Petrological Journal
E-ISSN: 2322-2182
16th Year, No. 63, 2025, pp. 75-100

Petrological Journal

Research Article

Petrology and geochemistry of volcanic and subvolcanic rocks in the south of Asagi igneous complex, northwest of Zahedan, Sistan Suture Zone

Mohammad Bameri[1], Riehaneh Abasi[2], Abdol Reza Partabian[3]

[1] Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, boomeri@science.usb.ac.ir
[2] M. Sc. Graduate, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, reyhaneh.abbasi1998@gmail.com
[3] Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, reza.partabian.22@gmail.com

ARTICLE INFO

Received: 24 July 2025
Accepted: 21 September 2025

Keywords
Asagi Igneous Complex
Oligocene
Shoshonitic
Subduction
Sistan Suture Zone

10.22108/ijp.2025.146089.1367

Introduction

The Asagi igneous complex is located in the northwest of Zahedan city (Figure 1A) and is part of a southeast–northwest trending magmatic belt. The igneous rocks of this belt were formed during at least two distinct periods. In the first period, Oligocene igneous rocks occur as extrusive (lava and pyroclastic), intrusive, and subvolcanic bodies that are mostly potassic. In the second period, Pliocene igneous rocks appear as sodic extrusive lavas (Camp and Griffis, 1982; Piri, 2018; Boomeri et al., 2020, 2022; Moradi et al., 2016; Nazari et al., 2022). Based on these studies, the Oligocene rocks belong to alkaline, calc-alkaline, high-potassium calc-alkaline, and shoshonitic magmatic series. These rocks are attributed to subduction-related and post - collisional tectonic settings.

The aim of this paper is to investigate the geology, petrography, and geochemistry of volcanic and subvolcanic rocks in the southern part of the Asagi igneous complex. It also explores the tectonic setting and magma origin.

Geology

The Asagi igneous complex lies within the Sistan Suture Zone (Figure 1B), situated between the Lut and Afghan blocks. This zone includes two ophiolite complexes—Neh in the west and Ratuk in the east — separated by the Sefid-Abeh sedimentary basin (Tirrul et al., 1983). The Neh and Ratuk complexes contain Upper Cretaceous ophiolites and locally metamorphosed flysch-type sedimentary rocks of Upper Cretaceous to Eocene age. These complexes are commonly intruded by Cenozoic igneous rocks. The Sefid-Abeh basin consists of clastic rocks and limestone deposited in shallow to deep marine environments, with a thickness of approximately eight kilometers (Tirrul et al., 1983). This basin also

Corresponding Author

To cite this article: Bameri, M., Abasi, R., and Partabian, A.R. (2025) Petrology and geochemistry of volcanic and subvolcanic rocks in the south of Asagi igneous complex, northwest of Zahedan, Sistan Suture Zone. Petrological Journal, 16(3), 75-100.

hosts numerous intrusive and extrusive igneous bodies, indicating multiple magmatic phases during the Cenozoic (Camp and Griffis, 1982; Boomeri et al., 2021; Nazari et al., 2022). Strike-slip faults have played a key role in controlling magmatism in the region (Bagheri and Damani Gol, 2020). The study area is located within the Sefid -Abeh basin, where small outcrops of ophiolitic and sedimentary rocks are intruded by larger outcrops of basic to acidic volcanic and subvolcanic rocks, most of which have undergone hydrothermal alteration (Figures 2 and 3).

Research Method

Twenty-four thin sections were prepared from collected samples for petrographic analysis. Thirteen relatively unaltered samples were selected for geochemical analysis of major, minor, and rare earth elements. Major and some minor elements were measured using X-ray fluorescence (XRF) at Tarbiat Modares University, while rare earth and trace elements were analyzed by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) at Novin Shimiyar Laboratory in Tehran.

Petrography

Petrographic studies (Figure 4) reveal that the igneous rocks in the study area include andesite, andesiticbasalt, dacite, trachyte, quartz monzonite, and diorite porphyry. These rocks predominantly exhibit porphyritic textures. The main minerals are plagioclase (with or without quartz), orthoclase, hornblende, biotite, and augite. Secondary, opaque, and accessory minerals are present in most samples. Some primary minerals show disequilibrium textures, such as resorption and zoning. Secondary minerals include calcite, quartz, sericite, and clay minerals, occasionally accompanied by chlorite, epidote, orthoclase, and biotite. Opaque minerals mainly consist of pyrite, hematite, magnetite, and iron hydroxides.

Geochemistry

The SiO_2 content in the studied rocks ranges from 53.66 to 66.34 wt.% (Table 1). In Harker diagrams, SiO_2 shows a negative correlation with P_2O_5, TiO_2, CaO, MgO, Fe_2O_3, and Al_2O_3, and a positive correlation with K_2O (Figure 5). These trends likely reflect magma differentiation and fractionation processes (Rollinson, 1993). The correlation between SiO_2 and Na_2O is weak, possibly due to weathering and hydrothermal alteration effects.

The rocks belong to alkaline and subalkaline magmatic series (Figure 7B). Alkaline samples are potassium-rich and fall within the shoshonitic series (Figure 8), while subalkaline samples are mainly high -K calc- alkaline. Overall, the samples are classified as high -potassium calc-alkaline and shoshonitic.

Geochemically, the rocks exhibit high Sr/Y (>40) and $(La/Yb)_N$ (>20) ratios, low Y (<18 ppm) and Yb (<1.9 ppm), and high Sr (>400 ppm), along with very low HFSE (Nb, Ta, Ti)—features characteristic of adakitic rocks (Castillo, 2006).

Discussion and Conclusions

Shoshonitic, adakitic, high -K calc-alkaline, and calc-alkaline rocks are typically associated with convergent plate boundaries, including continental margins, island arcs, and collision/post-collision zones (Morrison, 1980; Torabi, 2011). Low-K adakites are commonly found in active subduction zones.

Tectonic discrimination diagrams confirm that the studied volcanic and subvolcanic rocks are related to convergent plate settings (Figure 9), specifically continental margins. Primitive mantle -normalized diagrams show enrichment in LILE relative to HFSE (Figure 10). Spider diagrams reveal positive anomalies in Cs, Pb, Th, U, and K, and negative anomalies in Rb, Nb, Ti, and P. Chondrite-normalized REE diagrams indicate enrichment in LREE over HREE, with weak negative Eu anomalies in all samples. These geochemical features are typical of high-K calc-alkaline, adakitic, and shoshonitic magmas formed in subduction-related continental margins (Wilson, 1989; Rollinson, 1993; Tatsumi and Eggins, 1995). The magmas are likely contaminated by crustal material (Wilson, 1989) and derived from an enriched mantle source (Figures 12A and B). The host rocks are garnet lherzolites enriched in phlogopite, with partial melting rates below 20 % (Figure 13). Although the geochemical signatures resemble those of magmas formed in continental margin subduction zones, considering the age, it is likely that these rocks formed in a post-collisional tectonic setting within a supra-subduction zone.

Acknowledgement

We thank the reviewers for their valuable comments on an earlier draft of this paper.

Petrological Journal
E-ISSN: 2322-2182
16th Year, No. 63, 2025, pp. 75-100

Petrological Journal

پتـــــرولوژی
شاپا الکترونیکی: ۲۳۲۲-۲۱۸۲
سال شانزدهم، شماره شصت و سوم، ۱۴۰۴، ص. ۷۵-۱۰۰

مقالهٔ پژوهشی

سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی در جنوب مجموعهٔ آذرین آساگی، شمال‌باختری زاهدان، پهنهٔ زمین‌درز سیستان

محمد بامری[۱]، ریحانه عباسی[۲]، عبدالرضا پرتابیان[۳]

[۱] استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، boomeri@science.usb.ac.ir
[۲] دانش‌آموختهٔ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، reyhaneh.abbasi1998@gmail.com
[۳] دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، reza.partabian.22@gmail.com

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۴/۰۵/۰۲
تاریخ پذیرش ۱۴۰۴/۰۶/۳۰

کلید واژه‌ها
مجموعهٔ آذرین آساگی
الیگوسن
شوشونیتی
فرورانش
پهنهٔ زمین‌درز سیستان

چکیده

مجموعهٔ آذرین آساگی در شمال‌باختری زاهدان در پهنهٔ زمین‌درز سیستان جای دارد. قدیمی‌ترین سنگ‌های رایج در این پهنه واحدهای سنگی مرتبط با توالی افیولیتی کرتاسه هستند. واحدهای سنگیِ رخسارهٔ فلیشی نیز فراوان‌ترین سنگ‌های آن به‌شمار می‌روند. در جنوب مجموعهٔ آذرین آساگی، سنگ‌های آذرین الیگوسن به‌صورت درونی، نیمه‌درونی، بیرونی و دایک در فلیش‌های ائوسن نفوذ کرده‌اند. پیدایش سنگ‌های یادشده در کنترل گسل‌های راستالغز بوده است. بر پایهٔ سنگ‌نگاری ، سنگ‌های آذرین بازالت‌آندزیتی، آندزیت، داسیت، تراکیت، کوارتز مونزونیت پورفیری و دیوریت پورفیری هستند. بافت این سنگ‌ها بیشتر پورفیری، میکرولیتیک پورفیری، جریانی، برشی و به‌ندرت گرانولار است. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی سازندهٔ این سنگ‌هاست که همراه با یا بدون پتاسیم فلدسپار، بیوتیت، هورنبلند و کلینوپیروکسن یافت می‌شود. سنگ‌های بررسی‌شده، ویژگی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی سنگ‌های کالک‌آلکالن پتاسیم بالا، شوشونیتی، آداکیتی و شبه‌آداکیتیِ جایگاه‌های همگرا را نشان می‌دهند. سنگ‌های آذرین بررسی‌شده مقدار Sr/Y و La/Yb کمابیش بالا و Y و Yb کمی دارند. این ویژگی آنها همانندِ سنگ‌های آداکیتی است. الگوی نمودار عنکبوتی و عنصرهای خاکی کمیاب سنگ‌های بررسی‌شده که به‌ترتیب به ترکیب گوشتهٔ اولیه و کندریت بهنجار شده‌اند نشان‌دهندهٔ غنی‌شدگی LILE وLREE نسبت به HFSE و HREE است که با ویژگی‌های هم آداکیت‌های پتاسیم‌دار و هم شوشونیت‌های پهنه‌های فرورانش حاشیهٔ قاره و پس از برخورد قابل مقایسه هستند. ماگمای سنگ‌های بررسی‌شده از گوشتهٔ غنی‌شده و دگرنهاد با ترکیب گارنت-لرزولیتی خاستگاه گرفته است. بیشتر سنگ‌های خاستگاه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گوشته سنگ‌کره‌ای دارند.

10.22108/ijp.2025.146089.1367

نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: بامری، م.، عباسی، ر.، پرتابیان، ع. (۱۴۰۴) سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی در جنوب مجموعهٔ آذرین آساگی، شمال‌باختری زاهدان، پهنهٔ زمین‌درز سیستان. پترولوژی ۱۶ (۳)، ۷۵-۱۰۰.

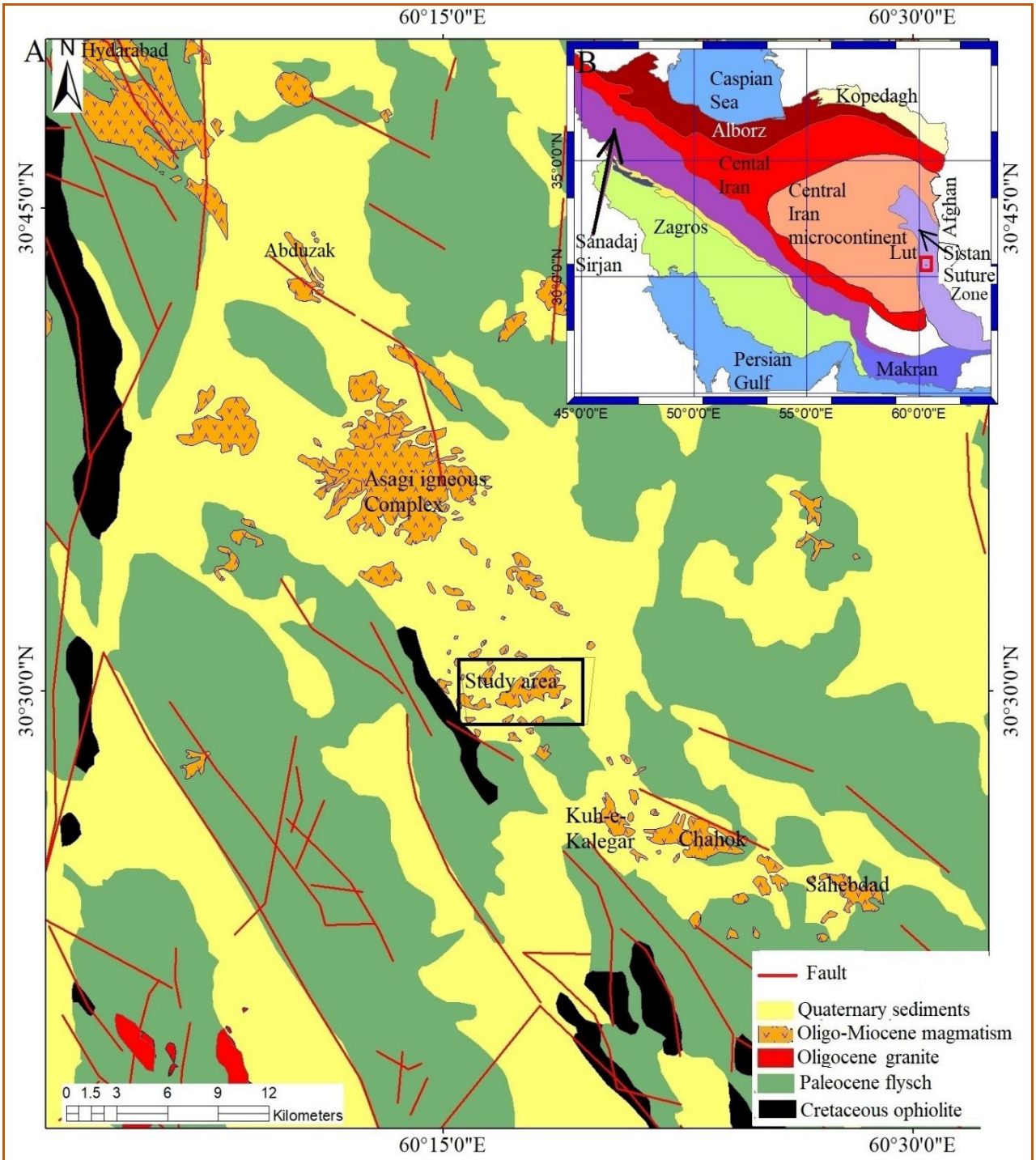
مقدمه

سنگ‌های آذرین محصول انجماد مواد مذابی هستند که خاستگاه آنها از ژرفای زمین است و از بررسی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی آنها اطلاعات ارزشمندی به‌دست می‌آید که به رده‌بندی و شناخت سنگ‌های آذرین، تاریخچه و تکامل ماگما، جایگاه زمین‌ساختی، نوع ماگما، ویژگی‌های سنگ خاستگاه و فلززایی و غیره کمک می‌کند (Morrison, 1980; Wilson, 1989; Müller et al., 1992; Middlemost, 1994; Shahabinejad et al., 2024). مجموعهٔ آذرین آساگی در شمال‌باختری شهر زاهدان جای گرفته است و نزدیک‌ترین راه دسترسی به آن ۱۵۰ کیلومتر درازا دارد. این مجموعه بخشی از یک پهنهٔ ماگمایی با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری است که از جنوب‌خاوری به سنگ‌های آذرین کله‌گر، تک‌تلار، چاهک، صاحبداد، ملک‌سیاه و کوه لار و از شمال‌باختری به سنگ‌های آذرین آبدوزک تا حیدرآباد و کوه لار و از شمال‌باختری به سنگ‌های آذرین آبدوزک تا حیدرآباد می‌رسد (Camp and Griffis, 1982; Moradi et al., 2016; Piri, 2018; Boomeri et al., 2020, 2022; Nazari et al., 2022) (شکل ۱-A). این بررسی‌های نشان داده است سنگ‌های آذرین این پهنه دست‌کم در دو دوره پدید آمده‌اند. در دورهٔ نخست سنگ‌های آذرین سن الیگوسن دارند و شامل ماگماتیسم بیرونی (گدازه و آذرآواری)، نیمه‌درونی و درونی و بیشتر پتاسیک هستند. سنگ‌های دوره نخست طیف ترکیبی گسترده‌ای از اسیدی تا الترابازیک دارند. سنگ‌های الترابازیک شامل لامیروفیرهای متشکل از الیوین و کلینوپیروکسن هستند (Jahantigh, 2025). بر پایهٔ همین بررسی‌های سنگ‌های بررسی‌شده از نوع آلکالن، کالک‌آلکالن، کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی هستند. در دورهٔ دوم، سنگ‌های آذرین با سن پلیوسن بیشتر به‌صورت گدازه‌های بیرونی و سدیک و شامل بازالت و بازالت‌آندزیتی آلکالن و کالک‌آلکالن هستند. ویژگی‌های این سنگ‌ها گویای وابستگی آنها به کمان‌های آتشفشانی در بالای پهنه فرورانش است. سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی بررسی‌شده در ۱۰ کیلومتری جنوب-جنوب‌باختری مجموعهٔ آذرین آساگی جای دارند که از دیدگاه زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی تا کنون بررسی نشده‌اند. هدف این مقاله بررسی زمین‌شناسی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی در جنوب مجموعهٔ آذرین آساگی است. داده‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی ابزار مهمی برای تفکیک انواع سنگ‌ها، کانی‌شناسی، درک فرایندهای زایش و تحول ماگما، تبلوربخشی، محیط‌های زمین‌ساختی و فلززایی هستند. از آنجایی‌که این منطقه کمتر بررسی شده است، نتایج این بررسی اطلاعات تازه‌ای برای ماگماتیسم در این محدوده ارائه می‌دهد و به درک بهتر تحولات ماگمایی آن کمک می‌کند.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

مجموعهٔ آذرین آساگی در پهنهٔ زمین‌درز سیستان جای گرفته است (شکل ۱-B) (Tirrul et al., 1983). پهنهٔ زمین‌درز سیستان میان دو بلوک لوت در باختر و افغان در خاور جای دارد و شامل دو مجموعهٔ افیولیتی (نه) در باختر و (رتوک) در خاور و حوضه رسوبی سفیدآبه در میان آنهاست (Tirrul et al., 1983). مجموعهٔ رتوک و نه حاوی افیولیت‌هایی با سن کرتاسهٔ پسین و سنگ‌های رسوبی نوع فلیش که به طور محلی دگرگون شدند با سن کرتاسهٔ پسین تا ائوسن هستند (Tirrul et al., 1983). سنگ‌های آذرین سنوزوییک کم و بیش در این دو مجموعهٔ افیولیتی نفوذ کردند. در حوضه رسوبی سفیدآبه سنگ‌های آواری و سنگ‌آهک‌های مربوط به آب‌های کم‌ژرفا تا ژرف به‌صورت ضخامت بالا نزدیک به هشت کیلومتر پدید آمده‌اند (Tirrul et al., 1983). این حوضه میزبان سنگ‌های آذرین درونی، نیمه‌درونی و بیرونی بالایی است که نشان‌دهندهٔ فعالیت‌های چندمرحله‌ای ماگماتیسم در طول دوران سنوزوییک هستند. مجموعهٔ

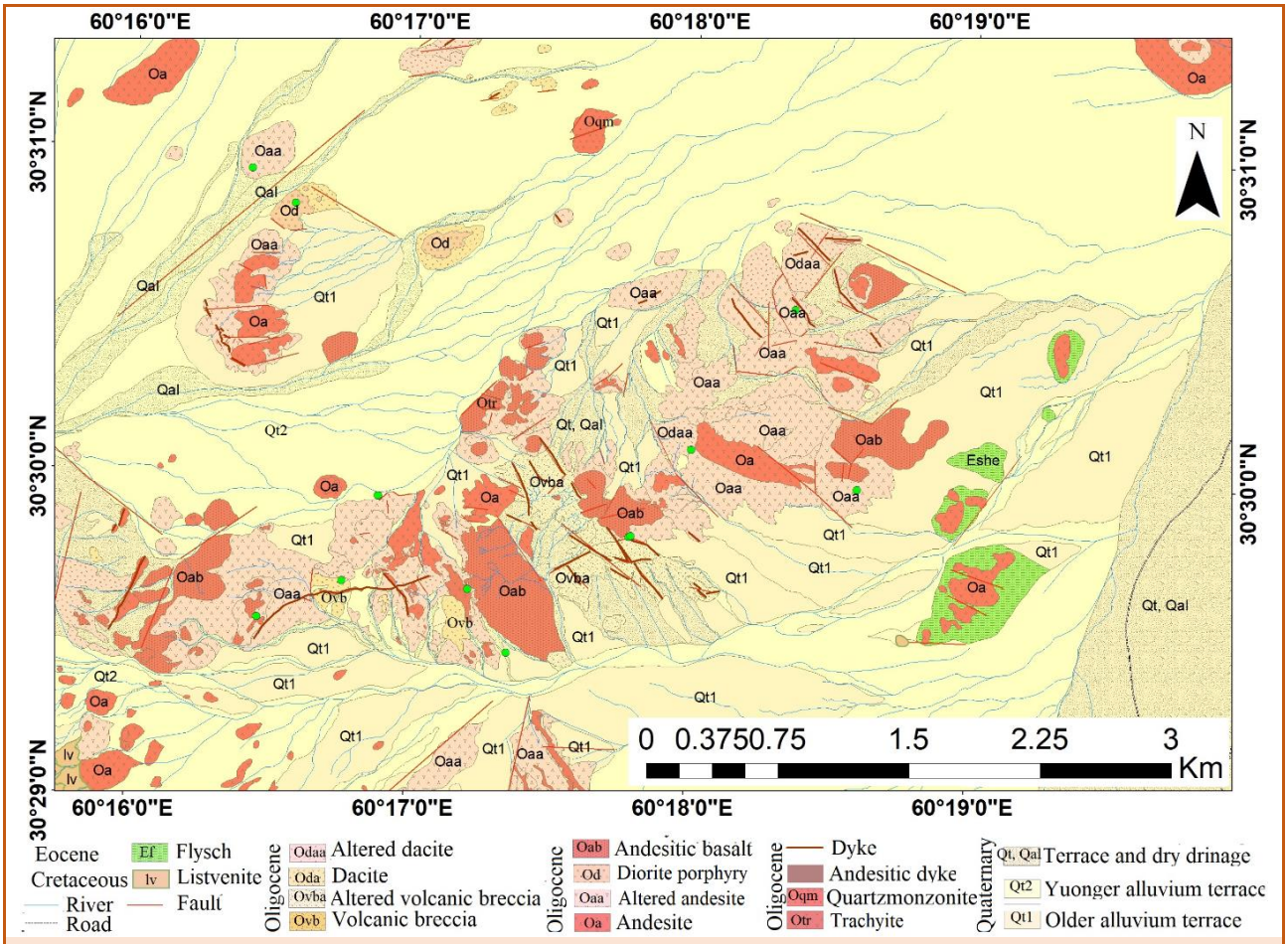
آذرین آساگی و محدودهٔ بررسی‌شده در جنوب آن در حوضه سفیدآبه جای دارد، جایی‌که گسل‌های راستالغز در کنترل سنگ‌های ماگمایی منطقه نقش دارند (Bagheri and Damani Gol, 2020).



شکل ۱. A) نقشهٔ زمین‌شناسی بخشی از پهنهٔ زمین‌درز سیستان (چهارگوش سرخ‌رنگ در **شکل ۱–B**) که میزبان محدودهٔ بررسی‌شده است؛ **B**) نقشهٔ پهنه‌های زمین‌شناسی و ساختاری ایران و جایگاه پهنهٔ زمین‌درز سیستان (Aghanabati, 2004) و محدودهٔ بررسی‌شده در آن پهنه.

Figure 1. A) Geological map of a portion of the Sistan suture zone (highlighted by the red square in Figure 1B); **B**) Map of the geological and structural zones of Iran, showing the location of the Sistan suture zone (Aghanabati, 2004) and the position of the study area within this zone.

قـدیمی‌تـرین سـنگ‌هـای جنـوب مجموعـۀ آذریـن آســاگی، برونزدهـــای محـــدودی از بقایـــای پوســـتۀ اقیانوســی یـا بخش‌هـایی از تـوالی افیـولیتی کرتاسـه هســـتند (Aghanabati, 1991). ایـــن برونزدهـــا در محـدودۀ نمونه‌برداری‌شـده بیشـتر لیسـتوینیتی شـده‌اند و رنـگ‌هـای سـرخ، قهـوه‌ای و کـرم نشـان می‌دهنـد. بخش‌هـای کـوچکی از رخسـارۀ فلـیش بیشـتر شـامل شیل با میان‌لایـه‌هـایی از مادسـتون بـا سـن پالئوسـن تـا ائوسـن در ایـن محـدوده برونـزد دارنـد کـه در نزدیکـیِ سـنگ‌هـای آذریـن بسـیار دگرسان‌شـده هسـتند. فراوان‌تـرین واحـدهای سـنگی در محـدودۀ بررسـی‌شـده، سـنگ‌هـای آذریـن بیرونـی، نیمـه‌درونـی و دایک‌هـایی بـا سـن الیگوسـن هسـتند کـه در تـوالی افیولیـت و رخسـارۀ فلیش نفوذ کردند (شکل ۲).



شکل ۲. نقشۀ زمین‌شناسی جنوب مجموعۀ آذریـن آسـاگی کـه بـر پایـۀ تصـویرهای مـاهواره‌ای سـاس‌پلانت و بررسـی‌هـای صـحرایی و آزمایشگاهی در محیط GIS رسم شده است.

Figure 2. The geological map of south of the Asagi igneous complex which is drawn by GIS based on Sas Planet satellite images and field and laboratory studies.

سنگ‌های آذریـن بـه شـکل تپـه-مـاهوری و کـوه‌هـایی به‌صورت مخـروط، گنبـد و اسـتوک و دایـک برونـزد دارنـد. این سـنگ‌هـای آذریـن در نقشـه‌هـای زمـین‌شناسـی یـک صـدهزار چهـل کـوره و سیاسـترگی (Aghanabati, 1991). آندزیت دانسـته شـده‌اند؛ امـا بـر پایـۀ بررسـی‌هـای صـحرایی در ایـن پـژوهش، برون‌زدهـای آذریـن تنـوع بسـیاری دارنـد و سـنگ‌هـایی ماننـد آنـدزیت، داسـیت، آنـدزی‌بازالـت، تراکیـت، سـنگ‌هـای آذرآواری، بـرش آتشفشـانی، دیوریـت پـورفیری و مونزونیـت پـورفیری شناسایی شـدند. مجموعـۀ آذریـن و سـنگ‌هـای میزبـان در بیشـتر بخـش‌هـای محـدودۀ بسـیار دچـار دگرسـانی شـده‌انـد. واحـد آنـدزیت گسـترده‌تـرین واحـد آذریـن در

محدودهٔ بررسی‌شده است که در برخی بخش‌ها دگرسان شده و ریخ‌شناسی اصلی خود را از دست داده است؛ اما در برخی جاها مخروط‌های آنها به‌صورت منفرد و مرکب دیده می‌شوند (شکل ۳-A). واحد داسیت نیز گسترش چشمگیری دارد و ریخت تپه‌ماهوری نشان می‌دهد؛ اما بسیار دگرسان شده است (شکل ۳-B). واحد آذرآواری که در بخش زیرین برخی از مخروط‌ها یا گنبدهای آتشفشانی دیده می‌شود، در بیشتر برون‌زدهایش به رنگ سفید است. این رنگ به‌خاطر دگرسانی و گسترش کانی‌های رسی در آنها است. واحد بازالت‌آندزیتی در بخش شمال‌باختری و باختر محدودهٔ به‌صورت نواری ناپیوسته برونزد دارد. این واحد سنگی بیشتر به‌صورت تپه‌های کم‌ارتفاع هستند. روی بیشتر برون‌زدهای دگرسان‌شده، گدازه‌های سیاه‌رنگ بازالت‌آندزیتی به‌صورت کلاهک و دایک دیده می‌شوند. این گدازه‌ها بافت پورفیری دارند. واحد تراکیتی به‌صورت برونزدهای کوچکی در بخش مرکزی محدودهٔ بررسی‌شده دیده می‌شود. واحد دیوریت پورفیری از دیدگاه بافتی همانند آندزیت است و در ارتباط نزدیک با آنها دیده می‌شود و تفکیک آنها در صحرا شدنی نیست. واحد مونزونیت پورفیری در بخش شمالی محدودهٔ به‌صورت یک تپهٔ کوچک برونزد دارد. در سنگ‌های دگرسان شده استوک‌ورک‌های کوارتز و آثار پیریت‌های اکسیده وجود دارد.

شکل ۳. عکس هایی از برون‌زدهای سنگ‌های آذرین در جنوب مجموعهٔ آذرین آساگی **A**) عکس از مخروط‌های آندزیتی از نمای دور(رو به باختر) ؛ **B**) عکس از برونزد داسیت و آندزیت‌های دگرسان شده از نمایی گسترده (رو به جنوب‌باختری).

Figure 3. Photographs of outcrops of the igneous rocks in the south of the Asagi igneous complex **A**) A wide view of andesitic cones (view to the west); **B**) A wide view of dacite outcrops and altered andesites (view to the southwest).

نهشته‌های آبرفتی پراکنش گسترده‌ای در محدودهٔ بررسی‌هایی دارند و شامل تپه‌های ماسه‌ای، دشت رسی، رسوبات آبرفتی جوان، بادبزن‌های گراولی و تراس‌های قدیمی (Qt1) و تراس‌های جوان (Qt2) هستند. دشت‌های آبرفتی با آبراهه‌های خشک فراوانی بریده شدند.

مرز بیشتر واحدهای سنگی گسله هستند (شکل ۲). گسل‌ها بیشتر روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری و شمال‌خاوری-جنوب باختری دارند. در واقع این گسل‌ها به گسل‌های راستالغز باختر آساگی و خاور آساگی وابسته هستند که خود شاخه‌هایی از گسل نه خاوری به‌شمار می‌روند.

روش انجام پژوهش

این پژوهش بیشتر بر پایه بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی است. طی عملیات صحرایی نزدیک به ۱۰۰ نمونه از برونزدهای سنگ‌های آذرین سالم و دگرسان شده برداشت شد. از این نمونه‌ها شمار ۲۴ مقطع نازک تهیه و سپس بررسی‌های سنگ‌نگاری با میکروسکوپ پلاریزان نور عبوری در دانشگاه سیستان و بلوچستان انجام شد. شمار ۱۳ نمونه با کمترین دگرسانی برای اندازه‌گیری عنصرهای اصلی، فرعی و خاکی کمیاب برگزیده شدند. این نمونه‌ها در آزمایشگاه گروه زمین‌شناسی دانشگاه سیستان و بلوچستان، نخست خرد و سپس تا ابعاد کمتر از ۷۰ میکرون (۲۰۰ مش) پودر شدند. عنصرهای اصلی و شماری از عنصرهای فرعی به روش فلورسانس پرتوی ایکس (XRF) در دانشگاه تربیت‌مدرس اندازه‌گیری شدند. در این روش نخست از پودر نمونه ها، قرص پرسی تهیه و سپس اندازه‌گیری‌ها با دستگاه XRF مدل PW2404 انجام شد. عنصرهای خاکی کمیاب و عنصرهای کمیاب با روش طیف‌سنج جرمی با پلاسمای جفت‌شدهٔ القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه نوین شیمی‌یار در تهران اندازه‌گیری‌شده‌اند. در این آزمایشگاه پیش از تجزیه، محلول‌سازی به روش چهار اسید انجام شده است. برای رسم نقشه‌ها و نمودارهای سنگ‌شناسی، از نرم‌افزارهای GIS، GCDkit و EXCEL بهره گرفته شده است. در پایان، اطلاعات حاصل از بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی تلفیق و پردازش و تفسیر آنها انجام شده است.

سنگ‌نگاری

سنگ‌نگاری نمونه‌های بررسی‌شده نشان می‌دهد سنگ‌های آذرین بیرونی، درونی و نیمه‌درونی محدودهٔ بررسی‌شده آندزیت، بازالت‌آندزیتی، داسیت، تراکیت، کوارتز مونزونیت پورفیری و دیوریت پورفیری هستند که به شرح زیر توصیف می‌شوند:

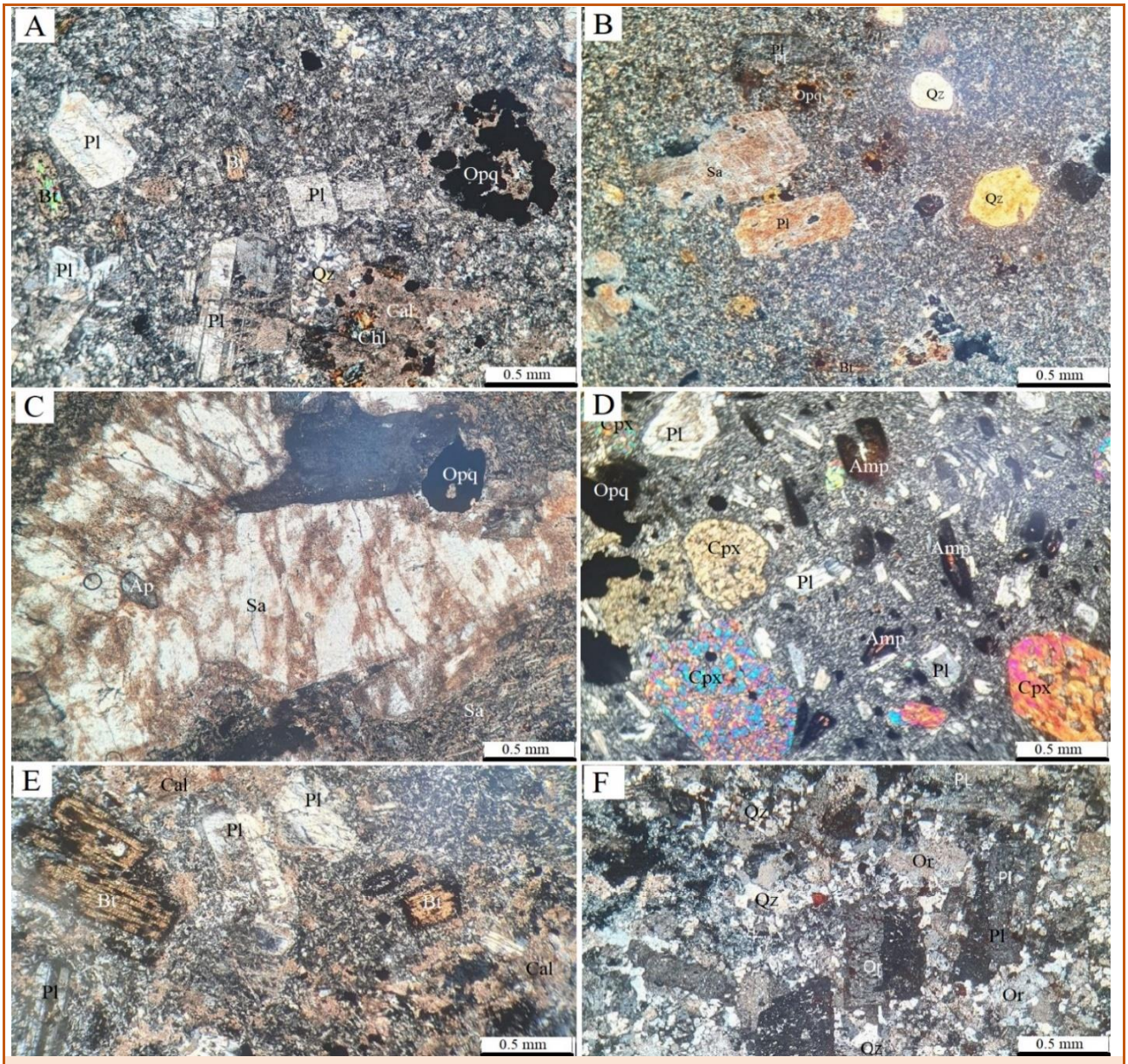
آندزیت: این سنگ در نمونهٔ دستی به رنگ خاکستری با لکه‌های سفید دیده می‌شود. بافت آندزیت‌ها پورفیری است که ۴۰ درصد آن را زمینه و ۶۰ درصد آن را درشت‌بلورها فرا گرفته‌اند (شکل ۴-A). پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کمی کوارتز از درشت‌بلورهای این سنگ هستند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز نزدیک به ۷۵ درصدحجمی از کل درشت‌بلورها و ۴۵ درصد حجم سنگ را در بر می‌گیرند. این کانی در PPL بی‌رنگ تا خاکی‌رنگ و در XPL بیرفرنژانس خاکستری و تیره نشان می‌دهد. بلورهای آن شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است و بیشینهٔ طول آنها به ۲ میلیمتر می‌رسد. ماکل پلی‌سینتتیک و منطقه‌بندی از ویژگی‌های آشکار بلورهای پلاژیوکلاز در XPL است. بافت‌های غربالی و حاشیه‌های خورده‌شده گاه دیده می‌شوند (شکل ۴-A). بیشتر بلورهای این کانی کمابیش به کانی‌های رسی، سریسیت، کلسیت و کلریت دگرسان شده‌اند. درشت‌بلورهای آمفیبول از ۵ تا ۱۰ درصد حجم درشت بلورها را شامل می‌شوند و در PPL به رنگ‌های قهوه‌ای و سبز و چندرنگی مشخص و برجستگی کمابیش قوی و در XPL بیرفرنژانس قوی و خاموشی مایل دارند. این آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند هستند و مقاطع عرضی شش‌گوش و مقاطع طولی مستطیلی شکل کشیده و مشخصی دارند. برخی بلورهای هورنبلند حاشیهٔ تیره و سوخته دارند. بیشتر بلورهای این کانی با بیوتیت، کلریت، کلسیت، اپیدوت، اکسید آهن و دیگر کانی‌های ثانویه جانشین شده‌اند و در چند مقطع، این بلورها سریسیتی، کربناتی و اپاسیتی شده‌اند. بلورهای بیوتیت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. بیشینهٔ اندازه آنها به ۱ میلیمتر می‌رسد. بیشتر بلورهای بیوتیت تخریب و به کلریت تجزیه شده‌اند و گاه بیوتیت‌ها از نوع ثانویه هستند و احتمالاً بر اثر دگرسانی هورنبلند پدید آمده‌اند. بلورهای کوارتز بیشتر

به‌صورت ریزدانه و بیشتر ثانویه هستند و به شکل پرکننده فضاهای خالی و یا به‌صورت جانشینی گسترش یافته‌اند. گاه چند دانه بلور کوارتز اولیه گردشده خوردگی دارند و یا چشم کوارتز در آندزیت‌ها دیده می‌شوند. دلیل گردشدگی و خوردگی کوارتز هضم و انحلال یا نبود تعادل آن با ماگمای به‌جامانده است.

داسیت: این سنگ نیز بافت پورفیری با ۵۰ درصد زمینه و ۵۰ درصد درشت‌بلورها دارد (شکل ۴-B). زمینهٔ این سنگ دانه‌ریز است و بیشتر از بلورهای ریز سانیدین، پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی‌های رسی تشکیل شده است. درشت‌بلورها شامل پلاژیوکلاز، سانیدین، کوارتز و بیوتیت هستند. بلورهای پلاژیوکلاز نزدیک به ۶۰ درصدحجمی کل درشت‌بلورها را شامل می‌شود. در نور PPL بی‌رنگ و کدر و در نور XPL تیره و خاکستری دیده می‌شوند. ماکل پلی‌سینتیتیک و پهنه‌بندی در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز تشخیص داده می‌شود. بلورهای پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و در حاشیه به‌صورت خورده‌شده و شکسته‌شده دیده می‌شوند. بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر به سریسیت، کلسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. بلورهای این کانی بیشتر کوچک و بیشینهٔ طول آنها به ۲ میلیمتر می‌رسد. یکی از ویژگی‌های این سنگ وجود کوارتزهای دانه‌ای، گردشده و چشم کوارتز است که در PPL شفاف‌ترین بلورها هستند (شکل ۴-B). اندازهٔ بلورهای کوارتز از ۰/۱ میلیمتر کمتر است (شکل ۴-B). بلورهای سانیدین بی‌شکل تا شکل‌دار هستند و بیشتر به کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. اندازهٔ بلورهای بیوتیت از ۰/۱ میلیمتر کمتر است و بلورها نیمه‌شکل‌دار هستند. برخی از آنها جانشین هورنبلند شده‌اند. کانی‌های کدر در این سنگ به‌صورت سیاه‌رنگ گسترش دارند که احتمالاً برخی از آنها پیریت‌های اکسیده‌شده و هماتیتی‌شده هستند. در پیرامون برخی از این کانی‌های کدر، هالهٔ سرخ‌رنگی دیده می‌شود (شکل ۴-B).

تراکیت: این سنگ بافت پورفیری و میکرولیتیک پورفیری دارد و از یک زمینهٔ دانه‌ریز و چندین کانی درشت‌بلور ساخته شده است. زمینهٔ این سنگ بیشتر بلورین است و شامل بلورهای ریز و باریک پلاژیوکلاز به‌صورت سوزنی و جریانی است (شکل ۴-C). در زمینه، دانه‌های ریز کانی‌های کدر، سریسیت، کلسیت، کانی‌های رسی و ذرات ریز کانی‌های فرومنیزین نیز دیده می‌شوند. درشت‌بلورها شامل سانیدین، پلاژیوکلاز، اوژیت، هورنبلند و بیوتیت هستند. بلورهای سانیدین فراوان‌ترین درشت‌بلور در تراکیت است که نزدیک به ۵۰ درصد درشت‌بلورها را شامل می‌شوند. بیشینهٔ اندازهٔ درشت‌بلورهای سانیدین در زیر میکروسکوپ به ۴ میلیمتر می‌رسد (شکل ۴-C). بلورهای آن ن به‌صورت باریک و کشیده و هم به‌صورت کوتاه و قطور هستند. در برخی از نمونه‌های دستی بلورهای سانیدین تا بیش از یک سانتیمتر نیز درازا دارند و مگاکریست هستند. بلورهای پلاژیوکلاز تا ۱/۵ میلیمتر طول دارند و بیشتر نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل است و نشانه‌هایی از سریسیتی‌شدن دارد. بلورهای اوژیت شکل‌دار و مقاطع طولی آنها تا ۲ میلیمتر درازا دارند. این کلینوپیروکسن‌ها بر اثر تجزیه‌شدگی تخریب شده و بخش‌هایی از بلورهای آن از میان رفته است. برخی از آنها با اورالیت و بیوتیت جانشین شده‌اند. بیشتر بیوتیت و هورنبلندهای اولیه تجزیه شده‌اند و ریزبلور هستند.

بازالت‌آندزیتی: بافت آندزی‌بازالت نیز پورفیری است که از نزدیک به ۴۵ درصد زمینه و ۵۵ درصد درشت‌بلور ساخته شده است. درشت‌بلورها در این سنگ شامل پلاژیوکلاز، اوژیت و آمفیبول و بیوتیت هستند. زمینهٔ ریزبلور این سنگ بیشتر از پلاژیوکلاز، کانی‌های فرومنیزین، کانی‌های رسی، کلسیت و سریسیت ساخته شده است. حجم بلورهای پلاژیوکلاز نزدیک به ۷۵ درصد کل درشت‌بلورهاست. بیشینهٔ اندازه این بلورها به ۲ میلیمتر می‌رسد و به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. پلاژیوکلازها نشانه‌هایی از سریسیتی‌شدن و کلسیتی‌شدن نشان می‌دهند و در برخی از بلورهای آنها حاشیهٔ واکنشی و بافت غربالی نیز دیده می‌شود. رگچه‌های قرمزرنگ که احتمالاً اکسیدهای آهن باشند در برخی از مقاطع این سنگ‌ها به‌ویژه درون پلاژیوکلازها نفوذ کرده‌اند. بلورهای آمفیبول بیشتر به‌صورت هورنبلند بازالتی هستند. هورنبلندهای بازالتی آواری، اپاسیتیزه و سوخته شدند (شکل ۴-D).



شکل ۴. عکس‌های میکروسکوپی از برخی سنگ‌های آذرین در جنوب مجموعهٔ آذرین آساگی؛ **A**) بافت پورفیری با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در آندزیت؛ **B**) داسیت با درشت‌بلورهای کوارتز گردشده و فلدسپار؛ **C**) تراکیت با درشت‌بلورهای سانیدین در زمینه‌ای ریزبلور؛ **D**) آندزی‌بازالت با درشت‌بلورهای پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول در یک زمینه دانه ریزاست؛ **E**) دیوریت پورفیری شامل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت در زمینهٔ دانه‌ریز؛ **F**) کوارتز مونزونیت پورفیری بیشتر از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوکلاز و اندکی کوارتزهای ریزدانه‌تر ساخته شده است (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans , 2010).

Figure 4. Photomicrographs of some igneous rocks in the south of Asagi igneous complex; **A**) Andesite with porphyry texture contains plagioclase phenocrysts; **B**) Dacite contains rounded quartz and feldspar phenocrysts; **C**) Trachyte contains sanidine phenocrysts in a microcrystalline background; **D**) Andesibasalt contains plagioclase, clinopyroxene, and amphibole phenocrysts in a fine-grained background; **E**) Diorite porphyry including plagioclase and biotite phenocrysts in a fine-grained background; **F**) Quartz monzonite porphyry composed mostly of plagioclase and orthoclase phenocrysts, and little finer-grained quartz (Abbreviations from Whitney and Evans (2010))

درشت‌بلورهای این کانی شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و بیشینهٔ مقاطع طولی آنها به ۱ میلیمتر می‌رسند. در برخی بلورهای هورنبلند، اکسید آهن وجود دارد و گاه هورنبلندها به بیوتیت تجزیه شدند. هورنبلندهای سبز نیز به مقدار کمی در

این مقاطع یافت می‌شوند. این بلورها با کلسیت و دیگر کانی‌های ثانویه جانشین شده‌اند. اندازهٔ بلورهای هورنبلند سبز از ۱ میلیمتر کمتر است. گاه این بلورها حاشیهٔ تیره و سوخته دارند (شکل ۴-D). بلورهای اوژیت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و بیشینهٔ اندازه بلورهای آن به ۰/۵ میلیمتر می‌رسد (شکل ۴-D). بلورهای اوژیت گاهی به‌صورت تجمع گلومروپورفیریک دیده می‌شوند و گاه در امتداد شکستگی‌ها تجزیه و گاه به‌صورت کامل با کلسیت جانشین شده‌اند.

دیوریت پورفیری: این سنگ بافت پورفیری با ۳۰ درصد زمینه و ۷۰ درصد درشت‌بلور دارد. در بیشتر نمونه‌ها، زمینه به‌علت دگرسانی تخریب شده است و از بلورهای فلدسپار تجزیه‌شده به کانی‌های رسی، سریسیت و کلسیت ساخته شده است. بلورهای ریز کانی‌های کدر در زمینهٔ فراوان هستند. درشت‌بلورها بیشتر شامل پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند (شکل ۴-E). پلاژیوکلاز نزدیک به ۷۰ درصد درشت‌بلورها را شامل می‌شوند. بلورهای آن شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار هستند و بیشتر از یک میلیمتر و گاهی تا ۲ میلیمتر طول دارند. این بلورها بیشتر به سریسیت و کانی‌های رسی و کربنات تجزیه شده‌اند؛ به‌گونه‌ای‌که برخی درشت‌بلورهای اولیهٔ آن به‌طور کامل با کلسیت جانشین شدند. بیوتیت تا نزدیک به ۱۰ درصد در این سنگ یافت می‌شود و بیشتر شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار هستند و اندازهٔ آنها تا ۰/۵ میلیمتر می‌رسد (شکل ۴-E). هورنبلند سبز با اندازهٔ کمتر از یک میلیمتر نزدیک به ۱۰ درصد این مقطع را تشکیل می‌دهند. بلورهای بیوتیت و هورنبلند کم و بیش به کلریت تجزیه شده‌اند. کانی‌های کدر تا ۵ درصد در این سنگ یافت می‌شوند. کانی‌های کدر بیشتر از نوع پیریت‌های اکسیدشده هستند.

کوارتزمونزونیت پورفیری: این سنگ بافت پورفیری تا گرانولار دارد که زمینه ۲۵ درصد و درشت‌بلورها ۷۵ درصد هستند. زمینه بیشتر از کوارتز و فلدسپارهای ریز تا متوسط بلور تشکیل شده است. درشت‌بلورها شامل اورتوز و پلاژیوکلاز هستند (شکل ۴-F). فلدسپارها احتمالاً ۹۵ درصد درشت‌بلورها هستند که در PPL بی‌رنگ و کمی خاکی و کثیف هستند و در XPL تیره و خاکستری دیده می‌شوند. ارتوکلاز با ماکل کارلسباد و پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سینتیتیک و زونینگ قابل تشخیص است. برخی از آنها تا ۳ میلیمتر طول دارند و بیشترشان نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار هستند. کوارتز ۲۰ درصد بلورها را شامل می‌شود که بیشتر مرتبط به مراحل آخر انجماد ماگما و حتی از نوع گرمابی است و در فضاهای خالی میان بلورها گسترش دارد. آغشتگی اکسید آهن در برخی جاها دیده می‌شود. کانی‌های کدر نزدیک به یک درصد هستند.

بیشتر سنگ‌های آذرین بررسی‌شده بسیار دگرسان شده‌اند و دگرسانی‌های پروپیلیتیک، آرژیلیک، فیلیک و سیلیسی و گاهی استوک‌ورک‌های کوارتزوپیریت اکسیده در آنها دیده می‌شوند.

زمین‌شیمی

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ شیمیایی سنگ‌های آذرین بررسی‌شده در جدول ۱ آورده شده‌اند. در این جدول مقادیر اکسیدهای اصلی به‌صورت درصدوزنی (Wt. %) و عنصرهای کمیاب به‌صورت بخش در میلیون (ppm) نشان داده شده‌اند. زمین‌شیمی سنگ‌های آذرین در شناخت سنگ‌های آذرین کاربرد بالایی دارد و بیشتر برای شناخت تحولات ماگمایی، رده‌بندی سنگ‌ها، نوع ماگما، جایگاه زمین‌ساختی، خاستگاه ماگما و سنگ‌زایی استفاده می‌شوند.

زمین‌شیمی عنصرهای اصلی

مقدار SiO_2 در سنگ‌های بررسی‌شده از ۵۳/۶۶ تا ۶۶/۳۴ درصدوزنی متغیر است (جدول ۱). در نمودارهای هارکر (Harker, 1909) در شکل ۵ برای بیشتر نمونه‌ها، با افزایش مقدار SiO_2، مقدار اکسیدهای اصلی مانند P_2O_5، TiO_2، CaO، MgO، Fe_2O_3 و Al_2O_3 کاهش و مقدار K_2O افزایش می‌یابند. چنین وابستگی میان این عنصرها یک ارتباط معمول است که چه‌بسا نشان‌دهندهٔ جدایش بلوری ماگمایی باشد (Rollinson, 1993). وابستگی میان SiO_2 و Na_2O در نمودار هارکر ضعیف است و روند کاهشی یا افزایشی نشان نمی‌دهند و توزیع نمونه‌ها به‌صورت پراکنده است. همبستگی ضعیف میان SiO_2 و Na_2O و برخی دیگر از اکسیدهای اصلی چه‌بسا پیامد تأثیر هوازدگی و دگرسانی گرمابی بر سنگ‌های بررسی‌شده یا پیامد پیدایش آنها از ماگماهای متفاوت باشد.

جدول ۱. مقدار عنصرهای اصلی (wt. %) و عنصرهای خاکی کمیاب و کمیاب (ppm) در سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانیِ جنوب مجموعهٔ آذرین آساگی.

Table 1. Major (in wt. %), rare earth, and trace element (in ppm) concentrations in the volcanic and subvolcanic rocks in south of Asagi igneous complex.

Samples No.	J321	J322	J36	J40	J38	J29	J49	J18
SiO_2	53.7	54.7	56.5	64.1	62.2	62.5	63.5	66.1
TiO_2	0.76	0.79	0.35	0.4	0.55	0.53	0.55	0.35
Al_2O_3	13.7	14	17.1	13.5	13.2	13.7	14.2	13.6
Fe_2O_3	5.06	5.1	3.02	3.08	4.06	4.46	3.83	2.84
CaO	7.76	6.58	3.74	4.15	5.71	5.29	5.45	4.03
MgO	5.03	4.71	0.54	3.24	3.63	2.98	2.89	2.31
MnO	0.11	0.12	0.14	0.05	0.09	0.08	0.08	0.06
K_2O	4.69	5.29	8.93	3.58	3.29	3.29	3.25	3.88
Na_2O	3.19	3.55	4.15	3.69	2.9	3.24	3.64	3.27
P_2O_5	0.57	0.61	0.11	0.26	0.32	0.32	0.4	0.25
LOI	5.08	4.21	4.87	3.63	3.31	3.3	2	3.14
Total	99.7	99.6	99.4	99.7	99.3	99.7	99.8	99.8
K_2O/Na_2O	1.5	1.5	2.2	1	1.1	1	0.9	1.2
Ba	1760	1591	2226	1288	1334	998	1130	1028
Co	11	12.3	5	7.8	9.6	8.7	8	5.6
Cr	76.5	82.5	14.1	53.4	78.9	60.4	54.7	39.1
Ga	21.6	21	23.1	22.8	19.2	20.1	17.8	18.3
Li	31.5	16.9	201.9	47.1	28.9	23.5	10.2	35.4
Ni	31.2	25.7	<5	17.1	41.7	49.8	26.7	15.4
Pb	35.1	33.3	69.3	26.9	35.3	26.4	30.5	36.1
Sr	1589	1469	2674	739	793	788	843	653
V	86.2	90.1	67.3	43.8	70.8	56.1	52.1	39.6
Y	16.7	17.2	27.4	9.5	11	9.2	11.1	9.8
Zr	180.8	186	356.2	60.1	129.5	87.5	79.4	62.3
Rb	159.8	159.4	255.7	125	96.3	88.2	91.2	127.3
Nb	23.8	23.6	31.1	14	14.5	12.6	16.2	9.9
Cs	6.8	7	43.2	6.5	5.4	5.2	6.3	10.9
La	93	97	165.4	44.7	53.9	48.1	44.5	48.5
Ce	271	310.2	313.8	170	196.1	124.8	175.9	82.6
Pr	20	18.8	25.1	8.5	10.6	8.7	9.9	9.2
Nd	71.7	74.4	88.1	27.8	35	33.9	38.1	29.8
Sm	9.6	8.9	10.5	3.5	4.6	3.9	4.4	4
Eu	1.8	1.6	2.1	0.9	1.1	0.8	1.1	0.9
Gd	9.1	9.4	11.5	4.6	7.7	4.6	6	4
Tb	1.1	0.7	1.1	0.4	0.6	0.4	0.6	0.5
Dy	3.5	4.5	5.1	2.4	2.6	2.2	3.1	2.6
Ho	0.6	0.6	0.8	0.6	0.5	0.3	0.4	0.5
Er	1.8	3.6	3.2	1.5	1.8	1.2	2.2	1.5
Tm	0.3	0.4	0.6	0.2	0.3	0.3	0.3	0.1
Yb	1.7	1.4	2.1	1.2	1.2	0.9	1.3	0.9
Lu	0.2	0.1	0.3	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1
Hf	3.4	3.7	5.2	2.2	3.3	2.3	2.1	2.2
Ta	0.2	0.2	0.6	0.2	0.2	0.1	0.1	0.3
Th	38.2	36.4	56.2	29.6	29.9	22.3	17.2	34.3
U	8.5	7.5	13	6.3	6.6	4.8	4.2	7.9
$(La/Yb)_N$	46	58.2	66.2	31.3	37.7	44.9	28.8	45.3

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

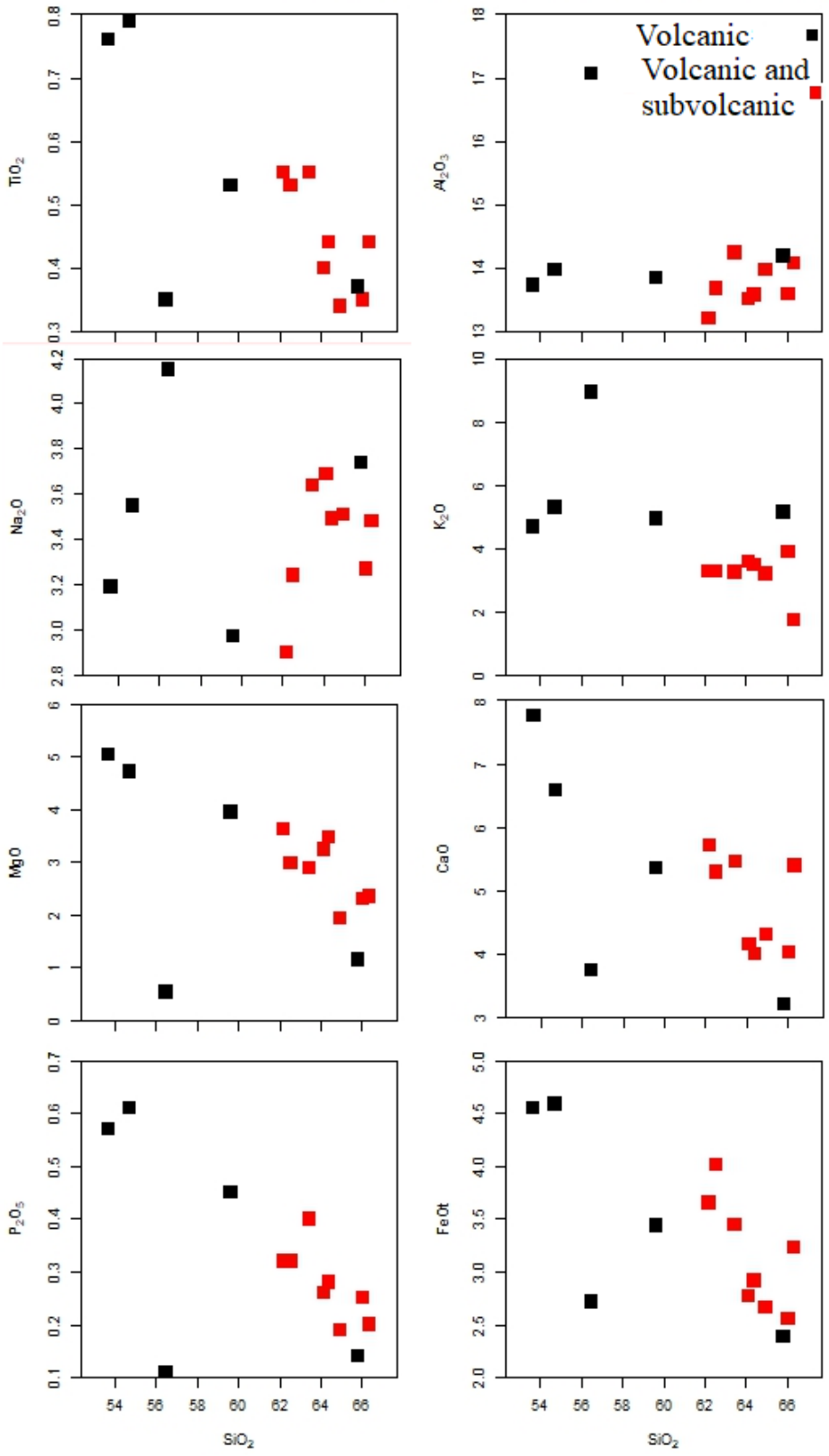
Samples No.	J46	J20	J10	J9	J23
SiO_2	64.4	65	66.3	65.8	59.6
TiO_2	0.44	0.34	0.44	0.37	0.53
Al_2O_3	13.6	14	14.1	14.2	13.9
Fe_2O_3	3.24	2.96	3.59	2.65	3.82
CaO	4	4.31	5.39	3.2	5.35
MgO	3.47	1.93	2.35	1.15	3.95
MnO	0.08	0.07	0.09	0.09	0.09
K_2O	3.48	3.19	1.75	5.14	4.93
Na_2O	3.49	3.51	3.48	3.74	2.97
P_2O_5	0.28	0.19	0.2	0.14	0.45
LOI	3.36	4.4	2.07	3.2	4.15
Total	99.8	99.8	99.8	99.7	99.7
K_2O/Na_2O	1	0.9	0.5	1.4	1.7
Ba	1432	882	1127	925	1440
Co	7	5	6.3	5	8.3
Cr	48.9	30.9	45.4	19.5	47.3
Ga	18.5	18.1	18.7	18	19.5
Li	31.2	29.2	7.2	18.2	32.3
Ni	21	<5	19.6	9	16.5
Pb	28.8	31.9	10.4	43.6	40
Sr	699	495	801	824	979
V	44	32.9	48.2	32.8	47.6
Y	10	8.7	8.6	13.5	14.3
Zr	87.3	73.6	122	80.1	74.3
Rb	131.7	102.7	45.6	157.6	156.5
Nb	12.5	7.1	7.4	8.3	8.8
Cs	8.2	10.7	8	8.1	9.6
La	46.9	35.2	26.2	62.7	79.9
Ce	185.4	165.2	160.5	117.8	223.5
Pr	9.4	7.7	6.9	12.6	15.9
Nd	31.2	28.4	27.1	44	54.6
Sm	4.1	3.1	3.2	5.9	7.1
Eu	1	0.7	0.9	1.2	1.5
Gd	5.6	4.7	3.8	5.9	7.5
Tb	0.5	0.4	0.5	0.7	0.9
Dy	2.4	2.4	2.6	3.2	4.2
Ho	0.4	0.3	0.5	0.6	0.6
Er	2.3	3.1	2.5	1.9	3.6
Tm	0.2	0.2	0.4	0.3	0.3
Yb	0.9	1	1.1	1.4	1.5
Lu	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2
Hf	2.7	2.3	3.3	1.7	2.4
Ta	0.2	0.1	0.2	0.2	0.3
Th	32	21.9	13	28.9	49.9
U	7.2	4.4	2.8	4.9	9
$(La/Yb)_N$	43.8	29.6	20	37.6	44.7

مقدار TiO_2 در نمونه‌های بررسی‌شده از یک درصد کمتر و برابرا با ۰/۳۳ تا ۰/۷۹ درصدوزنی است. تیتانیم نیز مانند آهن عنصری است که در مراحل آغازین تبلور ماگما در ساختمان کلینوپیروکسن و اکسیدهای تیتانیم و آهن شرکت می‌کند (Aragon et al., 2003) و ازاین‌رو سنگ‌های بازیک نسبت به سنگ‌های اسیدی تیتانیم بیشتری دارند. بنابراین کاهش TiO_2 با افزایش SiO_2 یک روند معمول هنگام رخداد جدایش بلورین و تبلور ماگماست. مقدار TiO_2 در یکی از نمونه‌های بازیک بسیار کمتر از دیگر نمونه‌هاست که چه‌بسا نشان‌دهندهٔ خاستگاه‌گرفتن سنگ‌های بررسی‌شده از ماگماهای متفاوت باشد.

در بیشتر نمونه‌های تجزیه‌شده مقدار Al_2O_3 از ۱۳/۲۱ تا ۱۴/۵۴ درصدوزنی در نوسان است؛ مگر یک نمونه که مقدار Al_2O_3 در آن برابر ۱۷/۰۶ درصدوزنی است. کاهش Al_2O_3 با افزایش SiO_2 به‌طور طبیعی پیامد جدایش بلورین ماگما و احتمالاً جدایش پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار در گونه‌های مافیک‌تر است (Mason and Moore, 1982)؛ هرچند در نمونه‌های بررسی‌شده، ارتباط معکوس Al_2O_3 و SiO_2 ضعیف است که چه‌بسا پیامد خاستگاه‌گرفتن آنها از ماگماهای گوناگون باشد.

وابستگی میان مقدار Na_2O و K_2O با SiO_2 در نمونه‌های بررسی‌شده ضعیف است و توزیع آنها در نمودار هارکر نشان‌دهندهٔ پیدایش نمونه‌ها از ماگماهای متفاوت است. برخی پراکندگی‌ها چه‌بسا پیامد تأثیر عواملی مانند هوازدگی و دگرسانی باشند. در حالت عادی با افزایش مقدار SiO_2، مقدار K_2O و Na_2O افزایش می‌یابند؛ زیرا این عنصرها در آغاز جدایش بلوری ماگمایی در ساختمان کانی‌ها وارد نمی‌شوند و در مذاب به‌جا می‌مانند و در پایان، در ساختمان کانی‌های سدیم‌دار مانند ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و میکاها وارد می‌شوند (Mason and Moor, 1982).

مقدار منیزیم در یکی از نمونه‌ها کمابیش ناچیز و برابر با ۰/۵۴ درصدوزنی است و در دیگر نمونه‌ها از ۱/۹۳ تا ۵/۰۳ درصدوزنی در نوسان است. منیزیم نیز مانند دیگر عنصرهای سازگار در آغاز فرایند جدایش بلوری ماگمایی از ماگما جدا می‌شود و به ساختمان الیوین و پیروکسن وارد می‌شود. با تبلور و جدایش این کانی‌ها از ماگما میزان MgO در ماگما با کاهش روبه‌رو می‌شود (Cook et al., 2005). مقدار CaO در نمونه‌های بررسی‌شده از ۳/۲ تا ۷/۶۵ درصدوزنی در نوسان است.



شکل ۵. نمودارهای هارکر (Harker, 1909) برای عنصرهای اصلی در برابر SiO_2 (بر پایهٔ درصدوزنی) بـرای نمونـه‌های جنـوب مجموعـهٔ آذرین آساگی.

Figure 5. Harker diagrams (Harker,1909) of the major elements versus SiO_2 (in w.%) for the samples from he south of Asagi Igneous Complex.

روند کاهشی تغییرات CaO با افزایش SiO_2 به این دلیل است که عنصر کلسیم در آغاز تبلور ماگما در ساختمان کانی‌هایی مانند کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز کلسیم‌دار شرکت می‌کند. در نتیجه در پی تبلور و جدایش این کانی‌ها از ماگما، میزان عنصر کلسیم در ماگما در پایان جدایش بلورین کمترین میزان است (Calanchi et al., 2002). در ارتباط کلسیم با سیلیس نیز شماری از نمونه ها، پراکندگی نشان می‌دهند که چه‌بسا پیامد انجماد آنها از ماگماهای گوناگون باشد (شکل ۵). همچنین، کلسیت ثانویه در بیشتر نمونه‌های بررسی‌شده یات می‌شود و برخی از پراکندگی‌ها به این دلیل هستند.

رفتار P_2O_5 شبیه عنصرهای سازگار است و مقدار آن در سنگ‌های بررسی‌شده (مگر نمونهٔ ۱۳۶) با افزایش SiO_2 کاهش یافته است. نمودارهای هارکر نشان می‌دهند مقدار عنصرهای این نمونه با دیگر نمونه‌ها متفاوت است. مقدار K_2O و Al_2O_3 این نمونه بسیار بالا و MgO آن کم است. افزون‌بر این، دو نمونه‌ای که کمترین مقادیر SiO_2 را دارند ارتباط ضعیفی با دیگر نمونه‌ها نشان می‌دهند. این تفاوت‌های نشان‌دهندهٔ رخداد ماگماتیسم‌های متفاوت در محدودهٔ بررسی‌شده است.

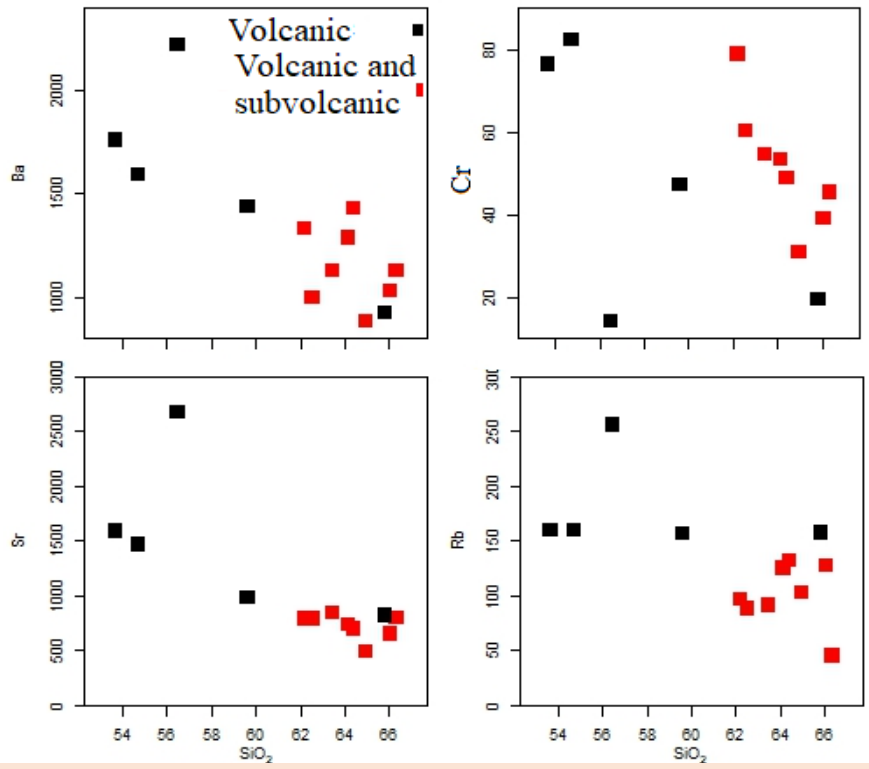
مقادیر اکسیدهای آهن در سنگ‌های بررسی‌شده از ۲/۶۵ تا ۵/۱ درصدوزنی در نوسان است. روند کاهشی FeOt با افزایش میزان SiO_2 یک روند معمول است و اصولاً مقادیر اکسیدهای آهن از سنگ‌های بازیک به‌سوی سنگ‌های اسیدی کاهش می‌یابد و دلیل آن مصرف‌شدن عنصر آهن در ساختمان کانی‌هایی مانند مگنتیت، کلینوپیروکسن و آمفیبول است (Calanchi et al., 2002). ارتباط میان مقدار اکسیدهای آهن با اکسید سیلیسیم قوی نیست و شماری از نمونه‌های از روند اصلی خارج هستند که چه‌بسا پیامد پیدایش آنها از ماگماهای متفاوت باشد.

در نمودار هارکر در شکل ۶ برای عنصرهای فرعی با افزایش SiO_2 مقدار Ba، Cr، Sr و Rb کاهش می‌یابند. در این نمودارها، توزیع نمونه‌ها از روند خطی پراکندگی بالایی را نشان می‌دهند که مانند عنصرهای اصلی نشان‌دهندهٔ چندین نسل سنگ آذرین در محدودهٔ بررسی‌شده است. در اینجا نیز نمونه بازیک‌تر مقدار کمی کروم دارد. کاهش کروم در سنگ‌های بازیک یک روند غیرعادی است. این عنصر بیشتر وارد ساختمان اسپینل، الیوین و پیروکسن می‌شوند و در سنگ‌هایی که فاقد این کانی‌ها باشند مقدار کروم ناچیز است. کاهش مقدار Ba و Sr به‌سوی سنگ‌های اسیدی مرتبط با تبلور پلاژیوکلاز کلسیم‌دار در مراحل آغازین جدایش بلوری ماگمایی است. بالاترین مقدار Rb در نمونه ای است که پتاسیم و آلومینیم بالا و منیزیم کم دارد. مقدار این عنصر در دو نمونه که مقادیر پتاسیم بالا و سیلیس کمی دارند نسبت به سنگ‌های اسیدی بیشتر است. همچنین، در سنگ‌های اسیدی مقدار روبیدیم با افزایش مقدار SiO_2 افزایش می‌یابد و همان روندی را دارند که K_2O با SiO_2 دارد. گمان می‌رود Rb با پتاسیم و پیدایش ارتوکلاز مرتبط باشند.

طبقه‌بندی زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین

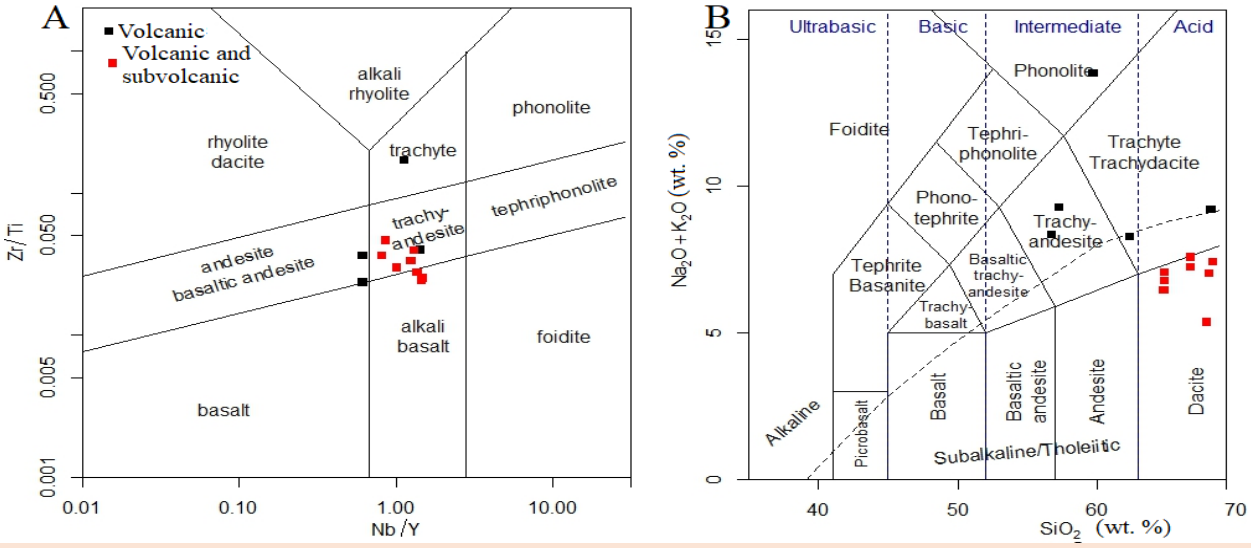
برای رده‌بندی سنگ‌های آذرین بر پایهٔ زمین‌شیمی آنها از نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti و نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O بهره گرفته شد. نمودار Zr/Ti در برابر Nb/Y برای رده‌بندی سنگ‌های آذرین بیرونی به‌کار می‌رود که بر پایهٔ عنصرهای نامتحرک رسم می‌شوند و به‌ندرت تحت‌تأثیر هوازدگی و دگرسانی قرار می‌گیرند. بر پایهٔ این نمودار سنگ‌های آذرین جنوب مجموعهٔ آذرین آساگی در گسترهٔ آندزیت‌بازالتی، آندزیت، تراکی‌آندزیت و تراکیت و آلکالی‌بازالت جای گرفته است (شکل ۷-A) که تا اندازه‌ای با یافته‌های به‌دست‌آمده از بررسی‌های سنگ‌نگاری همخوانی دارد. نمودارهای SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O یا TAS از مهم‌ترین نمودارها برای رده‌بندی سنگ‌های آذرین هستند؛ زیرا بر پایهٔ عنصرهایی پیشنهاد شده‌اند که از سازنده‌های اصلی این سنگ‌ها هستند (Middlemost, 1994; Le Bas et al., 1986). بر پایهٔ نمودار TAS (Le Bas et al., 1986) نمونه‌های بررسی‌شده در محدودهٔ تراکیت، تراکی‌آندزیت، تراکی‌داسیت، داسیت و فنولیت جای گرفتند (شکل ۷-B).

یافته‌های به‌دست‌آمده از این رده‌بندی با یافته‌های به‌دست‌آمده از سنگ‌نگاری یکسان نیستند که چه‌بسا این امر پیامد اثرات دگرسانی باشد. در این نمودار، سنگ‌های آذرین بر پایهٔ میزان SiO_2 به انواع الترابازیک، بازیک، اسیدی و حد واسط نیز رده‌بندی شده‌اند و همچنین، این نمودار با یک خط ممتد به دو محدودهٔ آلکالی و ساب‌آلکالی دسته‌بندی شده است. بر پایهٔ این نمودار سنگ‌های آذرین منطقه حد واسط و اسیدی هستند و برخی از آنها ساب‌آلکالی و برخی دیگر آلکالی هستند (شکل ۷-B).



شکل ۶. نمودارهای هارکرِ (Harker, 1909) عنصرهای فرعی (بر پایهٔ ppm) در برابر SiO_2 (بر پایهٔ درصدوزنی) بـرای نمونـه‌های جنـوب مجموعهٔ آذرین آساگی.

Figure 6. Harker Diagrams (Harker,1909) of minor elements (in ppm) versus SiO_2 (in Wt.%) for samples from south of the Asagi Igneous Complex.



شکل ۷. رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین در جنوب مجموعهٔ آذرین آساگی در **A**) نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti (Pearce 1996)؛ **B**) نمودار TAS (Le Bas et al., 1986).

Figure 7. Chemical classification of igneous rocks in south of the Asagi igneous complex in **A**) Nb/Y- Zr/Ti diagram (Pearce 1996); **B**) TAS diagram (Le Bas et al., 1986).

سری ماگمایی

ماگماها بسته به سنگ منبع، شرایط پیدایش و نرخ ذوب ویژگی‌هایی متفاوتی دارند و ترکیب و کانی‌شناسی سنگ‌های پدیدآمده از آنها می‌توانند بازتابی از این ویژگی‌ها باشند. سنگ‌های یک سری ماگمایی با وجود ترکیب‌های متفاوت ویژگی‌های مشترک و همبستگی‌های معینی دارند. سنگ‌های محدودهٔ بررسی‌شده از نوع آلکالن و نوع ساب‌آلکالن هستند. نمونه‌هایی که در محدودهٔ آلکالن جای گرفته‌اند نسبت بالای پتاسیم به سدیم دارند. با توجه به مقدار بالای پتاسیم و کانی‌شناسی نمونه‌ها می‌توان گفت این نمونه‌ها به سری شوشونیتی متعلق هستند. بر پایهٔ نمودار SiO_2- K_2O نمونه‌های بررسی‌شده بیشتر در دو محدودهٔ کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی جای گرفته‌اند و یک نمونه در محدودهٔ سری کالک‌آلکالن جای گرفته است (شکل ۸-A) و یک نمونه بیرون از محدودهٔ نشان‌داده‌شده در این نمودار است. رسم نمونه‌های بررسی‌شده روی نمودار Co-Th نیز نشان‌دهندهٔ تعلق آنها به سرهای ماگمایی کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی است (شکل ۸-B).

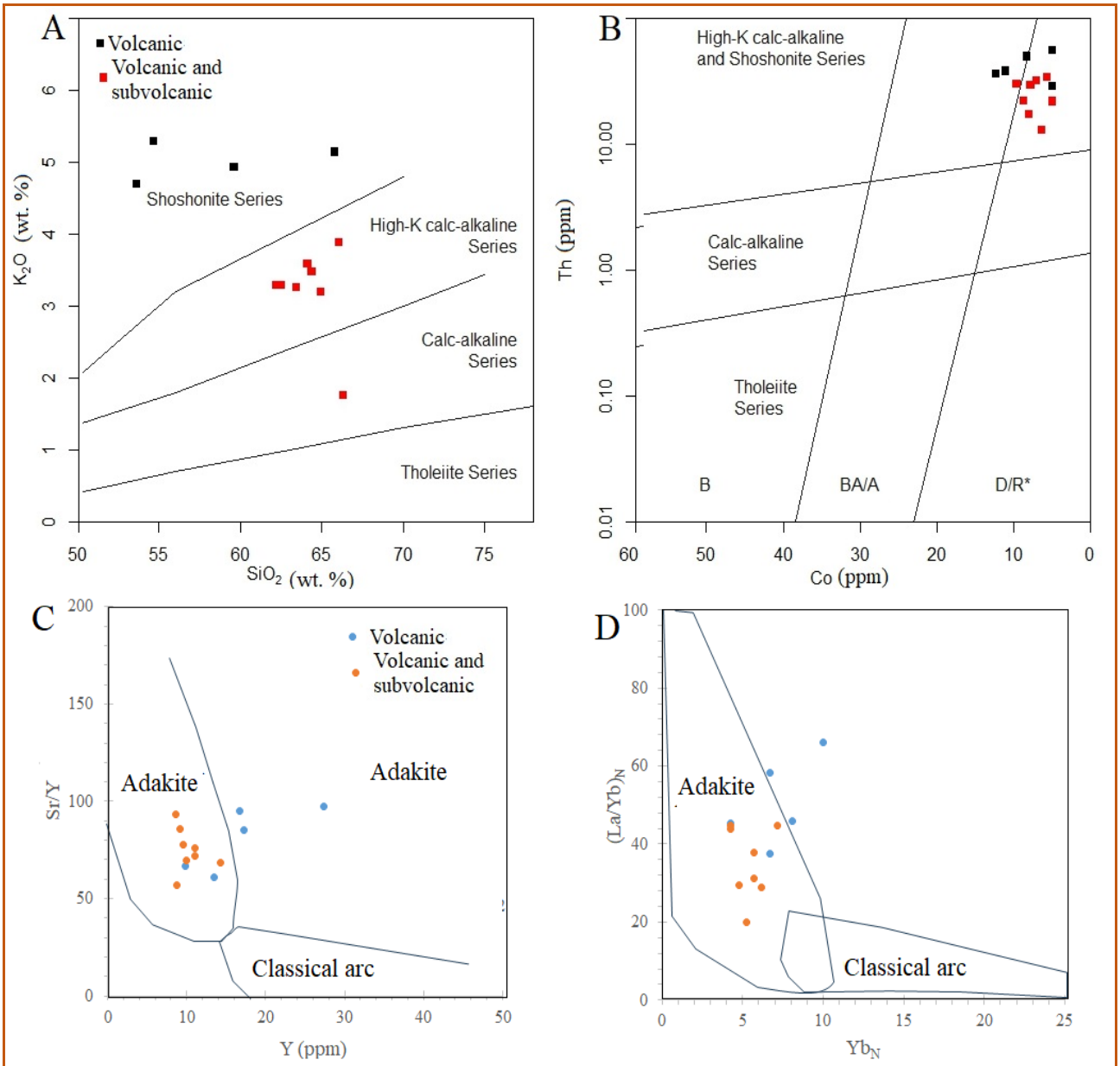
گمان می‌رود نمونه‌های بررسی‌شده، برخی ویژگی‌های شیمیایی آداکیت‌ها و شبه‌آداکیتی را نیز دارند. به‌طور کلی، سنگ‌های آداکیتی در مقایسه با سنگ‌های رایج در کمان عادی، مقدار Sr/Y و La/Yb بالاتر و مقادیر Y و Yb کمتری دارند (Martin et al., 2005; Castillo, 2006) (برای نمونه، Sr >۴۰۰ppm، Y <۱۸، Yb <۱/۸ و $(La/Yb)_N$ >۱۰). بر پایهٔ داده‌های آورده‌شده در شکل‌های ۸-C و ۸-D نیز، بیشتر نمونه‌های بررسی‌شده در گسترهٔ آداکیت‌ها جای می‌گیرند. با این حال، بخش بزرگی از نمونه‌ها، به‌ویژه آنهایی که در محدودهٔ شوشونیت‌ها جای دارند، مقدارهای بیشتر اکسید پتاسیم و مقدارهای کمتر اکسید آلومینیم دارند. این ویژگی در تضاد با یکی از شاخص‌های اصلی آداکیت‌ها، یعنی نسبت K_2O/SiO_2 کمتر از یک (نزدیک به ۰/۴)، جای دارد. بنابراین می‌توان چنین استنباط کرد که تنها برخی از سنگ‌هایی که در شکل ۸-A در محدودهٔ کالک‌آلکالن و کالک‌آلکالن پتاسیم بالا جای گرفته‌اند، احتمالاً نشان‌دهندهٔ آداکیت‌های پتاسیم‌دار و شبه آداکیت‌ها باشند و آنهایی‌که پتاسیم آنها بسیار بالا است قطعا شوشونیت هستند.

جایگاه زمین‌ساختی

سنگ‌های کالک‌آلکالن و به‌ویژه سنگ‌های کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی شامل آداکیت‌ها از ویژگی‌های جایگاه‌های زمین‌ساختی همگرا هستند (Morrison, 1980; Torabi, 2011). جایگاه‌های همگرا شامل فرورانش حاشیهٔ قاره، فرورانش کمان اقیانوسی یا جزیره‌های کمانی، پهنه‌های برخوردی و پسابرخوردی هستند (Wilson, 1989). در نمودار Nb/Yb و Th/Yb، جایگاه‌های زمین‌ساختی همگرا و واگرا از هم تفکیک شده‌اند (Pearce, 2008) به‌گونه‌ای‌که نوار کمی در این شکل انواع محیط‌های مورب (واگرا) و بخش موازی در بالای آن کمان‌های آتشفشانی قاره ای و اقیانوسی را نشان می‌دهند (شکل ۹-A). نمونه‌های بررسی‌شده در محدودهٔ کمان‌های آتشفشانی جای گرفته است و بیشتر با جایگاه حاشیهٔ قاره‌ای یا کمان‌های قاره‌ای همخوانی دارد.

مولر (Müller et al., 1992)، برای سنگ‌های که پتاسیم بالایی دارند، نمودارهای خاصی پیشنهاد کرده‌اند که در شکل ۹-B و C نشان داده شده است. در شکل ۹-B، نمونه‌های بررسی‌شده در محدودهٔ محیط کمان قاره‌ای (CAP) و پس از برخورد (PAP) جای گرفته‌اند. برای جداسازی این دو محیط، از نمودار نشان‌داده‌شده در شکل ۹-C بهره گرفته شد که بر پایهٔ آن، نمونه‌های بررسی‌شده در محدودهٔ کمان قاره‌ای جای گرفته‌اند. هر چند ترکیب شیمیایی نمونه‌های بررسی‌شده همانند سنگ‌های جایگاه‌های کمان قاره ای است، اما رویداد کمان قاره‌ای در الیگوسن و میوسن برای پهنهٔ زمین‌درز سیستان تا کنون گزارش نشده است؛ زیرا رویداد فرورانش خاور ایران شامل پهنهٔ زمین‌درز سیستان در ائوسن و پیش از آن بوده است (Camp and Griffis, 1982). دورهٔ الیگو-میوسن بیشتر با رویدادهای پس از برخورد در پهنهٔ زمین‌درز سیستان همخوانی دارد و سنگ‌های غنی از

پتاسیم و شوشونیتی نیز معمولاً در چنین محیط‌هایی گسترش دارند و گمان می‌رود سرشت کمان قاره‌ای سنگ‌های آذرین بررسی‌شده به ارث رسیده در محیط‌های فرافرورانش باشد.



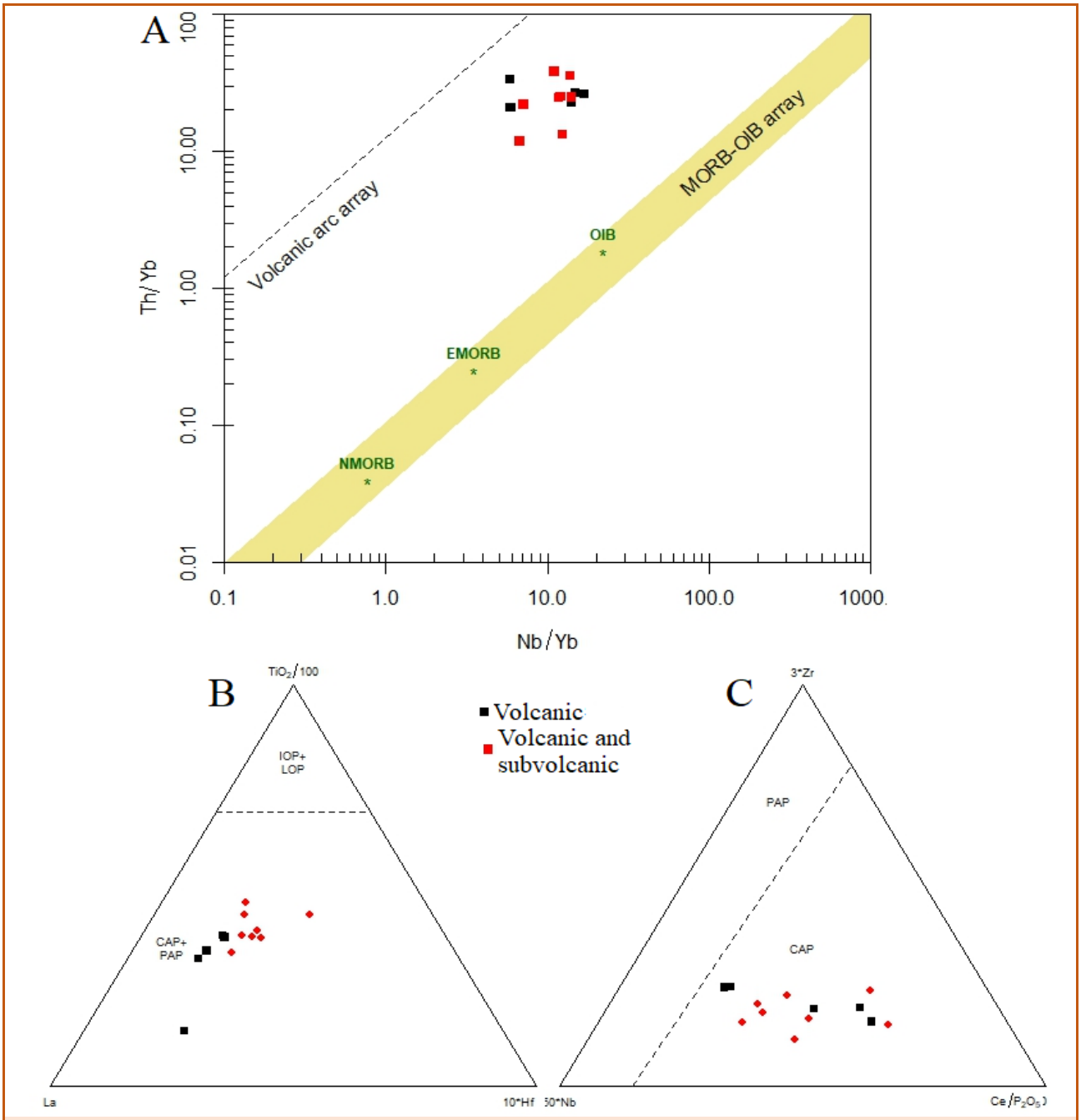
شکل ۸. نمودارهای تفکیک سری ماگمایی و آداکیت‌ها از سنگ‌های کمان عادی در **A**) نمودار SiO_2 در برابر K_2O (مرز میان سری‌های ماگمایی از: Peccerillo and Taylo (1976))؛ **B**) نمودار Co در برابر Th (مرز میان سری‌های ماگمایی از Hastie et al. (2007))؛ **C**) نمودار Y در برابر Sr/Y؛ **D**) نمودار Yb_N در برابر $(La/Yb)_N$ (Castillo 2006).

Figure 8. Discrimination diagrams of magmatic series and adakites **A**) SiO_2 versus K_2O diagram (boundary between magmatic series from: Peccerillo and Taylor (1976); **B**) Co versus Th diagram (boundary between magmatic series from Hastie et al. (2007)); **C**) Y versus Sr/Y and **D**) Yb_N versus $(La/Yb)_N$ (Castillo 2006).

نمودارهای عنکبوتی

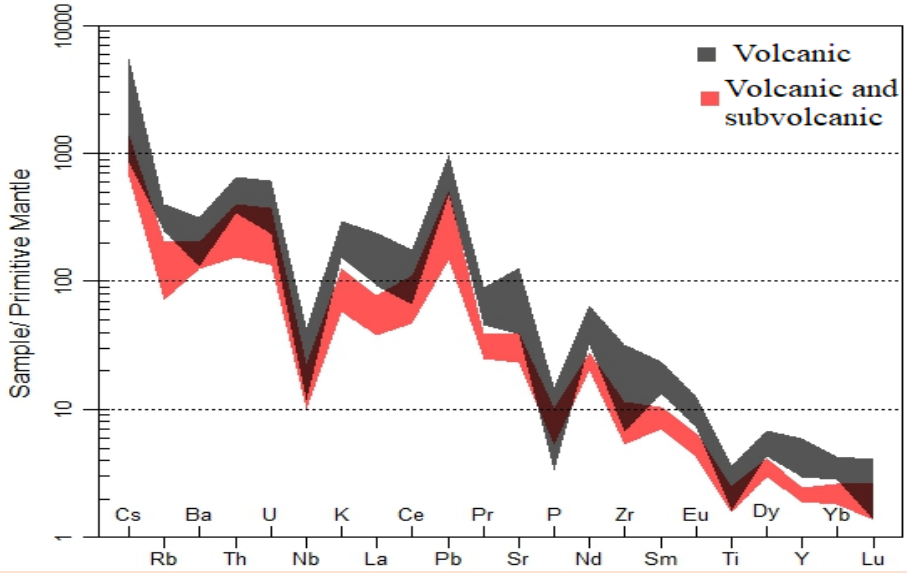
برای نمونه‌های آذرین بررسی‌شده، نمودار عنکبوتی چندعنصری که نسبت به ترکیب گوشتهٔ اولیه (Sun and McDonough 1989) بهنجار شده است در شکل ۱۰ نشان داده شده است. در این نمودار عنصرهای لیتوفیل یون بزرگ (LILE) در سمت چپ و عنصرهای با شدت

میدان بالا (HFSE) در سمت راست جای دارند. رسم این عنصرها در این شکل الگوی کمابیش همانند و هم‌روندی برای نمونه‌های بررسی‌شده را نشان می‌دهد که چه‌بسا گویای خاستگاه همانند و نزدیکی زایشی آنها باشد. بر پایهٔ شکل ۱۰، همه عنصرها نسبت به ترکیب گوشتهٔ اولیه غنی‌شدگی دارند؛ اما میزان غنی‌شدگی LILE به HFSE بسیار بیشتر است . این ویژگی نیز از ویژگی‌های ماگماهای کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی در ورقه‌های همگرا هستند (Wilson, 1989; Rollinson, 1993; Tatsumi and Eggins, 1995).



شکل ۹. نمودار تعیین جایگاه زمین‌ساختی برای نمونه‌های جنوب مجموعهٔ آذرین آساگی در **A**) نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 2008)؛ **B** و **C**) نمودارهای مولر (Müller et al., 1992).

Figure 9. Tectonic setting diagrams for the samples from the south of the Asagi igneous complex **A** Nb/Yb) versus Th/Yb diagram (Pearce, 2008); **B** and **C**) Müller diagrams (Müller et al., 1992).



شکل ۱۰. نمودار عنکبوتی چندعنصری بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌هایِ جنوب مجموعهٔ آذرین آساگی.

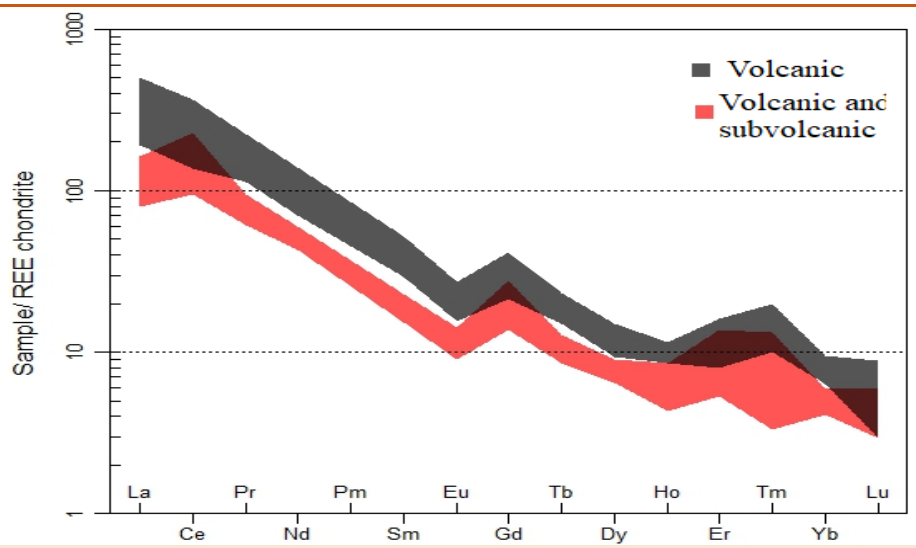
Figure 10. Primiive Mantle-normalized multi elements spider diagram (Sun and McDonough, 1989) for he samples in south of the Asagi igneous complex.

در شکل ۱۰ عنصرهایی مانند U، Th، Pb و Cs ناهنجاری مثبت و عنصرهایی مانند Nb، Ti و P ناهنجاری منفی نشان می‌دهند. این نوع ناهنجاری‌ها نیز از ویژگی‌های سنگ‌های متعلق به محیط‌های حاشیهٔ فعال است. در این محیط‌ها، ماگمای خاستگاه‌گرفته از گوشتهٔ اولیه با مواد پوستهٔ قاره‌ای دچار آلودگی می‌شود و دچار ناهنجاری‌های یادشده می‌شود (Aldanmaz et al., 2000). در جایگاه‌های فرورانشی اصولاً عنصرهای HFS (مانند Nb و Ti) در پهۀ فرورونده به‌جای می‌مانند؛ اما عنصرهای LIL (مانند Th، U، Pb، Sr، Ba و K) همراه سیال وارد گوۀ گوشته‌ای بالای پهنهٔ فرورونده می‌شوند (Khedr and Arai, 2016).

عنصرهای لیتوفیل یون بزرگ متحرک هستند و از راه ذوب‌شدن یا از دست‌دادن آب، به ماگمای تولیدشده به پهنه‌های فرورانش افزوده می‌شوند (Pearce et al., 1995). همچنین، ناهنجاری منفی Nb و Ti به بالابودن فوگاسیتهٔ اکسیژن نسبت داده می‌شود که به دمای بالاتری برای ذوب کانی تیتانیم‌دار می‌انجامد (Edwards et al., 1994). دلیل ناهنجاری مثبت و غنی‌شدگی U، Pb، Sr، Ba و K نیز پیامد فرایندهای دگرنهادشدن، رسوبات فرورانده و آلایش پوستهٔ قاره‌ای دانسته می‌شود (Zheng, 2019).

عنصرهای خاکی کمیاب

در نمودار شکل ۱۱، الگوی عنصرها خاکی کمیاب که مقادیر آنها نسبت به ترکیب کندریت بهنجار شده‌اند برای سنگ‌های آذرین بررسی‌شده نشان داده شده است. در این نمودار عنصرهای خاکی کمیاب سبک نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب سنگین، غنی‌شدگی بسیار بیشتری را نمایش می‌دهند به‌گونه‌ای‌که در آنها $(La/Yb)_N$ از ۱۰ بیشتر است. این ویژگی نیز از ویژگی‌های ماگماهای پدیدآمده در ورقه‌های همگرا و آداکیت‌هاست (Sayari and Sharifi, 2018). در اینجا سنگ‌های که با رنگ سیاه نشان داده شده است کمابیش مقادیر REE بیشتری دارند و بیشتر ویژگی‌های شوشونیتی نشان می‌دهند و آنهایی‌که با رنگ سرخ نشان داده شده‌اند و کمابیش مقادیر REE کمتری دارند، ویژگی‌های بیشتر آداکیتی دارند. در شکل ۱۱ از La به سمت Lu رونده کاهشی یا شیب منفی دیده می‌شود؛ هرچند در این فاصله برخی عنصرها ناهنجاری‌های مثبت و منفی نشان می‌دهند. وجود ناهنجاری منفی ضعیف Eu در شکل ۱۱، احتمالاً نشان‌دهندهٔ شرایط تا اندازه‌ای اکسیدان ماگمای سازندهٔ آنهاست.



شکل ۱۱. نمودار REE بهنجارشده به ترکیب کندریت (Nakamura, 1974) برای نمونه‌های جنوب مجموعهٔ آذرین آساگی.

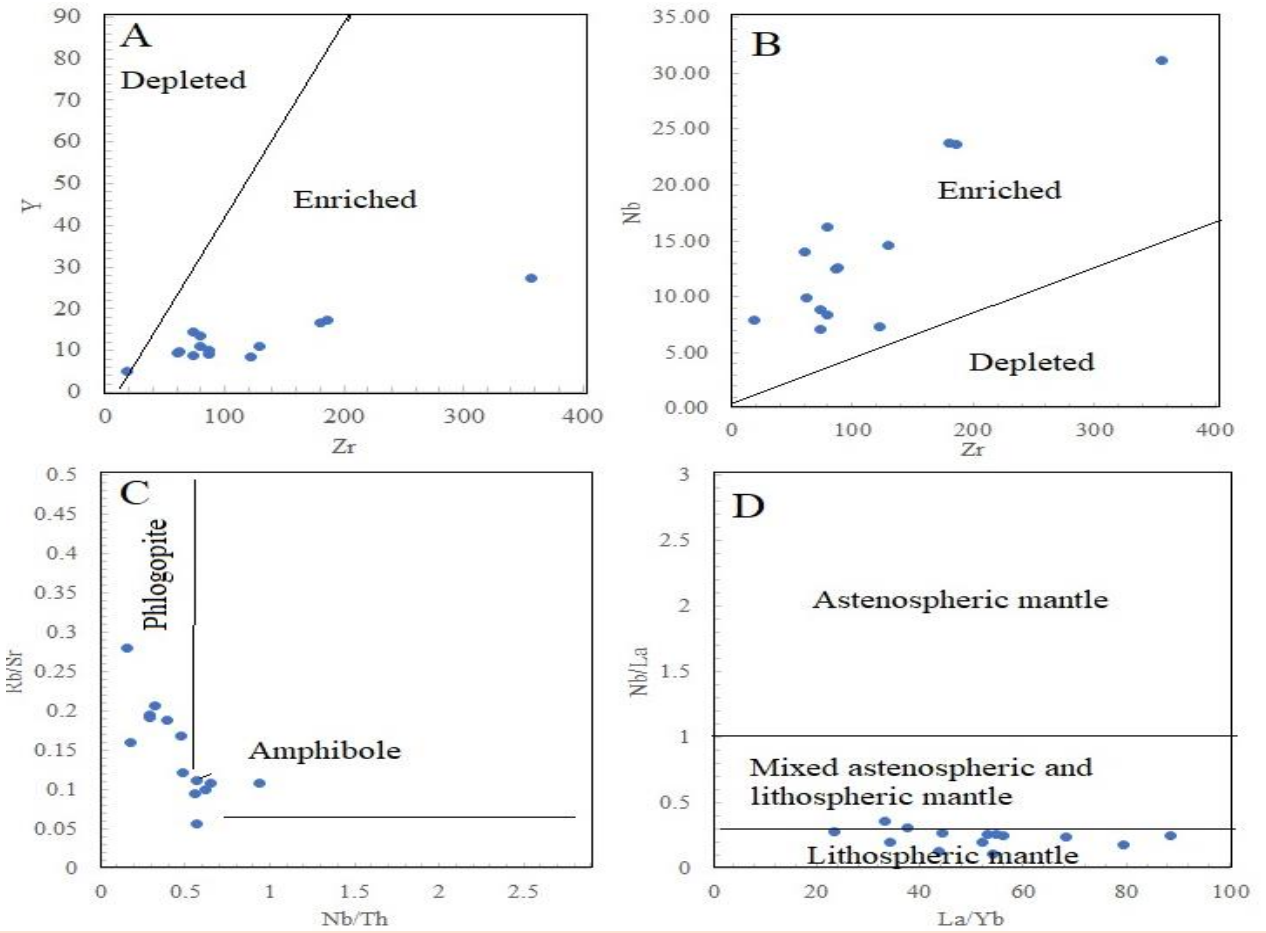
Figure 11. Chondrite-normalized REE diagram (Chondrite composition from Nakamura, 1974) for the samples south of the Asagi igneous complex.

خاستگاه ماگما

شوشونیت‌ها سنگ‌های آذرین غنی از پتاسیم هستند که از گوشته خاستگاه می‌گیرند؛ اما آداکیت‌های معمولی از ذوب پوستهٔ اقیانوسی گرم و جوان پدید می‌آیند (Sayari and Sharifi, 2021; Müller et al., 1992). بسیار از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نمونه‌های بررسی‌شده همانند آداکیت‌های غنی از پتاسیم هستند. آداکیت‌های غنی از پتاسیم ($K_2O>Na_2O$) پیامد ذوب پوستهٔ قاره‌ای زیرین هستند. در این صورت مقادیر Th آنها باید از ۳۰ ppm بیش باشد (Wang et al., 2008; Sayari and Sharifi, 2021). مقدار Th در نمونه‌های بررسی‌شده از ۱۳ تا ۵۶/۲ ppm متغیر است. و بیشتر نمونه‌های بررسی‌شده در گسترهٔ آداکیت‌های پتاسیم‌دار و شوشونیت‌ها جای می‌گیرند. جدایش بلوری و آمیختگی ماگماهای بازیک گوشته با ماگمای فلسیک پوسته زیرین نیز می‌توانند در پیدایش شوشونیت‌ها و آداکیت‌های نقش داشته باشند (Martin et al., 2005). ماگمای مادر آداکیت‌های پتاسیم‌دار همراه با شوشونیت‌ها چه‌بسا از ذوب‌بخشی پوستهٔ زیرقاره‌ای یا پوستهٔ اقیانوسی قدیمی گرم‌شده یا گوشتهٔ غنی‌شده پدید آمده باشند. منبع حرارتی برای پیدایش چنین ماگمایی معمولاً در پی دلامیناسیون گوشته فراهم می‌شود (Sayari and Sharifi, 2021).

سنگ‌های خاستگاه در گوشته یا پوستهٔ زیرین چه‌بسا به دلایل متعدد نسبت به برخی عنصرها غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی داشته باشند. برای شناخت اینکه آیا گوشته دچار غنی‌شدگی شده است یا تهی‌شدگی از نمودارهای تغییرات Zr در برابر Y و در برابر Nb بهره گرفته می‌شود (شکل‌های ۱۲-A و ۱۲-B).

بر پایهٔ این شکل‌ها نمونه‌های بررسی‌شده در محدودهٔ گوشتهٔ غنی‌شده جای گرفته‌اند. غنی‌شدگی عنصرهای کمیاب و به‌ویژه غنی‌شدگی LILE و LREE نسبت به گوشتهٔ اولیه نیز گویای یک گوشتهٔ غنی‌شده و گوشتهٔ دگرنهاد است. فلوگوپیت و آمفیبول می‌توانند از منابع اصلی برای غنی‌شدگی عنصرهای پتاسیم، سدیم و LILE درگوشته و پوستهٔ زیرین و حتی تختهٔ فرورانده قدیمی باشند (Karmalkar et al., 2005, Nazari et al., 2022). این دو کانی همچنین، در میزان پتاسیم و سدیم ماگماهای خاستگاه‌گرفته از آنها نقش دارند. نسبت Nb/Th در برابر Rb/Sr برای شناسایی حضور آمفیبول یا فلوگوپیت در محل منبع به‌کار برده می‌شود که این نسبت‌ها در در نمونه‌های بررسی‌شده گویای حضور فلوگوپیت در خاستگاه است (شکل ۱۲-C). بر پایهٔ نمودار La/Yb در برابر Nb/La ویژگی‌های سنگ منبع نمونه‌های بررسی‌شده بیشتر همانند سنگ‌های گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای است (شکل ۱۲-D).



شکل ۱۲. نمودارهای تعیین خاستگاه برای سنگ‌های آذرین جنوب مجموعهٔ آذرین آساگی **A**) نمودار Zr-Y (Abu-Hamatteh, 2005) برای تفکیک گوشتهٔ غنی‌شده و تهی‌شده؛ **B**) نمودار Zr-Nb (Abu-Hamatteh, 2005) برای تفکیک گوشتهٔ غنی‌شده و تهی‌شده؛ **C**) نمودار Nb/Th-Rb/Sr (Furman and Graham, 1999) برای کانی‌شناسی سنگ خاستگاه؛ **D**) نمودار La/Yb-Nb/La (Abdel-Fatta and Philip, 2004) برای شناخت خاستگاه ماگما.

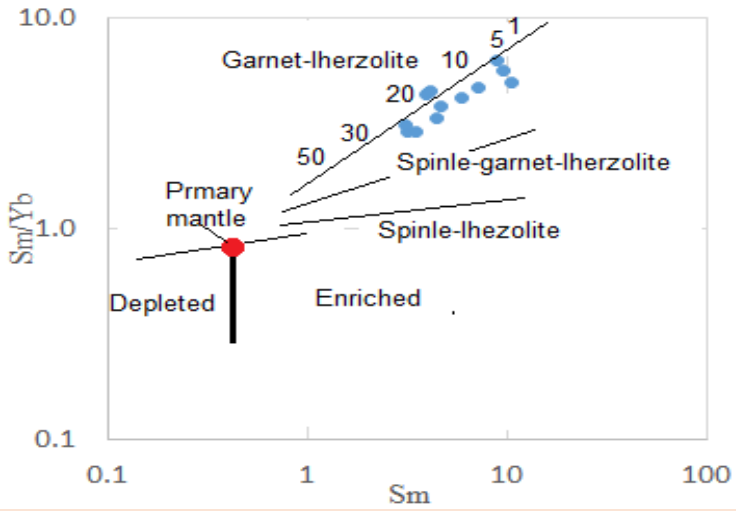
Figure 12. Origin determination diagrams of samples in south of the Asagi Igneous Complex **A**) Zr-Y diagram (Abu-Hamatteh, 2005) for the discrimination of enriched and depleted mantle; **B**) Zr-Nb diagram (Abu-Hamatteh, 2005) for the discrimination of enriched and depleted mantle; **C**) Nb/Th-Rb/Sr (Furman and Graham, 1999) for source rock mineralogy; **D**) La/Yb-Nb/La diagram (Abdel-Fatta and Philip, 2004) for identification of magma source.

بر پایهٔ شکل ۱۳ سنگ‌های آذرین بررسی‌شده از یک گوشتهٔ غنی‌شده گارنت-لرزولیتی با درجهٔ ذوب‌بخشی کمتر از ۲۰ درصد همخوانی دارند. یکی از دلایل بالابودن نسبت عنصرهای خاکی سبک به عنصرهای خاکی سنگین چه‌بسا ژرفای بیشتر پیدایش ماگما و گارنت‌داربودن سنگ خاستگاه باشد (Sajona and and Maury, 1998). گارنت از کانی‌هایی است که عنصرهای خاکی سنگین را در خود جمع کرده است و از ورود آنها به مایعات حاصل از ذوب‌بخشی کم جلوگیری می‌کند (Rivalenti et al., 1998).

برداشت

سنگ‌های آذرین الیگوسن در جنوب مجموعهٔ آذرین آساگی به‌صورت استوک، مخروط یا گنبد، دایک، جریان‌های گدازه‌ای و سنگ‌های آذرآواری (سالم و دگرسان‌شده) رخنمون دارند. سنگ‌های آذرآواری بیشتر از نوع برش آتشفشانی و مربوط به مرحله‌های قدیمی‌تر هستند که کم‌کم توسط گدازه‌ها، سنگ‌های نیمه‌درونی و درونی و در نهایت دایک‌ها دنبال شده‌اند. سنگ‌های آذرین درونی در این محدودهٔ گسترش چندانی ندارند و تنها شامل کوارتزمونزونیت پورفیری با بافت

گرانولار تا پورفیری هستند. در برابر، سنگ‌های بیرونی پراکندگی گستردگی دارند و شامل آندزی‌بازالت، تراکیت، تراکیت غنی از پتاسیم، آندزیت و داسیت هستند. سنگ‌های بیرونی و نیمه‌درونی بیشتر بافت پورفیری دارند.



شکل ۱۳. ترکیب نمونه‌های جنوب مجموعهٔ آذرین آساگی در نمودار Sm-Sm/Yb (Aldanmaz et al., 2000) که در آن ترکیب گوشته با الگوسازی درجات ذوب‌بخشی نمایش داده شده است.

Figure 13. The composition of samples of south of the Asagi igneous complex is shown in the Sm-Sm/Yb diagram (Aldanmaz et al., 2000) in which the mantle composition is characterized by modeling of partial melting degrees.

ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های آذرین بررسی‌شده شامل پلاژیوکلاز (با یا بدون سانیدین)، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت، هورنبلند، کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر است. وجود حاشیه‌های گرد، خورده‌شدگی و شکل‌های خلیجی در کوارتز، همچنین، بافت‌های غربالی و منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز، نشان‌دهندهٔ ناپایداری و نبود تعادل این کانی‌ها با ماگما در هنگام تبلور است. اوپاسیتیزه‌شدن آمفیبول و بیوتیت در سنگ‌های بیرونی نیز پیامد بالابودن فوگاسیتهٔ اکسیژن در زمان فوران است. بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری نشان می‌دهند بیشتر سنگ‌های آذرین محدودهٔ بررسی‌شده بسیار دگرسان‌شده هستند و استوک‌ورک‌های کوارتز و پیریت در بخش‌های از آنها وجود دارد. دگرسانی‌های دیده‌شده شامل انواع پروپیلیتیک، آرژیلیک، فیلیک و سیلیسی است.

بیشتر سنگ‌های بررسی‌شده به سری‌های کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی تعلق دارند. مقادیر بالای پتاسیم از ویژگی‌های شاخص سنگ‌های شوشونیتی است. این سنگ‌ها همچنین، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آداکیتی و شبه‌آداکیتی، مانند غلظت بالای Sr و مقدار کم Y نشان می‌دهند.

زمین‌شیمی سنگ‌های آذرین محدودهٔ بررسی‌شده همانند زمین‌شیمی سنگ‌های اذرین مرتبط به جایگاه زمین ساختی همگرا و پهنهٔ فرورانش حاشیهٔ قاره است. سنگ‌های غنی از K به جایگاه‌های پسابرخوردی نیز نسبت داده می‌شوند. با توجه به اینکه سن سنگ‌های آذرین بررسی‌شده (الیگوسن) با سن فرورانش و برخورد در خاور ایران (کرتاسه -ائوسن) همخوانی ندارد. بنابراین ماگماتیسم بررسی‌شده متعلق به جایگاه پسابرخوردی در پهنه‌های فرافرورانش است. سرشت زمین‌شیمیایی سنگ‌های بررسی‌شده که همانند پهنهٔ فرورانش است از بقایای آن در ژرفای زمین به ارث گرفته شده است.

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین بررسی‌شده و به‌ویژه نسبت بالای K_2O/Na_2O نشان می‌دهد ماگمای آنها از یک گوشتهٔ دگرنهاد خاستگاه گرفته است. اگر چه ماگمای آداکیت‌های پتاسیم‌دار می‌تواند از ذوب‌بخشی پوستهٔ زیرقاره‌ای یا پوستهٔ اقیانوسی قدیمی گرم‌شده پدید آید، اما به‌علت همراهی با شوشونیت ها، ماگمای آن از گوشتهٔ دگرنهاد حاصل شده است. در واقع ماگمای مادر

بیشتر نمونه‌های بررسی‌شده از یک گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای غنی‌شده خاستگاه گرفته است. سنگ‌های آذرین بررسی‌شده از ذوب‌بخشی گوشته ای با ترکیب گارنت-لرزولیت غنی از فلوگوپیت با نرخ کمتر از ۲۰ درصد خاستگاه گرفته است.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از شرکت فولاد مبارکه اصفهان برای حمایت مالی و از داوران، سردبیر، کارشناسان و ویراستاران مجلهٔ پترولوژی برای راهنمایی‌ها و ویرایش‌های مفیدشان سپاس‌گزاری می‌کنند.

Reference

Abdel- Fattah, M., and Philip, E.N. (2004) Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. Geological Magazine, 141(5), 545-563. https://doi.org/10.1017/S0016756804009604

Abu- Hamatteh, Z.S.H. (2005) Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: Geodynamic Implication. Journal of Asian Earth Science, 25(4), 557-581. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.05.006

Aghanabati, A. (1991) Geological map of Daryacheh–ye–Hamun (1:250000) and Kuh-e-Seyasteragi (1:100000). Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Aghanabati, A. (2004) The Geology of Iran. 586p. Geological Survey of Iran, Tehran (In Persion).

Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102, 67-95. http://www.doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7

Aragon, E., Gonzalez P., Yolanda E., Cavarozzi A.C., Llambias E., and Rivalenti G. (2003) Thermal divide andesites–trachytes, petrologic evidence, and implications from Jurassic north Patagonian massif alkaline volcanism. Journal of South American Earth Sciences, 16, 91–103. http://www.doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00046-4

Bagheri, S., and Damani Gol, S. (2020). The Eastern Iranian Orocline. Earth-Science Reviews, 210, 103322. http://www.doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103322

Boomeri, M., Piri. A., Nohtanifar, A., and Soloki, H. (2020). Copper and gold mineralization and petrography and geochemistry of igneous rocks in Taktalar, northwest of Zahedan, Sistan and Baluchestan province. Researches in Earth Sciences, 11(44), 109–128, (in Persian with English abstract). http://www.doi.org/10.52547/esrj.11.4.109

Boomeri, M., Rusta, M. Moradi, R. (2021) Petrography and geochemistry of the Padagi dikes (South of Zahedan, Sistan Suture Zone). Petrological Journal, 12(46), 71-94, (in Persian with English abstract) http://www.doi.org/10.22108/ijp.2021.123837.118

Boomeri, M., Piri, A., and Nohtanifar, A. (2022). Alteration and mass balance of igneous rocks in the Taktelar area, northwest of Zahedan, SE Iran. Journal of Economic Geology, 14(3), 65–93, (in Persian with English abstract). http://www.doi.org/10.22067/ECONG.2022.69941.1017

Calanchi, N., Peccerillo, A., Tranne, C.A., Lucchini, F., Rossi, P.L., Kempton, P., Barbieri, M., and Wue, T.W. (2002). Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the Island of Panarea: implications for mantle evolution beneath the Aeolian Island arc (southern Tyrrhenian Sea). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 115, 367-395. http://www.doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00333-X

Camp, V.E., and Griffis, R.J. (1982) Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. Lithos, 15(3), 221-239. https://doi.org/10.1016/0024-4937(82)90014-7

Castillo, P.R. (2006) An overview of adakite petrogenesis. Chinese Science Bulletin, 51(3), 257–268. https://doi.org/10.1007/s11434-006-0257-7

Cook, C., Briggs, R. M., Smith, I. E. M., and Maas, R. (2005) Petrology and geochemistry of Intraplate basalts in the South Auckland Volcanic Field, New Zealand: evidence for two coeval magma suites from distinct sources. Journal of Petrology, 46(3), 473-503. https://doi.org/10.1093/petrology/egh084

Edwards, C.M., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F., Morris, J.D., Leeman, W.P., and Harmon, R.S. (1994) The transition to potassic alkaline volcanism in Island Arcs: The Ringgit—Beser complex, East Java, Indonesia. Journal of Petrology, 35(6), 1557-1595. https://doi.org/10.1093/petrology/35.6.1557

Furman, T., and Graham, D. (1999). Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: Geochemical evidence from the Kivu volcanic province. Developments in Geotectonics, 24(C), 237-262. https://doi.org/10.1016/S0419-0254(99)80014-7

Harker, A. (1909) The Natural History of Igneous Rocks. 377 pp. Methuen, London.

Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., and Mitchell, S.F. (2007) Classification of altered volcanic arc rocks using immobile trace elements: development of the th-Co discrimination diagram. Journal of Petrology, 48(12), 2341-2357. http://www.doi.org/10.1093/petrology/egm062

Jahantigh, M. (2025) Remote Sensing, Geological and Lithogeochemical Investigation of Tak-Talar, Northwest of Zahedan, Sistan Suture Zone, M.Sc. thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, 209 pp, (in Persian with English abstract).

Karmalkar, N.R., Rege, S., Griffin, W.L., and O'Reilly, S.Y. (2005) Alkaline magmatism from Kutch, NW India: implications for plume–lithosphere interaction. Lithos, 81(1-4), 101-119. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.019

Khedr, M.Z., and Arai, S. (2016) Petrology of a Neoproterozoic Alaskan-type complex from the eastern Desert of Egypt: implications for mantle heterogeneity. Lithos, 263, 15-32. http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2016.07.016

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B. (1986) IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks, a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, 27(3), 745–750. https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745

Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos, 79(1–2), 1–24. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048

Mason, B., and Moore, C.B. (1982) Principle of Geochemistry. 344p. 4th edition, John Wiley and Sons, New York.

Middlemost, E.A.K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Science Reviews, 37(3-4), 215-224. https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9

Moradi, R., Boomeri, M., Bagheri, S., and Nakashima, K. (2016) Mineral chemistry of igneous rocks in the Lar Cu-Mo prospect, southeastern part of Iran: Implications for P, T, and fO_2. Türkish Journal of Earth Sciences, 25(5), 418-433. https://doi.org/10.3906/yer-1510-5

Morrison, G.W. (1980) Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. Lithos, 13, 97-108. https://doi.org/10.1016/0024-4937(80)90067-5

Müller, D., Rock, N.M.S., and Groves, D.I. (1992) Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study. Mineralogy and Petrology, 46, 259-289. http://dx.doi.org/10.1007/BF01173568

Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimca et Cosmochim Acta, 38(5), 757–775. http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5

Nazari, M., Boomeri, M., Biabangard, H., and Nakashima, K. (2022) K- and Na-rich volcanic rocks of Asagi igneous complex, eastern Iran. Araian Journal of Geosciences, 15, 1025. https://doi.org/10.1007/s12517-022-10173-8

Pearce, J.A (1996). A users guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman DA, editor. Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Short Course Notes 12. St. John's, Canada: Geological Association of Canada, 79-113.

Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos, 100(1-4), 14-48. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016

Pearce, J.A., Baker, P.E., Harvey, P.K., and Luff, I.W. (1995) Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the south Sandwich island arc. Journal of Petrology, 36, 1073-1109. https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.1073

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(1), 63–81.

Piri, A. (2018) Mineralogy, alteration, and origin of copper mineralization in Taktalar, northwest of Zahedan. MSc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, 158 p, (in Persian with English abstract)

Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., Girardi, V.A.V., Cavazzini, G., Finatti, C., Barbieri, M.A., and Teixeira, W. (1998) Petrogenesis of the Paleoproterozoic basalt-andesite-rhyolite dyke association in the Carajas region, Amazonian craton. Lithos, 43(4), 235-265. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00015-2

Rollinson, H.R. (1993) Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. 352p. Longman Scientific and Technical, Wiley, New York.

Sajona, F. G., and Maury, R. C. (1998) Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines. Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule A-Sciences De La Terre Et Des Planetes, 326(1), 27–34. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(97)83200-4

Sayari, M., and Sharifi, M. (2018) Anomalies in the depth of the asthenospheric mantle: key to the enigma of adakites in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc. Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen: Journal of Mineralogy and Geochemistry, 195(3), 227 245. https://doi.org/10.1127/njma/2018/0093

Sayari, M., and Sharifi, M. (2021) Evolution of the volcanic mechanism in the central part of the Urumieh Dokhtar magmatic arc. Journal of Economic geology of Iran, (in Persian with English abstract). 13(1), 113-144. https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i1.85642

Shahabinejad, A., Tajeddin, H.A., and Ghaderi, M. (2024) Petrography and geochemistry of volcanic rocks at the Siahouki copper-gold deposit: An example of deposits with shoshonitic host rock in the north of Bam. Petrological Journal, 15(3), 89-112 (in Persian with English abstract). https://doi.org/10.22108/ijp.2024.141708.1335

Sun, S., and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. Geological Society of London, Special Publications, 42(1), 313–345. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Tatsumi, Y., and Eggins, S. (1995) Subduction zone magmatism. In Subduction zone magmatism. 211p. Blackwell Science, Frontiers in Earth Sciences.

Tirrul, R., Bell, L.R., Griffis, R.J., and Camp, V.E. (1983) The Sistan Suture Zone of Eastern Iran. Geological Society of American Bulletin, 94(1), 134-150. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2

Torabi, G. (2011) Middle Eocene volcanic shoshonites from the western margin of the Central-East Iranian microcontinent (CEIM), a mark of previously subducted CEIM-confining oceanic crust. Petrology, 19, 675-689. https://doi.org/10.1134/S0869591111030039

Wang, Q., Wyman, D.A., Xu, J.F., Wan, Y., Li, C.H., Zi, F., Jiang, Z., Qiu, H., Chu, Zh., Zhao, Z.H., and Dong, Y.H. (2008) Triassic Nb enriched basalts, magnesian andesites and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab derived melts in the mantle wedge. Contributions to Mineralogy and Petrology, 155(4), 473–490. https://doi.org/10.1007/s00410-007-0253-1

Whitney, D.L., and Evans, B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95, 185-187. http://dx.doi.org/10.2138/am.2010.3371

Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis, A global tectonic approach. 466p. Unwin Hyman London. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4

Zheng, Y.F. (2019) Subduction zone geochemistry. Geoscience Frontiers, 10, 1223-1254. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.02.003