پترولوژی، ژئوشیمی و شیمیکانی توده نفوذی شمال کوه شاهپسند (استان مرکزی)

ناهید ناصری، رضا زارعی سهامیه^{*}، محمدرضا امامی میبدی، احمد احمدی خلجی دانشگاه لرستان، دانشکدهٔ علوم پایه، گروه زمینشناسی _{دریافت ۹۶/۰۴/}۲۰ پذیرش ۹۷/۰۳/۲۷

چکیدہ

تودهٔ نفوذی شمال کوه شاه پسند، به سن ائوسن پسین- الیگوسن در شمال غرب ساوه واقع شده است. ترکیب شیمیایی سنگهای نفوذی شمال کوه شاهپسند نشاندهندهٔ ترکیب متنوعی ازسنگهای گابرو دیوریت، دیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت وگرانیت است. سنگهای ذکر شده دارای بافت گرانولار، اینتر گرانولار، پورفیروئیدی و پوئیکلیتیک هستند. پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، فلدسپارپتاسیم و کوارتز از جمله کانیهای اصلی و کانیهای فرعی شامل زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانیهای کدر میباشند. تودهٔ نفوذی بررسی شده با تودهٔ نفوذی سیلیجرد واقع در شمال غرب ساوه بەلحاظ ژئوشیمیایی، جایگاه تکتونیکی و منشأ مقایسه شده است. نمودارهای عنکبوتی، غنیشدگی اندکی از LREE نسبت به HREE و نیز بالا بودن مختصری عناصر ناسازگار LIL نسبت به عناصر سازگار HFS را نشان میدهد. ناهنجاری منفی P ·Ti ·Nb بیان گر وابستگی این تودهها به مناطق فرورانش است. دادههای ژئوشیمیایی سنگ کل این توده پیشنهاد میکند که ماگمای والد تشکیلدهندهٔ سنگهای نفوذی بررسی شده احتمالاً ناشی از تفریق بلوری ماگمای بازالتی در مخازن ماگمایی است که آلایش اندکی با پوسته قارهای بهدست آمده است. تجزیهٔ نقطهای انجام شده روی کانی های پلاژیوکلاز، بیوتیت و پیروکسن مربوط به نمونههای سنگهای گرانودیوریتی و گابرودیوریتی توده نفوذی شمال کوه شاهپسند نشان میدهد که ترکیب پلاژیوکلاز درنمونههای گرانودیوریتی از الیگوکلاز تا آندزین و در نمونههای گابرودیوریتی از آندزین تا بیتونیت متغیر است. تجزیهٔ نقطهای انجام شده بر روی کانی پیروکسن بیان گر وجود دو نوع پیروکسن (ارتوپیروکسن با ترکیب هیپرستن و کلینوپیروکسن با ترکیب اوژیت-دیوپسید) در نمونههای گابرودیوریتی است، در حالىكه نمونههاى گرانوديوريتى فاقد ارتوپيروكسن است و فقط كلينوپيروكسن با تركيب اوژيت-ديوپسيد قابل مشاهده است. بر اساس نتایج زمین-دما فشارسنجی، دمای تعادل پیروکسنها در زمان جایگزینی تودهٔ نفوذی حدود ۸۰۰ تا ۹۷۰ درجهٔ سانتی گراد و فشار جای گزینی حدود ۷ تا ۸ کیلوبار تخمین زده می شود.

واژەھاي كليدى: ژئوشيمى، شيمىكانى، زمين - دمافشارسنجى، كوه شاەپسند، ائوسن پسين - اليگوسن، ساوه.

مقدمه

تودهٔ نفوذی شمال کوه شاهپسند در ۳۵کیلومتری شمال غرب ساوه در استان مرکزی بین طولهای جغرافیایی ۸۰ ۵۰[°] تا [/]۲۰ [°]۵۰ خاوری و عرضهای جغرافیایی [']۸۰ ^{°۳}۵ تا ^۳۱ ^{°۳}۵ شمالی قرار دارد. تودهٔ نفوذی سیلیجرد به فاصلهٔ ۱۵ کیلومتری از ایـن توده قرارگرفته است و هـر دو متعلق بـه کمان ماگمایی ارومیه ـدختر هستند کـه در سنگهای

*نویسنده مسئول Zareisah@yahoo.com

آتشفشانی- رسوبی ائوسن جای گزین شدهاند. این تودهها رخنمونهای مستقل کوچکی را تشکیل میدهند. در خصوص ماگماتیسم این منطقه نظرات متفاوتی وجود دارد، عدهای از محققان [۱]، [۲]، [۳] ماگماتیسم موجود در این ناحیه را در ارتباط با ریفتهای درون قارهای میدانند. در حالی که محققان دیگری از جمله [۴]، [۵]، [۶]، [۶] علت ماگماتیسم موجود در این منطقه را فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی ذکر کردهاند. در گذشته، [۸]، [۹]، [۱۰] پژوهشهایی پیرامون سنگهای آتشفشانی و نفوذی در بخشهایی از شمال غرب ساوه انجام دادهاند. در این پژوهش سعی شده تا با بهره گیری از دادههای صحرایی و ژئوشیمیایی تودهٔ نفوذی شمال کوه شاه پسند با تودهٔ نفوذی سیلیجرد مقایسه شود. هدف از این مقایسه بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی و جای گاه تکتونیکی این تودهها بهمنظور پی بردن به منشأ واحد یا متفاوت آنها است. همچنین در این پژوهش ازدادههای شیمیایی کانیهای اصلی سنگهای گابرودیوریتی وگرانودیوریتی بهمنظور آگاهی بیشتر از چگونگی سنگزایی و محیط تکتونوماگمایی این تودهها استفاده

زمین شناسی منطقه

تودهٔ نفوذی شمال کوه شاهپسند بر اساس نقشهٔ زمینشناسی ۱۰۰۰۰۰۰ ساوه [۱۱] در شمال غرب ساوه واقع شده است (شکل ۱). تمام رخنمونهای سنگی منطقه مربوط به واحدهای آتشفشانی با سن ائوسن بالایی ومیانی است و سنگهای قدیمتر در منطقهٔ بررسی شده رویت نشده است. سنگهای آذرین درونی مانند گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزدیوریت، کوارتزمونزونیت و گابرودیوریت هستند که بعضاً بهصورت دایک و آپلیت رخنمون پیداکردهاند و دارای سن ائوسن پسین – الیگوسن هستند. در اواخر کرتاسه تحت تأثیر جنبشهای فشارشی فاز لارامید، دریا پسروی کرده بهطوری که در پالئوسن هیچ گونه رسوب دریایی درمنطقه تشکیل نشده است. بهدنبال این فاز در طول پالئوژن فعالیت ماگمایی شدیدی بر منطقه حکمفرما بوده است و تنها در لوتسین تا باروتونین، فرو افتادگی (گرابن) رخ داده است. واحدهای رسوبی نئوژن و کواترنری نیز در منطقه گسترش چشم گیری دارند [۹]. جدیدترین بررسیهای سنسنجی واحدهای رسوبی نئوژن و کواترنری نیز در منطقه گسترش چشم گیری دارند [۹]. جدیدترین بررسیهای سنسنجی حاصل کار رضایی کهخایی [۱۰] است که روی نفوذیهای شمال غرب ساوه انجام شده است. بر این اساس سن روش R-Ar میلیون سال کوه شاه سند با روش طاب (۱۳ ± ۲۹/۲) میلیون سال و مجموعه پلوتونیک روش K-Ar برای تودههای نفوذی سال می رسد. البته پیش از این کایا و همکاران [۳] با استفاده ازسنسنجی ایزوتوپی به کردهاند. به کار گیری سنسنجی بهروش RD-Sr (قاسمی و همکاران [۱۲]) سنی حدود ۵۰ میلیون سال (ائوسن آغازی) برای تودههای نفوذی ساوه نشان می دهدکه باماگماتیسم سراسری ائوس ایران مرکزی مطابقت دارد.

روش پژوهش

پس از بررسی سنگنگاری از ۴۰ نمونه برداشت شده، تعداد ۱۰ نمونه با کمترین میزان دگرسانی انتخاب شد و سپس بهمنظور تجزیهٔ شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب بهروش ICP-MS، به آزمایشگاه LabWest استرالیا فرستاده شد (جدول ۱). دادههای بهدست آمده با نرم افزارهای CorelDraw ،Minpet ،Excel ،GCDKIT پردازش شدند.



شکل۱. نقشهٔ ساده شدهٔ زمینشناسی شمال کوه شاه پسند با اندکی تغییرات (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰ ساوه [۱۱]) محلهای نمونه برداری روی نقشه با علامت ستاره نشان داده شده است.

علاوه بر آن دو مقطع نازک صیقلی از سنگهای گرانودیوریتی و گابرودیوریتی برای انجام تجزیه ریزپردازش الکترونی تهیه و به مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران فرستاده شد. تجزیه با دستگاه تجزیهٔ نقطهای مدل SX100، ساخت شرکت Cameca فرانسه در شرایط (ولتاژ) ۱۵ keV و شدت جریان ۲۰ nA انجام شد در این تجزیهها در کل تعداد ۳۹ نقطه از کانیهای بیوتیت، پلاژیوکلاز و پیروکسن تجزیهٔ میکروپروب (EPMA) شدند که در اینجا نتایج حاصل از آنها ارائه شدهاند (جدول ۲، ۳ و ۴). علوم زمين خوارزمي

Element	Kh4	Kh5	Kh10	Kh 15	Kh 32	Kh33	Kh62	Kh68	Kh8	Kh71
Sample		Granodior	ite	Monzonite	Diori	te	Qtzmonzonite	Gabbro	diorite	Granite
Wt%										
SiO ₂	84/14	87/29	88/80	57/88	22/XV	۵۵/۴۹	۶٠/۵٩	54/94	57/72	۷۳/۴۵
Al_2O_3	16/4	10/97	18/99	19/79	17/04	12/01	10/98	18/0	18/+8	14/•8
TiO ₂	•/۶۴	•/۶٩	•/ ٨٩	1/14	•/٧۵	•/٧	•/٧	1/18	•/**	•/٣٩
FeO _{Total}	4/80	4/44	•/&٧	٧/١٣	8/52	6/98	4/21	۷/۴۶	V/1V	•/٧۶
MgO	2/26	4/48	•/۶	۴/۱۷	۳/۸	۳/۷۷	۳/۷۱	4/24	4/90	•/۶٩
MnO	+/10	•/1۵	•/•٣	•/1٧	+/80	•/14	٠/١٩	•/79	•/24	•/•۴
CaO	4/98	4/98	4/44	۳/۹۸	٧/١۶	۷/۴۶	۲/۷۴	۸/۳۷	۸/۴۹	۳/۰۷
Na ₂ O	۳/۳	۳/۳۷	8/51	۳/۸۹	4/14	4/49	۲/۲	۳/۶۹	۳/۳۵	8/84
K ₂ O	۲/۰۷	۲/۱۳	•/98	۲/۹۲	1/40	1/11	۶/۶۵	•/٩٩	1/11	۰/۵۹
P_2O_5	•/18	٠/١٩	•/•٣	۰/۳	•/1٧	+/1V	+/31	•/1٣	•/14	•/•۶
BaO	•/•٧	•/•٩	•/•1	•/٣۶	•/•٨	۰/۰۹	۰/۳۶	•/•٩	•/•٨	•/•٣
SO ₃	•/•٨	•/44	•	•/٩٩	•/٩٨	•/٩٧	•/ ٨٩	•/٩٨	•/٩٩	٠/٠٩
LOI	2/62	2/28	1/22	4/89	۲/۳۱	۲/۰۸	١/٨٩	4/11	۱/۹۹	۱/۴۷
Total	1	1++/+۲	1/.1	१९/•٧	1/.۲	૧૧/૧١	1/.1	१९/९४	99/41	1++/+۵
ppm										
Cs	۳/۴	۳/۳	۱/۴	۱/۳	1/0	۰/٣	۱/۸	•/٣	۲	۰/٣
Rb	۷۴/۳	<i>۶۶</i> /٩	19/8	۵۸/۳	22/2	۱۷/۳	۱۸۱	۱۸/۳	۲۸/۸	16
Ba	810	१ .٩	1.7	586	۳۹۸	180	871.	1	222	180
Sr	***	۳۹۱	۳۸۰	794	401	306	111	TIV	4.1	200
Pb	١٢	17/8	۳/۳	A/Y	₹/۶	٧/٣	14/4	۹/۴	17/7	۲
Th	5/82	6/94	4/54	4/•4	2/42	1/17	۵/۸۶	•/٣٧	۱/۳	٧/4٣
U	۱/۲۸	1/42	•/88	1/18	•/٩٨	•/٧۴	1/84	•/18	•/40	•/ ٩٩
Zr	۵	۴	۱۷	١٣٢	۶	۶	۱۰۷	۲۳	^	^
Hf	•/ 29	۰/۳۳	•/ ۸ ۵	37/22	+/77	•/ ٣٨	۲/۷۳	•/97	۰/۳۸	•/49
Ti	362.	4.0.	4420	۵۸۹۰	477.	۳۹۹۰	***	४४९२	49	1980
Та	•/44	۰/۴۵	•/47	۰/۵	•/89	+/77	۰/۷۵	•/1٧	•/1٨	•/۵۵
Y	22/2	۳1/۹	24/2	26/2	14/8	٩	18/4	۱۰/۹	18	43
Nb	۸/۱	٧/٩	۶/۷	۹/۱	۴/۸	۴/۲	۱۳/۴	۳/۵	۴	٩
Sc	۱۷	۱۷	۱۸	74	۱۹	١٢	۱۷	۱۸	۳۱	11
Cr	۴	۶	۵	٩	~	۱۰	117	۶	۶	۴
Ni	۴	۴	۲ >	11	~	^	۵۰	۶	v	۲
Co	14/2	10/8	۲/۴	24/1	26/2	۱٩/٢	16/9	21/8	2018	٠/٩
v	11.	١٣٣	۵۶	711	220	۲۱۰	180	312	262	۱۲
W	١	١	•/1	•/۶	۱/٣	۰/۵	۱/۳	٠/٣	•/۶	٠/٢
Ga	18/4	18/0	۱۹/۸	۱۸/۹	۱۷/۹	17/4	18/4	۱۷/۴	14/2	16/5
Р	۷۳۴	A & A	۸۵	1880	۷۵۹	۷۳۶	11	۵۹۷	888	799
Zn	۶٩/٨	٧۴/۵	18/4	114	٩٧/٧	۵۰/۲	۸۱/۴	٨٠/۶	94/4	43/0
Cu	81/1	58/1	٣/٢	129/0	24/8	20/2	٣/٧	۱۰/۸	17/8	۲/٣
La	۱۸/۹	18/8	16/8	19	۱۰	8/88	۱۸/۳	٣/۴	۱۰/۸	۲۰/۶
Ce	36/3	30/9	۴۳/۷	۳۷/۹	۲۰/۲	10/1	۳۸/۶	9/29	۲۰/۶	4018
Pr	۴/۴	4/48	8/01	4/84	2/04	1/24	۴/۴	1/10	2/21	۵/۸۳
Nd	14/1	14/1	26	۲۰/۵	۱۰/۸	٧/٣٩	17/1	۵/۵۸	11/8	24/2
Sm	4/22	4/29	۵/۵۵	4/97	2/88	1/22	37/84	1/01	۳/۰۲	۶/۳۸
Eu	۱/۰۷	۱/۰۸	1/04	۱/۲۸	•/٧٧	+/61	١/١	•/44	•/94	١/٣٣
Gd	4/+1	4/+4	4/21	4/01	2/40	1/54	۳/۸۶	1/44	۲/۸	۵/۷۶
ТЬ	•/٧٢	•/٧٢	٠/٩٣	•/ ۸ ۸	•/49	٠/٣	+/۵۳	•/٣۴	•/ ۵٧	1/88
Dy	۴/۳۳	4/41	5/24	۵/۳۸	2/21	1/41	۳/۱۵	۲/۱۱	37/42	٧/٨١
Ho	٠/٩١	٠/٩١	۱/۱۹	1/11	•/۵٨	•/٣٨	۰/۶۵	•/48	•/٧٣	1/88
Er	2/88	۲/۶۳	3/08	٣/٣٣	1/84	۱/۰۷	1/**	1/371	۲/۱۸	4/99
Tm	٠/٣٩	۰/۳۸	•/۵۲	•/۴۶	•/24	+/10	+/TV	٠/١٩	•/ ٣٢	•/٧١
Yb	2/49	۲/۴	8/18	۲/۸۶	1/49	٠/٩	1/78	1/1	1/90	4/44
Lu	•/٣۶	۰/۳۵	•/4٣	•/47	•/ ٣٣	٠/١٣	+/74	•/10	٠/٢٩	•/۶۱
K2O/Na2O	•/88	•/88	•/1	•/٧٧	•/44	•/**	٣/٠٢	•/ ٣٧	٠/٣١	٠/٠٩
Eu/Eu*	•/٧٩	•/٧٩	•/98	•/ ٨ ٢	•/91	•/94	٠/٩	•/94	•/٩٩	•/88
(La/Yb)N	۵/۰۷	6/84	37/34	4/44	4/48	4180	۶/۹۵	٣/٧	۲/۰۶	٣/١
(Ce/Yb)N	٣/٧	٣/٨	8/08	۳/۳۷	٣/۴۴	4/49	\$/\$Y	۲/۱۴	T/8A	۲/۶۱

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی) و عناصر کمیاب (برحسب قسمت در میلیون) سنگهای نفوذی شمال کوه شاه پسند به روش ICP-MS

Sample		Granodiori	te (kh5)			Gabbrodiorite (kh8)							
Point	۴	۵	۶	11	١٢	۳۳	۳۴	۳۵	۳۹	۴.	۴۱		
SiO ₂	۳۸/۶۸	۳۸/۵۱	۳۷/۲۹	۳۷/۰۵	۳۷/۷۱	۳۷/۱۱	۳۷/۴۹	۳۷/۱۱	۳۸/۲۹	۳۸/۱۶	۳۷/۹۵		
TiO ₂	۴/۷۵	۴/۸۳	۴/۷۹	۴/۹۱	۴/۸۹	۵/۴۴	۵/۳۹	۵/۳۴	۵/۱۲	۵/۱۴	۴/۹۸		
Al ₂ O ₃	15/26	۱۳/۱۶	14/22	۱۳/۲۳	۱۳/۳۹	۱۳/۴۱	۱۳/۷۴	13/36	17/87	13/13	١٣/١٩		
FeO	14/28	14/15	۱۷/۵۹	۱۸/۴۵	۱۸/۵۹	۱۴/۸۳	14/42	14/72	14/47	14/01	14/57		
MnO	•	۰/۲۴	۰/۲۷	۰/٣	۰/۲۴	•/١١	٠/١	٠/١	٠/١٣	۰/۱۵	٠/١٢		
MgO	11/29	११/९९	۱۱/۲۹))/Y)	۱۱/۶	10/84	۱۵/۸۹	۱۵/۵۵	۱۵/۶۷	۱۵/۸۲	۱۵/۵۸		
CaO	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۲۳	۰/۰۲	•/•٨	۰/۰۲	٠/٠١	۰/۰۲	۰/۰۳	•	•/•)		
Na ₂ O	٠/١٢	٠/٢٨	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۱۸	٠/٢۴	٠ /٢	۰/۲۶	٠/٢	۰/۱۸	•		
K ₂ O	1./.4	1./14	۱۰/۱۲	۱۰/۲	۱۰/۱۴	۱۰/۳۲	۱۰/۲۸	1./14	۱۰/۱۶	۲/ ۱۰	۱۰/۳۱		
Total	۹۵/۴۵	٩۶/۲٩	۹۶/۵۶	٩۶/٠٨	۹۶/۸۲	۹۷/۱۴	۹۷/۸۲	٩۶/۶٨	٩۶/٧٣	۹۷/۳	٩۶/۶۵		
				Nur	nber of cat	ions on the	basis of Th	oxygens					
Si	۵/۷۲	۵/۶۶	۵/۵۲	۵/۵۵	۵/۵۸	۵/۴۱	۵/۴۰	۵/۴۳	۵/۵۵	۵/۵۰	۵/۵۱		
Ti	• /۵٣	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۵۵	۰/۵۴	• /8 •	۰/۵۸	۰/۵۹	۰/۵۶	۰/۵۶	۰/۵۴		
Al ^{IV}	۲/۲۸	۲/۲۸	۲/۴۸	۳۳۴	۲/۳۳	۲/۳۰	۲/۳۳	۲/۳۰	۲/۱۶	۳۲/۲	۲/۲۶		
Al ^{VI}	۰/۰۲	•/••	•/••	•/• •	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/• •		
Fe ²⁺	۲/۱۴	۲/۱۰	۲/۱۸	۲/۳۱	۲/۳۰	۱/۸۱	۱/۷۷	١/٨١	۱/۷۵	۱/۷۵	۱/۲۶		
Mn	•/••	۰/۰۳	• / • ٣	•/•۴	• / • ٣	۰/۰ ۱	٠/٠١	۰/۰ ۱	۰/۰۲	۰/۰۲	•/•)		
Mg	۲/۴۹	۲/۶۳	۲/۶۰	۲/۶۱	۲/۵۶	٣/۴٠	۳/۴۱	٣/٣٩	۳/۳۹	۳/۴۰	٣/٣٧		
Ca	۰/۰ ۱	•/••	•/•۴	•/• •	•/• ١	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/• •		
Na	۰/۰۳	•/•٨	• / • Y	•/•۶	۰/۰۵	• / • Y	۰/۰۶	•/•Y	۰/۰۶	۰/۰۵	•/• •		
К	١/٨٩	۱/۹۰	۱/۹۱	۱/۹۵	۱/۹۱	۱/۹۲	١/٨٩	۱/۸۹	۱/۸۸	۱/۸۸	۱/۹۱		
Cations	10/11	۱۵/۲۱	۱۵/۳۶	۱۵/۴۱	۱۵/۳۲	۱۵/۵۲	10/47	۱۵/۵۰	۱۵/۳۶	۱۵/۳۸	۱۵/۳۸		
Fe/(Fe+Mg)	•/۴۶	•/44	۰/۴۶	٠/۴٧	٠/۴٧	۰/۳۵	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۳۴	۰/۳۴	•/٣۴		
Mg/(Fe+Mg)	۰/۵۴	۰/۵۶	۰/۵۴	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۶۵	• /88	۰/۶۵	•/88	•/89	• 88		

جدول ۲. نتایج تجزیهٔ نقطهای مربوط به کانی بیوتیت در نمونههای گرانودیوریتی (Kh۵)و گابرودیوریتی (Kh۸) (برحسب درصد وزنی) و مقادیر کاتیونی محاسبه شده بر پایه ۲۲ اکسیژن هستند

جدول **۳. نتایج تجزیهٔ نقطهای مربوط به کانی پلاژیوکلاز در نمونههای گرانودیوریتی (Kh۵) و گابرودیوریتی (Kh۸)**

(برحسب درصد وزنی) و مقادیر کاتیونی محاسبه شده بر پایه ۸ اکسیژن هستند

Sample		Granodiori	ite (kh5)							
Point	٧	٨	18	١٧	١٨	77	۲۳	74	۲۵	79
SiO_2	۵۲/۸۱	۵۷/۳۵	۶١/٣٣	۶۰/۱۱	۶۰/۹۴	۵۸/۶۸	۴۸/۵۱	۵۷/۲۹	۵۰/۴۱	۵۷/۳۵
TiO ₂	•/\Y	1/44	۰/۰۲	۰/۰ ۱	•/•٣	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	• / • ٣
Al ₂ O ₃	W1/29	۲۶/۸۲	24/22	۲۵/۱	24/81	78/74	۳۲/۱۶	۲۷/۲۳	31/29	۲۶/۸۲
FeO	•/•٨	٠/۴٧	•/\٨	۰/۱۷	۰/۱۵	٠/٢٨	۰ /٣	۰ /۳ ۱	٠/٣۴	٠/٢٩
MnO	۰/۶۵	•/۵V	۰/۰ ۱	•	•	•	۰/۰ ۱	•	•	۰/۰۱
MgO	•/۶A	• /YA	۰/۰۲	۰/۰ ۱	•/•۶	۰/۰ ۱	•	۰/۰۱	•	•/•۴
CaO	۵/۲۸	۴ ۰ /۵	۶/۷۴	۷/۱۳	۶/۷۲	٨/٢٧	۱۶/۶۸	۹/۲۳	۱۵/۵۴	٩/۵٣
Na ₂ O	٨/١	٧/٢	۲/۲۴	۷/۱۱	٧/٩٢	۶/۸۳	۲/۳۹	۶/۳۷	۵۰/۳	۶/۱۷
K ₂ O	۰/۳۹	۰/۳۶	•/۴۲	۰/۵۲	•/۴۴	۰/۵	•/•٨	۰/۳۷	۰/۱۳	•/۴۳
Total	۹۹/۴۵	۱۰۰/۰۵	۱۰۰/۵۹	۱۰۰/۲۵	۱۰۰/۸۷	۱۰۰/۸۳	۱۰۰/۱۵	۱۰۰/۸۲	۱۰۰/۷۸	۱۰۰/۶۸
				Number C	Of Cations O	On the basis				
Si	۲/۳۳	۲/۵۶	۲/۷۳	۲/۶۸	۲/۶۹	۲/۶۱	۲/۲۲	۲/۵۵	۲/۲۸	۲/۵۶
Ti	•/••	•/•۵	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••
Al	۱/۶۳	۱/۴۱	١/٢٩	۱/۳۲	١/٢٨	١/٣٧	١/٧٣	۱/۴۳	۱/۶۷	۱/۴۱
Fe ²⁺	•/••	• / • ۲	۰/۰ ۱	۰/۰ ۱	•/• ١	۰/۰ ۱	۰/۰ ۱	۰/۰۱	۰/۰ ۱	۰/۰۱
Mn	۰/۰۲	• / • ۲	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••
Mg	۰/۰۴	۰/۰۵	•/••	۰/۰ ۱	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••
Ca	۰/۲۵	۰/۲۴	۰ /۳۲	• /٣۴	۰/۳۲	• /٣٩	۰/۸۲	•/44	۰/۷۵	•/۴۶
Na	•/۶٩	۰/۶۲	۰/۶۲	۰/۶۱	•/۶٨	۰/۵۹	۰/۲۱	۰/۵۵	٠/٢٧	۰/۵۳
K	۰/۰۲	• / • ۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	•/••	۰/۰۲	۰/۰ ۱	۰/۰۲
Sum.Cat	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰
An	۲۵/۸۷	۲۷/۱۹	۳۳/۱۳	۳۴/۵۹	51/10	۳۸/۹۶	۷۹/۰۵	42/24	۷۳/۲۵	46/96
Ab	۷۱/۸۴	۷۰/۴۹	84/41	88/41	88/48	۵۸/۲۳	۲ • /۵ •	54/34	۲۶/۰۲	۵۲/۶۵
Or	۲/۲۸	۲/۳۱	۲/۴۶	۳/۰۰	۲/۴۳	۲/۸۰	۰/۴۵	۲/۰۸	۰/۷۳	۲/۴۱

جدول۴. نتایج تجزیهٔ نقطهای مربوط به کانیهای ار توپیروکسن و کلینوپیروکسن موجود در نمونه گابرودیوریتی	•
Kh) و کلینوپیروکسنهای گرانودیوریتی (Kh۵) (بر حسب درصد وزنی) و مقادیر کاتیونی محاسبه شده بر پایه ^۴	ı۸)
اكسيژن هستند	

Sample	Granodiorite (kh5)						Gabbrodiorite (kh8)											
mine ral		clinopyroz	xene				orthopyroxene				clinopyroxene							
Point	١	۲	٣	١٣	16	14	19	۲.	۲۱	۲۸	۲۷	44	۳.	۳۱	۳۲	36	۳۷	۳۸
SiO ₂	۵1/11	51/98	53/11	51/55	51/91	58/15	58/11	52/48	54/17	58/24	54/11	۵۳/۰۵	51/11	51/55	57/54	58/25	51/62	58/5
TiO ₂	1/11	•/•9	• •9	•/17	•/•1	•/18	•/11	•/•9	•/•¥	•/19	•/٣	•/11	•/11	•/٣۴	•/٢٣	•/٢٣	•/۴۴	•/17
Al ₂ O ₃	9/•V	•	•/۴1	•/97	•/۵٧	•/۵۵	•/٣9	•	•/۳۵	•/۳۲	•/٩٧	•/94	•/84	1/5٣	1/34	1/1	4/19	•/۵۲
FeO	19/49	18/88	18/89	11/19	11/54	11/+F	41/14	20/18	7./.9	1.19	٨/+۶	٧/۶٩	۸/۵۵	۱۰/۸۳	۷/۶۵	۷/۴۳	٨/٠٧	٨/٢۶
MnO	•/98	•/83	•/9٣	•/94	•/98	•/۵٨	1/19	•/٩٨	•/97	•/84	•/ft	•/f٣	•/49	•/۵۵	•/47	•/٣٩	•/۴۲	•/۴۴
MgO	11/11	18/99	17/1	13/99	18/89	18/99	22/21	26/12	26/1	26/2	10/4	16/91	14/92	10/80	10/08	10/40	14/80	10/40
CaO	11/91	21/22	21/29	11/22	4.18	20/29	•/84	•/19	•/19	1/+9	22/12	22/62	22/22	19/10	22/8	41/99	11/1	21/28
Na ₂ O	1/1F	•/19	•/11	•/٣۶	•/٣١	•/٣٢	•/•٣	•/•٢	•/۳١	•/•٣	•/89	•/٣٣	•/٣	•/۳۵	•/٣٢	•/11	•/٢٨	•/٣٣
K ₂ 0	•/¥1	•/•1	•/•1	•	•/•٢	•/•٢	•/•1	•	•	·	•	•	•/•1	•/•٣	٠	•	٠	•/•1
Total	1/89	1/44	1/98	1/49	1/۳1	1/24	1/82	1/٧٣	1/42	1++/¥1	1/84	1/84	1/8	۱/۸	1/94	1/14	1/14	1/1
					Namber (Of Cations	On the ba	sis Of 6	Oxygens									
Si	1/9٣	1/99	1/99	1/99	1/99	1/99	1/99	1/98	1/98	1/94	1/90	1/94	1/94	1/94	1/98	1/98	1/94	1/98
Ti	•/•۴	•/••	•/••	•/•1	•/••	•/•1	•/••	•/••	•/••	•/•1	•/•1	•/•1	•/•1	•/•1	•/•1	•/•1	•/•1	•/•1
T(IV)Al	•/•¥	•/••	•/•1	•/•٣	•/•1	•/•1	•/•٢	•/••	•/•٢	•/•1	•/•f	•/•٣	•/•F	•/•9	•/•9	•/•٢	•/•9	•/•٢
M1(VI)Al	•/1•	•/••	•/•1	•/••	•/•1	•/•1	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/•1	•/••	•/•٣	•/•٣	•/••
Fe ⁺³	•/••	•/•F	•/•1	•/•٨	•/•٢	•/•1	•/•9	•/•۴	•/•۵	•/•۴	• •9	•/1•	•/•٨	•/•9	•/1•	•/••	•/•٣	•/•٣
M ₁ Fe ⁺²	•/٣٣	•/٣٢	•/۳۵	•/٢۵	•/٣•	•/79	•/٣•	•/٣١	•/79	•/٢٩	•/1¥	•/1٣	•/1¥	•/٣٣	•/17	•/11	•/٢•	•/٢•
M ₂ Fe ⁺²	•/18	•/•٣	•/•٣	•/•٣	•/•F	•/•۴	•/٢٩	•/79	•/11	•/٢٨	•/•٢	•/•1	•/•1	•/•۵	•/•1	•/•٣	•/•٢	•/•٢
Mn	•/•۲	•/•٣	•/•٣	•/•٢	•/•٢	•/•٢	•/•۴	•/•٣	•/•٣	•/•٣	•/•1	•/•1	•/•۲	•/•٢	•/•1	•/•1	•/•1	•/•1
M1Mg	•/۴۴	•/9۵	•/98	•/99	•/98	•/98	•/99	•/97	•/94	•/98	•/٧٧	•/Å•	•/٧۶	•/¥•	•/¥X	•/19	•/٧٣	•/٧9
M2Mg	•/14	•/•9	•/•۵	•/•¥	•/•٨	•/•9	•/94	•/94	•/94	•/9۵	•/•٨	•/•¥	•/•9	•/1۵	•/•¥	•/1•	•/•9	•/•٩
Ca	•/47	•/84	•/88	•/89	٠/٨٣	۰/۸۳	•/•٣	•/•٣	•/•٣	•/•۴	•/84	•/88	•/٨٩	•/19	٠/٨٩	۰/۸۵	•/89	•/80
Na	•/•٨	•/•٢	•/•٢	•/•٣	•/•٢	•/•٢	•/••	•/••	•/•٢	•/••	•/•٣	•/•٢	•/•٢	•/•٣	•/•۲	•/•٢	•/•۲	•/•٢
Sum Cat.	4/**	4/**	4/**	4/**	4/**	4/**	4/**	¥/++	4/**	4/**	4/**	4/**	4/**	4/**	4/**	4/**	4/**	4/**
Xwo	1/1	ff/T	40/88	f7/Vf	ft/98	f7/9f	1/94	1/4+	1/84	4/.9	ff/T•	ff/8f	40/19	89/1F	F0/+F	f"/XT	FF/89	f8/87
XEn	F•/9V	86/08	86/86	31/22	WA/FF	89/19	90/41	99/f•	9V/11	99/VN	f7/•0	ft/VX	41/00	fr/8r	fT/+9	ff/tf	ft/f9	FT/9.
XFs	۳۰/۸۳	19/98	19/81	18/68	18/98	۱۷/۸	41/95	81/19	T1/T 9	r1/1r	17/94	11/84	18/89	17/12	11/9.	11/94	17/95	۱۳/۰۸
Fe/(Fe+Mg)	•/f٣	•/٣٣	•/٣۶	•/19	•/٣١	•/٣	•/۳۱	•/٣١	•/٣•	•/٣•	•/1٨	•/16	•/18	•/٢۵	•/14	•/11	•/11	•/11
Mg/(Fe+Mg)	•/۵٧	•/97	•/94	•/14	•/۶٩	•/¥•	•/99	•/64	•/¥•	•/¥•	•/84	•/89	•/84	•/۲۵	•/89	•/٧٩	•/٧٩	•/٧٩

پتروگرافی و ترکیب شیمی کانیها

بر اساس نتایج بهدست آمده از تحلیل مدال کانیها، ترکیب تودهٔ نفوذی در محدوده گابرودیوریت، دیوریت، مونزونیت، کوارتزمونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت قرار گرفته است (شکل۲). کانیهای اصلی تشکیلدهندهٔ این

گرانیتوئیدها شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن، کوارتز، پیروکسن، بیوتیت، آمفیبول و کانیهای فرعی شامل آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانیهای اوپک هستندکه در ادامه شرح پتروگرافی آنها ذکر شده است:



شکل۲. نمودار طبقه بندی مدال QAP اشتریکایزن [۱۳] ، سنگهای تودهٔ نفوذی شمال کوه شاهپسند در محدوده گرانیت-گرانودیوریت- مونزونیت-کوارتزمونزونیت- دیوریت وگابرودیوریت قرارمیگیرند.

گرانیت و گرانودیوریت: گرانیتها و گرانودیوریتها در نمونهٔ دستی بهرنگ روشن تا خاکستری هستند. گرانودیوریت-ها از نظر ظاهری شبیه به گرانیت است ولی دانه ریزتر و کمی تیرهتر هستند زیرا ارتوکلاز و پلاژیوکلاز کمتری دارند. اغلب دارای بافت گرانولار، پوئیکلیتیک و گاهی پورفیروئیدی هستند.کانیهای اصلی تشکیلدهندهٔ آنها شامل پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۴۵ درصد حجمی)- کوارتز (۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی)-پیروکسن (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی)-فلدسپارآلکالن (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی)- بیوتیت (۱۰ تا ۱۲ درصد حجمی) و آمفیبول (۱۰درصد حجمی) هستند. پلاژیوکلاز اصلی ترین کانی موجود در تودهٔ نفوذی شمال کوه شاه پسند بهشمار میرود و دارای حاشیهٔ واجذبی، خوردگی و منطقهبندی (شکل ۳ الف) هستند. بر اساس نتایج بررسیهای ریزپردازش الکترونی که روی این کانی انجام شده است ترکیب پلاژیوکلاز در نمونه گرانودیوریتی در گستره الیگوکلاز (An:۲۵/۸۷) در حاشیه و تا آندزین (An:۳۴/۵۹) در مرکز تغییر میکند (شکل۴ الف). در برخی نمونهها بلورهای کوچک پلاژیوکلاز در درون پلاژیوکلازهای بزرگتر قابل مشاهده است که میتواند نشانه حضور دو نسل مختلف پلاژیوکلاز در سنگهای نفوذی منطقه باشد، به گونهای که بلورهای کوچک پلاژیوکلاز مربوط به نسل اول و بلورهای درشت پلاژیوکلاز مربوط به نسل دوم هستند، که نسل دوم التراسیون، خوردگی و تحلیل فتگی بیشتری نسبت به بلورهای نسل اول دارند (شکل ۳ ب) و گاهی کانی پلاژیوکلاز دارای ادخالهای آپاتیت سوزنی و منشوریشکل هستند. میکاهای نمونههای گرانودیوریتی دارای نسبت 6.33 / Fe/(Fe+Mg) و از نوع بیوتیت هستند (شکل ۴ ب). بیوتیت در برخی موارد در امتداد رخها به کلریت تبدیل شده است. در نمونه گرانودیوریتی پیروکسنها از نوع کلینوپیروکسن هستند. بر اساس نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی ترکیب شیمیایی این پیروکسنها در محدوده دیوپسید و اوژیت قرار می گیرند (شکل ۴ پ) و در برخی موارد دارای بافت غربالی هستند. آمفیبول از نوع هورنبلند و بهصورت درشت تا ریز قابل مشاهده است. در نمونه گرانیتی نیز اغلب پلاژیوکلازها سوسوریتی شده و حضور کانیهای مافیک بسیار اندک است. کانیهای فرعی عبارتند از زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانیهای اوپک.کانیهای ثانویه شامل کلریت،سریسیت و اپیدوت..

مونزونیت و کوار تزمونزونیت: این سنگها در نمونهٔ دستی بهرنگ خاکستری روشن تا تیره دیده میشوند و بافت گرانولار دارند. پلاژیوکلاز در نمونهٔ مونزونیتی براساس زاویهٔ خاموشی از نوع آندزین تا لابرادوریت و در نمونه کوارتزمونزونیتی الیگوکلاز– آندزین است. پلاژیوکلازها در نمونهٔ مونزونیتی از نظر حجمی با فلدسپارپتاسیم سنگ برابری می کند و مقدار آنها حدود ۴۵ درصد حجمی است. فلدسپارپتاسیم آن به صورت نیمه شکل دار تا شکل دار، در اندازههای کوچک تا متوسط دیده می شوند. کوارتز حدود ۵ درصد حجمی این سنگ را تشکیل می دهد. بیوتیت نیز به مقدار اندکی در نمونه کوارتزمونزونیتی حضور دارد. اسفن، زیرکن، آپاتیت و کانیهای اوپک به صورت فرعی و کانیهای سریسیت و اپیدوت به صورت ثانویه حضور دارد.

گابرودیوریت و دیوریت: در نمونهٔ دستی این سنگها بهرنگ خاکستری تیره دیده میشوند. از بافتهایی که در این نمونهها دیده میشود بافت اینترگرانولار، بافت پوئیکلیتیک، سابافیتیک و پورفیروئیدی است. پلاژیوکلاز فراوان ترین کانی این سنگها بوده (۴۵-۵۰ درصد حجمی) و اغلب سالم و در اندازههای متفاوتند. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز این ویژگی هستند. برخی از پلورهای پلاژیوکلاز این ویژگی هستند. برخی از پلورهای پلاژیوکلاز این ویژگی هستند. برخی از پلاژیوکلازها دارای (بهعلت عدم تعادل) و منطقهبندی (شکل ۳ پ) است و برخی فاقد این ویژگی هستند. برخی از پلاژیوکلازها دارای ادخال هایی از آپاتیتهای سوزنی شکل (شکل ۳ ث) و بعضی از این کانی ه دوبار دگرسانی سریسیتی شده اند. تجزیه ریز پردازش الکترونی این کانی در نمونه گابرودیوریتی از حاشیه به مرکز نشان می همده در ترکیب آنها در حاشیه از نوع آندزین (۸۹۲/۹۶) و در مرکز از نوع بیتونیت (۲۰/۰۸) است (شکل ۴ ث) و بعضی از این کانی ها می دهد که ترکیب آنها در حاشیه از نوع آندزین (۸۹۲/۹۶) و در مرکز از نوع بیتونیت (۲۰/۰۸) است (شکل ۴ ث) و بعضی از این کانی های می دوبر دگرسانی سریسیتی شده اند. تجزیه ریز پردازش الکترونی این کانی در نمونه گابرودیوریتی از حاشیه به مرکز نشان می همده که ترکیب آنها در حاشیه از نوع آندزین (۸۹/۲۹) و در مرکز از نوع بیتونیت (۲۰/۰۸) است (شکل ۴ ت). پیروکسنها در نمونه گابرودیوریتی از نوع آرتوپیروکسن او کلینوپیروکسن است و در برخی موارد دارای بافت می هریوکسنها در نمکل ۳ ت و چ). براساس نتایچ تجزیهٔ ریز پردازش الکترونی ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسنها در گابلی است (شکل ۳ ت و چ). براساس نتایچ تجزیهٔ ریز پردازش الکترونی ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسنها در ایرودیوریتی بر حسب ترکیب شیمیایی، ترکیب هیپرستن را نشان می دهند (شکل ۴ ت). میکاهای این نمونه نیز گارای در نمونه این نمونه ایز نمونه دیز نی در نمونهها سرتی بر این می میونو ای میوبوی وکنی های فرومنیزین گابرودیوریتی بر حسب ترکیب شیمیایی، ترکیب هیپرستن را نشان می دهند (شکل ۴ ت). میکاهای این نمونه نیز در این نمونه ها است. این کانیهای وی بی میزین می نمونه بر بیونها ای بین نمونه این نیز نی مینها است. این کانیهای وی به می می زی ای می می در نمکل ۳ ح و خ). کانیهای وی یا می می نی نی میهای اوپی میوبوی کلاز و کانیهای اوپی یوب میزین هامل ستند (شکل ۳ ح و و خ). کانیهای فرعی شا

ژئوشيمى

نتایج مربوط به تجزیهٔ شیمیایی سنگ کل تودهٔ نفوذی شمال کوه شاه پسند در جدول ۱ ارائه شده است. در این بخش نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های توده نفوذی شمال کوه شاه پسند با نتایج تجزیه شیمیایی تودهٔ نفوذی سیلیجرد [۱۰] مقایسه می شود. بر اساس نمودار طبقه بندی میدلموست [۱۸] ترکیب شیمیایی سنگ های نفوذی شمال کوه شاه پسند نشان دهندهٔ تنوع خوبی از محدوده بازیک تا اسیدی است. نمونه های توده نفوذی شمال کوه شاه پسند در محدودهٔ گابرودیوریت، دیوریت، مونزونیت، کوارتزمونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت قرار می گیرند در حالی که سنگ های


شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی نمونههای بررسی شده در نور XPL، الف)منطقهبندی پلاژیوکلاز در نمونه گرانودیوریتی، ب)حضور دو نسل پلایوکلاز در نمونه گرانودیوریتی، پ) منطقهبندی پلاژیوکلاز در نمونه گابرودیوریتی، ت) بافت غربالی در بلورپیروکسن نمونه گابرودیوریتی ث) آپاتیتهای سوزنی شکل در پلاژیو کلاز و کانی فرعی زیرکن در نمونه دیوریتی ج) بافت پوئیکلیتیک و حضور کانیهای فرعی زیرکن و اوپک در نمونه دیوریتی، چ) حضور ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسنهای نمونه گابرودیوریتی، ح و خ) ادخالهای پلاژیوکلاز درون کانی آمفیبول در نمونه گابرودیوریتی(تصاویر به ترتیب در نور XPL و PPL تهیه شدهاند). علائم اختصاری کانیها برگرفته از [۱۴] است.



شکل ۴. الف) طبقهبندی پلاژیوکلازها [۱۵]. ترکیب پلاژیوکلازهای نمونه گرانودیوریتی از الیگوکلازتا آندزین و در نمونه گابرودیوریتی از نوع آندزین و بیتونیت است. پلاژیوکلاز نمونه گابرودیوریتی پلاژیوکلاز نمونه گرانودیوریتی، ب) نموداراAدر مقابل (Fe/(Fe+Mg [۶۱] نشان میدهد که تمامی نمونهها در محدوده بیوتیت قرار گرفتهاند. بیوتیتهای نمونه گرانودیوریتی بیوتیتهای نمونه گابرودیوریتی، پ) کلینو پیروکسنهای موجود در گابرودیوریت و گرانودیوریت در نمودار Wo-En-Fs [۶۱] در محدودهٔ دیوپسید و اوژیت قرارگرفتهاند. کلینوپیروکسنهای نمونه گرانودیوریتی ای کلینوپیروکسنهای نمونه گابرودیوریتی، پ) کلینو پیروکسنهای موجود در گابرودیوریت و گرانودیوریت در نمودار Wo-En-Fs [۱۷] در محدودهٔ دیوپسید و اوژیت قرارگرفتهاند.

چنان که در شکلهای ۵ و ۶ دیده می شود، در نمونه های تودهٔ نفوذی شمال کوه شاه پسند مقادیر MgO، TiO₂، MgO، در a، MgO، K₂O و Ni، K₂O کاهش می یابد؛ در حالی که مقادیر K₂O، Ni، K₂O و Co، Ni، FeOt، CaO و Na، SiO₂ کاهش می یابد؛ در حالی که مقادیر SiO₂، NaO، FeOt، CaO و SiO ماه می Na₂O، Al₂O₃ و SiO در ابتدای تفریق نسبت به SiO₂ روند صعودی و نسبتاً پراکنده نشان می دهند ولی متناسب با افزایش SiO₂ دارای روند منفی می شوند. بعضی عناصر نظیر SSO در هر و نسبتاً پراکنده نشان می دهند ولی متناسب با افزایش SiO₂ دارای روند منفی می شوند. بعضی عناصر نظیر SiO در هر و نسبتاً پراکنده نشان می دهند ولی متناسب با افزایش SiO₂ دارای روند منفی می شوند. بعضی عناصر نظیر SiO در هر دو توده دارای روندهای پراکنده ای می افزایش SiO دارای روند منفی می شوند. بعضی عناصر نظیر SiO در هر siO دو توده دارای روندهای پراکنده ای می افزایش SiO دارای روند منفی می شوند. بعضی عناصر نظیر SiO در هر SiO دو توده دارای روندهای پراکنده ای می دو در مقایسه با سنگهای تودهٔ نفوذی شمال کوه شاه پسند، سنگهای توده نفوذی سیلیجرد در مقادیر SiO دارای درصد وزنی از Na دو مای دو ماه پسند، سنگهای توده دارای روندهای پراکنده داین SiO بین ۶۳ الی ۶۹ درصد وزنی از SiO دان در مال کوه شاه پسند، سنگهای تودهٔ نفوذی سیلیجرد در مقادیر SiO در مال کوه شاه پسند، سنگهای توده نفوذی سیلیجرد در مقادیر SiO دو تو SiO در مان کوه شاه پسند، سنگهای توده نفوذی سیلیجرد در مقادیر SiO دو تو SiO دو تونی از SiO در SiO دو تا SiO دو تا SiO دو تا SiO در SiO دو تا SiO دو تا SiO در SiO در SiO در SiO دو تا SiO در SiO در SiO دو تا SiO در SiO دو تا SiO دو تا SiO در SiO دو تا SiO در SiO دو تا SiO دو تا SiO در SiO دو تا SiO در SiO دو تا SiO در SiO دو تا Si دو تا SiO دو تا SiO دو تا SiO دو تا SiO دو تا

فراوانی عناصر کمیاب به هنجار شده نسبت به گوشتهٔ اولیه [۲۳] و کندریت [۲۴] برای تودههای نفوذی شمال کوه شاه پسند و سیلیجرد در شکل ۸ الف و ب نشان داده شده است. در نمودارهای عنکبوتی سنگهای بررسی شده دارای روندهای نسبتاً تفریق یافته هستند (La/Yb) برای تودههای شمال کوه شاه پسند و سیلیجرد به ترتیب ۶/۹۵-۶/۹۶ و روندهای نسبتاً تفریق یافته هستند (La/Yb) برای تودههای شمال کوه شاه پسند و سیلیجرد به ترتیب ۶/۹۵ و کرار داری روندهای نسبتاً تفریق یافته هستند (۲۹ الف و ب نشان داده شده است. در نمودارهای عنکبوتی سنگهای بررسی شده دارای روندهای نسبتاً تفریق یافته هستند (La/Yb) برای تودههای شمال کوه شاه پسند و سیلیجرد به ترتیب ۶/۹۵ و کرار و در خاکی سبک (LREE) و LILE غنی شدگی و عناصر نادر خاکی

سنگین (HREE) نیز تهیشدگی نشان میدهند. بعضی از نمونههای تودهٔ نفوذی شمال کوه شاهپسند دارای آنومالیهای بزرگی از *Eu/Eu هستند (۹۹--۰/۹۲=*Eu/Eu)؛ در حالیکه نمونههای سیلیجرد دارای الگوهای مسطحتر هستند. بر اساس نمودار عنکبوتی بههنجار شده نسبت به گوشتهٔ اولیه [۲۳] نمونههای هر دو توده نفوذی، شمال کوه شاهپسند و سیلیجرد از عناصر LILE (۸، Th، K) که Or ، Cs، Ba، Pb، Cr، Ti) نسبت به HFSE (Nb، P، Zr، Ti) نشان میدهند.



شکل ۵. روند تغییرات SiO₂ در مقابل عناصراصلی برای نمونههای نفوذی شمال کوه شاه پسند و سیلیجرد(بر اساس درصد وزنی).∎ نشاندهندهٔ سنگهای نفوذی شمال کوه شاه پسند (مونزونیت-کوار تزمونزونیت- دیوریت وگابرودیوریت)،●گرانیت و گرانودیوریتهای شمال کوه شاه پسند → گرانیت وگرانودیوریتهای سیلیجرد



شکل ۶. روند تغییرات SiO₂ نسبت به برخی عناصرکمیاب در تودههای شمال کوه شاه پسند و سیلیجرد . علائم مشابه شکل ۵



شکل ۷. بر اساس نمودار الف) میدلموست [۱۸] سنگهای نفوذی شمال کوه شاه پسند در محدوده گابرودیوریت، دیوریت، مونزونیت، کوار تزمونزونیت، گرانودیوریت، گرانیت قرار می گیرند و سنگهای توده سیلیجرد در محدودهٔ گرانیت و گرانودیوریت قرارمی گیرند، ب) نمودار SiO₂ در مقابل K₂O [۱۹] نمونههای دو تودهنفوذی از نظر مقدار پتاسیم با یکدیگر متفاوت هستند، پ) بهجز نمونه KH15 (شمال کوه شاه پسند)، همهٔ نمونهها در نمودار A/CNK در مقابل K1/NK [۲۰] در محدوهٔ متاآلومین قرار می گیرند، ت) روند کاهشی نمونهها در نمودار SiO₂ یکی از مشخصههای گرانیت نوع I است [۲۱] روند تفریق و ۲۵₂ در گرانیتوئیدهای I با فلش نشان داده شده است. علائم مشابه شکل ۵



شکل۸. نمودار عنکبوتی فراوانی عناصر کمیاب بههنجار شده الف)نسبت به گوشته اولیه [۲۳] نمونههای دو توده نفوذی، شمال کوه شاهپسند و سیلیجرد از عناصر LILE نسبت به HFSE غنیشدگی نشان میدهند، ب) نسبت به کندریت [۲۴] در این الگو نمونههای بررسی شده نسبت به کندریت شیب منفی نشان میدهند. علائم مشابه شکل ۵ است.

محیط تکتونیکی: برای ارزیابی محیط تکتونیکی این تودهها از نمودارهای مختلفی استفاده شده است بهطوری که بر اساس نمودارهای پیرس [۲۵] که بهمنظور تفکیک محیطهای تکتونیکی درون صفحهای و مرتبط با قوس به کار می رود، همهٔ نمونههای بررسی شده در محدودهٔ VAG+Syn-COLG یعنی گرانیتهای قوس آتشفشانی و همزمان با برخورد قرار گرفتهاند (شکل ۹ الف). هم چنین نمونههای بررسی شده در نمودارهای جدا کننده [۲۶] در قلمرو کمان حاشیه فعال قارهای جای گرفتهاند (شکل ۹ ب). علاوه بر دادههای ژئوشیمیایی، ترکیب شیمیایی کانیهای پیروکسن و بیوتیت



نشان میدهد که این سنگها کالکوآلکالن هستند که محیط تشکیل آنها یک قوس آتشفشانی است و با نتایج ژئوشیمی سنگ کل مطابقت دارد (شکل ۱۰).

شکل ۹. الف) بر اساس نمودارهای پیرس [۲۵] همG نمونههای بررسی شده در محدودهٔ VAG+Syn-COLGیعنی گرانیتهای قوسآتشفشانی و همزمان با برخورد قرارگرفتهاند، ب) نمودار جدا کننده [۲۶] همهٔ نمونهها در قلمرو حاشیه فعال قارهای جای گرفتهاند. علائم مشابه شکل ۵ است.



شکل ۱۰. الف)نمودار تغییرات Al₂O₃ در مقابل TiO₂ [۲۹] برای پیروکسنها. براساس این نمودار تمامی نمونهها در محدوده کالکآلکالن قرارگرفتهاند، ب) بر اساس نمودار دوتایی 100^{*T}iO₂-Al^{IV} [۳۰] پیروکسنهای بررسی شده روندی مشابه با کمانهایی ماگمایی را نشان میدهند، پ، ت ، ث و ج) نمودارهای جداکننده محیط زمینساختاری بیوتیتها [۳۱] A: سنگهای آلکالن وغیر کوهزایی P : سنگهای پر آلومین C : سنگهای کالکآلکالن. تمامی بیوتیتهای بررسی شده در محدوده بیوتیتهای کالکوآلکالن مرتبط با فرورانش قرارگرفتهاند. علائم مشابه شکل ۴

پتروژنز: نمودار مولار (MgO+FeO_{tot}) در مقابل مولار (MgO+FeO_{tot})/MgO+FeO_{tot} [۲۷] نشان میدهد که تودههای نفوذی شمال کوه شاه پسند و سیلیجرد از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده (متابازالت) یا پوسته قارهای زیرین (متاتونالیت) حاصل شدهاند (شکل ۱۱ الف). براساس نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb [۲۸] نمونههای شمال کوه شاه پسند بین محدودهٔ پایداری اسپینل گارنت لرزولیت و اسپینل لرزولیت قرار گرفته است و منطبق بر ۱۰ تا ۳۰ درصد ذوب بخشی است در حالی که نمونه های تودهٔ نفوذی سیلیجرد روندی منطبق با ۵ تا ۱۰ درصد ذوب بخشی، اسپینل لرزولیت را نشان میدهند (شکل ۱۱ ب). به نظر می سد ماگمای اولیه تشکیل دهندهٔ سنگهای نفوذی مورد نظر پس از مشتق شدن از گوشته حین بالا آمدن با سیالات ناشی از ذوب اسلبها و یا لبه پوسته اقیانوسی فرورونده واکنش





دما-فشارسنجی

منظور از ژئوترموبارومتری تعیین محدودهٔ دمایی و فشاری است که کانیهای سازنده یک سنگ تحت آن شرایط تشکیل میشوند. بر این اساس از طریق محاسبه ضریب توزیع کاتیونها در کانیهای همزیست در حال تعادل میتوان دمای تبلور کانیها در سنگهای آذرین و دگرگونی را با تقریب کم بهدست آورد. برای تعیین دما و فشار تبلور کانیهای پلاژیوکلاز از کسر مولی آلبیت و آنورتیت میتوان دمای تبلور و فشارآنها و نهایتاً دما و فشار ماگمایی که این کانیها از آن متبلور شدهاند را تعیین کرد. در مورد پیروکسنها از طریق محاسبه ضرایب توزیع کلسیم، آهن و منیزیم دما و فشار تعیین میشود. مهمترین کانیهای موجود در سنگهای توده نفوذی شمال کوه شاهپسند کانیهای پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند، برهمین اساس دما- فشارسنجی در این سنگها محدود به استفاده از این دو کانی است. دماسنجی پلاژیوکلاز با استفاده از نمودار سه تایی آلبیت – آنورتیت- اورتوکلاز [۳۳] دمای توقف تبادل و تعادل نهایی اکثر پلاژیوکلازها در فشار ۵/۱۶ کیلوباردر دمایی حدود ۲۰۰ تا در در جهٔ سانتیگراد تخمین زده میشود (شکل

پترولوژی، ژئوشیمی و شیمیکانی توده نفوذی شمال کوه شاه پسند (استان مرکزی)



شکل ۱۲ . نمودار سیستم آلبیت- آنور تیت- ار توکلاز برای تعیین دمای تعادلی پلاژیوکلازها در فشار ۴/۵کیلوبار [٣٢]. علائم مشابه شكل ۴ الف است.

دما فشارسنجی ارتوپیروکسن- کلینوپیروکسن به روش پاتیرکا [۳۳] و بری و کوهلر [۳۴]: بر اساس روش ترمومتری پاتیرکا [۳۳] که برای زوج کانیهای ارتوپیروکسن-کلینوپیروکسن همزیست ارائه شده است (معادلهٔ ۱ و ۲) دمای توقف تبادل و تعادل نهایی حدود ۸۵۰ تا ۹۷۰ درجهٔ سانتی گراد محاسبه می شود و بر اساس بارومتر استفاده شده به این روش (معادله ۳) فشار بهدست آمده حدود ۷ تا ۸ کیلو بار ارزیابی می شود. در روش بری و کوهلر [۳۴] هیچگونه وابستگی منظم به معیارهای دمایی، فشار و ترکیبی وجود ندارد و برای محدودهٔ گستردهای از ترکیبات سنگی با کمترین خطا قابل استفاده است. روش بری و کوهلر [۳۴] به فشار حساس نیست و براساس این روش دمای حدود ۷۷۹ تا ۸۸۴ درجهٔ سانتی گراد برای پیروکسنهای بررسی شده بهدست می آید (جدول ۵).

جدول ۵. نتایج حاصل از دما فشارسنجی ارتوپیروکسن- کلینو پیروکسن همزیست موجود در نمونه گابرودیوریتی

Barometers and Thermometers			
Brey and Kohler (1990)	Putirka (20	008) RiMG	
T(C)	Eqn 1	Eqn 2	Eqn 3 P(kbar)
1(0)	I(C)		r (KDar)
٨٣١/۶	٩+۴/۵	۸۸۶/۱	٧/١
٧٨٢/۴	٨٨٣/٩	۸۵۳/۹	¥/A
۷۷۹/۳	***	۸۵۶/۱	Y / Y
۸۸۴/Y	٩٧+/۵	928/8	٨/٢

توده نفوذی شمال کوه شاهیسند (یاتیر کا [۳۳] و بری و کوهلر [۳۴])

ىحث

پژوهشهای صحرایی و سنگنگاری نشان میدهد که تودهٔ نفوذی شمال کوه شاهپسند شامل طیف وسیعی از سنگها شامل گابرودیوریت، دیوریت، مونزونیت، کوارتزمونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت هستند. بخشهای بازیکی از قبیل گابرودیوریت و دیوریت ابتدا نفوذ کرده و سپس بخشهای روشن ترگرانودیوریتی و گرانیتی ایجاد شده و در ادامه بالا آمدهاند. ترکیب شیمیایی سنگهای توده سیلیجرد با بعضی ازسنگهای توده شمال کوه شاه پسند در بعضی از نمودارهای هارکر [۳۵] هم پوشانی دارد (شکلهای ۵ و ۶) اما دارای طیف ترکیبی محدودتری به لحاظ عناصر اصلی است. بر اساس بررسیهای این تحقیق و نیز رضایی کهخایی [۱۰] تودهٔ نفوذی سیلیجرد زوناسیون ژئوشیمیایی و کانی شناسی نشان می دهد که به تدریج به سمت مرکز توده فلسیکتر می شود. درصد وزنی عناصر مالی کانی شناسی نشان می دهد که به تدریج به سمت مرکز توده فلسیکتر می شود. درصد وزنی عناصر می کانی شناسی نشان می دهد که به تدریج به سمت مرکز توده فلسیکتر می شود. درصد وزنی عناصر می کانی شناسی نشان می دهد که به تدریج به سمت مرکز توده فلسیکتر می شود. درصد وزنی عناصر می و در مونه کاهش می ایند، در حالی که درصد وزنی SiO2 و SiO2، Vo Co ، P2O3 ، Vo Co ، P2O5 و SiO2 و SiO2 و SiO2 ، می به در مالی که و ۶) عناصر The SiO2 می یابند (شکل ۵ و ۶) عناصر The SiO2 هستند ؛ در حالی که تودهٔ نفوذی سیلیجرد بر خلاف تودهٔ نفوذی شمال کوه شاه پسند دارای هم بستگی منفی با SiO2 هستند ؛ در حالی که تودهٔ نفوذی سیلیجرد بر خلاف تودهٔ نفوذی شمال کوه شاه پسند دارای هم بستگی منفی با SiO2 هستند ؛ در حالی که تودهٔ نفوذی سیلیجرد بر خلاف تودهٔ نفوذی شمال کوه شاه پسند دارای هم بستگی منفی با SiO2 هستند ؛ در حالی که در مد و می پراکنده بوده و هیچ روند چشم گیری با افزایش SiO2 نشان نمی دهند (شکل ۶). کاهش SiO2 در SiO2 هستند ؛ در حالی که در مد و می یا SiO2 هم بستگی منفی با SiO2 هستند ؛ در حالی که تودهٔ نفوذی شمال کوه شاه پدیده تفریق بوده است (شکل ۶). کاهش K2O، SiO2 هم به در حالی که در SiO2 می منفی با SiO2 هم به در SiO2 می در SiO2 می منفی با SiO2 هم به در SiO2 هم به در SiO2 می با افزایش SiO2 نشان نمی دهند (شکل ۶). کاهش K2O، SiO2 در SiO2 می در SiO2 با فرای SiO2 در SiO2 در SiO2 می در دارای هم به SiO2 می در SiO2 هم به SiO2 می در SiO2 هم در SiO2 می SiO2 می در SiO2 می SiO2 می در SiO2 می SiO2 می SiO2 در SiO2 می SiO2 می SiO2 می SiO2 می SiO2 می SiO2 در SiO2 می SiO2 می

علاوه بر روندهای خطی در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب، که بیان گر نقش تبلور تفریقی است، شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی ذکر شده در نمونههای تودهٔ نفوذی شمال کوه شاهپسند نظیر حضور بافتهای عدم تعادل از جمله بافت غربالی در پلاژیوکلاز و پیروکسن، منطقهبندی در پلاژیوکلاز، بافتپوئیکلیتیک، آپاتیتهای سوزنی شکل در پلاژیوکلاز و بیوتیت، حواشی نامنظم خورده شده و مضرس و حضور دو نسل پلاژیوکلاز نشاندهندهٔ این است که محیط تشکیل این سنگها ناپایدار است و به احتمال زیاد پدیده اختلاط ماگمایی و آلایش در ایجاد و شکل گیری سنگهای منطقه مؤثر بوده است. تبلور تفریقی بهطورکلی با هضم سنگ دیواره در مراحل جایگزینی و تبلور همراه است (فرآیند AFC). اکنون سوال مهم این است که اثر و سهم آلایش پوستهای در طی تبلور ماگمای تودهٔ نفوذی شمال کوه شاهپسند چقدر بوده است؟ اثرات آلایش پوستهای و اختلاط ماگمایی بر روند تغییر عناصر در طی تبلور ماگمای سازنده تودهٔ نفوذی شمال کوه شاه پسند و سیلیجرد با استفاده از دیاگرام Sr در مقابل Rb/Sr از یرسوی و هلواسی [۳۷] و دیاگرام Rb در مقابل Rb/Th [۳۸] بررسی شد (شکل ۱۳ الف و ب). باریم و استرانسیوم عناصر ویژه و مفیدی هستند زیرا آنها تقریبا بهطور کامل به داخل کانیهای سیلیکاتی اصلی وارد میشوند. در اینجا هدف این است که مناسبترین روندی را تعیین کنیم که عناصر در این تودهها دنبال میکنند. در این دیاگرام علاوه بر AFC و FC، اختلاطماگمایی (Magma mixing) نیز مد نظر قرار گرفته است. پروگینی و همکاران [۳۹] معتقدند که حضور بافتهای عدم تعادل در تودههای نفوذی کالک آلکالن نوع I دلایلی قوی برای وقوع انتشار در مقیاس کوچک بوده که باعث ناهمگنی ترکیبی در سیستمهای آذرین در طی اختلاط ماگمایی میشوند. در بسیاری از گرانیتوئیدهای سري I فرأيند اختلاط ماگمايي علت اصلي ناهمگني تركيبي محسوب نمي شود بلكه تركيب پروتوليت (يا سنگ منبع ماگما) مهمترین عامل کنترل شیمی ماگماهای گرانیتی و ناهمگنی ترکیبی در آنهاست [۴۰].

آپاتیت حلالیت کمی در ماگماهای متا آلومین و پرآلومین متوسط دارد (ACN/K<1/1) اما در مذابهای شدیداً پرآلومین حلالیت زیادی دارد و بههمین سبب در گرانیتهای نوع I، محتوای P₂O₅ با افزایش SiO₂ کاهش خطی نشان میدهد [۴۱]. بر اساس ویژگیهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی دو نوع گرانیت نوع I حرارت زیاد و کم گزارش شده است و تشکیل گرانیتهای نوع I حرارت بالا را در اثر فرآیند تفریق بلوری و بیشتر با طبیعت متا آلومین نسبت میدهند در حالیکه نوع حرارت پایین در شرایط ذوببخشی تشکیل شده و بیشتر دارای سرشت پرآلومینه هستند [۴۲]. ماهیت متاآلومین، حضور کانیهای اوپک و پیروکسن در سنگهای منطقه از نشانههای گرانیتوئیدهای نوع I دمای بالا است.

تهی،شدگی از HFSE مانندNb ،P ،Zr ،Ti با غنی،شدگی از LILE مانند Pb ،Th نشاندهندهٔ فعالیت ماگمایی در محیط کمانآتشفشانی (فرورانش) است [۴۳]، [۴۴]. در گرانیتهای نوع I ناهنجاری منفی P بهدلیل تبلور فازهای فسفردار مانند آپاتیت انجام میشود [۳۹]. آنومالی منفی Zr بهوسیلهٔ زیرکن و آنومالی منفی Ti بهوسیلهٔ کانیهای تیتاندار مانند اسفن، ایلمنیت، روتیل و بعضی از انواع آمفیبولها کنترل میشود. غنی شدگی از Rb ، Th، K و نیز تهیشدگی از Ti و P از خصوصیات ماگماهای آلایش یافته است [۴۵] که میتواند نشانه آغشتگی با پوسته قارهای طی تحولات ماگمایی باشد. الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب در نمونههای یاد شده نسبتاً موازی است که نشاندهندهٔ منشأ احتمالی یکسان برای آنها است [۴۶]. نسبت Eu/Eu سنجشی از آنومالیEu بوده که اگر بزرگتر از ۱ باشد آنومالی مثبت و اگر کوچکتر از ۱ باشد آنومالی منفی خواهد بود. نسبت *Eu/Eu محاسبه شده برای نمونههای منطقهٔ بررسی شده (شمال کوه شاهپسند) چنان که در جدول ۱ مشاهده می شود کوچک تر از ۱ است (Eu/Eu*=۰/۶۲-۰/۹۹) و برای تودهٔ سیلیجرد (۰/۸۴-۰/۸۴) است. چنان که در شکل ۷ ب مشاهده می شود همهٔ نمونههای بررسی شده دارای آنومالی منفی Eu هستند. آنومالی منفی Eu حاکی از جدایش پلاژیوکلاز در طول تفریق یا باقی ماندن آن بهصورت فاز کانیایی پایدار در طول ذوببخشی در سنگ منشأ است [۴۷]. به عقیدهٔ شاو و همکاران [۴۸] عناصر نادر خاکی با نسبت های آنها نظیر (Dy/Yb)، ((La/Yb)، ((La/Yb)) برای تعیین ترکیب گوشته فوقانی، کانیشناسی و عمق تشکیل مذاب استفاده میشود. زیرا این عناصر دارای ضریب جدایش متفاوت برای اسپینل و گارنت هستند. این نسبتها برای سنگهای نفوذی منطقهٔ بررسی شده و همچنین نمونههای توده نفوذی سیلیجرد محاسبه شدهاند. در مورد (Dy/Yb) چنانچه این نسبت بیش از ۲/۵ باشد ذوب در محدودهٔ پایداری گارنت و چنان چه کمتر از ۱/۵ باشد ذوب در محدوده پایداری اسپینل است. گسترهٔ پایداری سنگهای شمال کوه شاهپسند دارای نسبت Dy/Yb)، بین ۱/۱۱ تا ۱/۲۳ متغیر است که بیانگر پدیدهٔ ذوب در محدوده پایداری اسپینل است. نسبت (Dy/Yb) در نمونههای سیلیجرد ۰/۹۵ تا ۱/۰۶ است که با نمودارها همخوانی داشته و تأییدکننده یک منبع (Dy/Yb) اسپینل لرزولیتی برای ماگمای تشکیلدهندهٔ توده نفوذی سیلیجرد است. نسبت La/Yb) بالا مربوط به مذابهای حاصل از رخساره گارنت است و این نسبت در سنگهای بررسی شده نسبتاً پایین و بین ۲/۰۶ تا ۶/۹۵ متغیر است که بيانگر تمايل آنها به خاستگاه اسپينل لرزوليتي است. کوبان [۴۹]، ۲/۵», Sm/Yb) را مرز شناسايي بودن يا نبودن گارنت در منشأ نمونهها دانسته است بهگونهای که (Sm/Yb) بالاتر از ۲/۵ نشان دهندهٔ خاستگاه دارای گارنت است. نمونههای هر دو توده نفوذی، نسبتهای پایین ۲/۵ /(Sm/Yb) را دارا هستند که بیانگر تشکیل ماگما در عمق خارج از قلمرو پایداری گارنت است. دادههای ژئوشیمیایی سنگ کل بیان میکند که ماگمای بازیکی سازنده سنگهای نفوذی در مخازن ماگمایی متحمل تفریق و تبلور بلوری شده و نیز با پوسته قارهای آلایش کرده است. ضمنا بر اساس سنسنجی صورت گرفته بهوسیلهٔ رضاییکهخایی [۱۰] تودهٔ نفوذی سیلیجرد قدیمیتر از تودهٔ نفوذی شمال کوه شاهپسند است. رضایی کهخایی [۱۰] محدود شدن این تودهها به گسلهای کوشک نصرت و خلخاب در شمال و

جنوب این منطقه را دلیل جای گزینی این تودهها در یک محیط کششی ایجاد شده بهوسیلهٔ حرکت چپلغز این گسلها میداند و نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی، گویای وابسته بودن ماگماتیسم تودهٔ نفوذی بررسی شده در محیط وابسته به کمانهای آتشفشانی (حاشیه فعال قارهای) است و به احتمال زیاد در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی بهوجود آمده است.



شکل ۱۳. الف) نمودار Sr در مقابل Rb/Sr [۳۷]، سنگهای شمال کوه شاه پسند اکثراً روند Mixing را نشان میدهند، ب)نمودار Rb در مقابل Rb/Th [۳۸] روند خطی با شیب مثبت، نقش فرآیند AFC را برای نمونههای بررسی شده تأیید میکند. علائم مشابه شکل ۵ است. اختصارات به کار گرفته شده در نمودارها بدین صورت تعریف می شوند: CC=Crustal contamination JFC=Fractional Crystallization 4FC=Assimilation followed by

CC=Crustal contamination FC=Fractional Crystallization (AFC=Assimilation followed by Fractional Crystallization Mixing= Simple mixing of starting material with lower Continental crust composition.

نتيجهگيرى

تودهٔ نفوذی شمال کوه شاه پسند متعلق به کمان ماگمایی ارومیه –دختر است که در سنگهای آتشفشانی میزبان به سن ائوسن میانی تا بالایی نفوذ کردهاند. سنگهای آذرین تشکیل دهندهٔ تودهٔ نفوذی شمال کوه شاه پسند دارای طیف وسیعی از گابرودیوریت تا گرانیت است. براساس شواهد صحرایی و سن سنجیهای به دست آمده دارای سن ائوسن پسین تا الیگوسن هستند. کانیهای اصلی تشکیل دهندهٔ این سنگها کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت هستند. کانیهای اصلی تشکیل دهندهٔ این سنگها کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، است که پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت هستند. ریز پردازش الکترونی روی کانیهای پلاژیوکلاز، بیوتیت و پیروکسن انجام شده الیگوکلاز–آندزین در سنگهای اسیدی تا حدواسط و آندزین تا بیتونیت در سنگهای بازیک معرفی کرده است. بررسیهای پتروگرافی با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان نشان می دهد که سنگهای نفوذی مورد نظر دارای بافت پوئیکلیتیک، حضور آپاتیتهای سوزنی شکل در پلاژیوکلازها و بیوتیت و حواشی نامنظم و مضرس کانیها و حضور دو پوئیکلیتیک، حضور آپاتیتهای سوزنی شکل در پلاژیوکلازها و بیوتیت و حواشی نامنظم و مضرس کانیها و حضور دو تولی کلیتیک، حضور آپاتیتهای سوزنی شکل در پلاژیوکلازها و بیوتیت و حواشی نامنظم و مضرس کانیها و حضور دو تولی کلیتیک، حضور آپاتیتهای سوزنی شکل در پلاژیوکلازها و بیوتیت و حواشی نامنظم و مضرس کانیها و حضور دو نسل پلاژیوکلاز میتواند نشانهٔ تعادل نداشتن و ناپایداری محیط است و به احتمال زیاد اختلاط ماگمایی را به ذهن متبادر میکند. تغییرات اکسید سیلیسیم ۵۲ تا ۳۲ درصد در تودهٔ نفوذی شمال کوه شاه پسند و ۶۳ تا ۶۹ درصد در تودهٔ نفوذی سیلیجرد است. رفتار اکسید سیلیسیم در مقابل اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب و خاکی نادر پدیده تفریق از طریق تبلوربخشی را نشان میدهد. ماگمای سازنده سنگهای نفوذی شمال کوه شاه پسند و سیلیجرد از نوع I، کالکوآلکالن پتاسیم متوسط برای توده نفوذی شمال کوه شاهپسند و کالکوآلکالن پتاسیم کم تا متوسط برای تودهٔ نفوذی سیلیجرد است و تمام نمونههای سنگی هر دو توده نفوذی بر اساس اندیس اشباع از آلومین دارای سرشت متاآلومین هستند. مقایسهٔ اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر در هر دو تودهٔ نفوذی ذکر شده نشان میدهد که این تودهها از یک منشأ با درجات ذوببخشی متفاوت بودهاند، بهطوری که تودهٔ نفوذی شمال کوه شاهپسند از گوشتهٔ غنی شده با ۱۰ تا ۳۰ درصد ذوب بخشی (بین محدودهٔ پایداری اسپینل گارنت لرزولیت و اسپینل لرزولیت) و تودهٔ نفوذی سیلیجرد از ذوببخشی ۵ تا ۱۰ درصد ذوببخشی اسپینل لرزولیت ناشی شده است. زمین دما-فشارسنجی روی پلاژیوکلاز و پیروکسن بر اساس نمودارها و محاسبات ریاضی انجام شده است و دمای توقف تبادل و تعادل نهایی پلاژیوکلاز را حدود ۸۰۰ تا ۹۷۰ درجهٔ سانتیگراد در فشار ۴/۵ کیلوبار و دمای تعادل پیروکسن به هنگام جایگزینی توده را ۸۵۰ تا ۹۷۰ درجهٔ سانتیگراد در فشار حدود۷ الی ۸ کیلوبار ارزیابی میکند. شواهدی نظیر غنی شدگی مختصر این تودهها از LILE نسبت به HFSE و نیز ناهنجاری منفی P ،Ti ،Nb و نیز غنی شدگی از عناصری مانند Th و Pb نشان دهندهٔ محیط فرورانش برای تشکیل این سنگها است. با توجه به این که کاهیدگی Nb از ویژگی ماگمای مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرو رونده در منطقه فرورانش است ایده شکلگیری شارههای آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده را تقویت میکند. بنابراین میتوان ادعا کرد که ماگمای تشکیلدهندهٔ سنگهای نفوذی مورد نظر احتمالاً از ذوببخشی گوه گوشتهای در اثر تماس با شارههای مشتق شده از یوسته اقیانوسی فرورونده که از عناصر کمیاب غنی شده نشأت گرفته و بر اثر فرآیندهای تفریق سنگهای نفوذی را بهوجود آورده است.

منابع

۶۰۸ (۱۳۷۰) محمد هاشم، "ماگماتیسم در ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران (۱۳۷۰) ۶۰۸.
 Amidi S. M., "Contribution a 1 etude stratigraphique, petrologique et petrochimiquedes rocks magmatiques de la region Natanz- Nain- Surk (Iran central)", These universite scientifiqueet medicale de Grenoble, France (1975) 316.

- Caillat C., Dehlavi P., Martel Jantin B., "Geologie de la region de Saveh, (Iran)Contribution a l'etude du volcanism et duplutonism tertiares de la zone de l'Iran central(These de doctorat de specialitie) ", (1978).
- 4. Shahabpour J., "Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt", Journal of Asian Earth Sciences 30 (2007) 652-665.
- Chiu H. Y., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Mohammadi S. S., Khatib M. M., Yoshiyuki Iizuka Y., "Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny", Lithos 162-163 (2013) 70-87.
- Alavi M., "Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran", New data and interpretations. Tectonophysics 229 (1994) 211-238.

- Berberian M., King G. C. P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Can. J. Earth Sci 18 (1981) 210–265.
- ۸. قربانی م. ر.، "سنگهای آتشفشانی اسیدی در چهارگوش ساوه"، بیستمین گردهمایی علومزمین (سازمان زمینشناسی واکتشافات معدنیکشور) (۱۳۸۰) ۹ – ۲.
- ۹. حلمی فریده، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آذرین منطقه نیوشت شمال غرب ساوه"، پایاننامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۷۰).
- ۱۰. رضاییکهخایی مهدی، "ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی تودههای نفوذی شمالغرب ساوه"، پایاننامهٔ دکترا، دانشگاه تهران (۱۳۹۰).
 - ۱۱. قلمقاش جلیل، "شرح نقشه زمینشناسی ۱:۱۰۰۰۰ ساوه"، سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۷).
- ۱۲. قاسمی حبیب ا…، رمضانی اکبر، خانعلیزاده علیرضا، "سنگشناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمینساختی ماگمایی توده آذرین نفوذی سیلیجرد، شمال باخترساوه"، فصلنامهٔ علوم زمین، شمارهٔ ۶۷ (۱۳۸۷) ۶۸ – ۸۵.
- Streckeisen A. "Classification and nomenclature of plutonic rocks: Recommendations of the IUGS Subcommission on the systematics of igneous rocks", Geologische Rundschau Internationale Zeitschrift f
 ür Geologie 63 (1974) 773-785.
- Whitney D. L., Evans B. W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist 95 (2010) 158-187.
- 15. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. .,"An introduction to the rock forming minerals", 17th edition, Longman, London (1991).
- Spear J. A., "Micas in igneous rocks", In: Micas, Bailey, S.W., (ed); Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy 13 (1984) 299-356
- Morimoto N., Kitamura M., "Q-J diagram for classification of pyroxenes", Journal of Japanese of Mineralogy and Petrology Economic Geology V. 78 (1983) 141.
- Middlemost E. A. K., "Naming materials in the magma/igneous rock system", Earth Sciences Review 37 (1994) 215-224.
- 19. Peccerillo A., Taylor SR., "The Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, North Turkey", Chemical Geology 145(1976) 325-394.
- 20. Maniar P. D., Piccoli P. M., "Tectonic discrimination of granitoids", Geology, Society American Bulltin 101 (1989) 635-643.
- 21. Chappell B. W., White A. J. R., "I-Type and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 83 (1992) 1-26.
- 22. Li X. H., Li Z. X., Li W. X., Liu Y., Yuan C., Wei G. J., Qi C. S., "U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I and A-type granites from central Guangdong, SE China", a major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab?. Lithos 96 (2007) 186-204.
- Sun S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts. implication for mantle composition and processes", Geological Society of London, Special Publication 42 (1989) 313-345.

- 24. Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous ordinary Chondrites", Geochimica et Cosmochimica Acta 38 (1974) 757-775.
- Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", Journal of Petrology 25 (1984) 956-983.
- 26. Schandl E. S., Gorton M. P., "Application of high feld strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments", Economic Geology 97 (2002) 629-642.
- 27. Altherr R., Hall A., Henger E., langer, Kreuzer H., "High potassium, calc-alkaline I-type plutonism the European variscides Northern Vosges(France) and Northen Schwarzwald (Germany) ", Lithos 50 (2002) 51-73.
- Aldanmaz E., Pearcea J. A., Thirlwallb M. F., Mitchell J. A. "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey", Journal of Volcanology and Geothermal Research 102 (2000) 67-95.
- 29. Le bas M.J., "The role of aluminum in igeneous clinopyroxene with relation to their parentage ", American Journal of science (1962) 260-267.
- 30. Ao S. J., Xiao W. J., Han C. M., Mao Q. G., Zhang J. E., "Geochronology and geochemistry of early Permian mafic-ultramafic complexes in the Beishan area, Xinjiang, NW China: implications for late Paleozoic tectonic evolution of the southern Altaids", Gondwana Research 18 (2010) 466-478.
- Abdel Rahman A. M., "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas", Journal of Petrology 35 (1994) 525-541.
- Nekvasil H., Simon A. and Lindsley H., "Crystal fractionation and the evolution of intraplate hynormative igneous suites: insights from their feldspar", Journal of Petrology 41: (12) (2000) 1743-1757.
- Putirka K., "Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. In: Putirka, K., Tepley, F. (Eds.), Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry", Mineralogical Soc. Am, v. 69 (2008) 61-120.
- Brey G. T., Kohler T., "Geothermobarometry in four phase lherzolites part II: new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers", J.petrol. 31(6) (1990) 1353-1378.
- 35. Harker A., "The natural history of igneous rocks", Methuen, Landon (1909).
- Wyborn D., Chappell B. W., James M., "Examples of convective fractionation in high temperature granites from the Lachlan Fold Belt", Australian Journal of Earth Sciences 48 (2001) 531–541.

٨٨

- 37. ErsoyY.and Helvacy C., FC-AFC-FCA and mixing modeler., "A Microsoft Excel spreadsheet program for modeling geochemical differentiations of magma by crystal fractions, crustal assimilation and mixing", computers and Geosciences 36 (2010) 383-90.
- 38. Tchameni R., Pouclet A., Penary J., Ganwa, A., Toteu, S. F. "Petrology and geochemistry of the Ndaoundere Pan-African granitoids in Central north Cameroon", implications for their sources and geological setting. Journal of African Earth Science 44(5) (2006) 511-529.
- 39. Peragini D.,Busa T.,poli G. Nazzareni., "The vole of chaotic dynamics and flowfields in the development texture in volcanic rocks", J. Petrol 44 (2003) 733-756.
- 40. Clemens J. D., Stevens G., Farina F., "The enigmatic sources of I-type granites", The peritectic connexion: Lithos, V. 126 (2011 174-181.
- Wu F. Y., Jahn B. M., Wilde S. A., Lo C. H., Yui T. F., Lin Q., Ge W. C., Sun D. Y. "Highly fractionated I-type granites in China (I): geochronology and petrogenesis", Lithos 66 (2003) 241-273.
- 42. Chappell B. W., White A. J. R., Williams I. S., Wyborn D., "Low-and high temperature granites", Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 95 (2004) 125-140.
- 43. Varol E., Temel A., Yürür T., Gourgaud A., Bellon H., "Petrogenesis of the Neogene bimodal magmatism of the Galatean Volcanic Province, Central Anatolia, Turkey", Journal of Volcanology and Geothermal Research 280 (2014) 14-29.
- 44. Streck M., "Evaluation of crystal mush extraction models to explain crystal-poor rhyolites", Journal of Volcanology and Geothermal Research 284 (2014) 79-94.
- 45. Hariss N. B. W., Pearce J. A., Tindle A.G., "Geochemical characteristic of collision-zone magmatism.In: Coward, M.P.,Ries, A.C.(Eds),collision Tectonics", Geological Society London, Special Publication 19 (1986) 67-81.
- 46. Kharbish S., "Geochemistry and magmatic setting of wadi El- Markh Island arc gabbrodiorite central- eastern Desert, Egypt", Chemie der Erode 70 (3): (2010) 257-266.
- 47. Mshiu E., Maboko M. A. H., "Geochemistry and petrogenesis of the late Archaean high-K granites in the southern Musoma-Mara Greenstone Belt: Their influence in evolution of Archaean Tanzania Craton", Journal of African Earth Sciences (2012) 66–67. 1.
- 48. Shaw J. E., Baker J. A., Menzies M. A., Thirlwall M F. Ibrahim K M., "Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): a mixed lithosphere– asthenosphere source activated by lithospheric extension", Journal of Petrology 44 (2003) 1657-1679.
- Çoban H. "Basalt magma genesis and fractionation in collision and extension related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia", Earth Science Reviews 80 (2007) 219-238.