

فهرست

- کانی شناسی، ژئوشیمی و دگرسانی کانه‌ها در رگه‌های اپی ترمال کانسار گلوجه، شمال زنجان
مجید قلیمی سبانی، بهزاد مهرابی، حسین عزیزی ۱
- بایواستراتیگرافی، رخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانسی سازند کلات در غرب حوضه کیه داغ
محمدحسن کاظمی زاده، عباس صادقی، محمدحسین ادابی، هرمز فلاوند ۲۲
- پترولوژی، ژئوشیمی و پتانسیل اسکارن زایی توده گرانیتوئیدی سامن (جنوب غرب ملایر، همدان)
حسن زمانیان، فرهاد احمدزاده، محمد علی مکی زاده، بتول تقی پور ۵۱
- تفاوت سری دگرگونی در سنگ‌های رسی دگرگون شده شمال و جنوب باتولیت الوند، همدان
عادل ساکی ۸۳
- موقعیت تکنونیکی گرانودیوریت زرگلی در زمین درز سیستان، جنوب شرق ایران
شهریار کشتگر، محمد بویری، علی کنعانیان، محبوبه نظری ۹۷
- تحلیل فعالیت‌های لرزه زمین ساختی در گستره شهر طیس
راضیه عباس پور، سید مرتضی موسوی، محمودرضا هیبات ۱۱۱
- بررسی محیط ژئوتکتونیکی پریدوتیت‌های منطقه آبدشت، جنوب شرق استان کرمان با استفاده از شیمی اسپینل
طیبه رودباری، محسن موذن، سید حسام‌الدین معین زاده، معصومه آهنگری ۱۲۹
- بررسی تاثیر گسل شمال تبریز بر ویژگی‌های کمی و کیفی منابع آب زیرزمینی مجاور در شرق تبریز
حسین رجب پور، عبدالرضا واعظی هیر ۱۴۱

Contents

- Mineralogy, Geochemistry and Alteration of Ore Minerals in Glojeh Epithermal Veins, North of Zanjan
Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B. and Azizi, H. 155
- Biostratigraphy, facies and sequence stratigraphy of the Kalat Formation in the West of Kopet Dagh Basin
Kazemzadeh, M. H., Sadeghi, A., Adabi, M. H. and Ghalavand, H. 156
- Petrology, geochemistry and ore potential of the Samen granitoid (SW Malayer, Hamedan)
Zamanian, H., Ahmadnejad, F., Karami, A. and Taghipour, B. 157
- The difference between metamorphic series in the metapelitic rocks of south and north of Alvand Batholith, Hamadan
Saki, A. 158
- Geochemistry and tectonic setting of Zargoli granodiorite in Sistan suture zone (South East Iran)
Keshlgar, Sh., Boomeri, M., Kananian, A., Nazari, M. 159
- Analysis of tectonic seismic activity in the Tabas area
Abbaspour, R., Moussavi, S. M. and Heyhat, M. R. 160
- Investigations on the geotectonic environment of Abdasht peridotites, SE Kerman Province, using spinel chemistry
Roudbari, T., Mouzzen, M., Moinzadeh, S.H. and Ahangari, M. 161
- The Impacts of the North Tabriz Fault on the quantitative and qualitative characteristics of the neighbor aquifer in the East of Tabriz City, Iran
Rajabpour, H. and Vaezihir, A. R. 162



سال ۱۱، شماره ۴۲، تابستان ۱۳۹۶

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

سر دبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا 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:

پرستو عطرسائی

صفحه‌آرا:

آرزو انصاری

چاپ:

بعثت

تاریخ انتشار: تابستان ۱۳۹۶

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.

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و دگرسانی کانه‌ها در رگه‌های اپی‌ترمال کانسار گلوچه، شمال زنجان

مجید قاسمی سیانی^{۱*}، بهزاد مهربانی^۲، حسین عزیزی^۳

۱. استادیار گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

۲. استاد گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

۳. دانشیار گروه اکتشاف معدن، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه کردستان

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۳/۱۰

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۷/۱۹

چکیده

کانسار چند فلزی اپی‌ترمال گلوچه در بخش مرکزی ایالت فلززایی طارم-هشتجین در منطقه ساختاری البرز-آذربایجان (البرز غربی) قرار دارد. کانسار گلوچه متشکل از چهار رگه اصلی در دو منطقه مجزا با نام‌های گلوچه شمالی و گلوچه جنوبی است. آندزیت بازالت و داسیت به ترتیب سنگ میزبان کانه‌زایی در گلوچه جنوبی و گلوچه شمالی هستند. این منطقه دربردارنده سنگ‌های نفوذی (گرانودیوریت، گرانیت و کوارتز مونزونیت)، دایک‌های دیابازی و سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری (داسیت، ریولیت، آندزیت بازالت، بازالت، آندزیت و توف) است. بر اساس روابط ژنتیکی و متقاطع رگه و رگچه‌ها، کانه‌زایی در رگه‌های گلوچه در سه مرحله (۱) مرحله اول شامل مجموعه کانی‌های حاوی آرسنیک-آنتیموان-مس-طلا-آهن، (۲) مرحله میانی شامل مجموعه کانی‌های حاوی سرب-روی-مس-نقره و (۳) مرحله پایانی حاوی هماتیت، گوتیت و کانی‌های حاوی نقره، بیسموت، طلا و سرب تشکیل شده است. مطالعات کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها نشان داد که گالن در مرحله دوم (زیر مرحله 2B) حاوی اذخالی‌هایی از کانی‌های نقره‌دار است. مهم‌ترین کانی‌های نقره‌دار در گلوچه شامل آرژنتیت، نقره طبیعی، تتراهیدریت نقره‌دار، پلی‌بازیت، ماتیلدیت و ماریت می‌باشند. کانه‌زایی طلا در زیر مرحله 1B (مرحله اول) به همراه هماتیت‌های ورقه‌ای (اسپیکولاریت) به صورت خالص و در زیر مرحله 3A (مرحله سوم) به صورت اذخال طلای خالص و الکتروم در هماتیت و کوارتز رخ داده است. دگرسانی‌های منطقه گلوچه شامل پروپیلیتی، آرژیلیکی، سیرسیتی و سیلیسی شدن بوده، که به صورت یک منطقه‌بندی مشخص تا ۳۰ متر اطراف رگه‌ها در سنگ میزبان گسترش دارند. حرارت‌سنجی کلریت در پهنه آرژیلیکی دمای ۲۷۵ درجه سانتی‌گراد (مرحله دوم کانه‌زایی) و در پهنه پروپیلیتی دمای ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد (مرحله سوم کانه‌زایی) را نشان می‌دهد. تبدلات گرمی پهنه‌های دگرسان نشان داد که عناصر آلومینیم، زیرکیم، تیتانیم، ایتیم، نیوبیم و عناصر نادر خاکی سنگین، عناصر غیر متحرک در طی دگرسانی هستند.

واژه‌های کلیدی: کانی‌شناسی، ژئوشیمی، دگرسانی، رگه‌های اپی‌ترمال، ایالت فلززایی طارم-هشتجین، گلوچه.

مقدمه

طارم-هشتجین در کمربند ماگمایی البرز غربی (کمربند ماگمایی البرز-آذربایجان)، در محل اتصال با کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، قرار دارد (افتخارنژاد، ۱۳۵۹؛ آقانباتی، ۱۳۸۳

کانه‌زایی گلوچه در شمال استان زنجان، در بخش میانی ایالت فلززایی طارم-هشتجین قرار گرفته است. ایالت فلززایی

* نویسنده مرتبط: majid4225@yahoo.com

کانیایی و رخداد کانی‌سازی چند مرحله‌ای، کانی‌شناسی، مطالعات هاله‌های دگرسان و تعیین توزیع فلزات قیمتی (طلا و نقره) در رگه‌های کانه‌دار گلوچه و تعیین میزان آنها از اهداف این تحقیق است.

روش مطالعه

برای مطالعات مینرالوگرافی، ژئوشیمی و دگرسانی کانه‌ها، تعداد ۱۲۰ مقطع صیقلی، نازک صیقلی و نازک از نمونه‌های برداشت شده از مغزه‌های حفاری، ترانشه، رگه و رگچه‌ها و پهنه‌های دگرسانی در منطقه گلوچه تهیه شد. مطالعات میکروسکوپی در دانشگاه خوارزمی و مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد. مطالعات تکمیلی‌تر بر روی نقاط مشخص شده در مرحله مطالعه میکروسکوپی به روش SEM در دانشگاه لیدز انگلیس با دستگاه مدل (FEI Quanta 650 FEG-ESEM) انجام شد. نقاط مشخص شده در بررسی مطالعات SEM برای مطالعات EPMA در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به وسیله دستگاه مایکروپروب مدل CAMECA X 100 با شرایط ۲۰ کیلوولت و ۲۰ نانو آمپر و با یک قطر اشعه یک تا پنج میکرون بررسی شده‌اند. همچنین تعداد ۸۰ نمونه XRD از فازهای کانه‌زایی برای شناسایی کانه‌های فلزی و غیرفلزی در رگه‌ها و پهنه‌های دگرسان در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد. برای مطالعات ژئوشیمی هاله‌های دگرسان تعداد ۲۶ نمونه از پهنه‌های دگرسان و غیر دگرسان به روش ICP-OES و XRF در دانشگاه خوارزمی مورد تجزیه قرار گرفت.

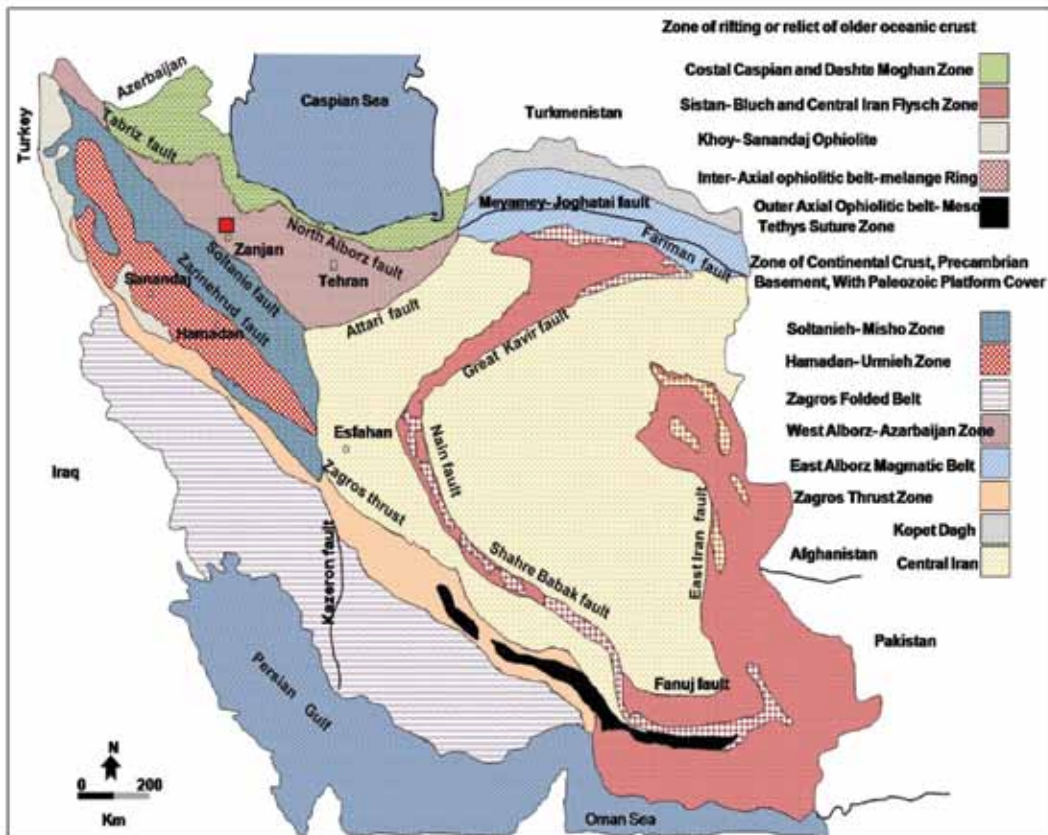
زمین‌شناسی

در ایالت فلززایی طارم- هشتجین سنگ‌هایی نفوذی و آتشفشانی-آذرآوری متعلق به سنوزوئیک با ترکیب حدواسط تا اسیدی گسترش دارند (فریدی و انوری، ۱۳۸۳). ایالت فلززایی طارم- هشتجین از چهار واحد چینه‌شناسی، سنگ بستر دگرگونی پرکامبرین، سنگ‌های دگرگونی کامبرین و پرمین، سنگ آهک و ماسه سنگ ژوراسیک تا کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی-نفوذی ائوسن تا الیگوسن تشکیل شده است (فریدی و انوری، ۱۳۸۳ و قربانی، ۱۳۸۶) (شکل ۲).

و قربانی، ۱۳۸۶) (شکل ۱). چرخه ماگماتیسم البرز در ائوسن-الیگوسن منجر به تشکیل سنگ‌های آذرین نفوذی، نیمه‌نفوذی و آتشفشانی-رسوبی از قبیل گدازه‌های بازالتی، آندزیتی، داسیتی، ریولیتی، توف و گرانیب تا گرانودیوریت در ایالت فلززایی طارم-هشتجین شده که باعث کانه‌زایی‌های متعددی در این پهنه شده است (قربانی، ۱۳۸۶ و حاج علیلو، ۱۳۷۸). رخداد توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی (حاج علیلو، ۱۳۷۸) و وجود پهنه‌های دگرسانی گسترده و متنوع (هادی‌زاده، ۱۳۸۳)، باعث شده تا ایالت فلززایی طارم-هشتجین از دیدگاه کانه‌زایی و زمین‌شناسی اقتصادی جزء مناطق مستعد برای اکتشاف رخداد‌های معدنی مختلف باشد (Ghorbani, 2013). منطقه معدنی گلوچه در بخش مرکزی ایالت فلززایی طارم-هشتجین واقع شده و اخیراً به‌عنوان یکی از پتانسیل‌های معدنی مهم فلزات پایه و گرانبها معرفی شده است. محدوده اکتشافی فلزات پایه و گرانبهای گلوچه برای اولین بار براساس نتایج حاصل از اکتشافات ۱:۱۰۰۰۰۰ ژئوشیمیایی ناحیه‌ای برگه هشتجین توسط شرکت توسعه علوم زمین (۱۳۸۲) اکتشاف شد. تاکنون معدنکاری مدرنی (به صورت روباز و زیرزمینی) در کانسار گلوچه انجام نشده و تنها آثار شدادی قدیمی به صورت تونل و چاه مشاهده شده است. طی چندین فاز اکتشافی مدرن از سال ۱۳۸۲ تا ۱۳۸۸، رگه و رگچه‌های کانی‌سازی شده در سرتاسر ناحیه گلوچه اکتشاف شد. طی سال‌های ۱۳۸۲ و ۱۳۸۳، رگه‌های گلوچه شمالی و در سال ۱۳۸۵، رگه‌های گلوچه جنوبی اکتشاف شد. در گلوچه جنوبی تعداد شش ترانشه اکتشافی به مترآژ ۳۲۰ متر و در گلوچه شمالی تعداد ده ترانشه اکتشافی به مترآژ ۲۸۰ متر حفر شده است. در منطقه معدنی گلوچه جنوبی تعداد هشت گمانه حفر و حدود ۱۰۶۰ متر مغزه حفاری استخراج شده و در منطقه گلوچه شمالی تعداد نه گمانه اکتشافی حفر و حدود ۱۱۵۰ متر مغزه حفاری از آن استخراج شده است. میزان ذخیره تقریبی گلوچه، ۲/۲۷ میلیون تن با عیار متوسط ۳ درصد سرب، ۲/۲ درصد روی، ۱/۵ درصد مس، ۲/۸۸ گرم در تن طلا و ۳۵۰ گرم در تن نقره برآورد شده است. توجه به وجود منطقه‌بندی در کانسار گلوچه، تنوع و پیچیدگی مجموعه

قرار گرفته است. واحد چینه‌شناسی مزوزوئیک، متشکل از ماسه‌سنگ، سنگ آهک و سیلتستون است که به صورت ناهمشیب بر روی واحد پرمین قرار گرفته است. بیشترین حجم ناحیه، متشکل از واحدهای آتشفشانی-نفوذی ائوسن-الیگوسن است که در سرتاسر ناحیه گسترش دارند.

سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین غیرقابل تفکیک هستند و از شیبست، فیلیت و سنگ‌های فلسیک تشکیل شده‌اند. واحد چینه‌شناسی کامبرین متشکل از دولومیت است که بر روی واحد پرکامبرین تشکیل شده است و خود در زیر واحد سنگی سنگ آهک و شیل دگرگونی درجه ضعیف پرمین



شکل ۱. تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی-ماگمایی ایران (افتخارنژاد، ۱۳۵۹)، موقعیت منطقه مورد مطالعه در کمان ماگمایی البرز غربی (پهنه البرز-آذربایجان) واقع شده است

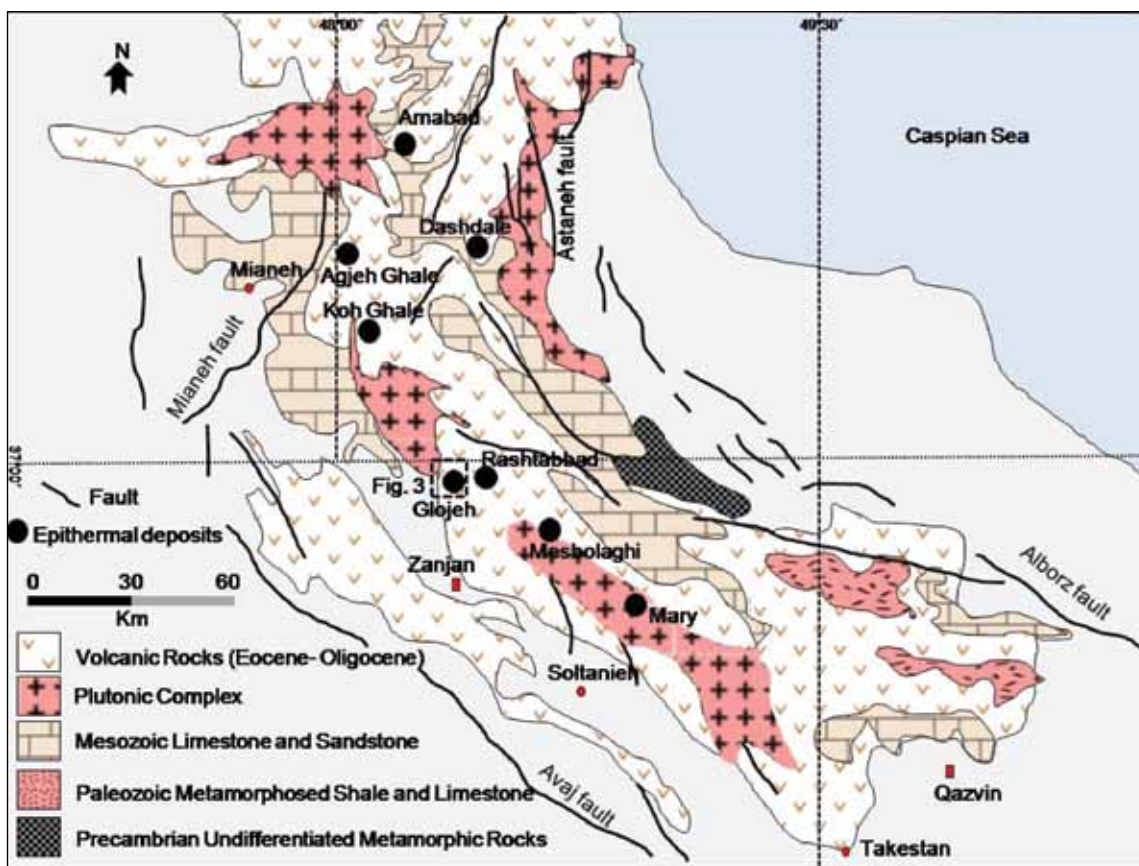
جنوبی هستند. آندزیت‌بازالت در گلوچه جنوبی با رنگ هوازده تیره در جنوب‌باختری منطقه دارای رخنمون است. درشت بلورها در آندزیت‌بازالت‌ها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوبین است که در زمینه میکروکریستالین و شیشه‌ای با بافت پورفیری مشاهده می‌شوند. داسیت‌ها در بخش مرکزی و باختر منطقه دارای گسترش وسیعی می‌باشند (شکل ۳). پلاژیوکلاز از نوع آندزین- الیگوکلاز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار به‌عنوان درشت بلور در این سنگ‌ها تبلور یافته است. بلورهای پلاژیوکلاز کائولینیتی شده‌اند و در مواردی دارای بافت گلومروپورفیری هستند. کوارتز به مقدار خیلی کم به‌عنوان فنوکریست تبلور یافته و بخشی از خمیره سنگ

منطقه گلوچه متشکل از واحدهای آتشفشانی-تخریبی، توده‌نفوذی، چندین دایک دیابازی و رسوبات کواترنری است (شکل ۳). کانی‌سازی منطقه گلوچه در دو بخش مجزا رخ داده است (شکل ۳). رگه و رگچه‌های بخش شمالی منطقه به نام گلوچه شمالی و رگه و رگچه‌های جنوبی به نام گلوچه جنوبی در نظر گرفته شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه دارای طیف ترکیبی بازالت تا ریولیت و سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری است. توده‌های نفوذی هم شامل گرانودیوریت، گرانیت و کوارتز مونزونیت است. در این بخش تنها به شرح واحد داسیتی و آندزیت‌بازالت پرداخته می‌شود که میزبان کانه‌زایی گلوچه شمالی و گلوچه

کانه‌زایی

همان‌طور که در بخش قبلی توضیح داده شد، کانه‌زایی در گلوچه در دو بخش جداگانه و به صورت رگه و رگچه‌های شمالی (گلوچه شمالی) و رگه و رگچه‌های جنوبی (گلوچه جنوبی) رخ داده است (شکل ۳). کانه‌زایی در گلوچه شمالی از دو رگه اصلی شماره یک و شماره دو و چندین رگه و رگچه فرعی در کنار هم و به موازات هم با روند شرقی-غربی تشکیل شده است (شکل ۴-الف). مجموع طول رگه‌ها حداقل ۱۵۰۰ متر و ضخامت متوسط ۲/۵ متر است. شیب رگه‌های کانه‌دار قائم و کمی متمایل به شمال می‌باشد. کانه‌زایی در گلوچه جنوبی در دو رگه اصلی (A و B) و چندین رگه فرعی در مجاورت رگه‌های کانه‌دار اصلی رخ داده است (شکل ۴-ب). رگه A به طول ۴۸۰ متر و ضخامت متوسط ۲/۵ متر، با راستای شمال شرق-جنوب غرب و رگه B با طول حدود ۶۰۰ متر و ضخامت متوسط سه متر دارای راستای شمال غرب-جنوب شرق است.

را همراه با آلکالی فلدسپات به صورت بلورهای بی‌شکل در ابعاد کریپتوکریستالین- میکروکریستالین تشکیل می‌دهد. سنگ‌های نفوذی با ترکیب گرانیتی، کوارتز-مونزونیتی و گرانودیوریتی به رنگ خاکستری مایل به سبز و یا صورتی هستند. سنگ‌های گرانیتی شامل پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن با بافت پرتیتی، کوارتز و بیوتیت است. بافت آنتی راپاکیوی و گرافیکی در گرانیت مشاهده شده است. سنگ‌های کوارتز-مونزونیت دارای بافت گرانولار-گرانولار مونزونیتی و در بخش‌هایی پوئی‌کلیتیک می‌باشند. کانی‌های اصلی از نوع پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن، کوارتز، بیوتیت، کلینوپیروکسن با تبدیل‌شدگی به آمفیبول و گاه هورنبلند است. گرانودیوریت‌ها متشکل از پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت هستند. آلکالی فلدسپار و هورنبلند نیز در این سنگ‌ها تشکیل شده است. بین فلدسپار پتاسیک و کوارتز، بافت گرافیک ناشی از هم‌رشدی این دو کانی دیده می‌شود.



شکل ۲. نمایی کلی از ایالت فلززایی طارم-هشتجین و نمایش واحدهای زمین‌شناسی و کانسارهای اپی‌ترمال در این پهنه (با تغییرات از قربانی، ۱۳۸۶)

دگرسانی

کوارتز، پیریت، کلریت و سریسیت می‌باشد (شکل ۶-و). دگرسانی آرژیلیکی در منطقه گلوچه به دو زیر پهنه قابل تقسیم است به طوری که در بخش‌های داخلی‌تر کانی‌های کوارتز، کائولینیت، آلونیت و پیریت تشکیل شده که مطابق با دگرسانی آرژیلیک پیشرفته است (شکل ۶-ز)، و در بخش‌های بیرونی‌تر، پهنه آرژیلیک با کانی‌های مونت مورونیت، سریسیت، کلسیت و ایلیت و به خصوص کلریت مشخص است که منطبق بر دگرسانی آرژیلیک حدواسط است (شکل ۶-و). بخش‌هایی از پهنه دگرسانی آرژیلیک (مرز زون آرژیلی و پروپیلیتی) مقدار کلریت افزایش می‌یابد و منطبق بر کانه‌زایی سرب و روی است (شکل ۶-ج).

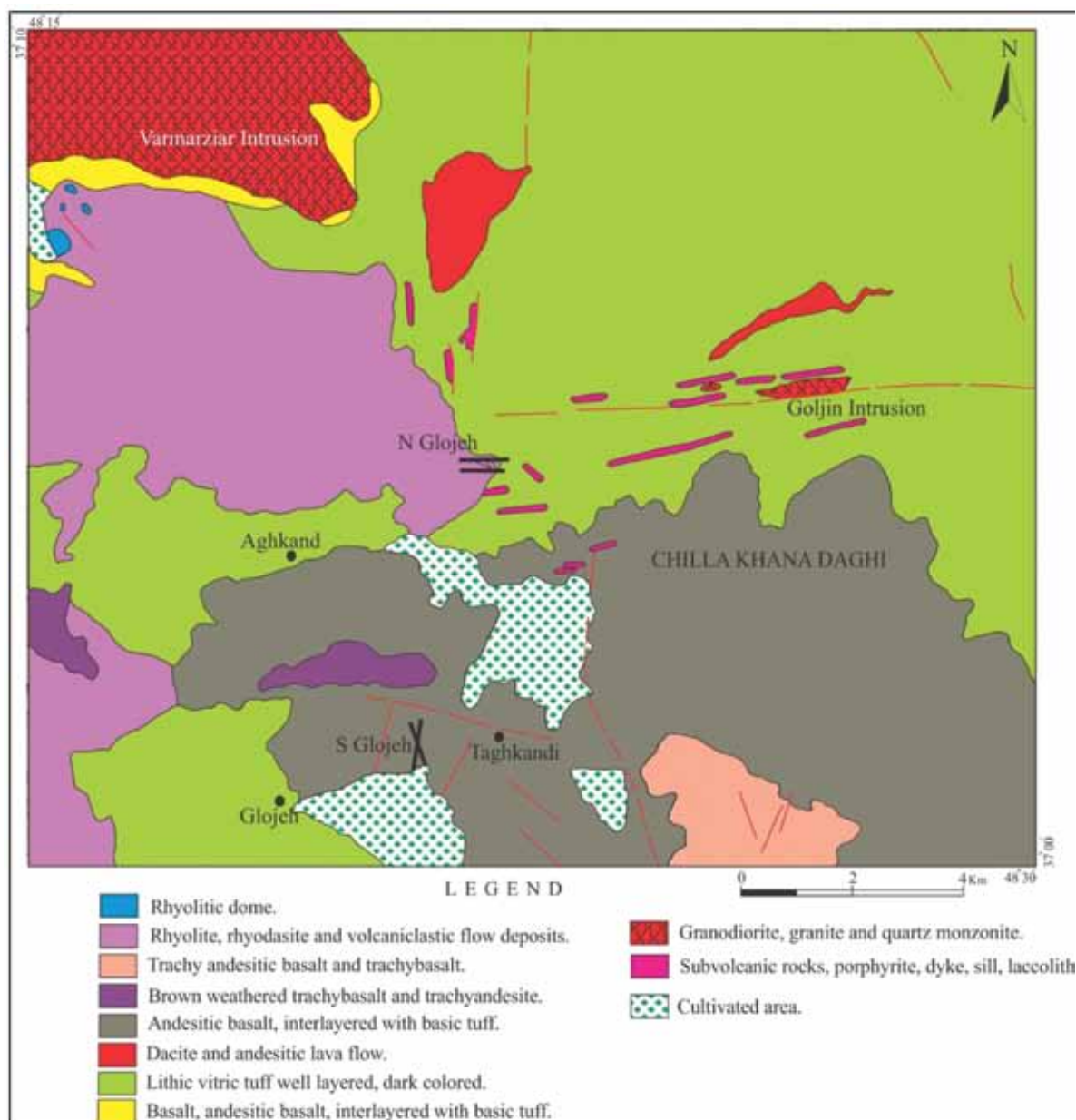
دگرسانی پروپیلیتیک در منطقه معدنی گلوچه گسترش بیشتری دارد و اغلب سنگ‌های رخنمون یافته متحمل دگرسانی پروپیلیتیک شده‌اند. دگرسانی پروپیلیتیک در سنگ‌های حدواسط و مافیک نسبت به سنگ‌های اسیدی گسترش بیشتری دارد (Gemmell, 2004, 2006). بنابراین دگرسانی پروپیلیتیک در گلوچه جنوبی دارای گسترش بسیار وسیعی است و به رنگ سبز روشن تا تیره دیده می‌شود (شکل ۶-ط). دگرسانی پروپیلیتیک در بخش بیرونی‌تر نسبت به رگه‌های معدنی تشکیل شده است. تحت تأثیر دگرسانی پروپیلیتی در واحدهای رخنمون یافته، پلاژیوکلازها به کانی‌های ثانویه از جمله کربنات، اپیدوت، سریسیت و کمی کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. کانی‌های مافیک نیز اغلب به کلریت، کربنات و اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند. پهنه‌های دگرسان در اطراف رگه‌های معدنی گلوچه یک پهنه‌بندی مشخصی را نشان می‌دهند. در نزدیک‌ترین فاصله به رگه‌های معدنی، پهنه دگرسان سیلیسی دیده شده و پهنه سریسیتی در بین پهنه سیلیسی و پهنه آرژیلیکی قرار دارد (شکل ۵-الف). این منطقه‌بندی و نوع دگرسانی‌ها قبلاً در کانسارهای اپی‌ترمال نیز گزارش شده است (Camprubi and Albinson, 2007; Buchanan, 1981). شکل ۷-الف به‌طور شماتیک (فاقد مقیاس) رگه‌های کانه‌زایی شده و منطقه‌بندی پهنه‌های دگرسان در اطراف رگه‌های گلوچه شمالی را نشان می‌دهد. پهنه‌های دگرسانی

یکی از ویژگی‌های کانسارهای اپی‌ترمال گسترش وسیع پهنه‌های دگرسانی در اطراف رگه‌های کانه‌زا است (Cooke and Simmons, 2000). در اطراف رگه‌های گلوچه نیز پهنه‌های دگرسان تا ۳۰ متر اطراف رگه‌ها در سنگ میزبان گسترش دارند (شکل ۵-الف و ج). پهنه‌های دگرسان در گلوچه شامل سیلیسی‌شدن، آرژیلیکی‌شدن، سریسیتی‌شدن و پروپیلیتی‌شدن است. در سنگ میزبان نیز پهنه‌های دگرسانی گسترش زیادی را نشان می‌دهند (شکل ۵-ب و د). سیلیسی‌شدن از متداول‌ترین انواع دگرسانی‌های گرمایی است که با افزایش مقدار درصد کوارتز و یا اکسیدهای سیلیس (چرت، اپال و کلسدوئن) در سنگ همراه است (Pirajno, 1992). پهنه دگرسانی سیلیسی، نزدیک‌ترین پهنه به رگه‌های کانه‌زایی است (شکل ۵-الف). سیلیسی‌شدن در اطراف رگه‌های گلوچه شمالی گسترش بیشتری دارد به طوری که در اثر تشکیل سیلیس در متن توفها، این سنگ‌ها به‌طور کامل سیلیسی‌شده و شبیه توف‌های ریولیتی شده‌اند. پهنه سیلیسی همراه با رگه است و به صورت توده‌ای و سخت می‌باشد (شکل ۶-الف). کانی اصلی این دگرسانی کوارتز است (شکل ۶-ب) و کانی‌های دیگر مثل کالسدونی، پیریت و آاناتاز به مقدار کمتر در این پهنه تشکیل شده‌اند. پهنه سیلیسی یا از طریق اضافه‌شدن سیلیس از محلول‌های هیدروترمالی تشکیل می‌شود و یا با تبدیل کانی‌هایی مثل پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن به کانی‌های رسی، مقدار زیادی سیلیس در متن سنگ آزاد می‌شود.

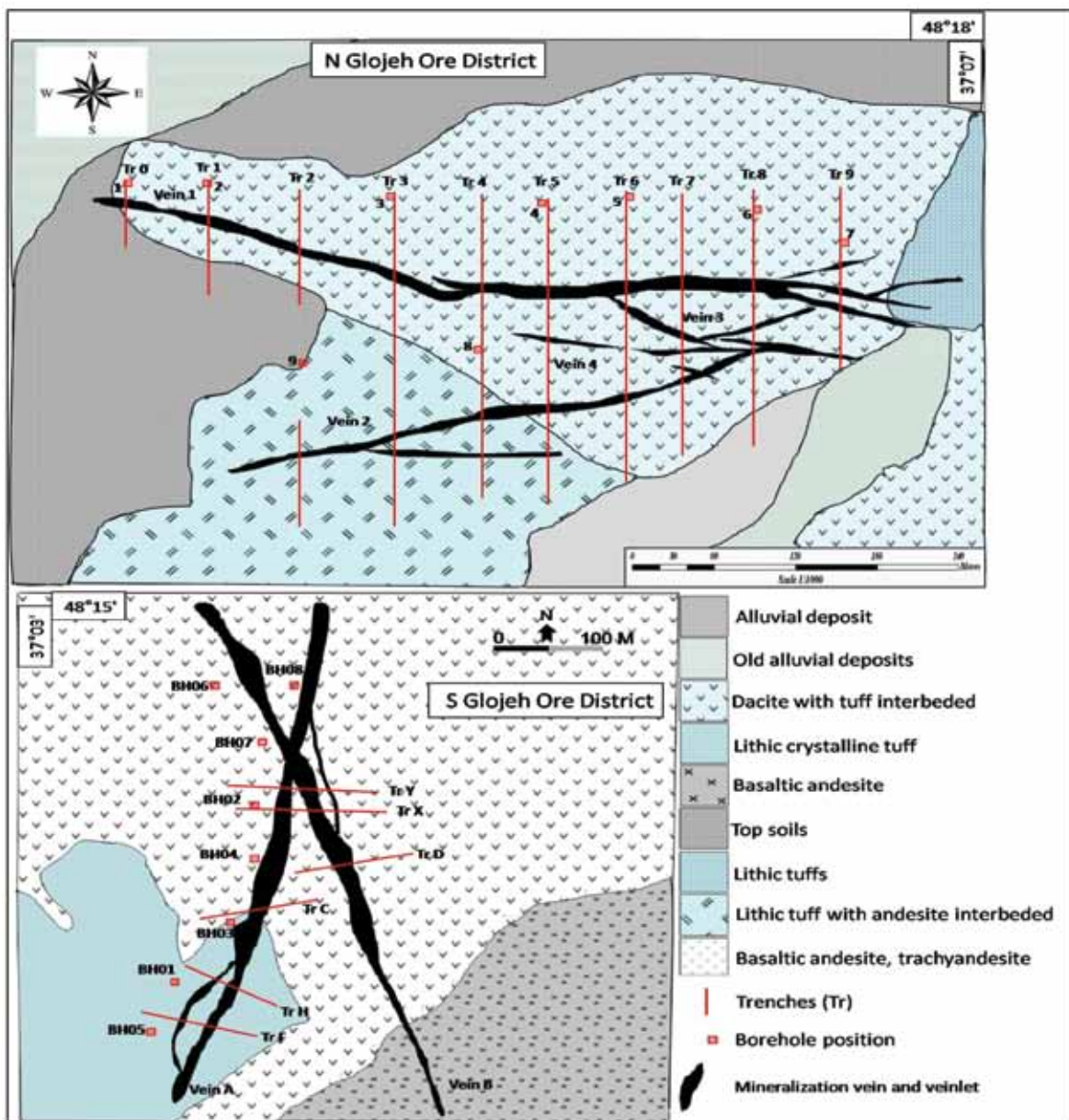
پهنه سریسیتی در زیر و اطراف پهنه آرژیلیکی گسترده شده و گسترش قابل توجهی به‌خصوص در اعماق دارد (شکل ۵-د). پهنه سریسیتی به رنگ نخودی و به همراه پهنه آرژیلیکی میزبان کانه‌زایی مس در گلوچه است (شکل ۶-ج) کانی‌های شاخص پهنه سریسیتی شامل سریسیت ریز دانه (موسکوویت)، پیریت و کوارتز و به مقدار کمتر کلسیت هستند (شکل ۶-د). رخداد دگرسانی آرژیلیکی در منطقه گلوچه به رنگ سفید تا کرم روشن (آرژیلی حدواسط) تا قرمز رنگ (آرژیلی پیشرفته) (شکل ۶-ه) است و متشکل از کانی‌های کائولینیت، ایلیت، مونت‌مورونیت، آلونیت،

بیان کردند که در مناطقی با توپوگرافی مسطح گسترش سیالات دگرسانی در اطراف رگه‌های کانه‌دار تدریجی است و پهنه‌های دگرسان دارای تقارن و از گسترش بیشتری برخوردار هستند. در منطقه گلوچه، گلوچه جنوبی دارای توپوگرافی مسطح است و گلوچه شمالی شیب توپوگرافی شدید دارد. بنابراین در گلوچه جنوبی، پهنه‌های دگرسان تقارن و گستردگی بیشتری نسبت به گلوچه شمالی دارند.

در گلوچه شمالی و جنوبی از لحاظ وسعت و گستردگی دارای تفاوت‌هایی هستند. از مهم‌ترین این تفاوت‌ها منطقه‌بندی مشخص پهنه‌های دگرسان در گلوچه جنوبی نسبت به گلوچه شمالی است. به طوری که پهنه‌های دگرسان در گلوچه جنوبی در سطح دارای رخنمون وسیع هستند و با چشم و با توجه به تغییر رنگ می‌توان مرز پهنه‌های دگرسان را تشخیص داد (شکل ۵-الف و ج). (White and Hedenquist (1995)



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی ساده شده گلوچه با تغییرات بر اساس نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ هشتجین (فریدی و انوری، ۱۳۸۳). رگه و رگچه‌های گلوچه شمالی (N Glojeh) و رگه و رگچه‌های گلوچه شمالی (S Glojeh) بر روی نقشه مشخص شده است



شکل ۴. واحدهای زمین‌شناسی و موقعیت رگه‌های کانه‌زایی در گلوچه شمالی (N Glojeh) و گلوچه جنوبی (S Glojeh)

حرارت‌سنجی و هاله‌های دگرسان

$(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn, Al)_6((Si, Al)_4 O_{10})(OH)_8$ است. اساس این روش بر این مطلب استوار است که جانشینی آلومینیوم در موقعیت تتراهدری (Al^{IV}) با سیلیسیم تابع تغییرات دما است. بنابراین قطب غنی از آلومینیوم در محلول جامد کلریت می‌تواند به‌عنوان یک حرارت‌سنج استفاده شود (Chathelina, 1988; Chathelina and Nieva, 1985). به همین منظور ابتدا کلریت و سریسیت توسط میکروپروپ

برای مطالعات حرارت‌سنجی، پس از مطالعات پتروگرافی، دو نمونه کلریت و یک نمونه سریسیت از پهنه‌های دگرسان به‌وسیله دستگاه الکترون میکروپروپ در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفت. برای به دست آوردن درجه حرارت تشکیل کلریت از نمودار تصحیح شده (Chathelina 1988) استفاده شده است. فرمول کلی کلریت به صورت

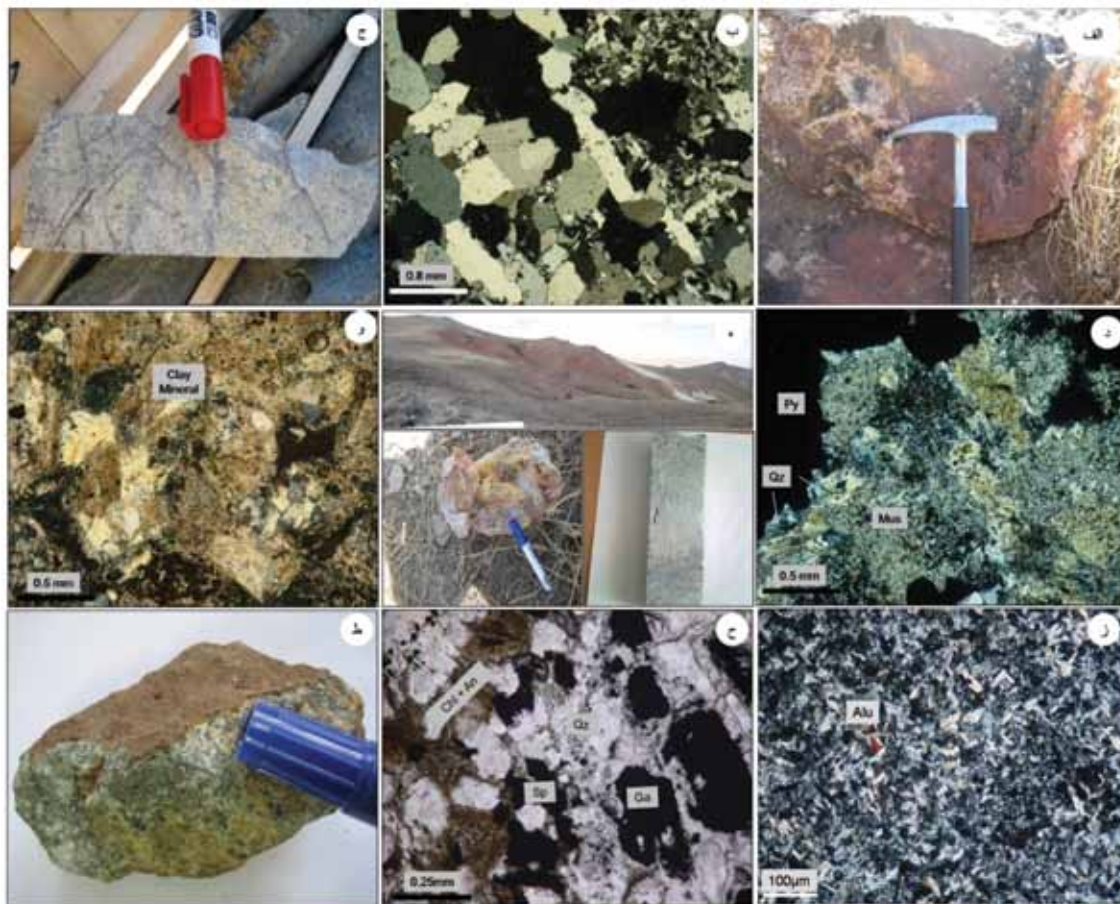


شکل ۵. تصاویر صحرایی از منطقه‌بندی پهنه‌های دگرسانی در اطراف رگه‌های معدنی گلوچه که از داخل به خارج شامل پهنه سیلیسی، پهنه سریسیتی، پهنه آرژیلیک و پهنه پروپیلیتی است. الف و ج) تغییر رنگ در هر یک از پهنه‌های دگرسانی مشخص است، ب) پهنه گسترده دگرسانی آرژیلیک و د) پهنه دگرسانی سریسیت را نشان داده است

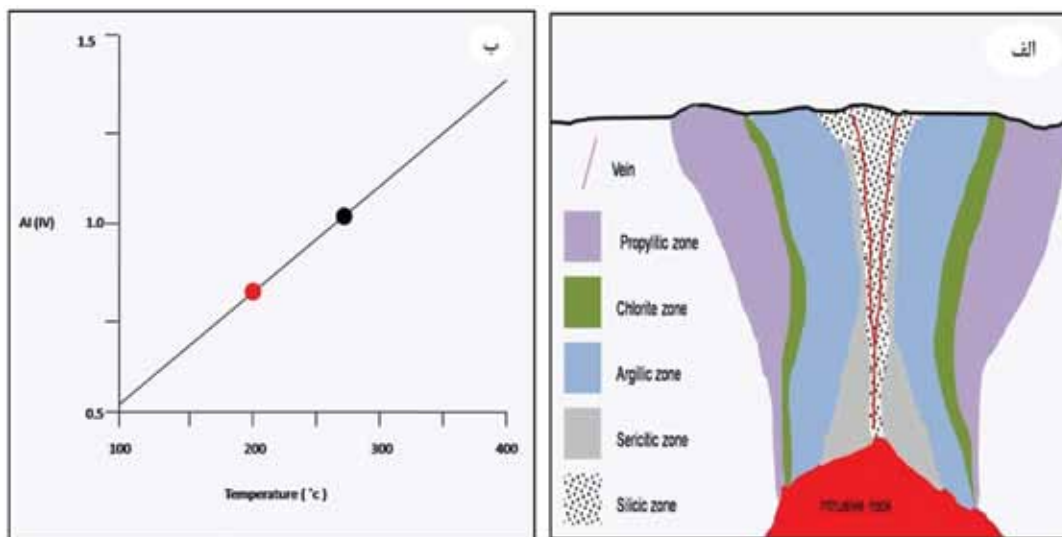
تشکیل کلریت به دست می‌آید (شکل ۷-ب). با توجه به شکل ۷-ب درجه حرارت تشکیل پهنه کلریتی (مرز بین پهنه آرژیلیک حدواسط و پروپیلیتیک) به‌طور میانگین ۲۷۵ درجه سانتی‌گراد (۲۶۵ تا ۲۸۰ درجه سانتی‌گراد) و پهنه پروپیلیتیک ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد (۱۹۰ تا ۲۰۵ درجه سانتی‌گراد) به دست آمد. مقدار آهن و پتاسیم سریسیت نیز با افزایش دما رابطه مستقیم و مقدار منیزیم رابطه عکس دارد (Chathelina and Nieva, 1985). با استفاده از این مقادیر دمای تشکیل سریسیت در رگه‌های منطقه گلوچه (گلوچه شمالی) ۲۹۵ درجه سانتی‌گراد به دست آمد.

تجزیه نقطه‌ای شد و پس از مشخص شدن درصد اکسیدهای اصلی با استفاده از نرم‌افزارهای پترولوژی فرمول ایده‌آل کلریت ساخته شد و مازاد آلومینیوم مصرف شده در فرمول کلریت به صورت آلومینیوم تتراهدری (Al^{IV}) در نظر گرفته شد (جدول ۱). سپس از نمودارهای الگو ارائه شده توسط (Chathelina, 1988) استفاده شد.

ابتدا محل نمونه‌ها با توجه به مقادیر Al^{IV} در محور قائم این نمودار مشخص می‌شود؛ سپس این نقاط با خطوط افقی به خطی که در نمودار (ارائه شده به‌وسیله) (Chathelina, 1988) رسم شده، وصل می‌شود و دمای



شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی و نمونه دستی از دگرسانی‌های اطراف رگه‌های منطقه معدنی گلوچه، (الف) رگه سیلیسی شده همراه با آغستگی‌های اکسید و هیدرواکسید آهن، (ب) کوارتزهای قشری مهم‌ترین کانی در دگرسانی سیلیسی هستند، (ج) نمونه دستی از دگرسانی نخودی رنگ سریسیت را نشان داده است، (د) دگرسانی سریسیتی متشکل از مووسکویت (Ms)، کوارتز (Qz)، پیریت (Py)، (ه) پهنه دگرسانی آرژیلیک را نشان داده است که از رنگ سفید تا کرم روشن (آرژیلی حدواسط) تا قرمز رنگ (آرژیلی پیشرفته) متغییر است، (و) کانی‌های رسی (به‌خصوص کائولینیت) مهم‌ترین کانی‌های دگرسانی آرژیلیک حدواسط هستند، (ز) آلونیت در زون آرژیلیک پیشرفته، (ح) کانه‌زایی سرب و روی همراه با دگرسانی کلریتی و (ط) نمونه دستی از دگرسانی پروپیلیتی که به رنگ سبز را نشان داده است



شکل ۷. الف) مدل شماتیک از منطقه‌بندی پهنه‌های دگرسانی در اطراف رگه‌های گلوچه (گلوچه شمالی) (فاقد مقیاس)، (ب) موقعیت کلریت پهنه پروپیلیتی (دایره قرمز) و کلریت پهنه کلریتی (دایره سیاه) و دماهای به‌دست‌آمده در نمودار ارائه شده توسط (Chathelina, 1988) که به ترتیب دمای میانگین ۲۰۰ و ۲۷۵ درجه سانتی‌گراد را دارند

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های دگرسان و سنگ‌های آذرین گلوچه به روش ICP-OES و اکسیدهای اصلی به روش XRF در آزمایشگاه دانشگاه خوارزمی

sample	G1 Gls-Ts- 26c	G2 Gls-Ts- 103	G3 Gls-Ts- 25b	G4 Gls-Ts- Bh3-30	G5 Gls-Ts- Bh2	G6 Gls-R- 03	G7 Gls-R- 02	G8 Gls-R- 01	G9 Gls-Ts- 01	G10 Gls-Ts- 02	G11 Gls-Ts- 03	G12 D-Rs- 21	G13 Gls-Ts- A	G14 Gls-Ts- H1
	Altered rocks	Altered rocks	Altered rocks	Altered rocks	Altered rocks	Altered rocks	Altered rocks	Altered rocks	Altered rocks	Altered rocks	Altered rocks	Rhyolite	Altered rocks	Andesite breast
SiO ₂ (wt%)	۶۰/۴۲	۵۵/۲۵	۶۸/۹۰	۵۰/۴۰	۵۸/۵۲	۶۰/۳۰	۶۰/۹۱	۶۲/۷۲	۶۰/۴۹	۶۰/۵۹	۶۷/۹۷	۶۲/۰۴	۸۰/۴۴	۵۱/۷۷
TiO ₂	۰/۵۳	۰/۷۵	۰/۸۵	۰/۹۵	۰/۹۳	۰/۷۴	۰/۹۲	۰/۷۲	۰/۵۷	۰/۰۳	۰/۸۰	۰/۰۲	۰/۲۸	۱/۸۰
Al ₂ O ₃	۱۳/۶۰	۱۹/۵۰	۱۲/۴۵	۱۰/۲۵	۱۰/۵۰	۱۰/۵۰	۱۲/۲۰	۱۲/۱۰	۱۱/۹۰	۲۰/۴۷	۵/۴۷	۱۶/۶۷	۷/۵۰	۱۴/۸۰
Fe ₂ O ₃ (tot)	۷/۹۵	۷/۹۰	۴/۲۹	۴/۳۰	۱۵/۰۰	۷/۶۰	۴/۳۰	۱۰/۰۰	۷/۶۰	۲/۵۰	۵/۰۰	۹/۱۵	۴/۲۰	۹/۱۵
MnO	۰/۵۵	۰/۷۵	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۳۵	۰/۱۰	۰/۱۰	۱/۱۰	۰/۱۵	۰/۲۰
MgO	۴/۱۰	۶/۱۰	۱/۵۰	۱/۰۰	۰/۲۰	۰/۵۰	۰/۴۰	۰/۸۰	۶/۵۰	۰/۶۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۶۰	۵/۳۹
CaO	۲/۱۰	۰/۵۰	۰/۲۸	۰/۲۰	۱/۲۶	۰/۲۸	۰/۵۶	۰/۷۰	۰/۵۶	۰/۳۴	۱/۰۰	۱/۵۰	۰/۲۸	۶/۵۰
Na ₂ O	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۸	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۴۶	۰/۸۱	۰/۶۱	۰/۹۰	۰/۳۳	۰/۰۱	۲/۷۰
K ₂ O	۲/۴۱	۲/۴۰	۲/۱۰	۳/۸۰	۴/۲۰	۳/۰۰	۱/۲۵	۲/۸۲	۲/۴۰	۱/۵۰	۳/۸۰	۲/۶۰	۰/۵/۲	۴/۲۰
P ₂ O ₅	۰/۲۳	۰/۱۸	۰/۰۷	۰/۲۷	۰/۵۰	۰/۲۰	۰/۴۶	۰/۱۷	۰/۲۵	۰/۰۲	۰/۲۷	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۲۰
LOI	۸/۵۰	۶/۰۰	۸/۲۰	۹/۵۶	۵/۰۰	۱۱/۸۰	۱۰/۷۵	۱۰/۲۵	۸/۶۰	۱۰/۶۰	۵/۲۰	۵/۲۲	۲/۵۰	۵/۴۵
Total	۹۹/۴۹	۱۰۰/۴۵	۹۹/۷۹	۹۷/۵۰	۱۰۰/۴۶	۹۵/۹۹	۹۷/۰۹	۹۹/۷۸	۹۹/۹۳	۹۷/۳۶	۱۰۰/۳۱	۹۹/۲۳	۱۰۰/۵۸	۱۰۰/۶۷
Ppm														
Ag	۱>	۱۲	۷	۳	۱>	۱>	۱>	۱>	۱>	۴	۱>	۱۱	۱>	۱>
As	۲۸	۲۸	۹۱۰	۲۶	۳۷	۳۹	۵	۳۳۶	۲۹	۲۲	۵۴	۱۱۶	۲۷	۳۰
Ba	۵>	۵>	۶	۱۲	۵>	۵>	۱۲	۵>	۵>	۵	۸	۱۰	۵>	۶
Bc	۱>	۱>	۱>	۱>	۴	۲	۱>	۱>	۱>	۱>	۱>	۱>	۱>	۲
Bi	۵>	۵>	۵>	۵>	۵>	۵>	۵>	۵>	۵>	۵>	۵>	۱۹	۵>	۵>
Cr	۵۸	۸۱	۶۲	۸۱	۷۲	۴۰	۸۱	۸۴	۴۵	۸۵	۵۶	۱۰۳	۴۲	۴۲
Co	۲۶	۲۰	۱۱	۲۶	۸۴	۲۲	۱۳	۱۱	۲۸	۶	۱۰	۱۵	۸	۴۱
Ni	۲۸	۳۳	۵>	۵>	۱۱۷	۱۰	۵>	۵	۱۶	۵>	۵>	۵>	۵>	۱۹
Sb	۱۸	۱۶	۴۹	۲۶	۴۰	۲۵	۱۰	۲۵	۱۲	۲۴	۷۴	۱۰۹	۵>	۵>
Sc	۲۲	۱۵	۱۷	۶	۱۵	۵	۷	۱۱	۱۹	۵	۵	۵	۵	۱۹
Sr	۳۱	۸	۲۳۶	۴۶	۸۱	۱۵۰	۷۱۱	۲۳۸	۲۳۲	۲۳	۱۰۶۶	۲	۵۵	۴۱۱
Zn	۱۵۴۸	۴۹۵۶	۸۳	۵۸۳	۵۹	۱۷	۱۰>	۳۲۰	۱۱۱۴	۱۸۰	۱۰>	۴۳۱	۷۵۰	۱۱۷
Pb	۲۵۷	۸۱۱	۳۵۲	۸۰	۱۶	۱۰>	۱۰>	۲۹۹	۱۰>	۸۱	۲۷	۴۶۵	۳۵۷	۱۰>
Cd	۶	۲	۸	۱>	۱>	۱>	۱>	۳	۱>	۱>	۱>	۳	۱>	۱>
V	۱۶۹	۱۵۹	۱۴۱	۲۴۶	۲۰۹	۱۳۵	۲۴۵	۲۲۲	۱۵۸	۹۴	۱۲۹	۱۸	۲۵	۱۸۸
Y	۱۶	۹	۱۰	۵>	۱۵	۵>	۵>	۵>	۱۶	۵>	۵>	۵>	۱۱	۱۹
Cu	۱۲	۵	۱۰۲	۵	۱۰۸	۵>	۵>	۸۰۸	۵>	۱۵	۵>	۴۱۴	۱۸	۲۱
Mn	۴۲۶۵	۵۸۷۱	۳۵۶	۴۶۵	۱۳۶	۴۷	۲۳	۳۵۶	۱۹۴۹	۷۵	۱۰>	۱۰۹	۱۹۹	۱۹۸۱
Mo	۱>	۱>	۱>	۱>	۱>	۱>	۲	۱>	۱>	۱>	۱>	۳	۱>	۱>
Li	۶۴	۷۱	۲۲	۲۸	۲۴	۸۹	۵۰	۴۷	۴۷	۳۲	۱۸	۵۴	۲۹	۵۲
La	۱۹	۹	۲۱	۵	۱۹	۷	۱۹	۲	۲۳	۵	۹	۵	۱۶	۴۷
Ce	۴۱	۲۷	۵۶	۱۸	۴۶	۲۰	۴۶	۲۱	۴۷	۱۱	۲۶	۱۱	۳۳	۶۵
Sm	۵	۱>	۴	۲	۴	۱	۲	۲	۵>	۴	۳	۲	۳	۷
Eu	۱	۱>	۱	۱>	۱	۱>	۱>	۱>	۱>	۱	۱>	۱>	۱	۲
Hf	۱۶	۱۳	۱۰	۸	۸	۷	۹	۸	۱۰	۶	۶	۶	۸	۱۲
SiO ₂ (wt%)	۵۷/۰۰	۵۶/۴۲	۶۰/۱۲	۷۱/۰۰	۵۶/۲۴	۵۶/۰۰	۶۶/۰۰	۶۶/۰۰	۷۰/۰۰	۷۱/۰۰	۶۹/۲۵	۷۱/۶۸	۵۵/۴۵	
TiO ₂	۰/۴۲	۰/۵۸	۰/۸۸	۰/۲۲	۰/۸۰	۰/۸۰	۰/۶۳	۰/۵۵	۰/۵۵	۰/۵۰	۰/۵۳	۰/۵۰	۰/۲۰	
Al ₂ O ₃	۱۱/۰۰	۱۵/۴۵	۱۴/۸۰	۹/۲۰	۱۴/۸۰	۱۴/۰۰	۱۴/۰۰	۱۴/۱۰	۱۴/۱۰	۱۴/۷۰	۱۴/۰۰	۱۴/۰۰	۱۰/۱۲	
Fe ₂ O ₃ (tot)	۴/۳۰	۱۴/۵۰	۷/۱۵	۴/۳۰	۷/۶۰	۱۰/۰۰	۴/۳۳	۴/۳۰	۴/۳۰	۴/۳۰	۷/۱۵	۲/۹۰	۶/۵۰	
MnO	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۵۴	۰/۱۰	۰/۴۲	۰/۳۰	۰/۱۷	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۴	۰/۵۶	۰/۰۵	۰/۵۳	
MgO	۰/۸۰	۰/۱۰	۳/۵۰	۰/۱۵	۶/۳۰	۵/۵۰	۱/۵۰	۱/۵۰	۱/۰۰	۱/۶۰	۴/۶۰	۲/۱۰	۳/۸۰	
CaO	۰/۵۶	۰/۲۸	۷/۵۰	۴/۵۰	۲/۰۰	۹/۱۰	۲/۱۰	۲/۸۸	۲/۸۷	۲/۱۸	۲/۳۰	۲/۳۰	۶/۲۱	
Na ₂ O	۰/۸۰	۰/۵۰	۰/۲۰	۱/۴۰	۰/۵۵	۰/۴۰	۳/۵۰	۲/۶۰	۲/۶۰	۲/۶۵	۳/۵۱	۳/۸۰	۲/۱۰	
K ₂ O	۵/۲۰	۳/۰۰	۳/۲۰	۴/۱۰	۷/۰۰	۳/۸۰	۳/۸۰	۳/۵۰	۳/۲۰	۳/۲۰	۳/۰۰	۴/۲۰	۳/۳۰	
P ₂ O ₅	۰/۱۵	۰/۱۶	۳/۲۰	۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۲۸	۰/۱۸	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۲۰	
LOI	۳/۵۰	۲/۸۰	۴/۲۰	۳/۵۰	۳/۶۶	۱/۱۰	۲/۵۰	۱/۰۰	۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۱۰/۲۲	
Total	۱۰۰/۶۵	۱۰۰/۲۹	۱۰۰/۲۱	۹۹/۹۷	۹۸/۰۲	۹۹/۵۸	۹۹/۷۴	۱۰۰/۱۵	۱۰۰/۵۸	۱۰۰/۲۲	۱۰۰/۹۳	۱۰۰/۹۳	۹۹/۳۵	

ادامه جدول ۲

Sample	G15 G11-Hr-14	G16 G14-04	G17 G12-02	G18 G11-HR-09	G19 G14-01	G20 G15-Ts-H15	G21 Go-Dy-08	G22 Go-gr-12	G23 Va-gr-19	G24 Go-gr-12	G25 Va-gr-19	G26 G15-Ts-24A
	Altered rocks	Altered host	Altered	Hydrothermal	Altered	Altered	Unaltered	Granite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Altered rocks
Ppm												
Ag	>	>	>	11	8	>	>	>	>	>	2	>
As	18	150	104	48	22	54	24	5	5	82	12	222
Ba	>	>	>	>	>	>	10	>	>	>	>	8
Be	>	>	>	4	>	>	>	4	4	1	>	>
Bi	>	>	>	7	>	>	>	>	>	>	>	>
Cr	52	47	114	27	20	99	28	51	48	57	28	104
Co	11	15	24	17	24	24	14	12	12	24	12	22
Ni	>	12	25	>	20	22	>	>	>	18	5	122
Sb	12	18	21	52	15	12	>	>	>	25	>	145722
Sc	8	12	18	4	15	18	5	5	5	20	5	2
Sr	90	12	58	25	222	122	224	114	227	29	184	827
Zn	404	2816	117	4122	5702	298	125	44	24	1511	25	59
Pb	174	442	15	1384	986	178	>	11	14	248	20	47
Cd	>	2	>	>	4	>	>	>	>	4	>	2
V	42	222	258	22	172	210	24	27	22	148	24	27
Y	12	>	14	>	14	11	8	8	12	12	>	>
Cu	12	421	227	288	145	14	>	11	>	>	>	22
Mn	220	527	4082	544	2805	2209	1274	402	222	4228	222	122
Mo	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>
Li	22	44	27	59	41	42	54	22	22	15	5	22
La	22	5	25	20	21	22	12	12	22	15	5	8
Ce	52	14	25	25	24	22	28	22	22	24	24	21
Sm	5	>	4	2	4	1	2	2	>	4	2	2
Eu	1	>	1	>	1	>	>	>	>	1	>	>
Hf	4	4	11	7	12	10	10	4	7	11	4	4

ژئوشیمیایی روبیدیم با عنصر پتاسیم است. افزایش روبیدیم در دگرسانی سریسیتی نیز به دلیل افزایش پتاسیم رخ داده است. در دگرسانی پروپلیتی، اکسیدهای منیزیم و آهن به دلیل افزایش کانی کلریت غنی‌شدگی داشته و اکسید سدیم و پتاسیم به دلیل وجود جاروسیت و ناتروجاروسیت غنی‌شدگی نشان داده است. تهی‌شدگی اکسید منگنز در پهنه پروپلیتیک رخ داده است. مقادیر عناصر استرانسیم و باریم در اغلب دگرسانی‌ها کاهش نشان می‌دهد که به دلیل خارج شدن این دو عنصر توسط محلول‌های گرمایی از شبکه کانی‌ها است. کاهش استرانسیم در نمونه‌های دگرسان شده نسبت به عنصر باریم بیشتر است.

کانه‌زایی

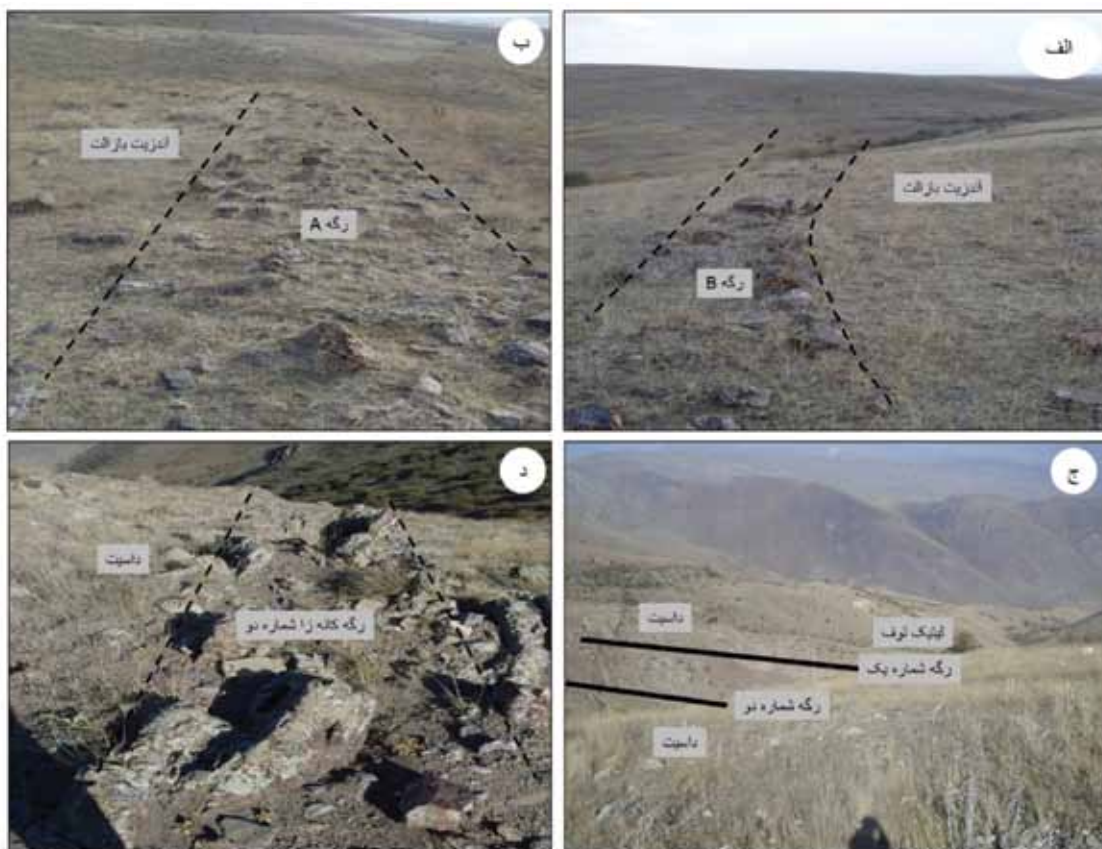
کانه‌زایی در گلوچه به صورت کانه‌زایی سرب، روی، مس، طلا، نقره و مقادیر قابل توجهی بیسموت و کادمیم است. کانه‌زایی در گلوچه جنوبی شامل دو رگه اصلی A و B است

در دگرسانی آرژیلیکی، اکسیدهای کلسیم، سدیم، فسفر و منگنز بر اثر فروشست این عناصر، کاهش شدیدی نشان می‌دهند. در دگرسانی آرژیلیک پیشرفته به دلیل وجود کانی آلونیت و کوارتز، مقدار اکسیدهای سیلیسیوم، پتاسیم و آلومینیوم غنی‌شدگی نشان داده است. غنی‌شدگی اکسید آهن در این پهنه احتمالاً به دلیل وجود کانی کلریت در دگرسانی آرژیلیک است. در دگرسانی آرژیلیک پیشرفته، عناصر نادرخاکی سبک تهی‌شدگی و عناصر نادر خاکی سنگین، غنی‌شدگی نشان می‌دهند. عناصر فلزی مانند سرب، مس و روی در دگرسانی آرژیلیک پیشرفته و حدواسط تهی‌شدگی نشان می‌دهند که علت آن تجمع عناصر مذکور در رگه‌های کانی‌سازی و تهی‌شدگی آنها در سنگ دگرسان شده می‌باشد. در دگرسانی سریسیتی، مقدار اکسید پتاسیم به دلیل تشکیل سریسیت و سریسیتی‌شدن پلاژیوکلاز افزایش نشان می‌دهد. تغییرات روبیدیم با اکسید پتاسیم رابطه مستقیم دارد و این مساله نشانگر تشابه خصوصیات

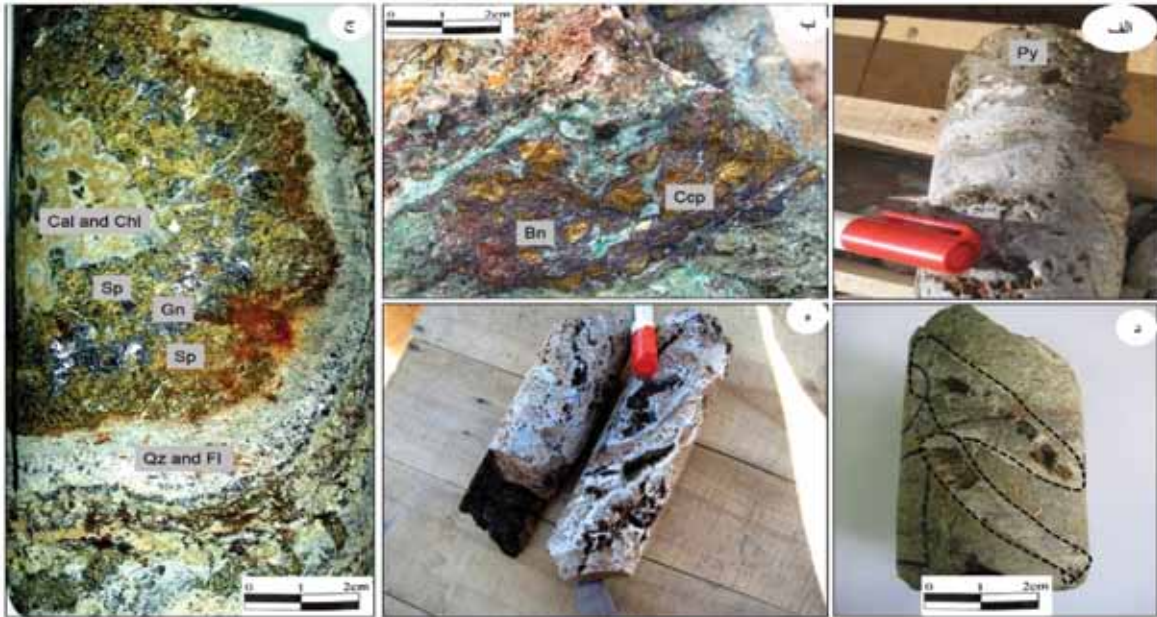
بیشتر کوارتز، کلسیت، فلوریت و سیلیکات‌ها و کربنات‌های منگن‌دار می‌باشند. رگه‌های گلوچه شمالی و جنوبی در ۴۰ متر بالایی خود متحمل پدیده‌های سوپرژن و هوازدگی شده‌اند که کانی‌های سوپرژن در آنها تشکیل شده است. عیار میانگین طلا و نقره برابر ۲/۱۰ و ۴۲۰ گرم در تن در گلوچه شمالی و ۲/۹۰ و ۷۳ گرم در تن در گلوچه جنوبی است. بر اساس روابط بین رگه‌ها و کانی‌ها نسبت به یکدیگر، توالی پاراژنزی کانسار گلوچه رسم شده است. توالی پاراژنزی در کانسار گلوچه به سه مرحله تقسیم می‌شود (شکل ۱۲).

مرحله اول: مرحله اول به دو زیرمرحله تقسیم شده است. زیرمرحله 1A با ته‌نشینی کوارتز به صورت توده‌ای و ووگی شروع می‌شود. پیریت نیز به صورت توده‌ای و خودشکل همراه با مگنتیت در این مرحله تشکیل شده است (شکل ۱۳-الف). بلورهای پیریت خردشده و کانه‌های سولفیدی مرحله بعد (اسفالریت-کالکوپیریت-گالن) در شکستگی‌های پیریت جانشین شده است.

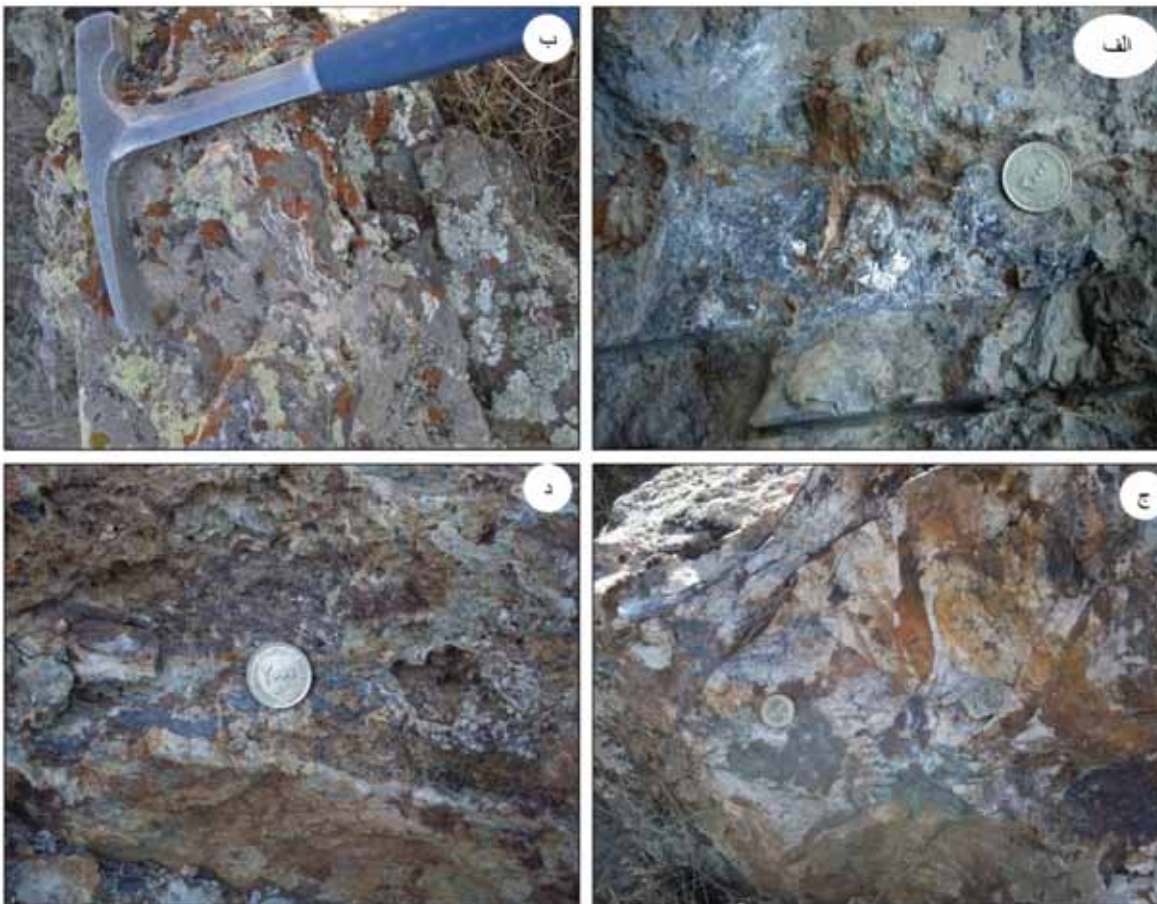
که جهت این دو رگه با هم متفاوت است (شکل ۹-الف و ب). رگه A با امتداد شمال شرق-جنوب غرب (تقریباً شمالی-جنوبی) و رگه B دارای امتداد شمال غرب-جنوب شرق است. گلوچه شمالی از دو رگه اصلی تقریباً موازی و چندین رگه فرعی در راستای غربی-شرقی دارد (شکل ۹-ج و د). کانه‌زایی در گلوچه جنوبی نیز از فلزات پایه و گرانبها تشکیل شده و نسبت به گلوچه شمالی مقادیر کمتری نقره تشکیل شده است. کانه‌زایی در گلوچه به صورت توده‌ای (بیش از ۴۰ درصد) (شکل ۱۰-الف)، برشی (شکل ۱۰-ب)، باندهای قشری تقریباً متقارن (شکل ۱۰-ج)، رگه و رگچه (شکل ۱۰-د) و پرکننده فضای خالی (شکل ۱۰-ه) است. بافت‌های کلوفرم، جانشینی، استوک ورک و لایه‌ای نیز به مقدار کمتر در رگه‌ها دیده شده است (شکل ۱۱). کانه‌های اصلی در گلوچه شامل گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، بورنیت، بورنویت، کالکوسیت، کوولیت، کانی‌های سولفوسالتی، انارژیت، فاماتینیت، تتراهدريت، گرینوکیت، تانانتیت، کانه‌های بیسموت‌دار و کانه‌های فلزات گرانبها است. کانی‌های باطله



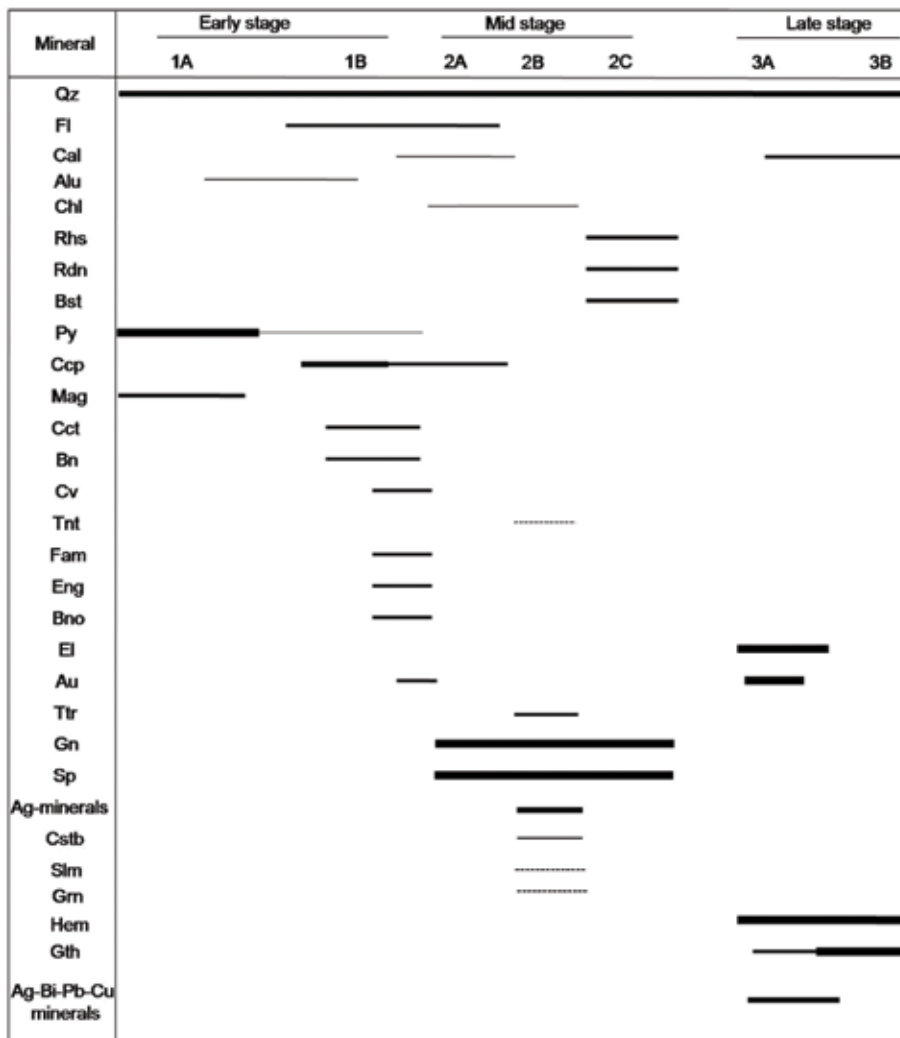
شکل ۹. تصاویر صحرایی از رگه‌های کانه‌زا، الف و ب) گلوچه جنوبی، ج و د) گلوچه شمالی



شکل ۱۰. انواع ساخت و بافت‌های کانه‌زایی در رگه‌های گلوچه، الف) توده‌ای، ب) برشی و جانشینی، ج) باندی کراستیفرم تقریباً متقارن، د) رگه و رگچه‌ای و) پرکننده‌ی فضای خالی در کوارتزهای حفره‌ای. برای علایم اختصاری کانی‌ها به شکل ۱۲ مراجعه کنید



شکل ۱۱. تصاویر صحرایی از انواع ساخت در منطقه گلوچه، الف) ساخت توده‌ای سرب و روی، ب) کلوفرم، ج) ساخت جانشینی کانی‌های حاوی مس و د) ساخت لایه‌ای گالن

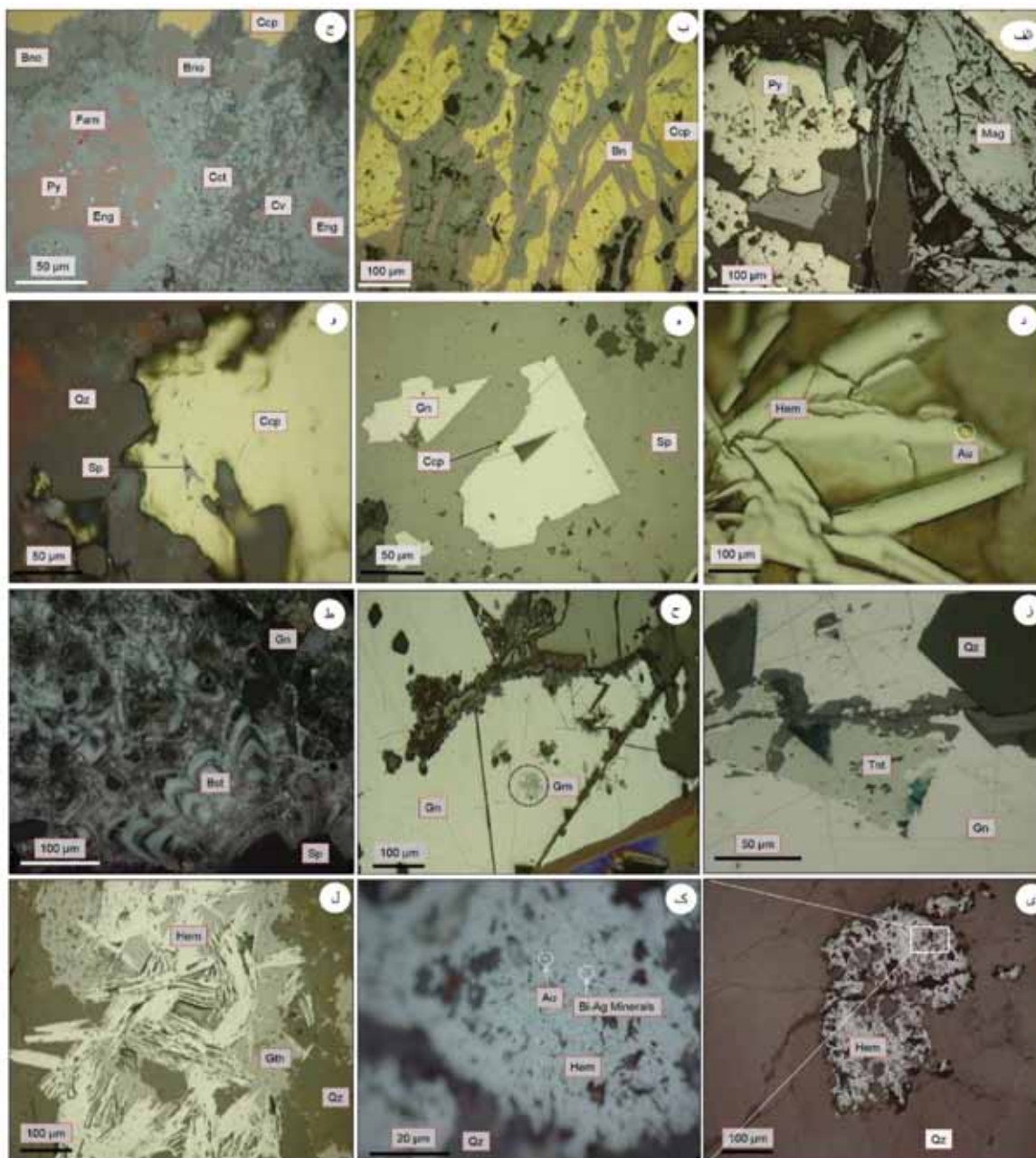


شکل ۱۲. توالی پاراژنزی در کانسار گلوچه. برای علامت اختصاری کوارتز (Qz)، فلوئوریت (Fl)، کلسیت (Cal)، آلونیت (Alu)، کلریت (Chl)، رودوکروزیت (Rhs)، رودونیت (Rdn)، بوستامیت (Bst)، پیریت (Py)، کالکوپیریت (Ccp)، مگنتیت (Mag)، کالکوسیت (Cct)، بورنیت (Bn)، کوولین (Cv)، تنانتیت (Tnt)، فاماتینیت (Fam)، انارژیت (Eng)، بورنویت (Bno)، الکتروم (El)، طلا (Au)، تترهدریت (Ttr)، گالن (Gn)، اسفالریت (Sp)، کالکواستینیت (Cstb)، سلیگمانیت (Slm)، گرینوکیت (Grn)، هماتیت (Hem) و گوتیت (Gth). لازم به ذکر است که علائم اختصاری بر اساس مقاله (Whitney and Evans, 2010) است

از کانی‌های شاخص کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیدی شدن بالا، در این زیرمرحله تشکیل شده است. پلی‌مورف دمایی پایین انارژیت، یعنی لوزونیت، تشکیل نشده است. کانه‌زایی طلا به صورت ادخال در هماتیت (اسپیکیولاریت) تشکیل شده است (شکل ۱۳-د).

مرحله دوم (مرحله میانی): بر اساس روابط بافتی کانی‌ها، می‌توان این مرحله را به سه زیرمرحله تقسیم کرد. زیرمرحله 2A که از نوارهای متقارن می‌باشد، تشکیل شده است (شکل ۱۰-ج). ارتباط کانه‌ها به صورتی است که نمی‌توان تقدم و تأخر را در تشکیل آنها مشخص کرد و کانی‌ها به صورت همزمان در این

زیرمرحله 1B با تجمع کانی‌های سولفیدی مس، آرسنیک، طلا، آنتیموان و آهن شناخته می‌شود. در این زیرمرحله ابتدا کالکوپیریت به صورت عدسی‌های برشی (شکل ۱۰-ب) و توده‌ای تشکیل شده و در ادامه بورنیت و کالکوسیت تشکیل شده‌اند (شکل ۱۳-ب). کانی‌های فاماتینیت، بورنویت و انارژیت به همراه کالکوسیت و کوولیت در اطراف کانی کالکوپیریت تشکیل شده‌اند (شکل ۱۳-ج). کوارتز و فلوریت مهم‌ترین گانگ در این زیرمرحله است. پیریت نیز در این زیرمرحله تشکیل شده است اما نسبت به زیرمرحله 1A از حجم کمتری برخوردار بوده است. انارژیت



شکل ۱۳. تصاویر میکروسکوپی انعکاسی از مراحل کانه‌زایی (الف) کانه‌زایی پیریت و مگنتیت توده‌ای در زیرمرحله 1A، (ب) کانه‌زایی مس در زیرمرحله 1B، (ج) کانه‌های انارژیت، فامانتیت و بورنونیت همراه با کالکوپیریت در زیرمرحله 1B، (د) طلا به صورت ادخال در هماتیت (اسپیکولاریت) در زیرمرحله 1B مشاهده شده است، (ه) ادخال کالکوپیریت در اسفالریت و گالن در زیرمرحله 2B مشاهده شده است، کانه‌زایی گالن، کالکوپیریت و اسفالریت در مرحله 2A، (و) ادخال اسفالریت در کالکوپیریت، (ز) کانه‌زایی نقره با سرب و روی در زیرمرحله 2B، ادخال گرینوکیت در گالن در زیرمرحله 2B، (ط) کانه‌زایی سرب و روی با کربنات منگنز در زیرمرحله 2C، (ی و ک) کانه‌زایی فلزات گرانبها به صورت ادخال در هماتیت زیرمرحله 3A و (ل) کانه‌زایی گوتیت و هماتیت بدون ادخال کانی‌های گرانبها در زیرمرحله 3B. برای علائم اختصاری به شکل ۱۲ مراجعه شود

مرحله شامل ماتیلدیت، گالنو بیسموتینیت، بیسموتینیت، نقره طبیعی، الکتروم، طلای طبیعی، منگینیت، پلی بازیت، ماریت و ایکنیت است. زیر مرحله 3B حاوی کانی سازی هیدروکسیدهای آهن، هماتیت و گوتیت می باشد که فاقد کانی های فلزات گرانبها می باشند (شکل ۱۳-ل).

شیمی کانه ها

کانی سازی گالن در مرحله دوم رخ داده است. از ویژگی های بارز آن تفاوت ترکیب گالن با عمق کانی سازی در هر مرحله است. به طوری که گالن در زیر مرحله 2A در نواحی عمیق تر مقدار آرسنیک بالاتری دارد (۰/۵-۱/۲ درصد) در حالی که با کاهش عمق از مقدار آرسنیک آن کاسته می شود (۰/۱ < درصد). محتوای کادمیم در گالن های سطحی (۰/۳ درصد)، بیشتر از نسبت آن در گالن عمیق (۰/۱ درصد) است (جدول ۳). از ویژگی های گالن مرحله 2B وجود ادخال های کانی های سولفوسالت در گالن است. از مهم ترین کانی های سولفوسالتی مشاهده شده در گالن می توان به تتراهدریت، تانتیت، سلیگمانیت، تتراهدریت روی دار (شکل ۱۴-و)، تتراهدریت نقره دار (شکل ۱۴-الف)، آرژانتیت، نقره خالص (شکل ۱۴-ج)، کالکواستینیت (شکل ۱۴-ه) و گرینوکیت (شکل ۱۴-ب) اشاره کرد. گالن در زیر مرحله 2C نسبت به مرحله 2A آرسنیک و کادمیم کمتری دارد (جدول ۳). اسفالریت در گلوچه در مرحله دوم کانی سازی تشکیل شده است. از ویژگی های بارز ترکیب اسفالریت درصد کم آهن در ترکیب آن است. اسفالریت در عمق های بیشتر دارای میانگین مقدار آهن (۰/۷۵ درصد) و در عمق کمتر (۰/۱ درصد) است. همچنین اسفالریت های زیر مرحله 2C دارای آهن کمتر از ۰/۱ درصد هستند (جدول ۳). این ترکیب نشان می دهد که در طی توالی پاراژنری و همچنین با کاهش عمق مقدار آهن، در ترکیب اسفالریت کاهش پیدا می کند. (Vaughan and Craig, 1997) نشان داده اند که مقدار آهن در اسفالریت به فوگاسیته گوگرد ارتباط مستقیم دارد و ادخال های کالکوپیریت و پیروتیت در اسفالریت با افزایش آهن در طی افزایش فوگاسیته گوگرد افزایش پیدا می کنند. در منطقه گلوچه نیز در زیر مرحله 2A

زیر مرحله تشکیل شده اند. کالکوپیریت هم به صورت ادخال داخل گالن و هم داخل اسفالریت دیده شده است (شکل ۱۳-ه). وجود ادخال کالکوپیریت داخل اسفالریت به نام بیماری کالکوپیریت نامیده می شود (Barton and Bethke, 1977; Barton, et. al., 1987; Bente and Doring, 1993, 1995). گالن نیز هم به صورت ادخال در کالکوپیریت و اسفالریت تشکیل شده، و همچنین اسفالریت به صورت ادخال در کالکوپیریت و گالن تشکیل شده است (شکل ۱۳-و).

زیر مرحله 2B نیز با تشکیل رگه و رگچه های گالن و کوارتز شکل می گیرد که این رگه و رگچه ها کانی های سولفیدی زیر مرحله 2A را قطع کرده است (شکل ۱۰-ه). از مشخصات بارز این مرحله وجود سولفوسالت های متنوع به صورت ادخال در گالن است (شکل ۱۳-ز). کانی های سولفوسالتی نقره دار در این زیر مرحله شامل تتراهدریت، تتراهدریت نقره دار، تتراهدریت روی دار و آرژانتیت می باشند. همچنین نقره طبیعی در بررسی های الکترون مایکروپروب در داخل آرژانتیت یافت شد. کانی سازی نقره بیشتر در این زیر مرحله رخ داده است. همچنین در عمق های بیشتر سلیگمانیت و تانتیت به صورت ادخال در گالن و یا در شکستگی های ریز داخل کوارتز تشکیل شده است. کانی سولفوسالتی کادمیم دار در گلوچه گرینوکیت است (شکل ۱۳-ح). زیر مرحله 2C به وسیله کانی سازی رگچه های نازک گالن و اسفالریت با اکسیدها و کربنات های حاوی منگنز شناخته شده است. در این مرحله، سولفوسالتی در داخل گالن و اسفالریت مشاهده نشده و از لحاظ کانی سازی از نقره تهی شده است. سیلیکات های منگنزار، رودونیت و بوستامیت و کربنات منگنزار نیز رودوکروزیت است (شکل ۱۳-ط).

مرحله سوم (مرحله نهایی): مرحله سوم به دو زیر مرحله تقسیم می شود. زیر مرحله 3A با کانی سازی هماتیت و گوتیت که میزبان کانی های فلزات گرانبها هستند شناخته می شوند. بیشتر فلزات گرانبها و کانی های بیسموت و نقره دار به صورت ادخال در هماتیت و کوارتز خاکستری (شکل ۱۳-ی و ک) مشاهده شده اند. یک توالی پاراژنتیکی پیچیده در بین کانی های این زیر مرحله شکل گرفته است و تقدم و تأخر آنها قابل تشخیص نبود اما به نسبت فراوانی کانی های این

محیط نسبتاً احیایی دارد. آرژانتیت دیگر کانی نقره‌دار در گالن است. در طی مطالعات میکروپروب، نقره خالص نیز در آرژانتیت شناسایی شد. الکتروم به صورت ادخال در هماتیت مرحله سوم تشکیل شده است (شکل ۱۴-ز). اندازه ذرات الکتروم از ۱۰ تا ۶۰ میکرون و مقدار نقره آن از ۱۰ تا ۳۰ درصد متغیر است. طلای طبیعی با ابعاد ۱۵ میکرون نیز به همراه الکتروم در مرحله چهارم تشکیل شده که دارای مقدار ۶/۴ تا ۸/۲ درصد نقره است (شکل ۱۴-د). کانه‌های بیسموت‌دار در گلوچه شامل ماتیلدیت، بیسموتینیت، گالونوبیسموتینیت و آیکینیت هستند (شکل ۱۴-ح و ط). محتوی بیسموت در ماتیلدیت ۵۴/۰۲ درصد است و مقادیر بالایی سرب هم دارد (دو درصد). مقدار نقره در گالونوبیسموتینیت تا ۵/۵ درصد هم می‌رسد. پلی بازیت یک کانی نقره‌دار با محتوای تا ۳۰/۳ درصد نقره است که مقدار آنتیموان آن نیز به ۳۰ درصد می‌رسد و همچنین مقدار مس بالایی دارد (۲۰ درصد). براساس نظر (Bindi et al., 2007a and b) در صورتی محتوی مس در کانه‌های گروه پیرسیت-پلی بازیت بالا است که سلنیم و تلور در ترکیب آنها وجود نداشته باشد. ماریت-منگینیت و کالکواستینیت نیز در طی مطالعات مایکروپروب شناسایی و تجزیه شده‌اند.

در عمق، اسفالریت دارای انکلوزیون کالکوپیریت با مقدار آهن تا ۳/۱ درصد مشاهده می‌شود (شکل ۱۳-و). محتوی کادمیم در اسفالریت هم در محدوده بین ۰/۱ تا ۰/۹ درصد است، اگرچه مقدار ۲/۴ درصد هم در یک نمونه گزارش شده است. محتوی کادمیم با کاهش عمق در اسفالریت افزایش نشان می‌دهد. کانه‌زایی پیریت به صورت توده‌ای در مرحله اول و به صورت پراکنده در مرحله دوم رخ داده است. در ابتدا تصور شد که میزان طلا در گلوچه پیریت است در صورتی که نتایج آنالیزها نشان داد که مقدار طلا در پیریت ناچیز بوده و درصد پیریت با ترکیب پایدار NFes برابر ۴۷/۲ تا ۴۷/۶ درصد است. ترکیب انارژیت شبیه به ترکیب استکیومتری آن است. انارژیت تجزیه شده دارای ۰/۱ تا ۰/۸ درصد آنتیموان در ساختار خود است. تنانتیت غنی از مس (میانگین ۴۱/۸۲ درصد) بوده و مقادیری نقره (۱ درصد) نیز در آن وجود دارد. کانی‌سازی تتراهدریت به سه فرم تتراهدریت، تتراهدریت نقره‌دار و تتراهدریت روی‌دار تشکیل شده است. تتراهدریت، تتراهدریت نقره‌دار و تتراهدریت روی‌دار به ترتیب دارای میانگین ۵/۲۰-۱۵-۴/۰۶ درصد نقره هستند. مقدار سلنیم در این کانی و سولفوسالت‌های دیگر نقره کم است که از نظر (Simon et al., 1997) مقدار کم سلنیم نشان از یک

جدول ۳. نتایج آنالیز مایکروپروب کانی‌های اوپاک کنسار گلوچه، اعداد داخل پرانتز: تعداد آنالیزها، ND: زیر حد تشخیص، (۱) اسفالریت کم عمق 2A، (۲) اسفالریت عمیق 2A، (۳) گالن عمیق 2A، (۴) گالن کم عمق 2A، (۵) گالن 2B، (۶) اسفالریت 2B، (۷) کالکوپیریت 1B، (۸) کالکوسیت، (۹) کوولین، (۱۰) انارژیت، (۱۱) فامانتیت، (۱۲) تتراهدریت روی‌دار، (۱۳) تتراهدریت نقره‌دار، (۱۴) تتراهدریت، (۱۵) آرژانتیت، (۱۶) سلیگمانیت، (۱۷) کالکوپیریت 2A، (۱۸) تنانتیت، (۱۹) گرینوکیت، (۲۰) منگینیت، (۲۱) بیسموتینیت، (۲۲) الکتروم، (۲۳) طلای خالص، (۲۴) پیریت 1A، (۲۵) پلی بازیت، (۲۶) پیریت 1B، (۲۷) ماتیلدیت، (۲۸) گالونوبیسموتینیت، (۲۹) ماریت، (۳۰) آیکینیت

	۱(۱۰)	۲(۱۰)	۳(۱۰)	۴(۱۰)	۵(۴)	۶(۵)	۷(۵)	۸(۲)	۹(۲)	۱۰(۶)	۱۱(۲)	۱۲(۳)	۱۳(۴)	۱۴(۳)	۱۵(۲)
S	۳۳/۳۷	۳۳/۳۰	۱۰/۵۵	۱۰/۸۷	۱۰/۷۰	۳۳/۳۲	۳۳/۴۵	۲۱/۲۰	۳۱/۳۰	۲۸/۷۰	۲۸/۶۰	۲۴/۰۰	۲۳/۰۰	۲۴/۲۰	۱۲/۰۰
Fe	۰/۱۰	۰/۷۵	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۸	۳۱/۷۱	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۶	۰/۲۵	۰/۱۴	۰/۸۰	۱/۰۰	۰/۰۰
Cu	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۰	۳۲/۷۵	۷۷/۸۰	۶۶/۸۰	۵۲/۰۰	۴۳/۲۶	۱۹/۲۵	۲۶/۳۰	۲۹/۲۰
Zn	۶۴/۲۰	۶۵/۸۰	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۰	۶۳/۲۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۲۰	۰/۰۱	۹/۸۰	۲/۰۰	۲/۳۰
As	۰/۲۰	۰/۰۰	۰/۷۵	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۴۶	۰/۲۰	۰/۲۰	۱۶/۴۰	۰/۵۴	۰/۸۰	۰/۵۰	۰/۴۰	۰/۰۱
Se	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۱۰
Ag	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۲۰	۰/۳۰	۰/۲۰	۴/۰۶	۱۵/۰۰	۵/۲۰	۸۴/۰۰
Cd	۰/۸۰	۰/۲۵	۰/۰۱	۰/۳۰	۰/۰۱	۰/۱۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۸۱
Au	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۱۰
Pb	۰/۰۰	۰/۰۰	۸۸/۶۰	۸۶/۹۰	۸۹/۹۰	۰/۰۰	۰/۰۰

	۱(۱۰)	۲(۱۰)	۳(۱۰)	۴(۱۰)	۵(۴)	۶(۵)	۷(۵)	۸(۲)	۹(۲)	۱۰(۶)	۱۱(۲)	۱۲(۳)	۱۳(۴)	۱۴(۳)	۱۵(۲)
Sb	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۵۰	۲۸/۲۰	۲۹/۳۴	۲۷/۰۰	۲۶/۴۰
W	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲
Te	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Bi	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Sn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۸۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۹۸/۷۰	۱۰۰/۲۱	۱۰۰/۰۸	۹۸/۳۲	۱۰۰/۷۴	۹۹/۷۱	۹۹/۴۵	۹۹/۳۶	۹۸/۶۲	۹۸/۷۹	۱۰۱/۰۷	۸۸/۲۰	۹۴/۶۲	۸۸/۷۱	۹۶/۲۱
	۱۶(۲)	۱۷(۳)	۱۸(۵)	۱۹(۵)	۲۰(۲)	۲۱(۲)	۲۲(۱۵)	۲۳(۳)	۲۴(۱۵)	۲۵(۲)	۲۶(۵)	۲۷(۶)	۲۸(۳)	۲۹(۲)	۳۰(۲)
S	۱۴/۵۰	۳۴/۲۰	۲۶/۴۰	۲۲/۲۰	۱۷/۸۰	۲۴/۳۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۵۳/۰۰	۱۸/۰۰	۵۳/۵۰	۱۸/۱۰	۲۲/۰۰	۱۶/۰۰	۱۷/۱۰
Fe	۰/۰۰	۳۱/۷۸	۴/۸۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۱۳	۴۷/۴۰	۰/۰۰	۴۷/۲۶	۰/۳۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱
Cu	۱۶/۵۰	۳۲/۵۰	۴۱/۸۲	۰/۰۰	۱۵/۸۰	۱/۴۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۲۰/۰۰	۰/۱۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۱۰	۹/۸۰
Zn	۰/۳۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
As	۱۱/۵۰	۰/۶۰	۱۲/۳۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۱۰	۰/۱۰	۱/۰۰	۴/۱۰	۰/۳۰	۱۲/۲۰	۰/۱۰
Se	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Ag	۰/۰۰	۰/۰۱	۱/۰۰	۰/۰۱	۰/۱۰	۰/۰۰	۲۵/۰۰	۷/۵۰	۰/۰۱	۳۰/۳۰	۰/۰۱	۲۵/۲۱	۵/۵۰	۳۶/۲۱	۰/۰۰
Cd	۰/۱۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۷۵/۵۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۸۰	۰/۰۰
Au	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۷۲/۵۰	۹۲/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Pb	۶۰/۹۰	۰/۰۰	۰/۲۰	۳۵/۵۰	۱/۰۳	۰/۰۰	۲/۰۰	۳۲/۲۰	۳۳/۲۸	۳۱/۱۲
Sb	۰/۰۰	۰/۰۸	۱۳/۴۱	۰/۰۰	۲۰/۶۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۳۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
W	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
Te	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲
Bi	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۰	۷۳/۱۲	۰/۱۶	۰/۰۰	۵۴/۲۰	۳۴/۸۰	۰/۰۰	۳۳/۳۰
Sn	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۱۰۳/۶۰	۹۹/۵۱	۹۹/۷۴	۹۷/۹۶	۸۹/۹۲	۹۹/۸۶	۹۷/۵۳	۹۹/۸۴	۱۰۲/۰۰	۹۹/۲۰	۱۰۱/۹۲	۱۰۳/۹۲	۹۴/۰۴	۹۷/۸۰	۹۱/۴۳

ادامه جدول ۳. محاسبه مقادیر عنصری در واحد فرمول شیمیایی کانی^۱ در ترکیب کانی‌های سولفیدی اصلی و کمیاب با استفاده از مقادیر عنصری میانگین

	1(10)	2(10)	3(10)	4(10)	5(4)	6(5)	7(5)	8(2)	9(2)	10(6)	11(2)	12(3)	13(4)	14(3)	15(2)
S	0.512	0.504	0.428	0.443	0.434	0.517	0.485	0.350	0.480	0.461	0.491	0.499	0.465	0.491	0.324
Fe	0.001	0.007	0.000	0.000	0.000	0.001	0.272	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.009	0.012	0.000
Cu	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.240	0.648	0.517	0.406	0.374	0.202	0.268	0.299	0.000
Zn	0.483	0.488	0.002	0.002	0.002	0.481	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.100	0.020	0.023	0.000
As	0.001	0.000	0.013	0.001	0.000	0.000	0.003	0.001	0.001	0.113	0.004	0.007	0.004	0.003	0.000
Se	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ag	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.025	0.090	0.031	0.674
Cd	0.003	0.001	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000
Au	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Pb	0.000	0.000	0.556	0.549	0.564	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.127	0.161	0.144	0.141	0.000
W	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Te	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Bi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

ادامه جدول ۳

	16(2)	17(3)	18(5)	19(15)	20(2)	21(2)	22(15)	23(3)	24(15)	25(2)	26(5)	27(6)	28(3)	29(2)	30(2)
S	0.390	0.494	0.445	0.507	0.484	0.668	0.000	0.000	0.660	0.398	0.660	0.501	0.625	0.430	0.534
Fe	0.000	0.263	0.046	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.339	0.000	0.334	0.005	0.000	0.000	0.000
Cu	0.224	0.237	0.355	0.000	0.217	0.019	0.000	0.000	0.000	0.223	0.001	0.000	0.000	0.001	0.154
Zn	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
As	0.132	0.004	0.089	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.005	0.049	0.004	0.140	0.001
Se	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ag	0.000	0.000	0.005	0.000	0.001	0.000	0.386	0.129	0.000	0.199	0.000	0.207	0.051	0.289	0.000
Cd	0.001	0.000	0.000	0.492	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Au	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.613	0.864	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Pb	0.253	0.000	0.000	0.001	0.150	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.154	0.138	0.150
Sb	0.000	0.000	0.059	0.000	0.148	0.000	0.000	0.000	0.000	0.175	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
W	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Te	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Bi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.308	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.230	0.165	0.000	0.160
Sn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

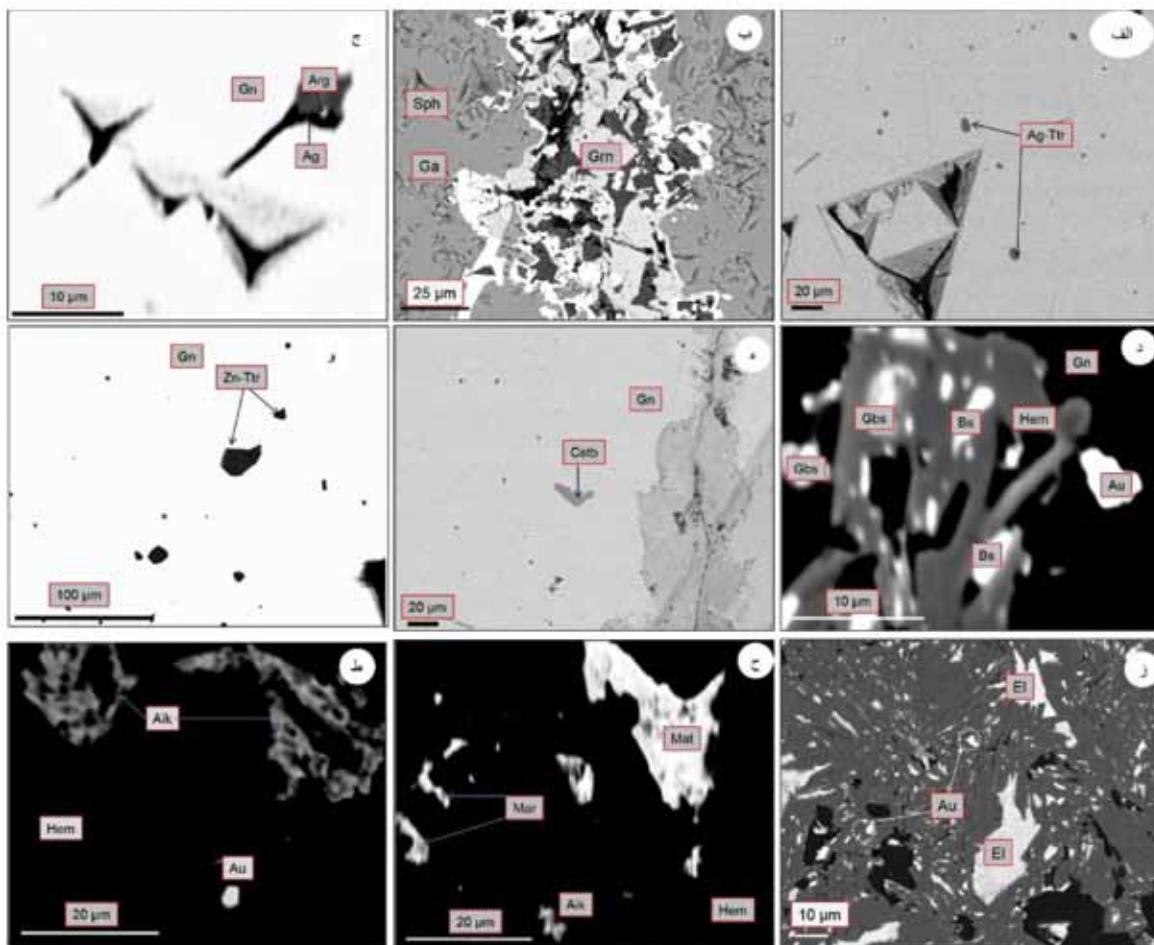
1. Zn_{0.98}S_{1.02}
2. Zn_{0.98}S_{1.00}
3. Pb_{1.08}As_{0.03}S_{0.85}
4. Pb_{1.08}S_{0.88}
5. Pb_{1.12}S_{0.86}
6. Zn_{0.96}S_{1.03}
7. Cu_{0.96}Fe_{1.08}S_{1.92}
8. Cu_{1.95}S_{1.05}
9. Cu_{1.03}S_{0.97}
10. Cu_{3.2}As_{0.9}Zn_{0.08}S_{3.68}
11. Cu_{2.96}Sb_{1.01}S_{3.92}
12. (Cu_{7.34}Fe_{0.06}Ag_{0.9}Zn_{3.7})₁₂(Sb_{3.84}As_{0.08})₄S₁₃
13. (Cu_{8.31}Fe_{0.27}Ag_{2.8}Zn_{0.64})₁₂(Sb_{3.9}As_{0.14})₄S_{11.96}
14. (Cu_{9.8}Fe_{0.41}Ag_{1.0}Zn_{0.7})₁₂Sb₄S_{12.74}
15. Ag_{2.01}S_{0.96}
16. Pb_{1.5}Cu_{1.32}As_{0.78}S_{2.4}
17. Cu_{0.92}Fe_{1.08}S₂
18. (Cu_{10.6}Fe_{1.2}Ag_{0.15})₁₂(Sb_{1.6}As_{0.1})₄S_{11.44}
19. Cd_{0.98}S_{1.02}
20. Pb_{4.05}Sb_{3.78}Cu_{5.67}S_{12.96}
21. Cu_{0.06}Bi_{1.5}S_{3.3}
22. Ag_{0.77}Au_{1.23}
23. Au_{1.72}Ag_{0.26}
24. Fe_{1.02}S_{1.98}
25. Ag_{4.76}Sb_{5.6}Cu_{9.2}S_{11.2}
26. Fe_{0.99}S_{1.98}
27. Bi_{0.92}Ag_{0.83}As_{0.2}S₂
28. Bi_{1.12}Pb_{1.05}Ag_{0.35}S_{4.34}
29. Pb_{1.82}As_{1.96}Ag_{3.92}S_{6.02}
30. Cu_{0.9}Pb_{0.9}Bi_{0.96}S_{3.18}

با توجه به نمودار نسبت‌های عنصری As/(Sb+As) و Zn/(Fe+Zn)، تتراهدریت و تنانتیت را می‌توان از هم تفکیک کرد (شکل ۱۵-ب). از نمودار سه‌تایی درصد مولار^۱ عناصر تشکیل دهنده برای شناسایی و تفکیک کانه‌های بیسموت‌دار استفاده شد. با استفاده از محاسبه درصد مولار عناصر گوگرد، بیسموت و مجموع عناصر فلزی مس، آهن و سرب در تجزیه‌های نقطه‌ای بدست آمده از کانه‌های گروه بیسموت، نمودار سه‌تایی این کانه‌ها رسم شد که در آن کانه‌های بیسموتینیت، گالنوبیسموتینیت و ماتیلدیت از یکدیگر قابل تشخیص است (شکل ۱۵-ج).

کانه‌زایی تتراهدریت-تنانتیت در زیرمرحله 2B و کانه‌های بیسموت‌دار در زیرمرحله 3A رخ داده است. این کانه‌ها را می‌توان توسط نمودارهای دوتایی و سه‌تایی عنصری از یکدیگر تفکیک کرد. از جمله این نمودارها، استفاده از نمودارهای دوتایی نسبت‌های عنصری Sb/(Sb+As) و Zn/(Fe+Zn) در مقابل مقادیر Ag در فرمول کانی^۱ ارائه شده توسط (Cook, 1998) است که با توجه به آنها کانه‌های سولفوسالتی تنانتیت، تتراهدریت و فریبرجیت که دارای ترکیبات مشابهی هستند قابل تفکیک است (شکل ۱۵-الف). همچنین (Hackbarth and Petersen, 1984; Sack, 1992; Sack et al., 2002) بیان کردند

1. Ag atoms pfu

2. Mole %

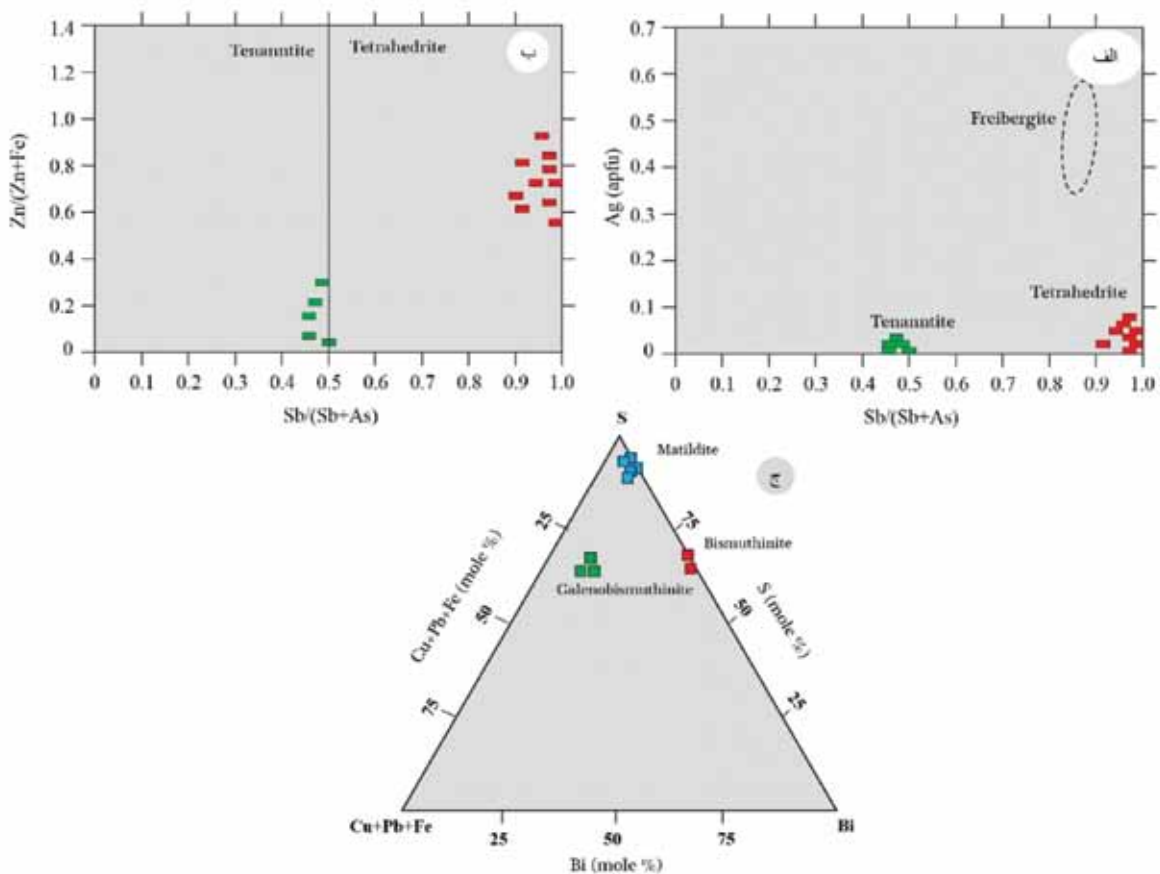


شکل ۱۴. تصاویر میکروسکوپی الکترونی SEM و EPMA از مراحل کانه‌زایی، الف) ادخال تتراهدردیت نقره‌دار در گالن در زیرمرحله 2A، ب) کانی‌سازی گرینوکیت همراه با گالن و اسفالریت در زیرمرحله 2A، ج) نقره طبیعی در آرژنتیت در مرحله 2A، د) کانه‌زایی فلزات گرانبها و کانی‌های حاوی گالن و بیسموت به صورت ادخال در هماتیت زیرمرحله 3A، ه و و) به ترتیب ادخال کالکواستینیت و تتراهدردیت روی‌دار، در گالن در زیرمرحله 2A، و ز تا ط) الکتروم، طلا و کانی‌های دیگر ادخال در هماتیت زیرمرحله 3A. برای علائم اختصاری به شکل ۱۲ مراجعه شود. دیگر علائم اختصاری شامل گالنوبیسموتینیت (Gbs)، بیسموتینیت (Bs)، آیکینیت (Aik)، ماتیلدیت (Mat) و ماریت (Mar)

نتیجه‌گیری

جنوب غربی (شمالی-جنوبی) تشکیل شده است. کانه‌زایی در گلوچه به صورت کانه‌زایی سرب، روی، مس، طلا، نقره و مقادیر فرعی بیسموت و کادمیم است. کانه‌زایی در گلوچه عمدتاً به صورت توده‌ای، باندهای قشری تقریباً متقارن، پرکننده فضای خالی، رگه و رگچه و برشی است. کانه‌های اصلی در گلوچه شامل گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، بورنیت، بورنویت، کالکوسیت، کولیت، کانه‌های سولفوسالتی، انارژیت، فاماتینیت، گرینوکیت، تتراهدردیت، تانتیت، کانه‌های بیسموت‌دار و کانه‌های فلزات گرانبها و کانی‌های باطله بیشتر کوارتز،

ایالت فلززایی طارم-هشتجین واقع شده در البرز غربی (پهنه البرز-آذربایجان)، میزان نشانه‌ها و آثار معدنی متعددی است و کانسار گلوچه در میزان سنگ‌های آتشفشانی ترشیری، به صورت رگه و رگچه‌ای سیلیسی-برشی، در مرکز ایالت فلززایی طارم-هشتجین قرار دارد. کانه‌زایی در منطقه گلوچه در دو محدوده گلوچه شمالی و گلوچه جنوبی تشکیل شده است. کانه‌زایی در گلوچه شمالی از دو رگه اصلی و چندین رگه فرعی با امتداد شرقی-غربی و کانه‌زایی در گلوچه جنوبی نیز از دو رگه اصلی و چندین رگه فرعی با امتداد شمال غرب-جنوب شرقی و شمال شرقی-



شکل ۱۵. الف) نمودار دوتایی نسبت عنصری $Sb/(Sb+As)$ در مقابل مقادیر Ag در فرمول کانی (Cook, 1998). ب) نمودار دوتایی نسبت عنصری $Zn/(Zn+Fe)$ در مقابل مقادیر $Sb/(Sb+As)$ (ج) نمودار سه‌تایی درصد مولار عناصر گوگرد، بیسموت و مجموع عناصر آهن-سرب-مس در کانی‌های بیسموت‌دار منطقه که بر اساس آن می‌توان کانی‌های گروه بیسموت را از یکدیگر تفکیک کرد

منطقه به‌خصوص آرتزلیکی است. بر مبنای شواهد پتروگرافی، ژئوشیمی سنگ کل و نسبت مولار در سنگ‌های دگرسان منطقه گلوچه می‌توان گفت که بیشترین سهم در کانه‌زایی در ارتباط با دگرسانی آرتزلیکی و سرپیسیتیک است. بافت‌های شانهای و قشرگون مربوط به عمق متوسط تا زیاد (بیش از ۵۰۰ متر)، بافت پرکننده فضای خالی، نشان‌دهنده عمق متوسط و بافت قشرگون-کلوفرمی مربوط به محیط‌های کم‌عمق برای تشکیل کانسارهای اپی‌ترمال است. شکل ذخیره در کانسار گلوچه به صورت رگه و رگچه‌ای با بافت پرکننده فضای خالی، برشی، شکافه پرکن، دانه پراکنده و جان‌شینی است، لذا کانه‌زایی این کانسار احتمالاً در عمق متوسط صورت گرفته است. بافت‌های کلوفرم نیز در سطح تشخیص داده شده است. از لحاظ کانی‌شناسی نیز کانی‌های سولفیدی شدن بالا مثل کوولیت، کالکوسیت و

کلسیت، فلوریت و سیلیکات‌ها و کربنات‌های منگنز است. مهم‌ترین دگرسانی‌ها در کانسارهای سولفیدی شدن بالا، دگرسانی آلونیت-پروفیلیت و برای سولفیدی شدن پایین دگرسانی آدولاریا-سرپیسیت است. در کانه‌زایی گلوچه مهم‌ترین دگرسانی‌ها سیلیسی‌شدن، آرتزلیکی (آرتزلیکی حدواسط و آرتزلیکی پیشرفته)، دگرسانی سرپیسیتی و پروپیلیتی است. کانی آلونیت که شاخص سولفیدی شدن بالا است نیز در گلوچه مشاهده شده است. براساس مطالعه نسبت‌های عنصری مولار در دگرسانی، بیشترین نسبت $(2Ca+Na+K)/Al$ متعلق به سنگ میزبان (داسیت و آندزیت بازالت) دگرسان شده است. همبستگی منفی میان غلظت عناصر کانه‌ساز در مقابل نسبت عنصری مولار $K/(2Ca+Na+K)$ گویای غنی‌شدگی این عناصر در رگه‌ها و افق‌های کانه‌ساز و ارتباط ژئوشیمیایی با دگرسانی‌های

- حضور بافت قشری متقارن و شکافه پرکن که شاخص کانسارهای سولفیدی شدن متوسط می باشند
- مرحله سوم کانه‌زایی به‌عنوان مرحله اصلی فلزات کانه‌زایی گرانبها در نظر گرفته شده است. در مرحله سوم خصوصیات مهمی مثل کانه‌زایی فلزات گرانبها، سیال کانه‌زایی با دما و شوری بسیار کمتر نسبت به مراحل قبل، حضور بافت کلوفرم و نقش سیالات جوی در کانه‌زایی به چشم می‌خورد که نشان می‌دهد احتمالاً مرحله سوم از نوع کانی‌سازی سوپرژن است. هرچند که این مرحله با کانسارهای سولفیدی شدن پایین نیز قابل قیاس است.

منابع

- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹. تفکیک بخش‌های مختلف ایران از لحاظ وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی، نشریه انجمن نفت، ۸۲، ۱۹-۲۸.
- آقائاتی، س.، ع. ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۳۴۵.
- حاج‌علیلو، ب.، ۱۳۷۸. متالوژی ترشیری البرز غربی- آذربایجان (میان‌ه سیه‌رود) با نگرشی بر منطقه هشتجین. چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۳۳۱-۳۳۲.
- فریدی، م. و.، و. و.، ۱۳۸۳. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات مواد معدنی کشور، ۵۶۶۴.
- قاسمی سیانی، م.، ۱۳۹۳. زمان و منشأ رگه‌های اپی‌ترمال و زون‌بندی ژئوشیمیایی در کانسار گلوچه (شمال زنجان)، ایران، رساله دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، ۲۰۰.
- قربانی، م.، ۱۳۸۶. زمین‌شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران. انتشارات آراین زمین، ۵۱۵.
- هادی‌زاده، ج.، ۱۳۸۳. اکتشافات ژئوشیمیایی از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی در محدوده برگه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ برندق (از ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ ماسوله)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ۱۷۸.
- Barton, P.B. and Bethke, P.M., 1987. Chalcopyrite disease in sphalerite: Pathology and epidemiology. *American Mineralogist*, 72, 451-467.
- Barton, P.B., Bethke, P.M. and Roeder, E., 1987. Environment of ore deposition in

- انارژیت تا کانی‌های سولفیدی شدن متوسط گالن، اسفالریت و کالکوپریت در گلوچه تشکیل شده است.
- به‌طور کلی با توجه به مطالعات کانی‌شناسی و دگرسانی (این تحقیق) و همچنین مطالعات سیالات درگیر، ایزوتوپی و ژئوشیمی می‌توان نتیجه گرفت که کانه‌زایی در گلوچه از نوع سولفیدی شدن بالا تا متوسط است. به‌طوری‌که کانه‌زایی مرحله اول از نوع سولفیدی شدن بالا است به دلیل:
- وجود کانی‌های مرحله سولفیدی شدن بالا شامل کولیت، کالکوسیت و انارژیت
- نقش عمده سیال ماگمایی در کانه‌زایی (سیال شور و داغ و اکسیدان) و تایید ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد بر نقش سیال ماگمایی در کانه‌زایی
- حضور دگرسانی‌های سریسیتی و آرژیلیکی پیشرفته (حضور کانی آلونیت)
- کانه‌زایی مس، آرسنیک، آنتیموان و طلا
- حضور بافت جاننشینی (کوآرتز برجای مانده، توده‌ای و برشی) که شاخص نوع سولفیدی شدن بالا است
- کانه‌زایی در مرحله دوم به دلایل زیر از نوع کانه‌زایی سولفیدی شدن متوسط است.
- کانه‌زایی غنی از فلزات پایه (کانی‌های سولفیدی شدن متوسط گالن و اسفالریت) و به‌خصوص غنی بودن از کانی‌های حاوی نقره
- فوگاسیته گوگرد (محاسبه شده بر اساس محتوی آهن در اسفالریت) در نوع سولفیدی شدن متوسط (۱۰-۱۰ تا ۱۰/۵-۱۰ بار)
- وجود سیلیکات و کربنات‌های منگنز (رودونیت، رودوکروزیت و بوستامیت) که خاص کانسارهای سولفیدی شدن متوسط است
- دمای همگن شدن و شوری سیالات درگیر (دما و شوری کمتر به نسبت مرحله اول)
- اسفالریت با مقدار آهن کم
- کانه‌زایی گالن، اسفالریت، تتراهدریت و تنانتیت
- وجود سولفوسالت‌های متنوع
- نقش سیالات ماگمایی و جوی در کانه‌زایی و اختلاط دو سیال در عمق‌های کمتر

- the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado: Part III. Progress toward interpretation of the chemistry of the ore-forming environment. *Economic Geology*, 72, 1-24.
- Bente, K. and Doring, T., 1995. Experimental studies on the solid state diffusion of Cu and In in ZnS and on "disease", DIS (Diffusion Induced Segregations), in sphalerite and their geological applications. *Mineralogy and Petrology*, 53, 285-305.
 - Bente, K. and Doring, T., 1993. Solid-state diffusion in sphalerites: an experimental verification of the "chalco-pyrite disease". *European Journal of Mineralogy*, 5, 465-478.
 - Bindi, L., Evain, M. and Menchetti, S., 2007a. Selenopolybasite, $[(Ag, Cu)_6(Sb, As)_2(S, Se)_7][Ag_9Cu(S, Se)_2Se_2]$, a new member of the pearceite-polybasite group from the De Lamar mine, Owyhee county, Idaho, USA. *Canadian Mineralogist*, 45, 1525-1528.
 - Bindi, L., Evain, M., Spry, P.G. and Menchetti, S., 2007b. The pearceite-polybasite group of minerals: Crystal chemistry and new nomenclature rules. *American Mineralogist*, 92, 918-925.
 - Buchanan, L.J., 1981. Precious Metal Deposits Associated with Volcanic Environments in the Southwest: In Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera. Eds. Dickson, W.R. and Payne, W.D., Geological Society of Arizona, Digest, 14, 237-262.
 - Camprubí, A. and Albinson, T., 2007. Epithermal deposits in Mexico: Update of current knowledge, and an empirical reclassification. Geological Society of America, Special Paper, 422, 377-415.
 - Chathelina, M., 1988. Cation state occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 471-485.
 - Chathelina, M. and Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometry, the los Azufrez geothermal system (Mexico). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 91, 235-244.
 - Cook, N.J., 1998. Bismuth sulfphosalts from hydrothermal vein deposits of Neogene age, N.W. Romania, *Mitt. Österr. Miner Ges*, 143, 19 - 39.
 - Cooke, D.R. and Simmons S.F., 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, v. 13, 221-244.
 - Ghorbani, M., 2013. The Economic Geology of Iran, Mineral Deposits and Natural Resources, Chapter 2: A Summary of Geology of Iran. Springer, 572.
 - Gemmell, B., 2004. Low and intermediate-sulfidation epithermal deposits. *ARC- AMIRAP, Australia*, 57- 63.
 - Gemmell, B., 2006. Exploration implication of hydrothermal alteration associated with epithermal Au-Ag deposits. *ARC- AMIRAP*, 588, 1-5.
 - Grant, J.A., 1986. The isocon diagram-a simple solution to Gresensequation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81, 1976-1982.
 - Hackbarth, C.J. and Petersen, U., 1984. A fractional crystallization model for the deposition of argentinian tetrahedrite. *Economic Geology*, 79, 448-460.
 - Pirajno, F., 1992. Hydrothermal Mineral Deposits, Principle and Fundamental Concept for the Exploration Geologist, Springer, 1250.
 - Sack, R.O., 1992. Thermochemistry of tetrahedrite-tennantite fahlores. In: Price GD, and Ross, N.L., (eds) Chapman and Hall, London.
 - Sack, R.O., Kuehner, S.M. and Hardy, L.S., 2002. Retrograde Ag-enrichment in fahlo-

- res from the Coeur d'Alene mining district, Idaho, USA. *Mineralogy Magazine*, 66, 215-229.
- Simon, G., Kesler, S.E. and Essene, E.J., 1997. Phase relations among selenides, sulfides, tellurides, and oxides: II. Applications to selenide-bearing ore deposits. *Economic Geology*, 92, 468-484.
 - Vaughan, D.J., and Craig, J.R., 1997. Sulfide Ore Mineral Stabilities, Morphologies, and Intergrowth Textures: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 3rd. ed., Edited by Hubert L. Barnes, 367 - 434.
 - White, N.C. and Hedenquist, J.W., 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. Published in *SEG Newsletter*, 23, 9-13.
 - Whitney, D.L. and Evans, B.V., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.

بایواستراتیگرافی، رخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانسی سازند کلات در غرب حوضه کپه داغ

محمدحسن کاظم‌زاده^(۱)، عباس صادقی^(۲)، محمدحسین آدابی^(۳)، هرمز قلاوند^(۴)

۱. دانشجوی دکترای چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

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

۳. استاد دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۴. دکترای چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، شرکت ملی نفت، ایران

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۵/۱۶

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۶/۲۸

چکیده

به‌منظور مطالعات بایواستراتیگرافی، تغییرات رخساره‌ای و چینه‌نگاری سکانسی سازند کلات در غرب حوضه کپه داغ دو برش چینه‌شناسی جوزک و چخماقلو انتخاب و نمونه‌برداری شده است. ضخامت سازند کلات در برش‌های چینه‌شناسی جوزک و چخماقلو به ترتیب ۱۵۸ و ۱۳۹ متر است و لیتولوژی آن به‌طور عمده از سنگ آهک‌های خاکستری تا قهوه‌ای رنگ و مقدار کمی مارن می‌باشد. در مطالعات بایواستراتیگرافی ضمن تشخیص ۱۵ گونه متعلق به ۳۲ جنس از فرامینیفرهای بنتیک و شش گونه متعلق به ۱۱ جنس از فرامینیفرهای پلانکتون، یک پهنه‌زیستی تحت عنوان *Siderolites calcitrapoides-Sirtina orbitoidiformis Assemblage Zone* شناسایی و معرفی شد. سن سازند کلات در هر دو برش بر اساس پهنه‌زیستی فوق و فسیل‌های موجود در آن مائستریشتین تعیین شد. مطالعات پتروگرافی منجر به شناسایی یک رخساره آواری و ۱۰ رخساره کربناته متعلق به چهار محیط جزر و مدی، لاگون محصور و نیمه محصور، سدی و دریای باز شد که بر روی یک رمپ کربناته با شیب کم ته‌نشست شده‌اند. براساس تغییرات عمودی رخساره‌ها و شناسایی محیط‌های رسوبی، دو سکانس رسوبی تشخیص داده شد. سکانس رسوبی ۱ عمدتاً از رخساره‌های ابتدای دریای باز و سدی تشکیل شده و حداکثر پیشروی سطح آب دریا در این سکانس توسط رخساره دریای باز حاوی اکینوئید و فرامینیفر پلانکتونی مشخص می‌شود. سکانس رسوبی ۲ عمدتاً از رخساره‌های محیط سدی غنی از بایوکلاست، اینتراکلاست، فرامینیفر بنتیک و رودیست تشکیل شده و حداکثر پیشروی سطح آب دریا توسط رخساره بایوکلاست اکینوئید پکستون مشخص می‌شود. مقایسه روند تغییرات سطح آب دریا در منطقه مورد مطالعه با منحنی‌های تغییرات سطح آب جهانی و سطح آب صفحه عربی نشان می‌دهد رسوب‌گذاری سازند کلات به‌وضوح تحت تاثیر تغییرات سطح آب جهانی بوده است.

واژه‌های کلیدی: بایواستراتیگرافی، چینه‌نگاری سکانسی، رخساره، سازند کلات، حوضه کپه داغ.

مقدمه

حوضه رسوبی کپه داغ شامل بخش شمال شرقی ایران، شمال افغانستان و بخش وسیعی از ترکمنستان می‌باشد. این حوضه از شمال به فلات توران و گسل عشق‌آباد، از جنوب توسط رخنمون‌های ناپیوسته منشورهای فزاینده دریای پالتوتتیس، از شرق توسط گسل هریرود و از غرب

* نویسنده مرتبط: hasan.kazemzadeh@gmail.com

موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه

۱. برش چینه‌شناسی جوزک: این برش در غرب حوضه کپه داغ واقع شده و مختصات جغرافیایی قاعده آن $37^{\circ} 25' 14''/4''$ عرض شمالی است. راه دسترسی به برش جوزک از طریق جاده اصلی شهر بجنورد-آشخانه به مسافت ۵۱ کیلومتر و سپس طی مسافت ۳۵ کیلومتر در مسیر جاده اصلی شهر آشخانه-گنبد کاووس و رسیدن به روستای جوزک می‌باشد. محل اندازه‌گیری و نمونه‌برداری برش جوزک در فاصله ۲ کیلومتری جنوب روستای جوزک واقع گردیده است (شکل ۱).

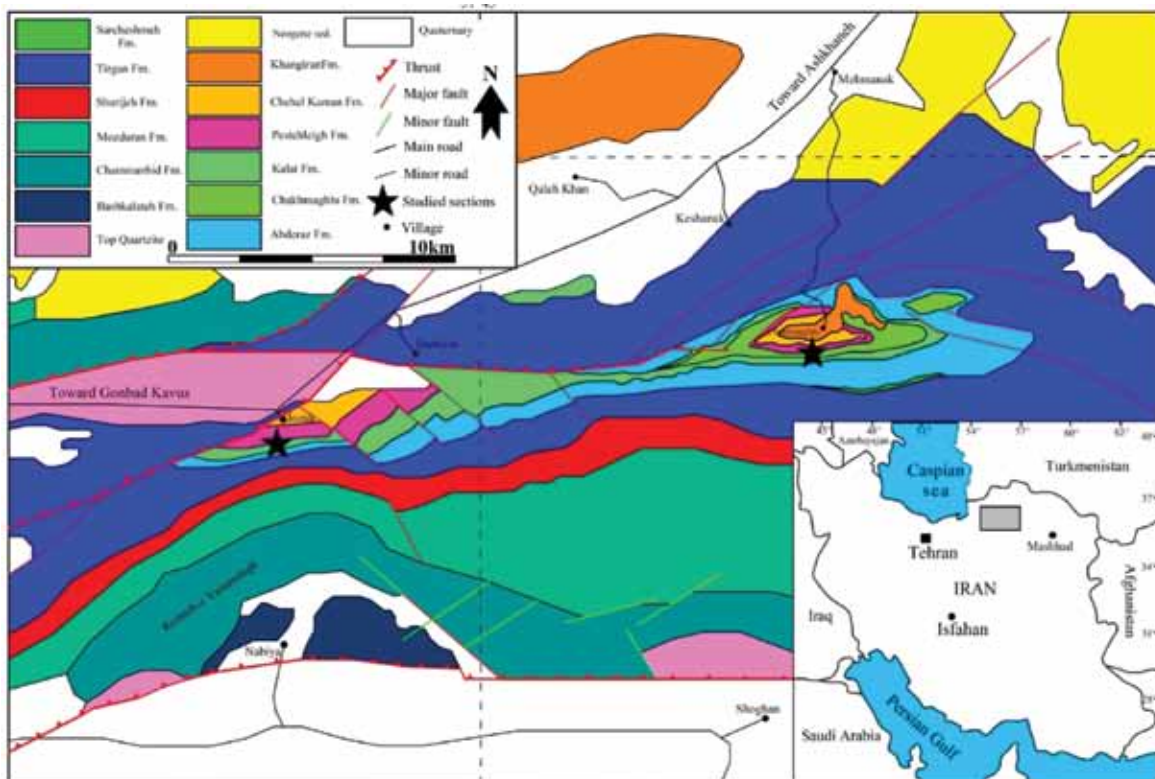
برش چینه‌شناسی چخماقلو: این برش نیز در غرب حوضه کپه داغ واقع گردیده و مختصات جغرافیایی قاعده آن $37^{\circ} 26' 42''/3''$ عرض شمالی است. راه دسترسی به این برش از طریق جاده اصلی شهر بجنورد-آشخانه به مسافت ۵۱ کیلومتر و سپس طی مسافت هشت کیلومتر در مسیر جاده اصلی شهر آشخانه-گنبد کاووس و رسیدن به روستای مهمانک است. محل اندازه‌گیری و نمونه‌برداری برش چخماقلو در فاصله یک کیلومتری جنوب تا جنوب غرب روستای چخماقلو که در ۱۲ کیلومتری جنوب روستای مهمانک قرار دارد، واقع شده است (شکل ۱).

روش مطالعه

به منظور مطالعات بایواستراتیگرافی، تغییرات رخساره‌ای و چینه‌نگاری سکانسی سازند کلات در غرب حوضه کپه داغ پس از مطالعات مقدماتی و بازدید اولیه، دو برش جوزک و چخماقلو انتخاب شد. در مطالعات صحرایی ضمن برداشت ۱۱۸ نمونه از سازند کلات در دو برش مورد مطالعه، تمام خصوصیات صحرایی اعم از سنگ‌شناسی، ضخامت، وضعیت لایه‌بندی، رنگ سنگ‌ها، مرز بین واحدهای سنگی و سایر خصوصیات مورد بررسی قرار گرفت. سپس نمونه‌های برداشت شده جهت آماده‌سازی و تهیه مقاطع نازک به آزمایشگاه تهیه مقاطع منتقل شد. پس از آماده‌سازی و

توسط دریاچه خزر محدود می‌شود (افشار حرب، ۱۳۷۳). حوضه رسوبی کپه داغ در تریاس میانی و با بسته شدن دریای پالئوتتیس یا هرسینین در اثر فاز کوهزایی سیمین پیشین شکل گرفته است (Stocklin, 1974; Berberian and King, 1981). رسوب‌گذاری در این حوضه از ژوراسیک شروع شده و به‌طور نسبتاً پیوسته تا نئوژن ادامه داشته است (Kalantari, 1987; Afshar-Harb, 1994). ضخامت این رسوبات در بخش کپه داغ ایران هشت کیلومتر و در بخش ترکمنستان به ۱۵ کیلومتر می‌رسد (Lyberis et al., 1998). رسوبات متنوعی که در بخش ایرانی حوضه کپه داغ و در طول شکل‌گیری آن نهشته شده در قالب سازندهای متعددی نام‌گذاری و معرفی شده است که از جمله آنها سازند کلات است که پس از رسوب‌گذاری رسوبات سیلیسی آواری سازند نیزار و به دنبال افزایش سطح آب دریا در طول مائستریستین نهشته شده است (Smith et al., 1994). قابل ذکر است سازند نیزار در غرب حوضه کپه داغ رخنمون ندارد و سازند کلات با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازندهای قدیمی‌تر قرار گرفته است (افشار حرب، ۱۳۷۳). برش نمونه سازند کلات با ۲۷۷ متر ضخامت معرفی شده و از لحاظ سنگ‌شناسی شامل سه بخش آهک زیرین، آهک میانی و آهک بالایی و دو بخش شیل زیرین و شیل بالایی می‌باشد. در اکثر مناطق حوضه کپه داغ فقط بخش آهک زیرین رخنمون دارد و سایر بخش‌ها نازک و یا تشکیل نشده‌اند. مرز زیرین سازند کلات در برش نمونه با سازند نیزار پیوسته و هم‌شیب و مرز بالایی آن با رسوبات قاره‌ای سازند پسته لیق ناپیوسته می‌باشد. به‌طور کلی ضخامت سازند کلات از سمت شرق حوضه کپه داغ به سمت غرب کاهش می‌یابد (Stocklin, 1971). با توجه به تغییرات عمودی و جانبی سازند کلات در نواحی مختلف حوضه کپه داغ و به‌منظور تکمیل زنجیره مطالعات این سازند، در این مطالعه دو برش چینه‌شناسی از سازند کلات در غرب حوضه کپه داغ (برش‌های جوزک و چخماقلو) مورد مطالعات بایواستراتیگرافی، تغییرات رخساره‌ای و چینه‌نگاری سکانسی قرار گرفته است.

به منظور شناسائی میکروفسیل ها و رخساره ها، نمونه ها در زیر میکروسکوپ دوچشمی مورد مطالعه و عکسبرداری قرار گرفتند. در شناسائی و طبقه بندی فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتونی از منابع متعددی مانند هوفکر (Hofker, 1957)، پوستوما (Postuma, 1971)، سلیتز (Sliter, 1972)، و ندرز (Wonders, 1980)، کارن (Caron, 1985) لوبلیخ و تاپان (Loeblich and Tappan, 1988)، رباژینسکی و همکاران (Robaszynski et al., 1984) و رباژینسکی و کارن (Robaszynski and Caron, 1995) استفاده شده است. در شناسایی، نام گذاری و طبقه بندی سنگ های کربناته از طبقه بندی دانه هام (Dunham, 1962) و امبری و کلوان (Embry and Klovan, 1972) و برای سنگ های سیلیسی آواری از طبقه بندی فولک (Folk, 1974) استفاده شده است. مطالعات چینه نگاری سکansı بر اساس اصول و مفاهیم چینه نگاری سکansı (Sharland et al., 2001) و Simmons et al., 2007 صورت گرفته است.



شکل ۱. نقشه زمین شناسی و موقعیت برش های مورد مطالعه در غرب حوضه کپه داغ؛ اقباس از (Afshar-Harb et al., 1978)

چینه شناسی سازند کلات

این سازند در برش چخماقلو به طور عمده از سنگ آهک های خاکستری تا قهوه ای رنگ و مقدار کمی مارن های خاکستری روشن تا سفید رنگ تشکیل شده است و مرز زیرین آن با سازند آب دراز ناپیوسته و مرز بالایی آن با سازند چخماقلو به صورت پیوسته و تدریجی است.

سازند کلات در دو برش جوزک و چخماقلو به ترتیب ۱۵۸ و ۱۳۹ متر ضخامت دارد. سنگ شناسی آن در برش جوزک به طور عمده از سنگ آهک های قهوه ای تا خاکستری روشن و گاهی کرم رنگ همراه با ضخامت اندکی کنگلومرا در قاعده تشکیل شده است و مرز زیرین و بالایی آن با سازندهای آب دراز و پسته لیق به صورت ناپیوستگی فرسایشی است، ولی

بایواستراتیگرافی

Siderolites calcitrapoides, *Sirtina orbitoidiformis*,
Dizerina anatolica, *Orbitoides media*, *Pararotalia*
tuberculifera, *Lepidorbitoides* sp.
تعیین شده است (شکل ۲).

بر روی سازند کلات یک واحد متشکل از مارن‌های سفید تا کرم رنگ و سنگ آهک‌های سفید تا خاکستری روشن تحت عنوان سازند چخماقلو قرار دارد که از لحاظ فسیلی فقیر می‌باشد و بر اساس موقعیت چینه‌شناسی آن که از یک طرف بر روی سازند کلات با سن مائستریشتین و از طرف دیگر در زیر سازند پسته لیک با سن پالئوسن قرار گرفته است، سن مائستریشتین برای آن پیشنهاد می‌شود. توزیع و گسترش فسیل‌های شناسائی شده در سازند کلات در برش‌های چینه‌شناسی جوزک و چخماقلو در شکل‌های ۳ و ۴ نشان داده شده است.

تفسیر رخساره‌ها

بررسی ویژگی‌های رسوب‌شناسی اصلی مانند اندازه دانه‌ها، نوع و درصد اجزای اسکلتی و غیراسکلتی، بافت، محتوای فسیلی و ساختارهای رسوبی منجر به شناسایی یک رخساره سیلیسی آواری و ۱۰ رخساره کربناته شد که در چهار محیط جزر و مدی، لاگون محصور و نیمه محصور، سدی و دریای باز نهشته شده‌اند. این رخساره‌ها عبارتند از:

رخساره‌های سیلیسی آواری

رخساره کنگلومرایی (A)

تنها رخساره سیلیسی آواری شناسائی شده در بخش قاعده‌ای سازند کلات در برش جوزک مشاهده شد. ذرات گراول دانه درشت سازنده اصلی این رخساره هستند که جنس آنها عمدتاً آهکی و سیلیسی است و منشأ آنها از فرسایش لایه‌های قدیمی‌تر می‌باشد. ذرات گراول دارای جورشدگی و گردشدگی خوبی است و دارای جهت یافتگی می‌باشند. این ذرات توسط ماتریکس دانه‌ریز متشکل از کوارتز در اندازه سیلت و رس به یکدیگر متصل شده‌اند.

تفسیر: ذرات درشت سازنده این رخساره به همراه جورشدگی و گردشدگی آنها نشان می‌دهد که این رخساره توسط جریان‌های پرانرژی و در محیط کم‌عمق ساحلی ته‌نشست شده است (Blair, 1987; Blair, 1999a). ماتریکس دانه‌ریز در زمان کم شدن انرژی جریان‌ها در بین ذرات گراول ته‌نشست شده است (Smith, 1974).

در مطالعات بایواستراتیگرافی ضمن شناسائی ۳۲ جنس و ۱۵ گونه از فرامینیفرهای بنتیک و ۱۱ جنس و شش گونه از فرامینیفرهای پلانکتون، یک زون زیستی در سازند کلات به شرح زیر شناسایی و معرفی شد:

Siderolites calcitrapoides-*Sirtina orbitoidiformis* Assemblage Zone

این زون زیستی که از نوع تجمعی است براساس جامعه همزیست موجود در آن تعریف شده است و مرز زیرین و بالایی آن منطبق با شروع و خاتمه جامعه همزیست آن است. ضخامت این زون زیستی در برش جوزک ۱۵۸ متر و در برش چخماقلو ۱۳۹ متر می‌باشد. فرامینیفرهای بنتیک موجود در این زون زیستی عبارتند از:

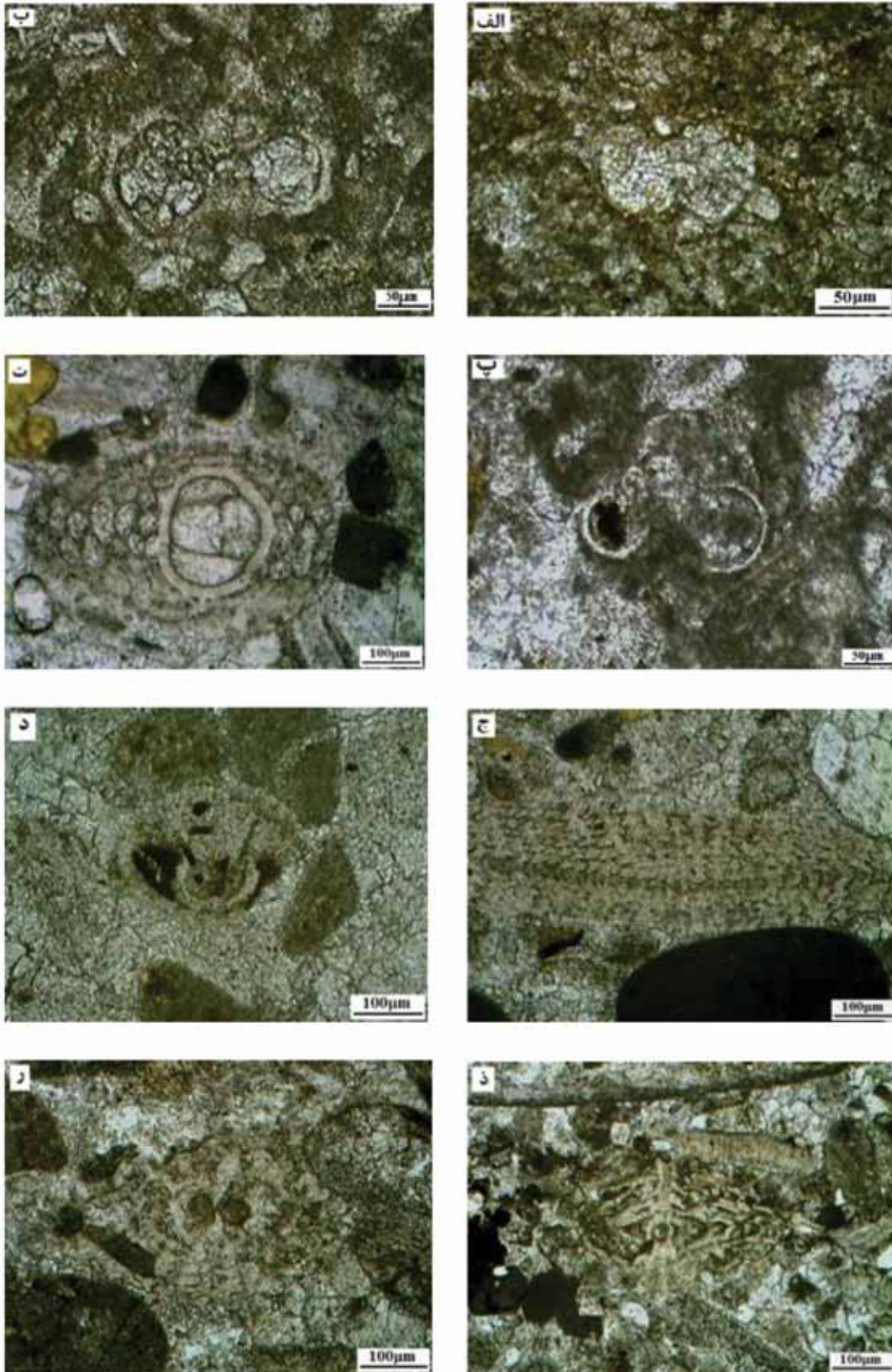
Siderolites calcitrapoides, *Sirtina orbitoidiformis*,
Orbitoides media, *Dizerina anatolica*, *Pararotalia*
tuberculifera, *Sulcoperculina dickersoni*,
Gavelinella costata, *Gavelinella pertusa*, *Gavelinella*
ekblomi, *Gavelinella celementiana*, *Gavelinella*
intermedia, *Orbignyna aquisgranensis*, *Dorotia*
oxycona, *Gavelinopsis bembix*, *Goupillaudina*
shirazensis, *Siderolites* sp., *Orbitoides* sp., *Sirtina*
sp., *Lepidorbitoides* sp., *Pseudosiderolites* sp.,
Rotalia sp., *Anomalina* sp., *Gavelinopsis* sp.,
Gavelinella sp., *Globorotalites* sp., *Verneuilina*
sp., *Haplophragmium* sp., *Marginulina* sp.,
Pseudocyclamina sp., *Ammobaculites* sp.,
Lenticulina sp., *Cibicides* sp., *Dorotia* sp., *rotaliids*,
valvulinids, *textulariids* and *miliolids*.

فرامینیفرهای پلانکتون موجود در این زون زیستی

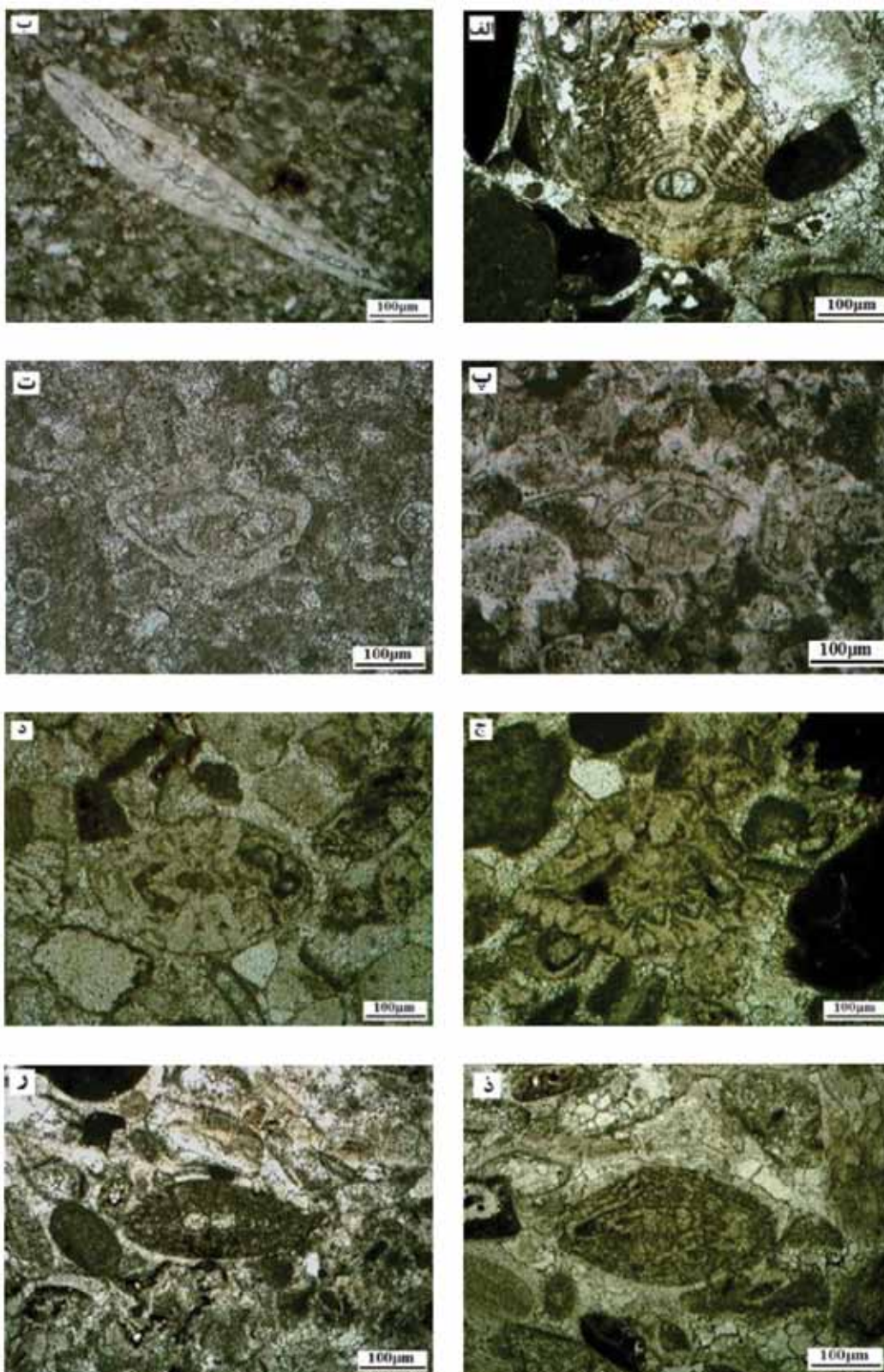
عبارتند از:

Gansserina gansseri, *Globotruncanita stuarti*,
Rugotruncana subcircumnodifer, *Globotruncana*
aegyptiaca, *Globotruncana lapparenti*,
Globotruncana bulloides, *Rugoglobigerina* sp.,
Globotruncanella sp., *Muricohedbergella* sp.,
Globotruncana sp. and *Heterohelix* sp.

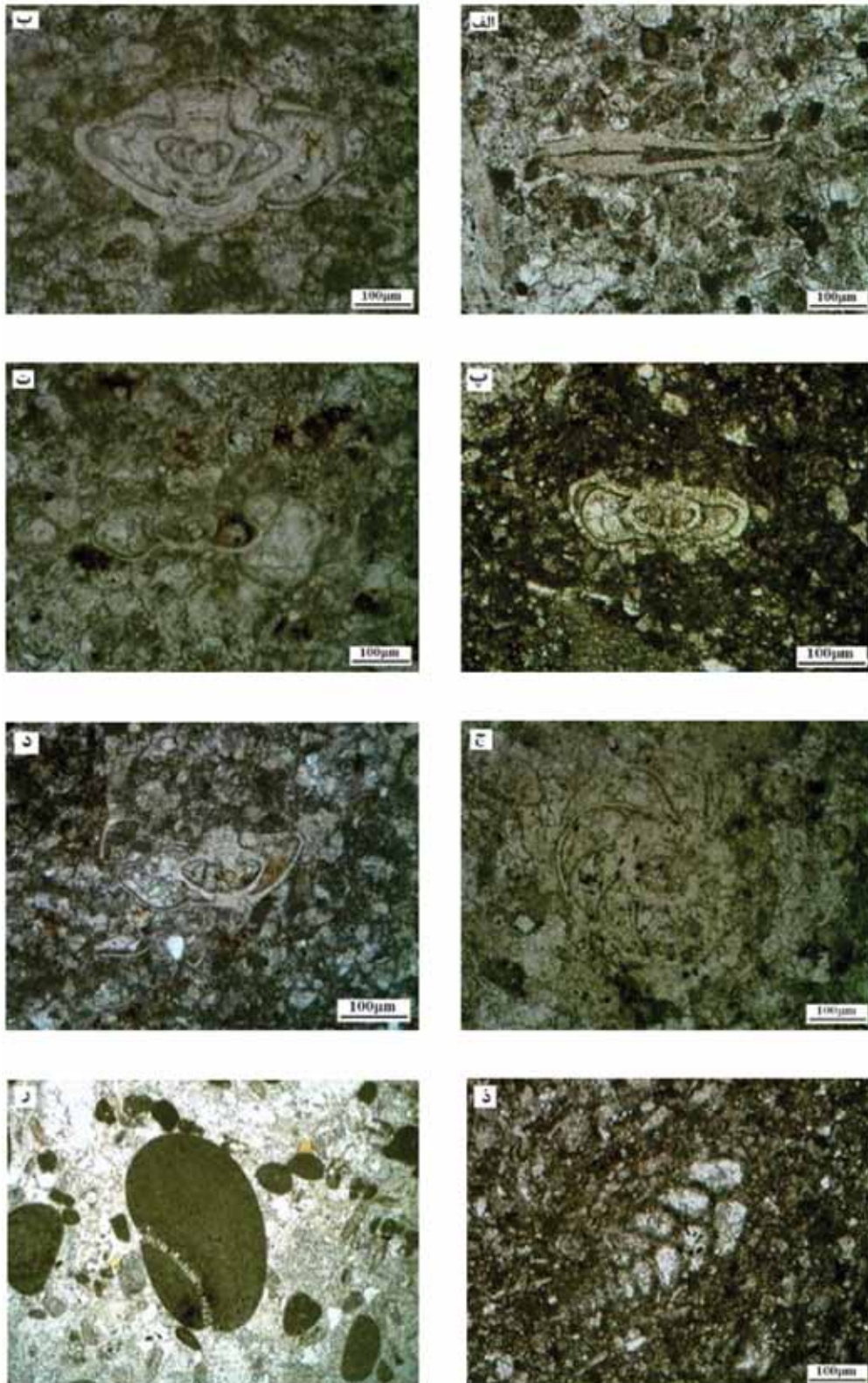
رودیست، دوکفه‌ای، اکینوئید، بریوزوئر، جلبک قرمز، گاستروپود و استراکود نیز در این زون زیستی شناسائی شد. سن این زون زیستی که در برگیرنده کل ضخامت سازند کلات می‌باشد بر اساس فسیل‌های موجود در آن به‌ویژه



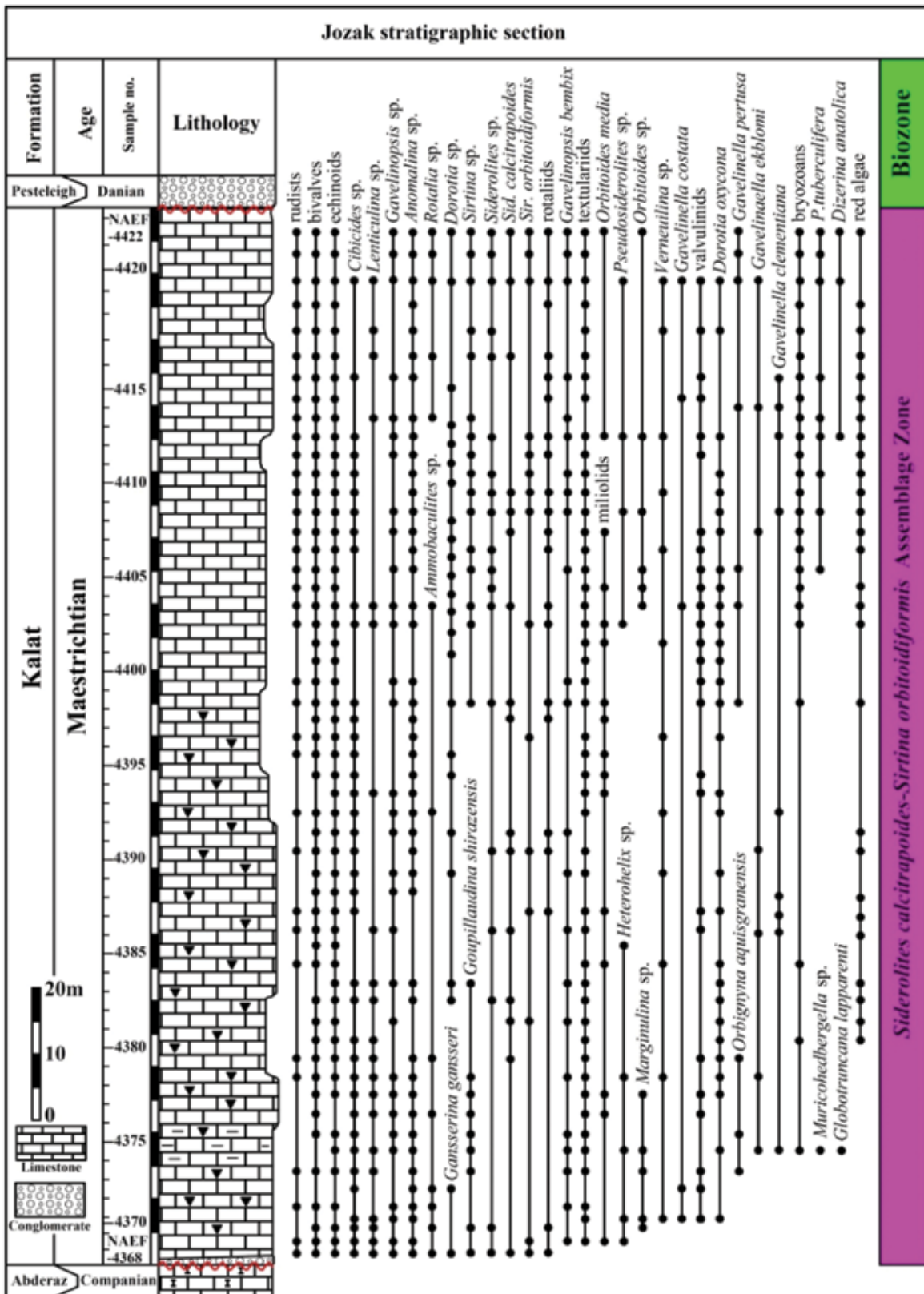
شکل ۲. الف) *Gansserina gansseri*, Axial section (ب) *Rugotruncana subcircumnodifer*, Axial section (پ) *Muricohedbergella* sp., Axial section (ت) *Orbitoides media*, Axial section (ج) *Lepidorbitoides* sp., Axial section (د) *Pararotalia tuberculifera*, Axial section (ز) *Siderolites calcitrapoides*, Axial section



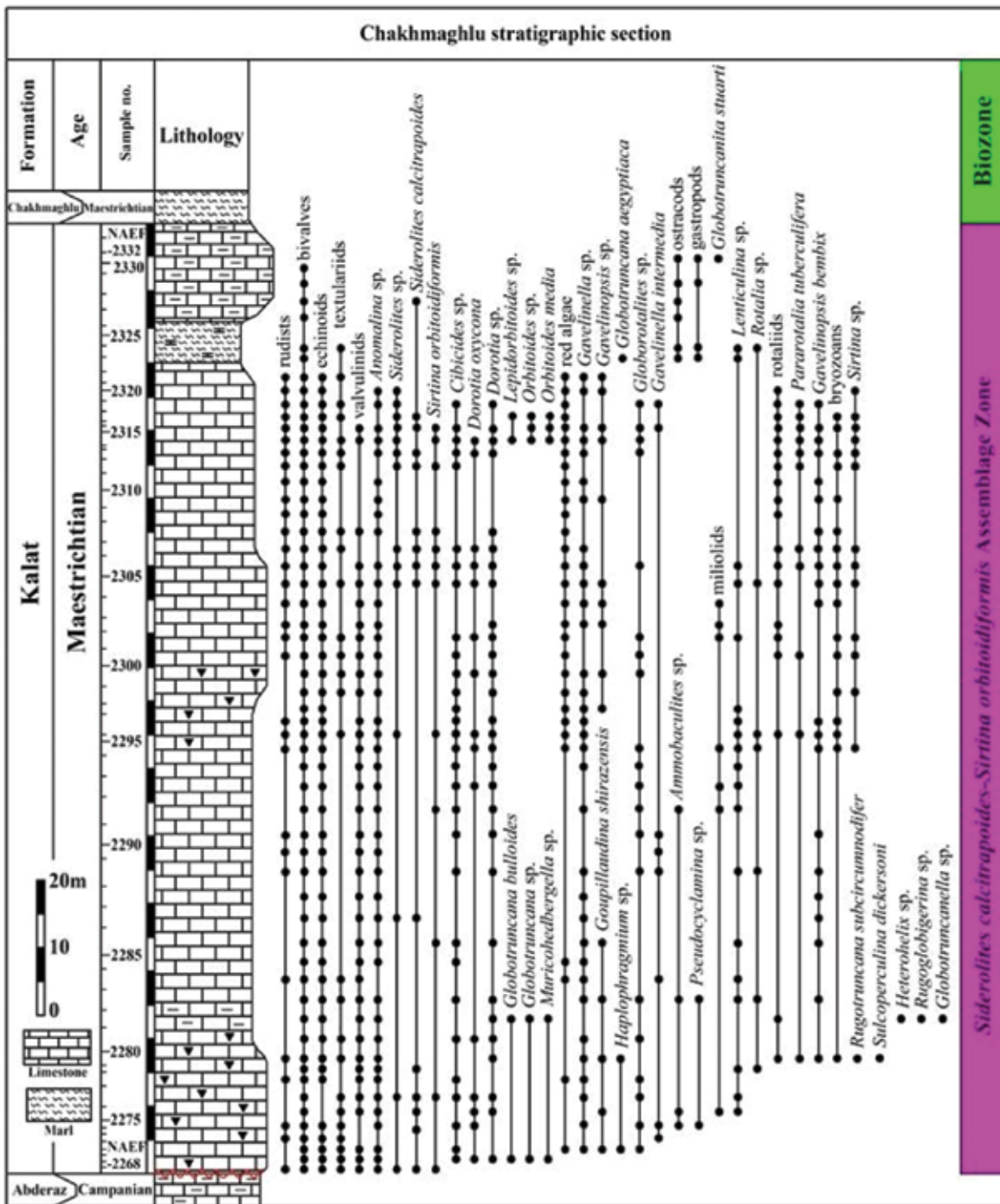
ادامه شکل ۲. الف) *Orbitoides media*, Axial section (ب) *Goupillaudina shirazensis*, (پ) *Sirtina orbitoidiformis*,
 د) *Siderolites calcitrapoides*, Axial section (ه-ج) *Gavelinopsis bembix*, Axial section (ت) *axial section*
 اناتولیکا. Axial section



ادامه شکل ۲. الف) *Sulcoperculina dickersoni*, Axial section (ب) *Gavelinopsis bembix*, Axial section (پ) *Gavelinella*، *Gavelinella pertusa*, Transverse section (ج) *Gavelinella costata*, Axial section (ت) *Gavelinella clementiana*, Axial section (ث) *Gavelinella ekblomi*, Axial section (د) *Gavelinella*، *Verneuilina* sp., Subaxial section (ذ) *Gavelinella*، *Lithophyllum* sp.), Transverse (ر) *Gavelinella*، *Lithophyllum* sp.), Transverse section



شکل ۳. انتشار چينه‌شناسي فرامينيفرها و زون‌زيستي معرفي شده در برش چينه‌شناسي جوزک



شکل ۴. انتشار چینه‌شناسی فرامینیفرها و زون‌زیستی معرفی شده در برش چینه‌شناسی چخماقلو

رخساره‌های کربناته

کلات در برش چخماقلو شناسائی شد. اجزای اصلی سازنده این رخساره، گاستروپودها و بایوکلاست‌ها در زمینه میکرایتی می‌باشند (شکل ۵ ب). از جمله مهم‌ترین بایوکلاست‌ها می‌توان دوکفه‌ای و استراکود را نام برد. کوارتز و کانی‌های اوپیک نیز به مقدار جزئی حضور دارند. مهم‌ترین ویژگی‌های دیاژنتیکی این رخساره ته‌نشست سیمان اسپاریت در حجرات گاستروپود و میکرایتی شدن بایوکلاست‌ها می‌باشد.

تفسیر: گاستروپودها می‌توانند به فراوانی در محیط‌های بسته با شوری بالا یافت شوند (Scholle and Scholle, 2006). نبود فونای دریای باز و موقعیت چینه‌شناسی این رخساره با رخساره B_1 و B_3 نشان می‌دهد که این رخساره در محیط لاگون محصور، نزدیک به محیط جزر و مدی تشکیل شده است (Wilson and Evans 2002). این رخساره معادل با رخساره استاندارد شماره ۱۹ (RMF19) و کمر بند رخساره‌ای ۸ (FZ8) ویلسون می‌باشد.

رخساره مارن (B_3)

این رخساره فقط در بخش بالایی سازند کلات در برش چخماقلو مشاهده شد. لایه‌های مارن عمدتاً به رنگ خاکستری است و دارای قطعات ژئوپس می‌باشند. قطعات دوکفه‌ای، استراکود، گاستروپود و اندکی فرامینیفر بنتیک به صورت جزئی حضور دارند (شکل ۵ پ). کوارتز و کانی‌های اوپیک نیز در این رخساره وجود دارند. نئومورفیسیم زمینه رسی-میکرایتی مهم‌ترین ویژگی دیاژنتیکی این رخساره است. تفسیر: حضور قطعات ژئوپس، زمینه رسی دانه‌ریز و نبود فونای دریای باز نشان می‌دهد این رخساره در محیط لاگون محصور کم انرژی ته‌نشست شده است (Flugel, 2010). نبود فونای دریای باز در زمینه رسی نشان‌دهنده این است که محل تشکیل این رخساره محیط کم‌عمق زیر سطح اساس امواج عادی (FWWB) با انرژی کم می‌باشد (Burchette and Wright, 1992).

آنالیزهای رخساره‌ای منجر به تفکیک واحدهای کربناته به ۱۰ رخساره شد که در محیط‌های دریایی تحت شرایط متفاوت انرژی ته‌نشست شده‌اند. این رخساره‌ها با رخساره‌های استاندارد^۱ و کمر بندهای رخساره‌ای^۲ ارائه شده توسط ویلسون (Wilson, 1975) و محیط رسوبی آنها توسط فلوگل (Flugel, 2010) مقایسه شده است. این رخساره‌ها عبارتند از:

رخساره‌های محیط جزر و مدی^۳

رخساره فنسترال وکستون (B_1)

این رخساره فقط در بخش راسی سازند کلات در برش چخماقلو شناسائی شد. ساختارهای فنستریت^۴ یا چشم پرنده‌ای به‌خوبی در این رخساره توسعه‌یافته و توسط سیمان اسپاریت پر شده‌اند (شکل ۵ الف). زمینه این رخساره میکرایتی می‌باشد. دوکفه‌ای، استراکود و گاستروپود به مقدار جزئی در این رخساره حضور دارند. از جمله ساختارهای رسوبی موجود در این رخساره می‌توان به میکروکارستی شدن و لامیناسیون اشاره کرد. ته‌نشست سیمان اسپاریت، دولومیتی شدن جزئی و نئومورفیسیم زمینه میکرایتی مهم‌ترین ویژگی‌های دیاژنتیکی این رخساره می‌باشند.

تفسیر: ساختارهای فنستریت در رسوبات محیط جزر و مدی متداول هستند (Flugel, 2010). این ساختارها به علت خروج هوا از رسوبات میکرایتی در طول غرق‌شدگی رسوبات در محیط جزر و مدی ساخته می‌شوند (Ginsburg and Hardie, 1975; Shinn, 1983). نبود فونا، زمینه میکرایتی و توسعه ساختارهای فنستریت نشان می‌دهد این رخساره در محیط جزر و مدی ته‌نشست شده است. دولومیتی شدن نیز احتمالاً مربوط به پدیده دیاژنتز اولیه می‌باشد (Tucker and Wright, 1990). این رخساره معادل با رخساره استاندارد شماره ۲۳ (RMF23) و کمر بند رخساره‌ای ۹ (FZ9) ویلسون می‌باشد.

رخساره‌های محیط لاگون^۵

رخساره بایوکلاست گاستروپود وکستون (B_2)

این رخساره به صورت جزئی فقط در بخش راسی سازند

1. Standard Microfacies Types
2. Facies Belt
3. Tidal Flat
4. Fenestrate
5. Lagoon

سیمان اسپاریت، دولومیتی شدن جزئی و میکرایتی شدن بایوکلاست‌ها می‌باشد.

تفسیر: بافت‌های گرینستونی مشخصه محیط‌های سدی با انرژی بالا می‌باشند (Wilson, 1975; Harris et al., 1997). حضور سیمان اسپاریت و اجزای سازنده با گردش‌دگی و جورشدگی نسبتاً خوب نشان می‌دهد که این رخساره در یک محیط سدی با انرژی بالا در بالای سطح اساس امواج^۲ تشکیل شده است (Burchette, 1993). این رخساره معادل با رخساره استاندارد شماره ۲۷ (RMF27) و کمر بند رخساره‌ای ۶ (FZ6) ویلسون می‌باشد.

رخساره بایوکلاست فرامینیفر بنتیک گرینستون (B_۶)

این رخساره به صورت جزئی در بخش میانی تا بالایی سازند کلات مشاهده شد. بافت این رخساره دانه پشتیان است و اجزای اصلی سازنده آن فرامینیفرهای بنتیک با پوسته هیالین مانند سیدرولیتس (*Siderolites*)، اربیتوئیدس (*Orbitoides*)، لپیداربتوئیدس (*Lepidorbitoides*) و سیرتینا (*Sirtina*) می‌باشد (شکل ۵ د). دوکفه‌ای، جلبک قرمز، رودیست و اکتینوئید نیز حضور دارند. کوارتز و گلوکونیت به مقدار اندکی وجود دارند. مهم‌ترین ویژگی دیاژنتیکی این رخساره ته‌نشست سیمان اسپاریت در فضاهای خالی و حجرات فرامینیفرهای بنتیک می‌باشد.

تفسیر: حضور متنوع فرامینیفرهای بنتیک با پوسته هیالین در زمینه اسپاریتی نشان می‌دهد که این رخساره در محیط سدی با انرژی بالا و مرتبط با دریای باز تشکیل شده است (Carannanate et al., 2000). چنین محیط‌هایی جداکننده محیط دریای باز از لاگون می‌باشند (Burchette and Wright, 1992). این رخساره معادل با رخساره استاندارد شماره ۲۶ (RMF26) و کمر بند رخساره‌ای ۶ (FZ6) ویلسون می‌باشد.

رخساره رودیست گرینستون (B_۷)

این رخساره در بخش میانی تا بالایی سازند کلات شناسائی شد. اجزای اصلی سازنده این رخساره قطعات درشت و فراوان رودیست می‌باشد. دوکفه‌ای، اویستر، جلبک قرمز، اکتینوئید

رخساره بایوکلاست پکستون (B_۴)

این رخساره به صورت جزئی در بخش زیرین سازند کلات شناسائی شد. اجزای اصلی سازنده این رخساره بایوکلاست‌ها در زمینه میکرایتی می‌باشند (شکل ۵ ت). از مهم‌ترین بایوکلاست‌های شناسائی شده می‌توان به ذرات اکتینوئید، دوکفه‌ای و فرامینیفر بنتیک اشاره کرد. پلوئید و اینتراکلاست نیز در این رخساره حضور دارند. همچنین کوارتز و کانی‌های اوپک نیز مشاهده شدند. مهم‌ترین ویژگی‌های دیاژنتیکی این رخساره دولومیتی شدن جزئی و میکرایتی شدن بایوکلاست‌ها می‌باشد.

تفسیر: دانه‌های کوارتز از فرسایش لایه‌های قدیمی‌تر منشا گرفته و احتمالاً به وسیله باد یا جریان‌های آبی از خارج حوضه به محیط دریایی جابجا شده‌اند (Tucker and Wright, 1990; Flugel, 2010). پلوئیدها از اجزای شاخص محیط دریایی لاگون و کم انرژی می‌باشند (Tomasovych, 2004). بایوکلاست‌های میکرایتی شده و حضور فونای دریای باز مانند اکتینوئید نشان می‌دهد که این رخساره در محیط لاگون نیمه محصور تشکیل شده است (Flugel, 2010). این رخساره معادل با رخساره استاندارد شماره ۲۰ (RMF20) و کمر بند رخساره‌ای ۷ (FZ7) ویلسون می‌باشد.

رخساره‌های محیط سدی^۱

رخساره بایوکلاست اینتراکلاست گرینستون (B_۳)

این رخساره به صورت گسترده در سراسر سازند کلات شناسائی شد. اجزای اصلی سازنده این رخساره، اینتراکلاست‌ها و بایوکلاست‌ها در زمینه اسپاریتی می‌باشند. این رخساره سازنده اصلی سدهای بایوکلاستی می‌باشد (شکل ۵ ج). اکتینوئید، جلبک‌های قرمز مانند (*Lithophyllum*) و لیتوتامینیوم (*Lithotaminium*)، فرامینیفرهای بنتیک کوچک با پوسته هیالین، رودیست و دوکفه‌ای از مهم‌ترین بایوکلاست‌ها می‌باشند. پلوئید و کوارتز نیز به صورت فرعی حضور دارند. اجزای اصلی دارای گردش‌دگی و جورشدگی نسبتاً خوبی می‌باشند. مهم‌ترین ویژگی‌های دیاژنتیکی این رخساره ته‌نشین شدن

1. Shoal

2. Fair weather wave base

فرامینیفرهای بنتیک با پوسته هیالین مانند گاولینوپسیس (*Gavelinopsis*) و سیدرولیتس (*Siderolites*) نیز حضور دارند (شکل ۵ ز). کوارتز، کانی‌های اوپک و اینتراکلاست به صورت فرعی مشاهده شدند. نئومورفیسم زمینه میکرایتی و ایجاد سیمان سین تکسیال^۲ در اطراف قطعات اکینوئید مهم‌ترین ویژگی‌های دیاژنتیکی این رخساره می‌باشد.

تفسیر: حضور فراوان قطعات اکینوئید نشان‌دهنده محیط دریای باز می‌باشد (Heckel, 1972). حضور فونای دریای باز مانند اکینوئید و جلبک قرمز به همراه دوکفه‌ای و فرامینیفر بنتیک در بافت پکستونی بیانگر آن است که این رخساره در محیط دریای باز با انرژی متوسط ته‌نشست شده است (Harris et al., 1997). این رخساره معادل با رخساره استاندارد شماره ۷ (RMF7) و کمر بند رخساره‌ای ۵ (FZ5) ویلسون می‌باشد.

رخساره بایوکلاست وکستون کوارتز دار (B_{10})

این رخساره به صورت جزئی فقط در بخش زیرین سازند کلات شناسائی شد. اجزای اصلی سازنده این رخساره اکینوئید، جلبک قرمز، دوکفه‌ای، بریوزوئر و فرامینیفرهای پلانکتونی مانند هتروهللیکس (*Heterohelix*)، موریکوهدرگلا (*Muricohedbergella*) در زمینه میکرایتی دانه‌ریز می‌باشد (شکل ۵ س). دانه‌های کوارتز در اندازه سیلت و کانی‌های اوپک نیز حضور دارند. مهم‌ترین ویژگی‌های دیاژنتیکی این رخساره پر شدن حرات فرامینیفرهای پلانکتون توسط اسپاریت، نئومورفیسم زمینه میکرایتی و سیلیسی شدن جزئی می‌باشد.

تفسیر: حضور فونای دریای باز مانند اکینوئید، بریوزوئر و فرامینیفر پلانکتونی در زمینه میکرایتی نشان می‌دهد که این رخساره در محیط دریای باز با انرژی کم تا متوسط تشکیل شده است (Wilson, 1975; Flugel, 2010). حضور گسترده دانه‌های کوارتز بیانگر آن است که این رخساره تحت تاثیر مواد حمل شده از مناطق کم‌عمق تر قرار گرفته است (Scholle and Arthur, 1980; Flugel, 2010). این رخساره معادل با رخساره استاندارد شماره ۲ (RMF2) و کمر بند رخساره‌ای ۵ (FZ5) ویلسون می‌باشد.

و فرامینیفر بنتیک نیز حضور دارند. (شکل ۵ ذ). کوارتز و اینتراکلاست نیز به صورت جزئی وجود دارند. قطعات رودیست و سایر اجزای دارای گردشگی و جورشدگی نسبتاً خوبی می‌باشند. مهم‌ترین ویژگی دیاژنتیکی این رخساره ته‌نشین شدن سیمان اسپاریت در فضاهای خالی و شکستگی‌ها می‌باشد.

تفسیر: جورشدگی نسبتاً خوب رودیست‌ها، زمینه اسپاریتی و بافت گرینستونی نشان می‌دهد که این رخساره در بخش‌های پر انرژی محیط سدی به سمت دریای باز نهشته شده است (Wilson, 1975; Flugel, 2010). این رخساره معادل با رخساره استاندارد شماره ۳۰ (RMF30) و کمر بند رخساره‌ای ۶ (FZ6) ویلسون می‌باشد.

رخساره‌های محیط دریای باز^۱

رخساره بایوکلاست فرامینیفر بنتیک پکستون دولومیتی شده (B_8)

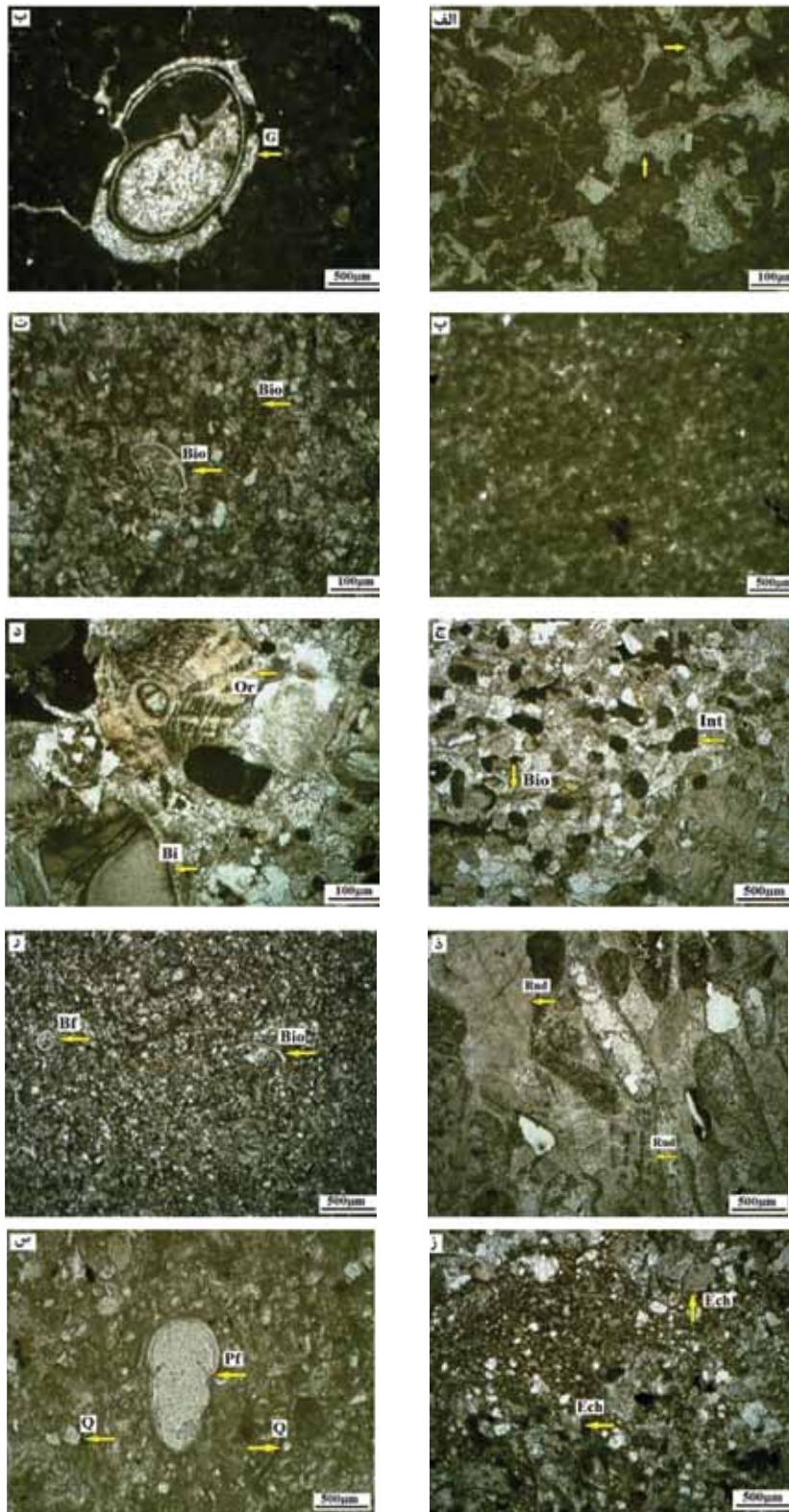
این رخساره به صورت گسترده در بخش زیرین سازند کلات مشاهده شد. اجزای اصلی شامل فرامینیفرهای بنتیک مانند سی بی سایدس (*Cibicides*)، آنومالینا (*Anomalina*)، تکستولارید (*Textulariid*) می‌باشد. (شکل ۵ ر). اکینوئید، دوکفه‌ای، پلوئید، اینتراکلاست، جلبک قرمز، رودیست و کوارتز نیز به صورت فرعی حضور دارند. دولومیتی شدن و نئومورفیسم زمینه میکرایتی از مهم‌ترین ویژگی‌های دیاژنتیکی این رخساره می‌باشد.

تفسیر: بلورهای دانه‌ریز تا متوسط دولومیت مربوط به پدیده دیاژنز ثانویه می‌باشند (Warren, 2000) که در یک روند کم‌عمق شدگی به وجود آمده‌اند (Mutti and Simo, 1994). تنوع نسبتاً خوب فرامینیفرهای بنتیک و حضور فونای دریای باز مانند اکینوئید و جلبک قرمز نشان‌دهنده این است که محیط تشکیل این رخساره ابتدای دریای باز با انرژی متوسط است (Tucker and Wright, 1990; Zhicheng et al., 1997). این رخساره معادل با رخساره استاندارد شماره ۳ (RMF3) و کمر بند رخساره‌ای ۵ (FZ5) ویلسون می‌باشد.

رخساره بایوکلاست اکینوئید پکستون (B_9)

این رخساره به صورت جزئی در بخش میانی سازند کلات مشاهده شد. قطعات اکینوئید سازنده اصلی این رخساره هستند. جلبک قرمز، دوکفه‌ای، رودیست و

1. Open Marine
2. Syntexial cement



شکل ۵. الف) وکستون دارای ساختارهای فنستریت یا چشم چرنده‌ای (B_1)؛ ب) وکستون دارای گاستروپود و بایوکلاست (B_2)؛ پ) مارن (B_3)؛ ت) پکستون دارای بایوکلاست (B_4)؛ ج) گرینستون دارای بایوکلاست و اینتراکلاست (B_5)؛ د) گرینستون دارای بایوکلاست و فرامینیفر بنتیک (B_6)؛ ذ) گرینستون رودیستی (B_7)؛ ر) پکستون دارای فرامینیفر بنتیک و دولومیتی شده (B_8)؛ ز) پکستون دارای اکینوئید و بایوکلاست (B_9)؛ س) وکستون دارای بایوکلاست و کوارتز (B_{10})؛ علائم اختصاری عبارتند از: Q: کوارتز؛ G: گاستروپود؛ Bf: فرامینیفر بنتیک؛ Pf: فرامینیفر پلانکتون؛ Or: اربیتوئیدس؛ Ech: اکینوئید؛ Bio: بایوکلاست؛ Bi: دوکفه‌ای؛ Rud: رودیست؛ Int: اینتراکلاست

محیط رسوبی

با بررسی ارتباط جانبی و عمودی رخساره‌ها و پراکندگی فونا می‌توان گفت رسوب‌گذاری سازند کلات در برش‌های مورد مطالعه در چهار محیط جزر و مدی، لاگون محصور و نیمه محصور، سد و دریای باز رخ داده است. محیط جزر و مدی توسط رخساره کنگلومرایی (A) و رخساره وکستون دارای ساختارهای فنستریت یا چشم‌پرنده‌ای (B_1) مشخص می‌شود. این ساختارها به علت خروج هوا از رسوبات میکرایتی در طول غرق‌شدگی رسوبات در محیط جزر و مدی تشکیل شده‌اند (Ginsburg and Hardie, 1975; Shinn, 1983). رخساره وکستون دارای گاستروپود (B_2) نشان‌دهنده محیط لاگون محصور نزدیک به محیط جزر و مدی می‌باشد. گاستروپودها می‌توانند به فراوانی در محیط‌های بسته با شوری بالا یافت شوند (Scholle and Scholle, 2006). رخساره مارن (B_3) مربوط به عمیق‌ترین بخش محیط لاگون می‌باشد. با نزدیک شدن به محیط سدی و امکان ارتباط محیط لاگون با دریای باز، رخساره بایوکلاست پکستون (B_4) ته‌نشست شده است. رخساره‌های محیط سدی بسیار متنوع است و شامل رخساره گرینستون دارای بایوکلاست و اینتراکلاست (B_5)، گرینستون دارای بایوکلاست و فرامینفر بنتیک (B_6) و گرینستون دارای رودیست (B_7) می‌باشند. اکثر اجزای اسکلتی این رخساره‌ها از ارگانسیم‌های دریای باز در مجاورت حاشیه پلاتفرم نشأت گرفته‌اند. وجود سیمان اسپاریتی به همراه قطعات گردشده و جورشده بیانگر آن است که این رخساره‌ها در محیط پر انرژی سدی بالای سطح اساس امواج عادی (FWWB) شکل گرفته‌اند (Burchette, 1993). رخساره پکستون دارای فرامینفر بنتیک و دولومیتی شده (B_8) در ابتدای محیط دریای باز ته‌نشست شده است. این رخساره در بخش زیرین سازند کلات در یک روند کم‌عمق شونده به سمت بالا تشکیل شده و با ایجاد شرایط مناسب، پدیده دولومیتی شدن نیز در آن رخ داده است. به عقیده موتی و سیمو

(Mutti and Simo, 1994) چنین دولومیت‌هایی در یک روند کم‌عمق شدگی به وجود می‌آیند. حضور فراوان قطعات اکینوئید در رخساره بایوکلاست اکینوئید پکستون (B_9) نشان‌دهنده محیط دریای باز با انرژی متوسط می‌باشد (Heckel, 1972). با افزایش سطح آب دریا رخساره کوارتر بایوکلاست وکستون (B_{10}) ته‌نشست شده است که وجود فونای دریای باز مانند اکینوئید، بریوزوئر و فرامینفر پلانکتونی بیانگر آن است که این رخساره مربوط به محیط دریای باز با انرژی کم تا متوسط می‌باشد. تغییرات تدریجی رخساره‌ها، نبود رسوبات حاصل از جریان‌های توربیدیتی مانند رسوبات ریزشی و لغزشی، فقدان ریف‌ها و حضور گسترده سدهای بایوکلاستی نشان می‌دهد که سازند کلات در محیط کربناته رمپ با شیب کم ته‌نشست شده است (Read, 1985; Tucker and Wright, 1990; Burchette and Wright, 1992) (شکل ۶). اکثر رخساره‌های شناسائی شده شامل رخساره کنگلومرایی (A) و رخساره‌های کربناته B_1 تا B_7 در رمپ داخلی و رخساره‌های B_8 تا B_{10} در رمپ میانی ته‌نشست شده‌اند. لازم به ذکر است رخساره‌های رمپ خارجی در برش‌های مورد مطالعه تشخیص داده نشد.

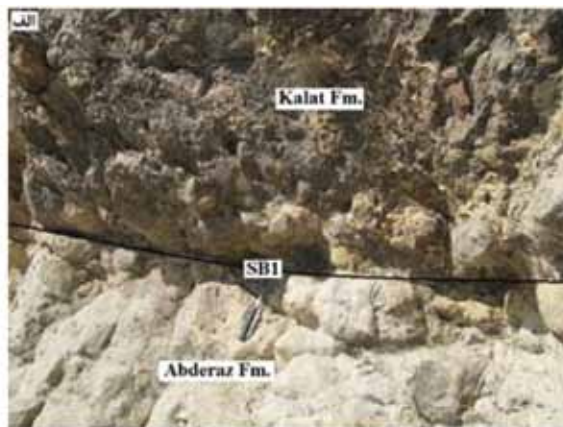
چینه‌نگاری سکansı

نهمشته‌های یک حوضه رسوبی را می‌توان براساس وجود ناپیوستگی‌ها یا پیوستگی‌های هم‌ارز به سکانس‌های رسوبی تفکیک کرد (Van Wagoner et al., 1990). این کار با بررسی تغییرات عمودی رخساره‌ها و شناسائی محیط‌های رسوبی مرتبط با تغییرات نسبی سطح آب دریا انجام می‌گیرد (Emery and Myers, 1996). تغییرات عمودی رخساره‌ها و منحنی مربوط به تغییرات نسبی عمق، نشانگر دو سکانس رسوبی رده سوم در سازند کلات می‌باشد (شکل ۷، ۸).

مرزهای سکانشی

محصور مشخص می‌شود. این مرز به دلیل نبود شواهد خروج از آب، مرز سکانشی نوع دوم (SB2) است. مرز سکانشی سوم در برش جوزک بین سازندهای کلات و پستلیق قرار دارد و به دلیل شواهد خروج از آب و فرسایش گسترده رسوبات، مرز سکانشی نوع اول (SB1) می‌باشد (Vail et al., 1984). این مرز در برش چخماقلو بین سازندهای کلات و سازند غیررسمی چخماقلو واقع شده و به دلیل نبود شواهد خروج از آب و فرسایش رسوبات، مرز سکانشی نوع دوم (SB2) در نظر گرفته شد (شکل ۹ ت).

براساس سطوح فرسایشی و روندهای کم‌عمق شونندگی در روند تغییرات عمودی رخساره‌ها، سه مرز سکانشی در برش‌های مورد مطالعه تشخیص داده شد. مرز سکانشی اول بین سازندهای آب دراز و کلات واقع شده است و به علت نبود سازندهای آب تلخ و نیزار به صورت ناپیوستگی فرسایشی بوده و مرز سکانشی نوع اول (SB1) است (شکل ۹ الف). رخساره کنگلومرای (A) در بالای این مرز در برش جوزک، شروع مجدد پیشروی سطح آب دریا را نشان می‌دهد (شکل ۹ ب). مرز سکانشی دوم در سازند کلات قرار دارد و توسط رخساره بایوکلاست پکستون (B₄) مربوط به محیط لاگون نیمه



شکل ۹. تصاویر صحرایی از مرزهای سکانشی تشخیص داده شده؛ الف) مرز سکانشی نوع اول (SB1) بین سازندهای آب دراز و کلات در برش چخماقلو؛ ب) کنگلومرای قاعده‌ای سازند کلات در بالای مرز سکانشی در برش جوزک؛ پ) مرز سکانشی نوع اول (SB1) بین سازندهای کلات و پستلیق در برش جوزک؛ ت) مرز سکانشی نوع دوم (SB2) بین سازندهای کلات و چخماقلو در برش چخماقلو

سکانس ۱

و بایوکلاست گاستروپود و کستون (B_2) مربوط به لاگون محصور و رخساره فنسترال و کستون (B_1) مربوط به محیط جزر و مدی می‌باشد. این سکانس نیز از لحاظ سنی می‌تواند معادل با سکانس K180 در صفحه عربی باشد (Sharland et al., 2007; Simmons et al., 2001).

با استفاده از تغییرات عمودی رخساره‌ها و شناسایی محیط‌های رسوبی، روند تغییرات سطح آب دریا در برش‌های مورد مطالعه بازسازی و با منحنی‌های تغییرات سطح آب جهانی (Haq et al., 1987; Miller et al., 2005) و منحنی تغییرات سطح آب صفحه عربی (Haq and Al-Qahtani, 2005) مقایسه شده است (شکل ۱۱). مقایسه منحنی‌های رسم شده نشان می‌دهد منحنی تغییرات سطح آب دریا در برش‌های مورد مطالعه هماهنگی قابل توجهی با منحنی‌های تغییرات سطح آب جهانی دارد بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که روند تغییرات سطح آب دریا در زمان نه‌نشست رسوبات سازند کلات در غرب حوضه کپه داغ به‌وضوح تحت تاثیر روند تغییرات سطح آب جهانی بوده است.

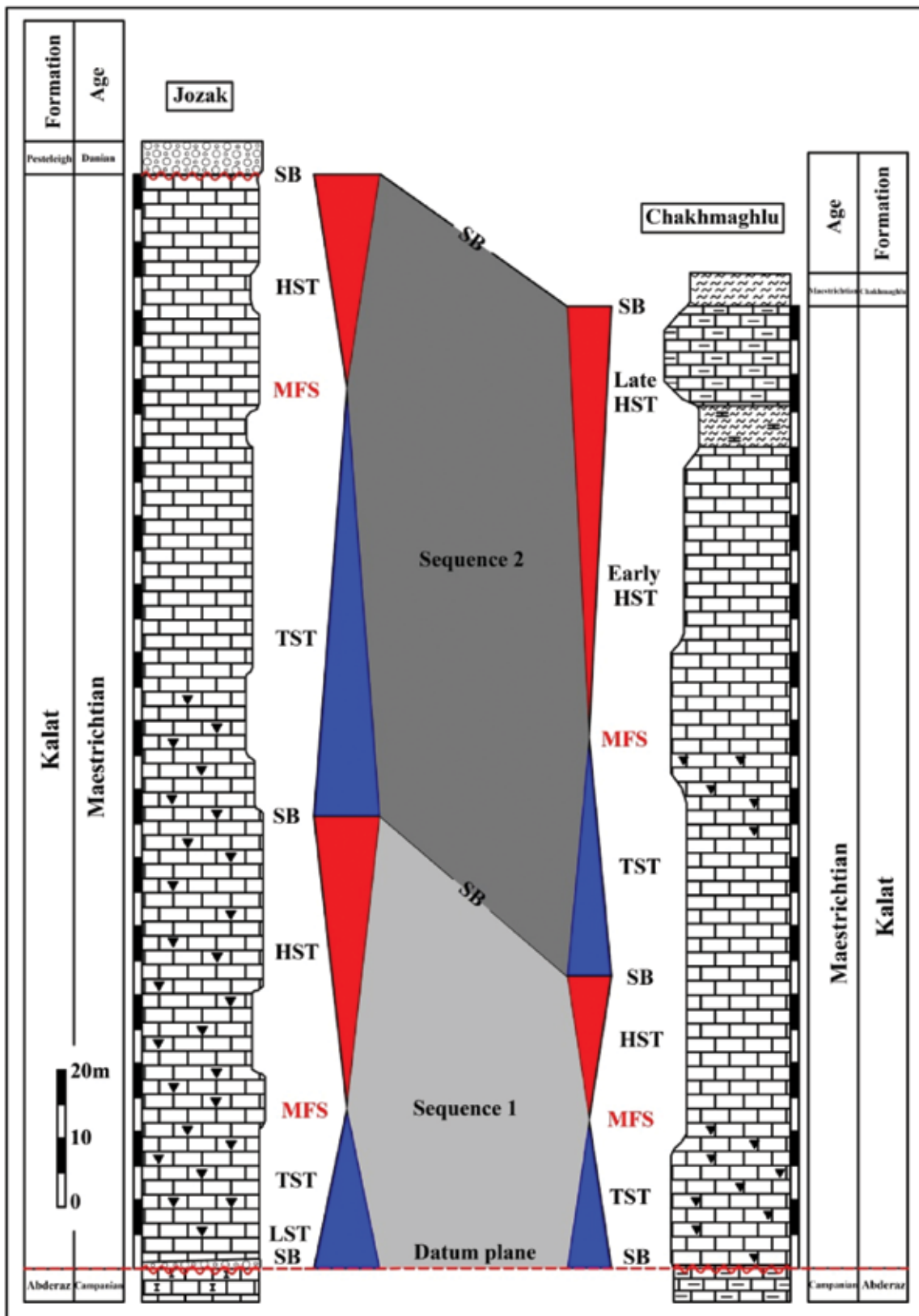
نتیجه‌گیری

رسوبات سازند کلات در دو برش جوزک و چخماقلو در غرب حوضه کپه داغ برداشت و مورد مطالعه قرار گرفته است. ضخامت سازند کلات در برش جوزک ۱۵۸ متر است و لیتولوژی آن عمدتاً شامل سنگ آهک‌های قهوه‌ای تا خاکستری روشن و گاهی کرم رنگ می‌باشد و مرز زیرین و بالایی آن با سازندهای آب دراز و پسته لیک به صورت ناپیوستگی فرسایشی است. ضخامت سازند کلات در برش چخماقلو ۱۳۹ متر است و لیتولوژی آن عمدتاً از سنگ آهک‌های خاکستری تا قهوه‌ای رنگ و مقدار کمی مارن خاکستری روشن تا سفید رنگ تشکیل شده است. مرز زیرین سازند کلات در این برش با سازند آب دراز ناپیوسته و مرز بالایی آن با سازند چخماقلو پیوسته و تدریجی است. سازند چخماقلو یک واحد متشکل از مارن‌های سفید تا کرم رنگ و سنگ آهک‌های سفید تا خاکستری روشن است که از لحاظ فسیلی فقیر می‌باشد و بر اساس موقعیت چینه‌شناسی

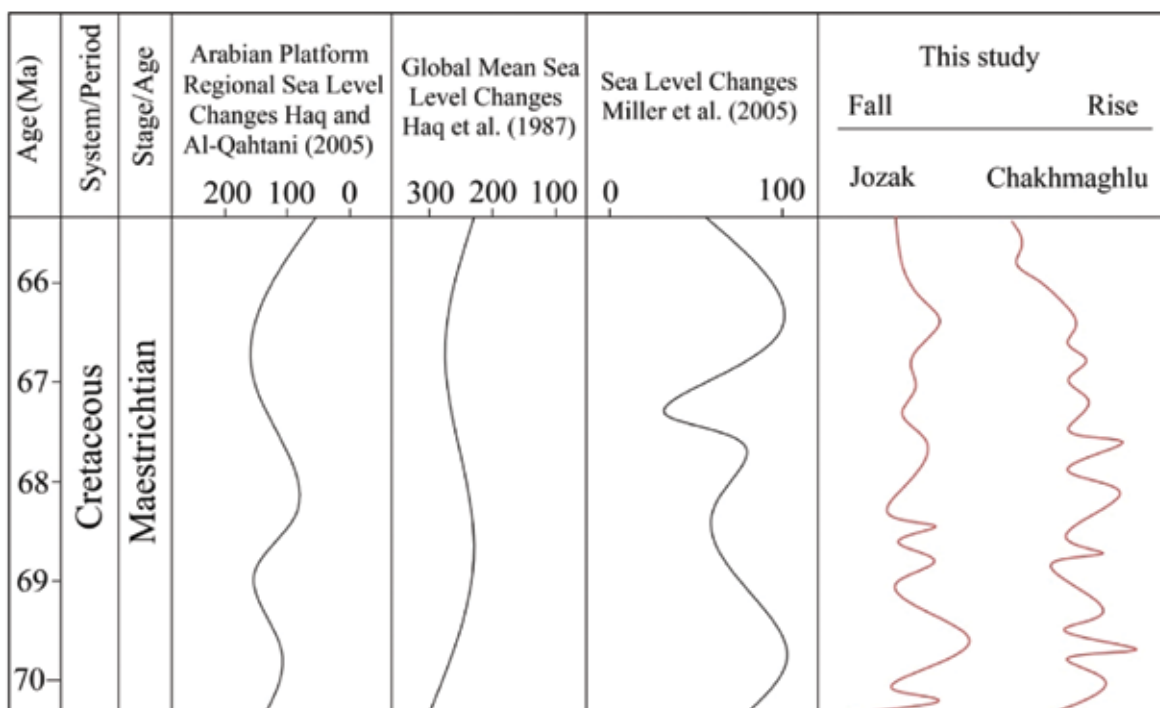
این سکانس در بخش زیرین سازند کلات شناسائی شد و به ترتیب در برش جوزک و چخماقلو ۶۱ و ۴۳ متر ضخامت دارد (شکل ۱۰). رخساره کنگلومرایی (A) به ضخامت چند سانتی‌متر در قاعده سازند کلات در برش جوزک بیانگر دسته رخساره تراز پایین آب دریا (LST) می‌باشد در حالی که این رخساره در برش چخماقلو شناسائی نشد. دسته رخساره تراز پیشروی آب دریا (TST) عمدتاً از رخساره‌های محیط سدی (B_5) و ابتدای دریای باز (B_6) تشکیل شده است. حداکثر پیشروی سطح آب دریا (MFS) توسط رخساره بایوکلاست و کستون (B_{10}) کوارتزار مربوط به محیط دریای باز مشخص می‌شود. دسته رسوبی وابسته به سکون و آغاز پسروی دریا (HST) عمدتاً شامل رخساره پکستون دارای فرامینیفیر بنتیک و دولومیتی شده (B_8) می‌باشد که تحت تاثیر فرایند دولومیتی شدن قرار گرفته است. مرز بالایی این سکانس توسط رخساره بایوکلاست پکستون (B_4) مربوط به محیط لاگون نیمه محصور مشخص می‌شود. این سکانس از لحاظ سنی می‌تواند معادل با سکانس K180 در صفحه عربی باشد (Sharland et al., 2001; Simmons et al., 2007).

سکانس ۲

این سکانس دربرگیرنده بخش میانی و بالایی سازند کلات می‌باشد و به ترتیب در برش جوزک و چخماقلو ۹۷ و ۹۴ متر ضخامت دارد (شکل ۱۰). رخساره محیط سدی غنی از بایوکلاست و اینتراکلاست (B_3) سازنده اصلی دسته رخساره تراز پیشروی آب دریا (TST) می‌باشد. حداکثر پیشروی سطح آب دریا (MFS) توسط رخساره بایوکلاست اکینوئید پکستون (B_9) مشخص می‌شود. دسته رسوبی وابسته به سکون و آغاز پسروی دریا (HST) در برش جوزک، تجمعی از انواع رخساره‌های محیط سدی غنی از بایوکلاست، رودیست، اینتراکلاست و فرامینیفیر بنتیک را نشان می‌دهد. این بسته رسوبی در برش چخماقلو به دو بخش پیشین (Early) و پسین (Late) قابل تقسیم است. بخش Early HST از رخساره‌های محیط سدی تشکیل شده است، اما بخش Late HST شامل رخساره مارن (B_3)



شکل ۱۰. تطابق سکانس‌های رسوبی ارائه شده در برش‌های مورد مطالعه؛ سطح مبنا (Datum plane) بین سازندهای آب دراز و کلات قرار داده شده است



شکل ۱۱. مقایسه منحنی تغییرات سطح آب دریا در برش‌های مورد مطالعه با منحنی تغییرات سطح آب جهانی (Haq et al., 1987; Miller et al., 2005) و منحنی تغییرات سطح آب صفحه عربی (Haq and Al-Qahtani, 2005) (Miller et al., 2005)

اینتراکلاست، فرامینیفر بنتیک و رودیست سازنده اصلی بسته‌های رسوبی وابسته به سکون و آغاز پسروری دریا (HST) هستند. همچنین سه مرز سکansı شناسائی شد. مرز سکansı اول بین سازنده‌های آب دراز و کلات قرار دارد و به دلیل وجود سطح ناپیوستگی، مرز سکansı نوع اول (SB1) است. مرز سکansı دوم در سازند کلات واقع شده و به دلیل نبود شواهد خروج از آب، مرز سکansı نوع دوم (SB2) در نظر گرفته شد. مرز سکansı سوم در برش جوزک بین سازنده‌های کلات و پستلیق قرار دارد و به دلیل شواهد خروج از آب و فرسایش گسترده رسوبات، مرز سکansı نوع اول (SB1) می‌باشد درحالی‌که این مرز در برش چخماقلو بین سازنده‌های کلات و چخماقلو قرار دارد و به دلیل نبود شواهد خروج از آب، مرز سکansı نوع دوم (SB2) در نظر گرفته شده است.

منابع

- افشار حرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین‌شناسی کپه داغ، انتشارات زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶.
- Afshar-Harb, A., Soheili, M., and Valeh,

سن مائستریشتین برای آن پیشنهاد شده است. مطالعات بایواستراتیگرافی سازند کلات منجر به شناسائی ۳۲ جنس و ۱۵ گونه از فرامینیفرهای بنتیک و ۱۱ جنس و شش گونه از فرامینیفرهای پلانکتون گردید و بر این اساس یک زون زیستی (*Siderolites calcitrapoides-Sirtina orbitoidiformis*) در سازند کلات شناسایی و معرفی شد. رسوب‌گذاری سازند کلات در چهار محیط جزر و مدی، لاگون محصور و نیمه محصور، سدی و دریای باز در یک محیط کربناته رمپ با شیب کم رخ داده است. مطالعات چین‌نگاری سکansı منجر به شناسائی دو سکانس رسوبی شد که از لحاظ سنی معادل با سکانس K180 در صفحه عربی می‌باشند. رخساره کنگلومرایی تنها در قاعده سازند کلات در برش جوزک شناسائی و بسته رسوبی پایین‌ترین سطح آب دریا (LST) را تشکیل می‌دهد. بسته‌های رسوبی پیش‌رونده (TST) عمدتاً از رخساره‌های سدی و ابتدای دریای باز تشکیل شده‌اند. حداکثر پیشروی سطح آب دریا (MFS) توسط رخساره‌های دریای باز غنی از اکینوئید، جلبک قرمز و فرامینیفر پلانکتونیک مشخص می‌شود. رخساره‌های جزر و مدی، لاگون و سدی حاوی بایوکلاست،

- N., 1978. Kurkhud geological map 1/250000. Geological Survey of Iran, 13.
- Afshar-Harb, A., 1994. Geology of the Iranian Kopet-Dagh. Geological Survey of Iran, Tehran, 265 (in Persian).
 - Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265.
 - Blair, T.C., 1987. Sedimentary processes, vertical stratification sequences, and geomorphology of the Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 1-18.
 - Blair, T. C., and McPherson, J. G., 1994a. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies. *Journal of Sedimentary Research*, 64, 451-490.
 - Burchette, T.P., and Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79, 3-57.
 - Burchette, T. P., 1993. Mishrif Formation (Cenomanian-Turonian), Southern Arabian gulf, Carbonate platform growth along a cratonic basin margin. In: Simo, J. A. T., Scott, R. W., and Masse J-P., (eds.), *Cretaceous carbonate platforms*. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 56, 185-200.
 - Carannate, G., Ruberti, D., and Sirna, M., 2000. Upper Cretaceous low energy ramp limestones from the Sorrento Peninsula (southern Apennines, Italy): micro and macrofossil associations and their significance in the depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 132, 89-124.
 - Caron, M., 1985. Cretaceous planktic foraminifera. In: Perch-Nielsen, K., Saunders, J.B. and Bolli, H.M., (eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, 17 - 86.
 - Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. AAPG Memoir, 1, 108-121.
 - Embry, A.F.I., and Klovan, J.E., 1972. Absolute water depth limits of Late Devonian paleoecological zones. *Geology Rundsch*, 61, 672-686.
 - Emery, D., and Myers, K.J., 1996. *Sequence Stratigraphy*. Oxford, United Kingdom, Blackwell, 297.
 - Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hamphill, Austin, Texas, 182.
 - Flugel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer, Berlin, 976.
 - Ginsburg, R. N., and Hardie, L. A., 1975. Tidal and storm deposits Northwest-ern Andros Island, Bahamas. In: Ginsburg, R.N., (ed.). *Tidal Deposits*, 23, 201-208.
 - Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1166.
 - Haq, B.U., and Al-Qahtani, A.M., 2005. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *GeoArabia*, 10, 127-160.
 - Harris, M.K., Thayer, A.A., and Amidon, M.A., 1997. Sedimentology and depositional environments of Middle Eocene terrigenous-carbonate strata, southeastern Atlantic coastal plain. *Sedimentary Geology*, 108, 141-161.
 - Heckel, P.H., 1972. Recognition of ancient shallow marine environments. In: Rigby, J.K., and Hamblin, W.K. (eds.), *Recognition of ancient sedimentary environments*, SEPM Special Publication, 16, 226-286.
 - Hofker, J., 1957. Foraminiferen der Oberkreide von Nordwestdeutschland und Holland. *Amt für Bodenforschung, Hannover*, 464.

- Kalantari, A., 1987. Biofacies Map of the Kopet-Dagh Region. National Iranian Oil Company, Exploration and Production Group, Tehran.
- Loeblich, A. R., Jr. and Tappan, H., 1988. Foraminiferal Genera and their Classification. Van Nostrand Rienhold, New York, 970.
- Lyberis, N., Manby, G., Poli, J.T., Kalugin, V., Yousouphocae, H., and Ashirov, T., 1998. Post Triassic evolution of the southern margin of the Turan plate. *Comptes Rendus Academic Sciences Paris*, 326, 137-143.
- Miller, K.G., Wright, J.D., and Browning, J.V., 2005. Visions of ice sheets in a greenhouse world. *Marine Geology*, 217, 215-231.
- Mutti, M., and Simo, J.A., 1994. Distribution, petrography and geochemistry of dolomite in cyclic shelf facies, Yates formation (Guadalupian), Capitan Reef Complex, USA. *International Association Sedimentologists Special Publications*, 21, 91-107.
- Postuma, J.A., 1971. *Manual of Planktonic Foraminifera*. Elsevier, Amsterdam, 420.
- Read, J., 1985. Carbonate platform facies models. *AAPG Bulletin*, 69, 1-21.
- Robaszynski, F., and Caron, M., 1995. Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bulletin Society Geology, France*, 166, 681-692.
- Robaszynski, F., Caron, M., Gonzales-Donoso, J.M., Wonders, A.A.H. and the European Working Group on Planktonic Foraminifera, 1984. Atlas of Late Cretaceous globotruncanids. *Revista Micropaleontologia*, 26, 145-305.
- Scholle, P.A., and Arthur, M.A., 1980. Carbon isotope fluctuation in Cretaceous pelagic limestone: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *AAPG Bulletin*, 64, 67-87.
- Scholle, P. A., and Scholle Dana, S. U., 2006. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rock: Grain, Texture, Porosity, Diagenesis. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 549.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davis, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D., and Simmons, M.D., 2001. Arabian Plate sequence stratigraphy, *GeoArabia Special Publication 2*, Gulf PetroLink, Bahrain, 371.
- Shinn, G., 1983. Tidal flat environment. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G., and Moore, C.H., (eds.), *Carbonate Depositional Environments*. AAPG Memoir, 33, 171-210.
- Sliter, W.V., 1972. Upper Cretaceous planktonic foraminiferal zoogeography & ecology-eastern Pacific margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 12, 15-31.
- Simmons, M.D., Sharland, P.R., Casey, D.M., Davies, R.B., and Sutcliffe, O. E., 2007. Arabian Plate sequence Stratigraphy: Potential implication for global chronostratigraphy. *GeoArabia*, 12, 101-130.
- Smith, N. D., 1974. Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *Journal of Geology*, 82, 205-223.
- Smith, A. G., Smith, D. G., and Funnel, B. M., 1994. *Atlas of Mesozoic and Cenozoic landmasses*. Cambridge University Press, Cambridge, 99.
- Stocklin, J., 1971. *Stratigraphic Lexicon of Iran*. Ministry of industry and mines. Geological Survey of Iran, Report Number 18.
- Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margin in Iran. In: Burk, C.A., and Drake, C.L. (eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 873-887.
- Tomasovych, A., 2004. Microfacies and depositional environment of an Upper Triassic

- intra-platform carbonate basin: the Fatric Unit of West Carpathians (Slovakia). *Facies*, 50, 77-105.
- Tucker, M.E., and Wright, P., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publication, Oxford, 482.
 - Vail, P.R., Hardenbol, J., and Todd, R.G., 1984. Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: Schlee, J.S., (eds), *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation*. AAPG Memoir, 36, 129-144.
 - Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., and Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well log, cores, and outcrops: Concepts of high-resolution correlation of time and facies. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 7, 1-55.
 - Warren, J., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important association. *Earth Science Reviews*, 52, 1-81.
 - Wilson, J.L., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, Berlin, 471.
 - Wilson, M. E. J., and Evans, M. E. J., 2002. Sedimentology and diagenesis of Tertiary carbonates on the Mangkalihat Peninsula, Borneo: implications for subsurface reservoir quality. *Marine and Petroleum Geology*, 19, 873-900.
 - Wonders, A. A., 1980. Middle and late Cretaceous planktonic Foraminifera of the western Mediterranean area. *Utrecht Micropaleontology Bulletin*, 24, 1-158.
 - Zhicheng, Z., Willems, H., and Binggao, Z., 1997. Marine Cretaceous-Paleogene biofacies and ichnofacies in southern Tibet, China, and their sedimentary significance. *Marine Micropaleontology*, 32, 3-29.

پترولوژی، ژئوشیمی و پتانسیل اسکارن‌زایی توده گرانیتوئیدی سامن (جنوب غرب ملایر، همدان)

حسن زمانیان^۱، فرهاد احمدنژاد^۲، محمد علی مکی‌زاده^۳، بتول تقی‌پور^۴

۱. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، ایران

۲. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، ایران

۳. کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، ایران

۴. استادیار، بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، ایران

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۰/۱۲

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۲/۰۸

چکیده

گرانیتوئید سامن در امتداد بخش شمال غربی پهنه سنج-سیرجان در جنوب غربی ملایر واقع شده است. بر اساس ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی پنج رخساره اصلی شامل واحدهای گرانودیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت و کوارتز مونزونیت در گرانیتوئید سامن تشخیص داده شده است. واحدهای گرانودیوریتی در مقایسه با سایر واحدها از گسترش بیشتری برخوردار می‌باشند و غالب ترکیب این توده را به خود اختصاص می‌دهند. ژئوشیمی عناصر اصلی نشان می‌دهد که گرانیتوئید سامن متاآلمینوس ($ACNK=0.75$) تا پراآلمینوس ($ACNK=1.21$) است و در دسته گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی (VAG) مرتبط با حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرد، و از لحاظ ویژگی‌های پتروشیمیایی متعلق به سری کالک آلکالین با پتاسیم بالا می‌باشد. تهی‌شدگی واحدهای سنگی گرانیتوئید سامن از عناصر Nb، Zr، Hf، Y، Ti و HREE و غنی‌شدگی از عناصر K، Rb، Cs، Th و LREE با ویژگی جایگاه‌های قوسی مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پهنه سنج-سیرجان سازگار می‌باشد. بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد که این توده توسط واکنش و فعل و انفعال با پوسته بالایی آلودگی پیدا کرده است. در منطقه سامن برون اسکارن کلسیک (گراسولار-آندرادیت/اوزیت-دیوپسید) و درون اسکارن (ترمولیت-اکتینولیت/اپیدوت) در امتداد همبری گرانیتوئید و مرمر رخ داده است. مطالعه حاضر نشان می‌دهد که ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانودیوریت‌ها و کوارتز مونزونیت‌های سامن به ترتیب مشابه ترکیب متوسط گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Au-Cu و Fe است در حالی که ویژگی‌های ژئوشیمیایی واحدهای مونزوگرانیتی، سینوگرانیتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی سامن به ترکیب گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Mo و Sn نزدیک‌تر می‌باشد. گرانیتوئیدهای سامن را می‌توان بر اساس شرایط اکسایشی و میزان تکامل ماگما در دسته گرانیتوئیدهای نسبتاً تکامل نیافته تا اندکی تکامل یافته و اکسایشی همانند بیشتر مجموعه‌های فلزی اصلی Au-Cu در مقیاس جهانی رده‌بندی کرد.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، اسکارن Au-Cu، تکامل ماگما، حاشیه قاره‌ای، گرانیتوئید سامن

مقدمه

تکامل ماگماهای مادر نقش بسیار مهمی در تشکیل کانسارهای فلزی مختلف از طریق تاثیر بر سیالات پس از فعالیت ماگمایی بازی می‌کند. این فرآیند تاثیر بسزایی بر تنوع ژئوشیمیایی و پترولوژیکی توده‌های مشتق شده از ماگما دارد. بدین ترتیب محققان می‌توانند از ژئوشیمی پلوتون‌ها

* نویسنده مرتبط: Ahmadnejad_fa@fs.lu.ac.ir

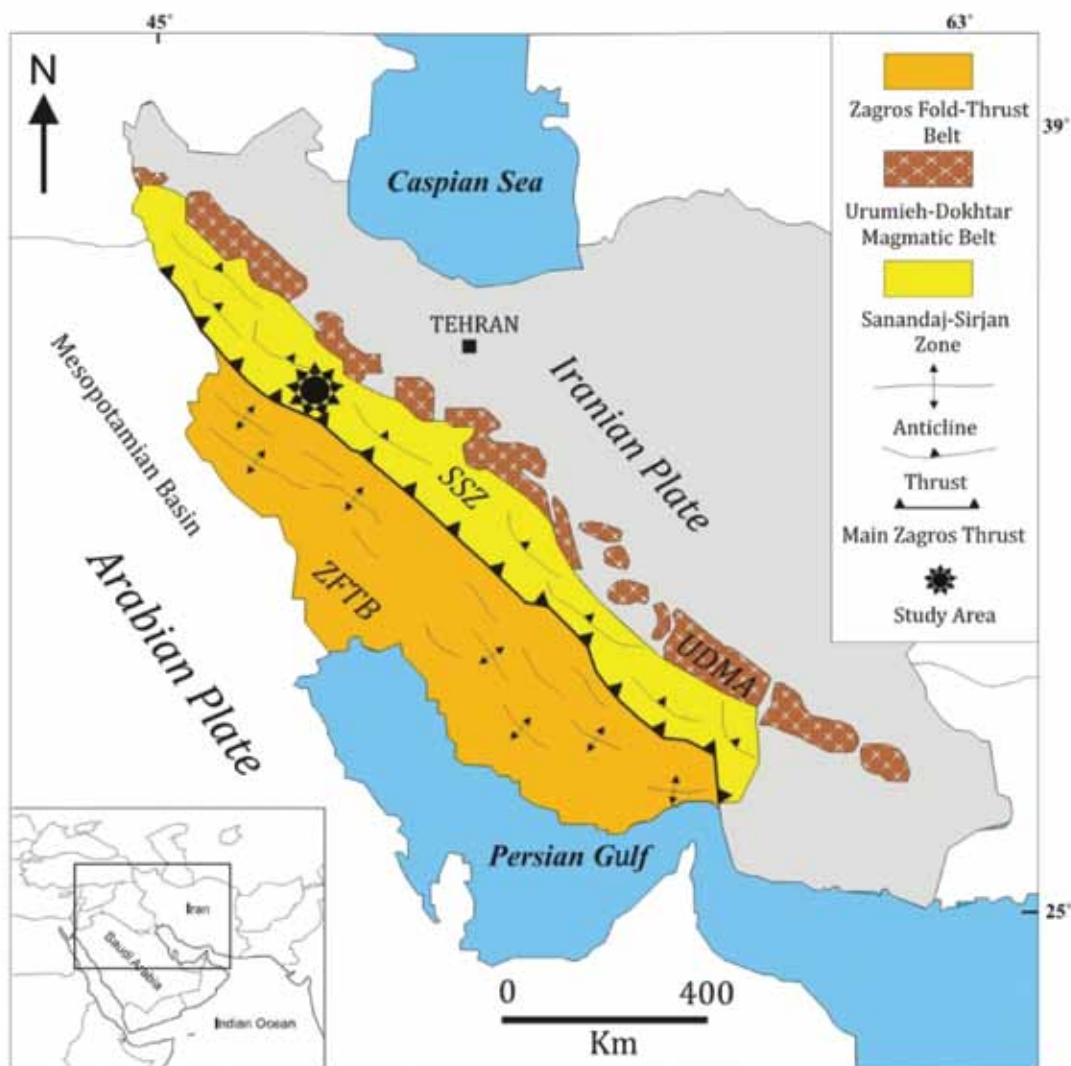
پلوتون‌ها متالومینوس و به مقادیر کمتر پرآلومینوس است و متعلق به سری‌های کالک آلکالن هستند. به‌جز برای باتولیت‌های جنوب قروه (SGB)، کانی‌سازی اسکارن قابل توجهی همراه با این توده‌های نفوذی شناخته نشده است. گرانیتوئیدهای سامن، در بخش شمال غربی پهنه سنندج-سیرجان و در جنوب غرب ملایر با مختصات جغرافیایی $34^{\circ} 15'$ تا $34^{\circ} 10'$ طول شرقی و $48^{\circ} 35'$ تا $48^{\circ} 30'$ عرض شمالی واقع شده‌اند. این گرانیتوئیدها برای نخستین بار توسط مدنی (۱۳۵۹) مطالعه شده است و سپس محققان دیگر (مجیدی فیض‌آبادی، ۱۳۷۵؛ حسین پور، ۱۳۸۲) به بررسی ویژگی‌های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی این توده‌ها پرداخته‌اند. همچنین سپاهی‌گرو و همکاران (۱۳۹۳) پتروگرافی و شیمی کانی‌ها در گرانیتوئیدهای مجموعه پلوتونیک سامن را بررسی کرده‌اند. با این حال مطالعات زمین‌شناسی بر روی کانه‌زایی اسکارن و اندیس‌های اسکارنی (مانند Au و Cu) موجود در منطقه سامن صورت نگرفته است. علاوه بر این رابطه بین اسکارن و توده‌های مرتبط با آن، همچنین پتانسیل تیپ‌های مختلف کانی‌سازی همراه با گرانیتوئید سامن هنوز مورد مطالعه قرار نگرفته است. هدف از این تحقیق بررسی ویژگی‌های پتروژنری و ژئوشیمیایی رخساره‌های سنگی گرانیتوئید سامن به‌منظور ارزیابی پتانسیل کانی‌سازی و همبستگی میان این رخساره‌ها و محتوای فلزات همراه با اسکارن‌های آن می‌باشد.

روش مطالعه

در مجموع بیش از ۳۰۰ نمونه سنگی از بخش‌های مختلف گرانیتوئید سامن شامل واحدهای گرانودیوریتی، مونزوگرانیتی، سینوگرانیتی، آلکالی گرانیتی و کوارتزمونزونیتی، همچنین حدود ۱۰۰ نمونه از اسکارن‌های مرتبط با پلوتون سامن جمع‌آوری شده است. از این تعداد ۱۰۰ مقطع صیقلی و نازک تهیه و با استفاده از میکروسکوپ نوری-انعکاسی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. در ارتباط با نمونه‌های سطحی، هرگونه سطوح هوازده قبل از فرآیند خردایش و تعیین ترکیب شیمیایی جدا شده است. حدود یک کیلوگرم از هر نمونه با استفاده از یک خردکننده فکی فولادی به خرده‌سنگ‌هایی با ابعاد یک تا دو سانتی‌متر تبدیل شده‌اند.

به‌عنوان معیاری برای تمایز میان این توده‌ها، همچنین ارزیابی و پیشگویی انواع کانسارهای فلزی همراه با آن‌ها استفاده کنند. بیشتر اسکارن‌ها به‌طور مستقیم در ارتباط با فعالیت‌های ماگمایی هستند، بر همین اساس همبستگی نظام‌مندی بین ترکیب پلوتون‌های اسکارن ساز و محتوای فلزی موجود در اسکارن‌ها وجود دارد. این همبستگی گسترده بین ترکیب توده آذرین و محتوای فلزات موجود در اسکارن‌های مرتبط با آن به‌وسیله محققان زیادی مورد بررسی قرار گرفته است (Meinert, 1983, Martin-Izard et al., 2000; Karimzadeh Somarin and Moayyed, 2002; Ishihara and Murakami, 2004; Yucel-Ozturk et al., 2005; Zamanian and Asadollahi, 2013). در این مطالعات روابط میان محتوای فلزات موجود در کانسارها و ترکیبات عناصر جزئی و اصلی، درجه تبلور ماگما، جایگاه نکتونیک مرتبط با توده‌ها و پتانسیل تیپ‌های مختلف کانی‌سازی همراه با گرانیتوئیدها، مورد بررسی قرار گرفته است. این تحقیقات نشان می‌دهد که معمول‌ترین توده‌های نفوذی همراه با کانسارهای اسکارن به‌طور قابل ملاحظه‌ای سنگ‌های با ترکیب حدواسط تا حدواسط فلسیک آبدار (مانند کوارتزدیوریت-گرانودیوریت) می‌باشد. در مقابل سنگ‌های الترامافیک و مافیک خشک (مانند گابرو و نوریت) به‌ندرت همراه با کانسارهای اسکارن می‌باشند (Karimzadeh Somarin and Moayyed, 2002).

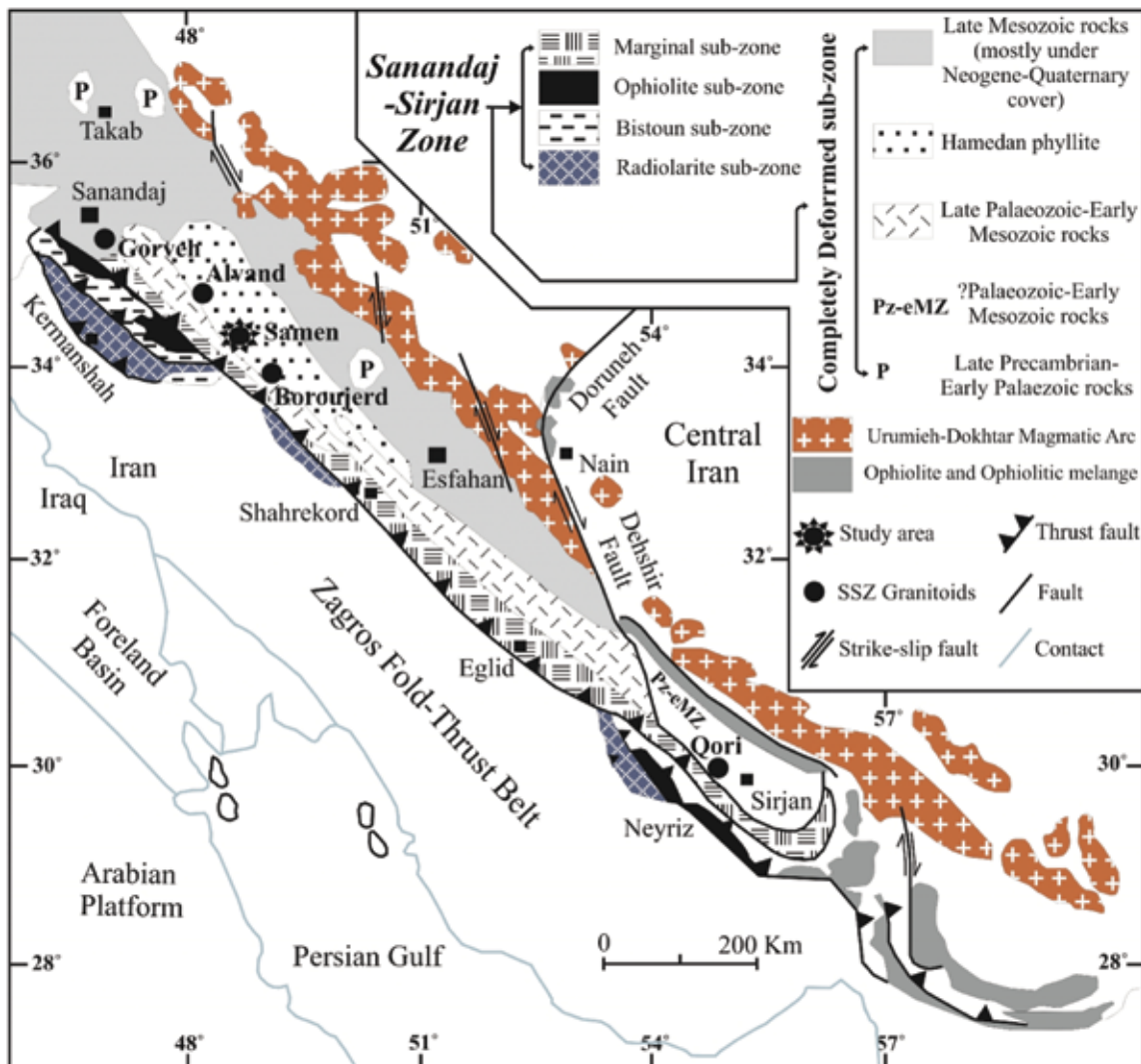
پهنه سنندج-سیرجان میزبان تعداد فراوانی کمپلکس‌های دگرگونی-ماگمایی و پلوتونیک مرتبط با قوس با سن مزوزوییک می‌باشد که از آن جمله می‌توان به الوند، آلموقلاق، سامن، قروه، بروجرد، ارومیه، اراک، آستانه، قوری و سیاه کوه اشاره کرد (شکل‌های ۱ و ۲). ویژگی‌های مختلف ژئوشیمیایی و پترولوژیکی توده‌های نفوذی پهنه سنندج-سیرجان طی مجموعه‌ای از مطالعات تحقیقاتی مورد بررسی قرار گرفته‌اند (Valizadeh and Sadeghian, 1996; Ahmadi Khalaji et al., 2007; Sepahi, 2008; Fazlnia et al., 2009; Mehrabi et al., 2009; Shahbazi et al., 2010; Aliani et al., 2012; Zamanian and Asadollahi, 2013). ترکیب بیشتر این



شکل ۱. پهنه‌های زمین‌ساختی کوه زاد زاگرس و موقعیت منطقه مورد مطالعه در پهنه سندج- سیرجان با تغییرات (Alavi, 1994)

و نادر خاکی توده گرانیتوئیدی سامن تعداد ۶۰ نمونه معرف از واحدهای سنگی مختلف این گرانیتوئید انتخاب شده است. نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی در جدول نشان داده شده است. اکسید عناصر اصلی با استفاده از روش XRF و عناصر کمیاب و نادر خاکی با استفاده از روش (ICP-MS) در آزمایشگاه تجزیه ALS کانادا آنالیز شده است.

سپس این خرده‌سنگ‌ها با پودر زیر ۲۰۰ مش و با استفاده از یک جعبه خردکننده ساییده شدند. پیش از ساییدن، جعبه خردکننده را با استفاده از ماسه‌سنگ کوارتزی و شستشو توسط استون تمیز کرده و هر گونه آلودگی قبلی ناشی از نمونه‌های ساییده شده را از آن می‌زدایند. سپس به‌منظور بررسی ژئوشیمیایی و تعیین محتوای عناصر اصلی، کمیاب



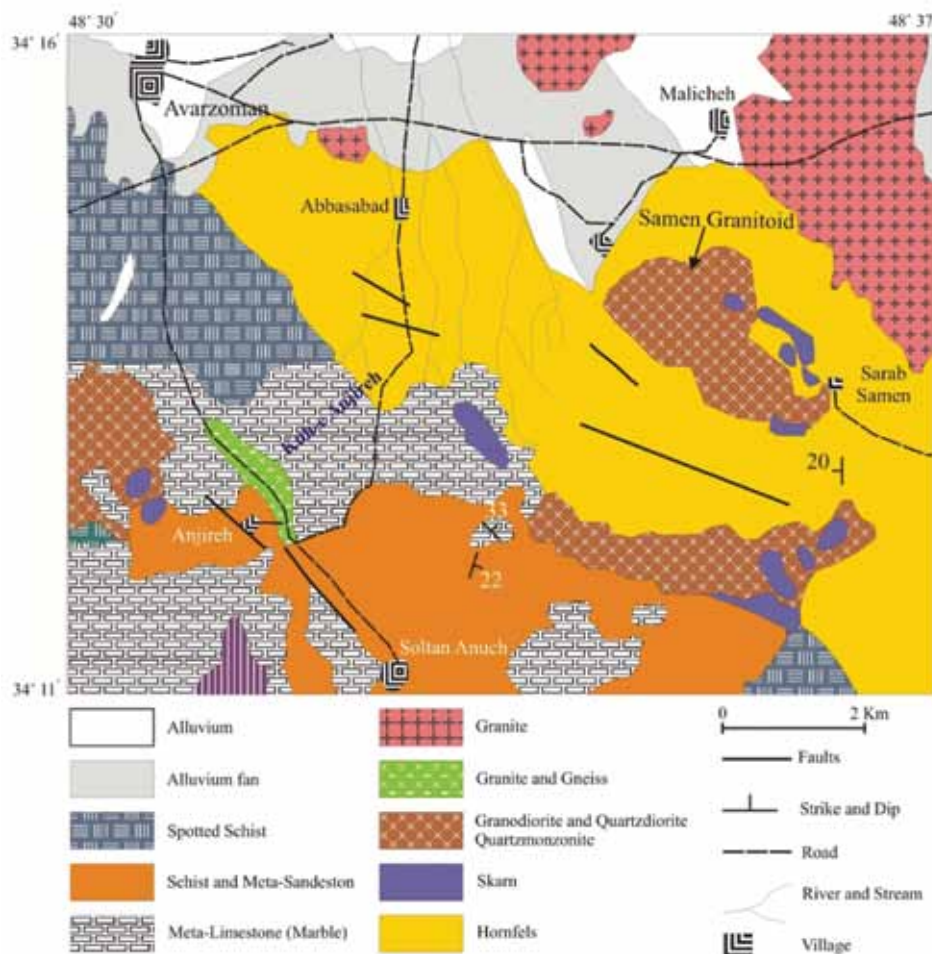
شکل ۲. نقشه زمین ساختی ساده شده غرب ایران با تغییرات (Mohajjel et al., 2003). موقعیت کمپلکس‌های نفوذی مهم پهنه سندنجد-سیرجان (شامل قروه، الوند، بروجرد و قوری)، همچنین گرانیتوئید سامن در شکل نشان داده شده است

زمین‌شناسی

پهنه سندنجد - سیرجان که میزبان گرانیتوئید سامن می‌باشد غالباً ترکیبی از سنگ‌های پالئوزوییک و مزوزوییک می‌باشد (Berberian, 1977) که طی کوهزایی زاگرس به شدت دچار دگرشکلی و دگرگونی شده‌اند (Alavi, 1994; Berberian 1995)، این پهنه متحمل چندین فاز نفوذ ماگمایی شده است و با تعداد فراوانی پلوتون‌های دگرشکل و غیردگرشکل همراه می‌باشند (Aliani et al., 2012)، به همین دلیل مطالعات بسیاری به منظور درک بهتر تکامل ژئودینامیکی این پهنه بر روی گرانیتوئیدهای موجود در آن انجام گرفته است. گرانیتوئید سامن نیز در بخش شمال غربی پهنه سندنجد - سیرجان و در جنوب غربی ملایر واقع شده است (شکل ۳).

گرانیتوئید سامن بخشی از گرانیتوئیدهای ملایر می‌باشد که شامل سه گروه سنگی گرانودیوریتی، گرانیتی و مونوزوگرنیتی-سینوگرنیتی می‌باشد. به نظر می‌رسد که گرانیتوئید سامن فاز اصلی آذرین در منطقه بوده که با اسکارن‌زایی همراه بوده است، درحالی‌که سایر گروه‌ها در فاصله زیادی نسبت به همپا و بی‌ارتباط با آنها می‌باشند

پهنه سندنجد - سیرجان که میزبان گرانیتوئید سامن می‌باشد غالباً ترکیبی از سنگ‌های پالئوزوییک و مزوزوییک می‌باشد (Berberian, 1977) که طی کوهزایی زاگرس به شدت دچار دگرشکلی و دگرگونی شده‌اند (Alavi, 1994; Berberian 1995)، این پهنه متحمل چندین فاز نفوذ ماگمایی شده است و با تعداد فراوانی پلوتون‌های دگرشکل و غیردگرشکل همراه می‌باشند (Aliani et al., 2012)، به همین دلیل مطالعات بسیاری به منظور درک بهتر تکامل ژئودینامیکی این پهنه بر روی



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی ساده شده گرانیتوئید سامن و اسکارن‌های موجود در منطقه مورد مطالعه

هستند. توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه به درون این سنگ‌های دگرگونی متعلق به تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین تزریق شده و باعث ایجاد دگرگونی مجاورتی شده و متعاقب آن شیست‌های لکه‌دار، هورنفلس‌ها و اسکارن‌ها را به وجود آورده است.

پتروگرافی گرانیتوئید سامن

بر اساس مطالعات پتروگرافی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی؛ گرانیتوئید سامن ترکیبی از واحدهای سنگی گرانودیوریت، مونوزوگرانیت، سینوگرانیت، آلکالی‌گرانیت و کوارتزمونزونیت می‌باشد که در زیر هر کدام به اختصار شرح داده می‌شوند.

واحد گرانودیوریتی به‌عنوان رخساره اصلی پلوتون، فرسایش یافته و هوازده می‌باشد. در نمونه دستی عمدتاً به رنگ خاکستری تیره و به صورت متوسط تا درشت‌دانه

(کرمی، ۱۳۹۲). بررسی‌های انجام گرفته نشان می‌دهد که پهنه سندنجد- سیرجان در منطقه مورد مطالعه غالباً توسط سنگ‌های گرانیتوئیدی و سنگ‌های دگرگونی با درجات مختلف مشخص می‌شود. پی‌سنگ منطقه شامل واحدهای زیر می‌باشد: ۱- شیست، هورنفلس، فیلیت، اسلیت، توف، سنگ‌های دگرگون شده و ماسه‌سنگ‌های دگرگون به سن تریاس پایانی- ژوراسیک زیرین، ۲- شیل، مارن، ماسه سنگ و سنگ آهک متعلق به ژوراسیک، ۳- ماسه سنگ، کنگلومرا، سنگ آهک رسی- دولومیتی و شیل متعلق به کرتاسه، ۴- کنگلومرا، مارن و سنگ آهک‌های دگرشیب با رسوبات کرتاسه و اسلیت‌های ژوراسیک به سن الیگومیوسن می‌باشد. بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد که بیش‌ترین رخنمون‌های سنگی منطقه را اسلیت و فیلیت تشکیل می‌دهند که دارای رنگ خاکستری تیره

علاوه بر این زیرکن، اسفن و روتیل از جمله کانی‌های فرعی مشاهده شده در این واحدها می‌باشند. آمفیبول‌ها نیز اغلب شکل دار می‌باشند و به کلریت و اپیدوت دگرسان شده‌اند (شکل ۴-۴). از مهم‌ترین بافت‌های مشاهده شده در این واحدها می‌توان به بافت‌های ساب هدرال گرانولار، پورفیروئیدی، میرمیکیتی و پرتیتی اشاره کرد.

واحد سینوگرانیته متوسط دانه است و دارای بافت‌های یوهدرال تا ساب هدرال گرانولار، پورفیروئیدی، میرمیکیتی و پرتیتی می‌باشد. ترکیب کانی‌شناسی واحد مذکور عبارتست از: ارتوکلاز و میکروکلین (۳۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۲۵-۳۰ درصد)، کوارتز (۲۵ درصد) و بیوتیت (۱۰ درصد) می‌باشد. همچنین کانی‌های زیرکن، آپاتیت، روتیل و تورمالین از جمله کانی‌های فرعی موجود در این واحد می‌باشند. بررسی‌های پتروگرافی نشان می‌دهد که آلکالی فلدسپارها و پلاژیوکلاز معمولاً به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا تمام شکل دار است و در برخی موارد به سریسیت، اپیدوت، کلسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. دانه‌های کوارتز غالباً به صورت بلورهای ساب هدرال درشت دانه مشاهده می‌شود و گاهی نیز به صورت ریز بلور در فضای مابین دیگر کانی‌ها جایگیری کرده است. بیوتیت نیز غالباً به کلریت، اسفن و کانی‌های اکسیدی دگرسان شده است.

آلکالی گرانیته

آلکالی گرانیته غالباً به صورت توده‌های کوچک و در برخی موارد به صورت رگه‌هایی با ضخامت اندک مشاهده می‌شوند. از مهم‌ترین بافت‌های مشاهده شده می‌توان به بافت‌های پورفیروئیدی و اینتر گرانولار اشاره کرد. مجموعه واحدهای مشاهده شده در این واحد شباهت قابل توجهی با مجموعه کانی‌های موجود در واحد سینوگرانیته دارد با این تفاوت که مقادیر میکروکلین موجود در آن‌ها بیشتر از سینوگرانیته‌ها می‌باشد. از لحاظ کانی‌شناسی ترکیبی از آلکالی فلدسپار (۴۵ درصد)، کوارتز (۲۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۱۰-۱۵ درصد) و بیوتیت (۱۰ درصد) است. زیرکن، تورمالین و آپاتیت نیز از کانی‌های فرعی مشاهده شده در این واحدها می‌باشد. لازم به ذکر است که گرانیته‌ها سامن دارای حجم بسیار اندکی از واحدهای لوکوگرانیته است و از لحاظ پتانسیل اقتصادی فاقد اهمیت می‌باشد.

دیده می‌شوند. کانی‌شناسی این واحدها شامل: پلاژیوکلاز (۳۰-۳۵ درصد)، فلدسپات آلکالن (۱۵-۲۰ درصد)، کوارتز (۲۰-۲۵ درصد)، بیوتیت (۱۰-۲۰ درصد)، کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی کلریت، سریسیت، اپیدوت و کلسیت و کانی‌های فرعی زیرکن، اسفن، آپاتیت و تیتانیت می‌باشد (شکل ۴-۴). بافت‌های غالب مشاهده شده در این سنگ‌ها گرانولار، غربالی و در برخی موارد میرمیکیتی می‌باشد. یکی از ویژگی‌های بارز گرانودیوریت‌های مورد مطالعه تجزیه شدید کانی‌ها به ویژه پلاژیوکلازها به اپیدوت می‌باشد. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای درشت تا متوسط دانه در ابعاد حداکثر سه میلی‌متری و به صورت بی‌شکل و تا حدودی نیمه شکل دار با ماکل پلی‌سنتتیک دیده می‌شود. این کانی تحت تاثیر دگرسانی شدید سریسیتی و سوسوریتی به کانی‌های مانند اپیدوت، کلینوزویت، سریسیت، کانی‌های رسی و کلریت تبدیل شده است (شکل ۴-۴). فلدسپات‌های قلیایی نیز در این واحدهای سنگی فراوان و غالباً درشت بلور و از نوع ارتوز و میکروکلین بوده و گاهی به صورت هم‌رشدی با کوارتز (میرمیکیت) و همچنین به صورت پرتیتی شدن مشاهده شده است (شکل ۴-۴). این کانی‌ها نیز تحت تاثیر دگرسانی به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. بیوتیت‌ها نیز غالباً به اسفن، کلریت و اکسید آهن تبدیل شده‌اند.

نکته قابل تامل در مورد گرانیته‌ها سامن وجود واحد سنگی می‌باشد که در مطالعات قبلی از آنها به عنوان کوارتزیدیوریت نام برده شده است. این واحد در نمونه دستی نسبت به گرانودیوریت‌ها تا حدودی ریزدانه‌تر است و به دلیل وجود کانی‌های رنگی تیره‌تر می‌باشد. با این حال پس از انجام تجزیه ژئوشیمیایی (XRF و ICP-MS) ۱۸ نمونه از واحد مذکور، مشخص شد که این واحد سنگی به‌طور کامل دارای ویژگی‌های واحد گرانودیوریتی است که در ادامه مقاله به تفصیل مورد بررسی قرار می‌گیرد.

مونوزو گرانیته و سینو گرانیته

واحد مونوزوگرانیته متوسط تا درشت دانه است و از لحاظ کانی‌شناسی مرکب از ارتوکلاز و میکروکلین (۳۰-۳۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۳۰-۳۵ درصد)، کوارتز (۲۵ درصد)، بیوتیت (۱۰-۱۵ درصد) و آمفیبول (کمتر از ۵ درصد) می‌باشد (شکل ۴-۴).

افزایش و کانی‌های آذرین اولیه همانند فلدسپارهای آلکالن، پلاژیوکلاز و آمفیبول (هورنبلند) کاهش می‌یابد. این پهنه دارای بالاترین تمرکز اپیدوت رگه‌ای (۶۰ درصد) است که معمولاً در متن فلدسپات‌های آلکالن ظاهر می‌شوند و بافت غربالی تیپیکی را به نمایش می‌گذارند (شکل ۵-۵a). این پهنه دارای دانه‌های ریز تا متوسط اپیدوت است که با کوارتز-فلدسپات‌های درون‌شبکه‌ای، گارنت اسکلتی و ترمولیت همراه شده‌اند (شکل ۵-۵b). به سمت گرانودیوریت‌ها درون اسکارن‌ها بیشتر به صورت اپیدوت اسکارن رخ می‌دهد و به سمت مرمر از گارنت غنی‌شده‌اند. گارنت به‌طور محلی از طریق جانشینی کانی‌های آذرین اولیه توسعه یافته است، بیشتر گارنت‌های مورد مطالعه در گرانودیوریت‌ها ناهمسانگرد بوده و منطقه‌بندی نوسانی را نشان می‌دهند.

برون اسکارن

دگرسانی سنگ میزبان در ناحیه سامن در نتیجه ورود سیالات غنی از Si-Al-Fe-Mg به سنگ میزبان و تشکیل عدسی‌های اسکارن بلورین مشخص می‌شود. متاسوماتیسم لیتولوژی‌های کربناتی در سامن، برون اسکارن گراسولار-آندرادیت/اوژیت-دیوپسید را تشکیل داده است. گارنت‌های قهوه‌ای عمده‌ترین کانی تشکیل‌دهنده واحدهای سنگی مجاور توده گرانودیوریتی است که به گارنتیت معروف است. این گارنت‌ها متعلق به سری گرانیت می‌باشد و عمدتاً ترکیب آن‌ها بین دو عضو انتهایی گراسولار-آندرادیت می‌باشند (کرمی، ۱۳۹۲). این گارنت‌ها در مقاطع میکروسکوپی به صورت گارنت‌های همسانگرد و ناهمسانگرد زونه مشاهده می‌شوند (شکل ۵-۵c). ترکیب این گارنت‌ها (An_{65-50} - Gr_{35-50}) بسیار به ترکیب گارنت‌های موجود در اسکارن‌های Au-Cu و Fe-Cu نزدیک می‌باشد (Einaudi et al., 1982; Meinert, 1993). پیروکسن‌های موجود در این پهنه نیز عمدتاً دارای ترکیب دیوپسیدی و تا حدودی هیدنبرژیته (Di_{75-55} - Hd_{25-45}) می‌باشند (کرمی، ۱۳۹۲). بر اساس نظر (Einaudi et al., 1982)، در صورت زیاد بودن هیدنبرژیت در کلیئوپروکسن‌ها، اکتینولیت و در صورت زیاد بودن مقدار دیوپسید، ترمولیت تشکیل می‌شود. با توجه به حضور بیشتر ترمولیت در نمونه‌ها، بنابراین ترکیب

کوارتز مونوزودیوریت

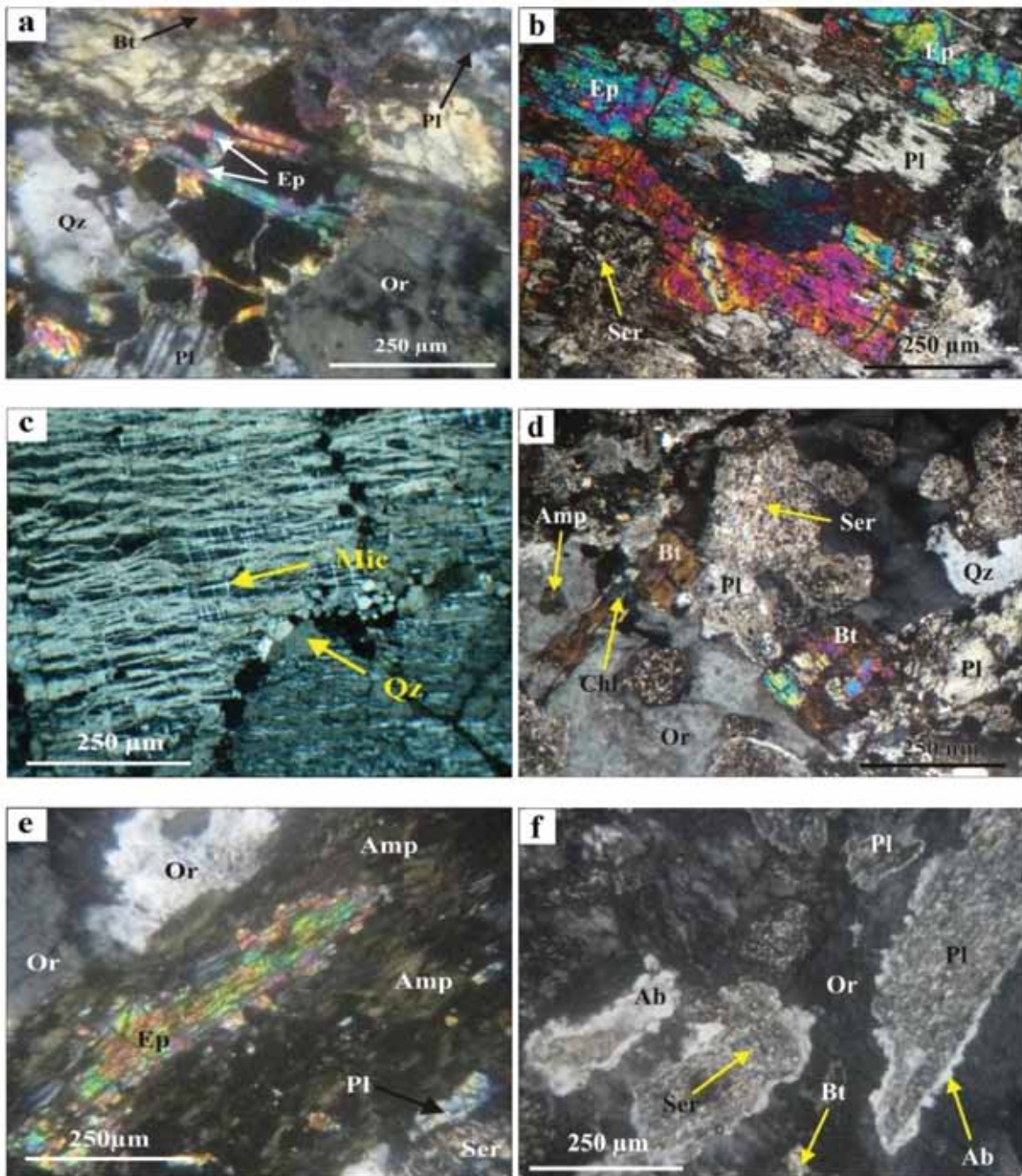
این واحد سنگی تا حدودی متوسط دانه و دارای بافت نیمه‌شکل دار دانه‌ای می‌باشد. کانی‌های غالب سازنده این واحد سنگی شامل: کوارتز (۱۰-۱۵ درصد)، ارتوکلاز (۱۰-۱۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۴۰-۴۵ درصد)، بیوتیت (۱۰-۱۵ درصد)، آمفیبول (۱۰ درصد) می‌باشد. پلاژیوکلازهای موجود در این واحد تحت تاثیر دگرسانی سریسیتی قرار گرفته‌اند. آلبیتی شدن پلاژیوکلاز در مرز با فلدسپات‌های آلکالن نیز یکی از پدیده‌های جالب توجه در این واحد است (شکل ۴-۴f). این پدیده با وجود نواری باریک از آلبیت در حاشیه پلاژیوکلاز مشخص می‌شود. در این مقاطع معمولاً فلدسپات‌های آلکالن، پلاژیوکلازهای دگرسان شده به سریسیت و اپیدوت را در بر گرفته و بافت مونوزونیتی را تشکیل می‌دهند (شکل ۴-۴f). این بافت گاهی در محل شکستگی‌ها و رخ‌های پلاژیوکلاز نیز توسعه یافته است.

پتروگرافی واحد اسکارن

در اثر نفوذ گرانیتوئید سامن و همبری با سنگ آهک‌های دگرگون شده (مرمر) در منطقه، اسکارن‌زایی رخ داده است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی و شواهد صحرایی در این منطقه اسکارن‌زایی شامل دو پهنه درون اسکارن به صورت محدود و برون اسکارن به صورت گسترده است.

درون اسکارن

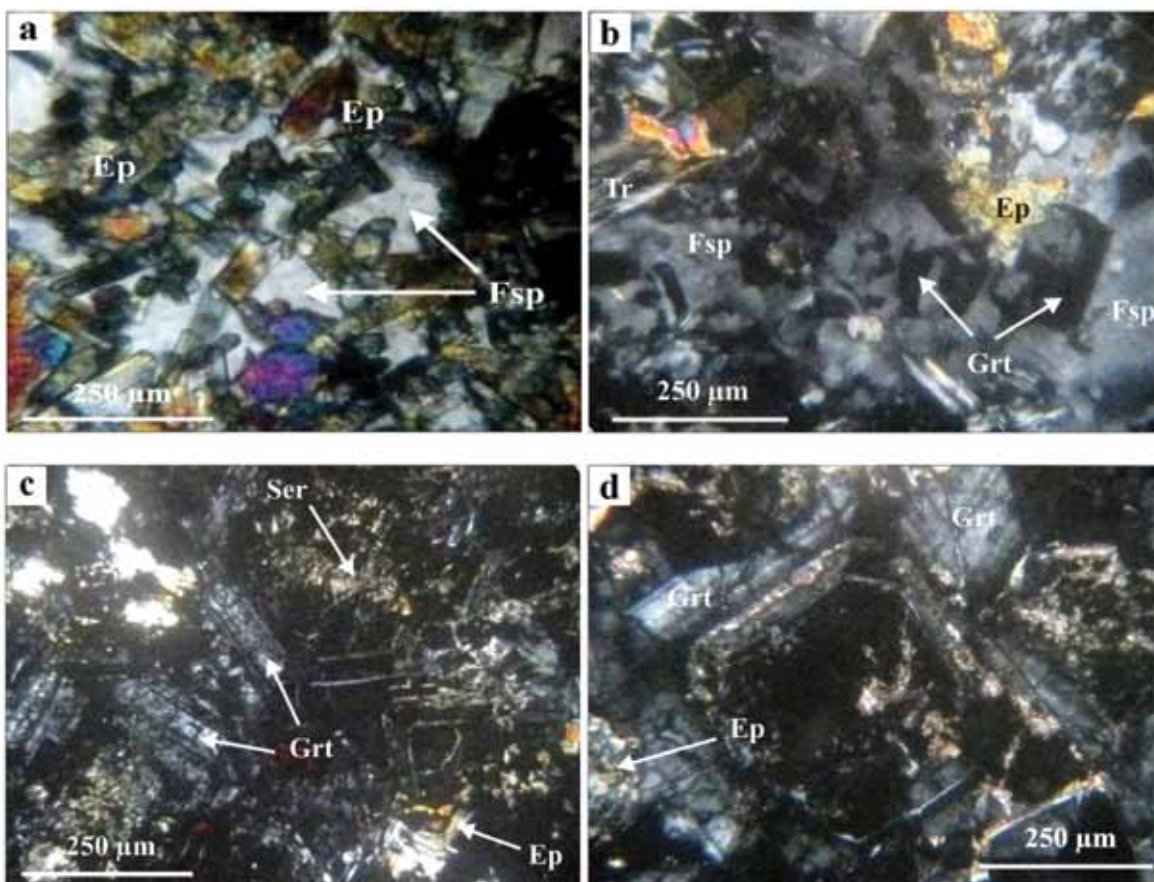
در منطقه مورد مطالعه این پهنه به صورت نوار باریکی در همبری گرانودیوریت با سنگ‌های کربناته تشکیل شده است. بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد که فرآیند تشکیل درون اسکارن همزمان با اپیدوتی شدن و اسفینیتی شدن کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول طی واکنش‌های متاسوماتیک رخ داده است (شکل ۵-۵a). درون اسکارن به صورت عمده از اپیدوت-ترمولیت/اکتینولیت تشکیل شده است (شکل ۵-۵a و b). بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد که با افزایش فاصله از واحدهای گرانودیوریتی به سمت توده معدنی دگرسانی این واحدها بیشتر شده و بافت آذرین اولیه آنها به تدریج ناپدید شود. بدین ترتیب فراوانی کانی‌های ثانویه همانند اپیدوت، کوارتز، کلسیت، ترمولیت و مگنتیت



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های معرف هر یک از واحدهای تشکیل دهنده گرانیتوئید سامن (a) (XPL) نمونه گرانودیوریتی که عمدتاً متشکل از پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوکلاز و بیوتیت می‌باشد، (b) دگرسانی شدید پلاژیوکلاز به کانی‌های اپیدوت و سریسیت، (c) بافت پرتیتی در واحدهای گرانودیوریتی، (d) نمونه مونوزوگرانیته که مهم‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده آن شامل پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت‌های اغلب درشت بلور و آمفیبول می‌باشد، (e) دگرسانی بلورهای آمفیبول در واحدهای کوارتز دیوریتی به کلریت و اپیدوت، (f) نمایی از بافت مونزونیتی (آلبیتی شدن پلاژیوکلاز در مرز با فلدسپات‌های آکالن) در واحدهای کوارتز مونزونیتی که غالباً متوسط دانه و دارای بافت ساب هدرال گرانولار می‌باشند. Amp (آمفیبول)، Pl (پلاژیوکلاز)، Ep (اپیدوت)، Or (ارتوکلاز)، Ser (سریسیت)، Bt (بیوتیت)، Ab (آلبیت)، Qz (کوارتز)، Chl (کلریت) و Mic (میکروکلین). اختصار کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010)

پتروگرافی نشان‌دهنده دگرسانی شدید گارنت به اپیدوت (شرایط اکسیدی) و در برخی موارد کلسیت و کوارتز می‌باشد (شکل ۵- c و d). همچنین کلینوپیروکسن‌ها طی فرآیند دگرسانی به ترمولیت و اکتینولیت تبدیل شده‌اند. مجموعه کانی‌های تشکیل‌شده طی این مرحله نیز تحت تاثیر سیالات گرمابی دما پایین به مجموعه‌ای ریزدانه از کلریت، کوارتز و کلسیت و سرپسیت، کالکوسیت و کولیت دگرسان شده‌اند.

کلینوپیروکسن‌ها بیشتر از نوع دیوپسیدی می‌باشند. از لحاظ ترکیبی این پیروکسن‌ها مشابه ترکیب پیروکسن‌های موجود در اسکارن‌های Fe-Cu و Au-Cu می‌باشند. اپیدوت، ترمولیت/ اکتینولیت، مگنتیت، همتیت، پیریت، کالکوپیریت، بورنیت فازهای کانیاپی پسرونده‌ای هستند که در نتیجه جانمایی و دگرسانی گارنت و پیروکسن در مراحل پیشرفته تشکیل اسکارن به وجود می‌آیند. حضور این فازهای کانیاپی نشان‌دهنده شروع مرحله کانی‌سازی می‌باشد. بررسی‌های



شکل ۵. نمونه‌هایی از بافت‌های درون اسکارن و برون اسکارن در منطقه سامن (a) بافت پوئیکیلوبلاستیک اپیدوت در زمینه فلدسپات پتاسیم، بافت پوئیکیلوبلاستیک از بلورهای اپیدوت، گارنت اسکلتی و ترمولیت با بافت الیافی که با کوارتز- فلدسپات‌های درون شبکه‌ای همراه می‌باشد، (c-d) منطقه بندی و آنیزوتروپی در برون اسکارن‌های گارنت واجد دگرسانی به کلسیت و اپیدوت به موازات نوارهای رشد و در بخش‌های مرکزی بلورها. Ep (اپیدوت)، Fsp (فلدسپار)، Grt (گارنت)، Tr (ترمولیت) و Ser (سرپسیت). اختصار کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010)

مورد مطالعه استفاده شده است (شکل ۶- a). همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود، ترکیب توده‌های نفوذی در محدوده مونزوگرانیته، گرانودیوریت و کوارتز مونزودیوریت قرار می‌گیرد. در مطالعات قبلی از کوارتز دیوریت نیز به‌عنوان یکی از واحدهای تشکیل‌دهنده گرانیتوئید سامن نام برده

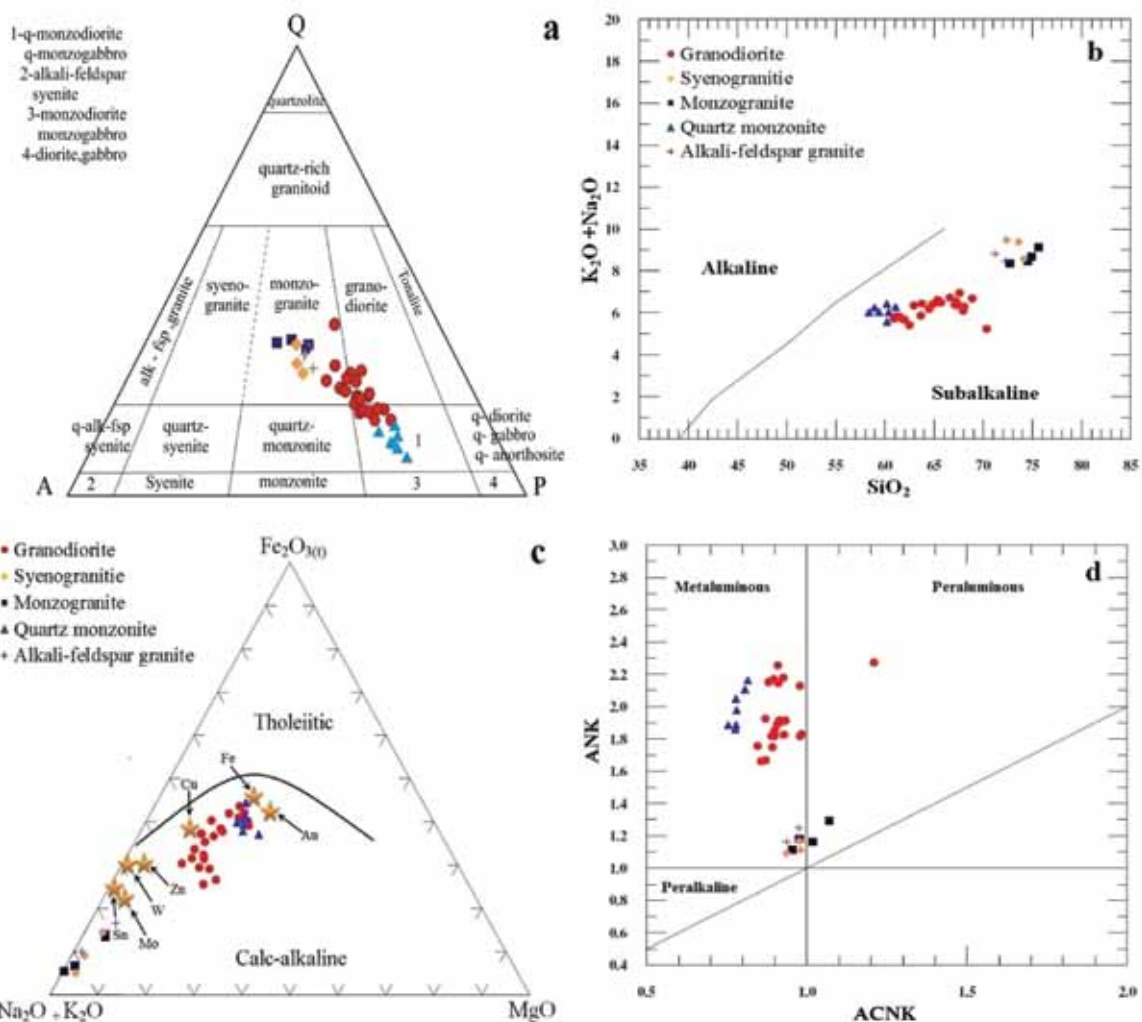
ژئوشیمی و پتروژنز

عناصر اصلی

جهت نام‌گذاری سنگ‌های آذرین از نمودارهای متعددی می‌توان استفاده کرد. در این میان از نمودار (1976) Streckeisen، برای نام‌گذاری توده‌های نفوذی منطقه

نفوذی مرتبط با کانه‌زایی، بررسی توده‌های والد از نظر درجه اشباع از آلومینیوم است که به‌ویژه در تعیین منشأ ماگمای گرانیتوئیدی به‌عنوان یک عامل مهم پذیرفته شده است. بر همین اساس مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که گرانیتوئید سامن متاآلومینوس ($ACNK=0/75$) تا پراآلومینوس ($ACNK=1/21$) می‌باشد (شکل ۶-د). بررسی‌های صورت گرفته توسط سپاهی‌گرو و همکاران (۱۳۹۳) نشان می‌دهد که همه واحدهای گرانیتوئید سامن به‌جز مونزوگرنایت‌های بیوتیت‌دار (فاقد هورنبلند) دارای ویژگی‌های گرانیت‌های تیپ I است و واحد مونزوگرنایتی نیز ویژگی‌های گرانیت‌های تیپ S را دارا می‌باشد.

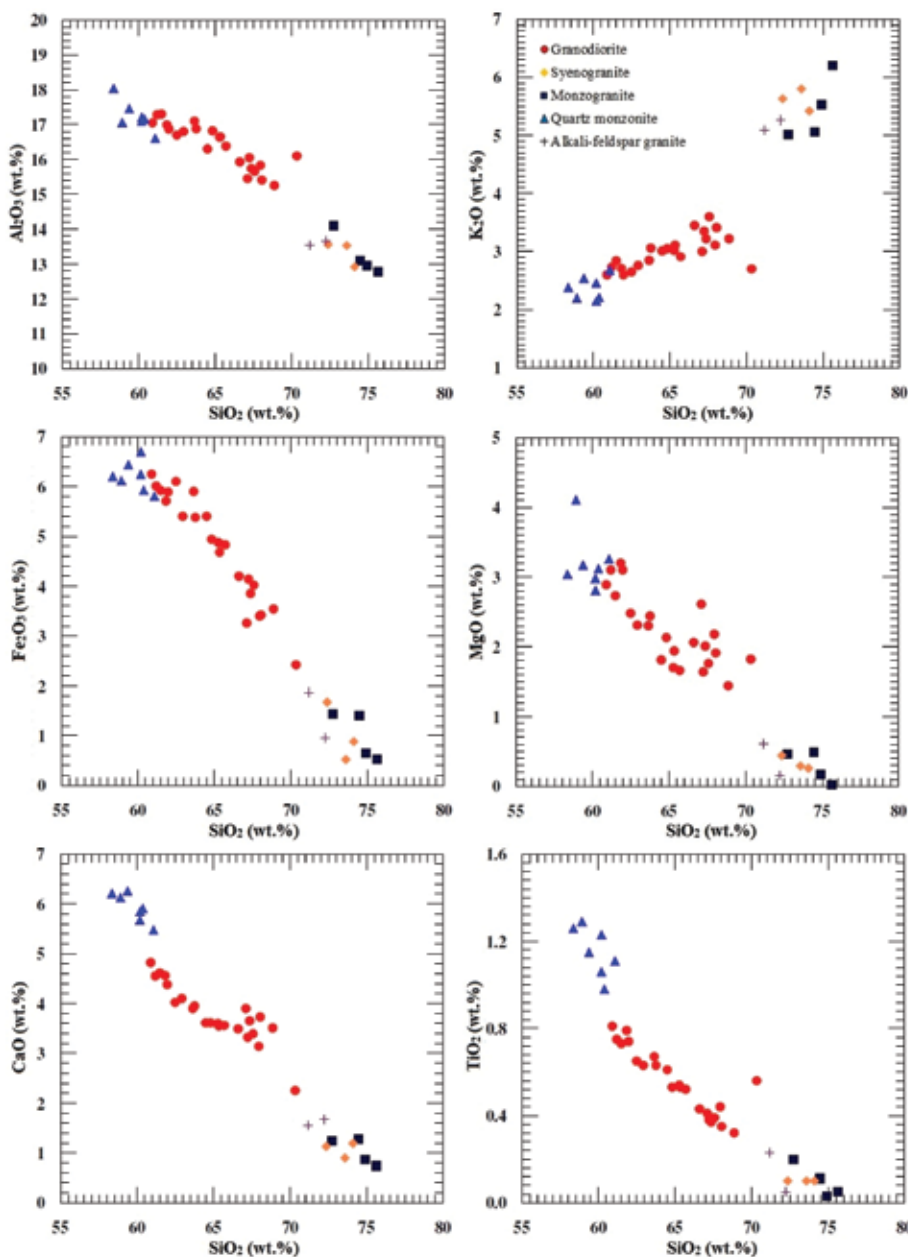
شده است، با این وجود نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی واحد سنگی مذکور نشان می‌دهد که این واحد از لحاظ ترکیب ژئوشیمیایی به‌طور کامل در محدوده گرانودیوریت قرار می‌گیرد. بر اساس ترکیب عناصر اصلی بیشتر پلوتون‌های مرتبط با کانسارهای اسکارن، سنگ‌های کالک آلکالن معمولی می‌باشند (Yucel-Ozturk et al., 2005). بنابراین به‌منظور شناسایی سری ماگمایی واحدهای سنگی مذکور نتایج حاصل از آنالیزها در نمودارهای آلکالی-سیلیکا و AFM رسم شده‌اند. این نمودارها نشان می‌دهند که واحدهای سنگی گرانیتوئید سامن همگی دارای ترکیب ساب آلکالن می‌باشند (شکل ۶-ب) و از سری کالک آلکالن هستند (شکل ۶-ج). یکی از روش‌های مطالعه توده‌های



شکل ۶. (a) نمودار (Streckeisen, 1974)، رده‌بندی مدال سنگ‌های نفوذی منطقه (b) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) که نشان‌دهنده ماهیت کالک آلکالن گرانیتوئید سامن می‌باشد، ستاره‌ها نشان‌دهنده ترکیب حدواسط برای اسکارن گرانیتوئیدها است (برگرفته از Meinert, 1995)، (c) نمودار تفکیک آلکالن- ساب آلکالن (Irvin and Barager, 1971)، (d) نمودار تعیین میزان غنی‌شدگی از آلومین (Shand, 1943)

را همگام با افزایش SiO_2 به نمایش می‌گذارند (شکل ۷) که می‌توان آن را نتیجه تفریق پلاژیوکلاز، آپاتیت، بیوتیت، تیتانیت و هورنبلند طی تبلور توصیف کرد. در این نمودارها مقادیر اکسیدهای Na_2O ، TiO_2 ، Fe_2O_3 و CaO در واحد کوارتزومونزونیته نسبت به سایر واحد غنی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهد، در حالی که K_2O یک استثنا است و در واحد کوارتزومونزونیته تهی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهد (شکل ۷ و جدول ۱).

استفاده از SiO_2 به‌عنوان شاخص تفریق، نشان‌دهنده روندها و تغییراتی در نمونه‌ها بر روی نمودارهای هارکر می‌باشند (Harker et al., 1996a, b). در این نمودارها مقادیر K_2O همبستگی مثبتی را با سیلیس نشان می‌دهد، یعنی با افزایش K_2O مقادیر SiO_2 نیز افزایش می‌یابد (شکل ۷) که این با تفریق بیوتیت طی ماگماتیسم سازگار می‌باشد و می‌تواند نشان‌دهنده پیشرفت تبلور تفریقی در ماگما باشد. در مقابل محتوای اکسیدهای MgO ، Fe_2O_3 ، CaO و TiO_2 ، Al_2O_3 ، P_2O_5 همبستگی منفی مشخصی



شکل ۷. موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (Harker et al., 1996a, b)

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب گرانیتوئیدسامن

Sample	SG.G1.8	SG.G3.10	SG.G1.29	SG.G3.46	SG.G1.38	SG.G2.4	SG.G2.21	SG.G3.16	SG.G3.40	SG.G3.7
Rock-type	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite
SiO ₂ (%)	64.83	61.98	65.35	61.84	64.5	63.65	62.5	60.9	61.5	61.2
TiO ₂	0.53	0.74	0.77	0.79	0.61	0.67	0.65	0.81	0.93	0.75
Al ₂ O ₃	15.82	15.87	15.65	15.99	15.3	16.1	15.7	16.05	16.3	16.28
Fe ₂ O ₃	2.67	3.7	2.41	3.46	2.82	2.94	2.92	3.04	2.91	2.96
FeO	2.27	2.19	2.27	2.25	2.58	2.96	3.18	3.21	3.01	3.05
MnO	0.11	0.12	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.13	0.11	0.1
MgO	2.13	3.1	1.94	3.2	1.81	2.1	2.48	2.89	2.73	3.1
CaO	3.61	4.38	3.55	4.56	4.31	3.9	4.72	4.82	4.61	5.05
Na ₂ O	3.64	3.77	3.8	3.28	3.47	3.41	3.06	3.8	3.26	3.39
K ₂ O	4.05	3	3.81	3.81	3.71	3.45	3.35	2.9	3.54	3.43
P ₂ O ₅	0.17	0.21	0.15	0.25	0.2	0.22	0.18	0.24	0.2	0.27
Total	99.83	99.06	99.8	99.53	99.41	99.5	98.84	98.79	99.1	99.58
Ba(ppm)	860	562	673	844	328	656	703	866	624	138
Rb	103	96	124	107	113	82	94	93	124	86
Sr	488	520	416	491	447	534	590	471	550	446
Y	20.1	18.6	22.7	17.13	23.21	20.1	20.8	24.52	18.27	20.8
Zr	152	173	120	120	109	138	126	160	132	155
Nb	16.2	21.8	22.4	13.1	14.3	17.2	15.6	12.1	17.9	10.8
Th	28.3	25.4	22.5	21.5	20.2	21.4	20.6	20.7	15.1	20.8
Ni	44.4	53.1	75.3	55.7	42.1	51.6	56.5	59.7	45.6	62.8
V	166	216	129	164	185	140	174	203	173	108
Hf	4.4	5.5	3.9	5.3	4.6	4.9	5.1	6.2	5.7	5
Cs	6.2	4.5	5.8	5	5.7	6.2	6.6	5.6	4.9	5.1
Sc	9.7	12.4	7.6	13.4	13.1	17.9	11.1	10.6	9.3	15.9
Co	27.6	29.1	22.5	29.3	23.5	28.2	27.7	28.3	26.6	33.1
U	3.1	2.7	4	2.4	3.8	4.3	4.5	3.9	3.2	2.1
La	62.8	44.1	37.9	55.3	50.6	73.5	61.37	80.2	35.21	52.31
Ce	119.6	87.5	76.2	102.3	104.1	151.1	115.9	168.7	69.73	96.8
Pr	14.1	9.3	8.6	11.4	11.8	16.6	13.7	17.81	7.65	10.3
Nd	48.4	29.5	30.8	39.7	42.7	59.3	51.2	57.8	28.13	37.5
Sm	6.67	6.2	6	7.3	7.41	9.87	7.82	9.96	5.93	7.26
Eu	1.01	0.7	0.83	1.11	1.19	1.42	1.5	1.38	0.78	0.81
Gd	4.8	4.9	4.1	5.12	5.72	8.14	7.01	8.26	5.22	5.4
Tb	0.76	0.6	0.57	0.84	0.87	1.26	1.12	1.24	0.69	0.81
Dy	4.3	3.6	3.1	4.6	5.01	7.24	6.24	8.13	3.57	4.52
Ho	0.91	0.79	0.72	0.99	1.04	1.54	1.32	1.48	0.88	0.9
Er	2.6	2.3	2.1	2.9	2.92	4.42	3.9	3.62	2.58	2.16
Tm	0.36	0.29	0.27	0.4	0.38	0.54	0.48	0.48	0.38	0.39
Yb	2.2	2	1.85	2.9	3.1	3.86	3.16	3.39	2.74	2.56
Lu	0.4	0.32	0.29	0.46	0.44	0.56	0.5	0.46	0.41	0.37
Eu/Eu ^o	0.542	0.36	0.513	0.555	0.558	0.484	0.62	0.465	0.428	0.39
(La/Yb) _N	20.65	15.95	14.82	13.79	11.80	13.77	14.048	17.11	9.29	13.59
La/Yb	28.54	22.05	20.48	19.06	16.32	19.04	19.42	23.65	12.85	18.78
Th/Yb	12.86	12.7	12.16	7.41	6.51	5.54	6.51	6.106	5.51	8.82
Rb/Sr	0.21	0.185	0.3	0.21	0.25	0.15	0.16	0.197	0.35	0.139

ادامه جدول ۱.

Sample	SG.G2.14	SG.G1.19	SG.G2.3	SG.G1.30	SG.G1.15	SG.G1.56	SG.G1.13	SG.G2.9	SG.G1.24	SG.G2.31
Rock-type	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - Diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite
SiO ₂ (%)	63.76	65.29	62.94	65.7	67.37	68.05	66.61	67.11	70.34	67.96
TiO ₂	0.73	0.64	0.83	0.52	0.57	0.35	0.43	0.51	0.56	0.44
Al ₂ O ₃	15.88	15.64	15.8	15.38	14.74	14.41	14.93	14.45	15.1	14.83
Fe ₂ O ₃	2.72	2.53	2.59	2.6	2.28	1.89	2.32	1.65	1.3	2.26
FeO	2.66	2.34	2.81	2.23	1.57	1.53	1.88	1.61	1.12	1.14
MnO	0.1	0.12	0.1	0.1	0.1	0.1	0.11	0.1	0.1	0.13
MgO	2.44	1.7	2.31	1.66	1.51	1.21	2.06	1.81	1.82	1.51
CaO	3.95	4.1	4.1	3.56	3.65	2.73	3.49	3.9	2.25	3.14
Na ₂ O	3.67	3.78	3.89	3.87	3.45	3.18	3.57	3.68	2.83	3.28
K ₂ O	3.76	3.42	3.26	3.91	3.92	4.11	4.15	3.6	3.4	4.7
P ₂ O ₅	0.23	0.18	0.24	0.22	0.12	0.11	0.15	0.11	0.1	0.13
Total	99.9	99.74	98.87	99.75	99.28	97.76	99.7	98.53	98.92	99.52
Ba(ppm)	505	607	750	453	348	456	492	584	630	197
Rb	118	120	109	110	106	112	138	145	135	125
Sr	485	508	446	395	434	440	460	407	431	398
Y	21.5	19.24	21.61	18.65	13.2	21.7	18.3	16.4	20.3	18.1
Zr	135	85	145	143	89	128	96	113	138	80
Nb	12.4	10.5	8.2	13.6	10.1	17.5	11.9	11.6	14.3	5.8
Th	21.5	26.24	28.6	32.7	35.2	33.5	29.4	26.9	24.1	41.6
Ni	46.6	38.8	48.2	35.3	23.4	36.3	41.4	28.2	41.1	19.2
V	148	100	194	159	99	180	134	98	121	75
Hf	4.8	3.8	4.5	3.3	4	4.2	4.6	2.8	4	3.2
Cs	6.7	4.7	6.9	5.8	3.6	4.5	5.2	3.6	5.1	3.9
Sc	9.2	14.7	11.3	7	11.9	10.1	9.6	4.8	8.64	11.5
Co	26.3	17.6	33.3	24.8	35.3	20.2	15.1	16.2	12.4	11.8
U	4.2	2.6	3.6	3.14	3.1	2.5	4.2	3.2	5.7	3.6
La	47.6	63.16	57.1	83.7	47.7	74.35	60.6	59.4	37.9	83.1
Ce	96.4	122.7	107.6	176.2	84.6	147.6	113.3	113.2	71.1	162
Pr	12.1	14.5	11.6	17.76	8.8	16.7	12.6	12.9	7.6	14.8
Nd	39.8	53.1	41.8	59.4	30.4	53.4	45.8	52.1	27.4	45.5
Sm	7.33	9.3	7.46	10.4	5.1	8.81	8.14	7.56	6.06	7.06
Eu	1.02	1.7	0.9	1.46	1.02	1.3	0.89	0.82	0.64	1
Gd	5.53	9.04	5.17	9.07	4.6	7.04	6.27	7.01	4.8	5.8
Tb	0.9	1.33	0.81	1.18	0.66	1.03	0.94	1.1	0.54	0.82
Dy	55.1	7.68	4.93	8.81	3.64	6.56	5.23	6.13	2.9	4.98
Ho	1.03	1.34	1.1	1.51	0.98	1.11	1.06	1.3	0.7	1.2
Er	2.83	4.1	3.08	3.76	2.4	2.96	2.99	3.34	1.8	3.1
Tm	0.41	0.49	0.42	0.5	0.34	0.52	0.48	0.4	0.23	0.4
Yb	2.91	3.16	2.83	3.05	2	2.51	3.08	3.1	1.7	2.3
Lu	0.47	0.53	0.48	0.51	0.34	0.52	0.6	0.46	0.25	0.43
Eu/Eu ^o	0.489	0.566	0.443	0.459	0.643	0.504	0.38	0.344	0.36	0.477
(La/Yb) _N	11.83	14.45	14.59	19.85	17.25	21.42	14.23	13.86	16.12	26.13
La/Yb	16.35	19.98	20.17	27.44	23.85	29.62	19.67	19.16	22.29	36.13
Th/Yb	5.18	8.29	10.1	10.72	17.6	13.34	9.54	8.67	14.17	18.52
Rb/Sr	0.243	0.236	0.244	0.278	0.31	0.356	0.3	0.25	0.314	0.24

ادامه جدول ۱.

Sample	SG.G1.11	SG.G2.28	SG.G1.42	SG.Q1.6	SG.Q1.33	SG.Q1.16	SG.Q2.25	SG.Q2.8	SG.Q1.27	SG.Q1.4
Rock-type	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Quartz - monzonite	Quartz - monzonite	Quartz - monzonite	Quartz - monzonite	Quartz - monzonite	Quartz - monzonite	Quartz - monzonite
SiO ₂ (%)	67.58	68.87	67.24	60.2	61.08	60.19	58.86	59.32	60.38	58.36
TiO ₂	0.39	0.32	0.38	1.23	1.11	1.06	1.28	1.13	0.98	1.26
Al ₂ O ₃	14.66	14.25	15.05	16.21	15.61	16.1	16.03	16.4	16.16	17.04
Fe ₂ O ₃	2.25	2.06	2.13	2.75	2.7	2.8	2.55	2.8	2.69	2.99
FeO	1.77	1.48	2.01	3.95	3.11	3.45	3.53	3.54	3.24	3.21
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.13	0.1
MgO	1.76	1.44	1.64	2.81	3.26	2.98	4.11	3.17	3.12	3.04
CaO	3.39	3.51	3.32	5.85	5.48	5.68	6.09	6.24	5.91	6.21
Na ₂ O	3.64	3.76	3.47	3.72	3.89	4.27	4.33	3.8	3.12	3.94
K ₂ O	4.3	3.72	3.35	2.85	3.38	3.11	2.8	3.19	2.91	3.08
P ₂ O ₅	0.14	0.11	0.15	0.3	0.26	0.23	0.28	0.29	0.32	0.28
Total	99.98	99.62	98.84	99.97	99.98	99.97	99.96	99.98	99.96	99.51
Ba(ppm)	469	264	284	982	504	444	326	693	952	486
Rb	127	85	126	70	91	76	60	82	73	65
Sr	355	437	413	521	515	571	533	485	590	641
Y	15.5	20.7	18.3	21.7	19.3	22.4	25.4	27.5	24.7	24.3
Zr	127	123	158	155	161	175	194	184	146	136
Nb	7.6	7.5	7.8	20.4	13.4	21.5	26.7	23.8	16.7	20.5
Th	31.9	30.7	26.4	12.3	17.8	17.6	7.3	13.7	16.6	10.8
Ni	31.2	25.6	38.5	66.1	58.5	99.2	68.3	73.1	57.2	78.7
V	89	81	107	231	194	284	219	240	210	249
Hf	3.5	3.9	4.1	5.7	5.3	5.9	7.3	6.4	4.8	6.8
Cs	3.7	5.2	4.9	4.6	5.1	5	4.2	4.8	3.8	4.4
Sc	6.4	12.1	9.9	14.1	12.6	15.4	17.5	13.4	20.3	15.3
Co	19.3	13.1	22.3	28.7	39.1	45.4	36.3	32.4	34.9	40.6
U	4.3	3.6	3.9	0.7	1.3	1.8	0.5	1.9	2.3	1.6
La	96.8	44.8	54.17	28.5	26.1	33.2	21.9	24.6	16.43	30.4
Ce	187.6	88.6	109.5	59.3	51.6	64.2	46.2	49.3	37.2	61.2
Pr	19.06	9.75	10.7	6.2	5.8	7.04	5.3	5.52	4.66	6.73
Nd	59.3	34.22	41.4	24.4	23.3	26.9	20.1	21.7	16.7	25.1
Sm	11.3	6.63	9.23	5.02	4.42	5.4	4.1	4.31	3.76	5.25
Eu	0.98	1.06	1.18	1.1	1	1.1	0.9	0.88	0.86	0.95
Gd	9.34	5.42	6.89	4.24	3.8	4.5	3.9	3.9	4.78	4.41
Tb	1.27	0.74	0.83	0.71	0.61	0.63	0.51	0.56	0.76	0.66
Dy	8.05	4.67	4.97	3.6	3.2	3.4	3	3.14	4.51	3.5
Ho	1.41	1.05	0.92	0.82	0.76	0.83	0.7	0.74	0.99	0.84
Er	3.96	2.76	2.7	1.9	2.1	2.3	2.1	2.2	2.65	2.23
Tm	0.55	0.43	0.4	0.32	0.29	0.34	0.3	0.3	0.44	0.34
Yb	3.77	2.71	2.43	2.3	2.2	2.7	2.1	2.16	2.9	2.63
Lu	0.61	0.48	0.4	0.4	0.35	0.44	0.31	0.33	0.51	0.43
Eu/Eu [*]	0.29	0.54	0.45	0.728	0.745	0.682	0.688	0.656	0.62	0.603
(La/Yb) _N	18.57	11.95	16.12	8.96	8.58	8.89	7.54	8.23	4.09	8.36
La/Yb	25.67	16.53	22.29	12.39	11.86	12.29	10.42	11.38	5.66	11.55
Th/Yb	8.46	11.32	10.86	5.34	8.09	6.51	3.47	6.34	5.72	4.1
Rb/Sr	0.357	0.19	0.305	0.134	0.176	0.13	0.11	0.17	0.12	0.1

ادامه جدول ۱.

Sample	SG.M3.10	SG.M2.39	SG.M2.52	SG.M2.63	SG.M1.66	SG.M2.70	SG.M2.74	SG.M2.79	SG.M1.82
Rock-type	Monzo - granite	Monzo - granite	Monzo - granite	Monzo - granite	Monzo - granite	Monzo - granite	Monzo - granite	Monzo - granite	Monzo - granite
SiO ₂ (%)	75.63	74.91	74.48	72.74	72.36	74.11	73.59	71.18	72.23
TiO ₂	0.05	0.03	0.11	0.2	0.1	0.1	0.1	0.23	0.05
Al ₂ O ₃	12.74	12.95	13.09	14.11	13.56	12.92	13.53	13.54	13.67
Fe ₂ O ₃	0.31	0.42	0.84	0.77	1.01	0.49	0.28	1.06	0.53
FeO	0.22	0.22	0.56	0.66	0.66	0.39	0.23	0.81	0.43
MnO	0.04	0.06	0.03	0.1	0.09	0.08	0.06	0.1	0.07
MgO	0.23	0.17	0.49	0.46	0.44	0.26	0.29	0.61	0.16
CaO	0.74	0.87	1.28	1.25	1.13	1.19	0.9	1.55	1.67
Na ₂ O	2.91	3.13	3.4	3.33	3.84	3.15	3.58	3.72	3.2
K ₂ O	6.2	5.53	5.06	5.02	5.63	5.42	5.8	5.09	5.26
P ₂ O ₅	0.06	0.07	0.05	0.09	0.12	0.08	0.07	0.13	0.06
Total	98.91	98.08	98.8	97.97	98.19	97.72	98.14	97.11	96.83
Ba(ppm)	194	107	403	495	288	266	171	376	203
Rb	201	194	152	157	199	135	218	146	169
Sr	209	176	227	285	217	275	332	300	107
Y	10.1	17.8	7.5	28.2	12.6	9.4	30.9	15.4	10.2
Zr	73	91	52	66	117	97	86	60	37
Nb	5.3	7.6	11.9	15.6	6.4	8.1	9.5	14.3	10.8
Th	31.9	30.7	26.4	12.3	17.8	17.6	7.3	13.7	16.6
Ni	3.9	5.7	2.5	15.8	11.4	3.1	7.3	9.1	6.8
V	8	14	54	97	45	9	16	56	25
Hf	4.1	2.1	3.5	2.7	3.9	4.3	3.3	4.2	3.2
Cs	3.4	-	-	4.6	3.9	5.5	-	2.7	-
Sc	3.5	4.2	5.3	2.4	2.5	3.1	1.1	1.6	4.1
Co	3.1	5.2	6.1	16.3	5.9	14.6	9.4	8.8	1.7
U	6.1	5.4	5.7	3.1	5.1	5.3	6.4	4.3	5.8
La	41.2	29.3	49.6	36.2	53.4	24.5	18.7	50.8	34.9
Ce	84.5	64.7	99.3	73.6	110.7	55.3	38.6	105.4	70.5
Pr	9.11	6.89	11.14	8.22	11.43	5.97	4.51	11.67	7.54
Nd	28.9	26.5	38.2	29.8	42.6	22.8	14.87	43.1	26.7
Sm	5.71	5.11	6.91	5.95	8.62	4.41	3.34	7.32	5.92
Eu	0.67	0.61	0.99	0.86	0.98	0.86	0.41	0.88	0.52
Gd	4.88	4.37	5.19	5.43	6.39	4.14	3.12	5.61	3.98
Tb	0.71	0.79	0.75	0.84	0.93	0.67	0.47	0.91	0.56
Dy	4.16	4.84	4.66	5.19	5.67	3.53	3.12	4.93	2.95
Ho	0.78	0.91	0.81	0.99	1.18	0.72	0.64	1.11	0.68
Er	2.11	2.56	2.48	2.87	3.29	1.84	1.73	2.88	1.77
Tm	0.33	0.35	0.33	0.39	0.45	0.3	0.28	0.37	0.25
Yb	2.27	2.29	2.18	2.48	2.81	1.95	2.08	2.82	1.68
Lu	0.31	0.36	0.34	0.4	0.46	0.35	0.29	0.41	0.24
Eu/Eu [*]	0.388	0.394	0.513	0.462	0.403	0.589	0.394	0.419	0.327
(La/Yb) _N	13.12	9.25	16.45	10.55	13.74	9.08	6.50	13.03	15.027
La/Yb	18.14	12.79	22.75	14.59	19.00	12.56	8.99	18.01	20.77
Th/Yb	19.69	13.31	10.59	15.56	10.46	19.07	14.80	12.94	20.41
Rb/Sr	0.96	1.10	0.66	0.55	0.91	0.49	0.65	0.48	1.57

عناصر کمیاب

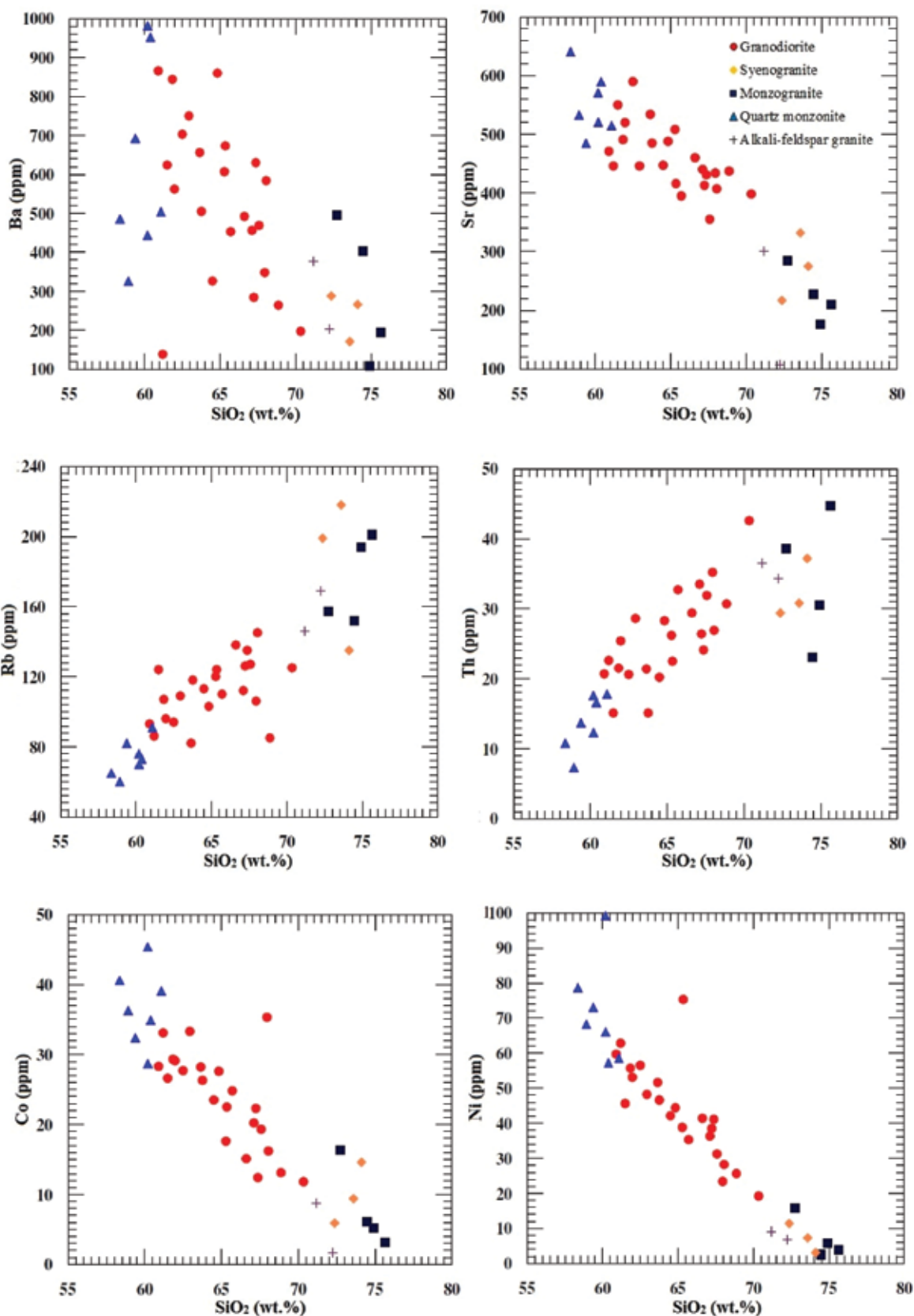
نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی عناصر کمیاب در جدول ۱ و تغییرات این عناصر در مقابل SiO_2 بر روی نمودارهای هارکر نشان داده شده است (شکل ۸).

فراوانی LILE (مانند Ba، Rb و Sr) به صورت نظام‌مندی با افزایش SiO_2 تغییر می‌کند. همگام با افزایش SiO_2 مقادیر Rb افزایش می‌یابد، درحالی‌که مقادیر Ba و Sr کاهش نشان می‌دهد (شکل ۸ و جدول ۱). مقادیر Rb نسبتاً بالا است و به ترتیب از واحد کوارتزومونزونیتی به سمت واحدهای گرانودیوریتی، آلکالی فلدسپار گرانیتی، مونزوگرانیتی و سینوگرانیتی افزایش نشان می‌دهد. افزایش Rb همگام با تفریق (یعنی افزایش SiO_2)، سازگار با تبلور تفریقی فلدسپارهای آلکالی و بیوتیت می‌باشد. محتوای Sr نیز به ترتیب از واحد آلکالی فلدسپار گرانیتی به سمت واحدهای، مونزوگرانیتی، سینوگرانیتی، گرانودیوریتی و کوارتزومونزونیتی افزایش می‌یابد. این رفتار Sr به‌عنوان یک عنصر سازگار، نشان‌دهنده نقش تفریق پلاژیوکلازها در تشکیل گرانیتوئیدها می‌باشد. محتوای Ba نیز محدودهای از ۳۲۶-۹۸۲ (ppm) در کوارتزومونزونیت، ۱۳۸-۸۶۶ (ppm) در گرانودیوریت و ۱۰۷-۴۹۵ (ppm) در مونزوگرانیت، ۲۰۳-۳۷۶ (ppm) در آلکالی فلدسپار گرانیت و ۱۷۱-۲۸۸ (ppm) در سینوگرانیت را نشان می‌دهد. رفتار Ba نیز به‌عنوان یک عنصر سازگار، به تفریق آلکالی فلدسپارها اشاره دارد. نسبت Eu/Eu^* دارای همبستگی مثبت با Sr است درحالی‌که Rb همبستگی منفی را با Eu/Eu^* نشان می‌دهد (شکل ۹). این نشان می‌دهد که این عناصر غالباً به‌وسیله تفریق پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار کنترل می‌شوند. مقادیر HFSE (مانند Nb، Zr، Hf و Th) سنگ‌های گرانیتوئیدی به‌طور کلی بالا می‌باشد و این موضوع با ماهیت ناسازگار این عناصر سازگار می‌باشد. در واحدهای سنگی گرانیتوئید سامن غلظت Nb، Zr، Hf و Y با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد (شکل ۸، جدول ۱). این مسئله می‌تواند در ارتباط با تفریق اکسیدهای Fe-Ti (Nb-TiO_2)، تیتانیت، آپاتیت و زیرکن طی تبلور باشد (Aliani et al., 2012). محتوای Nb گرانیتوئید سامن نسبت به مقدار متوسط گرانیت‌های فلسیک تپ

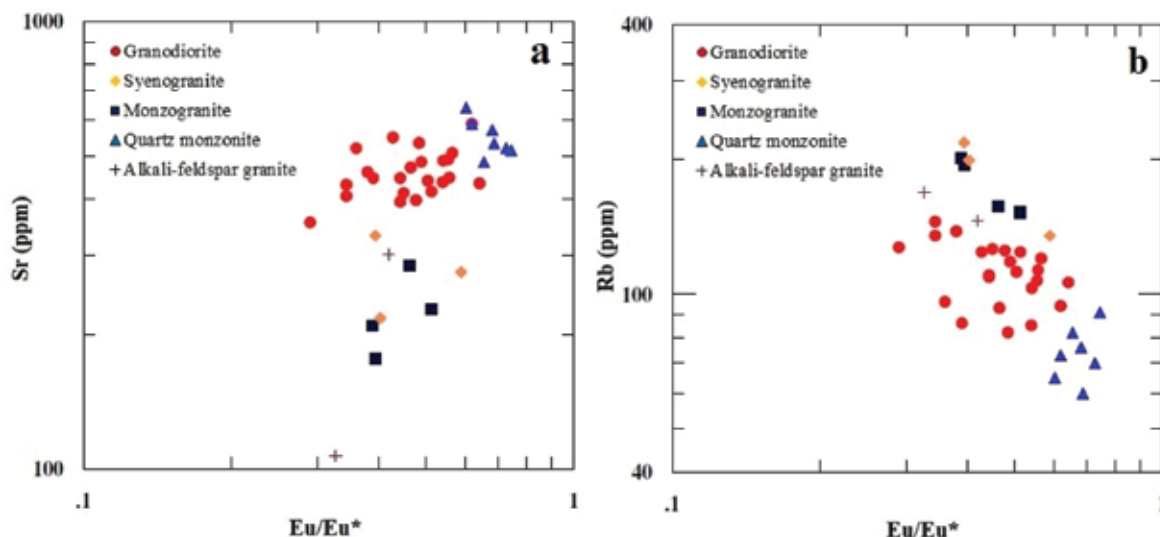
I (۲۰) پایین‌تر است، اما در محدوده گرانیت‌های تپ I (۱۳/۶۵) کمربند لاجلن (Lachlan) استرالیا قرار می‌گیرد (Chappell and White, 1992). عناصر انتقالی (Ni و Cr، Co، V) سازگاری منفی مشخصی را با افزایش مقادیر SiO_2 از خود نشان می‌دهند یعنی همگام با افزایش SiO_2 مقادیر Ni، V، Cr کاهش می‌یابد (شکل ۸، جدول ۱)، که این بیانگر ماهیت سازگار این عناصر می‌باشد. کاهش محتوای V و Co همگام با افزایش سیلیس شاهدهی بر تفریق فازهای اکسیدی Fe-Ti و فرومنیزیم می‌باشد.

عناصر نادر خاکی (REE)

نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی REE در جدول ۱ نشان داده شده است. متوسط محتوای عناصر نادر خاکی (ΣREE) از واحدهای کوارتزومونزونیتی (ave.~ ۱۲۷/۱۷) به سمت سینوگرانیت‌ها (ave.~ ۱۵۶/۲۳)، مونزوگرانیت‌ها (ave.~ ۱۸۲/۷۸)، آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها (ave.~ ۱۹۸/۲) و گرانودیوریت‌ها (ave.~ ۲۶۰/۷۱) افزایش را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل (۱۰) دیده می‌شود الگوی پراکندگی REE در واحد کوارتزومونزونیتی نشان‌دهنده تهی‌شدگی این واحدها از لحاظ REE نسبت به سایر واحدها می‌باشد. این الگو همچنین نشان‌دهنده غنی‌شدگی واحدهای مختلف گرانیتوئید سامن از لحاظ LREE نسبت HREE، شیب منفی در محل LREE و الگوی پراکندگی افقی در محل HREE می‌باشد (شکل ۱۰). الگوی پراکندگی REE در واحدهای کوارتزومونزونیتی توسط درجه تفکیک (LaN/YbN) پایین LREE نسبت به HREE (ave.~ ۸/۷) مشخص می‌شود. درحالی‌که الگوی پراکندگی REE در واحدهای سینوگرانیتی (ave.~ ۹/۷۷)، مونزوگرانیتی (ave.~ ۱۲/۳۴)، آلکالی فلدسپار گرانیت (ave.~ ۱۳/۰۳) و گرانودیوریتی (ave.~ ۱۵/۷) نشان‌دهنده درجه تفکیک بالاتر LREE نسبت به HREE می‌باشد. گرانودیوریت‌ها و مونزوگرانیت‌های سامن به‌طور قابل توجهی از لحاظ Ce، Pr، Nd و Sm نسبت به واحدهای کوارتزومونزونیتی دچار غنی‌شدگی هستند. این می‌تواند به دلیل رخداد کانی‌های فرعی همانند آپاتیت و اسفن در این واحدها باشد (Delaloye and Bingol, 2000).



شکل ۸. موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO₂ (Harker et al., 1996a, b)



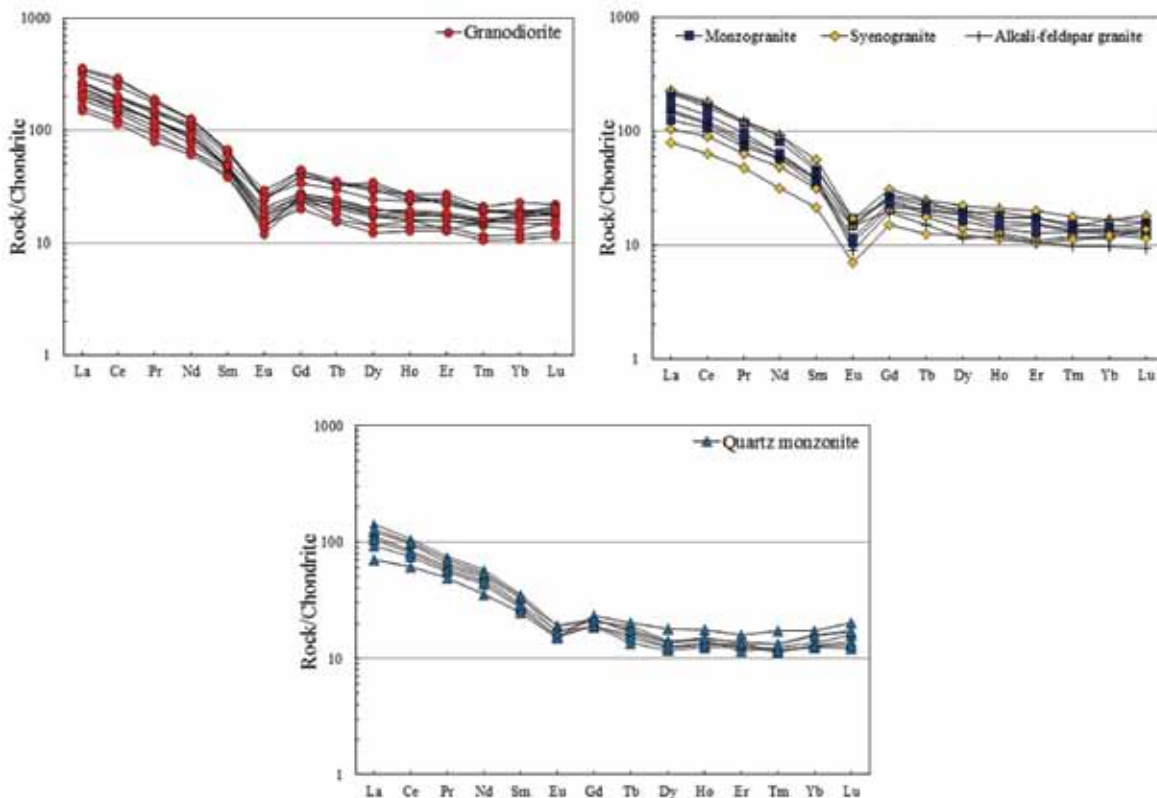
شکل ۹. نمودار تغییرات نسبت Eu/Eu^* در مقابل Sr و Rb در گرانیتوئید سامن

بی‌هنجاری Eu

در کندریت (Thompson, 1982) به‌نچار شده است، نشان‌دهنده غنی‌شدگی این واحدها از لحاظ K_2O , Rb, Y, Nb, Ti, Zr, Cs, Th, LREE (به‌جز برای کوارتز مونزونیت‌ها) و تا حدودی P (با Sr, Ba, Ta) می‌باشد (شکل ۱۱). این ویژگی‌ها با شاخصه محیط‌های ژئودینامیکی درگیر در ماگماتیسم پهنه‌های فرورانشی سازگار است (Foley and Wheller, 1990; Wilson, 2007; Aliani et al., 2012) و نشان می‌دهد که ناحیه منشأ به‌وسیله فرآیندهای فرورانشی غنی‌شده است (Pearce et al., 1984; Rogers et al., 1985; Harris et al., 1986). همچنین می‌تواند نشان‌دهنده آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای باشد (Yucel-Ozturk et al., 2005). در شکل ۱۲ مقایسه محتوای عناصر کمیاب گرانیتوئید سامن (که نسبت به گرانیته پشته‌های میان اقیانوسی به‌نچار شده) با بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB)، پوسته فوقانی و پوسته تحتانی نشان می‌دهد که الگوی پراکندگی این عناصر در گرانیتوئید سامن به‌طور قابل توجهی مشابه پوسته فوقانی می‌باشد، تا آنجا که از لحاظ عناصر لیتوفیل بزرگ یون (Rb, Th) و عناصر نادر خاکی کمیاب سبک (La, Ce, Sm, Nd) نسبت به عناصر با میدان پایداری بالا (Nb, Ta, Zr, Hf, Y, Yb) غنی‌شده‌اند.

نکته قابل توجه در مورد رفتار REE، وجود بی‌هنجاری‌های منفی Eu در تمامی واحدهای سنگی گرانیتوئید سامن می‌باشد (شکل ۱۰). بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد که فلدسپات‌ها نسبت به دیگر کانی‌ها دارای مقادیر Eu بالایی است که این موضوع از ضریب توزیع بالای Eu در میان فلدسپارها مشخص است. بی‌هنجاری Eu به‌ویژه در ماگماهای فلسیک معمولاً توسط فلدسپارها کنترل می‌شود زیرا Eu برخلاف دیگر REE‌های سه ظرفیتی که در فلدسپات‌ها عناصر ناسازگارند عنصری سازگار به‌شمار می‌آید. بنابراین خارج شدن فلدسپار از یک مذاب فلسیک باعث بی‌هنجاری منفی Eu در مذاب می‌شود (Rollinson, 1993). بر همین اساس بی‌هنجاری منفی Eu در واحدهای مختلف سنگی گرانیتوئید سامن می‌تواند نتیجه ۱- ذوب یک منبع غنی در فلدسپار باقی‌مانده باشد (Henderson, 1984)، ۲- به‌وسیله تفریق پلاژیوکلاز طی بالآمدگی و جایگزینی این توده نفوذی ایجاد شده باشد (Tepper et al., 1993) و ۳- به دلیل فوگاسیته بالای اکسیژن در محل ذوب باشد.

الگوی پراکندگی عناصر کمیاب در نمودارهای عنکبوتی نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب واحدهای مختلف گرانیتوئید سامن که نسبت به فراوانی عناصر مشابه



شکل ۱۰. الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در واحدهای گرانودیوریتی (●)، مونزوگرانیته (■)، سینوگرانیته (◆)، آلکالی فلدسپار گرانیته (+) و کوآرتز مونزونیتی (▲) که نسبت به فراوانی عناصر مشابه در کندریت (Nakamura, 1974) بهنجار شده است

نمونه‌ها در قلمرو گرانیته‌های قوس‌های آتشفشانی و همزمان با برخورد، قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳-ا). با این وجود انتظار می‌رود که یک ماگماتیسم همزمان با برخورد با دامنه‌ای از ترکیبات مذاب پوسته‌ای همراه باشد و در صحرا همراهان مافیک اعم از دایک‌ها، انکلاوها و یا پلوتون‌های پراکنده یافت نشود (Harris et al., 1990)، که در منطقه مورد مطالعه چنین نیست. به‌رحال محتوای Rb و Th در واحدهای گرانیتوئیدی سامن بالا می‌باشد (جدول ۱) و تا حدودی مشابه گرانیته‌های همزمان با برخورد چین، تبت و جنوب غرب انگلستان می‌باشد که از گرانیته‌های تیپیک این نوع در دنیا به شمار می‌آیند و از محتوای (۲۱۵-۴۸۸ Rb= و ۱۹-۳۴ Th) بالایی برخوردارند (Pearce et al., 1984). به همین منظور از نمودار Rb در مقابل Nb+Y، که به‌طور مشخصی گرانیته‌های همزمان با برخورد را از گرانیته‌های قوس‌های آتشفشان^۱ متمایز می‌کند استفاده شده است. در شکل ۱۳-b نشان داده شده که تمامی نمونه‌ها در محدوده

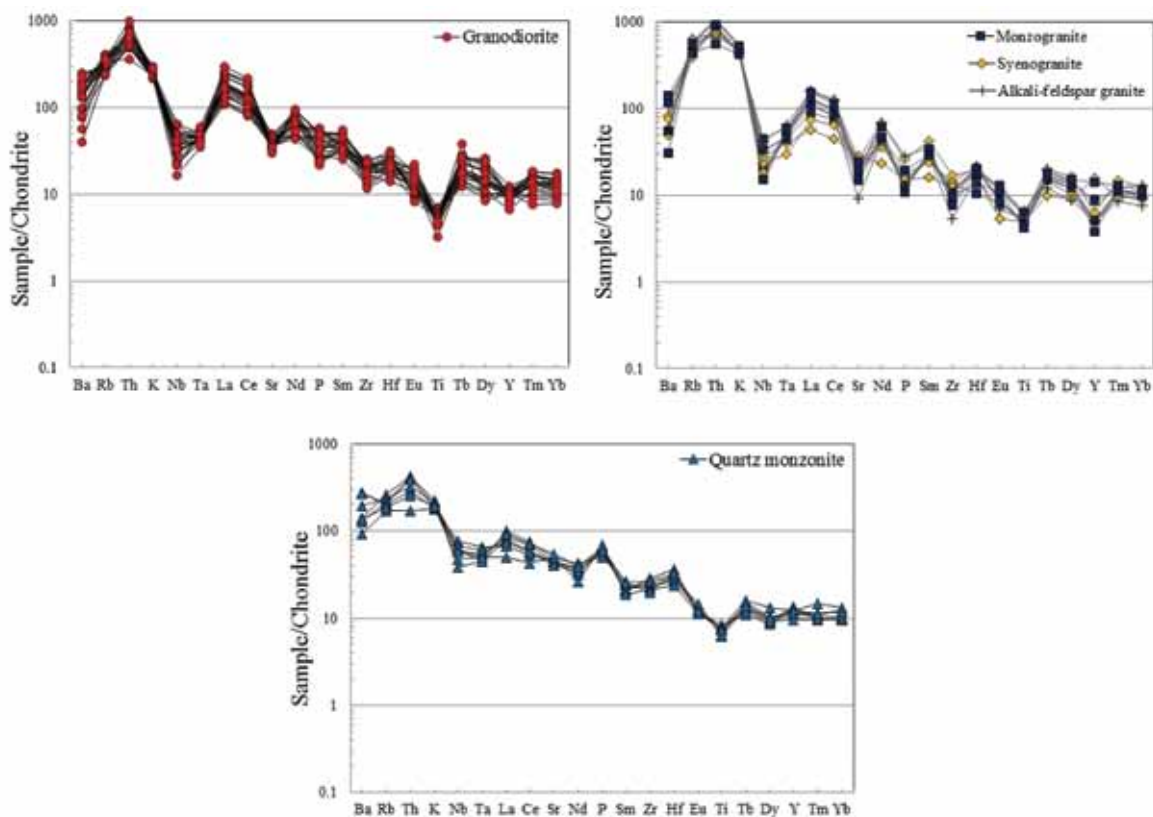
به‌طور کلی محتوای بالای Th، Rb و K و مقادیر پایین Sr، P و Ti با ویژگی مذاب‌های پوسته‌ای معمولی سازگار است (Harris et al., 1986; Chappell and White, 1992) و نشان‌دهنده آلیش با پوسته بالایی طی تکامل ماگما (یعنی رخداد هر دو فرآیند تبلور تفریقی و هضم) می‌باشد. بنابراین الگوی رفتاری REE و عناصر کمیاب گرانیتوئید سامن به‌طور مساعدی با ویژگی‌های ماگماهای تشکیل شده در قوس‌های ماگمایی و یا جایگاه‌های پسا برخوردی سازگار است.

بحث

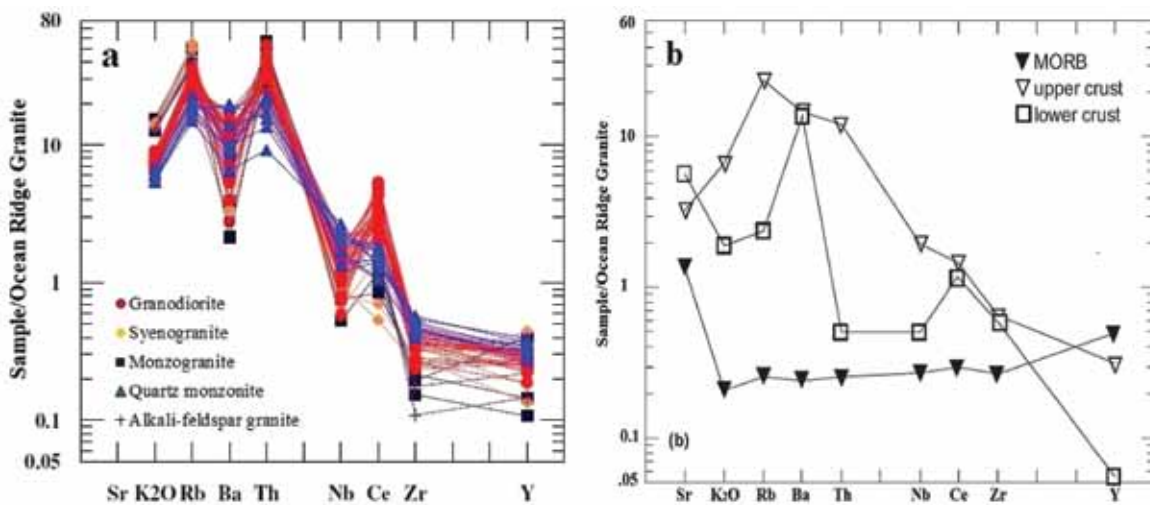
جایگاه تکتونیکی و مدل ژئوتکتونیکی

با توجه به روابط صحرائی، پتروگرافی و ژئوشیمی، ترکیب واحدهای سنگی گرانیتوئید سامن مشابه نفوذی‌های تشکیل شده در حاشیه‌های فعال قاره‌ای می‌باشد. جهت تعیین محیط تکتونیکی توده نفوذی سامن از نمودارهای عناصر کمیاب به دلیل عدم تحرک پذیری تحت تاثیر فرآیندهای گرمایی استفاده شده است. در نمودار Pearce et al. (1984)

1. Volcanic Arc Granite

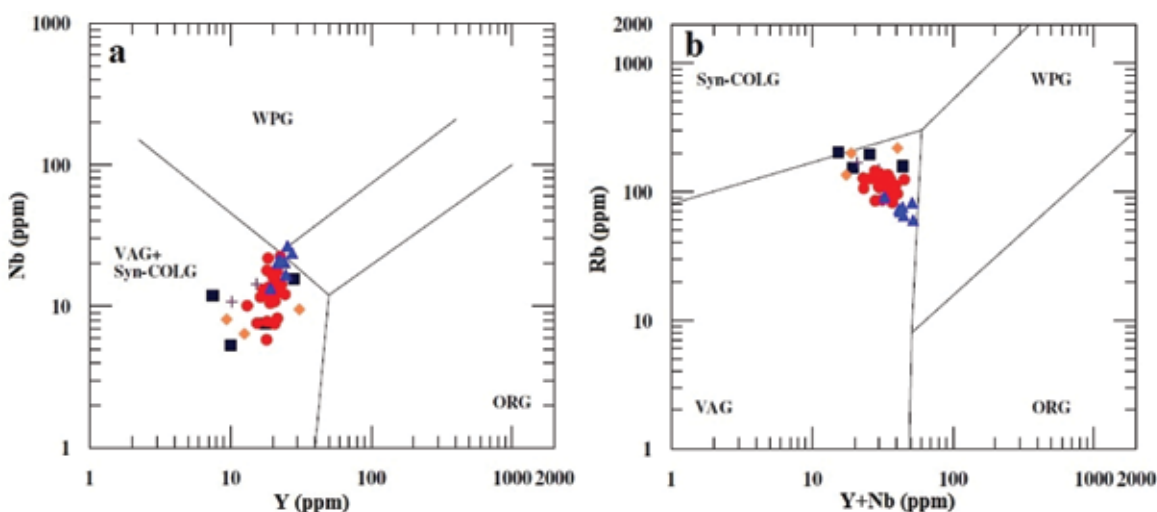


شکل ۱۱. نمودار الگوی پراکندگی عناصر کمیاب (نمودارهای عنکبوتی) در واحدهای گرانودیوریتی (●)، مونزوگرانیته (■)، سینوگرانیته (◆)، آلكالی فلدسپار گرانیته (+) و کوارتز مونزونیتی (▲) که نسبت به فراوانی عناصر مشابه در کندریت (Tampson, 1982) بهنجار شده است



شکل ۱۲. نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گرانیت پشته اقیانوسی در (a) گرانیتوئید سامن، (b) مورب، پوسته بالایی و پوسته پایینی، برای مقایسه. مقادیر بهنجار شده از (Pearce et al. 1984)

وقاره‌ای واقع شده‌اند (شکل ۱۴-ا و b). همچنین بر اساس نمودار Condie (۱۹۸۹) نسبت‌های بالای Th/Yb همراه با مقادیر بالای Lu/Yb با ویژگی‌های ماگماهای قوس‌های حاشیه‌ای سازگار می‌باشد (شکل ۱۴-ج). بنابراین گرانیتوئید سامن همانند دیگر کمپلکس‌های رخنمون یافته در بخش شمالی SSZ مانند کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد (Ahmadi khalaj et al., 2007)، کمپلکس گرانیتوئیدی ملایر (Ahadnejad et al., 2008) و کمپلکس گرانیتوئیدی الوند (Aliani et al., 2012) در ارتباط با قوس‌های حاشیه‌ای فعال قرار می‌گیرد.



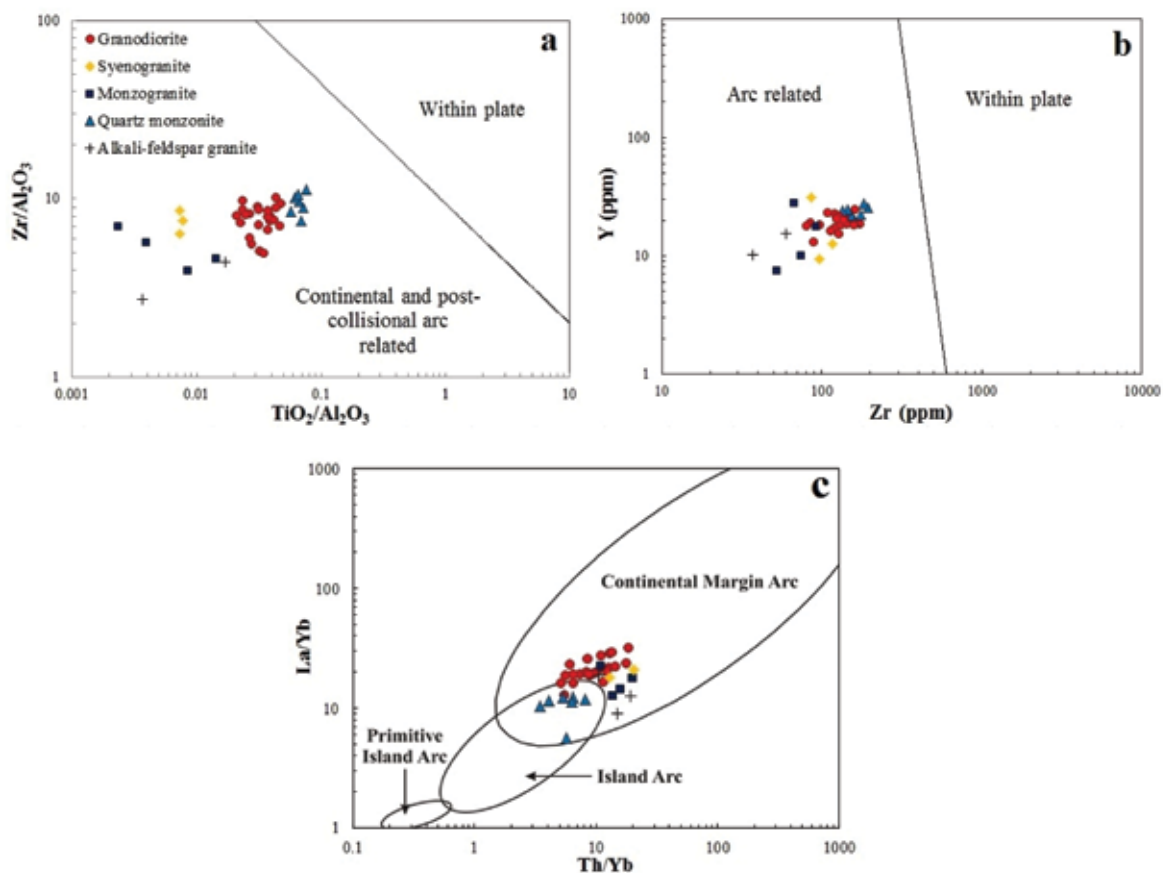
شکل ۱۳. نمودارهای Y در مقابل Y+Nb (a) و Nb در مقابل Rb، برای تمایز محیط نکتوماگمایی گرانیتوئیدها (Pearce et al., 1984). ORG (گرانیت پشته‌های اقیانوسی)، VAG (گرانیت کمان آتشفشانی)، WPG (گرانیت درون صفحه‌ای) و Syn-COLG (گرانیت‌های همزمان با برخورد)

اسکارن گرانیتوئیدهای Bocsă Ocna de Fier رومانی (Nicolescu et al., 1999)؛ میل استریم کانادا (Lentz et al., 1995)؛ بریتیش کلمبیا کانادا (Meinert, 1984)؛ کمر بند طلای ریونارسا اسپانیا (Martin-Izard et al., 2000)؛ ایرین جایا ناحیه ارتسبرگ (Meinert, 1997) و ایوچیلر ترکیه (Yucel-Ozturk et al., 2005) می‌باشد (شکل ۱۵ و جدول ۲). در نمودارهای هارکر، متوسط اسکارن‌های Fe و Au از طریق مقادیر بالاتر و SiO_2 و K_2O پایین‌تر در مقایسه با اسکارن‌های Cu و دیگر انواع اسکارن‌ها (Zn، W، Mo، Sn) مشخص می‌گردند. مقادیر MgO مونوزوگرانیت‌ها، سینوگرانیت‌ها، آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها،

قوس‌های آتشفشانی واقع شده‌اند. همان‌طور که پیش‌تر توصیف شد گرانیتوئید سامن از لحاظ LILE همانند Cs، Rb، K و Th نسبت به HFSE به ویژه Nb، Y، Ti، Zr و Hf غنی‌شده است (شکل ۱۱ و جدول ۱). ماگماهای با این ویژگی‌های ژئوشیمیایی عموماً به‌عنوان ماگماهای مرتبط با فرورانش توصیف شده‌اند (e.g., Foley and Wheller, 1990; Sajona et al., 1996).

بر اساس نمودارهای Zr در مقابل $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ و Y در مقابل $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Muller and Groves, 1994) این نمونه‌ها در محدوده مرتبط با قوس‌های پس‌ابرخوردی

ارزیابی پتانسیل کانه‌زایی اسکارن و مقایسه تغییرات ترکیبی گرانیتوئید سامن با اسکارن گرانیتوئیدهای جهان در این تحقیق به منظور ارزیابی پتانسیل کانه‌زایی گرانیتوئید سامن، از نمودارهای تمیزدهنده (مانند نمودارهای هارکر)، همچنین مقایسه ترکیب گرانیتوئید سامن با ترکیبات شناخته شده باتولیت‌های اسکارن ساز استفاده شده است (شکل ۱۵ و جدول ۲). برحسب محتوای عناصر اصلی و با استفاده از نمودارهای هارکر مشابه نمودارهای مورد استفاده توسط Meinert (1993, 1995)، گرانیتوئید سامن قابل مقایسه با متوسط جهانی گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Au-Cu (Meinert, 1995) و Fe، همچنین قابل مقایسه با



شکل ۱۴. نمودارهای Zr/Al_2O_3 (a) در مقابل TiO_2/Al_2O_3 ، (b) Y در مقابل Zr (Muller and Groves, 1994) و (c) Th/Yb در مقابل La/Yb (Condie, 1989)، برای تمایز محیط زمین‌تکتونیکی گرانیتوئیدها

مقابل مقادیر MgO سنگ‌های مونزوگرانیته، سینوگرانیته و آلکالی فلدسپار گرانیته نسبتاً مشابه با مقادیر موجود در اسکارن گرانیتوئیدهای Sn و W (مانند واحدهای لوکوکراتیک ایوچیلر) می‌باشد (شکل ۱۵-ا). برحسب مقادیر K_2O واحدهای گرانودیوریتی و کوارتزمونزونیتی سامن به سمت گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Au و Fe (مانند کمر بند طلای ریونارسا و کانسار آهن Bocsacna De Fier) گرایش دارند (شکل ۱۵-ب)، درحالی‌که واحدهای مونزوگرانیته، سینوگرانیته و آلکالی فلدسپار گرانیته همبستگی خوبی با اسکارن گرانیتوئیدهای Sn و Mo (مانند ایوچیلر ترکیه) را به نمایش می‌گذارند (شکل ۱۵-ب). به‌طور کلی گرانیتوئید سامن یک روند مشخص از نظر آهن و سایر اکسیدهای اصلی را نشان می‌دهد (شکل ۱۵-ج). در نمودار $Fe_2O_3 + CaO + Na_2O / K_2O$ در مقابل SiO_2 واحدهای گرانودیوریتی و کوارتزمونزونیتی سامن به سمت

گرانودیوریت‌ها و کوارتزمونزونیت‌های سامن به ترتیب برابر ۳۳/۰ درصد، ۳۳/۰ درصد، ۳۸/۰ درصد، ۱/۲ درصد و ۲/۳ درصد می‌باشد، این مقادیر برای گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Fe ، Au ، Cu ، Sn به ترتیب برابر با ۳ درصد، ۲/۳ درصد، ۱/۸ درصد، ۳/۰ درصد و ۵/۰ درصد می‌باشد (Meinert, 1995). بدین ترتیب، ترکیب واحدهای گرانودیوریتی و کوارتزمونزونیتی نشان‌دهنده مطابقت واضح و مشخص با کانسارهای اسکارن $Au-Cu$ و Fe می‌باشد، درحالی‌که همبستگی قابل توجهی بین ترکیب واحدهای مونزوگرانیته، سینوگرانیته و آلکالی فلدسپار گرانیته با ترکیب پلوتون‌های همراه با اسکارن‌های Sn و Mo وجود دارد. مقادیر MgO سنگ‌های گرانودیوریتی و کوارتزمونزونیتی سامن به گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Au ، Fe و Cu (مانند کمر بند طلای ریونارسا، آهن بریتیش کلمبیا و کانسار $Cu-Fe$ میل استریم) نزدیک است (شکل ۱۵-ا). در

جدول ۲. متوسط ترکیب عناصر اصلی پلوتون‌های همراه با اسکارن‌های (Meinert, 1995) Fe, Au, Cu, Zn, W, Mo, Sn و واحدهای سنگی گرانیتوئید سامن

Skarn-type	Fe	Au	Cu	Zn	W	Mo	Sn	Monzo- granite	Syeno- granitic	alkali-feldspar granitic	Grano- diorite	Quartz monzonite
Average	ave.	ave.	ave.	ave.	ave.	ave.	ave.	ave.	ave.	ave.	ave.	ave.
SiO ₂ (%)	59.3	61.4	64.9	68.7	70.7	73.7	73.7	74.44	73.35	71.07	63.28	59.77
TiO ₂	0.8	0.6	0.5	0.4	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.14	0.71	1.15
Al ₂ O ₃	16.8	16.2	16.0	14.3	14.2	13.4	13.6	13.23	13.33	13.06	15.84	16.22
Fe ₂ O ₃	2.8	2.6	2.5	1.8	1.4	0.9	0.8	0.58	0.59	0.79	2.87	2.75
FeO	4.5	3.7	2.4	1.3	1.5	1.1	1.3	0.41	0.42	0.62	2.64	3.43
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.05	0.07	0.08	0.106	0.10
MgO	3.0	3.2	1.8	1.0	0.2	0.5	0.3	0.33	0.33	0.38	2.39	3.20
CaO	7.2	5.8	3.8	3.2	2.2	1.5	1.1	1.03	1.07	1.61	4.23	5.97
Na ₂ O	4.0	3.1	4.0	3.0	3.5	3.2	3.2	3.19	3.52	3.46	3.57	4.01
K ₂ O	2.1	2.5	3.6	4.8	4.5	4.7	4.7	5.45	5.61	5.17	3.52	3.04
P ₂ O ₅	0.3	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.06	0.09	0.9	0.21	0.28

تقریباً هیچ‌یک از این پلوتون‌ها به‌عنوان پراآکالین طبقه‌بندی نمی‌شوند. شکل ۱۵-e نشان می‌دهد که گرانیتوئید سامن دارای مقادیر ANK کمتر و ACNK به بیشتری نسبت به گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Fe است. بر اساس شاخص سیرشدگی از آلومینیوم، گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Fe به‌عنوان اسکارن‌های مشتق شده از گرانیتوئیدهای جبه‌ای شناخته می‌شوند که با آلودگی پوسته‌ای همراه نبوده و یا مقادیر آن بسیار اندک بوده است (Meinert, 1984). شاخص سیرشدگی از آلومینیوم گرانیتوئید سامن نسبت به گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Fe کمتر بوده و برخلاف متوسط اسکارن گرانیتوئیدهای Fe به نظر می‌رسد که آلودگی و فعل و انفعال بیشتری با پوسته داشته است. به‌رحال در این نمودار گرانیتوئیدهای سامن بیشتر در محدوده اسکارن گرانیتوئیدهای Au, Cu و Zn قرار می‌گیرند.

درجه و نوع تفریق در تعیین پتانسیل کانه‌زایی و نوع کانه‌زایی که با آن مجموعه گرانیتم ممکن است همراه باشد مهم است. میزان تبلور تفریقی را می‌توان از چندین طریق اندازه‌گیری کرد: (۱) استفاده از نسبت عناصر سازگار/ناسازگار (مانند Rb/Sr و ۲) بررسی رفتار یک سری از عناصر که ورود و

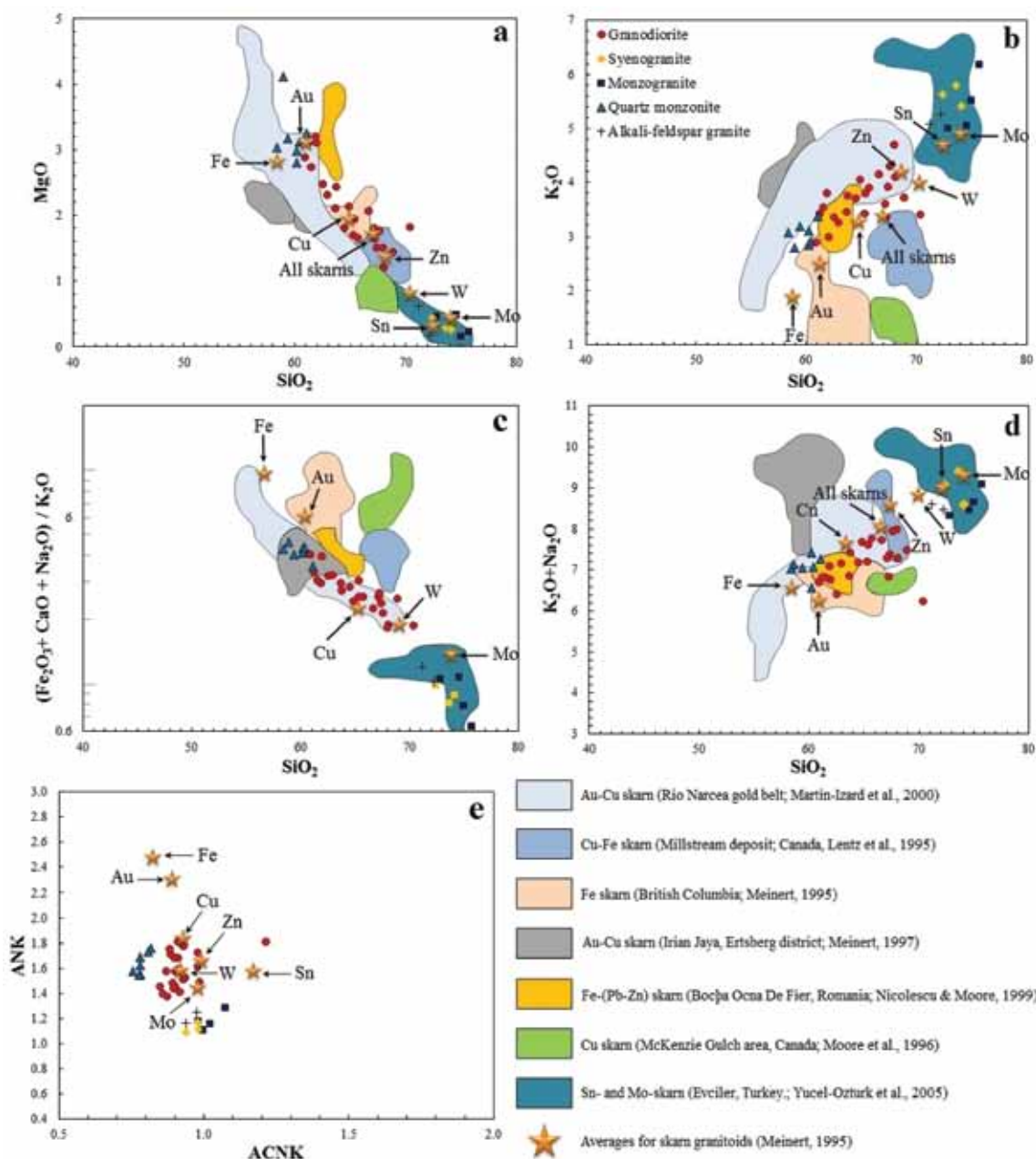
گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Au-Cu (مانند کمر بند طلای ریو نارسا و اسکارن Au-Cu ایرین جایا) تمایل دارند، در مقابل واحدهای مونزوگرانیتمی، سینوگرانیتمی و آکالی فلدسپار گرانیتمی سامن تا حدودی مشابه ترکیب اسکارن گرانیتوئیدهای گرانیتوئیدهای Sn و Mo (مانند واحدهای لوکوکراتیک ایوچیلر) می‌باشند.

مقادیر آکالی کل سنگ‌های گرانودیوریتی و کوارتز مونزونیتی سامن نیز نسبتاً مشابه این مقادیر در گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Au, Cu و Fe می‌باشد (مانند کمر بند طلای ریو نارسا، کانسار آهن بریتیش کلمبیا و Bocsá Ocna De Fier) و مقادیر این واحدها نزدیک به متوسط گرانیتوئیدهای Au, Cu و Fe رسم شده است (شکل ۱۵-d). همچنین ترکیب سنگ‌های مونزوگرانیتمی، سینوگرانیتمی و آکالی فلدسپار گرانیتمی سامن تا حدودی مشابه ترکیب گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Sn و Mo (مانند واحدهای لوکوکراتیک گرانیتوئید ایوچیلر) می‌باشد (شکل ۱۵-d).

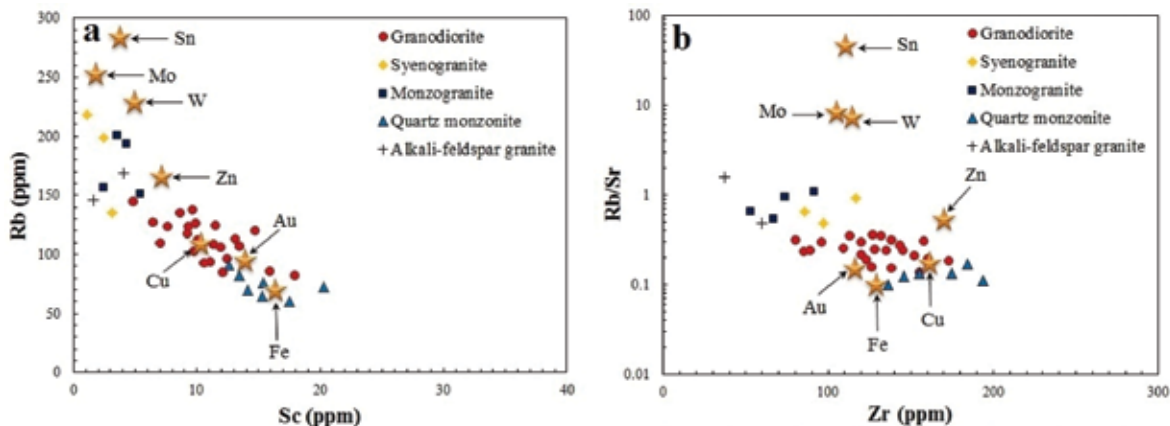
بر اساس Meinert (1995)، ترکیب پلوتون‌های مرتبط با اسکارن بر اساس سیرشدگی از آلومینیوم در نزدیک بخش‌های بین دو محدوده پر و متاآلومینوس قرار می‌گیرند و

گرانودیوریت‌ها و کوارتزمونزونیت‌ها سامن بسیار نزدیک به محدوده گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Cu، Au و Fe است، اما تا حدودی پایین‌تر نسبت به گرانیتوئیدهای همراه اسکارن‌های W، Sn و Mo رسم شده‌اند، مونزوگرانیت‌ها، سینوگرانیت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌های سامن نیز در محدوده بین اسکارن گرانیتوئیدهای Zn و W قرار گرفته‌اند (شکل ۱۶-ا).

خروج فازهای تبلور یافته را نشان می‌دهند (Blevin, 2004). برای مثال طی فرآیند تفریق و تبلور سنگ‌های آذرین، مقادیر Rb باید افزایش یابد و در مقابل Sc باید کاهش پیدا کند. شکل ۱۶-ا این رابطه را در واحدهای مختلف گرانیتوئید سامن به نمایش می‌گذارد. در این شکل گرانودیوریت‌ها و کوارتزمونزونیت‌ها سامن به وسیله مقادیر Sc بیشتر و Rb کمتر نسبت به مونزوگرانیت‌ها، سینوگرانیت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها مشخص می‌شوند. بدین ترتیب



شکل ۱۵. نمودارهای هارکر MgO (a در مقابل SiO_2 ، b K_2O در مقابل SiO_2 ، c نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ، d مجموع آلکالی در مقابل SiO_2 و ANK در مقابل ACNK برای گرانیتوئید سامن و مقایسه آن با اسکارن گرانیتوئیدهای جهان. مقادیر متوسط برای اسکارن گرانیتوئیدها برگرفته از (Meinert, 1995)



شکل ۱۶. محتوای عناصر کمیاب گرانیتوئید سامن و متوسط اسکارن گرانیتوئیدهای جهان برگرفته از (Meinert, 1995). (a) در مقابل Rb در مقابل Sc و (b) Rb/Sr در مقابل Zr

تکتونیکی به تفصیل مورد بررسی قرار گرفت) و از مذاب‌های اندکی تکامل یافته مشتق شده است (شکل ۱۷-d).

فراوانی نسبی فلزات در ماگما و انواع مختلف کانسارهای وابسته به توده نفوذی تابعی از تکامل ترکیبی، تفریق و حالت اکسایش-کاهش است. نقش تکامل ترکیبی و تفریق در بالا به تفصیل مورد بررسی قرار گرفت. شرایط اکسایش-کاهش ماگما نیز اهمیت قابل توجهی در کنترل ماهیت بسیاری از کانه‌ها دارد و امکان تقسیم‌گرائیت‌ها به دو سری مگنتیتی و ایلمنیتی را فراهم می‌کند (Ishihara, 1981). بررسی‌ها نشان می‌دهد که محیط‌های کانه ساز Sn دارای شرایط اسیداسیون پایینی است، در مقابل کانسارهای اسکارن Au و Cu با مجموعه‌های نسبتاً تکامل نیافته تر و اکسیده تر همراه می‌باشند. در نمودار Fe_2O_3/FeO در مقابل Rb/Sr (شکل ۱۸-a)، گرانیتوئیدهای سامن به وسیله مجموعه‌های نسبتاً تکامل نیافته تا اندکی تکامل یافته و اکسیده مشخص می‌شوند و از بسیاری جنبه‌ها به ترکیب گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Au-Cu نزدیک و مشابه می‌باشند.

ترکیب پارامترهای استفاده شده در بالا می‌تواند در مقیاس ناحیه‌ای و منطقه‌ای به منظور تفسیر روابط میان سنگ‌های آذرین و کانسارهای مرتبط با آن‌ها مورد استفاده قرار گیرد. داده‌های مربوط به منطقه‌بندی کانسارها و رخداد کانی‌ها می‌تواند به عنوان فاکتورهای کلیدی در تشخیص نواحی گرمایی-ماگمایی مورد استفاده قرار گیرند.

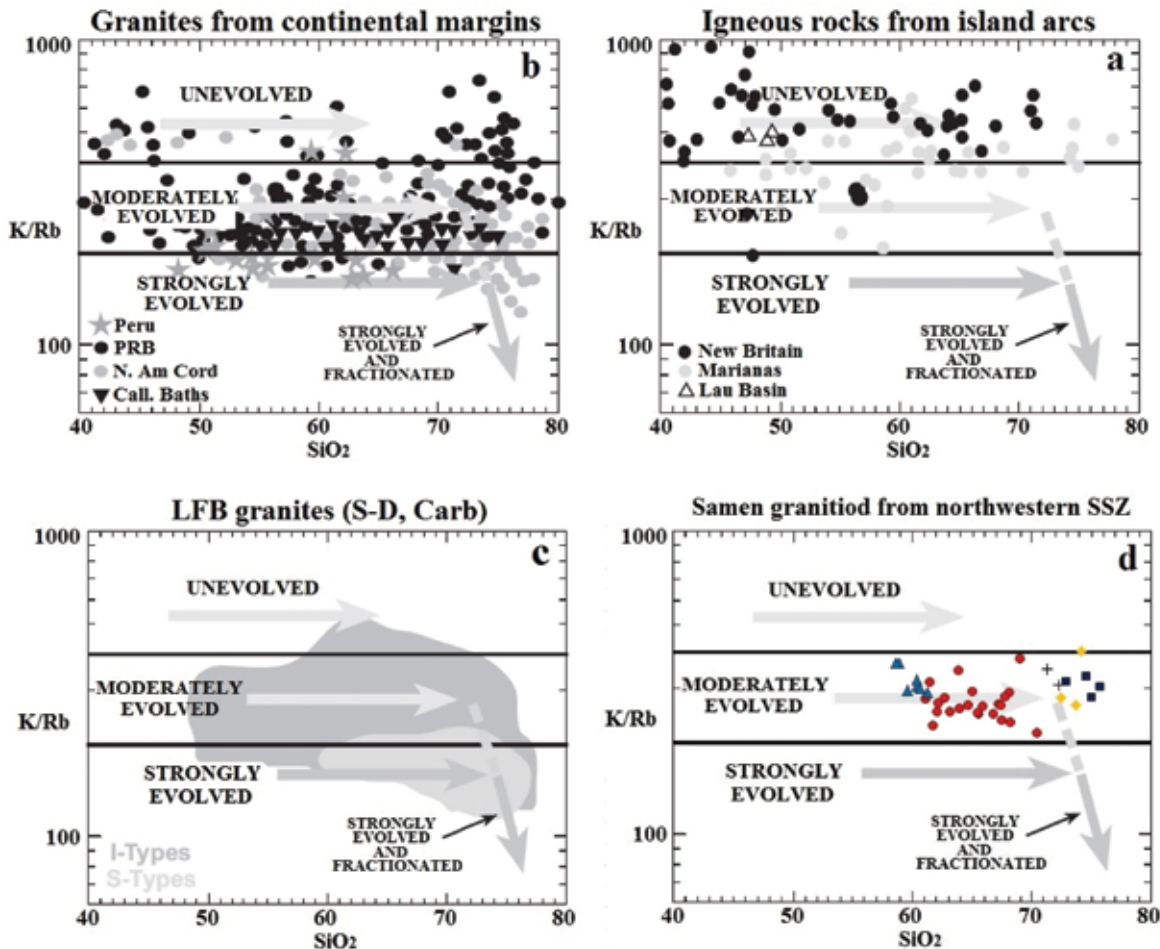
تغییرات عناصر کمیاب لیتوفیل بزرگ یون متحرک همانند Rb و Sr نسبت به عناصر با قدرت میدان بالا نامتحرک همانند Zr، Nb و P به منظور درک بهتر پتروژنز پلوتون‌های همراه با کانسارهای اسکارن از اهمیت بیشتری برخوردارند. همان‌طور که در شکل ۱۶-b نشان داده شده است گرانیتوئیدهای سامن همانند گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن Fe و Zn، Cu، Au دارای نسبت Rb/Sr پایینی می‌باشد. این نمودار نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای سامن نسبتاً به اسکارن گرانیتوئیدهای Au، Cu و Fe نزدیک‌تر بوده و نشان‌دهنده پتانسیل این توده در تشکیل اسکارن‌های Cu، Fe و Au در منطقه است.

نسبت‌های K/Rb به ویژه در ارزیابی مذاب‌های به شدت تفریق یافته مفید و سودمند می‌باشد. بر اساس (Blevin, 2004)، مجموعه‌هایی که رفتار ترکیبی و پتروگرافیکی سازگاری با فرآیند تبلور تفریقی به نمایش می‌گذارند غالباً همراه با کانه‌زایی قابل توجهی می‌باشند. نمودار K/Rb در مقابل SiO_2 ، یک کاهش پیش‌رونده در نسبت K/Rb را همزمان با تکامل گرائیت به نمایش می‌گذارد (شکل ۱۷-a و b). در این نمودارها گرائیت‌های حاشیه قاره‌ای نسبت به سنگ‌های آذرین جزایر قوسی از نسبت K/Rb پایین‌تری برخوردار هستند که نشان‌دهنده تکامل یافتگی بیشتر این مذاب‌ها می‌باشد. این نمودارها نشان می‌دهند که ترکیب توده نفوذی سامن مشابه گرائیت‌های سری I حاشیه قاره‌ای است (شکل ۱۷-c) (همان‌طور که پیش‌تر نیز این موضوع در بخش جایگاه

1. Moderately evolved melts

پیش‌بینی ما را در تشخیص پتانسیل مجموعه عناصر فلزی خاص در گرانیتوئید سامن و دیگر گرانیتوئیدهای موجود در شمال غرب پهنه سندنج- سیرجان که کمتر از لحاظ پتانسیل کانه‌زایی مورد پژوهش قرار گرفته‌اند بالا می‌برد.

در شکل ۱۸-b، پنج مجموعه فلزی اصلی شناسایی شده و گرانیتوئید سامن نسبتاً نزدیک به مجموعه Au-Cu -رسم شده و مشابه با سنگ‌های ناحیه کادیا استرالیا (Blevin, 2004) می‌باشد. چنین رویکردی ظرفیت

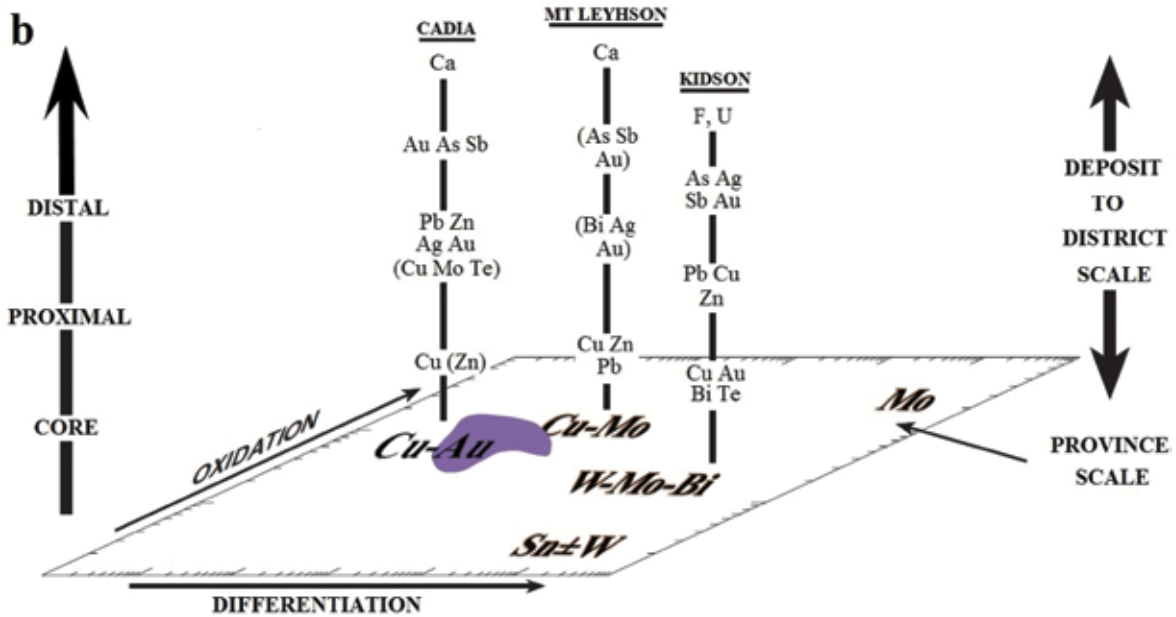
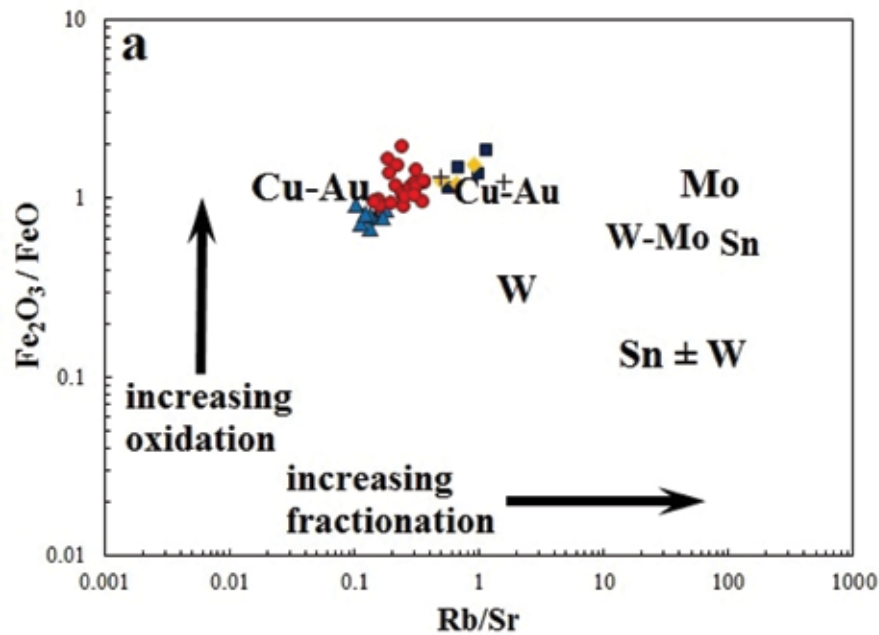


شکل ۱۷. نمودار طبقه‌بندی K/Rb، به منظور ارزیابی شدت تفریق و تکامل یافتگی ماگما در، (a) سنگ‌های آذرین جزایر قوسی، (b) گرانیت‌های حاشیه قاره‌ای، (c) گرانیت‌های سری I و S (تمام داده‌ها برگرفته از (Blevin, 2004) و (d) گرانیتوئید سامن

نتیجه‌گیری

با پتاسیم بالا می‌باشد. برحسب داده‌های عناصر کمیاب، گرانیتوئید سامن در دسته گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی (VAG) مرتبط با حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند. تهی‌شدگی از لحاظ Nb، Ti، Hf، Y و HREE و غنی‌شدگی از لحاظ K، Rb، Cs، Th و LREE با ویژگی جایگاه‌های قوسی مرتبط با فروانش پسته اقیانوسی نئوتیس به زیر پهنه سندنج- سیرجان سازگار می‌باشد. فراوانی نسبی فلزات در ماگما و انواع مختلف کانسارهای

گرانیتوئید سامن متشکل از پنج واحد سنگی مختلف شامل گرانودیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت، آکالی فلدسپار گرانیت و کوارتز مونزونیت می‌باشد که بر اساس شاخصه‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و پتروگرافی همگی ویژگی گرانیتوئیدهای تیپ I را دارا می‌باشند. زمین‌شیمی عناصر اصلی نشان می‌دهد که گرانیتوئید سامن متألومینوس (ACNK=0.75) تا پرآلومینوس (ACNK=1.21) است و از لحاظ ویژگی‌های پتروشیمیایی متعلق به سری کالک آلکالن



شکل ۱۸. (a) نمودار Fe_2O_3/FeO در مقابل Rb/Sr برای گرانیتوئید سامن، و (b) نمودار مفهومی نشان‌دهنده روابط میان منطقه‌بندی فلزات در مقیاس ناحیه‌ای و کانسار (Blevin, 2004); گرانیتوئید سامن نسبتاً نزدیک به مجموعه Au-Cu رسم شده و مشابه با سنگ‌های ناحیه کادیا استرالیا می‌باشد

همانند اسکارن‌های Au-Cu به وسیله ماگماهای تکامل نیافته تا اندکی تکامل یافته و اکسیده مشخص می‌گردند. شاخصه‌های ژئوشیمیایی گرانودیوریت‌ها و کوارتز مونزونیت‌ها سامن نشان‌دهنده شباهت قابل توجه این واحدها با برخی از اسکارن گرانیتوئیدهای Au-Cu کمر بند طلای ریو نارسا اسپانیا، Au-Cu ایرین جایا ناحیه ارتسبرگ، Cu-Fe

مرتبط با توده‌های نفوذی تابعی از تکامل ترکیبی، تفریق و حالت اکسایش-کاهش می‌باشد. بر همین اساس مجموعه فلزات اصلی مشتق شده از ماگما ارتباط تنگاتنگی با ترکیب ماگما دارند. کانسارهای اسکارن Au-Cu با ماگماهای اکسیده، نسبتاً تکامل نیافته تا اندکی تکامل یافته همراه می‌باشند. واحدهای سنگی مختلف گرانیتوئید سامن نیز

- مجیدی فیض‌آبادی، ت.، ۱۳۷۵. بررسی پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی غرب سامن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۹۷.

- مدنی، ح.، ۱۳۵۹. پتروگرافی و پترولوژی توده آذرین گرانیتوئیدی منطقه سامن و سنگ‌های همبری آن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۸۴.

- Ahadnejad, V., Valizadeh, M.V. and Esmaeily, D., 2008. The Role of Shear Zone on the Emplacement of Malayer Granitoid Rocks, NW Iran. *Journal of Applied Sciences*, 8, 4238-4250.

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

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.

- Aliani, F., Maanijou, M., Sabouri, Z. and Sepahi, A.A., 2012. Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive Complex, Hamedan, Iran. *Chemie der Erde*, 72, 363-383.

- Berberian, M., 1977. Three phase of metamorphism in Haji-Abad quadrangle (southern extremity of the Sanadaj-Sirjan structural zone): a palaeotectonic discussion. In: Berberian, M. (Ed.), *Geological Survey of Iran, Tehran, Report 40*, 24.

- Berberian, M., 1995. Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241, 193-224.

- Blevin, P.L., 2004. Metallogeny of granitic rocks. *The Ishihara Symposium: Granites and Associated Metallogensis*, Geoscience Australia.

- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 83, 1-26.

استریم کانادا، Fe بریتیش کلمبیا و Bocsă Ocna De Fier می‌باشد. همچنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی واحدهای مونوزوگرانیته، سینوگرانیته و آکالی فلدسپار گرانیته سامن شباهت بیشتری به اسکارن گرانیتوئیدهای Mo و Sn ایوچیلر ترکیه را نشان می‌دهد.

نتیجه این مطالعه نشان می‌دهد که تکامل پترولوژیکی و ترکیبی پلوتون سامن کنترل‌کننده اصلی دگرسانی، کانه‌زایی و محتوای فلزی (مانند Au-Cu-Fe) اسکارن‌های موجود در منطقه می‌باشد. ترکیب تمام پارامترهای یاد شده می‌تواند در مقیاس ناحیه‌ای و منطقه‌ای به منظور تفسیر روابط میان پلوتون سامن و کانسارهای مرتبط با آن مورد استفاده قرار گیرد. بر همین اساس گرانیتوئید سامن قابل مقایسه با مجموعه فلزات اصلی Au-Cu مانند ناحیه کادیا، استرالیا می‌باشد. بنابراین روابط میدانی و پترولوژیکی توده‌های آذرین قابلیت پیش‌بینی ما را در شناسایی پتانسیل مجموعه عناصر فلزی خاص در پلوتون کمتر مطالعه شده سامن و دیگر پلوتون‌های موجود در شمال غرب سندج-سیرجان بالا می‌برد.

قدردانی

نویسندگان این مقاله از حمایت‌های مالی کمیته تحقیقات دانشگاه لرستان در انجام این تحقیق کمال تشکر را دارد. همچنین نویسندگان از داوران محترم مقاله که با نظرات ارزشمند خود به ارتقای سطح مقاله و بهبود آن کمک شایانی کرده‌اند، کمال تشکر را دارد.

منابع

- حسین پور، ز.، ۱۳۸۲. پتروگرافی و پترولوژی توده نفوذی سامن و دگرگونی اطراف آن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۲۲۰.

- سپاهی گرو، ع.ا.، سپه‌وند، ف.، احمدی خلجی، ا. و سلامی، ص.، ۱۳۹۳. پتروگرافی، شیمی کانی‌ها و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای مجموعه پلوتونیک سامن (جنوب غرب ملایر، همدان). *مجله پترولوژی*، ۱۸، ۷۷-۹۲.

- کرمی، ا.، ۱۳۹۲. زمین‌شناسی اقتصادی اسکارن انجیره ملایر، غرب ایران،، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه لرستان، ۲۴۴.

- Condie, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos*, 23, 1-18.
- Delaloye, M. and Bingol, E., 2000. Granitoids from western and northwestern Anatolia: geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geology Review*, 42, 241-268.
- Einaudi, M.T. and Burt, D.M., 1982. Introduction - terminology, classification, and composition of skarn deposits. *Economic Geology*, 77, 745-754.
- Fazlnia, A., Schenk, V., Straaten, F. and Mirmohammadi, M., 2009. Petrology, geochemistry, and geochronology of trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran. *Lithos*, 112, 413-433.
- Foley, S.F. and Wheller, G.E., 1990. Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanic and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites. *Chemical Geology*, 85, 1-18.
- Harker, B.R., Mosenfelder, J.L. and Gnos, E., 1996a. Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and constraints on basalt influx to the lower crust. *Journal of Geophysical Research*, 101, 3001-3013.
- Harker, B.R., Mosenfelder, J.L., Gnos, E., 1996b. Rapid emplacement of the Oman ophiolite: thermal and geochronologic constraints. *Tectonics*, 15, 1230-1247.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P. Coward and A.C. Ries (editors), *Collision Tectonics*, Geological Society, London, 67-81.
- Harris, N.B.W., Inger, S. and Xu, R., 1990. Cretaceous plutonism in Central Tibet: an example of postcollision magmatism? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 21-32.
- Henderson, P., 1984. *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier Science, 501 pp.
- Hildreth, E.W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76, 177-195.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Ishihara, S., 1981. The Granitoid Series and mineralization. *Economic Geology* 75, 458-484.
- Ishihara, S and Murakami, H., 2004. Granitoid Types Related to Cretaceous Plutonic Au-Quartz Vein and Cu-Fe Skarn Deposits, Kitakami Mountains, Japan. *Resource Geology*, 54, 281-298.
- Karimzadeh Somarin, A. and Moayyed, M., 2002. Granite- and gabbrodiorite-associated skarn deposits of NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 20, 127-138.
- Lentz, D. R., Walker, J. A. and Stirling, J. A. R., 1995. Millstream Cu-Fe skarn deposits: an example of a Cu-bearing magnetite-rich skarn system in northern New Brunswick. *Exploration and Mining Geology*, 4, 15-31.
- Martin-Izard, A., Fuertes-Fuente, M., Cepedal, A., Moreiras, D., Nieto, J.G., Maldonado, C. and Pevida, L.R. 2000. The Rio Narcea gold belt intrusions: geology, petrology, geochemistry and timing. *Journal of Geochemical Exploration*, 71, 103-117.
- Mehrabi, B., Mahmoudi, S., Masoudi, F. and Corfu, F., 2009. Mesozoic and Cenozoic U-Pb ages and magmatic history of granitoid bodies in the northern Sanandaj-Sirjan metamorphic zone, Iran. *Geological society of America, Abstracts with Programs* 41, 481.

- Meinert, L.D., 1983. Variability of skarn deposits - guides to exploration. In: S.J. Boardman (Editor), *Revolution in the Earth Sciences*. Kendall-Hunt Publishing, Dubuque, Iowa, 301-316.
- Meinert, L.D., 1984. Mineralogy and petrology of iron skarns in western British Columbia, Canada. *Economic Geology*, 79, 869-882.
- Meinert, L.D., 1993. Igneous petrogenesis and skarn deposits. In: R.V. Kirkham, V.D. Sinclair, R.I. Thorpe and J.M. DUKE (Editors), *Mineral Deposit Modelling*. Geological Association of Canada, Special Publications, 40, 569-583.
- Meinert, L.D., 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits - chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. In: J.F.H. Thompson (Editor), *Magma, fluids, and ore deposits*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 23, 401-418.
- Meinert, L.D., 1997. Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration. *Exploration and Mining Geology*, 6, 185-208.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahanadi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397-412.
- Muller, D. and Groves, D.I., 1994. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 56.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimical Acta*, 38, 757-775.
- Nicolescu, D., Cornell, D.H. and Bojar, A.N., 1999. Age and tectonic settings of Bocşa and Ocna de Fier-Dogneca granodiorites (south-west Romania) and of associated skarn mineralization. *Mineralium Deposita*, 34, 743-753.
- Pearce, J.A., Harris, N.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Rogers, N.W., Hawkesworth, C.J., Parker, R.J. and Marsh, J.S., 1985. The geochemistry of potassium lavas from Vulcini, central Italy and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman region. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90, 244-257.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, London, 652.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotton, J. and Defant, M., 1996. High field strength elements of Pliocene-Pleistocene island-arc basalts Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology*, 37, 693-726.
- Sepahi, A.A., 2008. Typology and petrogenesis of granitic rocks in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran: with emphasis on the Alvand plutonic complex. *Neues Jahrbuch Geologie Und Paleontologie Abhandlungen*, 247, 295-312.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K. and Vousoughi Abedini, M., 2010. Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 668-683.
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks*. D. Van Nostrand Company, New York, 360.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12, 1-33.
- Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W. and Irving, A.J., 1993. Petrology of the Chilliwack Batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity.

- ity. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 333-351.
- Thompson, A.B., 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*, 18, 49-107.
 - Valizadeh, M.V. and Sadeghian, M., 1996. Petrogenesis of Alvand granitoid complex. *National Geoscience database of Iran*, 5, 14-31 (in Persian with English abstract).
 - Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
 - Wilson, M., 2007. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 461.
 - Yucel-Ozturk, Y., Helvacı, C. and Satir, M., 2005. Genetic Relations Between Skarn Mineralization and Petrogenesis of the Evciler Granitoid, Kazdag, Canakkale, Turkey and Comparison with World Skarn Granitoids. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14, 255-280.
 - Zamanian, H and Asadollahi, B., 2013. Geochemistry and ore potential of the Almoughlagh batholith, western Iran. *Geologos*, 19, 229-242.

تفاوت سری دگرگونی در سنگ‌های رسی دگرگون شده شمال و جنوب باتولیت الوند، همدان

عادل ساکی (ا^۱)

۱. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید چمران اهواز

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۳/۱۷

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۷/۰۵

چکیده

روابط صحرایی و پتروگرافی نشان می‌دهد که سنگ‌های رسی دگرگون شده منطقه همدان واقع در باختر ایران، تحت تاثیر دگرگونی‌های متفاوت در جنوب و شمال باتولیت الوند (با سن ژوراسیک) قرار گرفته‌اند. نفوذ باتولیت در سنگ‌های میزبان رسی در منطقه شمال الوند (محدوده روستای چشین) باعث شکل‌گیری سنگ‌های دگرگونی هورنفلسی دارای کانی‌های استارولیت، کیانیت، گارنت و سیلیمانیت شده است، درحالی‌که چنین سنگ‌هایی در منطقه جنوب الوند (شهر تویسرکان) دارای کانی‌های کردیت، آندالوزیت، گارنت و سیلیمانیت هستند. مجموعه کانی‌های دگرگونی در سنگ‌های رسی دگرگون شده دو منطقه (شمال و جنوب) با هم متفاوت است. با استفاده از تعادل ترمودینامیکی کانی‌ها و واکنش‌های تعادلی چندگانه، فشار و دمای اوج دگرگونی و همچنین اکتیویته سیالات در سنگ‌های شمال باتولیت الوند به ترتیب ۶۳۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد، دو-چهار کیلو بار و کسر مولی CO₂ حدود ۰/۱۷ و در سنگ‌های دگرگونی جنوب به ترتیب ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد، چهار کیلو بار و اکتیویته آب پایین تخمین زده شده است. بر اساس دما و فشارهای محاسبه شده گرادیان زمین‌گرایی در منطقه شمال و جنوب الوند با هم متفاوت و به ترتیب ۴۲/۵ و ۵۸ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر است که به ترتیب با سری‌های دگرگونی بارووین و باکان منطبق است. داده‌های حاصل از رسم سودو سکشن با استفاده از برنامه Theriak/Domino با نتایج به‌دست‌آمده از دیگر روش‌ها تطابق خوبی نشان می‌دهد. بنابراین، سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان تحت تاثیر یک دگرگونی چند مرحله‌ای تدفینی و حرارتی مرتبط با فرورانش و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در طی ژوراسیک-کرتاسه قرار گرفته‌اند، به طوری‌که این وقایع سبب شکل‌گیری دگرگونی‌های متفاوت در بخش‌هایی از هاله دگرگونی کمپلکس نفوذی الوند شده است.

واژه‌های کلیدی: باتولیت الوند، منطقه همدان، واکنش‌های تعادلی چندگانه، سری‌های دگرگونی بارووین و باکان.

مقدمه

فشار صورت گرفته است. این سه رده با توجه به روابط پایداری پلی مرف‌های Al₂SiO₅، آمفیبول از نوع گلوکوفان و ژادئیت+کوارتز معرفی شده‌اند که به شرح زیر می‌باشند (Miyashiro, 1994).

نوع P/T پایین (یا سری آندالوزیت - سیلیمانیت)، نوع P/T متوسط (یا سری کیانیت - سیلیمانیت) و نوع P/T بالا

به نظر (Harker, 1932) تمام کمپلکس‌های دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده از لحاظ خصوصیات کانی‌شناسی کم و بیش به یکدیگر شبیه هستند. رده‌بندی سه‌گانه مطرح شده در زیر، یک رده‌بندی مقدماتی از کمپلکس‌های دگرگونی ناحیه‌ای است که بر مبنای موقعیت منحنی‌های دما-

* نویسنده مرتبط: adel_saki@yahoo.com

کم پهنه‌های برخوردی قاره‌ای یا قوسی، به‌وسیله مکانیسم مشابهی ولی در اعماق بیشتری تشکیل شده‌اند و فقط نسبت به نواحی P/T پایین از گرادیان کمتری برخوردارند (Miyashiro, 1994). به نظر می‌رسد یک سری نواحی دگرگونی P/T متوسطی وجود دارد که با نواحی دگرگونی P/T پایین یا بالا هیچ‌گونه ارتباطی ندارد (Bickle, 1975). فرآیند گرم شدن به علت ضخیم شدن پوسته قاره‌ای حاصل از رورانگی‌ها صورت گرفته در طی برخورد قاره‌ای ناشی شده است. توالی باروین موجود در سرزمین‌های مرتفع اسکاتلند با روابط کانی‌شناسی موجود در طیف زون‌های کلریت تا مسکویت این نوع دگرگونی، مطابقت دارد. در ناحیه تپ بارو اصولاً کلریتوئید وجود ندارد. معمولاً نواحی دگرگونی P/T متوسط با افزایش دما بخشی از توالی رخساره‌های ژئولیت، پره‌نیت-پومپلثیت، شیسست سبز، آمفیبولیت و گرانولیت را نشان می‌دهد (Miyashiro, 1994).

مواد و روش‌ها

علیرغم اینکه در سال‌های اخیر مطالعات زیاد و دقیقی بر روی دگرگونی‌های هاله باتولیت الوند انجام شده است مانند: (Sadeghian, 1994; Baharifar, 1997, 2004; Sepahi, 1999, 2008; Badrzadeh, 2002; Sepahi et al., 2004; Shahbazi et al., 2010; Tork, 2011; Saki et al., 2012) اما کمتر به تفاوت سری دگرگونی در این منطقه پرداخته شده است برای مثال، دگرگونی سری باکان است یا باروین؟ و یا اینکه چرا کانی‌شناسی سنگ‌های رسی دگرگون شده در جنوب و شمال الوند متفاوت است. به عبارتی در جنوب بیشتر کردیریت و آندالوزیت و در شمال استارولیت و کیانیت وجود دارد. در این مطالعه سعی شده است تا علت تفاوت در کانی‌شناسی و سری دگرگونی سنگ‌های رسی دگرگون شده در شمال و جنوب باتولیت الوند که به ترتیب در منطقه چشین و تويسرکان قرار دارند، بحث شود و برای اولین بار از سودوسکشن‌های واقعی جهت مطالعه این سنگ‌ها بهره گرفته شده است. این سودوسکشن‌ها با استفاده از برنامه Theriak/Domino رسم شده‌اند و نتایج آن با ترموکالک جهت صحت سنجی مقایسه شده است.

(یا دگرگونی گلوکوفانی).

انواع سنگ‌های نوع P/T پایین در قوس‌های قدیمی، مناطق برخوردی و مناطق کشش قاره‌ای مشاهده می‌شوند. در سنگ‌های رسی دگرگون شده (متاپلیت‌ها) در این شرایط وجود کردیریت در درجات دگرگونی پایین و بالا متداول است ولی استارولیت وجود ندارد یا اینکه بسیار نادر است. در سنگ‌های رسی دگرگون شده (متاپلیت‌ها)، گارنت فقط در بخش بسیار درجه بالا یافت می‌شود. حضور گارنت در درجات پایین و متوسط به متاپلیت‌های غنی از MnO محدود می‌شود (Miyashiro, 1994). نواحی دگرگونی P/T پایین دیگری نیز وجود دارند که در مقایسه با حالات بحث شده در بالا، در فشارهای بالاتری دگرگون شده‌اند و ویژگی‌های نواحی معرف گذر از دگرگونی P/T پایین به نوع P/T متوسط می‌باشند. در این نواحی استارولیت تقریباً در پهنه آندالوزیت و پهنه سیلیمانیت-مسکویت تحتانی تشکیل می‌شود و گارنت در درجات دگرگونی پایین‌تر و کردیریت در درجات دگرگونی بالاتر تشکیل می‌شوند. بعضی از سری‌ها به استثنای تشکیل آندالوزیت در سری مورد بحث ویژگی‌های کانی‌شناسی بسیار مشابهی با نوع P/T متوسط نشان می‌دهند (Helms and Labotka, 1991). در کل، نواحی P/T پایین در بخشی از پوسته که در اعماق کم، گرمای شدیدی حاکم باشد، یافت می‌شوند (Miyashiro, 1994). نواحی P/T پایین با توده‌های گرانیتوئیدی همراه هستند. این توده‌ها هم‌زمان با دگرگونی و یا پس از دگرگونی هستند.

کمبرندهای دگرگونی دمای بالا و فشار پایین، منعکس‌کننده پراکنش حرارتی در پوسته بالایی می‌باشند و به‌وسیله مجموعه کانیایی آندالوزیت و سیلیمانیت مشخص می‌شوند. گرادیان حرارتی این نوع دگرگونی معمولاً بین ۳۵ و ۷۵ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر و فشاری کمتر از پنج کیلو بار می‌باشد (Richards and Collins, 2002).

یک ناحیه P/T متوسط به‌طور پیوسته و به تدریج به یک ناحیه دگرگونی P/T پایین تبدیل می‌شود. تفاوت دو ناحیه فقط از نظر نسبت P/T می‌باشد. نواحی P/T متوسط، با توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی زیادی همراه است و به نظر می‌رسد که نسبت به نواحی P/T پایین موجود در اعماق

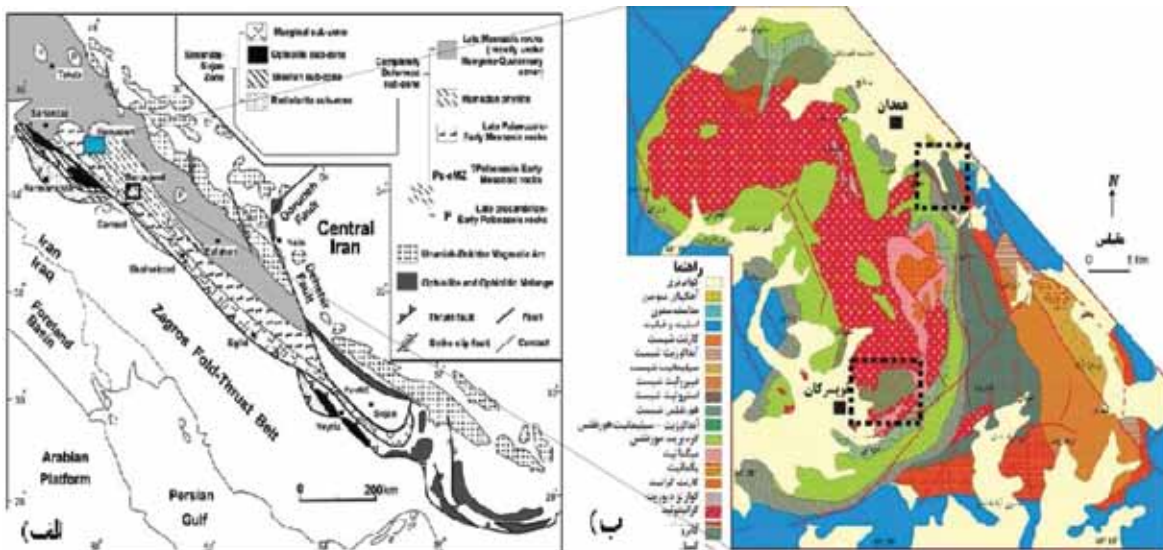
برخورد قاره‌ها، تحت تاثیر فعاليت‌های موجود در حاشيه قاره دچار دگرگونی شده‌اند. افزايش فشار و گرما باعث رخداد يك دگرگونی دیناموترمال شده است که سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای را ایجاد کرده‌اند. ادامه روند برخورد قاره‌ای و تکامل فرایند کوهزائی باعث شروع فعاليت‌های پلوتونیسیم و ایجاد باتولیت الوند شده است (شکل ۱ب). انتشار گرمای ماگما سبب شده است که سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در منطقه ظاهر شود و سنگ‌های دگرگونی پیشین دچار تغییر و تحول شوند. بیشترین سنگ‌های دگرگونی که در اطراف باتولیت الوند دیده می‌شوند سنگ‌های رسی دگرگون شده هستند که دارای میان لایه‌هایی از آمفیبولیت، سنگ‌های کربناته و کالک-سیلیکات‌ها نیز همراه آنها هستند.

سنگ‌های رسی دگرگون شده به صورت اسلیم، فیلیت، شیست، گارنت شیست، استارولیت-گارنت شیست، آندالوزیت شیست، سیلیمانیت شیست و در فاصله نزدیک باتولیت الوند هونفلس‌ها و میگماتیت‌ها دیده می‌شوند (Baharifar, 1997, 2004). روند عمومی افزایش درجه دگرگونی به سمت پلوتون می‌باشد به طوری که در سنگ‌های رسی دگرگون شده ایزوگرادهای بیوتیت، گارنت، آندالوزیت، استارولیت، کردیریت، فلدسپار پتاسیم و اسپینل دیده می‌شوند (Baharifar, 1997, 2004).

پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، روابط بافتی رسی دگرگون شده مورد بررسی قرار گرفتند و سپس تعدادی از کانی‌های شاخص سنگ‌های رسی دگرگون شده مورد آنالیز مایکروپروب (EPMA) توسط دستگاه CAMECA SX 50 در دانشگاه Bretagne Occidentale کشور فرانسه قرار گرفتند. ولتاژ شتاب باریکه الکترونی استفاده شده برابر 15 kv و زمان تجزیه برای هر نقطه 40 ثانیه بوده است. برای تجزیه نمونه، از جریانی به شدت 10-20 nA استفاده شده است. خطای دستگاه حدود یک درصد به صورت اکسید عناصر است. نتایج آن در جدول‌های 1 تا 3 آورده شده است.

جایگاه زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه بخشی از نوار دگرگونی موسوم به زون سنندج-سیرجان است که به صورت نوار طولی در امتداد و به موازات روراندگی زاگرس، از ارومیه و سنندج در شمال غربی کشور تا سیرجان و اسفندقه در جنوب شرقی ایران گسترش دارد. علوی (2004, Alavi) پهنه سنندج-سیرجان را جزئی از کوه زاد زاگرس دانسته (شکل 1الف) و آن را پهنه زاگرس فلس مانند نامیده است. منطقه مورد مطالعه احتمالاً در زیر پهنه با دگرشکلی پیچیده قرار دارد که شامل سنگ‌های آذرین و دگرگونی می‌باشد. سنگ‌ها و واحدهای رسوبی منطقه در طی بسته شدن نفوتیس و



شکل 1. الف) موقعیت پهنه سنندج-سیرجان و منطقه مورد مطالعه، ب) نقشه زمین‌شناسی کمپلکس الوند و هاله دگرگونی اطراف آن (با تغییراتی از بهاری‌فر 1378). سنگ‌های کالک-سیلیکاته در بخش شمال شرقی توده الوند رخنمون دارند

مطالعات صحرایی و پتروگرافی

برای انجام مطالعات صحرایی و پتروگرافی، نمونه‌برداری از دو منطقه که به صورت مستطیل خط‌چین بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه (شکل ۱ب) آورده شده است، انجام گرفت که یکی در شمال منطقه چشین (حدود ۳۰ نمونه برداشت شده است) و دیگری در جنوب منطقه توپسرکان (حدود ۴۰ نمونه برداشت شده است) می‌باشد. موقعیت تمام نمونه‌ها در محدوده‌های مشخص شده قرار می‌گیرد. پس از مطالعات صحرایی حدود ۵۰ مقطع نازک از سنگ‌ها جهت مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی تهیه شده است. به‌طور کلی در اطراف توده الوند سنگ‌های دگرگون شده رسی در نواحی مختلف، کانی‌شناسی متفاوتی دارند. در این مقاله سعی شده است تا سنگ‌های دگرگونی بخش‌های جنوبی و شمالی از نظر کانی‌شناسی و شرایط دگرگونی باهم مقایسه شوند.

در بخش‌های جنوبی توده الوند در منطقه توپسرکان، در فواصل دورتر از چهار کیلومتر از باتولیت الوند، سنگ‌ها به صورت اسلیم و فیلیت هستند و با نزدیک شدن به توده (حدود سه کیلومتری) در گردنه دولایی، هورنفلس‌های کردیریت‌دار وجود دارند که کردیریت مهم‌ترین کانی تشکیل‌دهنده این هورنفلس‌ها است و با نزدیک شدن به توده در میگمانیت‌های توپسرکان دیده می‌شود. در نزدیک این سنگ‌ها نیز پورفیروبلست‌های اصلی سنگ، کردیریت و آندالوزیت است که اندازه کانی کردیریت در میگمانیت‌ها به بیش از ۱/۵ سانتی‌متر نیز می‌رسد و اثری از کانی استارولیت و کیانیت دیده نمی‌شود. در بخش شمالی باتولیت الوند (در منطقه چشین) سنگ‌ها به صورت شیست و هورنفلس هستند و هیچ اثری از کانی کردیریت دیده نمی‌شود در حالی‌که در این منطقه کانی استارولیت به صورت پورفیروبلست‌هایی در حدود ۱/۵ سانتی‌متر در نمونه‌هایی به همراه کیانیت دیده می‌شود. رگه‌های کوارتزی موجود در منطقه شمالی که در هورنفلس‌ها شکل گرفته‌اند دارای کیانیت هستند در صورتی‌که در منطقه جنوبی الوند (توپسرکان) این رگه‌ها دارای کانی آندالوزیت می‌باشند.

در این مطالعه سعی شده است تا علت تفاوت در کانی‌شناسی و سری دگرگونی سنگ‌های رسی دگرگون شده

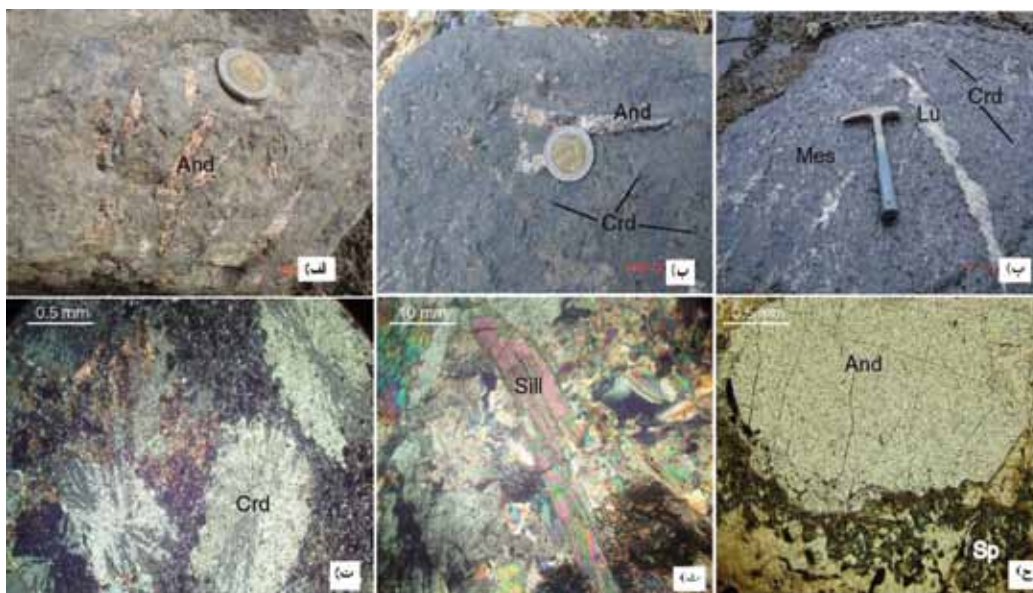
در شمال و جنوب باتولیت الوند که به ترتیب در منطقه چشین و توپسرکان قرار دارند، بحث می‌شود.

پتروگرافی سنگ‌های جنوب الوند (منطقه توپسرکان)

با نزدیک شدن به باتولیت الوند، در منطقه گردنه دولایی بلورهای درشت آندالوزیت و کردیریت به‌وفور دیده می‌شوند (شکل ۲ الف، ب و ت). پورفیروبلست‌های کردیریت از حاشیه ناپایدار شده و به گارنت + فیبرولیت تبدیل می‌شود. در شروع این مرحله، کانی‌های کردیریت، آندالوزیت، گارنت و فیبرولیت در سنگ پدیدارند، اما با نزدیک‌تر شدن به توده، کردیریت کاملاً حذف شده، گارنت همراه با فیبرولیت و مقادیری بیوتیت و آلکالی فلدسپار، قالب آن را پر کرده، گارنت و فیبرولیت، ابتدا فقط در حاشیه کردیریت و در نهایت جایگزین کردیریت شده‌اند، با پیشرفت درجه دگرگونی، گارنت‌ها به صورت پراکنده و جزئی در زمینه سنگ هم ظاهر می‌شوند. بیوتیت، مسکوویت، فلدسپار و کوارتز، کانی‌های اصلی سازنده زمینه و ایلمنیت، گرافیت و آپاتیت، کانی‌های فرعی هستند. بافت سنگ پورفیروگرانوبلاستی است. با حرکت به سمت منطقه توپسرکان میگمانیت‌ها ظاهر می‌شوند که در مزوسوم آنها آندالوزیت به اسپینل تبدیل می‌شود (شکل ۲ پ، ت و ج) و ارتوپیروکسن شروع به ظاهر شدن می‌نماید (رخداد دارد). در سنگ‌های این منطقه به‌هیچ‌عنوان استارولیت و یا کیانیت حتی در رگه‌های دگرگونی هم دیده نمی‌شوند.

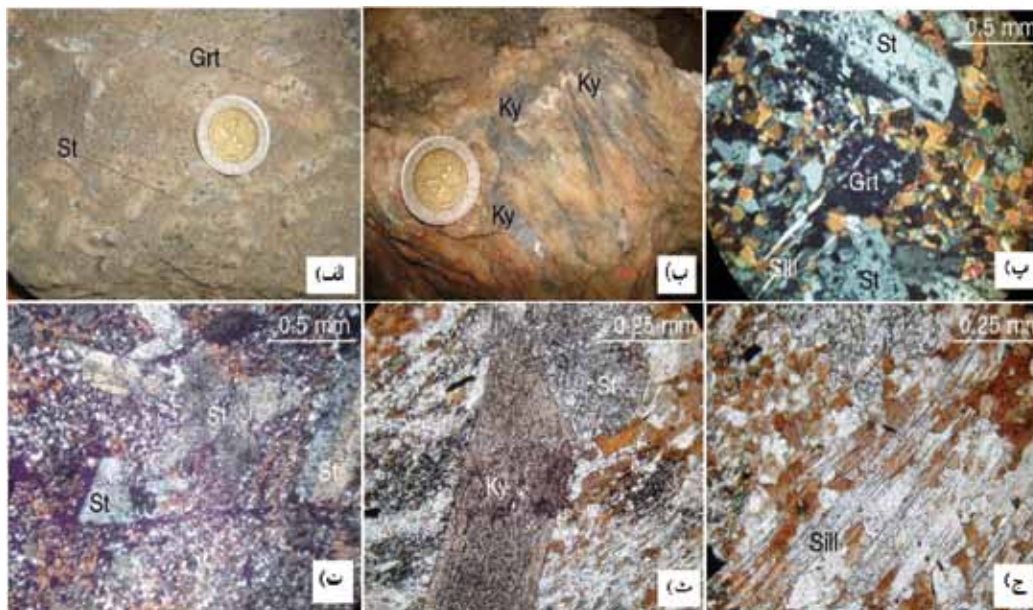
پتروگرافی سنگ‌های شمال الوند (منطقه چشین)

استارولیت در این سنگ‌ها به صورت بلورهایی که قطر ۱/۵ سانتی‌متر دارند دیده می‌شود (شکل ۳ الف، پ و ت). سیلیمانیت هورنفلس‌ها به سبب پیشرفت دگرگونی مجاورتی از تحول گارنت-استارولیت-هورنفلس‌ها حاصل شده‌اند، استارولیت تقریباً حذف شده و کاملاً به گرگه‌هایی از گارنت و فیبرولیت تبدیل شده است (شکل ۳ ج). سیلیمانیت برای اولین بار ظاهر شده‌اند. بلورهای مسکوویت نیز معمولاً در کنار سیلیمانیت‌ها و گارنت‌ها بجای بلورهای استارولیت دیده می‌شوند. فیبرولیت و گارنت با اندازه یک تا دو میلی‌متر در زمینه سنگ نیز ظاهر شده و بیوتیت‌های زمینه نیز درشت‌تر می‌شوند. ایلمنیت و تورمالین به‌عنوان کانی‌های فرعی در زمینه سنگ قابل مشاهده‌اند. بافت



شکل ۲. پتروگرافی سنگ‌های جنوب باتولیت الوند (منطقه توپسرکان) الف و ب) حضور آندالوزیت و کوردیریت‌های درشت در این سنگ‌ها، پ) حضور لویکوسوم و مزوسوم در میگماتیت‌های توپسرکان به همراه کوردیریت‌هایی به قطر دو سانتی‌متر، ت) کوردیریت با ماکل پایبونی (شکل‌گیری سیلیمانیت‌های درشت در میگماتیت‌ها، ج) شکل‌گیری سیمپلتیک اسپینل-کوردیریت در اطراف آندالوزیت. علائم اختصاری عبارتند از And: آندالوزیت، Crd: کوردیریت، Sill: سیلیمانیت، Sp: اسپینل، Mes: مزوسوم، Lu: لویکوسوم

سنگ پرفیروگرانوبلاستی است. قابل ذکر است که در بعضی نواحی علی‌رغم ظهور فیبرولیت، استارولیت هنوز پایدار بوده و اثری از تبدیل آن دیده نمی‌شود (احتمالاً به دلیل پدیده اوراستپینگ شکل ۳ پ و ت). کیانیت به همراه استارولیت در این سنگ‌ها دیده می‌شود که گاه با چشم غیرمسلح نیز کاملاً قابل تشخیص است (شکل ۳ ث). رگه‌های دگرگونی در این سنگ‌ها معمولاً دارای کیانیت می‌باشند و در منطقه چشین به‌وفور دیده می‌شوند (شکل ۳ ب).



شکل ۳. تصاویر صحرایی و پتروگرافی سنگ‌های شمال باتولیت الوند (منطقه چشین) الف) حضور استارولیت‌های درشت در هورنفلس‌های چشین، ب) بلورهای کیانیت در نمونه دستی، پ و ت) استارولیت به همراه گارنت، ث) شکل‌گیری کیانیت‌های درشت در هورنفلس‌ها به همراه استارولیت و گارنت، ج) با افزایش دما استارولیت به‌طور کامل از بین می‌رود و سیلیمانیت‌های منشوری درشت به همراه گارنت در هورنفلس شکل می‌گیرند. علائم اختصاری عبارتند از: Grt: گارنت، St: استارولیت، Ky: کیانیت، Sill: سیلیمانیت

بحث

معمولاً سری‌های کمپلکس دگرگونی در هسته‌های کوهزایی و در پهنه‌های تصادم توسعه پیدا می‌کنند. سنگ‌های دگرگونی موجود در نواحی مرکزی رشته کوه‌ها در واقع نمایشگر نیمرخ دما- عمق در زمان دگرگونی است و براساس مجموعه کانی‌های موجود می‌توان انواع دگرگونی‌های زیر را در این مناطق باز شناسایی کرد (Twiss and Moores, 1992).

- ۱- دگرگونی تیپ باکان (Buchan type metamorphism)
- ۲- دگرگونی تیپ باروونین (Barrovian type metamorphism)
- ۳- دگرگونی تیپ شیسست‌آبی (Blueschist type metamorphism)

دگرگونی نوع باکان نشانه بالاتر بودن دما از حد معمول گرادیان زمین‌گرایی است و در مناطق کمان ماگمایی و در شرایط همجواری با سنگ‌های آذرین نفوذی کم‌عمق توسعه می‌یابد. دگرگونی حاصل می‌تواند قبل از کوهزایی، هم‌زمان یا بعد از کوهزایی باشد. البته فازهای مختلف دگرگونی می‌توانند بر روی هم حک شوند. دگرگونی نوع P/T پایین (سری آندالوزیت - سیلیمانیت) معادل نوع باکان می‌باشد و در جایی از پوسته صورت می‌گیرد که در اعماق کم‌گرمای شدیدی حاکم است. نوار دگرگونی P/T پایین، معمولاً با تعداد زیادی از توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی و اغلب با سنگ‌های آتشفشانی فلسیک هم‌سن همراه می‌باشند. وجود این سنگ‌ها دلالت بر آن دارد که مقدار کل بالآمدگی و فرسایش کم بوده است. در بخش‌های مختلفی از نوار دگرگونی P/T پایین، وسعت رخنمون سنگ‌های گرانیتوئیدی از رخنمون سنگ‌های دگرگونی بیشتر است و نواحی دگرگونی نسبتاً کوچک توسط سنگ‌های گرانیتوئیدی زیادی محصور شده‌اند که نشان‌دهنده تامین گرمای دگرگونی توسط ماگما‌های گرانیتوئیدی است. دگرگونی نوع باروونین نشانه شیب زمین‌گرایی عادی بوده و این نوع دگرگونی در تمامی نواحی کوهزایی به‌عنوان دگرگونی ناحیه‌ای کلاسیک شناخته شده است که رخنمون هسته‌های دگرگونی در مجاورت زون‌های تصادم معمولاً مشاهده می‌شود.

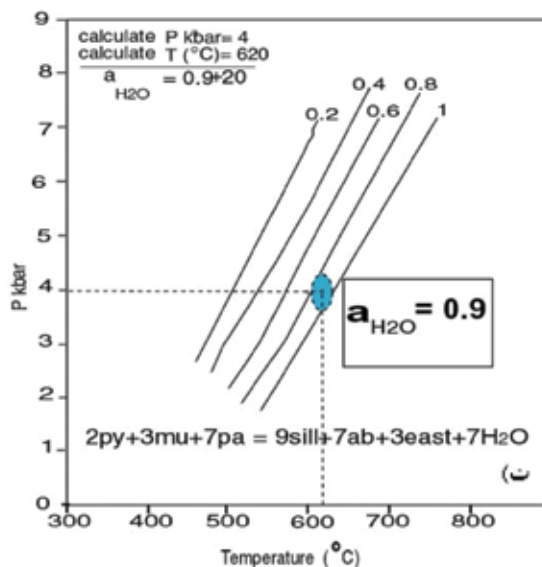
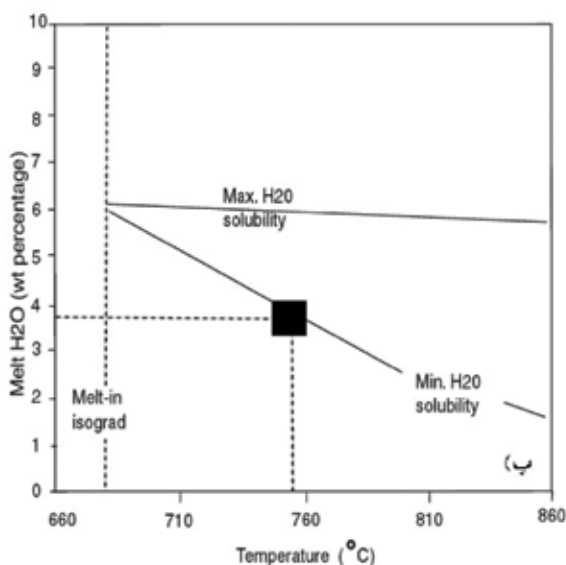
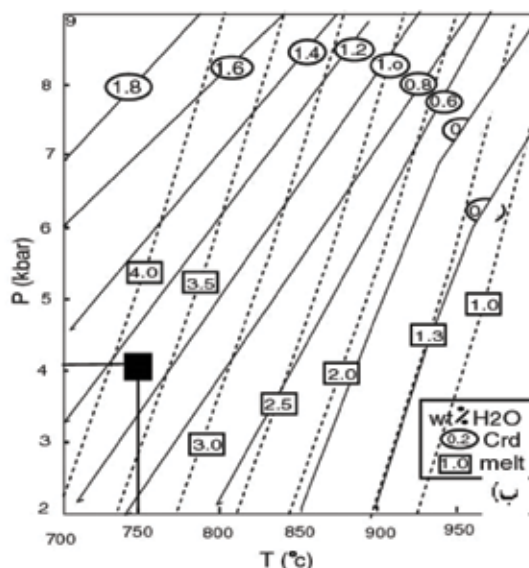
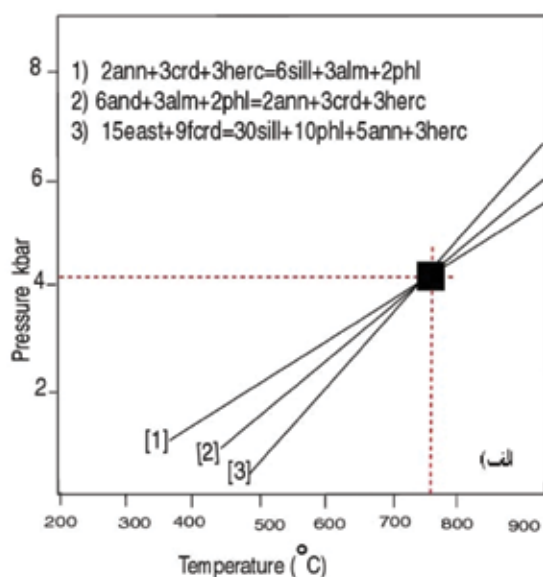
جهت تعیین سری دگرگونی در منطقه جنوب و شمال الوند، پی بردن به گرادیان زمین‌گرایی در منطقه ضروری

است به طوری که برای دستیابی به این موضوع لازم است دما و فشار سنگ‌های دگرگونی در منطقه شمال و جنوب باتولیت الوند محاسبه و با هم مقایسه شوند.

محاسبه دما-فشار و اکتیویته سیالات در سنگ‌های دگرگونی جنوب باتولیت الوند

به‌منظور محاسبه شرایط دگرگونی و ذوب در سنگ‌های جنوب باتولیت الوند از روش‌های متعارف فشار-دما سنجی مانند دماسنج‌های تبادل کاتیونی، فشارسنج GASP از (Koziol and Newton, 1988) و منحنی‌های تعادلی چندگانه (پتروژنتیک گرید) که به کمک برنامه THERMOCALC رسم شده‌اند، استفاده شده است. ترمومتر تبادل کاتیونی Fe-Mg بین گارنت و بیوتیت با استفاده از کالیبراسیون (Ferry and Spear, 1987) برای این سنگ‌ها بکار گرفته شده است. مدل‌های انحلال (Helfrich and Wood, 1989) و (Ganguly and Saxena, 1984) برای گارنت بکار گرفته شده‌اند (Saki et al., 2012). دمای تقریبی محاسبه شده برای اوج دگرگونی ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد بوده است و فشار حدود سه تا چهار کیلو بار محاسبه شده است. علاوه به کمک منحنی‌های تعادلی چندگانه به‌دست‌آمده از نرم‌افزار ترموکالک نسخه ۳/۲ از (Holland and Powell, 1998) دما و فشار محاسبه شده‌اند که بر روی شکل ۴ الف نشان داده شده است و تطابق خوبی با دیگر روش‌ها نشان می‌دهد. محاسبه اکتیویته تمام کانی‌ها با استفاده از برنامه AX از (Holland and Powell, 1998) انجام شده است. بر اساس این داده‌ها عمق شکل‌گیری دگرگونی‌ها حدود ۱۰ تا ۱۴ کیلومتر بوده است و بنابراین گرادیان زمین‌گرایی در این سنگ‌ها حدود ۵۸ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر (°C/km) بوده است.

بر اساس شکل ۴ ب مقدار درصد H_2O در مذاب میگماتیت‌های همدان ۳/۷ درصد است و مقدار درصد H_2O در کردیریت‌های موجود در مزوسوم ۱/۱ درصد است. بر اساس رابطه $DW [DW = wt(H_2O (melt) / wt(H_2O (Crd)]$ مقدار DW مرتبط با واکنش‌های ذوب در دمای ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد برای میگماتیت‌های تویسرکان ۳/۳۶ است که



شکل ۴. الف) تخمین دما-فشار میگماتیت‌های توپسیرکان با استفاده از منحنی‌های تعادلی چندگانه (برنامه ترموکالک نسخه ۳/۲)، ب) نمودار دما-فشار که بر روی آن منحنی‌های هم‌تراز، رابطه کردیریت-مذاب و H_2O را برای حالتی که مذاب دارای حداقل درصد H_2O در دما و فشار است را نمایش داده است. خطوط منقطع بیانگر مقدار آب موجود در مذاب است که از (Johannes and Holtz 1996) می‌باشد. خطوط ممتد درصد آب موجود در کردیریت را نشان می‌دهد. ستاره شرایط موجود برای کردیریت‌ها و مذاب میگماتیت‌های توپسیرکان را با توجه به دما و فشار آنها نشان می‌دهد. پ) تخمین محتوای آب نمونه‌های میگماتیت توپسیرکان که در آنها ذوب بخشی رخ داده است که بر روی خط دارای حداقل آب قرار گرفته‌اند. خط دارای حداقل آب از (Johannes and Holtz, 1996) و (Rigby et al., 2008) می‌باشد، ت) تخمین دما-فشار و اکتیویته سیال در سنگ‌های رسی دگرگون شده شمال (چشین) با استفاده از منحنی‌های تعادلی چندگانه (برنامه ترموکالک نسخه ۳/۲)

اگر نزدیک خط دارای حداکثر آب ($Max H_2O$) قرار می‌گرفت نشانه این بود که واکنش‌های ذوب دارای سیال بوده‌اند. این موضوع صحت مطالعات پتروگرافی، واکنش‌های ذوب بدون مذاب و مقدار Dw محاسبه شده در میگماتیت‌های توپسیرکان منطقه همدان را تایید می‌نماید.

متناسب با واکنش‌های ذوب آب‌زدایی بیوتیت است و بیانگر مذابی است که دارای کمترین H_2O در دما و فشار خاص است و با ذوب بدون-سیال در این میگماتیت‌ها مطابقت دارد.

محتوی H_2O نمونه‌های ذوب زون اسپینل بر اساس شکل ۴ ب، بر روی خط دارای آب حداقل ($Min. H_2O$) قرار گرفته‌اند که بیانگر حالت بدون-سیال می‌باشد در صورتی که

محاسبه دما-فشار و اکتیویته سیالات در سنگ‌های دگرگونی شمال باتولیت الوند

سنگ‌های رسی دگرگون شده زون سیلیمانیت (هورنفلس‌ها) در منطقه همدان، در نتیجه تأثیر حرارتی باتولیت الوند بر روی سنگ‌های دگرگونی قدیمی‌تر به وجود آمده‌اند. سپاهی (۱۳۷۸ و ۲۰۰۴)، حداکثر فشار برای تشکیل سنگ‌های سیلیمانیت دار در حدود چهار کیلو بار و دما در حدود ۶۰۶ درجه سانتی‌گراد بوده است (Sepahi et al., 2004).

با استفاده از حرارت و فشارهای به دست آمده از روش‌هایی که اکتیویته آب در آن‌ها تأثیر ندارد (مانند گارنت-بیوتیت و GASP) و با استفاده از واکنش آزدایی زیر که با اکتیویته‌های متغیر آب به کمک برنامه ترموکالک به دست آمده است، می‌توان اکتیویته دقیق آب در سنگ‌های رسی دگرگون شده را حساب کرد. ترمومتر تبادل کاتیونی Fe-Mg بین گارنت و بیوتیت با استفاده از کالیبراسیون (Ferry and Spear, 1987) برای هورنفلس‌های سیلیمانیت‌دار بکار گرفته شده است. دمای تقریبی محاسبه شده برای اوج دگرگونی هورنفلس‌های سیلیمانیت‌دار ۶۰۰ تا ۶۲۰ درجه سانتی‌گراد بوده است. بنابراین گرادیان زمین‌گرمایی در این سنگ‌ها حدود ۴۲/۵ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر (°C/km) بوده

است. پس از محاسبه دما به وسیله واکنش‌های مستقل از اکتیویته سیالات، از واکنش زیر برای تعیین اکتیویته آب در هورنفلس‌های سیلیمانیت‌دار استفاده شد، مقدار این اکتیویته حدود ۰.۸-۱/۸. محاسبه شده است (شکل ۴ ت).

$$py + 3mu + 7pa = 9and + 7ab + 3east + 7H_2O$$

انحراف معیار برای این واکنش در تمام واکنش‌های با اکتیویته متفاوت آب $sdP=0.8 \text{ kbar}$ و $\Delta C_{33} = sdT$ بوده است.

شیمی سنگ کل (پروتولیت) سنگ‌های رس دگرگون شده منطقه چشین و تويسرکان

نتایج آنالیز عناصر اصلی و فرعی دو نمونه از سنگ‌های رسی دگرگون شده منطقه چشین و تويسرکان در جدول ۴ آورده شده است. سنگ کل در دو منطقه تقریباً یکسان و بر اساس نمودار متمایز کننده می‌باشد (Herron, 1988).

$(Fe_2O_3/K_2O) \text{ vs. } \log (SiO_2/Al_2O_3)$ در محدوده ترکیبی شیل قرار می‌گیرند. بنابراین در این منطقه اختلاف در دگرگونی به پروتولیت وابستگی ندارد زیرا در هر دو منطقه شمال و جنوب ترکیب سنگ مادر تقریباً یکسان می‌باشد.

جدول ۱. نتایج معرف آنالیز میکروپروب کانی‌های کردیریت، گارنت و بیوتیت موجود در هورنفلس‌های میگماتیکی تويسرکان. آنالیزهای معرف کانی بیوتیت. Fe کلی برای بیوتیت به صورت Fe^{2+} در نظر گرفته شده است. تعداد کاتیون‌ها برای بیوتیت بر اساس ۱۱ اتم اکسیژن محاسبه شده است. نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} برای گارنت با استفاده از محاسبات استوکیمیتری به دست آمده است. تعداد کاتیون‌ها برای گارنت بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است

Mineral	Crd	Crd	Crd	Crd	Crd	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Bt	Bt
SiO ₂	48.07	47.98	48.09	48.09	48.42	36.84	36.82	36.68	36.16	36.85	35.20	35.30
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	3.20	3.25
Al ₂ O ₃	32.53	32.35	32.29	32.29	32.92	20.98	20.71	21.00	21.63	20.77	17.93	18.24
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	1.75	0.68	1.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.10	0.06	0.03
Fe ₂ O ₃	8.64	9.74	9.35	1.26	1.17	0.86	1.46	1.07	2.19	1.83	0.000	0.000
FeO	0.55	0.70	0.60	9.35	9.00	34.93	31.33	31.16	34.35	35.22	20.80	21.24
MnO	7.14	6.52	6.58	0.60	0.45	3.70	4.75	4.83	3.39	3.81	0.11	0.00
MgO	0.01	0.02	0.06	6.58	7.11	2.39	3.32	3.26	2.65	2.43	8.30	8.55
CaO	0.18	0.19	0.16	0.06	0.04	0.67	1.56	1.56	0.57	0.51	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.16	0.16	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.000	0.000
Na ₂ O	98.70	98.11	98.48	0.16	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.11	0.10
K ₂ O	48.07	47.98	48.09	0.000	0.000	98.60	99.83	99.45	100.75	101.52	9.98	10.02

ادامه جدول ۱.

Mineral	Crd	Crd	Crd	Crd	Crd	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Bt	Bt
Totals	0.00	0.00	0.01	98.48	99.17						95.63	96.710
		8 (O)			18 (O)			12 (O)			11(O)	
Si	2.672	2.119	2.128	4.997	4.978	2.998	2.970	2.967	2.909	2.959	2.703	2.683
Ti	0.00	0.00	0.00	0.001	0.001	0.012	0.002	0.000	0.000	0.000	0.185	0.186
Al	1.317	1.876	1.857	3.955	3.989	2.032	1.969	2.002	0.000	1.965	1.623	1.634
Cr	0.00	0.00	0.00	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	2.050	0.006	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.098	0.091	0.053	0.089	0.065	0.132	0.111	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.002	0.014	0.008	0.812	0.773	2.401	2.113	2.107	2.311	2.365	1.336	1.350
Mn	0.003	0.001	0.000	0.053	0.039	0.258	0.324	0.331	0.231	0.259	0.007	0.000
Mg	0.001	0.000	0.002	1.019	1.090	0.293	0.399	0.393	0.318	0.291	0.950	0.970
Ca	0.333	0.872	0.881	0.007	0.004	0.059	0.135	0.135	0.049	0.044	0.000	0.000
Na	0.670	0.120	0.128	0.032	0.036	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016
K	0.007	0.000	0.000	0.021	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.978	0.971
Totals	5.006	5.003	5.000	11.00	11.00	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	7.798	7.808
XMg _(M2)											0.309	0.313
XMg _(M1)											0.333	0.343
XAl _(T2)											0.648	0.659
XAl _(M2)											0.163	0.158
Mg/ _(Mg+Fe²⁺)						0.109	0.159	0.157	0.121	0.110	0.416	0.418

جدول ۲. نتایج معرف آنالیز میکروپروب کانی‌های فلدسپار و اسپینل‌های موجود در هورنفلس‌های میگماتیتهی تویسرکان. تعداد کاتیون‌ها برای فلدسپار بر اساس ۸ اکسیژن محاسبه شده است. تعداد کاتیون‌ها اسپینل بر اساس ۴ اتم اکسیژن محاسبه شده است

Mineral	fsp	fsp	fsp	Sp	Sp	Sp
Sample						
SiO ₂	59.94	45.99	46.35	0.00	0.00	0.02
TiO ₂	0.03	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	25.07	34.56	34.33	58.48	58.14	57.03
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.06
FeO	0.05	0.37	0.22	36.20	36.52	36.79
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	1.92	2.95	1.88
MnO	0.07	0.02	0.00	0.68	0.72	0.59
MgO	0.01	0.00	0.02	2.93	2.83	2.06
CaO	6.98	17.67	17.91	0.12	0.02	0.00
Na ₂ O	7.75	1.34	1.44	0.00	0.02	0.05
K ₂ O	0.12	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Totals	100.02	99.96	100.33	100.22	101.17	98.41
	Cations per 8 oxygen atoms			Cations per 4 oxygen atoms		
Si	2.672	2.119	2.128	Si	0.000	0.000
Ti	0.001	0.000	0.002	Ti	0.000	0.000
Al	1.317	1.876	1.857	Al	1.967	1.937
Cr	0.000	0.000	0.000	Cr	0.002	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	Fe ³⁺	0.041	0.063
Fe ²⁺	0.002	0.014	0.008	Fe ²⁺	0.860	0.863
Mn	0.003	0.001	0.000	Mn	0.016	0.017
Mg	0.001	0.000	0.002	Mg	0.124	0.119
Ca	0.333	0.872	0.881	Ca	0.000	0.000
Na	0.670	0.120	0.128	Na	0.000	0.000

ادامه جدول ۲.

Mineral	fsp	fsp	fsp	Sp	Sp	Sp
K	0.007	0.000	0.000	K	0.000	0.000
Totals	5.006	5.003	5.000	Totals	3.000	3.000
Ca / (Na+K+Ca)	0.330	0.879	0.873	X _{Fe2+} (Her)	0.860	0.863
				XMg (Spl)	0.124	0.119
				XMn	0.016	0.017

جدول ۳. نتایج معرف آنالیز میکروپروب کانی‌های بیوتیت، استارولیت، گارنت و فلدسپار موجود در سنگ‌های دگرگونی چشین. آنالیزهای معرف کانی بیوتیت. Fe کلی برای بیوتیت به صورت Fe²⁺ در نظر گرفته شده است. تعداد کاتیون‌ها برای بیوتیت بر اساس ۱۱ اتم اکسیژن محاسبه شده است. نسبت Fe²⁺/Fe³⁺ برای گارنت با استفاده از محاسبات استوکیومتری به دست آمده است. تعداد کاتیون‌ها برای گارنت بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است

Mineral	Bt	Bt	St	St	Grt	Grt	Grt	fsp	fsp	Fsp
SiO ₂	35.45	35.45	26.70	27.75	37.25	37.30	37.20	60.39	60.43	60.67
TiO ₂	3.02	3.10	0.45	0.70	0.04	0.03	0.00	0.07	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	17.63	17.95	55.70	53.35	21.04	21.10	21.07	25.51	25.14	25.18
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.25	0.26	0.20
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.00	0.00	0.86	1.46	1.07	0.00	0.00	0.09
FeO	20.51	21.30	11.75	14.40	28.00	36.20	31.16	0.03	0.00	0.01
MnO	0.15	0.18	0.05	0.30	9.56	1.12	6.20	7.14	6.57	6.58
MgO	9.34	8.09	0.95	1.40	1.02	1.95	2.75	7.57	7.56	7.84
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	2.80	2.42	1.74	0.15	0.15	0.13
ZnO	0.000	0.000	2.18	0.10	0.00	0.00	0.00	101.20	100.12	100.60
Na ₂ O	0.11	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	60.39	60.43	60.67
K ₂ O	9.54	9.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00
Totals	95.87	95.87	97.65	97.90	99.70	100.0	99.95	25.51	25.14	25.18
		11 (O)					12 (O)	4 (O)		
Si	2.702	2.716	7.47	7.82	2.998	2.970	2.967	0.000	0.000	0.000
Ti	0.171	0.179	0.10	0.15	0.012	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.580	1.621	18.37	17.74	2.032	1.969	2.002	1.967	1.937	1.957
Cr	0.000	0.000	0.00	0.00	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.00	0.00	0.053	0.089	0.065	0.041	0.063	0.041
Fe ²⁺	1.302	1.365	2.75	2.77	2.401	2.113	2.107	0.860	0.863	0.896
Mn	0.010	0.012	0.12	0.07	0.258	0.324	0.331	0.016	0.017	0.015
Mg	1.060	0.924	0.41	0.60	0.293	0.399	0.393	0.124	0.119	0.089
Ca	0.000	0.000	0.00	0.00	0.059	0.135	0.135	0.000	0.000	0.000
Na	0.010	0.000	0.00	0.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.931	0.952	0.00	0.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Totals	7.800	7.776	29.23	29.15	8.000	8.000	8.000	3.000	3.000	3.000
X _{Mg(M2)}	0.341	0.298								
X _{Mg(M1)}	0.380	0.327								
X _{Al(T2)}	0.647	0.642								
X _{Al(M2)}	0.145	0.168								
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.455	0.404			0.109	0.159	0.157			

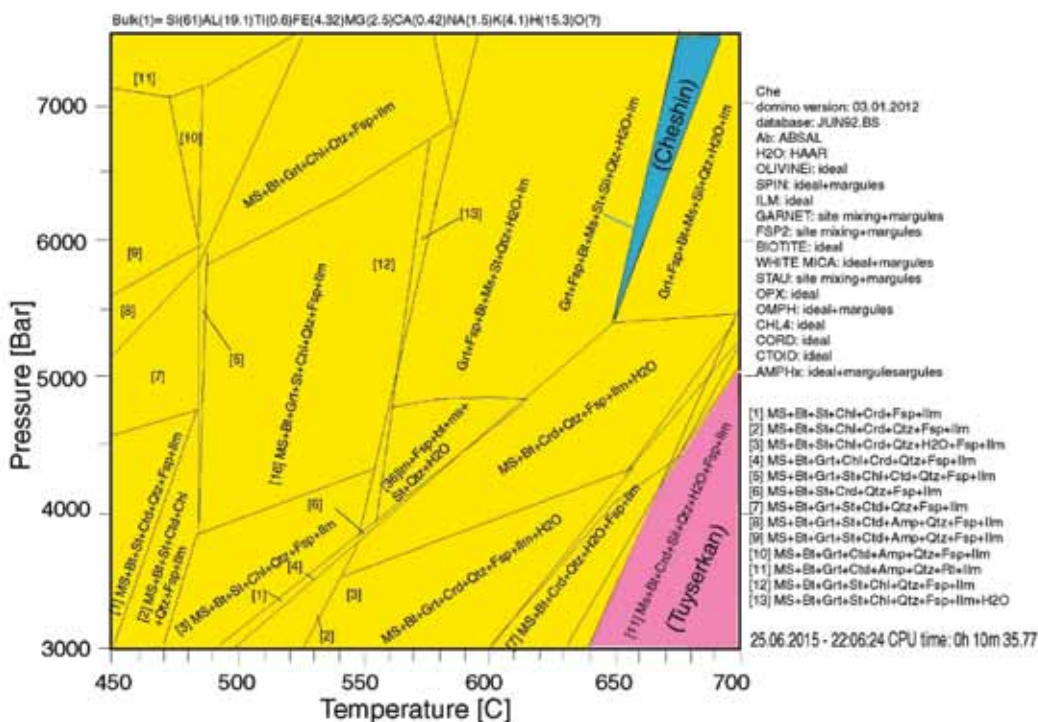
جدول ۴. نتایج معرف آنالیز سنگ کل (پروتولیت) سنگ‌های رس دگرگون شده توپسرکان و چشین

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	Sum
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	%	%	%
Tu	59.1	1.00	19.0	6.40	0.08	2.80	0.48	1.20	6.00	0.140	2.80	0.58	99.5
Che	60.0	0.97	19.5	6.90	0.13	2.10	0.50	0.90	3.90	0.100	2.70	1.70	99.6

مدل تعادل فازي

و گاهی کیانیت. این مجموعه بر روی سودوسکشن ترسیم شده با استفاده از نرم‌افزار theriak-domino محدود دمای و فشار ۶۵۰ تا ۶۷۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵/۵ تا هفت کیلو بار را به ترتیب نشان می‌دهد، همان‌طور که بر روی سودوسکشن با رنگ آبی ملاحظه می‌شود مشخص شده و شرایط سنگ‌های توپسرکان با رنگ صورتی مشخص شده است. سنگ‌های دو منطقه دارای اختلاف دما و فشار با هم می‌باشند به طوری که سنگ‌های منطقه شمال الوند (چشین) در فشار بیشتر و دمای کمتری نسبت به سنگ‌های جنوب الوند (توپسرکان) شکل گرفته‌اند دگرگون شده‌اند (شکل ۵) و بنابراین تطابق خوبی بین این نتایج با نتایج نرم‌افزار ترموکالک دیده می‌شود.

سودوسکشن رسم شده در این تحقیق با استفاده از برنامه Theriak/Domino (از Theriak/Petrakakis, 2010) است. در این برنامه از پایگاه داده داده‌های ترمودینامیکی (دیتابیس) (Holland and Powell, 1998) استفاده شده است. ترکیب سنگ کل منطقه مورد مطالعه به صورت درصد مولی وارد نرم‌افزار شده است و نمودار شکل ۵ برای سنگ‌های دگرگونی شمال (چشین) و جنوب (توپسرکان) الوند رسم شده است (محدوده‌های آبی و صورتی رنگ مجموعه کانی‌های مشخص هر منطقه را بر روی نمودار نشان می‌دهند). با توجه به مطالعات پتروگرافی و آنالیزهای میکروپروب کانی‌ها در نمونه‌های دگرگونی منطقه چشین مجموعه کانی‌ها عبارتند از استارولیت، گارنت، سیلیمانیت



شکل ۵. سودوسکشن رسم شده برای نمونه سنگ کل دگرگونی همدان با استفاده از برنامه Theriak/Domino نسخه ۲۰۱۲، منطقه آبی مجموعه کانی‌های منطقه شمال الوند (چشین) را نشان می‌دهد و منطقه صورتی مجموعه کانی‌های جنوب الوند (توپسرکان) را نشان می‌دهد همان‌طور که مشاهده می‌شود دو منطقه دارای شرایط دگرگونی متفاوت هستند

نتیجه‌گیری

ترموکالک از سودوسکشن رسم شده با استفاده از برنامه Theriak/Domino نیز در این تحقیق استفاده شده است به طوری که همه روش‌ها تطابق خوبی با هم نشان می‌دهند.

قدردانی

از معاونت پژوهشی و اداری مالی دانشگاه شهید چمران اهواز جهت حمایت مالی تشکر و قدردانی می‌شود. بخشی از این تحقیق از اعتبار ویژه سال ۹۴ نویسنده تامین شده است. از جناب آقای دکتر بهاری‌فر به خاطر در اختیار قرار دادن بخشی از داده‌ها تشکر می‌شود.

منابع

- بهاری فر، ع، ا، ۱۳۷۸. نگرشی نو بر پتروژنز سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه همدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت‌معلم تهران.
- سپاهی، ع، ا، ۱۳۷۹. پترولوژی کمپلکس نفوذی الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها. رساله دکتری، دانشگاه تربیت‌معلم تهران.
- صادقیان، م، ۱۳۷۳. بررسی پترولوژی سنگ‌های اذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان پایان‌نامه کارشناسی ارشد.

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.

- Bickle, M.J., 1975. Hawkesworth, C.J., England, P.I. and Athey, D. R. A preliminary thermal model for regional metamorphism in the Eastern Alps. *Earth and Planetary Science Letter* .S26,13-28.

- Bukher. K and Frey, M., 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks, Springer verlag 318.

- DeCapitani, C., and Petrakakis, K., 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software, *American Mineralogist*: v. 95, no. 7, p. 1006-1016.

- Ganguly, J., and Saxena, S., 1984. Mix-

۱. نفوذ باتولیت در سنگ‌های میزبان رسی در منطقه شمال الوند (محدوده روستای چشین) باعث شکل گیری سنگ‌های دگرگونی هورنفلسی دارای کانی‌های استارولیت، کیانیت، گارنت و سیلیمانیت شده است، درحالی‌که چنین سنگ‌هایی در منطقه جنوب الوند (شهر توپسرکان) دارای کانی‌های کاردیت، آندالوزیت، گارنت و سیلیمانیت هستند. مجموعه کانی‌های دگرگونی در سنگ‌های رسی دگرگون شده دو منطقه (شمال و جنوب) با هم متفاوت است.

۲. به منظور محاسبه شرایط دگرگونی و ذوب در سنگ‌های جنوب باتولیت الوند از روش‌های متعارف فشار-دما سنجی مانند دماسنج‌های تبادل کاتیونی، فشارسنج GASP و منحنی‌های تعادلی چندگانه (پتروژنتیک گرید) که به کمک برنامه ترموکالک رسم شده‌اند، استفاده شده است دمای تقریبی محاسبه شده برای اوج دگرگونی ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد بوده است و فشار حدود سه تا چهار کیلو بار محاسبه شده است. بر اساس این داده‌ها عمق شکل‌گیری دگرگونی‌ها حدود ۱۰ تا ۱۴ کیلومتر بوده است و بنابراین گرادیان زمین‌گرمایی در این سنگ‌ها حدود ۵۸ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$) هست. این گرادیان منطبق بر دگرگونی سری باکان است.

۳. محاسبه دما، فشار و اکتیویته سیالات در سنگ‌های رسی دگرگون شده منطقه چشین (شمال باتولیت الوند) برای اوج دگرگونی به ترتیب ۶۰۰ تا ۶۲۰ درجه سانتی‌گراد، فشار دو تا چهار کیلو بار و اکتیویته آب حدود ۱-۰/۸. محاسبه شده است. بنابراین گرادیان زمین‌گرمایی در این سنگ‌ها حدود ۴۲/۵ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$) بوده است که با گرادیان زمین‌گرمایی سری دگرگونی باروین تطابق دارد.

۴. به طور کلی مجموعه کانی‌های جنوب و شمال باتولیت الوند با سری‌های دگرگونی به دست آمده از گرادیان زمین‌گرمایی دو منطقه (باکان و باروین) همخوانی کاملی نشان می‌دهد.

۵. جهت تایید نتایج به دست آمده با استفاده از برنامه

- ing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data and applications to geothermobarometry. *American Mineralogist*, 69, 88-97.
- Harker A., 1932. *Metamorphism, A study of the transformation of rock masses*. Metuen, London.
 - Helffrich, G., and Wood, B., 1989. Sub-regular model for multicomponent solutions. *American Mineralogist* 74, 1016-1022
 - Helms.T.S., and Labotka.T.C., 1991, Petrogenesis of early Proterozoic pelitic schists of the southern BlackHills. South Dakota: Constraint on regional Low-Pressure metamorphism. *Geological Society of America Bulletin* 103.1324- 1334
 - Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology* 58, 820-829.
 - Holland, T.J.B., and Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 309-343
 - Koziol, A.M., and Newton, R.C., 1988. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-aluminosilicate-quartz geobarometer. *American Mineralogist* 73, 216-223
 - Johannes, W. and Holtz, F., 1996. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Springer Verlag, Berlin.
 - Lux, DR., De Yoreo, JJ., Guidotti CV, and Decker ER., 1986. Role of plutonism in low-pressure/high-temperature metamorphic belt formation. *Nature* 323: 794-797.
 - Miyashiro, A. 1994, *Metamorphic Petrology*, UCL Press, London.
 - Mohajjel, M., and Fergusson, C. L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Structural Geology* 22, 1125-1139.
 - Rigby, M. J., Droop. G. T. R. and Bromiley, G. D., 2008. Variations in fluid activity across the entire thermal aureole, Scotland: evidence from cordierite volatile contents. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 331-346.
 - Richards.S.W and Collins.W.J., 2002. The Cooma Metamorphic Complex, a low-P, high-T (LPHT) regional aureole beneath the Murrumbidgee Batholith. *Journal of metamorphic Geology*, 2002,20,119-134.
 - Saki A, Moazzen M and Baharifar A. 2012. Migmatites microstructures and partial melting of the Hamadan pelites within the Alvand aureole, West Iran. *International Geology Review*, 54 (11) 1229-1240.
 - Sepahi, A. A., Whitney, D. L., and Baharifar, A. A., 2004. Petrogenesis of andalusite-kyanite-sillimanite veins and host rocks, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Hamadan, Iran. *Journal of Metamorphic Geology* 22, 119-134.
 - Spear, F.S, 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America Monograph Series 1, 799.
 - Twiss, R. j. and Moores, E. M., 1992. "Structural Geology". W. H. Freeman and Company, New York, 532.

موقعیت تکتونیکی گرانودیوریت زرگلی در زمین‌درز سیستان، جنوب شرق ایران

شهریار کشتگر^(۱)، محمد بومری^(۲)، علی کنعانیان^(۳)، محبوبه نظری^(۴)

۱. دانشگاه جامع، واحد استان سیستان و بلوچستان، زاهدان

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان

۳. دانشیار دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۴. دانشجوی دکتری ژئوشیمی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۳/۱۷

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۶/۳۱

چکیده

گرانیتوئید زرگلی در شمال غرب زاهدان در پهنه زمین‌درز سیستان برونزد دارند. این گرانیتوئید در زمان الیگوسن در یک واحد فلیشی نفوذ کرده و دارای محتوای سیلیس بین ۶۲/۴ تا ۶۶ درصد وزنی، کالک آلکان، متآلومین و از نوع I می‌باشد. گرانودیوریت زرگلی از عناصر LILE غنی‌شدگی و از عناصر HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی از عناصر Ta، Ti، Nb و Eu و بی‌هنجاری مثبت از عناصر Rb، Ce، La، Ba، Sr حاکی از این است که ماگمای سازنده از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین منشأ گرفته است. این ماگما ضمن جایگیری در پهنه جوش خورده سیستان با رسوبات فلیشی دچار آغشتگی و آرایش شده است. نمودارهای تکتونو ماگمایی، جایگاه گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG) و حاشیه فعال قاره‌ای را برای این توده نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: زرگلی، پهنه جوش خورده سیستان، ژئوشیمی، گرانودیوریت.

مقدمه

گرفته است (صادقیان، ۱۳۸۲، حسینی، ۱۳۸۱، تیوای، ۱۳۸۱، بومری و همکاران، ۱۳۸۴، قاسمی و همکاران ۱۳۸۸، مرادی و همکاران ۱۳۹۴) بر اساس این مطالعات گرانیتوئیدهای زاهدان، متآلومینوس تا پرآلومینین، کالک-آلکان و از نوع I و S می‌باشند که نشانه‌هایی از فرورانش، برخورد و یا پس از برخورد هستند. مطالعاتی که روی گرانودیوریت زرگلی انجام شده اندک است (کشتگر، ۱۳۸۳، سراوانی فیروز، ۱۳۹۰). هدف این پژوهش، بررسی دقیق‌تر خصوصیات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی گرانودیوریت زرگلی، به منظور شناخت

گرانودیوریت زرگلی (خیرآباد) به‌عنوان بخشی از نوار گرانیتوئیدی گراغه-سراوان، در استان سیستان و بلوچستان و در ۴۵ کیلومتری شمال غرب شهر زاهدان، بین طول‌های جغرافیایی ۲۷° و ۶۰° تا ۴۵° و ۶۰° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۴۲° و ۲۹° تا ۴۰' و ۲۹° شمالی واقع شده است (شکل ۱).

نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان در پهنه درزه سیستان واقع شده است و توسط محققین مختلفی مورد بررسی قرار

* نویسنده مرتبط: shahriar.keshtgar@gmail.com

هر چه بیشتر ماهیت ماگمای سازنده و جایگاه تکتونوماگمایی گرانیتوئیدهای جنوب شرق ایران می باشد.

زمین شناسی

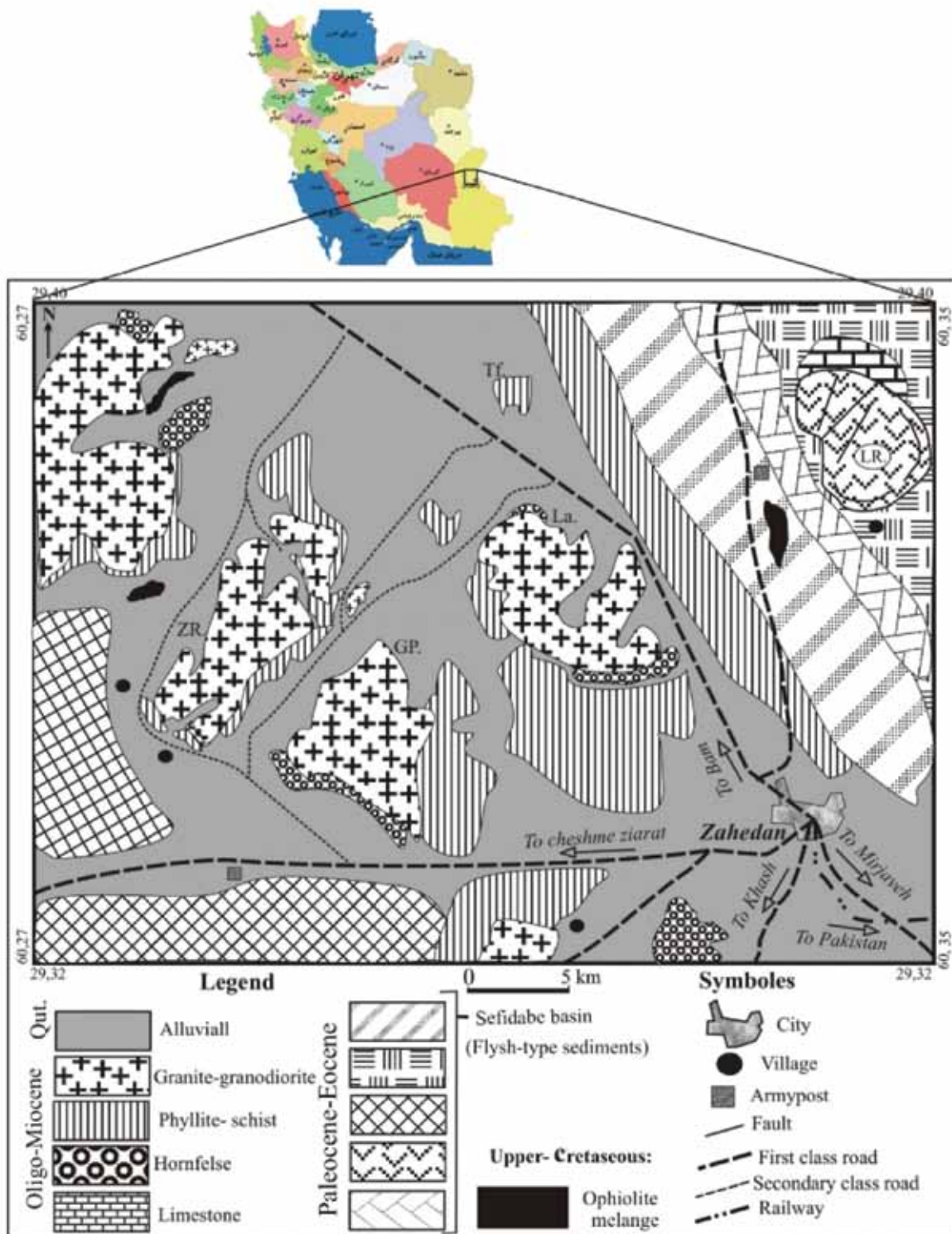
گرانودیوریت زرگلی در پهنه زمین شناسی زمین درز سیستان واقع شده است. این پهنه از غرب با بلوک قاره ای لوت و از شرق با بلوک قاره ای افغان هم مرز است. افیولیت های با سن کرتاسه پایانی قدیم ترین سنگ های این پهنه هستند و شاهی از اقیانوس نئوتتیس در نظر گرفته شده اند (Tirrul et al., 1983). این سنگ ها به صورت نوارهای باریک و طویل در امتداد گسل های موازی و ناپیوسته، به شدت خرد شده اند و گاهی با لیسونیت ها همراه می باشند. سنگ های نوع فلیش، گسترده ترین واحد سنگی در پهنه درز سیستان می باشند که عمدتاً در ائوسن تشکیل شده و عمدتاً شامل شیل، ماسه سنگ، سیلتستون و سنگ آهک هست. این سنگ ها در بعضی مناطق تحت تأثیر دگرگونی ناحیه ای و مجاورتی قرار گرفته اند. سنگ های آذرین در ائوسن عمدتاً کالک آلکان بوده و در شرق و غرب پهنه زمین درز سیستان رخمون دارند و به همین دلیل به عنوان نشانه هایی از فرورانش شناخته می شوند. مهم ترین نظریه جهت پهنه زمین درز سیستان را به زیر بلوک قاره ای افغان با پلاریته رو به شمال شرق در نظر می گیرند (Tirrul et al., 1983). در نظریه دیگری که توسط افتخار نژاد (۱۳۵۲) مطرح شده جهت فرورانش را به زیر بلوک قاره ای لوت در نظر گرفته شده است. محققین دیگر نیز با توجه به وجود ولکانیسم کالک آلکان مشابه در شمال لوت و کاهش سن آنها از شرق به غرب و نهشته های اقتصادی خاص همراه آنها یک سیستم فرورانش دوسویه با شیب های متفاوت برای آن پیشنهاد داده اند (ارجمندزاده و همکاران، ۱۳۹۰). توده های نفوذی گرانیتی زاهدان، دوره مهمی از ماگماتیسم کالکوالکان را در پهنه زمین درز سیستان نشان می دهند (شکل ۲). تعیین سن های انجام شده به روش K-Ar سن میانگین این توده ها را ۳۲ میلیون سال نشان می دهد (Camp and Griffis, 1982). این گرانیتوئیدها به عنوان نشانه برخورد دو بلوک قاره ای لوت

و افغان از غرب و شرق با پهنه درز سیستان در الیگوسن پیشین در نظر گرفته می شوند. (Tirrul et al., 1983) سنگ های آذرین درونی و خروجی آلکان و کالک آلکان از الیگوسن تا میوژن به ویژه در ارتباط با گسل های امتداد لغز در بخش هایی از پهنه درز سیستان تشکیل شده و به نظر می رسد حاصل فرآیندهای پس از برخورد باشند (Camp and Griffis, 1982).

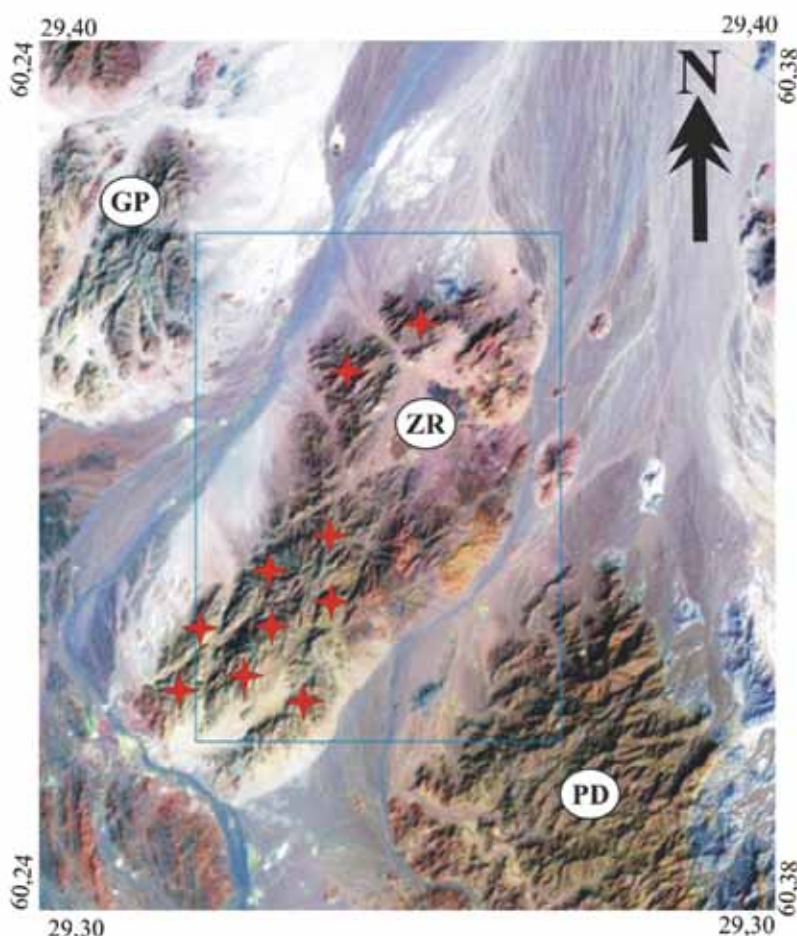
زمین شناسی منطقه مورد مطالعه نیز مشابه با دیگر بخش های زون زمین درز سیستان است و عمدتاً از سنگ های نوع فلیش تشکیل شده است که از تناوب شیل، ماسه سنگ، سیلتستون، کنگلومرا، مارن و آهک های نومولیتی، تشکیل شده اند (شکل ۱). در بعضی نقاط، میان لایه هایی از سنگ های آتشفشانی حدواسط تا بازیک در آنها دیده می شود. این سنگ ها، دگرگونی ناحیه ای گسترده اما درجه ضعیف در حد رخساره شیست سبز را متحمل شده است. گرانیتوئیدهای زاهدان به صورت استوک، دایک و رگه رخمون دارند و در مجموع یک باتولیت بزرگ می باشند. گرانودیوریت زرگلی نیز عمدتاً توده ای است که دایک های حدواسط و رگه های آپیتی و کوارتزی آن را قطع کرده اند. سنگ های فلیشی و بخصوص شیل ها در مجاورت این توده به هورنفلس تبدیل شده اند. انکلاوهای متعددی در این گرانودیوریت دیده می شود.

روش مطالعه

این پژوهش بر اساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی انجام شده است. جهت انجام مطالعات سنگ شناسی، از بخش های حاشیه ای تا مرکزی توده نفوذی زرگلی، نمونه برداری انجام شد. نمونه برداری ها تا حد امکان از بخش های جنوبی و غربی که کمتر میلونیتی شده اند، انجام شده است (شکل ۲). توصیف پتروگرافی گرانیتوئید زرگلی و سنگ های میزبان بر مبنای مطالعه میکروسکوپی ۹۰ مقطع نازک میکروسکوپی است. برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی ۱۰ نمونه از سنگ های آذرین سالم و غیر دگرسان شده منطقه، پس از آماده سازی، با استفاده از روش MS ICP-MS و XRF در آزمایشگاه CHEMEX ALS کشور کانادا، مورد تجزیه شیمیایی سنگ کل قرار گرفته و با نرم افزارهای تخصصی پردازش و تفسیر شدند.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه، La: کوه لخشک، Pd: کوه پدگی، ZR: کوه زرگی، GP: کوه گپدان، Tf: تفتاکوه، LR: کوه لار



شکل ۲. تصویر ماهواره‌ای لندست TM توده‌ی نفوذی مورد مطالعه، حاصل ترکیب باندهای ۱-۴-۷-RGB، موقعیت نمونه برداری‌ها با علامت ستاره نشان داده شده است. PD: پدگی

گرانیتوئید زرگلی در نمونه دستی دارای ظاهری نسبتاً سفید با لکه‌های سیاه رنگ است. بخش‌های سفید کوارتز و فلدسپات می‌باشند و بخش‌های سیاه عمدتاً دانه‌های تیره رنگ بیوتیت می‌باشند. حضور بیوتیت‌های درشت دانه در مرکز گرانیتوئید زرگلی ظاهری تیره رنگ‌تر به آن داده است (شکل ۴-۱A). گرانیتوئید زرگلی حاوی آنکلاو نیز می‌باشد که تیره‌تر و دانه‌ریزتر می‌باشند. آنکلاوهای موجود از نوع رسوبی دگرگون شده و سورمیکاسه (لخته‌های بیوتیت) هستند و در کنتاکت آنها با گرانیت‌ها بیوتیت زایی صورت گرفته است (شکل ۴-۱A و B).

بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری، ترکیب اصلی گرانیتوئید زرگلی گرانودیوریت تا مونزو گرانیت می‌باشد. رنگ سنگ‌های مورد مطالعه در نمونه دستی از سفید متمایل به خاکستری تا خاکستری تیره تغییر می‌یابد.



شکل ۳. ارتباط صحرایی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه؛ دید عکس: شمال، ۱) گرانودیوریت‌های دگرشکل نشده بخش مرکزی توده. ۲) سنگ‌های دگرگونی میزبان به همراه میلونیت گرانیت‌های بودین شده. ۳) فیلیت و کالک شیست‌های دگرسان شده

بحث

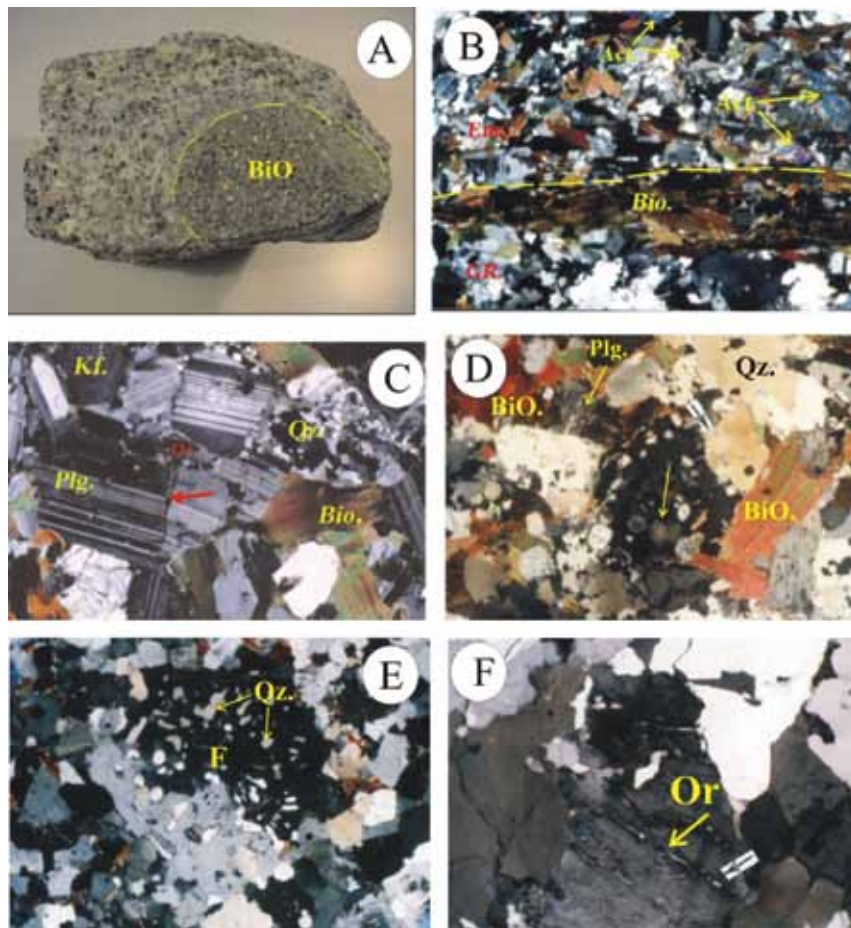
پتروگرافی

از نظر ساختاری کنتاکت توده گرانیتوئیدی زرگلی با سنگ‌های میزبان، از نوع هم‌شیب و ناگهانی است.

از اصطلاح "بیوتیت گرانیت" نیز برای بخش‌های مرکزی از این توده استفاده کرد. کانی‌های فرعی شامل: آپاتیت، زیرکن و آلانیت می‌باشند. پلاژیوکلازها اکثراً به صورت سالم و غیردگرسان در بافت سنگ وجود دارند و گاهی فابریک ساب ماگماتیک (شکستگی‌های گوه‌ای شکل که با کانی‌های دیگر پر شده‌اند) در هنگام تبلور در آنها ایجاد شده است (Kananian and Keshtgar, 2004). ارتوکلازها دارای بافت میرمیکیتی می‌باشند که از حاشیه به سمت داخل کانی رشد کرده‌اند. بیوتیت‌ها که با دورنگ متفاوت قهوه‌ای (غنی از آهن) و سبز متمایل به قهوه‌ای (غنی از منیزیم) وجود دارند که بعضاً دچار تا شدگی نیز شده‌اند. کوارتزها به صورت بی‌شکل فضاهای بین سایر کانی‌ها را پر نموده‌اند.

بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری، ترکیب اصلی توده زرگی گرانودیوریت تا مونزو گرانیت می‌باشد. بافت سنگ‌ها گرانولار و دانه‌درشت است و کانی‌های اصلی سازنده، شامل: کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز به همراه بیوتیت می‌باشند (شکل ۴- C). وجود بافت‌های پوئی کیلیتیک و گرانوفیری از دیگر اختصاصات بافتی سنگ‌های مورد مطالعه است که در اثر هم‌رشدی فلدسپار و کوارتز به وجود آمده است (شکل ۴- D و E). از دیگر ویژگی‌های فلدسپارها، پرتیتی شدن آنها در شرایط ساب‌سولیدوس است که نشانه پایین بودن فشار بخار آب در هنگام تبلور گرانیت‌ها و به عبارتی هیپرسولووس بودن آنها است (شکل ۴- F).

کانی بیوتیت حدود ۱۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. با توجه به حضور فراوان کانی بیوتیت می‌توان



شکل ۴. A) لخته‌های بیوتیت (سورمیکاسه) در گرانودیوریت، اندازه انکلاو ۸ سانتی‌متر، B) - بیوتیت زایی در کنتاکت بین انکلاو رسوبی و گرانودیوریت (نور پلاریزه، ۴۰ برابر)، C) بافت گرانولار و فابریک ساب‌ماگماتیک (علامت فلش) در گرانودیوریت (نور پلاریزه، ۴۰ برابر)، D) بافت پوئی کلیتی حاصل رشد تاخیری کانی‌ها در مونزوگرانیت (نور پلاریزه، ۴۰ برابر)، E) بافت گرانوفیری در مونزوگرانیت (نور پلاریزه، ۴۰ برابر)، F) بافت پرتیت و آنتی پرتیت در ارتوکلاز (نور پلاریزه، ۴۰ برابر). علائم: Plg: پلاژیوکلاز، Kf: آلکالی فلدسپار، Or: ارتوز، Bio: بیوتیت، Act: اکتینولیت

ژئوشیمی

طبقه‌بندی و تعیین سری ماگمایی

از (Middlemost (1985)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانودیوریت و تونالیت قرار می‌گیرند (شکل ۵). بر اساس نمودارهای نشان داده شده در شکل ۶، گرانیتوئید زرگلی از نوع کالک آلکالن و پتاسیم بالا است و عدد منیزیم آن بین $100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) = 44-55$ متغیر می‌باشد.

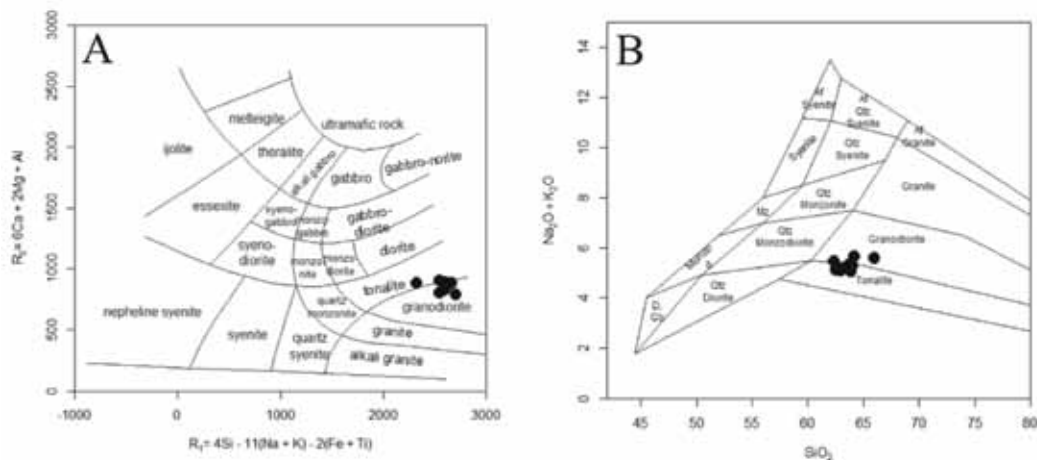
نتایج آنالیزهای شیمیایی نمونه‌های منطقه در جدول ۱ نشان داده شده است. براساس نمودارهای R_1-R_2 از (De la Roch et al., (1980 و مجموع آلکالن - سیلیس

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمی سنگ‌های مورد مطالعه برحسب ppm، اصطلاح GRD: گرانودیوریت

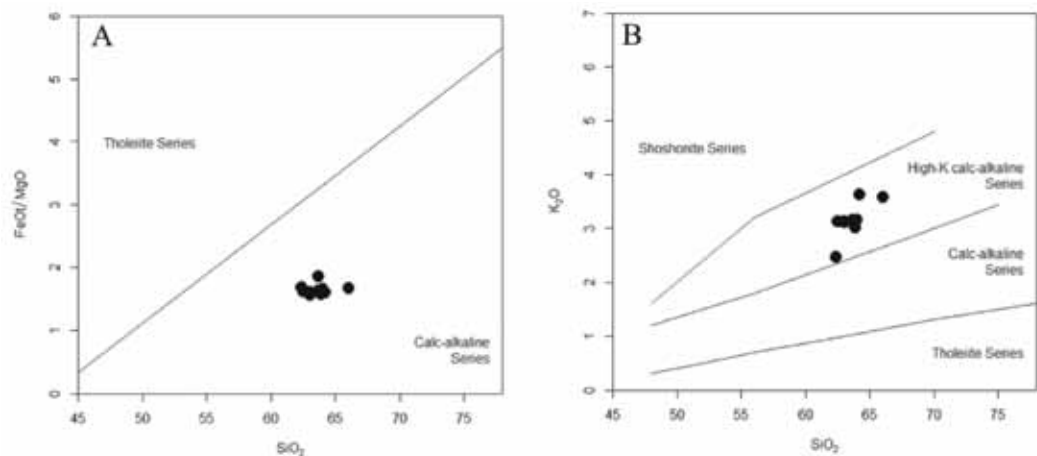
Sample	KZ230	KZ240	KZ300	ZA612	ZA635	ZA618	ZA600	ZA803	ZA820	ZA754
Name	GRD	GRD	GRD	GRD	GRD	GRD	GRD	GRD	GRD	GRD
SiO ₂	62.4	63	63.7	62.5	63	63.7	63.9	64	64.2	66
TiO ₂	1.06	0.65	0.6	0.67	0.63	0.64	0.66	0.62	0.58	0.51
Al ₂ O ₃	15.05	15.05	15.4	14.85	15.1	14.95	15.2	15.05	14.65	14.75
Fe ₂ O ₃	6.14	5.86	5.5	6.11	5.54	5.04	5.46	5.6	5.25	4.56
MnO	0.08	0.09	0.09	0.1	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.07
MgO	2.52	3.53	3.24	3.65	3.42	2.61	3.34	3.25	3.15	2.63
CaO	3.86	3.89	3.47	4.05	3.98	3.76	3.92	3.81	3.32	3.46
Na ₂ O	2.99	1.96	2.1	1.98	2.04	2.16	2.03	2.13	2.03	2.03
K ₂ O	2.47	3.11	3.1	3.13	3.13	3.16	3.01	3.15	3.63	3.57
P ₂ O ₅	0.36	0.16	0.17	0.14	0.16	0.15	0.14	0.12	0.1	0.12
LOI	2.17	1.83	1.87	1.88	1.97	2.82	1.36	1.42	2.11	1.47
Total	99.1	99.13	99.24	99.06	99.05	99.07	99.1	99.28	99.11	99.17
V	166	130	122	137	130	100	141	127	120	102
Cr	60	150	140	160	150	100	160	140	130	120
Ni	94	122	100	124	120	71	128	110	101	91
CO	20.4	18.3	15.8	18.8	18.8	13	18	16.8	15.6	12.4
Zn	83	81	75	82	74	65	73	74	66	61
Ga	19	18	19	19	18	18	18	18	17	17
Sn	2	3	3	3	2	2	3	5	4	3
W	2	2	1	2	3	1	2	2	2	2
Ba	228	386	318	422	464	331	334	285	369	354
Sr	187	217	196.5	205	223	186	202	192.5	188.5	189
RB	115.5	135.5	142.5	159	136.5	127	137	150.5	158.5	152
Nb	19	14	14	16	13	13	12	13	12	12
Y	48.7	25	21.2	25.8	23.4	20	32.4	31.8	20.3	29
Zr	174.5	163.5	138.5	169.5	163	138	151	158	174.5	145
Cs	7.1	10.4	11	12.4	9.4	8.4	12.4	17	15.2	12.8
Hf	5	5	4	5	5	4	5	5	5	5
Ta	1.2	1.1	1.1	1.1	0.9	0.9	0.9	1	0.9	1
Th	2	16	8	19	12	7	12	12	12	15
U	1.5	1.5	1.3	1.9	1.2	1	1.9	2.2	1.7	1.7
La	11.3	34.7	19.6	34.2	32.4	14.6	26	25.8	24.7	34.6
Ce	32	72.8	47.4	80.4	61.6	37.8	55.1	58.1	58.7	69.4

ادامه جدول ۱.

Sample	KZ230	KZ240	KZ300	ZA612	ZA635	ZA618	ZA600	ZA803	ZA820	ZA754
Pr	3.9	8.4	5.4	9.1	7.2	4.5	6.2	6.6	6.7	8.2
Nd	16.3	31.1	20.9	35.1	26.9	17.2	24.7	25.2	24.7	29.9
Sm	5.1	6.4	4.4	6.7	5.1	3.7	5.3	5.1	4.8	6.3
Eu	1.1	1	1.1	1.1	1.1	1	1.1	1	0.9	1
Gd	6.4	5.9	4.6	6.2	5.1	3.9	5.2	5.1	4.5	6.2
Tb	1.3	0.8	0.7	0.9	0.8	0.6	1	0.9	0.7	0.9
Dy	8.5	4.6	3.9	4.5	4.1	3.6	5.3	5	3.9	4.8
Ho	1.8	0.9	0.8	0.9	0.8	0.7	1.2	1.1	0.7	1
Er	5.2	2.7	2.4	2.9	2.4	2.3	3.5	3.6	2.2	3.2
Tm	0.7	0.4	0.3	0.4	0.3	0.3	0.5	0.5	0.3	0.4
Yb	3.7	2.5	1.9	2.6	2.2	2	3.4	3.4	2.1	2.9
Lu	0.5	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.5	0.5	0.3	0.4
Mg#	44.84	53.33	50.64	54.2	54.3	55.01	53.48	54.41	54.79	53.85
A/CNK	0.89	0.97	1.02	0.94	0.95	0.95	0.98	0.95	0.96	0.95
Corundu	1.29	1.54	1.49	1.17	1.58	1.49	1.49	1.76	1.8	2.68



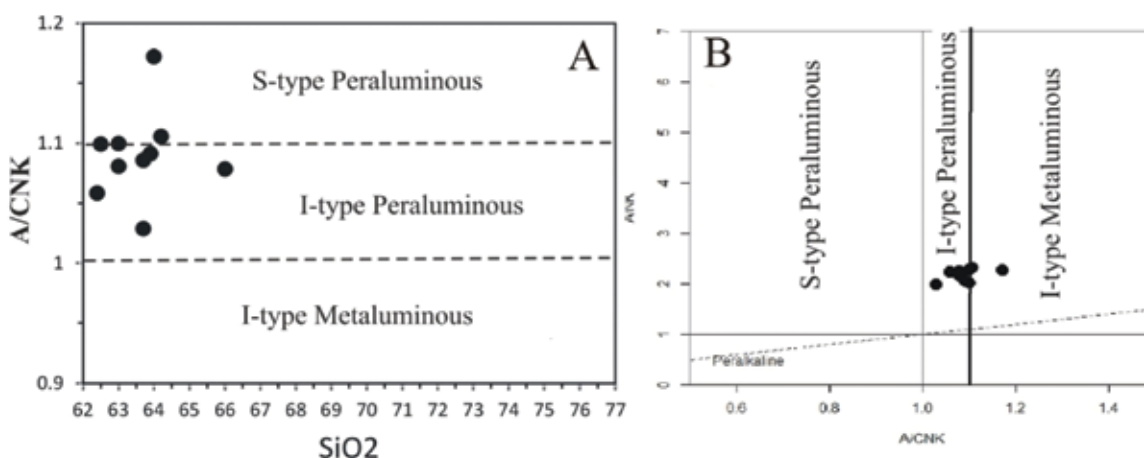
شکل ۵. A). نمایش نمونه‌های گرانیتوئید زرگلی در نمودار R_1-R_2 از (De la Roch et al., 1980 و B) نمودار مجموع آلکان - سیلیس (Middlemost, 1985)



شکل ۶. A) نمایش ترکیب شیمیایی گرانیتوئید زرگلی در نمودار SiO_2 مقابل FeO/MgO جهت تفکیک سری‌های تولیتی - کالک آلکان (Peccerillo and Taylor, 1976) از B) نمایش نمونه‌های گرانیتوئید زرگلی در نمودار SiO_2-K_2O از (Miyashiro, 1974)

نشان می‌دهد. گرانودیوریت زرگلی حاوی انکلاوهای ماسه سنگی و رسی دگرگون شده فراوانی است و می‌توان آن را شاهدهی بر آرایش ماگمای اولیه با سنگ‌های میزبان دانست (Clemens, 2003) که در نهایت باعث تغییر محتوای آلومینیم ماگما شده است.

توده زرگلی دارای نسبت مولکولی $(K_2O+Na_2O)/(CaO+Al_2O_3)$ بین ۱/۰۳ تا ۱/۱۷ است. این نسبت نشان می‌دهد این گرانیتوئید از نوع I ولی پرآلومینوس است (شکل ۷).
مقادیر کربنوم نورماتیو این توده نیز پایین می‌باشد. توده نفوذی مورد مطالعه دلایل قابل توجهی از ورود مواد پوسته‌ای به درون ماگمای گرانیتی در حال صعود را



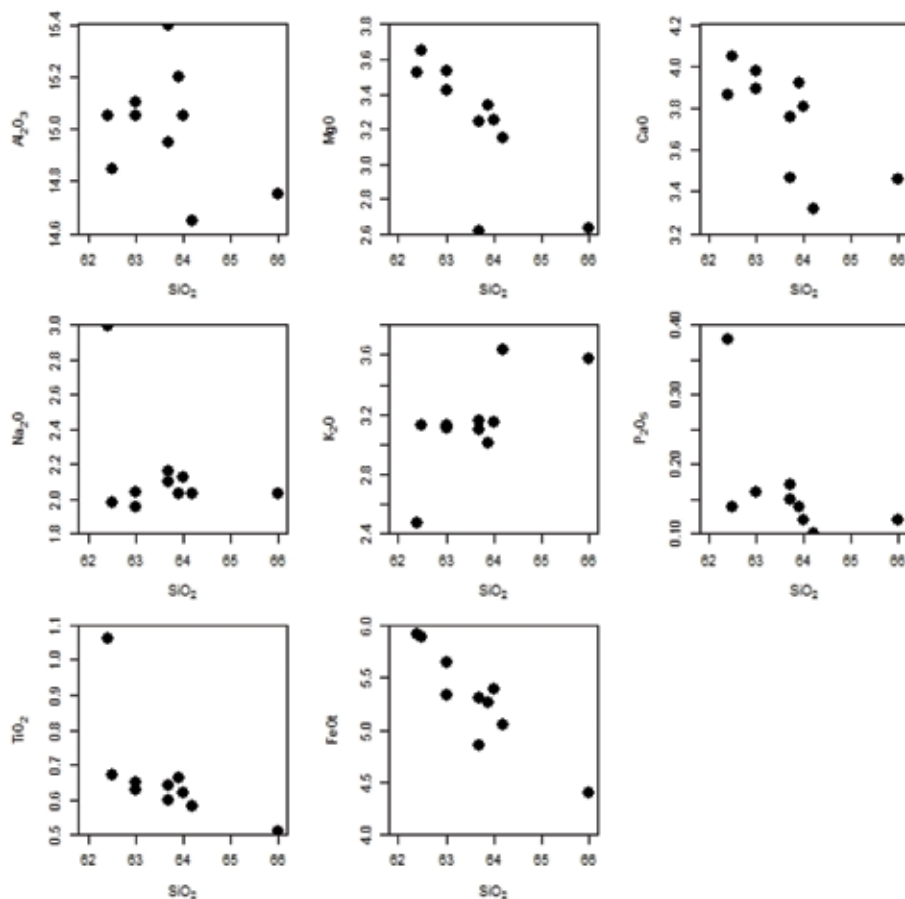
شکل ۷. A) نمودار تفکیک گرانیت‌ها بر اساس SiO_2 در برابر KNC/A (Chappell et al., 2012). B) نمودار تفکیک گرانیت‌ها بر اساس شاخص اشباع آلومینیم (Maniar and Piccoli, 1989).

ژئوشیمی عناصر اصلی

آلبیت بیشتر و کاهش مقدار آپاتیت در مراحل نهایی تبلور می‌باشد. از طرفی تغییرات P_2O_5 تابع تغییرات CaO است زیرا عنصر فسفر در ماگما رابطه نزدیکی با عنصر کلسیم دارد. اکسیدهای Na_2O و K_2O در برابر SiO_2 روندی افزایشی نشان می‌دهد زیرا این اکسیدها در مراحل اولیه تبلور به مقدار کم وارد ساختمان کانی‌ها شده و با پیشرفت تفریق، مقدار آنها در مذاب باقیمانده افزایش می‌یابد تا در نهایت وارد ساختمان فلدسپارها شوند (Wilson, 1989).

به عقیده‌ی مک بیرنی (۱۹۹۳)، گرانیتوئیدهای حاصل از آرایش یا ذوب رسوبات و سنگ‌های رسوبی دگرگون شده غالباً از عناصر Al , K , Si غنی بوده و مقدار Na در آنها از مقدار K کمتر است. گرانیتوئید زرگلی دارای SiO_2 نسبتاً متوسط و پتاسیم و آلومینیم بالایی است.

تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 در شکل ۸ نشان داده شده است. با افزایش SiO_2 مقدار اکسیدهای Fe_2O_3 , MgO , MnO , TiO_2 , CaO و P_2O_5 کاهش می‌یابد. علت این است که اکسیدهای مذکور بیشتر در مراحل اولیه تبلور ماگما مصرف می‌شوند. کاهش اکسیدهای Fe_2O_3 , MgO , MnO و TiO_2 به علت قرارگرفته آنها در ساختار کانی‌های فرومنیزیمی مراحل اولیه تبلور تفریقی ماگما است. مقدار Al_2O_3 ابتدا با افزایش SiO_2 افزایش که دلیل آن افزایش بیوتیت و احتمالاً آمفیبول است ولی در ادامه این روند برعکس می‌شود. افزایش کوارتز نیز باعث کاهش درصد نسبی فلدسپات‌ها و در نتیجه کاهش مقدار Al_2O_3 می‌شود. کاهش اکسیدهای CaO , Al_2O_3 و P_2O_5 به علت تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از آنورتیت کمتر به سمت



شکل ۸. نمودار تغییرات شیمیایی عناصر اصلی در مقابل سیلیس (Harker, 1909)

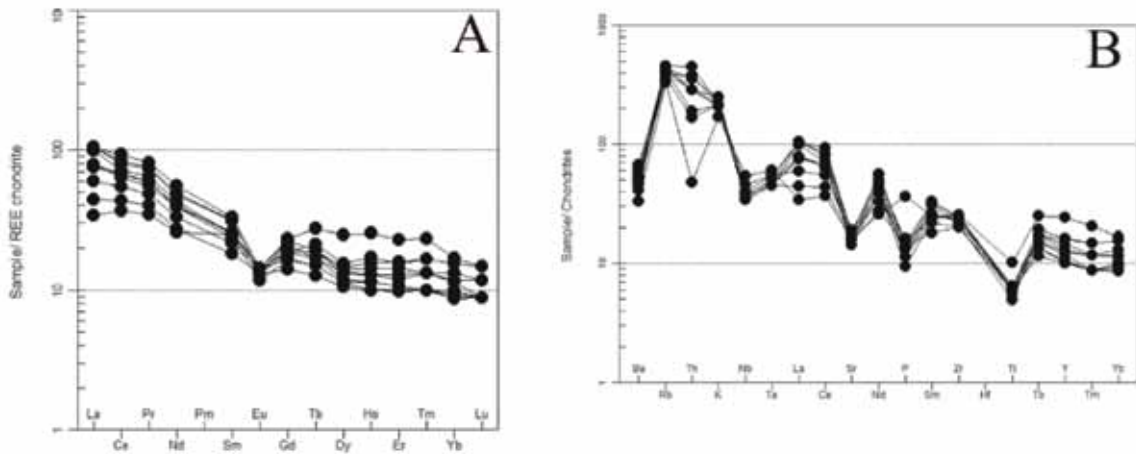
ژئوشیمی عناصر فرعی و کمیاب خاکی

تکامل ماگماها آشکار کند و تهی‌شدگی در Nb می‌تواند بیانگر نقش نزدیک عناصر LILE و وجود یک مولفه فرورانش در منشا پوسته‌ای و یا هضم پوسته به‌وسیله ماگمای بازیگ قبل از جایگزینی ماگماها باشد (Wilson, 1989).

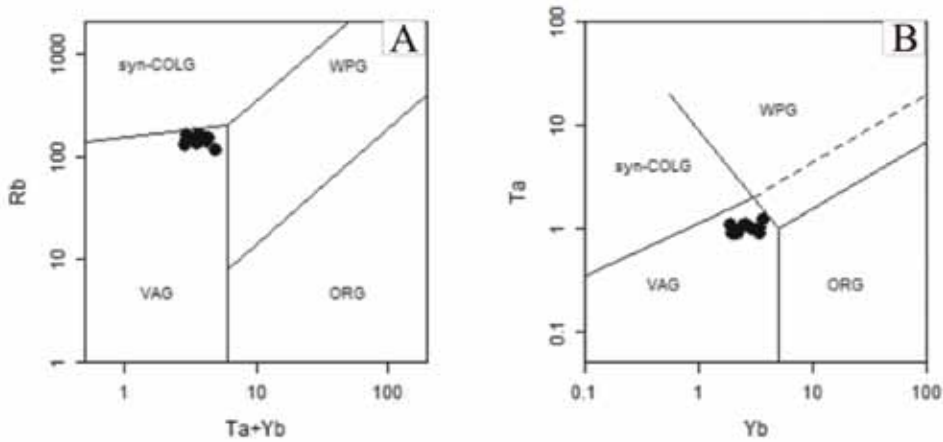
جایگاه تکتونوماگمایی

یکی از رایج‌ترین نمودارها برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آذرین، نمودارهای پیرس (Pearce et al., 1984) می‌باشد (شکل ۱۰). سنگ‌های مورد مطالعه در این نمودارها در محدوده گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند. نمودار Th/Yb در برابر (Condi, 1989) La/Yb نشان می‌دهد این توده متعلق به ماگمای کمان قاره‌ای است. همچنین نمودار Th/Ta در برابر (Gorton and Schandl, 2000) Yb بیانگر تشکیل این توده در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای می‌باشد (شکل ۱۱). لازم به ذکر است محل برداشت نمونه KZ-300 نزدیک زون‌های برشی بوده و به همین علت محل

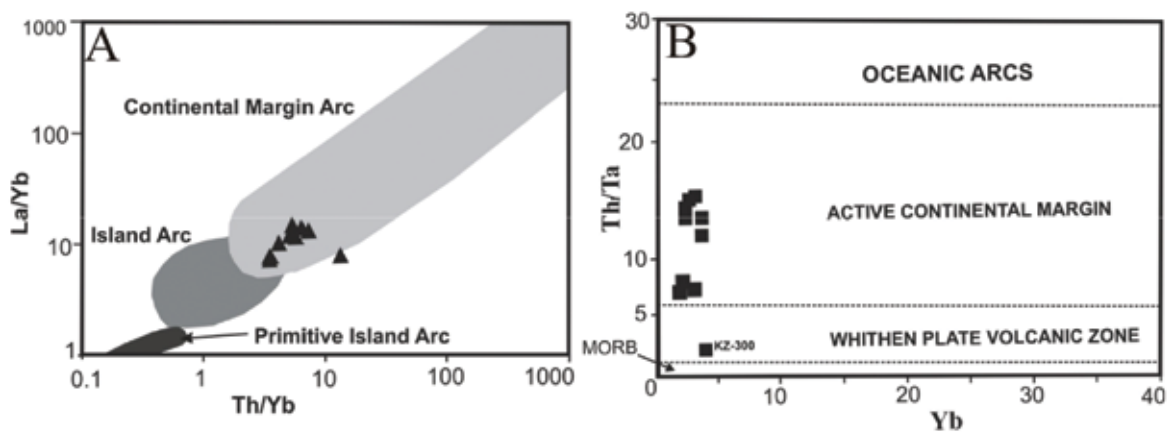
الگوی عناصر خاکی کمیاب یا REE در شکل ۹-A نشان داده شده است. ناهنجاری منفی واضحی از اروپوم با نسبت $Eu/Eu^* = 3/25-5/26$ دیده می‌شود. LREE نسبت به HREE با $N(La/Lu) = 25/11-82/2$ غنی‌شدگی نشان می‌دهد. برای بیشتر نمونه‌ها، مقدار LREE از La تا Sm کاهش تقریباً یکنواختی را نشان می‌دهد در حالی که شیب تغییرات HREE از Gd تا Dy کاهنده و کم است و از آن به بعد تقریباً یکنواخت است. الگوهای پراکندگی نمودارهای عنکبوتی (Sun and McDonough, 1989) عناصر LILE نظیر Th، Rb، K نسبت به عناصر HFSE نظیر Ti و Nb غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۹-B). بی‌هنجاری منفی Sr و Eu دلایلی مبنی بر تفریق Plg و یا KF هستند. البته بی‌هنجاری منفی Eu ممکن است در نتیجه آلیش نیز ایجاد شده باشد. آنومالی منفی Nb ممکن است وجود یک قوس را در



شکل ۹. (A) تغییرات فراوانی عناصر نادر خاکی (REE) نرمالیز شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989)، (B) تغییرات فراوانی عناصر فرعی و نادر خاکی نرمالیز شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982)



شکل ۱۰. نمودارهای تفکیک کننده محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها (Pearce et al., 1984)



شکل ۱۱. (A) نمودار Th/Yb در برابر La/Yb کمان حاشیه قاره (Condi, 1989). (B) نمودار Th/Ta در برابر Yb در برابر Yb (Gorton and Schandl, 2000)

اصولاً گرانیتوئیدهای نوع I از ذوب سنگ‌های آذرین حاصل می‌شوند (Chappell and White, 1974, 2001). این گرانیتوئیدها غالباً متالومینوس هستند و دارای هورنبلند، اسفن و مگنتیت می‌باشند. آن دسته از گرانیتوئیدهای نوع I که پرآلومینوس هستند گرانیتوئیدهایی می‌باشند که مقدار SiO_2 آنها بیشتر از ۷۰ درصد وزنی می‌باشند که ظاهراً از تبلور تفریقی آمفیبول حاصل می‌شوند (Bruce et al., 2012). با وجود اینکه مقدار SiO_2 گرانیتوئید زرگلی از ۷۰ درصد وزنی کمتر و دارای ترکیب شیمیایی در حد گرانودیوریت است اما پرآلومینوس و فاقد هورنبلند، اسفن و مگنتیت و دارای بیوتیت و آلانیت می‌باشد. مطالعات تجربی نشان داده که مذاب‌هایی که از ذوب بخشی سنگ‌های بازالتی و آندزیتی در دمای نسبتاً کمتر در پوسته حاصل می‌شوند نیز عمدتاً از نوع I پرآلومینوس است. از ذوب نامتجانس بیوتیت و آمفیبول در این سنگ‌ها در فشارهای زیر میدان پایداری گارنت، پیروکسن حاصل و مقدار آلومینیم اضافی وارد ماگمای باقیمانده‌ای می‌شود که پرآلومینوس است (Bruce et al., 2012).

نتیجه‌گیری

گرانیتوئید زرگلی از پلوتون‌های باتولیت زاهدان محسوب می‌شود که در فلیش‌های پهنه درزه سیستان در الیگوسن پیشین نفوذ کرده است، حاوی انکلاوهایی از نوع رسوبی دگرگون شده (سورمیکاسه) می‌باشد و توسط دایک‌های حدواسط با ترکیب دیابازی قطع شده است.

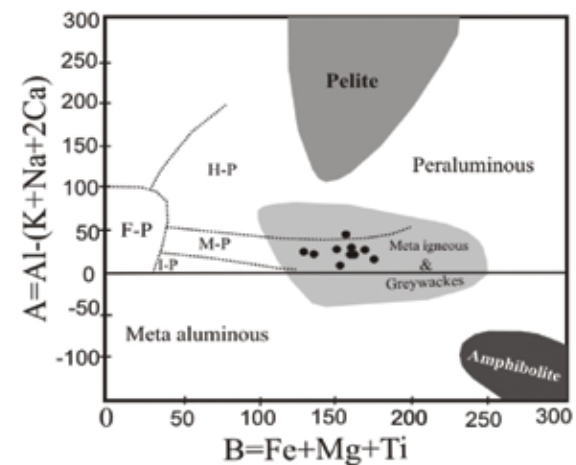
ترکیب شیمیایی گرانیتوئید زرگلی در حد گرانودیوریت و توانالیت است که حاوی بیوتیت نسبتاً زیادی است و می‌توان از اصطلاح بیوتیت گرانیت نیز برای آن استفاده کرد.

گرانیتوئید زرگلی از نوع I، پرآلومین و کالک آلکان است. در این گرانیتوئید LIL و LREE به ترتیب نسبت به HFSE و HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. افزایش آلومینیم و بی‌هنجاری منفی Eu در آن ممکن است به دلیل مشارکت رسوبات قاره‌ای در سنگ منشاء ماگما باشد.

هرچند گرانیتوئید زرگلی خصوصیات گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG) و فرورانش حاشیه فعال قاره را

قرارگیری این نمونه‌ها، جدا از سایر نمونه‌ها دیده می‌شود. بر اساس مطالعات آزمایشگاهی و پترولوژی تجربی، از نسبت $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ برای تشخیص بین مذاب‌های با منشا مواد رسی ($C/N < 0.5$)، مذاب‌های منشا گرفته از گریوک یا سنگ‌های آذرین دگرگون شده کوارتز-فلدسپاری ($0.3-1.5$) و مذاب‌های منشا گرفته آمفیبولایتی ($C/N \leq 10$)، استفاده می‌شود (Conrad et al., 1988). سنگ‌های مورد مطالعه نسبت‌های $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ بین $1/29-2/05$ داشته و از این نظر با سنگ‌های آذرین دگرگون شده کوارتز-فلدسپاری و نیز با گریوک‌ها شباهت دارند. به‌طور تجربی ثابت شده، در ذوب بخشی آمفیبولایت حجم زیادی از مذاب ($50-70\%$) در محدوده گسترده‌ای از شرایط دما-فشار پوسته‌ای تشکیل می‌شود ($3-15$ kbar و $850-1000$ °C) که نتیجه آن تولید مذاب‌های کم پتاسیم در نمودار دوتایی A-B است (این مذاب‌ها زیر خط افقی نمودار شکل ۱۲ قرار می‌گیرند). بنابراین نتایج به‌دست‌آمده حاکی از این است که آمفیبولایت نمی‌تواند ترکیب مناسبی برای ماگمای منشا گرانودیوریت زرگلی باشد.

علاوه بر این برای تعیین منشا توده زرگلی از نمودار دوتایی مقدار پرآلومینیتسه: $A = \text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})$ در برابر شاخص تفریق $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$ استفاده شد (شکل ۱۲). بر اساس این نمودار ماگمای نمونه‌های مورد مطالعه از ذوب بخشی سنگ‌های آذرین دگرگون شده حاصل شده است.



شکل ۱۲. نمودار A-B برای تشخیص سری‌های گرانیتی (Villaseca et al., 1998)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده پرآلومین متوسط (mp) قرار گرفته‌اند و منشا آذرین دگرگون شده با گریوک را برای توده نشان می‌دهند. اصطلاحات نمودار عبارتند از: HP - پرآلومین زیاد، MP - پرآلومین متوسط، LP - پرآلومین کم، FP - پرآلومین فلسیک

دوره دکترا، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۴۶۵.
- کشتگر، ش.، ۱۳۸۳. پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل ساختاری گرانیت زرگلی (شمال زاهدان). پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران، ۱۸۴.

- قاسمی، ح.، صادقیان، م.، کرد، م. و خانعلی زاده، ع.، ۱۳۸۸. ساز و کار شکل گیری باتولیت گرانیتوئیدی زاهدان، جنوب شرق ایران. فصلنامه بلورشناسی و کانی شناسی ایران، ۴، ۵۵۱-۵۷۸.

- مرادی، ر.، بومری، م.، باقری، س.، زاهدی، ا.، ۱۳۹۴. تعیین شرایط فیزیکیوشیمیایی و عوامل کنترل کننده کانه زایی با استفاده از کانه نگاری، روابط پاراژنزی و میان بارهای سیال در کانسار استینیت- طلا شورچاه، جنوب شرق زاهدان. فصلنامه بلورشناسی و کانی شناسی ایران ۱، ۱۳۴-۱۲۱.

- Castro, A., De la Rosa, J.D. and Stephens, W.E., 1990. Magma mixing in the subvolcanic environment. Contribution to Mineralogy and Petrology, 105, 9-26.

- Camp, V.E. and Griffis, R.J., 1982. character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. lithos, 15, 221- 239.

- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8, 173-174.

- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types. 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences, 48, 489 - 499.

- Chappell, B., Bryant., Colleen, j. and Wyborn., D., 2012. Peraluminous I-type granites, Lithos, 153, 142-153.

- Clemens, J.D., 2003. S-type granitic magmas- petrogenetic issues, models and evidence. Earth Science Review, 61, 1-18.

- Condi, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. Lithos, 23, 1-18.

دارا می باشد ولی سن و محل جایگیری باتولیت زاهدان با زمان برخورد بلوک های قاره ای لوت و افغان سازگار است. بر اساس ویژگی های پتروگرافی و ژئوشیمیایی گرانیتوئید زرگلی، ذوب شدگی سنگ های آذرین دگرگون شده و سنگ های رسوبی میزبان (فلیش های آئوسن) می توانسته منشاء ماگمای اولیه سازنده آن باشد.

قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی دفتر آموزش سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان (طرح پژوهشی) انجام شده است. نویسندگان بر خود لازم می دانند مراتب سپاس خود را از حمایت معاونت محترم وقت امور معادن سازمان، (مرحوم، مهندس فریدون مالکی) اعلام کنند. روحشان شاد و یادشان گرامی باد.

منابع

- ارجمندزاده، ر.، کریم پور، م.، مظاهری، ا.، سانتوز، ژ.، مدینا، ج. و همام، م.، ۱۳۹۰. فرورانش دوسویه نامتقارن؛ نظریه جدید در مورد محیط تکتونوماگمایی و متالورژی بلوک لوت، شرق ایران. نشریه زمین شناسی اقتصادی، (۳)، ۱، ۱۴-۱.

- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۲. مطلبی چند درباره حوضه رسوبی فلیش در شرق ایران و توجیه آن با تئوری تکتونیک صفحه ای. گزارش سازمان زمین شناسی کشور، ضمیمه ۳۲ ف. صفحه ۱.

- بومری، م.، لشکری، غ. و گرگیچ، م.، ۱۳۸۴. Cl و F در بیوتیت های موجود در گرانیت های اطراف زاهدان. فصلنامه بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال ۱۳، ۱، ۲۰۱-۲۱۲.

- تیوای، م.، ۱۳۸۱. پترولوژی و ژئوشیمی دایک های تیره فراوان در جنوب زاهدان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۵۰.

- حسینی، م.، ۱۳۸۱. پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای جنوب غرب زاهدان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۲۹۰.

- سراوانی فیروز، م.، ۱۳۹۰. بررسی شیمی کانی های توده نفوذی کوه زرگلی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، ۱۵۰.

- صادقیان، م.، ۱۳۸۲. ماگماتیسم، متالورژی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی جنوب زاهدان. رساله

- Conrad W.K., Nicholls I. A. and Wall V. J., 1988. Water-saturated and undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kbar: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo volcanic zone, New Zealand and other occurrences. *Journal of Petrology*, 29, 765-803.
- Dela Roch, H., Leterrier, J., Grande p. and Marchal, MA., 1980. Classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major elements analysis-its and current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183 - 210.
- Gorton, M. P., and Schandl, E. S., 2000. From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist*, 38, 1065-1073.
- Harker, A., 1909. *The natural History of Igneous Rocks*. Methuen, London, 344 .
- Kananian, A. and Keshtgar, Sh., 2004. Petrofabric of deformed Zargoli granites in the NW of Zahedan, Iran, 32 nd. International geological congress, Florence, Italy, part 1, 154-155.
- Middlemost, E.A.K., 1985. *Magma and Magmatic Rocks, An Introduction to igneous petrology*. Longman Group UK., 266.
- Maniar, P.D., and Piccoli, M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, 101, 635 - 642.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arc and active continental margins, *American Journal of Science*, 247, 321-355.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956 - 983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Shand, S.J., 1951. *The Study of Rocks*. Thomas murby and Co., London, 236.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. *Geological Society of London*, 42, 313 - 345.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The sisthan suture zone of Iran. *Geological Society of American Bulletin*, 94, 134 - 150.
- Thompson, R.N., 1982. British tertiary volcanic province. *Scott., Journal of Geology*, 18, 49 - 107.
- Villaseca C., Barbero L. and Herreros V., 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 89, 113-19.
- Wilson, M. , 1989. *Igneous Petrogenesis*. Chapman & Hall, 466 .

تحلیل فعالیت‌های لرزه زمین‌ساختی در گستره شهر طبس

راضیه عباس‌پور^(۱)، سید مرتضی موسوی^(۲)، محمودرضا هیهات^(۳)

۱. کارشناس ارشد تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۵/۲۷

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۹/۲۱

چکیده

در این پژوهش برآوردهای مستقلی از طریق روش‌های قطعی (Deterministic) و احتمالی (Probabilistic) برای تحلیل خطر در گستره شهر طبس انجام گرفته‌است. با استفاده از داده‌های لرزه‌های منطقه رابطه گوتنبرگ-ریشتر برای شهر طبس برحسب امواج سطحی ($\text{Log } N = 2.3 - 0.50 \text{ Ms}$) بدست آمد. بیش‌ترین شتاب افقی بر شهر طبس 0.7 g شتاب ثقل زمین، از راندگی شتری با توان لرزه‌زایی $7/4$ ریشتر است. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که گسل کلمرد به طول 170 کیلومتر به فاصله 50 کیلومتری از شهر طبس بیش‌ترین تأثیر را بعد از راندگی شتری خواهد داشت. به طوری که بیش‌ترین زمین‌لرزه قابل انتظار ($8/93$ ریشتر)، بیشینه شدت نسبی در کانون ($8/32$)، حداکثر جابجایی افقی در کانون ($29/82$ سانتی‌متر)، حداکثر جابجایی قائم ($66/70$ سانتی‌متر) در نتیجه‌ی عملکرد این گسل بر شهر طبس وارد می‌شود. با استفاده از ابزار تحلیلی زمین‌آمار (کریجینگ معمولی) در GIS مدل مناسب برای نقشه پیش‌گویی مقادیر بیشینه شتاب گرانشی معرفی شد. با کمک این نقشه گستره‌های با خطر لرزه‌ای بالا و خیلی بالا، دو سرچشمه لرزه‌ای خطی با روندهای شمال خاور- جنوب باختر در باختر طبس، مربوط به گسل‌های کلمرد و لادر و روند شمال باختر- جنوب خاور در خاور طبس و مربوط به گسل‌های شتری، اسفندیار و نایبند شناسایی شدند.

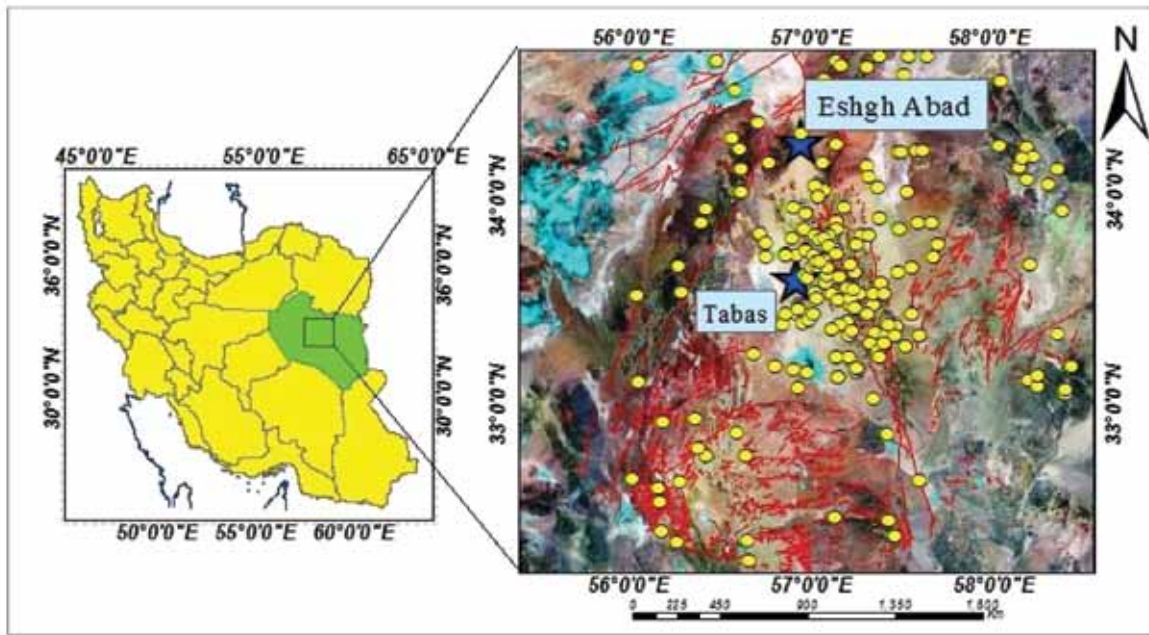
واژه‌های کلیدی: بیشینه شتاب گرانشی زمین، تحلیل خطر زمین‌لرزه، پارامترهای جنبش زمین، فرازمین شتری، منحنی خطر لرزه‌ای، طبس.

مقدمه

(شکل ۱). با توجه به سابقه‌ی لرزه‌خیزی منطقه (زمین‌لرزه‌ی شهریورماه ۱۳۵۷ شهر طبس) و وجود گسل‌های مهم پیرامون آن، پتانسیل لازم برای وقوع زمین‌لرزه‌های مخرب در آن وجود دارد. در این پژوهش مشخصات گسل‌های فعال موجود، وضعیت استقرار، فعالیت‌های لرزه‌ای و توان لرزه‌زایی آن‌ها مورد بررسی قرار گرفته و در نهایت بخش‌های پرخطر و کم خطر لرزه‌ای، معرفی شده است.

چگونگی ارتباط میان زمین‌لرزه‌ها و ساختارهای زمین‌شناسی همیشه مورد بحث بوده و توجه محققان زیادی را به خود معطوف کرده است. در این راستا گسل‌ها از مهم‌ترین ساختارهای زمین‌شناسی هستند که ارتباط آن با وقوع زمین‌لرزه انکار ناپذیر است. گستره‌ی مورد مطالعه در شمال خاور بلوک طبس و در محدوده $34^{\circ} 55' - 32^{\circ} 15'$ عرض شمالی و $56^{\circ} 55' - 30^{\circ} 58'$ طول خاوری واقع شده است

* نویسنده مرتبط: Razie.abbaspour69@gmail.com



شکل ۱. تصویر ماهواره‌ای گستره‌ی مورد مطالعه (گسل‌ها و کانون سطحی زمین لرزه‌های منطقه)

عبور گسل از آنها داده می‌شد، مورد پیمایش قرار گرفتند. سپس مشخصات مربوط به گسل‌ها با استفاده از نرم افزار Faultkin مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و سازوکار هر گسل بدست آمد (شکل ۱).

گسل راندگی شتری F_1

موقعیت هندسی صفحه گسل در محل برداشت $34^{\circ}0'N / 85^{\circ} NE$ ، $33^{\circ} 25' 42'' E$ و $57^{\circ} 13' 38'' N$ می‌باشد و خش لغزهای روی آن دارای ریک ۶۰ درجه به سمت شمال است. سازوکار گسل با توجه به استریوگرام رسم شده، معکوس با مؤلفه‌ی امتدادلغز راستگرد است (شکل ۲).

گسل F_2

موقعیت هندسی این صفحه گسل در نقطه‌ی $225^{\circ}N/87^{\circ}NW$ ، $33^{\circ} 26' 34'' E$ و $57^{\circ} 15' 17'' N$ می‌باشد و با توجه به خش لغزهای موجود روی آئینه گسل، مقدار ریک اندازه‌گیری شده حدود ۲۰ درجه به سمت شمال است. گسل مزبور در مسیر تنگل ماودر و در سازند شتری برداشت شده است. سازوکار گسل با توجه به استریوگرام بدست آمده معکوس با مؤلفه‌ی امتدادلغز راستگرد است (شکل ۳).

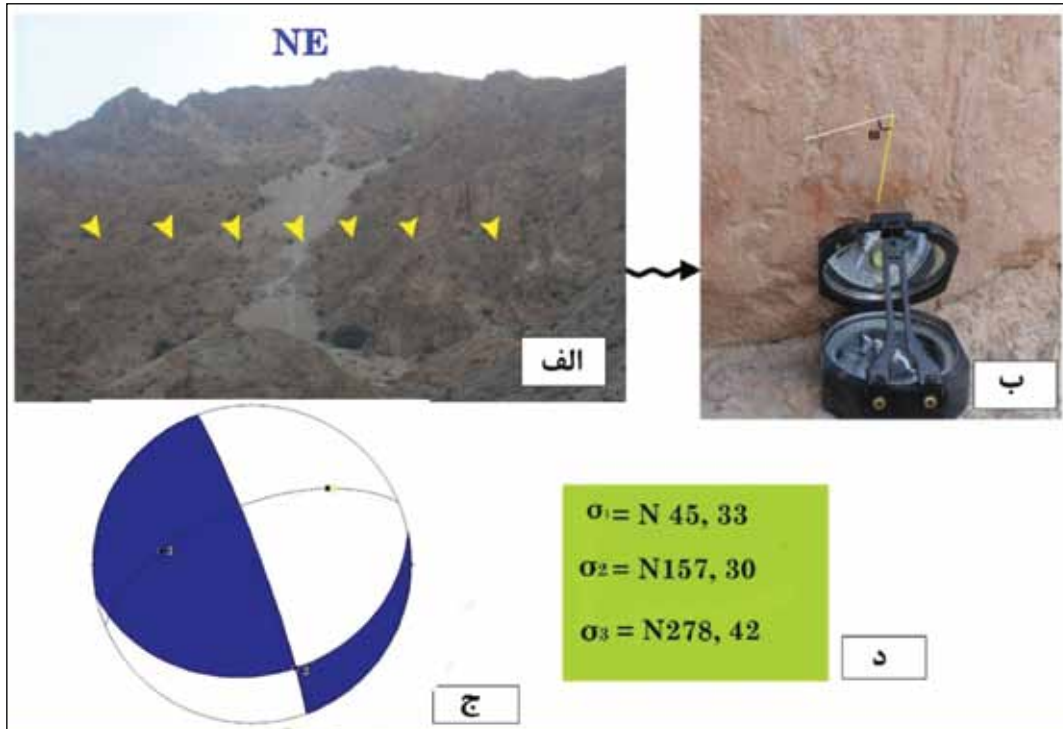
روش تحقیق

به‌طور کلی مراحل انجام این پژوهش به شرح ذیل است که:
شامل جمع‌آوری اطلاعات پایه‌ای مشتمل بر مطالعات و بررسی گزارشات و نقشه‌های زمین‌شناسی و بررسی آنها، جمع‌آوری زمین لرزه‌های تاریخی و دستگامی در گستره‌ای به شعاع ۱۵۰ کیلومتر از ساختگاه، بدست آوردن بزرگای بیشینه در گستره مورد مطالعه و محاسبه پارامترهای لرزه خیزی منطقه می‌باشد.

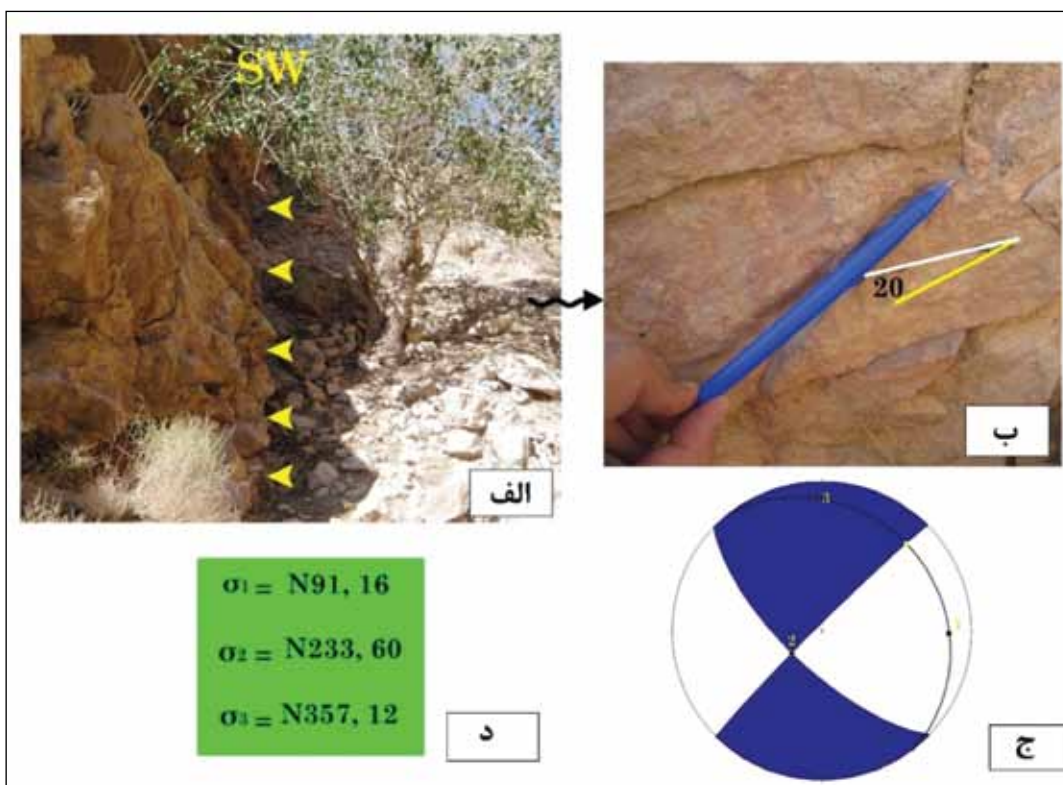
بحث اصلی

۱. معرفی گسل‌های برداشت شده در گستره‌ی مورد مطالعه

گسل‌ها از ساختارهای مهم در گستره‌ی مورد مطالعه هستند که به‌منظور شناسایی آنها زمان زیادی صرف پیمایش‌های صحرائی شده است. از آنجایی که راه‌های دسترسی به بسیاری از مناطق داخل کوهستان اندک و عبور از ارتفاعات دشوار بود، برداشت‌ها تنها به برخی مناطق از قبیل دره‌ها و برش حاشیه‌ی جاده محدود شده و جاهایی که امکان دسترسی به ارتفاعات وجود داشت، مورد بررسی قرار گرفت. به همین دلیل تمامی دره‌ها و مسیرهایی که احتمال

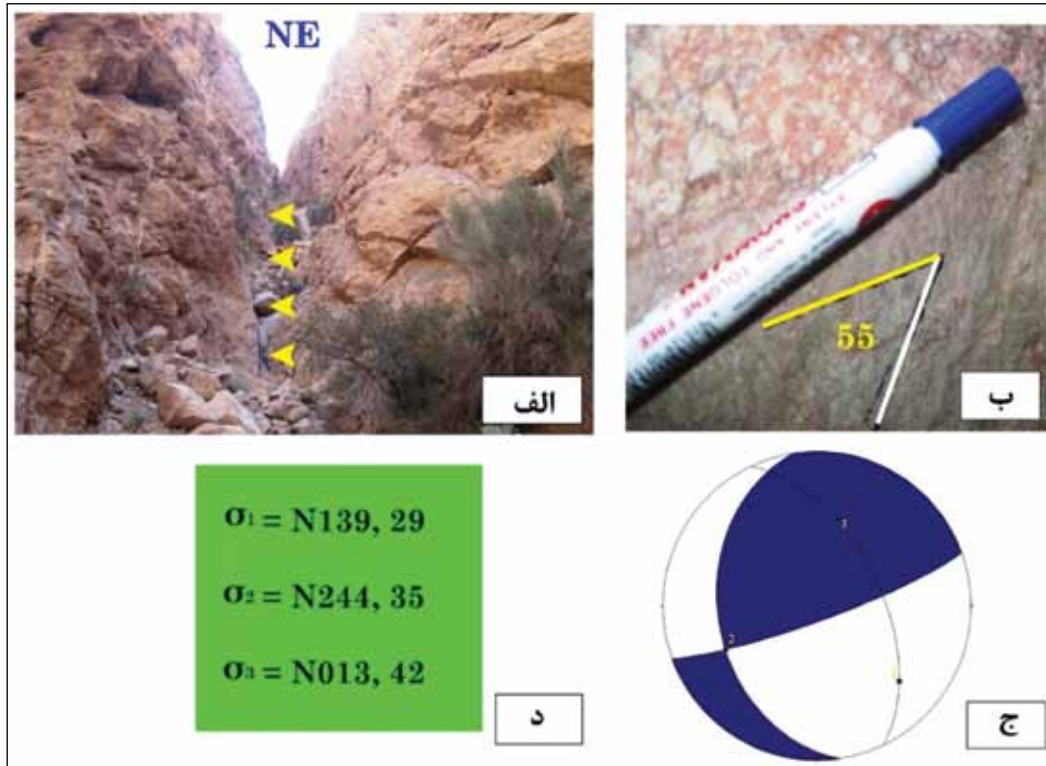


شکل ۲. رخنمون گسل F_1 . الف) موقعیت گسل در نزدیکی روستای زرک که خط اثر گسل توسط پیکان‌های زرد مشخص شده است (دید: به سمت شمال خاور)، ب) نمایی از خش لغزها روی صفحه گسل، ج) استریوگرام مربوط به گسل، د) موقعیت محورهای تنش. خط زرد رنگ جهت لغزش و خط سفید جهت امتداد گسل را نشان می‌دهد



شکل ۳. الف) رخنمون گسل F_2 ، ب) نمایی از خش لغزهای روی صفحه گسل ج و د) استریوگرام و محورهای تنش گسل مربوطه

گسل F_3
 مشخصات صفحه‌ی گسلی در نقطه‌ی $N 18' 15'' 57^\circ$ و $E 34' 26'' 33^\circ$ می‌باشد و خش لغزهای روی آن مقدار ریک ۵۵ درجه به سمت شمال را نشان می‌دهد. سازوکار گسل با توجه به استریوگرام بدست آمده معکوس با مؤلفه‌ی امتداد لغز راستگرد است (شکل ۴).

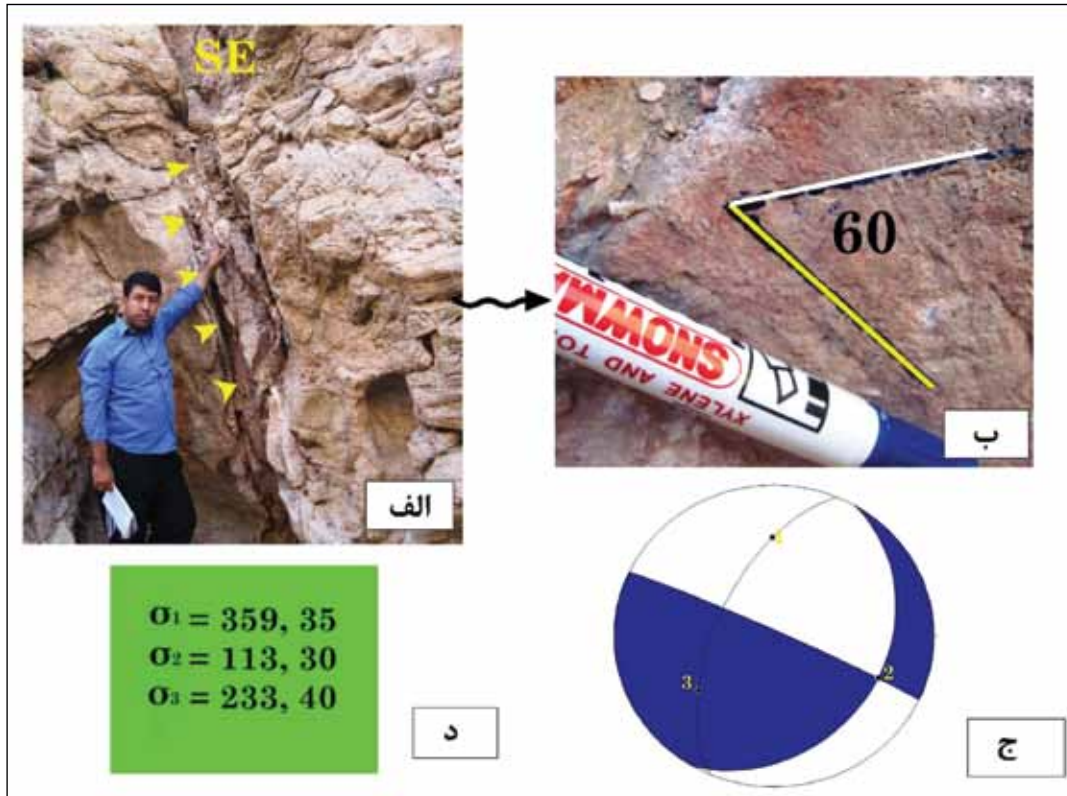


شکل ۴. الف) رخنمون گسل F_3 ، ب) نمایی از خش لغزهای روی صفحه گسل ج و د) استریوگرام و محورهای تنش گسل مربوطه. خط زرد رنگ جهت امتداد صفحه‌ی گسلی و خط سفید رنگ جهت خش لغز روی صفحه‌ی گسل.

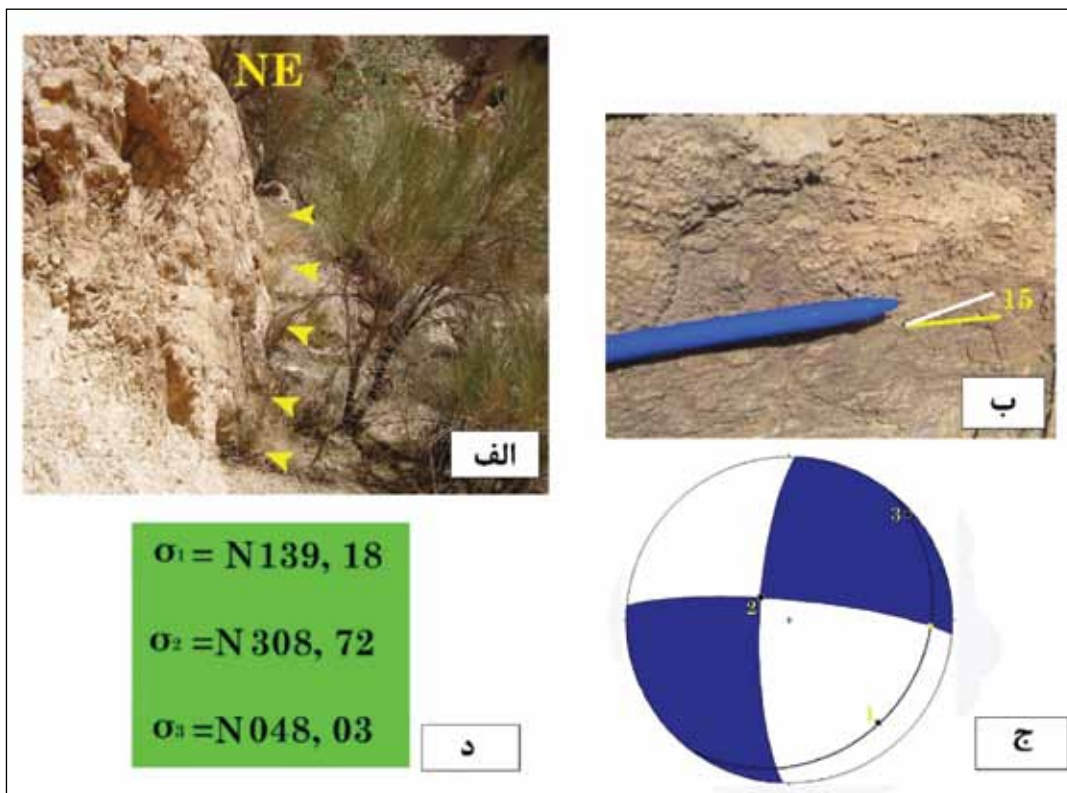
گسل F_4
 این گسل سرشاخه‌ای از گسل راندگی شتری است. موقعیت هندسی صفحه گسل در نقطه $N 57' 14'' 57^\circ$ و $E 30' 26'' 33^\circ$ و $N 115/87$ NE و خش لغزهای روی آن مقدار ریک ۶۰ درجه به سمت شمال را نشان می‌دهند. استریوگرام حاصله سازوکار معکوس با مؤلفه امتداد لغز راستگرد را نشان می‌دهد (شکل ۵).

گسل F_5
 این گسل در نقطه‌ی $N 59' 15''$ و $E 47' 26'' 33^\circ$ NE و $80 / 95$ قرار گرفته و خش لغزهای روی صفحه‌ی گسل مقدار ریک ۱۵ درجه به سمت خاور را نشان می‌دهند. سازوکار این گسل مطابق استریوگرام، امتداد لغز با مؤلفه‌ی معکوس تشخیص داده شده است (شکل ۶).

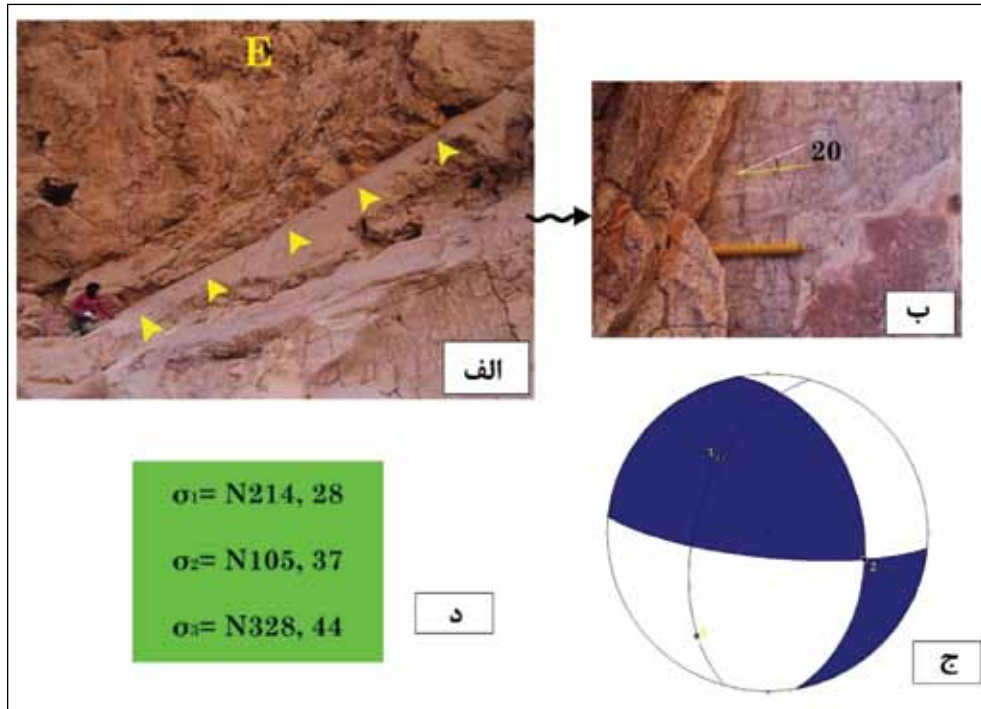
گسل F_6
 این گسل شاخه‌ای از گسل‌های راندگی شتری است. مشخصات صفحه‌ی گسل در نقطه‌ی $N 5' 16'' 57^\circ$ و $E 56' 26'' 33^\circ$ NE و $170/40$ NE است و خش لغزهای روی صفحه گسل مقدار ریک ۲۰ درجه به سمت شمال را نشان می‌دهند. استریوگرام رسم شده، سازوکار گسل را معکوس با مؤلفه‌ی امتداد لغز راستگرد نشان می‌دهد (شکل ۷).



شکل ۵. الف) رخنمون گسل F_4 (دید: به سمت جنوب خاور)، ب) نمایی از خش لغزهای روی صفحه گسل، ج و د) استریوگرام و موقعیت محورهای تنش مربوط به صفحه گسل

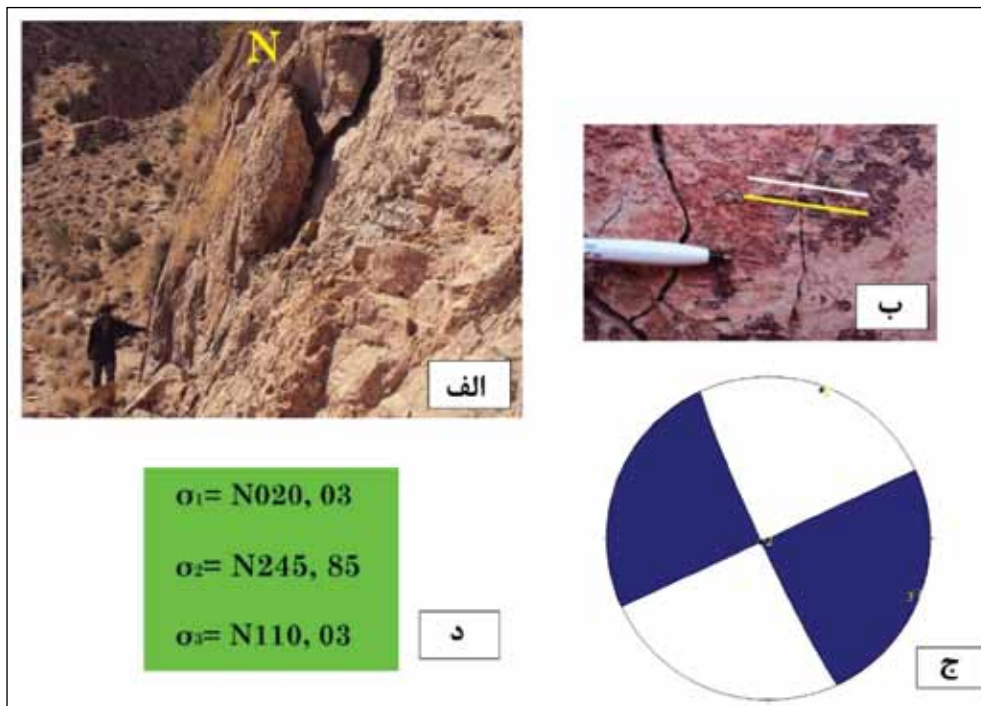


شکل ۶. الف) رخنمون گسل F_5 ، ب) خش لغزهای روی صفحه گسل از نمای نزدیک ج و د) استریوگرام و محورهای تنش گسل مربوطه



شکل ۷. الف) رخنمون گسل F_6 ، ب) خش لغزهای روی صفحه گسل از نمای نزدیک ج و د) استریوگرام و محورهای تنش گسل مربوطه

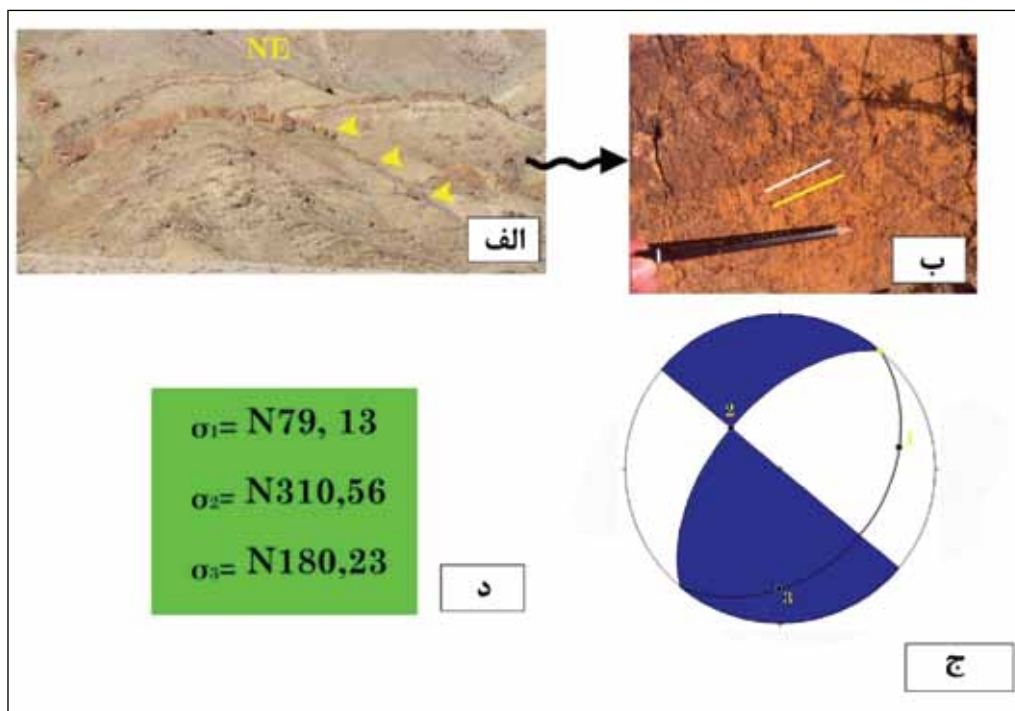
گسل F_7
 موقعیت هندسی صفحه گسل در نقطه‌ی $57^\circ 19' 19'' N$ و $33^\circ 27' 15'' E$ و $335N/85 SW$ است و خش لغزهای روی صفحه گسل، ریک صفر درجه را نشان می‌دهند. سازوکار این گسل مطابق استریوگرام، امتداد لغز راستگرد تشخیص داده شده است. همان طور که در شکل مشخص است، اختلاف ارتفاع فرادبواره و فرودبواره در این گسل زیاد می‌باشد (شکل ۸).



شکل ۸. الف) رخنمون گسل F_7 ، ب) نمایی از خش لغزهای روی صفحه گسل ج و د) استریوگرام و محورهای تنش گسل مربوطه

و خش لغزهای روی صفحه گسل، ریک صفر درجه را نشان می‌دهند. سازوکار این گسل مطابق استریوگرام رسم شده، امتداد لغز راستگرد تشخیص داده شده است (شکل ۹).

گسل F_۸
موقعیت هندسی صفحه‌ی گسل در نقطه‌ی N ۴۰/۵۶ NW، ۳۳°۳۱' ۵۹" E و ۵۷°۱۶' ۰۰" N می‌باشد



شکل ۹. الف) رخنمون گسل F_۸، ب) خش لغزهای روی صفحه گسل از نمای نزدیک ج و د) استریوگرام و محورهای تنش گسل مربوطه

اطلاعات مربوط به زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی است، اولین و اصلی‌ترین گام در بررسی‌های لرزه‌ای می‌باشد.

زمین لرزه‌های تاریخی

جهت تعیین خطر لرزه‌خیزی یک منطقه، بررسی زمین لرزه‌های تاریخی از اهمیت بالایی برخوردار است. بررسی تاریخچه زمین لرزه‌های رخ داده (باستانی و تاریخی) در یک منطقه، یکی از داده‌های اساسی جهت ارزیابی خطر زمین لرزه و آشنایی با پیشینه لرزه‌خیزی و سیمای لرزه زمین‌ساختی هر منطقه است. بدیهی است که برای دستیابی به ویژگی‌های لرزه زمین‌ساختی باید تاریخچه زمین لرزه‌ها در فاصله زیادی گردآوری و بررسی شود (بربریان، ۱۳۷۱).

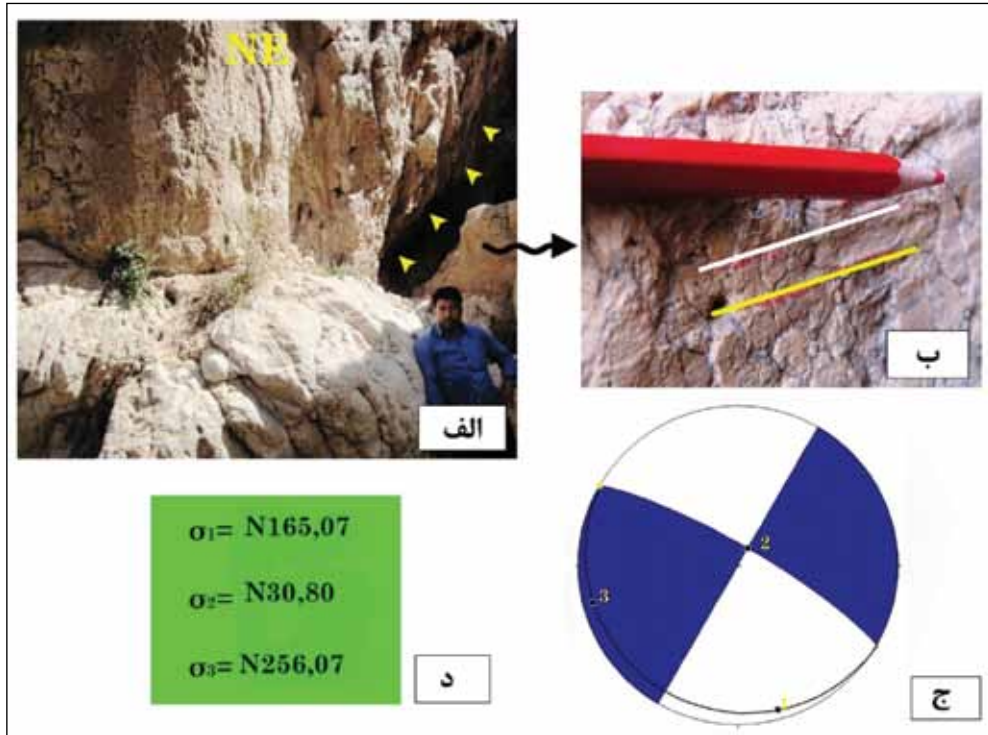
شناخت زمین لرزه‌های تاریخی بر مبنای کتاب‌های تاریخی است و به دلیل نبود دستگاه‌های پیشرفته از محل دقیق کانون زمین لرزه‌های ثبت شده در این کتب اطلاعات دقیقی وجود ندارد. از جمله زمین لرزه‌های تاریخی ثبت

گسل سرند F_۹:

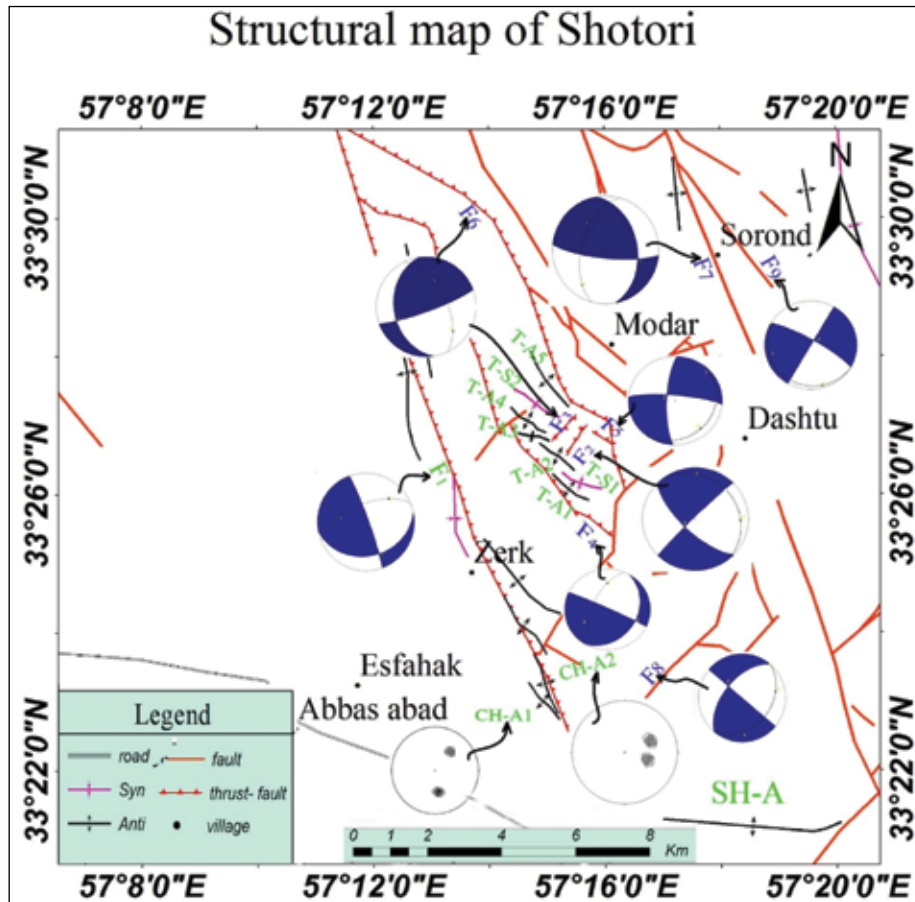
این گسل در نقطه‌ی N ۵۷° ۱۸' ۲۵" E و ۳۳° ۲۹' ۱۸" E قرار گرفته و خش لغزهایی با ریک صفر درجه دارد. این گسل در نزدیکی روستای سرند واقع شده و سازند در برگیرنده‌ی آن آهک‌ریفی اسفندیار می‌باشد. افزایش گسلی حاصل از آن بیش از ۲۲ متر ارتفاع دارد. خش لغزهای روی صفحه گسل بیانگر حرکتی راستگرد برای گسل است. استریوگرام گسل مربوطه همان‌طور که در شکل نشان داده شده، گسل را امتداد لغز راستگرد معرفی می‌کند. چشمه‌ی سرند که یکی از چشمه‌های اصلی در محدوده‌ی روستا است، در پای همین گسل ظهور پیدا کرده است (شکل ۱۰).

تحلیل خطر زمین لرزه در شهر طبس

ارزیابی خطر زمین لرزه در هر منطقه به رویدادهای ثبت شده بعنوان داده‌های پایه‌ای در منطقه مورد نظر بستگی دارد. بدیهی است که تهیه کاتالوگ زمین لرزه‌ای که شامل



شکل ۱۰. الف) رخنمون گسل F_8 ، ب) نمایی از خش لغزهای روی صفحه گسل ج و د) استریوگرام و محورهای تنش گسل مربوطه

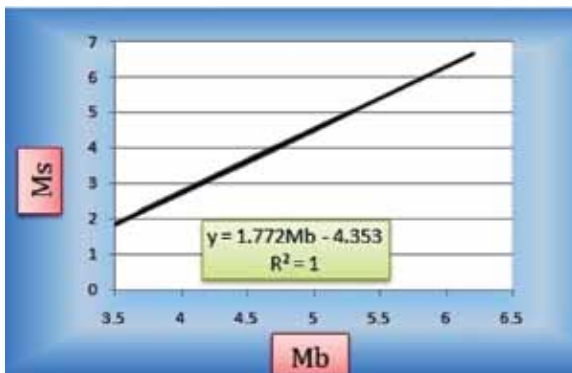


شکل ۱۱. موقعیت گسل‌های برداشت شده بر روی نقشه‌ی ساختاری (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی بشرویه برکه ۱:۱۰۰۰۰۰)

که در برخی موارد بزرگای گزارش شده برای زمین لرزه‌ها فاقد یکی از دو بزرگای Mb یا Ms می‌باشند. به همین دلیل برای محدوده مورد مطالعه رابطه Mb=Ms برای زمین لرزه‌های رخ داده در این گستره، با استفاده از برازش خطی در رابطه زیر محاسبه شده است:

$$M_s = 1.772M_b - 4.353$$

با استفاده از این رابطه مقادیر Mb و Ms برای کلیه داده‌ها تکمیل شده و مبنای حد تساوی دو مقیاس بزرگا برای محدوده مورد مطالعه و هم‌ارزی آن دو در این حد با Mw و بر مبنای حدود بیشترین اعتبار مقیاس‌های مختلف، بزرگا (در ستون Magnitude) جهت استفاده در مراحل بعد انتخاب شده است (شکل ۱۳).



شکل ۱۳. برازش خطی رابطه Mb=Ms برای داده‌های محدوده ۱۵۰ کیلومتری به مرکزیت شهر طبس

رابطه بین بزرگی زمین لرزه‌ها و فراوانی تجمعی

اگر چشمه‌های خاص لرزه‌زا در مناطق بزرگ مورد مطالعه لرزه‌خیزی قرار گیرد، رابطه تجمعی بزرگا- فراوانی غیرخطی خواهد بود (Schwartz and Coppersmith, 1984; Wesnouske, 1986). همچنین Gutenberg and Richard, 1954 یک رابطه غیرخطی منفی را بین فراوانی و بزرگی زمین لرزه‌ها در نظر گرفتند، بنابراین از هیستوگرامی که براساس فراوانی به بزرگی (Ms) زمین لرزه‌های گستره مورد مطالعه به دست آمده، مشخص می‌شود که تعداد زمین لرزه‌ها با بزرگی آنها رابطه معکوس دارد و هرچه بزرگی زمین لرزه کمتر باشد، فراوانی آن در منطقه بیشتر است (شکل ۱۴).

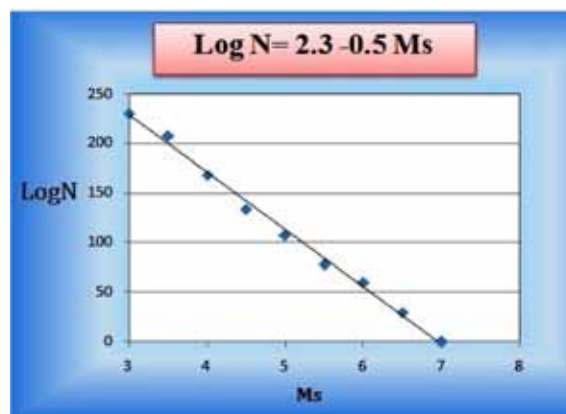
شده در محدوده‌ی مطالعاتی، می‌توان به زمین لرزه ۱۹۶۸ م (سپتامبر)، فردوس و زمین لرزه ۱۹۷۸ م (۱۶ سپتامبر)، طبس اشاره کرد (Ambraseys and Melville, 1982).

زمین لرزه‌های دستگاهی

زمین لرزه‌های دستگاهی ثبت شده در شعاع ۱۵۰ کیلومتری به مرکزیت شهر طبس در بازه زمانی ۲۰۱۴-۱۹۰۰ و با بزرگی‌های بیش از Ms=۳ در مقیاس محلی از بانک داده‌ای زمین لرزه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری و پژوهشگاه بین‌المللی لرزه‌شناسی و مهندسی زلزله جمع‌آوری شد. بررسی‌ها نشان داد که اغلب زمین لرزه‌ها در امتداد گسل‌های فعال منطقه رخ داده است. لذا بررسی و مطالعه گسل‌های فعال، به شناسایی محل احتمال وقوع زلزله در آینده کمک می‌کند. به‌منظور محاسبه‌ی فرمول لرزه‌خیزی در این گستره، زمین لرزه‌های دستگاهی با بزرگی بالای سه ریشتر در روش گوتنبرگ- ریشتر مورد بررسی قرار گرفته‌اند. با رسم منحنی نیمه لگاریتمی، فرمول لرزه‌خیزی منطقه حاصل می‌شود (شکل ۱۲).

$$\text{Log } N = 2.3 - 0.50M$$

رابطه



شکل ۱۲. محاسبه فرمول لرزه‌خیزی به روش گوتنبرگ- ریشتر برحسب امواج سطحی

بررسی پارامترهای لرزه خیزی

پارامترهای لرزه‌خیزی شامل بیشینه بزرگی زمین لرزه در منطقه، آهنگ فعالیت سالانه و فراوانی بزرگی رخدادها است، که الگوی رخدادهای لرزه‌ای یک پهله را نشان می‌دهند (Kijko, 1992).

رابطه بین Mb و Ms

بررسی داده‌های زمین لرزه‌های سده‌ی اخیر نشان می‌دهد

جدول ۱. برآورد دوره بازگشت زمین لرزه‌های گستره مورد مطالعه

Ms	N	T(سال)
۳	۶۳۰	۰/۱۵۸
۴	۱۹۹	۰/۵۰۱
۵	۰/۵۶	۱/۵۸
۵/۵	۰/۳۱	۲/۸۱
۶	۰/۱۷	۵/۰۱
۶/۵	۰/۱۰	۸/۹۱
۷	۰/۰۶۳	۱۵/۸۴
۷/۵	۰/۰۳۵	۲۸/۱۸



شکل ۱۴. بزرگی زمین لرزه‌ها (Ms) در برابر فراوانی آنها در گستره مورد مطالعه

برآورد MCE و DBE

میزان شتاب حرکت افقی زمین معمولاً در دو مرتبه با احتمال خطر ۱۰ و ۶۴ درصد انتخاب می‌شوند، که مرتبه نخست (۱۰ درصد احتمال رویداد در ۵۰ سال آینده با فرض دوره بازگشت ۵۰ ساله) را بیشینه زمین لرزه ممکنه یا پذیرفتنی (MCE) و مرتبه دوم (۶۴ درصد احتمال رویداد در ۵۰ سال آینده، برابر با فرض دوره بازگشت ۵۰ ساله که معمولاً برای منظوره‌های طراحی عمومی توصیه می‌شود) را زمین لرزه پایه طرح^۱ می‌نامند.

بیشینه زمین لرزه پذیرفتنی^۲، زمین لرزه‌ای است که باعث ایجاد شدیدترین جنبش زمین در ساختگاه می‌شود. در اثر رخداد این زمین لرزه ممکن است، سازه به طوری جدی آسیب ببیند ولی نباید فروریخته و جان انسان‌ها را به خطر اندازد. در واقع نشان دهنده این است که سازه، در برابر ماکزیمم زلزله که رخ می‌دهد، ۱۰ درصد احتمال ویرانی دارد. زمین لرزه پایه طرح (DBE)، زمین لرزه‌ای است که در زمان عمر مفید سازه، احتمال رویداد آن قابل انتظار است. این زمین لرزه بیشترین نیروها را بر سازه وارد می‌نماید و باید سازه به گونه‌ای طراحی شود که نیروهای ناشی از رویداد این زمین لرزه‌ها را تحمل کرده، پایداری خود را نگه داشته و آسیبی نبیند. در واقع نشان دهنده این است که سازه، در برابر ماکزیمم زلزله‌ای که رخ دهد، ۶۴ درصد احتمال ویرانی دارد.

تعیین دوره بازگشت زمین لرزه‌ها

یکی از پارامترهای مهم لرزه‌خیزی که در تحلیل لرزه‌خیزی محاسبه می‌گردد دوره بازگشت زمین لرزه‌ها در گستره‌ی مورد مطالعه می‌باشد و در واقع یک نوع پیش‌بینی درازمدت زلزله است. فراوانی وقوع زمین لرزه‌ها با تغییر یک درجه بزرگی، هشت تا ده برابر تغییر می‌نماید (Gutenberg and Richard, 1954). بنابراین میانگین دوره بازگشت زلزله‌های کوچک نسبت به زمین لرزه‌های بزرگتر، کمتر است و برای تخمین دوره بازگشت زلزله‌های کوچک، لازم به داشتن فهرست طولانی از زلزله‌ها نیست. میانگین دوره بازگشت برای زلزله‌های کوچک برابر با طول زمان فهرست شده تقسیم بر تعداد زلزله‌های به وقوع پیوسته است و برای زلزله‌های بزرگ، طول زمان فهرست شده کافی نیست و احتمال وقوع زلزله با دوره بازگشت (T) در یک سال برابر با $1/N$ است.

میانگین دوره بازگشت (T)، یعنی زمان مورد انتظار برای وقوع یک زمین لرزه با بزرگی بزرگتر یا مساوی با M از رابطه مقابل محاسبه می‌شود:

$$T = 1/N$$

بدین ترتیب می‌توان برای منطقه مورد مطالعه دوره بازگشت زمین لرزه‌های با بزرگی‌های مختلف را بدست آورد (جدول ۱).

1. Design basin Earthquake (DBE)

2. Maximum Credible Earthquake (MCE)

شرح ذیل می‌باشد:

$$0.64 = 1 - \exp^{(-T_{*10} (2.3-0.5M))}$$

فرمول ریسک پذیری برای MCE به شکل زیر است:

$$0.1 = 1 - \exp^{(-T_{*10} (2.3-0.5M))}$$

در گستره مورد مطالعه MCE و DBE را برای سازه‌های با عمر مفید ۵ تا ۱۰۰ سال محاسبه شد که نتایج آن در جدول (۲) آمده است.

جدول ۲. برآورد MCE و DBE برای عمر مفید ۵ تا ۱۰۰ ساله

عمر مفید سازه (سال)	MCE	DBE	عمر مفید سازه (سال)	MCE	DBE
۵	۵/۶۵۲۶	۳/۶۷۹	۵۵	۷/۷۳۵	۵/۷۶۲
۱۰	۶/۲۵۴	۴/۲۸۱	۶۰	۷/۸۱۰	۵/۸۳۷
۱۵	۶/۶۰۶	۴/۶۳۳	۶۵	۷/۸۸۰	۵/۹۰۷
۲۰	۶/۸۵۶	۴/۸۸۳	۷۰	۷/۹۴۴	۵/۹۷۱
۲۵	۷/۰۵۰	۵/۰۷۷	۷۵	۸/۰۰۴	۶/۰۳۱
۳۰	۷/۲۰۸	۵/۲۳۵	۸۰	۸/۰۶۰	۶/۰۸۵
۳۵	۷/۳۴۲	۵/۳۶۹	۸۵	۸/۱۱۳	۶/۱۴۰
۴۰	۷/۴۵۸	۵/۴۸۵	۹۰	۸/۱۶۳	۶/۱۸۹
۴۵	۷/۵۶۱	۵/۵۸۷	۹۵	۸/۲۱۰	۶/۲۳۶
۵۰	۷/۶۵۲	۵/۶۷۹	۱۰۰	۸/۲۵۴	۶/۲۸۱

برای محاسبه پارامترهای MCE و DBE از فرمول ریسک خطرپذیری استفاده می‌شود. رابطه زیر، نسبت به این که محاسبه کدامیک از پارامترها مدنظر باشد تغییر پیدا می‌کند.

$$Rp = 1 - \exp^{(-T_{*10} (a-bM))}$$

در این رابطه $a - bM$ پارامتر لرزه‌خیزی گستره مورد مطالعه می‌باشد که با استفاده از رابطه گوتنبرگ-ریشتر مشخص شده است. فرمول ریسک پذیری برای DBE به

LR درازای گسل فعال برحسب کیلومتر و M بزرگی

زمین لرزه

Press, (1967) و Housner, (1969)، به ترتیب

فرمول‌های تجربی زیر را در ارتباط با گسیختگی و بزرگی زلزله ارائه دادند.

$$M = 1/60 \log L + 5/72$$

$$M = 1/5 \log LR + 5/34$$

رابطه تجربی (Selmons, 1982)

$$M = 1/11 \log LR + 5/15$$

در دستور تجربی Mohajer-Ashjai and Nowroozi

(۱۹۸۵)، ۵۰ درصد درازای گسله در نظر گرفته می‌شود:

$$Ms = \log L/2 + 5/4$$

که در آن L درازای گسل به کیلومتر است.

در این مبحث از فرمول‌های تجربی بالا جهت برآورد توان

لرزه‌زایی گسل‌ها استفاده شده و در نهایت برای هر گسل

نتایج میانگین‌گیری شد (جدول ۳).

تخمین بیشینه زمین لرزه در ارتباط با چشمه‌های لرزه‌ای

از آنجا که توان لرزه‌زایی گسل‌ها با طول بخش شکسته شده و جابجا شده آن در ارتباط است. رابطه مستقیمی میان توان لرزه‌زایی و درازای بخش مستقیم گسل‌های کوتاه‌تر وجود دارد. پس از بررسی دقیق لرزه زمین ساختی هر گسل فعال، باید حداکثر شتاب افقی زمین محاسبه گردد، تا بتوان با توجه به فاصله میان ساختگاه و گسل فعال موجود، حداکثر شتاب افقی زمین به وجود آمده از جنبش گسل به ساختگاه، پیش‌بینی شد. ارزیابی و تخمین میزان درازای گسلش در زمین لرزه‌های آینده، باید برپایه ویژگی‌های لرزه زمین ساختی و ریخت زمین ساختی هر گسل صورت پذیرد. در این میان می‌توان درصدی از بخش مستقیم گسل را انتخاب کرد.

روابط تجربی بین توان لرزه‌زایی و طول گسل

اولین بار Tocher (1985)، فرمول زیر را بر پایه

زمین لرزه‌های کالیفرنیا-نوادا، برای محاسبه توان لرزه‌زایی

گسل‌ها معرفی کرد:

$$\log LR = 1/02 Ms - 5/77$$

جدول ۳. برآورد توان لرزه‌زایی گسل‌های معروف با استفاده از فرمول‌های تجربی مختلف در شهر طبس. در این جدول M و N میانگین روابط فوق (Mohajer-Ashjai and Nowroozi, 1985); P (Press, 1967); H (Housner, 1969); S (Selmons, 1982) و Av

نام گسل طول گسل (کیلومتر)	توان لرزه‌زایی گسل‌ها (Ms)					
	M and N	P	H	S	Av	
کال درونه	۳۸/۲۷	۶/۶۸	۷/۳۹	۷/۳۹	۶/۹۰	۷/۰۹
گل خار	۵۸/۳۰	۶/۸۶	۷/۵۹	۷/۹۸	۷/۱۰	۷/۳۸
لادر	۷۵/۴۲	۶/۹۷	۷/۷۱	۸/۱۵	۷/۲۳	۷/۵۱
نار	۴۱/۵۷	۶/۷۱	۷/۴۳	۷/۷۸	۶/۹۴	۷/۲۱
کلشانه	۵۷/۵۴	۶/۸۵	۷/۵۸	۷/۹۸	۷/۱۰	۷/۳۸
کلمرد	۱۷۱/۹۳	۷/۳۳	۸/۰۸	۸/۶۹	۷/۶۳	۷/۹۳
ناتین	۵۳/۲۶	۶/۸۲	۷/۵۵	۷/۹۲	۷/۰۶	۷/۳۴
تراست شتری	۶۰/۱۰	۶/۸۷	۷/۶۰	۸	۷/۱۲	۷/۴۰
نایبند	۸۱/۴۳	۷/۰۱	۷/۷۴	۸/۲۰	۷/۲۱	۷/۵۵
سرنده	۱۱/۲۶	۶/۱۵	۶/۸۳	۶/۹۱	۶/۳۱	۶/۵۵
اسفندیار	۲۷/۶۱	۶/۵۴	۷/۲۴	۷/۵۰	۶/۷۴	۷

انتخاب روابط کاهندگی مناسب برای پارامترهای جنبشی زمین

$I_0 =$ شدت زمین لرزه در محل کانون زمین لرزه در مقیاس

مرکالی

$R =$ فاصله کانونی برحسب کیلومتر

مقادیر شدت نسبی در کانون (I_0) و کاهش شدت

زمین لرزه (IR)، برای گسل‌های فعال گستره مورد مطالعه

به صورت جدول (۴) می‌باشد.

برآورد بیشینه سرعت و جابجایی، افقی و قائم در کانون

برآورد سرعت افقی و قائم بر حسب سانتی‌متر بر ثانیه

در کانون بر طبق فرمول (Trifunac and Brady 1975)

استفاده می‌شود.

$$\text{Log } V_h = 0/63 + 0/25 I_0$$

$$\text{Log } V_v = -1/1 + 0/28 I_0$$

حداکثر جابجا شدگی افقی و قائم برحسب سانتی‌متر

در کانون نیز بر اساس فرمول‌های (Trifunac and Brady 1975)

قابل محاسبه است.

$$\text{Log } D_h = -0/53 + 0/19 I_0$$

$$\text{Log } D_v = -1/13 + 0/24 I_0$$

این محاسبات در جدول ۵ ارائه شده است.

رابطه‌ی میان بزرگی و شدت زمین لرزه‌ها

برای بدست آوردن رابطه‌ی میان بزرگی زلزله و حداکثر

شدت زمین لرزه در کانون مه لرزه‌ای از روابط تجربی زیر

می‌توان استفاده کرد.

۱. دستور تجربی (Amberseys and Melville, 1982)

که در آن I_0 شدت نسبی زلزله در کانون برحسب

مقیاس مرکالی است.

$$I_0 = 1/3Ms + 0/09$$

۲. دستور تجربی (Mohajer-Ashjai and Nowroozi 1985)

برای زلزله‌های با عمق کانونی کوچکتر از ۶۰

کیلومتر

$$I_0 = 1/7Ms - 2/8$$

کاهش شدت زمین لرزه

در این پژوهش، برای برآورد حداکثر شدت زمین لرزه در

هر فاصله‌ای از کانون زلزله از دستور تجربی ذیل استفاده شد.

دستور تجربی (Chandera 1984)

$$IR = I_0 + 6/453 - 0/00012IR - 4/69 \log(R + 20)$$

$IR =$ شدت زمین لرزه در محل سازه در مقیاس مرکالی

جدول ۴. برآورد شدت نسبی در کانون (I_0)، و شدت زمین لرزه (IR)، برای گسل‌های معروف گسترده مورد مطالعه. A و M (Amberaseys and Melville, 1982); MA and N (Mohajer-Ashjai and Nowroozi, 1985); CH (Chandera, 1976)

نام گسل	توان لرزه‌زایی گسل‌ها		شدت در کانون I_0		IR	
	Ms	A and M	MA and N	Av	CH	
کال درونه	۷/۰۹	۹/۳۱	۹/۲۶	۹/۲۸	۷/۰۶	
گل خار	۷/۳۸	۹/۶۹	۹/۷۶	۹/۲۷	۷/۵۰	
لادر	۷/۵۱	۹/۸۶	۹/۹۸	۹/۹۲	۷/۷۰	
نار	۷/۲۱	۹/۴۷	۹/۴۶	۹/۴۷	۷/۲۴	
کلشانه	۷/۳۸	۹/۶۸	۹/۷۴	۹/۷۱	۷/۴۹	
کلمرد	۷/۹۳	۱۰/۴۰	۱۰/۶۹	۱۰/۵۵	۸/۳۲	
نائین	۷/۳۴	۹/۶۳	۹/۶۸	۹/۶۵	۷/۴۳	
تراست شتری	۷/۴۰	۹/۱۷	۹/۷۸	۹/۷۵	۷/۵۲	
نایبند	۷/۵۵	۹/۹۱	۱۰/۰۴	۹/۹۸	۷/۷۶	
سرنده	۶/۵۵	۸/۶۱	۸/۳۴	۸/۴۷	۶/۲۵	
اسفندیار	۷	۹/۲۰	۹/۱۱	۹/۱۵	۶/۹۳	

جدول ۵. محاسبه مقادیر سرعت و جابجایی افقی و قائم برای گسل‌های فعال منطقه

نام گسل	توان لرزه‌زایی گسل	حداکثر سرعت قائم و افقی (cm/s)		حداکثر جابجایی قائم و افقی (cm)	
		Vh	Vv	Dh	Dv
کال درونه	۷/۰۹	۴۹/۲۴	۳۱/۶۹	۱۷/۱۷	۲۹/۵۸
گل خار	۷/۳۸	۶۳/۳۸	۴۲/۰۵	۲۰/۸۱	۳۹/۲۵
لادر	۷/۵۱	۷۰/۹۵	۴۷/۷۱	۲۲/۶۷	۴۴/۵۳
نار	۷/۲۱	۵۴/۶۶	۳۵/۶۲	۱۸/۵۹	۳۳/۲۵
کلشانه	۷/۳۸	۶۳/۰۲	۴۱/۷۹	۲۰/۷۲	۳۹
کلمرد	۷/۹۳	۱۰۱/۷۷	۷۱/۴۷	۲۹/۸۲	۶۶/۷۰
نائین	۷/۳۴	۶۰/۹۳	۴۰/۲۳	۲۰/۱۹	۳۷/۵۵
تراست شتری	۷/۴۰	۶۴/۲۳	۴۲/۶۹	۲۱/۰۲	۳۹/۸۴
نایبند	۷/۵۵	۷۳/۳۹	۴۹/۵۶	۲۳/۲۶	۴۶/۲۵
سرنده	۶/۵۵	۳۰/۸۶	۱۸/۷۸	۱۲/۰۴	۱۷/۵۳
اسفندیار	۷	۴۵/۷۰	۲۹/۱۵	۱۶/۲۳	۲۷/۲۰

برآورد بیشینه شتاب افقی و قائم در کانون

شتاب افقی در محل کانون، از فرمول‌های تجربی زیر بدست می‌آید (نقل از پورکرمانی و آرین، ۱۳۷۶)، که برای منطقه مورد مطالعه بصورت جدول (۶) برآورد شده است:

Trifunac and Brady, (1975)

$$\text{Log } a = 0/3 I_0 - 0/014$$

$$\text{Log } a = 0/3 I_0 - 0/18$$

McGuire, (1978)

$$\text{Log } a = 0/25 I_0 - 0/25$$

بیشینه شتاب گرانشی^۱ زمین در گستره مورد مطالعه

در طراحی سازه در برابر زمین لرزه، ارزیابی میزان حداکثر شتاب زلزله در طول عمر سازه از اهمیت بالایی برخوردار است. در روش تحلیلی، داده‌های دقیق زمین‌ساختی و لرزه زمین‌شناختی ناحیه‌ای و محلی، مورد بررسی و تحلیل قرار گرفته و بدین ترتیب بیشترین اثرهای ناشی از زمین لرزه‌های پیشین بر گستره طرح و پتانسیل هر یک از عوامل لرزه زمین‌ساختی و اثرهای آن بر گستره طرح در نظر

1. Peak ground acceleration

گرفته می‌شود.

جدول ۷. محاسبه بیشینه شتاب افقی و قائم در کانون

نام گسل	Av Ah (m/s ²)	(m/s ²)
کال درونه	۰/۰۴	۰/۰۵
گل خار	۰/۰۵	۰/۰۷
لادر	۰/۰۶	۰/۰۸
نار	۰/۰۴	۰/۰۶
کلشانه	۰/۰۵	۰/۰۷
کلمرد	۰/۰۹	۰/۱
نائین	۰/۰۵	۰/۰۷
تراست شتری	۰/۰۵	۰/۰۷
نایبند	۰/۰۶	۰/۰۸
سرنند	۰/۰۲	۰/۰۳
اسفندیار	۰/۳	۰/۰۵

از آنجا که ساختمان‌ها معمولاً شتاب عمودی ناشی از زمین لرزه را به راحتی تحمل می‌کنند، لذا در انجام بررسی‌های فوق، تنها شتاب افقی حرکت زمین دارای اهمیت است. از طرف دیگر جنبش‌های شدید زمین لرزه با دوری از گسل‌های فعال کاهش می‌یابد. میزان کاهش اثرهای ویرانگر زمین لرزه نسبت به مسافت، به طور تدریجی و کم بوده و رابطه‌های آزمایشی گوناگونی در سراسر کشورهای لرزه خیز جهان در این زمینه پیشنهاد شده است.

در این پژوهش، از رابطه‌ی آزمایشی کاهش بیشینه شتاب گرانش زمین در پیوند با بزرگی زمین لرزه استفاده شده است. بدین منظور دستور آزمایشی به شرح ذیل پیشنهاد می‌گردد: Dames and Moore, (1983) برای فلات ایران دستور آزمایش زیر را بدست آورده اند:

$$Y = 1.08 \exp(0.68M) / (R + 25)^{1.32}$$

با استفاده از دستور فوق الذکر شتاب افقی وارد بر شهر طبس محاسبه شده و نتایج حاصله در جدول (۷) آمده است. مطابق این محاسبات بیشترین شتاب افقی وارد بر این شهر ۰/۷ شتاب نقل زمین و ناشی از فعالیت راندگی شتری با توان لرزه‌زایی ۷/۴ ریشتر می‌باشد.

جدول ۶. برآورد بیشینه شتاب افقی وارد بر شهر طبس. در این جدول D and M (Dames and Moore)؛ Av میانگین روابط فوق

نام گسل	بیشینه شتاب گرانشی زمین (peak ground acceleration)	
	Mmax	D and M
کال درونه	۷/۰۹	۰/۳۶
گل خار	۷/۳۸	۰/۳۰
لادر	۷/۵۱	۰/۴۲
نار	۷/۲۱	۰/۵۹
کلشانه	۷/۳۸	۰/۶۰
کلمرد	۷/۹۳	۰/۶۳
نائین	۷/۳۴	۰/۳۹
تراست شتری	۷/۴۰	۰/۷۰
نایبند	۷/۵۵	۰/۶۹
سرنند	۶/۵۵	۰/۵۰
اسفندیار	۷	۰/۵۰

پتانسیل حرکتی

پتانسیل حرکتی گسل یا FMP، پارامتری برای به کمیت کشیدن خطر زمین لرزه برای گسل‌های کوتاه‌تری و فعال است. این پارامتر که توسط Lee et al. (1997) مطرح شده، برای ارزیابی حرکت گسل‌های اصلی در هنگ کنگ به کار گرفته شده است. نتایج این روش با رکوردهای لرزه‌های تاریخی و فعالیت ریزلرزه‌های کنونی آن منطقه سازگار می‌باشد. لذا می‌توان با در نظر گرفتن ملاحظاتی، برای گسل‌های ایران زمین به کار گرفته شود (Arian and Qorashi, 2006).

پتانسیل حرکتی گسل یا FMP که براساس ویژگی‌های هندسی گسل و میدان تنش تکتونیکی ناحیه‌ای محاسبه می‌شود، یک ابزار مفید برای رده‌بندی پتانسیل جنبش گسل‌های کوتاه‌تری و فعال است. به بیان بهتر، برآورد این پارامتر برای تمام گسل‌های فعال یک گستره، امکان درصد بندی جنبش‌های احتمالی را در رژیم تکتونیکی جاری (CRT) فراهم می‌سازد.

از نظر مکانیکی، مهم‌ترین عواملی که در شروع حرکت لغزشی روی یک گسل از پیش موجود مؤثر هستند (با فرض مثبت بودن تنش فشاری) عبارتند از:

۱. تفاضل تنش‌های اصلی حداکثر (σ_1) و حداقل (σ_3):

($\sigma_1 - \sigma_3$)، که تعیین کننده‌ی قطر دایره موهر است.

۲. مجموع تنش اصلی حداکثر و حداقل: ($\sigma_1 + \sigma_3$)، که

تعیین کننده محل دایره موهر است.

این روش پهنه‌بندی، این است که به فعالیت مرز گسل استوار است. اگر یک ناحیه به مرکز گسل‌های فعال نزدیک باشد به عنوان منطقه خطر بالا در نظر گرفته می‌شود. در حالی که اگر همان گسل در بخش‌های دیگر خود فعالیت کند مناطق نزدیک به کانون زمین‌لرزه خسارت بیشتری خواهند دید و منطقه نزدیک به مرکز گسل که در این روش پهنه‌بندی ممکن است در منطقه خطر خیلی بالا باشد، خسارت کمتری ببیند و در نتیجه این روش برآورد خطر زمین‌لرزه‌یک روش نسبی است.

در مدل کریجینگ ساده روند خم‌های هم شتاب، به‌طور کلی از راستای گسل‌های بزرگ و فعال و با درازای زیاد در گستره مورد پژوهش پیروی می‌کند. مقادیر بیشینه شتاب در هر نقطه از گستره تحت تأثیر گسل‌های اطراف و فاصله نقطه تا گسل‌ها می‌باشد. شکل ۱۵ نقشه خطر لرزه‌ای شهرستان طبس در شعاع ۱۵۰ کیلومتری از این شهر را نشان می‌دهد. در این نقشه بیشینه شتاب ثقل افقی با استفاده از روابط تجربی در هر سلول محاسبه شده و نقشه خطر لرزه‌ای نسبت به کل شبکه بدست آمده است. همان‌طور که در این نقشه مشاهده می‌شود، می‌توان سه منطقه با شتاب افقی بالا شناسایی کرد که اولین منطقه، محل برخورد گسل‌های نایبند، شتری و اسفندیار، دومی در محل برخورد گسل‌های کلمرد و کلشانه و دیگری در محل برخورد گسل‌های لادر، گل خار، نار و کال درونه می‌باشد.

نتیجه‌گیری

بیشترین شتاب افقی وارد بر شهر طبس $0.7g$ شتاب ثقل زمین، از راندگی شتری با توان لرزه‌زایی $7/4$ ریشتر است و این در حالیست که گسل در فاصله‌ی ۲۵ کیلومتری طبس فعالیت می‌کند. حداقل شتاب وارده از گسل‌های گل خار با توان لرزه‌زایی $7/3$ ریشتر و از فاصله ۹۳ کیلومتری از شهر طبس به میزان $0.3g$ شتاب ثقل زمین است.

نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که گسل کلمرد به طول ۱۷۰ کیلومتر به فاصله‌ی ۵۰ کیلومتری از شهر طبس بیشترین تأثیر را بعد از راندگی شتری خواهد داشت. به‌طوری‌که بیشترین زمین‌لرزه قابل انتظار ($8/93$ ریشتر)، بیشینه شدت نسبی در کانون ($8/32$)، حداکثر جابجایی

زاویه بین عمود بر صفحه گسلی و تنش اصلی حداکثر (σ_1) به صورت θ نشان داده می‌شود.

یعنی وقتی $30^\circ < \theta < 90^\circ$ ، یک گسل ممکن است بلغزد. هنگامی که $\theta = 60^\circ$ باشد، گسل به راحتی می‌لغزد. اگر $\theta \leq 30^\circ$ یا $\theta \geq 90^\circ$ باشد، گسل نمی‌تواند بلغزد. برای به کمیت کشیدن رابطه بین پتانسیل حرکتی گسل (FMP) و زاویه FMP، θ به صورت یک عامل نرمالیزه شده در ذیل تعریف شده است.

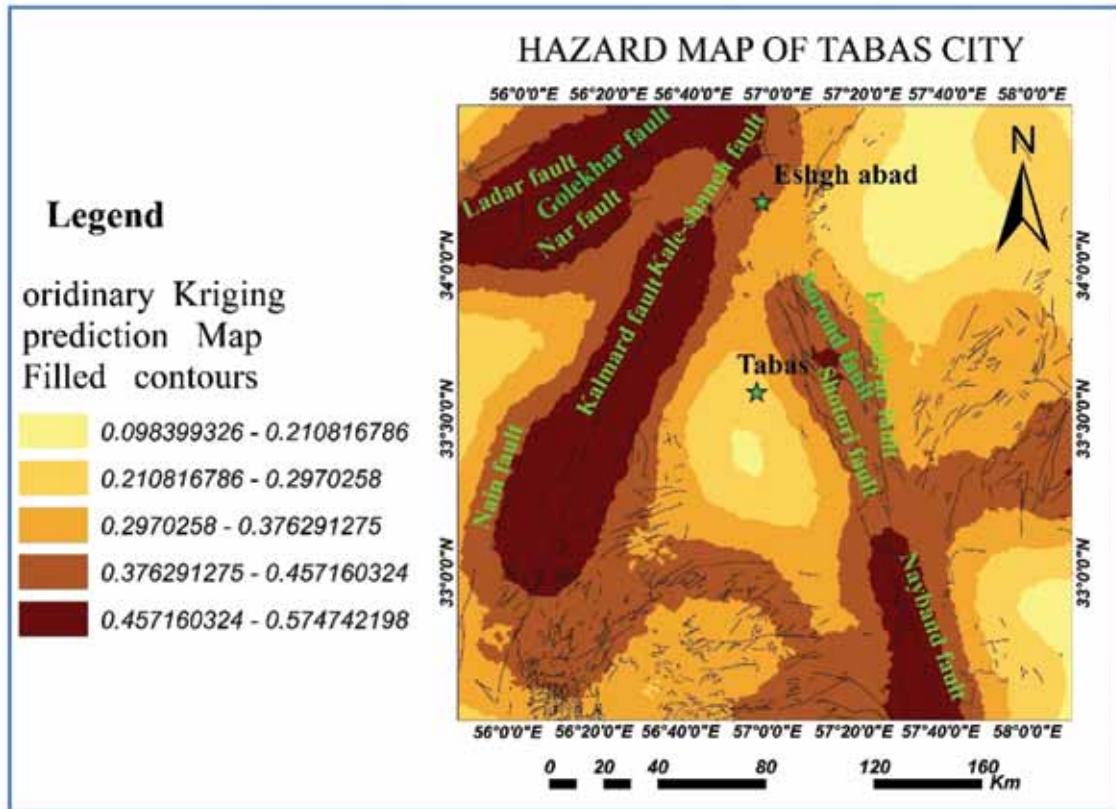
$$FMP = \begin{cases} 0 & , \theta \in [0^\circ, 30^\circ] \\ \frac{\theta - 30}{30} & , \theta \in [30^\circ, 60^\circ] \\ 1 - \frac{\theta - 60}{30} & , \theta \in [60^\circ, 90^\circ] \end{cases}$$

زاویه FMP، θ برای گسل‌های برداشت شده در گستره‌ی مورد مطالعه محاسبه شده، و نتایج آن در جدول ۸ آمده است.

جدول ۸. نتایج بدست آمده از محاسبه پتانسیل حرکتی گسل‌های برداشت شده در منطقه

نتیجه	FMP	θ	مشخصات گسل	نام گسل
احتمال لغزش وجود دارد.	۰/۴۶	۴۴	N225,87NW $\sigma_1 = N91,16$	F_2
احتمال لغزش وجود دارد.	۰/۷	۶۹	N70,82SE $\sigma_1 = N139,29$	F_3
احتمال لغزش وجود دارد.	۰/۵۳	۴۶	N95,80NE $\sigma_1 = N139,18$	F_5
احتمال لغزش وجود دارد.	۰/۵۳	۴۶	N170,40NE $\sigma_1 = 214,28$	F_6
احتمال لغزش وجود دارد.	۰/۵	۴۵	N335,85SW $\sigma_1 = N20,03$	F_7
احتمال لغزش وجود دارد.	۰/۷	۵۱	N40,56NW $\sigma_1 = N179,13$	F_8
احتمال لغزش وجود دارد.	۰/۵	۴۵	N300,80NE $\sigma_1 = N165,07$	F_9

تهیه نقشه منحنی خطر لرزه‌ای برای گستره مورد مطالعه به‌منظور ارائه مناسب‌ترین مدل برای پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه در گستره مطالعاتی، مدل کریجینگ ساده، مدلی مناسب در تهیه منحنی‌های خطر معرفی شد. از ایرادهای



شکل ۱۵. پهنه‌بندی نسبی خطر لرزه‌ای در منطقه طبس (پهنه‌بندی نسبت به کل شبکه انجام شده است)

امید است با کنترل و نظارت صحیح و دقیق از مرحله طراحی تا پایان عملیات ساختمان سازی و رعایت آیین نامه‌های استاندارد در طراحی ساختمان‌ها در برابر زلزله در شهر طبس، از خطرات زمین لرزه احتمالی بر این شهر کاسته شود.

منابع

- بربریان، مانوئل، ۱۳۷۱، پژوهش و بررسی زمین ساخت و بررسی ژرف نوزمین ساخت و خطر زمین لرزه گسلش در شمال تهران، سازمان زمین شناسی کشور.
- پور کرمانی، م.، آرین، م.، ۱۳۷۶. لرزه زمین ساخت. انتشارات شرکت مشاور دز آب.
- Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1982. "A History of Persian Earthquakes", Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2.
- Arian, M. and Qorashi, M., 2006. The movement potential evaluation of the major Quaternary faults in Alborz-Central Iran, border zone,

افقی در کانون (۲۹/۸۲)، حداکثر جابجایی قائم (۶۶/۷۰) در نتیجه‌ی عملکرد این گسل بر شهر طبس وارد می‌شود. مناطق با خطر بالا و خیلی بالا در گستره مورد مطالعه (شعاع ۱۵۰ کیلومتری از شهر طبس) شناسایی شده‌اند. بنابراین رسیدگی به روستاهای این بخش و تعیین محل‌هایی با ایمنی بیشتر ضروری به نظر می‌رسد و در توسعه شهری نیز رعایت آیین نامه ۲۸۰۰ برای ساخت سازه‌های مقاوم در برابر تکان‌های زمین و رعایت حریم گسل‌های فعال (راندگی شتری و کلمرد) با در نظر گرفتن جنبه‌های عمومی و نکات اجرایی پهنه‌ای به طول ۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر در امتداد درازای دو سوی گسل در نظر گرفته شود. پیشنهاد می‌شود در حریم گسل هیچ سازه مسقفی بنا نشود و سازه‌های موجود نیز جابجا شود. حریم گسل به فعالیت‌های روباز مانند زمین‌های ورزشی، کشاورزی و فضای سبز اختصاص یابد. در مناطق با ریسک خطر بالا و خیلی بالا مطالعات لرزه زمین ساختی محلی و ریز پهنه‌بندی لرزه‌ای صورت گیرد.

from the East of Tehran to the East of Semnan. *Geosciences*, 15, (59), 184-187.

- Chandera, U., 1984. Focal mechanism solution for earthquake in Iran. *Physics of the Earth and Planetary*.

- Dames and Moore., 1983. Rubey Clay-Mine subsidence hazard study, Golden, Colorado: Representative to Adolph Coors Company dated August 30, 1983.

- Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1954. *Seismicity of the Earth.*, Princeton University.

- Housner, G.W., 1969. "Engineering estimates of ground shaking and maximum earthquake magnitude", *Proceeding of the 4th world conference on Earthquake engineering*. Santiago, Chile. Incorporation of magnitude heterogeneity. *Bulletin of Seismological Society of America*. 82, 120-134.

- Kijko, A., 1992. estimation of earthquake parameters from incomplete data files, Part II, *Bulletin of seismological Society of America*, 79, (3), 645-654.

- Lee, C.F., Hou, J.J. and Ye, H, 1997. The movement potential of the major faults in Hong Kong area, *Episodes*, 20, (4). 227-231.

- McGuire, R.K., 1978. Computer program for seismic risk analysis using faults as earthquake source (FRISK). Openfile report 78-1007, US Department of Interior Geological Survey, Denver, Colorado, 71 p.

- Mohajer-Ashjai, A. and Nowroozi, A.A., 1985. Fault movements and tectonics of eastern Iran: Boundaries of the Lut plate. *Gephysicol Journal of the Royal Astronomical Society*, 83, 215-257.

- Press, F., 1967. Dimensions of the source for small shallow earthquakes. *Proceeding. VESIAC Conference. on the source mechanism of shallow seismic events*, VESIAC rep. 7885-1-X PRU-Pruhonice, Czechoslovakia.

- Schwartz, D., and Coppersmith, K. J., 1984. "Fault behavior and characteristic Earthquake: Examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zone", *Journal of Geophysical Research.*, 89, (B7). 5681-5698.

- Slemmons, D.B., 1982. Determination of design earthquake magnitude for micrization, *Proceeding of the 3rd International Earthquake Microzonation. Conference.*, VI, 119-130.

- Tocher, D., 1985. Earthquake energy and ground breakage. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 48., 147-153.

- Trifunac M. D. and Brady, A.G., 1975. A study of the duration of strong earthquake ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65, 581-626.

- Wesnouske. S. G., 1986. Earthquake Quaternary Fault and seismic hazards in California. *Journal of Geophysical Research.*, 91, 12587-12632.

بررسی محیط ژئوتکتونیکی پریدوتیت‌های منطقه آبدشت، جنوب شرق استان کرمان با استفاده از شیمی اسپینل

طیبه رودباری^۱، محسن موذن^۲، سید حسام‌الدین معین‌زاده^۳، معصومه آهنگری^۴

۱. کارشناس ارشد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تبریز

۲. استاد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تبریز

۳. استادیار پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تبریز

۴. دکتری پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه ارومیه

تاریخ دریافت: ۹۳/۱۲/۰۱

تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۳/۰۹

چکیده

پریدوتیت از عمده سنگ‌های تشکیل‌دهنده مجموعه افیولیتی آبدشت در جنوب ایران است. پریدوتیت‌های این مجموعه افیولیتی بیشتر از نوع دونیت و هارزبورژیت است. مهم‌ترین کانی‌های اولیه پریدوتیت‌ها، الیوین، ارتوپیروکسن، اسپینل و مقدار بسیار کمی کلینوپیروکسن هستند. مطالعه شیمی اسپینل‌ها در این پریدوتیت‌ها نشان می‌دهد که ترکیب آنها بر اساس اعضای نهایی اسپینل بین $\text{Spl}_{0.4}\text{Chr}_{0.57}\text{Mag}_{0.03}$ تا $\text{Spl}_{0.46}\text{Chr}_{0.51}\text{Mag}_{0.03}$ در نوسان است. عدد کروم (#Cr) اسپینل در پریدوتیت‌های آبدشت در حدود ۰/۷۳ تا ۰/۹۲ است و مقادیر آلومینیوم آن‌ها ۳/۶۱ تا ۱۱/۲۹ wt% است. بررسی شیمی کانی‌ها با استفاده از نتایج میکروپروب نشان می‌دهد که این کانی‌ها باقیمانده‌هایی از گوشته هستند و مقادیر بالای Cr، تهی‌شدگی پریدوتیت‌ها را نشان می‌دهد. بر اساس شیمی اسپینل مشخص شد که پریدوتیت‌های مورد مطالعه در محیط فرافروانش (Supra-subduction) تشکیل شده‌اند و محدوده fore-arc با ویژگی boninite را نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: دونیت، اسپینل، سوپراسابداکشن، آبدشت، کرمان.

مقدمه

منطقه مورد مطالعه با طول جغرافیایی $۵۶^{\circ}۴۳'$ تا $۵۶^{\circ}۵۳'$ شرقی و عرض جغرافیایی $۲۸^{\circ}۱۷'$ تا $۲۸^{\circ}۲۵'$ شمالی، بخشی از کمربند مزوزوئیک افیولیت ملانژ جنوب شرقی ایران است که در جنوب شرق کرمان در منتهی‌الیه زون سسندج-سیرجان، در ناحیه اسفندقه قرار دارد (شکل ۱). پترولوژی سنگ‌های مافیک و الترا مافیک افیولیت‌های جنوب شرق ایران توسط (Ghasemi 2000) و (Ahmadi Pour 2000) مطالعه شده است. تحول ژئودینامیکی و دگرگونی سنگ‌های منطقه آبدشت واقع در منطقه اسفندقه توسط (Agard et al., 2006) و (Moinzadeh 2007) مطالعه شده است. مطالعه این منطقه نشان می‌دهد که پس از به تعادل رسیدن سنگ‌های الترابازیک به صورت پریدوتیت‌های افیولیتی، این سنگ‌ها به همراه سنگ‌های بازیک (پوسته اقیانوسی) و دیگر سنگ‌ها (مانند مرم‌های پلاژیک) تا اعماق قابل توجهی فرورانده شده‌اند.

* نویسنده مرتبط: moazzen@tabrizu.ac.ir

بالا هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده شامل تالک، آنتوفیلیت، انستاتیت و سرپانتین وجود دارند (Sabzehei, 1974). سنگ‌های متا اولترامافیک دگرگون شده با مجموعه سنگ‌های اولترامافیک آبدشت و معدن کرومیت آبدشت مرتبط هستند. همراه این سنگ‌ها مجموعه‌ای از آمفیبولیت‌ها، میکا شیست‌ها، مرمرها و شیست‌های سبز و آبی که در نقشه حاجی‌آباد با عنوان «گلوکوفان شیست» مشخص شده‌اند، وجود دارند. در این مجموعه سنگی، آمفیبول آبی فقط به صورت محلی و در مقیاس کوچک قابل تشخیص است و رخساره‌های پایین آمفیبولیت تارخساره‌های فوقانی شیست سبز متداول تر هستند. سن میکاشیست‌های شمال سرخان با روش $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$ (برای فنزیت) $80/7 \pm 1/5$ میلیون سال (Ghasemi et al., 2002) و با روش $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ $93 \pm 5/9$ میلیون سال (Agard et al., 2006) تعیین شده است. به طرف شمال مجموعه متا اولترامافیک، یک گروه از سنگ‌ها شامل آمیزه‌ای از شیست‌های آبی (در بعضی بخش‌ها گلوکوفانیت خالص)، مرمرها و گارنت میکا شیست‌ها در یک زمینه سرپانتینی وجود دارند. این سنگ‌ها به عنوان «سرپانتینیت شیست» مشخص شده‌اند که تحت شرایط دگرگونی به رخساره‌های اکلوزیت - لائوسونیت و شیست‌های آبی لائوسونیت‌دار شکل گرفته‌اند (Sabzehei, 1974; Moinzadeh, 2007, Oberhänsli et al., 2007). در امتداد مرزهای شمالی توده‌های اولترامافیک دگرگون شده به طرف آمیزه سرپانتینی و شیست‌های آبی عدسی‌های بزرگ مگنیزیت وجود دارد. یکی از این عدسی‌ها شامل رگه‌هایی از ژادئیت‌های آبی و سفید است (Oberhänsli et al., 2007).

روش مطالعه

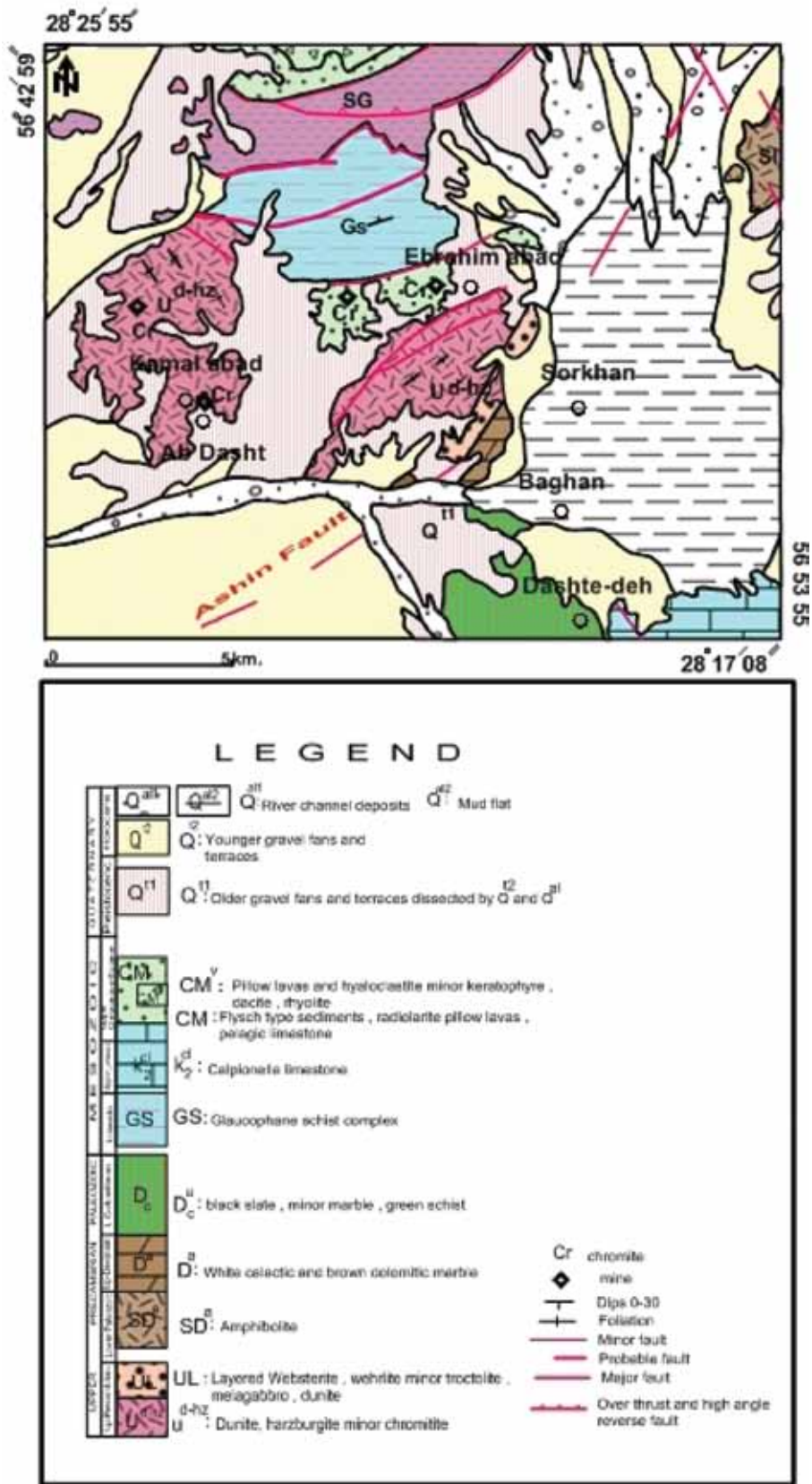
در این پژوهش پس از مطالعات صحرایی و مشخص کردن روابط بین واحدهای سنگی، نمونه‌برداری از سنگ‌های منطقه آبدشت به منظور بررسی ویژگی‌های پترولوژیکی و ژئودینامیکی سنگ‌های مورد مطالعه به عمل آمد. پس از مطالعات پتروگرافی، نمونه‌های شاخص برای انجام آنالیز با استفاده از الکترون میکروپروب با دستگاه سوپرپروب JEOL

حاصل این امر تشکیل شیست‌ها و مرمهرهای گلوکوفان‌دار منطقه است. فرورانش در منطقه اسفندقه و آبدشت از نوع فرورانش سرد بوده است. بدین ترتیب، کانی‌های آبدار همچون لائوسونیت، گلوکوفان و کلریت در اوج دگرگونی (رخساره شیست آبی تا لائوسونیت اکلوزیت) حفظ شده‌اند. حضور لائوسونیت که به تغییرات دما بسیار حساس است و با افزایش آن به سرعت ناپایدار می‌شود، فرورانش سرد را تایید می‌کند.

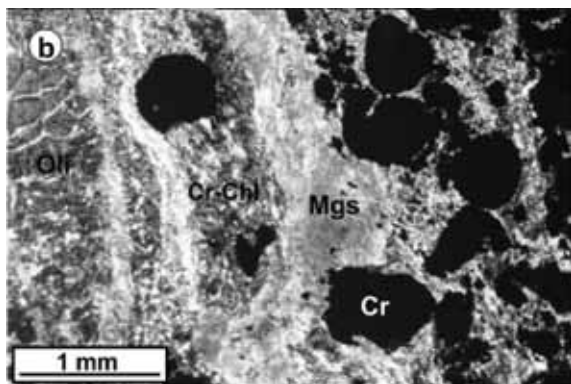
این پژوهش، ترکیب اسپینل‌های پدیدت‌های منطقه آبدشت را بررسی کرده است. (Ghasemi et al., 2002). محیط فرافروانشی (supra-subduction) با تاریخچه پیچیده‌ای برای تشکیل و جای‌گیری افیولیت‌های سیخوران پیشنهاد کرده‌اند. با این حال مطالعه شیمی کانی‌های پدیدت‌ها در این منطقه و تعیین محیط تکتونیک بدین طریق صورت نگرفته است. در تحقیق حاضر، با استفاده از داده‌های ژئوشیمی اسپینل‌ها به بررسی محیط تشکیل تکتونیک و ذوب بخشی پدیدت‌های منطقه آبدشت پرداخته شده است. این پژوهش، اولین گزارش در خصوص ویژگی‌های شیمیایی اسپینل و استفاده از آن در بررسی پتروژنتیک و ژئودینامیکی پدیدت‌های افیولیتی جنوب کرمان است.

زمین‌شناسی منطقه

آمیزه‌های افیولیتی دوران دوم در جنوب شرق ایران بین منطقه زاگرس چین‌خورده و کمربند رورانده و سنگ‌های دگرگونی و سری قوس آتشفشانی منطقه سندج - سیرجان (شمال حاشیه قاره‌ای تتیس) تشکیل شده‌اند. آمیزه‌های رنگین کمربند رورانده، دارای مجموعه‌هایی از توالی‌های دگرگونی هستند. نزدیک سرخان یک نوار شامل سنگ‌های دگرگونی فشار بالا در کنار مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگون نشده اولترامافیک و مافیک با سن پرکامبرین قرار دارند. سن $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$ کل سنگ در گابروها و دیابازهای نزدیک سرخان بین ۱۳۰ تا ۱۴۰ میلیون سال و در آمفیبولیت‌های شرق سرخان ۲۰۲ میلیون سال تعیین شده است (Ghasemi et al., 2002). در شمال این منطقه در آشین



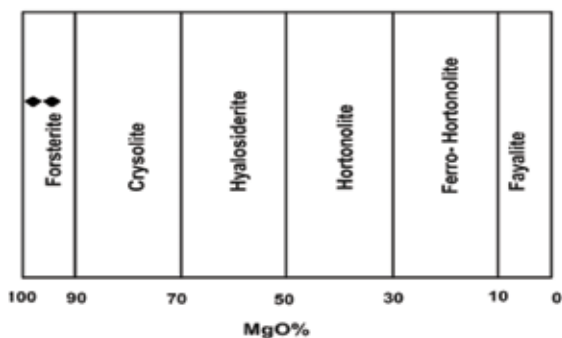
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه آبدشت با اقتباس از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ نقشه حاجی‌آباد (Sabzehei et al., 1994)



شکل ۲. (a) اسپینل (کرومیت، Spl) در داخل اولیوین (Ol) که خود در برداری اولیوین دارد و در (b) داخل مجموعه‌ای از کروم-کلریت (Cr-Chl) و مگنیزیت (Mgs) دیده می‌شود

مینرال شیمی اولیوین‌ها

چهارده نقطه از اولیوین‌های موجود در نمونه‌های پریدوتیتی جمع‌آوری شده از منطقه آبدشت مورد تجزیه قرار گرفت. فرمول ساختمانی اولیوین‌ها بر اساس سه کاتیون به ازای چهار اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۱). محاسبه مقدار درصد MgO تمامی نقاط آنالیز شده، مقادیری در حدود ۹۰ تا ۱۰۰ وزن درصد را نشان می‌دهد. رسم ترکیب اولیوین‌ها در نمودار Fo-Fa نشان می‌دهد که ترکیب تمام نقاط آنالیز شده در محدوده فورستریت قرار دارند (شکل ۳).



شکل ۳. ترکیب اولیوین‌های نمونه‌های آنالیز شده برحسب درصد وزنی (Deer et al., 1992)

مینرال شیمی اسپینل‌ها

برای مطالعه اسپینل‌ها سی و یک نقطه از اسپینل‌های نمونه‌های جمع‌آوری شده از منطقه آبدشت مورد تجزیه قرار گرفت و به دلیل شباهت داده‌ها از آوردن تمامی داده‌ها

در دانشگاه پتسدام آلمان انتخاب شدند. زمان لازم برای تجزیه هر نقطه، ۴۰ ثانیه و جریان نمونه برابر ۲۰ نانوامپر و جریان شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت انتخاب شد. از کانی‌های طبیعی و مواد سنتز شده به‌عنوان استاندارد استفاده شد. دقت تجزیه‌ها ۱ درصد مقدار اکسیدهای اصلی است. نقاط بسیاری از اسپینل‌های موجود در نمونه‌های جمع‌آوری شده از منطقه آبدشت مورد تجزیه قرار گرفتند.

پetroگرافی اسپینل پریدوتیت‌ها

بر اساس مطالعات پتروگرافی، پریدوتیت‌های منطقه آبدشت از اولیوین (۶۰ تا ۷۰ درصد) و کرومیت (۳۰ تا ۴۰ درصد) تشکیل شده‌اند. با توجه به درصد فراوانی کانی‌های تشکیل‌دهنده، در بررسی‌های پتروگرافی ترکیب این سنگ‌ها دونیت ارزیابی می‌شود. کانی‌های ثانویه شامل کلینوکلر، کلریت کروم‌دار (کمریریت)، کربنات منیزیم (مگنیزیت)، زوئیسیت و اکتینولیت هستند. کانی غالب تشکیل‌دهنده سنگ، اولیوین و از نوع فورستریتاست (جدول ۱). این کانی در نور ppl بی‌رنگ تا سبز کم‌رنگ است و به صورت دانه‌های درشت و یک اندازه، بی‌شکل تا نیمه شکل دار مشاهده می‌شود. اولیوین در نمونه‌های مطالعه شده دارای شکستگی‌های بسیار زیاد است و بافت مش و همچنین دگرشکلی ضعیف را از خود نشان می‌دهند و از اطراف کانی و از محل شکستگی‌ها به سرپنتین تبدیل شده‌اند. با توجه به اینکه دگرشکلی در کانی‌های ثانویه مثل سرپنتین، کلینوکلر و اکتینولیت دیده نمی‌شود، به نظر می‌رسد که دگرشکلی اولیوین‌ها مربوط به دگرشکلی در گوشته (mantle deformation) باشد. اسپینل از نوع کرومیت به صورت نیمه‌شکل دار تا شکل دار دیده می‌شود. اولیوین و کلریت ثانویه به صورت انکلوزیون در داخل اسپینل مشاهده می‌شود. اسپینل‌ها در نمونه‌های مطالعه شده منطقه آبدشت، درون اولیوین (شکل ۲a) و درون کروم-کلریت و مگنیزیت (شکل ۲b) دیده می‌شوند. لازم به ذکر است که علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از (Whitney and Evans, 2010) است.

جدول ۱. تجزیه اولیوین در پریدوتیت‌های منطقه آبدشت (تعداد کاتیون‌ها به ازای چهار اکسیژن محاسبه شده‌اند)، تمام آهن به صورت آهن دو ظرفیتی در نظر گرفته شده است

	oli1	oli2	oli3	oli4	oli5	oli6	oli7	oli8	oli9	oli10	oli11	oli12	oli13	oli14
SiO ₂	42.3	42.4	42.4	43.7	43.8	42.5	42.4	42.4	44.5	42.0	43.0	41.4	41.2	40.5
TiO ₂	0.00	0.02	0.02	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	1.26	1.42	0.01	0.00	0.04	0.79	0.68	1.35	2.91	2.94	2.99
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.25	0.31	0.00	0.08	0.02	0.05	0.03	0.21	2.25	2.17	2.31
FeO	2.8	2.8	3.1	0.8	0.8	3.2	2.9	3.1	0.8	0.7	0.8	0.8	0.8	0.7
MnO	0.01	0.04	0.03	0.02	0.00	0.02	0.05	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00
MgO	55.0	54.6	54.2	54.2	40.2	54.5	54.5	54.5	40.2	40.0	39.7	38.4	38.6	37.8
CaO	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Na ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.56	0.08	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.11	0.08	0.08	0.06
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.11	99.98	99.76	100.70	100.70	100.70	100.70	100.70	100.70	100.70	100.70	100.70	100.70	100.70
(O) p.f.u.	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Si	1.001	1.006	1.007	1.016	1.158	1.006	1.004	1.179	1.154	1.158	1.114	1.11	1.109	1.006
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.03	0.02	0.04	0.09	0.09	0.10	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.05	0.50	0.00
Fe ⁺⁺	0.06	0.06	0.06	0.02	0.02	0.06	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.06
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.94	1.93	1.92	1.88	1.59	1.92	1.93	1.59	1.64	1.59	1.54	1.55	1.54	1.93
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	2.99	2.99	2.98	2.82	2.99	3.00	2.81	2.84	2.82	2.82	2.82	2.82	2.99

می‌باشد. اسپینل‌های غنی از کروم و فقیر از آلومینیوم به‌عنوان تفاله و ته‌مانده (residua) فرآیندهای ذوب‌بخشی گوشته، در شرایط ذوب بالا در نظر گرفته می‌شوند (Dick and Bullen, 1984). نمودار مثلی Al، Cr و Fe³⁺ نشان می‌دهد که اسپینل‌های منطقه کروم‌دار است و در محدوده کرومیت‌های پادیفرم قرار می‌گیرند (شکل ۴a). محدوده‌های مشخص شده از Bonavia et al. (1993) می‌باشد. همچنین در نمودار Al₂O₃ در مقابل Cr₂O₃ Bonavia et al. (1993) نیز نمونه‌ها در محدوده پادیفرم قرار گرفته‌اند (شکل ۴b).

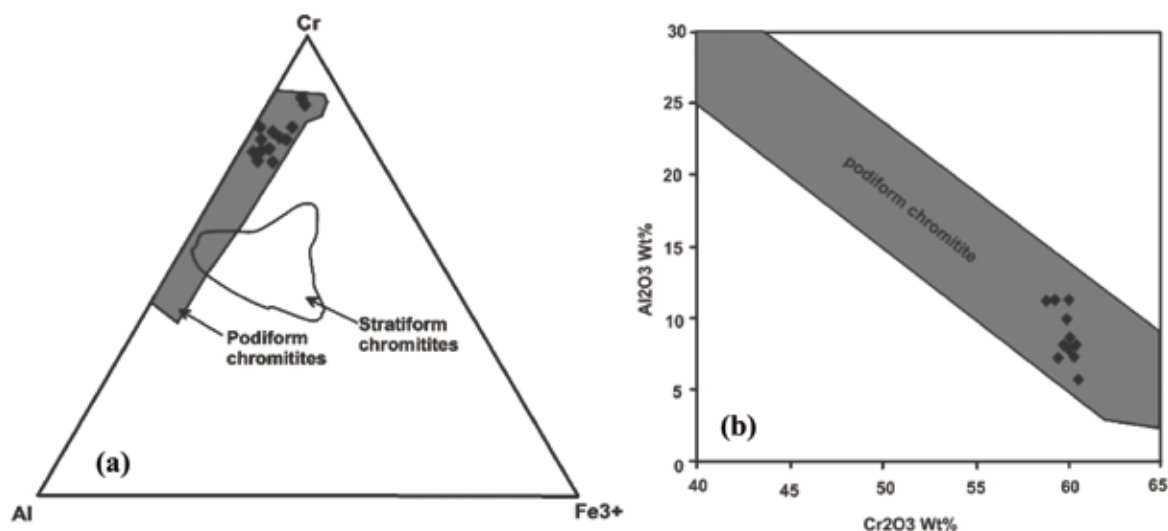
صرف‌نظر شده است لذا داده‌های معرف از نتایج آنالیز این نمونه‌ها در جدول ۲ ارائه شده است. فرمول ساختمانی اسپینل‌ها بر اساس سه کاتیون به ازای چهار اکسیژن محاسبه شده است. ترکیب اسپینل‌های نمونه‌های مورد مطالعه بر اساس اعضای نهایی اسپینل بین Spl_{0.4} Chr_{0.57} تا Mag_{0.03} Chr_{0.51} Spl_{0.46} در نوسان است. عدد منیزیم (Mg#) در حدود ۰/۴۱ تا ۰/۶۸ و عدد کرم (Cr#) در حدود ۰/۷۳ تا ۰/۹۲ می‌باشد. مقادیر Al₂O₃ اسپینل‌ها پایین و در حدود ۰/۷۲ تا ۱۱/۲۹ است و مقادیر Cr₂O₃ آنها بالا است و در حدود ۵۸/۸۱ تا ۶۷/۵۹

جدول ۲. ترکیب شیمیایی معرف و فرمول ساختمانی اسپینل‌ها در نمونه پریدوتیت‌های آنالیز شده

	Abs1	Abs3a	Abs7a	Abs3b	Abs5	Abs6	Abs7b	Abs7c	Abs11	Abs8a	Abs8b	Abs9
TiO ₂	0.15	0.18	0.17	0.15	0.19	0.18	0.17	0.15	0.11	0.74	0.17	0.16
Al ₂ O ₃	8.18	3.61	8.86	11.29	11.10	11.25	5.63	7.09	7.50	7.80	7.28	9.77
Cr ₂ O ₃	60.40	65.98	60.03	58.81	59.39	59.87	60.55	59.57	59.95	59.95	60.15	59.82
FeO	18.32	20.50	18.84	17.72	15.50	14.91	24.79	22.24	22.31	22.28	23.07	18.31
MnO	1.11	1.22	1.14	1.06	1.02	1.04	1.28	1.21	1.20	1.19	1.24	1.19
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	11.28	10.16	11.73	12.82	14.31	14.37	8.34	9.88	9.95	9.95	9.42	12.48
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.44	101.64	100.76	101.85	101.50	101.62	100.76	100.13	101.02	101.90	101.33	101.74

Formula based on 4

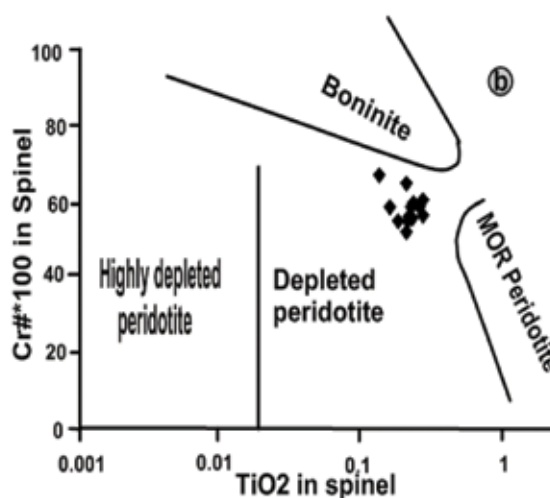
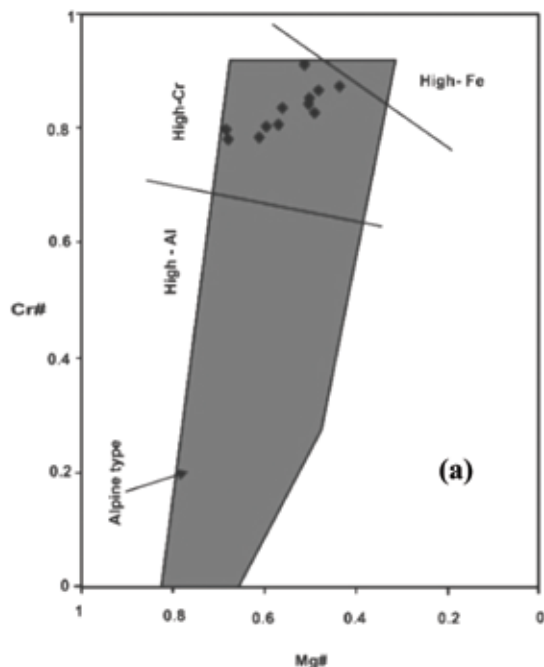
oxygen atoms												
Ti	0.004	0.005	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.003	0.018	0.004	0.004
Al	0.319	0.142	0.339	0.421	0.412	0.416	0.224	0.279	0.292	0.301	0.284	0.368
Cr	1.582	1.741	1.544	1.472	1.478	1.487	1.616	1.571	1.566	1.552	1.574	1.512
Fe ³⁺	0.092	0.108	0.109	0.099	0.102	0.088	0.152	0.142	0.137	0.11	0.134	0.113
Fe ²⁺	0.416	0.465	0.404	0.37	0.306	0.303	0.548	0.478	0.479	0.5	0.505	0.377
Mn	0.031	0.034	0.031	0.028	0.027	0.028	0.037	0.034	0.034	0.033	0.035	0.032
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.557	0.505	0.569	0.605	0.671	0.673	0.42	0.491	0.49	0.486	0.465	0.595
Zn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.572	0.521	0.585	0.62	0.687	0.689	0.434	0.507	0.505	0.493	0.479	0.612
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	0.819	0.812	0.788	0.789	0.751	0.775	0.783	0.771	0.778	0.819	0.791	0.77
Al/(Al+Fe ³⁺ +Cr)	0.16	0.071	0.17	0.211	0.207	0.209	0.113	0.14	0.146	0.153	0.143	0.185



شکل ۴. (a) نمودار مثلثی Al، Cr و Fe³⁺ که نشان می‌دهد اسپینل‌های منطقه کروم‌دار بوده و در محدوده کرومیت‌های پادیفرم قرار می‌گیرند. محدوده‌های مشخص شده از (Bonavia et al., 1993) می‌باشد. (b) در نمودار Al₂O₃ در مقابل Cr₂O₃ نیز نمونه‌ها در محدوده پادیفرم قرار دارند (Bonavia et al., 1993)

اسپینل نشانگر تهی‌شدگی پریدوتیت‌ها است (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994). نمودار Cr# در مقابل Mg# (شکل ۵a) نشان می‌دهد که نمونه‌ها از نوع high-Cr اسپینل هستند و نمودار Cr# در مقابل TiO_2 نشان‌دهنده تهی‌شدگی این سنگ‌ها است (شکل ۵b).

اسپینل از جمله فازهای تشکیل‌دهنده پریدوتیت‌های گوشته‌ای است که مقاومت زیادی در برابر دگرسانی نشان می‌دهد (Arai, 1994). مقدار کروم (Cr#) شاخص خوبی برای مطالعه درجه ذوب‌بخشی اسپینل پریدوتیت‌های گوشته است که مقدار بالای آن (بیش از ۰/۶ درصد) در



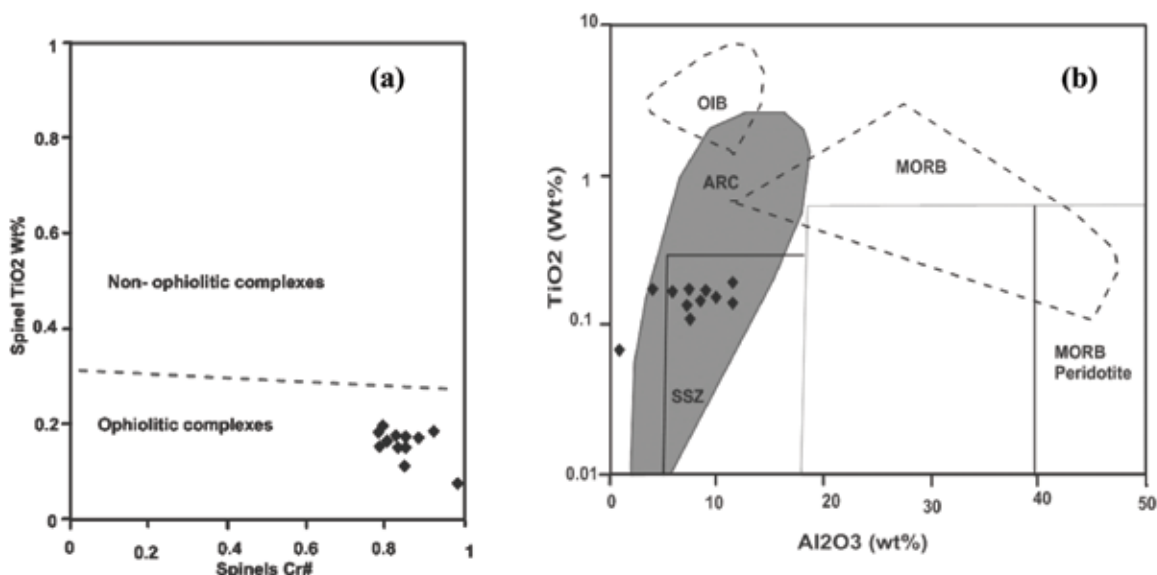
شکل ۵. (a) نمودار Cr# در مقابل Mg#، نمونه‌ها در محدوده High-Cr قرار گرفته‌اند. محدوده Alpine type از Irvine (1967) و دیگر ناحیه‌ها از Zhou and Bai (1992) هستند. (b) مقدار Cr# در مقابل TiO_2 اسپینل، نمونه‌ها در محدوده Depleted Peridotite رسم می‌شوند، محدوده‌های مشخص شده از Kepezhinskas et al. (1993) می‌باشد.

کردن پریدوتیت‌های محیط فرافروانشی از پریدوتیت‌های پشته میان‌اقیانوسی مفید می‌باشد (شکل ۶b). این نمودار نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به محیط فرافروانشی است و در محدوده قوس ماگمایی تشکیل شده‌اند.

از مقدار TiO_2 اسپینل در برابر Cr# نیز برای تمایز پریدوتیت‌های Abyssal از پریدوتیت‌های fore-arc استفاده می‌شود (شکل ۷). در این نمودار محیطی که برای اسپینل پریدوتیت‌های آبدشت مشخص می‌شود بیشتر متمایل به محیط (fore-arc peridotites) است.

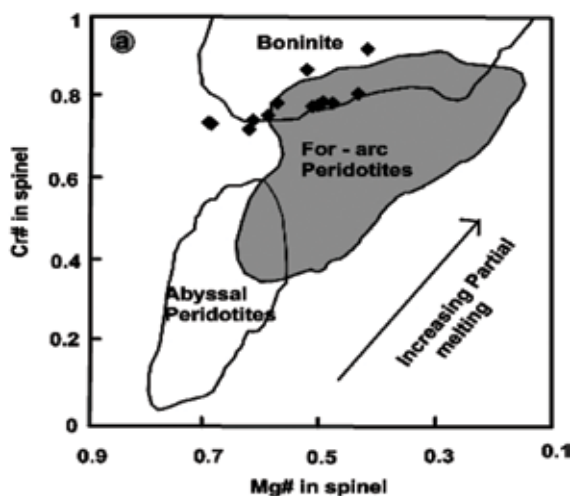
از ترکیب شیمیایی اسپینل می‌توان برای تمایز جایگاه ژئوتکتونیک پریدوتیت‌های گوشته‌ای استفاده کرد. با توجه به نمودار TiO_2 در مقابل Cr# نمونه‌ها در محدوده افیولیتی قرار دارند (Bonavia et al., 1993) (شکل ۶a). افیولیت‌ها در محیط‌های تکتونیک متنوع از جمله در دو محیط پشته میان‌اقیانوسی^۱ و محیط فرافروانشی^۲ تشکیل می‌شوند (Pearce et al., 1984; Shervais, 2001). افیولیت‌های محیط فرافروانشی می‌توانند در هر دو منطقه-basin back arc و fore-arc basin شکل بگیرند (Shervais, 2001). نمودار رد TiO_2 مقابل Al_2O_3 اسپینل برای تمایز

1. MOR
2. Supra Subduction (SSZ)

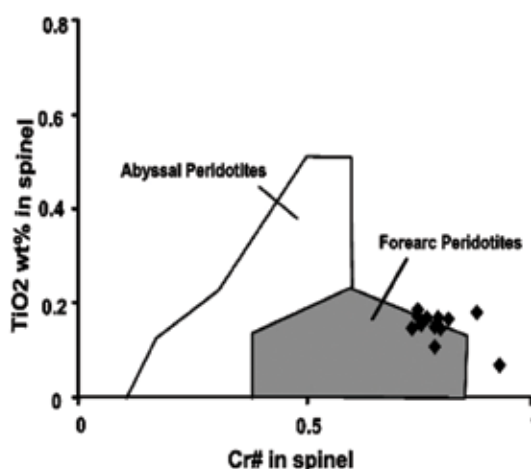


شکل ۶. (a) نمودار TiO_2 در مقابل $Cr\#$ ، نمونه‌ها در محدوده افیولیتی قرار دارند محدوده‌های مشخص شده از (Bonavia et al., 1993)، (b) نمودار TiO_2 در مقابل Al_2O_3 اسپینل، نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به محیط فرافروانشی است و در محدوده ARC تشکیل شده‌اند (Kamenetsky et al., 2001)

می‌شود (شکل ۸). در نمودار شکل ۸ که محدوده‌ها به صورت دقیق نشان داده می‌شوند، بیشتر نمونه‌ها در محدوده بین بونینیت و پریدوتیت‌های fore-arc قرار می‌گیرند. بررسی تمام نمودارهای ارائه شده حاکی از این است که محیط فرافروانش را برای تشکیل مجموعه افیولیتی آبدشت محتمل‌ترین محیط تکتونیکی است.



شکل ۸. نمودار $Cr\#$ در برابر $Mg\#$ برای پریدوتیت‌های منطقه آبدشت، محدوده‌های Abyssal peridotite از Bullen and Dick (1984) و fore-arc peridotite از Arai (1994)، Ishii et al. (1984) و boninite از Van der (1992) و Parkinson and Pearce (1998) و Sobolev and Danyushevsky (1994) و Laan et al. (1992)



شکل ۷. ترکیب اسپینل پریدوتیت‌های آبدشت در نمودار TiO_2 در برابر $Cr\#$ اسپینل، محدوده Abyssal peridotites از Dick and Bullen (1984) و Arai (1994) و محدوده Fore-arc peridotites از Bloomer and Hawkins (1983)، Bloomer and Fisher (1987) و Parkinson and Pearce (1998) می‌باشد.

نسبت $Cr\#$ و $Mg\#$ اسپینل شاخص خوبی برای تعیین محیط تکتونیکی پریدوتیت‌ها و بازالت‌ها است. این نسبت که به صورت نمودارهای مختلفی ارائه می‌شود توسط محققان زیادی مطالعه شده است و محدوده‌های تکتونیکی مختلفی در این نمودارها تعریف شده‌اند. برای بررسی بهتر پریدوتیت‌های منطقه آبدشت از این نمودارها استفاده

- Arai, S., 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chemical Geology*, 113, 191-204.

- Bloomer, S.H., and Fisher, R.L., 1987. Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga trench - a non-accreting plate boundary. *Journal of Geology*, 95, 469-495.

- Bloomer, S.H., and Hawkins, J.W., 1983. Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana trench: an island arc ophiolite. In: Hayes, D.E. (Ed.), *The Tectonics and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands: Part II*, AGU Geophysical Monograph. American Geophysical Union, 23, 294-317.

- Bonavia F.F., Diella V., and Ferrario A., 1993. Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia. *Economic Geology* 88, 198-202.

- Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*, Second ed. Longman Scientific and Technical. 696.

- Dick, H.J.B. and Bullen, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal an alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86, 54-76.

- Ghasemi, H., 2000. Petrology, geochemistry and the origin of ore minerals in the ultramafic-mafic Sikhoran complex, SE Iran. Ph.D. Thesis, Tarbiat Modares University of Iran 143, 431-438.

- Ghasemi, H., Juteau, T., Bellon, H., Sabzehei, M., Whitechurch, H., and Ricou, L. E., 2002. Themafic- ultramafic complex of Sikhoran (Central Iran): A Polygenetic ophiolite complex. *Comptes Rendus Geoscience*, 334, 431-438.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های پریدوتیتی با ترکیب دونیت و هارزبورژیت از مهم‌ترین واحدهای سنگی مجموعه افیولیتی در منطقه آبدشت در جنوب ایران هستند. اسپینل یکی از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این پریدوتیت‌ها است که از ترکیب شیمیایی آن برای بررسی پتروژنتیکی و ژئودینامیکی پریدوتیت‌ها استفاده شده است. عدد کروم (Cr#) اسپینل‌های منطقه آبدشت در حدود ۰/۷۳ تا ۰/۹۲ و مقادیر آلومینیوم آن‌ها بین ۰/۷۲ تا ۱۱/۲۹ می‌باشد. این ترکیب نشانگر ذوب با درجه نسبتاً بالای پریدوتیت‌ها است. بررسی نمودارهای ژئوتکتونیکي ارائه شده حاکی از این است که پریدوتیت‌های آبدشت در یک محیط قوس آتشفشانی یا فرافورانش تشکیل شده‌اند. از این نظر افیولیت‌های آبدشت مشابه افیولیت‌های نایین Mehdi-pour Ghazi و همکاران (۲۰۱۲) و نوار افیولیتی نائین- بافت Mehdi-pour Ghazi و همکاران (۲۰۱۰) می‌باشند.

قدردانی

این پژوهش توسط دانشگاه تبریز حمایت شده است. تجزیه نمونه‌ها در دانشگاه پتسدام آلمان صورت گرفته است. از اساتید محترم جناب آقای دکتر آروین و دکتر سلطانی که با نظرات سازنده خود موجب بهتر شدن مطالب این مقاله شدند بسیار سپاسگزاریم. از سردبیر و کارکنان محترم مجله برای کمک‌هایشان تشکر می‌شود.

منابع

- Agard, P., Moine, P., Gerber, W., Omrani, J., and Molinaro, M., 2006. Transient, syn-obduction exhumation of Zagros blueschist-sinferred from P-T-deformation time- kinematic constraints Implications for Neotethyan wedge dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 111, B11401, doi:10.1029/2005JB004103.

- Ahmadipour H., 2000. Petrology and geochemistry of Soghan and Abdasht ultramafic-mafic complexes, north-west of Dowlatabad Baft. Ph.D thesis , T.M.U. 430.

- Hirose, K., and Kawamoto, T., 1995. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa; the effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 133, 463-473.
- Ishii, T., Robinson, P. T., Maekwa, H., and Fisker, R., 1992. Petrological studies of diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana fore arc. Leg 125, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125, 445-485.
- Irvine, T. N., 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator, part 2. Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 4, 71-103.
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., and Meffre, S., 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology*, 42, 655-671.
- Kepezhinskas P.K., Taylor R.N., and Tanaka H., 1993. Geochemistry of plutonic spinels from the Kamchatka arc: comparisons with spinels from other tectonic settings. *Mineralogical Magazine*, 57, 575-589.
- Mehdipour Ghazi, J., Moazzen, M., Rahgoshay, M. and Shafii Moghadam, H., 2010. Mineral chemical composition and geodynamic significances of peridotites from Nain ophiolite, central Iran. *Journal of Geodynamics*, 49, 261-270.
- Mehdipour Ghazi, J., Moazzen, M., Rahgoshay, M. and Shafii Moghadam, H., 2012. Geochemical characteristics of basaltic rocks from the Nain ophiolite (Central Iran); constraints on mantle wedge source evolution in an oceanic back arc basin and a geodynamical model. *Tectonophysics*, 574-575, 92-104.
- Moinzadeh, H., 2007. Petrology and mineralogy of high pressure complex of Soghan and Abdashtareas, SE Kerman, Iran. Ph.D. Thesis. Shahid Bahonar University of Kerman, 182, 431-440.
- Oberhänsli, R., Bousquet, R., Moinzadeh, S. H., Moazzen, M., and Arvin, M., 2007. The field of stability of blue jadeite: A new occurrence of jadeite at Sorkhan, Iran, as a case study. *The Canadian Mineralogist*, 45, 1501-1509.
- Parkinson, I. J. and Pearce, J. A., 1998. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a suprasubduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39, 1577-1618.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J., and Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B. P. and Howell, M. F. (eds.). *Marginal basin geology*. Geological Society of London, Special Publication, 16, 77-94.
- Sabzehei, M., 1974. Les melanges ophiolitiques de la region d'Esfanageh (Iran meridional). Etude petrologique et structurale, l'interpretation dans le cadre Iranien. Ph.D thesis, University. Grenoble, France, 306.
- Sabzehei, M., M. Berberian, J. Roshanravan, H. Azizan, M. Nazemzadeh, N. Alavi-Tehrani, A. Houchmand-zadeh, M.A.A. Nowgole-Sadat, and M. Maiidi, 1994. Geological map of Hajiabad., 1/250.000 scale, Geological Survey of Iran.
- Shervais, J.W., 2001. Birth, death, and resurrection: the life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics*, 2, 2000GC000080.
- Sobolev, A. V., and Danyushevsky, L.V., 1994. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga

- Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas: *Journal of Petrology*, 35, 1183-1211.
- Van der Laan, S. R., Arculus, R. J., Pearce, J. A. and Murton, B. J., 1992. Petrography, mineral/chemistry, and phase relations of the basement boninite series of site 786, Izu-Boin fore arc. In: Fryer, P., Pearce, J. A., Stokking, L. B., et al. (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 125. College Station, TX: Ocean Drilling Program, 171-201.
 - Whitney, D.L. and Evans, B.N., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, 95, 185-187.
 - Zhou, M.-F. and Bai, W.J., 1992. Chromite deposits in China and their origin. *Mineralium Deposita*, 27, 192-199.

بررسی تاثیر گسل شمال تبریز بر ویژگی‌های کمی و کیفی منابع آب زیرزمینی مجاور در شرق تبریز

حسین رجب پور^۱، عبدالرضا واعظی هیر^{۲*}

۱. دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی گروه علوم زمین دانشگاه تبریز

۲. دانشیار گروه علوم زمین دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۱/۲۸

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۳/۱۱

چکیده

بر اساس نتایج این مطالعه، گسل شمال تبریز به‌عنوان ساختار تکتونیکی برجسته در شمال غرب ایران تاثیر زیادی بر شرایط هیدروژئولوژیک آبخوان محلی منطقه داشته است. بر اساس بررسی‌های هیدرواستراتیگرافی لاگ چاه‌های منطقه، از تجمع توف‌های تراوا، آبخوان غیر محبوس تشکیل شده و در کل منطقه به صورت مستقیم بر روی مارن قرمز رنگ میوسن (سنگ کف)، قرار گرفته است. سنگ کف بخش شمالی آبخوان در تراز بالاتر از سنگ کف بخش جنوبی قرار گرفته و می‌تواند دلیلی بر وجود حرکت شیب‌لغز معکوس گسل در این منطقه باشد که در اثر آن، بخش شمالی (فرادیواره) بر روی بخش جنوبی (فرودیواره) لغزیده است. اختلاف تراز سنگ کف در فاصله‌ای نسبتاً کم (کمتر از ۲۰۰ متر)، می‌تواند نشانه‌ای بر شیب نزدیک به قائم برای گسل باشد. مجموع عمق چاه‌های بخش جنوبی، چهار برابر بخش شمالی و مجموع آبدهی سالانه چاه‌های بخش جنوبی در حدود هشت برابر بخش شمالی است. همچنین، اختلاف بین تراز سطح آب زیرزمینی طرفین گسل در برخی مقاطع در فاصله‌ای حدود ۲۰۰ متر به بیش از هشت متر بالغ می‌شود. نتایج ارزیابی تغییرات کلر و EC، نشانه وجود تغییرات شدید کیفی آب زیرزمینی در عرض زون گسلی است. نتایج حاصله می‌تواند نشانه‌ای بر رفتار مانع وار گسل در مقابل جریان از عرض آن در این منطقه باشد. بررسی سختی کل و غلظت یون‌های موجود در آب‌های منطقه نشان می‌دهد که اکثر نمونه‌های بخش شمالی جهت مصارف شرب مناسب نمی‌باشند ولی نمونه‌های بخش جنوبی جهت شرب مناسب می‌باشند. در حالی که تمامی نمونه‌های بخش شمالی دارای ضریب لانژلیه منفی (خورنده) می‌باشد. تمامی نمونه‌های بخش جنوبی دارای ضریب لانژلیه مثبت خیلی نزدیک به صفر است و حاکی از متعادل بودن این آب‌ها می‌باشد. این با واقعیت منطقه نیز تطابق کامل دارد چرا که اکثر صنایع موجود در منطقه در بخش جنوبی گسل متمرکز شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: هیدروژئولوژی زون گسلی، آب زیرزمینی، گسل شمال تبریز، ساختار آبخوان.

مقدمه

گسل‌ها در پوسته‌ی زمین در مقیاس‌های مختلفی تشکیل می‌شوند. عملکرد گسل‌ها، ترتیب قرارگیری واحدهای سنگی را برهم‌زده و مسائل پیچیده‌ای را به وجود می‌آورد. گسل‌ها می‌توانند توپوگرافی سطح زمین را

تغییر دهند. گسل‌ها همچنین می‌توانند بر نحوه‌ی توزیع منابع طبیعی همچون آب‌های زیرزمینی تأثیرگذار باشند (Rawling and Goodwin 2003).

فرآیندهای تکتونیکی مخصوصاً گسل‌ها و شکستگی‌ها، در ابعاد کمی و کیفی فرآیندهای هیدروژئولوژیکی نقش

* نویسنده مرتب: vaezihir@yahoo.com

صحرایی حاکی از رفتار مجرای پهنه خردشده در مقابل جریان آب زیرزمینی و به موازات سطح گسل می‌باشد در حالی که هسته گسل (به ویژه گسل‌های معکوس) به عنوان پهنه‌ای با کمترین میزان تراوایی، همانند سدی نفوذناپذیر در مقابل جریان آب زیرزمینی عمود بر سطح گسل رفتار می‌نمایند (Chester and Logan 1986; Caine et al., 1996).

گسل‌ها بسته به نوع‌شان تاثیرات متفاوتی بر شرایط هیدروژئولوژیک آبخوان‌ها دارند. گسل‌هایی که ساز و کار کششی داشته باشند، قابلیت بیشتری نیز جهت هدایت آب دارند و برعکس، گسل‌های دارای ساز و کار فشارشی، مسیرهای مناسبی برای جریان و انتقال آب‌های زیرزمینی نیستند. گسل‌های نرمال در اثر کشش ایجاد شده‌اند، در نتیجه این امکان وجود دارد که به میزان چند سانتی‌متر بازشدگی نشان دهند. هر چند این بازشدگی‌ها به مرور زمان ممکن است در اثر کلسیت ثانویه و یا برش گسلی پر شوند. گسل‌های معکوس و گسل‌های امتدادلغز در اثر نیروهای فشارشی ایجاد شده‌اند و می‌توانند به صورت نفوذناپذیر عمل نمایند (Goldscheider, 2008).

در مطالعات هیدروژئولوژیک پهنه‌های گسلی، شکل پروفیل بار هیدرولیکی که ممکن است حالت پله‌ای یا انحنای را در شیب هیدرولیکی نشان دهد می‌تواند جهت استنباط جهت و میزان جریان آب زیرزمینی و ارائه‌ی شاخصی از رفتار هیدروژئولوژیک پهنه گسلی به صورت مانع یا مجرای بکار رود (Haneberg, 1995; Bense and person, 2006; Anderson and Bakker, 2008). هیدروژئوشیمی آب زیرزمینی در کنار مشاهدات بار هیدرولیکی می‌تواند مسیر جریان آب زیرزمینی را در پهنه گسلی مشخص کند (Bethke and Johnson, 2008; Leray et al., 2012).

با توجه به مطالب فوق، مطالعه و بررسی فرآیندها و ساختارهای تکتونیکی در مطالعات هیدروژئولوژیک از اهمیت بالایی برخوردار است. هدف اصلی این مطالعه، تعیین ویژگی‌ها و رفتار هیدروژئولوژیک گسل شمالی تبریز، تغییرات کیفیت و کمیت آب زیرزمینی در دو سوی آن، تاثیر حضور گسل بر منابع آب زیرزمینی مجاور آن و در نهایت تاثیر آن بر پراکنش و تمرکز فعالیت‌های انسانی وابسته به منابع آبی متاثر و همجوار آن است.

اساسی و مهمی را ایفا می‌کنند. درز و شکاف‌های ایجاد شده در زمین بر اثر گسلش، موجب نفوذ بهتر آب‌های روان و یا آب‌های جوی ناشی از بارش و در نتیجه غنی شدن منابع آب زیرزمینی می‌شوند. گسل‌ها گاهی موجب تغییر مسیر رودها، ایجاد آبراهه‌ها (مثلاً گسلش یک سفره آبدار محبوس سبب برداشته شدن فشار و حرکت آب به سمت سطح و جاری شدن آن می‌شود)، پدید آمدن چشمه‌های مختلف و ایجاد اشکال هیدروژئولوژیک گوناگونی می‌شوند (White, 1988, Milanovic 1988).

زون‌های گسلی در پوسته‌ی کم‌عمق (کمتر از یک کیلومتر)، به صورت شبکه‌بندی زمین، فرآیندهای زمین‌شناسی را تحت تاثیر قرار می‌دهند (Bense et al., 2013). گسل‌ها، الگوی جریان آب زیرزمینی در آبخوان‌ها را متاثر می‌نمایند (Burbey, 2008; Folch and Mas-Pla, 2008) و تراوایی سنگ‌ها را که عامل مهمی در جابجایی آب‌های زیرزمینی است، تحت تاثیر قرار می‌دهند (Geraud et al., 2006).

اثر ویژه‌ی گسل‌ها بر جریان آب زیرزمینی در محیط‌های زمین‌شناسی گوناگون، پیچیده و متنوع است و اغلب با وجود اهمیت فهم چگونگی جریان سیال در پیرامون زون‌های گسلی در اعماق کم پوسته‌ی زمین، به خوبی درک نشده است (Mayer et al., 2007; Bense et al., 2013). نخستین منطقه از زون‌های گسلی، شامل هسته‌ی گسل می‌شود که به وسیله‌ی زون خردشده (Damage Zone) احاطه شده است. هسته‌ی گسل، به عنوان پهنه شدیدترین تنش، در مرکز پهنه گسلی حضور دارد و با بیشترین جابجایی در پهنه گسل همراه است. پهنه خرد شده، شامل ساختارهای ثانویه از قبیل شکستگی‌ها، گسل‌های فرعی کشیده شده درون فرودبواره و فرادبواره می‌شود که باقیمانده‌ی واتنش درون پهنه گسلی هستند. پروتولیت، به مواد زمین‌شناسی تغییر شکل نیافته‌ی پیرامون پهنه گسلی اطلاق می‌شود (Bense et al., 2013).

آزمایش‌های صحرایی و آزمایشگاهی متعدد نشان داده است که پهنه خردشده، دارای تراوایی بیشتری از هسته گسل و پروتولیت است و تراوایی در هر زون شدیداً آنیزوتروپ می‌باشد (Forster and Evans, 1991). همچنین، برخی آزمایش‌های

آبخوان از روی لاگ زمین‌شناسی ۵۱ حلقه چاه محفوره فعال در آن، مورد بررسی و تفسیر قرار گرفتند. شکل ۲، موقعیت و پراکندگی این چاه‌ها در منطقه را نشان می‌دهد. اطلاعات حاصله، جهت انطباق واحدهای زمین‌شناسی و شناسایی ساختار آبخوان بکار گرفته شدند. همچنین، در فروردین ماه سال ۱۳۹۳، تراز سطح آب‌زیرزمینی در چاه‌های یاد شده برای رسم الگوی بار هیدرولیکی در طرفین گسل اندازه‌گیری شده و به صورت هم‌زمان، نمونه‌های آب زیرزمینی از این چاه‌ها برای آنالیز آزمایشگاهی جمع‌آوری شدند. مقادیر هدایت الکتریکی نمونه‌های آب (EC) و pH در صحرا و هم‌زمان با نمونه‌برداری اندازه‌گیری شدند. نتایج آنالیزهای صحرایی و آزمایشگاهی برای تهیه نمودارهای مناسب جهت آشکارسازی تاثیر گسل بر آبخوان مجاور بکار گرفته شد. در نهایت رفتار هیدروژئولوژیک گسل در مقابل جریان آب‌زیرزمینی محلی، تغییرات کیفی آب‌زیرزمینی در دو سوی آن و تاثیر آن بر پراکندگی و عمق و میزان آبدهی سالانه چاه‌ها و صنایع وابسته به آب آنها در منطقه حاصل و تحلیل شد.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

وضعیت زمین‌شناسی امروز ایران عمدتاً حاصل حرکات صفحات عربی و اوراسیا در اواخر دوره کرتاسه و اوایل دوره پالئوژن می‌باشد (Djamour et al., 2011). منطقه شمال غرب ایران، بخشی از سیستم تکتونیکی پیچیده‌ای است که حاصل تداخل صفحات عربی، آناتولی و اوراسیا می‌باشد و دربرگیرنده سیستم پیچیده‌ای از گسل‌ها است (Sengore et al., 2005; Jackson, 1992). بخشی از گسل شمال تبریز در منطقه مورد مطالعه واقع شده است که متعلق به سیستم گسلی با مقیاس ناحیه‌ای بوده و سیستم گسلی آناتولی در ترکیه را به رشته کوه‌های البرز در ایران متصل می‌کند. گسل یاد شده، محل تلاقی حرکات رو به شمال صفحه عربی و حرکات رو به غرب صفحه آناتولی نسبت به صفحه اوراسیا می‌باشد (Moradi et al., 2011). گسل شمال تبریز، ساختار تکتونیکی برجسته‌ای در شمال غرب ایران محسوب می‌شود که با مکانیزم امتدادلغز راستگرد در مجاورت و شمال شهر تبریز واقع شده‌است

موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در شمال غرب ایران و در مجاورت کلانشهر تبریز واقع شده است (شکل ۱). این منطقه در شرق تبریز قرار گرفته و با میانگین بارش سالانه ۲۹۷ میلی‌متر و میانگین دمای سالانه ۱۱ درجه سلسیوس، بر اساس اقلیم نمای آمبرژه (Emberger, 1955) دارای اقلیم سرد خشک می‌باشد. این منطقه فاقد رودخانه و جریانات سطحی دائمی یا فصلی بوده و آبخوان محلی آن، تنها منبع تامین آب می‌باشد.

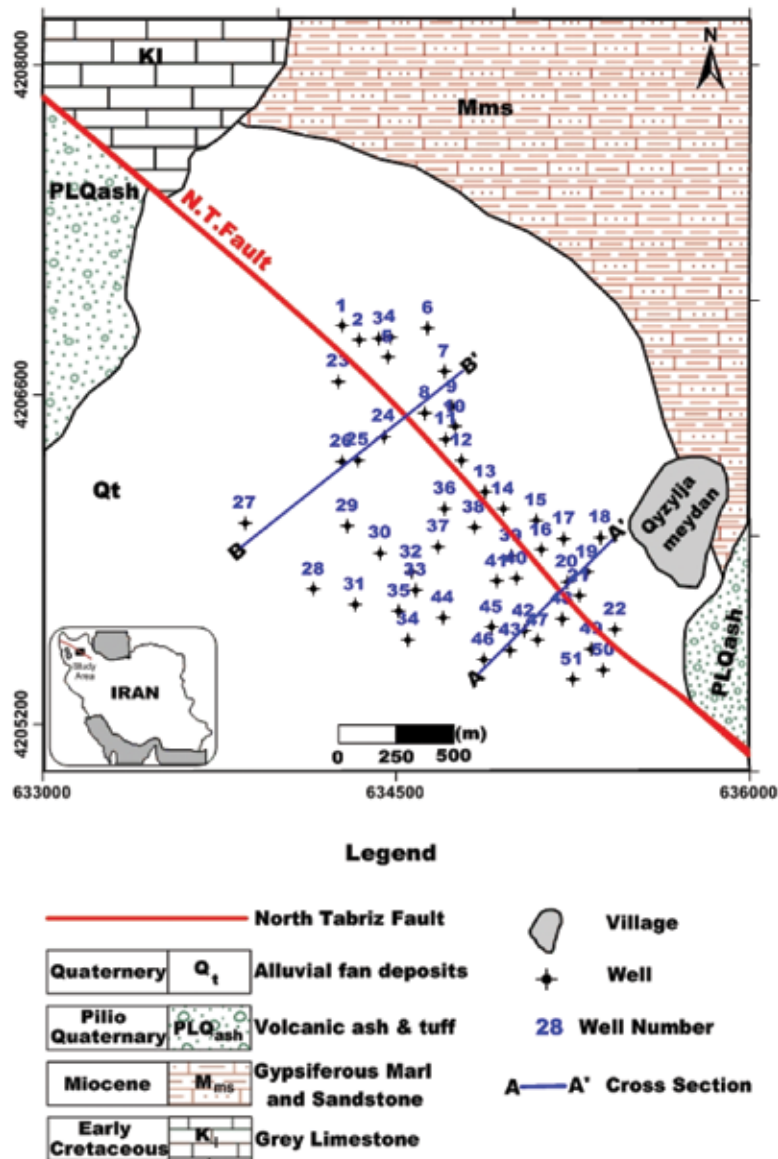


شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه و گسل شمال تبریز در استان آذربایجان شرقی و ایران

روش مطالعه

برای بررسی تاثیر زون گسلی بر ویژگی‌های آبخوان و رفتار هیدروژئولوژیک این زون‌ها، شواهد صحرایی ساختاری و هیدروژئولوژیک مورد نیاز است. شواهد ساختاری شامل بررسی جابجائی سنگ کف آبخوان و لایه‌های آبدار و نیز تغییرات ضخامت پهنه اشباع در طرفین پهنه گسلی می‌باشد. شواهد هیدروژئولوژیک، بررسی الگو و تغییرات بار هیدرولیکی و نیز تغییرات احتمالی در خصوصیات هیدروشیمیایی آب زیرزمینی در طرفین پهنه گسلی را شامل می‌شود. بدین منظور و جهت بررسی تاثیر گسل شمال تبریز بر آبخوان محلی مجاور آن در این منطقه، ساختار زمین‌شناسی و ویژگی‌های هیدرواستراتیگرافی لایه‌های

(شکل ۱). این گسل با امتداد شمال غرب-جنوب شرق با شهر بستان آباد در جنوب شرق امتداد یافته و شیب صفحه طولی بالغ بر ۱۵۰ کیلومتر از شهر صوفیان در شمال غرب تا آن نزدیک به قائم می‌باشد (Vafaei et al., 2011).



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و خطواره گسل شمال تبریز

شکل‌گیری وضعیت زمین‌شناسی و سیمای مورفولوژیکی منطقه مورد مطالعه نقش اساسی داشته‌اند.

بحث

موقعیت، عمق و آبدهی چاه‌ها

همان‌گونه‌که در شکل ۲ نمایان است، چاه‌های منطقه اکثراً در مجاورت گسل و به موازات راستای آن پراکنده

زمین‌شناسی منطقه متشکل از واحدهای زیر است: مارن‌های قرمز رنگ ژیبس‌دار میوسن با میان لایه‌های ماسه سنگی در شمال و شرق منطقه، آهک‌های نازک لایه کرتاسه در شمال غرب، توف‌های دریاچه‌ای متعلق به ولکانیزم سه‌د در جنوب شرق و رسوبات آبرفتی عهد حاضر در بخش مرکزی و جنوبی منطقه. پدیده‌های زمین‌شناسی نظیر آتشفشان سه‌د و حرکات گسل شمال تبریز، در

بخش جنوبی گسل (فرودیواره) واقع شده‌اند که عمیق‌ترین آنها ۱۲۰ متر عمق دارد و میانگین عمق چاه‌ها در این بخش ۸۵/۰۳ متر می‌باشد (جدول ۱). عمق کم چاه‌ها در بخش شمالی می‌تواند به حرکات شیب لغز گسل شمال تبریز نسبت داده شوند.

شده‌اند. کلیه چاه‌ها تا برخورد به سنگ کف آبخوان (مارن قرمز میوسن) حفاری شده‌اند. از ۵۱ حلقه چاه حفر شده، ۲۲ حلقه در بخش شمالی گسل (فرادیواره) واقع‌اند که عمیق‌ترین آنها ۳۷ متر عمق دارد و میانگین عمق چاه‌های این بخش ۲۹/۳۱ متر می‌باشد. ۲۹ حلقه چاه باقیمانده در

جدول ۱. حداکثر، حداقل و میانگین عوامل کمی آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه (فروردین ماه ۱۳۹۳)

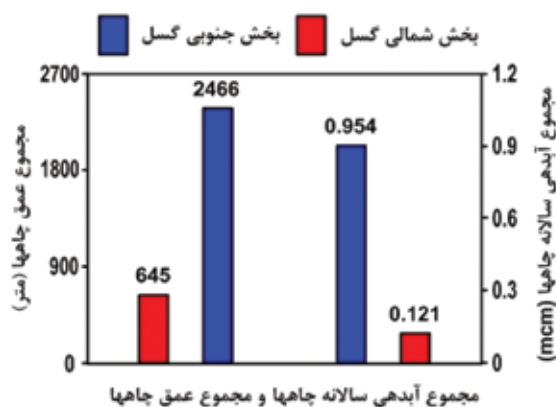
پارامترها	بخش شمالی گسل		بخش جنوبی گسل	
	حداکثر	حداقل	حداکثر	حداقل
عمق چاه (متر)	۳۷	۲۰	۱۲۰	۴۸
تراز آب‌بیرزمینی (متر)	۱۸۳۸/۸۳	۱۸۳۲/۹۳	۱۸۳۲/۵۷	۱۸۲۵/۲۷
آبدهی سالانه (متر مکعب بر سال)	۷۴۰۰	۱۸۰۰	۱۰۲۰۰۰	۱۳۰۰۰

ساختار آبخوان

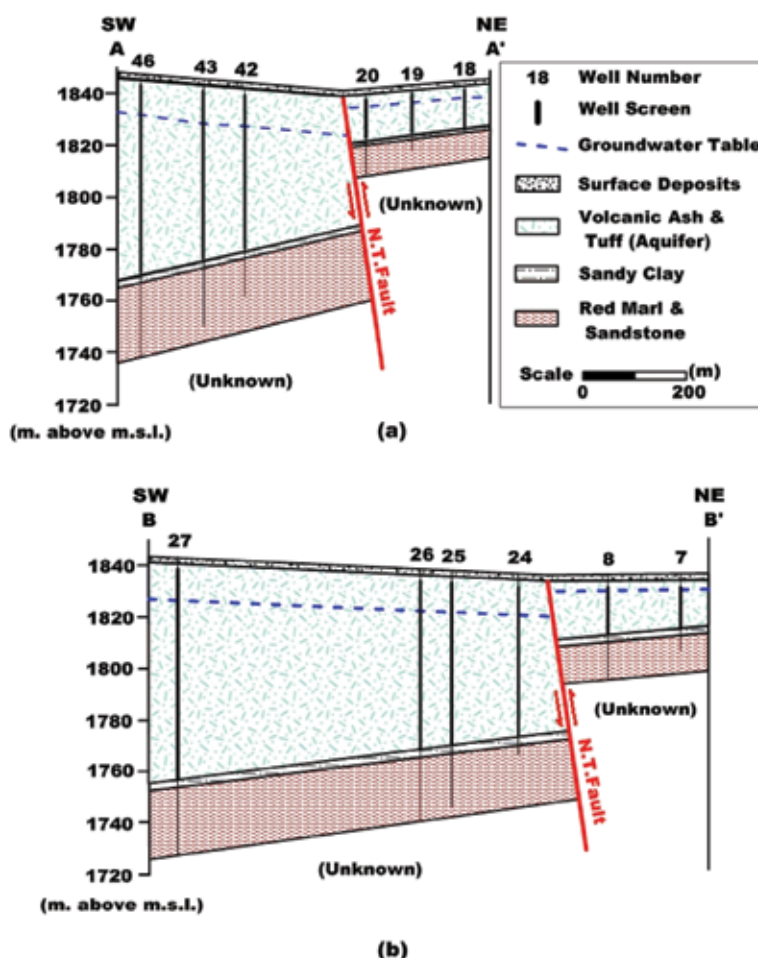
بررسی لاگ چاه‌های منطقه نشان دهنده تغییرات وسیع در ویژگی‌های هیدرواستراتیگرافی آبخوان می‌باشد. در تمامی چاه‌های واقع در هر دو بخش شمالی و جنوبی گسل، پس از لایه‌های توف آبدار، لایه‌ای به ضخامت حدود دو متر از جنس رس ماسه‌دار سیاه رنگ وجود دارد که درست بر روی سنگ کف مارنی واقع شده‌است. همان‌گونه که در مقاطع عرضی رسم شده در شکل ۴ قابل رویت است، سنگ کف آبخوان در هر دو بخش جنوبی و شمالی دارای شیب به سمت جنوب غرب است که می‌تواند دلیل افزایش ضخامت اشباع آبخوان در بخش جنوبی باشد.

همان‌گونه که در مقاطع عرضی رسم شده قابل مشاهده است، سنگ کف بخش شمالی آبخوان در تراز بالاتر از سنگ کف بخش جنوبی قرار گرفته و ضخامت اشباع بخش شمالی بسیار کمتر از بخش جنوبی است. این می‌تواند نشان دهنده حرکت شیب لغز معکوس گسل شمال تبریز در این منطقه باشد که در اثر آن، بخش شمالی (فرادیواره) بر روی بخش جنوبی (فرودیواره) لغزیده است. تغییر قابل توجه تراز سنگ کف آبخوان در فاصله‌ای نسبتاً کم (کمتر از ۲۰۰ متر)، می‌تواند نشانه‌ای بر شیب نزدیک به قائم برای گسل در این منطقه باشد. مطالعه ویژگی‌های هیدرواستراتیگرافی لاگ چاه‌ها نشان دهنده غیر محبوس بودن لایه آبدار منطقه می‌باشد که از تجمع توف‌های تراوا تشکیل یافته است و در کل منطقه به صورت مستقیم بر روی مارن میوسن قرمز رنگ قرار گرفته است.

مجموع عمق چاه‌های منطقه برای بخش جنوبی و شمالی گسل به ترتیب ۲۴۶۶ و ۶۴۵ متر می‌باشد که نشان دهنده تفاوت فاحش و چهار برابری مجموع عمق چاه‌های بخش جنوبی نسبت به بخش شمالی گسل است (شکل ۳). مجموع آبدهی سالانه چاه‌های واقع در بخش جنوبی ۰/۹۵۴ میلیون متر مکعب و برای چاه‌های بخش شمالی ۰/۱۲۱ میلیون متر مکعب می‌باشد. مجموع آبدهی سالانه چاه‌های بخش جنوبی در حدود هشت برابر مجموع آبدهی چاه‌های بخش شمالی است. با توجه به اینکه تمامی چاه‌های منطقه شامل چاه‌های واقع در بخش شمالی و جنوبی، در مجاورت گسل و تا شعاع ۵۰۰ متری آن تمرکز یافته‌اند نشان دهنده تغییرات زیاد در خصوصیات هیدروژئولوژیک طرفین گسل و در فاصله‌ای نسبتاً کم می‌باشد.



شکل ۳. مجموع آبدهی سالانه (میلیون مترمکعب) و مجموع عمق چاه‌ها برای بخش‌های شمالی و جنوبی گسل



شکل ۴. مقاطع عرضی از واحدهای زمین‌شناسی منطقه (در مسیرهای AA' و BB' شکل ۲)

زیرزمینی در طرفین گسل موید آن است.

تراز سطح آب زیرزمینی آبخوان در طرفین گسل

تراز سطح آب زیرزمینی در کلیه چاه‌های منطقه، در فروردین ماه سال ۱۳۹۳ و در شرایط استاتیک اندازه‌گیری شد. سپس میانگین تراز سطح آب زیرزمینی برای طرفین گسل و با استفاده از آمار چاه‌های واقع در آن بخش محاسبه شد. شکل ۵، اختلاف بین میانگین تراز سطح آب زیرزمینی در بخش‌های شمالی و جنوبی گسل را به همراه تفاوت میانگین عمق چاه‌های این بخش‌ها نشان می‌دهد که اختلاف آشکار بین تراز سطح آب زیرزمینی طرفین گسل را نمایان می‌سازد. میانگین این اختلاف ۵/۸۰ متر می‌باشد که این اختلاف در برخی مقاطع به بیش از هشت متر نیز بالغ می‌شود (مقطع BB' شکل ۴). نتایج حاصله می‌تواند نشانه‌ای بر رفتار مانع وار گسل در مقابل جریان از عرض آن در این منطقه باشد که اختلاف فاحش تراز سطح آب

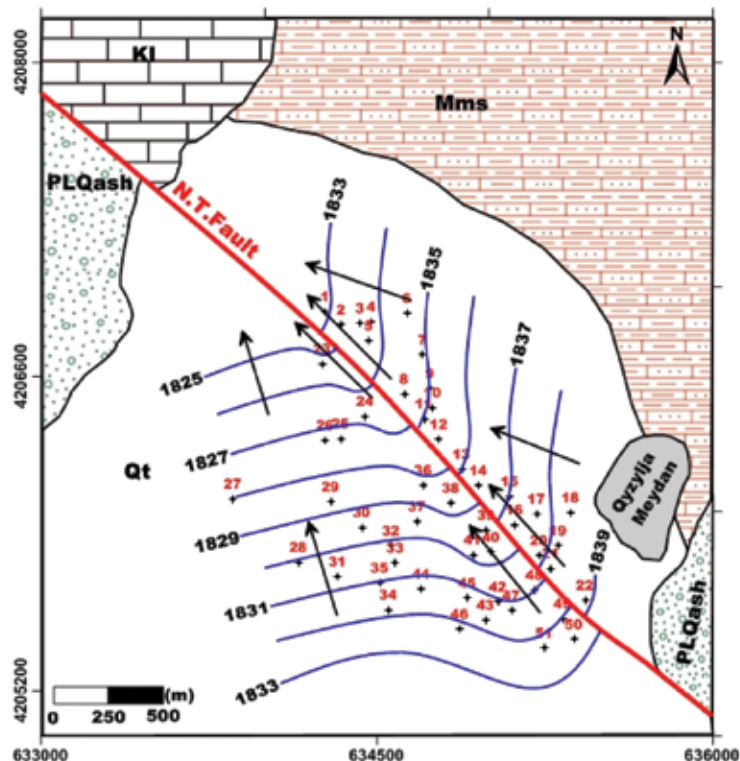


شکل ۵. میانگین تراز سطح آب زیرزمینی و عمق چاه‌ها برای بخش‌های شمالی و جنوبی گسل

منحنی‌های هم‌میزان تراز سطح آب زیرزمینی در فروردین ماه ۱۳۹۳ برای طرفین گسل به صورت جداگانه رسم شد که الگوی حاصله نشان داد، در هر دو بخش شمالی و جنوبی

گسل، در حالتی نزدیک به عمود به روند گسل قرار دارد و روند کلی گرادیان هیدرولیکی و خطوط جریان آب زیرزمینی در هر دو بخش، از جنوب شرق به شمال غرب و در امتداد

و به موازات روند گسل می‌باشند (شکل ۶). این، می‌تواند نشانه‌ای بر رفتار مانع وار گسل در مقابل جریان آب زیرزمینی افقی از عرض گسل در این منطقه باشد.



شکل ۶. منحنی‌های هم میزان تراز سطح آب زیرزمینی که به صورت جداگانه برای بخش‌های جنوبی و شمالی گسل و با در نظر گرفتن حضور و موقعیت گسل رسم شده‌اند.

هیدروشیمی و کیفیت آب زیرزمینی

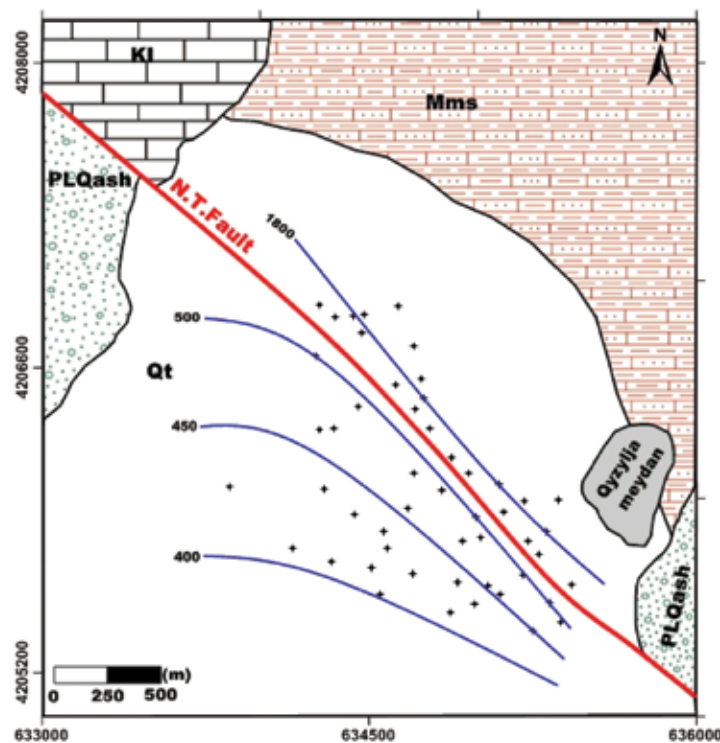
ارزیابی هیدروشیمی و کیفیت آب زیرزمینی در طرفین پهنه‌های گسلی در مطالعات هیدروژئولوژی این پهنه‌ها ضروری و تعیین‌کننده رفتار گسل می‌باشد. براساس نتایج آنالیز نمونه‌ها (جدول ۲)، نمونه‌های آب زیرزمینی بخش شمالی گسل دارای مقادیر هدایت الکتریکی از $(\mu\text{s}/\text{cm})$ ۱۸۰۵ تا $(\mu\text{s}/\text{cm})$ ۱۸۴۰ و با میانگین مقدار $(\mu\text{s}/\text{cm})$ ۱۸۱۶ می‌باشند درحالی‌که مقادیر هدایت الکتریکی نمونه‌های بخش جنوبی از $(\mu\text{s}/\text{cm})$ ۴۰۳ تا $(\mu\text{s}/\text{cm})$ ۵۱۷ در تغییر بوده می‌باشد.

و میانگین مقدار آن $(\mu\text{s}/\text{cm})$ ۴۵۴ می‌باشد. در شکل ۷، منحنی‌های هم ارزش مقادیر هدایت الکتریکی نمونه‌های آب زیرزمینی برای بخش‌های شمالی و جنوبی گسل به صورت مجزا و با استفاده از داده‌های همان بخش رسم شده‌است. همان‌گونه‌که در این شکل مشاهده می‌شود منحنی‌های هم ارزش، به موازات امتداد گسل قرار گرفته‌اند که نشان‌دهنده شیب زیاد تغییرات کیفی آب زیرزمینی در عرض پهنه گسلی می‌باشد.

در شکل ۷، منحنی‌های هم میزان تراز سطح آب زیرزمینی که به صورت جداگانه برای بخش‌های جنوبی و شمالی گسل و با در نظر گرفتن حضور و موقعیت گسل رسم شده‌اند.

جدول ۲. حداکثر، حداقل و میانگین عوامل کیفی آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه (فروردین ماه ۱۳۹۳)

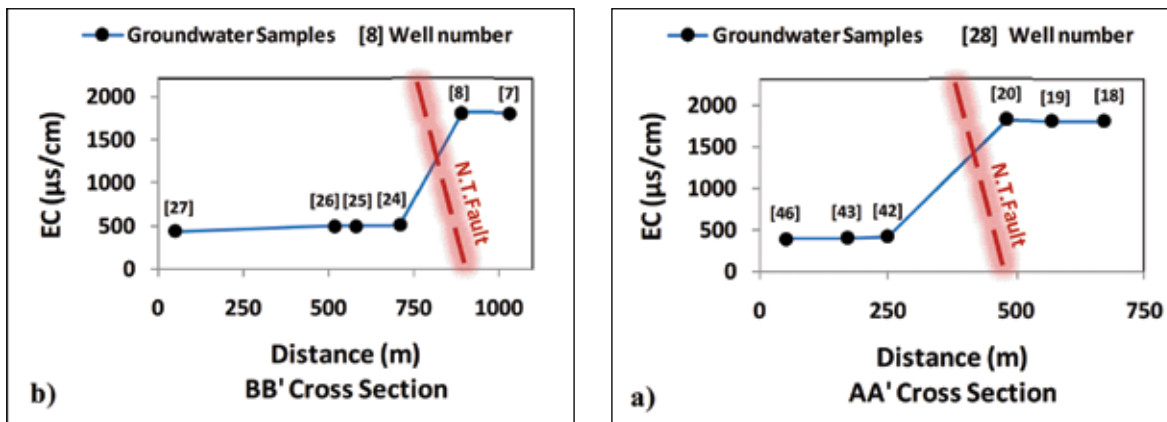
پارامترها	بخش شمالی گسل			بخش جنوبی گسل		
	حداکثر	حداقل	میانگین	حداکثر	حداقل	میانگین
PH	۷/۳	۷/۱	۷/۲۶	۸/۲	۷/۹	۸/۰۲
EC (μs/cm)	۱۸۴۰	۱۸۰۵	۱۸۱۶	۵۱۷	۴۰۳	۴۵۴
TDS (mg/l)	۱۳۴۳	۱۳۱۸	۱۳۲۶	۳۷۷	۲۹۴	۳۳۲
Ca ⁺⁺ (meq/l)	۸/۱۶	۸/۳۲	۸/۲۳	۲/۱	۲/۶۹	۲/۳۷
Mg ⁺⁺ (meq/l)	۲/۹۵	۳/۰۱	۲/۹۸	۰/۷	۱/۰۶	۰/۸۷
Na ⁺ (meq/l)	۶/۶۱	۶/۷۶	۶/۶۶	۱/۳	۱/۶۲	۱/۴۵
K ⁺ (meq/l)	۰/۲	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۱	۰/۱۴	۰/۱۲
Hco ₃ ⁻ (meq/l)	۵/۰۲	۵/۱۵	۵/۰۷	۲/۲	۲/۸۲	۲/۴۸
Co ₃ ⁻⁻ (meq/l)	۰	۰	۰	۰/۴	۰/۵۱	۰/۴۶
Cl ⁻ (meq/l)	۵/۳۵	۵/۴۵	۵/۳۸	۰/۶	۰/۷۷	۰/۶۸
So ₄ ⁻⁻ (meq/l)	۷/۵۸	۷/۷۶	۷/۶۴	۰/۹	۱/۷	۱/۲۸
TH (mg/l)	۵۶۸	۵۵۶	۵۶۰	۱۸۷	۱۴۰	۱۶۲



شکل ۷. منحنی‌های هم‌ارزش مقادیر هدایت الکتریکی آب‌زیرزمینی برای بخش‌های طرفین گسل (با لحاظ نمودن رفتار هیدروژئولوژیک گسل)

زیاد تغییرات کیفی آب‌زیرزمینی در عرض پهنه گسلی در این شکل نیز کاملاً مشهود است. نتایج حاصل از مقایسه شکل‌های ۷ و ۸ می‌تواند دلیل دیگری بر رفتار مانع وار پهنه گسلی در مقابل جریان آب‌زیرزمینی از عرض گسل باشد.

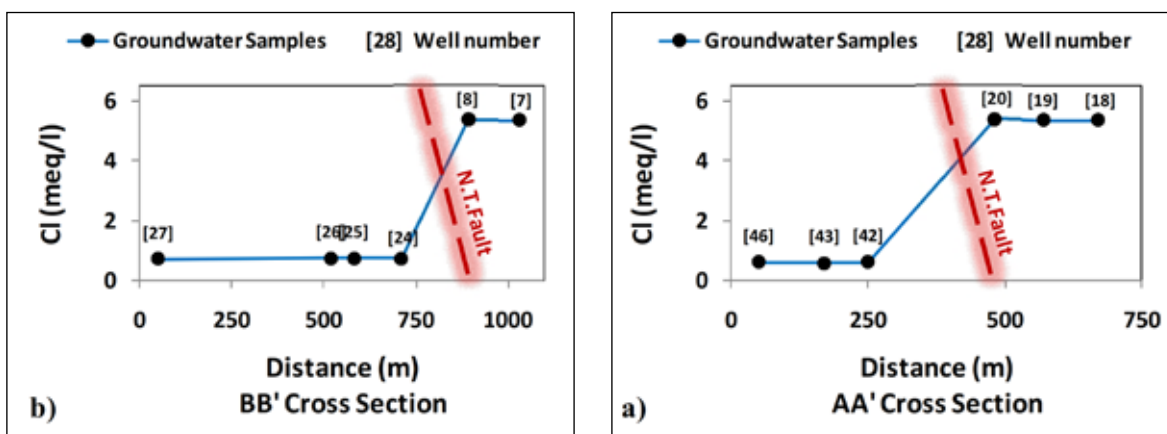
همچنین نمودار تغییرات مقادیر هدایت الکتریکی ویژه نمونه‌های آب‌زیرزمینی در راستای مقاطع زمین‌شناسی AA' و BB' و با استفاده از داده‌های نمونه‌های مربوط به چاه‌های واقع در مسیر این مقاطع، در شکل ۸ رسم شده‌اند. شیب



شکل ۸. نمودار تغییرات مقادیر EC آب زیرزمینی در عرض گسل و در راستای مقاطع زمین‌شناسی AA' و BB'

مقاطع، رسم و در شکل ۹ ارائه شده است. شیب زیاد تغییرات کیفی آب زیرزمینی در عرض پهنه گسلی کاملاً آشکار است. نتایج حاصل از بررسی تغییرات مقادیر کلر در منطقه، نتایج حاصل از تغییرات مقادیر EC ارائه شده در شکل‌های ۷ و ۸ را مورد تأیید قرار داده و می‌تواند دلیل دیگری بر رفتار مانع وار زون گسلی در مقابل جریان آب زیرزمینی از عرض گسل باشد.

جهت حصول اطمینان از نتایج تغییرات کیفی آب زیرزمینی در منطقه، تغییرات مقادیر کلر (به‌عنوان عنصر Conservative) نمونه‌های آب زیرزمینی در منطقه برحسب میلی‌اکی‌والان بر لیتر مورد ارزیابی قرار گرفتند. نتایج آنالیز مقادیر کلر نمونه‌ها به صورت نمودار تغییرات مقادیر و در راستای مقاطع زمین‌شناسی AA' و BB' و با استفاده از داده‌های نمونه‌های مربوط به چاه‌های واقع در مسیر این



شکل ۹. نمودار تغییرات مقادیر کلر آب زیرزمینی در عرض گسل و در راستای مقاطع زمین‌شناسی AA' و BB'

جنوبی گسل مشهود می‌باشد که این می‌تواند به حضور واحدهای مارن ژئوپس دار و ماسه سنگ میوسن در ارتفاعات بخش شمالی منطقه مورد مطالعه نسبت داده شود.

کیفیت آب برای مصارف مختلف

در این مطالعه به منظور بررسی تاثیر گسل شمال تریز بر تغییرات مکانی کیفیت آب جهت مصارف شرب،

غلظت یون‌های محلول در آب زیرزمینی، معمولاً توسط لیتولوژی، ماهیت واکنش‌های هیدروژئوشیمیایی و یا به‌وسیله قابلیت انحلال کانی‌هایی که در مسیر جریان آب زیرزمینی قرار گرفته‌اند کنترل می‌شود. بر اساس نتایج حاصله از آنالیزهای کیفی ارائه شده در جدول ۲، مقادیر مازاد غلظت یون‌های محلول در آب زیرزمینی نمونه‌های بخش شمالی گسل نسبت به نمونه‌های بخش

نتایج حاصل از آنالیز فاکتورهای هیدروشیمیایی آب‌های زیرزمینی منطقه با استانداردهای کیفیت آب شرب ارائه شده در کشور (استاندارد ۱۰۵۳ ایران) مقایسه شد.

جدول ۳. مقایسه غلظت برخی از یون‌های نمونه‌های آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه با استاندارد ملی برای مصارف شرب

پارامترها	مقدار مطلوب	بخش شمالی گسل		بخش جنوبی گسل	
		حداکثر	حداقل	حداکثر	حداقل
PH	۷-۸/۵	۷/۳	۷/۱	۸/۲	۷/۹
TDS (mg/l)	۵۰۰	۱۳۴۳	۱۳۱۸	۳۷۷	۲۹۴
Ca++ (mg/l)	۷۵	۱۶۷/۱	۱۶۳/۲	۵۳/۹	۴۲
Mg++ (mg/l)	۵۰	۳۶/۱	۳۵/۴	۱۲/۷	۸/۴
Na+ (mg/l)	-	۱۵۵/۵	۱۵۲	۳۷/۲	۲۹/۹
Cl- (mg/l)	۲۰۰	۱۹۳/۴	۱۸۹/۹	۲۷/۳	۲۱/۳
So4- (mg/l)	۲۰۰	۳۷۲/۵	۳۶۳/۸	۸۱/۷	۴۳/۲
TH (mg/l)	۱۰۰	۵۶۸	۵۵۶	۱۸۷	۱۴۰

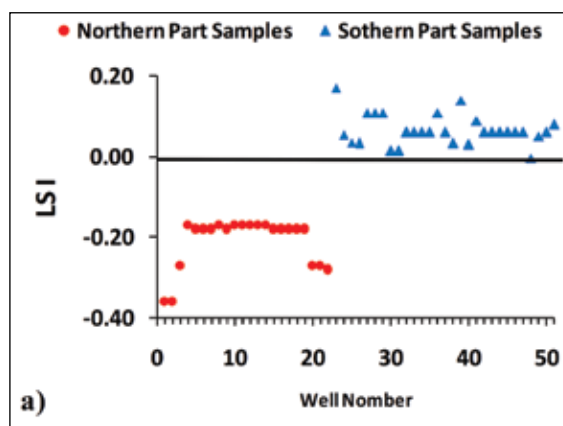
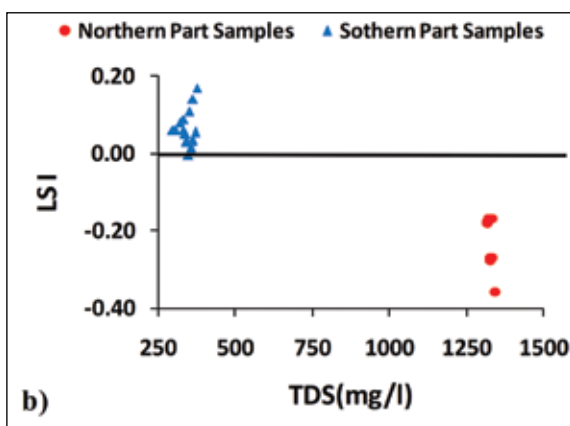
شمالی گسل دارای ضریب لانتلیه منفی است و میانگین مقدار ضریب لانتلیه برای نمونه‌های بخش شمالی گسل ۰/۲۱- می‌باشد که حاکی از خورنده بودن این آب‌ها می‌باشد. این در حالی است که تمامی نمونه‌های آب زیرزمینی بخش جنوبی گسل دارای ضریب لانتلیه مثبت است و میانگین مقدار ضریب لانتلیه برای نمونه‌های این بخش گسل ۰/۰۷ می‌باشد که مقداری خیلی نزدیک به صفر است و حاکی از متعادل بودن این آب‌ها می‌باشد. تغییرات ضریب لانتلیه برای آب‌های زیرزمینی بر اساس شماره چاه و نیز مقدار TDS در شکل ۱۰ ارائه شده است. همان‌گونه که در شکل a ۱۰ مشخص است نمونه‌های آب زیرزمینی متعلق به چاه شماره ۱ تا ۲۲ که مربوط به بخش شمالی گسل می‌باشند دارای ضریب منفی، و نمونه‌های متعلق به چاه شماره ۲۳ تا ۵۱ دارای ضریب مثبت نزدیک به خط صفر می‌باشند. شکل b ۱۰، نشان‌دهنده تاثیر مقدار TDS بر مقادیر ضریب لانتلیه می‌باشد. نمونه‌های مربوط به بخش شمالی که دارای TDS بیشتری نسبت به بخش جنوبی هستند خاصیت خورندگی نشان می‌دهند در حالی که نمونه‌های بخش جنوبی حالت متعادل با کمی گرایش به پوسته‌گذاری را نشان می‌دهند. این با واقعیت منطقه نیز تطابق کامل دارد چرا که اکثر صنایع موجود در منطقه در بخش جنوبی گسل متمرکز شده‌اند و صنایعی هم که از دیر باز در بخش شمالی گسل

بررسی غلظت یون‌های موجود در ترکیب آب‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که غلظت یون‌های موجود در اکثر نمونه‌های بخش شمالی گسل زیادتر از مقدار مطلوب می‌باشد (به استثنای منیزیم و کلر) و سختی کل نمونه‌های این بخش نیز، بالاتر از حداکثر مجاز می‌باشد. لذا آب‌های زیرزمینی بخش شمالی گسل برای مصارف شرب مناسب نمی‌باشند. نمونه‌های بخش جنوبی گسل دارای غلظت یونی در محدوده مقدار مطلوب است، لذا جهت مصارف شرب مناسب می‌باشند. لازم به ذکر است آب شرب تنها روستای واقع در منطقه مورد مطالعه (روستای قزلجه میدان) از منابع آب زیرزمینی واقع در بخش جنوبی گسل تامین می‌شود. به منظور تعیین کیفیت آب جهت مصارف صنعتی، ضریب لانتلیه (I_s) نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه بر اساس رابطه $I_s = pH_m - pH_s$ محاسبه شد. در این رابطه، pH، pH_m واقعی آب زیرزمینی و pH_s آب زیرزمینی در حالت اشباع از کربنات کلسیم می‌باشد. در این رابطه، چنانچه ضریب لانتلیه عددی مثبت (بزرگ‌تر از صفر) باشد آب تمایل به پوسته‌گذاری دارد. در شرایطی که ضریب لانتلیه عددی منفی (کوچک‌تر از صفر) باشد آب خورنده است و در حالتی آب متعادل خواهد بود که ضریب مذکور صفر باشد. با توجه به نتایج بررسی به عمل آمده که در جدول ۴ ارائه شده است تمامی نمونه‌های آب زیرزمینی بخش

قرار گرفته‌اند آب مورد نیاز خود را از چاه‌های بخش جنوبی تامین می‌نمایند. آب چاه‌های واقع در بخش شمالی گسل، اغلب برای آبیاری فضای سبزی یا مصارف بهداشتی صنایع موجود کاربرد دارد.

جدول ۴. پارامترهای کیفی آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه از نظر قابلیت استفاده در مصارف صنعتی

پارامترها	بخش شمالی گسل			بخش جنوبی گسل		
	حداکثر	میانگین	حداقل	حداکثر	میانگین	حداقل
PHm	۷/۳	۷/۱	۷/۹	۸/۲	۸/۰۲	۸/۰۲
TDS (mg/l)	۱۳۴۳	۱۳۱۸	۲۹۴	۳۷۷	۳۳۲	۲۹۴
PHs	۷/۴	۷/۴	۸	۸/۲	۸/۱	۸
LSI	-۰/۳۶	-۰/۱۷	۰	-۰/۱۷	-۰/۰۷	۰



شکل ۱۰. نمودار تغییرات ضریب لانتزیه نمونه‌های آب‌زیرزمینی منطقه مورد مطالعه (a) بر اساس شماره چاه و (b) نسبت به میزان TDS

نتیجه‌گیری

طبق نتایج حاصل از این مطالعه، در منطقه مورد مطالعه، چاه‌های منطقه اکثراً در مجاورت گسل و به موازات راستای آن پراکنده شده‌اند. از ۵۱ حلقه چاه حفر شده، ۲۲ حلقه در بخش شمالی گسل (فرادیواره) واقع‌اند که میانگین عمق چاه‌های این بخش ۲۹/۳۱ متر می‌باشد. ۲۹ حلقه چاه باقیمانده در بخش جنوبی گسل (فرودیواره) واقع شده‌اند که میانگین عمق چاه‌ها در این بخش ۸۵/۰۳ متر می‌باشد. عمق کم چاه‌ها در بخش شمالی می‌تواند به حرکات شیب‌لغز گسل شمال تبریز نسبت داده شوند. مقایسه مجموع عمق چاه‌های منطقه نشان‌دهنده تفاوت فاحش و چهار برابری مجموع عمق چاه‌های بخش جنوبی نسبت به بخش شمالی گسل است. مجموع آبدهی سالانه چاه‌های واقع در بخش جنوبی در حدود هشت برابر مجموع آبدهی چاه‌های بخش شمالی است. تغییر شایان توجه تراز سنگ کف آبخوان در فاصله‌ای نسبتاً کم (کمتر از ۲۰۰ متر)، می‌تواند نشانه‌ای بر شیب نزدیک به قائم برای گسل در این منطقه باشد. مطالعه تغییرات تراز سطح آب‌زیرزمینی در منطقه، حاکی از وجود اختلاف آشکار بین تراز سطح آب‌زیرزمینی طرفین گسل است. میانگین این اختلاف ۵/۸۰ متر می‌باشد که این اختلاف در برخی مقاطع به بیش از هشت متر نیز بالغ می‌شود. همچنین، بر اساس منحنی‌های هم‌میزان تراز سطح آب‌زیرزمینی حاصله برای فروردین ماه ۱۳۹۳، الگوی آنها در هر دو بخش شمالی و جنوبی گسل، در حالتی نزدیک به عمود به روند گسل قرار داشته و روند کلی گرادبان هیدرولیکی و خطوط جریان آب‌زیرزمینی در هر دو بخش، از جنوب شرق به شمال غرب و در امتداد و به موازات روند گسل می‌باشند. نتایج حاصله می‌تواند نشانه‌ای بر رفتار مانع وار گسل در مقابل جریان از عرض آن در این منطقه باشد.

طبق نتایج حاصل از این مطالعه، در منطقه مورد مطالعه، چاه‌های منطقه اکثراً در مجاورت گسل و به موازات راستای آن پراکنده شده‌اند. از ۵۱ حلقه چاه حفر شده، ۲۲ حلقه در بخش شمالی گسل (فرادیواره) واقع‌اند که میانگین عمق چاه‌های این بخش ۲۹/۳۱ متر می‌باشد. ۲۹ حلقه چاه باقیمانده در بخش جنوبی گسل (فرودیواره) واقع شده‌اند که میانگین عمق چاه‌ها در این بخش ۸۵/۰۳ متر می‌باشد. عمق کم چاه‌ها در بخش شمالی می‌تواند به حرکات شیب‌لغز گسل شمال تبریز نسبت داده شوند. مقایسه مجموع عمق چاه‌های منطقه نشان‌دهنده تفاوت فاحش و چهار برابری مجموع عمق چاه‌های بخش جنوبی نسبت به بخش شمالی گسل است. مجموع آبدهی سالانه چاه‌های واقع در بخش جنوبی در حدود هشت برابر مجموع آبدهی چاه‌های بخش شمالی است. تغییر شایان توجه تراز سنگ کف آبخوان در

قدردانی

نویسندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند از آقای مهندس جعفر ادراکی، کارشناس ارشد شرکت آب منطقه‌ای آذربایجان شرقی به دلیل همکاری صمیمانه ایشان در مطالعات صحرایی قدردانی کنند.

منابع

- Anderson, E. and Bakker, M., 2008. Groundwater flow through anisotropic fault zones in multi-aquifer systems. *Water Resource Research*, 44, W11433.
- Bense, VF., Gleeson, T., Loveless, SE., Bour, O. and Scibek, J., 2013. Fault zone hydrogeology. *Earth Science Reviews*, 127, 171-192.
- Bethke, CM. and Johnson, TM., 2008. Groundwater age and groundwater age dating. *Annual Review Earth and Planetary Science Letters*, 36, 121-152.
- Burbey, T., 2008. The influence of geologic structures on deformation due to ground water withdrawal. *Ground Water*, 46, 202-211.
- Caine, JS., Evans, JP. and Forster, CB., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24, 1025-1028.
- Chester, FM. and Logan, JM., 1986. Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone, California. *Pure Applied Geophysics*, 124, 80-106.
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, HR. and Tavakoli, F., 2011. NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters*, 307, 27-34.
- Emberger, L., 1955. Une classification biogéographie que des climats. *Recueil des Travaux Laboratoire Botanique Faculté des Sciences*, 7, 3-43.

طبق نتایج حاصل از ارزیابی هیدروشیمی و کیفیت آب‌زیرزمینی در طرفین زون گسل شمال تبریز در این منطقه، منحنی‌های هم‌ارزش هدایت الکتریکی به موازات امتداد گسل قرار گرفته‌اند که نشان‌دهنده شیب زیاد تغییرات کیفی آب زیرزمینی و همچنین شیب زیاد تغییرات کیفی آب زیرزمینی در عرض پهنه گسلی است و می‌تواند دلیل دیگری بر رفتار مانع وار پهنه گسلی در مقابل جریان آب‌زیرزمینی از عرض گسل باشد. بر اساس نتایج حاصله از آنالیزهای هیدروشیمیایی نمونه‌ها، مقادیر مازاد غلظت یون‌های محلول در آب‌زیرزمینی نمونه‌های بخش شمالی گسل نسبت به نمونه‌های بخش جنوبی آن به دلیل حضور واحدهای مارن ژپیس دار و ماسه سنگ میوسن در ارتفاعات بخش شمالی منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

بررسی غلظت یون‌های موجود در ترکیب آب‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد آب‌های زیرزمینی بخش شمالی گسل برای مصارف شرب مناسب نمی‌باشند در حالی که نمونه‌های بخش جنوبی گسل دارای غلظت یونی در محدوده مقدار مطلوب بوده و برای مصارف شرب مناسب هستند. تمامی نمونه‌های آب‌زیرزمینی بخش شمالی گسل دارای ضریب لانتزلیه منفی است که حاکی از خورنده بودن این آب‌ها می‌باشد. این در حالی است که تمامی نمونه‌های آب‌زیرزمینی بخش جنوبی گسل دارای ضریب لانتزلیه مثبت بوده و میانگین مقدار ضریب لانتزلیه برای نمونه‌های این بخش گسل ۰/۰۷ می‌باشد که مقداری خیلی نزدیک به صفر بوده و حاکی از متعادل بودن این آب‌ها و مناسب بودن آنها برای مصارف صنعتی می‌باشد. این با واقعیت منطقه نیز تطابق کامل دارد چرا که اکثر صنایع موجود در منطقه در بخش جنوبی گسل متمرکز شده‌اند و صنایعی هم که از دیر باز در بخش شمالی گسل قرار گرفته‌اند آب مورد نیاز خود را از چاه‌های بخش جنوبی تامین می‌نمایند. این مسئله تاثیر شگرف پدیده‌های زمین‌شناختی نظیر گسل شمال تبریز را در پراکنش و تمرکز صنایع و همچنین تاثیر این پدیده‌ها بر کمیت و کیفیت منابع آب‌زیرزمینی مورد نیازشان نشان می‌دهد.

- Folch, A. and Mas-Pla, J., 2008. Hydrogeological interactions between fault zones and alluvial aquifers in regional flow systems. *Hydrological Process*, 22, 3476-3487.
- Forster, CB. and Evans, JP., 1991. Hydrogeology of thrust faults and crystalline thrust sheets: results of combined field and modeling studies. *Geophysics Research Letters*, 18, 979-982.
- Geraud, Y., Diraison, M. and Orellana, N., 2006. Fault zone geometry of a mature active normal fault: a potential high permeability channel (Pirgaki fault, Corinth rift, Greece). *Tectonophysics*, 246, 61-76.
- Goldscheider, N., 2008. Methods in karst hydrogeology, *International Contributions to Hydrogeology*, 279.
- Haneberg, WC., 1995. Steady state groundwater flow across idealized faults. *Water Resource. Research*, 31 (7), 1815-1820.
- Jackson, J., 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus. *Journal of Geophysics Research*, 97, 471-12479.
- Leray, S., de Dreuzy, JR., Bour, O., Labasque, T. and Aquilina, L., 2012. Contribution of age data to the characterization of complex aquifers. *Journal of Hydrology*, . 464-465, 54-68.
- Mayer, A., May, W., Lukkarila, C. and Diehl, J., 2007. Estimation of fault-zone conductance by calibration of a regional groundwater flow model: Desert Hot Springs, California. *Hydrogeology Journal*, 15, 1093-1106.
- Milanovic, PT., 1988. Karst Hydrogeology. Water Resources Publication.
- Moradi, AS., Hatzfeld, D. and Tatar, M., 2011. Microseismicity and seismotectonics of the North Tabriz fault (Iran). *Tectonophysics*, 506, 22-30.
- Rawling, G. and Goodwin, L., 2003. Cataclasis and particulate flow in faulted, poorly lithified sediments. *Journal of Structural Geology*, 25, 317-331.
- Sengor, AMC., Tuysuz, O., Imren, C., Saking, M., Eyidogan, H., Gorur, N., Le Pichon, X. and Rangin, C., 2005. The North Anatolian Fault: A new look. *Earth Science Reviews*, 33.
- Vafaei, J., Taghikhany, T. and Tehrani-zadeh, M., 2011. Near field effect on horizontal equal-hazard spectrum of Tabriz city in northwest of Iran. *International Journal of Civil Engineering*, 9, 49-56.
- White, WB., 1988. *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University Press: New York.464.

Mineralogy, geochemistry and alteration of ore minerals in Glojeh epithermal veins, North of Zanjan

Ghasemi Siani, M.¹, Mehrabi, B.² and Azizi, H.³

1. Assistant Professor of Geochemistry Department, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University

2. Professor of Geochemistry Department, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University

3. Associate Professor of Mining Department, Faculty of Engineering, Kurdistan University

Received: 30 May 2016

Accepted: 10 October 2016

Abstract

The polymetallic epithermal Glojeh ore deposit is located in the middle of the Tarom-Hashtjin metallogenic province in Alborz-Azarbayejan (western Alborz). It consists of four major epithermal veins, in the South Glojeh and the North Glojeh areas. Andesitic basalt and dacite are hosting the mineralization in the South Glojeh and the North Glojeh veins, respectively. The rocks in Glojeh area include intrusive rocks (granodiorite, granite and quartzmonzonite), diabasitic dikes, and volcanic rocks (dacite, rhyolite, andesitic basalt and tuff). Based on genetic and crossed relations of vein and vens, mineralization in the Glojeh occurs in three stages: (1) early stage of Cu-Au-As-Sb-Fe-bearing minerals; (2) mid stage of Pb-Zn-Cu-Cd-Ag-bearing minerals and (3) late stage of hematite-goethite-Ag-Bi-Au-Pb minerals. Mineralogy and minerals chemistry studies show that galena in stage 2 (substage 2B) have inclusions of silver bearing minerals. Important silver bearing minerals in Glojeh veins are argentite, native silver, Ag-tetrahedrite, polybasite, matildite and marriite. Gold mineralization occurred in substage 1B (stage 1), and is associated with specular hematite (specularite) as native gold and in substage 3A (stage 3) as inclusions of native gold and electrum in hematite and quartz. Alteration in Glojeh district consists of propylitization, argillization, sericitization and silicification, that have well-developed and zoned in the around Glojeh veins and extends ≈ 30 meters into the host rocks. Chlorite geothermometry in argillic zone (stage 2) and propylitic zone (stage 3) are 275°C and 200°C, respectively. Mass balance calculations indicate that Al, Zr, Ti, Y, Nb, and HREE were immobile elements during alteration.

Keywords: Mineralogy, Geochemistry, Alteration, Epithermal veins, Tarom-Hashtjin metallogenic province, Glojeh.

Biostratigraphy, facies and sequence stratigraphy of the Kalat Formation in the West of Kopet Dagh Basin

Kazemzadeh, M. H.¹, Sadeghi, A.², Adabi, M. H.³ and Ghalavand, H.⁴

1. Ph.D student of Stratigraphy and Paleontology, Faculty of Earth Sciences, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran

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

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

4. Ph.D of Stratigraphy and Paleontology, National Iranian Oil Company, Iran

Received: 8 August 2016

Accepted: 18 September 2016

Abstract

In order to determine biostratigraphy, facies and sequence stratigraphy of the Kalat Formation in the West of Kopet Dagh Basin, two Jozak and Chakhmaghlu stratigraphic sections were selected and sampled. The thickness of the Kalat Formation in the Jozak and Chakhmaghlu stratigraphic sections are 158 and 139m respectively, and its lithology consists mainly of gray to brown limestones and few marl. Biostratigraphic studies led to recognition of 32 genera and 15 species of benthic foraminifera and 11 genera and 6 species of planktonic foraminifera and then, *Siderolites calcitrapoides-Sirtina orbitoidiformis* Assemblage Zone was identified. Based on the indicated biozone and fossil contents, the age of the Kalat Formation is Maestrichtian. Petrographic analysis led to recognition of one siliciclastic and ten carbonate facies belonging to four depositional environments including tidal flat, restricted and semi-restricted lagoon, shoal and open marine. The identified facies were deposited on a homoclinal ramp setting. On the basis of facies distribution and depositional environments, two depositional sequences were proposed for the Kalat Formation. Depositional sequence 1 consists mainly of proximal open marine and shoal facies. Maximum flooding surface of this sequence is characterized by open marine facies containing echinoid and planktonic foraminifera. Depositional sequence 2 consists mainly of shoal facies rich in bioclast, intraclast, benthic foraminifera and rudist. MFS of depositional sequence 2 is represented by bioclast echinoid packstone facies. Comparison between sea level changes in the study area with eustatic sea level and Arabian Plate sea level curves show that sedimentation of the Kalat Formation was influenced by eustatic sea level change.

Keywords: Biostratigraphy, Facies, Sequence Stratigraphy, Kalat Formation, Kopet Dagh Basin.

Petrology, geochemistry and ore potential of the Samen granitoid (SW Malayer, Hamedan)

Zamanian, H.¹, Aahmadnejad, F.², Karami, A.³ and Taghipour, B.⁴

1. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khoramabad, Iran

2. Ph. D. Student, Department of Geology, Faculty of sciences, Lorestan University, Khoramabad-Iran

3. Ph. D. Student, Department of Geology, Faculty of sciences, Lorestan University, Khoramabad, Iran

4. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

Received: 2 January 2016

Accepted: 27 April 2016

Abstract

The Samen granitoid is located along the northwestern part of the Sanandaj- Sirjan Zone in the Southwestern of Malayer. Based on mineralogical and geochemical characteristics, five main facies have been recognized in the Samen granitoid which included granodiorite, monzogranite, syenogranite, alkali-feldspar granite and quartz-monzonite. Granodiorite is the main facies of the pluton and is more wide spread than other facies. Geochemistry of major elements indicates that the Samen granitoid is metalomious (ACNK=0.75) to peralomious (ACNK=1.21) and is classified as volcanic arc granites (VAG) related to active continental margins and petrochemically belongs to calc alkaline with high K rock series. Depletion in Nb, Zr, Hf, Y, Ti and HREE and enrichment in K, Rb, Cs, Th and LREE is consistent with an arc setting related to the subduction of Neo-Tethyan oceanic crust beneath the Sanandaj-Sirjan zone. The pluton has been contaminated by interaction with upper crust. In the Samen district both calcic exoskarn (grossular-andradite/augite-diopside) and endoskarn (tremolite-actinolite/epidote) occur along the contacts between granitoid and marble. The present study indicates that geochemical characteristics of the granodiorite and quartz-monzonite Samen rocks are similar to the averages for Au-Cu- and Fe- skarns granitoids, whereas the geochemical characteristics of the monzogranite, syenogranite and alkali-feldspar granite are similar to averages for Sn- and Mo-skarn granitoids. Based on oxidizing conditions and magma evolution, the Samen granitoid is characterized by relatively unevolved to moderately evolved and oxidized suites, as in most Au-Cu core metal associations globally.

Keywords: Geochemistry, Au-Cu skarn, Magma evolution, Continental margin, Samen granitoid

The difference between metamorphic series in the metapelitic rocks of south and north of Alvand Batholith, Hamadan

Saki, A.¹

1. Associate Professor, Shahid Chamran University, Ahvaz

Received: 6 June 2016

Accepted: 26 September 2016

Abstract

Field relations and petrographical features show that formation of the metapelitic rocks in Western Iran were influenced by different metamorphic conditions in south and north of Alvand Batholite (Jurassic age). The intrusion of the Batholith into pelitic host rocks in the northern area (Cheshin Village) produced hornfelsic metamorphic rocks which contain staurolite, kyanite, garnet and sillimanite, whereas in the southern area (Tuyserkhan city) these rocks contain, cordierite, andalusite, garnet and sillimanite. Mineral assemblages in the metapelitic rocks in two areas (in the north and south) are different. Using multiple equilibria temperature, pressure and fluid composition have been calculated for the formation of both northern and southern respectively, as temperature (~600-630 °C), pressure (~2-4 kbar), and fluid composition (X_{CO_2} as low as 0.17) for northern rocks and temperature (~600-750 °C), pressure (~4 kbar) and low (a_{H_2O}) for southern rocks.

P-T results indicate that geothermal gradients in two areas (North and South) are respectively 42.5 and 58 °C/km which conform Barrow and Buchan metamorphic series.

Pseudosections were constructed using the Theriak/Domino program. Results of this method are in good agreement with other methods. Therefore, the Hamadan metamorphic rocks have experienced multiple episodes of metamorphism driven by burial and heating during arc construction and collision during subduction of a Neo Tethyan seaway in the Jurassic-Cretaceous, and these events are associated with different metamorphic series in parts of metamorphic aureole of the Alvand complex

Keywords: Alvand Batholite, Hamadan area, multiple equilibrium reaction, Barrow and Buchan metamorphic series.

Geochemistry and tectonic setting of Zargoli granodiorite in Sistan suture zone (South East Iran)

Keshtgar, Sh.¹, Boomeri, M.², Kananian, A.³, Nazari, M.⁴

1. Jame University , Sistan and Baluchestan, Zahedan

2. Associate Professor, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan

3. Associate Professor, School of Geology, University college of Science, University of Tehran

4. Ph.D. in Geochemistry, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan

Received: 06 June 2016

Accepted: 21 September 2016

Abstract

The Zargoli granodiorite is located in the northwest of Zahedan in Sistan suture zone. This granodiorite intruded a flysch-like unit at Oligocene and its SiO₂ contents range from 62.4 to 66 wt. %. This granodiorite is calc-alkaline, metaluminous and I-type. The Zargoli granodiorite shows negative anomaly of Ta, Ti, Nb, Eu and positive anomaly of Rb, Ce, La, Ba, Sr in spider diagrams suggesting that these rocks have been derived from the partial melting of lower crust. This magma was contaminated with flysch- type sediments during emplacement in Sistan suture zone. Discriminative diagrams indicate a volcanic arc (VAG) and active continental margin (ACM) tectono-magmatic setting for this pluton.

Keywords: Zargoli, Sistan suture zone, Geochemistry, Granodiorite.

Analysis of tectonic seismic activity in the Tabas area

Abbaspour, R.¹, Moussavi, S. M.² and Heyhat, M. R.³

1. M.Sc. in tectonics, Department of Geology, University of Birjand

2. Assistant Professor, Department of Geology, University of Birjand

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

Received: 17 August 2016

Accepted: 11 December 2016

Abstract

Independent estimates of deterministic and probabilistic methods of hazard analysis in the region of Tabas city were conducted in this study. Gutenberg - Richter relation for Tabas was obtained by analyses of seismic data based on $\log N = 2.3 - 0.50 M_s$. The greatest horizontal acceleration on Tabas city is 0.7g resulted from Shotori thrust with a shaking power of 7.4 Richters. The obtained results show that, Kalmard fault with the length of 170 km and distance of 50 kilometers from Tabas, has the highest impact after Shotori thrust. So that, the most expected seismic (8.93 Richter), the maximum relative intensity at the center (8.32), the maximum horizontal displacement at the center (29.82cm) and the maximum vertical displacement (66.70cm) are the result of this fault on Tabs area. Using geostatistical analysis tool in Arc GIS (ordinary kriging), a suitable model was introduced for mapping the maximum gravitational acceleration. Using this map, zones with high and very high seismic risks and two liner earthquake sources with NE- SW trend (west of Tabas) as a result of Kalmard and Ladar faults and NW-SE (east of Tabas) as a result of Shotori, Esfandiar and Nayband faults were identified.

Keywords: Maximum gravitational acceleration, Seismic hazard, Ground motion parameters, Shotori horst.

Investigations on the geotectonic environment of Abdasht peridotites, SE Kerman Province, using spinel chemistry

Roudbari, T.¹, Moazzen, M.², Moinzadeh, S.H.³ and Ahangari, M.⁴

1. MSc. in Petrology, Faculty of Earth Sciences, Tabriz University

2. Professor, Faculty of Earth Sciences, Tabriz University

3. Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Bahonar Kerman University

4. Ph.D. in Petrology, Faculty of Earth of Sciences, Uromiyeh University.

Received: 20 February 2015

Accepted: 30 May 2015

Abstract

Peridotites are one of the main rock types of the Abdasht ophiolitic complex in southern Iran. Peridotites of this ophiolite are dunite and harzburgite. The important original minerals in the peridotites include olivine, orthopyroxene, spinel and to the lesser amounts, clinopyroxene. Study of the chemistry of spinel in these peridotites show that their composition, based on the end-member chemistry, is $\text{Spl}_{0.4} \text{Chr}_{0.57} \text{Mag}_{0.03}$ to $\text{Spl}_{0.46} \text{Chr}_{0.51} \text{Mag}_{0.03}$. The chromium number (Cr#) varies from 0.73 to 0.92 and the Al_2O_3 contents are 3.61 to 11.29 wt%. The chemical compositions show that spinel is mantle residual phase and its high Cr content indicates the peridotites depletion. Spinel chemistry shows that the studied peridotites are related to supra-subduction environment in a fore-arc setting with boninitic features.

Keywords: Dunite, Spinel, Supra-subduction, Abdasht, Kerman.

The Impacts of the North Tabriz Fault on the quantitative and qualitative characteristics of the neighbor aquifer in the East of Tabriz City, Iran

Rajabpour, H.¹ and Vaezihir, A. R.²

1. Ph.D. candidate, Department of Earth Sciences, University of Tabriz

2. Associate Professor, Department of Earth Sciences, University of Tabriz

Received: 7 February 2016

Accepted: 31 May 2016

Abstract

The North Tabriz Fault (NTF) is the most prominent tectonic structure in the Northwest of Iran. The results of this study show that this fault has a major impact on hydrogeological conditions of the local aquifer. Plio-Quaternary volcanic ash and tuff layers constitute the only unconfined aquifer of this area which directly lies on Miocene red marl as aquifer bed rock. Northern part aquifer bed rock is placed in the higher level than the southern part. This could be the reason for the existence of the reverse dip-slip movement of fault in this area, which causes the northern part (hanging wall) trusted over the southern part (footwall). Sharp differences in aquifer bed rock level at relatively low distances (less than 200 m), can be a sign of near-vertical slope of fault in this area. An obvious groundwater level differences which reaches to more than 8 meters, along with the apparent differences between groundwater qualities across the fault at a low distance (about 200 meters) show a barrier behavior of fault. Total depth of the southern part wells is four times compared to the northern parts. Total annual discharge of southern part wells is about eight times of northern parts. Total hardness and ions concentrations of groundwater samples shows that most of the northern part samples are not suitable for drinking purposes, but the southern part samples are suitable. Also, all of the northern part samples have the negative Langelier index (corrosive). All of the southern part samples have the positive (very close to zero) Langelier index and suitable for industrial usages. Therefore this is a reason why most of industries in this area were located in the southern part of the fault.

Keywords: Fault zone hydrogeology, Groundwater, North Tabriz Fault, Aquifer structure.



Vol. 11, No. 42, Summer 2017

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:

Atresaei, P.

Designer:

Ansari, A.

Published: Summer 2017

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>