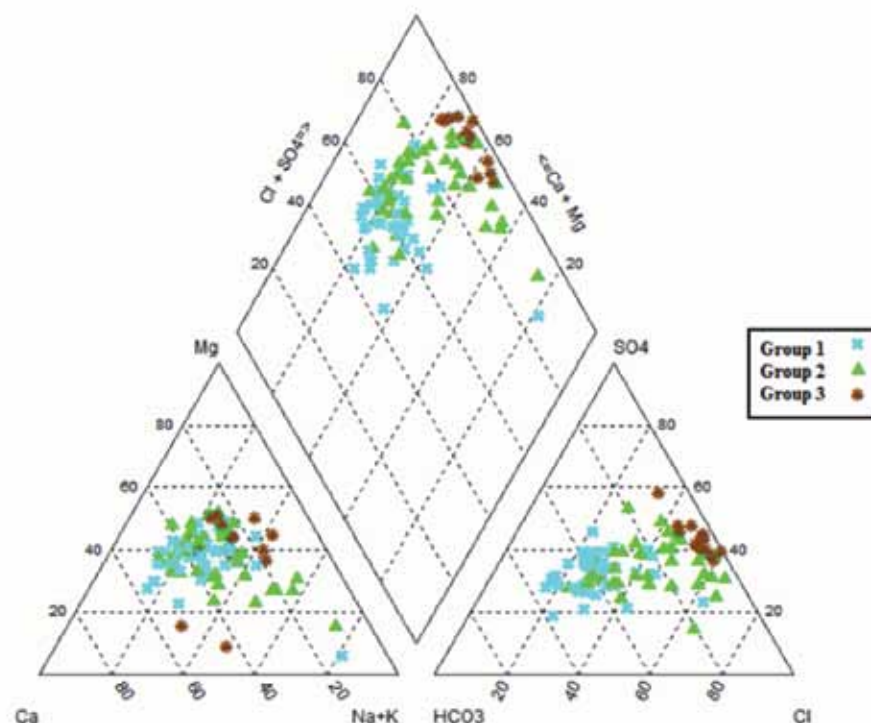
گروه معرف را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده وجود سه تیپ آب زیرزمینی مختلف در ایجاد این گروه‌ها است.

گروه اول که با رنگ آبی در تصاویر نشان داده شده است، آب‌هایی با کیفیت بالا، املاح کم و با میانگین پایین مجموع مواد جامد محلول (۴۰۰ میلی‌گرم در لیتر) است. این گروه در طبقه‌بندی آب‌ها براساس (TDS (Todd and Mays, 2005 در گروه آب شیرین قرار می‌گیرد که عمدتاً مربوط به منطقه تغذیه و مناطقی می‌باشد که تحت تأثیر آلودگی‌ها قرار نگرفته‌اند.

گروه دوم که با رنگ سبز در تصاویر نشان داده شده است؛ آب‌هایی با کیفیت نسبتاً پایین که میانگین مواد جامد محلول در آن ۱۰۰۰ میلی‌گرم در لیتر است. از نظر مقدار TDS، این نمونه‌ها در گروه آب‌های لب‌شور قرار دارند که برای مصارف کشاورزی و صناعی که نیاز به آب‌های با کیفیت بالا ندارند، مناسب است. تشکیل این گروه را می‌توان نتیجه چند فرآیند دانست که به نظر می‌رسد به‌دلیل اختلاط آب‌های منطقه تغذیه و آب‌های شور در غرب محدوده مورد مطالعه، ارتباط



شکل ۵. نمودار پایپر برای داده‌های خوشه‌بندی شده به‌روش HCA



شکل ۶. نمودار پایپر برای داده‌های خوشه‌بندی شده به روش FCM

یک، دو و سه در شکل شماره ۴ با نمودار پایپر، مشخص می‌شود، روش FCM در ارزیابی تحولات هیدروشیمی منطقه مورد مطالعه نسبت به روش HCA برتری دارد. بدین ترتیب که روش FCM نسبت به روش HCA روند تحولات هیدروشیمی منطقه مورد مطالعه را بهتر نشان می‌دهد. در نمودار پایپر نیز می‌توان روند تغییرات هیدروشیمی منطقه مورد مطالعه را از گروه یک به گروه دو و در نهایت گروه سه مشاهده نمود. به صورت کلی می‌توان گروه یک را نمونه‌های ابتدایی دشت، گروه دو را نمونه‌های میان دشتی و گروه سه را نمونه‌های خروجی و انتهایی خوشه‌بندی نمود.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش تلاش شد تا با بررسی و مقایسه دو روش پرکاربرد از روش‌های خوشه‌بندی، روشی مناسب برای تعیین رخساره‌های هیدروشیمی انتخاب شود. الگوریتم خوشه‌بندی FCM روشی مؤثر برای یافتن ساختار خوشه‌بندی داده‌های پیچیده دارای هم‌پوشانی و مقادیر

همان‌طور که مشاهده می‌شود بی‌نظمی قابل ملاحظه‌ای در گروه‌بندی داده‌ها به روش HCA دیده می‌شود. این موضوع در تفکیک گروه‌های ۱ و ۲ بهتر مشخص است. شکل ۶ نمودار پایپر را برای داده‌های خوشه‌بندی شده به روش FCM نشان می‌دهد، چنانچه در شکل دیده می‌شود؛ در این روش جدایش بهتری در نمونه‌ها دیده می‌شود.

با توجه به شکل ۶، نمونه‌های گروه یک به‌طور عمده در منطقه اختلاط و منطقه بدون تیپ غالب قرار می‌گیرند. همان‌طور که در شکل شماره ۴ مشاهده می‌شود در بخش‌های شمال شرقی منطقه مورد مطالعه اغلب نمونه‌ها در گروه یک قرار گرفته‌اند. در گروه دو نیز اغلب، نمونه‌ها در منطقه اختلاط قرار می‌گیرند اما در برخی نمونه‌ها تیپ کلراید سدیک نیز مشاهده می‌شود که به نظر می‌رسد به دلیل وجود پهنه‌های نمکی در منطقه مورد مطالعه باشد. گروه سه نیز اغلب نمونه‌ها تیپ سولفات منیزیک دارند که به دلیل انحلال سازندهای آبرفتی و پهنه‌های نمکی و ژیبسی در غرب منطقه مورد مطالعه است. با بررسی روند تغییرات گروه‌های

خوشه‌بندی فازی. امیرکبیر، ۶۷، ۲۷-۳۴.

- شکاری، پ. و باقر نژاد، م.، ۱۳۸۴. بررسی کاربرد روش فازی در طبقه‌بندی خاک، مطالعه موردی: چشمه سفید کرمانشاه. علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی زمستان، ۹، ۵۵-۶۸.

- طاهری، م.، ۱۳۷۸. آشنایی با نظریه مجموعه‌های فازی. انتشارات جهاددانشگاهی مشهد.

- کوره‌پزان دزفولی، ا.، ۱۳۸۷. اصول تئوری مجموعه‌های فازی و کاربرد آن در مدل‌سازی مسائل مهندسی آب. انتشارات جهاددانشگاهی واحد صنعتی امیرکبیر.

- Alimohammadlou, Y., Najafi, A. and Gokceoglu, C., 2014. Estimation of rainfall-induced landslides using ANN and fuzzy clustering methods: A case study in Saen Slope, Azerbaijan province, Iran. *Catena*, 120, 149-162.

- Ay, M. and Kisi, O., 2014. Modelling of chemical oxygen demand by using ANNs, AN-FIS and k means clustering techniques *Journal of Hydrology*, 511, 279-289.

- Barbieri, P., Adami, G., Favretto, A., Lutman, A., Avoscan, W. and Reisenhofer, E., 2001. Robust cluster analysis for detecting physicochemical typologies of freshwater from wells of the plain of Friuli (northeastern Italy). *Analytica Chimica Acta*, 440, 161-170.

- Bezdek, J.C., 1981. *Pattern Recognition with Fuzzy Objective Function Algorithms* Plenum, 256.

- Burrough, P.A., Van Gaans, P.M. and McMillan, R.A., 2000. High resolution landform classification using fuzzy k-means. *Fuzzy Sets Systems*, 113, 37-52.

- Goyal, M.K. and Gupta, V., 2014. Identification of Homogeneous Rainfall Regimes in Northeast Region of India using Fuzzy Cluster Analysis. *Water Resources Management*, 28, 4491-4511.

- Guler, C. and Thyne, G.D., 2004. De-

مبهم است. توزیع مکانی نتایج خوشه‌بندی در روش FCM با فرایندهای فیزیکوشیمیایی هماهنگی معناداری با رخساره‌های هیدروشیمی آب نشان می‌دهد. با مقایسه توزیع مکانی رخساره‌های هیدروشیمی و نمودار پایپر برای هر دو روش، نتایج نشان می‌دهد؛ در روش FCM توزیع مکانی و خطای خوشه‌بندی نسبت به روش HCA کمتر است و خوشه‌بندی فازی، فرایندهای ایجادکننده تغییرات طبیعی پیوسته در منطقه را بهتر نشان می‌دهد و مقدار زیادی داده را می‌تواند بررسی و تحلیل نماید. قرار دادن نمونه‌های آب در گروه‌هایی با مرزهای مشخص باعث ایجاد خطای طبقه‌بندی داده‌ها می‌شود که از اشکالات روش HCA است. در روش خوشه‌بندی فازی با تخصیص هر نمونه به چند گروه، خطای طبقه‌بندی به حداقل می‌رسد. به‌منظور صحت‌سنجی، از نمودار پایپر استفاده شد. در نمودار پایپر ترسیم شده به روش HCA بی‌نظمی در گروه‌بندی داده‌ها دیده می‌شود. این موضوع در تفکیک گروه‌های یک و گروه دو بهتر دیده می‌شود؛ اما در نمودار پایپر ترسیم شده به روش FCM گروه‌ها نظم بهتری دارند و نمونه‌هایی با رخساره هیدروشیمی یکسان، با هم در یک گروه قرار گرفتند. به‌طور کلی می‌توان نتیجه گرفت؛ در روش HCA تغییرات در مرز بین گروه‌ها کاملاً واضح و ناگهانی است اما در روش FCM، تغییرات تدریجی است.

منابع

- آذر، ع. و فرجی، ح.، ۱۳۸۶. علم مدیریت فازی. انتشارات موسسه کتاب مهربان نشر.

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

- تشنه‌لب، م.، صفاریور، ن. و افیونی، د.، ۱۳۸۷. سیستم‌های فازی و کنترل فازی. انتشارات دانشگاه صنعتی خواجه‌نصیرالدین طوسی.

- سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۸۵. نقشه زمین‌شناسی یک صدهزارم ورامین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- سلطانی محمدی، س.، علی‌نیا، ف. و آویانی، د.، ۱۳۸۶. خنثی‌سازی اثر سنژنتیک داده‌های ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه‌ای در منطقه شمال تکاب با استفاده از

- lineation of hydrochemical facies distribution in a regional groundwater system by means of fuzzy c-means clustering. *Water Resource Research*, 40, w12503. Doi: 10.1029/2004WR003299.
- Guler, C., Thyne, G.D., McCray, J.E. and Turner, A.K., 2002. Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. *Hydrogeology Journal*, 10, 455- 474.
 - Hathaway, R.J. and Bezdek, J.C., 2001. Fuzzy C-means clustering of incomplete data. *IEEE Transactions System Man and Cybernetics*, 31, 735- 744.
 - McBratney, A.B. and Moore, A.W., 1985. Application of fuzzy sets to climatic classification. *Agriculture and Forest Meteorology*, 35, 165- 185.
 - Rantitsch, G., 2000. Application of fuzzy clusters to quantify lithological background concentrations in stream-sediment geochemistry. *Journal of Geochemical Exploration*, 71, 73- 82.
 - Singh, K., 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.
 - Todd, K.D., and Mays, 2005. *Groundwater Hydrology*. John Wiley and Sons. 636.
 - Zadeh, L.A., 1965. Fuzzy sets. *Information Control*, 8, 338- 353.
 - Zhang, C.T., Chou, K.C. and Maggiora, G.M., 1995. Predicting protein structural classes from amino acid composition: Application of fuzzy clustering. *Protein Engineering*, 8, 425-435.

تحلیل ژئوشیمی و تکتونوماگماتیکی دایک‌های دیابازی و گدازه‌های بازالتی افیولیت نورآباد (شمال غرب لرستان)

احمد احمدی خلجی^۱، مسعود کیانی^۲، زهرا کمالی^۳، هادی شفایی مقدم^۴ و زهرا طهماسبی^۱

۱. استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

۲. دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم تحقیقات تهران

۳. دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

۴. استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه دامغان

تاریخ دریافت: ۹۳/۲/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۳/۵/۱۱

چکیده

افیولیت نورآباد بخشی از افیولیت‌های تتیسی خاور مدیترانه-زاگرس-عمان است که در جنوب و جنوب باختر تراست اصلی زاگرس رخنمون دارد. از جمله سنگ‌های مختلف توالی این مجموعه افیولیتی، دایک‌های دیابازی و گدازه‌های بازالتی هستند که در منطقه گسترش زیادی دارند. ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها در محدوده‌های بازالت‌های ساب آکالن، آندزیتیک بازالت و آندزیت می‌باشد. براساس نمودارهای عناصر نادر خاکی نورمالیز شده نسبت به کندریت و عناصر کمیاب نورمالیز شده نسبت به گوشته اولیه، این سنگ‌ها خصوصیات سری‌های کالک آکالن را نشان می‌دهند و با تهی‌شدگی از عناصر HFSE و غنی‌شدگی از LREE و LILE مشخص می‌شوند. این خصوصیات مشابه با دیگر افیولیت‌های تتیسی است که در امتداد خط درز بیتلس-زاگرس رخنمون دارند، است و بیان‌گر شکل‌گیری آن‌ها در بالای پهنه فرورانش (سوپراسابداکشن) می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: دایک‌های دیابازی، گدازه‌های بازالتی، افیولیت، پهنه فرورانش، نورآباد.

مقدمه

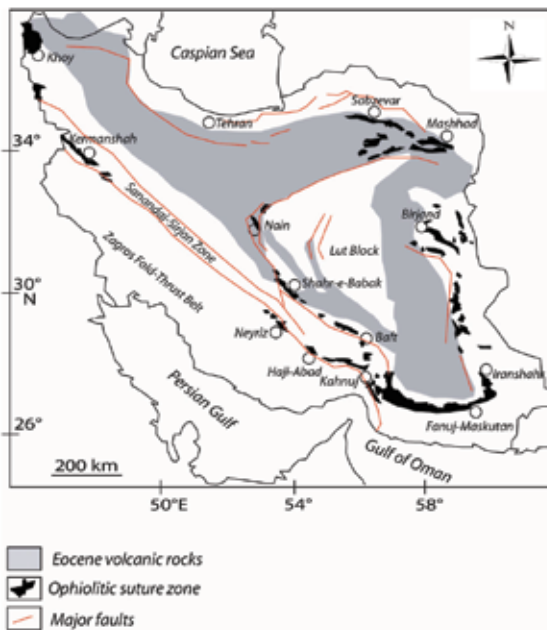
2003 and 2006; Hebert and Laurent, 1990; Lytwyn and Casey, 1993; Parlak et al., 1996 and 2000; Robertson, 2002; Sengor, 1990; Dilek et al., 1999) افیولیت‌های کرتاسه فوقانی زاگرس بخشی از این کمربند افیولیتی بوده که به دو گروه افیولیت‌های زاگرس بیرونی

به‌طور کلی کمربند افیولیتی خاور مدیترانه-عمان دارای ویژگی‌های افیولیت‌های مرتبط با محیط‌های فرورانش یا سوپراسابداکشن^۱ (SSZ) می‌باشند (Alabaster et al., 1982; Babaie et al., 2006; Bagci et al., 2008; Floyd et al., 1998; Godard et al.,

1. Superasubduction

* نویسنده مرتبط zahrakamali84@gmail.com

می‌باشد. این مجموعه افیولیتی شامل توالی‌های گوشته‌ای مشتمل بر پریدوتیت‌ها، سریانتینیت‌ها و گابروهای پگماتیتهی (که به صورت لنز در داخل پریدوتیت‌ها تزریق شده‌اند) است (Allahyari et al., 2010) در حالی که توالی‌های پوسته‌ای در این مجموعه افیولیتی شامل گابروهای با لایه‌بندی موضعی، گابروهای ایزوتروپ، مجموعه دایک‌های صفحه‌ای، گدازه‌های بازالتی و سنگ‌های رسوبی (شامل رادیولاریت و آهک‌های پلاژیک کرتاسه فوقانی) می‌باشند. افیولیت کرمانشاه در مساحتی به وسعت ۲۴۰۰ کیلومتر مربع پراکنده است و در طرف شمال شرق توسط سنگ‌های دگرگونی پهنه سندانج-سیرجان و از طرف جنوب‌باختر توسط آهک‌های بیستون و رادیولاریت‌های کرمانشاه و پس از آن سنگ‌های رسوبی کمر بند چین‌خورده و تراستی زاگرس احاطه شده‌اند.



شکل ۱. نقشه پراکندگی افیولیت‌های ایران با تکیه بر موقعیت افیولیت‌های کمر بند خارجی زاگرس و افیولیت‌های کرمانشاه (Stocklin, 1977)

به‌طور کلی سکانس افیولیتی کرمانشاه را می‌توان به پنج بخش به شرح زیر تقسیم‌بندی است (مرادپور، ۱۳۸۴):

۱. پریدوتیت‌های گوشته‌ای شامل هارزبورژیت‌های تهی شده و یا هارزبورژیت‌های آلوده شده توسط مذاب‌های گابرویی که لنزهایی از گابرو پگماتیتهی در این سکانس تزریق شده‌اند. در برخی موارد هارزبورژیت‌ها به صورت

و زاگرس درونی تقسیم می‌شوند (Stocklin, 1977). افیولیت‌های کمر بند درونی شامل افیولیت‌های اطراف خرده قاره ایران مرکزی است در حالی که افیولیت‌های بیرونی شامل افیولیت‌های کرمانشاه، نیریز و حاجی‌آباد-اسفندقه می‌باشند که باروندشمال‌باختر-جنوب‌خاوری بخشی از کمر بند افیولیتی ۳۰۰۰ کیلومتری هستند که از قبرس تا عمان پراکندگی دارند. افیولیت‌های کرمانشاه به‌عنوان بخشی از این کمر بند افیولیتی با ۲۰۰ کیلومتر طول و ۶۰-۳۰ کیلومتر پهنا در باختر ایران (شکل ۱) بخشی از پوسته اقیانوسی نئوتتیس می‌باشند که بر روی حاشیه غیر فعال عربی رانده شده است. به‌طور کلی افیولیت‌های کرمانشاه به‌صورت رخنمون‌های پراکنده‌ای در شهرهای الشتر و نورآباد (کیانی، ۱۳۹۰)، صحنه (حقیقی، ۱۳۷۴، مرادپور، ۱۳۸۴)، و هرسین (الهیاری و همکاران، ۱۳۹۱، موسوی و همکاران ۱۳۹۲، ترکیان و همکاران، ۱۳۹۲)، کرمانشاه (Ghazi and Hassanipak, 1999; Allahyari et al., 2010) و کامیاران (احمدی، ۱۳۸۰) بروزند دارند. براساس مطالعات الهیاری و همکاران (۱۳۹۱) گدازه‌های بالشی منطقه هرسین متعلق به محیط E-MORB و بازالت‌های WPB می‌باشند. همچنین مطالعات موسوی و همکاران (۱۳۹۲) متعلق بودن گدازه‌های بالشی منطقه هرسین-صحنه به یک محیط E-MORB را تأیید می‌کند. این در حالی است که ترکیان و همکاران (۱۳۹۲) معتقدند که دایک‌های دیابازی منطقه هرسین-صحنه در یک خاستگاه زمین‌ساختی حوضه پشت‌کمانی بوجود آمده‌اند. با این حال، در این مطالعه سعی می‌شود تا زمین‌شناسی صحرایی، ژئوشیمی، تکتونیک و پترولوژی دایک‌های دیابازی و گدازه‌های بازالتی افیولیت نورآباد به‌عنوان بخشی از افیولیت‌های کرمانشاه مورد بررسی قرار گیرند.

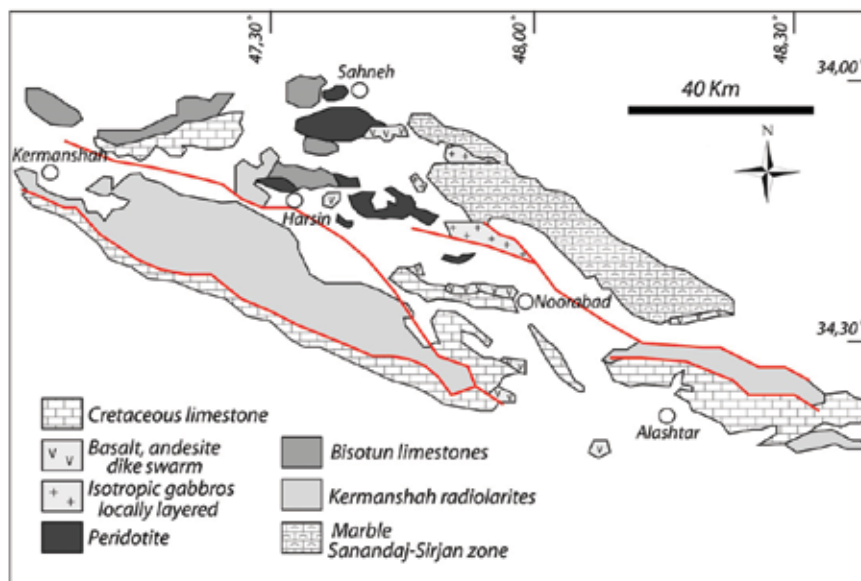
زمین‌شناسی منطقه

مجموعه افیولیتی کرمانشاه-نورآباد با روند شمال غربی-جنوب شرقی در جنوب و جنوب غرب تراست اصلی زاگرس، در پهنه خرد شده قرار دارد (شکل ۱). به‌طور کلی توالی‌های سنگی در پهنه افیولیتی کرمانشاه-نورآباد (از جنوب باختر به سمت شمال خاور) مشتمل بر رادیولاریت‌های کرمانشاه، آهک‌های بیستون و مجموعه افیولیتی کرتاسه فوقانی کرمانشاه

و پیلولواهایی با ترکیب بازالتی تا آندزیتی می‌باشند (Shafaii Moghadam and Stern, 2011). بافت‌های حفره‌دار و بادامکی خاص این سنگ‌ها بوده، حفره‌ها توسط کلسیت و کوارتز پرشدگی نشان می‌دهند (شکل ۴- D و F). سکانس ضخیمی از پیلولواها به همراه جریان‌های گدازه‌ای بازالتی در اطرف هرسین، در امتداد رودخانه گاماسیاب دیده شده اما بهترین رخنمون این سنگ‌ها در ناحیه روستای خران تا سرتخت (اطراف کامیاران) می‌باشد (Shafaii Moghadam and Stern, 2011).

۵. دایک‌های دیابازی منفرد (تا انبوهه‌های دایکی) که دارای حجم گسترده ولی با پراکنده‌گی زیاد بوده و در مناطقی از جمله جنوب الشتر (شمال روستای زیران)، جنوب نورآباد (جنوب روستای دم باغ)، دره گاماسیاب (غرب نورآباد)، شمال باختر نورآباد (شمال روستای مله کبود)، خاور هرسین (شمال روستای تمرگ) رخنمون دارند (کیانی، ۱۳۹۰) (شکل ۲).

استراتیگرافی توسط آهک‌های میوسن (معادل سازند قم) پوشیده شده‌اند.
 ۲. گابروهای ایزوتروپ تا کومولایی که به صورت موضعی دارای لایه‌بندی می‌باشند.
 ۳. سکانسی از دایک‌های صفحه‌ای با حاشیه سرد شده نامتقارن. کمپلکس دایک‌های صفحه‌ای متشکل از دایک‌های اولیه بازالتی- دیابازی بوده که توسط دایک‌های تأخیری فلسیک میکرودیوریتی تا ریولیتی قطع می‌گردند. لنزهایی از پلاژیوگرانیت‌ها نیز همراه با این دایک‌ها دیده می‌شوند.
 ۴. سکانس ضخیمی از گدازه‌های جریان‌ی و پیلولواها. اگرچه گسل خوردگی و خردشدگی روابط بین واحدهای سنگ‌شناسی منطقه را از بین برده است اما با این حال، کنتاکت عادی بین کمپلکس دایک‌های صفحه‌ای و پیلولواها در بسیاری از موارد دیده می‌شود (کیانی، ۱۳۹۰). سنگ‌های ولکانیکی افیولیت‌های کرمانشاه مشتمل بر گدازه‌های جریان‌ی



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده افیولیت‌های نورآباد- کرمانشاه (برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کرمانشاه اقتباس از Braud (1978)، با اندکی تغییرات از کیانی (۱۳۹۰))

کنگلومرای پلیوسن (سازند کنگلومرای بختیاری) پوشیده شده‌اند (شکل ۳- B). همراه با این دایک‌های دیابازی منفرد، گدازه‌های بازالتی نیز دیده شده که شدیداً تحت تأثیر دگرسانی و هوازدگی قرار گرفته‌اند. در ناحیه دره گاماسیاب،

این دایک‌ها در سطح تازه دارای رنگ سبز و در سطح هوازده دارای رنگ قهوه‌ای می‌باشند. دایک‌های جنوب الشتر توسط سازند آجاجاری و کنگلومرای پلیوسن (سازند بختیاری) (شکل ۳- A) و دایک‌های جنوب نورآباد توسط

بایور (باختر نورآباد) پراکندگی دارند (شکل ۳-۵). در این منطقه بازالها به صورت گسله در کنار آهک‌های میوسن قرار گرفته‌اند. بیشترین حجم گدازه‌های بالشی در خاور هرسین و در دو منطقه گردنه گشور و شمال روستای تمرگ مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۶). این سنگ‌ها در این ناحیه به همراه دایک‌ها به صورت گسله بر روی پریدوتیت‌ها قرار گرفته‌اند.

دایک‌ها به صورت گسله در زیر مرم‌های ناحیه مورد مطالعه قرار دارند (شکل ۳-۷). دایک‌های شمال غرب نورآباد به صورت خرد شده و درهم همراه با گابروها و لرزولیت‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳-۸). در مجموعه افیولیتی نورآباد، گدازه‌های بازالتی به دو صورت جریان‌های گدازه‌ای اسپلیتی شده و گدازه‌های بالشی دیده می‌شوند. جریان‌های گدازه‌ای اسپلیتی شده در افیولیت‌های مورد مطالعه در داخل دره



شکل ۳. تصاویر صحرایی از دایک‌ها و گدازه‌های بالشی منطقه مورد مطالعه، (A) دایک‌های دیابازی جنوب الشتر (شمال روستای ژیریان) که توسط سازندهای آماجاری و کنگلومرای بختیاری پوشیده شده‌اند، (B) دایک‌های جنوب نورآباد (غرب روستای دم باغ) که توسط کنگلومرای بختیاری پوشیده شده و دارای مرز گسله با آهک‌های کرتاسه هستند، (C) دایک‌های منفرد رودخانه گاماسیاب که دارای مرز گسله با مرم می‌باشند، (D) دایک‌های شمال روستای مله کبود (شمال باختر نورآباد) که همراه با گابروها و لرزولیت‌ها می‌باشند، (E) گدازه‌های بازالتی اسپلیتی شده در دره بایور غرب شهر نورآباد و (F) گدازه‌های بالشی گردنه گشور در خاور هرسین

مواد و روش مطالعه

دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز (۵۰-۴۰٪)، کلینوپیروکسن (۳۰-۴۰٪) و کانی‌های اوپک (۳-۵٪) بوده که گاهی از دگرسانی آن‌ها کانی‌هایی نظیر آمفیبول، کلریت، زئولیت، پره‌نیت و سریسیت به وجود آمده است. این سنگ‌ها دارای بافت‌های اینترگرانولار، میکروگرانولار و پویی کیلیتیک می‌باشند. پلاژیوکلازها شکل دار تا نیمه شکل دار است و بر اثر دگرسانی به سریسیت تبدیل شده‌اند. فضای بین تیغه‌های پلاژیوکلاز توسط کانی‌های بی شکل کلینوپیروکسن و کانی‌های اوپک پر شده است (شکل ۴- A و D). بعضی از پلاژیوکلازهای دانه درشت این سنگ‌ها به صورت پویی کیلیتیک دارای ادخال‌هایی از پیروکسن و کانی‌های اوپک می‌باشند (شکل ۴- B). کلینو پیروکسن‌ها در این سنگ‌ها تحت تأثیر فرآیند اورالیتی شدن از اطراف به آمفیبول تبدیل گشته‌اند. در بعضی از نمونه‌های مورد مطالعه، کانی‌های اوپک به صورت پویی کیلیتیک در داخل پیروکسن‌های اورالیتی شده دیده می‌شوند. کانی‌های اوپک در دایک‌های دیابازی مورد مطالعه به صورت بلورهای اسکلتی خود شکل و نیمه شکل دار می‌باشند که در حاشیه بر اثر دگرسانی به اکسیدهای آهن آبدار تبدیل شده‌اند.

پس از بازدید صحرایی تعداد ۴۰ نمونه از بازالت‌ها و دایک‌های کمتر دگرسان شده منطقه نورآباد برداشته شد و به منظور مطالعات پتروگرافی از آن‌ها مقاطع نازک تهیه شد. پس از مطالعات پتروگرافی برای تعیین میزان عناصر اصلی توسط دستگاه ICP-AES و تعیین عناصر جزئی به همراه عناصر نادر خاکی (REE توسط دستگاه ICP-MS)، شش نمونه از بازالت‌ها (نمونه‌های B-01، NK-01، NK-02، NK-11 و در غرب نورآباد و نمونه‌های NK-28 و B-02 در منطقه گشور در شمال غرب نورآباد) و شش نمونه از دایک‌های دیابازی (نمونه‌های D-01، D-02 و NK-27 در منطقه تمرگ و دره بایور در شمال غرب نورآباد، D-03 در منطقه گاماسیاب شرق نورآباد، N-06 در شمال غرب نورآباد و نمونه NK-34 در جنوب غرب الشتر) به کشور استرالیا ارسال شد و در آزمایشگاه LABWEST این کشور مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت که نتایج آن‌ها در جدول ۱ ارائه شده است.

بحث

پتروگرافی

دایک‌های دیابازی: به‌طور کلی دایک‌های دیابازی

جدول ۱. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی (اکسیدهای اصلی برحسب درصد وزنی) به روش ICP-AES و عناصر نادر و نادر خاکی برحسب (ppm) به روش ICP-MS گدازه‌های بازالتی و دایک‌های دیابازی

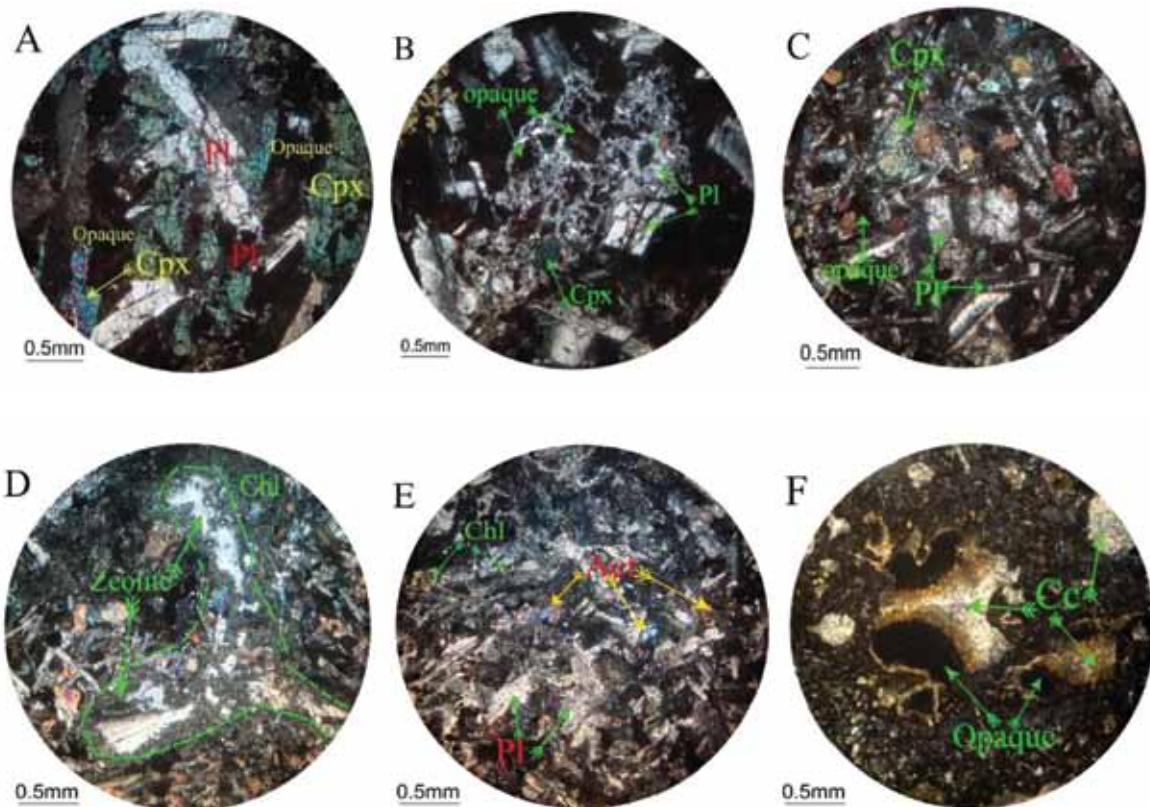
Sample	B-01	B-02	NK-01	NK-02	NK-11	NK-28	D-01	D-02	D-03	N-06	NK-27	NK-34
SiO ₂ (%W)	50.4	51.1	51.3	50.9	51.2	50.6	50.9	51.7	49.2	50.45	51.5	49.2
TiO ₂	0.7	1.04	0.6	0.64	1.41	1.01	1.43	1.18	0.61	0.72	1.39	1.13
Al ₂ O ₃	12.89	12.96	14.13	13.77	10.5	13.28	15.22	14.35	13.17	14.19	13.57	14.39
Fe ₂ O ₃	9.78	7.37	10.93	11.77	15.9	6.59	8.93	9.35	11.2	11.55	9.25	8.2
MnO	0.1	0.23	0.1	0.09	0.13	0.16	0.16	0.14	0.2	0.08	0.13	0.12
MgO	5.71	6.54	5.12	5.92	4.1	5.61	6.8	6.32	6.15	5.34	6.84	6.73
CaO	14.84	14.16	10.76	10.92	10.42	16.32	11.52	10.51	12.29	10.9	11.31	13.17
Na ₂ O	2.15	2.36	3.12	3.2	2.6	2.64	2.53	2.29	3.78	3.16	2.3	2.83
K ₂ O	0.11	0.79	0.24	0.18	0.46	0.8	0.15	0.28	0.4	0.02	0.1	0.07
P ₂ O ₅	0.13	0.79	0.23	0.18	0.46	0.8	0.26	0.32	0.2	0.23	0.41	0.3
LOI	2	1.9	2.2	1.8	2.2	2.1	1.85	2.2	2.4	2.25	2.3	2.7
Total	98.81	99.24	98.73	99.37	99.39	99.92	99.75	98.65	99.59	98.9	99.11	98.84
Ag	0.01	0.13	0.03	0.04	0.05	0.09	0.1	0.11	0.08	0.03	0.12	0.05
As	4.7	2.3	0.5	0.7	0.7	4.4	0.9	1.0	6.5	0.5	1.4	0.6
Ba	49.5	160.5	20.8	6.2	6.3	120.7	31.4	31	131.4	14.1	15.2	7.4
Be	0.3	0.9	0.5	0.8	0.9	1.1	0.2	0.7	0.4	0.3	0.5	0.4

ادامه جدول ۱.

Sample	B-01	B-02	NK-01	NK-02	NK-11	NK-28	D-01	D-02	D-03	N-06	NK-27	NK-34
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Cd	0.2	0.4	0.06	0.11	0.13	0.4	0.41	0.18	0.32	0.06	0.24	0.14
Co	25.2	36.1	22.6	21.8	23.6	35	28.5	29.9	34.1	20.4	21.5	22.5
Cr	107	124	108	25	2	106	2	3	74	15	2	11
Cs	0.1	0.8	0.1	0.2	0.1	0.4	0.1	0.1	0.7	0.1	0.1	0.3
Cu	60.9	67.2	38.3	40.5	33.7	86	144.5	161.6	89.5	32.1	95.7	62.2
Hg	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05
In	0.03	0.05	0.04	0.02	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.02	0.04	0.02
Li	19.9	18.4	0.6	12.3	6.4	18.3	19.4	6.9	10.5	7.7	4.1	7.9
Mo	0.4	1.1	0.1	0.4	0.7	1	0.7	0.5	0.6	0.3	1.1	1.1
Nb	0.5	7.6	1.2	1.4	1.7	4.2	3.9	4.2	1.2	1.3	5.5	1.8
Ni	91.9	93.5	72.4	66.9	6.3	116.7	29.9	26.3	50.6	34.7	28	63.5
Pb	1.0	2.1	1.0	3.0	2.8	2.5	8.1	2.3	6.4	0.3	3	2
Rb	1.9	24.8	1.4	3.3	3	20.5	3.5	8.8	7.9	0.3	2.4	1.6
Re	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
S	198	75	50	344	223	138	122	50	817	50	3498	735
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	1.8	0.1	0.2	0.1
Sc	14	19	12	9	10	26	9	18	17	6	23	9
Se	0.27	0.42	0.37	0.26	0.55	0.54	0.54	0.5	0.43	0.27	0.82	0.42
Sn	5.4	2.6	1.1	1.2	1.9	1.5	1.4	1.2	1.2	1	1.8	1.2
Sr	98.9	180.4	50.7	33.8	26.6	161.6	66.8	33.4	97.5	30	55.2	52
Te	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Th	0.18	7.38	1.87	2.31	0.67	6.71	2.47	2.68	0.27	0.34	3.73	0.92
Tl	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
U	0.11	1.16	0.44	0.81	0.17	1.07	0.55	0.66	0.1	0.05	0.94	0.15
V	101	126	124	62	187	131	226	190	161	117	204	108
W	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1
Y	15.67	16.38	26.87	12.02	34.21	22.51	21.77	23.38	18.15	21.09	30.71	21.36
Zn	52	118.9	56.9	56.7	114.3	120.8	101.2	106.1	136.2	49.8	108	79
Zr	44	82	9	52	48	112	38	91	13	16	162	50
Ce	7.95	73.41	22.7	19.66	30.13	74.29	36.05	38.99	19.11	22.03	58.34	31.01
Dy	4.06	4.82	5.59	3.73	8.31	4.88	6.47	6.7	4.66	5.93	9.53	7.9
Er	2.63	2.45	3.5	2.2	5.33	2.47	4.17	4.2	2.79	3.49	6.01	5.13
Eu	0.97	2.21	1.33	1.02	1.92	2.22	1.78	1.88	1.3	1.63	2.46	1.86
Gd	3.78	7.1	5.52	3.77	8.37	7.31	6.63	7.01	4.8	6.11	9.61	7.68
Ho	0.98	1.01	1.33	0.87	2.01	1	1.54	1.57	1.05	1.35	2.23	1.88
La	2.52	49.8	9.73	8.7	11.71	61.44	17.3	17.8	7.96	8.94	28.07	12.34
Lu	0.66	0.35	0.48	0.35	0.85	0.33	0.68	0.67	0.4	0.53	0.97	0.86
Nd	7.79	38.73	15.23	11.71	22.28	42.64	20.72	22.38	13.1	16.38	32.46	21.64
Pr	1.36	9.58	3.12	2.5	4.4	10.68	4.51	4.88	2.6	3.2	7.07	4.36
Sm	2.5	6.85	4	2.89	6.03	7.09	5.03	5.42	3.48	4.52	7.50	5.75
Tb	0.64	0.93	0.9	0.6	1.32	0.92	1.04	1.07	0.74	0.98	1.53	1.27
Tm	0.49	0.4	0.61	0.39	0.97	0.42	0.76	0.77	0.48	0.63	1.11	0.96
Yb	2.66	2.10	3.25	2.17	5.32	2.09	4.16	4.19	2.58	3.42	6.10	5.23

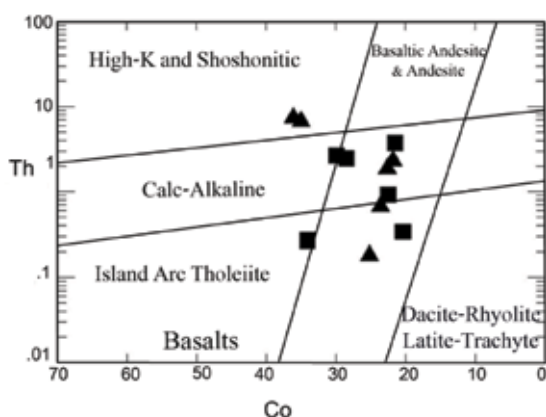
پلاژیوکلاز به همراه میکروولیت‌های پلاژیوکلاز طی پدیده اسپلیتی شدن به آلیت (همراه با سریسیت) تبدیل شده‌اند. کلینوپیروکسن‌ها هم به صورت ریز بلور در زمینه سنگ و هم به صورت درشت بلور در زمینه ای از پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. کلینوپیروکسن‌ها تحت تأثیر فرایند اورالیتی شدن به آمفیبول و گاه‌ها حتی به کلریت تبدیل شده‌اند (شکل ۴-۵). کانی‌های اوپک در این سنگ‌ها به دو صورت اسکلتی (در بازالت‌های اسپلیتی) و نیمه کروی تا کروی (در بازالت‌های بالشی) دیده می‌شوند. در بازالت‌های بالشی گردنه‌کشور، کربنات کلسیم به همراه اکسیدهای آهن آبدار حفرات سنگ را پر کرده و بافت حفره‌دار (بادامکی) را به وجود آورده‌اند (شکل ۴-۶).

بازالت‌ها (گدازه‌های جریان‌ی و بالشی): گدازه‌های بازالتی مورد مطالعه در منطقه نورآباد به دو صورت جریان‌های گدازه‌ای اسپلیتی شده و گدازه‌های بالشی دیده می‌شوند. این سنگ‌های بازالتی دارای بافت میکروولیتیک پورفیریتیک، هیالوپورفیریتیک و حفره‌دار می‌باشند. کانی‌های اصلی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز (۶۰-۷۰٪)، کلینوپیروکسن (۲۰-۳۰٪)، کانی‌های اوپک (۱۰-۲۰٪) و کانی‌های حاصل از دگرسانی شامل آمفیبول‌های ثانویه (اکتینولیت)، کلسیت و کلریت می‌باشند. حفرات و شکستگی‌های بازالت‌ها توسط کلریت، زئولیت و پره‌نیت پر شده‌اند (شکل ۴-۷). در این سنگ‌ها، درشت بلورهای



شکل ۴. (A) بافت اینترگرانولار تا ساب افیتیک در دایک‌های شرق هرسین، (B) ادخال‌هایی از کانی‌های اوپک و کلینوپیروکسن در درون پلاژیوکلاز سریسیتی شده و تشکیل بافت پوبی کلریتیک در دایک‌های شرق هرسین، (C) پر شدن فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز توسط کانی‌های اوپک و کلینوپیروکسن و تشکیل بافت اینترگرانولار در دایک‌های جنوب الشتر، (D) پرشدگی حفرات بازالت‌ها توسط کانی‌های کلریت و زئولیت در شرق هرسین، (E) بافت اینترسرتال در بازالت‌های اسپلیتی شده، فضاهای بین بلورهای پلاژیوکلازهای سریسیتی شده گاه‌ها توسط آمفیبول (اکتینولیت) و کلریت پر شده است، (F) پر شدن حفرات گدازه‌های بالشی گردنه‌کشور توسط کانی‌های اکسید آهن آبدار و کربنات کلسیم (تمام تصاویر در نور XPL هستند)

ژئوشیمی



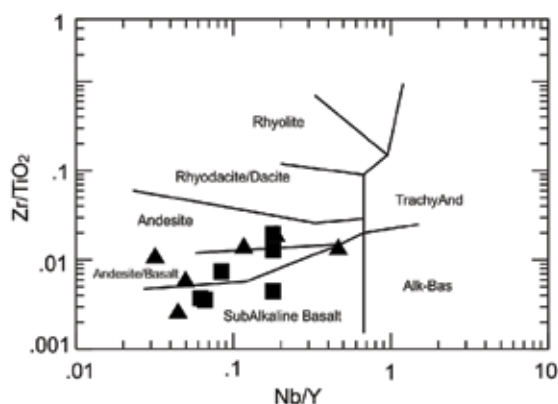
شکل ۶. نمودار Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007) برای نمونه‌های مورد مطالعه. بر طبق این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت، بازالتیک آندزیت و آندزیت‌های مربوط به سری‌های تولییتی و کالک آلکان جزایر قوسی قرار گرفته‌اند (علائم مشابه شکل ۵)

الگوی عناصر نادر خاکی در نمودار عنکبوتی نورمالیز شده نسبت به کندریت برای بازالت‌های نورآباد سه روند متفاوت را نشان می‌دهد:

۱. نمونه‌های NK-28 و B-02 دارای غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) هستند (شکل ۷-B) که نشان‌دهنده تشابه بازالت‌های مورد نظر به سری‌های کالک آلکان و همچنین تولید ماگما در یک محیط فرورانش می‌باشند. این روند عناصر نادر خاکی مشابه با بازالت‌ها و افیولیت‌های نیریز (Sarkarnejad, 1994) و گدازه‌های کالک آلکان مجموعه افیولیتی نائین- بافت می‌باشد (Shafaii Moghadam et al., 2009).

۲. نمونه‌های NK-11، NK-1 و NK-2 با الگوی تقریباً مسطح تا اندکی غنی شده از عناصر LREE مشخص و ویژگی سنگ‌های (La_(n)/Yb_(n)=1.6-2.9) که این، ویژگی سنگ‌های حدواسط بین سری‌های تولییتی جزایر قوسی و کالک آلکان می‌باشد.

بر اساس نمودار Nb/Y در مقابل Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌های بازالت‌های ساب‌الکان، آندزیتیک بازالت و آندزیت واقع می‌شوند (شکل ۵). نسبت Nb/Y در این نمودار، شاخص تفکیک سری‌های ماگمایی می‌باشد، بدین ترتیب که نمونه‌های دارای بالاترین نسبت Nb/Y ماهیت کالک آلکان نشان می‌دهند (مانند نمونه B-02، بازالت گردنه گشور). از طرف دیگر نمونه‌های دارای کمترین میزان Nb/Y (مانند نمونه B-01، بازالت دره بایور) دارای ماهیت تولییتی می‌باشند (شکل ۵).



شکل ۵. نمودار نسبت Nb/Y در مقابل Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) (علائم نمونه‌های مورد مطالعه: مثلث = گدازه‌های بازالتی و مربع = دایک‌های دیابازی)

بر اساس نمودار Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007) که برای تقسیم‌بندی نمونه‌های دارای آلتراسیون کارایی دارد، نمونه‌های مورد مطالعه در میدان بازالت، بازالتیک آندزیت و آندزیت تولییتی و کالک آلکان جزایر قوسی قرار می‌گیرند. نمونه‌های B-02 و NK-28 با میزان توریم بالاتر نسبت به دیگر نمونه‌ها گرایش به بازالت‌های کالک آلکان با پتاسیم بالا و شوشونیتی نشان می‌دهند (شکل ۶).

حاصل از ورقه فرورانش شده با ناحیه منشأ بازالت‌ها در گوه گوشته‌ای در نظر گرفته شود. البته این نکته را نیز بایستی توجه داشت که آنومالی مثبت عناصری همچون U، Pb و K (به جز توریم) می‌تواند در طی آلتراسیون سنگ‌های مورد نظر نیز حادث شود.

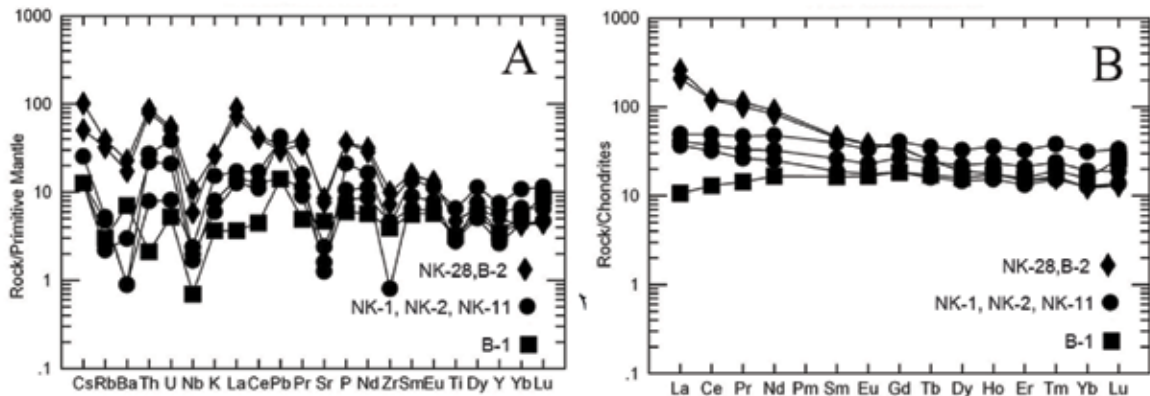
در نمودار عناصر کمیاب نورمالیز شده نسبت به گوشته اولیه، نمونه‌های گردنه‌گشور (نمونه‌های NK-28 و B-2) نسبت به نمونه‌های اطراف نورآباد دارای آنومالی منفی شدیدی از Zr، Ti، Nb و غنی شدگی از عناصر LILE به همراه LREE بوده و شدیداً خصوصیت کالک آلکان نشان می‌دهند (شکل ۷-A).

در نمودار عنکبوتی نورمالیز شده نسبت به کندریت، دایک‌های دیابازی غنی شدگی در LREE نسبت به عناصر $(\text{HREE La}_{(n)}/\text{Yb}_{(n)}=1.7-3.3)$ را نشان می‌دهند (شکل ۸-B). این غنی شدگی دایک‌های دیابازی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و تهی شدگی از عناصر خاکی سنگین (HREE)، از اختصاصات بارز ماگمای کالک آلکان مرتبط با قوس‌های آتشفشانی می‌باشد (Monnier et al., 1995). الگوی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای دایک‌های مورد مطالعه یک الگوی مشابه (همانند الگوی عناصر نادر خاکی) را برای همه نمونه‌ها نشان می‌دهد، بنابراین دایک‌های مورد مطالعه دارای منشأ مشترکی می‌باشند. بر طبق این نمودار، اکثر دایک‌های دیابازی همانند سنگ‌های بازالتی از عناصر ناسازگار بزرگ یون (LILE) مانند U، Cs، Rb، Pb و Th غنی شدگی $(\text{Th}_{(n)}/\text{La}_{(n)}=1.2)$ و از عناصر ناسازگار با قدرت میدانی بالا (HFSE) مانند Zr، Nb، Ti و Y (برای مثال $\text{Nb}_{(n)}/\text{La}_{(n)}=0.14-0.23$) تهی شدگی نشان می‌دهند که اشتقاق ماگمای مادر این دایک‌های دیابازی را از یک محیط مرتبط با فرورانش محرز می‌سازد. البته این سنگ‌ها به علت دگرسانی، از عناصر Ba و K (در همه نمونه‌ها) و Pb (فقط در نمونه ۳-D گاماسیاب) تهی شدگی نشان می‌دهند.

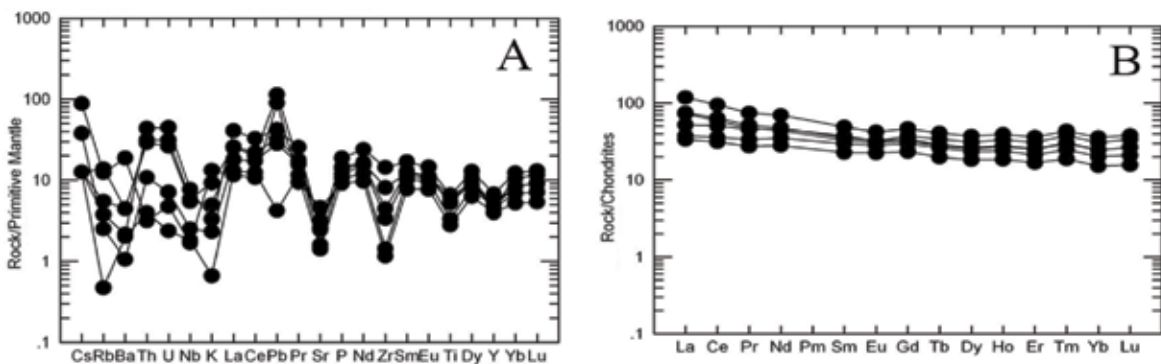
۳. نمونه B.01 از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE تهی شده است $(\text{La}_{(n)}/\text{Yb}_{(n)}=0.7)$ که نشان‌دهنده گرایش این نمونه بازالتی به بازالت‌های نوع N-MORB می‌باشد، هر چند تهی شدگی در Nb نشان‌دهنده گرایش به تولیث جزایر قوسی این نمونه می‌باشد (شکل ۷-B). این الگوهای عناصر نادر خاکی مشابه با الگوی عناصر نادر خاکی آندزیت‌های جنوب نورآباد (ناحیه فرهادآباد) می‌باشند که نادری و همکاران (۱۳۹۰) آن‌ها را مربوط به اشتقاق یک قوس آتشفشانی درون اقیانوس نئوتتیس در نظر گرفته‌اند.

در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، بازالت‌های مورد مطالعه از عناصر ناسازگار بزرگ یون (LILE) مانند U، Cs، K، Rb، Pb و Th دارای غنی شدگی بوده (برای مثال $\text{Th}_{(n)}/\text{La}_{(n)}=2.1$) در حالی که از عناصر ناسازگار با قدرت میدانی بالا (HFSE) مانند Zr، Nb، Ti و Y تهی شدگی نشان می‌دهند (برای مثال $\text{Nb}_{(n)}/\text{La}_{(n)}=0.07-0.2$) در ماگما‌های مرتبط با پهنه‌های فرورانش، فراوانی LILE‌ها توسط فازهای سیال مشتق شده از ورقه فرورانش شده همراه با رسوبات درگیر در ناحیه منشأ ماگماها کنترل شده اما فراوانی HFSE تابعی از شیمی منشأ و فرآیندهای ذوب و تبلور در ماگما است (Pearce, 1982).

آنومالی منفی Nb و غنی شدگی در LILE‌ها نسبت به HFSE‌ها از مشخصات بارز محیط‌های وابسته به فرورانش می‌باشد (Rolland et al., 2000; Kelemen et al., 1996; Staudigel et al., 1993). همچنین می‌توان گفت که غنی شدگی در U، Pb، Th و K می‌تواند حاصل آلودگی ماگما با پوسته قوس در پهنه‌های سوپراسابداکشن در طی صعود ماگما باشد، اما با توجه به آنومالی بالای این عناصر خصوصاً توریم از یک طرف و مطالعات ایزوتوپی Nd-Hf برای گدازه‌های افیولیت‌های دهشیر (Shafaii Moghadam et al., 2012) نشان داده است که آلودگی توسط پوسته قوس نزدیک به صفر بوده و نمی‌تواند چنین آنومالی را توجیه نماید، بلکه آنومالی توریم می‌تواند در اثر واکنش سیالات



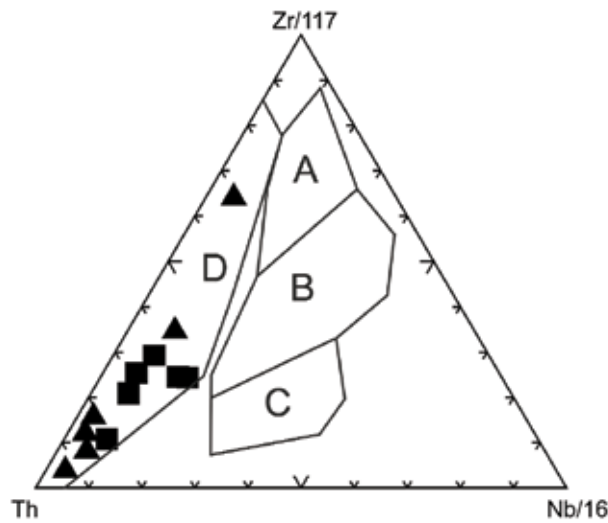
شکل ۷. A) الگوی پراکندگی عناصر کمیاب بازالت‌های مورد مطالعه نسبت به ترکیب گوشته اولیه، B) الگوی عناصر نادر خاکی بازالت‌های مورد مطالعه نسبت به ترکیب کندریت (مقادیر نورمالیز شده از (Sun and Mc Donough, 1989)



شکل ۸. A) الگوی عناصر کمیاب دایک‌های دیابازی نسبت به ترکیب گوشته اولیه، B) الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی دایک‌های دیابازی نسبت به ترکیب کندریت (مقادیر نورمالیز شده از (Sun and Mc Donough, 1989)

مرتبط با پهنه‌های فرورانش در ارتباط با نقش رسوبات (همراه پوسته اقیانوسی فرورونده) در ناحیه منشأ گوشته‌ای مذاب‌های بازالتی می‌باشد. سیالات آزاد شده از رسوبات و یا ذوب بخشی این رسوبات باعث غنی‌شدگی ماگماهای قوس از توریم شده، اما با توجه به این‌که نسبت Sr/Y در بازالت‌های منطقه مورد مطالعه پائین می‌باشد (۰/۸ تا ۱۱) لذا ذوب رسوبات منتفی می‌باشد و علت افزایش میزان توریم در سنگ‌های آتشفشانی ناحیه مورد مطالعه را می‌توان به آزاد شدن سیالات از رسوبات فرورونده در پهنه فرورانش مرتبط دانست.

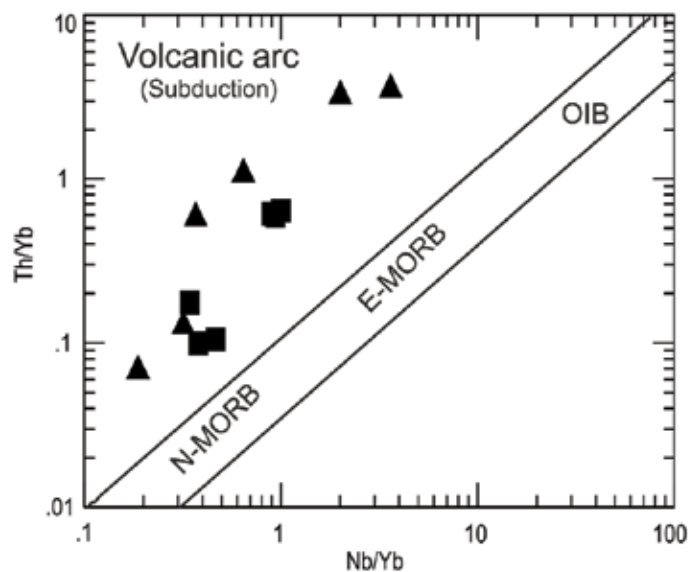
با توجه به الگوی عناصر نادر خاکی و کمیاب، گدازه‌ها و دایک‌های مورد مطالعه عمدتاً دارای خصوصیات کالک‌آلکالن می‌باشند و در ارتباط با یک محیط سوپراسابداکشن هستند. علاوه بر این نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار (Th-Zr-Nb Wood, 1980) در محدوده بازالت‌های جزایر قوسی واقع می‌شوند. نمونه B.01 در محدوده تولیت‌های جزایر قوسی قرار گرفته در حالی که بقیه نمونه‌ها گرایش به بازالت‌های کالک‌آلکالن را نشان می‌دهند (شکل ۹). بالا بودن میزان عنصر Th در بازالت‌های مناطق



شکل ۹. نمودار مثلثی (Th-Zr-Nb Wood, 1980) که بر اساس آن نمونه‌های مورد مطالعه در میدان D یعنی بازالت‌های پهنه فرورانش قرار می‌گیرند. محدوده‌های مورد نظر در این نمودار شامل (B E-MORB)، (A N-MORB) و تولئیت‌های درون صفحه‌ای، (C) بازالت‌های آکالن درون صفحه‌ای، (D) بازالت‌های پهنه فرورانش می‌باشد

گوشته‌ای یعنی روند N-MORB-OIB مربوط به اضافه شدن فاز سیال حاصل از ورقه فرورانش شده به ماگماهای ایجاد شده در یک پهنه فرورانش می‌باشد. بازالت‌های B-2 و NK-28 دارای بیشترین نسبت Th/Yb و نمونه B-1 دارای کمترین مقدار این نسبت می‌باشند.

در نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb Pearce and (Peate, 1995) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های پهنه فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۱۰). نسبت Th/Yb در این نمودار شاخص خوبی برای جدا سازی نمونه‌های مرتبط با پهنه فرورانش از دیگر محیط‌ها می‌باشد زیرا افزایش این نسبت و بالاتر قرار گرفتن نمونه‌ها از روند



شکل ۱۰. نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb (Pearce and Peate, 1995) برای نمونه‌های مورد مطالعه. بر طبق این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه بالاتر از روند گوشته‌ای یعنی در محدوده مرتبط با پهنه فرورانش قرار می‌گیرند

مدل تکتونیک و جایگزینی افیولیت نورآباد

حوادث تکتونیک مختلفی توسط محققین برای اقیانوس نئوتتیس بیان شده است (Berberian and King, 1981; Desmons and Beccaluva, 1983; Dercourt et al., 1986; Lippard et al., 1986; Glennie, 2000; Stampfli et al., 2001; Golonka, 2004; Agard et al., 2005; Robertson, 2007; Ghasemi and Talbot, 2003; Mohajjel et al., 2005) که با هم مشابه بوده ولی دارای زمان‌های گوناگونی هستند (Allahyari et al., 2010). طبق نظر Mohajjel et al. (2003) تکامل تکتونیک و زایش اقیانوس نئوتتیس در طی چهار مرحله انجام گرفته است:

۱- تشکیل نئوتتیس در تریاس؛ ۲- فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در امتداد حاشیه شمال خاوری در زمان ژوراسیک- میوسن؛ ۳- فرارانش افیولیت‌ها در امتداد حاشیه شمال خاوری ورقه عربی در زمان کرتاسه؛ ۴- برخورد حاشیه شمال خاوری ورقه عربی با ایران مرکزی در زمان میوسن.

طبق نظر Stampfli et al. (2001) و Ghasemi and Talbot, (2005) باز شدن اقیانوس نئوتتیس در زمان پرمین رخ داده است ولی بعضی محققان (Lippard et al., 1986; Mohajjel et al., 2003; Agard et al., 2010; Allahyari et al., 2005) معتقد هستند که این باز شدگی در زمان تریاس اتفاق افتاده است (شکل ۱۱-A). به گفته برخی نویسندگان، لیتوسفر نئوتتیس در اوایل ژوراسیک (Dercourt et al., 1986) یا ژوراسیک میانی (Agard et al., 2005) به زیر حاشیه ایران فرورانش کرده است. بین زمان آغاز فرورانش و تولید ماگما در پهنه‌های فرورانش حدود ۲۰-۱۵ میلیون سال فاصله زمانی وجود دارد (معین وزیری و احمدی، ۱۳۸۳) با توجه به این موضوع و تعیین سن‌های انجام گرفته بر روی توده‌های گرانیتوئیدی بروجرد (Shahbazi et al., 2007; Ahmad Khalaji et al., 2010) و الیگودرز (Esna-Ashari et al., 2012) که سن تشکیل این توده‌ها را متعلق به ژوراسیک میانی می‌دانند می‌توان گفت پوسته اقیانوس نئوتتیس در اواخر

تریاس- اوایل ژوراسیک (فاز کمپرسیونی سیمین پیشین) به زیر حاشیه ایران فرورانش کرده است (شکل ۱۱-B). و با ذوب این پوسته اقیانوسی توده‌های گرانیتوئیدی مذکور تشکیل شده و سپس در پهنه سنندج - سیرجان جایگیری شده‌اند (شکل ۱۱-C). (Dercourt et al., 1986) معتقد هستند که در زمان فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر ایران پهنه گسترش پشته میان اقیانوسی هنوز وجود داشته است که در نزدیکی حاشیه بلوک عربی بوده است.

Dercourt et al. (1986) و Agard et al. (2005) معتقد هستند که گسترش اقیانوس نئوتتیس همانند افیولیت‌های ایران و عمان (Delaloye and Desmons, 1986; Knipper et al., 1980) تا اواخر کرتاسه ادامه داشته است. و Desmons and Beccaluva (1983) معتقد هستند که پهنه فرورانش در درون اقیانوس نئوتتیس در اواخر کرتاسه و در نزدیک حاشیه بلوک عربی قرار داشته است ولی Ghasemi and Talbot (2005) این فرورانش را متعلق به کرتاسه دانسته اما Agard et al. (2005) پیشنهاد می‌کنند که فرورانش درون اقیانوسی در اوایل کرتاسه رخ داده است. با توجه به شواهد آشفشانی، دگرشیبی‌های موجود و قرارگیری واحد آهکی به سن آلبین - سنومانین (Shahidi and Nazari, 1997) بر روی آندزیت‌های جنوب نورآباد (نادری و همکاران، ۱۳۹۰) احتمالاً فرورانش درون اقیانوسی در اواخر ژوراسیک (سیمین پسین) به وقوع پیوسته است (شکل ۱۱-D). (Berberian and King, 1986) پیشنهاد کرده‌اند که ماگماتیسم مدل آندی در حاشیه ایران (پهنه سنندج - سیرجان) در این زمان رخ داده است. این پیشنهاد دارای فاصله زمانی ۱۱۰ میلیون سال از زمان جایگیری توده‌های گرانیتوئیدی (ژوراسیک میانی) تا ماگماتیسم در این زمان (کرتاسه بالایی) می‌باشد که یک فاصله زمانی طولانی و غیرمنطقی برای انجام فعالیت آشفشانی می‌باشد (شکل ۱۱-D).

در مورد برخورد حاشیه بلوک عربی با قوس درون اقیانوس اجماع نظر وجود داشته و تمام محققین قبلی این برخورد را به اواخر کرتاسه (فاز لارامین) نسبت داده‌اند (شکل ۱۱-E). در این زمان نفوذی‌های پهنه ارومیه- دختر بر اثر فرورانش بیشتر

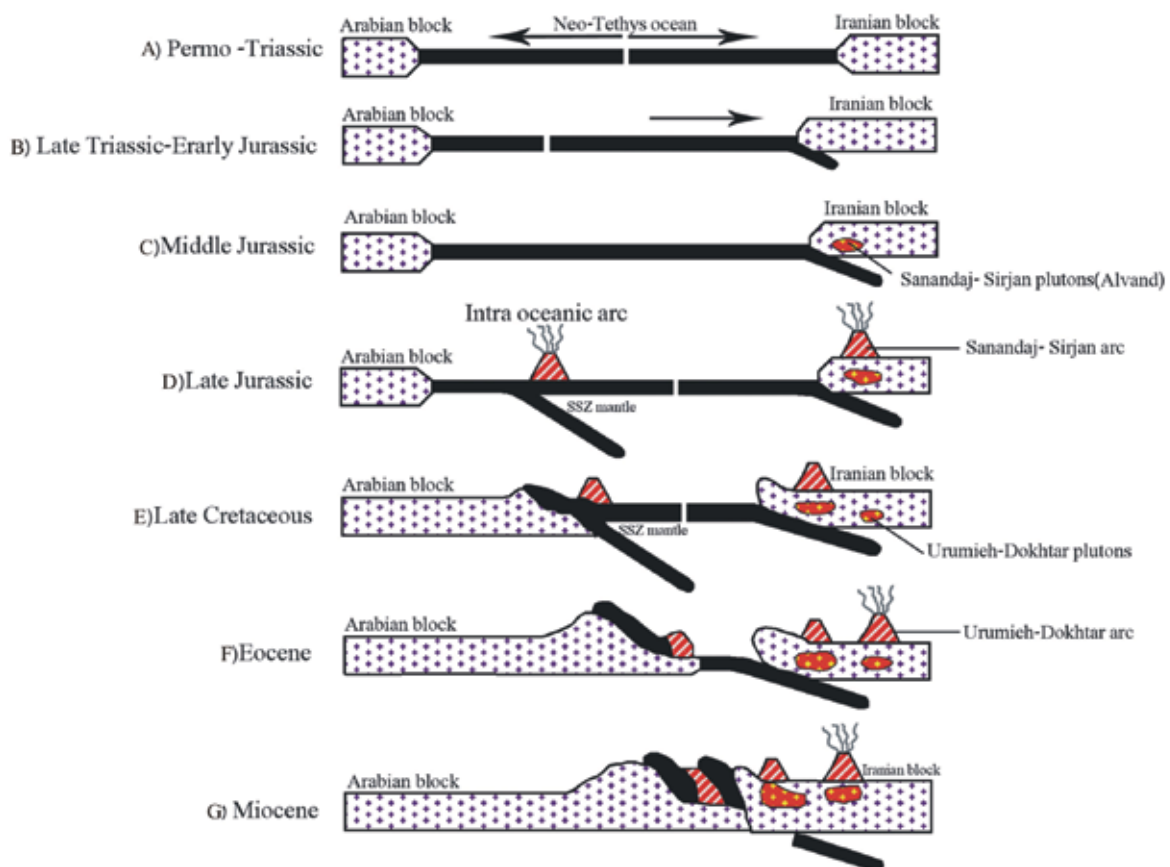
و غنی‌شدگی از LREE و LILE مشخص شوند. این خصوصیات مشابه با دیگر افیولیت‌های تیتسی که در امتداد خط درز بیتلس-زاگرس رخمون دارند، است و شکل‌گیری آنها مرتبط با پهنه‌های فرورانش می‌باشد. سن افیولیت‌های کرمانشاه (مشابه با دیگر افیولیت‌های شرق مدیترانه-زاگرس-عمان) توسط روش K-Ar برابر 86.3 ± 7.8 Ma و 81.4 ± 3.8 Ma (Delaloye and Desmons, 1980; Braud, 1970 and 1978; Ghazi and Hassanipak, 1999). خصوصیات ژئوشیمیایی توالی‌های آتشفشانی در مجموعه افیولیتی کرمانشاه مشابه با سری‌های تولییت جزایر قوسی و بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) همراه با مقادیر کمتری گدازه‌های مشابه مورب در نظر گرفته شده است (Desmons and Beccaluva, 1983; Ghazi and Hassanipak, 1999). به نظر می‌رسد که گدازه‌های تیپ آلکان (OIB) که در مجموعه افیولیتی کرمانشاه توسط (Ghazi and Hassanipak, 1999) ذکر شده است ارتباطی با خود مجموعه افیولیتی نداشته و مرتبط با ریفت‌زائی اولیه در زمان پرمین است و از توالی‌های بازالتی مابین آهک‌های بیستون نمونه‌برداری شده است. این تیپ بازالت‌های آلکان در سری‌های پیچاکون نیریز و حواسیانای عمان (به سن تریاس تا کرتاسه) نیز دیده می‌شوند و مرتبط با ریفت‌زائی گندوانا در مراحل اولیه شکل‌گیری اقیانوسی نئوتتیس می‌باشد. مطالعات (Shafaii Moghadam and Stern, 2011) نشان می‌دهد که بازالت‌های بالشی و دایک‌های موجود در کمپلکس دایک‌های صفحه‌ای در افیولیت‌های کرمانشاه دارای خصوصیات تولییت جزایر قوسی و کالک‌آلکان هستند، و نتایج این مطالعه را تایید می‌نمایند.

پوسته اقیانوس نئوتتیس به زیر حاشیه ایران جایگیری شده‌اند. البته (Shafaii Moghadam et al., 2009) ماگماتسیم (سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی) در این پهنه را متعلق به زمان ائوسن - میوسن می‌دانند که پس از بسته شدن اقیانوس نائین - بافت و بر اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران اتفاق افتاده است (شکل ۱۱-E).

با توجه به این که توده‌های پریدوتیتی افیولیت محور الشتر - کرمانشاه توسط آهک‌های پلاژیک الیگو-میوسن متعلق به یک دریای گرم و حاشیه‌ای پوشیده شده‌اند، می‌توان گفت که در زمان ائوسن - میوسن هنوز برخورد بلوک‌های ایران و عربی صورت نگرفته بود. در این زمان فعالیت‌های ماگماتسیم (پلوتونیک - ولکانیک) در پهنه ارومیه - دختر به اوج خود رسیده است و توده‌های گرانیته مانند توده گرانیته مروک یا گوشه (شمال درود) در پهنه سندج - سیرجان جایگزین شده‌اند (احمدی خلجی، ۱۳۸۵) (شکل ۱۱-F).

(Ghasemi and Talbot, 2005) زمان برخورد بین صفحه ایران و عربستان را متعلق به زمان ائوسن میانی می‌دانند اما (Agard et al., 2005) آغاز برخورد را به الیگوسن مربوط دانسته که تا پلیوسن ادامه داشته است. (Mohajjel et al., 2003). زمان این برخورد را متعلق به میوسن می‌دانند و (Allahyari et al., 2010) آغاز زمان برخورد را الیگوسن بیان می‌کنند که تا زمان حال ادامه دارد (شکل ۱۱-G).

به‌طور کلی همان‌گونه که از نمودارهای عناصر نادر خاکی نورمالیز شده نسبت به کندریت و عناصر کمیاب نورمالیز شده نسبت به گوشته اولیه مشخص می‌باشد، دایک‌های دیابازی و گدازه‌های افیولیت‌های نورآباد، خصوصیات سری‌های کالک آلکان را نشان داده (به جز یک نمونه از گدازه‌های بازالتی) و با تهی‌شدگی از عناصر HFSE



شکل ۱۱. مدل شماتیک تکتونو-ماگمایی افیولیت نورآباد و مناطق اطراف آن. A)، باز شدگی در زمان تریاس، B)، فرورانش اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک، C)، فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر ایران پهنه گسترش پشته میان اقیانوسی، D)، فرورانش درون اقیانوسی در اواخر ژوراسیک، E)، بسته شدن اقیانوس نائین- بافت و بر اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نفوختیس به زیر ایران، F)، اوج فعالیت‌های ماگماتیسم (پلوتونیک-ولکانیک) پهنه ارومیه - دختر، G)، آغاز زمان برخورد بین صفحه ایران و عربستان الیگوسن

نتیجه‌گیری

(همراه با سریسیت) تبدیل شده‌اند. کانی‌های اوپک در این سنگ‌ها به دو صورت اسکلتی (در بازالت‌های اسپلیتی) و نیمه کروی تا کروی (در بازالت‌های بالشی) دیده می‌شوند. دایک‌های دیابازی با بافت‌های اینترگرانولار، میکروگرانولار و پوبی کیلیتیک دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های اوپک است که گاهی از دگرسانی آن‌ها کانی‌هایی نظیر آمفیبول، کلریت، زئولیت، پرهنیت و سریسیت به وجود آمده‌اند. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی گدازه‌های بازالتی و دایک‌های دیابازی افیولیت نورآباد در محدوده‌های بازالت‌های ساب‌الکالن، آندزیتیک بازالت و آندزیت واقع می‌شوند و اکثراً ماهیت کالک آلکالن نشان می‌دهند. بالا بودن میزان

بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند که دایک‌های دیابازی و گدازه‌های بازالتی در منطقه نورآباد گسترش زیادی دارند و گدازه‌های بازالتی به دو صورت جریان‌های گدازه‌ای اسپلیتی شده و گدازه‌های بالشی دیده می‌شوند. مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهند که این سنگ‌ها با بافت میکرولیتیک پورفیریتیک، هیالوپورفیریتیک و حفره‌دار دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کانی‌های اوپک و آمفیبول‌های ثانویه (اکتینولیت) می‌باشند. حفرات و شکستگی‌های این سنگ‌ها توسط کلریت، زئولیت و پرهنیت پر شده است و درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به همراه میکرولیت‌های پلاژیوکلاز طی پدیده اسپلیتی شدن به آلبیت

نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد واحد خرم آباد، ۱۹۵.

- مرادپور، ن.، ۱۳۸۴. بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی افیولیت صحنه. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۴۸.

- معین وزیری، ح. و احمدی، ع.، ۱۳۸۳. پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۵۴۷.

- موسوی س.ا.، آلیانی، ف.، معانی جو، م. و سپاهی گرو، ع.ا.، ۱۳۹۲. سنگ شناسی و ژئوشیمی گدازه‌های بالشی و سنگ‌های مافیک، حدواسط و فلسیک وابسته به آن در دنباله افیولیتی صحنه - هرسین (شمال شرق کرمانشاه). مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، ۲۶۶-۲۵۳.

- نادری، م.، احمدی خلجی، ا.، شاه‌رخ، س.، زارعی سهامیه، ر. و کیانی، م.، ۱۳۹۰. زمین شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی اندیس مس جنوب شرق نورآباد (شمال غرب لرستان). دومین همایش ملی زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه لرستان.

- Agard, P., Omrani, L., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 94, 401-419.

- Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M.V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 859-877, doi: 10.1016/j.jseas.2006.06.005.

- Alabaster, T., Pearce, J.A. and Malpas, J., 1982. The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81, 168-83.

- Allahyari, K., Saccan, E., Pourmoafi, M., Beccaluva, L. and Masoudi, F., 2010. Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah Ophiolitic Complex (Zagros Belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic

عصر Th در این سنگ‌ها با توجه به این که نسبت Str/Y در آن‌ها پائین می‌باشد (۸/۰ تا ۱۱) بیانگر آزاد شدن سیالات از رسوبات فرورونده در پهنه فرورانش است و ذوب رسوبات منتفی می‌باشد. بر اساس نمودارهای عناصر نادر خاکی نورمالیز شده نسبت به کندریت و عناصر کمیاب نورمالیز شده نسبت به گوشته اولیه مشخص شد که دایک‌های دیابازی و گدازه‌های بازالتی مورد مطالعه با تهی‌شدگی از عناصر HFSE و غنی‌شدگی از LREE و LILE مشخص شوند که این خصوصیات مشابه با دیگر افیولیت‌های تتیسی که در امتداد خط درز بیتلس- زاگرس رخنمون دارند، بوده و بیانگر شکل‌گیری آن‌ها در بالای پهنه فرورانش می‌باشد. این در حالی است که محققین قبلی معتقدند این گدازه‌های بالشی متعلق به محیط E-MORB و بازالت‌های WPB می‌باشند و دایک‌های دیابازی در یک خاستگاه زمین ساختی حوضه پشت کمانی بوجود آمده اند.

منابع

- احمدی، م.، ۱۳۸۰. بررسی پترولوژیکی مجموعه بازالتی کامیاران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۲۰۵.

- احمدی خلجی، ا.، ۱۳۸۵. پترولوژی توده گرانیتوئیدی بروجرد، رساله دکترا، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۹۰.

- اللهیاری، خ.، پورمعافی، م. و خلعت بری جعفری، م.، ۱۳۹۱. سنگ شناسی و ژئوشیمی گدازه‌های بالشی محدوده هرسین، افیولیت کرمانشاه، باختر ایران، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۸۴، ۱۸۹-۱۹۰.

- ترکیان، ا.، دارای زاده، ز.، آلیانی، ف. و نقره بیان، م.، ۱۳۹۲. کاربرد داده‌های ژئوشیمی دایک‌های دیابازی افیولیت کرمانشاه (منطقه صحنه هرسین) در تعیین جایگاه زمین ساختی آن‌ها، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، ۳۳۱-۳۴۲.

- حقیقی، ن.، ۱۳۷۴. بررسی صحرایی و پتروگرافی سکانس افیولیتی صحنه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، ۱۹۸.

- کیانی، م.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی، زمین شناسی اقتصادی و پتروژنز مجموعه افیولیتی در محور الشتر- کرمانشاه. پایان

- branch between Arabia and Iran. *Ofioliti*, 35, 2, 71-90, doi: 10.4454/ofioliti.v35i2.387.
- Babaie, H.A., Babaei, A., Ghazi, A.M. and Arvin, M., 2006. Geochemical, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age, and isotopic data for crustal rocks of the Neyriz ophiolite, Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43, 57-70.
 - Bagci, U., Parlak, O. and Hock, V., 2008. Geochemistry and tectonic environment of diverse magma generations forming the crustal units of the Kizildag (Hatay) ophiolite, southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 43-71.
 - Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265.
 - Braud, J., 1970. Les formations du Zagros dans la région de Kermanshah (Iran) et leurs rapports structuraux. *Comptes Rendus l Academie des Sciences*, 271, 1241-4.
 - Braud, J., 1978, Geological Map of Kermanshah, 1:250000 scale. Geological Survey of Iran.
 - Delaloye, M. and Desmons, J., 1980. Ophiolites and mélange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications. *Tectonophysics*, 68, 83-111, doi: 10.1016/0040-1951(80)90009-8.
 - Dercourt, J., Zonenshian, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, et al., 1986. Geological evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315, doi: 10.1016/0040-1951(86)90199-X.
 - Desmons, J. and Beccaluva, L., 1983. Mid-ocean ridge and island arc affinities in ophiolites from Iran: palaeographic implications. *Chemical Geology*, 39, 39-63, doi: 10.1016/0009-2541(83)90071-2.
 - Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B. and Grundvig, S., 1999. Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey): implications for the Neo-Tethyan Ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 1192-1216.
 - Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M.V., Hassanzadeh, J. and Sepahi, A.A., 2012. Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Science*, 43, 11-22.
 - Floyd, P.A., Yaliniz, M.K. and Goncuoglu, M.C., 1998. Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusive ophiolitic plagiogranites, central Anatolian crystalline complex, Turkey. *Lithos*, 42, 225-241, doi: 10.1016/S0024-4937(97)00044-3.
 - Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2005. A new tectonic scenario for the Sanandaj - Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 24, 1-11, doi: 10.1016/j.jseaes.2005.01.003.
 - Ghazi, A.M. and Hassaniapak, A.A., 1999. Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, western Iran: implications on Tethyan plate tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 17, 319-332, doi: 10.1016/S0743-9547(98)00070-1.
 - Glennie, K.W., 2000. Cretaceous tectonic evolution of Arabia's eastern plate margin: a tale of two oceans, In: A.S. Alsharan and R.W. Scott (Eds.), *Middle East models of Jurassic/Cretaceous carbonate systems*. SEPM, Geological Society of London Special Publication, 69: 9-20.
 - Godard, M., Dautria, J. M. and Perrin, M., 2003. Geochemical variability of the Oman ophiolite lavas: relationship with spatial distri-

- bution and paleomagnetic directions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G3)*, 4, 8609, doi: 10.1029/2002GC000452.
- Godard, M., Bosch, D. and Einaudi, F., 2006. A MORB source for low-Ti magmatism in the Semail ophiolite. *Chemical Geology*, 234, 58-78, doi: 10.1016/j.chemgeo.2006.04.005.
 - Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381, 235-273, doi: 10.1016/j.tecto.2002.06.004.
 - Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48, 2341-2357.
 - Hebert, R., and Laurent, R., 1990. The mineralogical study of a cross-section through the plutonic part of the Troodos ophiolite: New constraints for genesis of arc-type ophiolite, in Malpas, J., et al., eds., *Ophiolites—Oceanic crustal analogues*. Proceedings of the Symposium "Troodos 1987": Nicosia, Cyprus Geological Survey, 149-164.
 - Kelemen, P.B., Shimizu, N. and Dunn, T., 1993. Relative depletion of Niobium in some arc magmas and the continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 11-134, doi: 10.1016/0012-821X(93)90234-Z.
 - Knipper, A., Ricou, L.E. and Dercourt, J., 1986. Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan Ocean. *Tectonophysics*, 123, 213-240, doi: 10.1016/0040-1951(86)90198-8.
 - Lippard, S.J., Shelton, A.W. and Gass, I.G., 1986. The Ophiolite of Northern Oman. *Geological Society London Mem*, 11, 178.
 - Lytwyn, J.N. and Casey, J.F., 1993. The geochemistry and petrogenesis of volcanics and sheeted dikes from the Hatay (Kizildag) ophiolite, southern Turkey: Possible formation with the Troodos ophiolite, Cyprus, along forearc spreading centers. *Tectonophysics*, 223, 237-272, doi: 10.1016/0040-1951(93)90140-F.
 - Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahanadi, M.R., 2003. Cretaceous - Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397 - 412, doi: 10.1016/S1367-9120(02)00035-4.
 - Monnier, C., Girardeau, J., Maury, R.C. and Cotten, J., 1995. Back-arc basin origin for the East Sulawesi Ophiolite (eastern Indonesia). *Geology*, 23, 851-854, doi: 10.1130/0091-7613.
 - Parlak, O., Delaloye, M. and Bingöl, E., 1996. Geochemistry and mineralogy of post-metamorphic dike emplacement in the Mersin ophiolite (Southern Turkey): new age constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Terra Nova*, 8, 585-592.
 - Parlak, O., Hoeck, V. and Delaloye, M., 2000. Supra-subduction zone origin of the Pozanti-Karsanti ophiolite (S. Turkey) deduced from whole rock and mineral chemistry of the gabbro cumulates. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, D.A. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society of London Special Publication, 173, 219-234, doi: 10.1144/GSL.SP.2000.173.01.11.
 - Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lave from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S.(ed), *Andesites*. Wily, Chichester, 525-548
 - Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-285.

- Robertson, A. H. F., 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65, 10-67, doi: 10.1016/S0024-4937(02)00160-3.
- Robertson, A. H. F., 2007. Overview of tectonic settings related to the rifting and opening of Mesozoic ocean basins in the Eastern Tethys: Oman, Himalayas and Eastern Mediterranean regions. In *Imaging, Mapping and Modeling Continental Lithosphere Extension and Breakup* (eds G. D. Karner, Manatschal, G and Pinheiro, L. M.). Geological Society of London, Special Publication, no 282, 325-388, doi: 10.1144/SP282.15.
- Rolland, Y., Pêcher, A. and Picard, C., 2000. Middle Cretaceous back arc formation and arc evolution along the Asian margin: the Shyok Suture Zone in northern Ladakh (NW Himalaya). *Tectonophysics*, 325, 145-173, doi: 10.1016/S0040-1951(00)00135-9.
- Sarkarnejad, K., 1994. Petrology and tectonic setting of the Neyriz ophiolite, southeast Iran. In: Ishiwatari, A. et al. (Eds.) *Circum-Pacific Ophiolites*. Proceeding of the 29th International Geological Congress Part D: 221-234.
- Sengor, A. M. C., 1990. A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. In *The Geology and Tectonics of the Oman Region* (eds A. H. F. Robertson, M. P. Searle and A. C. Ries), Geological Society of London Special Publication, 49, 797-831, doi: 10.1144/GSL.SP.1992.049.01.49.
- Shafaii Moghadam, H., Whitechurch, H., Rahgoshay, M. and Monsef, I., 2009. Significance of Nain- Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *Comptes Rendus Geosciences*, 341, 1016-1028, doi: 10.1016/j.crte.2009.06.011.
- Shafaii Moghadam, H. and Stern, R. J., 2011. Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone. *Geological Magazine*, 148, 762-801, doi: 10.1017/S0016756811000410.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R. J., Kimura, J.I., Hirahara, Y., Senda, R., and Miyazaki, T., 2012. Hf-Nd Isotopic Constraints on the Origins of Zagros Ophiolites. *The Island Arc*, 21, 202-214, doi: 10.1111/j.1440-1738.2012.00815.x.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K. and Vousoughi Abedini, M. 2010. Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 668-683, doi: 10.1016/j.jseaes.2010.04.014.
- Shahidi, M. and Nazari, H., 1997. Geological map of Harsin, 1/100.000 scale. Geological survey of Iran.
- Stampfli, G., Mosar, J., Faure, P., Pilleveit, A. and Vannay, J.C., 2001. Permo-Mesozoic evolution of the western Tethys realm: the Neotethys East Mediterranean basin connection. In: P. Ziegler, W. Cacazza, A.H.F. Robertson and S. Crasquin-Soleau (Eds.), *Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins*. *Journal of Tethys*, 5, 51-108.
- Staudigel, H., Plank, T., White, W.M. and Schmincke, H., 1996. Geochemical fluxes during seafloor alteration of the upper oceanic crust: DSDP Sites 417 and 418. In: Bebout, G. E. & Kirby, S. H. (eds) *SUBCON: Subduction from Top to Bottom*. Geophysical Monograph,

American Geophysical Union, 96, 19-38.

- Stocklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine range between Iran and Central Asia. *Mémoire Hors-Serie, Société Géologique de France*, 8, 333-53.

- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in Ocean Basins*, 42. Geological Society of London Special Publication, 313-345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.

- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343, doi: 10.1016/0009-2541(77)90057-2.

- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11 - 30, doi: 10.1016/0012-821X(80)90116-8.

تعیین ماهیت و تحولات مذاب والد سنگ‌های آتشفشانی گستره نقشه زمین‌شناسی سرچاه (خراسان جنوبی) بر مبنای داده‌های ایزوتوپی

اسماعیل اله پور^(۱)، منصور وثوقی عابدینی^(۲) و سید محمد پورمعافی^(۲)

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور

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

تاریخ دریافت: ۹۳/۷/۲۲

تاریخ پذیرش: ۹۴/۷/۷

چکیده

در گستره نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سرچاه در استان خراسان جنوبی و واقع بین ۳۰°۵۹' تا ۶۰° طول شرقی و ۳۳° تا ۳۳°۳۱' عرض شمالی طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی با تنوع ترکیبی بازیک تا اسیدی رخنمون دارند که ماهیت و تحولات مذاب سازنده آن‌ها به کمک مطالعات و اندازه‌گیری‌های ایزوتوپی مورد مطالعه قرار گرفته است.

بر این اساس سنگ‌های آذرین خروجی منطقه منشأ گرفته از گوشته متأثر از فرورانش ورقه لیتوسفری و یا متاسوماتیزه شده توسط مواد پوسته‌ای می‌باشند و بایستی در مورد شکل‌گیری سنگ‌های داسیتی - ریولیتی نقش پارامترهایی چون آرایش پوسته‌ای را نیز برجسته دید. سنگ‌های ریولیتی در حد قابل توجهی از مواد پوسته‌ای تأثیر پذیرفته و با دارا بودن $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بالاتر و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ پایین‌تر به‌گونه‌ای شاخص متمایز شوند.

واژه‌های کلیدی: ایزوتوپی، بازی، خراسان جنوبی، ریولیتی، سرچاه، لوت، آتشفشانی.

مقدمه

تفریق که تشکیل و تکامل ماگماها را کنترل می‌نمایند، باقی می‌مانند. بنابراین طی ذوب بخشی، ماگما ویژگی ایزوتوپی ناحیه منشأ را حفظ کرده و این ویژگی طی فرایندهای تبلور بخشی بعدی همچنان ثابت می‌ماند. لازم به‌ذکر است که این موضوع مشروط به دو نکته زیر است:

۱. ماگماهای نشأت گرفته از ناحیه منشأ با بخش‌هایی از ماگماهای دیگر با ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی متفاوت مخلوط نشده باشند.

مطالعه نسبت‌های ایزوتوپی در ماگماتیسیم از آن جهت حائز اهمیت است که این نسبت‌ها قادرند ویژگی‌های ناحیه منشأ ماگما را مشخص کنند. زیرا به‌دلیل کوچک بودن تفاوت جرم بین هر جفت ایزوتوپ رادیونیک، جفت‌های ایزوتوپی نمی‌توانند به‌وسیله فرایندهایی که با تکامل بلور - مذاب کنترل می‌شوند، تفریق یابند و پیوسته در وقایع

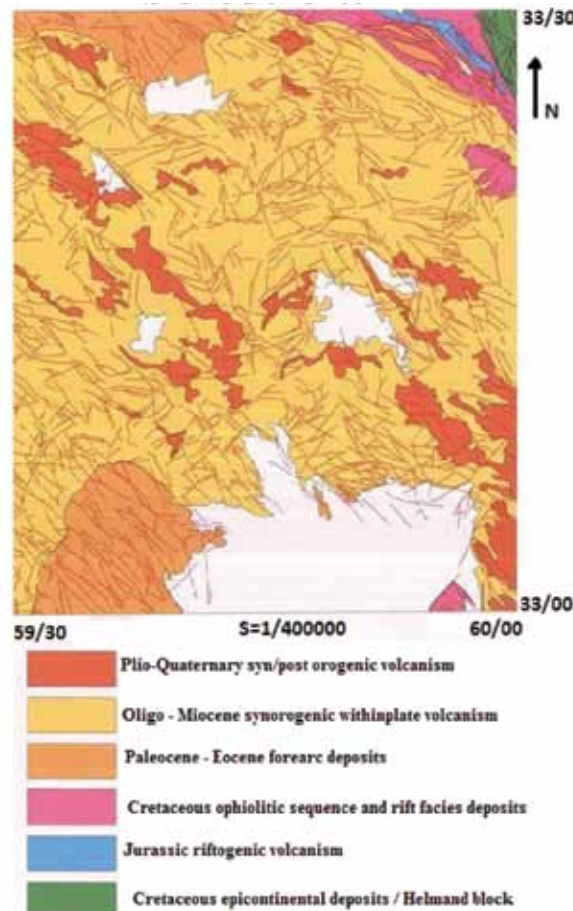
* نویسنده مرتبط Elahpour@pnu.ac.ir

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه بین $59^{\circ}30'$ تا 60° طول شرقی و 33° تا $33^{\circ}30'$ عرض شمالی و در بخش واسط بین پهنه جوش خورده سیستان در شرق و پهنه لوت در غرب واقع شده است. زمین‌شناسی منطقه را می‌توان بازتاب تاریخ تکتونیکی شرق ایران دانست چنانکه بیش از دوسوم سطح منطقه زیرپوشش سنگ‌های آتشفشانی ترشیری تا پلیوکواترن پهنه لوت است و حضور نوار کمپلکس افیولیتی در شمال خاوری و بخش فیلیشی در جنوب و شمال باختری منطقه را می‌توان نتیجه رژیم تکتونیکی حاکم دانست. در بخش اعظم منطقه سنگ‌های آذرین خروجی حدواسط تا اسیدی قدیمی‌تر (عمدتاً پالئوژن) تشکیل‌دهنده بستر منطقه است و رخنمون‌های سنگ‌های آذرین خروجی بازیک (جوان‌تر) با روندی تابع روند کلی ساختاری حاکم بر منطقه (شمال غرب - جنوب شرق) درزمینه یادشده پراکندگی یافته‌اند (شکل ۱).

۲. ماگماهای اولیه متأثر از سنگ‌های مسیر صعود و یا سنگ‌های پوسته قاره‌ای آلیش نیافته باشند (Rollinson, 1997; Wilson, 1989).

بر این اساس بررسی علائم شیمیایی و ایزوتوپی سنگ‌های هر منطقه، محقق را قادر به شناسایی ترکیب گوشته و همین‌طور فرایندهایی چون اختلاط، آلیش و هضم می‌نماید. برای مثال همه بازالت‌های قاره‌ای و بیشتر بازالت‌های جزایر اقیانوسی از عناصر کمیاب غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار اغلب متأثر از نفوذهای متاسوماتیک و یا تأثیرپذیری از مذاب‌های سیلیکاته - کربناته بوده و یا با پذیرش اجزاء غنی‌شده مثل پوسته و یا لیتوسفر به‌وسیله استنوسفر و احجام گوشته‌ای فقیر شده توضیح داده می‌شود. از جمله کاربردهای مطالعات ایزوتوپی تشخیص این‌گونه غنی‌شدگی هاست.

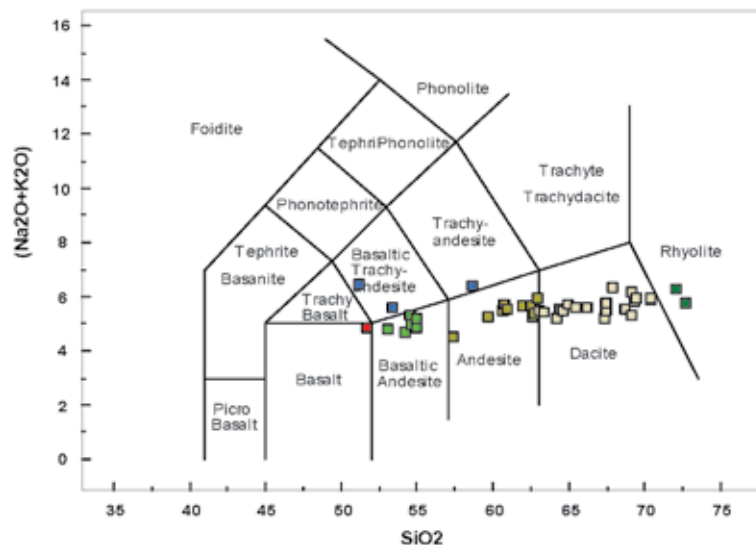


شکل ۱. شمای کلی از زمین‌شناسی چهارگوش سرچاه (اله پور، ۱۳۹۰)

سنگ‌شناسی

ریزولور تا شیشه‌ای پراکنده‌اند. فنوکریست‌های سنگ‌های آندزیتی را به ترتیب فراوانی ارتوپروکسن (انستاتیت)، کلینوپروکسن (اوژیت)، پلاژیوکلاز (آندزین)، هورنبلند و اکسیدهای آهن و تیتان تشکیل می‌دهند. بر این اساس اغلب سنگ‌های آندزیتی مورد بررسی پروکسن آندزیت اند. فراوان‌ترین فنوکریست‌ها در سنگ‌های داسیتی دارای بافت پرفیریک با مزوستاز میکرولیتی - شیشه‌ای عبارتند از هورنبلند، بیوتیت و پلاژیوکلاز که با بلورهایی از جنس کوارتز، آپاتیت و اکسیدهای آهن و تیتان همراهی می‌شوند. بافت سنگ‌های لوکوکرات ریولیتی، پرفیریک با مزوستاز بارز شیشه‌ای است و فراوان‌ترین فنوکریست‌ها در این سنگ‌ها مشتمل بر بیوتیت، پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم و کوارتز است که با بلورهای کوچک ایلمنیت و آپاتیت درون شیشه‌ی سیلیسی قرار گرفته‌اند.

بر اساس نمودار مجموع اکسیدهای پتاسیم و سدیم نسبت به سیلیس (شکل ۲) سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی را می‌توان به دو مجموعه بازی شامل بازالت، آندزیت بازالتی و تراکی آندزیت و مجموعه حدواسط تا اسیدی شامل آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و ریولیت رده‌بندی کرد. بازالت‌ها و آندزیت‌های بازالتی به‌طور عام تیره‌رنگ و دارای بافت پرفیریک با مزوستاز میکرولیتی تا شیشه‌ای - میکرولیتی هستند. محتوی فنوکریست در این سنگ‌ها اندک و مشتمل بر الیون، کلینوپروکسن (دیوپسید، اوژیت دیوپسیدی و اوژیت) و پلاژیوکلاز با ترکیب متوسط لابرادوریت و اکسیدهای آهن و تیتان است. بافت غالب در سنگ‌های مجموعه دوم (آندزیت‌ها، داسیت‌ها و ریولیت‌ها) که مشتمل بر طیف گسترده‌ای از سنگ‌های مزوکرات تا لوکوکراتند، پرفیریک است و فنوکریست‌ها در مزوستاز



شکل ۲. طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی بر اساس نمودار مجموع آکالن در مقابل سیلیس (Le Maitre et al., 1989)

روش‌شناسی

انتخاب نمونه‌های با حداقل دگرسانی و حداکثر پارامترهای کیفی سنگ‌شناسی و نیز محدودیت‌های سخت‌افزاری نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd پانزده نمونه از سنگ‌های آتشفشانی گستره نقشه زمین‌شناسی سرچاه (شش نمونه از بازالت‌ها، موزه آریاها و آندزیت‌های بازالتی، شش نمونه بزموریت‌ها و آندزیت‌ها، دو نمونه از داسیت‌ها و یک نمونه

مطالعات ایزوتوپی Sr - Nd اهمیت ویژه‌ای در ردیابی پدیده آرایش ماگماها به‌وسیله سنگ‌های پوسته قاره‌ای دارد (Wilson, 1989). در این پژوهش نظر به عواملی مانند جایگاه ترکیبات سنگی مختلف در بازسازی تاریخچه فرایندهای آتشفشانی منطقه، اعمال ضریب فراوانی و بحث

ریولیتی)، مورداندازه‌گیری قرارگرفته و نتایج در جداول ۱ و ۲ است که در انتخاب نمونه سعی شده است با توجه به نقش ارائه شده است (شش نمونه اول در دانشگاه مونیخ آلمان و نه نمونه دوم در پژوهشگاه وزوویان شهر ناپل ایتالیا). بدیهی است که در انتخاب نمونه سعی شده است با توجه به نقش سنگ‌های مختلف در بازسازی تحولات ماگمایی منطقه، نسبت‌های ایزوتوپی از ترکیبات مختلف تهیه شود.

جدول ۱. ترکیب شیمیایی و موقعیت جغرافیایی برداشت نمونه‌های مورد آزمایش قرارگرفته

ردیف	کد نمونه	ترکیب شیمیایی	موقعیت جغرافیایی نمونه برداری
۱	۰۱۲۶۴	بازالت	ترانشه جاده سراب N33°/13'-E59°/55'
۲	۰۱۲۳۴	موژه آریت	بعداز دوراهی کبودان به سمت افین N33°/29'-E59°/46'
۳	۱۴۶۱۱	موژه آریت	جنوب شرق پایهان N33°/26'-E59°/48'
۴	۰۱۲۶۸	آندزیت بازالتی	شمال شرق خلف N33°/10'-E59°/55'
۵	۰۰۶۷۲	آندزیت بازالتی	جنوب آسو N33°/12'-E59°/29'
۶	۳۰۵۱۳	آندزیت بازالتی	خروجی شاخن به سمت مبارک‌آباد N33°/23'-E59°/32'
۷	۳۰۵۱۰	بنموریت	مسیر ارتباطی واشان به شاخن N33°/19'.25 E59°/34'.038
۸	۰۳۰۵۹	آندزیت	حاشیه شرقی جاده واشان N33°/19'.2 - E59°/34'.05
۹	۲۷۵۶۲	آندزیت	بلندی تخت ملک، سرخنگ N33°/11'.5 - E59°/42'.4
۱۰	۱۴۶۱۰	آندزیت	جنوب شرق پایهان، حاشیه شرقی جاده N33°/26 E59°/49'
۱۱	۳۰۵۱۲	آندزیت	جنوب شاخن N33°/21'.7 - E59°/33'.188
۱۲	۰۱۴۶۳	آندزیت	جنوب شیرگ N33°/17' - E59°/47'.28
۱۳	۰۱۴۶۷	داسیت	رودخانه زهان N33°/24'.8 - E59°/47'.6
۱۴	۰۱۳۶۷	داسیت	جنوب شرق نوغاب N33°/19' - E59°/42'.05
۱۵	۰۱۳۶۵	ریولیت	شمال شرق خوان N33°/16' - E59°/43'

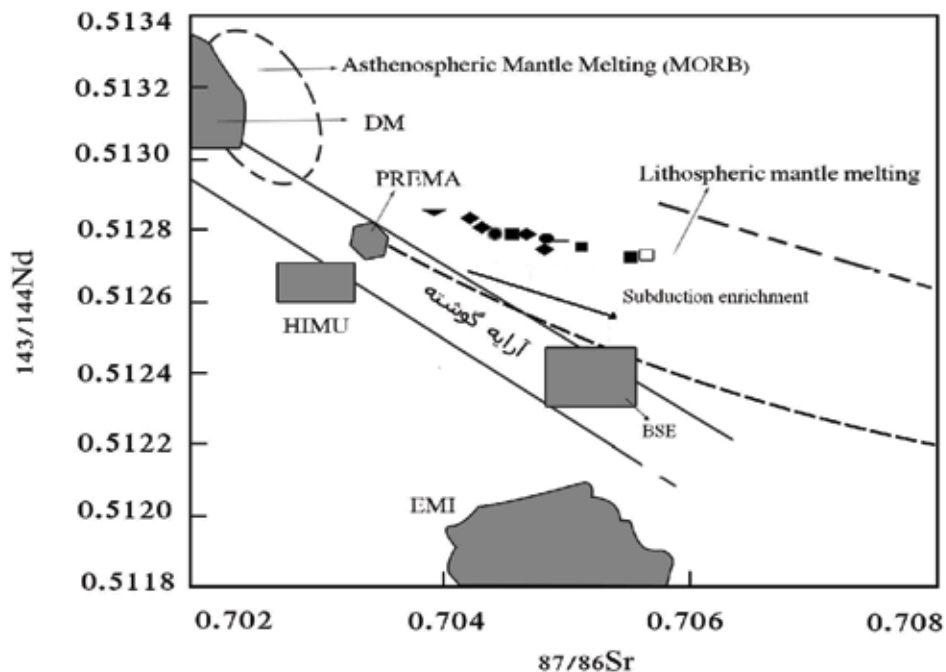
جدول ۲. نتایج محاسبه نسبت‌های ایزوتوپی سنگ‌های آتشفشانی گستره سر چاه

شماره نمونه	ترکیب شیمیایی	87Sr/86Sr	143Nd/144Nd
۱۴۶۳	آندزیت	0.704684	0.512851
۱۲۳۴	موژه آریت	0.703924	0.512852
۳۰۵۱۳	آندزیت بازالتی	0.704299	0.512792
۱۲۶۴	بازالت ساب آکالن	0.704443	0.512791
۱۳۶۷	داسیت	0.705538	0.512725
۱۴۶۱۰	آندزیت	0.704828	0.512790
۱۲۶۸	آندزیت بازالتی	0.704207	0.512838
۱۳۶۵	ریولیت	0.705639	0.512731
۱۴۶۱۱	موژه آریت	0.704320	0.512792
۳۰۵۱۰	بنموریت	0.704559	0.512794
۱۴۶۷	داسیت	0.705127	0.512756
۳۰۵۹	آندزیت	0.704824	0.512746
۲۷۵۶۲	آندزیت	0.705078	0.512792
۶۷۲	آندزیت بازالتی	0.704828	0.512807
۳۰۵۱۲	آندزیت	0.704793	0.512782

بحث

(شکل ۳) منابع اصلی گوشته اقیانوسی را نشان داده‌اند. در این نمودار که مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ کل زمین را نیز می‌توان از آن نتیجه گرفت، منابع مختلف ماگمایی بر اساس مقدار نسبت‌های ایزوتوپی رادیوژنیک شناسایی و معرفی شده‌اند. DM نشانگر گوشته تهی شده است که به وسیله نسبت بالای $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و نسبت پایین $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ مشخص می‌شود. گوشته تهی شده محیط مهمی برای نشأت گرفتن بسیاری از MORBs است.

از آنجاکه در این نوشتار در نظر است به صورت خاص به کمک داده‌های ایزوتوپی ماهیت و تحولات مذاب والد مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی قرار گیرد لازم است در ابتدا با ذکر مواردی از مطالعات معطوف به نسبت‌های ایزوتوپی، نتایج ممکن الوصول از این گونه بررسی‌ها مشخص شود. Zindler و Hart (1986) با استفاده از همبستگی ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$



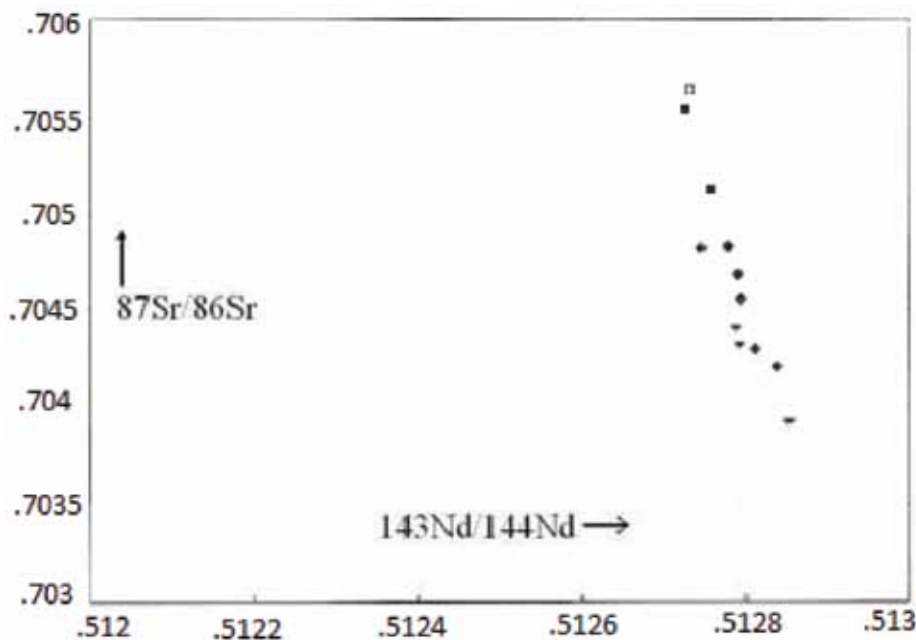
شکل ۳. نمودار همبستگی ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Zindler and Hart, 1986)، ▼: موزه آریب و بازالت، ♦: آندزیت بازالتی، ●: آندزیت، ■: داسیت، □: ریولیت

عبارتند از: اختلاط گوشته با پوسته اقیانوسی دگرسان شده (که ممکن است با آب دریا آرایش یافته باشد)، فرار سرب از بخشی از گوشته به داخل هسته زمین و کاهش سرب (و روبیدیوم) به وسیله سیالات متاسوماتیک در گوشته. BSE برای نشان دادن منبع یکنواخت اولیه (کل زمین) به کاررفته است. این تشکیل دهنده گوشته‌ای، دارای زمین‌شیمی سیلیکاته کلی (بدون هسته) است. بعضی از بازالت‌های اقیانوسی دارای نوعی ترکیب ایزوتوپی هستند که خیلی نزدیک به کل زمین است. EMI گوشته غنی شده با نسبت متوسط $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و نسبت پایین $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ است.

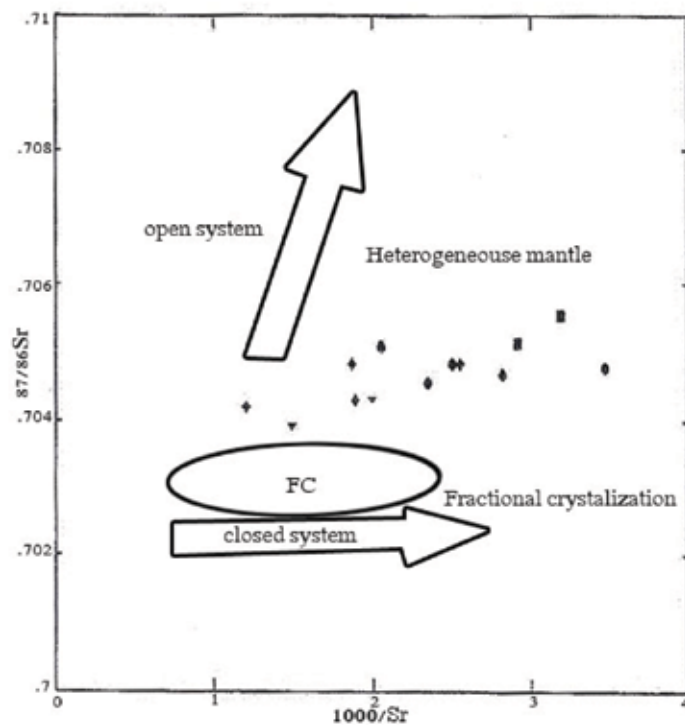
PREMA ترکیبی از گوشته است که اغلب مشاهده می‌شود. فراوانی خیلی زیاد بازالت‌های جزایر اقیانوسی، جزایر قوسی بین اقیانوسی و مجموعه‌های بازالتی قاره‌ای با نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 5130/0$ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 7033/0$ نشان می‌دهد که با این ویژگی ایزوتوپی یک تشکیل دهنده گوشته‌ای قابل شناسایی است. HIMU نشانگر گوشته‌ای دارای نسبت بالای U/Pb است. این نماد نوعی از منشأ گوشته‌ای را نشان می‌دهد که مقدار U و Th آن نسبت به Pb افزایش یافته بدون آنکه افزایشی در Rb/Sr دیده شود. مدل‌هایی برای توضیح منشأ این منبع گوشته‌ای پیشنهاد شده‌اند که

ماگمای اولیه آن‌ها را مذاب گوشته‌های متأثر از فرورانش و یا متاسوماتیزه شده توسط مواد پوسته‌ای در نظر گرفت. در شکل ۴ نمودار تغییرات $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در مقابل نوسانات $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ارائه شده است. منحنی تغییرات منفی و دارای شیب زیاد است و بیانگر آن است که سنگ‌های بازیک ماهیت گوشته‌ای دارند و از سوی دیگر سنگ‌های ریولیتی در حد قابل توجهی از مواد پوسته‌ای تأثیر پذیرفته‌اند. نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر $\text{Sr}/0001$ (شکل ۵) نمایانگر یک تکامل پتروژنتیک کمپلکس برای سنگ‌های مورد بررسی است. بر اساس این نمودار که توسط Benito و همکاران (۱۹۹۹) معرفی شده و Altunkaynak و Genc (2008) از آن برای بررسی ولکانیسم قاره‌ای سنوزوئیک شمال غرب آناتولی استفاده کرده‌اند، سیستم پتروژنتیک ولکانیسم گستره سر چاه را نمی‌توان به صورت مطلق از نوع باز یا بسته دانست بلکه فرایندی کمپلکس مشتمل بر تبلور تفریقی و آلودگی پوسته‌ای مسئول شکل‌گیری این مجموعه سنگ‌شناسی بوده است. گرچه لازم به ذکر است که نقش آرایش پوسته‌ای مورد اشاره در ژنز سنگ‌های ریولیتی و متمایل به اسیدی چشمگیر بوده است.

Zindler و Hart (1986) منشأ احتمالی این غنی‌شدگی را پدیده فرورانش می‌دانند که از طریق آن مواد پوسته‌ای به داخل گوشته تزریق می‌شوند. EMI با پوسته تحتانی دارای قرابت (از نظر ترکیب) است و ممکن است مواد بازیافت شده پوسته تحتانی را نشان دهد. فرضیه دیگری نیز وجود دارد که این غنی‌شدگی را متأثر از متاسوماتیسم گوشته می‌داند. Altunkaynak و Genc (2008) از این الگو برای مطالعه ولکانیسم قاره‌ای سنوزوئیک بیگا پنینسولا (شمال غرب آناتولی - ترکیه) استفاده کرده و سنگ‌های با نسبت La/Yb بیشتر از ۹ و نسبت‌های ایزوتوپی مشابه سنگ‌های آذرین خروجی گستره $1/100000$ سر چاه را منشأ گرفته از گوشته متأثر از فرورانش ورقه لیتوسفری دانسته‌اند. Bianchini و همکاران (۲۰۰۸) مقادیر نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بیشتر از $0/708$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ کمتر از $0/5126$ را نشانگر منبع پوسته قاره‌ای دانسته‌اند. نظر به این که مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده ذوب گوشته لیتوسفری (شکل ۳) قرار داشته و تقریباً از روند نشان‌گر غنی‌شدگی از فرایند فرورانش تبعیت نموده و از طرف دیگر نسبت La/Yb آن‌ها بیش از $9/13$ (در مقایسه با ولکانیک‌های شمال غرب آناتولی) می‌باشد، می‌توان



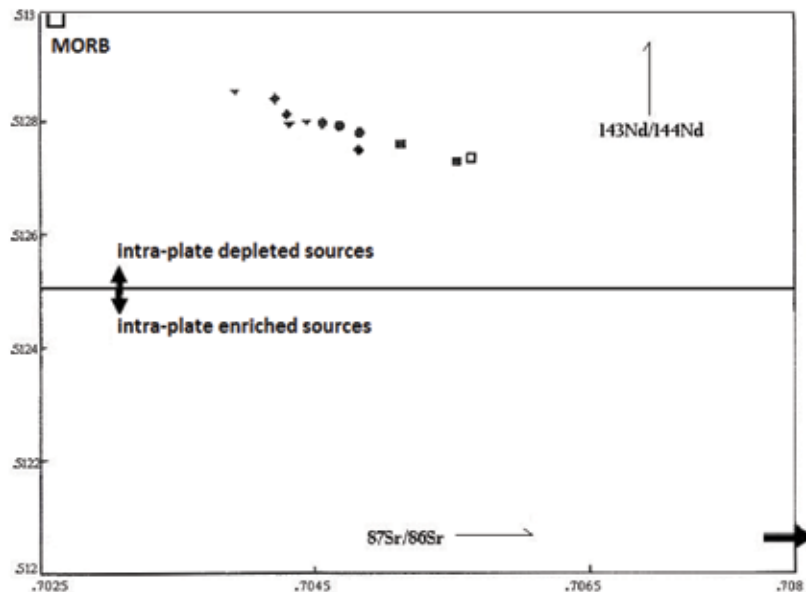
شکل ۴. نمودار تغییرات $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در مقابل نوسانات $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$



شکل ۵. نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر $1000/\text{Sr}$ (Benito et al., 1999)

عرض جنوبی) استفاده کرده و منبع مولد ولکانیسم در این حاشیه فعال قاره‌ای را یک گوشته تهی شده دانسته‌اند. شکل ۶ نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین خروجی منطقه نیز واجد یک منبع گوشته‌ای تهی شده می‌باشند.

Benito et al., (1999) از مفهوم گوشته ناهمگن برای توصیف ماهیت منشأ در چنین وضعیتی استفاده کرده‌اند. Lucassen et al. (2007) از نمودار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برای بررسی وضعیت منبع ماگماتیسم درون صفحه‌ای قبل از سنوزوئیک آند مرکزی (بین ۱۷ تا ۳۴ درجه



شکل ۶. نمودار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Lucassen et al., 2007)

ایران‌نژادی (۱۳۸۷) نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر نسبت Zr/TiO_2 را برای ردیابی فرایندهای مؤثر بر ماگمای مولد سنگ‌های آذرین ترشیری دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی (شمال تهران) بکار برده است. استفاده از این الگو شکل ۷ نشان می‌دهد که تفریق بلوری فرایند اصلی در تکوین سنگ‌های آتشفشانی مورد تحقیق است و نقش آلودگی پوسته‌های را نیز در این رابطه نباید از نظر دور داشت. Aldanmaz et al. (2000) از نمودارهای $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در برابر درصد وزنی سیلیس و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر سیلیس (به‌عنوان اندیس تفریق) برای تعیین پارامترهای مؤثر بر ماگمای مولد ولکانیسم پس از برخورد ترشیر پایانی و کواترنری منطقه غرب فلات آناتولی سود جسته‌اند. از این نمودارها برای بررسی پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی گستره سرچاه نیز استفاده کرده و در مطالعه حاضر این سنگ‌ها با گدازه‌های آلکالن میوسن پایانی و سنگ‌های آذرین خروجی کواترنری (آلکالن) آتشفشان کولا (نشان داده شده با نماد TWAV) مقایسه شده است (شکل‌های ۸ و ۹). از مقایسه هردوی این نمودارها مشخص شود که:

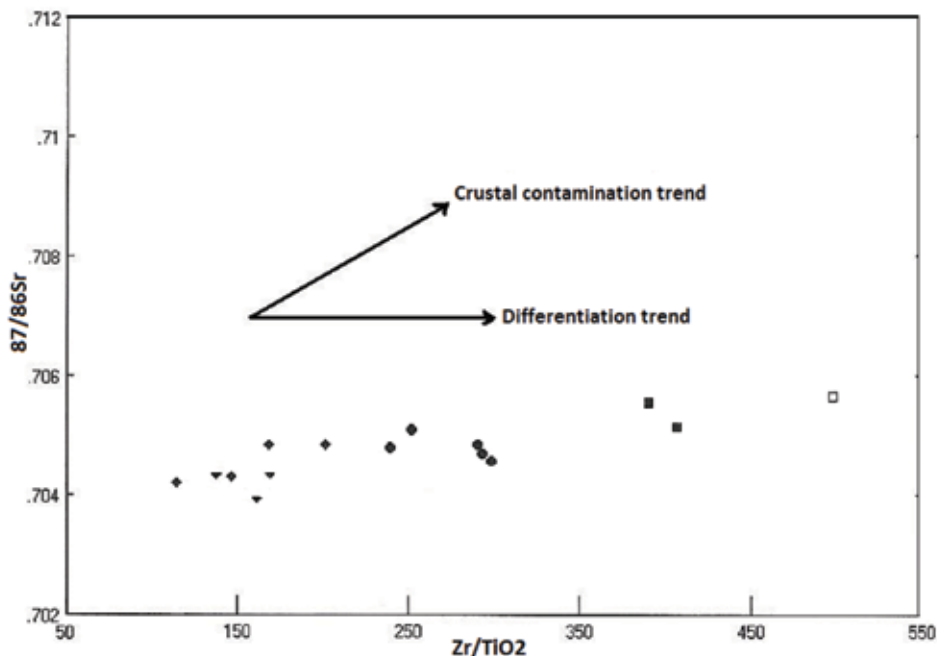
الف) تفریق فرایند اساسی در ژنز سنگ‌های آتشفشانی مورد

مطالعه می‌باشد.

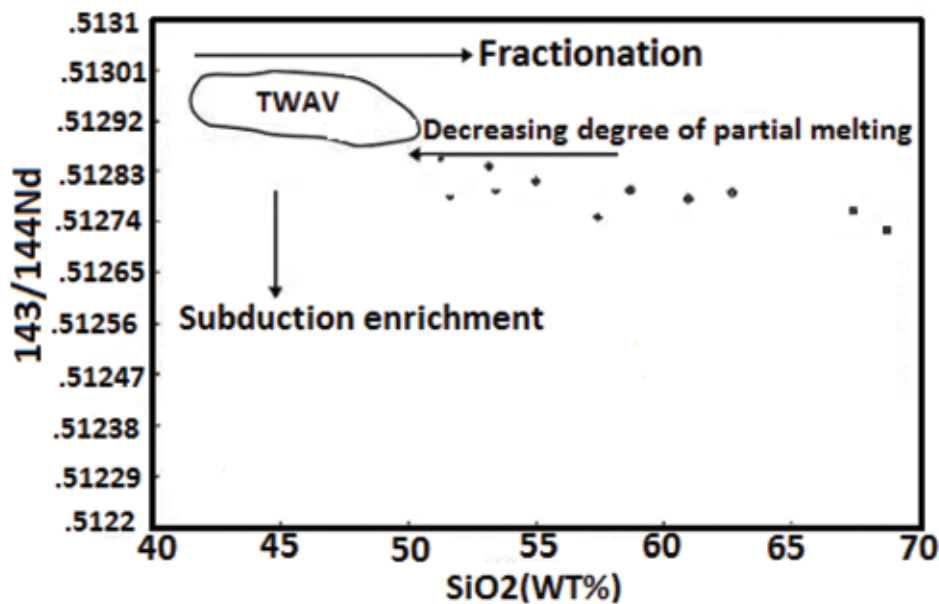
ب) بین سه طیف سنگ‌های بازالتی، آندزیتی و انواع داسیتی - ریولیتی ناپیوستگی و انقطاع مشاهده می‌شود. ج) از سمت سنگ‌های ریولیتی به طرف ترکیبات بازالتی با کاهش درجه ذوب بخشی همراه می‌باشد. این موضوع بروز شاخصه آلکالن در سنگ‌های بازیک منطقه را توجیه کند.

د) سنگ‌های داسیتی و ریولیتی از سایر سنگ‌ها به دلیل دارا بودن $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بالاتر و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ پایین‌تر به‌گونه‌ای شاخص متمایز شوند (نمونه ریولیتی به دلیل دارا بودن سیلیس بیش از ۷۰٪ نشان داده نشده است). این موضوع نشانه تأثیر پذیرفتن بیشتر این سنگ‌ها از پدیده آرایش پوسته‌ای است.

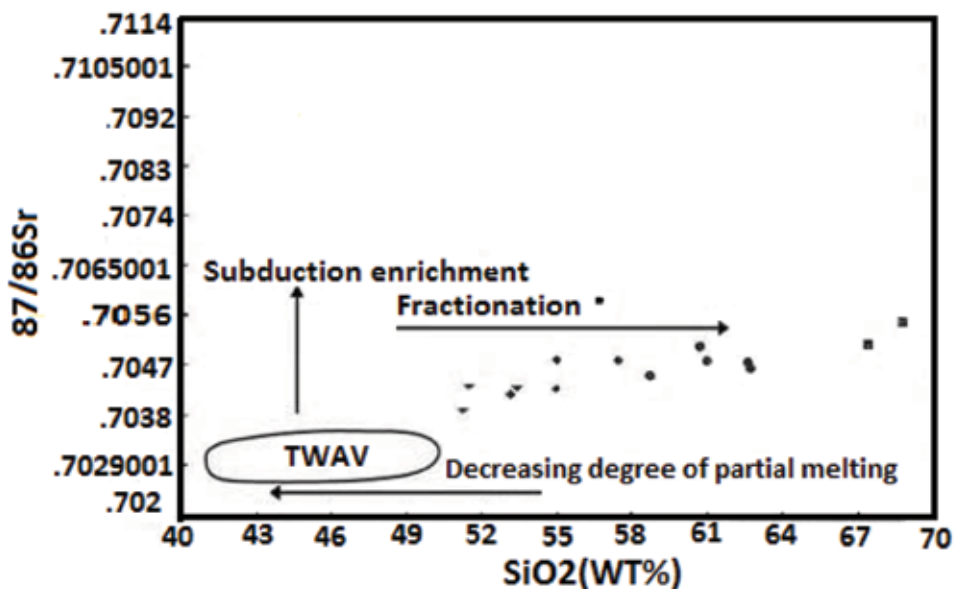
ه) سنگ‌های گستره‌ی سرچاه نسبت به انواع مورد بررسی از غرب آناتولی، از غنی‌شدگی متأثر از فرورانش بیشتر تأثیر پذیرفته‌اند. این موضوع را ممکن است بتوان این‌گونه تفسیر کرد که منبع گوشته‌ای مولد سنگ‌های خروجی منطقه مورد مطالعه غنی‌شدگی متأثر از یک فرایند فرورانش قدیمی را تجربه کرده است.



شکل ۷. نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر نسبت Zr/TiO_2 (Irannezhadi, 2008)



شکل ۸. نمودار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در برابر درصد وزنی سیلیس (Aldanmaz et al., 2000)



شکل ۹. نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر سیلیس (Aldanmaz et al., 2000)

نتیجه‌گیری

نمودار تغییرات $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در مقابل نوسانات $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ بیانگر آن است که سنگ‌های بازیک ماهیت گوشته‌ای دارند و از سوی دیگر سنگ‌های ریولیتی در حد قابل توجهی از مواد پوسته‌ای تأثیر پذیرفته‌اند. بنابراین سیستم پتروژنتیک ولکانیسم گستره سرچاه را نمی‌توان به صورت مطلق از نوع باز یا بسته دانست بلکه فرایندی کمپلکس مشتمل بر تبلور

از قیاس با نمودار همبستگی ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ارائه شده توسط Zindler و Hart (1986) نتیجه شود که سنگ‌های آذرین خروجی مورد مطالعه منشأ گرفته از گوشته متأثر از فرورانش ورقه لیتوسفری و یا متاسوماتیزه شده توسط مواد پوسته‌ای می‌باشند. بعلاوه

ژئوشیمی دانشگاه مونیخ آلمان و دکتر ایلینا آریزو متصدی آزمایشگاه وزوویان شهر ناپل ایتالیا برای مساعدت در انجام آنالیزها تشکر شود.

منابع

- ایران‌نژادی، م. ر.، ۱۳۸۷، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی (شمال تهران)، رساله دکتری پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

- اله پور، ا.، ۱۳۹۰، پتروژنز و ارزیابی رابطه ژنتیک ولکانیک‌های ترشیری و بازالت‌های جوان منطقه شمال شرق بیرجند، رساله دکتری پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۶۵.

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

- Altunkaynak, S., Can Genc, S. 2008. Petrogenesis and time - progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey). *Lithos* 102: 316 - 340.

- Benito, R., Lopez Ruiz, J., Cebria, J.M., Hertogen, J., Doblas, M., Oyarzun, R., Demaiff, D. 1999. Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic Neogene volcanic rocks of SE Spain. *Lithos* 46: 773-802.

- Bianchini, G., Beccaluva, L., and Siena, F. 2008. Post-collisional and intraplate Cenozoic volcanism in the rifted Apennines (Adriatic domain). *Lithos* 101:125-140

- Blackwell scientific publication, 193.

- Dehghani, G. and Makris, J. 1983. The gravity field and crustal structure of Iran. *Institute of Geophysics, University of Hamburg.*

- Khorasani, R. 1982. *Petrographie und geochemie spaetkretazisch- alttertiaerer laven und*

تفریقی و آلودگی پوسته‌ای مسئول شکل‌گیری این مجموعه سنگ‌شناسی بوده است، گرچه تفریق بلوری را باید فرایند اصلی در تکوین سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد تحقیق دانست و یادآور شد که نقش آرایش پوسته‌ای مورد اشاره در ژنر سنگ‌های ریولیتی و متمایل به اسیدی چشمگیر بوده است. این سنگ‌ها با دارا بودن $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بالاتر و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ پایین‌تر به گونه‌ای شاخص متمایز شوند. نمودار Lucassen et al. (2007) بر مبنای تغییرات نسبت‌های ایزوتوپی نیز نشان می‌دهد که این سنگ‌ها واجد یک منبع گوشته‌ای تهی شده می‌باشند. از نمودارهای $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در برابر درصد وزنی سیلیس و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر سیلیس (Aldanmaz et al. 2000) این نتایج تکمیلی قابل اقتباس است که الف) بین سه طیف سنگ‌های بازالتی، آندزیتی و انواع داسیتی - ریولیتی ناپیوستگی و انقطاع مشاهده می‌شود.

ب) از سمت سنگ‌های ریولیتی به طرف ترکیبات بازالتی با کاهش درجه ذوب بخشی همراه می‌باشد. این موضوع بروز شاخصه آلکالن در سنگ‌های بازیک منطقه را توجیه کند.

ج) منبع گوشته‌ای مولد سنگ‌های خروجی منطقه مورد مطالعه غنی‌شدگی متأثر از یک فرایند فرورانش قدیمی را تجربه کرده است.

Khorasani (1982) نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ آندزیت‌ها و داسیت‌های نزدیک بیرجند از قبیل مارکوه را بین ۰/۷۰۵۹ تا ۰/۷۰۴۷ گزارش کرده (که متوسط آن ۰/۷۰۵۳ بوده) و این نسبت را ناشی از آرایش گسترده پوسته‌ای ماگمای والد آن‌ها دانسته است. نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ داسیت‌ها و ریولیت‌های شمال شرق بیرجند از ۰/۷۰۵۱۲۷ تا ۰/۷۰۵۶۳۹ در تغییر بوده و میانگین این نسبت برای آندزیت‌ها ۰/۷۰۴۸۴۱ می‌باشد، عددی که با ضخامت محاسبه شده برای پوسته در گستره شرق ایران (۴۵ تا ۴۸ کیلومتر، Dehghani and Makris, 1983) همخوانی دارد.

سپاسگزاری

لازم است از زحمات و همکاری بی‌شائبه پروفیسور دکتر ثریا هویس آسپیشلر استاد دپارتمان مینرالوژی، پترولوژی و

subvulcanite der noerdlichen lut (Ost Iran). Dissertation universitaet Humburg (in German).

- Le Maitre, R. W. et al. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms.

- Lucassen, F., Franz, G., Romer, R.L., Schultz, F., Dulski, P. and Wemmer, K. 2007. Pre - Cenozoic intra - plate magmatism along the central Andes (17-34 S): Composition of the mantle at an active margin. Lithos 99: 312 - 338.

- Rollinson, 1997. Using geological data, evolution, presentation and interpretation. John wiley and sons, 346.

- Wilson, M. 1989. Igneous petrogenesis. Unwin hyman Publication (London), 446.

- Zindler, A., Hart, S. 1986. Chemical geodynamics. Annual review of earth and planetary sciences 14: 493 - 571.

Cruziana ichnofacies from Nayband Formation (Late Triassic) in the Parvadeh section, Southwest Tabas, East central Iran

Abbassi, N.¹, Ghavidel-Syooki, M.², Yousefi, M.² and Navidi Izad, N.³

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

2. Department of Geology, Faculty of Science, Islamic Azad University, North Tehran branch

3. Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Kharazmi, Tehran

Received: 10 June 2014

Accepted: 14 July 2015

Abstract

Nayband Formation is composed of sandstone, coal bearing shales, siltstone, and fossiliferous limestone in the southwest Tabas section, east central Iran. In this section, it is 1410 m in thickness and Late Triassic in age. A divers trace fossils have been found in the middle parts of sequence as 400-600 m. These trace fossils include *Lockeia* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Palaeophycus striatus*, *Planolites beverleyensis*, *Rhizocorallium* isp., *Rosselia* isp., and cf. *Treptichnus* isp. This ichnoassemblage is attributable to Cruziana ichnofacies with presence of *Lockeia* isp., *Rhizocorallium* isp., and, *Rosselia* isp. This part of Nayband Formation was deposited in low energy conditions below fair-weather wave base.

Keywords: Cruziana ichnofacies, Sedimentary environment, Late Triassic, Nayband formation, Tabas.

Introduction of Mari Copper Deposit as a Stratabound Manto-Type Copper Deposit in Tarom Zone, Northwest of Iran

Hosseinzadeh, M. R.¹, Maghfouri, S.² and Moayyed, M.³

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

2. Ph.D. Student of Economic Geology, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University

3. Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University

Received: 08 September 2014

Accepted: 08 March 2015

Abstract

Similar to other deposits of this type in the world, three major stages could be considered for mineralization in Mari copper deposit. The Mari Copper deposit is located in the northwest of Iran and Tarom metallogenic zone in the north of Zanjan. The ore-body is stratabound and hosted by the Eocene mega-porphyritic andesites. The major copper sulfides are bornite, chalcocite, and chalcopyrite associated mainly with pyrite that represent open-space filling, disseminated, vein-veinlet, and replacement textures. The volcanic rocks of the study area mostly represent intermediate to acidic composition with high potassium shoshonitic magmatic series related to intra-arc rift environments. Wall rock alterations include carbonatization, chloritization, epidotization, and sericitization. The abundances of Cu and Ag in fresh mega-porphyritic andesite are up to 3200 and 216 ppm respectively. Based on the main characteristics of Mari ore body such as tectonic setting, host rock, strata-bound form, mineralogy, metal content, and wall rock alterations and comparison of these features with Manto - type copper deposits, Mari Cu deposit can be introduced as a Manto -type Cu deposit in NW Iran. The first stage includes submarine volcanic activity and eruption of mega-porphyritic andesitic lava associated with regional propylitic alteration. In the second stage, the early diagenesis and the activity of sulfate-reducing micro-organisms resulted in the generation of pyrite in the form of open-space filling and disseminated in the mega-porphyritic andesite. Finally, in the third stage, increasing of the thickness of sediments, basin subsidence, and burial diagenesis accompanied with the entry of metal-rich fluids into the reduced host rock, caused the replacement of the first stage pyrites by copper sulfides and mineralization in the Mari deposit.

Keywords: Mari Cu deposit, Stratabound, Manto- Type, Andesite mega porphyry, Tarom zone.

The Effect of uplift rate on geomorphic indices: insight to Misho Complex NW Iran

Behyari, M.¹, Mohajjel M.², Moayyed, M.³ and Rezaeian, M.⁴

1. Ph.D. student, Geology Department, University of Tarbiat Modares, Tehran, Iran

2. Associate Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, Modares University

3. Professor, Geology Department, University of Tabriz, Iran.

4. Assistant Professor, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Department of Earth Sciences,
Zanjan, Iran

Received: 16 September 2014

Accepted: 09 August 2015

Abstract

The Misho Mountain is a prominent topographic feature in the North-West of Iran. This mountain is bounded with series of major active faults. Spatial array of these faults caused an uplift in the study area, and exposure of Kahar Formation in the core of the mountain. The active deformation affected topographic feature and changed the uplift rate. In this research we tried to quantify variation of uplift rate by using geomorphic indices and thermochronometry data. The analysis of stream length gradient, mountain front morphology, valley shape, and basin morphology indicated that uplift rate decreased from North to South and West to East. Hypsometric integral, which was calculated for the northern and southern flanks of Misho Mountain, also shows mature stage for the Southern flank, but in the Northern Misho tectonic activity increased and consequently show unstable state. Comparing between maximum and minimum swath profile in the west, central and east Misho indicated that in the west Misho the min and max swath profile indicate greater difference and show rapid uplift in the west Misho. Thermochronologic data show that rapid exhumation commenced by 21-22 Ma (Miocene), and an uplift rate of 0.16 to 0.24 Km/Ma was estimated. We propose that the range might be exhumed diachronously along strike and the magnitude of exhumation decreases to the ESE. This result is supported by structural and stratigraphy of study area.

Keywords: Uplift, Geomorphic indices, Misho Complex, Exhumation, Thermochronology.

Mineral chemistry and P-T estimation of formation of garnetschist Mount Argon (west of Angoran Mine)

Sarkhoshi, A.¹, Moazzen, M.² and ~~Javad Izadyar~~³

1. MSc. University of Zanjan

2. Professor, Department of Geology, University of Tabriz

3. Assistant Professor, Department of Geology, University of Zanjan

Received: 07 September 2014

Accepted: 18 January 2015

Abstract

The Mount Argon garnet schists contain mineral assemblages of quartz, feldspar, mica and garnet. The chemical composition of, plagioclase, biotite, muscovite and garnet in the studied sample shows that plagioclases are albite-rich, white mica flakes are rich in muscovite end-member, phlogopite-annite is the dominant constituent in biotite and chemical composition of the analysed garnets shows that they are almandine and spessartine-rich. Maximum and minimum pressure and temperature of the studied rocks were estimated by using common calculation methods. The minimum and maximum temperature of metamorphism was calculated using Mg-Fe exchange between garnet and biotite. Considering a nominal pressure of 4 kbar, the highest calculated temperature was 615°C and the lowest temperature was 380°C. These were 644°C and 392°C for pressure of 8 kbar respectively. Also using multi-equilibria calculations, temperature of 800°C and pressure of 9kbar were obtained for the peak of the metamorphism and temperature of 450°C and pressure of 7kbar was calculated for the lower part of the metamorphism. Two phases of metamorphism and deformation affected these rocks. The second deformation was associated with the peak of metamorphism. A decrease in temperature about 351°C with reduced pressure of about 2 Kbars is observed in the metapelitic rocks.

Keywords: Mineral chemistry, Metapelitic rocks, Mount Argon, North West of Iran.

Robustness of fuzzy c-mean method for delineation of hydrochemical facies distribution of groundwater in Varamin Plain

Nakhaei, M.,¹ Talkhabi, M.² and Vadiati, M.³

1. Associate Professor of Hydrogeology, Faculty of Geosciences, Kharazmi University

2. MSc. of Hydrogeology, Faculty of Geosciences, Kharazmi University

3. Ph.D. Student of Hydrogeology, Faculty of Geosciences, University of Tabriz

Received: 27 September 2014

Accepted: 19 March 2015

Abstract

In this paper, classification of a large hydrochemical data set from Varamin plain is done by using fuzzy c-means (FCM) and hierarchical cluster analysis (HCA) clustering techniques. Then its application to hydrochemical facies delineation is discussed. Groundwater samples were grouped into three classes according to the optimum number of the classes and fuzziness exponent by using the fuzzy c-mean. The data set includes 90 deep and moderate deep well samples from groundwater data set and 9 hydrochemical variables were used. Results from both FCM and HCA clustering produced cluster centers that can be used to identify the physical and chemical processes creating the variations in the water chemistries. The optimum cluster in FCM method determined by optimization function, but in HCA method by trial and error. The FCM method is potentially useful in establishing hydrochemical facies distribution and may provide a better tool than HCA for clustering large data sets when overlapping or continuous clusters exist. Plotting the cluster membership value contours on a map demonstrated the existence of three spatially continuous, well-defined clusters of groundwater samples. The results showed that the FCM method is more sound for investigating threshold data rather than HCA method (that represents sharp and abrupt variations).

Keywords: Groundwater, Hydrochemical facies, Clustering, Fuzzy Logic, Varamin.

Geochemical and Tectonomagmatic analysis of dibasic dikes and basaltic lavas in the Noorabad ophiolite (North-West Lorestan)

Ahmadi Khalaji, A.¹, Kinani, M.², Kamali, Z.³, Shafahii Moghadam, H.⁴ and
Tahmasbi, Z.¹

1. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University,
Khorramabad, Iran

2. Ph.D. student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Science and
Research Branch, Tehran, Iran

3. Ph.D. student, Tectonic Geology, School Sciences, Birjand University, Iran

4. Assistant Professor, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

Received: 10 May 2014

Accepted: 02 August 2014

Abstract

The Noorabad ophiolite is a part of Eastern Mediterranean-Zagros-Oman Tethyan ophiolites, cropping out in south-southwest of the Main Zagros Thrust fault. In this sequence of the ophiolite rocks, diabase dikes and basaltic lavas are widespread. The chemical composition of these rocks comprise sub-alkaline basalts, andesitic basalt and andesite. According to normalized REE diagrams to the chondrite and trace elements normalized to the primitive mantle, these rocks show calc-alkaline series, the enrichment of LREE and LILE and depletion of HFSE elements. The characteristics of these ophiolites are similar to other exposed Tethyan ophiolites along Bitlis-Zagros suture zone, and their formation is associated with supra-subduction zones.

Keywords: diabase dikes, basaltic lavas, ophiolite, supra-subduction zone, Noorabad.

Determination of parental melt nature and evolutions of volcanic rocks in Sarchah geological map area (southern Khorasan) based on isotopic data

Elahpour, E.¹, Vosoughi Abedini, M.² and Pourmoafi, S. M.²

1. Department of Geology, Payamenour University, Tehran, Iran.

2. Department of Geology, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.

Received: 14 October 2014

Accepted: 29 September 2015

Abstract

The 1/100000 geological map of Sarchah area in southern Khorasan province lies at 59° 30' to 60° east longitude and 33° to 33° 30' north latitude. The plain is covered by a wide spectrum of volcanic rocks with a compositional diversity from basic to acidic. In this research the parental melt's nature and evolutions via isotopic studies and measurements were studied. Isotopic correlation plots of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Zindler and Hart, 1986) showed that extrusive igneous rocks found in this area were originated from those parts of mantle affected by subducted lithospheric slab or metasomatized by crustal substances. As a result, it is necessary to consider the role of parameters such as crustal mingling in basaltic - rhyolitic rocks formation. Rhyolitic rocks are significantly affected by crustal materials. These rocks are characterized by higher levels of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and lower levels of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Keywords: Basic, Isotopic, Lut, Rhyolitic, Sarchah, Southern khorasan and Volcanic.



Vol. 10, No. 38, Summer 2016

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., Associate Professor - Shahid Beheshti University

Editorial Board:

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

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

Alavipanah, S.K., Professor - Tehran University

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

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

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

Ghazban, F., Associate Professor - Tehran University

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

Moore, F., Professor - Shiraz University

Mousavi Harami, R., Professor - Mashhad University

Raeisi, E., Professor - Shiraz University

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

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

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

Executive board:

Khodaei, K. and Esmaili, E.

Editors:

Hatefi, R.; Shahsavari, A.A.

Designer:

Ansari, A.

Published: Summer 2016

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: Geology.saminattech.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>