



Research Article

Petrogenesis and tectonomagmatic evolution of the Sabzevar ophiolitic complex based on whole rock geochemistry, zircon U–Pb geochronology, and zircon trace element composition in pillow lavas and sheeted dikes of the Sultanabad area

Seyed Ali Mazhari^{1,2✉}, Fernando Bea³

¹ 1 Associate Professor, Research Center of Geographical Sciences and Social Studies, Hakim Sabzevari University, Sabzevar, Iran, a.mazhari@hsu.ac.ir

² 2 Associate Professor, Heavy Metals Research Center, University of Hakim Sabzevari, Sabzevar, Iran, a.mazhari@hsu.ac.ir

³ 3 Professor, Department of Geology, University of Granada, Spain, fbea@ugr.es

ARTICLE INFO

Received: 01 April 2026

Accepted: 31 May 2026

Keywords

Pillow Lava
Sheeted Dyke
Ophiolite
Zircon
Sabzevar



 10.22108/ijp.2026.148624.1385

Introduction

Ophiolitic complexes—fragments of oceanic lithosphere tectonically emplaced onto continental margins—serve as crucial archives for reconstructing the formation and evolution of ancient ocean basins. The Sabzevar ophiolite in northeastern Iran represents one of the most significant remnants of Mesozoic Neotethyan oceanic lithosphere and provides a key window into the tectonic development of the northern Neotethys branch. Previous studies have assigned this ophiolite to diverse tectonic settings, including mid-ocean ridge, supra-subduction zone, and back-arc environments (Khalatbari Jafari et al., 2013a, b; Rezaei et al., 2018; Jafari and Ghasemi, 2023). Nevertheless, the co-occurrence of contrasting magmatic signatures within its volcanic sequences points to a polyphase magmatic history in a complex geodynamic framework (Omrani et al., 2018; Moghadam et al., 2025). This study investigates the pillow lavas and sheeted dikes exposed in the Sultanabad area, in the eastern sector of the Sabzevar ophiolite. Its primary aims are to characterize the geochemistry, constrain the crystallization ages of the volcanic units via zircon U–Pb geochronology, and assess their tectonomagmatic significance for the evolution of the Sabzevar oceanic basin.

Geological Setting

The Sabzevar ophiolite, situated in northeastern Iran, constitutes an integral component of the tectonic structure of the Central Iranian microcontinent (Alavi, 1994). It is widely interpreted as a relict of the northern Neotethyan oceanic realm, which formed within the Central Iranian terrane between Central Iran and the

Alborz belt during the Mesozoic (Agard et al., 2005). The ophiolitic succession comprises ultramafic mantle rocks, layered ultramafic–mafic cumulates, sheeted dike complexes, pillow basalts, and pelagic sedimentary cover (e.g., Shojaat et al., 2003; Khalatbari Jafari et al., 2013a, b; Moghadam et al., 2025). The Sultanabad area hosts well-preserved volcanic units, dominated by pillow basalts intercalated with sheeted dikes and minor massive lava flows.

✉ Corresponding Author

To cite this article: Mazhari, S.A. and Bea, F. (2026) Petrogenesis and tectonomagmatic evolution of the Sabzevar ophiolitic complex based on whole rock geochemistry, zircon U–Pb geochronology, and zircon trace element composition in pillow lavas and sheeted dikes of the Sultanabad area. *Petrological Journal*, 17(2), 95-130.



These rocks represent the uppermost levels of the oceanic crust. Field relations indicate that the pillow lavas erupted in a submarine setting and were subsequently affected by tectonic deformation during the Neotethyan closure and obduction of the ophiolitic complex onto the continental margin.

Materials and Methods

Representative samples of pillow basalts and sheeted dikes were collected from the Sultanabad area. Petrographic examination was performed using optical microscopy to characterize mineral assemblages and textural features. Whole-rock major and trace element concentrations were determined via X-ray fluorescence (XRF) and inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS). Zircon grains were extracted from selected samples and subjected to U–Pb isotopic dating and trace element analysis using laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS). The geochemical data served to classify magma types, constrain magma sources, and discern tectonic affinities. Zircon trace element compositions were additionally examined to offer complementary constraints on magmatic processes and crystallization conditions.

Results

Petrographic observations reveal that the studied volcanic rocks consist predominantly of plagioclase, clinopyroxene, and secondary alteration minerals. The pillow lavas typically exhibit porphyritic to intersertal textures, whereas the sheeted dikes show fine-grained to subophitic textures.

Whole-rock geochemical data indicate that the studied samples fall into three main magmatic series: alkaline, calc-alkaline, and tholeiitic varieties. The alkaline basalts are enriched in incompatible elements and display pronounced LREE enrichment relative to HREE. Their trace element patterns are akin to those of ocean island basalts (OIB). The tholeiitic basalts and sheeted dikes exhibit relatively flat REE patterns and are marked by negative Nb and Ta anomalies, characteristic of magmas generated in supra-subduction zone settings. Calc-alkaline basalts show intermediate geochemical signatures between these two groups.

Zircon U–Pb geochronology reveals that magmatic activity in the study area took place during the Cretaceous, yielding ages between ~113 and 90 Ma. The alkaline basalts record the oldest ages (~112–110 Ma), while the tholeiitic and calc-alkaline rocks give slightly younger but overlapping ages of ~113–91 Ma.

Trace element compositions of zircon grains show HREE enrichment and LREE depletion, consistent with a magmatic origin. Variations in elemental ratios such as Th/U and Eu/Eu* point to differences in magma composition and crystallization conditions

across the studied rock types.

Discussion

The geochemical signatures of the studied rocks point to the involvement of multiple magma sources in generating the Sultanabad volcanic sequence. The alkaline basalts most likely originated from low-degree partial melting of a garnet-bearing enriched mantle source, consistent with an intraplate or seamount-related affinity. By contrast, the tholeiitic basalts and sheeted dikes appear to have been derived from higher-degree partial melting of a depleted mantle source metasomatized by slab-derived fluids.

The calc-alkaline basalts exhibit geochemical features characteristic of subduction-related magmatism and probably represent melts generated in a mantle wedge modified by slab-derived fluids. The co-occurrence of alkaline and supra-subduction zone magmas within the same volcanic sequence implies that the Sabzevar oceanic basin underwent a complex tectonomagmatic history, encompassing both intraplate and subduction-related processes.

The zircon U–Pb ages obtained in this study show that magmatic activity persisted over a protracted interval during the Middle to Late Cretaceous. This prolonged magmatism likely reflects the progressive evolution of a supra-subduction zone system linked to the initiation and advancement of subduction within the northern Neotethys.

Conclusions

Combined whole-rock geochemistry and zircon U–Pb geochronology provide new constraints on the petrogenesis and tectonic evolution of the volcanic units in the eastern Sabzevar ophiolite. The investigated rocks fall into alkaline, calc-alkaline, and tholeiitic suites, reflecting the contribution of multiple mantle sources and magmatic pathways. Zircon U–Pb dating restricts magmatism to ca. 113–90 Ma, i.e., the Middle–Late Cretaceous. Geochemical fingerprints suggest that the tholeiitic basalts and sheeted dikes formed in a supra-subduction zone setting, whereas the alkaline basalts represent within-plate-related magmatism subsequently incorporated into the ophiolitic succession. Collectively, the results favor a model whereby the Sabzevar ophiolite developed within a complex supra-subduction zone system during the evolution and final closure of the northern Neotethys Ocean.



بررسی پتروژنز و تحولات تکتونوماگمایی مجموعه افیولیتی سبزوار

با استفاده از ژئوشیمی سنگ کل، سن سنجی U-Pb و ترکیب عنصرهای کمیاب زیرکن در گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای منطقه سلطان آباد

سید علی مظهری^۱ , فرناندو به آ^۲

^۱ دانشیار، مرکز پژوهشی علوم جغرافیایی و مطالعات اجتماعی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران، a.mazhari@hsu.ac.ir

^۲ دانشیار، هسته پژوهشی فلزات سنگین، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران، a.mazhari@hsu.ac.ir

^۳ استاد، گروه زمین شناسی، دانشگاه گرانادا، اسپانیا، fbea@ugr.es

چکیده

اطلاعات مقاله

در این پژوهش، گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای منطقه سلطان آباد در بخش خاوری مجموعه افیولیتی سبزوار با به کارگیری داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل، زمین‌زمان سنجی U-Pb زیرکن و بررسی عنصرهای کمیاب زیرکن بررسی شدند تا سرشت ماگمایی و چارچوب تکتونوماگمایی پیدایش آنها روشن شود. داده‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند سنگ‌های بررسی شده این منطقه دربردارنده سه سری ماگمایی متمایز یعنی آکالن، کالک آکالن و توله‌ایتی هستند. بازالت‌های آکالن با غنی‌شدگی در عنصرهای ناسازگار و نسبت‌های بالای عنصرهای خاکی نادر سبک، ویژگی‌هایی همانند بازالت‌های درون‌صفحه‌ای نشان می‌دهند؛ اما نمونه‌های کالک آکالن و توله‌ایتی با تهی‌شدگی از برخی عنصرهای با شدت میدان بالا و الگوهای عنصرهای خاکی نادر کمابیش تخت، با ماگماهای مرتبط با محیط‌های فرورانشی همانندی دارند. زمین‌زمان سنجی زیرکن‌ها بازه زمانی نزدیک به ۱۱۳ تا ۹۰ میلیون سال پیش را برای تبلور این واحدهای ماگمایی نشان می‌دهد که نشان‌دهنده تداوم فعالیت ماگمایی در کرتاسه میانی تا پسین است. ترکیب عنصرهای کمیاب زیرکن‌ها نیز خاستگاه ماگمایی بلورها را روشن می‌کند و تفاوت در سرشت ماگمای اولیه در میان گروه‌های سنگی گوناگون را آشکارا نشان می‌دهد. تفسیر یکپارچه داده‌های زمین‌شیمی و زمین‌زمان سنجی گویای آن است که گدازه‌های توله‌ایتی و دایک‌های ورقه‌ای چه‌بسا در پوسته اقیانوسی وابسته به سامانه پیش‌کمان یک کمان آتشفشانی پدید آمده‌اند؛ اما بازالت‌های آکالن چه‌بسا نمایانگر فعالیت ماگمایی درون‌صفحه‌ای در پهنه‌ای اقیانوسی هستند که بعدها در پی فرایندهای همگرایی و بسته‌شدن نئوتیس به مجموعه افیولیتی افزوده شده‌اند. این یافته‌ها دیدگاه تازه‌ای درباره پیچیدگی ماگماتیسیم و تکامل زمین‌ساختی افیولیت سبزوار در چارچوب ژئودینامیکی نئوتیس ارائه می‌دهد.

تاریخ دریافت ۱۴۰۵/۰۱/۱۲

تاریخ پذیرش ۱۴۰۵/۰۳/۱۰

کلید واژه‌ها

گدازه بالشی
دایک ورقه‌ای
افیولیت
زیرکن
سبزوار



doi: 10.22108/ijp.2026.148624.1385

 نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: مظهری، س. ع.، به آ، ف. (۱۴۰۵) بررسی پتروژنز و تحولات تکتونوماگمایی مجموعه افیولیتی سبزوار با استفاده از ژئوشیمی سنگ کل، سن سنجی U-Pb و ترکیب عناصر کمیاب زیرکن در گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای منطقه سلطان آباد. پترولوژی، ۱۷ (۲)، ۹۵-۱۳۰.



مقدمه

در ایران، افیولیت‌های مزوزوییک بازمانده پوسته اقیانوس نئوتتیس به‌شمار می‌روند که در راستای زمین‌درزهای پیرامون خردقاره ایران مرکزی گسترش یافته‌اند (Alavi, 1994; Agard et al., 2005). مجموعه افیولیتی سبزوار در شمال‌خاوری ایران از شاخص‌ترین افیولیت‌های نئوتتیس است که هم بجامانده شاخه‌ای از نئوتتیس میان ایران مرکزی و حاشیه جنوبی اوراسیا دانسته شده است (Omrani et al., 2018; Moghadam et al., 2025) و هم در برخی بررسی‌ها در لبه خاوری ایران مرکزی و میان ایران مرکزی و البرز خاوری جای گرفته است (Jafari and Ghasemi, 2023). با وجود بررسی‌های پرشمار سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی در این مجموعه افیولیتی، پژوهشگران درباره محیط تکتونوماگمایی پیدایش آن به اجماع نظر قطعی نرسیده‌اند. برخی پژوهش‌ها، بر پایه شواهد زمین‌شیمیایی، خاستگاه وابسته به فروانش و محیط‌های پیش‌کمانی یا جزیره‌کمانی را پیشنهاد کرده‌اند (Khalatbari Jafari et al., 2013a, b; Rezaei et al., 2018)؛ اما گروهی دیگر شواهد موجود را گویای پیدایش آن در یک پهنه پشت‌کمانی قاره‌ای دانسته‌اند (Omrani et al., 2018; Moghadam et al., 2025). در برابر آنها، قاسمی و جعفری (Jafari and Ghasemi, 2023) با پیشنهاد الگوی ژئودینامیکی تکاملی پیشنهاد کرده‌اند که حوضه سبزوار از تریاس پسین-ژوراسیک پیشین به‌صورت یک پهنه کششی پشت‌کمانی وابسته به سامانه زمین‌ساختی سندانج-سیرجان پدید آمده و در ژوراسیک میانی تا کرتاسه پیشین گسترش یافته و از نزدیک به ۱۱۰ میلیون سال پیش نخستین مرحله فروانش با پیدایش آمفیولیت‌ها و گرانولیت‌ها آغاز شده است. این فرایند در کرتاسه پسین (نزدیک به ۱۰۰-۷۵ میلیون سال پیش) با فعالیت ماگماتیسم توله‌ایتی تا کالک‌آلکان

وابسته به جزیره‌های کمانی^۱ ادامه یافته و در پالتوسن-آغاز ائوسن با بسته‌شدن حوضه و بالازدگی افیولیت‌ها پایان یافته است. همچنین، دگرگونی فشاربالای شیبست آبی سلطان‌آباد با سن نزدیک به ۵۸ میلیون سال پیش به مرحله پایانی این تکامل نسبت داده شده است (Jafari and Ghasemi, 2023). این تفاوت دیدگاه‌ها نشان می‌دهد. برای بیان دقیق‌تر جایگاه ژئودینامیکی افیولیت سبزوار، به داده‌های تکمیلی زمین‌زمان‌سنجی و زمین‌شیمی کانی‌محور نیاز است.

در منطقه سلطان‌آباد، واقع در بخش خاوری افیولیت سبزوار، رخنمون‌های خوبی از گدازه‌های بالشی و مجموعه دایک‌های ورقه‌ای دیده می‌شود که از بخش‌های شاخص پوسته بالایی اقیانوس به‌شمار می‌روند. دایک‌های ورقه‌ای نشان‌دهنده راه‌های تغذیه ماگما در هنگام گسترش بستر اقیانوسی هستند و گدازه‌های بالشی بازتاب فوران‌های زبردیایی‌اند (Hopson, 2007). از آنجایی که این واحدها در مرحله فعال پیدایش پوسته اقیانوسی پدید می‌آیند، زمین‌زمان‌سنجی تبلور و بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آنها می‌تواند محدودیت‌های زمانی دقیقی برای مرحله پیدایش پهنه اقیانوسی فراهم آورد. با این حال، از آنجایی که در پی بسته‌شدن حوضه و بالازدگی افیولیت‌ها معمولاً جوان‌ترین بخش ورقه‌های اقیانوسی جدا می‌شود و بر کرانه قاره جای می‌گیرد و بخش‌های کهن‌تر به درون پهنه فروانش رانده می‌شوند، از این‌رو، سن‌های به‌دست‌آمده بیشتر زمان پیدایش جوان‌ترین بخش برجای‌مانده از پوسته اقیانوسی هنگام بسته‌شدن حوضه را نشان می‌دهند. زیرکن به‌علت پایداری بلوری و مقاومت در برابر دگرسانی، از معتبرترین کانی‌ها در بررسی‌های زمین‌زمان‌شناسی و زمین‌شیمیایی است (Ni et al., 2020). هاسکین و آیرلند (Hoskin and Ireland, 2000) نشان دادند ترکیب عنصرهای کمیاب زیرکن می‌تواند اطلاعات ارزشمندی درباره خاستگاه مذاب

¹ island arc

کرتاسه میانی تا پسین (Ohnenstetter, 1983; Shojaat et al., 2003) یا کرتاسه پسین تا پالئوسن-ائوسن (Bröcker et al., 2021) نسبت داده شده است. افیولیت سبزوار یک توالی نسبتاً کامل از شبه استراتیگرافی پنهان را نمایش می دهد (Dilek and Moghadam et al., 2014; Furnes, 2019) که شامل سنگ های گوشته ای (هارزبورگیت، دونیت و عدسی های کرومیتی)، مجموعه گابرویی لایه ای و ایزوتروپ، کمپلکس دایک های ورقه ای و در نهایت گدازه های بالشی و توده ای است (Lensch et al., 1979; Khalatbari Jafari et al., 2013a, b; Moghadam et al., 2014, 2025). افزون بر این، واحدهای دگرگونی شامل انواع شایسته، آمفیبولیت و گرانولیت نیز در این مجموعه گزارش شده اند (Rossetti et al., 2010; Bröcker et al., 2021).

منطقه مورد بررسی در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلطان آباد و در بخش خاوری مجموعه افیولیتی سبزوار جای دارد (شکل ۱). بخش بزرگی از این منطقه را واحدهای افیولیتی و پساافیولیتی در بر گرفته اند (Akrami and Askari, 2000؛ شکل B-۱). رخنمون های پساافیولیتی شامل سنگ های آذرین، آذرآواری و رسوبی هستند که پس از بسته شدن پهنه اقیانوسی سبزوار و فرارانش سنگ کره اقیانوسی پدید آمده اند (Hamzehlou, 2021) و بیشتر در شمال منطقه، با مرزهای گسلی از واحدهای افیولیتی جدا می شوند (شکل B-۱).

ارتباط صحرائی واحدهای بررسی شده

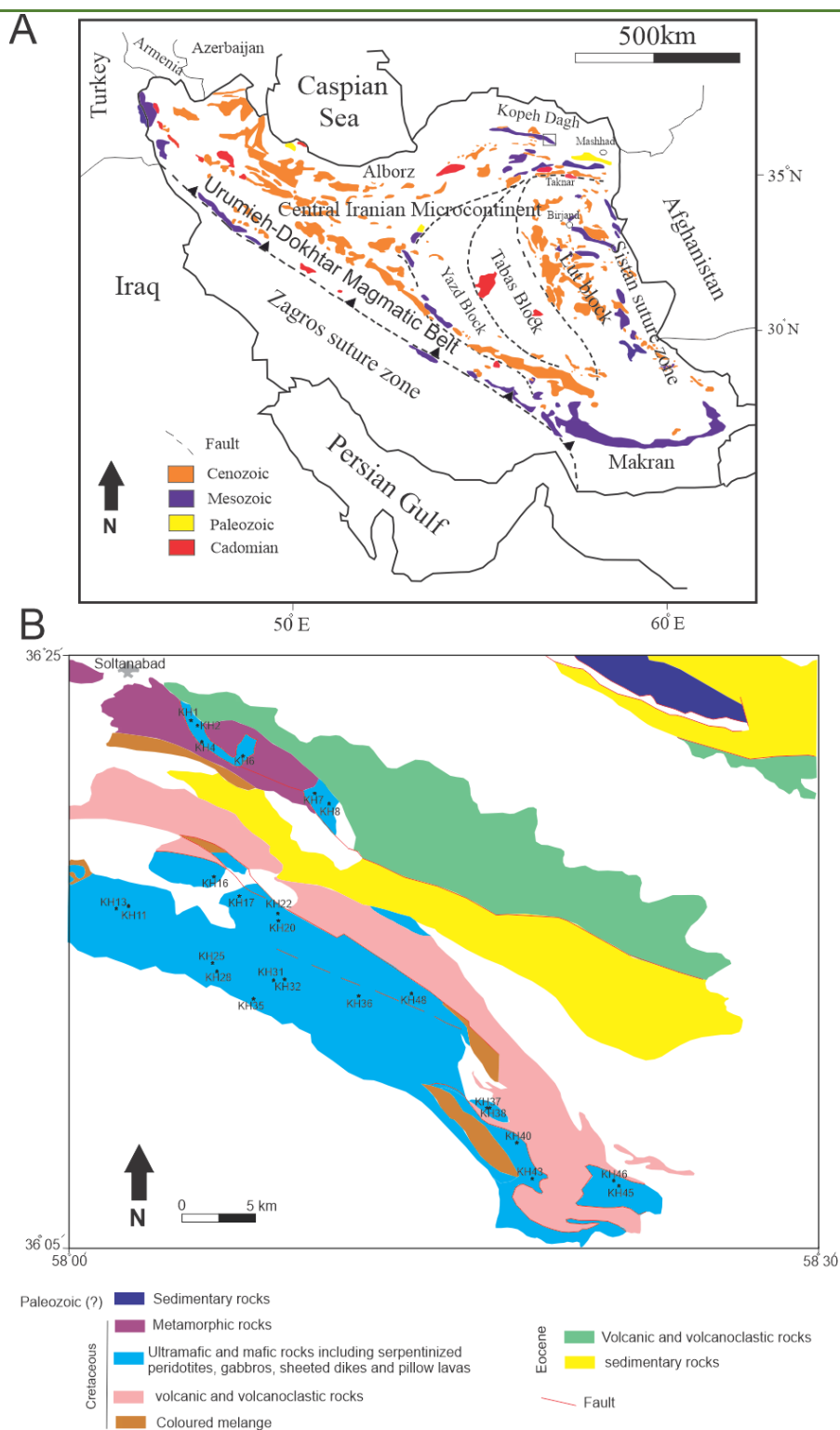
در منطقه سلطان آباد نزدیک به همه واحدهای یک توالی افیولیتی دیده می شوند، با این حال رفتار فرایندهای زمین ساختی باعث دگرریختی شدید ساختاری و گسیختگی این توالی شده و نظم چینه نگاشتی اولیه آنها را برهم زده است. بر همین پایه، با توجه به اهداف این پژوهش، تمرکز بر واحدهای گدازه های بالشی و دایک های ورقه ای قرار داده شده است.

ارائه دهد. بررسی های بسیاری کاربرد زمین شیمی زیرکن در تفکیک محیط های زمین ساختی گوناگون را به اثبات رسانده اند (Grimes et al., 2007, 2015; Słodczyk et al., 2024). بررسی آنومالی های Eu و Ce شاخص شرایط اکسایش در ماگما دانسته می شوند (Smythe and Brenan, 2016). افزون بر این، دماسنج Ti در زیرکن برای برآورد کمی دمای تبلور ماگما پیشنهاد شده است (Ferry and Watson, 2007). بر این پایه، سن سنجی U-Pb به همراه داده های زمین شیمیایی عنصرهای کمیاب زیرکن چارچوبی دقیق برای تحلیل شرایط تبلور و تحول ماگمایی فراهم می کند.

با وجود اهمیت این رویکرد، تا کنون در مجموعه افیولیتی سبزوار زمین زمان سنجی رادیومتری از گدازه های بالشی و دایک های ورقه ای گزارش نشده و زمین شیمی عنصرهای کمیاب زیرکن در این واحدها بررسی نشده است. از این رو، این پژوهش با هدف پیشنهاد داده های نوین زمین زمان شناختی و زمین شیمیایی از گدازه های بالشی و دایک های ورقه ای در منطقه سلطان آباد انجام شده است. برای این کار، زمین شیمی عنصرهای اصلی و کمیاب سنگ کل، زمین زمان سنجی U-Pb زیرکن به روش LA ICP MS و ترکیب عنصرهای کمیاب زیرکن بررسی شدند تا سن تبلور این واحدها به دست آید و ویژگی های خاستگاه ماگمایی ارزیابی شود و شرایط تکتونوماگمایی پیدایش آنها در چارچوب تحول ژوراسیک تا کرتاسه شاخه نفوتتیس در شمال خاوری ایران، با تأکید بر جایگاه این واحدها در مراحل پایانی تکامل حوضه، تحلیل شود.

زمین شناسی منطقه

مجموعه افیولیتی سبزوار در شمال خاوری پهنه ایران مرکزی و در شمال بلوک لوت واقع شده است (شکل ۱- A) و به عنوان بخشی از بقایای شاخه شمالی اقیانوس نفوتتیس شناخته می شود که تکامل آن به بازه های زمانی ژوراسیک-کرتاسه (Jafari and Ghasemi, 2023)،

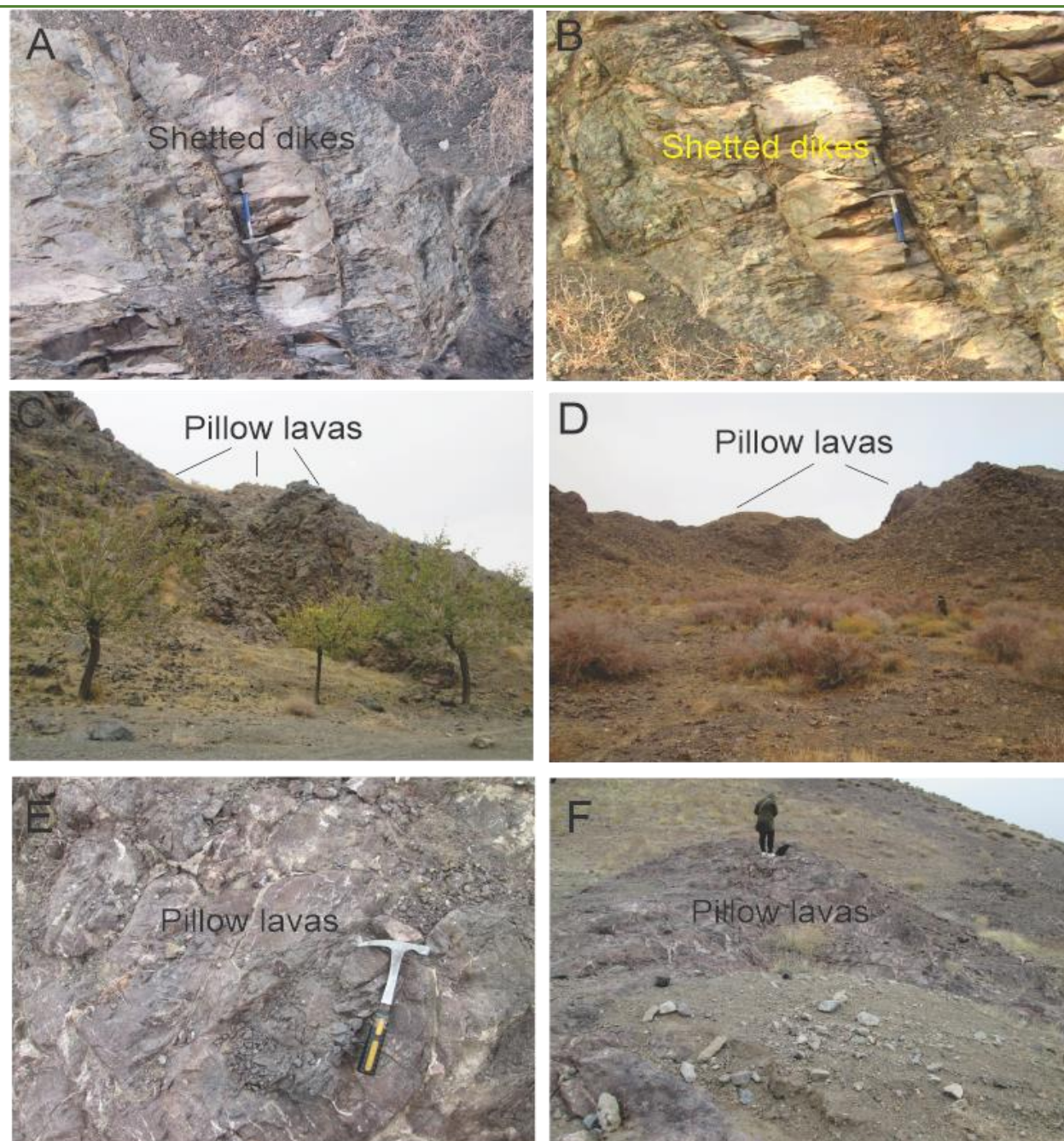


شکل ۱. A) جایگاه منطقه بررسی شده در نقشه پراکندگی سنگ‌های ماگمایی در پهنه‌های ساختاری ایران با چهارگوش نمایانده شده است (برگرفته از Alavi, 1994؛ B) نقشه زمین‌شناسی گستره بررسی شده (برگرفته از Akrami and Askari (2000)). جایگاه نمونه‌های تجزیه شده در این پژوهش نیز در شکل نشان داده شده است.

Figure 1. A) Location of the study area shown by a rectangle on the distribution map of magmatic rocks in the structural zones of Iran (modified after Alavi, 1994); B) Geological map of the study area (modified after Akrami and Askari, 2000). The positions of the analyzed samples in this study are also marked on the map.

ساخته شده است که ضخامت بیشتر آنها از یک متر کمتر است. در بخش‌های هوازده، این سنگ‌ها طیفی از رنگ‌های قهوه‌ای روشن تا خاکستری مایل به سبز را نشان می‌دهند (شکل‌های A-۲ و B-۲).

به علت این آشفستگی ساختاری، واحد دایک‌های ورقه‌ای در گستره بررسی شده ارتباط چین‌نگاشتی مستقیمی با گابروها یا بازالت‌ها نشان نمی‌دهد. این واحد از انباشت دایک‌های فراوان با راستای موازی یا نزدیک به موازی



شکل ۲. رخنمون صحرایی سنگ‌های بررسی شده در این پژوهش. (A-B) نمایی از دایک‌های ورقه‌ای. گدازه‌های بالشی به صورت (C) صخره‌ای؛ (D) تپه‌های کم ارتفاع در این محدوده ظاهر می‌شوند (دید رو به شمال‌خاوری)؛ (E-F) نمایی نزدیک از گدازه‌های بالشی که نمای سخت و مقاوم در برابر فرسایش نشان می‌دهند.

Figure 2. Field outcrops of the rocks studied in this research. (A-B) View of sheeted dikes. Pillow lavas appear as (C) cliff-forming; (D) low hills in this area (view toward NE); (E-F) Close-up views of pillow lavas showing a hard and erosion-resistant appearance.

سنگ‌نگاری دایک‌های ورقه‌ای

بیشتر دایک‌های ورقه‌ای دگرسان شده‌اند و یا تا حد رخساره شیست‌سبز دچار دگرگونی شده‌اند. فرایند دگرسانی معمولاً از راه جایگزینی ریخت‌دروغین فازهای آذرین با کانی‌های ثانویه رخ می‌دهد، هرچند بافت‌های اولیه آذرین همچنان پابرجا مانده‌اند. بیشتر این دایک‌ها بازالت و بازالت آندزیتی پورفیری هستند. در برخی دایک‌ها، بافت‌های میان‌دانه‌ای، گلوپروفیری و اینترسرتال (به‌ویژه در بخش‌های حاشیه‌ای دایک‌ها) به‌همراه فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن دیده می‌شوند. کلینوپیروکسن تا اندازه‌ای با کلریت و گاهی با اکتینولیت جایگزین شده است (شکل‌های ۳-A و ۳-B). زئولیت نیز از کانی‌های دگرسانی رایج به‌شمار می‌رود. اکسید آهن ریزدانه نیز یک فاز فرعی فراگیر است.

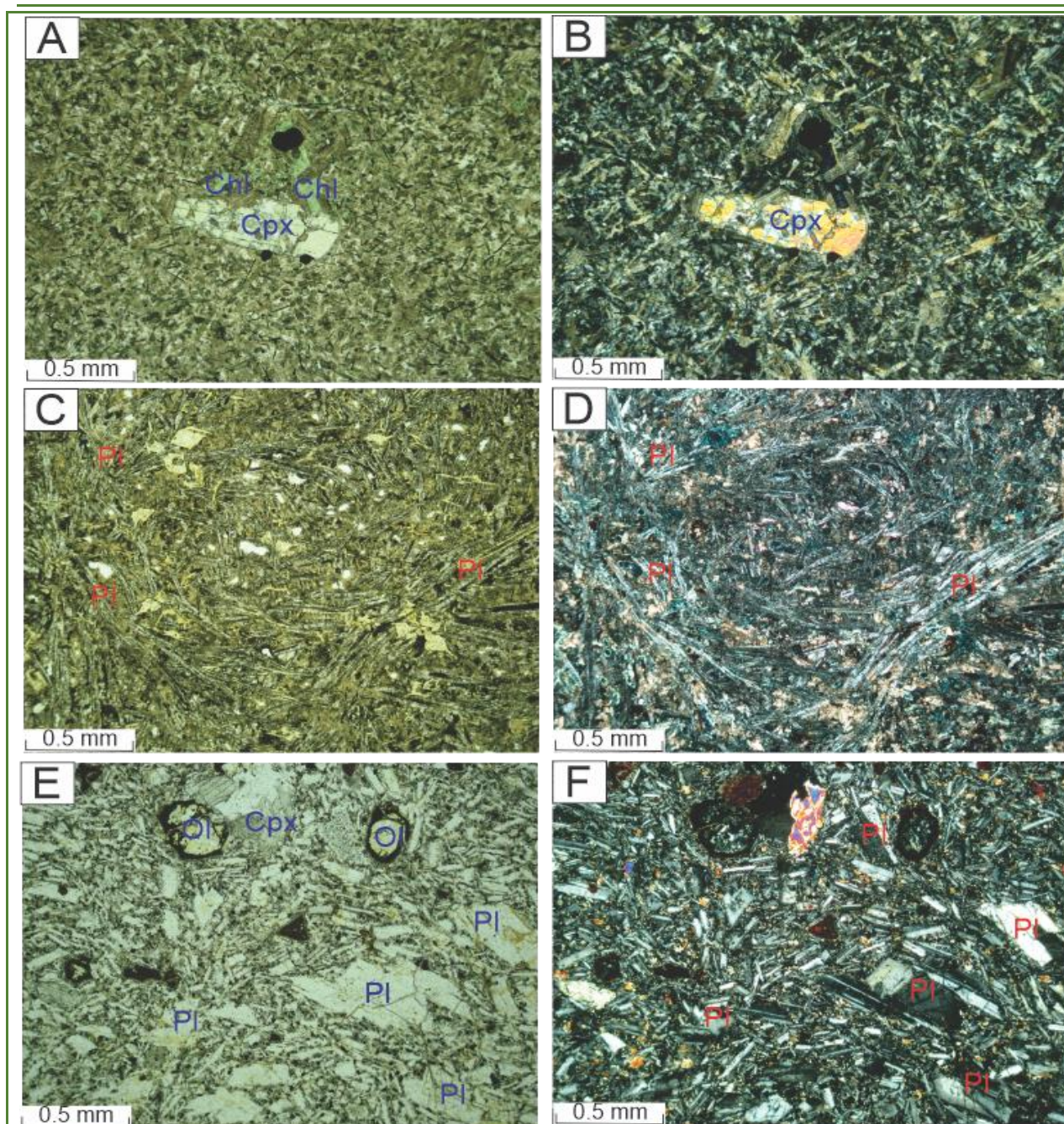
سنگ‌نگاری گدازه‌های بالشی

گدازه‌های بالشی با وجود نمای مقاوم در سطح رخنمون و نمونه دستی، در زیر میکروسکوپ دگرسانی چشمگیری نشان می‌دهند. این سنگ‌ها طیف ترکیبی گوناگون از بازالت اولیوین‌دار تا بازالت آندزیتی را در بر می‌گیرند و بافت‌های پورفیری، اینترسرتال و ویتروفیری دارند (شکل‌های ۳-C و ۳-D). فنوکریست‌ها و میکروفنوکریست‌ها بیشتر دربردارنده پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و در برخی نمونه‌ها الیوین می‌شوند. بافت زمینه میان‌دانه‌ای و نیمه‌شیشه‌ای است و از تیغه‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن دانه‌ای، شیشه دگرسان شده، اسپینل و اکسیدهای آهن-تیتانیم ساخته شده است. در برخی نمونه‌ها مقدار اندکی آمفیبول اولیه نیز به‌صورت میکروفنوکریست دیده می‌شود. این آمفیبول‌ها در نور PPL قهوه‌ای رنگ دیده می‌شوند. در گدازه‌های بالشی اولیوین‌دار، فنوکریست‌های اولیوین به‌طور کامل با ایدینگسیت و/یا کلریت جایگزین شده‌اند (شکل‌های ۳-E و ۳-F).

گدازه‌های بالشی در بخش‌های گوناگون منطقه رخنمون دارند و در برخی بخش‌های به‌طور مستقیم در همبری پریدوتیت‌های گوشته‌ای دیده می‌شوند. این وضعیت صحرایی نشان‌دهنده جابه‌جایی روابط سنگ‌چینه‌ای اولیه در پی حرکت‌های زمین‌ساختی است. بیشتر گدازه‌های بالشی به‌صورت تپه‌های کم‌ارتفاع در راستای مرزهای گسلی با پریدوتیت‌ها دیده می‌شوند (شکل ۲-D) و رخنمون‌هایی پراکنده با گستره نزدیک به چند صد متر مربع دارند. این رخنمون‌ها معمولاً به فرسایش مقاوم هستند و نمای صخره‌ای دارند (شکل‌های ۲-C و ۲-F). بیشتر بالش‌ها براق و تیره مایل به قهوه‌ای هستند و قطر آنها نزدیک به ۰/۵ تا ۲ متر است.

سنگ‌نگاری

بیشتر سنگ‌های بررسی‌شده در این پژوهش، در سطوح گوناگون دچار دگرسانی شده‌اند که به جایگزینی فازهای آذرین اولیه انجامیده است. با این وجود، صرف‌نظر از میزان تغییرات کانی‌شناسی، بافت‌های آذرین اولیه همواره به‌خوبی حفظ شده‌اند. دگرسانی کلینوپیروکسن معمولاً به‌صورت جایگزینی با کلریت یا اکتینولیت رخ می‌دهد؛ با این حال، در برخی نمونه‌ها، بازمانده‌های تازه کلینوپیروکسن هم به‌صورت فنوکریست و هم به‌عنوان کانی زمینه دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز دگرسان‌نشده کمتر دیده می‌شود؛ زیرا معمولاً با آلبیت و کلسیت جایگزین شده است. اولیوین دگرسان‌نشده برجای مانده است و همواره با ایدینگسیت و/یا کلریت جایگزین شده است. شیشه آتشفشانی درون زمینه با مجموعه‌ای از کانی‌های کلریت و پرهنیت جایگزین شده است. شماری از نمونه‌ها بافت واریولیت نشان می‌دهند؛ به گونه‌ای که واریول‌ها بیشتر با کلسیت و در درجه دوم با کلریت و زئولیت پر شده‌اند. افزون بر این، رگچه‌های کوچک کلسیت فراوان هستند. صرف‌نظر از تغییرات کانی‌شناسی ثانویه، توصیف سنگ‌نگاری زیر بر پایه فازهای آذرین اولیه ارائه خواهد شد.



شکل ۳. نمای کلی از ویژگی‌های میکروسکوپی از سنگ‌های منطقه سلطان‌آباد. (A-B) نمونه‌ای از بافت دایک‌های ورقه‌ای با بافت پورفیری که درشت بلور کلینوپیروکسن در زمینه‌ای ریزدانه دیده می‌شود؛ (C-D) بافت میکروسکوپی اینترسرتال و میکرولیتی در نمونه‌ی گدازه‌ی بالشی بازالت آندزیتی؛ (E-F) بافت میکروسکوپی اینترسرتال و میکرولیتی در نمونه‌ی گدازه‌ی بالشی آلکالی‌بازالت الیوین‌دار. درشت بلورهای نمونه‌ی بازالت آندزیتی پلاژیوکلاز هستند؛ اما در آلکالی‌بازالت الیوین‌دار، درشت بلورها کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز هستند. تصویرهای سمت چپ در نور PPL و تصویرهای سمت راست در نور XPL گرفته شده‌اند. نام اختصاری کانی‌ها از وار (Warr, 2021).

Figure 3. Overview of the microscopic features of the rocks from the Sultanabad area. (A-B) Representative photomicrographs of porphyritic texture in sheeted dikes showing clinopyroxene phenocrysts in a fine-grained groundmass; (C-D) Intersertal and microlitic microtextures in a pillow lava sample of basaltic andesite; (E-F) Intersertal and microlitic microtextures in a pillow lava sample of olivine-bearing alkali basalt. In the andesitic basalt, phenocrysts are plagioclase, whereas in the olivine alkali basalt, phenocrysts are clinopyroxene and plagioclase. Images on the left are taken under PPL, and images on the right under XPL. Mineral abbreviations after Warr (2021).

روش انجام پژوهش

در این پژوهش، پس از بررسی دقیق کتابخانه‌ای و داده‌های موجود از عکس‌های هوایی، نقشه‌های زمین‌شناسی و پژوهش‌های پیشین، پیمایش صحرایی و نمونه‌برداری دقیق از رخنمون‌های گوناگون دایک‌های ورقه‌ای و گدازه‌های بالشی انجام شد. در مجموع ۷۵ مقطع نازک از نمونه‌های گردآوری شده تهیه شد و بررسی‌های میکروسکوپی شدند. از این میان، ۲۵ نمونه که کمترین میزان دگرسانی را داشتند، برای تجزیه‌های شیمیایی و جدایش زیرکن برگزیده شدند. همه تجزیه‌های شیمیایی این پژوهش در دانشگاه گرانداد، اسپانیا، انجام شده است.

نمونه‌های برگزیده برای تجزیه عنصرهای اصلی و کمیاب با به‌کارگیری روش‌های XRF (عنصرهای اصلی و Zr) و ICP-MS تجزیه شدند. این روش‌ها را مظاهری و همکاران (Mazhari et al., 2009) به تفصیل شرح داده‌اند. برای آماده‌سازی نمونه‌ها روش ذوب با تتراپورات لیتیم برای تجزیه XRF و هضم اسیدی تحت فشار برای تجزیه ICP-MS به‌کار برده شد. دقت اندازه‌گیری‌های XRF برای عنصری با غلظت نزدیک به ۱۰ درصد وزنی، بهتر از $1.5 \pm \%$ برآورد شد. دقت تجزیه ICP-MS برای عنصری با غلظت ۱۰۰ ppm، بهتر از $5 \pm \%$ برآورد شد.

زیرکن با به‌کارگیری روش شست‌وشوی دستی^۲، نخست در آب و سپس در اتانول جداسازی شد. در ادامه، جداسازی مغناطیسی کانی‌های غنی از آهن و در پایان، جداسازی دستی زیر ذره‌بین انجام شد. زیرکن‌ها با به‌کارگیری دستگاه SHRIMP Ile/mc و بر پایه روش توصیفی ویلیامز و کلاسون (Williams and Claesson, 1987) تجزیه شدند. فرایند تجزیه شامل تابش پرتو به مدت ۱۲۰ ثانیه و اندازه‌گیری ۶ اسکن با دنباله‌های ایزوتوپی ویژه بود. پیکربندی دستگاه شامل پرتوی اولیه ۵ نانوامپر و رزولوشن^۳ ۵۰۰۰ بود. کالیبراسیون با به‌کارگیری استانداردهای SL13، REG (برای غلظت) و TEMORA (برای نسبت‌های ایزوتوپی) که هر ۴ نمونه یک‌بار

اندازه‌گیری می‌شد، انجام شد. یاجم و همکاران (Yajam et al., 2015) جزئیات روش تجزیه و محاسبه خطاها را ارائه کرده‌اند. میزان خطای محاسبات ایزوتوپی با یک سیگما و خطای سن سنگ‌ها با دو سیگما گزارش شده است.

تجزیه عنصرهای کمیاب در دانه‌های زیرکن با به‌کارگیری طیف‌سنج چهارقطبی Agilent-7500 و سامانه لیزر-ابلیشن Nd-YAG Mercantek انجام شد که در طول موج ۲۱۳ نانومتر و در اتمسفر هلیوم کار می‌کرد. شرایط عملیاتی دقیق سامانه لیزر-ابلیشن و دستگاه ICP-MS و همچنین، پردازش داده‌ها همانند آنچه لیانگ و همکاران (Liang et al., 2009) توصیف کرده‌اند، است. قطر پرتوهای لیزر-ابلیشن نزدیک به ۳۱ میکرون و چگالی انرژی لیزر ۸.۵ ژول بر سانتیمتر مربع بود. همه تجزیه‌های نقطه‌ای با نرخ تکرار ۱۰ هرتز انجام شد. در این روش، NIST SRM610 و TEMORA 2 (TEM) استانداردهای بیرونی و Si29 استاندارد درونی بودند. افزون بر این، برای درستی‌سنجی، ترکیب عنصرهای کمیاب بلورهای زیرکن گرمایی از نمونه B1-10 با به‌کارگیری هر دو استاندارد بیرونی NIST SRM610 و NIST SRM612 تجزیه شدند. همه نقاط لیزر-ابلیشن با دقت برگزیده شدند تا از تجزیه بخش‌های که ناخالصی‌های کانی و مذاب داشتند و نیز ترک‌های درون دانه‌های زیرکن جلوگیری شود. تنها سیگنال‌های روان L-A-ICPMS برگزیده شدند. پس از تجزیه، یکپارچه‌سازی سیگنال‌های پس‌زمینه و تجزیه، و همچنین، اصلاح جابه‌جایی زمانی و کالیبراسیون کمی برای تجزیه عنصرهای کمیاب با به‌کارگیری الگوریتم GLITTER 4.0 (دانشگاه مک‌کواری) محاسبه شد. غلظت‌های تیتانیوم و عنصرهای خاکی نادر (REE) در نمونه‌های تجزیه‌شده، سه مرتبه بزرگی بالاتر از آستانه آشکارسازی دستگاه بود و خطاهای نسبی تجزیه کمتر از ۵٪ بود.

نتایج

زمین‌شیمی سنگ‌کل

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی سنگ‌کل نمونه‌های بررسی‌شده در جدول ۱ آورده شده‌اند.

² Panning³ resolution

...

جدول ۱. داده‌های تجزیه اکسید عنصرهای اصلی (بر پایه wt%) و عنصرهای کمیاب (بر پایه ppm) سنگ کل در نمونه‌های منطقه سلطان‌آباد (CA: گدازه‌های بالشی کالک‌آلکان؛ B: گدازه‌های بالشی آلکان؛ T: گدازه‌های بالشی توله‌ایتی؛ SD: دایک‌های ورقه‌ای).

Table 1. Major element oxides (in wt%) and trace elements (in ppm) whole-rock geochemical data for the samples from the Sultanabad area (CA: calc-alkaline pillow lavas; B: alkaline pillow lavas; T: tholeiitic pillow lavas; SD: sheeted dikes).

Sample No.	KH7	KH8	KH11	KH13	KH31	KH32	KH37	KH38
ID	CA	CA	CA	CA	CA	CA	B	B
SiO ₂	49.17	50.17	46.34	63.44	61.69	58.10	48.37	47.19
TiO ₂	1.79	1.86	1.39	0.70	1.71	1.76	2.31	2.16
Al ₂ O ₃	13.95	14.36	15.83	13.81	14.14	14.19	16.73	15.39
FeO _T	13.28	10.21	8.19	4.07	5.53	5.61	8.77	8.29
MnO	0.21	0.18	0.16	0.10	0.09	0.08	0.19	0.16
MgO	4.79	5.63	6.51	1.92	2.43	1.79	5.86	4.93
CaO	9.85	9.60	12.03	2.96	2.69	3.97	10.89	11.26
Na ₂ O	3.13	3.28	3.28	6.16	9.36	8.88	4.15	4.19
K ₂ O	0.21	1.09	0.19	2.05	0.21	0.45	0.05	0.09
P ₂ O ₅	0.21	0.18	0.17	0.31	0.26	0.28	0.55	0.56
LOI	3.06	3.16	5.89	1.54	1.97	4.85	2.35	5.27
Sum	99.65	99.72	99.98	97.06	100.08	99.96	100.22	99.49
Sc	39.16	42.28	33.75	14.55	14.28	15.30	26.93	25.16
V	374.29	401.65	357.19	108.64	136.68	164.22	417.00	407.68
Cr	66.19	100.17	386.06	16.49	17.34	15.30	168.15	161.17
Co	36.75	39.42	41.17	15.52	19.38	18.36	33.16	32.19
Ni	30.90	55.62	176.13	11.94	23.18	15.40	110.21	66.95
Cu	52.80	35.52	65.28	16.49	48.96	33.66	55.68	56.64
Zn	11.12	9.96	7.79	4.85	28.56	16.32	8.17	7.79
Rb	30.60	165.24	12.24	30.23	2.40	6.50	12.24	6.12
Sr	131.65	131.26	165.73	359.87	169.32	148.92	363.29	195.43
Y	38.86	33.62	24.79	17.36	17.85	15.40	27.83	26.34
Zr	99.98	101.33	109.43	133.86	138.72	170.34	243.18	232.37
Nb	0.94	2.13	7.83	3.66	3.13	3.75	36.35	48.09
La	8.43	6.02	8.47	14.36	13.57	11.42	33.42	31.79
Ce	25.25	22.71	25.18	32.40	30.70	26.93	74.29	69.73
Pr	3.46	3.06	2.92	4.41	4.18	3.93	7.95	8.03
Nd	15.16	13.84	13.72	18.62	16.22	16.83	31.04	31.23
Sm	4.66	4.30	3.82	4.56	4.40	4.15	6.75	6.68
Eu	1.88	1.72	1.39	1.22	1.17	1.08	2.22	2.06
Gd	5.19	4.82	4.03	3.71	4.05	3.23	5.63	5.75
Tb	1.02	0.96	0.77	0.56	0.59	0.50	0.82	0.89
Dy	7.54	7.23	5.59	3.09	3.37	2.84	5.73	5.42
Ho	1.52	1.44	1.12	0.62	0.69	0.60	1.04	0.96
Er	4.93	4.43	2.98	1.70	1.94	1.57	3.01	3.26
Tm	0.62	0.69	0.52	0.26	0.30	0.24	0.39	0.41
Yb	4.35	3.92	3.03	1.70	1.98	1.56	3.18	3.17
Lu	0.68	0.63	0.42	0.24	0.30	0.22	0.51	0.44
Hf	3.68	3.41	3.58	3.83	3.86	4.08	5.62	5.21
Ta	0.31	0.25	0.62	0.16	0.13	0.10	1.72	2.81
Pb	1.16	5.03	2.20	2.91	4.07	4.08	3.31	6.84
Th	1.51	1.45	1.63	2.28	2.67	1.90	3.51	3.41
U	0.49	0.37	0.54	0.69	0.90	0.96	1.16	1.27

جدول ۱. ادامه.
Table 1. Continued.

Sample No.	KH45	KH46	KH36	KH48	KH40	KH43	KH6	KH35
ID	B	B	B	B	B	B	T	T
SiO ₂	45.28	45.84	53.93	47.96	48.23	51.41	52.79	54.27
TiO ₂	3.29	3.38	2.30	1.64	1.58	1.87	1.51	1.72
Al ₂ O ₃	13.05	13.76	13.50	15.46	15.48	15.97	16.67	15.31
FeO _T	12.34	12.69	3.81	8.04	7.60	7.88	5.32	6.80
MnO	0.19	0.15	0.14	0.14	0.13	0.24	0.11	0.12
MgO	4.79	3.05	1.88	8.26	8.36	2.66	10.76	8.36
CaO	9.63	9.27	7.94	10.25	9.75	12.63	4.65	5.93
Na ₂ O	3.26	3.91	10.66	4.23	3.56	6.68	2.49	4.39
K ₂ O	2.12	1.89	0.42	0.50	1.68	0.38	0.33	0.11
P ₂ O ₅	0.64	0.74	1.16	0.37	0.41	0.52	0.06	0.08
LOI	3.28	3.31	2.19	5.20	5.38	1.73	5.63	3.01
Sum	97.87	97.99	97.93	102.05	102.16	101.97	100.32	100.10
Sc	32.34	24.50	12.74	24.48	26.52	24.48	40.80	33.66
V	285.18	292.04	124.46	260.10	250.92	347.82	274.38	276.42
Cr	57.82	55.86	5.88	41.82	36.72	27.54	131.58	21.42
Co	38.22	37.24	17.64	42.84	39.78	41.82	34.68	35.70
Ni	23.52	28.42	21.34	30.60	36.72	23.46	33.66	14.28
Cu	22.54	33.32	22.03	65.28	32.64	23.46	27.19	49.98
Zn	52.92	39.20	91.14	27.54	28.56	17.34	9.65	7.41
Rb	33.61	32.28	8.68	10.08	33.76	7.01	0.84	0.28
Sr	573.30	434.14	370.44	519.18	900.66	423.30	135.66	170.34
Y	36.65	30.67	50.86	28.05	18.46	26.72	11.73	16.32
Zr	235.20	247.94	447.86	194.82	169.32	170.34	33.56	143.76
Nb	54.29	48.12	79.38	51.51	51.00	45.19	0.75	1.40
La	32.14	30.38	58.60	34.78	31.01	33.05	1.59	2.21
Ce	62.33	63.11	115.64	64.77	62.93	59.16	4.24	6.65
Pr	7.81	7.84	14.21	7.23	6.74	6.82	0.69	1.07
Nd	28.03	30.28	55.96	24.07	24.08	22.85	3.49	5.74
Sm	7.06	7.30	13.23	5.32	4.91	4.99	1.15	1.96
Eu	2.20	2.22	3.99	1.59	1.49	1.47	0.23	0.73
Gd	5.93	6.87	12.15	4.60	4.35	4.23	1.61	2.27
Tb	0.99	1.00	1.74	0.75	0.63	0.69	0.31	0.43
Dy	5.68	5.58	9.49	4.31	3.54	4.01	2.04	2.92
Ho	1.14	0.99	1.66	0.88	0.74	0.83	0.47	0.65
Er	2.96	2.86	4.69	2.37	1.90	2.22	1.38	1.85
Tm	0.41	0.38	0.61	0.34	0.27	0.32	0.21	0.28
Yb	2.60	2.49	3.89	2.20	1.68	2.08	1.38	1.88
Lu	0.39	0.36	0.56	0.34	0.27	0.32	0.21	0.28
Hf	6.90	5.48	9.99	5.14	4.73	4.49	0.28	1.61
Ta	3.25	2.43	3.71	2.90	2.94	2.62	0.06	0.07
Pb	2.94	2.94	2.94	3.06	2.04	2.04	2.04	2.04
Th	4.93	4.32	7.51	5.49	3.97	5.14	0.24	0.56
U	1.33	1.24	2.35	1.50	1.24	0.74	0.05	0.14

جدول ۱. ادامه.
Table 1. Continued.

Sample No.	KH2	KH25	KH28	KH17	KH22	KH20	KH1	KH4	KH16
ID	T	T	T	T	T	SD	SD	SD	SD
SiO ₂	53.90	53.82	47.16	46.85	47.92	48.01	52.19	50.75	48.43
TiO ₂	1.58	1.62	1.99	1.95	1.94	2.03	1.38	1.48	2.05
Al ₂ O ₃	14.25	15.87	15.65	15.14	15.53	15.38	14.69	15.13	14.42
FeO _T	7.15	6.11	8.42	8.22	8.09	7.91	7.76	6.35	8.76
MnO	0.13	0.16	0.17	0.14	0.14	0.15	0.18	0.11	0.14
MgO	9.96	6.92	7.98	8.42	8.35	8.51	10.34	11.29	9.45
CaO	7.38	7.51	10.56	11.92	11.26	10.68	6.72	9.25	9.73
Na ₂ O	2.78	2.97	3.51	3.42	3.71	3.65	2.45	2.43	4.02
K ₂ O	0.24	1.02	0.68	0.31	0.27	0.28	0.38	0.23	0.33
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.08	0.08	0.07	0.07	0.05	0.04	0.09
LOI	2.53	3.78	3.91	3.97	3.13	3.25	3.78	3.07	2.72
Sum	99.96	99.84	100.11	100.42	100.41	99.92	99.92	100.13	100.14
Sc	39.78	29.58	26.46	26.46	27.44	28.42	37.74	39.78	31.36
V	268.26	257.04	189.14	200.90	196.98	200.90	293.76	221.34	214.62
Cr	60.18	31.62	327.32	321.44	310.66	310.66	146.88	206.04	347.90
Co	35.70	38.76	49.98	42.14	36.26	43.12	41.82	43.86	40.18
Ni	30.60	21.42	73.50	73.50	63.70	69.58	55.08	57.12	57.82
Cu	2.04	25.50	64.68	66.64	69.58	69.58	3.18	44.88	69.58
Zn	31.25	23.16	65.66	64.68	63.70	66.64	9.37	11.85	73.50
Rb	0.97	28.15	6.86	1.96	1.96	2.52	1.90	3.64	3.63
Sr	146.88	103.02	206.78	271.46	239.12	217.56	138.72	165.24	214.62
Y	18.67	11.83	19.60	19.65	17.64	18.62	15.30	17.03	18.91
Zr	134.58	137.54	172.52	169.58	169.58	163.41	129.17	139.98	176.64
Nb	0.98	1.42	1.12	0.98	0.98	0.96	0.95	1.00	1.04
La	1.72	1.28	2.39	1.35	1.32	2.43	4.92	2.14	2.11
Ce	5.22	3.73	7.84	5.88	5.88	6.27	11.02	6.04	6.50
Pr	0.91	0.49	1.08	0.92	1.09	1.11	1.57	1.01	0.99
Nd	5.04	2.59	4.90	5.88	4.90	4.93	7.09	5.42	5.50
Sm	1.81	0.83	1.83	1.58	1.84	1.92	1.86	1.90	1.60
Eu	0.67	0.30	0.71	0.65	0.75	0.76	0.57	0.78	0.61
Gd	2.20	1.06	2.42	2.09	2.45	2.73	2.12	2.44	2.04
Tb	0.43	0.17	0.44	0.39	0.46	0.48	0.38	0.46	0.36
Dy	2.92	1.18	3.01	2.67	3.18	3.39	2.52	3.07	2.46
Ho	0.60	0.27	0.65	0.58	0.70	0.75	0.57	0.70	0.53
Er	1.90	0.75	1.88	1.71	2.07	2.13	1.61	2.10	1.51
Tm	0.28	0.12	0.28	0.26	0.32	0.34	0.24	0.31	0.23
Yb	1.95	0.80	1.90	1.78	2.21	2.12	1.63	2.14	1.53
Lu	0.29	0.13	0.28	0.26	0.33	0.33	0.25	0.30	0.22
Hf	1.17	1.20	2.21	1.67	1.84	2.11	0.99	1.42	1.77
Ta	0.09	0.30	0.07	0.12	0.11	0.11	0.11	0.09	0.07
Pb	2.04	2.04	5.88	9.80	8.82	5.88	1.90	3.06	7.84
Th	0.41	0.28	0.31	0.17	0.13	0.14	0.43	0.31	0.18
U	0.09	0.12	0.06	0.07	0.10	0.06	0.06	0.13	0.08

گدازه‌های کالک‌آلکان (TiO_2 : ۱/۸۶ - ۰/۷۰ wt%؛ P_2O_5 : ۰/۳۱ - ۰/۱۷ wt%) و گدازه‌ها و دایک‌های توله‌ایتی (TiO_2 : ۱/۳۸ - ۲/۰۵ wt%؛ P_2O_5 : ۰/۰۹ - ۰/۰۴ wt%) است (شکل ۵-۱). بیشترین انباشت عنصرهای خاکی نادر (REE) و Zr کمترین میزان از این عنصرها را دارند. در گدازه‌های بالشی غلظت REE و Zr میانه این دو گروه است (جدول ۱؛ شکل ۵-۲).

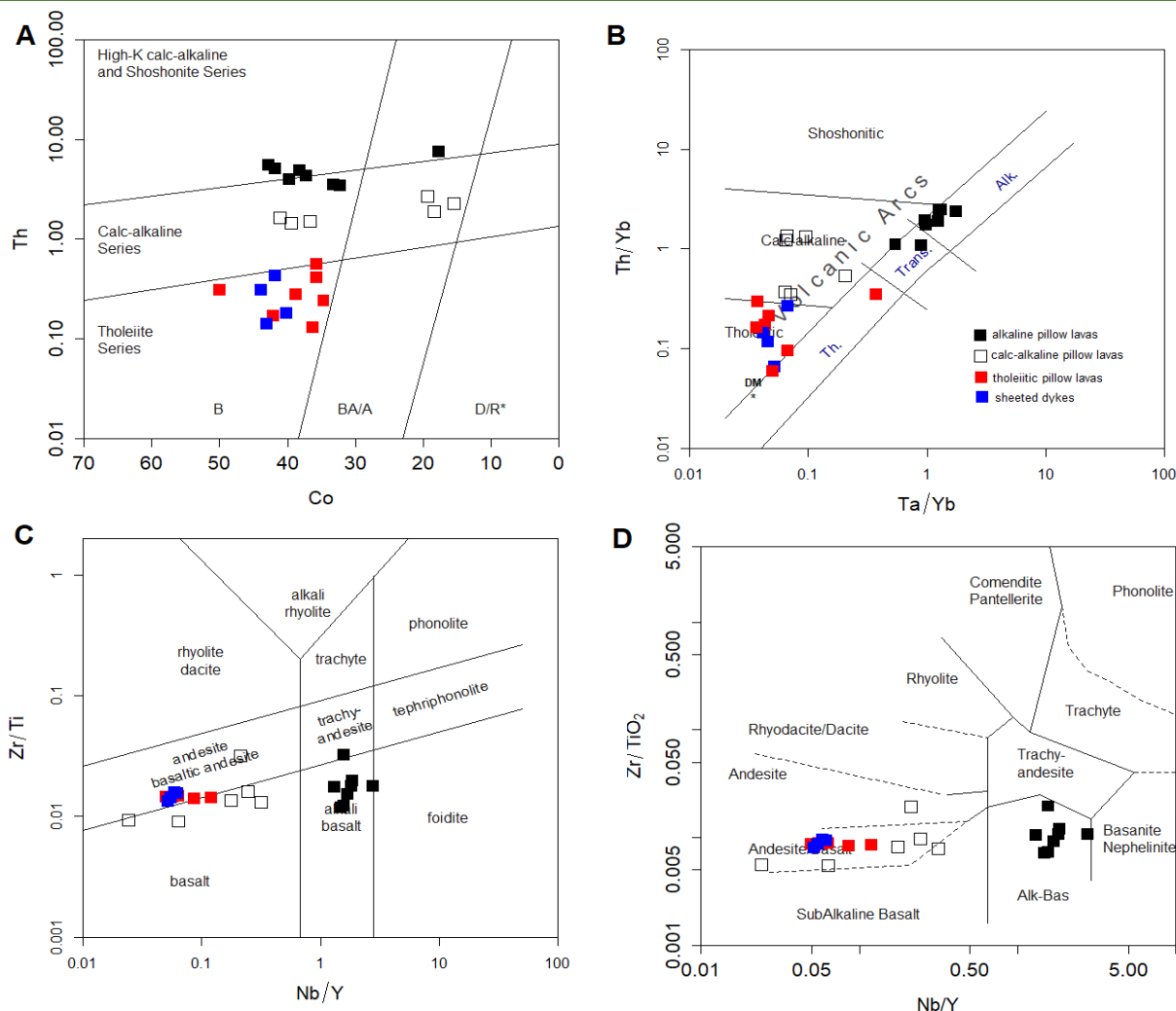
پراکندگی REE در گروه‌های گوناگون سنگ‌های بررسی‌شده نشان می‌دهد گدازه‌های آلکان بازی یک بالاترین میزان LREE/HREE و MREE/HREE را دارند. این نسبت‌ها در گدازه‌های بالشی کالک‌آلکان کاهش می‌یابد و در گدازه‌های بالشی و دایک‌های توله‌ایتی به کمترین می‌رسد (جدول ۱). این ویژگی در شکل ۵-۳ نیز دیده می‌شود؛ به‌گونه‌ای که سنگ‌های آلکان LaN/YbN و EuN/YbN بالاتری نسبت به دیگر نمونه‌ها دارند.

الگوی نمودارهای REE بهنجار شده به ترکیب کندریت نیز گویای این نکته است؛ به‌گونه‌ای که بازالت‌های آلکان نمای تفکیک‌یافته با شیب بسیار نشان می‌دهند (۱۲/۴۴ - $\text{LaN/YbN}=6/76$)؛ اما الگوی REE در گدازه‌ها و دایک‌های توله‌ایتی هموار و با شیب یکنواخت (۲/۳ - $\text{LaN/YbN}=0/4$) است؛ الگوی REE گدازه‌های بالشی کالک‌آلکان میانه دو گروه پیشین است ($\text{LaN/YbN}=1/04$ - ۵/۶۹؛ شکل‌های ۵-۳ و ۵-۴).

در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب گوشتۀ اولیه نیز تمایز ترکیب سری‌های ماگمایی گوناگون در نمونه‌های بررسی‌شده به‌خوبی دیده می‌شود. گدازه‌های بالشی آلکان در بیشتر عنصرهای کمیاب نسبت به دیگر نمونه‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهند و مقادیر بالاتری از عنصرهای لیتوفیل بزرگ‌یون (LILE) نسبت به عنصرهای با شدت میدان بالا (HFSE) نشان می‌دهند؛ اما در سوی دیگر، در نمونه‌های توله‌ایتی پراکندگی عنصرها در نمودار عنکبوتی یکنواخت است (شکل ۵-۵). بر خلاف گدازه‌های آلکان، در سنگ‌های کالک‌آلکان و توله‌ایتی تهی‌شدگی نسبی از عنصرهای Nb، Th و P دیده می‌شود که با ویژگی‌های ماگماهای پهنه‌های فروزان (Tatsumi and Eggins, 1995) همخوانی دارد.

همان‌گونه که در بخش سنگ‌نگاری گفته شد، بیشتر نمونه‌ها نشانه‌هایی از دگرسانی درجه پایین را نشان می‌دهند. از این‌رو، برای بررسی ویژگی‌ها و رفتار گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای منطقه سلطان‌آباد عنصرهایی به کار برده شدند که در هنگام دگرسانی و دگرگونی درجه پایین نامتحرک هستند. این عنصرها دربردارنده برخی عنصرهای کمیاب ناسازگار (مانند: Th, Hf, Ta, Nb, Sc, Y, Zr, P, Ti)، عنصرهای خاکی نادر متوسط (MREE) و سنگین (HREE) و همچنین، فلزات حد واسط (مانند: V, Cr, Co, Ni) هستند (Pearce and Norry, 1979). عنصرهای لیتوفیل بزرگ‌یون (LILE) و عنصرهای اصلی معمولاً در هنگام دگرسانی متحرک هستند (Pearce and Norry, 1979). در نمونه‌های بررسی‌شده تغییرات نسبی MgO , FeO , SiO_2 , Rb, Ba و CaO نسبت به عنصرهای نامتحرک (مانند: Zr و Y) نشان می‌دهد این عنصرها در بسیاری از نمونه‌ها متحرک بوده‌اند. عنصرهای خاکی نادر سبک (LREE) نیز چه‌بسا در پی دگرسانی تا اندازه‌ای متحرک شوند (Rollinson, 1993). هرچند در نمونه‌های بررسی‌شده همخوانی خوبی میان LREE و بسیاری از عنصرهای نامتحرک دیده می‌شود (برای نمونه، ضریب همبستگی برای تغییرات La-Y برابر $r^2 = 0/94$ = است) که می‌تواند نشان‌دهنده نامتحرکی LREE در هنگام رخداد فرایندهای دگرسانی این سنگ‌ها باشد. از این‌رو، این عنصرها نیز در بررسی زمین‌شیمی و تفسیر سنگ‌زایی به کار برده شدند. از دیدگاه زمین‌شیمیایی، گدازه‌های بالشی منطقه سلطان‌آباد به سه گروه آلکان، کالک‌آلکان و توله‌ایتی دسته‌بندی می‌شوند (شکل‌های ۴-۱ و ۴-۲). گدازه‌های آلکان نزدیک به همگی آلکالی‌بازالت هستند؛ اما گدازه‌های بالشی کالک‌آلکان و توله‌ایتی گستره ترکیبی گسترده‌تری دارند و دربردارنده بازالت، بازالت آندزیتی و آندزیت می‌شوند (شکل‌های ۴-۳ و ۴-۴). دایک‌های ورقه‌ای همانند گدازه‌های بالشی توله‌ایتی هستند و بیشتر ترکیب بازالت تا بازالت آندزیتی دارند (شکل ۴).

ترکیب شیمیایی گروه‌های گوناگون از سنگ‌های بررسی‌شده تفاوت‌های چشمگیری با هم دارند. نمونه‌های آلکان نسبت به سنگ‌های کالک‌آلکان و توله‌ایتی غنی‌شدگی آشکار از Th (شکل ۵-۲) و Nb/Y (شکل‌های ۴-۳ و ۴-۴) نشان می‌دهند. در گدازه‌های بالشی آلکان مقدار TiO_2 (۱/۵۸ - ۳/۳۸ wt%) و P_2O_5 (۰/۳۷ - ۱/۱۶ wt%) بیشتر از



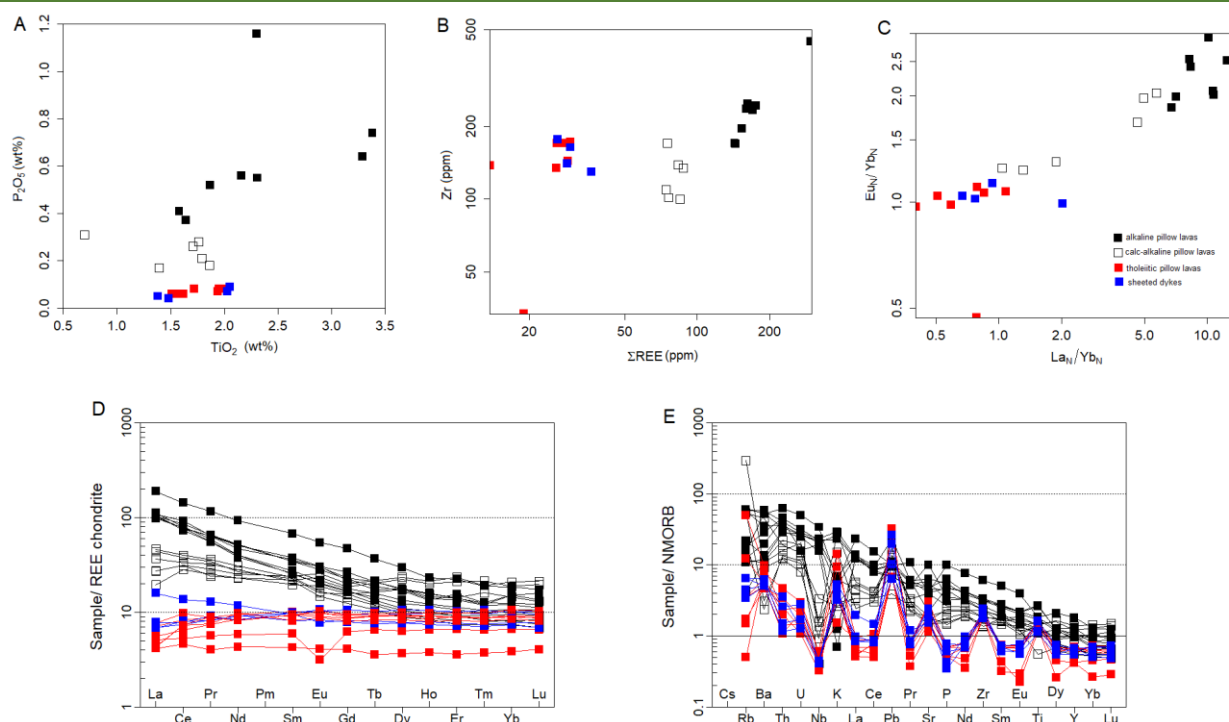
شکل ۴. تعیین سری ماگمایی و ترکیب نمونه‌های منطقه سلطان‌آباد در (A) نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007); (B) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1982); (C) نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti (Pearce, 1996); (D) نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977).

Figure 4. Determination of the magmatic series and composition of the samples from the Sultanabad area A) Co versus Th diagram (Hastie et al., 2007); B) Ta/Yb versus Th/Yb diagram (Pearce, 1982); C) Nb/Y versus Zr/Ti diagram (Pearce, 1996); D) Nb/Y versus Zr/TiO₂ diagram (Winchester and Floyd, 1977).

بلورهای زیرکن در گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای بیشتر شفاف، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و هم‌بعد تا منشوری کشیده هستند که درازای آنها نزدیک به ۵۰ تا ۲۰۰ میکرون است (شکل ۶). این بلورها از دیدگاه رنگی بی‌رنگ تا قهوه‌ای روشن و زرد هستند. همه دانه‌های زیرکن در نور کاتدولومینسانس (CL) پهنه‌بندی نوسانی و قطعه‌ای یا ساختارهای نواری را نشان می‌دهند که این ویژگی‌ها نشان‌دهنده خاستگاه ماگمایی آنهاست (Corfu et al., 2003).

ژئوکرونولوژی

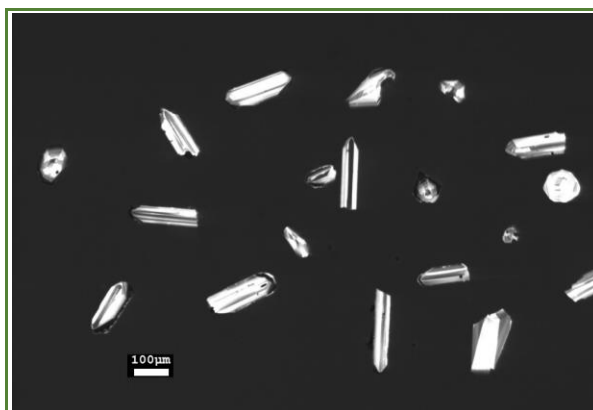
فرایند جدایش زیرکن از همه نمونه‌های برگزیده (۲۵ نمونه) از سنگ‌های بررسی‌شده انجام شد؛ اما تنها از ۱۱ نمونه به شمار مناسب زیرکن برای زمین‌زمان‌سنجی و عنصرهای کمیاب به‌دست آمد. این نمونه‌ها شامل سه نمونه از گدازه‌های بالشی کالک‌آلکان (نمونه‌های KH8, KH31, KH13)، دو نمونه از گدازه‌های بالشی آلکان (نمونه‌های KH36 و KH37)، چهار نمونه از گدازه‌های بالشی توله‌ایتی (KH2, KH35, KH25, KH6) و دو نمونه از دایک‌های توله‌ایتی (KH4 و KH1) هستند.



شکل ۵. A-C) نمودارهای دوتایی گوناگون که نشان‌دهنده تفاوت ترکیب گونه‌های سنگ‌های منطقه سلطان‌آباد هستند؛ **(D)** الگوی REE بهنجار شده به ترکیب کندریت؛ **(E)** نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب MORB (مقادیر بهنجار شده از Sun and McDonough, 1989).

Figure 5 A-C) Various binary diagrams showing compositional differences among the rock types from the Sultanabad area; **(D)** Chondrite-normalized REE pattern; **(E)** MORB-normalized pattern (Normalization values are from Sun and McDonough, 1989).

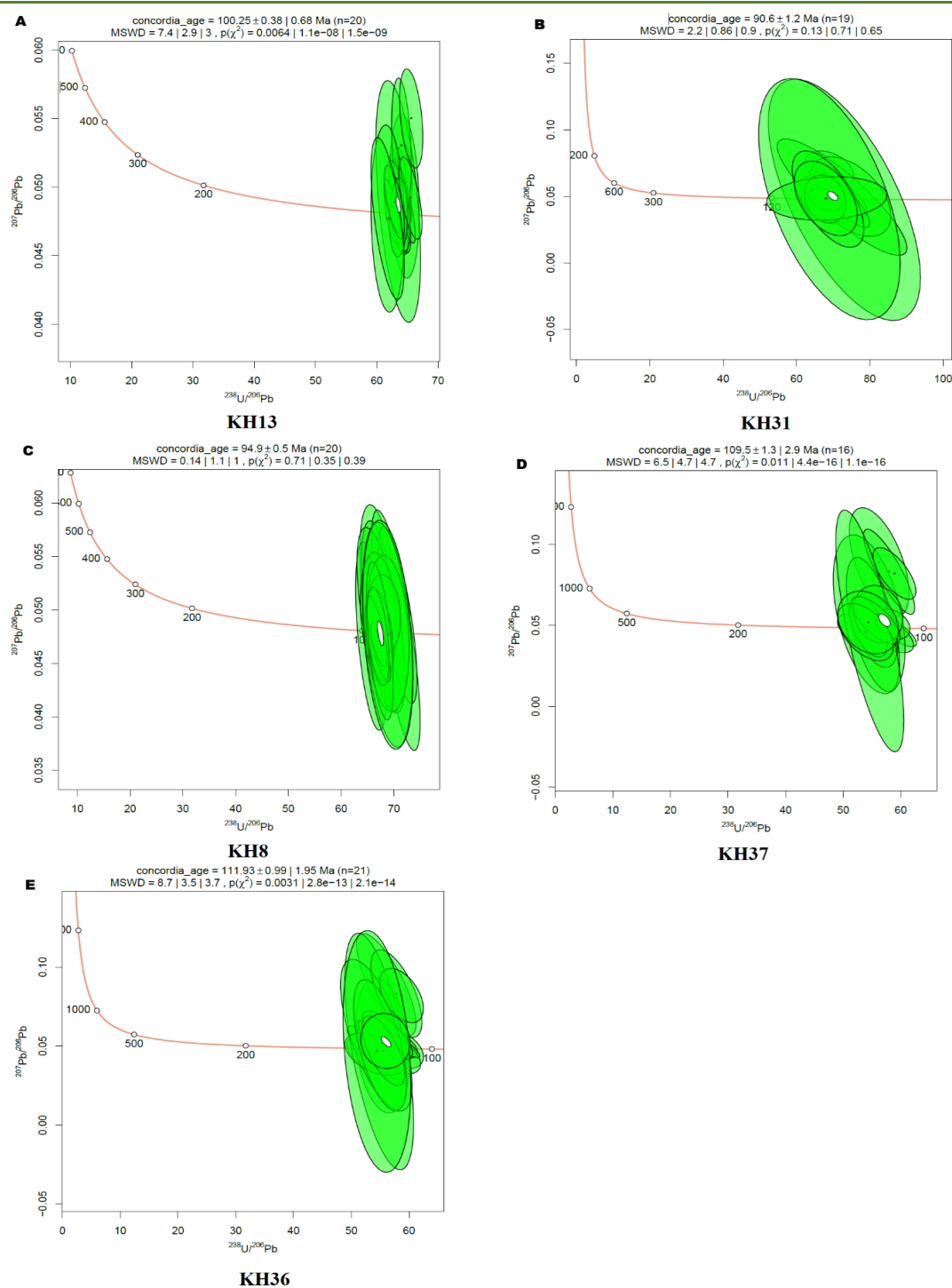
نمودار کنکوردیا با سن $100/28 \pm 0/38$ میلیون سال پیش (MSWD = ۴/۷) را نشان می‌دهد (شکل A-۷). نوزده تجزیه نقطه‌ای بلورهای زیرکن نمونه KH31 سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در بازه ۸۵ تا ۹۵ میلیون سال پیش با سن کنکوردیای $90/6 \pm 1/2$ میلیون سال پیش (MSWD = ۱/۲) را نشان می‌دهند (شکل B-۷). داده‌های حاصل از تجزیه بیست نقطه از بلورهای زیرکن در نمونه KH8 سن کنکوردیای $94/9 \pm 0/5$ میلیون سال پیش را برای پیدایش این سنگ پیشنهاد می‌دهد (شکل C-۷). با ۱۶ تجزیه نقطه‌ای زیرکن در نمونه KH37 و ۲۱ تجزیه در نمونه KH36، به ترتیب سن‌های کنکوردیای $109/5 \pm 1/3$ (MSWD = ۶/۵) و $111/93 \pm 0/99$ (MSWD = ۸/۷) میلیون سال پیش برای این گدازه‌های بالشی آلکالن به دست آمد (شکل‌های D-۷ تا E-۷).



شکل ۶. تصویرهای کاتادولومینسانس از برخی بلورهای زیرکن جدا شده از سنگ‌های منطقه سلطان‌آباد.

Figure 6. Cathodoluminescence (CL) images of selected zircon crystals separated from the rocks of the Sultanabad area.

نتایج زمین‌زمان‌سنجی نمونه‌های گدازه‌های بالشی آلکالن بدین گونه است:
بیست تجزیه نقطه‌ای زیرکن در نمونه KH13 یک



شکل ۷. منحنی کنکوردیا برای سن سنجی U-Pb بلورهای زیرکن در نمونه گدازه‌های بالشی منطقه سلطان‌آباد. (A-C) کالک‌آلکان؛ (D-E) آلکان.

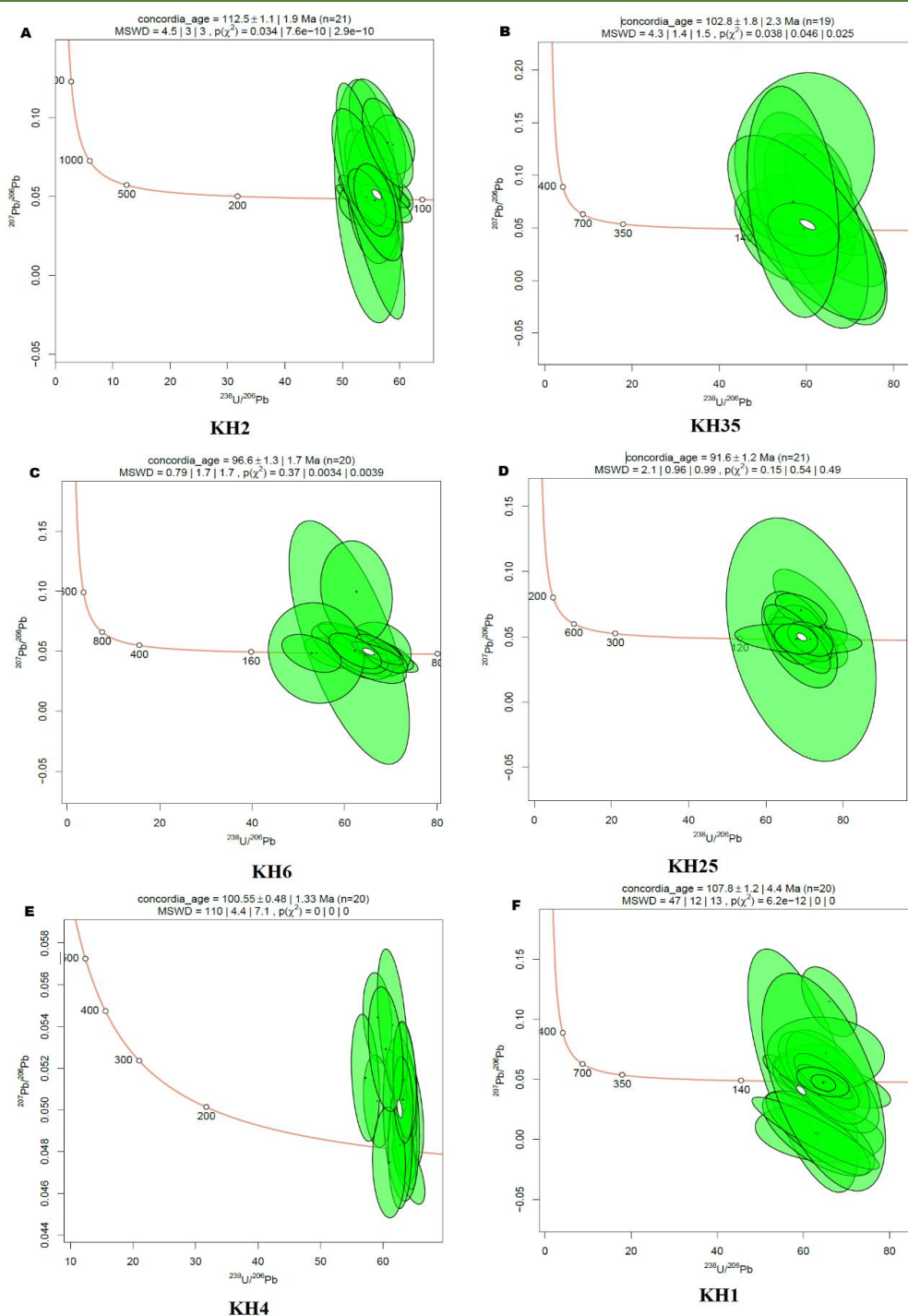
Figure 7. U-Pb zircon concordia diagrams for pillow lava samples from the Sultanabad area. A-C) Calc-alkaline; D-E) Alkaline.

± 1.5 (MSWD) $112/1 \pm 1/5$ ، $\pm 1/8$ (MSWD) $102/8 \pm 1/5$ ،
 $\pm 1/3$ (MSWD) $96/6 \pm 1/3$ و $\pm 1/2$ (MSWD) $91/6 \pm 1/2$ ،
 (MSWD) $2/1$ میلیون سال پیش به‌دست آمد (شکل‌های

در هر یک از نمونه‌های KH2، KH35، KH6 و KH25
 (گدازه‌های بالشی توله‌ای) ۱۹ تا ۲۱ تجزیه نقطه‌ای از
 بلورهای زیرکن انجام شد که به‌ترتیب سن‌های کنکوردیای

۱۰۷/۸ ± ۱/۲ و ۱۱۰ = MSWD) ۱۰۰/۵۸ ± ۰/۴۸
(۴۷ = MSWD) میلیون سال پیش را نشان دادند (شکل‌های
E-۸ و F-۸).

A-۸ تا D-۸). در هر یک از نمونه‌های KH1 و KH4
(دایک‌های ورقه‌ای) نیز ۲۰ تجزیه نقطه‌ای روی بلورهای
زیرکن انجام شد و نمودارهای کنکوردیا به‌ترتیب سن‌های



شکل ۸. نمودارهای منحنی کنکوردیا برای سن‌سنجی U-Pb بلورهای زیرکن در نمونه گدازه‌های بالشی منطقه سلطان‌آباد (A-D) توله‌ایتی؛
(E-F) دایک‌های ورقه‌ای.

Figure 8. U-Pb zircon Concordia diagrams for pillow lava samples from the Sultanabad area **A-D)** tholeiitic; **E-F)** sheeted dikes.

عنصرهای کمیاب زیرکن

(Hoskin and Black, 2000). به گزارش بی و مونتر

(Bea and Montero, 1999)، پراکندگی فراوانی نسبی

عنصرهای خاکی نادر سبک (LREE) در برابر سنگین

(HREE) در زیرکن، از شرایط و محیط پیدایش آن

پیروی می کند.

داده های به دست آمده از تجزیه عنصرهای کمیاب

بلورهای زیرکن در این پژوهش در جدول ۲ آورده

شده اند. در همه بلورهای تجزیه شده، نسبت Th/U بیش

از ۰/۱ (در بازه ۰/۲ تا ۳۰) اندازه گیری شد که این

ویژگی نشان دهنده خاستگاه ماگمایی این زیرکن هاست

جدول ۲. داده های تجزیه عنصرهای کمیاب زیرکن در نمونه های منطقه سلطان آباد (CA): گدازه های بالشی کالک آلکالن؛ B: گدازه های بالشی آلکالن؛ T: گدازه های بالشی توله ایتی؛ SD: دایک های ورقه ای؛ T°(C): دمای به دست آمده به درجه سانتیگراد).

Table 2. Trace element analytical results of zircon in the Sultanabad samples. CA: calc-alkaline pillow lavas; B: alkaline pillow lavas; T: tholeiitic pillow lavas; SD: sheeted dikes; T°(C): calculated temperature in degrees Celsius.

Sample No	KH36-1	KH36-2	KH36-3	KH36-4	KH36-5	KH36-6	KH36-7	KH36-8	KH37-1
ID	B	B	B	B	B	B	B	B	B
Ti	26.13	3.5	6.81	3.75	6.13	3.42	20.29	9.16	2.78
Sc	113.52	135.37	182.2	41.35	206.75	150.1	171.35	149.15	19.75
Sr	0.58	0.48	0.5	0.1	0.68	0.55	0.89	1.28	0.1
Y	1398.5	1242	1520	183	1988	1433	967.58	4533	91.1
Nb	14.61	17.01	18.32	2.13	23.18	24.37	15.06	62.03	1.14
La	0.11	0.01	0.01	0.01	0.07	0.01	0.17	0.02	0.02
Ce	10.38	16	28.4	0.49	65.9	27.9	7.7	111	0.72
Pr	0.24	0.09	0.12	0.01	0.12	0.16	0.09	0.33	0.01
Nd	3.61	1.45	1.86	0.16	2.12	2.26	1.77	5.42	0.22
Sm	7.13	2.99	3.69	0.5	5.62	4.27	3.31	13.6	0.52
Eu	0.9	2.11	2.34	0.43	2.9	3.06	0.95	4.12	0.35
Gd	35.05	16.5	21	3.55	31.7	22.2	18.96	79.2	2.58
Tb	13.37	6.47	8	1.33	12.4	8.2	6.87	28.9	0.81
Dy	123.63	90.6	112.7	17.7	167.8	110.5	83.45	375.7	9.5
Ho	44.02	34.7	42.6	6.14	59.7	40.8	29.69	132	3
Er	236.57	178.9	212	27.3	284	208	165.75	607	12.2
Tm	58.96	44.6	49.8	5.9	62.8	49.7	41.29	129	2.46
Yb	398.9	453	479	51.6	560	487	276.23	1132	20.5
Lu	64.98	81.7	83.9	8.18	90.9	90.3	39.42	182	3.2
Hf	8923	5606	5980	6338	8982	5469	5574	11721	8364
Ta	6.27	5.35	6.14	1.59	5.97	6.89	11.19	20.35	1.14
Pb	8.62	9.03	13.2	0.4	2.37	22.16	3.59	4.85	3.47
Th	497.83	156	295	5.9	315	761	495.92	840	5.5
U	358	221	324	25.5	307	335	155.3	643	18.7
T°(C)	833.06	656.39	708.29	661.52	699.71	654.69	807.23	733.32	639.69

جدول ۲. ادامه.
Table 2. Continued.

Sample No	KH37-2	KH37-3	KH37-4	KH37-5	KH37-6	KH37-7	KH37-8	KH37-9	KH8-1
ID	B	B	B	B	B	B	B	B	CA
Ti	7.11	4.41	4.88	2.18	4.47	5.32	3.47	26.3	20.78
Sc	34.2	20.16	190.13	11.67	18.7	13.71	20.96	161.07	24.6
Sr	0.1	0.08	0.37	0.07	0.08	0.09	0.09	1.23	0.97
Y	175	119	975	51.2	119	105	179	1007	795.53
Nb	2.59	1.55	23.81	1.13	2.01	1.93	4.22	2.3	1.82
La	0.02	0.04	0.02	0.02	0	0.01	0.01	0.74	0.58
Ce	0.54	0.63	11.2	0.35	0.63	0.73	0.54	20.1	15.88
Pr	0.03	0.04	0.14	0	0.04	0.03	0.44	0.37	0.29
Nd	0.57	0.58	2.17	0.05	0.66	0.48	0.69	3	2.37
Sm	1.2	0.99	3.82	0.13	0.95	0.89	1.26	4.1	3.24
Eu	0.81	0.71	2.5	0.13	0.73	0.64	0.81	2.03	1.6
Gd	5.67	4.62	17.3	0.98	4.66	3.77	5.66	18.4	14.54
Tb	1.76	1.34	5.87	0.38	1.35	1.12	1.79	6.5	5.14
Dy	19.9	14.3	76.2	5	14.3	11.8	20.4	72	56.88
Ho	6.08	4.11	27.9	1.67	4.11	3.5	6.2	31	24.49
Er	25	15.6	139	7.4	15.7	13.7	25.6	153	120.87
Tm	5.06	2.9	33.7	1.6	3	2.7	5.16	42	33.18
Yb	43	23.5	337	13.7	23.7	22.4	44	465	367.35
Lu	6.6	3.46	61.4	2.12	3.43	3.44	6.74	91	71.89
Hf	5996	9073	5149	6604	6086	6951	5955	9223	7286
Ta	1.83	1.06	7.37	0.8	1.9	2.2	2.35	0.9	0.71
Pb	0.02	0.14	7.05	0.15	0.44	0.05	0.02	0.48	0.38
Th	13.7	6.2	149	1.6	6.3	5.2	13.2	265	209.35
U	22.3	14.1	172	8.6	14.5	12.4	21.8	700	553
T°(C)	711.85	673.78	681.6	622.7	674.82	688.38	655.76	833.74	809.6

Sample No	KH8-2	KH8-3	KH8-4	KH8-5	KH8-6	KH8-7	KH8-8	KH8-9	KH13-1
ID	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA
Ti	12.1	21.6	27	20.4	22.7	7.3	12.7	18.8	21.4
Sc	21.2	23.08	5.92	14.26	10.95	10.6	22.18	1.65	2.55
Sr	0.65	0.32	0.22	0.34	0.26	0.26	0.22	0.43	0.28
Y	768	1553	770	1378	886	900	869	841	1317
Nb	1.6	3.3	1.9	3.9	2.6	3.2	2.9	3	4.2
La	0.01	0.01	0.41	0.01	0.62	0.13	0.01	0.43	0.68
Ce	7.9	26.2	8.9	30.5	23.5	27.5	16.5	16.7	35.6
Pr	0.06	0.21	0.16	0.18	0.23	0.2	0.13	0.17	0.27
Nd	0.9	3.4	1.8	3.3	1.9	2.3	1.7	2	2.8
Sm	2.1	6.5	2.2	6.6	3.6	3.8	2.8	4.1	4.7
Eu	1.03	2.52	0.99	2.64	1.51	1.7	1.57	1.65	2.54
Gd	10.2	30.9	11.2	24.4	16.3	16.7	14.4	15.6	26.5
Tb	3.7	10.3	4.1	8.2	5.5	5.7	5.8	5.5	9.1
Dy	47	120	52	100	67	70	67	63	105
Ho	21	50	23	43	28	29	28	26	42
Er	112	245	123	224	133	147	138	131	196
Tm	28	59	31	58	33	38	35	34	48
Yb	296	587	316	643	330	402	362	365	477
Lu	64	126	72	125	68	78	73	74	92
Hf	9610	10308	9859	11140	5325	5923	10564	10708	5357
Ta	0.6	1.2	0.7	1.6	0.8	0.8	1	1	1.1
Pb	0.29	0.32	0.18	0.95	1.29	1.3	2.65	2.4	2.31
Th	61	468	72	477	436	572	177	205	761
U	183	880	230	1147	717	820	439	505	1024
T°(C)	758.01	813.5	836.5	807.77	818.54	714.04	762.43	799.67	812.57

جدول ۲. ادامه.

Table 2. Continued.

Sample No	KH13-2	KH13-3	KH13-4	KH13-5	KH13-6	KH13-7	KH13-8	KH13-9	KH31-1
ID	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA
Ti	23.4	13.4	18.9	15.8	14.4	16.9	1.43	15.9	9.2
Sc	1.75	5.29	1.06	1.33	1.48	1.67	143.7	15.93	16.23
Sr	0.4	0.47	0.34	0.4	0.43	0.28	0.31	0.5	0.5
Y	1376	1899	1083	1822	2666	1066	1533	1077	1227
Nb	5.1	7.6	5.7	10.3	15.8	6.7	2.87	3	8.1
La	0.22	0.57	0.39	0.01	0.02	0.39	0.02	0.07	0.14
Ce	46.9	87.8	44.2	79.5	91.5	44.7	3.91	34.8	58.8
Pr	0.18	0.55	0.27	0.22	0.17	0.2	0.15	0.08	0.21
Nd	2.5	5.7	2.7	4	2.2	1.9	2.66	1.87	2.3
Sm	5.4	8.1	4.3	8.9	6	3.6	5.23	4.46	4.5
Eu	2.42	3.32	1.77	2.79	3.41	1.29	0.98	1	1.8
Gd	27.2	36.9	20.4	32.8	40.9	16.4	25.7	21.6	21.8
Tb	9.8	12.3	6.9	11.9	15	6.3	8.83	7.41	8
Dy	110	145	85	145	193	76	115.4	97.5	94
Ho	43	58	35	58	84	33	42.3	36.2	38
Er	203	289	170	290	419	167	211.2	168	190
Tm	49	72	44	77	111	43	50.3	43.9	48
Yb	501	725	457	808	1147	457	482	498	489
Lu	94	152	89	160	236	93	82.3	68.8	98
Hf	5332	9572	6056	12292	13774	6290	5710	7963	6286
Ta	1.4	2.1	1.4	2.9	3.5	1.7	2.08	1.61	2.1
Pb	0.53	0.61	0.65	0.87	1.19	2.06	0.69	1.32	0.45
Th	1199	1641	900	1784	1945	923	146	225	1337
U	1490	1978	1335	2667	3008	1498	259	295	1808
T°(C)	821.64	767.37	800.19	782.84	774.07	789.29	594.68	783.44	733.7

Sample No	KH31-2	KH31-3	KH31-4	KH31-5	KH31-6	KH31-7	KH31-8	KH31-9	KH6-1
ID	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	T
Ti	7.6	7.2	4.82	13.08	46.1	2.27	40.11	1.84	8.21
Sc	11.53	21.35	9.76	5.15	31.3	20.34	27.2	5.16	23.22
Sr	0.33	0.3	0.35	0.36	0.29	0.34	0.25	0.4	0.29
Y	890	848	275.1	257.63	1921	2023	1671.27	244	2060.74
Nb	3.31	6.2	1.37	2.38	5.37	4.06	4.67	0.62	1.03
La	0.06	0.12	0.01	0.04	1.53	0.02	1.33	0.02	0.15
Ce	17	47.8	2.16	1.64	30.1	20	26.19	12.2	10.87
Pr	0.44	0.1	0.04	0.04	0.66	0.3	0.57	0.02	0.27
Nd	5.27	1.8	0.22	0.4	5.09	4.24	4.43	0.53	2.7
Sm	6.12	3.8	1.18	1.33	5.19	7.14	4.52	1.37	6.62
Eu	3.64	1.53	0.53	0.12	0.49	4.53	0.43	0.2	2.29
Gd	26	16	5.26	6.64	27.7	35.6	24.1	5.09	59.17
Tb	7.38	5.6	2.11	2.19	11.3	12.6	9.83	1.74	21.67
Dy	82.3	66	34.54	25.03	166	161.8	144.42	22.7	236.38
Ho	26.2	27	11.58	8.7	62.8	57.3	54.64	7.71	87.07
Er	111	129	48.22	38.06	311	273.9	270.57	36.6	384.55
Tm	22.7	33	11.69	9.4	80.9	63.6	70.38	10.3	71.68
Yb	198	339	147.5	107.72	943	612	820.41	134	561.03
Lu	32.1	66	34.57	20.62	117	106	101.79	22.2	91.45
Hf	5401	6472	8480	8244	8961	6543	7796	7125	10938
Ta	1.85	1.8	0.22	1.14	2.81	1.81	2.44	0.23	0.76
Pb	0.31	0.51	0.7	2.74	1.37	15.4	1.19	0.3	0.34
Th	42.8	1367	67.85	30.46	298	366	259.26	81.7	129.33
U	43.2	1762	160.1	145.3	541	369	470.67	163	16.97
T°(C)	717.41	712.9	680.64	765.13	895.81	625.48	879.77	611.22	723.97

جدول ۲. ادامه.

Table 2. Continued.

Sample No	KH6-2	KH6-3	KH6-4	KH6-5	KH6-6	KH6-7	KH6-8	KH35-1	KH35-2
ID	T	T	T	T	T	T	T	T	T
Ti	18.02	16.68	15.06	9.09	17.99	14.2	19.06	14.24	14.98
Sc	25.44	20.48	20.1	23.28	20.71	23.96	20.63	19.15	22.7
Sr	0.66	0.33	0.23	0.35	0.26	0.26	0.23	0.44	0.29
Y	1277.64	1466.98	2072.36	1735	1980.93	2287.71	2863.21	2439.55	2177.99
Nb	0.63	0.76	1.05	0.96	1.13	1.29	1.68	1.44	1.38
La	0.02	0.03	0.02	0.01	0.06	0.03	0.08	0.03	0.03
Ce	4.62	6.91	10.56	13.18	8.9	7.84	11.34	11.6	10.52
Pr	0.12	0.17	0.26	0.33	0.22	0.2	0.28	0.29	0.26
Nd	2.32	2.44	3.22	2.7	3.19	2.6	3.98	3.52	3.69
Sm	5.05	5.39	6.39	6.58	6.62	6.8	8.98	6.97	7.58
Eu	2.57	2.43	2.52	1.73	3.04	3.27	4.2	2.71	3.14
Gd	41.96	46.12	61.36	55.86	60.33	68.83	88.11	69.53	70.26
Tb	14.39	15.76	21.52	19.8	21.49	23.19	31.12	23.84	24.06
Dy	152.11	170.15	239.4	208.55	232.27	248.96	334.46	262.27	257.34
Ho	53.16	62.49	84.81	74.89	83.33	91.49	122.54	100.4	90.5
Er	223.38	254.91	365.14	319.36	342.47	383.16	507.96	413.73	392.4
Tm	42.31	49.66	69.27	58.83	64.79	71.56	95.76	78.54	75.04
Yb	334.32	379.17	526.55	445.58	496.37	563.55	726.46	590.71	558.18
Lu	56.97	60.85	85.25	69.95	80.9	91.72	117.55	93.89	90.58
Hf	9026	9640	9728	9917	9301	9837	9269	9781	9519
Ta	0.39	1.43	0.28	0.39	0.44	0.27	0.31	0.42	0.7
Pb	0.19	1	1.35	1.37	2.78	2.52	2.43	0.56	0.64
Th	31	35.75	76.25	84.99	58.54	100.95	108.14	93.05	97.25
U	4.28	5.04	9.96	11.43	7.78	12.88	12	11.62	12.02
T°(C)	795.51	788.04	778.26	732.68	795.34	772.73	801.04	773.03	777.76

Sample No	KH35-3	KH35-4	KH35-5	KH35-6	KH35-7	KH2-1	KH2-2	KH2-3	KH2-4	KH2-5
ID	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T
Ti	18.81	10.31	11.54	24	17.3	12.3	13.39	21.27	19.92	23.41
Sc	19.64	57.75	18.73	20.73	21.06	18.57	18.29	17.63	28.51	19.02
Sr	0.42	0.48	0.35	0.41	0.44	0.29	0.32	0.52	0.52	0.34
Y	2446.06	7449.65	2151.96	3976.1	2261.36	2156.62	2444.52	4000.06	1980.25	5227.1
Nb	1.57	4.87	1.42	2.38	1.45	1.43	1.72	3.18	1.44	3.76
La	0.05	0.14	0.05	0.08	0.05	0.05	0.04	0.09	0.02	0.09
Ce	9.15	56.42	11.77	13.13	10.02	11.41	12.32	13.24	9.49	17.14
Pr	0.23	1.41	0.29	0.33	0.25	0.29	0.31	0.33	0.24	0.43
Nd	3.8	11	3.08	4.36	3.68	3.46	3.5	4.52	3.82	5.33
Sm	7.9	28.47	6.28	12.43	7.66	7.46	7.43	8.52	8.31	11.57
Eu	3.69	9.23	2.48	5.87	3.53	2.95	3.11	3.97	3.71	6
Gd	80.89	251.71	63.48	125.59	77.4	62.69	70.41	103.81	69.19	152.04
Tb	27.59	86.12	22.02	41.97	25.27	20.91	25.44	40.05	22.51	55.09
Dy	296.84	903.2	232.52	432.1	262.53	236.94	278.09	473.65	229.02	602.45
Ho	105.52	316.19	89.2	154.53	93.78	89.94	101.8	183.07	81.99	222.2
Er	430.83	1297.72	370.84	642.97	392.56	369.58	424.5	787.8	325.57	913.99
Tm	81.06	243.62	69.78	116.14	71.65	68.58	80.54	146.77	62.52	167.17
Yb	605.57	1814.93	526.82	880.13	530.97	512.47	615.01	1096.5	469.93	1227.06
Lu	101.31	276.46	86.05	138.68	86.64	84.56	102.44	177.22	76.85	195.52
Hf	9078	10149	9797	8656	9155	9573	9767	8629	8733	8592
Ta	1.39	2.17	1.83	0.89	0.57	0.45	1.34	0.29	0.92	1.67
Pb	0.68	0.91	1.25	2.16	0.73	1.39	0.47	0.33	0.54	0.73
Th	82.23	797.75	100.18	131.27	72.58	94.5	108.27	219.72	47.61	233.79
U	9.55	62.9	12.49	13.31	8.85	11.91	13.19	19.75	6.19	20.15
T°(C)	799.7	743.62	753.7	824.24	791.55	759.52	767.28	811.95	805.38	821.7

جدول ۲. ادامه.

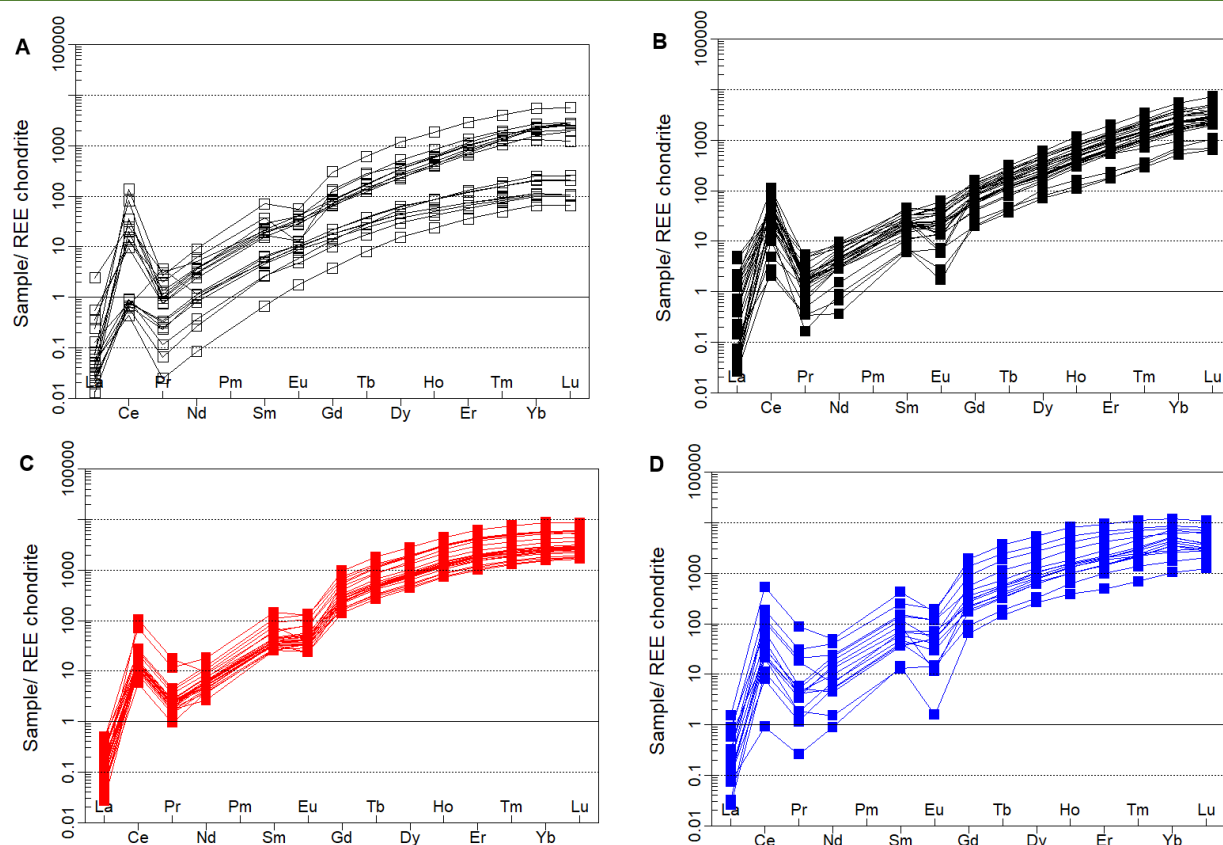
Table 2. Continued.

Sample No	KH2-6	KH25-1	KH25-2	KH25-3	KH25-4	KH1-1	KH1-2	KH1-3	KH1-4	KH1-5
ID	T	T	T	T	T	SD	SD	SD	SD	SD
Ti	21.18	14.11	11.42	5.35	25.18	33.04	32.81	18.22	11.86	16.59
Sc	28.33	20.22	19.02	33.26	31.42	44.32	53.15	57.75	86.17	36.99
Sr	0.31	0.36	0.37	0.29	0.35	0.49	0.41	0.06	0.05	0.05
Y	5003	1572.21	1349.71	4680.8	5196.78	2272.79	2454.79	6527.25	13074.75	1118.6
Nb	3.71	1.14	1.08	3.99	4.24	2.57	3.17	8.95	15.56	2.28
La	0.13	0.01	0.01	0.03	0.08	0.03	0.03	0.09	0.47	0.01
Ce	20.19	8.89	8.44	84.94	21.88	20.14	25.85	101.68	427.89	8.88
Pr	0.5	0.22	0.21	2.12	0.55	0.5	0.65	2.54	10.7	0.22
Nd	6.46	2.23	1.58	5.6	7.61	3.06	2.67	14.28	29.65	0.9
Sm	17.77	5.2	4.99	14.83	21.11	7.39	7	29.09	81.54	2.53
Eu	7.9	2.14	1.75	2.85	9.79	3.63	3.72	8.51	12.54	1.07
Gd	175.19	46.1	36.02	141.19	190.33	70.38	74.62	226.76	495.64	24.02
Tb	58.31	15.34	12.66	52.81	61.87	23.96	26.4	87.68	173.27	8.86
Dy	606.16	161.59	139.25	584.51	633.9	253.35	281.69	883.31	1713.39	105.24
Ho	214.58	61.24	52.25	213.64	217.83	94.15	101.51	293.75	580.58	45.22
Er	862.11	242.91	211.44	880.25	869.51	389.65	424.29	1185.67	1981.58	207.79
Tm	158.94	47.67	41.93	163.85	161.65	72.31	78.86	222.46	359.19	44.28
Yb	1177.24	355.1	321.19	1165.89	1183.86	548.02	588.04	1595.11	2488.25	357.69
Lu	186.13	56.8	53.71	165.96	189.98	89.16	96.08	221.58	347.4	65.53
Hf	8823	10002	10347	9127	8536	8418	8256	7399	9060	9393
Ta	1.65	1.48	0.78	0.67	0.58	0.23	2.06	3.12	1.19	0.18
Pb	2.88	1.44	16.17	11.13	6.32	0.78	1.29	3.16	2.51	2.64
Th	196.66	41.42	44.33	905.61	197.71	222.17	231.37	372.89	3572.73	32.57
U	17.98	6.02	6.41	90.68	17.04	15.56	16.39	34.14	118.58	8.33
T°(C)	811.52	772.15	752.78	688.86	829.22	858.15	857.41	796.59	756.19	787.5

Sample No	KH1-6	KH1-7	KH1-8	KH4-1	KH4-2	KH4-3	KH4-4	KH4-5	KH4-6	KH4-7
ID	SD	SD	SD	SD	SD	SD	SD	SD	SD	SD
Ti	23.06	16.16	8.82	7.38	5.42	9.6	7.45	25	11.1	13.5
Sc	60.1	77.94	56.31	37.08	52.19	19.05	21.13	25.19	32.9	27.16
Sr	0.01	0.07	0.05	0.09	0.12	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01
Y	7882.01	5021.34	3836	2951	1878	759.57	2005	2867	2546	1919
Nb	12.02	9.05	3.28	2.6	2.27	0.62	2.23	2.78	3.33	2.47
La	0.21	0.05	0.27	0.01	0.18	0.02	0.1	0.06	0.03	0.03
Ce	150.28	88.61	56.4	17.7	17.7	0.73	37.8	26.2	16.8	6.44
Pr	3.76	2.22	0.71	0.41	0.53	0.03	0.48	0.62	0.22	0.14
Nd	23.89	3.9	13.3	9.04	5.84	0.53	7.79	11.4	4.29	3.22
Sm	48.5	13.34	27.7	17.8	11.5	2.77	13.7	23.1	9.34	8.12
Eu	14.26	4.3	8.67	0.84	2.91	0.12	5.13	3.48	2.15	1.06
Gd	358.66	142.06	117	79.3	48.6	16.69	58.4	94.9	53.5	43.9
Tb	116.24	53.46	34.6	25.7	15.9	6.99	17.5	27.7	19.3	15.3
Dy	1127.15	569.41	414	327	201	84.49	211	341	251	198
Ho	391.5	209.99	133	113	70.5	27.34	71.9	109	91.8	70.1
Er	1394.36	888.42	603	461	296	102.24	305	435	406	297
Tm	250.59	170	144	106	75.7	21.98	70.4	92.1	97.6	69.4
Yb	1784.6	1297.16	1520	1077	858	217.72	733	906	1058	720
Lu	254.8	205.5	196	121	101	39.79	99.2	115	127	88.1
Hf	6518	9973	10234	9687	11206	10108	10507	11236	12875	12148
Ta	0.39	1.26	1.03	0.89	0.84	0.21	0.73	0.9	1.19	0.99
Pb	1.29	0.78	0.26	3.16	2.19	3.23	0.95	1.03	1.3	1.56
Th	471.38	1142.8	460	71.9	91.4	11.45	149	369	144	96.3
U	34.55	93.6	31.33	15.17	14.42	7.63	12.92	17.25	21.67	16.42
T°(C)	820.12	785	730.05	714.95	689.85	737.4	715.74	828.46	750.23	768.05

اما تغییری در شیب رو به کمتر شدن دیده می‌شود و مقدار LREE ها کمابیش افزایش می‌یابد (Long et al., 2012). داده‌های به‌دست‌آمده در این پژوهش نشان می‌دهند همه بلورهای زیرکن، الگوی عنصرهای خاکی نادر (REE) همانند زیرکن‌های ماگمایی دارند و روند افزایشی متمایزی از La تا Lu در آنها دیده می‌شود (شکل ۹).

از آنجایی که شعاع یونی HREE کوچک‌تر و شعاع یونی LREE بزرگ‌تر است، زیرکن‌های ماگمایی معمولاً در نمودارهای بهنجارشده به ترکیب کندریت، روند افزایشی با شیب مثبت از La به Lu همراه با آنومالی مثبت Ce و منفی Eu دارند. در برابر، در زیرکن‌هایی که دچار سیال‌های گرمایی یا فرایندهای دگرگونی شده‌اند، هرچند الگوی افزایشی از La به Lu بیشتر حفظ می‌شود،



شکل ۹. نمودار الگوی عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای بلورهای زیرکن در نمونه‌های منطقه سلطان‌آباد. (A) گدازه‌های بالشی کالک‌آلکالین؛ (B) گدازه‌های بالشی آلکالین؛ (C) دایک‌های ورقه‌ای توله‌ایتی؛ (D) گدازه‌های بالشی توله‌ایتی.

Figure 9. Chondrite-normalized rare earth element (REE) patterns (Sun and McDonough, 1989) for zircon crystals from the Sultanabad samples. **A)** Calc-alkaline pillow lavas; **B)** Alkaline pillow lavas; **C)** Tholeiitic sheeted dikes; **D)** Tholeiitic pillow lavas.

درون سنگ‌های بررسی‌شده، در گروه زیرکن‌های ماگمایی رده‌بندی می‌شوند (شکل‌های A-۱۰ و B-۱۰).

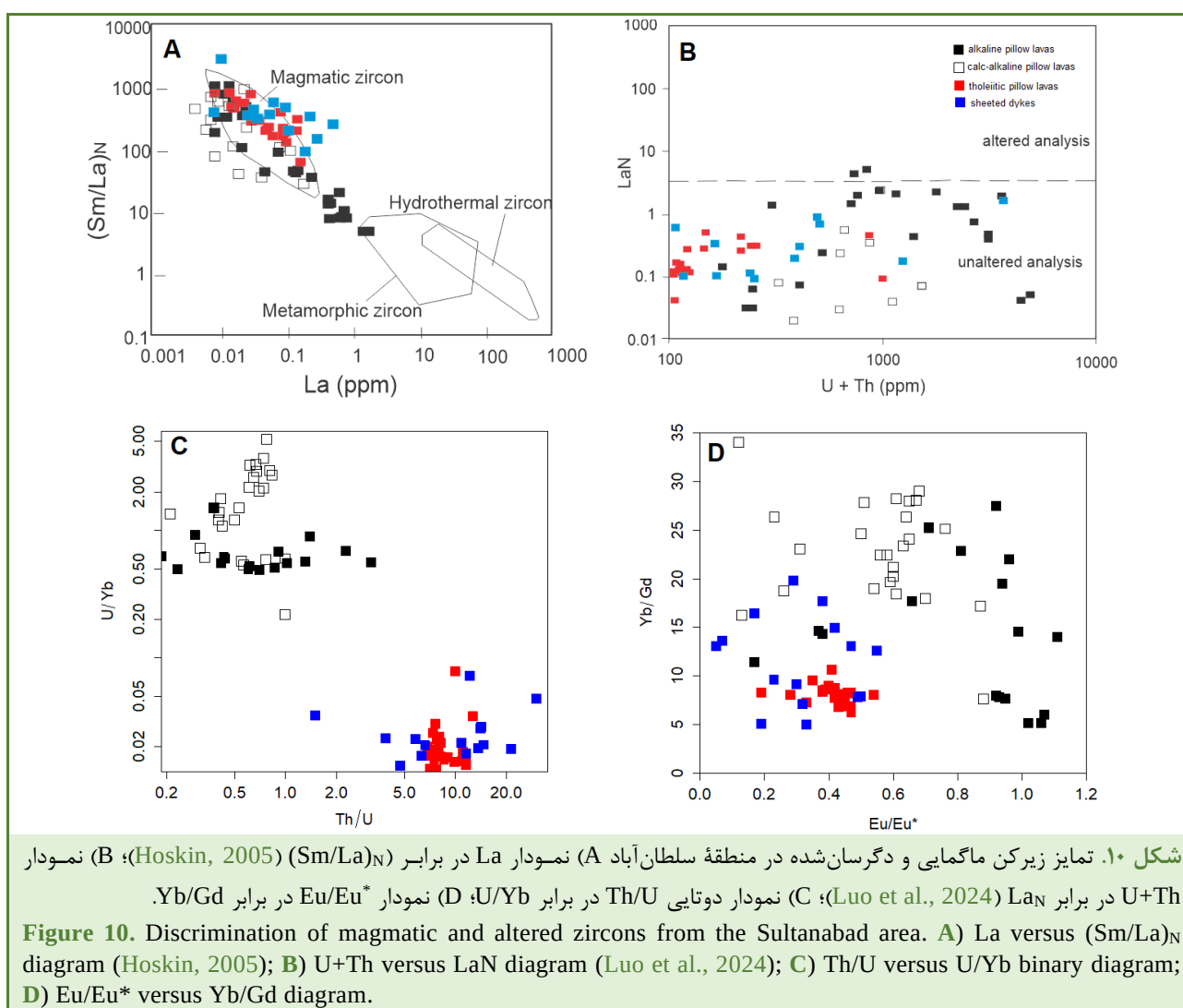
بررسی ترکیب عنصرهای کمیاب در بلورهای زیرکن نشان می‌دهد با اینکه در ویژگی‌های کلی ماگمایی همه نمونه‌ها همانند هستند، تفاوت‌های ظریفی در نرخ تفریق عنصرهای

امکان تفکیک زیرکن‌های ماگمایی از گونه‌های دگرگونی یا متأثر از دگرسانی با به‌کارگیری نسبت‌های عنصرهای خاکی نادر (REE) وجود دارد (Hoskin, 2005; Luo et al., 2024). بررسی نمودارهای شناسایی خاستگاه زیرکن که بر پایه این نسبت‌ها ترسیم شده‌اند، نشان می‌دهد همه بلورهای زیرکن

۹-A). این موضوع می‌تواند بازتابی از تفاوت در ترکیب شیمیایی ماگمای مادر و شرایط تبلور باشد. از تفاوت‌های دیگر ترکیب عنصرهای کمیاب میان زیرکن‌ها در گونه‌های سنگ‌های بررسی شده می‌توان نسبت‌های بالاتر Th/U و کمتر U/Yb ، Eu/Eu^* و Yb/Gd در نمونه‌های دایک‌های ورقه‌ای و گدازه‌های توله‌ای نسبت به دیگر نمونه‌ها را نام برد (شکل‌های C-۱۰ و D-۱۰).

خاکی نادر دیده می‌شود (شکل ۹). همه‌الگوها شیب مثبت از LREE به HREE دارند؛ اما هندسه منحنی در بخش MREE تا HREE متغیر است؛ به گونه‌ای که زیرکن‌های گدازه‌های آکالن روندی خطی و مستقیم^۴ را نشان می‌دهند (شکل ۹-B)؛ اما در نمونه‌های توله‌ای، این روند با یک تحذب ملایم رو به بالا همراه است (شکل‌های C-۹ و D-۹). بلورهای زیرکن در گدازه‌های آکالن روندی میانه نشان می‌دهند (شکل

⁴ Linear trend

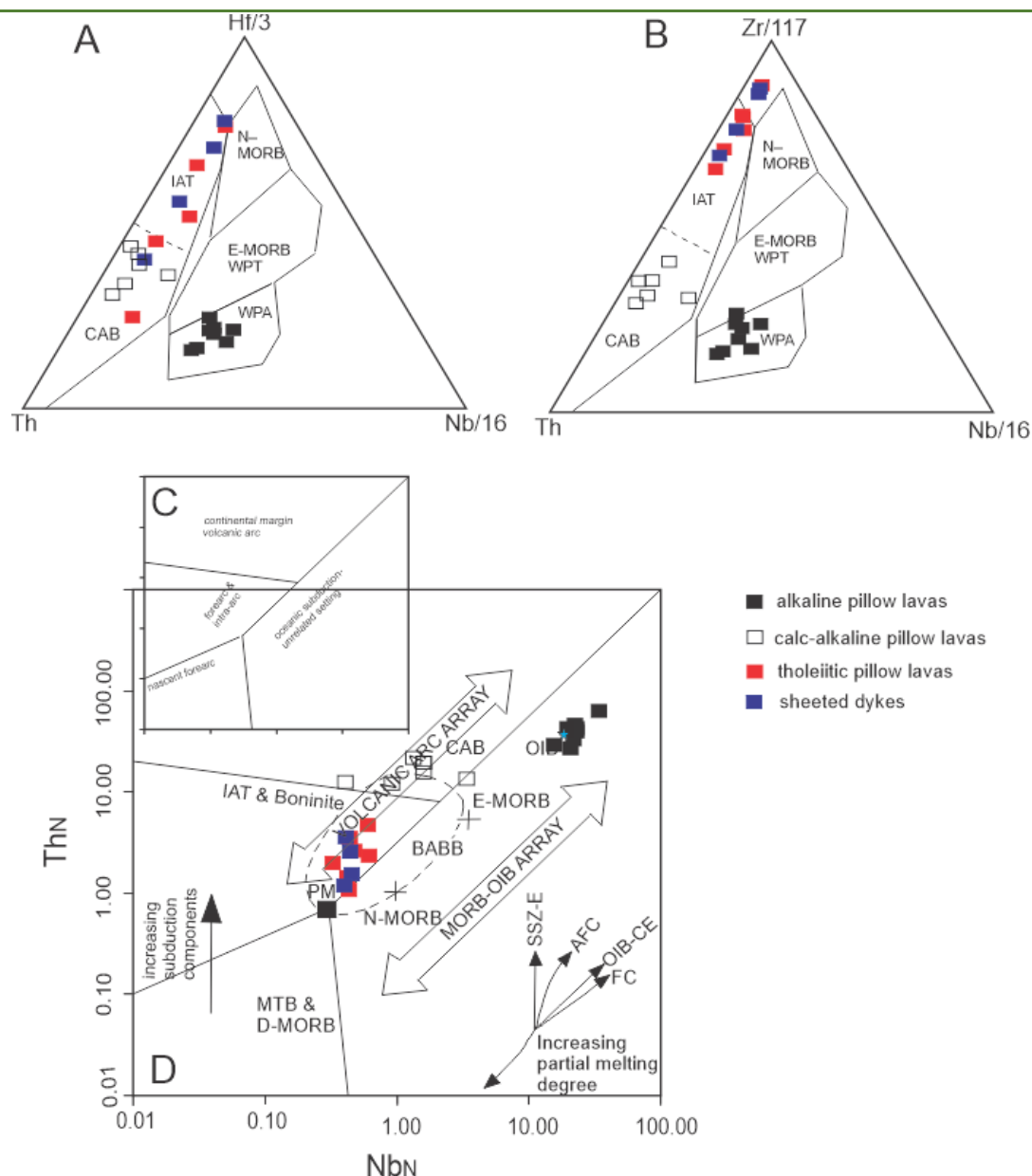


سلطان‌آباد، روندهای گوناگونی را نمایش می‌دهد. این تمایز به خوبی در نمودارهای عنصرهای کمیاب که برابر شناخت سرشت و محیط پیدایش سنگ‌های آذرین به کار گرفته می‌شوند، آشکار است (شکل‌های A-۱۱ و B-۱۱).

بحث

محیط پیدایش و سنگ‌زایی ماگماها

همان گونه که در بخش‌های پیشین گفته شد، ترکیب زمین‌شیمیایی گروه‌های گوناگون سنگی در منطقه



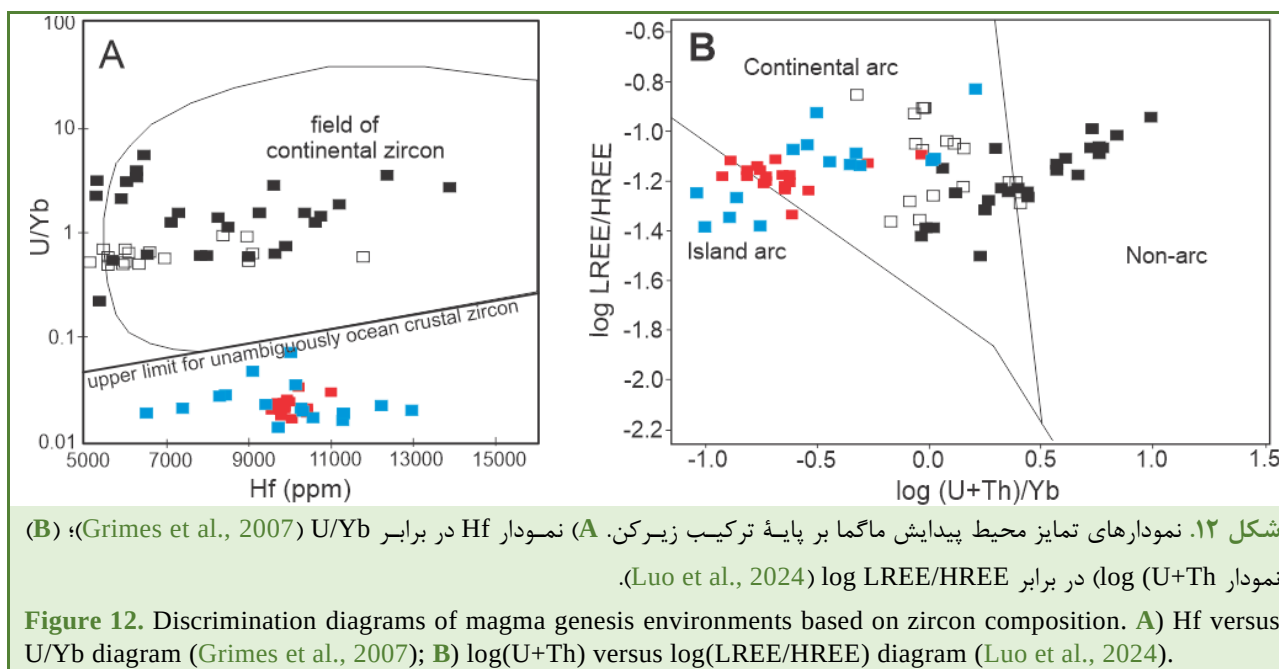
شکل ۱۱. ترسیم ترکیب نمونه‌های منطقه سلطان‌آباد در (A) نمودار سه‌تایی Th، Nb/16 و Hf/3 (Wood, 1980)؛ (B) نمودار سه‌تایی Th، Nb/16 و Zr/17 (Wood, 1980)؛ (C) نمودار Nb در برابر Th (Saccani, 2015) به ترکیب N-MORB (Sun and McDonough, 1989)؛ (D) نمودار Nb در برابر Th (Saccani, 2015) نرمال‌سازی شده به ترکیب N-MORB (Sun and McDonough, 1989). N-MORB: normal-type mid-ocean ridge basalt; OIB: ocean island basalt; AFC: assimilation-fractional crystallization; OIB-CE: OIB-type component enrichment; FC: fractional crystallization; E-MORB: enriched-type mid-ocean ridge basalt; IAT: island arc tholeiite; CAB: calc-alkaline basalt; BABB: back-arc basin basalt; SSZ-E: supra-subduction zone enrichment; D-MORB: depleted-type mid-ocean ridge basalt; MTB: mantle tholeiitic basalt). میان‌اقیانوسی تهی‌شده؛ MTB: بازالت توله‌ایتی گوشته‌ای).

Figure 11. Compositional plots of the samples from the Sultanabad area in (A) Th versus Nb/16 versus Hf/3 ternary diagram (Wood, 1980); (B) Th versus Nb/16 versus Zr/17 ternary diagram (Wood, 1980); (C) Nb versus Th diagram (Saccani, 2015) normalized to N-MORB composition (Sun and McDonough, 1989) (N-MORB: normal-type mid-ocean ridge basalt; OIB: ocean island basalt; AFC: assimilation-fractional crystallization; OIB-CE: OIB-type component enrichment; FC: fractional crystallization; E-MORB: enriched-type mid-ocean ridge basalt; IAT: island arc tholeiite; CAB: calc-alkaline basalt; BABB: back-arc basin basalt; SSZ-E: supra-subduction zone enrichment; D-MORB: depleted-type mid-ocean ridge basalt; MTB: mantle tholeiitic basalt).

می‌گیرند (شکل‌های C-۱۱ و D-۱۱). تفاوت در سرشت ماگمای اولیه در ترکیب عنصرهای کمیاب بلورهای زیرکن سنگ‌های بررسی‌شده به‌خوبی آشکار است (شکل ۱۲). سنگ‌های توله‌ایتی، دربردارنده‌ی گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای، زیرکن‌هایی با نسبت پایین U/Th دارند که می‌تواند نشان‌دهنده‌ی تبلور آنها در پوسته اقیانوسی باشد (Grimes et al., 2007). در برابر، بلورهای زیرکن در دیگر سنگ‌ها در گستره‌ی ترکیب زیرکن‌های قاره‌ای جای می‌گیرند (شکل A-۱۲). بر پایه‌ی ترکیب عنصرهای با جابه‌جایی کم (HFSE) و REE، بیشتر بلورهای زیرکن درون گدازه‌های بالشی آلکالن، خاستگاهی غیرکمانی را نشان می‌دهند؛ اما زیرکن‌های درون گدازه‌های کالک‌آلکالن و سنگ‌های توله‌ایتی بیشتر در محیط‌های کمانی قاره‌ای یا جزیره‌های کمانی تبلور یافته‌اند (شکل B-۱۲).

بر این پایه، گدازه‌های بالشی آلکالن در رده‌ی بازالت‌های درون‌صفحه‌ای جای می‌گیرند؛ اما گدازه‌های کالک‌آلکالن در گستره‌ی بازالت‌های کالک‌آلکالن (CAB) و گدازه‌های توله‌ایتی به‌همراه دایک‌های ورقه‌ای، بیشتر در رده‌ی بازالت‌های توله‌ایتی جزیره‌های کمانی (IAT) رده‌بندی می‌شوند (شکل‌های A-۱۱ و B-۱۱).

در نمودار دوبعدی Nb_N در برابر Th_N نیز تمایز میان گونه‌های ماگماها به‌خوبی آشکار است؛ بدین‌گونه که گدازه‌های بالشی کالک‌آلکالن، توله‌ایتی و دایک‌های ورقه‌ای، روند متناسب با کمان‌های آتشفشانی را نشان می‌دهند؛ اما گدازه‌های آلکالن در گستره‌ی MORB-OIB جای گرفته‌اند و ترکیبی همانند بازالت‌های جزیره‌های اقیانوسی (OIB) دارند (شکل‌های C-۱۱ و D-۱۱). در این نمودار نیز گدازه‌های توله‌ایتی و دایک‌ها در رده‌ی IAT و گدازه‌های بالشی کالک‌آلکالن در گستره‌ی CAB جای



این بلورها تأثیرگذار هستند (Grimes et al., 2015; Luo et al., 2024). به همین‌رو، برخی داده‌های به‌دست‌آمده از بررسی ترکیب عنصرهای کمیاب در زیرکن‌ها چه‌بسا با دیگر شواهد سنگ‌شیمیایی یا ترکیب شیمیایی سنگ کل همخوانی کامل نداشته باشد. برای

با وجود این، باید توجه داشت که این نمودارها به‌ویژه برای ماگماهای مافیک، به‌تنهایی نمی‌توانند به‌طور قطعی محیط زمین‌ساختی یا سرشت ماگمای اولیه را تعیین کنند؛ زیرا پارامترهایی مانند دما، فشار اکسیژن، و ضرایب پراکندگی عنصرهای کمیاب در زیرکن، بر ترکیب نهایی

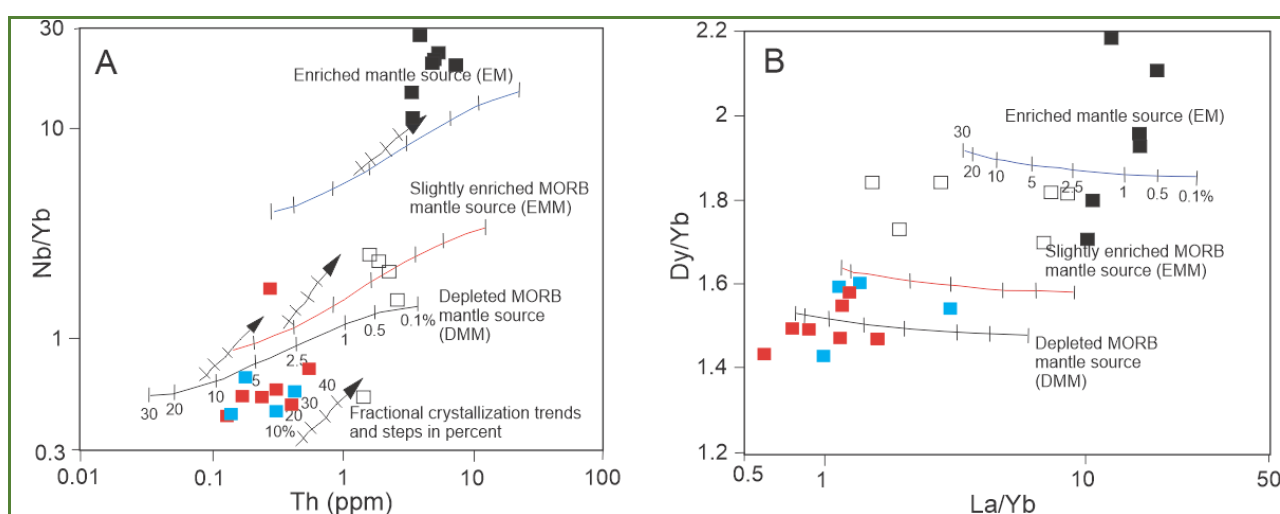
در برابر Dy/Yb (شکل ۱۳-B)، الگوهای سنگ‌زایی نشان می‌دهند ترکیب شیمیایی بیشتر گدازه‌های آلتان پیامد ذوب‌بخشی درصدی کم (۵/۰ تا ۵/۲ درصد) یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده بوده است (شکل ۱۳).

گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای توله‌ایتی، از دیدگاه ترکیب شیمیایی، همانند بازالت‌های نوع IAT در کمان‌های آتشفشانی هستند (شکل ۱۱). نسبت پایین $MREE/HREE$ در این سنگ‌ها (شکل‌های ۵-C و ۵-D) نشان‌دهنده ذوب‌بخشی با درجه بالاست (Saccani et al., 2022). الگوهای سنگ‌زایی نشان می‌دهند این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی بیش از ۵/۲ درصد یک منبع گوشته‌ای تهی‌شده از نوع MORB ریشه گرفته‌اند (Saccani et al., 2022؛ شکل ۱۳).

گدازه‌های بالشی کالک‌آلتان، ترکیبی میان دو گروه یادشده نشان می‌دهند (شکل‌های ۴ و ۵) و از دیدگاه عنصرهای کمیاب، با بازالت‌های کالک‌آلتان وابسته به کمان‌های آتشفشانی همانندی دارند (شکل ۱۱). داده‌های به‌دست‌آمده از الگوهای سنگ‌زایی نیز گویای آن است که این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی منبعی گوشته‌ای دست‌یافت شده‌اند که نسبت به منبع تهی‌شده MORB، از دیدگاه ترکیب شیمیایی غنی‌تر است (شکل ۱۳).

نمونه؛ ترکیب شیمیایی سنگ‌کُل در نمونه‌های آلتان خاستگاهی اقیانوسی را پیشنهاد می‌کند (توضیح در پاراگراف بعدی)، ترکیب شیمیایی بلورهای زیرکن در همین نمونه‌ها با محیط‌های قاره‌ای همخوانی دارد (شکل ۱۲-A). به هر روی، در بسیاری از پهنه‌های زمین‌شناسی، تغییر در سرشت و خاستگاه ماگمای اولیه به‌روشنی در ترکیب بلورهای زیرکن بازتاب می‌یابد (Chagondah et al., 2025). از این رو، تفاوت در غلظت و روند پراکندگی عنصرهای کمیاب در زیرکن‌های سنگ‌های گوناگون این بررسی، نشان‌دهنده تفاوت در سرشت ماگمای اولیه در زمان تبلور آنها است (شکل‌های ۹، ۱۰ و ۱۲).

گدازه‌های بالشی آلتان، در نمودار Nb_N-Th_N (شکل ۱۱-D)، روند N-MORB-OIB را دنبال می‌کنند که نشان‌دهنده دست‌کم تأثیر پوسته در فرایند ماگمایی آنهاست. ترکیب این گدازه‌ها همانندی بالایی به ماگمای اولیه‌ای دارد که از منابع گوشته‌ای در سنگ‌کره اقیانوسی ریشه گرفته است (شکل‌های ۱۱-A و ۱۱-B). نسبت‌های بالای $MREE/HREE$ در این سنگ‌ها (شکل‌های ۵-C و ۵-D) گویای نقش یک منبع پریدوتیت گارنت‌دار در فرایند پیدایش آنهاست (Beker et al., 1997). بر پایه نمودارهای Th در برابر Nb/Yb (شکل ۱۳-A) و La/Yb



شکل ۱۳. الگوهای سنگ‌زایی بر پایه منحنی‌های ذوب دسته‌ای در (A) نمودار Th در برابر Nb/Yb ؛ (B) نمودار La/Yb در برابر Dy/Yb . ترکیب منابع گوشته‌ای به‌کاررفته در نمودارها از ساکانی (Saccani et al., 2022).

Figure 13. Petrogenetic models based on batch melting curves for Nb/Yb versus Th (A) and La/Yb versus Dy/Yb (B) diagrams. Mantle source compositions used in the diagrams are from Saccani et al. (2022).

اهمیت زمین‌ساختی و جایگاه ژئودینامیکی

داده‌های به‌دست‌آمده از این پژوهش، همراه با داده‌های پیشین (مانند: Lensch et al., 1979; Shojaat et al., 2003; Khalatbari Jafari et al., 2013a, b; Omrani et al., 2018; Rezaei et al., 2018; Moghadam et al., 2025) نشان می‌دهند مجموعه افیولیتی سبزوار دربردارنده گستره بزرگی از سنگ‌های آذرین است. گوناگونی زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناسی این سنگ‌ها گویای رخداد چندین رویداد زمین‌ساختی-ماگمایی متمایز در پهنه اقیانوسی سبزوار و همچنین، در کرانه‌های قاره‌ای آن، دربردارنده خردقاره ایران مرکزی (CIM) در جنوب و البرز خاوری در شمال است. تا کنون الگوهای گوناگونی برای پیدایش سنگ‌های ماگمایی افیولیت سبزوار پیشنهاد شده است.

اشتوکلین (Stöcklin, 1974) این مجموعه افیولیتی را بر جای مانده پهنه اقیانوسی سبزوار، شاخه‌ای از نئوتتیس در ژوراسیک پیشین، برشمرد. پژوهش‌های بعدی (مانند: Khalatbari Jafari et al., 2013a) گویای آن است که سنگ‌های آتشفشانی IAT و آلکالن این منطقه در کرتاسه بالایی و در محیط پشت‌کمانی پدید آمده‌اند؛ اما مجموعه دایک‌های ورقه‌ای در بستر پیش‌کمانی پدید آمده‌اند روزتی و همکاران (Rossetti et al., 2010) با بررسی گرانولیت‌های بازیک در کرانه شمالی افیولیت (منطقه شمال‌باختری سلطان‌آباد)، پیدایش آنها را پیامد فروانش اقیانوس سیستان دانسته و افیولیت‌های سبزوار و نایین را وابسته به پهنه پشت‌کمانی این فروانش در کرتاسه بالایی برشمرده‌اند. هرچند پیشتر لنج و همکاران (Lensch et al., 1979) با بررسی بخش‌های میانی مجموعه افیولیتی سبزوار ترکیب گدازه‌های بالشی را به کمانی جزیره‌ای نابالغ نسبت داده بودند و نتیجه گرفته بودند که این مجموعه افیولیتی بازمانده یک کرانه فروانشی فعال قاره‌ای است. شجاعت و همکاران نیز (Shojaat et al., 2003) الگوی پیدایش افیولیت در پی بسته‌شدن اقیانوس سبزوار از راه فروانش رو به شمال‌خاوری را پیشنهاد کرده بودند که این دیدگاه

را عمرانی و همکاران (Omrani et al., 2018) در پژوهش سنگ‌های دگرگونی با فشار بالا-دمای پایین (HP-LT) تأیید کردند.

با وجود این گوناگونی الگوها، هنوز هم‌افزایی کامل درباره موقعیت زمین‌ساختی و فرایند پیدایش افیولیت سبزوار به‌دست نیامده است. کاظمی و همکاران (Kazemi et al., 2019) با بررسی سنگ‌های ماگمایی کرتاسه (۷۵-۱۰۱ میلیون سال پیش) در جنوب افیولیت سبزوار و با توجه به همانندی ترکیب آنها به ماگماهای جزیره‌های کمانی، پیشنهاد دادند ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین از یک گوه گشته‌ای تهی‌شده فرافروانشی^۵ و در یک محیط فروانش جزیره کمانی در هنگام فروانش پهنه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار پدید آمده است. هرچند حضور سنگ‌های آذرین کالک‌آلکالن با ویژگی‌های ماگماهای کمان قاره‌ای^۶ در بخش‌های گوناگون پهنه سبزوار با سن همانند، موجب شده است برخی دیگر از پژوهشگران هر دو محیط فروانش (جزیره کمانی و کرانه فعال قاره‌ای) را برای پیدایش سنگ‌های آذرین پهنه سبزوار در نظر بگیرند (Omrani et al., 2018; Mazhari et al., 2019; Jafari and Ghasemi, 2023). بررسی سنگ‌شناسی گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای مناطق سلیمانیه و باغجر در مرکز مجموعه افیولیتی سبزوار، همانند این پژوهش، گویای وجود سه گونه‌ی ماگمای آلکالن، کالک‌آلکالن و IAT است (Rezaei et al., 2018). این پژوهشگران یک الگوی زمین‌ساختی برای تفسیر همراهی گونه‌های ماگمای یادشده پیشنهاد داده‌اند. این الگو نشان‌دهنده آن است که در کرانه جنوبی صفحه توران در دوران کرتاسه بالایی، یک سامانه کمان قاره‌ای-پیش‌کمانی^۷ وجود داشته است که به‌ترتیب، سنگ‌های کالک‌آلکالن (CA) و IAT در آن فوران کرده‌اند. بازالت‌های آلکالن در یک پهنه

⁵ supra-subduction

⁶ continental arc

⁷ continental arc-forearc system

اقیانوسی نا وابسته به فروورانش^۸ فوران کرده‌اند و سپس در پی برخورد کوه زیردریایی با سامانه کمان قاره‌ای-پیش‌کمانی، به‌صورت زمین‌ساختی به پیش‌کمان پیوسته‌اند (Rezaei et al., 2018).

گدازه‌های بالشی بررسی‌شده ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سازگار با ماگماتیسم در یک پهنه اقیانوسی نا وابسته به فروورانش دارند (شکل ۱۱-C). چنین ویژگی‌هایی می‌تواند نشان‌دهنده پیدایش این سنگ‌ها در کوه‌های زیردریایی^۹ باشد. در بسیاری از کوه‌های زیردریایی، فعالیت ماگمایی معمولاً با بازالت‌های توله‌ایتی در مراحل آغازین رشد آغاز می‌شود و در مراحل پایانی به ترکیب‌های آلکالین دگرگون می‌شود. بر این پایه، حضور هم‌زمان سنگ‌های توله‌ایتی و آلکالین در منطقه سلطان‌آباد می‌تواند بازتابی از چنین دگرگونی ماگمایی در یک سامانه کوه زیردریایی باشد. این ساختارهای آتشفشانی که شناوری بیشتری نسبت به پوسته اقیانوسی اطراف دارند، می‌توانند در پی فرایندهای برخوردی و پیوستن زمین‌ساختی به کمان‌های جزیره‌ای یا کرانه‌های قاره‌ای فعال افزوده شوند. وجود دنباله‌های رسوبی-آتشفشانی وابسته به فروورانش در کنار این بازالت‌ها (شکل ۱-B) نیز با این تفسیر و با داده‌های رضایی و همکاران (Rezaei et al., 2018) همخوانی دارد.

توالی سنی به‌دست‌آمده در این بررسی، دیدگاه تازه‌ای از دگرگونی زمین‌ساختی حوضه سبزوار ارائه می‌دهد. سن بالاتر گدازه‌های آلکالین (۱۱۲-۱۱۰ میلیون سال پیش) در مقایسه با واحدهای IAT و دایک‌های ورقه‌ای (۱۰۷-۹۰ میلیون سال پیش)، همراه با گزارش حضور واحدهای N-MORB در این افیولیت (Shojaat et al., 2003)، پیشنهاد می‌دهد ماگماتیسم آلکالین چه‌بسا در مراحل آغازین کافت اقیانوسی^{۱۰} یا در ارتباط با گسل‌های عمیق کششی در کرانه حوضه روی داده است. در این الگو، پهنه اقیانوسی سبزوار پس از یک فاز بازشدگی آغازین و

گسترش بستر، در بازه زمانی کوتاهی (کمتر از ۱۰ میلیون سال) وارد فاز فروورانش شده است که به جایگیری سنگ‌های IAT و کالک‌آلکالین در یک محیط پیش‌کمانی انجامیده است. این فرایند گذار پرشتاب از کافت به فروورانش^{۱۱} با الگوهای ژئودینامیکی حوضه‌های کوچک اقیانوسی کاملاً همخوانی دارد (Stern and Dickinson, 2010; Fu et al., 2023). بنابراین، هرچند احتمال پیدایش سنگ‌های آلکالین به‌صورت کوه‌های زیردریایی وجود دارد، اما نقش آنها به‌عنوان نشانه‌هایی از ماگماتیسم آغازین کافت در این حوضه نیز محتمل است. در پیشنهاد ارائه الگوی قطعی نیازمند بررسی دقیق و در صورت امکان سن‌سنجی ماگماهای با ترکیب MORB در منطقه سبزوار است.

ویژگی‌های شیمیایی سنگ‌ها (شکل ۱۱) و بلورهای زیرکن (شکل ۱۲-A) در نمونه‌های IAT نشان می‌دهند محیط پیدایش آنها بدون یا با دست‌کم تأثیر از بخش‌های پوسته قاره‌ای بوده است؛ امری که نشان می‌دهد این سنگ‌ها در پوسته اقیانوسی و در بخش پیش‌کمان یک کمان قاره‌ای در کرتاسه (۹۱-۱۰۷ میلیون سال پیش) پدید آمده‌اند. این مجموعه دربردارنده سنگ‌های نفوذی و دایک‌های ورقه‌ای است که گویای زمین‌ساخت کششی در محیط پیش‌کمان هستند (Moghadam et al., 2014; Rezaei et al., 2018). از سوی دیگر، شیمی سنگ‌های آتشفشانی و بلورهای زیرکن کالک‌آلکالین (شکل‌های ۱۱ و ۱۲) تأثیر چشمگیر بخش‌های پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد که می‌تواند گویای فوران این سنگ‌ها روی گستره جنوبی حوضه قاره‌ای توران باشد. در پایان، حضور سنگ‌های نوع N-MORB (Shojaat et al., 2003) و سنگ‌های دگرگونی فشار بالا-دمای پایین (HP-LT) (Rossetti et al., 2010) در این منطقه با یک سامانه کمان-پیش‌کمان-گوه برافزایشی^{۱۲} سازگار است و نشان‌دهنده آمیختگی زمین‌ساختی سنگ‌های صفحه‌های

¹¹ Rifting-to-Subduction Transition

¹² accretionary wedge-forearc-arc system

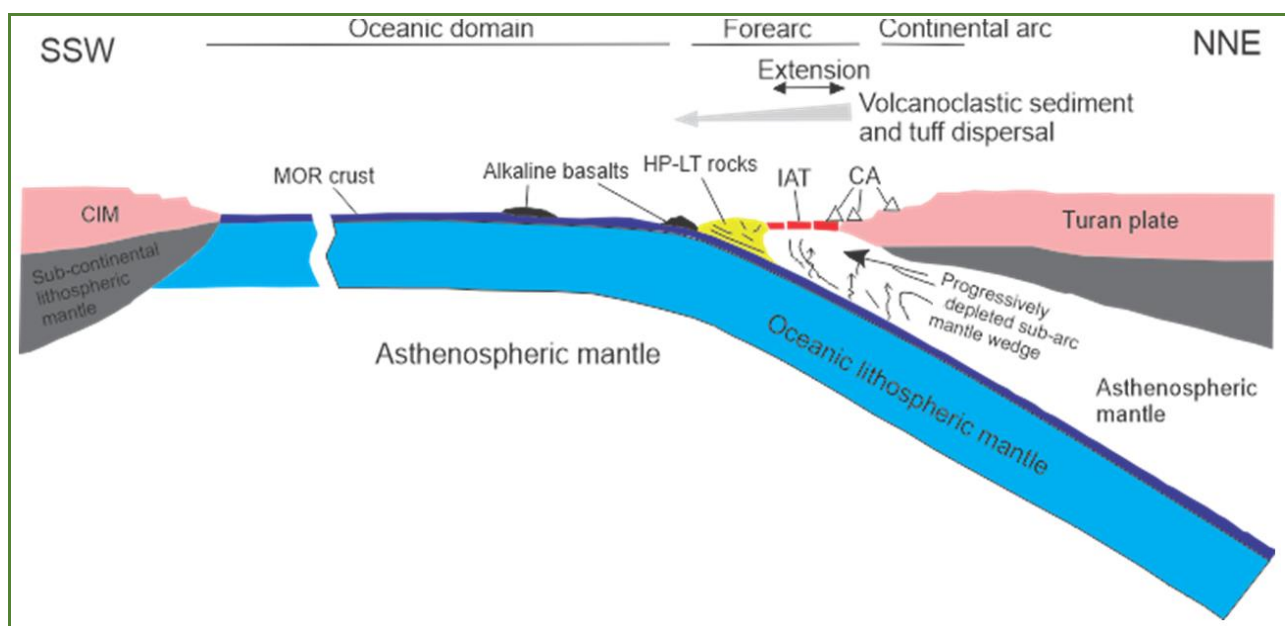
⁸ subduction-unrelated

⁹ seamounts

¹⁰ Incipient Rifting

اقیانوسی است (شکل ۱۴).

بالایی و زیرین، به ویژه در جریان بسته شدن پایانی پهنه



شکل ۱۴. الگوی زمین‌ساختی برای فرورانش پهنه اقیانوسی سبزوار در طول برشی از شمال پهنه ایران مرکزی (CIM) تا کرانه قاره‌ای جنوبی اوراسیا (توران) در زمان کرتاسه (برگرفته از: Rezaei et al., 2018) (MOR: پشته میان اقیانوسی؛ HP-LT: فشار بالا - کم دما، IAT: توله‌ایت کمان جزیره‌ای، CA: کالک‌آلکالن).

Figure 14. Tectonic model for the subduction of the Sabzevar oceanic basin along a cross-section from the northern Central Iranian Microcontinent (CIM) to the southern continental margin of Eurasia (Turan) during the Cretaceous (modified after Rezaei et al., 2018) (MOR: mid-ocean ridge; HP-LT: high-pressure-low-temperature; IAT: island-arc tholeiite; CA: calc-alkaline).

برداشت

این پژوهش با پیشنهاد داده‌های نوین زمین‌شیمی سنگ کل، زمین‌زمان‌سنجی U-Pb و زمین‌شیمی عنصرهای کمیاب زیرکن از گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای منطقه سلطان‌آباد، بازه‌های زمانی و تکتونوماگمایی برای دگرگونی مجموعه افیولیتی سبزوار فراهم می‌کند. داده‌های به‌دست‌آمده نشان می‌دهند ماگماتیسزم این بخش از پوسته اقیانوسی نفوتتیس از کرتاسه میانی تا پسین، سرشتی ناهمگن داشته است.

داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل نشان‌دهنده حضور سه سری ماگمایی آلکالن، کالک‌آلکالن و توله‌ایتی است که هر یک خاستگاه و شرایط تکتونوماگمایی گوناگونی را بازتاب می‌دهند. بازالت‌های آلکالن با غنی‌شدگی چشمگیر از HFSE و LREE، نسبت‌های بالای La_N/Yb_N و

الگوهای همانند OIB، حاصل از ذوب‌بخشی کم‌درجه از یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده و گارنت‌دار هستند. در برابر، گدازه‌های توله‌ایتی و دایک‌های ورقه‌ای با تهی‌شدگی Nb-Th، الگوهای تخت REE و ویژگی‌های همانند IAT، از ذوب‌بخشی بالاتر یک منبع گوشته‌ای تهی‌شده وابسته به سامانه فرافروانش ریشه گرفته‌اند. ماگماهای کالک‌آلکالن نیز ترکیبی میانه دارند و تأثیر سیالات فرورانشی و بخش‌های پوسته‌ای در آنها آشکار است.

زمین‌زمان‌سنجی U-Pb زیرکن‌ها نشان می‌دهد فعالیت ماگمایی در این منطقه در بازه زمانی نزدیک به ۱۱۳ تا ۹۰ میلیون سال پیش رخ داده است. بازالت‌های آلکالن کهن‌ترین سن‌ها (نزدیک به ۱۱۲-۱۱۰ Ma) را ثبت کرده‌اند؛ اما ماگماهای توله‌ایتی و کالک‌آلکالن در یک بازه زمانی همپوشان، اما گسترده‌تر (۱۱۳-۹۰ Ma) تبلور یافته‌اند. این همپوشانی زمانی، نشان‌دهنده

افیولیتی است.

در مجموع، داده‌های این پژوهش از الگوی پش‌تیبانی می‌کند که در آن افیولیت سبزوار محصول دگرگونی یک سامانهٔ فرورانشی فعال دربردارندهٔ پیش‌کمان-کمان آشفشانی در کرانهٔ جنوبی صفحهٔ توران در کرتاسه میانی تا پسین است. در این چارچوب، گدازه‌های توله‌ایتی و دایک‌های ورقه‌ای نمایانگر پوستهٔ اقیانوسی پیش‌کمان هستند؛ اما بازالت‌های آکالان به‌عنوان بازمانده‌های ماگماتیسیم درون‌صفحه‌ای پدیدآمده در یک پهنهٔ اقیانوسی نا وابسته به فرورانش تفسیر می‌شوند که در ادامه، در پی فرایندهای همگرایی و بسته‌شدن پایانی حوضه نئوتتیس، به‌صورت زمین‌ساختی به سامانهٔ کمانی افزوده شده‌اند. این دستاوردها، شواهد مستقلی برای سرشت چندمرحله‌ای و ناهمگن ماگماتیسیم در شاخهٔ شمالی نئوتتیس در شمال‌خاوری ایران فراهم می‌آورد.

همزیستی فرایندهای ماگمایی وابسته به گسترش اقیانوسی و فرورانش فعال در هنگام دگرگونی حوضهٔ سبزوار است.

ترکیب عنصرهای کمیاب بلورهای زیرکن، به‌ویژه نسبت‌های Eu/Eu^* ، U/Yb ، Th/U و الگوهای REE، خاستگاه ماگمایی بلورها را نشان می‌دهد و بازتابی از تفاوت سرشت ماگمای اولیه در گروه‌های گوناگون سنگی است. زیرکن‌های وابسته به سنگ‌های توله‌ایتی بیشتر ویژگی‌های محیط‌های اقیانوسی-جزیره‌های کمانی را نشان می‌دهند؛ اما زیرکن‌های درون سنگ‌های کالک‌آکالان و آکالان تأثیر منابع غنی‌تر گوشته‌ای یا بخش‌های پوسته‌ای را بازتاب می‌دهند. این تفاوت‌ها نشان می‌دهند ترکیب زیرکن، با وجود محدودیت‌ها در ماگماهای مافیک، ابزاری کارآمد برای ردیابی دگرگونی‌های ژئودینامیکی در مجموعه‌های پیچیده

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94(3), 401–419. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>
- Akrami, M.A., and Askari, A. (2000) Geological map of Soltanabad (scale 1:100000). Geological Survey of Iran.
- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3–4), 211–238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Bea, F., and Montero, P. (1999) Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 7-8, 1133–1153 [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00292-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00292-0)
- Beker J.A., Menzies M.A., Thirlwall M.F., and Macpherson C.G. (1997) Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a, Yemen: Implications for plume-Lithosphere interaction and polybaric melt hybridization. *Journal of Petrology*, 38, 1359–1390.
- Bröcker, M., Omrani, H., Berndt, J., and Moslempour, M.E. (2021) Unravelling metamorphic ages of suture zone rocks from the Sabzevar and Makran areas (Iran): Robust age constraints for the larger Arabia–Eurasian collision zone. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 39, no. 9, p. 1099–1129, <https://doi.org/10.1111/jmg.12603>
- Chagondah, G.S., Elburg, M.A., Hofmann, A., Rollinson, H., Ueckermann, H., and Vorster, C. (2025) Zircon trace element geochemistry of the neoarchean late-granite suites along the southern margin of the Zimbabwe craton, Zimbabwe. *Journal of African Earth Sciences*, 228, 105619. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2025.105619>
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W., and Kinny, P. (2003) Atlas of zircon textures. *Review of Mineralogy and Geochemistry*, 53, 469–500.
- Dilek, Y., and Furnes, H. (2019) Tethyan ophiolites and Tethyan seaways. *Journal of the Geological*

- Society, 176 (5), 899–912, <https://doi.org/10.1144/jgs2019-129>
- Ferry, J.M., and Watson, E.B. (2007) New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154, 429–437. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
- Fu, D., Huang, B., Wilde, S.A., Johnson, T.E., Polat, A., Windley, B.F., Hu, Z.C., Zhou, Z.P., and Kusky, T.M. (2023) The tempo of back-arc basin evolution: Insights from the early Paleozoic Proto-Tethyan North Qilian orogenic belt, northeastern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 603, 117976. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117976>
- Grimes, C.B., John, B.E., Cheadle, M.J., Mazdab, F.K., Wooden, J.L., Swapp, S., and Schwartz, J.J. (2007) Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology*, 35(7), 643–646. <https://doi.org/10.1130/G23603A.1>
- Grimes, C.B., Wooden, J.L., Cheadle, M.J., and John, B.E. (2015) Fingerprinting tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170(5–6), 46. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1199-3>
- Hamzehlou, S. (2021) Petrology and geochemistry of the volcanic rocks in the east of Soltan-Abad, NE of Sabzevar zone. 143 p. M.Sc. Thesis, Kharazmi University, Tehran, Iran (In Persian).
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., and Mitchell, S.F. (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48, 2341–2357.
- Hopson, C.A. (2007) Subvolcanic sheeted sills and nonsheeted dikes in ophiolites: Occurrence, origin, and tectonic significance for oceanic crust generation, in Cloos, M., Carlson, W.D., Gilbert, M.C., Liou, J.G., and Sorensen, S.S., eds., *Convergent Margin Terranes and Associated Regions: A Tribute to W.G. Ernst: Geological Society of America Special Paper 419*, p. 225–254. [https://doi.org/10.1130/2006.2419\(12\)](https://doi.org/10.1130/2006.2419(12))
- Hoskin, P.W.O., and Ireland, T.R. (2000) Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, 28(7), 627–630. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<627:REECOZ>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<627:REECOZ>2.0.CO;2)
- Hoskin, P.W.O., and Black, L.P. (2000) Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18 (4), 423–439. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00266.x>
- Hoskin, P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 637–648. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006>
- Jafari, A., and Ghasemi, H. (2023) Geologic history of the Sabzevar oceanic Basin, NE Iran: An overview from continental rifting to obduction in the NeoTethys oceanic system. *Journal of Asian Earth Sciences* 245, 105559. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2023.105559>
- Kazemi, Z., Ghasemi, H., Tilhac, R., Griffin, W., Moghaddam, H.S., O'Reilly, S., and Mousivand, F. (2019) Late Cretaceous subduction-related magmatism on the southern edge of Sabzevar basin, NE Iran. *Journal of the Geological Society of London* 176, 530–552.
- Khalatbari Jafari, M., Babaie, H., and Gani, M. (2013a) Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 70–71, 209–230.
- Khalatbari Jafari M., Babaie H.A., and Mirzaie, M. (2013b) Geology, petrology and tectonomagmatic evolution of the plutonic crustal rocks of the Sabzevar ophiolite, NE Iran. *Geological Magazine*, 150, 862–884.
- Lensch G., Mihm A., and Alavi-Tehrani N. (1979) Major element geochemistry of the ophiolites north of Sabzevar (Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 7, 415–447.

- Liang, J.L., Ding, X., Sun, X.M., Zhang, Z.M., Zhang, H., and Sun, W.D. (2009) Nb/Ta fractionation observed in eclogites from the Chinese Continental Scientific Drilling Project. *Chemical Geology*, 268, 27–40.
- Long, X., Sun, M., Yuan, C., Kroner, A. and Hu, A. (2012) Zircon REE patterns and geochemical characteristics of Paleoproterozoic anatectic granite in the northern Tarim Craton, NW China: Implications for the reconstruction of the Columbia supercontinent. *Precambrian Research*, 222–223, 474–487. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.09.009>
- Luo, L., Chen, G., and Li, Z. (2024) Identifying tectonic settings of porphyry copper deposits using zircon trace elements - A semi-supervised machine learning method. *Ore Geology Reviews*, 171, 106170. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106170>
- Mazhari, S.A., Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., Molina, J.F., Montero, P., Scarrow, J.H., and Williams, I.S. (2009) The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogen. *Journal of Geological Society, London*, 166, 53–69.
- Mazhari, S.A., Klötzli, U., Safari, M. (2019) Petrological investigation of Late Cretaceous magmatism in Kaboodan area, NE Iran: Evidence for an active continental arc at Sabzevar zone. *Lithos*, 348–349, 105183. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105183>
- Moghadam, S.H., Corfu, F., Chiaradia, M., Stern, R.J., Ghorbani, G.H. (2014) Sabzevar Ophiolite, NE Iran: Progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data. *Lithos*, 210–211, 224–241. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.10.004>
- Moghadam, S.H., Xiao, W., Dilek, Y., Ghorbani, G., Chiaradia, M., Santos, J.F., Ottley, C.J., Karsli, O., Khedr, M.Z., and Arai, S. (2025) Mineral, bulk rock, and isotope geochemistry of the Late Cretaceous Sabzevar ophiolite in NE Iran and the magmatic and tectonic evolution of a continental back-arc basin oceanic crust. *Geological Society of America Bulletin*, 137(1–2), 649–681. <https://doi.org/10.1130/B37690.1>
- Ni, Z., Arevalo, R., Piccoli, P., and Reno, B. L. (2020) A novel approach to identifying mantle-equilibrated zircon by using trace element chemistry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21, e2020GC009230. <https://doi.org/10.1029/2020GC009230>
- Ohnenstetter, M. (1983) The role of possible transverse faults in the development of the Sabzevar ophiolites, North- East Iran, with special reference to magma chamber tectonics. *Sciences Géologiques bulletins et mémoires*, 36 (1), 73–90.
- Omrani, H., Moazzen, M., and Oberhansli, R. (2018) Geodynamic evolution of the Sabzevar zone, northern central Iranian micro-continent. *Mineralogy and Petrology*, 112, 65–83. <https://doi.org/10.1007/s00710-017-0505-3>
- Pearce J.A., and Norry M.J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 69, 33–47.
- Pearce, J.A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 525–548, ISBN 0 471 28034 8
- Pearce, J.A. (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113.
- Rezaei, Z., Noghrean, M., and Saccani, E. (2018) Petrology and geochemistry of sheeted dykes and pillow lavas from the Sabzevar ophiolitic mélange (NE Iran): New constraints for the Late Cretaceous evolution of the Neo-Tethys. *Ophioliti*, 43(2), 147–172. <https://doi.org/10.4454/ofioliti.v43i2.461>
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. Longman

Scientific & Technical.

- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M.H., and Moin Vaziri, H. (2010) Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *Terra Nova*, 22, 26–34.
- Saccani, E. (2015) A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. *Geoscience Frontiers*, 6, 481-501. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006>
- Saccani, E., Delavari, M., Dolati, A., Pandolfi, L., Barbero, E., Tassinari, R., and Marroni, M. (2022) Geochemistry of basaltic blueschists from the Deyader Metamorphic Complex (Makran Accretionary Prism, SE Iran): New constraints for magma generation in the Makran sector of the Neo-Tethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 228, 105141. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2022.105141>
- Shojaat, B., Hassanipak, A., Mobasher, K., and Ghazi, A. (2003) Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21 (9) 1053–1067, [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00143-8](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00143-8).
- Ślodziak, E., Pietranik, A., Repstock, A., Przybyło, A., Glynn, S., and Lukács, R. (2024) Zircon trace element fingerprint of changing tectonic regimes in Permian rhyolites from the Central European Lowlands. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 113, 779–795. <https://doi.org/10.1007/s00531-024-02419-5>
- Smythe, D.J., and Brenan, J.M. (2016) Magmatic oxygen fugacity estimated using zircon–melt partitioning of cerium. *Earth and Planetary Science Letters*, 453, 260–266. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.08.013>
- Stern, R.J., and Dickinson, W.R. (2010) The Gulf of Mexico is a Jurassic backarc basin. *Geosphere*, 6, 739–754, <https://doi.org/10.1130/GES00585.1>
- Stöcklin, J. (1974) Possible ancient continental margins in Iran. In: C.A. Burk and C.L. Drake, (Ed.), *The geology of continental margins*. Springer-Verlag, New York, 873-887.
- 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(1), 313-345. <http://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tatsumi, Y. and Eggins, S.M. (1995) *Subduction Zone Magmatism*. Blackwell Science, Cambridge, MA.
- Trail, D., Watson, E.B., and Tailby, N.D. (2011) The oxidation state of Hadean magmas and implications for early Earth's atmosphere. *Nature*, 480, 79–82. <https://doi.org/10.1038/nature10655>
- Warr, L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85(3), 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Williams, I.S., and Claesson, S. (1987) Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. II: Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 97, 205-217. <https://doi.org/10.1007/BF00371240>
- Winchester, J.A., and Floyd, P.A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325–343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Wood, D.A. (1980) The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11–30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8)

- Yajam, S., Montero, P., Scarrow, J.H., Ghalamghash, J., Razavi, S.M.H., and Bea, F. (2015) The spatial and compositional evolution of the Late Jurassic Ghorveh-Dehgolan plutons of the Zagros Orogen, Iran: SHRIMP zircon U-Pb and Sr and Nd isotope evidence. *Geologica Acta*, 13, 25-43 .
<https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2015.13.1.2>