Petrographic and petrogenetic studies of adakitic magmatism of Gavdel (Shivar Dagh) in Garehdagh-South Arminian Zone (Northwest of Iran) (Irankuh Pb-Zn deposit, Southwest of Isfahan)

Hussein Mahoudiniya and Ahmad Jahangiri*
Department of Geosciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Abstract
Gavdel intrusive body, situated in NW Iran and NE of Uromieh-Dokhtar zone, is a part of Garehdagh, South-Arminian Zone (Arasbaran). The major outcrops of intrusive include of granodiorite, monzonite accompanied with granodioritic dyke. The studied samples display granular texture with essential minerals of, plagioclase, K-feldspar, amphibole ± quartz ± clinopyroxene. Geochemically, the studied rocks characterized by SiO_2 in the range of (59.1-67.8%), Al_2O_3 (14.09-18.3%), high Sr (507.18-1150 ppm) content , high ratios of Sr/Y (32.93-83.54), La/Yb and low Y (12.05-16.13) contents, which can indicate the adakitic characters of studied rocks. These features of Gavdel intrusive display geochemical similarity with high SiO_2 adakites (HAS) that comprise enriched LREE, LILE and depleted HFS elements such as Ta, Nb, and Ti. The fractionated REE pattern and low HREE and Y amount can be related to the occurrence of garnet or amphibole in residual source of adakitic magmas. High content of Sr and depletion of Ta, Nb and Ti can be ascribed either to the absence of plagioclase and the presence of Fe-Ti oxides in melt residue or fractionation of titanomagnetite and amphibole minerals with respect to petrograhic indications. Subducted slab breaking off followed by its partial melting and the overlying sediments accompanied by crustal assimilation through magma rising generated the magma in the studied area and the NW of Iran.

Key words: granodiorite, monzonite, adakite, adakites (HAS), slab break – off, Gavdel, Iran

* a_jahangiri@tabrizu.ac.ir

پتـــــرولوژی، سال هشتم، شماره بیست و نهم، بهار ۱۳۹۶، صفحه ۲۱-۳۶
تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۴/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۹/۱۶

بررسی‌های سنگ‌نگاری و پتروژنز ماگماتیسم آداکیتی گاودل (شیورداغ) در پهنه قره‌داغ (ارسباران)- ارمنستان جنوبی (شمال‌باختری ایران)

حسین محمودی‌نیا و احمد جهانگیری *
گروه علوم‌زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیده
توده نفوذی گاودل در شمال‌باختری ایران و شمال‌خاوری پهنه ارومیه-دختر، در بخشی از پهنه قره‌داغ (ارسباران)- ارمنستان جنوبی جای دارد. ترکیب توده نفوذی این منطقه بیشتر گرانودیوریت، مونزونیت و مونزودیوریت، همراه با دایک گرانودیوریتی است. نمونه‌های بررسی‌شده بیشتر دارای بافت گرانولار با کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، آمفیبول ± کوارتز ± کلینوپیروکسن هستند. از دیدگاه زمین‌شیمیایی، این توده دارای SiO_2 در گسترهٔ ۵۹/۱-۶۷/۸ درصد وزنی، Al_2O_3 برابر با ۱۴/۰۹-۱۸/۳ درصد وزنی، Sr بالا (۱۱۵-۵۰۷/۱۸ ppm)، نسبت‌های بالای Sr/Y (۳۲/۹۲ - ۸۳/۴۸) و La/Yb (۱۴/۶۴ – ۸۷/۴۷) و مقدارهای کم Y (۱۲/۰۵ ppm – ۱۶/۳) است که نشان‌دهنده ویژگی‌های آداکیتی این توده‌های نفوذی هستند. الگوی جدایش‌یافته REE، فراوانی کم HREE و Y چه‌بسا در پی دارابودن گارنت یا آمفیبول در پسماندهٔ جامد این ماگمای آداکیتی روی داده است. مقدارهای بالای Sr، بهنجاری منفی عناصری مانند Ti، Ta و Nb می‌تواند نشان‌دهنده نبود پلاژیوکلاز و بودن اکسیدهای آهن و تیتانیم در تفالهٔ بجامانده ذوب و یا پیامد جدایش فازهای بلورین مانند تیتانومگنتیت و آمفیبول (برپایه شواهد کانی‌شناسی) باشد. ماگماتیسم آداکیتی در این منطقه و شمال‌باختری ایران در پی فرایندهای گسیختگی صفحهٔ اقیانوسی فرورو و ذوب‌بخشی این صفحه همراه با رسوب‌های روی آن و آغشتگی ماگما با مواد پوسته‌ای هنگام بالاآمدن ماگما روی داده است.

واژه‌های کلیدی: گرانودیوریت، مونزونیت، آداکیت، آداکیت‌های HSA، گسیختگی صفحهٔ فرورو، گاودل، ایران

مقدمه
منطقه گاودل در بخشی از کوه‌های شیور، در نزدیکی ۱۵۰ کیلومتری شمال‌خاوری تبریز و در شمال باختر ایران، جای دارد. این منطقه بخشی از رشته کوه قره‌داغ و پهنه آلپی است. به باور Khain (۱۹۷۷)، کوه‌های قره‌داغ (ارسباران)

* a_jahangiri@tabrizu.ac.ir

پتـــــرولوژی، سال هشتم، شماره بیست و نهم، بهار ۱۳۹۶، صفحه ۲۱-۳۶
تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۴/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۹/۱۶

بررسی‌های سنگ‌نگاری و پتروژنز ماگماتیسم آداکیتی گاودل (شیورداغ) در پهنه قره‌داغ (ارسباران)- ارمنستان جنوبی (شمال‌باختری ایران)

حسین محمودی‌نیا و احمد جهانگیری *
گروه علوم‌زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

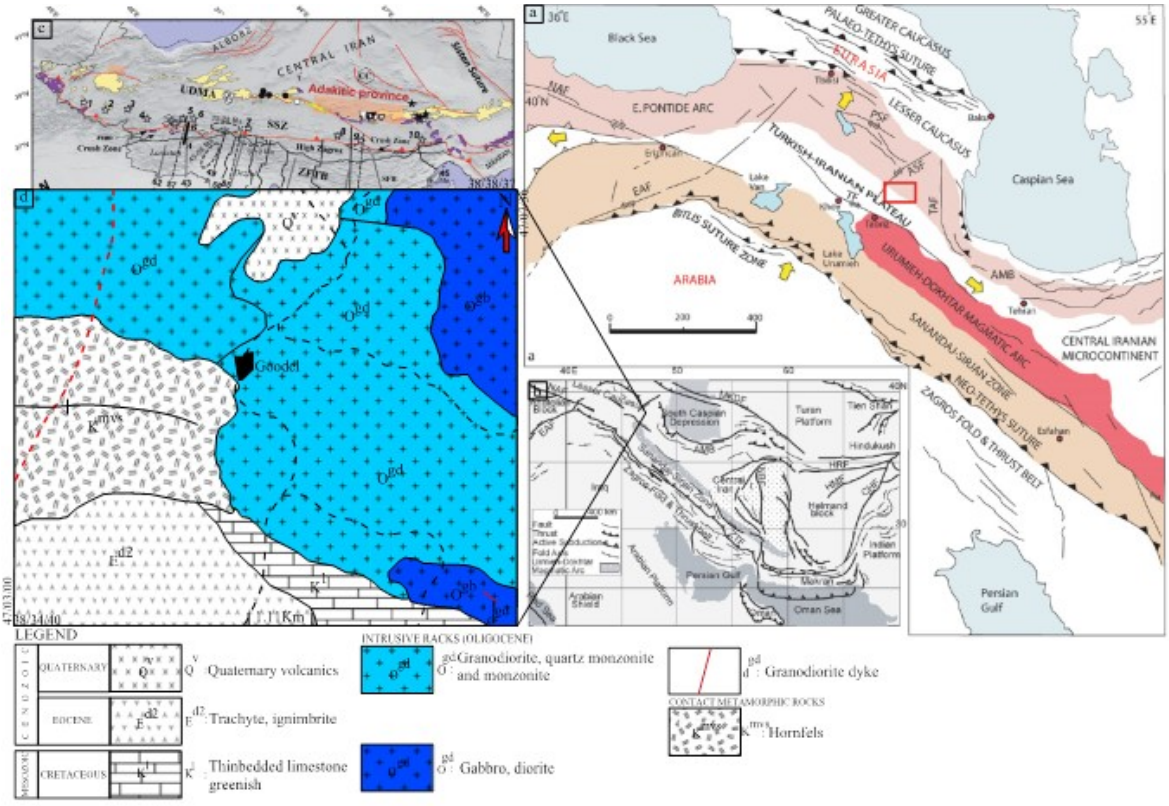
چکیده
تـوده نفـوذی گـاودل در شـمال‌بـاختری ایـران و شـمال‌خـاوری پهنـه ارومیـه-دختـر، در بخشـی از پهنـه قـره‌داغ (ارسـباران)- ارمنسـتان جنـوبی جـای دارد. ترکیـب تـوده نفـوذی ایـن منطقـه بیشـتر گرانودیوریـت، مونزونیـت و مونزودیوریـت، همـراه بـا دایـک گرانودیـوریتی اسـت. نمونـه‌هـای بررسی‌شـده بیشـتر دارای بافـت گرانـولار بـا کـانی‌هـای اصـلی پلاژیـوکلاز، آلکـالی‌فلدسـپار، آمفیبـول ± کـوارتز ± کلینوپیروکسـن هسـتند. از دیـدگاه زمـین‌شـیمیایی، ایـن تـوده دارای SiO_2 در گسـترهٔ ۵۹/۱-۶۷/۸ درصـد وزنـی، Al_2O_3 برابـر بـا ۱۴/۰۹-۱۸/۳ درصـد وزنـی، Sr بـالا (۱۱۵-۵۰۷/۱۸ ppm)، نسـبت‌هـای بـالای Sr/Y (۳۲/۹۲ - ۸۳/۴۸) و La/Yb (۱۴/۶۴ – ۸۷/۴۷) و مقـدارهای کـم Y (۱۲/۰۵ ppm – ۱۶/۳) اسـت کـه نشـان‌دهنده ویژگـی‌هـای آداکیتـی ایـن تـوده‌هـای نفـوذی هسـتند. الگـوی جدایش‌یافتـه REE، فراوانـی کـم HREE و Y چه‌بسـا در پـی دارابـودن گارنـت یـا آمفیبـول در پسـماندهٔ جامـد ایـن ماگمـای آداکیتـی روی داده اسـت. مقـدارهای بـالای Sr، بهنجـاری منفـی عناصـری ماننـد Ti، Ta و Nb می‌توانـد نشـان‌دهنده نبـود پلاژیـوکلاز و بـودن اکسـیدهای آهـن و تیتـانیم در تفالـهٔ بجامانـدهٔ ذوب و یـا پیامـد جـدایش فازهـای بلـورین ماننـد تیتانومگنتیـت و آمفیبـول (برپایـه شـواهد کـانی‌شناسـی) باشـد. ماگماتیسـم آداکیتـی در ایـن منطقـه و شـمال‌بـاختری ایـران در پـی فراینـدهای گسـیختگی صـفحهٔ اقیانوسـی فـرورو و ذوب‌بخشـی ایـن صـفحه همـراه بـا رسوب‌های روی آن و آغشتگی ماگما با مواد پوسته‌ای هنگام بالاآمدن ماگما روی داده است.

واژه‌های کلیدی: گرانودیوریت، مونزونیت، آداکیت، آداکیت‌های HSA، گسیختگی صفحهٔ فرورو، گاودل، ایران

مقدمه
منطقـه گـاودل در بخشـی از کوه‌هـای شـیور، در نزدیکـی ۱۵۰ کیلـومتری شـمال‌خـاوری تبریـز و در شمال بـاختر ایـران، جـای دارد. ایـن منطقـه بخشـی از رشـته کـوه قـره‌داغ و پهنـه آلپـی اسـت. بـه بـاور Khain (۱۹۷۷)، کوه‌هـای قـره‌داغ (ارسـباران)

* a_jahangiri@tabrizu.ac.ir

ادامـــه جنـــوب‌خـــاوری توده‌هـــای نفـــوذی قفقـــاز کوچـــک اســـت کـــه بـــا نام‌هـــای گونـــاگونی، ماننـــد ارمنســـتان‌جنـــوبی (Kazmin *et al.*, 1986)، ایـــران- اردوبـــاد (Gamkrelidzeh, 1986) و قفقـــاز کوچـــک (Brunet *et al.*, 2003)، نامیـــده می‌شـــود. بـــه بـــاور Dercourt و همکـــاران (۱۹۸۶)، ایـــن منطقـــه بخشـــی از پهنـــه البـــرز در شـــمال‌خـــاوری ایـــران اســـت (شـــکل ۱). توده‌هـــای نفـــوذی کوه‌هـــای قـــره‌داغ بـــا ســـن الیگوســـن گســـتردگی فراوانـــی دارنـــد و بررســـی‌هـــای نـــوین نشـــان‌دهندۀ ماهیـــت آداکیتـــی آنهاســـت. بررســـی‌های نخســـتین نشـــان‌دهندۀ پیـــدایش ماگماهـــای آداکیتـــی از ذوب‌بخشـــی صـــفحۀ اقیانوســـی گـــرم و جـــوان فـــرورو اســـت (Green and Harry, 1999)؛ امـــا امـــروزه پیـــداش ســـنگ‌هـــای آداکیتـــی افزون‌بـــر جزایـــر کمـــانی جـــوان در پهنـــه‌های کمـــان قـــاره‌ای، کمان‌هـــای آتشفشـــانی بـــالغ و پهنـــه‌های پـــس از برخـــورد نیـــز گـــزارش شـــده است (Defant and Drummond, 1990).



شـــکل ۱- A) جایگـــاه گســـتره در پهنـــه‌بنـــدی زمـــین ســـاختی شـــمال بـــاختر ایـــران و قفقـــاز (Dercourt *et al.*, 1986) (برگرفتـــه از Aghazadeh و همکـــاران، ۲۰۱۱). در ایـــن پهنـــه‌بنـــدی، منطقـــه گـــاودل در پهنـــه البـــرز جـــای دارد؛ B) نقشـــه زمین‌ســـاختی ساده‌شـــده از شـــمال‌باختری ایـــران، خـــاور ترکیـــه و قفقـــاز در پهنـــه برخـــوردی عربســـتان- اوراســـیا (برگرفتـــه از Aghazadeh و همکـــاران، ۲۰۱۱)؛ C) جایگاه ماگماتیسم آداکیتی در پهنه ارومیه- دختر (برگرفته از Agard و همکاران، ۲۰۱۱)؛ D) نقشه زمین‌شناسی منطقه گاودل

بررســـی‌های زمـــین‌شـــیمیایی نشـــان می‌دهنـــد کـــه این توده‌هـــای آداکیتـــی ترکیـــب حـــد واســـط تـــا اســـیدی دارنـــد. ماگماتیســـم آداکیتـــی در پهنـــه ارومیـــه-دختـــر در ناحیـــۀ بافـــت، انـــار و قـــم گـــزارش شـــده‌اند (Omrani

et al., 2009). همچنین، ماگماتیسم آداکیتی در شمال‌باختری ایران، از منطقه تبریز، مرند و جلفا (Jahangiri, 2007) و نیز جنوب گناباد (توده‌های مونزونیتی با ماهیت آداکیتی پرسیلیس؛ Moradi و همکاران، ۲۰۱۲) گزارش شده است. با توجه به گزارش چندین برونزد سنگ‌های آداکیتی از پهنه ارومیه-دختر، بررسی آداکیت‌های سنوزوییک ایران در روشن‌شدن فرورانش صفحه نئوتتیس به زیر خردقاره ایران، سرنوشت صفحه فرورو و زمان فرورانش می‌تواند کمک بسزایی کند. همچنین، برپایه پتانسیل کانی‌زایی توده‌های نفوذی قره‌داغ، بررسی این توده‌ها از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی و وابستگی ماگماهای آداکیتی با کانی‌سازی نیز دارای اهمیت است. ازاین‌رو، در این مقاله به بررسی کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه توده‌های آداکیتی در منطقه گاودل در شیورداغِ اهر پرداخته شده است.

زمین‌شناسی توده‌های نفوذی منطقه گاودل

واحد O^{gd} شامل توده‌های نفوذی با ترکیب گرانودیوریت، کوارتزمونزونیت تا مونزونیت و مونزودیوریت است و گرانودیوریت و مونزونیت بخش بزرگی از آن را ساخته‌اند. این توده‌های نفوذی درون سنگ‌های کربناتی کرتاسه پسین و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده (شکل ۲-A) و در همجواری کربنات‌ها، پیدایش اسکارن‌های مس و گسترش رگچه‌های سولفیدی، همراه با کانی‌های کوارتز و اکتینولیت (شکل ۲- B) را در پی داشته‌اند (Mahmoudiniya, 2013). رنگ این توده‌ها خاکستری بوده و دارای کانی‌هایی مانند فلدسپار، آمفیبول و بیوتیت هستند.

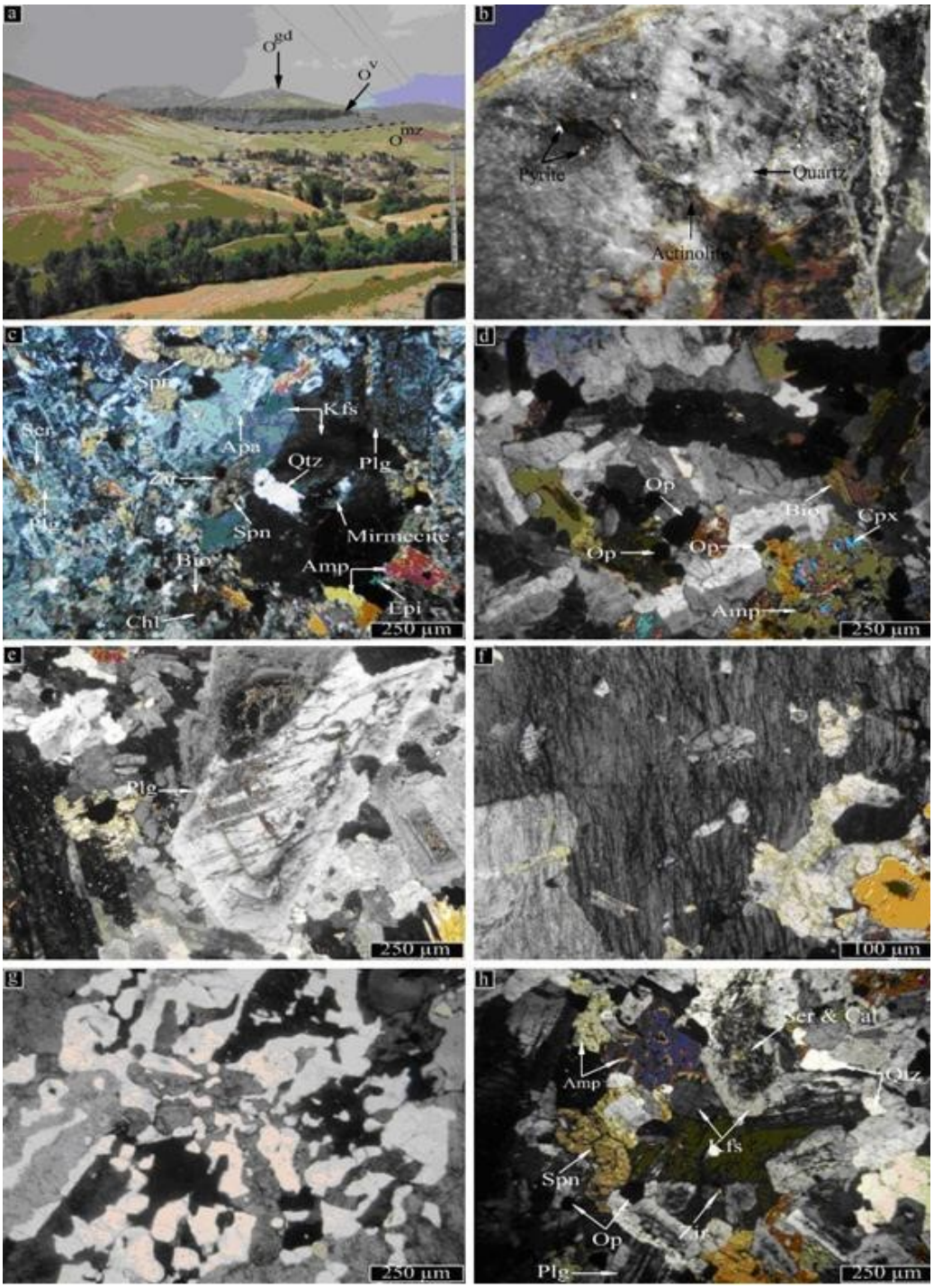
توده‌های نفوذی واحد O^{gd}، ترکیبی از مونزونیت، مونزودیوریت تا گرانودیوریت دارند و با راستای شمال‌باختری-جنوب‌خاوری در منطقه دیده می‌شوند. برپایه فراوانی کانی‌های مافیک (مانند: پیروکسن و آمفیبول)، این سنگ‌ها رنگ بسیار تیره‌ای دارند. در این توده‌ها، دایک گرانودیوریتی با شیب نزدیک به ۸۰ درجه به‌سوی جنوب‌باختری و به درازای بیش از ۱۵۰ متر و ستبرای نزدیک به ۳ متر جایگیری کرده است. نفوذ این توده‌ها به درون رسوب‌های کربناتی کرتاسه پسین پیدایش اسکارن‌های مس و آهن در منطقه را در پی داشته است.

روش انجام پژوهش

پس از بازدید صحرایی از توده نفوذی گاودل ۳۵ مقطع میکروسکوپی برای بررسی‌های سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها برگزیده شد. برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی ۱۱ نمونه از توده‌های این منطقه، به روش اسپکتروسکوپی جرمی - پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) و XRF در سازمان زمین‌شناسی کشور تجزیه شدند (جدول ۱). سپس با نرم‌افزارهای GCDKit، Minpet، Excel و PetroGraph نمودارهای لازم رسم شدند.

سنگ‌نگاری

گرانودیوریت: پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، آمفیبول و کوارتز با بافت گرانولار از کانی‌های اصلی سازنده توده گرانودیوریت هستند. پلاژیوکلازهای این توده ماکل پلی‌سنتتیک دارند و به دو صورت دیده می‌شوند: پلاژیوکلازهای شکل‌دار، کشیده و بدون زونینگ و پلاژیوکلازهای درشت‌بلور، نیمه‌شکل‌دار و همراه با زونینگ نوسانی (شکل‌های ۲- C و ۲- D).



شکل ۲- A) نمایی از توده‌های نفوذی گاودل (شمال‌باختری ایران) (دید به‌سوی شمال‌باختری)؛ B) تصویر ماکروسکوپی از رگچه‌های سولفیدی و کوارتز- اکتینولیت در توده مونزونیت- مونزودیوریت؛ C) بافت پویی‌کیلیتیک و میرمکیتی و بلورهای پلاژیوکلاز در توده گرانودیوریتی (تصویر XPL)؛ D) تبدیل کلینوپیروکسن به آمفیبول در توده گرانودیوریت (تصویر XPL)؛ E) تبدیل پلاژیوکلاز به کلسیت و سریسیت در راستای پهنه‌بندی در توده گرانودیوریت (تصویر XPL)؛ F) بافت پرتیت در گرانودیوریت (تصویر XPL)؛ G) بافت گرانوفیری در گرانودیوریت (تصویر XPL)؛ H) تبدیل آلکالی‌فلدسپار به سریسیت در گرانودیوریت (تصویر XPL)

جدول ۱: نتایج آنالیز XRF و ICP-MS توده‌های نفوذی و دایک گرانودیوریتی گاودل (شمال‌باختری ایران) (اکسید عناصر اصلی برپایه درصد وزنی و عناصر فرعی برپایه ppm هستند)

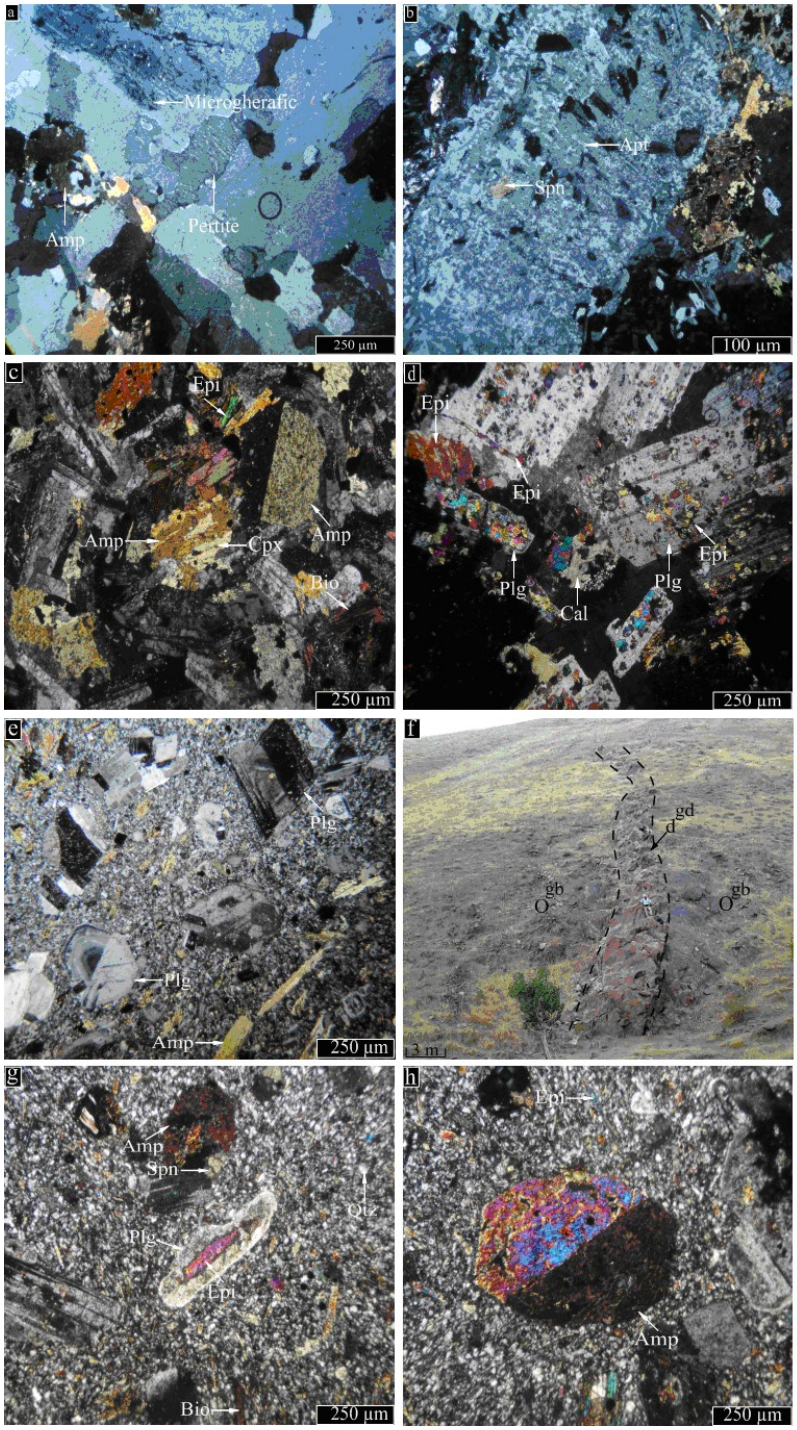
Rock Type	Monzonite				Granodiorite				Granodiorite Dyke		
Sample No.	M1	M2	M3	M4	G1	G2	G3	G4	dg1	dg2	dg3
SiO_2	66.37	65.37	60.30	62.80	61.30	65.30	67.25	67.80	60.25	59.10	60.08
TiO_2	0.45	52.00	0.40	0.62	0.70	0.72	0.68	0.81	0.69	0.72	0.79
Al_2O_3	15.47	16.21	14.80	16.54	14.09	15.80	16.50	16.30	17.85	17.06	18.30
Fe_2O_3	3.39	3.27	3.50	3.90	2.86	5.10	4.83	5.35	5.30	3.90	4.07
MnO	0.10	0.10	0.06	0.12	0.10	0.06	0.05	0.09	0.06	0.05	0.09
MgO	1.71	1.42	1.40	2.05	3.99	1.30	1.25	1.60	2.82	3.07	2.90
CaO	3.26	3.26	3.22	4.63	6.55	3.85	3.72	4.05	5.65	5.90	4.51
Na_2O	4.29	4.52	5.25	4.43	5.27	4.30	4.65	4.80	4.80	4.09	4.60
K_2O	3.96	3.74	3.05	3.93	2.17	3.25	3.54	3.18	2.40	2.10	2.14
P_2O_5	0.35	0.35	0.18	0.40	0.42	0.50	0.90	0.80	0.50	0.90	0.80
LOI	1.80	1.98	2.54	1.80	2.50	2.42	1.70	1.60	2.10	2.65	1.75
Total	104.10	103.50	97.84	104.70	102.50	102.60	105.00	106.30	102.20	99.44	100.27
Sc	5.4	22.67	5.04	4.12	10.09	10.07	8.59	10.07	10.07	8.59	10.07
V	38.9	57	31	42	39	106	180	168	106.6	180	168
Co	11.09	16.64	30	13.75	14.14	13.91	8.05	12.8	13.91	8.05	12.8
Ni	84.98	20.32	96	48.92	44.95	28.9	37.93	66.94	24.89	37.93	66.94
Cr	63.35	11.89	64.2	85.65	64.31	135	128	189	135	128	189
Zn	26.48	80.25	40.5	41.15	12.85	115.5	41.66	94.51	115.5	41.66	94.51
Ga	16.24	18.64	16.05	15.9	19.16	27.78	19.01	23.88	27.78	19.01	23.88
Cs	1.52	1.93	1.40	2.08	2.4	2.3	2.4	2.8	1.3	1.4	1.8
Rb	37	88	57	38	88	68	20	83	20	30	44
Ba	975	1657	1315	866	992	1815	1393	1020	970	887	1211
Sr	561	1006	640.4	635	507.1	980	1020	1150	715	625	862
Y	12.55	12.05	14.59	16.13	15.4	15.46	15.96	14.82	15.46	15.96	14.82
Zr	97.19	180.1	158.9	27.96	127	126	105	97.3	126.3	105.6	97.3
Nb	7.15	12.27	7.3	9.85	14.08	20.55	13.81	17.48	20.55	13.81	17.48
Hf	5.28	4.53	2.64	3.48	4.01	6.5	10.36	4.95	6.5	10.36	4.95
Ta	2.07	1.29	1.41	1.2	2.09	1.84	2.77	3	1.85	2.77	3
Th	8.29	13.72	10.25	11	7.17	28.36	17.37	24.05	28.37	17.38	24.06
U	9.93	14.37	10.12	10.52	9	0.8	1.1	1.26	0.8	1.1	1.26
La	45.6	61.5	68.5	41.99	55.4	68.54	66.42	42.31	80.54	54.42	60.31
Ce	85.29	177.7	82.15	118	142	364	229	258	364	229	258
Pr	13.5	17.4	9.7	10.5	22.7	9.4	8.8	10.4	9.4	8.8	10.4
Nd	31.3	43.47	31.3	41.67	54.79	62.56	61.05	63.25	62.56	61.05	63.25
Sm	5.44	4.95	6.68	4.95	7.94	10.2	13	11	10.2	13	11
Eu	0.75	1.97	0.8	0.72	1.53	1.16	1.55	1.81	1.16	1.55	1.81
Gd	4.55	6.26	2	6.74	4.8	7.1	8.13	9.98	7.1	8.13	9.98
Tb	0.7	0.5	0.7	0.9	0.4	0.6	0.9	0.7	0.6	0.9	0.7
Dy	3.72	3.23	3.72	3.61	3.95	5.11	3.84	4.03	5.11	3.84	4.03
Ho	0.7	0.8	0.5	0.9	0.4	0.6	0.5	0.9	0.6	0.5	0.9
Er	1.2	1.1	2	2.01	1.6	2	1.7	1.2	2	1.7	1.2
Yb	1.3	1.4	1.4	1.5	1.2	1.8	1.5	1.9	1.7	1.6	1.1
Lu	0.2	0.21	0.23	0.22	0.2	0.28	0.26	0.29	0.3	0.3	0.21
Sr/Y	44.7	83.54	43.89	39.38	32.93	63.38	63.9	77.59	63.38	63.9	77.59
La_n/Yb_n	87.47	50.62	46.9	17.77	53	16.31	23.04	14.84	16.13	22.62	14.46

گاه این کانی‌ها در راستای شکستگی‌ها و در راستای زونینگ به سریسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۲- E). گاه هم‌رشدی آلبیت و پتاسیم‌فلدسپارها پیدایش بافت پرتیتی در توده گرانودیوریتی را در پی داشته است (شکل ۲- F). همچنین، در برخی نمونه‌ها آلکالی‌فلدسپار با کوارتز هم‌رشدی داشته است و به‌صورت بافت گرانوفیری نمایان شده‌اند (شکل ۲- G).

آمفیبـــول‌هـــا چنـــدرنگی دارنـــد و بـــه‌صـــورت نیمه‌شـکل‌دار تـا بی‌شـکل در انـدازه‌های درشـت تـا متوسـط و ریـز هسـتند؛ به‌گونه‌ای‌کـه انـدازهٔ آنهـا بـه ۰/۸ میلی‌متـر نیـز مـی‌رسـد. گـاه نشـانه‌هایی از تبـدیل کلینوپیروکسـن بـه آمفیبـول نیـز دیـده می‌شـوند. برپایـه بررسـی‌هـای میکروپـروب انجام‌شـده بـر روی آمفیبول‌هـا، ایـن کـانی دارای ترکیـب اکتینـولیتی اسـت (شـکل ۲- D) (Mahmoudiniya, 2013). کـوارتز در انـدازه‌های گونـاگون بـا لبـه‌های نـامنظم و گـاه نیمه‌شـکل‌دار و حتـی شـکل‌دار دیـده می‌شـود و فضـای میـان کـانی‌هـا را پـر کـرده اسـت. بیوتیـت از دیگـر کـانی‌هـای فرعـی در گرانودیوریـت‌هـای ایـن منطقـه اسـت کـه گـاه بـه کلریـت تبـدیل شـده اسـت (شـکل ۲- C). آپاتیـت و زیـرکن بـه‌صـورت میانبـار در آلکالی‌فلدسـپار دیـده می‌شـود و بافـت پـویی‌کیلیتیـک را پدیـد آورده‌انـد (شـکل ۲- C). در نمونـه‌هـا اسفن‌های شکل‌دار از کانی فرعی نخستین هستند.

مونزونیـــت-مونزودیوریـــت: ایـن تـوده گسـتره ترکیبـی از مونزونیـت تـا مونزودیوریـت نشـان مـی‌دهـد؛ امـا بیشـتر آن از مونزونیـت اسـت. در برخـی مقطع‌هـا، ایـن تـوده مـونزونیتی بافـت پرتیـت و میکروگرافیـک دارد (شـکل ۳- A). تـوده مـونزونیتی دارای آلکالی‌فلدسـپار درشـت دانـه بـا بافـت پرتیتـی همـراه بـا ادخـال‌هـایی از آپاتیـت و اسـفن اسـت کـه سبب ایجـاد بافـت پـویی‌کیلیتیـک شـده‌انـد (شـکل ۳- B). بیشـتر کلینوپیروکسـن‌هـا بـا آمفیبـول جـایگزین شـده‌انـد (شـکل ۳- C). همچنـین، برخـی آمفیبـول‌هـا بـه کـانی‌هـای کـدر و کلریـت تجزیـه شـده‌انـد. پلاژیوکلازهـا کمـابیش درشـت‌بلور هسـتند و ماکـل پلـی‌سـنتتیک دارنـد. پلاژیوکلازهـا به‌گونـهٔ گسـترده‌ای با اپیـدوت و بـه انـدازه کمتـری بـل کلسـیت جـایگزین شـده‌انـد (شـکل ۳- C). پیـدایش کـانی‌هـای ثانویـه‌ای ماننـد اپیـدوت و کلریـت در ایـن تـوده نشـان‌دهندهٔ رخداد دگرسانی پروپیلیتیک است.

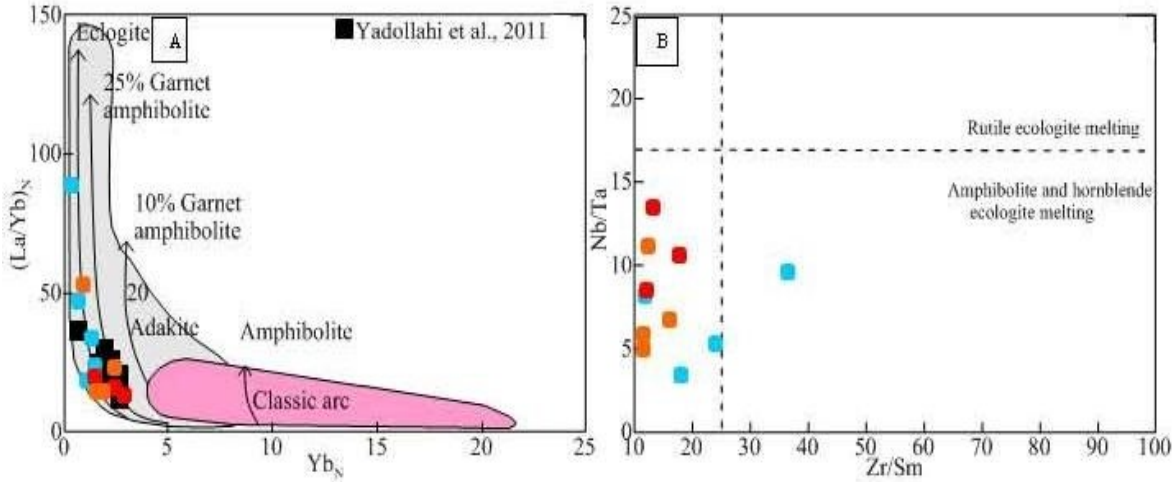
دایـــک گرانودیـــوریتی: بافـت ایـن نمونـه‌هـا میکرولیتیـک پـورفیری اسـت و فنوکریسـت‌های پلاژیـوکلاز، فلدسـپار پتاسـیم و آمفیبـول دارنـد. فنوکریسـت‌های پلاژیـوکلاز کـاملاً شـکل‌دار هسـتند و ماکـل پلـی‌سـنتتیک و زونینـگ نوسـانی دارنـد (شـکل ۳- E). پلاژیوکلازهـای زمینـه بـه‌صـورت میکرولیـت بـوده و بیشـتر آنهـا نیمه‌شـکل‌دار و بـی زونینـگ هسـتند و ماکـل پلـی‌سـنتتیک دارنـد. برخـی پلاژیـوکلاز از مرکـز بـه اپیـدوت دگرسـان شـده اسـت (شـکل ۳- C). آلکالی‌فلدسـپارها نیـز هماننـد پلاژیوکلازهـا هـم بـه‌صـورت میکرولیـت و هـم بـه‌صـورت فنوکریسـت پدیـدار شـده‌انـد. آلکالی‌فلدسـپارها، چـه بـه‌صـورت فنوکریسـت و چـه به‌صورت میکرولیت، بیشـتر بـه سریسـیت و گـاه بـه کـانی‌هـای رسـی دگرسـان شـده‌انـد. آمفیبـول‌هـایی کـه بـه‌صـورت فنوکریسـت هسـتند دارای شـکل مـنظم‌تـری هسـتند و در زمینـه‌ای از کـانی‌هـای ریزدانـهٔ بی‌شـکل و گـاه نیمه‌شـکل‌دار دیـده می‌شـوند. فنوکریسـت‌هـای آمفیبـول گـاه دارای ماکـل کارلسـباد بـوده و کـاملاً شـکل‌دار هسـتند (شـکل ۳- H). برپایـه ویژگی‌هـای سـنگ شـناختی (تغییـر مقـدارهای کـوارتز و پتاسیم‌فلدسـپار)، ترکیـب توده‌هـای نفـوذی از مونزونیـت تـا گرانودیوریـت اسـت. در ایـن نمونـه‌هـا، دگرسـانی‌هایی ماننـد اکتینولیتی‌شـدن آمفیبول‌هـا و پیـدایش اپیـدوت و کلریـت نشـان می‌دهنـد کـه سـیال‌های ماگمـایی رخـداد دگرسـانی پروپلیتیـک را در پی داشته‌اند.



شکل ۳- A) بافت پرتیت و میکروگرافیک در توده مونزونیت (تصویر XPL)؛ B) بافت پرتیت و پویی‌کیلیتیک در توده مونزونیت (تصویر XPL)؛ C) تبدیل کلینوپیروکسن به آمفیبول و آمفیبول با ماکل دوتایی در مونزونیت (تصویر XPL)؛ D) تبدیل پلاژیوکلازها به اپیدوت و کلسیت در توده مونزونیت (تصویر XPL)؛ E) پلاژیوکلازهای زونینگ‌دار با ماکل پلی‌سنتتیک و آلبیتی در دایک گرانودیوریتی (تصویر XPL)؛ F) نمایی از دایک گرانودیوریتی (دید به‌سوی شمال‌باختری)؛ G) تبدیل پلاژیوکلاز از مرکز به اپیدوت در دایک گرانودیوریتی (تصویر XPL)؛ H) آمفیبول شکل‌دار با ماکل دوتایی در دایک گرانودیوریتی (تصویر XPL)

زمین‌شیمی توده‌های آذرین درونی

برای بررسی زمین‌شـیمی توده‌هـای نفـوذی گـاودل، توده‌های گرانودیوریت، مونزونیت و دایـک گرانودیـوریتی بررسی شدند. برپایـه نمـودار Rickwood (۱۹۸۹)، ایـن نمونـه‌هـا در گسـترهٔ کالـک‌آلکـالن پتاسـیم بـالا جـای گرفتـه‌انـد (شـکل ۴- A). برپایـه نمـودار شـکل ۴- B، نمونـه‌هـا در گسـتره گرانودیوریـت، کـوارتز مونزونیـت و مونزونیت جای گرفته‌اند (Middlemost, 1994).



شـکل ۴- ترکیـب توده‌هـای آذریـن درونـی گـاودل (شـمال‌باختری ایـران) در: A) نمـودار شناسـایی سـری ماگمـایی (Rickwood, 1989)؛ B) نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین درونی (Middlemost, 1994).

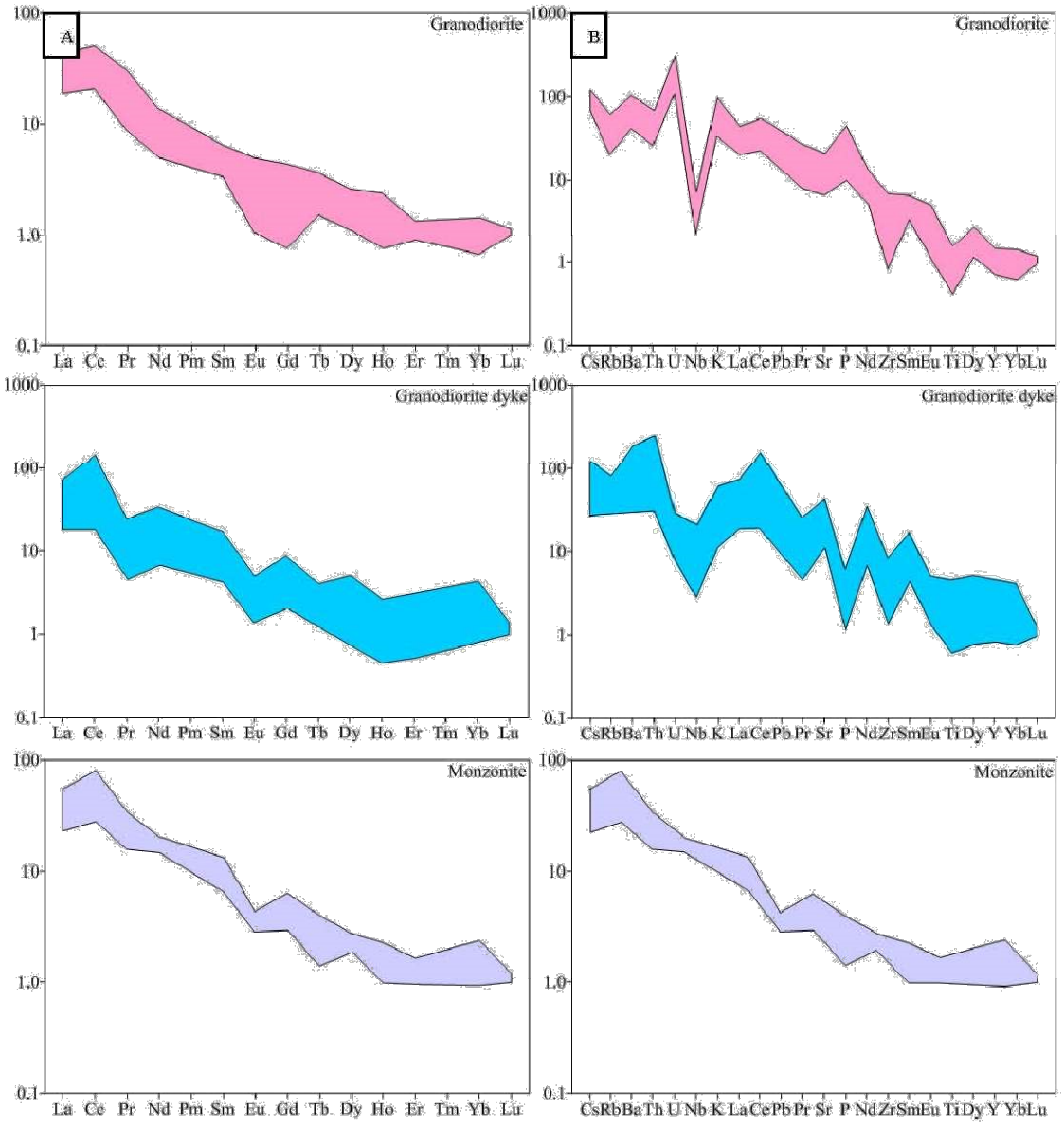
میزان بـالای SiO_2 (۵۹/۱ – ۶۷/۸۰ درصـد وزنـی)، MgO (۱/۲۵ - ۳/۹۹ درصد وزنی)، K_2O/Na_2O (۰/۴۱ – ۰/۹۲)، $Fe_2O_3+MnO+MgO+TiO_2$ (۵/۲۲ – ۹/۰۱ درصد وزنی)، میزان پـایین Y (۱۲/۰۵ – ۱۶/۳ ppm) و عناصـــــر HREE ماننـــــد Yb (۱/۱ – ۱/۹ ppm) و مقـدارهای بـالای Sr (۵۶۱ - ۱۱۵۰ ppm) و همچنـین، نسـبت بـــالای Ba/La (۱۲/۰۴ – ۲۶/۹۴) و La_n/Yb_n (۱۴/۴۶ – ۸۷/۴۷)، همگـی نشـان‌دهنده ویژگـی‌هـای آداکیتی توده‌های گاودل هستند (جدول ۱).

بر پایه مقدارهای بالای K_2O و جـای‌گرفتن نمونـه‌ها در گسـتره کالک‌آلکـالن پتاسـم بـالا نمی‌تـوان چنـین برداشت کرد که ایـن توده‌هـا آداکیـت‌هـای قـاره‌ای (C-type) و یـــا گرانیتوییـــدهای سرشـــار از بـــاریم و استرانسیومی هستند که به‌تازگی از نقاط گوناگون جهان گزارش شده‌اند (Fowler and Henney, 1996; Fowler *et al*., 2001; Qian *et al*., 2003; Ye *et al*., 2008)؛ زیرا آداکیت‌های قاره‌ای (C-type) در پهنه‌های فـرورانش پدید نمی‌آیند. آداکیت‌های قاره‌ای معمولاً در پهنـه‌هـای برخوردی قاره‌ای و یا پهنه‌های گسلی درون‌قاره‌ای دیـده می‌شوند و در پی ذوب پوسته قاره‌ای در ژرفـای بـیش از ۱۰ تا ۱۵ کیلوبار پدید می‌آیند (Moyen, 2009). مقـدار بالای K_2O در این توده‌ها می‌تواند پیامد دگرسـانی‌هـای کمابیش گسترده در این منطقه باشد و یا در پی آلایـش پوسته‌ای و فرایند جـدایش روی داده باشـد (Zhao and Zhou, 2007).

فراوانی عناصر خاکی نادر بهنجارشـده بـه ترکیـب کندریت (Nakamura, 1974) نشان‌دهندهٔ غنی‌شدگی LREE در برابـر HREE (مقـدار Ce_n/Yb_n برابـر بـا ۱۸/۵۵ – ۳۶/۱۹) و الگوی جدایشـی هسـتند (شـکل ۵- A). نسبت بالای LILE/HFSE از ویژگی‌های مهم

سنگ‌های کالک‌آلکالن است (Sheth *et al.*, 2002). غنی‌شدگی LREE را پیامد درجه ذوب‌بخشی کم منبع گوشته‌ای و یا آلایش ماگما با مواد پوسته‌ای دانسته‌اند (Almeida *et al.*, 2007).

برپایه نمودارهای بهنجارشده، Eu در این توده‌ها آنومالی منفی نشان نمی‌دهد. بهنجاری منفی Eu نشان می‌دهد که فلدسپارها یا یک فاز مهم در پسماندهٔ ذوب‌نشده بوده‌اند و یا در فرایند جدایش درگیر نشده‌اند (Arsalan and Aslan, 2006). به باور Jung و همکاران (۲۰۰۷)، آنومالی مثبت Eu هم پیامد انباشت پلاژیوکلاز است.

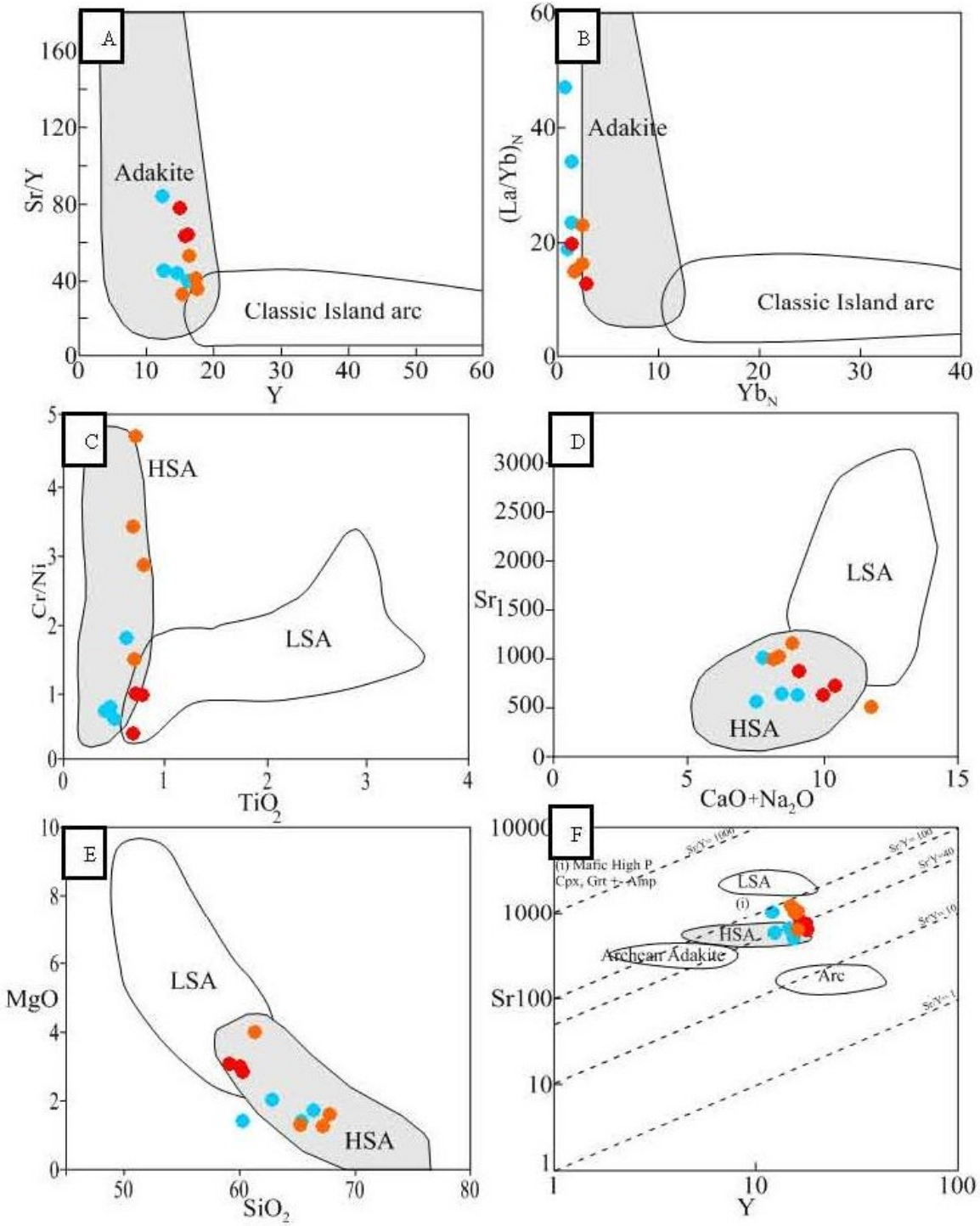


شکل ۵- A) ترکیب توده‌های آذرین درونی گاودل (شمال‌باختری ایران) در: نمودار تغییر فراوانی عناصر خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب کندریت (Nakamura, 1974)؛ B) نمودار تغییر عناصر کمیاب و خاکی نادر بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).

در نمـــودار عناصـــر کمیـــاب و خـــاکی کمیـــاب بهنجارشـده بـه ترکیـب گوشـته اولیـه (Sun and McDonough, 1989)، عنصـرهای LILE، LREE و HFSE غنـی‌شـدگی نشـان می‌دهنـد (شـکل ۵- B). مقـدارهای کـم HREE و Y چه‌بسـا پیامـد دارابـودن گارنت و یا آمفیبول در تفالهٔ بجامانده باشد. همچنین، مقـدارهای بـالای استرانسـیوم نشـان‌دهندهٔ نبـود پلاژیـوکلاز اسـت و بهنجـاری منفـی Ta، Nb و Ti مـی‌توانـد نشـان‌دهندهٔ دارابـودن اکسـیدهای آهـن و تیتانیم در تفاله و یا جدایش فازهـای بلـورین (ماننـد: تیتانومگنتیـت و آمفیبـول) باشـد (Martin, 1999). غنـی‌شـدگی تـوده گرانیتوییـدی از LREE، LILE و برخـی عناصـر ناسـازگار، از ویژگی‌هـای برجسـته در سنگ‌های کالک‌آلکالن کمان‌های آتشفشانی پهنه‌های فرورانش حاشـیه قـاره‌ای اسـت (Nicholson *et al.*, 2004). نبود بهنجـاری منفـی P، Sr، Ba و Eu نشـان می‌دهـد کـه پوسـتهٔ قـاره‌ای خاسـتگاه ماگمـای ایـن مجموعه آذرین درونـی نیسـت؛ زیـرا نبـود بهنجـاری منفی در عناصـر یادشـده نشـان‌دهنده نبـود جـدایش بلورین و یا نبود ذوب‌بخشی پوسته زیرین اسـت (Pe-Piper *et al.*, 2002).

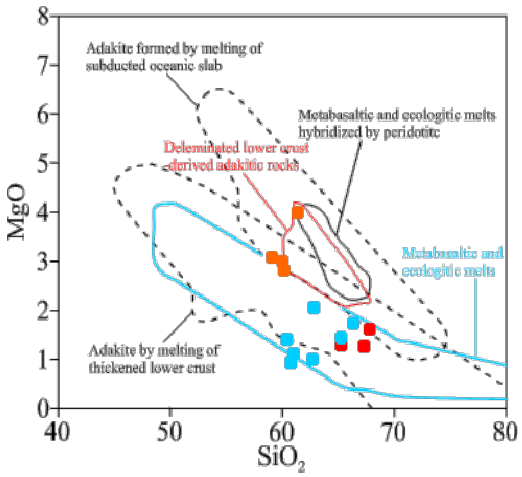
نمودار Martin و همکاران (۲۰۰۵) که آداکیت‌هـا را از ماگماهای کلاسیک پهنه‌های فرورانش (ماگمـای حاصل از ذوب گوشته) جـدا مـی‌کنـد (شـکل ۶- A). برپایه این نمودار، نمونه‌هـا در گسـتره آداکیـت جـای گرفته‌اند. همچنین، برپایـه شـکل ۶- B، نمونـه‌هـا در نزدیکی گستره مربوط به آداکیت‌هـا جـای گرفته‌انـد. بالابودن نسبت Sr/Y نشان‌دهنده ژرفـای ذوب اسـت؛ به‌گونه‌ای‌که بـا افـزایش فشـار، پلاژیوکلازهـا ناپایـدار شده و در پایان Sr آزاد شده است. پایداری گارنت در سنگ خاستگاه کاهش Y و افزایش نسبت Sr/Y را در پی داشته است (Moyen, 2009). نمودار تغییـر Y در برابـر Sr (شـکل ۶- F) گسـتره پهنـه‌های فـرورانش بهنجار، آداکیت‌های پر سیلیس (HSA)، آداکیت‌هـای کم‌سیلیس (LSA) و آداکیت‌های آرکئن را از هم جدا می‌کند (Moyen, 2009). بر پایه این نمودار، نمونـه‌هـا در گستره آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) جای دارند و از ذوب‌بخشی یک سـنگ خاسـتگاه مافیـک فشـاربالا بـا کلینوپیروکسن و گارنت (± آمفیبول) بجامانـده در تفالـه پدیـد آمـده‌انـد. برپایـه نمودارهـای Martin و همکـاران (۲۰۰۵)، جـای‌گرفتن نمونـه‌هـا در پهنـه آداکیـت‌هـای سیلیس بالا، نشان می‌دهد که خاسـتگاه ایـن تـوده‌هـا از ذوب ورقه اقیانوسـی فـرورو در گسـتره پایـداری گارنـت اسـت (شـکل‌های ۶- C، ۶- D، ۶- E و ۶- F). Richards و Kerrich (۲۰۰۷) بر این باورند کـه بخـش بزرگی از ماگماهای آهکی- قلیایی جداشـده بـه گسـتره آداکیت‌ها وارد می‌شوند؛ زیرا جدایش آمفیبـول و گارنـت کاهش Y و HREE در ماگما را در پی دارد و نمـی‌تـوان این‌گونه ماگماها را آداکیت‌های واقعی دانست. از مقایسـه این آداکیت‌ها با آداکیت‌های واقعی می‌توان دریافـت کـه در این‌گونـه آداکیـت‌هـا نسـبت Sr/Y از La/Yb کمتـر است؛ اما در آداکیت‌های واقعـی و همچنـین، در منطقـه گاودل، نسبت Sr/Y از La/Yb بیشتر است.

برپایه آنچه گفته شد، ایـن توده‌هـای آذریـن درونـی همانند آداکیت‌های پرسـیلیس (HSA) هسـتند؛ زیـرا از یک سو، میزان SiO_2 آنها بیشتر از ۵۶ درصد وزنی اسـت و از سوی دیگر، HREE در نمودار تغییر فراوانـی عناصـر خـاکی نـادر (بهنجارشـده بـه ترکیـب کنـدریت) دارای الگوی کاو است (شکل ۵- A). همچنین، نسـبت Yb/Lu برابر ۱۰/۵۶ (به‌طور میانگین) به‌دست آمده است کـه بـا آداکیـت‌هـای گـروه HSA همخـوانی بیشـتری را نشـان می‌دهد. بالابودن عناصر ناسازگار (ماننـد: K_2O، Cs، Rb، Ba) می‌توانـد پیامـد آلایـش پوسـته‌ای و سـرعت کـم بالاآمدن ماگما در راستای پوستهٔ قاره‌ایِ کمـابیش سـتبر باشد. کم‌بودن مقدار عنصرهای Ti، Nb و Zr (شـکل ۵- B) و شـواهد کـانی‌شناسـی می‌تواننـد نشـان‌دهندهٔ ماگماهای پهنه فـرورانش و همچنـین، جـدایش فازهـای بلورین (مانند: تیتانومگنتیت و آمفیبول) باشند.



شکل ۶- ترکیب توده‌های آذرین درونی گاودل (شمال‌باختری ایران) در: A و B) نمودار شناسایی ماگماهای آداکیتی از ماگماهای جداشده از گوشته (Defant and Drummond, 1990)؛ C) نمودار Cr/Ni در برابر TiO_2 (Martin *et al.*, 2005)؛ D) نمودار Sr در برابر $CaO+Na_2O$ (Martin *et al.*, 2005)؛ E) نمودار SiO_2 در برابر MgO (Martin *et al.*, 2005)؛ F) نمودار تغییر Y در برابر Sr و جدایش خاستگاه فرورانش بهنجار، آداکیت‌های کم‌سیلیس- پرسیلیس و آداکیت‌های آرکئن (Moyen, 2009)

بـرای شناسـایی خاسـتگاه توده‌هـای آداکیتـی در ایـن منطقـه، نمـودار MgO در برابـر SiO_2 (شـکل ۷) بـه‌کار بـرده شـد. در ایـن نمـودار، جایگـاه نمونـه‌هـا نشـان‌دهندهٔ آداکیـت‌هـای جداشـده از مـذاب متابـازالتی و اکلـوژیتی و همچنـین، آداکیـت‌هـای جداشده از ذوب پوسته زیرین است.

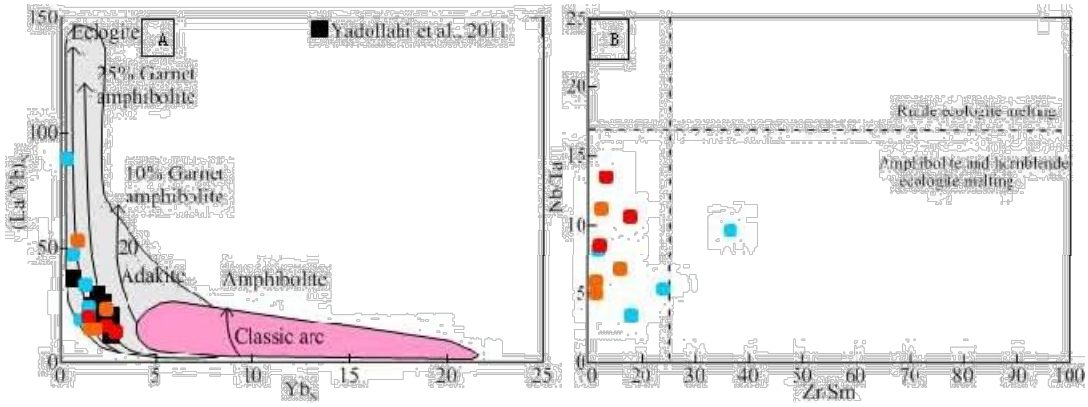


شـکل ۷- ترکیـب توده‌هـای آذریـن درونـی گـاودل (شـمال‌باختری ایـران) در نمـودار MgO در برابـر SiO_2 برپایـه درصد وزنی (Stern and Kilian, 1996)

افزون‌براین، مقـدارهای SiO_2 > ۵۹/۱ درصـد وزنـی، Cr/Ni > ۰/۵۸ – ۵/۴۲ و TiO_2 < ۰/۸۱ درصـد وزنـی خاسـتگاه متابـازالتی و اکلـوژیتی را نشـان می‌دهنـد (Wang *et al.*, 2007). از سوی دیگر، اگر آداکیـت‌هـا از پوسـتهٔ زیـرینِ جداشـده (delaminated) پدیـد آمـده باشند، باید محتـوای Th آنهـا بـالا باشـد؛ زیـرا بـه بـاور Plank (۲۰۰۵)، پوستهٔ زیرینِ جداشـده، مـذاب‌هایی بـا Th و Th/La بـالا پدیـد مـی‌آورد. ازایـن‌رو، مقـدارهای Th/La برای بازالت‌هـای پوسـته اقیانوسـی کوچـک‌تر از ۰/۲ و برای سنگ‌های پوسـته قـاره ای بزرگ‌تـر از ۰/۲۵ است (Plank, 2005). پس برپایه میزان Th (۷/۱۷ ppm – ۲۸/۳۷) و Th/La کم این سـنگ‌هـا (Th/La<۰/۲) و جای‌گرفتن نمونه‌ها در گستره آداکیت‌های سـیلیس بـالا (HSA)، می‌توان گفت که ذوب‌بخشی پوسـته اقیانوسـی فـرورویِ جـوان و داغ، ماگماتیسـم آداکیتـی در منطقـه گاودل و در بخشی از پهنه ماگمایی ارومیـه-دختـر را در پی داشته است. گدازه‌های پدیدآمده از پوسته فرورو و یا رسـوب‌هـای فرورانـده دارای نسـبت بـالایی از Sr/Ce و همچنـین، نسـبت Nb/Zr > ۰/۰۴ هسـتند (Elburg *et al.*, 2002). برپایه Elburg و همکاران (۲۰۰۲)، میانگین نسبت‌هـای Nb/Zr و Sr/Ce کـه در نمونـه‌هـای گـاودل به‌ترتیب برابر ۰/۱۳ و ۳/۶۳ به‌دست آمده است می‌توانـد نقش صفحه فرورو و رسوب‌های روی آن در پیدایش این گونه ماگماها را نشان بدهد.

بـرای شناسـایی خاسـتگاه توده‌هـای آذریـن درونـی گـاودل نمـودار پیشـنهادیِ Defant و Drummond (۱۹۹۳) به‌کار برده شد (شکل ۸- A). برپایه این نمودار، بیشتر نمونـه‌هـا در گسـتره ذوب‌بخشـی اکلوژیـت جـای دارنـد و ازایـن‌رو، ذوب‌بخشـی اکلوژیـت گویـا خاسـتگاه اصـلی ماگماتیسـم آداکیتـی گـاودل بـوده اسـت. در آداکیت‌های (HSA)، پسمانده‌ای اکلوژیتی بـا کـانی‌هـای گارنت، کلینوپیروکسن و روتیل در پی ذوب در فشارهای بـالا پدیـد می‌آیـد؛ امـا در فشـارهای کـم، آمفیبولیـت گارنت‌دار، بـا کـانی‌هـای آمفیبـول و گارنـت، برجامانـدهٔ مذاب است. در پی دارابودن روتیـل، پسـمانده اکلـوژیتی میزان Nb/Ta بالاتری را در برابـر پسـمانده آمفیبـولیتی نشان مـی‌دهـد (Foley *et al.*, 2000; Schmidt *et al.*, 2004). برپایـه نسـبت Nb/Ta (۳/۴۵ – ۱۱/۱۶) در توده‌هـای گـاودل، پسـمانده بیشـتر بـا یـک پسـماندهٔ اکلوژیتی آمفیبولیتی همخوانی دارد (شکل ۸- B).

سنگ‌های فلسیک و حـد واسـطی کـه بـا گارنـت در حال تعادل هستند، دارای ویژگـی‌هـایی ماننـد La کـم، میزان بالای Ga، Al_2O_3 و Sr/Y، الگوی REE پرشیب و نبود بهنجاری منفی Eu هستند. این سنگ‌ها یـا در پـی ذوب سـنگ‌کرهٔ فـرورویِ گـرم و جـوان و یـا در پـی ذوب‌بخشی گرانولیـت پوسـته پـایینی پدیـدار می‌شـوند (Xu *et al.*, 2002).



شکل ۸- ترکیب توده‌های آذرین درونی گاودل (شمال‌باختری ایران) در: A) نمودار La_n/Yb_n در برابر Yb_n (Defant and Drummond, 1993)؛ B) نمودار Nb/Ta در برابر Zr/Sm (Wang *et al.*, 2008; Eyuboglu *et al.*, 2012)

نتیجه‌گیری

توده آداکیتی گاودل دارای ترکیب شیمیایی بیشتر گرانودیوریتی و مونزونیتی است. این توده نفوذی دارای مقدارهای K_2O متوسط تا بالا است. داده‌های زمین‌شیمیایی گرانودیوریت و مونزونیت گاودل نشان‌دهنده ویژگی‌های آداکیتی (HSA) پدیدآمده در پی ذوب سنگ‌های صفحه فرورو است. الگوی تغییرات عناصر نادر و خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب کندریت و گوشته اولیه نشان‌دهندهٔ غنی‌شدگی ماگماتیسم آداکیتی گاودل از عناصر LREE و LILE، تهی‌شدگی از HREE و HFSE و بهنجاری منفی Nb، Ti و Ta در این نمونه‌هاست. مقدارهای کم در HREE و Y پیامد دارابودن گارنت یا آمفیبول در بجاماندهٔ ماگماتیسم آداکیتی گاودل است. نسبت‌های عناصر کمیاب (مانند: Th/La) نشان‌دهندهٔ ذوب پوسته اقیانوسی هستند و بالابودن نسبت‌های Sr/Ce و Nb/Zr در برابر بازالت‌های میان‌اقیانوسی نشان‌دهندهٔ مشارکت رسوب‌های روی صفحه فرورو در فرایند پیدایش مذاب است. همچنین، بالاآمدن ماگما روی صفحه لیوسفر قاره‌ای کمابیش ستبر و بالابودن مقدار عنصرهای ناسازگار (مانند: K_2O، Rb، Cs و Ba) می‌تواند پیامد فرایند آلایش باشد. بررسی نمودارهای گوناگون شناسایی پهنه زمین‌ساختی و پتروژنتیک نشان‌دهندهٔ پیدایش آداکیت گاودل در پی گسیختگی صفحه اقیانوسی فرورو با ترکیب اکلوژیتی و آمفیبولیت گارنت‌دار پس از پایان فرورانش نئوتتیس و نیز ذوب صفحه گسیخته شده همراه با رسوب‌های روی آن و متاسوماتیسم گوشته است.

سپاس‌گزاری

این مقاله برگرفته از پایان‌نامه کارشناسی ارشد نخستین نویسنده مقاله است و با پشتیبانی معنوی و مالی معاونت محترم پژوهشی و فناوری دانشگاه تبریز انجام شده است. نویسندگان برای این پشتیبانی‌ها بسیار سپاس‌گزارند. از داوران محترم مقاله و هیات تحریریه و اجرایی مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان که با پیشنهادهای سازنده بر بهبود علمی مقاله افزودند صمیمانه سپاس‌گزاری می‌شود.

منابع

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Mineralogical Magazine 148: 1-34.

Aghazadeh, M., Emami, M. H., Moin Vaziri, H., Rashidnezhad Omran, N. and Castro, A. (2011) Post-Collisional Shoshonitic, C-type Adakitic and Lamprophyric Plutonism in the Khankandi Pluton, Arasbaran (NW Iran). Geoscienses 78: 167-172.

Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. and Oliveira, E. C. (2007) Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. Precambrian Research 155: 69-97.

Arsalan, M. and Aslan, Z. (2006) Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the eastern Pontides, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences 27 (2): 177-193.

Brunet M. F., Korotaev M. V., Ershov A. V. and Nikishin A. M. (2003) The South Caspian Basin: reviews of its evolution from subsidence modeling. Structural geology 156: 119-148.

Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature 347: 662- 665.

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. Journal of Geology 21: 547-550.

Dercourt, J., Zonenshain, L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I. M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. and Biju-Duval, B. (1986) Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS. Tectonopysics 123: 241-315.

Elburg, M. A., Bergen, M., Hoogewerff, J., Vroon, P., Zulkarnain, I. and Nasution, A. (2002) Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the pantar Strait volcanoes, Indonesia. Geochimica et Comochimica Acta 66: 2771-2789.

Eyuboglu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektaş, O. and Kwon, S. (2012) Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt and revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of eastern Mediterranean region. Lithos 146-147: 218-232.

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: 933-938.

Fowler, M. B. and Henney, P. J. (1996) Mixed Caledonian appenite magmas: implication for lamprophyre fractionation and high Ba-Sr Granite genesis. Contribtions to Mineralogy and Petrology 126: 199-215.

Fowler, M. B., Henney, P. J., Darbyshire, D. P. F. and Greenwood, P. B. (2001) petrogenesis of high Ba-Sr granits: The Rpgart pluton Sutherland. Journal of Geological Society of London 158: 521-534.

Gamkrelidze, I. P. (1986) Geodynamic of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time. Tectonophysics 127: 261-277.

Green, N. L. and Harry, D. L. (1999) On the relationship between subducted slab age and arc basalt petrogenesis, Cascdia subduction system, North America. Earth and Planetary Science Letters 171: 367-381.

Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. Journal of Asian Earth Sciences 30: 433-447.

Jung, S., Hffer, E. and Hoernes, S. (2007) Neo-Proterozoic rift-related syenites (North Damara Belt, Namibia): Geochemical and Nd-Sr-PB-O istope constraints for mantle sources and petrogenesis. Lithos 96: 415-435.

Kazmin, V, G., Sbortshikov, I, M., Ricou, L.E., Zonenshin, L. P., Boulin, J. and Knipper, A. L. (1986) Volcanic belts as remarks of the Mesozoic- Cenozoic active margin of Eurasia. Tectonophysics 123: 123-152.

Khain, V. E. (1977) Critical composition of mobilistic models of tectonic development of the Caucasus. Proceeding of International Symposium of the Mediterranean Basins, Yugoslavia.

Mahmoudiniya, H. (2013) Study of petrology and petrography of Gavdel intrusive rocks with special emphasize to skarnization in the regien, Ahar, East Azarbayjan. MSc thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).

Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos 46: 411-429.

Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, Moyen, J. F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite-tronjomite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos 79: 1-24.

Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Science Reviews 37: 215-224.

Moradi, M., Karimpour, M. H., Malekzadeh, A, Lang Farmer, G. and Stern, Ch. (2012) Geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Rb-Sr & Sm-Nd isotopes of Najmabad mozonitic rocks south of Ghonabad. Petrology 3(11): 77-96 (in Persian).

Moyen, J. F. (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature. Lithos 112: 556-574.

Nakamura N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta 38: 757-775.

Nicholson, K. N., Black, P. M., Hoskin, P. W. O. and Smith, I. E. M. (2004) Silicic volcanism and back arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian-Pacific plate boundary. Journal of Geothermal and Volcanological Research 131: 295-306.

Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Proutea, G. and Jolivet, L. (2009) Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. Lithos 106: 380-398.

Pe-Piper, G., Piper, D. J. W. and Matarangas, D. (2002) Regional implications of geochemistry and style of emplacement of Miocene I-type diorite and granite, Delos, Cyclades, Greece. Lithos 60: 47-66.

Plank, T. (2005) Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. Journal of Petrology 46: 921-944.

Qian, Q., Chung, S. L., Lee, T. Y. and Wen, D. J. (2003) Mesozoic high Ba-Sr granitoids from north China: geochemical characteristics and geological implications. Terra Nova 15: 272-278.

Richards, J. R. and Kerrich, R. (2007) Special paper: Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. Economic Geology 102(4): 537-576.

Rickwood, P. C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos 22: 247-263.

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: 415-432.

Sheth, S. P., Mtorres, I. S. and Verma, S. P. (2002) What is the calcalkalin rocks series. International Geology Review 44: 686-701.

Stern, C. R. and Kilian, R. (1996) Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakite from the Andean Austral Volcanic Zone. Contributions to Mineralogy and Petrology 123: 263-281.

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications of mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins (Eds. Saunders, A. D., Norry, M. J.) Special Publication 42: 313–345. Geological Society, London.

Wang, Q., Wyman, D. A., Zhu, T., Feng, X., Zhang, Q., Zi, F. and Chu, Z. (2008) Eocene melting of subducting continental crust and early uplifting of centeral Tibet: Evidence from centeral-western Qiangtang high-K calc-alcaline andesites, dacites and rhyolites. Earth and Planetary Science Letters 272: 158-171.

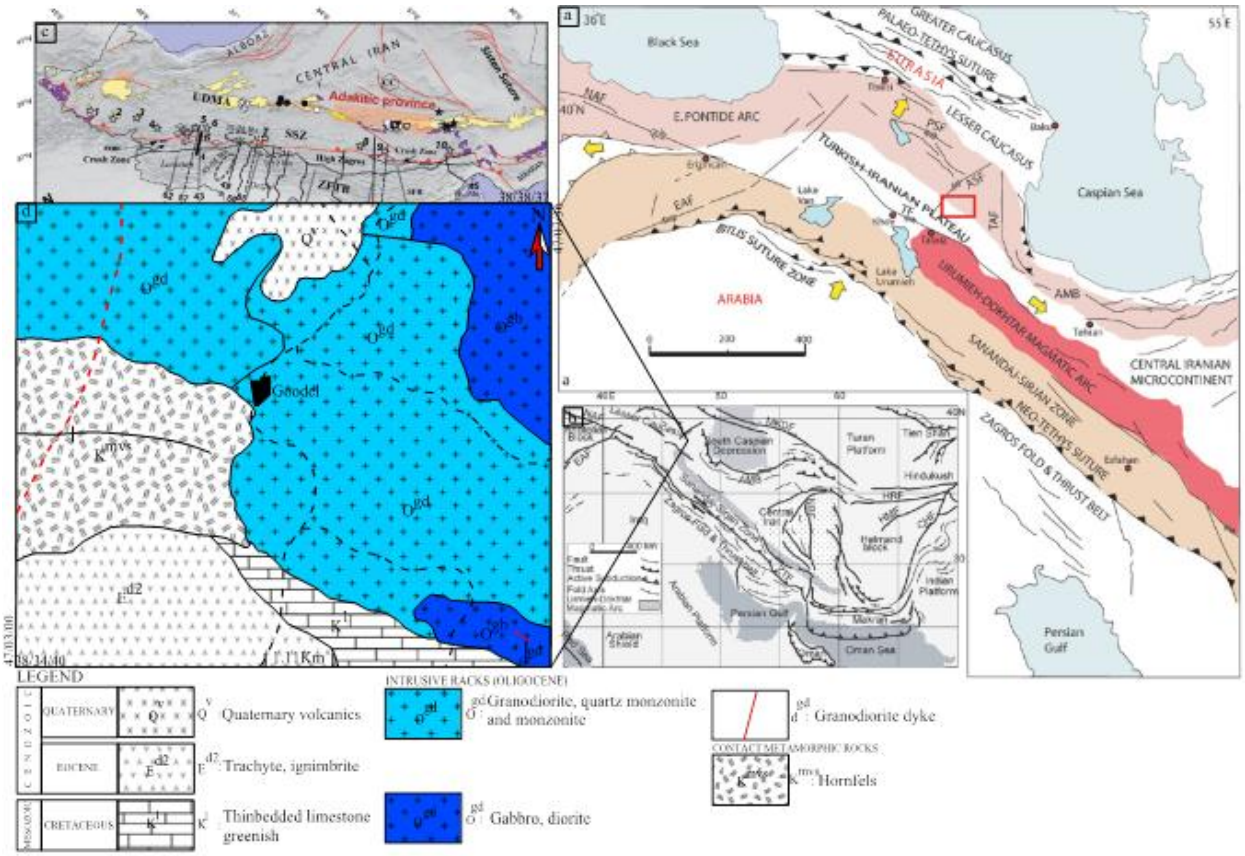
Wang, Q., Wyman, D.A., Zhao, Z. H., Xu, J. F., Bai, Z. H., Wiong, X. L., Dai, T. M., Li, C. F. and Chu, Z. Y. (2007) Petrogenesis of Carboniferous adakites and Nb-enriched arc basalts in the Alataw area, northern Tianshan Range (Western China): Implication for Phanerozoic crustal growth of the Centeral Asia Orogenic Belt. Chemical Geology 236: 42-64.

Xu, J. F., Shinjio, R., Defant, M. J., Wang, Q. and Rapp, R. P. (2002) Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ninzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust. Geology 12: 1111-1114.

Ye, H. M., Li, X. H., Li, Z. X. and Zhang, C. L. (2008) Age and origin of high Ba-Sr appinite-granites at the northwestern margin of the Tibet Plateau: Implications for early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt. Gondwana Research 13: 126-138.

Zhao, J. H. and Zhou, M. F. (2007) Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusion in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction–related metasomatism in the upper mantle. Precambrian Research 152: 27-47.

ادامـه جنـوب‌خـاوری تـوده‌هـای نفـوذی قفقـاز کوچـک اسـت کـه بـا نـام‌هـای گونـاگونی، ماننـد ارمنســتان‌جنــوبی (Kazmin *et al.*, 1986)، ایــران- اردوبــاد (Gamkrelidzeh, 1986) و قفقــاز کوچـک (Brunet *et al.*, 2003)، نامیـده مـی‌شـود. بـه بـاور Dercourt و همکـاران (۱۹۸۶)، ایـن منطقـه بخشـی از پهنـه البـرز در شـمال‌خـاوری ایران اسـت (شـکل ۱). تـوده‌هـای نفـوذی کـوه‌هـای قره‌داغ بـا سـن الیگوسـن گسـتردگی فراوانـی دارنـد و بررسی‌هـای نـوین نشـان‌دهنـدۀ ماهیـت آداکیتـی آنهاسـت. بررسـی‌هـای نخسـتین نشـان‌دهنـدۀ پیـدایش ماگماهـای آداکیتـی از ذوب‌بخشـی صـفحۀ اقیانوسـی گـرم و جـوان فـرورو اسـت (Green and Harry, 1999)؛ امـا امـروزه پیـداش سـنگ‌هـای آداکیتـی افـزون‌بـر جزایـر کمـانی جـوان در پهنـه‌هـای کمـان قـاره‌ای، کمـان‌هـای آتشفشـانی بالغ و پهنه‌هـای پـس از برخـورد نیـز گـزارش شـده است (Defant and Drummond, 1990).



شـکل ۱- A) جایگـاه گسـتره در پهنـه‌بنـدی زمـین سـاختی شـمال بـاختر ایـران و قفقـاز (Dercourt *et al.*, 1986) (برگرفتـه از Aghazadeh و همکـاران، ۲۰۱۱). در ایـن پهنـه‌بنـدی، منطقـه گـاودل در پهنـه البـرز جـای دارد؛ B) نقشـه زمـین‌سـاختی سـاده‌شـده از شـمال‌بـاختری ایـران، خـاور ترکیـه و قفقـاز در پهنـه برخـوردی عربسـتان- اوراسـیا (برگرفتـه از Aghazadeh و همکـاران، ۲۰۱۱)؛ C) جایگاه ماگماتیسم آداکیتی در پهنه ارومیه- دختر (برگرفته از Agard و همکاران، ۲۰۱۱)؛ D) نقشه زمین‌شناسی منطقه گاودل

بررسـی‌هـای زمـین‌شـیمیایی نشـان مـی‌دهنـد کـه این توده‌های آداکیتـی ترکیـب حـد واسـط تـا اسـیدی دارنـد. ماگماتیسـم آداکیتـی در پهنـه ارومیـه-دختـر در ناحیۀ بافت، انـار و قـم گـزارش شـده‌انـد (Omrani

et al., 2009). همچنین، ماگماتیسم آداکیتی در شمال‌باختری ایران، از منطقه تبریز، مرند و جلفا (Jahangiri, 2007) و نیز جنوب گناباد (توده‌های مونزونیتی با ماهیت آداکیتی پرسیلیس؛ Moradi و همکاران، ۲۰۱۲) گزارش شده است. با توجه به گزارش چندین برونزد سنگ‌های آداکیتی از پهنه ارومیه-دختر، بررسی آداکیت‌های سنوزوییک ایران در روشن‌شدن فرورانش صفحه نئوتتیس به زیر خردقاره ایران، سرنوشت صفحه فرورو و زمان فرورانش می‌تواند کمک بسزایی کند. همچنین، برپایه پتانسیل کانی‌زایی توده‌های نفوذی قره‌داغ، بررسی این توده‌ها از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی و وابستگی ماگماهای آداکیتی با کانی‌سازی نیز دارای اهمیت است. ازاین‌رو، در این مقاله به بررسی کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه توده‌های آداکیتی در منطقه گاودل در شیورداغِ اهر پرداخته شده است.

زمین‌شناسی توده‌های نفوذی منطقه گاودل

واحد O^{gd} شامل توده‌های نفوذی با ترکیب گرانودیوریت، کوارتزمونزونیت تا مونزونیت و مونزودیوریت است و گرانودیوریت و مونزونیت بخش بزرگی از آن را ساخته‌اند. این توده‌های نفوذی درون سنگ‌های کربناتی کرتاسه پسین و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده (شکل ۲-A) و در همجواری کربنات‌ها، پیدایش اسکارن‌های مس و گسترش رگچه‌های سولفیدی، همراه با کانی‌های کوارتز و اکتینولیت (شکل ۲- B) را در پی داشته‌اند (Mahmoudiniya, 2013). رنگ این توده‌ها خاکستری بوده و دارای کانی‌هایی مانند فلدسپار، آمفیبول و بیوتیت هستند.

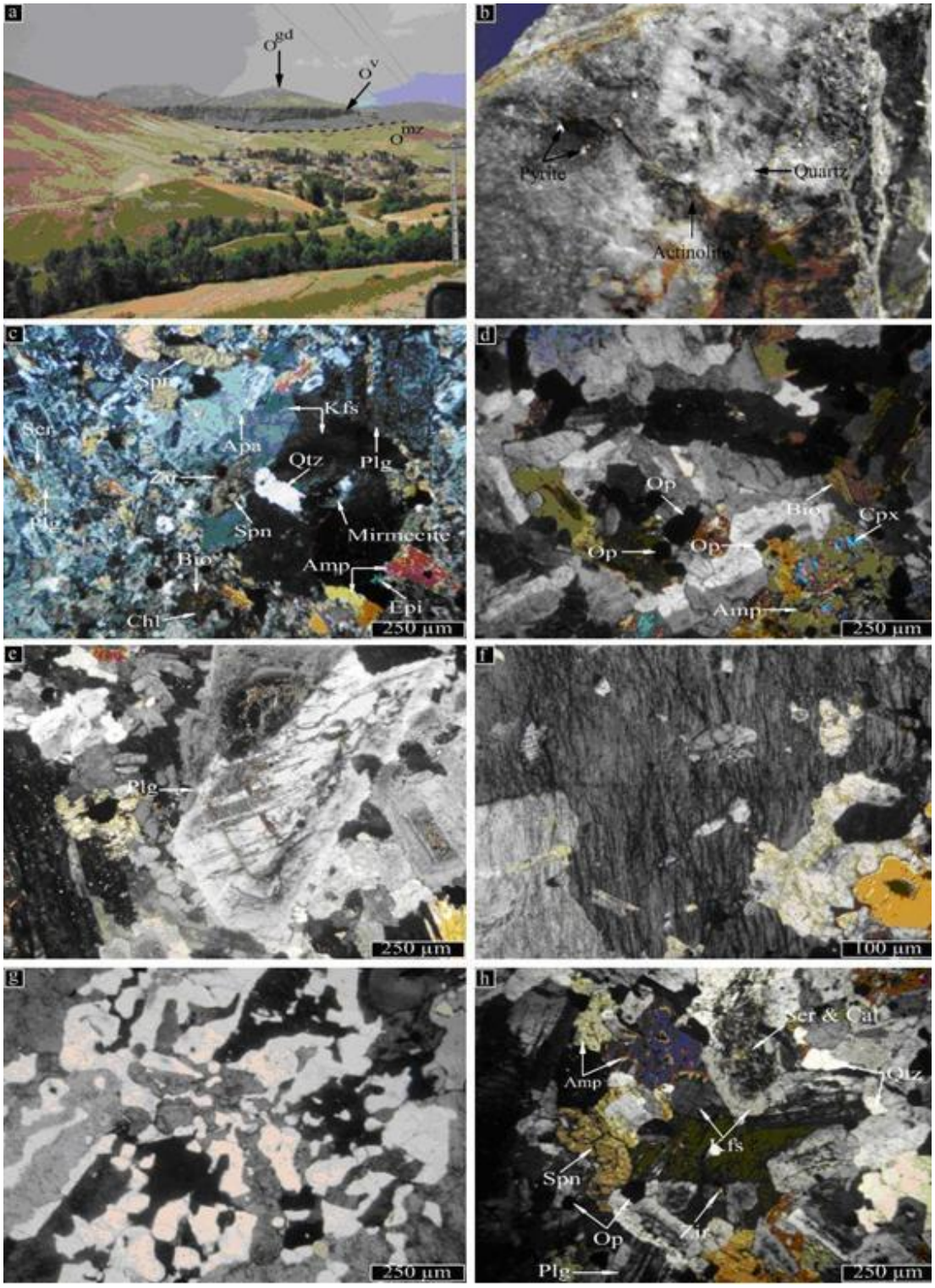
توده‌های نفوذی واحد O^{gd}، ترکیبی از مونزونیت، مونزودیوریت تا گرانودیوریت دارند و با راستای شمال‌باختری-جنوب‌خاوری در منطقه دیده می‌شوند. برپایه فراوانی کانی‌های مافیک (مانند: پیروکسن و آمفیبول)، این سنگ‌ها رنگ بسیار تیره‌ای دارند. در این توده‌ها، دایک گرانودیوریتی با شیب نزدیک به ۸۰ درجه به‌سوی جنوب‌باختری و به درازای بیش از ۱۵۰ متر و ستبرای نزدیک به ۳ متر جایگیری کرده است. نفوذ این توده‌ها به درون رسوب‌های کربناتی کرتاسه پسین پیدایش اسکارن‌های مس و آهن در منطقه را در پی داشته است.

روش انجام پژوهش

پس از بازدید صحرایی از توده نفوذی گاودل ۳۵ مقطع میکروسکوپی برای بررسی‌های سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها برگزیده شد. برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی ۱۱ نمونه از توده‌های این منطقه، به روش اسپکتروسکوپی جرمی - پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) و XRF در سازمان زمین‌شناسی کشور تجزیه شدند (جدول ۱). سپس با نرم‌افزارهای GCDKit، Minpet Excel و PetroGraph نمودارهای لازم رسم شدند.

سنگ‌نگاری

گرانودیوریت: پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، آمفیبول و کوارتز با بافت گرانولار از کانی‌های اصلی سازنده توده گرانودیوریت هستند. پلاژیوکلازهای این توده ماکل پلی‌سنتتیک دارند و به دو صورت دیده می‌شوند: پلاژیوکلازهای شکل‌دار، کشیده و بدون زونینگ و پلاژیوکلازهای درشت‌بلور، نیمه‌شکل‌دار و همراه با زونینگ نوسانی (شکل‌های ۲- C و ۲- D).



شکل ۲- A) نمایی از توده‌های نفوذی گاودل (شمال‌باختری ایران) (دید به‌سوی شمال‌باختری)؛ B) تصویر ماکروسکوپی از رگچه‌های سولفیدی و کوارتز- اکتینولیت در توده مونزونیت- مونزودیوریت؛ C) بافت پویی‌کیلیتیک و میرمکیتی و بلورهای پلاژیوکلاز در توده گرانودیوریتی (تصویر XPL)؛ D) تبدیل کلینوپیروکسن به آمفیبول در توده گرانودیوریت (تصویر XPL)؛ E) تبدیل پلاژیوکلاز به کلسیت و سریسیت در راستای پهنه‌بندی در توده گرانودیوریت (تصویر XPL)؛ F) بافت پرتیت در گرانودیوریت (تصویر XPL)؛ G) بافت گرانوفیری در گرانودیوریت (تصویر XPL)؛ H) تبدیل آلکالی‌فلدسپار به سریسیت در گرانودیوریت (تصویر XPL)

جدول ۱: نتایج آنالیز XRF و ICP-MS توده‌های نفوذی و دایک گرانودیوریتی گاودل (شمال‌باختری ایران) (اکسید عناصر اصلی برپایه درصد وزنی و عناصر فرعی برپایه ppm هستند)

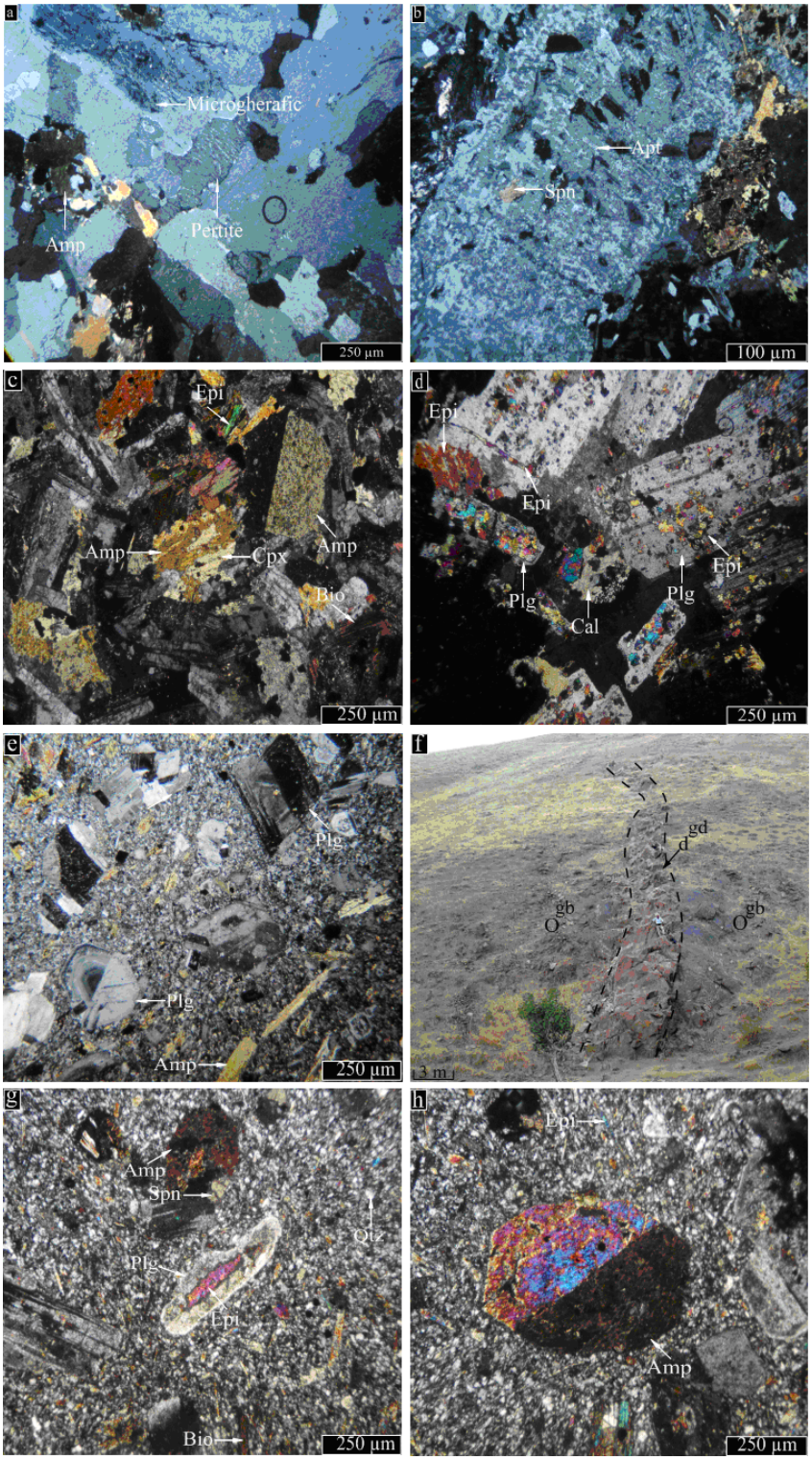
Rock Type	Monzonite				Granodiorite				Granodiorite Dyke		
Sample No.	M1	M2	M3	M4	G1	G2	G3	G4	dg1	dg2	dg3
SiO_2	66.37	65.37	60.30	62.80	61.30	65.30	67.25	67.80	60.25	59.10	60.08
TiO_2	0.45	52.00	0.40	0.62	0.70	0.72	0.68	0.81	0.69	0.72	0.79
Al_2O_3	15.47	16.21	14.80	16.54	14.09	15.80	16.50	16.30	17.85	17.06	18.30
Fe_2O_3	3.39	3.27	3.50	3.90	2.86	5.10	4.83	5.35	5.30	3.90	4.07
MnO	0.10	0.10	0.06	0.12	0.10	0.06	0.05	0.09	0.06	0.05	0.09
MgO	1.71	1.42	1.40	2.05	3.99	1.30	1.25	1.60	2.82	3.07	2.90
CaO	3.26	3.26	3.22	4.63	6.55	3.85	3.72	4.05	5.65	5.90	4.51
Na_2O	4.29	4.52	5.25	4.43	5.27	4.30	4.65	4.80	4.80	4.09	4.60
K_2O	3.96	3.74	3.05	3.93	2.17	3.25	3.54	3.18	2.40	2.10	2.14
P_2O_5	0.35	0.35	0.18	0.40	0.42	0.50	0.90	0.80	0.50	0.90	0.80
LOI	1.80	1.98	2.54	1.80	2.50	2.42	1.70	1.60	2.10	2.65	1.75
Total	104.10	103.50	97.84	104.70	102.50	102.60	105.00	106.30	102.20	99.44	100.27
Sc	5.4	22.67	5.04	4.12	10.09	10.07	8.59	10.07	10.07	8.59	10.07
V	38.9	57	31	42	39	106	180	168	106.6	180	168
Co	11.09	16.64	30	13.75	14.14	13.91	8.05	12.8	13.91	8.05	12.8
Ni	84.98	20.32	96	48.92	44.95	28.9	37.93	66.94	24.89	37.93	66.94
Cr	63.35	11.89	64.2	85.65	64.31	135	128	189	135	128	189
Zn	26.48	80.25	40.5	41.15	12.85	115.5	41.66	94.51	115.5	41.66	94.51
Ga	16.24	18.64	16.05	15.9	19.16	27.78	19.01	23.88	27.78	19.01	23.88
Cs	1.52	1.93	1.40	2.08	2.4	2.3	2.4	2.8	1.3	1.4	1.8
Rb	37	88	57	38	88	68	20	83	20	30	44
Ba	975	1657	1315	866	992	1815	1393	1020	970	887	1211
Sr	561	1006	640.4	635	507.1	980	1020	1150	715	625	862
Y	12.55	12.05	14.59	16.13	15.4	15.46	15.96	14.82	15.46	15.96	14.82
Zr	97.19	180.1	158.9	27.96	127	126	105	97.3	126.3	105.6	97.3
Nb	7.15	12.27	7.3	9.85	14.08	20.55	13.81	17.48	20.55	13.81	17.48
Hf	5.28	4.53	2.64	3.48	4.01	6.5	10.36	4.95	6.5	10.36	4.95
Ta	2.07	1.29	1.41	1.2	2.09	1.84	2.77	3	1.85	2.77	3
Th	8.29	13.72	10.25	11	7.17	28.36	17.37	24.05	28.37	17.38	24.06
U	9.93	14.37	10.12	10.52	9	0.8	1.1	1.26	0.8	1.1	1.26
La	45.6	61.5	68.5	41.99	55.4	68.54	66.42	42.31	80.54	54.42	60.31
Ce	85.29	177.7	82.15	118	142	364	229	258	364	229	258
Pr	13.5	17.4	9.7	10.5	22.7	9.4	8.8	10.4	9.4	8.8	10.4
Nd	31.3	43.47	31.3	41.67	54.79	62.56	61.05	63.25	62.56	61.05	63.25
Sm	5.44	4.95	6.68	4.95	7.94	10.2	13	11	10.2	13	11
Eu	0.75	1.97	0.8	0.72	1.53	1.16	1.55	1.81	1.16	1.55	1.81
Gd	4.55	6.26	2	6.74	4.8	7.1	8.13	9.98	7.1	8.13	9.98
Tb	0.7	0.5	0.7	0.9	0.4	0.6	0.9	0.7	0.6	0.9	0.7
Dy	3.72	3.23	3.72	3.61	3.95	5.11	3.84	4.03	5.11	3.84	4.03
Ho	0.7	0.8	0.5	0.9	0.4	0.6	0.5	0.9	0.6	0.5	0.9
Er	1.2	1.1	2	2.01	1.6	2	1.7	1.2	2	1.7	1.2
Yb	1.3	1.4	1.4	1.5	1.2	1.8	1.5	1.9	1.7	1.6	1.1
Lu	0.2	0.21	0.23	0.22	0.2	0.28	0.26	0.29	0.3	0.3	0.21
Sr/Y	44.7	83.54	43.89	39.38	32.93	63.38	63.9	77.59	63.38	63.9	77.59
La_n/Yb_n	87.47	50.62	46.9	17.77	53	16.31	23.04	14.84	16.13	22.62	14.46

گاه این کانی‌ها در راستای شکستگی‌ها و در راستای زونینگ به سریسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۲- E). گاه همرشدی آلبیت و پتاسیم‌فلدسپارها پیدایش بافت پرتیتی در توده گرانودیوریتی را در پی داشته است (شکل ۲- F). همچنین، در برخی نمونه‌ها آلکالی‌فلدسپار با کوارتز همرشدی داشته است و به‌صورت بافت گرانوفیری نمایان شده‌اند (شکل ۲- G).

آمفیبـــول‌هـــا چنـــدرنگی دارنـــد و بـــه‌صـــورت نیمه‌شکل‌دار تـا بـی‌شکل در انـدازه‌هـای درشـت تـا متوسط و ریـز هسـتند؛ بـه‌گونـه‌ای‌کـه انـدازهٔ آنهـا بـه ۰/۸ میلی‌متر نیز مـی‌رسـد. گـاه نشـانه‌هـایی از تبـدیل کلینوپیروکسـن بـه آمفیبـول نیـز دیـده مـی‌شـوند. برپایـه بررسـی‌هـای میکروپـروب انجـام‌شـده بـر روی آمفیبـول‌هـا، ایـن کـانی دارای ترکیـب اکتینـولیتی اســـت (شـــکل ۲- D) (Mahmoudiniya, 2013). کوارتز در انـدازه‌هـای گونـاگون بـا لبـه‌هـای نـامنظم و گاه نیمـه‌شـکل‌دار و حتـی شـکل‌دار دیـده مـی‌شـود و فضـای میـان کـانی‌هـا را پـر کـرده اسـت. بیوتیـت از دیگـر کـانی‌هـای فرعـی در گرانودیوریـت‌هـای ایـن منطقـه اسـت کـه گـاه بـه کلریـت تبـدیل شـده اسـت (شـکل ۲- C). آپاتیـت و زیـرکن بـه‌صـورت میانبـار در آلکالی‌فلدسپار دیـده مـی‌شـود و بافـت پـویی‌کیلیتیـک را پدیـــد آورده‌انـــد (شـــکل ۲- C). در نمونـــه‌هـــا اسفن‌های شکل‌دار از کانی فرعی نخستین هستند.

مونزونیـــت-مونزودیوریـــت: ایـــن تـــوده گســـتره ترکیبـــی از مونزونیـــت تـــا مونزودیوریـــت نشـــان می‌دهـد؛ امـا بیشـتر آن از مونزونیـت اسـت. در برخـی مقطـع‌هـا، ایـن تـوده مـونزونیتی بافـت پرتیـت و میکروگرافیـک دارد (شـکل ۳- A). تـوده مـونزونیتی دارای آلکـالی‌فلدسـپار درشـت دانـه بـا بافـت پرتیتـی همـراه بـا ادخـال‌هـایی از آپاتیـت و اسـفن اسـت کـه سبب ایجاد بافـت پـویی‌کیلیتیـک شـده‌انـد (شـکل ۳- B). بیشـتر کلینوپیروکسـن‌هـا بـا آمفیبـول جـایگزین شده‌انـد (شـکل ۳- C). همچنـین، برخـی آمفیبـول‌هـا بـه کـانی‌هـای کـدر و کلریـت تجزیـه شـده‌انـد. پلاژیوکلازهـا کمـابیش درشـت‌بلـور هسـتند و ماکـل پلی‌سـنتتیک دارنـد. پلاژیوکلازهـا بـه‌گونـهٔ گسـترده‌ای با اپیدوت و بـه انـدازه کمتـری بـل کلسـیت جـایگزین شـده‌انـد (شـکل ۳- C). پیـدایش کـانی‌هـای ثانویـه‌ای ماننـد اپیـدوت و کلریـت در ایـن تـوده نشـان‌دهنـدهٔ رخداد دگرسانی پروپیلیتیک است.

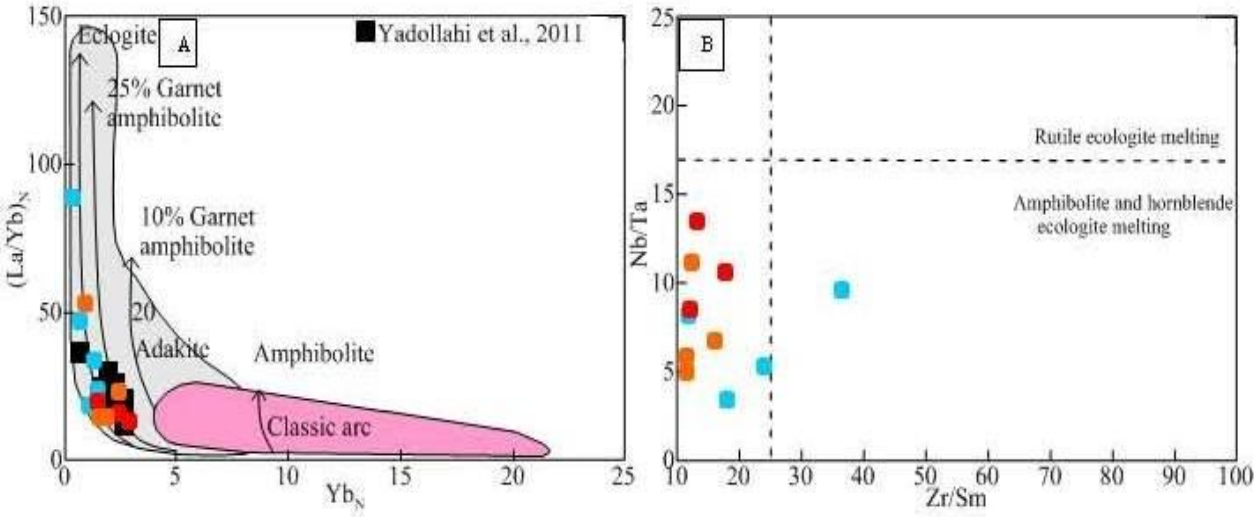
دایـــک گرانودیـــوریتی: بافـت ایـن نمونـه‌هـا میکرولیتیـک پـورفیری اسـت و فنوکریسـت‌هـای پلاژیـوکلاز، فلدسـپار پتاسـیم و آمفیبـول دارنـد. فنوکریست‌هـای پلاژیـوکلاز کـاملاً شـکل‌دار هسـتند و ماکـل پلـی‌سـنتتیک و زونینـگ نوسـانی دارنـد (شـکل ۳- E). پلاژیوکلازهـای زمینـه بـه‌صـورت میکرولیـت بـوده و بیشـتر آنهـا نیمـه‌شـکل‌دار و بـی زونینـگ هسـتند و ماکـل پلـی‌سـنتتیک دارنـد. برخـی پلاژیـوکلاز از مرکـز بـه اپیـدوت دگرسـان شـده اسـت (شـکل ۳- C). آلکـالی‌فلدسـپارها نیـز هماننـد پلاژیوکلازهـا هـم بـه‌صـورت میکرولیـت و هـم بـه‌صـورت فنوکریسـت پدیـدار شـده‌انـد. آلکالی‌فلدسـپارها، چـه بـه‌صـورت فنوکریسـت و چـه به‌صورت میکرولیت، بیشـتر بـه سریسـیت و گـاه بـه کانی‌هـای رسـی دگرسـان شـده‌انـد. آمفیبـول‌هـایی کـه بـه‌صـورت فنوکریسـت هسـتند دارای شـکل مـنظم‌تـری هسـتند و در زمینـه‌ای از کـانی‌هـای ریزدانـهٔ بـی‌شـکل و گـاه نیمـه‌شـکل‌دار دیـده مـی‌شـوند. فنوکریسـت‌هـای آمفیبـول گـاه دارای ماکـل کارلسـباد بـوده و کـاملاً شـکل‌دار هسـتند (شـکل ۳- H). برپایـه ویژگـی‌هـای سـنگ شـناختی (تغییـر مقـدارهای کـوارتز و پتاسـیم‌فلدسـپار)، ترکیـب تـوده‌هـای نفـوذی از مونزونیـت تـا گرانودیوریـت اسـت. در ایـن نمونـه‌هـا، دگرسانی‌هایی ماننـد اکتینـولیتی‌شـدن آمفیبـول‌هـا و پیـدایش اپیـدوت و کلریـت نشـان مـی‌دهنـد کـه سـیال‌هـای ماگمـایی رخـداد دگرسـانی پروپلیتیـک را در پی داشته‌اند.



شکل ۳- A) بافت پرتیت و میکروگرافیک در توده مونزونیت (تصویر XPL)؛ B) بافت پرتیت و پویی‌کیلیتیک در توده مونزونیت (تصویر XPL)؛ C) تبدیل کلینوپیروکسن به آمفیبول و آمفیبول با ماکل دوتایی در مونزونیت (تصویر XPL)؛ D) تبدیل پلاژیوکلازها به اپیدوت و کلسیت در توده مونزونیت (تصویر XPL)؛ E) پلاژیوکلازهای زونینگ‌دار با ماکل پلی‌سنتتیک و آلبیتی در دایک گرانودیوریتی (تصویر XPL)؛ F) نمایی از دایک گرانودیوریتی (دید به‌سوی شمال‌باختری)؛ G) تبدیل پلاژیوکلاز از مرکز به اپیدوت در دایک گرانودیوریتی (تصویر XPL)؛ H) آمفیبول شکل‌دار با ماکل دوتایی در دایک گرانودیوریتی (تصویر XPL)

زمین‌شیمی توده‌های آذرین درونی

برای بررسی زمین‌شیمی توده‌های نفوذی گاودل، توده‌های گرانودیوریت، مونزونیت و دایک گرانودیوریتی بررسی شدند. برپایه نمودار Rickwood (۱۹۸۹)، این نمونه‌ها در گسترهٔ کالک‌آلکالن پتاسیم بالا جای گرفته‌اند (شکل ۴- A). برپایه نمودار شکل ۴- B، نمونه‌ها در گستره گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و مونزونیت جای گرفته‌اند (Middlemost, 1994).



شکل ۴- ترکیب توده‌های آذرین درونی گاودل (شمال‌باختری ایران) در: A) نمودار شناسایی سری ماگمایی (Rickwood, 1989)؛ B) نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین درونی (Middlemost, 1994).

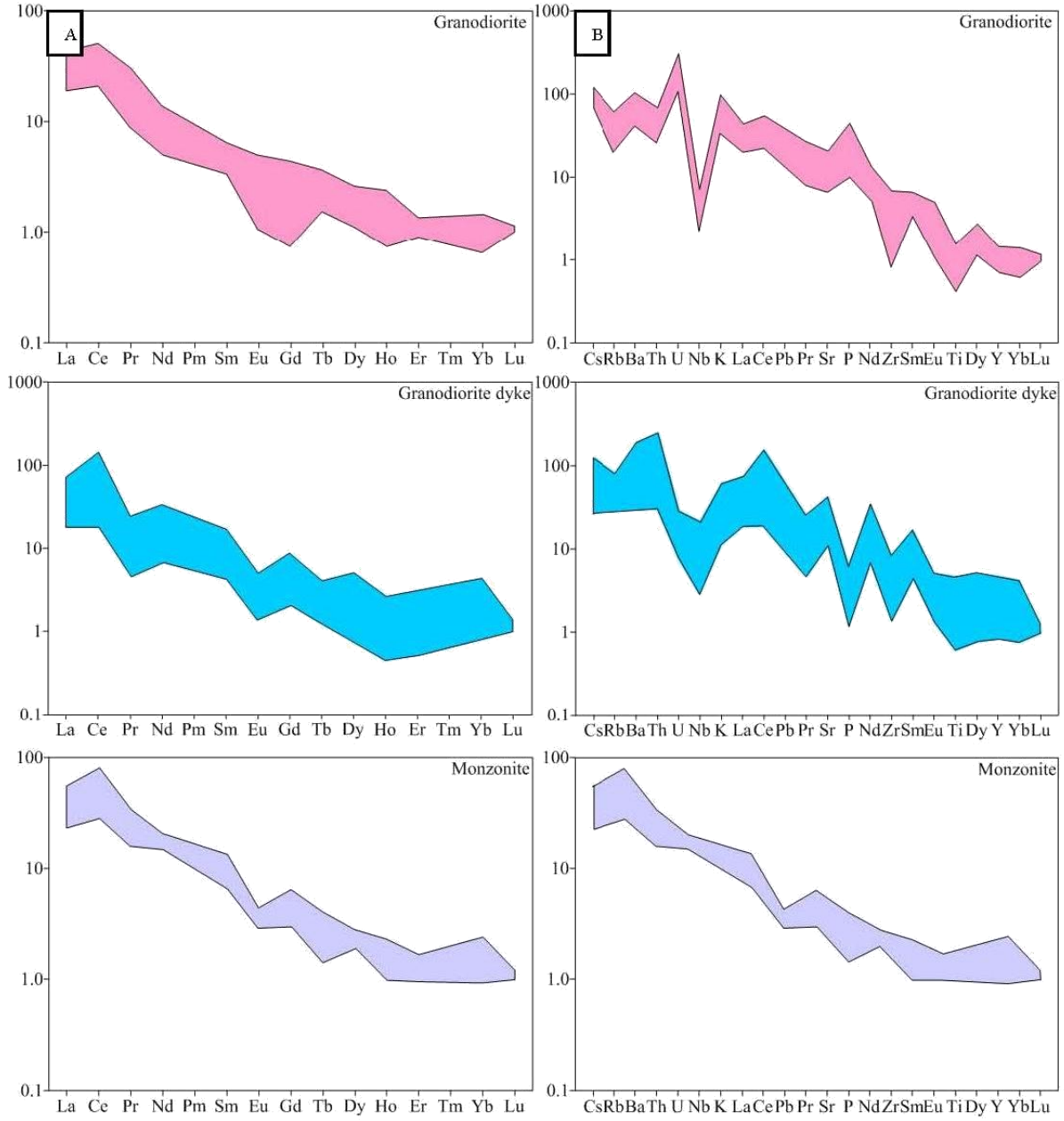
میزان بالای SiO_2 (۵۹/۱ – ۶۷/۸۰ درصد وزنی)، MgO (۱/۲۵ - ۳/۹۹ درصد وزنی)، K_2O/Na_2O (۰/۴۱ – ۰/۹۲)، $Fe_2O_3+MnO+MgO+TiO_2$ (۵/۲۲ – ۹/۰۱ درصد وزنی)، میزان پایین Y (۱۲/۰۵ ppm – ۱۶/۳) و عناصر HREE مانند Yb (۱/۱ ppm – ۱/۹) و مقدارهای بالای Sr (۵۶۱ ppm - ۱۱۵۰) و همچنین، نسبت بالای Ba/La (۱۲/۰۴ – ۲۶/۹۴) و La_n/Yb_n (۱۴/۴۶ – ۸۷/۴۷)، همگی نشان‌دهنده ویژگی‌های آداکیتی توده‌های گاودل هستند (جدول ۱).

بر پایه مقدارهای بالای K_2O و جای‌گرفتن نمونه‌ها در گستره کالک‌آلکالن پتاسم بالا نمی‌توان چنین برداشت کرد که این توده‌ها آداکیت‌های قاره‌ای (C-type) و یا گرانیتوییدهای سرشار از باریم و استرانسیومی هستند که به‌تازگی از نقاط گوناگون جهان گزارش شده‌اند (Fowler and Henney, 1996; Fowler *et al.*, 2001; Qian *et al.*, 2003; Ye *et al.*, 2008)؛ زیرا آداکیت‌های قاره‌ای (C-type) در پهنه‌های فرورانش پدید نمی‌آیند. آداکیت‌های قاره‌ای معمولاً در پهنه‌های برخوردی قاره‌ای و یا پهنه‌های گسلی درون‌قاره‌ای دیده می‌شوند و در پی ذوب پوسته قاره‌ای در ژرفای بیش از ۱۰ تا ۱۵ کیلوبار پدید می‌آیند (Moyen, 2009). مقدار بالای K_2O در این توده‌ها می‌تواند پیامد دگرسانی‌های کمابیش گسترده در این منطقه باشد و یا در پی آلایش پوسته‌ای و فرایند جدایش روی داده باشد (Zhao and Zhou, 2007).

فراوانی عناصر خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب کندریت (Nakamura, 1974) نشان‌دهندهٔ غنی‌شدگی LREE در برابر HREE (مقدار Ce_n/Yb_n برابر با ۱۸/۵۵ – ۳۶/۱۹) و الگوی جدایشی هستند (شکل ۵- A). نسبت بالای LILE/HFSE از ویژگی‌های مهم

سنگ‌های کالک‌آلکالن است (Sheth *et al.*, 2002). غنی‌شدگی LREE را پیامد درجه ذوب‌بخشی کم منبع گوشته‌ای و یا آلایش ماگما با مواد پوسته‌ای دانسته‌اند (Almeida *et al.*, 2007).

برپایه نمودارهای بهنجارشده، Eu در این توده‌ها آنومالی منفی نشان نمی‌دهد. بهنجاری منفی Eu نشان می‌دهد که فلدسپارها یا یک فاز مهم در پسماندهٔ ذوب‌نشده بوده‌اند و یا در فرایند جدایش درگیر نشده‌اند (Arsalan and Aslan, 2006). به باور Jung و همکاران (۲۰۰۷)، آنومالی مثبت Eu هم پیامد انباشت پلاژیوکلاز است.

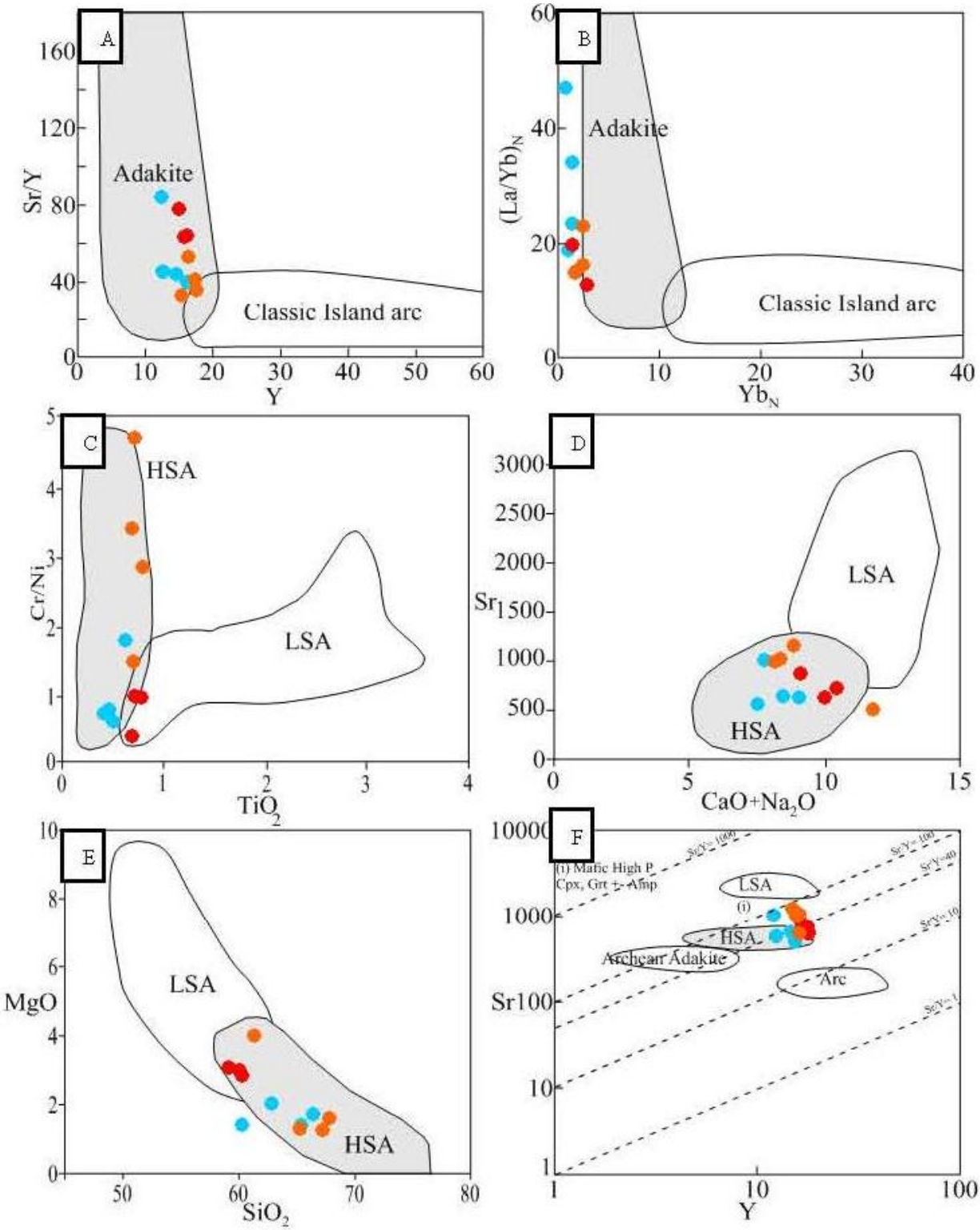


شکل ۵- A) ترکیب توده‌های آذرین درونی گاودل (شمال‌باختری ایران) در: نمودار تغییر فراوانی عناصر خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب کندریت (Nakamura, 1974)؛ B) نمودار تغییر عناصر کمیاب و خاکی نادر بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).

در نمـــودار عناصـــر کمیـــاب و خـــاکی کمیـــاب بهنجارشـده بـه ترکیـب گوشـته اولیـه (Sun and McDonough, 1989)، عنصـرهای LILE، LREE و HFSE غنی‌شـدگی نشـان مـی‌دهنـد (شـکل ۵- B). مقدارهای کم HREE و Y چـه‌بسـا پیامـد دارابـودن گارنت و یا آمفیبول در تفالهٔ بجامانده باشد. همچنین، مقـدارهای بـالای استرانسـیوم نشـان‌دهنـدهٔ نبـود پلاژیـوکلاز اسـت و بهنجـاری منفـی Ta، Nb و Ti می‌توانـد نشـان‌دهنـدهٔ دارابـودن اکسـیدهای آهـن و تیتانیم در تفاله و یا جدایش فازهای بلـورین (ماننـد: تیتانومگنتیـت و آمفیبـول) باشـد (Martin, 1999). غنـی‌شـدگی تـوده گرانیتوییـدی از LREE، LILE و برخی عناصـر ناسـازگار، از ویژگـی‌هـای برجسـته در سنگ‌های کالک‌آلکالن کمان‌های آتشفشانی پهنه‌های فرورانش حاشـیه قـاره‌ای اسـت (Nicholson *et al.*, 2004). نبود بهنجاری منفـی P، Sr، Ba و Eu نشـان می‌دهد کـه پوسـتهٔ قـاره‌ای خاسـتگاه ماگمـای ایـن مجموعه آذرین درونـی نیسـت؛ زیـرا نبـود بهنجـاری منفی در عناصر یادشده نشـان‌دهنـده نبـود جـدایش بلورین و یا نبود ذوب‌بخشی پوسته زیرین اسـت (Pe-Piper *et al.*, 2002).

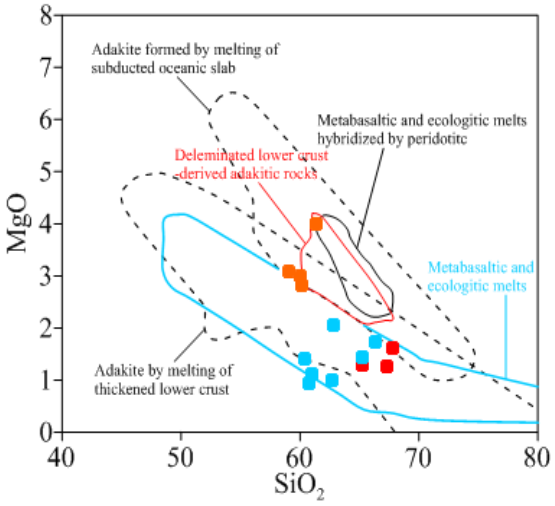
نمودار Martin و همکاران (۲۰۰۵) که آداکیت‌هـا را از ماگماهای کلاسیک پهنه‌های فرورانش (ماگمـای حاصل از ذوب گوشته) جدا مـی‌کنـد (شـکل ۶- A). برپایه این نمودار، نمونه‌ها در گسـتره آداکیـت جـای گرفته‌اند. همچنین، برپایه شـکل ۶- B، نمونـه‌هـا در نزدیکی گستره مربوط به آداکیت‌ها جـای گرفتـه‌انـد. بالابودن نسبت Sr/Y نشان‌دهنده ژرفـای ذوب اسـت؛ به‌گونه‌ای‌که با افـزایش فشـار، پلاژیوکلازهـا ناپایـدار شده و در پایان Sr آزاد شده است. پایداری گارنت در سنگ خاستگاه کاهش Y و افزایش نسبت Sr/Y را در پی داشته است (Moyen, 2009). نمودار تغییـر Y در برابـر Sr (شـکل ۶- F) گسـتره پهنـه‌هـای فـرورانش بهنجار، آداکیت‌های پر سیلیس (HSA)، آداکیت‌های کم‌سیلیس (LSA) و آداکیت‌های آرکئن را از هم جدا می‌کند (Moyen, 2009). بر پایه این نمودار، نمونـه‌هـا در گستره آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) جای دارند و از ذوب‌بخشی یک سنگ خاسـتگاه مافیـک فشـاربالا بـا کلینوپیروکسن و گارنت (± آمفیبول) بجامانده در تفالـه پدید آمـده‌انـد. برپایـه نمودارهـای Martin و همکـاران (۲۰۰۵)، جای‌گـرفتن نمونـه‌هـا در پهنـه آداکیـت‌هـای سیلیس بالا، نشان می‌دهد که خاستگاه ایـن تـوده‌هـا از ذوب ورقه اقیانوسی فـرورو در گسـتره پایـداری گارنـت اســـت (شـــکل‌هـــای ۶- C، ۶- D، ۶- E و ۶- F). Richards و Kerrich (۲۰۰۷) بر این باورند کـه بخـش بزرگی از ماگماهای آهکی- قلیایی جداشـده بـه گسـتره آداکیت‌ها وارد می‌شوند؛ زیرا جدایش آمفیبول و گارنـت کاهش Y و HREE در ماگما را در پی دارد و نمـی‌تـوان این‌گونه ماگماها را آداکیت‌های واقعی دانست. از مقایسه این آداکیت‌ها با آداکیت‌های واقعی می‌توان دریافت کـه در این‌گونـه آداکیـت‌هـا نسـبت Sr/Y از La/Yb کمتـر است؛ اما در آداکیت‌های واقعـی و همچنـین، در منطقـه گاودل، نسبت Sr/Y از La/Yb بیشتر است.

برپایه آنچه گفته شد، این تـوده‌هـای آذریـن درونـی همانند آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) هسـتند؛ زیـرا از یک سو، میزان SiO_2 آنها بیشتر از ۵۶ درصد وزنی است و از سوی دیگر، HREE در نمودار تغییر فراوانی عناصـر خـاکی نـادر (بهنجارشـده بـه ترکیـب کنـدریت) دارای الگوی کاو است (شکل ۵- A). همچنین، نسبت Yb/Lu برابر ۱۰/۵۶ (به‌طور میانگین) به‌دست آمده است کـه بـا آداکیت‌هـای گـروه HSA همخـوانی بیشـتری را نشـان می‌دهد. بالابودن عناصر ناسازگار (مانند: K_2O، Cs، Rb، Ba) مـی‌توانـد پیامـد آلایـش پوسـته‌ای و سـرعت کـم بالاآمدن ماگما در راستای پوستهٔ قاره‌ایِ کمابیش سـتبر باشد. کم‌بودن مقدار عنصرهای Ti، Nb و Zr (شـکل ۵- B) و شـواهد کـانی‌شناسـی مـی‌تواننـد نشـان‌دهنـدهٔ ماگماهای پهنه فرورانش و همچنـین، جـدایش فازهـای بلورین (مانند: تیتانومگنتیت و آمفیبول) باشند.



شکل ۶- ترکیب تـوده‌هـای آذریـن درونـی گـاودل (شـمال‌بـاختری ایـران) در: A و B) نمـودار شناسـایی ماگماهـای آداکیتـی از ماگماهـای جداشـده از گوشـته (Defant and Drummond, 1990)؛ C) نمـودار Cr/Ni در برابـر TiO_2 (Martin *et al.*, 2005)؛ D) نمـودار Sr در برابـر $CaO+Na_2O$ (Martin *et al.*, 2005)؛ E) نمـودار SiO_2 در برابـر MgO (Martin *et al.*, 2005)؛ F) نمـودار تغییـر Y در برابـر Sr و جدایش خاستگاه فرورانش بهنجار، آداکیت‌های کم‌سیلیس- پرسیلیس و آداکیت‌های آرکئن (Moyen, 2009)

بـرای شناسـایی خاسـتگاه تـوده‌هـای آداکیتـی در ایـن منطقـه، نمـودار MgO در برابـر SiO_2 (شـکل ۷) بـه‌کـار بـرده شـد. در ایـن نمـودار، جایگـاه نمونـه‌هـا نشـان‌دهنـدۀ آداکیـت‌هـای جداشـده از مـذاب متابـازالتی و اکلـوژیتی و همچنـین، آداکیـت‌هـای جداشده از ذوب پوسته زیرین است.

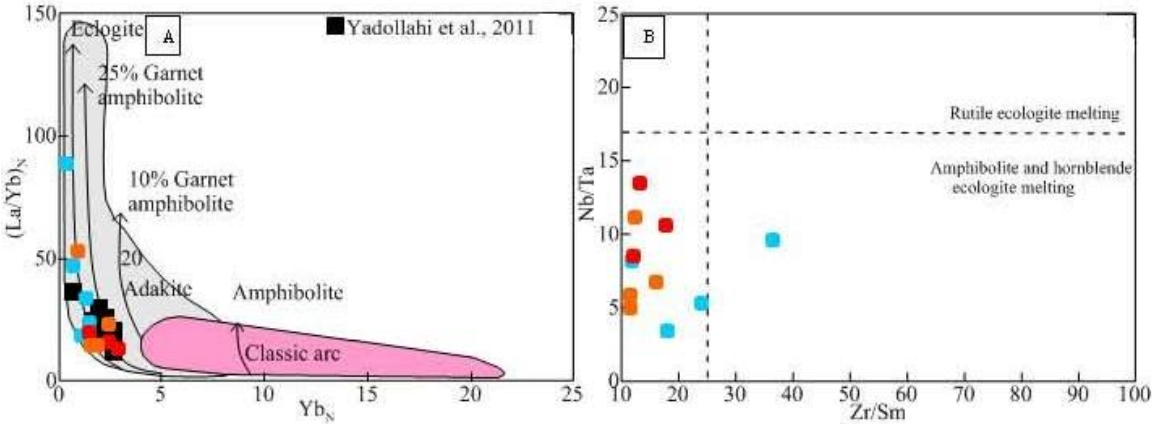


شـکل ۷- ترکیـب تـوده‌هـای آذریـن درونـی گـاودل (شـمال‌بـاختری ایـران) در نمـودار MgO در برابـر SiO_2 برپایـه درصد وزنی (Stern and Kilian, 1996)

افزون‌براین، مقدارهای $SiO_2 > 59/1$ درصـد وزنـی، $Cr/Ni > 0/58 - 5/42$ و $TiO_2 < 0/81$ درصـد وزنـی خاسـتگاه متابـازالتی و اکلـوژیتی را نشـان مـی‌دهنـد (Wang *et al.*, 2007). از سوی دیگر، اگر آداکیـت‌هـا از پوسـتۀ زیـرینِ جداشـده (delaminated) پدیـد آمـده باشند، باید محتـوای Th آنهـا بـالا باشـد؛ زیـرا بـه بـاور Plank (۲۰۰۵)، پوستۀ زیرینِ جداشده، مـذاب‌هـایی بـا Th و Th/La بـالا پدیـد مـی‌آورد. ازایـن‌رو، مقـدارهای Th/La برای بازالت‌های پوسـته اقیانوسـی کوچـک‌تـر از ۰/۲ و برای سنگ‌های پوسته قاره ای بـزرگ‌تـر از ۰/۲۵ است (Plank, 2005). پس برپایه میزان Th (۷/۱۷ ppm – ۲۸/۳۷) و Th/La کم این سـنگ‌هـا (Th/La<۰/۲) و جای‌گرفتن نمونه‌ها در گستره آداکیت‌های سیلیس بـالا (HSA)، می‌توان گفت که ذوب‌بخشی پوسـته اقیانوسـی فـرورویِ جـوان و داغ، ماگماتیسـم آداکیتـی در منطقـه گاودل و در بخشی از پهنه ماگمایی ارومیـه-دختـر را در پی داشته است. گدازه‌های پدیدآمده از پوسته فرورو و یا رسـوب‌هـای فرورانـده دارای نسـبت بـالایی از Sr/Ce و همچنین، نسـبت $Nb/Zr > 0/04$ هسـتند (Elburg *et al.*, 2002). برپایه Elburg و همکاران (۲۰۰۲)، میانگین نسبت‌های Nb/Zr و Sr/Ce کـه در نمونـه‌هـای گـاودل به‌ترتیب برابر ۰/۱۳ و ۳/۶۳ به‌دست آمده است می‌توانـد نقش صفحه فرورو و رسوب‌های روی آن در پیدایش این گونه ماگماها را نشان بدهد.

برای شناسایی خاسـتگاه تـوده‌هـای آذریـن درونـی گـاودل نمـودار پیشـنهادیِ Defant و Drummond (۱۹۹۳) به‌کار برده شد (شکل ۸- A). برپایه این نمودار، بیشتر نمونه‌هـا در گسـتره ذوب‌بخشـی اکلوژیـت جـای دارند و ازایـن‌رو، ذوب‌بخشـی اکلوژیـت گویـا خاسـتگاه اصـلی ماگماتیسـم آداکیتـی گـاودل بـوده اسـت. در آداکیت‌های (HSA)، پسمانده‌ای اکلوژیتی با کـانی‌هـای گارنت، کلینوپیروکسن و روتیل در پی ذوب در فشارهای بـالا پدیـد مـی‌آیـد؛ امـا در فشـارهای کـم، آمفیبولیـت گارنت‌دار، با کـانی‌هـای آمفیبـول و گارنـت، برجامانـدۀ مذاب است. در پی دارابودن روتیـل، پسـمانده اکلـوژیتی میزان Nb/Ta بالاتری را در برابـر پسـمانده آمفیبـولیتی نشان مـی‌دهـد (Foley *et al.*, 2000; Schmidt *et al.*, 2004). برپایـه نسـبت Nb/Ta (۳/۴۵ – ۱۱/۱۶) در تـوده‌هـای گـاودل، پسـمانده بیشـتر بـا یـک پسـماندۀ اکلوژیتی آمفیبولیتی همخوانی دارد (شکل ۸- B).

سنگ‌های فلسیک و حد واسـطی کـه بـا گارنـت در حال تعادل هستند، دارای ویژگـی‌هـایی ماننـد La کـم، میزان بالای Ga، Al_2O_3 و Sr/Y، الگوی REE پرشیب و نبود بهنجاری منفی Eu هستند. این سنگ‌ها یـا در پـی ذوب سـنگ‌کـرۀ فـرورویِ گـرم و جـوان و یـا در پـی ذوب‌بخشی گرانولیت پوسـته پـایینی پدیـدار مـی‌شـوند (Xu *et al.*, 2002).



شکل ۸- ترکیب توده‌های آذرین درونی گاودل (شمال‌باختری ایران) در: A) نمودار La_n/Yb_n در برابر Yb_n (Defant and Drummond, 1993)؛ B) نمودار Nb/Ta در برابر Zr/Sm (Wang *et al.*, 2008; Eyuboglu *et al.*, 2012)

نتیجه‌گیری

توده آداکیتی گاودل دارای ترکیب شیمیایی بیشتر گرانودیوریتی و مونزونیتی است. این توده نفوذی دارای مقدارهای K_2O متوسط تا بالا است. داده‌های زمین‌شیمیایی گرانودیوریت و مونزونیت گاودل نشان‌دهنده ویژگی‌های آداکیتی (HSA) پدیدآمده در پی ذوب سنگ‌های صفحه فرورو است. الگوی تغییرات عناصر نادر و خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب کندریت و گوشته اولیه نشان‌دهندهٔ غنی‌شدگی ماگماتیسم آداکیتی گاودل از عناصر LREE و LILE، تهی‌شدگی از HREE و HFSE و بهنجاری منفی Nb، Ti و Ta در این نمونه‌هاست. مقدارهای کم در HREE و Y پیامد دارابودن گارنت یا آمفیبول در بجاماندهٔ ماگماتیسم آداکیتی گاودل است. نسبت‌های عناصر کمیاب (مانند: Th/La) نشان‌دهندهٔ ذوب پوسته اقیانوسی هستند و بالابودن نسبت‌های Sr/Ce و Nb/Zr در برابر بازالت‌های میان‌اقیانوسی نشان‌دهندهٔ مشارکت رسوب‌های روی صفحه فرورو در فرایند پیدایش مذاب است. همچنین، بالاآمدن ماگما روی صفحه لیوسفر قاره‌ای کمابیش ستبر و بالابودن مقدار عنصرهای ناسازگار (مانند: K_2O، Rb، Cs و Ba) می‌تواند پیامد فرایند آلایش باشد. بررسی نمودارهای گوناگون شناسایی پهنه زمین‌ساختی و پتروژنتیک نشان‌دهندهٔ پیدایش آداکیت گاودل در پی گسیختگی صفحه اقیانوسی فرورو با ترکیب اکلوژیتی و آمفیبولیت گارنت‌دار پس از پایان فرورانش نئوتتیس و نیز ذوب صفحه گسیخته شده همراه با رسوب‌های روی آن و متاسوماتیسم گوشته است.

سپاس‌گزاری

این مقاله برگرفته از پایان‌نامه کارشناسی ارشد نخستین نویسنده مقاله است و با پشتیبانی معنوی و مالی معاونت محترم پژوهشی و فناوری دانشگاه تبریز انجام شده است. نویسندگان برای این پشتیبانی‌ها بسیار سپاس‌گزارند. از داوران محترم مقاله و هیات تحریریه و اجرایی مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان که با پیشنهادهای سازنده بر بهبود علمی مقاله افزودند صمیمانه سپاس‌گزاری می‌شود.

منابع

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Mineralogical Magazine 148: 1-34.

Aghazadeh, M., Emami, M. H., Moin Vaziri, H., Rashidnezhad Omran, N. and Castro, A. (2011) Post-Collisional Shoshonitic, C-type Adakitic and Lamprophyric Plutonism in the Khankandi Pluton, Arasbaran (NW Iran). Geoscienses 78: 167-172.

Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. and Oliveira, E. C. (2007) Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. Precambrian Research 155: 69-97.

Arsalan, M. and Aslan, Z. (2006) Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the eastern Pontides, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences 27 (2): 177-193.

Brunet M. F., Korotaev M. V., Ershov A. V. and Nikishin A. M. (2003) The South Caspian Basin: reviews of its evolution from subsidence modeling. Structural geology 156: 119-148.

Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature 347: 662- 665.

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. Journal of Geology 21: 547-550.

Dercourt, J., Zonenshain, L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I. M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. and Biju-Duval, B. (1986) Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS. Tectonopysics 123: 241-315.

Elburg, M. A., Bergen, M., Hoogewerff, J., Vroon, P., Zulkarnain, I. and Nasution, A. (2002) Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the pantar Strait volcanoes, Indonesia. Geochimica et Comochimica Acta 66: 2771-2789.

Eyuboglu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektaş, O. and Kwon, S. (2012) Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt and revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of eastern Mediterranean region. Lithos 146-147: 218-232.

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: 933-938.

Fowler, M. B. and Henney, P. J. (1996) Mixed Caledonian appenite magmas: implication for lamprophyre fractionation and high Ba-Sr Granite genesis. Contribtions to Mineralogy and Petrology 126: 199-215.

Fowler, M. B., Henney, P. J., Darbyshire, D. P. F. and Greenwood, P. B. (2001) petrogenesis of high Ba-Sr granits: The Rpgart pluton Sutherland. Journal of Geological Society of London 158: 521-534.

Gamkrelidze, I. P. (1986) Geodynamic of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time. Tectonophysics 127: 261-277.

Green, N. L. and Harry, D. L. (1999) On the relationship between subducted slab age and arc basalt petrogenesis, Cascdia subduction system, North America. Earth and Planetary Science Letters 171: 367-381.

Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. Journal of Asian Earth Sciences 30: 433-447.

Jung, S., Hffer, E. and Hoernes, S. (2007) Neo-Proterozoic rift-related syenites (North Damara Belt, Namibia): Geochemical and Nd-Sr-PB-O istope constraints for mantle sources and petrogenesis. Lithos 96: 415-435.

Kazmin, V, G., Sbortshikov, I, M., Ricou, L.E., Zonenshin, L. P., Boulin, J. and Knipper, A. L. (1986) Volcanic belts as remarks of the Mesozoic- Cenozoic active margin of Eurasia. Tectonophysics 123: 123-152.

Khain, V. E. (1977) Critical composition of mobilistic models of tectonic development of the Caucasus. Proceeding of International Symposium of the Mediterranean Basins, Yugoslavia.

Mahmoudiniya, H. (2013) Study of petrology and petrography of Gavdel intrusive rocks with special emphasize to skarnization in the regien, Ahar, East Azarbayjan. MSc thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).

Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos 46: 411-429.

Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, Moyen, J. F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite-tronjomite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos 79: 1-24.

Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Science Reviews 37: 215-224.

Moradi, M., Karimpour, M. H., Malekzadeh, A, Lang Farmer, G. and Stern, Ch. (2012) Geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Rb-Sr & Sm-Nd isotopes of Najmabad mozonitic rocks south of Ghonabad. Petrology 3(11): 77-96 (in Persian).

Moyen, J. F. (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature. Lithos 112: 556-574.

Nakamura N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta 38: 757-775.

Nicholson, K. N., Black, P. M., Hoskin, P. W. O. and Smith, I. E. M. (2004) Silicic volcanism and back arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian-Pacific plate boundary. Journal of Geothermal and Volcanological Research 131: 295-306.

Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Proutea, G. and Jolivet, L. (2009) Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. Lithos 106: 380-398.

Pe-Piper, G., Piper, D. J. W. and Matarangas, D. (2002) Regional implications of geochemistry and style of emplacement of Miocene I-type diorite and granite, Delos, Cyclades, Greece. Lithos 60: 47-66.

Plank, T. (2005) Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. Journal of Petrology 46: 921-944.

Qian, Q., Chung, S. L., Lee, T. Y. and Wen, D. J. (2003) Mesozoic high Ba-Sr granitoids from north China: geochemical characteristics and geological implications. Terra Nova 15: 272-278.

Richards, J. R. and Kerrich, R. (2007) Special paper: Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. Economic Geology 102(4): 537-576.

Rickwood, P. C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos 22: 247-263.

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: 415-432.

Sheth, S. P., Mtorres, I. S. and Verma, S. P. (2002) What is the calcalkalin rocks series. International Geology Review 44: 686-701.

Stern, C. R. and Kilian, R. (1996) Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakite from the Andean Austral Volcanic Zone. Contributions to Mineralogy and Petrology 123: 263-281.

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications of mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins (Eds. Saunders, A. D., Norry, M. J.) Special Publication 42: 313–345. Geological Society, London.

Wang, Q., Wyman, D. A., Zhu, T., Feng, X., Zhang, Q., Zi, F. and Chu, Z. (2008) Eocene melting of subducting continental crust and early uplifting of centeral Tibet: Evidence from centeral-western Qiangtang high-K calc-alcaline andesites, dacites and rhyolites. Earth and Planetary Science Letters 272: 158-171.

Wang, Q., Wyman, D.A., Zhao, Z. H., Xu, J. F., Bai, Z. H., Wiong, X. L., Dai, T. M., Li, C. F. and Chu, Z. Y. (2007) Petrogenesis of Carboniferous adakites and Nb-enriched arc basalts in the Alataw area, northern Tianshan Range (Western China): Implication for Phanerozoic crustal growth of the Centeral Asia Orogenic Belt. Chemical Geology 236: 42-64.

Xu, J. F., Shinjio, R., Defant, M. J., Wang, Q. and Rapp, R. P. (2002) Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ninzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust. Geology 12: 1111-1114.

Ye, H. M., Li, X. H., Li, Z. X. and Zhang, C. L. (2008) Age and origin of high Ba-Sr appinite-granites at the northwestern margin of the Tibet Plateau: Implications for early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt. Gondwana Research 13: 126-138.

Zhao, J. H. and Zhou, M. F. (2007) Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusion in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction–related metasomatism in the upper mantle. Precambrian Research 152: 27-47.