Petrological Journal

e-ISSN: 2322-2182

17th Year, No. 68, 2026, pp. 31-54

Petrological Journal

Research Article

Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from Baghat-Dehsard area, southern part of the Sanandaj-Sirjan zone

Akhtar Nezamivand Chegini[1], Bahman Rahimzadeh [2]

[1] Ph.D. Student, Department of Mineral Resource and Groundwater, Faculty of Earth Sciences, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran, nezamivand62@gmail.com

[2] Assistant Professor, Department of Mineral Resource and Groundwater, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, b_rahimzadeh@sbu.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 09 June 2026
Accepted: 13 July 2026

Keywords
Southern Sanandaj-Sirjan
Active Continental Margin
Baghat-Dehsard
Geochemistry
Volcanic Rocks

10.22108/ijp.2026.149241.1389

Introduction

The Sanandaj–Sirjan Zone (SaSZ) is one of the most dynamic structural zones of Iran, having undergone a complex and long-lived evolution from the Late Precambrian through the Tertiary (Moritz et al., 2006). This NW–SE-oriented orogenic belt is located parallel to the Main Zagros Thrust Fault marks the location of the former Neotethyan Ocean (Stöcklin, 1968). The Sanandaj–Sirjan Zone has been subdivided into northern and southern segments (Eftekharnejad, 1981). The southeastern sector of the zone consists of Paleozoic high-grade metamorphic rocks, accompanied along with minor Jurassic calc-alkaline igneous units (Arvin et al., 2007; Fazlnia et al., 2007, 2009; Chiu et al., 2013). The northern sector, which underwent deformation during the Late Cretaceous, is characterized by extensive Mesozoic plutonic and volcanic successions (Gholipour et al., 2020; Rahimzadeh et al., 2021). Volcanic activity in the southern sector of the Sanandaj–Sirjan Zone began during the Late Triassic in the Abadeh and Eqlid areas, and continued from the Early Jurassic through the Cretaceous, producing extensive volcanic sequences in the Sirjan, Hajjiabad, Esfandaqeh, Orzuieh, Khabr, Baghat, Hasanabad, Hoshk, and Dasht-e Var regions (Dimitrijevic, 1973; Taraz, 1974; Sabzehei, 1994; Babaie et al., 2001; Monsef et al., 2011, 2012). In addition, the presence of granitoid intrusions such as Gudeh-Hoz, Chah-Bazargan, Chah-Dozdan, Sargaz, and Siah-Kuh, with emplacement ages ranging from the Late Triassic to the Jurassic, indicates the persistence of magmatic activity within this zone during the Mesozoic (Arvin et al., 2007; Fazlnia et al., 2007, 2009, 2013; Chiu et al., 2013; Baniasadi et al., 2026). Unlike the northern part of the Sanandaj–Sirjan Zone, the volcanic successions in the southern sectors remain largely unexplored and have not been systematically investigated. The study aims to investigate the volcanic rocks in the Baghat and Dehsard areas, through field investigations, petrographic examination, and geochemical analyses, and to develop a petrogenetic model to constrain their magmatic source and tectonic setting.

✉ Corresponding Author

To cite this article: Nezamivand Chegini, A., Rahimzadeh, B. (2026) Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from Baghat-Dehsard area, southern part of the Sanandaj-Sirjan zone. Petrological Journal, 17(4), 31-54.

2322-2182/ © 2026 The Author(s). Publisher: University of Isfahan
This is an open-access article under the CC-BY-NC 4.0 License (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0)

General Geology

The Baghat (north of Hormozgan) and Dehsard (south of Kerman) areas are located in the southeastern sector of the Sanandaj–Sirjan Zone. The dominant structural trend in this zone is NW–SE; however, in the southern part, it is influenced by the north–south-trending Zendan Fault, where the trend changes to NE–SW to N–S. Jurassic–Cretaceous magmatic, sedimentary, and turbiditic sequences are widley exposed in these areas.

Research Methods

Sampling of volcanic units was systematic carried out during field surveys. Petrographic examinations were conducted using a polarizing microscope. Major element oxides were determined by XRF, whereas trace elements, includeing rare earth elements (REE) were analyzed by ICP-MS at the ZarAzma Laboratory, Tehran.

Petrography

The volcanic rocks of the Baghat and Dehsard areas are classified into three main groups: basalt, basaltic andesite, and andesite. They display porphyritic, trachytic-microlitic, microlitic-glassy, and locally amygdaloidal textures. Plagioclase and pyroxene are the main rock-forming minerals, while hornblende, olivine, and opaque minerals occur as accessory phases. Plagioclase forms euhedral phenocrysts that commonly exhibit sieve and spongy textures. Pyroxenes are subhedral and commonly exhibit chloritic alteration. The groundmass is composed of plagioclase microlites, glass, pyroxene, and secondary chlorite.

Geochemistry

The basaltic and andesitic rocks of the Baghat and Dehsard areas exhibit predominantly tholeiitic to calc-alkaline affinites. In primitive mantle-normalized trace element patterns, the rocks show enrichment in Cs, Ba, Pb, Th, K, and U, along with pronounced depletion in high field strength elements (HFSEs) such as Nb, Ti, and Zr. These geochemical features are commonly accocaited with subduction-related magmatism. Furthermore, chondrite-normalized rare earth element (REE) patterns of the Dehsard basalts and andesites are fractionated, exhibiting LREE enrichment relative to HREE, whereas those of Baghat andesites and basalts are relatively flat.

Discussion

REE data and Sm/Yb ratios suggest that the Dehsard rocks were derived through 15–20% partial melting of a spinel–garnet lherzolite source at greater depths, whereas the Baghat rocks were generated by 20–30% melting of a spinel lherzolite source at shallower depths. These results are consistent with previous studies cobducted in the southern Sanandaj–Sirjan Zone (Monsef et al., 2011). Based on geochemical evidence and tectonomagmatic discrimination diagrams, the volcanic rocks of the Baghat and Dehsard areas exhibit dual geochemical signatures, indicating both subduction-related and within-plate affinities. Enrichment in LILEs, elevated Th/Yb ratios, pronounced depletion in HFSEs (Nb, Ti, Zr), and the the composition of the samples within the continental-arc field of the discrimination diagram proposed by Pearce (2008) indicate the predominantly subduction-related character of these rocks. However, the occurrence of tholeiitic rocks and composition of some samples within the within-plate and back-arc basalt fields in the Ti–V and La–Y–Nb diagrams suggest that an extensional regime also influenced the subduction system. Comparison with previous models indicates that the simple arc hypothesis cannot adequately explain the presence of tholeiitic and within-plate magmas, whereas the plume–continental rifting model in inconsistent with the pronounced subduction-related geochemical signatures displayed by most samples. In contrast, the model of subduction accompanied by extension, driven by rollback of the Neotethyan subducting slab (Rahimzadeh et al., 2021), is most consistent with the geochemical evidence obtained in this study.

Conclusions

The volcanic rocks of Dehsard and Baghat, in the southern part of the Sanandaj–Sirjan Zone, are mainly composed of basalt, andesite, and basaltic andesite, exhibiting tholeiitic to calc-alkaline affinities that indicate magmatism in an extensional setting above the subduction zone. In terms of petrogenesis, the Dehsard rocks were generated by moderate degrees of partial melting (15–20%) of a spinel–garnet lherzolite source, whereas the Baghat rocks originated from relatively higher degrees of partial melting (15–30%) of a spinel lherzolite source. Both areas appers to have been driven from a similar enriched mantle source above the Neotethyan subducting slab and exhibit subduction-related geochemical signatures (LILE enrichment, high Th/Yb ratios, and Nb–Ti depletions) together with indicators of arc-related extension, including tholeiitic affinity, deposition in extensional basin, interbedding with sedimentary rocks, and the extensive occurrence of basaltic lavas. Therefore, the tectonic setting of these rocks is interpreted as an extensional continental-margin volcanic arc associated with rollback of the Neotethyan slab during the Jurassic–Cretaceous.

Petrological Journal
e-ISSN: 2322-2182
17th Year, No. 68, 2026, pp. 31-54

Petrological Journal

پتـــــرولوژی
شاپا الکترونیکی: ۲۳۲۲-۲۱۸۲
سال هفدهم، شماره شصت و هشتم، ۱۴۰۵، ص. ۳۱-۵۴

مقالهٔ پژوهشی

زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های آتشفشانی محور باغات-دهسرد، بخش جنوبی پهنهٔ سنندج-سیرجان

اختر نظامیوند چگینی [۱]، بهمن رحیم‌زاده [۲]*

[۱] دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی و معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران، nezamivand62@gmail.com
[۲] استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران، b_rahimzadeh@sbu.ac.ir

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۵/۰۳/۱۹
تاریخ پذیرش ۱۴۰۵/۰۴/۲۲

کلید واژه‌ها
سنندج-سیرجان جنوبی
کرانهٔ فعال قاره‌ای
باغات-دهسرد
زمین‌شیمی
سنگ‌های آتشفشانی

چکیده

در جنوبی‌ترین بخش پهنهٔ سنندج-سیرجان، سنگ‌های آتشفشانی مزوزوییک در گستره‌های باغات (شمال حاجی‌آباد) و دهسرد (جنوب کرمان) رخنمون دارند و بیشتر این سنگ‌ها بازالت، آندزیت و آندزیت-بازالت با بافت‌های پورفیری، میکرولیتی جریانی و میکرولیتی-شیشه‌ای هستند. کانی‌های اصلی سازندهٔ آنها پلاژیوکلاز و پیروکسن و کانی‌های فرعی آنها هورنبلند، الیوین و کانی‌های کدر هستند. بازالت و آندزیت‌های باغات و دهسرد سرشت تولهایتی تا کالک‌آلکالن دارند. سنگ‌های منطقه در الگوی عنصرهای کمیاب در برابر گوشتهٔ اولیه با غنی‌شدگی از عنصرهای Cs، Ba، Pb، Th، K و U و تهی‌شدگی از عنصرهای HFSE (Nb، Ti، Zr) همراه هستند که از ویژگی‌های بارز ماگماهای وابسته به پهنه‌های فرورانش به‌شمار می‌روند. همچنین، نمودارهای عنصرهای خاکی کمیاب (REE) بهنجارشده به ترکیب کندریت در بازالت و آندزیت‌های دهسرد الگویی شیب‌دار با غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE دارند؛ اما آندزیت و بازالت‌های باغات الگوی کمابیش مسطح نشان می‌دهند. برآوردهای سنگ‌زایی نشان می‌دهند بیشتر مجموعه سنگ‌های آندزیت و بازالتی دهسرد از ذوب‌بخشی ۱۵ تا ۲۰ درصدیِ خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده‌ای با ترکیب اسپینل-گارنت لرزولیتی و سنگ‌های باغات از ذوب‌بخشی ۱۵ تا ۳۰ درصدیِ خاستگاه گوشته‌ای اولیه‌ای با غنی‌شدگی کمتر و ترکیب گذار از اسپینل لرزولیت به اسپینل-گارنت لرزولیت پدید آمده‌اند. پیدایش سنگ‌های منطقه در کمان آتشفشانی کرانهٔ فعال قاره‌ای و در ارتباط با فرورانش تختهٔ فرورونده نئوتتیس رخ داده است. رژیم کششی حاکم بر این ماگماتیسم نیز پیامد پسروی (رول‌بک) تختهٔ فرورونده بوده است.

10.22108/ijp.2026.149241.1389

مقدمه

پهنهٔ سنندج-سیرجان (SaSZ) از پویاترین پهنه‌های ساختاری ایران است که دگرگونی پیچیده و بلندمدتی از پرکامبرین پسین تا ترشیری را سپری کرده است (Moritz

*نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: نظامیوند چگینی، ا.، رحیم‌زاده، ب. (۱۴۰۵) زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های آتشفشانی محور باغات-دهسرد، بخش جنوبی پهنهٔ سنندج-سیرجان. پترولوژی ۱۷ (۴)، ۳۱-۵۴.

2322-2182/ © 2026 The Author(s). Publisher: University of Isfahan
This is an open-access article under the CC-BY-NC 4.0 License (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0)

et al., 2006). این پهنه با درازای ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای نزدیک به ۱۵۰ کیلومتر میان شهرهای سنندج/ارومیه در شمال‌باختری و سیرجان/اسفندقه در جنوب‌خاوری جای دارد و از دیدگاه زمین‌ساختی در جنوب‌باختری با پهنهٔ هم‌درز زاگرس و در شمال‌خاوری با کمان ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA) فراگرفته شده است (شکل ۱-A) (Stöcklin and Nabavi, 1973; Berberian and Berberian, 1981). این کمربند کوهزایی با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری در راستای گسل اصلی راندگی زاگرس جای دارد و نشان‌دهندهٔ جایگاه پیشین اقیانوس نئوتتیس است (Stöcklin, 1968).

در بازهٔ پالئوزوییک، منطقهٔ سنندج-سیرجان بخشی از شمال‌خاوری گندوانا بوده است که با اقیانوس پالئوتتیس از صفحهٔ اوراسیا جدا می‌شده است (Mouthereau et al., 2012). آغاز فرورانش پوستهٔ اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحهٔ اوراسیا در بازهٔ تریاس پسین-ژوراسیک پیشین رخ داده و منطقهٔ سنندج-سیرجان در جایگاه کمان ماگمایی بوده است (Berberian and Berberian, 1981; Agard et al., 2011; Hassanzadeh and Wernicke, 2016). بسته‌شدن پایانی اقیانوس نئوتتیس و برخورد صفحه‌های عربستان و اوراسیا در بازهٔ زمانیِ ترشیری رخ داده است (Berberian and Berberian, 1981; Agard et al., 2011; Mouthereau et al., 2012).

پهنهٔ سنندج-سیرجان به بخش‌های شمالی و جنوبی دسته‌بندی شده است (Eftekharnejad, 1981). بخش جنوب‌خاوری آن دربردارندهٔ سنگ‌های دگرگونی پالئوزوییک با درجهٔ دگرگونی کمابیش بالا و همراه با سنگ‌های آذرین کالک‌آلکالن ژوراسیک به میزان اندک است (Arvin et al., 2007; Fazlnia et al., 2007, 2009; Chiu et al., 2013). بخش شمالی که در بازهٔ کرتاسه پایانی دگریخت شده است دربردارندهٔ سنگ‌های آذرین درونی و سنگ‌های آتشفشانی گسترده مزوزوییک است (Gholipour et al., 2020; Rahimzadeh et al., 2021).

چندین نظریه گوناگون برای خاستگاه ماگماتیسم پهنهٔ سنندج-سیرجان پیشنهاد شده است:

تفسیر غالبی که برای پهنهٔ سنندج-سیرجان که در چندین دهه پیشنهاد شده است، ماگماتیسم مزوزوییک را پیامد کمان قاره‌ای فعال وابسته به فرورانش اقیانوس نئوتتیس می‌داند که با ترکیبات کالک‌آلکالن و حد واسط شناخته می‌شود (Arvin et al., 2007; Fazlnia et al., 2007, 2009; Chiu et al., 2013; Azizi and Asahara, 2013).

دیدگاه‌های دیگر، ماگماتیسم پهنهٔ سنندج-سیرجان را به فرایندهای فرورانش همراه با پسروی[1] تختهٔ فرورونده نسبت می‌دهند که با کشش همراه است. این کشش شاید برخاسته از پسروی و یا جدایش تختهٔ فرورانده نئوتتیس بوده است (Rahimzadeh et al., 2021). در چنین محیط‌هایی، ماگماتیسم بیشتر سرشت دوگانه دارد و طیفی از ترکیبات کالک‌آلکالن تا تولهایتی را نشان می‌دهد (Ali et al., 2016; Gholipour et al., 2020; Rahimzadeh et al., 2021).

برخی بررسی‌ها، ماگماتیسم این پهنه را برخاسته از فعالیت‌های تنورهٔ گوشته‌ای[2] تفسیر کرده‌اند. این گونهٔ ماگماتیسم، افزون‌بر رخداد در کافت‌ها، در حوضه‌های کششی درون رژیم‌های همگرا نیز دیده شده است (Hunziker et al., 2015; Nouri et al., 2023; Azizi and Stern, 2019).

منصف و همکاران (Monsef et al., 2011) سرشت سنگ‌های آتشفشانی در منطقهٔ حسین‌آباد و حاجی‌آباد در جنوب پهنهٔ سنندج-سیرجان را از تولهایتی تا تحولی به‌دست آورده است و محیط پیدایش آنها را جزیره‌های آتشفشانی وابسته به فرورانش تفسیر کرده‌اند. در منطقهٔ ارزوییه سرشت سنگ‌های آتشفشانی را تحولی تا کالک‌آلکالن شناسایی کرده‌اند و آنها را نیز پیامد فعالیت در کمانی آتشفشانی وابسته به فرورانش دانسته‌اند (Monsef et al., 2012).

فعالیت‌های آتشفشانی در بخش جنوبی پهنهٔ سنندج-سیرجان با رخدادهای آتشفشانی تریاس پسین در بخش‌های آباده و اقلید آغاز شده‌اند و در ژوراسیک زیرین تا کرتاسه با گسترش گستردهٔ دنباله‌های آتشفشانی در منطقهٔ سیرجان، حاجی‌آباد، اسفندقه، ارزوییه، خبر، باغات، حسن‌آباد، هوشک و دشتور تداوم یافته‌اند (Dimitrijevic, 1973; Taraz, 1974; Sabzehei, 1994; Babaie et al., 2001;

[1] Rollback
[2] Mantle plume

(Monsef et al., 2011, 2012). همچنین، حضور توده‌های آذرین درونیِ گرانیتوییدی گوده‌حوض، چاه‌بازرگان، چاه‌دزدان، سرگز، سیاه‌کوه با سن تریاس پایانی تا ژوراسیک گویای تداوم ماگماتیسم در این پهنه در مزوزوییک است (Arvin et al., 2007; Fazlnia et al., 2007, 2009, 2013; Chiu et al., 2013; Baniasadi et al., 2026).

بر خلاف بخش‌های شمالی پهنهٔ سنندج-سیرجان که بررسی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناسی گسترده‌ای روی سنگ‌های آتشفشانی آنها انجام شده است، بررسی بخش‌های جنوبی این پهنه به‌ویژه منطقهٔ باغات (شمال حاجی‌آباد) و دهسرد (جنوب کرمان) بسیار نادیده گرفته شده است و تا کنون هیچ بررسی جامعی روی این سنگ‌ها انجام نشده است. ازاین‌رو، این پژوهش بر پایهٔ بررسی‌های میدانی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی یک الگوی سنگ‌زایی برای شناخت خاستگاه ماگمایی و محیط زمین‌ساختی این سنگ‌ها پیشنهاد می‌دهد و نقش فرورانش نئوتتیس در پیدایش آنها را ارزیابی می‌کند.

زمین‌شناسی عمومی

گسترهٔ مورد بررسی در منطقهٔ باغات (شمال هرمزگان) و دهسرد (جنوب کرمان) جای دارد و بخشی از ورقهٔ زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ حاجی‌آباد به‌شمار می‌رود (Sabzehei, 1994). این مناطق از دیدگاه زمین‌ساختی در بخش جنوب‌خاوری پهنهٔ سنندج-سیرجان جای دارند (شکل ۱-A). دنباله‌های ماگمایی رخنمون‌یافته در این گستره به سن ژوراسیک تا کرتاسه زیرین هستند و در طول‌های جغرافیایی ۴۲ °۵۵ تا ۳۳ °۵۶ خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۳۱ °۲۸ تا ۴۳ °۲۸ شمالی گسترش یافته‌اند (شکل ۱-B).

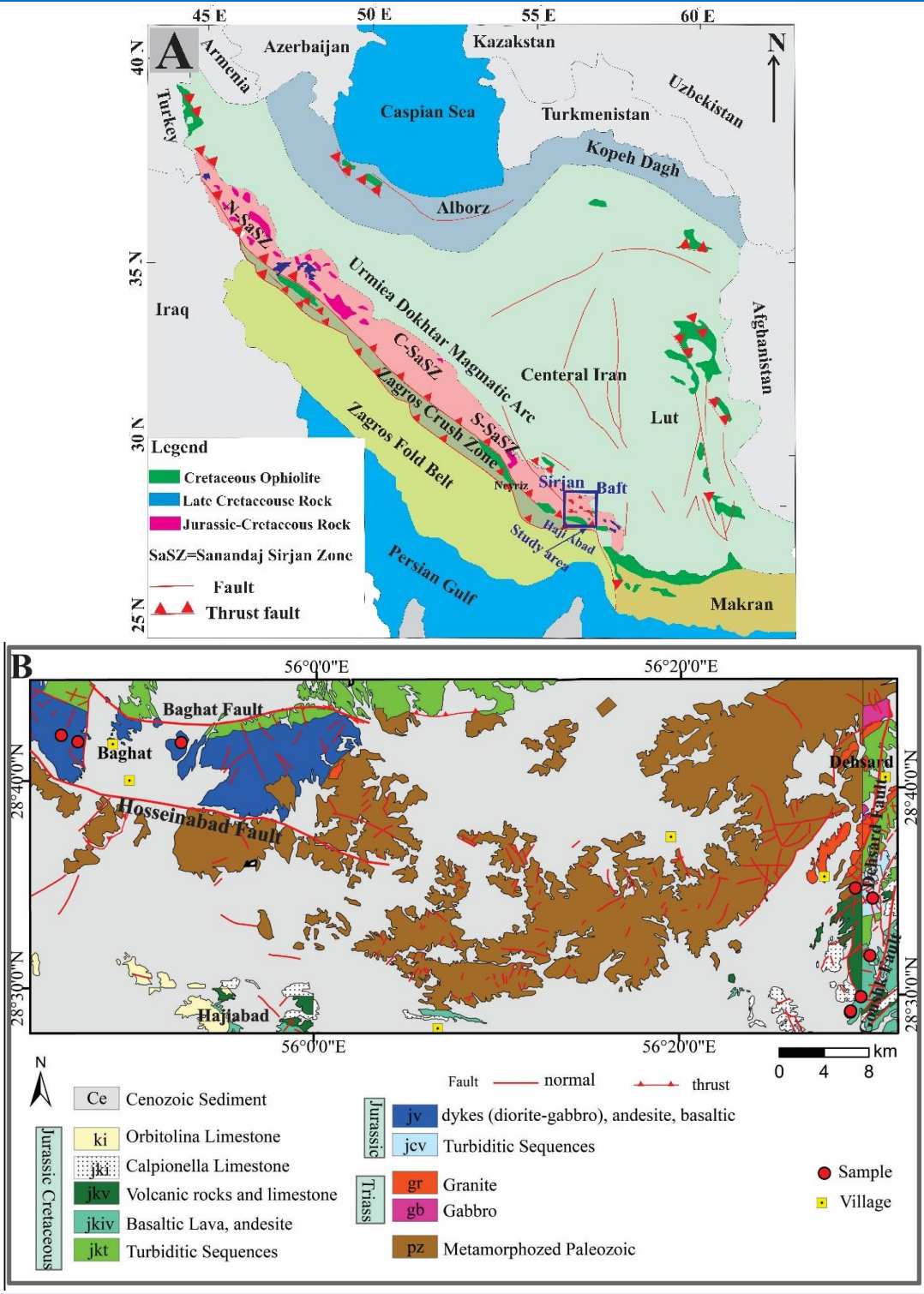
پهنهٔ سنندج-سیرجان از مهم‌ترین واحدهای ساختاری ایران به‌شمار می‌رود که به دو بخش شمال‌باختری و جنوب‌خاوری دسته‌بندی می‌شود. بخش جنوب‌خاوری این پهنه بیشتر دربردارندهٔ سنگ‌های دگرگونی پالئوزوییک با درجهٔ دگرگونی کمابیش بالا است که در تریاس میانی تا پسین دچار دگریختی و دگرگونی شده‌اند (Berberian, 1995). این بخش با کمربندهای افیولیتی تتیس داخلی دربردارندهٔ افیولیت‌های نایین و بافت، از ایران مرکزی جدا می‌شود (Golonkana, 2004). همچنین، توده‌های گرانیتی با روند شمال‌باختر-جنوب‌خاور، هم‌روند با گسل راندهٔ زاگرس (ZTF)، در این پهنه نفوذ کرده‌اند (Berberian and Berberian, 1981).

در جنوب پهنهٔ سنندج-سیرجان، مجموعه‌ای از توده‌های آذرین درونی ژوراسیک گزارش شده است که از مهم‌ترین آنها می‌توان تروجمیت‌های مجموعهٔ دگرگونی قوری (Fazlnia et al., 2009)، باتولیت گرانیتی سرگز در باختر جیرفت (Chiu et al., 2013)، باتولیت‌های گرانیتی و لوکومونزوگرانیتی سیاه‌کوه (Arvin et al., 2007)، باتولیت گرانیتی-آنورتوزیتی چاه‌دزدان در نیریز (Fazlnia et al., 2007)، استوک گرانیتی گوده‌حوض در اسفندقه (Baniasadi et al., 2026) و توده‌های گرانیتی شمال مکران در کرانهٔ جنوب‌خاوری این پهنه را نام برد (Hunziker et al., 2015).

بخش جنوبی سنندج-سیرجان به دو زیرپهنه با ویژگی‌های زمین‌ساختی گوناگون دسته‌بندی می‌شود:

۱- زیرپهنهٔ اصفهان-سیرجان در شمال که دربردارندهٔ دنباله‌های رسوبی پالئوزوییک، مزوزوییک و سنوزوییک همانند ایران مرکزی است؛

۲- زیرپهنهٔ شهرکرد-دهسرد در جنوب‌باختری که یک پهنهٔ بسیار گسله دربردارندهٔ سنگ‌های دگرگونی با درجات گوناگون، رسوباتِ دگرگون و میان‌لایه‌های آتشفشانی بازیک تا حد واسط است (Arfania and Shahriari, 2009).



شکل ۱. A) نقشهٔ پهنه‌بندی ساختارهای اصلی ایران برگرفته از اشتوکلین و نبوی (Stöcklin and Nabavi, 1973) و جایگاه منطقهٔ بررسی‌شده در آن؛ **B**) نقشهٔ ساده‌شدهٔ منطقه بر پایهٔ نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دهسرد، باغات و خبر (Nazemzadeh et al., 1996; Nazemzadeh and Rashidi, 2006; Nazemzadeh et al., 1996).

Figure 1. A) Map of the major structural zones of Iran, modified from Stöcklin and Nabavi (1973), and the location of the study area; **B**) Simplified map of the study area, based on the 1:100,000-scale geological maps of Dehsard, Baghat, and Khabr (Nazemzadeh et al., 1996; Nazemzadeh and Rashidi, 2006; Nazemzadeh and Nazemzadeh et al., 1996).

سنگ‌های آتشفشانی جنوب پهنهٔ سنندج-سیرجان نسبت به بخش شمالی گسترش کمتری دارند و دربردارندهٔ گدازه‌ها و توف‌های زیردریایی با ترکیب دوگانه در آباده (Taraz, 1974)، سنگ‌های آتشفشانی سیرجان با ویژگی همانند آتشفشانی‌های پرمین-تریاس سنندج-سیرجان (Dimitrijevic, 1973)، کمپلکس متاولکانیک-متارسوبی سوریان در جنوب‌خاور آباده (Taraz, 1974)، متاریوداسیت‌های چاه‌گز در شمال‌خاور نیریز (Mousivand et al., 2011) و در گسترهٔ حسین‌آباد نیز بازالت‌ها و آندزیت‌هایی با ویژگی‌های MORB و تولهایتی کمان جزیره‌ای شناسایی شده‌اند (Monsef et al., 2011). در منطقهٔ حاجی‌آباد بازالت‌های آندزیتی، آندزیت و مقدار کمی داسیت به‌صورت میان‌لایه‌ای با سنگ‌آهک‌های کرتاسه زیرین رخنمون دارند (Monsef et al., 2011).

روند ساختاری غالب در پهنهٔ سنندج-سیرجان شمال‌باختری-جنوب‌خاوری است، اما در بخش جنوبی این پهنه تحت‌تأثیر پهنهٔ گسلی شمالی-جنوبی زندان، به‌تدریج به روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری تا شمالی-جنوبی تغییر می‌کند. این تغییر سبب تغییر جهت عمومی راندگی‌ها به روند خاوری-باختری شده است (Nazemzadeh et al., 1996; Nazemzadeh and Rashidi, 2006).

دنباله‌های ماگمایی-رسوبی-توربیدایتی ژوراسیک-کرتاسه در جنوب پهنهٔ سنندج-سیرجان به‌علت فعالیت‌های آتشفشانی در محیط دریایی، دچار دگرسانی گرمابی و فرایند اسپیلیتی‌شدن شده‌اند. این سنگ‌ها شواهدی از تبلور بخشی و پیدایش ترکیب‌های حد واسط را نشان می‌دهند (Monsef et al., 2012). این دنباله به‌صورت ناپیوستگی زاویه‌دار با سنگ‌آهک‌های کرتاسهٔ زیرین غنی از فسیل *Orbitolina* پوشیده می‌شود که به سن بارمین-آلبین هستند و یک گذار مهم رسوبی-چینه‌شناسی در کرانهٔ جنوبی پهنهٔ سنندج-سیرجان را نشان می‌دهند (Stöcklin, 1968). همچنین، سنگ‌های پوششی پالئوزوییک-مزوزوییک منطقه عموماً دچار دگرگونی درجهٔ بسیار پایین تا رخسارهٔ شیست سبز شده‌اند (Hassanzadeh and Wernicke, 2016).

واحدهای رخنمون‌یافته در منطقهٔ باغات و دهسرد دربردارندهٔ: ۱- واحد دگرگونی پالئوزوییک، ۲- مجموعه دایک‌های صفحه‌ای و گدازه‌های آتشفشانی ژوراسیک زیرین تا میانی، ۳- فلیش‌های توربیدایتی ژوراسیک، ۴- واحدهای توربیدایتی ژوراسیک-کرتاسه، ۵- دنبالهٔ آتشفشانی-رسوبی ژوراسیک-کرتاسه و ۶- سنگ‌آهک‌های اربیتولین‌دار کرتاسهٔ زیرین (آپتین-آلبین) است (شکل ۱-B).

زمین‌شناسی محدوده‌های نمونه‌برداری

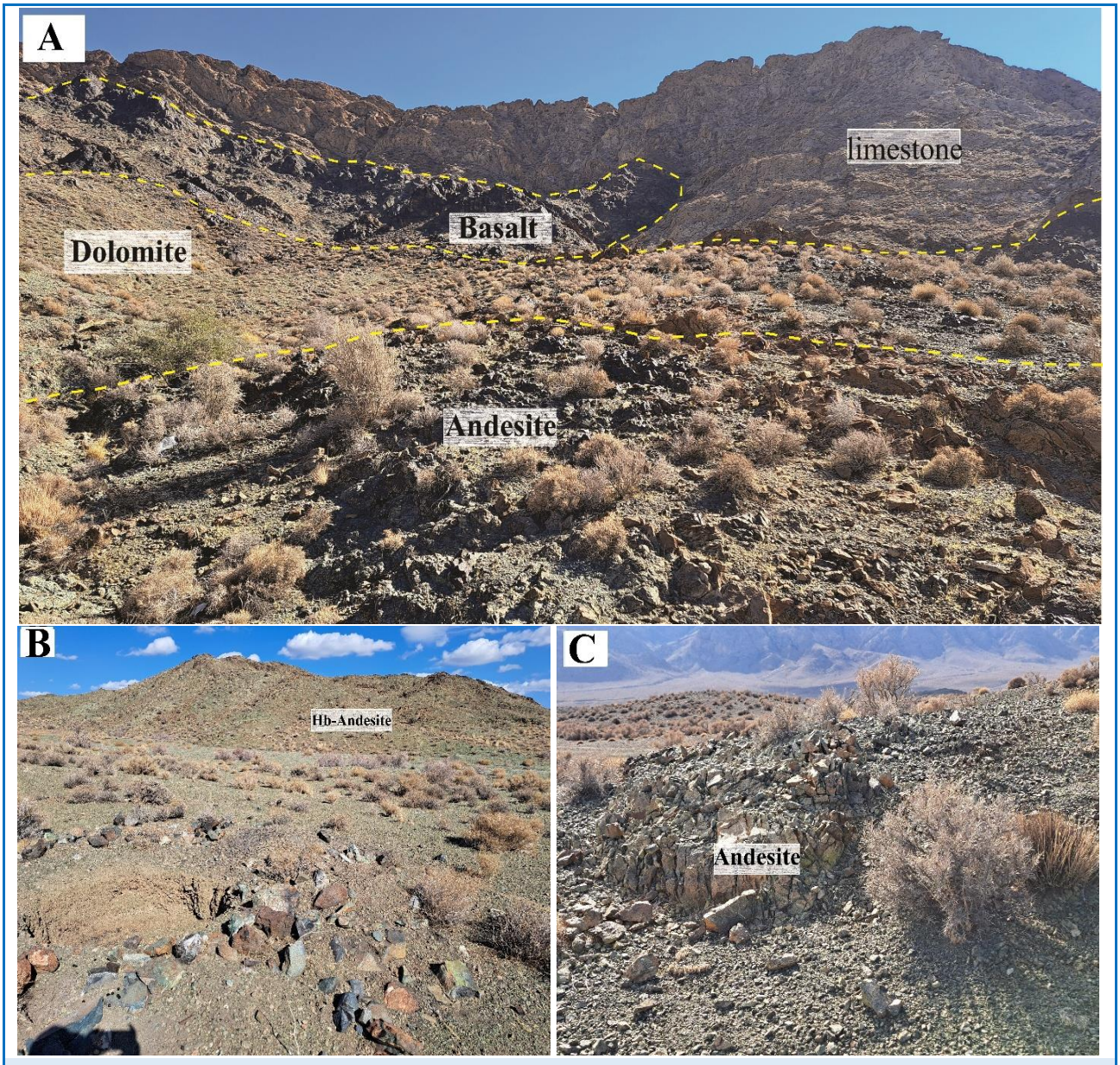
دهسرد

این منطقه با دو گسل راندهٔ دهسرد و کوشک فراگرفته شده است که با هم هم‌روند هستند و روندی نزدیک به شمال‌خاوری-جنوب‌باختری دارند. واحد ژوراسیک زیرین از طبقات برش و کنگلومراها با قطعات زاویه‌دار آتشفشانی ساخته شده است و مجموعه‌ای آذرآواری را پدید آورده است. سنگ‌های آتشفشانی این مجموعه لیتیک‌توف، کریستال‌لیتیک‌توف کربنات‌دار و بازالت هستند. ستبرای این مجموعه افزون‌بر هزار متر است و در جنوب و جنوب‌باختری گسترهٔ دهسرد گسترش دارند و با واحد توربیدیتی ژوراسیک-کرتاسه پوشیده می‌شود (شکل ۱-B).

واحد آتشفشانی-رسوبی ژوراسیک بالایی-کرتاسهٔ زیرین بخش بزرگی از جنوب‌باختری دهسرد را فرا گرفته است (شکل ۱-B) و دربردارندهٔ مجموعه‌ای از سنگ‌آهک و گدازه‌های آتشفشانی است (شکل ۲-A). گدازه‌های این مجموعه با طیف ترکیبی از بازالت، آندزیت-بازالت، آندزیت و تراکی‌آندزیت است. رنگ عمومی این گدازه‌ها سبز تا قهوه‌ای و رنگ سطح تازه سنگ‌های آن از خاکستری تیره تا سبز تغییر می‌کند. بیشتر این سنگ‌ها در مقیاس چشمگیری سوسوریتی و سیلیسی شده‌اند. توف‌های همراه بخش آتشفشانی با گسترش اندک و به رنگ ارغوانی تا قهوه‌ای دربردارندهٔ لیتیک‌توف، کریستال‌لیتیک‌توف و لیتیک‌کریستال‌توف هستند. این گدازه‌ها به‌طور تدریجی روی واحد فلیش توربیدیتی ژوراسیک-کرتاسه جای می‌گیرند که نشان‌دهندهٔ ژرف‌ترشدن پهنهٔ رسوب‌گذاری است.

باغات

منطقـهٔ باغـات از دو سـوی بـا گسـل رانـده (تراسـت) مرزبندی شده است: از سوی جنـوب از منطقـهٔ حاجی‌آبـاد جدا می‌شود و از سوی خاور از منطقهٔ دهسرد تمایز می‌یابد. نقش مکانیسـم کنترل‌کننـدهٔ تغییـر اساسـی در رونـدهای سـاختاری منطقـه در خـاور (به‌سـوی ناحیـه دهسـرد) بـا گسـل‌های دهسـرد و گوشـک بـا راسـتای شـمال‌خاوری-جنوب‌باختری و درون گسترهٔ باغات، گسل‌های باغات، کـت و حسین‌آباد با راستای خاوری-باختری بـازی می‌کننـد (بـا تغییرات از Nazemzadeh et al., 1996).



شکل ۲. A) آندزیت و بازالت‌ها با میان‌لایه‌های آهکی کالپیونلادار واحد ژوراسیک-کرتاسه در گسترهٔ دهسـرد؛ **B**) هورنبلنـد آنـدزیت‌های ژوراسیک زیرین-میانی در گسترهٔ باغات؛ **C**) درز و شکستگی و خردشدگی واحدهای آندزیتی در گسترهٔ باغات.

Figure 2. A) Andesites and basalts with calpionellid-bearing limestone interlayers of the Jurassic–Cretaceous unit in the Dehsard area; **B**) Hornblende andesites of the Lower–Middle Jurassic in the Baghat area; **C**) Evidence of fracturing and brecciation of andesitic units in the Baghat area.

واحد آتشفشانی در خاور و باختر روستای باغات گسترده است (شکل ۱-B). سنگ‌های آتشفشانی این واحد دربردارندهٔ بازالت، آندزیت، آندزیت‌بازالت، آندزیت‌هورنبلنددار، آندزیت، لاتیت و مختصری داسیت است (شکل ۲-B). سامانهٔ تغذیه‌کنندهٔ ماگمایی آن واحد را گابروهای دگرگون‌شده و کهن‌تر تشکیل می‌دهند و با واحد توربیدایتی ژوراسیک-کرتاسه پوشیده می‌شود (Nazemzadeh et al., 1996). این واحد به رنگ غالب سبز دیده می‌شود و بسیار خردشده است (شکل ۲-C). پلاژیوکلاز و پیروکسن از کانی‌های اصلی این گدازه‌ها هستند. پیروکسن‌ها گاه کاملاً با هورنبلند جایگزین شده‌اند و پلاژیوکلازها نیز گاه سوسوریتی شده‌اند و زمینهٔ آنها نیز از همین کانی‌هاست که در پی دگرگونی مجموعهٔ درهمی از اکتینولیت، آلبیت، کلریت و اسفن جایگزین آنها شده است (Nazemzadeh et al., 1996).

روش انجام پژوهش

در راستای این پژوهش نخست گزارش‌ها، نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی و عکس‌های ماهواره‌ای و منابع وابسته به موضوع پژوهش تهیه و بررسی شدند. سپس در بازهٔ بازدید صحرایی با بررسی روابط سنگ‌ها، نمونه‌برداری از واحدهای آتشفشانی منطقه انجام شد. در گام بعدی شمار ۵۷ مقطع نازک تهیه و ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی آنها با میکروسکوپ پلاریزان مدل Olympus CX31 تعیین شد. برای بررسی‌های شیمیایی ۱۱ نمونهٔ آتشفشانی با کمترین دگرسانی برگزیده شدند. نمونه‌ها نخست با سنگ‌شکن خرد و سپس با هاون آگات پودر شدند. سنجش عنصرهای اصلی به روش فلورسانس پرتوی ایکس (XRF) پس از آماده‌سازی به روش ذوب قلیایی لیتیم بورات (بر پایهٔ درصد وزنی یا wt%) و عنصرهای فرعی و کمیاب به روش ICP-MS (بر پایهٔ بخش در میلیون یا ppm) در آزمایشگاه مواد معدنی زرآزما تهران انجام شد (جدول ۱). پردازش و ترسیم نمودارهای زمین‌شیمیایی در محیط‌های نرم‌افزاری GCDkit و Excel انجام شد و خروجی‌ها با نرم‌افزار CorelDraw بهینه‌سازی شدند. همچنین، تلفیق لایه‌های اطلاعاتی و ترسیم پایانی نقشهٔ زمین‌شناسی در محیط نرم‌افزار ArcGIS انجام شد. کوته‌نوشت به‌کاررفته برای کانی‌ها در تصویرهای میکروسکوپی از وار (Warr, 2021) برگرفته شده است.

سنگ‌نگاری

بر پایهٔ بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های آتشفشانی منطقهٔ مورد بررسی به سه گروه اصلیِ بازالت، آندزیت‌بازالت و آندزیت دسته‌بندی می‌شوند:

الف) بازالت

بافت اصلی این سنگ‌ها میکرولیتی-شیشه‌ای، میکرولیتی جریانی و گاه میکروپورفیریک و آمیگدالوییدال است. زمینهٔ اصلی سنگ از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، شیشه و در برخی نمونه‌ها از ریزبلورهای ثانویه کلریت و اپیدوت ساخته شده است. میکرولیت‌های پلاژیوکلاز با اندازهٔ ۰/۵ میلیمتر و کمتر هستند و در برخی نمونه‌ها جریان‌یافتگی از خود نشان می‌دهند (شکل ۳-A). کانی‌های ثانویه کلریت پیامد دگرسانی پیروکسن‌ها هستند که فضای میان میکرولیت‌های پلاژیوکلاز را پر کرده‌اند (شکل‌های ۳-B و ۳-C). درصدحجمی کانی کدر در نمونه‌های بازالت نزدیک به ۱۵-۵ است و با فرم‌های شکل‌دار و تیغه‌ای دیده می‌شود (شکل ۳-A). پورفیرهای پلاژیوکلاز (۲۰ درصدحجمی) با اندازهٔ درشت‌تر ۳/۵ میلیمتر و کمتر و شکل‌دار هستند. این بلورها بافت غربالی و اسفنجی دارند که نشان‌دهندهٔ رشد پرشتاب پلاژیوکلازهاست. فنوکریست‌های پیروکسن (۵ درصدحجمی) با فرم‌های بی‌شکل هستند و بیشتر کلریتی شده‌اند. حفره‌ها در برخی از این نمونه‌ها (۲۵ درصدحجمی) با کانی‌های ثانویه کلسیت و اپیدوت پر شده‌اند. از دگرسانی این سنگ‌ها کلریتی، اپیدوتی و کلسیتی‌شدن را می‌توان نام برد.

ب) آندزیت‌بازالت

بافت اصلی این سنگ‌ها میکرولیتی و پورفیری است و بافت‌های فرعی برشی و آذرآواری نیز در آنها دیده می‌شود. میکرولیت‌های پلاژیوکلاز ریزبلور هستند و پیروکسن‌ها به کلریت و اپیدوت دگرسان شده‌اند و فضای میان میکرولیت‌های پلاژیوکلاز را پر کرده‌اند.

جدول ۱. داده‌های زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی (به روش XRF، بر پایهٔ wt%) و عنصرهای کمیاب (به روش ICP-MS، بر پایـهٔ ppm) برای سنگ‌های آتشفشانی منطقهٔ باغات و دهسرد.

Table 1. Geochemical data of major (XRF data, in wt%) and trace (ICP-MS data, in ppm) elements for volcanic rocks of Baghat and Dehsard areas.

Rock type		**Basalt**					**Andesite Basalt**		
Sample ID	**DL**	Ds-16	Ds-18	Ds-22	DS-21	Ds-36	Ds-24	BG-52	BG-56
SiO_2	0.05	51.28	50.3	49.73	48.74	50.78	52.61	53.41	51.96
TiO_2	0.05	1.41	3.2	1.38	1.4	1.59	2.24	0.65	0.44
Al_2O_3	0.05	14.26	15.06	16.11	18.87	17.42	15.72	16.01	12.5
Fe_2O_3	0.05	11.41	10.66	10.68	9.04	8.707	10.69	9.434	9.88
MnO	0.05	0.17	0.23	0.18	0.19	0.296	0.16	0.192	0.18
MgO	0.05	3.93	4.4	6.04	5.24	9.596	6.33	5.242	11.15
CaO	0.05	8.65	7.68	9.62	10.62	2.432	3.7	7.879	7.9
Na_2O	0.05	5.53	4.79	3.83	3.1	5.784	4.47	3.111	2.93
K_2O	0.05	0.28	0	0.46	0.49	0.061	1.08	1.081	0.39
P_2O_5	0.05	0.28	1.19	0.28	0.22	0.276	0.6	0.182	
SO_3	0.05	0.08	0		0.06			0.162	0.33
LOI	0.05	2.73	2.49	1.69	2.04	2.48	2.4	2.62	2.26
Total	0.05	100.01	100.01	100	100.01	99.43	100.01	99.97	99.92
Li	1	12	18	14	16	39	27	20	17
Be	0.2	1.2	0.9	0.7	0.8	0.5	1.7	0.4	0.3
Sc	0.5	24.9	32.6	29.8	38.9	23.2	31.9	29.8	33
V	1	175	220	194	204	176	229	213	173
Cr	1	74	44	106	152	87	56	61	347
Co	1	20.7	21.6	29	32.4	32.7	25.3	23.7	33.1
Ni	1	14	16	28	29	50	15	13	71
Cu	1	1	12	20	124	1193	35	73	71
Zn	1	47	42	34	71	85	92	46	34
As	0.5	4.4	11.6	1.1	11.6	3.9	10.6	0.5	0.5
Se	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Rb	1	3	1	6	24	2	11	25	8
Sr	1	351.3	275.6	344.7	438	108.9	275.8	110.8	70
Y	0.5	22.4	34.2	18	19	27.3	35.9	15.7	11.6
Zr	5	96	136	51	92	119	212	33	17
Nb	1	11.9	14.9	10.2	8.8	11.9	9.6	5.8	5.1
Mo	0.5	0.5	1.6	0.5	1.3	0.7	0.5	0.5	0.8
Ag	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.5	0.8	0.2	0.1
Cd	0.1	0.3	0.5	0.1	0.1	0.1	0.5	0.1	0.2
In	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Sn	0.1	0.6	3.5	0.2	1.4	0.9	1.7	0.1	0.1
Sb	0.5	0.5	0.6	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5
Te	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Cs	0.5	0.5	0.5	0.5	0.9	0.5	0.5	1	0.6
Ba	1	78	54	124	158	53	321	195	58
La	1	13	22	12	11	11	31	3	3
Ce	0.5	25	51	20	17	21	73	7	4
Pr	0.05	4.33	6.83	3.8	3.75	4.46	9.08	1.77	1.35
Nd	0.5	18.3	31.1	15.4	14.4	19.1	37	6.6	4.9
Sm	0.1	4.5	7.3	3.9	3.9	5.2	8.1	2.2	1.6
Eu	0.1	1.82	2.57	1.37	1.27	1.6	2.49	0.69	0.39
Gd	0.05	4.82	7.8	4.01	4.01	5.36	7.97	2.37	1.64
Tb	0.1	0.9	1.3	0.7	0.6	1	1.4	0.5	0.4
Dy	0.1	5.1	7.8	4.3	3.9	6.3	8.3	3.2	2.4
Er	0.1	2.9	3.3	2.3	2.2	3.5	3.7	2.1	1.4
Tm	0.1	0.5	0.5	0.4	0.3	0.6	0.6	0.4	0.3
Yb	0.05	2.36	2.45	1.82	1.87	2.96	2.74	1.99	1.19
Lu	0.1	0.4	0.4	0.3	0.3	0.5	0.4	0.4	0.3
Hf	0.5	3	1.2	1.7	2.5	4	1.7	1.2	0.8
Ta	0.1	5.2	0.6	4.6	0.4	5.2	0.3	2.1	1.6
W	1	23.6	2.4	24.7	9.4	4.2	1	22.1	13.5
Pb	1	3	10	2	3	2	6	5	3
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Th	0.1	2.4	2.4	1.6	1.4	2.7	3.2	1.1	0.8
U	0.1	0.5	0.9	0.4	0.3	0.6	0.7	0.4	0.2

جدول ۱. ادامه.

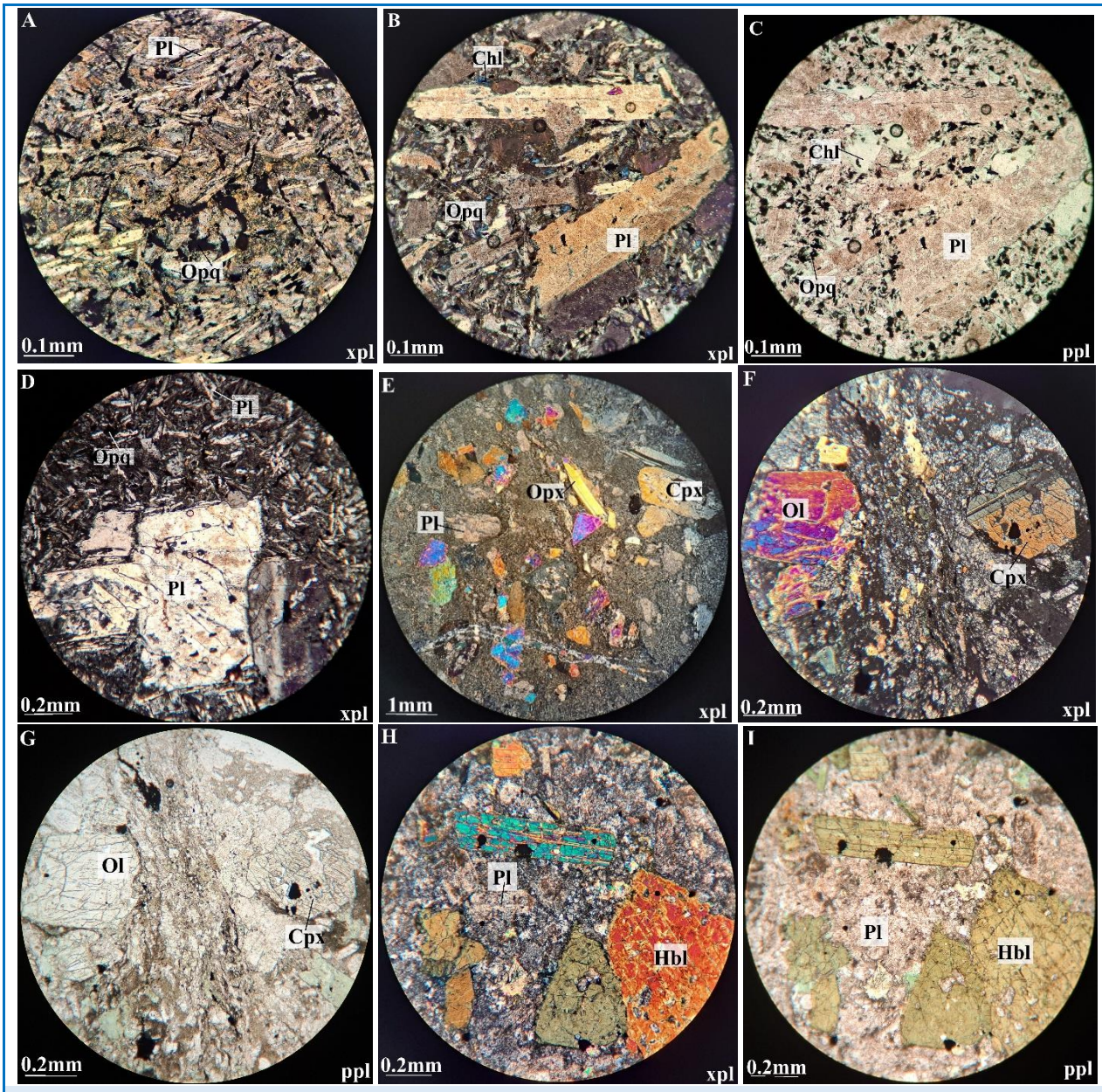
Table 1. Continued.

Rock type		Hbl-andesite	Tracy-Andesite	Andesite latite
Sample ID	DL	BG-54	DS-37	BG-47
SiO_2	0.05	57.55	60.51	57.56
TiO_2	0.05	0.43	0.82	0.62
Al_2O_3	0.05	17.02	14.26	16.69
Fe_2O_3	0.05	7.87	8.58	8.08
MnO	0.05	0.18	0.162	0.15
MgO	0.05	3.15	2.47	2.99
CaO	0.05	6.11	7.54	5.78
Na_2O	0.05	4.16	2.08	4.85
K_2O	0.05	0.72	0.91	0.18
P_2O_5	0.05	0.14	0.111	0.11
SO_3	0.05	0.26		
LOI	0.05	2.41	2.52	3
Total	0.05	100	99.96	100.01
Li	1	18	20	15
Be	0.2	0.4	0.6	0.6
Sc	0.5	18.9	28.4	22.7
V	1	143	161	167
Cr	1	17	24	76
Co	1	17.5	15.8	21.9
Ni	1	4	10	30
Cu	1	55	69	113
Zn	1	42	70	26
As	0.5	1.2	15.2	6.8
Se	0.5	0.5	0.5	0.5
Rb	1	15	13	7
Sr	1	146.1	219.4	160.9
Y	0.5	14	31.4	16.2
Zr	5	32	81	35
Nb	1	5.5	4.8	7.2
Mo	0.5	1	0.5	0.5
Ag	0.1	0.1	0.1	0.1
Cd	0.1	0.2	0.7	0.1
In	0.5	0.5	0.5	0.5
Sn	0.1	0.1	1.6	0.1
Sb	0.5	0.5	1.4	0.5
Te	0.5	0.5	0.5	0.5
Cs	0.5	0.6	0.5	0.5
Ba	1	156	136	42
La	1	3	9	7
Ce	0.5	5	23	11
Pr	0.05	1.58	3.49	2.93
Nd	0.5	5.5	15.5	10.9
Sm	0.1	1.9	3.9	3
Eu	0.1	0.59	1.18	0.86
Gd	0.05	1.97	4.35	2.94
Tb	0.1	0.4	0.9	0.5
Dy	0.1	2.9	5.8	3.5
Er	0.1	1.7	3.6	2
Tm	0.1	0.4	0.6	0.4
Yb	0.05	1.72	3.04	1.84
Lu	0.1	0.4	0.5	0.3
Hf	0.5	1.2	1.4	1.4
Ta	0.1	2.2	0.3	4
W	1	31	11.1	66.9
Pb	1	3	11	17
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1
Th	0.1	1.2	2.6	2.5
U	0.1	0.4	1.1	0.6

فنوکریست‌ها دربردارندهٔ پلاژیوکلاز (۱۵ درصدحجمی)، پیروکسن‌ها (۲۰ درصدحجمی) و الیوین (۵ درصدحجمی) هستند (شکل‌های ۳-D و ۳-F) که در خمیره‌ای از میکرولیت پلاژیوکلاز، شیشه، پیروکسن و کانی ثانویه کلریت دیده می‌شوند. میکرولیت‌های پلاژیوکلاز با فرم‌های کشیده و داربستی دیده می‌شوند (شکل ۳-D) که نشان‌دهندهٔ رشد پرشتاب و سرعت بالای سردشدن گدازه است. پیروکسن در برخی نمونه‌ها از هر دو گونهٔ کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن است (شکل ۳-E). این بلورها در برخی دیگر از نمونه‌ها ماکل کارلسباد دارند. الیوین‌ها نیمه‌شکل‌دار هستند و اندازهٔ ۲ میلیمتر و کمتر دارند (شکل‌های ۳-F و ۳-G). کانی کدر (۲-۱۲ درصدحجمی) در برخی نمونه‌ها ثانویه و در برخی دیگر اولیه است و با فرم تیغه‌ای دیده می‌شود. حفره‌ها بیضوی‌شکل هستند و کاملاً کلریتی شده‌اند. از دگرسانی این سنگ‌ها کلریتی، اپیدوتی و سریسیتی‌شدن را می‌توان نام برد.

پ) آندزیت

بر پایهٔ بررسی‌های میکروسکوپی این گروه سنگ‌ها دربردارندهٔ تراکی‌آندزیت، آندزیت-لاتیت، هورنبلندآندزیت و آندزیت است. این سنگ‌ها بافت‌های پورفیری با خمیرهٔ شیشه‌ای، میکرولیتی جریانی و گاهی بافت‌های آذرآواری دارند. فنوکریست‌ها در این نمونه‌ها دربردارندهٔ پلاژیوکلاز (۳۰ درصدحجمی)، آلکالی‌فلدسپار (۵ درصدحجمی)، کوارتز (۴ درصدحجمی)، پیروکسن (۷ درصدحجمی) و هورنبلند (۲۰ درصدحجمی) هستند. پلاژیوکلازها نیمه‌شکل‌دار هستند و اندازهٔ ۵ میلیمتر و کمتر دارند و بیشتر سریسیتی شده‌اند. پیروکسن‌ها نیمه‌شکل‌دار هستند و با اندازهٔ ۴ میلیمتر و کمتر هستند و دگرسانی کلریتی دارند. هورنبلندها شکل‌دار هستند و با اندازهٔ ۳ میلیمتر و کمتر دیده می‌شوند (شکل‌های ۳-H و ۳-I). خمیرهٔ این سنگ‌ها از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، شیشه، کانی کدر و کانی‌های ثانویه کلریت و اپیدوت ساخته شده است.

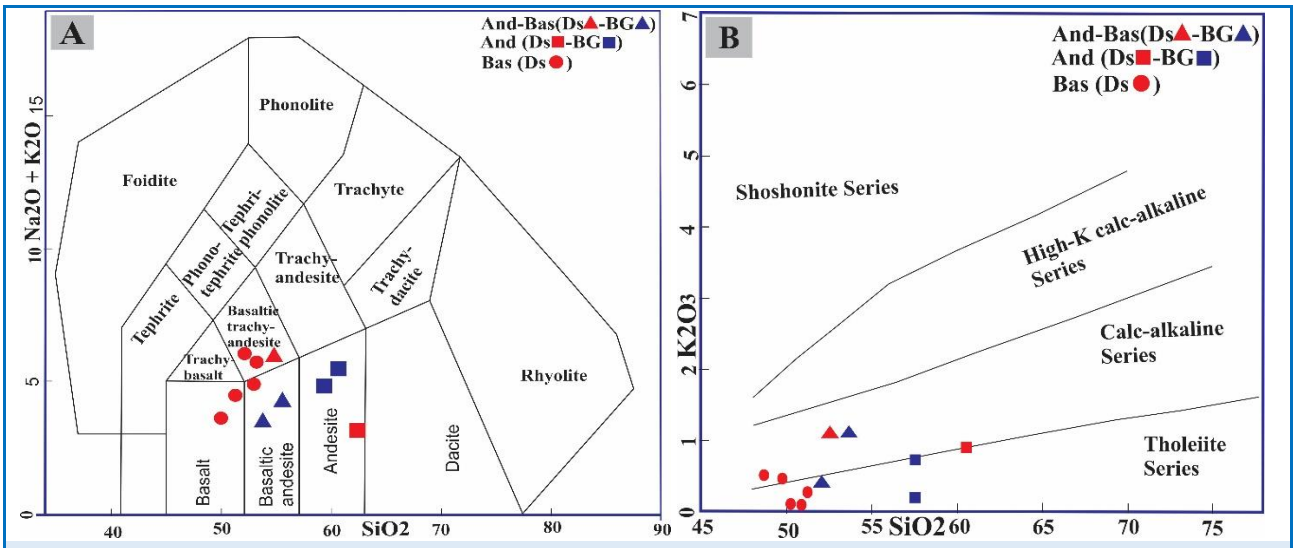


شکل ۳. تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی منطقهٔ دهسرد-باغات. **A**) بافت میکرولیتی جریانی و کانی‌های کدر تیغه‌ای در نمونهٔ Ds-18؛ **B**، **C**) کلریت ثانویه در فضای میان میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در نمونهٔ Ds-36 (تصویرهای XPL و PPL)؛ **D**) درشت‌بلور پلاژیوکلاز و میکرولیت پلاژیوکلاز با فرم کشیده در خمیرهٔ نمونهٔ Ds-24)؛ **E**) فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن در خمیره‌ای از میکرولیتی-شیشه‌ای در نمونهٔ BG-56؛ **F**، **G**) کانی الیوین و ماکل کارلسباد در کانی کلینوپیروکسن در نمونهٔ BG-52 (تصویرهای XPL و PPL)؛ **I**، **H**) درشت‌بلورهای شکل‌دار هورنبلند در نمونهٔ BG-54 (تصویرهای XPL و PPL).

Figure 3. Photomicrographs of the Dehsard–Baghat volcanic rocks. **A**) Trachytic microlitic texture and bladed opaque minerals in sample Ds-18. **B,C**) Secondary chlorite occupying the interstitial spaces between plagioclase microlites in sample Ds-36 (XPL and PPL images). **D**) Coarse plagioclase phenocryst and elongated plagioclase microlites in the groundmass of sample Ds-24. **E**) Clinopyroxene and orthopyroxene phenocrysts in a microlitic–glassy groundmass in sample BG-56. **F,G**) Olivine and Carlsbad twin in clinopyroxene in sample BG-52 (XPL and PPL images). **H,I**) Euhedral hornblende phenocrysts in sample BG-54 (XPL and PPL images).

زمین‌شیمی

بر پایهٔ نمودار رده‌بندی SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O نمونه‌های بازالت (نمونه‌های Ds-16 و Ds-36) و آندزیت‌بازالت (نمونهٔ Ds-24) در گسترهٔ تراکی‌آندزیت بازالتی ترسیم می‌شوند. همچنین، نمونه‌های بازالت (نمونهٔ Ds-18) و آندزیت‌بازالت (نمونه‌های BG-52 و BG-56) در گسترهٔ آندزیت‌بازالت جای می‌گیرند. افزون‌بر این، نمونه بازالت (نمونه‌های Ds-22 و Ds-21) در گسترهٔ بازالت و نمونه‌های آندزیت‌لاتیت (نمونهٔ BG-47)، هورنبلندآندزیت (نمونهٔ BG-54) و تراکی‌آندزیت (نمونهٔ DS-37) در میدان آندزیت جای می‌گیرند (شکل A-۴).



شکل ۴. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقهٔ دهسرد-باغات روی نمودارهای رده‌بندی و تعیین سری ماگمایی. **A**) نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O (Middlmost, 1994)؛ **B**) نمودار SiO_2 در برابر K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976).

Figure 4. Composition of of the Dehsard–Baghat volcanic rocks plotted on classification and magmatic series determination diagrams. **A**) SiO_2 vesus Na_2O+K_2O diagram (Middlmost, 1994); **B**) SiO_2 versus K_2O diagram (Peccerillo and Taylor, 1976).

برای تعیین سرشت ماگمای سازندهٔ سنگ‌های منطقه نمودار SiO_2 در برابر K_2O به‌کار برده شد. بر پایهٔ این نمودار، سه نمونهٔ بازالتی از دهسرد، دو نمونهٔ آندزیت‌بازالتی و آندزیتی از باغات در گسترهٔ سری تولهٔایتی جای می‌گیرند. دو نمونهٔ آندزیتی (نمونه‌های Ds-37 و BG-54) از دهسرد و باغات نیز در مرز سری‌های تولهٔایتی و کالک‌آلکالن ترسیم می‌شوند. افزون‌بر این، یک نمونه آندزیتی از باغات و یک نمونه آندزیت‌بازالت و دو نمونهٔ بازالت از دهسرد در گسترهٔ سری کالک‌آلکالن جای گرفته‌اند (شکل B-۴).

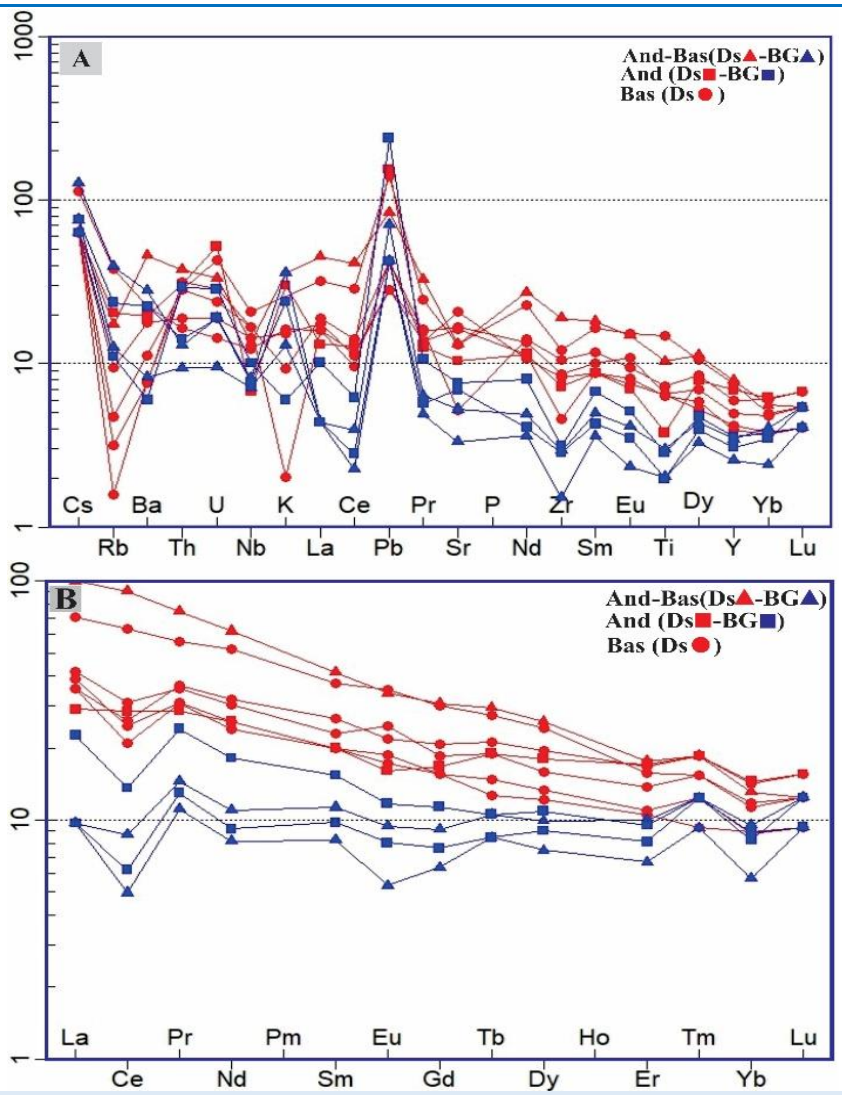
نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده با گوشتهٔ اولیه، روندهای همانندی را در سنگ‌های هر دو منطقهٔ باغات و دهسرد نشان می‌دهند.

تحلیل سنجشی عنصرهای Rb، Ba و K در نمونه‌های بازالتی و آندزیتی مناطق دهسرد و باغات در برابر گوشتهٔ اولیه، روندها و ناهنجاری‌های گوناگونی را آشکار می‌سازد. به‌طور خاص، عنصر Rb در نمونه‌های بازالتی دهسرد (نمونه‌های Ds-18، Ds-36 و Ds-16) کاهش و در دیگر نمونه‌های دهسرد و باغات افزایش یافته است. عنصر Ba بیشتر غنی‌شدگی را در بیشتر نمونه‌ها نشان می‌دهد، این عنصر در یک نمونهٔ بازالتی دهسرد (نمونهٔ Ds-18) و نمونه‌های آندزیتی و آندزیت‌بازالتی از باغات (نمونه‌های BG-56 و BG-47) اندکی کاهش یافته است. عنصر K نیز در بیشتر نمونه‌ها غنی‌شدگی را نشان می‌دهد هرچند در یک نمونهٔ بازالتی دهسرد (نمونهٔ Ds-36) و یک نمونهٔ آندزیتی باغات (نمونهٔ BG-47) کاهش یافته است (شکل A-۵). پراکندگی در عنصرهای LILE مانند Ba، K و Rb به‌ویژه در بازالت‌ها، پیامد تحرک بالای این عنصرها در بازهٔ

دگرسانی و آلایش پوسته‌ای دانسته می‌شود (Reichew et al., 2004).

در سنجش با گوشتهٔ اولیه، همهٔ نمونه‌های بازالتی و آندزیتی از هر دو منطقهٔ دهسرد و باغات، غنی‌شدگی چشمگیری در عنصرهای Cs و Th نشان می‌دهند. با این حال، عنصرهای HFSE (Nb، Ti، Zr) در سنگ‌های هر دو منطقه، کاهیدگی نشان می‌دهند (شکل ۵-A). غنی‌شدگی نسبی عنصرهای LILE (K، Rb، Cs) و عنصر ناسازگار Th نسبت به عنصرهای HFSE ویژگیِ ماگماهای وابسته به پهنه‌های فرورانش است (Wilson, 1989; Rollinson, 1993).

احتمال جایگیری عنصرهای HFSE در کانی‌هایی مانند روتیل و ایلمنیت نشان‌دهندهٔ حضور تختهٔ فرورانده‌شده (اسلب) است (Ryerson and Watson, 1987). همچنین، وجود ناهنجاری منفی Ti می‌تواند پیامد نقش اکسیدهای Fe-Ti باشد (Rollinson, 1993). به باور آلدانماز و همکاران (Aldanmaz et al., 2006)، تهی‌شدگی عنصرهای Nb و Ti را نشانه‌ای از نقش کرانهٔ فعال قاره‌ای در پیدایش ماگما می‌دانند.



شکل ۵. نمودارهای بهنجارشده برای سنگ‌های آتشفشانی دهسرد و باغات جنوب پهنهٔ سنندج-سیرجان. **A**) بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه ((Sun and McDonough, 1989؛ **B**) بهنجارشده به ترکیب کندریت (Boynton, 1984).

Figure 5. Normalized diagrams for volcanic rocks from Dehsard and Baghat, south of the Sanandaj–Sirjan Zone. **A**) Normalized to primitive mantle composition (Sun and McDonough, 1989); **B**) Normalized to chondrite composition (Boynton, 1984).

غنی‌شدگی عنصرهای Pb, U و Th که در همهٔ نمونه‌های دهسرد و باغات دیده می‌شود (شکل ۵-A) هم می‌تواند پیامد آلودگی سنگ‌ها با پوستهٔ قاره‌ای بالایی تفسیر شود (Chappell and White, 1992) و هم به‌عنوان اثری از فرایندهای متاسوماتیسمی برخاسته از سیال‌های آزادشده هنگام فرورانش پوستهٔ اقیانوسی دانسته شود (Kamber et al., 2002).

مقدارهای Sr در نمونه‌های منطقهٔ باغات به‌طور محسوسی کمتر از نمونه‌های دهسرد است، به‌گونه‌ای که کمترین مقدار آن در نمونهٔ آندزیت-بازالت (نمونهٔ BG-56) دیده می‌شود (شکل ۵-A). با این حال، در هیچ‌یک از نمونه‌های هر دو منطقه، ناهنجاری منفی Sr دیده نمی‌شود. همچنین، الگوی پراکندگی عنصرهای خاکی کمیاب در نمونهٔ BG-56 یک ناهنجاری منفی Eu را نشان می‌دهد (شکل ۵-B). ناهنجاری منفی Sr در نمونهٔ یادشده می‌تواند پیامد جدایش پلاژیوکلاز غنی از کلسیم باشد. به باور بارنس و همکاران (Barnes et al., 2001)، جدایش بلورهای پلاژیوکلاز به کاهش Sr و پیدایش ناهنجاری منفی Eu در بازهٔ تبلور ماگما می‌انجامد.

الگوی عنصرهای خاکی کمیاب (REE) بهنجارشده با کندریت در نمونه‌های هر دو منطقه به‌صورت کم‌وبیش موازی دیده می‌شود که نشان‌دهندهٔ خویشاوندی خاستگاه ماگمایی این سنگ‌هاست. غلظت این عنصرها از ۱۰ تا ۱۰۰ برابر کندریت متغیر است (شکل ۵-B).

الگوهای عنصرهای خاکی کمیاب (REE) بهنجارشده به ترکیب کندریت در سنگ‌های دهسرد، کمابیش شیب‌دار با غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE را نشان می‌دهند؛ اما این الگو در سنگ‌های باغات بیشتر مسطح با غنی‌شدگی اندک LREE نسبت به HREE (مگر در یک نمونهٔ آندزیتی: نمونهٔ BG-47) است. نمونه‌های دهسرد به‌طور کلی غلظت بالاتری از عنصرهای خاکی کمیاب نسبت به باغات دارند. نمونهٔ بازالتی (نمونهٔ Ds-18) و نمونهٔ آندزیت‌بازالتی (نمونهٔ Ds-24) میزان LREE بیشتری نسبت به دیگر سنگ‌های منطقهٔ دهسرد دارند و این نشان می‌دهد این نمونه‌ها جدایش‌یافته‌تر از دیگر نمونه‌ها هستند (شکل ۵-B). بر پایهٔ الگوی پراکندگی عنصرهای خاکی کمیاب، ماگمای اولیهٔ سنگ‌های منطقه ترکیب بازالتی داشته است. این ماگما در بازهٔ تحول خود دچار فرایند جدایش بلوری شده‌اند که پیامد آن، غنی‌شدگی چشمگیر در عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREEs) و تا اندازه‌ای غنی‌شدگی در عنصرهای خاکی کمیاب با وزن متوسط (MREEs) در برخی سنگ‌های پدیدآمده است (Mokhtari et al., 2020; Nouri et al., 2023). سنگ‌های هر دو منطقه، ناهنجاری منفی مشخصی را در عنصرهای Ce و Yb نشان می‌دهند (شکل ۵-B).

غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در الگوی عنصرهای کمیاب بهنجارشده به گوشتهٔ اولیه چه‌بسا پیامد درجهٔ کم ذوب‌بخشی و نسبت بالای LREE به HREE در سنگ خاستگاه (Wilson, 1989) و یا آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای است (Srivastava and Singh, 2004).

بحث

سنگ‌زایی و خاستگاه ماگما

بر پایهٔ نمودار Sm در برابر غلظت Sm/Yb (شکل ۶-A) همهٔ سنگ‌های گسترهٔ دهسرد در بخش بالایی نمودار و در میدان اسپینل-گارنت لرزولیت جای می‌گیرند. در این میان نمونه‌های تراکی‌آندزیت (نمونهٔ Ds-37) و بازالت (نمونهٔ Ds-36) در حوزهٔ ترکیبی اسپینل لرزولیت جای می‌گیرند که گویای ذوب‌بخشی در گوشتهٔ کم‌ژرف است. با این حال این دو نمونه بالاترین نسبت Th/Yb را در میان نمونه‌های دهسرد دارند که می‌تواند پیامد آلایش پوسته‌ای در هنگام صعود ماگما باشد. افزون‌بر این، نمونهٔ Ds-37 با شدیدترین ناهنجاری منفی Nb و Ti در میان همهٔ نمونه‌های دهسرد شناخته می‌شود (شکل ۵-A).

مقدارهای بالای نسبت Sm/Yb در سنگ‌های بازالتی و آندزیتی منطقهٔ دهسرد (میانگین: ۱/۲ تا ۲/۹) به‌خوبی گویای حضور گارنت به‌عنوان فاز برجامانده در منبع گوشته‌ای است. گارنت به‌علت ضریب پراکندگی بسیار بالای خود برای عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) مانند Yb، باعث جدایش بلوری قوی Sm از Yb شده و در پی آن نسبت Sm/Yb در مذاب پدیدآمده را افزایش می‌دهد. در

برابر، اسپینل تأثیر ناچیزی بـر جـدایش ایـن دو عنصـر دارد (Aldanmaz et al., 2000). بنـابراین، نسـبت Sm/Yb در سنگ‌های دهسرد گویای پیدایش ماگما در ژرفـای کمـابیش بسیار ژرف و در فشار کـافی بـرای پایـدار مانـدن گارنـت در منبع ذوب اسـت. موقعیـت ایـن سـنگ‌ها روی منحنی‌هـای ذوب‌بخشی در شکل A-۶ نشـان می‌دهـد ماگماهـای اصـلی منطقهٔ دهسرد بیشتر پیامد ذوب‌بخشی (نزدیک به ۱۵ تا ۲۰ درصد) از یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده هستند. با ایـن حـال دو نمونهٔ بازالتی و آندزیت‌بازالتی (نمونـه‌های Ds-18 و Ds-24) الگوهای گوناگونی نشـان می‌دهنـد. ایـن نمونـه‌ها نـرخ ذوب‌بخشـی کمتـر (نزدیـک بـه ۵ درصـد) (شـکل A-۶) و مقدارهای بیشتر LREE در نمودار بهنجارشـده بـه ترکیـب کندریت (شکل B-۵) نسبت به دیگر سنگ‌های منطقه نشان می‌دهند که نشان‌دهندهٔ جدایش بلورینِ بیشتر یا نقش بارزتر یک منبع غنی از LREE است. این همخوانی میان نرخ ذوب کمتر و غنی‌شدگی بیشتر در LREE، از دیـدگاه سـنگ‌زایی کاملاً سازگار است: هرچـه درجـهٔ ذوب‌بخشـی کمتـر باشـد، عنصرهای ناسازگارتر (دربردارندهٔ LREE) به میزان بیشتری در مذاب متمرکز می‌شـوند (Rollinson, 1993). بنـابراین، نمونـه‌های Ds-18 و Ds-24 چه‌بسـا پیامـد ذوب‌بخشـی در مراحل آغازین‌تر ذوب یک منبع گوشته‌ای هستند؛ امـا دیگـر سنگ‌های دهسرد در درجات ذوب بالاتر و تهی‌شدگی نسـبی منبع از LREE پدید آمده‌اند.

نمونه‌های گسترهٔ باغات در بخش پایینی نمـودار شـکل A-۶ و در بخـشِ گـذار از زمینـهٔ اسـپینل لرزولیـت بـه اسپینل-گارنت لرزولیت با گرایش قـوی بـه پهنـهٔ اسـپینل لرزولیت جای گرفته‌اند. بر ایـن پایـه، دو نمونـهٔ آنـدزیتی و آندزیت‌بازالتی (نمونـه‌های BG-54 و BG-52) در گسـترهٔ اسـپینل لرزولیـت و دو نمونـه آنـدزیت‌بازالتی و آنـدزیتی (نمونه‌های BG-56 و BG-47) در گسترهٔ اسپینل-گارنـت لرزولیت جای می‌گیرند. کاهش محسـوس نسـبت Sm/Yb در سنگ‌های باغات (از ۱/۱ تا ۱/۶) نسـبت بـه سـنگ‌های دهسرد نشان‌دهندهٔ نقش ناچیز یا ناپدیدشدن کانی گارنـت و پایداری کـانی اسـپینل در خاسـتگاه آنهاسـت کـه خـود گواهی بر ذوب‌بخشی در ژرفای کمتر و فشارهای کمتـر در مقایسه با گسترهٔ دهسـرد اسـت. افزون‌بـر ایـن، سـنگ‌های باغات درجـهٔ ذوب‌بخشـی بیشـتری (از ۲۰ تـا ۳۰ درصـد) نسبت به سنگ‌های دهسرد نشان می‌دهند. این یافتـه‌ها بـا داده‌های بررسی‌های منصف و همکاران (Monsef et al., 2011) در منطقه حسین‌آباد همخـوانی دارد، به‌گونه‌ای‌کـه آنها نیز خاستگاه گوشـته‌ای اسـپینل لرزولیـت بـا ترکیـب گوشتهٔ اولیه و درجهٔ ذوب‌بخشی ۱۰ تا ۳۰ درصـد را بـرای سنگ‌های همانند گـزارش کرده‌انـد. در نمـودار عنصـرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (شـکل B-۵) سـنگ‌های باغـات در سـنجش بـا دهسـرد، ناهنجاری‌هـای ضـعیف‌تری (یـا شـیب ملایم‌تـری) از La بـه Lu نشـان می‌دهنـد. ایـن الگـو گویـای جـدایش کمتـر عنصـرها در سنگ‌های باغات است. بـر پایـهٔ روابـط شناخته‌شـده میـان میـزان ذوب‌بخشـی و غنی‌شـدگی LREE، هرچـه درجـهٔ ذوب‌بخشی بیشتر باشد، سـهم فازهـای برجامانـده (بـه‌ویژه گارنت) که LREE را در خود نگه می‌دارند کمتر می‌شود و در پی آن مذاب پدیدآمده الگوی هموارتری (نزدیـک‌تر بـه کنـدریت) از خـود نشـان می‌دهـد (Rollinson, 1993). بنـابراین، سـنگ‌های باغـات محصـول درجـهٔ ذوب‌بخشـی بالاتری نسبت به نمونه‌های دهسرد هسـتند (شـکل A-۶). همچنین، سنگ‌های آندزیتی و بازالتی باغـات بـه قلمـروی گوشتهٔ اولیه (PM) و بـا غلظت‌هـای کمتـر Sm و سرشـت کمابیش کمتر غنی‌شده گرایش دارند. ایـن ویژگـی گویـای آنست که خاستگاه آنهـا نسـبت بـه سـنگ‌های آنـدزیتی و بازالتی دهسرد، نرخ ذوب بیشـتری را بـه‌علت ورود بیشـتر سیال‌های برخاسته از فرورانش تجربه کرده است.

جایگاه زمین‌ساختی

برای ماگماتیسـم مزوزوییـک پهنـهٔ سـنندج-سـیرجان جنوبی (SaSZ) در گسترهٔ باغـات و دهسـرد، سـه فرضـیه اصلی مطرح شده است:

فرضیه ۱: ماگماتیسم پیامد یک کمان قاره‌ای فعال پدیدآمده در پی فرورانش نئوتتیس به زیـر صـفحهٔ ایـران مرکـزی اسـت (Arvin et al., 2007; Fazlnia et al., 2009;

Chiu et al., 2013).

فرضیه ۲: ماگماتیسم به یک تنورهٔ گوشته‌ای و کافت‌شدگی قاره‌ای در یک محیط کششی درون‌صفحه‌ای وابسته است (Hunziker et al., 2015; Azizi and Stern, 2019; Nouri et al., 2023).

فرضیه ۳: ماگماتیسم در یک کمان فرورانشی همراه با کشش روی داده است که در پی پسروی تختهٔ فرورونده یا جدایش تخته پدید آمده است (Rahimzadeh et al., 2021).

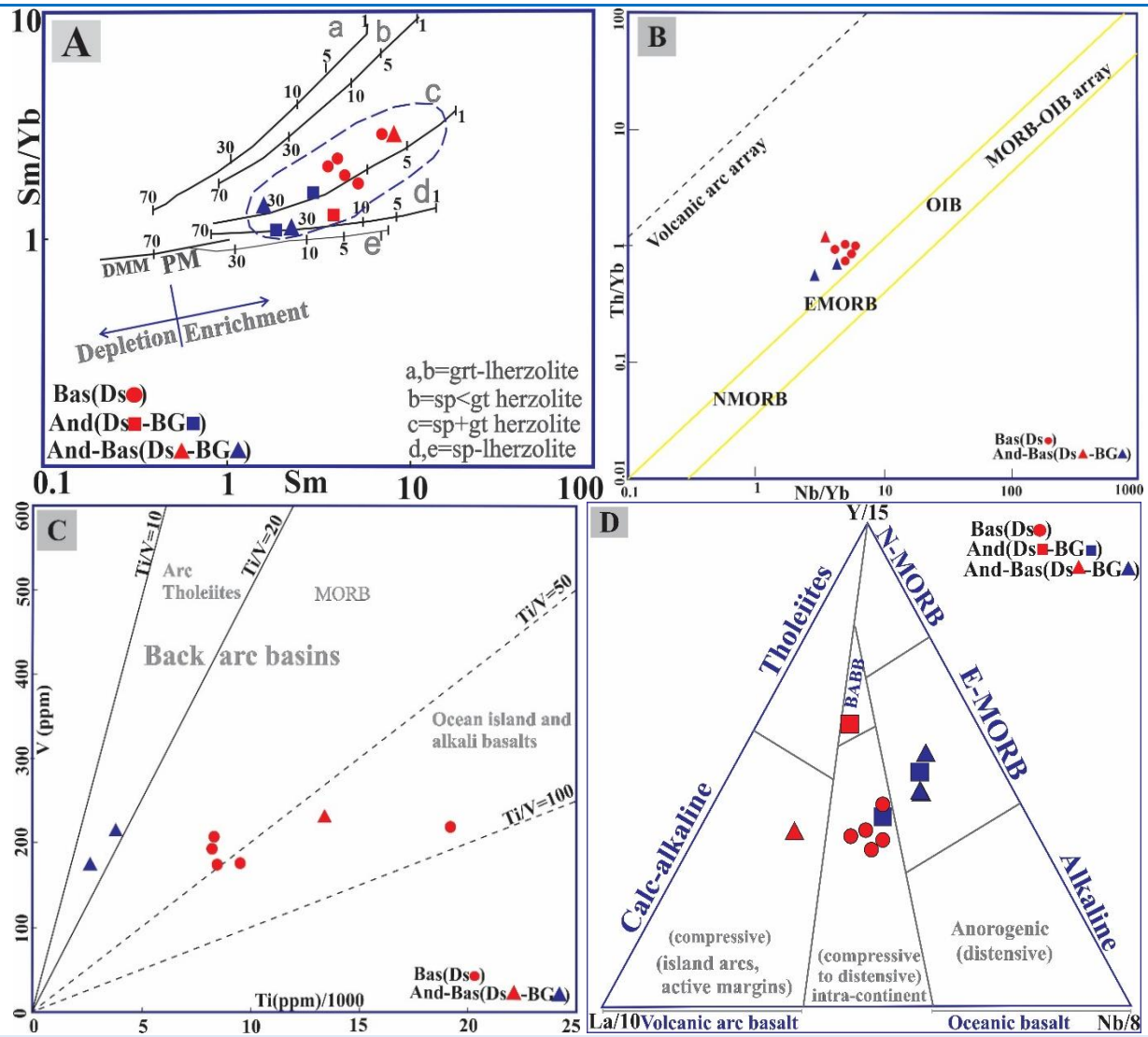
بیشتر نمونه‌های هر دو گستره، ویژگی‌های شاخص ماگماهای وابسته به فرورانش را نشان می‌دهند. در نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (شکل ۶-B)، نمونه‌ها در بالای آرایهٔ گوشته MORB-OIB و در گسترهٔ کمان‌های قاره‌ای جای می‌گیرند. نسبت بالای Th/Yb نشان‌دهندهٔ غنی‌شدگی گوشته با سیال‌های برخاسته از تخته فرورونده است (Leat et al., 2004). محتوای پایین Nb/Yb و تهی‌شدگی مشخص HFSE (Nb، Ti، Zr) در نمودار الگوی عنکبوتی عنصرهای کمیاب (شکل ۵-A) نیز از دیگر ویژگی‌های بارز محیط فرورانشی است. این شواهد با فرضیه کمان قاره‌ای پدیدآمده در پی فرورانش (فرضیه ۱) همخوانی دارد.

با وجود شواهد فرورانشی، نشانه‌هایی از محیط درون‌صفحه‌ای نیز دیده می‌شود. غالب نمونه‌های باغات و نیمی از نمونه‌های دهسرد دارای سرشت تولهٔایتی هستند (شکل ۵-B). در نمودار Ti-V (شکل ۶-C)، بیشتر نمونه‌ها دارای محتوای Ti پایین و نسبت Ti/V در گسترهٔ ۵۰-۱۰ هستند که نشان‌دهندهٔ جایگیری آنها در محیط پشت‌کمانی است. دو تا از نمونه‌های دهسرد (نمونه‌های Ds-18, Ds-24) با LREE بالا (شکل ۶-B) و درجه ذوب‌بخشی کم (شکل ۶-C) نسبت به دیگر نمونه‌های این گستره محیط‌های درون‌صفحه‌ای را نشان می‌دهند (شکل ۶-C) که با ماگماهای پدیدآمده از ذوب‌بخشی کم در ژرفای بیشتر سازگار است. این دسته شواهد با فرضیه تنورهٔ گوشته‌ای و کافت‌شدگی قاره‌ای (فرضیه ۲) همخوانی دارند؛ اما نمی‌توانند شواهد قوی فرورانش نسبت بالای Th/Yb، غنی‌شدگی از عنصرهای LILE و تهی‌شدگی HFSE (شکل ۶-A) را در بیشتر نمونه‌ها توجیه کنند.

بر پایهٔ نمودار La-Y-Nb غالب نمونه‌های بازالتی دهسرد همراه با یک نمونه آندزیتی از باغات (نمونهٔ BG-47) در میدان بازالت‌های درون‌قاره‌ای جای می‌گیرند. در برابر، نمونه‌های باغات دربردارندهٔ دو نمونهٔ آندزیت-بازالت و یک نمونه آندزیت، در گسترهٔ MORB غنی‌شده ترسیم می‌شوند که احتمالاً به سرشت تولهٔایتی آنها وابسته است. نمونهٔ آندزیتی دهسرد (نمونهٔ Ds-37) در گسترهٔ بازالت‌های پشت‌کمانی و نمونهٔ آندزیت-بازالت (نمونهٔ Ds-24) در گسترهٔ کرانهٔ فعال قاره‌ای جای می‌گیرند (شکل ۶-D). به‌طور کلی، بیشتر سنگ‌های منطقه در گسترهٔ بازالت‌های درون‌قاره‌ای جای دارند که با داده‌های پژوهش‌های پیشین (Monsef et al., 2011) همخوانی دارد. افزایش غلظت عنصرهای کم‌تحرک (مانند La) و عنصرهای با شدت میدان بالا (مانند Nb) در این نمونه‌ها، گویای تأثیر چشمگیر سیال‌ها و مذاب‌های برخاسته از تختهٔ فرورانش بر ترکیب گوشتهٔ زیرکمانی و وجود یک خاستگاه غنی‌شده برای این سنگ‌هاست (Elliott et al., 1997). الگوی پدیدآمده از این نمودار به‌خوبی نشان می‌دهد سنگ‌های منطقه در اصل متعلق به یک کمان آتشفشانی هستند اما به محیط‌های درون‌قاره‌ای گرایش دارند. این ویژگی را می‌توان به شرایط کششی حاکم بر سیستم فرورانش نسبت داد که با صعود گوشته همراه بوده است و زمینه‌ساز پیدایش ماگماهای با ترکیب تولهٔایتی شده است (Rahimzadeh et al., 2021; Gholipour et al., 2020).

بر پایهٔ شواهد زمین‌شیمیایی، گمان می‌رود ماگماتیسم منطقه در مرحلهٔ انتقالی از یک رژیم فشاری وابسته به فرورانش به یک رژیم کششی روی داده است. در این محیط، ذوب‌بخشی گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای که پیشتر در جریان فرورانش غنی‌شده بود، در پی کشش حاصل از پسروی و فروپاشی پوستهٔ ضخیم‌شده رخ داده است و به پیدایش

ماگماهـایی بـا ویژگی‌هـای دوگانـه (کمـان و درون‌ورقـه‌ای) انجامیـــده اســـت (Rahimzadeh et al., 2021; Nezamivand Chegini and Rahimzadeh, 2023). در منطقهٔ سنندج-سیرجان، وجود هم‌زمـان شـواهد فـرورانش و درون‌صفحه‌ای، بهترین همخوانی را بـا فرضـیهٔ زمین‌سـاخت برخاسـته از تعامـل فـرورانش و کشـش (فرضـیه ۳) دارد، همانند آنچه در الگوهای گسترده‌تر قاره‌ای دیده شـده اسـت (Schellart et al., 2019).



شکل ۶. نمودارهای ذوب‌بخشی و جایگاه زمین‌ساختی بازالت‌ها در منطقـهٔ دهسـرد و باغـات. **A**) نمـودار تغییـرات Sm در برابـر Sm/Yb (برگرفته از آلدانماز و همکاران (Aldanmaz et al., 2000))؛ **B**) نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 2008)؛ **C**) نمودار Ti در برابر V (Shervais, 1982)؛ **D**) نمودار سه‌تایی La-Y-Nb (Cabanis and Lecolle, 1989).

Figure 6. Partial melting and tectonic discrimination diagrams for basalts of the Dehsard and Baghat areas. **A**) Sm versus Sm/Yb variation diagram (after Aldanmaz et al., 2000). **B**) Nb/Yb versus Th/Yb diagram (Pearce, 2008) for the the area. **C**) Ti versus V diagram (Shervais, 1982) for the basalts of the area. **D**) La–Y–Nb ternary diagram (Cabanis and Lecolle, 1989).

سرشـت بیشـتر تولـه‌ایتی تـا کالک‌آلکـالن سـنگ‌ها در محیط‌های کششی پشت‌کمان رایـج اسـت؛ امـا کمان‌هـای قاره‌ای بالغ بیشتر کالک‌آلکـالن هسـتند (Babaie et al., 2001; Baniasadi et al., 2026). جایگیری نمونـه‌ها در

نمودارهای شکل‌های ۶-C و ۶-D در گسترهٔ بازالت‌های درون قاره، بازالت‌های پشت‌کمانی و گسترش برخی تا حوضه کششی مورب، یک رژیم کششی بالای پهنهٔ فرورانش را نشان می‌دهد (Gholipour et al., 2020; Maghdour-Mashhour et al., 2021). افزون‌بر این، وجود دنباله‌های فلیش‌گونه (میان‌لایه‌های سنگ‌آهک، شیل، ماسه‌سنگ با توف، بازالت و آندزیت) در جنوب پهنهٔ سنندج-سیرجان، نشان‌دهندهٔ یک حوضه پیش‌کمان یا حوضه کششی پشت‌کمان است، نه یک کمان قاره‌ای بالغ (Mohajjel and Fergusson, 2014).

یافته‌های این پژوهش با گزارش‌های پیشین از ماگماتیسم فرورانشی در جنوب پهنهٔ سنندج-سیرجان (مانند گرانیت سیاه‌کوه، چاه‌دزدان، سرگز و گوده‌حوض؛ Arvin et al., 2007; Fazlnia et al., 2009; Chiu et al., 2013) همخوانی دارد؛ اما فراتر از آن، نقش مهم کشش هنگام فرورانش را نیز نشان می‌دهد. الگوی پیشنهادی و تفسیر رحیم‌زاده و همکاران (Rahimzadeh et al., 2021) بر پایهٔ ماگماتیسم دوگانه[3] و کششی با ویژگی کالک‌آلکالن تا تولهایتی در شمال پهنهٔ سنندج-سیرجان سازگار است و آن را به جنوب این پهنه (منطقهٔ باغات و دهسرد) تعمیم می‌دهد. در برابر، الگوی تنورهٔ گوشته‌ای و کافت‌شدگی قاره‌ای (Hunziker et al., 2015; Azizi and Stern, 2019) نمی‌تواند وجود هم‌زمان شواهد فرورانش قوی (غنی‌شدگی LILE، نسبت بالای Th/Yb و تهی‌شدگی Nb) را در بیشتر نمونه‌ها توضیح دهد.

بر پایهٔ مجموع شواهد زمین‌شیمیایی، سنگ‌نگاری و رسوبی-ساختاری، جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی باغات و دهسرد در یک کمان قاره‌ای فعال همراه با کشش برخاسته از پسروی تخته فرورونده نئوتتیس تعیین می‌شود (Rahimzadeh et al., 2021). حجم بزرگِ سنگ‌های بازالتی همراه سنگ‌های حد واسط، سرشت تولهایتی تا کالک‌آلکالن سنگ‌ها، جایگیری در نمودارهای زمین‌ساختی در گستره‌های درون‌صفحه‌ای و کمانی، وجود دنباله‌های فلیش‌گونه و درجهٔ ذوب‌بخشی سنگ‌ها (نزدیک به ۱۵ تا ۳۰ درصد) همگی گویای رژیم کششی بالای پهنهٔ فرورانش هستند. فرضیهٔ کمان ساده (فرضیه ۱) نمی‌تواند حضور ماگماهای درون‌صفحه‌ای با سرشت تولهایتی و ترکیب‌های بازالتی را توجیه کند؛ زیرا در محیط کمانی سنگ‌های حد واسط (آندزیت‌ها) با سرشت کالک‌آلکالن گسترش دارند و در این محیط‌ها شاهد شیل و برخی از سنگ‌های رسوبی همراه ماگماتیسم نیستیم. فرضیه تنورهٔ گوشته‌ای و کافت‌شدگی قاره‌ای (فرضیه ۲) نیز نمی‌تواند شواهد گسترده فرورانش (غنی‌شدگی LILE، نسبت بالای Th/Yb، تهی‌شدگی HFSE) محیط‌های کمانی را در غالب نمونه‌ها توضیح دهد. بنابراین، الگوی فرورانش همراه با کشش برخاسته از پسروی تخته فرورونده (فرضیه ۳) به‌عنوان سازگارترین سناریو با داده‌های این پژوهش شناخته شد.

برداشت

بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقهٔ باغات و دهسرد در جنوب‌خاوری پهنهٔ سنندج-سیرجان، به شناسایی مجموعه‌ای از گدازه‌های بازالتی، آندزیتی و آندزیت-بازالتی با بافت‌های پورفیری، میکرولیتی جریانی و میکرولیتی-شیشه‌ای شد. همان‌گونه‌که در نمودارهای شناسایی سری ماگمایی دیده می‌شود این سنگ‌ها سرشت تولهایتی تا کالک‌آلکالن دارند. سرشت کالک‌آلکالن با ماگماتیسم کمان‌های قاره‌ای (کمان نرمال) همخوانی دارد؛ اما حضور سرشت تولهایتی در کنار آن، گویای نازک‌شدن پوستهٔ قاره‌ای در پی کشش و صعود گوشته به سطوح بالاتر است که در چنین رژیمی، ترکیب ماگما به سری تولهایتی گرایش می‌یابد (Rahimzadeh et al., 2021; Gholipour et al., 2020).

در الگوی عنصرهای کمیاب بهنجارشده با گوشتهٔ اولیه، غنی‌شدگی چشمگیر LILE (Cs، Ba، Pb، Th، K، U) و تهی‌شدگی مشخص HFSE (Nb، Ti، Zr) در همهٔ

[3] biomodal

نمونه‌ها دیده می‌شود که از ویژگی‌های بارز ماگماهای وابسته به پهنه‌های فرورانش است. همچنین، الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت در سنگ‌های دهسرد شیب ملایم تا کمابیش تند با غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE دارد؛ اما سنگ‌های باغات الگویی کمابیش مسطح با غنی‌شدگی اندک LREE نشان می‌دهند که گویای درجهٔ ذوب‌بخشی بالاتر و نقش کمتر گارنت در خاستگاه آنهاست.

از دیدگاه خاستگاه گوشته‌ای بر پایهٔ نسبت‌های عنصرهای کمیاب در نمودار (Sm در برابر Sm/Yb)، ماگمای سازندهٔ سنگ‌های دهسرد از یک گوشته غنی‌شده با ترکیب اسپینل-گارنت لرزولیت با درجهٔ ذوب‌بخشی متوسط (نزدیک به ٪۲۰-۱۵) پدید آمده است. در برابر، سنگ‌های باغات از گوشتهٔ اولیه‌ای با غنی‌شدگی کمتر با ترکیب گذار از اسپینل لرزولیت به اسپینل-گارنت لرزولیت با درجهٔ ذوب‌بخشی بیشتر (نزدیک به ٪۳۰-۱۵) خاستگاه گرفته‌اند. با وجود این تفاوت‌ها، هر دو منطقه از یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده در بالای پهنهٔ فرورانش نئوتتیس تغذیه شده‌اند و دریک محیط زمین‌ساختی (کمان آتشفشانی کرانهٔ فعال قاره‌ای همراه با کشش) جای داشته‌اند.

بر پایهٔ نمودارهای شناسایی محیط زمین‌ساختی، جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی باغات و دهسرد در گسترهٔ کمان‌های کرانهٔ فعال قاره‌ای بوده است. با این حال، حضور هم‌زمان شواهد فرورانش (مانند غنی‌شدگی LILE، نسبت بالای Th/Yb و تهی‌شدگی از عنصرهای HFSE) در کنار نشانه‌های کشش کمانی (مانند: سرشت تولهایتی، گسترش برخی نمونه‌ها به حوضه‌های کششی در نمودارهای زمین‌ساختی، درهم‌آمیختگی سنگ‌های آتشفشانی با سنگ‌های رسوبی، درجهٔ ذوب‌بخشی کم در برخی نمونه‌ها و حجم بزرگ سنگ‌های بازالتی همراه سنگ‌های حد واسط) گویای آنست که منطقهٔ باغات و دهسرد بر خلاف بسیاری از گرانیت‌های پیشین پهنهٔ سنندج-سیرجان که تنها یک محیط زمین‌ساختی فرورانشی بدون شواهد کششی را نشان می‌دهند، یک محیط زمین‌ساختی ترکیبی (فرورانش همراه با کشش) را ثبت کرده است که در پی پسروی (رول‌بک) تختهٔ نئوتتیس در زمان ژوراسیک-کرتاسه پدید آمده است.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از بنیاد ملی علم ایران (INSF) به‌علت حمایت مالی از این پژوهش که برگرفته از طرح شماره ۴۰۳۷۸۵۴ است و بخشی از پایان‌نامه دکتری نویسنده اول به‌شمار می‌رود، کمال تشکر را دارند.

Reference

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geological Magazine, 148, 692–725. https://doi.org/10.1017/S001675681100046X

Aldanmaz, E., Köprübaşı, N., Gürer, Ö.F., Kaymakcı, N., and Gourgaud, A. (2006) Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: Implications for mantle sources and melting processes. Lithos, 86, 50–76. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.04.003

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. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7

Ali, S.A., Ismail, S.A., Nutman, A.P., Bennett, V.C., Jones, B.G., and Buckman, S. (2016) The intra-oceanic Cretaceous (~108 Ma) Kata–Rash arc fragment in the Kurdistan segment of Iraqi Zagros suture zone: Implications for Neotethys evolution and closure. Lithos, 260, 154–163. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.05.027

Arfania, R., and Shahriari, S. (2009) Role of southeastern Sanandaj–Sirjan Zone in the tectonic

evolution of Zagros Orogenic Belt, Iran. Island Arc, 18, 555–576. https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2009.00680.x

Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A., and Babaei, A. (2007) Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction. Journal of Asian Earth Sciences, 30, 474–489. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.01.001

Azizan, H., and Nazemzadeh, M. (2006) Geological map of Orzuiyeh, scale 1: 100000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Azizi, H., and Asahara, Y. (2013) Juvenile granite in the Sanandaj–Sirjan Zone, NW Iran: Late Jurassic–Early Cretaceous arc–continent collision. International Geology Review, 55, 1523–1540. https://doi.org/10.1080/00206814.2013.782959

Azizi, H., and Stern, R.J. (2019) Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj–Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc. Terra Nova, 31, 415–423. https://doi.org/10.1111/ter.12404

Babaie, H.A., Ghazi, A.M., Babaei, A., La Tour, T.E., and Hassanipak, A.A. (2001) Geochemistry of arc volcanic rocks of the Zagros Crush Zone, Neyriz, Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 19, 61–76. https://doi.org/10.1016/S1367-9120(00)00012-2

Baniasadi, M.A., Ghasemi, H., Minnaert, C., Angiboust, S., Cambeses, A., Kahkhaei, M.R., Glodny, J., and Papadopoulou, L. (2026) Lower Jurassic heterogeneous arc magmatism sheds light on the early stages of Neotethyan subduction in the Zagros orogenic belt (Esfandaghe area, SE Iran). Lithos, 522–523, 108382. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2025.108382

Barnes, C.G., Dumond, G., Chapman, K., Yoshinobu, A.S., Nordgulen, O., Prestvik, T., and Karlsson, H. (2001) Mafic plutons in the Caledonian Bindal Batholith, Norway. Geological Society of America Abstracts with Programs, 33, 32.

Berberian, F. and Berberian, M. (1981) Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H.K. and Delany, F.M. (Eds.), Zagros–Hindu Kush–Himalaya Geodynamic Evolution. Geodynamics Series, 3, 5–32. https://doi.org/10.1029/GD003p0005

Berberian, M. (1995) Master “blind” thrust faults hidden under the Zagros folds: Active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics, 241, 193–224. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00185-C

Boynton, W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry, 2, 63–114. Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3

Cabanis, B., and Lecolle, M. (1989) Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. Comptes Rendus de l’Académie des Sciences. Série II, 309, 2023–2029.

Chappell, B.W., and White, A.J.R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 83, 1–26. https://doi.org/10.1017/S0263593300007720

Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., and Iizuka, Y. (2013) Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. Lithos, 162, 70–87. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006

Dimitrijevic, M.D. (1973) Geology of Kerman region, 334 p. Geological Survey of Iran, Report Yu/52, Tehran, Iran.

Eftekharnezhad, J. (1981) Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins [in Persian]. Journal of the Iranian Petroleum Society, 82, 19–28.

Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., and Bourdon, B. (1997) Element transport from slab to

volcanic front at the Mariana arc. Journal of Geophysical Research, 102, 14991–15019. https://doi.org/10.1029/97JB00788

Fazlnia, A., Moradian, A., Rezaei, K., Moazzen, M., and Alipour, S. (2007) Synchronous activity of anorthositic and S-type granitic magmas in Chah-Dozdan batholith, Neyriz, Iran: Evidence of zircon SHRIMP and monazite CHIME dating. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 18, 221–237.

Fazlnia, A., Schenk, V., Appel, P., and Alizade, A. (2013) Petrology, geochemistry, and geochronology of the Chah-Bazargan gabbroic intrusions in the south Sanandaj–Sirjan zone, Neyriz, Iran. International Journal of Earth Sciences, 102, 1403-1426. https://doi.org/10.1007/s00531-013-0884-6

Fazlnia, A., Schenk, V., van der Straaten, F., and Mirmohammadi, M. (2009) Petrology, geochemistry, and geochronology of trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran. Lithos, 112, 413–433. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.047

Gholipour, S., Azizi, H., Masoudi, F., Asahara, Y., and Tsuboi, M. (2020) Zircon U-Pb ages, geochemistry, and Sr-Nd isotope ratios for Early Cretaceous magmatic rocks, southern Saqqez, northwestern Iran. Geochemistry, 81, 125687. https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125687

Golonka, J. (2004) Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. Tectonophysics, 381, 235–273. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.06.004

Hassanzadeh, J. and Wernicke, B.P. (2016) The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. Tectonics 35, 586–621. https://doi.org/10.1002/2015TC003926

Hunziker, D., Burg, J.P., Bouilhol, P., and von Quadt, A. (2015) Jurassic rifting at the Eurasian Tethys margin: Geochemical and geochronological constraints from granitoids of North Makran, southeastern Iran. Tectonics, 34, 571–593. https://doi.org/10.1002/2014TC003768

Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523–548. https://doi.org/10.1139/e71-055

Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C., and McDonald, G.D. (2002) Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. Contributions to Mineralogy and Petrology, 144, 38–56. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0374-5

Leat, P.T., Pearce, J.A., Barker, P.F., Millar, I.L., Barry, T.L., and Larter, R.D. (2004) Magma genesis and mantle flow at a subducting slab edge: the South Sandwich arc-basin system. Earth and Planetary Science Letters, 227, 17–35. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.08.016

Maghdour-Mashhour, R., Hayes, B., Bolhar, R., and Ueckermann, H. (2021) Sill intrusion into pyroxenitic mush and the development of the Lower–Upper Critical Zone boundary of the Bushveld Complex: Implications for the origin of stratiform anorthosites and chromitites in layered intrusions. Journal of Petrology, 62, egaa090. https://doi.org/10.1093/petrology/egaa090

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

Mohajjel, M., and Fergusson, C.L. (2014) Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. International Geology Review, 56, 263–287. https://doi.org/10.1080/00206814.2013.853919

Mokhtari, N., Ahmadi, A., and Mirnejad, H. (2020) Petrographic and geochemical characteristics of olivine basalts from east of Nehbandan and Chahchocho (Sistan suture zone, eastern Iran) [in Persian]. Petrological Journal, 11, 129–150. https://doi.org/10.22108/ijp.2020.119500.1150

Monsef, I., Rahgoshay, M., and Emami, M.H. (2012) Geochemistry and petrogenesis of the volcanic succession of the Urzuie region (southern Iran) [in Persian]. Earth Sciences, 82, 65–76.

https://doi.org/10.22071/gsj.2011.54442

Monsef, I., Rahgoshay, M., and Whitechurch, H. (2011) Petrogenetic variations of the Jurassic magmatic sequences of Hoseinabad–Hajiabad regions in the Sanandaj–Sirjan Zone (south of Iran) [in Persian]. Petrology, 1, 89–112. University of Isfahan, Iran.

Moritz, R., Ghazban, F., and Singer, B.S. (2006) Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj–Sirjan tectonic zone, Western Iran: A result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros Orogen. Economic Geology, 101, 1497–1524. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.8.1497

Mousivand, F., Rastad, E., Meffre, S., Peter, J.M., Solomon, M., and Zaw, K. (2011) U–Pb geochronology and Pb isotope characteristics of the Chahgaz volcanogenic massive sulphide deposit, southern Iran. International Geology Review, 53, 1239–1262. https://doi.org/10.1080/00206811003783364

Mouthereau, F., Lacombe, O., and Vergés, J. (2012) Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. Tectonophysics, 532, 27–60. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.022

Nazemzadeh, M., and Rashidi, A. (2006) Geological map of the Dehsard (Bezar), scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Sheet 7347.

Nazemzadeh, M., Nazemzadeh, M., Roshanravan, J., and Azizan, H. (1996) Geological map of the Khabr, Scale 1/100,000. Geological Survey of Iran, Sheet 7247.

Nazemzadeh, M., Roshanravan, J. and Azizan, H. (1996) Geological map of the Baghat, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Sheet 7147.

Nezamivand Chegini, A., and Rahimzadeh, B. (2023) Albin volcanism in Marivan region: Indication of extension in the Sanandaj–Sirjan continental arc [in Persian]. Petrological Journal, 13, 107–126. https://doi.org/10.22108/ijp.2023.135968.1287

Nouri, F., Azizi, H., Stern, R. J., and Asahara, Y. (2023) The Sanandaj-Sirjan Zone (W. Iran) was a Jurassic passive continental margin: Evidence from igneous rocks of the Songhor area. Lithos, 440, 107023. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107023

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

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. https://doi.org/10.1007/BF00384745

Rahimzadeh, B., Mahmoudi, S., Corfu, F., Ahadnejad, V., and von Quadt, A. (2021) A unique period of bimodal volcanism at 130–110 Ma in the northern Sanandaj–Sirjan Zone: Evidence for an extensional setting. Lithos, 392, 106155. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106155

Reichow, M.K., Saunders, A.D., White, R.V., Al'Mukhamedov, A.I., and Medvedev, A.Y. (2004) Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo–Triassic Siberian Traps, Russia. Lithos, 79, 425–452. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.01

Rollinson, H.R. (1993) Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, Harlow, England.

Ryerson, F.J., and Watson, E.B. (1987) Rutile saturation in magmas: Implications for Ti–Nb–Ta depletion in island-arc basalts. Earth and Planetary Science Letters, 86, 225–239. https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90223-8

Sabzehei, M. (1994) Geological map of the Hajiabad, Scale 1/250,000. Geological Survey of Iran, Quadrangle No. 112.

Schellart, W.P., Chen, Z., Strak, V., Duarte, J.C., and Rosas, F.M. (2019) Pacific subduction control on Asian continental deformation including Tibetan extension and eastward extrusion tectonics. Nature Communications, 10, 4480. https://doi.org/10.1038/s41467-019-12337-9

Shervais, J.W. (1982) Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters, 59, 101–118. https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90120-0

Srivastava, R.K., and Singh, R.K. (2004) Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. Journal of Asian Earth Sciences, 23, 373–389. https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00150-0

Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: A review. AAPG Bulletin, 52, 1229–1258. https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D

Stocklin, J., and Nabavi, M.H. (1973) Tectonic map of Iran. Geological 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. Geological Society, London, Special Publications, 42, 313–345. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Taraz, H. (1974) Geology of the Surmaq–Deh Bid area, Abadeh region, Central Iran. Geological Survey of Iran, Report 37, 148 p.

Warr, L.N. (2021) IMA-CNMNC Approved Mineral Symbols. Mineralogica Magazine, 85, 291-320. https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43

Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis, 466 p. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-010-9388-0