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 [1], Mohsen Nasrabady [1]*, Abbas Asiabanha [1] and Kazem Gholizadeh [3]
[1] Department of Geology, Faculty of Science, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran
[2] Iran Mineral Processing Research Center, Karaj, Iran

Abstract

The occurrence of doleritic, microgabbroic, hornblende- gabbroic, pegmatoidic and gabbronoritic 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 gabbronoritic 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

* 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

پتـــــرولوژی، سال دهم، شماره چهلم، زمستان ۱۳۹۸، صفحه ۱۰۹-۱۳۴
تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۲/۱۴ تاریخ بازنگری: ۱۳۹۹/۰۳/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۴/۰۱

مقاله پژوهشی

کانی‌شناسی و زمین‌شیمی دایک‌های مافیک توالی گوشته‌ای مجموعهٔ افیولیتی جنوب سلطان‌آباد (شمال‌خاوری سبزوار)

راضیه باقری [۱]، محسن نصرآبادی [۱]*، عباس آسیابانها [۱] و کاظم قلی‌زاده [۲]
[۱] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم‌پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی(ره)، قزوین، ایران
[۲] مرکز فرآوری مواد معدنی، کرج، ایران

چکیده
از ویژگی‌های آشکار توالی گوشته‌ای مجموعهٔ افیولیتی جنوب سلطان‌آباد، وجود دایک‌های دلریتی، میکروگابرویی، هورنبلندگابرویی، پگماتوییدی و گابرونوریتی است. روند دایک‌ها بیشتر خاوری- باختری است و در پی دگریختی، برخی از آنها ساختار بودین- دومینویی نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی سازندهٔ دایک‌های پگماتوییدی و دلریتی هستند. در دایک‌های هورنبلندگابرویی، افزون‌بر کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز، آمفیبول ماگمایی نیز دیده می‌شود. دایک‌های گابرونوریتی دربردارندهٔ کانی‌های کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و پلاژیوکلاز هستند. دایک‌های میکروگابرویی نیز دربردارندهٔ آمفیبول ثانویه و پلاژیوکلاز هستند. در بیشتر دایک‌ها، کلینوپیروکسن در حال جایگزینی با آمفیبول است. دارابودن آمفیبول ماگمایی و ارتوپیروکسن، بافت پگماتوییدی، تبلور پیروکسن پیش از پلاژیوکلاز و ترکیب سرشار از آنورتیت پلاژیوکلاز نشان‌دهندهٔ مشارکت آب در پیدایش ماگما هستند. الگوی نمودار عنکبوتی چندعنصری برای بیشتر نمونه‌ها با جایگاه بالای پهنهٔ فرورانش و بازالت‌های پیش‌کمانی سنوزوییک شباهت چشمگیری نشان می‌دهد. برپایهٔ نمودارهای رده‌بندی و شناسایی جایگاه زمین‌ساختی، بیشتر دایک‌ها ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بازالت تولهٔ‌ایتیِ نزدیک به شیمی بازالت جزیره‌های کمانی و بونینیتی نشان می‌دهند. سه نمونه سرشت آلکالن درون‌صفحه‌ای دارند و ازاین‌رو، از ذوب سنگ خاستگاه غنی‌شدهٔ گوشته‌ای زیرین سرچشمه گرفته‌اند. توالی ترکیبی از تولهٔ‌ایتی و بونینیتی به‌سوی آلکالن چه‌بسا نشانهٔ مشارکت سنگ خاستگاه گوشته‌ای متفاوت هنگام روند تکاملی پهنهٔ فرورانش در کرتاسهٔ پسین است.

واژه‌های کلیدی: دایک، مجموعهٔ افیولیتی، پهنهٔ 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

از زمـــان شناســـایی افیولیـــت‌هـــا بـــه‌عنـــوان سنگ‌کرهٔ اقیانوسی جایگزین‌شده در لبهٔ قاره‌ها، دربارهٔ خاستگاه آنها کـه آیـا معـرف سـنگ‌کـرهٔ پشـته میان‌اقیانوسـی اسـت یـا سـنگ‌کـرهٔ بـالای پهنـهٔ فـرورانش اتفـاق نظـر وجـود نداشـته اسـت. Miyashiro (۱۹۷۳) بـــا پیشـــنهاد خاســـتگاه جزیره‌های کمـانی بـرای افیولیـت تـرودوس قبـرس، جایگـاه پشـتهٔ میان‌اقیانوسـی بـرای افیولیـت‌هـا را مـورد تردیـد قـرار داد و در حقیقـت، آغـازگر بحثـی شد که برپایهٔ آن، افیولیـت‌هـا چه‌بسـا از سـنگ‌کـرهٔ اقیانوسـی بـالای پهنـهٔ فـرورانش نیـز خاسـتگاه گرفتـه باشـند. بررسـی‌هـای دو دهـهٔ اخیـر نشـان می‌دهنـد بیشـتر افیولیـت‌هـا بـا داشـتن قرابـت زمـین‌شـیمیایی کمـان ماگمـایی، در پهنـهٔ بـالای فـرورانش پدیـد آمـده‌انـد (Furnes *et al.*, 2014). برپایـهٔ جایگـاه زمـین‌سـاختی، افیولیـت‌هـا بـه دو گـروه اصـلی مـرتبط بـا فـرورانش و نـامرتبط بـا فـرورانش دسـته‌بندی شـده‌انـد (Dilek and Furnes, 2011):

- افیولیـت‌هـای مـرتبط بـا فـرورانش کـه دربردارنـدهٔ افیولیت‌هـای گونـاگونِ بـالای پهنـهٔ فرورانش (پشت‌کمان تـا پـیش کمـان، پـیش کمـان، پشـت‌کمان اقیانوسـی و قـاره‌ای) و کمـان آتشفشـانی هسـتند. تحـول ایـن‌گونـه افیولیـت‌هـا پیامـد آب‌زدایـی تختـه فـرورو و متاسوماتیسـم گوشـته‌ای منـتج از آن و ذوب رسـوب‌ها و گـوهٔ گوشته‌ای دگرسان‌شده است؛

- افیولیـت‌هـای نـامرتبط بـا فـرورانش کـه دربردارنـدهٔ افیولیت‌هـای مـرز قـاره‌ای (آغـاز ریفتینـگ قـاره‌ای)، پشـتهٔ میان‌اقیانوسـی (مجـاور تنـوره، دور از تنـوره و دور از گـودال) و نـوع تنـوره (تنوره نزدیک بـه پشـته و فـلات اقیانوسـی) هسـتند و ترکیبی همانند مورب نشان می‌دهند.

بـا دانسـتن جایگـاه بـالای فـرورانش، تنـاقض میـان ویژگـی‌هـای زمـین‌شـیمیایی (شـاخص‌هـای کمـــان ماگمـــایی) و ویژگی‌هـــای ســـاختاری (مجموعـهٔ دایـک‌هـای معـرف رژیـم کششـی حـاکم در جایگـاه گسـترش کـف اقیـانوس) در پهنـه‌هـای افیـــولیتی تفســـیر شـــدنی هســـتند (Shervais, 2001; Metcalf and Shervais, 2008). از سـوی دیگـــر، برپایـــهٔ شـــرایط ژئودینامیـــک، ســـازوکار جـــایگزینی افیولیـــت‌هـــای بـــا خاســـتگاه پشـــتهٔ میان‌اقیانوسـی روی مـرز غیرفعـال بـا تردیـدهـای بسـیاری همـراه اسـت؛ امـا دانسـتن جایگـاه بـالای پهنـهٔ فـرورانش بـه‌ویـژه پیش‌کمـان (Stern and Bloomer, 1992; Shervais, 2001; Stern, 2004; Stern *et al.*, 2012)، سـازوکار مـوجهی را بـرای جـایگزینی سـنگ‌کـرهٔ اقیانوسـی و پیـدایش پهنهٔ افیولیتی فراهم می‌آورد.

از دیربـاز تـا کنـون بسـیاری از پژوهشـگران بـه بررسـی تـوالی افیـولیتی شـمال سـبزوار پرداخته‌انـد و دربـارهٔ پیـدایش مـرتبط بـا جایگـاه بـالای فـرورانش آنهـا نیـز اتفـاق نظـر دارنـد (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 ویژگـی‌هـای مهـم پهنـهٔ افیـولیتی جنـوب سـلطان‌آبـاد، وجـود دایـک‌هـای مافیـک گونـاگون در تـوالی گوشـته‌ای اسـت. چنـین دایـک‌هـایی در افیولیـت‌هـای نـوع بـالای پهنـهٔ فـرورانش معمـول هسـتند و در افیولیـت‌هـای گسـترهٔ تتیسـیِ تبـت،

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 کالک‌آلکالن و حتی آلکالن متغیر است. این نکته نشان‌دهندهٔ تنوع جایگاه زمین‌ساختی آنها از پشتهٔ میان‌اقیانوسی تا جزیره‌های کمانی، پشت‌کمان و جزیره‌های اقیانوسی درون‌صفحه‌ای است (Çelik, 2007; Colakoglu *et al.*, 2012; Kavak *et al.*, 2017). ازاین‌رو، دایک‌های مافیک توالی گوشته‌ای افیولیت‌ها تاریخچه‌ای پیچیده از مراحل گوناگون تحول ژئودینامیکی چرخهٔ زندگی پهنهٔ افیولیتی را دربر دارند.

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

در این پژوهش با بررسی صحرایی، 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 دایک‌ها و توده‌های مافیک توالی گوشته‌ای جنوب سلطان‌آباد، کانی‌های ۴ نمونهٔ دایک میکروگابرویی، گابرونوریتی، هورنبلندگابرویی و پگماتوییدی و یک تودهٔ 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 نمونهٔ دایک مافیک و یک تودهٔ گابرونوریتی که نشانه‌های دگرسانی کمتری نشان می‌دادند، در شرکت زرآزما به روش ICP-OES و ICP-MS تجزیهٔ 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؛ به‌این‌گونه‌که هریک از نمونه‌ها پس از ذوب با لیتیم‌متابورات، در اسیدنیتریک رقیق حل و سپس محلول نهایی با دستگاه ICP-OES تجزیهٔ شیمیایی شدند. دربارهٔ عنصرهای کمیاب، پس از انحلال نمونه‌ها در اسیدهای هیدروفلوئوریک، پرکلریک، نیتریک و هیدروکلریک، غلظت هر عنصر با دستگاه ICP-MS سنجیده شد. آستانهٔ آشکارسازی برای عنصرهای اصلی برابربا ۰/۰۱، برای عنصرهای خاکی کمیاب (مگر لانتانیم) برابربا ۰/۰۱ تا ۰/۱ و برای دیگر عنصرهای کمیاب برابربا ۰/۱ تا ۱ است.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

پیشینهٔ پیچیدهٔ زمین‌شناسی ایران، متأثر از جایگاه ویژه آن در گسترهٔ تتیس است. سرزمین ایران در بخش میانی پهنهٔ کوهزایی آلپ-هیمالیا جای دارد. این پهنهٔ کوهزایی از باختر

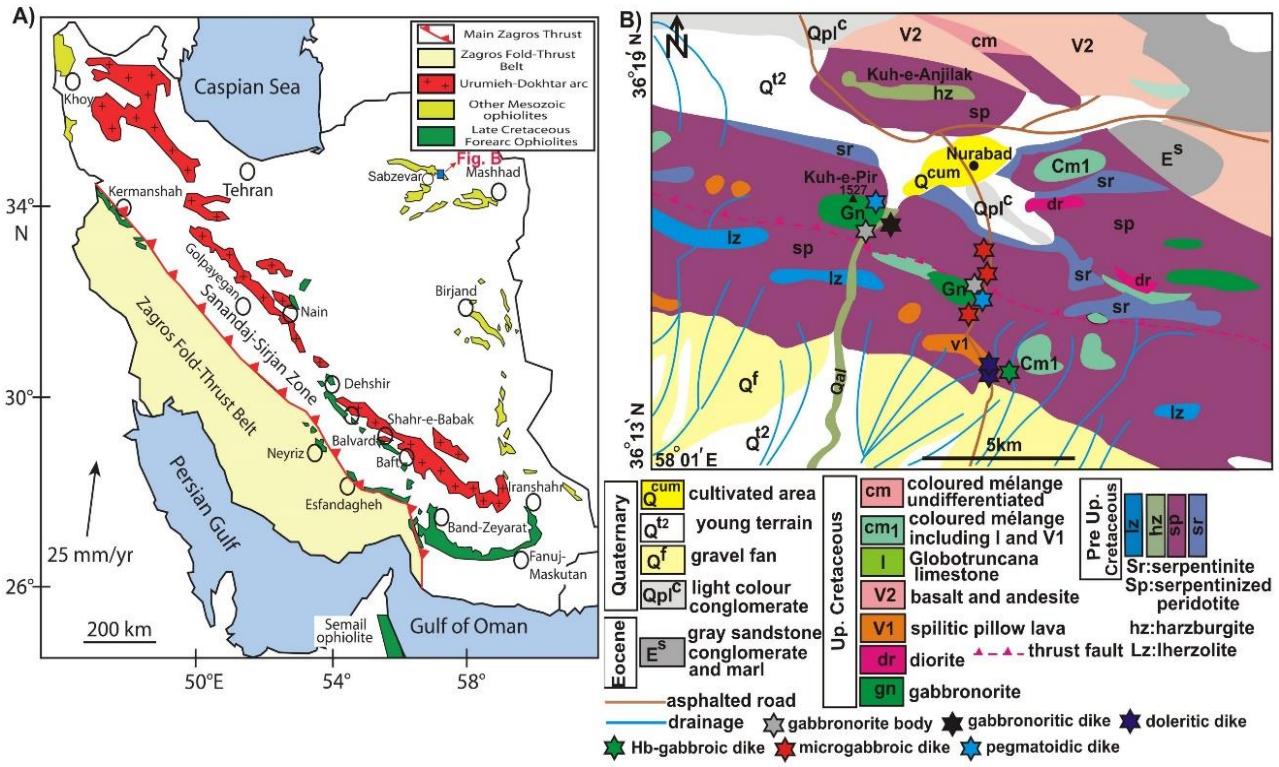
اروپا آغـاز می‌شـود و پـس از گـذر از ترکیـه، ایـران، افغانستان تا تبـت، برمـه و انـدونزی ادامـه مـی‌یابـد. در پهنـهٔ ایـران، سـنگ‌کـرهٔ اقیانوسـی نشـان‌دهندهٔ پهنهٔ اقیانوسـی تتـیس برونـزد کمـابیش گسـترده‌ای دارد و افیولیـت‌هـای خـاور اروپـا و ترکیـه را بـه افیولیـت‌هـای آسـیای خـاوری در هنـد و پاکسـتان پیوند می‌دهد.

مجموعـه‌هـای افیـولیتی مزوزوییـک، بـه‌ویـژه کرتاسـه- پالئوسـن، گسـترش کمـابیش بسـیاری در محـل گسـل‌هـا و رانـدگی‌هـای زاگـرس و پیرامـون خردقـاره ایـران مرکـزی دارنـد (شـکل ۱- A). بیشـترین گسـترش افیولیـت‌هـای مزوزوییـک بـه شکل کمربند ناپیوسته‌ای پیرامـون خـردقـاره ایـران مرکـزی، در منـاطق نـایین، سـبزوار، بیرجنـد و تربت‌حیدریـه رخنمـون دارد. پهنـهٔ افیـولیتی شـمال سـبزوار بـه درازای ۱۵۰ کیلـومتر و پهنـای ۱۰ تـا ۳۰ کیلـومتر در شـمال خردقـاره ایـران مرکـزی جـای دارد (شـکل ۱- A). بـه گفتـهٔ Stampfli (۱۹۷۸)، افیولیـت‌هـای سـبزوار نشـان‌دهندهٔ یـک ریفـت اقیانوسـی باریـک و محـدود بـه سـن کرتاسـه هسـتند. بـه‌بـاور Noghreyan (۱۹۸۲) افیولیـت‌هـای سـبزوار در یـک پهنـهٔ پشـت‌کمـان و نزدیـک بـه درازگـودال در حـال فـرورانش پدیـد آمده‌انـد. وجـود اقیـانوس کـم‌دوام و کوتـاه‌مـدت در محـدودهٔ سـبزوار، برپایـهٔ یکسـان‌بـودن سـن آمفیبـول‌هـای ماگمـایی تـوالی افیـولیتی و آمفیبـول‌هـای سـازند آتشفشـان- رسـوبی کرتاسـهٔ پسـین معـرف جزیـره‌هـای کمـانی پیشـنهاد شـده اسـت (Baroze *et al.*, 1983). یافتـه‌های به‌دسـت‌آمده از بررسـی‌هـای برخـی پژوهشـگران (Stampfli, 2000; Stampfli and Borel, 2002; Golonka, 2004; Bagheri and Stampfli, 2008) نشـان می‌دهنـد هنگـام کرتاسـهٔ پسین، مهاجرت رو بـه عقـب ورقـهٔ اقیانوسـی فـرورو در راسـتای پهنـهٔ فرورانشـی زاگـرس، پیـدایش حوضـه‌هـای اقیانوسـی پشـت‌کمان باریـک سـبزوار و نـایین- بافـت در پیرامـون خـردقـاره ایـران مرکـزی را بـه‌دنبال داشـته اسـت. البتـه برپایـهٔ بررسـی‌های دهـه اخیـر (Shirdashtzadeh *et al.*, 2014; Ghasemi *et al.*, 2018, Kazemi *et al.*, 2019; Pirnia *et al.*, 2020; Rahmani *et al.*, 2020)، سـن حوضـه‌هـای اقیانوسـی سـبزوار و نـایین، ژوراسـیک تـا کرتاسـهٔ پیشـین بـوده و فراینـد پیـدایش آنهـا از فـرورانش نئـوتتیس جـدا دانسـته شـده اسـت. Rossetti و همکـاران (۲۰۱۰)، بـا بررسـی سـنگ‌هـای دگرگـونی پهنـهٔ افیـولیتی شـمال‌باختری سـبزوار، سـن رویـداد دگرگـونی سـنگ‌کـرهٔ اقیانوسـی فـرورو را ۱۰۶ میلیـون سـال پـیش بـه‌دسـت آورده‌انـد. ازایـن‌رو، سـن پهنـهٔ اقیانوسی سبزوار پیش از کرتاسهٔ پیشین است.

هماننـد دیگـر مجموعـه‌هـای افیـولیتی ایـران، پهنـهٔ افیـولیتی شـمال سـبزوار نیـز بیشـتر از تـوالی گوشـته‌ای نـوع هارزبورژیـت سـاخته شـده اسـت (Shafaii Moghadam *et al.*, 2015). در جنـوب سـلطان‌آبـاد (شـمال‌خـاوری سـبزوار)، ایـن پهنـهٔ افیـولیتی بیشـتر دربردارنـدهٔ هارزبورژیـت سرپانتینیتی‌شـده، گـابرو و مجموعـهٔ آتشفشـانی اسـت (شـکل ۱- B). دایـک‌هـای مافیـک گوناگونی بـه درون تـوالی گوشـته‌ای ایـن افیولیـت تزریـق شـده‌اند. ایـن دایـک‌هـا از دیـدگاه مکـانی تنهـا منحصـر بـه تـوالی گوشـته‌ای هسـتند و بـر خـلاف ماگماتیسـم پسـا افیـولیتی در واحـدهـای آتشفشـانی ائوسـن شـمال پهنـهٔ افیـولیتی و سـنگ‌هـای دگرگـونی فشـار بـالای حـوالی

سلطان‌آباد دیده نمی‌شوند. Lensch و Davoudzadeh (۱۹۸۲)، به روش پتاسیم-آرگن سن ۳/۸±۷۶ میلیون سال پیش را برای دایک‌های دلریتی نوار افیولیتی شمال سبزوار به‌دست آورده‌اند. Moghadam Shafaii و همکاران (۲۰۱۴) نیز، سن زیرکن درون دایک‌های دیابازی شمال‌خاوری سبزوار (جنوب باغجر) را ۹۹ میلیون سال پیش به‌دست آورده‌اند. ازاین‌رو، دایک‌های مافیک یادشده نشان‌دهندهٔ ماگماتیسم پساافیولیتی نیستند و مرتبط با فاز ماگمایی پایانی حاکم در سنگ‌کرهٔ حوضه اقیانوسی سبزوار هستند و پیش از فرارانش پهنهٔ افیولیتی جایگزین شده‌اند.

روی پهنهٔ 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 پهنهٔ افیولیتی شمال سبزوار پدید آمده است. برپایهٔ مقادیر آهن و تیتانیم و روند تغییرات آن‌ها، Baroze و همکاران (۱۹۸۳)، سه سری ماگمایی کالک‌آلکالن، تولهٔ‌ایتی و آلکالن را در توالی‌های آتشفشانی واحد V2 شناسایی کرده‌اند. برپایهٔ بررسی‌های Lensch و همکاران (۱۹۷۹)، سن نهشته گذاری واحد V2، ۸۳ تا ۶۵ میلیون سال پیش است.



شکل ۱- A) نقشه پراکندگی افیولیت‌های مزوزوییک ایران (با تغییراتی از Moghadam Shafaii و Stern (۲۰۱۱) (محدودهٔ بررسی‌شده در شمال‌خاوری سبزوار در چهارگوش آبی نشان داده شده است)؛ B) نقشهٔ زمین‌شناسی ساده از مجموعهٔ افیولیتی جنوب سلطان‌آباد

از ویژگی‌های آشکار پهنهٔ افیولیتی شمال سبزوار که آن را از دیگر پهنه‌های افیولیتی

ایـران جـدا مـی‌کنـد، فراوانـی ماگماتیسـم ائوسـن به‌صورت گنبد و دایک‌های حد واسط تا اسیدی با ویژگی‌های آداکیتی است (Ghasemi and Rezaei, 2015; Jamshidi *et al.*, 2015; Shafaii Moghadam *et al.*, 2016). ازاین‌رو، فعالیت ماگماتیسم پسا افیولیتی این منطقه متأثر از فرورانش و بسته‌شدن حوضه اقیانوسی سبزوار پس از ائوسن نیز ادامه داشته است.

روابط صحرایی

افیولیت‌های جنوب سلطان‌آباد بخشی از پهنهٔ افیولیتی شمال‌خاوری سبزوار و بیشتر دربردارندهٔ توالی گوشته‌ای هارزبورژیتی هستند. برونزدهایی از گدازه بالشی همراه با چرت نشان‌دهندهٔ 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 پهنهٔ افیولیتی توالی دایک‌های صفحه‌ای که نشان‌دهندهٔ توالی پوسته‌ای هستند دیده نمی‌شوند؛ اما فراوانی دایک‌های مافیک تزریق‌شده به توالی گوشته‌ای از ویژگی‌های آنهاست. برپایهٔ کانی‌شناسی و روابط بافتی، دایک‌های گوناگونی شناسایی می‌شوند.

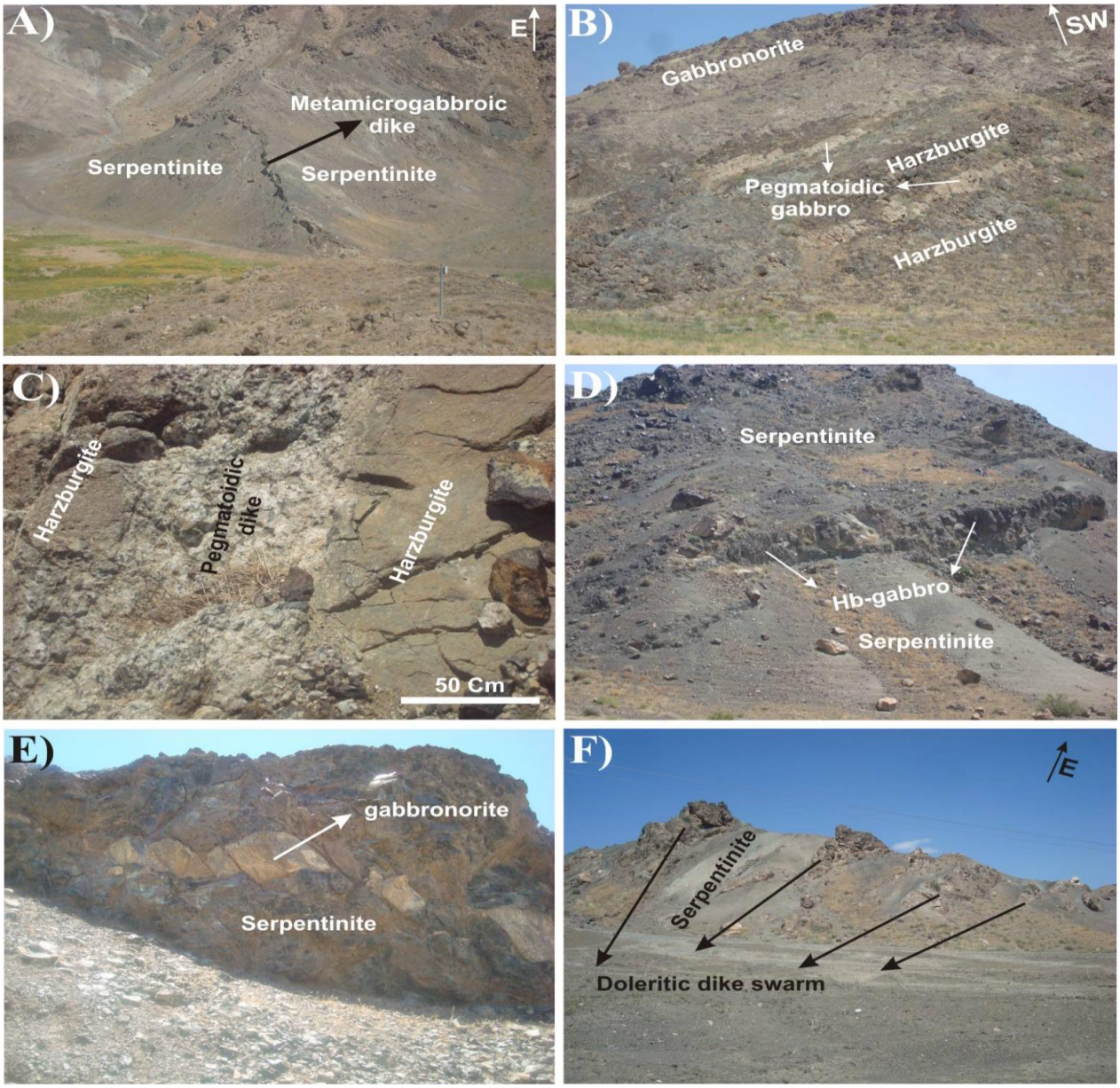
فراوان‌ترین دایک‌ها از نوع میکروگابرو هستند که به توالی گوشته‌ای تزریق شده‌اند (شکل ۲- A). ستبرای این گروه از دایک‌ها از ۰/۵ تا ۲/۵ متر متغیر است. برپایهٔ فراوانی مودال پلاژیوکلاز و آمفیبول، رنگ نمونهٔ دستی این سنگ‌ها از خاکستری تیره تا تیره است. نشانه‌هایی از وجود حاشیهٔ سردشده در دایک و تأثیر حرارتی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

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

از دیگر دایک‌هایِ درون توالی گوشته‌ای هورنبلندگابروهای گوناگون (شکل ۲- D) هستند که ستبرای نزدیک به ۱ تا ۲ متر دارند. برپایهٔ فراوانی مودال آمفیبول، پیروکسن و پلاژیوکلاز، در نمونهٔ دستی، رنگ آنها از خاکستری تیره تا کاملاً تیره متغیر است. دایک‌ها گاه در پی تنش‌های زمین‌ساختی به‌صورت بودین درآمده‌اند، تا جایی‌که سازندهٔ قطعه‌های منفرد در زمینهٔ سرپانتینیتی شده‌اند (شکل ۲- E).

دایک‌های دلریتی به ستبرای ۰/۳ تا ۲ متر به‌صورت دسته‌دایک‌های موازی با روند خاوری- باختری دیده می‌شوند (شکل ۲- F). در نمونهٔ 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 نشان‌دهندهٔ شرایط دمایی کمتر توالی افیولیتی در هنگام تزریق آنهاست. ازاین‌رو، شاید این دایک‌ها جوان‌ترین توالی ماگمایی تزریق‌شده به این پهنهٔ 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- ماستریشتین (۸۳ تا ۶۵ میلیون سال پیش) به‌صورت میان‌لایه در آنها یافت می‌شوند (Baroze *et al.*, 1983).



شکل۲- روابط صحرایی دایک‌های مافیک توالی گوشته‌ای مجموعهٔ افیولیتی جنوب سلطان‌آباد. A) دورنمایی از دایک میکروگابرویی در توالی گوشته‌ای مجموعهٔ افیولیتی جنوب سلطان‌آباد؛ B) دورنمای دایک‌های گابروی پگماتوییدی در نزدیکی تودهٔ گابرونوریتی کوه پیر؛ C) نمای نزدیک از دایک گابروی پگماتوییدی تزریق‌شده به هارزبورژیت گوشته‌ای؛ D) دایک هورنبلندگابروی تزریق‌شده به سرپانتینیت گوشته‌ای؛ E) دایک گابرونوریتی در سرپانتینیت که به‌صورت فابریک دومینویی دگریخت شده است؛ F) دسته‌هایی از دایک‌های دلریتی با روند خاوری- باختری در توالی گوشته‌ای

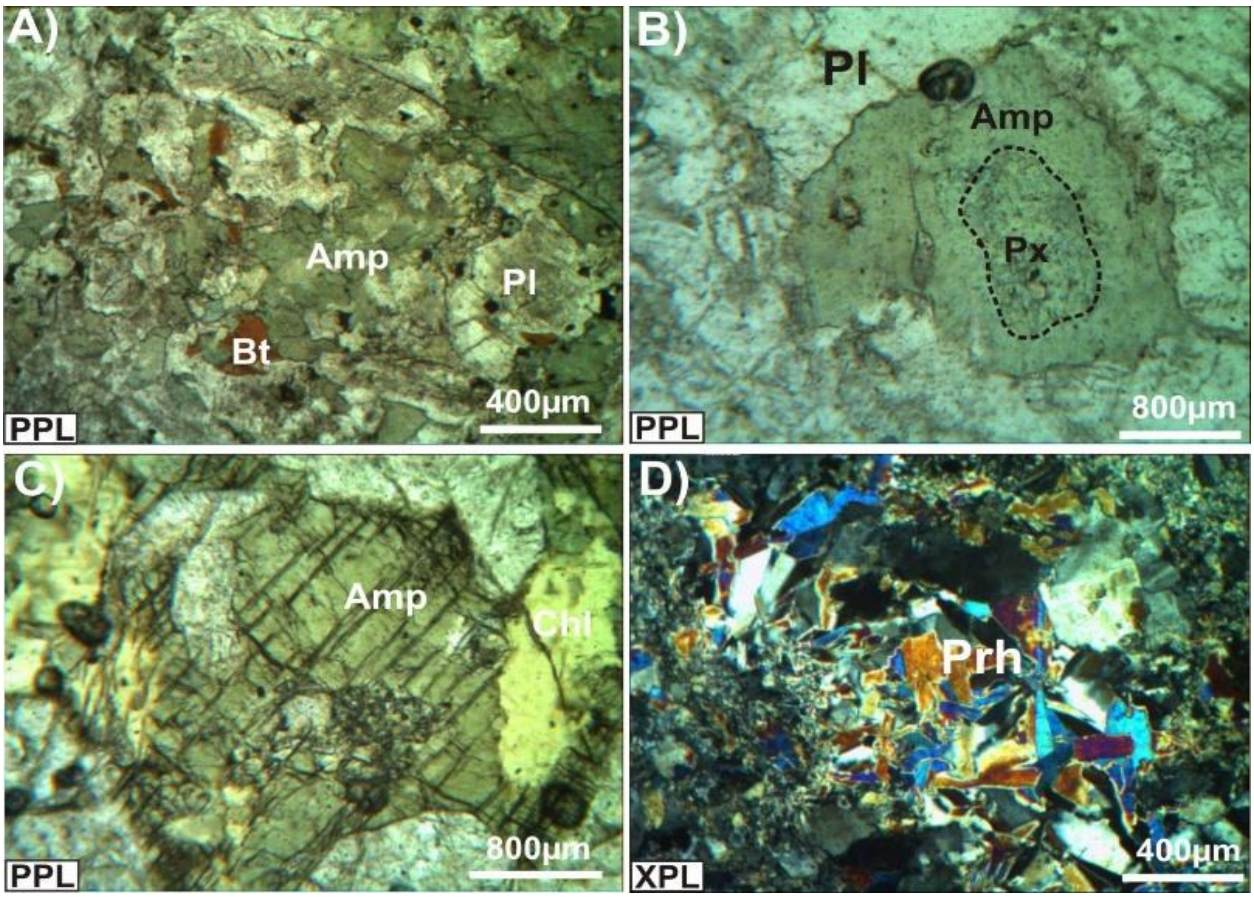
سنگ‌نگاری

دایک‌های میکروگابروی دگرگون‌شده

در مقطع میکروسکوپی دایک‌های میکروگابرویی دگرگون‌شده با بافت میکروگرانولار شناخته می‌شوند. آمفیبول سبز و پلاژیوکلاز از کانی‌های سازندهٔ این سنگ‌ها هستند (شکل ۳-A). برپایهٔ ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی، این‌دایک‌ها در شرایط متفاوت دمایی دگرگون شده‌اند. آبگیری پیروکسن و پیدایش آمفیبول نخستین مرحلهٔ دگرگونی بوده است به‌گونه‌ای‌که

بقایـایی از پیروکسـن را درون برخـی آمفیبـول‌هـا دیده می‌شوند (شکل ۳- B).

در دومـین مرحلـه کـه احتمـالاً در شـرایط رخسـارهٔ شیسـت سـبز روی داده اسـت، کـانی‌هـای بیوتیـت و کلریـت از تجزیـهٔ آمفیبـول و سوسـوریت در پـی دگرسـانی پلاژیـوکلاز پدیـد آمـده‌انـد (شـکل‌هـای ۳- A و ۳- C). در پایـان، در پـی دگرسـانی کم‌دمـای پلاژیـوکلاز، کـانی پرهنیـت در دایک‌هـای میکروگـابرویی یادشـده پدیـد آمـده اسـت (شکل ۳- D).

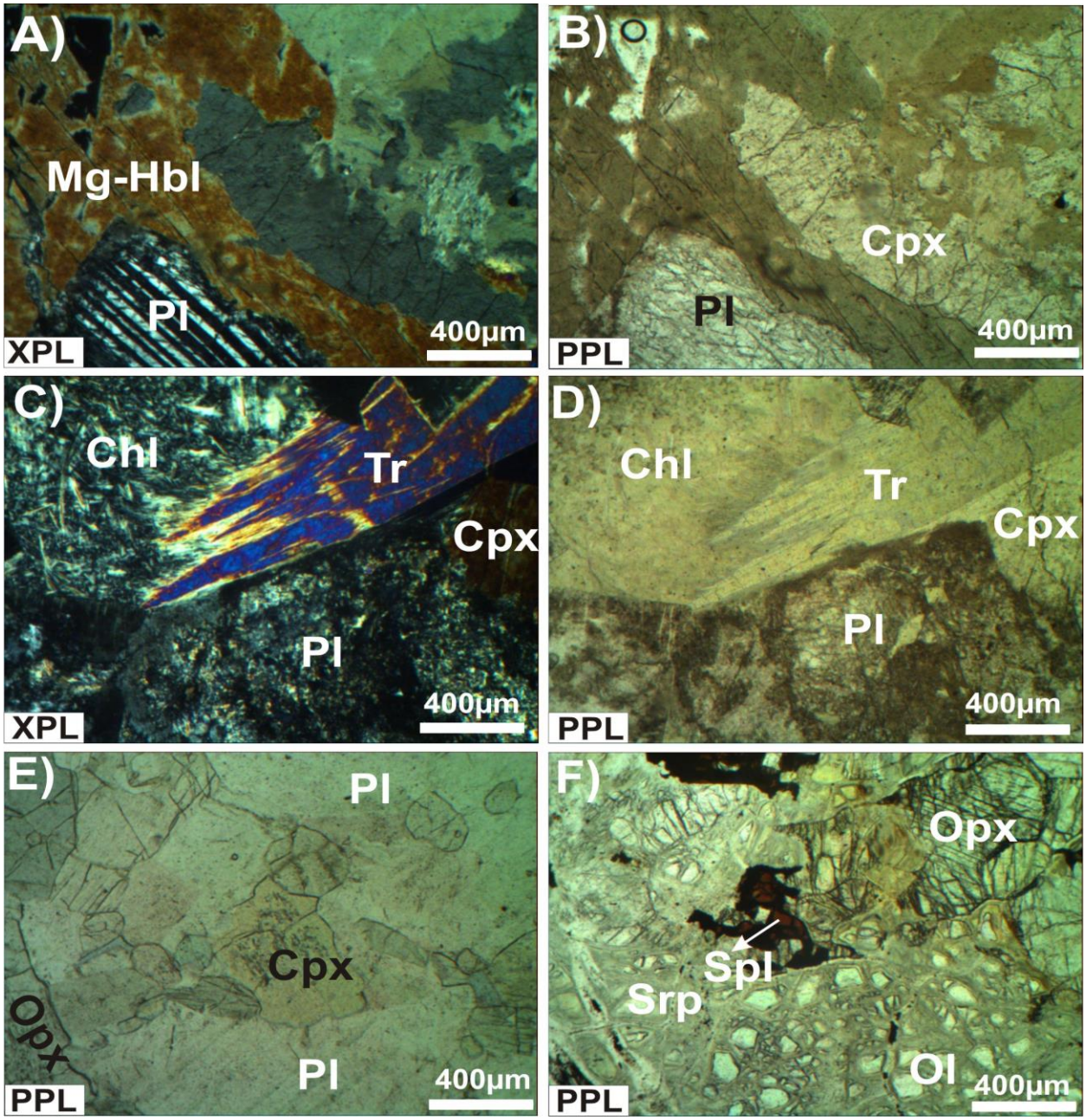


شـکل ۳- تصـویرهای میکروسـکوپی از دایـک‌هـای میکروگـابرویی دگرگون‌شـده. A) میکروگـابروی دگرگون‌شـده بـا کـانی‌هـایِ پلاژیـوکلاز و آمفیبـول. پلاژیـوکلاز در حـال سوسـوریتی‌شـدن و آمفیبـول در حـال تجزیـه بـه بیوتیـت اسـت؛ B) بقایـای پیروکسـن در مرکـز برخـی آمفیبـول‌هـا نشـان‌دهندهٔ خاسـتگاه ثـانوی آمفیبـول اسـت؛ C) تجزیـهٔ آمفیبـول بـه کلریـت؛ D) پیـدایش پرهنیـت در دایک میکروگابرویی

دایک‌های گابروی پگماتوییدی دگرگون‌شده

پلاژیـوکلاز (۵۰ درصـدحجمی)، آمفیبـول سـبز- قهـوه‌ای (۳۰ درصـدحجمی) و کلینوپیروکسـن (۲۰ درصـدحجمی) از کـانی‌هـای سـنگ‌سـاز دایـک‌هـای گـابروی پگماتوییـدی به‌شـمار می‌رونـد. برپایـهٔ ویژگی‌هـای بـافتی و مـرز غیرتعـادلی دو فـاز هـم‌جـوار، آمفیبـول سـبز- قهـوه‌ای خاسـتگاه ثـانوی دارنـد و از آب‌گیـری بلـورهـای کلینوپیروکسـن در دمـای بـالا پدیـد آمـده‌انـد (شـکل‌هـای ۴- A و ۴- B). افـزون‌بـر ایـن، آمفیبـول بـی‌رنـگ و سـوزنی ریـز نیـز در سـنگ دیـده می‌شـوند (شـکل‌هـای ۴- C و ۴- D) کـه پیامـد اورالیـت‌زایی در شـرایط دگرسـانی

کم دما هستند. همان‌گونه‌که در مبحث شیمی کانی‌ها گفته خواهد شد، آمفیبول‌های سبز-قهوه‌ای از نوع منیزیوهورنبلند و آمفیبول‌های بی‌رنگ، ترمولیت هستند. در این سنگ‌ها نیز، از تجزیهٔ پلاژیوکلاز در شرایط دگرگونی کم‌دما، سوسوریت و پرهنیت پدید آمده‌اند.



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی از دایک پگماتوییدی، تودهٔ گابرونوریتی و هارزبورژیت توالی افیولیتی جنوب سلطان‌آباد. A، B) نمونه دایک پگماتوییدی 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 سازندهٔ تودهٔ گابرونوریتی هستند؛ F) هارزبورژیت با کانی‌های الیوین و ارتوپیروکسن. بیشتر الیوین‌ها در حال تجزیه به سرپانتین هستند (اسپینل قهوه‌ای فاز فرعی این هارزبورژیت‌ها است)

تودهٔ گابرونوریت

تـودهٔ گـابرونوریتی کـوه پیـر بـا بافـت گرانـولار دربردارنـدهٔ کـانی‌هـای سـنگ‌سـاز پلاژیـوکلاز (۵۰ تـا ۶۰ درصـدحجمی)، ارتوپیروکسـن (۲۰ تـا ۲۵ درصـدحجمی) و کلینوپیروکسـن (۱۵ تـا ۲۰ درصـدحجمی) اسـت (شـکل ۴- E). میانبـارهـای پیروکسـن در پلاژیـوکلاز نشـان‌دهندهٔ تبلـور پیروکسـن پـیش از پلاژیـوکلاز اسـت. از ویژگـی‌هـای آشکار نمونـه‌هـای تـودهٔ گـابرونوریتی نشـانه‌های کـم دگرسـانی در مقایسـه بـا دیگـر واحـدهـای سـنگی است که شاید مـرتبط بـا انـدازهٔ بـزرگ‌تـر ایـن تـوده نسـبت بـه دیگـر واحـدهـای سـنگی و در پـی آن، مقاومـت بیشـتر آن دربرابـر دگرریختـی و نفـوذ سیال‌هاست.

هارزبورژیت

هارزبورژیـت سـنگ میزبـان بیشـتر دایـک‌هـای بررسی‌شـده اسـت. ایـن هارزبورژیت‌هـا درجـات متفـاوتی از سـرپانتینیتی‌شـدن را نشـان مـی‌دهنـد. ارتوپیروکسـن در مقایسـه بـا الیـوین نسـبت بـه رویـداد سرپانتینیتی‌شـدن مقـاوم‌تـر بـوده اسـت؛ به‌گونه‌ای‌کـه تنهـا بقایـایی از الیـوین در سـرپانتین‌هـای بـا بافـت شـبکه‌هـای حفـظ شـده‌اند. کـانی اسـپینل قهـوه‌ای نیـز بـه‌صـورت فـاز فرعـی در ایـن سـنگ‌ها حضـور دارد و در حـال تجزیـه بـه مگنتیت است (شکل ۴- F).

دایک‌های گابرونوریتی دگرگون‌شده

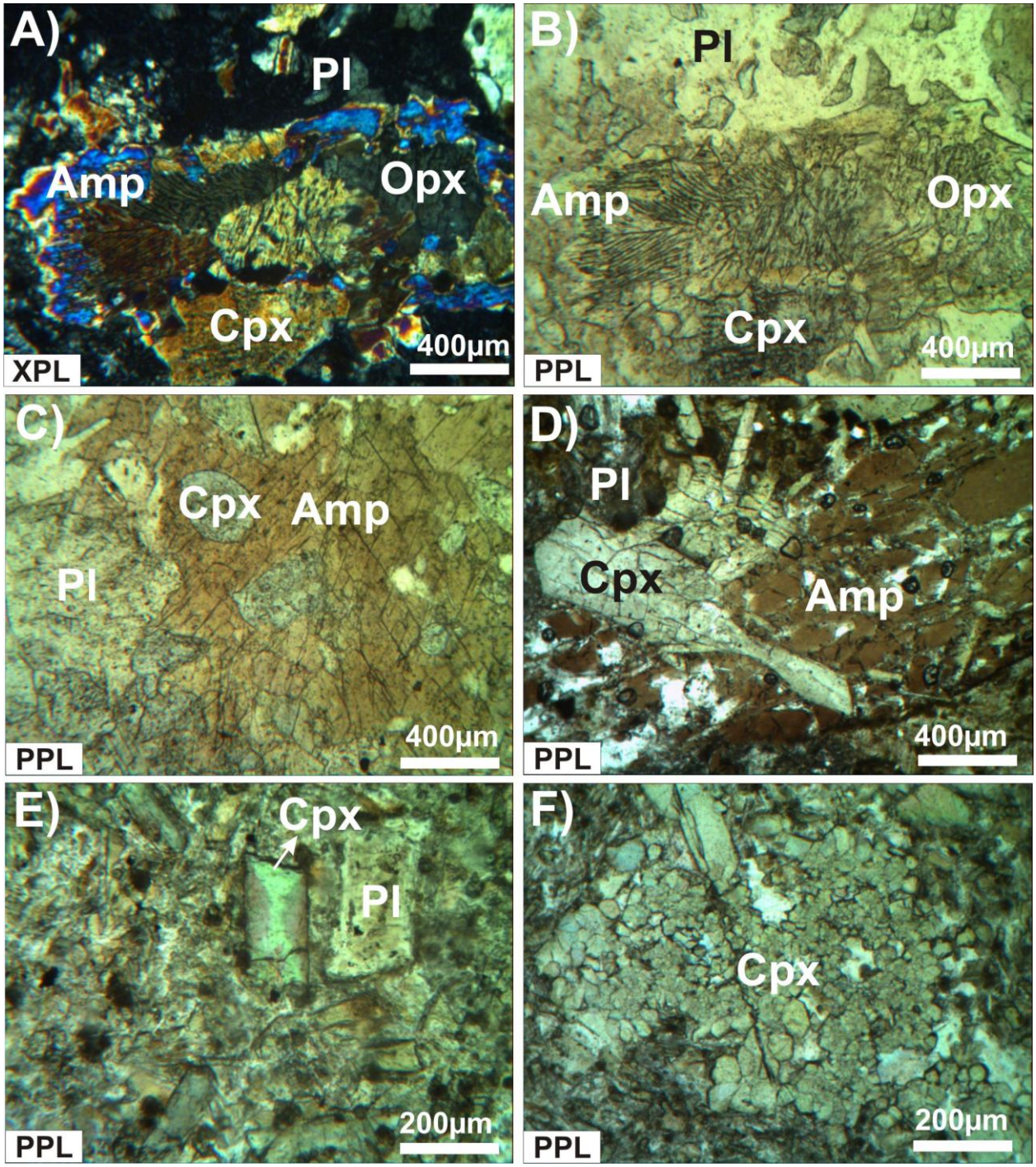
بلـورهـای پلاژیـوکلاز (۴۰ درصـدحجمی)، کلینوپیروکسـن (۲۰ درصـدحجمی)، آمفیبـول قهـوه‌ای (۲۰ درصـدحجمی) و ارتوپیروکسـن (۱۵ درصـدحجمی)، کـانی‌هـای سـنگ‌سـاز دایـک‌هـای گـابرونوریتی هسـتند. بلـورهـای پیروکسـن و پلاژیوکلاز هـم‌رشـدی میلـه‌مانندی نشـان مـی‌دهنـد (شـکل‌هـای ۵- A و ۵- B). هماننـد دایـک‌هـای پگماتوییـدی در اثـر آبگیـری پیروکسـن دو نسـل آمفیبول بـی‌رنـگ دمـای پـایین (شـکل‌هـای ۵- A و ۵- B) و قهـوه‌ای رنـگ دمـای بـالا (شـکل ۵- C) پدیـد آمـده اسـت. پلاژیـوکلازهـا نیـز شـواهد دگرسانی به سوسوریت نشان می‌دهند.

دایک‌های هورنبلندگابرویی

در دایـک‌هـای هورنبلنـدگابرویی، هورنبلنـد قهـوه‌ای (۳۰ تـا ۵۰ درصـدحجمی)، کلینوپیروکسـن (۲۵ تـا ۳۵ درصـدحجمی) و پلاژیـوکلاز (۱۵ تـا ۲۰ درصدحجمی) کـانی‌هـای سـنگ‌سـاز هسـتند (شـکل ۵- D) شـواهد بـافتی (مـرز تمـاس مسـتقیم بـا پیروکسـن) و شـیمیایی (همـان‌گونـه‌کـه در بخـش شیمی کانی‌هـا خـواهیم دیـد) نشـان‌دهندهٔ خاسـتگاه ماگمـایی آمفیبـول در دایـک‌هـای هورنبلنـدگابرویی است. پلاژیـوکلاز شـواهد دگرسـانی بـه سوسـوریت را نشان می‌دهد.

دایک‌های دلریتی

دایـک‌هـای دلریتـی دربردارنـدهٔ پلاژیـوکلاز (۶۵ درصـدحجمی) و کلینوپیروکسـن (۳۵ درصـدحجمی) بـا بافـت دلریتـی تـا میکروگرانـولار هسـتند. فنوکریسـت‌هـای کلینوپیروکسـن ماکـل سـاعت‌شـنی آشـکاری نشـان می‌دهنـد (شـکل ۵- E). برخـی بلـورهـای پیروکسـن نشـانه‌های دگرسـانی بـه کلریـت و بیوتیـت را نشـان مـی‌دهنـد. در برخـی نمونـه‌هـا، بافـت گلومروپـورفیری ساخته‌شـده از بلورهای به‌هم‌پیوسته ریـز پیروکسـن دیـده مـی‌شـود (شکل ۵- F).



شکل ۵- تصویرهای میکروسکوپی از: A، B) پلاژیوکلاز، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی در دایک‌های گابرونوریتی. بلورهای مجتمع پیروکسن در حال جایگزینی با آمفیبول هستند. بلورهای پیروکسن همرشدی کرم‌مانند با پلاژیوکلاز نشان می‌دهند؛ C) پیدایش هورنبلند قهوه‌ای در پی آبگیری پیروکسن در نمونهٔ دایک گابرونوریتی؛ D) نمونهٔ هورنبلندگابرو با کانی‌های هورنبلند قهوه‌ای، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز؛ E) کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در نمونه‌های دایک دلریتی؛ F) بافت گلومروپورفیری 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 تجزیهٔ کانی‌های سازندهٔ نمونه‌های مافیک توالی افیولیتی جنوب سلطان‌آباد با دستگاه ریزکاو الکترونی، به‌همراه فرمول ساختاری (فرمول ساختاری کانی‌های پیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول به ترتیب برپایهٔ ۶، ۸ و ۲۲ اتم اکسیژن به‌دست آمده است) و سازنده‌های پایانی کانی‌ها (Sb28: تودهٔ گابرونوریتی، SB18: دایک گابرونوریتی، SB23: دایک پگماتوییدی، SB10: دایک هورنبلندگابرویی، SB2b : دایک میکروگابرویی)

Mineral Type	Cpx							Opx				Pl		
Sample No.	SB28		SB23		SB18		SB10	SB28		SB18		SB23		
Point No.	1	14	35	21	4	11	21	16	8	23	25	29	33	45
SiO_2	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_2	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_2O_3	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^t	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_2O	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_2O	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^{3+}	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^{2+}	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

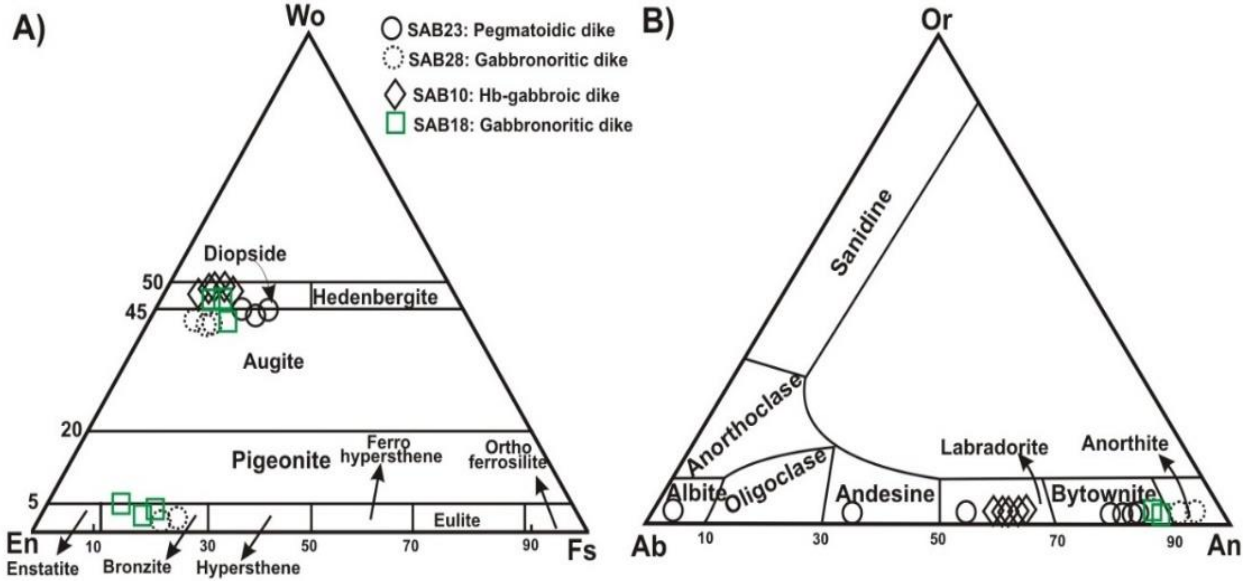
Mineral Type	Pl						Amph							
Sample No.	SB28		SB18		SB10		SB2b		SB23		SB18		SB10	
Point No.	3	11	14	15	17	18	27	23	46	38	10	12	9	10
SiO_2	44.87	43.1	46.62	46.26	53.35	53.76	45.52	47.84	47.13	48.51	50.91	51.08	38.98	39.24
TiO_2	0.01	0.03	0.0	0.0	0.0	0.0	1.36	0.64	1.68	1.11	0.21	0.18	4.01	3.96
Al_2O_3	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^t	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_2O	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_2O	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^{IV}							1.27	0.96	1.05	0.8	0.72	0.68	2.17	2.15
Al^{VI}							0.19	0.22	0.23	0.12	0.15	0.08	0.04	0.12
Fe^{3+}	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^{2+}	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								

پیروکسن

برپایهٔ نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها، کلینوپیروکسن در نمونهٔ دایک هورنبلندگابرویی از نوع دیوپسید، در تودهٔ گابرونوریتی از نوع اوژیت و در نمونهٔ دایک‌های پگماتوییدی و گابرونوریتی ترکیب دیوپسید تا اوژیت دارد. ارتوپیروکسن در نمونه‌های دایک و تودهٔ گابرونوریتی ترکیب برونزیت نشان می‌دهد (شکل ۶- A).

فلدسپار

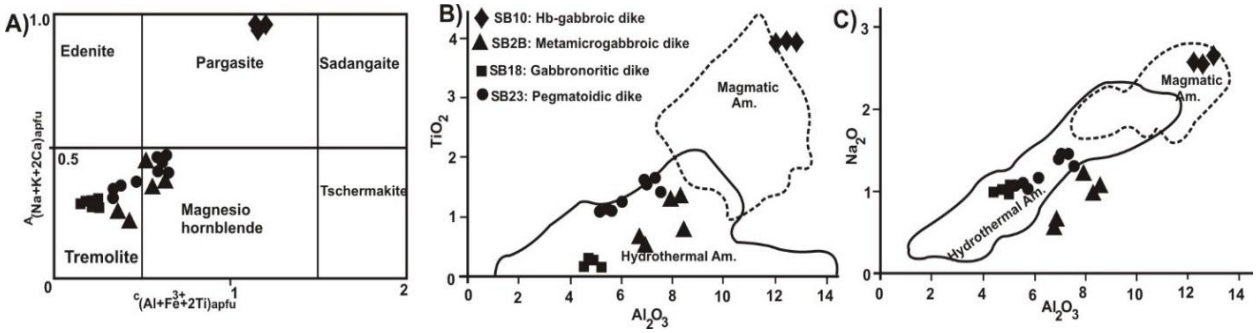
فلدسپار در دایک‌ها و توده مافیک مجموعهٔ افیولیتی جنوب سلطان‌آباد پلاژیوکلاز است و ترکیب آن از آلبیت در دایک‌های گابروی پگماتوییدی و میکروگابرویی تا آنورتیت در تودهٔ گابرونوریتی متغیر است (شکل ۶- B). ترکیب آلبیتیِ پلاژیوکلازها پیامد تأثیر دگرسانی است؛ زیرا شواهد میکروسکوپی سوسوریتی‌شدنِ پلاژیوکلازها در برخی نمونه‌ها دیده می‌شوند.



شکل ۶- A) ترکیب پیروکسن در نمونه‌های بررسی‌شده گوناگون در نمودار رده‌بندی پیروکسن (Morimoto, 1988)؛ B) ترکیب فلدسپار در نمونه‌های بررسی‌شده گوناگون در نمودار رده‌بندی فلدسپار (Deer *et al*., 1996)

آمفیبول

نسبت $Ca^B/(Ca+Na)^B$ در آمفیبول نمونه‌های بررسی‌شده از ۰/۷۵ بیشتر است؛ ازاین‌رو، این آمفیبول‌ها از نوع کلسیک به‌شمار می‌روند. برپایهٔ نمودار رده‌بندی آمفیبول‌های کلسیک، آمفیبول در نمونهٔ هورنبلندگابرویی از نوع پارگازیت است؛ اما در نمونه‌های دیگر بازهٔ ترکیبی از منیزیوهورنبلند تا ترمولیت نشان می‌دهد (شکل ۷- A). برپایهٔ نمودارهای شناسایی آمفیبول ماگمایی از دگرگونی (Coogan *et al*., 2001)، آمفیبول نمونهٔ هورنبلندگابرویی خاستگاه ماگمایی دارد؛ اما در نمونه‌های دیگر از نوع ثانوی است و در شرایط دما و فشار متفاوت پدید آمده‌اند (شکل‌های ۷- B و ۷- C)؛ به‌گونه‌ای‌که انواع منیزیوهورنبلند 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. ازاین‌رو، منیزیوهورنبلند و ترمولیت نشان‌دهندهٔ شرایط دگرگونی برگشتی دایک‌های مافیک به‌ترتیب در شرایط رخساره آمفیبولیت و شیست سبز هستند.



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

شیمی سنگ کل

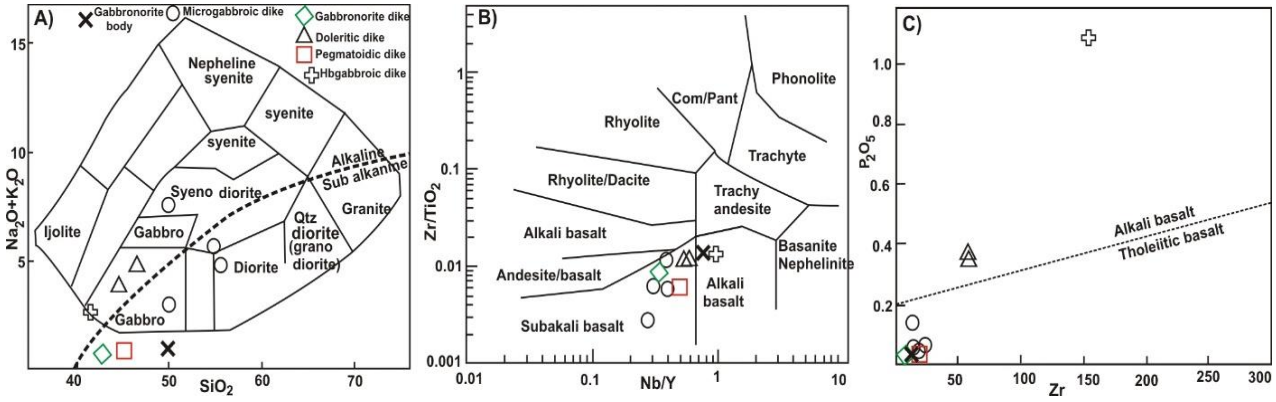
داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی (به روش ICP-OES)، کمیاب و کمیاب خاکی (به روش ICP-MS) در ترکیب سنگ کلِ ۹ نمونهٔ دایک و یک نمونهٔ تودهٔ گابرونوریتی در توالی گوشته‌ای مجموعهٔ افیولیتی جنوب سلطان‌آباد در جدول ۲ آورده شده‌اند.

جدول ۲- داده‌های تجزیهٔ شیمیایی عنصرهای اصلی(برپایهٔ درصدوزنی)، کمیاب و کمیاب خاکی (برپایهٔ ppm) نمونه‌های مافیک توالی افیولیتی جنوب سلطان آباد (SB10: دایک هورنبلندگابرویی؛ SB18: دایک گابرونوریتی؛ SB11: دایک دلریتی؛ SB23: دایک پگماتوییدی؛ SB9: دایک دلریتی؛ :SB4 دایک میکروگابرویی؛ SB28 : تودهٔ گابرونوریتی؛ SB2a: دایک میکروگابرویی؛ SB14: دایک میکروگابرویی؛ SB24: دایک میکروگابرویی)

Sample No.	SB10	SB18	SB11	SB23	SB9	SB4	SB28	SB2a	SB24	SB14
SiO_2	41.39	42.92	44.48	44.58	46.12	49.99	49.44	50.32	54.64	55.29
TiO_2	1.88	0.14	0.8	0.3	0.81	1.04	0.05	0.6	0.21	0.36
Al_2O_3	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_2O	2.41	0.07	2.49	0.47	3.12	2.18	0.62	6.42	4.9	4.15
K_2O	0.27	0.03	1.29	0.05	1.45	0.7	0.09	1.06	0.83	0.59
P_2O_5	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

بـا توجـه نمـودار نـام‌گـذاری سـنگ‌هـای آذریـن درونـی (شـکل ۸- A)، ترکیـب شـیمیایی نمونـه‌هـای مافیـک مجموعـۀ افیـولیتی جنـوب سـلطان‌آبـاد، از گابرو تا سینودیوریت و دیوریت است.

برپایـۀ منحنـی جداکننـدۀ سـری آلکـالن از سـاب‌آلکـالن (Irvine and Baragar, 1971)، یـک نمونـه دایـک میکروگـابرویی و نمونـه‌هـای دایـک هورنبلنـدگابرویی و دلریتـی از نـوع آلکـالن و دیگـر نمونـه‌هـا سـاب‌آلکـالن هسـتند (شـکل ۸- A). برپایـۀ سرشـت کمـابیش دگرسان‌شـده نمونـه‌هـا و تحـرک‌پـذیری اکسـیدهـای سـیلیس و آلکـالن هنگـام دگرسانی، بـرای ارزیـابی شـیمی سـنگ و نـام‌گـذاری آن، نمـودار دوتـایی پیشـنهادیِ Winchester و Floyd (۱۹۷۶) نیـز بـه‌کار بـرده شـده اسـت. ازآنجایی‌کـه ایـن نمـودار، برپایـۀ عنصـرهای نـامتحرک دربرابـر دگرسـانی پیشـنهاد شـده اسـت، معیـار معتبرتـری را بـرای رده‌بنـدی سـنگ‌هـای دگرسان‌شـده فـراهم مـی‌آورد. برپایـۀ ایـن نمـودار، سرشـت شـیمیایی دایـک‌هـای بررسی‌شده (مگـر نمونـه‌هـای تـودۀ گـابرونوریتی و دایـک هورنبلنـدگابرویی) از نـوع بازالـت سـاب‌آلکـالن اسـت (شـکل ۸- B). برپایـۀ نمـودار دوتـایی Zr دربرابـر P_2O_5 (شـکل ۸- C)، سـری ماگمـایی دایـک‌هـا و تـوده مافیـک (مگـر نمونـه‌هـای دایـک هورنبلنـدگابرویی و دلریتـی) از نوع تولەایتی است.

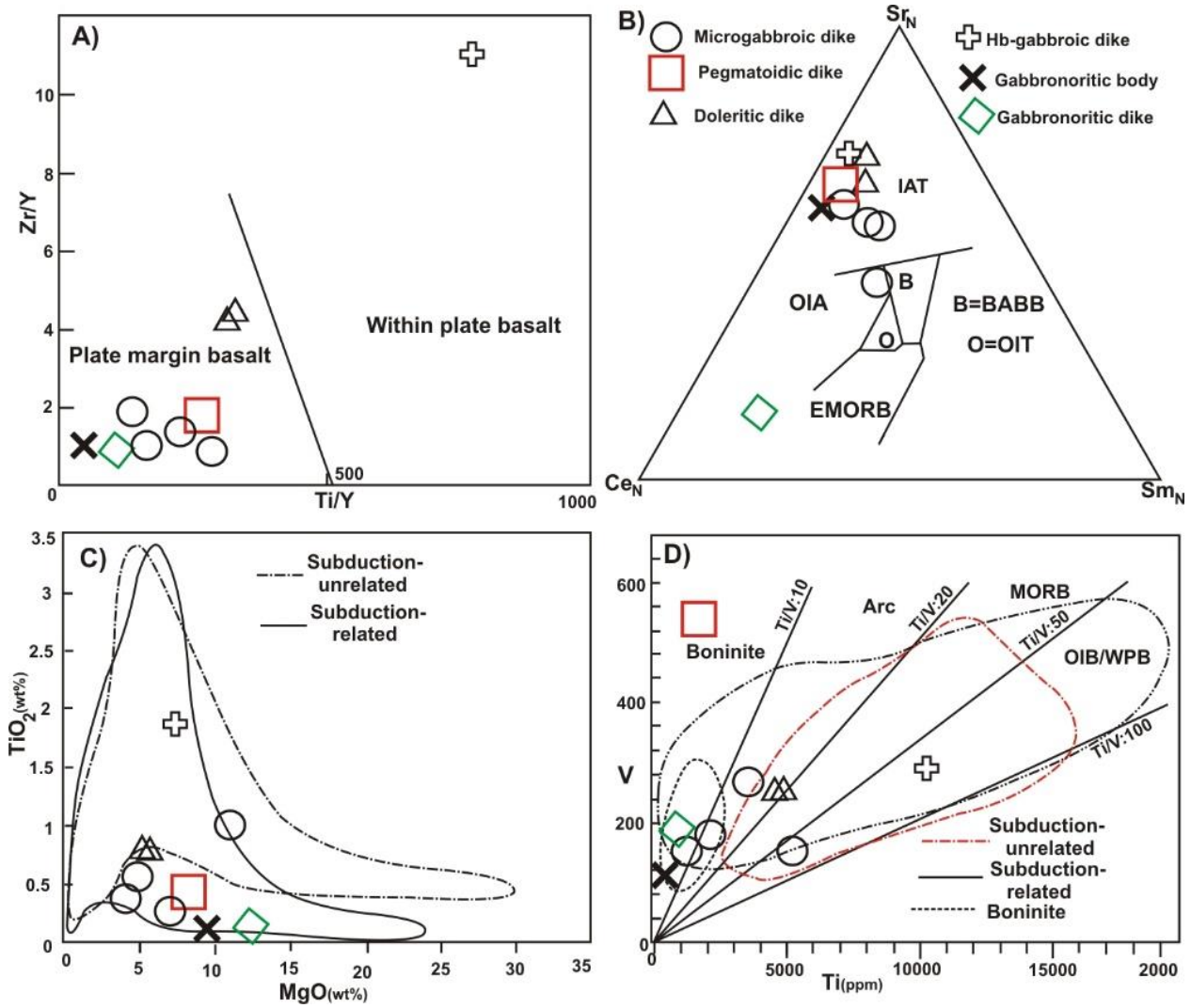


شکل ۸- A) نمودار دوتایی سیلیس دربرابر مجموع آلکالن (Cox *et al.*, 1979) (منحنی جداکننـده سـری آلکـالن از کالـک‌آلکـالن برگرفتـه از (Irvine and Baragar, 1971) است)؛ B) نمودار دوتایی Nb/Y دربرابـر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1976)؛ C) نمـودار شناسـایی سـری ماگمایی تولەایتی از آلکالن (Winchester and Floyd, 1977)

برپایۀ نمودار دوتایی Ti/Y دربرابر Zr/Y، پیدایش نمونه‌ها (مگر نمونه دایک هورنبلندگابرویی) مرتبط با جایگاه حاشیه ورقه‌ای است (شکل ۹- A). در نمـودار سه‌تایی Ce_N-Sr_N-Sm_N، نمونـه‌هـا (مگـر یـک نمونـه دایک میکروگابرویی و نمونه دایک هورنبلنـدگابرویی) بـه ترکیـب تولـه‌ایـت جزیـره‌هـای کمـانی نزدیکـی زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند (شکل ۹- B).

یکی از ویژگی‌های زمین‌شـیمیایی مهـم در بیشـتر نمونه‌های بررسی‌شده، سرشت فقیر از تیتانیم آنهاست، به‌گونه‌ای‌که در نمودار دوتایی اکسـید منیـزیم دربرابـر اکسـید تیتـانیم (شـکل ۹- C)، بیشـتر در محـدودۀ افیولیت‌های مرتبط با فرورانش جای دارند. تمرکز کـم تیتانیم در نمونه‌های مافیک مجموعۀ افیولیتی جنـوب سلطان‌آباد، همانندیِ زمین‌شیمیایی آنها به مذاب‌هـای بـونینیتی را در ذهـن تـداعی می‌کنـد؛ به‌گونه‌ای‌کـه شماری از نمونه‌ها، در نمودار دوتایی Ti دربرابـر V، بـا

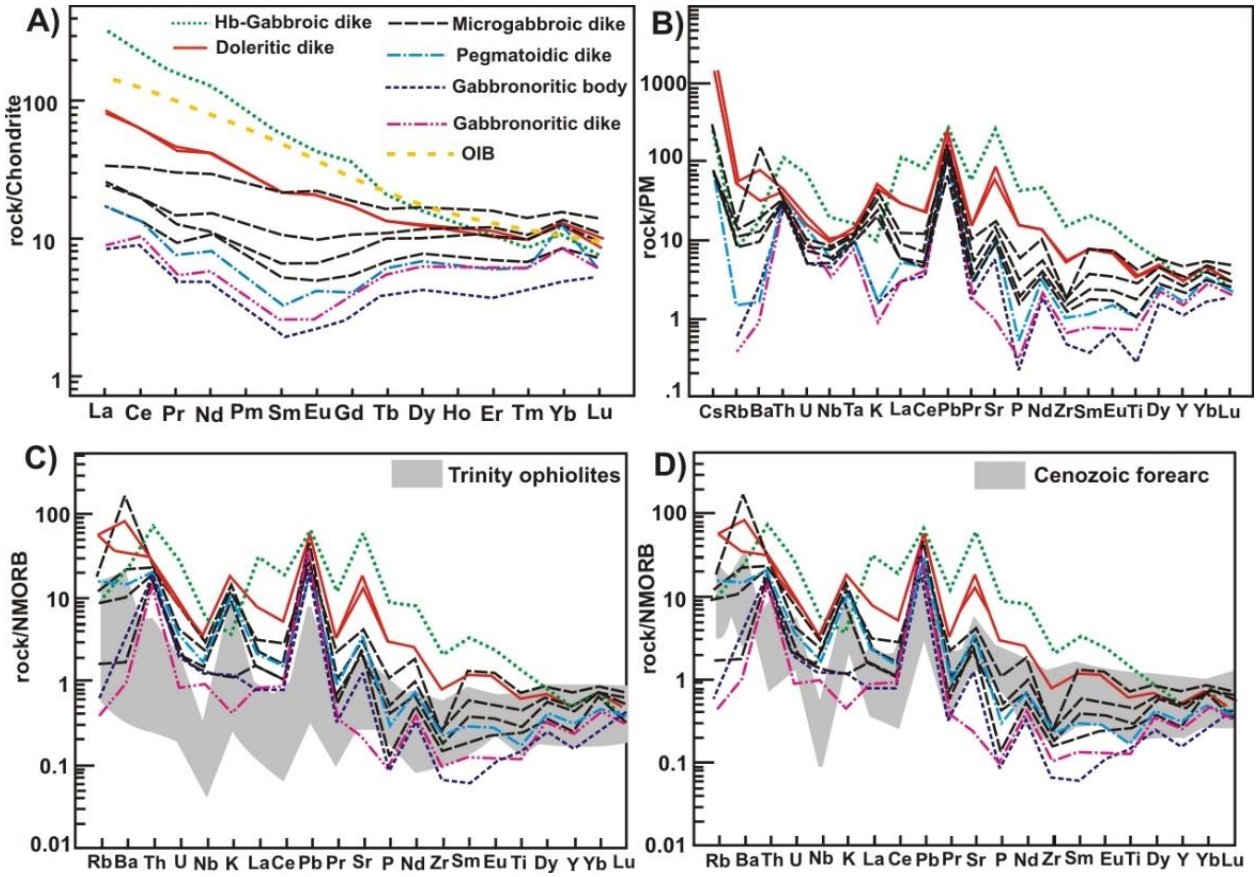
نسبت Ti/V کمتر از ۱۰، در محدودهٔ بونینیت جای گرفته‌اند (شکل ۹- D). در این نمودار نیز ترکیب نمونهٔ دایک هورنبلندگابرویی و یکی از نمونه‌های دایک میکروگابرویی با جایگاه درون‌صفحه‌ای همخوانی دارد.



شکل ۹- نمودارهای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی ماگما. A) نمودار دوتایی Ti/Y دربرابر Zr/Y (Pearce and Gale, 1977)؛ B) نمودار سه‌تایی Ce_N-Sr_N-Sm_N (Ikeda, 1990)؛ C) نمودار MgO دربرابر TiO_2 (Dilek and Furnes, 2011)؛ D) نمودار دوتایی Ti دربرابر 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)

الگوی عنصرهای خاکی کمیاب نمونه‌های مافیک مجموعهٔ افیولیتی جنوب سلطان‌آباد که دربرابر ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989)، بهنجار شده‌اند متغیر است. این الگو از انواع غنی‌شده از عنصرهای خاکی کمیاب سبک (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 کمیابِ برخی نمونه‌ها

نشـان می‌دهـد آمفیبـول در پیـدایش آنهـا بـه‌صـورت فـاز دیرگـداز برجـا یـا جـدایش از مـذاب مشـارکت داشـته اسـت؛ زیـرا ایـن کـانی بـه جـذب عنصـرهـای خـاکی کمیـاب متوسـط (MREE) نسـبت بـه سـبک (LREE) و سـنگین (HREE) گـرایش دارد (Davidson *et al.*, 2012). در اینبـاره Rahmani و همکـاران (۲۰۲۰)، پیـدایش واحـدهـای کومـولایی آمفیبـول‌دارِ مجموعـهٔ افیـولیتی جنـوب بـاغجر (۱۵ کیلـومتری بـاختر منطقـه سـلطان‌آباد) را پیامـد تحـول ماگمـای مـادر در شـرایط آب‌دار دانسـته‌انـد. از سـوی دیگـر، الگـوی تقعـر رو بـه بـالای عنصـرهـای خـاکی کمیـاب، در مـذاب‌هـای بـا سرشـت زمـین‌شـیمیایی بـونینیتی نیـز معمـول اسـت (Beccluva and Serri, 1988).



شکل ۱۰- الگوی عنصرهای خاکی کمیاب و چندعنصری نمونه‌های مافیک توالی گوشته‌ای مجموعهٔ افیـولیتی جنـوب سـلطان‌آبـاد. A) الگـوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989) (برای مقایسه، الگوی بازالت جزیره‌های اقیانوسی (Sun and McDonough, 1989) نیز نمایش داده شده است)؛ B) الگوی نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ C، D) الگوی نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب مورب نرمال (Sun and McDonough, 1989) (برای مقایسه الگوی نمودار عنکبوتی افیولیت‌های بالای پهنهٔ فرورانش ترینیتی (Metcalf and Shervais, 2008) و بازالت‌های پیش کمان سنوزوییک (Metcalf and Shervais, 2008) نیز نمایش داده شده‌اند)

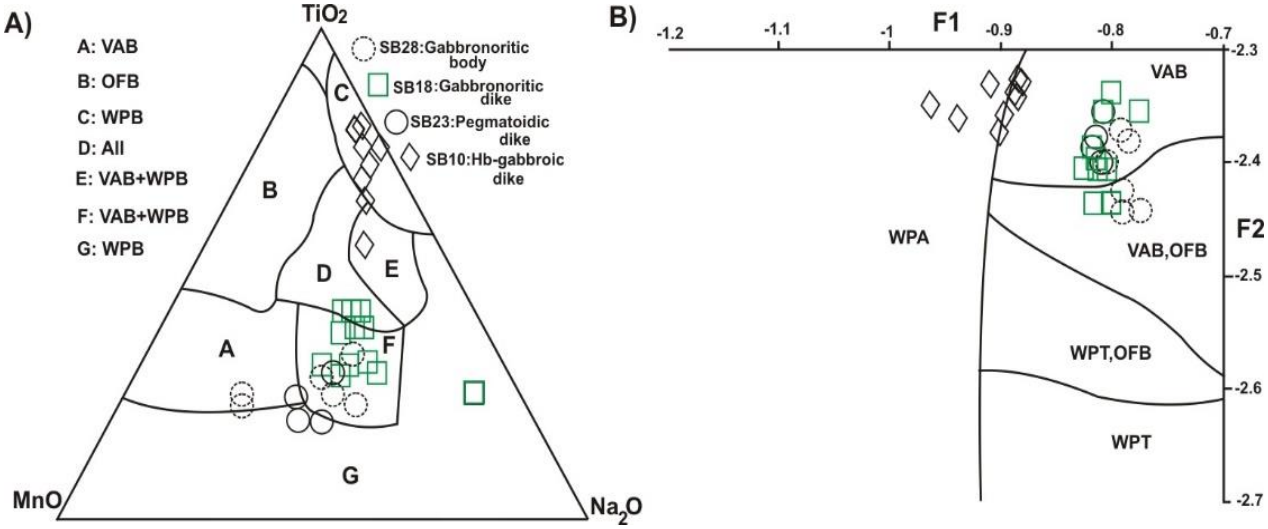
الگوی عنصرهای خاکی کمیاب تـودهٔ گـابرونوریتی همانند دایک‌های پگماتوییدی، گابرونوریتی و دو نمونه از دایـک‌هـای میکروگـابرویی اسـت و ایـن نکتـه نشان‌دهندهٔ همزادبودن ماگمای مـادر آنهاسـت (شـکل ۱۰- A).

در نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیـب گوشـتهٔ

اولیه (Sun and McDonough, 1989)، الگوهایی 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، نشان‌دهندهٔ پیدایش مرتبط با فرورانش آنهاست (شکل ۱۰- B).

نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب مورب نرمال (Sun and McDonough, 1989) نیز، در بیشتر نمونه‌ها الگوهایی مانند آنومالی مثبت سرب و آنومالی منفی نیوبیم، فسفر و تیتانیم و غنی‌شدگی از عنصرهای بزرگ یون لیتوفیل نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها نشان‌دهندهٔ پیدایش مرتبط با فرورانش آنها هستند (شکل‌های ۱۰- C و ۱۰- D). برای مقایسه، الگوی نمودار عنکبوتی افیولیت‌های بالای پهنهٔ فرورانش ترینیتی و بازالت‌های پیش‌کمانی سنوزوییک (Metcalf and Shervais, 2008) نیز، نمایش داده شده‌اند. همان‌گونه‌که در شکل‌های ۱۰- C و ۱۰- D دیده می‌شود، میان الگوی عنکبوتی دایک‌های مافیک بررسی‌شده (مگر دایک‌های دلریتی و دایک هورنبلندگابرویی) و افیولیت‌های بالای پهنهٔ فرورانش ترینیتی و بازالت‌های پیش‌کمان سنوزوییک همپوشانی چشمگیری دیده می‌شود. سرشت غنی‌شده‌تر نمونه‌های دایک هورنبلندگابرویی، دلریتی و یکی از نمونه‌های میکروگابرویی نسبت به دیگر نمونه‌ها، با داشتن ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آلکالن و موقعیت جدا در نمودارهای رده‌بندی و تمایز جایگاه زمین‌ساختی نیز دیده می‌شوند.

الگوی عنصرهای خاکی کمیابِ نمونهٔ دایک هورنبلندگابرویی و دو نمونهٔ 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)؛ به‌گونه‌ای‌که دایک هورنبلندگابرویی جایگاه زمین‌ساختی آلکالن درون‌صفحه‌ای را نشان می‌دهد؛ اما شیمی کلینوپیروکسن دایک‌های میکروگابرویی و گابرونوریتی با جایگاه جزیره‌های کمانی، پشتهٔ میان‌اقیانوسی و درون‌صفحه‌ای همخوانی دارند.



شکل ۱۱- شناسایی جایگاه زمین‌ساختی برپایهٔ شیمی کلینوپیروکسن. A) نمودار سه‌تایی MnO- TiO_2- Na_2O (Nisbet and Pearce, 1977)؛ B) نمودار دوتایی F1 دربرابر F2 (Nisbet and Pearce, 1977)

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

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

ویژگـی آلکـالن درون‌صـفحه‌ای برخـی سـری‌هـای مافیک مجموعـهٔ افیـولیتی شـمال سـبزوار تنهـا ویـژهٔ واحـــدهـــای ســـنگی بـــا ســـاختار دایـــک نیســـت بـــه‌گونـــه‌ای‌کـــه Shafaii Moghadam و همکـــاران (۲۰۱۴) و Rezaie و همکـــــاران (۲۰۱۸) در میـــــان واحدهای گـدازه‌هـای بالشـی و مجموعـه دایـک‌هـای صـــفحه‌ای افیولیـــت‌هـــای جنـــوب بـــاغجر نیـــز، نمونـه‌هـایی بـا ویژگـی‌هـای زمـین‌شـیمیایی آلکـالن گـــزارش کـــرده‌انـــد. از ســـوی دیگـــر، روانـــه‌هـــای گـدازهـای بـه سـن کامپـانین- مایستریشـتین و بـا سرشـت زمـین‌شـیمیایی آلکـالن و ویژگـی بـافتی و کـانی‌شناسـی هماننـد دایـک‌هـای دلریتـی، در واحـد آتشفشـانی- رسـوبی V2 نیـز شناسـایی شـده‌انـد (Baroze *et al*., 1983).

بحث

امـروزه دربـارهٔ پیـدایش مـرتبط بـا فـرورانش، برای بیشتر پهنـه‌هـای افیـولیتی کـرهٔ زمـین اجمـاع نظـر وجـود دارد (Shervais, 2001; Dilek *et al.*, 2007; Metcalf and Shervais, 2008; Wakabayashi *et al.*, 2010; Dilek and Furnes, 2014) و پهنـهٔ افیـولیتی شـمال سـبزوار نیز از این قاعده مستثنی نیست.

افزون‌بر ویژگی‌های زمـین‌شـیمیایی، ویژگـی‌هـایی مانند آب‌داربودن ماگما، سرشت تفاله‌ای گوشته و نـوع پوشش رسوبی روی افیولیت‌ها نیز نشانه‌هایی از جایگاه بالای پهنهٔ فرورانش را برای بیشتر پهنه‌های افیولیت‌ها نشان می‌دهند (Metcalf and Shervais, 2008). وجود آب در جایگاه فرورانش تأخیر در تبلور پلاژیوکلاز را در پـی دارد (Hebert and Laurent, 1990). ازایـن‌رو، در افیولیت‌های بالای پهنهٔ فرورانش توالی تبلـور ماگمـای بازالتی با ترتیب الیوین- پیروکسن- پلاژیـوکلاز اسـت؛ امـا در ماگمـای نـوع مـورب (شـرایط فقیـر از آب)، پلاژیوکلاز پیش از پیروکسن متبلـور می‌شـود و کـانی آمفیبول در این سنگ‌ها فراوانی ناچیزی دارد. افزون‌بـر این، مشارکت آب در فرایند ذوب‌بخشی و وجود سـنگ خاستگاه هارزبورژیتی، پیـدایش مـذاب‌هـای اشـباع از سیلیس را به‌دنبال دارد. ازاین‌رو، در افیولیت‌های بالای پهنهٔ فرورانش، ارتوپیروکسن از فازهای ماگمایی اصـلی سـری‌هـای مافیـک به‌شـمار مـی‌رود (Hebert and Laurent, 1990). از سوی دیگر، وجود پلاژیوکلازهـای سرشار از آنورتیـت در ماگمـای مافیـک افیولیـت‌هـای بالای پهنهٔ فـرورانش گویـای دخالـت آب در پیـدایش ماگمـا اسـت (Hebert and Laurent, 1990). دربـارهٔ سنگ‌های مافیک توالی افیولیتی جنـوب سـلطان‌آبـاد، ویژگی‌هایی مانند ترکیب سرشار از آنورتیت پلاژیوکلاز، تبلور پیروکسن پیش از پلاژیوکلاز، ترکیب گابرونوریتیِ توده‌های مافیک و برخی دایک‌ها و بافـت پگماتوییـدیِ برخی گابروها بـا مشـارکت آب در پیـدایش ماگمـا در پهنـهٔ افیـولیتی جنـوب سـلطان‌آبـاد همخـوانی دارد. ازاین‌رو، این افیولیت از افیولیت‌های جایگاه بالای پهنهٔ فرورانش به‌شـمار مـی‌رود. بـر خـلاف پوشـش رسـوبی پریدوتیت‌های آبیسال کف اقیانوس کـه بیشـتر از نـوع چرت‌های سرشار از رادیولاریت و آهـک‌هـای پلاژیـک هستند، در افیولیت‌های بالای پهنهٔ فرورانش، افزون‌بـر چـرت و آهـک‌هـای پلاژیـک، تـوالی‌هـای سـتبری از خاکستر آتشفشانی و توف نیز دیده می‌شوند. همراه بـا رسوب‌های پلاژیـک ژرف اقیانوسـی، واحـد سـتبری از گدازه و توالی آتشفشانی- رسوبی به سن کرتاسهٔ پسین روی پهنهٔ افیولیتی شمال‌خـاوری سـبزوار برونـزد دارد (واحـد V2) کـه چه‌بسـا نشـان‌دهندهٔ ماگماتیسـم جزیره‌های کمانی درون اقیانوسی است. این ویژگـی بـا جایگاه بالای فرورانش این افیولیت‌ها سازگار است.

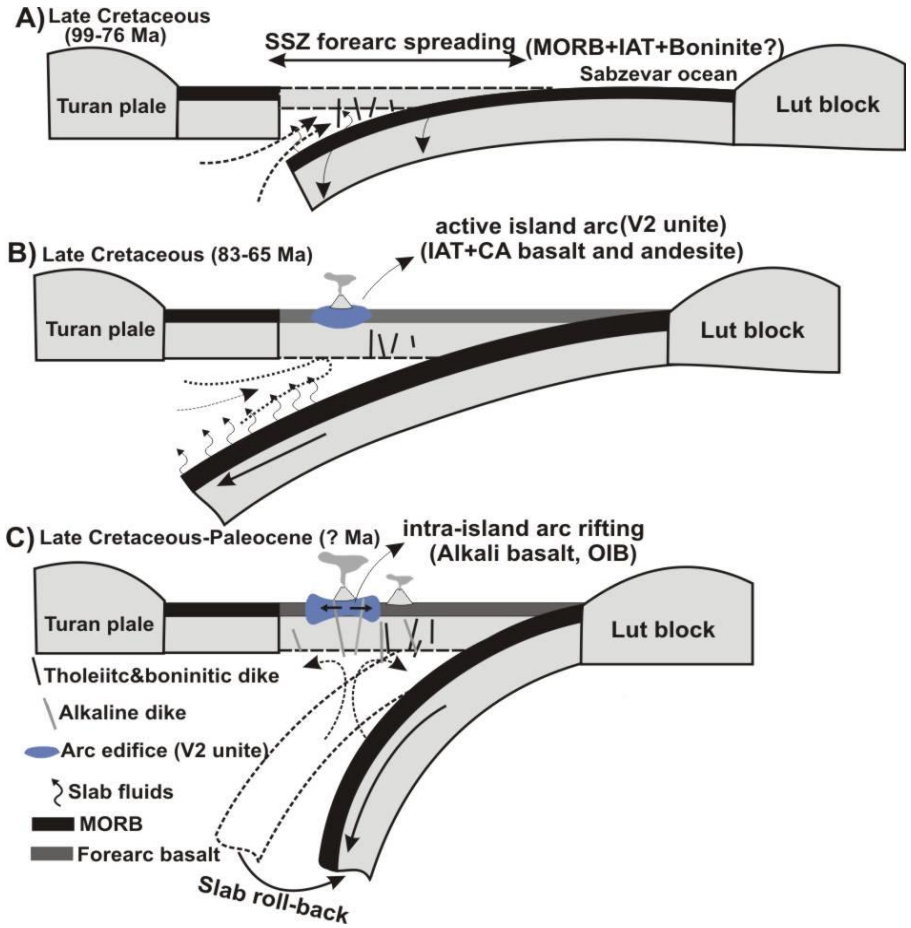
همان‌گونه‌که در بخش شیمی سنگ کل گفته شد، برپایهٔ نمودارهای شناسـایی جایگـاه زمـین‌سـاختی و

الگوی نمودار عنکبوتی، بیشتر دایک‌های مافیک توالی گوشته‌ای افیولیت‌های جنوب سلطان‌آباد ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماتیسم تولهایتی و بونینیتی جزیره‌های کمانی را نشان می‌دهند. این ویژگی نشان‌دهندهٔ ذوب سنگ خاستگاه گوهٔ گوشته‌ای تهی‌شده در حضور آب است. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آلکالن درون‌صفحه‌ای شماری از نمونه‌ها (دایک‌های دلریتی و هورنبلندگابرویی) نیازمند مشارکت سنگ خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شدهٔ ژرف پدیدآورندهٔ مذاب‌های جزیره‌های اقیانوسی و یا شرایط ذوب متفاوت است.

دربارهٔ سازوکار مشارکت سنگ خاستگاه غنی‌شده گوشتهٔ زیرین در پیدایش مذاب آلکالن پهنه‌های افیولیتی الگوهای متفاوتی پیشنهاد شده است. به گفتهٔ Parlak و همکاران (۲۰۰۶) و Çelik (۲۰۰۷)، مذاب آلکالن دایک‌های مافیک در توالی گوشته‌ای پهنهٔ افیولیتی جنوب‌خاوری ترکیه پیامد ذوب‌بخشی سست‌کرهٔ بالاآمده از محل گسیختگی تختهٔ فرورو است. Colakoglu و همکاران (۲۰۱۲)، با بررسی دایک‌های مافیک در توالی گوشته‌ای پهنهٔ افیولیتی جنوب‌خاوری ترکیه، سه گروه دایک با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، توله‌ایت جزیره‌های کمانی، مورب غنی‌شده و جزیره‌های اقیانوسی شناسایی کرده‌اند و این تنوع ماگمایی را پیامد مشارکت منابع گوشته‌ای جدای تهی‌شده و غنی‌شده هنگام روند تکامل سیستم فرورانش دانسته‌اند. به‌باور این پژوهشگران، در آغاز فرورانش، ذوب گوهٔ گوشته‌ای تهی‌شده، مذاب با ویژگی مورب را پدید می‌آورد و در ادامه با مشارکت سیال‌های آزادشده از تختهٔ فرورو، دایک‌های با ویژگی زمین‌شیمیایی توله‌ایت جزیره‌های اقیانوسی (IAT) پدید می‌آیند. با تکامل سیستم فرورانش و عقب‌گرد تختهٔ فرورو، ذوب ناشی از کاهش فشار منابع گوشته‌ای دگرسان‌شده ژرف بالاآمده، ماگمایی با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی غنی‌شده آلکالن درون‌صفحه‌ای (OIB) را به‌دنبال دارد. به‌باور Parlak (۲۰۱۶) نیز آغاز فرورانش و عقب‌گرد تختهٔ اقیانوسی فرورو الگویی توجیه‌پذیر برای تفسیر روابط ساختاری و سنگ‌شناسی پیدایش افیولیت، پیدایش دگرگونی قاعده‌ای و جایگزینی بعدی دایک‌های مافیک در پهنهٔ افیولیتی جنوب ترکیه است.

شکل ۱۲، توالی پیدایش پهنهٔ افیولیتی جنوب سلطان‌آباد برپایهٔ الگوی پیشنهادیِ Metcalf و Shervais (۲۰۰۸) برای افیولیت‌های پیش‌کمان را نشان می‌دهد. در آغاز فرورانش (مرحلهٔ A)، فرورانش سریع همراه با عقب‌نشینی تختهٔ فرورو، رژیم زمین‌ساخت کششی را به‌دنبال دارد و فضای تهی را پدید می‌آورد که با سست‌کره پر می‌شود. در پی بالاآمدگی، سست‌کرهٔ لرزولیتی دستخوش ذوب‌بخشی ناشی از کاهش فشار می‌شود و بازالتی با ویژگی زمین‌شیمیایی مورب در جایگاه کششی پیش‌کمان پدید می‌آید و تفالهٔ هارزبورژیتی با سرشت بسیار تهی‌شده را به‌جای می‌گذارد. در ادامهٔ فرورانش، با افزایش جریان سیال‌ها به گوهٔ گوشته‌ای، سنگ خاستگاه هارزبورژیتی دستخوش ذوب‌بخشی شدید در حضور آب می‌شود و مذاب توله‌ایتی و بونینیتی فقیر از تیتانیم به‌صورت دایک‌های مافیک، دومین توالی ماگمایی سنگ‌کره در حال گسترش پیش‌کمان را پدید می‌آورد. در پهنهٔ 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

واقعی (مرحلـه B)، کمـان ماگمـایی تکامل‌یافتـه بـا قرابت زمین‌شیمیایی توله‌ایتی تا کالک‌آلکالن در ۸۳ تا ۶۵ میلیـون سـال پـیش (Lensch *et al.*, 1979) پدید می‌آید (واحد V2).



شکل ۱۲- مراحل پیدایش پهنهٔ افیولیتی جنوب سلطان‌آباد در جایگاه بالای پهنهٔ فرورانش (پیش‌کمان). A) پیدایش پوسته پیش‌کمـان در پـی ذوب‌بخشی سست‌کرهٔ بالا آمده در محل جایگاه آغاز فرورانش. در آغاز این مرحله، ماگمای مورب از ذوب‌بخشی سست‌کرهٔ بالاآمده پدید می‌آید و با آغاز مشارکت سیال‌های آزادشده از تختهٔ فرورو، ماگماتیسمی با قرابت زمین‌شـیمیایی تولـه‌ایـت و بـونینیتی جزیـره‌هـای کمـانی بـه‌صـورت دایک‌های مافیک در ۹۹ تا ۷۶ میلیون سال پیش روی می‌دهد؛ B) بـا تکامـل سیسـتم فـرورانش و افـزایش مشـارکت آب در پیـدایش ماگمـا، جزیره‌های کمانی (واحد V2) در ۸۳ تا ۶۵ میلیون سال پیش پدید می‌آیند؛ C) بالغ‌شدن سیستم فرورانش و مهاجرت رو به عقب تختهٔ فـرورو، حاکم‌شدن زمین‌ساخت کششی را به‌دنبال دارد و خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده و آب‌دار ژرف بالا می‌آید و دسـتخوش ذوب‌بخشـی مـی‌شـود. در پایانِ کرتاسه پایانی تا پالئوسن، مذاب پدیدآمده به‌صورت دایک‌هایی با ویژگی‌های زمین‌شیمیاییِ آلکالن در سنگ‌کرهٔ پیش‌کمان و جزیـره‌هـای کمانی جایگیری می‌کند (CA : کالک‌آلکالن؛ IAT: توله‌ایت جزیره‌های کمانی؛ OIB: بازالت جزایر اقیانوسی؛ SSZ: بالای پهنهٔ فرورانش)

در پایـان، بـا تکامـل سیسـتم فـرورانش (مرحلـه C، شـکل ۱۲) در پایـانِ کرتاسـه پایـانی- پالئوسـن، تختـهٔ فـرورو دسـتخوش مهـاجرت رو بـه عقـب می‌شـود و بـا حـاکم‌شـدن رژیـم زمـین‌سـاختی کششـی، منـابع گوشـته‌ای دگرسان‌شـده ژرف بـه‌صـورت تنـورهٔ گوشـته‌ای صـعود می‌کنـد و دربرابـر ذوب‌بخشـی ناشـی از کـاهش فشـار قـرار مـی‌گیرنـد. دایـک‌هـای هورنبلنـدگابرویی و دلریتـی آلکـالن در تـوالی گوشـته‌ای پهنـهٔ افیـولیتی جنـوب سـلطان‌آبـاد و

گدازه‌های آلکالن واحد آتشفشانی- رسوبی V2 چه‌بسا نشان‌دهندهٔ ماگمای نهایی به‌دست‌آمده از ذوب‌بخشی تنورهٔ گوشته‌ای دگرسان‌شده در این مرحله هستند.

روشن است آشکارشدن سن واحدهای ماگمایی مافیک توالی گوشته‌ای و ماگماتیسم 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 پهنهٔ فرورانش و درک بهتر توالی رویدادهای ماگمایی مرتبط با زایش و تکامل پهنهٔ افیولیتی شمال‌خاوری سبزوار کمک شایانی خواهد کرد.

برداشت

برپایهٔ ویژگی‌های صحرایی، بافتی، کانی‌شناسی و بررسی‌های زمین‌شیمیایی، دربارهٔ پیدایش و جایگاه پیدایش دایک‌های مافیک پهنهٔ افیولیتی جنوب سلطان‌آباد یافته‌های زیر به‌دست آمده‌اند:

الف- بافت پگماتوییدیِ برخی نمونه‌های گابرویی، وجود ارتوپیروکسن و تبلور پیروکسن پیش از پلاژیوکلاز در نمونه‌های گابرونوریتی و ترکیب سرشار از آنورتیت پلاژیوکلاز در نمونه‌های پگماتوییدی و گابرونوریتی، نشان‌دهندهٔ مشارکت آب در پیدایش دایک‌های مافیک توله‌ایتی مجموعهٔ افیولیتی جنوب سلطان‌آباد در جایگاه بالای پهنهٔ فرورانش (پیش‌کمان) هستند؛

ب- برپایهٔ 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 پهنهٔ فرورانش و بازالت‌های پیش‌کمان سنوزوییک مشابهت ترکیبی نشان می‌دهد؛ اما سه نمونهٔ دایک هورنبلندگابرویی و دلریتی و تا اندازه‌ای یک نمونهٔ دایک میکروگابرویی نزدیکی زمین‌شیمیایی به سنگ‌های آلکالن درون‌صفحه‌ای نشان می‌دهند؛

پ- تحول ماگماتیسم بونینیتی و توله‌ایتی جزیره‌های کمانی به آلکالن درون‌صفحه‌ای، چه‌بسا نشان‌دهندهٔ تکامل سیستم فرورانش در بازهٔ زمانی کرتاسه پسین است که در پی آن سنگ خاستگاه‌های گوناگونِ گوشته‌ای در شرایط متفاوت دستخوش ذوب شده‌اند.

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., Noghreyan, 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.

Beccluva, 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): İmplications for OIB Type Magma Generation Following Slab Break-

off. Geological Magazine 144: 849- 866.

Colakoglu, A. R., Sayit, K., Günay, K. and Göncüoglu, 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 Paleaontologie- 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 geochimique, mineralogique et structurale dùne edifice ophiolitique singulier: le massif de Sabzevar (partie central), NE de Iran. Thèse Sciences Université de Nancy, France.

Omrani, 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. Ofioliti 43(2): 147- 172.

Rossetti, F., Nasrabady, 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 ophiolities 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 Nasrabady, 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 I' 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.