

Research Article

Zircon U–Pb dating, geochemistry, and geology of Shotorsang hypabyssal granitoids, southern Quchan (northeast of Iran)

Reza Arjmandzadeh^{1✉}, Alireza Almasi², Ghasem Nabatian³
Qiuli Li⁴, Sara Nourian⁵, Teimour Jafarie⁶

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran, r.arjmandzadeh@pnu.ac.ir

² Assistant Professor, Department of geology, Lorestan University, Khorramabad, Iran, almasi.al@lu.ac.ir

³ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran, gh.nabatian@znu.ac.ir

⁴ Professor, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China, liqiuli@mail.iggcas.ac.cn

⁵ M.Sc., Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, s.nourian357@gmail.com

⁶ Assistant Professor, Department of Geography and Urban Planning, Bojnord Kosar University, Bojnord, Iran, tei.jafarie.53@kub.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 08 January 2022

Accepted: 24 September 2022

Keywords

Granitoid

U-pb geochronology

Geochemistry

Adakite

Shotorsang

Quchan

Neotethys



 20.1001.1.22285210.1401.13.3.2.4

 10.22108/ijp.2022.132228.1263

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

At the northeastern end of the Sabzevar ophiolitic zone and the southern edge of the Binalud zone and south of Quchan, a 200 km long young magmatic arc consisting mostly of calc-alkaline to adakitic volcanic-intrusive rocks are exposed which extended to Esfarayen. In the present study, the Shotorsang hypabyssal granitoids in the northeast of Sabzevar and the Binalud structural zone are investigated. No dating data and comprehensive geochemical study of these units have been published, and the origin of hypabyssal units is unclear. Accordingly, new petrographic and geochemical data and U–Pb zircon ages of intermediate-acidic intrusives of Shotorsang in the northeast of Iran are reported.

Geology

The hypabyssal Shotorsang granitoids, as a part of the magmatic arc in the north of the Sabzevar ophiolitic belt, are located 82 km northeast of Sabzevar and in the Binalud structural zone. Based on the field studies and 1:5000 geological map, the rock units of the Shotorsang area include early Cretaceous limestone, Eocene sedimentary and volcanic rocks, the Miocene hypabyssal stocks and dykes, and new Plio-Quaternary deposits. Intrusive units including dikes and hypabyssal stocks composed of dacite, granodiorite, and quartz monzonite. The dikes with acidic composition crosscut the Eocene sedimentary and volcanic succession.

✉ Corresponding Author

To cite this article: Arjmandzadeh, R., Almasi, A., Nabatian, G., Li, Q., Nourian, S. and Jafarie, T. (2022) Zircon U–Pb dating, geochemistry, and geology of Shotorsang hypabyssal granitoids, southern Quchan (northeast of Iran). *Petrological Journal*, 13(3), 105-130.

Materials and Methods

During the field investigations in the Shotorsang area, 80 samples were taken from most of the geological units, and 40 thin sections were studied by a polarizing microscope for petrographic studies. Six representative and least altered samples from the Shotorsang hypabyssal granitoids were analyzed for major oxides and trace elements using XRF and ICP-MS in the Acme Laboratories (Canada). Two samples from dacite dike and granodiorite stock (samples Ab8 and Ab59) were selected for dating studies according to the suitable size and abundance of zircon crystals.

U-Pb dating was conducted by laser ablation-multiple collector-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS) in the Laboratory of Isotope Geology at the Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, China.

Petrography

Based on petrographic studies, the Shotorsang hypabyssal units can be divided into three groups including granodiorite and quartz monzonite stocks as well as dacite dikes. The granodiorite is composed mainly of quartz, plagioclase, orthoclase, hornblende, and biotite with accessory zircon, sphene, and apatite. This unit dominantly displays a porphyritic to glomeroporphyritic texture.

Dacite dikes have mineralogical and textural similarities with those of the granite stocks. Mineralogically, these units include quartz, plagioclase, orthoclase, biotite, and hornblende with a felsitic porphyry texture.

Magmatic fluids released during the intrusion of quartz monzonite bodies are the main factor for skarnization in the area.

Geochemistry

On the total alkali-silica diagram (Middlemost, 1985), the intrusive bodies and dikes are plotted in the fields of quartz monzonite, granodiorite, and granite, which is consistent with their petrographic observations. On the SiO_2 versus K_2O discrimination diagram (Peccerillo and Taylor, 1976), the Shotorsang hypabyssal granitoids fall mainly in the medium- to high-K calc-alkaline domains. On chondrite and primitive mantle-

normalized diagrams, the investigated samples display enrichment in LILE and LREE and depletion in HFSE and HREE.

On Rb versus Nb+Y tectonomagmatic discrimination diagram (Pearce et al., 1984), the Shotorsang hypabyssal granitoids are plotted in the field of volcanic arc granites.

U-Pb dating

The two samples from the dacitic dike and granodioritic stock yielded zircon U-Pb ages of 22.52 ± 0.38 and 22.56 ± 0.35 Ma, respectively. The Th/U ratio for zircons from the dacitic dike and granodioritic stock is more than 0.1, which is different from metamorphic zircons and compatible with magmatic zircons.

Discussion

The remarkable geochemical criteria of hypabyssal Shotorsang granitoids are Sr (382.5-607 ppm), high Sr/Y ratios (26.4-62.5), La_N/Yb_N (9.5-17.1). The low values of Y (9.7-16.3) and HREE are similar to those of adakites. The low values of Yb and Y, and high ratios of Sr/Y, as well as La/Yb , could be attributed to the presence of residual garnet and hornblende or as fractionated minerals.

The LILE (large-ion lithophile elements) enrichment and HFSE (high-field strength elements) depletion are typical features of calc-alkaline magmas related to subduction zones, which originated from partial melting of a subducted oceanic slab or a supra-subduction mantle wedge.

The lack of Eu anomaly in adakites, as well as the Shotorsang hypabyssal granitoids with abundant plagioclases, is related to magma $f\text{O}_2$. Under oxidizing conditions, Eu occurs dominantly as Eu^{3+} , leaving lesser Eu^{2+} to be incorporated into plagioclase.

There are evident changes in Sr-Nd isotopic ratios of the magmatic rocks of the northern Sabzevar ophiolitic belt, and it seems that the $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios increase, however, the ϵNd_i values decrease from the old to the young rocks, which likely indicates the effect of the crustal materials on the source magma.

It can be inferred that the Cretaceous-Paleocene magmatism is subduction-related, and from Eocene onwards, the igneous rocks of this zone, including the Miocene Shotorsang adakites with an age of 22.5 million years, have a post-collisional nature.

Conclusions

The Shotorsang hypabyssal granitoids, as a part of the magmatic arc of the northern Sabzevar ophiolitic belt, formed as dike and stock with dominantly porphyritic textures and intruded the Cretaceous-Eocene volcano-sedimentary succession. The two samples from the dacitic dike and granodioritic stock yielded zircon U-Pb ages of 22.52 ± 0.38 Ma and 22.56 ± 0.35 Ma, respectively, indicating the importance of Miocene time in iron

mineralization in this zone. The geochemical features of the Shotorsang hypabyssal granitoids correspond to the field of post-collisional volcanic arc rocks (VAG) and possess similarities with those of the adakitic rocks, originating from the subducting slab.

These rocks probably have an eclogite or amphibolite garnet origin resulting from the metamorphism of the Sabzevar Neotethyan oceanic lithosphere, which was subducted under the Alborz zone.

سن سنجی U-Pb زیرکن، زمین شیمی و زمین شناسی گرانیتوئیدهای نیمه ژرف شترسنگ، جنوب قوچان (شمال خاوری ایران)

رضا ارجمندزاده^۱✉، علیرضا الماسی^۲، قاسم نباتیان^۳، چیلوی لی^۴، سارا نوریان^۵، تیمور جعفری^۶

^۱ استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران، r.arjmandzadeh@pnu.ac.ir

^۲ استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران، almasi.al@lu.ac.ir

^۳ دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران، gh.nabatian@znu.ac.ir

^۴ استاد، موسسه زمین شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین، بیجینگ، چین، liquili@mail.iggcas.ac.cn

^۵ کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران، s.nouriyan357@gmail.com

^۶ استادیار، گروه جغرافیا و برنامه ریزی شهری، دانشگاه کوثر بجنورد، بجنورد، ایران، tei.jafarie.53@kub.ac.ir

چکیده

اطلاعات مقاله

گرانیتوئیدهای نیمه ژرف شترسنگ بخشی از کمان ماگمایی شمال پهنه افیولیتی سبزوار هستند که در فاصله ۸۲ کیلومتری شمال خاوری سبزوار رخنمون دارند. این واحدها به صورت دایک و استوک با بافت چیره پورفیری در توالی رسوبی-آتشفشانی کرتاسه-ائوسن نفوذ کرده اند. گرانیتوئیدهای نیمه ژرف شترسنگ سرشت متالومین و کالک آلکالن دارند. سن دو نمونه دایک داسیتی و استوک گرانودیوریتی به روش سن سنجی U-Pb روی کانی زیرکن به ترتیب $22/0 \pm 52/38$ و $22/56 \pm 0/35$ میلیون سال پیش به دست آمد. نمونه های بررسی شده در نمودارهای بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه و کندریت، از عنصرهای بزرگ یون لیتوفیل (LILE) و عنصرهای سبک خاکی کمیاب (LREE) غنی شدگی و نسبت به عنصرهای با میدان پایداری بالا (HFSE) و عنصرهای سنگین خاکی کمیاب (HREE) تهی شدگی نشان می دهند. نبود آنومالی Eu، نسبت های بالای Sr/Y ($26/62-4/5$) و La_N/Yb_N ($0/2-6/8$) و مقادار کسم K_2O/Na_2O ($0/0-14/55$) و MgO ($0/2-6/8$) درصدوزنی) نشان دهنده شباهت ویژگی های زمین شیمیایی نمونه های بررسی شده با آداکیت ها هستند. همچنین، ترکیب زمین شیمیایی گرانیتوئیدهای نیمه ژرف شترسنگ همانند گرانیت های کمان آتشفشانی (VAG) در پهنه فرورانش است و احتمالاً این سنگ ها از اکلوزیت یا گارنت آمفیبولیت هایی خاستگاه گرفته اند که حاصل دگرگونی سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس سبزوار بوده و به زیر پهنه البرز فرورانده شده اند.

تاریخ دریافت ۱۴۰۰/۱۰/۱۸

تاریخ پذیرش ۱۴۰۱/۰۷/۰۲

کلید واژه ها

گرانیتوئید

سن سنجی U-Pb

زمین شیمی

آداکیت

شترسنگ

قوچان

نئوتتیس



20.1001.1.22285210.1401.13.3.2.4

10.22108/ijp.2022.132228.1263

نویسنده مسئول ✉

استناد به این مقاله: ارجمندزاده، ر.، الماسی، ع.، نباتیان، ق.، لی، چ.، نوریان، س.، جعفری، ت. (۱۴۰۱) سن سنجی U-Pb زیرکن، زمین شیمی و زمین شناسی گرانیتوئیدهای نیمه عمیق شترسنگ، جنوب قوچان (شمال خاوری ایران). پترولوژی، ۱۳(۳)، ۱۰۵-۱۳۰.

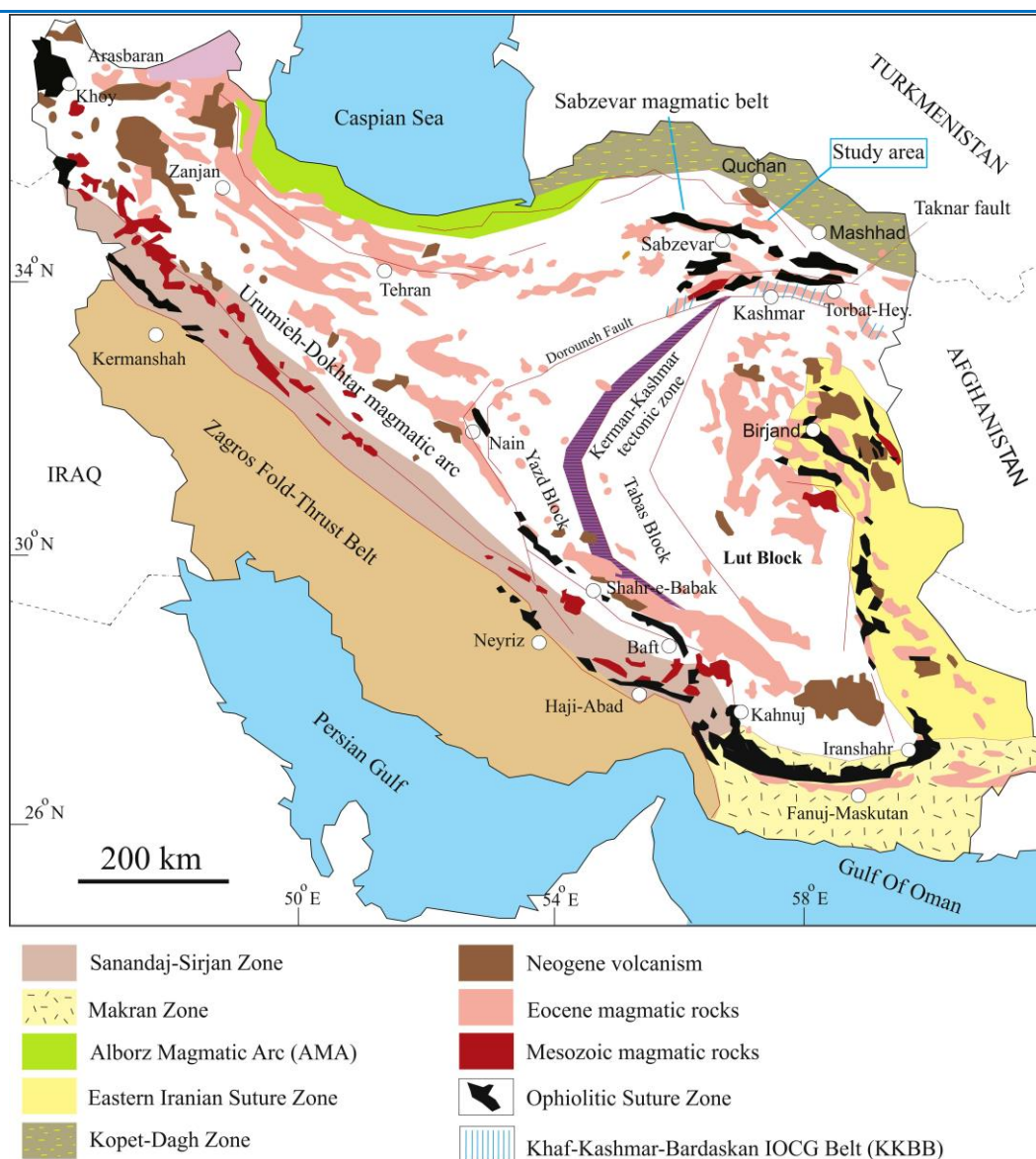


مقدمه

پهنه ماگمایی-رسوبی شمال خاوری ایران از چند بلوک و پهنه کنار هم، شامل کپه داغ در شمال، پهنه البرز در شمال باختری و بلوک لوت در جنوب، تشکیل شده است که با زمین درز سبزوار از یکدیگر جدا شده‌اند (Arjmandzadeh and Santos, 2014; Shafaii Moghadam et al., 2014).

(Arjmandzadeh et al., 2022؛ شکل ۱).

پهنه افیولیتی سبزوار- تربت حیدریه با روند باختری-خاوری بیش از ۴۰۰ کیلومتر گسترش دارد و شاخه‌ای از اقیانوس نئوتتیس بوده است که در کرتاسه پیشین به صورت پهنه اقیانوسی اولیه نارس باز و در پالئوسن زیرین بسته شد (Shafaii Moghadam et al., 2014).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده ایران که پراکندگی سنگ‌های ماگمایی را نشان می‌دهد (با تغییراتی از Shafaii Moghadam et al., 2015; Almasi et al., 2019) (جایگاه منطقه مطالعاتی در شمال مجموعه افیولیتی سبزوار نشان داده شده است).

Figure 1. Simplified geological map of Iran, showing the distribution of magmatic rocks (after Shafaii Moghadam et al., 2015; Almasi et al., 2019) (Study area location is shown in the north of the Sabzevar ophiolitic complex).

به باور قاسمی و همکاران (Ghasemi et al., 2018) و کاظمی و همکاران (Kazemi et al., 2019)، آغاز فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی، در تریاس بالایی رخ داده است که پیرو آن پهنه‌های کششی پشت کمائی نارس در تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین- میانی در بخش‌های شمالی ایران مرکزی تشکیل شده‌اند. به باور برخی پژوهشگران فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی سبزوار به زیرپهنه بینالود باعث رخداد ماگماتیسم کرتاسهٔ پسین- ترشیاری در پهنهٔ سبزوار شده است (Ghasemi et al., 2010; Rossetti et al., 2010).

در کرانهٔ شمال‌خاوری پهنهٔ افیولیتی سبزوار و در لبهٔ جنوبی پهنه بینالود و جنوب قوچان، یک کمان ماگمایی جوان به درازای ۲۰۰ کیلومتر شامل سنگ‌های آذرین آتشفشانی- درونیج با سرشت غالباً کالک‌آلکان تا آداکیتی پدید آمده است که تا اسفراین ادامه دارد. سن سنگ‌های آذرین در این کمربند ماگمایی از جنوب و در کنار پهنهٔ افیولیتی به سمت شمال، از ائوسن تا پلیو- پلیستوسن تغییر می‌کند (Ghasemi et al., 2010). گمان می‌رود فرورانش سنگ‌کرهٔ اقیانوسی نئوتتیس در کرتاسه- پالئوسن، عامل اصلی این فعالیت‌های ماگمایی بوده است (Mohammadi et al., 2015). برپایهٔ سن‌سنجی‌های اسپایز و همکاران (Spies et al., 1983)، گنبد‌های آداکیتی در فاصلهٔ اسفراین تا قوچان به سن ۲ تا ۲۵ میلیون سال پیش و بسیار جوان هستند.

دربارهٔ پیدایش آداکیت‌ها، چندین الگوی سنگ‌زایی پیشنهاد شده‌اند:

الف) ذوب‌بخشی بازالت صفحهٔ اقیانوسی فروروندهٔ داغ و جوان (Defant and Drummond, 1990) و واکنش احتمالی آن با گوشته؛

ب) جدایش فشار بالای گارنت و آمفیبول از مذاب بازالتی آبدار (Martin et al., 2005)؛

پ) ذوب‌بخشی پوستهٔ قاره‌ای زیرین در پی زیر ورقه‌ای شدن ماگماهای بازالتی (Wang et al., 2005)؛

ت) ذوب‌بخشی پوستهٔ اکلوتیتی قاره‌ای زیرین فروافتاده در گوشته و واکنش آن با پریدوتیت گوشته (Xu et al., 2002).

آقاباز (Aghabazzaz, 2012) پیدایش آداکیت‌های شمال‌باختری نیشابور را پیامد ذوب‌بخشی اکلوتیت یا متابازالت و درهمکنش آن با پریدوتیت‌های گوشته می‌داند. جمشیدی و همکاران (Jamshidi et al., 2014) با بررسی زمین‌شیمی سنگ‌های آداکیتی پس از ائوسن در این کمان ماگمایی، آنها را در ارتباط با فرورانش پوستهٔ نئوتتیس در پهنهٔ سبزوار و پیامد پیدایش کمان ماگمایی سبزوار- قوچان می‌دانند فتح‌آبادی (Fathabadi, 2014) با بررسی گنبد‌های آداکیتی پُرسیلیس در منطقهٔ مقیسه (در جنوب‌باختری سبزوار) دریافتند ماگمای مادر این گنبد‌ها خاستگاه اکلوتیتی یا گارنت‌آمفیبولیتی داشته است و از دگرگونی سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فروروندهٔ سبزوار به زیر حاشیهٔ جنوبی البرز خاوری پدید آمده است. همچنین، برپایهٔ داده‌های ایزوتوپ‌های Sr-Nd-Pb، محمدی و همکاران (Mohammadi et al., 2015) سنگ‌های آداکیتی جنوب کمربند افیولیتی شمال سبزوار را پیامد ذوب‌بخشی گارنت‌آمفیبولیت دانسته‌اند. اسدی‌آورگانی و همکاران (Asadi-Avargane et al., 2019) سنگ‌های آتشفشانی کالدرای قره‌چای در جنوب‌خاوری قوچان را در شمار آداکیت‌های پُرسیلیس رده‌بندی کرده‌اند که در پی ذوب‌بخشی سنگ خاستگاه اکلوتیتی حاصل از دگرگونی صفحهٔ اقیانوسی فروراندهٔ نئوتتیس در پهنهٔ سبزوار پدید آمده‌اند.

رخداد کانی‌سازی‌های گوناگون مانند مس- طلا- پورفیری جلمبادان، آهن و مس، معدن مس - طلا- اورانیم- عنصرهای خاکی کمیاب سبک IOCG فیروزهٔ نیشابور، آهن- مس شترسنگ، آهن شترسنگ، کانسار مگنتیت- آپاتیت خاقل همراه با دیگر ذخایر متعدد مس، نشان‌دهندهٔ توان بالای فلززایی در این پهنهٔ ماگمایی است (Moradi Navokh et al., 2020).

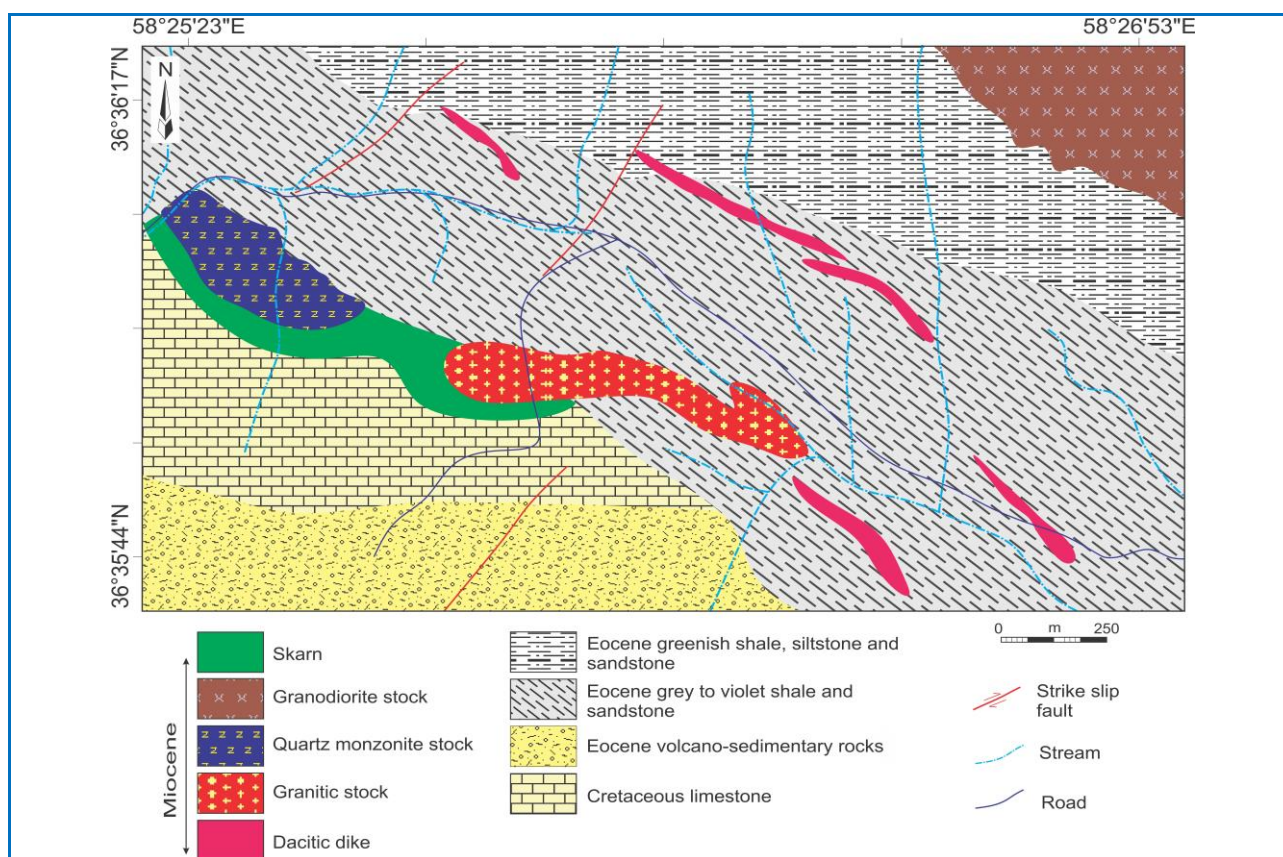
مجموعهٔ ماگمایی و دگرگونی پهنهٔ سبزوار از دیرباز مورد توجه بسیاری از پژوهشگران بوده است. توده‌های آذرین درونی و گنبد‌های نیمه‌ژرف این پهنه از دیگر پدیده‌های زمین‌شناسی- زمین‌ریخت‌شناسی مهم منطقه به‌شمار می‌روند که از دیدگاه خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی، پترولوژی و همچنین، نهشته‌های فلزی اهمیت پژوهشی

شمال‌خاوری پهنه افیولیتی سبزوار در ۱۱۰ کیلومتری شمال‌باختری مشهد، ۸۲ کیلومتری شمال‌خاوری سبزوار و در پهنه ساختاری بینالود به‌شمار می‌روند. جایگاه منطقه بررسی‌شده در حاشیه شمال‌خاوری نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ سبزوار، جنوب‌خاوری محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان و در ۲۴ کیلومتری جنوب روستای عبدالله‌گیو است و معدن سنگ آهن شترسنگ را در بر می‌گیرد. برپایه بررسی‌های صحرایی و نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰، گروه‌های سنگی منطقه شترسنگ شامل لایه‌های آهکی کرتاسه پیشین، نهشته‌های رسوبی و آتشفشانی ائوسن، استوک‌ها و دایک‌های نیمه‌ژرف میوسن (برپایه سن‌سنجی U-Pb زیرکن) و نهشته‌های جدید پلیوکواترن هستند (شکل ۲). گسل‌های منطقه راستالغز راستگرد با روند NE-SW هستند و از پلیوسن پایانی تا کنون فعال بوده‌اند (Shabanian et al., 2012).

بسیار بالایی دارند. در این پژوهش به بررسی توده‌های نیمه‌ژرف درونی شترسنگ در شمال‌خاوری سبزوار و در پهنه ساختاری بینالود پرداخته می‌شود. پژوهشگران بسیاری از دیدگاه‌های گوناگون زمین‌شناسی، کانی‌سازی و پتروژئولوژی به بررسی سنگ‌های آذرین و کانی‌سازی و تکتونوماگماتیسم این پهنه و بخش‌های پیرامون آن پرداخته‌اند (Gholami, 2009; Ghasemi et al., 2010; Nourian, 2016; Rezaei-Kahkhaei et al., 2018)؛ اما تا کنون هیچ‌گونه داده سن‌سنجی و بررسی جامع زمین‌شیمیایی درباره سنگ‌های نیمه‌ژرف انجام و منتشر نشده است و خاستگاه آنها مبهم مانده است. از این‌رو، این پژوهش با ارائه داده‌های جدید سنگ‌نگاری، زمین‌شیمیایی و سن‌سنجی اورانیم-سرب زیرکن به بررسی توده‌های آذرین درونی حد واسط-اسیدی شترسنگ در شمال‌خاوری ایران پرداخته است.

زمین‌شناسی

گرانیتوئیدهای شترسنگ بخشی از کمان ماگمایی



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه شترسنگ (Nourian, 2016).

Figure 2. Geological map of Shotorsang area (Nourian, 2016).

همراه با سنگ‌های آذرآواری، هیالوکلاستیک و یا توف در راستای شمال‌باختری - جنوب خاور گسترش یافته‌اند. جریان‌های گدازه آندزیتی بازالتی حفره‌دار و هیالوکلاستیک در بخش جنوب منطقه دیده می‌شوند. تناوب شیل، ماسه‌سنگ و سیلتستون ائوسن به رنگ خاکستری تا سرخ بخش گسترده‌ای از محدوده مطالعاتی را در بر می‌گیرد (شکل ۳- A).

سنگ‌های آهکی فسیل اوربیتولینا دارند که به سن کرتاسه پیشین است و با سازند تیزکوه در البرز مرکزی قابل مقایسه هستند. این سنگ‌ها که به صورت گسترده در پی نفوذ توده‌ها و دایک‌های نیمه‌ژرف با مرمر و اسکارن جایگزین شده‌اند، بخش مهمی از کانی‌سازی مگنتیت را در بر می‌گیرند. گدازه‌های ائوسن ترکیب بازیک تا حد واسط دارند و



شکل ۳. A) تصویر صحرایی از توالی رسوبی شیل و ماسه‌سنگ خاکستری تا سرخ مربوط به ائوسن در خاور محدوده مطالعاتی (دید رو به شمال)؛ B, C) تصویرهایی از دایک داسیتی و استوک گرانودیوریتی در جنوب معدن آهن شترسنگ (تصویر B دید رو به باختر؛ تصویر C: دید رو به شمال).

Figure 3. A) Field photographs of the Eocene gray to red shale and sandstone succession in the east of the study area (view to the north); B, C) Photographs of the dacitic dike and granodioritic stock in the south of the Shotorsang iron mine (figure B: view to the west; figure C: view to the north).

دایک‌های منطقه ترکیب اسیدی دارند و آشکارا سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی ائوسن (Amini, 2000) را قطع کرده‌اند

سنگ‌های آذرین درونی از نوع دایک‌ها و توده‌های نیمه‌ژرف هستند و ترکیب داسیت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت دارند.

گوناگون متفاوت است.

روش انجام پژوهش

در بازدید میدانی از منطقه شترسنگ ۸۰ نمونه از بیشتر واحدهای زمین‌شناسی برداشت شد. با توجه به تنوع و گسترش واحدهای سنگ‌شناسی، ۴۰ مقطع نازک برای بررسی‌های سنگ‌نگاری با میکروسکوپ پلاریزان تهیه شد. پس از انجام بررسی‌های سنگ‌نگاری، نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۵۰۰۰ تهیه شد. از میان نمونه‌ها، شمار ۶ نمونه از توده آذرین درونی و نیمه‌ژرف با کمترین دگرسانی برگزیده شدند. مقدار ۱۰ گرم از هر نمونه در کیسه‌های پلاستیکی ویژه‌ای برای تجزیه در آزمایشگاه Acme به کانادا فرستاده شد. اکسیدهای اصلی به روش XRF و عنصرهای فرعی و کمیاب به روش ICP-MS تجزیه شدند.

روشی که برای تجزیه این نمونه‌ها برگزیده شد، روش 4B آزمایشگاه یادشده است که شامل مجموعه ۳۱ عنصری از عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب است. مجموعه عنصرهای خاکی کمیاب و عنصرهای دیرگداز به روش ICP-MS تجزیه شدند. در این روش ۰/۲ گرم از پودر هر نمونه با متابورات و تترابورات لیتیم و اسید نیتریک هضم و محلول‌سازی شد و سپس فراوانی عنصرها در هر نمونه با دستگاه ICP-MS اندازه‌گیری شد (جدول ۱).

(شکل ۳- B). دایک‌ها به درازای چند صد متر تا بیشتر از یک کیلومتر و با روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری در سنگ‌های رسوبی - آتشفشانی نفوذ کرده‌اند. از آنجایی که برپایه داده‌های سن‌سنجی U-Pb زیرکن (مراجعه شود به بخش سن‌سنجی U-Pb)، دایک‌ها و استوک‌ها هم‌سن هستند، چه‌بسا این سنگ‌ها از آشیانه ماگمایی یکسانی خاستگاه گرفته‌اند. بزرگی استوک‌ها به اندازه چند صد متر است (شکل ۳- C) و عامل اصلی دگرگونی، متاسوماتیسم و کانی‌سازی آهن به‌ویژه در جنوب منطقه به‌شمار می‌روند (Gholami, 2009). توده‌های نیمه‌ژرف گرانیتی و کوارتز مونزونیتی به‌صورت استوک‌های کوچک در باختر و مرکز نقشه زمین‌شناسی ارتباط نزدیکی با واحد اسکارنی دارند. در اسکارن منطقه شترسنگ مجموعه کانی‌های گارنت، اکتینولیت، زویزیت، پلاژیوکلاز، اپیدوت و کلریت با نسبت‌های متفاوتی یافت می‌شوند.

نهشته‌های کواترنری که پادگانه‌های آبرفتی را پدید آورده‌اند از کنگلومرا و نهشته‌های رودخانه‌ای سست ساخته شده‌اند. ساختمان‌های رسوبی مانند چینه‌بندی مورب و لایه‌بندی تدریجی در آنها دیده می‌شود. پادگانه‌های آبرفتی بیشتر به شکل افقی و ناهمساز روی سازندها با روانه‌های آتشفشانی کهن جای گرفته‌اند و سختی کم، سیمان سست و جورشدگی ضعیفی دارند. گردشدگی قطعات که تابعی از خاستگاه و شرایط پیدایش است، در بخش‌های

جدول ۱. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی (به درصدوزنی)، عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب (به ppm) در گرانیتوئیدهای نیمه‌ژرف شترسنگ.

Table 1. Whole rock major oxides (wt%) and trace and rare earth element (ppm) analyses of the Shotorsang hypabyssal granitoids.

Sample no.	Ab17	Ab35	Ab59	Ab24	Ab8	Ab42
SiO ₂	58.98	59.26	66.4	66.8	68.25	69.7
TiO ₂	0.59	0.56	0.4	0.24	0.25	0.19
Al ₂ O ₃	14.1	13.35	16.2	16.4	15.77	14.2
FeO ^T	4.36	5.4	4	3.45	2.79	2.85
MnO	0.17	0.12	0.1	0.04	0.06	0.05
MgO	2.45	2.8	2.2	0.6	1.36	0.65
CaO	8.23	8.54	5.5	1.82	1.57	2.7
Na ₂ O	5.16	5.63	3.7	5.67	6.64	5.1
K ₂ O	2.85	2.01	1.4	1.87	0.97	1.25
P ₂ O ₅	0.21	0.19	0.14	0.09	0.12	0.08

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Sample no.	Ab17	Ab35	Ab59	Ab24	Ab8	Ab42
Total	98.7	99.06	101.34	99.38	99.88	99.07
Ba	224	241	235.5	585	417	591
Rb	45.9	39.4	31.7	70.3	47.2	68.1
Sr	418	431	446.8	390.3	607	382.5
Zr	109	115	112	126	91	118
Nb	5.9	6.3	7.4	12.1	7	10.3
Co	11.8	12.2	10.7	7.1	7.2	6.9
La	19.2	20.3	18.8	26.7	25.2	27.4
Ce	31.5	33.8	24.6	43.1	40	44.6
Pr	3.97	4.01	2.7	3.95	4.2	4.3
Nd	16	16.2	12.9	14.9	13.1	14.7
Sm	3.48	3.56	2.14	2.54	2.37	2.45
Eu	0.96	0.98	0.68	0.73	0.62	0.7
Gd	2.81	2.79	1.92	2.47	2	2.33
Tb	0.42	0.41	0.25	0.31	0.32	0.34
Dy	2.18	2.21	1.65	1.8	1.63	1.79
Ho	0.41	0.44	0.33	0.39	0.34	0.38
Er	1.38	1.48	1.14	1.18	1.1	1.16
Tm	0.21	0.22	0.15	0.19	0.14	0.17
Yb	1.35	1.4	1.07	1.1	1.01	1.08
Lu	0.26	0.29	0.17	0.21	0.14	0.2
Y	15.5	16.3	12.5	11.5	9.7	11.4
Cs	1.04	1.12	0.76	1.16	0.95	0.9
Ta	0.4	0.6	0.5	1.2	0.5	1.1
Hf	2.6	2.8	2.8	3.2	2.5	3.1
Th	4.1	4.2	4.2	7.4	6.5	8.6
U	1.2	1.6	1.2	3.1	1.6	3.2
V	114	118	74.2	49	59	47
Sr/Y	26.9	26.4	35.7	33.9	62.5	33.5
(La/Yb)_N	9.59	9.78	12.55	16.36	16.18	17.10
K₂O/Na₂O	0.55	0.35	0.37	0.32	0.14	0.24

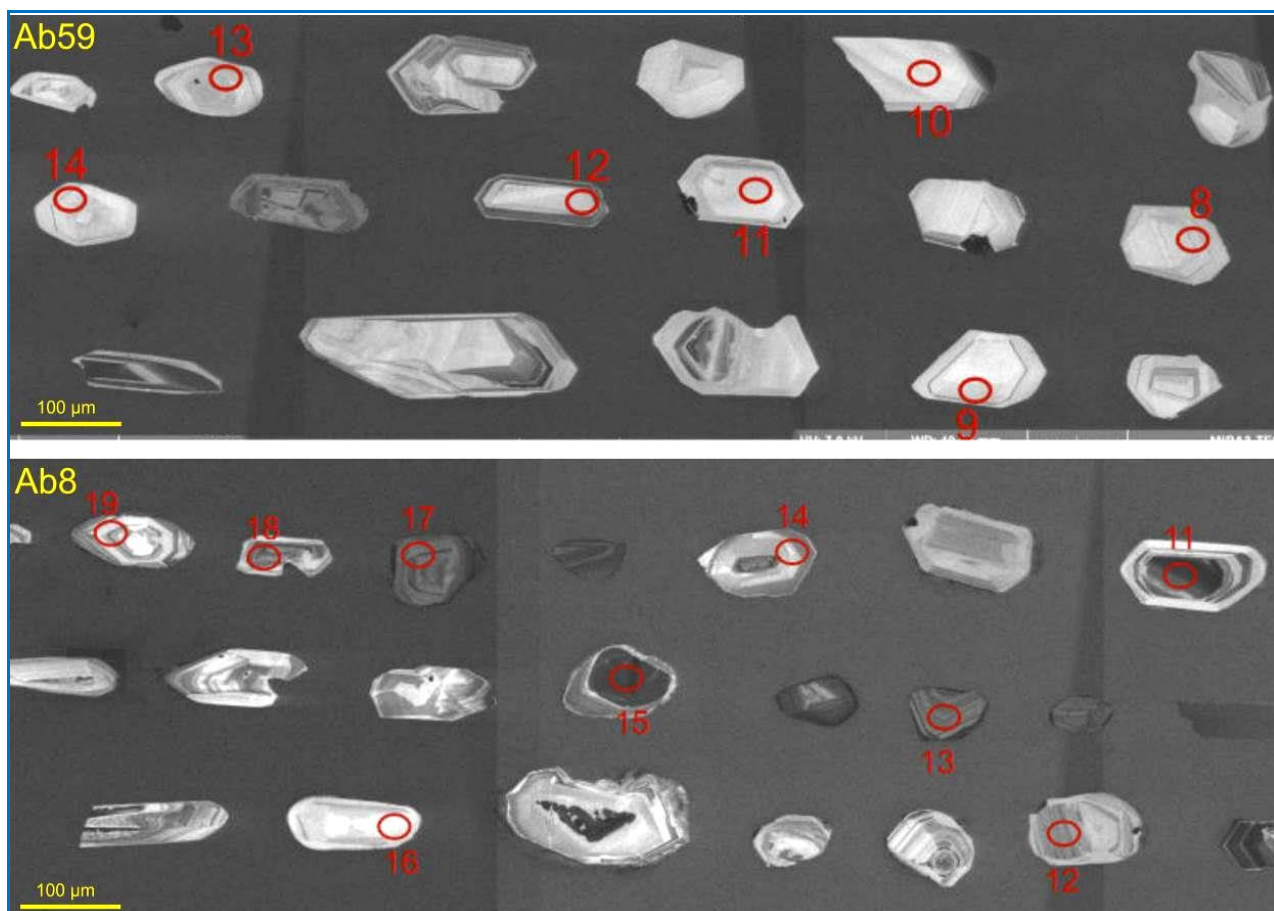
شدند. سپس شماری از بهترین زیرکن‌های جدا شده روی یک پلاک اپاکسی به قطر ۱ اینچ چیده شدند و صیقل داده شدند. پس از بررسی بلورهای زیرکن در نور عبوری و بازتابی، تصویر کاتدولومینسانس (CL) از نمونه‌ها در مرکز مایکروپروب آکادمی علوم‌زمین چین گرفته شد. تصویر (CL) ساختار درونی بلورهای زیرکن برش‌خورده را به‌خوبی نشان می‌دهد و با آن می‌توان مکان‌های مناسب و بخش‌های همگن بلور را

دو نمونه از دایک داسیتی و استوک گرانودیوریتی به‌ترتیب با شماره‌های Ab8 و Ab59 با توجه به اندازه و فراوانی بلورهای زیرکن برای سن‌سنجی برگزیده شدند. جزییات این روش در منبع مهدوی و همکاران (Mahdavi et al., 2016) آمده است. نمونه‌ها پس از مراحل خردایش، الک‌کردن، لاوک‌شویی، خشک‌کردن و سپس جداسازی کانی‌های سنگین با مایع سنگین برموفرم با میکروسکوپ بیناکولار بررسی و بلورهای زیرکن مناسب جمع‌آوری

¹ Cathodoluminescence

۲). قطر پرتوی لیزر ۲۵ میکرومتر و فرکانس آن ۱۰ هرتز برگزیده شد. زیرکن G1 استاندارد خارجی در نظر گرفته شد و پس از هر ۱۰ تجزیه یکبار این زیرکن استاندارد نیز تجزیه شد.

برای پرتوی لیزر مشخص کرد (شکل ۴). سن سنجی اورانیم-سرب با دستگاه LA-MC-ICP-MS مدل Newwave UP213 در آزمایشگاه زمین شناسی ایزوتوپی آکادمی علوم زمین چین انجام شد (جدول



شکل ۴. تصویر کاتدولومینسانس برخی از بلورهای زیرکن مربوط به نمونه‌های Ab8 و Ab59 برای آنالیز سن سنجی به روش اورانیم-سرب.

Figure 4. Cathodoluminescence images of zircons from samples Ab8 and Ab59 for U-Pb geochronology.

جدول ۲. نسبت‌های ایزوتوپی U-Pb و سن‌های به‌دست‌آمده برای زیرکن‌های دو نمونه داسیتی (Ab8) و گرانودیوریتی (Ab59) منطقه شترسنگ.

Table 2. The U-Pb isotopic ratios and calculated ages for the zircons in two dacitic (Ab8) and granodioritic (Ab59) samples in Shotorsang area.

Sample No.: Ab8																
Spot	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1s	$\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$	1s	$\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$	1s	$\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$	1s	$\text{Pb}^{208}/\text{Th}^{232}$	1s
SH-8-04	0.04928	0.00463	0.02227	0.00198	0.00328	0.0001	0.00098	0.00005	160.9	205.86	21.1	0.66	22.4	1.96	19.8	0.98
SH-8-05	0.04622	0.00778	0.02218	0.00361	0.00348	0.00015	0.00119	0.00012	9	361.75	22.4	0.96	22.3	3.59	24.1	2.37
SH-8-06	0.04621	0.00768	0.0236	0.00377	0.0037	0.00017	0.0011	0.00014	8.4	357.7	23.8	1.1	23.7	3.74	22.3	2.8
SH-8-18	0.04638	0.00499	0.02382	0.00244	0.00373	0.00013	0.00132	0.0001	17.4	239.97	24	0.82	23.9	2.42	26.6	1.92
SH-8-19	0.05069	0.00643	0.02475	0.00299	0.00354	0.00014	0.00111	0.0001	226.6	268.71	22.8	0.88	24.8	2.97	22.5	2

جدول ۲. ادامه.

Table 2. Continued.

Sample No.: Ab59																
Spot	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1s	$\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$	1s	$\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$	1s	$\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$	1s	$\text{Pb}^{208}/\text{Th}^{232}$	1s
SH-59-01	0.04841	0.02459	0.01884	0.00911	0.00282	0.00044	0.00115	0.00038	119.4	894.71	18.2	2.86	19	9.08	23.3	7.58
SH-59-03	0.04686	0.02294	0.02344	0.01114	0.00363	0.00043	0.00126	0.00036	41.7	880.58	23.4	2.75	23.5	11.05	25.4	7.24
SH-59-04	0.04817	0.02394	0.0244	0.01197	0.00368	0.0003	0.00121	0.00038	107.8	881.48	23.7	1.92	24.5	11.86	24.5	7.68
SH-59-05	0.04668	0.01738	0.02233	0.00817	0.00347	0.00024	0.00119	0.00022	32.8	710.85	22.3	1.55	22.4	8.11	24.1	4.53
SH-59-06	0.04664	0.01933	0.02284	0.00933	0.00355	0.00026	0.0011	0.00024	30.9	774.76	22.9	1.65	22.9	9.26	22.2	4.81
SH-59-07	0.04667	0.00884	0.02267	0.00415	0.00352	0.00017	0.00122	0.00015	32.5	400.15	22.7	1.11	22.8	4.12	24.6	3.09
SH-59-08	0.04718	0.00879	0.02255	0.00405	0.00347	0.00017	0.00095	0.00016	57.9	392.9	22.3	1.11	22.6	4.02	19.3	3.24
SH-59-09	0.04915	0.02496	0.02165	0.01038	0.0032	0.00054	0.001	0.00042	155	889.43	20.6	3.46	21.7	10.32	20.2	8.55
SH-59-10	0.04642	0.00717	0.02328	0.00348	0.00364	0.00015	0.00104	0.00012	19.5	334.14	23.4	0.93	23.4	3.45	21.1	2.44
SH-59-11	0.04677	0.02666	0.02191	0.01234	0.0034	0.0003	0.00089	0.00039	37.1	988.57	21.9	1.92	22	12.27	18	7.93
SH-59-12	0.04778	0.00835	0.02362	0.00385	0.00359	0.00023	0.00105	0.00016	87.4	369.73	23.1	1.49	23.7	3.81	21.2	3.25
SH-59-13	0.04656	0.0151	0.02313	0.00733	0.0036	0.00025	0.00142	0.00023	26.6	635.67	23.2	1.62	23.2	7.27	28.7	4.68
SH-59-14	0.04631	0.00938	0.02312	0.00455	0.00362	0.00018	0.00119	0.00011	13.8	426.01	23.3	1.15	23.2	4.51	24.1	2.17
SH-59-15	0.04754	0.01031	0.02254	0.00476	0.00344	0.00017	0.00109	0.00013	75.5	448.07	22.1	1.11	22.6	4.73	22	2.59
SH-59-17	0.04834	0.01118	0.02279	0.00508	0.00342	0.00021	0.001	0.00012	116.1	470.02	22	1.38	22.9	5.04	20.3	2.46
SH-59-18	0.04719	0.01371	0.02147	0.00609	0.0033	0.00021	0.00111	0.00016	58.6	577.14	21.2	1.35	21.6	6.05	22.4	3.14
SH-59-19	0.04851	0.02311	0.02372	0.01109	0.00355	0.00033	0.00106	0.0004	124.2	850.81	22.8	2.1	23.8	11	21.3	8.12

سنگ‌نگاری

برای بررسی‌های سنگ‌نگاری، نزدیک به ۴۰ نمونه از واحدهای مختلف زمین‌شناسی با اولویت توده‌های آذرین درونی نیمه‌ژرف برداشت شدند و ویژگی‌های ساخت، بافت و کانی‌شناسی آنها در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی بررسی شدند.

برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، واحدهای نیمه‌ژرف منطقه به سه دسته استوک‌های گرانودیوریتی و کوارتزموزنویتی و دایک‌های داسیتی رده‌بندی می‌شوند. استوک‌های گرانودیوریتی دربردارنده کانی‌های اصلی کوارتز، پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۴۵ درصد حجمی)، ارتوز (نزدیک به ۱۰ درصد حجمی)، هورنبلند (۱۰ درصد حجمی) و بیوتیت (نزدیک به ۵ درصد حجمی) همراه با کانی‌های فرعی شامل زیرکن، اسفن و آپاتیت هستند. بلورهای کوارتز بیشتر از ۲۰ درصد حجم کل سنگ را دربر می‌گیرند. کوارتزها بیشتر به‌صورت بلورهای بی‌شکل در اندازه‌های چند دهم میلیمتر دیده می‌شوند و

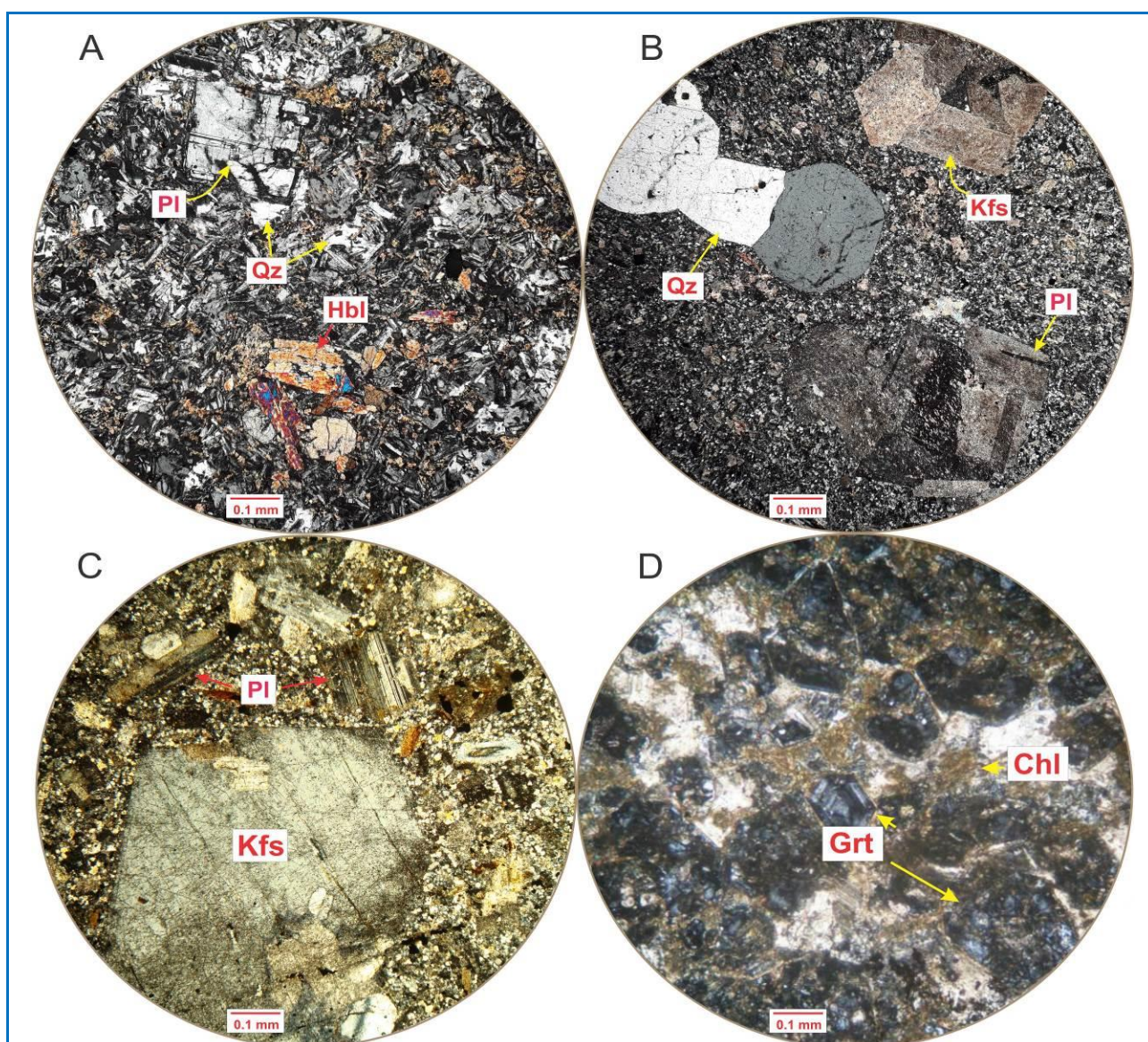
فضاهای میان کانی‌هایی که پیشتر پدید آمده‌اند را پر می‌کنند. برخی بلورهای کوارتز میانبارهایی از آپاتیت و دیگر کانی‌های فرعی دارند (شکل ۵- A). پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی این سنگ‌هاست که بیشتر به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار در اندازه‌های یک میلیمتر دیده می‌شود. برخی بلورها میانبارهایی از هورنبلند، اکسید آهن-تیتانیم و بلورهای منشوری آپاتیت دارند و در برخی از آنها منطقه‌بندی دیده می‌شود. ماکل پلی‌سینتتیک رایج‌ترین ویژگی کانی‌های پلاژیوکلاز است. بافت شاخص این واحدهای آذرین درونی، پورفیری و گلوپورفیری است.

دایک‌های داسیتی شباهت‌های کانی‌شناسی و بافتی بسیاری با استوک‌های گرانیتی دارند. از دیدگاه کانی‌شناسی، این دایک‌ها دربردارنده کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز، بیوتیت و هورنبلند هستند و بافت فلسیتیک پورفیری دارند. در این واحدها، بلورهای ریز کوارتز، درصد بالایی از زمینه سنگ را دربر می‌گیرند و برخی درشت بلورها حاشیه‌های خورده‌شده و

مگنتیت، آپاتیت و زیرکن هستند. هورنبلند به ندرت به صورت بلورهای شکل دار دیده می شود؛ اما عموماً نیمه شکل دار با چندرنگی^۲ سبز کمرنگ و سبز و زرد کهربایی است و بیشترین میانگین اندازه دانه آن به ۱/۴ میلیمتر می رسد. هورنبلند در همراهی با بیوتیت، تیتانیت و اکسید آهن- تیتانیم است.

^۲ Pleochroic

خاموشی موجی نشان می دهند. همچنین، در برخی نمونه ها ماکل دمبلی دیده می شود (شکل ۵- B). بلورهای کوارتز گاهی میانبارهایی از آپاتیت و دیگر کانی های فرعی را دارند. کوارتزها ۴۰ تا ۴۵ درصد حجمی سنگ را دربر می گیرد. بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوز نیز با فراوانی کمابیش برابر، روی هم رفته ۴۵ تا ۵۰ درصد حجمی سنگ را دربر می گیرند. کانی تیره این سری، بیوتیت و هورنبلند و کانی های فرعی

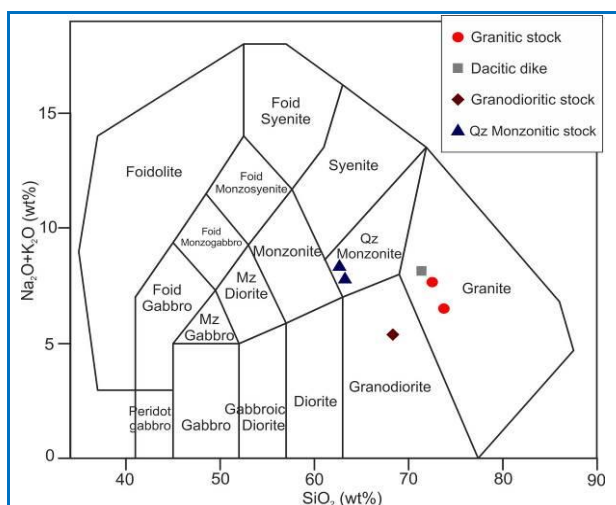


شکل ۵. تصویرهای میکروسکوپی از بافت چیره پورفیری و کانی شناسی گرانیتویدهای نیمه آتشفشانی شترسنگ. A) استوک گرانودیوریتی؛ B) دایک داسیتی؛ C) استوک کوارتز مونزونیتی (در تصویر D بلورهای گارنت و کلریت و همچنین، بافت گرانوبلاستی اسکارن شترسنگ نمایش داده شده است).

Figure 5. Photomicrographs of the dominantly porphyritic texture and the mineralogy of the Shotorsang hypabyssal granitoids. A) granodioritic stock; B) dacitic dike; C) quartz monzonite stock (Garnet and chlorite crystals, as well as granoblastic texture, are shown in Microphotograph D).

محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا جای گرفته‌اند (شکل ۷- A).

در نمودار رده‌بندی سنگ‌ها برپایه اندیس اشباع‌شدگی از آلومینیم (Maniar and Piccoli, 1989)، همه سنگ‌ها ویژگی مت‌آلومین ($A/CNK < 1/1$) نشان می‌دهند. مقدار $A/CNK < 1/1$ نشان‌دهنده ویژگی مت‌آلومین و تعلق آنها به سری I است (شکل ۷- B).



شکل ۶. ترکیب توده‌های آذرین درونی و دایک‌های منطقه شترسنگ در نمودار درصدوزنی SiO_2 در برابر K_2O+Na_2O (Middlemost, 1985).

Figure 6. The composition of Shotorsang intrusive bodies and dikes on the SiO_2 versus Na_2O+K_2O diagram (Middlemost, 1985).

نمودار عنکبوتی عنصرهای کمیاب بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و همچنین، عنصرهای خاکی کمیاب (REE) بهنجارشده به مقدار REE در ترکیب کندریت (Boynton, 1984) در شکل ۸ نشان داده شده است که الگوی تغییرات آنها نشان‌دهنده ارتباط زایشی واحدهای نیمه‌ژرف با یکدیگر است. غنی‌شدگی مشخص در فراوانی عنصرهای LILE (عنصرهای لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ) مانند Cs, Ba, Sr, Rb و تهی‌شدگی عنصرهای با میدان پایداری بالا (HFSE) مانند Y, Zr, Nb, P نیز در این نمودارها

کانی‌های اصلی در توده نیمه‌ژرف کوارتز مونزونیت، پلاژیوکلاز (۴۰ درصد حجمی)، کوارتز (۱۵ درصد حجمی)، ارتوز (۳۰ درصد حجمی)، بیوتیت (۵ درصد حجمی) و هورنبلند (۵ درصد حجمی) هستند. این واحد بافت پورفیری دارد (شکل ۵- C). فنوکریست‌های درشت ارتوز (به‌ندرت دیده می‌شوند) و پلاژیوکلاز از ویژگی‌های شاخص بافتی این سنگ‌هاست. زمینه از ارتوز، کوارتز، پلاژیوکلاز و کمی کانی‌های کدر ریز بلور ساخته شده است. آپاتیت و زیرکن نیز از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند.

سیال‌های ماگمایی برخاسته از نفوذ توده‌های کوارتز مونزونیتی عامل اصلی اسکارن‌زایی در منطقه شناخته شده‌اند. این سیال‌ها انواع گوناگونی دارند. شکل ۵- D از گارنت اسکارن گرفته شده است و در آن بلورهای درشت گارنت بخش مهمی از سنگ را دربر گرفته‌اند و منطقه‌بندی دارند. کلریت همراه با گارنت به مرحله دگرگونی پسروده و تأخیری مربوط است (شکل ۵- D).

زمین‌شیمی

مقدار SiO_2 در توده‌های آذرین درونی شترسنگ از ۵۸/۹ تا ۶۹/۷ در نوسان است. مقدار Na_2O برابر با ۳/۷ تا ۶/۶ درصدوزنی و نسبت K_2O/Na_2O برابر با ۰/۱۴ تا ۰/۵۵ است.

برای نام‌گذاری توده‌های آذرین درونی، نمودار SiO_2 در برابر مجموع اکسیدهای اصلی K_2O+Na_2O درصد به کار برده شد (شکل ۶). توده‌های آذرین درونی و دایک‌ها در این نمودار در محدوده کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت جای می‌گیرند. این ویژگی با ویژگی‌های سنگ‌نگاری این سنگ‌ها نیز همخوانی دارد.

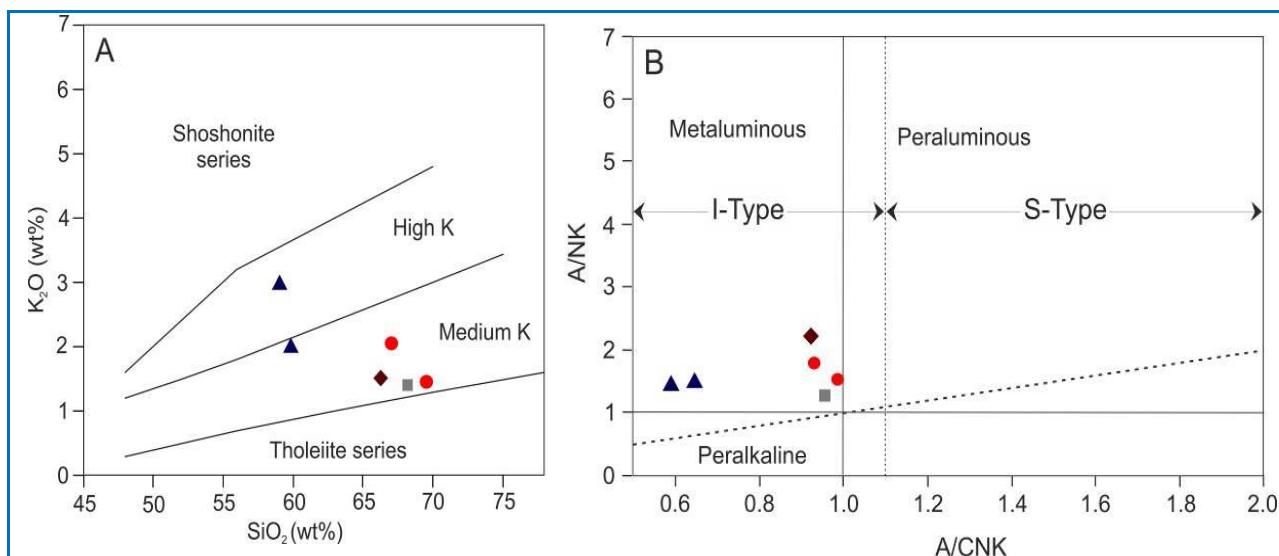
در نمودار پیشنهادی تیلور و پکریلو (Peccherillo and Taylor, 1976) سری کالک‌آلکالن به انواع با پتاسیم بالا، متوسط و کم دسته‌بندی شده‌اند. برپایه این رده‌بندی، توده‌های آذرین درونی شترسنگ در

³ Rare Earth Elements

نشان‌دهنده خاستگاه و تحول یکسان برای این نمونه‌هاست (Nakamura, 1974).

برپایه مقادیر عنصرهای Rb، Nb و Y در نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدها (Pearce et al., 1984)، سنگ‌های نیمه‌ژرف شترسنگ در گستره کمان آتشفشانی پهنه فرورانش (VAG) جای می‌گیرند (شکل ۹).

آشکار است (شکل ۸- A). همان‌گونه که دیده می‌شود، غنی‌شدگی در عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) در همه سنگ‌های آذرین دیده می‌شود (شکل ۸- B). همچنین، عنصرهای REE روند کمابیش هموار و موازی نشان می‌دهند احتمالاً



شکل ۷. ترکیب گرانیتوئیدهای نیمه‌ژرف شترسنگ در: A) نمودار SiO₂ در برابر K₂O (Peccerillo and Taylor, 1976); B) نمودار A/CNK در برابر A/NK (Maniar and Piccoli, 1989) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۶).

Figure 7. Composition of Shotorsang hypabyssal granitoids in: **A)** SiO₂ versus K₂O diagram (Peccerillo and Taylor, 1976); **B)** A/CNK versus A/NK diagram (Maniar and Piccoli, 1989) (Symbols as in Figure 6).

است. نسبت Th/U که برای ۱۷ بلور زیرکن اندازه‌گیری شد از ۰/۱ بیشتر است. این مقدار با مقدار نسبت Th/U در زیرکن‌های دگرگونی متفاوت و با زیرکن‌های ماگمایی سازگار است (Hoskin and Schaltegger, 2003). سن به‌دست‌آمده از تجزیه این نمونه در نمودار کنکوردیا برابر با $22/56 \pm 0/35$ میلیون سال پیش ($MSWD=1/6$) با میانگین سنی $22/58 \pm 0/46$ میلیون سال پیش است (شکل‌های ۱۰- A و ۱۰- B).

نمونه Ab8 (دایک داسیتی): زیرکن‌های این نمونه بی‌رنگ تا زرد کم‌رنگ، شفاف تا نیمه‌شفاف و معمولاً شکل‌دار هستند. اندازه بلورها از کمتر از ۵۰ تا ۲۰۰ میکرومتر در تغییر است و نسبت درازا به پهنای

سن‌سنجی U-Pb

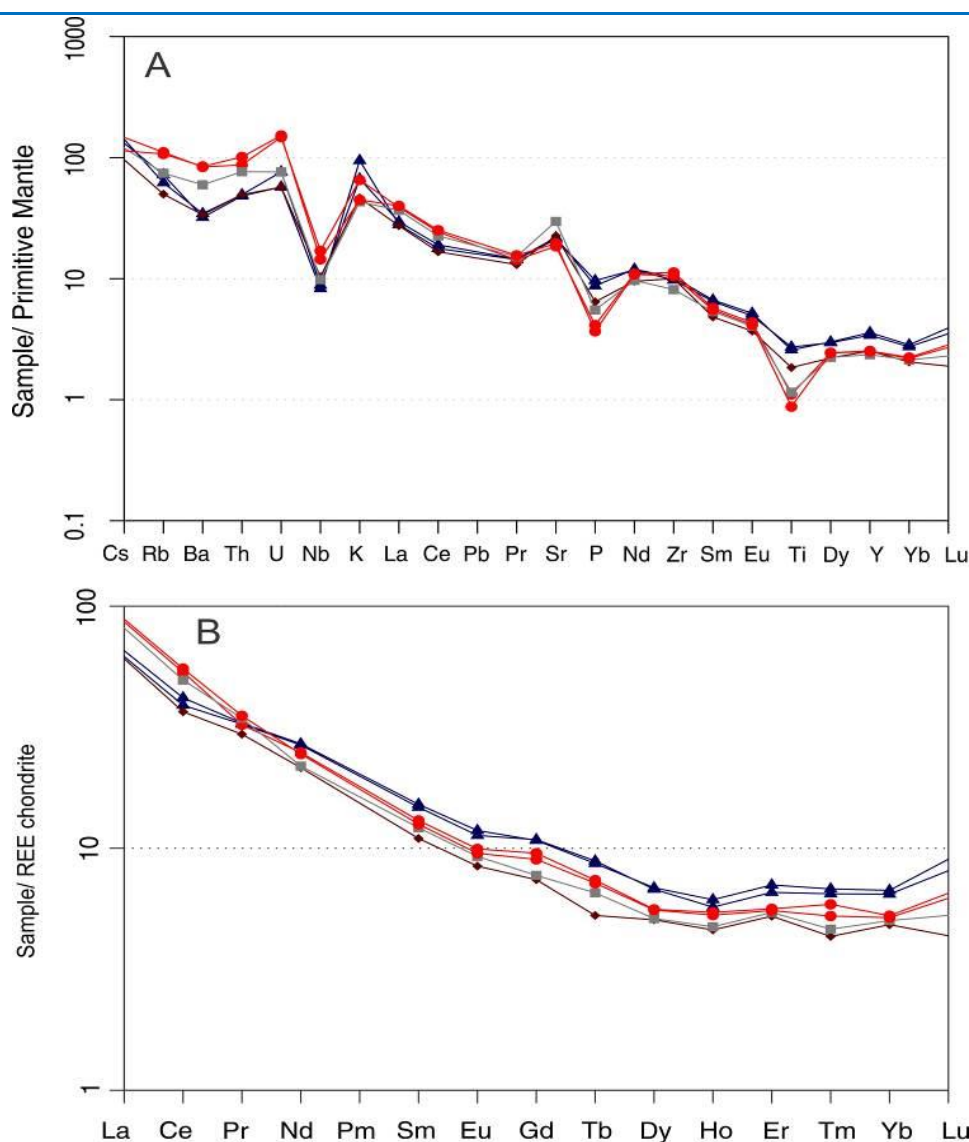
دو نمونه از دایک داسیتی (نمونه Ab8) و استوک گرانودیوریتی (نمونه Ab59) با توجه به اندازه و فراوانی بلورهای زیرکن برای بررسی‌های سن‌سنجی برگزیده شدند. داده‌های به‌دست‌آمده از بررسی‌های میکروسکوپی و سن‌سنجی در زیر آورده شده است.

نمونه Ab59 (استوک گرانودیوریتی):

زیرکن‌ها در این نمونه شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، بی‌رنگ تا قهوه‌ای کم‌رنگ و شفاف تا نیمه‌شفاف هستند و در تصویرهای CL منطقه‌بندی منظم و مشخصی دارند. بزرگی بلورها نزدیک به ۵۰ تا ۲۵۰ میکرومتر و نسبت درازا به پهنای آنها ۱:۱ تا ۳:۱

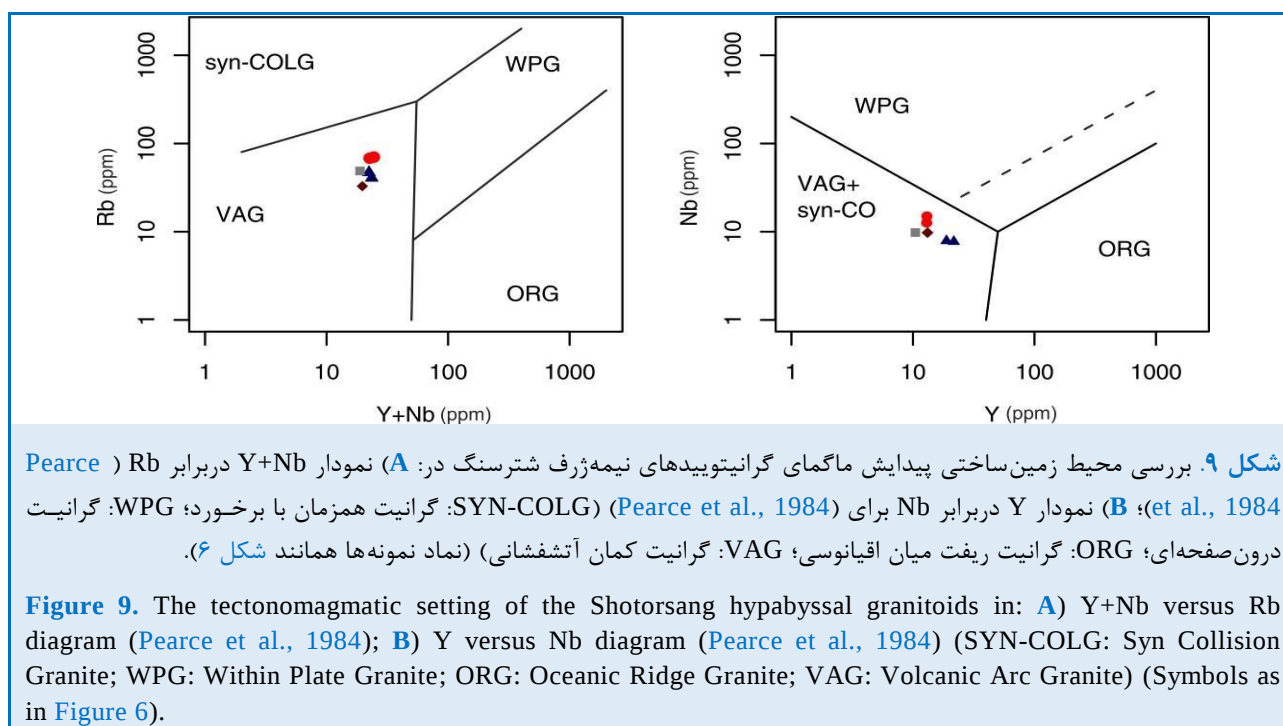
آنها برابر با ۱:۱ تا ۴:۱ است. بلورهای زیرکن در تصویرهای CL منطقه‌بندی منظم و آشکاری دارند که نشان‌دهنده خاستگاه ماگمایی آنهاست (Corfu et al., 2003). نسبت Th/U در این نمونه نیز از ۰/۱ بیشتر است که نشان‌دهنده خاستگاه ماگمایی آنهاست (Belousova et al., 2002; Hoskin and 2003).
برپایه تجزیه ۶ نقطه روی زیرکن‌های این نمونه، در نمودار کنکوردیا سن ± 0.38 ۲۲/۵۲ میلیون سال پیش ($MSWD=2/3$) و میانگین سنی 22.6 ± 1.6 میلیون سال پیش به‌دست آمد که به مقدار به‌دست‌آمده برای نمونه Ab59 بسیار نزدیک است (شکل‌های C-۱۰ و D-۱۰).

شکل ۸. نمایش الگوهای فراوانی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب گرانیتویدهای نیمه‌ژرف شترسنگ در: (A) نمودار بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ (B) نمودار بهنجارشده به کندریت (Boynton, 1984) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۶).



شکل ۸. نمایش الگوهای فراوانی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب گرانیتویدهای نیمه‌ژرف شترسنگ در: (A) نمودار بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ (B) نمودار بهنجارشده به کندریت (Boynton, 1984) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۶).

Figure 8. Trace and rare earth elements patterns of the Shotorsang hypabyssal granitoids in: **A)** Primitive mantle (Sun and McDonough, 1989)-normalized diagram; **B)** Chondrite (Boynton, 1984) –normalized diagram (Symbols as in Figure 6).



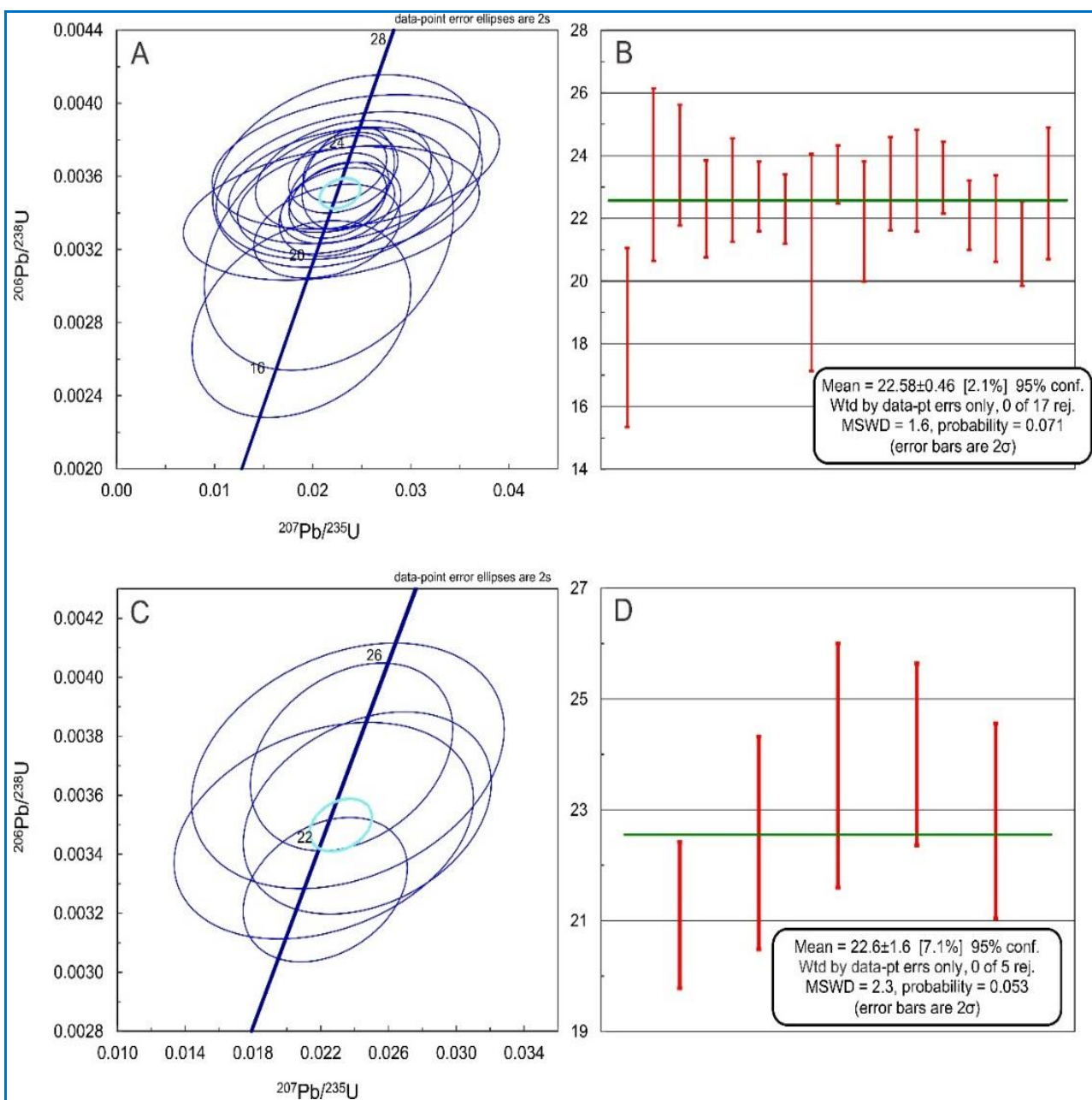
و مقادارهای کم Y ($7/3-9/16$) و HREE همانند آداکیت‌ها از مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گرانیتوئیدهای نیمه‌ژرف شترسنگ به‌شمار می‌روند (جدول ۳). این ویژگی‌ها به‌خوبی در نمودارهای $Sr/Y-Y$ و $La/Yb-Yb$ نمایان هستند (شکل‌های ۱۱-ا و ۱۱-ب). نسبت‌های کم Y و Yb به‌همراه مقدار بالای Sr/Y و La/Yb به حضور گارنت مربوط هستند و چه‌بسا هورنبلند از فازهای بجامانده در خاستگاه و یا از کانی‌های جدایش‌یافته بوده است (Martin et al., 2005). مقدارهای بالای Sr پیامد نبود جدایش بلوری چشمگیر کانی پلاژیوکلاز و یا نبود این کانی در خاستگاه است.

الگوی غنی‌شدگی مشخص عنصرهای LILE و تهی‌شدگی عنصرهای با میدان پایداری بالا (HFSE) از ویژگی‌های ماگماهای کالک‌آلکالن وابسته به پهنه‌های فرورانش هستند که از ذوب‌بخشی تخته اقیانوسی فرورونده یا گوه‌گوشته‌ای دگرنهاد روی آن خاستگاه گرفته‌اند و در هنگام بالا آمدن ماگما دچار فرایند تبلور جدایشی، هضم و آرایش با مواد پوسته‌ای شده‌اند.

بحث

مذاب‌های حاصل از صفحه فرورونده نقش مهمی در ماگماتیسیم محیط‌های کم‌انی در چند کمر بند مهم کوهزایی دنیا داشته‌اند (Sajona et al., 2000). از آنجایی که چنین سنگ‌هایی در جزیره آداک در اقیانوس آرام دیده شده‌اند، آداکیت نام گرفته‌اند (Kay, 1978). پژوهشگران بسیاری خاستگاه سنگ‌های آداکیتی پهنه سبزوار را ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده می‌دانند و شواهدی مانند حضور میانبارهایی از شیشه‌های آداکیتی در زینولیت‌های درون سنگ‌های آتشفشانی، حضور گنبدها و توده‌های آداکیتی در افیولیت‌های سبزوار و همچنین، داده‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی ارائه کرده‌اند (Ghasemi et al., 2010; Jamshidi et al., 2014; Rossetti et al., 2014; Mohammadi et al., 2015; Taheri-Sarteshnizi, 2017; Gardideh et al., 2018; Rezaei-Kahkhaei et al., 2018; Asadi-Avargane et al., 2019).

مقدار Sr بالا (۵-۳۸۲/۶۰۷ ppm)، نسبت‌های بالای Sr/Y (۴/۵-۲۶/۶۲)، La_N/Yb_N (۵/۱-۹/۱۷)

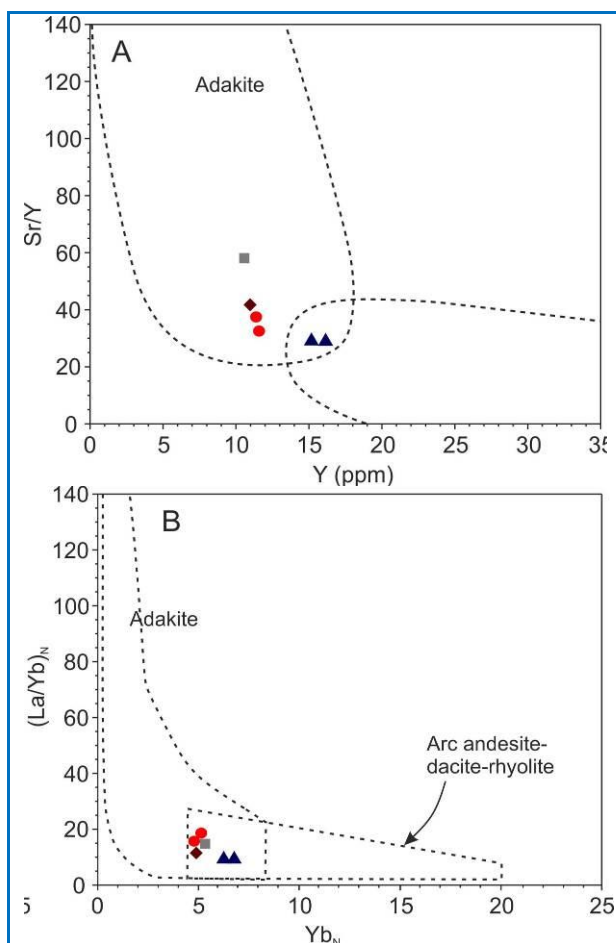


شکل ۱۰. A, B) Concordia and average age plot of sample Ab59; C, D) Concordia and average age plot of sample Ab8.

به‌علت حضور فازهای دیرگداز دارای این عنصرها (مانند ایلمینیت، روتیل، اسفن، آمفیبول پارگازیتی تیتانیم‌دار و آپاتیت) در سنگ‌های اکلوزیتی سنگ‌کره اقیانوسی فرورنده و یا گوه‌گوشته‌ای ذوب‌نشده محل خاستگاه می‌دانند؛ زیرا عنصرهای یادشده در این فازها بسیار سازگار هستند (Hawkesworth et al., 1993; Gill, 2012).

بی‌هنجاری منفی از عنصرهای با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb، P و Ti که از ویژگی‌های شاخص محیط‌های کم‌انی است، اگرچه می‌تواند پیامد آغشتگی و آمیختگی ماگما با مواد پوسته‌ای هنگام صعود و جایگزینی آن در پهنه‌های فرورانش نیز باشد؛ اما برخی از سنگ‌شناسان تهی‌بودن آبگون دگرنهادکننده گوه‌گوشته‌ای نسبت به این عنصرها را

اما عنصرهای خاکی کمیاب و Nb آن دست نخورده به جای می‌مانند. همچنین، پژوهش‌ها نشان داده‌اند در شرایط مشابه، عنصرهای U، Pb و Ce تحرک بالایی دارند؛ اما عنصرهای Zr و Ti نامتحرک هستند (Workman and Hart, 2005).



شکل ۱۱. ترکیب گرانیتوئیدهای نیمه‌ژرف شترسنگ در: **(A)** نمودار Y در برابر Sr/Y (Defant and Drummond, 1990)؛ **(B)** نمودار Yb_N در برابر (La/Yb)_N (Defant and Drummond, 1990) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۶).

Figure 11. Composition of Shotorsang hypabyssal granitoids on: **A)** Y versus Sr/Y diagram (Defant and Drummond, 1990); **B)** Yb_N versus (La/Yb)_N diagram (Defant and Drummond, 1990) (Symbols as in Figure 6).

عنصر Eu به‌طور معمول در سنگ‌های دارای پلاژیوکلاز فراوان، به‌ویژه نوع کلسیک آن آنومالی مثبت دارد (Henderson, 1984)؛ اما نبود آنومالی

جدول ۳. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آداکیت‌ها (Moyen, 2009) در مقایسه با گرانیتوئیدهای نیمه‌ژرف شترسنگ.

Table 3. Geochemical features of adakites (Moyen, 2009) compared to Shotorsang hypabyssal granitoids.

	Shotorsang granitoids (Mean Composition)	Adakite (Mean Composition)
SiO ₂	64.8 %wt	> 56 %wt
Al ₂ O ₃	15 %wt	≥ 15 %wt
MgO	1.6 %wt	< 3 %wt
Sr	445.9 ppm	> 300 ppm
Y	12.8 ppm	< 18 ppm
Sr/Y	36.5	> 20
Yb	< 1.6 ppm	< 1.8 ppm
La/Yb	20.1	> 16
Eu anomaly	Lack of Eu anomaly	Lack of Eu anomaly
LREE	Enrichment	Enrichment
HREE	Depletion	Depletion in

برخی دیگر از پژوهشگران، آبگون غنی از کلر را عامل تهی‌شدگی ماگماهای محیط‌های کم‌انی از عنصرهای با شدت میدان بالا و غنی‌شدگی آنها از عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون (LILE) می‌دانند (Keppler, 1996). افزون‌بر این، حلالیت این عنصرها در آب نیز نقش برجسته‌ای در چگونگی توزیع آنها در ماگماهای این محیط‌ها دارد. از آنجایی‌که عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون در آب محلول هستند، پس به‌آسانی با آبگون دگرنهادکننده آزادشده از پوسته اقیانوسی شسته‌شده و به‌گونه گواشته‌ای محل خاستگاه ماگماهای کمان‌ها حمل می‌شوند؛ اما عنصرهای HFSE در آب نامحلول هستند و در این فرایند مشارکت نمی‌کنند. به‌باور تاتسومی و همکاران (Tatsumi et al., 1986)، چنانچه یک سرپانتینیت غنی از عنصرهای کمیاب در فشار ۱/۲ گیگاپاسکال دچار آب‌زدایی شود، عنصرهای لیتوفیل بزرگ یونی مانند K، Rb، Cs، Ba و نیز La را به‌صورت ترجیحی از دست می‌دهد؛

آن در آداکیت‌ها و همچنین، نمونه‌های بررسی شده که درصد چشمگیری پلاژیوکلاز دارند در ارتباط با fO_2 ماگماست. توده‌های آذرین درونی منطقه از نوع گرانیتوئیدهای تیپ I هستند که fO_2 آن بالاست، از این‌رو، عنصر Eu بیشتر به صورت Eu^{3+} و کمی Eu^{2+} در ماگما حضور دارد و در نتیجه در مقادیر کمتری جانشین پلاژیوکلازها می‌شود. گفتنی است شعاع یونی Eu^{2+} نزدیک به Sr^{2+} است و در ساختمان پلاژیوکلازها به آسانی جانشین Sr^{2+} می‌شود. این ویژگی از ویژگی‌های ماگماتیسیم در ارتباط با گوشته و متفاوت از ماگماتیسیم مرتبط با پوسته بالایی است (Wilson, 1989).

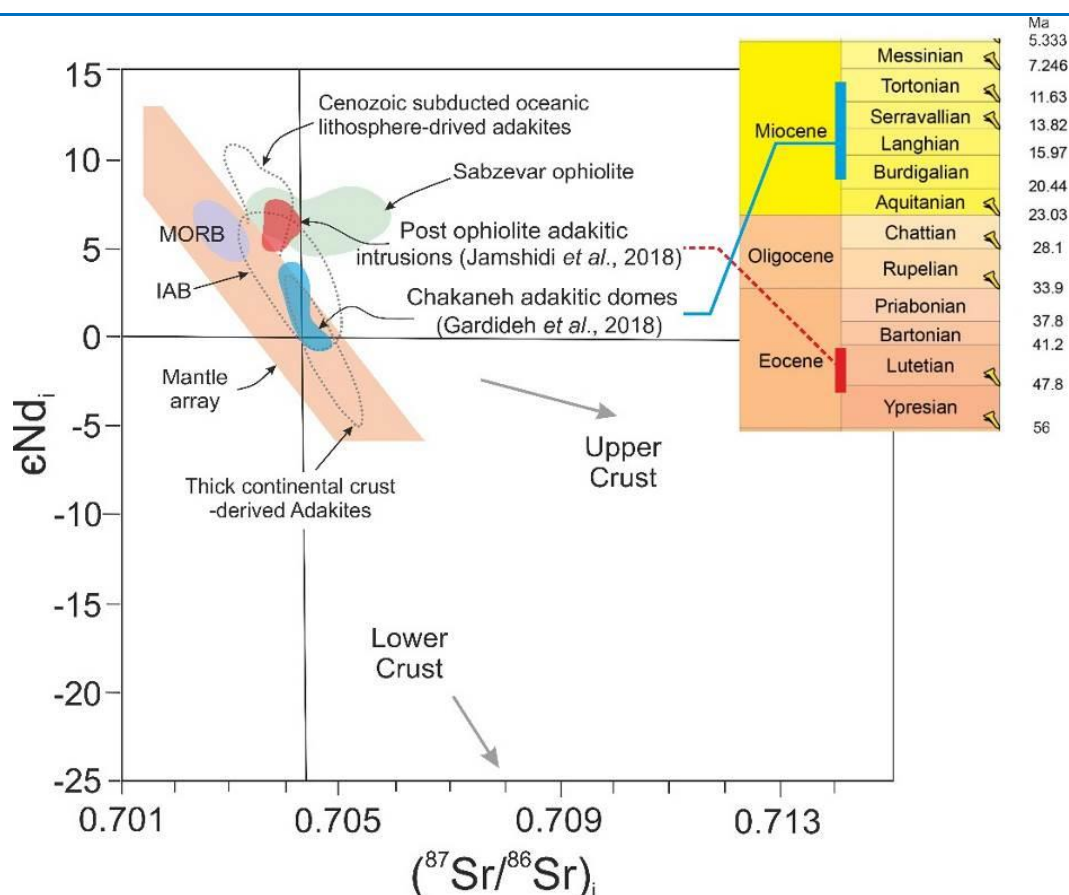
نتایج بررسی‌های ایزوتوپی گردیده و همکاران (Gardideh et al., 2018) و جمشیدی و همکاران (Jamshidi et al., 2018) در نمودار $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ در برابر ϵNd_i سنگ‌های آداکیتی پالئوژن و نئوژن کمان ماگمایی جنوب قوچان نشان داده شده‌اند. در این نمودار، نمونه‌های پالئوژن به خوبی با محدوده آداکیت‌های حاصل از سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده سنوزوییک سازگار هستند. ترکیب ایزوتوپی نمونه‌های نئوژن همانند بازالت‌های جزیره‌های کمانی (IAB) است و نشان می‌دهد ماگمای مادر هنگام ذوب‌بخشی سنگ‌کره اقیانوسی، با گوشته نیز آمیختگی داشته است. گفتنی است ترکیب ایزوتوپی $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ و ϵNd_i در نمونه‌های آداکیتی نئوژن این پهنه با مقادیر مربوط به آداکیت‌های پدیدآمده از ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای ضخیم شده نیز همپوشانی دارد. البته مقدار ϵNd_i در نمونه‌های نئوژن کمی بیشتر است. همچنین، آداکیت‌های پدیدآمده از ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای ضخیم شده محدوده بسیار بزرگ‌تری را در نمودار $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ در برابر ϵNd_i نشان می‌دهند. از سوی دیگر، در آداکیت‌های پدیدآمده از ذوب پوسته ضخیم‌شده، مقدار $K_2O > Na_2O$ و آنومالی Sr منفی است. این ویژگی‌ها با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نمونه‌های نئوژن سازگار

نیستند. تغییرات ایزوتوپی مشخصی در سنگ‌های ماگمایی این پهنه دیده می‌شوند و گمان می‌رود از قدیم به جدید مقدار $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ افزایش و مقدار ϵNd_i کاهش می‌یابد که شاید نشان‌دهنده تأثیر پوسته بر ماگمای مادر بوده است (شکل ۱۲).

از دیدگاه تکتونوماگماتیسیم، منطقه شترسنگ در شمال کمر بند افیولیتی و دگرگونی سبزار جای گرفته است. مجموعه افیولیتی سبزار در لبه شمالی پهنه ایران مرکزی، بجامانده پوسته اقیانوسی نئوتتیس است که در پی فرورانش پرشیب رو به شمال و به زیر البرز در کرتاسه پسین - پالئوسن پدید آمده است (Shafaii Moghadam et al., 2014; Spies et al., 1983) و کمان ماگمایی از نوع کمان جزیره‌ای را در لبه جنوبی البرز خاوری پدید آورده است (Shabanian et al., 2012). به باور قاسمی و همکاران (Ghasemi et al., 2010)، ماگماتیسیم رو به شمال در ائوسن تا پلیوستوسن ادامه داشته است و جوان‌ترین فراورده‌های ماگمایی آداکیتی حاشیه قاره بیشتر در منطقه مشکان در جنوب قوچان و دور از پهنه افیولیتی رخ داده‌اند. این پهنه در آغاز از نوع کمان جزیره‌ای بوده است و سپس در پی فرورانش رو به شمال و پیوستن جزیره‌ها به حاشیه پوسته قاره‌ای، به فرورانش حاشیه قاره‌ای و ماگماتیسیم مربوطه تبدیل شده است. از این‌رو، ماگماتیسیم کرتاسه-پالئوسن با فرورانش مرتبط بوده است و پس از ائوسن شامل آداکیت‌های میوسن منطقه شترسنگ با سن ۲۲/۵ میلیون سال پیش و از نوع پس از برخوردی است. برپایه داده‌های دهقانی و مکریس (Dehghani and Makris, 1983) که ژرفای موهو در این منطقه را از ۴۴ کیلومتر کمتر گزارش کرده‌اند و با توجه به اینکه برای پیدایش آداکیت‌های پدیدآمده از ذوب پوسته زیرین به ضخامت‌های بیشتر از ۵۵ کیلومتر نیاز است (Wang et al., 2005)، پس خاستگاه پوسته زیرین برای گرانیتوئیدهای شترسنگ نامحتمل است. در

نئوتتیس سبزوار دانست که به زیر پهنه البرز فرورانده شده است.

مجموع، خاستگاه احتمالی گرانیتوئیدهای نیمه ژرف منطقه شترسنگ را می‌توان اکلوزیت یا گارنت آمفیبولیت پدیدآمده از دگرگونی سنگ کره اقیانوسی



شکل ۱۲. ترکیب سنگ‌های آداکیتی پالئوژن و نئوژن کمان ماگمایی جنوب قوچان در نمودار ϵNd_i - $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ در برابر ϵNd_i . داده‌های ترکیب آداکیت‌های با خاستگاه پوسته اقیانوسی از دیفانت و همکاران (Defant et al., 1992) و ساجونا و همکاران (Sajona et al., 2000) است. داده‌های آداکیت‌های با خاستگاه پوسته زیرین ضخیم شده از مویر و همکاران، (Muir et al., 1995) است. داده‌های گنبدی آداکیتی چکنه و توده‌های آذرین درونی آداکیتی پسافولییتی به ترتیب از گردیده و همکاران (Gardideh et al., 2018) و جمشیدی و همکاران (Jamshidi et al., 2018) هستند. داده‌های ایزوتوپی افیولیت سبزوار از شفایی‌مقدم و همکاران (Shafaii Moghadam et al., 2015) است (MORB: بازالت کافت میان اقیانوسی؛ IAB: بازالت کمان جزیره‌ای).

Figure 12. Composition of the Paleogene and Neogene adakitic rocks from southern Quchan magmatic arc on the ϵNd_i - $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ diagram. The data for the oceanic lithosphere-derived adakites is from Defant et al. (1992) and Sajona et al. (2000). The data for adakitic rocks derived from the thickened continental crust is adopted from Muir et al. (1995). The data for the Chakaneh adakitic domes and post-ophiolite adakitic intrusives are from Gardideh et al. (2018) and Jamshidi et al. (2018), respectively. The isotopic data for the Sabzevar ophiolite are from Shafaii Moghadam et al. (2015).

برداشت

سن دو نمونه دایک داسیتی و استوک گرانودیوریتی به روش سن سنجی U-Pb روی کانی زیرکن ۲۲/۵ میلیون سال پیش، معادل با میوسن به دست آمد که اهمیت این دوره زمانی در کانی‌سازی آهن را نشان می‌دهد. شواهد زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند ترکیب گرانیتوئیدهای نیمه‌ژرف شترسنگ در محدوده کمان آتشفشانی پس از برخورد است و شباهت‌های بسیاری به سنگ‌های آداکیتی پدیدآمده از ذوب صفحه فرورنده دارند. این سنگ‌ها چه‌بسا خاستگاه اکلوزیتی یا گارنت آمفیبولیتی دارند که از دگرگونی سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس سبزوار که به زیر پهنه البرز فرورانده شده است پدید آمده‌اند. جبهه ماگمایی پس از برخورد تا جنوب قوچان و به سن پلیو- پلیوستوسن ادامه داشته است و از این‌رو، جوان‌ترین فراورده‌های ماگمایی آداکیتی در منطقه مشکان در جنوب قوچان و دور از پهنه افیولیتی تشکیل شده‌اند. تغییرات ایزوتوپی

مشخصی در سنگ‌های ماگمایی این پهنه دیده می‌شود و گمان می‌رود از قدیم به جدید مقدار $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ افزایش و مقدار εNd_i کاهش می‌یابد.

سپاس‌گزاری

نویسندگان از مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین برای حمایت مالی، به‌ویژه آقایان دکتر Quili Li و Yue-Heng Yang به خاطر لطف و کمک ایشان در زمینه آماده‌سازی، تجزیه نمونه‌ها و بررسی‌های سن سنجی در آزمایشگاه LA-MC-ICPMS بسیار سپاس‌گزار هستند. گفتنی است نمونه‌های سن سنجی شده، بخشی از پروژه بین‌المللی میان کشور چین و ایران بوده‌اند که «بخش همکاری‌های بین‌المللی استراتژیک برای نوآوری‌های فناوری» از برنامه تحقیق و توسعه ویژه ملی در چین از آن حمایت مالی کرده است و با شماره امتیاز پژوهشی 2016YFE020300 تصویب شده است.

References

- Aghabazzaz, F. (2012) Petrogenesis of calc-alkaline and adakitic volcanic rocks in north Firouzeh, west Neyshabour. M. Sc. thesis. Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian).
- Arjmandzadeh, R., Alirezaei, S. and Almasi, A. (2022) Tectonomagmatic reconstruction of the Upper Mesozoic-Cenozoic Neotethyan arcs in the Lut block, East Iran: a review and synthesis. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 31, 520-544.
- Arjmandzadeh, R. and Santos, J. F. (2014) Sr-Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu-Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 103, 123-140.
- Almasi, A., Karimpour, M. H., Arjmandzadeh, R., Santos, J. F. and Ebrahimi Nasrabadi, K. (2019) Zircon U-Pb geochronology, geochemistry, Sr-Nd isotopic compositions and tectonomagmatic implications of Nay (NE Iran) post-collisional intrusives in Sabzevar zone. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 28, 372-397.
- Amini B. (2000) Explanatory text of Mashkan, Geological Quadrangle Map 1:100000, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran.
- Asadi-Avargane, M., Rezaei-Kahkhaei, M. and Ghasemi, H. (2019) Petrology and geochemistry of Adakitic dacites of the Qarah Chay Neogene caldera, SE Quchan. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 29, 241-250.
- Belousova, E. A., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y. and Fisher, N. I. (2002) Igneous Zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 602-622.
- Boynton, W. V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements, Meteorite studies. In: *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 115-1522. Elsevier, Amsterdam.

- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O. and Kinny, P. (2003) Atlas of zircon textures. In: Zircon (Eds. Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O.) 53, 468–500. Mineralogical Society of America.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662–665.
- Defant, M. J., Jackson, T. E., Drummond, M. S., De Boer, J. Z., Bellon, H., Feigenson, M. D., Maury, R. C. and Stewart, R. H. (1992) The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: An overview. *Journal of the Geological Society of London*, 149, 569–579.
- Dehghani, G. A. and Makris, J. (1983) The gravity field and crustal structure of Iran. Geodynamics Project (Geotraverse) in Iran. Report No. 51, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Fathabadi, F. (2014) Geology, petrology and geochemistry of subvolcanic domes of Moghiseh area (SW-Sabzevar). M.Sc. thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Gardideh, S., Ghasemi, H. and Sadeghian, M. (2018) U-Pb age dating on zircon crystals, Sr-Nd isotope ratios and geochemistry of Neogene adakitic domes of Quchan-Esfarayen magmatic belt, NE Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 26, 455–478.
- Ghasemi, H., Sadeghian, M., Khan Alizadeh, A. R. and Tanha, A. (2010) Petrology, geochemistry and radiometric ages of silica adakitic domes of Neogene continental arc, south of Quchan Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 18, 347–370.
- Ghasemi, H., Rostami Hosouri, M. and Sadeghian, M. (2018) Basic magmatism in the extensional back-arc basin of the lower-middle Jurassic on the northern edge of central Iran-South of eastern Alborz zones, Shahrood-Damghan. *Scientific Quarterly Journal of Geological Survey of Iran*, 27, 123–136.
- Gill, J. B. (2012) Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Science & Business Media.
- Gholami, S. (2009) Geology, mineralization, geochemistry and magnetometry of Shotorsang iron deposit, NE Sabzevar. M.Sc. thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran (in Persian).
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K. and Hergt, J. M. (1993) Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21, 175–204.
- Henderson, P. (1984) Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam.
- Hoskin, P. W. O. and Schaltegger, U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 27–62.
- Jamshidi, K., Ghasemi, H. and Sadeghian, M. (2014) Petrology and geochemistry of the Sabzevar post-ophiolitic high silica adakitic rocks. *Petrological Journal*, 5, 51–68.
- Jamshidi, K., Ghasemi, H., Miao, L. and Sadeghian, M. (2018) Adakite magmatism within the Sabzevar ophiolite zone, NE Iran: U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopic evidence. *Geopersia*, 8, 111–130.
- Kay, R. W. (1978) Aleutian magnesian andesites-melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4(1–2), 117–132.
- Kazemi, Z., Ghasemi, H., Tilhac, R., Griffin, W., Moghaddam, H. S., O'Reilly, S. and Mousivand, F. (2019) Late Cretaceous subduction-related magmatism on the southern edge of Sabzevar basin, NE Iran. *Journal of the Geological Society of London*, 176, 530–552.
- Keppler, H. (1996) Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids. *Nature*, 380, 237–240.

- Mahdavi, A., Karimpour, M. H., Mao, J., Haidarian Shahri, M. R. and Malekzadeh Shafaroudi, A. (2016) Hongying Li, Zircon U- Pb geochronology, Hf isotopes and geochemistry of intrusive rocks in the Gazu copper deposit, Iran: Petrogenesis and geological implications. *Ore Geology Reviews*, 72(1), 818–837.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America*, 101.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1-24.
- Mohammadi, E., Ghorbani, G. and Shafaii Moghadam, H. (2015) Geochemistry and Petrogenesis of the adakites in the Southern Domains of the Northern Sabzevar Ophiolites, With Emphasis on Sr-Nd-Pb Isotopes Results. *Iranian Journal of Geoscience*, 24(95), 51-62.
- Moradi Navokh, M., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Javidi Moghaddam, M. (2020) Geology, mineralization, geochemistry and fluid inclusion studies of Mashkan copper prospect area, northeastern Sabzevar. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 28(4), 883-894.
- Moyen J. F. (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature”. *Lithos*, 112, 556-574.
- Muir, R. J., Weaver, S. D., Bradshaw, J. D., Eby, G. N. and Evans, J. A. (1995) Geochemistry of the cretaceous separation point batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. *Journal of the Geological Society of London*, 152, 689–701.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775.
- Nourian, S. (2016) mineralization, geochemistry, petrology and remote sensing investigations of Abdollah-Givi volcanic zone between Quchan and Neyshabur. M.Sc. thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran (in Persian).
- Pearce, J. A., Haris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 11, 77-96.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81.
- Rezaei-Kahkhaei, M., Taheri-Sarteshnizi, A., Ghasemi, H. and Gardideh, S. (2018) Geochemistry and isotope geology of adakitic domes from Chakane area in South of Quchan (Northeast of Iran). *Iranian Journal of Petrology*, 9(4), 25-48.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. and Moin Vazir, H. (2010) Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): Implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in Central Iran. *Terra Nova*, 22, 26-34.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Theye, T., Gerdes, A., Monie, P., Lucci, F. and Vignaroli, G. (2014) Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevarmagmatism (NE Iran). *Geological Society of America Bulletin*, 126, 317–343.
- Sajona, F. G., Maury, R. C., Prouteau, G., Cotten, J., Schiano, P., Bellon, H. and Fontaine, L. (2000) Slab melt as metasomatic agent in island arc magma mantle sources, Negros and Batan (Philippines). *Island Arc*, 9, 472-486.
- Shabanian, E., Acocella, V., Gioncada, A., Ghasemi, H. and Bellier, O. (2012) Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey. *Tectonics*, 31(3).
- Shafaii Moghadam, H. S., Corfu, F., Chiaradia, M., Stern, R. J. and Ghorbani, G. (2015) Sabzevar

- Ophiolite, NE Iran: Progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data. *Lithos*, 210–211, 224–241.
- Shafaii Moghadam, H. S., Li, X. H., Ling, X. X., Santos, J. F. and Stern, R. J. (2014) Eocene Kashmar granitoids (NE Iran): Petrogenetic constraints from U–Pb zircon geochronology and isotope geochemistry. *Lithos*, 216–217, 118–135.
- Spies, O., Lensch, G. and Mihem, A. (1983) Chemistry of the post-ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan/NE -IRAN. Geodynamic project (geotraverse) in Iran. Report No. 51, Geology Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders, A. D., Norry, M. J.) Special Publications 42, 313–345. Geological Society, London.
- Taheri-Sarteshnizi, A. (2017) Geochemistry and isotopic geology of dacite domes of Chakaneh Area. M. Sc. thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. and Nesbitt, R. W. (1986) Chemical Characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, 293–310.
- Wang, Q., McDermott, F., Xu, J. F., Bellon, H. and Zhu, Y. T. (2005) Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting. *Geology*, 33, 465–468.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. Uniwin Hyman, London.
- Workman, R. K. and Hart, S. R. (2005) Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231, 53–72.
- Xu, J. F., Shinjio, R., Defant, M. J., Wang, Q. and Rapp, R. P. (2002) Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*, 12, 1111–1114.