

## **Mineralogy and geochemistry of the mafic dikes in the mantle sequence of ophiolitic complex from south of Soltan Abad (north east of Sabzevar)**

**Razieh Bagheri <sup>1</sup>, Mohsen Nasrabad <sup>1\*</sup>, Abbas Asiabanha <sup>1</sup> and Kazem Gholizadeh <sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of Science, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

<sup>2</sup> Iran Mineral Processing Research Center, Karaj, Iran

### **Abstract**

The occurrence of doleritic, microgabbroic, hornblende- gabbroic, pegmatoidic and gabbro-noritic dikes is the conspicuous characteristics of mantle sequences of the ophiolitic complex from south Soltan Abad. Dikes trend is mostly western- eastern and because of deformation, some display boudin- domino structure. Pegmatoidic and doleritic dikes contain clinopyroxene and plagioclase minerals. Magmatic amphibole is observed in addition to clinopyroxene and plagioclase in the hornblende- gabbroic dikes. There are plagioclase, clinopyroxene and orthopyroxene in the gabbro-noritic dikes. Microgabbroic dikes include plagioclase and secondary amphibole. Clinopyroxene is replacing by amphiboles in the most dikes. Occurrence of orthopyroxene and magmatic amphibole, pegmatoidic texture, pyroxene crystallization prior to plagioclase and anorthite rich composition of the plagioclase indicate water participation in the magma genesis. The pattern of the multi- element spider diagram of the most investigated samples shows noticeable resemblance to the suprasubduction ophiolites and Cenozoic fore arc basalts. Hornblende - gabbroic and doleritic dikes are alkali basalt, so derived from enriched lower mantle source rock. However, the others exhibit geochemical signatures of tholeiitic basalt with arc island affinity. Hence based on these documents, mafic- ultramafic complex of south Soltan Abad represents oceanic lithosphere of forearc from suprasubduction zone setting. According to the classification and tectonic setting discrimination diagrams, most dikes exhibit geochemical characteristics of tholeiitic basalt with boninitic and island arc affinity. Hornblende- gabbroic and doleritic dikes encompass alkali nature, so they have derived via melting of source rock from lower enriched mantle. The compositional sequence, probably represents incorporation of various mantle source rock during the evolutionary trend of the subduction zone at late Cretaceous.

**Key words:** dike, ophiolitic complex, suprasubduction zone, Soltan Abad

\* nasrabad@sci.ikiu.ac.ir

## کانی‌شناسی و زمین‌شیمی دایک‌های مافیک توالی گوشته‌ای مجموعه افیولیتی جنوب سلطان‌آباد (شمال خاوری سبزوار)

راضیه باقری<sup>۱</sup>، محسن نصرآبادی<sup>۱\*</sup>، عباس آسیابانها<sup>۱</sup> و کاظم قلی‌زاده<sup>۲</sup>  
<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ع)، قزوین، ایران  
<sup>۲</sup> مرکز فرآوری مواد معدنی، کرج، ایران

### چکیده

از ویژگی‌های آشکار توالی گوشته‌ای مجموعه افیولیتی جنوب سلطان‌آباد، وجود دایک‌های دلریتی، میکروگابرویی، هورنبلندگابرویی، پگماتوئیدی و گابرونوریتی است. روند دایک‌ها بیشتر خاوری-باختری است و در پی دگرریختی، برخی از آنها ساختار بودین-دومینویی نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی سازنده دایک‌های پگماتوئیدی و دلریتی هستند. در دایک‌های هورنبلندگابرویی، افزون‌بر کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز، آمفیبول ماگمایی نیز دیده می‌شود. دایک‌های گابرونوریتی دربردارنده کانی‌های کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و پلاژیوکلاز هستند. دایک‌های میکروگابرویی نیز دربردارنده آمفیبول ثانویه و پلاژیوکلاز هستند. در بیشتر دایک‌ها، کلینوپیروکسن در حال جایگزینی با آمفیبول است. دارابودن آمفیبول ماگمایی و ارتوپیروکسن، بافت پگماتوئیدی، تبلور پیروکسن پیش از پلاژیوکلاز و ترکیب سرشار از آنورتیت پلاژیوکلاز نشان‌دهنده مشارکت آب در پیدایش ماگما هستند. الگوی نمودار عنکبوتی چندعنصری برای بیشتر نمونه‌ها با جایگاه بالای پهنه فرورانش و بازالت‌های پیش‌کمانی سنوزویک شباهت چشمگیری نشان می‌دهد. برپایه نمودارهای رده‌بندی و شناسایی جایگاه زمین‌ساختی، بیشتر دایک‌ها ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بازالت توله‌ایتی نزدیک به شیمی بازالت جزیره‌های کمانی و بونینیتی نشان می‌دهند. سه نمونه سرشت آلکالن درون صفحه‌ای دارند و از این رو، از ذوب سنگ خاستگاه غنی‌شده گوشته‌ای زیرین سرچشمه گرفته‌اند. توالی ترکیبی از توله‌ایتی و بونینیتی به سوی آلکالن چه بسا نشانه مشارکت سنگ خاستگاه گوشته‌ای متفاوت هنگام روند تکاملی پهنه فرورانش در کرتاسه پسین است.

واژه‌های کلیدی: دایک، مجموعه افیولیتی، پهنه بالای فرورانش، سلطان‌آباد

\* nasrabady@sci.ikiu.ac.ir

Copyright©2020, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

DOI: <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.121867.1163>

## مقدمه

تنوره، دور از تنوره و دور از گودال) و نوع تنوره (تنوره نزدیک به پشته و فلات اقیانوسی) هستند و ترکیبی همانند مورب نشان می‌دهند.

با دانستن جایگاه بالای فرورانش، تناقض میان ویژگی‌های زمین‌شیمیایی (شاخص‌های کمان ماگمایی) و ویژگی‌های ساختاری (مجموعه دایک‌های معرف رژیم کششی حاکم در جایگاه گسترش کف اقیانوس) در پهنه‌های افیولیتی تفسیر شدنی هستند (Shervais, 2001; Metcalf and Shervais, 2008). از سوی دیگر، برپایه شرایط ژئودینامیک، سازوکار جایگزینی افیولیت‌های با خاستگاه پشته میان اقیانوسی روی مرز غیرفعال با تردیدهای بسیاری همراه است؛ اما دانستن جایگاه بالای پهنه فرورانش به ویژه پیش‌کمان (Stern and Bloomer, 1992; Shervais, 2001; Stern, 2012; Stern et al., 2004)، سازوکار موجهی را برای جایگزینی سنگ‌کره اقیانوسی و پیدایش پهنه افیولیتی فراهم می‌آورد.

از دیرباز تا کنون بسیاری از پژوهشگران به بررسی توالی افیولیتی شمال سبزوار پرداخته‌اند و درباره پیدایش مرتبط با جایگاه بالای فرورانش آنها نیز اتفاق نظر دارند (Noghreyan, 1982; Baroze et al., 1983; Shojaat et al., 2003; Khalatbari Jafari et al., 2013; Shafaii Moghadam et al., 2014, 2015; Omrani et al., 2017; Rezaei et al., 2018; Rahmani et al., 2020).

یکی از ویژگی‌های مهم پهنه افیولیتی جنوب سلطان‌آباد، وجود دایک‌های مافیک گوناگون در توالی گوشته‌ای است. چنین دایک‌هایی در افیولیت‌های نوع بالای پهنه فرورانش معمول هستند و در افیولیت‌های گستره تپسی تبت،

از زمان شناسایی افیولیت‌ها به‌عنوان سنگ‌کره اقیانوسی جایگزین شده در لبه قاره‌ها، درباره خاستگاه آنها که آیا معرف سنگ‌کره پشته میان اقیانوسی است یا سنگ‌کره بالای پهنه فرورانش اتفاق نظر وجود نداشته است. Miyashiro (۱۹۷۳) با پیشنهاد خاستگاه جزیره‌های کمانی برای افیولیت ترودوس قبرس، جایگاه پشته میان اقیانوسی برای افیولیت‌ها را مورد تردید قرار داد و در حقیقت، آغازگر بحثی شد که برپایه آن، افیولیت‌ها چه‌بسا از سنگ‌کره اقیانوسی بالای پهنه فرورانش نیز خاستگاه گرفته باشند. بررسی‌های دو دهه اخیر نشان می‌دهند بیشتر افیولیت‌ها با داشتن قرابت زمین‌شیمیایی کمان ماگمایی، در پهنه بالای فرورانش پدید آمده‌اند (Furnes et al., 2014). برپایه جایگاه زمین‌ساختی، افیولیت‌ها به دو گروه اصلی مرتبط با فرورانش و نامرتب با فرورانش دسته‌بندی شده‌اند (Dilek and Furnes, 2011):

- افیولیت‌های مرتبط با فرورانش که دربردارنده افیولیت‌های گوناگون بالای پهنه فرورانش (پشت‌کمان تا پیش‌کمان، پیش‌کمان، پشته کمان اقیانوسی و قاره‌ای) و کمان آتشفشانی هستند. تحول این‌گونه افیولیت‌ها پیامد آب‌زدایی تخته فرورو و متاسوماتیسم گوشته‌ای منتج از آن و ذوب رسوب‌ها و گوته گوشته‌ای دگرسان شده است؛

- افیولیت‌های نامرتب با فرورانش که دربردارنده افیولیت‌های مرز قاره‌ای (آغاز ریف‌تینگ قاره‌ای)، پشته میان اقیانوسی (مجاور

دایک‌ها و توده‌های مافیک توالی گوشته‌ای جنوب سلطان‌آباد، کانی‌های ۴ نمونه دایک میکروگابرویی، گابرونوریتی، هورنبلندگابرویی و پگماتوئیدی و یک توده گابرونوریتی، با دستگاه ریزکاو الکترونی نوع Cameca SX100 در مرکز فرآوری مواد معدنی کرج تجزیه شدند. هنگام انجام این کار، ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kv، شدت جریان ۱۵ nA و زمان شمارش سی ثانیه بود. برای شناخت ترکیب شیمیایی سنگ کل و ارزیابی جایگاه زمین‌ساختی این سنگ‌ها، شمار ۹ نمونه دایک مافیک و یک توده گابرونوریتی که نشانه‌های دگرسانی کمتری نشان می‌دادند، در شرکت زرآزما به روش ICP-OES و ICP-MS تجزیه شیمیایی سنگ کل شدند. عنصرهای اصلی با دستگاه ICP-OES و عنصرهای کمیاب با دستگاه ICP-MS تجزیه شدند. آماده‌سازی نمونه‌ها برای تجزیه عنصرهای اصلی به روش ذوب قلیایی بود؛ به این گونه که هر یک از نمونه‌ها پس از ذوب با لیتیم‌متابورات، در اسیدنیتریک رقیق حل و سپس محلول نهایی با دستگاه ICP-OES تجزیه شیمیایی شدند. درباره عنصرهای کمیاب، پس از انحلال نمونه‌ها در اسیدهای هیدروفلوئوریک، پرکلریک، نیتریک و هیدروکلریک، غلظت هر عنصر با دستگاه ICP-MS سنجیده شد. آستانه آشکارسازی برای عنصرهای اصلی برابر با ۰/۰۱، برای عنصرهای خاکی کمیاب (مگر لانتانیم) برابر با ۰/۰۱ تا ۰/۱ و برای دیگر عنصرهای کمیاب برابر با ۰/۱ تا ۱ است.

### زمین‌شناسی ناحیه‌ای

پیشینه پیچیده زمین‌شناسی ایران، متأثر از جایگاه ویژه آن در گستره تئیس است. سرزمین ایران در بخش میانی پهنه کوهزایی آلپ-همالیای جای دارد. این پهنه کوهزایی از باختر

پاکستان و ترکیه نیز گزارش شده‌اند (Kakar et al., 2015; Colakoglu et al., 2012; Parlak, 2016; Xiong et al., 2020). ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این گونه دایک‌ها از توله‌ایت تا کالک‌آلکان و حتی آلکان متغیر است. این نکته نشان‌دهنده تنوع جایگاه زمین‌ساختی آنها از پشته میان‌اقیانوسی تا جزیره‌های کمانی، پشت‌کمان و جزیره‌های اقیانوسی درون‌صفحه‌ای است (Çelik, 2007; Colakoglu et al., 2012; Kavak et al., 2017). از این رو، دایک‌های مافیک توالی گوشته‌ای افیولیت‌ها تاریخچه‌ای پیچیده از مراحل گوناگون تحول ژئودینامیکی چرخه زندگی پهنه افیولیتی را دربر دارند.

در راستای پیشنهاد الگوی ژئودینامیکی پیدایش پهنه افیولیتی شمال سبزوار، هر یک از پژوهشگران، به بررسی واحدهای سنگی خاصی از توالی پوسته‌ای یا گوشته‌ای (مانند گدازه‌های بالشی، مجموعه دایک‌های ورقه‌ای، پلاژیوگرانیت، گابروها، کومولا‌های پیروکسنیتی و تفاله هارزبورژیتی) پرداخته‌اند؛ اما کمبود اطلاعات سنگ‌شناسی درباره دایک‌های مافیک توالی گوشته‌ای این پهنه افیولیتی کاملاً روشن است؛ به گونه‌ای که وابستگی زایشی این دایک‌ها با مراحل پیدایش و تکامل پهنه افیولیتی جنوب سلطان‌آباد روشن نشده است.

در این پژوهش با بررسی صحرائی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی دایک‌های مافیک تزریق‌شده به توالی گوشته‌ای، جایگاه ژئودینامیک پیدایش آنها در ارتباط با پیدایش افیولیت‌های جنوب سلطان‌آباد ارزیابی می‌شود.

### روش انجام پژوهش

پس از انجام بررسی‌های میدانی و نمونه‌برداری از

Stampfli, 2008) نشان می‌دهند هنگام کرتاسه پسین، مهاجرت رو به عقب ورقه اقیانوسی فرورو در راستای پهنه فرورانشی زاگرس، پیدایش حوضه‌های اقیانوسی پشت کمان باریک سبزوار و نایین- بافت در پیرامون خردقاره ایران مرکزی را به دنبال داشته است. البته برپایه بررسی‌های دهه اخیر ( Shirdashtzadeh *et al.*, 2014; Ghasemi *et al.*, 2018, Kazemi *et al.*, 2019; Pirnia *et al.*, 2020; Rahmani *et al.*, 2020) سن حوضه‌های اقیانوسی سبزوار و نایین، ژوراسیک تا کرتاسه پیشین بوده و فرایند پیدایش آنها از فرورانش نئوتتیس جدا دانسته شده است. Rossetti و همکاران (۲۰۱۰)، با بررسی سنگ‌های دگرگونی پهنه افیولیتی شمال باختری سبزوار، سن رویداد دگرگونی سنگ‌کره اقیانوسی فرورو را ۱۰۶ میلیون سال پیش به دست آورده‌اند. از این رو، سن پهنه اقیانوسی سبزوار پیش از کرتاسه پیشین است. همانند دیگر مجموعه‌های افیولیتی ایران، پهنه افیولیتی شمال سبزوار نیز بیشتر از توالی گوشته‌ای نوع هارزبورژیت ساخته شده است (Shafaii Moghadam *et al.*, 2015). در جنوب سلطان‌آباد (شمال خاوری سبزوار)، این پهنه افیولیتی بیشتر در بردارنده هارزبورژیت سرپانتینیته شده، گابرو و مجموعه آتشفشانی است (شکل ۱- B). دایک‌های مافیک گوناگونی به درون توالی گوشته‌ای این افیولیت تزریق شده‌اند. این دایک‌ها از دیدگاه مکانی تنها منحصر به توالی گوشته‌ای هستند و بر خلاف ماگماتیسم پسا افیولیتی در واحدهای آتشفشانی ائوسن شمال پهنه افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی فشار بالای حوالی

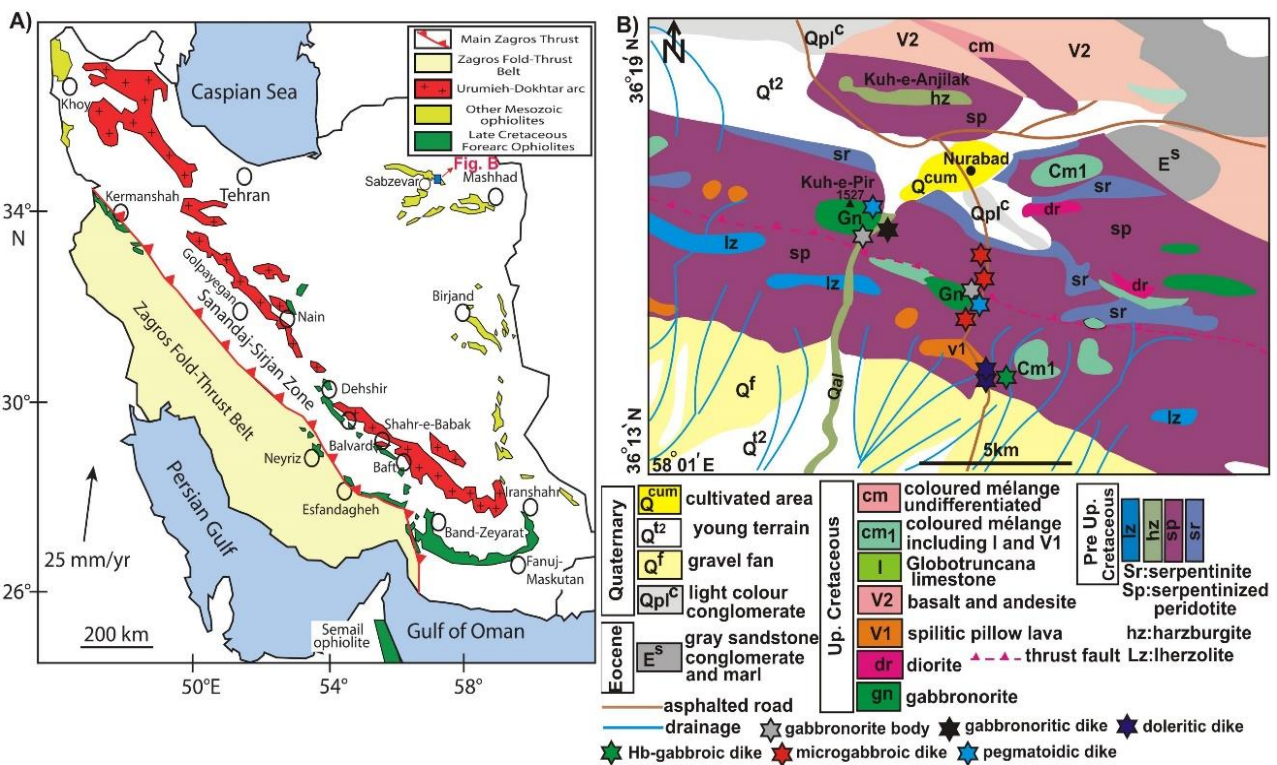
اروپا آغاز می‌شود و پس از گذر از ترکیه، ایران، افغانستان تا تبت، برمه و اندونزی ادامه می‌یابد. در پهنه ایران، سنگ‌کره اقیانوسی نشان‌دهنده پهنه اقیانوسی تتیس برونزد کمابیش گسترده‌ای دارد و افیولیت‌های خاور اروپا و ترکیه را به افیولیت‌های آسیای خاوری در هند و پاکستان پیوند می‌دهد.

مجموعه‌های افیولیتی مزوزوییک، به‌ویژه کرتاسه- پالتوسن، گسترش کمابیش بسیاری در محل گسل‌ها و راندگی‌های زاگرس و پیرامون خردقاره ایران مرکزی دارند (شکل ۱- A). بیشترین گسترش افیولیت‌های مزوزوییک به شکل کمربند ناپیوسته‌ای پیرامون خردقاره ایران مرکزی، در مناطق نایین، سبزوار، بیرجند و تربت حیدریه رخنمون دارد. پهنه افیولیتی شمال سبزوار به درازای ۱۵۰ کیلومتر و پهنای ۱۰ تا ۳۰ کیلومتر در شمال خردقاره ایران مرکزی جای دارد (شکل ۱- A). به گفته Stampfli (۱۹۷۸)، افیولیت‌های سبزوار نشان‌دهنده یک ریفت اقیانوسی باریک و محدود به سن کرتاسه هستند. به‌باور Noghreyan (۱۹۸۲) افیولیت‌های سبزوار در یک پهنه پشت کمان و نزدیک به درازگودال در حال فرورانش پدید آمده‌اند. وجود اقیانوس کم‌دوام و کوتاه‌مدت در محدوده سبزوار، برپایه یکسان بودن سن آمفیبول‌های ماگمایی توالی افیولیتی و آمفیبول‌های سازند آتشفشان- رسوبی کرتاسه پسین معرف جزیره‌های کم‌مانی پیشنهاد شده است (Baroze *et al.*, 1983). یافته‌های به‌دست‌آمده از بررسی‌های برخی پژوهشگران (Stampfli, 2000; Stampfli and Borel, 2002; Golonka, 2004; Bagheri and



روی پهنه افیولیتی جنوب سلطان‌آباد واحد ستبری ساخته‌شده از بازالت، آندزیت و توالی آتشفشانی- رسوبی دیده می‌شود (واحد V2؛ شکل ۱- B). به باور Baroze و همکاران (۱۹۸۳)، این واحد سنگی در جزیره‌های کمانی اقیانوسی مرتبط با پهنه افیولیتی شمال سبزوار پدید آمده است. برپایه مقادیر آهن و تیتانیم و روند تغییرات آن‌ها، Baroze و همکاران (۱۹۸۳)، سه سری ماگمایی کالک‌آلکان، توله‌ایتی و آلکان را در توالی‌های آتشفشانی واحد V2 شناسایی کرده‌اند. برپایه بررسی‌های Lensch و همکاران (۱۹۷۹)، سن نهشته گذاری واحد V2، ۸۳ تا ۶۵ میلیون سال پیش است.

سلطان‌آباد دیده نمی‌شوند. Lensch و Davoudzadeh (۱۹۸۲)، به روش پتاسیم- آرگن سن  $76 \pm 3/8$  میلیون سال پیش را برای دایک‌های دلریتی نوار افیولیتی شمال سبزوار به‌دست آورده‌اند. Shafaii Moghadam و همکاران (۲۰۱۴) نیز، سن زیرکن درون دایک‌های دیابازی شمال‌خاوری سبزوار (جنوب باغجر) را ۹۹ میلیون سال پیش به‌دست آورده‌اند. از این‌رو، دایک‌های مافیک یادشده نشان‌دهنده ماگماتیسیم پساافیولیتی نیستند و مرتبط با فاز ماگمایی پایانی حاکم در سنگ‌کره حوضه اقیانوسی سبزوار هستند و پیش از فرارانش پهنه افیولیتی جایگزین شده‌اند.



شکل ۱- A) نقشه پراکندگی افیولیت‌های مزوزویک ایران (با تغییراتی از Shafaii Moghadam و Stern (۲۰۱۱) (محدوده بررسی شده در شمال‌خاوری سبزوار در چهارگوش آبی نشان داده شده است)؛ B) نقشه زمین‌شناسی ساده از مجموعه افیولیتی جنوب سلطان‌آباد

سبزوار که آن را از دیگر پهنه‌های افیولیتی

از ویژگی‌های آشکار پهنه افیولیتی شمال

توالی گوشته‌ای کنار توده گابرونوریتی کوه پیر (شکل‌های ۲-B و ۲-C) تزریق شده‌اند. در نمونه دستی، قطر بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن به ۱۰ سانتیمتر نیز می‌رسد. ستبرای این دایک‌ها از ۰/۵ تا ۳ متر متغیر است.

از دیگر دایک‌های درون توالی گوشته‌ای هورنبلندگابروهای گوناگون (شکل ۲-D) هستند که ستبرای نزدیک به ۱ تا ۲ متر دارند. برپایه فراوانی مودال آمفیبول، پیروکسن و پلاژیوکلاز، در نمونه دستی، رنگ آنها از خاکستری تیره تا کاملاً تیره متغیر است. دایک‌ها گاه در پی تنش‌های زمین‌ساختی به صورت بودین درآمده‌اند، تا جایی که سازنده قطعه‌های منفرد در زمینه سرپانتینیتی شده‌اند (شکل ۲-E).

دایک‌های دلریتی به ستبرای ۰/۳ تا ۲ متر به صورت دسته‌دایک‌های موازی با روند خاوری-باختری دیده می‌شوند (شکل ۲-F). در نمونه دستی تیره رنگ و با بافت آمیگدال هستند و بر خلاف دایک‌های گوناگون دیگر، بافت ریزبلور نشان می‌دهند. این سنگ‌ها تأثیر حرارتی اندکی بر سرپانتینیت میزبان خود داشته‌اند و این نکته نشان‌دهنده شرایط دمایی کمتر توالی افیولیتی در هنگام تزریق آنهاست. از این رو، شاید این دایک‌ها جوان‌ترین توالی ماگمایی تزریق شده به این پهنه افیولیتی هستند.

گفتنی است روانه‌های گدازه مشابه این دایک‌های دلریتی سازنده واحد V2 نیز هستند و باندهای آهک پلاژیک صورتی‌رنگ با فسیل‌های به سن کامپانین-ماستریشیتین (۸۳ تا ۶۵ میلیون سال پیش) به صورت میان‌لایه در آنها یافت می‌شوند (Baroze et al., 1983).

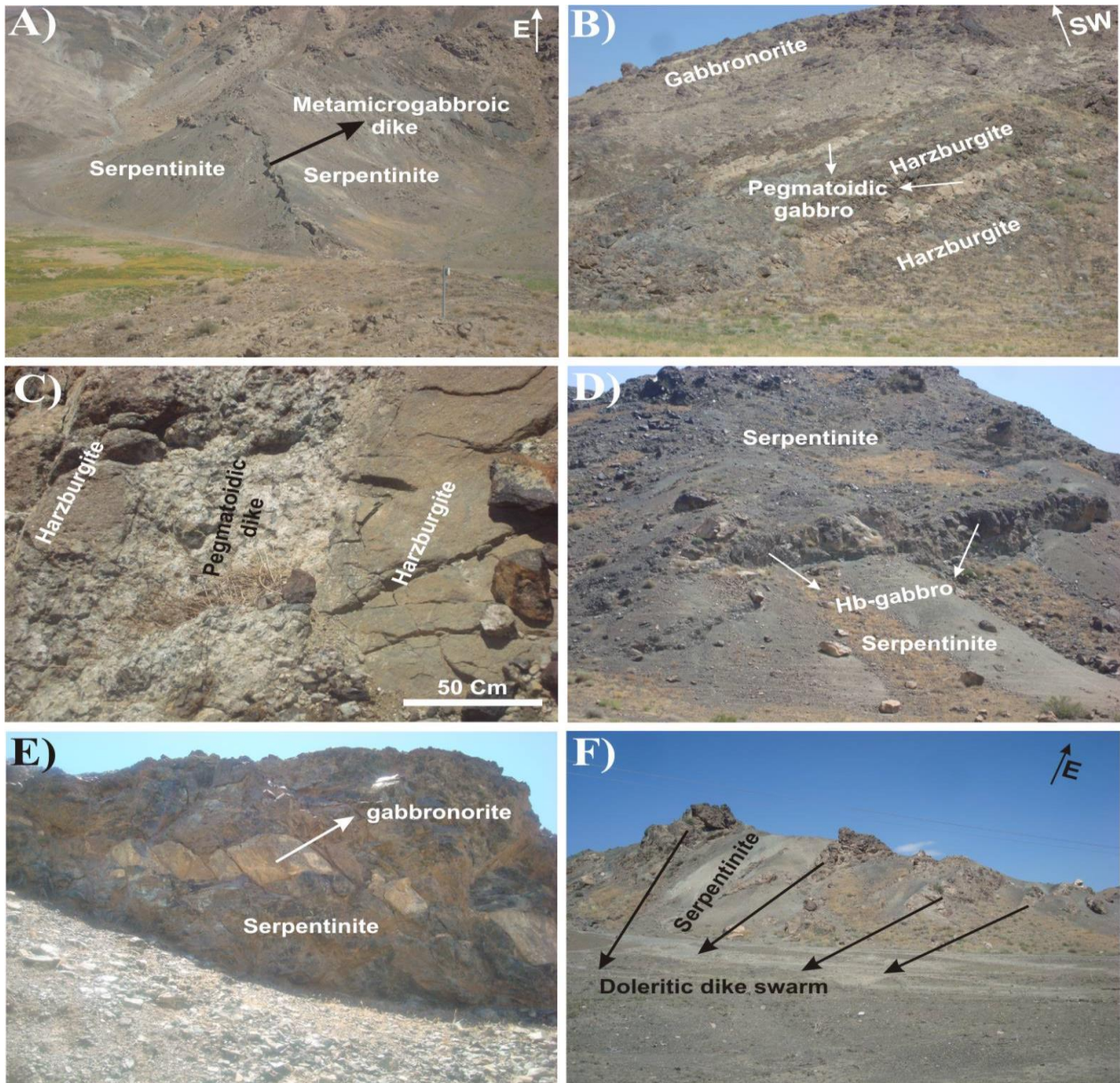
ایران جدا می‌کند، فراوانی ماگماتیسیم ائوسن به صورت گنبد و دایک‌های حد واسط تا اسیدی با ویژگی‌های آداکیتی است (Ghasemi and Rezaei, 2015; Jamshidi et al., 2015; Shafaii Moghadam et al., 2016). از این رو، فعالیت ماگماتیسیم پسا افیولیتی این منطقه متأثر از فرورانش و بسته شدن حوضه اقیانوسی سبزوار پس از ائوسن نیز ادامه داشته است.

### روابط صحرائی

افیولیت‌های جنوب سلطان‌آباد بخشی از پهنه افیولیتی شمال‌خاوری سبزوار و بیشتر دربردارنده توالی گوشته‌ای هارزبورژیتی هستند. برونزدهایی از گدازه بالشی همراه با چرت نشان‌دهنده توالی پوسته‌ای این افیولیت‌ها به‌شمار می‌روند. این بخش از توالی افیولیتی سازنده برونزدهای صخره‌ساز است و نسبت به سرپانتینیت‌های اطراف توپوگرافی مرتفع‌تری دارد. در این بخش از پهنه افیولیتی توالی دایک‌های صفحه‌ای که نشان‌دهنده توالی پوسته‌ای هستند دیده نمی‌شوند؛ اما فراوانی دایک‌های مافیک تزریق شده به توالی گوشته‌ای از ویژگی‌های آنهاست. برپایه کانی‌شناسی و روابط بافتی، دایک‌های گوناگونی شناسایی می‌شوند.

فراوان‌ترین دایک‌ها از نوع میکروگابرو هستند که به توالی گوشته‌ای تزریق شده‌اند (شکل ۲-A). ستبرای این گروه از دایک‌ها از ۰/۵ تا ۲/۵ متر متغیر است. برپایه فراوانی مودال پلاژیوکلاز و آمفیبول، رنگ نمونه دستی این سنگ‌ها از خاکستری تیره تا تیره است. نشانه‌هایی از وجود حاشیه سردشده در دایک و تأثیر حرارتی بر سرپانتینیت میزبان دیده نمی‌شود. دایک‌های گابروی پگماتویدی بیشتر به





شکل ۲- روابط صحرایی دایک‌های مافیک توالی گوشته‌ای مجموعه افیولیتی جنوب سلطان‌آباد. (A) دورنمایی از دایک میکروگابرویی در توالی گوشته‌ای مجموعه افیولیتی جنوب سلطان‌آباد؛ (B) دورنمای دایک‌های گابروی پگماتوئیدی در نزدیکی توده گابرونوریتی کوه پیر؛ (C) نمای نزدیک از دایک گابروی پگماتوئیدی تزریق شده به هارزبورژیت گوشته‌ای؛ (D) دایک هورنبلندگابروی تزریق شده به سرپانتینیت گوشته‌ای؛ (E) دایک گابرونوریتی در سرپانتینیت که به صورت فابریک دومینویی دگرریخت شده است؛ (F) دسته‌هایی از دایک‌های دلریتی با روند خاوری- باختری در توالی گوشته‌ای

کانی‌های سازنده این سنگ‌ها هستند (شکل ۳- A). برپایه ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی، این دایک‌ها در شرایط متفاوت دمایی دگرگون شده‌اند. آبگیری پیروکسن و پیدایش آمفیبول نخستین مرحله دگرگونی بوده است به گونه‌ای که

### سنگ‌نگاری

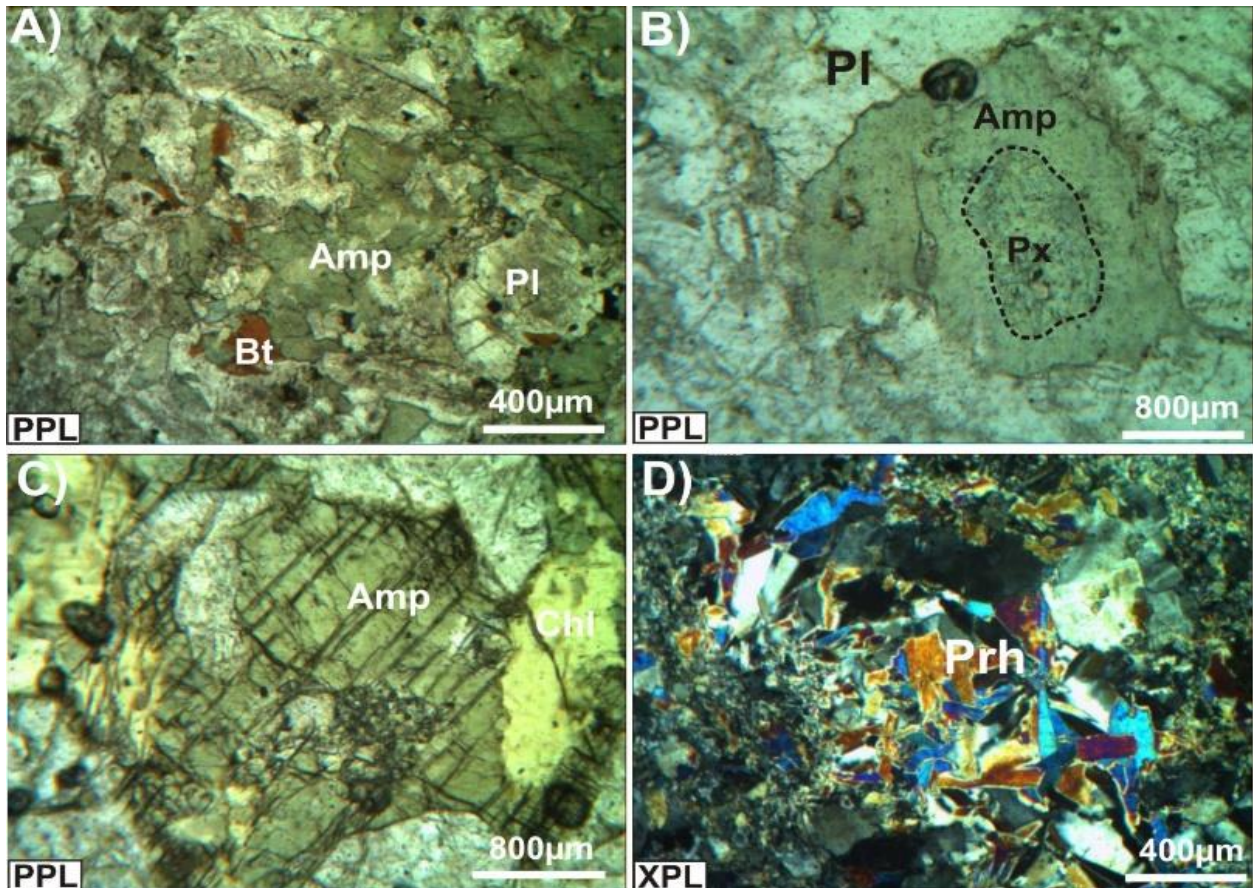
#### دایک‌های میکروگابروی دگرگون شده

در مقطع میکروسکوپی دایک‌های میکروگابرویی دگرگون شده با بافت میکروگرانولار شناخته می‌شوند. آمفیبول سبز و پلاژیوکلاز از



در پی دگرسانی پلاژیوکلاز پدید آمده‌اند (شکل‌های ۳-A و ۳-C). در پایان، در پی دگرسانی کم‌دمای پلاژیوکلاز، کانی پره‌نیت در دایک‌های میکروگابرویی یادشده پدید آمده است (شکل ۳-D).

بقیایی از پیروکسن را درون برخی آمفیبول‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳-B). در دومین مرحله که احتمالاً در شرایط رخساره شیبست سبز روی داده است، کانی‌های بیوتیت و کلریت از تجزیه آمفیبول و سوسوریت



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از دایک‌های میکروگابرویی دگرگون شده. (A) میکروگابروی دگرگون شده با کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول. پلاژیوکلاز در حال سوسوریتی شدن و آمفیبول در حال تجزیه به بیوتیت است؛ (B) بقایای پیروکسن در مرکز برخی آمفیبول‌ها نشان‌دهنده خاستگاه ثانوی آمفیبول است؛ (C) تجزیه آمفیبول به کلریت؛ (D) پیدایش پره‌نیت در دایک میکروگابرویی

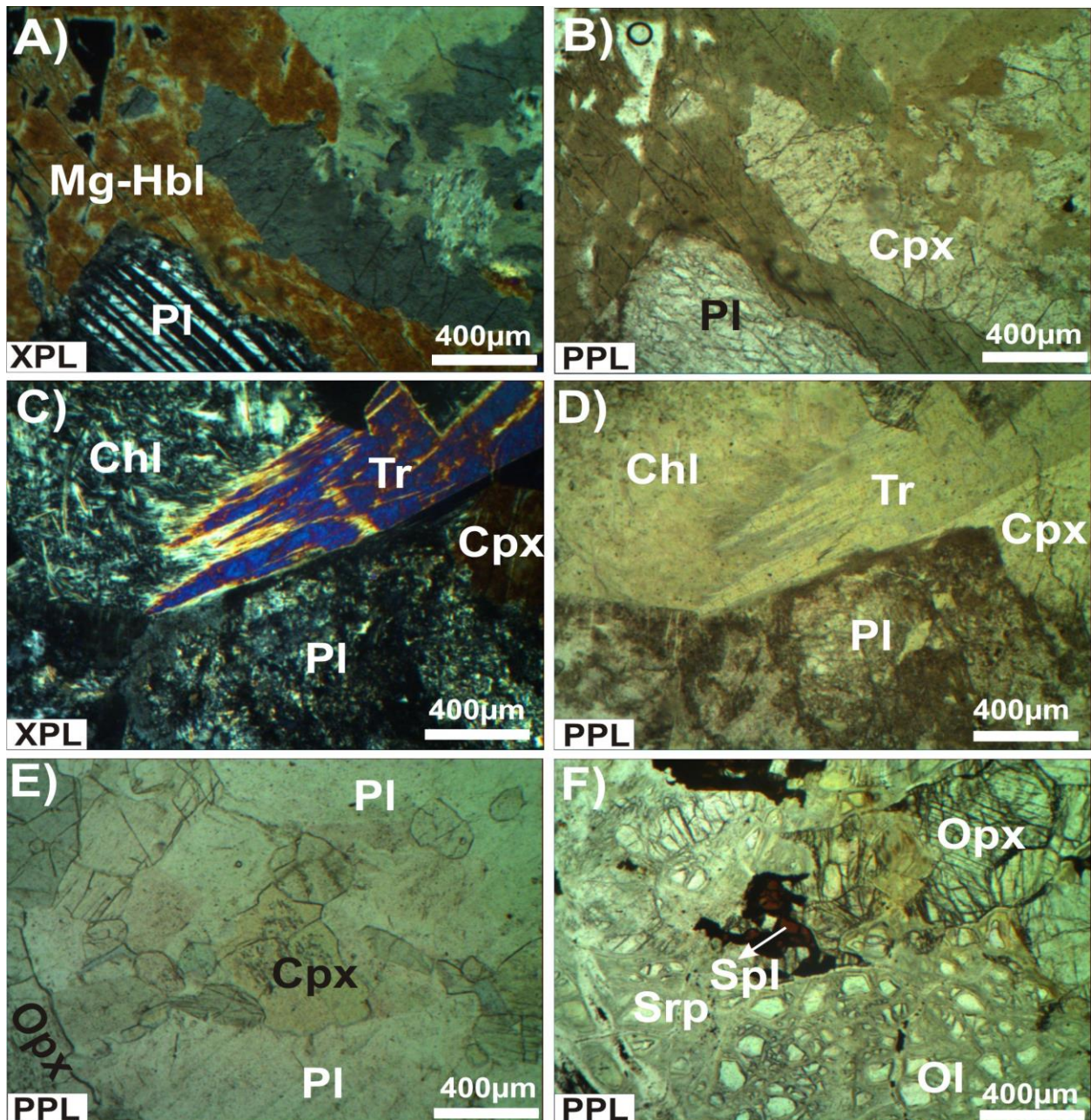
هم‌جوار، آمفیبول سبز-قهوه‌ای خاستگاه ثانوی دارند و از آب‌گیری بلورهای کلینوپیروکسن در دمای بالا پدید آمده‌اند (شکل‌های ۴-A و ۴-B). افزون بر این، آمفیبول بی‌رنگ و سوزنی ریز نیز در سنگ دیده می‌شوند (شکل‌های ۴-C و ۴-D) که پیامد اورالیت‌زایی در شرایط دگرسانی

**دایک‌های گابروی پگماتویدی دگرگون شده**  
 پلاژیوکلاز (۵۰ درصد حجمی)، آمفیبول سبز-قهوه‌ای (۳۰ درصد حجمی) و کلینوپیروکسن (۲۰ درصد حجمی) از کانی‌های سنگ‌ساز دایک‌های گابروی پگماتویدی به‌شمار می‌روند. برپایه ویژگی‌های بافتی و مرز غیرتعادلی دو فاز



بی‌رنگ، ترمولیت هستند. در این سنگ‌ها نیز، از تجزیه پلاژیوکلاز در شرایط دگرگونی کم‌دما، سوسوریت و پره‌نیت پدید آمده‌اند.

کم‌دما هستند. همان‌گونه که در مبحث شیمی کانی‌ها گفته خواهد شد، آمفیبول‌های سبز-قهوه‌ای از نوع منیزیم‌هورنبلند و آمفیبول‌های



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی از دایک پگماتویدی، توده گابرونوریتی و هارزبورژیت توالی افیولیتی جنوب سلطان‌آباد. A، نمونه دایک پگماتویدی با کانی‌های هورنبلند قهوه‌ای، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز؛ C، D افزون‌بر آمفیبول سبز-قهوه‌ای، آمفیبول بی‌رنگ در پی اورالیت‌زایی پیروکسن در دمای کم پدید آمده است؛ E پلاژیوکلاز، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن که کانی‌های اصلی سازنده توده گابرونوریتی هستند؛ F هارزبورژیت با کانی‌های الیون و ارتوپیروکسن. بیشتر الیون‌ها در حال تجزیه به سرپانتین هستند (اسپینل قهوه‌ای فاز فرعی این هارزبورژیت‌ها است)

**توده گابرونوریت**

گابرونوریتی هستند. بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز هم‌رشدی میله‌مانندی نشان می‌دهند (شکل‌های ۵-A و ۵-B). همانند دایک‌های پگماتویدی در اثر آگیری پیروکسن دو نسل آمفیبول بی‌رنگ دمای پایین (شکل‌های ۵-A و ۵-B) و قهوه‌ای رنگ دمای بالا (شکل ۵-C) پدید آمده است. پلاژیوکلازها نیز شواهد دگرسانی به سوسوریت نشان می‌دهند.

**دایک‌های هورنبلندگابرویی**

در دایک‌های هورنبلندگابرویی، هورنبلند قهوه‌ای (۳۰ تا ۵۰ درصد حجمی)، کلینوپیروکسن (۲۵ تا ۳۵ درصد حجمی) و پلاژیوکلاز (۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی) کانی‌های سنگ‌ساز هستند (شکل ۵-D) شواهد بافتی (مرز تماس مستقیم با پیروکسن) و شیمیایی (همان‌گونه که در بخش شیمی کانی‌ها خواهیم دید) نشان‌دهنده خاستگاه ماگمایی آمفیبول در دایک‌های هورنبلندگابرویی است. پلاژیوکلاز شواهد دگرسانی به سوسوریت را نشان می‌دهد.

**دایک‌های دلریتی**

دایک‌های دلریتی دربردارنده پلاژیوکلاز (۶۵ درصد حجمی) و کلینوپیروکسن (۳۵ درصد حجمی) با بافت دلریتی تا میکروگرانولار هستند. فنوکریست‌های کلینوپیروکسن ماکل ساعت‌شنی آشکاری نشان می‌دهند (شکل ۵-E). برخی بلورهای پیروکسن نشانه‌های دگرسانی به کلریت و بیوتیت را نشان می‌دهند. در برخی نمونه‌ها، بافت گلومروپورفیری ساخته شده از بلورهای به هم پیوسته ریز پیروکسن دیده می‌شود (شکل ۵-F).

توده گابرونوریتی کوه پیر با بافت گرانولار دربردارنده کانی‌های سنگ‌ساز پلاژیوکلاز (۵۰ تا ۶۰ درصد حجمی)، ارتوپیروکسن (۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی) و کلینوپیروکسن (۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی) است (شکل ۴-E). میانبارهای پیروکسن در پلاژیوکلاز نشان‌دهنده تبلور پیروکسن پیش از پلاژیوکلاز است. از ویژگی‌های آشکار نمونه‌های توده گابرونوریتی نشانه‌های کم دگرسانی در مقایسه با دیگر واحدهای سنگی است که شاید مرتبط با اندازه بزرگ‌تر این توده نسبت به دیگر واحدهای سنگی و در پی آن، مقاومت بیشتر آن در برابر دگرریختی و نفوذ سیال‌هاست.

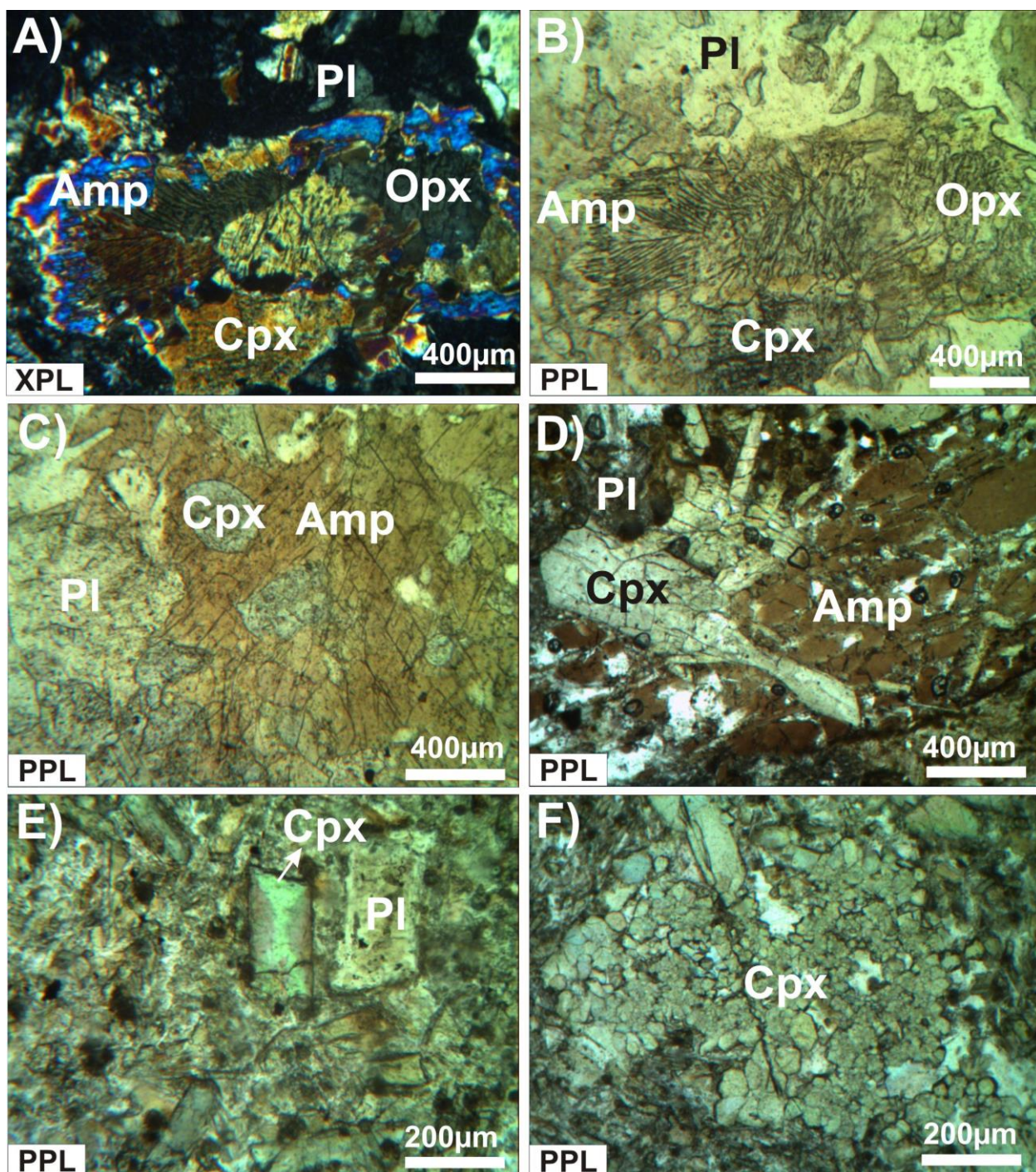
**هارزبورژیت**

هارزبورژیت سنگ میزبان بیشتر دایک‌های بررسی شده است. این هارزبورژیت‌ها درجات متفاوتی از سرپانتینیتی شدن را نشان می‌دهند. ارتوپیروکسن در مقایسه با الیوین نسبت به رویداد سرپانتینیتی شدن مقاوم‌تر بوده است؛ به‌گونه‌ای که تنها بقایایی از الیوین در سرپانتین‌های با بافت شبکه‌های حفظ شده‌اند. کانی اسپینل قهوه‌ای نیز به صورت فاز فرعی در این سنگ‌ها حضور دارد و در حال تجزیه به مگنتیت است (شکل ۴-F).

**دایک‌های گابرونوریتی دگرگون شده**

بلورهای پلاژیوکلاز (۴۰ درصد حجمی)، کلینوپیروکسن (۲۰ درصد حجمی)، آمفیبول قهوه‌ای (۲۰ درصد حجمی) و ارتوپیروکسن (۱۵ درصد حجمی)، کانی‌های سنگ‌ساز دایک‌های





شکل ۵- تصویرهای میکروسکوپی از: A، B) پلاژیوکلاز، ارتوپيروكسن و كلينوپيروكسن كانی‌های اصلی در دایک‌های گابرونوریتی. بلورهای مجتمع پيروكسن در حال جایگزینی با آمفیبول هستند. بلورهای پيروكسن هم‌رشدی گرم‌مانند با پلاژیوکلاز نشان می‌دهند؛ C) پیدایش هورنبلند قهوه‌ای در پی آگیری پيروكسن در نمونه دایک گابرونوریتی؛ D) نمونه هورنبلند گابرو با كانی‌های هورنبلند قهوه‌ای، كلينوپيروكسن و پلاژیوکلاز؛ E) كلينوپيروكسن و پلاژیوکلاز در نمونه‌های دایک دلریتی؛ F) بافت گومروپورفیری در نمونه دایک دلریتی



شیمی کانی‌ها

برای شناخت ترکیب شیمیایی کانی‌ها و ارزیابی شرایط تبلور و دگرسانی پس از آن، از کانی‌های مختلف پنج نمونه مافیک توالی افیولیتی جنوب سلطان‌آباد، تجزیه

ریزپردازش به‌عمل آمده است. نتایج برخی آنالیزها، همراه با کاتیون‌های موجود در فرمول ساختاری و میزان سازنده‌های کانی‌های محلول جامد در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

جدول ۱- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه کانی‌های سازنده نمونه‌های مافیک توالی افیولیتی جنوب سلطان‌آباد با دستگاه ریزکاو الکترونی، به‌همراه فرمول ساختاری (فرمول ساختاری کانی‌های پیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول به ترتیب بر پایه ۶، ۸ و ۲۲ اتم اکسیژن به‌دست آمده است) و سازنده‌های پایانی کانی‌ها (Sb28: توده گابرونوریتی، SB18: دایک گابرونوریتی، SB23: دایک پگماتویدی، SB10: دایک هورنبلندگابرویی، SB2b: دایک میکروگابرویی)

Mineral Type	Cpx							Opx				Pl		
	SB28		SB23		SB18		SB10	SB28		SB18		SB23		
	1	14	35	21	4	11	21	16	8	23	25	29	33	45
SiO <sub>2</sub>	52.87	51.41	51.47	52.79	51.95	48.96	44.6	54.22	54.42	53.69	53.13	45.32	61.81	53.39
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.21	0.19	0.16	0.32	1.16	2.7	0.04	0.07	0.08	0.06	0.0	0.0	0.0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.83	2.25	1.1	1.04	1.45	3.25	7.22	1.14	1.07	1.15	1.15	33.99	23.69	29.17
FeO <sup>t</sup>	6.23	6.05	10.96	5.19	5.75	5.71	8.19	14.18	13.95	14.92	14.52	0.71	0.25	0.29
MnO	0.16	0.17	0.32	0.13	0.16	0.09	0.15	0.31	0.29	0.29	0.26	0.01	0.02	0.0
MgO	17.07	17.06	13.52	16.02	16.27	14.86	11.78	28.72	29.07	27.46	26.69	0.04	0.0	0.05
CaO	21.46	22.54	21.4	23.3	22.85	23.69	22.86	0.94	1.33	1.12	2.12	17.12	1.17	11.09
Na <sub>2</sub> O	0.16	0.24	0.25	0.24	0.27	0.37	0.72	0.06	0.18	0.0	0.02	1.98	11.89	5.05
K <sub>2</sub> O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.07	0.0	0.0	0.0	0.07	0.0
Total	99.91	99.93	99.21	99.05	99.24	98.13	98.31	99.7	100.2	99.03	98.6	99.17	98.92	99.1
Si	1.94	1.88	1.94	1.96	1.92	1.83	1.69	1.94	1.94	1.95	1.95	2.09	2.7	2.43
Ti	0.0	0.01	0.01	0.0	0.01	0.03	0.08	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al	0.08	0.1	0.05	0.04	0.06	0.14	0.32	0.05	0.04	0.05	0.05	1.85	1.22	1.56
Fe <sup>3+</sup>	0.05	0.15	0.07	0.05	0.09	0.15	0.2	0.07	0.08	0.04	0.05	0.03	0.01	0.01
Fe <sup>2+</sup>	0.14	0.03	0.27	0.11	0.08	0.02	0.06	0.36	0.34	0.41	0.4	0.0	0.0	0.0
Mn	0.0	0.0	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.0	0.0	0.0
Mg	0.93	0.93	0.76	0.88	0.9	0.83	0.66	1.53	1.54	1.49	1.46	0.0	0.0	0.0
Ca	0.84	0.88	0.86	0.92	0.9	0.95	0.93	0.04	0.05	0.04	0.08	0.85	0.05	0.54
Na	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.05	0.0	0.0	0.0	0.0	0.18	1.01	0.44
K	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sum	3.99	4	3.99	3.98	3.98	3.98	3.99	4	4	3.99	4	5	4.99	4.98
Mg#	86	96	76	89	90	97	91	80	81	78	79			
Albite												17.31	94.5	45.18
Anorthite												82.69	5.14	54.82
Orthoclase												0.0	0.36	0.0
Wollastonite	42.86	44.2	43.88	46.94	45.72	48.52	50.08	1.81	2.53	2.2	4.19			
Enstatite	47.43	46.54	38.58	44.9	45.3	42.35	35.91	76.89	76.8	74.96	73.41			
Ferrosilite	9.71	9.26	17.54	8.16	8.98	9.13	14.01	21.3	20.67	22.85	22.4			

جدول ۱- ادامه

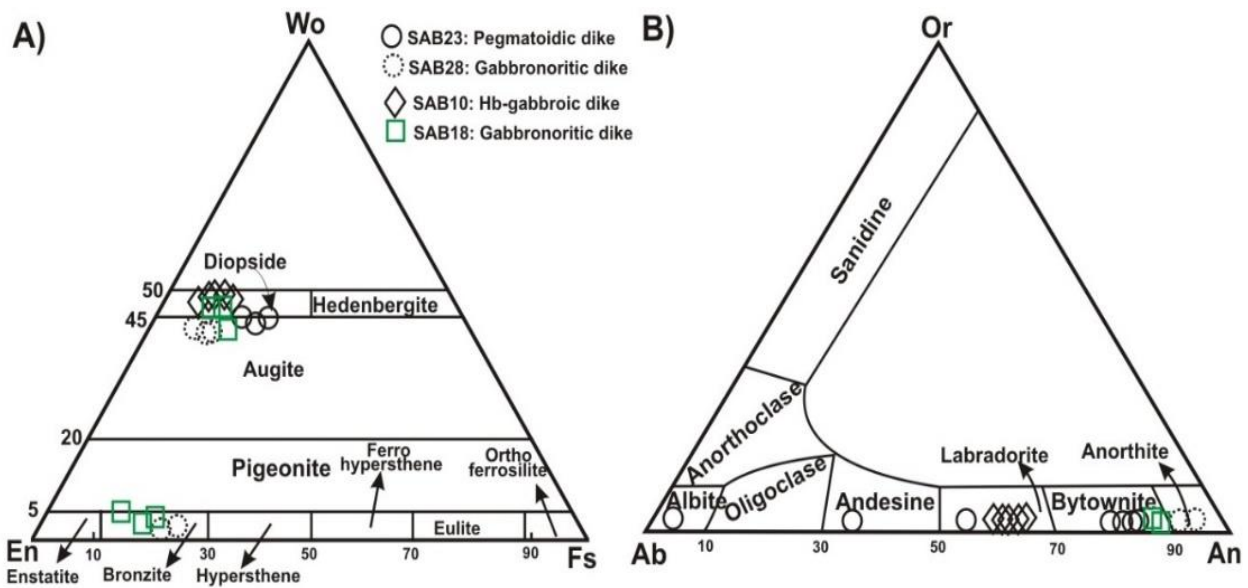
Mineral Type	Pl						Amph							
	SB28		SB18		SB10		SB2b		SB23		SB18		SB10	
Sample No.	3	11	14	15	17	18	27	23	46	38	10	12	9	10
Point No.	3	11	14	15	17	18	27	23	46	38	10	12	9	10
SiO <sub>2</sub>	44.87	43.1	46.62	46.26	53.35	53.76	45.52	47.84	47.13	48.51	50.91	51.08	38.98	39.24
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.03	0.0	0.0	0.0	0.0	1.36	0.64	1.68	1.11	0.21	0.18	4.01	3.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35.12	36.99	33.52	34.14	31.2	30.82	8.43	6.84	7.38	5.27	5.18	4.55	12.5	12.9
FeO <sup>t</sup>	0.42	0.6	0.3	0.31	0.18	0.12	16.72	18.04	14.48	16.09	7.61	7.88	9.91	10.35
MnO	0.0	0.0	0.02	0.0	0.0	0.0	0.39	0.6	0.21	0.21	0.08	0.13	0.09	0.13
MgO	0.03	0.0	0.05	0.01	0.01	0.01	11.9	13.39	13.75	13.41	19.11	19.18	14.73	14.27
CaO	18.73	18.41	17.09	16.16	10.97	10.83	12.11	9.39	11.06	11.08	11.96	12.02	12.3	12.23
Na <sub>2</sub> O	1.09	1.03	1.23	1.27	3.63	2.86	0.99	0.58	1.49	1.08	1.01	0.99	2.58	2.66
K <sub>2</sub> O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.36	0.26	0.14	0.09	0.03	0.07	1.3	1.34
Total	100.27	100.16	98.83	98.17	99.34	98.4	97.78	97.58	97.32	96.85	96.29	96.15	96.4	97.08
Si	2.06	2.06	2.16	2.15	2.44	2.5	6.73	7.03	6.95	7.2	7.28	7.31	5.83	5.85
Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.15	0.07	0.19	0.12	0.02	0.02	0.45	0.44
Al	1.9	1.91	1.83	1.87	1.69	1.69								
Al <sup>IV</sup>							1.27	0.96	1.05	0.8	0.72	0.68	2.17	2.15
Al <sup>VI</sup>							0.19	0.22	0.23	0.12	0.15	0.08	0.04	0.12
Fe <sup>3+</sup>	0.02	0.01	0.01	0.01	0.0	0.0	0.42	0.39	0.0	0.1	0.24	0.29	0.23	0.11
Fe <sup>2+</sup>	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.0	1.64	1.83	1.78	1.9	0.67	0.65	1.01	1.18
Mn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.05	0.07	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02
Mg	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.62	2.94	3.02	2.97	4.07	4.09	3.29	3.17
Ca	0.91	0.92	0.85	0.8	0.54	0.54	1.92	1.48	1.75	1.76	1.83	1.84	1.97	1.95
Na	0.09	0.08	0.11	0.11	0.32	0.26	0.28	0.16	0.42	0.31	0.28	0.27	0.75	0.77
K	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.07	0.05	0.03	0.02	0.0	0.0	0.25	0.25
Sum	4.98	4.98	4.96	4.94	5	4.99	15.34	15.2	15.45	15.33	15.27	15.24	16.0	16.01
Mg#							61	61	62	60	86	86	77	73
Ab	8	9	11.52	12.45	37.45	32.34								
An	92	91	88.47	87.55	62.55	67.66								
Or	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0								

فلدسپار

فلدسپار در دایک‌ها و توده مافیک مجموعه افیولیتی جنوب سلطان‌آباد پلاژیوکلاز است و ترکیب آن از آل بیت در دایک‌های گابروی پگماتوئیدی و میکروگابروبی تا آنورتیت در توده گابرونوریتی متغیر است (شکل ۶- B). ترکیب آل بیتی پلاژیوکلازها پیامد تأثیر دگرسانی است؛ زیرا شواهد میکروسکوپی سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها در برخی نمونه‌ها دیده می‌شوند.

پیروکسن

برپایه نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها، کلینوپیروکسن در نمونه دایک هورنبلندگابروبی از نوع دیوپسید، در توده گابرونوریتی از نوع اوژیت و در نمونه دایک‌های پگماتوئیدی و گابرونوریتی ترکیب دیوپسید تا اوژیت دارد. ارتوپیروکسن در نمونه‌های دایک و توده گابرونوریتی ترکیب برونزیت نشان می‌دهد (شکل ۶- A).

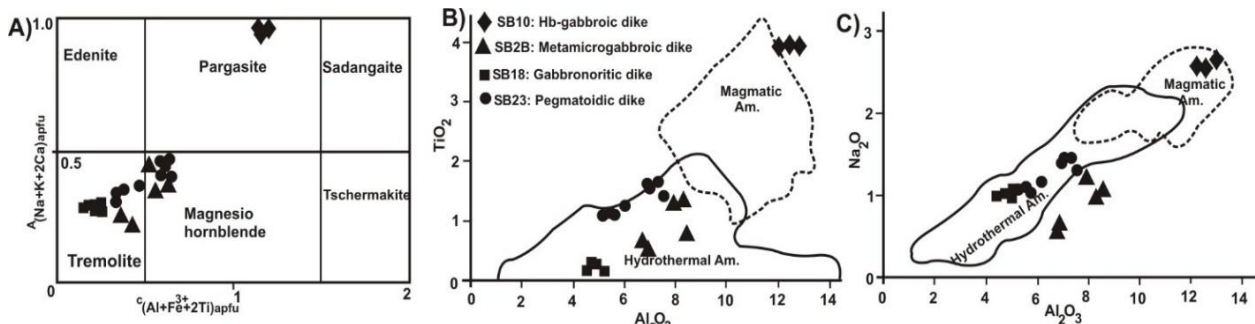


شکل ۶- A) ترکیب پیروکسن در نمونه‌های بررسی شده گوناگون در نمودار رده‌بندی پیروکسن (Morimoto, 1988); B) ترکیب فلدسپار در نمونه‌های بررسی شده گوناگون در نمودار رده‌بندی فلدسپار (Deer et al., 1996)

نمونه‌های دیگر از نوع ثانوی است و در شرایط دما و فشار متفاوت پدید آمده‌اند (شکل‌های ۷-B و ۷-C)؛ به گونه‌ای که انواع منیزپهورنبلند از دگرسانی دوتریک دمای بالای پیروکسن و ترمولیت از دگرسانی دوتریک کم دمای این کانی در شرایط اتومتامورفیسم (خود دگرگونی) توده آذرین درونی و دایک‌های مافیک پدید آمده‌اند. از این‌رو، منیزپهورنبلند و ترمولیت نشان‌دهنده شرایط دگرگونی برگشتی دایک‌های مافیک به ترتیب در شرایط رخساره آمفیبولیت و شیست سبز هستند.

### آمفیبول

نسبت  $Ca^B/(Ca+Na)^B$  در آمفیبول نمونه‌های بررسی شده از ۰/۷۵ بیشتر است؛ از این‌رو، این آمفیبول‌ها از نوع کلسیک به‌شمار می‌روند. بر پایه نمودار رده‌بندی آمفیبول‌های کلسیک، آمفیبول در نمونه هورنبلندگابرویی از نوع پارگازیت است؛ اما در نمونه‌های دیگر بازه ترکیبی از منیزپهورنبلند تا ترمولیت نشان می‌دهد (شکل ۷-A). بر پایه نمودارهای شناسایی آمفیبول ماگمایی از دگرگونی (Coogan et al., 2001)، آمفیبول نمونه هورنبلندگابرویی خاستگاه ماگمایی دارد؛ اما در



شکل ۷- A) نمودار نام‌گذاری آمفیبول‌های کلسیک (Hawthorne et al., 2012); B, C) نمودارهای شناسایی خاستگاه آمفیبول (Coogan et al., 2001)

شیمی سنگ کل

روش (ICP-MS) در ترکیب سنگ کل ۹  
 نمونه دایک و یک نمونه توده گابرونوریتی در  
 توالی گوشته‌ای مجموعه افیولیتی جنوب  
 سلطان‌آباد در جدول ۲ آورده شده‌اند.

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه  
 زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی (به روش  
 ICP-OES)، کمیاب و کمیاب خاکی (به

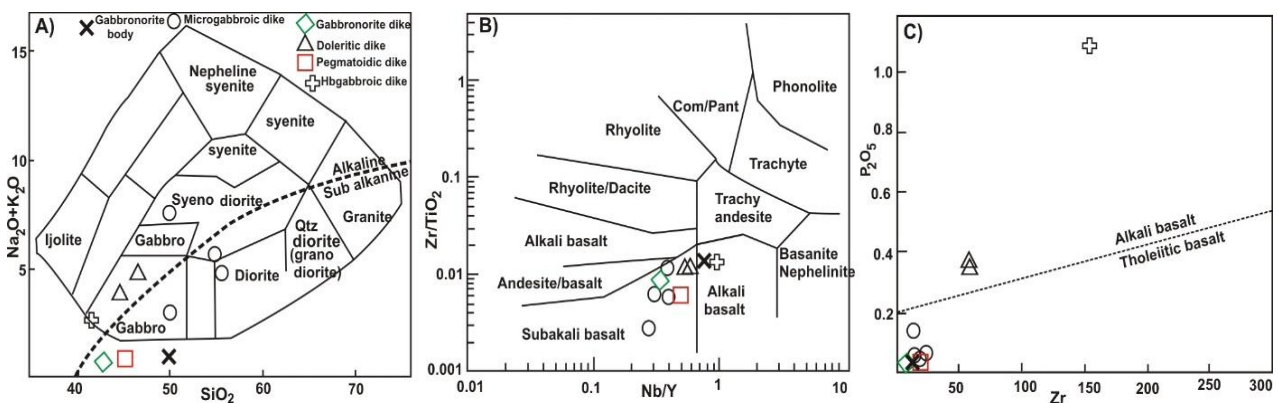
جدول ۲- داده‌های تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی (بر پایه درصدوزنی)، کمیاب و کمیاب خاکی (بر پایه ppm) نمونه‌های مافیک توالی افیولیتی جنوب سلطان‌آباد (SB10: دایک هورنلندگابرویی؛ SB18: دایک گابرونوریتی؛ SB11: دایک دلریتی؛ SB23: دایک پگماتوئیدی؛ SB9: دایک دلریتی؛ SB4: دایک میکروگابرویی؛ SB28: توده گابرونوریتی؛ SB2a: دایک میکروگابرویی؛ SB14: دایک میکروگابرویی؛ SB24: دایک میکروگابرویی)

Sample No.	SB10	SB18	SB11	SB23	SB9	SB4	SB28	SB2a	SB24	SB14
SiO <sub>2</sub>	41.39	42.92	44.48	44.58	46.12	49.99	49.44	50.32	54.64	55.29
TiO <sub>2</sub>	1.88	0.14	0.8	0.3	0.81	1.04	0.05	0.6	0.21	0.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.38	11.56	15.31	16.74	15.91	11.54	19.63	14.62	17.36	17.88
FeO*	8.99	7.35	8.77	7.52	9.04	8.4	5.1	9.04	5.58	7.64
MnO	0.13	0.13	0.16	0.13	0.16	0.21	0.11	0.15	0.11	0.15
MgO	6.29	12.47	5.02	6.95	5.22	10.54	9.45	4.55	6.25	4.53
CaO	20.07	18.96	14.49	18.51	11.03	11.82	14.8	8.65	6.64	7.76
Na <sub>2</sub> O	2.41	0.07	2.49	0.47	3.12	2.18	0.62	6.42	4.9	4.15
K <sub>2</sub> O	0.27	0.03	1.29	0.05	1.45	0.7	0.09	1.06	0.83	0.59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.1	0.02	0.36	0.01	0.37	0.13	0.01	0.06	0.03	0.05
LOI	5.25	6.25	6.58	4.65	6.54	3.23	0.71	4.53	3.48	1.6
Total	100.16	99.95	99.75	99.95	99.77	99.78	100.05	100	100.05	100
Sc	19.1	34.4	22.9	49.6	23.7	22.7	28.1	27.9	28	32.7
V	298	180	252	538	249	149	112	273	159	185
Cr	111	534	42	44	39	442	57	29	64	28
Co	34	42	28	30	28	40	31	30	25	25
Ni	73	232	30	70	23	292	130	21	71	41
Zn	105	55	78	44	84	74	48	52	49	73
Rb	5	0.22	33	0.9	34	10	0.35	7	9	5
Sr	5551	20	1663	206	1265	346	118	287	293	195
Y	14.2	6.6	13.6	7.1	14.2	20.1	4.2	14.4	8.7	12.3
Zr	156	7	59	11	59	17	5	21	17	13
Nb	33	2.2	5.5	3	5.7	5.5	0.07	5.7	1.17	3.7
Sb	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cs	1.7	<0.5	41.3	0.6	68	<0.5	<0.5	0.6	2.3	<0.5
Ba	128	6	537	11	217	1036	19	136	90	65
La	80	2	20	4	20	8	2	6	6	4
Ce	139	7	39	8	38	20	6	12	12	8
Pr	15.18	0.47	4.24	0.71	4.47	2.83	0.44	1.34	1.18	0.86
Nd	60.3	2.7	19.3	3.7	19.7	14.1	2.5	7.1	5.3	4.9
Sm	8.94	0.33	3.27	0.48	3.42	3.28	0.15	1.58	0.78	1
Eu	2.53	0.55	1.18	0.43	1.13	1.26	0.47	0.56	0.28	0.67
Gd	7.43	0.71	3.48	0.81	3.46	3.87	0.4	2.16	1.07	1.59
Tb	0.77	0.2	0.49	0.22	0.49	0.61	0.14	0.4	0.25	0.36
Dy	4.05	1.56	3.13	1.68	3.11	4.17	1.14	2.92	1.95	2.56
Er	1.67	0.94	1.63	0.95	1.83	2.62	0.54	1.87	1.13	1.73
Tm	0.2	0.15	0.24	0.15	0.24	0.35	0.1	0.26	0.17	0.23
Yb	1.2	1.4	1.8	2.1	1.8	2.6	0.35	2.3	1.25	2.1
Lu	0.17	0.15	0.22	0.15	0.24	0.35	0.02	0.28	0.19	0.24
Hf	2.92	<0.5	1	<0.5	1.18	<0.5	<0.5	0.54	<0.5	<0.5
Te	0.79	0.27	0.57	0.36	0.39	0.35	0.37	0.39	0.48	0.34
Ta	0.61	0.31	0.5	0.36	0.57	0.39	0.39	0.5	0.43	0.41
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Pb	19	14	17	11	10	10	8	10	5	10
Th	14	2.14	3.2	2.28	3.2	2.58	2.15	2.71	0.85	2.31
U	1.4	0.04	0.4	0.1	0.3	0.2	0.05	0.2	0.17	0.1



نمودار دوتایی پیشنهادی Winchester و Floyd (۱۹۷۶) نیز به کار برده شده است. از آنجایی که این نمودار، برپایه عنصرهای نامتحرک در برابر دگرسانی پیشنهاد شده است، معیار معتبرتری را برای رده بندی سنگ های دگرسان شده فراهم می آورد. برپایه این نمودار، سرشت شیمیایی دایک های بررسی شده (مگر نمونه های توده گابرونی و دایک هورنبلندگابرویی) از نوع بازالت ساب آکالن است (شکل ۸- B). برپایه نمودار دوتایی Zr در برابر  $P_2O_5$  (شکل ۸- C)، سری ماگمایی دایک ها و توده مافیک (مگر نمونه های دایک هورنبلندگابرویی و دلریتی) از نوع توله ایی است.

با توجه نمودار نام گذاری سنگ های آذرین درونی (شکل ۸- A)، ترکیب شیمیایی نمونه های مافیک مجموعه افیولیتی جنوب سلطان آباد، از گابرو تا سینودیوریت و دیوریت است. برپایه منحنی جداکننده سری آکالن از ساب آکالن (Irvine and Baragar, 1971)، یک نمونه دایک میکروگابرویی و نمونه های دایک هورنبلندگابرویی و دلریتی از نوع آکالن و دیگر نمونه ها ساب آکالن هستند (شکل ۸- A). برپایه سرشت کمابیش دگرسان شده نمونه ها و تحرک پذیری اکسیدهای سیلیس و آکالن هنگام دگرسانی، برای ارزیابی شیمی سنگ و نام گذاری آن،



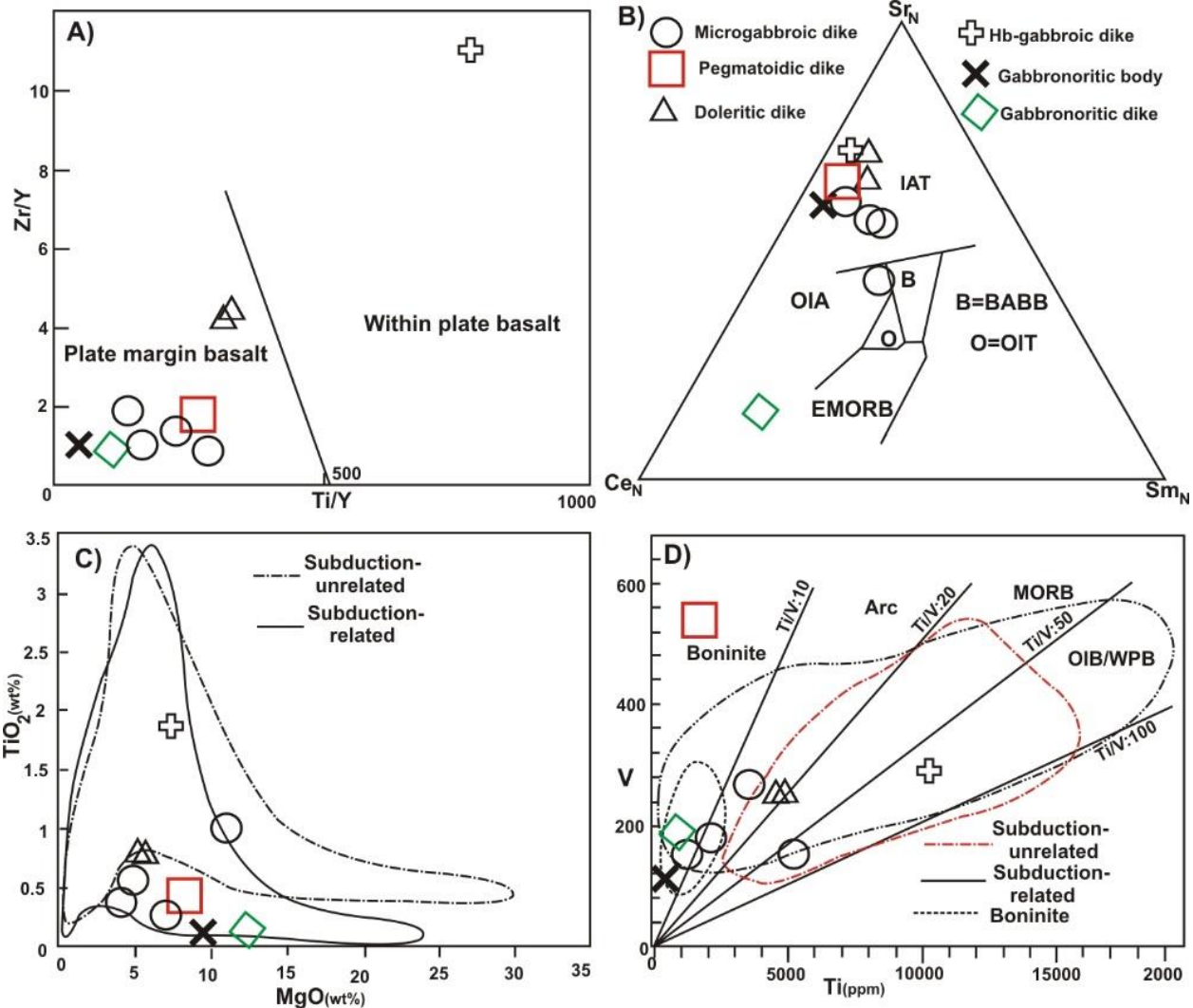
شکل ۸- A) نمودار دوتایی سیلیس در برابر مجموع آکالن (Cox et al., 1979) (منحنی جداکننده سری آکالن از کالک آکالن برگرفته از Irvine and Baragar, 1971) است؛ B) نمودار دوتایی Nb/Y در برابر  $Zr/TiO_2$  (Winchester and Floyd, 1976)؛ C) نمودار شناسایی سری ماگمایی توله ایی از آکالن (Winchester and Floyd, 1977)

نمونه های بررسی شده، سرشت فقیر از تیتانیم آنهاست، به گونه ای که در نمودار دوتایی اکسید منیزیم در برابر اکسید تیتانیم (شکل ۹- C)، بیشتر در محدوده افیولیت های مرتبط با فرورانش جای دارند. تمرکز کم تیتانیم در نمونه های مافیک مجموعه افیولیتی جنوب سلطان آباد، همانندی زمین شیمیایی آنها به مذاب های بونینی را در ذهن تداعی می کند؛ به گونه ای که شماری از نمونه ها، در نمودار دوتایی Ti در برابر V، با

برپایه نمودار دوتایی Ti/Y در برابر Zr/Y، پیدایش نمونه ها (مگر نمونه دایک هورنبلندگابرویی) مرتبط با جایگاه حاشیه ورقه ای است (شکل ۹- A). در نمودار سه تایی  $Ce_N-Sr_N-Sm_N$ ، نمونه ها (مگر یک نمونه دایک میکروگابرویی و نمونه دایک هورنبلندگابرویی) به ترکیب توله ایت جزیره های کمانی نزدیکی زمین شیمیایی نشان می دهند (شکل ۹- B). یکی از ویژگی های زمین شیمیایی مهم در بیشتر

نمونه دایک هورنبلندگابرویی و یکی از نمونه‌های دایک میکروگابرویی با جایگاه درون صفحه‌ای همخوانی دارد.

نسبت Ti/V کمتر از ۱۰، در محدوده بونینیت جای گرفته‌اند (شکل ۹ - D). در این نمودار نیز ترکیب



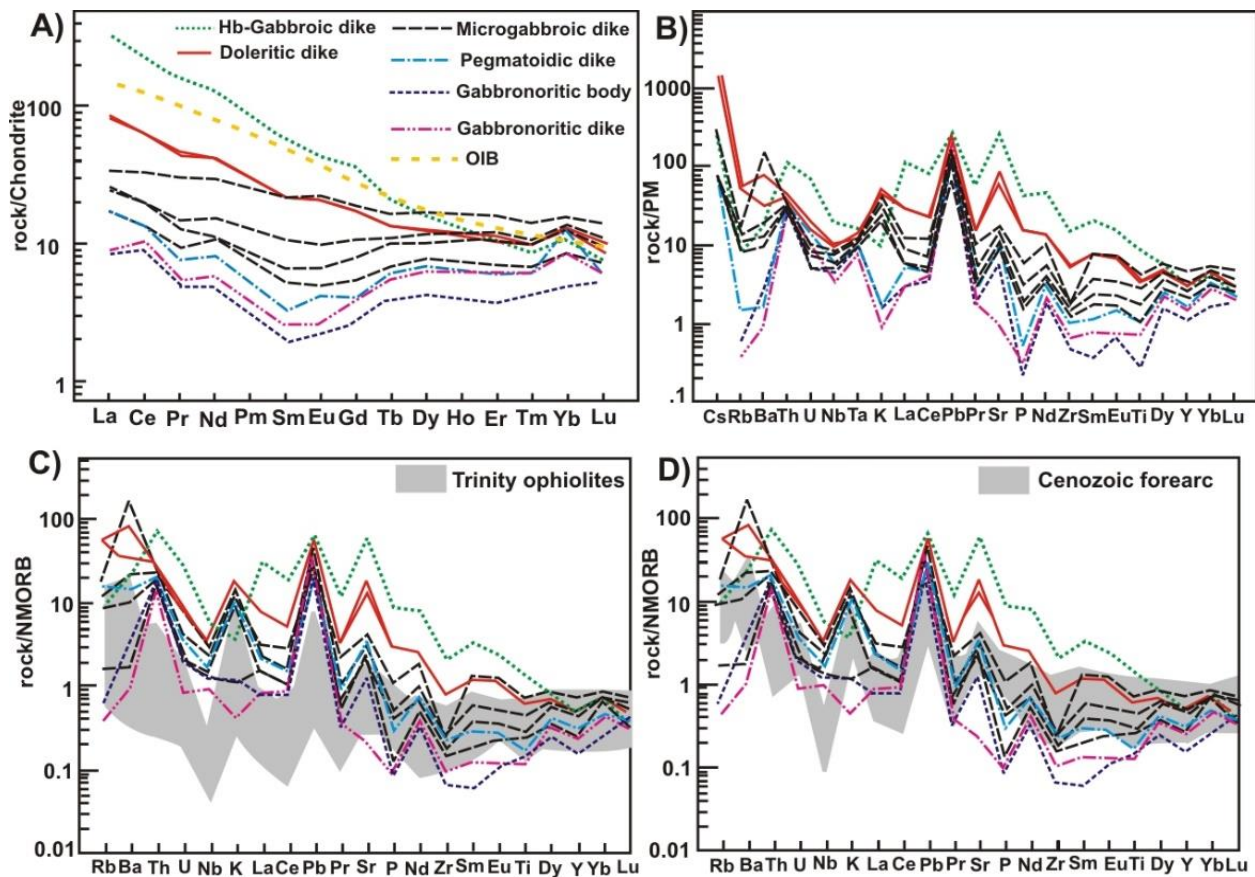
شکل ۹- نمودارهای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی ماگما. (A) نمودار دوتایی Ti/Y در برابر Zr/Y (Pearce and Gale, 1977)؛ (B) نمودار سه‌تایی Ce<sub>N</sub>-Sr<sub>N</sub>-Sm<sub>N</sub> (Dilek and Furnes, 2011)؛ (C) نمودار TiO<sub>2</sub> در برابر MgO (Ikeda, 1990)؛ (D) نمودار دوتایی Ti در برابر V (Shervais, 1982) (محدوده‌های بونینیت و افیولیت‌های مرتبط و نامرتبط با فرورانش از Dilek و Furnes (۲۰۱۱) برگرفته شده‌اند: BABB: بازالت حوضه پشت‌کمان؛ IAT: توله‌ایت جزیره‌های کمانی؛ OIA: آلکالی‌بازالت جزیره‌های اقیانوسی؛ OIT: توله‌ایت جزایر اقیانوسی؛ OIB: بازالت جزیره‌های اقیانوسی؛ WPB: بازالت درون صفحه‌ای)

(همانند بازالت جزایر اقیانوسی یا OIB) در دایک‌های هورنبلندگابرویی و دلریتی تا تهی‌شده از عنصرهای خاکی کمیاب میانی در بیشتر نمونه‌ها متغیر است (شکل ۱۰ - A). الگوی تقعر روبه بالای (U شکل) عنصرهای خاکی کمیاب برخی نمونه‌ها

الگوی عنصرهای خاکی کمیاب نمونه‌های مافیک مجموعه افیولیتی جنوب سلطان‌آباد که در برابر ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989)، بهنجار شده‌اند متغیر است. این الگو از انواع غنی‌شده از عنصرهای خاکی کمیاب سبک

آمفیبول دار مجموعه افیولیتی جنوب باغجر (۱۵) کیلومتری باختر منطقه سلطان آباد) را پیامد تحول ماگمای مادر در شرایط آبدار دانسته‌اند. از سوی دیگر، الگوی تقعر رو به بالای عنصرهای خاکی کمیاب، در مذاب‌های با سرشت زمین‌شیمیایی بونینیتی نیز معمول است (Beccaluva and Serri, 1988).

نشان می‌دهد آمفیبول در پیدایش آنها به صورت فاز دیرگداز برجا یا جدایش از مذاب مشارکت داشته است؛ زیرا این کانی به جذب عنصرهای خاکی کمیاب متوسط (MREE) نسبت به سبک (LREE) و سنگین (HREE) گرایش دارد (Davidson *et al.*, 2012). در اینباره Rahmani و همکاران (۲۰۲۰)، پیدایش واحدهای کومولایی



شکل ۱۰- الگوی عنصرهای خاکی کمیاب و چندعنصری نمونه‌های مافیک توالی گوشته‌ای مجموعه افیولیتی جنوب سلطان آباد. (A) الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجار شده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989) (برای مقایسه، الگوی بازالت جزیره‌های اقیانوسی (Sun and McDonough, 1989) (and McDonough, 1989) نیز نمایش داده شده است)؛ (B) الگوی نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ (C, D) الگوی نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب مورب نرمال (Sun and McDonough, 1989) (برای مقایسه الگوی نمودار عنکبوتی افیولیت‌های بالای پهنه فرورانش ترینیتی (Metcalf and Shervais, 2008) و بازالت‌های پیش کمان سنوزوییک (Metcalf and Shervais, 2008) نیز نمایش داده شده‌اند)

نشان‌دهنده همزاد بودن ماگمای مادر آنهاست (شکل ۱۰- A). در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب گوشته

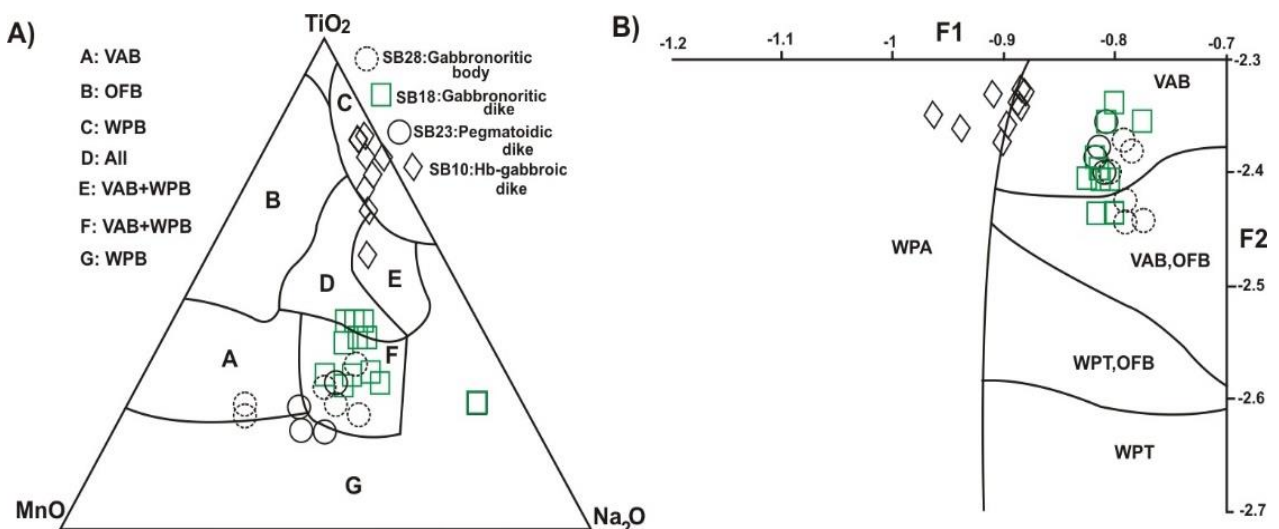
الگوی عنصرهای خاکی کمیاب توده گابرونوریتی همانند دایک‌های پگماتوئیدی، گابرونوریتی و دو نمونه از دایک‌های میکروگابروئیتی است و این نکته

پهنه فرورانش ترینیتی و بازالت‌های پیش‌کمان سنوزویک همپوشانی چشمگیری دیده می‌شود. سرشت غنی‌شده‌تر نمونه‌های دایک هورنبلندگابرویی، دلریتی و یکی از نمونه‌های میکروگابرویی نسبت به دیگر نمونه‌ها، با داشتن ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آکالن و موقعیت جدا در نمودارهای رده‌بندی و تمایز جایگاه زمین‌ساختی نیز دیده می‌شوند.

الگوی عنصرهای خاکی کمیاب نمونه دایک هورنبلندگابرویی و دو نمونه دایک دلریتی با غنی‌شدگی از عنصرهای خاکی کمیاب سبک و شیب منفی متمایز است و در نمودار عنکبوتی چندعنصری نیز با تمرکز مطلق بالاتری از عنصرهای کمیاب دیده می‌شوند. چنین دوگانگی جایگاه زمین‌ساختی در ترکیب کلینوپیروکسن این نمونه‌ها نیز پیداست (شکل ۱۱)؛ به گونه‌ای که دایک هورنبلندگابرویی جایگاه زمین‌ساختی آکالن درون صفحه‌ای را نشان می‌دهد؛ اما شیمی کلینوپیروکسن دایک‌های میکروگابرویی و گابرونریتی با جایگاه جزیره‌های کمانی، پشته میان‌اقیانوسی و درون صفحه‌ای همخوانی دارند.

اولیه (Sun and McDonough, 1989)، الگوهای مانند آنومالی مثبت سرب و آنومالی منفی عنصرهای با میدان پایداری بالا (مانند: نیوبیم، فسفر و تیتانیم) و غنی‌شدگی از عنصرهای بزرگ یون لیتوفیل در بیشتر نمونه‌ها، نشان‌دهنده پیدایش مرتبط با فرورانش آنهاست (شکل ۱۰- B).

نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب مورب نرمال (Sun and McDonough, 1989) نیز، در بیشتر نمونه‌ها الگوهای مانند آنومالی مثبت سرب و آنومالی منفی نیوبیم، فسفر و تیتانیم و غنی‌شدگی از عنصرهای بزرگ یون لیتوفیل نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها نشان‌دهنده پیدایش مرتبط با فرورانش آنها هستند (شکل‌های ۱۰- C و D-۱۰). برای مقایسه، الگوی نمودار عنکبوتی افیولیت‌های بالای پهنه فرورانش ترینیتی و بازالت‌های پیش‌کمانی سنوزویک (Metcalf and Shervais, 2008) نیز، نمایش داده شده‌اند. همان‌گونه که در شکل‌های ۱۰- C و D-۱۰ دیده می‌شود، میان الگوی عنکبوتی دایک‌های مافیک بررسی شده (مگر دایک‌های دلریتی و دایک هورنبلندگابرویی) و افیولیت‌های بالای



شکل ۱۱- شناسایی جایگاه زمین‌ساختی بر پایه شیمی کلینوپیروکسن. (A) نمودار سه‌تایی MnO- TiO<sub>2</sub>- Na<sub>2</sub>O (Nisbet and Pearce, 1977)؛

(B) نمودار دوتایی F1 در برابر F2 (Nisbet and Pearce, 1977)

$$F1 = 0.012 \times SiO_2 - 0.0807 \times TiO_2 + 0.0026 \times Al_2O_3 - 0.0012 \times FeO^I - 0.0026 \times MnO + 0.0087 \times MgO - 0.0128 \times CaO - 0.0419 \times Na_2O$$

$$F2 = -0.0469 \times SiO_2 - 0.0818 \times TiO_2 - 0.0212 \times Al_2O_3 - 0.0041 \times FeO^I - 0.1435 \times MnO - 0.0029 \times MgO + 0.0085 \times CaO + 0.016 \times Na_2O$$



پلاژیوکلاز پیش از پیروکسن متبلور می‌شود و کانی آمفیبول در این سنگ‌ها فراوانی ناچیزی دارد. افزون‌بر این، مشارکت آب در فرایند ذوب‌بخشی و وجود سنگ خاستگاه هارزبورژیتی، پیدایش مذاب‌های اشباع از سیلیس را به‌دنبال دارد. از این‌رو، در افیولیت‌های بالای پهنه فرورانش، ارتوپیروکسن از فازهای ماگمایی اصلی سری‌های مافیک به‌شمار می‌رود (Hebert and Laurent, 1990). از سوی دیگر، وجود پلاژیوکلازهای سرشار از آنورتیت در ماگمای مافیک افیولیت‌های بالای پهنه فرورانش گویای دخالت آب در پیدایش ماگما است (Hebert and Laurent, 1990). درباره سنگ‌های مافیک توالی افیولیتی جنوب سلطان‌آباد، ویژگی‌هایی مانند ترکیب سرشار از آنورتیت پلاژیوکلاز، تبلور پیروکسن پیش از پلاژیوکلاز، ترکیب گابرونوریتی توده‌های مافیک و برخی دایک‌ها و بافت پگماتوئیدی برخی گابروها با مشارکت آب در پیدایش ماگما در پهنه افیولیتی جنوب سلطان‌آباد همخوانی دارد. از این‌رو، این افیولیت از افیولیت‌های جایگاه بالای پهنه فرورانش به‌شمار می‌رود. بر خلاف پوشش رسوبی پریدوتیت‌های آبسال کف اقیانوس که بیشتر از نوع چرت‌های سرشار از رادیولاریت و آهک‌های پلاژیک هستند، در افیولیت‌های بالای پهنه فرورانش، افزون‌بر چرت و آهک‌های پلاژیک، توالی‌های ستبری از خاکستر آتشفشانی و توف نیز دیده می‌شوند. همراه با رسوب‌های پلاژیک ژرف اقیانوسی، واحد ستبری از گدازه و توالی آتشفشانی - رسوبی به سن کرتاسه پسین روی پهنه افیولیتی شمال‌خاوری سبزوار برونزد دارد (واحد V2) که چه‌بسا نشان‌دهنده ماگماتیسم جزیره‌های کمانی درون اقیانوسی است. این ویژگی با جایگاه بالای فرورانش این افیولیت‌ها سازگار است. همان‌گونه که در بخش شیمی سنگ کل گفته شد، برپایه نمودارهای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی و

ویژگی آلکالن درون‌صفحه‌ای برخی سری‌های مافیک مجموعه افیولیتی شمال سبزوار تنها ویژه واحدهای سنگی با ساختار دایک نیست به‌گونه‌ای که Shafaii Moghadam و همکاران (۲۰۱۴) و Rezaie و همکاران (۲۰۱۸) در میان واحدهای گدازه‌های بالشی و مجموعه دایک‌های صفحه‌ای افیولیت‌های جنوب باغجر نیز، نمونه‌هایی با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آلکالن گزارش کرده‌اند. از سوی دیگر، روانه‌های گدازه‌های به سن کامپانین - مایستریشتین و با سرشت زمین‌شیمیایی آلکالن و ویژگی بافتی و کانی‌شناسی همانند دایک‌های دلریتی، در واحد آتشفشانی - رسوبی V2 نیز شناسایی شده‌اند (Baroze et al., 1983).

#### بحث

امروزه درباره پیدایش مرتبط با فرورانش، برای بیشتر پهنه‌های افیولیتی کره زمین اجماع نظر وجود دارد (Dilek et al., 2001; Shervais, 2007; Metcalf and Shervais, 2008; Wakabayashi et al., 2010; Dilek and Furnes, 2014) و پهنه افیولیتی شمال سبزوار نیز از این قاعده مستثنی نیست.

افزون‌بر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، ویژگی‌هایی مانند آب‌داربودن ماگما، سرشت تفاله‌ای گوشته و نوع پوشش رسوبی روی افیولیت‌ها نیز نشانه‌هایی از جایگاه بالای پهنه فرورانش را برای بیشتر پهنه‌های افیولیت‌ها نشان می‌دهند (Metcalf and Shervais, 2008). وجود آب در جایگاه فرورانش تأخیر در تبلور پلاژیوکلاز را در پی دارد (Hebert and Laurent, 1990). از این‌رو، در افیولیت‌های بالای پهنه فرورانش توالی تبلور ماگمای بازالتی با ترتیب الیون - پیروکسن - پلاژیوکلاز است؛ اما در ماگمای نوع مورب (شرایط فقیر از آب)،

گوشته‌ای دگرسان شده ژرف بالاآمده، ماگمایی با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی غنی شده آلکالن درون صفحه‌ای (OIB) را به دنبال دارد. به‌باور Parlak (۲۰۱۶) نیز آغاز فرورانش و عقب‌گرد تخته اقیانوسی فرورو الگویی توجیه‌پذیر برای تفسیر روابط ساختاری و سنگ‌شناسی پیدایش افیولیت، پیدایش دگرگونی قاعده‌های و جایگزینی بعدی دایک‌های مافیک در پهنه افیولیتی جنوب ترکیه است.

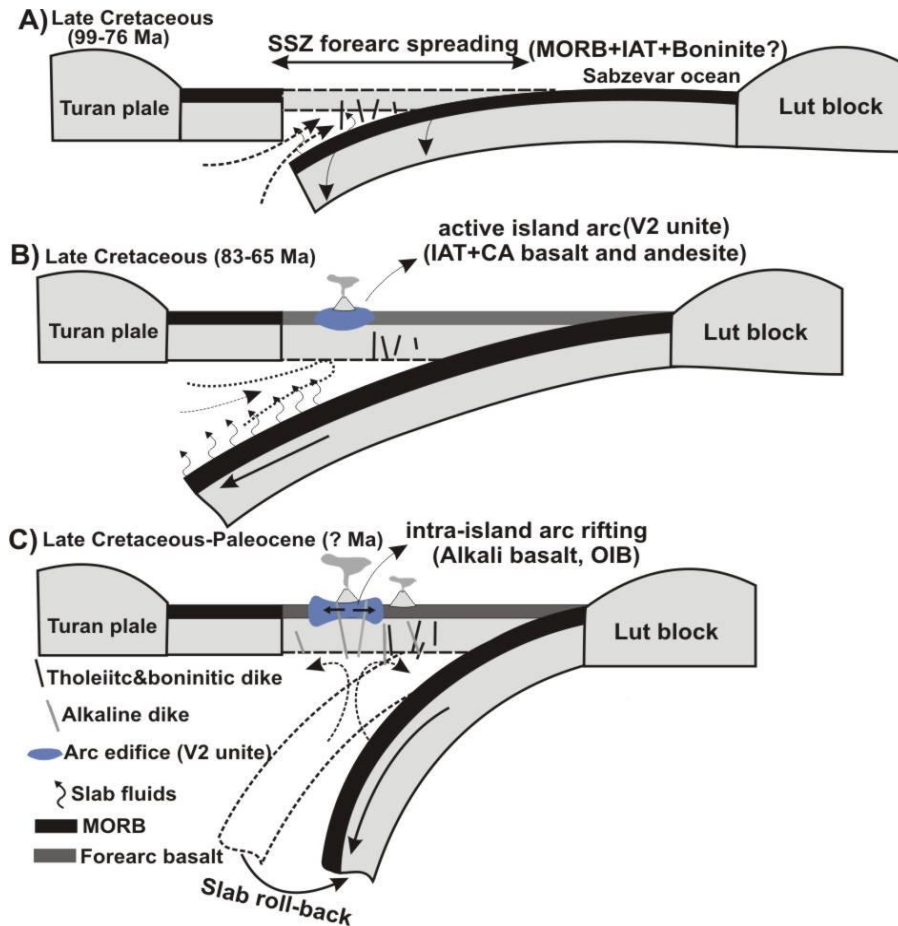
شکل ۱۲، توالی پیدایش پهنه افیولیتی جنوب سلطان‌آباد بر پایه الگوی پیشنهادی Metcalf و Shervais (۲۰۰۸) برای افیولیت‌های پیش‌کمان را نشان می‌دهد. در آغاز فرورانش (مرحله A)، فرورانش سریع همراه با عقب‌نشینی تخته فرورو، رژیم زمین‌ساخت کششی را به دنبال دارد و فضای تهی را پدید می‌آورد که با سست‌کره پر می‌شود. در پی بالاآمدگی، سست‌کره لرزولیتی دستخوش ذوب‌بخشی ناشی از کاهش فشار می‌شود و بازالتی با ویژگی زمین‌شیمیایی مورب در جایگاه کششی پیش‌کمان پدید می‌آید و تفرقه هارزبورژیتی با سرشت بسیار تهی شده را به جای می‌گذارد. در ادامه فرورانش، با افزایش جریان سیال‌ها به گوه گوشته‌ای، سنگ خاستگاه هارزبورژیتی دستخوش ذوب‌بخشی شدید در حضور آب می‌شود و مذاب توله‌ایتی و بونینیتی فقیر از تیتانیوم به صورت دایک‌های مافیک، دومین توالی ماگمایی سنگ‌کره در حال گسترش پیش‌کمان را پدید می‌آورد. در پهنه افیولیتی منطقه سلطان‌آباد، پیدایش دایک‌های دیابازی با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی توله‌ایتی و بونینیتی و با سن ۹۹ تا ۷۶ میلیون سال پیش (Lensch and Davoudzadeh, 1982; Shafaii Moghadam *et al.*, 2014) شاید با این مرحله مرتبط هستند. با برپایی حالت پایدار و پیدایش یک جایگاه فرورانش

الگوی نمودار عنکبوتی، بیشتر دایک‌های مافیک توالی گوشته‌ای افیولیت‌های جنوب سلطان‌آباد ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماتیسیم توله‌ایتی و بونینیتی جزیره‌های کمانی را نشان می‌دهند. این ویژگی نشان‌دهنده ذوب سنگ خاستگاه گوه گوشته‌ای تهی شده در حضور آب است. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آلکالن درون صفحه‌ای شماری از نمونه‌ها (دایک‌های دلریتی و هورنبلندگابروبی) نیازمند مشارکت سنگ خاستگاه گوشته‌ای غنی شده ژرف پدیدآورنده مذاب‌های جزیره‌های اقیانوسی و یا شرایط ذوب متفاوت است.

درباره سازوکار مشارکت سنگ خاستگاه غنی شده گوشته زیرین در پیدایش مذاب آلکالن پهنه‌های افیولیتی الگوهای متفاوتی پیشنهاد شده است. به گفته Parlak و همکاران (۲۰۰۶) و Çelik (۲۰۰۷)، مذاب آلکالن دایک‌های مافیک در توالی گوشته‌ای پهنه افیولیتی جنوب‌خاوری ترکیه پیامد ذوب‌بخشی سست‌کره بالاآمده از محل گسیختگی تخته فرورو است. Colakoglu و همکاران (۲۰۱۲)، با بررسی دایک‌های مافیک در توالی گوشته‌ای پهنه افیولیتی جنوب‌خاوری ترکیه، سه گروه دایک با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، توله‌ایت جزیره‌های کمانی، مورب غنی شده و جزیره‌های اقیانوسی شناسایی کرده‌اند و این تنوع ماگمایی را پیامد مشارکت منابع گوشته‌ای جدای تهی شده و غنی شده هنگام روند تکامل سیستم فرورانش دانسته‌اند. به‌باور این پژوهشگران، در آغاز فرورانش، ذوب گوه گوشته‌ای تهی شده، مذاب با ویژگی مورب را پدید می‌آورد و در ادامه با مشارکت سیال‌های آزاد شده از تخته فرورو، دایک‌های با ویژگی زمین‌شیمیایی توله‌ایت جزیره‌های اقیانوسی (IAT) پدید می‌آیند. با تکامل سیستم فرورانش و عقب‌گرد تخته فرورو، ذوب ناشی از کاهش فشار منابع

تا ۶۵ میلیون سال پیش (Lensch *et al.*, 1979) پدید می‌آید (واحد V2).

واقعی (مرحله B)، کمان ماگمایی تکامل یافته با قرابت زمین‌شیمیایی توله‌ایتی تا کالک‌آلکان در ۸۳



شکل ۱۲- مراحل پیدایش پهنه افیولیتی جنوب سلطان‌آباد در جایگاه بالای پهنه فرورانش (پیش‌کمان). (A) پیدایش پوسته پیش‌کمان در پی ذوب‌بخشی سست‌کره بالا آمده در محل جایگاه آغاز فرورانش. در آغاز این مرحله، ماگمای مورب از ذوب‌بخشی سست‌کره بالا آمده پدید می‌آید و با آغاز مشارکت سیال‌های آزاد شده از تخته فرورو، ماگماتیسمی با قرابت زمین‌شیمیایی توله‌ایت و بونینیتی جزیره‌های کمانی به صورت دایک‌های مافیک در ۹۹ تا ۷۶ میلیون سال پیش روی می‌دهد؛ (B) با تکامل سیستم فرورانش و افزایش مشارکت آب در پیدایش ماگما، جزیره‌های کمانی (واحد V2) در ۸۳ تا ۶۵ میلیون سال پیش پدید می‌آیند؛ (C) بالغ‌شدن سیستم فرورانش و مهاجرت رو به عقب تخته فرورو، حاکم‌شدن زمین‌ساخت کششی را به دنبال دارد و خاستگاه گوشته‌ای غنی شده و آبدار ژرف بالا می‌آید و دستخوش ذوب‌بخشی می‌شود. در پایان کرتاسه پایانی تا پالئوسن، مذاب پدیدآمده به صورت دایک‌هایی با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آلکان در سنگ‌کره پیش‌کمان و جزیره‌های کمانی جایگیری می‌کند (CA: کالک‌آلکان؛ IAT: توله‌ایت جزیره‌های کمانی؛ OIB: بازالت جزایر اقیانوسی؛ SSZ: بالای پهنه فرورانش)

دگرسان‌شده ژرف به صورت تنوره گوشته‌ای صعود می‌کند و در برابر ذوب‌بخشی ناشی از کاهش فشار قرار می‌گیرند. دایک‌های هورنبلندگابرویی و دلریتی آلکان در توالی گوشته‌ای پهنه افیولیتی جنوب سلطان‌آباد و

در پایان، با تکامل سیستم فرورانش (مرحله C، شکل ۱۲) در پایان کرتاسه پایانی- پالئوسن، تخته فرورو دستخوش مهاجرت رو به عقب می‌شود و با حاکم‌شدن رژیم زمین‌ساختی کششی، منابع گوشته‌ای

نشان‌دهنده مشارکت آب در پیدایش دایک‌های مافیک توله‌ایتی مجموعه افیولیتی جنوب سلطان‌آباد در جایگاه بالای پهنه فرورانش (پیش‌کمان) هستند؛

ب- برپایه نمودارهای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی و نمودارهای الگوی عنصرهای خاکی کمیاب و چندعنصری، سرشت بیشتر دایک‌ها نزدیکی زمین‌شیمیایی به بونینیت تا توله‌ایت جزیره‌های کمانی نشان می‌دهد و با افیولیت‌های بالای پهنه فرورانش و بازالت‌های پیش‌کمان سنوزویک مشابهت ترکیبی نشان می‌دهد؛ اما سه نمونه دایک هورنبلندگابرویی و دلریتی و تا اندازه‌ای یک نمونه دایک میکروگابرویی نزدیکی زمین‌شیمیایی به سنگ‌های آلکان درون‌صفحه‌ای نشان می‌دهند؛

پ- تحول ماگماتیسیم بونینیتی و توله‌ایتی جزیره‌های کمانی به آلکان درون‌صفحه‌ای، چه‌بسا نشان‌دهنده تکامل سیستم فرورانش در بازه زمانی کرتاسه پسین است که در پی آن سنگ خاستگاه‌های گوناگون گوشته‌ای در شرایط متفاوت دستخوش ذوب شده‌اند.

گدازه‌های آلکان واحد آتشفشانی- رسوبی V2 چه‌بسا نشان‌دهنده ماگمای نهایی به‌دست‌آمده از ذوب‌بخشی تنوره گوشته‌ای دگرسان‌شده در این مرحله هستند.

روشن است آشکارشدن سن واحدهای ماگمایی مافیک توالی گوشته‌ای و ماگماتیسیم توالی آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی واحد V2، دسترسی به داده‌های بیشتری از شیمی سنگ کل و داده‌های ایزوتوپی واحدهای سنگی گوناگون، به شناخت دقیق‌تر تحولات ژئودینامیکی پهنه فرورانش و درک بهتر توالی رویدادهای ماگمایی مرتبط با زایش و تکامل پهنه افیولیتی شمال‌خاوری سبزوار کمک شایانی خواهد کرد.

## برداشت

برپایه ویژگی‌های صحرایی، بافتی، کانی‌شناسی و بررسی‌های زمین‌شیمیایی، درباره پیدایش و جایگاه پیدایش دایک‌های مافیک پهنه افیولیتی جنوب سلطان‌آباد یافته‌های زیر به‌دست آمده‌اند:

الف- بافت پگماتوئیدی برخی نمونه‌های گابرویی، وجود ارتوپیروکسن و تبلور پیروکسن پیش از پلاژیوکلاز در نمونه‌های گابرونوریتی و ترکیب سرشار از آنورتیت پلاژیوکلاز در نمونه‌های پگماتوئیدی و گابرونوریتی،

## منابع

- Bagheri, S. and Stampfli, G. M. (2008) The Anarak, Jandaq and Posht- e- Badam metamorphic complex in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451: 123- 155.
- Baroze, J., Macaudiere, J., Montigny, R., Noghrean, M., Ohnenstetter, M. and Rocci, G. A. (1983) Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar (Iran) and possible geotectonic reconstructions. Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran, Report No. 51, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Beccaluva, L. and Serri, G. (1988) Boninitic and low- Ti subduction- related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low- Ti ophiolites: A reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting. *Tectonophysics* 146: 291- 315.
- Çelik, Ö. F. (2007) Metamorphic Sole Rocks and Their Mafic Dykes in the Eastern Tauride Belt Ophiolites (Southern Turkey): Implications for OIB Type Magma Generation Following Slab Break-



- off. Geological Magazine 144: 849- 866.
- Colakoglu, A. R., Sayit, K., Günay, K. and Göncüoğlu, M. C. (2012) Geochemistry of mafic dykes from the Southeast Anatolian ophiolites, Turkey: Implications for an intra- oceanic arc–basin system. *Lithos* 132-133: 113- 126.
- Coogan, L. A., Wilson, R. N., Gillis, K. M. and MacLeod, C. J. (2001) Near solidus evolution of oceanic gabbros: insights from amphibole geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65: 4339–4357.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen and Unwin, London, UK.
- Davidson, J., Turner, S. and Plank, T. (2012) Dy/Dy\*: Variations arising from mantle sources and petrogenetic processes. *Journal of Petrology* 54: 525–537.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1996) *An introduction to the rock forming minerals*, Longman, London, UK.
- Dilek, Y. and Furnes, H. (2011) Ophiolite genesis and global tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin* 123: 387- 411.
- Dilek, Y. and Furnes, H. (2014) Ophiolites and their origins. *Elements* 10: 93–100
- Dilek, Y., Furnes, H. and Shallo, M. (2007) Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. *Gondwana Research* 11: 453- 475.
- Furnes, H., Wit, M. D. and Dilek, Y. (2014) Four billion years of ophiolites reveal secular trends in oceanic crust formation. *Geoscience Frontiers* 5: 571- 603.
- Ghasemi, H. and Rezaei, M. (2015) Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan- Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran. *Mineralogy and Petrology* 109: 235- 252.
- Ghasemi, H., Rostami Hossuri, M. and Sadeghian, M. (2018) Basic magmatism in the extensional back-arc basin of the Lower- Middle Jurassic on the Northern edge of Central Iran- South of Eastern Alborz zones, Shahrood- Damghan. *Geosciences* 107: 123- 136.
- Golonka, A. J. (2004) Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381: 235- 273.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. C., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C. and Welch, M. D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist* 97: 2031- 2048.
- Hebert, R. and Laurent, R. (1990) Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos Ophiolite: New constraints for genesis of arc- related ophiolites. In: *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues* (Eds. Malpas, J., Moores, E. M., Panayiotou, A. and Xenophontos, C.) 149-163. *Proceedings of the Symposium, Troodos 1987*, Geological Survey, Nicosia, Cyprus.
- Ikeda, Y. (1990)  $Ce_N/Sr_N/Sm_N$ ; a trace element discriminant for basaltic rocks from different tectonomagmatic environments. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen* 4: 145- 159.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523- 548.
- Jamshidi, K., Ghasemi, H., Troll, V. R., Sadeghian, M. and Dahren, B. (2015) Magma storage and plumbing of adakite- type post- ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, northeast Iran. *Solid Earth* 6: 49- 72.
- Kakar, M. I., Mahmood, K., Arif, M., Khan, M. Kerr, A. C., Mohibullah, M. and Kasi A. K. (2015) Petrology and geochemistry of mafic dykes from the Muslim Bagh Ophiolite (Pakistan): implications for petrogenesis and emplacement. *Turkish Journal of Earth Sciences* 24: 165- 178.
- Kavak, K., Ş., Parlak, O. and Temiz, H. (2017) Geochemical characteristics of ophiolitic rocks from the southern margin of the Sivas basin and their implications for the Inner Tauride Ocean, Central- Eastern Turkey. *Geodinamica Acta* 29(1): 160- 180.

- Kazemi, Z., Ghasemi, H., Tilhac, R., Griffin, W., Shafaii Moghadam, H., 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* 176(3): 530- 552.
- Khalatbari Jafari, M., Babaie, H. A. and Gani, M. (2013) Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc to back arc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 70- 71: 209- 230.
- Lensch, G. and Davoudzadeh, M. (1982) Ophiolites in Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie- Monatshefte* 5: 306- 320.
- 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.
- Metcalf, R. V. and Shervais, J. W. (2008) Supra- subduction zone ophiolites: Is there really an ophiolite conundrum? In: *Ophiolites, Arcs, and Batholiths* (Eds. Wright, J. E. and Shervais, J. W.) Geological Society of America, Special Paper 438: 191- 222.
- Miyashiro, A. (1973) The Troodos complex was probably formed in an island arc. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 218- 224.
- Morimoto, N. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 52(367): 535-550.
- Nisbet, E. G. and Pearce, J. A. (1977) Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63: 149- 160.
- Noghreyan, M. K. (1982) Evolution géochimique, minéralogique et structurale d'une edifice ophiolitique singulier: le massif de Sabzevar (partie central), NE de Iran. Thèse Sciences Université de Nancy, France.
- Omran, H., Moazzen, M. and Oberhansli, R. (2017) Geodynamic evolution of the Sabzevar zone, northern central Iranian micro- continent. *Mineralogy and Petrology* 112: 65- 83.
- Parlak, O. (2016) The Tauride Ophiolites of Anatolia (Turkey): A Review. *Journal of Earth Science* 27(6): 901-934.
- Parlak, O., Yılmaz, H., and Boztuğ, D. (2006) Geochemistry and tectonic setting of the metamorphic sole rocks and isolated dykes from the Divriği ophiolite (Sivas, Turkey): Evidence for melt generation within an asthenospheric window prior to ophiolite emplacement. *Turkish Journal of Earth Sciences* 15: 25-45.
- Pearce, J. A. and Gale, G. H. (1977) Identification of ore deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society, Special Publications* 7: 14- 24.
- Pirnia, T., Saccani, E., Torabi, G., Chiari, M., Goričan, Š. and Barbero, E. (2020) Cretaceous tectonic evolution of the Neo-Tethys in Central Iran: Evidence from petrology and age of the Nain- Ashin ophiolitic basalts. *Geoscience Frontiers* 11: 57- 81.
- Rahmani, F., Mackizadeh, M. A., Noghreyan, M., Marchesi, C. and Garrido, C. J. (2020) Petrology and geochemistry of mafic and ultramafic cumulate rocks from the eastern part of the Sabzevar ophiolite (NE Iran): Implications for their petrogenesis and tectonic setting. *Geoscience Frontiers*, doi:10.1016/j.gsf.2020.02.004
- Rezaei, Z., Noghreyan, M. and Saccani, E. (2018) Petrology and geochemistry of sheeted dikes and pillow lavas from the Sabzevar ophiolitic melange (northeast Iran): new constraints for the late cretaceous evolution of the Neotethys oceanic basin between the central Iranian microcontinent and Eurasia. *Ophioliti* 43(2): 147- 172.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, S. 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.

- Shafahii Moghadam, H. and Stern, R. J. (2011) Late cretaceous forearc ophiolites of Iran. *Island Arc* 20: 1- 4.
- Shafaii Moghadam, H., Corfu, F., Chiaradia, M., Stern, R. J. and Ghorbani, G. (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.
- Shafaii Moghadam, H., Rossetti, F., Lucci, F., Chiaradia, M., Gerdes, A., Martinez, M. L., 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: 517- 535.
- Shafaii Moghadam, H., Zaki Khedr, M., Arai, S., Stern, R. J., Ghorbani, G., Tamura, A. and Ottley, C. J. (2015) Arc- related harzburgite–dunite–chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: a model for formation of podiform chromitites. *Gondwana Research* 27(2): 575- 593.
- Shervais, J. W. (1982) Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59: 101–118.
- Shervais, J. W. (2001) Birth, death and resurrection: The life cycle of supra subduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2: 1010, doi:10.1029/2000GC000080.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Meisel, T. C., Arai, S., Bokhari, S. N. H., Samadi, R. and Gazel, E. (2014) Origin and evolution of metamorphosed mantle peridotites of Darreh Deh (Nain ophiolite, Central Iran): implications for the eastern Neo-tethys evolution. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie- Monatshefte* 273: 89- 120.
- Shojaat, B., Hassanipak, A. A., Mobasher, K. and Ghazi, A. M. (2003) Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 1053- 1067.
- Stampfli, G. M. (1978) Etude geologique generale de l' Elbourz oriental au sudde Gondbad-e-Qabus, (Iran, NE). These, Faculté des sciences, Université de Genève, Switzerland.
- Stampfli, G. M. (2000) Tethyan oceans. *Geological Society, London, Special Publications* 173: 1- 23.
- Stampfli, G. M. and Borel, G. D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters* 196: 17- 33.
- Stern, R. J. (2004) Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth and Planetary Science Letters* 226: 275- 292.
- Stern, R. J. and Bloomer, S. H. (1992) Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu- Bonin- Mariana and Jurassic California arcs: *Geological Society of America Bulletin* 104: 1621- 1636.
- Stern, R. J., Reagan, M., Ishizuka, O., Ohara, Y. and Whattam, S. (2012) To understand subduction initiation, study forearc crust: To understand forearc crust, study ophiolites. *Lithosphere* 4 (6): 469- 483.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) *Special Publications* 42: 312- 345. Geological Society of London, UK.
- Wakabayashi, J., Ghatak, A. and Basu, A. R. (2010) Suprasubduction- zone ophiolite generation, emplacement, and initiation of subduction: A perspective from geochemistry, metamorphism, geochronology, and regional geology. *Geological Society of America Bulletin* 122(9/10):1548- 1568.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1976) Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 28: 459- 469.
- 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.
- Xiong, F., Meng, Y., Yang, J., Liu, Z., Xu, X. and Eslami, A. (2020) Ran Zhang Geochronology and petrogenesis of the mafic dykes from the Purang ophiolite: Implications for evolution of the western

Yarlung- Tsangpo suture zone, southwestern Tibet. *Geoscience Frontiers* 11(1): 277- 292.