

Tectonomagmatic setting of the Siahbaz A-type granitoids and mafic intrusions (Northwest of Khoy)

Abdolnaser Fazlnia *

Department of Geology, Urmia University, 57153-165 Urmia, I. R. Iran

Abstract

The Siahbaz granite-gabbro-appinite outcrops from the Northwest Khoy is related to one of the complex of the Late Ordovician-Early Permian. The complex is located on the north Sanandaj-Sirjan Zone. Synchronous activities of the mafic and felsic melts indicate that hydrous mafic melts during or after injection to the crust have been able to mingle with felsic magmas produced from the base of the crust. Fractional crystallization in the magma chambers of the hydrous mafic melts caused to form appinite mafic rocks c. 25 to 60 modal percent of hornblende and gabbros. The felsic melts could form A-type granitic rocks. The mineralogical observations along with geochemical and tectonical studies show that subduction of the Paleo-Tethys under an island arc (Siahbaz) in the Northwest Iran were produced all rock types at the Late Ordovician-Early Permian. The hydrous mafic melts were produced in the mantle wedge because of the presence of subduction fluids and then transferred to the base of the island arc, formed the A-type felsic liquids as a result of the partial melting of the base. Convection in the mantle wedge in the supra subduction zone, led to the formation of an extensional setting in the region (the extensional region in the active margin); hence, the conditions for the formation of A-type felsic melts were provided.

Key words: appinite, gabbro, A-type granite, felsic and mafic rocks of Siahbaz, Sanandaj- Sirjan zone

* a.fazlnia@urmia.ac.ir

پتسرولوژی، سال هشتم، شماره سی‌ام، تابستان ۱۳۹۶، صفحه ۳۱-۵۴
تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۹/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۹/۱۶

محیط زمین‌ساختی ماگمای گرانیتوئیدهای نوع A و نفوذی‌های مافیک سیاه‌باز (شمال‌باختری خوی)

عبدالناصر فضل‌نیا *

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه، ۱۶۵-۵۷۱۵۳ ارومیه، ایران

چکیده

رخنمون‌های گرانیتی-گابرویی-آپینیتی سیاه‌باز (شمال‌باختری خوی) از مجموعه‌های آذرین مربوط به پایان اردوویسین-آغاز پرمین هستند. این مجموعه بخشی از شمال پهنه سندرچ-سیرجان است. هم‌زمانی فعالیت مذاب‌های مافیک (گابرویی-آپینیتی) و فلسیک (گرانیتی) نشان می‌دهد که مذاب‌های مافیک آبدار، در هنگام یا پس از تزریق به پوسته، توانسته‌اند با مذاب‌های فلسیک برخاسته از قاعده پوسته‌ای، آمیخته شوند. در پی جدایش بلوری در آشیانه‌های ماگمایی مذاب‌های مافیک آبدار، سنگ‌های گابرویی و مافیک آپینیتی با نزدیک به ۲۵ تا ۶۰ درصد مودال آمفیبول پدید آمده‌اند. مذاب‌های فلسیکی هم توانسته‌اند سنگ‌های گرانیتی نوع A را پدید آورند. بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی و همچنین، پهنه زمین‌ساختی نشان می‌دهند که در زمانی میان پایان اردوویسین-آغاز پرمین، در پی فرورانش پالئوتیس به زیر یک جزیره کمانی (سیاه‌باز) در شمال‌باختری ایران مرکزی، همه طیف‌های سنگی پدید آمده‌اند. حضور سیال‌های فرورانشی، مذاب‌های مافیک آبدار را در گوّه‌گوشته‌ای ساخته‌اند و پس از انتقال به قاعده جزیره کمانی، مذاب‌های فلسیک نوع A در پی ذوب‌بخشی این بخش پدید آمده‌اند. جریان همرفتی در گوّه‌گوشته‌ای بالای پهنه فرورانش، یک محیط کششی را در این پهنه (پهنه کششی در حاشیه فعال) پدید آورده است؛ از این‌رو، شرایط برای پیدایش مذاب‌های فلسیک A فراهم شده است.

واژه‌های کلیدی: آپینیت، گابرو، گرانیت نوع A، سنگ‌های فلسیک و مافیک سیاه‌باز، پهنه سندرچ-سیرجان

مقدمه

رخ می‌دهند (Murphy, 2013). در ایران، یکی از پهنه‌های ویژه‌ای که در آن این‌گونه مجموعه‌ها یافت می‌شوند، پهنه سندرچ-سیرجان و به‌ویژه، بخش شمالی این پهنه است. در مجموعه‌های

در بیشتر کمربندهای پلوتونیک مربوط به پهنه‌های فرورانشی جهان، مجموعه‌های گرانیتی (نوع A) - سینیتی - مونزونیتی - گابرویی - آپینیتی

* a.fazlnia@urmia.ac.ir; nfazlnia@yahoo.com

Copyright©2017, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

می‌شوند. بافت شاخص در این سنگ‌ها هیپیدئومورفیک گرانولار است. بافت کومولا نیز رایج است. بافت‌های افتیک، ساب‌افتیک و نواری از بافت‌های دیگری هستند که در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. سرشت گابروها از آلکالن تا توله‌ایتی متغیر است و در برخی مناطق، آنها سرشار از MgO می‌شوند (Rock, 1991; Luhr, 1997; Best, 2003; Pollock and Hibbard, 2010; Gill, 2010; Zhang *et al.*, 2015; Xie *et al.*, 2015; Eyuboglu *et al.*, 2016).

گرانیت‌های نوع A دارای $A/CNK > 1$ و ویژگی‌های آلکالن، پراآلکالن و توله‌ایتی - کالک‌آلکالن هستند (Eby, 1990; Clarke, 1992). این گرانیت‌ها با SiO_2 (نزدیک به ۷۷ درصد وزنی)، Na_2O+K_2O ، F ، Fe/Mg ، Zr ، Nb ، Y ، Sr ، Ta ، REE (عنصرهای خاکی نادر، مگر Eu) بالا و Ba ، CaO ، Sr کم (Loiselle and Wones., 1979; Collins *et al.*, 1982; White and Chappell., 1983; Clemens *et al.*, 1986) و مقدار کم Al ، Mg ، Ca و V شناخته می‌شوند (Whalen *et al.*, 1987). به گفته دیگر، گرانیت‌های نوع A از عنصرهای کمیاب ناسازگار، مانند LILE و HFSE، سرشار بوده؛ اما از عنصرهای کمیاب Co ، Sc ، Cr ، (در سیلیکات‌های مافیک) و Ni ، Ba ، Sr ، Eu (در فلدسپارها) تهی هستند (Loiselle and Wones, 1979; Bonin, 2007; Hergt *et al.*, 2007; Alirezai and Hassanzadeh, 2012; Isseini *et al.*, 2012; Li *et al.*, 2015). همچنین، این سنگ‌ها در اصل، سنگ‌هایی کمابیش خشک (بی‌آب) با محتوای آلکالن و سرشار از عنصرهای HFSE (عنصرهای با قدرت یونی بالا) شناخته می‌شوند (Dall'Agnol *et al.*, 2012). گرانیت‌های نوع A در پهنه‌های کافتی و بخش‌های درونی صفحه‌های قاره‌ای فراوان هستند (Blatt *et al.*, 2006)؛ اما در کل، در جایگاه‌های زمین‌ساختی گوناگونی (مانند: پس از برخورد سپرها، کافت‌ها، حاشیه‌های غیرفعال، پهنه‌های کشتی حاشیه‌های فعال، حاشیه‌های واگرایی اقیانوسی

گرانیتی - سینیتی - مونزونیتی - گابرویی - آپینیتی، شواهد مربوط به سری‌های آپینیتی و فرایند آپینیتی‌شدن دیده می‌شوند.

آپینیت‌ها مجموعه سنگ‌های اولترامافیک تا مافیک - حدواسطی هستند که امکان بررسی حضور آب و مواد فرار در مرحله‌های گوناگون تبلور ماگماهای بازیک و اولترابازیک را فراهم می‌کنند. از نشانه‌های آشکار و شناخته‌شده آپینیتی‌شدن، دارا بودن بلورهای هورنبلند بزرگ و دراز (نزدیک به ۲ سانتیمتر یا بزرگ‌تر) در سنگ‌های این مجموعه‌ها، است (Roach, 1964). در محدوده بررسی‌شده این پژوهش نیز این پدیده به‌خوبی نشان‌دهنده مرحله‌های گوناگون تاثیر مواد فرار بر تبلور ماگماهای مافیک است (در بخش سنگ‌نگاری). آب موجود در چنین مذاب‌هایی با پیدایش بلورهای آمفیبول در گابروها و مونزوگابروهای آپینیتی مرتبط با سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده و متاسوماتیسم گوشته‌ای، واکنش‌های آب‌زا و آب‌گیری، جدایش بلوری ماگماهای سیلیسی سرشار از آب و انتقال آب آنها به ماگمای مافیک (Sha, 1995) همخوانی دارد. در چنین محیط‌هایی با افزایش فشار آب در مذاب، میدان پایداری هورنبلند بزرگ‌تر شده و از پایداری الیوین و پیروکسن کاسته می‌شود (Rock, 1991; Martin, 2006; Pe-Piper *et al.*, 2010). در پی تبدیل این دو کانی به بلورهای هورنبلند، آنها مصرف می‌شوند و از این‌رو، هورنبلند در این شرایط درصد مودال بالاتری نشان خواهد داد (Zhang *et al.*, 2012; Murphy, 2013; Xiong *et al.*, 2015).

گابروها سنگ‌های آذرین درونی دانه متوسط تا دانه درشت، با ترکیب بازالتی، هستند. این سنگ‌ها بیشتر مزوکرات هستند، اما گاه به‌صورت لوکوکرات نیز دیده

هدف از این پژوهش، به‌دست آوردن ویژگی‌های زمین‌شیمی و شناسایی جایگاه تکامل زمین‌ساختی ماگمای این سنگ‌هاست.

محیط زمین‌شناسی

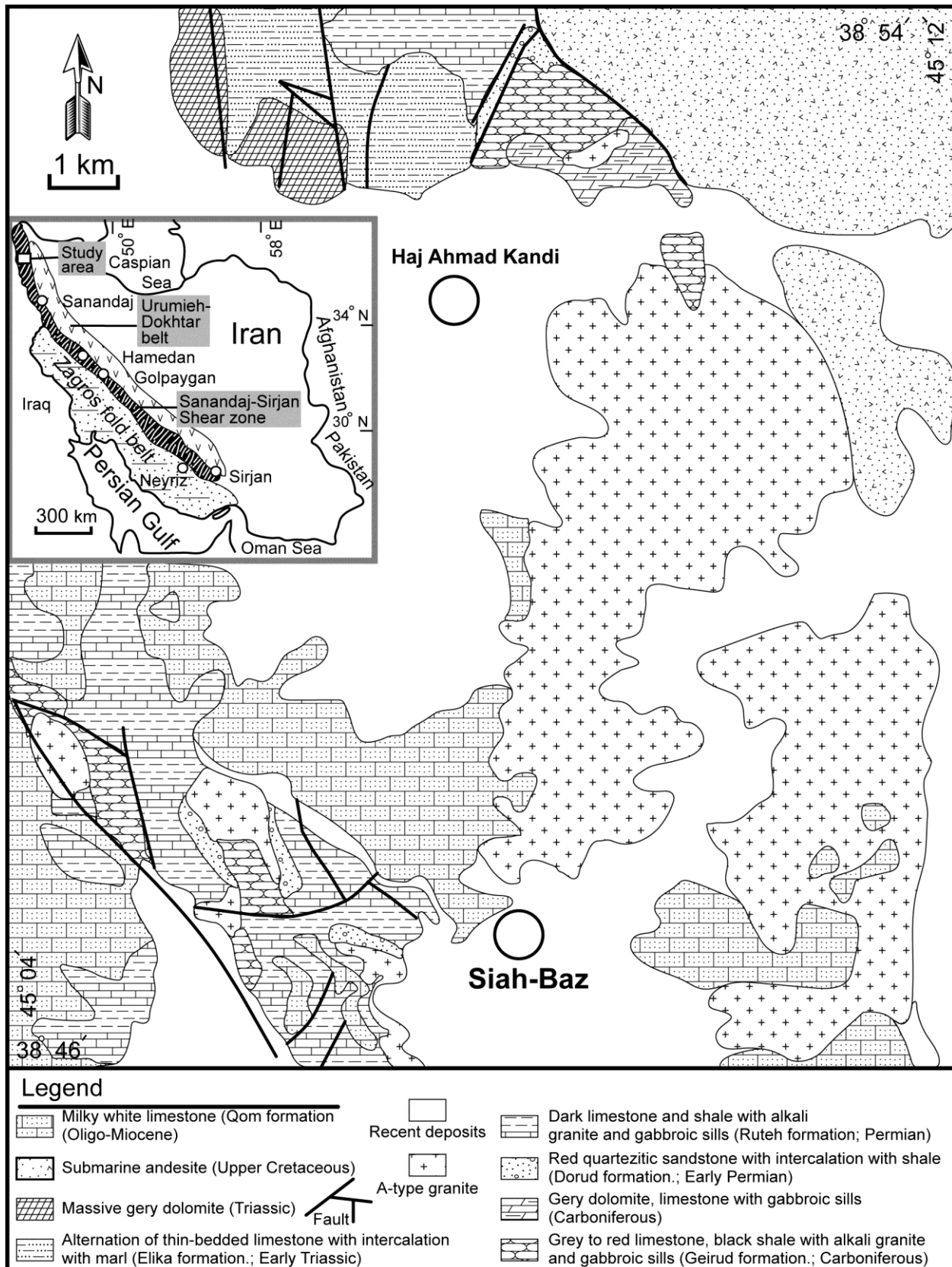
نفوذی‌های گرانیتی-گابرویی-آپینیتی سیاه‌باز خوی در داخل پهنه ساختاری سنندج-سیرجان و در ۳۵ کیلومتری شمال‌باختری شهرستان خوی جای دارند (شکل ۱) (Stöcklin, 1968; Hajjalilu and Oskuie, 1995). بسیاری از پژوهشگران پهنه ساختاری سنندج-سیرجان را بررسی کرده‌اند (مانند: Berberian and King, 1981; Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003). این پهنه بخشی از کوهزایی برخوردی زاگرس است که میان کمربند چین‌خورده زاگرس در باختر و کمان ماگمایی ارومیه-دختر در خاور (شکل ۱) جای دارد (Alavi, 1994; Mouthereau et al., 2012) و بخش میانی کمربند کوهزایی برخوردی آلپ-همالیاست. این پهنه در هنگام بسته‌شدن نئوتتیس در سنوزویک تکامل یافته است (Mouthereau et al., 2012).

به هر روی، بیشتر سنگ‌های این پهنه از سنگ‌های دگرگونی دوران مزوزویک و سنگ‌های رسوبی دوران سنوزویک هستند (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994). در هنگام بازشدن نئوتتیس (کربونیفر پایانی-پرمین آغازین)، پهنه سنندج-سیرجان از ابرقاره گندوانا جدا شده است (Golonka, 2004)؛ اما در دوره پرمین-تریاس، این پهنه به‌سوی اوراسیا جابجا شده و در پی آن دو رویداد دگرگونی ناحیه‌ای در بخشی از این پهنه رخ داده است (Fazlnia et al., 2009). در پایان و در هنگام سنوزویک، این پهنه پس از برخورد قاره‌ای میان صفحه‌های عربی و اوراسیا، بخشی از پهنه برخوردی زاگرس شد (مانند: Berberian and King, 1981; Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003; Golonka, 2004; Mohajjel and Fergusson, 2014).

(پشته‌ها)، جزیره‌های اقیانوسی و سرانجام در دیگر سیاره‌های منظومه خورشیدی، مانند: ماه، بهرام و ناهید) یافت می‌شوند (Clemens et al., 1986; Bonin, 2007). برپایه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و جایگاه پیدایش، گرانیتوئیدهای نوع A می‌توانند از منابع گوناگون (مانند: پوسته آذرین زیرین، گوشته‌ای، پوسته رسوبی بالایی و یا از خاستگاه ماگماهای آمیخته) پدید آیند (Clemens et al., 1986; Castro et al., 1991; Barbarin, 1996; Landenberger and Collins, 1996; Isseini et al., 2012; Aliani et al., 2012; Ahankoub et al., 2012). از این‌رو، این گرانیت‌ها در جایگاه‌های زمین‌ساختی گوناگون در پی فرایندهای چندگانه و در نسبت‌های گوناگون پوسته/گوشته روی می‌دهند (Pearce, 1996) و این پدیده گویای چندگانگی و پیچیدگی فرایندها و الگوهای پیدایش آنهاست.

در بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان، بررسی‌هایی (Sepahi and Athari, 2006; Azizi and Asahara, 2016; Sarjoughian et al., 2013) بر روی گرانیت‌های نوع-A انجام شده است. این پژوهشگران گرانیت‌های یادشده را یا وابسته به پهنه فرورانشی دانسته و یک کمان درون‌اقیانوسی را پدیدآورنده این گرانیت‌ها می‌دانند و یا آنها را مربوط با پس از کوهزایی و پس از برخورد دانسته‌اند. به هر روی، گرانیت‌های نوع-A در این پهنه در زمان ژوراسیک و کرتاسه به‌صورت دو پهنه زمین‌ساختی جداگانه تفسیر شده‌اند.

بررسی‌های زمین‌شیمیایی توده‌های آذرین درونی گرانیتی نوع A و گابروها-آپینیت‌های همراه می‌توانند در شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش آنها، کمک شایانی کند. از این‌رو، این پژوهش می‌کوشد با به‌کارگیری داده‌های زمین‌شیمیایی موجود، به تکامل سنگ‌شناسی و پهنه زمین‌ساختی احتمالی سنگ‌های فلیسک و مافیک شمال‌باختری خوی بپردازد (شکل ۱).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده گستره شمال‌باختری خوی (با تغییراتی پس از Hajjalilu و Oskuie، ۱۹۹۵)

خاستگاه پوسته‌ای این گرانیت‌ها پی بردند. در پایان، این گرانیت‌ها را به کشش‌های مربوط به فعالیت‌های آغازین کافت‌زایی اقیانوس خوی و یا کشش‌های پس از برخورد قاره‌ای و پیدایش افیولیت‌های مربوطه (افیولیت خوی) نسبت دادند. این بررسی‌ها هیچ ارتباطی میان دو ماگمای مافیک و فلسیک قایل نشده و آنها را پیامد فعالیت دو ماگمای جداگانه می‌دانند. در پایان، پیشنهاد کردند که هم ماگماهای فلسیک و هم مافیک منطقه، بخشی از فعالیت‌های درون‌صفحه‌ای هستند.

روش انجام پژوهش

پس از نمونه‌برداری منظم از حاشیه‌ها به سوی مرکز، ۳۰ نمونه گرانیتی، ۱۵ نمونه گابرویی و ۱۲ نمونه آپینیتی برای بررسی‌های سنگ‌نگاری برگزیده شدند. برپایه بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری، متنوع‌ترین و تازه‌ترین نمونه‌ها برای تجزیه شیمیایی با دستگاه ICP-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (MS) به شرکت GeoLab (کانادا) فرستاده شدند. ۸ نمونه گرانیتی، ۳ نمونه گابرویی و ۳ نمونه آپینیتی برای تجزیه شیمیایی سنگ کل برگزیده شدند. مقدار LOI (Loss On Ignition) نمونه‌ها با افزایش دمای پودر سنگ‌ها در ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد به مدت ۲ ساعت به‌دست آمد (جدول‌های ۱ و ۲). هنگام گزینش بهترین نمونه‌ها برای تجزیه شیمیایی، تلاش شد تا نمونه‌هایی به‌کار برده شوند که بافت یکنواخت و پراکندگی کانی‌شناسی آنها در همه بخش‌های سنگ همانند بود. نمونه‌هایی که هوازده و خردشده بودند و یا تغییرات کانی‌شناسی و بافتی داشتند کنار گذاشته شدند. همچنین، نمونه‌ها از همه بخش‌های نمونه‌برداری‌شده برگزیده شدند تا داده‌های به‌دست‌آمده نماینده همه توده آذرین درونی باشند.

بررسی‌های پیشین (Hajjalilu and Oskuie, 1995; Advay et al., 2009) نشان دادند که سنگ‌های آذرین درونی بررسی‌شده (با نام شاه‌آشان داغی)، گابرو و گرانیت‌های آلکالی‌فلدسپاردار نوع A هستند و سازندهای پرمین را قطع کرده و با سازند قم (الیگومیوسن) پوشانده شده‌اند. بررسی‌های Advay و همکاران (۲۰۰۹) نشان داده‌اند که در بهنجارسازی سنگ‌های مافیک بررسی‌شده در برابر ترکیب کندریت و گوشته اولیه، نمونه‌ها از LREE در برابر HREE غنی‌شدگی نسبی دارند. افزون‌براین، بهنجارسازی سنگ‌های بررسی‌شده نشان‌دهنده غنی‌شدگی نسبی از LILE و تهی‌شدگی از HFSE (مگر Ta, Hf و Nb) است. برپایه این بررسی‌ها روشن شد که سنگ‌های مافیک گابرویی گوناگون، در پی نابهنجاری مثبت و شباهت با بازالت‌های میان‌اقیانوسی نوع پلوم و توله‌ایتی بودن، از یک خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده و وابسته به پلوم گوشته‌ای پدید آمده‌اند؛ اما بررسی‌های Hajjalilu و Oskuie (۱۹۹۵) نشان داد که این سنگ‌ها چه‌بسا پیامد گسترش یک ریفت قاره‌ای هستند.

همچنین، بررسی‌های Hajjalilu و Oskuie (۱۹۹۵) نشان داده‌اند که سنگ‌های گرانیتی در محدوده بررسی‌شده دارای بافت دانه درشت و پرتیتی هستند و بیشتر ترکیب لوکوگرانیتی دارند. برپایه این بررسی‌ها، سنگ‌های گرانیتی منطقه هم‌ارز با گرانیت‌های قوشچی و هم‌سن با آنها هستند. بررسی‌های Advay و همکاران (۲۰۰۹) نشان داده‌اند که سنگ‌های گرانیتی سیاه‌باز (شاه‌آشان داغی) سرشت نیمه‌قلیایی با پتاسیم بالا، مت‌آلومینوس تا پرآلومینوس و پرآلکالن ضعیف دارند و به‌طور نسبی از LIL (به‌ویژه Rb و Th) غنی هستند. این پژوهشگران نشان داده‌اند که گرانیت‌های یادشده از عنصرهای Ba, Eu, Sr, Nb و Th تهی هستند. ایشان بر پایه این نکته، به

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی (برپایه درصد وزنی) در رخنمون‌های سنگی گوناگون سیاه‌باز (شمال‌باختری خوی) (مقدار آهن کل به صورت Fe_2O_3 : DL: Detection Limit; Av.: Average)

Rock Type	Granite										Gabbro			Appinite				
Sample No.	A-04	A-06	A-08	A-13	A-14	A-19	A-20	A-23	ANF-2	ANF-6	ANF-7	ANF-9	ANF-11	ANF-13	DL	Av.	Av.	Av.
SiO_2	0.01	74.68	75.25	76.06	75.14	74.86	76.23	75.80	74.98	75.38	52.30	50.74	51.25	51.43	54.00	51.30	52.60	52.63
Al_2O_3	0.01	12.08	12.08	12.25	12.24	12.68	11.78	12.12	11.08	12.04	16.85	16.08	16.35	16.43	15.00	13.35	15.80	14.72
TiO_2	0.01	0.15	0.11	0.13	0.11	0.11	0.08	0.08	0.47	0.15	0.41	0.36	0.75	0.51	0.69	1.11	1.27	1.02
Fe_2O_3	0.04	2.98	2.60	2.68	2.83	2.69	2.52	2.35	3.15	2.73	6.25	7.09	6.91	6.75	8.47	9.20	8.21	8.63
MgO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03	0.27	0.05	8.03	12.15	8.02	9.40	6.63	8.89	6.12	7.21
MnO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.13	0.14	0.16	0.14	0.18	0.18	0.15	0.17
CaO	0.01	0.36	0.21	0.13	0.20	0.13	0.12	0.10	2.03	0.41	12.30	10.10	13.19	11.86	9.88	11.70	9.78	10.45
K_2O	0.01	4.32	4.37	4.49	4.36	4.32	4.31	4.44	3.32	4.24	0.10	0.07	0.15	0.11	0.29	0.23	0.30	0.27
Na_2O	0.01	3.53	3.52	3.37	3.72	3.51	3.42	3.34	3.81	3.53	3.65	2.95	2.76	3.12	4.82	3.77	4.80	4.46
P_2O_5	0.002	0.015	0.007	0.009	0.007	0.004	0.008	0.008	0.060	0.036	0.025	0.012	0.068	0.035	0.121	0.138	0.094	0.118
LOI	-	1.20	1.30	1.10	1.40	1.00	1.30	1.20	1.10	1.20	0.62	0.47	0.45	0.51	0.59	0.51	0.75	0.62
Total		99.33	99.47	100.26	100.03	99.33	99.81	99.48	100.29	99.77	100.67	100.16	100.09	100.31	100.67	100.38	99.87	100.31

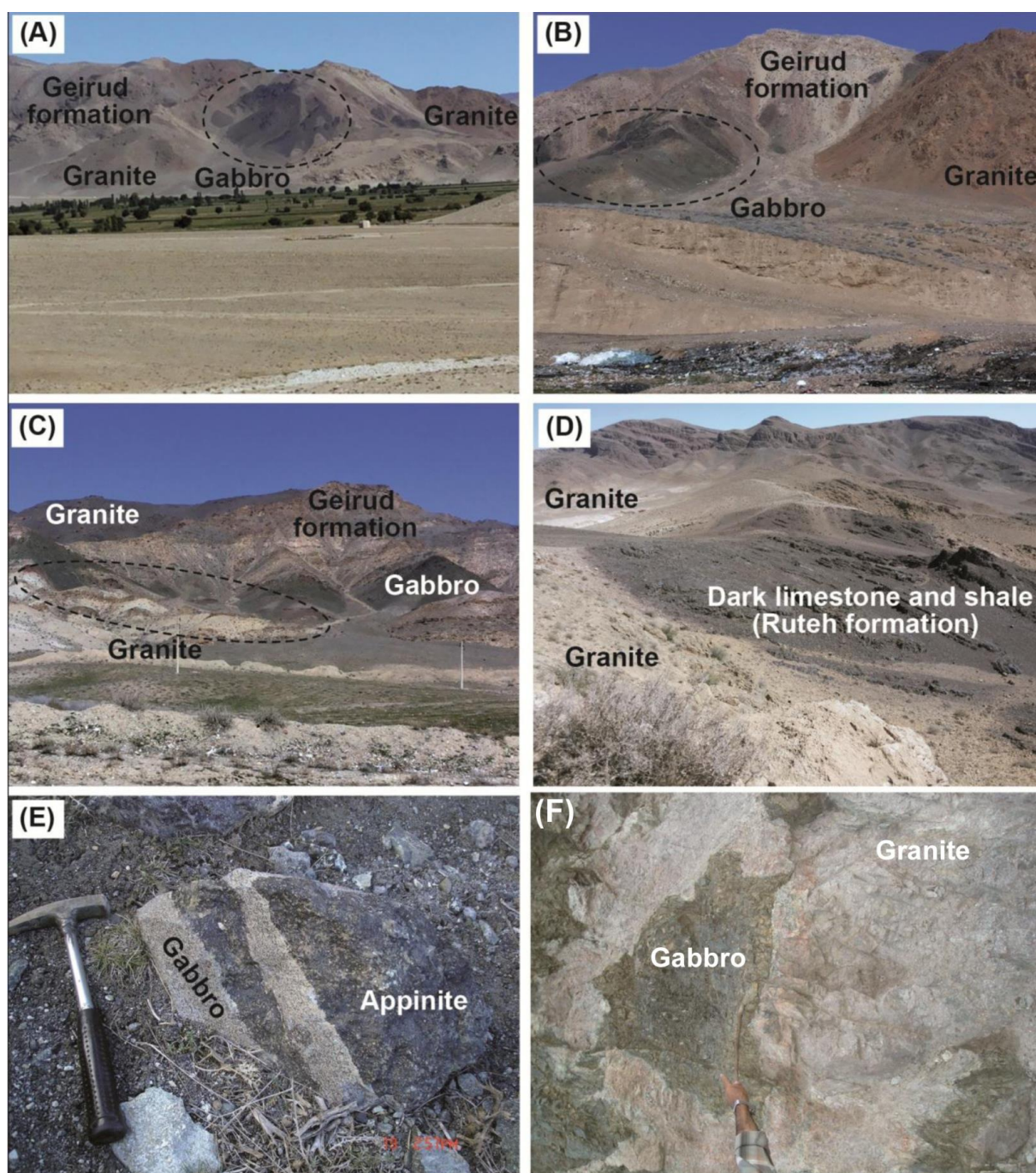
یافته‌های صحرایی و سنگ‌نگاری

سنگ‌های گابرویی و آپینیتی توده‌های آذرین درونی کوچک دایکی‌شکل و یا عدسی‌شکلی هستند که همراه با گرانیت‌ها و یا درون سنگ‌های آهکی- دولومیتی سازند جیرو (به سن چینه‌شناسی پایان کربونیفر؛ شکل‌های ۲- A، ۲- B و ۲- C) رخنمون یافته‌اند. افزون‌براین، هیچ توده نفوذی از گابروها، آپینیت‌ها و گرانیت‌ها درون سازندهای پرمین منطقه (دورود و روت‌ه) دیده نشد (شکل ۲). همچنین، آلکالی‌گرانیت‌های محدوده بررسی شده در بسیاری از بخش‌ها با سازند آهکی-شیلی روت‌ه، بدون مرز دگرگونی پوشانده شده‌اند (شکل ۲- D).

یافته‌های صحرایی درباره رخنمون‌های مختلف توده‌های آذرین درونی سیاه‌باز نشان می‌دهند که گابرو، آپینیت و آلکالی‌گرانیت، سه نوع ترکیب سنگی سازنده این سنگ‌ها هستند. رخنمون اصلی، سنگ‌های گرانیتی هستند و انواع گابرویی و آپینیتی در مقدار بسیار کمتری دیده می‌شوند. در کل، هوازدگی در همه گروه‌های سنگی بالا بوده است؛ به گونه‌ای که نمونه‌برداری از گرانیت‌ها و نیز سنگ‌های مافیک، دشوار است. بیشتر گرانیت‌ها رسی شده‌اند و در سنگ‌های مافیک، کانی‌های ثانویه کلریت، اپیدوت، کلسیت و سوسوریت فراوان هستند. بیشتر

جدول ۲- داده‌های تجزیه شیمیایی عنصرهای فرعی و خاکی نادر (بر پایه ppm) در رخنمون‌های سنگی گوناگون سیاه‌باز (شمال‌باختری خوی)

Rock Type	Granite										Gabbro				Appinite			
	Sample No.										ANF-2	ANF-6	ANF-7		ANF-9	ANF-11	ANF-13	
	DL									Av.	Av.			Av.				
P	15	106	49	63	49	28	56	56	423	104	176	85	479	247	852	972	662	828
V	8	1.0	n.d.	1.1	n.d.	n.d.	0.8	n.d.	2.0	0.6	135.0	125.0	200.5	153.5	185.5	321.5	298.1	268.4
Cr	3.0	n.d.	n.d.	4	n.d.	3	3	n.d.	5	3.8	425	450	201	359	198	320	200	239
Co	0.2	1.5	1.0	1.3	1.1	1.2	0.9	1.4	2.0	1.3	45.2	55.2	29.5	43.3	41.2	45.2	38.4	41.6
Ni	1.6	2.0	3.0	6.0	2.0	3.0	1.6	4.0	7.0	3.6	165.2	284.5	102.5	184.1	75.1	84.2	58.5	72.6
Cu	1.4	7.1	2.2	1.3	2.2	2.1	1.6	3.3	4.1	3.0	45.2	74.5	55.3	58.3	65.2	55.4	39.7	53.4
Zn	1.8	231.5	142.1	145.2	214.6	174.2	150.3	80.2	44.1	147.8	55.2	35.1	41.3	43.9	66.3	72.5	55.7	64.8
Ga	0.5	33.1	35.0	29.8	34.2	41.1	45.2	29.8	30.6	34.8	13.3	14.0	17.4	14.9	15.2	16.1	20.8	17.4
Rb	0.1	181.2	155.2	180.5	190.8	155.3	150.2	160.3	130.5	163.0	3.5	3.3	4.2	3.6	5.6	3.9	3.7	4.4
Sr	0.5	18.5	13.2	16.8	12.7	10.6	12.1	10.2	11.3	13.2	425.1	345.1	441.8	404.0	322.2	289.4	312.8	308.1
Y	0.1	96.3	50.2	56.3	118.2	80.3	85.5	68.5	42.6	74.7	9.1	12.2	16.9	12.7	39.8	29.8	40.5	36.7
Zr	0.1	91.1	75.4	100.2	85.1	98.5	138.1	125.0	133.3	105.6	20.0	17.0	18.1	18.3	75.2	96.4	87.0	86.0
Nb	0.1	45.1	35.3	50.2	63.1	46.9	51.2	36.6	21.0	43.7	0.9	0.5	1.1	0.8	1.9	2.4	2.9	2.4
Cs	0.1	1.2	0.2	1.3	1.7	1.5	0.8	0.8	1.5	1.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.4	0.5	0.4
Ba	1	278	195	224	85	90	361	285	401	240	65	54	76	65	68	56	98	74
La	0.1	91.1	55.2	108.4	74.8	77.3	62.0	45.0	43.1	69.6	3.2	3.7	4.9	3.9	8.2	12.4	10.8	10.5
Ce	0.1	165.20	110.20	200.50	155.60	150.90	125.40	90.5	82.4	135.1	8.21	9.1	11.82	9.71	20.30	28.4	25.42	24.69
Pr	0.02	21.45	14.12	23.54	18.74	19.26	16.79	12.35	12.12	17.30	1.25	1.35	1.68	1.43	2.95	4.02	3.56	3.51
Nd	0.3	105.6	66.5	112.2	92.8	80.9	71.4	61.3	55.2	80.7	5.8	6.3	7.5	6.5	13.3	17.5	15.6	15.5
Sm	0.05	20.45	14.26	21.49	19.66	17.89	16.79	14.39	10.87	16.98	1.81	2.01	2.28	2.04	4.05	5.22	4.65	4.64
Eu	0.02	2.59	1.69	1.87	1.45	1.27	1.13	1.07	1.49	1.57	0.88	1.02	1.21	1.04	1.54	1.95	1.65	1.71
Gd	0.05	18.65	12.13	17.85	18.46	16.35	15.72	12.55	14.40	15.76	2.35	2.86	3.35	2.85	4.75	5.66	5.15	5.19
Tb	0.01	3.25	2.33	3.13	3.41	3.12	3.22	3.01	2.57	3.00	0.40	0.49	0.56	0.48	0.69	0.90	0.78	0.79
Dy	0.05	15.76	12.69	14.66	20.61	17.85	18.73	16.32	14.52	16.39	2.49	2.95	3.52	2.99	4.35	6.01	5.35	5.24
Ho	0.02	3.24	2.75	3.25	4.34	3.13	4.22	3.53	3.68	3.52	0.52	0.61	0.70	0.61	0.96	1.29	1.11	1.12
Er	0.03	10.21	7.22	7.98	12.85	11.13	10.17	11.03	9.56	10.02	1.38	1.57	1.91	1.62	2.60	3.61	3.21	3.14
Tm	0.01	0.89	0.66	0.85	1.65	1.44	1.28	1.25	1.13	1.14	0.20	0.23	0.27	0.23	0.39	0.55	0.48	0.47
Yb	0.05	5.46	3.59	4.65	9.85	8.43	6.85	6.41	5.03	6.28	1.25	1.43	1.62	1.43	2.40	3.45	2.89	2.92
Lu	0.01	0.71	0.42	0.53	1.21	1.06	0.70	0.71	0.51	0.73	0.19	0.21	0.24	0.21	0.37	0.51	0.44	0.44
Hf	0.1	3.1	2.7	3.6	2.8	3.0	5.8	4.0	4.1	3.6	0.5	0.7	0.8	0.6	1.7	2.4	2.1	2.1
Ta	0.1	2.1	2.0	3.1	4.0	3.4	3.1	2.4	0.9	2.6	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2
Pb	0.18	12.58	7.26	16.45	23.86	18.44	18.63	13.05	22.36	16.58	4.11	3.41	5.25	4.26	5.12	7.17	6.51	6.27
Th	0.2	11.5	11.3	10.6	16.6	13.7	17.3	16.5	15.8	14.1	1.3	1.0	0.9	1.1	1.0	1.1	1.1	1.1
U	0.1	3.2	2.7	3.5	5.2	3.3	4.0	3.4	4.1	3.7	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2
(La/Yb) _n		13.78	14.09	22.24	6.65	7.85	9.53	6.88	9.07	11.26	1.81	1.90	2.20	1.97	2.38	2.62	2.67	2.56
(La/Sm) _n		2.88	2.50	3.26	2.46	2.79	2.39	2.02	2.56	2.61	1.14	1.19	1.39	1.24	1.31	1.53	1.50	1.45
(Sm/Yb) _n		4.16	4.41	5.13	2.22	2.36	2.72	2.49	2.40	3.24	1.60	1.57	1.56	1.58	1.87	1.68	1.79	1.78
Eu*		38.68	26.23	39.17	37.62	33.87	32.09	26.74	24.32	32.34	4.01	4.66	5.38	4.68	8.55	10.63	9.56	9.58
Eu _n /Eu _n *		0.40	0.38	0.28	0.23	0.22	0.21	0.24	0.36	0.29	1.31	1.31	1.34	1.32	1.07	1.09	1.02	1.06
Ce _n *		105.16	65.76	121.54	88.39	91.16	75.54	55.12	53.33	82.00	4.60	5.14	6.61	5.45	11.31	16.31	14.31	13.98
Ce _n /Ce _n *		0.89	0.94	0.93	0.99	0.93	0.94	0.93	0.87	0.93	1.01	1.00	1.01	1.00	1.01	0.98	1.00	1.00



شکل ۲- تصویرهای صحرایی از نمونه‌های آکالی‌گرانیت، گابرو و آپینیت سیاه‌باز (شمال‌باختری خوی): (A, B, C) روابط صحرایی میان سه ترکیب سنگ‌شناسی یادشده با یکدیگر و با سازند جیروند. هر سه توده‌های آذرین درونی باعث دگرگونی مجاورتی سازند جیروند شده‌اند؛ (D) جای‌گرفتن سازند روتسه (به سن پرمین زیرین) با ترکیب سنگ‌شناسی سنگ‌آهک و شیل روی آکالی‌گرانیت‌ها؛ (E) تناوبی از سنگ‌های آپینیتی- گابرویی؛ (F) آمیختگی ماگمایی میان آکالی‌گرانیت‌ها و گابرو- آپینیت‌ها

گابروها با آپینیت‌ها به صورت متناوب و درهم‌فرورفته (آمیختگی یا mingling؛ شکل ۲- E) هستند؛ همچنین، گابروها و نیز آپینیت‌ها به صورت آمیختگی (magma mingling) با گرانیت‌ها (شکل ۲- F) رخ داده‌اند؛ از این رو، چنین می‌نماید که همه سنگ‌های توده‌های آذرین درونی سیاه‌باز سنی برابر کربونیفر

گابروها با آپینیت‌ها به صورت متناوب و درهم‌فرورفته (آمیختگی یا mingling؛ شکل ۲- E) هستند؛ همچنین، گابروها و نیز آپینیت‌ها به صورت آمیختگی

به صورت بافت گرانولار و یا بافت گرانوفیر یافت می‌شوند (شکل‌های ۳-A و ۳-B). پیدایش این دو نوع بافت در بخش‌های گوناگون گرانیتهای نشان‌دهنده تفاوت در مقدار سیال‌های آبگین (Shelley, 1993) در این توده‌های آذرین درونی است؛ به‌ویژه در بخش‌هایی که بلورهای آمفیبول فراوان‌تر هستند، بافت گرانولار آشکارتر است (شکل ۳-B)؛ اما در بخش‌های دیگر که این بلورها درصد مودال پایینی دارند، بافت گرانوفیر پدیدار شده است (شکل ۳-A). رنگ‌های مایل به آبی-یشمی آمفیبول‌ها چه‌بسا نشان‌دهندهٔ سرشار بودن آنها از سدیم هستند (Gribble and Hall, 1992). بلورهای پلاژیوکلاز یا بسیار ناچیز هستند و یا وجود ندارند. کانی‌های کدر در نمونه‌های گوناگون درصد‌های حجمی میان ۱ تا ۳ دارند.

گردهمایی کانیایی در گابروهای بررسی‌شده، بیشتر شامل پلاژیوکلاز (۶۰-۲۰ درصد حجمی)، کلینوپیروکسن (۴۰-۱۰ درصد حجمی) و الیوین (۲۰-۲ درصد حجمی) است. در بیشتر نمونه‌ها، فراوانی بلورهای هورنبلند (۲۰-۲ درصد حجمی) و بیوتیت به‌اندازه کانی‌های فرعی (کمتر از ۱ درصد حجمی) است. نمونه‌های بررسی‌شده ارتوپیروکسن نداشته و یا درصد ناچیزی دارند. آپاتیت و مگنتیت همراه با ایلمنیت از کانی‌های فرعی دیگر هستند. در برخی نمونه‌ها مقدار کانی‌های کدر که بیشتر مگنتیت هستند، تا ۲۵ درصد حجمی نیز می‌رسد.

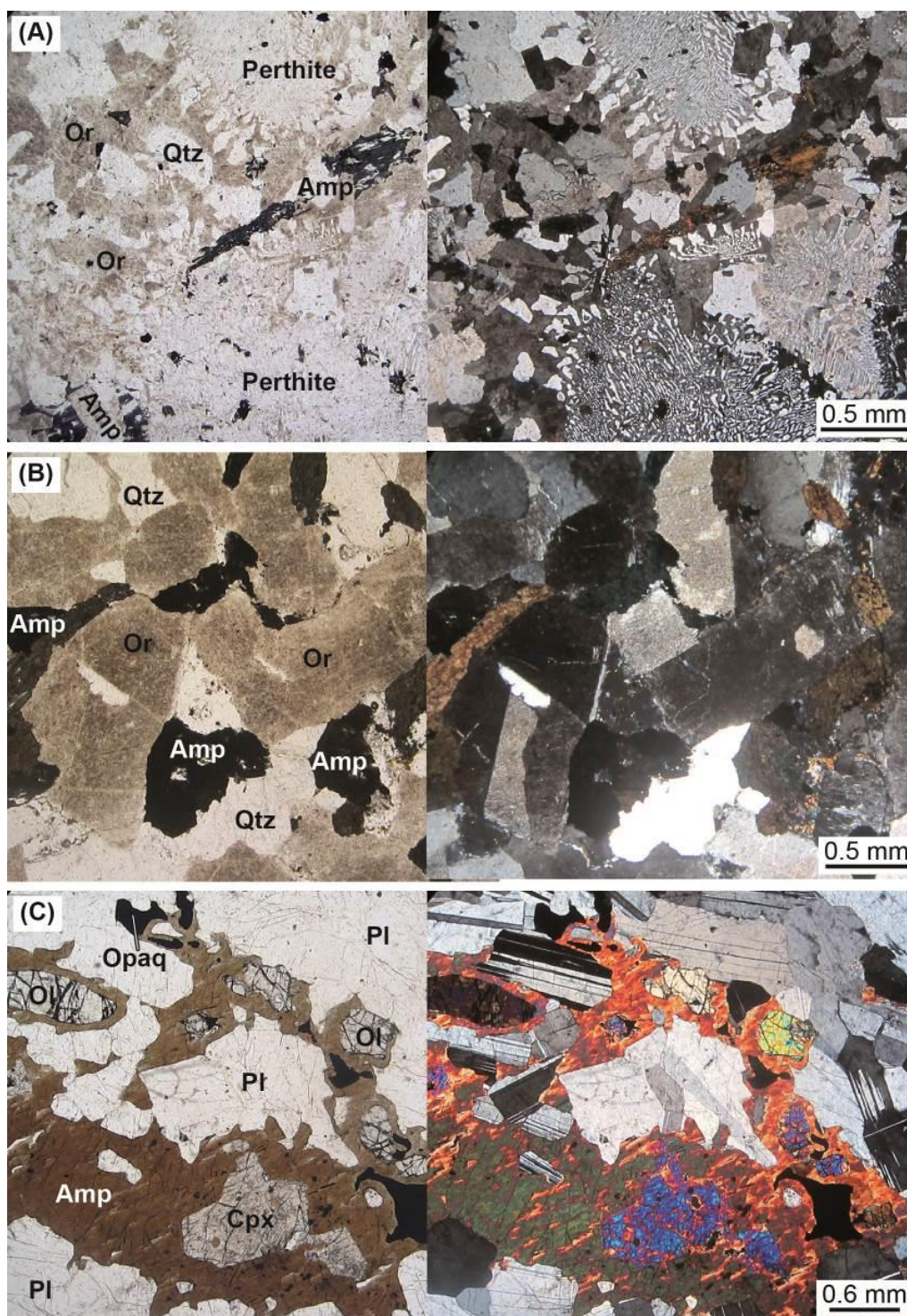
گابروها دانه درشت بوده و بیشتر بلورهای اصلی‌شان خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند. بافت این سنگ‌ها بیشتر گرانولار، کومولایی و ارتوکومولایی (orthocumulate): بافت‌های تجمع‌ی که بلورهای خودشکل به‌هم چسبیده و در فضای میان آنها بلورهای اینترکومولیت با یک نوع یا چندین نوع کانی پدید آمده باشند) است.

پایانی داشته باشند. افزون‌براین، برپایه Hajjalilu و Oskuie (۱۹۹۵)، سنگ‌های گرانیتی در محدوده بررسی‌شده هم‌ارز گرانیتهای قوشچی و هم‌سن با آنها هستند. سن گرانیتهای قوشچی 300.3 ± 1.5 (Asadpour et al., 2013) و 318.4 ± 2.3 (Moghadam et al., 2015) میلیون سال پیش است.

آلکالی‌گرانیتهای، به‌علت داشتن بلورهای رنگی پتاسیم‌فلدسپار، نارنجی یا سرخ هستند. این گرانیتهای دانه‌درشت بوده و اساساً از پتاسیم‌فلدسپار، کوارتز، آمفیبول و کانی‌های کدر ساخته شده‌اند. در بخش‌هایی که گرانیتهای گابرو-آپینیت‌ها آمیختگی یافته‌اند (شکل ۲-F)، به‌صورت مرزهای هلالی، بیضوی و گردشده دیده می‌شوند.

نفوذ گابروها-آپینیت‌ها و آلکالی‌گرانیتهای سیاه‌باز درون سازند جیروود، دگرگونی مجاورتی این سازند را در پی داشته است (شکل‌های ۲-A، ۲-B و ۲-C). بیشتر سنگ‌های دگرگونی، یا مرمر و یا سنگ‌های رسی تا رخسارهٔ آلبیت-اپیدوت هورنفلس دگرگون شده‌اند. در بسیاری مناطق گابروها و آپینیت‌ها با هم رخ داده‌اند و تفاوت آنها در رنگ و فراوانی بلورهای آمفیبول است. هر دو نوع سنگ دانه‌درشت هستند؛ اما بلورهای آمفیبول در آپینیت‌ها بسیار درشت‌تر هستند و گاه تا چند سانتیمتر می‌رسند. در پی تغییرات و یا تمرکز آب در بخش‌هایی از آشیانه ماگمایی چه‌بسا تناوب در رخنمون‌های گابرویی-آپینیتی روی داده است. بیشتر گابروها لوکو- یا مزوگابرو هستند؛ اما آپینیت‌ها، ملانوکرات هستند و در صحرا رنگ تیره‌ای نشان می‌دهند. این سنگ‌ها را به‌علت رنگ تیره‌تر به‌آسانی می‌توان از انواع گابرویی شناخت. مرز میان گابروها و این سنگ‌ها مضرس، ناصاف و کمانی‌شکل است.

گردهمایی کانیایی در آلکالی‌گرانیتهای سیاه‌باز اساساً پتاسیم‌فلدسپار و کوارتز است که در سنگ



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی برگزیده از رخنمون‌های گرانیتی-آپنیتی نفوذی‌های سیاه‌باز (شمال‌باختری خوی) (تصویرهای سمت چپ در نور PPL و در سمت راست در نور XPL هستند): (A) آلکالی‌گرانیت با بلورهای آمفیبول یشمی مایل به آبی در کنار هم‌رشدی پرتیتی پتاسیم‌فلدسپار و کوارتز؛ (B) آلکالی‌گرانیت با بافت گرانولار؛ (C) -آپنیت با بافت ارتوکومولایی که بلورهای اینترکومولای آمفیبول در آن بافت افیتیک را پدید آورده‌اند (مخفف نام کانی‌ها: Ol = الیون؛ Pl = پلاژیوکلاز؛ Cpx = کلینوپیروکسن؛ Amp = آمفیبول؛ Opaq = کانی کدر؛ Qtz = کوارتز؛ Or = پتاسیم‌فلدسپار)

کانی‌شناسی ساده این توده آذرین درونی (که بیشتر از بلورهای پتاسیم‌فلدسپار و کوارتز، همراه با مقدار کمی آمفیبول و کانی‌های کدر ساخته شده است)، تغییرات اکسید عنصرهای اصلی را کاهش داده است. بالابودن مقدار Fe_2O_3 پیامد درصد مودال کانی‌های کدر و چه بسا آمفیبول است. بالابودن اکسیدهای Na_2O و K_2O و پایین‌بودن CaO نشان‌دهنده این است که فلدسپارها اساساً آلکالن هستند و این نکته با کانی‌شناسی این سنگ‌ها همخوانی دارد (جدول ۱).

در گرانیت‌های سیاه‌باز، مقدار عنصرهای فرعی تغییرات چشمگیری در برابر هم نشان نمی‌دهد و روند افزودگی و کاهش‌دهی بسیاری از عنصرها کمابیش همانند یکدیگر هستند (شکل‌های ۴- A و ۵- A). مقدار عنصرهای لیتوفیل ناسازگار متحرک با شعاع یونی بزرگ (یا عنصرهای LIL؛ مانند Sr, Rb, Ba و Cs) تغییرات شدیدی نشان نمی‌دهند و تنها Ba تغییرات چشمگیری نشان می‌دهد (جدول ۲). در گرانیت‌های بررسی‌شده، روبیدیم و باریم به‌خوبی در آلکالی‌فلدسپارها و آمفیبول‌های سدیک (Rollinson, 1993) انباشته می‌شوند؛ اما پایین‌بودن عیار Sr نشان‌دهنده مقدار پایین مودال فلدسپار (پلاژیوکلاز) است (Rollinson, 1993). درصد پایین سزیم نیز نشان‌دهنده این است که چه‌بسا ماگمای مادر این سنگ‌ها از این عنصر تهی بوده است.

میانگین عیار عنصرهای خاکی نادر (REE) و Y در گرانیت‌ها از گابروها و آپینیت‌ها بالاتر است (جدول ۲؛ شکل‌های ۴- A و ۵- A). بررسی نسبت‌های عنصری بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه (La_n/Yb_n ، Sm_n/Yb_n و La_n/Sm_n)، نشان می‌دهد که عیار عنصرهای خاکی سبک (LREE) در برابر خاکی‌های حد واسط (MREE) و سنگین (HREE) در این سنگ‌ها بسیار بالاتر از گابروها و آپینیت‌هاست. در گرانیت‌ها، Eu ناهنجاری منفی آشکاری نشان می‌دهد (Eu/Eu^*)

گردهمایی کانیایی در آپینیت‌های سیاه‌باز، بیشتر شامل هورنبلند (۷۰-۳۰ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۳۰-۱۰ درصد حجمی)، کلینوپیروکسن (۲۰-۵ درصد حجمی) و الیوین (۲۵-۵ درصد حجمی) است (شکل ۳- C). تفاوت آپینیت‌ها و گابروها بیشتر در مقدار مودال آمفیبول است. در آپینیت‌ها، بلورهای بسیار درشت آمفیبول، با بافت افیتیک و ارتوکومولا پدید آمده‌اند. از این رو، در بیشتر نمونه‌های سنگی، رشد آمفیبول‌ها میان کومولایی بوده است. به هر روی، همان‌گونه‌ای که در شکل ۳- C دیده می‌شود، گویا در حالت نیمه‌خمیری، واکنشی میان بلورهای کومولایی نخستین و مایع روی داده است تا بلورهای آمفیبول پدید آیند. در این شکل به‌خوبی دیده می‌شود که از یک سوی، مایع نهایی کومولایی سرشار از مواد فرار بوده است و از سوی دیگر، در حضور پلاژیوکلاز-الیوین (مرز این دو بلور)، پلاژیوکلاز-کانی کدر (مرز این دو بلور) و پلاژیوکلاز-کلینوپیروکسن، واکنش‌هایی روی داده است تا بلورهای میان کومولایی آمفیبول رشد کنند (اطلاعات بیشتر در: Turner and Stüwe, 1992; Shelley, 1993; Heilbronner et al., 2004; Tomilenko and Kovyazin, 2008).

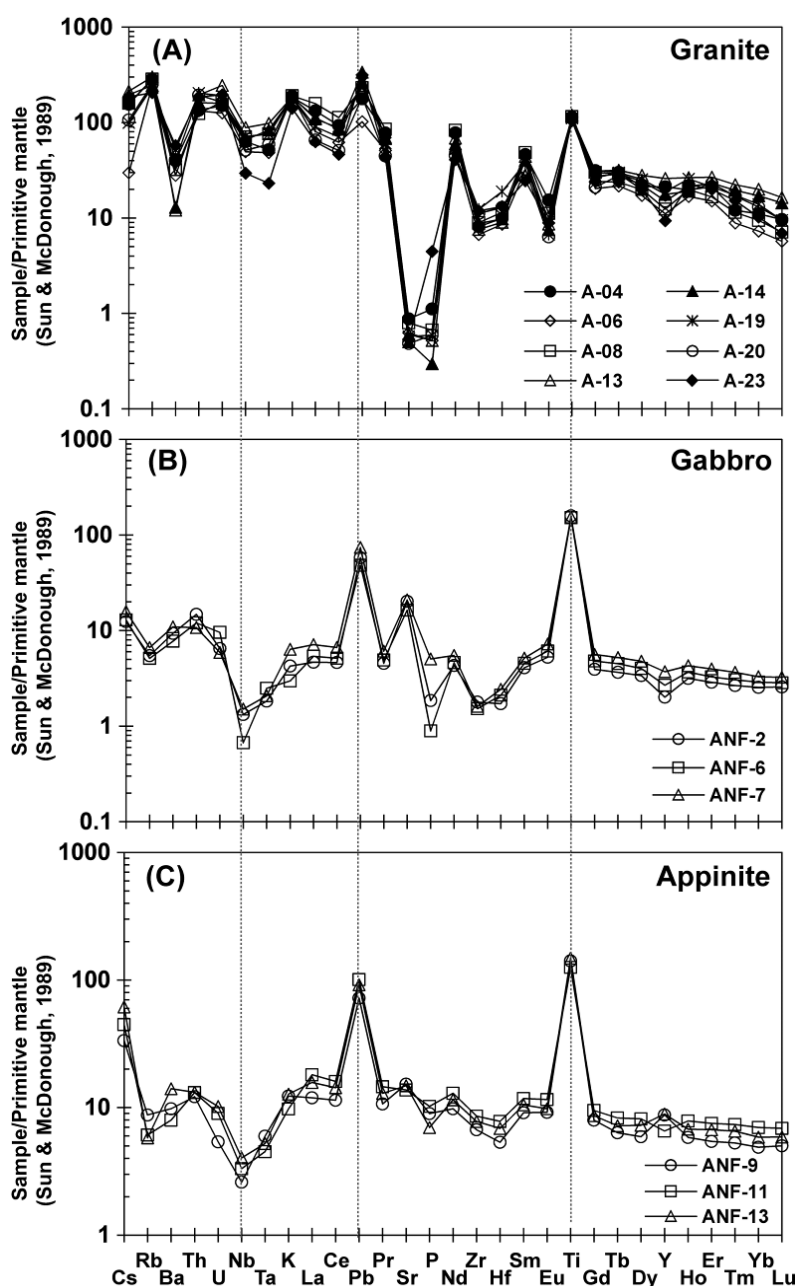
زمین‌شیمی سنگ

از دیدگاه زمین‌شیمیایی، در محدوده بررسی‌شده، سنگ‌های گرانیتی همراه با انواع مافیک با ترکیب گابرویی و آپینیتی همانندی‌هایی دارند که چه‌بسا نشان‌دهنده هم‌زمانی فعالیت ماگمایی است.

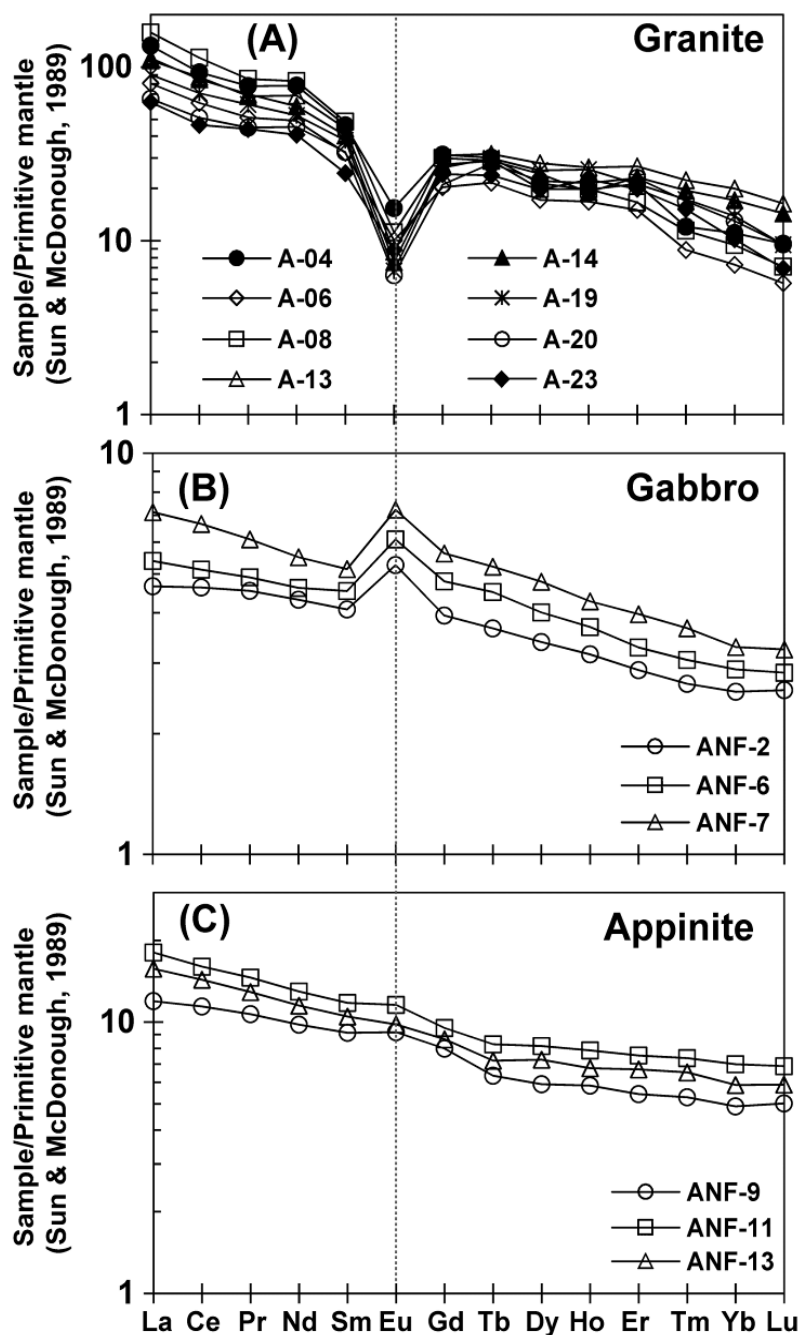
(الف) سنگ‌های گرانیتی: تغییرات شیمیایی عنصرهای اصلی در رخنمون‌های گوناگون گرانیتی سیاه‌باز کم است. از این رو، چنین می‌نماید که

LREE (در برابر MREE و HREE) نشان‌دهنده اهمیت نقش جدایش بلورین آمفیبول و پلاژیوکلاز در فرایند تکامل گرانیتویدهاست (Huang *et al.*, 2008; Zhong *et al.*, 2009). این ویژگی‌ها با پایین بودن مقدار Sr در گرانیت‌ها همخوانی دارد. افزودن براین، چه‌بسا سنگ خاستگاه سازنده مذاب‌های گرانیتی نیز از Eu تهی بوده باشد (Tepper *et al.*, 1993; Aliani *et al.*, 2012; Ahankoub *et al.*, 2012).

میانگین = ۰/۲۹؛ جدول ۲؛ شکل ۵- A). از آنجایی که Eu عنصری سازگار در فلدسپارها (به‌ویژه در پلاژیوکلاز) است، آنومالی آن می‌تواند پیامد جدایش بلورین پلاژیوکلاز در هنگام تبلور ماگما و یا بجای ماندن فلدسپار در خاستگاه در هنگام ذوب بخشی (در شرایطی که اکتیویته H₂O پایین است) باشد (Rollinson, 1993; Tepper *et al.*, 1993). افزون بر پدیده‌های نام‌برده، ناهنجاری منفی Eu همراه با غنی‌شدگی از



شکل ۴- سنگ‌های گوناگون توده آذرین درونی سیاه‌باز (شمال‌باختری خوی) در نمودارهای عنکبوتی چندعنصری بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)



شکل ۵- سنگ‌های گوناگون توده آذرین درونی سیاه‌باز (شمال‌باختری خوی) در نمودارهای عنکبوتی عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)

(مانند: روتیل، اسپینل و آپاتیت) در خاستگاه، نتوانسته وارد مذاب شوند (Rollinson, 1993). همچنین، ناهنجاری مثبت در Ti نشان می‌دهد که چه‌بسا تیتانیت کانی ناپایدار در هنگام ذوب در لیکوئیدوس خاستگاه بوده است (Best, 2003; Gill, 2010).

ناهنجاری‌های منفی آشکار در عنصرهای ناسازگار نامتحرک با قدرت یونی بالا (یا HFSE؛ مانند: Ta، Nb، Hf و Zr، به‌همراه عنصر P) نشان می‌دهند که خاستگاه گرانیت‌ها یا در این عنصرها تهی بوده است و یا در پی نامتحرکی، یا بجای‌ماندن کانی‌های نگهدارنده این عنصرها

و ۵- C). بررسی کانی‌شناسی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که آپینیت‌ها افزون‌بر درصد بالای آمفیبول، دارای مقادیرهای فرعی از کانی‌های کدر، آپاتیت و زیرکن هستند که می‌توانند جذب‌کننده این عنصرها باشند. بالابودن عیار P و Zr و TiO_2 در آپینیت‌ها نشانه حضور کانی‌ها یادشده و بالاتر بودن عیار این عنصرهاست. بررسی نسبت‌های عنصری بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه (La_n/Yb_n , Sm_n/Yb_n و La_n/Sm_n)، نشان می‌دهد که عیار عنصرهای خاکی سبک (LREE) در آپینیت‌ها بالاتر از گابروهاست؛ زیرا LREE به‌آسانی جذب آمفیبول‌ها می‌شوند.

ناهنجاری مثبت و آشکار Eu در گابروها (میانگین $Eu/Eu^* = 1.32$ ؛ جدول ۲؛ شکل ۵- B) نشان می‌دهد که چه‌بسا پلاژیوکلاز فازی ناپایدار در لیکویدوس بوده است (Rollinson, 1993)؛ به‌گونه‌ای که شاید در پی نبود آن و یا ناپایداربودنش، این عنصرها خارج شده‌اند. همچنین، بالابودن درصد مودال پلاژیوکلاز کلسیک نیز دلیل دیگری است که با بالابودن عیار Sr در گابروها همخوانی دارد؛ اما شیب ناهنجاری ملایم و مثبت Eu در آپینیت‌ها (میانگین $Eu/Eu^* = 1.06$ ؛ جدول ۲؛ شکل ۵- C) چه‌بسا نمایشی از پایین‌بودن درصد مودال پلاژیوکلاز بوده است. این ویژگی با پایین‌تر بودن عیار Sr در آپینیت‌ها همخوانی دارد.

ناهنجاری‌های HFSE و P در گابروها و آپینیت‌ها نشان می‌دهند که شرایط خاستگاه این سنگ‌ها نیز همانند گرانیت‌ها بوده است. عنصر Ti در این سنگ‌ها، همانند گرانیت‌ها،

(ب) گابروها و آپینیت‌ها: مقایسه گابروها و آپینیت‌ها نشان می‌دهد که مقدار اکسیدهای CaO و MgO ، TiO_2 ، Al_2O_3 ، SiO_2 ، Fe_2O_3 ، MnO ، K_2O و Na_2O در آپینیت‌ها فراوان‌تر هستند. این تفاوت‌ها پیامد تفاوت در درصد مودال کانی‌های این دو نوع سنگ است؛ به‌گونه‌ای که بالابودن درصد مودال آمفیبول در آپینیت‌ها درصد مودال کانی‌ها دیگر (به‌ویژه پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین) را کاهش داده است. این اختلاف کانی‌شناسی مقدار درصد وزنی LOI در آپینیت‌ها را افزایش داده است (جدول ۱).

بررسی عنصرهای LIL در گابروها و آپینیت‌ها نشان می‌دهد که Cs، Ba، Rb و Sr در آپینیت‌ها از گابروها بالاتر است (جدول ۲؛ شکل‌های ۴- B و ۴- C و ۵- B و ۵- C). این تغییرات دقیقاً با درصد مودال بالاتر آمفیبول در آپینیت‌ها و پلاژیوکلاز در گابروها همخوانی دارند. عنصرهای بار یونی یکسان مایل هستند در کانی‌هایی تمرکز یابند که از پتاسیم سرشار هستند (Rollinson, 1993). از آنجایی که آمفیبول‌های آپینیت‌ها می‌توانند سدیم‌دار و در نتیجه پتاسیم‌دار باشند (بخش «سنگ‌نگاری» دیده شود)، پس این سنگ‌ها از عنصرهای یادشده سرشارتر هستند. استرانسیم نیز به‌آسانی جذب پلاژیوکلازهای کلسیک می‌شود.

بررسی عنصرهای خاکی نادر (REE) و Y نشان می‌دهد که در آپینیت‌ها (در برابر گابروها) همه این عنصرها عیار بالاتری دارند (جدول ۲؛ شکل‌های ۴- B و ۴- C و ۵- B

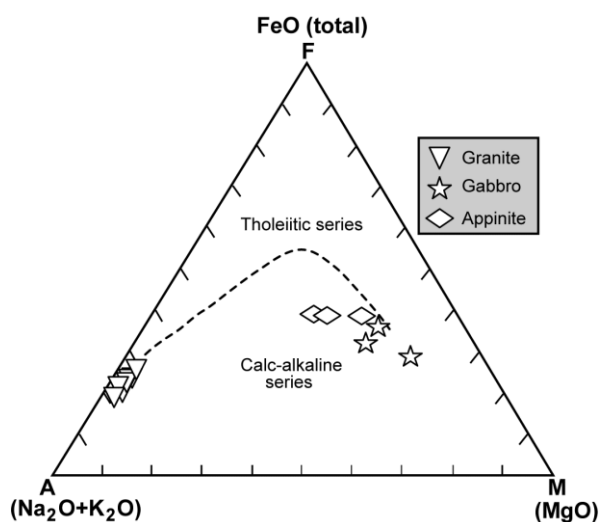
مقدار عنصرهای Ga, Nb, Y و Ce و نسبت مولی (Na+K)/Al (شاخص آگپایتیک) در گرانیت‌های سیاه‌باز نشان می‌دهد که این گرانیت‌ها، سرشت گرانیت‌های غیر‌کوهزایی (Anorogenic) یا بی‌آب (A-type (Anhydrous) Whalen et al., 1987; Eby, 1990; Clarke, 1992) را دارند. برپایه این نکته، گرانیت‌های بررسی‌شده در محدوده گرانیت‌های نوع A هستند (شکل ۷). بررسی تغییرات مقدار Ce_n/Ce_n^* نشان می‌دهد که احتمال آرایش ماگما با عنصرهای پوسته‌ای بسیار اندک بوده است (جدول ۲). مقدار این نسبت یک و یا نزدیک به یک است. از این‌رو، همه طیف‌های گوناگون سنگی در محیطی تکامل یافته‌اند که عنصرهای پوسته‌ای یا کم بوده‌اند و یا امکان ورود به ماگما در هنگام تزریق در آشیانه ماگمایی را نداشته‌اند.

چه‌بسا خاستگاه گرانیت‌ها و توده‌های آذرین درونی مافیک همراه، از یک گوشته بوده و از پایه مرتبط با فازهایی بوده که در گوشته پایدار هستند (شکل ۸). نمونه‌های بررسی‌شده توده‌های آذرین درونی سیاه‌باز در نمودارهای مقادیر مطلق در برابر نسبت‌های عنصری عنصرهای ناسازگار، نشان می‌دهد که گارنت-اسپینل لرزولیت سنگ خاستگاه احتمالی ماگمای سازنده این سنگ‌ها بوده است. این روند تغییرات در عنصرهای ناسازگار (شکل ۸) نشان می‌دهد که در برابر گابرو-آپینیت‌ها، گرانیت‌ها از درصدی ذوب کمتری پدید آمده‌اند. از این‌رو، گرانیت‌ها از بخش‌های فلسیک و عنصرهای ناسازگار سرشارتر شده‌اند.

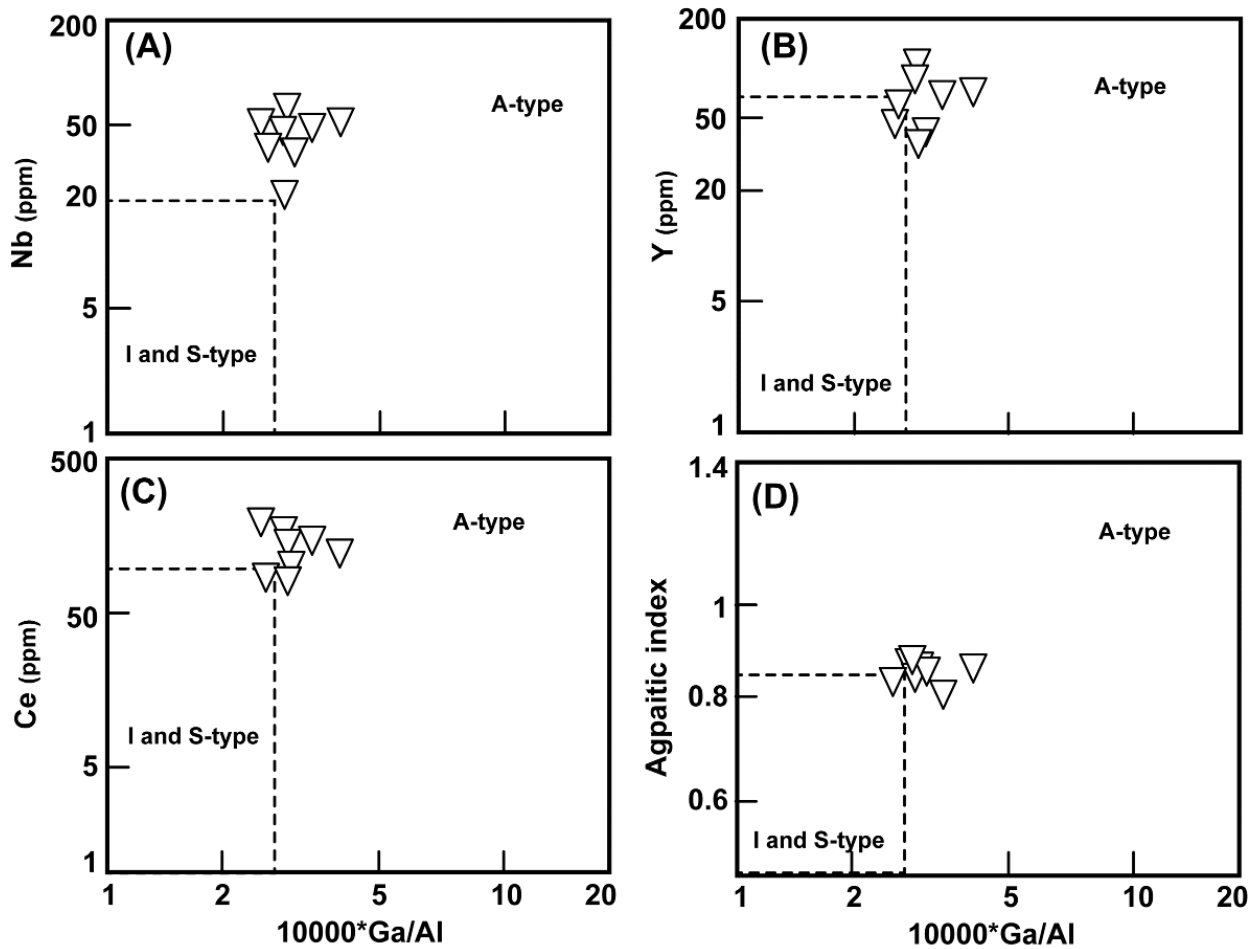
ناهنجاری مثبت نشان می‌دهد. به هر روی، بررسی روند کاهیدگی‌ها و افزودگی‌های گابروها و آپینیت‌ها نشان می‌دهد که شاید آنها مذاب مشترکی داشته‌اند. همچنین، همانندی روند کاهیدگی‌ها و افزودگی‌ها در گرانیت‌ها و گابروها می‌تواند نشان‌دهنده همانندی جایگاه زمین‌ساختی ماگمای پدیدآورنده این سنگ‌ها باشد (بخش «بحث» دیده شود).

بحث

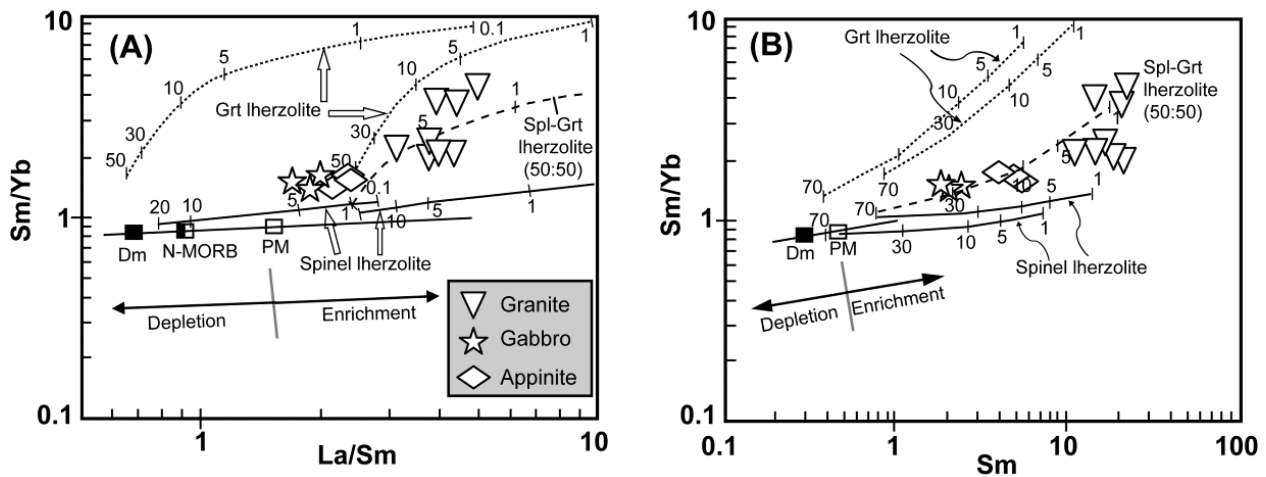
مقدار بالای هیپرستن و ایلمنیت در گرانیت‌ها نشان‌دهنده ماگمایی فرااشباع از سیلیس است. همچنین، در گابروها و آپینیت‌ها، ساخته‌شدن ایلمنیت در نورم و پدیدارشدن هم‌زمان دیوپسید و هیپرستن می‌تواند نشان‌دهنده سری ماگمایی کالک‌آلکالن (Best, 2003) برای همه طیف‌های گوناگون ماگمایی در توده‌های آذرین درونی سیاه‌باز باشد (شکل ۶).



شکل ۶- نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) برای شناسایی سری ماگمایی و تغییرات آهن در ماگماهای گوناگون سازنده توده‌های آذرین درونی سیاه‌باز (شمال‌باختری خوی)



شکل ۷- جایگاه گرانیت‌های سیاه‌باز (شمال‌باختری خوی) در نمودارهای شناسایی انواع گرانیت‌ها (Whalen et al., 1987)



شکل ۸- توده‌های آذرین درونی سیاه‌باز (شمال‌باختری خوی) در نمودارهای توصیفی نسبت‌های عنصری و مقادیرهای مطلق عنصرهای خاکی نادر: (A) Sm/Yb در برابر La/Sm (Aldanmaz et al., 2000)؛ (B) Sm/Yb در برابر La در برابر Sm/Yb (Aldanmaz et al., 2000) ترکیب MORB تهی‌شده یا DM برگرفته از McKenzie و O'Nions (۱۹۹۱) و ترکیب گوشته اولیه یا PM و MORB عادی یا N-MORB برگرفته از Sun و McDonough (۱۹۸۹) هستند

بررسی جایگاه زمین‌ساختی گرانیت‌های سیاه‌باز نشان می‌دهد که این گرانیت‌ها مربوط به پهنه‌های پایانی یا پس از برخورد قاره‌ای-قاره‌ای هستند که به صورت کششی عمل می‌کنند (شکل‌های ۹-A تا ۹-F). این پهنه‌ها، نمایشی از پهنه‌های درون‌صفحه‌ای هستند. گرانیت‌های پس از برخورد که ویژگی‌های غیرکوهزایی به نمایش می‌گذارند، از پایه از گوشته‌هایی تکامل یافته‌اند که تهی شده بوده‌اند؛ اما با سیال‌ها (سیال‌های فرورانشی) غنی شده‌اند (شکل ۹-D؛ Pearce, 1996).

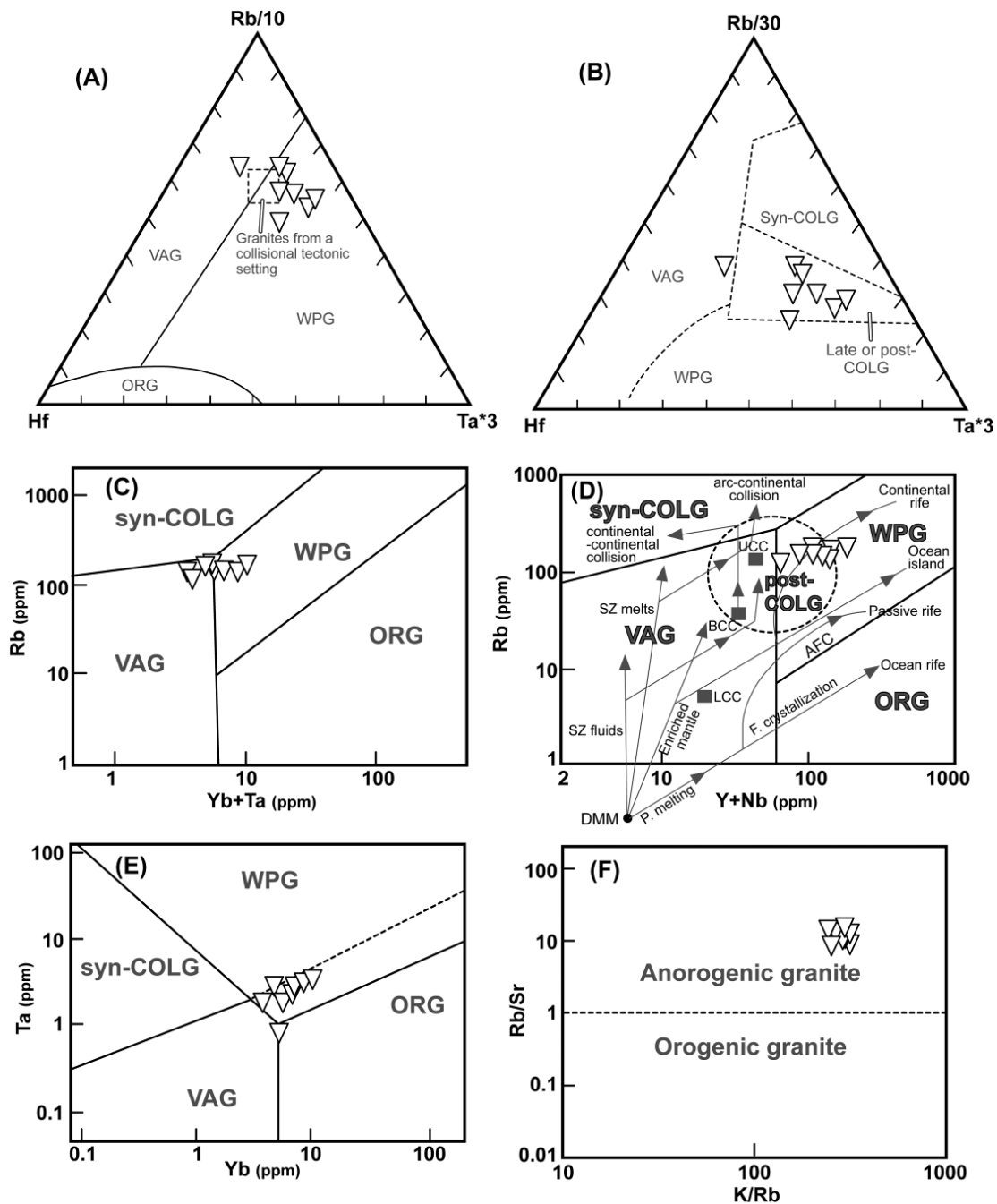
به هر روی، تغییر در مقدار عنصرهای HFS و نشان‌دهنده پیدایش سنگ‌ها در پهنه‌های فرورانشی است. در پهنه‌های فرورانشی، به‌ویژه در جزایر کمانی و در بخش بالای پهنه فرورانشی، جایگاه‌هایی هست که در پی جریان‌های همرفتی گوشته‌ای، ویژگی‌های پهنه‌های کششی را به نمایش می‌گذارند. در چنین محیط‌هایی، گابروها و آپینیت‌ها نیز می‌توانند تکامل یابند (Murphy, 2013). بررسی جایگاه زمین‌ساختی گابروها و آپینیت‌های سیاه‌باز نشان می‌دهد که آنها در یک پهنه مرتبط با کمان درون اقیانوسی پدید آمده‌اند (شکل‌های ۱۰-A و ۱۰-B).

در پهنه بالای فرورانش، سرشت ماگمایی بیشتر کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط تا بالاست (Gill, 2010). همچنین، در این پهنه‌ها، مذاب‌هایی با سرشت توله‌ایتی با پتاسیم پایین نیز در مقدارهای کم می‌توانند ساخته شوند (شکل‌های ۶ و ۱۰-A). به هر روی، در پی نبود آرایش یا آرایش احتمالی اندک، همراه با جدایش بلورین کم، نمونه‌ها همگی در محدوده پهنه بالای فرورانش تکامل یافته‌اند.

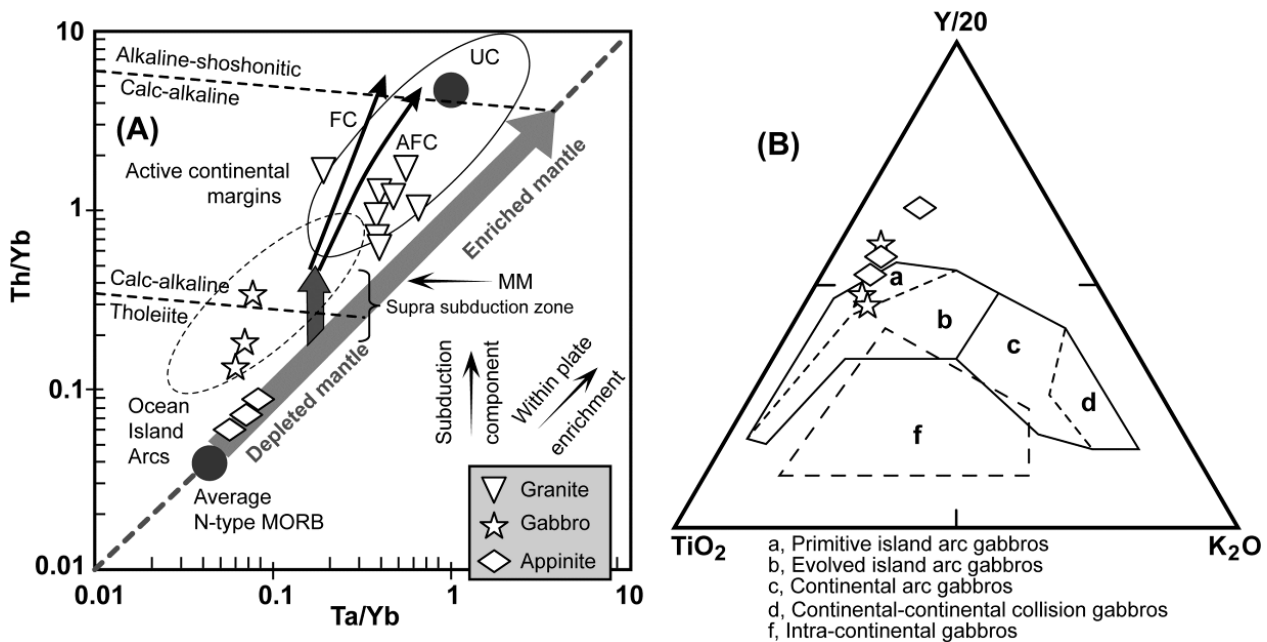
بررسی دقیق نشان می‌دهد که ترکیب‌های ماگمایی سرشار از سیال‌های آبگین که پدیدآورنده آپینیت‌ها هستند (Murphy, 2013)، در گستره گابروها تا گرانیت‌ها جای می‌گیرند. افزون‌بر درصد ذوب‌بخشی کمتر، عامل مهم دیگری به نام سیال‌ها، سنگ‌های آپینیتی را بیشتر از سنگ‌های گابرویی دچار غنی‌شدگی کرده است.

در میان پهنه‌های زمین‌ساختی تنها پهنه‌های فرورانشی می‌توانند پدیدآورنده آپینیت‌ها دانسته شوند (Murphy, 2013). در پهنه‌های فرورانشی، آب در پی واکنش‌های آب‌زای سنگ‌کره فرورو پدید می‌آید و پس از ورود به گوئ گوشته‌ای (پهنه بالای فرورانش یا *Supra-subduction Zone*)، می‌تواند مذاب‌هایی را بسازد که سرشار از سیال‌های آبگین هستند.

ناهنجاری‌های منفی و آشکار Nb، Ta و Ta و اندازه‌های Zr، Hf و P، همراه با ناهنجاری‌های مثبت یا فراوانی عنصرهایی مانند Cs، Rb، Ba، U، Sr و K (شکل‌های ۴ و ۵) در همه گونه‌های سنگی و همچنین، سرشت کالک‌آلکان (شکل ۶)، نشان می‌دهند که شاید پهنه‌ای فرورانشی در تکامل توده‌های آذرین درونی سیاه‌باز نقش داشته است. اگرچه گرانیت‌های نوع A نماینده پهنه‌های کافتی و بخش‌های درونی صفحه‌های قاره‌ای هستند؛ اما این سنگ‌ها جایگاه‌های زمین‌ساختی گوناگون دیگری نیز دارند (مانند: پهنه پس از برخورد سپرها، پهنه حاشیه‌های غیرفعال، پهنه‌های کششی حاشیه‌های فعال، پهنه حاشیه‌های واگرایی اقیانوسی (پشته‌ها) و پهنه جزایر اقیانوسی (Clemens et al., 1986; Bonin, 2007)).



شکل ۹- توده‌های آذرین درونی سیاه‌باز (شمال‌باختری خوی) در نمودارهای شناسایی جایگاه‌های زمین‌ساختی انواع گرانیت‌ها: (A, B) نمودارهای سه‌تایی عنصرهای ناسازگار (Harris *et al.*, 1986)؛ (C, E) نمودار دوتایی شناسایی پهنه زمین‌ساختی گرانیت‌های گوناگون (Pearce *et al.*, 1984)؛ (D) نمودار مسیره‌های پتروژنتیک وابسته به منابع گوناگون (یک ترکیب گرانیتی جداشده از گوشته می‌تواند در پایان، به آن ترکیب شیمیایی برسد) و مسیر ذوب‌بخشی سیال تغییر یافته BCC در هنگام رورانندگی‌های درون‌قاره‌ای در یک محیط هم‌زمان با برخورد DMM: مورب گوشته‌ای تهی‌شده؛ UCC: ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی؛ BCC: ترکیب کل پوسته قاره‌ای؛ LCC: ترکیب پوسته قاره‌ای زیرین (Pearce, 1996; Pearce *et al.*, 1984)؛ (F) نمودار شناسایی گرانیت‌های کوهزایی از گرانیت‌های غیرکوهزایی (ORG): گرانیت‌های وابسته به پشته‌های اقیانوسی؛ WPG: گرانیت‌های درون صفحه‌ای؛ VAG: گرانیت‌های کمان‌های آتشفشانی؛ Syn-collision: گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد؛ Post-collision: گرانیت‌های پس از برخورد (Abdel-Rahman *et al.*, 2001)



شکل ۱۰- گابروها و آپینیت‌های سیاه‌باز (شمال‌باختری خوی) در نمودارهای توصیفی زمین‌شیمیایی برای بررسی پهنه زمین‌ساختی: (A) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983) برای نمایش سرشت، پهنه زمین‌ساختی و تحولات ماگمایی (MM: روند گوشته متاسوماتیسم‌شده؛ UC: ترکیب پوسته بالایی (برپایه Taylor و McLennan، ۱۹۸۵)؛ FC: روند جدایش بلورین؛ AFC: منحنی آرایش همراه با جدایش بلورین (Keskin, 2005)؛ (B) نمودار سه‌تایی شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش گابروهای گوناگون (Biermanns, 1996)

را در پی داشته است. پس از تزریق هم‌زمان این دو نوع مذاب در پوسته نابالغ تا نیمه‌بالغ جزیره کمانی سیاه‌باز، بخشی از این دو مذاب آمیختگی یافتند (شکل ۲- F)؛ اما بخش‌های دیگر توانستند به‌صورت جداگانه تبلور یافته و توده‌های گابرویی-آپینیتی و گرانیتی نوع A را پدید آورند. پس از تزریق در آشیانه‌های ماگمایی جزیره کمانی، مذاب‌های مافیک آبدار دچار ساختار شدند. دستاورد این تبلور، جدا شدن ماگمای مافیک به‌صورت دو رخمون گابرویی و آپینیتی است (که به شدت سرشار از آمفیبول هستند) (شکل ۲- E). تزریق مذاب‌های فلسیک به این جزیره کمانی، گرانیت‌های نوع A را پدید آورد که در بخش‌های گوناگون دارای ترکیب کمابیش همانند هستند. در پی نابالغ تا نیمه‌بالغ بودن جزیره کمانی سیاه‌باز، توده‌های آذرین درونی

در پی فرورانش پالئوتتیس به زیر بخش شمالی ایران مرکزی (که بخشی از صفحه توران است) در پایان کربونیفر (شکل ۱)، سنگ‌های آذرین درونی کالک‌آلکان تهی از پتاسیم تا با پتاسیم حد واسط، در پهنه جزیره کمانی نابالغ تا نیمه‌بالغ گسترش یافتند. با رویداد این فرورانش، در گوه گوشته‌ای گارنت-اسپینل لرزولیتی، مذاب‌های مافیک سرشار از سیال‌های آبدار ساخته شدند. افرون‌براین، جریان‌های همرفتی در گوه گوشته‌ای، نه تنها این مذاب‌ها را به قاعده پوسته نابالغ-نیمه‌بالغ جزیره کمانی سیاه‌باز (Fazlania and Alizade, 2013) انتقال دادند، بلکه پهنه‌های کششی در پهنه بالای فرورانش (مناطق کششی حاشیه‌های فعال) پدید آوردند. در پایان، انباشته شدن این مذاب‌ها در این قاعده، ذوب‌بخشی و پیدایش ماگما‌های گرانیتی نوع A

بالا یا HFSE (مانند: Nb، Ta، P، Hf و Zr) و کمی سرشار از K، Sr، Rb، Ba و U پدید آمده‌اند. انتقال این مذاب‌ها با جریان‌های همرفتی به قاعده این جزیره، ذوب‌بخشی و در پایان، پیدایش مذاب‌های فلسیک نوع A در منطقه کششی حاشیه فعال را در پی داشته است. این مذاب‌ها در هنگام تزریق در پوسته و یا در آشیانه‌های این جزیره کمانی، بدون آرایش با سنگ‌های همبر، با هم دچار آمیختگی شده‌اند. جدایش بلورین در مذاب‌های مافیک، دو رخنمون تهی و سرشار از کانی‌های آبدار، مانند گابرو و آپینیت، را پدید آورده است.

سپاس‌گزاری

بدین‌گونه از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه ارومیه، برای پشتیبانی‌های مالی برای انجام این پژوهش سپاس‌گزاری می‌شود. از دست‌اندرکاران محترم مجله پترولوژی و داوران گرامی این مقاله تشکر می‌شود.

مافیک و همچنین، توده‌های آذرین درونی فلسیک یا با پوسته آرایش نیافته‌اند و یا اندکی دچار چین فرایندی شده‌اند.

نتیجه‌گیری

تزریق هم‌زمان دو ماگمای مافیک آبدار و فلسیک نوع A درون سازند جیرو، پوشیده‌شدن با سازند درود و آمیختگی ماگمایی این دو نوع مذاب در سیاه‌باز (شمال‌باختری خوی)، نشان می‌دهد که همه توده‌های آذرین درونی این منطقه در اردوویسین پایانی پدید آمده‌اند. بررسی‌های زمین‌شیمیایی و زمین‌ساختی، نشان می‌دهد که این توده‌های آذرین درونی در پی فرورانش پالتوتیس به زیر یک جزیره کمانی نابالغ تا نیمه‌بالغ پدید آمده‌اند. در پی انتقال سیال‌های فرورانشی به گوه‌گوشته‌ای بالای پهنه فرورانشی (Supra-subduction zone) با ترکیب اسپینل لرزولیتی، فرایند ذوب‌بخشی روی داده است و مذاب‌های آبدار تهی از عنصرهای با قدرت یونی

منابع

- Abdel-Rahman, A. M. and El-Kibbi M. M. (2001) Anorogenic magmatism: chemical evolution of the Mount El-Sibai A-type complex (Egypt), and implications for the origin of Within-Plate Felsic magmas. *Geological Magazine* 138: 67–85.
- Advay, M., Jahangiri, A., Mojtahedi, M. and Ghalamghash, J. (2009) Petrology and geochemistry of Shah Ashan Dagh mafic rocks and A-type granite in NE of Khoy, NW Iran. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences, Islamic Republic of Iran* 20: 83–90 (in Persian).
- Ahankoub, M., Jahangiri, A. and Moayyed, M. (2012) The study of tetrad effect in the REE pattern from the Misho A-type granitoid Complex, NW of Iran. *Petrology* 3: 65–78 (in Persian).
- Alavi, M. (1994) Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211–238.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102: 67–95.
- Aliani, F., Maanijou, M. and Miri, M. (2012) Petrology of the Tekyeh-Bala area granite veins (northeast of Sonqor), some evidences for A2-type granitoids. *Petrology* 3: 1–16 (in Persian).

- Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J. (2012) Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj–Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran. *Lithos* 151: 122–134.
- Asadpour, M., Pourmoafi, S. and Heuss, H. (2013) Geochemistry, petrology and U-Pb geochronology of Ghazan mafic-ultramafic intrusion, NW Iran. *Petrology* 4: 1–16 (in Persian).
- Azizi, H. and Asahara, Y. (2013) Juvenile granite in the Sanandaj–Sirjan Zone, NW Iran: Late Jurassic–Early Cretaceous arc–continent collision. *International Geology Review* 55: 1523–1540.
- Barbarin, B. (1996) Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology* 24: 295–298.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and Tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Sciences* 20: 163–183.
- Best, M. G. (2003) *Igneous and Metamorphic Petrology*. 2nd edition, Blackwell, England.
- Biermanns, L. (1996) Chemical classification of gabbroic-dioritic rocks, based on TiO₂, SiO₂, FeO^{total}, MgO, K₂O, Y and Zr. In: *Andean Geodynamics* (Eds. Cobbold, R., Fontbote, L., Gapais, D., Jaillard, É., Marocco, R., Poupinet, G., Roperch, P. and Wörner, G.) Symposium International sur la Geodynamique Andine 547-550. Saint-Malo, France.
- Blatt, H., Tracy, R. J. and Owens, B. E. (2006) *Petrology: Igneous, Sedimentary and Metamorphic*. 3rd edition. W. H. Freeman, London.
- Bonin, B. (2007) A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* 97: 1–29.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I. and de la Rosa, J. D. (1991) H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. *Earth-Science Reviews* 31: 237–253.
- Clarke, D. B. (1992) *Granitoids Rocks*. 1st edition. Chapman and Hall, London.
- Clemens, J. D., Holloway, J. R. and White, A. J. R. (1986) Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *American Mineralogist* 71: 317–324.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1982) Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80: 189–200.
- Dall’Agnol, R., Frost, C. D. and Ramo, T. (2012) IGCP Project 510–A-type Granites and Related Rocks through Time: Project vita, results, and contribution to granite research. *Lithos* 151: 1–16.
- Eby, G. N. (1990) The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26: 115–134.
- Eyuboglu, Y., Dudas, F. O., Santosh, M., Zhu, D.-C., Yi, K., Chatterjee, N., Jeong, Y.-J., Akaryalı, E. and Liu, Z. (2016) Cenozoic forearc gabbros from the northern zone of the Eastern Pontides Orogenic Belt, NE Turkey: Implications for slab window magmatism and convergent margin tectonics. *Gondwana Research* 33: 160-189.
- Fazlnia, A. N. and Alizade, A. (2013) Petrology and geochemistry of the Mamakan gabbroic intrusions, Urumieh (Urmia), Iran: Magmatic development of an intra-oceanic arc. *Periodico di Mineralogia* 82: 263–290.
- Fazlnia, A. N., Schenk, V., van der Straaten, F. and Mirmohammadi, M. S. (2009) Petrology, geochemistry, and geochronology of trondhjemites from the Quri complex, Neyriz, Iran. *Lithos* 112: 413–433.

- Gill, R., 2010. *Igneous rocks and processes: A practical guide*. 1st edition. Wiley-Blackwell, Malaysia.
- Golonka, J. (2004) Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381: 235–273.
- Gribble, C. D. and Hall, A. J. (1992) *Optical Mineralogy: Principles and Practice*. 1st edition, Springer, USA.
- Hajjalilu, B. B. and Oskaie, A. (1995) Explanatory text of Qara-Ziaaddin. Geological Quadrangle Map 1:100000, No. 5067. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: collision tectonics (Eds. Coward, M. P. and Reis, A. C.) special publications 19: 67-81. Geological Society, London.
- Heilbronner, R., Stünitz, H. and Tullis, J. (2004) Mineral Reaction and Deformation in Plagioclase-Olivine Composites: An Experimental Study. *Naturwissenschaftlichen Fakultät, Venhuizen, Niederlande*.
- Hergt, J., Woodhead, J. and Schofield, A. (2007) A-type magmatism in the Western Lachlan Fold Belt? A study of granites and rhyolites from the Grampians region, Western Victoria. *Lithos* 97: 122–139.
- Huang, X. L., Xu, Y. G., Li, X. H., Li, W. X., Lan, J. B., Zhang, H. H., Liu, Y. S., Wang, Y. B., Li, H. Y., Luo, Z. Y. and Yang, Q. J. (2008) Petrogenesis and tectonic implications of Neoproterozoic, highly fractionated A-type granites from Mianning, South China. *Precambrian Research* 165: 190–204.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523–548.
- Isseini, M., André-Maye, A.-S., Vanderhaeghe, O., Barbey, P. and Deloule, E. (2012) A-type granites from the Pan-African orogenic belt in south-western Chad constrained using geochemistry, Sr–Nd isotopes and U–Pb geochronology. *Lithos* 153: 39–52.
- Keskin, M. (2005) Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia. www.mantleplumes.org.
- Landenberger, B. and Collins, W. J. (1996) Derivation of A-type Granites from a Dehydrated Charnokitic Lower Crust: Evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Australia. *Journal of Petrology* 37: 145–170.
- Li, N.-B., Niu, H.-C., Shan, Q., Yang, W.-B. (2015) Two episodes of Late Paleozoic A-type magmatism in the Qunjisayi area, western Tianshan: Petrogenesis and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 113(1): 238-253.
- Loiselle, M. C. and Wones, D. S. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 11: 468.
- Luhr, J. F. (1997) Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *Canadian Mineralogist* 35: 473-500.
- Martin, R. F. (2006) A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment. *Lithos* 91: 125–136.
- McKenzie, D. P. and O’Nions, R. K. (1991) Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32: 1021–1091.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2014) Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review* 56: 263–287.

- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397–412.
- Mouthereau, F., Lacombe, O. and Vergés, J. (2012) Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics* 532-535: 27-60.
- Murphy, J. B. (2013) Appinite suites: A record of the role of water in the genesis, transport, emplacement and crystallization of magma. *Earth-Science Reviews* 119: 35–59.
- Pearce, J. A. (1983) The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M.J.) Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, 230-249.
- Pearce, J. A. (1996) Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19: 120–125.
- 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.
- Pe-Piper, G., Piper, D. J. W. and Tsikouras, B. (2010) The late Neoproterozoic Frog Lake hornblende gabbro pluton, Avalon Terrane of Nova Scotia: evidence for the origins of appinites. *Canadian Journal of Earth Sciences* 47: 103–120.
- Pollock, J. C. and Hibbard, J. P. (2010) Geochemistry and tectonic significance of the Stony Mountain gabbro, North Carolina: Implications for the Early Paleozoic evolution of Carolina. *Gondwana Research* 17: 500–515.
- Roach, R. (1964) Mineral banding and appinites in the Bon Repos meladiorite, Guernsey, Channel Islands. *Proceedings of the Geologists' Association* 75: 185–198.
- Rock, N. M. S. (1991) *Lamprophyres*. 1st edition. Blackie, Glasgow.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. 1st edition, Longman Scientific and Technical, London.
- Sarjoughian, F., Kananian, A., Haschke, M. and Ahmadian, J. (2016) Transition from I-type to A-type magmatism in the Sanandaj–Sirjan Zone, NW Iran: an extensional intra-continental arc. *Geological Journal* 51: 387–404.
- Sepahi, A. A. and Athari, S. F. (2006) Petrology of major granitic plutons of the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Zagros Orogen, Iran: with emphasis on A-type granitoids from the SE Saqqez area. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 183: 93–106.
- Sha, L.-K. (1995) Genesis of zoned hydrous ultramafic/mafic–silicic intrusive complexes: an MHFC hypothesis. *Earth-Science Reviews* 39: 59–90.
- Shafaii Moghadam, H., Li, X., -H., Ling, X. -X., Stern, R. J., Santos, J. F., Meinhold, G., Ghorbani, G. and Shahabi, S. (2015) Petrogenesis and tectonic implications of Late Carboniferous A-type granites and gabbronorites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints. *Lithos* 212–215: 266–279.
- Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. 2nd edition. Springer, Verlag, Berlin.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists* 52: 1229–1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. S. and Norry, M. J.) special publication 42: 313-345. Geological Society of London.

- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, London.
- 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113: 333–351.
- Tomilenko, A. A. and Kovyazin, S. V. (2008) Development of Corona Textures around Olivine in Anorthosites of the Korosten' Pluton, Ukrainian Shield: Mineralogy, Geochemistry, and Fluid Inclusions. *Petrology* 16: 87–103.
- Turner, S. P. and Stüwe, K. (1992) Low-pressure corona textures between olivine and plagioclase in unmetamorphosed gabbros from Black Hill, South Australia. *Mineralogical Magazine* 56: 503–509.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95:407–419.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1983) Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society of America Memior* 159: 21–34.
- Xie, Q., Zhang, Z., Hou, T., Santosh, M., Jin, Z., Han, L. and Cheng, Z. (2015) Petrogenesis of the Zhangmatun gabbro in the Ji'nan complex, North China Craton: Implications for skarn-type iron mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences* 113:1197–1217.
- Xiong, F., Ma, C., Wu, L., Jiang, H. and Liu, B. (2015) Geochemistry, zircon U-Pb ages and Sr-Nd-Hf isotopes of an Ordovician appinitic pluton in the East Kunlun orogen: New evidence for Proto-Tethyan subduction. *Journal of Asian Earth Sciences* 111: 681–697.
- Zhang, Q., Jiang, Y-H., Wang, G-C., Liu, Z., Ni, C.Y., Qing, L. (2015) Origin of Silurian gabbros and I-type granites in central Fujian, SE China: Implications for the evolution of the early Paleozoic orogen of South China. *Lithos* 216–217: 285–297.
- Zhang, X., Xue, F., Yuan, L., Ma, Y. and Wilde, A. W. (2012) Late Permian appinite–granite complex from northwestern Liaoning, North China Craton: Petrogenesis and tectonic implications. *Lithos* 155: 201–217.
- Zhong, H., Zhu, W. G., Hu, R. Z., Xie, L. W., He, D. F., Liu, F. and Chu, Z. Y. (2009) Zircon U–Pb age and Sr–Nd–Hf isotope geochemistry of the Panzhuhua A-type syenitic intrusion in the Emeishan large igneous province, southwest China and implications for growth of juvenile crust. *Lithos* 110: 109–128.