



Research Article

Petrography and geochemistry of the Padagi dikes (South of Zahedan, Sistan Suture Zone)

Mohammad Boomeri*, Associate Professor, Geology Department, Sciences College,
University of Sistan and Baluchestan, Iran

boomeri@science.usb.ac.ir

Maryam Rusta, M.Sc. Student, Geology Department, Sciences College, University of Sistan
and Baluchestan, Iran

maroosta22866@gmail.com

Raheleh Moradi, Ph.D., Geology Department, Sciences College, University of Sistan and
Baluchestan, Iran

rmoradi1391@gmail.com

Abstract

Padagi area is located in southern part of Sistan Suture Zone. In this area, the Eocene flysch-like rocks were intruded by Oligocene-Miocene igneous rocks as batholith, dacitic stock and dacitic to andesitic dike. The flysch is predominantly composed of altered phyllite, shale, sandstone and siltstone. The batholith is mainly an I-type granular granodiorite. The stock is associated with granodiorite porphyry, quartz-diorite porphyry, quartz-monzonite porphyry and andesite. The dikes, trending NE, are last magmatic phase, and porphyry texture. The igneous rocks in Padagi are mainly high K calc-alkaline and metaluminous belonging to continental margin post-collision magmatic arcs. The minor and rare earth elements, normalized to the primitive and the chondrite mantle, respectively, show that LREE and LILE are enriched relative to HREE and HFSE, respectively, a remarkable feature of igneous rocks related to volcanic arc. According to geochemical studies, for the Padagi samples could assume a garnet-bearing enriched asthenospheric and lithospheric sources with a partial melting of less than 5 % as parent magma generated in 80 to 100 km depth.

Key words: Zahedan batholith, intermediate dikes, high-K calc-alkaline, Padagi, Sistan suture zone

* Corresponding author



سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آذرین در محدوده پدگی (جنوب زاهدان، پهنه جوش خورده سیستان)

محمد بومری*، دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

boomeri@science.usb.ac.ir

مریم روستا، دانشجوی کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

maroosta22866@gmail.com

راحله مرادی، دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

rmoradi1391@gmail.com

چکیده

محدوده پدگی در بخش جنوبی پهنه جوش خورده سیستان جای دارد. در این محدوده، سنگ‌های آذرین الیگو-میوسن به شکل باتولیت استوک و دایک در سنگ‌های فلیش گونه ائوسن نفوذ کرده‌اند. فلیش‌های منطقه بیشتر شامل شیل، ماسه سنگ و سیلت‌ستون و فیلیت دگرسان شده هستند. ترکیب باتولیت در این محدوده بیشتر گرانودیوریت گرانولار نوع I است. استوک بیشتر دربردارنده داسیت و فازهایی از گرانودیوریت پورفیری، کوارتزیدیوریت پورفیری، کوارتزمنزونیت پورفیری و آندزیت است. دایک‌ها فاز ماگمایی پایانی هستند و روند شمال‌خاوری - جنوب‌باختری، بافت پورفیری و ترکیب سنگی داسیت تا آندزیت نشان می‌دهند. سنگ‌های آذرین در پدگی بیشتر سرشت کالک‌آلکان پتاسیم بالا و متالومینوس دارند و به کمان ماگمایی حاشیه‌قاره و پس از برخورد متعلق هستند. عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب که به ترتیب به ترکیب گوشته اولیه و کندریت به‌هنگار شده‌اند نشان می‌دهند LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE غنی‌شدگی بیشتری دارند که این ویژگی از ویژگی‌های سنگ‌های مرتبط با کمان آتشفشانی است. با توجه به بررسی‌های زمین‌شیمیایی، خاستگاه سست‌کره‌ای و سنگ‌کره‌ای غنی‌شده و گارنت‌دار با ذوب‌بخشی کمتر از 5٪ به‌عنوان خاستگاه ماگمای مادر نمونه‌های پدگی در نظر گرفته می‌شود که از ژرفای 80 تا 100 کیلومتری سرچشمه گرفته است.

واژه‌های کلیدی: باتولیت زاهدان، دایک‌های حدواسط، کالک‌آلکان پتاسیم بالا، پدگی، پهنه جوش خورده سیستان

مقدمه

جای دارد (شکل 1-A). در این محدوده، سنگ‌های آذرین به شکل باتولیت، استوک و دایک برونزد دارند و بخشی از پهنه گرانیتوییدی زاهدان - سراوان (باتولیت

محدوده پدگی از لحاظ جغرافیایی در استان سیستان و بلوچستان و در فاصله 15 کیلومتری جنوب شهر زاهدان

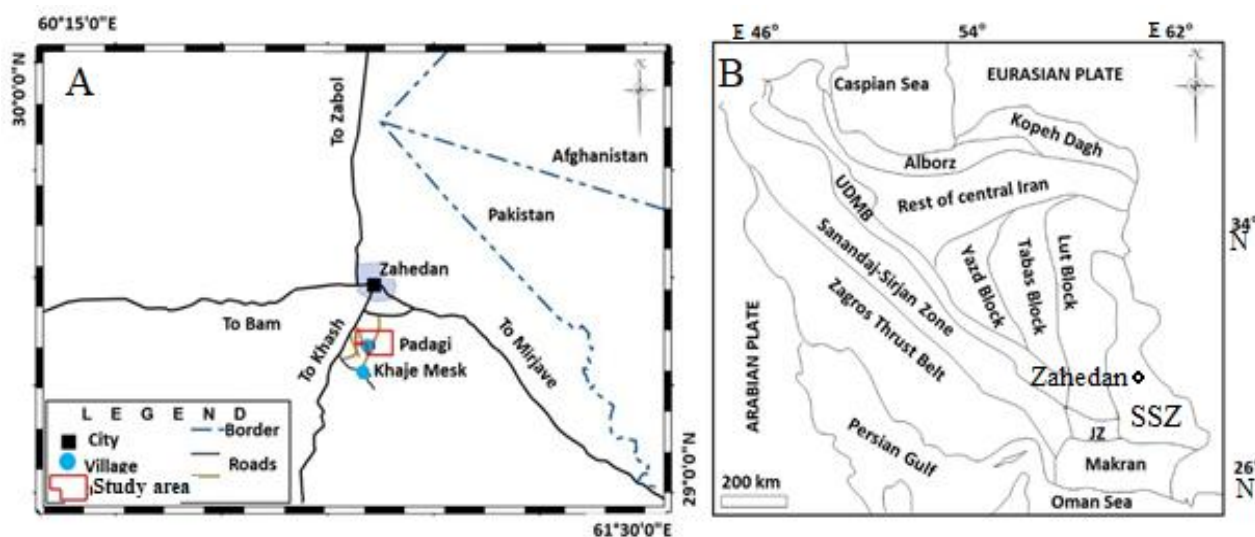
* نویسنده مسئول



اقیانوسی، جزیره‌های کمانی، حاشیه قاره‌ای فعال، کافت‌ها و سپرهای پایدار یافت می‌شوند (Rock, 1991; Luhr, 1997; Torabi, 2009; Gill, 2010; Krmíček, 2010). افزون‌براین، چند نمونه از توده‌های گرانیتوئیدی و استوک پورفیری محدوده پدگی در این پژوهش بررسی شده‌اند. بخش بزرگی از کانی‌زایی‌های مس و طلا در پهنه جوش خورده سیستان با تزریق دایک‌های حد واسط مرتبط است (Boomeri, 2014, 2017; Sheyhaki, 2018; Piri, 2018). کانی‌زایی مس پورفیری در محدوده مورد مطالعه (کانی‌زایی مس پورفیری جنوب زاهدان) با تزریق توده‌ها و دایک‌های نیمه‌ژرف مرتبط است (Narui, 2018; Boomeri *et al.* 2019a; Narui *et al.*, 2020). هدف این پژوهش شناسایی و تفکیک سنگ‌های آذرین گوناگون در منطقه و بررسی ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی آن‌ها برای دستیابی به ترکیب، جایگاه زمین‌ساختی، ویژگی‌های ماگمای سازنده، چگونگی پیدایش و خاستگاه آنهاست.

زاهدان) به‌شمار می‌روند. هرچند بسیاری از زمین‌شناسان به بررسی سنگ‌های آذرین این پهنه پرداخته‌اند (Camp and Griffis, 1982; Boomeri *et al.*, 2005; Sadeghian *et al.*, 2005; Sadeghian and Valizadeh, 2007; Ghasemi *et al.*, 2010; Moradi *et al.*, 2014; Mohammadi *et al.*, 2016)؛ اما سنگ‌های آذرین محدوده پدگی که بیشتر به‌صورت دایک و استوک برونزد دارند، همچنان از دیدگاه زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی بررسی نشده‌اند. در این محدوده استوک‌ها بسیار دگرسان شده‌اند و نشانه‌هایی از کانی‌زایی مس را نشان می‌دهند؛ اما دایک‌ها دچار دگرسانی کمتری شده‌اند.

با توجه به آنچه گفته شد و از آنجایی که سنگ‌های آذرین سالم و کمتر دگرسان شده مانند این دایک‌ها اطلاعات ارزشمندی از ترکیب خاستگاه ماگما و جایگاه آشیانه ماگمایی فراهم می‌کنند، در این پژوهش به بررسی دایک‌ها بیشتر پرداخته شده است. دایک‌ها مجراهایی صفحه‌ای هستند که انتقال ماگما را از بخش‌های ژرف به بخش سطحی و نیمه‌ژرف پوسته فراهم آورده‌اند. این نوع ساختارها در محیط‌های زمین‌ساختی گوناگون مانند کمان‌های



شکل 1- (A) جایگاه جغرافیایی محدوده پدگی (جنوب زاهدان)؛ (B) نقشه پهنه‌های زمین‌شناسی ایران و جایگاه پهنه جوش خورده سیستان (SSZ) (با تغییراتی پس از Stöcklin, 1968)

زمین‌شناسی منطقه

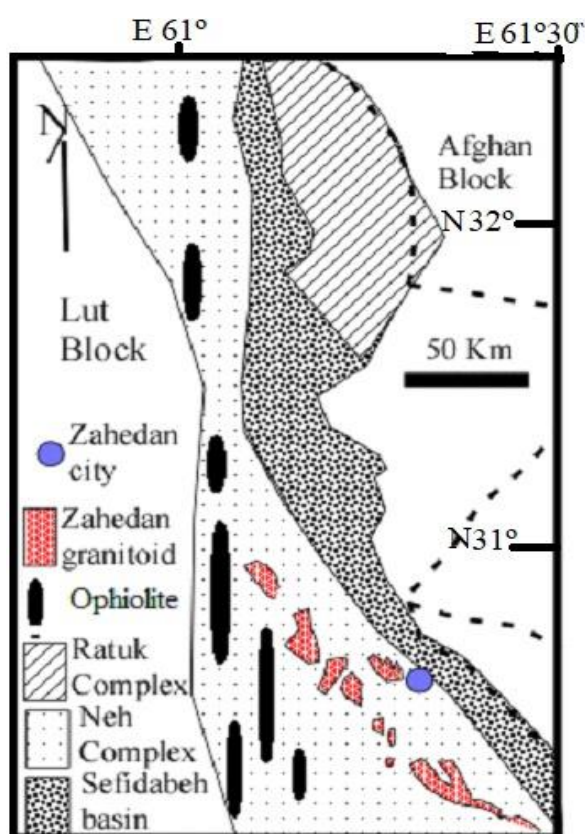
از دیدگاه زمین‌شناسی، محدوده پدگی بخشی از پهنه جوش خورده سیستان است (شکل 1-B). پهنه جوش خورده سیستان از دو مجموعه فیولیتی «رتوک» و «نه» تشکیل شده است که حوضه رسوبی سفیدآبه آنها را از یکدیگر جدا می‌کند (Tirrul *et al.*, 1983) (شکل 2).

مجموعه فیولیتی «رتوک» و «نه» در بردارنده فیولیت‌هایی به سن کرتاسه، فیلیت با سن کرتاسه تا ائوسن (فلیش‌های دگرگونه) و سنگ‌های رسوبی - آواری قاره‌ای ژرف با سن پالئوژن است (Tirrul *et al.*, 1983).

حوضه سفیدآبه از سنگ‌های آواری و کربناته سنوماین تا ائوسن به سبترای 8 کیلومتر و اندکی فیولیت تشکیل شده‌اند (Tirrul *et al.*, 1983). سنگ‌های آذرین غیر فیولیتی در پهنه زمین‌درز سیستان به فراوانی دیده می‌شوند و مراحل کاملی از پیدایش کافت قاره‌ای، فرورانش، برخورد و رویدادهای پس از برخورد را نشان می‌دهند (Camp and Griffis, 1982; Tirrul *et al.*, 1983; Hedayati *et al.*, 2016; Boomeri *et al.*, 2018).

در این پهنه، فیولیت‌ها، قدیمی‌ترین سنگ‌ها و نشانه بقایای پوسته اقیانوسی هستند. سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی کالک‌آلکان نخیلاب و رودشور و بخشی از گرانیتوئید زاهدان به کرتاسه پسین و ائوسن متعلق هستند و فرورانش پوسته اقیانوسی در خاور ایران را نشان می‌دهند (Camp and Griffis, 1982; Mohammadi *et al.*, 2016). بخشی از گرانیتوئید زاهدان با سن الیگوسن پیشین و میانی به برخورد بلوک لوت و افغان نسبت داده شده است (Camp and Griffis, 1982; Berberian, 1983). رویدادهای پس از برخورد بلوک‌های لوت و افغان، چین‌خوردگی و

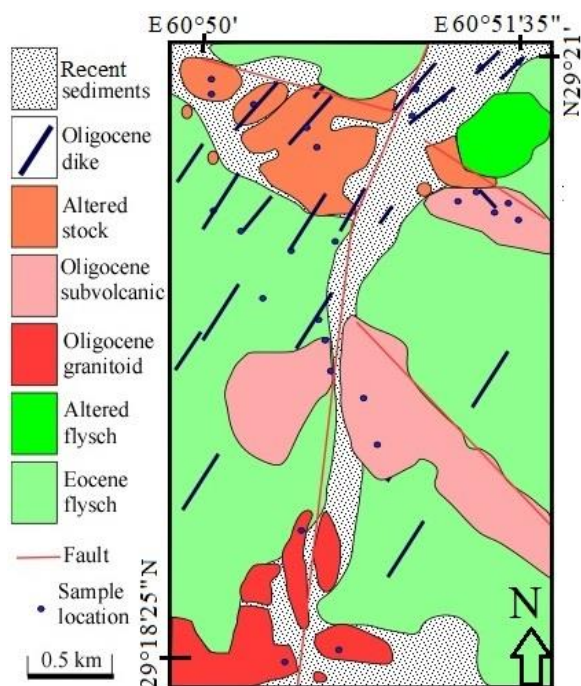
گسل خوردگی راستالغز مزدوج و ماگماتیسم در الیگوسن و میوسن و پیدایش سنگ‌های آذرین در کوه لار، آساگی، جانجا، کفتار کوه، سیاسترگی، کله گرو غیره را در پی داشته‌اند (Camp and Griffis, 1982; Boomeri *et al.*, 2019b, 2020). استوک‌های فراوان و ولکانیسم آلکان در میوسن نیز با همین گسل‌های راستالغز مرتبط هستند (Tirrul *et al.*, 1983; Pang *et al.*, 2013). این رویدادها پیدایش کنسارهای فراوان مانند سیستم‌های شبه پورفیری نخیلاب، آساگی، سیاسترگی، جانجا، کله گر، لار، خارستان، سیاه جنگل، قلعه صولی و جنوب زاهدان (پدگی) را به دنبال داشته‌اند (Boomeri *et al.*, 2019a).



شکل 2- نقشه شماتیک از پهنه زمین‌درز سیستان (با تغییراتی پس از Camp and Griffis, 1982)

از بارزترین سنگ‌های آذرین این پهنه

پدگی است که برونزد آن تپه ماهوری است و احتمالاً بخش‌هایی از یک استوک شدیداً دگرسان شده هستند (شکل 4-C). استوک‌ورک‌های کوارتز و پیریت در برخی جاها اکسیده شده‌اند و نشانه‌هایی از کانی‌زایی مس در بخش گسترده‌ای از این واحد نیمه‌زرف تپه ماهوری دیده می‌شوند (شکل‌های 4-D و 4-E). دایک‌های الیگو-میوسن بسیاری با ضخامت کمتر از 5 متر تا بیشتر از 20 متر در فلیش، باتولیت و استوک نفوذ کرده‌اند (شکل 4-F). دایک‌های این منطقه نه تنها از نظر رنگ، روند، ضخامت و بافت متغیر هستند بلکه برخی از آنها سالم و برخی دگرسان شده هستند. بیشترین تمرکز این دایک‌ها در بخش مرکزی محدوده بوده است و بیشتر روندهای شمال‌خاوری-جنوب‌باختری دارند. بیشتر این دایک‌ها در سطح زمین رنگ‌های گرم، خاکستری و قهوه‌ای دارند.

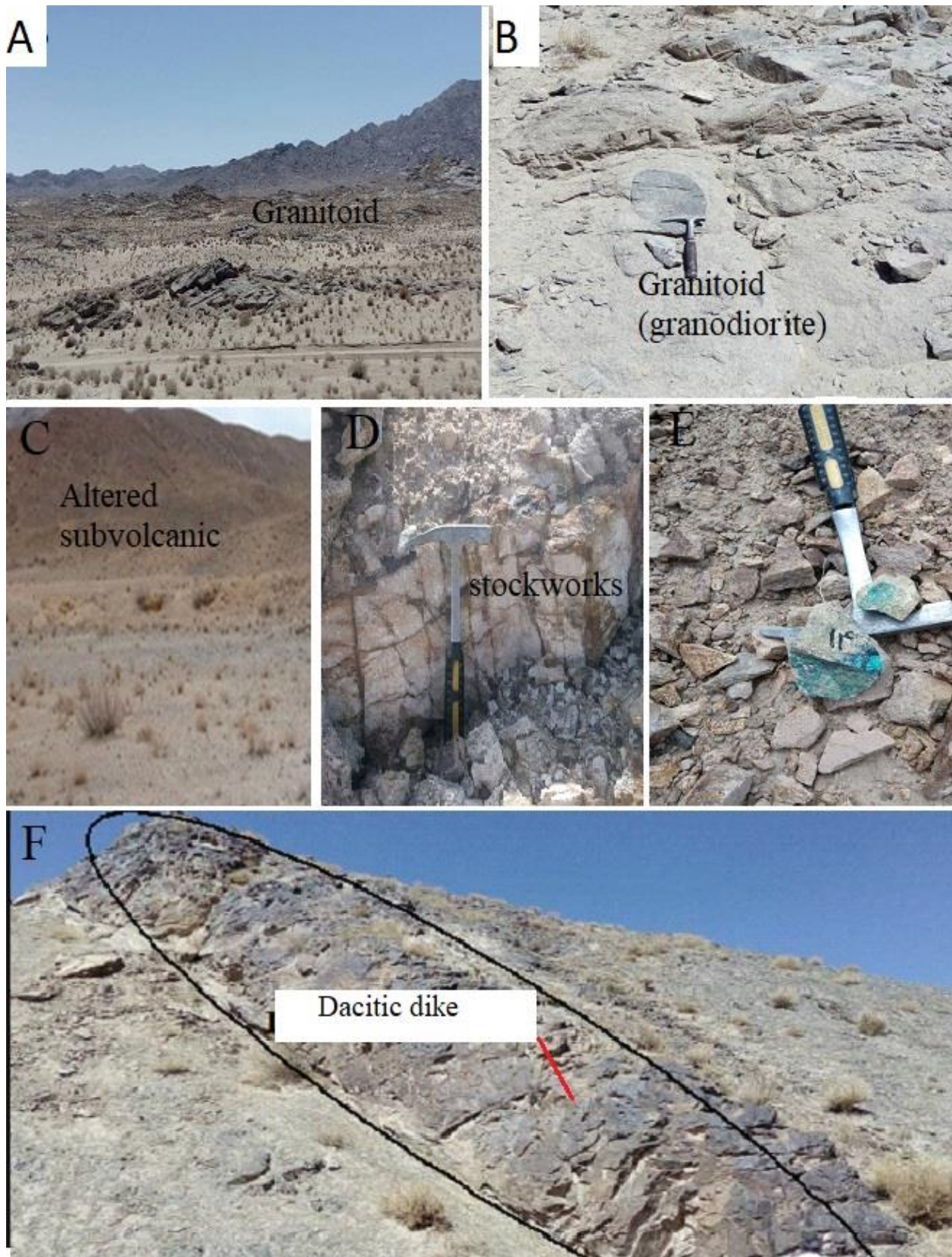


شکل 3- نقشه زمین‌شناسی محدوده پدگی (جنوب زاهدان) برپایه تصاویرهای گوگل‌ارث و بازدید صحرایی

باتولیت زاهدان است که بیشتر از گرانیتوئیدهای نوع I، گاهی S و هیبریدی با سرشت کالک‌آلکالن ساخته شده است و با سن ائوسن پایانی-الیگوسن میانی با رخدادهای فرورانش و برخورد بلوک‌های لوت و افغان مرتبط است (Mohammadi *et al.*, 2016). گرانیتوئید زاهدان را دایک‌های فراوانی با ترکیب متنوع از بازیک تا اسیدی قطع کرده‌اند. همچنین، در بسیاری از موارد برونوم‌های گوناگونی در آن یافت می‌شوند. پهنه گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان به درازای 250 کیلومتر و پهنای 2 تا 25 کیلومتر با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری و با طیف ترکیبی گسترده و دایک‌های فراوان در مجموعه فلیشی پهنه جوش خورده سیستمان نفوذ کرده است (Boomeri *et al.*, 2005).

توالی فلیش به سن کرتاسه تا ائوسن قدیمی‌ترین سنگ‌ها در محدوده پدگی به‌شمار می‌روند (شکل 3). این توالی بیشتر از شیل، سیلت‌ستون و ماسه‌سنگ ساخته شده است که در برخی جاها به فیلیت و اسلیت دگرگون شده‌اند (Berberian, 1983).

باتولیت زاهدان با سن ائوسن پایانی-الیگوسن میانی در توالی فلیش نفوذ کرده است و هم به‌صورت تپه ماهور و هم به‌صورت کوه‌های مرتفع برونزد دارد (شکل 4-A). رنگ برونزدهای باتولیت ترکیبی از رنگ سیاه و سفید است و در بیشتر جاها به‌صورت پوست پیازی هوازده شده‌اند. وجود برونوم‌های سیاه رنگ (شکل 4-B)، نفوذ دایک، رگه‌های سیلیسی و سیستم شکستگی متقاطع از ویژگی‌های این باتولیت هستند. ساخت تافونی به‌علت خروج برونوم‌ها در برخی جاها یکی دیگر از ویژگی‌های آن است. واحد داسیتی الیگوسن از دیگر واحدهای سنگی محدوده



شکل 4- عکس صحرائی از برونزدهای محدوده پدگی (جنوب زاهدان)؛ (A) نمایی دور از گرانیتوئید؛ (B) نمایی نزدیک از گرانیتوئید و برونوم درون آن؛ (C) نمایی دور از استوک؛ (D, F) به ترتیب استوک ورک و کانی زایی مس؛ (F) نمونه ای از دایک‌های حدواسط

روش انجام پژوهش

پس از بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی و تصویرهای ماهواره‌ای محدوده پدگی، بازدید و بررسی‌های صحرایی برای شناسایی واحدهای سنگی انجام شد. 50 نمونه از سنگ‌های آذرین گوناگون برداشت شد و مقاطع نازک آنها تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان نوع المپوس بررسی شد. شمار 13 نمونه با کمترین میزان دگرسانی از دایک‌ها (10 نمونه)، توده گرانودیوریتی (2 نمونه) و استوک داسیتی (1 نمونه) برای تعیین عنصرهای اصلی، فرعی و کمیاب با روش XRF و ICP-MS در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (ایمیدرو) آنالیز شدند (جدول 1). داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی با نرم‌افزار Excel و GCDkit 4.1 پردازش شدند و همراه با ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری مبنای تجزیه و تحلیل سنگ‌زایی و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین بررسی شده قرار گرفتند.

سنگ‌نگاری

همان‌گونه که گفته شد، سنگ‌های آذرین محدوده پدگی به شکل باتولیت، استوک و دایک هستند که ویژگی‌های سنگ‌نگاری آنها به شرح زیر هستند:

الف - باتولیت زاهدان

این باتولیت در نمونه دستی رنگ سفید با لکه‌ها و بخش‌های سیاه رنگ نشان می‌دهند. بخش سفید آن بیشتر فلدسپار و کوارتز و بخش سیاه آن بیوتیت و هورنبلند هستند. برپایه بررسی‌های میکروسکوپی بافت آن گرانولار و کانی‌شناسی آن شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوز،

بیوتیت، هورنبلند، کانی‌های ثانویه (سریسیت، کلریت، کانی‌های رسی) و کانی‌های کدر (بیشتر مگنتیت) است (شکل 5-A). ترکیب مودال باتولیت زاهدان در محدوده پدگی برپایه رده‌بندی Streckeisen (1976) بیشتر گرانودیوریت است.

ب - استوک

نمونه‌های این توده در نمونه دستی به رنگ‌های گوناگونی به‌ویژه خاکستری و کرمی رنگ دیده می‌شوند. نمونه‌های بررسی شده اگرچه تنوعی از گرانودیوریت پورفیری، کوارتزیدیوریت پورفیری، کوارتزومونونیت پورفیری و آندزیت دارند (شکل‌های 5-B و 5-C)، اما بخش عمده این استوک را داسیت با زمینه دانه‌ریز می‌سازد (شکل 5-C). برپایه بررسی‌های میکروسکوپی همه نمونه‌ها بافت پورفیری دارند؛ اما نسبت درشت‌بلورها به زمینه متغیر است. در استوک، زمینه 30 تا 70 درصد حجم سنگ را دربر گرفته است و بافت تمام بلورین دارد. همچنین، زمینه بیشتر دربردارنده پلاژیوکلاز و کوارتز و کانی‌های ثانویه است. زمینه در برخی نمونه‌ها بسیار دانه‌ریز و در برخی دانه‌ریز تا متوسط بلور هستند. درشت‌بلورها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند، بیوتیت و کانی‌های حاصل از تجزیه و دگرسانی هستند. کوارتز و فلدسپارها فراوان‌ترین کانی‌ها در زمینه هستند. بیشتر نمونه‌های این سنگ بسیار دگرسان شده و با رگچه‌های کوارتزی بسیاری (کوارتزهای داربستی) قطع شده‌اند (شکل 5-D). زمینه گاه به‌طور کامل سریسیتی شده است. دگرسانی‌های این سنگ بیشتر شامل سیلیسی، پتاسیک، فلیک، پروپیلیتیک و آرژیلیک هستند. پیریت فراوان‌ترین سولفید این سنگ و گاه مقادیر

کوارتز: درشت‌بلورهای کوارتز از ویژگی‌های خاص استوک و دایک‌ها هستند (شکل 5-F). معمولاً سنگ‌های پورفیری که درصد بالایی از درشت‌بلورهای کوارتز تقریباً شکل‌دار دارند را داسیت می‌گویند؛ اما این کوارتز در پورفیری‌های میزبان کانی‌زایی پورفیری و به‌ویژه مس پورفیری به‌نام کوارتز چشمی شناخته می‌شود (Guilbert and Park, 1986). در منطقه پدگی، درشت‌بلورهای اولیه کوارتز هم در استوک‌ها و هم در دایک‌ها کمابیش سالم هستند و شکل آنها تنوع گسترده‌ای دارد. همچنین، اندازه بلورهای آن گاه به نیم سانتیمتر می‌رسد. اگرچه کوارتزها ذاتاً شکل‌دار هستند، اما به‌علت خوردگی و خلیجی‌شدن بلورها، شکل‌های گوناگونی در آنها دیده می‌شود (شکل‌های 5-C و 5-F). اگرچه شکل اولیه آنها چندضلعی است، اما بیشتر گردشده‌گی، خوردگی بلورها در حاشیه‌ها، مرکز و دیگر بخش‌های بلور دیده می‌شود. کوارتز گاه دچار هجوم کانی‌های ثانویه مانند کلسیت و سربیسیت نیز شده است. حجم درشت‌بلورهای کوارتز نیز متغیر است و از یک یا دو تا بیشتر از 20 درصد حجم درشت‌بلورهای سنگ را دربر می‌گیرد. درصد حجمی درشت‌بلورها کوارتز باعث شده است نام سنگ نیز متنوع باشد. فرایند هضم‌شدگی و جذب و کاهش فشار و خروج محلول آب و گاز ماگما، حالت خلیجی و خوردگی و انحلال را در آنها پدید آورده است. حباب‌های گاز در بخش‌های ویژه‌ای از سطح بلور (شکستگی‌ها یا رخ‌ها)، سازوکار انحلال را آسان کرده است؛ زیرا در اطراف این بخش‌ها، سیال حرکتی آشفته‌ای داشته است و این پدیده انحلال سریع و مداوم در محل همبری حباب با سطح بلور

کمی از کالکوپیریت و دیگر سولفیدهای مس نیز در آن دیده می‌شود (Boomeri, et al. 2019a). یک رگه سیلیسی از مالاکیت و آتاکامیت بخش‌هایی از این واحد سنگی را قطع کرده است.

پ - دایک‌ها

بیشتر دایک‌ها در برونزدها و نمونه دستی تیره‌تر از باتولیت گرانیتویدی و استوک‌ها هستند. دایک‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری و در نمونه‌های دگرسان‌شده به رنگ زرد دیده می‌شوند. از دیدگاه سنگ‌نگاری، ترکیب این دایک‌ها از آندزیت (دیوریت پورفیری) تا داسیت (گرانودیوریت پورفیری) در متغیر است. در محدوده پدگی، بافت همه دایک‌ها پورفیری است. نسبت حجم زمینه به حجم درشت‌بلورها متغیر است. در دایک‌ها، بیشتر زمینه از پلاژیوکلاز و کوارتز و کانی‌های ثانویه ساخته شده و بلورهای آن از بسیار ریزدانه تا متوسط‌دانه در متغیر است. درشت‌بلورها نیز شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند، بیوتیت، کانی‌های فرعی و کدر هستند. از دیدگاه سنگ‌نگاری، بافت و کانی‌شناسی دایک‌ها همانند استوک است و همان‌گونه که گفته شد، طیف ترکیبی گسترده‌ای از آندزیت تا داسیت را دربر می‌گیرند. دایک‌ها بیشتر دچار دگرسانی پروپلیتیک شده‌اند. از دیدگاه دگرسانی، پلاژیوکلازها بیشتر سربیسیتی و گاه به کلسیت و اپیدوت، بیوتیت‌ها بیشتر به کلریت و سربیسیت و هورنبلند به اپیدوت، کلریت، کلسیت و سربیسیت تجزیه شده‌اند. کوارتزهای ثانویه در زمینه برخی از این سنگ‌ها دیده می‌شوند. پیریت نیز کمابیش در دایک‌ها پدید آمده است.

سبز رنگ است و برجستگی نسبتاً قوی دارد. در XPL نیز بیرفرانژانس سری دوم نشان می‌دهد. همچنین، مقاطع طولی آن یک سری رخ موازی و زاویه خاموشی 20 درجه دارند. در مقاطع عرضی شش گوشه آنها دو سری رخ لوزی شکل به خوبی دیده می‌شود. هورنبلندها در این سنگ از نوع هورنبلند سبز هستند (شکل 5-E).

بیوتیت: این کانی نیز به فراوانی در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود و نسل‌های مختلفی دارد؛ مانند بیوتیت‌های اولیه و بیوتیت‌های گرمابی. نمونه‌هایی که دچار دگرسانی پتاسیک شده‌اند بیوتیت‌های گرمابی دارند و در این نمونه‌ها این نوع بیوتیت تا 15 درصد حجم درشت‌بلورها را دربر می‌گیرد. بیوتیت‌های اولیه نیز همانند هورنبلند حاشیه‌ای اوپاسیته دارند. این حاشیه دچار دگرسانی شده و غالباً با کلریت یا سریسیت جانشین شده است؛ به گونه‌ای که تنها شکل اولیه و رخ‌های بیوتیت به جا مانده است. اندازه بیوتیت‌های کلریتی شده به 2 میلیمتر نیز می‌رسد. بیشتر بلورهای بیوتیت نیمه‌شکل‌دار هستند. حجم بیوتیت‌های اولیه این سنگ‌ها از 15 درصد حجمی کمتر است. این کانی در PPL به رنگ قهوه‌ای و با چندرنگی شدید دیده می‌شود و یک سری رخ آن در مقطع طولی را می‌توان به خوبی دید. کانی‌های کدر و به‌ویژه پیریت نیز حجم متغیری از این سنگ را پر می‌کنند و گاه چه‌بسا نزدیک به 15 درصد حجمی سنگ را دربر می‌گیرند. اندازه آنها از 1 میلیمتر کمتر است. اکسیدهای آهن در برخی بخش‌ها روی کانی هورنبلند تأثیر گذاشته‌اند و آن را تجزیه کرده‌اند. کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها نیز سریسیت، کلسیت، کوارتز، کلریت، اپیدوت و کانی‌های رسی هستند. این کانی‌ها پیامد دگرسانی پلاژیوکلازها و کانی‌های فرومنیزیمی هستند.

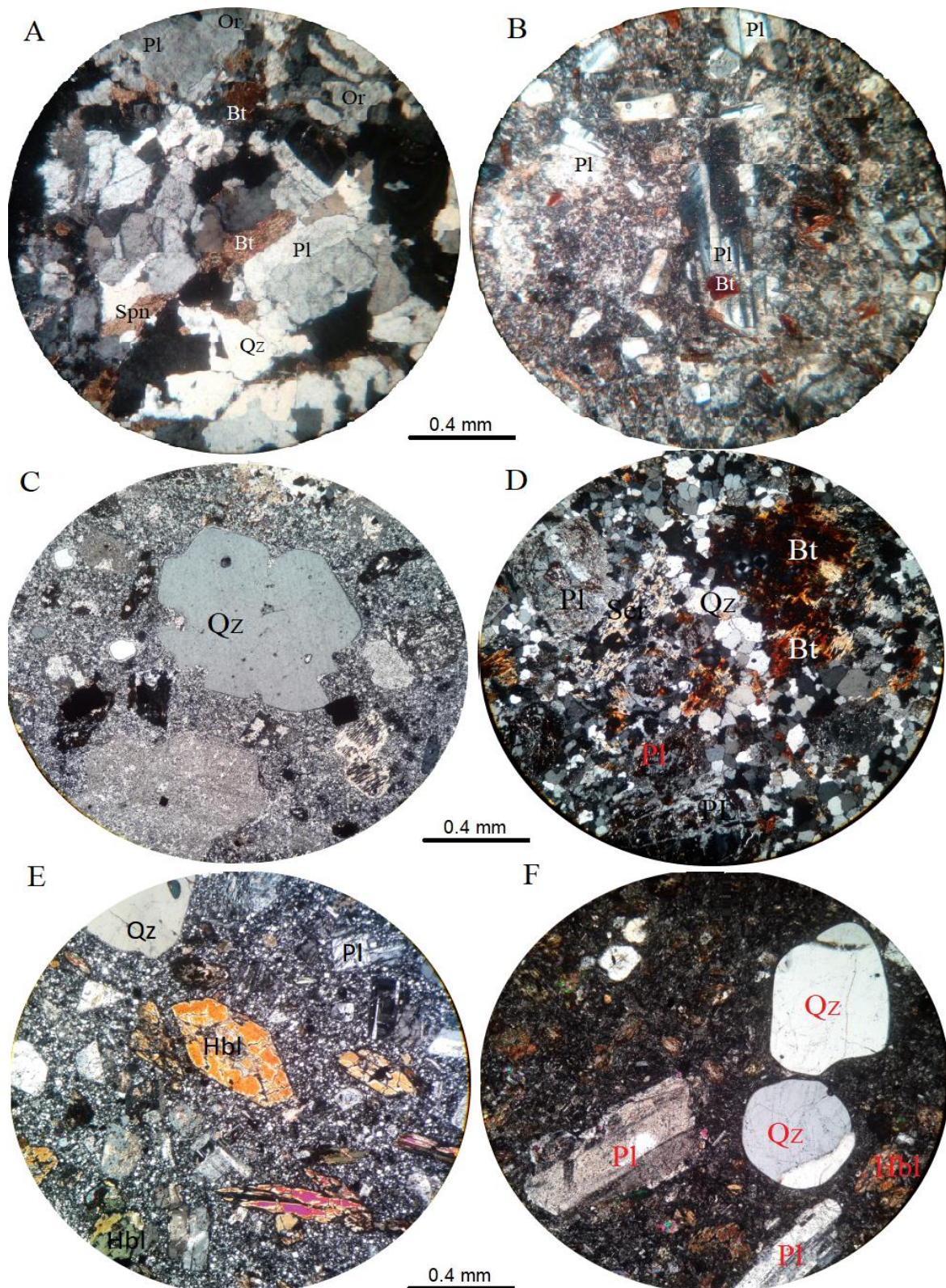
را به‌دنبال دارد و به این ترتیب طرح خلیجی پدیدار می‌شود (Shelly, 1993) (شکل 5-C).

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی دایک‌ها و استوک‌هاست و غالباً بیشتر از 50 درصد حجمی درشت‌بلورها را دربر می‌گیرد. طول درشت‌بلورهای آن گاه به 3 میلیمتر می‌رسد و بیشتر آنها نیمه‌شکل‌دار هستند. در PPL¹، این کانی غالباً شفافیت خود را به‌علت دگرسانی از دست داده است و در XPL² با بیرفرانژانس ضعیف، ماکل پلی‌سینتتیک، منطقه‌بندی بلورها و بافت غربالی و گاه حاشیه غبارآلود شناخته می‌شود. گمان می‌رود در برخی مقطع‌ها، ارتوز یا ارتوکلاز نیز جانشین پلاژیوکلازها شده‌اند. فرایندهایی مانند آمیختگی ماگما و آرایش ماگمایی، کاهش ناگهانی فشار در ماگمای در حال حرکت و افزایش آب نامحلول در ماگما بافت غربالی را پدید می‌آورند؛ از این‌رو، این بافت چه‌بسا رویداد آمیختگی ماگمایی را نشان می‌دهد (Tsuchiyama, 1985; Stewart and Pearce, 2004; Humphreys et al., 2006).

هورنبلند سبز: هورنبلند سبز نیز از دیگر کانی‌هایی است که درصد حجمی آن در این سنگ‌ها متغیر است. در نمونه‌های کمتر دگرسان‌شده قالب هورنبلند را می‌توان با حاشیه‌ای اوپاسیته شناسایی کرد که بیشتر با اپیدوت، کلریت، کلسیت و کانی‌های کدر جانشین شده است. در نمونه‌های سالم، هورنبلند گاه تا 15 درصد حجمی درشت‌بلورها را دربر گرفته است. بیشتر بلورها شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار با درازای کمتر از 2 میلیمتر هستند. هورنبلند در PPL

¹ Plane Polarized Light

² Crossed Polarized Light



شکل 5- تصاویرهای میکروسکوپی از سنگ‌های محدوده پدگی (جنوب زاهدان). (A) گرانیتوئید؛ (B) استوک گرانودیوریت پورفیری؛ (C) توده نیمه ژرف داسیتی؛ (D) دگرسانی سیلیسی و پتاسیک در پورفیری استوک؛ (E) دایک داسیتی (گرانودیوریت پورفیری)؛ (F) دایک داسیتی (گرانودیوریت پورفیری). نام اختصاری کانی‌ها از Whitney و Evans (2010) برگرفته شده است (Qz: کوارتز؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Hbl: هورنبلند؛ Bt: بیوتیت)

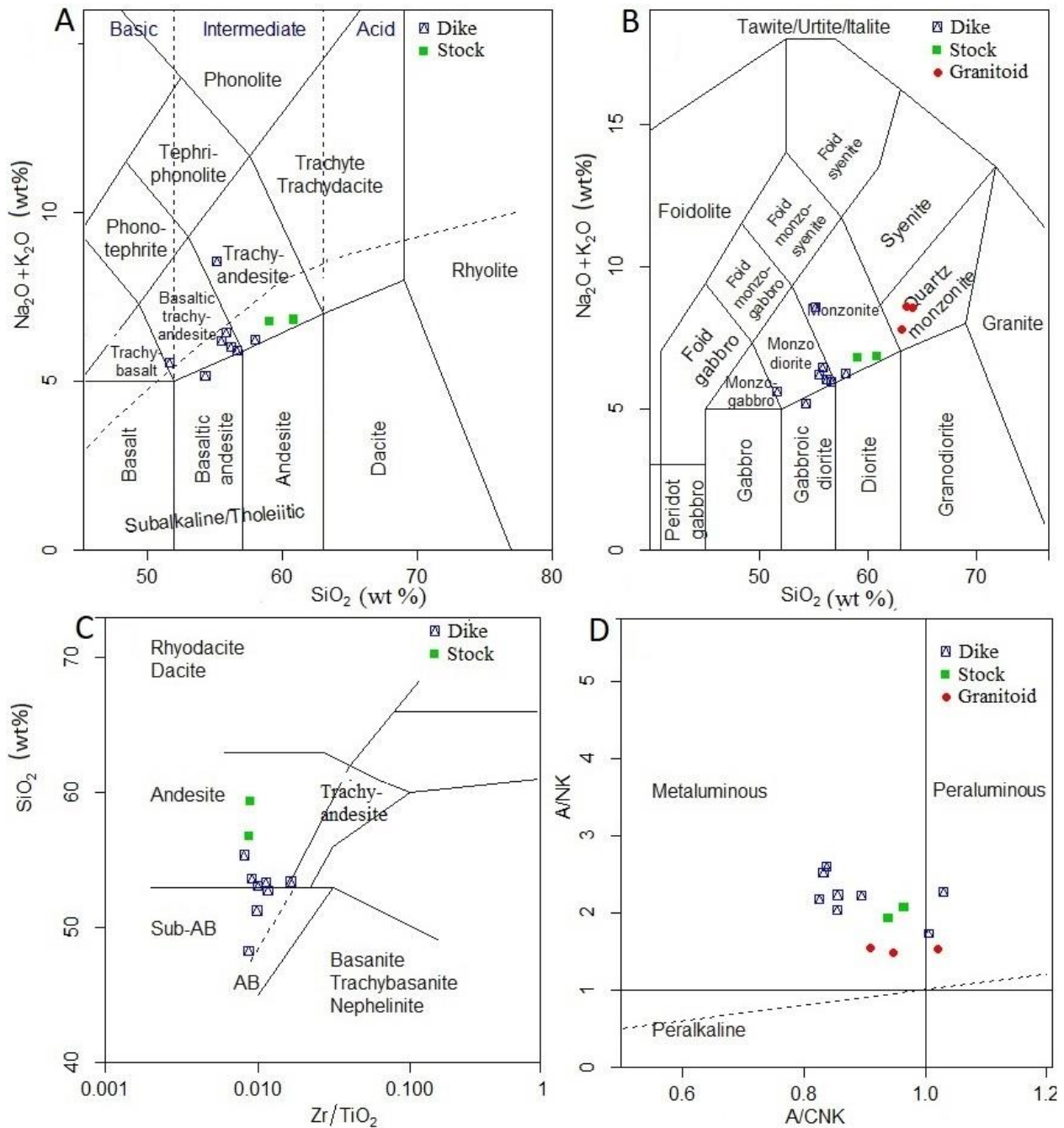
جدول 1- داده‌های زمین‌شیمیایی به‌دست‌آمده از تجزیه سنگ‌های آذرین محدوده پدگی (جنوب زاهدان) به روش XRF و ICP-MS برای اکسیدهای اصلی (برپایه درصد وزنی) و عنصرهای فرعی (برپایه ppm) (A: آندزیت؛ DP: دیوریت پورفیری؛ GDP: گرانودیوریت پورفیری؛ GD: گرانودیوریت)

Intrusion Rock Type	Dike										Batholith		Stock
	A	A	A	A	DP	A	DP	DP	A	GDP	GD	GD	GDP
Sample No.	13	31	34	15	32	30	3	8	27	12	20	21	22
SiO ₂	48.2	51.3	52.8	53.2	53.4	53.4	53.7	55.4	56.8	59.4	63.1	63.5	62.1
Al ₂ O ₃	19.1	18.5	18.6	19.9	18.2	18.6	18.7	20.0	19.0	18.7	17.8	17.8	17.0
TiO ₂	0.7	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5	0.5	0.4	0.6	0.6	0.5
Fe ₂ O ₃	5.4	4.7	4.5	5.4	4.1	4.2	4.2	3.8	3.1	3.2	2.8	2.9	2.5
CaO	8.5	8.3	7.7	4.6	6.7	7.0	7.4	5.9	5.8	5.7	3.7	3.2	4.2
MgO	5.4	4.8	4.1	4.2	5.5	3.9	4.5	3.1	2.6	2.4	2.0	2.2	1.8
K ₂ O	1.9	1.7	2.1	3.7	1.8	1.9	2.0	1.9	2.8	2.4	3.7	4.0	2.8
Na ₂ O	3.4	3.2	3.8	4.6	3.8	4.3	3.7	4.1	3.7	4.3	4.9	4.5	4.9
MnO	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0
P ₂ O ₅	1.0	1.5	1.1	0.4	0.2	2.0	0.8	1.0	1.8	1.4	0.8	0.6	2.7
L.O.I.	6.1	5.3	4.8	2.4	5.2	4.1	4.4	4.3	3.7	2.2	0.7	0.7	1.3
Total	99.6	99.9	100.0	98.9	99.7	99.9	100.0	100.0	99.9	100.0	100.0	99.9	99.7
Sc	18.6	12.8	11.5	11.7	13.1	10.7	12.1	1.5	1.9	1.6	2.4	2.4	1.5
V	102	74	65	87	69	70	66	60	47	44	47	48	36
Cr	62	59	53	21	80	33	60	27	26	30	50	46	38
Co	19	11	9	22	12	11	7	5	6	6	8	8	6
Ni	27	24	17	14	32	14	18	12	10	10	23	24	22
Cu	59	45	53	52	61	50	67	41	43	43	40	44	45
Zn	87	79	61	64	1169	73	68	70	72	68	54	55	71
Rb	20	16	13	21	25	22	11	12	17	12	32	23	17
Sr	996	578	545	506	543	575	545	624	531	573	338	552	306
Y	10.2	8.5	5.1	4.1	6.0	6.8	3.3	2.1	4.3	3.3	3.4	3.6	2.4
Zr	58	51	56	50	61	71	47	44	43	31	19	19	38
Nb	13.2	11.6	9.6	14.0	11.2	13.7	7.5	9.0	14.2	14.6	12.3	11.5	11.4
Mo	2.6	0.8	1.3	1.0	0.9	1.0	0.7	0.5	0.7	0.7	2.4	2.1	0.7
Cs	1.4	1.3	1.5	1.6	1.3	3.1	0.5	0.4	1.8	1.3	3.8	3.2	1.4
Ba	932	641	642	642	671	547	743	725	649	719	492	675	471
Pb	9	9	9	9	671	9	9	7	19	13	10	24	9
La	13.9	14.2	9.2	7.0	13.4	10.2	5.3	4.5	7.7	5.9	6.4	6.8	6.8
Ce	27.8	25.1	17.6	12.8	23.9	16.9	9.5	8.1	13.3	11.1	12.6	13.4	14.5
Pr	4.0	4.0	2.9	2.2	3.6	2.9	1.6	1.4	2.3	1.8	2.1	2.2	2.4
Nd	15.1	15.5	11.1	8.7	13.0	10.6	6.2	5.0	8.3	6.1	7.9	8.1	8.8
Sm	2.3	2.5	1.9	1.6	2.1	1.9	1.0	0.9	1.4	1.0	1.3	1.4	1.4
Eu	0.7	0.6	0.4	0.5	0.6	0.5	0.3	0.2	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3
Gd	2.4	2.5	1.8	1.7	1.9	2.1	1.1	0.8	1.3	1.1	1.3	1.4	1.3
Tb	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1
Dy	1.8	1.9	1.2	1.2	1.3	1.7	0.7	0.5	1.0	0.9	0.9	1.0	0.7
Ho	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1
Er	0.9	1.0	0.6	0.6	0.7	0.9	0.4	0.3	0.5	0.4	0.5	0.5	0.3
Tm	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Yb	0.5	0.5	0.5	0.4	0.6	0.5	0.4	0.3	0.5	0.5	0.4	0.4	0.3
Lu	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Hf	1.9	1.8	1.4	1.4	2.1	2.8	1.0	0.8	1.1	0.7	0.5	0.3	1.3
Th	4.2	4.4	2.9	1.9	4.3	2.8	1.7	2.0	3.6	3.0	3.1	3.5	3.1
U	1.0	1.1	0.8	0.6	0.9	0.8	0.6	0.6	0.8	0.9	0.5	0.4	1.2

زمین‌شیمی

تراکی آندزیت و تراکی آندزیت‌بازالت جای دارند. برپایه شکل 6-B، نمونه‌های برداشت‌شده از باتولیت زاهدان در محدوده کوارتز مونزونیت، نمونه‌های استوک در محدوده مونزونیت و دایک‌ها در محدوده مونزونیت، مونزودیوریت و دیوریت جای گرفته‌اند. برپایه شکل 6-C، استوک‌ها ترکیب آندزیتی، دایک‌ها ترکیب آندزیتی و آندزیت-بازالت ساب‌آلکانل دارند.

داده‌های زمین‌شیمیایی به‌دست‌آمده در جدول 1 آورده شده‌اند. از آنجایی که سنگ‌های محدوده پدگی از انواع سنگ‌های آذرین ژرف و نیمه‌ژرف هستند، برای نامگذاری آنها هم از نمودارهای سنگ‌های بیرونی و هم درونی بهره گرفته شد (شکل 6). برپایه شکل 6-A، دایک‌ها و استوک‌ها در محدوده آندزیت‌بازالت،



شکل 6- رده‌بندی سنگ‌های آذرین محدوده پدگی (جنوب زاهدان). (A) برپایه نمودار TAS (Le Bas *et al.*, 1986)؛ (B) برپایه نمودار Middlemost (1994)؛ (C) برپایه رده‌بندی Winchester و Floyd (1977)؛ (D) برپایه نمودار Shand (1943)

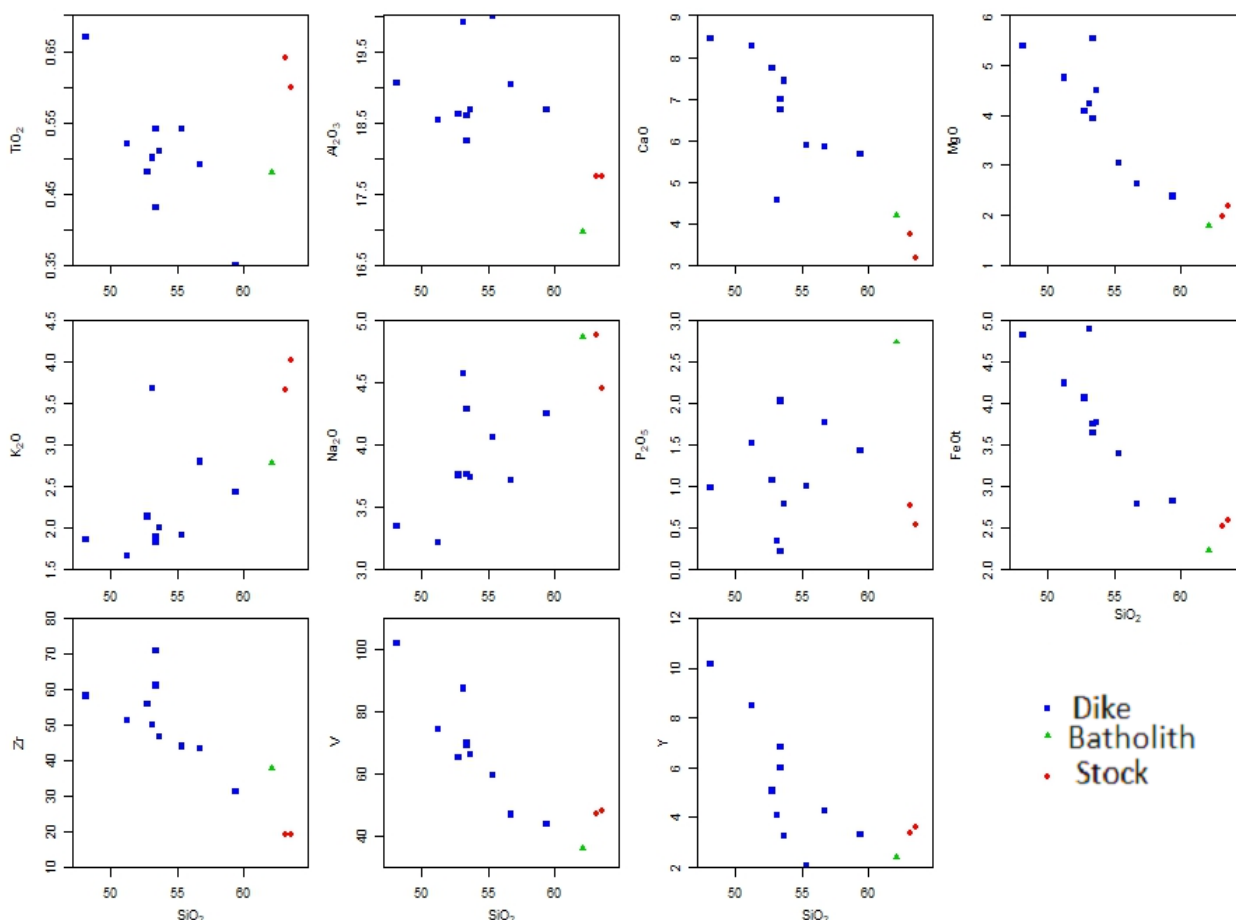
نمونه‌های گرانیتوئید در محدوده پدگی از 1/1 کمتر است (شکل 6-D). چنین گرانیتوئیدهایی از نوع I هستند (Chappell and White, 1974). وجود هورنبلند، تیتانیت (اسفن) و مگنتیت در این گرانیتوئید نیز با ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I سازگار است.

گرانیتوئید محدوده پدگی سرشت مت‌آلومینوس تا کمی پرآلومینوس نشان می‌دهد (شکل 6-D). دایک‌ها و استوک نیز از این نظر همانند گرانیتوئید هستند. مقدار به‌دست‌آمده مول درصد Al_2O_3 به مجموع مول درصدهای $CaO+Na_2O+K_2O$ یا همان A/CNK برای

در مراحل نخستین فرایند جدایش بلورین وارد فازهای دما بالا مانند پیروکسن و پلاژیوکلاز کلسیم‌دار شود (Calanchi *et al.*, 2002). پس با ادامه روند جدایش بلورین و خروج این کانی‌ها، مقدار CaO کاهش می‌یابد. این پدیده همچنین، چه‌بسا با تحول ترکیب پلاژیوکلازها از کلسیک به سدیک در هنگام تبلور بخشی ماگما مرتبط است. منیزیم نیز گرایش دارد در آغاز فرایند جدایش از ماگما جدا و وارد ساختار کانی‌هایی مانند الیوین و پیروکسن شود. تبلور و جدایش این کانی‌ها از ماگما کاهش MgO در ماگما را به‌دنبال دارد (Cooke *et al.*, 2005).

الف - زمین‌شیمی عنصرهای اصلی و فرعی

برای بررسی تغییرات احتمالی عنصرهای در سنگ‌های بررسی شده از نمودارهای هارکر (Harker, 1909) بهره گرفته می‌شود (شکل 7). در نمودارهای هارکر همراه با افزایش SiO_2 میزان CaO، MgO و اکسید آهن کاهش پیدا می‌کند و مقدارهای K_2O و Na_2O افزایش نشان می‌دهند. پراکندگی‌های دیده شده در این همبستگی بیشتر پیامد دگرسانی هستند. همبستگی‌های SiO_2 با دیگر اکسیدها روندهایی هستند که بیشتر به جدایش (تفریق) عادی ماگما نسبت داده می‌شوند؛ زیرا برای نمونه، CaO مایل است



شکل 7- نمودارهای هارکر عنصرهای اصلی (بر پایه درصدوزنی) و فرعی (بر پایه ppm) برای سنگ‌های آذرین محدوده پدگی (جنوب زاهدان)

مایع بجامانده افزایش پیدا می‌کنند (Tatsumi *et al.*, 2002). به احتمال بالا افزایش این عنصرها با افزایش

اکسیدهای K_2O و Na_2O در آغاز جدایش ماگمایی وارد ساختمان کانی‌های سیلیکاته نمی‌شوند، بلکه در

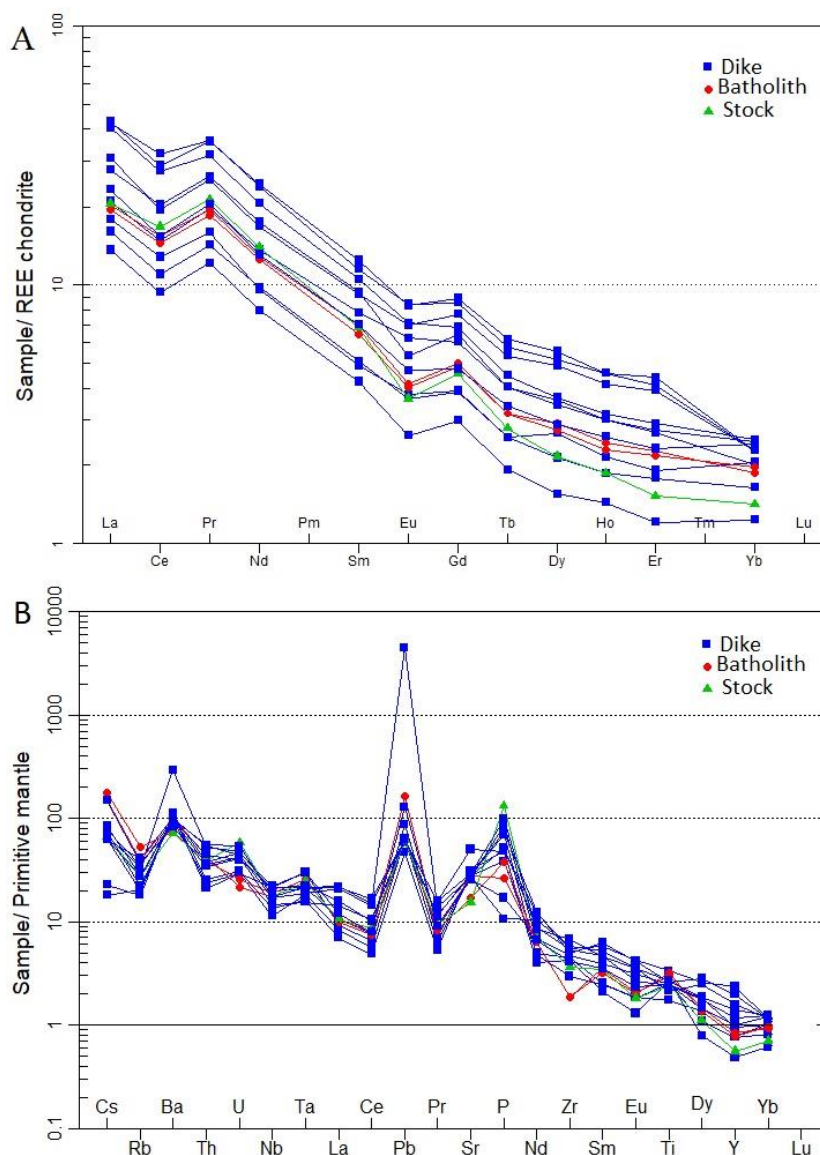
Eu ویژه محیط‌های اکسیدان است. کانی‌شناسی محدوده پدگی پیامد حضور هورنبلند گاه با حاشیه اوپاسیتی، اسفن و تیتانیت نیز با محیط‌های اکسیدان مشابهت دارد. عنصرهای خاکی کمیاب مانند Er و Yb نیز بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهند. این ویژگی پیامد بجاماندن این عنصرها در فازهای دیرگداز ایلمنیت-مونازیت و اسفن موجود در تفاله‌های دیرگداز سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده و نداشتن مشارکت در مذاب پدیدآمده در این مناطق است. آنومالی منفی Ce احتمالاً در پی تأثیر دگرسانی بر این سنگ‌هاست. نبود ذوب گارنت در سنگ خاستگاه معمولاً کاهش، تهی‌شدگی و بی‌هنجاری‌های منفی در HREE و به‌ویژه عنصرهایی مانند Y را به‌دنبال دارد (Rudnick, 1990). پراکندگی عنصرهای سنگین مانند Tm و Lu شاید به این علت است که مقادیرشان در زیر آستانه آشکارسازی دستگاه اندازه‌گیری است.

الگوهای عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه نیز برای سنگ‌های مختلف بررسی شده همانند هستند و در همه آنها عنصرهای Y, Ce, Zr, Nb, Rb, Pr, Yb و Lu نسبت به عنصرهای K, Cs, Pb, Ti و Ba غنی‌شدگی کمتری را نشان می‌دهند (شکل 8). بی‌هنجاری منفی Nb, Zr و Y در نمونه‌های بررسی شده چه‌بسا پیامد دیر ذوب بودن کانی‌های حامل و بجاماندن آنها در سنگ خاستگاه است (Ayers, 1998)؛ اما کانی‌های حامل عنصرهای LILE³ مانند Ba, K و Sr به‌آسانی ذوب شده و وارد ماگمای پدیدآمده در بالای صفحه فرورو می‌شوند (Pearce, 1983). غنی‌شدگی شدید Pb در بیشتر نمونه‌ها چه‌بسا نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای باشد (Girardi et al., 2012).

سیلیس به آغاز جدایش فلدسپار سدیم‌دار مربوط است. آهن به علت سازگاری خود، هنگام جدایش ماگمایی در ساختمان مگنتیت و پیروکسن وارد شده و میزان آن در مراحل پایانی جدایش کاهش می‌یابد (Mason and Moore, 1982). روندهای مشابه MgO, CaO و FeO_۱ چه‌بسا پیامد تبلور بخشی همزمان کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز کلسیک هستند (Karen et al., 2003). مقدار Zr با افزایش SiO_۲ روند کاهشی نشان می‌دهد؛ زیرا Zr افزون بر زیرکن، در هورنبلند نیز وارد می‌شود (Rollinson, 1993). کاهش V با افزایش SiO_۲ گواه خوبی برای جدایش اکسیدهای Fe-Ti است. مقدار Y با افزایش SiO_۲ کاهش می‌یابد؛ زیرا Y عنصری سازگار است و به جداشدن از ماگما در آغاز جدایش ماگمایی و تمرکز یافتن در ساختار کانی‌های آهن و منیزیم‌دار مانند پیروکسن و مگنتیت تمایل دارد (Aoki and Fujimaki, 1982).

ب- نمودارهای عنصرهای خاکی کمیاب و عنکبوتی
الگوهای عنصرهای خاکی کمیاب برای نمونه‌های باتولیت، استوک و دایک که نسبت به ترکیب کندریت بهنجار شده‌اند، مشابه هستند؛ به‌گونه‌ای که در همه نمونه‌ها عنصرهای خاکی کمیاب غنی‌شدگی نشان می‌دهند؛ اما میزان غنی‌شدگی عنصرهای خاکی سبک نسبت به عنصرهای خاکی سنگین بسیار بیشتر است (شکل 8). در پهنه‌های فرورانش و صفحه‌های همگرا غنی‌شدگی سنگ‌ها از LREE‌ها نسبت به HREE‌ها بیشتر است (Pearce, 1983; Wilson, 1989; Rollinson, 1993; Winter., 2010). نمونه‌های پدگی بی‌هنجاری منفی ضیف Eu نشان می‌دهند. این آنومالی در گرانیتوئید بیشتر است. آنومالی منفی Eu بیشتر پیامد جداشدن فلدسپارها از ماگما در پی جدایش بلوری در شرایط فوگاسیته اکسیژن کم روی می‌دهد (Wilson, 1989)، در حالی که ضعیف بودن یا نبود آنومالی منفی

³ Large Ion Lithophile Elements



شکل 8- نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های آذرین محدودهٔ پدگی (جنوب زاهدان). (A) عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (Nakamura, 1974)؛ (B) عنصرهای کمیاب و فرعی بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه (Sun and McDonough, 1989) (مقدار Lu و Tm از آستانهٔ آشکارسازی دستگاه اندازه‌گیری کمتر است و به‌صورت کمتر از 0/1 پی‌پی‌ام گزارش شده است)

محیط‌های فرورانش Ti آنومالی منفی شدیدی نشان می‌دهد و نبود این آنومالی برای نمونه‌های پدگی بیشتر با محیط‌های پس از برخورد سازگار است (Müller *et al.*, 1992). غنی‌شدگی آشکاری از LILE نسبت به HFSE⁴ در همهٔ نمونه‌های پدگی دیده می‌شود (شکل 8-B). این ویژگی نیز از

در یک نمونه، سرب آنومالی مثبت بسیار شدیدی نشان می‌دهد که احتمالاً پیامد کانی‌سازی سرب در این نمونه است. علت آنومالی مثبت ضعیف Ti و آنومالی مثبت P در برخی کانی‌ها شاید دگرسانی است. پیدایش تیتانیست و روتیل گرمابی به‌جای هورنبلند احتمالاً تیتانیست را و پیدایش آپاتیت‌های گرمابی فسفر را افزایش داده است. اصولاً در

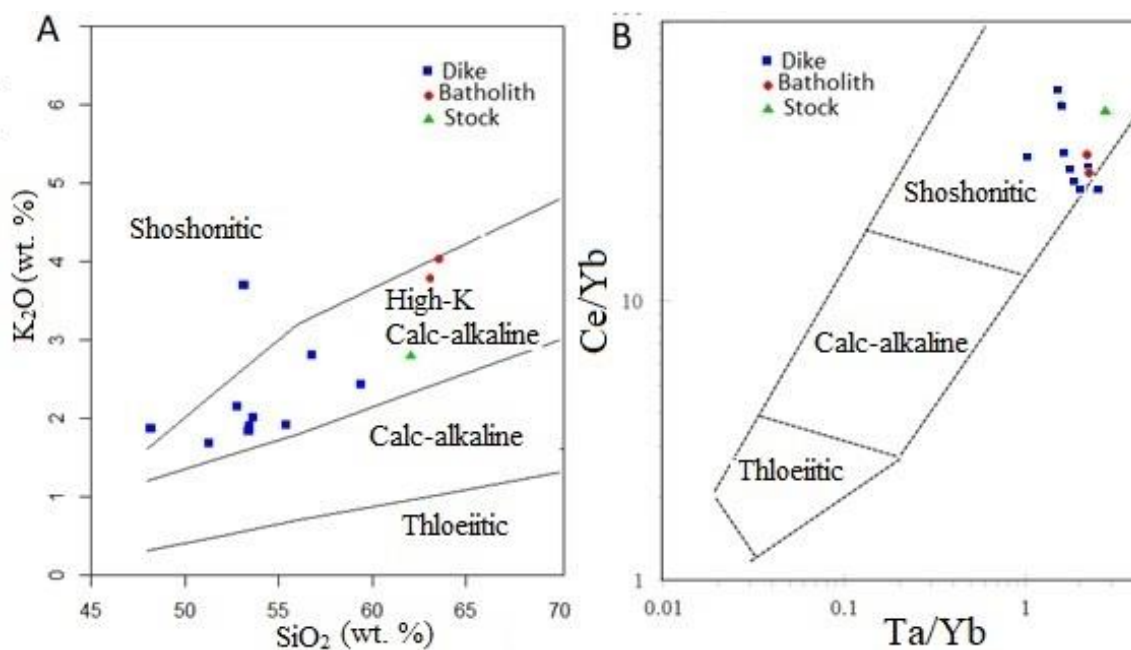
⁴ High-Field-Strength Elements

سری‌های آلکالن، کالک‌آلکالن، کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی را از یکدیگر جدا می‌کند. برپایه این نمودار بیشتر نمونه‌ها سرشت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا دارند. دو نمونه نیز در محدوده شوشونیتی جای گرفته است. در شکل B-9 که برای دسته‌بندی ماگماهای پتاسیک نیز کاربرد دارد، نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های شوشونیتی جای گرفته‌اند.

ویژگی‌های سنگ‌های مرتبط با جایگاه‌های همگرای فعال و ماگماهای جدا شده از گوشته است (Wilson, 1989; Hawkesworth *et al.*, 1991).

پ - سری ماگمایی

برپایه شکل A-6 بیشتر نمونه‌های پدگی در محدوده ساب‌آلکالن و دو نمونه در محدوده آلکالن جای گرفته‌اند. نمودار نشان داده شده در شکل A-9



شکل 9- ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین محدوده پدگی (جنوب زاهدان) روی نمودارهای تفکیک سری‌های ماگمایی. (A) نمودار SiO_2 در برابر K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ (B) نمودار Ta/Yb در برابر Ce/Yb (Pearce, 1982)

متعلق هستند و هم در قلمروی مراحل پایانی جزیره‌های کمانی (^7LOP) و هم در قلمروی کمان‌های پس از برخورد (PAP) جای می‌گیرند (شکل B-10)؛ هر چند رویداد جزیره کمانی در الیگوسن و میوسن برای پهنه جوش خورد سیستان گزارش نشده است و رویداد فرورانش نیز در ائوسن و پیش از آن بوده است. پس می‌توان گفت دایک‌های بررسی شده به کمان‌های پس از برخورد (PAP) متعلق هستند.

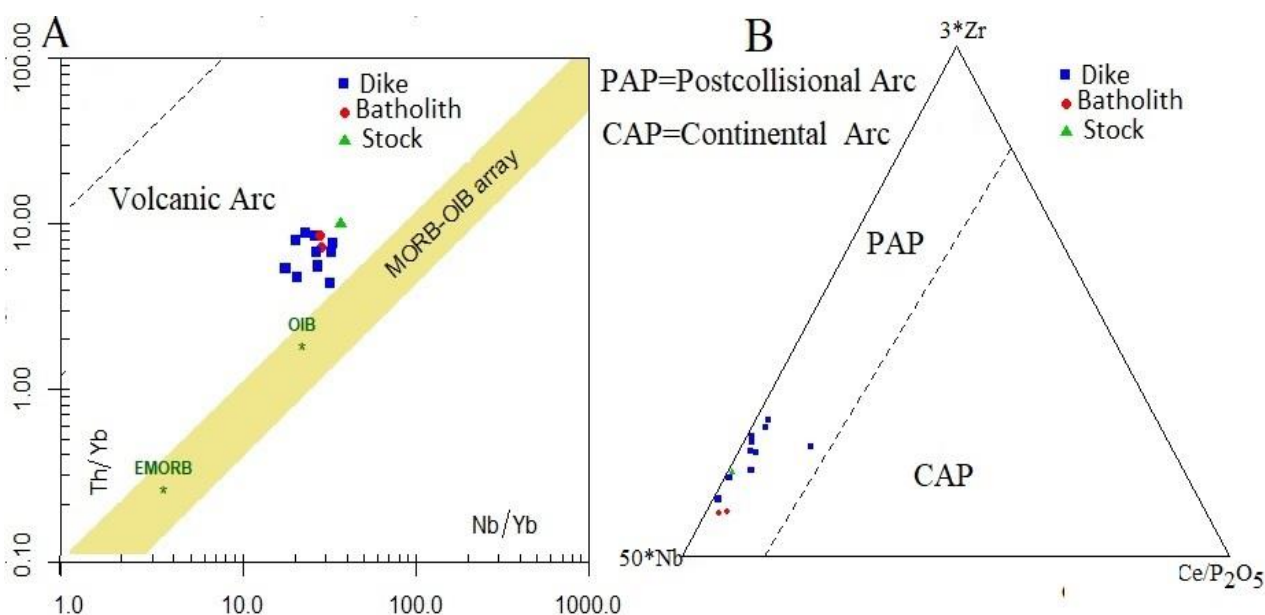
ت - جایگاه زمین‌ساختی

نمودارهای به‌کاررفته برای تفکیک محیط زمین‌ساختی نشان‌دهنده جایگاه مرتبط با کمان‌های آتشفشانی هستند (شکل A-10). نمودارهای به‌کاررفته برای بررسی جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های پتاسیک PAP⁵ و CAP⁶ (Müller *et al.*, 1992) نیز نشان می‌دهند سنگ‌های بررسی شده به کمان‌های آتشفشانی

⁵ Post-Collisional Arc Potassic Igneous Rocks

⁶ Continental Arc Potassic Igneous Rocks

⁷ Late Oceanic Arc Potassic Igneous Rocks



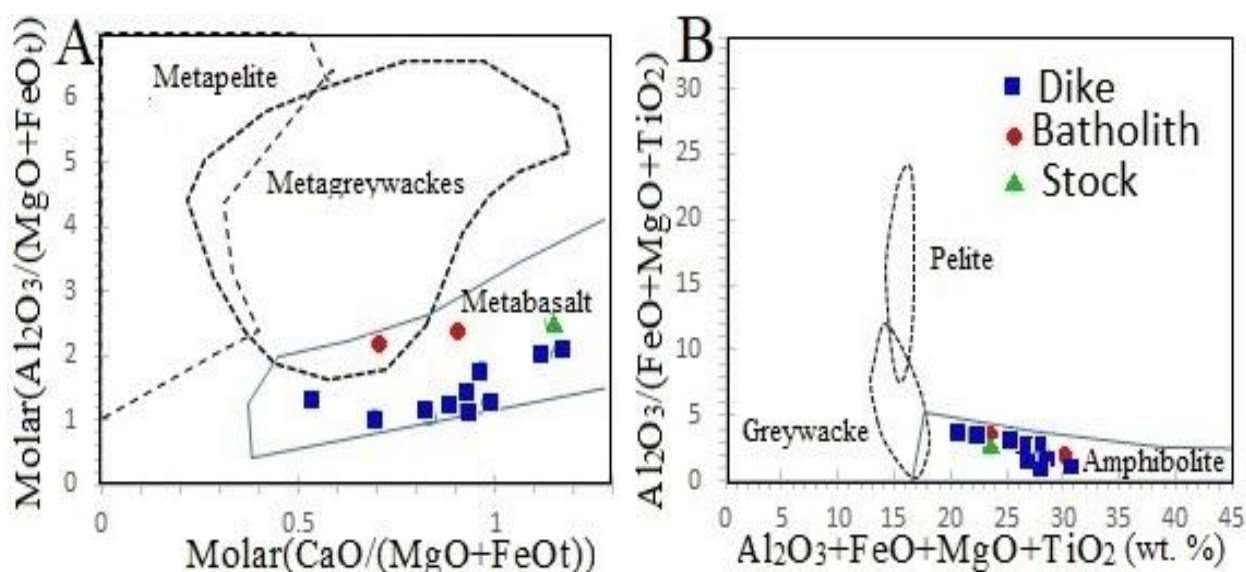
شکل 10 - ترکیب سنگ‌های آذرین پدگی (جنوب زاهدان) روی نمودارهای تفکیک جایگاه‌های زمین‌ساختی. (A) نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 2008)؛ (B) نمودار شناسایی جایگاه‌های زمین‌ساختی سنگ‌های پتاسیک PAP و CAP (Müller *et al.*, 1992)

زمین‌شیمیایی، این دسته از گرانیتوئیدهای کالک‌آلکان نوع I هستند. رایج‌ترین خاستگاه گرانیتوئیدهای نوع I، ماگماهای پدیدآمده در بالای پهنه فرورانش در گوشته هستند که بسیار دچار جدایش بلوری همراه با آلودگی (AFC)⁸ شده‌اند (Grove and Donnelly-Nollan, 1986). گرانیتوئیدهای نوع I که پیامد ذوب سنگ‌های مافیک گوشته هستند در نمودارهایی مانند شکل 11 در محدوده سنگ خاستگاه آمفیبولیتی جای می‌گیرند و نمونه‌های استوک و دایک‌ها نیز چنین وضعیتی را نشان می‌دهند. الگوی نمودارهای عنکبوتی و الگوی تغییرات عنصرهای خاکی کمیاب در گرانیتوئید، استوک داسیتی و دایک‌های حد واسط نیز کمابیش به صورت موازی است. این ویژگی احتمالاً نشان‌دهنده نزدیکی زایشی و خاستگاه مشابه آنهاست.

بحث

ذوب بخشی فلیش‌ها یا سنگ‌های توربیداتی نخستین نظریه‌ای است که برای خاستگاه ماگمای گرانیتوئید زاهدان و دایک‌های همراه پیشنهاد شده است (Camp and Griffis, 1982). ذوب بخشی، اختلاط پوسته اقیانوسی و فلیش‌ها (Boomeri and Lashkaripour, 2003)، جدایش بلوری ماگمای گوشته‌ای و هضم سنگ‌های پوسته (Sadeghian *et al.*, 2005) و ماگماتیسیم در پی فرورانش پوسته اقیانوسی (Kananian *et al.*, 2008) از دیگر نظریه‌ها درباره خاستگاه ماگمای سنگ‌های یادشده هستند. همان‌گونه که گفته شد، سنگ‌های آذرین بررسی‌شده سه دسته هستند که دسته نخست یا گرانیتوئید زاهدان که بخشی از پیکره اصلی توده آذرین درونی است و فاز نخست ماگماتیسیم در منطقه به‌شمار می‌رود. همچنین، از دیدگاه کانی‌شناسی و

⁸ Assimilation-Fractional Crystallization



شکل 11- بررسی خاستگاه سنگ‌های آذرین محدوده پدگی (جنوب زاهدان) در: (A) نمودار ترکیب مولار $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ در برابر $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ در برابر (B) نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ در برابر $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ (wt. %) (Altherr *et al.*, 2002)؛ (Whalen *et al.*, 1987)

گوشته‌های غنی‌شده با سیال‌های متاسوماتیسم‌کننده باشد (Chappell and White, 2001; Kurt *et al.*, 2008). بی‌هنجاری مثبت Pb نیز پیامد متاسوماتیسم گوه‌گوشته‌های با سیال‌های پدیدآمده از پوسته اقیانوسی فرورو و یا آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای است (Atherton and Ghani, 2002; Kamber *et al.*, 2002).

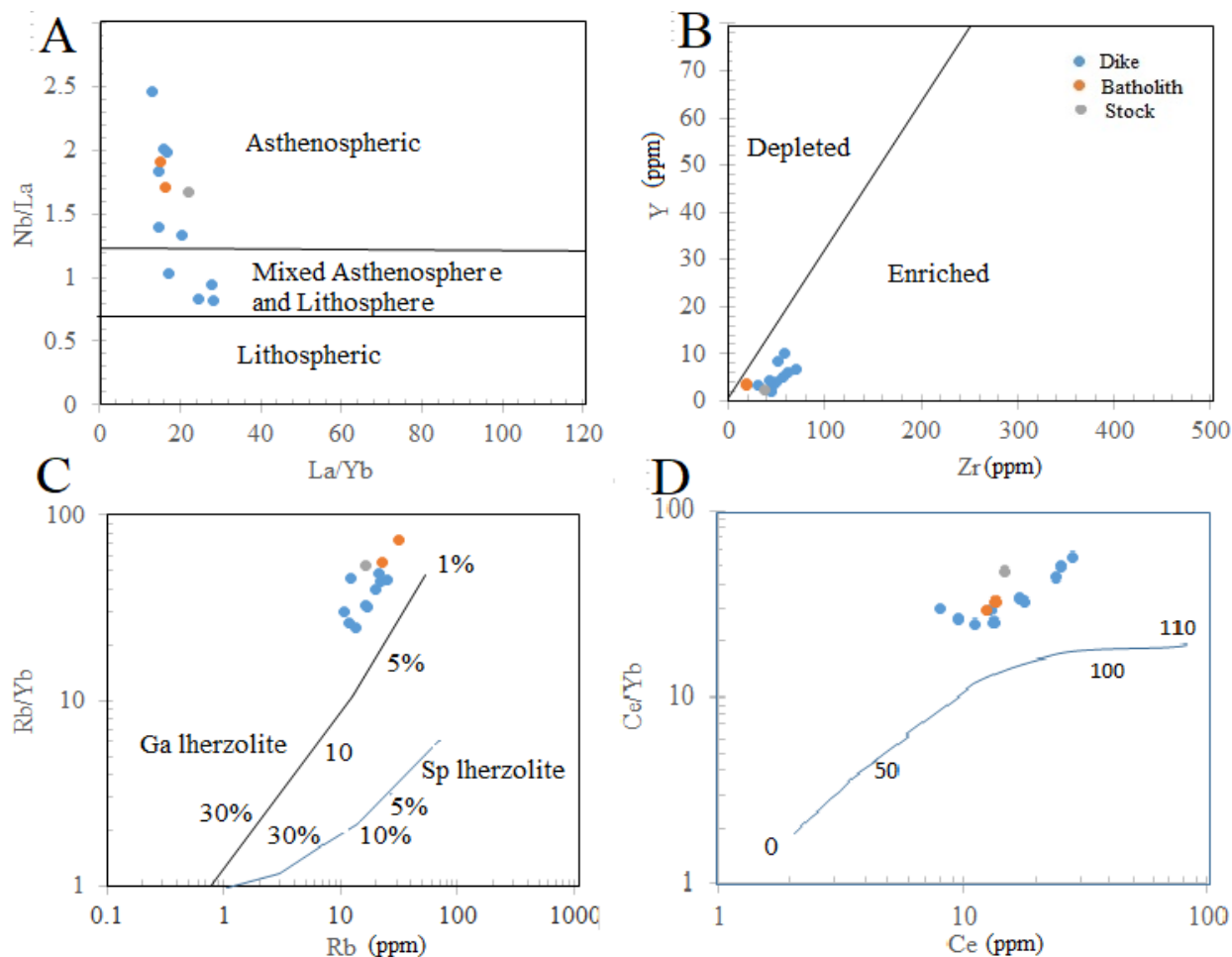
در کل، فرایند غالب درباره ماگماتیسیم‌های با فازهای تزریقی مختلف فرایند تبلوربخشی است. در هنگام رویداد این فرایند، فازهای نخستین بازیگ‌تر هستند و در نهایت به فازهای حد واسط و اسیدی در مراحل پایانی جدایش بلورین می‌رسند. همان‌گونه که گفته شد، در محدوده پدگی توده‌های گرانیتوییدی از ترکیب مذب‌های پدیدآمده از ذوب آمفیبولیت هستند. گمان می‌رود دایک‌های اسیدی نیز از مشتقات تأخیری تبلور ماگمای

غنی‌شدگی LREE در سنگ‌های کالک‌آلکان پهنه‌های فرورانش و همگرا در مقایسه با HREE شاید پیامد این موارد باشد: - درجات کم ذوب‌بخشی (کمتر از 15٪) (Neill *et al.*, 2013)؛ - خاستگاه گوشته‌ای (Hirschmann *et al.*, 1998)؛ - آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای (Srivastava and Singh, 2004; Almeida *et al.*, 2007)؛ - وجود گارنت در سنگ خاستگاه آنها (Rollinson, 1993; Marchev *et al.*, 2004; Nicholson *et al.*, 2004; Helvacı *et al.*, 2009; Zulkarnain, 2009; Asiabanha *et al.*, 2012).

با توجه به شکل 12 برای نمونه‌های پدگی، خاستگاه گوشته‌ای سست‌کره‌ای-سنگ‌کره‌ای غنی‌شده و گارنت‌دار با ذوب‌بخشی کمتر از 5٪ را می‌توان خاستگاه ماگمای مادر آنها در نظر گرفت که از ژرفای 80 تا 100 کیلومتری سرچشمه گرفته است. بی‌هنجاری منفی Nb در سنگ‌های بررسی‌شده شاید پیامد ذوب گوه

گرانیتوییدی فاز نخست هستند. از این رو، به احتمال بالا ذوب بخشی فرایند مؤثری در پیدایش آنها بوده است.

سازنده این توده هستند؛ اما درباره دایک‌های بازیک و حد واسط تا اندازه‌ای تفاوت وجود دارد؛ زیرا این نوع دایک‌ها بازیک‌تر از توده



شکل 12- تعیین ویژگی‌های خاستگاه سنگ‌های آذرین محدوده پدگی (جنوب زاهدان) در: (A) نمودار La/Yb در برابر Nb/La (Abdel-Fattah and Philip, 2004)؛ (B) نمودار Zr در برابر Y (Abu-Hamattah, 2005)؛ (C) نمودار Rb در برابر Rb/Yb (Ellam, 1992)؛ (D) نمودار Ce در برابر Ce/Yb (Ozdemir *et al.*, 2006)

نیز باشد. با در نظر گرفتن عملکرد فرایندهای زمین‌ساختی مانند گسل‌ها در جایگیری دایک‌ها می‌توان چنین استدلال کرد که اگر توده‌های گرانیتوییدی منطقه به فرایندهای فرورانش و برخورد وابسته بوده‌اند، بی‌گمان دایک‌های بازیک تا اسیدی منطقه نیز به فرایندهای پس از برخورد و ذوب بخشی سنگ‌هایی با ترکیب متفاوت ارتباط دارند.

بر پایه کارهای پژوهشگران مختلف از سراسر دنیا (Tepper *et al.*, 1993; Pang *et al.*, 2013) دیده شده است که در آنها ماگمای بازیک با جابجایی‌های سست‌کره‌ای به سمت بالا گرمای لازم برای ذوب سنگ‌های سنگ‌کره و پوسته زیرین را فراهم کرده است. این الگو می‌تواند پاسخگوی چگونگی پیدایش دایک‌های بازیک در منطقه پدگی

برداشت

باتولیت زاهدان در محدوده پدگی بافت گرانولار دارد و بیشتر ترکیب مودال گرانودیوریتی و از نوع I نشان می‌دهد؛ اما استوک و دایک‌ها همگی بافت پورفیری دارند و شامل آندزیت (دیوریت پورفیری) تا داسیت (گرانودیوریت پورفیری) هستند. کانی‌های اولیه در استوک و دایک‌های مشابه و بیشتر پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت هستند. استوک بیشتر دچار دگرسانی سیلیسی، فیلیک و پتاسیک شده است؛ اما دایک‌ها دگرسانی پروپیلیتیک نشان می‌دهند. سنگ‌های آذرین کم دگرسان شده شامل توده‌های ژرف و نیمه‌ژرف با سرشت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی و مت‌آلومینوس هستند. این سنگ‌ها در قلمروی کمان‌های آتشفشانی و به‌ویژه کمان‌های پس از برخورد

جای می‌گیرند. این کمان‌ها در پی بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس در میان بلوک‌های لوت و افغان پدید آمده‌اند. از سوی دیگر، بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده خاستگاه گوشته‌ای سست‌کره‌ای و سنگ‌کره‌ای غنی‌شده و گارنت‌دار با ذوب‌بخشی کمتر از 5٪ برای خاستگاه ماگمای مادر سنگ‌های پدگی هستند که از ژرفای 80 تا 100 کیلومتری سرچشمه گرفته است.

سپاس‌گزاری

از معاونت پژوهشی دانشگاه سیستان و بلوچستان و سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی برای پشتیبانی‌های مالی و معنوی و از داوران گرامی مجله پترولوژی برای بررسی این مقاله سپاس‌گزاری می‌شود.

منابع

- Abdel-Fattah, M. and Philip, E. N. (2004) Cenozoic Volcanism in the Middle East: Petrogenesis of Alkali Basalts from Northern Lebanon. *Geological Magazine* 141(5): 545-563.
- Abu-Hamattah, Z. S. H. (2005) Geochemistry and Petrogenesis of Mafic Magmatic Rocks of the Jharol Belt, India: Geodynamic Implication. *Journal of Asian Earth Science* 25(4): 557-581.
- Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. and Oliveira, E. C. (2007) Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97–1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research* 155(1): 69-97.
- Altherr, R., Hall, A., Henger, E. and Langer Kreuzer, H. (2002) High potassium, calc-alkaline I-type plutonism the Euro peanvariscides Northern Vosges (France) and Northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50(1): 51-73.
- Aoki, K. and Fujimaki, H. (1982) Petrology and geochemistry of calc-alkaline andesite of presumed upper mantle origin from Itinome-gata, Japan. *American Mineralogy* 67(1): 1-13.
- Asiabanha, A., Bardintzeff, J. M., Kananian, A. and Rahimi, A. (2012) Post-Eocene volcanics of Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution. *Journal of Asian Earth science* 42(1):79-94.
- Atherton, M. P. and Ghani, A. A. (2002) Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos* 62(1): 65– 85.
- Ayers, J. (1998) Trace element modeling of aqueous fluid - peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 132(4): 390-404.
- Berberian, M. (1983) Geological map of Zahedan (1:100000). Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

- Boomeri, M. (2014) Mineral deposits of Sistan and Baluchestan. 6th National Conference of Economic Geology Society of Iran, Zahedan.
- Boomeri, M. (2017) Porphyry deposits in Sistan suture zone, Sistan and Baluchestan province, southeast Iran. 9th National Conference of Economic Geology Society of Iran, Birjand.
- Boomeri, M. and Lashkaripour, G. R. (2003) Granite of Zahedan, Southeastern Iran. 5th Geophysical Research Congress Abstracts (04933), Nice, France.
- Boomeri, M., Mojadadi, H. and Biabangard, H. (2018) Petrography and geochemistry of igneous rocks and Sb and Au mineralization in Sefidsang and Dargiabab areas, southeastern Iran. *Iranian Journal of Petrology* 9(3): 195–218 (in Persian with English abstract).
- Boomeri, M., Janabadi, L. and Ghodsi, M. R. (2019a) Zahedan porphyry mineralization, southeastern Iran. 11th National Conference of Economic Geology Society of Iran, Ahvaz, Iran.
- Boomeri, M., Lashkaripour, G. R. and Gorgij, M. N. (2005) F and Cl in biotites from Zahedan granitic rocks. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 13(1): 79-94.
- Boomeri, M., Moradi, R. and Bagheri, S. (2020) Petrology and origin of the Lar igneous complex of the Sistan suture zone, Iran. *Geologos* 26(1): 51–64.
- Boomeri, M., Moradi, R., Stein and H., Bagheri, S. (2019b) Geology, Re-Os age, S and O isotopic composition of the Lar porphyry Cu-Mo deposit, southeast Iran. *Ore Geology Reviews* 104: 477–494.
- Calanchi, N., Peccerillo, A., Tranne, C. A., Lucchini, F., Rossi, P. L., Kempton, P., Barbieri, M. and Wue, T. W. (2002) Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the island of Panarea: implications for mantle evolution beneath the Aeolian Island arc (southern Tyrrhenian Sea). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115(3): 367-395.
- Camp, V. E. and Griffis, R. J. (1982) Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos* 15(3): 221-239.
- Chappell, B.W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8(2): 173–174.
- Chappell, B.W., and White, A. J. R. (2001) Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48(4): 489-500.
- Cooke, D. R., Hollings, P. and Walshe, J. L. M. (2005) Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls. *Economic Geology* 100(5): 801-818.
- Ellam, R. M. (1992) Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology* 20(2): 153-156.
- Ghasemi, H., Sadeghian, M., Kord, M. and Khanalizadeh, A. (2010) The evolution mechanism of Zahedan granitoid batholith, southeast Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 17(4): 551-578 (in Persian).
- Gill, R. (2010) *Igneous rocks and processes: A practical guide*. Wiley-Blackwell, London.
- Girardi, J. D., Patchett, P. J., Ducea, M. N. Gehrels, G. E. and Cecil, M. R. (2012) Elemental and isotopic evidence for granitoid genesis from deep-seated sources in the Coast Mountains batholith, British Columbia. *Journal of Petrology* 53(7): 1505–1536.
- Grove, T. L. and Donnelly-Nolan, J. M. (1986) The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake volcano, California: implication for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. *Contributions to Mineralogy and petrology* 92(3): 281-302.
- Guilbert, J. M. and Park, C. F. (1986) *The Geology of Ore Deposits*. W. H. Freeman and Company, New York.
- Harker, A. (1909) *The Natural History of Igneous Rock*. Macmillan, New York.

- Hawkesworth, C. J., Hergt, J. M., Ellam, R. M. and McDermott, F. (1991) Element fluxes associated with subduction related magmatism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 335: 393-405.
- Hedayati, N., Boomeri, M. and Biabangard, H. (2016) Petrography and geochemical characteristics of Nakhilab igneous complex, northwest of Zahedan. *Iranian Journal of Petrology* 7(26): 23–44 (in Persian with English abstract).
- Helvacı, C., Ersoy, Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. and Uzel, B. (2009) Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 185(3): 181–202.
- Hirschmann, M. M., Ghiorso, M. S., Wasylenki, L. E., Asimow, P. D. and Stolper, E. M. (1998) Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts II. Isobaric variations in melts near the solidus and owing to variable source composition. *Journal of Petrology* 40(2): 297-313.
- Humphreys, M. C. S., Blundy, J. D., Stephen, R. and Sparks, J. (2006) Magma evolution and open-system processes at Shiveluch volcano: Insights from phenocryst zoning. *Journal of Petrology* 47(12): 2303–2334.
- Kamber B. S., Ewart A., Collerson K. D., Bruce M. C. and McDonald G. D. (2002) Fluid-mobile trace element constraints on role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144(1):38–56.
- Kanarian, A., Rezaei-Kahkhaei, M. and Esmaeili, D. (2008) Petrology and tectonic setting of Lakhshak granodiorite, NW of Zahedan, Iran. *Geosciences Scientific Quarterly Journal* 17(65): 126-143 (in Persian).
- Karen, R., Thomas, A. and Thomas, W. (2003) Origin and emplacement of the andesite of Burroughs Mountain, a zoned, Large volume lava flow at Mount Rainier, Washington, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 119(4): 275-296.
- Krmíček, L. (2010) Pre-Mesozoic lamprophyres and lamproites of the Bohemian Massif (Czech Republic, Poland, Germany, Austria). In: *Lamprophyres and related mafic hypabyssal rocks* (Eds. Awdankiewicz, M. and Awdankiewicz, H.) 37: 37–46. Abstracts and field trip guide. *Mineralogia, Special papers*.
- Kurt, H., Asan, K. and Ruffet, G. (2008) The relationship between collision-related calc-alkaline, and within-plate alkaline volcanism in the Karacadağ area (Konya-Türkiye, Central Anatolia). *Chemie Der-Erde Geochemistry* 68(2): 155–176.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986). IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks, a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27(3): 745–750.
- Luhr, J. F. (1997) Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *Canadian Mineralogist* 35(2): 473-500.
- Marchev, P., Raicheva, R., Downes, H., Vaselli, O., Chiaradia, M. and Moritz, R. (2004) Compositional diversity of Eocene–Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. *Tectonophysics* 393(4): 301–328.
- Mason, B. and Moore, C. B. (1982) *Principle of Geochemistry*. 4th ed, John Wiley and Sons, New York.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews* 37(3-4): 215-224.
- Mohammadi, A., Burg, J. P., Bouilhol, P. and Ruh, J. (2016) U-Pb geochronology and geochemistry

- of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: implication for closure of the south Sistan suture zone. *Lithos* 248–251(4): 293–308.
- Moradi, R., Boomeri, M. and Bagheri, S. (2014) Petrography and geochemistry of intrusive rocks in the Shurchah antimony-bearing area southeast of Zahedan. *Iranian Journal of Petrology* 5(18):15–32 (in Persian with English abstract).
- Müller, D., Rock, N. M. S. and Groves, D. L. (1992) Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: A pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46(4): 259–289.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochim Acta* 38(5): 757–775.
- Narui, S., Boomeri, M. and Ghodsi, M. R. (2020) Petrography and geochemistry of igneous rocks and Pb mineralization in Chah Sorbi area, south of Zahedan, southeastern Iran, *Geosciences Scientific Quarterly Journal* 29 (116):3-14.
- Narui, S. (2018) Mineralogy, alteration, and style of Pb and Zn mineralization in Chah Sorbi, South of Zahedan. MSc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (in Persian with English abstract).
- Neill, I., Meliksetian, K. H., Allen, M. B., Navasardyan, G. and Karapetyan, S. (2013) Pliocene-Quaternary volcanic rocks of NW Armenia: Magmatism and lithospheric dynamics within an active orogenic plateau. *Lithos* 180-181(9): 200-215.
- Nicholson, K. N., Black, P. M., Hoskin, P. W. O. and Smith, I. E. M. (2004) Silicic volcanism and back-arc extension related to migration of the Late Cainozoic Australian Pacific plate boundary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 131(3-4): 295–306.
- Ozdemir, Y., Karaoglu, O., Tolluoglu, A. U. and Gulec, N. (2006) Volcano stratigraphy and petrogenesis of the Nemrat stratovolcano (East Anatolian High Plateau): The most recent post collisional volcanism in Turkey. *Chemical Geology* 226(3-4): 189–211.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., Chu, C. H., Lee, H. Y. and Lo, C. H. (2013) Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications. *Lithos* 180-181(9): 234-251.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of Lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites* (Ed. Thorpe, R. S.), Wiley, New York: 525-548.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.), 230-249. Shiva Publishing Ltd., Cheshire, UK.
- Pearce, J. A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100(1-4): 14-48.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58(1): 63–81.
- Piri, A. (2018). Mineralogy, alteration, and origin of copper mineralization in Taktalar, northwest of Zahedan. MSc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (in Persian with English abstract).
- Rock, N. M. S. (1991) *Lamprophyres*. 1st Edition, Blackie, Glasgow, Canada.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: Evolution, Presentation, interpretation*. Longman, Singapore.
- Rudnick, R. L. (1990) Nd and Sr isotopic compositions of lower-crustal xenoliths from north Queensland, Australia: Implications for Nd model ages and crustal growth processes. *Chemical*

- Geology 83(3-4):195-208.
- Sadeghian, M. and Valizadeh, M. V. (2007) Emplacement mechanism of Zahedan granitoidic pluton with the aid of AMS method. *Geosciences Scientific Quarterly Journal* 17(66): 126-143 (in Persian).
- Sadeghian, M., Bouchez, J. L., Ne de lec, A., Siqueira, R. and Valizadeh, M. V. (2005) The granite pluton of Zahedan (southeast of Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting. *Asian Journal of Earth Science* 25(1): 301–327.
- Shand, S. J. (1943) *Eruptive Rocks*. D. Van Nostrand Company, New York.
- Shelly, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations*. Chapman & Hall, London, UK.
- Sheyhaki, Z., (2018) Mineralogy, alteration and genesis of copper mineralization in Ghale Souli, south of Zahedan. MSc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (in Persian with English abstract).
- Srivastava, R. K. and Singh, R. K. (2004) Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub alkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asia Earth sciences* 23(3): 373-389.
- Stewart, M. L. and Pearce, T. H. (2004) Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results. *American Mineralogist* 89(2-3): 348-351.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran, a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52(7): 1229-1258.
- Streckeisen, A. (1976) To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews* 12 (1): 1-33
- Sun, S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London, Special Publications* 42(1): 313–345.
- Tatsumi, Y., Nakashima, T., and Tamura, Y. (2002) The petrology and geochemistry of calc-alkaline Andesite on Shodo-Shima Island, SW Japan. *Journal of Petrology* 43(1): 3-16.
- Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W. and Irving, A. J. (1993) Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113(3): 333–351.
- Tirrul R., Bell L. R., Griffis R. J. and Camp V. E. (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94(1): 134-150.
- Torabi, G. (2009) Late Permian lamprophyric magmatism in North east of Isfahan province, Iran: A mark of rifting in the Gondwana land. *Comptes Rendus Geoscience* 341(1): 85-94.
- Tsuchiyama, A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite and the origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89(1): 1–16.
- Whalen, J. B. and Currie, K. L. B. W. (1987) A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95(4): 407-419.
- Whitney D. L., Evans B. W. (2010) Abbreviation for names of rock forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185-187.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis a global tectonic approach*. Unwin Hyman, London, UK.
- Winchester, J. A., and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20(1): 325-343.
- Winter, J. D. (2010) *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, Upper

Saddle River, New Jersey.

Zulkarnain, I. (2009) Geochemical Signature of Mesozoic Volcanic and Granitic Rocks in Madina Regency Area, North Sumatra, Indonesia, and its Tectonic Implication. Indonesian Journal on Geoscience 4(2): 117-131.