

Whole-rock geochemistry and mineral chemistry of the Late Cretaceous dacites in SW Sabzevar: constrain on their origin and tectonic setting

Habibollah Ghasemi ^{*1}, Zakie Kazemi ¹, Fardin Mousivand ¹ and William Griffin ²

¹Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth sciences, Shahrood University of Technology- Shahrood, Iran

²Faculty of Science and Engineering, Macquarie University, Sydney, Australia

Abstract

A thick sequence of Upper Cretaceous volcano-sedimentary rocks are cropped out on the northern edge of Central Iran, southwest of Sabzevar. The volcanic rocks are dacite/rhyolite and are associated with pyroclastic rocks, including agglomerate, breccia and tuff. Dacites are the thickest felsic volcanic unit. They show felsitic porphyry, glomero-porphyry and microlitic-porphyry textures and are composed of clinopyroxene, plagioclase and quartz. Plagioclases show sieve and zoning textures. Whole-rock and clinopyroxene chemistry reveal the tholeiitic nature of these rocks. Primitive mantle-normalized spider diagrams of the investigated rocks show negative anomalies of Nb, Ti and positive anomalies of Pb and K, which are characteristic features of the subduction environment magmas. Plot of the samples on different tectonic setting discrimination diagrams indicates their close relationship to island arc subduction environments. The results of the clinopyroxene chemistry also indicate their augitic composition. Application of geothermobarometry diagrams show temperature ranges between 850 °C to 950 °C and pressures less than 5 kb for crystallization of these rocks. The results of the present study show that the tholeiitic magma that formed the rocks studied has been generated by partial melting of a spinel lherzolitic mantle source in an island arc subduction zone during the closure of the Sabzevar Neo-Tethyan oceanic basin in the late Cretaceous.

Key words: mineral chemistry, dacite, Late Cretaceous, Neo-Tethys, Sabzevar

* h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

شیمی سنگ کل و شیمی کانی داسیت‌های کرتاسه پسین در جنوب‌باختری سبزوار: رهیافتی بر خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی آنها

حبیب‌اله قاسمی*^۱، زکيه کاظمی^۱، فردین موسیوند^۱ و ویلیام گریفین^۲

^۱ گروه پتروولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده مهندسی و علوم، دانشگاه مک کواری، سیدنی، استرالیا

چکیده

در لبه شمالی پهنه ایران مرکزی در جنوب‌باختری سبزوار، توالی ستیری از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی به سن کرتاسه پسین برونزد دارد. سنگ‌های آتشفشانی از نوع داسیت و ریولیت بوده و به‌همراه سنگ‌های آذرآاری مشتمل بر آگلومرا، برش و توف دیده می‌شوند. داسیت‌ها ستبرترین واحد آتشفشانی فلسیک هستند. این سنگ‌ها بافت‌های فلیسیتی پورفیری، گلومروپورفیری و میکرولیتی پورفیری دارند و کلینوپیروکسن، فلدسپار و کوارتز از کانی‌های سازنده آنها هستند. پلاژیوکلازها منطقه‌بندی و بافت غربالی دارند. شیمی سنگ‌کل و کلینوپیروکسن‌ها نشان‌دهنده سرشت توله‌ایتی این سنگ‌هاست. داده‌های شیمیایی به‌دست‌آمده برای کلینوپیروکسن‌ها نیز ترکیب اوژیتی ($Wo_{40.61-42.79} En_{38.41-74} Fs_{16.34-19.65}$) آنها را نشان می‌دهند. به‌کارگیری نمودارهای زمین‌دما- فشارسنجی نشان‌دهنده دماهای ۸۵۰ تا ۹۵۰ درجه سانتیگراد و فشارهای کمتر از ۵ کیلوبار برای تبلور این سنگ‌هاست. ناهنجاری منفی از Nb و Ti و ناهنجاری مثبت از K و Pb در الگوی نمودارهای به‌نچارشده این سنگ‌ها به ترکیب گوشته اولیه از ویژگی‌های آشکار ماگماهای پهنه‌های فرورانش است. موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای گوناگون شناسایی پهنه زمین‌ساختی نیز نشان‌دهنده وابستگی آنها به جایگاه فرورانش جزیره‌های کمانی است. یافته‌های این پژوهش نشان می‌دهند که ماگمای توله‌ایتی سازنده این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی خاستگاهی گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی، در پهنه فرورانش جزیره‌های کمانی هنگام بسته‌شدن حوضه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار در کرتاسه پسین پدید آمده است.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی، داسیت، کرتاسه پسین، نئوتتیس، سبزوار

* h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

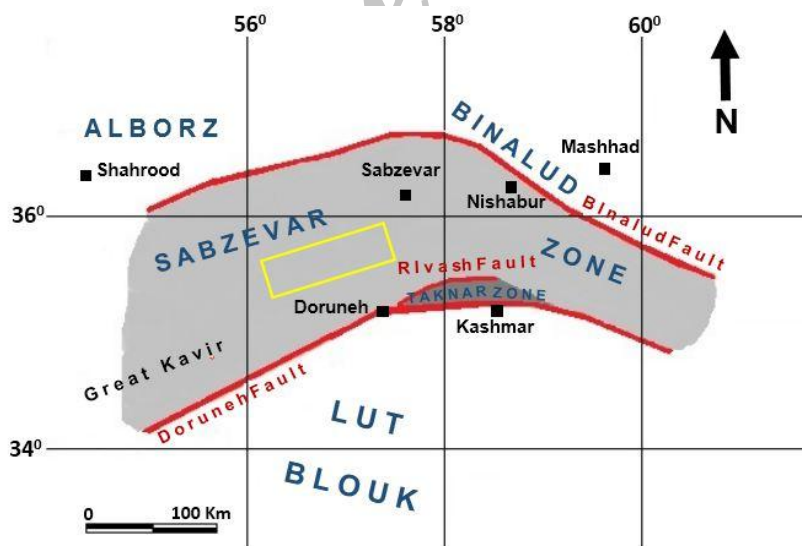
Copyright©2018, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

مقدمه

(ارومیه- دختر) است (Wilmsen *et al.*, 2009; Fürsich *et al.*, 2009; Ghasemi and Jamshidi, 2013; Ghasemi *et al.*, 2018). باور کلی بر این است که فرورانش سنگ کره اقیانوسی سبزواری (شاخه شمالی اقیانوس نئوتتیس) به زیر صفحه البرز خاوری (بینالود)، ماگماتیسیم در پهنه سبزواری در کرتاسه پسین-ترشیاری را به دنبال داشته است (Rossetti *et al.*, 2010; Alaminia *et al.*, 2013; Khalatbari *et al.*, 2013; Jamshidi *et al.*, 2014, 2015a, b; Jamshidi, 2015; Shafaii *et al.*, 2015; Maghfouri *et al.*, 2016; Ghasemi *et al.*, 2016).

توالی سنگی بررسی شده در این پژوهش در لبه شمالی پهنه ایران مرکزی، در بخش مرکزی زیرپهنه سبزواری (Pilger, 1971) و در جنوب باختری شهرستان سبزواری جای دارد (شکل ۱).

جایگاه ایران به عنوان بخشی از پهنه کوهزاد آلپ-همالیای میان دو قاره‌ی اوراسیا در شمال و گندوانا در جنوب، توجه ویژه‌ای را به خود جلب کرده است و همزمان با تغییر دیدگاه‌های زمین‌شناسی، دیدگاه‌های گوناگونی تا کنون درباره آن پیشنهاد شده‌اند. فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در ژوراسیک-کرتاسه، پیدایش کمان ماگمایی ارومی- دختر موازی با پهنه سنندج- سیرجان را در پی داشته است (Berberian and King, 1981; Agard *et al.*, 2005; Ghasemi and Talbot, 2006; Omrani *et al.*, 2008; Rossetti *et al.*, 2010; Chiu *et al.*, 2013; Mehdipour and Moazzen, 2015). پیدایش حوضه اقیانوسی پشت کمان سبزواری در پشت کمان ماگمایی ایران مرکزی



شکل ۱- جایگاه منطقه بررسی شده در پهنه ساختاری سبزواری در ایران مرکزی (با تغییرات از: Pilger, ۱۹۷۱)

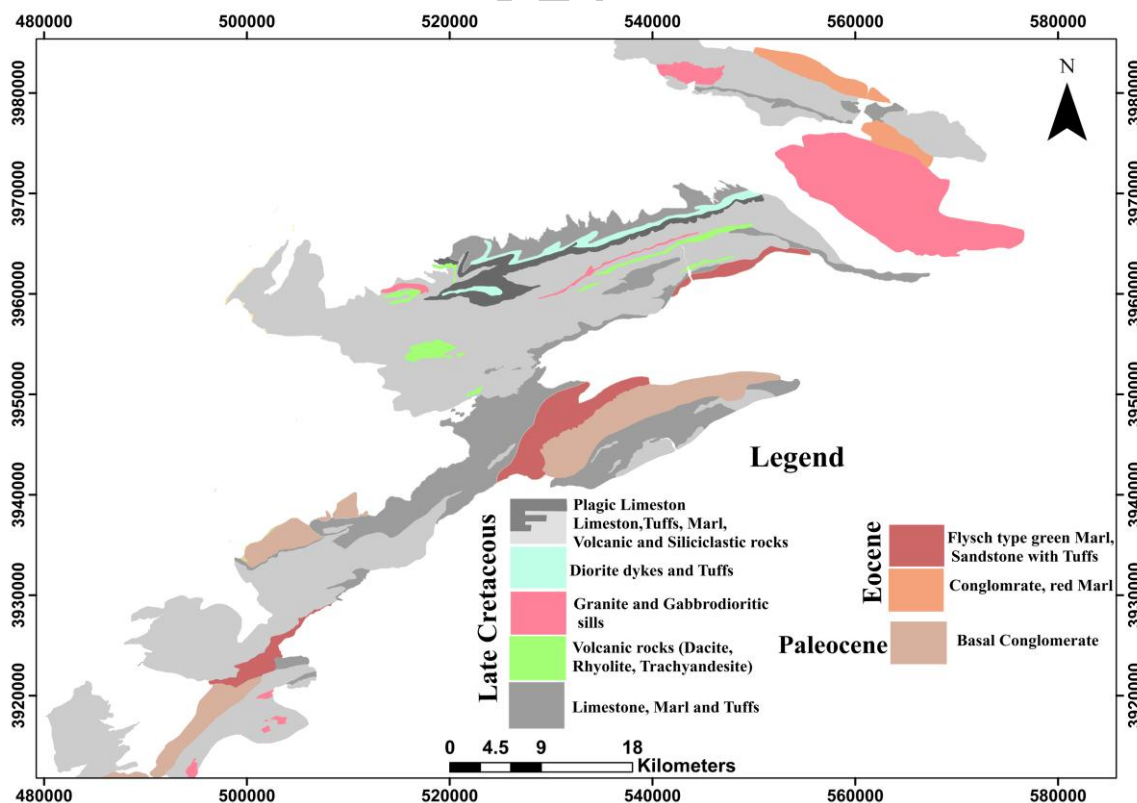
بررسی شده است (Vaziri- Tabar, 1976; Alavi- Tehrani, 1976; Noghreyan, 1982; Lindenberg *et al.*, 1983; Spies *et al.*, 1983; Bauman *et al.*, 1983; Shojaat *et al.*, 2003; Rossetti *et al.*, 2010; Nasrabady *et al.*,

در چهار دهه گذشته فرورانش رو به شمال سنگ کره اقیانوسی سبزواری به زیرپهنه البرز خاوری (بینالود) و ماگماتیسیم وابسته به آن، به ویژه در کرتاسه پسین- ترشیاری، به طور گسترده‌ای

زمین‌شناسی منطقه

توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه بالایی بررسی شده، با مساحتی افزون‌بر ۱۲۰۰ کیلومتر مربع در جنوب‌باختری سبزوار جای دارد (شکل ۲). زیرپهنه سبزوار، با آمیزه‌ای از واحدهای سنگی رسوبی، آذرین و دگرگونی متعلق به مزوزوییک- ترشیاری، یک واحد زمین‌ساختی جدا و مشخص است که در جنوب با گسل درونه و در شمال با گسل بینالود از بخش‌های مجاور جدا شده است (Lindenberg *et al.*, 1983). توالی سنگی کرتاسه بالایی در این منطقه دربردارنده سنگ‌های گوناگون رسوبی، آذرین نفوذی، آتشفشانی و آذرآواری‌های وابسته (آگلومرا، برش و توف) با سیمای تپه ماهوری و ستیغ‌های مرتفع است.

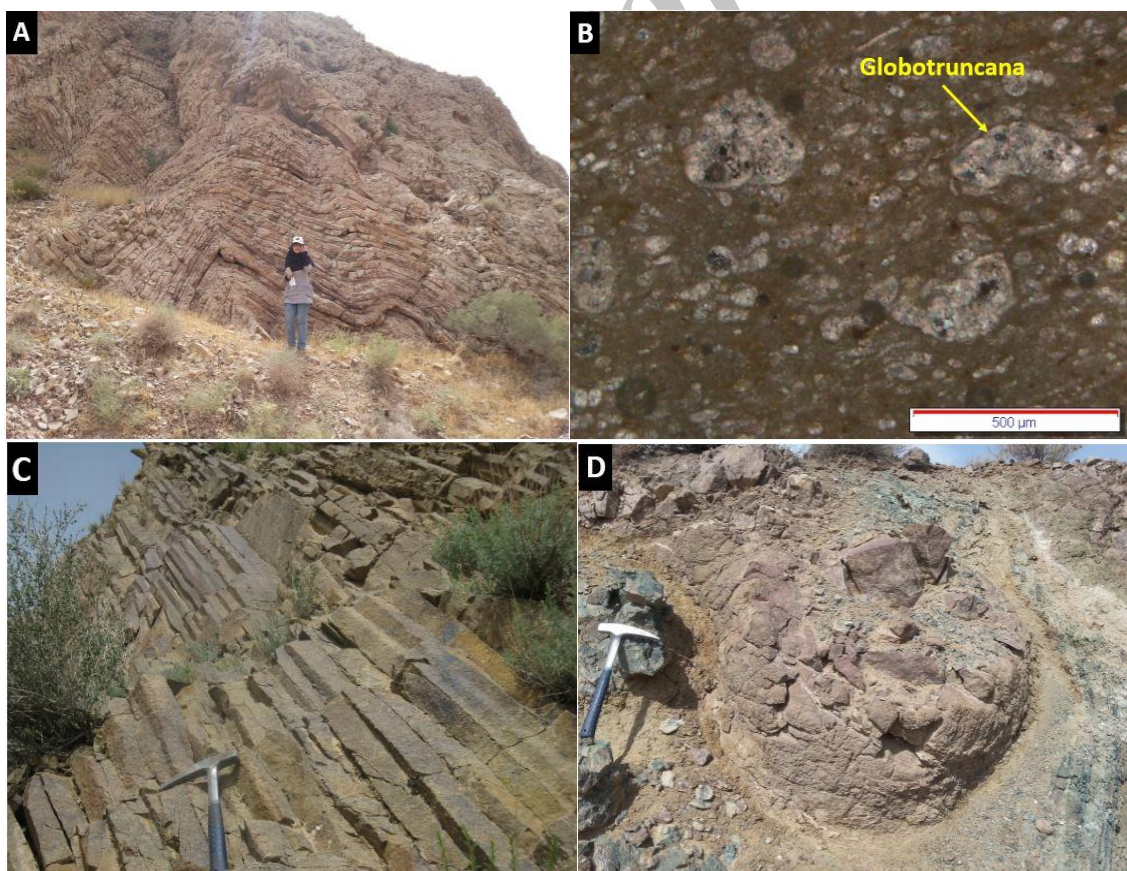
2011; Shabanian *et al.*, 2012; Ghasemi *et al.*, 2010, 2013; Alaminia *et al.*, 2013; Khalatbari *et al.*, 2013; Jamshidi *et al.*, 2014, 2015a, b; Shafaii *et al.*, 2015; Jamshidi, 2015; Ghasemi and Rezaei-Kahkhaei, 2015; Ghasemi *et al.*, 2016; Maghfouri *et al.*, 2016). نگاهی به این بررسی‌ها نشان می‌دهد بیشتر نگاه‌ها به افیولیت‌ها و سنگ‌های همراه (توالی آتشفشانی) در شمال سبزوار بوده‌اند و اطلاعات بسیار اندکی درباره ماگماتیسم غیرافیولیتی کرتاسه پسین در جنوب‌باختری سبزوار وجود دارد. البته به‌علت کانه‌سازی‌های مهم اقتصادی فلزهای منگنز، مس، روی و آهن در این سنگ‌ها، به‌تازگی چندین بررسی زمین‌شناسی اقتصادی روی این توالی آتشفشانی- رسوبی انجام شده‌اند (مانند: Maghfouri, 2012; Taghizadeh, 2014; Nasrollahi, 2014; Tashi *et al.*, 2014, 2016, 2017; Maghfouri *et al.*, 2016).



شکل ۲- نقشه ساده زمین‌شناسی از توالی آتشفشانی- رسوبی جنوب‌باختری سبزوار

با این ویژگی از دیگر واحدهای آتشفشانی- رسوبی منطقه شناخته می‌شوند (شکل ۳- C). عوامل گوناگونی مانند همگنی ماگما و نبود مواد فرار، سازوکار جایگیری ماگما، سرعت سرد شدن گدازه در سطح در برابر بخش درونی آن و محیط فعالیت آتشفشان (خشکی یا زیرآبی)، ستبرای بسیار گدازه پس از فوران و چسبندگی (گرانروی) ماگما، همگی در پیدایش ستون‌های منشوری نقش دارند (Yoshihiko and Nobutaka, 2004). فرسایش پوست پیازی گدازه‌های داسیتی، پیدایش بالش‌هایی بزرگ به قطر بیشتر از ۲ متر را به دنبال داشته است که به اشتباه به نام گدازه بالشی شمرده شده‌اند (شکل ۳- D).

سنگ‌های رسوبی دربردارنده گونه‌هایی از ماسه‌سنگ توفی، مارن و سنگ‌آهک‌های پلاژیک گلوبوترونکانادار به رنگ کرم روشن، با لایه‌بندی نازک و گاهی متوسط لایه به سن کرتاسه پسین هستند (Lindenberg *et al.*, 1983; Kazemi *et al.*, 2015) (شکل‌های ۳- A و ۳- B). داسیت، ریولیت و تراکی آندزیت نیز از سنگ‌های آتشفشانی هستند و به صورت میان‌لایه‌ای در میان سنگ‌های رسوبی کرتاسه بالایی جای دارند و از این رو، با آنها هم‌سن هستند. گابرو دیوریت و گرانیت از سنگ‌های نفوذی هستند که درون واحدهای رسوبی و آتشفشانی تزریق شده‌اند. داسیت‌ها، ستبرترین واحد آتشفشانی فلسیک هستند که با ریخت خشن و برجسته دیده می‌شوند. مهم‌ترین ویژگی داسیت‌ها، حالت منشوری آنهاست؛



شکل ۳- A) تصویری از آهک‌های پلاژیک کرتاسه پسین در جنوب‌باختری سبزوار؛ B) تصویر میکروسکوپی (در PPL) از فسیل گلوبوترونکانا در آهک‌های پلاژیک؛ C) فرسایش پوست پیازی در داسیت‌های منطقه بررسی‌شده؛ D) تصویری از داسیت‌های منشوری در منطقه بررسی‌شده

روش انجام پژوهش

برای دسترسی به اهداف این پژوهش، پس از بررسی‌های صحرائی و نمونه‌برداری از واحدهای گوناگون سنگی، ۱۰ نمونه با کمترین هوازدگی برگزیده و در آزمایشگاه دانشگاه Macquarie سیدنی استرالیا، به روش XRF برای عنصرهای اصلی و Laser-Ablation برای عنصرهای کمیاب

و خاکی نادر تجزیه شیمیایی شدند (جدول ۱). برای بررسی شیمی کانی‌ها نیز شماری نمونه برای تجزیه با ریزکاو الکترونی برگزیده و در آزمایشگاه ریزکاو الکترونی دانشگاه New South Wels سیدنی، استرالیا، با دستگاه ریزکاو الکترونی مدل JEOL JXA-8300F و در ولتاژ ۲۰KV و جریان ۲۰nA تجزیه شدند.

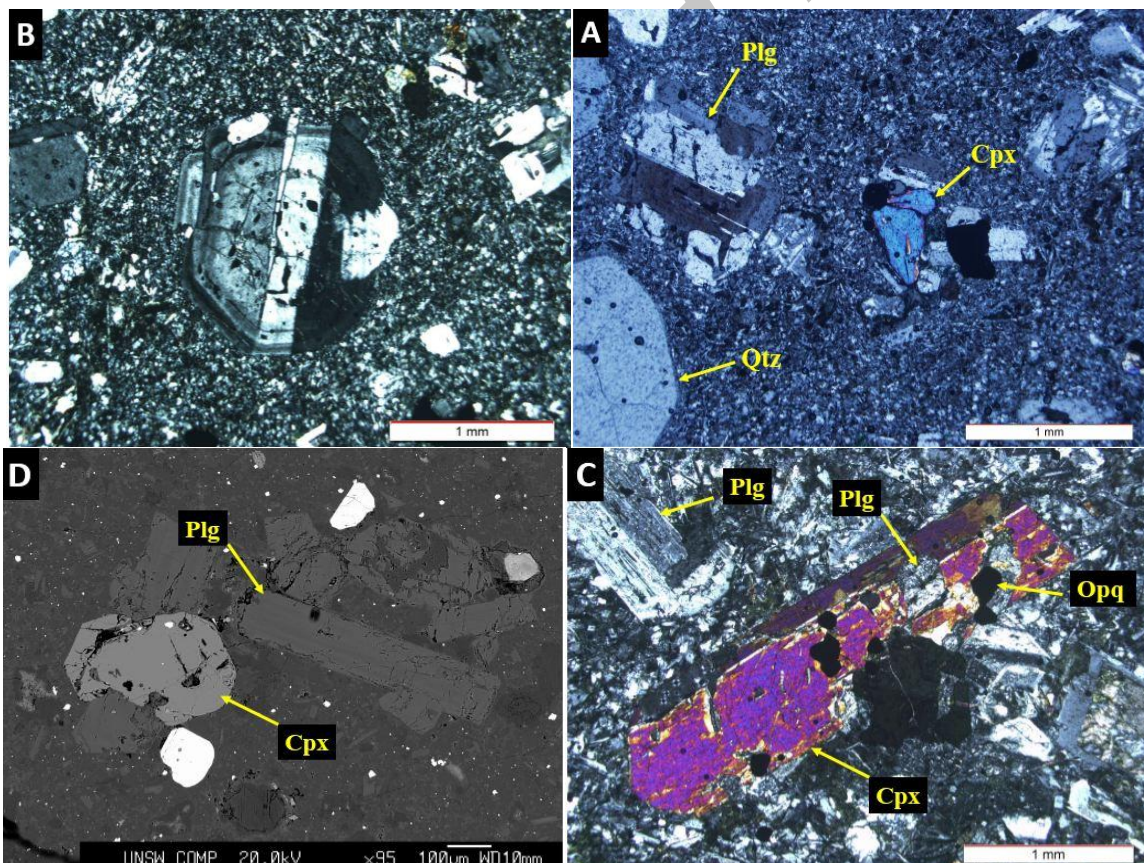
جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی نمونه‌های داسیتی-ریولیتی کرتاسه پسین جنوب‌باختری سبزوار (اکسید عنصرهای اصلی بر پایه درصدوزنی؛ عنصرهای فرعی و کمیاب خاکی بر پایه بخش در میلیون)

Sample No.	Zn-1	Zn-2	Zn-3	Zn-5	Zn-6	Zn-7	Zn-8	Zn-9	Zn-10
SiO ₂	64.08	71.93	74.45	69.85	64.99	68.34	66.75	68.96	70.76
TiO ₂	0.58	0.56	0.47	0.55	0.63	0.61	0.62	0.55	0.55
Al ₂ O ₃	13.70	13.00	12.14	12.51	13.50	13.26	13.23	13.27	13.56
Fe ₂ O ₃	5.95	4.45	3.53	5.11	7.26	6.36	7.02	5.48	4.95
MnO	0.18	0.12	0.11	0.18	0.17	0.13	0.13	0.18	0.11
MgO	1.44	1.02	0.60	1.58	1.55	1.55	1.45	1.76	1.04
CaO	6.65	4.37	3.71	5.73	4.68	4.23	4.72	5.57	5.35
Na ₂ O	3.94	3.69	3.25	3.47	4.82	3.86	4.30	3.55	2.90
K ₂ O	1.62	0.88	1.67	0.30	1.74	1.50	1.60	0.46	0.66
P ₂ O ₅	0.20	0.21	0.14	0.24	0.23	0.20	0.23	0.26	0.13
IOL	0.03	00.00	00.00	00.02	00.03	00.00	00.00	00.00	00.00
Total	98.37	100.23	100.06	99.54	99.60	100.04	100.05	100.07	100.01
Ba	304.67	200.95	124.96	122.26	284.62	235.61	294.59	136.22	143.12
Sr	226	425	142.04	217.89	183.15	226.15	204.34	213.10	217.20
Cs	0.52	0.16	0.05	0.10	0.41	0.47	0.22	0.06	0.22
Rb	29.92	6.86	5.48	4.14	25.88	29.19	26.07	5.47	6.02
Zr	54.83	47.09	60.66	50.74	45.10	45.40	50.21	46.64	52.74
Hf	1.50	1.55	1.91	1.45	1.48	1.40	1.74	1.49	1.65
Ta	0.06	0.04	0.08	0.05	0.07	0.06	0.05	0.04	0.06
Nb	0.92	0.77	1.55	0.76	0.93	0.95	1.05	0.93	0.90
Y	24.06	22.44	24.06	20.29	24.51	20.18	25.05	22.90	23.48
U	0.36	0.46	0.50	0.28	0.34	0.28	0.37	0.23	0.39
Th	0.93	1.04	1.28	1.01	1.01	1.08	1.15	1.07	0.78
Zn	83.95	58.85	58.78	61.35	69.13	72.31	91.33	66.15	52.91
Cu	30.17	45.61	8.72	29.44	26.49	24.61	39.79	20.81	31.59
Ni	38.23	30	14.40	5.62	24.43	11.07	10.08	7.76	7.69
Co	10.72	8.36	8.29	7.31	11.27	11.68	10.63	8.61	11.12
V	118.54	106.41	97.09	112.66	142.66	128.59	157.46	109.26	167.7
Ga	34.43	31.64	27.64	23.69	33.52	30.18	35.66	22.42	29.37
La	5.67	6.02	5.74	5.43	5.87	5.12	6.05	5.76	4.51
Ce	12.78	12.31	14.91	11.65	12.98	11.86	13.55	11.71	10.18
Pr	2.07	1.89	2.21	1.7	1.98	1.85	2.17	1.94	1.74
Nd	9.49	9.98	10.72	8.92	9.93	9.11	10.25	9.39	8.86
Sm	2.93	2.89	3.07	2.55	3.07	2.71	3.14	2.97	2.73
Eu	1.03	1.06	0.99	1.02	1.06	0.98	1.09	0.89	0.84
Gd	3.58	3.14	3.50	3.24	3.88	3.29	3.69	3.48	3.24
Tb	0.67	0.60	0.55	0.55	0.59	0.54	0.65	0.56	0.59
Dy	4.36	3.95	4.09	3.76	4.23	3.74	4.37	3.95	4.38
Ho	0.90	0.88	0.88	0.83	0.94	0.72	0.96	0.86	0.93
Er	2.62	2.58	2.77	2.26	2.78	2.35	2.83	2.69	2.64
Tm	0.36	0.34	0.41	0.34	0.44	0.31	0.45	0.39	0.39
Yb	3.11	2.58	2.99	2.58	2.76	2.28	2.88	2.47	2.79
Lu	0.47	0.38	0.45	0.36	0.45	0.32	0.40	0.38	0.40

سنگ‌نگاری

داسیت‌ها بافت‌های فلسیتی پورفیری، گلومروپورفیری و میکرولیتی پورفیری دارند. منطقه‌بندی و بافت غربالی در بیشتر فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شوند (شکل ۴- B) و هردو از نشانه‌های آشکار بافت‌های ناتعادلی در پلاژیوکلازها هستند. این ناتعادلی می‌تواند پیامد آمیختگی ماگما و تغییر ترکیب ماگمای هنگام تبلور، پیدایش جریان‌های همرفتی و جابجایی بلورها در آشیانه ماگمایی، تغییرات فشار بخار آب و همچنین بالآمدن ماگما و کاهش فشار وارد بر آن باشد که همگی ناتعادلی بلورها با ماگمای در حال تبلور را در پی خواهند داشت (Ghasemi *et al.*, 2013).

پلاژیوکلاز، کوارتز و پیروکسن، کانی‌های اصلی سازنده نمونه‌های داسیتی منطقه جنوب‌باختری سبزواری هستند که در زمینه‌ای ریزبلور از پلاژیوکلاز و کوارتز جای دارند (شکل ۴- A). پلاژیوکلاز، کانی اصلی سنگ است و بیشتر به‌صورت درشت‌بلور و با اندازه نزدیک به ۰/۲ تا ۲ میلی‌متر دیده می‌شود. این کانی، بیشتر شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است و ماکل کارلسباد و پلی‌سینتیک نشان می‌دهد. همچنین، به‌صورت میکرولیت نیز در زمینه دیده می‌شود. میکرولیت‌ها، درشت‌بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز درون زمینه را دور می‌زنند و با نظم‌یافتگی در روندی خاص، جهت جریان را نشان می‌دهند.



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی در نور XPL از داسیت‌های جنوب‌باختری سبزواری. (A) تصویری از بلورهای پلاژیوکلاز (Plg)، کلینوپیروکسن (Cpx) و کوارتز (Qtz) که بافت فلسیتی پورفیری را پدید آورده‌اند؛ (B) تصویری از بافت غربالی و منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز؛ (C) تصویری از درشت‌بلور کلینوپیروکسن با میانبارهایی از پلاژیوکلاز و کانی کدر؛ (D) تصویر نور برگشتی ریزکاو الکترونی از کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در داسیت‌های منطقه جنوب‌باختری سبزواری (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Kretz, 1983).

درصدوزنی است.

همان‌گونه‌که در جدول ۲ دیده می‌شود، ترکیب سازنده‌های پایانی کلینوپیروکسن‌ها در نمونه‌های داسیتی جنوب‌باختری سبزوار برابر با $Wo_{40.61-42.79} En_{38.41-74} Fs_{16.34-19.6}$ است. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها یکسان است و در نمودار ترکیبی ولاستونیت (Wo) - فروسیلیت (Fs) - انستاتیت (En)، همه آنها در میدان اوژیت جای گرفته‌اند (شکل ۵ - A).

پیروکسن‌های بررسی شده منطقه‌بندی ندارند و از آنجایی‌که در این کانی، میزان $Na < Al$ است باید آنها را در گروه پیروکسن‌های کلسیک رده‌بندی کرد. همچنین، در نمودار $Q = Ca + Mg + Fe^{+2}$ در برابر $J = 2Na$ کلینوپیروکسن‌ها در محدوده (Ca-Mg-Fe) Quad جای گرفته‌اند (شکل ۵ - B). میزان Al_2O_3 و CaO آنها به ترتیب از ۱/۱۶ تا ۱/۶۹ و ۲۰/۰۳ تا ۲۰/۹۶ درصدوزنی تغییر می‌کند. محتوای Al و Ti کلینوپیروکسن‌ها به فعالیت سیلیس در مذابی که از آن متبلور شده‌اند و به نسبت این عناصر بستگی دارد و به ترتیب در ماگماهای گوناگون توله‌ایتی، قلیایی و پرآلکان افزایش می‌یابد (Le Bas, 1960; Kushiro, 1962).

به باور Thompson (۱۹۷۴)، میزان Al^{VI} در کلینوپیروکسن، به فشار وابسته است. از این رو، Aoki و Shiba (۱۹۷۳) نموداری بر پایه Al^{VI} در برابر Al^{IV} برای سنجش فشار پیشنهاد کردند. در این نمودار، کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های بررسی شده در فشار کم پدید آمده‌اند (شکل ۵ - C). همچنین، بر پایه نمودار توزیع Al (Al^{VI} در برابر Al^{IV})، هنگام پیدایش کلینوپیروکسن میزان آب کمتر از ۱۰ درصد و فشار هنگام تبلور کمتر از ۵ کیلو بار بوده و نشان‌دهنده

پس از پلاژیوکلاز، کوارتز فراوان‌ترین کانی داسیت‌هاست که به صورت دانه‌های بی‌شکل هم‌بعد و ریزدانه تا متوسط دانه، با اندازه ۰/۵ تا ۵ میلیمتر دیده می‌شود. این کانی، بیشتر شکل خورده‌شده و گردشده، خلیج‌خوردگی و گاه حاشیه واکنشی دارد. بیشتر پیروکسن‌ها که فراوان‌ترین کانی مافیک در این سنگ‌ها به شمار می‌روند، سالم هستند و بر پایه ویژگی‌های سنگ‌نگاری و بررسی‌های ریزکاو الکترونی، از نوع کلینوپیروکسن اوژیتی هستند. فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و درون برخی از آنها، میانبارهایی از پلاژیوکلاز و کانه کدر دیده می‌شوند (شکل ۴ - C). بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی و تصویرهای نور برگشتی (back scatter)، بلورهای کلینوپیروکسن، منطقه‌بندی ندارند (شکل ۴ - D). افزون بر پلاژیوکلاز، کوارتز و کلینوپیروکسن، کانه کدر، مجموعه کانیایی مهمی در سنگ‌های داسیتی منطقه است.

شیمی کانی

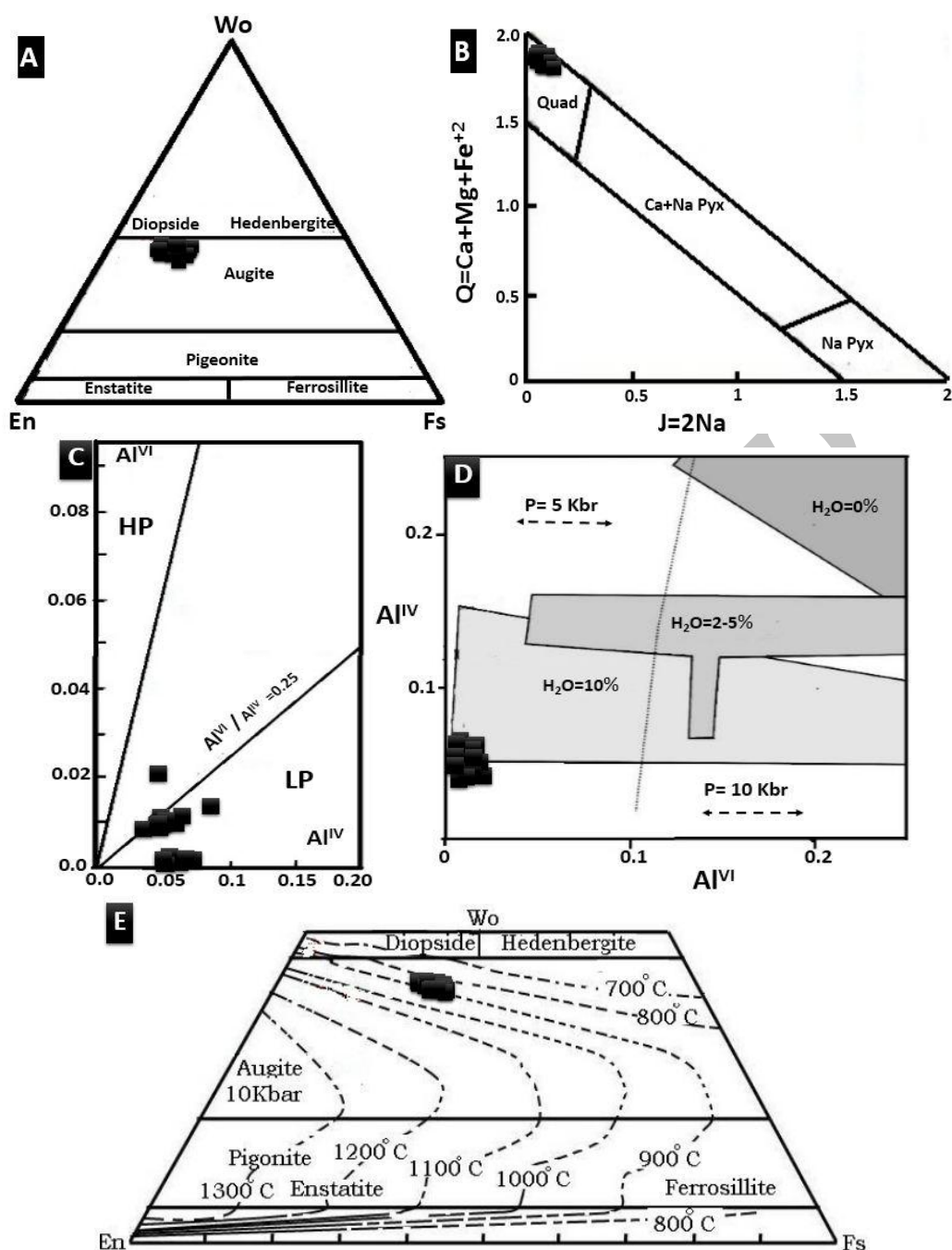
کلینوپیروکسن: کلینوپیروکسن‌های درون سنگ‌های ماگمایی از دیدگاه سنگ‌شناختی بسیار اهمیت دارند؛ زیرا ترکیب آنها بر پایه شیمی ماگمای سازنده آنها تغییر می‌کند. بر پایه سرشت کانی کلینوپیروکسن، ترکیب این کانی برای بررسی سرشت ماگمای اولیه به کار برده می‌شود (Le Terrier et al., 1982). همان‌گونه‌که در جدول ۲ دیده می‌شود، در کلینوپیروکسن‌ها، میزان تغییرات Al_2O_3 برابر با ۱/۱۶ - ۱/۷۳ درصدوزنی، CaO برابر با ۲۰/۰۳ - ۲۰/۹۲ درصدوزنی، TiO_2 برابر با ۰/۱۹ - ۰/۴۶ درصدوزنی و SiO_2 برابر با ۵۱/۰۲ - ۵۲/۲۲

محیطی کم فشار است (شکل ۴- D). برپایه نمودار پیشنهادهی Lindsley (۱۹۸۳)، دمای تبلور است (شکل ۵- E).

جدول ۲- درصدوزنی اکسیدهای عنصرهای اصلی و کاتیون‌های کلینوپیروکسن در نمونه‌های داسیتی کرتاسه پسین جنوب‌باختری سبزوار به همراه فرمول ساختاری برپایه ۶ اتم اکسیژن

Sample No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Z1-Cpx1-1	52.22	0.46	1.55	0.01	10.06	0.50	14.58	20.69	0.24	0.02	100.71
Z1-Cpx1-2	51.99	0.34	1.28	0.01	9.99	0.53	14.99	20.59	0.26	0.00	100.37
Z1-Cpx1-3	51.87	0.29	1.20	0.01	11.84	0.57	13.61	20.73	0.23	0.00	100.35
Z1-Cpx1-4	51.02	0.25	1.16	0.01	11.90	0.58	13.68	20.63	0.23	0.00	100.52
Z1-Cpx1-5	51.72	0.24	1.26	0.01	11.64	0.60	13.60	20.73	0.24	0.00	100.05
Z1-Cpx1-6	51.22	0.27	1.35	0.00	11.76	0.62	13.63	20.60	0.29	0.00	99.77
Z2-Cpx2-1	51.63	0.29	1.19	0.01	11.57	0.58	13.70	20.86	0.23	0.01	100.11
Z2-Cpx2-2	52.08	0.28	1.23	0.01	11.77	0.54	13.71	20.92	0.26	0.00	100.83
Z2-Cpx2-3	51.47	0.32	1.17	0.01	11.46	0.60	13.67	20.83	0.24	0.00	99.77
Z2-Cpx2-4	51.53	0.29	1.17	0.00	11.68	0.62	13.65	20.80	0.24	0.00	99.98
Z2-Cpx2-5	51.87	0.19	1.25	0.01	11.26	0.52	13.94	20.86	0.26	0.00	100.15
Z2-Cpx2-6	52.07	0.35	1.44	0.00	11.52	0.58	13.91	20.23	0.25	0.01	100.36
Z2-Cpx2-7	51.31	0.46	1.73	0.00	11.78	0.59	13.76	20.33	0.27	0.00	100.34
Z3-Cpx3-1	51.85	0.25	1.33	0.00	11.78	0.66	14.11	20.03	0.25	0.01	100.26
Z3-Cpx3-2	51.79	0.25	1.41	0.02	11.60	0.58	13.90	20.15	0.26	0.00	99.97
Z3-Cpx3-3	51.72	0.35	1.52	0.00	11.56	0.61	13.82	20.23	0.24	0.00	100.04
Z3-Cpx3-4	51.4	0.29	1.41	0.00	11.74	0.61	13.69	20.26	0.26	0.01	99.93
Z3-Cpx3-5	51.93	0.23	1.34	0.00	11.36	0.64	14.02	20.70	0.24	0.00	100.66
Z3-Cpx3-6	51.50	0.32	1.65	0.00	11.41	0.62	13.80	20.58	0.27	0.00	100.15
Z3-Cpx3-7	51.15	0.39	1.59	0.01	11.51	0.60	13.79	20.48	0.23	0.05	99.78

Sample No.	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total
Z1-Cpx1-1	1.94	0.01	0.07	0.00	0.05	0.26	0.02	0.81	0.83	0.02	0.00	4
Z1-Cpx1-2	1.93	0.01	0.06	0.00	0.09	0.22	0.02	0.83	0.83	0.02	0.00	4
Z1-Cpx1-3	1.94	0.01	0.05	0.00	0.06	0.31	0.02	0.76	0.83	0.02	0.00	4
Z1-Cpx1-4	1.95	0.01	0.05	0.00	0.06	0.31	0.02	0.76	0.83	0.02	0.00	4
Z1-Cpx1-5	1.94	0.01	0.06	0.00	0.07	0.30	0.02	0.76	0.83	0.02	0.00	4
Z1-Cpx1-6	1.93	0.01	0.06	0.00	0.09	0.28	0.02	0.76	0.83	0.02	0.00	4
Z2-Cpx2-1	1.94	0.01	0.05	0.00	0.08	0.29	0.02	0.77	0.84	0.02	0.00	4
Z2-Cpx2-2	1.94	0.01	0.05	0.00	0.07	0.30	0.02	0.76	0.83	0.02	0.00	4
Z2-Cpx2-3	1.94	0.01	0.05	0.00	0.08	0.29	0.02	0.77	0.84	0.02	0.00	4
Z2-Cpx2-4	1.93	0.01	0.05	0.00	0.08	0.29	0.02	0.76	0.84	0.02	0.00	4
Z2-Cpx2-5	1.94	0.01	0.05	0.00	0.07	0.28	0.02	0.78	0.84	0.02	0.00	4
Z2-Cpx2-6	1.95	0.01	0.06	0.00	0.04	0.32	0.02	0.77	0.81	0.02	0.00	4
Z2-Cpx2-7	1.92	0.01	0.08	0.00	0.08	0.29	0.02	0.77	0.82	0.02	0.00	4
Z3-Cpx3-1	1.94	0.01	0.06	0.00	0.07	0.30	0.02	0.79	0.80	0.02	0.00	4
Z3-Cpx3-2	1.94	0.01	0.06	0.00	0.06	0.31	0.02	0.78	0.81	0.02	0.00	4
Z3-Cpx3-3	1.94	0.01	0.07	0.00	0.05	0.31	0.02	0.77	0.81	0.02	0.00	4
Z3-Cpx3-4	1.93	0.01	0.06	0.00	0.08	0.28	0.02	0.78	0.81	0.02	0.00	4
Z3-Cpx3-5	1.94	0.01	0.06	0.00	0.07	0.28	0.02	0.78	0.83	0.02	0.00	4
Z3-Cpx3-6	1.93	0.01	0.07	0.00	0.08	0.28	0.02	0.77	0.82	0.02	0.00	4
Z3-Cpx3-7	1.90	0.01	0.08	0.00	0.12	0.25	0.02	0.78	0.83	0.02	0.00	4



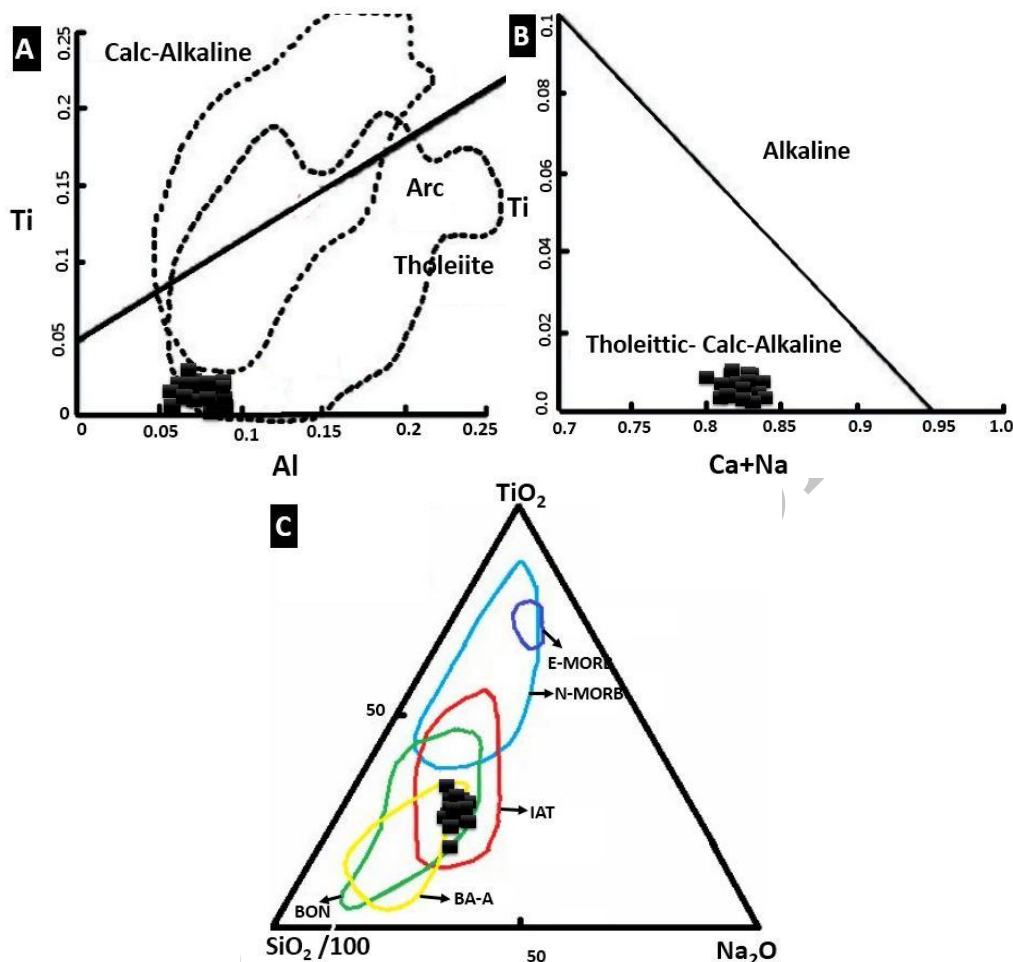
شکل ۵- جایگاه کلینوپیکروکسن‌های نمونه‌های داسیتی کرتاسه پسین جنوب‌باختری سبزوار در: (A) نمودار سه‌تایی نامگذاری کلینوپیکروکسن‌ها (Morimoto, 1988); (B) نمودار Q-J (Morimoto, 1988); (C) نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI} (Morimoto, 1988); (D) نمودار توزیع Al (Helz, 1973); (E) نمودار Lindsley (1973) (۱۹۸۳)

نمودارهای Al در برابر Ti و Na+Ca در برابر Ti (Le Terrier *et al.*, 1982)، کلینوپیکروکسن‌های بررسی شده در محدوده ماگمای توله‌ایتی جای گرفته‌اند (شکل‌های ۶-A و ۶-B). در نمودار

از آنجایی که کلینوپیکروکسن در برابر دگرسانی کمابیش مقاوم است، ترکیب شیمیایی آن برای تعیین سری ماگمایی و پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما به کار برده می‌شود (Le Terrier *et al.*, 1982). بر پایه

نمونه‌های داسیتی در محدوده توله‌ایت‌های جزیره‌های کمانی جای گرفته‌اند (شکل ۶- C).

شناسایی پهنة زمین‌ساختی $TiO_2-Na_2O-SiO_2/100$ (Beccaluva *et al.*, 1989) نیز کلینوپیروکسن‌های



شکل ۶- جایگاه کلینوپیروکسن‌های داسیت‌های کرتاسه پسین جنوب‌باختری سبزوار در: A، B) نمودارهای Al-Ti و Ca+Na-Ti برای شناسایی سری ماگمایی سازنده کلینوپیروکسن‌های این سنگ‌ها؛ C) نمودار شناسایی پهنة زمین‌ساختی $SiO_2/100-TiO_2-Na_2O$ (Beccaluva *et al.*, 1989)

بیتونیت جای گرفته است (شکل ۷). ترکیب پلاژیوکلاز به پارامترهای فیزیکی مانند دما (T)، فشار کل (P) و همچنین، طیف گسترده‌ای از عوامل ترکیبی (مانند: مقدار آب مذاب یا درصدوزنی H_2O) بستگی دارد (Ustunisik *et al.*, 2014). برخی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در داسیت‌ها منطقه‌بندی عادی با $An_{61.96-63.67}$ در هسته تا $Ab_{70.74-74.11}$ در حاشیه نشان می‌دهند.

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز، از کانی‌های فراوان سازنده داسیت‌های جنوب‌باختری سبزوار است. شمار ۱۰ نقطه (هسته و حاشیه) از پلاژیوکلاز در ۲ نمونه داسیتی تجزیه شیمیایی شدند و فرمول ساختاری آنها بر پایه ۸ اکسیژن به‌دست آورده شد (جدول ۳). در نمودار رده‌بندی Ab-Or-An (شکل ۷)، ترکیب پلاژیوکلازها در محدوده لابرادوریت و

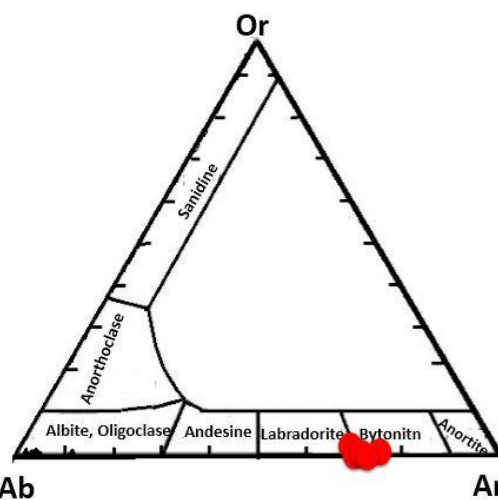
همچنین، در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، نشانه‌هایی از تجزیه به کلسیت، کلریت، اپیدوت و گاه به سرپسیت دیده می‌شود. شدت تجزیه پلاژیوکلازها در مرکز بیشتر از حاشیه بلور است که خود نشان‌دهنده منطقه‌بندی عادی در آنهاست.

جدول ۳- درصدوزنی اکسید عنصرهای اصلی و کاتیون‌های پلاژیوکلاز (بر پایه ۸ اتم اکسیژن) برای نمونه‌های داسیتی کرتاسه پسین جنوب‌باختری سبزوار

Sample No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Z1-Plg 1-1 (core)	48.12	0.00	31.98	0.28	0.00	0.00	15.26	2.97	0.05	98.67
Z1- Plg 1-2 (core)	50.05	0.02	31.58	0.50	0.02	0.04	14.83	3.16	0.03	100.36
Z1- Plg 1-3 (middle)	50.60	0.01	30.98	0.53	0.01	0.04	14.59	3.42	0.05	100.28
Z1- Plg 1-4 (rime)	51.37	0.01	31.07	0.52	0.03	0.03	14.21	3.63	0.04	101.04
Z1- Plg 1-5 (rime)	49.14	0.06	31.53	0.56	0.00	0.02	14.81	3.13	0.03	99.29
Z2- Plg 2-1 (core)	48.83	0.00	30.99	0.68	0.02	0.05	15.02	2.88	0.04	98.51
Z2- Plg 2-2 (core)	48.71	0.00	31.28	0.61	0.01	0.04	15.08	2.97	0.05	98.77
Z2- Plg 2-3 (middle)	49.85	0.01	31.17	0.62	0.02	0.05	14.68	3.21	0.04	99.76
Z2- Plg 2-4 (core)	51.18	0.00	30.41	0.62	0.00	0.05	13.93	3.61	0.04	99.95
Z2- Plg 2-5 (core)	52.29	0.00	29.72	0.61	0.00	0.05	13.21	4.14	0.04	100.13

Sample No.	Si	Ti	Al	Fe	Ca	Na	K	Total
Z1- Plg 1-1	2.28	0.00	1.69	0.02	0.73	0.30	0.00	5.02
Z1- Plg 1-2	2.29	0.00	1.68	0.02	0.72	0.30	0.00	5.02
Z1- Plg 1-3	2.32	0.00	1.66	0.02	0.69	0.32	0.00	5.01
Z2- Plg 1-4	2.36	0.00	1.61	0.02	0.65	0.37	0.00	5.02
Z2- Plg 1-5	2.38	0.00	1.60	0.02	0.63	0.38	0.00	5.02
Z2- Plg 2-1	2.38	0.00	1.70	0.03	0.75	0.36	0.00	5.01
Z2- Plg 2-2	2.27	0.00	1.71	0.02	0.75	0.26	0.00	5.02
Z2- Plg 2-3	2.26	0.00	1.69	0.02	0.72	0.27	0.00	5.01
Z2- Plg 2-4	2.29	0.00	1.64	0.02	0.68	0.29	0.00	5.00
Z2- Plg 2-5	2.34	0.00	1.59	0.02	0.64	0.32	0.00	5.01

در کل، منطقه‌بندی عادی پیامد رشد بلور هنگام جدایش ماگمایی پیش‌رونده است؛ اما منطقه‌بندی معکوس شاید پیامد فرایندهای آمیختگی ماگمایی یا کاهش فشار وارد بر ماگما باشد (Ustunisik *et al.*, 2014). نخست، ماگمایی که در ژرفای بسیار سرد شدن را آغاز می‌کند زمان لازم برای تبلور را دارد؛ از این‌رو، بلورهای پلاژیوکلاز رشد می‌کنند و درشت می‌شوند. بلورهای پلاژیوکلازی که در نخستین مراحل تبلور پدید می‌آیند ترکیب کلسیک‌تری دارند. در دمای معین، کاهش فشار کل یا افزایش فشار بخار آب، افزایش محتوای آنورتیت



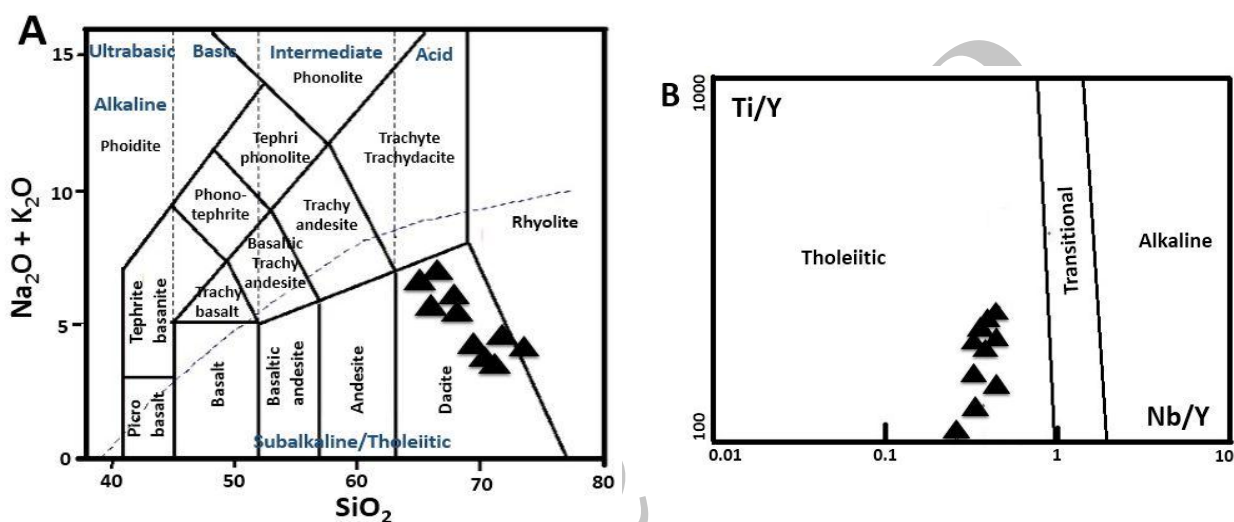
شکل ۷- ترکیب پلاژیوکلاز در داسیت‌های کرتاسه پسین جنوب‌باختری سبزوار در نمودار رده‌بندی فلدسپارها (Deer *et al.*, 1991)

نمودار رده‌بندی زمین‌شناسی (شکل ۸- A)، نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب‌باختری سبزواری با ترکیب داسیت در محدوده سری ساب‌آلکان/توله‌ایتی جای گرفته‌اند. همچنین در نمودار شناسایی سری ماگمایی Nb/Y برابر Ti/Y، همه نمونه‌ها در محدوده سری توله‌ایتی دیده می‌شوند (شکل ۸- B).

(An) پلاژیوکلاز را به‌دنبال دارد. محتوای An پلاژیوکلاز با کاهش دما کاهش می‌یابد و منطقه‌بندی عادی را در پی دارد (Ustunisik et al., 2014).

زمین‌شناسی سنگ‌کل

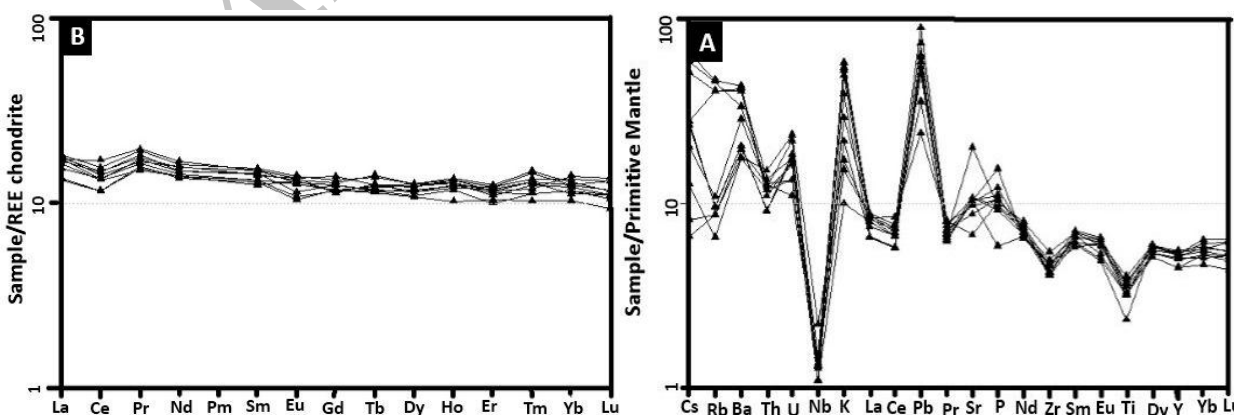
محتوی SiO₂ در سنگ‌های داسیتی از ۴۸/۱۲ تا ۵۲/۲۹ درصدوزنی در تغییر است.



شکل ۸- جایگاه نمونه‌های داسیتی کرتاسه پسین جنوب‌باختری سبزواری در نمودارهای (A) رده‌بندی Le Bas و همکاران (۱۹۸۶)؛ (B) Nb/Y- Ti/Y برای شناسایی سری ماگمایی (Pearce, 1982)

ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و کندریت (Nakamura, 1974) را نشان می‌دهند.

شکل‌های A-۹ و B-۹ نمودارهای بهنجارشده عنصرهای کمیاب نمونه‌های بررسی شده در برابر فراوانی این عناصر در



شکل ۹- جایگاه نمونه‌های داسیتی کرتاسه پسین جنوب‌باختری سبزواری در نمودارهای (A) عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ (B) بهنجارشده به ترکیب کندریت (Nakamura, 1974)

می‌شوند (شکل ۱۰-B). به باور Dai و همکاران (۲۰۱۱)، ماگماهای برگرفته شده از گوشته، نسبت کم Lu/Yb با میانگین ۰/۱۴-۰/۱۵ دارند؛ اما این نسبت در پوسته قاره‌ای بالاتر و نزدیک به ۰/۱۸-۰/۱۶ است. میانگین نسبت Lu/Yb در سنگ‌های داسیتی جنوب سبزوار ۰/۱۵ است که از میانگین پوسته قاره‌ای کمتر است. مقدار این نسبت نشان‌دهنده جداسدن ماگمای این سنگ‌ها از خاستگاهی گوشته‌ای و بدون آلیش با پوسته قاره‌ای است. نمودار Zr-Zr/Y اطلاعات ارزشمندی درباره سرشت و خاستگاه ماگمای مادر به نمایش می‌گذارد (Pearce and Norry, 1979). در این نمودار لگاریتمی، Zr شاخص تبلوربخشی و نسبت Zr/Y فاکتوری برای تغییرات ذوب‌بخشی دانسته شده‌اند. جایگاه نمونه‌ها در این نمودار نشان‌دهنده پیدایش این سنگ‌ها از تبلوربخشی ماگمای برخاسته از خاستگاهی تهی شده است (شکل ۱۰-C).

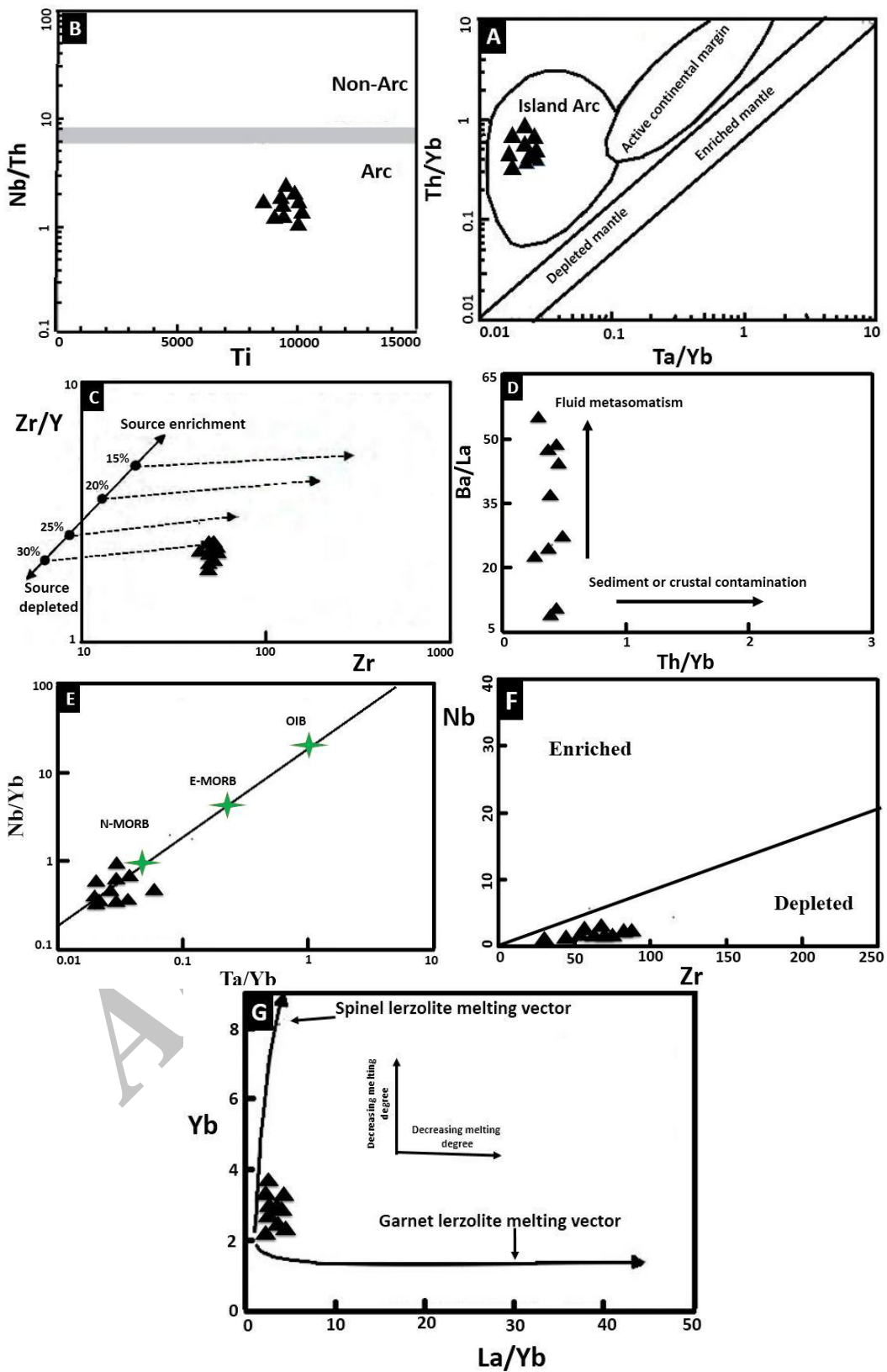
همان‌گونه که در نمودار بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه دیده می‌شود، نمونه‌های داسیتی جنوب سبزوار ناهنجاری منفی Nb و Ti دارند. این پدیده نشان‌دهنده نقش سیال‌های رهاسده از صفحه فرورو در پیدایش آنهاست. همچنین، در نمودار Ba/La برابر Th/Yb، نمونه‌ها مقدار بالای نسبت Ba/La دارند که نشان‌دهنده پیدایش آنها در پهنه فرورانش و نقش سیال‌های جدا شده از صفحه اقیانوسی فرورو است (شکل ۱۰-D).

در نمودار Nb/Yb برابر Ta/Yb (شکل ۱۰-E)، نمونه‌های داسیتی در محدوده N-MORB جای گرفته‌اند. این ویژگی، نشان می‌دهد جدای از غنی شدگی وابسته به سیال در محیط فرورانش، گوشته‌ای که خاستگاه ماگمای سازنده سنگ‌های بررسی شده بوده از خاستگاهی تهی شده همانند گوشته تهی شده مورب سرچشمه گرفته بوده است.

همان‌گونه که در نمودار الگوی عنصرهای خاکی نادر بهنجار شده به ترکیب کندریت دیده می‌شود، نمونه‌های داسیتی الگویی کمابیش مسطح از REE را به نمایش گذاشته‌اند. در نمودار عنکبوتی بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه، همه نمونه‌ها از عنصرهای Ti، Nb، Zr و Th تهی‌شدگی و از U، Pb، K و Ba غنی شدگی نشان می‌دهند. سیال‌های برخاسته از صفحه فرورو از Ba، Rb، U و Pb سرشار و از Th، Ti و Nb تهی‌شدگی نشان می‌دهند (Pearce, 1983). از این رو، سنگ‌های آذرین پدید آمده در کمان‌های ماگمایی از LILE غنی‌شدگی و از Ti و Nb تهی‌شدگی دارند (Stern, 2004). نمودار چندعنصری بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه نشان‌دهنده ویژگی‌های ماگماهای پهنه فرورانش/کمان برای نمونه‌هاست (شکل ۹-A).

بحث

به باور برخی پژوهشگران (Rolland *et al.*, 2002; Pearce, 1982; Meschede, 1986 برخی عنصرهای ناسازگار (مانند: Nb، Th، REE، P، Hf، Zr، Ti و Y) و فلزهای انتقالی (مانند: Ni، Co، Cr و V) هنگام رویداد فرایندهای دگرسانی و دگرگونی کمابیش بی‌تحرك هستند. از این رو، این عنصرها برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی و شناسایی پهنه زمین‌ساختی سنگ‌های داسیتی جنوب سبزوار به کار برده می‌شوند. در نمودار Ta/Yb-Th/Yb، همه نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های مرتبط با کمان جای گرفته‌اند (شکل ۱۰-A). افزون‌بر این، در نمودار لگاریتمی Ti برابر Nb/Th که برای شناسایی پهنه‌های کمایی از غیر کمایی به کار برده می‌شود، نمونه‌های داسیتی بررسی شده در محدوده سنگ‌های آتشفشانی مرتبط با کمان دیده



شکل ۱۰- جایگاه نمونه‌های داسیتی کرتاسه پسین جنوب‌باختری سبزوار در نمودارهای: (A) Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1982); (B) Nb/Th در برابر Ti (Pearce, 1982); (C) $Zr/Zr/Y$ در برابر Zr (Escuder- Viruete *et al.*, 2011, 2014); (D) Ba/La در برابر Th/Yb (Pearce and Norry, 1979); (E) نمودار Nb/Yb - Ta/Yb (Pearce, 1982; Pang *et al.*, 2013); (F) Yb در برابر La/Yb (Ozdemir and Güleç, 2014)

سبزوار- نایین در بخش بالایی صفحه فرورانش نئوتتیس، در لبه شمالی ایران مرکزی، پدید آمده که با فاز اصلی ماگماتیسم در پهنه آگارد- سنندج- سیرجان همزمان بوده است (Agard *et al.*, 2005; Omrani *et al.*, 2008; Rossetti *et al.*, 2010; Ghasemi *et al.*, 2018). دربارهٔ زمان بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس نیز بسیار بحث شده است؛ اما زمان کرتاسه پسین- پالئوسن (Stöcklin, 1974; Berberian and King, 1981) را بیشتر زمین‌شناسان پذیرفته‌اند. برخی پژوهشگران، زمان برخورد ورقه عربی با ایران را الیگوسن بالایی (Agard *et al.*, 2010; Dargahi *et al.*, 2005) و یا حتی میوسن (Berberian and King, 1981; Azizi and Moin-Vaziri, 2009) دانسته‌اند. در پی فرورانش رو به شمال خاوری اقیانوس نئوتتیس در تریاس بالایی در حوضه زاگرس، ماگماتیسم کمانی ژوراسیک در پهنه سنندج- سیرجان رخ داده و حوضه کششی پشت کمانی آن در ورقه ایران مرکزی در بخش سبزوار- نایین پدید آمده است (Agard *et al.*, 2005; Omrani *et al.*, 2008; Fürsich *et al.*, 2009; Rossetti *et al.*, 2010; Jamshidi *et al.*, 2014, 2015; Ghasemi *et al.*, 2018). جزیره‌های کمانی جنوب‌باختری سبزوار با سرشت آهکی قلیایی- توله‌ایتی، در کرتاسه پسین با فرورانش رو به شمال شاخهٔ شمالی اقیانوس نئوتتیس (حوضه اقیانوسی سبزوار) پدید آمده‌اند. این کمان ماگمایی که نخست (کرتاسه پسین) از نوع جزیره‌های کمانی بوده است، با ادامه فرورانش و پیوستن آن به لبه جنوبی منطقه البرز خاوری (بینالود)، به پهنه فرورانش مرز قاره‌ای تبدیل شده و رویداد فرایندهای ماگمایی با سرشت

همچنین برای بررسی غنی‌شدگی و یا نبود غنی‌شدگی در خاستگاه داسیت‌های منطقه، نمودار Zr در برابر Nb به کار برده شد (Sun and McDonough, 1989). در این نمودار، نمونه‌ها در محدودهٔ ترکیبی گوشته تهی‌شده جای گرفته‌اند (شکل ۱۰-F).

همان‌گونه که در نمودار بهنجار شده به ترکیب کندریت دیده می‌شود (شکل ۹-B)، نمونه‌ها الگوی مسطحی از REE و بدون غنی‌شدگی آشکار از LREE دارند که نشان‌دهندهٔ نبود گارنت در سنگ خاستگاه ماگمای سازنده آنهاست (Rollinson, 1993). افزون بر این، در نمودار La/Yb در برابر Yb، همهٔ نمونه‌ها نزدیک منحنی ذوب اسپینل لرزولیت رسم شده‌اند که گوشته معمول زیر پشته‌های میان اقیانوسی است (شکل ۱۰-G).

یافته‌های زمین‌شناسی همگی نشان‌دهندهٔ پیدایش ماگمای سازندهٔ سنگ‌های داسیتی جنوب‌باختری سبزوار از ذوب بخشی خاستگاهی اسپینل لرزولیتی در پهنهٔ فرورانش جزیرهٔ کمانی هنگام بسته‌شدن حوضه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار در کرتاسه پسین هستند. بسیاری از پژوهشگران، آغاز فرورانش اقیانوس نئوتتیس زاگرس را در تریاس دانسته‌اند (Berberian and King, 1981; Arvin *et al.*, 2007; Bagheri and Stampfli, 2008; Wilmsen *et al.*, 2009). این پدیده پیدایش مرز فعال قاره‌ای و کمان ماگمایی ژوراسیک در پهنهٔ سنندج- سیرجان را در پی داشته است (Ghasemi and Talbot, 2006; Rossetti *et al.*, 2010). در ادامهٔ فرورانش، در پشت این کمان ماگمایی، پهنهٔ کششی پشت کمانی

جنوب‌باختری سبزوار در این زمان پدید آمده‌اند؛ (۵) بسته‌شدن پایانی حوضه اقیانوسی سبزوار و بالازدگی ورقه اقیانوسی آن به‌صورت تیغه‌های افیولیتی نایب- بافت، درونه و شمال سبزوار و رویداد ماگماتیسم گسترده آهکی- قلیایی کمان قاره‌ای در پائوسن- ائوسن در شمال سبزوار؛

(۶) تداوم فرورانش بخش بجامانده ورقه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار به زیر ورقه البرز خاوری (بینالود) و رویداد ماگماتیسم آداکیتی میوسن- پلیوکواترنر در نوار ماگمایی قوچان- اسفراین (شکل ۱۱).

نتیجه‌گیری

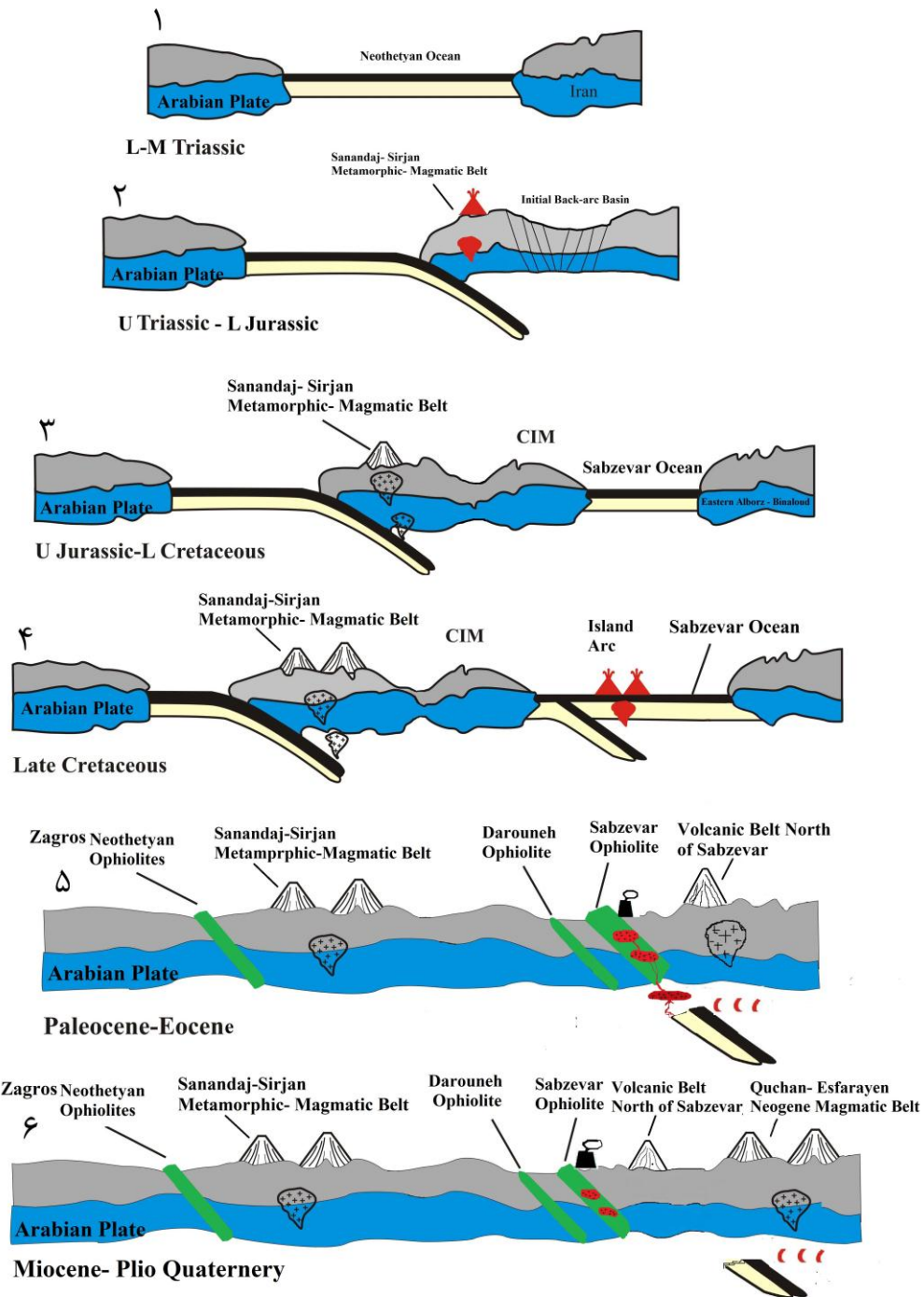
گدازه‌های داسیتی در نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین جنوب‌باختری سبزوار سرشت توله‌ایتی دارند. برپایه نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی، این سنگ‌ها در محیط جزیره‌های کمانی مرتبط با فرورانش جای گرفته‌اند. در کرتاسه پسین- ائوسن، در پی حرکت خردقاره ایران مرکزی به سوی شمال خاوری، ورقه اقیانوسی نئوتتیس حوضه سبزوار به زیر ورقه البرز خاوری (بینالود) فرورانش کرده و سپس بسته‌شدن پایانی حوضه اقیانوسی سبزوار روی داده است. پیامد این بسته‌شدن، نخست به‌صورت رویداد ماگماتیسم توله‌ایتی نوع جزیره‌های کمانی در جنوب‌باختری سبزوار در کرتاسه پسین بوده است و در ادامه با ماگماتیسم آهکی- قلیایی پتاسیک پهنه فرورانش مرز قاره‌ای، به‌ویژه از نوع آداکیتی در ترشیاری- کواترنز در شمال سبزوار- جنوب

آهکی قلیایی در ترشیاری و کواترنز را به دنبال داشته است. گنبد‌های آداکیتی در پهنه ماگمایی شمال سبزوار و پهنه ماگمایی جنوب قوچان- اسفراین، فراورده‌های تحولی و تکاملی این کمان ماگمایی دانسته شده‌اند (Spies *et al.*, 1983; Bauman *et al.*, 1983; Ghasemi *et al.*, 2010; Shojaat *et al.*, 2003; Rossetti *et al.*, 2010, 2016; Nasrabady *et al.*, 2011; Ghasemi *et al.*, 2011, 2013; Shabanian *et al.*, 2012; Alaminia *et al.*, 2013; Khalatbari *et al.*, 2013; Shafaii *et al.*, 2013, 2015; Jamshidi *et al.*, 2014, 2015a, b; Ghasemi and Rezaei-Kakhaei, 2015; Jamshidi, 2015; Maghfouri *et al.*, 2016).

برپایه یافته‌های زمین‌شناسی، الگوی زمین‌ساختی که برای پیدایش سنگ‌های داسیتی جنوب‌باختری سبزوار پیشنهاد می‌شود (شکل ۱۱) شامل:

- (۱) وجود پهنه اقیانوسی گسترده نئوتتیس در زاگرس در تریاس زیرین- میانی؛
- (۲) آغاز فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس زاگرس به زیر ایران مرکزی در تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین که با فرایندهای ماگمایی نوع کمانی در پهنه سنندج- سیرجان و کشش پشت کمانی در بخش شمالی پهنه ایران مرکزی- جنوب البرز همراه بوده است؛
- (۳) تداوم فرورانش رو به شمال ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی در هنگام ژوراسیک بالایی- کرتاسه پیشین که ماگماتیسم کمانی در پهنه سنندج- سیرجان و گسترش حوضه‌های اقیانوسی پشت کمانی نایب- سبزوار را در پی داشته است؛
- (۴) آغاز بسته‌شدن حوضه‌های اقیانوسی سبزوار- نایب و پیدایش جزیره‌های کمانی مرتبط در هنگام کرتاسه پسین. سنگ‌های داسیتی

قوچان ادامه یافته است.



شکل ۱۱- الگوی زمین‌ساختی نمادین برای نمایش تحول و تکامل ماگماتیسیم مزوزوییک- سنوزوییک در حوضه سبزوار

سپاس‌گزاری

ایران، حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود و دانشگاه Macquarie (سیدنی، استرالیا) انجام شده است؛ از این‌رو از آنان سپاس‌گزاری می‌شود.

این پژوهش پایان‌نامه دکتری نگارنده نخست مقاله است که با پشتیبانی مالی و معنوی وزارت علوم، تحقیقات و فناوری

منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 94: 401–419.
- Alaminia, Z., Karimpour, M. H., Homam, M. and Finger, F. (2013) The magmatic record in the Arghash region (northeast Iran) and tectonic implications. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 102:1603–1625.
- Alavi-Tehrani, N. (1976) Geology and petrography in the ophiolite rang NW of Sabzevar (Khorasan/Iran). PhD thesis, The University of Saarbrucken, German.
- Aoki, K. and Shiba, I. (1973) Pyroxenes from lertzolite inclusions of Itinome - gata Japan. *Lithos* 6: 41-51.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A. (2007) Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 474-489.
- Azizi, H. and Moinevaziri, H. (2009) Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics* 47: 167–179.
- Bagheri, S. and Stampfli, G. M. (2008) The Anarak, Jandaq and Poshte-Badam metamorphic complex in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451: 123–155.
- Bauman, A., Spies, O. and Lensch, G. (1983) Strantium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between kashmar, sabzevar and Quchan NE Iran Geodynamic project (geotraverse) in Iran. Final report, Geology Survey of Iran .Report No. 51.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G.vB. and Zeda, O. (1989) Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator .*Chemical Geology* 77: 165-182.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Toward a paleogeography and tectonic evaluation of Iran. *Canadian journal of Earth Science* 5: 101-117.
- Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Iizuka, Y. (2013) Zircon U- Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos* 162-163: 70-87.
- Dai, J., Wang, C., Hebert, R., Li, Y., Zhong, H., Guillaume, R., Bezard, R. and Wei, Y. (2011) Late Devonian OIB alkaline gabbro in the Zangbo Zone: Remnants of the Paleo-Tethys? *Gondwana Research* 19: 232-243.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A. (2010) Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh – Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: constraints on the Arabian– Eurasian continental collision. *Lithos* 115: 190 – 204.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1991) An introduction to the Rock forming minerals. 17th Edition, Longman, London, UK.
- Escuder- Viruete, J., Pé re z- Estaún, A., Booth -Rea, G. and Valverde -Vaquero, P. (2011) Tectono metamorphic evolution of the Samaná complex, northern Hispaniola: implications for the burial and exhumation of high-pressure rocks in a collisional accretionary wedge. *Lithos* 125: 190–210.
- Escuder-Viruete, J., Castillo-Carrión, M. and Pérez-Estaún, A. (2014) Magmatic relationships between depleted mantle harzburgites, boninitic cumulate gabbros and subduction - related tholeiitic basalts in the Puerto Plata ophiolitic complex, Dominican Republic: Implications for the birth of the Caribbean island-arc. *Lithos* 196: 261 –280.

- Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M. R. (2009) The Mid-Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, northern Iran: evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin. *Geological Society, London, Special Publications* 312 (1): 189-203.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj– Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Science* 26: 693-683.
- Ghasemi, H. and Jamshidi, K. (2013) Investigating the characteristics of the source origin of alkaline rocks at the base of the Shemshak Formation in the eastern Alborz. *Iranian Journal of Geology* 7(29): 17-29 (in Persian).
- Ghasemi, H. and Rezaei-Kakhaei, M. (2015) Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan-Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran. *Mineralogy and Petrology* 109(2): 235-252.
- Ghasemi, H., Allahyari, S., Taheri, A. and Sadeghian, M. (2013) Stratigraphic position and analysis of rock texture volcanic volcano-sedimentary belt Abbas-Abad, northeast Shahrood. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches* 29(1): 25- 42 (in Persian).
- Ghasemi, H., Rostami, M and Sadeghian, M. (2018) Basic Magmatism in the extensional back-arc basin of the Lower-Middle Jurassic on the northern edge of Central Iran-South of eastern Alborz zones, Shahrood-Damghan. *Scientific Quarterly Journal of Geological Survey of Iran* 27(107): 123-136 (In Persian).
- Ghasemi, H., Rostami, M., Sadeghian, M. and Kadkhodaye, F. (2016) Back- arc extensional magmatism in the Oligo-Miocene basin of the Central Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geological Survey of Iran, Geosciences* 25(99): 239-253 (in Persian).
- Ghasemi, H., Sadeghian, M., Khanalizadeh, A. and Tanha, A. (2010) Petrography, geochemistry and radiometric ages of high-silica adakitic domes of Neogene continental arc, south of Quchan. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 3: 347-370 (in Persian).
- Helz, R. T. (1973) Phase relationships of basalts in their melting range at $pH_2O = 5kb$ as a function of oxygen fugacity. *Journal of Petrology* 14: 249-302.
- Jamshidi, K. (2105) Petrology, geochemistry and petrogenesis of adakitic domes of north of Bashtin, Sabzevar. Ph. D. thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Semnan, Iran (in Persian).
- Jamshidi, K., Ghasemi, H. and Miao, L. (2015a) U-Pb age dating and determination of source region composition of post-ophiolite adakitic domes of Sabzevar. *Iranian Journal of Petrology* 6(23): 121-138 (in Persian).
- Jamshidi, K., Ghasemi, H. and Sadeghian, M. (2104) Petrology and geochemistry of the Sabzevar Post-ophiolitic high silica adakitic rocks. *Iranian Journal of Petrology* 5(17): 51-68 (in Persian).
- Jamshidi, K., Ghasemi, H., Troll, V. R., Sadeghian, M. and Dahren, B. (2015b) Magma storage and plumbing of adakite-type post-ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, northeast Iran. *Solid Earth* 6: 49–72.
- Kazemi, Z., Ghasemi, H. and Mousivand, F. (2015) Late Cretaceous magmatism on the northern edge of central Iran, southeast of Sabzevar. 19th Conference Geological society of Iran, Tehran, Iran.
- Khalatbari, M., Babaie, H. and Gani, M. (2013) Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 70–71: 209–230.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock forming minerals. *American Mineralogists* 68: 277 - 279.
- Kushiro, I. (1960) Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks, *American Journal of Science* 258: 548-554.

- Le Bas, M. J. (1962) The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science* 260: 267-288.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram. *Journal of Petrology* 27(3): 375 – 750.
- Le Terrier, J., Maury, C.R., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planetary Science Letter* 59: 139-154.
- Lindenberg, H. G., Gorler, K. and Ibbeken, H. (1983) Stratigraphy, structur and orogenetic evolution of the Sabzevar zone the area of Oryan Khorasan, NE Iran. *Geological Survey of Iran, Rep.* 51.
- Lindsley, D. H. (1983) Pyroxene thermometry. *American Mineralogists* 68: 477 - 493.
- Maghfouri, S. (2012) Geology, Mineralogy, Geochemistry and Genesis of Cu Mineralization within Late Cretaceous Volcano-Sedimentary Sequence in Southwest of Sabzevar, with emphasis on the Nodeh Deposit. MSc thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian).
- Maghfouri, S., Rastad, E., Mousivand, F., Lin, Y. and Zaw, K. (2016) Geology, ore facies and sulfur isotopes geochemistry of the Nuddeh Besshi-type volcanogenic massive sulfide deposit, southwest Sabzevar basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 125: 1-21.
- Mehdipour, G. J. and Moazzen, M. (2015) geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone, Zagros orogen, Iran. *Turkish Journal of earth Sciences* 24: 513-528.
- Meschede, M. (1986) A method of discriminating between different types of mid- ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56: 207-218.
- Morimoto, N. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist* 27: 143-156.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Nasrabad, M., Rossetti, F., Theye, T., Vignaroli, G. (2011) Metamorphic history and geodynamic significance of the Early Cretaceous Sabzevar granulites (Sabzevar structural zone, NE Iran). *Solid Earth* 3: 477-526.
- Nasrollahi, A. (2014) Mineralogy, geochemistry and genesis of manganese mineralization in Cretaceous volcano-sedimentary sequence in the southwest Sabzevar, with an emphasis on Nodeh manganese deposit. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Noghreyan M. K. (1982) Evolution geochimique, mineralogique et structurale d'une edifice ophiolitique singulier: le massif de Sabzevar (partie central), NE de Iran, Ph. D. theses, University de Nancy, France.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. (2008) Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106: 380-398.
- Ozdemir, Y. and Güleç, N. (2014) Geological and geochemical evolution of the quaternary Süphan Stratovolcano, eastern Anatolia, Turkey: evidence for the lithosphere-Asthenosphere interaction in post-collisional volcanism. *Journal of Petrology* 55: 37-62.
- 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: 234–251.

- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* (Ed. Thorpe, R. S.) 525-548. John Wiley & Sons, Chichester, UK.
- Pearce, J. A. (1983) The role of subcontinental lithosphere in the magma genesis at destructive plate margin. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230–249. Natwich Shiva, UK.
- Pearce, J. A., and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.
- Pilger, A. (1971) Die zeitlich-tektonische Entwicklung der iranischen Gebirge. *Clausthaler Geologischen Abhandlungen* 8: 1–27.
- Rolland, Y., Picard, C., Pecher, A., Lapierre, H., Bosch, D. and Keller, F. (2002) The Cretaceous Ladakh Arc of NW Himalaya – slab melting and melt – mantle interaction during fast northward drift of Indian Plate. *Chemical Geology* 182: 139-178.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. John Wiley & Sons Inc., New York, US.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. and Moin Vazir, H. (2010) Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): Implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *Terra Nova* 22: 26-34.
- Shabaniyan E., Acocella V., Gioncada A., Ghasemi H. and Bellier O. (2012) Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey. *Tectonics* 31: 3013-3042.
- Shafaii, H., Kheder, M., Arai, S., Stern, R., Ghorbani, G., Tamura, A. and Ottley, C. H. (2015) Arc-related harzburgite–dunite –chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: A model for formation of podiform chromitites. *Gondwana Research* 65–66.
- Shojaat, B., Hassanipak, A. A., Mobasher, K. and Ghazi, A. M. (2003) Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 1053-1067.
- Spies O., Lensch, G. and Mihm, A. (1983) Geochemistry of the post- ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan (NW Iran). *Geodynamic project (Geotraverse) in Iran. Geological Survey of Iran, Report No.:* 51.
- Stern, R. J. (2004) Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth and Planetary Science Letters* 226: 275- 292.
- Stöcklin, J. (1974) Possible ancient continental margins in Iran. In: *The geology of continental margins* (Eds. Burk, C. A. and Drake, C. L.) 873–887. Springer–Verlag, New York, US..
- Sun, S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry M. J.) Special Paper 42: 313–345. Geological Society London, UK.
- Taghizadeh, S. (2014) Mineralogy, geochemistry and genesis of the Zakeri Mn deposit, southwest of Sabzevar. M. Sc. thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Tashi, M., Mossivand, F. and Ghasemi, H. (2014) Volcanogenic massive sulfide Cu-Ag mineralization in the Kharturan area, southeast of Shahrood. *International Workshop on IWTOMA 2014, October 12-16, Wuhan, China.*
- Tashi, M., Mousivand, F. and Ghasemi, H. (2016) The pattern occurrence of natural copper mineralization in volcanic rocks host copper-silver volcanogenic massive sulfide deposit, Southeast Shahrood. *Iranian Journal of Geology* 10(40): 89-105 (in Persian).

- Tashi, M., Mousivand, F. and Ghasemi, H. (2017) Cu-Ag Besshi type volcanogenic massive sulfide mineralization in the Late Cretaceous volcano- sedimentary sequence: the case of Garmabe Paein deposit, southeast of Shahrood. *Journal of Economic Geology* 9(1): 213-233 (in Persian).
- Thompson, R. N. (1974) Some high-pressure pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 39: 768-787.
- Ustunisik, G., Kilinc, A. and Nielsen, R. (2014) New Insights into the Processes Controlling Compositional Zoning in Plagioclase. *Lithos* 3237.
- Vaziri-Tabar, F. (1976) *Geologie and petrographie der ophiolithe und ihrer vulcanosedimentaren Folgeprodukte im ostleil des Bergzugs nordlich Sabzevar Khorasan (Iran)*. Ph. D. thesis University of Saarbrucken, German.
- Wilmsen, M., Fursich, F., Syed - Emami, K., Majidifard, M. and Taheri, J. (2009) The Cimmerian orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova* 21: 211–218.
- Yoshihiko, G. and Nobutaka, T. (2004) Morphology and growth style of a Miocene submarine dacite lava dome at Atsumi, northeastern Japan. *Journal of volcanology and Geothermal Research* 134: 255-275.

Archive of SID