Journal of Economic Geology
Vol. 12, No. 3 (2020)
ISSN 2008-7306

زمین‌شناسی اقتصادی
جلد 12، شماره 3 (سال 1399)
صفحات 359 تا 376

مقاله پژوهشی

باتولیت گرانیتوئیدی صاحب، شمال کردستان؛ شواهدی از ماگماتیسم کرتاسه-پالئوسن در پهنه سنندج-سیرجان

فرید عبداللهی[1]، قاسم نباتیان[1*]، جیان‌وی لی[2]، مریم هنرمند[3] و محمد ابراهیمی[1]

1) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران
2) گروه علوم زمین، دانشگاه ووهان، ووهان، چین
3) دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، کدپستی 45137-66731، ایران

دریافت مقاله: 1398/02/28، پذیرش: 1398/09/03

چکیده

باتولیت گرانیتوئیدی صاحب در شمال استان کردستان و از دیدگاه تقسیم‌بندی ساختاری ایران، در پهنه دگرگونی-ماگمایی سنندج-سیرجان قرار دارد. این باتولیت متشکل از چندین فاز نفوذی با ترکیب کوارتزمونزودیوریت، کوارتزمونزونیت و مونزوگرانیت است. یک دسته دایک‌های دیابازی نیز باتولیت صاحب را قطع کرده‌اند. بر اساس بررسی‌های پتروگرافی باتولیت گرانیتوئیدی صاحب از کانی‌های اصلی ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت، با نسبت‌های مختلف تشکیل‌شده است. بافت‌های شاخص در این باتولیت گرانولار، پوئی‌کیلیتیک و میرمکیتی هستند. ویژگی‌های کانی‌شناسی باتولیت گرانیتوئیدی صاحب قابل‌مقایسه با گرانیتوئیدهای I-type است. بر اساس نتایج سن‌سنجی U-Pb زیرکن از بخش‌های مختلف باتولیت گرانیتوئیدی صاحب، سن‌های 0/56± 62/03 تا 0/9± 58/9 میلیون سال برای نمونه‌های کوارتزمونزونیت، سن 1/3 ± 67/9 میلیون سال برای نمونه کوارتزمونزودیوریت و سن 0/56±61/10 میلیون سال برای نمونه مونزوگرانیت به‌دست آمد. به‌طورکلی سن‌های به‌دست آمده از این باتولیت گرانیتوئیدی بیانگر آن است که تشکیل باتولیت صاحب در زمان پالئوسن و مربوط به اشکوب‌های دانین، سالاندین و تانشین است که به داخل واحدهای قدیمی‌تر در منطقه تزریق‌شده است. علاوه‌بر این، سن‌های به‌دست آمده از این باتولیت نشان‌دهنده آن است که باتولیت صاحب در طی یک فاز ماگمایی تشکیل‌نشده است و چندین فاز ماگمایی در زمان‌های مختلف به داخل پوسته تزریق شده‌اند و این باتولیت بزرگ را در زمان کرتاسه-پالئوسن تشکیل داده‌اند. ظهور توده‌های گرانیتوئیدی با سن کرتاسه-پالئوسن مربوط به آخرین مراحل ماگماتیسم مرتبط با فرورانش در پهنه سنندج-سیرجان هستند.

واژه‌های کلیدی: *سن‌سنجی U-Pb، پالئوسن، سنندج-سیرجان، صاحب، گرانیتوئید، سقز، کردستان*

مقدمه

منطقه مورد بررسی در خاور شهرستان سقز واقع‌شده است و در نقشه‌های زمین‌شناسی ورقه‌های 1:100000 چاپان (Kholghi khosraghi, 1999) و 1:100000 سقز (Hariri, 2004)

*مسئول مکاتبات: gh.nabatian@znu.ac.ir
DOI: https://doi.org/10.22067/econg.v12i3.80773

قراردارد. بخش عمده آن در نقشه چاپان و فقط بخش کوچکی از آن در نقشه سقز قرار می‌گیرد. باتولیت صاحب حدود 200 کیلومتر مربع را در برمی‌گیرد. آسان‌ترین راه دسترسی به این باتولیت، از طریق جاده آسفالته شهر صاحب به‌سمت روستاهای یاپش‌خان و چاغرلو است. این منطقه از دیدگاه پهنه‌های زمین‌شناسی-ساختاری ایران متعلق به بخش شمالی پهنه ماگمایی-دگرگونی سنندج-سیرجان است (Aghanabati, 2005). این پهنه در نتیجه بازشدن و فرورانش اقیانوس نئوتتیس تشکیل‌شده است (Alavi, 1994). علوی (Alavi, 2004)، این پهنه را بخشی از کمربند کوه‌زایی زاگرس که خود قسمتی از کمربند کوه‌زایی آلپ-هیمالیا است، دانسته و آن را ورقه رانده شده‌ای می‌داند که طی بسته‌شدن نئوتتیس در جبهه جنوب‌باختری کمان آتشفشانی ارومیه-دختر شکل‌گرفته است. بر اساس گانسر (Gansser, 1981)، ایران بخشی از کمربند کوه‌زایی آلپ-هیمالیا است که متشکل از خردقاره‌هایی است که به‌وسیله گسل‌های بزرگ اصلی و یا زمین‌درزها از هم جدا می‌شوند. این پهنه اغلب از سنگ‌های دگرگونی و توده‌های نفوذی تشکیل‌شده است و از باختر دریاچه ارومیه تا شمال بندرعباس با طول حدود 1500 کیلومتر و پهنای150 تا 250 کیلومتر با راستای شمال‌باختری-جنوب خاوری ادامه می‌یابد (Masoodi et al., 2012). بر اساس قاسمی و تالبوت (Ghasemi and Talbot, 2006) پهنه سنندج-سیرجان به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم‌بندی می‌شود که نحوه تکوین آنها متفاوت از هم است. پهنه جنوبی آن شامل سنگ‌های دگرگون‌شده و تغییر شکل یافته‌ای است که در زمان‌های تریاس میانی تا بالایی شکل گرفته‌اند؛ اما سنگ‌های بخش شمالی آن در اواخر زمان کرتاسه تغییر شکل پیدا کرده‌اند. توده‌های نفوذی فراوانی در بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان قرار دارند که می‌توان به توده‌های نفوذی ارومیه (Ghalamghash et al., 2009)، اشنویه (Ghalamghash et al., 2003)، پیرانشهر (Mazhari et al., 2009)، سقز (Arian et al., 2011)، نقده (Mazhari et al., 2011)، صوفی‌آباد (Azizi et al., 2011) ملایر (Ahadnejad et al., 2011) و کمپلکس گرانیتوئیدی همدان (Baharifar et al., 2004) اشاره کرد. گرانیتوئیدهای سنندج-سیرجان دارای ماهیت کالک‌آلکالن هستند که این مسئله با الگوی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس و ایجاد کمان ماگمایی در حاشیه پوسته ایران مرکزی مطابقت دارد (Berberian and King, 1981). این گرانیتوئیدها که در پهنه سنندج-سیرجان قرار دارند، اغلب دارای سن تریاس بالایی تا ژوراسیک (Arvin et al., 2007; Zarasvandi et al., 2019) تا ائوسن زیرین (Mazhari et al., 2009) هستند. برای سن‌سنجی توده‌های گرانیتوئیدی از روش‌های گوناگونی مانند K-Ar، Ar-Ar و یا U-Pb استفاده می‌شود. انتخاب روش تعیین سن به عواملی مانند دگرگونی ناحیه‌ای یا تأثیر سیالات گرمابی در طول زمان بستگی دارد که بعد از تشکیل سنگ بر روی آن تأثیر گذاشته‌اند (Malekzadeh Shafarodi and Karimpour, 2011). بهترین روش سن‌سنجی برای تعیین سن توده‌های گرانیتوئیدی استفاده از کانی زیرکن است، چون کانی زیرکن در گستره وسیعی از سنگ‌های آذرین وجود داشته و فرایندهای دگرسانی و دگرگونی (به‌استثنای درجات بالا) کمتر برروی آن تأثیر می‌گذارد. پژوهش‌هایی که در گذشته بر روی باتولیت صاحب انجام‌شده است، اغلب بررسی‌های ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی این توده بوده است (Kholghi and Vossoughi Abedini, 2008; Dana., 2009; Elyasi and Ahangari, 2015; Zandi et al., 2018). علاوه‌بر این، خلقی و وثوقی عابدینی (Kholghi and Vossoughi Abedini, 2008) سن 69/5 میلیون سال را بر اساس سن‌سنجی به‌روش K-Ar بر روی دو نمونه از باتولیت یادشده پیشنهاد داده‌اند. پژوهش حاضر به بررسی زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و سن دقیق بخش‌های مختلف باتولیت گرانیتوئیدی صاحب، با استفاده از روش U-Pb بر روی کانی زیرکن پرداخته است.

زمین‌شناسی

این باتولیت گرانیتوئیدی بخشی از پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان است. بر اساس نقشه زمین‌شناسی، در منطقه مورد

بررسی از واحدهای پرکامبرین تا کواترنری رخنمون دارند (شکل 1). قدیمی‌ترین واحد موجود در منطقه مربوط به سازند کهر با سن پرکامبرین است که شامل توالی اسلیت، شیل و توف بوده و در بخش شمال‌باختر منطقه گسترش دارد. واحدهای دیگر با سن پرکامبرین که در منطقه رخنمون دارند و از سازند کهر جوان‌تر هستند، مربوط به سازند بایندر و سلطانیه هستند. سازند بایندر از ماسه‌سنگ‌های درشت‌دانه و شیل‌های میکادار تشکیل‌شده است و واحدهای مربوط به سازند سلطانیه شامل تناوبی از دولومیت، آهک‌های دولومیتی و شیل به رنگ‌های زرد چرکین تا قهوه‌ای خاکستری در سطح هوازده است. رسوبات پرمین در محدوده مورد بررسی شامل ماسه‌سنگ‌های کوارتزی سفید تا خاکستری، ماسه‌سنگ‌های قهوه‌ای، شیل‌های ماسه‌ای، کربنات‌ها و کربنات‌های مرمری‌شده هستند که هم‌ارز با سازندهای درود و روته نیز هستند. واحدهای ژوراسیک در شمال‌باختر منطقه رخنمون‌داشته و شامل ماسه‌سنگ‌های خاکستری مایل به سبز، شیل‌های سبز زیتونی با میان‌لایه‌هایی از سنگ آهک‌های ماسه‌ای با آثار گیاهی هستند. رسوبات مربوط به واحد کرتاسه در جنوب منطقه مورد بررسی قرار دارد و از ماسه‌سنگ و ماسه‌سنگ‌های آهکی، شیل‌های سیلتی-آهکی، سنگ آهک و سنگ آهک‌های دولومیتی ستبرلایه تا توده‌ای خاکستری مایل به سبز و صورتی را شامل می‌شود. رسوبات سازند قم موجود در ناحیه مورد بررسی از شمال‌خاور تا جنوب‌باختر منطقه مورد مطالعه، گسترش پیدا کرده‌اند و حاوی ردیفی از سنگ آهک‌های مارنی سفید تا روشن، ردیفی از ماسه‌سنگ‌های مارنی، مارن و شیل هستند. واحدهای کواترنری که در بخش‌های وسیعی از منطقه مورد بررسی گسترش دارند، شامل کنگلومرا به رنگ خاکستری روشن همراه با سیلتستون و تراس‌های کهن، به‌صورت پادگانه‌های آبرفتی بلند و مخروط افکنه هستند که افقی بوده و رخداد زمین‌ساختی مؤثری را تحمل نکرده‌اند. باتولیت گرانیتوئیدی صاحب در گستره‌ای میان $30'$ 46° تا $52'$ 46° طول جغرافیایی خاوری و $16'$ 36° تا $30'$ 36° عرض جغرافیایی شمالی قرارگرفته است. بخش عمده باتولیت صاحب در نقشه زمین‌شناسی 1:250000 تکاب (Alavi and Amidi, 1976) قرار می‌گیرد و بخش کوچکی از آن در نقشه 1:250000 مهاباد (Eftekharnezhad, 1977) قرار دارد. نقشه 1:100000 چاپان جزئی از نقشه 1:250000 تکاب و نقشه 1:100000 سقز جزئی از نقشه 1:250000 مهاباد به‌شمار می‌رود. در چهارگوش تکاب، بخشی از آن به سن پرکامبرین و بخشی دیگر به سن ترشیری نسبت‌داده شده و محل تماس آنها در یک کیلومتری جنوب آبادی اینچه، در چهارکیلومتری جنوب‌خاور آبادی گوزل بلاغ و در خاور آبادی نمدینه، ناگهانی گزارش‌شده است (Alavi and Amidi, 1976). درصورتی‌که ادامه همین توده نفوذی با سن‌های یادشده را در چهارگوش مهاباد به بعد از کرتاسه (احتمالاً پالئوسن) منسوب کرده‌اند (Eftekharnezhad, 1977). این باتولیت متشکل از چندین توده نفوذی با ترکیب کوارتزمونزونیت، کوارتزمونزودیوریت و مونزوگرانیت است. توده‌های نفوذی یادشده به داخل واحدهای آهکی پرمین و آهکی و شیلی کرتاسه نفوذکرده و باعث ایجاد دگرگونی مجاورتی و پدیده اسکارن‌زایی در سنگ‌های مجاور شده‌اند. در مقیاس نمونه دستی این توده دارای رنگ روشن متمایل به صورتی است که در بعضی قسمت‌ها به دلیل هوازدگی رنگ آن به خاکستری متمایل‌شده است (شکل 2-A). درشت‌بلورهایی از کانی‌های ارتوکلاز، کوارتز و کانی‌های مافیک از جمله بیوتیت و آمفیبول را می‌توان در مقیاس نمونه دستی مشاهده‌کرد (شکل 2-B). ارتوکلاز موجود در این توده اغلب درشت‌بلور بوده و رنگ صورتی آنها را از سایر کانی‌ها متمایزکرده است (شکل 2-C). توده گرانیتوئیدی در بعضی نقاط توسط دایک‌هایی با ضخامت‌های متفاوت و به طول گاهی تا یک کیلومتر قطع شده‌اند (شکل 2-D).

نمونه‌برداری و روش‌های آزمایشگاهی

برای بررسی دقیق باتولیت صاحب، پس از بررسی‌های میدانی، از نمونه‌های با کمترین مقدار دگرسانی، 30 مقطع نازک تهیه‌شد. سپس 4 نمونه از واحدهای گرانیتوئیدی صاحب پس از

بررسی‌های دقیق پتروگرافی برای سن‌سنجی به‌روش U-Pb انتخاب‌شد (کوارتزمونزونیت با شماره نمونه‌های Ch2 و Ch4، کوارتزمونزودیوریت با شماره نمونه Ch7 و مونزوگرانیت با شماره نمونه Ch15) و از هر نمونه در حدود 100 تا 110 دانه زیرکن به‌روش دستی و با استفاده از میکروسکوپ بیناکولار جدا شد و در تیوب‌های مخصوص به دانشگاه زمین‌شناسی چین شعبه Wuhan ارسال‌شد. زیرکن‌های گرانیتوئید صاحب با استفاده از روش Laser- Ablation ICP-MS مورد آنالیز سن‌سنجی U-Pb قرارگرفتند. زیرکن‌های استاندارد مورد استفاده در این آنالیزها شامل زیرکن‌های GJ-1 و 91500 هستند. پس از تهیه تصاویر کاتدولومینسانس و بررسی ساختار درونی زیرکن‌ها، بهترین نقاط برای آنالیز تعیین‌شدند. برای بررسی ویژگی‌های مورفولوژیکی، بافت‌های داخلی و جایگاه پاراژنتیکی کانی زیرکن، بعد از صیقل‌دادن مونت‌های تهیه‌شده، از روش‌های SEM، BSE، الکترون ثانویه و کاتدولومینسانس (CL) از دستگاه Quanta 450 FEG SEM مجهز به آشکارساز SDD Inca X-Max 50 and a MonoCl 4+ استفاده شد.

ایزوتوپ‌های اورانیوم-سرب زیرکن به‌وسیله دستگاه Agilent 7500a ICP-MS مجهز به سیستم GeoLas 2005 laser-ablatio با لیزر DUV 193 nm ArF-excimer laser (MicroLas, Germany) در آزمایشگاه State Key Laboratory دانشگاه علوم‌زمین چین واقع در شهر Wuhan انجام‌شد. جزئیات دقیق روش‌های تجزیه‌ای و تبدیل داده در پژوهش لیو و همکاران (Liu et al. 2010a, 2010b) ارائه‌شده است.

سنگ‌نگاری

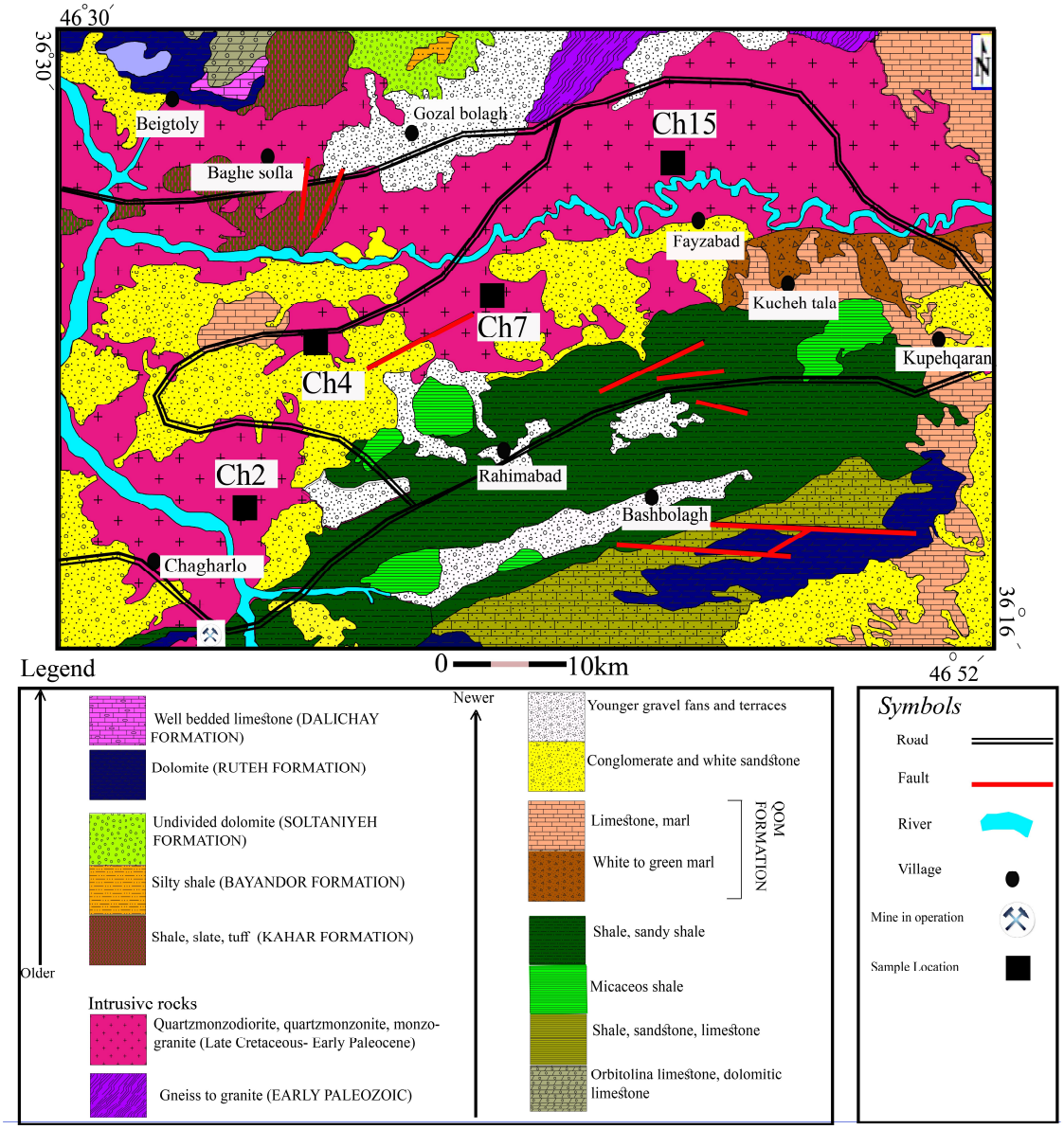
بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی انجام‌شده، باتولیت گرانیتوئیدی صاحب از سه توده کوارتزمونزودیوریت، کوارتزمونزونیت و مونزوگرانیت تشکیل‌شده است.

کوارتزمونزودیوریت: در نمونه دستی، این سنگ‌ها درشت‌بلور و به رنگ خاکستری دیده می‌شوند و از لحاظ ضریب رنگی مزوکرات هستند. در مقیاس میکروسکوپی بافت اصلی این سنگ‌ها گرانولار ناهمسان‌دانه است. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (35 تا 40 درصد) کوارتز (15 تا 20 درصد)، ارتوکلاز (20 تا 25 درصد) و کانی‌های مافیک (شامل آمفیبول و بیوتیت با 10 تا 15 درصد حجمی) هستند (شکل 3-A). بلورهای پلاژیوکلاز اغلب دارای ماکل تکراری هستند و در بعضی موارد دگرسانی سریسیتی نشان می‌دهند. کانی‌های فرعی این توده شامل اسفن، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر هستند. از بافت‌های فرعی قابل‌مشاهده در این سنگ‌ها می‌توان به بافت میرمکیتی اشاره‌کرد (شکل 3-B).

کوارتزمونزونیت: سنگ‌های کوارتزمونزونیتی موجود در منطقه در نمونه دستی از لحاظ ضریب رنگینی مزوکرات بوده و بافت گرانولار ناهمسان‌دانه دارند. کانی‌های اصلی سنگ‌های کوارتزمونزونیتی شامل پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت هستند (شکل 3-C). پلاژیوکلازها (25 تا 35 درصد) به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل تکراری و گاهی با منطقه‌بندی نوسانی در اندازه‌های 0/5 تا 1 میلی‌متر قابل‌مشاهده‌اند. در بسیاری موارد دگرسانی سریسیتی در پلاژیوکلازها قابل‌مشاهده است. بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار ارتوکلاز (30 تا40 درصد) در اندازه‌های متغیر از 1 تا 6 میلی‌متر با ماکل کارلسباد و در مواردی بافت پرتیتی قابل‌مشاهده هستند. بلورهای کوچک پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز در برخی موارد در داخل بلورهای درشت ارتوکلاز دربرگرفته شده و بافت پوئی‌کیلیتیک را ایجاد کرده‌اند (شکل 3-D). کانی‌های فرعی این توده شامل اسفن، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر هستند.

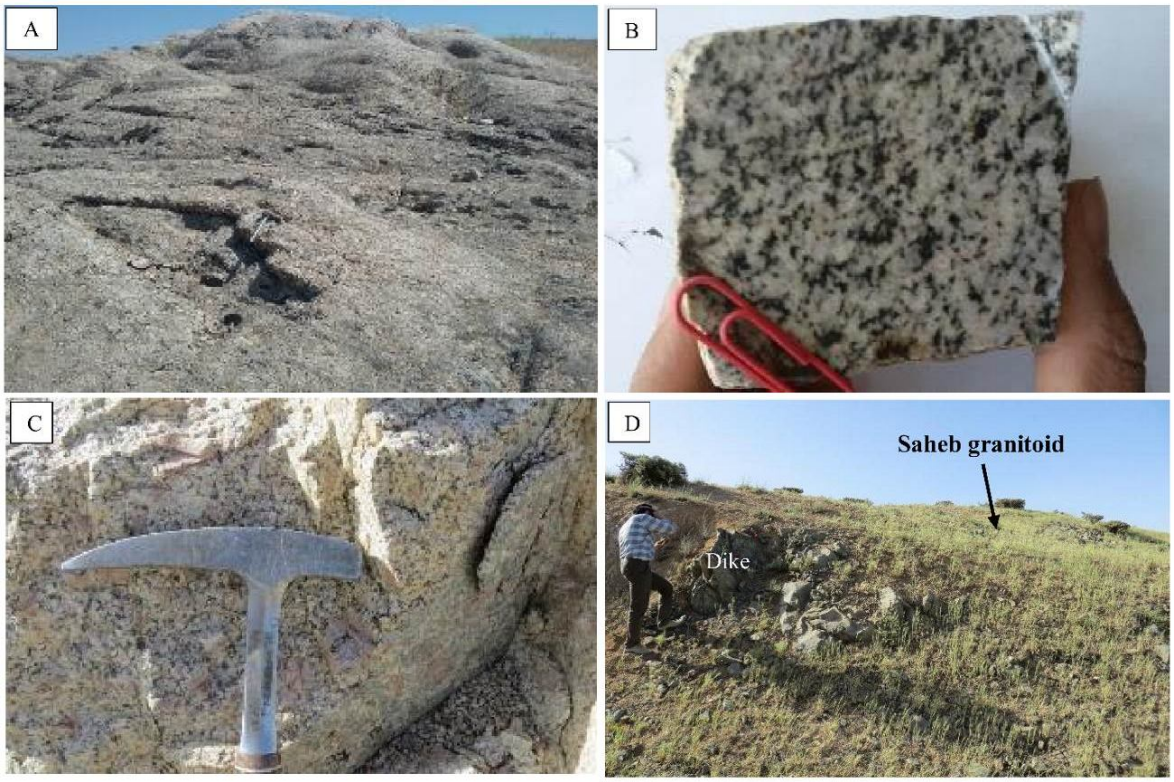
مونزوگرانیت: در نمونه دستی، این سنگ‌ها دارای بلورهای درشت ارتوکلاز به رنگ صورتی و از لحاظ درجه رنگینی مزوکرات هستند. نمونه‌های مونزوگرانیتی در مقیاس میکروسکوپی دارای بافت اصلی گرانولار ناهمسان‌دانه و بافت‌های فرعی پوئی‌کیلیتیک و میرمکیتی هستند. کانی‌های

اصلی این واحد سنگی شامل پلاژیوکلاز (30 تا 40 درصد)، کوارتز، ارتوکلاز، بیوتیت و آمفیبول هستند (شکل E-3). بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز با ماکل تکراری و در برخی موارد با منطقه‌بندی قابل‌مشاهده هستند. اندازه پلاژیوکلازها از 0/2 تا 2 میلی‌متر متغیر است. ارتوکلاز به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار 20 درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد و در بسیاری موارد بافت پرتیتی نشان می‌دهد. در برخی موارد، بلورهای درشت ارتوکلاز بلورهای کوچک پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت را در برگرفته و بافت پوئی‌کیلیتیک دارند (شکل E-3).



شکل 1. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده از منطقه مورد بررسی (صاحب، کردستان)، (اقتباس از خلقی‌خسرقی (Kholghi Khosraghi, 1999). با اندکی تغییرات)

Fig. 1. Simplified geological map of the study area (Saheb, Kurdistan). (from Kholghi Khosrghi, 1999 with some modification)



شکل 2. تصاویر صحرایی از توده گرانیتوئیدی صاحب، A: تصویری از رخنمون صحرایی توده نفوذی در منطقه مورد بررسی (دید عکس به‌سمت شمال)، B: تصویر نمونه دستی از توده گرانیتوئیدی صاحب شامل کانی‌های ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول، C: نمایی نزدیک از توده نفوذی منطقه که دارای درشت‌بلورهای ارتوکلاز است و D: تصویری از دایک مافیک که توده گرانیتوئیدی را قطع‌کرده است (دید عکس به‌سمت شمال).

Fig. 2. Field images from the Saheb granitoid body, A: Field outcrop of the intrusive body in the study area (view direction to the north), B: Hand-specimen from the Saheb granitoid body including orthoclase, quartz, biotite and amphibole minerals, C: A close view of the intrusive body containing coarse grains of orthoclase, and D: The mafic dyke cutting the Saheb granitoid body (view direction to the north).

بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار کوارتز در اندازه‌های مختلف (0/1 تا 3 میلی‌متر)، 20 تا 30 درصد حجمی مونزوگرانیت‌ها را تشکیل داده‌اند. کوارتزها معمولاً به‌صورت بین بلوری فضای بین کانی‌های دیگر را اشغال کرده‌اند. کانی‌های مافیک این سنگ‌ها شامل بیوتیت و آمفیبول هستند که درمجموع 15 درصد حجمی مونزوگرانیت‌ها را تشکیل می‌دهند. بیوتیت در اندازه‌های 0/1 تا 0/5 میلی‌متر در این سنگ‌ها قابل‌مشاهده است. آمفیبول‌ها که فراوانی کمتری نسبت به بیوتیت در این سنگ‌ها دارند، اغلب به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در اندازه‌های 0/3 تا 0/9 میلی‌متر قابل‌مشاهده‌اند. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها شامل آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های کدر هستند (شکل 3-F). کانی‌های ثانویه شامل سریسیت، کانی‌های رسی، کلریت، اسفن و اوپک ثانویه هستند.

زیرکن

ریخت‌شناسی دانه‌های زیرکن، یکی از بهترین روش‌ها برای بررسی ویژگی‌های ریخت‌شناسی بلورهای زیرکن، تهیه و بررسی تصاویر میکروسکوپی از دانه‌های جدا شده زیرکن و به‌ویژه تهیه تصاویر کاتدولومینسانس (برای بررسی ساختار درونی زیرکن‌ها) است. تصاویر کاتدولومینسانس تهیه‌شده از

زیرکن‌های آنالیزشده مربوط به بخش‌های مختلف باتولیت صاحب، در شکل 4 نمایش‌داده شده‌اند. بر اساس این شکل، کانی زیرکن موجود در توده کوارتزمونزونیت (نمونه‌های Ch2 و Ch4)، از نظر اندازه از ریزبلور تا متوسط بلور متغیر هستند. اندازه زیرکن‌های ریز بلور حدود 80 میکرون و اندازه زیرکن‌های درشت‌بلور حدود 200 میکرون هستند. رنگ کانی زیرکن در این توده صورتی رنگ است و زیرکن‌ها حالت کوتاه و قطور و در موارد کمی حالت کشیده دارند. از نظر شکل زیرکن‌های موجود در این توده بیشتر شکل‌دار و دارای نسبت ابعادی (نسبت طول به عرض) 0/7 تا 2/5 هستند. این نمونه‌ها دارای منطقه‌بندی ماگمایی هستند که در تصویر (CL) Cathodo Luminescence به‌وضوح دیده می‌شود. بلورهای زیرکن موجود در توده کوارتزمونزودیوریت (Ch7) از نظر اندازه تنوع کمتری داشته و از لحاظ اندازه 120-170 میکرون هستند. رنگ این زیرکن‌ها از صورتی کم‌رنگ تا سفید تغییر می‌کند. زیرکن‌های موجود بیشتر به حالت کوتاه و قطور هستند و نسبت ابعادی 1 تا 2 نشان می‌دهند. منطقه‌بندی نوسانی در نمونه‌های زیرکن کوارتزمونزودیوریت کمتر از نمونه‌های سایر توده‌های مورد بررسی دیده می‌شود. به‌طور کلی، عدم شباهت بلورهای زیرکن در نمونه کوارتزمونزودیوریت با سایر نمونه‌ها، احتمالاً حاکی از تاریخچه ماگمایی مجزای توده کوارتزمونزودیوریتی نسبت به توده‌های کوارتزمونزونیتی و مونزوگرانیتی در باتولیت گرانیتوئیدی صاحب است. کانی‌های زیرکن موجود در توده مونزوگرانیت (Ch15) از نظر اندازه از ریزبلور تا متوسط‌بلور تغییر می‌کنند؛ به‌طوری‌که کانی‌های ریزبلور دارای اندازه‌ای حدود 70 میکرون و بلورهای زیرکن متوسط‌بلور دارای اندازه حدود 150 میکرون هستند. رنگ این زیرکن‌ها صورتی است و به‌صورت بلورهای کشیده (با نسبت ابعادی 1 تا 2/2) دیده می‌شوند. زیرکن‌های موجود در نمونه مونزوگرانیتی بسیار شبیه به انواع موجود در نمونه کوارتزمونزونیتی بوده و دارای منطقه‌بندی واضح هستند که نشان‌دهنده منشأ ماگمایی زیرکن‌هاست (Hanchar and Miller, 1993). درضمن، در بلورهای زیرکن در هیچ‌کدام از نمونه‌ها اثری از منطقه‌بندی و لایه برهم‌رشدی مربوط به تبلور دگرگونی دیده نمی‌شود. بنابراین کلیه زیرکن‌های مورد بررسی، سن توده‌های مربوط به باتولیت صاحب را نشان می‌دهند.

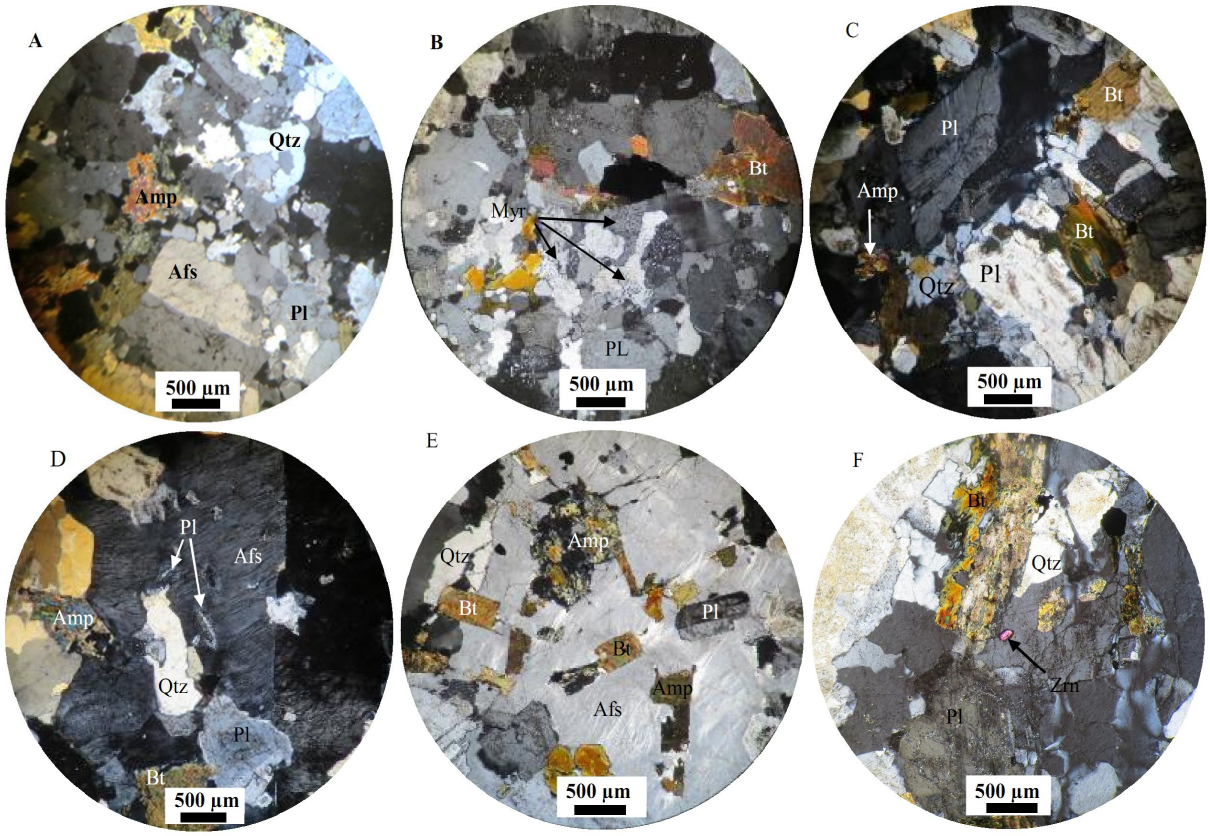
سن‌سنجی زیرکن‌ها

سن‌سنجی باتولیت گرانیتوئیدی صاحب به‌روش U-Pb بر روی کانی زیرکن، در نمونه‌های مورد بررسی نشان‌دهنده سن، 0/56 ± 62/03 میلیون سال با میانگین سنی برابر با 0/50 ± 62/09 برای نمونه کوارتزمونزونیت (Ch2) (شکل 5-A و B)، سن 0/9 ± 58/9 با میانگین سنی برابر با 0/44 ± 61/68 برای نمونه کوارتزمونزونیت (Ch4) (شکل 5-C و D)، سن به‌دست آمده برای نمونه کوارتزمونزودیوریت (Ch7) 1/3 ± 67/9 میلیون سال با میانگین سنی برابر با 1/2 ± 67/3 (شکل 5-E و F) و سن به‌دست آمده برای نمونه مونزوگرانیت (Ch15) 0/56 ±10/61 میلیون سال با میانگین سنی برابر با 0/42 ± 61/32 (شکل 5-G و H) است (جدول 1). به‌طور کلی، سن‌های به‌دست آمده از این باتولیت گرانیتوئیدی بیانگر آن است که توده‌های سازنده باتولیت صاحب در زمان کرتاسه پایانی-پالئوسن آغازین در واحدهای قدیمی‌تر موجود در منطقه تزریق شده‌اند که در ادامه درباره تکامل ماگمایی و ژئودینامیک توده‌های یادشده به‌طور مفصل بحث‌شده است.

تاریخچه ماگمایی و ژئودینامیک منطقه

بیشتر افرادی که بر روی زمین‌شناسی ایران کار کرده‌اند، ایران را به‌عنوان بخشی از ابرقاره گندوانا در نظر می‌گیرند که پی‌سنگ آن بسیار شبیه به پی‌سنگ عربی بوده و بعد از کوه‌زایی پان‌آفریکن تشکیل‌شده است (Berberian and King, 1981; Hassanzadeh et al., 2008). همچنین به باور برخی دیگر از پژوهشگران، ایران را متشکل از قطعات قاره‌ای دانسته‌اند که بر اثر بازشدگی اقیانوس نئوتتیس و پالئوتتیس از ابرقاره گندوانا جدا شده و سپس با بسته‌شدن اقیانوس‌های نئوتتیس و پالئوتتیس

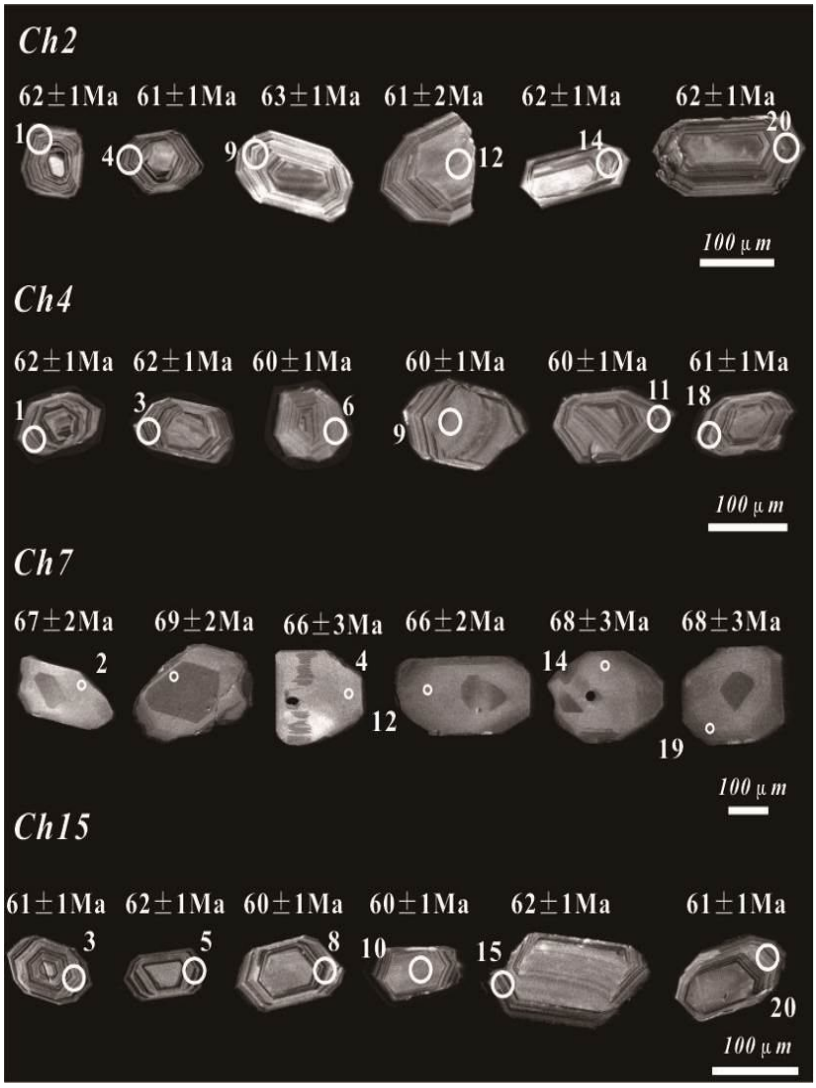
دوباره به‌هم چسبیده‌اند (Hassanzadeh et al., 2008). پهنه سنندج-سیرجان یکی از مهم‌ترین پهنه‌های زمین‌شناسی-ساختاری ایران است که تعداد زیادی توده‌های نفوذی در آن گزارش شده‌اند (Ahadnejad et al., 2011).



شکل 3. تصاویر میکروسکوپی از باتولیت صاحب، A: بافت گرانولار ناهمسان‌دانه و کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده کوارتزمونزودیوریت شامل پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز و آمفیبول، B: بافت میرمکیتی در کوارتزمونزودیوریت، C: بافت گرانولار ناهمسان‌دانه و بلورهای کوارتز آمفیبول، پلاژیوکلاز و بیوتیت در کوارتزمونزونیت، D: بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول محصور در بلور بزرگ ارتوکلاز با بافت پرتیتی در کوارتزمونزونیت، E: بلور درشت ارتوکلاز موجود در توده مونزوگرانیتی با بافت پرتیتی که کانی‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز و آمفیبول را به‌صورت ادخال دربرگرفته است و F: کانی زیرکن، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز (مقطع عرضی) در نمونه مونزوگرانیتی. علایم اختصاری از ویتنی و اولنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس‌شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Afs: آلکالی فلدسپار، Qtz: کوارتز، Amp: آمفیبول، Bt: بیوتیت و Zrn: زیرکن، Myr: بافت میرمکیتی).

Fig. 3. Microscopic images of the Saheb batholith, A: Inequigranular texture and the main minerals of quartz monzodiorite including plagioclase, orthoclase, quartz and amphibole, B: Myrmekite texture in quartz monzodiorite, C: Inequigranular texture and quartz, amphibole, plagioclase and biotite in quartzmonzonite, D: Chadacrysts of plagioclase, quartz, biotite and amphibole in the large orthoclase crystal with perthitic texture in quartzmonzonite, E: The large crystal of orthoclase with perthite texture in the monzogranite sample containing chadacrysts of biotite, plagioclase and amphibole, and F: Zircon, biotite, plagioclase and quartz minerals in monzogranite samples. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Afs: alkali feldspar, Qtz: Quartz, Amp: Amphibole, Bt: Biotite, Zrn: Zircon, Myr: Myrmekite texture).

سنندج-سیرجان بخشی از کوه‌زاد زاگرس است که اغلب از سنگ‌های دگرگونی و ماگمایی مزوزوئیک تشکیل‌شده است (Mohajjel et al., 2003). عمده ساختارهای موجود در پهنه سنندج-سیرجان در طی سه رخداد مجزا تشکیل شده‌اند: 1- فرورانش در طول حاشیه ایران مرکزی در شمال‌خاوری حاشیه نئوتتیس، 2- بالا آمدن افیولیت در شمال‌خاوری حاشیه نئوتتیس و 3- برخورد ورقه‌های قاره‌ای ایران و عربی (Mohajjel et al., 2003). توده‌های نفوذی موجود در بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان از اواخر ژوراسیک-اوایل کرتاسه تا ائوسن بالایی به پهنه سنندج-سیرجان تزریق شده‌اند (Mahmoudi et al., 2011).



شکل 4. تصاویر کاتدولومینسانس از زیرکن‌های سن‌سنجی شده باتولیت گرانیتوئیدی صاحب. دایره‌های سفید محل سن‌سنجی به‌روش U-Pb را نشان می‌دهد.

Fig. 4. Cathodoluminescence images of dated zircons from the Saheb granitoid. The white circles show the location of dating using U-Pb metjod..

جدول 1. داده‌های سن‌سنجی U-Pb زیرکن مربوط به باتولیت صاحب

Table 1. Zircon U-Pb dating data from the Saheb batholith

Spots	Pb ppm	^{232}Th ppm	^{238}U ppm	$^{207}Pb/^{206}Pb$ Ratio	$^{207}Pb/^{206}Pb$ 1sigma	$^{207}Pb/^{235}U$ Ratio	$^{207}Pb/^{235}U$ 1sigma	$^{206}Pb/^{238}U$ Ratio
Ch-4-01	29.67	853.3	876.13	0.048965	0.002855	0.065005	0.003608	0.00969
Ch-4-02	20.15	535.08	700.05	0.049672	0.003033	0.066331	0.00384	0.009786
Ch-4-03	29.75	826.76	972.19	0.04936	0.002907	0.064739	0.003649	0.009639
Ch-4-04	17.18	430.37	685.72	0.04624	0.003027	0.062903	0.003951	0.00975
Ch-4-05	17.01	443.7	647.13	0.049198	0.003245	0.066266	0.0042	0.009762
Ch-4-06	15.55	407.3	613.2	0.047463	0.003299	0.061817	0.004078	0.009393
Ch-4-07	16.2	420.72	577.44	0.050207	0.003463	0.065422	0.00407	0.009608
Ch-4-08	18.33	489.27	628.12	0.047158	0.002841	0.063089	0.003507	0.009804
Ch-4-09	12.47	322.62	521.88	0.047839	0.003248	0.062276	0.003896	0.00947
Ch-4-10	21.77	582	738.39	0.049323	0.002768	0.06497	0.003521	0.009584
Ch-4-11	15.27	401.62	632.24	0.046468	0.00289	0.060522	0.003475	0.00943
Ch-4-12	10.94	285.87	478.86	0.047282	0.003241	0.060622	0.003691	0.009392
Ch-4-14	16.79	458.52	594.55	0.04937	0.003695	0.063679	0.004291	0.00939
Ch-4-15	20.53	574.79	711.95	0.051632	0.004763	0.070387	0.006548	0.009776
Ch-4-16	16.76	440.64	627.15	0.047649	0.002618	0.063941	0.003663	0.009665
Ch-4-17	19.74	521.97	747.41	0.049969	0.00345	0.066825	0.004248	0.009741
Ch-4-18	21.77	610.52	718.6	0.050229	0.003591	0.065073	0.004132	0.009663
Ch-4-19	12.49	329.77	450.62	0.048579	0.003674	0.06623	0.004554	0.009785

Spots	$^{206}Pb/^{238}U$ 1sigma	$^{208}Pb/^{232}Th$ Ratio	$^{208}Pb/^{232}Th$ 1sigma	$^{238}U/^{232}Th$ Ratio	$^{207}Pb/^{235}U$ Age (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$ 1sigma	$^{206}Pb/^{238}U$ Age (Ma)	$^{206}Pb/^{238}U$ 1sigma
Ch-4-01	0.000135	0.002961	7.74E-05	0.991548	146.38	-62.03	63.94857	3.440574
Ch-4-02	0.000155	0.003109	9.03E-05	1.278406	188.97	142.5725	65.21162	3.656341
Ch-4-03	0.000127	0.002996	9.14E-05	1.136152	164.9	138.87	63.69434	3.480517
Ch-4-04	0.00013	0.003165	0.000115	1.543502	9.36	151.835	61.94205	3.774818
Ch-4-05	0.000186	0.003254	0.000134	1.49198	166.75	138.865	65.15006	4.000276
Ch-4-06	0.000137	0.003058	0.000109	1.47712	72.315	159.235	60.90443	3.900031
Ch-4-07	0.000151	0.003121	0.000111	1.345628	211.185	165.72	64.34582	3.878941
Ch-4-08	0.000156	0.003087	0.00011	1.257934	57.5	137.025	62.12001	3.349644
Ch-4-09	0.000173	0.002985	0.00012	1.609248	100.09	155.53	61.34267	3.724399
Ch-4-10	0.00013	0.003052	0.000112	1.25515	164.9	133.315	63.91513	3.357214
Ch-4-11	0.000142	0.002926	0.000119	1.578378	20.47	144.43	59.66548	3.32717
Ch-4-12	0.000141	0.002904	0.000126	1.698169	64.91	155.53	59.76053	3.533973
Ch-4-14	0.000166	0.002967	0.000111	1.340093	164.9	166.64	62.68361	4.096011
Ch-4-15	0.00025	0.002874	0.00015	1.29456	333.39	217.565	69.0663	6.212034
Ch-4-16	0.000158	0.003032	9.85E-05	1.51468	83.425	122.205	62.93372	3.496463
Ch-4-17	0.00016	0.003029	0.000113	1.526155	194.525	156.46	65.68241	4.043142
Ch-4-18	0.000181	0.002974	9.41E-05	1.276595	205.63	166.645	64.01335	3.939593
Ch-4-19	0.00019	0.003249	0.000151	1.487162	127.865	170.345	65.11514	4.336613

ادامه جدول 1. داده‌های سن‌سنجی U-Pb زیرکن مربوط به باتولیت صاحب

Table 1 (Continued). Zircon U-Pb dating data from the Saheb batholith

Spots	Pb ppm	^{232}Th ppm	^{238}U ppm	$^{207}Pb/^{206}Pb$ Ratio	$^{207}Pb/^{206}Pb$ 1sigma	$^{207}Pb/^{235}U$ Ratio	$^{207}Pb/^{235}U$ 1sigma	$^{206}Pb/^{238}U$ Ratio
Ch-2-01	18.45	452.5	671.31	0.049	0.003	0.0646	0.0036	0.0098
Ch-2-02	30.71	834.06	905.74	0.0501	0.0023	0.0673	0.0029	0.0098
Ch-2-03	11.91	318.28	486.63	0.053	0.004	0.0645	0.0038	0.0094
Ch-2-04	28.22	805.77	898.85	0.0484	0.0029	0.0632	0.0036	0.0096
Ch-2-05	17.17	455.98	613.71	0.0498	0.0033	0.0654	0.0039	0.0097
Ch-2-06	16.58	465.86	532.52	0.0486	0.0045	0.0619	0.0051	0.0095
Ch-2-07	18.51	456.94	607.07	0.0535	0.0101	0.0651	0.0101	0.0094
Ch-2-08	31.9	851.43	1146.4	0.0497	0.0022	0.0662	0.0029	0.0097
Ch-2-09	15.91	413.8	480.9	0.05	0.0042	0.0677	0.0051	0.0099
Ch-2-10	14.52	402.31	500.95	0.0488	0.004	0.0611	0.0046	0.0095
Ch-2-11	14.13	348.08	566.75	0.0488	0.0039	0.0657	0.005	0.0097
Ch-2-12	14.25	372.04	510.02	0.0489	0.0053	0.0632	0.0064	0.0095
Ch-2-14	14.23	377.7	519.55	0.05	0.004	0.0642	0.0043	0.0097
Ch-2-15	9.6	246.96	450.57	0.0498	0.0036	0.0651	0.004	0.0096
Ch-2-16	14.69	382.87	469.19	0.0496	0.0037	0.0668	0.0047	0.0098
Ch-2-17	10.72	255.58	487.82	0.05	0.0038	0.065	0.0043	0.0096
Ch-2-19	11.88	307.12	514.75	0.0487	0.0066	0.0657	0.0083	0.0099
Ch-2-20	19.92	542.4	673.01	0.0502	0.0027	0.0668	0.0035	0.0098

Spots	$^{206}Pb/^{238}U$ 1sigma	$^{208}Pb/^{232}Th$ Ratio	$^{208}Pb/^{232}Th$ 1sigma	$^{238}U/^{232}Th$ Ratio	$^{207}Pb/^{235}U$ Age (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$ 1sigma	$^{206}Pb/^{238}U$ Age (Ma)	$^{206}Pb/^{238}U$ 1sigma
Ch-2-01	0.0002	0.0033	0.0001	1.5332	63.56	3.46268	62.69	1.03757
Ch-2-02	0.0001	0.0032	0.0001	1.1112	66.17	2.72234	62.95	0.80435
Ch-2-03	0.0002	0.0029	0.0001	1.5662	63.46	3.62699	60.42	1.54722
Ch-2-04	0.0001	0.0029	0.0001	1.1481	62.24	3.40544	61.44	0.83388
Ch-2-05	0.0002	0.003	0.0001	1.3875	64.35	3.76256	62.38	1.02816
Ch-2-06	0.0002	0.0029	0.0001	1.1827	61.01	4.83479	61.04	1.12465
Ch-2-07	0.0003	0.0033	0.0002	1.3754	64.03	9.58578	60.59	2.12119
Ch-2-08	0.0001	0.003	0.0001	1.3891	65.05	2.79435	61.93	0.86528
Ch-2-09	0.0002	0.0032	0.0001	1.1854	66.52	4.85789	63.5	1.08765
Ch-2-10	0.0002	0.0029	0.0001	1.2578	60.24	4.42798	60.72	1.06841
Ch-2-11	0.0002	0.0031	0.0001	1.6392	64.64	4.79656	62.51	0.97514
Ch-2-12	0.0002	0.0033	0.0002	1.4916	62.21	6.12889	61.12	1.56544
Ch-2-14	0.0002	0.003	0.0001	1.3525	63.22	4.06984	62.44	1.18986
Ch-2-15	0.0002	0.0028	0.0001	1.8005	64.01	3.84946	61.66	1.09687
Ch-2-16	0.0002	0.0031	0.0001	1.2081	65.62	4.43238	62.78	1.53677
Ch-2-17	0.0002	0.003	0.0001	1.8566	63.96	4.11739	61.8	1.06787
Ch-2-19	0.0003	0.0028	0.0002	1.6174	64.62	7.90735	63.19	2.00249
Ch-2-20	0.0001	0.003	0.0001	1.1933	65.67	3.30297	62.61	0.91077

ادامه جدول 1. داده‌های سن‌سنجی U-Pb زیرکن مربوط به باتولیت صاحب

Table 1 (Continued). Zircon U-Pb dating data from the Saheb batholith

spots	Pb ppm	^{232}Th ppm	^{238}U ppm	^{207}Pb/^{206}Pb Ratio	^{207}Pb/^{206}Pb 1sigma	^{207}Pb/^{235}U Ratio	^{207}Pb/^{235}U 1sigma	^{206}Pb/^{238}U Ratio
Ch-7-01	2.95	79.4	82.31	0.058383	0.016331	0.068205	0.019892	0.010483
Ch-7-02	4.3	111.69	112.72	0.061415	0.011624	0.072596	0.00765	0.010575
Ch-7-03	7.08	190.03	131.29	0.047696	0.010066	0.066386	0.011451	0.010229
Ch-7-04	4.28	114.35	113.18	0.05175	0.012117	0.067812	0.011399	0.010226
Ch-7-06	2.63	74.34	75.4	0.059246	0.01054	0.071552	0.008323	0.010638
Ch-7-08	2.67	71.19	82.66	0.053215	0.00954	0.071492	0.009229	0.010847
Ch-7-09	4.26	106.2	101.33	0.053564	0.012582	0.069518	0.015058	0.010148
Ch-7-10	4.73	116.84	116.89	0.055994	0.009935	0.067704	0.010746	0.010343
Ch-7-11	4.81	125.79	133.52	0.051339	0.008417	0.073292	0.009481	0.010678
Ch-7-12	7	180.81	192.91	0.05196	0.006084	0.070658	0.006231	0.010311
Ch-7-13	4.59	119.76	108.92	0.053018	0.007829	0.06725	0.006194	0.010486
Ch-7-14	3.06	62.86	89.15	0.055796	0.009684	0.072915	0.007647	0.010644
Ch-7-16	4.81	124.48	149.45	0.05354	0.00609	0.07492	0.00671	0.01097
Ch-7-17	3.81	96.3	108.92	0.0508	0.0083	0.0769	0.0082	0.0113
Ch-7-18	2.84	60.52	68.47	0.0622	0.0188	0.0753	0.0124	0.0115
Ch-7-19	5.72	132.21	155.75	0.049942	0.006308	0.06577	0.006366	0.010373
Ch-7-20	4.34	119.94	109.67	0.052265	0.012292	0.067282	0.013042	0.010611

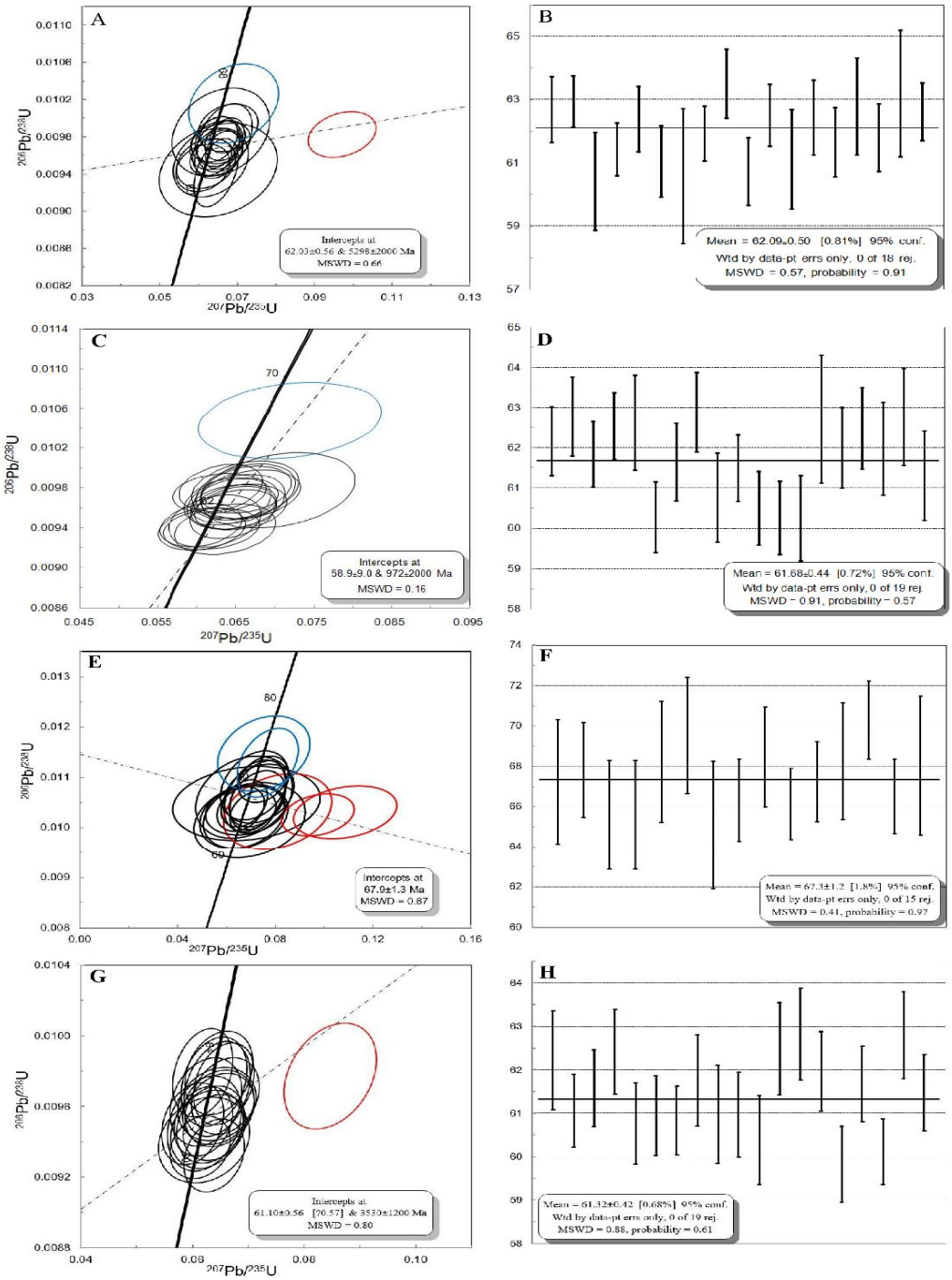
spots	^{206}Pb/^{238}U 1sigma	^{208}Pb/^{232}Th Ratio	^{208}Pb/^{232}Th 1sigma	^{238}U/^{232}Th Ratio	^{207}Pb/^{206}Pb Age (Ma)	^{207}Pb/^{206}Pb 1sigma	^{207}Pb/^{235}U Age (Ma)	^{207}Pb/^{235}U 1sigma
Ch-7-01	0.000485	0.003155	0.000316	1.08475	542.63	518.485	66.99456	18.90874
Ch-7-02	0.000369	0.003418	0.000253	1.048405	653.72	416.625	71.15993	7.242016
Ch-7-03	0.000425	0.003565	0.000221	0.719006	83.425	436.985	65.26426	10.9036
Ch-7-04	0.000422	0.003496	0.000231	1.019977	275.99	462.905	66.62056	10.83959
Ch-7-06	0.000469	0.003241	0.000242	1.035919	575.96	360.9175	70.17104	7.887296
Ch-7-08	0.000451	0.003354	0.000251	1.196025	338.945	360.755	70.11444	8.746169
Ch-7-09	0.000495	0.003564	0.00028	0.990703	353.76	457.04	68.24214	14.29591
Ch-7-10	0.00032	0.003738	0.000193	1.052496	453.75	202.7525	66.51859	10.21922
Ch-7-11	0.000389	0.003339	0.000212	1.123274	257.47	337	71.81861	8.969133
Ch-7-12	0.000276	0.00331	0.000168	1.133802	283.395	248.125	69.32337	5.909832
Ch-7-13	0.00031	0.003252	0.000181	0.965732	327.835	307.365	66.08609	5.893106
Ch-7-14	0.000453	0.004067	0.000306	1.498356	442.64	195.345	71.46166	7.237226
Ch-7-16	0.0003	0.00325	0.0002	1.23305	350.055	259.228	73.3574	6.33832
Ch-7-17	0.0005	0.0031	0.0002	1.1693	231.55	340.71	75.23	7.7773
Ch-7-18	0.0005	0.0037	0.0003	1.1613	681.18	540.73	73.698	11.72
Ch-7-19	0.000291	0.003539	0.000179	1.201723	190.82	270.335	64.67693	6.065493
Ch-7-20	0.000538	0.003101	0.000267	0.925606	298.21	462.905	66.11726	12.40812

ادامه جدول 1. داده‌های سن‌سنجی U-Pb زیرکن مربوط به باتولیت صاحب

Table 1 (Continued). Zircon U-Pb dating data from the Saheb batholith

spots	Pb ppm	^{232}Th ppm	^{238}U ppm	$^{207}Pb/^{206}Pb$ Ratio	$^{207}Pb/^{206}Pb$ 1sigma	$^{207}Pb/^{235}U$ Ratio	$^{207}Pb/^{235}U$ 1sigma	$^{206}Pb/^{238}U$ Ratio
Ch-15-02	13.38	368.58	522.17	0.048889	0.0033	0.0644	0.003974	0.009699
Ch-15-03	19.92	593.51	652.77	0.048067	0.003024	0.061962	0.003482	0.009515
Ch-15-04	20.82	552.57	741.15	0.049197	0.003301	0.064625	0.004249	0.009596
Ch-15-05	20.39	550.45	678.48	0.049307	0.002814	0.065616	0.003599	0.009729
Ch-15-06	15.92	441.46	538.6	0.047686	0.003454	0.062591	0.004273	0.009471
Ch-15-07	16.84	457.87	574.77	0.048442	0.003317	0.063233	0.004032	0.009497
Ch-15-08	25.77	777.3	804.69	0.049221	0.00297	0.063948	0.003719	0.009482
Ch-15-09	13.11	358.28	465.28	0.047372	0.003621	0.062434	0.004219	0.009626
Ch-15-10	12.84	353.77	589.79	0.048058	0.00347	0.062146	0.004355	0.009503
Ch-15-11	15.67	462.6	574.82	0.045768	0.002897	0.060048	0.003669	0.009502
Ch-15-12	15.22	406.76	600.12	0.047568	0.004323	0.062093	0.005422	0.009411
Ch-15-13	14.43	384.66	579.71	0.04817	0.003108	0.0639	0.003883	0.00974
Ch-15-14	15.6	417.46	592.69	0.046338	0.002899	0.061879	0.003572	0.009792
Ch-15-15	14.99	408.73	615.29	0.049688	0.003195	0.065909	0.003984	0.009658
Ch-15-16	25.24	793.09	806.23	0.049711	0.002937	0.063874	0.003629	0.009324
Ch-15-17	16.48	431.53	642.42	0.048612	0.003691	0.06438	0.004644	0.009613
Ch-15-18	39.82	1219.74	923.12	0.047346	0.002792	0.061373	0.00355	0.009369
Ch-15-19	46.09	1355.21	988.16	0.047774	0.002937	0.06476	0.003995	0.009789
Ch-15-20	14.55	394.12	618.38	0.049986	0.00341	0.064895	0.004093	0.009581

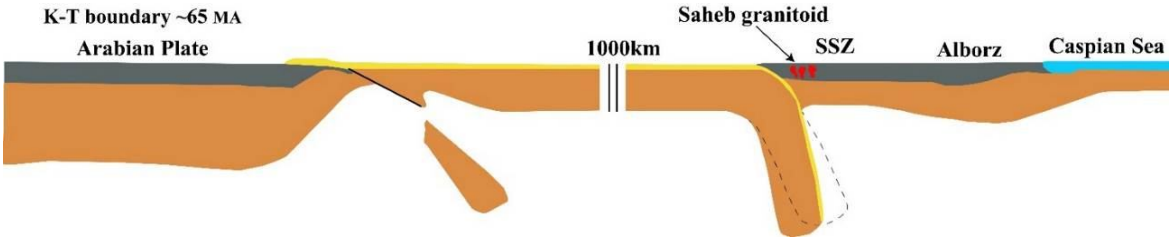
spots	$^{206}Pb/^{238}U$ 1sigma	$^{208}Pb/^{232}Th$ Ratio	$^{208}Pb/^{232}Th$ 1sigma	$^{238}U/^{232}Th$ Ratio	$^{207}Pb/^{206}Pb$ Age (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$ 1sigma	$^{207}Pb/^{235}U$ Age (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$ 1sigma
Ch-15-02	0.000178	0.002808	0.000105	1.424578	142.68	151.825	63.37174	3.791682
Ch-15-03	0.000131	0.002753	9.48E-05	1.105581	101.94	153.68	61.04311	3.329481
Ch-15-04	0.000139	0.003025	0.000112	1.346326	166.75	138.865	63.58595	4.052416
Ch-15-05	0.000153	0.003071	0.000118	1.265862	161.195	133.315	64.53065	3.42924
Ch-15-06	0.000146	0.002962	0.000119	1.335592	83.425	172.195	61.6445	4.083791
Ch-15-07	0.000143	0.003119	0.000117	1.324869	120.46	155.53	62.25709	3.85077
Ch-15-08	0.000124	0.002932	8.95E-05	1.039727	166.75	142.5725	62.9405	3.549754
Ch-15-09	0.000165	0.003146	0.000111	1.306162	77.87	161.085	61.49418	4.032234
Ch-15-10	0.000177	0.002965	0.000109	1.754637	101.94	162.94	61.21885	4.163086
Ch-15-11	0.000153	0.002929	0.000103	1.250382	error		59.21084	3.514247
Ch-15-12	0.00016	0.003124	0.000108	1.4921	76.02	203.67	61.16865	5.183793
Ch-15-13	0.000167	0.003081	0.000119	1.544064	109.35	144.42	62.89429	3.705861
Ch-15-14	0.000165	0.003139	9.86E-05	1.467516	16.765	149.985	60.96392	3.415795
Ch-15-15	0.000143	0.002957	9.42E-05	1.566979	188.97	145.35	64.80954	3.795512
Ch-15-16	0.000136	0.002835	8.97E-05	1.074804	188.97	141.6475	62.86943	3.463666
Ch-15-17	0.000137	0.00316	0.000112	1.575277	127.865	170.345	63.35211	4.430708
Ch-15-18	0.000118	0.003045	8.07E-05	0.869884	64.91	146.275	60.47954	3.396227
Ch-15-19	0.000156	0.00323	9.05E-05	0.775926	87.13	140.715	63.71505	3.810137
Ch-15-20	0.000137	0.002959	0.000102	1.676728	194.525	159.2375	63.84343	3.903042



شکل 5. نمودار کنکوردیا و نمودار میانگین وزنی زیرکن مربوط به باتولیت صاحب، A، B، C، D: نمودارهای مربوط به نمونه‌های کوارتزمونزونیت، E، F: نمودارهای مربوط به نمونه کوارتزمونزودیوریت و G، H: نمودارهای مربوط به توده مونزوگرانیت

Fig. 5. The zircon concordia and weighted mean age diagrams of the Saheb batholith. A, B, C, D: diagrams for quartz monzonite samples, E, F: diagrams for quartz monzodiorite sample, and G, H: diagrams for the monzogranite sample

بر اساس زندی و همکاران (Zandi et al., 2018) گرانیتوئید صاحب از گروه ماگماهای ساب‌آلکالن بوده که از پتاسیم غنی شده است و در محدوده گرانیتوئیدهای I-Type و از نظر محیط زمین‌ساختی نیز در محدوده کمان آتشفشانی قرار دارد. بررسی ژئوشیمیایی باتولیت صاحب نشان‌دهنده آن است که باتولیت صاحب یک ماگمای گوشته‌ای بوده که در این ماگما فرایندهای تفریق بلوری و آغشتگی رخ‌داده است؛ به‌طوری‌که تفریق بلوری باعث تشکیل سنگ‌های متفاوت کوارتزمونزونیت، کوارتزمونزودیوریت و مونزوگرانیت شده است (Kholghi and Vossoughi Abedini, 2008). بر اساس الیاسی و آهنگری (Elyasi and Ahangari, 2015)، ماگمای والد گرانیتوئید صاحب اولیه بوده و از ذوب‌بخشی با درجه پایین (کمتر از 5 درصد) گوشته متاسوماتیسم شده نشأت‌گرفته است. بررسی ویژگی عناصر نادر خاکی موجود در این توده نشان‌دهنده آن است که آلایش پوسته‌ای تأثیر کمی در تغییر ترکیب ماگمای اولیه داشته است. گوشته مولد توده گرانیتوئیدی صاحب به‌دلیل ورود سیالات ناشی از فرایند آب‌گیری رسوبات/پوسته اقیانوسی فرورونده متحمل متاسوماتیسم‌شده است (Elyasi and Ahangari, 2015). برخی ویژگی‌های کانی‌شناسی مانند نبود مسکویت و کانی‌های دگرگونی دما بالا در باتولیت گرانیتوئیدی صاحب، و حضور آمفیبول و اسفن اولیه در این سنگ‌ها، تأییدی بر I-type بودن باتولیت گرانیتوئیدی مورد بررسی است (Abdollahi et al., 2018). با توجه به سن‌های به‌دست آمده از آنالیز U-Pb زیرکن، توده‌های کوارتز مونزونیتی و مونزوگرانیتی تقریباً سن‌های نزدیک به‌هم دارند که به احتمال زیاد حاصل تفریق ماگمایی است؛ درحالی‌که توده کوارتز مونزودیوریتی قبل از این دو توده به داخل پهنه سنندج-سیرجان ترزیق‌شده است. شروع فرایند بالا آمدن و تزریق ماگما در منطقه صاحب به داخل پهنه سنندج-سیرجان با تزریق ماگمای کوارتز مونزودیوریتی در حدود 67 میلیون سال پیش یعنی در اواخر دوره کرتاسه بالایی شروع‌شده است و در اوایل پالئوسن با نفوذ ماگمای کوارتزمونزونیتی و تفریق آن به مونزوگرانیت خاتمه پیداکرده است. تزریق فازهای ماگمایی ذکرشده به داخل واحدهای دگرگونی سنندج-سیرجان، در طی فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه ایران رخ‌داده است (شکل 6).



شکل 6. فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس و تزریق توده نفوذی صاحب در بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان (SSZ) در زمان کرتاسه پایانی-پالئوسن. برگرفته از آگارد و همکاران (Agard et al., 2011) با اعمال تغییرات جزئی در آن

Fig. 6. Neo- Tethys ocean subduction during the late Cretaceous-Paleocene and injecting the intrusive mass into the Sanandaj- Sirjan zone (SSZ) in the study area (from Agard et al., 2011 with minor changes)

بر اساس الیاسی و آهنگری (Elyasi and Ahangari, 2015)، توده‌های یادشده در یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند و ماگمای مولد این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی درجه پایین (کمتر از 5 درصد) گوشته متاسوماتیسم‌شده منشأ گرفته‌اند. منشأ گوشته در اثر ورود سیالات ناشی از آب‌گیری رسوبات/ پوسته اقیانوسی فرورونده متاسوماتیسم شده است (Elyasi and

Ahangari, 2015). بر اساس نظر الیاسی و آهنگری (Elyasi and Ahangari, 2015)، تبلور تفریقی و جدایش برخی از کانی‌ها از جمله آمفیبول و پلاژیوکلاز نقش عمده‌ای را در تکوین و روند پتروژنتیکی این توده‌ها داشته است. از توده‌های نفوذی دیگری که هم‌زمان با توده گرانیتوئیدی صاحب به پهنه سنندج-سیرجان تزریق شده‌اند، می‌توان به توده حسن‌سالاری (60 Ma) (Mahmoudi et al., 2011) و تکاب (60 Ma) (Jafari et al., 2018) اشاره‌کرد. تمامی این توده‌ها در طی آخرین مراحل ماگماتیسم در پهنه سنندج-سیرجان به داخل این پهنه تزریق شده‌اند که این امر ناشی از فرورانش نئوتتیس به زیر ورقه ایران رخ‌داده است.

نتیجه‌گیری

بررسی‌های میکروسکوپی و سن‌سنجی دانه‌های زیرکن موجود در باتولیت گرانیتوئیدی صاحب، نتایج مهمی را در مورد این باتولیت ارائه‌کرد. بر اساس بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی باتولیت گرانیتوئیدی یادشده دارای سه ترکیب کوارتزمونزونیت، کوارتزمونزودیوریت و مونزوگرانیت است. کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، کوارتز و ارتوکلاز کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده توده‌های یادشده بوده و کانی‌های اسفن، آپاتیت، کانی‌های کدر و زیرکن کانی‌های فرعی موجود در توده‌ها هستند. حضور کانی‌های آمفیبول و اسفن و نبود کانی‌های دما بالا در توده گرانیتوئیدی صاحب بیانگر I-Type بودن این توده است. بر اساس نتایج سن‌سنجی، سن تبلور 0/56 ± 62/03 میلیون سال و با میانگین سنی برابر با 0/50 ± 62/09 برای نمونه کوارتزمونزونیت (Ch2)، سن 0/9 ± 58/9 میلیون سال و با میانگین سنی برابر با 0/44 ± 61/68 برای نمونه کوارتزمونزونیت (Ch4)، سن 1/3 ± 67/9 میلیون سال و با میانگین سنی برابر با 1/2 ± 67/3 برای نمونه کوارتزمونزودیوریت (Ch7) و سن 0/56 ± 61/10 میلیون سال و با میانگین سنی برابر با 0/42 ± 61/32 برای نمونه مونزوگرانیت (Ch15) به‌دست آمد. به‌طورکلی، سن‌های به‌دست آمده از این توده گرانیتوئیدی بیانگر دو مرحله‌ای بودن تاریخچه ماگماتیسم منطقه صاحب بوده و اینکه باتولیت صاحب در طی یک فاز ماگمایی تشکیل‌نشده و حاصل دست‌کم دو فاز ماگمایی است که در زمان کرتاسه بالایی و پالئوسن و به فاصله 6 میلیون سال در پوسته بالایی تزریق شده‌اند. سپس باتولیت گرانیتوئیدی صاحب به‌همراه سایر واحدهای میزبان آن در این منطقه، در طی فازهای کوه‌زایی بعدی و برخورد صفحه عربی به ایران دچار دگرشکلی نسبی شده است. باتولیت صاحب، جزو یکی از فازهای ماگماتیسم مرتبط با فرورانش در پهنه سنندج–سیرجان است که در زمان کرتاسه بالایی و پالئوسن زیرین تشکیل‌شده است.

قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی دانشگاه‌های زنجان و مؤسسه علوم‌زمین چین (ووهان) برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین نویسندگان از سردبیر و داوران محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به‌خاطر راهنمایی‌های علمی ارزنده‌اشان کمال سپاسگزاری را دارند.

References

Abdollahi, F., Nabatian, Gh., Honarmand, M. and Ebrahimi, M., 2018. Geology and petrography of Saheb granitoid intrusive bodies, north of Saqez. The 36th National and the 3rd International Geosciences Congress, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. (in Persian)

Agard, P.H., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H. and Vrielynck, B., 2011. Zagros orogeny: a

subduction-dominated process. Geological Magazine, 148(5-6): 692–725.

Aghanabati, A., 2005. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 pp. (in Persian)

Ahadnejad, V., Valizadeh, M.V., Deevsalar, R. and Rezaei-Kahkhaei, M., 2011. Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan zone, W Iran. Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie, 261(1): 61–75.

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran; new data and interpretations. Tectonophysics, 299(3): 211–238.

Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science, 304(1): 1–20.

Alavi, M. and Amidi, M., 1976. Geological map of Takab, scale 1: 250000. Geological Survey of Iran. (in Persian)

Arian, M.A., Emamalipour, A. and Amini, M., 2011. Petrology and geochemistry of granitic mass and those metamorphic hallow in north-east of Saghez. Quarterly Journal of The Earth, 6(19): 65–80. (in Persian)

Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A., 2007. Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of Neotethys subduction. Journal of Asian Earth Sciences, 30(3–4): 474–489.

Azizi, H., Tanaka, T., Asahara, Y., Mehrabi, B. and Chung, S.L., 2011. Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of high-K granite from the Suffiabad area, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran. Geochemistry, 71(4): 363–376.

Baharifar, A.A., Bellon, H., Pique, A. and Moein-Vaziri, H., 2004. The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events. Comptes Rendus Geoscience, 336(16):1443–1452.

Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18(2): 210–265.

Dana, K., 2009. Investigation of geological, mineralogical and geochemical properties of Saheb skarn. M.Sc. Thesis, Tabriz University, Tabriz, Iran, 155 pp. (in Persian)

Eftekharnezhad, J., 1977. Geological map of Mahabad, scale 1: 250000. Geological Survey of Iran. (in Persian)

Elyasi, E. and Ahangari, M., 2015. Petrology and geochemistry of felsic to mafic plutonic rocks from the Saheb, West Iran. Iranian Journal of Geology, 9(33): 15–30. (in Persian)

Gansser A., 1981. The Geodynamic History of the Himalaya. In: H.K. Gupta and F.M. Delany (Editors), Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution, Vol. 3, Geodynamic Series. American Geophysical Union, Washington DC, pp. 111–121.

Ghalamghash, J., Nedelec, A., Bellon, H., Vosoughi-Abedini, M. and Bouchez, J.L., 2009. The Urumieh plutonic complex (NW Iran): record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during cretaceous times - Part I: petrogenesis and K/Ar dating. Journal Asian Earth Sciences, 35(5): 401–415.

Ghalamghash, J., Vousoughi Abedini, M., Bellon, H., Emami, M.H., Pourmafi, M. and Rashid, H., 2003. K/Ar age dating of the Oshnavieh plutonic complex. Scientific Quarterly Geosciences Journal, 11(47–48): 16–27. (in Persian)

Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences, 26(6): 683–693.

Hanchar, J.M. and Miller, C.F., 1993. Zircon zonation patterns as revealed cathodoluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories. Chemical Geology, 110(1–3): 1–13.

Hariri, A., 2004. Geological map of Saqez, scale 1: 100000. Geological Survey of Iran. (in Persian)

Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Horton, B.K., Axen, G.J., Stockli, L.D., Grove, M., Schmitt, A.K. and Walker, J.D., 2008. U–Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. Tectonophysics, 451(1–4): 71–96.

Jafari, A., Fazlnia, A. and Jamei, S., 2018. Geochemistry, petrology and geodynamic setting of the Urumieh plutonic complex, Sanandaj–Sirjan zone, NW Iran: New implication for Arabian and Central Iranian plate collision. Journal of African Earth Sciences, 139(1): 421–439.

Kholghi, M.H. and Vossoughi Abedini, M., 2008. Petrogenesis, geodynamics and radiometric age dating of Safakhaneh mass, Northwest of Iran. Scientific Quarterly Journal, Geosciences, 17(66): 24–39. (in Persian)

Kholghi khosraghi, M.H., 1999. Geological map of Chapan, scale 1: 100000. Geological Survey of Iran. (in Persian)

Liu, Y., Gao, S., Hu, Z., Gao, C., Zong, K. and Wang, D., 2010a. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths. Journal of Petrology, 51(1–2): 537–571.

Liu, Y.S., Hu, Z.C., Zong, K.Q., Gao, C.G., Gao, S., Xu, J.A. and Chen, H.H., 2010b. Reappraisement and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. Chinese Science Bulletin, 55(15):1535–1546.

Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M., 2011. U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 41(3): 238–249.

Malekzadeh Shafarodi, A. and Karimpour, M,H., 2011. Zircon U-Pb dating of Maherabad porphyry copper-gold prospect area: evidence for a late Eocene porphyry-related metallogenic epoch in east of Iran. Journal of Economic Geology, 3(1): 41–60. (in Persian with English abstract)

Masoodi, F., Mahmoodi, Sh., Mohajel, M. and Mehrabi, B., 2012. Dating of Arak –Borujerd granitoid intrusions in northern Sanandaj – Sirjan using U-Pb. Journal of Science Kharazmi University, 9(2): 437–446 pp. (in Persian)

Mazhari, S.A, Amini, S., Ghalamghash, J. and Bea, F. 2011. The origin of mafic rocks in the Naqadeh intrusive complex, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran. Arabian Journal of Geosciences, 4(7–8): 1207–1214.

Mazhari, S.A, Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., molina, J.F., Montero, P., Scarrow, J.H. and Williams, I.S. 2009. The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogeny. Journal of the Geological Society, 166(1): 53–69.

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(4): 397–412.

Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95(1): 185–187.

Zandi, Z., jafarirad, A., Gourabjeripour, A. and Lotfi, M., 2018. Mineralization, Mineralogy and Geochemistry of Saheb Fe-Cu Deposit of Saqqez (Kurdestan), NW Iran. Open Journal of Geology, 8(5): 514–528.

Zarasvandi, A., Rezaei, M., Tashi, M., Fereydouni, Z. and Saed, M., 2019. Comparison of geochemistry and porphyry copper mineralization efficiency in granitoids of the Sanandaj-Sirjan and Urumieh-Dokhtar zones; using rare earth elements geochemistry. Journal of Economic Geology, 11(1): 1–32. (in Persian wtith English abstract)

Journal of Economic Geology
Vol. 12, No. 3 (2020)
ISSN 2008-7306

زمین‌شناسی اقتصادی
جلد 12، شماره 3 (سال 1399)
صفحات 33 و 34

Saheb Granitoid Batholith, North of Kurdistan: An Evidence of Cretaceous-Paleocene Magmatism in the Sanandaj-Sirjan Zone

Farid Abdollahi[1], Ghasem Nabatian[1]*, Jian Wei Li[2], Maryam Honarmand[3] and Mohammad Ebrahimi[1]

1) Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran
2) State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, 430074 Wuhan, China
3) Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, 45137-66731, Iran

Submitted: May 18, 2019
Accepted: Nov. 24, 2019

Keywords: *U-Pb dating, Paleocene, Sanandaj-Sirjan Zone, Saheb, Granitoid, Saqez, Kurdistan*

Introduction

The Iranian plateau is part of the Alpine-Himalayan orogenic belt, which consists of several continental fragments separated from each other by major boundary faults and/or ophiolitic suture zones (Gansser, 1981). Generally, the tectonic evolution of Iran has been controlled by the opening and closure of the Proto-Tethys, Paleo-Tethys and the Neo-Tethys during the Precambrian-Cambrian, Paleozoic and Cenozoic, respectively.

The study area is located in the northwest of Iran (the Kurdistan province) and 20 km northeast of the city of Saqez. This area is a part of the northern Sanandaj-Sirjan Zone (Aghanabati, 2005). This belt is response to opening and subduction of Neo-Tethyan oceanic crust beneath the Central Iran (Alavi, 1994). During Cretaceous-Tertiary eras, numerous granitoid bodies were formed in this belt. The Saheb granitoid is one of these granitoid bodies which mainly consists of monzogranite, quartz monzonite and quartz monzodiorite. The aim of this research study is to discuss the evolution of the Late Cretaceous-Early Paleocene Saheb granitoids in the Sanandaj-Sirjan zone based on geology, petrography and geochronology results.

Material and methods

In this study, 70 rock samples were collected from different types of intrusive rocks from which 30 thin sections were prepared for petrographic studies. Furthermore, four samples from the granitoid bodies (quartz monzonite, quartz monzodiorite and monzogranite) were selected for U-Pb dating. Approximately 100 to 150 zircon grains were hand-picked by a binocular microscope from each sample. Cathodo-luminescence imaging and dating of zircon grains were examined at the China University Geosciences (Wuhan branch). Geochronological analysis were performed by using the (LA)-ICP-MS method at the China University Geosciences (Wuhan branch). The detailed analytical method is presented in Liu et al. (2010a, 2010b).

Geology of the study area

The Saheb granitoid body is located in the Sanandaj-Sirjan zone. According to the geological map of Chapan (scale: 1/100000, Kholghi khosraghi, 1999), the Precambrian to Quaternary units are exposed in the study area. The oldest units are the Kahar, Bayandor and Soltanieh Formations with Precambrian to Cambrian age. The Permian sediments, the Ruteh and Doroud Formations, include sandstone, shale and carbonate. The Jurassic units are found in the northwest of the region, and include sandstones and shale. The Cretaceous sedimentary units are

*Corresponding author Email: gh.nabatian@znu.ac.ir
DOI: https://doi.org/10.22067/econg.v12i3.80773

located in the south of the study area. These sediments contain sandstone, limestone, silty-limestone, shale and dolomitic limestone. During Late Cretaceous-Early Paleocene era the Saheb granitoid intruded within the oldest units and caused Fe skarn type deposits in the Saheb area. The Saheb granitoid have been cut by a series of diabasic dikes.

Results

The Saheb granitoid consists of several intrusive bodies containing quartz monzonite, quartz monzodiorite and monzogranite. The major minerals in the quartz monzodiorite consist of plagioclase (35- 40%), quartz (15- 20%), orthoclase (20- 25%), and mafic minerals such as biotite and amphibole (10-15%) with granular texture. The quartz monzonitic rocks show granular and poikilitic textures. Plagioclase (25-35%), quartz, orthoclase (30- 40%), biotite and amphibole (10-15%) are the main important minerals in the quartz monzonite. Plagioclase (20-25%), quartz (20-30%), orthoclase (30-40%), biotite and amphibole (15%) are the major minerals in the monzogranite.

Zoning in zircon crystals from all four samples is well developed representing their magmatic origin (Hancar and Miller, 1993). Measurements of U-Pb in the Saheb granitoid zircon grains of quartz monzonite samples show their ages to be 62.03±0.56 Ma and 58.9±0.9 Ma. The age of monzogranite is 67.9±1.3 Ma and the age of quartz monzodiorite is 61.1±0.56 Ma. Generally, the age of this granitoid body indicates that the Saheb granitoid has occurred during the Cretaceous- Paleocene time.

Discussion

Based on field and microscopic studies, the Saheb granitoid bodies have been divided into three types of quartz-monzonite, quartz-monzodiorite and monzogranite. The field and mineralogical studies suggest that the Saheb granitoid is an I-type granitoid. The mineralogical variations in this granitoid suggest that the fractional crystallization has played an important role in differentiation of different compositional phases in the Saheb granitoid.

According to the geochronological results, during Late Cretaceous to Early Paleocene, the Saheb granitoid intruded within the Permian and Cretaceous units in the magmatic-metamorphic Sanandaj-Sirjan zone. These granitoids were formed by subduction of Neo-Tethys Ocean beneath the Iranian plateau. It should be mentioned that the intrusion of these granitoids into the Permian carbonates and Cretaceous carbonate and shale caused formation of skarn type iron oxide mineralization.

Acknowledgements

The authors are grateful to the authorities at the University of Zanjan for their financial support. We also thank the authorities at the China University Geosciences (Wuhan branch) for their financial support to perform U-Pb zircon analysis.

References

Aghanabati, A., 2005. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 pp. (in Persian)

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran; new data and interpretations. Tectonophysics, 299(3): 211–238.

Gansser A., 1981. The Geodynamic History of the Himalaya. In: H.K. Gupta and F.M. Delany (Editors), Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution, Vol. 3, Geodynamic Series. American Geophysical Union, Washington DC, pp. 111–121.

Kholghi khosraghi, M.H., 1999. Geological map of Chapan, scale 1: 100000. Geological Survey of Iran. (in Persian)

Liu, Y., Gao, S., Hu, Z., Gao, C., Zong, K. and Wang, D., 2010a. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths. Journal of Petrology, 51(1–2): 537–571.

Liu, Y.S., Hu, Z.C., Zong, K.Q., Gao, C.G., Gao, S., Xu, J.A. and Chen, H.H., 2010b. Reappraisement and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. Chinese Science Bulletin, 55(15):1535–1546.