



پژوهشکده علوم پایه کاربردی

سال ۱۰، شماره ۳۹، پاییز ۱۳۹۵
صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

سرمدبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر عزت‌ا... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

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

دکتر سیدکاظم علوی پناه، استاد دانشگاه تهران

دکتر فریدون غضبان، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استادیار دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، 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 جهاددانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی

مدیر داخلی:

کمال خدایی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

مدیر اجرایی:

انسبه اسماعیلی

ویراستار:

دکتر مینا خطیبی مهر

صفحه‌آرا:

آرزو انصاری

چاپ:

بعثت

تاریخ انتشار: پاییز 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 جهاددانشگاهی، 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.

پتروگرافی، زمین‌شیمی و مینرالوگرافی سنگ‌های ولکانیکی منطقه سیستانک (جنوب شرق قائن)

حجت محولاتی^(۱)، ایرج رسا^۲ و آیدا محبی^۳

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی

۳. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

تاریخ دریافت: ۹۳/۰۸/۲۵

تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۹/۲۹

چکیده

کانسار مس سیستانک از نظر جغرافیایی در شرق ایران و جنوب شرق شهرستان قائن (خراسان جنوبی) واقع شده است. به طور کلی محدودی مس سیستانک واقع در شرق زون ایران مرکزی است که بخشی از آن در زون فلیشی و بخش دیگر آن در بلوک لوت قرار گرفته است. از لحاظ چینه‌شناسی، سنگ‌های قدیمی‌تر از ژوراسیک در محدوده مورد مطالعه مشاهده نشده است. بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه به دو گروه گدازه (آندزیتی و آندزیت-بازالت) و آذرآواری (آگلومرا و توف) تقسیم می‌شوند. این سنگ‌ها در رده کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار می‌گیرند. بر اساس ترکیب شیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی مورد نظر در محدوده آندزیت و آندزیت-بازالت قرار می‌گیرند. کانه‌های اصلی مس در گدازه‌های آندزیتی شامل: مس خالص، کالکوسیت، مالاکیت است. علاوه بر این کانی‌های اکسید آهن شامل هماتیت و گونیت نیز در نمونه‌ها حضور دارند. عموماً زون کانه‌زایی در بالاترین تراز گدازه‌های آتشفشانی قرار می‌گیرد و ماده معدنی به صورت چینه‌کران است. چنین ویژگی نشانگر اپی‌زنتیک بودن ذخایر است. بر اساس ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانی‌سازی، کانسار مس سیستانک احتمالاً یک کانسار تیپ میشیگان است.

واژه‌های کلیدی: آندزیت، حاشیه فعال قاره‌ای، کالک‌آلکان، مس خالص، سیستانک قائن.

مقدمه

جغرافیایی "۳۹/۸۲' ۳۶° ۵۹° الی "۵۲/۰۸' ۴۲° ۵۹° شرقی و عرض جغرافیایی "۶/۷۰' ۳۷° ۳۳° الی "۳۷/۹۵' ۳۴° ۳۳° شمالی و در بخش جنوب غربی برکه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰/۰۰۰

محدوده مورد مطالعه در استان خراسان جنوبی در ۴۴ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان قائنات، بین طول‌های

* نویسنده مرتبط: H.mohavelati@Gmail.com

جدول ۱. مختصات نمونه‌های برداشت شده

ردیف	نام مقطع	تعداد نمونه	مختصات جغرافیایی (UTM)
۱	Sis T1	۲	۷۵۱۱۰۸ ۳۷۲۰۲۶۹
۲	Sis T4	۲	۷۵۱۱۴۹ ۳۷۲۰۰۶۴
۳	Sis T5	۲	۷۵۰۷۶۴ ۳۷۲۰۵۲۵
۴	Sis T8	۲	۷۵۰۱۴۸ ۳۷۲۲۰۸۱
۵	Sis AN1	۱	۷۴۷۶۵۵ ۳۷۲۱۱۰۱
۶	Sis AN2	۲	۷۴۷۳۵۵ ۳۷۲۲۰۸۱
۷	Sis AN3	۲	۷۴۸۱۰۸ ۳۷۲۲۲۲۹
۸	Sis AG1	۲	۷۵۰۸۵۵ ۳۷۲۰۰۸۲
۹	Sis AG2	۱	۷۴۷۴۷۳ ۳۷۲۲۲۲۲

در سطح هوازده، آندزیت‌های منطقه سیستم‌دارای رنگ سیاه و در بعضی از نقاط به رنگ خاکستری تیره هستند. در سطح تازه و شکسته شده خاکستری تا قرمز است. در سطح سنگ، کانی‌های شفاف مشاهده می‌شود که اغلب پلاژیوکلاز می‌باشند و اندازه آن‌ها به دو یا سه میلی‌متر می‌رسد. آندزیت‌ها در منطقه سیستم‌دار به صورت جریانی، دارای روند جنوب‌شرقی - شمال‌غربی هستند؛ اما در بعضی از نقاط این روند به یک روند پورفیری نامنظم تبدیل می‌شود (شکل ۱).

بافت آندزیت‌ها معمولاً پورفیری با زمینه ریزدانه می‌باشد. فنوکریست‌های آندزیت‌های پورفیری را بلورهای پلاژیوکلاز (غالباً با بافت منطقه‌ای) و کانی‌های مافیک تشکیل می‌دهند. زمینه سنگ می‌تواند شیشه‌ای یا جریانی باشد. بافت حفره‌ای و بادامکی نیز در آندزیت‌ها معمول است و عموماً حفرات به وسیله کانی‌هایی چون کوارتز، کلریت و کلسیت پر شده‌اند. پیروکسن دومین فنوکریست در نمونه است. فراوانی کمی دارد. شکل پیروکسن‌ها اغلب بی‌شکل تا نیمه شکل دار هستند.



آبیز واقع شده است. به‌طورکلی محدوده مس سیستم‌دار در شرق زون ایران مرکزی واقع است که بخشی از آن در زون فلش‌ی و قسمت دیگر آن در بلوک لوت قرار گرفته است. سنگ‌های منطقه سیستم‌دار در دسته سنگ‌های حد واسط تا اسیدی قرار می‌گیرند. طبق مطالعات انجام‌شده سنگ‌ها بیشتر شامل آندزیت، آندزیت‌بازالت و پیروکلاستیک‌های توف‌ها و آگلومرا بودند. سن این واحدهای ولکانیکی ژوراسیک است (شکل ۲۲).

روش پژوهش

با انجام عملیات صحرایی نه نمونه سنگی (جدول ۱) که تا حد امکان از سطح تازه و بدون هوازدگی بودند، برداشته شدند و با استفاده از این نمونه‌ها اقدام به تهیه مقاطع نازک به تعداد ۱۶ عدد شد که تهیه آن‌ها در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور و مطالعه در آزمایشگاه کانی‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی صورت گرفت. علاوه بر این، هفت نمونه XRF جهت مطالعه عناصر اصلی سنگ‌ها نیز تهیه شدند. نمونه‌ها برای آنالیز به شرکت فراوری مواد معدنی ایران ارسال و روش آنالیز به صورت ذوب بوده است.

سنگ‌شناسی

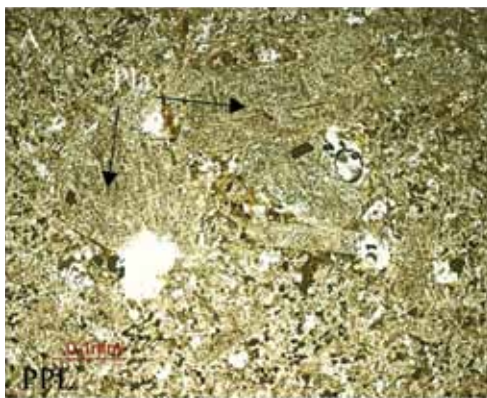
۱. آندزیت

قدیمی‌ترین واحد سنگی شناسایی شده در نقشه ۱:۲۰۰۰۰ سیستم‌دار، واحد آندزیتی به سن ژوراسیک است. این واحد، گسترش خوبی در بخش جنوبی نقشه دارد. اتصال واحد آندزیتی با واحد مجاورش گسله است.

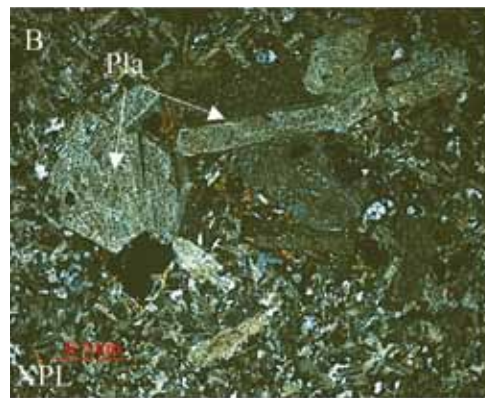


شکل ۱. نمایی از واحد سنگی آندزیت در رخنمون (A) و نمونه دستی (B)

برای تشکیل بافت غربالی لازم است. (Kuscu and Floyd, 2001). استوارت و پیرس (Stewart and Pearce, 2004) معتقدند که ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز در حین حرکت سریع ماگما به سمت بالا باعث پیدایش بافت غربالی در پلاژیوکلاز می‌شود. چرا که بعضی از بخش‌های پلاژیوکلاز به طور بخشی ذوب می‌شود و محصولات ناشی از ذوب پلاژیوکلاز در داخل پلاژیوکلاز شروع به تبلور می‌نمایند. بافت گلوپورفیری نیز در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود بافت گلوپورفیریتیک نشان‌دهنده عدم تعادل در ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌باشد (شکل‌های ۲ و ۳).



پیروکسن‌ها در لابه‌لای پلاژیوکلازها به دام افتاده‌اند. فراوانی کانی‌های اپیک در این تیپ سنگی نسبت به دیگر سنگ‌های منطقه، زیادتر است. میکروولیت‌ها در زمینه آندزیتی این نمونه هیچ‌گونه جهت یافتگی از خود نشان نمی‌دهند. در زمینه علاوه بر میکروولیت‌ها، شیشه نیز حضور دارد. بافت غربالی دانه درشت در شرایط تحت اشباع از آب و نرخ کاهش فشار متوسط رخ می‌دهد (Tsuchiyama, 1985). وجود همزمان پلاژیوکلازهای نرمال و پلاژیوکلازهای دارای بافت غربالی نمی‌تواند فقط به دلیل برداشته شدن فشار تشکیل شده باشد. به همین دلیل اختلاط با یک ماگمای آبدار و داغ‌تر

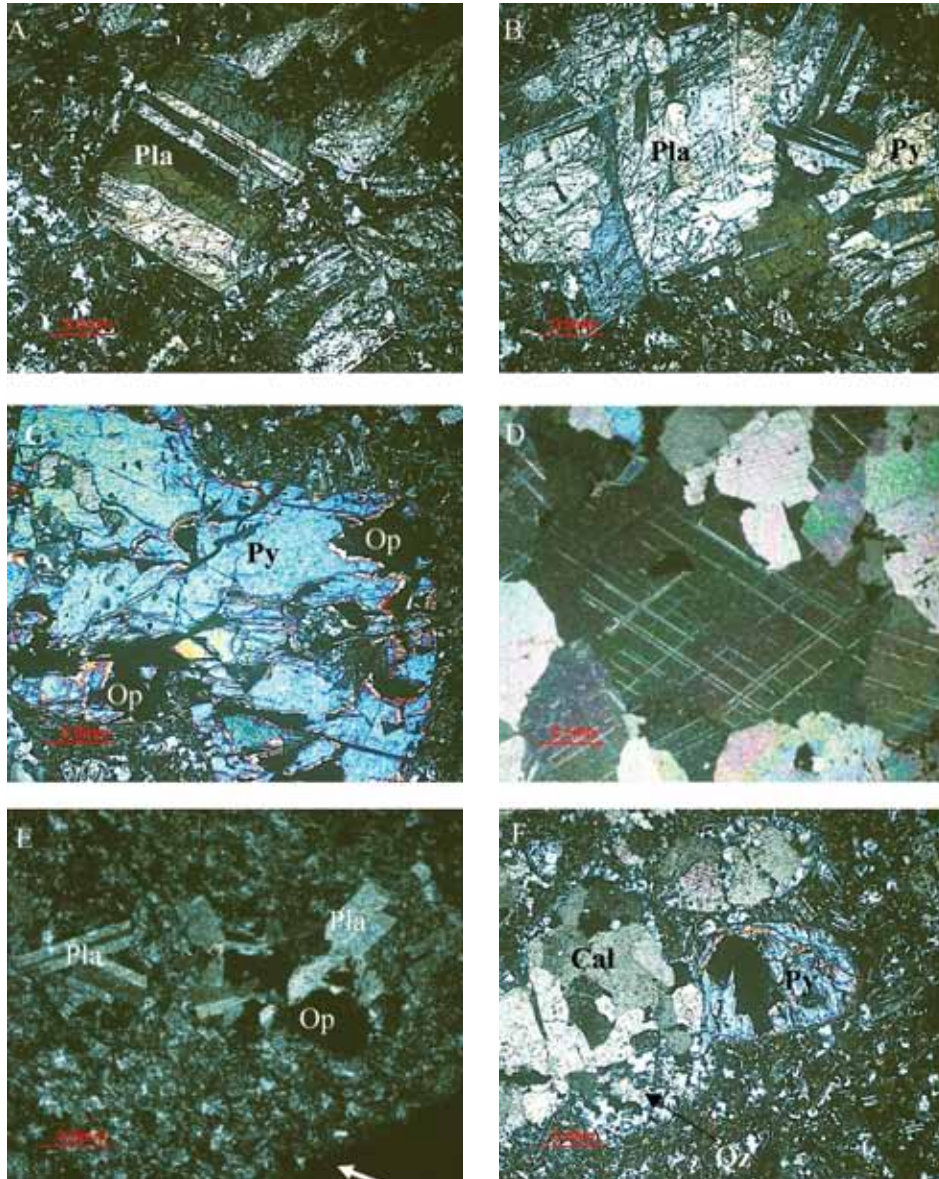


شکل ۲. کانی‌ها و بافت‌های مشاهده شده در نمونه آندزیت (پلاژیوکلاز: Pla)

۲. آندزیت - بازالت

سبزرنگ کلریت نیز حضور دارد. سنگ در سطح هوازده به رنگ خاکستری است و در سطح تازه و شکسته شده به رنگ سیاه می‌باشد (شکل ۴). بافت اصلی در واحد آندزیت-بازالت، پورفیری با زمینه شیشه‌ای می‌باشد. البته تیغه‌های ریزی از پلاژیوکلازها نیز در نقاطی از مقطع با تراکم کم دیده می‌شود که به میکروولیت معروف است. پیروکسن اغلب درشت بلور است و گاهی شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها هرچند که دانه درشتند ولی فراوانی چندانی ندارند. پلاژیوکلازها در این تیپ سنگی، کانی غالب می‌باشند (شکل‌های ۵ و ۶).

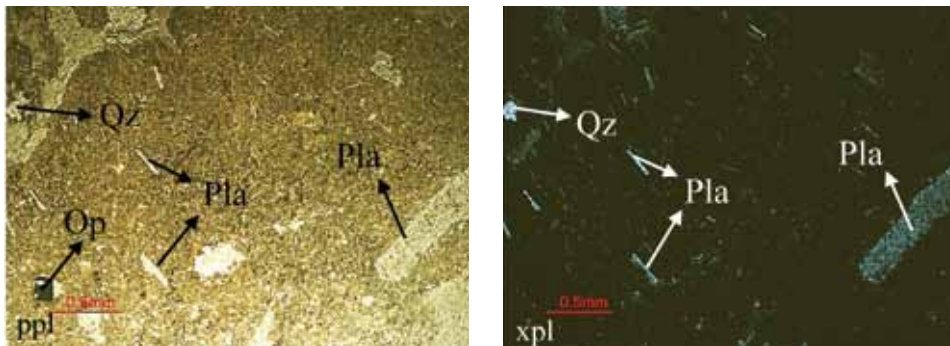
واحد آندزیت-بازالت دارای روند مشابه دیگر ولکانیک‌های منطقه است که از جنوب‌شرقی تا شمال‌غربی منطقه سیستانک امتداد یافته است. نسبت به واحدهای دیگر، وسعت چندانی ندارد و به صورت پراکنده در منطقه دیده می‌شود. تمرکز این واحد در بخش شرقی منطقه بیشتر است. در نمونه دستی واحد آندزیت - بازالت حفره‌هایی وجود دارد که اکثراً با کوارتز پر شده‌اند. در سطح سنگ کانی‌های شفاف تیغه‌ای دیده می‌شود که در مطالعات پتروگرافی معلوم شد که پلاژیوکلاز می‌باشد. علاوه بر پلاژیوکلاز، کانی



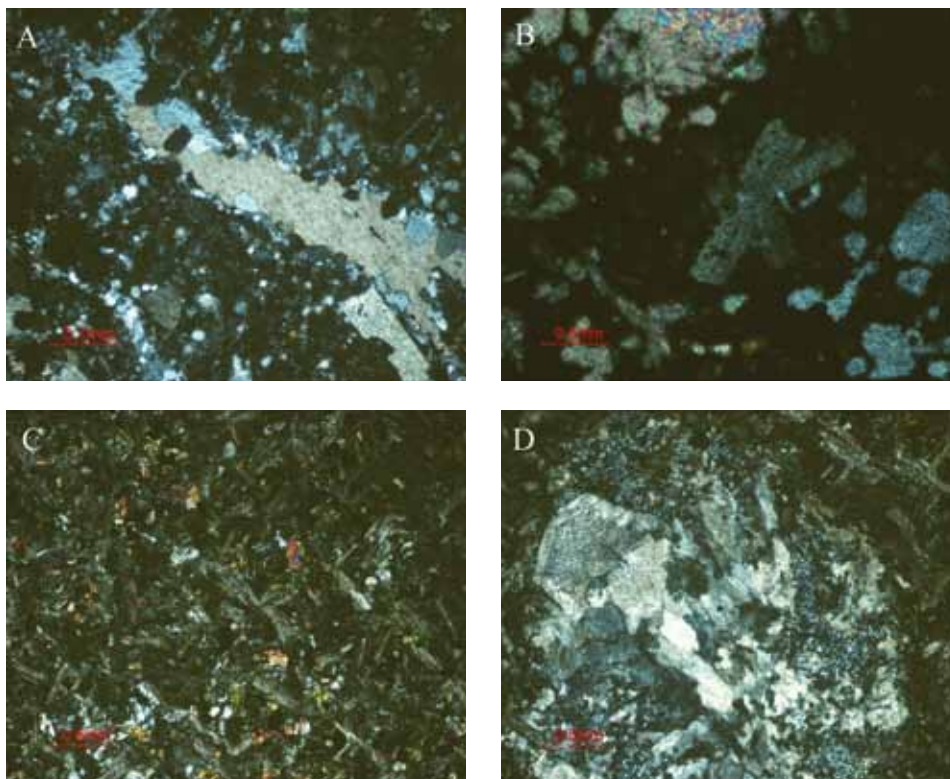
شکل ۳. پلاژیوکلاز (Pla) با ماکل پلی‌سنتتیک و بافت غربالی (A)، پلاژیوکلاز زونه‌ای و پیروکسن (Py) (B)، درشت بلور پیروکسن به همراه کانی اپک (Op) (C)، پرشدگی حفرات توسط کانی کلسیت (Cal) (D)، نمایی از بافت گلومروپورفیری و فنوکریست پلاژیوکلاز (E)، بافت آمیگدالی که حفرات توسط کلسیت و کوارتز پر شده‌اند (F)



شکل ۴. نمایی از واحد آندزیت - بازالت در رخنمون (A) و نمونه دستی (B)



شکل ۵. نمایی از بافت پورفیری با زمینه شیشه‌ای و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در آندزیت - بازالت



شکل ۶. پرشدگی حفرات توسط کلسیت و کوارتز در نمونه (A)، بافت گلوپورفیریتیک در نمونه (B)، بافت فلتی (C) و بافت آمیگدالی که با کوارتز و کلریت پر شده است (D)

۳. آگلومرا و توف

واحد آگلومرا قرار گرفته است. لایه‌ای بودن توف‌ها حاکی از دخالت داشتن فرایندهای رسوبی در منطقه می‌باشد. تمرکز واحد توفی بیشتر در غرب منطقه سیستانک می‌باشد. در نمونه دستی دارای رنگ خاکستری متمایل به سبز است. دانه‌های ریز و سفید رنگی در سطح سنگ دیده می‌شود، که اغلب آنها پلاژیوکلاز و تعداد کمی از آنها نیز کوارتز هستند (شکل‌های ۷ تا ۹).

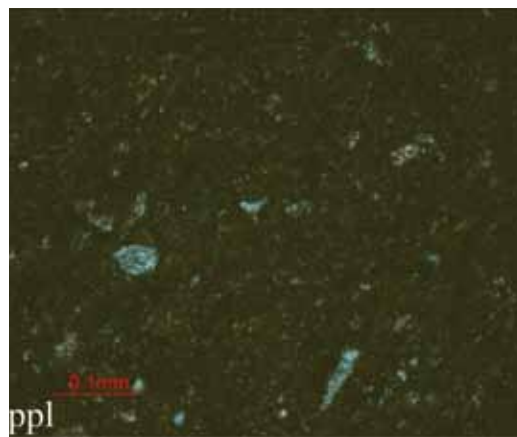
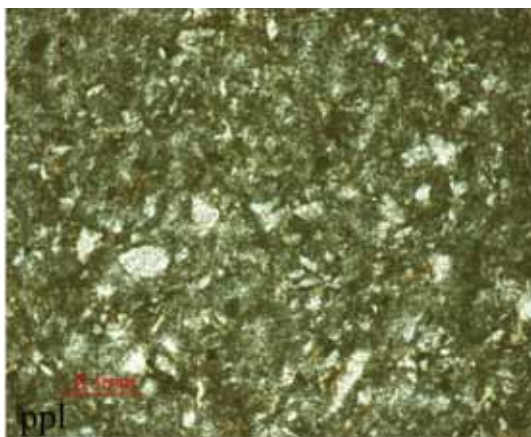
واحد آگلومرا از واحد آندزیت جوان‌تر است. مرز این واحد با واحد قبلی گسله و با واحد بعدی یک مرز عادی است. گسترش واحد آگلومرا در بخش جنوبی نقشه می‌باشد. واحد آگلومرا بعد از واحد آندزیتی گسترش غالب منطقه می‌باشد. آثار کلریت و اکسید آهن حاصل از هوازدگی سطحی در این آگلومراها دیده می‌شود. در واحد آگلومرای، واحد توف، به صورت لایه‌ای سبز رنگ رخمون دارد. واحد توف گسترش چندانی ندارد و به صورت موضعی و پراکنده در میان



شکل ۷. نمایی از آگلومرای با اندازه متفاوتی از دانه‌ها



شکل ۸. نمایی از لایه‌بندی توف‌ها (A) و تصویری از نمونه دستی توف (B)

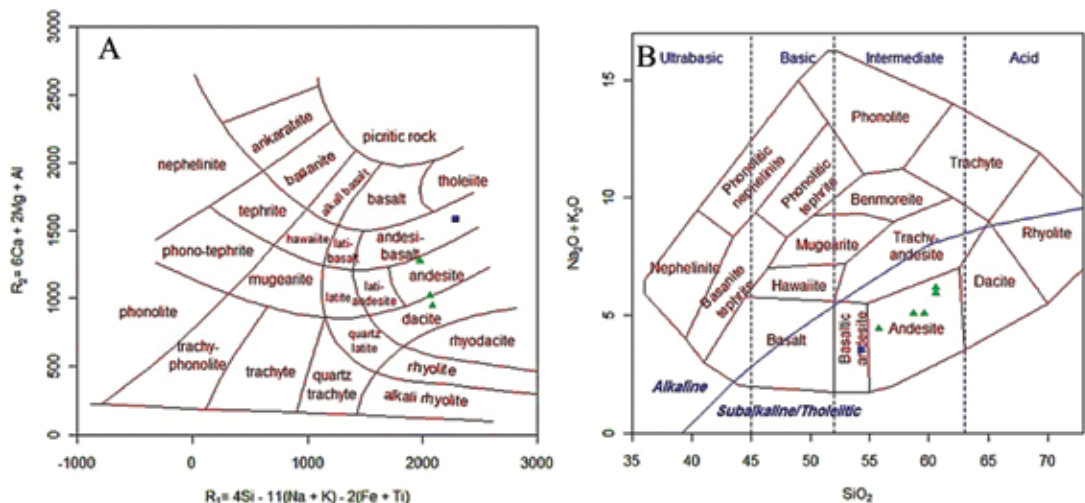


شکل ۹. نمایی از بافت و فنوکریست‌های توف‌ها

ژئوشیمی

نام‌گذاری شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه

درصد (SiO_2) سنگ‌های منطقه سیستانک بین ۶۰/۵۹ تا ۵۴/۲۷ درصد متغیر است. براساس ترکیب شیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی مورد نظر در نمودار (Cox et al., 1979) که بر مبنای درصد وزنی مجموع آلکالن $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ در مقابل درصد وزنی سیلیس (SiO_2) رسم شده است، در محدوده آندزیت و آندزیت-بازالت قرار می‌گیرند دلارش و همکاران (De la Roche et al., 1980) الگوی طبقه‌بندی برای سنگ‌ها آذرین آتشفشانی و نفوذی را براساس نسبت‌های کاتیونی آنها که به صورت میلی کاتیونی بیان می‌شوند، پیشنهاد کردند (شکل ۱۰).

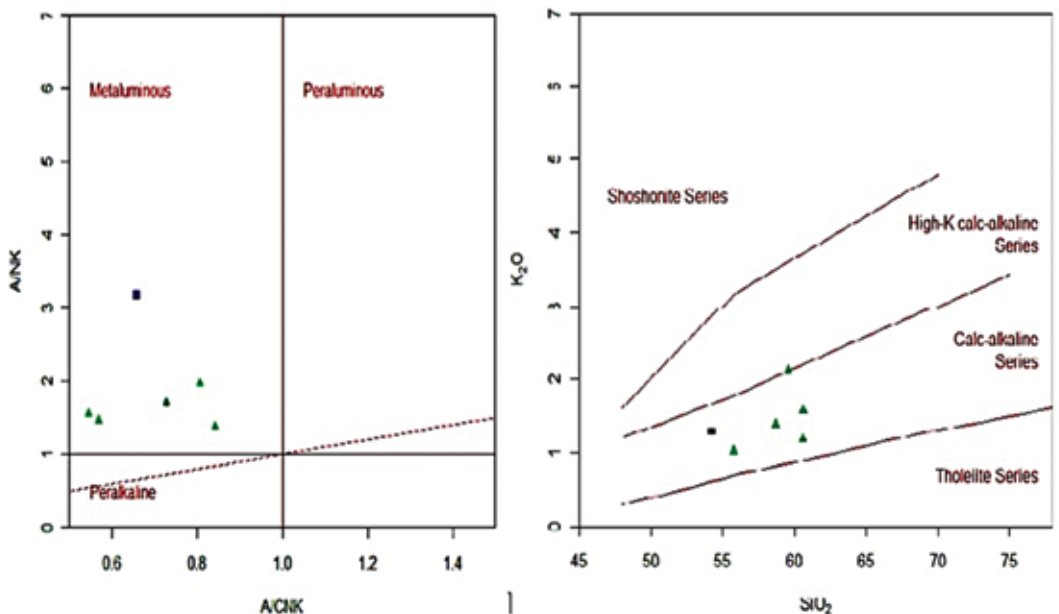


شکل ۱۰. موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر روی نمودار مجموع درصد وزنی آلکالی در برابر درصد وزنی سیلیس (Cox et al., 1979) (A)، موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر روی نمودار (De la Roche et al., 1980) (B) نماد مثلث آندزیت - بازالت و نماد مربع بازالت می‌باشد

تعیین سری ماگمایی

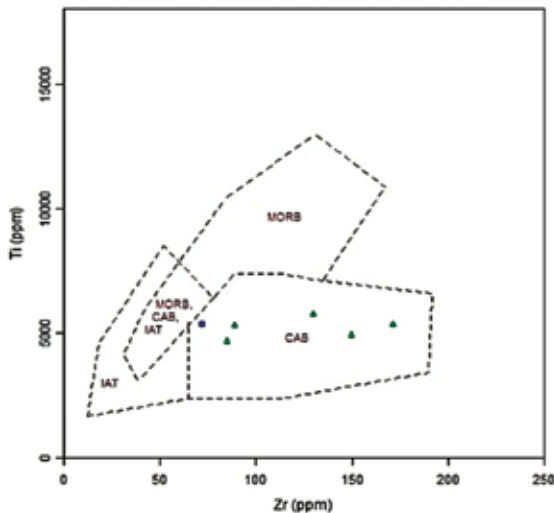
بر اساس مطالعات پتروگرافی، ولکانیک‌های منطقه شامل مجموعه‌ای از آندزیت، آندزیت - بازالت هستند. این سنگ‌ها در رده کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پیتاسیم بالا قرار می‌گیرند (نمودار K_2O در مقابل SiO_2 ؛ اقتباس از (Peccerillo and Taylor, 1976)). نمونه‌های مورد بررسی از لحاظ شاخص اشباع آلومین و بر اساس نمودار (شکل ۱۲).

بر اساس مطالعات پتروگرافی، ولکانیک‌های منطقه شامل مجموعه‌ای از آندزیت، آندزیت - بازالت هستند. این سنگ‌ها در رده کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پیتاسیم بالا قرار می‌گیرند (نمودار K_2O در مقابل SiO_2 ؛ اقتباس از (Peccerillo and Taylor, 1976)). نمونه‌های مورد بررسی از لحاظ شاخص اشباع آلومین و بر اساس نمودار (شکل ۱۲).



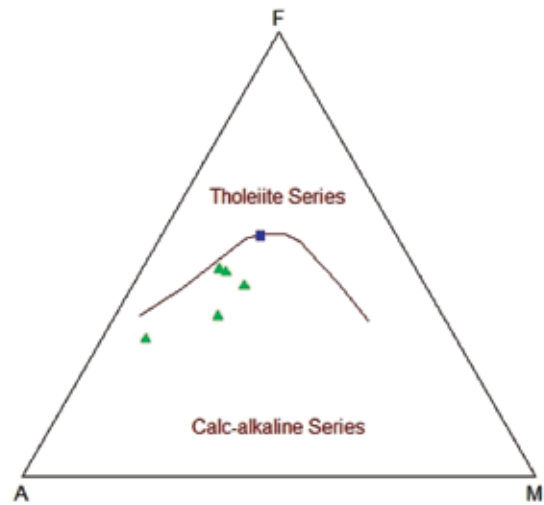
شکل ۱۱. نمودار K_2O در مقابل SiO_2 ، اقتباس از (Peccerillo and Taylor, 1976) (شکل سمت راست) نمودار A/CNK-A/NK، اقتباس از (Shand, 1943) (شکل چپ). نماد مثلث آندزیت-بازالت و نماد مربع بازالت می‌باشد

هستند که از گوشته متاسوماتیزه مشتق شده‌اند. با استناد به مقدار Zr در سنگ‌های مورد مطالعه دامنه وسیعی (بین ۱۸۶ تا ۹۰) را به خود اختصاص داده‌اند، که از این لحاظ به سنگ‌های سری کالک‌آلکان شباهت دارند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه در محدوده کمان ماگمایی ناشی از فرورانش قرار می‌گیرند. با توجه به خصوصیات ژئوشیمیایی و همچنین با در نظر گرفتن موقعیت زمانی و مکانی سنگ‌های آتشفشانی سیستانک، به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها با ماگمانیسم ناشی از فرورانش بلوک افغان به زیر بلوک لوت در ارتباط بوده و در یک محیط کمان ماگمایی تشکیل شده‌اند (Muller and Groves, 1997). برای تمایز کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای از کمان ماگمایی جزایر قوسی، طبق نظر پیرس (Pearce, 1983)، به نظر می‌رسد که کمان ماگمایی سازنده سنگ‌های منطقه، ناشی از فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر یک پوسته قاره‌ای بوده است. از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y نیز برای تشخیص رژیم تکتونیکی می‌توان استفاده کرد (Pearce, 1983). به این صورت که اگر در گدازه نسبت Zr/Y > 3 باشد، متعلق به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای هستند و اگر در آنها نسبت Zr/Y < 3 باشد به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی تعلق دارند (شکل‌های ۱۳ و ۱۴).



شکل ۱۳. موقعیت سنگ‌های آتشفشانی سیستانک بروی نمودار پیرس و کان (Pearce and Cann, 1973) نماد مثلث آندزیت - بازالت و نماد مربع بازالت می‌باشد

نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده عناصر خاکی نادر نسبت



شکل ۱۴. موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر روی نمودار AFM (Irvin and Baragar, 1971). نماد مثلث آندزیت - بازالت و نماد مربع بازالت می‌باشد

تعیین جایگاه تکتونیکی

در این سنگ‌ها دو ویژگی شیمیایی قابل توجه، مشاهده می‌شود:

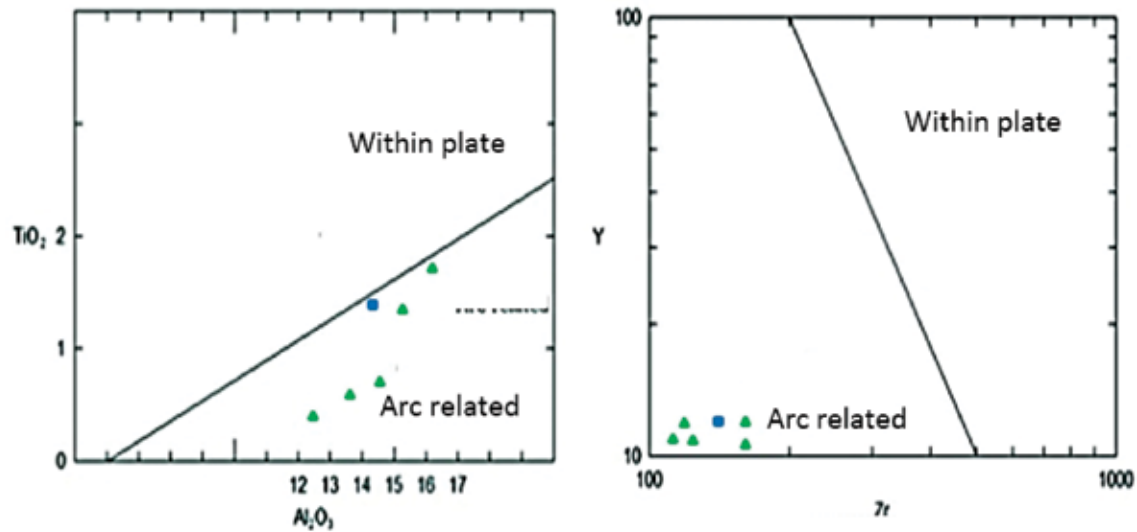
- مقدار Al_2O_3 نمونه‌ها بالا و در حدود ۱۶ درصد است.
- عدد $Mg\# = (MgO / (MgO + FeO))$ این سنگ‌ها پایین و حدود ۰/۴ می‌باشد.

مقدار Al_2O_3 بالا در نمونه‌ها نشان‌دهنده تبلور کانی‌های مافیک از مذاب اولیه سازنده آنها در فشارهای نسبتاً بالاست. (Yoder and Tilley, 1962). که این موجب تمرکز آلومینیوم در مذاب باقیمانده شده و باعث تبلور پلاژیوکلاز در فشارهای کمتر می‌شود. مقدار CaO نمونه‌ها با افزایش SiO_2 کم و بیش کاهش می‌یابد که این می‌تواند مرتبط با تحول ترکیب پلاژیوکلازها از کلسیت به سدیک در حین تبلور بخشی ماگما باشد. به هر حال ارتباط ضعیف CaO در مقابل SiO_2 احتمالاً می‌تواند ناشی از آلبیتی شدن بلورهای پلاژیوکلاز باشد (Morata and Aguirre, 2003). ماگمای سازنده نمونه‌های مورد آنالیز با داشتن مقدار $Mg\#$ میانگین ۰/۴، میزان Cr میانگین ۵۴/۳۳ و مقدار میانگین Ni ۱۵/۱۶ جزء ماگماهای اولیه در تعادل با گوشته فوقانی قرار نمی‌گیرند، لذا یا پس از تشکیل در گوشته عادی متحمل تحولات ماگمایی شده‌اند یا اینکه ماگمایی

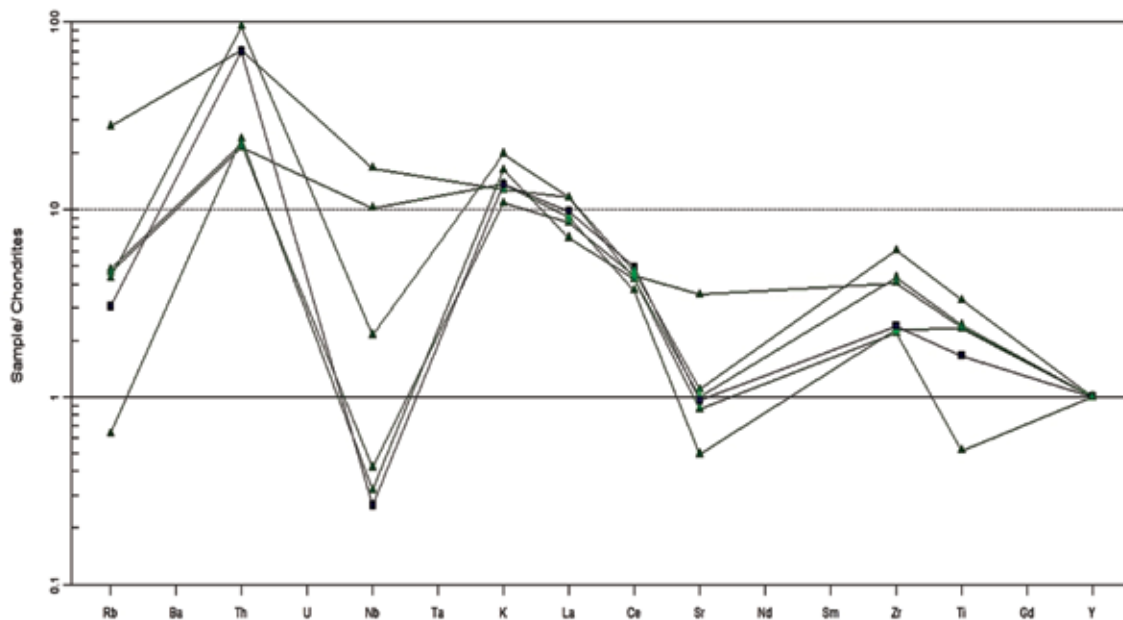
حجت محولاتی و همکاران

بزرگ یون^۲ مانند K و Cs، Ba قابل مشاهده می‌باشد. این ویژگی‌ها می‌تواند نشانه آغستگی پوسته در فرایند ماگمایی و آلودگی توسط پوسته باشد (Harris, 1986). همچنین آنومالی منفی Sr و Nb از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های قاره‌ای است (شکل‌های ۱۵ و ۱۶).

به کندریت و گوشته اولیه بیانگر غنی شدگی از عناصر خاکی نادر سبک و ناسازگار می‌باشد. این ویژگی‌های کالک‌آلکالن کمان‌های آتشفشانی پهنه‌های فرورانش حاشیه فعال قاره‌هاست (Pearce, 1983). تهی شدگی عناصر با شدت میدان بالا^۱ مثل Nb و Ti و Y و غنی شدگی عناصر لیتوفیل



شکل ۱۴. تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی سیستانک (Muller and Groves, 1997) (نماد مثلث آندزیت-بازالت و نماد مربع بازالت می‌باشد)



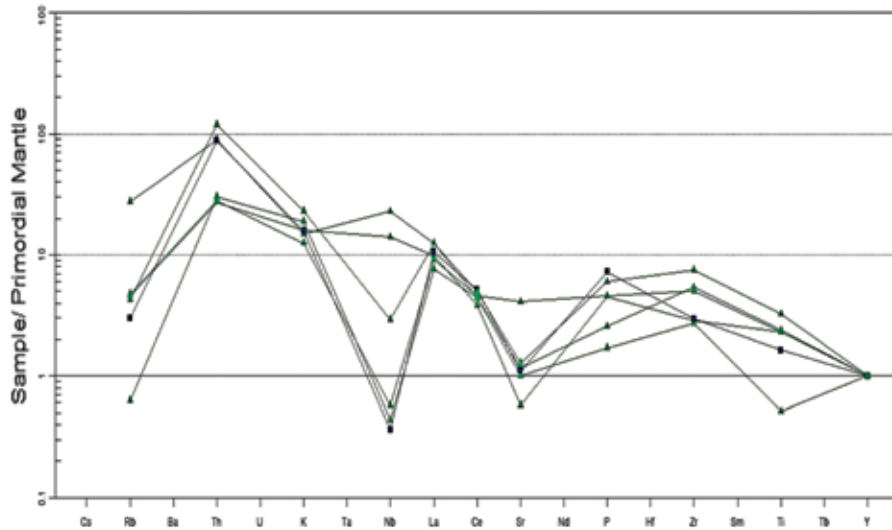
شکل ۱۵. نمودار عنکبوتی نرمالیزه شده براساس کندریت (نماد مثلث آندزیت - بازالت و نماد مربع بازالت می‌باشد)

1. HFSE
2. LILE

شرح کانی‌سازی مس در منطقه سیستانک

از وجود درزه‌ها و شکاف‌ها و نیز حفره‌ها را پر کرده‌است. از نظر کانی شناسی، کانی مس شامل: مس خالص، کوپریت، مالاکیت و کالکوسیت بخش اصلی ماده معدنی را تشکیل می‌دهد.

کانی‌سازی مس در منطقه سیستانک به صورت پراکنده و به صورت تعدادی عدسی‌های بسیار نازک و نیز به صورت رگه‌های نازک و رگچه رخ داده که فضای‌های خالی حاصل



شکل ۱۶. نمودار عنکبوتی نرمالیزه شده براساس گوشته اولیه (نماد مثلث آندزیت-بازالت و نماد مربع بازالت می‌باشد)

همان شیب و امتداد سنگ‌های ولکانیکی میزبان می‌باشد (شکل ۱۷). در حاشیه کانی مس خالص که حفرات را پر کرده، کانی‌های دیگری به رنگ سبز، خاکستری تیره و قرمز رنگ دیده می‌شود که مطالعات میکروسکوپی نشان داد که کانی‌های مورد نظر مالاکیت، کوپریت و کالکوسیت می‌باشد.

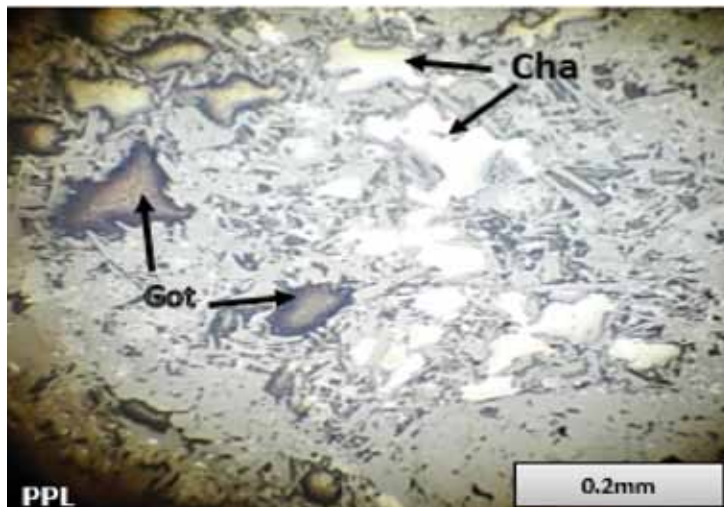
سنگ میزبان کانی‌سازی، گدازه‌های آندزیتی با بافت آمیگدالوئیدال می‌باشد. کانی‌سازی مس در منطقه اساساً به یک افق چینه‌ای، از سنگ‌های ولکانیکی واحد آندزیتی محدود شده و از این رو جز کانی‌سازی تیپ استراتاباندا محسوب می‌شود. افق معدنی از چینه‌شناسی سنگ‌های ولکانیکی میزبان پیروی می‌کند، از این رو این افق دارای



شکل ۱۷. پر شده‌گی حفرات آندزیت توسط مس خالص

اشاره کرد. حداکثر هم‌رشدی و همراهی مربوط به کانی‌های کاکوسیت، هماتیت و گوتیت می‌باشد (شکل ۱۸).

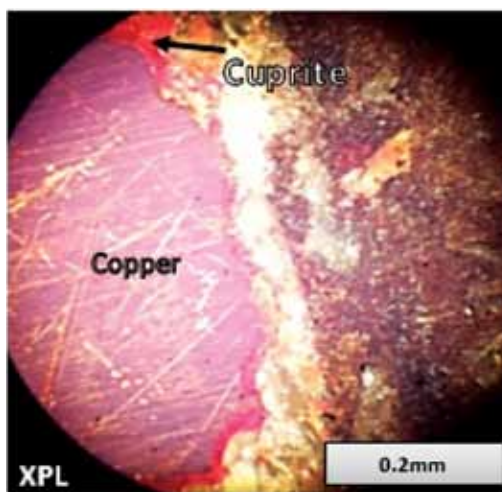
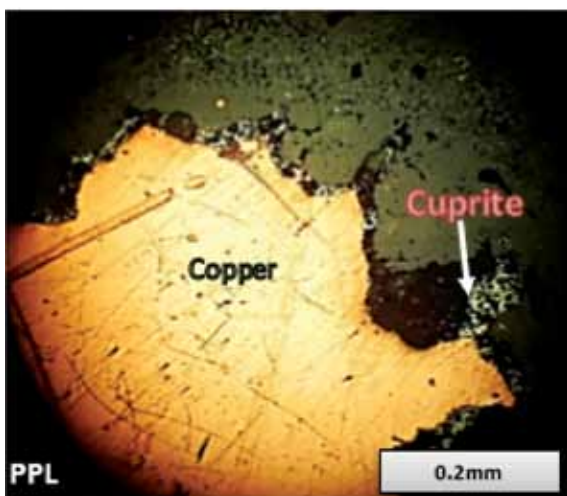
در بیشتر موارد کانی کالکوسیت با دیگر کانی‌های سولفیدی و اکسیدی هم‌رشدی نشان می‌دهد. از جمله این کانی‌ها می‌توان به دژنیت، بورنیت، کولیت و هماتیت



شکل ۱۸. هم‌رشدی کالکوسیت (Cha)، گوتیت (Got) و تیغک‌های هماتیت

مقاطع شدیم. این فازها، کانی‌های اکسیدی مس به نام کوپریت بودند که البته در تمامی مقاطع، حاشیه مس خالص همراه با کانی کوپریت است (شکل ۱۹).

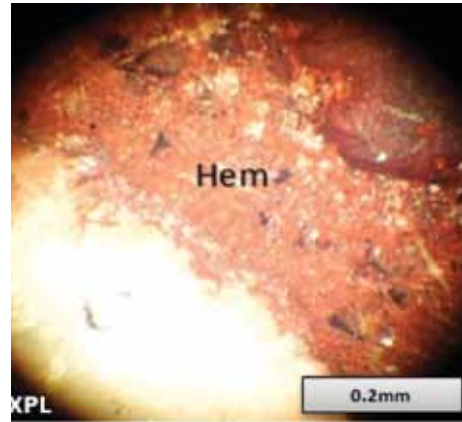
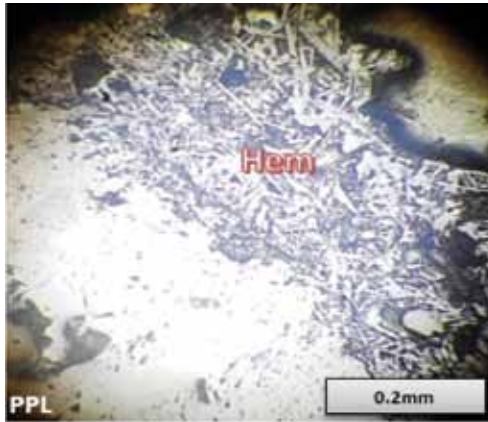
کالکوپریت به صورت سالم و غیر دگرسان در مقاطع بسیار نادر و دانه ریز می‌باشد. حین مطالعات میکروسکوپی متوجه حضور فازهای اسفنج مانند با برجستگی بالا درون



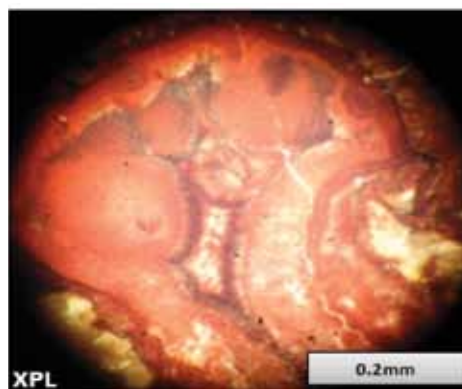
شکل ۱۹. همجواری کانی مس خالص با کوپریت

(شکل ۲۰). گوتیت‌ها در بعضی از نمونه‌ها دارای بافت قلوه‌ای می‌باشند. بافت قلوه‌ای جزء زیرگروه بافت‌های کلوئیدی است (شکل‌های ۲۱ و ۲۲).

در اغلب نمونه‌ها درزه و شکاف‌ها توسط کانی هماتیت پر شده است. کانی‌هایی که درون فضاهای باز رشد می‌کنند اغلب دارای ساخت منطقه‌ای خوبی هستند



شکل ۲۰. پرشدگی درزه‌ها توسط کانی هماتیت (Hem)



شکل ۲۱. بافت قله‌ای در گوتیت

- در مجموع، کانی‌های مس که در این مطالعه، شناسایی شدند، شامل:
- کالکوسیت و به مقدار اندکی کالکوپیریت (جزء کانی‌های سولفیدی مس می‌باشند).
- مس خالص (جزء عناصر فلزی می‌باشد).
- کوپریت (جزء کانی‌های اکسیدی مس می‌باشد).
- مالاکیت (جزء کانی‌های کربناته مس می‌باشد).
- ترتیب شکل‌گیری کانی‌ها در جدول ۲، به صورت توالی پاراژنزی از فازهایی که ژرف‌زاد بوده و در دمای بالا شکل گرفته‌اند تا کانی‌های سطحی‌زاد که در اثر دگرسانی کانی‌های اولیه حاصل شده‌اند، می‌باشند (جدول ۲).
- **خصوصیات کانی‌سازی مس در منطقه سیستانک**
- خصوصیات کانی‌سازی مس در منطقه سیستانک به شرح زیر است:
- کانی‌سازی مس در سیستانک در سنگ میزبان آندزیتی
- با بافت آمیگدالوئیدی اتفاق افتاده است.
- حضور کانی مس خالص
- کانی‌سازی به افق مشخص چینه‌ای محدود می‌شود و از این رو کانی‌سازی تیپ استراباند محسوب می‌شود.
- بافت غالب کانی‌سازی از نوع پرکننده فضای خالی و همچنین رگه‌ای می‌باشد. که این نوع بافت خاص مناطق کم‌فشار است.
- حضور پاراژنز مالاکیت، کالکوسیت و کوپریت همگی بیانگر دماهای پایین تشکیل این کانسار هستند (دمای تشکیل کالکوسیت 160° و کوولیت 157°) (Guilbert and Park, 1997)
- عدم حضور دگرسانی به شکل منطقه‌ای و پهنه‌بندی شده و قابل تفکیک.
- حضور ناچیز مس طبیعی بیانگر وجود و حضور سولفور در محیط تشکیل کانه‌ها و نزدیک بودن PH محلول‌ها به محیط خنثی می‌باشد.

جدول ۲. نمودار توالی پاراژنزی کانسار مس سیستانک

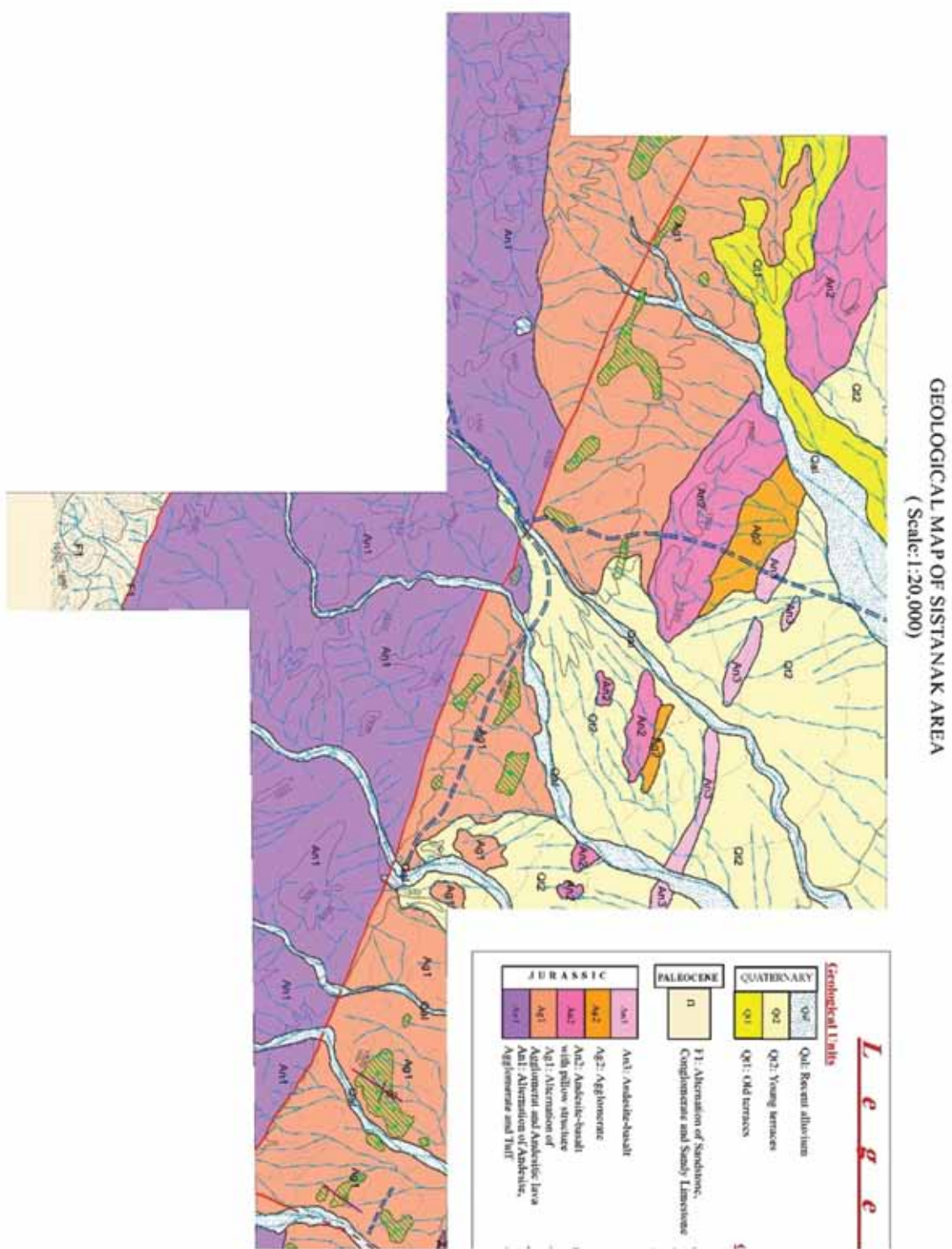
Mineral	Early → Late Mineralization	
	Hypogene	Supergene
Malachite		—————
Hematite		—————
Goite		—————
Coprite		—————
Native-Coper	—————	
Chalcocite	—————	
Chalcopyrite	—————	

نتیجه‌گیری

دگرسانی می‌باشد که این ویژگی نیز در منطقه سیستانک دیده می‌شود.

فقدان گوگرد در تشکیل ذخایر مس، حالتی غیر معمول است. در ذخایر تیپ میشیگان به دلیل نبود گوگرد، مس وارد ساختار کانی‌های اکسیدی شده است. در منطقه سیستانک نیز مقدار کم گوگرد، سبب تشکیل کانه‌های اکسیدی مس می‌شود. در منطقه سیستانک اندازه آمیگدال‌های پر شده با مس در حد دو تا سه میلی‌متر می‌باشد به گونه‌ای که می‌توان در اغلب نمونه‌ها مس خالص را با چشم غیر مسلح دید. این ویژگی نیز در کانسار تیپ میشیگان با کیفیت بهتر دیده می‌شود. در مورد ژنز ماده معدنی با توجه به شناخت اولیه موجود، به نظر می‌رسد که کانی‌سازی به صورت کانسارهای تیپ میشیگان یعنی کانی‌سازی مس به صورت پراکنده و رگه و رگچه‌ای در سنگ میزبان ولکانیک و پیروکلاستیک باشد.

ویژگی‌های کانی‌شناسی، بافت و سنگ میزبان کانی‌سازی در کانسار مس سیستانک که در سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت تا آندزیت-بازالت رخ می‌دهد و مشخصه ژئوشیمی آن، یعنی بالا بودن مس و در کل، مرور این ویژگی‌ها، بلافاصله ذخایر تیپ میشیگان شبه جزیره کونیای آمریکا را به خاطر می‌آورد. در کانسار تیپ میشیگان، مس طبیعی کانی اصلی است. در این کانسار، گاهی اندازه آمیگدال‌ها و رگچه‌های پر شده با مس طبیعی به ۱۰ سانتی‌متر می‌رسد. در تیپ میشیگان، مس طبیعی رتبه نخست را در پاراژنز کانیایی به خود اختصاص داده است. سایر کانی‌های اکسیدی از جمله کوپریت، تنوریت و کریزولا می‌باشند. در گروه کانی‌های مس تیپ میشیگان، کانی سولفیدی مس دیده نمی‌شوند، این دو ویژگی در کانه‌های مس منطقه سیستانک صادق می‌باشد. کانی مس خالص در سیستانک جزء کانه‌های اصلی مس است. کانسار تیپ میشیگان در سطح زمین فاقد هرگونه



شکل ۲۲. نقشه ۱:۲۰۰۰۰ (شرکت زرناب اکتشاف، ۱۳۹۰)

منابع

- igneous rock and associated gold-copper mineralization. Lecture Notes in Earth Sciences. No.56.
- Pearce, J.A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J., Nurry M.L., (Eds.), Continental basalts and Mantle Xenoliths. Shiva, Nantwich. 230-249.
 - Pearce, J.A., and Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19, 290-300.
 - Peccerillo R. and Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Mineralogy and Petrology., 58, 63-81.
 - Shand, S. J., 1943. The Eruptive Rocks, John Wiley. New York.
 - Stoiber, R. E. and Davidson, E. S., 1959. Amygdule mineral zoning in the portage Lava series, Michigan copper district: Economic Geology, 54, 1250-1277; 1444-1460.
 - Stewart, M.L., and Pearce, T.H., 2004. Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results. Journal of Petrology American. Min, 89, 348-351.
 - Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside - albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesite. Contributions to Mineralogy and Petrology and Petrology 89:1-16 Wiley and Sons, 346.
 - Yoder, H.S., and Tilley, C.E. 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. Journal of Petrology. 3,342-532.
 - برگه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰/۰۰۰ آبیژ، (۲۰۰۵). سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهیه شده توسط اکرمی.
 - شهاب‌پور، ج. (۱۳۸۷)، زمین‌شناسی اقتصادی، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۵۴۳ ص.
 - قربانی، م.، ۱۳۸۱، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران، انتشارات آریز زمین، ۸۵۴ ص.
 - Cox K.G., and Bell J.D., and Pankhurst, R.G., 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.
 - De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 digram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. Journal of Chemica Geology, 29, 183-210.
 - Guilbert, J., and park, C.F., 1997. The geology of ore deposits, Freeman and Company. New York, 1997.
 - Harris. N.B.W., pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986" Geochemical characteristics of collision-Zone Magmatism. In: Cowrad, M.P., RIES, A.C.(eds). Collision Tectonise". Geological Society London, Special Publication, 19, 67-81.
 - Irvin, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rock, Canadian Journal of Earth Sciences, 8 (5), 523-548.
 - Morata, D., and Aguirre, L., 2003. Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (2920-30 S), Chile: Geochemistry and Petrogenesis. South American Journal of Earth Sciences., 16, 459-476.
 - Muller, D., and Groves D.I. 1997. Potassic

مطالعه شیمی آمفیبول و فلدسپارها و بکارگیری روش‌های مختلف ارزیابی دما و فشار با این کانی‌ها در مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز

جمال رسولی^(۱)، منصور قربانی^۲ و وحید احدنژاد^۳

۱. دانش آموخته دکتری زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

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

۳. استادیار زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران

تاریخ دریافت: ۹۴/۰۲/۲۲

تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۸/۰۲

چکیده

مجموعه پلوتونیک جبال بارز متشکل از چندین توده نفوذی گرانیتوئیدی است که در شرق و شمال شرق جیرفت در جنوب استان کرمان واقع شده است. ترکیب سنگ‌شناسی این مجموعه شامل گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت، گرانیت و آلکالی گرانیت می‌باشد، اما سنگ نفوذی غالب در این منطقه، گرانودیوریت است. کانی‌های غالب در ترکیب این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول و کوارتز است. ترکیب پلاژیوکلازها متغیر است و از آندزین تا لابرادوریت تغییر می‌کند و آلکالی فلدسپارها در رده ارتوکلاز قرار می‌گیرند. همه آمفیبول‌ها از نوع ماگمایی می‌باشند و در سه گروه آمفیبول‌های کلسیک، آمفیبول‌های سرشار از آهن و آمفیبول‌های (Fe, Mg, Mn) دار قرار گرفته‌اند. بررسی وضعیت اکسیداسیون و احیایی ماگمای منشاء گرانیتوئیدهای منطقه بر اساس ترکیب آمفیبول‌ها، نشان از فوگاسیته بالای اکسیژن در این منطقه دارد. شواهد نشان می‌دهد که گرانیت‌های منطقه جبال بارز، سری مگنتیتی می‌باشند و ماگما در شرایط اکسیدان و در مرز ورقه‌های همگرا تشکیل شده است. بر اساس محاسبه‌های زمین دما فشارسنجی، بر اساس روش‌های Anderson - Smith, Rutherford - Johnson, Schmidt, Zen- Hamarstrom و Uchida، متوسط فشار محاسبه‌شده بین ۱/۵۴ تا ۷/۸۷ کیلو بار در تغییر است و عمق قرارگیری اتاق ماگمایی و شروع تبلور را ۹ تا ۱۲ کیلومتر می‌توان برآورد کرد. همچنین بر اساس دماسنج دو فلدسپار، دمای جایگیری گرانیتوئیدهای جبال بارز به روش Anderson مابین ۵۵۰ تا ۷۵۰ و به روش Putirka مابین ۷۱۰ تا ۸۳۰ درجه سانتی‌گراد و بر اساس تیتانیوم در بیوتیت، مابین ۶۷۰ تا ۷۲۰ سانتی‌گراد در تغییر است. همچنین دماسنجی به روش هورنبلند پلاژیوکلاز دمای ۵۷۸ تا ۷۳۲ درجه سانتی‌گراد را برای به تعادل رسیدن این دو کانی نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، شیمی کانی، زمین دما فشارسنجی، محتوی آلومینیم کل آمفیبول.

مقدمه

ترکیب شیمی برخی از کانی‌ها مانند کانی آمفیبول، اهمیت زیادی در تعیین شرایط محیط تشکیل گرانیتوئیدها دارد (Stone, 2000). آمفیبول‌ها، سیلیکات‌های زنجیری مضاعفی هستند که از نظر ترکیب شیمیایی و ساختار کانی‌شناسی تنوع زیادی دارند، بنابراین آمفیبول‌ها در همه سنگ‌های آذرین فلسیک، حدواسط، مافیک و بسیاری از سنگ‌های دگرگونی در گستره دما و فشار زیادی (دمایی ۴۴۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱ تا ۲۳ کیلوبار) حضور دارند (Auzanneau et al., 2006). مقدار Na, Ca, Ti و Al موجود در ترکیب آمفیبول‌ها تابع دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن است. همچنین کاتیون‌های Al^{IV} , Ti, Al^{IV} آمفیبول، نسبت به دما حساسیت زیادی دارند، به طوری که افزایش دما سبب بالارفتن مقادیر Al^{IV} و تیتانیم در آمفیبول می‌شود (Hammarstrom and Zen., 1986). برخلاف Al^{IV} ، میزان Al^{IV} متناسب با افزایش فشار، زیاد می‌شود و دما تاثیری بر آن ندارد. محاسبه مقادیر Al^{IV} و Al^{Total} مبنای اندازه‌گیری فشار بر حسب ترکیب کانی آمفیبول هستند، زیرا مقدار آلومینیم در آمفیبول، تابع غلظت آن در ماگمای مادر نیست، بلکه تابع فشار در زمان تشکیل آمفیبول است (Ghent et al., 1991). فشارسنجی بر اساس مقدار آلومینیم کل آمفیبول توسط (Hammarstrom and Zen (1986) Johnson and Rutherford (1989)؛ Schmidt (1992)؛ Anderson and Smith (1995)؛ و Uchida و همکاران (۲۰۰۷) انجام شده است. این محققان به جز Anderson (1995) و Smith (1995)، کالیبراسیون خود را بر اساس ارتباط مستقیم بین آلومینیم کل در هورنبلند و فشار محصورکننده در حین تبلور قرار دادند. (Anderson و Smith (1995) نشان دادند که مقدار آلومینیم در هورنبلند نه تنها در کنترل فشار، بلکه در کنترل دما نیز قرار دارد. در نهایت Uchida و همکاران (۲۰۰۷)، اضافه کرده‌اند که علاوه بر دما و فشار، دگرسانی نیز تاثیر زیادی بر محتوی آلومینیم کل آمفیبول و در نتیجه فشارسنجی مرتبط با آن دارد. به سبب اینکه قبلاً هیچ مطالعه‌ای در منطقه جبال بارز بر شیمی کانی‌ها انجام نشده بود، در این پژوهش سعی شده است تا حدودی

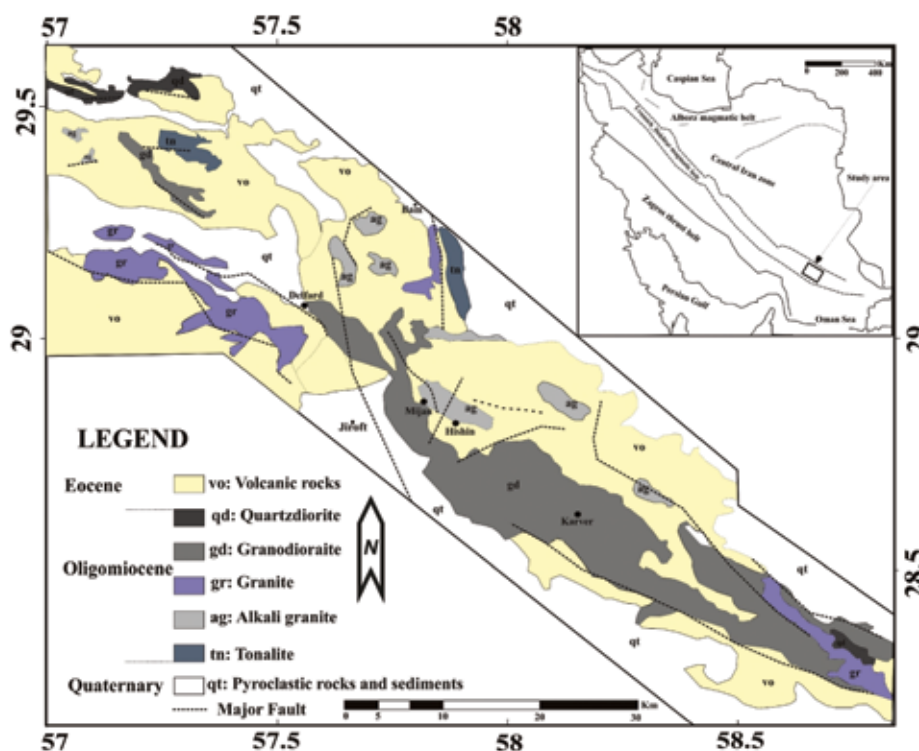
تحولات ماگمایی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز بر اساس شیمی کانی‌های آمفیبول و فلدسپار بررسی شود و همچنین تخمینی نسبی از فشار و دما بر سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بحث با روش‌های مختلف یاد شده، صورت گیرد.

زمین‌شناسی و پتروگرافی واحدهای سنگی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز

بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری (Stocklin (1968) از فلات ایران، منطقه مورد مطالعه در بخش جنوبی کمربند ماگمایی ارومیه - دختر قرار دارد. مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، از لحاظ مورفولوژی به شکل کوه‌های مرتفعی است که روند شمال غرب جنوب شرق دارد و توسط دره‌ها و آبراهه‌های عمیق بریده شده است (رسولی و همکاران، ۱۳۹۳b). یک رخداد ماگمایی در دوره الیگومیوسن، باعث نفوذ و جایگیری این مجموعه پلوتونیک چند مرحله‌ای در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن شده است (رسولی و همکاران، ۱۳۹۳b). علاوه بر این، گاهی در محل همبری سنگ‌های مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز (با ترکیب غالب گرانودیوریتی) با سنگ‌های آتشفشانی، هاله دگرگونی ضعیفی مشاهده می‌شود. همچنین، در برخی از مناطق به وفور می‌توان انکلاوهای مختلف ماگمایی در این سنگ‌ها مشاهده کرد که دلیلی بر وقوع آمیختگی در آن‌ها است (رسولی و همکاران، ۱۳۹۳a). از سوی دیگر، مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز دارای توده‌های نفوذی تأخیری پی‌درپی است که این توده‌ها ترکیب یکنواخت‌تری داشته و ترکیب غالب آلکالی‌گرانییتی و گرانییتی روشن دارند. در اغلب مناطق، این توده‌های نفوذی تأخیری، اسیدی، پورفیری و هولولوکوکرات است که احتمالاً کانی‌های مافیک، در نتیجه دگرسانی شسته شده‌اند (یزدانفر، ۱۳۸۹). مشاهده‌های صحرائی برخی از این توده‌های تأخیری (برای مثال در منطقه کرور) نشان می‌دهد که دارای بافت داربستی بوده که این امر می‌تواند ناشی از وجود شیرابه‌های سیلیسی

نیز در برخی مقاطع دیده می‌شود که بیشتر بی‌رنگ یا بسیار کم‌رنگ، دارای چندرنگی متوسط در رنگ‌های قهوه‌ای سری دوم (حداکثر بیرفرنژانس پائین سری دوم)، دارای خاموشی مستقیم و دارای رخ مشخص آمفیبول‌های ارتورومبیک و بدون ماکل است. در بخش‌های شمالی و شمال غربی و همچنین به مقدار کمتر در بخش‌های جنوبی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، کوارتز دیوریت‌ها تشکیل شده‌اند که دارای ترکیب کانی‌شناسی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز، بیوتیت، آمفیبول، اسفن، آپاتیت، زیرکن و آلانیت و همچنین کانی‌های اپک، کلریت و سربیسیت هستند. در این بخش کانی آمفیبول از فراوانی بیشتری نسبت به سایر سنگ‌ها برخوردار است. گرانیت‌ها و آلکالی‌گرانیت‌ها هم در منطقه هیشین و کرور و همچنین در بخش‌هایی از میجان به صورت پراکنده و در سایر مناطق دیده می‌شوند. تفاوت‌های کانی‌شناسی آن با بخش گرانودیوریتی، وفور فلدسپار آلکالن (ارتوز، میکروکلین) نسبت به پلاژیوکلاز و کاهش نسبت حجمی کانی‌های مافیک از قبیل آمفیبول و بیوتیت در برخی از نمونه‌ها است. اکثر پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی بوده و به همراه آلکالی‌فلدسپارها به درجات مختلف، دگرسان شده و به کانی‌های اپیدوت، سربیسیت، کلسیت و کوارتز تجزیه شده‌اند. براساس مطالعات زمین شیمیایی، ماگمای مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، سرشت پرآلومین تا متالومین دارد و از لحاظ سری ماگمایی از نوع کالکوآلکالن پتاسیم متوسط تا بالا می‌باشند (رسولی و همکاران، ۱۳۹۳b). بررسی‌های صحرایی، مطالعات پتروگرافی و زمین شیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد مطالعه از نوع گرانیتوئیدهای تیپ I هستند (رسولی و همکاران، ۱۳۹۳b). از نظر جایگاه تکتونیکی، توده‌های مورد مطالعه، جزو گرانیتوئیدهای قوس حاشیه فعال قاره‌ای است و از گرانیت‌های قبل از برخورد تا همزمان با برخورد به‌شمار می‌آیند (رسولی و همکاران، ۱۳۹۳b).

تأخیری در منطقه باشد (قربانی، ۱۳۹۳). همچنین شواهد ساختاری پاره‌ای از این توده‌های نفوذی تأخیری نشان می‌دهد که اغلب آن‌ها در زون‌های گسله و یا بعضاً در ساختمان کالدرهای قدیمی جایگزین شده‌اند (مانند میجان و تا حدودی دره‌حمزه) (Rasouli et al., 2014) و در نهایت برخی از این توده‌های تأخیری، دگرسانی‌های سیلیسی، فیلک (کوارتز-سربیسیت)، آرژیلیتی و گاه پتاسیک را نشان می‌دهند (قربانی، ۱۳۹۳). براساس مشاهده‌های صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز در حالت کلی به سه بخش عمده (الف) کوارتز دیوریتی (ب) گرانودیوریتی تا تونالیتی و (ج) گرانیتی تا آلکالی‌گرانیتی تقسیم می‌شود (شکل ۱). بخش عمده این مجموعه را گرانودیوریت‌ها تشکیل می‌دهند که دارای ترکیب کانی‌شناسی تقریباً مشخصی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار (میکروکلین و ارتوز)، بیوتیت، آمفیبول (هورنبلند و آنتوفیلیت)، آپاتیت، زیرکن، اسفن و آلانیت بوده که نسبت حجمی هر یک از آنها در نمونه‌های مختلف اندکی متفاوت است. در این بخش، پلاژیوکلازها به فراوانی دیده می‌شوند و در بیشتر جاها منطقه‌بندی جالبی به نمایش می‌گذارند که ناشی از تغییرات ترکیبی و یا تغییرات فشار آب در هنگام تبلور است. همچنین، پلاژیوکلازها دگرسانی را تجربه کرده و به سربیسیت، مسکویت (اندک) و تا حدودی زوئیزیت تجزیه شده‌اند. فنوکریست‌های آمفیبول بیشتر از نوع هورنبلند است که غالباً خودشکل می‌باشد و در مقاطع طولی و عرضی در کنار بلورهای مستطیلی پلاژیوکلاز دیده می‌شود. فنوکریست‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در تعادل قرار دارند. زیرا نمونه‌های آمفیبول فاقد حاشیه اکتینولیتی است و دارای مرزهای دانه‌ای عادی با پلاژیوکلاز همزیست و مجاور خود هستند و به همین لحاظ برای تخمین شرایط درجه حرارت تشکیل سنگ در عمق می‌توان از این زوج‌ها استفاده کرد. همچنین، آنتوفیلیت



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز (اقتباس از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزواری، نماشیر و بزم)

روش مطالعه

و آنالیز کمی دقیق نقطه‌ای با رزولوشن ۱۰ و یا ۱۰۰ میکرون در هر نقطه دلخواه از عنصر سدیم تا اورانیوم (Na - U) ارائه می‌دهد. همچنین، به منظور بررسی صحت نتایج داده‌ها، مجدداً در آزمایشگاه زمین‌شیمی دانشگاه Perugia کشور ایتالیا (در قالب فرصت مطالعاتی کوتاه‌مدت ۶ ماهه) آنالیز بر روی تعدادی از کانی‌ها توسط دستگاه JEOL, JXA-8200 تکرار شد. ولتاژ مورد استفاده و شدت جریان به ترتیب ۱۵ kV و ۲۰ nA است (جدول‌های ۱ تا ۳).

به منظور دستیابی به اهداف این تحقیق، پس از بررسی شواهد صحرایی و بازدید از رخنمون‌های مختلف، تعداد ۲۰۰ نمونه از سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز برداشت شد و از آن‌ها مقطع نازک و صیقلی تهیه شد. سپس برای تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های آمفیبول و فلدسپارها در نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان‌شده، آنالیز ریزپردازشی^۱ با دستگاه HORIBA مدل XGT-7200 در شرکت کانساران بینالود انجام شد. این دستگاه با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۲ kV و جریان ۱۵ nA و شمارش در ۴۰ ثانیه کار می‌کند

جدول ۱. نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی کانی آمفیبول (W%) (فرمول ساختاری براساس ۲۳ اکسیژن محاسبه شده است)

Amphibole	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	53.09	52.80	53.50	54.11	51.57	53.24	54.05	54.21	44.02	44.05
TiO ₂	1.37	1.44	0.55	0.89	1.51	1.39	1.44	1.33	0.19	0.84
Al ₂ O ₃	5.52	5.12	4.28	5.79	6.83	5.91	6.70	5.53	9.55	9.42
FeO	10.32	10.50	11.14	10.42	10.00	11.09	9.13	9.39	22.83	22.37
MnO	0.30	0.29	0.95	0.54	0.69	0.44	0.32	0.50	0.77	0.49
MgO	13.46	13.53	12.48	12.09	13.48	11.58	12.89	11.88	10.98	10.16
CaO	10.67	10.75	10.46	9.97	9.65	10.86	10.40	10.84	4.47	5.30
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.41	0.50	0.43	0.28	0.31	0.43	0.33	0.56	0.22	0.35
Total	97.21	96.99	95.82	96.15	96.59	97.00	97.35	96.30	95.34	95.05
No. of O ₂	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00
Si	7.70	7.69	7.91	7.88	7.47	7.76	7.74	7.88	6.86	6.90
Al IV	0.30	0.31	0.09	0.12	0.53	0.24	0.26	0.12	1.14	1.10
Al VI	0.64	0.57	0.65	0.88	0.63	0.77	0.87	0.83	0.61	0.64
Al ^{Total}	0.94	0.87	0.74	0.99	1.17	1.05	1.13	0.94	1.77	1.74
Ti	0.15	0.16	0.06	0.10	0.16	0.15	0.16	0.15	0.02	0.10
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52	0.00	0.00	0.00	0.45	0.19
Fe ²⁺	1.25	1.28	1.38	1.27	0.69	1.35	1.09	1.14	2.52	2.74
Mn	0.04	0.04	0.12	0.07	0.08	0.05	0.04	0.06	0.10	0.07
Mg	2.91	2.94	2.75	2.63	2.91	2.52	2.75	2.58	2.55	2.37
Ca	1.66	1.68	1.66	1.56	1.50	1.70	1.60	1.69	0.75	0.89
K	0.08	0.09	0.08	0.05	0.06	0.08	0.06	0.10	0.04	0.07
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.70	0.70	0.67	0.67	0.81	0.65	0.72	0.69	0.50	0.46
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{VI})	0.00	0.00	0.00	0.00	0.45	0.00	0.00	0.00	0.42	0.23
Amphibole	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	52.11	52.87	53.54	54.73	52.61	53.94	53.98	53.94	51.01	53.18
TiO ₂	1.93	1.56	1.12	1.15	1.58	1.52	1.54	1.56	1.34	1.28
Al ₂ O ₃	6.02	5.92	5.16	6.72	6.94	6.71	6.93	6.53	6.98	6.57
FeO	11.15	11.26	11.21	10.43	10.36	11.43	10.21	10.11	11.71	11.14
MnO	0.32	0.31	0.91	0.58	0.71	0.49	0.39	0.43	0.77	0.49
MgO	13.52	13.28	12.36	12.37	13.54	12.21	13.01	12.24	13.21	13.26
CaO	10.89	10.51	11.41	10.16	10.19	11.13	10.76	11.22	11.17	11.30
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.39	0.48	0.46	0.39	0.39	0.31	0.33	0.58	0.53	0.35
Total	96.33	96.19	96.17	96.53	96.32	97.74	97.15	96.61	96.72	97.57
No. of O ₂	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00
Si	7.49	7.59	7.75	7.78	7.48	7.64	7.64	7.69	7.34	7.56
Al ^{IV}	0.51	0.41	0.25	0.22	0.52	0.36	0.36	0.31	0.66	0.44
Al ^{VI}	0.51	0.60	0.63	0.90	0.64	0.76	0.79	0.79	0.52	0.66
Al ^{Total}	1.02	1.01	0.88	1.13	1.17	1.12	1.11	1.05	1.14	1.05
Ti	0.21	0.17	0.12	0.12	0.17	0.16	0.16	0.17	0.14	0.14
Fe ³⁺	0.15	0.15	0.00	0.00	0.36	0.00	0.00	0.00	0.31	0.00
Fe ²⁺	1.19	1.20	1.36	1.24	0.87	1.35	1.21	1.21	1.10	1.32
Mn	0.04	0.04	0.11	0.07	0.09	0.06	0.05	0.05	0.09	0.06
Mg	2.90	2.84	2.67	2.62	2.87	2.58	2.74	2.60	2.83	2.81
Ca	1.68	1.62	1.77	1.55	1.55	1.69	1.63	1.71	1.72	1.72
K	0.07	0.09	0.08	0.07	0.07	0.06	0.06	0.11	0.10	0.06
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.71	0.70	0.66	0.68	0.77	0.66	0.69	0.68	0.72	0.68
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{VI})	0.23	0.20	0.00	0.00	0.36	0.00	0.00	0.00	0.38	0.00

جدول ۲. نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی کانی آلکالی فلدسپار (W%) (فرمول ساختاری براساس ۳۲ اکسیژن محاسبه شده است)

Sample.No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	59.86	60.01	60.02	66.74	62.46	61.12	60.31	93.94	80.71	65.96	58.86	61.73	62.42	60.11	64.96
Al ₂ O ₃	23.68	24.38	24.34	21.06	23.58	24.70	25.26	2.84	9.01	23.55	24.62	22.39	23.03	25.66	23.55
Cr ₂ O ₃	0.29	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ₂ O ₃	0.25	0.35	0.25	0.19	0.21	0.25	0.35	0.09	0.10	0.16	0.28	0.26	0.21	0.15	0.16
FeO	0.22	0.31	0.22	0.17	0.19	0.22	0.31	0.08	0.04	0.14	0.22	0.21	0.17	0.12	0.14
CaO	8.74	10.56	9.98	5.84	8.49	10.34	10.05	1.41	5.88	7.37	8.84	10.03	8.89	10.09	7.96
Na ₂ O	6.66	3.41	4.84	5.85	4.99	3.01	3.57	1.03	2.11	2.78	6.76	4.86	5.10	3.60	3.01
K ₂ O	0.22	0.45	0.24	0.31	0.27	0.23	0.34	0.36	0.11	0.19	0.11	0.12	0.08	0.14	0.19
total	99.92	99.47	99.89	100.16	100.19	99.87	100.19	99.75	97.96	100.15	99.69	99.60	99.90	99.87	99.97
Si	2.68	2.69	2.68	2.91	2.76	2.71	2.67	3.84	3.47	2.86	2.65	2.76	2.77	2.67	2.83
Al	1.25	1.29	1.28	1.08	1.23	1.29	1.32	0.14	0.46	1.20	1.31	1.18	1.20	1.34	1.21
Cr	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Ca	0.42	0.51	0.48	0.27	0.40	0.49	0.48	0.06	0.27	0.34	0.43	0.48	0.42	0.48	0.37
Na	0.58	0.30	0.42	0.50	0.43	0.26	0.31	0.08	0.18	0.23	0.59	0.42	0.44	0.31	0.25
K	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
X _{An}	41.51	61.16	52.46	34.77	47.59	64.38	59.41	38.08	59.82	58.37	41.69	52.88	48.81	60.16	58.39
X _{Ab}	57.24	35.74	46.04	63.03	50.61	33.91	38.19	50.34	38.85	39.84	57.69	46.37	50.67	38.84	39.95
X _{Or}	1.24	3.10	1.50	2.20	1.80	1.71	2.39	11.58	1.33	1.79	0.62	0.75	0.52	0.99	1.66

جدول ۳. نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی کانی پلاژیوکلاز (W%) (فرمول ساختاری براساس ۳۲ اکسیژن محاسبه شده است)

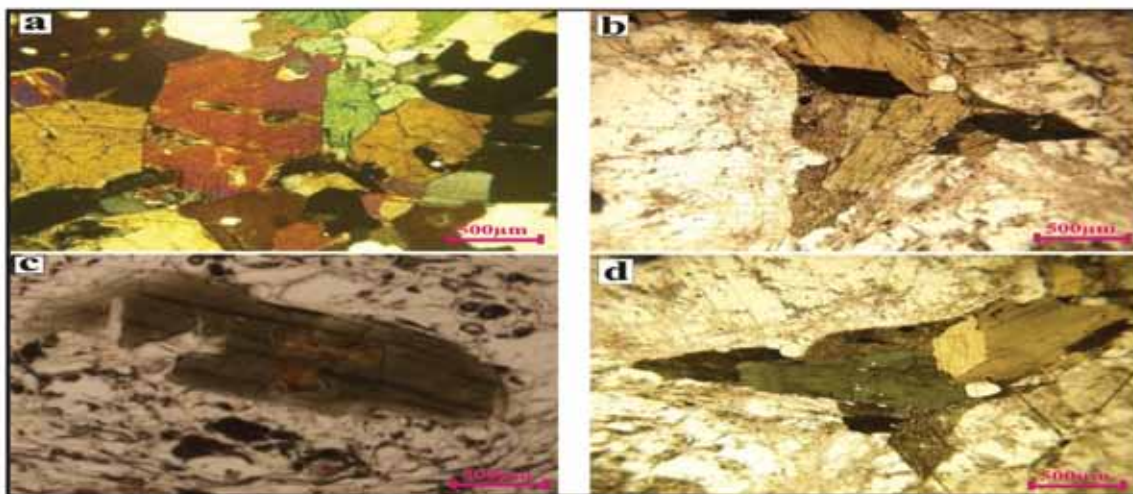
Sample.No	1	2	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	71.15	70.61	71.24	72.02	70.63	71.09	71.19	71.19	71.23	71.02	70.75	71.18
Al ₂ O ₃	16.09	15.75	16.67	15.09	15.40	16.23	15.98	15.98	14.67	16.01	15.79	16.14
Fe ₂ O ₃	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
FeO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
CaO	0.00	0.22	0.48	0.00	0.29	0.27	0.00	0.00	0.22	0.19	0.12	0.17
Na ₂ O	2.81	1.47	0.60	2.79	1.54	1.00	2.72	2.72	1.50	1.61	1.54	1.24
K ₂ O	9.85	11.85	10.91	9.88	11.96	10.67	9.60	9.60	12.21	10.98	11.93	11.06
total	100.09	100.09	100.09	99.97	100.01	99.45	99.68	99.68	100.02	100.00	100.32	99.98
Si	3.16	3.17	3.16	3.20	3.17	3.18	3.17	3.17	3.20	3.17	3.17	3.17
Al	0.84	0.83	0.87	0.79	0.82	0.85	0.84	0.84	0.78	0.84	0.83	0.85
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.24	0.13	0.05	0.24	0.13	0.09	0.23	0.23	0.13	0.14	0.13	0.11
K	0.56	0.68	0.62	0.56	0.69	0.61	0.55	0.55	0.70	0.62	0.68	0.63
X _{An}	0.00	1.29	3.30	0.00	1.67	1.83	0.00	0.00	1.26	1.17	0.70	1.09
X _{Ab}	30.24	15.66	7.46	30.03	16.09	12.24	30.10	30.10	15.54	18.01	16.29	14.40
X _{Or}	69.76	83.05	89.24	69.97	82.23	85.93	69.90	69.90	83.21	80.82	83.01	84.51

بحث

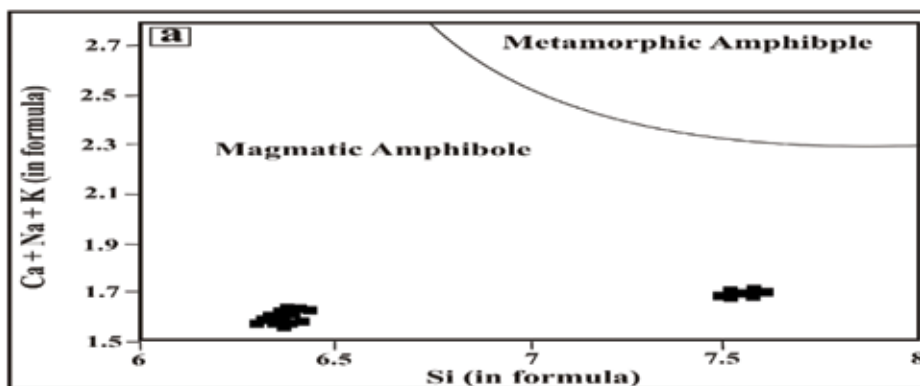
رده‌بندی آمفیبول‌ها

هستند. همچنین، تعداد کمی از آمفیبول‌های سنگ‌های گرانودیوریتی از نوع آنتوفیلیت (ثانویه) و غنی از عناصر فرومنیزین (آهن و منیزیم) هستند. برخی از آمفیبول‌های سنگ‌های گرانیتی از نوع منوکلینیک و کلسیک بوده و برخی از آمفیبول‌های سنگ‌های آکالی‌گرانیتی نیز از نوع کلسیک-سدیک است (شکل ۴)، اما در حالت کلی و به لحاظ آماری می‌توان گفت که اکثر آمفیبول‌های منطقه جبال بارز، آمفیبول‌های اولیه و کلسیک هستند. این پدیده نشان از توده‌های گرانیتی نوع I است که با سایر مطالعات در این زمینه، در منطقه جبال بارز هم‌خوانی دارد (رسولی و همکاران، ۱۳۹۳b).

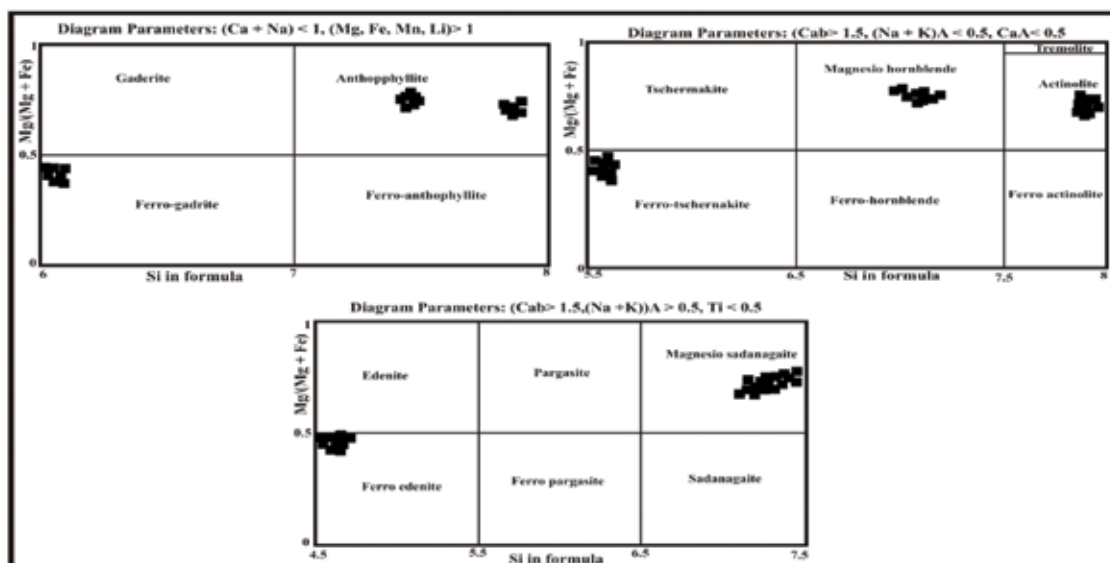
آمفیبول‌های گرانیتوئیدهای جبال بارز در مطالعات میکروسکوپی، با رنگ‌های متنوعی نمایان می‌شوند که نشانگر ترکیب شیمیایی متفاوت آن‌ها در این سنگ‌ها است (شکل ۲). در گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها به صورت نیمه شکل دار به رنگ قهوه‌ای تا زرد دیده می‌شوند (شکل ۲-a و b) و در کوارتزیدیوریت‌ها، آمفیبول به صورت شکل دار با چندرنگی سبز تا آبی مشاهده می‌شود (شکل ۲-c و d). بر اساس طبقه‌بندی (Laeke, 1997)، آمفیبول‌های سنگ‌های منطقه جبال بارز، جزو آمفیبول‌های ماگمایی هستند (شکل ۳). بیشتر آمفیبول‌های منطقه جبال بارز (Fe, Mg, Mn) دار، از نوع کلسیک (منیزیم هورنبلند) است، بنابراین اولیه



شکل ۲. تصاویر میکروسکوپی از آمفیبول‌های نیمه شکل دار که به رنگ‌های مختلف دیده می‌شوند. (c و d) آمفیبول‌های سنگ‌های کوارتزیدیوریتی که نیم شکل دار بوده و به رنگ سبز دیده می‌شوند



شکل ۳. طبقه‌بندی آمفیبول‌های آنالیز شده در نمودار Ca+Na+K در مقابل Si بر اساس روش (Laeke, 1997)

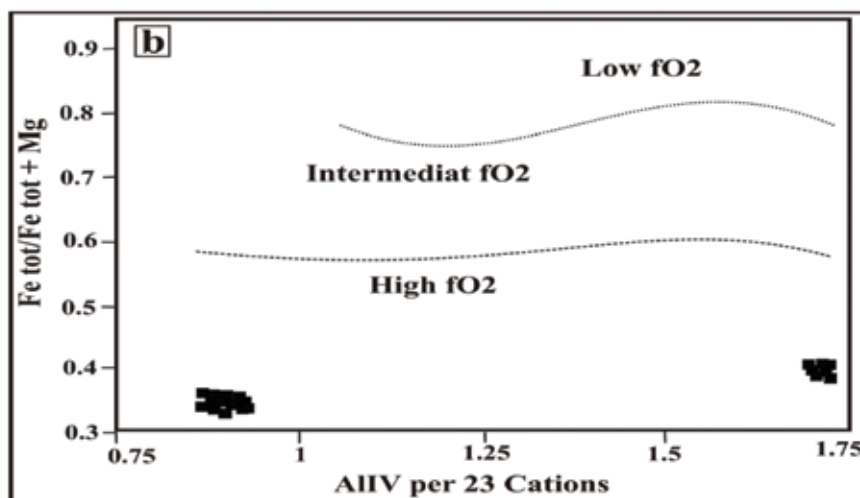


شکل ۴. تقسیم‌بندی آمفیبول‌های منطقه جبال بارز بر اساس روش Laeke (1997)

تعیین فوگاسیته اکسیژن از طریق ترکیب آمفیبول

همه آمفیبول‌ها در گستره وسیعی با فوگاسیته بالای اکسیژن قرار گرفته‌اند (شکل ۵). این مطلب موید آن است که کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز، در ارتباط با مرز زورقه‌های همگرا تشکیل شده است (Anderson, 1995. Anderson and Smith, 1995). همچنین حضور مگنتیت در این سنگ‌ها، نشانه سری مگنتیتی و یا آن‌ها است (Ishihara, 1977). این نتایج، با تعیین فوگاسیته با کانی بیوتیت در منطقه مورد مطالعه سازگار است (رسولی، ۱۳۹۳).

فوگاسیته اکسیژن از جمله عواملی است که مجموعه کانی‌های یک سنگ را تحت تأثیر قرار می‌دهد. یکی از روش‌های ارزیابی فوگاسیته اکسیژن در سنگ‌های نفوذی، بررسی ترکیب آمفیبول‌هایی است که از نظر شیمیایی، دارای $Fe^{Total}/Fe^{Total} + Mg > 0.3$ ، $Al^{IV} > 0.75$ هستند. در منطقه مورد مطالعه، دارای چنین شرایطی هستند. در نمودار Al^{IV} در مقابل $Fe^{Total}/Fe^{Total} + Mg$



شکل ۵. Al^{IV} نسبت به $Fe^{tot}/Fe^{tot} + Mg$ نشان می‌دهد که آمفیبول‌های منطقه جبال بارز در فوگاسیته بالای اکسیژن تشکیل شده‌اند (Helmy, et al., 2004)

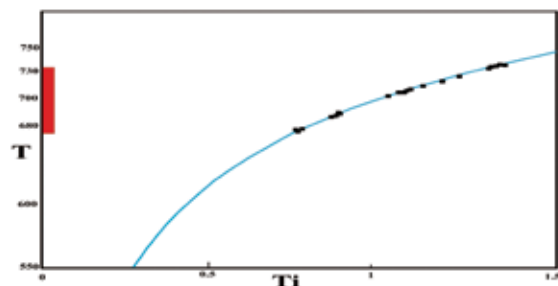
تعیین محیط تکتونوماگمایی با کانی آمفیبول

$Al^{IV} = 1.5$ کانی آمفیبول به عنوان مرز جدایش محیط‌های تکتونیک در نظر گرفته شده است (Vynhal et al., 1991). در این تقسیم‌بندی، آمفیبول‌هایی که Al^{IV} بالاتر از ۱/۵ داشته باشند، آمفیبول‌های هستند که در فشار بالاتر از ۱۰ کیلو بار تشکیل شده‌اند و متعلق به محیط زمین‌ساختی جزایر قوسی هستند. در مقابل، آمفیبول‌هایی که Al^{IV} پایین‌تر از ۱/۵ داشته باشند، معرف آمفیبول‌هایی هستند که در فشار کمتر از پنج کیلو بار تشکیل شده‌اند و متعلق به محیط زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای هستند. بر اساس این، همه نمونه‌ها Al^{IV} پایین‌تر از ۱/۵ دارند، بنابراین نشان‌دهنده محیط تکتونوماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای هستند.

دماسنجی با کانی آمفیبول

الف) براساس محتوی تیتانیم آمفیبول

حلالیت تیتانیم در کانی‌های سیلیکاته به‌ویژه در آمفیبول‌ها، میکاها و پیروکسن‌ها، تابع دما است (Raase, 1974, Ernest, 2002). در شکل ۶، گستره دمای تشکیل آمفیبول‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار دما - Ti آورده شده است. نتایج پیاده‌کردن مقادیر Ti (به صورت درصد) برای آمفیبول‌های منطقه جبال بارز نشان می‌دهد که این آمفیبول‌ها در گستره دمایی ۶۷۰ تا ۷۳۵ درجه سانتی‌گراد بسته شدن شبکه بلور انجام شده که در شکل ۶ به صورت یک محدوده قرمز رنگ به نمایش در آمده است.



شکل ۶. نمودار Ti در مقابل T برای آمفیبول‌های منطقه جبال بارز. ستون پرنرنگ نشان‌دهنده دمای تشکیل آمفیبول‌های منطقه مورد مطالعه است (Raase, 1974)

ب) براساس ترکیب آمفیبول

روش Ridolfi و Renzulli (2012)، برای تعیین دما براساس ترکیب آمفیبول، بر پایه بررسی حدود هزار آمفیبول طبیعی و ساخته شده در آزمایشگاه استوار است. سنتر آمفیبول‌ها در آزمایشگاه در شرایط خاصی از لحاظ دما و فشار انجام شده است (800-1.130-C and 130-2.200 MPa). با مقایسه شرایط دما و فشار این آمفیبول‌های ساخته شده با آمفیبول‌های طبیعی، نتایج جالبی حاصل شده است. از جمله این‌که هورنبلندهای منیزیم بالا، (چرماریت و پاراگزیت) در مذاب کالک‌آلکان و در اعماق کم و دمای بالا تشکیل می‌شوند. آمفیبول‌های کرسوتیت و پاراگزیت، تقریباً به‌طور انحصاری فقط در ماگماهای آلکان یافت می‌شوند. همچنین، آمفیبول منیزیوهایستزیت در ماگماهای آلکان و نیز کالک‌آلکان یافت می‌شود (Ridolfi and Renzulli, 2012). زمین‌دماسنجی بر روی آمفیبول‌های منطقه جبال بارز با روش Ridolfi و Renzulli (2012) انجام گرفت. نتایج نشان می‌دهد که دامنه تغییرات دما برای آمفیبول‌های منطقه مورد مطالعه مابین ۶۷۳ تا ۷۵۵ درجه سانتی‌گراد در تغییر است و میانگین دمای محاسبه شده به این روش ۷۰۹ درجه سانتی‌گراد است.

فشار سنجی با آمفیبول

تاکنون آمفیبول‌ها به عنوان فشارسنج توسط افراد مختلفی مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در ادامه، فشارسنجی براساس کانی آمفیبول برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با روش‌های مختلف ارائه می‌شود.

الف) روش Zen و Hammarstron (1986)

Zen و Hammarstron (1986) با آنالیز کردن هورنبلندهای پنج مجموعه آهکی - قلیایی به عنوان معرف رژیم‌های فشار بالا و فشار پایین، یک رابطه خطی بین آلومینیم کل و همارایی $(Al^{IV})_4$ با ۲۳ اکسیژن به شرح زیر برقرار کرده‌اند:

$$Al^{IV} = 0.15 + 0.69 Al^T \quad P (\pm 3kbar) = -3.92 + 5.03 Al^T \quad (r^2 = 0.8)$$

در رابطه بالا، P فشار بر حسب کیلو بار و Al^T معرف مقدار آلومینیم کل در ترکیب آمفیبول است. بر اساس

گرفت (Johnson et al., 1989). معادله پیشنهادی برای این روش به شکل زیر است:

$$P(\pm 0.5 \text{ kbar}) = -3.46 + 4.23 \text{Al}^{\text{T}} \quad (r^2 = 0.99)$$

در رابطه بالا، P فشار بر حسب کیلو بار و Al^{T} معرف مقدار آلومینیم کل در ترکیب آمفیبول است. محاسبه‌ها برای سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز بر اساس این معادله نشان می‌دهد که دامنه تغییرات فشار در این منطقه بین ۰/۲۵ تا ۱۲/۲۱ کیلو بار متغیر است و میانگین فشار محاسبه شده بر اساس این روش ۵/۲۲ کیلو بار است. در مورد دامنه گسترده تغییرات فشار به صورت خلاصه می‌توان چنین گفت که نخست آمفیبولی که برای فشارسنجی انتخاب شده از واحدهای مختلف سنگ‌شناختی منطقه (کوارتزدیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی‌گرانیت) برداشت شده است و قطعاً با استناد به تحولات ماگمایی و تشکیل هر یک از این سنگ‌ها در یک عمق خاص، فشارهای وارد شده بر روی کانی آمفیبول نیز متفاوت بوده است. از طرف دیگر، همچنان که توسط محققان اشاره شده، در این منطقه فرایندهای هیدروترمال رخ داده است و قطعاً این فرایند موجب دگرسانی در تعداد زیادی از آمفیبول‌ها شده (البته نه همه آمفیبول‌ها) و سبب پایین آوردن مقدار آلومینیم و در نتیجه کمتر نشان داده شدن فشار وارد شده بر روی آن باشند و در خاتمه باید اذعان کرد که ممکن است تعدادی از آمفیبول‌ها نیز، آمفیبول‌های به‌جا مانده از سنگ مادر باشند که به صورت رستیت باقی مانده و وارد مذاب شده باشند و در نتیجه به هنگام تعیین فشار، فشارهای بالاتری نسبت به فشار تشکیل سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه ایجاد کرده باشند.

د) روش Smith و Anderson (1995)

Smith و Anderson (1995) با در نظر گرفتن این نکته که میزان آلومینیم موجود در آمفیبول، نه تنها به فشار وابسته است، بلکه تا حدی نیز به دما وابسته می‌باشد، معادله زیر را برای محاسبه فشار ارائه کردند:

$$P[\pm 0.6 \text{ Kb}] = -3.01 + 4.76 \text{Al}^{\text{T}} - \left\{ (T (^{\circ}\text{C}) - 675) / 85 \right\}^* \\ \left\{ .53 \text{Al}^{\text{T}} + .005294 (T^{\circ} [^{\circ}\text{C}] - 675) \right\}$$

محاسبه‌های انجام شده با این روش برای سنگ‌های منطقه جبال بارز، مشخص شد که دامنه تغییرات فشار در سنگ‌های گرانیتوئیدی این منطقه بین ۰/۵۰ تا ۱۴/۷۲ (در هسته تعدادی از آمفیبول‌ها) کیلو بار در تغییر است. میانگین فشار محاسبه شده برای کل آمفیبول‌های منطقه مورد مطالعه با این روش ۶/۲۰ کیلو بار است.

ب) روش Schmidt (1992)

در این روش، فشارسنج آلومینیم در کانی هورنبلند که مبنی بر رابطه خطی بین Al^{T} هورنبلند ماگمایی با فشار تبلور در توده‌های نفوذی و آتشفشانی کم عمق است، به طوری تجربی در شرایط اشباع از آب و در فشارهای ۲/۵ تا ۱۳ کیلو بار و دماهای ۶۵۵ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد کالیبره (هم‌سنجی) شده است. در جریان ایجاد تعادل بین مجموعه هورنبلند - بیوتیت - پلاژیوکلاز - ارتوکلاز - کوارتز - اسفن و اکسید آهن - تیتان مذاب - بخار در یک حالت طبیعی در دمایی معادل ۱۵ تا ۲۰ درجه سانتی‌گراد بالاتر از خط انجماد، ترکیب و محتوی آلومینیم کل (Al^{T}) هورنبلند دستخوش تغییر است (Helz, 1973). معادله‌ی این تغییرات عبارت است از:

$$P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{Al}^{\text{T}} \quad (r^2 = 0.99)$$

در رابطه بالا، P فشار بر حسب کیلو بار و Al^{T} معرف مقدار آلومینیم کل در ترکیب آمفیبول است. محاسبه‌های انجام شده برای سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز بر اساس معادله فشارسنجی Schmidt (1992)، نشانگر آن است که دامنه تغییرات فشار در این منطقه بین ۰/۵۴ تا ۱۴/۶۳ (در هسته برخی از آمفیبول‌ها) کیلو بار در تغییر است و میانگین فشار محاسبه شده برای کل آمفیبول‌های این منطقه ۵/۸۷ کیلو بار است.

ج) روش Johnson و Rutherford (1989)

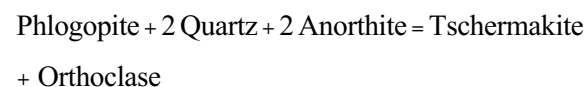
این دو پژوهشگر فشارسنج تجربی بر اساس محتوی آلومینیم هورنبلندهای آذرین در تعادل با مذاب شاره، بیوتیت، کوارتز، سانیدین، پلاژیوکلاز، اسفن و مگنتیت یا ایلمنیت به صورت آزمایشگاهی کالیبره کردند. کالیبراسیون به واسطه تعادل انبوه فازهای یاد شده در گستره فشار ۲ تا ۸ کیلو بار و دمای ۷۴۰ تا ۷۸۰ درجه سانتی‌گراد صورت

فشار، به سرعت افزایش می‌یابد. در این صورت، باید محتوی آلومینیم کل آمفیبول، متناسب با این کاهش فشار انجماد، منطبق شود (Uchida et al., 2007). همان‌طور که اشاره شد در فشارهای نسبتاً بالا، این واکنش به سمت راست تمایل دارد و در نتیجه محتوی آلومینیم کل نیز افزایش پیدا خواهد کرد، زیرا با پیشرفت واکنش، فلوگوپیت مصرف‌شده و در نتیجه محتوی آلومینیم کل آن وارد سیستم شیمیایی بیوتیت می‌شود. (Uchida et al., 2007) نشان داده‌اند که با پیشرفت واکنش بالا و با بالا رفتن محتوی آلومینیم کل بیوتیت، محتوی آلومینیم کل آمفیبول نیز بالا خواهد رفت و انطباق خوبی نیز در این زمینه وجود دارد (شکل ۷a). محاسبه‌ها با این روش نیز برای سنگ‌های گرانیتی منطقه جبال بارز انجام شد و نتایج نشان داد که دامنه تغییرات فشار بین ۰/۶۴ تا ۱/۷۳ کیلو بار در تغییر است و میانگین فشار محاسبه‌شده ۱/۵۴ کیلو بار است. در شکل (۷b)، مقایسه‌ای بین روش‌های زمین فشارسنجی مختلف و منحنی‌های کالیبراسیون هر یک آمده است تا درک درستی از مقایسه این روش‌ها با همدیگر صورت گیرد. در توجیه اختلاف زیاد فشار محاسبه‌شده با روش (Uchida et al., 2007) با چهار روشی که قبلاً برای تعیین فشار با آلومینیم کل آمفیبول اشاره شد، ذکر نکات زیر ضروری است: اولاً چهار فشارسنج قبلی در فشار بالا کاربرد دارند و به دلیل فشار پایین سنگ‌های مجموعه نفوذی، مقادیر به‌دست آمده گاهی کمتر (و حتی منفی) از میزان خطای فرمول فشارسنجی است که با فشار منطقه سازگاری ندارد. دوماً (Uchida et al., 2007) و همچنین Hollister (1987) اعتقاد دارند که در سنگ‌های گرانیتوئیدی، تاثیر دما در فشارهای زیر دو کیلو بار بر روی محتوی آلومینیم کل آمفیبول زیاد است. نکته نهای این‌که، در سنگ‌های گرانیتوئیدی هیدروترمال، دگرسانی اتفاق افتاده و سیستم کانی هورنبلند دچار تغییرات دگرسانی شده و به کانی‌های دیگر در حال تجزیه و تبدیل شدن است. در نتیجه محتوی آلومینیم کل کاهش یافته است و فشار محاسبه‌شده کمتر از حد انتظار خواهد بود (Uchida et al., 2007). با استناد به مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی صورت‌گرفته در منطقه جبال بارز به روشنی مشخص شده است که در

در رابطه بالا، P فشار بر حسب کیلو بار و T دمای تبلور آمفیبول بر حسب درجه سانتی‌گراد و Al^T معرف مقدار آلومینیم کل در ترکیب آمفیبول است. این رابطه فقط در دماهای کمتر از ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد معتبر است. زیرا در دمای بیش از ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد که خارج از کالیبراسیون تجربی این روش است، مجموعه کانی‌شناسی مورد نیاز برای دما فشارسنجی پایدار نخواهند بود. با توجه به این‌که دمای انجماد توده‌های گرانیتوئیدی بین ۶۵۰ تا حدود ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد است، بر اساس این معادله در دمای ۷۵۰ و ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد، به ترتیب فشارهای میانگین محاسبه‌شده برای سنگ‌های منطقه جبال بارز، ۵/۲۹ تا ۴/۱۹ کیلو بار در تغییر است.

ذ روش (Uchida et al., 2007)

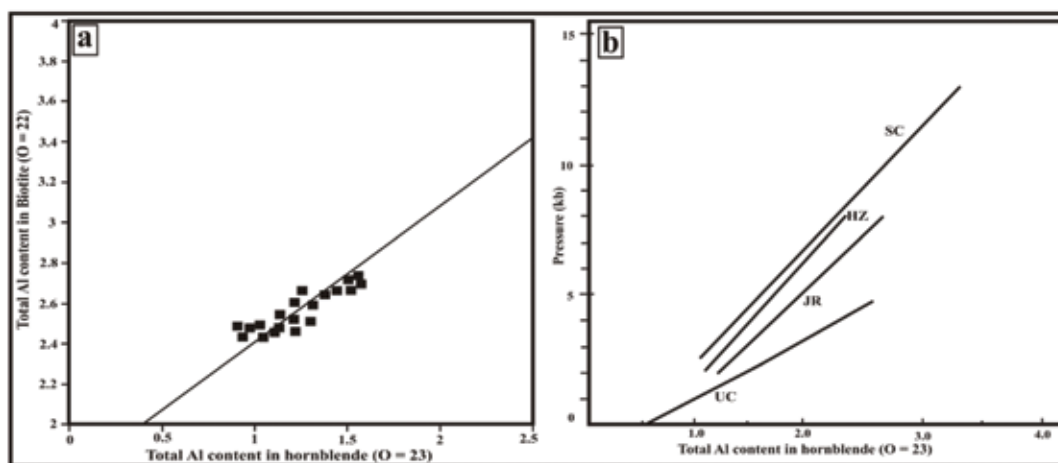
(Uchida et al., 2007) برای فشارسنجی سنگ‌های گرانیتی تعدادی از معادن ژاپن، از محتوی آلومینیم کل آمفیبول استفاده کرده‌اند. به نظر این محققان، زمین فشارسنج آمفیبول یک ابزار بسیار مهم در تعیین فشار انجماد سنگ‌های گرانیتی است. این فشارسنج زمانی در سنگ‌های گرانیتی مناسب است که اجتماعی از کانی‌های هورنبلند، بیوتیت، کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژوکلاز در سنگ موجود باشند. در این حالت، واکنش زیر در سنگ‌های گرانیتی حادث می‌شود (Hollister, 1987):



با دقت در این معادله مشخص می‌شود که حجم بخش سمت راست از حجم بخش سمت چپ کمتر است، بنابراین بر اساس اصل لوشاتولیه، فشار در بخش راست بالاتر از فشار در بخش چپ می‌باشد (Uchida et al., 2007). کالیبراسیون‌های آزمایشگاهی نشان می‌دهند که زمین فشارسنج آمفیبول در بازه فشار ۲/۵ تا ۱۳ کیلو بار در سنگ‌های گرانیتوئیدی پایدار است و در فشارهای بالاتر از این حد، آمفیبول پایدار نمی‌ماند و نمی‌توان از این زمین فشارسنج استفاده کرد (Uchida et al., 2007). در فشارهای زیر دو کیلو بار نیز استفاده از این روش، باید با احتیاط صورت گیرد. زیرا دمای انجماد گرانیت‌ها با کاهش

و دگرسانی بر روی مجموعه جبال بارز گرانیتوئیدی است. در خاتمه باید اذعان کرد که بازه تغییراتی که در دماهای محاسبه شده بر اساس Ti نیز دیده می شوند، شاید در ارتباط با فرایندهای هیدروترمال باشند.

بسیاری از مناطق جبال بارز فرایندهای هیدروترمال فعال بوده است (یزدانفر، ۱۳۸۹، قربانی، ۱۳۸۶ و رسولی، ۱۳۹۳)، بنابراین یکی دیگر از دلایل پایین بودن فشارهای محاسبه شده با روش Uchida et al., 2007 تاثیر فرایندهای هیدروترمال

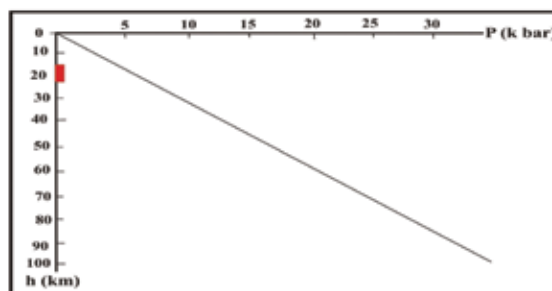


شکل ۷. (a) رابطه بین محتوی کل آلومینیم هورنبلند و بیوتیت در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه. (b) مقایسه زمین فشارسنج‌های آمفیبول. منحنی‌های کالیبراسیون روش‌های ذکر شده در بالا با هم مقایسه شده‌اند؛ SC: Schmidt (1992)؛ HZ: Hammarstron and Zen (1987)؛ JR: Johnson and Rutherford (1990) و UC: Uchida et al., 2007

عمق تشکیل سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز شیمی فلدسپارها

به‌منظور تفکیک و طبقه‌بندی فلدسپارهای منطقه مورد مطالعه از شکل‌های (9a و 9b) استفاده شده است. با دقت در شکل 9a به آسانی می‌توان دید که پلاژیوکلازهای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در دو محدوده آندزین و لابرادوریت ($An = 35-65$) قرار گرفته‌اند. همان‌گونه که قبلاً عنوان شد در اکثر سنگ‌های مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، به‌وفور می‌توان در بررسی‌های میکروسکوپی، در پلاژیوکلازها منطقه‌بندی (زونینگ) مشاهده کرد. به‌منظور تشخیص منطقه‌بندی عادی یا معکوس در پلاژیوکلازهای مورد بحث، آنالیز ریزپردازش الکترونی از حاشیه به طرف مرکز بلور انجام شد. با بررسی نتایج مشخص شد با این‌که گستره تغییر ترکیب در همه سنگ‌های این مجموعه، از آندزین تا لابرادوریت در تغییر است. اما در سنگ‌های گرانیتی حاشیه پلاژیوکلازها نسبت به مرکز از درصد آنورتیت کمتری برخوردار است و این مطلب نشان‌دهنده منطقه‌بندی عادی در گرانیت‌ها است، اما در گرانودیوریت‌ها و کوآرتزیدیوریت‌ها حاشیه پلاژیوکلاز از

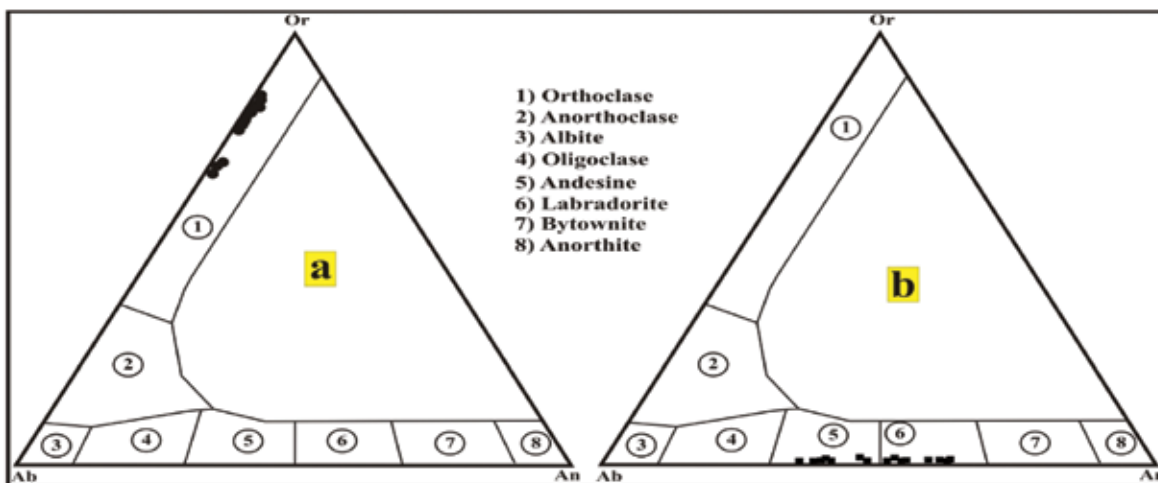
با استفاده از نمودار فشار - عمق (شکل ۸) به راحتی می‌توان عمق تشکیل سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز را تعیین کرد. با در نظر گرفتن گرادیان فشار از سطح به عمق که در پوسته معادل ۰/۲۸ بار بر کیلومتر و در گوشته فوقانی معادل ۰/۳۳ بار بر کیلومتر است (Ghent et al., 1991)، پس از رسم متوسط فشارهای محاسبه شده بر روی نمودار فشار - عمق معلوم شد که مجموعه سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز در عمق بین ۱۸ تا ۲۳ کیلومتری تشکیل شده‌اند.



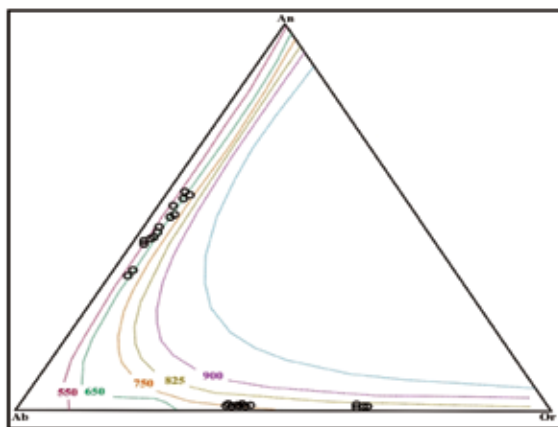
شکل ۸. برآورد عمق تشکیل سنگ‌های مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز بر روی نمودار عمق - فشار. مستطیل قرمز رنگ محدوده عمق تشکیل را برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد

فرایندهایی مانند اختلاط ماگمایی و یا تغییر فشار بخار آب در هنگام تبلور پلاژیوکلازها است. بر اساس شکل ۹b نیز به آسانی قابل استنباط است که آلکالی فلدسپارهای منطقه مورد مطالعه در محدوده $Or = 72-88$ قرار گرفته‌اند.

مقدار آنورتیت بیشتری نسبت به مرکز برخوردار بوده و این نشان‌دهنده منطقه‌بندی معکوس در این سنگ‌ها است. در مورد منطقه‌بندی معکوس به‌طور خلاصه می‌توان گفت که این بافت، نشان‌دهنده عدم برقراری تعادل بین بلور با ماگما در اثر



شکل ۹. a) نمودار طبقه‌بندی پلاژیوکلازها و b) نمودار طبقه‌بندی آلکالی فلدسپارهای منطقه مورد مطالعه (Anderson, 1997)



شکل ۱۰. نمودار سیستم An-Or-Ab جهت تعیین دمای تعادلی فلدسپارهای موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی مجموعه جبال بارز (Anderson, 1997)

ب) روش Putirka (2008)

تلاش‌هایی که از سال ۱۹۳۴ برای دماسنجی با روش‌های مختلف با دو فلدسپار ارائه شده است، به سبب نداشتن پشتوانه تجربی و یا آزمایشگاهی، همواره ناقص بوده‌اند (Putirka, 2008). داده‌های حاصل از مطالعات آزمایشگاهی نیز به مطالعات قبلی اضافه شده است

دماسنجی با دو فلدسپار

با استفاده از نتایج آنالیزهای پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار منطقه مورد مطالعه، دو روش دماسنجی بر اساس دو فلدسپار برای این سنگ‌ها به کار رفته است.

الف) روش Anderson (1997)

نتایج آنالیز فلدسپارهای منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار سه‌تایی (Anderson, 1997) An-Or-Ab انطباق داده شد. طبق شکل ۱۰، بر اساس این روش، دمایی در حدود ۵۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد برای سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه جبال بارز تعیین شده است (فشار به صورت فرضی یک کیلو بار در نظر گرفته شده است). البته به نظر می‌رسد که با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی مزبور، دمای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد کمتر از دمای واقعی تبلور سنگ‌های منطقه بوده است. احتمالاً پایین بودن دمای محاسبه شده، ناشی از تحولات ماگمایی در زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها در طول تبلور توده بوده است (Kroll et al., 1993. Anderson, 1997).

می‌خورد (Putirka, 2008). نتایج محاسبه درجه حرارت به این روش نشان می‌دهد که بر اساس معادله ۲۷a، دامنه تغییرات دما بین ۶۸۳ تا ۹۸۰ درجه سانتی‌گراد است. همچنین بر اساس معادله ۲۷b، دامنه تغییرات دما بین ۵۹۲ تا ۸۲۸ درجه سانتی‌گراد تغییر می‌کند. میانگین دمای محاسبه‌شده برای مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز ۷۶۶ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است.

زمین دماسنج زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز

در مورد دماسنجی با روش زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز، تردیدهای زیادی بین پژوهشگران وجود دارد، ولی با این حال، هنوز هم این روش یکی از روش‌های متداول دماسنجی برای سنگ‌های کالک‌آکالن محسوب می‌شود (Stein and Dietl, 2001). برای محاسبه دما با این روش، هورنبلند و پلاژیوکلاز باید به صورت همزیست در کنار هم حضور داشته و هورنبلند فاقد حاشیه واکنشی باشد (Blundy Holand and Holand, 2004). Blundy (1994) and (1992) بر اساس واکنش آدنیت - ترمولیت که تنها قابل استفاده برای سنگ‌های آذرین کوارتزار فلسیک تا حدواسط با پلاژیوکلاز (An=0.92) و هورنبلند (Si=7.8 p.f.u.) است، این دماسنج را طراحی کردند. دماسنج زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز برای دماهای بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد کالیبره شده است. واکنش‌های پایه برای این روش به قرار زیر است:

edenite-tremolite (4quartz+edenite=albite+tremolite)
edenite-richterite (edenite+albite=richterite+anorthite)
فرمول محاسبه دما توسط این دماسنج به صورت زیر است:

$$T [\pm 311 \text{ oK}] = 0.677 P[\text{kbar}] - 48.98 + Y_{Ab} / - 0.0429 - 0.0083144 \text{Ln} \{ (\text{Si} - 4) / (8 - \text{Si}) X_{Ab}^{\text{plag}} \}$$

که در این معادله، T دمای تعادلی بر حسب درجه سانتی‌گراد، P فشار بر حسب کیلوبار، Si تعداد کاتیون‌های سیلیس در فرمول ساختاری آمفیبول و X_{Ab}^{plag} میزان درصد کانی آل بیت در پلاژیوکلاز است. مقدار Y_{Ab} از رابطه زیر به دست می‌آید:

(Koester et al., 2002. Patino-Douce, 2005). (Auzanneau et al., 2006) که همگی این تلاش‌ها در راستای به حداقل رساندن و اصلاح کردن خطاها است. اما در حال حاضر نیز با اضافه شدن داده‌های آزمایشگاهی، این نگرانی پیش آمده که ممکن است نتایج داده‌های آزمایشگاهی تشکیل بلورها برای تخمین دما، الزاماً بر روی کانی‌های طبیعی منطبق نباشد، اما این موضوع نمی‌تواند زیاد نگران‌کننده باشد، زیرا تخمین دمای یک توده نفوذی گرانیتوئیدی بر اساس دو فلدسپار، حساسیت بالایی به مقدار کم X_{Or} ، X_{Ab} ، X_{An} دارد (Putirka, 2008). معادله Putirka (2008) برای محاسبه دمای تشکیل یک توده گرانیتوئیدی به روش دو فلدسپار به قرار زیر است:

$$\frac{10^4}{T(^{\circ}C)} = 9.8 - 0.098P(\text{kbar}) - 2.46 \ln \left(\frac{X_{Ab}^{afs}}{X_{Ab}^{pl}} \right) - 14.2(X_{Si}^{afs}) + 423(X_{CaO}^{afs}) - 2.42 \ln(X_{An}^{afs}) \quad (27a)$$

$$- 11.4(X_{An}^{pl} X_{Ab}^{pl})$$

$$T(^{\circ}C) = \frac{-442 - 3.72P(\text{kbar})}{-0.11 + 0.1 \ln \left(\frac{X_{Ab}^{afs}}{X_{Ab}^{pl}} \right) - 3.27(X_{An}^{afs}) + 0.098 \ln(X_{An}^{afs}) + 0.52(X_{An}^{pl} X_{Ab}^{pl})} \quad (27b)$$

معادله 27a با حدود ۳۰ تا ۴۱ داده آزمایشگاهی از محققان مختلف کالیبره شده است. خطای محاسبه دما نیز در این معادله بین ۲۳ تا ۴۴ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است (Putirka, 2008). معادله 27b بسیار ساده‌تر از همه مدل‌هایی است که تاکنون برای دماسنجی با دو فلدسپار ارائه شده و بر اساس ۴۲ نتیجه آزمایشگاهی و داده‌های طبیعی از نقاط مختلف دنیا کالیبره شده است و در نتیجه دارای کالیبراسیونی جهانی است که میزان خطای آن به طور متوسط ۳۰ درجه سانتی‌گراد است. مهم‌ترین مزیت این معادله آن است که فاقد خطاهای سیستماتیکی است که در معادلات مختلف ارائه‌شده توسط محققان دیگر به چشم

۷۶۶ درجه سانتی‌گراد برآورد شده و در نهایت این که متوسط دمای محاسبه شده برای مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز به روش پلاژیوکلاز آمفیبول ۶۶۰ درجه سانتی‌گراد است.

منابع

- رسولی، ج.، قربانی، م و احدنژاد، و.، ۱۳۹۳ا. استفاده از شواهد صحرایی، میکروسکوپی و زمین شیمیایی در تعیین منشاء انکلاوهای ماگمایی مجموعه پلوتونیک جبال بارز (شرق و شمال شرق جیرفت). مجله پترولوژی، سال ششم، شماره ۲۲، تابستان ۱۳۹۴، ۱۷۳ - ۱۹۶.
- رسولی، ج.، قربانی، م و احدنژاد، و.، ۱۳۹۳ب. پترولوژی توده‌های نفوذی کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز (خاور و جنوب‌خاور جیرفت). فصلنامه علوم زمین، سال بیست و چهارم، تابستان ۱۳۹۴، شماره ۹۶، ۳ - ۱۶.
- رسولی، ج.، ۱۳۹۳. پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز با نگرشی به زون بندی دگرسانی و کانی‌سازی مس (شمال شرق جیرفت). رساله دوره دکتری، دانشگاه شهیدبهشتی، تهران، ۳۶۶.
- قربانی، م.، ۱۳۹۳. زمین‌شناسی ایران، انتشارات آریز زمین، ۴۸۸.
- قربانی، م.، ۱۳۸۶. زمین‌شناسی اقتصادی و منابع معدنی و طبیعی ایران. مرکز پژوهشی زمین‌شناسی پارس (آریز زمین).
- یزدانفر، ا.، ۱۳۸۹. پتروژنز توده‌های نفوذی تأخیری (دره‌حمزه، میجان و کرور) در باتولیت جبال بارز و ارتباط آنها با کانی‌سازی مس. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهیدبهشتی تهران، ۱۵۲.
- Anderson, J.L., 1997. Status of thermo-barometry in granitic batholiths, Transactions of Royal Society Edinburgh. Earth Science 87, 125-138.
- Anderson, J.L., and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. American Mineralogist, 80, 549-559.
- Auzanneau, E., Vielzeuf, D., and Schmidt, M.W., 2006. Experimental evidence of ecompression melting during exhumation of subducted continental crust. Contributions to Miner-

$$X_{Ab} > 0.5 - Y_{Ab} = 0, X_{Ab} < 0.5 - Y_{Ab} = 8.06 + 25.5(1 - X_{Ab})^2$$

درجه حرارت مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز بر پایه این معادله ۵۷۸ تا ۷۳۲ درجه سانتی‌گراد در تغییر است و میانگین دمای محاسبه شده با این روش ۶۶۰ درجه سانتی‌گراد است. در خاتمه باید خاطر نشان کرد که با این که دماسنج یاد شده می‌تواند برای فازهای سنگ‌شناسی متنوعی استفاده شود، با این حال دارای یک نقص عمده است و آن تعداد زیاد متشکله‌های آن است که همگی دمای محاسبه شده را تحت تاثیر قرار داده و لذا همه آن‌ها بالقوه، منشاء خطا در محاسبه دمای به دست آمده هستند.

نتیجه‌گیری

همه آمفیبول‌های مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز ماگمایی بوده و در سه گروه آمفیبول‌های کلسیک، آمفیبول‌های سرشار از آهن و آمفیبول‌های (Fe, Mg, Mn) دار قرار گرفته‌اند. همچنین، در نمودار Al^{IV} در مقابل $Fe^{Total}/Fe^{Total} + Mg$ ، همه آمفیبول‌ها در گستره وسیعی با فوگاسیته بالای اکسیژن قرار گرفته که نشان می‌دهد مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، در ارتباط با مرز ورقه‌های همگرا (حاشیه فعال قاره‌ای) تشکیل شده و حضور مگنتیت در این سنگ‌ها، نشانه سری مگنتیتی و با I آن‌ها است. نتایج دماسنجی با محتوی تیتانیم آمفیبول گستره دمایی ۶۷۰ تا ۵۳۹ و بر اساس ترکیب آلومینیم گستره دمایی ۶۷۳ تا ۷۵۵ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد. فشارسنجی با روش Hammarstrom و Zen (1986)، میانگین فشار ۶/۲۰ کیلوبار، با روش Schmidt (1992)، میانگین ۵/۸۷ کیلوبار، با روش Rutherford و Johnson (1989)، میانگین ۵/۲۲ کیلوبار، با روش Smith و Anderson (1995)، در دمای ۷۵۰ و ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد، به ترتیب فشارهای میانگین محاسبه شده ۵/۲۹ تا ۴/۱۹ کیلوبار در تغییر بوده و با روش Uchida et al., 2007 ۱/۵۴ کیلوبار را نشان می‌دهد. همچنین نتایج دماسنجی با دو فلدسپار به روش Anderson (1997)، گستره دمایی ۵۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و بر اساس روش Putirka (2008)، متوسط دمای تعیین شده

- alogy and Petrology, 152,125-148.
- Blundy, J., and Holland, T.J., 1992. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib Mineral Petrol* 104,208-224.
 - Ernest, W. G., 2002. Paragenesis and thermobarometry of Ca-amphiboles in the Barcroft granodioritic pluton, central White Mountains, eastern California", *American Mineralogists*, 87, 478-490.
 - Ghent, E. D., Nicholls, j., Simony, P. S., Seigny, J. H., and Stout, M. Z., 1991. Hornblende barometry of the Nelson batholith, southeastern British Columbia: Tectonic implications", *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28, 1982-1991.
 - Hammarstrom, J. M., and Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", *American Mineralogist* 71, 1297-1313.
 - Helmy, H.M., Ahmed, A.F., ElMahallawi, M.M., and Ali, S.M., 2004. Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids. Eastern Desert of Egypt and tectonic implication, *Journal of African Earth Sciences*, 38, 255-268.
 - Helz, R.T., 1973. Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity", *Journal of Petrology*, 14, 249-302.
 - Holland, T.J.B., and Blundy, J.D., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116,433- 447.
 - Hollister, L.S., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons", *American Mineralogists*, 72, 231- 239.
 - Ishihara, S. 1977. The Magnetite- Series and Ilmenite- Series Granitic rocks. *Mining Geology*, 27, 293-350.
 - Johnson, M.C., and Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17,837-841.
 - Koester, E., Pawley, A.R., Fernandes, L.A., Porcher, C.C., and Soliani, J.r. E., 2002. Experimental melting of cordierite gneiss and the petrogenesis of syntranscurrent peraluminous granites in southern Brazil. *Journal of Petrology*, 43,1595-1616.
 - Kroll, H., Evangelakakis C., and Voll, G., 1993. Two feldspar geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 510-518.
 - Leake, B.E., 1997. Nomenclature of amphiboles of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names", *European Journal of Mineralogy*, 9, 623-651.
 - Patino-Douce, A.E., 2005. Vapor-absent melting of tonalite at 15-32 kbar. *Journal of Petrology*, 46,275- 290.
 - Putirka, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69,61-120.
 - Raase P. 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 45, 231- 236.
 - Rasouli, J., Ghorbani, M and Ahadnejad, V. 2014. Field observations, Petrography and microstructures study of Jebale Barez Plutonic complex (East - North East Jiroft). *Journal of Tethys*, 2, 3, 178-195.
 - Ridolfi, F., and Renzulli, A., 2012. Cal-

cic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130-C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, (2012) 163,877-895.

- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure; an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110,304-310.

- Stein, E., and Dietl, C., 2001. Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald. *Mineralogy and Petrology* 72, 185-207.

- Stone, D., 2000. Temperature and pressure Variations in suites of Archean felsic plutonic

rocks, Berens River area, North west superior province Ontario, Canada, *Canadian Mineralogist*, 38 , 455- 470.

- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52, 1229-1258.

- Uchida, E., Endo, S., and Makino, M., 2007. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*, 57, 1, 47-56.

- Vynhal, C.R., McSween, H.Y., and Speer, J.A., 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoides: Implications for aluminiumhornblende thermobarometry and magmatic epidote stability", *American Mineralogists*, 76, 176 - 188.

ارزیابی کیفیت آب زیرزمینی دشت دوزدوزان جهت مصارف کشاورزی با استفاده از رهیافت فازی

حسین رجب پور^(۱)، جعفر ادراکی^(۲) و غلامرضا احمدزاده^(۳)

۱. دانش آموخته دکتری هیدروژئولوژی، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز

۲. کارشناسی ارشد هیدروژئولوژی، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز

۳. استادیار، دانشکده علوم پایه، دانشگاه محقق اردبیلی

تاریخ دریافت: ۹۴/۰۲/۲۲

تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۸/۰۲

چکیده

دشت دوزدوزان در ۸۰ کیلومتری جنوب شرقی تبریز قرار دارد و یکی از دشتهای حاصل خیز آذربایجان شرقی است. اقتصاد اصلی ساکنان این منطقه بر پایه کشاورزی است و به تبع آن و با توجه به کمبود منابع آبهای سطحی، عمده مصرف آب زیرزمینی در بخش کشاورزی است. در این تحقیق، کاربرد نظری مجموعه‌های فازی برای ارزیابی کیفیت آب نشان داده شده است. به منظور ارزیابی کیفیت آب کشاورزی دشت دوزدوزان به روش فازی، از هفت پارامتر موثر بر کیفیت آب زیرزمینی استفاده شده است. بدین منظور، داده‌های کیفی ۵۰ حلقه چاه آب زیرزمینی در سال آبی ۱۳۹۱-۱۳۹۰ تهیه شد. با استفاده از مدل فازی، کیفیت آب زیرزمینی به سه طبقه مطلوب، قابل قبول و غیر قابل قبول تقسیم شد. بر اساس نتایج، ۱۷ نمونه در رده مطلوب و ۶۳/۶ درصد تا ۸۴ درصد و ۲۸ نمونه در رده قابل قبول و با سطح اطمینان ۴۸ درصد تا ۶۴/۵ درصد قرار گرفتند. پنج نمونه باقیمانده نیز در رده غیر قابل قبول و با حداکثر سطح اطمینان ۱۳/۷ درصد قرار گرفتند.

واژه‌های کلیدی: دشت دوزدوزان، رهیافت فازی، کیفیت آب زیرزمینی، آب کشاورزی.

مقدمه

برای انجام مطالعات کیفیت آب، نیازهای کیفی آب و اثرات متقابل آن بر مصارف مختلف می‌باشد (معروفی و همکاران، ۱۳۸۸).

رفتارسنجی و تصمیم‌گیری در مورد کیفیت آب بر اساس اطلاعات جمع‌آوری شده، یکی از مشکلات مهندسان محیط زیست و هیدرولوژیست‌ها است؛ چرا که در همه

تغییر کیفیت آب‌های زیرزمینی و شور شدن منابع آب، در حال حاضر خطری بزرگ در راه توسعه کشاورزی کشور است. ارزیابی کیفیت آب یکی از مهم‌ترین موضوعات زیست‌محیطی و اجتماعی در سطح جهان به شمار می‌رود (علیزاده، ۱۳۶۴). از نظر مدیریتی، مهم‌ترین انگیزه

* نویسنده مرتبط: Hos-rajabpour@tabrizu.ac.ir

مراحل (نمونه برداری تا بررسی و تحلیل نتایج)، با انواع عدم قطعیت‌ها مواجه هستند (هاشمی و همکاران، ۱۳۸۹). سازمان‌هایی نظیر وزارت نیرو و مؤسسه استاندارد و تحقیقات صنعتی ایران، استانداردهایی برای املاح محلول و آلاینده‌های مختلف در آب شرب و کشاورزی ارائه کرده‌اند (موسسه استاندارد و تحقیقات صنعتی ایران، ۱۳۷۶). این استانداردها به دلیل عواملی چون تغییرات نوسانات بارش و مقدار برداشت در فصول مختلف سال، دارای محدودیت‌هایی هستند. از سوی دیگر، استانداردهای تعیین‌شده توسط سازمان‌های مرتبط نیز دارای قطعیت لازم نیستند.

اهتمام و نبود قطعیت ذاتی حاکم بر منابع آب در ارزیابی اهداف، معیارها و واحدهای تصمیم‌گیری از یک‌سو و ناسازگاری و بی‌دقتی در نظرات و قضاوت افراد تصمیم‌گیرنده از سوی دیگر، سبب گرایش به نظریه مجموعه‌های فازی و در پی آن منطق فازی به‌عنوان ابزاری کارآمد و مفید برای برنامه‌ریزی‌ها و تصمیم‌گیری‌ها در منابع آب شده است (Bardossy et al., 1995; Li et al., 2009). این روش‌ها بر اساس نظریه مجموعه‌های فازی و با استفاده از مسائل واقعی محیطی به کار می‌روند تا از عدم قطعیت در محیط‌های نادقیق به‌عنوان ابزاری برای تصمیم‌گیری استفاده کنند (Chang et al., 2001; Mckone and Deshpande, 2005). با طراحی مدل فازی مناسب، می‌توان عدم قطعیت همراه با مراحل نمونه‌برداری، اندازه‌گیری و تفسیر کیفیت آب را مرتفع نمود (Liou and Lo, 2004).

معادله (۱) $\mu_A: X \rightarrow [0, 1]$

مجموعه A برحسب تابع عضویت عبارت است از:

معادله (۲) $A = \{(\mu_A(X)), x \in X, \mu_A(X) \in [0, 1]\}$

در قوانین سیستم‌های فازی، متخصص درباره طبقه‌بندی قوانین فازی نظرات خود را اعمال می‌کند. هر قانون شامل یک سری پیشایندهای منطقی از قبیل نام مشخصه (برای مثال، اسیدیته، کل مواد جامد محلول، سختی، ...) و مشخصه‌های فازی (مطلوب، قابل قبول و غیرقابل قبول) است. متغیر فازی، متغیری است که برای مقادیرش، کلمات یا جملات یک زبان طبیعی باشد. برای مثال، سن یک فرد را در نظر بگیرید؛ اگر مقادیری را که سن اختیار می‌کند با کلماتی مثل نونهال، جوان، مسن و پیر نشان داده شود متغیر سن یک متغیر فازی است (آذر و فرجی، ۱۳۸۶).

مراحل تصمیم‌گیری در محیط فازی عبارت‌اند از:

۱. فازی‌سازی مقادیر؛

۲. تصمیم‌گیری فازی براساس عملگرهای فازی؛

۳. غیرفازی‌سازی.

شکل ۱ ساختار اصلی سیستم‌های فازی را نشان می‌دهد. در این شکل، مراحل طراحی مدل استنتاج فازی نشان داده شده است.

برای روش استنتاج فازی برای بررسی کیفیت آب زیرزمینی جهت مصارف شرب ۳۶ نمونه از دو روستا در کشور هند استفاده کردند. در این پژوهش، ۱۰ پارامتر تاثیرگذار بر کیفیت آب مورد ارزیابی فازی قرار گرفت و به نتایج قابل قبولی دست یافتند و برتری این روش نسبت به روش‌های تعیین شاخص کیفی آب (WQI) را مشخص کردند. نتایج این پژوهش، برتری روش فازی را در ارزیابی کیفیت آب شرب در مرزهای متغیرهای فازی نشان داد. منطق فازی برای اولین بار در مقاله‌ای به همین نام توسط

مراحل (نمونه برداری تا بررسی و تحلیل نتایج)، با انواع عدم قطعیت‌ها مواجه هستند (هاشمی و همکاران، ۱۳۸۹). سازمان‌هایی نظیر وزارت نیرو و مؤسسه استاندارد و تحقیقات صنعتی ایران، استانداردهایی برای املاح محلول و آلاینده‌های مختلف در آب شرب و کشاورزی ارائه کرده‌اند (موسسه استاندارد و تحقیقات صنعتی ایران، ۱۳۷۶). این استانداردها به دلیل عواملی چون تغییرات نوسانات بارش و مقدار برداشت در فصول مختلف سال، دارای محدودیت‌هایی هستند. از سوی دیگر، استانداردهای تعیین‌شده توسط سازمان‌های مرتبط نیز دارای قطعیت لازم نیستند.

اهتمام و نبود قطعیت ذاتی حاکم بر منابع آب در ارزیابی اهداف، معیارها و واحدهای تصمیم‌گیری از یک‌سو و ناسازگاری و بی‌دقتی در نظرات و قضاوت افراد تصمیم‌گیرنده از سوی دیگر، سبب گرایش به نظریه مجموعه‌های فازی و در پی آن منطق فازی به‌عنوان ابزاری کارآمد و مفید برای برنامه‌ریزی‌ها و تصمیم‌گیری‌ها در منابع آب شده است (Bardossy et al., 1995; Li et al., 2009). این روش‌ها بر اساس نظریه مجموعه‌های فازی و با استفاده از مسائل واقعی محیطی به کار می‌روند تا از عدم قطعیت در محیط‌های نادقیق به‌عنوان ابزاری برای تصمیم‌گیری استفاده کنند (Chang et al., 2001; Mckone and Deshpande, 2005). با طراحی مدل فازی مناسب، می‌توان عدم قطعیت همراه با مراحل نمونه‌برداری، اندازه‌گیری و تفسیر کیفیت آب را مرتفع نمود (Liou and Lo, 2004).



شکل ۱. ساختار اصلی سیستم‌های استنتاج فازی

مربع واقع شده است. شکل ۲، موقعیت دشت دوزدوزان را در استان آذربایجان شرقی و ایران نشان می‌دهد. بر اساس آمار نه ساله ایستگاه هواشناسی دوزدوزان، متوسط میزان بارش ۳۳۶ میلی‌متر برآورد شده است. اقلیم نمای آمبرژه با توجه به میزان بارش و شاخص‌های درجه حرارت، شرایط نیمه‌خشک سرد را برای محدوده نشان می‌دهد. در دشت دوزدوزان، ۱۳۸ حلقه چاه عمیق جهت مصارف کشاورزی، دو حلقه چاه برای مصارف شرب و یک حلقه چاه برای مصارف صنعتی وجود دارد (ادراکی و همکاران، ۱۳۸۹). میزان تخلیه از این دشت برای هر یک از مصارف مذکور، به ترتیب برابر ۱۲/۵۵۰، ۰/۴۹۰ و ۰/۰۰۱ میلیون متر مکعب در سال است. این آمار نشان از مصرف بیش از ۹۶ درصدی آب زیر زمینی در بخش کشاورزی است (شکل ۳).



شکل ۲. موقعیت دشت دوزدوزان در استان آذربایجان شرقی و ایران

با توجه به عدم قطعیت همراه با اندازه‌گیری در مراحل نمونه‌برداری و آنالیز نمونه‌ها، استفاده از روش‌های کلاسیک در ارزیابی کیفیت آب، مناسب به نظر نمی‌رسند. روش‌ها و معیارهای مختلفی در منابع برای ارزیابی کیفیت آب به روش فازی ارائه شده است. در این پژوهش نیز سعی شده است مدل استنتاج فازی مناسب به منظور ارزیابی کیفی آب زیرزمینی دشت دوزدوزان جهت مصارف کشاورزی تهیه شود.

در ارزیابی کیفی آب برای مصارف کشاورزی، بر خصوصیات فیزیکی و شیمیایی آب تاکید شده است. مهم‌ترین عامل در بررسی کیفیت آب کشاورزی، نوع و مقدار کل نمک‌های موجود در آن است. نمک‌های محلول در آب کشاورزی پس از تبخیر مستقیم آب یا استفاده از آن توسط گیاه در خاک باقی می‌مانند. تجمع تدریجی آن سبب شوری خاک و کاهش کمیت و کیفیت محصول می‌شود (حاج رسولی‌ها، ۱۳۶۴). براین اساس، استفاده از یک مبنا در ارزیابی کیفیت آب کشاورزی مانع از بروز مشکلاتی همچون شوری خاک و آب، کاهش نرخ نفوذ آب، ایجاد سمیت در محصول از طریق افزایش املاحی مانند سدیم، کلرور و مسائل دیگری همچون مصرف بیش از حد کودهای شیمیایی و خوردگی تجهیزات می‌شود (FAO, 1985).

روش مطالعه

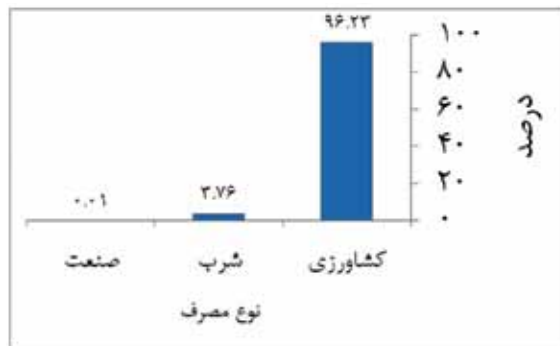
محدوده دشت دوزدوزان در استان آذربایجان شرقی در حوضه آبریز رودخانه آجی چای با مختصات (UTM)، $X = 678500$ تا $X = 694000$ طول شرقی و $Y = 4192000$ تا $Y = 4206000$ عرض شمالی با مساحت دشت ۲۱۷ کیلومتر

به صورت مثلی و ذوزنقه‌ای و با استفاده از حدود تعیین شده و استانداردهای مورد استفاده جدول ۱ تعیین شد.

جدول ۱. حدود تعیین شده پارامترهای ورودی براساس استاندارد (تمامی واحدها برحسب میلی‌گرم بر لیتر هستند به جز درصد سدیم و نسبت جذب سدیم)

پارامتر	مطلوب	حداکثر قابل قبول
سدیم	۵۰	۳۰۰
کلرور	۱۰۰	۳۰۰
بی‌کربنات	۲۰۰	۵۰۰
سولفات	۲۰۰	۵۰۰
کل مواد جامد محلول	۵۰۰	۲۰۰۰
نسبت جذب سدیم	۴۰	۶۰
درصد سدیم انحلالی	۳۰	۶۰

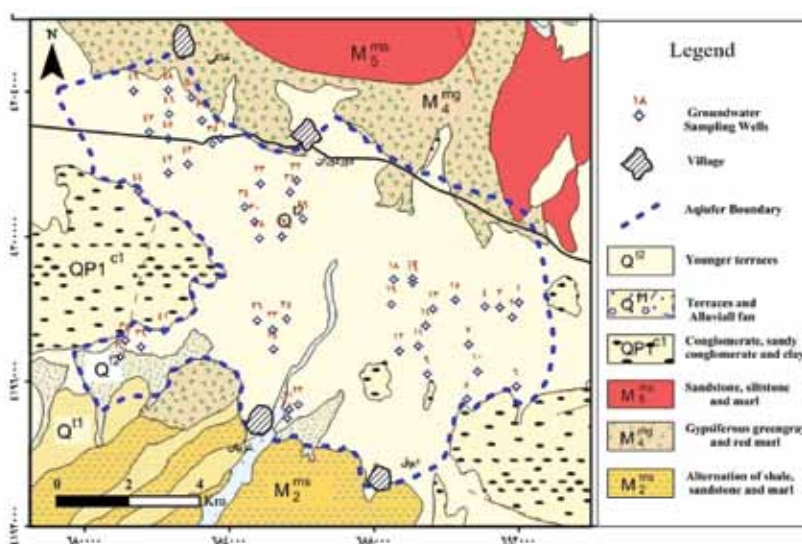
منطقه مورد مطالعه آبخوان دشت دوزدوزان است. بدین منظور، داده‌های نمونه‌برداری کیفی آب زیرزمینی از ۵۰ حلقه چاه فعال کشاورزی در خردادماه سال ۱۳۹۱-۱۳۹۰ تهیه شد (شکل ۴). پارامترهای کیفی آب شامل نسبت جذب سدیم (SAR)، کل مواد جامد محلول (TDS)، درصد سدیم انحلالی (SSP)، کلرور (Cl⁻)، سولفات (SO₄²⁻)، سدیم (Na⁺)، و بی‌کربنات (HCO₃⁻) به روش استاندارد آنالیز شدند. با توجه به تغییرات مکانی کیفیت آب و تراکم چاه‌های بهره‌برداری، تعداد ۵۰ چاه نمونه که بیانگر ویژگی‌های آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه بودند، انتخاب شدند.



شکل ۳. میزان تخلیه از دشت دوزدوزان برای هر یک از مصارف کشاورزی و غیر کشاورزی

رهنمودهای مختلفی برای ارزیابی کیفیت آب برای مصرف کشاورزی وجود دارد؛ اما به دلیل گستردگی تغییرپذیری در شرایط صحرائی، به طور کامل رضایت‌بخش نیستند. رهنمودهای سازمان خواروبار و کشاورزی جهانی در این مورد، کاربرد بیشتری نسبت به سایر استانداردهای تدوین شده دارد. این رهنمودها با در نظر داشتن تاثیر طولانی‌مدت کیفیت آب بر تولید محصول، شرایط خاک و مدیریت کاشت ارائه شده است. رهنمودهای FAO به منظور ارزیابی اجزای تشکیل‌دهنده معمول در آب سطحی، آب زیرزمینی، آب زهکشی، فاضلاب خروجی و پساب پیشنهاد شده است (FAO, 1985).

از استانداردهای موجود برای تعیین مرزهای ورودی و مشخصه‌های زبانی استفاده شده است. توابع عضویت نیز براساس نظر کارشناس خبره برای پارامترهای مورد استفاده



شکل ۴. نقشه زمین‌شناسی و موقعیت نقاط نمونه‌برداری کیفی آب در دشت دوزدوزان (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ترکمانچای قره چمن، ۱۳۷۴)

می‌کند. با مشخص کردن ورودی‌های کلاسیک و اعداد قطعی در محدوده از قبل تعیین شده (تمام غلظت‌های ممکن پارامتر کیفی آب)، هریک از مجموعه‌های فازی تابع عضویتی بین صفر و یک می‌گیرند. تصمیم‌سازی سیستم استنتاج فازی، براساس قوانین اعمال شده توسط کارشناس خبره صورت می‌گیرد. قوانین از دو بخش «اگر آنگاه» تشکیل شده‌اند. در بخش «اگر» ورودی مدل تعریف می‌شود. پارامترهای کیفی SAR، SSP، Cl⁻، HCO₃⁻، SO₄²⁻ و Na⁺ به سه مشخصه زبانی مطلوب، قابل قبول و غیرقابل قبول رسم شده‌اند. مدل‌های کیفی آب زیرزمینی در هر دو بخش «اگر» و «آنگاه» دارای عدم قطعیت هستند (Fisher, 2003). در شکل ۵، توابع عضویت پارامترهای ورودی مدل استنتاج فازی برای تمامی هفت پارامتر مدل استنتاج فازی آورده شده است.

بحث

مدل‌های استنتاج فازی بسیار زیادی وجود دارد. مشهورترین آن‌ها در علوم مهندسی مدل فازی ممدانی است. این مدل به سبب مقبولیت عام و سادگی کاربرد، به دیگر مدل‌های موجود ترجیح داده می‌شود (Gokceoglu, 2002; Sonmez., et al 2004). اغلب از این مدل برای حل مسائل علوم زمین استفاده می‌شود. در این پژوهش، از عملگر استلزام ممدانی استفاده شده است.

برای بررسی بهتر و مشخص شدن تاثیر هریک از پارامترهای ورودی، هفت پارامتر کیفی به سه گروه طبقه‌بندی شدند. در گروه اول چهار پارامتر کلراید (Cl⁻)، بیکربنات (HCO₃⁻)، سولفات (SO₄²⁻) و سدیم (Na⁺) که از لحاظ تاثیر بر کیفیت آب آبیاری هم‌خوانی بهتری دارند، به صورت مدل درآمدند. در شکل ۶، نمودار قوانین فازی به کار رفته در گروه اول، نشان داده شده است.

در انتها برای ارزیابی نهایی کیفیت آب زیرزمینی، نتایج گروه اول، پارامترهای SAR، SSP، TDS، در مدل استنتاج فازی وارد شد. قانون برای ورودی‌های نتایج گروه اول، پارامترهای SAR، SSP، TDS، اعمال شدند. در شکل ۷ چگونگی ترکیب پارامترهای ورودی نشان داده شده است. در مدل‌های استنتاج فازی، تعداد قوانین به تعداد

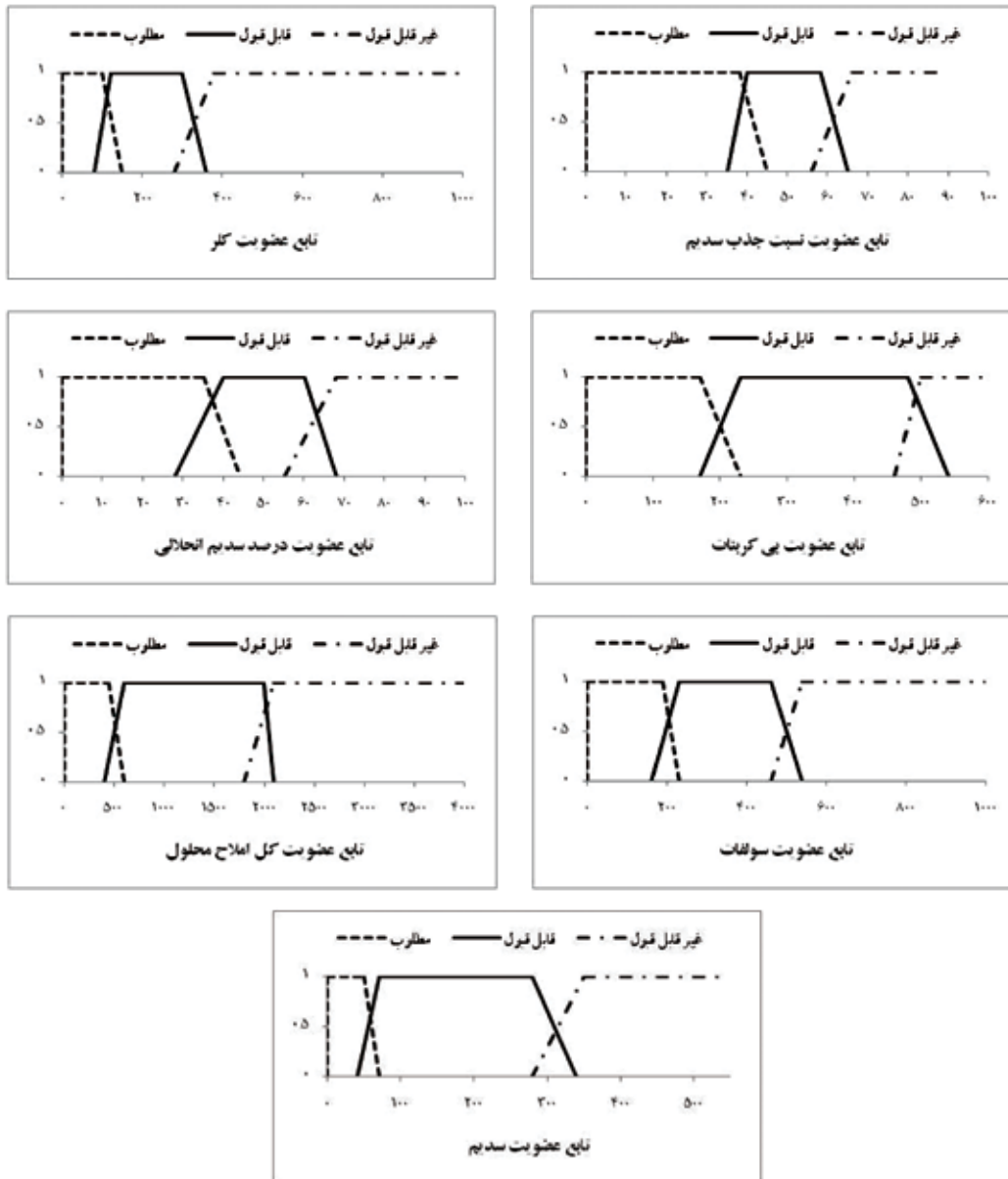
پارامترهای مورد ارزیابی به عنوان ورودی مدل، تاثیرات متفاوتی بر کیفیت محصولات کشاورزی می‌گذارند. غلظت سدیم در ارزیابی کیفی آب به لحاظ آبیاری بسیار مهم است؛ چرا که مقادیر بالای سدیم، باعث کاهش نفوذپذیری خاک می‌شود (Todd and May 2005). مقادیر زیاد سدیم در آب آبیاری می‌تواند موجب بروز مشکلاتی در رابطه با نفوذپذیری خاک شود. معمول‌ترین روش ارزیابی پتانسیل سدیم در کاهش نفوذپذیری خاک محاسبه نسبت جذب سدیم است (Gholami and Srikantaswamy, 2009). از آنجاکه هرچه غلظت نمک‌های محلول در آب بیشتر باشد، میزان TDS نیز بالاتر است، می‌توان این پارامتر را نماینده غلظت تمامی عناصر محلول در آب دانست و به عنوان یکی از مهم‌ترین پارامترهای تاثیرگذار در ارزیابی کیفیت آب زیرزمینی از نظر کشاورزی دانست (Hakim et al., 2009). تابع عضویت هریک از پارامترهای ورودی، دارای معادله‌ای خاص در محدوده‌های مطلوب، قابل قبول و غیرقابل قبول است. برای مثال، معادلات زیر مربوط به تابع عضویت پارامتر SAR می‌باشد.

$$\mu_{SAR} = \begin{cases} 0 & \text{if } x \leq 0 \\ 1 & \text{if } x \in [0, 35] \\ \frac{45-x}{45-35} & \text{if } x \in [35, 45] \\ 0 & \text{if } x > 45 \end{cases} \quad \text{معادله (۳)}$$

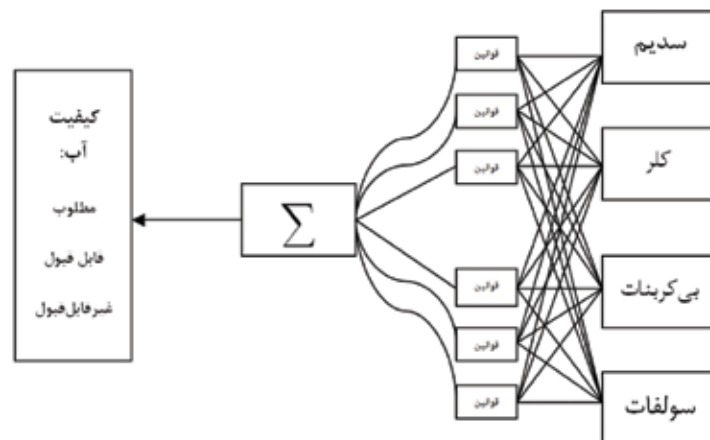
$$\mu_{SAR} = \begin{cases} 0 & \text{if } x \leq 35 \\ \frac{x-35}{42-35} & \text{if } x \in [35, 42] \\ 1 & \text{if } x \in [42, 58] \\ \frac{65-x}{65-58} & \text{if } x \in [58, 65] \\ 0 & \text{if } x > 65 \end{cases} \quad \text{معادله (۴)}$$

$$\mu_{SAR} = \begin{cases} 0 & \text{if } x \leq 55 \\ \frac{x-55}{65-55} & \text{if } x \in (55, 65) \\ 1 & \text{if } x \in (65, 90) \\ 0 & \text{if } x \geq 90 \end{cases} \quad \text{معادله (۵)}$$

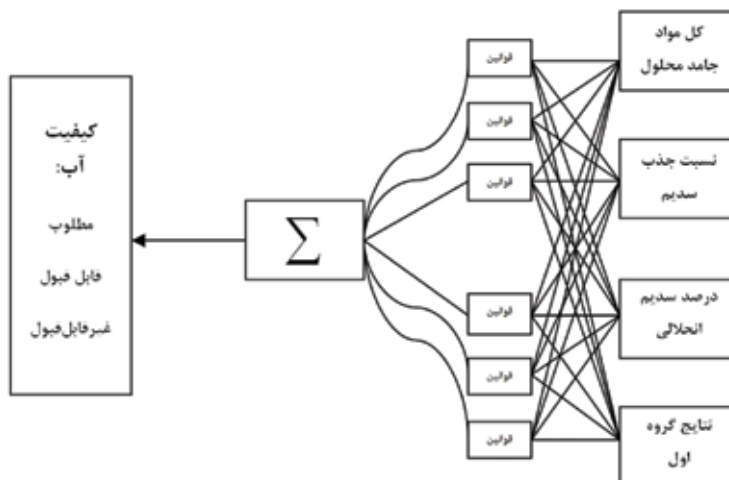
تابع عضویت هریک از ورودی‌ها را مجموعه فازی تعیین



شکل ۵. توابع عضویت پارامترهای ورودی مدل استنتاج فازی



شکل ۶. پارامترهای ورودی و خروجی ارزیابی کیفیت آب آبیاری گروه اول



شکل ۷. پارامترهای ورودی و خروجی ارزیابی نهایی کیفی آب کشاورزی

پارامترهای ورودی و متغیرهای زبانی مورد استفاده بستگی دارد. در هریک از دو گروه تشکیل شده، به منظور ارزیابی کیفی آب زیرزمینی دشت دوزدوزان، تعداد ۸۱ قانون به مدل

جدول ۲. پایگاه قوانین مدل فازی کیفیت آب (D مطلوب، A قابل قبول، NA غیر قابل قبول، AO نتایج گروه اول، WQ کیفیت آب)

ردیف (قوانین)	TDS	SAR	SSP	AO	WQ	ردیف (قوانین)	TDS	SAR	SSP	AO	WQ
1	D	D	D	D	D	42	A	A	A	NA	NA
2	D	D	D	A	D	43	A	A	NA	D	NA
3	D	D	D	NA	NA	44	A	A	NA	A	NA
4	D	D	A	D	D	45	A	A	NA	NA	NA
5	D	D	A	A	A	46	A	NA	D	D	NA
6	D	D	A	NA	NA	47	A	NA	D	A	NA
7	D	D	NA	D	NA	48	A	NA	D	NA	NA
8	D	D	NA	A	NA	49	A	NA	A	D	NA
9	D	D	NA	NA	NA	50	A	NA	A	A	NA
10	D	A	D	D	D	51	A	NA	A	NA	NA
11	D	A	D	A	A	52	A	NA	NA	D	NA
12	D	A	D	NA	NA	43	A	NA	NA	A	NA
13	D	A	A	D	A	54	A	NA	NA	NA	NA
14	D	A	A	A	A	55	NA	D	D	D	NA
15	D	A	A	NA	NA	56	NA	D	D	A	NA
16	D	A	NA	D	NA	57	NA	D	D	NA	NA
17	D	A	NA	A	NA	58	NA	D	A	D	NA
18	D	A	NA	NA	NA	59	NA	D	A	A	NA
19	D	NA	D	D	NA	60	NA	D	A	NA	NA
20	D	NA	D	A	NA	61	NA	D	NA	D	NA
21	D	NA	D	NA	NA	62	NA	D	NA	A	NA
22	D	NA	A	D	NA	63	NA	D	NA	NA	NA
23	D	NA	A	A	NA	64	NA	A	D	D	NA
24	D	NA	A	NA	NA	65	NA	A	D	A	NA
25	D	NA	NA	D	NA	66	NA	A	D	NA	NA
26	D	NA	NA	A	NA	67	NA	A	A	D	NA
27	D	NA	NA	NA	NA	68	NA	A	A	A	NA
28	A	D	D	D	D	69	NA	A	A	NA	NA
29	A	D	D	A	D	70	NA	A	NA	D	NA
30	A	D	D	NA	NA	71	NA	A	NA	A	NA
31	A	D	A	D	D	72	NA	A	NA	NA	NA
32	A	D	A	A	A	73	NA	NA	D	D	NA
33	A	D	A	NA	NA	74	NA	NA	D	A	NA
34	A	D	NA	D	NA	75	NA	NA	D	NA	NA
35	A	D	NA	A	NA	76	NA	NA	A	D	NA
36	A	D	NA	NA	NA	77	NA	NA	A	A	NA
37	A	A	D	D	A	78	NA	NA	A	NA	NA
38	A	A	D	A	A	79	NA	NA	NA	D	NA
39	A	A	D	NA	NA	80	NA	NA	NA	A	NA
40	A	A	A	D	A	81	NA	NA	NA	NA	NA
41	A	A	A	A	A						

شده، مورد ارزیابی قرار گرفتند و کیفیت آب آبیاری و سطوح اطمینان تمامی نمونه‌ها مشخص شد. برتری روش فازی نسبت به روش قطعی با مقایسه داده‌های مرزی مشخص می‌شود. مقایسه این دو روش در جدول ۳ ارائه شده است. در این جدول، ۱۸ نمونه از تعداد کل چاه‌های مورد مطالعه برای مقایسه این دو روش مورد استفاده قرار گرفت. نمونه یک با سطح اطمینان ۱۳/۷ درصد از نظر کیفیت آب غیر قابل قبول است. در این نمونه به دلیل غیر قابل قبول بودن سدیم، کلر و کل مواد جامد محلول، در روش فازی در رده غیر قابل قبول طبقه‌بندی شد. تمامی پارامترهای نمونه هشت مطلوب بودند. در نمونه ۲۱ و ۲۳ به جز SAR که مطلوب است، سایر عوامل قابل قبول هستند؛ ولی روش استنتاج فازی نمونه ۲۱ را مطلوب و نمونه ۲۳ را قابل قبول پیشنهاد می‌کند. تفاوت سطح اطمینان در این دو نمونه نشان‌دهنده برتری روش ارزیابی فازی نسبت به روش قطعی در تعیین کیفیت آب در شرایط مرزی است.

در شکل ۸، نقشه پراکندگی کیفیت آب زیرزمینی برای مصارف کشاورزی آورده شده است؛ به‌طور کلی، کیفیت آب زیرزمینی منطقه مطالعاتی از نظر کشاورزی قابل قبول است. بر اساس نتایج، از میان ۵۰ نمونه مورد مطالعه، ۱۷ نمونه (۳۴ درصد نمونه‌ها) در رده مطلوب و با سطح اطمینان ۶۳/۶ درصد تا ۸۴ درصد و ۲۸ نمونه (۵۶ درصد نمونه‌ها) در رده قابل قبول و با سطح اطمینان ۴۸ درصد تا ۶۴/۵ درصد قرار گرفتند. پنج نمونه باقیمانده نیز در رده غیر قابل قبول و با حداکثر سطح اطمینان ۱۳/۷ درصد قرار گرفتند.

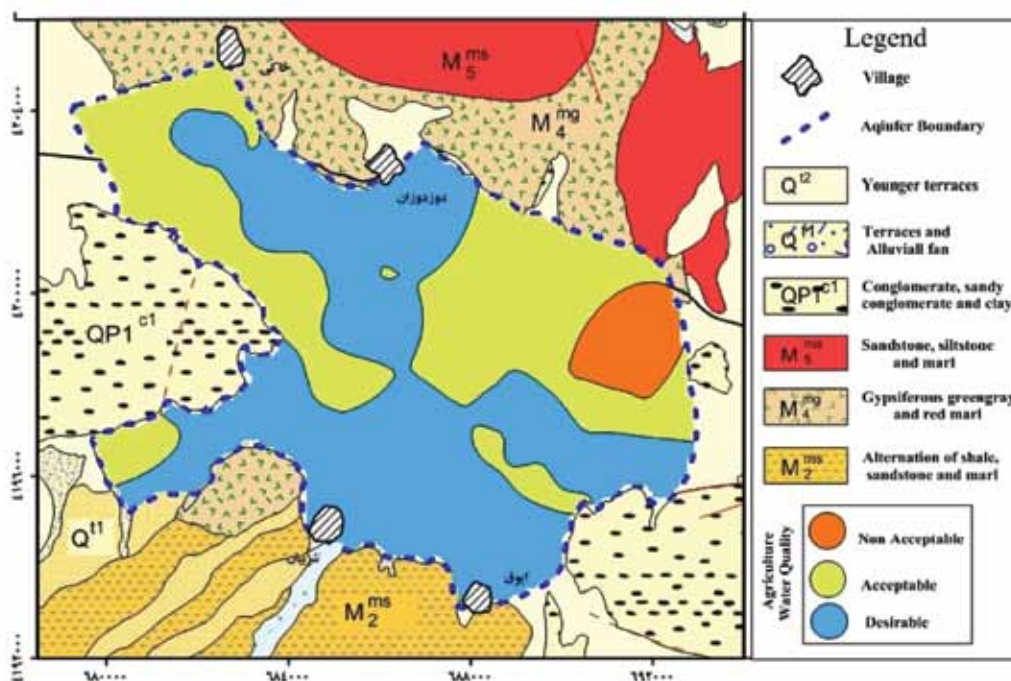
پس از فازی‌سازی ورودی‌های آب از نظر کشاورزی در بخش فرض، از عملگرهای فازی برای ترکیب پارامترهای ورودی و به دست آوردن یک مقدار به‌عنوان سطح اطمینان بخش فرض استفاده می‌شود. مقدار حاصل از این فرآیند به تابع خروجی اعمال می‌شود. از روش‌های مختلفی می‌توان برای تعریف عملیات AND و OR استفاده کرد. تجمیع قوانین به این دلیل انجام می‌شود که بتوان خروجی نسبی یا منطقی به دست آورد. در سیستم‌های عملگر (and/or)، قوانین با or و and به هم مرتبط می‌شوند (Ross, 1995). در این پژوهش، برای اجرای روش AND از کمینه (min) و برای اجرای روش OR از بیشینه (max) استفاده شده است.

قبل از اعمال روش دلالت، باید وزن قانون را مشخص کرد. هر قانون دارای وزن مشخصی (بین صفر و یک) است. این مقدار بر مقادیر حاصل از قسمت فرض اعمال می‌شود. به‌طور عمومی مقدار وزن قوانین برابر یک در نظر گرفته می‌شود. در این مدل نیز وزن قوانین برابر یک در نظر گرفته شد. پس از تخصیص مقادیر مناسب به وزن هر یک از قوانین، روش دلالت اجرا می‌شود (کیا، ۱۳۸۹). در پژوهش حاضر نیز از روش دلالت حداقل min و در تجمیع از روش بیشینه max استفاده شده است. فرآیند تبدیل خروجی فازی یک سیستم استنتاج فازی به مقدار عددی را غیر فازی‌سازی گویند. در مدل استنتاج فازی حاضر از غیر فازی‌ساز مرکز ثقل استفاده شده است.

تمامی نمونه‌های آب زیرزمینی با وارد کردن مقادیر عددی و قطعی پارامترهای آب زیرزمینی در مدل فازی تهیه

جدول ۳. مقایسه روش قطعی و نتایج ارزیابی فازی آب زیرزمینی دشت دوزدوزان (سال آبی ۱۳۹۱-۱۳۹۰)

چاه	تصمیم‌گیری به روش فازی	سطح اطمینان	مطلوب	تصمیم‌گیری به روش قطعی	غیر قابل قبول
1	غیر قابل قبول	۱۳/۷	SAR	HCO ₃ , SO ₄ , SSP	Na, Cl, TDS
4	غیر قابل قبول	۱۳/۵	SAR	Na, HCO ₃ , SO ₄ , SSP	Cl, TDS
6	مطلوب	۷۱/۶	SAR	Na, Cl, TDS, SSP, SO ₄	HCO ₃
8	مطلوب	۸۴	Na, Cl, HCO ₃ , TDS, SAR, SSP, SO ₄	---	---
9	قابل قبول	۶۳/۸	Cl, SO ₄ , SAR	Na, HCO ₃ , TDS, SSP	---
11	مطلوب	۶۸/۳	HCO ₃ , SAR	Na, Cl, TDS, SSP, SO ₄	---
12	قابل قبول	۵۷/۸	Cl, HCO ₃ , SAR	Na, SO ₄ , TDS, SSP	---
16	قابل قبول	۶۴/۵	Cl, SO ₄ , SAR	Na, HCO ₃ , TDS, SSP	---
21	مطلوب	۷۱/۶	SAR	Na, Cl, HCO ₃ , SO ₄ , TDS, SSP	---
23	قابل قبول	۱۵	SAR	Na, Cl, HCO ₃ , SO ₄ , TDS, SSP	---
25	قابل قبول	۶۳/۶	Na, HCO ₃ , TDS, SAR	Cl, SO ₄ , SSP	---
31	مطلوب	۶۹/۵	SO ₄ , SAR	Na, Cl, HCO ₃ , TDS, SSP	---
35	مطلوب	۷۲/۱	SAR	Na, Cl, HCO ₃ , SO ₄ , TDS, SSP	---
39	قابل قبول	۵۵/۶	Cl, SAR	Na, HCO ₃ , SO ₄ , TDS, SSP	---
42	قابل قبول	۵۹/۸	HCO ₃ , Cl, SO ₄ , SAR	Na, TDS, SSP	---
45	قابل قبول	۵۴/۳	Cl, SO ₄ , SAR	Na, HCO ₃ , TDS, SSP	---
48	قابل قبول	۶۳/۱	SO ₄ , SAR	Na, Cl, HCO ₃ , TDS, SSP	---
50	قابل قبول	۶۴/۴	Cl, SO ₄ , SAR	Na, HCO ₃ , TDS, SSP	---



شکل ۸. نقشه پهنه‌بندی کیفیت آب دشت دوزدوزان از نظر کشاورزی (سال آبی ۱۳۹۲ - ۱۳۹۱)

نتیجه‌گیری

مطالعه حاضر با هدف معرفی روش ارزیابی فازی در تعیین کیفیت آب زیرزمینی از لحاظ مصارف کشاورزی انجام شد. در این روش عدم قطعیت همراه با نمونه‌برداری، آنالیز و پردازش در نظر گرفته می‌شود. بر اساس نتایج، ارزیابی کیفیت آب کشاورزی بر اساس روش‌های قطعی و تقسیم‌بندی کیفی آب به رده‌های مطلوب، قابل قبول و غیرقابل قبول براساس استانداردهای کیفیت آب چندان مناسب به نظر نمی‌رسد. با توجه به این که در ارزیابی فازی، برای هریک از پارامترهای کیفی آب حدود فازی تعیین می‌شود، کیفیت آب زیرزمینی در قالب رده‌های مطلوب، قابل قبول و غیرقابل قبول طبقه‌بندی شد. سطح اطمینان هر نمونه نیز مشخص شد. نتایج نشان داد ۷۵ درصد از نمونه‌ها در رده مطلوب، ۲۱ درصد در رده قابل قبول و ۴ درصد نیز در رده غیر قابل قبول قرار گرفتند.

منابع

- پH زه آب‌های آب راه‌های همدان- بهار، مجله پژوهش‌های حفاظت آب و خاک دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، ۱۶، ۱۷۸، ۱۶۹-۱۶.
- مؤسسه استاندارد و تحقیقات صنعتی ایران، ۱۳۷۶. ویژگی‌های آب آشامیدنی، استاندارد شماره ۱۰۵۳، چاپ‌های چهارم و پنجم، کمیسیون استاندارد ویژگی‌های آب آشامیدنی.
- هاشمی، ا.، موسوی، ف.، طاهری، م. و قره‌چاهی، ع.، ۱۳۸۹. ارزیابی کیفیت آب زیرزمینی ۹ شهر استان اصفهان برای مصارف شرب با استفاده از سیستم استنتاج فازی، فصلنامه تحقیقات منابع آب ایران، ۶، ۳۴-۲۵.
- Bardossy, A., Bronstert, A., and Merz, B., 1995. 1, 2 and 3dimensional modeling of water movement in the unsaturated soil matrix using a fuzzy approach. *Advanced Water Resources*, 18, 237-251.
- Chang, N.B., Chen, H.W., and Ning, S.K., 2001. Identification of river water quality using the fuzzy synthetic evaluation approach. *Journal of Environmental Management*, 63, 293-305.
- Dahiya, S., B. Singh, S. Gaur, V.K Garg and H.S Kushwaha., 2007. Analysis of ground-water quality using fuzzy synthetic evaluation. *Journal of Hazardous Material*, 147, 938-946.
- FAO, Unesco, 1985. Irrigation, Drainage and salinity. *An International Sourcebook*, Paris, Unesco and Hutchinson and Co.
- Fisher, B., 2003. Fuzzy environmental decision-making: Application to air pollution. *Atmosphere Environmental*, 37, 1865-1877.
- Gholami, S. and Srikantaswamy, S., 2009. Analysis of agricultural impact on the Cauvery River water around krs dam, *World Applied Sciences Journal*, 6, 1157-1169.
- Gokceoglu, C., 2002. A fuzzy triangular chart to predict the uniaxial compressive strength of the ankara agglomerates from their petrographic composition. *Engineering Geology*, 66, 39-51.
- Hakim, M. A. Juraimi, A. S. Begum, M. - آذر، ع. و فرجی، ح.، ۱۳۸۶. علم مدیریت فازی، انتشارات موسسه کتاب مهربان نشر.
- ادراکی، ج.، اصغری مقدم، ا. و حسن پور، م.، ۱۳۸۹. شبیه سازی جریان آب زیرزمینی آبخوان دشت دوزدوزان با استفاده از مدل ریاضی، مجموعه مقالات نخستین کنفرانس ملی پژوهش‌های کاربردی منابع آب.
- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۱۳۷۴. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ترکمانچای - قره چمن، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- حاج‌رسولی‌ها، ش.، ۱۳۶۴. کیفیت آب برای کشاورزی، مرکز نشر دانشگاهی.
- طاهری، م.، ۱۳۷۸. آشنایی با نظریه مجموعه‌های فازی، انتشارات جهاددانشگاهی مشهد.
- علیزاده، ا.، ۱۳۶۴. کیفیت آب در آبیاری، انتشارات آستان قدس رضوی.
- کیا، م.، ۱۳۸۹. منطق فازی در MATLAB، انتشارات کیان رایانه سبز.
- معروفی، ا.، ترنجیان، ا. و زارع ابیانه، ح.، ۱۳۸۸. ارزیابی روش‌های زمین آمار جهت تخمین هدایت الکتریکی و

- Hasanuzzaman, M. Uddin, M. K. and Islam, M. M., 2009. Suitability evaluation of groundwater for irrigation, drinking and industrial purposes," American Journal of Environmental Sciences 5, 413-419.
- Li, Y.P., Huang, G.H., Huang, Y.F., and Zhou H.D., 2009. A multistage fuzzy-stochastic programming model for supporting sustainable water-resources allocation and management. Environmental Modeling and Software, 24, 786-797.
 - Liou, S., and Lo, S.L., 2004. A fuzzy index model for tropic status evolution of reservoir waters. Water Resources, 96, 35-52.
 - McKone, T.E., and Deshpande, A.W., 2005. Can fuzzy logic bring complex environmental problems into focus?, Environmental Sciences and Technology, 39, 42-45.
 - Ross, T. 1995. Fuzzy logic with engineering applications. New York: McGraw-Hill Inc.
 - Sonmez, H., Tuncay, E., and Gokceoglu, C., 2004. models to predict the uniaxial compressive strength and the modulus of elasticity for agglomerate. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 41, 717-729.
 - Todd, K, D., 2005. Groundwater Hydrology, John Wiley and Sons, 636.
 - Zadeh, L. A., 1965. Fuzzy sets, Information and Control, 8, 338-353.

تحولات دگرگونی و تخمین شرایط ترمودینامیکی مقطع دگرگونی حلب - میانج براساس شیمی کانی‌ها

محبوبه جمشیدی بدر^۱، گلزار فرجی گوگردچی^(۲) و شهریار محمودی^۳

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور

۲. دانشجوی کارشناس ارشد پترولوژی، دانشگاه خوارزمی

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه خوارزمی

تاریخ دریافت: ۹۴/۰۲/۲۲

تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۸/۰۲

چکیده

دگرگونی‌های مقطع حلب - میانج بخشی از دگرگونی‌های پرکامبرین کمپلکس تکاب است که در شمال غرب ایران برونزد دارند. مقطع حلب - میانج شامل انواع سنگ‌های دگرگونی است که در رخساره شیست سبز و آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. شیمی پورفیروبلاست‌های گارنت در گارنت شیست‌ها در محدوده آلماندن قرار می‌گیرد. ترکیب کانی‌های آمفیبول در آمفیبول شیست و متادیوریت‌ها از نوع کلسیک و ترکیب شیمی آن‌ها از اکتینولیت تا مگنزیتو هورنبلند متغیر است. ترکیب شیمی کانی‌های پلاژیوکلازها در محدوده آلبیت تا الیگوکلاز قرار دارد. بیشترین دما برای سنگ‌های دگرگونی گارنت-شیستی بر اساس زوج کانی گارنت-بیوتیت‌ها، ۵۵۲ درجه سانتی‌گراد تخمین زده که نشان‌دهنده رخساره اپیدوت - آمفیبولیت هستند. دما و فشار دگرگونی بر اساس زوج کانی‌های آمفیبول - پلاژیوکلاز در آمفیبول، شیست‌ها و متادیوریت‌ها در حدود ۴۲۰ تا ۴۸۷ درجه سانتی‌گراد و ۳/۹ تا ۶/۷ کیلو بار تعیین شده است که نشانگر شروع رخساره آمفیبولیت است؛ بنابراین درجه زمین‌گرایی بر مبنای سنگ‌های دگرگونی با پروتولیت‌های مختلف در محدوده ۲۹ تا ۳۱ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر است.

واژه‌های کلیدی: ترموبارومتري، پی‌سنگ پرکامبرین، پروتولیت، آمفیبولیت، شیست بازیک، حلب - میانج.

مقدمه

شامل رخنمون‌هایی از سنگ‌های دگرگونی و آذرین است که شواهدی از این تحولات را در خود ذخیره کرده است. از نظر بیشتر محققان، مجموعه‌های دگرگونی واقع در بخش شمالی کمربند زاگرس مانند تخت سلیمان، سورات و تکاب، بخشی از زون دگرگونی سنندج سیرجان هستند (Gilg et al., 2006; Alavi, 2004; Stocklin, 1968).

اشتقاق قاره گندوانا و اتصال بخش‌های شمالی شکسته‌شده پوسته این بزرگ قاره به اوراسیا، عامل اصلی در تکامل پوسته ایران است. مناطقی از شرق کمربند زاگرس و غرب رشته‌کوه البرز در استان زنجان و آذربایجان غربی

* نویسنده مرتبط: faraji.golzar@gmail.com

بسیار مشابه با خرده‌قاره مرکزی- شرقی ایران است. بر این اساس، رویدادهای ژئودینامیکی و تحولات زمین‌ساختی کمپلکس تکاب در شمال غرب ایران قابل مقایسه با این تحولات در ایران مرکزی است (Hajialioghli, 2007a, et al., 2013, Hajialioghli and Moazzen).

واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در مقطع حلب - میانج شامل انواع سنگ‌های آذرین نفوذی و آتشفشانی (اسیدی تا حدواسط و توف‌ها)، سنگ‌های دگرگونی (متابازیت، متاپلیت، مرمر، کالک سیلیکات و سیرپانتین‌ها)، ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراهای ائوسن است (شکل ۱). از لحاظ سنگ‌شناسی، بیشترین بخش سنگ‌های منطقه، متاپلیت‌ها و از نظر سنی سنگ‌های پلیتی، قدیمی‌ترین واحد در منطقه حلب - میانج هستند که همراه با سنگ‌های بازیتی و در مجاورت با گسل‌های بزرگ قینرجه - چهارطاق و گسل تخت سلیمان دگرگون شده‌اند. در منطقه مورد بررسی و در مرز با گسل‌ها، تراورتن‌زایی دیده می‌شود که به شدت خرد شده‌اند. این تراورتن‌زایی در کنار رسوبات کواترن جوان‌ترین واحدهای زمین‌شناسی منطقه را تشکیل می‌دهند. رسوبات کواترن موجود در محدوده، ناشی از فرسایش واحدهای قدیمی‌تر است که پادگانه‌های آبرفتی کوچکی را تشکیل داده‌اند.

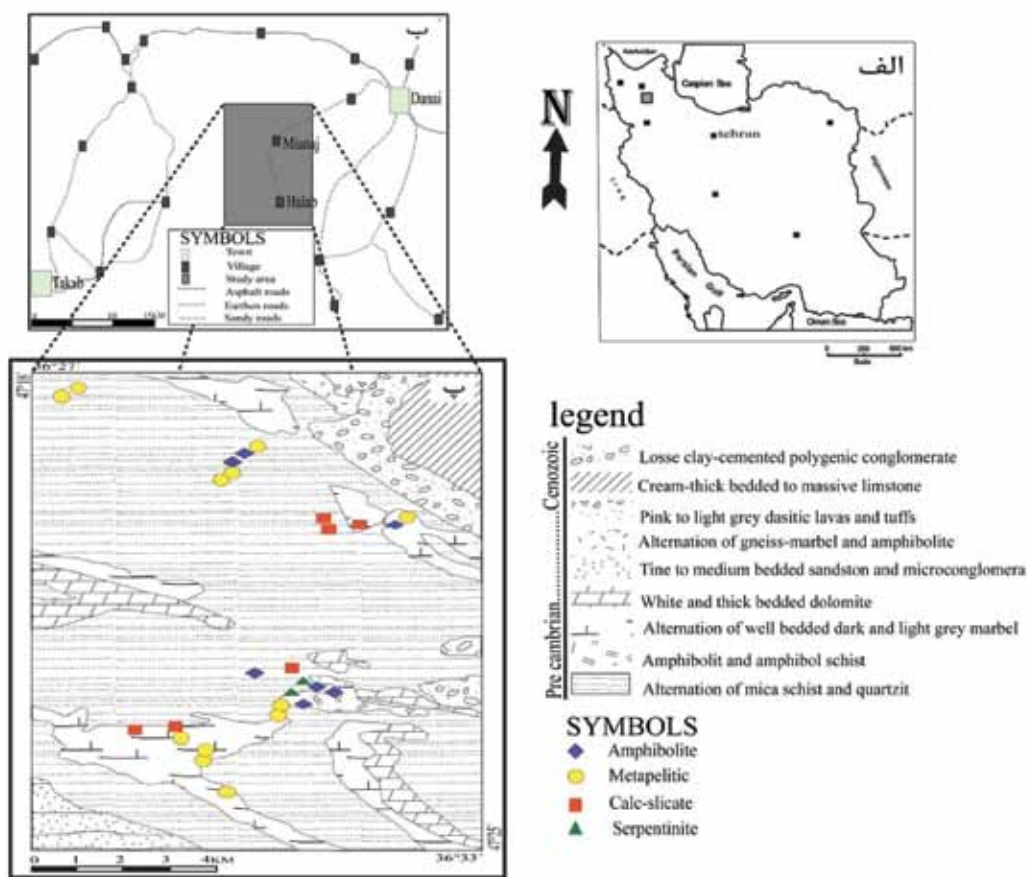
روش مطالعه

پس از مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری از مقطع حلب - میانج، ۴۶ مقطع نازک از نمونه‌های برداشت‌شده تهیه شد. این مقاطع با استفاده از میکروسکوپ عبوری - بازتابی زایس، مدل Axioplan2، بررسی شدند. پس از مطالعات پتروگرافی و تعیین پاراژنرها، از میان نمونه‌های مطالعه‌شده، از چهار نمونه به منظور انجام آنالیز نقطه‌ای، مقاطع صیقلی تهیه شد و آنالیزها با استفاده از ریزپردازنده الکترونی ساخت شرکت Cameca فرانسه، مدل SX100 با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت، فشار 4×10^{-7} Torr و جریان ۲۰ نانو آمپر در آزمایشگاه‌های مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، بخش کانی‌شناسی صورت گرفت (جدول ۱ تا ۴). ابتدا با نرم‌افزار AX اکتیویته، اعضای نهایی کانی‌های مطالعه شده، محاسبه و در رسم نمودارها از نرم‌افزارهای MinPet 2/02 استفاده شده است.

اگرچه برخی از محققان نیز معتقدند این بخش از پوسته ایران در زون ساختاری ایران مرکزی قرار دارد و در ارتباط کمتری با تحولات زون ساختاری سنندج - سیرجان است (Berberian and King, 1981, Ramezani and Tucker, 2003؛ البته اتفاق نظر کلی وجود دارد که زون سنندج- سیرجان از پرکامبرین پسین تا پالئوزویک پسین، در حاشیه جنوبی زون ایران مرکزی قرار داشته است (Shekholeslami et al., 2008) و بخشی از گندوانا شامل صفحه عربی و ایران مرکزی بوده است (Berberian and King, 1981). سنگ‌های دگرگونی منطقه حلب - میانج بخشی از این مجموعه است که تاریخچه حوادث بی‌دری دگرگونی را در خود ذخیره کرده و احتمالاً در ارتباط با حرکت‌های کوهزایی پان آفریکن در قاره‌ی گندوانا (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۶۷) تا حوادث مربوط به فرورانش نئوتتیس در زمان پالئوسن و با برخورد پلیت عربستان با بلوک ایران (Jamshidi Badr, 2010) قرار داشته است. در این مطالعه سعی شده است با استفاده از داده‌های شیمیایی و همچنین برخی از شواهد میکروسکوپی دریچه‌ای به تحولات این بخش از پوسته ایران گشوده شود.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه تکاب از نظر چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی و کانسازسازی بسیار متنوع است و گذشته زمین‌ساختی پیچیده‌ای دارد. در این منطقه، توده‌های گرانیتی بیشترین رخنمون آذرین را دارند که با تنوعی از سنگ‌های دگرگونی از درجات ضعیف دگرگونی تا درجات بالای دگرگونی شامل واحدهای میکاشیست، کوارتزیت، گنیس، آمفیبولیت، سیرپانتینیت، مرمر و مرمر دولومیتی (باباخانی و فنودی، ۱۳۷۷؛ Hajialioghli et al., 2007a, Hajialioghli et al., 2007b, Moazzen et al., Saki, 2010, et al., 2009) احاطه شده‌اند. مطالعات چینه‌شناسی در این منطقه نشان می‌دهد سنگ‌های دو بازه زمانی پرکامبرین پسین - کامبرین تا پرکامبرین پیشین و الیگومیوسن در چهار گوش تکاب، گسترش و تنوع بیشتری دارند. بررسی‌های سنگ‌شناختی، چینه‌شناسی، فسیل‌شناسی و زمین‌ساخت منطقه تکاب نشان می‌دهد که ویژگی‌های زمین‌شناسی کمپلکس تکاب



شکل ۱. الف) جایگاه مجموعه دگرگونی تکاب در نقشه ایران، ب) راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه، پ) نقشه زمین‌شناسی مقطع حلب- میانج، برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان و ۱/۱۰۰۰۰۰ تکاب (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱؛ باباخانی و فنودی، ۱۳۷۷)

بحث و بررسی

پetroگرافی سنگ‌های دگرگونی مقطع حلب- میانج

گارنت‌شیست‌ها

گارنت‌شیست‌ها به رنگ تیره و با سطح تورق براق بوده که در محدوده شمالی مقطع حلب- میانج رخمون دارند. این سنگ‌ها دارای شیستوزیته واضح و بافت پورفایروبلاستیک و گرانوبلاستیک هستند (شکل ۲. الف).

پاراژنز اصلی گارنت‌شیست‌ها، کوارتز، بیوتیت، گارنت، مسکویت به همراه کانی‌های فرعی نظیر زیرکن است. بلورهای خودشکل گارنت پورفایروبلاست اصلی در سنگ است. حجم اصلی سنگ از بیوتیت مسکویت و کوارتز تشکیل شده است که شیستوزیته سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۲. ب). بافت پورفایروبلاستیک در بخش اصلی سنگ مشاهده می‌شود. پدیده سایه فشاری در کنار گارنت‌ها و نحوه

آمفیبول شیست‌ها

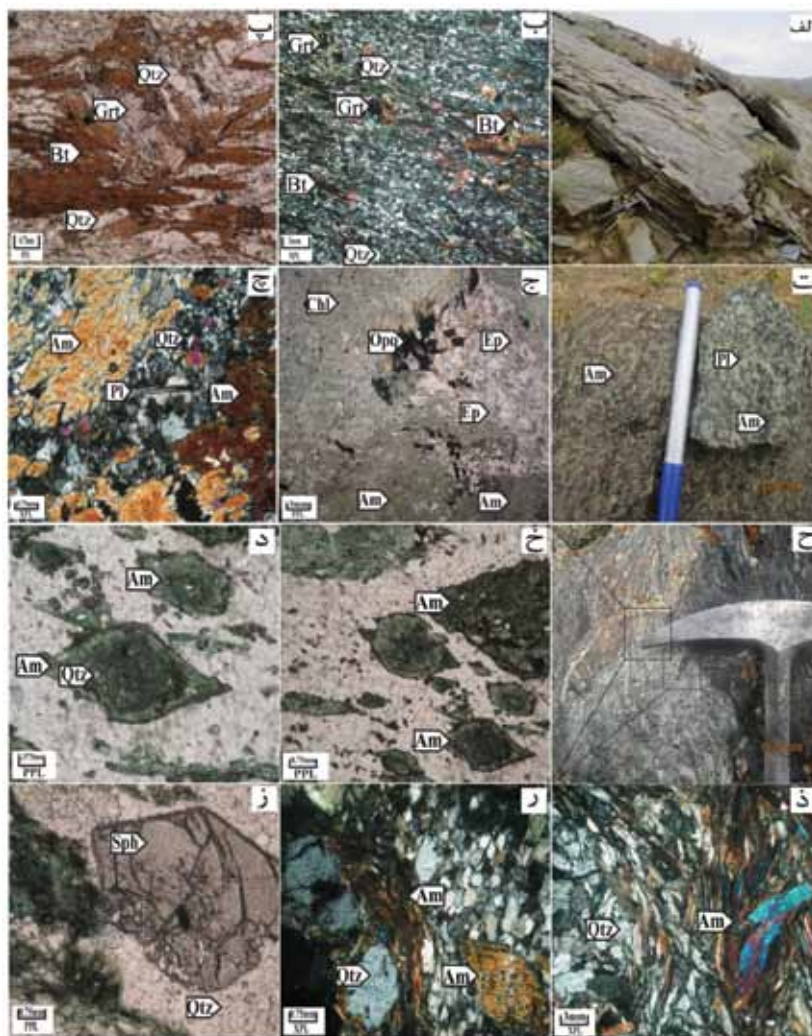
این واحدهای سنگی تیره‌رنگ و گاهی به رنگ‌های روشن‌تر که بیشتر در بخش‌های جنوبی منطقه و در محدوده روستای حلب رخمون دارند، دارای پاراژنز کانی‌شناسی آمفیبول، پلاژیوکلاز و کوارتز هستند و حاوی فنوکریست‌های آمفیبول و فلدسپار در زمینه‌ای از جنس کوارتز و به صورت فرعی حاوی کانی‌های اپک هستند (شکل ۲. ت). کانی آمفیبول به رنگ سبز و با چندرنگی سبز تا قهوه‌ای روشن در این دسته سنگ‌ها به صورت گرانوبلاست در مجاورت با کلریت‌های درشت‌بلور بی‌شکل و کانی‌های اپک قرار گرفته است و به دو دسته بی‌شکل و پورفیری، شکل‌دار به فرم لوزی‌مانند تقسیم می‌شوند (شکل ۲. ج). همچنین

خودشکل، شش ضلعی تا نیمه شکل دار و به رنگ سبز روشن تا تیره هستند که این شدت رنگ به سمت مرکز کانی بیشتر می شود و با برجستگی بسیار بالا در زمینه ای از کوارتز قابل مشاهده هستند (شکل ۲ خ). بافت پورفیروبلاستیک در بخش اصلی سنگ به همراه دو سری رخ مشخص کانی آمفیبول به وضوح دیده می شود (شکل ۲ د). بعضی از بخش های متادیوریت ها تیره تر است (شکل ۲ ح) و از لحاظ شکل، رنگ و فراوانی، کانی های آمفیبول با متادیوریت ها متفاوت هستند (شکل ۲ ذ، ر، ز).

آمفیبول ها، دارای ادخال هایی از کانی های درشتی نظیر کوارتز و اپک ها است (شکل ۲ چ). کانی دگرگونی اپیدوت به صورت ریز بلور و بدون جهت یافتگی مشخص در برخی از مقاطع قابل دیده می شود.

متادیوریت

متادیوریت ها بیشتر به رنگ خاکستری با بلورهای تیره رنگ آمفیبول در غرب روستای حلب، رخنمون دارند (شکل ۲ ح). متادیوریت ها حاوی فنوکریست هایی از آمفیبول و پلاژیوکلاز بوده و کانی فرعی آن ها اسفن است. آمفیبول ها به صورت



شکل ۲. الف) رخنمون گارنت شیست ها با شیستوزیته واضح، ب) تصاویر میکروسکوپی از بلورهای گارنت و احاطه شدن آن توسط میکاها و باندهای غنی از کوارتز، پ) گارنت با ادخال هایی از جنس کوارتز و میکاهای اطراف آن، ت) بلورهای آمفیبول، کوارتز و پلاژیوکلاز در رخنمون صحرایی آمفیبول شیست ها، ج) بلورهای آمفیبولی که در حال تجزیه به کلریت هستند به همراه کانی های اپیدوت و اپک، چ) مشاهده آمفیبول ها با دو فابریک مختلف در زمینه ای از کوارتز و پلاژیوکلاز، ح) موازی قرار گرفتن مگاکریست های آمفیبول با زمینه روشن در متادیوریت ها، خ) رخ مشخص آمفیبول با بافت اصلی نماتوبلاستیک و نماتوپورفیروبلاستیک، د) کانی آمفیبول شکل دار تا بی شکل، ذ) آمفیبول های میله ای با کلیواژهای مشخص و به رنگ قهوه ای، ر) نمایی نزدیک از بلورهای آمفیبول (طولی میله ای شکل، لوزی شکل و مشاهده ای ادخال هایی از جنس کوارتز، ز) بلور درشت اسفن در کنار آمفیبول های بی شکل. (علائم اختصاری استفاده شده در شکل ها از Kretz (1983) است)

شیمی بلورها

بر اساس مطالعات میکروسکوپی و تعیین پاراژنهای مناسب برای تخمین دما و فشار منطقه، چهار نمونه به صورت هدفدار جهت بررسی تجزیه شیمیایی نقطه‌ای دقیق^۱ انتخاب شد:

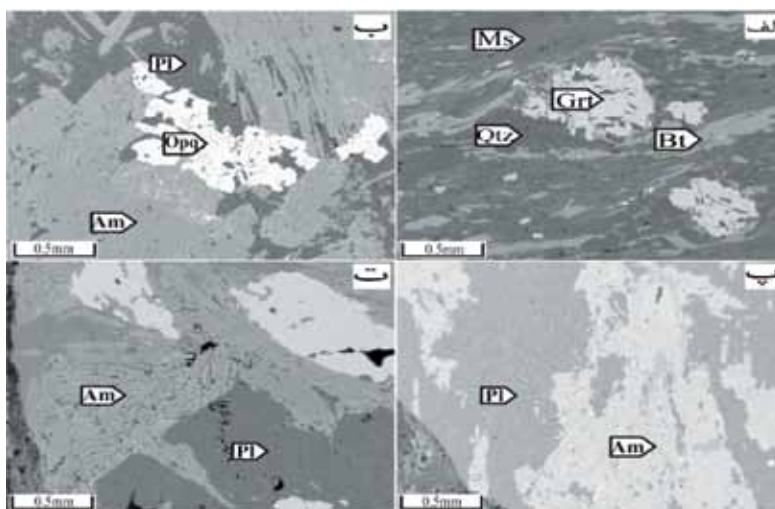
نمونه ۱۲۱ از گارنت شیبست‌ها: این نمونه از سنگ‌های رخنمون‌یافته در شمال غرب میانج با مختصات جغرافیایی^۲ 4044303-713465 برداشت شده، پاراژن اصلی شامل گارنت، بیوتیت، مسکویت و کوارتز است. مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد این نمونه برای تخمین شرایط ترمودینامیکی (فشار و دما) آخرین فاز دگرگونی بسیار مناسب است (شکل ۳. الف).

نمونه ۱۰۴ از آمفیبول شیبست‌ها: این نمونه از جنوب غرب حلب و مابین شیبست‌های پرکامبرین و واحدهای جوان‌تر بوده و در مختصات جغرافیایی 4036856-715749 برونزد

دارد. این سنگ با پاراژن کانی‌شناسی آمفیبول، کلریت، پلاژیوکلاز، کوارتز و اپک، نمونه‌ای مناسب برای تعیین شیمی کانی‌ها و استفاده از این نتایج در معادلات ترموبارومتري است (شکل ۳. ب).

نمونه ۱۱۱ از متادیوریت: این نمونه از جنوب غرب حلب و در مختصات جغرافیایی 4036538-715007 برونزد دارد و کانی‌های اصلی آن آمفیبول، کوارتز و پلاژیوکلاز به صورت اصلی و کانی‌های اسفن به صورت فرعی دیده می‌شود (شکل ۳. پ).

نمونه Z۱۱۱ از بخش‌های تیره‌تر متادیوریت‌ها: این نمونه در مجاورت نمونه سنگ شماره ۱۱۱ قرار دارد (شکل ۳. ج)؛ ولی با توجه به تفاوت‌های شاخص در نوع آمفیبول آن‌ها، از نتایج آنالیز شیمی این سنگ برای تعیین شیمی کانی‌ها، شباهت‌ها و تفاوت‌ها و روابط دقیق‌تر مابین دو نمونه استفاده خواهد شد (شکل ۳. ت).



شکل ۳. تصاویر (BSE) از سنگ‌های دگرگونی حلب-میانج. الف) گارنت شیبست‌ها نمونه ۱۲۱، ب) آمفیبول شیبست‌ها نمونه ۱۰۴، پ) متادیوریت‌ها نمونه ۱۱۱، ت) بخش تیره متادیوریت‌های نمونه Z۱۱۱

شیمی کانی‌ها و تقسیم‌بندی آن‌ها از سنگ‌های دگرگونی آنالیز شده در ادامه توضیح داده می‌شود:

مسکویت: از کانی مسکویت، چهار نقطه در گارنت شیبست‌ها آنالیز انجام شده است (جدول ۱).

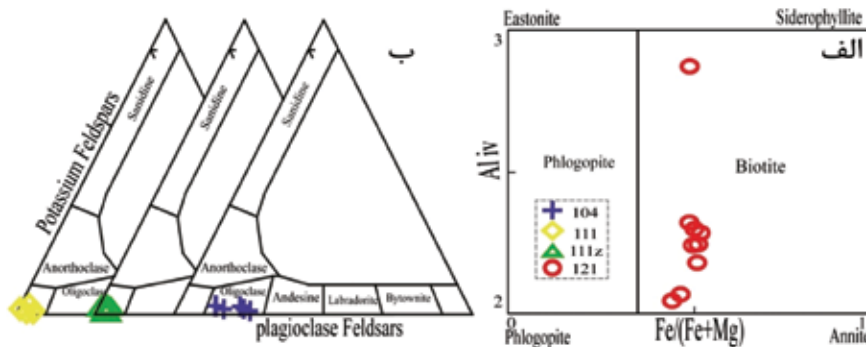
بیوتیت: از کانی بیوتیت، ۱۰ نقطه در مجاورت گارنت‌ها و در زمینه گارنت شیبست‌ها آنالیز نقطه‌ای انجام شده است (جدول ۱ و شکل ۴. الف).

فلدسپار: با توجه به نتایج آنالیز شیمیایی، ترکیب شیمی فلدسپارها بیشتر از نوع آلبیتی است (جدول ۲). ترکیب فلدسپارها در نمونه‌های ۱۱۱ و Z۱۱۱ بیشتر از ۹۹/۴ درصد، از نوع آلبیت و مابقی از نوع آنورتیت هستند و در نمونه ۱۰۴ حدوداً ۸۰ درصد از نوع آلبیت و کمتر از ۲۰ درصد از نوع آنورتیت است (جدول ۲ و شکل ۴. ب). حضور هورنبلند یا

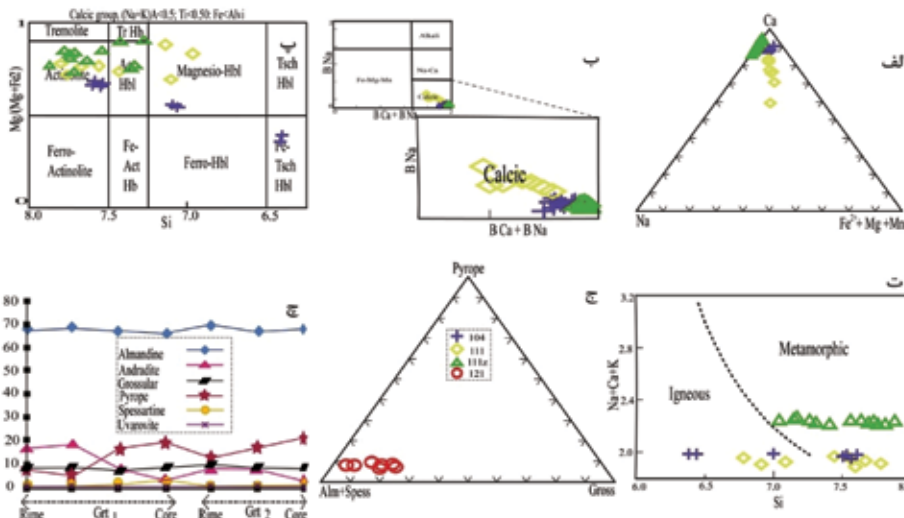
1. EPMA
2. UTM

آهن و منیزیم آن‌ها است (شکل ۵. ب، پ و ت).
 گارنت: از گارنت‌های نمونه ۱۲۱ با توجه به شکل و محل قرار گیری آن‌ها، از دو بلور متفاوت گارنت آنالیز انجام شده است. درصد بیشتر گارنت‌های منطقه از نوع آلماندن هستند (جدول ۴ و شکل ۵. ج). با توجه به تغییرات اعضای انتهایی گارنت‌ها در پروفیل (شکل ۵. چ)، آلماندن از حاشیه به مرکز نوسان چندانی را نشان نمی‌دهد؛ ولی مقادیر اسپسارتین و گراسولار نشانگر دو مرحله دگرگونی در این گارنت‌ها است که در ابتدا یک مرحله پیش‌رونده دگرگونی و سپس مرحله پس‌رونده دگرگونی را نشان می‌دهند، مقادیر ناچیز افزایش آلماندن با مرحله پیش‌رونده و کاهش اسپسارتین و گراسولار هماهنگی دارند.

آبیدوت با پلاژیوکلاز در یک سنگ، سبب فقیر شدن پلاژیوکلاز از آنورتیت می‌شود، پلاژیوکلاز همزیست با اکتینولیت از نوع آلبیت است؛ حال آنکه پلاژیوکلاز همزیست با هورنبلند از نوع الیگوکلاز یا آندزین است (معین‌وزیری، ۱۳۷۷) و این مهم در نتایج شیمی کانی‌های مورد مطالعه کاملاً صدق می‌کند.
 آمفیبول: تمام آمفیبول‌های تجزیه‌شده از هر سه نمونه از نوع کلسیک می‌باشند و بیشتر آن‌ها حاصل دگرگونی هستند (جدول ۳. الف و ب و شکل ۵. الف، ب و ت). بر اساس تقسیم بندی‌های ترکیب آمفیبول‌های کلسیک منطقه Hawthorne et al. (1981) بیشتر از نوع مگنزئو هورنبلند، اکتینولیت و اکتینولیت هورنبلند هستند (شکل ۵. پ). تفاوت مشاهده‌شده میان آمفیبول نمونه‌های ۱۱۱ و ۱۱۱Z در میزان سدیم، کلسیم،



شکل ۴. الف) نمودار طبقه‌بندی میکاها بر پایه اعضای انتهایی محاسبه‌شده بر مبنای ۲۳ اکسیژن با استفاده از روش (Rieder et al., 1998) بیشتر نمونه‌ها در محدوده بیوتیت‌های غنی از Mg قرار می‌گیرند، ب) محدوده ترکیبی فلدسپارهای حلب - میانج بر مبنای اعضای انتهایی محاسبه شده بر اساس ۸ اکسیژن. (Deer et al., 1992)



شکل ۵. الف) محدوده ترکیبی آمفیبول‌های حلب - میانج طبق تقسیم‌بندی (Robinson et al., 1982)، ب) تقسیم‌بندی آمفیبول‌های حلب - میانج بر مبنای (Hawthorne et al., 1981)، در این تقسیم‌بندی همه آمفیبول‌های آنالیز شده در محدوده کلسیک قرار می‌گیرند، پ) نمودار نتایج تقسیم‌بندی آمفیبول‌های کلسیک (Hawthorne et al., 1981)، ت) نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌های دگرگونی و آذرین حلب - میانج بر اساس (Sial et al., 1998)، ج) محدوده ترکیبی گارنت‌های حلب - میانج بر مبنای اعضای انتهایی محاسبه‌شده بر اساس ۱۲ اکسیژن که بیشتر از نوع آلماندن است، چ) تغییرات اعضای انتهایی در پروفیل ۲ کانی گارنت از سمت حاشیه به مرکز بلور

اسفن (تیتانیت): ترکیب شیمیایی کانی اسفن در نمونه گارنت‌شیت‌ها مشخص شده است (جدول ۴)
 تا درشت‌بلور در نمونه ۱۰۴ قابل رؤیت هستند. از این کانی، ۷ نقطه آنالیز شده است که ترکیب شیمیایی آن تقریباً همگن ایلمینیت: کانی‌های تیره‌رنگ (اپیک) در همه جای سنگ حضور دارند؛ اما به‌عنوان کانی فرعی و به‌صورت ریز است (جدول ۴).

جدول ۱. نتایج آنالیز ریزپردازش فنوکریست‌های بیوتیت و مسکویت‌های نمونه متاپلیتی

Mineral	Biotite							Muscovite						
	Sample No													
	121							121						
	13	14	15	16	17	18	26	27	28	29	22	23	24	25
SiO ₂	36.7	36.3	36.5	35.1	35.6	35.7	38.9	37.7	28.7	30.8	46.78	48.05	47.47	48.5
TiO ₂	1.90	1.85	1.79	1.77	1.75	1.77	1.79	1.77	0.24	0.42	0.52	0.40	0.39	0.42
Al ₂ O ₃	18.8	19.5	19.1	18.8	18.6	18.7	18.6	18.1	20.2	19.7	34.3	34.9	34.7	34.3
FeO	18.0	18.6	18.2	17.7	18.4	18.1	16.6	16.6	24.4	23.9	1.54	1.26	1.34	1.40
MnO	0.11	0.10	0.13	0.10	0.10	0.10	0.11	0.09	0.25	0.12	>DL	>DL	0.02	>DL
MgO	9.31	9.35	9.70	9.86	9.37	9.38	11.18	10.38	12.7	13.3	0.98	0.95	0.77	1.06
CaO	0.19	0.16	0.12	0.17	0.13	0.15	0.11	0.08	0.19	0.17	0.10	0.08	0.04	0.06
Na ₂ O	0.21	0.20	0.23	0.20	0.17	0.20	0.20	0.11	0.04	0.07	0.74	0.71	0.89	0.78
K ₂ O	9.57	9.88	9.53	9.34	9.28	9.32	9.46	9.80	7.12	7.21	10.5	10.2	10.2	10.4
F	>DL	0.40	1.43	1.03	0.66	0.93	>DL	0.01	>DL	>DL	0.01	1.04	>DL	>DL
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.31	0.35	0.14	0.17	0.05	0.03	0.03	0.04
Li ₂ O	0.98	0.85	0.92	0.52	0.68	0.69	1.61	1.26	>DL	>DL	>DL	0.25	>DL	>DL
H ₂ O	4.01	3.84	3.35	3.41	3.61	3.48	4.04	3.88	3.58	3.68	4.50	4.08	4.54	4.44
Total	99.9	100.8	100.4	97.6	98.1	98.1	102.7	100.0	97.2	99.6	100.0	101.1	100.3	92.4
Si	5.49	5.40	5.44	5.40	5.45	5.45	5.57	5.58	4.72	4.91	6.22	6.30	6.27	6.56
Al iv	2.51	2.60	2.56	2.60	2.55	2.55	2.43	2.42	3.28	3.09	1.78	1.70	1.73	1.44
Al vi	0.80	0.82	0.80	0.80	0.80	0.82	0.71	0.75	0.63	0.61	3.60	3.62	3.67	4.02
Ti	0.21	0.21	0.20	0.20	0.20	0.20	0.19	0.20	0.03	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04
Cr	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	0.01	>DL	>DL	>DL
Fe	2.26	2.32	2.27	2.28	2.35	2.31	1.99	2.06	3.36	3.19	0.17	0.14	0.15	0.16
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	>DL	>DL	>DL	>DL
Mg	2.08	2.08	2.15	2.26	2.14	2.14	2.39	2.29	3.12	3.16	0.19	0.19	0.15	0.21
Ca	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.06	0.06	0.07	0.06	0.05	0.06	0.06	0.03	0.01	0.02	0.19	0.18	0.23	0.20
K	1.83	1.88	1.81	1.83	1.81	1.82	1.73	1.85	0.15	0.26	1.79	1.70	1.71	1.75
OH	4.00	3.81	3.33	3.50	3.68	3.55	3.86	3.84	3.93	3.91	4.00	3.57	4.00	4.00
F	DL>	0.19	0.67	0.50	0.32	0.45	0.14	0.16	0.07	0.09	>DL	0.43	>DL	>DL
Al total	3.31	3.42	3.37	3.41	3.35	3.36	3.14	3.17	3.91	3.71	5.38	5.32	5.40	5.46
Fe/Fe+Mg	0.52	0.53	0.51	0.50	0.52	0.52	0.45	0.47	0.52	0.50	0.47	0.43	0.49	0.43

محاسبه فرمول ساختاری بیوتیت و مسکویت بر پایه 23 اکسیژن از (Tindle and Webb, 1990; Monier and Robert, 1986). اکسیدها بر حسب درصد هستند.

جدول ۲. نتایج آنالیز ریزپردازش فنوکریست‌های فلدسپار نمونه‌های آمفیبول‌شیبست و متادوریت

Mineral	Plagioclase														
	104					111					111z				
	24	25	26	27	28	9	10	11	12	13	6	7	8	9	10
Sample No															
SiO ₂	64.7	65.3	66.2	67.3	66.0	67.3	65.8	66.7	66.3	66.7	68.6	68.1	68.2	68.5	68.2
TiO ₂	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	0.0	0.02	>DL
Al ₂ O ₃	21.5	22.0	21.0	20.3	21.3	21.8	21.7	21.3	21.4	22.2	21.2	20.7	21.1	20.9	20.9
FeO	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	>DL	>DL	>DL	>DL	0.2	0.1	>DL	0.1	>DL	0.1
MnO	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL
MgO	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL
CaO	4.5	4.6	4.4	3.2	4.4	0.1	0.1	0.1	>DL	0.2	0.4	0.3	0.2	0.3	0.2
Na ₂ O	10.0	9.1	9.0	9.6	9.0	10.5	11.2	11.1	11.8	11.4	10	11.3	11.1	11.1	11.6
K ₂ O	>DL	>DL	>DL	0.4	>DL	>DL	>DL	0.1	0.1	>DL	>DL	>DL	0.2	>DL	>DL
Total	100.9	101.0	100.7	101.0	100.8	100.4	100.3	99.3	100.1	100.8	100.36	100.5	100.9	100.93	101.09
Si	11.4	11.4	11.6	11.7	11.5	11.7	11.6	11.7	11.7	10.6	11.9	11.8	11.8	11.8	11.8
Al	4.4	4.5	4.3	4.2	4.4	4.5	4.5	4.4	4.4	4.2	4.3	4.2	4.3	4.3	4.3
Fe ³⁺	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL
Fe ²⁺	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL
Ti	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL
Mn	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL
Mg	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL+
Ba	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL
Ca	0.9	0.9	0.8	0.6	0.8	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	0.1	0.1	>DL	0.1	>DL
Na	3.4	3.1	3.1	3.3	3.0	3.5	3.9	3.8	4.0	3.5	3.4	3.8	3.7	3.7	3.9
K	>DL	>DL	>DL	0.1	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	0.1	>DL	>DL
Cation	20.1	19.9	19.8	19.9	19.8	19.8	20.0	20.0	20.1	21.1	19.6	19.9	19.9	19.8	20.0
Ab	79.9	78.1	78.8	82.5	78.6	99.5	99.5	99.4	99.6	98.9	97.6	98.2	98.3	98.4	98.7
An	19.9	21.7	21.1	15.4	21.2	0.3	0.2	0.3	0.1	0.9	2.2	1.6	0.8	1.3	1.1
Or	0.2	0.2	0.1	2.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.9	0.2	0.2

محاسبه فرمول ساختاری فنوکریست‌های فلدسپار بر پایه 8 اکسیژن از (Droop, 1987). اکسیدها بر حسب درصد می‌باشند.

جدول ۳. الف) نتایج آنالیز ریزپردازش فنوکریست‌های آمفیبول نمونه‌های آمفیبول‌شیبست و متادوریت

Mineral	Amphibole															
	104					111										
	19	20	21	22	23	36	37	38	1	2	3	4	5	6	7	8
Sample No																
SiO ₂	49.3	49.8	49.1	50.1	46.4	41.7	40.7	40.0	43.6	50.2	49.5	44.2	46.4	51.2	50.1	48.5
TiO ₂	0.2	0.1	0.2	0.1	0.3	0.5	0.5	0.5	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1
Al ₂ O ₃	4.9	4.5	5.0	4.5	10.3	16.4	17.0	16.1	9.4	5.6	6.6	9.1	6.2	3.7	4.5	6.6
FeO	15.5	15.1	15.2	15.3	16.3	17.2	17.3	17.4	15.2	10.9	11.9	11.4	10.4	12.5	13.3	13.4
MnO	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.5
MgO	13.8	13.8	13.6	14.2	10.7	7.1	7.2	8.1	13.7	16.3	15.4	17.2	19.3	16.2	15.2	14.8
CaO	11.5	11.7	11.6	11.6	11.4	11.2	11.1	11.2	10.8	11.2	11.0	9.1	10.2	9.9	10.3	7.7
Na ₂ O	0.8	0.8	0.8	0.4	1.2	1.9	2.0	1.9	2.2	1.8	1.8	1.9	1.8	1.6	1.7	3.1
K ₂ O	0.2	0.2	0.2	0.1	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.1	0.1	0.2
F	0.1	0.2	>DL	0.1	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	0.1	>DL	0.9	>DL	>DL	>DL	>DL
Cr ₂ O ₃	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	0.8	>DL	>DL	>DL	>DL
Total	99.2	98.8	98.4	99.5	98.6	98.8	98.6	98.3	98.9	99.2	99.4	99.0	99.0	98.8	98.6	98.1
Si	7.4	7.5	7.5	7.5	7.0	6.4	6.4	6.3	6.7	7.4	7.4	6.8	7.0	7.6	7.6	7.4
Al ^{iv}	0.6	0.5	0.5	0.5	1.0	1.6	1.6	1.7	1.3	0.6	0.6	1.2	1.0	0.4	0.4	0.6
Al ^{vi}	0.3	0.3	0.3	0.2	0.7	1.2	1.3	1.1	0.3	0.3	0.4	0.3	>DL	0.2	0.3	0.4
Ti	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	0.1	0.1	0.1	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL
Cr	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	0.1	>DL	>DL	>DL	>DL
Fe ³⁺	0.6	0.4	0.4	0.7	0.4	0.1	0.2	0.4	1.0	0.4	0.5	1.3	1.2	0.8	0.6	1.1
Fe ²⁺	1.2	1.4	1.3	1.1	1.6	2.0	1.9	1.7	0.7	0.9	0.9	>DL	>DL	0.7	0.9	0.4
Mn	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	0.1
Mg	2.9	2.9	2.9	2.9	2.3	1.6	1.6	1.7	2.9	3.3	3.2	3.5	3.9	3.3	3.1	3.0
Ca	1.7	1.8	1.8	1.7	1.8	1.8	1.7	1.7	1.6	1.7	1.6	1.3	1.5	1.4	1.5	1.1
Na	0.2	0.2	0.2	0.1	0.3	0.6	0.6	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.5	0.8
K	>DL	>DL	>DL	>DL	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.4	0.4	0.5	0.8	0.8	0.8	1.0	1.0	0.8	0.8	0.9
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{vi})	0.7	0.6	0.6	0.7	0.3	0.1	0.1	0.3	0.8	0.5	0.5	0.8	1.0	0.8	0.7	0.7

محاسبه فرمول ساختاری فنوکریست‌های آمفیبول بر پایه 23 اکسیژن از (Leake, 1997; Rock and Leake, 1984; Mogessie et al, 1990). اکسیدها بر حسب درصد هستند.

جدول ۳. ب) نتایج آنالیز ریزپردازش فنوکریست‌های آمفیبول نمونه‌های متادیوریت

Mineral	Amphibole												
	Sample No	111z											
	1	2	3	4	5	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	52.4	51.0	50.3	49.6	52.1	49.4	42.9	53.5	52.1	53.6	51.8	52.6	49.0
TiO ₂	>DL	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.4	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2
Al ₂ O ₃	2.8	3.8	3.3	3.0	2.6	6.5	12.0	2.3	3.5	2.3	3.9	2.3	6.3
FeO	8.3	9.3	9.3	9.0	8.3	10.5	13.2	10.0	11.7	7.5	10.6	9.4	10.6
MnO	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3
MgO	19.1	17.9	19.4	20.3	19.1	16.4	13.1	17.6	16.3	19.9	16.9	18.7	15.9
CaO	12.2	12.0	12.1	11.9	12.3	11.7	11.5	12.2	11.4	12.7	12.1	12.4	11.5
Na ₂ O	1.0	1.0	0.8	1.2	0.7	1.6	2.6	0.7	1.2	0.6	1.1	0.6	1.5
K ₂ O	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3
F	0.1	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	0.2	>DL	>DL	0.1	>DL	>DL	>DL
Cr ₂ O ₃	0.3	0.3	0.2	0.3	0.4	0.1	0.2	0.4	0.4	0.1	0.5	>DL	0.1
Total	98.9	98.3	98.9	98.9	98.5	99.5	99.1	99.4	99.6	99.5	98.8	99.0	99.1
Si	7.7	7.6	7.5	7.4	7.7	7.3	6.5	7.8	7.6	7.8	7.5	7.7	7.3
Al ^{iv}	0.3	0.4	0.5	0.5	0.3	0.7	1.5	0.2	0.4	0.2	0.5	0.3	0.7
Al ^{vi}	0.1	0.2	>DL	>DL	0.1	0.3	0.5	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.4
Ti	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL
Cr	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	0.1	>DL	>DL
Fe ³⁺	0.3	0.3	0.8	1.0	0.4	0.4	0.5	0.2	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4
Fe ²⁺	0.6	0.7	0.3	>DL	0.5	0.8	1.1	0.9	1.0	0.5	0.9	0.7	0.9
Mn	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL
Mg	3.9	3.7	3.9	4.1	3.9	3.4	2.8	3.6	3.4	4.0	3.5	3.8	3.3
Ca	1.8	1.8	1.7	1.7	1.8	1.7	1.8	1.8	1.7	1.8	1.8	1.8	1.7
Na	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.4	0.7	0.2	0.3	0.1	0.3	0.2	0.4
K	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	0.1	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	0.1
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.9	0.8	0.9	1.0	0.9	0.8	0.7	0.8	0.8	0.9	0.8	0.8	0.8
Fe ³ /(Fe ³ +Al ^{vi})	0.7	0.6	1.0	1.0	0.8	0.6	0.5	0.6	0.7	0.7	0.7	0.8	0.5

محاسبه فرمول ساختاری فنوکریست‌های آمفیبول بر پایه 23 اکسیژن از (Leake, 1987; Rock and Leake, 1984; Mogessie et al, 1990).
اکسیدها بر حسب درصد می‌باشند.

جدول ۴. نتایج آنالیز ریزپردازش فنوکریست‌های گارنت، ایلمینیت و اسفن نمونه‌های آمفیبول شیبست و گارنت شیبست‌ها.

Mineral	Garnet							Mineral	Ilmenite				Sphe	
	Sample. No	121							Sample No	104			121	
	9	10	11	12	19	20	21	29	30	34	35	2	3	
SiO ₂	37.4	37.2	37.8	38.1	37.6	37.7	38.1	SiO ₂	0.02	0	0.02	0.09	30.4	30.1
TiO ₂	0.06	0.02	0.07	0.02	0.06	0.10	0.09	TiO ₂	55.1	55.2	54.0	54.1	37	39.5
Al ₂ O ₃	20.8	20.6	20.7	20.0	20.5	20.6	21.1	FeO	44.3	44.2	44.5	44.1	1.13	0.71
FeO	30.2	30.3	30.7	31.2	31.1	30.0	31.0	Al ₂ O ₃	0.02	0.13	0.7	1.26	1.44	1.04
MnO	7.24	7.86	3.38	1.19	3.37	3.25	1.14	Na ₂ O	0.04	0.01	0.04	0.02	0.05	0.03
MgO	1.99	2.06	1.76	2.04	2.32	2.01	1.96	K ₂ O	0.01	>DL	>DL	>DL	0.02	0.01
CaO	2.51	1.69	6.08	7.59	4.29	5.87	7.58	MgO	0	0.23	0.25	0.17	>DL	>DL
Na ₂ O	>DL	0.04	0.03	>DL	>DL	0.12	0.02	CaO	0.06	0.01	0.02	0.03	28.2	28.9
K ₂ O	0.01	>DL	>DL	>DL	0.01	>DL	>DL	MnO	1.15	1.11	1.15	1.16	0.07	0.06
F	0.04	>DL	0.09	0.34	1.47	>DL	0.02	V ₂ O ₅	0.05	0.22	0.15	0.14	>DL	>DL
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	>DL	>DL	0.02	0.01	>DL	Cr ₂ O ₃	>DL	>DL	>DL	0.01	0.06	0.01
Total	100.1	99.9	100.5	100.2	99.4	99.6	100.9	F	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL
Si	3.02	3.02	3.02	3.04	3.04	3.03	3.02	P ₂ O ₅	0.01	0.03	0.01	0.02	0.27	0.06
Al ^{iv}	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	Total	100.6	101.0	100.86	101.0	98.7	100.4
Al ^{vi}	1.98	1.98	1.95	1.89	1.95	1.95	1.97	Si	>DL	>DL	>DL	>DL		
Ti	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	0.01	0.01	Ti	2.08	2.08	2.01	2.02		
Cr	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	>DL	Al	>DL	0.01	0.04	0.07		
Fe ³⁺	>DL	>DL	0.02	0.06	>DL	0.01	0.01	Fe ³⁺	>DL	>DL	>DL	>DL		
Fe ²⁺	2.04	2.06	2.03	2.02	2.10	2.01	2.04	Fe ²⁺	1.86	1.85	1.84	1.83		
Mn	0.50	0.54	0.23	0.08	0.23	0.22	0.08	Mn	0.05	0.05	0.05	0.05		
Mg	0.24	0.25	0.21	0.24	0.28	0.24	0.23	Mg	0.00	0.02	0.02	0.01		
Ca	0.22	0.15	0.52	0.65	0.37	0.51	0.64	Ca	0.00	0.00	0.04	0.00		
Almandine	67.9	68.5	67.54	66.6	70.0	67.0	67.94	TOTAL	4	4	4	4		
Andradite	0.07	0.11	0.98	2.99	0.13	0.36	0.59							
Grossular	7.22	4.76	16.64	19.2	12.4	16.8	21.10							
Pyrope	8.07	8.38	7.10	8.33	9.51	8.19	7.80							
Spessartine	16.7	18.1	7.74	2.76	7.85	7.53	2.58							
Uvarovite	0.03	0.06	>DL	>DL	0.07	0.03	>DL							
cations	99.0	99.0	98.7	97.4	98.1	98.2	98.9							

فرمول ساختاری فنوکریست‌های گارنت بر پایه ۱۲ اکسیژن ساختاری از (Droop, 1987) و فرمول ساختاری ایلمینیت نیز بر پایه ۶ اکسیژن محاسبه شده است. اکسیدها بر حسب درصد هستند.

ترموبارومتري

ترمومتري گارنت - بیوتیت

در بسیاری از نواحی دگرگونی، کانی‌های شاخص موجود در متاپلیت‌ها، توزیع فضایی منظمی مرتبط با شدت دگرگونی را نشان می‌دهند (Bucher and Frey, 1994). ترمومتري گارنت - بیوتیت یکی از رایج‌ترین دماسنج‌های تبادل‌ی است و طیف وسیعی از درجات دگرگونی را پوشش می‌دهد؛ به‌طور ویژه ترمومتر گارنت-بیوتیت در رخساره‌های دگرگونی شیب‌سبز و آمفیبولیت کاربرد نسبتاً خوبی دارد. کالیبراسیون‌هایی که برای دماسنجی تشکیل این کانی‌ها استفاده شده است، همگی توسط مشاهده‌های صحرایی و یا آزمایشگاهی کالیبره شده‌اند. ترمومتري زوج گارنت-بیوتیت در گارنت‌شیب‌های مقطع حلب - میانج با استفاده از کالیبراسیون‌های مختلف در محدوده دمایی ۴۳۵/۵۲ تا ۵۵۲/۳۹ درجه سانتی‌گراد قرار می‌گیرد (جدول ۵).

جدول ۵. ترمومتري گارنت-بیوتیت‌های مقطع حلب - میانج با کالیبراسیون‌های مختلف

Thermometer	Temperature (°C)
Thompson, 1976	474.65 - 520.17
Ferry/Spear, 1978	432.02 - 483.72
Perchuk and Lavernte, 1983	495.99 - 528.43
Dasgupta et al, 1991	438.90 - 506.34
Bhattacharya et al, 1992-GS	466.60 - 547.90
Bhattacharya et al, 1992-HW	477.83 - 552.39

ژئوترمومتري بیوتیت

کانی بیوتیت از میزبان‌های مهم Ti محسوب می‌شود. میزان Ti موجود در بیوتیت وابسته به تغییرات دما، فشار، شیمی بلور بیوتیت و مجموعه کانی‌های همزیست است (Henry and Guidotti, 2002). دما بیشترین تاثیر را بر میزان Ti در بیوتیت دارد و با افزایش این پارامتر، میزان Ti افزایش می‌یابد؛ ولی با افزایش فشار غلظت Ti به‌طور قابل توجهی کاهش می‌یابد (Henry and Guidotti, 2005). دمای حاصل از روش ژئوترمومتر Ti در تک کانی بیوتیت با استفاده از فرمول زیر قابل تخمین است:

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

نتایج ژئوترمومتري بیوتیت برای بیوتیت گارنت‌شیب‌های

حلب - میانج در محدوده دمایی ۵۸۸ تا ۶۰۱ درجه سانتی‌گراد قرار می‌گیرد (جدول ۶ و شکل ۶. الف).

ژئوبارومتري آمفیبول

ترکیب شیمیایی آمفیبول تحت تأثیر عواملی مانند فشار، حرارت، فوگاسیته اکسیژن و میزان آب تغییر می‌کند (Helz, 1982; Spear, 1981). وجود یک رابطه خطی بین میزان آلومینیم و تیتانیم آمفیبول و عمق و دمای تبلور توسط مطالعات آزمایشگاهی محققان مختلف به اثبات رسیده است. بر اساس این رابطه، دما- فشارسنجی آمفیبول‌ها به‌منظور تخمین شرایط تشکیل آن انجام می‌شود (Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Anderson and Smith, 1995).

بر اساس این نتایج، ماکزیمم فشار آمفیبول‌های منطقه حلب - میانج با روش (Anderson and Smith, 1995) در محدوده دمایی ۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد برابر با ۷/۱۶ و کمترین آن ۳/۶۳ کیلوبار است (جدول‌های ۷ و ۸).

جدول ۶. دماسنجی بیوتیت‌های دگرگونی مقطع حلب - میانج با کالیبراسیون (Henry and Guidotti, 2005)

Henry et al (2005)	XMg _(0.275-1.000)	Ti _(0.04-0.60)	T (°C) ₍₄₈₀₋₈₀₀₎
Bt ₁₋₁₃	0.479	0.215	601
Bt ₁₋₁₄	0.472	0.207	593
Bt ₁₋₁₅	0.487	0.201	590
Bt ₁₋₁₆	0.498	0.205	596
Bt ₁₋₁₇	0.476	0.201	588
Bt ₁₋₁₈	0.480	0.203	591
Bt ₂₋₂₆	0.546	0.193	598
Bt ₂₋₂₇	0.527	0.197	597

جدول ۷. نتایج فشارسنجی آمفیبول‌های مقطع حلب - میانج با استفاده از آلومینیم کل براساس روش (Anderson and Smith, 1995)

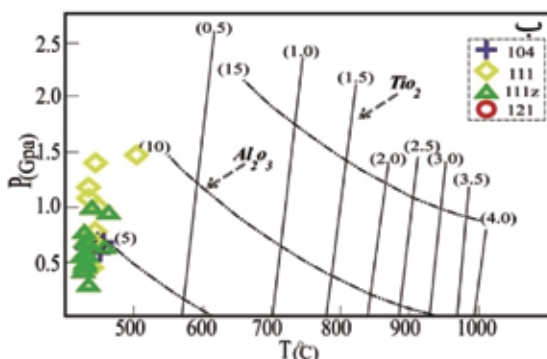
Sample No	Al _{tot}	T ¹	P ³	T ²	P	T ³	P
104	23	1.738	600	5.72	650	5.49	700
111	4	1.450	600	4.22	650	4.08	700
111z	12	2.012	600	7.16	650	6.84	700

1: $P(\pm 6.0 \text{ kbar}) = 4.76\text{Al} - 3.01 - \{(T^{\circ}\text{C}) - 675\}/85\} \times \{0.530\text{Al} + >\text{DL}5294[T^{\circ}\text{C} - 675]\}$
 2: T = °C
 3: P = Kbar

نتایج این کالیبراسیون‌ها نیز مشابه روش (Anderson and Smith, 1995) و با تأیید آن در محدوده ۲/۷ تا ۶/۶ کیلوبار قرار دارد (جدول ۸).

ترموبارومتری آمفیبول

ترموبارومتری نیمه کمی که با استفاده از مقادیر آلومینیم و تیتانیوم موجود در ترکیب آمفیبول صورت گرفته (Ernst and Liu, 1998) و نتایج این روش در آمفیبول‌های مقطع حلب - میانج، محدوده دمایی ۴۲۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳ تا ۱۵ کیلوبار را نشان می‌دهد (شکل ۶. ب).

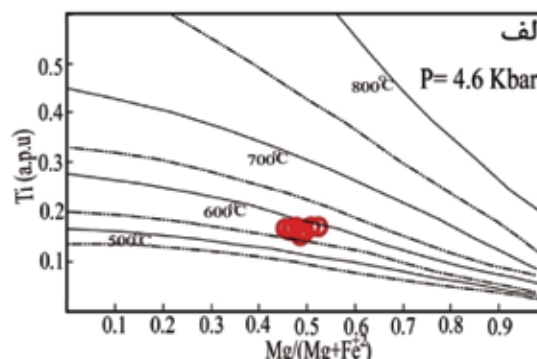


شکل ۶. الف) محدوده دمایی بیوتیت‌های منطقه حلب - میانج در فشار ثابت (4/6 Kbar (Henry and Guidotti, 2005) ب) نمودار دما-فشار و ایزوپلیت‌های اکسیدهای اصلی TiO_2 و Al_2O_3 در آمفیبول‌های مقطع حلب - میانج (Ernst and Liu, 1998)

جدول ۸. نتایج فشارسنجی آمفیبول‌های مقطع حلب - میانج با استفاده از آلومینیم کل و براساس روش‌های مختلف

Sample no.	104	111	111z
Al_{tot}	1.738	1.450	2.011
Barometers	Pressures (kbar)		
Hammarstrom and Zen., 1986 ¹	4.8	3.4	6.2
Hollister et al., 1987 ²	5.0	3.4	6.6
Johnson and Rutherford., 1989 ³	3.9	2.7	5.1
Schmidt., 1992 ⁴	5.3	3.9	6.6
average	4.75	3.35	6.12

1. $P(\pm 3kbar) = 3.92 + 5.03 Al_{(total)}$
2. $P(\pm 1kbar) = 4.76 + 5.64 Al_{(total)}$
3. $P(0.5 kbar) = 3.46 + 4.23 Al_{(total)}$
4. $P(\pm 0.6kbar) = 3.01 + 4.76 Al_{(total)}$



فشار را با دو روش جداگانه (Anderson؛ Schmidt, 1992) and Smith, 1995 محاسبه و بر طبق دو دسته داده‌های فشاری، دما محاسبه شده است (جدول ۹). محدوده دمایی نمونه‌های مختلف با توجه به فشارهای تخمین زده شده، متفاوت و از ۴۲۷ تا ۵۵۶ درجه سانتی‌گراد است.

نتایج ژئوترموبارومترهای مختلف در سنگ‌های دگرگونی حلب - میانج، برای تعیین رخساره و درجه دگرگونی این منطقه در نمودار تقسیم‌بندی سنگ‌های دگرگونی (شکل ۷. الف) و نمودار تقسیم‌بندی زون‌های دگرگونی (شکل ۷. ب) پلات شد. با توجه به نتایج متاپلیت‌های (گارت شیبست‌ها) مقطع حلب میانج، درجه دگرگونی آن‌ها ضعیف تا متوسط است و در رخساره شیبست‌سبز زیرین تا آمفیبولیت دگرگون شده‌اند، جزو سری باروین است و در زون‌های دگرگونی بیوتیت

ترموبارومتری آمفیبول - پلاژیوکلاز

روش ترمومتری هورنبلند- پلاژیوکلاز با دو روش متفاوت انجام شده است. ابتدا سه واکنش جداگانه که واکنش ادنیت- ترمولیت برای سنگ‌هایی که حاوی کوارتز با پلاژیوکلاز دارای محتوای آنورتیت کمتر از ۰/۹۲ هستند، قابل استفاده است. شرط دیگر میزان سیلیسیم در بلور آمفیبول کمتر یا مساوی ۷/۸ در واحد فرمول (apfu) باشد. (Blundy and Holland, 1990) این ترمومتر برای دماهای بین ۵۰۰-۱۱۰۰ قابل استفاده است. در سال ۱۹۹۴ روش ترمومتری آمفیبول- پلاژیوکلاز بازبینی شد (Holland and Blundy, 1994). از آنجاکه محاسبه دما در این روش ترمومتری تابعی از فشار است، لازم است تا فشار نیز محاسبه شود. به همین منظور، ابتدا ۶ جفت آمفیبول و پلاژیوکلاز همزیست انتخاب شده و

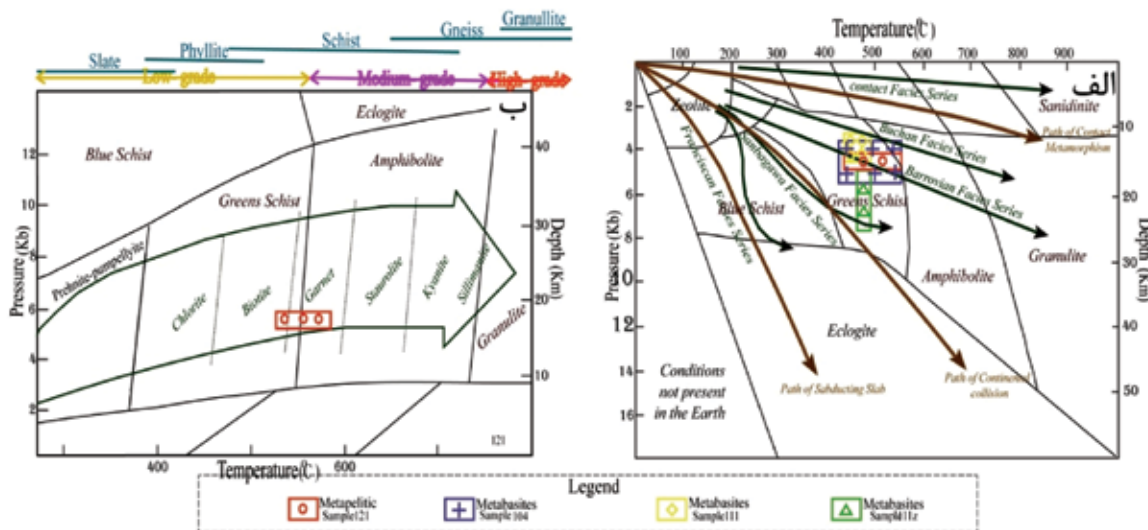
و گارنت قرار دارند (شکل ۷ ب). متابازیت‌ها (آمفیبول شایسته‌ها و متادیوریت‌ها) نیز مشابه متاپلیت‌ها می‌باشند و در رخساره آمفیبولیت زیرین (اپیدوت - آمفیبولیت) دگرگون شده‌اند، با این تفاوت که عمق و فشار دگرگونی در این دسته سنگ‌ها بیشتر از متاپلیت‌ها (گارنت‌شایسته‌ها) است (شکل ۷ الف).

جدول ۹. نتایج دما-فشارسنجی آمفیبول‌های مقطع حلب - میانج

	روش (اشمیت، ۱۹۹۲ و هلند و بلاندی، ۱۹۹۴).			روش (اندرسون و اشمیت، ۱۹۹۵ و هلند و بلاندی، ۱۹۹۴).		
	Sample No					
	104	111	111z	104	111	111z
P1	5.30	4.47	6.61	5.71	3.80	6.78
T2	552.2	432.3	486	556.5	427.8	487.1

1: T= °C

2:P= Kbar



شکل ۷ الف. نمودار دما-فشار و مناطق پایداری نمونه‌های مورد بررسی از لحاظ رخساره‌های دگرگونی، سری رخساره‌ها و جایگاه‌های تکتونیکی (Yardly, 1989). ب. محدوده دما-فشار و رخساره‌ها، زون‌های دگرگونی و ساخت‌های احتمالی نمونه‌های متاپلیتی مقطع حلب - میانج با استفاده از نتایج ترموبارومتري (Miyashiro, 1973; Yardly, 1989)

نتیجه‌گیری

بیوتیت با کالیبراسیون‌های متفاوت دمایی، گارنت‌شایسته‌ها ۴۳۵-۶۰۱ درجه سانتی‌گراد تعیین شده است. آمفیبول‌شایسته‌ها شامل کانی‌های آمفیبول با ترکیب شیمیایی اکتینولیت-مگنزو هورنبلند، فلدسپار با ترکیب الیگوکلاز و کوارتز هستند. ترمومتری آمفیبول در محدوده دمایی ۴۲۰ - ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد بر مبنای آلومینیوم و تیتانیوم موجود در آمفیبول‌شایسته‌ها تعیین شده و فشار دگرگونی با ژئوبارومتري آمفیبول‌ها با کالیبراسیون‌های مختلف حدود چهار کیلو بار تعیین شده است. متادیوریت‌ها و متادیوریت‌های تیره‌رنگ شامل کانی‌های

مقطع دگرگونی حلب - میانج بخشی از دگرگونی‌های تکاب است و در شمال غرب ایران برونزد دارد. این مجموعه شامل انواع سنگ‌های دگرگونی است. گارنت‌شایسته‌ها حاصل از دگرگونی سنگ‌های پلیتی و آمفیبول‌شایسته‌ها و متادیوریت‌ها حاصل از دگرگونی سنگ‌های بازیک در این مجموعه هستند. گارنت‌شایسته‌ها شامل کانی‌های گارنت با ترکیب شیمیایی آلماندن (Grt_{Alm} = ۶۶/۶-۰۷)، مسکویت، بیوتیت، کوارتز و کانی‌های فلزی هستند. بر مبنای ترمومتری گارنت -

The effects of temperature and $f(O_2)$ on the Al-in hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549-559.

- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265.

- Bhattacharya, A., Mohanty L., Maji A., Sen S.K., and Raith M., 1992. Non-ideal mixing in the phlogopite annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 87-93.

- Blundy, J.D., and Holland, T.J.B., 1990. A comment on calcic amphibole equilibria and a new amphibole - plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 273-278.

- Bucher, K. and Frey, M., 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, Springer-Verlag, Berlin, 318.

- Dasgupta S., and Sengupta P., and Guha D., and Fukuoka M., 1991. A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109, 130-137.

- Deer, W. A., Howie R. A. and Zussman, J., 1992. *An introduction to the rock forming minerals*. 2nd edn. Longman, Harlow Essex, 696.

- Droop, G. R. T., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51(431), 431-435.

- Ernst, W.G., and Liu, J., 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al-and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semi-quantitative

آمفیبول با ترکیب شیمیایی اکتینولیت- مگنزوهورنبلند، فلدسپار با ترکیب شیمیایی آلبیت، کوارتز و کانی‌های فرعی اسفن و ایلمنیت هستند. متادیوریت‌های تیره‌رنگ از لحاظ رنگ، شکل، فراوانی کانی‌های آمفیبول و ترکیب شیمی مقادیر سدیم، کلسیم، آهن و منیزیم با هم تفاوت دارند، به دلیل تفاوت شیمی کانی‌های آمفیبول‌ها متادیوریت‌ها و متادیوریت‌های تیره ژئوبارومتري این دو گروه با هم متفاوت می‌باشند، متادیوریت‌های تیره فشار حدود شش کیلو بار و متادیوریت‌ها فشار حدود ۳/۵ کیلو بار را نشان می‌دهند. ترمومتري آمفیبول متادیوریت‌ها بر مبنای آلومینیوم و تیتانیوم موجود در آن‌ها در محدوده دمایی ۴۲۰-۵۵۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شده است.

بر اساس ترموبارومتري‌های حاصل از متاپلیت‌ها و متابازیک‌های مقطع حلب - میانج، درجه دگرگونی آن‌ها ضعیف تا متوسط است و در رخساره شیب‌سبز زیرین تا آمفیبولیت دگرگون شده‌اند، جزو سری باروین می‌باشند و در زون‌های دگرگونی بیوتیت و گارنت قرار دارند. شیب زمین‌گرایی در سنگ‌های متاپلیتی 29°C/km، آمفیبولیت‌ها 31°C/km، متادیوریت‌ها 31°C/km تخمین زده شده است.

منابع

- باباخانی، ع. و قلمقاش، ج. ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان. سازمان زمین‌شناسی ایران.

- باباخانی، ع. و فنودی، م. ۱۳۷۷. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تکاب. سازمان زمین‌شناسی ایران.

- معین وزیری، ج. ۱۳۷۷. پترولوژی سنگ‌های دگرگونی. انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۴۴۰.

- هوشمندزاده، ع. و نبوی، م. و حمدی، ب. ۱۳۶۸. سنگ‌های پرکامبرین و کامبرین در ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۲۸.

- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal Science*, 304, 1-20.

- Anderson, J.L., and Smith, D.R., 1995.

- titative thermobarometer. *American Mineralogist*, 83, 952-969.
- Ferry, J. M. and Spear, F. S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2, 113-117.
 - Gilg, H.A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C.R., Banks, D., and Moore, F., 2006. Marble-hosted sulfide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. *Mineral Deposita*, 41, 1-16.
 - Hajialioghli, R. and Moazzen, M., 2013. Precambrian crustal basement rocks in Iran new evidence from the Takht-e-Soleyman Metamorphic Complex from NE Takab. *Geosciences*, 22(88), 197-204.
 - Hajialioghli, R., Moazzen, M., Jahangiri, A., Droop, G.T.R., Bousquet, R., and Oberhänsli, R., 2007a. Petrogenesis of meta-peridotites in the Takab area, NW Iran. *Journal of Goldschmidt Conference Abs.*, Cologne, Germany, A, 370.
 - Hajialioghli, R., Moazzen, M., Droop, G.T.R., Oberhänsli, R., Bousquet, R., Jahangiri, A., and Ziemann, M., 2007b. Serpentine polymorphs and P-T evolution of meta-peridotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran. *Mineralogical Magazine*, 71(2), 203-222.
 - Hammarstrom, J. M., and Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical ionic geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.
 - Hawthorne, F. C., 1981. Crystal chemistry of the amphiboles. In: Veblen, D. R. (Ed.) *Amphiboles and other hydrous pyriboles-mineralogy*. Mineralogical Society of America, 9A, 1-102.
 - Helz, R. T., 1982. Phase relations and compositions of amphiboles produced in studied of the melting behavior of rocks. In *Amphiboles*, edited by Ribbe, H., *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 9B, 279-353.
 - Henry, D. J., and Guidotti, C. V., 2002. Titanium in biotite from metapelitic rocks: temperature effects, crystal-chemical controls and petrologic applications. *American Mineralogist*, 87, 375-382.
 - Henry, D. J., and Guidotti, C. V., and Thomson, J. A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90, 316-328.
 - Holland, T., and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4), 433-447.
 - Hollister, L. S., Grissom, G. E., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. R., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72, 231-239.
 - Jamshidi Badr, M., Masoudi, F., Collins, A. S., and Cox, G., 2010. Dating of Precambrian Metasedimentary Rocks and Timing of their Metamorphism in the Soursat Metamorphic Complex (NW IRAN): Using LA-ICP-MS, U-Pb Dating of Zircon and Monazite. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 21(4), 311-319.
 - Johnson, M. C., and Rutherford, M. J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.
 - Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.

- Leake, B. E., Woolly. A. R., Arps . E. S., Gilbert. M. C., Grice. J. D., Hawthorne. F. C., Katio. A., Kisch. H. J., Krivovichev. V. G., Linthout. K., Laird. J., Mandarino. J. A., Maresch. W. V., Nickel. E. H., Rock. N. M. S., Schuhmacher. J. C., Smith. D. C., Stephenson. N. C.N., Ungaretti. L., Whittaker. E. J. W., and Youchzi. G., 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35, 219-246.
- Miyashiro, A., 1973. *Metamorphic and Metamorphic Belts*. Allen and Unwin, 492.
- Mogessie, A., Tessadri, R., and Veltman, C.B., 1990. EMP. AMPH-A hypercard program to determine the name of an amphibole from electron microprobe analysis according to the International Mineralogical Association Scheme. *Computer and Geosciences*, 3, 309-330.
- Monier, G., and Robert, J. L., 1986. Evolution of the miscibility gap between muscovite and biotite solid solutions with increasing lithium content: an experimental study in the system $K_2O-Li_2O-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-HF$ at 600 °C, 2 kbar PH_2O : comparison with natural lithium micas. *Mineralogical Magazine*, 50(358), 641-651.
- Ramezani, J., and Tucker, R. D., 2003. The Saghand Region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303, 622-665.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakov, Y., Frank-Kamenetskii, V., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P., Muller, G., Neiva, A., Radoslovich, E., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., and Wones, D., 1998. Nomenclature of the Micas. *Journal of the Canadian Mineralogist*, 36, 905-912.
- Robinson, P., Spear, F. S., Schumacher, J. C., Laird, J., Klein, C., Evans, B. W., and Doolan, B. L., 1982. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. In *Amphiboles and other Hydrous Pyriboles*. *Journal of Mineralogy*, 9B, 1-3.
- Saki, A. 2010. Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana Research*, 14, 704-714.
- Schmidt, M. W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.
- Sheikholeslami, M. R., Pique, A., Mobayen, M., Sabzehei, M., Bellon, H., and Hashem Emami, M., 2008. Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* ,31, 504-521.
- Sial, A.N., Ferreira, V.P., Fallick, A.E., Jeronimo, M., and Cruz, M., 1998. Amphibol-rich clots in calc alkali granitoids in the Borborema province northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 5, 457-471.
- Spear, F. S., 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolites. *American Journal of Science* ,281, 697-734.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran; a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 52(7), 1229-1258.
- Yardley, B.W.D ., 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman, 248.

ساز و کار دگرشکلی‌های جوان در دشت تهران: تلفیق مشاهدات صحرایی و مدل‌سازی فیزیکی

حوریه علی‌بیگی^۱، مرتضی طالبیان^{۲*} و منوچهر قرشی^۳

۱. دانشجوی دکتری تکتونیک، دانشگاه بیرجند

۲. استادیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

۳. دانشیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و دانشگاه آزاد

اسلامی، واحد تهران شمال

تاریخ دریافت: ۹۴/۰۲/۲۲

تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۸/۰۲

چکیده

کلان‌شهر تهران به عنوان پایتخت ایران در دامنه جنوبی البرز مرکزی واقع شده است. گسل شمال تهران به عنوان اصلی‌ترین ساختار این گستره، در بخش شمالی شهر قرار گرفته است و مخروط افکنه‌های آبرفتی را از سنگ‌های آتشفشانی رشته‌کوه البرز جدا می‌سازد. در داخل شهر گسل‌های دیگری نیز وجود دارند که به نظر می‌رسد از لحاظ ساختاری با گسل شمال تهران مرتبط می‌باشند. مطالعه عوارض ریخت‌شناسی مانند رودخانه‌ها و مخروط افکنه‌های آبرفتی نشان‌دهنده فعالیت گسل‌های این گستره می‌باشد که بر مبنای این مطالعات می‌توان کوتاه‌شدگی و حرکات چپ‌گرد را در طول این گسل‌ها مشاهده کرد. علاوه بر گسل‌ها تعدادی چین‌خوردگی نیز در داخل دشت تهران وجود دارند. مشاهدات صحرایی در طول ترانسه‌های موجود در سطح شهر نشان می‌دهد که چین‌خوردگی‌های موجود در دشت تهران فعال می‌باشند و رشد آنها ناشی از فعالیت گسل‌های موجود در زیر این چین‌ها می‌باشد. عموماً گسل‌های موجود در زیر این چین‌ها فاقد گسیختگی‌های سطحی است و یا همراه با گسیختگی‌های اندکی می‌باشند، از این رو از نوع گسل‌های پنهان در نظر گرفته می‌شوند. امتداد این ساختارها نسبت به گسل شمال تهران به صورت مایل است که به نظر می‌رسد ناشی از تغییرشکل‌های چپ‌گرد در طول گستره تهران باشد. فاصله میان چین‌های فعال و گسل شمال تهران به تدریج از سمت باختر به سمت خاور افزایش می‌یابد. با استفاده از آزمایش مدل‌سازی تجربی تأثیر تغییر ضخامت و شیب رسوبات بر موقعیت تشکیل و امتداد ساختارها مورد بررسی قرار گرفته است. براساس نتایج حاصل از این آزمایش می‌توان استنباط کرد که هندسه، روند و فاصله میان این ساختارها احتمالاً توسط عواملی مانند کوتاه‌شدگی مایل و افزایش ضخامت و شیب رسوبات کنترل می‌شود.

واژه‌های کلیدی: آبرفت، چین پیشروی گسل، گسل شمال تهران، مدل‌سازی تجربی، ریخت‌زمین‌ساخت.

مقدمه

۱:۱۰۰۰۰۰ شرق تهران (وحدتی دانشمند و همکاران، ۱۳۷۶)

و در محدوده طول‌های جغرافیایی "۲۱/۰۴' ۵۱° تا ۴۴' ۵۱° ۵۳/۹۴۹" شرقی و عرض‌های جغرافیایی "۲۳/۶۰۴' ۲۹' ۳۵° تا ۱۱/۲۳۹' ۵۰' ۳۵° شمالی واقع شده است.

دشت تهران از رسوبات آبرفتی جوان پوشیده شده است که حاصل فعالیت رودخانه‌ها و سیلاب‌های فصلی جریان یافته از کوه‌های البرز است. این رسوبات اولین بار توسط Rieben (1953) از نظر سن نسبی به چهار گروه A, B, C, D (A قدیمی‌ترین و D جوان‌ترین) تقسیم شده که آنها را به ترتیب سازند هزاردره، سازند کهریزک، آبرفت تهران و آبرفت جوان (آبرفت هولوسن) نامیده است. این در حالی است که بربریان و همکاران (۱۳۶۴) این نهشته‌ها را به پنج بخش سازند آبرفتی هزاردره (آبرفت‌های A) - سازند آبرفتی شمال تهران (آبرفت‌های Bn) و سیلت‌های رسی کهریزک (آبرفت‌های Bs) - سازند آبرفتی تهران (آبرفت‌های C) - سازند آبرفتی خرم‌آباد در باختر ایوانکی و آبرفت‌های کنونی (آبرفت‌های D) تقسیم کرده. در جدول ۱ به طور خلاصه به بررسی ویژگی آبرفت‌های تهران پرداخته شده است.

رشته‌کوه البرز با شکل تقریباً سینوسی در شمال ایران قرار گرفته است و به‌وسیله حوضه کاسپین جنوبی در شمال و بلوک ایران مرکزی در جنوب محدود می‌شود (شکل ۱-الف). نیمرخ توپوگرافی عرضی البرز بسیار پرشیب است و از هر دو سمت در طول گسل‌های راندگی به دشت متصل می‌شود (Jackson et al., 2002).

ساختار کلی البرز به صورت ساختار گلساخت است (Stocklin, 1974, Alavi, 1996, Axen et al., 2001, Allen et al., 2003, Yassaghi, 2005, Zanchi et al., 2006, Nazari, 2006, Shahidi, 2008).

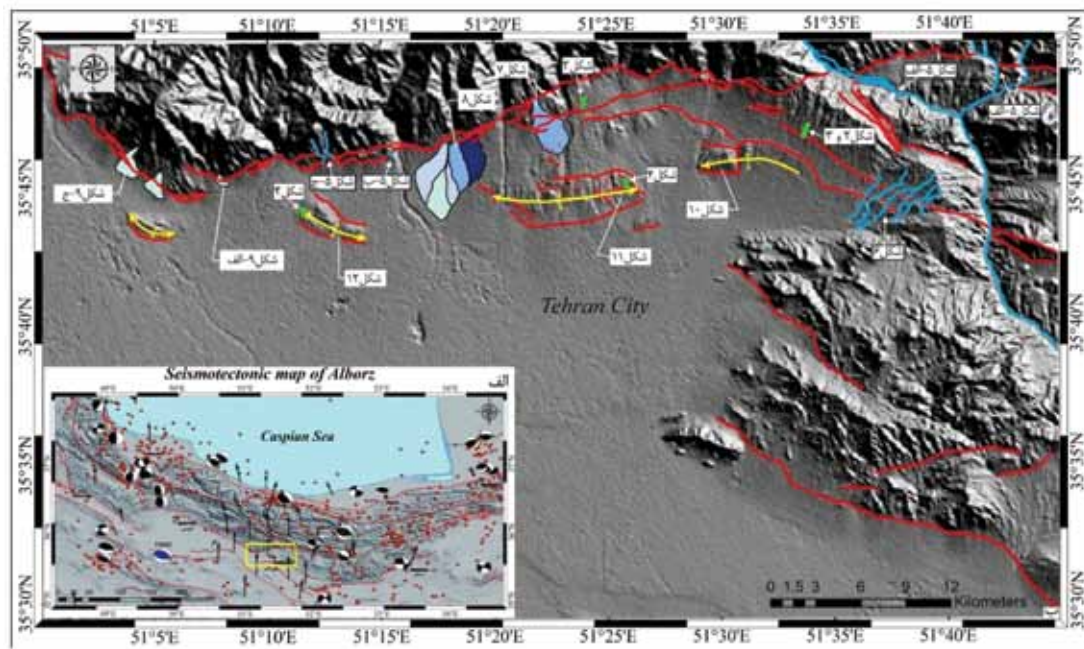
اغلب گسل‌های البرز جوان و فعال می‌باشند و مقادیر 5 ± 2 mm/yr کوتاه‌شدگی و 4 ± 2 mm/yr حرکت چپ‌گرد را در خود جای می‌دهند (Vernant et al., 2004). گستره مورد پژوهش، بخش‌هایی از دامنه جنوبی البرز مرکزی را تشکیل می‌دهد. این گستره تقریباً در نیمه جنوبی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران (امامی و همکاران، ۱۳۷۲) و جنوب‌باختری نقشه زمین‌شناسی

جدول ۱. چینه‌شناسی آبرفت‌های دشت تهران

چینه‌شناسی آبرفت‌های تهران			
رسوبات عهد حاضر (D)	سازند آبرفتی تهران (C)	سازند کهریزک (B)	سازند هزاردره (A)
متشکل از جوان‌ترین نهشته‌های رودخانه‌ای یا سیلابی که در شمال تهران از رسوبات دانه‌درشت منفصل و در جنوب تهران از رسوبات دانه‌ریز تشکیل شده است.	نهشته‌های سیلابی و رودخانه‌ای ضخامت ۶۰ متر رسوبات همگن و سخت‌نشده	کنگلومرای سخت‌نشده و ناهمگن سیمانی از ماسه و سیلت شیب لایه‌ها کم (۱۵ درجه)	ضخامت زیاد (~1200m) لایه‌بندی منظم و شیب زیاد لایه‌ها سیمان خوب و سخت‌شده
	سیمانی از ماسه و سیلت لایه‌بندی افقی	رنگ خاکستری تیره دارای پوششی از املاح منیزیم	اندازه متوسط قلوها رنگ کرم تا خاکستری روشن سن پلیوسن تا پلیوستوسن
	سن پلیوستوسن پسین تا هولوسن	سن پلیوستوسن میانی	سن پلیوستوسن

در همین راستا و با توجه به مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی Ritz et al., (2012) می‌توان رویداد زمین‌لرزه‌های تاریخی 280-312 BC and 1177 AD را منسوب به فعالیت گسل شمال تهران دانست. البته بربریان و همکاران (۱۳۶۴) رویداد زمین‌لرزه‌های دستگاهی مانند زلزله سال‌های ۱۹۵۱، ۱۹۷۰ و ۱۹۷۷ با بزرگای حدود چهار تا پنج را نیز به این گسل نسبت داده‌اند اما شواهدی برای آن ارائه نکرده‌اند.

همچنین این گستره از گسل‌های جوان متعددی پوشیده شده است که از جمله مهم‌ترین آنها می‌توان به گسل‌های شمال تهران، نیاوران، محمودیه، میلاد، داودیه، باغ‌فیض، تلویپاین، کوثر، شیان و چیتگر اشاره کرد (شکل ۱-ب). رویداد زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی در گستره تهران و پیرامون آن باعث شده تا منشاء این زمین‌لرزه‌ها را گسل‌های بزرگ و فعالی مانند گسل شمال تهران، مشاء، طالقان، پارچین، پیشوا، گرمسار و ... در نظر بگیرند.



شکل ۱. الف) نقشه لرزه‌زمین‌ساخت البرز، مستطیل زرد رنگ موقعیت منطقه مورد پژوهش را نشان می‌دهد. ب) نقشه گسل‌های فعال تهران. در این تصویر موقعیت مخروط افکنه‌ها و چین‌هایی که در آنها دگرشکلی ایجاد شده است و همچنین موقعیت جغرافیایی سایر اشکال، مشخص گردیده است. در این نقشه گسل‌های اصلی با خطوط ضخیم‌تر و گسل‌های فرعی با خطوط نازک‌تر و همچنین محور چین‌خوردگی‌ها با خطوط زرد رنگ نمایش داده شده‌اند. مستطیل‌های سبز رنگ موقعیت برش‌های ساختاری مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

شواهد تکتونیک جوان در گستره تهران

شهر تهران به عنوان پایتخت ایران از گذشته‌های دور مورد توجه زمین‌شناسان و لرزه‌شناسان بوده است. در این پژوهش با جمع‌آوری مطالعاتی که پیش از این در این گستره صورت گرفته و تصحیح اطلاعات قدیمی با روش‌های دقیق‌تر و در نهایت تکمیل اطلاعات با داده‌های جدید، به بررسی تکتونیک جوان در این گستره پرداخته شده است.

در شکل ۱-ب موقعیت دقیق گسل‌های فعال گستره تهران براساس تصاویر ماهواره‌ای، عکس‌های هوایی و با استنباط از نقشه گسل‌های فعال تهران (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴) در مرز میان کوه و دشت رسم شده است. تغییراتی که در نتیجه فعالیت این گسل‌ها در عوارض زمین‌شناسی ایجاد شده است، به تفکیک عارضه در بخش‌های بعدی مطرح خواهد شد.

گسل‌های اصلی

از میان گسل‌های فعال و بزرگ گستره تهران که پیش از این ذکر شده‌اند، می‌توان گسل‌های شمال تهران و نیاوران را به عنوان گسل‌های اصلی و لرزه‌زای این گستره در نظر گرفت. گسل شمال تهران اولین بار به وسیله Rieben

(1955) به عنوان یک گسل اصلی و مهم در مرز بین کوهپایه و سنگ‌های سبز کوه‌های البرز (سازند ائوسن کرج) معرفی شده است، (Tchalenko et al., 1974) این گسل را تحت عنوان گسل شمال تهران نام‌گذاری کردند. از نظر مشخصات هندسی طول این گسل را ۱۱۰ کیلومتر (Ritz et al., 2012)، امتداد آن را $N115^{\circ}$ (Ritz et al., 2012) و شیب آن را بین 10° – 8° درجه (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴) متغیر می‌دانند و در نهایت ساز و کار آن را معکوس همراه با حرکات امتدادلغز چپ‌گرد معرفی می‌کنند. (Abbassi and Farbod (2009) and Solaymani Azad et al. (2011) با انجام مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی معتقدند که اثر قدیمی گسل شمال تهران دیگر فعال نیست (به استثناء بخش‌های باختری) و فعالیت به شاخه‌های جنوبی به‌خصوص در بخش‌های خاوری منتقل شده است. (Nazari et al. (2011) and Ritz et al. (2012) نیز با انجام مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی بر روی پرتگاه این گسل توانستند بین ۶–۷ رویداد لرزه‌زای را در ۳۰ هزار سال گذشته با بزرگای متوسط $6/1-7/2$ و دوره

1. Scarp

بازگشت تقریبی 3.8 ± 0.7 هزارسال تشخیص دهند. (Nazari et al., 2011). شاخه گسل چیتگر مانند گسل‌های میلاد و وردآورد در قالب سامانه گسلی رشدی^۴ به سوی جنوب پیشرونده است.

برش‌های ساختاری

گسل‌های فرعی مورد بررسی در این پژوهش در برش‌های ساختاری رخنمون یافته ناشی از خاکبرداری جاده‌ها و خیابان‌ها مانند ترانسه لواسان، کتابخانه ملی، شهید بهشتی و چیتگر مورد بررسی قرار گرفته‌اند. اغلب این گسل‌ها جوان‌ترین لایه‌های آبرفتی را تحت تاثیر قرار داده و اکثریت آنها به سطح زمین رسیده‌اند، که در بعضی موارد نیز می‌توان شواهدی از جابجایی لایه‌ها را در امتداد آنها مشاهده کرد.

مجموعه ترانسه‌های لواسان واقع در ارتفاعات خاوری شهر تهران شامل سه دیواره می‌باشد که میانگین ارتفاع آنها حدود ۳۵ متر است و آبرفت‌های تشکیل‌دهنده آن از نوع رسوبات سازند هزاردره است. درزه‌های موجود در این دیواره دارای امتداد غالب خاوری - باختری با هر دو شیب رو به شمال و جنوب می‌باشد (شکل‌های ۲ و ۳).

آبرفت‌های تشکیل‌دهنده ترانسه شهید بهشتی نیز از نوع آبرفت‌های A است که توسط درزه‌هایی با امتداد شمال‌خاوری - جنوب‌باختری تحت تاثیر قرار گرفته است (شکل ۳).

ترانسه کتابخانه ملی که در بخش خاوری تاقدیس عباس‌آباد - پردیسان قرار گرفته است، که در آن رسوبات A به‌گونه‌ای دگرشیب بر روی سازند B جای گرفته است. طول این دیواره حدود ۲۷۶ متر با میانگین ارتفاع ۲۰-۲۵ متر اندازه‌گیری شده است. غالباً گسل‌های موجود در این دیواره دارای امتداد شمال‌باختری - جنوب‌خاوری با هر دو شیب رو به شمال و جنوب می‌باشند که باعث جابجایی لایه‌ها به صورت نرمال و معکوس شده‌اند (شکل ۴).

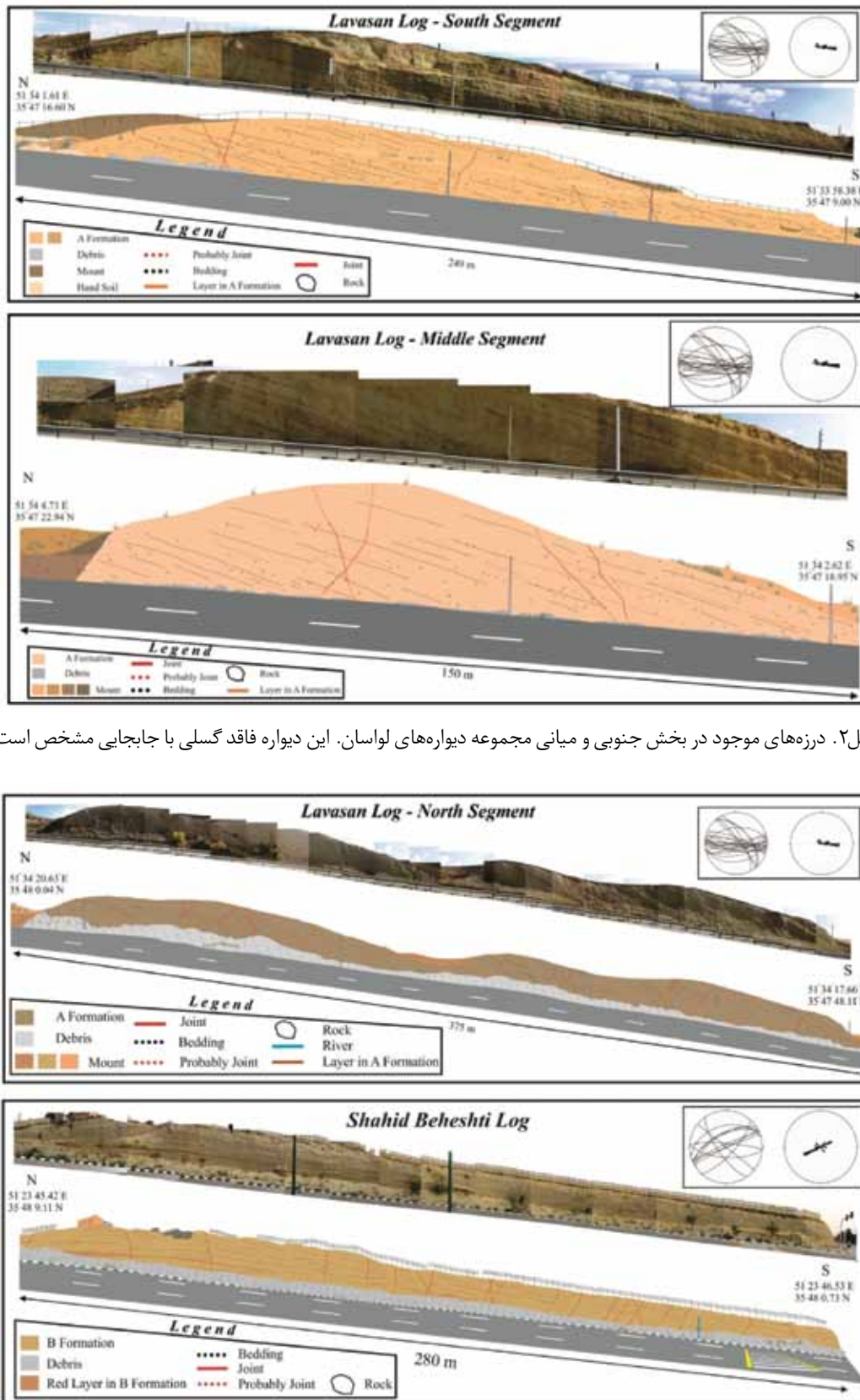
در ترانسه چیتگر واقع در انتهای باختری تپه‌های چیتگر نیز، تعدادی گسل‌های نرمال دیده می‌شوند که ساختار گرابن در آبرفت‌های C تشکیل‌دهنده این دیواره را به وجود آورده‌اند. به نظر می‌رسد این ساختار در ارتباط با کشش در بخش بالایی تاقدیس باشد (شکل ۴).

گسل نیاوران توسط Dellenbach (1964) and Tchalenko (1975) در فاصله یک کیلومتری جنوب گسل شمال تهران و تقریباً موازی با امتداد همان گسل تشخیص داده شده است. بربریان و همکاران (۱۳۶۴) و Berberian Yeats (1999) این گسل را با طول ۱۳ کیلومتر و به عنوان یک راندگی با شیب به سمت شمال و امتداد ENE-WSW معرفی کرده‌اند. شواهدی از حرکات امتداد لغز چپ‌گرد در بخش خاوری این گسل مشاهده می‌شود که از آن جمله می‌توان به جابجایی بیش از ۵۰۰ متر یک پادگانه^۵ باقی‌مانده به صورت چپ‌گرد در روستای دارآباد اشاره کرد (Solaymani Azad et al., 2011).

Solaymani Azad et al., (2011) بر این باورند که گسل نیاوران به صورت یک ساختار نردبانی راست‌پله نسبت به گسل شمال تهران قرار گرفته است و حرکات امتدادلغز چپ‌گرد بخش خاوری گسل شمال تهران به این گسل منتقل شده است. به نظر می‌رسد که این حرکات امتداد لغز چپ‌گرد ناشی از تغییر جهت تنش و رژیم تکتونیکی بعد از چین‌خوردگی سازند هزار دره می‌باشد که بر حرکات عمودی اولیه اضافه شده است، و در نتیجه باعث شود تا حرکات جوان گسل نیاوران بیشتر به صورت چپ‌گرد بروز نماید (Abbassi and Farbod, 2009).

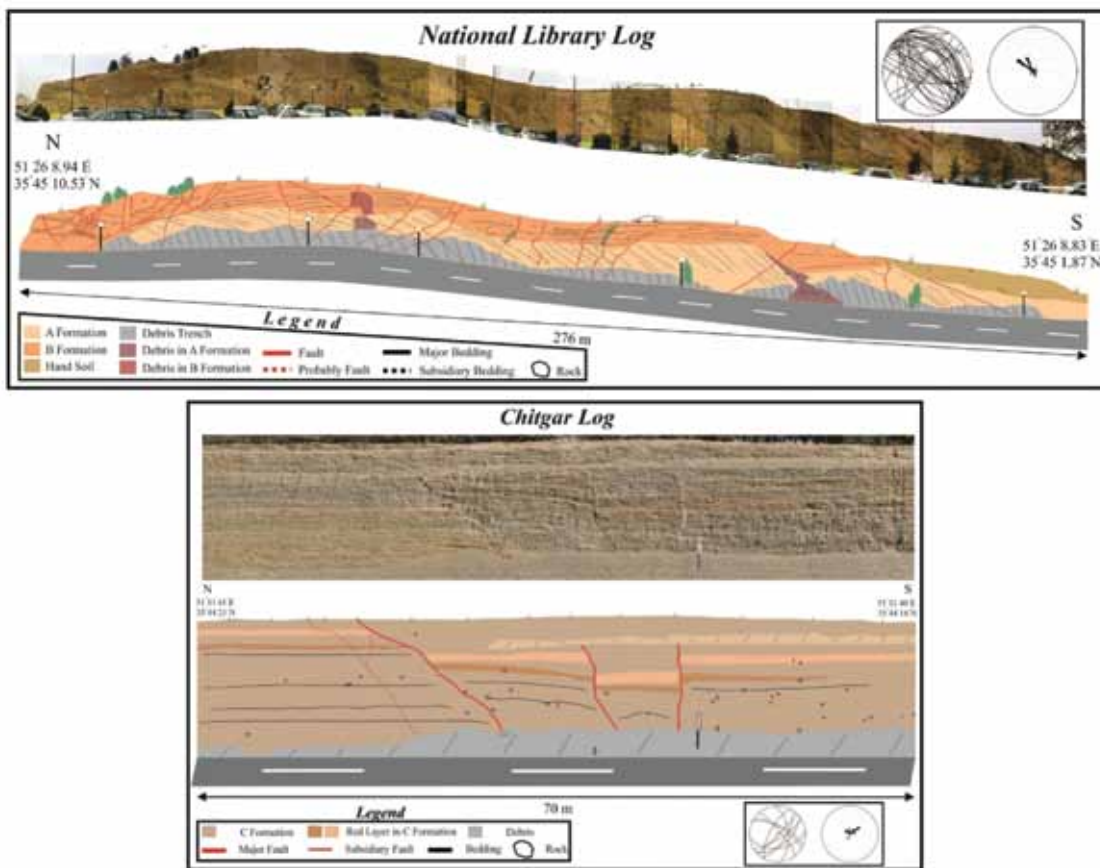
تعدادی از گسل‌های موجود در دشت تهران از نوع گسل‌های پنهان هستند، همچنین به گسل‌های اصلی مانند گسل شمال تهران متصل می‌شوند، از آن جمله می‌توان به گسل‌های میلاد^۶، Nazari et al., 2010, Jackson, 2008 (Ritz et al., 2012)، چیتگر (کاوه، ۱۳۸۸) و وردآورد اشاره کرد. گسل میلاد در جنوب تاقدیس عباس‌آباد - پردیسان با شیب رو به شمال قرار گرفته و براساس عکس‌های هوایی ۱:۵۰۰۰۰ طول این گسل حدود ۱۲ کیلومتر اندازه‌گیری شده است. تشکیل چین و فرازش^۲ رسوبات در شمال گسل میلاد نشان‌دهنده ساز و کار معکوس این گسل می‌باشد. گسل‌های نیاوران، میلاد و محمودیه از جمله ساختارهای مرتبط با گسل شمال تهران هستند که آبرفت‌های دشت تهران را تحت تاثیر قرار داده‌اند. این ساختارها را می‌توان به عنوان چین‌های پیشانی راندگی^۲ یعنی چین‌خوردگی‌هایی که توسط گسل راندگی کنترل می‌شوند، معرفی کرد

1. Terrace
2. Uplift
3. Foreberg
4. Propagation Fault



شکل ۲. درزه‌های موجود در بخش جنوبی و میانی مجموعه دیواره‌های لواسان. این دیواره فاقد گسلی با جابجایی مشخص است

شکل ۳. درزه‌های موجود در بخش شمالی دیواره لواسان و دیواره شهید بهشتی. تمامی درزه‌های دیواره شهید بهشتی به غیر از درزه‌های مزدوج دارای شیب رو به شمال هستند



شکل ۴. ترانشه کتابخانه ملی و چیتگر. در طول گسل‌های این دیواره‌ها، می‌توان جابجایی‌های نرمال و معکوس لایه‌ها را مشاهده کرد

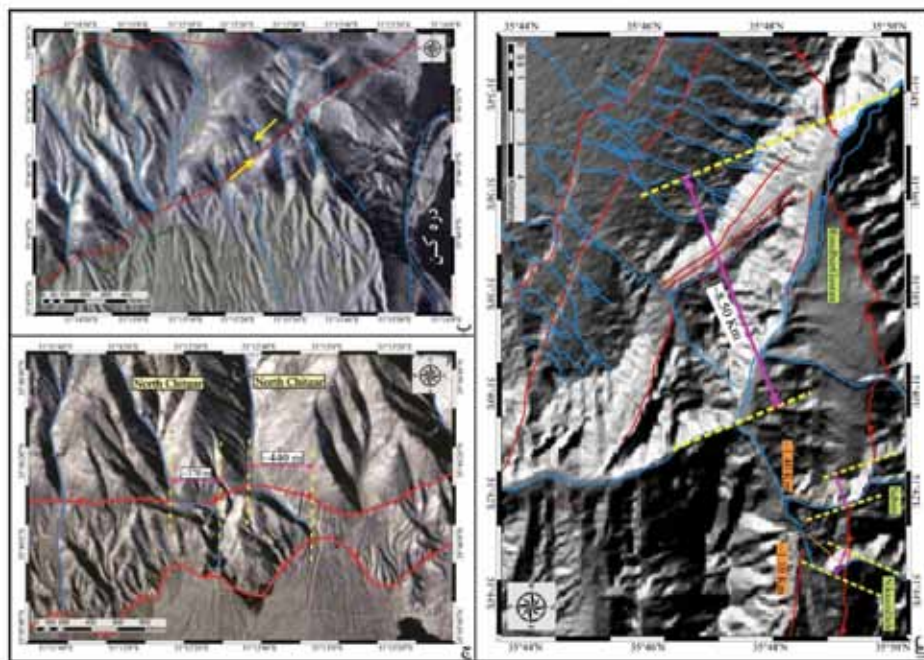
جابجایی آبراهه‌ها در گستره تهران

باشد، به مسیر خود ادامه می‌دهند و در واقع یک انحراف ظاهری راستگرد را می‌توان در مسیر این آبراهه‌ها مشاهده کرد که ناشی از ساز و کار گسل نمی‌باشد (شکل ۶).

مخروط افکنه‌ها

نقشه مخروط افکنه‌های گستره تهران برای اولین بار توسط Engalenc (1968) بر مبنای سن نسبی آبرفت‌ها که پیش از این توسط Rieben (1953) معرفی شده بود، تهیه شد. در این پژوهش عکس‌های هوایی ۱:۵۰۰۰۰ (سازمان جغرافیایی ارتش، ۱۹۵۵) گستره تهران در ترکیب با داده‌های رقومی-توپوگرافی و تصاویر ماهواره‌ای مورد بررسی مجدد قرار گرفت و بر این اساس، انواع مخروط افکنه‌های آبرفتی، نسل‌های مختلف آنها و تغییرشکل‌های ناشی از حرکات تکتونیکی فعال در این مخروط افکنه‌ها تشخیص داده شده است.

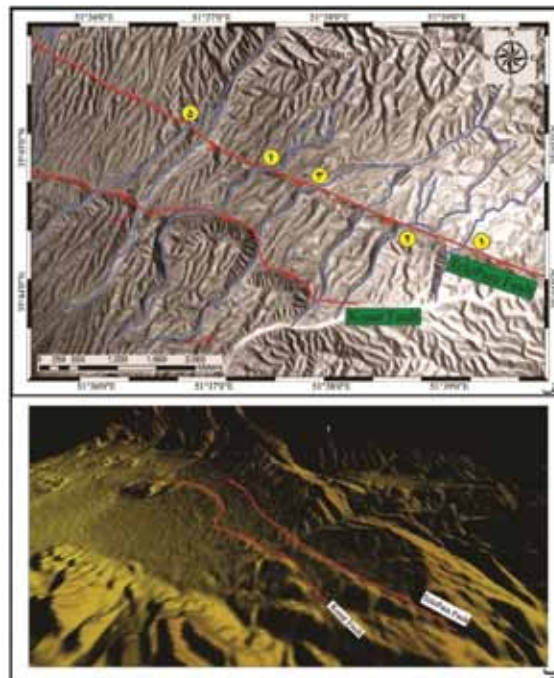
در دشت تهران می‌توان رودخانه‌هایی را مشاهده کرد که در گذر از گسل‌های فعال، به‌خصوص گسل شمال تهران دچار جابجایی چپ‌گرد با مقادیر متفاوت شده‌اند که از سمت خاور به سمت باختر شامل رودخانه‌های نیکنار و ده‌سیو به ترتیب با جابجایی حدود 1.10 km و 1.40 km، رودخانه رودبار قصران با جابجایی حدودی 8.50 km، آبراهه باختر دره کن با جابجایی حدود 41.50 m و رودخانه‌های شمال چیتگر با جابجایی حدودی 370 m و 440 m می‌باشد (شکل ۵). در مورد آبراهه‌های تلویپاین که در راستای گسل تلویپاین دچار جابجایی راستگرد شده‌اند می‌توان با توجه به جهت جریان رودخانه، شیب گسل و همچنین شیب توپوگرافی چنین برداشت کرد که وقتی این رودخانه‌ها به پرتگاه گسل تلویپاین می‌رسند ابتدا در مسیر گسلش در جهت شیب توپوگرافی کمی به سمت باختر جریان یافته و سپس در اولین مکانی که امکان ادامه مسیر به سمت جنوب



شکل ۵. جابجایی‌های چپ‌گرد رودخانه‌ها به ترتیب در الف) رودخانه‌های نیکن‌نامه، ده‌سبو و رودبارقصران (بر مبنای داده رقومی- توپوگرافی SRTM با رزولوشن ۹۰ متر). ب) باختر دره کن. ج) شمال چیتگر (بر مبنای تصاویر هوایی ۱:۵۰۰۰۰ سازمان جغرافیایی ارتش، ۱۹۵۵). در این تصاویر خط‌چین زردرنگ و خط‌فاصله صورتی‌رنگ جابجایی ایجاد شده در رودخانه‌ها را نشان می‌دهند

تفاوت در میزان حفر رسوبات از شاخصه‌های مهم ریخت‌شناسی می‌باشند که براساس آن می‌توان مخروط افکنه‌ها را از یکدیگر تفکیک کرد. گرچه در بعضی موارد می‌توان مخروط افکنه‌هایی را مشاهده کرد که تحت تاثیر حرکات محلی گسل‌های جوان داخل دشت دچار فرآزش شده‌اند و به همین دلیل بیشتر تحت تاثیر فرسایش قرار گرفته‌اند، و با وجود اینکه سن رسوبات تشکیل دهنده آنها جوان است، آثار حفر عمیق‌تری را نسبت به سن رسوبات نشان می‌دهند. همچنین در بعضی از موارد گرچه چند مخروط افکنه مختلف از نظر رسوبات تشکیل دهنده و میزان حفر شرایط یکسانی را نشان می‌دهند اما می‌توان از نظر تقدم و تاخر رسوب‌گذاری در میان آنها تمایز قائل شد.

همان‌طور که پیش از این گفته شد می‌توان تغییرشکل‌هایی را در این مخروط افکنه‌ها مشاهده کرد که به دلیل فعالیت‌های جوان گسل‌ها در آنها ایجاد شده است که از این جمله می‌توان به مخروط افکنه‌های سعادت‌آباد، حصارک، شرق وردآورد و وردآورد اشاره کرد.

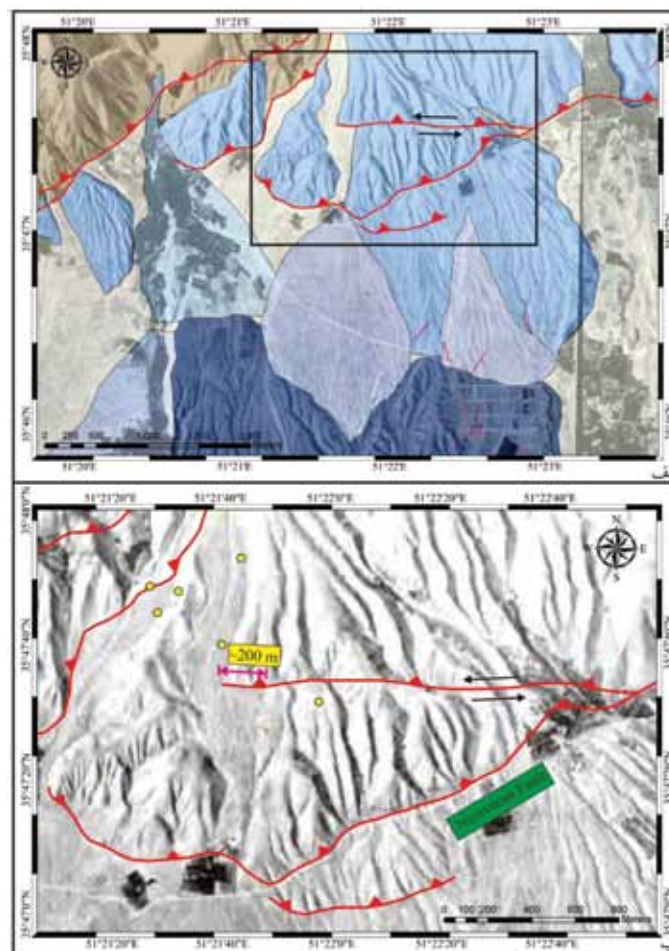


شکل ۶. الف) جابجایی راستگرد آبراهه‌ها در راستای گسل تل‌پاپین با مقادیر متفاوت که توسط دایره‌های زردرنگ نمایش داده شده است. (بر مبنای عکس‌های هوایی ۱:۵۰۰۰۰ سازمان جغرافیایی ارتش، ۱۹۵۵). ب) تصویر سه‌بعدی از جهت شیب توپوگرافی که باعث ایجاد جابجایی ظاهری در مسیر آبراهه‌ها می‌شود

مخروط افکنه سعادت‌آباد

عملکرد شاخه‌ای از گسل نیاوران قرار گرفته است. رسوبات تشکیل‌دهنده این مخروط افکنه براساس رنگ روشن، شیب لایه‌بندی و وجود سیمان کلسیتی در بین قطعات و همچنین لایه‌بندی افقی، آبرفت‌های A و C تشخیص داده شده است که با مرز دگرشیبی واضحی بر روی یکدیگر قرار گرفته‌اند، و همچنین این مخروط افکنه در بخش‌های بالایی خود توسط واریزه‌های آبرفتی پوشیده شده است. بر پایه این پژوهش بررسی عکس‌های هوایی نشانگر این است که وجود شاخه‌ای از گسل نیاوران در داخل این مخروط افکنه منجر به ایجاد تغییرشکل چپ‌گرد به میزان حدود ۲۰۰ متر شده است، همچنین به نظر می‌رسد که بخش شمالی مخروط افکنه سعادت‌آباد به دلیل مؤلفه معکوس گسل نیاوران نسبت به نیمه جنوبی دچار فرازش شده است (شکل ۷).

این مخروط افکنه در حدفاصل دو دره درکه و فرحزاد قرار گرفته است. مطابق با نقشه گسل‌های فعال تهران (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴)، گسل شمال تهران از بخش بالایی و باختری گسل نیاوران به طور تقریبی از میانه این مخروط افکنه عبور می‌کند. البته بربریان و همکاران (۱۳۶۴) معتقد هستند که گسل‌های کوچکتری به نام‌های F7- F8- Saadatabad (F9)- F10 (نام‌نویسی براساس بربریان و همکاران، ۱۳۶۴) نیز در بخش‌های داخلی مخروط افکنه و در فاصله بین دو گسل شمال تهران و نیاوران قرار گرفته‌اند که تغییرشکل موجود در این مخروط افکنه ناشی از عملکرد گسل F7 می‌باشد. Abbassi and Farbod (2009) معتقد هستند که به جای وجود چند گسل کوچک ذکر شده در بالا، این بخش از مخروط افکنه تحت تاثیر



شکل ۷. الف) نقشه مخروط افکنه‌های آبرفتی در حدفاصل دو گسل نیاوران و شمال تهران، کادر سیاه رنگ موقعیت شکل (ب) را نشان می‌دهد (سن مخروط افکنه‌ها از قدیم به جدید به ترتیب با رنگ‌های تیره به روشن نمایش داده شده است). ب) عکس هوایی ۱:۵۰۰۰۰ از جابجایی مخروط افکنه سعادت‌آباد در امتداد یکی از شاخه‌های گسل نیاوران. دایره‌های زرد رنگ موقعیت GPS نقاط بازدید شده را، نشان می‌دهند

مخروط افکنه حصارک

مجموعه مخروط افکنه‌های حصارک که در جنوب حصارک و در خاور دره کن قرار گرفته‌اند، شامل چهار نسل از مخروط افکنه‌ها می‌باشند که به ترتیب از قدیم به جدید به صورت A1 تا A4، (آبرفت) نام‌گذاری شده است (شکل ۸-الف). آبرفت‌های تشکیل دهنده این مخروط افکنه‌ها براساس عکس‌های هوایی و مشاهدات صحرایی آبرفت‌های A و C تشخیص داده شده‌اند. مرز شمالی این مخروط افکنه‌ها منطبق بر گسل شمال تهران می‌باشد و مخروط افکنه‌های قدیمی در امتداد این گسل نسبت به محل ورود رودخانه به دشت جابجا شده‌اند. همان‌طور که در شکل ۸-ب قابل مشاهده است، مخروط افکنه شماره ۱ (A1) که دارای بیشترین مقدار حفرشدگی می‌باشد، نسبت به رودخانه تشکیل دهنده خود حدوداً به میزان ۱/۴۰ کیلومتر به سمت خاور جابجا شده است. به همین ترتیب مخروط افکنه شماره ۲ (A2) نیز تقریباً ۳۵۰ متر به سمت خاور حرکت کرده است (شکل ۸-ب).

البته همان‌گونه که در شکل ۸-ب مشخص است بالآمدگی رسوبات در امتداد شاخه جنوبی گسل شمال تهران، باعث شد تا رودخانه حصارک از مسیر اصلی خود منحرف و در ظاهر یک حرکت راستگرد در آن ایجاد شده است. به همین دلیل مقدار جابجایی مخروط افکنه A1 را می‌توان به دو صورت ماکزیمم 1.40 km و مینیمم 710 m محاسبه کرد.

مخروط افکنه شماره ۳ (A3) تقریباً در محل ورود رود به دشت رسوب‌گذاری کرده و شواهدی از جابجایی امتدادلغز در آن مشاهده نمی‌شود و در نهایت مخروط افکنه شماره ۴ (A4) که جوان‌ترین مخروط افکنه در مجموعه مورد بررسی است، با حفر مخروط افکنه شماره ۳ (A3) به سمت جنوب در فاصله‌ای دورتر از جبهه کوهستان رسوب‌گذاری کرده است.

توالی سنی مخروط افکنه‌ها از خاور به باختر به وضوح جابجایی امتدادلغز در راستای گسل شمال تهران در این بخش را نشان می‌دهد (شکل ۸-الف).

با توجه به اینکه این جابجایی در نقاط دیگر دیده نشده است اظهار نظر قطعی در مورد میزان جابجایی و ساز و کار گسل شمال تهران نیاز به مطالعات بیشتر دارد.

مخروط افکنه‌های شرق وردآورد و وردآورد

بخش شمالی این دو مخروط افکنه که به ترتیب در خاور و شمال گرم‌دره واقع شده‌اند، به دلیل عبور گسل شمال تهران از میانه آنها و همچنین حرکات عمودی در راستای گسل نسبت به نیمه جنوبی دچار فزایش شده و در نتیجه تاثیر عوامل فرسایش بر روی این بخش شدیدتر بوده است (شکل ۹).

چین خوردگی

در گستره تهران حداقل چهار چین مشخص دیده می‌شوند که به نظر می‌رسد در ارتباط با گسل‌های داخل دشت باشند. در این نوشتار سه چین خوردگی لویزان، عباس‌آباد - پردیسان و چیتگر که در محدوده شهر تهران قرار دارند مورد بررسی قرار می‌گیرند.

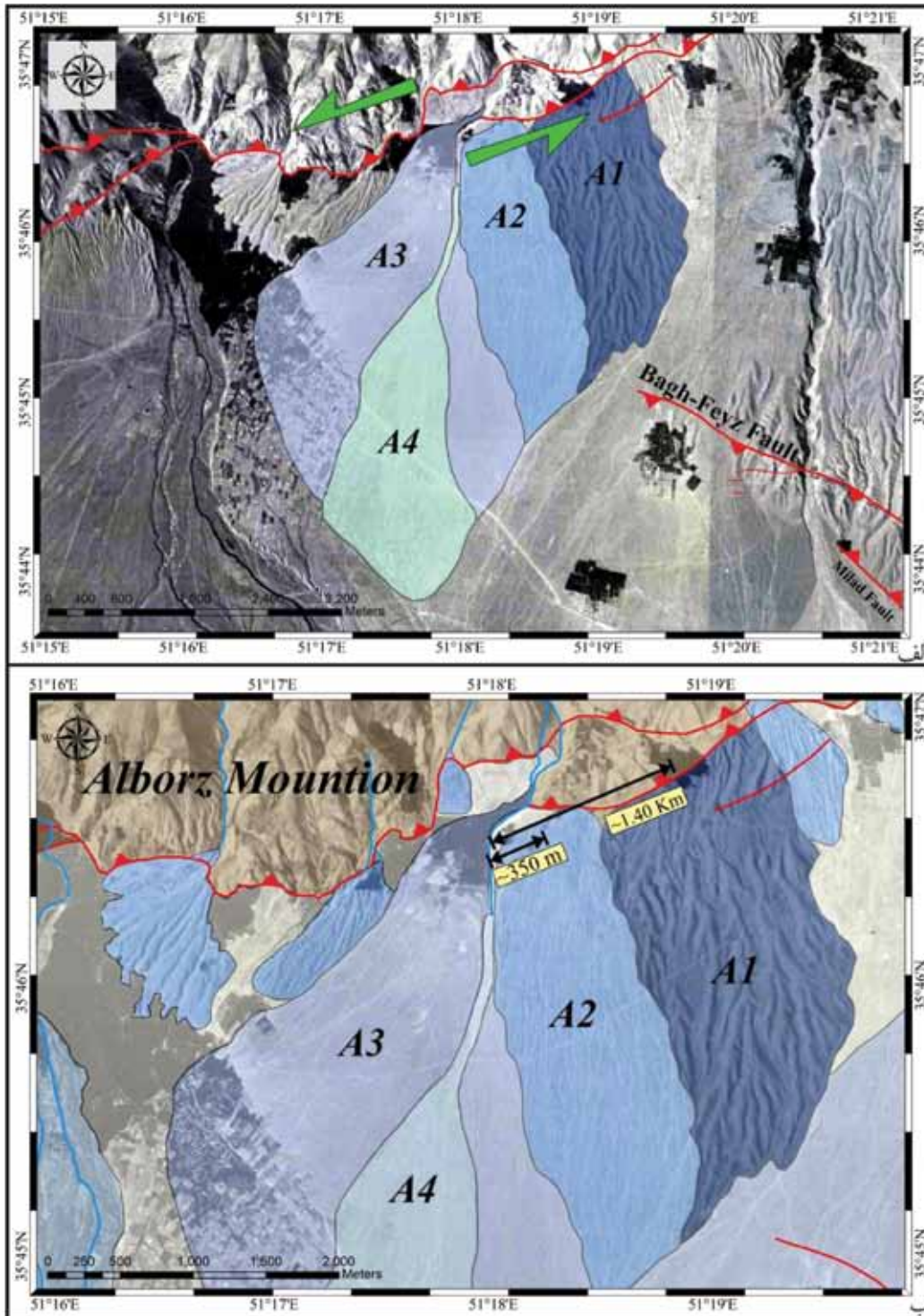
چین خوردگی لویزان

این چین خوردگی در جنوب اتوبان شهید بابایی قرار گرفته است. براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران (امامی و همکاران، ۱۳۷۴) و شرق تهران (وحدتی دانشمند و همکاران، ۱۳۷۶) رسوبات تشکیل دهنده این چین دارای سن پلیوکواترنری می‌باشند. دو گسل راندگی شیان و بخش باختری گسل کوثر با شیب به سمت جنوب از شمال این چین و گسل معکوس نارمک با شیب به سمت شمال از جنوب آن عبور می‌کنند، که در نتیجه عملکرد این گسل‌ها چین خوردگی مذکور شکل گرفته است (شکل ۱۰).

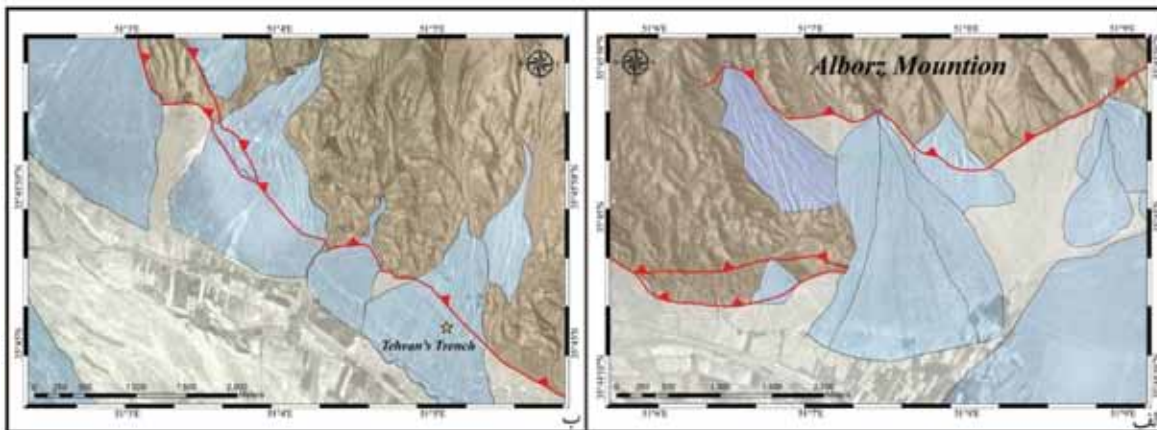
چین خوردگی عباس‌آباد - پردیسان

تپه‌های عباس‌آباد در بخش خاوری تاقدیس عباس‌آباد - پردیسان و پارک طبیعت پردیسان نیز در بخش باختری این چین خوردگی قرار گرفته و از این رو بخشی از نمای طبیعی تاقدیس محفوظ مانده است. براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران (امامی و همکاران، ۱۳۷۴) و بازدیدهای صحرایی رسوبات تشکیل دهنده این چین خوردگی دارای سن پلیوکواترنری می‌باشند. بخش شمالی این چین خوردگی منطبق بر راندگی داودیه با شیب به سمت جنوب می‌باشد و راندگی عباس‌آباد با شیب به سمت شمال تقریباً از میانه آن عبور می‌کند. شواهد زمین‌ریخت‌شناسی حاکی از قرارگیری یک گسل جوان و پنهان در زیر این تاقدیس می‌باشد که

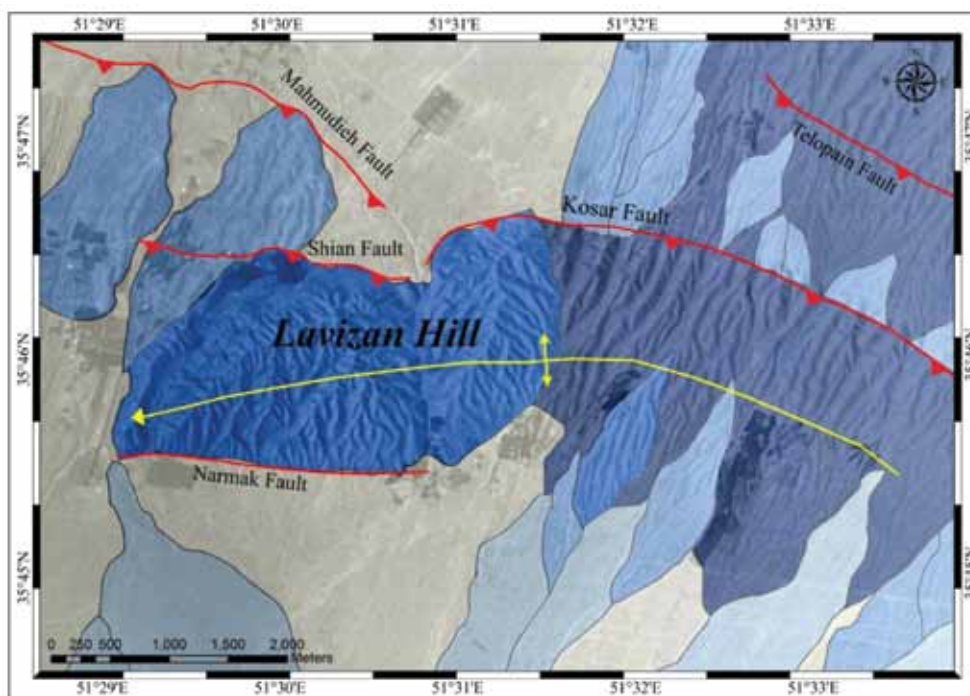
لغزش بر روی آن موجب رشد و بالآمدگی تاقدیس شده است (Jackson, 2008. Nazari et al., 2010, Ritz et al., 2012). البته گسل‌های کوچکتری نیز در نقشه گسل‌های فعال تهران (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴)، در محل این چین‌خوردگی رسم شده‌اند.



شکل ۸. الف) مخروط افکنه‌های حصارک و جابجایی چپ‌گرد آنها در امتداد گسل شمال تهران. ب) جابجایی چپ‌گرد مخروط افکنه‌های A1 و A2. و جابجایی به ظاهر راست‌گرد رودخانه به دلیل قرار گرفتن بخشی از رسوبات قدیمی در مسیر آن. همچنین می‌توان عدم جابجایی مخروط افکنه‌های A3 و A4 را نیز مشاهده نمود که سن جوان‌تر آنها را نسبت به فعالیت امتدادلغز گسل شمال تهران نشان می‌دهد



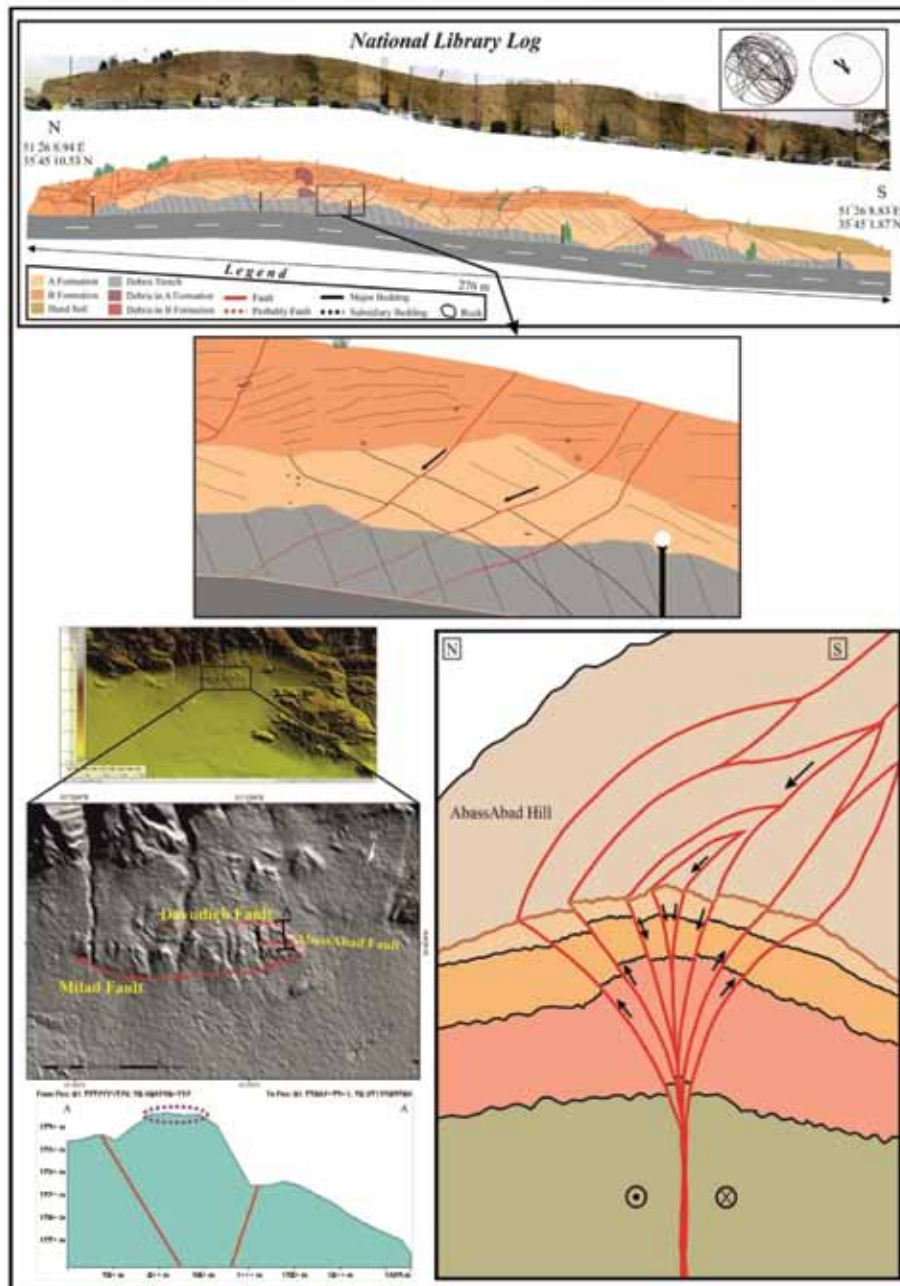
شکل ۹. الف) مخروط افکنه شرق وردآورد. حفر بیشتر رسوبات در بخش فرادیواره گسل شمال تهران نسبت به فرودیواره ناشی از عملکرد مؤلفه معکوس گسل شمال تهران است. ب) مخروط افکنه وردآورد. فرازش بیشتر نیمه شمالی مخروط افکنه نسبت به نیمه جنوبی در اثر حرکات معکوس گسل شمال تهران می‌باشد. ستاره زرد رنگ محل ترانشه تهران (Ritz et al., 2012) را نشان می‌دهد



شکل ۱۰. چین خوردگی لویزان بر مبنای عکس هوایی ۱:۵۰۰۰۰ سازمان جغرافیایی ارتش (۱۹۵۵)

گسل‌های راندگی داودیه، عباس‌آباد و سایر گسل‌های فرعی احتمالاً در اعماق پایین‌تر به یک گسل چپ‌گرد متصل شده و در نتیجه یک ساختار گلساخت را تشکیل می‌دهند. عملکرد گسل‌های موجود در این ساختار همراه با رشد به سمت بالای چین موجب ایجاد کشش در بخش بالایی آن می‌شود که وجود گسل‌های نرمال برداشت شده در دیواره کتابخانه ملی از نشانه‌های آن است (شکل ۱۱).

برداشت صحرائی و مطالعات انجام شده بر روی گسل‌های فرعی موجود در دیواره کتابخانه ملی که در شمال گسل عباس‌آباد قرار گرفته است، نشان‌دهنده وجود هر دو ساز و کار معکوس و نرمال در این گسل‌ها می‌باشد، علاوه بر این، بربریان و همکاران (۱۳۶۴) نیز ساز و کار تعدادی از گسل‌های فرعی این چین خوردگی را نرمال گزارش کرده‌اند و در نهایت می‌توان شواهد این کشش را در نیمرخ توپوگرافی چین نیز مشاهده نمود.



شکل ۱۱. تصویر شماتیک از تحلیل ساختاری چین خوردگی عباس‌آباد، همراه با تصویر گویا شده دیواره کتابخانه ملی و پروفیل توپوگرافی چین عباس‌آباد. (خط‌چین بنفش کشش موجود در بالای چین خوردگی را نشان می‌دهد)

چین خوردگی چیتگر

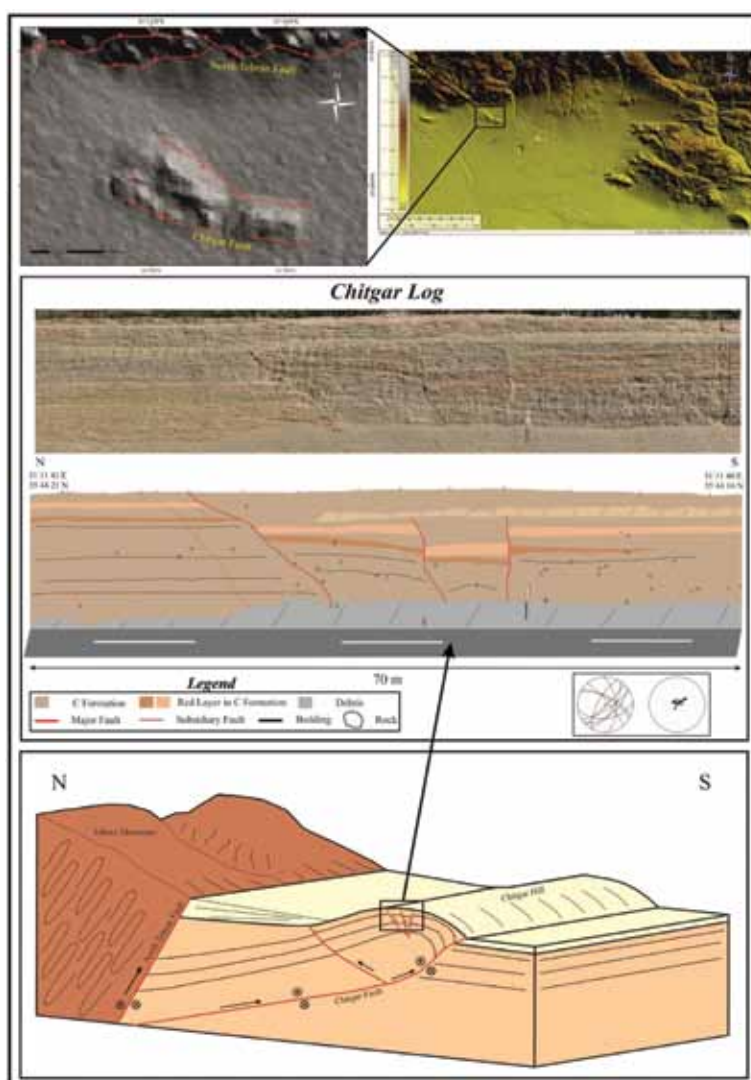
ترانشه وردآورد (Nazari, 2006) سنی جوان‌تر در حدود پلیوستوسن پسین- هولوسن (آبرفت‌های C) را برای این رسوبات معرفی کرده است. مرز جنوبی این چین خوردگی منطبق بر گسل چیتگر و مرز شمالی آن منطبق بر گسل شمال چیتگر می‌باشد. بررسی‌های صحرائی انجام شده در این پژوهش بر روی

تپه‌های چیتگر در باختر تهران و در جنوب اتوبان شهید خرازی واقع شده است. گرچه در نقشه زمین‌شناسی تهران ۱:۱۰۰۰۰۰ (امامی و همکاران، ۱۳۷۴) و گزارش ۵۶ (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴) رسوبات تشکیل‌دهنده این چین را پلیوکواترنری (آبرفت‌های A و B) ذکر نموده‌اند اما تطابق چینه‌ای کاوه (۱۳۸۸) با تعیین سن‌های صورت گرفته در

ارتباط با گسل پنهان موجود در زیر خود می باشد و همچنین شاخه گسل شمال چیتگر به عنوان پس راندگی نسبت به گسل چیتگر قرار گرفته است. وجود گسل های نرمال و گرابن مشاهده شده در ترانشه چیتگر به دلیل رشد چین و در نتیجه فعالیت دو گسل مذکور می باشد (شکل ۱۲).

ارتباط چین ها با گسل های پنهان در سایر نقاط جهان نیز مورد مطالعه قرار گرفته است. یکی از بهترین نمونه های آن چین خوردگی همراه با گسل زمین لرزه ای سال ۱۹۸۰ میلادی الاصلام است که به خوبی مورد مطالعه قرار گرفته است (King and Vita Finzi, 1981).

گسل های فرعی ترانشه چیتگر واقع در باختر تپه های چیتگر، نشان دهنده وجود گسل هایی با ساز و کار نرمال است. از میان گسل های موجود، تنها شمالی ترین گسل دیواره، به سطح رسیده است. این گسل دارای ساز و کار نرمال می باشد. دو گسل اصلی دیگر این دیواره نیز به طور چیره دارای ساز و کار نرمال است اما به دلیل شیب نزدیک به قائم به نظر می رسد دارای مؤلفه راستالغز نیز هستند. نرمال بودن این گسل ها حاکی از وجود کشش در بالای تاقدیس چیتگر است که گرابن موجود در بین گسل ها گویای این مطلب می باشد. به نظر می رسد که از لحاظ ساختاری تاقدیس چیتگر نیز در



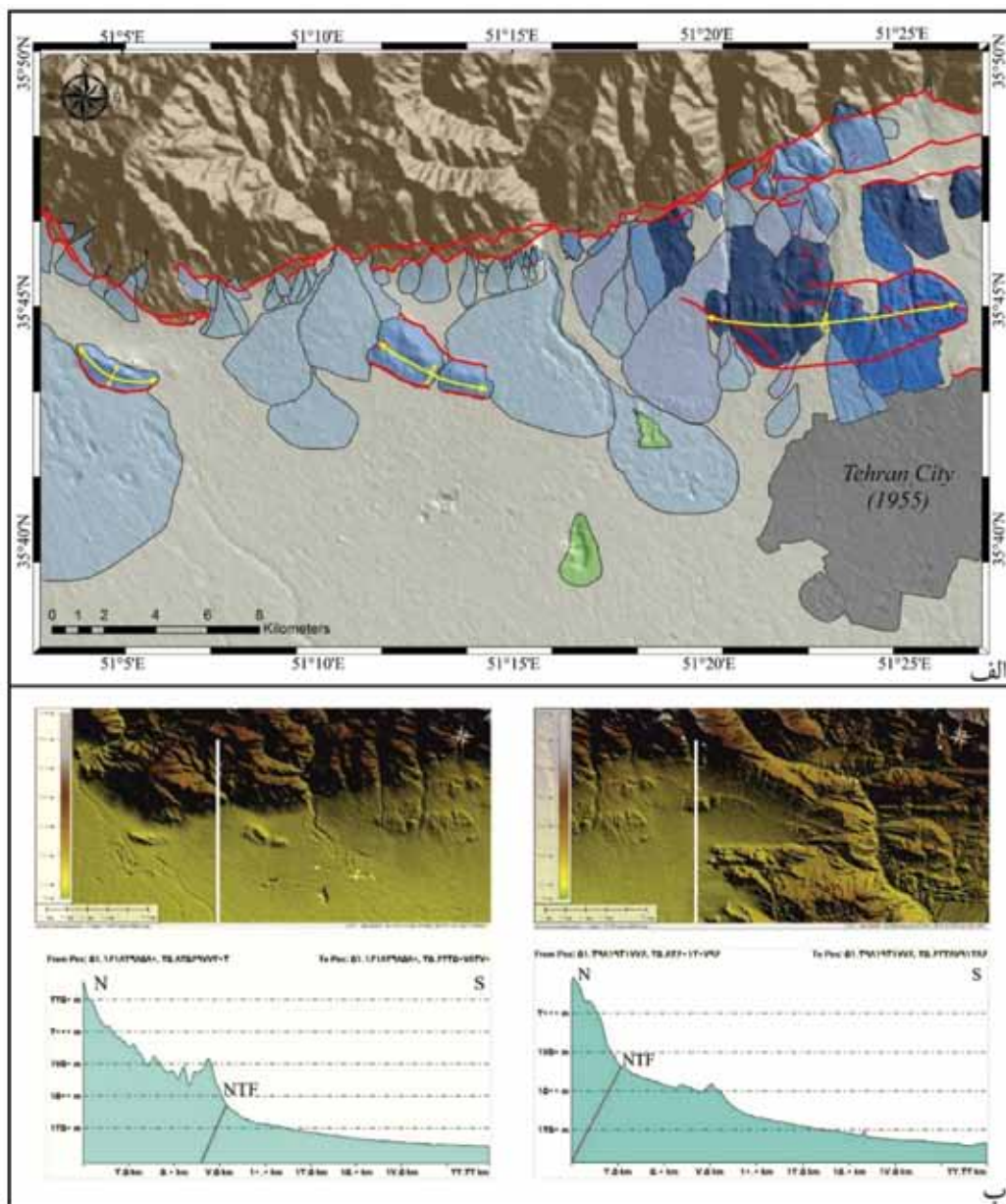
شکل ۱۲. تحلیل چین خوردگی چیتگر به همراه تصویر گویا شده دیواره خاوری. همان گونه که در تصویر شماتیک مشخص است می توان گسل شمال چیتگر را به عنوان پس راندگی گسل چیتگر در نظر گرفت که در نتیجه فعالیت این گسل ها تپه های چیتگر شکل گرفته و رشد آن به سمت بالا باعث شکل گیری گسل های نرمال شده است

رابطه چین‌خوردگی و گسلش در محدوده شهر تهران

یکدیگر موازی نمی‌باشند و همچنین فاصله آنها از یکدیگر نیز از باختر به خاور افزایش می‌یابد.

به نظر می‌رسد که کوتاه‌شدگی مایل و همچنین تغییر ضخامت آبرفت‌ها و رسوبات در گستره تهران و افزایش آن به سمت خاور، از جمله عواملی هستند که می‌توانند بر موقعیت تشکیل ساختارها در داخل دشت تأثیرگذار باشند (شکل ۱۳).

همان‌طور که پیش از این ذکر شد رشد و شکل‌گیری چین‌های منطقه مورد مطالعه در ارتباط با فعالیت گسل‌های داخل دشت تهران می‌باشد. با مقایسه روند این چین‌ها با امتداد گسل شمال تهران که اصلی‌ترین ساختار این گستره محسوب می‌شود، می‌توان مشاهده کرد که این دو روند با

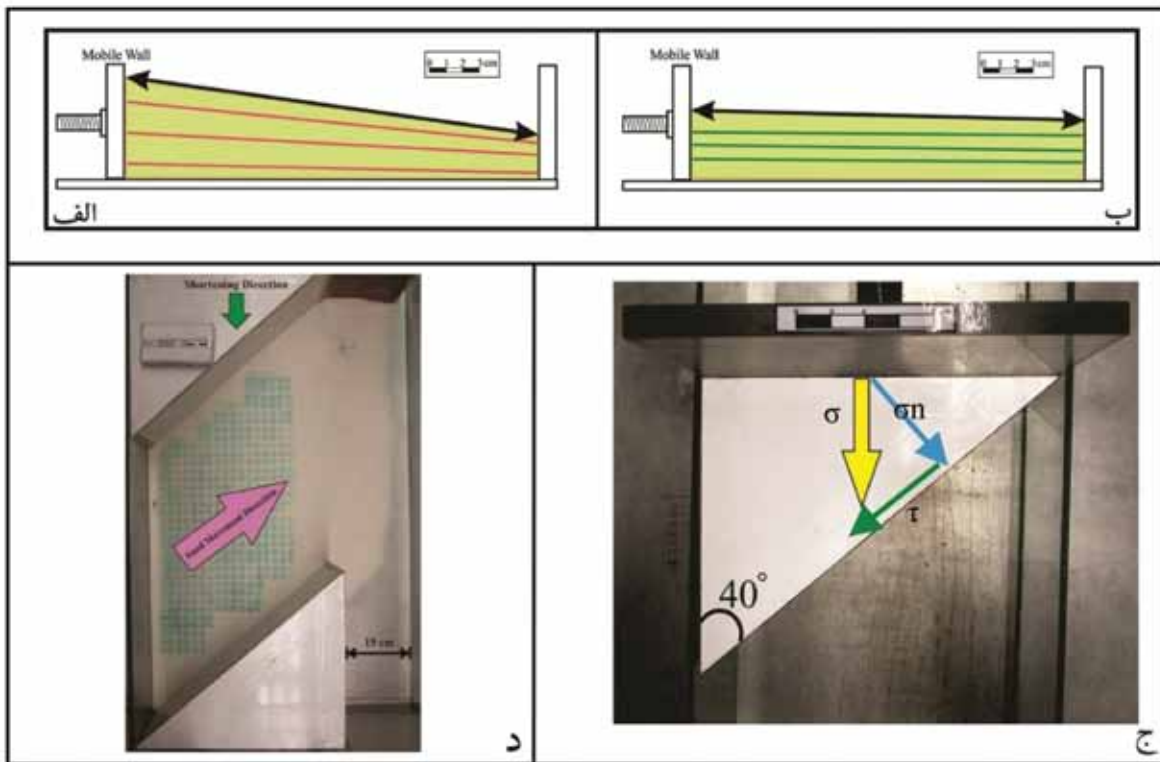


شکل ۱۳. الف) عدم تبعیت امتداد چین‌ها و ساختارهای داخل دشت از روند گسل شمال تهران. ب) نیمرخ توپوگرافی از آبرفت‌های دشت تهران که تصویر سمت چپ مربوط به بخش باختری و تصویر سمت راست مرتبط با بخش خاوری گستره می‌باشد

نکته قابل توجه در استفاده از باکس مثلثی زاویه حاده آن است، که در واقع مقدار این زاویه عامل کنترل کننده تقسیم و تنش^۳ در مدل می باشد. به عبارت دیگر هرچه مقدار این زاویه حاده کمتر باشد تنش اعمالی دستگاه به فشارش محض نزدیک تر و هرچه این زاویه بزرگ تر باشد باعث تقسیم تنش به دو مؤلفه فشارش و امتدادلغز می شود، و در نتیجه بر روی نحوه تغییر شکل لایه ها تاثیر می گذارد. همچنین برای ایجاد حرکت امتدادلغز در مدل یکی از دیوارهای جانبی دستگاه مدل سازی در فاصله ای خارج از محدوده ابعاد مدل تعبیه شده، تا امکان جابجایی مواد در حین آزمایش وجود داشته باشد و در واقع از تجمع و تنش در دیوارهای جانبی جلوگیری شود (شکل ۱۴-د). سایر مشخصات هندسی دو مدل در جدول ۲ ذکر شده است.

به همین منظور سعی شد تا با استفاده از آزمایش مدل سازی تجربی شرایط دشت تهران مشابه سازی شود و ساختارهای تشکیل شده در مدل با ساختارهای دشت تهران مقایسه گردد.

در جهت بررسی تاثیر تغییر ضخامت در نحوه تغییر شکل رسوبات، دو مدل مختلف که ضخامت و در نتیجه شیب لایه بندی در آنها با یکدیگر متفاوت است شامل انواع مدل شیب دار^۱ و مدل مسطح^۲ مورد آزمایش قرار گرفته است (شکل ۱۴-الف و ب). همچنین به منظور ایجاد تشابه میان طبیعت با مدل مورد آزمایش از باکس های مثلثی شکلی (مثلث قائم الزاویه) استفاده شده است تا با توجه به تجزیه تنشی که اتفاق می افتد بتوان هر دو مؤلفه فشارش و امتدادلغز را به صورت همزمان بر مدل اعمال کرد (شکل ۱۴-ج).



شکل ۱۴. الف) مدل شیب دار. ب) مدل مسطح. ج) تجزیه تنش اصلی به دلیل وجود باکس مثلثی. د) ایجاد فضای باز در یکی از دیوارهای مدل

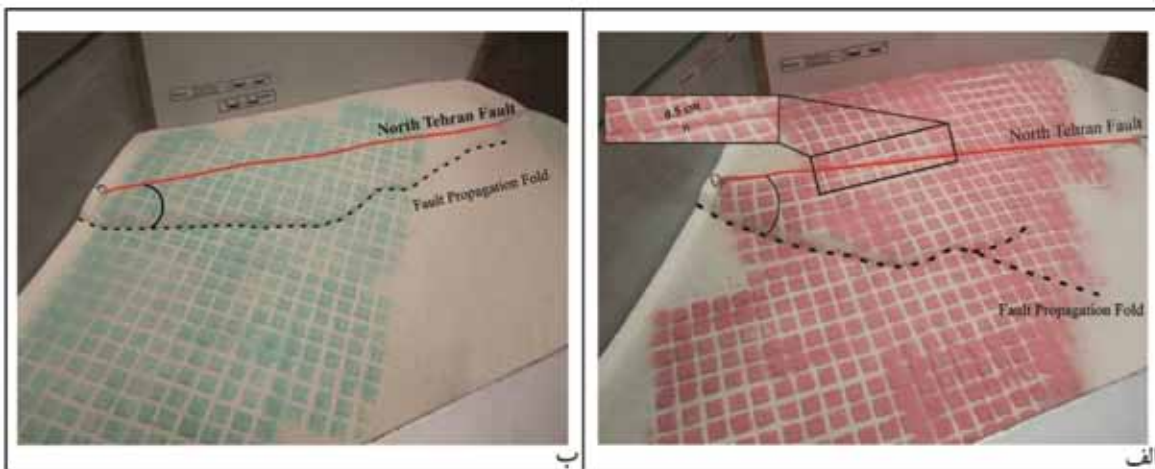
1. Steep Model
2. Flat Model
3. Strian

جدول ۲. مشخصات هندسی دو مدل شیب‌دار و مسطح

مشخصات	Tehran Plain Model	Flat Model
طول	45 cm	45 cm
عرض	30 cm	30 cm
ضخامت (ارتفاع)	بیشترین ضخامت	6 cm
	کمترین ضخامت	2 cm
اندازه دانه‌های ماسه	Mesh<50	Mesh<50
زاویه گسل شمال تهران	45°	45°
نرخ حرکت ^۱	1 h:2 cm	1 h:2 cm
زاویه حاده باکس مثلثی	40°	40°
میزان کوتاه‌شدگی	3.5 cm	3 cm
درصد کوتاه‌شدگی	7.7 %	6.6 %

تبعیت نکرده و با آن زاویه می‌سازد، همچنین می‌توان در شکل ۱۵-الف مشاهده کرد که در راستای گسل شمال تهران جابجایی چپ‌گرد ایجاد شده است، که وجود زاویه مابین این دو ساختار و حرکت امتدادلغز چپ‌گرد به دلیل کوتاه‌شدگی مایل در راستای گسل شمال تهران می‌باشد.

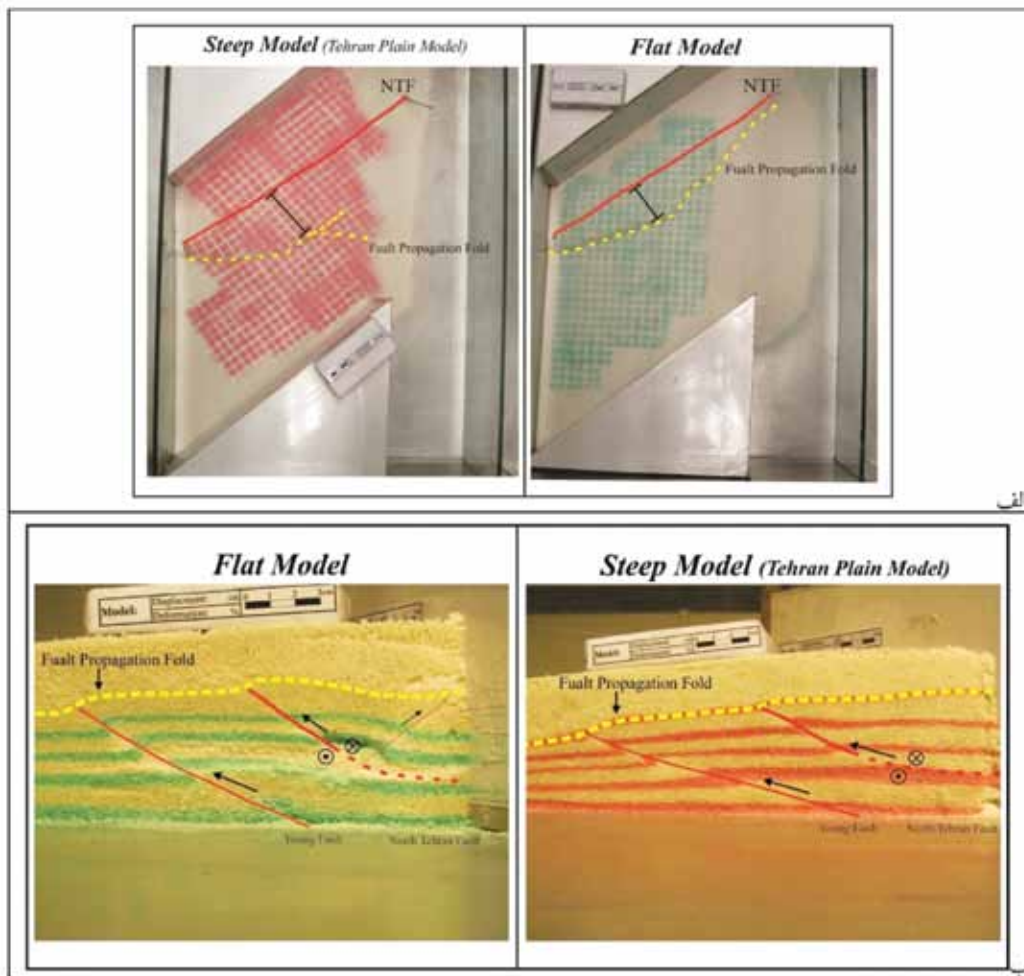
پس از اعمال تنش می‌توان در هر دو مدل تشکیل چین پیشروی گسل در نتیجه فعالیت گسل پنهان موجود در زیر چین که در فرودیواره گسل شمال تهران تشکیل شده است را مشاهده کرد. همان‌طور که در شکل ۱۵ مشاهده می‌شود امتداد چین ایجاد شده از روند گسل شمال تهران



شکل ۱۵. تشکیل چین پیشروی گسل در هر دو مدل (الف) شیب‌دار، (ب) مسطح. خط‌چین سیاه‌رنگ جبهه چین‌خوردگی را نشان می‌دهد

همین شیب کمتر باعث می‌شود که فاصله چین‌های پیشروی گسل از گسل شمال تهران افزایش یابد (شکل ۱۶-ب)، و به عبارت دیگر افزایش ضخامت و شیب لایه‌بندی باعث افزایش فاصله میان ساختارها می‌شود.

همان‌طور که در شکل ۱۶-الف مشخص است فاصله جبهه تغییرشکل از گسل شمال تهران در مدل شیب‌دار نسبت به مدل مسطح بیشتر می‌باشد، و وقتی نیم‌رخ این دو مدل با یکدیگر مقایسه شوند، مشاهده می‌شود که شیب گسل جوان در مدل شیب‌دار نسبت به مدل مسطح کمتر است و

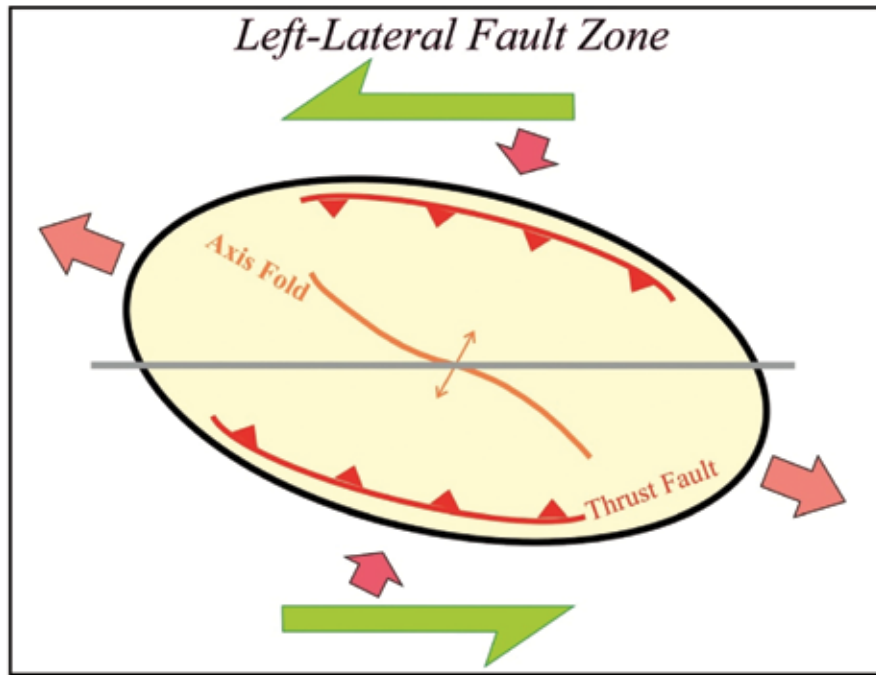


شکل ۱۶. الف) تفاوت فاصله جبهه تغییر شکل در دو مدل شیب دار و مسطح. خط چین زرد رنگ جبهه چین خوردگی را نشان می دهد. ب) مقایسه نیمرخ دو مدل شیب دار و مسطح و شیب کمتر گسل پنهان در مدل شیب دار نسبت به مدل مسطح

نتیجه گیری

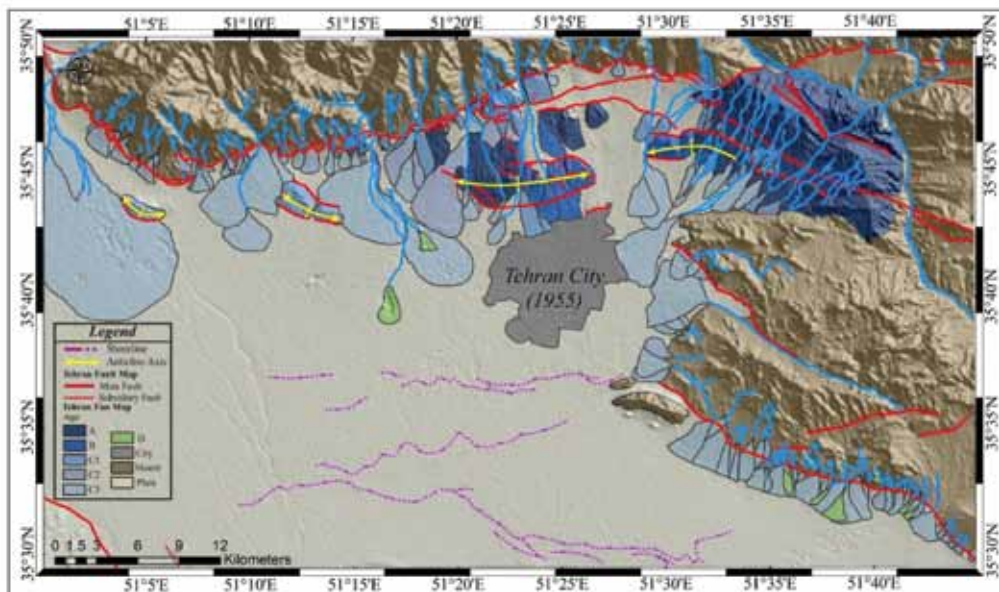
چین خوردگی های داخل دشت تهران ساختارهایی جوان می باشند که در ارتباط با فعالیت گسل های پنهان مانند گسل های میلاد، چیتگر و وردآورد تشکیل شده اند. روند این ساختارها شمال باختری- جنوب خاوری می باشد و با روند گسل شمال تهران زاویه حدود ۱۵ تا ۲۰ درجه را می سازند. این روند با راستای مورد انتظار گسل های راندگی در بیضوی واتنش مربوط به یک زون چپ گرد همخوانی دارد (شکل ۱۷). از این رو به نظر می رسد که مؤلفه چپ گرد دگرشکلی محدود به گسل های شمال تهران و نیاوران نمی باشد و پهنه گسترده تری در داخل دشت تهران را تحت تاثیر قرار می دهد. از سوی دیگر فاصله چین های جوان دشت تهران از گسل های شمال تهران از باختر به خاور افزایش می یابد.

شواهد ریخت شناسی حاکی از وجود گسل های جوان و معکوس در داخل دشت تهران است. از جمله این شواهد می توان به انواع رودخانه ها، مخروط افکنه ها و چین خوردگی های جوان اشاره کرد. رودخانه های نیک نام ده، سیو، رودبار قصران، تلویپاین، باختر دره کن و شمال چیتگر و مخروط افکنه های سعادت آباد، حصارک، شرق وردآورد و وردآورد از جمله عوارضی هستند که در نتیجه فعالیت عمدتاً گسل شمال تهران و در بعضی موارد سایر گسل ها مانند گسل نیاوران دچار تغییر شکل شده اند که این تغییر شکل نشان دهنده ساز و کار معکوس همراه با مؤلفه چپ گرد برای این گسل ها به خصوص گسل شمال تهران می باشد.



شکل ۱۷. الگوی بیضوی واکنش در یک محیط چپ‌گرد. همان‌طور که مشخص است روند گسل‌ها و چین‌های فرعی از روند گسلش اصلی تبعیت نمی‌کند و همچنین ساز و کار گسل‌های فرعی صرفاً معکوس می‌باشد

نتایج حاصل از آزمایش مدل‌سازی تجربی نشان می‌دهد که دو عامل، کوتاه‌شدگی مورب که باعث ایجاد زاویه مابین امتداد چین‌های جوان داخل دشت با راستای گسل شمال تهران می‌شود، و افزایش ضخامت رسوبات و شیب توپوگرافی به سمت خاور تهران (شکل ۱۳-ب) که منجر به افزایش فاصله جبهه تغییر شکل یا همان چین‌خوردگی‌های جوان از گسل شمال تهران می‌شود، از جمله عوامل اصلی کنترل‌کننده تغییرشکل ساختارهای جوان در تهران می‌باشند. این مدل‌سازی همچنین آشکار می‌سازد که افزایش فاصله ساختارها همراه با کاهش شیب گسل رانندگی پنهان در زیر تاقدیس‌ها می‌باشد.



شکل ۱۸. نقشه ریخت‌زمین ساخت گستره تهران

2009. "Faulting and folding in Quaternary deposits of Tehran's piedmont (Iran)", *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, 522-531.

- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran, *Journal of Geodynamic*, 21, 1-33.

- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., and Qorashi, M. 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran, *Journal of Structural Geology*, 25, 659-672.

- Axen, G.J., Lam, P.J., Grove, M., Stockli, D.F., and Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics, *Geology*, 29, 559-562.

- Berberian, M., and Yeats, R.S., 1999. Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau, *Bulletin of seismological Society of America*, 89 (1), 120-139.

- Dellenbach, J., 1964. Contribution à l'étude géologique de la région située à l'est de Téhéran (Iran), *Faculté des Science de l'Université Strasbourg (France)*, 117.

- Engalenc, M., 1968. Contribution a la Geologie Geomorphologie. Hydrogeologie, de la region de Teheran (Iran). C.E.R.H., Montpellier, France, 365.

- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophysical Journal International*, 148, 214-245.

- Jackson, J., 2008. Surviving natural disasters. In: *Survival: The Survival of the Human Race. Darwin College Lectures*. Cambridge University Press, Cambridge, 123-145.

- King, G. C. P., Vita and Finzi, C., 1981. "Active folding in the Algeria earthquake of 10

در انتها می توان چنین نتیجه گرفت که، تغییرشکل لبه جنوبی البرز مرکزی تنها محدود به گسل شمال تهران نمی باشد. مطالعات ریخت شناسی رسوبات آبرفتی و الگوی آبراهه ها نشان می دهد که ساختارهای فعال دیگری نیز در داخل دشت تهران وجود دارند، که این ساختارها همراه با گسل شمال تهران تحت تاثیر کوتاه شدگی مایل در این زون می باشند (شکل ۱۸). برطبق مدل سازی تجربی، جهت گیری و فاصله میان این ساختارهای ثانویه، به وسیله ساز و کار عمومی زون تغییرشکل و همچنین تغییر ضخامت و شیب رسوبات آبرفتی کنترل می شود.

سپاسگزاری

بدین وسیله از پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور به منظور فراهم آوردن شرایط و امکانات این پژوهش به خصوص بابت در اختیار گذاشتن آزمایشگاه تکتونیک تجربی کمال تشکر و قدردانی را داریم. همچنین از جناب آقای مهندس احسان کوثری نیز به دلیل همیاری ها و همکاری هایشان در مراحل انجام آزمایش مدل سازی سپاسگزاریم.

منابع

- امامی، م.ه. و همکاران، ۱۳۷۲. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- بربریان، م.، قرشی، م.، ارژنگ روش، ب. و مهاجر اشجعی، ا.، ۱۳۶۴. پژوهش و بررسی ژرف زمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه- گسلش در گستره تهران و پیرامون (پژوهش و بررسی لرزه زمین ساخت ایران زمین)، چاپ دوم، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش ۵۶، ۳۱۵.

- کاوه فیروز، آ.، ۱۳۸۸. بررسی های پارینه لرزه شناسی بر روی پهنه گسله شمال تهران (پاره گسله چیتگر)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، ۱۷۰.

- وحدتی دانشمند، ف. و همکاران، ۱۳۷۶. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شرق تهران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Abbassi, M. R., and Farbod, Y.,

- October 1980", *Nature*, 292, 22-26.
- Nazari, H., 2006. Analyse de la tectonique recente et active dans l'Alborz Central et la region de Teheran: Approche morphotectonique et paleoseismologique, Ph.D. thesis, Montpellier II:247, Montpellier, 294.
 - Nazari, H., Ritz, J.F., Ghassemi, A., Bahar-Firouzi, K., Salamati, R., Shafei, A., and Fonoudi, M., 2011. Paleearthquakes Determination of Magnitude ~6.5 on the North Tehran Fault, Iran, *Journal of Seismology and Earthquake Engineering (JSEE)*, 13, 1, 159-166.
 - Rieben, E.H., 1953. Note preliminaire sur les terrains alluviaux de Teheran et particulierement du territoire de Shemran Bulletin de Laboratoire, *Geologie. Mineralogie. Geophysique et Museum de Geologique de l'Universite de Lausanne*, 105, 1-12.
 - Rieben, E.H., 1955, "The geology of Tehran plain", *American Journal of Science*, 253, 617-639.
 - Ritz, J.F., Nazari, H., Balescu, S., Lamothé, M., Salamati, R., Ghassemi, A., Shafei, A., Ghorashi, M., and Saidi, A., 2012. Paleearthquakes of the past 30000 years along the North Tehran Fault, Iran, *Journal of Geophysical Research*, 117, 1-15.
 - Shahidi, A., 2008. Evolution tectonique du Nord de l'Iran (Alborz et Kopet-Dagh) depuis le Mésozoïque, Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie: Paris, France, 500.
 - Solaymani Azad, S., Ritz, J.F., and Abbassi, M., 2011. Left-lateral active deformation along the Mosha-North Tehran fault(Iran): Morphotectonics and paleoseismological investigations, *Tectonophysics*, 497, 1-14.
 - Stoöcklin, J., 1974. Northern Iran: Alborz Mountains", *Geological Society of London, Special Publication*, 4, 213-234.
 - Tchalenko, J.S., Berberian, M., Iranmanesh, H., Bailly, M., and Arsovsky, M., 1974. Tectonic framework of the Tehran region. in: *Materials for the study of seismotectonics of Iran, North-central Iran, Geological Survey of Iran, Report 29*, 7-46.
 - Tchalenko, J.S., 1975. Seismotectonic framework of the North Tehran Fault, *Tectonophysics*, 29, 411-420.
 - Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M., and Tavakoli, F., 2004. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 177-185.
 - Yassaghi, A., 2005. The effect of deep-seated transverse faults on structural evolution of west-central Alborz Mountain, Dept of Geology, Tarbiat Modares University. Iran.
 - Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M., and Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in central Alborz, Iran, *Journal of Structural Geology* 28, 2023-2037.

ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند قم در برش سطحی شرق سیاه کوه (جنوب گرمسار)

محمود جلالی^(۱)، عباس صادقی^(۲) و محمد حسین آدابی^(۳)

۱. دانشجوی دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

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

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

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۲/۱۷

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۳/۱۱

چکیده

این مقاله نمایانگر تجزیه و تحلیل‌های چینه نگاری سکانسی در توالی نهشته‌های دریایی کم عمق الیگو-میوسن در رخنمون شرق کوه سیاه (جنوب گرمسار) است. این مطالعه بر اساس سنگ چینه‌نگاری، تعیین چهارچوب زمانی جهانی بر اساس بیوزون‌های استاندارد اروپایی، تعبیر و تفسیر رخصاره‌ها، محیط رسوبی دیرینه و چینه‌نگاری سکانسی انجام شده است.

در برش مورد مطالعه بخش‌های c_1 تا f از سازند قم قابل تفکیک می‌باشند. مطالعات زیست چینه نگاری نشان داد که مجموعه فرامینفرهای کفزی در محدوده مورد مطالعه مشابه با مجموعه فسیلی در غرب تتیس و خاورمیانه می‌باشد. سن سازند قم بر اساس مجموعه فرامینفرهای بزرگ شاتین تا بوردیگالین (SBZ 23-25) تعیین شد. براساس مطالعات میکروپالئونتولوژی انجام شده، سن بخش c_1 که قبلاً آکیتانین تعیین شده بود در شرق تاقدیس کوه سیاه، شاتین پسین (SBZ 23) می‌باشد.

محیط رسوبی سازند قم مربوط به رمپ کریناته است. بر اساس نوع بافت رسوبی و درصد الوکم‌های اسکلتی و غیر اسکلتی تعداد یک عدد رخصاره سنگی و ۱۳ عدد ریز رخصاره از رمپ درونی تا رمپ بیرونی تشخیص داده شده است.

مطالعات چینه نگاری سکانسی در این برش منجر به شناسایی چهار سکانس درجه سوم شد. سکانس اول به سن شاتین دربرگیرنده بخش‌های c_1 و c_2 ، سکانس دوم به سن آکیتانین در برگیرنده بخش‌های c_3 و c_4 و d و سکانس سوم و چهارم به سن بوردیگالین در بردارنده بخش‌های e و f می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: سازند قم، ریزرخساره، محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی، سیاه کوه.

مقدمه

(Mohammadi et al., 2011; Zabihi et al., 2014) و چینه‌نگاری سکانسی (لاسمی و همکاران، ۱۳۸۲، Vaziri, Moghaddam et al., 2004; Guoqiang et al., 2007; Reuter et al., 2007; Jalali et al., 2009; Karavan et al., 2015; Amirshahkarami et al. 2015) اقدام به تعبیر و تفسیر نهشته‌های سازند قم در ناحیه الگو و نواحی اطراف کرده‌اند.

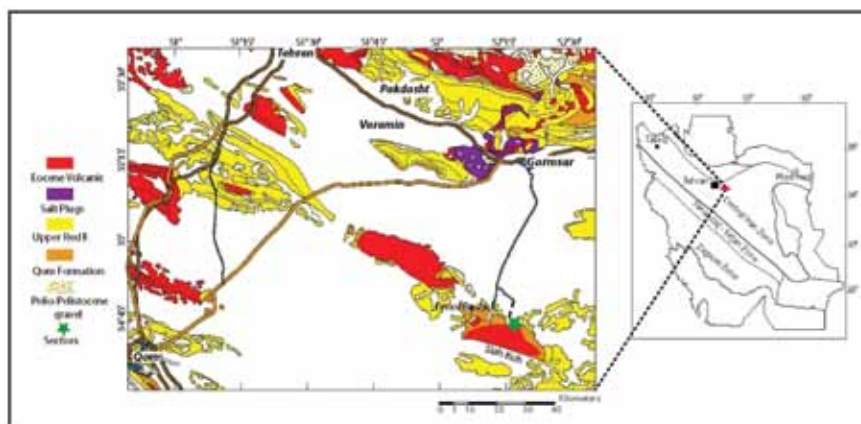
تمرکز مطالعات بر روی سازند قم عمدتاً در بخش مرکزی حوضه بوده و بخش شرقی کمتر مورد مطالعات چینه‌نگاری سکانسی قرار گرفته است، لذا با توجه به اهمیت هیدروکربوری این ناحیه و در نظر گرفتن این مسئله که سازند قم به‌عنوان یک سیستم هیدروکربوری فعال در نواحی که ردیف کامل‌تری از آن نهشته شده باشد، احتمال وجود و محیط رسوبی و سکانس‌های رسوبی درجه سوم در چهار چوب زمانی تعیین شده، در سازند قم شد و سپس تغییرات رخساره‌ها و محیط رسوبی در سکانس‌های رسوبی نشان داده شده است.

موقعیت زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در حوضه تکتونیکی - رسوبی، ایران مرکزی (شکل ۱) قرار گرفته است (Alavi, 1991; آقانی، ۱۳۸۳) و نهشته‌های سازند قم در تاقدیس کوه سیاه در حوضه پشت قوس ولکانیکی نهشته شده است (Reuter et al., 2007; Letouzey and Rudkiewicz, 2005) از نظر تکتونیکی تاریخچه تکاملی این حوضه به شرح زیر می‌باشد.

نهشته‌های الیگو-میوسن در ایران مرکزی پس از اکتشاف هیدروکربور در چاه‌های البرز و سراجیه مورد توجه محققان علوم زمین قرار گرفت و تاکنون مطالعات متعددی در مورد این سازند انجام شده است که برخی از این مطالعات به شرح زیر است. گانسر (Gansser, 1955) علاوه بر معرفی سازند دریایی الیگومیوسن در حوضه قم اقدام به تفکیک واحدهای سنگ‌چینه‌ای در این سازند کرد. فورر و سودر (Furrer and Soder, 1955) ضمن بررسی سازند دریایی الیگو-میوسن در خاور شوراب، این سازند را به شش واحد سنگی f1 تا f6 طبقه‌بندی کردند. دوزی (Dozzy, 1944; 1955) نهشته‌های دریایی به سن الیگو-میوسن را تحت عنوان سازند قم نامید. تقسیم‌بندی عضو c به چهار بخش c_1-c_4 توسط سودر (1959 و 1956)، انجام و توصیف آنها توسط (Abaie, et al., 1964) صورت گرفته است. نام سازند قم در اواسط دهه ۶۰ میلادی توسط کمیته چینه‌شناسی ایران رسمیت یافت و بخش‌های a, b, c_1 , c_2 , c_3 , c_4 , d, e, f نیز توسط کمیته چینه‌شناسی به رسمیت شناخته شدند (Stöcklin and Setudehnia, 1991).

محققان در سال‌های اخیر به منظور شناخت و درک حوضه رسوبی قم در زمینه‌های چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی (رحیمی، ۱۳۸۶، دانشیان و درخشانی، ۱۳۸۷، دانشیان و آفتابی، ۱۳۸۸، 1976; Rahaghi, 1973; Bozorgnia, 1965; Daneshian and Dana 2007; Mohammadi et al., 2015) ، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی (نوری، ۱۳۷۷، بهروزی‌فر و همکاران، ۱۳۸۷; Khalili et al. 2007; 1391



شکل ۱. موقعیت زمین‌شناسی و جغرافیایی برش سطح الارضی شرق کوه سیاه (نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰۰ شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۵۶)

محدوده مورد مطالعه و روش کار

با توجه به رخنمون بسیار مناسب از سازند قم در ناقدیس سیاه کوه، نمونه برداری و آنالیزهای سنگ چینه‌ای بسیار دقیق انجام و روند تغییرات رخساره‌ای و نیز هندسه رسوبات، مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. سازند قم در برش صحرایی شرق سیاه کوه واقع در شمال شرق دریاچه نمک (شکل ۱) به مختصات جغرافیایی "۵۸' ۱۶" ۵۲° و "۲۹' ۴۴" ۳۴°، برداشت شد. از این برش صحرایی تعداد ۱۶۷ عدد نمونه سنگی برداشت و از کلیه نمونه‌ها در دو جهت عمود بر هم مقاطع نازک تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت. به منظور نام‌گذاری و طبقه‌بندی سنگ‌های کربناته از طبقه‌بندی دانه‌ام (Dunham, 1962) و امبری و کلوان (Embry and Klovan, 1971) و برای توصیف ریزرخساره‌ها، کمربندهای رخساره‌ای و محیط رسوبی از روش رید (Read, 1985) استفاده شد. تعیین سن، بیوزوناسیون سازند قم بر اساس فرامینیفیرهای درشت (Cahuzac and Poignant, 1997) انجام و در مطالعات چینه‌نگاری سکانشی از الگوی هانت و تاکر (Hunt and Tucker, 1992; 1995) استفاده شده است.

چینه‌شناسی

سازند قم در برش سیاه کوه با ۴۹۳ متر ضخامت، دارای هفت بخش c_1 تا f می‌باشد (شکل‌های ۲ و ۵). در این برش سازند قم بر روی نهشته‌های تخریبی سازند قرمز زیرین قرار گرفته و توسط نهشته‌های قاره‌ای سازند قرمز بالایی پوشیده شده است. هر دو تماس زیرین و فوقانی سازند قم با سازندهای قرمز زیرین و قرمز بالایی بصورت هم‌شیب و ناپیوسته می‌باشد.

بخش c_1 با ضخامت ۴۶/۴ متر، بر روی ۱/۵ متر نهشته‌های گنگلومرای قاعده سازند قم قرار گرفته است (شکل ۳-الف). آهک‌های بخش قاعده‌ای به ضخامت ۱۹/۸ متر دارای رنگ کرم تا قهوه‌ای روشن است و دارای طبقه‌بندی متقاطع می‌باشند (شکل ۳-ب). بخش بالایی این بخش از ۲۸/۴ متر، مارن سبزه تا زیتونی به همراه بین

صفحه ایران مرکزی و زاگرس تا زمان پرمین پیشین خشکی واحدی را تشکیل داده بودند (Stöcklin, 1977). در نتیجه عملکرد فاز کششی سیمین پیشین در پالئوزوئیک پایانی - تریاس با ایجاد ریفت و تشکیل اقیانوس نئوتتیس ایران مرکزی از صفحه عربی جدا شد و هر یک تاریخچه تحول رسوبی و تکتونیکی خود را طی کرده‌اند (Alavi, 1994; Letouzey and Rudkiewicz 2005).

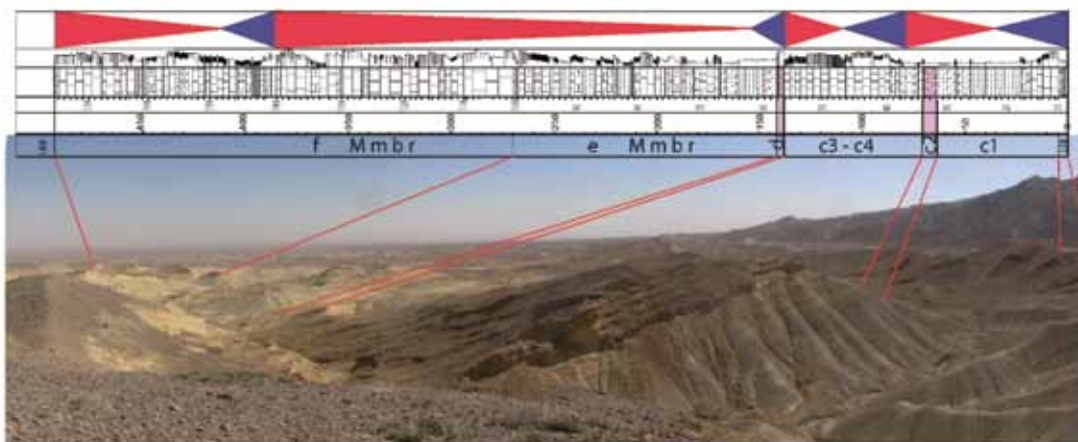
صفحه ایران مرکزی در زمان تریاس پسین - ژوراسیک پیشین با بسته شدن اقیانوس تتیس قدیمی به صفحه اوراسیا متصل شد. در این زمان اقیانوس گسترده نئوتتیس، ایران مرکزی و زاگرس را از یکدیگر جدا می‌کرد. در زمان کرتاسه پسین تا پالئوژن پیشین به علت برخورد صفحات ایران مرکزی و عربی، اقیانوس نئوتتیس به جنوب زون ماگماتیکی زاگرس مهاجرت کرد، که منجر به چین خوردگی و خروج از آب نهشته‌های ژوراسیک و کرتاسه ایران مرکزی شد (Stämpfli and Borel, 2002).

حرکت پوسته عربی به سمت اوراسیا منجر به ایجاد فرورانش بقایای پوسته اقیانوسی به زیر حاشیه جنوبی پوسته ایران مرکزی و تشکیل گستره وسیعی از نهشته‌های ولکانیکی در زمان ائوسن شد (Berberian and King, 2005; Letouzey and Rudkiewicz, 1981). ادامه حرکت صفحه عربی به سمت شمال و فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر صفحه ایران مرکزی در زمان اوایل الیگوسن - میوسن منجر به تشکیل زون باریک آتشفشانی با روند شمال غرب - جنوب شرق تحت عنوان زون ارومیه - دختر و ساختار پشت کمانی شد (Berberian and King, 1981; Mohajjel et al., 2003). این دوره با رسوب‌گذاری سازند قم در حوضه‌های محلی (تراکنشی) پشت کمان همراه بوده است (Letouzey and Rudkiewicz, 2005).

از زمان الیگو - میوسن به بعد حوضه ایران مرکزی عمدتاً تحت تاثیر رژیم تکتونیکی امتداد لغز قرار داشته است، به طوری که تغییرات سریع در رخساره و ضخامت سازندهای قم و قرمز بالایی مؤیدی بر آن است (Morly et al., 2009).

spp., *Textularia* spp., and *Ammonia cf. umbonata* bryozoans, و دیگر خانواده‌های فسیلی می‌توان به ostracods, coralline algae و *Ditrupea Miogypsinoidea* این بخش بر اساس وجود فسیل‌های، *Spiroclypeus blanckenhorni* و *formosensis* به شاتین پسین (SBZ 23) نسبت داده شد (Cahuzac and Poignant, 1997، جدول ۱، شکل‌های ۴- A و D و ۵).

لایه‌ای‌هایی از آهک فسیل‌دار به رنگ کرم تا سبز روشن با لایه‌بندی نازک تا متوسط تشکیل شده است (شکل ۲). فرامینیفرهای درشت همراه در این بخش شامل *Miogypsinoidea formosensis*, *Spiroclypeus blanckenhorni*, *Heterostegina* sp., *Operculina* sp., *Neorotalia lithothamnica* و فرامینیفرهای کوچک موجود در این بخش شامل *Discorbis* sp., *Reusella*



شکل ۲. سازند قم در برش شرق سیاه کوه به پاره سازندهای c₁ تا f و چهار سکانس رسوبی درجه سوم تفکیک گردید (نگاه به سمت شرق)

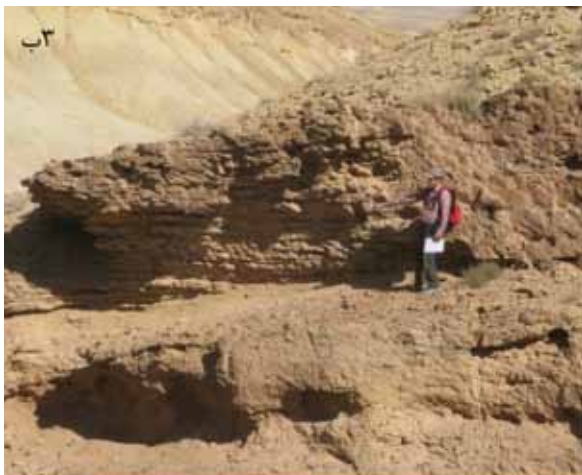
ضخیم لایه به رنگ کرم تا سفید تشکیل شده است. سن این بخش با توجه به وجود فسیل‌های *Miogypsina cf. gunteri/tani*، به آکیتانین و SBZ 24، نسبت داده شده است (شکل‌های ۴- c و ۵).

بخش c₄ دارای ضخامت ۱۱/۲ متر از آهک‌های نازک لایه تا متوسط لایه به رنگ کرم تشکیل شده است. ذرات اسکلتی این بخش شامل *Discorbis* sp., miliolids, echinoids, gastropods و ostracods می‌باشند. این بخش فاقد فسیل شاخص است لذا با توجه به موقعیت چینه‌شناسی و مطالعات فسیل‌شناسی انجام شده در ناحیه قم، Reuter et al., (2007)، به آکیتانین نسبت داده شد (شکل ۵).

بخش تبخیری d با ضخامت ۳/۲ متر (شکل ۳ پ) در برش‌های بخش مرکزی حوضه قم قابل مشاهده و تطابق است. سن این بخش با توجه به موقعیت چینه‌شناسی و مفاهیم چینه‌نگاری سکانشی در محدوده زمانی مرز آکیتانین / بوردیگالین تعیین شد (شکل ۵).

بخش c₂ دارای ضخامت ۱۸ متر است و از مارن‌های ژپس‌دار به رنگ ارغوانی تا خاکستری تشکیل شده است (شکل‌های ۲ و ۵). این بخش به سه واحد قابل تقسیم می‌باشد به طوری که واحد اول از شش متر مارن زرد تا ارغوانی ژپس‌دار، واحد دوم از سه متر آهک آرژیلی ژپس‌دار و واحد سوم از ۲/۳ متر مارن ژپس‌دار نخودی تا زرد رنگ تشکیل شده است. در این بخش تنوع فسیلی بسیار کاهش یافته و تنها فسیل‌های یافت شده شامل بریوزوئر، استراکد، میلیولید و آمونیا می‌باشند. سن این بخش با توجه به نبود فسیل شاخص، بر اساس موقعیت چینه‌شناسی و مفاهیم چینه‌نگاری سکانشی به شاتین پسین نسبت داده شد. مرز شاتین / آکیتانین در راس این بخش قرار دارد (شکل ۵).

بخش c₃ با ضخامت ۴۴/۶ متر از سنگ‌آهک‌های فسیل‌دار کرم تا سفید رنگ تشکیل شده است. بخش زیرین این بخش از ۱۰/۹ متر سنگ‌آهک الیتیک دارای طبقه‌بندی متقاطع و بخش بالایی آن از ۳/۷ متر سنگ‌آهک فسیل‌دار



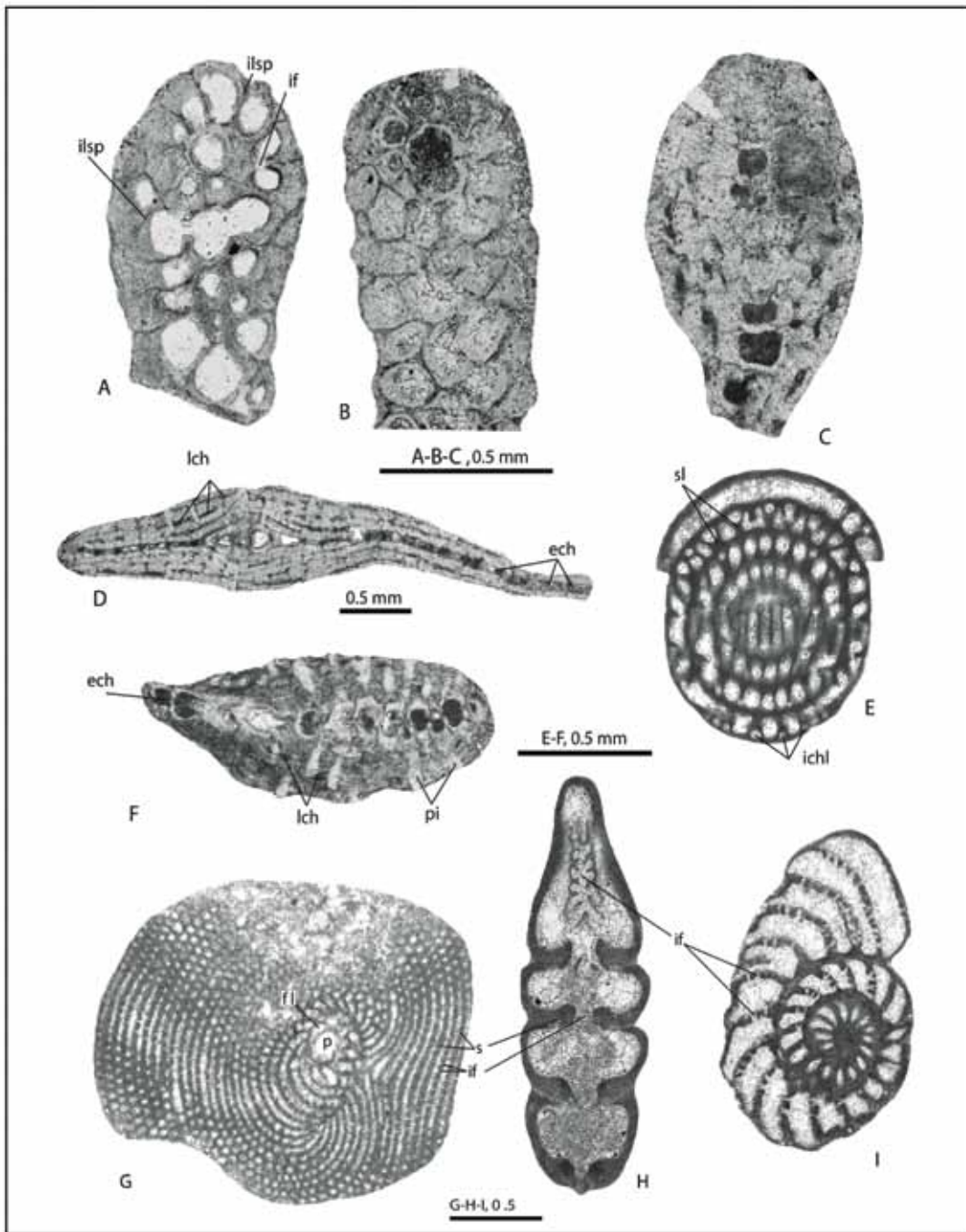
شکل ۳. الف) سازند قم با ۱/۵ نهنه‌های کنگلومرای قاعده‌ای بر روی نهنه‌های سازند قرمز زیرین قرار گرفته است. ب) سنگ‌آهک با طبقه‌بندی مورب در بخش c₃. پ) بخش d در برش شرق سیاه کوه به ضخامت ۳/۲ متر که از انیدریت سفید رنگ تشکیل شده است. ت) مرز سازند قم با سازند قرمز بالایی (نگاه به سمت شمال شرق)

بخش e، در این برش ۱۲۴/۸ متر ضخامت دارد (شکل ۲) و بخش زیرین آن از ۲۷/۸ متر مارن زیتونی با رگه‌های ژیبس تشکیل شده است. بخش میانی با ضخامت ۳۹ متر از تناوب سنگ‌آهک رسی لایه متوسط تا نازک به رنگ کرم تا زیتونی با سنگ‌آهک متوسط تا ضخیم لایه کرم و بخش بالایی به ضخامت ۵۸ متر از مارن زیتونی و سنگ‌آهک آرزیلی تشکیل شده است.

بخش f با ضخامت ۲۲۷/۱ متر (شکل ۲) به سه بخش زیرین، میانی و بالایی تفکیک شده است. بخش زیرین با ضخامت ۱۱۸/۸ متر از سنگ‌آهک ضخیم لایه تا توده‌ای به رنگ کرم با طبقه‌بندی متقاطع تشکیل شده است. بخش میانی با ۶۹/۱ متر ضخامت از تناوب مارن زیتونی و سنگ‌آهک‌های رسی نازک تا متوسط لایه و بخش بالایی با ۳۹/۲ متر ضخامت از سنگ‌آهک توده‌ای تا ضخیم لایه به رنگ کرم تا نخودی تشکیل شده است. مرز سازند قم با سازند قرمز بالایی در این برش ناگهانی و هم‌شیب می‌باشد (شکل ۳ ج)

بخش e، در این برش ۱۲۴/۸ متر ضخامت دارد (شکل ۲) و بخش زیرین آن از ۲۷/۸ متر مارن زیتونی با رگه‌های ژیبس تشکیل شده است. بخش میانی با ضخامت ۳۹ متر از تناوب سنگ‌آهک رسی لایه متوسط تا نازک به رنگ کرم تا زیتونی با سنگ‌آهک متوسط تا ضخیم لایه کرم و بخش بالایی به ضخامت ۵۸ متر از مارن زیتونی و سنگ‌آهک آرزیلی تشکیل شده است.

بخش f با ضخامت ۲۲۷/۱ متر (شکل ۲) به سه بخش زیرین، میانی و بالایی تفکیک شده است. بخش زیرین با



شکل ۴. (A) *Miogypsinooides formosensis*, (B and C) *Spiroclypeus*, (D) *Miogypsina gr. gunteri/tani*, (E) *Miogypsina cf. globulina*, (F) *Borelis melo curdica*, (G and I) *Dendritina rangi*, (H) *Meandropsina*.

حروف اختصاری

ilsp: فضای درون پرده‌ای، if: دهانه بین حجره‌ای، lch: (chamber lateral) حجره‌های جانبی، ech: (equatorial chamber) حجرات استوایی، sl: (septulum) دیوارک، ichl: (intercalary chamberlet) حجرک‌های ثانویه، pi: (Pillar) ستونک، fl: (flexostyle) حجره جنینی دوم، p: (protoconch) حجره جنینی اول، s: (septum) دیواره بین حجره‌ای سن بخش‌های e و f با توجه به وجود *Miogypsina cf. globulina*, *Nephrolepidina sp.*, and *Amphistegina cf. radiata*, *Borelis melo-curdica*, *Meandropsina anahensis*, *Meandropsina iranica*, *Dendritina rangi*, *Peneropolis sp.*, *Austrotrillina* شکل ۴E، *Ammonia cf. umbonata* به بوردیگالین (SBZ 25) نسبت داده شد (Cahuzac and Poignant, 1997). جدول ۱، شکل ۴E، H، G، F، و ۵).

جدول ۱. مقایسه زون‌های استاندارد اروپایی و زون‌های شناسایی شده در ناحیه مورد مطالعه به همراه وقایع زیستی مربوطه (Cahuzac and Poignant, 1997; Işık and Hakyemez, 2011; Less et al., 2011)

SERIES	STAGE	LARGER FORAMINIFERA		LARGER FORAMINIFERA IN STUDY AREA			
		SB	Members	Members	Formation		
MIOCENE	LOWER	BURDIGALIAN	SB25	M.cushmani M.mediterranea plurispiralled Miogypsina M.globulina	M.mediterranea M.cushmani N.tournouci Miolepidocyclina spp.	Borelis melo-curdica M.group globulina	f member e member
			AQUITANIAN	SB24	M.socini M.gunteri	unispiralled Miogypsina (M.gunteri / tani) M.tani	M.tani (M.gunteri / tani) M.gunteri
OLIGOCENE	UPPER	CHATTIAN	SB23	M.septentrionalis M.complanatus C.eidae	P.delicata M.complanatus / formosensis gr. G.assilinoidea; E.dilatata S.blanckenhorni N.kckemetii C.eidae	M.formosensis S.blanckenhorni	c1
			SB22B	Lepidocyclina Cyclodypeus	N.fichteli N.vascus C.droogeri		

(شکل ۶ ب) و اندازه ذرات آن در برخی از نمونه‌ها بزرگتر از ۲ میلی‌متر است و رخساره‌های فلوتستونی - رادستونی را تشکیل می‌دهند. از دیگر اجزاء آلوکم‌های اسکلتی می‌توان به فرامینیفرهای درشت کفزی زیر نظیر *Miogypsina*, *cf. gunteri/tani*, *Operculina* sp., *Discorbis* spp., *Textularia* spp. و فرامینیفرهای پلانکتونی نظیر *Globigerina / Globigerinoides* اشاره کرد. از آنجایی که بریوزوئرها در نواحی با نور کم توانایی رشد و زندگی را داشته (Brandano et al., 2002)، وجود گل کربناته در بین دانه‌ها، نبود جلبک‌های قرمز نمایانگر تشکیل این رخساره در محیط‌های کم انرژی الیگوفوتیک تا مزوفوتیک است (Pomar, 2001). با توجه به تجمع فسیلی و بافت سنگ، جایگاه رسوبی این ریزرخساره به بخش بالایی رمپ بیرونی تا بخش زیرین رمپ بیرونی نسبت داده شد (شکل‌های ۵ و ۳ ب). این رخساره شباهت بسیار زیادی با رخساره برایومول^۲ نلسون (Nelson, 1988) دارد و گسترش آن در بخش‌های c و e زیاد است (شکل ۵). در این ریزرخساره در برخی از حجرات بریوزوئرها گلوکونیت و فسفات دیده می‌شود. ذرات تخریبی در این ریزرخساره کمتر

ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی

رمپ بیرونی

ریزرخساره ۱، بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرها و کستون / مادستون^۱

این ریزرخساره از آهک‌های رسی سبز زیتونی تا خاکستری رنگ دارای فسیل‌های پلانکتونی نظیر فرامینیفرهای درشت *Globigerina / Globigerinoides* نظیر، *Miogypsinoides formosensis*, *Miogypsina*, *cf. globulina*, *Neorotalia lithothamnica*, *Heterostegina* sp., *Spiroclypeus blanckenhorni*, *Operculina* sp. و از دیگر فسیل‌ها می‌توان به اکینوئید و بریوزوئر اشاره کرد. با توجه به محتوی فسیلی و میزان ماتریکس (شکل ۶ الف) فراوان در این رخساره می‌توان آن را مربوط به بخش رمپ بیرونی در نظر گرفت (Flügel, 2010; Pedley, 1998). این ریزرخساره عمدتاً در بخش c₁ و قاعده بخش e وجود دارد (شکل ۵).

رمپ میانی

ریزرخساره ۲، بایوکلاستیک اکینوئید، بریوزوئر و کستون -

پکستون^۲

در این رخساره بریوزوئر فراوان‌ترین آلوکم اسکلتی است

1. Bioclastic planktonic foraminifera Wackestone - Mudstone
2. Bioclastic echinoids, bryozoans Wackestone-Packstone
3. Bryomol

از ۱۰ درصد می‌باشد و عمدتاً از ذرات دانه ریز در حد سیلت و ماسه بسیار ریز تشکیل شده است.

ریزرخساره ۳، بایوکلاستیک بریوزوئر، جلبک قرمز و کستون - پکستون^۱

در این ریزرخساره جلبک قرمز، بریوزوئر و اکینوئید، نسبت به دیگر آلوکوم‌های اسکلتی فراوان تراست (شکل ۶ پ). در برخی از نمونه‌ها اندازه ذرات بریوزوئر و جلبک قرمز از دو میلی‌متر بزرگ‌تر است و شبیه به بافت فلوئستون و رودستونی امبری و کلوان (Embry and Klovan, 1971) می‌باشد. از دیگر اجزاء اسکلتی در این ریزرخساره می‌توان به فرامینیفرهای کفزی نظیر *Miogypsinoidea*, *Neorotalia lithothamnica*, *formosensis*, *Miogypsina tani*, *Discorbis* sp. *Ammonia* cf. *umbonata*, *Reussella* sp. اشاره کرد. با توجه به حضور جلبک قرمز، مرجان، اکینوئید و فرامینیفرهای درشت، این ریزرخساره به رمپ میانی (Pomar, 2001; Brandano et al., 2002; Corda and Brandano, 2003) داده شد (شکل ۵).

میزان ذرات تخریبی در این ریزرخساره بسیار کم است و حداکثر به سه درصد می‌رسد که نشان‌دهنده دور بودن محل تشکیل این نهشته نسبت به ساحل می‌باشد (شکل ۵).

ریزرخساره ۴، بایوکلاستیک فرامینیفرهای درشت، جلبک قرمز، بریوزوئر پکستون / وکستون^۲

در این ریزرخساره بریوزوئر، اکینوئید و جلبک قرمز و فرامینیفرهای درشت کفزی نظیر

Miogypsinoidea formosensis, *Miogypsina* cf. *globulina*, *Miogypsina* cf. *gunteri/tani*, *Miogypsina tani*, *Spiroclypeus blanckenhorni*, *Neorotalia lithothamnica*, *Amphistegina* cf. *radiata*, *Operculina* sp., *Heterostegina* sp., *Nephrolepidina* sp., *Lepidocyclinidae*

فراوان‌ترین آلوکوم‌های اسکلتی را تشکیل می‌دهند (شکل ۶ ت، ث، و ج). اندازه ذرات اسکلتی در این رخصاره در برخی از نمونه‌ها بزرگتر از دو میلی‌متر می‌باشد. با توجه به فراوانی خانواده میوزیپسینوئیده، محیط رسوبی در این ریزرخساره به محیط دریای باز کم عمق (Geel, 2000) و

محل رسوب‌گذاری آن با توجه به تنوع زیستی گسترده به بخش‌های کم عمق تر رمپ میانی نسبت داده شد (شکل ۵). مقدار ذرات تخریبی در این ریزرخساره در تعداد کمی از نمونه‌ها تا ۲۰ درصد نیز می‌رسد و عمدتاً از ذرات خرده سنگی و فلدسپات نسبتاً تجزیه نشده و زاویه‌دار تشکیل شده است که نمایانگر تشکیل در شرایط آب و هوای گرم و خشک و فاصله کوتاه حمل و نقل آنها می‌باشد. مقدار تخلخل موجود در این ریزرخساره مابین ۲ تا ۳۰ درصد می‌باشد (شکل ۵).

ریزرخساره ۵، بایوکلاستیک جلبک قرمز، اکینودرم وکستون - پکستون^۳

در این ریزرخساره جلبک قرمز (۱۰-۳۵ درصد)، اکینودرم (۷-۱۵ درصد) فراوان‌ترین آلوکوم‌های اسکلتی (شکل ۶ چ) را تشکیل می‌دهند. از فرامینیفرهای کفزی با فراوانی کم در این ریزرخساره می‌توان به فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز نظیر *miliolids*, *Borelis melo-curdica*, *Borelis melo melo* و از آلوکوم‌های اسکلتی نادر می‌توان به آمونیا، استراکد و گاستروپود اشاره کرد. با توجه به فراوانی اکینوئید که نمایانگر نهشته شدن در محیط دریای باز می‌باشد (Flügel, 2010; Peddly, 1998)، این نهشته‌ها را می‌توان به بخش کم عمق رمپ میانی نسبت داد (شکل ۵).

رخساره‌های سدی

ریزرخساره ۶، ایبید گریبنستون - پکستون^۴

در این رخصاره ایبید فراوان‌ترین الوکم غیر اسکلتی است و همراه آن ذرات اسکلتی اکینوئید، جلبک قرمز، میلیولید، استراکد، گاستروپود، بریوزوئر و فرامینیفرهای درشت با پوسته بدون منفذ نیز بسته به جایگاه خود در محیط رسوبی مشاهده می‌شود. ایبیدها بطور عمده دارای اندازه حدود یک میلی‌متر تا ۲۰۰ میکرون است و از نوع معمولی (ایبید نوع یک، Flügel, 2010) و تک‌غشایی می‌باشند. ایبیدهای کاذب نیز در برخی از نمونه‌ها مشاهده شد (شکل ۶ ح، خ). از ساختمان‌های رسوبی در این ریزرخساره می‌توان به

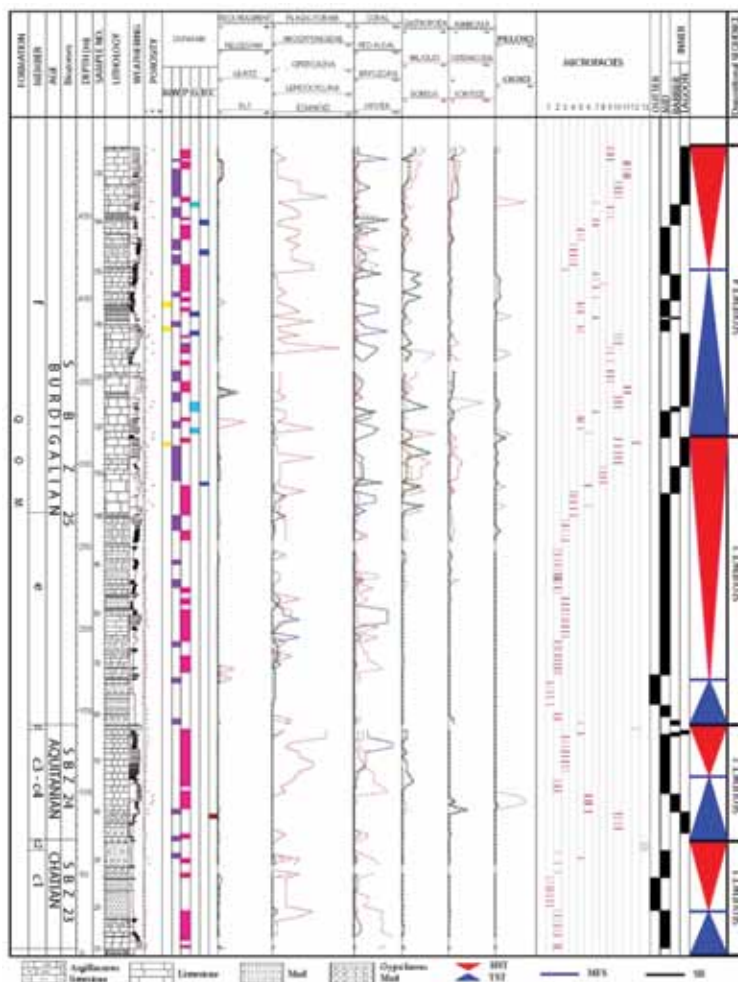
1. Bioclastic bryozoans, red algae Wackestone - Packstone
2. Bioclastic large foraminifera, red algal, bryozoan Wackestone - Packston
3. Bioclastic red algae, echinoids Wackestone - Packstone
4. Oolitic Grainstone - Packstone

خرده‌های دوکفه‌ای می‌باشد. وجود بافت دانه غالب در این ریزرخساره نمایانگر تشکیل آن در محیط‌های با انرژی متوسط تا زیاد می‌باشد، این ریزرخساره با توجه به محتوی فسیلی، بافت و جایگاه رخساره‌ای به بخش پر انرژی تپه‌های زیر آبی نسبت داده شد (Flügle, 2010; Peddly, 1998). تپه‌های زیر آبی نواحی کم عمق رمپ درونی به سمت لاگون، عمدتاً از قطعات تشکیل دهنده آلوکم‌های اسکلتی نظیر میلیولید، گاستروپود تشکیل شده است (شکل ۷ الف) در صورتی که به سمت دریای باز این نهشته‌ها، علاوه بر موارد فوق دارای فسیل‌های نظیر جلبک قرمز، بریوزوئر و فرامینیفرهای کفزی درشت با پوسته هیالین (شکل ۷ ب) نیز می‌باشند (Flügel, 2010).

چینه‌بندی متقاطع اشاره کرد. مهم‌ترین پدیده دیاژنتیکی در این رخساره انحلال می‌باشد، به طوری که اکثر هسته‌های اییدها و برخی از دانه‌های ایید و آلوکم‌های اسکلتی نظیر گاستروپودها و دوکفه‌ایها انحلال پیدا کرده و تشکیل تخلخل‌های قالبی را داده است (Choquette and Pray, 1970) میزان تخلخل در این رخساره تا ۳۰ درصد نیز افزایش پیدا کرده است، لذا یکی از بهترین رخساره‌های مخزنی را تشکیل می‌دهد. این ریزرخساره بر اساس جایگاه رخساره‌ای و محتوی فسیلی به بخش پر انرژی تپه‌های زیر آبی نسبت داده شده است.

ریزرخساره ۷، بایوکلاستیک پکستون- گرینستون

ذرات تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل جلبک قرمز، اکینوئید، میلیولید، استراکد، گاستروپود، مرجان و



شکل ۵. تفکیک ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و سکانس‌های با درجه سوم سازند قم بر اساس برداشت برش صحرایی، بافت رسوبی و درصد آلوکم‌های اسکلتی و غیر اسکلتی. در این مطالعه تعداد سیزده عدد ریزرخساره و چهار عدد سکانس رسوبی در نهشته‌های سازند قم با سن شاتین تا بوردیگالین تفکیک شد.

1. Bioclastic red algae, echinoids gastropoda Packstone - Grainstone

رخساره‌های لاگونی

ریزرخساره ۸، بایوکلاستیک فرامینیفرهای درشت و کستون / پکستون^۱

این ریزرخساره عمدتاً از فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوزاز خانواده‌های پنرولید، آلئولید، سوریتید، در حدود هفت تا ۳۵ درصد و میلیولید، گاستروپود، استراکد، بریوزوئر، آمونیا، جلبک قرمز و اکینوئید تشکیل شده است (شکل ۷ پ و ت). با توجه به فراوانی فرامینیفرهای بزرگ کفزی با پوسته پورسلانوز و فراوانی دیگر فسیل‌های همراه می‌توان این ریزرخساره را به بخش خارجی‌تر لاگون (Geel, 2000; Brandano et al., 2002) نسبت داد. میزان تخلخل در این ریزرخساره بین دو تا پنج درصد می‌باشد. در این ریزرخساره، ذرات تخریبی در حد سیلت به مقدار یک تا دو درصد وجود دارد و از ذرات تخریبی در حد ماسه، عمدتاً گرد شده و بیشتر از جنس فلدسپات‌های تجزیه نشده است.

ریزرخساره ۹، بایوکلاستیک میلیولید و کستون - پکستون^۲
میلیولید (تا ۱۵ درصد) از مهم‌ترین اجزاء تشکیل دهنده این ریزرخساره است و از آلوکم‌های دیگر می‌توان به اکینوئید، جلبک قرمز، خانواده سوریتید، گاستروپود، آمونیا و استراکد (شکل ۷ ث) اشاره کرد. تجمع فسیل‌های با پوسته بدون منفذ نظیر میلیولیدها در زمینه گلی نمایانگر وجود محیط محصور با انرژی کم می‌باشد (Geel, 2000; Romero et al., 2002; Vaziri- Moghaddam and Torabi, 2004; Mohamadi et al., 2011; Amirshah et al., 2015; Adabi et al., 2014; karami, et al., 2014). با توجه به بافت و فراوانی میلیولید، این نهشته‌ها مربوط به بخش درونی لاگون از رمپ درونی در نظر گرفته شد. از مهم‌ترین ویژگی این ریزرخساره می‌توان به درصد نسبتاً زیاد ذرات تخریبی (تا ۴۰ درصد) آن اشاره کرد. ذرات تخریبی عمدتاً در حد ماسه درشت تا متوسط است و ذرات در حد میکروگنگلومرا نیز در برخی از نمونه‌ها مشاهده شد. جنس ذرات تخریبی عمدتاً از قطعات خرده سنگی و فلدسپات است که عمدتاً تجزیه نشده و زاویه‌دار می‌باشند (شکل ۷ ج و ح). وجود درصد بالایی از ذرات تخریبی در این ریزرخساره نمایانگر رسوب‌گذاری در بخش کم عمق لاگون و ناحیه بین جزر و مدی (Flügel, 2010) می‌باشد. میزان تخلخل در این رخساره در حدود، سه تا ۲۰ درصد می‌باشد.

ریزرخساره ۱۲، مادستون بایوکلاستیک داره

اجزاء تشکیل دهنده این ریزرخساره عمدتاً از استراکد، میلیولید، آمونیا و اکینوئید (شکل ۷ خ) می‌باشد. در برخی از نمونه‌ها دانه‌های اسکلتی با انیدریت جایگزین شده و

و نزدیک به خشکی می‌باشد. میزان تخلخل در این رخساره در حدود ۳ تا ۲۰ درصد می‌باشد

ریزرخساره ۱۰، بایوکلاستیک استراکد مادستون / وکستون^۳
اجزاء تشکیل دهنده این ریزرخساره عموماً از استراکد (تا حداکثر ۱۵ درصد)، میلیولید (تا پنج درصد)، گاستروپود، جلبک قرمز، آمونیا و اکینوئید (شکل ۷ ج) است که در یک زمینه میکرایتی به صورت پراکنده قرار گرفته است. با توجه به فراوانی استراکد این نهشته‌ها، به بخش درونی لاگون از رمپ درونی نسبت داده شد. در برخی از نمونه‌ها با توجه به جهت‌گیری متفاوت ذرات استراکد در متن سنگ به نظر می‌رسد که در زمان‌هایی شرایط پر انرژی‌تری حاکم بوده است که منجر به تغییر جهت بندی و نحوه رسوب‌گذاری این ذرات شده است (شکل ۷ ج).

ریزرخساره ۱۱، بایوکلاستیک وکستون - پکستون ماسه‌دار^۴
عمده‌ترین آلوکم‌های اسکلتی تشکیل دهنده این ریزرخساره میلیولید، خانواده سوریتید، گاستروپود، آمونیا و استراکد، می‌باشند (سه تا ۱۰ درصد). از مهم‌ترین ویژگی این ریزرخساره می‌توان به درصد نسبتاً زیاد ذرات تخریبی (تا ۴۰ درصد) آن اشاره کرد. ذرات تخریبی عمدتاً در حد ماسه درشت تا متوسط است و ذرات در حد میکروگنگلومرا نیز در برخی از نمونه‌ها مشاهده شد. جنس ذرات تخریبی عمدتاً از قطعات خرده سنگی و فلدسپات است که عمدتاً تجزیه نشده و زاویه‌دار می‌باشند (شکل ۷ ج و ح). وجود درصد بالایی از ذرات تخریبی در این ریزرخساره نمایانگر رسوب‌گذاری در بخش کم عمق لاگون و ناحیه بین جزر و مدی (Flügel, 2010) می‌باشد. میزان تخلخل در این رخساره در حدود، سه تا ۲۰ درصد می‌باشد.

1. Bioclastic (large foraminifera) Wackestone - Packstone
2. Bioclastic miliolid Wackestone - Packstone
3. Bioclastic (ostracoda) Mudstone / Wackestone
4. Sandy bioclastic Wackestone - Packstone
5. Bioclastic Mudstone

تجزیه و تحلیل ریزرخساره‌ها، نبود رخساره‌های توریدایی و ریف‌های سدی، مدل رسوبی رمپ کربناته (Burchette and Wright, 1992) جهت این نهشته‌ها انتخاب شد. بررسی رخساره‌ها و کمربندهای رخساره‌ای، تغییرات عمودی و جانبی آنها، ساختمان‌های رسوبی و نوع آلوکوم‌های اسکلتی و غیر اسکلتی و وابستگی آنها به نور نشانگر رسوب‌گذاری رخساره‌های توالی مورد مطالعه بر روی کمربندهای رخساره‌ای رمپ بیرونی، میانی و درونی است (شکل ۸).

چینه‌نگاری سکانسی

در این تحقیق با تلفیق اطلاعات حاصل از مشاهدات صحرایی (شکل هندسی لایه‌ها، شناسایی سطوح ناپیوسته و تغییرات ناگهانی سنگ شناسی)، مطالعات میکروسکوپی، تغییرات ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی و با استفاده از مدل چینه‌نگاری سکانسی هانت و تاکر (Hunt and Tucker, 1992; 1995) که مرز بالایی سکانس بر روی دسته رخساره‌های پسروده سریع^۳ قرار می‌گیرد، اقدام به تفکیک چهار سکانس رسوبی درجه سوم در برش سیاه کوه به شرح زیر شناسایی شد (شکل‌های ۲ و ۵).

سکانس ۱

این سکانس رسوبی در برش کوه سیاه ۷۲ متر ضخامت دارد (شکل ۲ و ۵). مرز زیرین این سکانس نوع ۴^۱ و مرز بالایی آن نوع ۵^۲ است. بررسی توالی رخساره‌های رسوبی و سطوح چینه‌نگاری به شناسایی دسته رخساره‌های تراز پایین^۶، پیشرونده^۷، تراز بالا^۸ و پسروده سریع انجامید. این سکانس در برگزیده بخش‌های C₁ و C₂ است و سن آن با توجه به بایوزون SBZ 23 به سن شاتین پسین نسبت داده شد.

سازند قم در این برش به طور پیشرونده بر روی نهشته‌های

قابل شناسایی نمی‌باشند. ذرات سیلت (سه - پنج درصد) در این رخساره پراکنده می‌باشد. عدم تنوع فسیلی و نادر بودن آثار زیستی در مقایسه با ریزرخساره‌های استاندارد، توجه به بافت رسوبی، نبود بارو و بورینگ، جایگاه رسوبی این نهشته‌ها به محیط لاگون تا پربتایدال نسبت داده شد.

ریزرخساره ۱۳، گل سنگ کربناته قرمز رنگ^۱

اجزاء اسکلتی تشکیل دهنده این ریزرخساره تنوع چندانی ندارد و از مقدار کمی بریوزوئر، آمونیا و استراکد تشکیل شده است. گل سنگ‌های کربناته این بخش علاوه بر رنگ قرمز دارای لایه‌های ژیبس نیز می‌باشند. این ریزرخساره فقط در بخش C₂ مشاهده شده است. رنگ توالی دربردارنده این رخساره سرخ - ارغوانی است که نشان دهنده کم ژرفا شدن حوضه رسوبی و رسوب‌گذاری تحت شرایط بسته، گرم و خشک در نواحی دور از منشاء در پی پایان یافتن چرخه اول تکتونیکی در حوضه قم (Nogol e Sadat, 1985) است.

رخساره سنگی انیدریت^۲

این رخساره عمدتاً از انیدریت تشکیل شده است و دربرگیرنده بخش d از سازند قم می‌باشد. با توجه به جایگاه چینه‌شناسی این رخساره که در زیر نهشته‌های سنگ آهک رسی و آهکی بخش e و در بالا نهشته‌های دریای باز بخش C₄ قرار گرفته است. با توجه به نبود شواهد خروج از آب و همچنین مطالعات انجام شده در بخش‌های مرکزی حوضه به نظر می‌رسد که این نهشته‌های تبخیری، در زیر آب تشکیل شده و منشاء دریایی داشته و در حوضه رسوبی نسبتاً محصور در پایان چرخه دوم تکتونیکی در حوضه قم (Nogol e Sadat, 1985) تشکیل شده است.

مدل رسوبی

در زمان رسوب‌گذاری سازند قم علاوه بر تغییرات سطح آب دریا دو عامل تکتونیک و توپوگرافی دیرینه نیز در شکل‌گیری ترتیب رخساره‌ها و محیط رسوبی موثر بوده است (Jalali et al., 2009). لذا امکان تعیین یک مدل رسوبی واحد برای کل حوضه قم امکان‌پذیر نمی‌باشد. در این مطالعه، با توجه به اطلاعات حاصل از مشاهدات صحرایی، نظیر یکنواختی واحدهای سنگ‌چینه‌ای در طول طاقدیس،

1. Red lime mudstone

2. Anhydrite

3. FRST

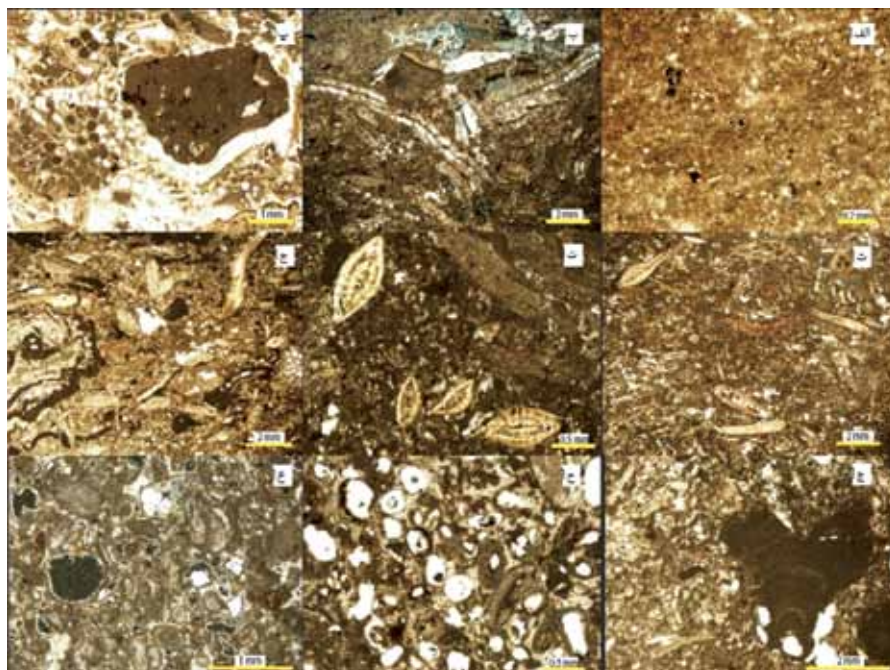
4. SB Type1

5. SB Type1

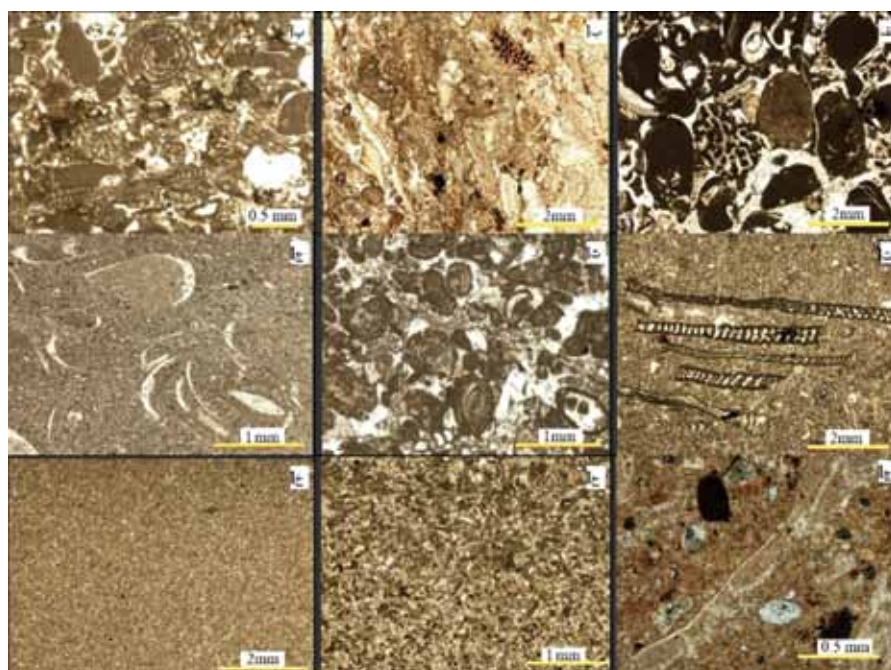
6. LST

7. TST

8. HST



شکل ۶. ریزرخساره‌های سازند قم در برش شرق کوه سیاه، الف) ریزرخساره شماره ۱، بایوکلاستیک (پلانکتونیک فرامینیفر) و کستون / مادستون، پیریت در ماتریکس و درون دانه‌ها در این ریزرخساره فراوان می‌باشد. ب) ریزرخساره شماره ۲، بایوکلاستیک (اکینوئید، بریوزوئر) و کستون-پکستون، در برخی از نمونه‌ها انحلال در بریوزوئرها و جایگرینی با انیدریت مشاهده می‌شود. پ) ریزرخساره شماره ۳، بایوکلاستیک (بریوزوئر، جلبک قرمز) و کستون-پکستون. ت، ث) و ج) ریزرخساره ۴، بایوکلاستیک (فرامینیفرهای درشت، جلبک قرمز، بریوزوئر) پکستون / و کستون. چ) بایوکلاستیک و کستون - پکستون، در این ریزرخساره جلبک قرمز و اکینوئید فراوان تریت آلوکم‌های اسکلتی را تشکیل می‌دهند. ح و خ) ائید گرینستون - پکستون، در این ریزرخساره عمدتاً هسته‌های ائیدها انحلال یافته و رخساره خوب مخزنی را تشکیل داده است.



شکل ۷. الف) و ب)، بایوکلاستیک پکستون- گرینستون، در این ریزرخساره فابریک سنگ فشرده بوده و انحلال فشاری در محل تماس دانه‌ها، رگچه‌های انحلالی و استیلولیت به وفور یافت می‌شود. پ) و ت)، بایوکلاستیک (فرامینیفرهای درشت لاگونی) و کستون/پکستون. ث) میلیولید بایوکلاستیک و کستون - پکستون. ج) بایوکلاستیک (استراکد) مادستون / و کستون. چ) و ح) بایوکلاستیک و کستون - پکستون ماسه‌دار. خ) بایوکلاستیک مادستون

شده است، در این ناحیه نرخ این تغییرات ملایم تر بوده و منجر به کاهش ارتباط حوضه با دریای باز و رسوب گذاری نهشته‌های مارن قرمز رنگ در شرایط کولابی شده است. این نهشته‌ها معادل با نهشته‌های سیستم تراکت پسرونده سریع در این سکانس در نظر گرفته شد (شکل ۲). مرز بالایی این سکانس با توجه به عدم خروج این نهشته‌ها از آب، مرز سکانسی نوع ۲ در نظر گرفته شد.

سکانس ۲

این سکانس رسوبی درجه سوم در برش سطح الارضی کوه سیاه با ضخامت ۷۰ متر گسترش دارد (شکل‌های ۲ و ۵) و در برگیرنده واحدهای سنگ‌چینه‌ای C_4, C_3 و d است. سن این سکانس، به آکیتانین و SBZ 24 نسبت داده شده است. در این سکانس دسته رخساره‌های تراز پایین، پیشرونده، تراز بالا و پسرونده سریع تشخیص داده شد.

بالا آمدن سریع سطح آب دریا منجر به تشکیل نهشته‌های کربناته مربوط به ریز رخساره ۱۰ بر روی نهشته‌های گل سنگ کربناته قرمز رنگ در برش مورد مطالعه شد. دسته رخساره‌های پیشرونده از پاراسکانس‌های پیشرونده تشکیل شده که شدت پیشروی به سمت بالا در آنها افزایش یافته است (ریز رخساره‌های ۲، ۶ و ۱۰). حداکثر سطح پیشروی آب دریا در محل بیشترین پس نشینی رخساره‌ها، در نهشته‌های پکستونی دارای اکینوئید، بریوزوئر، جلبک قرمز و فرامینیفرهای درشت کفزی با پوسته هیالین (ریز رخساره ۲)، قرارداد شده (شکل ۵).

دسته رخساره‌های تراز بالا، در برش کوه سیاه از مجموع رخساره‌های مربوط به رمپ میانی و درونی (ریز رخساره‌های ۳، ۵ و ۱۲) تشکیل شده است. این مجموعه رخساره روند پیشروی کننده به سمت دریا داشته، به طوری که به سمت بالا از مقدار بریوزوئر کاسته شده و بر مقدار جلبک قرمز و اویستر^۱ افزوده می‌شود.

دسته رخساره‌های پسرونده سریع با نهشته‌های تبخیری

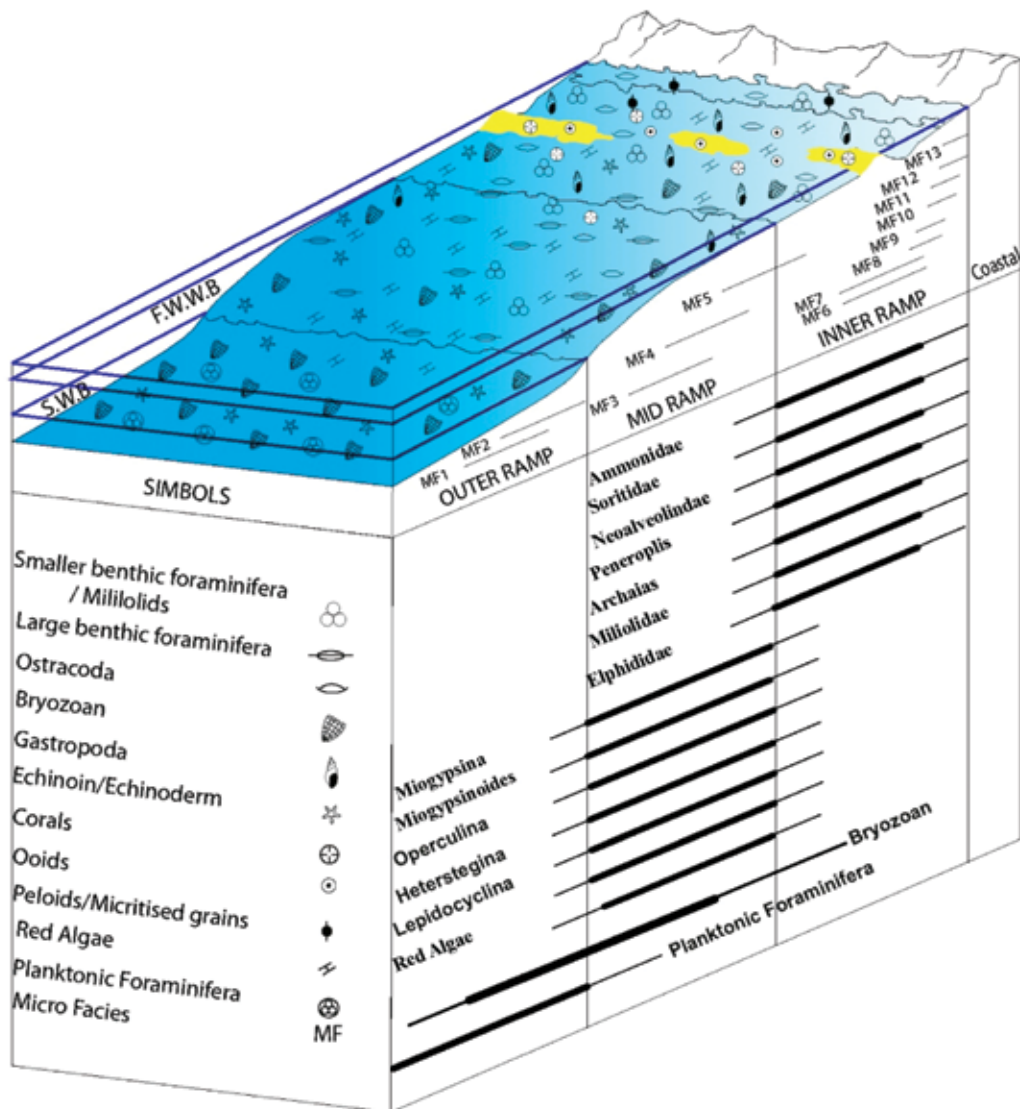
تخریبی سازند قرمز زیرین قرار گرفته است (شکل ۳ الف). رسوبات قاعده سازند قم در برش سیاه کوه از نهشته‌های کنگلومرای پلی میکتایت لنزی، که عمدتاً از ذرات ولکانیکی تشکیل شده و در زمینه دارای فسیل‌های جلبک قرمز و دوکفه ای می‌باشد (شکل ۳ الف)، شکل عدسی و حفظ شدگی خرده سنگ‌های کربناته نشانگر پر شدگی دره‌های حفر شده در قاعده سازند قم می‌باشد. این نهشته‌ها نمایانگر دسته رخساره‌های تراز پایین در سکانس اول می‌باشند.

با بالا آمدن سریع سطح آب دریا شرایط برای رسوب گذاری کربنات‌ها فراهم شد، به طوری که رسوب گذاری نهشته‌های کربناته دارای طبقه‌بندی مورب با آلوکم‌های اسکلتی نظیر بریوزوئر، جلبک قرمز و اکینوئید در محیط دریای باز (رمپ میانی، ریز رخساره شماره ۲) تشکیل شد. این نهشته‌ها با توجه به پس نشینی رخساره‌ها^۲ و مهاجرت آنها به سمت خشکی و کاهش مقدار و اندازه ذرات تخریبی به سمت بالا، نمایانگر عمیق‌تر شدن حوضه رسوبی و نشانگر تشکیل دسته رخساره‌های پیشرونده است. سطح حداکثر پیشروی آب دریا^۳، منطبق با رخساره‌های آهک رسی زیتونی رنگ دارای حداکثر فسیل‌های پلانکتونی نظیر گلوبیژرینا، اکینوئید، بریوزوئر و فرامینیفرهای کفزی درشت با پوسته هیالین (ریز رخساره شماره ۱) می‌باشد (شکل ۵).

دسته رخساره‌های تراز بالا (ریز رخساره‌های شماره ۱، ۲، ۵ و ۱۱)، در این سکانس رسوبی با نهشته‌های آهک رسی زیتونی رنگ با رخساره پلاژیک دارای فسیل‌های پلانکتونی، بریوزوئر، اکینوئید، جلبک قرمز و فرامینیفرهای کفزی درشت با پوسته هیالین مشخص می‌شوند. این دسته رخساره در ابتدا با فسیل‌های پلانکتونی حالت افزاینده^۴ را نشان داده و با پدیدار شدن فسیل‌های بریوزوئر، جلبک قرمز و روزن بران کفزی بر روی رخساره‌های پلاژیک، حالت پیش نشینی^۵ را نشان می‌دهد (شکل ۵).

نهشته‌های گلسنگ کربناته قرمز رنگ دارای ژیبس و عمدتاً فاقد فسیل در راس این سکانس معادل با نهشته‌های C_2 در برش الگو است. با توجه به اینکه در این زمان فعالیت‌های تکتونیکی در ناحیه الگو نواحی مجاور منجر به خروج نهشته‌ها از دریا و تشکیل رسوبات تخریبی و تبخیری

1. Incised valley
2. Retrogradation
3. mfs
4. Aggradation
5. Progradation
6. Oyster



شکل ۸. مدل رسوبی سازند قم در برش کوه سیاه بر اساس نحوه پراکندگی آلوکم‌های اسکلتی، غیر اسکلتی و ریز رخساره‌ها

سکانس ۳

این سکانس رسوبی درجه سوم در برش سطح الارضی کوه سیاه دارای ضخامت ۱۷۶ متر است (شکل‌های ۲ و ۵). این سکانس در برگیرنده واحد سنگ‌چینه‌ای e است و سن آن با توجه به مطالعات انجام شده و همچنین بایوزون SBZ 25، به آکیتانین نسبت داده شد. در این سکانس دسته رخساره‌های تراز پایین، پیشرونده و تراز بالا تشخیص داده شد.

مرز زیرین این سکانس، با توجه به تشکیل تبخیری‌های درون حوضه‌ای بخش d از مرز سکانسی نوع ۲ تشخیص داده

گچ واحد سنگ‌چینه‌ای d از سازند قم مشخص می‌شود (شکل ۳ پ). با توجه به اینکه رخساره‌های بلافصل بالا و پایین این نهشته‌های تبخیری در رمپ میانی نهشته شده است، به نظر می‌رسد که محیط رسوب‌گذاری نهشته‌های تبخیری بخش d، مربوط به محیط دریایی بسته باشد و رسوب‌گذاری نهشته‌های تبخیری طبق مکانیسم بارش از آسمان^۱ (Warren, 2006) صورت گرفته است. بخش d در ناحیه مرکزی حوضه رسوبی قم تقریباً در اکثر برش‌ها و چاه‌ها در جایگاه چینه‌ای و سنی تقریباً یکسانی وجود دارد و می‌توان از آن به عنوان یک شاخص چینه‌شناسی استفاده کرد.

1. Rain from heaven

دسته رخساره‌های پیشرونده این سکانس، در برش سطح الارضی کوه سیاه با ضخامت ۱۰۰ متر از نهشته‌های سنگ آهک، آهک‌های رسی و مارن مربوط به رمپ درونی و میانی (ریز رخساره‌های ۵، ۶، ۷، ۹، ۱۰ و ۱۱) تشکیل شده‌اند. سطح حداکثر پیشروی آب دریا در برش مورد مطالعه منطبق بر بیشترین فراوانی اکیئوئید، بریوزوئر و جلبک قرمز و کاهش فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز (ریز رخساره ۳) می‌باشد (شکل ۵).

دسته رخساره‌های تراز بالا در برش کوه سیاه، در بردارنده دسته پاراسکانس‌های ستر شونده و کم عمق شونده می‌باشد که در محیط رمپ درونی تشکیل شده است. روند پیش نشینی رخساره‌ها در این دسته رخساره در برش‌های مورد مطالعه از محیط رمپ بیرونی (ریز رخساره‌های ۴، ۵، ۶، ۷ و ۹) به سمت رمپ درونی (ریز رخساره‌های ۱۰ و ۱۱) می‌باشد. مرز بالایی این سکانس منطبق با همبری نهشته‌های تخریبی سازند قرمز بالایی با نهشته‌های کربناته سازند قم در نظر گرفته شده است (شکل ۳ت).

نتیجه‌گیری

سازند قم در برش سیاه کوه شرقی به ضخامت ۴۹۳ متر شامل نهشته‌های گل‌سنگ آهکی، سنگ آهک رسی، سنگ آهک، انیدریت است که به بخش‌های c1 تا f تفکیک شد. در این مطالعه در ارتباط با تعیین سن نهشته‌های سازند قم به منظور ایجاد یک چهارچوب زمانی برای تفکیک سکانس‌های رسوبی درجه سوم، از مجموعه همراه فرامینیفرهای درشت و مفاهیم چینه نگاری سکانسی استفاده و بر این اساس سن سازند قم مورد ارزیابی مجدد قرار گرفت. برای اولین بار در این مطالعه سن بخش c₁ که قبلاً به آکیتانین پیشین نسبت داده شده بود، براساس مجموعه فسیلی

Miogypsinoides formosensis, *Spiroclypeus blanckenhorni*, *Heterostegina* sp., and *Neorotalia lithothamnica* به سن شاتین پسین (SBZ 23)، نسبت داده شد. سن بخش‌های c₃ و c₄ نیز با توجه به وجود *Miogypsina gunteri/tani*، به آکیتانین نسبت داده شد.

شد. این مرز در برش کوه سیاه، منطبق با همبری شیل‌های زیتونی بخش e در بالا و نهشته‌های تبخیری بخش d قرار داده شد. با بالا آمدن سریع سطح آب دریا، شرایط کولابی حاکم بر حوضه قم مجدداً به شرایط دریایی نرمال تغییر کرده و رسوب‌گذاری نهشته‌های مارنی دریایی با آلوکم‌های اسکلتی نظیر جلبک قرمز، اکیئوئید، بریوزوئر، فرامینیفرهای کفزی درشت با پوسته هیالین، میلیولید و استراکد (ریز رخساره ۵) در برش کوه سیاه، آغاز شد.

دسته رخساره‌های پیشرونده (ریز رخساره‌های ۱ و ۲)، در برش سطح الارضی کوه سیاه دارای ستبرای کمی بوده و عمدتاً از نهشته‌های مارنی مربوط به محیط رمپ بیرونی تشکیل شده‌اند. سطح حداکثر پیشروی آب دریا (MFS) در برش سطح الارض سیاه کوه منطبق بر بیشترین فراوانی فسیل‌های پلانکتونی (ریز رخساره ۱) و در قاعده اولین آهک بر روی مارن‌های زیتونی قرار داده شده است (شکل ۵).

دسته رخساره‌های تراز بالا در برش کوه سیاه، در بردارنده دسته پاراسکانس‌های ستر شونده و کم عمق شونده است، به طوری که این پاراسکانس‌ها با نهشته‌های آهک رسی آغاز و به نهشته‌های کربناته خاتمه می‌یابد و به سمت بالا از درصد رس در هر پاراسکانس کاسته می‌شود. روند پیش نشینی رخساره‌ها در این دسته رخساره در برش‌های مورد مطالعه از محیط رمپ بیرونی (ریز رخساره‌های شماره ۲، ۳ و ۶) به سمت رمپ درونی (ریز رخساره‌های شماره ۸، ۱۰ و ۱۲) می‌باشد. مرز بالایی این سکانس در برش کوه سیاه مرز سکانسی نوع ۲، تشخیص داده شده است.

سکانس ۴

این سکانس رسوبی درجه سوم دارای ضخامت ۱۷۵ متر است (شکل‌های ۲ و ۵) و در برگیرنده واحد سنگ‌چینه‌ای f است و سن آن با توجه به بایوزون SBZ 25 به بوردیگالین نسبت داده شده است. در این سکانس دسته رخساره‌های پیشرونده و تراز بالا تشخیص داده شده است.

مرز زیرین این سکانس منطبق بر سطح رنگ آمیزی شده با اکسید آهن و انحلال یافته می‌باشد. این مرز در برش مورد مطالعه مرز سکانسی نوع ۱ (SB 1) در نظر گرفته شده است.

- ایمن دوست آ.، ۱۳۸۵. چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در بخش مرکزی حوضه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

- باغبانی د.، ۱۳۸۶. پروژه مطالعاتی و عملیاتی در محدوده ساوه-قم-کاشان-زواره (حوضه ایران مرکزی). گزارش داخلی شرکت ملی نفت، مدیریت اکتشاف، گزارش زمین‌شناسی ۲۱۱۱.

- بهفروزی ا.، صفری ا. و وزیر مقدم ح.، ۱۳۸۹. زیست چینه‌نگاری سازند قم در ناحیه چنار (شمال غرب کاشان) بر اساس روزن داران و تطابق آن با برخی از نقاط ایران مرکزی. نشریه علمی- پژوهشی رخساره‌های رسوبی، ۳۱-۴۰.

- بهفروزی ا. و صفری ا.، وزیر مقدم ح.، ۱۳۹۱. پالئوآکولوژی و اجتماعات کربناته سازند قم در منطقه چنار (شمال غرب کاشان)، نشریه علمی پژوهشی رخساره‌های رسوبی، ۱-۱۲.

- دانشیان ج. و درخشانی م.، ۱۳۸۷. پالئوآکولوژی فرامینیفرای سازند قم در برش قصر بهرام، دامنه‌های شمال غربی سیاه کوه، واقع در جنوب گرمسار. مجله علوم پایه دانشگاه اصفهان، شماره ۱.

- دانشیان ج. و آفتابی آ.، ۱۳۸۸. بیواستراتیگرافی فرامینیفرای سازند قم بر اساس یافته‌های جدید در برش چینه‌شناسی طاق‌دیس نواب در جنوب شرق کاشان. مجله علوم دانشگاه تهران. جلد ۳۵.

- رحیم زاده، ف.، ۱۳۷۳، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران: الیگوسن، میوسن و پلیوسن، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۳۱۱.

- رحیمی متین، ل.، ۱۳۸۶. بیواستراتیگرافی و سکانس استراتیگرافی سازند قم در جنوب ورامین (دوازده امام - یورته شاه). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.

- لاسمی، ی. و امین رسولی، ه.، ۱۳۸۲. چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در جنوب بخش مرکزی حوضه رسوبی ایران مرکزی. ارزش زمان چینه‌شناختی در تشخیص پاره سازندها، چکیده مقالات بیست و دومین گردهمایی علوم زمین ایران (مشروح مقاله در پایگاه ملی داده‌ها علوم زمین ششور، بخش مقالات برگزیده: www.ngdir/symposi-um/ppaper_serch، ایران (تهران)).

- نوری، ن.، ۱۳۷۷. میکروفاسیس، محیط رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های سازند قم در منطقه شرق سمنان. مجموعه مقالات دومین همایش انجمن زمین‌شناسی کشور.

سن بخش‌های c_2 و d نیز با توجه به نبود فسیل‌های شاخص و با توجه به منحنی تغییرات جهانی سطح آب دریا (Hardenbol et al., 1998) و مفاهیم چینه نگاری سکانسی به مرز شاتین / آکیتانین و آکیتانین / بوردیگالین نسبت داده شد.

سن بخش‌های e و f بر اساس وجود *Miogypsina cf. globulina*, *Borelis melo-curdica*, *Meandropsina anahensis*, *Meandropsina iranica*, *Dendritina rangi*, *Peneropolis sp.*, *Austrotrillina howchini*, *Ammonia cf. umbonata* به بوردیگالین نسبت داده شد. با توجه به مشاهدات صحرایی و آزمایشگاهی، نظیر نبود رخساره‌های توربیدیتی، ریزشی و ریف‌های سدی و یکنواختی رخساره‌های سنگی در طول تاقدیس کوه سیاه مدل رسوبی رمپ کربناته برای این نهشته تعیین شد. بر اساس بافت رسوبی، نوع آلوکم‌های اسکلتی و غیر اسکلتی و درصد فراوانی آنها ۱۳ ریز رخساره و یک رخساره سنگی (انیدریت) از بخش رمپ بیرونی تا ناحیه جزر و مدی در رمپ بیرونی شناسایی شد و ضمن بررسی و تغییرات توالی ریز رخساره‌ها در توالی عمودی، نوسانات سطح آب دریا نیز مشخص شد.

تعداد چهار عدد سکانس رسوبی درجه سوم بر اساس مشاهدات صحرایی، مطالعات میکروسکوپی و تعبیر و تفسیر رخساره‌ها در برش شرق تاقدیس کوه سیاه تفکیک شد. سکانس اول با سن شاتین پسین در برگرنده بخش‌های c_1 تا c_2 می‌باشد. سکانس دوم با سن آکیتانین در برگرنده بخش‌های c_3 ، c_4 و d می‌باشد. سکانس سوم و چهارم در برگرنده بخش‌های e و f بوده و سن آنها بوردیگالین می‌باشد.

سپاسگزاری

از مدیریت محترم اکتشاف شرکت ملی نفت ایران به جهت فراهم آوردن امکانات عملیات صحرایی و مطالعات دفتری کمال تشکر و امتنان را داریم.

منابع

- آقائباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.

- Cahuzac, B. and Poignant, A. 1997. Essai de biozonation dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques. Bulletin Société Géologique de France, 168 (2), 155 - 169.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of sequence stratigraphy, Elsevier, 386
- Corda, L., and Brandano, M., 2003. Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy. Sedimentary Geology, 161, 55-70.
- Burchette, T.P. and Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. Sedimentary Geology 79, 3-57.
- Daneshian, J. and Dana, L.R. 2007. Early Miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of the Qom Formation, Deh Namak, central Iran. Journal of Asian Earth Sciences 29, 844-858.
- Dozy, J. J., .1944. A geological reconnaissance of the Kuhistan- i- Qum, Geological Report No. 304 of Exploration Directorate, NIOC.
- Dozy, J., 1955. A sketch of post Cretaceous volcanism in Central Iran. Geological Report No.186 of Exploration Directorate, NIOC.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham WE (ed) Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, 108-121.
- Embry, A.F. and Klovan, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. Bulletin of Canadian petroleum geology 19,730-781.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application. Springer, 984.
- Furrer, M.A., and Soder, P.A., 1955. The Oligo-Miocene marine formation in the Qum region (Central Iran). Rome, Italy. In: Proceedings - Abaie, I., Ansari, H.J., Badakhshan, A. and Jaafari, A., 1964. History and development of the Alborz and Saraje fields of central Iran. Bulletin of Iranian Petroleum Institute, 15, 561-574.
- Adabi, M.H., Kakemem, U. and Sadeghi, A., 2016. Sedimentary facies, depositional environment and sequence stratigraphy of Oligocene - Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran). Carbonates Evaporites, 31, 69 - 85
- Alavi, M., 1991. Tectonic Map of the Middle East: Tehran. Geological Survey of Iran, Scale 1:5,000,000.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics, 229, 211-238.
- Amirshahkarami, M. and Karavan, M., 2015. Microfacies models and sequence stratigraphic architecture of the Oligocene-Miocene Qom Formation, south of Qom City, Iran. Geoscience Frontiers, 6, 593-604.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. National Research Council of Canada, 18, 210-263.
- Berning, B., Reuter, M., Pillar, W.E., Harzhauser, M. and Kroh, A., 2009. Larger foraminifera as a substratum for encrusting bryozoans (Late Oligocene, Tethyan Seaway, Iran), Facies, 55, 227-241.
- Bozorgnia, F., 1965. Qum Formation stratigraphy of the Central Basin of Iran and its intercontinental position. Bulletin of the Iranian Petroleum Institute 24, 69-75.
- Brandano, M. and Corda, L., 2002. Nutrients, sea level and tectonics: constraints for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy. Terra Nova, 14, 257-262.

- of the 4th World Petroleum Congress, Rome, 267- 277.
- Gansser, A., 1955. New aspects of the geology in central Iran, Geological Report No.160 of Exploration Directorate, NIOC.
 - Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in south-eastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, 211-238.
 - Guoqiang, X., Shaonan, Z., Zhongdong, L., Lailiang, S. and Huimin, L., 2007. Carbonate Sequence Stratigraphy of a Back-Arc Basin: A Case Study of the Qom Formation in the Kashan Area, Central Iran. *Acta Geologica Sinica*, 81 (3), 488-500.
 - Hallock, P. and Glenn, E.C., 1986. Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonates depositional facies. *Palaios*, 1, 55-64.
 - Huber, H., 1972. History of oil exploration in south Semnan area. Geological note No. 231 of Exploration Directorate, NIOC.
 - Hunt, D. and Tucker, M. E., 1993. Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgonian) of southeast France. In *Sequence Stratigraphy and Facies Associations* (H. W. Posamentier, Summerhayes, C. P., Haq, B. U., and Allen, G. P. Eds.), pp. 307-341. International Association of Sedimentologists, Special Publication 18.
 - Hunt, D., and Tucker, M. E., 1995. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during baselevel fall - reply. *Sedimentary Geology*, 95, 147-160.
 - Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M. B., Jacquin, T., De Graclansky, P. C. and Vail, P. R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, in P. C. De Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, and P. R. Vail, eds., *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins: SEPM Special Publications*, 60, 3-14.
 - Işık, U. and Hakyemez, A., 2011. Integrated Oligocene-Lower Miocene Larger and Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy of the Kahramanmaraş Basin (Southern Anatolia, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*. 20, 793-845.
 - Jalali, M., Feizi, A., Asilian, H., Motamedi, H. and Motamedi, B., 2009. Sequence Stratigraphy and basin evolution of Miocene deposits in the North-West part of Central Iran Basin, International Lithosphere Program (ILP), 5th workshop of the ILP-Task force on sedimentary basin, Abu Dhabi.
 - Karavan, M., Mahboubi, A., Vaziri-Moghaddam, H. and Moussavi-Harami, R., 2015. Sedimentary facies analysis and sequence stratigraphy of Qom Formation deposits in NE Delijan-NW Central Iran. *Iran. Geosciences Journal*, 24, 237-249.
 - Khalili, M., Beavers, R. and Torabi, H., 2007. Depositional environment of the evaporitic (D-Member) of the Qom formation (Central Iran). *Carbonates and Evaporites*, 22, 2, 101-112.
 - Less, Gy., Özcan, E. and Okay, A., 2011. Stratigraphy and Larger Foraminifera of the Middle Eocene to Lower Oligocene Shallow-Marine Units in the Northern and Eastern Parts of the Thrace Basin, NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*. 20, 793-845.
 - Letouzey, J. and Rudkiewicz, J.L., 2005. Structural geology in the Central Iranian Basin: Institut Francais du Petrole report, 79.
 - Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahan-di, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence

- and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397-412.
- Mohammadi, E., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Vaziri, M.R. and Ghaedi, M., 2011. Microfacies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Qom Formation, South of the Kashan, Central Iran. *Carbonates and Evaporites* 26, 255-271
 - Mohammadi, E., Vaziri M.R. and Dastanpour, M., 2015. Biostratigraphy of the nummulitids and lepidocyclinids bearing Qom Formation based on larger benthic foraminifera (Sanandaj - Sirjan fore-arc basin and Central Iran back-arc basin, Iran). *Arabian Journal Geosciences*, 8(1),403-423.
 - Nelson, C. S., S. L. Keane, and P. S. Head, 1988. Non-tropical carbonate deposits on the modern New Zealand shelf: *Sedimentary Geology*, 60, 71-94.
 - Nogol e Sadat, M.A.A., 1985. Les zone de décrochement et les virgations structurales en Iran, Consequences desresultatas de 1, analyse structural de region de Qom; Geological Survey of Iran, Report. No. 55.
 - Pedley, H.M., 1998. A review of sediment distributions and processes in Oligo-Miocene ramps of southern Italy and Malta (Mediterranean divide). In: Wrigth, V.P., Burchette, T.P. (Eds.), *Carbonate ramps*. Geological Society of London. Special Publications, 149, 163-179.
 - Pomar, L., 2001. Ecological control at sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Island. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 175 (1), 249-272.
 - Read, J. F., 1985. Carbonate platformfaciesmodels: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69, 1-21.
 - Rahaghi, A. 1973. Etude de quelques grands foraminifères de la Formation de Qum (Iran Central). *Revue de Micropaléontologie* 16, 23-38.
 - Rahaghi, A. 1976. Contribution a l'étude de quelques grands foramifères de l'Iran. Société National Iranienne des Pétroles Laboratoire de Micropaléontologie. Publication 6, Parts 1-3, 1- 79.
 - Rahaghi, A., 1980. Tertiary Faunal Assemblage of Qum-Kashan, Sabzewar and Jahrum Areas. National Iranian Oil Company, Geological Laboratories, Publication 8, 1-64.
 - Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rgl, F., Kroh, A., Aubry, M.P., Wielandt-Schuster, U. and Hamedani, A., 2007. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan seaway and closure of its Iranian gateway. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 627-650.
 - Romero, J., Caus, E. and Rossel, J., 2002. A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean Basin (SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179, 43-56.
 - Schuster F. and Wielandt U., 1999. Oligocene and Early Miocene coral faunas from Iran: paleoecology and paleobiogeography. *International Journal of Earth Science* 88, 571-581.
 - Seyrafian A. and Torabi H., 2005. Petrofacies and sequence stratigraphy of the Qom Formation (Late Oligocene-Early Miocene?), North of Nain. Southern trend of the Central Iranian Basin. *Carbonates and Evaporites*, 20(1), 82-90.
 - Soder, P.A., 1956. Detailed investigations on the marine formation of Qum. Geological report No.154 of Exploration Directorate, NIOC.
 - Soder, P.A., 1959. Detailed investigations

- on the marine formation (Oligo - Miocene) of Qum. Geological report No.186 of Exploration Directorate, NIOC.
- Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones: *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 17-33.
 - Stöcklin, J., 1977. In possible ancient continental margin in Iran. Burk, G.D. And C.L. Darke (Eds.). *Geology of continental Margins*: New York, Springer Verlag, 873-887.
 - Stöcklin, J. and Setudehina, A., 1991. Stratigraphic lexicon of Iran. Geological Survey of Iran Report 18, 1-376.
 - Vaziri-Moghaddam, H. and Torabi, H., 2004. Biofacies and sequence stratigraphy of the Oligocene succession, Central basin, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 6, 321-344.
 - Warren, J. K., 2006, *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*: Berlin, Springer, 1036.
 - Wilson, J.L., 1975. *Carbonate Facies in Geological History*. Springer, BerlinHeidelberg, New York, 471.
 - Yazdi-Moghaddam, M., 2011. Early Oligocene larger foraminiferal biostratigraphy of the Qom Formation, South of Uromieh (NW Iran). *Turkish Journal of Earth Science* 20, 847-856.
 - Zabihi Zoeram, F., Vahidinia, M. and Sadeghi, A., 2014. Larger benthic foraminifera: a tool for biostratigraphy, facies analysis and paleoenvironmental interpretations of the Oligo-Miocene carbonates, NW Central Zagros Basin, Iran. *Arabian Journal Geosciences*, 8(2), 931-949.

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه نهشته بوکسیت رسی شیرین‌آباد، جنوب شرق گرگان

غلامحسین شمعانیان^{۱*} و زهرا مریدی^۲

۱. دانشیار زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان
۲. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان

تاریخ دریافت: ۹۴/۰۸/۲۵

تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۹/۲۹

چکیده

نهشته بوکسیت رسی شیرین‌آباد با ضخامت حدود هشت متر و طول یک کیلومتر در ۶۰ کیلومتری جنوب شرق گرگان واقع شده است. نهشته شیرین‌آباد به شکل یک افق چینه‌سان بین سنگ‌آهک‌های دولومیتی الیکا و شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک قرار دارد. مرز زیرین این افق به‌طور عمده موجی است، در حالی‌که مرز بالایی آن با شیل و ماسه‌سنگ‌های فرادیواره هم‌ساز و واضح است. سنگ‌های درون این افق، بافت‌های پلیتومورفیک، ریزدانه‌ای، اووئیدی و پیروئیدی را نشان می‌دهند. تجزیه و تحلیل‌های بافتی، دو خاستگاه برج‌ازا و نابرجازا را برای نهشته شیرین‌آباد نشان می‌دهد. این نهشته که دارای منطقه‌بندی درونی است و به چهار واحد مجزا قابل تفکیک است، به‌طور عمده از کائولینیت، آاناتاز، روتیل، بوهمیت، هماتیت، گوتیت و برتیرین تشکیل شده است. بر اساس داده‌های زمین‌شیمیایی، نهشته شیرین‌آباد محصول دگرسانی و هوازدگی سنگ‌هایی با ترکیب بازالت است. تلفیق داده‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این نهشته در طی دو مرحله تشکیل شده است. ابتدا، مواد بوکسیتی و کانی‌های رسی بر اثر فرآیندهای بوکسیت‌زایی در جازا از بازالت‌های قلیایی تشکیل شده‌اند، سپس این مواد به حفرات کارستی انتقال یافته و نهشته بوکسیت رسی شیرین‌آباد را پدید آورده‌اند.

واژه‌های کلیدی: بوکسیت رسی، تجزیه و تحلیل‌های بافتی، شیرین‌آباد گرگان، کانی‌شناسی، ژئوشیمی.

مقدمه

شرایط اقلیمی حاره‌ای تا نیمه حاره‌ای با بارش متوسط سالیانه ۱/۲ متر و دمای بیش از ۲۲ °C تشکیل می‌شوند (Bogatyrev et al., 2009). این نهشته‌ها بر مبنای نوع سنگ بستر به دو گروه اصلی شامل بوکسیت‌های کارستی واقع بر روی سنگ‌های کربناتی و بوکسیت‌های لاتریتی

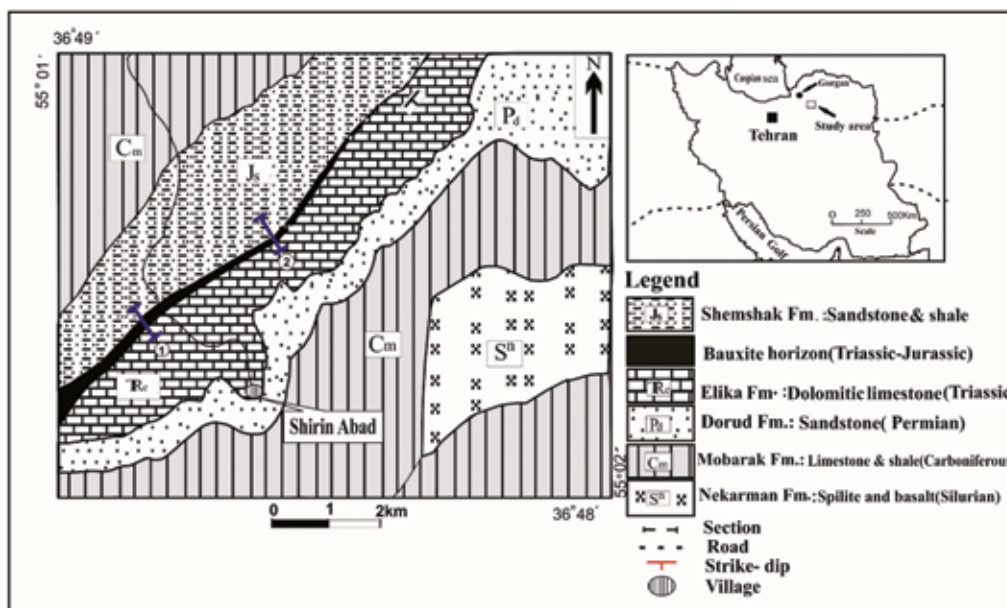
نهشته‌های بوکسیتی بیش از ۴۵/۵ درصد وزنی آلومینا و کمتر از ۲۰ درصد وزنی آهن فریک دارند (Valeton, 1972) و مهم‌ترین منبع تامین‌کننده آلومینیم هستند که از هوازدگی سنگ مادر غنی از آلومینوسیلیکات در

* نویسنده مرتبط: gh.shamanian@gu.ac.ir

به کار می‌روند (Keller and Stevens, 1983). نهشته‌های بوکسیتی ایران اغلب از نوع کارستی است و در پهنه‌های ساختاری البرز، زاگرس و ایران مرکزی پراکنده شده‌اند (رفیعی و همکاران، ۱۳۹۲؛ شمعیان، ۱۳۸۹؛ کلاگری و همکاران، ۱۳۸۲؛ Zarasvandi et al., 2008؛ Rafeie et al., 2008). پهنه البرز بر روی کمربند بوکسیتی ایران- هیمالیا قرار دارد و دارای نهشته‌های بوکسیتی متعددی است که در حد فاصل پرموتریاس و تریاس- ژوراسیک تشکیل شده‌اند. نهشته‌های بوکسیتی جاجرم، قشلاق، سیاهرودبار و شیرین‌آباد در البرز شرقی، بوکسیت‌های آبگرم در البرز مرکزی و بوکسیت‌های میان‌دوآب، مهاباد و سقز در البرز غربی از مهم‌ترین نهشته‌های بوکسیتی در پهنه البرز هستند. نهشته بوکسیت رسی شیرین‌آباد که با مختصات جغرافیایی $55^{\circ}10'$ طول شرقی و $63^{\circ}94'$ عرض شمالی در 60 کیلومتری جنوب شرق گرگان واقع شده است (شکل ۱)، به دوره زمانی تریاس-ژوراسیک تعلق دارد. در این پژوهش، برای اولین بار ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانی‌شناسی این نهشته بررسی و با استفاده از ویژگی‌های ژئوشیمیایی و چگونگی توزیع عناصر اصلی و جزئی درباره شرایط تشکیل و خاستگاه آن اظهار نظر شده است.

واقع بر روی سنگ‌های آلومینوسیلیکاته رده‌بندی می‌شوند (Bardossy, 1982). بوکسیت‌های کارستی برخلاف انواع لاتریتی، پیچیدگی‌های خاستگاهی زیادی دارند و ارتباط آشکاری با سنگ منشا نشان نمی‌دهند (Bardossy and Aleva, 1990). تعیین سنگ منشا این بوکسیت‌ها به طور عمده بر ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر از قبیل توزیع عناصر نامتحرک و نسبت بین این عناصر در نیمرخ‌های بوکسیتی استوار است (Gu et al., 2013).

اغلب نهشته‌های بوکسیتی بر اثر دو فرآیند اصلی تشکیل می‌شوند: (۱) نهشته‌های برج‌زای سرشار از آلومینیم به طور مستقیم از هوازدگی فیزیکی، شیمیایی و زیستی سنگ منشا تشکیل می‌شوند و (۲) ابتدا نهشته‌های سرشار از کانی‌های رسی تشکیل و در ادامه با شست‌وشوی عناصر قلیایی، قلیایی خاکی و سیلیکا به نهشته‌های بوکسیتی تبدیل می‌شوند (Momade and Gawu, 2009). از این‌رو، مقدار آلومینا در نهشته‌های بوکسیتی با توجه به نوع و پیشرفت فرآیندهای بوکسیت‌زایی متفاوت و دارای کاربردهای صنعتی مختلفی است. برای مثال، بوکسیت‌های رسی و خاک‌های نسوز سرشار از آلومینا، دارای 23 تا 34 درصد وزنی آلومینا و 50 تا 60 درصد وزنی سیلیکا هستند و در تهیه آجرها و مواد نسوز



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه شیرین‌آباد که بخشی از برگه زمین‌شناسی علی‌آباد با مقیاس $1:100000$ است (نقشه پایه از جعفریان و جلالی، ۱۳۸۳). موقعیت محدوده و نیمرخ‌های مورد مطالعه که نمونه برداری در امتداد آن‌ها صورت گرفته به ترتیب بر روی نقشه ایران و نقشه زمین‌شناسی نشان داده شده است

روش مطالعه

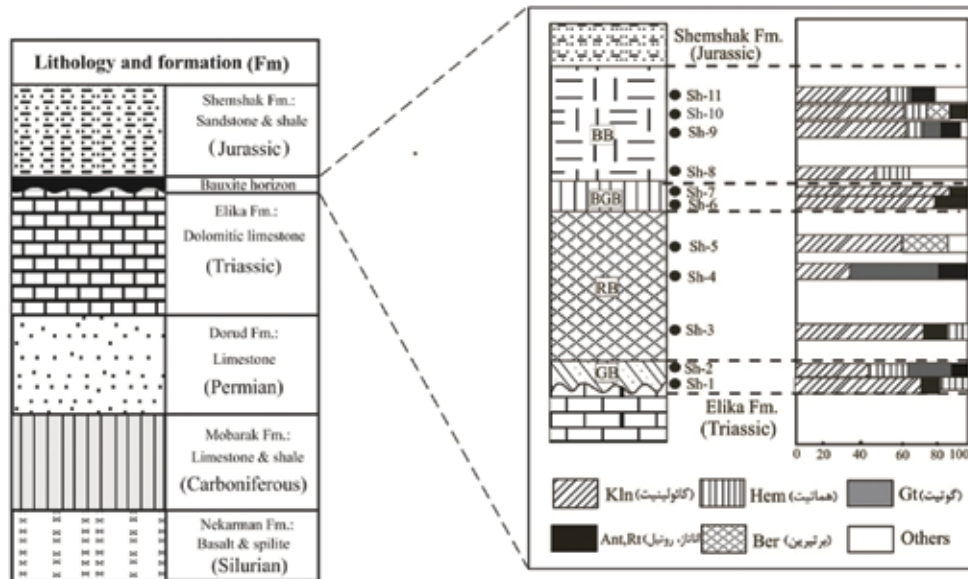
برای دستیابی به اهداف پژوهش، بررسی‌ها در دو بخش میدانی و آزمایشگاهی انجام شد. در بخش میدانی، چگونگی ارتباط نهشته با سنگ بستر و پوشش در نیمرخ‌های عمود بر لایه بررسی شد و تغییرات درونی آن از نظر رنگ، بافت و کانی‌شناسی بررسی شد. نمونه‌برداری از سنگ بستر، سنگ پوشش و افق بوکسیتی بر مبنای تغییرات درونی انجام و تعداد ۳۰ نمونه سنگی به صورت سیستماتیک و به روش تکه‌ای و کانالی با هدف بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی و تجزیه‌شیمیایی جمع‌آوری شد. در بخش آزمایشگاهی، هر یک از نمونه‌ها به دو بخش تقسیم شد و بخشی از آن برای تهیه مقطع نازک - صیقلی و بخش دیگر توسط یک دستگاه آسیاب تا اندازه ۲۰۰ مش پودر شد. در ادامه، تمامی مقاطع نازک-صیقلی به روش‌های مرسوم میکروسکوپی مورد بررسی‌های سنگ‌نگاری قرار گرفت. با توجه به اندازه بسیار ریز و دشواری شناسایی کانی‌ها از روش پراش پرتو ایکس (XRD) برای شناسایی کانی‌های مجهول استفاده شد. این بررسی‌ها با استفاده از دیفرکتومتر فیلیپس مدل PW 1800 انجام شد و مقادیر نیمه کمی کانی‌ها بر پایه روش (Johns et al., 1954) و با استفاده از نرم‌افزار Origin 8 محاسبه شد. برای تعیین غلظت عناصر اصلی و جزئی، تعداد ۱۲ نمونه به روش فلورسانس پرتو ایکس با استفاده از دستگاه XRF فیلیپس مدل PW 1480 توسط شرکت کانساران بینالود انجام شد. حد شناسایی دستگاه برای اکسیدهای TiO_2 ، P_2O_5 و MnO ، ۰/۰۱ درصد، برای سایر اکسیدها ۰/۰۱ درصد و برای عناصر جزئی ۱ mg/kg بوده است.

زمین‌شناسی و چینه‌شناسی

منطقه مورد مطالعه از نظر زمین‌شناسی به زون ساختاری-رسوبی البرز تعلق دارد. این زون از نظر زمین‌ساختی بسیار پرتکاپو بوده است و با تظاهر فعالیت‌های ماگمایی، چین‌ها و گسل‌های متعدد با ساز و کار امتدادی و تراسی مشخص می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۳؛ Lasemi, 2001). بررسی‌های چینه‌شناسی و دیرینه جغرافیایی در پهنه البرز، پیشروی دریا در ابتدای تریاس میانی و نهشت توالی‌های کربناتی سازند الیکا

در البرز را نشان می‌دهد (Berberian and King, 1981)؛ لاسمی و همکاران، ۱۳۷۹). گذر تریاس میانی به تریاس بالایی در اغلب نقاط البرز ناپیوسته بوده است و شواهدی از رویداد زمین‌ساختی سیمین پیشین را نشان می‌دهد (Nazari, 2006) که بالآمدگی و چین‌خوردگی سازند الیکا و توسعه فرآیندهای هوازدگی شیمیایی باعث کارست‌زایی در این سازند شده است (معین السادات و رضوی، ۱۳۷۲). وقوع فاز کششی تریاس بالایی و رخداد کافتش قاره‌ای که با خروج روانه‌های بازالتی و ملافیرها در پهنه البرز همراه بوده است (Berberian and King, 1981) سنگ منشا مناسبی را برای تشکیل نهشته‌های بوکسیتی در این پهنه فراهم آورده است. در منطقه شیرین‌آباد، بازالت‌های بالشی سازند سلطان میدان با سن $4 \pm 6/1 \text{ Ma}$ (Gavidel et al., 2011) قدیمی‌ترین واحد سنگ‌چینه‌ای هستند که به نخستین شکستگی سکوی پالئوزوئیک ایران نسبت داده شده است (Jenny, 1977) و توسط سازند پوشیده شده است. بر روی سازند خوش‌بیلاق سنگ‌های کربناتی سازند مبارک با سن کربونیفر قرار دارد. در منطقه شیرین‌آباد، لایه‌های ماسه‌سنگی سازند دورود به صورت موازی و همشیب بر روی سازند مبارک قرار گرفته‌اند و توسط سنگ‌آهک‌های دولومیتی سازند الیکا پوشیده شده است و اثری از سازندهای روته و نسن دیده نمی‌شود. بخش پایینی سازند الیکا با سن تریاس زیرین شامل تناوبی از شیل، سنگ‌آهک نازک تا متوسط لایه و کنگلومرای درون‌سازندی است. بخش بالایی این سازند توسط یک افق ضخیم ماسه‌سنگی از بخش پایینی جدا شده و شامل تناوبی از شیل، سنگ‌آهک دولومیتی و دولومیت است. نهشته‌های سازند الیکا در این منطقه در مقایسه با سایر نقاط البرز در یک رمپ کربناته در حاشیه شمالی و غیرفعال قاره سیمین در جنوب اقیانوس پالئوتتیس تشکیل شده است (لاسمی و همکاران، ۱۳۷۹). تأثیر فاز کوهزایی سیمین پیشین در منطقه و پسروی دریا در پایان تریاس پسین شرایط مناسب برای تشکیل افق بوکسیتی و سپس تشکیل رسوبات دلتایی گروه شمشک با سن ژوراسیک را پدید آورده است (شکل ۲).

1. X-ray diffraction
2. X-ray fluorescence



شکل ۲. چپ: ستون چینه‌شناسی شماتیک از منطقه شیرین‌آباد (اطلاعات پایه از جعفریان و جلالی، ۱۳۸۳، بدون مقیاس)، راست: منطقه‌بندی درونی نهشته شیرین‌آباد و فراوانی نیمه کمی کانی‌ها در هر یک از واحدها که به روش (Johns et al. 1954) و با استفاده از نتایج پراش پرتو ایکس محاسبه شده است. کوتاه‌ها: بوکسیت خاکستری (GB)، بوکسیت قرمز (RB)، بوکسیت سبز تیره (BGB)، بوکسیت قهوه‌ای (BB)

هیدروکسیدهای آلومینیم‌دار دارای فراوانی پایینی در نمونه‌های مورد مطالعه‌اند.

جدول ۱. مهم‌ترین کانی‌های شناسایی شده در نهشته شیرین‌آباد به روش پراش پرتو ایکس

شماره نمونه	کانی‌های اصلی	کانی‌های فرعی
Sh ₁	کائولینیت، موسکویت	هماتیت، آناتاز
Sh ₂	کائولینیت، موسکویت-ایلیت، گوتیت	هماتیت، روتیل، آناتاز، کوارتز
Sh ₃	کائولینیت، هماتیت	ایلیت، آناتاز
Sh ₄	کائولینیت، هماتیت، موسکویت-ایلیت، گوتیت	آناتاز، روتیل
Sh ₅	کائولینیت، برترین	هماتیت، آناتاز، گلسیت، دولومیت، گوتیت، روتیل
Sh ₆	کائولینیت، موسکویت-ایلیت	آناتاز، روتیل
Sh ₇	کائولینیت، موسکویت-ایلیت، کوارتز	آناتاز، هماتیت
Sh ₈	کائولینیت، موسکویت-ایلیت، هماتیت، کوارتز	آناتاز، روتیل، گوتیت، دولومیت
Sh ₉	کائولینیت، موسکویت-ایلیت، گوتیت	هماتیت، گلسیت، آناتاز، کوارتز، روتیل
Sh ₁₀	کائولینیت، هماتیت، موسکویت-ایلیت	کلیت، آناتاز، گوتیت، روتیل
Sh ₁₁	کائولینیت، موسکویت-ایلیت، گوتیت	هماتیت، روتیل، آناتاز، کوارتز
Sh ₁₂	کائولینیت، برترین	آناتاز، بوهمیت، هماتیت، روتیل، ایلیت، گوتیت

نهشته شیرین‌آباد دارای منطقه‌بندی درونی است و بر پایه ویژگی‌های بافتی و ظاهری از پایین به بالا به چهار واحد بوکسیت خاکستری (GB)، بوکسیت قرمز (RB)، بوکسیت سبز تیره (BGB) و بوکسیت قهوه‌ای (BB) قابل تفکیک است (شکل ۲).

مشخصات بافتی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی

نهشته شیرین‌آباد به‌طور عمده دارای ظاهر لایه‌ای است که به طول یک کیلومتر در راستای شمال شرق- جنوب غرب گسترش دارد و دارای ضخامت شش تا ۱۰ متر است. مرز پایینی این نهشته با سنگ‌آهک‌های دولومیتی سازند الیکا موج‌سان و در برخی نقاط گسلی است. مرز بالایی آن با لایه‌های شیل و ماسه‌سنگی سازند شمشک هم‌ساز، تند و گاه گسله است. در فاصله سه کیلومتری غرب این نهشته، کانسار بوکسیت سیاه‌رودبار در همین موقعیت چینه‌شناسی قرار گرفته است که حاوی ۳۷/۵ تا ۴۷/۷ درصد Al_2O_3 است و دیاسپور و بوهمیت از کانی‌های اصلی آن محسوب می‌شود (شمعانیان، ۱۳۸۹).

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، بافت‌های پلیتومورفیک، ریزدانه‌ای، اوئیدی، پیزوئیدی و پلتی از مهم‌ترین بافت‌های نهشته شیرین‌آباد است. کانی‌های رسی (کائولینیت و مونتموریلونیت)، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن‌دار (هماتیت و گوتیت)، اکسیدهای تیتان‌دار (آناتاز و روتیل)، هیدروکسیدهای آلومینیم‌دار (بوهمیت)، کانی‌های کربناتی (کلسیت، دولومیت) و کانی‌های سولفیدی (پیریت) کانی‌های تشکیل‌دهنده این نهشته است (جدول ۱).

واحد بوکسیت خاکستری (GB)

وارد توده‌های بوکسیتی می‌شوند (Bardossy, 1982). به این ترتیب، به‌نظر می‌رسد روتیل و آناتاز موجود در واحد بوکسیت خاکستری دارای منشا آواری باشند که چگونگی تجمع آن‌ها به شرایط محلی فرسایش بستگی دارد. بافت پلیتومورفیک و نبود عناصر بافتی مثل اوونید و پیروونید از مهم‌ترین ویژگی‌های این واحد است که نشانگر همگن بودن کلونید اولیه و نبود هسته مناسب برای تشکیل اوونید و پیروونید است (کلاگری و همکاران، ۱۳۸۲). براساس نتایج تجزیه شیمیایی (جدول ۲)، مقدار کمینه و بیشینه اکسیدهای SiO_2 ، Al_2O_3 و Fe_2O_3 در این واحد، به ترتیب از ۲۴ تا ۳۴/۵ درصد برای Al_2O_3 ، ۳۲ تا ۴۱ درصد برای SiO_2 و ۵/۵ تا ۲۸ درصد برای Fe_2O_3 در تغییر است.

این واحد دارای تظاهر لایه‌ای و ضخامت متوسط ۳۰ سانتی‌متر است که با رنگ خاکستری مایل به سبز، تورق شیلی و خردشوندگی زیاد از سایر واحدها قابل تشخیص است. این واحد با مرز نامنظم و موج‌سان بر روی سنگ‌آهک‌های دولومیتی الیکا قرار دارد و به سمت بالا به‌طور تدریجی به واحد بوکسیت قرمز تبدیل می‌شود. کائولینیت، هماتیت، آناتاز و روتیل از مهم‌ترین کانی‌های این واحد است که به روش پراش پرتو ایکس شناسایی شدند. تیتان عنصری نامتحرک است و کانی‌های نوریخت روتیل و آناتاز نمی‌توانند در بخش تحتانی توده‌های بوکسیتی ظاهر شوند. با این وجود، بخشی از این کانی‌ها به صورت آواری

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی و عناصر جزئی در نمونه‌های مورد مطالعه

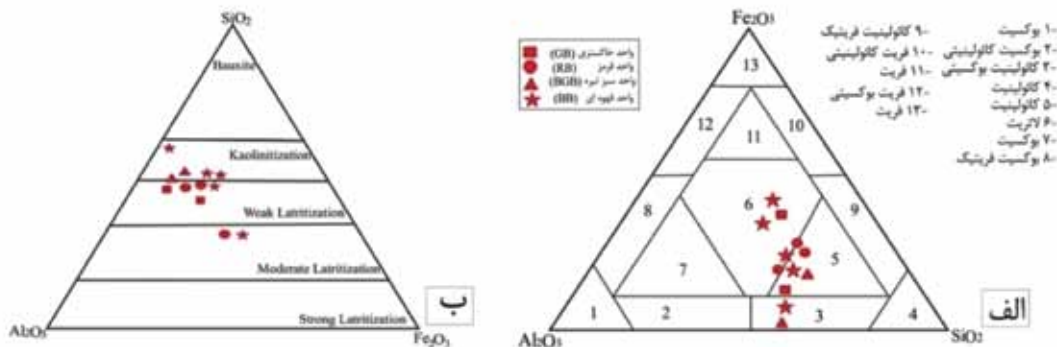
Sample	Sh1	Sh2	Sh3	Sh4	Sh5	Sh6	Sh7	Sh8	Sh9	Sh10	Sh11	Sh12
$SiO_2(Wt\%)$	۴۱	۳۱	۴۰	۳۷	۲۹	۴۱/۵	۴۲	۴۰	۳۹	۳۸	۳۸	۳۰
TiO_2	۲/۵	۲	۲	۲	۱/۶	۲/۳۳	۲/۱	۲	۱/۹	۲	۲	۱/۸
Al_2O_3	۳۴/۵	۲۴	۳۴/۵	۲۷	۲۴	۳۸	۲۶	۲۴	۳۰	۳۱	۲۶	۲۸
Fe_2O_3	۵/۵	۲۸	۸/۵	۱۶	۳۳	۱	۱۰/۵	۱۵/۵	۱۳	۱۳/۲	۱۶/۵	۲۶
MnO	-/۰۰۲	-/۰۰۱	-/۰۰۳	-/۰۱	-/۰۰۲	-/۰۰۲	-/۰۱	-/۰۴	-/۰۰۳	-/۰۶	-/۰۸	-/۰۶
MgO	-/۸	-/۸	-/۶	۱	۱	-/۶	۱/۴	۱	۱	-/۶	-/۹	-/۷
CaO	-/۴	-/۳	-/۳	-/۵	-/۳	-/۲	-/۸	۲	-/۶	-/۳	-/۶	-/۵
Na_2O	-/۰۴	-/۰۲	-/۰۲	-/۰۳	-/۰۶	-/۰۳	-/۰۶	-/۰۸	-/۰۳	-/۰۶	-/۰۴	-/۰۲
K_2O	۲/۷	۱/۱	۱/۷	۳	-/۴	۲/۴	۳/۲	۳/۲	۲/۳	۱/۸	۳	-/۱
P_2O_5	-/۰۴	-/۰۷	-/۰۱	-/۰۷	-/۰۳	-/۰۳	-/۰۸	-/۱۳	-/۰۳	-/۰۱	-/۰۴	-/۰۳
L.O.I	۱۳/۵	۱۲/۵	۱۳	۱۲	۱۰/۷	۱۳/۵	۱۴	۱۲/۵	۱۳	۱۳	۱۲/۵	۱۲/۵
CIA	۹۲	۹۴	۹۴/۵	۸۸	۹۷	۹۴	۸۶	۸۲	۹۱	۹۴	۸۸	۹۸
Ba(ppm)	۳۵۲	۴۶۶	۶۵۲	۶۶۲	۵۸۰	۶۳۹	۶۳۰	۷۲۸	۶۵۸	۵۷۰	۶۲۷	۶۵۸
Sr	۳۹۹	۲۷۳	۱۸۴	۱۹۲	۱۸۴	۶۰۰	۱۹۲	۱۳۸	۲۶۲	۱۸۰	۱۶۲	۱۶۷
Cu	۷۰	۲۶	۳۶	۴۳	۱۸	۶۸	۱۶	۳۱	۴۶	۴۵	۳۲	۲۹
Zr	۵۳۶	۲۰۸	۳۹۵	۳۰۰	۲۳۳	۶۷۹	۲۸۲	۲۱۶	۳۱۷	۳۰۴	۲۵۵	۲۹
Ni	۲۴۸	۱۵۸	۱۷۲	۱۷۲	۱۳۸	۱۲۷	۱۹۴	۱۲۳	۱۶۳	۱۴۲	۱۳۹	۱۳۲
Pb	۴۴	۱۳	۲۲	۱۴	۴	۲۰	۱۵	۱۵	۱۶	۱۹	۱۶	۱۰
Cr	۳۳۹	۳۲۳	۲۶۸	۲۸۷	۲۴۰	۳۴۸	۲۷۷	۲۴۶	۲۵۱	۲۲۷	۲۸۸	۳۲۵
V	۴۶۹	۳۱۲	۳۶۸	۳۷۴	۴۰۳	۴۴۵	۳۲۳	۳۲۹	۳۳۳	۳۸۶	۳۵۴	۳۸۵
Ce	۲۱۱	۱۰۲	۱۵۷	۱۶۸	۱۱۴	۱۳۴	۹۸	۱۲۰	۱۴۵	۱۴۵	۱۵۲	۱۲۸
La	۳۷	۲۳	۳۱	۶۵	۲۲	۴۲	۲۹	۳۴	۲۵	۴۲	۳۸	۳۷
Rb	۹۲	۳۲	۶۱	۸۸	۲۱	۸۳	۱۲۶	۸۹	۷۹	۷۲	۸۳	۳۴
y	۷۶	۳۰	۵۴	۵۴	۲۲	۸۱	۷۰	۶۰	۵۹	۴۷	۴۹	۲۲

تغییرات La/Y از $0/48$ تا $0/76$ و نشانگر محیط اسیدی در زمان تشکیل این واحد است و با مشخصات کانی‌شناسی آن همخوانی دارد (شکل ۴).

واحد بوکسیت قرمز (RB)

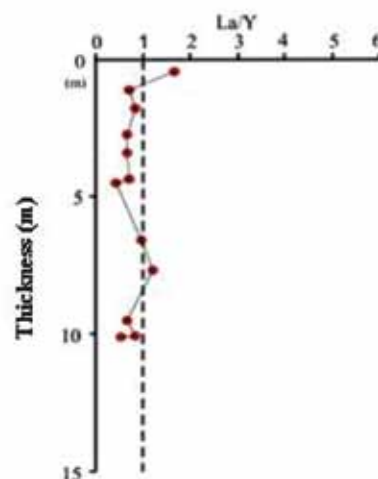
این واحد با ضخامت متوسط پنج متر بر روی واحد بوکسیت خاکستری و در زیر واحد بوکسیت سبز تیره قرار گرفته است و به دلیل رنگ قرمز آشکار، سختی بالا و حالت توده‌ای نسبت به واحدهای زیرین و بالایی قابل تفکیک است. این واحد به طور عمده از کانی‌های کائولینیت و برترین گوتیت در پایین تشکیل شده است (شکل ۲). حضور برترین نشانگر شرایط احیا و هوازگی ناکامل سنگ مادر، زهکشی نامناسب و یا فعال بودن منطقه از نظر زمین‌ساختی است (Bogatyrev et al. 2009) (شکل ۵- الف).

برای تعیین رخساره بوکسیتی و نوع هوازگی از نمودارهای سه‌تایی آلو (Alleva, 1994) و (Schellmann, 1986) استفاده شد (شکل ۳). بر اساس نمودار آلو، این واحد دارای رخساره‌های کائولینیتی تا لاتریتی و بر اساس نمودار شلمن، دارای هوازگی نوع لاتریتی شدن ضعیف است. برای تعیین pH محیط تشکیل نهشته‌های بوکسیتی، می‌توان از نمودار تغییرات La/Y استفاده کرد. این عناصر به روش XRF اندازه‌گیری شده‌اند که Y عنصری حساس به این روش می‌باشد و به خوبی قابل اندازه‌گیری است. اگرچه La حساسیت کمتری به روش XRF نشان می‌دهد؛ اما در مقادیر بیش از 10 mg/kg از نتایج قابل قبولی برخوردار است. بر اساس نمودار تغییرات La/Y ، مقادیر کمتر از یک، محیط‌های اسیدی و مقادیر بیشتر از یک، محیط‌های قلیایی را نشان می‌دهد (Maksimovic and Panto, 1991). بررسی تغییرات La/Y برای واحد بوکسیت خاکستری نشانگر



شکل ۳. الف) نمودار سه‌تایی $Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2$ (Alleva, 1994) برای تعیین نوع رخساره، ب) نمودار سه‌تایی $Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2$ (Schellmann, 1986) برای تعیین نوع هوازگی در نهشته شیرین‌آباد

بررسی‌های بافتی بر روی واحد بوکسیت قرمز نشان‌دهنده زمینه پلیتومورفیک ریزدانه‌ای و وجود عناصر بافتی متمایز شامل پلت، پیژوئید، اووئید و خرده‌های آواری بوکسیتی است. خرده‌های آواری دارای اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر هستند (شکل ۵- ب). بخش پایینی این واحد به‌طور عمده حاوی پلت‌های غنی از آهن است. پلت‌ها دانه‌های گرده شده و بدون ساختار داخلی هستند که از عناصر بافتی متمایز در بوکسیت‌ها محسوب می‌شوند (Bardossy, 1982). پلت‌ها گاه خرد شده و یا دارای درز و شکاف‌های نامنظم ناشی از فرسایش هستند (شکل ۵- پ). یکی از ویژگی‌های بارز واحد بوکسیت قرمز، وجود اووئیدهای چند لامینه‌ای



شکل ۴. تغییرات نسبت La/Y در نهشته شیرین‌آباد

شیلی و نسبتاً خردشونده است، دارای ضخامت متوسط ۴/۵ متر است. کائولینیت، هماتیت، گوتیت، روتیل و آناتاز از مهم‌ترین کانی‌های این واحد است که به روش پراش پرتو ایکس شناسایی شدند (شکل ۲). از ویژگی‌های بافتی این واحد، زمینه پلیتومورفیک تا ریزدانه‌ای و فراوانی پلت‌های هماتیته تا گوتیتی با فراوانی ۲۰ درصد و ابعاد بیش از دو میلی‌متر است (شکل ۵ - ج). فراوانی پلت‌ها در این واحد از شواهد نابرجازا بودن نهشته است (Nesbitt and Young, 1984). در این واحد مقدار Al_2O_3 ، SiO_2 و Fe_2O_3 به ترتیب از ۲۴ تا ۳۰ درصد برای Al_2O_3 ۳۰ تا ۴۰ درصد برای SiO_2 و ۱۳ تا ۲۶ درصد برای Fe_2O_3 در تغییر است. نمونه‌های مورد مطالعه در این واحد، نشان‌دهنده رخساره‌های کائولینیت بوکسیتی تا لاتریتی و هوازدگی لاتریتی شدن متوسط تا کائولینیتی هستند. دامنه تغییرات La/Y در این نمونه‌ها از ۰/۵۶ تا ۱/۶۸ درصد در تغییر است که نشان‌دهنده محیط تشکیل اسیدی تا قلیایی است.

خاستگاه و محیط تشکیل

تعیین سنگ منشأ نهشته‌های بوکسیتی یکی از موضوعات مهم در بررسی این نهشته‌ها است که در بوکسیت‌های کارستی به دلیل نابرجا بودن مواد بوکسیتی و عدم ارتباط آشکار مکانی بین سنگ منشأ و نهشته از پیچیدگی‌های بیشتری برخوردار است (Petrascheck, 1989). استفاده از شواهد میدانی و مشخصات ژئوشیمیایی عناصر جزئی مانند تعیین ضرایب انباشتگی این عناصر و نمودار دوتایی $Cr-Ni$ از شیوه‌های رایج در تعیین خاستگاه و سنگ منشأ نهشته‌های بوکسیتی است. پیاده‌سازی داده‌های ژئوشیمیایی نهشته شیرین‌آباد بر روی نمودار دوتایی Cr مقابل Ni نشان‌دهنده قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بوکسیت‌های کارستی با سنگ منشأ بازالتی است (شکل ۶).

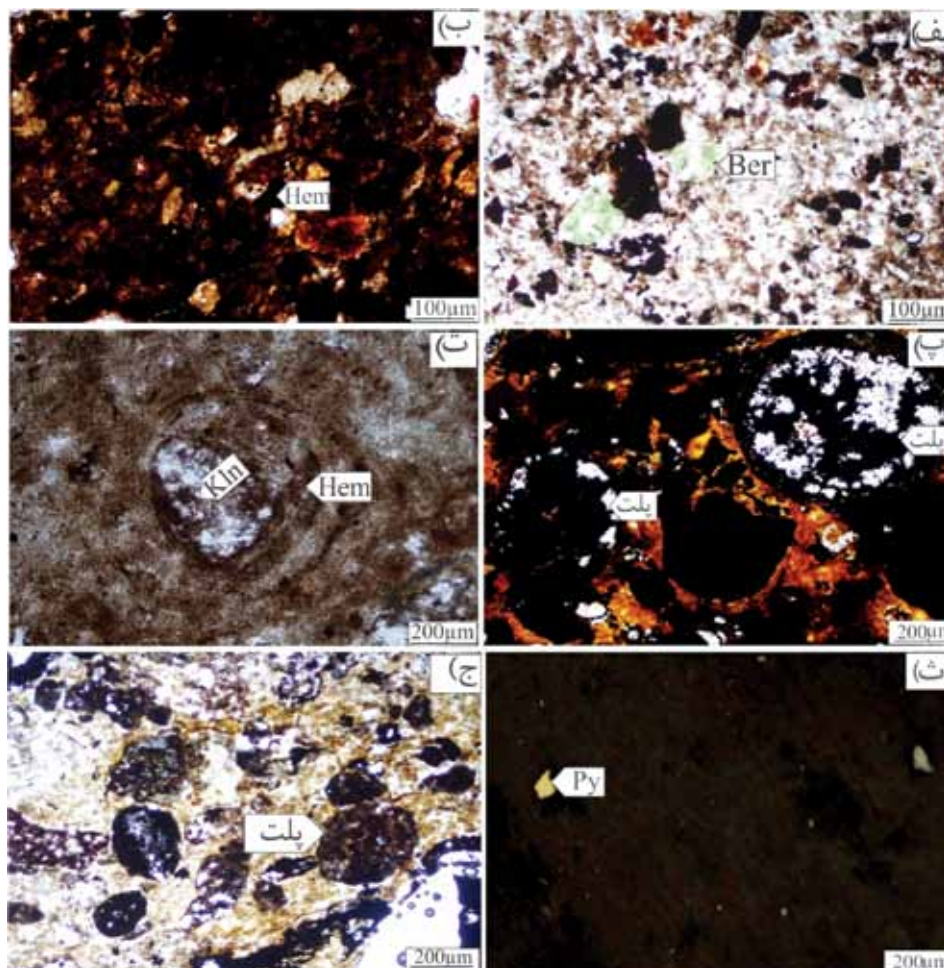
متشکل از لامینه‌های متناوب هماتیته، گوتیتی و کائولینیتی است (شکل ۵- ت) که نشان‌دهنده تغییر شرایط اکسایش و کاهش (احیا) است (Tardy, 1993). ذرات پیریت اولیه به مقدار جزئی در بررسی‌های سنگ‌نگاری مشاهده شد (شکل ۵ - ث) که بر اثر فرآیندهای برونزاد در حال تبدیل به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن ثانویه است. مقدار Al_2O_3 ، SiO_2 و Fe_2O_3 در این واحد به ترتیب از ۲۴ تا ۳۴/۵ درصد برای Al_2O_3 ، ۲۹ تا ۴۰ درصد برای SiO_2 و ۸/۵ تا ۲۷ برای Fe_2O_3 در تغییر است. نمونه‌های این واحد، رخساره کائولینیتی و هوازدگی نوع لاتریتی شدن متوسط تا کائولینیتی را نشان می‌دهند. تغییرات La/Y در این واحد از ۰/۵۷ تا ۱/۲ در تغییر است که شرایط تشکیل اسیدی تا قلیایی را نشان می‌دهد.

واحد بوکسیت سبز تیره (BGB)

این واحد دارای ضخامت متوسط ۲۰ سانتی‌متر است و با رنگ سبز تیره، تورق شیلی و خردشوندگی زیاد مشخص می‌شود که به‌طور عمده از کائولینیت، روتیل، آناتاز و بوهمیت تشکیل شده است (شکل ۲). فراوانی کائولینیت نسبت به اکسیدهای آهن و حتی نبود اکسیدهای آهن در این واحد مربوط به جانمایی دیاژنزی کانی‌های آلومینیم‌دار توسط سیلیکا و یا آزدایی کانی‌های آلومینیم آبدار است (Karadag et al., 2009). مقدار کمینه و بیشینه Al_2O_3 در این واحد از ۲۶ تا ۳۸ درصد، مقدار SiO_2 از ۴۱/۵ تا ۴۲ درصد و مقدار Fe_2O_3 از ۱ تا ۲۶ درصد در تغییر است. نمونه‌های این واحد بین رخساره کائولینیت بوکسیتی تا کائولینیت قرار دارند. نمودار هوازدگی نیز نوع کائولینیتی را نشان می‌دهد. دامنه تغییرات La/Y در این نمونه‌ها از ۰/۴۱ تا ۰/۵۱ درصد در تغییر است که نشان‌دهنده محیط تشکیل اسیدی است.

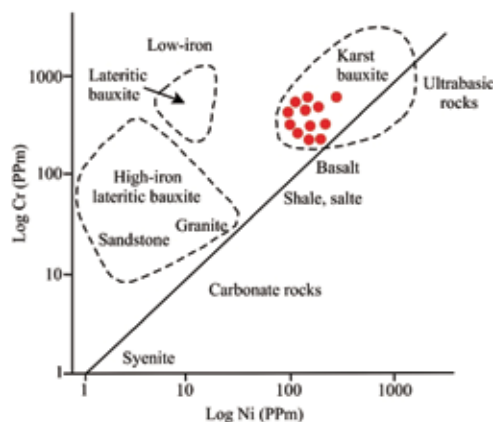
واحد بوکسیت قهوه‌ای (BB)

این واحد که دارای رنگ ظاهری قهوه‌ای، تورق



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از بخش‌های مختلف نهشته شیرین‌آباد، (الف) برترین در زمینه پلیتومورفیک، (ب) ذرات و خرده‌های آواری در زمینه‌ای از هماتیت، (پ) پلت‌ها یا دانه‌های گرد شده و بدون ساختار داخلی سرشار از آهن، (ت) اووئید با هسته سرشار از کاتولینیت، (ث) ذرات پیریت افشان در نهشته شیرین‌آباد، (ج) پلت هماتیته در زمینه ریزدانه‌ای. کوتاه‌واژه‌ها: برترین = Ber، هماتیت = Hem، کاتولینیت = Kln، پیریت = Py. تصویر ث در نور بازتابی عادی و بقیه تصاویر در نور عبوری عادی گرفته شده‌اند

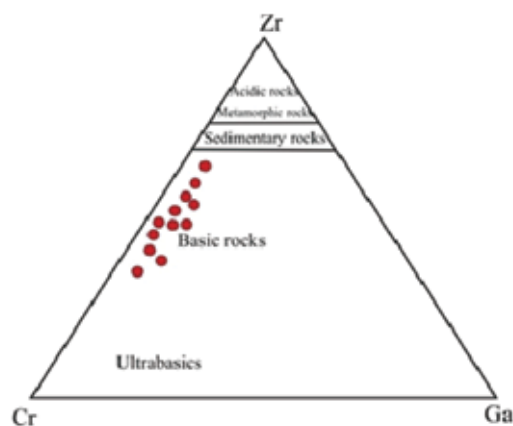
اگر چه بر اساس شواهد زمین‌شناسی، آثاری از رخنمون گدازه‌های بازالتی در منطقه مورد مطالعه مشاهده نشد، اما خروج روانه‌های بازالتی بر اثر وقوع فاز کششی تریاس‌بالایی و رخداد کافتش قاره‌ای در پهنه البرز گزارش شده است (Berberian and King, 1981). پیاده‌سازی نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار سه‌تایی Ga-Cr-Zr نشانگر محدوده سنگ منشا بازیگ است (شکل ۷).



شکل ۶. نمودار تغییرات غلظت Ni در برابر Cr برای انواع نهشته‌های بوکسیتی نسبت به سنگ منشاهای متفاوت، نمودار پایه از (Mordberg, 1996). نمونه‌های شیرین‌آباد (دایره توپر)، در محدوده بوکسیت‌های کارستی با سنگ منشا بازالتی قرار گرفته‌اند

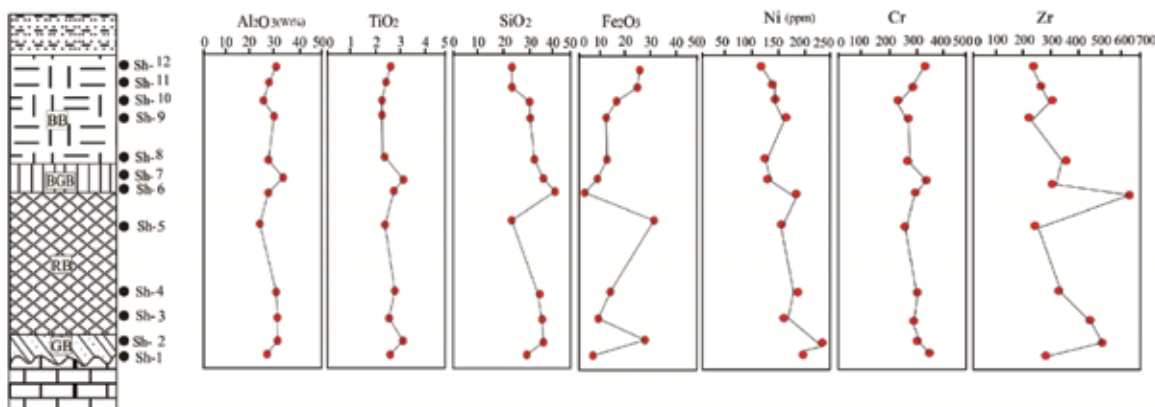
نظر کرد. روند تغییرات Al_2O_3 در نیمرخ مورد مطالعه، نشان دهنده بیشترین همانندی با TiO_2 به ویژه در واحد بوکسیتی سبز تیره است (شکل ۸).

بررسی تغییرات SiO_2 نیز روند کمابیش مشابهی را با Al_2O_3 نشان می‌دهد که با حضور و فراوانی کائولینیت به ویژه در واحد سبز تیره همخوانی دارد و مبین کامل نبودن فرآیندهای بوکسیت‌زایی و شست‌وشوی ناقص عناصر قلیایی، قلیایی خاکی و سیلیکا است. با این حال، بررسی نمودارهای دوتایی Fe_2O_3 ، SiO_2 و TiO_2 ، در مقابل Al_2O_3 ، نشان دهنده همبستگی مثبت ضعیف بین TiO_2 و Al_2O_3 است ($R^2 = 0.33$) (شکل ۹). از طرفی، بررسی رابطه Al_2O_3 و SiO_2 ($R^2 = 0.27$) نیز رابطه معناداری را بین آن‌ها نشان نمی‌دهد و تنها Fe_2O_3 دارای همبستگی منفی قوی با Al_2O_3 است ($R^2 = 0.61$).

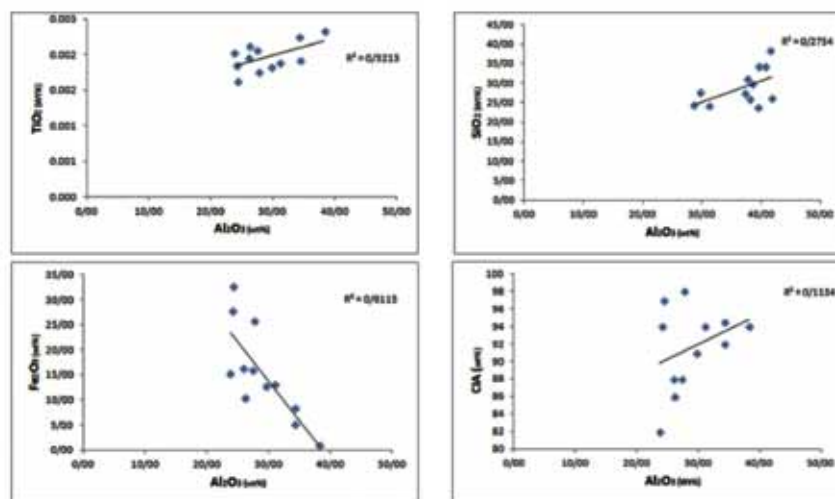


شکل ۷. موقعیت نمونه‌های شیرین‌آباد (دایره توپر) بر روی نمودار سه متغیره (Zr-Cr-Ga)، نمودار پایه از (Mordberg, 1996)

با بررسی روند تغییرات اکسیدهای اصلی مثل Al_2O_3 ، TiO_2 ، SiO_2 و Fe_2O_3 در واحدهای افق بوکسیتی، می‌توان درباره چگونگی تاثیر فرآیندهای هوازدگی و دگرسانی اظهار

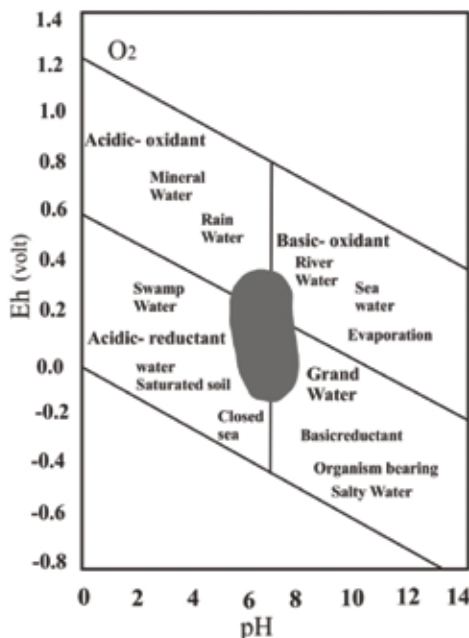


شکل ۸. تغییرات اکسیدهای اصلی (Al_2O_3 - TiO_2 - SiO_2 - Fe_2O_3) و اکسیدهای جزئی (Ni- Cr- Zr) در واحدهای سنگ چینه‌ای مختلف نهشته شیرین‌آباد



شکل ۹. بررسی همبستگی Al_2O_3 با TiO_2 ، SiO_2 ، Fe_2O_3 و Cr در نمونه‌های مورد مطالعه

و زیر سطح ایستابی تقسیم شده‌اند (Boni et al., 2013) یافته‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نشانگر هر دو رخساره اکسیدان و احیایی در نهشته شیرین‌آباد است (شکل ۱۰). رخساره اکسیدان با حضور کائولینیت، هماتیت و گوتیت و رخساره احیایی با حضور برترین و پیریت مشخص می‌شود. اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در نوع نهشته‌ها در شرایط قلیایی با pH بالاتر از هفت و Eh بیشتر از ۰/۲ و کائولینیت در شرایط اسیدی با pH کمتر از شش تشکیل می‌شوند (Temur and Kansun, 2006). به‌طور کلی فراوانی این گروه از کانی‌ها تابع شرایط Eh-pH محیط در فرآیندهای هوازنگی است (شکل ۱۰). با توجه به شرایط پایداری کانی‌های تشکیل‌دهنده نهشته شیرین‌آباد، این نهشته در محیطی با نوسانات پتانسیل اکسایش-احیا تشکیل شده است. تلفیق یافته‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی در نهشته شیرین‌آباد و مقایسه آن با نهشته‌های جاجرم، قشلاق و سیاه‌رودبار در البرز شرقی (جدول ۳)، نهشته‌های منطقه میاندوآب در البرز مرکزی (کلاگری و عابدینی، ۱۳۸۲) و نهشته‌های منطقه آبگرم در غرب ایران (Rafiei et al., 2008)، نشان‌دهنده تعلق این نهشته به گروه بوکسیت‌های کارستی است.



شکل ۱۰. نمودار Eh و pH محیط‌های طبیعی و موقعیت نهشته شیرین‌آباد (محدوده خاکستری)، نمودار پایه از (Temur and Kansun, 2006)

پایین بودن مقدار TiO_2 در بخش بالایی نیمرخ مورد مطالعه و نبود رابطه مثبت قوی با Al_2O_3 ، نشان‌دهنده درجه ضعیف هوازنگی در مقایسه با کانسارهای بوکسیتی است. از طرفی، عدم تفکیک SiO_2 و Al_2O_3 از یکدیگر و نبود رابطه معنادار بین آن‌ها، نشانگر شست‌وشوی ناقص سیلیکا (Momade and Gawu, 2009) در نهشته شیرین‌آباد و تشکیل کائولینیت، مسکویت-ایلیت در این نهشته است که از مشخصات نهشته‌های بوکسیت رسی است (Bardossy, 1982)، این مانع توسعه فرآیندهای بوکست‌زایی و تبدیل کامل کانی‌های رسی به هیدروکسیدهای آلومینیم‌دار شده است.

بررسی روند تغییرات عناصر Ni (۱۲۳-۲۴۸ mg/kg) و Cr (۲۲۷-۳۴۸ mg/kg)، نشانگر جدایش Cr، Ni و Fe_2O_3 در طی فرآیندهای هوازنگی است (شکل ۸). بررسی این تغییرات در عنصر Zr (۲۰۸-۶۷۹ mg/kg)، نشان‌دهنده بیشترین مقدار آن در واحد بوکسیت سبز تیره است که پس از یک کاهش ناگهانی مجدداً به طرف پایین نیمرخ، روند افزایشی نشان می‌دهد (شکل ۸). زیرکن در نهشته‌های بوکسیتی، به طور عمده به صورت آواری یافت می‌شود و در طی فرآیندهای هوازنگی به عنوان یک عنصر نامتحرک در بخش بالایی نیمرخ‌های بوکسیتی غنی‌شدگی می‌یابد (Bardossy, 1982). به این ترتیب، غلظت بیشتر Zr در بخش میانی نیمرخ مورد مطالعه و روند افزایشی آن در بخش پایینی نیمرخ را می‌توان به نحوه توزیع زیرکن و کامل نبودن فرآیندهای هوازنگی نسبت داد. به طور کلی، توزیع عناصر اصلی و جزئی در نیمرخ‌های بوکسیتی تابع عواملی از قبیل پایداری کانی‌های حامل و تمرکزدهنده، تثبیت عناصر در فازهای نوریخت، فرآیندهای جذب سطحی، مشخصات هیدروشمیایی آب‌های زیرزمینی و مشخصات ژئوشیمیایی عناصر است (Gu et al., 2013) شاخص‌های متعددی برای تعیین شدت و ارزیابی رویدادهای هوازنگی وجود دارد که به‌طور عمده بر پایه غلظت Al، Na، Ca و K بنا شده‌اند (Selvaraj and Chen, 2006).

نهشته‌های بوکسیتی از نظر شرایط محیطی به دو رخساره اکسیدان و احیایی به ترتیب واقع در بالای سطح ایستابی

غنی از آلومینا تبلور یافته است. در ادامه، مواد هوازده توسط آب‌های سطحی به حفره‌های کارستی سازند الیکا انتقال یافته‌اند. تغییر در وضعیت رسوب‌گذاری، زهکشی و فروشست آب‌های جوی و نوسانات سطح ایستابی، باعث تغییرات کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی و ایجاد منطقه‌بندی درونی بافتی در این نهشته شده است.

یکی از ویژگی‌های نهشته شیرین‌آباد وجود اووئیدها و پیروئیدهایی با لامینه‌های متناوب هماتیت، گوتیت و کائولینیت است که تشکیل آن‌ها به عوامل مختلف به‌ویژه تغییرات Eh، pH و مقدار آب در محیط خاکزاد و نوسانات اقلیمی بستگی دارد. کائولینیت کانی اصلی در این نهشته است که تشکیل آن مربوط به جانشینی دیاژنزی کانی‌های آلومینیم‌دار توسط سیلیکا و یا آبدایی کانی‌های آلومینیم آبدار است (Karadag et al., 2009) بر اساس بررسی‌های بافتی و کانی‌شناسی، اووئیدها و پیروئیدهای موجود در نهشته شیرین‌آباد از تناوب لایه‌های هماتیتی، گوتیتی و کائولینیتی تشکیل شده‌اند که دلالت بر نوسانات اکسایش-احیا و تغییر مقدار آب در محیط تشکیل نهشته دارد (Öztrük et al., 2002).

نهشته شیرین‌آباد اگرچه فاقد کیفیت لازم برای تولید آلومینا است، اما به دلیل فراوانی زیاد کائولینیت و دارا بودن رخساره بوکسیت رسی در تهیه آجرها و مواد نسوز کاربرد دارد.

منابع

- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- جعفریان، م.ب. و جلالی، ع.، ۱۳۸۳. نقشه زمین‌شناسی خوش‌بیلاق با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- رفیعی، ب.، ملایی، ح.، رمضان‌پور، ح. و محسنی، ح.، ۱۳۹۲. ویژگی‌های زمین‌شناسی و زمین‌آماری نهشته‌های بوکسیت تاگویی. منطقه جاجرم، شمال شرق ایران. دو فصلنامه رسوبشناسی کاربردی، جلد ۱، ۱-۱۳.
- امینی ل.، شمعانیان غ.، رقیمی م. و جعفرزاده ر.، ۱۳۹۰. بررسی‌های کانی‌شناسی، زمین‌شناسی و پیدایش کانسارهای بوکسیت کارستی جاجرم، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۳، ۴۲۶-۴۱۳.

جدول ۳. مقایسه نهشته بوکسیت رسی شیرین‌آباد با تعدادی از کانسارهای بوکسیتی واقع در البرز شرقی

نام کانسار	قنلاق	جاجرم	سپاهرودبار	شیرین‌آباد
ویژگی	رونه	الیکا	الیکا	الیکا
سنگ بستر	الیکا	شمشک	شمشک	شمشک
سنگ پوش	برمو - تریاس	تریاس پسین	تریاس پسین	تریاس پسین
سن	لاپه‌ای	لاپه‌ای تا عدسی	لاپه‌ای تا عدسی	لاپه‌ای تا عدسی
ریخت‌شناسی نهشته	کائولینیت، دیاسپور، برومیت	دیاسپور، برومیت، آتالاز	دیاسپور، هماتیت	کائولینیت، هماتیت، آتالاز
کانی‌های اصلی	نودولی، پیروئیدی	اووئیدی، پیروئیدی	اووئیدی، پیروئیدی	اووئیدی، پیروئیدی
بافت‌های غالب	فرامرزی و همکاران	امینی و همکاران	شمعانیان	این مقاله
منبع	۱۳۹۱	۱۳۹۰	۱۳۸۹	

نتیجه‌گیری

تلفیق یافته‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان‌دهنده فرارگیری نهشته شیرین‌آباد در گروه بوکسیت‌های کارستی است. ظاهر لایه‌ای شکل این نهشته و مرزهای مشخص و واضح آن با سنگ‌های بستر و پوشش، نشان‌دهنده نابرجازا بودن مواد هوازده و خاک‌های بوکسیتی و انتقال آن‌ها به محیط انباشت است (Herrmann et al., 2007). از طرفی، وجود ذرات و قطعات آواری بوکسیتی و پلت‌ها از شواهد بافتی نابرجازا بودن (Öztrük et al., 2002) و بافت‌های اووئیدی، پیروئیدی و پلیتومورفیک از مهم‌ترین شواهد برجازا بودن این نهشته است (Bardossy, 1982) در منطقه شیرین‌آباد مانند سایر نقاط البرز، با پیشروی دریا در ابتدای تریاس میانی، توالی‌های کربناتی سازند الیکا نهشته شده است. رویداد زمین‌ساختی سیمرین پیشین در این منطقه از یکسو باعث برپایی منطقه‌ای و توسعه فرآیندهای کارست‌زایی در سازند الیکا شده است و از سوی دیگر، باعث تشکیل گدازه‌های بازالتی و فرارگیری آن بر روی سازند الیکا شده است (Berberian and King, 1981) که به‌عنوان سنگ مادر نهشته شیرین‌آباد در معرض هوازدگی قرار گرفته است. توسعه فرآیندهای هوازدگی باعث شست‌وشوی عناصر قلیایی و قلیایی خاکی شده و با غنی‌شدگی عناصر نامتحرک انباشت‌های برجازای غنی از عناصر نامتحرک تشکیل شده‌اند. در طی این رویداد، کائولینیت از زل‌های کلئیدی

- Boni, M., Rollinson, G., Mondillo, N., Ballassone, G. and Santoro, L., 2013. Quantitative Mineralogical Characterization of Karst Bauxite Deposits in the Southern Apennines, Italy. *Economic Geology*, 108, 813-833.
- Ghavidel-Syooki, M., Hassanzadeh, J. and Vecoli, M., 2011. Palynology and isotope geochronology of the Upper Ordovician- Silurian successions (Ghelli and SoltanMaidan Formation) in the Khoshyeilagh area, eastern Alborz Range, northern Iran; Stratigraphic and paleogeographic implication. *Review of Palaeobotany and Palynology*, Elsevier, 164, 251-271.
- Gu, J., Huang, Z., Fan, H., Jin, Z., Yan, Z. and Zhang, J., 2013. Mineralogy, geochemistry, and genesis of lateritic bauxite deposits in the Wuchuan-Zheng'an-Daozhen area, Northern Guizhou Province, China. *Journal of Geochemical Exploration*, 130, 44-59.
- Herrmann, L., Anongrak, N., Zarei, M., Schuler, U. and Spohrer, K., 2007. Factor and processes of gibbsite formation in Northern Thailand. *Journal of Asian Earth Sciences*, 71, 279-291.
- Jenny, J. G., 1977. *Geologieetstratigraphie de l'Elburze Oriental entre Aliabad et Shahrud, Iran*. Thèse présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Genève, 238.
- Johns, W.D., Grim, R.E. and Bradly, W.F., 1954. Quantitative estimation of clay minerals by diffraction methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 24, 242-251.
- Karadag, M.M., Kupeli, S., Aryk, F., Ayhan, A., Zedaf, V. and Doyen A., 2009. Rare earth element (REE) geochemistry and genetic implications of the Mortas Bauxite deposit (Seydisehir/Konya-Southern Turkey). *Chemie der Erde*, 69, 143-159.
- Keller, W.D. and Stevens, R.P., 1983. Physical arrangement of high-alumina clay types
- شمعانیان، غ.ح.، ۱۳۸۹. مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی نهشته‌های بوکسیت سیاهرودبار، استان گلستان، ایران. گزارش نهایی طرح تحقیقاتی، دانشگاه گلستان، ۳۵.
- فرامرزی، ر. شمعانیان، غ.ح.، شفیع‌ی، ب.، ۱۳۹۱. کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه نهشته بوکسیت قشلاق، جنوب شرق گرگان، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، ۱، ۲۹-۴۵.
- کلاگری، ع.ا.، عابدینی، ع. و موذن، م.، ۱۳۸۲. زمین‌شناسی و کانی‌شناسی افق بوکسیتی قبی در غرب میاندوآب، آذربایجان غربی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲، ۱۸۵-۱۶۵.
- لاسمی، ی.، جهانی، د. و کهنسال قدیم‌وند، ن.، ۱۳۷۹. بررسی سازند الیکا در غرب البرز شرقی، ناحیه غزنوی: رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی. خلاصه مقالات چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تبریز، ۲۰۲-۱۹۸.
- معین‌السادات، س.ح. و رضوی ارمغانی، م.ب.، ۱۳۷۲. زغال‌سنگ. طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، کتاب شماره ۷. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۸۶.
- Aleva, G.J.J., 1994. Laterites: concept, geology, morphology and chemistry. International Soil Reference and Information Center (ISRIC), Wageningen, Netherlands, 169.
- Bardossy, G., 1982. Karst Bauxites-Bauxite deposits on carbonate rocks. *Developments in Economic Geology*, Elsevier, Amsterdam, 14, 441.
- Bardossy, G. and Aleva, G.J.J., 1990. Lateritic Bauxite. *Developments in Economic Geology*, Elsevier, Amsterdam, 27, 624.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Earth Science*, 18, 210 - 265.
- Bogatyrev, B.A., Zhukov, V.V. and Tsekhovskiy, Y.G., 2009. Formation conditions and regularities of the distribution of large and superlarge bauxite deposits. *Lithology and Mineral Resources*, 44, 135-151.

- in a Missouri clay deposit and implication for their genesis. *Clay and Clay Minerals*, 31, 422-434.
- Lasemi, Y., 2001. Facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy of the upper Pre-Cambrian and Paleozoic rocks of Iran. Geological Survey of Iran, 180.
 - Maksimovic, Z. and Panto, G., 1991. Contribution to the geochemistry of the rare earth elements in karst-bauxite deposits of Yugoslavia and Greece. *Geoderma*, 51, 93-109.
 - Momade, F.W.Y. and Gawu, S.K.Y., 2009. Geochemical and mineralogical characteristics of lithomargic clay types from awaso bauxite deposit, Ghana: Implications for possible industrial utilization. *Journal of Science and Technology (Ghana)*, 29, 96-106.
 - Mordberg, L.E., 1996. Geochemistry of trace element in Paleozoic bauxite profiles in northern Russia. *Journal of Geochemical Exploration*, 57, 187-199.
 - Nazari, H., 2006. Analyse de la tectonique recente active dans l'Alborz Central et la region de Teheran: Approche morphotectonique et paleoseismologique. *Science de la terre et de l'eau*, Montpellier, 2, 247.
 - Nesbitt, H.W. and Young, G.W., 1984. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715-717.
 - Öztrük, H., Hein, J.R. and Hanilci, N., 2002. Genesis of the Dogankuzu and Mortaz bauxite deposits, Turides, Turkey, Separation Al, Fe and Mn implication for passive margin metallogeny. *Economic Geology*, 97, 1063-1077.
 - Petrascheck, W.E., 1989. The genesis of allochthonous karst-type bauxite deposits of southern Europe. *Mineralium Deposita*, 24, 77-81.
 - Rafiei, B., Mollai, H. and Ghorbani, M., 2008. The genesis of Late Triassic allochthonous karst-type bauxite deposits of the Kisejin area, Ab-e-Garm district, Iran. *Neues Jahrbuch Fur Geologie und Palaontologie- Abhandlungen*, 250, 217-231.
 - Schellmann, W., 1986. A new definition of laterite, In: Banerji, P.K. (Ed.) *Laterization processes*. Geological Survey of India, Memoir, 120, 11-17.
 - Selvaraj, K. and Chen, C.T.A., 2006. Moderate Chemical Weathering of Subtropical Taiwan: Constraints from Solid-Phase Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks. *Journal of Geology*, 114, 101-116.
 - Tardy, Y., 1993. *Petrologie des laterites et des sols tropicaux*, Masson, Paris, 461.
 - Temur, S., and Kansun, G., 2006. Geology and petrography of the Mastadagidiasporic bauxites, Alanya, Antalya, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 512-522.
 - Valetton, I., 1972. *Bauxites*, Amsterdam. Elsevier, 226.
 - Zarasvandi, A., Charchi, A., Carranza, E.J.M. and Alizadeh, B., 2008. Karst bauxite deposits in the Zagros Mountain Belt, Iran. *Ore Geology Reviews*, 34, 521-532.

Petrography, geochemistry and mineralization of volcanic rock in Sistanak area (South East Qaen)

Mahvelati, H.¹, Rasa, I.² and Mohebbi, A.³

1. M.Sc. Student, Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Iran

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

3. Ph.D. Student, Department of Geology, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran

Received: 16 November 2014

Accepted: 20 December 2015

Abstract

Sistanak copper deposit is geographically located in East and South-East city of Qaen. In general, copper range in Sistanak is in East Central Zone, part of which is located in the Filishy zone and another part in the Lut Block. The stratigraphy in the study area have shown that old rocks than the Jurassic age in the study area. According to petrographic studies, the volcanic rocks are divided into two groups of lavas (andesite and andesite-basalt) and pyroclastics (tuff and agglomerate). These rocks are placed in a class of high potassium calc-alkaline and calc-alkaline. According to chemical composition, volcanic rocks occur in andesite and andesite-basalts range. Copper is the main mineral in andesitic lavas, including native copper, chalcocite and malachite. In addition, in some samples the iron oxide minerals such as hematite and, gothite are present. Mineralized zone is placed at the highest level of volcanic lava and the mineral is stratabound. Such characteristics, are indicative of epigenetic in origin. According to geological characteristics and based on geological and mineralogical characteristics, copper deposits in Sistanak is probably similar to Michigan type deposits.

Keywords: Active continental margin, Andesite, Calc-alkaline, Native copper, Sistanak Qaen.

Geo-thermo-barometry in Jebale Barez plutonic complex by using amphibole and feldspars chemistry

Rasouli, J.¹, Ghorbani, M.¹ and Ahadnejad, V.³

1. PhD. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran.

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

3. Assistant Professor, Payam-e Noor University, Tehran.

Received: 12 May 2015

Accepted: 24 October 2015

Abstract

Jebale-Barez plutonic complex is composed of granitoid intrusive bodies and is located in the East and southeastern of Jiroft province of Kerman. The plutonic complex is composed of granodiorite, quartzdiorite, granite and alkaligranite. Plutonic rocks are mainly composed of plagioclase, alkali-feldspar, biotite, amphibole and quartz. Based on microprobe analysis, plagioclases vary from andesine to labradorite and alkali feldspars occur as orthoclase. All amphiboles are magmatic and placed in three groups: calcic amphiboles, iron-rich amphiboles, amphiboles consist of Fe, Mg, Mn. The study of oxidation and reduction state of their source magma by amphibole chemistry, indicated high oxygen fugacity. Therefore, granitoids of Jebale-Barez plutonic complex are I-type or related to magnetite series and the estimated oxygen fugacity imply oxidation magma and its formation in convergent plate boundary. On the basis of geo-thermo-barometric calculations, using Hammarstrom - Zen, Schmidt, Johnson - Rutherford, Smith - Anderson and Uchida methods, amphiboles have crystallized about 1.54 to 7.87 kbar at the depth about 18 to 23 km. As emplacement or crystallization temperature of Jebale-Barez plutonic complex based on the two feldspar thermometer using Anderson method has been ranges between 550 to 750 °C and using Putirka method has been achieved between 710 to 830 °C and based on Ti-in- amphibole thermometer has been ranges between 670 to 735 °C. In addition, hornblende -plagioclase thermometer shows 653 to 732 °C for equilibrium of these two minerals

Keywords: Jebale-Barez plutonic complex, Mineral chemistry, Thermo-barometry, Al^{IV} content of amphibole.

Evaluation of groundwater quality in Dozdozan plain using Fuzzy Inference Model for agricultural uses

Rajabpour, H.¹, Edraki, J.² and Ahmadzadeh, G.R.³

1. Ph.D. Candidate., Earth Science Department, University of Tabriz,

2. M.Sc., Graduate Earth Science Department, University of Tabriz,

3. Assistance Professor, Natural Science Faculty, University of Mohaghegh Ardabili

Received: 12 May 2015

Accepted: 24 October 2015

Abstract

Dozdozan plain is located in 80 kilometers south-east of Tabriz and is one of the most fertile plains of East Azerbaijan. The main economy of its residents is based on agriculture and as a result of the scarcity of surface water resources; agricultural sector is the major consumer of ground water. In this study, the application of Fuzzy Set theory for evaluation of ground water quality for agricultural purposes is used. In this research, seven ground water parameters from 50 wells were measured from 2012 to 2013 in Dozdozan plain. Based on Fuzzy Water Quality Model, the ground-water quality is classified in three categories; desirable, acceptable and unacceptable. Results showed only 17 samples from 50 wells come in desirable class with certainty level of 63.6 to 84 percent. About 28 samples classified in the acceptable category whose certainty level ranged from 48 to 64.5 percent and the remaining five samples were in not acceptable category with the maximum certainty level of 13.7 percent.

Keywords: Dozdozan plain, Fuzzy Inference Model, Ground water quality, Agricultural water.

Metamorphic evolution and thermodynamic conditions Of Halab-Mianaj metamorphic crosse section based on mineral chemistry

Jamshidibadr, M.¹, Faraji, G.² and Mahmoudi, S.³

1. Assistant Professor, Geology Department, Payam Noor University

2. MSc. Student, Geology Department, Kharazmi University

3. Assistant Professor, Geology Department, Kharazmi University

Received: 12 May 2015

Accepted: 24 October 2015

Abstract

Halab-Mianaj metamorphic area is part of Takab Precambrian metamorphic complex that exposed in north-west of Iran. Halab-Mianaj cross section included a group of metamorphic rocks that have been metamorphosed in the greenschist and amphibolite facies. Garnet porphyroblasts chemical composition in garnet schist rocks is in almandine range. Amphibole composition in Amphibole schist and meta-diorite rocks are calcic and are changed from actinolite to magnesio hornblende. Chemical compositions of the Plagioclase crystals are between albite to oligoclase range.

The maximum temperature for garnet schist rocks based on Grt-Bt thermometer determined 552°C that indicates epidote-amphibolite facies. Temperature and pressure metamorphic in the amphibole schist and meta-diorite based on amph-plag thermometer determined about 420 - 487°C and 3.9 - 6.7 K-bar that shows the beginning amphibolite facies. Therefore, the geothermal gradient bases on Halab-Mianaj metamorphic rocks with different protolith approximately are $30 \pm 1^\circ \text{C/km}$.

Keywords: Thermobarometry, Precambrian basement, Portolite, Amphibolite, Basic Schist, Halab- Mianaj.

Mechanism of young deformation in Tehran plain: a combination of field observation and analog modeling

AliBeygi, H.¹, Talebian, M.² and Ghorashi, M.³

1. Ph.D. Student of Tectonics, Birjand University,

2. Associate Professor of Tectonic, Research Institute of Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

3. Associate Professor of Tectonic, Research Institute of Earth Sciences, Geological Survey of Iran and Associate Professor of Tectonic Azad University of Tehran (North Branch), Tehran, Iran

Received: 12 May 2015

Accepted: 24 October 2015

Abstract

The capital city of Tehran is located to the south of central Alborz. The North Tehran fault, as the main structure of this region, perched on the northern part of the city and separate alluvial fans from volcanic rocks of the Alborz. There are several other faults within the city which seem to be structurally related to the North Tehran fault. Geomorphic study of fans and river deposits suggest that most of these faults are active and taking up both left-lateral and shortening in a wider zone to the south of North Tehran fault. In addition to faults there is distinct folding within the Tehran plain. Field observation along road cuts which cross these structures suggest that young folding in Tehran plain are active and escalate due to the activities of the underlying faults. There is little evidence of rupture in front of these structures and thus most of them are considered as blind faulting. The trend of these structures is oblique to the North Tehran fault which is probably due to distribution of left lateral deformation in wider zone within the Tehran plain. The distance between active folds and the North Tehran fault increase from west to east. Analog modelings were carried out to study the effect of thickness and slop of deposits on position and trend of structures within the Tehran plain. Results from these experiences show that geometry, orientation and distance between structures is probably controlled by oblique shortening of the zone, as well as increase in thickness and slope of the sedimentary deposits.

Keywords: Alluvial, Fault propagation fold, North Tehran Fault, Analog modeling, Morphotectonic

Microfacies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of the Qom Formation in East Siyah Kuh surface section (South of Garmsar)

Jalali, M.¹, Sadeghi, A.² and Adabi, M.H.³

1. Ph.D Student of stratigraphy and paleontology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University

2. Professor, Geology Department, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University

3. Professor, Geology Department, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University

Received: 7 March 2016

Accepted: 1 June 2015

Abstract

This paper represents the sequence stratigraphic analysis of the Oligo-Miocene shallow water carbonate succession of the Qom Formation, east of Kuh Siah outcrop (South of Garmmsar). The study is based on the lithostratigraphy, biostratigraphic framework (in the context of European standard biozonation), microfacies, paleoenvironmental interpretation and sequence stratigraphic concepts.

In this section, only f to c₁ members of the Qom Formation can be differentiated. The biostratigraphic results revealed that the benthic foraminiferal composition of the studied section has close affinities with coeval assemblages in Western Tethys and the Middle East. The larger foraminifera associations in the Qom Formation mark the SBZ 23 to 25 zones, referring to a time span from the late Chattian to Burdigalian. Based on the micropaleontological studies, the age of late Chattian (SBZ 23) is ascribed to c₁ member which previously considered as Aquitanian, in East of Siah Kuh surface section.

Sedimentary environment of the Qom Formation is related to a carbonate ramp platform. Based on sedimentary texture and percentage of skeletal and non skeletal allochems, 1 lithofacies and 13 microfacies from inner to outer ramp were determined.

The sequence stratigraphic studies led to the determination of four 3rd order sequences. The first sequence with the Chattian age includes c₁ and c₂ members. The second sequence with the Aquitanian age includes c₃, c₄ and d members. The e and f members belong to third and fourth sequences with the age of Burdigalian.

Keywords: Qom Formation, Microfacies, Sedimentary environment, Sequence stratigraphy.

Mineralogy, geochemistry and genesis of the Shirinabad clay-bauxite deposit, south-east of Gorgan

Shamanian, G. H.¹ and Moridi, Z.²

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

2. M.Sc. student, Geology Department, Faculty of Sciences, Golestan University

Received: 16 November 2015

Accepted: 20 December 2015

Abstract

The Shirinabad clay-bauxite deposit with more than 1 km long and about 8 m in thickness is located in 60 km south-east of Gorgan. The Shirinabad deposit has been developed as a stratiform horizon along the contact zone of Triassic dolomitic limestones and Jurassic shales and sandstones. The basal contact zone of the horizon is mainly undulatory, whereas the upper contact zone is concordant with the hanging-wall shales and sandstones. The rocks within the horizon show pelitomorphic, microgranular, oolitic and pisolitic textures. Textural analysis indicates both allochthonous and autochthonous origins for the Shirinabad deposit. Based on textural and mineralogical evidences the deposit can be divided into four distinct units. Kaolinite, anatase, rutile, bohemite, hematite, goethite and berthierine are the principal constituents. From geochemical data, it is concluded that the Shirinabad deposit probably originated from basaltic volcanic rocks. Combination of mineralogical and geochemical data shows that the Shirinabad deposit formed in two stages. First, bauxite materials and clay minerals were developed as authigenic bauxitization processes of alkaline basaltic parent rock. Then, these materials were transported to karst depressions and formed the Shirinabad clay-bauxite deposit.

Keywords: Clay-bauxite, Textural analyses, Shirinabad Gorgan, Mineralogy, Geochemistry.



Vol. 10, No. 39, Autumn 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., Professor - Shahid Beheshti University

Editorial Board:

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

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

Alavipanah, S.K., Professor - Tehran University

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

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

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

Ghazban, F., Associate Professor - Tehran University

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

Moore, F., Professor - Shiraz University

Mousavi Harami, R., Professor - Mashhad University

Raeisi, E., Professor - Shiraz University

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

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

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

Executive board:

Khodaei, K. and Esmaili, E.

Editors:

Mina Khatibi Mehr.

Designer:

Ansari, A.

Published: Autumn 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>