



Geochemistry of northwestern Saveh magmatic complex (Markazi province)

Mohammad Reza Emami Meybodi¹, Nahid Naseri^{2*}, Reza Zarei Sahamieh³, Khadijeh Momeni Zafarabad⁴, Ahmad Ahmadi Khalaji⁵

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

² Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

³ Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

⁴ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

⁵ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 02 February 2021

Revised: 14 June 2021

Accepted: 26 June 2021

Keywords

Normal arc magmatism

Barren magma

Fractional crystallization

NW Saveh magmatic complex

*Corresponding author

Nahid Naseri

✉ naseri.na@fc.lu.ac.ir

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Considering the wide extent of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc and the presence of many intrusive and volcanic rocks in this belt, an important question from scientific and exploration points of view is “Why are some plutons productive whereas others are sub-productive and/or barren?” Barren and productive magmatic systems related to calc-alkaline arc magmatism are identified as normal or non-adakitic (low Sr/Y < 20) and adakitic (high Sr/Y > 20) magmas, respectively. Barren magmas are non-mineralized and have a low Sr/Y ratio, while high Sr/Y magmas are responsible for Cu-mineralization and are known as productive magmas that occur in all major orogenic belts worldwide (Cooke et al., 2005). Understanding their origin and petrogenesis is of critical importance to decipher their long-term growth and stabilization of the continental crust, and formation of economically valuable ore deposits (Monecke et al., 2018). Barren granitoid magmas typically form in pre-collisional subduction zone environments (Shahabpour, 1992), which is confirmed by the results obtained in this study. Magmatism in this region began in the Early Eocene and continued until the Pliocene. The volcanic and intrusive barren-type rocks (Eocene) that formed in a subduction-related tectonic setting are characterized by calc-alkaline and tholeiitic geochemical signature (Shahabpour, 2005). The northwest of Saveh magmatic complex is situated at the central part of the Urumieh-Dokhtar magmatic belt. The volcanic rocks of northwest of Saveh are crosscut by Late Eocene-Early Oligocene granitoids that are exposed over an area of about 100 km².

How to cite this article

Emami Meybodi, M.R., Naseri, N., Zarei Sahamieh, R., Momeni Zafarabad, Kh. and Ahmadi Khalaji, A., 2021. Geochemistry of northwestern Saveh magmatic complex (Markazi province). *Journal of Economic Geology*, 13(4): 741–765. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.68690.1006>



©2021 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

Materials and methods

Approximately 70 samples were intrusively collected from Mount Shahpasand and Neivesht volcanic rocks. Subsequently, 9 granitoid rocks and 7 volcanic rocks that showed the least amount of alteration were selected for whole-rock geochemical analysis. The main elements analysis was performed by X-ray fluorescence method using Optima 100V device and the analysis of rare earth elements was performed using Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry method and with ICP NeXION 300 device in the Lab West Laboratory of Australia.

Results

The northwest of the Saveh magmatic complex is situated at the central part of the Urumieh-Dokhtar magmatic belt. The volcanic rocks of this area are crosscut by the Late Eocene-Oligocene granitoids. Whole-rock geochemistry shows that the studied igneous rocks with low to medium potassium calc-alkaline geochemical signatures have strong depletion in Nb and Ti and enrichment in LREE and LILE, which imply formation during normal arc magmatism. Sr/La and La/Yb trace element ratios show that all samples have evidence for slab fluid metasomatism and a mantle source affected by metasomatism. La/Nb and La/Ba ratios also confirms a subduction-modified lithosphere mantle source for the magmatic rocks in the northwest of Saveh. Geochemical evidence shows that these rocks are barren-type igneous rocks that have the same origin and differential crystallization is the dominant process in their petrogenesis. Barren magmatism in the northwest of Saveh is likely a result of partial melting of juvenile lower crust caused by subduction of the Neo-Tethys oceanic lithosphere, whereas productive adakitic rocks within the Urumieh-Dokhtar magmatic belt have formed by partial melting of thickened lower crust.

Discussion

Granitoids have gabbro-diorite-diorite, Quartz monzonite, granodiorite and granite composition, while volcanic rocks are petrologically classified as basaltic andesite, andesite and dacite-trachydacite. Geochemical studies of whole rocks indicate that they have strong depletions in HFSE (Nb, Ti, Zr) and enrichments in light rare earth elements and large ion lithophile elements compared to N-MORB. Geochemical signature of the igneous rocks in northwest of Saveh (low Sr/Y ratio of almost <30) and their negative Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.62-1.05$) suggest generation in a subduction zone and pre-collisional setting. However, productive rocks elsewhere within the Urumieh-Dokhtar magmatic belt exhibit adakite-like calc-alkaline magmatic characteristics (high Sr and Sr/Y, but low Y). Signature of this magmatic complex is consistent with other barren-type magmas through the Urumieh-Dokhtar magmatic belt. The low ratios of $(La/Sm)_N$ and $(Dy/Yb)_N$ (0.50–1.18 and 0.91–1.35, respectively) are similar to those from barren-type of granitoids. Examination of the studied samples on a Y versus MnO diagram (Baldwin and Pearce, 1982) shows that the samples have characteristics of barren-type igneous rocks. Haschke and Pearce (2006) suggested that a high Y content in barren magmas may record the participation of anhydrous phases during the early stages of magma genesis and so account for lack of associated mineralization. However, it may be possible that partial melting of the source is superficial, in agreement with a moderate pre-collisional crustal thickness of 35–45 km. Low Sr/Y (< 30) ratios measured in the Eocene–Oligocene northwest of Saveh igneous rocks suggest generation via island-arc magmatism, while a Sr/Y ratio of > 56 for productive rocks implies garnet, hornblende, and clinopyroxene minerals in the source, leading to enrichment of LREE/HREE (Castillo, 2012).



زمین‌شیمی مجموعه ماگمایی شمال غرب ساوه (استان مرکزی)

محمد رضا امامی میبیدی^۱، ناهید ناصری^۲، رضا زارعی سهامیه^۳، خدیجه مؤمنی ظفرآباد^۴، احمد احمدی خلجی^۵^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران^۲ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران^۴ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران^۵ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

مجموعه ماگمایی شمال غرب ساوه، واقع در قسمت مرکزی کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر، شامل انبوهی از سنگ‌های آتشفشانی است که توسط گرانتوئیدهای اواخر ائوسن-الیگوسن پیشین قطع شده‌اند. از نظر پترولوژیکی، گرانتوئیدها دارای ترکیب گابرو دیوریت-دیوریت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت هستند؛ در حالی که سنگ‌های آتشفشانی به آندزیت بازالت، آندزیت و داسیت-تراکی داسیت طبقه‌بندی می‌شوند. بررسی‌های زمین‌شیمی سنگ کل در سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی مورد بررسی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای تهی‌شدگی شدید از عناصر HFSE (Ti و Nb, Zr) با $(La/Sm)_N = 0.44-1.18$ و $0.91-1.35$ و $(Dy/Yb)_N$ و غنی‌شدگی در LREE و LILE هستند که بیانگر تشکیل در طول ماگماتیسم کمان نرمال و محیط قبل از برخورد است. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین مورد بررسی (نسبت کم Sr/Y (کمتر از ۳۰)، ناهنجاری‌های منفی Eu ($Eu/Eu^* = 0.62-1.05$))، تولید در یک منطقه فرورانش را نشان می‌دهد. ویژگی‌های این مجموعه ماگمایی با دیگر ماگماهای نوع عقیم کمر بند ارومیه-دختر مطابقت دارد. یک مدل زمین‌شیمیایی، پترولوژیکی و زمین‌ساختی یکپارچه نشان می‌دهد که ماگماتیسم مجموعه آذرین شمال غرب ساوه احتمالاً با ذوب‌بخشی پوسته زیرین جوان (آمفیولیت) ناشی از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس همراه است؛ در حالی که سنگ‌های آداکیتی مولد در کمر بند ارومیه-دختر از ذوب‌بخشی پوسته زیرین ضخیم (گارنت-آمفیولیت) تشکیل شده‌اند.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۱/۱۴
تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۰۳/۲۴
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۴/۰۵

واژه‌های کلیدی

ماگماتیسم کمان نرمال
ماگمای عقیم
تبلور تفریقی
مجموعه ماگمایی شمال غرب ساوه

نویسنده مسئول

ناهید ناصری
naseri.na@fc.lu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

امامی میبیدی، محمد رضا؛ ناصری، ناهید؛ زارعی سهامیه، رضا؛ مؤمنی ظفرآباد، خدیجه و احمدی خلجی، احمد، ۱۴۰۰. زمین‌شیمی مجموعه ماگمایی شمال غرب ساوه (استان مرکزی). زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۳(۴): ۷۴۱-۷۶۵. <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.68690.1006>

مقدمه

کمان ماگمایی ارومیه- دختر به عنوان یکی از مناطق عمده حاوی مس در جهان در نظر گرفته می‌شود که دارای توانایی بالایی برای وقوع ذخایر پورفیری $Cu \pm Mo \pm Au$ است (Shafiei et al., 2009; Richards et al., 2012; Zarasvandi et al., 2013; Asadi et al., 2014; Zarasvandi et al., 2015). با توجه به گسترده‌گی ارومیه- دختر و وجود تعداد زیادی توده‌های نفوذی و آتشفشانی در این کمربند، سؤال مهم از دیدگاه علمی و اکتشافی این است که چرا بعضی از توده‌ها مولد^۱ هستند؛ در حالی که برخی دیگر نیمه مولد^۲ و یا عقیم^۳ هستند؟ سیستم‌های ماگمایی عقیم و مولد به ماگماتیسیم کمان کالک آلکان و وابسته هستند و به ترتیب با عنوان ماگمای نرمال یا غیر آداکیتی ($Sr/Y < 20$) و ماگمای آداکیتی ($Sr/Y > 20$) مشخص می‌شوند (Sillitoe, 1997; Wilkinson, 2013). ماگماهای عقیم بدون کانی‌سازی بوده و از نسبت Sr/Y پایینی (کمتر از ۲۰) برخوردار هستند؛ در حالی که ماگماهای دارای Sr/Y بالا (بیشتر از ۲۰) مسئول کانی‌سازی مس هستند و به عنوان ماگمای مولد شناخته می‌شوند. به عبارت دیگر، ماگمای مولد یک نوع ماگمای آداکیتی است که توان کانه‌زایی دارد و در همه کمربندهای کوه‌زایی عمده در سراسر جهان وجود دارند (Sillitoe, 1997; Cooke et al., 2005; Richards, 2009; Li et al., 2011; Wilkinson, 2013). درک منشأ و پتروژنز آنها برای رمزگشایی از تشکیل طولانی مدت و تثبیت پوسته قاره‌ای و تشکیل ذخایر معدنی (مانند مس پورفیری) با ارزش اقتصادی از اهمیت اساسی برخوردار است (Monecke et al., 2018; Palin and Spencer, 2018). ماگماهای گرانیتوئیدی عقیم ارومیه- دختر به طور معمول در محیط‌های فرورانش قبل از برخورد ایجاد می‌شوند (Shahabpour, 1992; Nouri et al., 2018; Kazemi et al., 2019; Raeisi et al., 2020) که به وسیله نتایج این پژوهش تأیید می‌شود. ماگماهای گرانیتوئیدی مولد معمولاً در جایگاه‌های زمین‌ساختی پس از برخورد تشکیل می‌شوند (Asadi et al., 2014; Li et al., 2014).

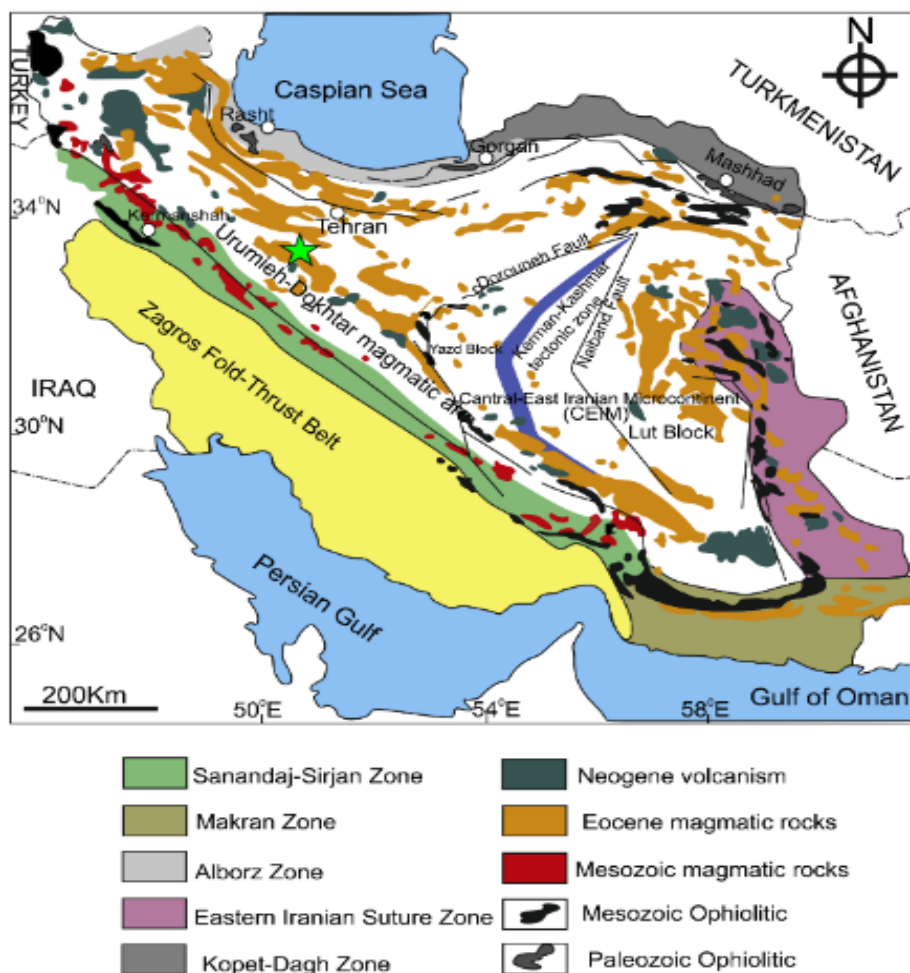
(2016). در اولین مورد، گوه گشته آستنوسفری متاسوماتیزه شده توسط فرورانش لیتوسفر دهیدراته می‌تواند با صفحه پوشاننده تعامل داشته باشد و ماگمای کمان جوان را تشکیل دهد که به پوسته مافیک پایینی اضافه می‌شوند (Li et al., 2011). در مقابل، گرانیتوئیدهای مولد با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی کالک آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی (Roberts and Clemens, 1993) ممکن است از طریق تعادل مجدد حرارتی، اختلاط یا هضم و تبلور تفریقی^۴ گوه‌گشته و پوسته در شرایط زمین‌ساختی پس از برخورد تشکیل شوند (Roberts and Clemens, 1993; Sisson et al., 2005). چندین کمربند گرانیتوئیدی مولد فائروزوئیک بزرگ با انباشته‌های مس پورفیری در طی مراحل مختلف کوه‌زایی برخوردی با فرایندهای ذوب‌بخشی، هضم و تبلور تفریقی (Hildreth et al., 1991) مانند شرق چین (Yang et al., 2013)؛ تبت (Hou et al., 2011) و ایران (Shafiei et al., 2012; Richards et al., 2009) تشکیل شده‌اند. هدف اصلی این پژوهش، ارزیابی معیارهای زمین‌شیمیایی است که به وسیله آنها می‌توان مولد یا عقیم‌بودن سنگ‌های آذرین مجموعه ماگمایی شمال غرب ساوه را تشخیص داد.

زمین‌شناسی منطقه

مجموعه ماگمایی شمال غرب ساوه در بخش مرکزی کمربند ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است (شکل ۱). این کمربند بیشتر حاوی سنگ‌های آتشفشانی کالک آلکان و معادل درونی آنهاست که در سنگ‌های پلوتونیک مافیک- فلسیک در طول ائوسن- الیگوسن نفوذ کرده است و توسط ولکانیک‌های میوسن پسین- کواترنر پوشانده شده است (Berberian and King, 1981). این سنگ‌ها در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس به زیر میکرو قاره ایران مرکزی در طی کوه‌زایی آلپ ایجاد شده‌اند (Berberian and King, 1981).

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دارای ویژگی‌های کمان ماگمایی نرمال هستند؛ در حالی که سنگ‌های آتشفشانی جوان‌تر ویژگی

آداکیتی دارند (Omrani et al., 2008; Shafiei et al., 2009; Ebrahimi et al., 2019) که تصور می‌شود با شکسته شدن صفحه فرورونده^۵ و تعادل مجدد حرارتی در یک محیط زمین‌ساختی پس از برخورد همراه باشند.



شکل ۱. پهنه‌های ساختاری ایران (Shafaii Moghadam et al., 2016) و موقعیت منطقه مورد بررسی بر روی کمربند ارومیه-دختر (ستاره سبز رنگ)

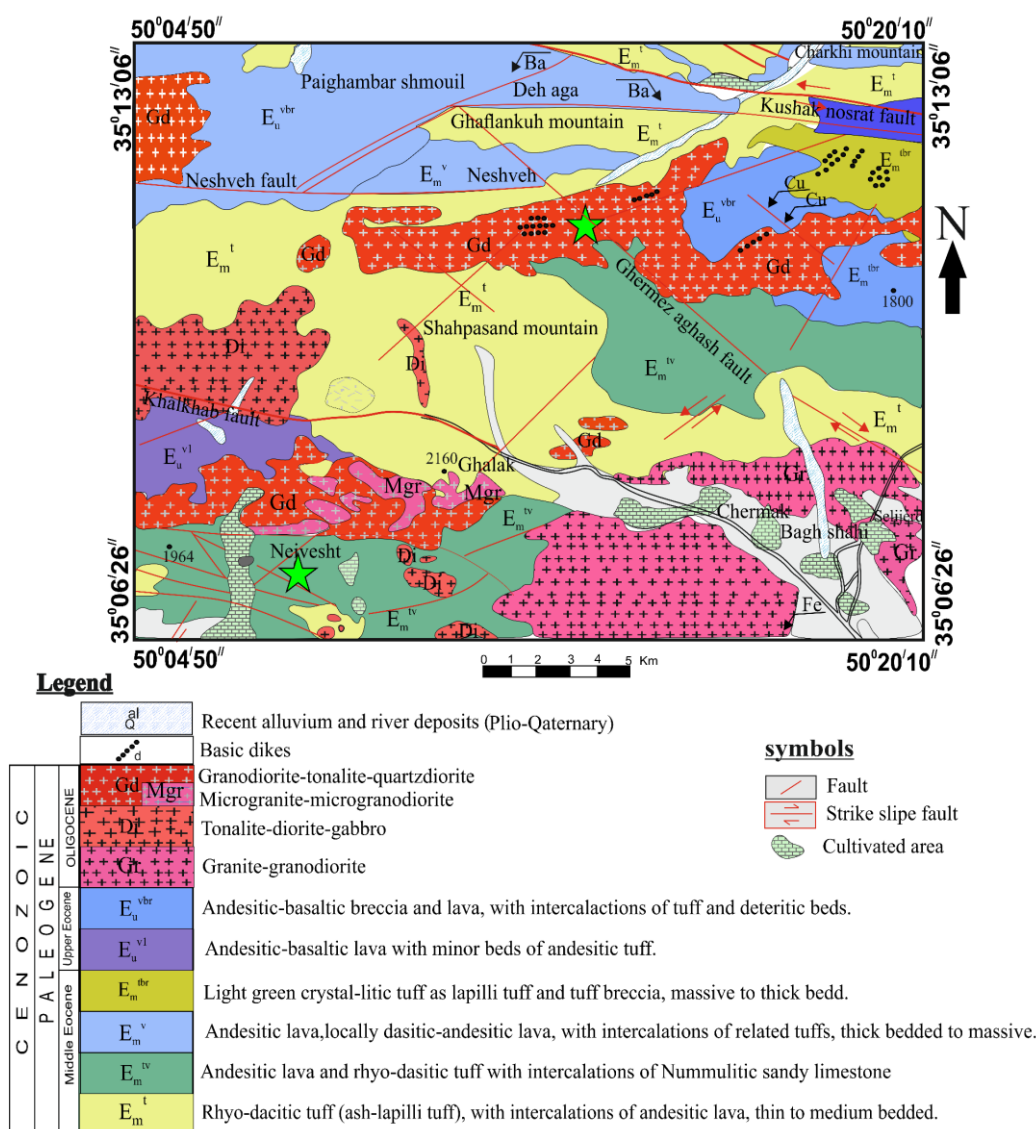
Fig. 1. Main structural units of Iran (Shafaii Moghadam et al., 2016) and location of the study area on the Urumieh-Dokhtar magmatic belt (green star)

تا باروتونین، فرو افتادگی (گرابن) رخ داده است. واحدهای رسوبی نئوژن و کواترنری نیز در منطقه گسترش چشمگیری دارند (Helmi, 1991). ماگماتیسم در این منطقه از اوایل دوره ائوسن آغاز شد و تا زمان پلیوسن ادامه داشت. سنگ‌های آتشفشانی و

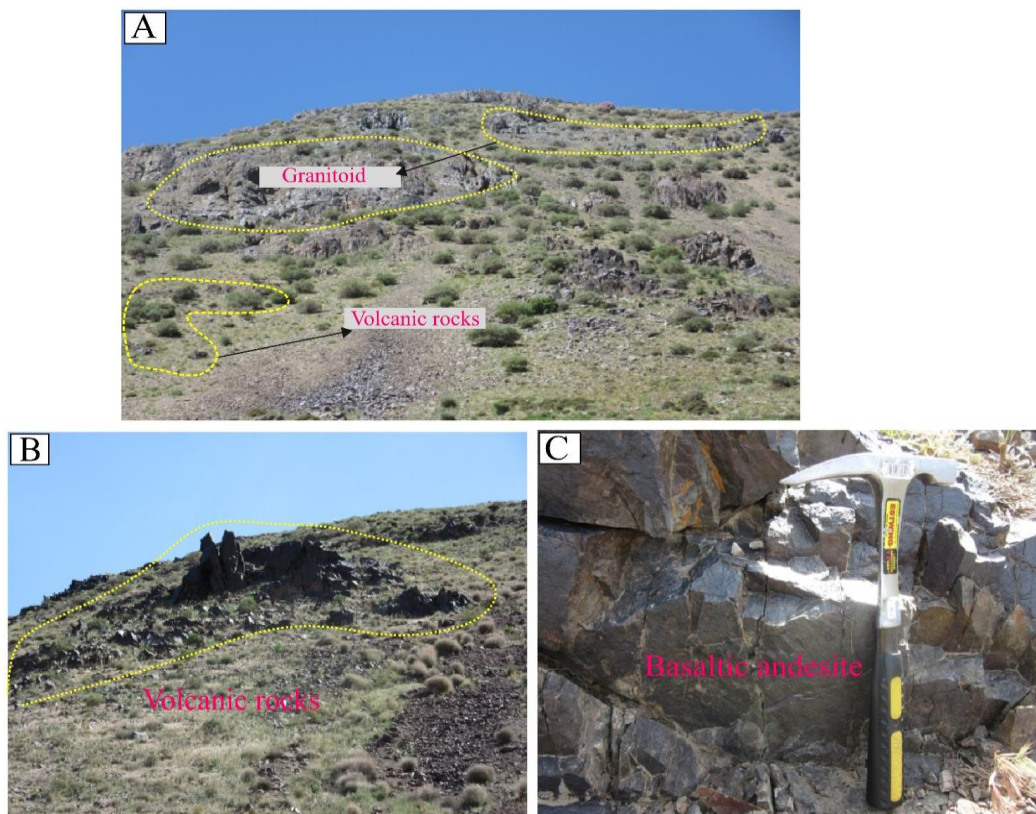
در اواخر کرتاسه تحت تأثیر جنبش‌های فشارشی فاز لارامید، دریا پس روی کرده؛ به طوری که در پالئوسن هیچ گونه رسوب دریایی در منطقه تشکیل نشده است. به دنبال این فاز در طول پالئوژن، فعالیت ماگمایی شدیدی بر منطقه حکم فرما بوده و تنها در لوتسین

نفوذی (ائوسن) نوع عقیم که در محیط زمین ساختی وابسته به فرورانش ایجاد می شوند، با ویژگی زمین شیمیایی کالک آلکالن و تولییتی مشخص می شوند (Shahabpour, 2005). قدیمی ترین سنگ های منطقه شامل سنگ های رسوبی کرتاسه بالایی با لایه های سنگ مرمر، ماسه سنگ و سنگ آهک هستند که توسط سنگ های آتشفشانی ائوسن پوشیده شده اند (Ghalmghash, 1998). شواهد صحرایی بیانگر آن است که سنگ های آتشفشانی شمال غرب ساوه توسط گرانیتوئیدهای اواخر ائوسن - الیگوسن پیشین که در مساحتی حدود ۱۰۰ کیلومتر مربع در معرض دید قرار می گیرند، قطع شده اند (شکل ۲ و شکل ۳- A, B و C) که بیانگر جوان تر بودن سنگ های گرانیتوئیدی نسبت به سنگ های آتشفشانی است.

شکل ۲. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه شمال غرب ساوه (Ghalmghash, 1998). مناطق مورد بررسی با ستاره های سبز رنگ مشخص شده اند.



شکل ۲. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه شمال غرب ساوه (Ghalmghash, 1998). مناطق مورد بررسی با ستاره های سبز رنگ مشخص شده اند.



شکل ۳. A و B: تصاویر صحرایی از بیرون‌زدگی سنگ‌های آتشفشانی و گرانیتوئیدی در شمال غرب ساوه (نگاه به سمت شمال) و C: نمای نزدیک از سنگ‌های آتشفشانی

Fig. 3. A and B: Outcrop and field photographs of volcanic and granitoid rocks in the NW Saveh (view to the north), and C: A close view of the volcanic rocks

روش مطالعه

تقریباً ۷۰ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی منطقه نیوشت و سنگ‌های نفوذی شمال کوه شاه‌پسند جمع‌آوری شد. از این تعداد، ۹ نمونه سنگ گرانیتوئید و ۷ نمونه سنگ آتشفشانی که کمترین دگرسانی را نشان دادند، برای تجزیه و تحلیل زمین‌شیمیایی سنگ کل انتخاب شدند. عناصر اصلی به روش فلورسانس پرتو ایکس^۶ و با استفاده از دستگاه Optima 100V و آنالیز عناصر کمیاب و نادر حاکی با استفاده از روش پلاسمای جفت‌شده القایی طیف‌سنجی^۷ از طریق ذوب به کمک لیتیوم متابورات/ تترابورات و هضم در اسید نیتریک رقیق‌شده) و با دستگاه ICP مدل NeXION 300 در آزمایشگاه Lab west استرالیا انجام شده است.

پتروگرافی

سنگ‌های آذرین درونی

گرانیتوئیدهای شمال غرب ساوه در ولکانیک‌های ائوسن و سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی رخنمون دارند (شکل ۳-۱) و بر اساس بررسی‌های پتروگرافی این سنگ‌ها شامل گابرودیوریت-دیوریت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت هستند. به طور کلی، گرانیتوئیدهای مورد بررسی دارای بافت گرانولار و پوئی‌کیلستیک (شکل ۴-۱ و B) با پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۴۵ درصد حجمی)، پتاسیم فلدسپار (۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی)، کوارتز (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۷ تا ۱۰ درصد حجمی) و آمفیبول (حدود ۵ درصد حجمی) به عنوان کانی‌های اصلی و مگنتیت،

ادخال‌هایی از کانی آپاتیت سوزنی شکل هستند و کلینوپیروکسن‌ها و هورنبلندها تا حدودی دگرسان شده‌اند (شکل ۴-F). داسیت‌ها با پلاژیوکلازهای خودشکل تا نیمه‌شکل دار، کوارتز، بیوتیت‌های سبز و قهوه‌ای رنگ در یک زمینه شیشه‌ای مشخص می‌شوند (شکل ۴-G). کلریت و اپیدوت از جمله کانی‌هایی ثانویه در این سنگ‌هاست.

زمین شیمی

خلاصه‌ای از داده‌های عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی سنگ‌های آتشفشانی (منطقه نیوشت) و نفوذی (منطقه شمال کوه شاه‌پسند) شمال غرب ساوه در جدول ۱ و جدول ۲ آمده است.

در نمودار سه تایی An-Ab-Or (O'Connor, 1965) سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب ساوه اغلب در محدوده داسیت-ریوداسیت و سنگ‌های نفوذی این منطقه در قلمرو سنگ‌های تونالیتی قرار می‌گیرند (شکل ۵-A). بر اساس نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (Middlemost, 1994) سنگ‌های آتشفشانی در محدوده آندزیت بازالت، آندزیت، داسیت-تراکی داسیت، ریولیت و سنگ‌های نفوذی در محدوده گابرودیوریت، دیوریت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت واقع می‌شوند (شکل ۵-B). نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 (Winchester and Floyd., 1977) محدوده سنگ‌های آندزیتی، داسیت-ریوداسیتی را برای سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی نشان می‌دهد (شکل ۵-C). گرانیتوئیدهای مورد بررسی دارای SiO_2 (۴۵/۲۸ تا ۷۳/۵۲ درصد وزنی)، Al_2O_3 (۱۴/۰۸ تا ۱۸/۶۶ درصد وزنی) K_2O (۰/۵۹ تا ۲/۶۹ درصد وزنی) و نسبت‌های K_2O/Na_2O (۰/۰۹ تا ۰/۷۸ درصد وزنی) هستند. سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی نیز دارای محتوای SiO_2 (۵۱/۹۴ تا ۷۰/۴۴ درصد وزنی)، Al_2O_3 (۱۳/۲۹ تا ۱۹/۲۵ درصد وزنی)، K_2O (۰/۶۹ تا ۲/۷۶ درصد وزنی) و نسبت K_2O/Na_2O (۰/۱۱ تا ۰/۵۰ درصد وزنی) هستند. محتوای متغیر K_2O در سنگ‌های آذرین مورد بررسی باعث قرارگیری این نمونه‌ها بین محدوده

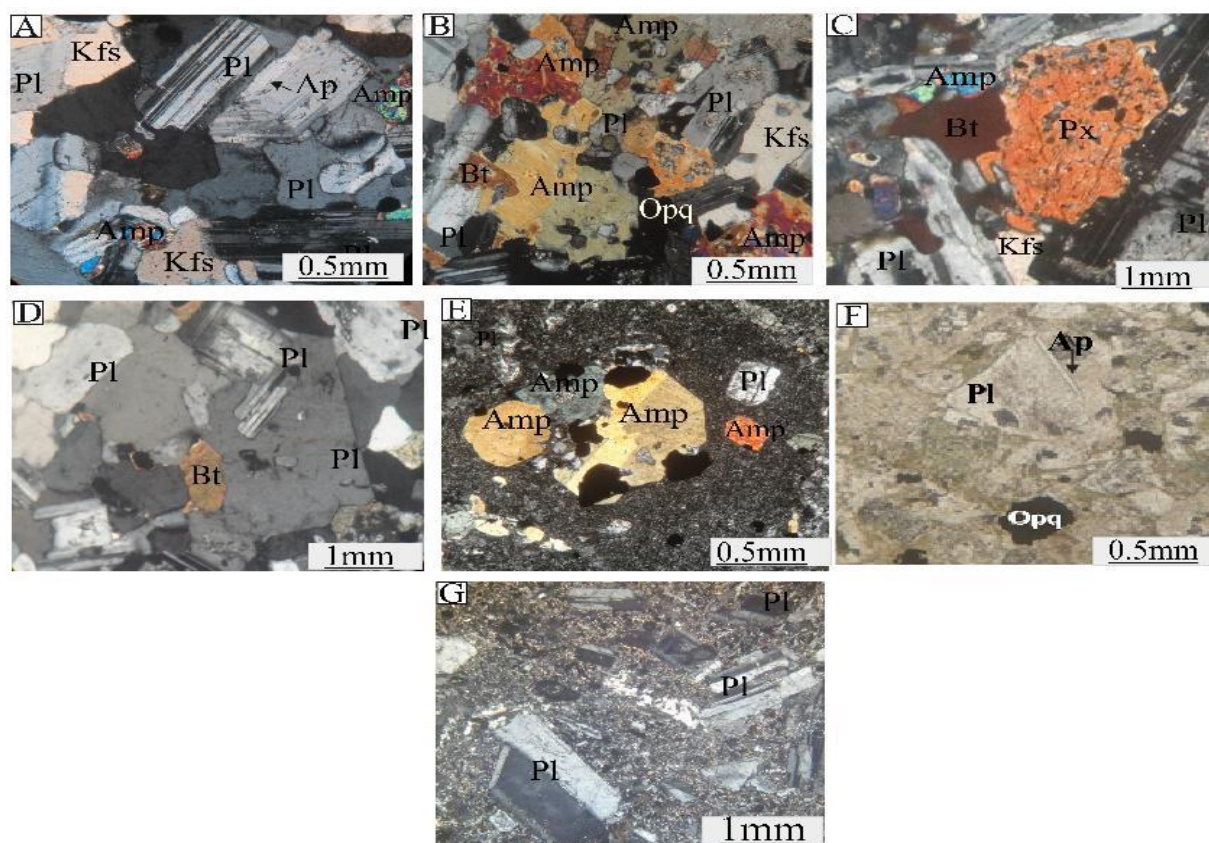
ایلمنیت، زیرکن، آپاتیت و تیتانیت به عنوان کانی‌های فرعی هستند. پلاژیوکلازها (بر اساس زاویه خاموشی الیگوکلاز، آندزین و لابرادوریت) خودشکل و دارای ماکل پلی‌سنتتیک هستند و در برخی موارد دگرسانی سریسیتی را نشان می‌دهند. گاهی بلورهای بی‌شکل آمفیبول (هورنبلند) پلاژیوکلازهای کوچک‌تر را به صورت ادخال در خود نگه می‌دارند (شکل ۴-B). کوارتز در فضای بین بلورها و در حاشیه پلاژیوکلازها متبلور شده است. مقدار کلینوپیروکسن‌ها (اوژیت) در گابرودیوریت-دیوریت بیشتر بوده؛ اما در گرانودیوریت و گرانیت کمیاب است (شکل ۴-C).

سنگ‌های آذرین بیرونی

ترکیبات آتشفشانی شمال غرب ساوه شامل سنگ‌های حدواسط تا اسیدی هستند که از نظر پتروگرافی به آندزیت، آندزیت بازالت و گدازه‌های ریوداسیت-داسیت تقسیم می‌شوند. به طور کلی، سنگ‌های آتشفشانی دارای فنوکریست‌های خودشکل تا بی‌شکل پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۴۰ درصد حجمی)، پتاسیم فلدسپار (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی)، کوارتز (۵ تا ۱۵ درصد حجمی)، آمفیبول (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی) و بیوتیت (۴ تا ۵ درصد حجمی) هستند. در هر دو گروه نمونه‌های آتشفشانی و نفوذی، دو نسل از پلاژیوکلاز دیده می‌شود که نسل اول به صورت بلورهای خودشکل و نسل دوم به صورت بلورهای بی‌شکل هستند (شکل ۴-D). مگنتیت، ایلمنیت، زیرکن، آپاتیت به عنوان کانی‌های فرعی در سنگ‌های آتشفشانی وجود دارند. در آندزیت‌ها معمولاً یک بافت پورفیری با فنوکریست فلدسپار، بیوتیت و آمفیبول مشاهده می‌شود (شکل ۴-E). آندزیت‌ها دارای زمینه‌ای شیشه‌ای هستند و درشت‌بلورهای آمفیبول معمولاً به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل دار با ماکل دوتایی در این سنگ‌ها قابل مشاهده هستند (شکل ۴-E). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در برخی موارد دچار دگرسانی سریسیتی شده‌اند. آندزیت بازالت‌ها نیز دارای بافت پورفیری هستند و به طور کلی شامل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با

آلومین A/CNK و A/NK (جدول ۱ و جدول ۲)، ویژگی متاآلومین را برای سنگ‌های آذرین مورد بررسی نشان می‌دهد.

کالک‌آلکان پتاسیم کم تا متوسط می‌شود (به استثنای نمونه کوارتز مونزونیتی که احتمالاً به علت آرایش پوسته‌ای در محدوده اولتراپتاسیک قرار می‌گیرد) (شکل ۵-D). نسبت‌های اشباع از



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های گرانیتوئیدی و آتشفشانی مجموعه ماگمایی شمال غرب ساوه. A: بافت گرانولار و وجود کانی آپاتیت به صورت ادخال در پلاژیوکلاز در نمونه گرانیتی (نور XPL)، B: ادخال پلاژیوکلاز در بلورهای آمفیبول به صورت پوئی کلیتیک در نمونه گرانودیوریتی (نور XPL)، C: حضور پیروکسن و بیوتیت و آمفیبول در نمونه دیوریتی (نور XPL)، D: وجود دو نسل از پلاژیوکلاز در نمونه گرانودیوریتی (نور XPL)، E: درشت‌بلور آمفیبول با ماکل دوتایی با زمینه شیشه‌ای در نمونه آندزیتی (نور XPL)، F: حضور کانی آپاتیت سوزنی‌شکل در درشت‌بلور پلاژیوکلاز در نمونه آندزیت بازالتی (نور PPL) و G: پلاژیوکلازهای خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار در نمونه داسیتی (نور XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Amp: آمفیبول، Kfs: پتاسیم فلدسپار، Bt: بیوتیت، Ap: آپاتیت، Px: پیروکسن، Opq: کانی‌های کدر).

Fig. 4. Microscopic images from volcanic and granitoid rocks of NW Saveh. A: Granular texture and presence of apatite mineral in plagioclase as a inclusion in granite sample (XPL light), B: Inclusions of plagioclase in amphibole crystals in granodiorite sample as a poikilitic texture (XPL light), C: Presence of pyroxene, biotite and amphibole in diorite sample (XPL light), D: Existence of two generations of plagioclase in granodiorite sample (XPL light), E: Amphibole phenocrysts with twinning in a glassy background in the andesitic sample (XPL light), F: Presence of needle apatite mineral in the plagioclase crystals in basaltic andesite sample (PPL light), and G: Euhedral to subhedral plagioclase in the dacite sample (XPL light). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Amp: Amphibole, Kfs: K-feldspar, Bt: Biotite, Ap: Apatite, Px: Pyroxene, Opq: Opaque).

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های نفوذی شمال غرب ساوه (شمال کوه شاه‌پسند)، اکسیدهای عناصر اصلی (به وسیله XRF، بر حسب wt.%) و عناصر کمیاب (به وسیله ICP-MS، بر حسب ppm)

Table 1. Chemical analyses of plutonic rocks of the NW Saveh (north of Shahpasand mountain), Major elements (by XRF, wt.%) and trace element (by ICP-MS, ppm)

Samples	Kh4	Kh5	Kh10	Kh32	Kh33	Kh62	Kh8	Kh68	Kh71
Rock	Granodiorite		Diorite		Qtz	Gabbrodiorite			
Major element (wt.%)									
SiO ₂	64.14	62.79	66.65	55.87	55.49	60.59	52.28	53.93	73.45
TiO ₂	0.64	0.69	0.89	0.75	0.70	0.70	0.81	1.15	0.39
Al ₂ O ₃	15.40	15.97	18.66	17.54	17.52	15.68	18.08	16.50	14.08
FeO _t	4.65	4.74	0.57	6.52	5.92	4.21	7.17	7.46	0.76
MnO	0.15	0.15	0.03	0.22	0.14	0.19	0.24	0.25	0.04
MgO	2.24	2.26	0.60	3.80	3.77	3.71	4.65	3.54	0.69
CaO	4.67	4.95	4.42	7.16	7.26	2.73	8.49	8.26	2.07
Na ₂ O	3.30	3.37	6.21	3.14	4.49	2.20	3.35	3.59	6.34
K ₂ O	2.07	2.13	0.68	1.41	1.01	6.65	1.06	0.99	0.59
P ₂ O ₅	0.16	0.19	0.02	0.17	0.17	0.21	0.14	0.13	0.06
LOI	2.43	2.26	1.27	2.31	2.08	1.89	1.99	2.88	1.47
Total	99.85	99.50	100.0	98.89	98.55	98.76	98.26	98.68	99.94
K ₂ O/Na ₂	0.63	0.63	0.11	0.45	0.22	3.02	0.32	0.28	0.09
A/NK	6.74	6.87	3.68	7.00	4.91	13.78	6.46	5.59	2.81
A/CNK	0.73	0.73	0.59	0.70	0.58	1.17	0.64	0.57	0.50
Trace element (ppm)									
Ba	100.00	3210.	615.0	276.0	103.0	534.00	125.00	175.00	398.00
Rb	18.30	181.0	74.30	28.80	19.60	58.30	15.00	17.30	32.20
Sr	217.00	112.0	388.0	401.0	380.0	264.00	255.00	374.00	401.00
Y	10.90	16.70	23.20	16.00	28.30	26.20	43.00	9.00	14.80
Cs	0.30	1.80	3.40	2.00	1.40	1.30	0.30	0.30	1.50
Ta	0.17	0.75	0.47	0.18	0.47	0.50	0.55	0.22	0.26
Hf	0.97	2.73	0.29	0.38	0.85	3.57	0.46	0.28	0.27
Pb	9.40	14.70	12.00	12.70	2.30	8.70	2.00	7.30	7.60
U	0.16	1.64	1.28	0.45	0.86	1.17	0.99	0.74	0.98
Th	0.37	5.86	5.67	1.30	4.53	4.04	7.43	1.12	2.47
Zr	23.00	107.0	5.00	8.00	17.00	132.00	8.00	6.00	6.00
Nb	3.50	13.40	8.10	4.00	6.70	9.10	9.00	4.20	4.80
Ni	18.00	45.00	16.00	57.00	15.00	10.00	14.00	14.00	10.00
Cr	51	87	71	76	104	50	124	75	85
La	3.40	18.30	18.90	10.80	15.60	19.00	20.60	6.26	10.00
Ce	9.29	38.60	36.30	20.60	43.70	37.90	45.60	15.80	20.20
Pr	1.15	4.40	4.40	2.67	6.01	4.84	5.83	1.74	2.54
Nd	5.58	17.10	18.10	11.60	24.00	20.50	24.80	7.39	10.80
Sm	1.58	3.64	4.23	3.02	5.55	4.97	6.38	1.77	2.68
Eu	0.47	1.10	1.07	0.94	1.57	1.28	1.23	0.51	0.77
Gd	1.47	3.86	4.01	2.80	4.51	4.58	5.76	1.54	2.47
Tb	0.34	0.53	0.72	0.57	0.93	0.88	1.26	0.30	0.46
Dy	2.11	3.15	4.33	3.47	5.74	5.38	7.81	1.81	2.81
Ho	0.46	0.65	0.91	0.73	1.19	1.11	1.67	0.38	0.58
Er	1.31	1.87	2.66	2.18	3.56	3.23	4.96	1.07	1.67

Note: Qtz mz: Quartz monzonite

ادامه جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های نفوذی شمال غرب ساوه (شمال کوه شاه‌پسند)، اکسیدهای عناصر اصلی (به وسیله XRF، بر حسب wt.% و عناصر کمیاب (به وسیله ICP-MS، بر حسب ppm)

Table 1 (Continued). Chemical analyses of plutonic rocks of the NW Saveh (north of Shahpasand mountain), Major elements (by XRF, wt.%) and trace element (by ICP-MS, ppm)

Samples	Kh4	Kh5	Kh10	Kh32	Kh33	Kh62	Kh8	Kh68	Kh71
Rock	Granodiorite		Diorite		Qtz mz	Gabbrodiorite		Granite	
Trace element (ppm)									
Tm	0.19	0.27	0.39	0.32	0.52	0.46	0.71	0.15	0.24
Yb	1.10	1.76	2.49	1.95	3.12	2.86	4.44	0.90	1.49
Lu	0.15	0.24	0.36	0.29	0.43	0.42	0.61	0.13	0.22
Eu/Eu*	0.95	0.90	0.80	0.99	0.96	0.82	0.62	0.95	0.92
(La/Yb) _N	2.07	6.95	5.08	3.70	3.34	4.44	3.10	4.65	4.49
Sr/Y	19.91	6.71	16.72	25.06	13.43	10.08	5.93	41.56	27.09
(La/Sm) _N	0.50	1.18	1.05	0.84	0.66	0.89	0.76	0.83	0.87
(Ce/Yb) _N	2.15	5.58	3.71	2.69	3.56	3.37	2.61	4.46	3.45
(Dy/Yb) _N	1.23	1.15	1.12	1.14	1.18	1.21	1.13	1.29	1.21

Note: Qtz mz: Quartz monzonite

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب ساوه (نیوشت)، اکسیدهای عناصر اصلی (به وسیله XRF، بر حسب wt.% و عناصر کمیاب (به وسیله ICP-MS، بر حسب ppm)

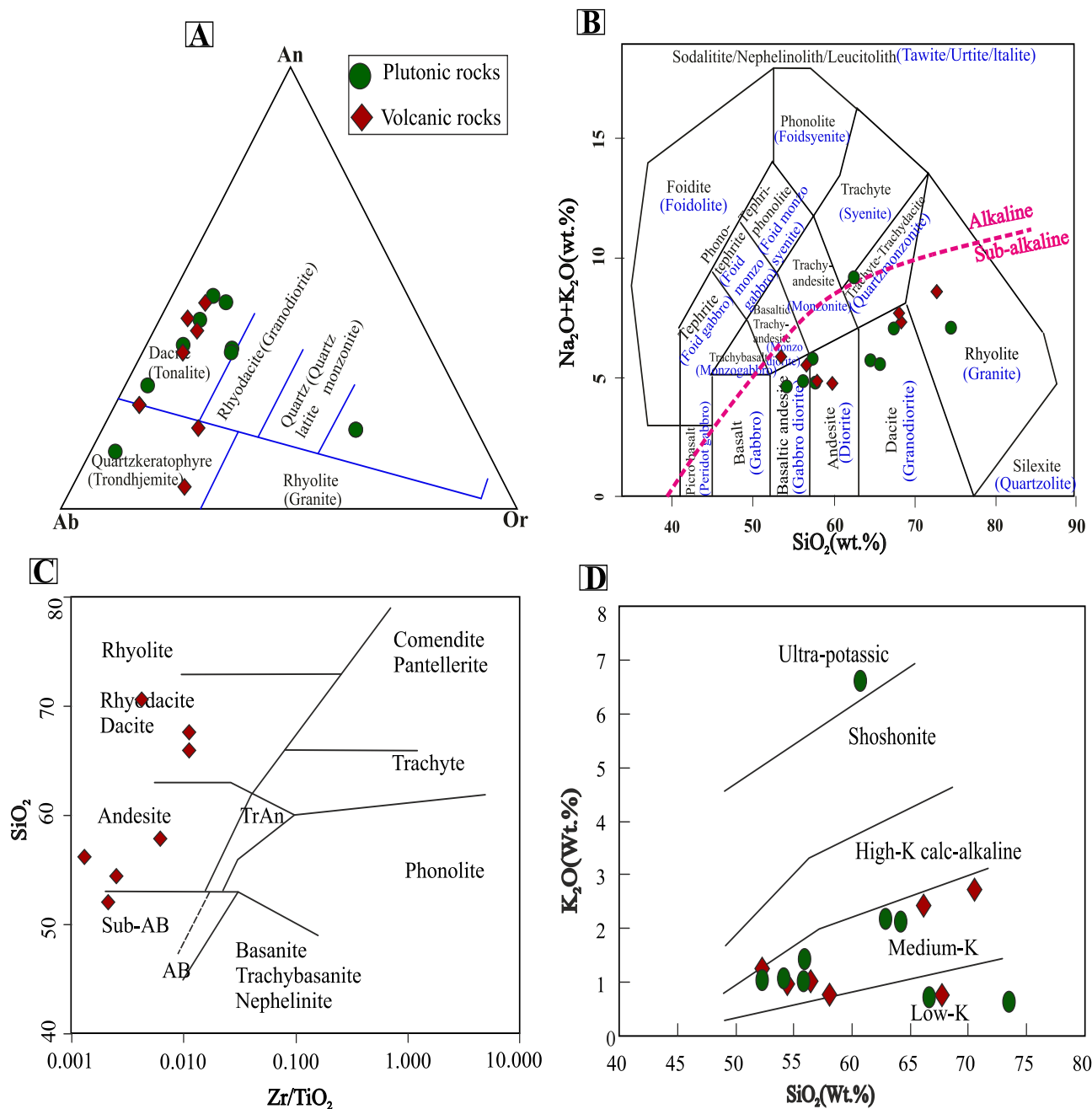
Table 2. Chemical analyses of volcanic rocks of the NW Saveh (Neivesht), Major elements (by XRF, wt.%) and trace element (by ICP-MS, ppm)

Samples	N31	N67	N78	N77	N76	N14	N98
Rock	Basaltic andesite		Andesite	Dacite		Rhyolite	
Major element (wt.%)							
SiO ₂	51.94	54.27	56.26	57.83	65.93	67.61	70.44
TiO ₂	0.79	1.16	0.77	0.86	0.64	0.94	0.4
Al ₂ O ₃	19.29	19.16	18.21	16.88	15.28	18.71	13.25
FeOt	6.89	8.04	6.44	6.36	3.17	0.46	0.91
MnO	0.2	0.28	0.22	0.08	0.23	0.02	0.06
MgO	4.56	3.53	3.02	2.78	1.32	0.35	0.17
CaO	7.54	6.86	7.15	6.93	2.7	3.56	3.12
Na ₂ O	4.41	4.23	3.62	3.84	4.97	6.48	5.54
K ₂ O	1.25	0.99	1.01	0.69	2.43	0.7	2.76
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.31	0.23	0.17	0.02	0.08
LOI	1.27	0.88	1.2	1.76	1.72	0.94	2.82
Total	98.26	99.52	98.21	98.24	98.56	99.79	99.55
K ₂ O/Na ₂ O	0.28	0.23	0.28	0.18	0.49	0.11	0.50
A/NK	5.62	4.82	6.04	5.09	5.50	3.59	5.15
A/CNK	0.63	0.57	0.68	0.62	0.64	0.60	0.49

ادامه جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب ساوه (نیوشت)، اکسیدهای عناصر اصلی (به وسیله XRF، بر حسب wt.%) و عناصر کمیاب (به وسیله ICP-MS، بر حسب ppm)

Table 2 (Continued). Chemical analyses of volcanic rocks of the NW Saveh (Neivesht), Major elements (by XRF, wt.%) and trace element (by ICP-MS, ppm)

Samples	N31	N67	N78	N77	N76	N14	N98
Rock	Basaltic andesite	Andesite		Dacite		Rhyolite	
Trace element (ppm)							
Ba	158	159	219	123	763	542	97.1
Rb	28.8	16.9	15.1	14.3	46.5	19.9	57.8
Sr	305	218	271	352	255	82.1	422
Y	13.3	13.1	14.4	17.3	25.2	23.9	27.4
Cs	1.6	0.2	0.5	1	0.2	1.2	0.2
Ta	0.1	0.17	0.25	0.3	0.43	0.33	0.47
Hf	0.75	1.04	0.49	1.57	2.49	2.73	0.82
Pb	4.2	16	4.8	5.5	6.3	1.1	2.2
U	0.08	0.23	0.33	0.52	0.66	0.86	1.04
Th	0.24	0.4	1.4	1.72	2.83	3.52	4.27
Zr	17	29	10	53	72	106	17
Nb	2.4	3.5	4.4	5.7	7.6	5.9	6.9
Ni	24	16	15	15	12	12	13
Cr	28	15	13	13	16	18	14
La	5	3.62	9.27	5.78	23.7	13.7	14.2
Ce	12	10.1	20.2	14.1	50.4	25.8	39.5
Pr	1.47	1.28	2.48	1.73	6.34	3.06	5.61
Nd	6.84	6.2	11.1	8.11	26.3	12.5	23.3
Sm	1.93	1.91	2.7	2.54	6.05	2.9	5.4
Eu	0.59	0.62	0.86	0.81	1.57	0.8	1.44
Gd	1.84	1.79	2.37	2.45	5.43	2.89	4.34
Tb	0.4	0.43	0.45	0.59	0.93	0.9	0.58
Dy	2.49	2.7	2.74	3.7	5.45	3.79	5.45
Ho	0.52	0.58	0.58	0.78	1.07	1.15	0.86
Er	1.52	1.66	1.69	2.24	2.94	2.67	3.37
Tm	0.21	0.23	0.25	0.3	0.41	0.48	0.41
Yb	1.29	1.38	1.49	1.81	2.58	2.66	2.83
Lu	0.17	0.19	0.22	0.23	0.36	0.39	0.38
Eu/Eu*	0.96	1.03	1.05	1.00	0.84	0.85	0.91
(La/Yb) _N	2.59	1.75	4.16	2.14	6.14	3.44	3.36
Sr/Y	22.93	16.64	18.82	20.35	10.12	3.44	15.40
(La/Sm) _N	0.61	0.44	0.80	0.53	0.92	1.11	0.62
(Ce/Yb) _N	2.37	1.86	3.45	1.98	4.97	2.47	3.55
(Dy/Yb) _N	1.24	1.25	1.18	1.31	1.35	0.91	1.24

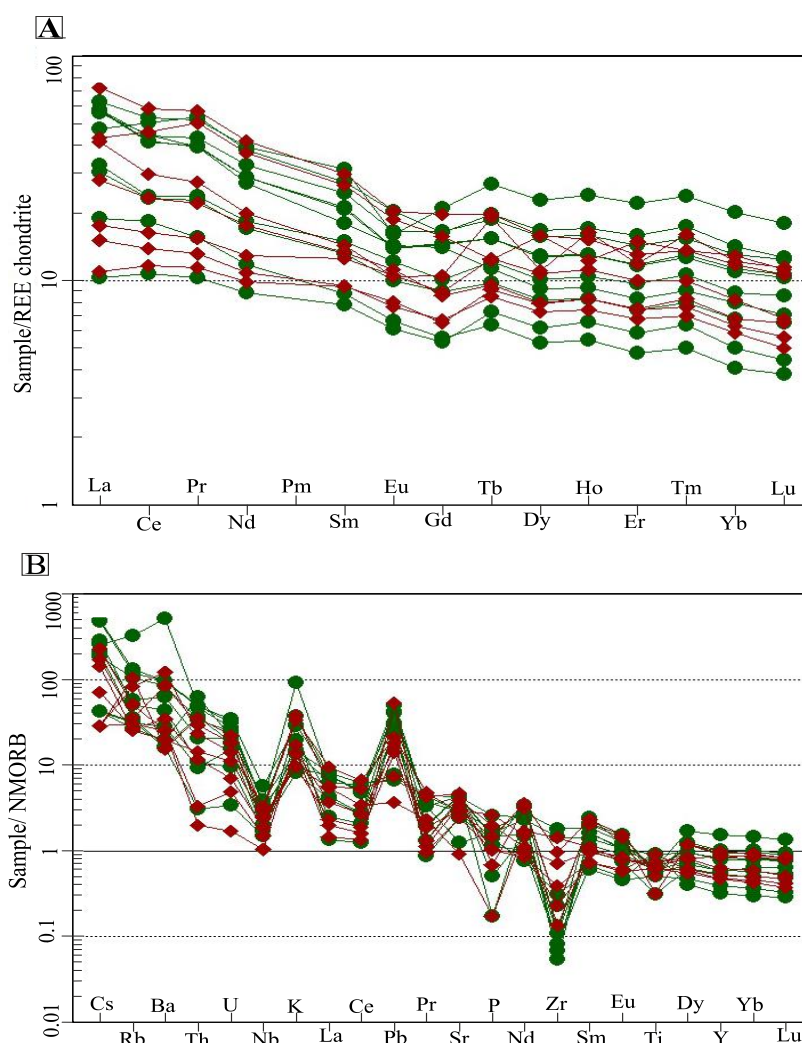


شکل ۵. نمودارهای طبقه‌بندی برای سنگ‌های ماگمایی شمال غرب ساوه. A: نمودار سه تایی An-Ab-Or (O'Connor, 1965)، B: نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (Middlemost, 1994) برای سنگ‌های آتشفشانی و گرانیتوئیدی، C: نمودار Zr/TiO₂ در مقابل SiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) برای سنگ‌های آتشفشانی و گرانیتوئیدی، D: نمودار K₂O در مقابل SiO₂ که جداکننده محدوده کالک آلکالین پتاسیم پایین، متوسط، بالا، شوشونیتی و اولتراپتاسیک است (Peccerillo and Taylor, 1975)

Fig. 5. Discrimination diagrams for the NW Saveh magmatic rocks. A: An-Ab-Or (O'Connor, 1965), B: Na₂O + K₂O versus SiO₂ (Middlemost, 1994) for volcanics and granitoids, C: Zr/TiO₂ versus SiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) for volcanic rocks, and D: K₂O versus SiO₂ diagram with field boundaries between Low-K medium-K, high-K and shoshonitic series according to Peccerillo and Taylor (1975)

MORB غنی‌شدگی در Rb، Ba، Th، U و K و تهی‌شدگی در Nb، Ti و P مشاهده می‌شود (شکل ۶-ب). فرایند ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب ساوه الگوهای LREE را با $(La/Yb)_N = 1.75-6.14$ و ناهنجاری‌های منفی تا کمی مثبت $(Eu/Eu^* = 0.62-1.05)$ نشان می‌دهد (شکل ۶-ا).

الگوهای REE بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) و N-MORB (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های آذرین نفوذی مورد بررسی، غنی‌شدگی در REE‌های سبک را در مقایسه با HREE $(La/Yb)_N = 2.07-6.95$ و ناهنجاری‌های منفی $(Eu/Eu^* = 0.80-0.99)$ را نشان می‌دهد (شکل ۶-ا). در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به N-



شکل ۶. A: نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) و B: نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به NMORB (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های ماگمایی شمال غرب ساوه

Fig. 6. A: Chondrite-normalized rare earth element (Nakamura, 1974) and B: NMORB-normalized trace element patterns (Sun and McDonough, 1989) for the northwest of Saveh magmatic rocks

بحث

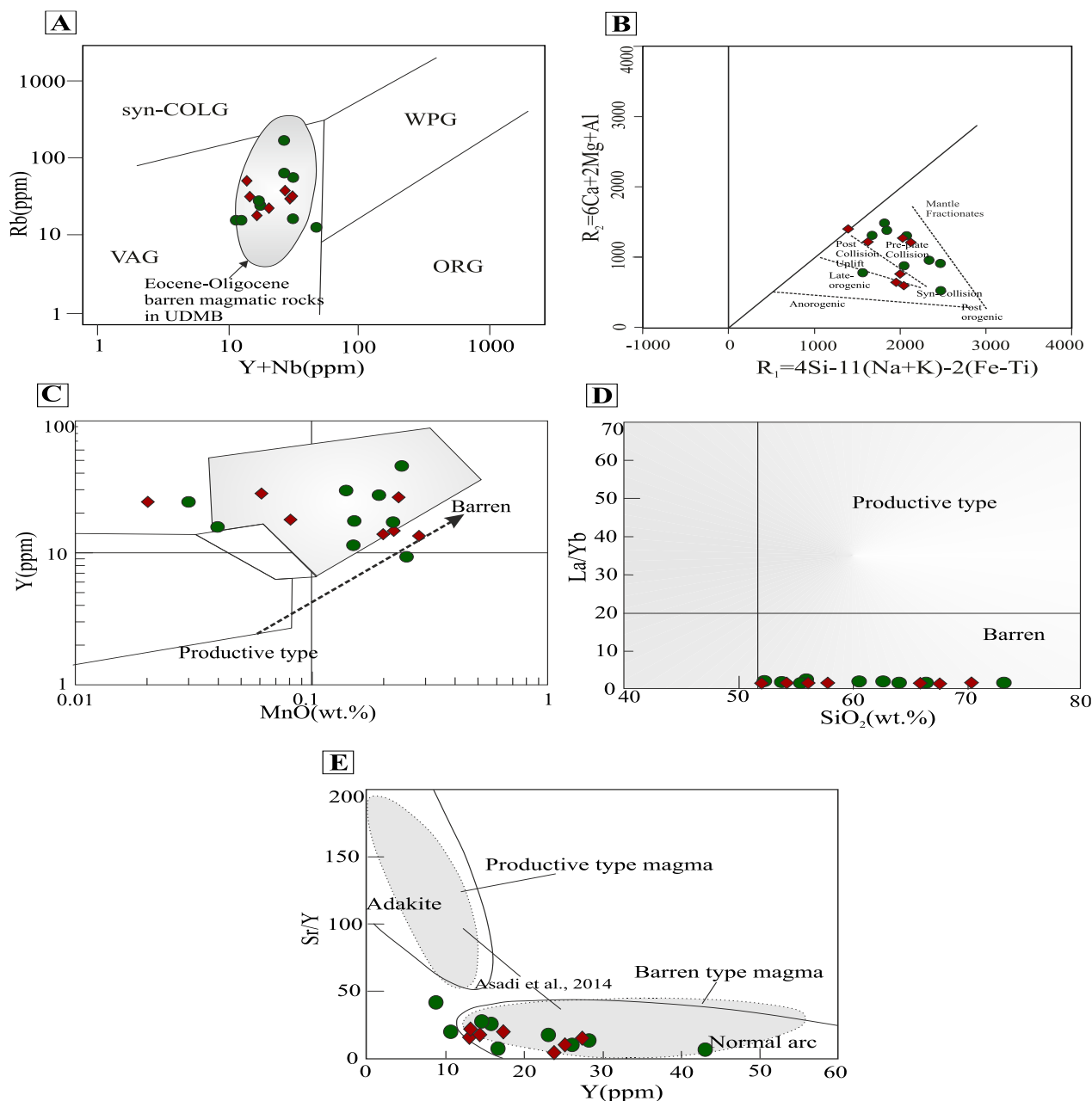
ماهیت ماگماتیسیم عقیم و مولد در منطقه مورد بررسی

تهی‌شدگی سنگ‌های گرانیتوئیدی و آتشفشانی در Nb - Ti و غنی‌شدگی در Ba، Th، U، Rb، Pb و K شبیه به سنگ‌های کمان ماگمایی (با ماهیت کالک‌آلکالن) است. بنابراین مقادیر HFSE و غنی‌شدگی LILEs در سنگ‌های مورد بررسی مشابه ماگماهای نوع عقیم در ارومیه- دختر است (Asadi et al., 2014; Nouri et al., 2018; Kazemi et al., 2019; Raeisi et al., 2020). سنگ‌های هم‌زمان تا پس از برخورد به وسیله تهی‌شدگی در HFSE و غنی‌شدگی در LILE مشخص می‌شوند (Pearce et al., 1984). نمودار Rb در برابر Y + Nb (Pearce et al., 1984) نشان می‌دهد که همه سنگ‌ها متعلق به محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی^۸ هستند که قرارگیری در محدوده مربوط به سنگ‌های آذرین عقیم را نیز نشان می‌دهد (شکل ۷-۱). بر اساس نمودار $R1 (4Si - 11 (Na + K) - 2 (Fe + Ti))$ در مقابل $R2 (5Ca + 2 Mg + Al)$ (شکل ۷-۲) (De la Roche et al., 1980)، تمامی سنگ‌های پلوتونیک و آتشفشانی مورد بررسی بدون توجه به عقیم یا مولد بودن آنها تشکیل در یک محیط فروانث و قبل از برخورد را نشان می‌دهند (شکل ۷-۳). بررسی نمونه‌های مورد بررسی بر روی نمودار Y در مقابل MnO (Baldwin and Pearce, 1982) نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد نظر دارای ویژگی سنگ‌های نوع عقیم هستند (شکل ۷-۴). نمودار La/Yb در مقابل SiO₂ نیز تأیید کننده ویژگی نوع عقیم بودن سنگ‌های مورد بررسی است (Richards et al., 2012) (شکل ۷-۵). نسبت‌های کم La / Yb (کمتر از ۱۰) بر ماگماتیسیم نوع عقیم جزایر کمانی دلالت دارد (Richards et al., 2012). مقدار Y در سنگ‌های مورد بررسی نسبتاً بالا و نسبت‌های Sr/Y در سنگ‌های آذرین شمال غرب ساوه کمتر از ۳۰ است ($Sr/Y < 30$)؛ در حالی که این نسبت برای سنگ‌های نوع مولد حاوی کانی‌های گارنت، هورنبلند و کلینوپیروکسن در

منشأ بیشتر از ۵۶ است ($Sr/Y > 56$) و به غنی‌شدگی LREE/HREE منجر می‌شود (Castillo, 2012). هاسچک و پیرس (Haschke and Pearce, 2006) اظهار داشتند که مقدار زیاد Y در ماگماهای عقیم ممکن است مشارکت در مراحل بدون آب را در مراحل اولیه پیدایش ماگما نشان دهد و باعث کمبود کانی‌سازی مرتبط می‌شود. بنابراین ممکن است ذوب‌بخشی منشأ با ضخامت متوسط پوسته‌ای قبل از برخورد (ضخامت ۳۵ تا ۴۵ کیلومتر) سازگار باشد. مقادیر متغیر Sr (82.1-422 ppm)، Y (9-28.3 ppm)، و نسبت پایین Sr/Y (0.9-3.12 ppm) نشان می‌دهد که سنگ‌های ماگمایی شمال غرب ساوه متفاوت با آداکیت (Sr/Y و Sr بالا؛ اما Y کم) هستند و ویژگی زمین‌شیمیایی ماگمای غیرآداکیتی را نشان می‌دهد (شکل ۷-۶). به طور کلی، گرانیتوئیدهای مولد ارومیه- دختر مانند هفت چشمه (Hassanpour and Moazzen, 2017)، سرچشمه، دره زر، باغ کوشک، سونگون و کهنک (Aghazadeh et al., 2015)، علی‌آباد و دره زرشک (Zarasvandi et al., 2007)، دالی (Ayati et al., 2013) مقدار نیکل (9-31 ppm) و کروم (14-36 ppm) پایین تری را نسبت به گرانیتوئیدهای عقیم ($Ni = 11-73$ ppm؛ $Cr = 21-81$ ppm) نشان می‌دهند (Asadi et al., 2014). گرانیتوئیدهای منطقه مورد بررسی حاوی مقادیر Cr بالاتر (50-124 ppm) نسبت به گرانیتوئیدهای مولد در ارومیه- دختر هستند، بنابراین از این لحاظ مشابه گرانیتوئیدهای عقیم هستند.

منشأ و پتروژنز سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی

برای تعیین نوع گرانیتوئید می‌توان از محتوای P₂O₅ و تغییر آن با SiO₂ یک ماگما استفاده کرد (Chappell and White, 2001). محتوای P₂O₅ سنگ‌های آذرین شمال غرب ساوه از ۰/۲ تا ۰/۳۱ درصد متغیر است و با افزایش SiO₂ مقدار آن کاهش می‌یابد (جدول ۱ و شکل ۸-۱).



شکل ۷. نمودارهای زمین شیمیایی شناخت عقیم- مولد بودن سنگ‌های ماگمایی در شمال غرب ساوه A: نمودار Rb در مقابل Y+Nb (Pearce et al., 1984), B: نمودار $R_1[4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)]$ در مقابل $R_2[5Ca + 2Mg + Al]$ (De la Roche et al., 1980), C: نمودار Y در مقابل MnO (Baldwin and Pearce, 1982), D: نمودار La/Yb در مقابل SiO_2 (Richards et al., 2012) و E: نمودار Sr/Y در مقابل Y (Defant and Drummond, 1990). نمودار زمین شیمیایی تفاوت بین پورفیری‌های مولد و سنگ‌های آذرین عقیم را نشان می‌دهد.

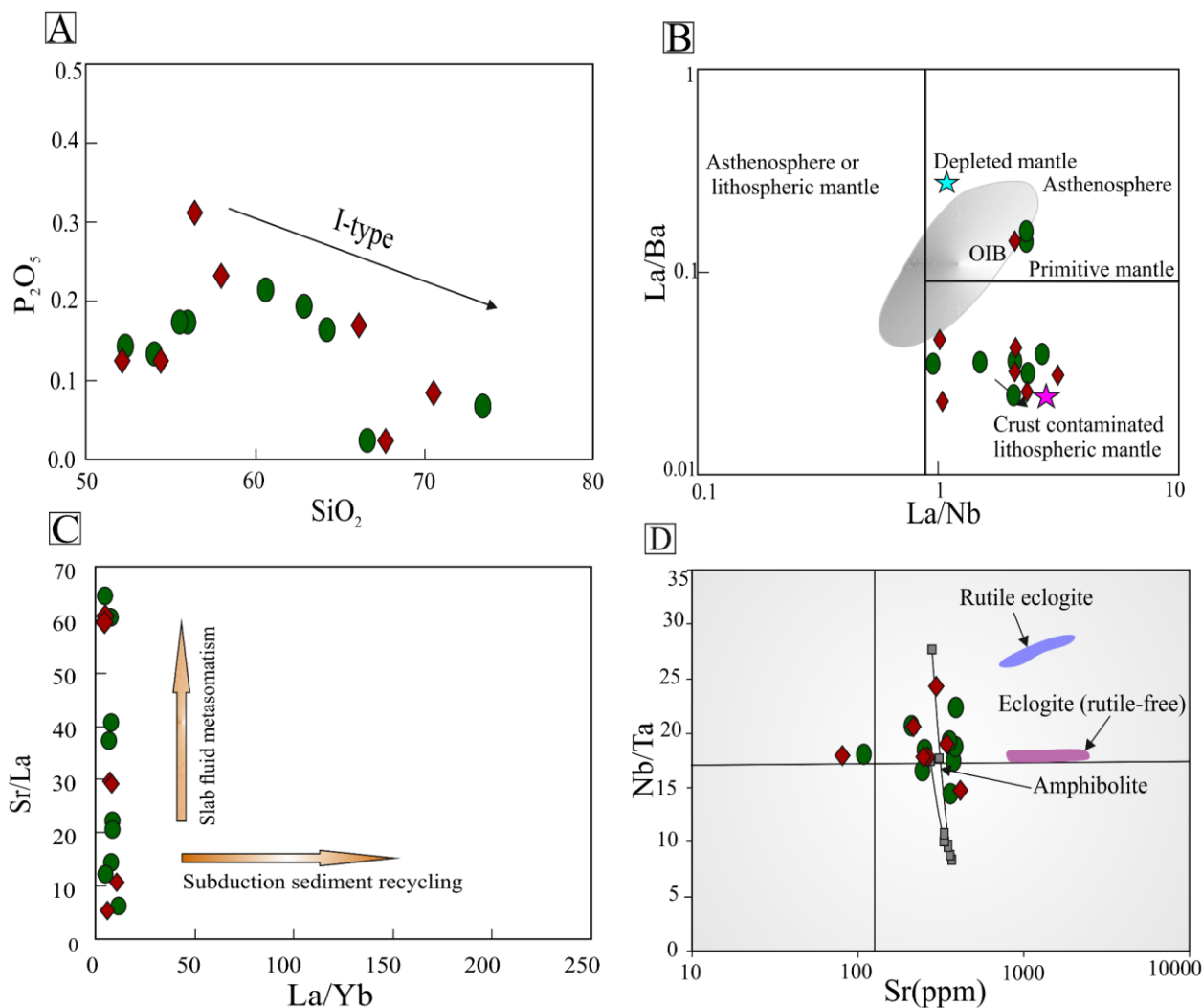
Fig. 7. Geochemical identification plots of the barren to productive in the northwest of Saveh magmatic rocks A: Rb diagram versus Y + Nb (Pearce et al., 1984), B: $R_1[4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)]$ versus $R_2[5Ca + 2Mg + Al]$ diagram (De la Roche et al., 1980), C: Plots of MnO versus Y (Baldwin and Pearce, 1982), D: La/Yb versus SiO_2 (Richards et al., 2012), and E: Sr/Y versus Y diagram (Defant and Drummond, 1990). Geochemical plots illustrating differences between the productive porphyries and barren igneous rocks.

ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع عقیم سازگار است. بر اساس نمودار شکل ۸-D (Foley et al., 2002)، اغلب سنگ‌های مورد بررسی دارای روندی منطبق بر منحنی آمفیبولیت هستند و نشان می‌دهد که این نمونه‌ها احتمالاً از ذوب بخشی آمفیبولیت مشتق شده‌اند. این ویژگی زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که آمفیبول در هنگام ذوب بخشی نقش مؤثرتری نسبت به گارنت داشته است (Yang et al., 2008).

برای محدود کردن منشأ سنگ‌های آذرین مورد بررسی، از روش مدل‌سازی زمین‌شیمیایی دورموند (Drummond et al., 1996) استفاده شده است که تغییرات $(La/Yb)_N$ و $(Yb)_N$ را در نظر می‌گیرد (شکل ۹-A). بررسی این مدل‌سازی زمین‌شیمیایی و همچنین ویژگی‌های شکل ۸-D نشان می‌دهد که ذوب یک منشأ آمفیبولیت متابازالتی بدون گارنت می‌تواند عامل تشکیل این سنگ‌ها باشد. رودنیک و گائو (Rudnick and Gao, 2003) محاسبه کردند که میانگین $(La/Yb)_N$ پوسته قاره‌ای پایینی حدود ۵/۳ است که به طور قابل توجهی بالاتر از میانگین MORB (تقریباً ۰/۸) است (Sun and McDonough, 1989). در نتیجه ماگماهای آداکتی نوع مولد که در نتیجه ذوب بخشی پوسته قاره زیرین ضخیم شده و در حضور گارنت تولید می‌شوند، باید دارای مقادیر $(La/Yb)_N$ بالاتر از ماگمای‌های مشتق شده از اسلب باشند. ترکیبات سنگ‌های گرانیتوئیدی نیز مشابه سنگ‌های آتشفشانی این منطقه تنوع گسترده‌ای از ترکیبات گابرویدوریت تا گرانیت را دارا هستند. این سنگ‌ها اغلب ترکیب حدواسط دارند (بیشتر نمونه‌ها با مقدار سیلیس ۶۲ تا ۶۶ درصد وزنی مشخص می‌شوند؛ جدول ۱) و مشخصات کمان نرمال با میانگین نسبت $Sr/Y < 30$ و $La/Yb < 10$ را نشان می‌دهند که بیانگر تشکیل در کمان جزایر کمانی است (شکل ۹-B).

به طور کلی پیشنهاد شده است که گرانیت‌های نوع عقیم به طور معمول در چنین محیط‌های کمانی تشکیل می‌شوند (Richards et al., 2012).

علاوه بر این، نسبت‌های Rb/Sr تا ۰/۷ (در نمونه‌های مورد بررسی ۰/۸ تا ۰/۲۴) مشابه گرانیت‌های نوع I است (Chappell and White, 2001). طبیعت متاآلمین و وجود هورنبلند در سنگ‌های مورد بررسی و همچنین نبود کانی‌های آلومین دار مانند مسکویت، کردیریت، تورمالین، آندالوزیت و گارنت از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I است (Chappell and White, 2001) و می‌تواند تأیید کننده نوع I بودن گرانیتوئیدهای مورد بررسی باشد. سنگ‌های آتشفشانی دارای نسبت‌های La/Nb (۱/۰۱ تا ۳/۱۲) نسبتاً بالا و La/Ba (۰/۰۲ تا ۰/۱۵) و سنگ‌های نفوذی نیز نسبت La/Nb (۰/۹۷ تا ۲/۷۰) نسبتاً بالا و La/Ba بین ۰/۰۱ تا ۰/۱۵ دارند که با ویژگی‌های منشأ گوشته لیتوسفر قاره‌ای متاسوماتیسم شده مطابقت دارد (Saunders et al., 1992) (شکل ۸-B). برای شناسایی نقش مایعات مربوط به اسلب همراه با روند غنی‌شدگی از نمودار تغییر نسبت عناصر کمیاب Sr/La در مقابل La/Yb (شکل ۸-C) (Saunders et al., 1992) استفاده شد که همه نمونه‌های گرانیتوئیدی و آتشفشانی شواهدی از متاسوماتیسم ورقه را نشان می‌دهند و بیان کننده یک منشأ گوشته‌ای متأثر از متاسوماتیسم است. به عبارت دیگر، بیانگر آن است که درگیری سیالات حاصل از اسلب نقشی مهم در پتروژنز این سنگ‌ها دارد. نسبت $(La/Sm)_N$ و $(Dy/Yb)_N$ می‌تواند کانی‌شناسی منشأ یک ماگما را مشخص سازد. همان‌طور که توسط ریچارد و همکاران (Richards et al., 2012) نشان داده شده است، نسبت‌های نسبتاً بالای $(La/Sm)_N = 4.6-6.6$ و $(Dy/Yb)_N = 1-2.1$ گرانیتوئیدهای نوع مولد غنی‌شدگی در منشأ مذاب و مشارکت آمفیبول با مقادیر جزئی گارنت را به عنوان فاز باقی مانده نشان می‌دهد؛ در حالی که نسبت‌های کم $(La/Sm)_N = 1.1-2.2$ و $(Dy/Yb)_N = 0.8-1.1$ یک منشأ مذاب کمتر غنی شده را با دخالت مقدار کمی آمفیبول یا بدون آمفیبول در ماگمای نوع عقیم پیشنهاد می‌دهند (Richards et al., 2012). نسبت‌های $(La/Sm)_N$ و $(Dy/Yb)_N$ در سنگ‌های آذرین شمال غرب ساوه نسبتاً پایین است (به ترتیب از ۰/۵۰ تا ۱/۱۸ و ۰/۹۱ تا ۱/۳۵) و با

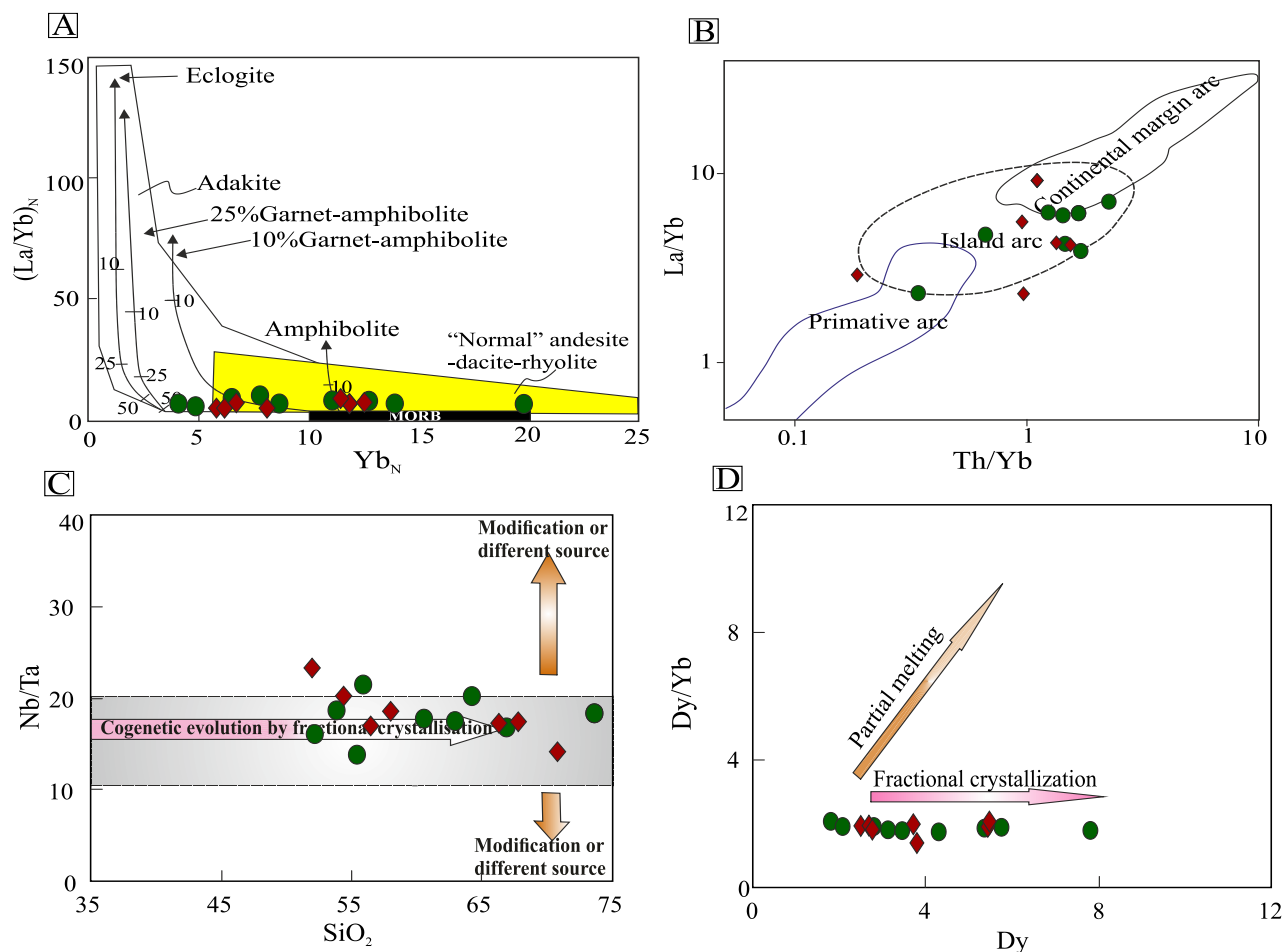


شکل ۸. A: نمودار P_2O_5 در مقابل SiO_2 (Chappell and White, 2001)، B: نمودار La/Ba در مقابل La/Nb و C: نمودارهای Sr/La در مقابل La/Yb (Saunders et al., 1992)، و D: نمودار Nb/Ta در مقابل Sr (Foley et al., 2002) برای سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی شمال غرب ساوه

Fig. 8. A: P_2O_5 versus SiO_2 (Chappell and White, 2001), B: La/Ba versus La/Nb , C: Sr/La versus La/Yb diagrams from Saunders et al. (1992), and D: Nb/Ta versus Sr diagram (Foley et al., 2002) for the volcanic and plutonic rocks from the northwest of Saveh.

تکامل این سنگ‌ها از طریق فرایند تبلور تفریقی است (Gounti'e Dedzo et al., 2020). علاوه بر این مقایسه Dy/Yb در برابر Dy (Guo et al., 2007) نشان می‌دهد که تکامل سنگ‌های آذرین منطقه مورد بررسی احتمالاً به دلیل فرایند تبلور تفریقی باشد (شکل ۹-D).

نمودار Nb/Ta در مقابل SiO_2 (شکل ۹-C) نشان می‌دهد که تبلور تفریقی فرایند اصلی تنوع و تمایز این سنگ‌ها در مقایسه با آلایش پوسته‌ای است که نقش محدودی بازی می‌کند. حتی نسبت‌های کم ($Nb/Ta = 10-20$) بیانگر یک رابطه ژنتیکی مشترک بین نمونه‌های ولکانیکی و پلوتونیک مورد بررسی و



شکل ۹. A: نمودار مدل سازی ذوب بهنجار شده نسبت به کندریت $(La/Yb)_N$ در مقابل $(Yb)_N$ (Drummond et al., 1996) به عنوان سنگ منشأ برای مدل سازی REE در شرایط آمفیبولیت و اکلوزیت، با محتوای گارنت متفاوت استفاده می شود، **B:** نمودار La/Yb در مقابل Th/Yb (Condie, 1989)، **C:** نمودار Nb/Ta در برابر SiO_2 (Gounti'e Dedzo et al., 2020) و **D:** Dy/Yb در مقابل Dy (Guo et al., 2007) برای سنگ های نفوذی و آتشفشانی شمال غرب ساوه

Fig. 9. A: Diagram of batch-melting modeling of chondrite-normalized $(La/Yb)_N$ ratios versus $(Yb)_N$ (Drummond et al., 1996) is used as the source rock for the REE modeling under amphibolite and eclogite conditions, with varying garnet contents, **B:** La/Yb versus Th/Yb diagram (Condie, 1989), **C:** Nb/Ta versus SiO_2 diagram (Gounti'e Dedzo et al., 2020), and **D:** Dy/Yb versus Dy (Guo et al., 2007) for the volcanic and plutonic rocks from the northwest of Saveh

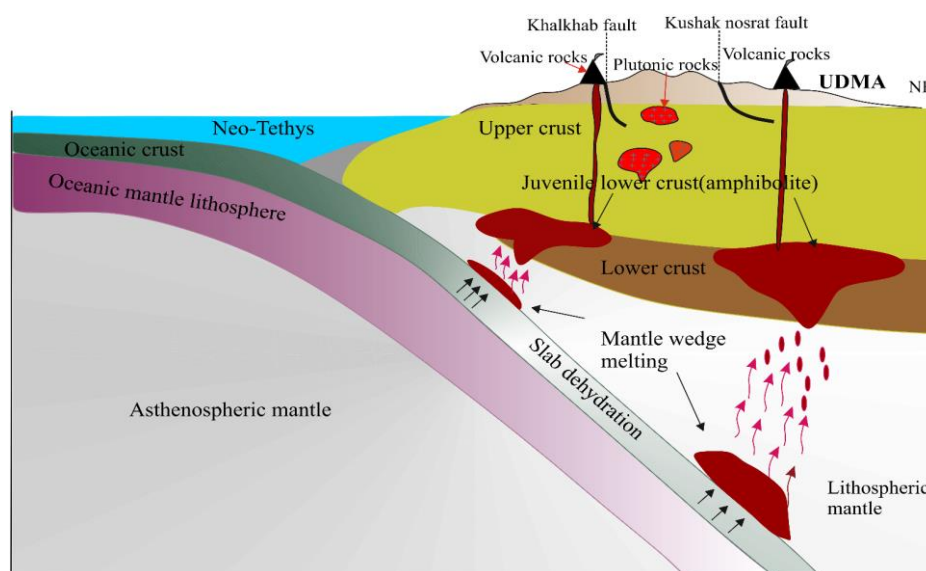
یا پوسته اقیانوسی فرورانده شده (به عنوان مثال در Defant and Drummond, 1990; Palin et al., 2016)، تبلور تفریقی سنگ های بازالتی یا دیوریتی (Macpherson et al., 2006)، اختلاط بین ماگمای مافیک و فلسیک و (۴) هضم سنگ های پوسته ای در مذاب مشتق شده از

بررسی مفاهیم زمین پویایی برای تکامل ماگماتیسم منطقه مورد بررسی فرایندهای متعددی برای تشکیل سنگ های آذرین در جایگاه های زمین ساختی برخوردار پیشنهاد شده است از جمله (۱) ذوب بخشی پوسته قاره ای (Roberts and Clemens, 1993; White et

مایعات مافیک به وسیله فرایند تبلور تفریقی به ترکیبات حدواسط و فلسیک بیشتری تبدیل می‌شوند (Straub and Zellmer, 2012).

یک مدل تکتونوماگمایی شماتیک برای منشأ ماگماتیسیم منطقه مورد بررسی در شکل ۱۰ با الهام از طرح پیشنهادی وردل و همکاران (Verdel et al., 2011) و اسدی و همکاران (Asadi et al., 2014) پیشنهاد شده است.

گوشته (Davidson and Tepley, 1997). اعتقاد بر این است که ذوب پوسته مافیک پایینی ضخیم جوان و یا تبلور تفریقی ماگما بازالتی آبدار عامل کلیدی در پیدایش انواع ماگماها می‌باشد (Bissig et al., 2003; Hollings et al., 2005)؛ در حالی که ذوب بخشی پوسته نازک مافیک جوان برای تولید انواع عقیم در نظر گرفته شده است (Asadi et al., 2014). ماگماهای آتشفشانی کمان نرمال به وسیله تخریب رسوبات فرورانده که باعث ذوب بخشی گوه گوشته‌ای می‌شود، تولید می‌شوند و این



شکل ۱۰. تصویر شماتیک تکامل زمین‌ساختی فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران و توسعه سنگ‌های ماگمایی شمال غرب ساوه در ارومیه-دختر (برگرفته از وردل و همکاران (Verdel et al., 2011) و اسدی و همکاران (Asadi et al., 2014). در مرحله اول، ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیز شده باعث ایجاد پوسته مافیک زیرین جوان می‌شود. در مرحله بعد، بالا آمدگی و به دام افتادن ماگمای مافیک گوشته‌ای و ذوب بخشی پوسته زیرین جوان، باعث ایجاد سنگ‌های آذرین مورد نظر می‌شود (UDMA: کمان ماگمایی ارومیه-دختر).

Fig. 10. Schematic illustration showing the tectonic evolution of subduction of Neo-Tethys oceanic lithosphere below the Iranian plate and the development of the northwest of Saveh magmatic rocks in Urmia Dokhtar (taken from Verdel et al., 2011 and Asadi et al., 2014). In the first stage, partial melting of the metasomatized wedge creates a juvenile mafic lower crust. In the next step, underplating the mantle mafic magma and partial melting of juvenile mafic lower crust, creates the desired igneous rocks (UDMA: Urumieh-Dokhtar magmatic arc).

بازالتی به وسیله ذوب بخشی گوشته متاسوماتیزه هیدراته یا ذوب گوه گوشته‌ای تولید کند که ممکن است در قاعده پوسته پایینی

لی و همکاران (Lee et al., 2011) پیشنهاد کرده‌اند که در طول فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس می‌تواند مقدار زیادی ماگمای

زمین شیمی سنگ کل نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین مورد بررسی با ویژگی زمین‌شیمیایی کالک آلکان پتاسیم کم تا متوسط دارای تهی‌شدگی شدید Nb و Ti و غنی‌شدگی در LREE و LILEها هستند که به معنای تشکیل در طول ماگماتیسم کمان شمال است. نسبت‌های عناصر کیماب St/La و La/Yb نشان می‌دهند که همه نمونه‌های مورد بررسی شواهدی برای متاسوماتیسم ورقه را نشان می‌دهند و بیان‌کننده یک منشأ گوشته‌ای متأثر از متاسوماتیسم است. نسبت‌های La/Nb و La/Ba نیز یک منشأ گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم شده را برای سنگ‌های ماگمایی شمال غرب ساوه تأیید می‌کند. شواهد زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از نوع سنگ‌های آذرین عقیم بوده که دارای منشأ واحدی هستند و تبلور تفریقی فرایند غالب در تکامل آنهاست. ماگماتیسم عقیم شمال غرب ساوه احتمالاً نتیجه ذوب‌بخشی پوسته زیرین جوان (آمفیولیت) در نتیجه فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس است؛ در حالی که سنگ‌های آداکتی مولد در ارومیه - دختر در نتیجه ذوب‌بخشی پوسته زیرین ضخیم، تشکیل شده‌اند.

جمع شده و باعث ضخیم شدن پوسته مافیک جوان شود. این فرایند همراه با هضم و تبلور تفریقی مذاب گوشته‌ای ممکن است مسئول تشکیل و تکامل گرانیتوئیدهای نوع عقیم در هنگام فرورانش فعال در ائوسن - الیگوسن باشد (شکل ۱۰). بنابراین، پیشنهاد می‌شود که مجموعه ماگمایی شمال غرب ساوه احتمالاً به وسیله ذوب‌بخشی پوسته پایینی جوان تولید شده است (شکل ۱۰). پژوهش‌های قبلی (Asadi et al., 2014) تأیید می‌کنند که ذوب‌بخشی پوسته مافیک پایینی جوان باعث ایجاد سنگ‌های ماگمایی با ویژگی کمان جزیره‌ای می‌شود. محدود شدن توده نفوذی مورد بررسی به گسل‌های کوشک نصرت و خلخاب در شمال و جنوب این منطقه می‌تواند دلیل جایگزینی این توده در یک محیط کششی ایجاد شده به وسیله حرکت چپ‌لغز این گسل‌ها باشد (با توجه به نقشه زمین‌شناسی شکل ۲ و شکل ۱۰).

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آذرین شمال غرب ساوه در قسمت مرکزی کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر واقع شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی این منطقه توسط گرانیتوئیدهای اواخر ائوسن - الیگوسن قطع شده‌اند.

1. Productive
2. Sub-productive
3. Barren
4. Assimilation and Fractional Crystallization
5. slab break-off
6. X-ray Fluorescence (XRF)
7. Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS)
8. Volcanic arc granite

References

- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z. and Zhou, L., 2015. Temporal–spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: constraints from zircon U–Pb and molybdenite Re–Os geochronology. *Ore Geology Reviews*, 70(14): 385–406. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.003>
- Asadi, S., Moore, F. and Zarasvandi, A., 2014. Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcano–plutonic belt, Kerman region, Iran: A review. *Earth-Science Reviews*, 138(24): 25–4. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.001>
- Ayati, F., Yavuz, F., Asadi, H.H., Richards, J.P. and Jourdan, F., 2013. Petrology and geochemistry of calc-alkaline volcanic and subvolcanic rocks, Dalli porphyry copper–gold deposit, Markazi Province, Iran. *International Geology Review*, 55(2): 158–184. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.689640>
- Baldwin, J.A. and Pearce, J.A., 1982. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes. *Economic Geology*, 77(3): 664–674. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.3.664>
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Bissig, T., Clark, A.H., Lee, J.K.W. and Quadt, A.V., 2003. Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: New constraints from the El Indio-Pascua Au–Ag–Cu belt. *Mineralium Deposita*, 38(7): 844–862. <https://doi.org/10.1007/s00126-003-0375-y>
- Castillo, P.R., 2012. Adakite petrogenesis. *Lithos*, 135(4): 304–316. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.013>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Condie, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos*, 23(2): 1–18. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(89\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90020-0)
- Cooke, D.R., Hollings, P. and Walshe, J.L., 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls. *Economic Geology*, 100(5): 801–818. <http://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.5.801>
- Davidson, J.P. and Tepley, F.J.I., 1997. Recharge in volcanic systems; evidence from isotope profiles of phenocrysts. *Science*, 275(5301): 826–829. <https://doi.org/10.1126/science.275.5301.826>
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1, R2-diagrams and major element analysis—its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(2): 183–210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347 (6294): 662–665. <https://doi.org/10.1038/347662a0>
- Drummond, M.S., Defant, M.J. and Kepezhinskas, P.K., 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite–tonalite–dacite/adakite magmas. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 87(1–2): 205–215. <https://doi.org/10.1017/S0263593300006611>
- Ebrahimi, M. and Rafiei, M., 2019. Lithography and geochemistry of volcanic rocks north of Zavieh, southwest of Karaj. *Journal of Earth Sciences*, 27(107): 74–63. <https://dx.doi.org/10.22071/gsj.2018.63757>
- Foley, S., Tiepolo, M. and Riccardi, V., 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, 417 (6891): 837–840. <https://doi.org/10.1038/nature00799>
- Ghalmghash, J., 1998. Description of the geological map of Saveh, 1: 100000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Gounti´e Dedzo, M., Asaah, A.N.E., Martial Fozing, E., Chako-Tchamab´e, B., Tefogoum Zangmo, G., Dagwai, N., Tchokona Seuwei, D., Kamgang, P., Aka, F.T. and Ohba, T., 2020. Petrology and geochemistry of lavas from Gawar, Minawao and Zamay volcanoes of the northern segment of the

- Cameroon volcanic line (Central Africa): Constraints on mantle source and geochemical evolution. *Geochemistry*, 80(4): 31–41. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125663>
- Guo, Z., Wilson, M. and Liu, J., 2007. Post-collisional adakites in south Tibet Products of partial: Melting of subduction-modified lower crust. *Lithos*, 96(9): 205–224. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.09.011>
- Haschke, M. and Pearce, J.A., 2006. Geology, Lithochemical exploration tools revisited: MnO and REE. Specialty Meeting, Geological Society of America, Mendoza, Argentina.
- Hassanpour, S. and Moazzen, M., 2017. Geochronological constraints on the Haftcheshmeh porphyry Cu-Mo-Au ore deposit, Central Qaradagh Batholith, Arasbaran Metallogenic Belt, Northwest Iran. *Acta Geologica Sinica*, 91(6): 2109–2125. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.13452>
- Helmi, F., 1991. Petrology and Geochemistry of Igneous Rocks in Neivesht Region, Northwest of Saveh. M.Sc. Thesis, University of Tehran, Tehran, Iran, 189 pp.
- Hildreth, W., Halliday, A.N. and Christiansen, R.L., 1991. Isotopic and chemical evidence concerning the genesis and contamination of basaltic and rhyolitic magma beneath the Yellowstone Plateau Volcanic Field. *Journal of Petrology*, 32(1): 63–138. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.1.63>
- Hollings, P., Cooke, D. and Clark, A., 2005. Regional geochemistry of Tertiary igneous rocks in central Chile: Implications for the geodynamic environment of giant porphyry copper and epithermal gold mineralization. *Economic Geology*, 100(5): 887–904. <http://dx.doi.org/10.2113/100.5.887>
- Hou, Z.Q., Zhang, H., Pan, X. and Yang, Z., 2011. Porphyry Cu (–Mo–Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: Examples from the eastern Tethyan metallogenic domain. *Ore Geology Reviews*, 39(4): 21–45. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.09.002>
- Kazemi, K., Kananian, A., Xiao, Y. and Sarjoughian, F., 2019. Petrogenesis of middle-Eocene granitoids and their mafic microgranular enclaves in Central Urmia-Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Evidence for interaction between felsic and mafic magmas. *Geoscience Frontiers*, 10(2): 705–723. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.006>
- Lee, C.T.A., Luf, P. and Chin, E.J., 2011. Building and destroying continental mantle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39(10): 59–90. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040610-133505>
- Li, G.M., Cao, M.J., Qin, K.Z., Hollings, P., Evans, N.J. and Seitmuratova, E.Y., 2016. Petrogenesis of ore-forming and pre/post-ore granitoids from the Kounrad, Borly and Sayak porphyry/skarn Cu deposits, Central Kazakhstan. *Gondwana Research*, 37(26): 408–425. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.10.005>
- Li, J.X., Qin, K.Z., Li, G.M., Xiao, B., Chen, L. and Zhao, J.X., 2011. Post-collisional ore-bearing adakitic porphyries from Gangdese porphyry copper belt, southern Tibet: melting of thickened juvenile arc lower crust. *Lithos*, 126(1): 265–277. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.07.018>
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T. and Thirlwall, M.F., 2006. Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3–4): 581–593. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.034>
- 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](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Monecke, T., Monecke, J., Reynolds, T.J., Tsuruoka, S., Bennett, M.M., Skewes, W.B. and Palin, R.M., 2018. Quartz solubility in the H₂O–NaCl system: A framework for understanding Monecke ein formation in porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 113(5): 1007–1046. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2018.4580>
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous ordinary Chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38 (5): 757–775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Nouri, F., Azizi, H., Stern, R.J., Asahara, Y., Khodaparast, S., Madanipour, S. and Yamamoto, K., 2018. Zircon U-Pb dating, geochemistry and evolution of the Late Eocene Saveh magmatic complex, central Iran: Partial melts of sub-continental lithospheric mantle and magmatic differentiation. *Lithos*, 314–315(20): 274–292. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.013>

- O'Connor, J.T., 1965. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. In: T.B. Nolan (Editor), Geological Survey research 525-B. United State Geological Survey Professional Paper, Washington, PP. 79–84.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008. Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106(3–4): 380–398.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.008>
- Palin, R.M. and Spencer, C.J., 2018. Secular change in earth processes: preface. *Geoscience Frontiers*, 9(4): 965–966.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.05.001>
- Palin, R.M., White, R.W. and Green, E.C., 2016. Partial melting of metabasic rocks and the generation of tonalitic–trondhjemitic–granodioritic (TTG) crust in the Archaean: Constraints from phase equilibrium modelling. *Precambrian Research*, 287(3): 73–90.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.11.001>
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.
<https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Peccerillo, A. and Taylor, S., 1975. Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontic chain, Northern Turkey. *Bulletin Volcanologique*, 39(2): 557–569.
<https://doi.org/10.1007/BF02596976>
- Raеisi, D., Mirnejad, H., McFarlane, C., Sheibi, M. and Babazadeh, S., 2020. Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Miocene plutons in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, east Tafresh, Central Iran. *International Geology Review*, 62(13–14): 1815–1827.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1600436>
- Richards, J.R., 2009. Post-subduction porphyry Cu–Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37(3): 247–250.
<https://doi.org/10.1130/G25451A.1>
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2): 295–332.
<http://dx.doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>
- Roberts, M.P. and Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21(9): 825–828.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0825:OOHPTA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0825:OOHPTA>2.3.CO;2)
- Rudnick, R.L. and Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: D.H. Heinrich and K.K. Turekian (Editors), *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, USA, pp. 1–64.
<https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>
- Saunders, A.D., Storey, M., Kent, R.W. and Norry, M.J., 1992. Consequences of plume lithosphere interactions. In: B. C. Storey, T. Alabaster and R. J. Pankhurst (Editors), *Magmatism and the Cause of Continental Breakup*. Geological Society of Special Publication, London, pp. 41–60.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.04>
- Shafaii Moghadam, H., Rossetti, F., Lucci, F., Chiaradia, M., Gerdes, A., Lopez Martinez, M., Ghorbani, G. and Nasrabad, M., 2016. The calc-alkaline and adakitic volcanism of the Sabzevar structural zone (NE Iran): implications for the Eocene magmatic flare-up in Central Iran. *Lithos*, 248–251(36): 517–535.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2016.01.019>
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, Southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44(8): 265–283.
<https://doi.org/10.1007/s00126-008-0216-0>
- Shahabpour, J., 1992. Unroofing fragmentites as a reconnaissance exploration tool in the central Iranian porphyry copper belt. *Economic Geology*, 87 (6): 1599–1606.
<http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.87.6.1599>
- Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(4): 405–417.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.11.007>
- Sillitoe, R.H., 1997. Characteristic and controls of the largest porphyry copper–gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44(3): 373–388.

- <https://doi.org/10.1080/08120099708728318>
- Sisson, T.W., Ratajeski, K., Hankins, W.B. and Glazner, A.F., 2005. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(6): 635–661.
<https://doi.org/10.1007/s00410-004-0632-9>
- Straub, S.M. and Zellmer, G.F., 2012. Volcanic arcs as archives of plate tectonic change. *Gondwana Research*, 21(2–3): 495–516.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.10.006>
- Sun, S.S. and McDonough, W.S., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. D. Saunders and M. J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, pp. 313–345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30(3): 1–20.
<https://doi.org/10.1029/2010TC002809>
- White, R.W., Palin, R.M. and Green, E.C., 2017. High-grade metamorphism and partial melting in Archean composite grey gneiss complexes. *Journal of Metamorphic Geology*, 35(1): 181–195.
<https://doi.org/10.1111/jmg.12227>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 158–187.
<http://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilkinson, J.J., 2013. Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nature Geoscience*, 6(1038): 917–925.
<https://doi.org/10.1038/ngeo1940>
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20 (27): 325–343.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Wilde, S.A. and Zhao, G.C., 2008. Petrogenesis and geodynamics of Late Archean magmatism in eastern Hebei, eastern North China Craton: geochronological, geochemical and Nd–Hf isotopic evidence. *Precambrian Research*, 167(1–2): 125–149.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.07.004>
- Yang, Y.F., Chen, Y.J., Li, N., Mi, M., Xu, Y.L., Li, F.L. and Wan, S.Q., 2013. Fluid inclusion and isotope geochemistry of the Qian’echong giant porphyry Mo deposit, Dabie Shan, China: a case of NaCl-poor, CO₂-rich fluid systems. *Journal of Geochemical Exploration*, 124 (1): 1–13.
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2012.06.019>
- Zarasvandi, A., Liaghat, S., Lentz, D. and Hossaini, M., 2013. Characteristics of mineralizing fluids of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, Central Iran, determined by fluid inclusion microthermometry. *Resource Geology*, 63(2): 188–209.
<https://doi.org/10.1111/rge.12004>
- Zarasvandi, A., Liaghat, S., Zentilli, M. and Reynolds, P.H., 2007. 40Ar/39Ar geochronology of alteration and petrogenesis of porphyry copper-related granitoids in the DarrehZerreshk and Ali-Abad area, Central Iran. *Exploration and Mining Geology*, 16(1–2): 11–24.
<https://doi.org/10.2113/gsemg.16.1-2.11>
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Sadeghi, M., Lentz, D.R., Adelpour, M. and Pourkaseb, H., 2015. Rare earth element signatures of economic and sub-economic porphyry copper systems in Urumieh–Dokhtar magmatic arc (UDMA), Iran. *Ore Geology Reviews*, 70(24): 407–423.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.01.010>