Petrography and geochemistry of subvolcanic rocks in the north of Torud (west of Torud- Chah Shirin magmatic arc)

Shahzad Sherafat* and Alireza Aliyari
Department of Geology, Faculty of Science, Payame Noor University, Tehran, Iran

Abstract

In the north of Torud and the eastern part of the Trood- Chah Shirin magmatic arc, the Late Eocene- Early Oligocene subvolcanic rocks with andesite, trachyandesite and dacite composition intruded the Eocene volcanic- pyroclastic sequence. Mineralogically, they are dominated by plagioclase, hornblende, biotite, quartz and magnetite with microlithic porphyry and hyallomicrolithic porphyric textures. Plagioclase with polysynthetic twinning and oscillatory zoning is the most abundant mineral that sometimes having sieve texture, dissolution, and corroded margins. Biotite and amphibole phenocrysts are idiomorphs to subidiomprph with opacitic margins. Quartz phenocrysts sometimes have corrosion gulf. Microscopic evidence, including non- equilibrium textures (oscillatory zoning and sieve texture of plagioclases), dissolution, and corrosion of crystals point to assimilation and magmatic contamination. The geochemical signatures of the rocks studied including enrichment in LILEs (especially Rb, K, Th) and LREEs relative to HREEs and HFSEs (Ta, Nb, Ti), a calc-alkaline affinity and their position on discrimination tectonomagmatic diagrams, display that these rocks derived from a subduction- related environment. These mentioned signatures with a differentiated pattern of rare earth elements without Eu anomaly, depletion in Y and Yb, and high ratio of Sr/Y and La/Yb show these rocks belong to high silica adakites. The parent magma of adakitic rocks in this region originated from partial melting of subducted oceanic crust (in garnet stability depth) associated with fractional crystallization and assimilation processes.

Key words: Subvolcanic bodies, high silica adakite, subducted oceanic crust, Torud, Torud- Chah Shirin magmatic arc

* sh_sherafat@pnu.ac.ir; sh_sherafat@yahoo.com

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.2020.122318.1172

پتـــــرولوژی، سال یازدهم، شماره چهل و دوم، تابستان ۱۳۹۹، صفحه ۱۰۵- ۱۲۴
تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۱/۱۱ تاریخ بازنگری: ۱۳۹۹/۰۵/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۶/۱۰

سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی توده‌های آذرین نیمه‌ژرف شمال ترود (بخش خاوری کمان ماگمایی ترود- چاه‌شیرین)

شهزاد شرافت* و علی‌رضا علی‌یاری
گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

چکیده

در شمال ترود و بخش خاوری کمان ماگمایی ترود- چاه‌شیرین، توده‌های نیمه‌ژرف ائوسن پسین- الیگوسن پیشین با ترکیب سنگ‌شناسی آندزیت، تراکی‌آندزیت و داسیت در توالی آتشفشانی- آذرآواری ائوسن نفوذ کرده‌اند. این توده‌ها بافت میکرولیتی‌پورفیری و هیالومیکرولیتی‌پورفیری دارند و پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، کوارتز و مگنتیت از کانی‌های اصلی سازندهٔ آنها هستند. پلاژیوکلاز با ماکل تکراری و منطقه‌بندی نوسانی، فراوان‌ترین کانی است که گاه بافت غربالی و حاشیه‌های انحلالی و خوردگی دارد. درشت‌بلورهای بیوتیت و آمفیبول، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و حاشیهٔ اپاسیته دارند. بیشتر کوارتزهای درشت‌بلور سنگ خلیج‌خوردگی نشان می‌دهند. شواهد میکروسکوپی مانند بافت‌های غیرتعادلی (منطقه‌بندی نوسانی و بافت غربالی پلاژیوکلازها) و انحلال و خوردگی حواشی بلورها نشان‌دهندهٔ فرایندهای هضم و آلایش ماگمایی توده‌های نیمه‌ژرف هستند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های بررسی‌شده مانند غنی‌شدگی از LREEs و LILEs (به‌ویژه Rb، K و Th)، نسبت به HREEs و HFSEs (Ti، Nb و Ta)، سرشت کالک‌آلکالن و موقعیت آنها در نمودارهای زمین‌ساختی نشان می‌دهند این سنگ‌ها در محیط مرتبط با پهنه‌های فرورانش پدید آمده‌اند. ویژگی‌های یادشده به‌همراه الگوی شدیداً جدایش‌یافته، نبود بی‌هنجاری Eu در الگوی عنصرهای کمیاب خاکی و نسبت‌های بالای Sr/Y و La/Yb نشان می‌دهد این سنگ‌ها از آداکیت‌های پرسیلیس هستند. ماگمای سازندهٔ سنگ‌های آداکیتی این گستره از ذوب‌بخشی ورقهٔ اقیانوسی فرورو در عمق پایداری گارنت پدید آمده است و به‌دنبال فرایند تبلور جدایشی به‌همراه آلایش ماگمایی تحول یافته است.

واژه‌های کلیدی: توده‌های نیمه‌ژرف، آداکیت پرسیلیس، پوستهٔ اقیانوسی فرورو، ترود، کمان ماگمایی ترود- چاه‌شیرین

مقدمه

منطقه بررسی‌شده در این پژوهش، در بخش شمالی پهنهٔ ساختاری ایران مرکزی، در فاصلهٔ ۱۲۰ کیلومتری جنوب شاهرود، ۱۵ کیلومتری شمال‌باختری ترود و میان طول‌های جغرافیایی '۵۰ °۵۴ تا '۰۰ °۵۵ خاوری و عرض‌های جغرافیایی '۲۵ °۳۵ تا '۳۰ °۳۵ شمالی

* sh_sherafat@pnu.ac.ir; sh_sherafat@yahoo.com
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.2020.122318.1172

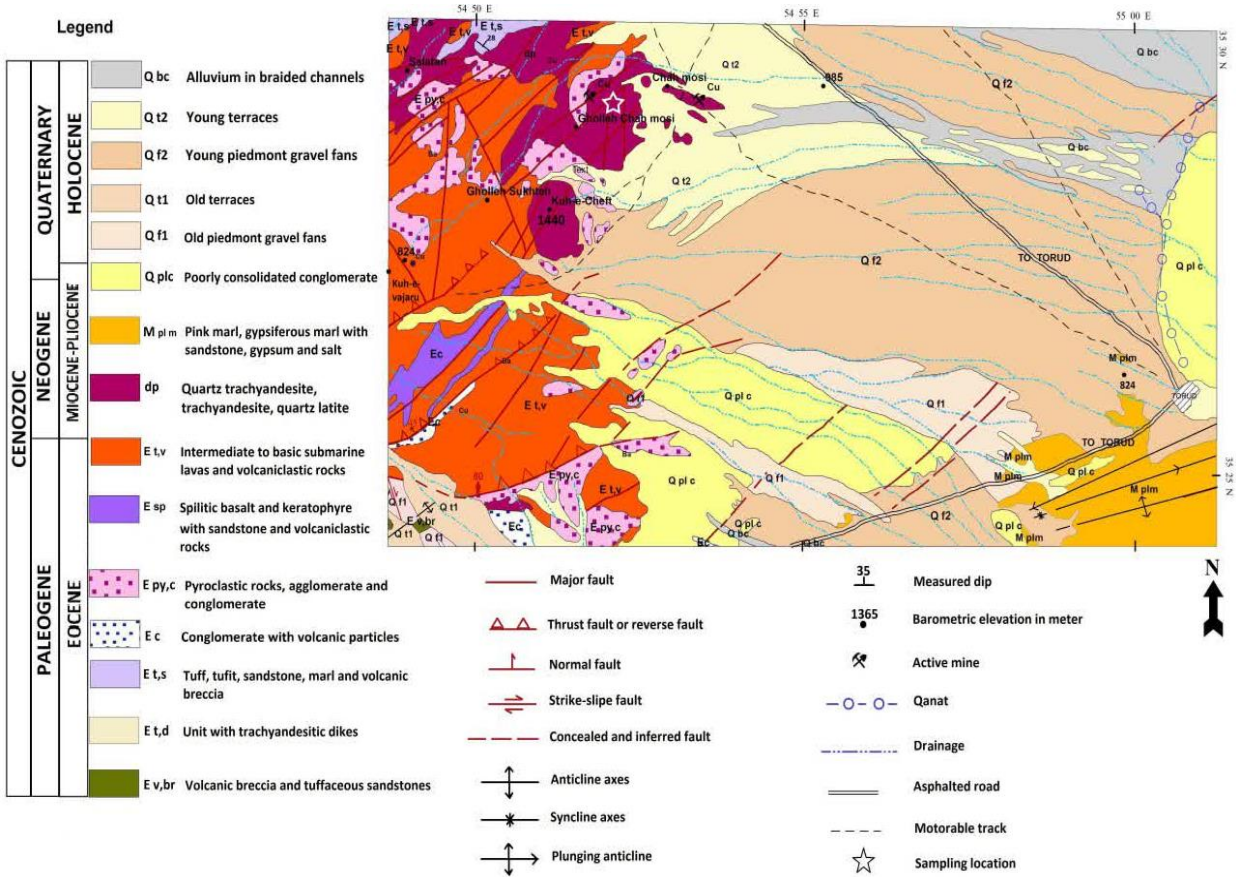
است. این منطقه، بخش خاوری کمان ماگمـایی تـرود- چاه‌شیرین را می‌سازد و در شمال جادهٔ ترود- معلمـان و باختر جادهٔ ترود- شاهرود جـای دارد. کمـان ماگمـایی ترود- چـاه‌شـیرین، به‌صـورت یـک فـرازمین در بخـش بـاختری کمربنـد فلززایـی سـبزوار جـای گرفتـه اسـت (Aghanabati, 2004). تـوالی سـنگ‌های رسـوبی، آتشفشـانی و آتشفشـانی- تخریبـی سـنوزوییک از رخنمـون‌هـای سـنگی سـازندهٔ آن هسـتند. بـه‌علت رخـدادهای معـدنی فـراوان، زمـین‌شناسـان اقتصـادی همواره به بررسی پهنهٔ تـرود- چـاه‌شـیرین پرداخته‌انـد (Rashidnejad Omran, 1993; Shamanian *et al*., 2004; Imamjomeh *et al*., 2009; Mehrabi and Ghasemi, 2010; Akhyani *et al*., 2015; Bahrampour *et al*., 2017)

بسـیاری از انـدیس‌هـا و معـادن ایـن پهنـه، ماننـد کانسـارهای مـس، سـرب و روی تـوأم بـا عنصـرهای طـلا و نقـره، در پـی تزریـق تـوده‌هـای جـوان‌تر درون سـنگ‌های آتشفشـانی ائوسـن پدیـد آمـده‌انـد. کانه‌زایـی مـس در گسـترهٔ پژوهش‌شـده (انـدیس چـاه موسـی) بـه‌علت تزریـق تـوده‌هـای نیمـه‌ژرف ائوسـن پسـین- الیگوسـن پیشـین در تـوالی‌هـای آتشفشـانی- آذرآواری ائوسـن پدیـد آمـده اسـت و پژوهشـگران بسـیاری آن را بررسـی کرده‌انـد (Imamjomeh, 2007; Ashrafpour *et al*., 2011; Ashofteh, 2014). از آنجـایی‌کـه ویژگـی‌هـای سنگ‌شناسـی تـوده‌هـای نیمـه‌ژرف تـا کنـون بررسـی نشـده‌اند، در این مقاله، سـنگ‌شناسـی، خاسـتگاه و سـنگ‌زایی ایـن سنگ‌ها بررسی خواهند شد.

زمین‌شناسی منطقه

کمـان ماگمـایی تـرود- چـاه‌شـیرین بـا رونـد شـمال‌خاوری- جنوب‌بـاختری، در مـرز شـمالی کـویر مرکـزی ایـران جـای دارد. در رده‌بنـدی Nogol-Sadat و Almasian (۱۹۹۳)، ایـن کمـان ماگمـایی بخشـی از زیرپهنـهٔ ماگمـایی شـمال ایـران مرکـزی دانسـته شـده اسـت؛ امـا Houshmandzadeh و همکـاران (۱۹۷۸) آن را باریـک رشـتهٔ تـرود- چاه‌شـیرین نامیـده‌انـد کـه میـان دو گسـل اصـلیِ تـرود و انجیلـو جـای گرفتـه اسـت. تنـوع کانـه‌زایـی فلـزی در کمـان ماگمـایی تـرود- چاه‌شـیرین، آن را از کمربنـدهای متالوژنیـک ایـران مطـرح کـرده اسـت. کمربنـد تـرود- چـاه‌شـیرین چینـه‌شناسـی متنـوعی دارد و سـنگ‌های دگرگونـهٔ منسـوب بـه پرکـامبرین (Rezaei *et al*., 2020; Veiskarami *et al*., 2020) و نهشـته‌هـای سخت‌شـدهٔ مزوزوییـک و سـنوزوییک از واحـدهای اصـلی آن هسـتند. نیمـهٔ بـاختری ایـن کمربنـد، بیشـتر از واحـدهای رسـوبی مربـوط بـه دوران‌هـای گونـاگون زمـین‌شناسـی ساخته شده اسـت؛ امـا در نیمـهٔ خـاوری، واحـدهای آتشفشـانی سـنوزوییک گسـترش چشـمگیری دارنـد. محـدودهٔ بررسی‌شـده در شـمال تـرود، ادامـهٔ خـاوری ولکانیسـم تـرود- چاه‌شـیرین را تشـکیل داده اسـت. حجـم چشـمگیری از رخنمـون‌هـای سـنگی منطقـه را سـنگ‌های آذریـن ترشـیری می‌سـازند کـه بخـش اصـلی آنهـا بـه سـن ائوسـن میانی- بالایی هسـتند. کهـن‌تـرین رخنمـون سـنگی منطقه، مجموعهٔ بـرش آتشفشـانی زیـرین اسـت کـه دربردارنـدهٔ ماسـه‌تـوفی، تـوف بـرش داسـیتی، گـدازه‌هـای پیروکسـن آنـدزیتی، تـوف آنـدزیتی- داسیتی، بـرش تـوفی- گـدازه و ماسـه‌سـنگ ائوسـن است و بـا داسـیت‌هـای برشـی سـتبر لایـهٔ میـانی و مجموعه‌ای از آنـدزیت و تنـاوب بـرش تـوف و بـرش گـدازه آنـدزیتی بـالایی پوشـانده شـده‌انـد (Imamjomeh, 2007). تـوده‌هـای نیمـه‌ژرف آندزیتی- داسیتی بـا سـن احتمـالی ائوسـن پسـین-

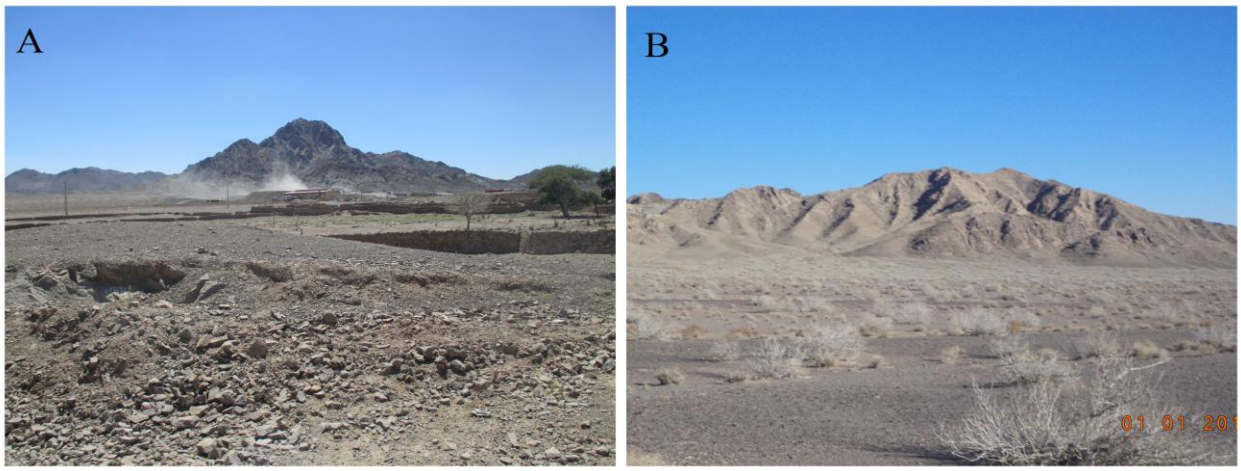
الیگوسن پیشین (که در چهارگوش ۱/۱۰۰۰۰۰ معلمان، توده‌های گرانیتی- گرانودیوریتی نامیده شده‌اند) و دایک‌های حد واسط- بازیک در رخنمون‌های سنگی قدیمی نفوذ کرده‌اند (شکل ۱). این توده‌ها در شمال و شمال‌باختری، برش‌های زیرین، میانی و بالایی را قطع کرده‌اند و در بخش خاوری و شمال‌خاوری رسوب‌های کواترنری آنها را پوشانده‌اند (Eshraghi and Jalali, 2006). در جنوب منطقه، رخنمون‌هایی از الیوین‌بازالت و پیروکسن‌آندزیت در تناوب با آهک نومولیت‌دار و نیز رسوب‌های مارنی، کنگلومرایی- ماسه‌سنگی، نمک و ژیپس (هم‌ارز سازند قم) میوسن دیده می‌شوند. آبرفت‌ها و رسوب‌های آبراهه‌ای و کوهپایه‌ای (رسوب‌های بادبزنی) پلیوپلیوستوسن، جوان‌ترین نهشته‌های منطقه هستند.



شکل ۱- نقشهٔ زمین‌شناسی ساده‌شدهٔ منطقه برگرفته از چهارگوش ۱/۱۰۰۰۰۰ معلمان (Eshraghi and Jalali, 2006)

منطقهٔ بررسی‌شده در شمال ترود، متأثر از رفتار گسل‌های راستالغز چپ‌گرد انجیلو در شمال و ترود در جنوب است و روند جایگزینی توده‌های آذرین و بسیاری از پدیده‌های زمین‌شناسی وابسته، از این روند پیروی می‌کنند. توپوگرافی این محدوده نامتجانس است و رخنمون‌های سنگی نیمه‌ژرف، با ریخت‌شناسی نه‌چندان مرتفع و به‌صورت گنبدهای تپه‌ماهوری دیده می‌شوند (شکل ۲). ترکیب توده‌های نیمه‌ژرف که واحدهای سنگ‌شناسی قدیمی را قطع کرده‌اند، در بخش خاوری (چاه کفتری) و بخش باختری (چاه موسی) تا اندازه‌ای متفاوت است. تودهٔ نیمه‌ژرف چاه‌موسی با ترکیب

آندزیت پورفیری در بخش مرکزی و کوارتزآنـدزیت-داسیت در بخش های حاشیه ای، به‌واسطهٔ شـبکه‌ای از گسل ها در منطقـه نفـوذ کـرده اسـت؛ امـا تـودهٔ نیمه‌ژرف قلهٔ کفتران، بیشتر ترکیـب داسـیتی دارد. برپایهٔ بررسی‌های مغناطیس سنجی، مکانیسم اصـلی جایگیری تودهٔ گنبدی چاه‌موسی، بالونی‌شدن اسـت (Seifivand, 2016). بالونی‌شدن فرایندی است کـه هنگام بالاآمـدن ماگمـا در پوسـته رخ مـی‌دهـد. بـا بالاآمـدن ماگمـا، تـودهٔ اصـلی سـردتر و ویسـکوزتر می‌شود و از پیشروی به‌سوی بالا باز می‌ایسـتد؛ امـا انشعاب‌های ژرف‌ترِ جریـان ماگمـایی، بـه بالاآمـدن ادامه می‌دهند و به تودهٔ سرد بالایی هجوم می برنـد. این فرایند منجـر بـه بالاآمـدگی گنبـدی و انبسـاط شعاعی بدنهٔ تودهٔ ماگمـایی اصـلی مـی‌شـود (Gill, 2010). ساختارهای بسیاری، مانند ساختار سـتونی، جلای ورنی و فرسایش پوست پیازی در این توده‌هـا دیده می‌شـوند. مجموعـهٔ سـنگ‌های نیمـه‌ژرف در صحرا به رنگ خاکستری با ظاهری هوازده و سـاخت پورفیری تا دانه‌ریز دیده می‌شود.



شکل ۲- نمای صحرایی از: A) توپوگرافی گنبدی قلهٔ کفتران؛ B) چاه موسی

روش انجام پژوهش

در راستای دسـتیابی بـه اهـداف پـژوهش، پـس از بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی و تصویرهای ماهواره‌ای، بازدیدهای صحرایی و نمونه‌برداری میدانی از محـدوده انجام شد و ۴۵ نمونه برگزیـده و پـس از تهیـهٔ مقطـع نازک با میکروسکوپ پلاریزان Olympus مـدل BH-2 بررسی شدند. پس از بررسـی‌های دقیـق سـنگ‌نگاری، نمونه‌های با کمترین میزان هوازدگی و کمترین مقـدار کربنات‌کلسـیم (کمتـر از ۵ درصـد) برگزیـده و بـرای تجزیـهٔ عنصـرهای اصـلی بـا روش ICP-AES و دیگـر عنصـرهای فرعـی و کمیـاب بـا روش ICP-MS بـه آزمایشگاه ACME کانادا فرستاده شدند. دقت دسـتگاه برای عنصرهای اصلی ۰٫۱٪± ، و برای عنصرهای کمیاب، در غلظـت‌هـای بـالای ۱۰۰ppm برابـر ۵٪± و در غلظت‌هـای کمتـر از ppm ۱۰۰، ۱۰٪ ± اسـت. بـرای بررسـی دقیـق‌تـر، از داده‌هـای تجزیـهٔ ۸ نمونـه از سنگ‌های منطقه کـه بـه روش XRF تجزیـه شـده‌اند (Pourkhaghan, 2005) نیـز اسـتفاده شـد. داده‌هـای تجزیهٔ نمونه‌هـای سـنگی در جـدول ۱ آورده شـده‌اند. تجزیـه و تحلیـل اطلاعـات به‌دسـت‌آمده از داده‌هـای زمـین‌شـیمیایی بـا نـرم‌افزارهـای Excel و GCD-Kit انجام شد.

جدول ۱- داده‌های تجزیهٔ شیمیایی عنصرهای اصلی (برپایهٔ درصدوزنی) و کمیاب و خاکی کمیاب (برپایهٔ ppm) نمونه‌های شمال ترود (نمونه‌هایی که با حروف PK آغاز شده‌اند از Pourkhaghan (۲۰۰۵) برگرفته شده‌اند)

Rock Type	Andesite											Dacite	
Sample No.	PK4	CK1	PK63	PK61	PK60	PK59	CK6	PK5	CK10	PK3	PK1	CM3	CM21
SiO_2	59.37	59.49	59.57	57.61	59.65	57.71	59.76	59.95	60.21	60.90	62.59	65.40	71.5
TiO_2	0.18	0.48	0.54	0.43	0.34	0.38	0.51	0.13	0.46	0.25	0.07	0.45	0.28
Al_2O_3	16.4	15.86	16.14	17.33	17.86	17.44	16.19	17.06	15.75	17.43	16.79	16.57	14.36
Fe_2O_3	0.69	1.97	1.92	2.96	2.58	3.11	2.13	0.79	1.93	0.83	0.69	1.68	1.27
FeO	3.33	2.16	2.11	3.26	2.84	3.42	2.34	3.92	2.12	3.99	3.4	1.85	1.40
MnO	*	0.09	0.11	0.08	0.08	0.70	0.11	*	0.07	*	*	0.11	0.04
MgO	1.78	2.68	3.93	3.77	3.30	3.51	3.59	2.64	2.47	2.56	2.76	1.54	0.95
CaO	6.25	3.90	5.26	6.54	6.43	6.32	2.59	5.74	3.37	4.69	3.87	0.54	0.46
Na_2O	2.94	7.15	3.58	4.67	3.13	4.49	6.51	5.84	5.99	5.97	5.84	1.43	3.67
K_2O	6.34	2.10	3.59	2.90	3.47	3.15	2.52	2.51	2.92	2.33	2.69	4.68	2.77
P_2O_5	*	0.23	*	*	*	*	0.24	*	0.22	*	*	0.24	0.14
LOI	*	3.50	*	*	*	*	3.00	*	4.00	*	*	4.00	2.80
Sum	97.28	99.39	96.57	99.55	99.68	100.2	99.25	98.58	99.29	98.95	98.70	98.25	99.50
Ba	67.0	437	633.0	36۳	519	456	586	24.0	518	42.4	36.5	499	324
Rb	11.7	29.4	102.0	77.0	134.0	89.0	39.3	4.0	53.0	4.0	4.3	129.9	78.9
Sr	59.3	533.6	813.0	896	728	585	749.5	53.6	592.0	52.4	66.4	142.8	257.7
Zr	3.7	85.0	130.0	170.	70.0	26.4	76.5	3.8	83.9	14.9	19.1	89.0	85.8
Nb	0.2	7.0	*	*	*	*	7.4	0.2	7.5	0.5	0.7	8.5	8.5
Ni	*	21	*	*	*	*	23	*	<20	*	*	<20	<20
Co	13.7	12.2	15.0	10.0	8.0	9.0	13.8	14.0	12.5	12.1	12.2	9.3	4.1
Zn	3.7	85.0	130.0	170.0	70.0	26.4	76.5	3.8	83.9	14.9	19.1	89.0	85.8
Cr	*	7.3	*	*	*	*	7.5	*	6.8	*	*	7.2	5.2
La	*	20.3	*	*	*	*	20.8	*	21.3	*	*	17.4	22.3
Ce	*	37.9	*	*	*	*	37.8	*	39.0	*	*	31.5	39.9
Pr	*	4.08	*	*	*	*	4.20	*	4.19	*	*	3.60	4.08
Nd	*	15.6	*	*	*	*	15.8	*	15.2	*	*	12.4	13.6
Sm	*	2.48	*	*	*	*	2.50	*	2.46	*	*	1.92	1.73
Eu	*	0.76	*	*	*	*	0.76	*	0.75	*	*	0.54	0.49
Gd	*	2.04	*	*	*	*	2.15	*	2.03	*	*	1.69	1.39
Tb	*	0.26	*	*	*	*	0.27	*	0.26	*	*	0.24	0.17
Dy	*	1.35	*	*	*	*	1.48	*	1.34	*	*	1.40	0.87
Ho	*	0.25	*	*	*	*	0.29	*	0.24	*	*	0.24	0.17
Er	*	0.74	*	*	*	*	0.83	*	0.75	*	*	0.76	0.56
Tm	*	0.10	*	*	*	*	0.10	*	0.09	*	*	0.10	0.08
Yb	*	0.77	*	*	*	*	0.67	*	0.72	*	*	0.78	0.55
Lu	*	0.11	*	*	*	*	0.12	*	0.11	*	*	0.11	0.09
Y	*	7.3	*	*	*	*	7.5	*	6.8	*	*	7.2	5.2
Cs	*	0.5	*	*	*	*	1.1	*	1.1	*	*	7.7	3.9
Ta	*	0.5	*	*	*	*	0.5	*	0.5	*	*	0.7	0.5
Hf	*	2.2	*	*	*	*	2.1	*	2.2	*	*	2.5	2.2
Th	*	3.3	*	*	*	*	3.0	*	3.5	*	*	4.0	3.8
U	*	1.3	*	*	*	*	0.9	*	3.0	*	*	1.5	1.5
Nb/U	*	5.39	*	*	*	*	8.22	*	2.5	*	*	5.67	5.67
Nb/Th	*	2.12	*	*	*	*	2.47	*	2.15	*	*	2.12	2.24
Ce/Yb	*	49.2	*	*	*	*	56.4	*	54.2	*	*	40.4	72.5
Sr/Y	*	73.1	*	*	*	*	99.9	*	87.1	*	*	19.8	49.5
La_N/Yb_N	*	17.6	*	*	*	*	20.7	*	19.8	*	*	14.9	27.1

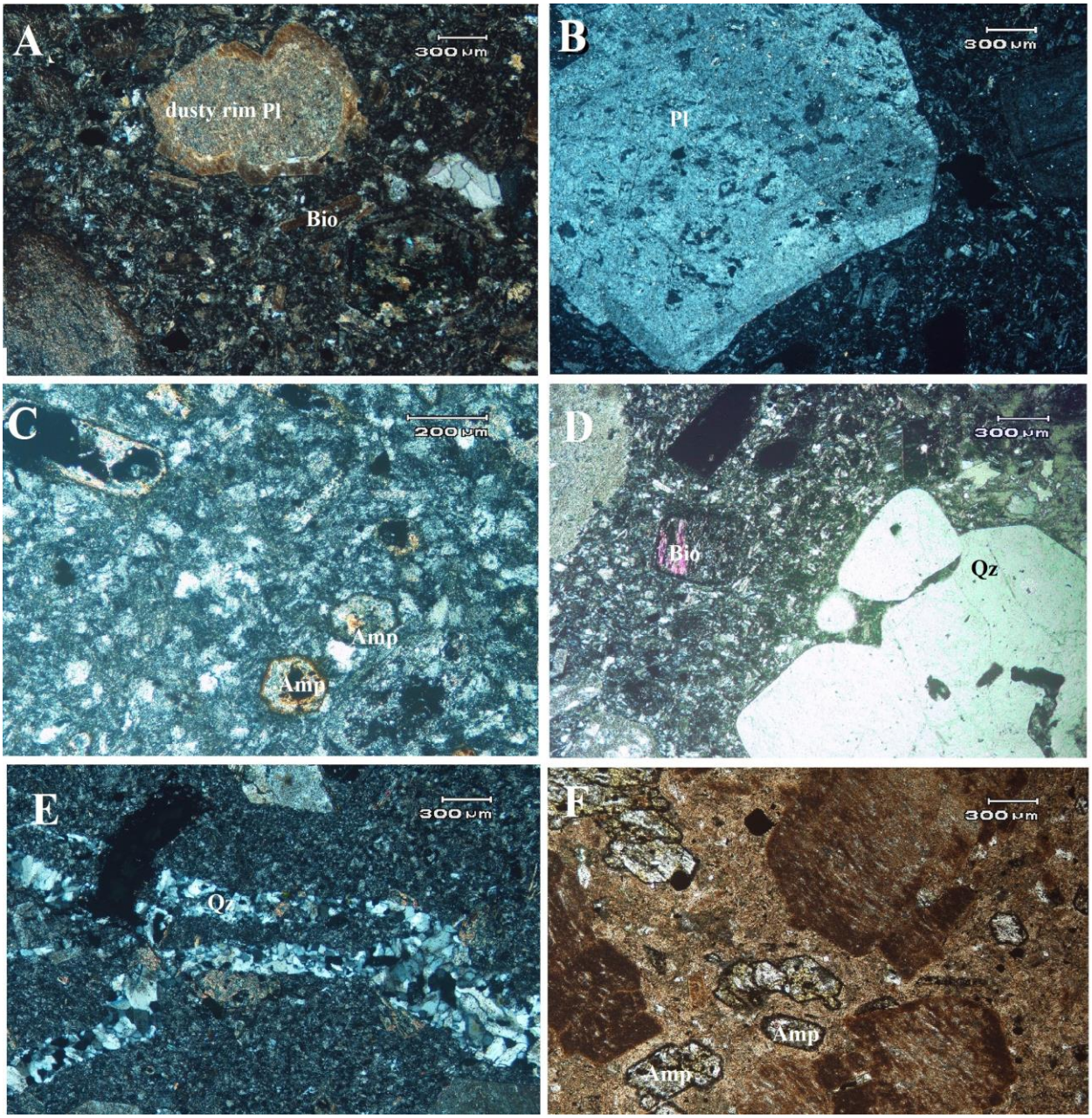
سنگ‌نگاری

توده‌های نیمه‌ژرف بررسی‌شده طیف ترکیبی آنـــدزیت تـــا داســـیت دارنـــد و بافـــت آنهـــا از هیـالومیکرولیتی پـورفیری تـا میکرولیتـی پـورفیری و گلومروپـــورفیری در نوســـان اســـت. پلاژیـــوکلاز، کـوارتز، بیوتیـت، آمفیبـول، مگنتیـت و بـه‌نـدرت پیروکسن با فراوانی متغیـر از کـانی‌هـای اصـلی ایـن تـوده‌هـا هسـتند کـه در زمینـه‌ای از میکرولیـت و شیشه جـای گرفتـه‌انـد. کـانی‌هـای ثانویـه کلریـت، کلسـیت، اکسـیدآهن و مالاکیـت در ایـن سـنگ‌ها به فراوانی دیده می‌شوند.

آنـــدزیت: آنـــدزیت بخـــش اصـــلی پیکـــرهٔ توده‌های آذرین بررسی‌شده را تشکیل مـی‌دهـد. آنـدزیت‌هـا از ۳۰ تـا ۴۰ درصـدحجمی درشـت‌بلـور پلاژیـوکلاز، آمفیبـول، بیوتیـت و مقـدار نـاچیزی پیروکسـن در زمینـه‌ای ریزبلـور سـاخته شـده‌اند. ایـن سـنگ‌ها بافـت هیـالومیکرولیتی پـورفیری تـا میکرولیتـی پـورفیری بـه نمـایش مـی‌گذارنـد. آپاتیـت و زیـرکن از کـانی‌هـای فرعـی ایـن گـروه سـنگی هسـتند. درشـت‌بلورهـای شـکل‌دار تـا نیمـه‌شـکل‌دار پلاژیـوکلاز بـا فراوانـی تـا ۳۰ درصـدحجمی (تـا ۵ میلیمتـر)، ماکـل تکـراری و خاموشـی منطقـه‌ای دارنـد و گـاه حاشـیه‌هـای غبـارآلود و بافـت غربـالی نشـان مـی‌دهنـد (شـکل‌های ۳- A و ۳- B). سـازوکارهـایی ماننـد آمیختگـی و آلایـش ماگمـایی (Tsuchiyama, 1985)، کـاهش ناگهـانی فشـار هنگـام حرکـت سـریع ماگمـا به‌سـوی بـالا و ورود مقـدار فراوانـی مـواد فـرار بـه آشـیانهٔ ماگمـایی بافـت غربـالی را پدیـد مـی‌آورنـد (Humphreys *et al.*, 2006). پژوهشـــگرانی ماننـــد Stewart و Pearce (۲۰۰۴) ایـــن ویژگی‌هـــا را نشـــانهٔ آمیختگـــی ماگمـــایی می‌دانند. پلاژیوکلازهـا بیشـتر بـه کـانی‌هـای رسـی و سریسـیت دگرسـان شـده‌اند و گـاه بـا کلسـیت جانشـین شـده‌انـد. فـراوان‌تـرین کـانی فرومنیزینـه آنـــدزیت‌هـــا، درشـــت‌بلورهـــای شـــکل‌دار تـــا نیمه‌شـــکل‌دار آمفیبـــول (تـــا ۲/۵ میلیمتـــر) بـــا حاشـیهٔ اوپاسـیته هسـتند کـه بیشترشـان بـه کلریـت، کلسـیت، اسـفن و اکسـید آهـن تجزیـه شـده‌انـد. بیوتیـت‌هـای سـودوهگزاگونال بـا حاشـیهٔ اوپاسـیته از دیگـر کـانی‌هـای فرومنیزینـه سـنگ هستند کـه بیشترشـان بـه کلریـت تحلیـل رفتـه‌انـد (شـــکل ۳- D). اوپاسیته‌شـــدن کـــانی‌هـــای فرومنیزینـه سـنگ‌های آتشفشـانی بیشـتر پیامـد تسـریع فراینـد اکسـایش در سـطح کـانی در پـی افـزایش تصـاعدی مـواد فـرار هنگـام بیـرون‌ریـزی ماگماســـت (Rutherford and Hill, 1993). زمینـهٔ سـنگ‌های آنـدزیتی ریزبلـور و دربردارنـدهٔ ترکیب‌هـــای مشـــابه درشـــت‌بلورهـــا بـــه‌همراه کـــانی‌هـــای کـــدر اســـت. ویژگـــی‌هـــای بـــافتی درشـــت‌بلورهـــای آنـــدزیت‌هـــا هماننـــد وجـــود منطقـه‌بنـدی و بافـت غربـالی چه‌بسـا نشـانهٔ نبـود تعـادل شـیمیایی، بالاآمـدن سـریع ماگمـا و کـاهش ناگهانی فشار و یا آلایش پوسته‌ای است.

داســیت: سـنگ‌های داسـیتی بـه‌صـورت تـودهٔ مسـتقل و همچنـین در حاشـیهٔ تـودهٔ آنـدزیتی در همبـریِ سـنگ‌های دربرگیرنـده رخنمـون یافتـه‌انـد. پلاژیـــوکلاز، آمفیبـــول، بیوتیـــت و کـــوارتز از درشت‌بلورهای سـازندهٔ ایـن سـنگ‌ها هسـتند کـه در زمینـه‌ای دانـه‌ریـز جـای گرفته‌انـد و بافـت پـورفیری را به نمایش مـی‌گذارنـد. درشـت‌بلورهـای پلاژیـوکلاز (تـا ۰/۵ میلیمتـر) منطقـه‌بنـدی و گـاه حاشـیهٔ

غبارآلود و بافت غربالی دارند و به سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. بیشتر بیوتیت‌ها شکل‌دار و با حاشیهٔ اپاسیته هستند. آمفیبول با فراوانی به‌مراتب کمتر از بیوتیت، بلورهای شکل‌دار با حاشیهٔ اپاسیته دارد. بیوتیت‌ها بیشتر به کلریت دگرسان شده‌اند. درشت‌بلورهای نیمه‌شکل‌دار کوارتز از دیگر کانی‌های سازندهٔ سنگ‌های داسیتی هستند که با داشتن حفره در سطح بلور، خوردگی خلیجی و حواشی گردشده نمود یافته‌اند (شکل ۳- D).

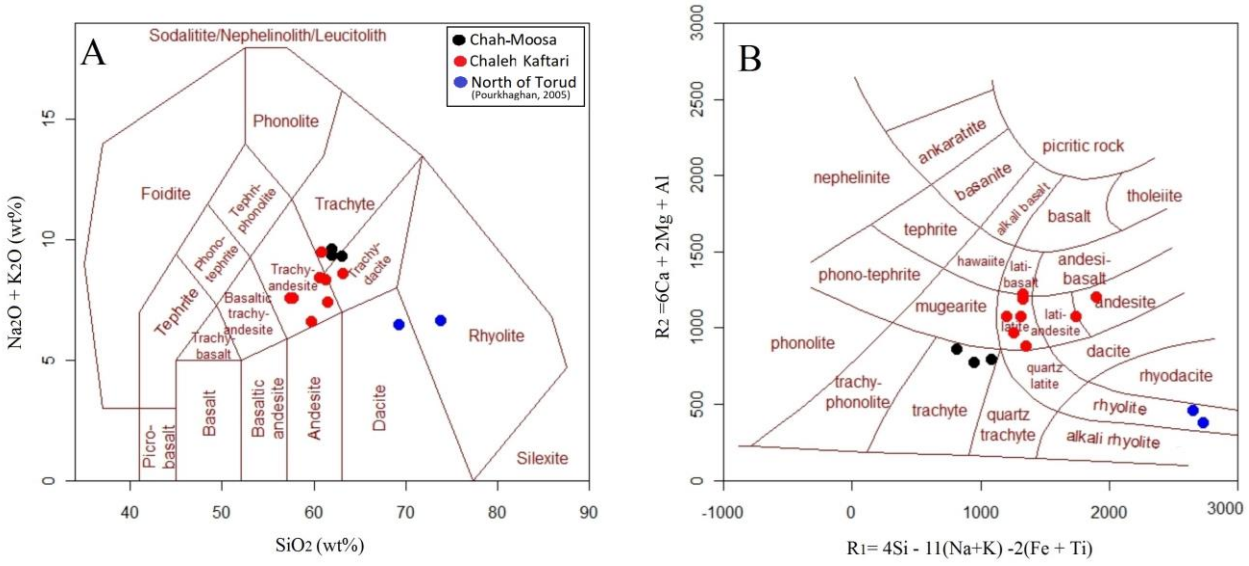


شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از: A) فنوکریستال پلاژیوکلاز دگرسان‌شده در XPL؛ B) پلاژیوکلاز با بافت غربالی در XPL؛ C) درشت‌بلورهای آمفیبول با حاشیهٔ اپاسیته در XPL؛ D) کوارتز با خوردگی خلیجی در داسیت در XPL؛ E) دگرسانی سیلیسی‌شدن در XPL؛ F) دگرسانی کربناتی در آندزیت در PPL (نام اختصاری کانی‌ها برپایهٔ Whitney و Evans (۲۰۱۰))

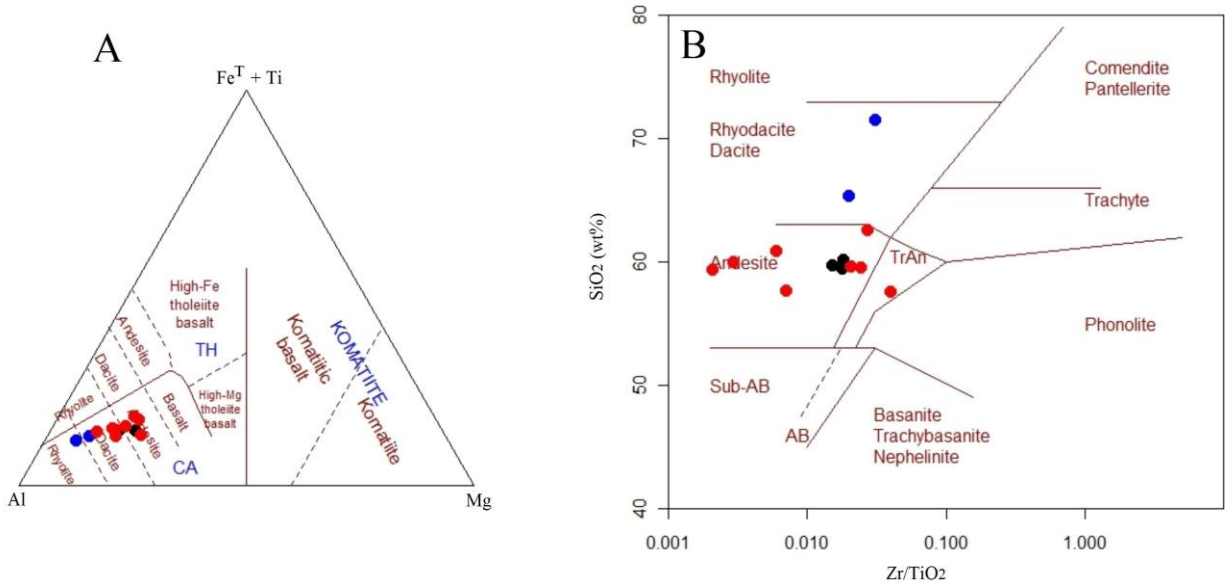
خـــوردگی خلیجـــی کـــانی کـــوارتز پیامـــد رشـــد غیرتعـادلی و یـا تـأثیرات انحلالـی پدیدآمـده از کـاهش فشـار هنگـام بالاآمـدن ماگمـا بـه سـطح زمـین اسـت (Nelson and Montana, 1992). بـه گفتـهٔ دیگـر، در پی افت ناگهانی فشـار، دمـای تبلـور نیـز کـاهش می‌یابـد و بلورهـــای کـــوارتز در ماگمـــا دچـــار ذوب و خـــوردگی می‌شوند. افزون‌بـر ایـن، پیـدایش حفـره در سـطح کـوارتز چه‌بسا پیامـد تغییـر ترکیـب شـیمیایی ماگمـا، آمیختگـی ماگمـــایی و خـــروج حبـــاب‌هـــای گـــاز از مجـــاور درشـــت‌بلورهـــای کـــوارتز اســـت (Shelly, 1993). در سـنگ‌های بررسی‌شـده، فراینـدهای دگرسـانی بـا تبـدیل بخشـــی از کـــانی‌هـــای نخســـتین بـــه مجموعـــه‌ای از کانی‌هـای ثانویـه (ماننـد: سریسـیت، کائولینیـت، کلریـت، کلســیت و کــوارتز)، رخــداد دگرســانی‌های گونــاگون سیلیســـی (شـــکل ۳- F)، کربنـــاتی (شـــکل ۳- G)، سریســـیتی و کلریتـــی را بـــه‌دنبال دارنـــد. بیشـــتر فنوکریسـت‌هـایِ سـنگ‌های یادشـده شـکل‌دار هسـتند. این ویژگـی نشـان‌دهندهٔ پیـدایش آنهـا در آغـاز تاریخچـهٔ تبلـور ماگماسـت. بافـت‌هـای نامتعـادل پلاژیوکلازهـا، ماننـد حاشـیهٔ غبـارآلود و بافـت غربـالی، فرضـیهٔ آلایـش ماگما را قوت مـی‌بخشـند؛ بـه‌ویـژه آنکـه جـنس سـنگ‌ها در بخـش مرکـزی و حاشـیه‌ای تـودهٔ نیمـه‌ژرف متفـاوت است.

زمین‌شیمی

جـدول ۱ داده‌هـای به‌دسـت‌آمده از تجزیـهٔ شـیمیایی عنصرهای اصلی و فرعی نمونـه‌هـای بررسی‌شـده را نشـان می‌دهـد. بـازهٔ تغییـرات SiO_2 گسـترده اسـت (۵۹/۴۹ تـا ۷۱/۵۰ درصـدوزنی) و مقـادیر Na_2O+K_2O از ۶/۱۱ تـا ۹/۲۸ درصدوزنی در نوسان است. با توجه به ایـن محـدودهٔ تغییرات، ایـن سـنگ‌ها از نـوع آنـدزیت، تراکـی‌آنـدزیت و داســیت هســتند. شــکل‌های ۴- A و ۴- B رده‌بنـــدی شیمیایی نمونه‌ها را نشان می‌دهند. برپایـهٔ ایـن نمـودارهـا، نمونه‌ها در سه طیـف ترکیبـی آنـدزیت، تراکیـت- تراکـی آندزیت، داسیت و ریولیت جای گرفته‌انـد. نمـودار کـاتیونی (Jensen, 1976) و نمودار عنصرهای فرعـی (Winchester and Floyd, 1977) نیز ترکیـب سـنگ‌شناسـی یادشـده را نشان می‌دهند (شکل ۵).

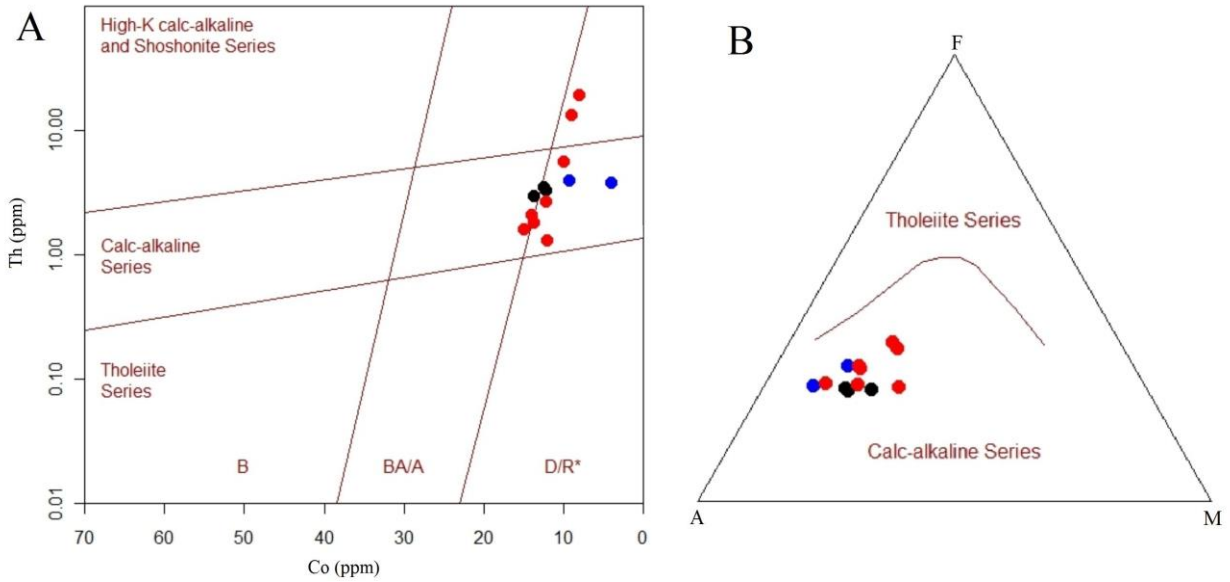


شکل ۴- جایگاه سنگ‌های نیمه‌ژرف شمال ترود در: A) نمودار رده‌بندی SiO_2 دربرابر Na_2O+K_2O (Middlemost, 1994)؛ B) نمـودار رده‌بندی R1 دربرابر R2 (De La Roche *et al.*, 1980)

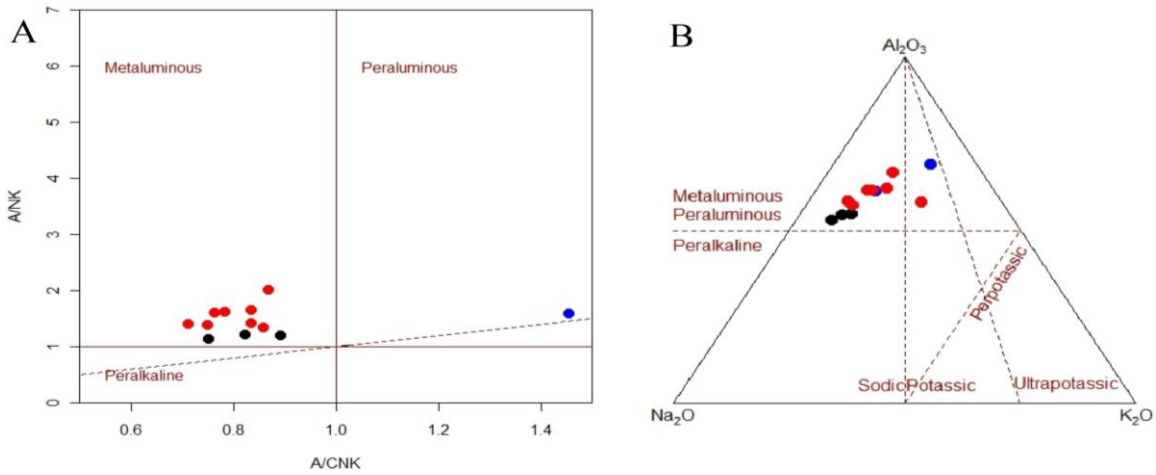


شکل ۵- توده‌های آذرین نیمه‌ژرف شمال ترود در: A) نمودار نامگذاری کاتیونیِ Jensen (۱۹۷۶)؛ B) نمودار نامگذاری برپایهٔ عنصرهای فرعی (Winchester and Floyd, 1977) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴)

برپایهٔ نمودارهای پیشنهادیِ Hastie و همکاران (۲۰۰۷) و AFM (Irvine and Baragar, 1971)، نمونه‌ها به سری ماگمایی کالک‌آلکالن تعلق دارند (شکل‌های ۶- A و ۶-B). دامنه تغییرات K_2O در این سنگ‌ها کمابیش گسترده (۲/۱۰ تا ۶/۳۴) است و شمار اندکی از نمونه‌ها در گسترهٔ کالک‌آلکالن پرپتاسیم جای گرفته‌اند. از دیدگاه شاخص اشباع‌شدگی، بیشتر سنگ‌های بررسی‌شده در گسترهٔ متالومینوس هستند (شکل ۷).

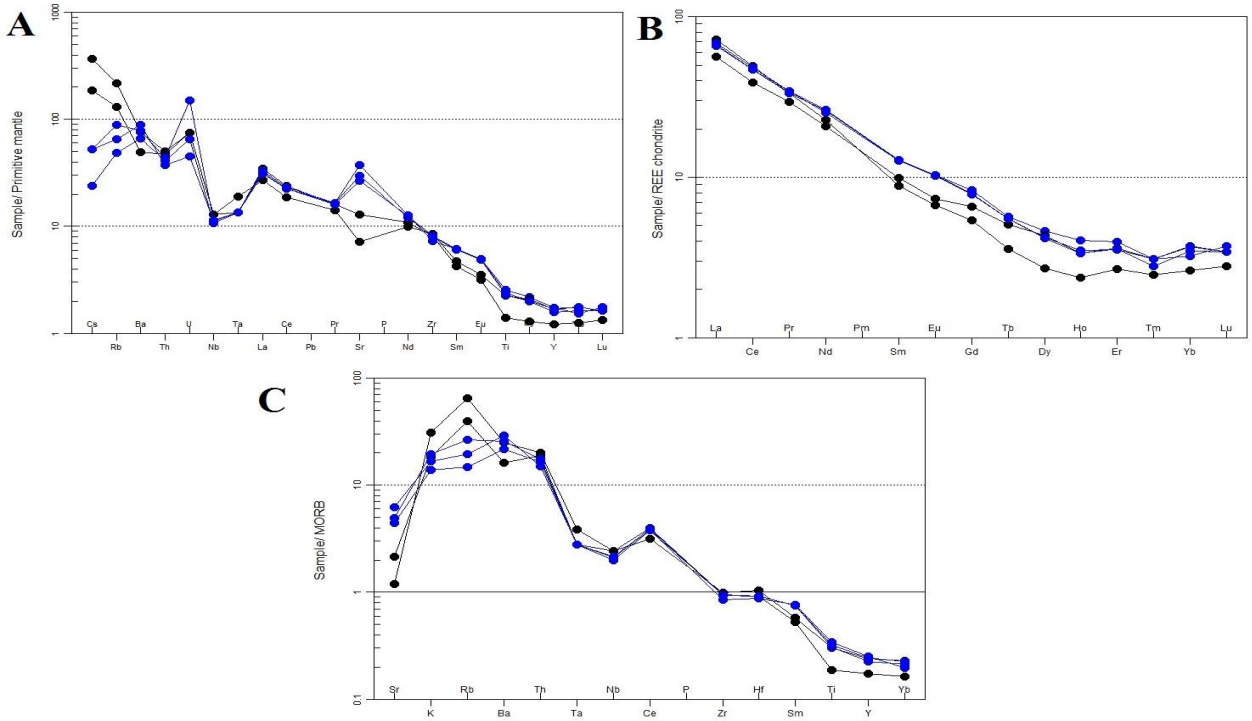


شکل ۶- توده‌های آذرین نیمه‌ژرف شمال ترود در نمودارهای تعیین سری ماگمایی. A) نمودار Co دربرابر Th (Hastie *et al.*, 2007)؛ B) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴)



شکل ۷- طبیعت متالومینوس توده‌های آذرین نیمه‌ژرف شمال ترود در: A) نمودار A/CNK دربرابر A/NK (Shand, 1943)؛ B) نمودار مولار Al_2O_3- Na_2O- K_2O (Gill, 2010) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴)

ترسیم نمودارهای عنکبوتی چندعنصری بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه (McDonough and Sun, 1995)، شباهت الگوی پراکندگی عنصرها در نمونه‌ها را نمایش می‌دهد (شکل ۸). ویژگی آشکار نمونه‌ها، ناهنجاری منفی عنصرهای با شدت میدان بالا (مانند: Ti، Nb و Ta) و غنی‌شدگی آشکار از عنصرهای لیتوفیل درشت‌یون LILE است که از ویژگی‌های شاخص ماگماهای جداشده از پوستهٔ اقیانوسی در پهنهٔ فرورانش و کمان‌های آتشفشانی به‌شمار می‌آید (Gill, 1981; Wilson, 1989).



شکل ۸- توده‌های آذرین نیمه‌ژرف شمال ترود در: A) نمودار عنکبوتی چندعنصری بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ B) الگوی بهنجارشده عنصرهای خاکی کمیاب به ترکیب کندریت (Boynton, 1984)؛ C) الگوی بهنجارشده به ترکیب مورب (Pearce, 1983) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴)

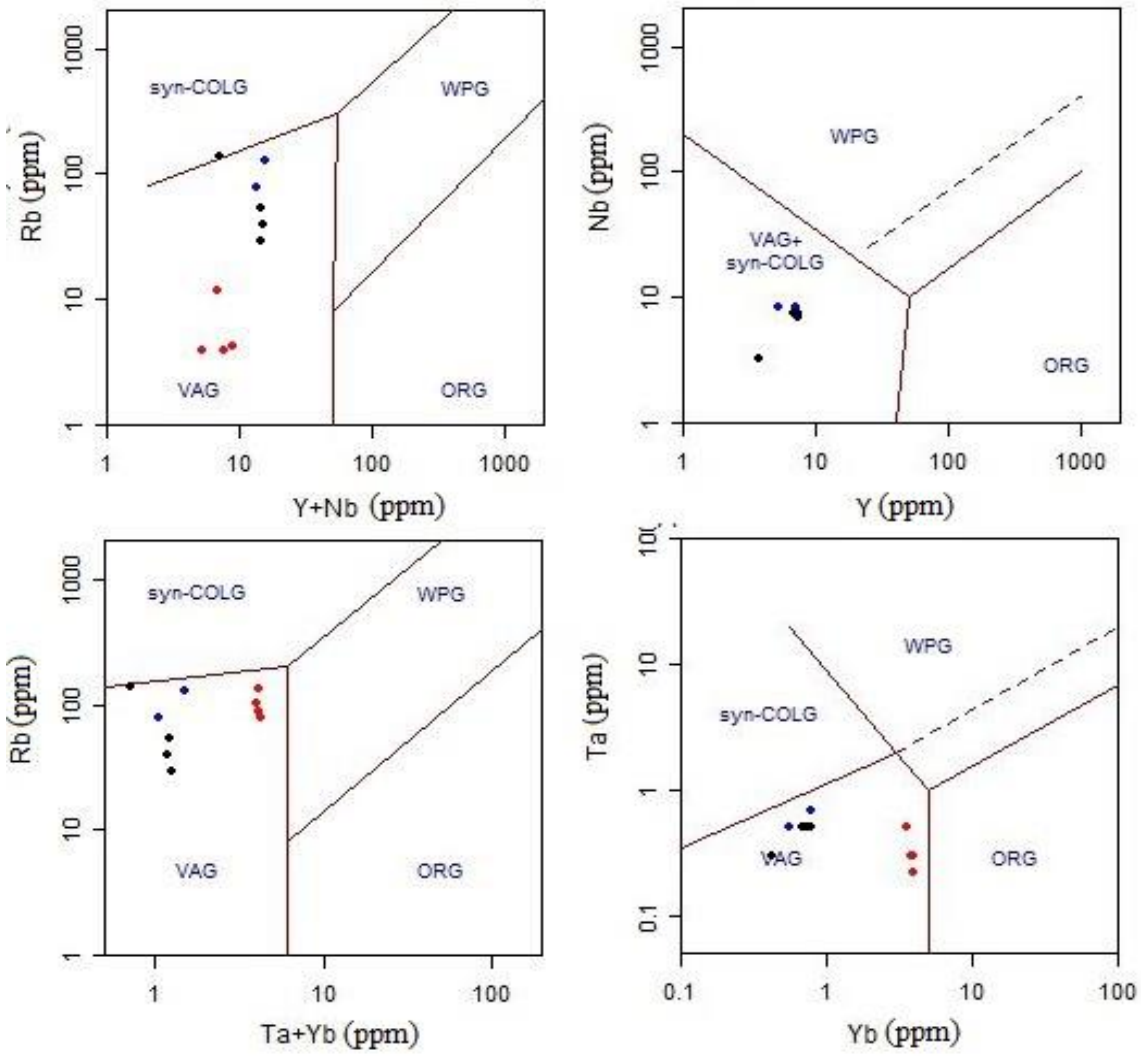
به‌جاماندن فازهای دیرگداز (روتیل، ایلمنیت، آمفیبول، اسفن و آپاتیت) که عنصرهای HFS (مانند: Ti و Nb) دارند، در صفحهٔ اقیانوسی فرورو یا گوهٔ گوشته‌ای، ناهنجاری منفی این عنصرها را به‌دنبال دارد (Tatsumi *et al.*, 1986; Keppler, 1996). در برابر آن، عنصرهای LIL (مانند: Ba، K و Sr) به‌آسانی به درون گوهٔ گوشته‌ایِ بالای صفحهٔ فرورو منتقل می‌شوند و در ماگمای پدیدآمده تمرکز می‌یابند (Pearce, 1983). بی‌هنجاری منفی Ti در ماگماتیسم پهنهٔ فرورانش به فوگاسیتهٔ بالای اکسیژن نیز نسبت داده می‌شود. در فوگاسیتهٔ بالای اکسیژن، ذوب فازهای با عنصر تیتانیم در پهنهٔ فرورانش به دماهای بالاتری نیازمند است. ازاین‌رو، Ti تخلیه نمی‌شود و ناهنجاری منفی نشان می‌دهد. به باور Mohamed و همکاران (۲۰۰۰)، ورود عنصرهای LIL از صفحهٔ فرورو به درون گوهٔ گوشته‌ای بالای آن، ناهنجاری منفی عنصرهای Ta، Nb و Ti و بالابودن نسبت LILE به HFSE را به‌دنبال دارد. ناهنجاری منفی Nb از ویژگی‌های شاخص ماگمای کمان قاره‌ای است. در این نمودار، الگوی کمابیش موازی سنگ‌های آندزیتی و داسیتی نشان‌دهندهٔ خاستگاه یکسان آنهاست (Seghedi *et al.*, 2004).

الگوی عنصرهای کمیاب بهنجارشده دربرابر ترکیب کندریت برای سنگ‌های شمال ترود، غنی‌شدگی شدید LREE نسبت به HREE و نبود بی‌هنجاری Eu را نشان می‌دهد (شکل ۸- B). جدایش شدید الگوی عنصرهای خاکی کمیاب و تفکیک عنصرهای خاکی کمیاب سبک از سنگین بیشتر به بجاماندن گارنت در خاستگاه (MacDonald *et al.*, 2000)، دگرنهادی‌شدن گوهٔ گوشته‌ای با سیال‌های حاصل از آبزدایی پوستهٔ اقیانوسی فرورو (Winter, 2001) و فرایند آغشتگی پوسته‌ای (Sirvastava and Singh, 2004) نسبت داده شده است. در نمودار بهنجارشده به ترکیب MORB، عنصرهای Y و Yb کاهش ۱۰ برابری به نمایش می‌گذارند (شکل ۸- C). ازآنجایی‌که این عنصرها با شبکه گارنت سازگاری دارند، تهی‌شدگی از این عنصرها نشانهٔ حضور گارنت در محل خاستگاه دانسته می‌شود (Kampunzu *et al.*, 2003).

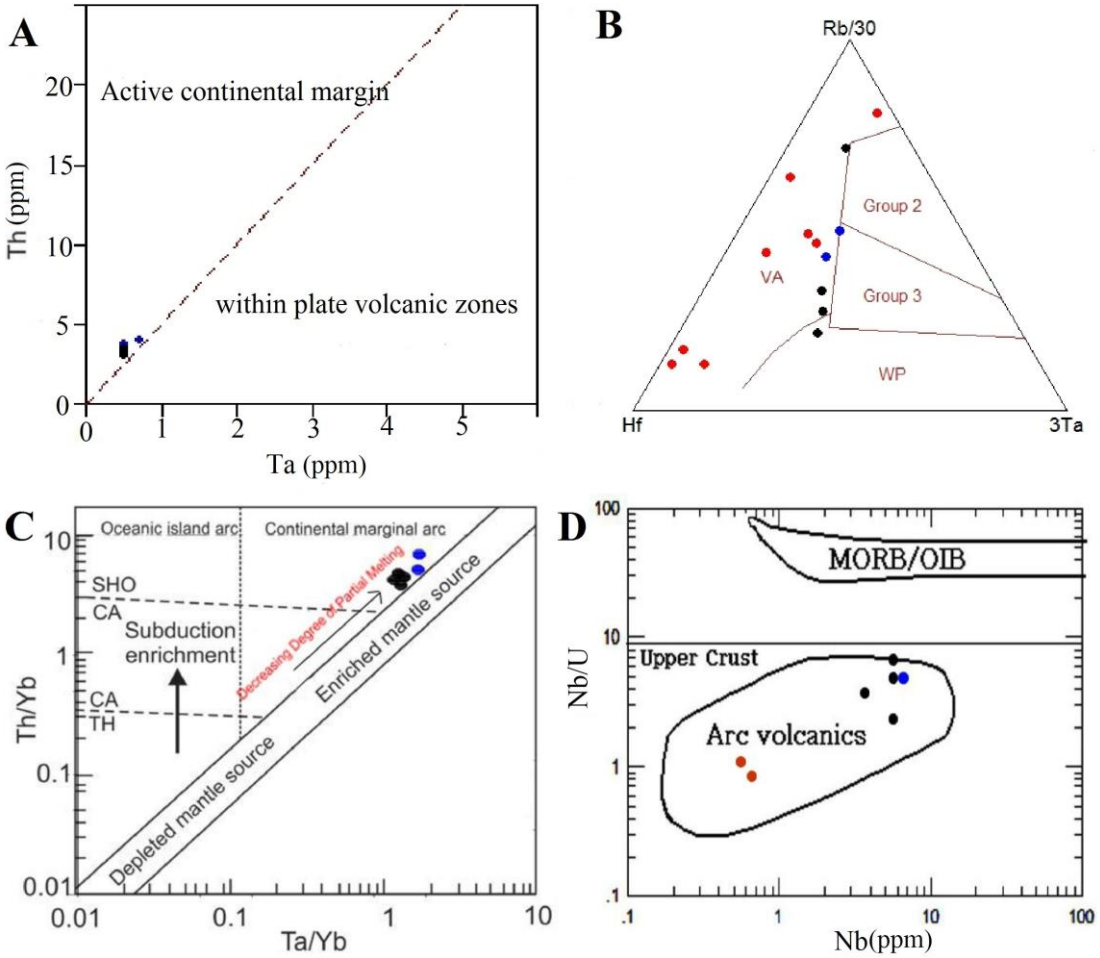
ماگماهای کمان‌های آتشفشانی نسبت‌های بالای Nb/U وNb/Th (به‌ترتیب ۱۱– ۱/۶ و ۵/۲- ۰/۳۶) دارند (Sun and McDonough, 1989). بالابودن نسبت‌های یادشده در سنگ‌های شمال ترود (Nb/U = ۲/۵ تا ۸/۲ و Nb/Th= ۲/۰۶ تا ۲/۴۶) چه‌بسا گویای تعلق این سنگ‌ها به کمان آتشفشانی است. برپایهٔ نسبت Ce/Yb، ماگماهای کمان آتشفشانی به دو دستهٔ کمی غنی‌شده و غنی‌شده (>۱۵) دسته‌بندی می‌شوند (Pearce and Norry, 1979). نسبت یادشده در کمان‌های غنی‌شده نشان‌دهندهٔ نسبت این عنصرها در خاستگاه، نرخ پایین ذوب‌بخشی و دخالت رسوب‌های فرورو در تولید مذاب است. برپایهٔ شواهد موجود، بالابودن نسبت Ce/Yb در سنگ‌های بررسی‌شده (۷۲/۵- ۵- ۲۹) را می‌توان به نرخ کم ذوب‌بخشی و دگرنهادی شدید خاستگاه نسبت داد.

برای اثبات محیط زمین‌ساختی پیدایش سنگ‌های نیمه‌ژرف شمال ترود از نمودارهای پیشنهادیِ Pearce و همکاران (۱۹۸۴)، Schandl و Gorton (۲۰۰۲)، Harris و همکاران (۱۹۸۶) و

Hofmann و همکـــاران (۱۹۸۶) بهـــره گرفتـــه شـــد (شکل‌های ۹ و ۱۰). در همهٔ این نمودارها، نمونه‌های بررسی‌شـــده در محـــیط مـــرز فعـــال قـــاره‌ای جـــای گرفته‌انـــد. ترســـیم نمـــودار تغییـــرات Ta/Yb دربرابـــر Th/Yb نیز جایگاه زمین‌ساختی پیـــدایش ســـنگ‌های نیمه‌ژرف شمال ترود را کمان ماگمایی مرز قاره نشان می‌دهد. تغییرات شیمیایی عنصـــرهای کمیـــاب Th و Ta نســـبت بـــه عنصـــر Yb چه‌بســـا پیامـــد تغییـــرات شـــیمیایی خاســـتگاه (ماننـــد: غنـــی‌شـــدگی، آلایـــش پوســـته‌ای و جـــدایش بلـــورین) اســـت. بـــروز تغییـــر و نایکنواختی در خاستگاه، تغییر یکنواخـــت مقـــدارهای Th و Ta را به‌دنبال دارد و ترکیب گوشته نســـبت بـــه گوشـــتهٔ اولیـــه را در راســـتای مشخصـــی به‌ســـوی نسبت‌های کمتـــر یـــا بـــالاتر Th/Yb و Ta/Yb جابجـــا مـــی‌کنـــد (Aldanmaz *et al.*, 2000). جابجاشـــدن نسبت‌های Th/Yb و Ta/Yb همهٔ نمونه‌هـــا از قلمـــرو گوشته‌ای به‌سوی مقـــادیر بیشـــتر را مـــی‌تـــوان پیامـــد فرایند فرورانش دانست (Helvaci *et al.*, 2009)

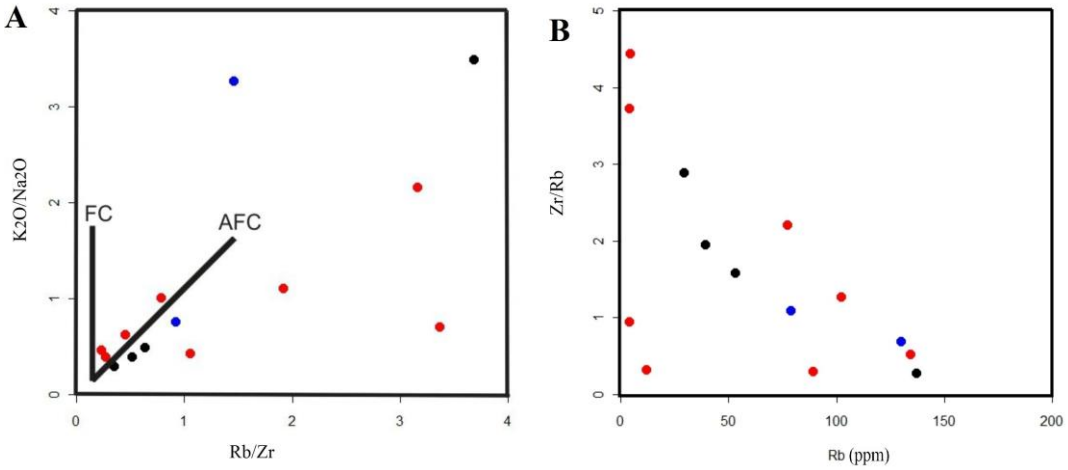


شکل ۹- توده‌های آذرین نیمه‌ژرف شمال ترود در نمودارهای تشخیص پهنهٔ زمین‌ساختی ماگما (Pearce *et al.*, 1984) (نماد نمونـه‌ها همانند شکل ۴)



شکل ۱۰- توده‌های آذرین نیمه‌ژرف شمال ترود در نمودارهای شناسایی پهنهٔ زمین‌ساختی پیدایش ماگما: A) نمودار پیشنهادیِ Schandl و Gordon (۲۰۰۲)؛ B) نمودار پیشنهادیِ Harris و همکاران (۱۹۸۶) (محدوده‌ها: VA: کمان آتشفشانی؛ Group 2: ماگماتیسم همزمان با برخورد؛ Group 3: ماگماتیسم پسابرخوردی؛ WP : ماگماتیسم درون‌صفحه‌ای)؛ C) نمودار پیشنهادیِ Pearce (۲۰۰۸) (TH: محدوده تولهایتی؛ CA: محدوده کالک‌آلکالن؛ SHO: میدان شوشونیتی)؛ D) نمودار Nb/U دربرابر Nb (Hofmann *et al.*, 1986) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴)

برای بررسی نقش فرایند جدایش بلورین همراه با هضم (AFC) یا جدایش بلورین (FC) در تحول سنگ‌های ماگمایی شمال ترود، از نمودار Rb دربرابر Rb/Th بهره گرفته شد (شکل ۱۱- A). با توجه به جایابی نمونه‌ها موازی روند AFC در نمودار یادشده، نقش توأم جدایش بلورین و آلایش به‌عنوان مهم‌ترین فرایندهای مؤثر در پیدایش سنگ‌های منطقه غیرقابل چشم‌پوشی است. از سوی دیگر، با توجه به حساسیت عنصرهای Rb و Zr به فرایندهای آغشتگی پوسته‌ای، روند کاهشی نمونه‌ها در نمودار تغییرات Rb دربرابر Rb/Zr مشارکت فرایندهای آغشتگی پوسته‌ای در پیدایش سنگ‌های نیمه‌ژرف شمال ترود را آشکار می‌کند (شکل ۱۱- B). شواهد زمین‌شیمیایی دیگر، مانند غنی‌شدگی عنصرهای لیتوفیل درشت‌یون پتاسیم، روبیدیوم، توریم و اورانیم نیز گواه این نکته هستند.



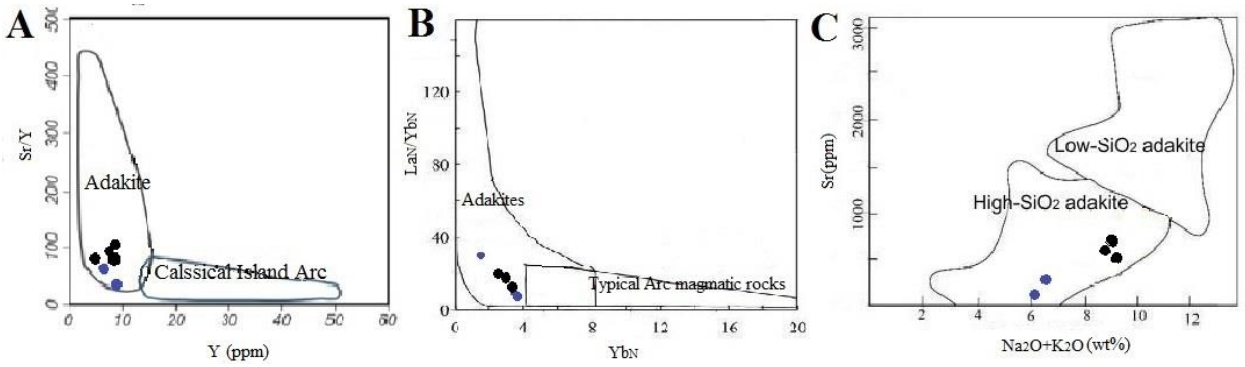
شـکل ۱۱- نقـش مـؤثر فراینـدهای AFC در پیـدایش تـوده‌هـای آذریـن نیمـه‌ژرف شـمال تـرود در: A) نمـودار نسـبت Rb دربرابـر Rb/Th (Pearce, 1983)؛ B) نمودار Rb دربرابر نسبت Zr/Rb (De Paolo, 1981) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴)

بحث

از دیـــدگاه زمـــین‌شـــیمیایی، ســـنگ‌های بررسی‌شـدۀ شـمال تـرود نسـبت بـه سـنگ‌های کالک‌آلکـالن معمـولی تفـاوت‌هـای چشـمگیری دارنـد. بـــالابودن مقـــدار Al_2O_3 (>۱۵)، کم‌بـــودن MgO (< ۳ wt%)، نســـبت Na_2O/K_2O برابربـــا ۲/۷ تـــا ۱/۷، مقـادیر بـالای Sr (> ۳۰۰ ppm)، مقـدار کـم عنصـــــــرهای Y (< ۱۸ ppm) و Yb (< ۱/۹ ppm) بـه‌همراه نبـود بی‌هنجـاری Eu ایـن سـنگ‌ها، شـباهت بسـیاری بـه ماگماهـای آداکیتـی دارد (Defant and Drummond, 1990; Martin, 1999).

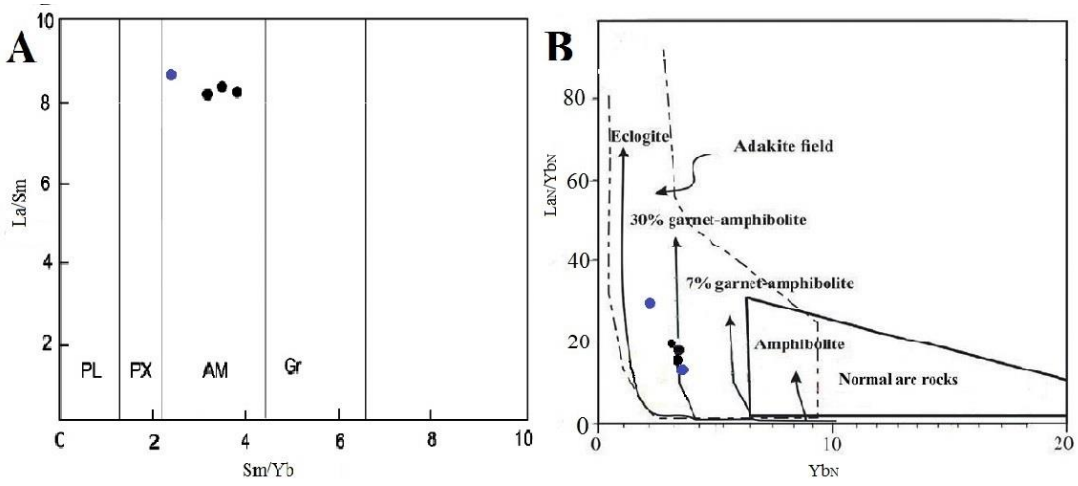
افزون‌بـر ایـن، همان‌گونه‌کـه پیشـتر گفتـه شـد، در نمودارهـای بهنجارشـده بـه ترکیـب کنـدریت و گوشـتۀ اولیـه، ایـن سـنگ‌ها افزون‌بـر نبـود بـی‌هنجـاری Eu، غنـی‌شـدگی چشـمگیری در عنصـرهای LILE و LREE نسـبت بـه عنصـرهای HFSE و HREE نشـان مـی‌دهنـد. سـنگ‌های بررسی‌شـده در نمودارهـای Y دربرابـر Sr/Y و Yb_N دربرابـر La_N/Yb_N (بهنجارشـده بـه کنـدریت) کـه بـرای جـدایش سـنگ‌های آداکیتـی از ماگماهـای کلاسـیک پهنـه‌هـای فـرورانش (حاصـل از ذوب گوشـته) پیشـنهاد شـده‌اند، در گسـترۀ آداکیتـی جـای گرفته‌انـد (شـکل‌های ۱۲- A و ۱۲- B). بـالابودن محتـوای Sr سـنگ‌های آداکیتـی پیامـد ناپایـداری پلاژیـوکلاز در ژرفـای بسـیار و آزادشـدن Sr از سـاختار آن اسـت (Defant and Drummond, 1990; Rosu *et al.*, 2004). مانـدگاری گارنـت در خاسـتگاه نیـز کـاهش Y و افـزایش نسـبت Sr/Y را در پـی خواهـد داشـت. Martin و همکـاران (۲۰۰۵) سـنگ‌های آداکیتـی را بـه دو گـروه پرسـیلیس (HSA) و کـم‌سـیلیس (LSA) رده‌بنـدی مـی‌کننـد. صـرف‌نظر از مقـدار سـیلیس، تفـاوت‌هـایی در نسـبت‌هـای Sr/Y و La/Yb و الگـوی عنصـرهای خـاکی کمیـاب بهنجارشـده بـه ترکیـب کنـدریت در انـواع HSA و LSA دیـده مـی‌شـود. بـالابودن مقـدار SiO_2 (> ۵۶wt%)، Sr (>۳۰۰ ppm) و نسـبت‌هـای La_N/Yb_N>۱۰، بـه‌همراه کم‌بـودن مقـدار Y (<۱۸ppm) و Yb (<۱/۹ ppm) و وجـود تقعـر در الگـوی HREE، مهم‌تـرین ویژگـی آداکیـت‌هـای پرسـیلیس هسـتند. از دیـدگاه Moyen (۲۰۰۹)، آداکیـت‌هـای پرسـیلیس از ذوب‌بخشـی سـنگ‌کـرۀ

اقیانوسی دگرگونهٔ فرورو پدید می‌آیند؛ اما آداکیت‌های کم‌سیلیس پیامد ذوب گوهٔ گوشته‌ای پریدوتیتی دگرنهاد هستند (Castillo, 2012). برپایهٔ نمودار Na_2O+K_2O دربرابر Sr نمونه‌های بررسی‌شده در گسترهٔ آداکیت‌های پرسیلیس جای گرفته‌اند (شکل ۱۲).



شکل ۱۲- توده‌های آذرین نیمه‌ژرف شمال ترود در نمودارهای تشخیصی آداکیت‌ها: A) نمودار نسبت Y دربرابر Sr/Y (Defant and Drummond, 1990)؛ B) نمودار نسبت Yb_N دربرابر La_N/Yb_N (Martin, 1999)؛ C) نمودار Na_2O+K_2O دربرابر Sr (Castillo, 2012) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴)

ماگماهای آداکیتی از ذوب‌بخشی بازالت‌های دگرگونه ورقهٔ فروروی اقیانوسی پدید می‌آیند. اگر ذوب در فشارهای بسیار بالا رخ دهد، تفالهٔ بجامانده ترکیب اکلوژیتی (گارنت، کلینوپیروکسن و روتیل) خواهد داشت (Foley *et al*., 2000; Schmidt *et al*., 2004)؛ اما ذوب در فشارهای کمتر، تفالهٔ گارنت آمفیبولیتی برجای می‌گذارد. تعیین ترکیب خاستگاه در نمودار Sm/Yb دربرابر La/Sm (شکل ۱۳- A) نشان‌دهندهٔ وجود آمفیبول در خاستگاه است (Haschke and Ben-Avraham, 2005). در نمودار La_N/Yb_N دربرابر Yb_N (Defant and Drummond, 1993)، جایگیری نمونه‌ها موازات روند گارنت آمفیبولیت نشان می‌دهد این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی یک خاستگاه آمفیبولیتی با ۳۰ درصد گارنت برخاسته‌اند.



شکل ۱۳- خاستگاه توده‌های آذرین نیمه‌ژرف شمال ترود در: A) نمودار Sm/Yb دربرابر La/Sm (Haschke and Ben- Avraham, 2005)؛ B) نمودار La_N/Yb_N دربرابر Yb_N (Defant and Drummond, 1993) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴)

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های نیمه‌ژرف شمال ترود در نمودارهای عنکبوتی، چندعنصری و محیط زمین‌ساختی نشان‌دهندهٔ وابستگی ماگماتیسم منطقه با مناطق مرتبط با فرورانش و کمان ماگمایی مرز قاره‌ای است. برپایهٔ داده‌های به‌دست‌آمده از مباحث زمین‌شیمی و سنگ‌زایی، ماگمای نخستین سنگ‌های بررسی‌شده، از ذوب‌بخشی سنگ کرهٔ اقیانوسی فرورو در ژرفای پایداری گارنت (ژرفای نزدیک به ۷۰ کیلومتری زیر سطح زمین) برخاسته است. صعود ماگمای تولیدشده به ترازهای بالاتر و جدایش بلورین، تبلور و آلایش که باعث تحول ماگما شده‌اند، عامل اصلی تنوع سنگ‌شناسی در توده‌های بررسی‌شده در شمال ترود هستند.

برداشت

سنگ‌های نیمه‌ژرف شمال ترود به‌صورت گنبد رخنمون یافته‌اند و طیف ترکیبی آندزیت، تراکی‌آندزیت و داسیت با بافت‌های میکرولیتی پورفیری، هیالومیکرولیتی پورفیری و گلومروپورفیری نشان می‌دهند. کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز این سنگ‌ها، شواهد فراوانی از نبود تعادل را به نمایش می‌گذارند. داده‌های زمین‌شیمیایی نشان‌دهندهٔ سرشت کالک‌آلکالن این سنگ‌ها هستند. برپایهٔ نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب کندریت و گوشتهٔ اولیه، سنگ‌های نیمه‌ژرف بررسی‌شده در عنصرهای LILE و LREE غنی‌شدگی و در عنصرهای HFSE و HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این ویژگی به‌همراه بی‌هنجاری منفیِ عنصرهای Ta، Nb و Ti نشان‌دهندهٔ پیدایش ماگما در محیط‌های مرتبط با فرورانش است. برپایهٔ نمودارهای تعیین محیط تکتونوماگمایی، سنگ‌های نیمه‌ژرف شمال ترود در مرز فعال قاره‌ای پدید آمده‌اند. برپایهٔ ویژگی‌های زمین‌شیمیایی (مانند: بالابودن مقدار SiO_2، Al_2O_3 و Sr و کم‌بودن مقدار Yb و Y، به‌همراه غنی‌شدگی در LILE و LREE و نبود بی‌هنجاری Eu)، سنگ‌های نیمه‌ژرف شمال ترود سرشت آداکیتی دارند و از دسته آداکیت‌های پرسیلیس هستند. گمان می‌رود ماگماتیسم آداکیتی پرسیلیس منطقه پیامد ذوب سنگ کرهٔ اقیانوسی دگرگون‌شده در گسترهٔ پایداری گارنت در یک پهنهٔ فرورانش مرز قاره‌ای است. ماگمای تولیدشده هنگام بالاآمدن به ترازهای بالاتر دچار جدایش بلورین شده و با مواد پوسته‌ای آلایش یافته است. نقش فرایندهای تبلور جدایشی و آلودگی پوسته‌ای در تنوع ترکیبی این سنگ‌ها چشمگیر است.

منابع

Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).

Akhyani, M., Kharqani, M., Rahimi, M. and Sereshki, F. (2015) Alteration Zones Detection of Torud - Chah Shirin Volcanic- Plutonic Belt Using Different Processing Methods of ASTER Images. Scientific Quaternary Journal of Geosciences 24(94): 107-116 (in Persian). DOI: 10.22071/gsj.2015.43263

Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 102(1-2): 67–95. DOI: 10.1016/S0377-0273(00)00182-7

Ashofteh, S. A. R. (2014) Economic geology of the Chah Musa copper exploratory area, west of Toroud, Semnan province. National conference of Geology and Exploration of Resources.

Shiraz (in Persian).

Ashrafpour, E., Haghighi, E. and Alirezaei, S. (2011) Ore characteristics and genesis in Chah Mosa deposit, Torud-Chahshirin Range, north-central Iran. GAC-MAC Annual Meeting, University of Ottawa, Canada.

Bahrampour, M., Lotfi, M., Akbarpour, A. and Bahrampour, E. (2017) Petrogenesis, geochemistry, fluid inclusions and the role of the subvolcanic intrusive in genesis of copper at Chahmora deposit, North of Torud, Semnan. Scientific Quaternary Journal of Geosciences 26(102): 117-136 (in Persian). DOI: 10.22071/GSJ.2017.44132

Boynton, W. V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Rare Earth Element Geochemistry (Ed. Henderson, P.) 63-114. Elsevier, Amsterdam, Netherlands.

Castillo, P. R. (2012) An overview of adakite petrogenesis. Chinese science bulletin 51(3): 257-268. DOI: 10.1007/s11434-006-0257-7

Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature 374: 662-665. DOI: 10.1038/347662a0

Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1993) Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. Geology 21(6): 547-550. DOI: 10.1130/0091-7613(1993)021<0547:MSHPEO>2.3.CO;2

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2- diagram and major element analyses- Its relationships with current nomenclature. Chemical Geology 29: 183-210. DOI: 10.1016/0009-2541(80)90020-0

De Paolo, D. J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. Earth and Planetary Science Letters 53: 189-202. DOI: 10.1016/0012-821X(81)90153-9

Eshraghi, S. A. and Jalali, A. (2006) Geological Quadrangle Map 1:100000 of Moalleman. No. 6960. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Foley, S. F., Barth, M. G. and Jenner, G. A. (2000) Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of subduction zone magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta 64(5): 933-938. DOI: 10.1016/S0016-7037(99)00355-5

Gill, J. B. (1981) Orogenic andesites and plate tectonics. Springer, Berlin, Germany.

Gill, R. (2010) Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide. Wiley-Blackwell, Chichester, UK.

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. DOI: 10.1093/petrology/egl045

Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Collision Tectonics (Eds. Coward, M. P. and Ries, A. C.) Special Publications 19: 67-81. Geological Society, London, UK. DOI: 10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04

Haschke, M. R. and Ben-Avraham, Z. (2005) Adakites from collision-modified lithosphere. Geophysical Research Letters 32:14-32. DOI: 10.1029/2005GL023468

Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F. (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th- Co discrimination diagram. Journal of Petrology 48(12): 2341–2357. DOI: 10.1093/petrology/egm062

Helvaci, C., Ersoy, E. Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. and Uzel, B. (2009) Geochemistry and $^{40}Ar/^{39}Ar$ 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. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2009.05.016

Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert. M. and White, W. M. (1986) Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. Earth and Planetary Science Letters 79: 33-45. DOI: 10.1016/0012-821X(86)90038-5

Houshmandzadeh, A. R., Alavi, M. N. and Haghipour, A. A. (1978) Evolution of Geological Phenomenon in Toroud Area (Precambrian to Recent). Report H5, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Imamjomeh, A. (2007) Geology, mineralogy, geochemistry and genesis of Chahmoosa copper deposit. M. Sc. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian).

Imamjomeh, A., Rastad, E., Bouzari, F. and Rashidnejad Omran, N. R. (2009) An introduction to individual disseminated-veinlet and vein mineralization system of Cu (Pb-Zn) in the Chahmoosa- Gholekaftaran mining district, eastern part of Toroud- Chahshirin magmatic arc. Scientific Quaternary Journal of Geosciences 18(70): 112-125 (in Persian). DOI: 10.22071/GSJ.2009.57383

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. DOI: 10.1139/e71-055

Jensen, L. S. (1976) A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 66.

Kampunzu, A. B., Tombale, A. R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T. and Modisi, M. P. (2003) Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoarchean continental active margin in the Zimbabwe craton. Lithos 71: 431-460. DOI: 10.1016/S0024-4937(03)00125-7

Keppler, H. (1996) Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. Nature 380: 237–240. DOI: 10.1038/380237a0

MacDonald, R., Hawkesworth, C. J. and Heath, E. (2000) The lesser Antilles volcanic chain: a study of arc magmatism. Earth Science Reviews 49(4): 1-79. DOI: 10.1016/S0012-8252(99)00069-0

McDonough, W. F. and Sun, S. S. (1995) The composition of the Earth. Chemical Geology 120(3-4): 223-253. DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4

Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos 46(3): 411-429. DOI: 10.1016/S0024-4937(98)00076-0

Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemiten-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos 79(1-2): 1–24. DOI: 10.1016/j.lithos.2004.04.048

Mehrabi, B. and Ghasemi, S. (2010) Mineralogy and economic geology of Cheshmeh Hafez polymetal deposit, Semnan province, Iran. Journal of Economic Geology 2(1): 1-20 (in Persian). DOI: 10.22067/econg.v2i1.3569

Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews 37(3-4): 215-224. DOI: 10.1016/0012-8252(94)90029-9

Mohamed, F. H., Moghazi, A. M. and Hassanen, M. A. (2000) Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of late Neoproterozoic Dokhan-type volcanic rocks in the Fatira area, eastern Egypt. International Journal of Earth Sciences 88(4): 764–777. DOI:

10.1007/s005310050304

Moyen, J. F. (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the "adakitic signature". Lithos 112(3): 556-574. DOI: 10.1016/j.lithos.2009.04.001

Nelson, S. T. and Montana, A. (1992) Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. American Mineralogist 77: 1242-1249. DOI: 10.2138/am-2004-2-313

Nogol-Sadat, M. A. A. and Almasian, M. (1993) Tectonic Map of Iran, Scale 1/1,000,000. Treatise on the Geology of Iran, Tehran, Iran.

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, Nantwich, UK.

Pearce, J. A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos 100: 14-48. DOI: 10.1016/j.lithos.2007.06.016.

Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rock. Contributions to Mineralogy and Petrology 69: 33-47. DOI: 10.1007/bf00375192

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25(4): 956-983. DOI: 10.1093/petrology/25.4.956

Pourkhaghan, F. (2005) Petrography and petrology of subvolcanic rocks in North of Torud. M.Sc. thesis, Islamic Azad University, North Tehran branch, Tehran, Iran (in Persian).

Rashidnejad Omran, N. (1993) Petrography and magmatic changes study and relationship with Au mineralization in Baghu area, (S-SE of Damghan). M.Sc. Thesis, Tarbiat Moallem Unuversity, Tehran, Iran (in Persian).

Rezaei, M., Sadeghian, M. and Ghasemi, H. (2020) Mineral chemistry and thermobarometry of the Late Neoproterozoic metabasites from Do-Chah metamorphic-igneous complex (SE Shahrood). Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 78(1): 233-248 (in Persian). DOI: 10.29252/ijcm.28.1.233

Rosu, E., Seghedi, I., Downes, H., Alderton, D. H. M., Szakacs, A., Panaiotu, C. E. and Nedelcu, L. (2004) Extension-related Miocene calc-alkaline magmatism in the Apuseni Mountains, Romania: Origin of magmas. Swiss Journal of Geosciences Supplement 84(1): 153-172. DOI: 0036-7699/04/0084/153

Rutherford, M. J. and Hill, P. M. (1993) Magma ascent rates from amphibole breakdown: An experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruptions. Journal of Geophysical Research 98(B11): 19667-19685. DOI: 10.1029/93JB01613

Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. Economic Geology 97(3): 629-642. DOI: 10.2113/97.3.629

Schmidt, M. W., Dardon, A., Chazot, G. and Vannucci, R. (2004) The dependence of Nb and Ta rutile melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes. Earth and Planetary Science Letters 226(3-4): 415-432. DOI: 10.1016/j.epsl.2004.08.010

Seifivand, A. (2016) Emplacement Mechanism of the Chah-Moosa andesitic dome (Northwest of Torud- south of Shahrood) Using Magnetic susceptibility anisotropy (AMS). M.Sc. thesis, Shahroud University, Shahroud, Iran (in Persian).

Seghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakacs, A., Balogh, K. and Pecskay, Z. (2004) Post

collisional Tertiary-Quaternary mafic alkali magmatism in the Carpathian-Pannonia region, A review. Tectonophysics 393: 43-62. Doi:10.1016/j.tecto.2004.07.051

Shamanian, G. H., Hedenquist, J. W., Hattori, K. H. and Hassanzadeh, J. (2004) The Gandy and Abolhassani epithermal prospects in the Alborz Magmatic Arc, Semnan Province, Northern Iran. Journal of Economic Geology 99: 691–712 (in Persian). DOI: 10.2113/99.4.691

Shand, S. J. (1943) Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. Thomas Murby, London, UK.

Shelly, D. (1993) Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, London, UK.

Sirvastava, R. K. and Singh, R. K. (2004) Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the Central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. Journal of Asian Earth Sciences 23(3): 373-389. DOI: 10.1016/S1367-9120(03)00150-0

Stewart, M. L. and Pearce, T. H. (2004) Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results. American Mineralogist 89(2-3): 348-351. DOI: 10.2138/am-2004-2-313

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the Ocean Basins (Eds. Saunders. A. D. and Norry. M. J.) Special Publications 313–345. Geological Society of London, UK.

Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. and Nestutt, R. W. (1986) Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc lavas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research 29: 293-309.

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: 1–16. DOI: 10.1007/BF01177585

Veiskarami, M., Sadeghian, M., Ghasemi, H. and Zhai, M. (2020) Mineral chemistry and geothermobarometry of metabasites of the Majerad igneous-metamorphic complex (SE of Shahrood). Journal of Economic Geology 11(4): 665-684 (in Persian). DOI: 10.22067/econg.v11i4.73682

Wilson, M. (1989) Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. Chapman and Hall, 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(4): 325-343. DOI: 10.1016/0009-2541(77)90057-2

Winter, J. D. (2001) An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, New Jersey.

Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. American Mineralogist 95(1):185-187. DOI: 10.2138/am.2010.3371