# پتروژنز توده گرانیتوییدی ظفرقند (جنوب شرق اردستان)

محمود صادقیان <sup>\*</sup> و محبوبه قفاری گروه زمین شناسی، دانشکده علومزمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

#### چکیدہ

توده گرانیتوییدی ظفرقند به سن اوایل تا اواسط میوسن و طیف ترکیبی گابرو تا گرانیت در ۳۵ کیلومتری جنوبشرق اردستان رخنمون دارد. این توده نفوذی در درون سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی ائوسن زون ساختاری ارومیهدختر، جایگزین شده است. دایکهای قبل، همزمان تا پس از نفوذ و جایگیری دارای ترکیب غالباً آندزیتی بوده، با توده گرانیتوییدی ظفرقند همراه هستند. حضور گسترده انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و دایکهای سین پلوتونیک گسیخته شده، شواهد بارز اختلاط ماگمایی صورت گرفته در این توده نفوذی هستند. بر اساس ویژگیهای ژئوشیمیایی بین سنگهای مافیک - حد واسط و فلسیک وقفه ترکیبی محدودی وجود دارد که از اختلاف در منشأ تشکیل آنها ناشی شده است. غنیشدگی از LILE محیط قوس آتشفشانی واقع در حاشیه فعال قارهای تشکیل شده است. با توجه به نمودارهای تعیین جایگاه تکتونیکی، توده محیط قوس آتشفشانی واقع در حاشیه فعال قارهای تشکیل شده است. با توجه به نمودارهای تعیین جایگاه تکتونیکی، توده نفوذی ظفرقند در زمره گرانیتوییدهای نوع I، قوس آتشفشانی (VAG) و قوس قارهای (CAG) قرار میگیرد. ذوب ورقه اقیانوسی نئوتیس، گوه گوشتهای متاسوماتیسم شده روی آن و تا حدودی پوسته تحانی و همچنین تبلور تفریقی ماگمای تولید شده، به تشکیل این توده نفوذی منجر شده است.

**واژههای کلیدی:** آلایش پوستهای، اختلاط ماگمایی، پتروژنز، دایکهای سین پلوتونیک، ورقه اقیانوسی نئوتتیس

#### مقدمه

توده گرانیتوییدی ظفرقند با وسعت تقریبی ۸۰ کیلومتر مربع در ۳۵ کیلومتری جنوبشرق اردستان (یا در ۱۶۰ کیلومتری شالشرق اصفهان) و در محدودهای با مختصات جغرافیایی ۱۸' ۵۲° تا '۳۰ ۵۲۰ طول شرقی و '۵۹ °۳۳ تا ۱۲' ۳۳° عرض شالی رخنمون دارد. این توده

دارای روند کلی شمال غرب – جنوب شرق است و بخشی از زون ساختاری ارومیه - دختر محسوب می شود. از دیدگاه ژئوشیمیایی و پترولوژیک، برروی سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی میزبان این توده و تودههای گرانیتوییدی همجوار یا مشابه و دایکهای آندزیتی – بازالتی قطع کننده سنگهای آتشفشانی ائوسن، مطالعات زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نطنز (خلعتبری جعفری و علاییی مهابیادی، ۱۳۷۷)، کجان (امینی و امینی و میایی مهابیادی، ۱۳۷۷)، کجان (ادفر، ۱۳۷۶)، امینی و ۲۵۰۰۰ (ادفر، ۱۳۷۶)، اردستان (رادفر، ۲۵۰۶)، کاشان (Radfar *et al.*, 1993) و ۲۵۰۰۰۰ از انتشارات کاشان (Zahedi and Amidi, 1975) از انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور نیز اطلاعات ارز شمندی در اختیار ما قرار می دهند.

متعددی صورت گرفته است. برخی از آنها عبارتند از: خلعتبریجعفری (۱۳۷۱)؛ امامی و همکاران (۱۳۷۱)، محمدی (۱۳۷۴)؛ لطیفی (۱۳۷۹)؛ بهرامیان (۱۳۸۶)، نصر اصفهانی و وهابیمقدم (۱۳۸۹)، هنرمند و همکاران (۱۳۸۹)، جباری و همکاران (۱۳۸۹)، یگانهفر و قربانی (۱۳۸۹) و ۱۳۸۹). نقش مه



شکل ۱- نقشه زمینشناسی اصلاح شده توده گرانیتوییدی ظفرقند واقع در جنوب شرق اردستان (گوانجی، ۱۳۸۹). مُختصات نقشـه بـر حسـب UTM است.

کارشناسی ارشد لطیفی (۱۳۷۹)، تنها مطالعه منتشر شدهای است که بهطور خاص، بر روی این توده نفوذی ظفرقند متمرکز شده است. با وجود این، مطالعه لطیفی (۱۳۷۹) نیز از جامعیت کافی برخوردار نیست و در ضمن نتایج برخی از یک طرح پژوهشی با عنوان "پترولوژی و کانی شناسی توده گرانیتوییدی جنوب ظفرقند (اردستان)" توسط دکتر علیخان نصر اصفهانی از دانشگاه آزاد خوراسگان اصفهان نیز انجام شده که تاکنون نتایج آن منتشر نشده است. پایان نامه

آنالیزهای شیمیایی موجود در آن، نشان میدهد کـه بـا نقـایص درخـور تـوجهی، بـهویـژه در بخـش عناصر خاکی نادر، همراه است. همچنین، برخی از استنباطهای صورت گرفته دربارهٔ سنگهای رخنمون یافته در منطقه و چگونگی تشکیل آن ها نیز اشتباه است، که نقد و بررسی آن ها در حوصله و مجال این مقاله نیست. هدف از این مطالعه، بررسی جامع و دقیق شرایط تشکیل و تکوین توده گرانیتوییدی ظفرقند است. نتایج ارائه شده در این مقاله، دستاوردهایی است که با توجه به انجام همزمان دو موضوع تحقیقاتی بر روی این توده نفوذی با عناوین "بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوییدی جنوب طفرقند (اردستان) به وسیله روش AMS" (گـــوانجی، ۱۳۸۹) و "پترول وژی و ژئوشـیمی تـوده گرانیتوییـدی طفرقنـد (جنـوبشـرق اردستان)" (قفاری، ۱۳۸۹)، حاصل شده و امید است به شناخت و فهم بخشی هر چند اندک از تاریخچه پر رمز و راز زمین شناسی ایران و تحولات ماگمایی آن کمک کند.

### روش انجام پژوهش

از آنجایی که همزمان با بررسی ژئوشیمی و پترولوژی توده گرانیتوییدی ظفرقند، تحقیق دیگری با عنوان تعیین سازوکار جایگیری توده گرانیتوییدی ظفرقند به روش انایزوتروپی خودپذیری مغناطیسی Anisotropy) روش انایزوتروپی خودپذیری مغناطیسی of Magnetic Susceptibility = AMS) بود (گوانجی، ۱۳۸۹)، لذا این توده در بیش از ۲۰۰ ایستگاه مورد بازدید صحرایی قرار گرفت و علاوه بر بررسی ویژگیهای صحرایی سنگهای مورد مطالعه، نمونههایی به صورت مغزه یا نمونههای سنگی متداول برای مطالعات سنگشناسی، برداشت شد. از نمونههای

برداشت شده بیش از ۳۰۰ مقطع نازک و ۱۰ عدد مقطع صیقلی تهیه و مطالعات پتروگرافی بر روی آن ها انجام شد. بر اساس تنوع ترکیب سنگشناسی این تودہ نفوذی، ۲۳ نمونه از سنگهای دارای کمترین دگرسانی برای آنالیز شیمی به آزمایشگاه ACME ونگوور کانادا ارسال شد و عناصر اصلی به روش ICP- ES و عناصر فرعی و خاکی نادر به روش ICP- MS (یا بسته آنالیزی رده 4A و 4B) آنالیز شد. تصحیحات لازم نظیر حذف L.O.I. و تصحيح مقادير اكسيدهاى آهن بر روى دادههای ژئوشیمیایی خام صورت گرفت و نتایج آن همراه با مقادیر سایر اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر فرعی و خاکی نادر در جدول ۱ ارائه شده است. پـس از انجام تصحيحات لازم، نتايج أناليزهاى شيميايي به کمک نرمافزار GCDkit و سایر نـرمافـزارهـای مربوطـه، پردازش شد و مبنای تجزیه و تحلیل های بعدی قرار گرفت.

شایان ذکر است لطیفی (۱۳۷۹) نیز تعدادی از نمونههای سنگی متعلق به توده نفودی ظفرقند را آنالیز شیمیایی کرده است. ابتدا برای مقایسه، دادههای وی استفاده شد، ولی مشخص شد که آنها از دقت کافی برخودار نیستند، در ضمن، تعداد زیادی از عناصر کمیاب و فرعی در فهرست نتایج وی وجود ندارد. از اینرو، استفاده از آنها چندان راهگشا نبود، لذا از به کارگیری آنها صرفنظر کردیم. در ضمن، نقشه زمینشناسی توده نفوذی مورد نظر بر اساس نقشههای زمینشناسی ۲۵۰۰۰۰ کاشان , اساس نقشههای (Zahedi and Amidi, اردستان (رادفر، ۱۳۷۶)، تصاویر زمینشناسی مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی ماهوارهای، مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی اصلاح و به کمک نرمافزار Arc Map تهیه و ترسیم شد اصلاح و به کمک نرمافزار ملک مده در شکل ۱ نمایش داده شده است.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی (wtw) به روش ICP-ES)(پس از تصیحیح L.O.I و محاسبه و تفکیک مقادیر FeO و FeO3)، عناصر فرعی و خاکی نادر (بر حسب قسمت در میلیون (ppm) به روش ICP-MS) نمونههای سنگی مختلف توده گرانیتوییدی ظفرقند و نسبتهای استفاده شده برای محاسبه برخی پارامترها یا ترسیم نمودارها.

Sample No.	G-1	G-2	G-3	G-4	G-5	G-6	G-7	G-8	G-9	G-10	G-11	G-12	G-13	G-14	G-15	G-16
Rock Type			Gb-C	ريت) 3bD	– گابروديو	(گابرو			(ديوريت – كوارتزديوريت) D-QD				ريت) Gd	(گرانوديو		
(wt%)																
SiO <sub>2</sub>	49.08	49.59	50.28	51.54	53.41	53.42	53.57	54.12	55.73	56.84	58.39	59.91	61.07	61.94	66.71	68.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.51	17.08	19.04	18.11	17.97	18.12	17.92	15.44	17.22	16.97	16.64	16.25	15.76	15.82	14.93	14.89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.91	3.86	3.75	4.24	3.90	3.64	3.40	5.20	3.94	3.38	3.88	2.91	3.49	3.47	2.41	2.39
FeO	5.95	5.99	4.82	6.47	5.23	5.32	4.81	6.74	5.04	4.49	4.71	4.46	4.33	3.77	2.45	2.45
FeOt	9.86	9.85	8.57	10.71	9.13	8.96	8.31	11.94	8.98	7.87	8.59	7.37	7.82	7.24	4.86	4.84
MgO	4.33	7.14	6.76	4.83	5.55	5.94	5.88	3.30	4.12	5.17	3.57	3.58	3.00	2.50	1.78	1.23
MnO	0.16	0.20	0.17	0.16	0.15	0.25	0.14	0.12	0.12	0.15	0.13	0.10	0.11	0.04	0.05	0.08
CaO	11.08	10.04	8.90	10.17	8.78	8.92	9.27	8.12	7.75	8.35	7.21	7.26	6.00	6.10	4.44	3.35
Na <sub>2</sub> O	3.38	3.70	4.57	2.75	3.40	3.02	3.08	3.36	3.45	3.55	3.54	3.98	3.42	4.77	3.90	4.07
$K_2O$	0.28	1.48	0.60	0.56	0.43	0.58	0.82	1.18	1.31	0.31	0.79	0.42	1.65	0.40	2.50	2.57
TiO <sub>2</sub>	1.23	0.72	0.84	1.04	0.89	0.68	0.81	1.92	1.09	0.65	0.97	0.90	0.96	0.96	0.64	0.57
$P_2O_5$	0.05	0.10	0.28	0.13	0.21	0.07	0.18	0.50	0.27	0.11	0.21	0.23	0.23	0.24	0.15	0.13
(ppm)																
Sc	35.00	41.00	32.00	37.00	25.00	32.00	26.00	35.00	25.00	25.00	26.00	24.00	22.00	21.00	16.00	14.00
Ni	6.80	52.80	54.00	3.40	29.10	10.70	20.40	5.80	14.30	23.10	10.90	8.90	6.60	5.60	3.90	1.80
Cr	41.05	246.31	177.89	47.89	95.79	88.95	116.31	34.21	61.58	143.68	61.59	54.74	54.75	34.21	47.89	41.05
Со	29.00	34.20	26.70	31.10	27.70	29.20	28.30	26.30	24.20	22.00	21.40	17.90	16.90	8.10	10.00	8.00
V	290.00	280.00	262.00	336.00	214.00	142.00	226.00	369.00	228.00	179.00	222.00	218.00	162.00	147.00	91.00	62.00
Cs	1.10	1.40	0.40	1.00	0.10	1.30	2.00	0.40	1.60	0.20	0.60	2.20	1.30	0.80	1.20	3.40
Rb	4.50	43.60	18.00	16.60	8.30	20.20	27.30	24.50	27.60	4.10	21.20	8.40	42.80	7.30	52.30	85.10
Ba	127.00	190.00	148.00	135.00	178.00	113.00	257.00	409.00	472.00	177.00	251.00	213.00	455.00	170.00	679.00	519.00
Th	0.20	0.90	4.80	0.90	1.60	0.90	1.60	4.70	3.50	3.00	4.80	5.00	5.00	5.60	10.30	11.00
U	0.10	0.60	1.40	0.30	0.40	0.30	0.60	1.30	1.00	0.70	1.50	1.30	1.50	1.40	2.70	2.70
Zr	19.30	29.00	53.10	50.30	87.00	54.00	145.20	200.40	148.50	79.70	141.80	165.70	190.60	185.50	247.30	246.40
Hf	0.60	0.80	1.50	1.60	2.30	1.40	3.90	5.30	3.70	2.20	3.80	5.10	5.20	5.00	7.10	6.80
Nb	1.60	1.10	3.20	2.10	4.60	1.70	5.30	10.60	8.10	4.00	6.30	7.00	8.80	9.10	10.30	10.30
Y	10.40	15.90	20.70	17.50	20.40	14.40	23.30	46.60	29.30	24.10	31.20	35.70	38.00	36.90	44.50	40.50
Та	0.20	0.10	0.20	0.10	0.30	0.10	0.30	0.70	0.50	0.30	0.40	0.40	0.50	0.60	0.70	0.80
Ti	7392	4349	5051	6245	5329	4054	4847	6137	6548	3919	5794	5422	5777	5735	3819	3390
ĸ	2346	12308	4977	4612	3558	4842	6786	9774	10834	2540	6579	3455	13708	3291	20705	21350
Sr	3/3.30	158.50	546.20	-325.40	395.00	312.50	336.50	315.30	3/3.20	303.40	304.80	296.30	245.90	359.50	230.40	188.50
La	3.10	4.30	15.80	5.20	9.10	5.60	10.90	21.60	14.40	8.30	18.80	17.90	19.80	12.00	14.90	23.90
Ce D-	6.80	10.50	36.90	11.70	21.40	12.90	25.60	52.20	32.70	20.30	39.90	39.60	45.90	30.10	39.60	55.60
rr NJ	1.90	7 20	4.03	7 80	2.82	1.75 8.10	5.52	20.50	4.04	2.78	4.70	21.50	24.40	4.17	22.80	26.00
INU Sm	4.60	1.00	20.30	2.03	3.03	0.10	3 42	29.30	17.50	3 23	20.70	5 12	24.40	18.20	23.80	20.90
5m Fn	0.07	0.68	4.21	2.03	0.03	0.81	0.98	1.19	4.19	0.73	4.50	1.14	1 18	1.00	0.08	1.04
Cd	1.64	2.45	3.60	2.54	3.28	2.05	3.67	8 11	1.12	3.56	1.19	5.24	6.00	5 79	6.63	6.02
Th	0.30	0.41	0.59	0.46	0.58	0.39	0.65	1 39	0.82	0.68	0.87	0.96	1.05	1.03	1 21	1.07
Dv	1 77	2 61	3 32	2.93	3 43	2 42	3.96	7.91	4 84	4 20	5.27	5 70	6.31	5.92	6.99	6.50
Ho	0.39	0.55	0.68	0.63	0.71	0.53	0.82	1 66	1.01	0.85	1.07	1 17	1 35	1 29	1.52	1 42
Er	1 11	1.60	1 99	1 76	2.08	1 56	2 32	4 88	3.04	2.60	3.28	3 48	4 02	3 72	4 58	4 00
Tm	0.18	0.27	0.33	0.28	0.31	0.25	0.38	0.71	0.46	0.40	0.53	0.56	0.59	0.57	0.72	0.67
Vh	1.06	1.63	2 23	1 73	2.08	1.58	2 38	4 32	2.91	2 59	3 23	3 44	3 77	3 63	4 40	4 11
Lu	0.17	0.24	0.32	0.27	0.30	0.26	0.36	0.67	0.44	0.38	0.49	0.53	0.58	0.57	0.67	0.65
Mo	0.20	0.10	0.20	0.30	0.20	4 70	0.30	0.80	0.50	0.30	0.19	0.60	0.70	0.60	0.80	0.60
Cu	27.60	72.40	46.90	95.90	82.50	8.40	28.50	25.10	3.90	5.60	10.70	8 70	25.80	2.00	15 40	41.20
Pb	1.30	3.80	2.40	1.70	1.50	3.30	2.00	1.40	1.40	2.60	0.80	1.10	1.00	0.80	1.40	4.50
Zn	8.00	72.00	65.00	17.00	29.00	44.00	21.00	10.00	12.00	40.00	19.00	14.00	17.00	9.00	8.00	27.00
Ga	17.80	12.20	15.50	17.30	17.90	16.00	17.00	18.10	15.90	15.20	17.00	16.20	15.60	16.00	14.30	14.70
As	0.80	1.40	1.90	3.30	2.60	1.00	1.00	2.00	5.70	0.50	2.20	4.60	1.50	5.30	1.70	0.90

مە.	- اد	- 1	, [	حده
				7

– ادامه.									
Sample No.	G-17	G-18	G-19	G-20	G-21	G-22	G-23		
Rock Type		د) Gr	(گرانید	(توناليت) Ton					
(wt%)									
SiO <sub>2</sub>	67.30	70.43	71.56	75.47	73.05	73.92	74.06		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.70	14.55	13.59	12.69	14.17	13.82	13.73		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.19	1.89	1.79	1.24	1.58	1.18	1.48		
FeO	1.74	1.67	1.50	1.03	1.57	1.03	1.34		
FeOt	3.93	3.56	3.29	2.27	3.15	2.21	2.82		
MgO	1.43	0.86	0.91	0.28	0.72	0.54	0.60		
MnO	0.10	0.07	0.04	0.04	0.07	0.04	0.04		
CaO	2.69	3.01	2.37	1.21	2.29	1.68	3.24		
Na <sub>2</sub> O	3.36	4.00	3.67	3.85	5.82	7.14	4.74		
K <sub>2</sub> O	4.82	2.99	3.95	3.98	0.27	0.18	0.28		
TiO <sub>2</sub>	0.51	0.44	0.49	0.24	0.39	0.37	0.36		
$P_2O_5$	0.13	0.10	0.12	0.05	0.09	0.08	0.08		
(ppm)									
Sc	11.00	10.00	9.00	6.00	9.00	9.00	8.00		
Ni	2.00	1.70	2.30	0.90	1.70	1.50	2.10		
Cr	27.38	27.37	34.21	27.37	34.21	34.22	41.05		
Co	6.60	5.40	5.40	1.90	4.90	2.80	4.70		
V	52.00	44.00	57.00	11.00	36.00	30.00	31.00		
Cs	3.70	0.50	1.30	1.20	0.90	0.30	0.30		
Rb	160.60	78.60	112.80	115.10	8.80	6.00	5.40		
Ba	818.00	723.00	677.00	720.00	141.00	61.00	215.00		
Th	11.20	9.60	18.20	14.80	11.90	12.10	10.30		
U	2.90	2.00	4.70	3.50	3.00	3.00	2.80		
Zr	202.30	232.50	216.90	217.70	214.00	256.50	225.20		
Hf	6.00	6.40	6.80	7.30	6.60	8.00	7.70		
Nb	12.80	9.60	12.50	12.50	10.30	11.90	9.40		
Y	27.70	37.40	34.00	50.20	40.20	50.80	35.50		
Та	0.80	0.70	1.00	0.90	0.90	0.70	0.60		
Ti	3053	2661	2969	1459	2313	2249	2189		
K	40020	24841	32769	33030	2273	1513	2355		
Sr	225.90	203.70	153.70	99.20	310.30	180.70	345.20		
La	25.90	25.50	29.80	30.50	26.30	22.50	23.50		
Ce	54.50	55.20	56.60	64.80	58.20	50.30	47.80		
Pr	6.14	6.48	6.29	7.74	6.76	6.31	5.50		
Nd	23.90	25.00	24.40	31.00	27.30	26.90	21.50		
Sm	4.82	5.20	4.87	6.80	5.72	6.34	4.58		
Eu	1.04	0.96	0.73	0.77	0.90	0.90	0.98		
Gd	4.37	5.33	4.86	6.73	5.44	6.63	4.74		
Tb	0.81	0.99	0.87	1.31	1.04	1.27	0.88		
Dy	4.65	5.92	5.29	7.87	6.11	7.51	5.57		
Но	0.96	1.31	1.06	1.61	1.31	1.59	1.19		
Er	2.83	3.74	3.24	4.99	4.00	4.90	3.56		
Tm	0.45	0.63	0.58	0.86	0.67	0.82	0.59		
Yb	2.85	3.84	3.67	5.45	4.32	5.17	3.64		
Lu	0.46	0.58	0.56	0.78	0.66	0.80	0.57		
Мо	0.50	0.80	0.80	0.70	0.40	0.20	0.90		
Cu	3.00	2.50	15.40	13.20	1.90	3.30	7.40		
Pb	11.00	2.50	3.50	3.40	1.40	1.70	0.90		
Zn	56.00	17.00	9.00	17.00	30.00	20.00	15.00		
Ga	16.30	14.80	13.20	14.00	13.60	14.00	13.30		
As	3.60	2.40	3.20	1.70	2.10	3.10	0.60		

# بحث و بررسی

زمینشناسی و سنگشناسی توده گرانیتوییدی ظفرقند واقع در جنوبشرق اردستان، در درون سنگ های آتشفشانی، آتشفشانی-رسوبی و آتشفشانی- تخریبی عمدتاً آندزیتی- داسیتی به سن ائوسن میانی تا بالایی نفوذ کرده است. با توجه به مطالعات صحرایی و میکروسکویی، مے توان ترکیب سنگشناسی این توده را در هفت گروه یا واحد سنگی زیر ردهبندی و معرفی کرد: ۱- دایکهای آندزیتی نسل اوّل؛ ۲- گــابرو - گابروديوريــت؛ ۳- ديوريــت -کوارتزدیوریت؛ ۴- انکلاوهای میکروگرانولار مافیک؛ ۵-گرانودیوریت - گرانیت، ۶- تونالیت؛ ۷- دایکهای آندزيتي نسل دوم (سين يلوتونيک). على رغم دستهبندي ســنگهـای مـورد مطالعـه در هفـت رده ذکـر شـده، بررسیهای صحرایی نشان میدهد که میتوان ردهبندی کلی تری انجام داد؛ به طوری که در آن ترتیب جایگزینی واحدهای سنگی و ترکیب سنگشناسے آنها، بـهطـور همزمان انعکاس پیدا کند. این ردهبندی بـهصـورت زیـر

(۱) دایکهای آندزیتی پیشرس یا نسل اوّل؛ (۲) سنگهای مافیک- حد واسط (گابرو تا کوارتزدیوریت و مشتقات جانبی آنها)؛ (۳) سنگهای فلسیک (گرانودیوریت - گرانیت و مشتقات جانبی آنها)؛ (۴) دايکهاي آندزيتي سين پلوتونيک يا نسل دوّم؛ (۵) تونالىتھا.

جایگزینی توده گرانیتوییدی ظفرقند با دگرگونی مجاورتی کموسعتی همراه بوده است که با توجه به ترکیب آندزیتی – داسیتی سنگهای میزبان، آثار دگرگونی مجاورتی در آنها چندان بارز نیست. با این وصف، دویتریفیکاسیون یا شیشهزدایی و تشکیل فلدس\_پارهای نوظهور (در شمال روستای ماربین،

اپیدوتزایی گسترده در سنگهای ایگنیمبریتی (با ترکیب کلی داسیتی) (در غرب تقی آباد) و تشکیل رگههایی از گارنتهای کلسیمدار (نوع آندرادیت-گروسولار) در سنگهای میزبان (جنوب مزرعه لامحمود) از شواهد بارز این نوع دگرگونی است.

(۱) دایکهای آندزیتی – داسیتی پیشرس یا نسل اوّل دایکهای آندزیتی – داسیتی و بهندرت بازالتی زیادی سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی – رسوبی – تخریبی ائوسن را قطع میکنند. این دایکها عمدتاً دارای امتداد شرقی – غربی و شمال غربی – جنوب شرقی هستند. از آنجایی که ایان دایکها توسط توده گرانیتوییدی ظفرقند قطع شدهاند و قطعاتی از آنها به صورت آنکلاو توسط گرانودیوریتها به دام افتادهاند، بنابراین، قدیمی تر از تودهٔ نفوذی ظفرقند هستند. از این رو، آنها را به عنوان دایکهای پیشرس یا نسل اوّل معرفی میکنیم. عرض آنها از چند سانتی متر تا حدود ۲ متر متغیر است و طول آنها از چند متر تا صدها متر متغیر است.

(۲) ســنگهـای مافیـک- حــد واسـط (گـابرو تـا کوار تزدیوریت و مشتقات جانبی آنها)

سنگهای مافیک- حد واسط طیف ترکیبی تدریجی از گابرویالیویندار تا کوارتزدیوریت را شامل میشوند و غالباً در بخشهای مرکزی توده گرانیتوییدی ظفرقند رخنمون دارند. این سنگها توسط سنگهای فلسیک گرانودیوریتی- گرانیتی قطع شدهاند. در ادامه به شرح تفصیلی آنها خواهیم پرداخت:

(الف) گابروها-گابرودیوریتها: گابروها مافیکترین عضو سازنده توده گرانیتوییدی مورد مطالعه هستند که در شمالغرب روستای ماربین و غرب روستای برگهر رخنمون دارند. این سنگها حجم بسیار کمی از توده

نفوذی مورد مطالعه را به خود اختصاص میدهند (کمتر از ۵ درصد). گابروها با مرز تدریجی به دیوریتها و کوارتزدیوریتها تبدیل میشوند و در ضمن توسط سنگهای گرانودیوریتی، گرانیتی و تونالیتی قطع شدهاند. آنها دارای بافت گرانولار، افیتیک و سابافیتیک هستند. پلاژیوکلاز، اوژیت و هورنبلند سبز (کانیهای اصلی) و الیوین، بیوتیت، اسفن، کوارتز، آپاتیت و مگنتیت (کانیهای فرعی یا عارضهای) این سنگها محسوب میشوند. با ادامه تفریق و افزایش مقدار هورنبلند سبز و کوارتز، ترکیب این سنگها به سمت دیوریت و کوارتزدیوریت تحول یافته است.

(ب) دیوریت ها - کوار تزدیوریت ها: در مقایسه با گابروها، دیوریت ها حجم بیشتری از توده نفوذی ظفرقند را به خود اختصاص می دهند. به علت افزایش مواد فرآر، به ویژه آب، در طی تشکیل دیوریت ها، به طور محلی شرایط برای تشکیل پگماتویید دیوریت ها فراهم شده است. در پگماتویید دیوریت ها، اندازه دانه ها بلورهای هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز به چند سانتی متر نیز می رسد. گرانیت ها و گرانودیوریت ها به شکل استوک، آپوفیز، دایک و رگه و رگچه، دیوریت ها و کوار تزدیوریت ها را قطع کردهاند. در ضمن، قطعاتی از آن ها به شکل آنکلاو در گرائیت ها و گرانودیوریت ها به دام افتاده اند. پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز و به مقدار کمتر اوژیت کانی های اصلی دیوریت ها و کوار تزدیوریت ها مستند. بیوتیت، کوارتز، اسفن، مگنتیت و آپاتیت

بر اساس نتایج تجزیه میکروپروب آمفیبولهای (هورنبلندهای) موجود در سنگهای گرانودیوریتی سازنده توده گرانیتوییدی ظفرقند از نوع هورنبلند معمولی یا ادنیت منیزیمدار هستند (لطیفی، ۱۳۷۹). با افزایش تفریقیافتگی و افزایش مقدار کوارتز، دیوریتها به کوارتزدیوریت تحول پیدا کردهاند.

(پ) انکلاوهای میکروگرانولار مافیک: در درون سنگهای گرانودیوریتی توده گرانیتوییدی ظفرقند، بهویژه در حوالی روستای برگهر، غرب روستای ماربین، جنوبغرب تقیآباد در مجاورت جاده آسفالته ظفرقند – زفره و حاشیه غربی سد خاکی برگهر تعداد زیادی آنکلاو میکروگرانولار با ترکیب دیوریت و کوارتزدیوریت یافت میشود. این انکلاوها غالباً دارای حاشیههای گرد شده یا کنگرهدار هستند و اندازه آنها از چند میلیمتر تا بیش از یک متر متغیر است (شکلهای ۲ – الف و ۲ ب). حضور گسترده این آنکلاوها، بیانگر وقوع اختلاط ب). حضور گسترده این آنکلاوها، بیانگر وقوع اختلاط ماگمایی است. در حالتهای بسیار پیشرفتهٔ اختلاط ماگمایی، اندازه انکلاوها از چند میلیمتر فراتر نمیرود ماگمایی، اندازه انکلاوها از چند میلیمتر فراتر نمیرود انکلاوهای میکروگرانولار فلسیک نیز به مقدار کمتر در

برخی نقاط یافت میشوند و حاصل وقوع اختلاط ماگمایی در بخشهای تفریق یافته ماگماهای گرانودیوریتی است. در طی حضور انکلاوها در ماگمای فلسیک، برخی از آنها تحت تأثیر سیالات غنی از پتاسیم و آب مشتق شده از ماگمای فلسیک قرار گرفتهاند و کلریتزایی، اپیدوتزایی و بیوتیتزایی درخور توجهی در آنها صورت گرفته است. کلریتزایی و اپیدوتزایی در رخنمون صحرایی و نمونه دستی آشکارا مشاهده میشود. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک از لحاظ کانی شناسی با دیوریتها و کوارتزدیوریتها مشابه هستند و عمدتاً از پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز و به ندرت کوارتز تشکیل شدهاند. آپاتیت، مگنتیت، اسفن کانی های فرعی بارز انکلاوها هستند.

(الف)



(ب)

شکل ۲- تصاویری از ویژگیهای صحرایی بارز آنکلاوها: الف) حضور گسترده انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در درون سنگهای گرانودیوریتی غرب سد خاکی برگهر (دید به سمت غرب)، ب) یک آنکلاو میکروگرانولار مافیک با حاشیههای کنگرهای و انحنادار (غرب روستای برگهر) (دیـد به سمت غرب) ( Grd= گرانودیوریت، MME = آنکلاو میکروگرانولار مافیک).

(۳) سنگهای فلسیک (گرانودیوریت – گرانیت و مشتقات جانبی آنها) سنگهای فلسیک، طیف ترکیبی تدریجی از گرانودیوریت تا گرانیت را شامل میشوند و غالباً در

حاشیههای شمالغربی و جنوب شرقی توده گرانیتوییدی ظفرقند رخنمون دارند (شکل ۱). شایان ذکر است که تونالیتها دسته دیگری از سنگهای فلسیک هستند که بهعلت جوان تر بودن شان نسبت به گرانودیوریت ها و

گرانیتها و سدیکتر بودن آنها بهطور مجزا بررسی خواهند شد. در ضمن، بهعلت رخنمون بسیار کم تونالیتها، نمایش آنها بر روی نقشه زمین شناسی (شکل ۱) با مقیاس فعلی امکان پذیر نیست. انکلاوهای میکرو گرانولار مافیک و دایکهای مافیک گسیخته شده در این سنگها یافت می شوند. این سنگها توسط دایکهای سین پلوتونیک آندزیتی (نسل دوّم) قطع مدهاند و خود نیز سنگهای مافیک – حد واسط اندکی قدیمی تر و دایکهای آندزیتی نسل اول را قطع کردهاند و به طور موضعی تحت تأثیر اپیدوت زایی و کلریت زایی قرار گرفتهاند.

**گرانیت**ها از دیگر سازندگان مهم توده نفوذی مورد گرانیتها از دیگر سازندگان مهم توده نفوذی مورد مطالعه هستند و غالباً در جنوب روستای اونج و در مجاورت روستای برگهر و غیره رخنمون دارند. آنها دارای بافت گرانولار و گرافیکی هستند. کانیهای اصلی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، هورنبلند سبز، کانیهای فرعی از جمله اسفن، آپاتیت و کانیهای کدر انکلاوهای میکروگرانولار مافیک زیادی در این سنگها، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک زیادی در اندازههای معرَف وقوع اختلاط ماگمایی هستند. سنگهای گرانیتی هستند. این امر با شواهد پتروگرافی و روند متداول تفریق ماگمایی، سازگار است و تأیید میشود.

## (۴) دایکهای آندزیتی سین پلوتونیک یا نسل دوّم

دایکهای نسل دوّم غالباً آندزیتی و به مقدار کمتر بازالتی هستند و سنگهای گرانیتی و گرانودیوریتی را قطع کردهاند و از لحاظ سنی جوانتر یا همسن آنها هستند (شکل ۳- الف). این دسته از دایکها در زمرهٔ

دایک های سین پلوتونیک (همزمان با نفوذ یا کمی جوان تر از توده نفوذی میزبان) قرار می گیرند (Pitcher) (1983; Pitcher, 1993). شواهد بارز دایکهای سین پلوتونیک موجود در منطقه مورد مطالعه عبارتند از: وجود حاشیههای سینوسی شکل، کنگرهدار و نفوذ مذاب گرانیتی - گرانودیوریتی به درون شکستگیهای این گونه دایکها، گسیختگی آنها و پراکندهشدن قطعاتشان در میزبان گرانیتی و گرانودیوریتی، تغییر مسیر (راستا) و ضخامت دایکها، جابهجاییهای موضعی، متاسوماتیسم پتاسیک موضعی (تبدیل هورنبلند سبز به بیوتیت و تحليل رفتن پلاژيوكلازها و جايگزينشدن آنها توسط ارتوز (فلدس\_پارزایی)، ایجاد میرمکیت در حاشیه یلاژیوکلازها)، کلریتزایے و ایپدوتزایے در آنها (گوانجی، ۱۳۸۹؛ قفاری، ۱۳۸۹). شواهد زیبا و بسیار مشابهی از دایکهای سین یلوتونیک، گسیختگی آنها و تشکیل انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در Asart و همکاران (۲۰۰۳)، Paterson و همکاران (۲۰۰۴)، Pons ،(۲۰۰۵) Barbarin و همکــــاران (۲۰۰۶)، Haapala و همکاران (۲۰۰۷)، Dokukina و همکاران Price (۲۰۱۰) و همکاران (۲۰۱۱) و صادقیان (۱۳۸۳) یافت می شود، که مراجعه به آن ها توصیه می شود. شایان ذکر است که تبدیل هورنبلند سبز به بیوتیت (بيوتيتزاير) و تحليل رفتن پلاژيوكلازها و جایگزین شدن آن ها توسط ارتوز (فلدسپارزایی) و ایجاد میرمکیت در حاشیه پلاژیوکلازها (میرمکیتزایی) حاصل راهیایی سیالات غنی از پتاسیم منشأ گرفته از ماگمای گرانودیوریتی - گرانیتی به درون دایکهای سین پلوتونیک و یا بخ ش های گسیخته شده شان و واکنش با کانیهای سازنده آنهاست (قفاری، ۱۳۸۹). این شواهد نشان میدهد که اختلاف زمانی بین دایکها و سنگهای میزبان بسیار کم است و مبین حاکم شدن

یک رژیم کششی کوتاه مـدت و یـا موضـعی در مراحـل پایانی جایگیری توده گرانیتوییـدی ظفرقنـد در منطقـه مورد مطالعه است.

شایان ذکر است که دایکهای آندزیتی چه بهصورت پیشرس یا همزمان با توده نفوذی و

حتی اندکی پس از آن، با اعضای مافیک – حد واسط توده گرانیتوییدی ظفرقند، بهویژه سنگهای دیوریتی – کوارتزدیوریتی، قابل مقایسه هستند و هیچ منافاتی با تکوین و تحول توده نفوذی میزبان خود ندارند.



شکل ۳- تصاویری جالبی از دایکهای سین پلوتونیک: الف) یک دایک سین پلوتونیک دارای حاشیه سینوسی همراه با تغییر راستا و تغییر ضخامت (شمال غرب بیدشک) (دید به سمت شرق)، ب) دایکهای سین پلوتونیک دارای حاشیههای سینوسی شکل، همراه با پایانههای زبانهای شکل (شمال غرب بیدشک)(دید به سمت شرق) (نمادهای اختصاری به کار برده شده عبارتند از: ADD = دایک آندزیتی، Grd گرانودیوریت).

شایان ذکر است که تبدیل هورنبلند سبز به بیوتیت (بیوتیتزایی) و تحلیل فورنبلند سبز به بیوتیت جایگزینشدن آنها توسط ارتوز (فلدسپارزایی) و ایجاد میرمکیت در حاشیه پلاژیوکلازها (میرمکیتزایی) حاصل راهیابی سیالات غنی از پتاسیم منشأ گرفته از ماگمای گرانودیوریتی – گرانیتی به درون دایکهای سین پلوتونیک و یا بخشهای گسیخته شده شان و واکنش با کانی های سازنده آن هاست (قفاری، ۱۳۸۹). این شواهد نشان می دهد که اختلاف زمانی بین دایک ها

و سنگهای میزبان بسیار کم است و مبین حاکم شدن یک رژیم کششی کوتاه مدت و یا موضعی در مراحل پایانی جایگیری توده گرانیتوییدی ظفرقند در منطقه مورد مطالعه است. همچنین، دایکهای آندزیتی چه بهصورت پیشرس یا همزمان با توده نفوذی و حتی اندکی پس از آن، با اعضای مافیک – حد واسط توده گرانیتوییدی ظفرقند، بهویژه سنگهای دیوریتی – کوارتزدیوریتی، قابل مقایسه هستند و هیچ منافاتی با تکوین و تحول توده نفوذی میزبان خود ندارند.

(۵) تونالیتها

تونالیتها بخشهای بسیار تفریق یافته توده گرانیتوییدی ظفرقند را شامل میشوند و سهم حجمی بسیار کمی را به خود اختصاص میدهند. این سنگها بهصورت دایک، رگه و رگچه رخنمون دارند و دارای ساخت و بافت ریز دانه هستند. در برخی موارد بافت گرافیکی زیبایی نشان میدهند. تونالیتها با دارا بودن مقدار قابل توجهی Na<sub>2</sub>O در مقایسه با سایر سنگهای فلسیک، به طور بارز سدیکتر هستند، لذا منطقی به نظر میرسد که پلاژیوکلازهای سدیک، مثل آلبیت و الیگوکلاز در آنها حضور داشته باشد. کوارتز دیگر سازنده مهم این سنگهاست. تونالیتها به ندرت دارای کانی مافیک هستند و فقط هورنبلند سبز در آنها یافت می شود.

#### ژئوشيمى

نمونه های سنگی توده گرانیتوییدی ظفرقند بر روی نمودارهای ژئوشیمیایی رده بندی و نام گذاری سنگ های آذرین نظیر ۲۵ ما ۲۵ می ۲۵ در مقابل (De R<sub>1</sub>, R<sub>2</sub> (Middlemost, 1985, 1994) SiO<sub>2</sub> (Debon and Le P-Q da Roche *et al.*, 1980) (Debon and Le P-Q أي الم محدوده های ترکيبی گابرو، (Fort, 1983) مانباً در محدوده های ترکيبی گابرو، مونزوگابرو، گابروديوريت، ديوريت، گرانوديوريت، کوارتزمونزونيت، گرانيت و توناليت قرار می گيرند (شکل ۴). مطالعات پتروگرافی نیز ایس طيف ترکيبی را تأييد می کند.

با توجـه بـه ایـن نمـودارهـای ژئوشـیمیایی تعیـین ترکیـب سـنگشناسـی ذکـر شـده، طیـف ترکیبـی

تقریباً پیوستهای در بین نمونههای سنگی مورد نظر مشاهده می شود، اما با توجّه به شواهد صحرایی و تقدم سنّی سنگ های مافیک - حد واسط بر سنگهای فلسیک، و تونالیتها بر سایر سنگهای فلسیک، ماگماهای سازنده تودهٔ گرانیتوییدی ظفرقند یک سری تحولاتی را یشت سر گذاشتهاند که می توان آن ها را در سه مرحله به شـرح زیـر خلاصـه کـرد: (۱) تفریـق از گـابرو تـا دیوریت- کوارتزدیوریت؛ (۲) تفریق از گرانودیوریت تا گرانیت و نهایتاً (۳) تشکیل تونالیت. بهعلت برخے مشکلات انجام آنالیز شیمیایی بر روی دایک ها امکان پذیر نشد. با این وصف، جبّاری و همکاران (۱۳۸۹) در منطقه برونے (جنوبغرب اردستان) بر روی دایکهای مشابه و در فاصله بسیار کمے از محدودہ مورد مطالعہ، بررسے ہای سنگ شناسی مفصلی انجام داده و ترکیب سنگشناسی این دایکها را بازالت معرّفی کردهاند و سن احتمالی میوسن را برای آن ها در نظر گرفتهاند. با این وجود حضور گسترده هورنبلند سبز تا قهوهای، در برخی از این دایکها بیانگر آنست که دامنه ترکیبی آنها از آندزیت تا بازالت متغیر است. شایان ذکر است سنگهای مورد مطالعه غالباً در محدوده ماگماهای ساب آلکالن قرار می گیرند و با توجه به نمودار K<sub>2</sub>O در مقابل Peccerillo and) دارای Taylor, 1976) SiO2 ماهیت کالک آلکالن یتاسیم متوسط تا بالا هستند. قرارگیری تونالیتها در قلمرو سری تولییتی امری انتزاعی است و فقط از تفریق یافتگی شدید و فقیر بودن آنها از K<sub>2</sub>O ناشی میشود (قفاری، ۱۳۸۹).



شکل ۴- نمودار Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل (Middlemost, 1985) یرای نامگذاری سنگهای آذرین سازنده توده گرانیتوییدی ظفرقنـد. توجـه کنید که نمادهای استفاده شده در همه نمودارهای ارائه شده در این مقاله یکسان هستند.

با استفاده از نمودارهای تغییرات (variation) (variation می توان روابط ژئوشیمیایی و پترولوژیک بین سنگهای مورد مطالعه را بررسی کرد. تغییرات مشاهده شده در این نمودارها از فرایندهایی، مانند: تبلور تفریقی، ذوببخشی، اختلاط ماگمایی یا آلایش و هضم پوستهای ناشی می شوند , Rollinson, 1989; Rollinson) (Wilson, 1989; Rollinson, اختلاط ماگمایی یا آلایش و هضم پوستهای ناشی می شوند , 1980; Rollinson) (توسعه و تبلور ماگما، نمودارهای گوناگونی توسط پترولوژیستها ارائه شده است که از آن جمله می توان به نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO<sub>2</sub> (Harker, 1909) SiO<sub>2</sub> و نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر در مقابل

نمودارهـا، تحـول ماگمـا را از زمـان تشـکیل تـا زمـان جایگیری نشان میدهند.

از این رو، با توجه به نمودارهای ارائه شده در شکل ۵- الف، میتوان گفت که با افزایش مقدار SiO<sub>2</sub>، مقادیر ۵- الف، میتوان گفت که با افزایش مقدار SiO<sub>2</sub>، مقادیر میایO MgO، MgO، Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و CaO کاهش و اکسید-های K<sub>2</sub>O و MgO، MgO افزایش یافته است. K<sub>2</sub>O در میای K<sub>2</sub>O و Na<sub>2</sub>O افزایش یافته است. Na<sub>2</sub>O در تونالیتها به شدت کاهش و در مقابل Na<sub>2</sub>O افزایش یافته است. وجود فلدسپارهای سدیک، به ویژه پلاژیو کلاز آلبیتی در آنها مؤید این موضوع است. ضمناً یک وقفه ترکیبی محدود بین ترکیبات مافیک – حد واسط و فلسیک مشاهده می شود که با شواهد صحرایی و قطع-شدن سنگهای مافیک – حد واسط توسط سنگهای فلسیک تأیید می شود.



شکل ۵- نمودارهای تغییرات عناصر در مقابل SiO<sub>2</sub> (Harker, 1909) برای: الف) اکسید عناصر اصلی، ب) عناصر فرعی و کمیاب، برای نمونههای سنگی سازنده توده گرانیتوییدی ظفرقند (نمادها مانند شکل ۲).

www.SID.ir

شایان ذکر است که رفتار P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub> جالب توجه و تأمل است. ابتدا با افزایش SiO<sub>2</sub> مقدار این اکسید از سنگهای گابرویی به سمت سنگهای دیوریتی و کوارتزدیوریتی افزایش م\_\_\_\_\_ابد. این امر با حضور قابل توجه آپاتیت به صورت ادخال در پلاژیوکلازهای سنگ های تفريق يافتهتر طيف تركيبي بازيك - حد واسط مثل سنگهای دیوریتی و کوارتزدیوریتی تأیید مے شود. با تبلور آیاتیت از ماگما و کاهش مقدار فسفر، در سنگهای گرانودیوریتی تا گرانیتی و در نهایت، در تونالیت مقدار P2O<sub>5</sub> کاهش می یابد و از روند نزولی پیروی میکند. این موضوع با کاهش فراوانی آپاتیت در سنگهای نامبرده تأیید میشود. کاهش مقـدار P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> بـا افـزايش SiO<sub>2</sub> در ايـن گـروه سینگی از ویژگیهای بارز و شاخص سنگهای گرانیتوییدی نوع I است (Chappell, 1999).

همچنین، با توجه به شکل ۵ درمی یابیم که با اف زایش SiO<sub>2</sub>، ابت دا مق دار FeO<sub>1</sub> از سنگ های گابرویی به سمت سنگ های دی وریتی و کوارتزدیوریتی افزایش می یابد. این امر با افزایش مقدار مگنتیت در سنگ های تفریق یافته تر طیف ترکیبی بازی ک – حد واسط، نظیر سنگ های دیوریتی تأیید می شود. با تبلور مگنتیت از ماگما، در سنگ های گرانودی وریتی تا گرانیتی و در نهایت در تونالیت های گرانودی وریتی تا گرانیتی و در نهایت در تونالیت های گرانودی وریتی تا گرانیت و در نهایت نود سنگ های گرانودی وریتی تا گرانیت و در نهایت می در تونالیت های گرانودی وریتی تا گرانیت و در نهایت مایان ذکر است که تغییر فراوانی کانی های آهن و منی زیم دار (فرومنی زین) (مانند الی وین، اوژیت، هورنبلند سبز و بیوتیت) نیز روند تغیرات FeO را کنت رل می کند. لذا کاهش مقدار مگنتیت و کانی های سیلیکاته آهن و منیزیم دار مانند اوژیت،

هورنبلند سبز و به مقدار کمتر بیوتیت در سنگهای گرانودیوریتی تا تونالیتی، با روند نزولی FeO<sub>t</sub> در این سنگها سازگار است.

در ضمن، با افرایش SiO<sub>2</sub> و افرایش میران تفريق ق Sr ،Sc ،V ،Co ،Ni و Sr ،Sc ،V ،Co ،Ni و کاهش یافتهاند، در حالی که عناصر Hf ،Ba ،Rb، کاهش Lu , Er ،Nd .Sm ،Ce .La .Y .Yb ،Nb ،Th ،Zr افزایش یافتهاند (شکل ۵-ب). این تغییرات با روند تفريق ماگمايي و كاهش كاني هاي فرومنيزين و افزایش کانی های فلسیک در طے روند تبلور تفریقے صورت گرفتہ در طے تشکیل سنگ ھای سازنده این توده نفوذی سازگار است. شایان ذکر است که در تونالیتها مقدار Ba و Rb بهطور قابل ملاحظ ای کاهش یافته است که معرف نبود یا سهم کم کانی های پتاسیمدار در آن هاست. اگرچه توناليتها از لحاظ K<sub>2</sub>O و Na<sub>2</sub>O با ساير سنگهای گرانیتی - گرانودیوریتی رفتار متفاوتی نشان مے دھند، ولے در سایر نمودار های Harker (۱۹۰۹) ارتباط تنگاتنگی با سایر سنگهای فلسیک نشان میدهند (شکل ۵) و در نظر گرفتن منشأ كاملاً متفاوت براي أنها منطقى بهنظر نمی سند. در هر حال مسلّم است که در مراحل پایانی بخش تفریق یافته ماگما از Na<sub>2</sub>O غنی تر و از K<sub>2</sub>O فقیرتر شده است.

جایگزینی تونالیتها در مراحل پایانی صورت گرفته و از این رو سنگهای اندکی قدیمی تر از خود را قطع کردهاند. بر همین اساس، الگوهای تغییرات عناصر اصلی و عناصر فرعی سنگهای مورد مطالعه بر روی نمودارهای هارکر، یک روند سه مرحلهای معرف تفریق از گابرو تا

تا تونالیت را نشان میدهند که با شواهد صحرایی از جمله قطع شدن گابروها توسط گرانیتها و حضور انکلاوهیای میکروگرانولارمافیک در گرانودیوریتها و گرانیتها و قطع شدن همه این سنگها توسط تونالیتها تأیید می شود.

برای بررسی نقش روند تبلور تفریقی و هضم یا آلایش ماگمایی ماگماهای سازنده توده نفوذی ظفرقند، از نمودارهای تغییرات عناصر سازگار -

سازگار (V-Co, Sc-Co) و ناسازگار - ناسازگار (از جمله برخی از عناصر دارای قدرت میدانی بالا، Sm ،Ce ،La ،Th ،U ،Hf ،Zr ،Ta ،Nb ، و Sm ،Ce ،La ،Th ،U ،Hf ،Zr ،Ta ،Nb (Y-Yb و V ،Nd (مثل نمودارهای La-Ce و V-Yb) در مقابل یکدیگر (شکل ۶) و همچنین، نمودارهای (مدکل ۶) و Pearce *et al.*, 1999) SiO<sub>2</sub> -Th/Yb (۸ ) (hamer, 2006) Ce (شکل ۸) (شکل ۸) استفاده شده است.



شکل ۶- نمونههای منتخبی از نمودارهای تغییرات عناصر سازگار - سازگار و ناسازگار- ناسازگار در مقابل یکدیگر. برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه کنید (نمادها مانند شکل ۲).

www.SID.ir

تفریقے، فرایندھای هضم و آلایش یوستهای نیز مشارکت بسزایی داشتهاند. با توجه به نمودارهای A/NK در مقابل A/CNK SiO<sub>2</sub> و نمودار A/CNK و نمودار (Shand, 1943) (Chappell and White, 2001)، سنگھای گرانیتوییدی مورد مطالعه، همگی در محدوده متاآلومین و نوع I قرار می گیرند. این امر با شواهد پترو گرافی نظیر حضور گسترده هورنبلند سبز، اوژیت، اسفن، آپاتیت، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و همچنین، شواهد صحرایی مثل همراهی توده گرانیتوییدی مذکور با سنگهای آتشفشانی و آذرآواری غالباً آندزیتی- داسیتی و نبود سنگهای میزبان دگرگونی پلیتی تأیید میشود. نمودارهای نشان دهندهٔ الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر و نمودارهای عنکبوتی به هنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه (شکلهای ۹ و ۱۰)، بیانگر غنی شدگی سنگ های مورد مطالعه از عناصر خاکی نادر سبک (LREE)، عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و برخیی عناصـر ناسـازگار دیگـر هســتند. ایــن امــر از ویژگیهای بارز سنگهای کالکآلکالن قوسهای آتشفشانی زون های فرورانش حاشیه قارهای است (Nicholson, 2004)

در ضمن غنی شدگی از عناصر خاکی نادر سبک را می توان به دو عامل درجات ذوب بخشی پایین منبع گوشته ای و یا آلایش ماگما توسط (Almeida *et al.*, میواد پوسته ای نالایش ماگما توسط (2007. میزان غنی شدگی بالای نمونه ها از LILE مانند Ba، J و Rb می تواند دلیلی بر وجود یک منبع گوشته ای غنی شده زیر لیتوسفر قاره ای ماگمای مادر سنگهای مافیک - حد واسط مورد مطالعه باشد.



شــکل ۷- نمـودار تغییـرات (Th/Yb) - Pearce, 1999) SiO2). روندهای مشخص شده در شکل عبارتنـد از: AFC: تبلـور تفریقـی همراه با هضم، و FC: تبلور تفریقی. (نمادها مانند شکل ۲).



شـکل ۸- نمـودار La/Yb در مقابـل Hamer, 2006) Ce، بـرای بررسی نقش آلایش ماگمایی و یا تغییر در درجات ذوببخشـی در محل منشأ آنها. (نمادها مانند شکل ۲).

در این نمودارها، نمونهای مورد مطالعه از روندی خطی و صعودی پیروی میکنند که بیانگر انجام فرایند تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC)، در طی تحولات ماگمایی سنگهای مورد مطالعه است (شکلهای ۶، ۷ و ۸). از این رو، در تشکیل سنگهای مورد مطالعه، علاوه بر فرایند تبلور

ناهنجاری منفی ماگماهای گوشتهای این منطقه از عناصر HFS ناشی از مشارکت این عناصر در ساخت کانیهای دیرگداز نظیار اسفن، ایلمنیات، روتیال، فلوگوپیت و بعضی از آمفیبولها ( نظیار پارگازیات) در پوسته اقیانوسی فرورونده دگرگون شده است. این فازهای فرعی دیرگداز در پوسته اقیانوسی فرورونده نگرگون شده (اکلوژیت) پایدار بوده، عناصر HFS مثل مثل A، Ti ،P و dN را در خود نگه میدارند و از حل شدن آنها در سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی و مشارکت آنها در سیالات متاسوماتیسام کننده گوه گوشادای آنها در سیالات متاسوماتیسام کننده گوه گوشادای از ذوب این منابع (پوسته اقیانوسی فرورونده و گوه از ذوب این منابع (پوسته اقیانوسی فرورونده و گوه گوشتهای روی آن، دارای ناهنجاری منفی از این عناصر خواهند بود.

تهیشدگی از عناصر HFS، از جمله ویژگیهای ماگماهای قوسهای قارهای است. تهیشدگی عناصر HFSE توسط تمرکز فازهای تیتانیمدار در محل منشأ ماگماهای قوس، در اکلوژیت یا گارنت آمفیبولیت در Bernan *et* میگیرد Bernan *et*) مفحات فرورونده عمیق صورت می گیرد *et al.*, 1995; Stalder *et al.*, 1998; Foley *et al.*, 2000)

با توجه به شکل های ۹ و ۱۰ می توان گفت که همه سنگهای مورد مطالعه از الگوی تقریباً یکنواختی برخوردار هستند. در نتیجه، آنها تقریباً از ماگمای واحدی منشأ گرفتهاند؛ اگرچه تغییر و تحولاتی نظر آلایش پوستهای نیز در تحوّل آنها سهیم بوده است.

غنیشدگی از عناصر خاکی نادر سبک در سنگهای گابرویی و دیوریتی نیز صورت گرفته و مبین تحول و تفریق یافتگی آنهاست و نسبت غنیشدگی عناصر خاکی نادر سبک به عناصر خاکی نادر سنگین به حدود ۸ برابر میرسد؛

اگرچه ممکن است این مقدار در نگاه اول و در مقایسه با سنگهای فلسیک چندان محسوس نباشد. آنومالی منفی Eu در سنگهای فلسیک، از تبلور پلاژیوکلازهای کلسیمدارتر در مراحل قبل، یعنی تشکیل سنگهای کلبرویی و دیوریتی ناشی شده است. در ضمن، غنیشدگی از عناصر خاکی نادر سبک در سنگهای فلسیک محسوستر و بارزتر و با روند تفریق یافتگی بیشتر آنها سازگار است.



La Ce Pr Nd Pm Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu شکل ۹ – نمودار عنکبوتی بههنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)، برای: الف) نمونههای گرانیتی و تونالیتی دیوریتی، ب) نمونههای گرانودیوریتی – گرانیتی و تونالیتی (نمادها مانند شکل ۲).

www.SID.ir



شکل ۱۰- نمودار عنکبوتی به هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough) (1989، برای نمونههای سنگی مورد مطالعه. (نمادها مانند شکل ۲).

CsRbBaThUNbKLaCePbPrSrPNdZrSmEuTiDyYYbLu

شواهد اختلاط و آلایش ماگمایی

حضور مقدار درخور توجهی کوارتز در سنگهای گابرویی الیویندار معرّف شرایط غیرتعادلی است. همچنین حضور مقدار زیادی بیوتیت در این سنگها میتواند یکی دیگر از شواهد آلایش ماگمایی باشد؛ اگرچه بخشی از بیوتیتها ممکن است بر اثر متاسوماتیسم موضعی حاصل شده باشند (گوانجی، ۱۳۸۹).

در تـودهٔ نفـوذی مـورد مطالعـه، انکلاوهـای میکروگرانولار مافیک زیادی حضور دارنـد کـه یکـی از شواهد بارز اختلاط ماگمایی بین اعضای مافیـک - حـد واسط (گابرو - دیوریت) و اعضای فلسیک (گرانودیوریت - گرانیـت) محسـوب مـیشـود. بـه عقیـده Koglin و همکـاران (۲۰۰۹) نسـبتهـای Ye/Y و Yr/Y در طـی تبلور تفریقی نسبتاً بدون تغییر و ثابت باقی میمانـد، در حالیکه تغییـرات زیـاد مقـادیر ایـن نسـبتهـا، معـرَف درجات بالای آلایش پوستهای است.

مقادیر Ce/Y و Zr/Y سنگهای مورد مطالعه بهترتیب شامل ۰/۷ تا ۲ برای Ce/Y و ۱/۹ تا ۷/۳ بسرای Zr/Y است (قفاری، ۱۳۸۹). بنابراین،

ماگماهای سازنده سنگ های مورد نظر تحت تأثیر آلایش ماگمایی قرار گرفتهاند.

همچنین به منظ ور تأیید نقش آلایش ماگمایی و تشخیص تغییرات درجه ذوب بخشی سنگ منشأ، از نمودار نسبت La/Yb در برابر Ce استفاده کرده ایم. به عقیده Hamer (۲۰۰۶)، وجود روند خطی بین مقادیر ba/Yb و Ce می تواند نشان دهنده تغییر درجه ذوب بخشی در یک منشأ گوشته ای مشابه و یا بیانگر اختلاط دو ماگمای تولید شده از منشأ غیر مشابه باشد. همان طور که در شکل ۸ مشاهده می شود، روندی خطی بین نسبت La/Yb و Ce وجود دارد. بنابراین، اختلاط ماگمایی و تغییرات درجه ذوب بخشی بر اساس این نمودار نقش مهم و مؤثری در ایجاد سنگهای مورد مطالعه داشته اند.

همچنین، شواهد پتروگرافی، نسبتهای عناصر کمیاب و ویژگیهای ژئوشیمیایی حاکی از نقش اساسی و مؤثر تبلور تفریقی، آلایش و اختلاط ماگمایی در تکوین ماگماهای سازنده توده گرانیتوییدی ظفرقند هستند. قطعیت بخشیدن به این نتایج، مستلزم دستیابی به دادههای ایزوتوپی معتبر و دقیق است.

جايگاه تكتونيكى

با توجه به نمودار Rb در مقابل Pearce *et* Ta+Yb)، نمودار سهتایی Hf (شـکل ۱۱– الـف)، نمودار سهتایی Hf)، ردهبنـدی (Harris *et al.*, 1986) Ta\*3 ،Rb/30) ردهبنـدی گرانیتوییـدها از دیـدگاه Maniar و Inval)، ردهبنـدی (۱۹۸۹) Piccol و نمـودار Ta/Hf در مقابـل Corton and Schandel, 2000) (شکل ۱۱– ب)، توده گرانیتوییدهای کمان آتشفشانی، کمان قارهای (CAG) و حاشیه فعال قارهای قرار می گیرد.

همچنین، با توجه به نمودار A/CNK در مقابل (Chappell and White, 2001) SiO<sub>2</sub> (Chappell and White, 2001) مورد مطالعه در محدوده گرانیتوییدهای نوع I قرار می گیرند (قفاری، ۱۳۸۸). این ویژگی ها بیانگر آن است که این توده گرانیتوییدی حاصل ذوب یک ورقه اقیانوسی فرورانده شده به زیر ورقه قارهای است. این فرایند با ذوب یک خاستگاه مافیک با ترکیب آمفیبولیتی (ورقه اقیانوسی دگرگون شده تا حد آمفیبولیت)، یا منشأ گرفتن آنها از منشأ آمفیبولیتی، بهویژه برای ترکیبات سنگی مافیک و حد واسط سازگار است (شکلهای ۱۲ و ۱۳).

البته، با توجه به گرایش سنگهای فلسیک، به قرارگیری در قلمرو منشأیی متاگریوکها بهنظر میرسد مذابهای پوستهای (حاصل از ذوب پوسته تحتانی) در تشکیل و تحول آنها نقش درخور توجهی داشته است. غنیتر بودن سنگهای فلسیک از 20 و Na<sub>2</sub>O و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مؤید این امر است. بهعلاوه، ناهنجاری منفی Ti، Nb مؤید این ناهنجاری مثبت dP نیز از دیگر ویژگیهای بارز سنگهای کمانهای آتشفشانی حاشیه قارههاست که در نمونههای مورد مطالعه دیده می شود (شکل ۱۰).



شـکل ۱۱- الف) نمودار Rb، مقابل Pearce et al., Ta+Yb) (Pearce et al., Ta+Yb) تکتونیکی توده گرانیتوییدی ظفرقند. نمونههای سنگی متعلق به توده گرانیتوییدی ظفرقند بهطور کاملاً مشـخص در محـدوده گرانیتوییدهای کمان آتشفشانی واقع میشوند. ب) نمودار Th/Hf در مقابل Gorton and Ta/Hf میشوند. ب) نمودار Schandel, 2000) گرانیتوییدها. نمونههای سنگی متعلق به توده گرانیتوییدی ظفرقند در قلمرو حاشیه فعال قارهای جای گرفتهاند (نمادها مانند شکل ۲).

طبق نظر Kocak و همکاران (۲۰۰۵) مقادیر پایین عناصر خاکی نادر سنگین و غنی شدگی از La و Ce در نمونههای مورد مطالعه، احتمال وجود گارنت در منشأ آنها را تأیید می کند. ضریب توزیع این دو عنصر در گارنت بسیار کم است. چنانچه در محل منشأ گارنت

www.SID.ir

وجود داشته باشد و ذوب بخشی انجام شود، ماگما نسبت به Ce و La غنی خواهد شد. بنابراین، ماگمای سازنده توده نفوذی ظفرقند (بهویژه برای ترکیبات مافیک – حد واسط) از عمق زیاد و خارج از محدوده پوسته قارهای منشأ گرفته است.



شکل ۱۲- تعیین نوع سنگ خاستگاه سـنگهای آذریـن نفـودی منطقه ظفرقند، با بهرهگیری از نمـودارهای Whalen و همکاران (۱۹۸۷) (نمادها مانند شکل ۲).



شکل ۱۳- تعیین نوع سنگ منشأ سنگهای توده گرانیتوییدی ظفرقند با استفاده از نمودار مولار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO+FeO<sup>t</sup> در مقابل مولار <sup>۱</sup>Alther *et al.*, 2002) CaO/MgO+FeO) (نمادها مانند شکل ۲).

بنابراین، با توجه به آنچه ذکر شد، سنگهای گرانیتوییدی مورد مطالعه، حاصل تبلور تفریقی همراه با آلایش پوستهای مذاب های ناشی از ذوب بخشی ورقه اقيانوسے فروروندہ (متابازالت در حد آمفيبوليت) و یوسته قارهای تحتانی (با ترکیب نزدیک به متاگریوکها یا معادلهای دما و فشـار بـالای آنهـا) هسـتند، البتـه، نقـش گـوه گوشـتهای واقـع بـر روی ورقـه اقیانوسـی فرورونده را که تا حدودی متاسوماتیسم شده، نیز نباید نادیده گرفت. با توجه به تاریخچه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه، ورقه اقیانوسی نئوتتیس و پوسته قارهای ایران مرکزی در این تغییر و تحولات درگیر بودهاند. بررسی وضعیت گسل های موجود در منطقهٔ مورد مطالعه نشان میدهد که گسل قم - زفره و شاخههای فرعی آن، مانند: گسل ماربین- رنگان، در فراهم کردن فضای مناسب برای صعود و جایگیری تودهٔ نفوذی ظفرقند (گوانجی، ۱۳۸۹) و تودههای نفوذی همجوار، همانند: نطنز، وش و قهرود نقش بارزی ایفا نمودهاند.

#### نتيجهگيرى

توده گرانیتوییدی ظفرقند، واقع در جنوب شرق اردستان، دارای طیف ترکیبی گابرو تا گرانیت است. علی رغم طیف ترکیبی به ظاهر پیوسته سنگ های سازنده این توده نفوذی، با توجه به مشاهدات صحرایی، پتروگرافی و رفتار ژئوشیمیایی سنگ های سازنده آن، توده گرانیتوییدی مورد نظر، یک فرایند جایگیری و تشکیل پنج مرحلهای را پشت سر گذاشته است که عبارتند از: (۱) تشکیل و جایگیری دایک های نسل اول؛ (۲) تفریق ماگمایی از گابرو تا کوارتزدیوریت؛ (۳) تفریق از گرانودیوریت تا گرانیت؛ (۴) تشکیل و جایگیری دایک های سین پلوتونیک یا دایک های نسل دوم، و (۵) می توان گفت که توده گرانیتوییدی ظفرقند حاصل فعالیتهای ماگمایی مرتبط با فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قارهای ایران مرکزی است. ماگمای سازنده این توده از ذوب ورقه فرورانده شده اقیانوسی نئوتتیس (و رسوبات همراه) که تا حد رخساره آمفیبولیت دگرگون شدهاند، حاصل شده است. جایگزینی تودههای آذرین مافیک – حد واسط در قاعده پوسته قارهای با ذوب آن و تشکیل مذابهای فلسیک و اختلاط ماگمایی همراه بوده است. رگچه. شواهد صحرایی، ژئوشیمیایی و پتروگرافی حاکی از عملکرد و مشارکت فرایندهای تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی و آلایش پوستهای در طی تشکیل و تحول توده گرانیتوییدی ظفرقند هستند. این توده گرانیتوییدی از نوع I است و دارای ماهیت کالکآلکالن و متاآلومین است. با توجه به نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی، توده گرانیتوییدی مذکور از نوع VAG و CAG بوده، در یک محیط حاشیه فعال قارهای جای گرفته است. با توجه به شواهد صحرایی و موقعیت زمینشناسی منطقه،

#### منابع

- امامی، م. ه.، خلعتبریجعفری. م. و وثوقیعابدینی، م. (۱۳۷۱) پلوتونیسم ترشیری منطقه اردستان (ایران مرکزی). فصلنامـه علـوم زمین ۴: ۲-۱۴.
- امینی، ب. و امینیچهرق، م. ر. (۱۳۸۲) نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰: ۱ کجان، ورقه ۶۵۵۵ انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- بهرامیان، ص. (۱۳۸۶) مطالعه پترولوژیکی و ژئوشیمیایی توده نفوذی بغم، شمال شرق اصفهان. پایان نامه کار شناسی ار شد، دانشکده علوم طبیعی، گروه زمین شناسی، دانشگاه تبریز، آذربایجان شرقی، ایران.
- جبّاری. ع.، قربانی، م.، کوپکه، ی.، ترابی، ق. و شیردشتزاده، ن. (۱۳۸۹) پتروگرافی و شیمی کانی های دایک های غرب برونی (جنوب غرب اردستان، ایران): شواهدی از اختلاط ماگمایی. مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان ۱(۲): ۱۷–۳۰.
- خلعتبری جعفری. م. (۱۳۷۱) پلوتونیسم ترشیری منطقه اردستان. پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.
- خلعتبریجعفری. م. و علاییمهابادی، س. (۱۳۷۷) نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰: ۱ نطنز. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- رادفر، ج. (۱۳۷۶) نقشه زمینشناسی ۱۰۰۰۰۰: ۱ اردستان. انتشارات سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- صادقیان، م. (۱۳۸۳) پترولوژی، ژئوشیمی، متالوژنی و مکانیسم جایگزینی تودههای گرانیتوییدی زاهدان. پایاننامـه دکتـری، گـروه زمینشناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران.
- قفاری، م. (۱۳۸۹) پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوییدی جنوب ظفرقند (اردستان). پایاننامـه کارشناسـیارشـد، دانشـکده علـوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، سمنان، ایران.
- گوانجی، ن. (۱۳۸۹) بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوییدی جنوب ظفرقند (اردستان) به وسیله روش AMS. پایاننامه کارشناسیارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، سمنان، ایران.

- لطیفی، ر. (۱۳۷۹) بررسی زمینشناسی و پترولوژی و ژئوشیمی توده های نفوذی جنوب و شمال غرب ظفرقند. پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.
- محمدی. س. (۱۳۷۴) بررسی ولکانیسم ترشیری منطقه اردستان (ایران مرکزی). پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشکده علـومزمـین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.
- نصر اصفهانی، ع. و وهابیمقدم، ب. (۱۳۸۹) موقعیت تکتونیکی و ماگمایی رخنمونهای فلسیک الیگوسن در جنوب اردستان (شمال شرق اصفهان). مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان ۱(۲): ۹۵– ۱۰۸.
- هنرمند، م.، مؤید، م.، جهانگیری، ا. و بهادران، ن. (۱۳۸۹) بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی مجموعه نفوذی نطنز شمال اصفهان. مجله یترولوژی ۱(۳): ۶۵– ۸۸.

یگانهفر، ه.، و قربانی، م. ر. (۱۳۸۹) ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای بازیک جنوب اردستان. بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

- 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.
- Altherr, R., Hall, A., Henger, E., Langer Kreuzer, H. (2002) High potassium, calc-alkaline I-type plutonism the Euro peanvariscides Northern Vosges (France) and Northern Schwarzwald (Germany). Lithos 50: 51-73.
- Amidi, S. M. (1975) Contribution a l étude stratigraphique, pétrologique et pétrochimique des roches magmatiques de la région Natanz-Nain-Surk (Iran Central). These université scientifique et médicale de Grenoble, France.
- Asrat, A., Gleizes, G., Barbey, P. and Ayalew, D. (2003) Magma emplacement and mafic–felsic magma hybridization: structural evidence from the Pan-African Negash pluton, Northern Ethiopia. Journal of Structural Geology 25: 1451-1469.
- Barbarin, B. (2005) Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. Lithos 80: 155–177.
- Brenan, J. M., Shaw, H. F., Reyerson, F. J. and Phinney, D. L. (1995) Mineral-aqueous Fluid partitioning of trace elements at 900 c and 2 Gpa: Constraints on the rare element chemistry of mantle and deep crustal fluids. Geochimica et Cosmochimica Acta 59: 3331-3350.
- Chappell, B. W. (1999) Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractional haplogranites. Lithos 46: 535 551.
- Chappell, B. W. and White. A. J. R. (2001) Two contrasting granite types, 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences 48: 489-499.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. and Marchal, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses its relationship and current nomenclature. Chemical Geology 29: 183-210.
- Debon, F. and Le Fort, P. (1983) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences 73: 135 -149.

- Dokukina, K. A., Konilov, T. V. and, Vladimirov, V.G. (2010) Interaction between mafic and felsic magmas in subvolcanic environment (Tastau igneous complex, eastern Kazakhstan). Russian Geology and Geophysics 51: 625–643.
- Foley, S. F., Barth, M. G. and Jenner, G. A. (2000) Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. Geochimica and Cosmochimica Acta 64: 933-938.
- Gorton, M. P. and Schanadel, E. S. (2000) From continetal to island arc: a geochemichal index of tectonic setting for arc related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks. Canadian Mineralogist 38: 1065-1073.
- Haapala, I., Frindt, S. and Kandara, J. (2007) Cretaceous Gross Spitzkoppe and Klein Spitzkoppe stocks in Namibia: Topaz-bearing A-type granites related to continental rifting and mantle plume. Lithos 97: 174-192.
- Hamer, R. E. (2006) The mathematics of geochronometry: Equations for use in regression calculations. National Physical Research Laboratory, Geochronology Division C. S. I. R., South Africa.
- Harker, A. (1909) The natural history of igneous rocks. Methuen and Co., London.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: M. P., Coward and A. C., Reis (Eds): Collision tectonics. Geological Society of London, Special Publication 19: 67-81.
- Kocak. K., Isik F., Arslan M., Zedef, V. (2005) Petrological and source region characteristics of ophiolitic hornblende gabbros from the Aksaray and Kayseri regions, Central Anatolian crystalline complex. Turkey 25: 883-891.
- Koglin, N., Kostopoulos. D. and Reischmann, T. (2009) Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of the Samothraki mafic suite, NE Greece: Trace-element, isotopic and zircon age constraints. Tectonophysics 473(1-2): 53-68.
- Maniar, P. D. and Picooli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. Geolgical Socety of America Bulletin 101: 635-643.
- Middlemost, E. A. K. (1985) Magmas and magmatic roks. An introduction to igneous petrology. Longman Group, U. K.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in The magma/igneous rock System. Earth-Sciences Reviews 37: 215–224.
- 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 boundrary. Journal of Geothermal and Volcanological Research 131: 295-306.
- Paterson, S. R., Pignotta, G. S. and Vernon, R. H. (2004) The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations, Journal of Structural Geology 26: 1465-1481.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25: 956-983.
- Pearce, J. A., Kempton, P. D., Nowell, G. M. and Noble, S. R. (1999) Hf-Nd elements and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in western Pacific arcbasin systems. Journal of Petrology 40: 1579-1611.

- Peccerillo R. and Taylor S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 58: 63-81.
- Pitcher, W. S. (1983) Granite type and tectonic environment. In: K. J. Hsu (Ed.): Mountain Building Processes. Academic Press, London, U. K.
- Pitcher, W. S. (1993) The nature and origin of granite. Chapman Hall.

T

- Pons, J., Barbey, P., Nachit, H. and Burg., J. P. (2006) Development of igneous layering during growth of pluton: The Tarc ouate Laccolith (Morocco). Tectonophysics 413: 271–286.
- Price. R., Spandler, C., Arculu, R. and Reay, A. (2011) The Longwood Igneous Complex, Southland, New Zealand: A Permo-Jurassic, intra-oceanic, subduction-related, I-type batholithic complex, Lithos 126: 1–21.
- Radfar, J., Alaee-Mahabadi, S., Emami, M.H. (1993). Geological map of Kashan, scale 1:100000,. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, Copublished in USA with John Wiley and Sons Inc, New York, U. S.
- Shand, S. J. (1943) Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to depsits. Thomas Murby and Co., London, U. K.
- Stalder, R., Foley, S. F., Brey, G. P. and Horn, L. (1998) Mineral aqueos fluid partitioning of trace elements at 900-1200 c and 3-5.7 Gpa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. Geochimica et Cosmochimica Acta 62: 1781-1801.
- Sun, S. S., and Mc Donough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: A.D., Saunders and M. J., Norry (Eds): Magmatism in ocean basins. Geological Society of London, U. K. Special Publication 42: 313-345.
- Whalen, J. B. and Currie, K. L. B. W. (1987) A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contibutions to Mineralogy and Petrology 95: 407-419.
- Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Unwin Hyman Ltd., London, U. K.
- Zahedi, M. and Amidi, S. M. (1975) 1:250000 geological map of Kashan. Geological Surevy of Iran, Tehran, Iran.

# The petrogenesis of Zafarghand granitoid pluton (SE of Ardestan)

#### Mahmoud Sadeghian \* and Mahboobeh Ghaffary

Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahrood University of Technology, Shahroud, Iran

#### Abstract

The Zafarghand granitoid pluton ranging in composition from gabbro to tonalite and age of early-middle Miocene crops out about 35 km of southeast Ardestan. The pluton has intruded into the Eocene volcanic and volcanosedimentary rocks of Orumieh-Dokhtar structural zone. The pre, syn and post-plutonic dikes with mostly andesitic composition are associated with this pluton. The presence of abundant microgranular enclaves and interrupted syn-plutonic dikes are remarkable evidences of magma mixing in Zafarghand granitoid pluton. Based on the geochemical characteristics, there is a limited gap between mafic-intermediate and felsic rocks which may be the result of differences in their source rock regions. Enrichment in both LILE and Pb are indication of crustal contamination. Considering the typical negative anomaly of Ti and Nb, it can be said that this pluton is originated and produced in a volcanic arc of an active continental margin. Based on the discrimination diagrams of tectonic setting, the Zafrghand pluton can be classified as I-type, volcanic arc and continental arc granitoids (VAG and CAG). The melting of subducted Neothytian oceanic slab, it's overlay metasomatized mantle wedge and partly continental lower crust as well as fractional crystallization of generated magma, led to the formation of the studied pluton.

Key words: Petrogenesis, Syn-plutonic dikes, Magma mixing, Crustal contamination, Neothytian oceanic slab