

سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک، و موقعیت این سنگ‌ها در ایران

● تألیف و ترجمه: فریده حلمی *

چکیده

سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک به صورت توده‌های آتش‌فشانی، نفوذی، یا کم عمق با ترکیب شیمیایی متنوع در محیط‌های گوناگون زمین‌شناسی وجود دارند، که بر اساس پارامترهای پترولوژیکی به چهار گروه اصلی: سری شوشونیتی، سری نوع رومی، لامپروئیت‌ها، و کامافوگیت‌ها (Kamafugites) تقسیم شده‌اند. ویژگی شاخص در تمام این گروه‌ها حضور عناصر ناسازگار زیاد تا خیلی زیاد است؛ همچنین نسبت‌های ایزوتوپی استرنسیم، نئودیمیوم، سرب، و اکسیژن متغیری دارند که بیانگر پیچیدگی تاریخچه‌تکوین و پیدایش آن‌هاست.

مفروضات و اطلاعات پترولوژیکی و ژئوشیمیایی حاکی از آن است که ماگماهای پتاسیک و اولتراپتاسیک در گوشته‌فوقانی فلوگوبیت‌دار ناهمگن و غیرعادی با تأثیر فازهای فزار و تحت فشارهای مختلف به وجود می‌آید. همراهی عوامل فوق‌منجر به تولید طیف وسیعی از ماگماهایی می‌شود که از نظر ویژگی‌های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی قابل تفکیک‌اند. براین باورند که ناهنجاری‌های ژئوشیمیایی و منشأ آنومالی‌های موجود مربوط به فرآیندهای متاسوماتیسمی است که یا بر اثر اضافه شدن ذوب بخشی جزئی به وجود آمده و یا حاصل عملکرد سیالات گازدار غنی از پتاسیم و عناصر ناسازگارند. شواهد ژئوشیمیایی و ایزوتوپی مشخص ساخته‌اند که احتمالاً این عوامل متاسوماتیسمی یا در گوشته‌ساب لیتوسفری به وجود آمده و یا از آب‌زدایی و ذوب قطعه‌آنیانوسی و مواد پوسته‌فوقانی که با فرآیند فرورانش به گوشته آورده شده حاصل شده‌اند. مواد فرورفته در گوشته می‌توانند مدت زیادی پیش از ورود در تولید و پیدایش ماگماهای پتاسیک، در گوشته جایجا شوند.

سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک موجود در ایران عمدتاً در سری شوشونیتی، برخی در سری نوع رومی، و تنها یک مورد در سری لامپروئیتی واقع شده‌اند و از انواع کامافوگیتی اصلاً در ایران وجود ندارد. سنگ‌های پتاسیک در ترسیر، و به میزان کمتر کوتاه‌تر در بخش‌های مختلف ایران مرکزی و البرز گزارش شده‌اند، اما تا کنون تنها در ساحل شرقی دریای خزر و رومیه (به همراه سنگ‌های پتاسیک) و راین کرمان به وجود سنگ‌های اولتراپتاسیک اشاره شده است. اطلاعات موجود در خصوص این قبیل سنگ‌ها در غالب موارد به تجزیه‌شیمیایی عناصر اصلی و کانی‌های نورمانیو آن‌ها محدود می‌شود. لذا بررسی نحوه و شرایط ایجاد ماگماهای آن‌ها با محدودیت و اشکال همراه است.



Potassic and Ultrapotassic Rocks and their Position in Iran

● By: F. Helmi *

Abstract

Potassic and Ultrapotassic rocks cover a wide range of compositions and are found as volcanic, hypabyssal and plutonic bodies in a variety of geologic environments. On the basis of petrological parameters, they can be classified into several main groups that include the Shoshonitic Series, the Roman-type series, lamproites, and kamafugites. All of these are characterized by high to extreme enrichment in incompatible elements. Strontium, neodymium, lead, and oxygen isotopic ratios are also variable, a fact that gives evidence of complex genetic and evolutionary histories.

Petrological and geochemical data suggest that potassic and ultrapotassic magmas are generated in a heterogeneous, anomalous, phlogopite-bearing upper mantle at different pressures and under the effects of volatile phases. Together these factors, produce a wide spectrum of petrologically and geochemically distinct magmas. Geochemical anomalies in the sources are believed to result from metasomatic processes related to the addition of small melt fractions and (or) gaseous fluids that are rich in potassium and incompatible elements. Geochemical and isotopic evidence indicates that these metasomatic agents may be derived either from sublithospheric mantle or from the dehydration and melting of oceanic slab as well as upper crustal material brought into the mantle by the subduction process. Subduction-related material can be recycled through the mantle for long times before being involved in the genesis of potassic magma.

Potassic and ultrapotassic rocks are mainly occurred in Shoshonitic series in Iran, where as, some occurs in Roman-Type series, only one instance is found as lamproite but no Kamafugite is encountered.

In Tertiary times and less quantities from the Quaternary, potassic rocks have been reported from several places in central Iran and the Alborz. Since then, only in the eastern coast of Urumieh Lake, and one locality in Kerman area, ultrapotassic rocks accompanied with potassic rocks crop out. Available data from these rocks are often limited to chemical analysis of major elements and their normative minerals. Thus research about the manner in which their magmas are formed and related conditions will be encountered with several difficulties.

کاما فوگیت‌ها تقسیم کرده‌اند می‌توان کیمبرلیت‌ها، به ویژه گروه دوم کیمبرلیت را که میکا دارند و مقدار K_2O آن‌ها به حدود ۴ می‌رسد و نسبت‌های K_2O به Na_2O آن‌ها قابل مقایسه با این نسبت‌ها در لامپروئیت‌ها است، در گروه پنجم سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک گنجانده (Mitchell, 1988).

کانی‌شناسی و شیمی عناصر اصلی

در جدول ۱ تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و نادر برخی از سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک جهان آمده است. حداقل غنی‌شدگی از پتاسیم در سنگ‌های شوشونیتی مشاهده می‌شود، چنانچه حدود ۲ تا ۳ درصد K_2O دارند و نسبت K_2O/Na_2O در آن‌ها حدود واحد است. براساس نظر Morrison, 1980 شوشونیت‌ها فقط باید شامل آن دسته از سنگ‌هایی باشند که در امتداد مرز صفحات همگرا و همراه با سنگ‌های آتش‌فشانی کالکو آلکالن هستند؛ چنین سنگ‌هایی معمولاً Al_2O_3 زیاد (۱۴ تا ۲۰ درصد) و TiO_2 کم (کم‌تر از ۱/۲ تا ۱/۳ درصد) دارند و در انواع مافیک مقدار زیادی CaO (۱۰ تا ۱۲ درصد) دارند؛ اگرچه عموماً سنگ‌هایی را که به طور متوسط غنی از پتاسیم اما دور از قوس‌های آتش‌فشانی‌اند- مانند انواعی که در امتداد دره‌ریفت شرق آفریقا واقع شده و معادل‌های پتاسیک سنگ‌های حد واسط سدیک می‌باشد- نیز جزو شوشونیت‌ها در نظر می‌گیرند (Jöplín, 1968). مجموعه‌های آتش‌فشانی شوشونیتی شامل بازالت‌های شوشونیتی، لاتیت، و تراکیت تا ربولیت است. ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها مافیک تا متوسط و از کمی فوق اشباع تا کمی تحت اشباع از سیلیس تغییر می‌کند. کانی‌شناسی شوشونیت‌ها عمدتاً به کلبینوپیروکسن دیوپسیدی- سالتی و پلازیوکلاز محدود می‌شود. اولوین در غالب سنگ‌های مافیک فازی متعارف است و در سنگ‌های حد واسط آن نیز بیوتیت و سانیدین وجود دارد.

سنگ‌های اولتراپتاسیک نوع رومی سری‌های مشهور و شناخته شده لوسیت- تفریت، لوسیتیت و لوسیت، فنولیت را تشکیل می‌دهند. سنگ‌های تیبیک این گروه در ایالت روم مرکز ایتالیا (Peccerillo and Manetti, 1985) و برخی آتش‌فشان‌های اندونزی (Varne and Foden, 1988) وجود دارند. پراکندگی‌هایی از این قبیل سنگ‌ها اخیراً در شمال شرق چین (Wang, et al, 1991) و مرکز شرقی پاراگوئه (Cominchiaramonti) گزارش شده است. سنگ‌های اولتراپتاسیک نوع رومی از سیلیس تحت اشباع‌اند و ترکیب مافیک تا متوسط، Al_2O_3 زیاد (بین ۱۰ تا ۲۰ درصد)، TiO_2 کم (معمولاً کم‌تر از ۱/۲ درصد) دارند. در انواع مافیک CaO زیاد (معمولاً حدود ۱۰ تا ۱۳ درصد) و MgO نیز حدود ۲ تا ۳ درصد است. لوسیت، پلازیوکلاز، و سانیدین فازهای اصلی در رخ‌نمون‌های این تیب سنگ‌ها است؛ معمول‌ترین کانی مافیک پیروکسن (دیوپسید غنی از آلومینیوم تا سالت) است، اما در اکثر سنگ‌های مافیک اولوین در مقادیر کم‌تر پیدا شده است. وجود نفلین در زمینه این سنگ‌ها امری متعارف است. کانی‌های فرعی، از قبیل فلوگوپیت،

سنگ‌های سرشار از پتاسیم علی‌رغم گسترش جغرافیایی زیاد، فراوانی محدودی دارند؛ این سنگ‌ها به صورت توده‌های آتش‌فشانی، نیم عمیق، و نفوذی در محیط‌های گوناگون تک‌تونیک نظیر کراتون‌های قاره‌ای، نواحی‌ای که در گذشته دچار برخورد شده بودند (Postcollisional)، نوارهای کوهزایی فعال، و به مقداری جزئی در درون صفحات اقیانوسی مشاهده می‌شوند (Gupta and Yagi, 1980). سنگ‌های پتاسیک مرکز و جنوب ایتالیا، ناحیه‌ایقل در آلمان، اوگاندا، غرب استرالیا، اندونزی، جنوب شرق اسپانیا، غرب آمریکا، و شمال شرق جمهوری خلق چین از مشهورترین پراکندگی‌های قاره‌ای این نوع سنگ‌ها در جهان‌اند. تریستان داکون‌ها، کپ ورد و جزایر مارکوس از بهترین مثال‌های اقیانوسی سنگ‌های سرشار از پتاسیم است. سنگ‌های شوشونیتی همراه بسیاری از قوس‌های اقیانوسی و قاره‌ای مشاهده می‌شوند.

ترکیب‌های کانی‌شناسی، عناصر اصلی، عناصر نادر و ایزوتوبی سنگ‌های غنی از پتاسیم بسیار متغیرنند (Yoder, 1986, Foley et al. 1987). از این‌رو، به جهت توضیح حالت خاص این ماگماها در گذشته، فرضیه‌های ژنتیکی متعددی مطرح شده است؛ ویژگی‌های ترکیبی، و نیز تعدد اسامی سنگ‌های پتاسیک سبب در ابهام ماندن این سنگ‌ها و ایجاد اشکال در بررسی خاستگاه ماگمای آن‌ها شده است. کشف الماس در برخی از سنگ‌های پتاسیک، ارتباط بین ماگماتیسم پتاسیک و کانی‌سازی عناصر نادر، و نیز طیف وسیع فرضیه‌هایی که مهاجرت و جابه‌جایی مذاب پتاسیکی حاصل از ذوب بخشی جزئی در گوشته را در فرآیندهای اصلی تکوین گوشته مؤثر می‌دانند همه منجر به این شده‌اند که وسعت توجه و علاقه به سنگ‌های پتاسیک از مرز توضیح و توصیف لیتولوژی صرفاً بیرونی این گونه سنگ‌ها فراتر رود.

طبقه‌بندی و ویژگی‌های ترکیب شیمیایی

طبق قرار، سنگ‌هایی را پتاسیک گویند که نسبت K_2O به Na_2O در آن‌ها حدود یک یا کمی بزرگ‌تر، و مقدار MgO بیش از ۳ درصد وزنی باشد. شرط اخیر به دلیل جدا کردن سنگ‌هایی از قبیل تراکیت‌ها، داسیت‌ها، و ربولیت‌هایی است که نسبت K_2O/Na_2O آن‌ها در اثر فرآیندهای تکوینی معمول و متعارف بالا است اما ماگمای‌ها در آن‌ها نمی‌تواند ذات پتاسیک داشته باشد. واژه «اولتراپتاسیک» برای سنگ‌هایی که مقدار K_2O آن‌ها بیش از ۳ درصد و نسبت K_2O به Na_2O بیش از ۲/۵ باشد به کار می‌رود؛ البته واژه‌های «پتاسیک» یا «غنی از پتاسیم» نیز غالباً با اغماض جهت معرفی سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک به کار می‌رود.

نوسانات و تغییرات گسترده در ترکیب شیمیایی سنگ‌های پتاسیک کار طبقه‌بندی آن‌ها را دشوار ساخته و هنوز در این زمینه اتفاق نظر حاصل نشده است (Mitchell and Bergman, 1991). اگرچه طرح طبقه‌بندی آن‌ها به چهار گروه توسط مؤلفان متعددی (نظیر 1987 Sahama, 1974; Barton, 1979; Mitchell, 1985; Foley et al. 1987) شده و سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک را به چهار گروه اصلی شوشونیت‌ها، سنگ‌های اولتراپتاسیک نوع رومی، لامپروئیت‌ها، و

جدول ۱- ترکیب شیمیایی عناصر اصلی و نادر برخی از سنگ‌های پتاسیک.

SH-AA2 و SH-AA1 : بازالت شوشونیتی و لاتیت شوشونیتی قوس آنولیان؛ HKS-PH , HKS-PH تفریت لومیت و فنولیت لومیت سرشار از پتاسیم نوع رومی از مرکز ایتالیا، KAM-SV , KAM-Cu سنگ‌های کامانزگیتی مرکز ایتالیا، KAM-EA سنگ کامانزگیتی شرق آفریقا. LAM-OR و LAM-CO سنگ‌های لامبرونیتی کورسیکا و مرکز ایتالیا، LM-Au1 و LM-Au2: لامبرونیت‌های کم سیلیس و پرمیسیس غرب استرالیا. اطلاعات از

Peccerillo, et al.(1988), Mitchell and Bell (1976), Bell and Powell (1969), Jaques, et al. (1989).

Sample	SH-AA1	SH-AA2	HKS-WA	HKS-PH	KAM-SV	KAM-CU	KAM-BA	LAM-CO	LAM-OR	LM-AU1	LM-AU2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	51.00	59.50	48.99	55.33	41.42	43.68	36.22	57.89	58.11	40.98	51.02
TiO ₂	0.90	0.69	0.70	0.60	0.67	1.15	4.76	2.37	1.43	2.65	1.41
Al ₂ O ₃	17.20	17.50	16.40	18.03	12.00	7.53	8.21	10.47	11.18	4.38	12.41
Fe ₂ O ₃	3.00	2.50	2.00	2.53	1.70	5.47	7.58	2.17	1.74	3.40	1.26
FeO	4.93	3.33	4.60	3.88	4.80	2.20	4.55	2.52	3.32	4.27	4.55
MnO	0.15	0.09	0.15	0.08	0.10	0.12	0.18	0.08	0.08	0.10	0.06
HgO	6.33	2.30	7.15	1.43	13.00	10.52	9.76	6.38	8.78	22.93	13.27
CaO	10.70	5.49	11.00	5.00	15.70	14.97	13.98	3.64	3.60	5.71	2.01
Na ₂ O	2.31	3.34	2.50	4.13	1.13	0.45	1.28	1.06	1.56	0.09	0.12
K ₂ O	2.33	3.77	6.00	8.81	8.41	9.88	7.29	10.49	7.43	4.26	7.06
P ₂ O ₅	0.46	0.41	0.50	0.43	0.40	1.14	1.09	0.82	0.70	0.88	0.59
LOI	0.70	1.00	0.20	0.70	0.77	2.90	3.07	2.07	2.07	8.19	5.47
Total	100.01	99.92	100.19	100.95	100.10	100.01	97.97	99.96	100.00	97.84	99.23
Cs			66.0	340	33	74		7	15	9.9	3.7
Rb	70	118	403	544	459	596	156	343	449	317	169
Sr	736	600	1150	1200	1834	3704	2531	812	646	930	276
Ba	1111	1412	880	880	750	4390	2500	1267	1175	835	1030
Th	16.1	26.0	40.0	184.0	38.0	137.0	29.0	41.0	109.0	15.4	21.0
U			10.5	30.0	10.5	28.0		5.5	18.0	2.2	3.6
La	51.0	63.0	66.0	178.0	96.0	254.0	197.0	183.0	149.0	118.0	51.0
Ce	103.0	118.0	133.0	355.0	193.0	578.0	404.0	302.0	315.0	312.0	108.0
Nd	49.0	43.0	62.0	0.0	90.0	232.0	0.0	111.0	165.0	82.0	43.0
Sm	9.0	10.1	12.5	22.6	20.3	41.0	20.4	19.0	29.0	11.2	5.9
Eu	2.20	2.20	2.10	3.00	3.33	7.60	4.98	2.50	3.30	2.60	1.26
Tb	1.00	1.10	0.77	1.12	1.41	2.90	1.79	0.80	1.10	0.81	0.39
Yb	2.49	3.33	2.13	3.44	3.12	2.60	1.11	1.10	1.90	1.09	0.45
Lu	0.37	0.70	0.33	1.32	0.46	0.36	0.13			0.13	0.03
Y	26	44	21		40	59		26	29	16	6
Nb	22	25	16	35	13	46	205	56	41	182	81
Ta	1.39	1.50	0.90	3.12	0.86	3.90	18.70	3.00	2.60	11.00	4.30
Hf	4.0	5.7	5.3	17.2	9.1	25.0	10.3	25.0	18.0	17.0	11.5
Zr	180	279	200		350	825	605	1351	787	575	367
Ni	69	10	93	12	153	80		271	307	980	560
Co	35	18	33	14	39	36	46	19	28	69	24
Cr	222	20	366	10	776	50	0	425	455	1180	890
Sc	33	15	31	7	19	18	25	10	15	15	5

بیوتیت، آمفیبول پارگازی، تیتانیوم مگنتیت، هائوین، و آپاتیت، به مقادیر مختلف موجودند سنگ‌های اولتراباسیک نوع رومی عموماً همراه سنگ‌های آتش‌فشانی حاوی K₂O کم‌ترند و به عنوان سری سنگ‌های پتاسیک که تقریباً مشابه شوشونیت‌های قوسی است شناخته شده‌اند، اگر چه سری سنگ‌های پتاسیک پتاسیم بیش‌تری دارند.

لامپروئیت‌ها به صورت گدازه، توف، توده‌های کم‌عقب با ترکیب اولترامافیک تا حدواسط اند و نسبت K₂O به Na₂O در آن‌ها خیلی بالا، اما مقدار Al₂O₃، Na₂O، CaO در آن‌ها کم است، چنان که Al₂O₃ ۱۰ تا ۱۱ درصد، Na₂O ۱/۵ تا ۲ درصد، و CaO نیز ۶ تا ۸ درصد است. در لامپروئیت‌ها MgO زیاد تا خیلی زیاد است، چنان که در بعضی نمونه‌ها میزان آن به ۲۰ تا ۲۵ درصد می‌رسد. اکثر لامپروئیت‌ها پرآلکاناند، چنان که نسبت K₂O + Na₂O به Al₂O₃ در آن‌ها بزرگ‌تر از یک است. کانی‌شناسی لامپروئیت‌ها شامل اولیوین سرشار از منیزیم، پیروکسن دیوپسیدی یا آلومینیوم کم، فلوگوپیت، ساندین، و پتاسیم ریشتریت است. لوسیت نیز ممکن است وجود داشته باشد، اما غالباً پلاژیوکلاز مشاهده نمی‌شود. بعضی از لامپروئیت‌ها فازهای نامتعارف غنی از تیتانیوم، باریم، و زیرکنیوم دارند که دلالت بر غنی‌شدگی خیلی زیاد عناصر تشکیل دهنده‌ها گمای لامپروئیتی دارد (Mitchell, 1985). برخی از لامپروئیت‌های دارای SiO₂ کم اما MgO زیاد، الماس دارند. لامپروئیت‌ها در محیط‌های درون صفحه‌ای قاره‌ای، مثل غرب استرالیا، و یومینگ در آمریکا، و نواحی‌ای که در گذشته دچار برخورد شده بودند- نظیر کورسیکا، جنوب شرق اسپانیا و مرکز ایتالیا- وجود دارند. ممکن است برخی از لامپروئیت‌ها گزنولیت‌هایی از گوشته داشته باشند.

نام کامافوگیت از سری گدازه‌های کاتونگیت (Katungite)، مافوریت (Mafurite) و اوگاندیت (Ugandite) بیرون‌زده در شرق افریقا گرفته شده که مکان و محل تیپ این قبیل سنگ‌ها است مقدار کمی از سنگ‌های کامافوگیتی نیز در معدود نقاط دیگر (Foley et al., 1987) یافت شده است، اما به طور قابل ملاحظه‌ای در مرکز ایتالیا همراه سنگ‌های آتش‌فشانی نوع رومی وجود دارند (Foley et al., 1988). کامافوگیت‌ها به شدت تحت اشباع از سیلیس‌اند و فازهای تیپیک سالیک آن‌ها کالسلیت و ملیلیت است؛ لوسیت نیز ممکن است وجود داشته باشد کانی‌های مافیک، شامل اولیوین غنی از منیزیم و پیروکسن دیوپسیدی تا سالیتی است؛ مونتی‌سیلیت (Mg₃Si₄O₁₄), فلوگوپیت و پروسکیت نیز ممکن است حضور داشته باشد.

کامافوگیت‌ها در ماهیت اولتراباسیکی، مقدار کم Al₂O₃ و Na₂O و مقدار زیاد MgO به لامپروئیت‌ها شباهت دارند، اما برخلاف لامپروئیت‌ها CaO زیاد (تا ۱۸ درصد) دارند، گزنولیت‌هایی با منشأ گوشته نیز در این سنگ‌ها یافت شده‌اند.

ژئوشیمی عناصر فرعی و نادر

سنگ‌های پتاسیک و اولتراباسیک عموماً با حضور زیاد تا خیلی زیاد عناصر به اصطلاح ناسازگار مشخص می‌شوند. بار و شعاع یونی این قبیل عناصر مانع از این می‌شود که آن‌ها به شبکه کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ در گوشته‌فوقانی وارد شوند. این عناصر ناسازگار به ویژه از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE/HFSE) تابعی از موقعیت و ساختار زمین‌شناسی محلی باشد که به طور خلاصه، میزان غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار در سنگ‌های سرشار از پتاسیم الزاماً به ویژگی‌های پتروژنیکی اصلی آن‌ها، بویژه فراوانی اکسید پتاسیم، بستگی دارد؛ برعکس، به نظر می‌رسد چگونگی غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار خصوصاً نسبت‌های LILE/HFSE تابعی از موقعیت و ساختار زمین‌شناسی محلی باشد که

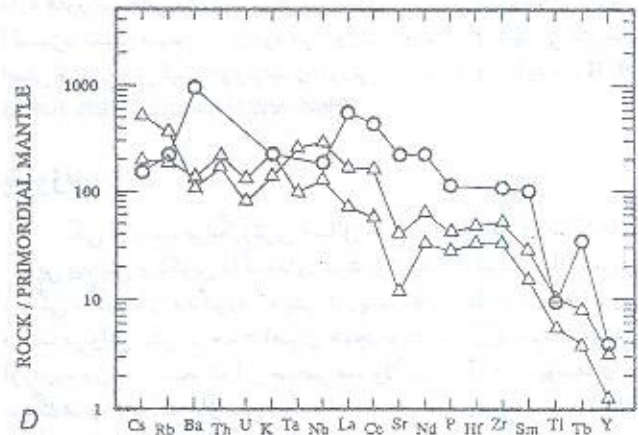
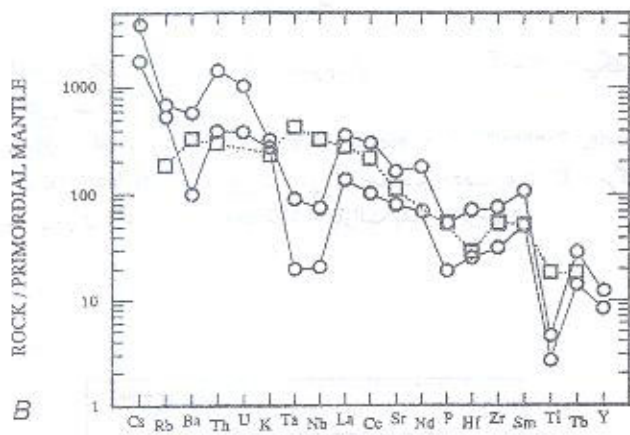
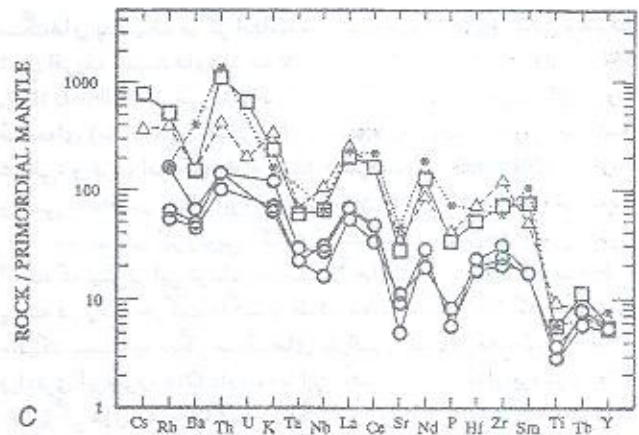
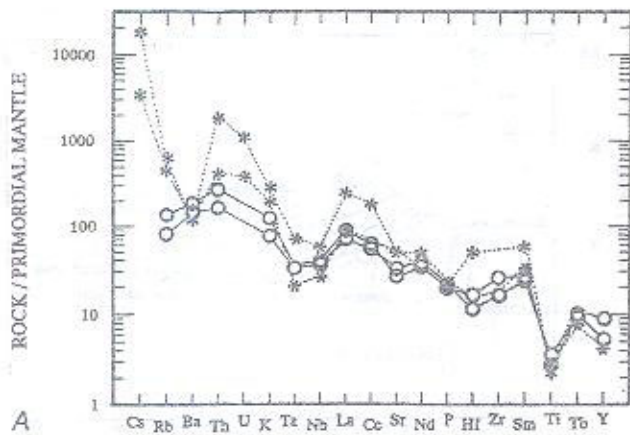
روش ترسیمی معمولی و متداولی که در نشان دادن فراوانی‌های نسبی و مناطق عناصر سنگ‌های آذرین بکار می‌رود آن است که فراوانی‌های عنصری سنگ با توجه به مقدار تمرکز در ماده مذاب از هم تفکیک و به صورت نقاط بهنجار شده‌ای (normalized plots) به نمایش درآیند؛ عموماً ترکیب فراوانی‌های کندریتی یا میانگین ترکیب گوشته اولیه به عنوان ارزش‌های بهنجار یا مقادیر استاندارد به کار می‌رود. شکل ۱ الگوهای عناصر ناسازگار سنگ‌های پتاسیک و اولتراباسیک را که به ترکیب گوشته اولیه بهنجار شده نشان می‌دهد. الگوهای سنگ‌های اولتراباسیک نوع رومی به دلیل شیب تند با دیگر الگوها فرق دارد؛ این الگوها فراوانی زیاد عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تمپی‌شدگی نسبی از عناصر با میدان پایبندی بالا (HFSE) (high field-strength elements)، تانتالیوم، نیوبیوم، زیرکنیوم، هافنیوم، و تیتانیوم را نشان می‌دهد. کمبود عناصر با میدان پایبندی بالا مشخصه سنگ‌های مرتبط به فرورانش است (Pearce, 1982) و نیز در سنگ‌های نفوذی و آتش‌فشانی پتاسیک مرتبط با نواحی کوه‌زایی قدیمی، بعضی مناطق مثل اسکاتی‌ش کالدونی-آئومالی‌های منفی از عناصر با میدان پایبندی بالا (HFSE) در سنگ‌های شوشونیتی جزائر آئولیان وجود دارد (شکل ۱ A).

سنگ‌های کامافوگیتی الگوهای عناصر ناسازگار متغیری دارند (شکل ۱ B). کامافوگیت‌های شرق افریقا الگوی تعدبی رو به بالا بدون آئومالی تیتانیوم و تمرکزهای زیاد نیوبیوم و تانتالیوم دارند و تقریباً مشابه الگوهای سنگ‌های آلکان سدیگ درون صفحه‌ای است (Wood, 1979). برعکس، سنگ‌های کامافوگیتی مرکز ایتالیا آئومالی‌های منفی تیتانیوم؛ نیوبیوم، و تانتالیوم دارند و از سنگ‌های سرشار از پتاسیم نوع رومی غیرقابل تشخیص‌اند. لامپروئیت‌های موجود در مناطق کوه‌زایی فعلی (نظیر کورسیکا، مرکز ایتالیا، جنوب شرق استرالیا) الگوهای شیب‌دار با آئومالی‌های منفی HFSE، باریم و استرانسیوم دارند و کلاً به الگوهای سنگ‌های پوسته‌فوقانی نظیر پلیت‌ها یا معادل‌های دگرگونی آن خیلی شبیه‌اند (شکل ۱ C) (Conticelli and Peccerillo, 1992). پیک‌های منفی از نیوبیوم و استرانسیوم نیز در لامپروئیت‌های لوسیت هیلز در یومینگ غرب آمریکا و غرب استرالیا مشاهده شده‌اند (شکل ۱ D).

لامپروئیت‌ها و کامافوگیت‌ها مقدار خیلی زیادی از عناصر فریمانزین نادر نیکل و کرم دارند (گاهی به بیش از ۲۰ تا ۲۵ درصد می‌رسد)، اما به ندرت مقدار اسکاندیم آن‌ها از ۲۰ تا ۲۵ قسمت در میلیون تجاوز می‌کند (Mitchell and Bergman, 1991).

سنگ‌های پتاسیک و اولتراباسیک عموماً با حضور زیاد تا خیلی زیاد عناصر به اصطلاح ناسازگار مشخص می‌شوند. بار و شعاع یونی این قبیل عناصر مانع از این می‌شود که آن‌ها به شبکه کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ در گوشته‌فوقانی وارد شوند. این عناصر ناسازگار به ویژه از عناصر لیتوفیل بزرگ یون





شکل ۱- الگوهای عناصر ناسازگار بهنجار شده به ترکیب گوشته‌اولیه (ووه ۱۹۷۹) برای بعضی از سنگ‌های غنی از پتاسیم، A: سنگ‌های شوشونیتی (دایره) و سنگ‌های نوع رومی (ستاره) اطلاعات از جدول یک B: سنگ‌های کامافوگیتی مرکز ایتالیا (دایره) و شرق آفریقا (مربع) اطلاعات از جدول یک C: سنگ‌های لامپرونیسی کورسیکا (مثلث)، مرکز ایتالیا (مربع) و جنوب شرق اسپانیا (ستاره)، گنیس و شیست‌های پی‌سنگ در مرکز ایتالیا (دایره). اطلاعات از جدول یک (1984), Venturrelli, et al. (1984), Nixon, Sandero conticelli (1989) منتشر نشده D: سنگ‌های لامپرونیسی از غرب استرالیا (مثلث) و لوسیت هیلز ویومینگ در غرب آمریکا (دایره)، اطلاعات از جدول یک، و Vollmer, et al. (1984).

ژئوشیمی ایزوتوپ استرانسیوم، نئودیمیوم، سرب، و اکسیژن

سنگ‌های غنی از پتاسیم سراسر جهان در دیاگرام $Sr\ 87/Sr\ 86$ دو روند مجزا دارند (شکل ۲). یک روند که نسبت‌های $Sr\ 87$ به $Sr\ 86$ نسبتاً پایین و متغیر اما نسبت‌های ایزوتوپی نئودیمیوم عموماً کوچک دارد با لامپرونیسیته‌های Smoky Butte (مونتانا)، لوسیت هیلز (ویومینگ) آمریکا، لامپرونیسیته‌های واقع در غرب آمریکا و گرینلند به وجود می‌آید.

روند دوم که نوسانات بیش‌تری را در نسبت‌های استرانسیوم و نئودیمیوم منعکس می‌سازد و ترکیب ایزوتوپی پسته‌فوقانی را نشان می‌دهد با اکثریت سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک و کیمبرلیت‌های میکادار گروه دوم به وجود می‌آید.

در شکل ۳ نسبت‌های ایزوتوپی سرب را می‌توان مشاهده کرد.

سنگ‌های پتاسیک در آن‌جا به وجود آمده‌اند. موقعیت زمین‌شناسی سبب می‌شود برخی سنگ‌ها در محیط‌های گوناگون تکتونیک از نظر عناصر اصلی و ویژگی‌های کلی به نظر مشابه برسند، اما از نظر فراوانی عناصر نادر و نسبت‌های آن‌ها به شدت متفاوت باشند، چنان که ظاهراً تنها راه تشخیص سنگ‌های پتاسیک درون صفحه‌ای و سنگ‌های پتاسیک مرتبط با فرورانش از هم، وجود آنومالی‌های منفی HFSE در نوع دوم است. اگر چه لازم به ذکر است که اخیراً در مناطقی که از نواحی فرورانش فعال یا فعلی دورند (نظیر ساپوکای گرابن "Sapucaí graben" در پارساگونیه et al. 1992 Cominchiaramonti، سنگ‌هایی کشف شده که به سنگ‌های آتش‌فشانی نوع رومی خیلی شبیه‌اند و آنومالی‌های منفی HFSE دارند. این مسئله روشن می‌سازد که ارتباط بین موقعیت تکتونیک و ماهیت ژئوشیمیایی در این سنگ‌ها گاهی گول‌زننده است و می‌تواند ایجاد خطا کند.

سنگ‌های پتاسیک مرکز ایتالیا نسبت به سنگ‌های آلکان سدیک شرق آفریقا نسبت‌های سرب ۲۰۷ به ۲۰۴ کوچک‌تری دارد (1988 Vollmer, 1977). برخی از لامپروئیت‌هایی که در موقعیت‌های درون صفحه‌ای (مانند غرب استرالیا، Gausberg شرق اقیانوس منجمد شمالی، و غرب آمریکا) دامنه نسبتاً گسترده‌ای از $Pb\ 207/Pb\ 204$ دارند و کمی نوسان در مقدار ایزوتوپی سرب ۲۰۶ به ۲۰۴ مشاهده می‌شود. نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن سنگ‌های پتاسیک خیلی متغیر است، که بیش‌تر این نوسانات احتمالاً حاصل آغشتگی یا اختلاط با پوسته در زمان حرکت ماگما به طرف سطح است. با آن که سنگ‌های مافییک نسبت به دیگر سنگ‌های بازالتی گرایش به داشتن مقدار زیادتری ایزوتوپ $O\ 18$ دارند، اما این نکته که آیا مقدار ایزوتوپ $O\ 18$ به ویژگی‌های منبع ماگما بستگی دارد یا با فرآیندهای هضم ربط دارد هنوز مشخص نشده است. فرآیندهای هضم در ترکیب ایزوتوپی اکسیژن تغییر مهمی به وجود نمی‌آورد، اما بر روی شیمی عناصر اصلی و نادر و ترکیب ایزوتوپ رادیوژنی تأثیری جزئی دارد (1986 al. Holm and Munksgaard 1986 Turi, et

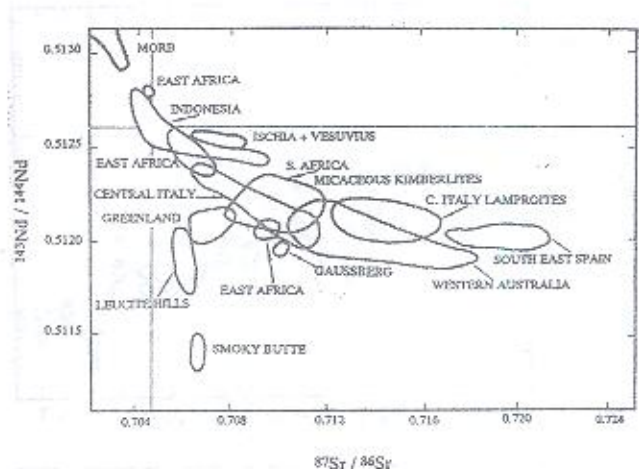
پتروژنز

یکی از بحث برانگیزترین مسائل مطرح در پتروژنی سنگ‌های آذرین پدایش و تکوین ماگماهای سرشار از پتاسیم است. جالب‌ترین ویژگی ماگماهای مذکور، که پتروژنیست‌های متقدم نیز به آن پی بردند، فراوانی بیش از حد عناصری همچون پتاسیم، روییم، و اورانیوم در آن است، که این عناصر معمولاً در سنگ‌های پوسته‌ای و سنگ‌های مافییک بازالتی تحت اشباع از سیلیس، که احتمالاً منشأزیرپوسته‌ای دارد، تمرکز یافته است.

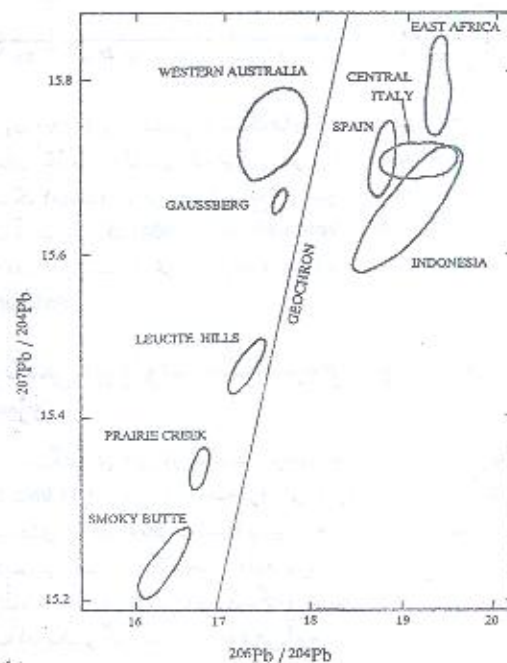
مطالعات ایزوتوپی هارلی و دیگران که ثابت کرد نسبت ایزوتوپی استرانسیوم بعضی از سنگ‌های پتاسیک مرکز ایتالیا به این نسبت‌ها در پوسته نزدیک‌تر از گوشته است، بر ابهامات موجود افزود؛ و این نتیجه‌گیری با مطالعات بعدی ایزوتوپی نیز تایید شد (1979 Vollmer and Howkesworth).

زمان نخستین تلاش‌ها برای توضیح ماگماتیسیم پتاسیک به آغاز قرن برمی‌گردد، یعنی به هنگامی که (Daly, 1910) اظهار داشت که ماگماهای پتاسیک با هضم سنگ‌های کربناته توسط ماگمای بازالت آلکان سدیک «نرمال» به وجود می‌آید. ریتمن (1933) فرضیه‌فوق را در Somma-Vesuvius و تممیم آن به سری‌های مدیترانه‌ای، که در آن موقع سنگ‌های پتاسیک نامیده می‌شد، به کار گرفت.

بر اساس نظر ریتمن، ماگماهای پتاسیک از هضم سنگ‌های کربناته توسط ماگمایی تراکیتی تولید شده است که خود بر اثر تکرار فرآیند تبلور بخشی از یک ماگمای آلکانی بازالت سدیک به وجود آمده است. در این چهار چوب مقدار بالای پتاسیم سنگ‌های سوماوژیوس را ریتمن به تراکیت نسبت داده و تحت اشباع بودن آن‌ها را از سیلیس با ترکیب کربنات توجیه می‌نماید؛ وجود سکانس ضخیمی از کربنات در پی سنگ سوماوژیوس، و نیز وجود گزولیت‌های متعدد کربناته درون گدازه‌ها و مواد پیروکلاستیک آن آتش‌فشان، فرضیات فوق را تائید می‌نماید؛ اما به کارگیری این فرضیه در شرق آفریقا به دلیل فقدان آهک در منطقه با اشکال مواجه می‌شود؛



شکل ۲- تغییرات ایزوتوپی استرانسیوم-نئودیمیوم در سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک. اطلاعات از Sandro Conticelli (1989), Nelson, et al. (1986), Foley, et al. (1987), Nelson (1992) و منابع موجود در آن. علائم اختصاری: C = مرکز، E = شرق، S = جنوب، MORB = بازالت پشته اقیانوسی.



شکل ۳- ترکیب ایزوتوپی سرب سنگ‌های غنی از پتاسیم، اطلاعات از Nelson (1992), Nelson, et al. (1985), Varne and Foden (1986), Vollmar (1987) و منابع موجود در آن.

ژئوشیمیایی و فیزیکی تولید و تفکیک ماگما برانگیخت. بزرگترین اشکال، غیر قابل توضیح بودن نوسانات شدید موجود در ایزوتوپ‌های استرنیوم ماگماهای پتاسیک است. دید عموم در واقع در آن زمان این بود که گوشته ترکیب ایزوتوپی استرانسیوم یکنواخت پایینی دارد (Sr87/ Sr86 حول و حوش ۰/۷۰۳ تا ۰/۷۰۴ است) نشانه‌های ایزوتوپی رادیوژنی این ماگماها احتمالاً حاصل هضم پوسته هم نبوده، چون برای ایجاد تغییری مهم در نشانه‌های ایزوتوپی رادیوژنی ماگماهای پتاسیک مقدار زیادی مواد پوسته‌فوقانی (گاهی بیش از ۷۰-۸۰ درصد) نیاز است که بی‌تردید این نکته با ترکیب مافیک و تحت اشباع بودن از سیلیس بسیاری از سنگ‌های پتاسیک مغایر است.

متاسوماتیسم گوشته و ماگماتیسیم پتاسیک

ظهور ایده‌متاسوماتیسم گوشته نقطه عطفی در درک ما از ماگماتیسیم پتاسیک و اولترپتاسیک بود. با مطالعه گزنولیت‌های پریدوتیتی که از گوشته‌فوقانی کنده شده و توسط فوران‌های پرشتاب کیمبرلیتی و بازالت آکالییک به سطح آورده شده‌اند، می‌توان مستقیماً کانی‌های غنی از عناصر ناسازگار چون فلوگوپیت، آمفیبول، و آپاتیت درون گوشته فوقانی را بررسی نمود. کانی‌های یاد شده گاهی درون رگ‌ها متمرکزند و گاهی در تمام توده‌سنگ پراکنده‌اند (1982, Menzies and Hawkesworth, Bailey).

بررسی‌ها و تحقیقات آزمایشگاهی روی سیستم‌های ساده و معمولی سنگ (1992, Edgar and Vukadinovic, 1992; Edgar, 1987; Foley, 1992) حاکی از آن است که غالب ماگماهای اولترپتاسیک با مخلوط‌های فلوگوپیت-پیروکسنیت تحت فشار زیاد بیش از پریدوتیت‌های معمولی در تعادل است؛ مضاف بر آن، مدل‌های ژئوشیمیایی تئوریک نیز نشان دادند که برای توضیح دلیل تمرکز عناصر ناسازگار در بازالت‌های پتاسیک، وجود یک گوشته‌غنی شده ضروری است.

رشته شواهد فوق منجر به این نتیجه‌گیری شد که گوشته‌فوقانی به دلیل ورود عوامل متاسوماتیسم‌کننده در مقیاس محلی ناهمگن است. البته ماهیت و منشأ عوامل متاسوماتیسم‌کننده هنوز مورد بحث است؛ در نهایت مذاب‌های سیلیکاته و یا سیالات گازدار با چگالی کم احتمالاً از عوامل فوق‌اند مطالعات تئوریک و آزمایشگاهی در زمینه جریان و حرکت سیال در حد واسطه‌های خلل و فرج‌دار حاکی از آن است که مذاب‌های کربناته یا سیلیکاته با ویسکوزیته یا گرانیروی پایین نسبت به سیالات گازدار در درون گوشته‌فوقانی با سهولت بیش‌تری جابه‌جا می‌شوند.

بر اساس نظرات Mckenzie، در گوشته‌فوقانی ذوب بخشی کم‌تر از یک درصد می‌تواند متحرک باشد. این سیالات احتمالاً درون گوشته (در محدوده‌هایی تر از لیتوسفر) وجود دارد که به سبب چگالی کم‌تر آن‌ها نسبت به سنگ‌های میزبان تمایل مهاجرت به سوی سطح را دارند که به دلیل حجم ناچیز نمی‌توانند حرارت را حفظ کنند، لذا با ورود به گوشته‌لیتوسفری نسیئاسرد، به سهولت متبلور می‌شوند؛ چون این مذاب‌ها در اثر ذوب بخشی جزئی و ناچیز سنگ‌های گوشته به وجود آمده‌اند باید غنی از عناصر ناسازگار و مواد فرار باشند در

از این رو (Holmes, 1950) برای این ناحیه فرضیه‌هضم گرانیت‌ها را توسط ماگماهای کربناتیستی پیشنهاد کرده است.

تا دهه ۱۹۶۰ قابل قبول‌ترین نظریه برای سنگ‌های غنی از پتاسیم منشأستکتیک یا ترکیبی برای آن‌ها بود. در آن زمان (1967 Savelli)، اظهار داشت که مقدار عناصر ناسازگار موجود در ماگماهای پتاسیک بیش از مقدار این مواد در سنگ‌های پوسته‌ای (به ویژه آهک‌ها) و هر مذاب بازالتی یا تراکیتی معمولی است. علت وفور عناصر فرومنیزین نظیر کروم و نیکل در غالب سنگ‌های پتاسیک اولیه با هضم گرانیت به وسیله‌مذاب کربناتی قابل توضیح نیست؛ به علاوه، چون درجه حرارت مذاب‌های کربناتیستی (۶۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد (Lebas, 1978) مشابه یا حتی کم‌تر از درجه حرارت سولیدوس گرانیت است و بالطبع سنگ‌های گرانیتی را نمی‌تواند هضم کند، این شواهد موجب شدند پدیده‌هضم به عنوان نخستین فرآیند معتبر در شکل‌های ترکیبی ماگماهای پتاسیک رد شود.

در سال‌های بعد، براساس انتقال‌گازی و تغییرات متاسوماتیسمی اعمال شده بر ماگماهایی که در پوسته یا گوشته تکوین یافته‌اند، نظریاتی ابراز شد. البته همان‌طور که کارمیچل (1976 Carmichael)، متذکر شد، این که چگونه یک فرآیند و عمل اتفاقی می‌تواند چنین ترکیبات مشابه و گسترده‌ای از سنگ‌های پتاسیک را تولید کند، هنوز در ابهام است.

فرآیند پالایش منطقه‌ای (Zon-refining) توسط (Harris, 1957) برای تولید ماگماهای پتاسیک مطرح شده است. پالایش منطقه‌ای تکنیکی است که در صنایع فولاد جهت خالص سازی شمش‌های فلز به کار می‌رود. برای این منظور آن‌ها را از یک سو ذوب می‌کنند با حرکت دادن منبع حرارت مذاب از تمام قسمت‌های فلز عبور می‌نماید و ضمن حرکت از خاصیت ورود سریع‌تر ناخالصی‌ها به درون فاز سیال حاصل از ذوب بخشی فلز یا هر جامد متبلور دیگر سود می‌جوید. فرآیند پالایش منطقه‌ای به کار گرفته شده در ماگماتیسیم پتاسیک حاکی از آن است که صمغ دیابیری از مواد خمیری از میان گوشته با ذوب سنگ‌های سقف از بالا و تبلور کانی‌ها در قاعده یا کف به طور آدیاباتیک یا بی‌دررو خواهد بود. با این پدیده تمام ناخالصی‌های گوشته (یعنی عناصر ناسازگار) با عبور دیابیر به آن جذب می‌شوند. در نتیجه، مذاب متحرک بتدریج از عناصر ناسازگاری غنی می‌شود و ترکیبی اولترپتاسیکی خواهد یافت.

بر اساس نظرات (O'Hara and Yoder, 1967)، ممکن است غنی‌شدگی ماگماهای زیرپوسته‌ای از پتاسیم و عناصر ناسازگار حاصل تبلور بخشی درون گوشته‌ای یک ماگمای بازالتی باشد که طی آن پیروکسن آمفاسیتی و گرونا از ماگما جدا شده باشد (تفریق اکلوزیت).

بالاخره براساس مدل‌های کمی عناصر کمیاب (Kay and Gast, 1973) اظهار داشتند که وفور عناصر ناسازگار و تفریق شدید عناصر خاکی نادر (REE) در بازالت‌های پتاسیک حاصل ذوب بخشی خیلی جزئی در گوشته‌پریدوتیتی گرونا دار است. براساس محاسبه آن‌ها، جهت حصول غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) در بعضی سنگ‌های اولترپتاسیک کم‌تر از یک درصد ذوب بخشی گوشته‌معمولی ضروری است.

نظریات فوق اعتراضاتی به ویژه در خصوص جنبه‌های

پتاسیک (مانند لامپرونیته‌های کورسیکا و مرکز ایتالیا) مشخصات ایزوتوپی و ژئوشیمیایی پوسته‌فوقانی مشاهده شده است، که دلیلی بر ضرورت حضور سنگ‌های پوسته‌فوقانی در متاسوماتیسم گوشته است (Conticelli and Peccerillo, 1992; Peccerillo, 1990).

برعکس، در محیط‌های درون صفحه‌ای (intra plate) احتمالاً عوامل متاسوماتیسمی سبب غنی‌شدگی در کلیه عناصر ناسازگار و نیز عناصر خیلی پایدار (HFSE) می‌شود. اگرچه باید خاطر نشان ساخت که موادی که با فرورانش به گوشته‌فوقانی وارد می‌شوند می‌توانند جا به جا شوند و مدت مدیدی بعد از استقرار آن‌ها در محل جدید سبب ماگماتیسم پتاسیک شوند (Neison, 1992). در این صورت، وجود ماگماهای پتاسیک با ویژگی‌های ژئوشیمیایی نوع قوسی (Arc type) به دور از هر فرورانش فعلی یا فعال تعجب‌آور نخواهد بود.

پترولوژی تجربی و ماگماتیسم پتاسیک

متاسوماتیسم گوشته برای غالب ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی ماگماهای پتاسیک توضیح مناسبی دارد. هرچند دیگر خصوصیات آن نظیر تفاوت‌های پتروشمیایی در میزان و درجه‌اشباع از سیلیس، فراوانی سدیم و کلسیم و آلومینیوم نیز مستلزم تحقق فرضیه‌متاسوماتیسمی است. با اطلاعات حاصل از مطالعه تجربی سیستم‌های مصنوعی و طبیعی می‌توان دلایلی در توضیح برخی ابهامات اظهار کرد.

Wendlandt and Egglar نتایج مطالعات تجربی خود را بر روی سیستم $KAISiO_4 - MgO - SiO_2 - HO_2 - CO_2$ ، که مطابق یک پریدوتیت فلوگوپیت‌دار غنی از پتاسیم متاسوماتیزه است، منتشر کردند. آن‌ها نشان دادند که کلاً، با وجود مقادیر ناچیز مواد فرار و ذوب بخشی جزئی، ماگماهای پتاسیک به وجود خواهند آمد؛ با افزایش فشار قلمرو پایداری انستاتیت نیز اضافه خواهد شد و در نتیجه سیالات حاصل با افزایش عمق از فوق اشباع تا شدیداً تحت اشباع از سیلیس تغییر خواهند کرد. این کار تجربی تأثیر فشار و ترکیب فاز سیال را در تولید ماگماهای پتاسیک با درجات متفاوت اشباع از سیلیس به وضوح روشن می‌سازد، اگرچه قادر نیست دیگر اختصاصات پترولوژیکی نظیر دامنه‌فراوانی سدیم، کلسیم، و آلومینیوم را در لامپرونیته‌ها تا سنگ‌های نوع رومی و شوشونیت‌ها توضیح دهد.

یک طریقه تولید ماگماهای فقیر از کلسیم-سدیم و آلومینیوم آن است که تصور گردد در محلی که این ماگماها تولید شده‌اند مقدار اجزای فوق ناچیز بوده است. با خروج سیالات بازالتی از یک لرزولیت «زایا» (Fertile) در گوشته فوقانی، تهی‌شدگی از این عناصر می‌تواند تحقق یابد. البته لرزولیتی که برای نخستین بار در شرایط ذوب واقع شده است، نتیجه مطالعات تجربی آشکار ساخته (برای مثال 1977 Mysen and Kushiro) که با ذوب لرزولیت ابتدا کلیتوپیروکسن و اسپینل غنی از آلومینیوم به سیال وارد می‌شوند و باقی‌مانده‌دیرگداز هارزبورژی بر جای می‌ماند که از عناصر کلسیم، سدیم، آلومینیوم، و اسکاندیم تهی اما در منیزیم، نیکل، و کرم غنی شده است. ویژگی‌های شیمیایی مذکور به هر ماگمایی که از ذوب مجدد هارزبورژیت فوق پدید آید نیز منتقل خواهد شد؛ از این رو گروهی براین باورند که لامپرونیته‌ها بدین ترتیب به وجود آمده‌اند که نخست از یک

واقع، ضمن ذوب بخشی، مواد فرار و عناصر ناسازگار درون فاز مایع پراکنده می‌شوند و میزان آن در سیالات با افزایش درجه ذوب بخشی کاهش می‌یابد. مذاب‌های متاسوماتیسمی نیز با نسبت‌های بالا از عناصر با درجات متفاوت ناسازگاری مشخص می‌شوند، مانند Rb/Sr که نسبت‌های ایزوتوپی $Sr87/Sr86$ برعکس $Nd 143/Nd 144$ با گذشت زمان افزایش می‌یابند.

با انجماد مذاب‌های متاسوماتیسمی رگه‌های غنی از فلوگوپیت و پتاسیم ریشتریت، به وجود می‌آید که ممکن است دارای فازهای فرعی غنی از عناصر ناسازگار (نظیر آپاتیت) نیز باشند ضمن تبلور مذاب، سیالات گازدار درون سنگ‌های دیواره منتشر می‌شوند و سبب متاسوماتیسم پیش‌رونده در حول و حوش رگه‌ها می‌گردند.

گانی‌های متاسوماتیسمی نسبت به سنگ‌های احاطه‌کننده گوشته در درجات حرارت کم‌تر ذوب می‌شوند، از این رو هرگونه کشش پوسته‌ای یا صعود ایزوترم‌ها به واسطه یک نقطه داغ تصادفی (hot spot) (impinging) برای نمونه می‌تواند سبب ذوب اولیه در رگه‌ها شود و بعد ماگماهای پتاسیک را به وجود آورد.

شمار یا تعداد رگه‌های پتاسیک در گوشته تابعی از زمان و نیز تاریخچه ذوب بخشی قبلی در حوزه‌های گوشته محلی است. پس لایه‌های ضخیم متاسوماتیسمی تنها در زیر کراتون‌های پایدار می‌توانند به وجود آیند. اما چون در زیر پوسته‌های اقیانوسی لایه‌های متاسوماتیسمی یا وجود ندارند یا اگر هم باشند ضخامت ناچیزی دارند، لذا ماگماهای پتاسیک و اولتراپتاسیک در محیط‌های اقیانوسی کم‌یاب خواهند بود.

احتمالاً منشأ عوامل متاسوماتیسمی در محیط‌های گوناگون تکتونیک با هم فرق دارد، چنان‌که در نواحی کراتونی این عوامل ممکن است بر اثر ذوب بخشی گوشته (در زیر لیتوسفر) حاصل گردد. در واقع متاسوماتیسم گوشته در نواحی کوهزایی، با سیالات یا مذاب‌هایی که از قطعه فرورفته به وجود می‌آیند ارتباط زیادی دارد. بنابراین، نامعقول نخواهد بود اگر بپذیریم که عوامل متاسوماتیسمی با منشأهای مختلف ترکیبات ژئوشیمیایی و ایزوتوپی متفاوتی خواهند داشت.

مذاب‌ها یا سیالات موجود در محیط‌های کوهزایی احتمالاً نسبت LILE/HFSE بالایی خواهند داشت که ممکن است به این دلیل باشد که تنها عناصر خیلی پایدار (HFSE) قطعه در طول ذوب به صورت یک فاز باقی‌مانده محفوظ می‌ماند با این فرضیه به خوبی نسبت‌های بالای LILE/HFSE سنگ‌های پتاسیک موجود در نواحی کوهزایی فعال یا قدیمی قابل توضیح می‌شوند. بی‌نظمی یا آمیختگی‌های مشاهده شده در مناطق فرورانش می‌تواند حاصل تنوع زیاد موادی باشد که طی فرورانش در متاسوماتیسم گوشته‌فوقانی وارد می‌گردند. مواد فوق ممکن است شامل بازالت‌های مختلف و آلترو شنه کف دریاها، رسوبات نواحی عمیق، و یا سرانجام، در صورت برخورد دو پوسته‌قاره‌ای، یک پوسته‌قاره‌ای کم ضخامت باشند (et al. 1987 Schreyer).

ترکیب ژئوشیمیایی و ایزوتوپی عوامل متاسوماتیسمی همچنین ممکن است مشابه ویژگی ژئوشیمیایی و ایزوتوپی موجود در سنگ‌های پوسته‌فوقانی باشد و آن خصوصیات را نیز به ماگماهای پتاسیک منتقل سازد؛ برای مثال، در برخی از سنگ‌های آتش‌فشانی



سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک در البرز - آذربایجان

در طول ترسیر و کواترنر در نقاطی چند از البرز و آذربایجان نظیر طالقان (Stalder, 1971) میانه (Lescuyer and Riou, 1976) لطفی و (۱۳۵۴)، اهر (باباخانی، ۱۳۶۰) شرق دریاچه ارومیه (معین وزیری و همکار، ۱۹۹۱)، دماوند (Brousse, et al. 1977) و ۴۰۰ سنگ‌های تحت اشباع و واجد فلدسپاتوئید (سری آلکان) به وجود آمده‌اند که بعضاً پتاسیک‌اند و تنها در شرق دریاچه ارومیه (جزیره اسلامی) ماهیتی اولتراپتاسیک می‌یابند جدای از البرز غربی یا آذربایجان، سنگ‌های پتاسیک در البرز مرکزی و جنوبی نظیر بخش‌هایی از ورقتهران و منطقه تارکستان با اهمیت کم‌تری پراکنده‌گی دارند.

توده آتشفشانی سارای در ساحل شرقی دریاچه ارومیه (۸۰ کیلومتری غرب - جنوب غرب تبریز) به صورت مخروط مطبوعی از سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک به سن ۷/۸ + ۰/۲۹ میلیون سال است (معین وزیری و همکار، ۱۹۹۱) که سری‌های لوسیتی آلکان با دو دوره فعالیت در آن به وجود آمده است. جریان‌های گدازه، آذرآوری‌های بازانیت لوسیت‌دار و تفریت سازنده سیکل پایین است، اما سیکل فوقانی، که اهمیت بیش‌تری نیز دارد، با گدازه قطعه‌ای فنولیت و تراکیت شروع و به گدازه‌های قطعه‌ای بازانیت لوسیت‌دار ختم می‌شود (شکل ۴). هر دو سیکل فوق از نظر سری‌های ماگمایی در محدوده سری‌های آلکان قوی هستند و در ادامه فعالیت سنگ‌های آتشفشانی ترکیبی شوشونیتی از خود نشان می‌دهند. چنان که تجزیه شیمیایی عناصر اصلی در توده آتشفشانی سارای را با سنگ‌های اولتراپتاسیک نوع رومی مقایسه کنیم، مشاهده می‌شود که دامنه تغییرات CaO و Al_2O_3 ، TiO_2 در هر دو مشابه است اما از نظر MgO با هم اختلاف دارند. مقدار این اکسید در سنگ‌های اولتراپتاسیک توده آتشفشانی سارای بیش‌تر است، از نظر همراهی سنگ‌های شوشونیتی با سنگ‌های اولتراپتاسیک نیز مشابه سنگ‌های اولتراپتاسیک نوع رومی‌اند.

به عقیده معین وزیری و همکاران (۱۹۹۱)، ماگماهای این سنگ‌ها مشابه ماگمای دماوند است و ممکن است در یک منطقه فرورانش قدیمی پشت جبّه زاگرس، و بر اثر برخورد ورق‌های عربستان و اورازیا به وجود آمده باشد.

توده‌های نفوذی فلدسپاتوئیددار متعددی در آذربایجان شرقی تحت عناوین نفلین سینیت رزگه و کلیبر (دراهر)، نفلین سینیت بزرگوش، و آنالسیم سینیت باشکند (درسراب) وجود دارند، که نفلین سینیت کلیبر با ۷۰ کیلومتر مربع وسعت بزرگ‌ترین آن‌ها است و به ائوسن پایانی - الیگوسن نسبت داده می‌شود. آنالسیم فنولیت و تفریت‌های ائوسن زیرین قدیمی‌ترین سنگ‌های دارای فلدسپاتوئید اهر (شمال آذربایجان) است که با وسعت کم و پراکنده در میان ولکانیک برش‌های پالئوسن - ائوسن زیرین قرار گرفته است (نقشه ۱:۲۵۰، ۰۰۰). مقدار آلکالی این سنگ‌ها خیلی بالاست و در دیاگرام‌های مختلف با شوشونیت‌های پلستون پارک که توسط (Joplin, 1972) مطالعه شده‌اند، مطابقت کامل دارد (باباخانی، ۱۳۶۰).

جوان‌ترین سنگ‌های فلدسپاتوئیددار شمال آذربایجان توده‌های نفوذی نفلین سینیتی هستند که به صورت توده‌های پراکنده و منفرد در امتداد یک جهت شمالی - جنوبی قرار گرفته‌اند. فنولیت‌ها و نفلین

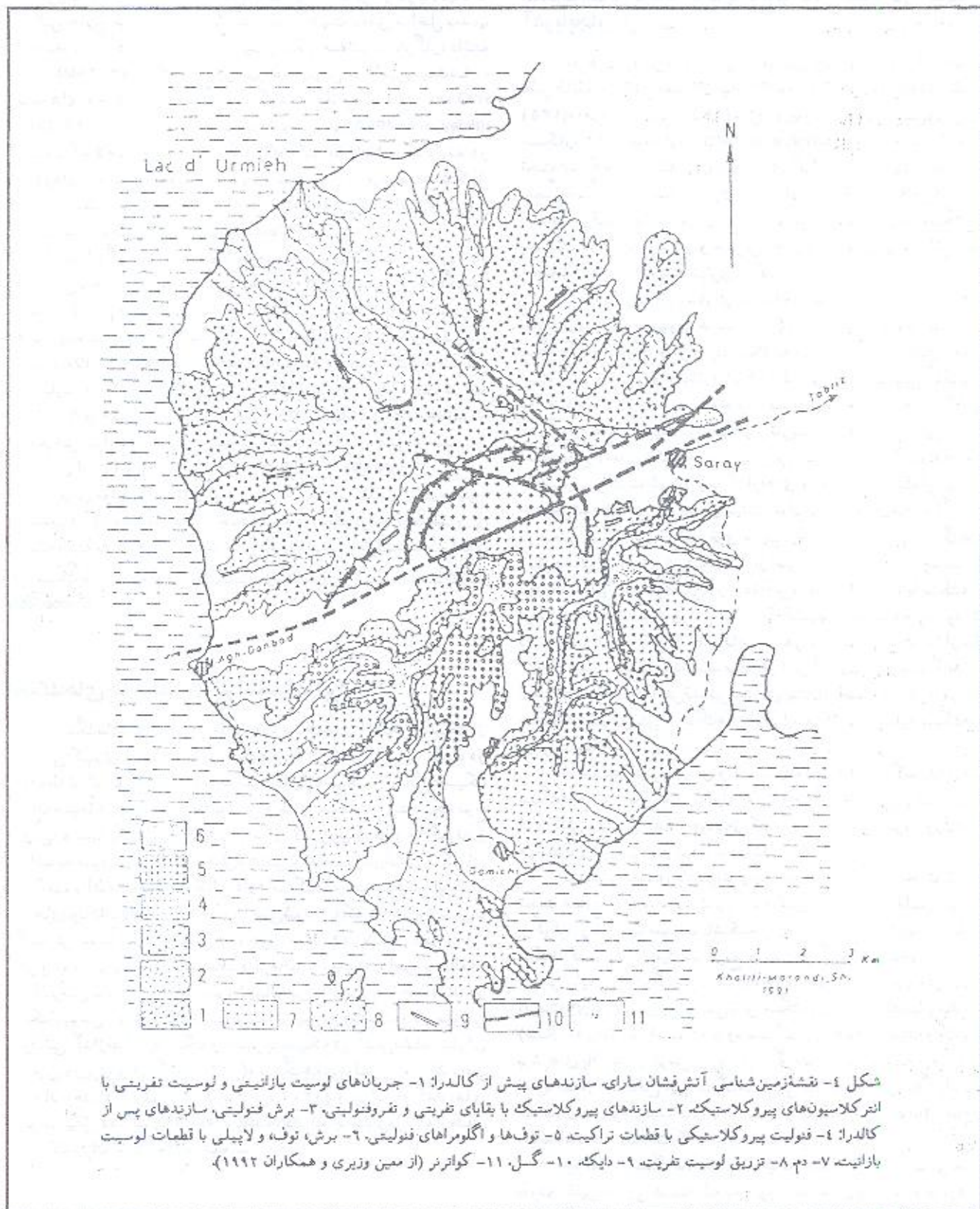
فلوگوئیت یا هارزبورژیت دارای پتاسیم ریشتریت بر اثر ذوب سیالات بازالتی خارج می‌شود تا ترکیب مناسب را جهت تحقق مراحل بعدی، از جمله ورود متاسوماتیسمی پتاسیم و دیگر عناصر ناسازگار، داشته باشد (Foley, et al. 1986). تغییر میزان سیلیس در لامپروئیت‌ها به فشارهای مختلف ذوب شدگی در گوشته فوقانی تحلیل رفته H_2O - HF - CH_4 ترکیبات فرار نسبت داده می‌شود (Foley, et al. 1986)، چنان که لامپروئیت‌هایی که SiO_2 کم اما MgO زیاد دارند در فشارهای بالاتر از انواعی که دارای سیلیس زیادی هستند تشکیل شده‌اند. حضور الماس در انواع دارای سیلیس کم تأییدی برای این فرضیات می‌تواند باشد (Peccerillo, 1992).

کامافوگیت‌ها که سدیم و آلومینیوم کم اما اکسید منیزیم زیاد دارند می‌توانند در گوشته فلوگوئیت‌دار دیرگداز به وجود آیند، اگرچه اکسید کلسیم و مقدار بالای آن نشانگر این است که این عنصر به همراه پتاسیم و عناصر ناسازگار، بر اثر متاسوماتیسم به وجود آمده است (Conticelli and Peccerillo, 1992). به علاوه، تحت اشباع شدگی از سیلیس در کامافوگیت‌ها حاکی از آن است که آن‌ها تحت شرایط فشار بالا و حضور مقادیر زیاد $CO_2/CG_2 + H_2O$ تشکیل شده‌اند. در واقع این شرایط در تولید مذاب‌های تحت اشباع و فقیر از سیلیس ضروری است (Wyllie, 1979; Brey, 1978; Mysen, 1977).

برای تولید ماگماهای نوع رومی که مقادیر کلسیم، آلومینیوم، و سدیم در آن‌ها بالا است، وجود منبع پریدوتیتی «زایا» ضروری است، البته به شرطی که پیش از متاسوماتیسم و تولید ماگماهای پتاسیک مذاب بازالتی مهمی از آن خارج نشده باشد (Peccerillo, 1992).

سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک ایران

سنگ‌های پتاسیک در مقایسه با سنگ‌های آلکان سدیک از فراوانی کم‌تری برخوردارند و سنگ‌های اولتراپتاسیک نیز تا کنون در دو نقطه از ایران گزارش شده‌اند. سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک ایران عموماً در سری‌های شوشونیتی و سری سنگ‌های پتاسیک نوع رومی، و تنها یک مورد آن هم در سری لامپروئیت قرار می‌گیرند و اغلب به صورت توده‌های آتشفشانی و گاه نفوذی‌اند و ماگمای اولیه‌عموم آن‌ها ماهیتی آلکان دارد. سنگ‌های شوشونیتی ایران به فازهای ولکانیک ائوسن منحصر نمی‌شوند، بلکه در طول ترسیر با گسترش نسبتاً قابل توجهی به وجود آمده‌اند؛ در شمال نطنز و اهر، طی پالئوسن زیرین، در شمال نطنز، کرمان، ساوه، میانه، اهر، و طالقان در ائوسن بالایی، و در نطنز، شمال غرب تفرش، و طالقان در الیگومیوسن گدازه‌های فلدسپاتوئیددار بیرون‌زده است و در میوسن فوقانی گدازه‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک در آتشفشان سارای (معین وزیری و همکار، ۱۹۹۱)، سنگ‌های اولتراپتاسیک راین کرمان احتمالاً در هولوسن (شیشه‌بر، ۱۳۷۲) و سرانجام گدازه‌های شوشونیتی دماوند (Brousse, et al. 1982) که جدیدترین گدازه‌های پتاسیک ایران است، حادث شده‌اند.



خارج پرتاب شده است. بمب‌های پرتاب شده در بافت، ساخت و گاهی ترکیب تغییرات وسیعی را نشان می‌دهند. ماگمای اولترابازیک غنی از پتاسیم، در حین صعود به طرف سطح زمین، قطعاتی از سنگ‌های گوشته و پوسته را نیز به صورت گزنولیت به همراه آورده است. شیشه‌بر (۱۳۷۲) مواد اولترابازیک پرتاب شده را در سه گروه (بمب‌های گرانیولار کم حفره، بمب‌های هپالوپورفیریک حفره‌دار، و بمب‌های پورفیریک حفره‌دار آلوده) گنجانده است، که سه کانی فلوگویت، سالیت، و اولیون در هر سه گروه از کانی‌های اصلی آنها است.

کراترهای منطقه‌اراین را (Milton, 1976) نوعی مار (Maar) می‌داند و پدیده‌فراوماگماتیک را در تشکیل آنها مؤثر دانسته و معتقد است که ماگمای این آتش‌فشان‌ها تفریت و یک کومولای متشکل از فلوگویت و کلنوپیروکسن همراه با شیشه‌ای به شدت پتاسیک بوده که در اثر تفریق به وجود آمده است. سبزه‌ای (۱۳۶۳) نیز این کراترها را نوعی مار می‌داند که با انفجارات فراوماگماتیک به وجود آمده، اما ولکانیسم آن را ناشی از ریفیتینگ قاره‌ای فرض کرده و معتقد است که بر اثر تفریق ماگمای اولترابازیک، ماگمای کربناتی و در نتیجه رگه‌های کلسیتی در منطقه به وجود آمده است. شیشه‌بر (۱۳۷۲) از مقایسه‌ترکیب شیمیایی سنگ‌های اولترابازیک قلعه حسنعلی با مشابه آنها در جهان چنین نتیجه می‌گیرد که این سنگ‌ها اختصاصات ژئوشیمیایی لامپروئیت‌ها را دارند؛ در مورد منشأ این ماگمای لامپروئیتی، که مسئول ولکانیسم انفجاری در قلعه حسنعلی است، باید گفت با توجه به این که لامپروئیت‌ها از ماگماهای اولترابازیک غنی از پتاسیم به وجود آمده‌اند، پس باید یک منشأ گوشته‌غیر عادی و محتوی فاز غنی از پتاسیم (فلوگویت یا ریشتریت) برای آن متصور شد اما تنها در صورت وقوع متاسوماتیسم در گوشته می‌توان انتظار وجود فلوگویت یا پتاسیم ریشتریت را داشت. شیشه‌بر (۱۳۷۲) رابطه‌بین ماگماتیسیم لامپروئیتی در این منطقه و سایداکشن نتوتیس را منطقی دانسته و معتقد است که حرکات گسل‌های اصلی در منطقه سبب تسهیل صعود و فوران ماگماهای عمیق گوشته‌ای شده است.

سری پتاسیک شمال شهر بابک (استان کرمان) مشتمل است بر فنولیت لوسیت‌دار و تفریت (Forster, 1972) در انوسن فوقانی که در اواخر ترسیر نیز گدازه‌های کالکوآلکان به انواع ساب آلکان و آلکان تغییر و تحول یافته و در نتیجه گدازه‌های آلکان غنی از پتاسیم به وجود آمده که، براساس داده‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی، مرادیان (۱۳۶۹) آنها را مشابه گدازه‌های سرشار از پتاسیم جنوب ایتالیا، حاصل فرورانش می‌داند.

سنگ‌های آتش‌فشانی شوشونیتی به ضخامت ۲۵۰۰ متر در ناودیس گود یابانی شمال غرب بردسیر (استان کرمان) که در زمان انوسن بالایی- الیگوسن زیرین به وجود آمده‌اند آنالسیم دارند و به عقیده‌عطاپور (۱۳۷۲) این شوشونیت‌ها در مراحل اولیه‌تیلور دارای لوسیت بوده‌اند اما در مراحل بعدی به آنالسیم تبدیل شده‌اند.

غیر از کرمان، در دیگر مناطق ایران مرکزی نظیر قم- آران (امامی، ۱۹۸۱)، چهارگوش کرج (مهذباده، ۱۳۷۰)، چهارگوش ساوه (شرق اشتهارد [طوطی، ۱۳۷۰])، شمال دریاچه نمک (حسینی، ۱۳۶۷)، نائین (عمیدی ۱۹۷۷) و ۰۰۰، در پایان انوسن ولکانیسم

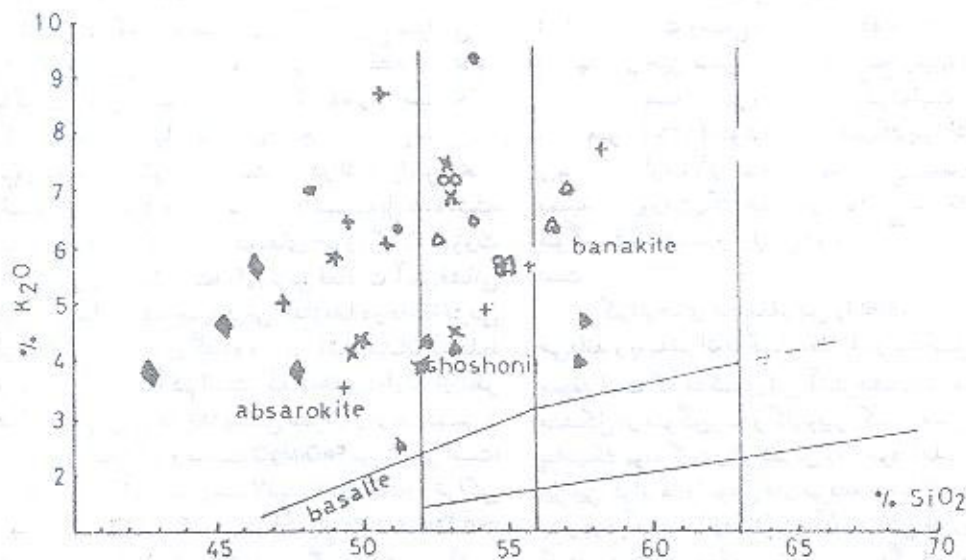
سینیت‌های آذربایجان به نظر باباخانی (۱۳۶۰) نتیجه‌تفریق یک ماگمای اولیون بازالتی‌اند که ابتدا ماگمای تحت اشباع فنولیتی از آن جدا شده و در انوسن زیرین، در سطح، جریان یافته است؛ در الیگوسن نیز ماگمای نفلین سینیتی از آن جدا شده و در سنگ‌های قدیمی‌تر نفوذ کرده است. فلدسپاتوئیدهای موجود در این سنگ‌ها (نفلین و آنالسیم) پسودومرف لوسیت است که در اثر افزایش بخار آب لوسیت نتوانسته پایدار بماند و به نفلین یا آنالسیم تبدیل شده است. آتش‌فشان دماوند در مرکز رشته‌کوه‌های البرز، که به صورت مخروط مطبق (استراتو ولکان) است، بارزترین فعالیت آتش‌فشانی کواترنر را نمایان می‌سازد، که جدیدترین گدازه‌ها در دامنه‌غربی مخروط قرار گرفته‌اند. جریان‌های گدازه در این آتش‌فشان مختلط زیاد و مواد آذرآوری آن نسبتاً کم است. گدازه‌های دماوند از نظر شیمیایی اختصاصات ویژه‌ای دارند؛ یعنی سرشار از سیلیس و آلکان‌اند و مقدار آهن آنها کم و نسبت FeO/MgO نیز ناچیز است، که در گذشته آنها را تراکی آندزیت، لاتیت، دورایت، و تراکی بازالت می‌نامیدند. در حالی که در دیباگرام (and Taylor, 1976) در قلمرو سری شوشونیتی قرار می‌گیرند که در آن به ترتیب آبساروکی، شوشونیت، و باناکیت فراوان‌تر می‌شود. طبق نظر (Brousse, et al. 1982) گدازه‌های شوشونیتی دماوند جدیدترین گدازه‌های منطقه‌اند و از اعماق فرورانش حاصل شده‌اند. با توجه به ترکیب شیمیایی گدازه‌های دماوند (البرز مرکزی)، (et al. 1977) می‌گیرند و تشکیل آن را حاصل برخورد صفحات و فرارانش از نوع خاص می‌دانند، بدین ترتیب که فرارانش یا ابداکشن پوسته‌های قاره‌ای باعث تداوم فرورفتن ورقه‌های باقی‌مانده پوسته‌اقیانوسی (افیولیت) در جبهه شده، بنابراین اصطکاک و گرم‌شدن در آن ناحیه سبب ذوب بخشی گشته و نتیجتاً ماگمای شوشونیتی تولید شده و آتش‌فشان شوشونیتی دماوند را در کواترنر به وجود آورده است.

بازالت‌های جوان در منطقه‌دماوند به نظر وثوقی عابدینی (۱۳۵۶) خصوصیتی نظیر بازالت‌های مادر دارند و ماگمای متشکله آن به احتمال زیاد منشأ سیمایی (Simatic origin) دارد. این بازالت‌ها نسبت به ماگمای متشکله‌بازالت‌های آلکان منطقه آذربایجان از اعماق زیادتری نشأت گرفته‌اند. سنگ‌های آذرین دماوند را امامی و همکار (۱۳۷۲) از نوع بازالتی آلکان سدیک دانسته‌اند، که ضمن تحمل پدیده‌تفریق در مراحل نهایی گرایش پتاسیک پیدا کرده‌اند.

منشأ ماگمای آتش‌فشان دماوند براساس نظر (Jung, et al. 1977) به فرورانش پلیو- کواترنر صفحه‌عربستان به زیر صفحه‌ایران و در عمق حدود ۲۵۰ کیلومتری نسبت داده می‌شود.

سنگ‌های پتاسیک و اولترابازیک ایران مرکزی

در عهد حاضر، در اطراف دهکده‌های قلعه حسنعلی، قلعه حیدر، و توتک در ۳۰ کیلومتری جنوب شرق شهرستان راین واقع در استان کرمان، تعداد ۱۵ کراتر انفجاری به وجود آمده است که در سنگ‌های آتش‌فشانی انوسن، اگلومرای الیگومیوسن، و آبرفت‌های کواترنر تشکیل شده است که ظاهراً تنها از بزرگ‌ترین کراتر انفجاری منطقه‌قلعه حسنعلی گدازه‌ها و بمب‌های اولترابازیک به



شکل ۵- موقعیت تعدادی از سنگ‌های پتاسیک (سری شوشونیتی) و اولتراپتاسیک ایران در دیاگرام (Taylor, 1976) K₂O/SiO₂ (Peccerillo and

علائم و منابع مورد استفاده: (+) - سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک آتشفشان سارای (معین‌وزیری و همکار، ۱۹۹۱)، (-) - سنگ‌های پتاسیک در منطقه کرمان (مرادیان، ۱۳۶۹؛ عطاپور، ۱۳۷۲)، (x) - سنگ‌های پتاسیک قم- آران و نائین (امامی، ۱۹۸۱؛ عمیدی، ۱۹۷۷)، (o) - نفلین سینیت‌های شمال آذربایجان (باباخانی، ۱۳۶۰) ز (-) - سنگ‌های پتاسیک در چهارگوش تهران و کرج (شاهرخی، ۱۳۶۶؛ مهدیزاده تهرانی، ۱۳۷۰). (-) - سنگ‌های پتاسیک در چهارگوش ساوه (جنوب شرق اشتهارد؛ طوطی، ۱۳۷۰). (e) - سنگ‌های پتاسیک منطقه دوازده امام (شمال دریاچه نمک [حسینی، ۱۳۶۷]. (-) - بمب‌های اولتراپتاسیک قلعه حسنعلی راین (کرمان، [شیشه‌بر، ۱۳۷۲].

No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	47.28	50.68	49.49	58.27	47	51.51	43	46.39	52.98	55.37	53.05	49.47	52.80	52.4	56.59	52.2
TiO ₂	0.97	1.13	1.13	0.13	0.62	0.84	1.34	1.38	0.41	0.73	0.97	0.79	0.39	0.95	1.36	1.54
Al ₂ O ₃	10.90	15.17	13.69	16.31	29	20.2	9.71	10.72	20.87	19.99	17.67	20.11	19.88	16.77	17.01	15.79
Fe ₂ O ₃	1.38	1.36	1.3	0.90	1.51	4.17	2.72	2.85	3.90	2.99	5.16	5.60	2.72	2.45	1.86	3.04
FeO	7.35	7.50	7.08	4.60	1.37	0.74	4.21	5.00	0.42	2.38	2.43	2.78	1.37	4.75	4.46	6.28
MnO	0.23	0.22	0.21	0.20	0.05	0.05	0.13	0.01	-	0.13	0.16	0.16	0.16	0.79	0.31	0.28
MgO	9.63	3.39	7.28	3.38	3.25	4.97	13.18	12.48	1.59	2.21	1.97	3.68	2.25	2.85	3.46	5.6
CaO	13.71	7.77	12.17	4.40	4.20	3.68	14.04	11.44	1.59	4.39	7.23	7.70	4.35	7.79	3.36	6.4
Na ₂ O	1.49	1.95	2.64	3.47	4.62	3.48	1.86	2.38	3.40	5.56	4.01	2.93	4.20	4.1	4.51	2.94
K ₂ O	5.13	8.86	3.55	7.62	7.05	6.57	5.66	6.72	7.16	5.58	4.91	4.17	7.31	6.21	6.4	4.22
P ₂ O ₅	1.68	1.38	1.41	0.82	0.31	0.54	2.99	1.46	0.29	0.41	0.44	0.36	0.19	0.41	0.16	0.91
L.O.I		1.13	3.46	0.24	-	5.62	-	2.38	2.31	4.56	-		
Total	99.75	99.41	99.36	100.7	100.11	99.64	99.34	99.86	97.94	99.74	99.77	100.08	100.18	99.74	99.48	99.2

جدول ۲- تجزیه‌شیمیایی عناصر اصلی تعدادی از سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک ایران.

منابع: ۴ تجزیه‌اول از ساحل شرقی دریاچه ارومیه (از معین‌وزیری و همکار، ۱۹۹۱)، شماره‌های ۵ و ۶ از نفلین سینیت‌های آذربایجان (از باباخانی، ۱۳۶۰)، شماره‌های ۷، ۸، ۹، ۱۰ و ۱۱ سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک کرمان (به ترتیب ۷ و ۸ از شیشه‌بر، ۱۳۷۲؛ ۹ از عطاپور، ۱۳۷۲؛ ۱۰ از مرادیان شهر بابکی، ۱۳۶۹) ۱۱ از شوشونیت قم (امامی، ۱۹۸۱) ۱۲-۱۳ از شوشونیت-آبساروکیت نائین (عمیدی، ۱۹۷۷) ۱۴، ۱۵ و ۱۶ به ترتیب از چهارگوش تهران (شاهرخی، ۱۳۶۶)، چهارگوش کرج (مهدیزاده تهرانی، ۱۳۷۰)، چهارگوش ساوه (طوطی، ۱۳۷۰).



ثالثاً سیالات پتاسیک حاصل ذوب رگه‌ها ممکن است بر خصوصیات ژئوشیمیایی و ایزوتوپی سایر ماگماها نظیر بازالت‌های تولیتی قاره‌ای، آلکان بازالت‌های سدیک، و سنگ‌های آتشفشانی کالکو آلکان نیز تأثیر بگذارند (Cox and Elam, 1991; Crisci, et al. 1991). درحقیقت صعود ماگما با هر ترکیب از لایه‌متاسوماتیسم لیتوسفر احتمالاً ذوب بخشی رگه‌ها و متعاقباً اختلاط درون گوشته‌ای مذاب بالا آمده را سبب می‌شود. بنابراین، خصوصیات ژئوشیمیایی مشاهده شده در بعضی از سنگ‌های تولیتی و کالکو آلکان دلیلی واضح بر فقدان یا حضور مقادیر ناچیز از ماگمایی است که طی یک فرآیند تک مرحله‌ای از ذوب سنگ‌های میسین از گوشته به وجود آمده باشند و در واقع ویژگی‌های این ماگماها حاکی از اختلاط و آمیختگی مذاب‌هایی است که در اعماق مختلف و با درجات متفاوت ذوب بخشی به وجود آمده‌اند (Anderson, 1990).

رابطه تغییرات شیمیایی اضافی در ماگماهای پتاسیک ممکن است حاصل فرآیندهای تکوینی در اعماق مختلف باشند این فرآیندها سبب ایجاد سیالات پس مانده‌ای می‌شود که در بسیاری از عناصر ناسازگار و فازهای فرار غنی شده‌اند. در برخی حالات جدایش H_2O و فازهای غنی از فلورین از فازهایی که در حد فوق اشباع حاوی مواد فرار هستند سبب فوران‌های آتشفشانی با انفجارهای شدید می‌شود. فازهای سیال ناشی از ماگماهای پتاسیک در صورت جدایش از آنها می‌تواند مقادیر زیادی از عناصر ناسازگار را در محلول حمل کنند؛ با تراوش و نفوذ این سیالات به سنگ‌های دیواره کانی‌سازی از عناصر نادر (به ویژه توریم، اورانیوم، LREE، و آنتیمون) تحقق می‌یابد که در بعضی مواقع این کانی‌سازی‌ها با آتشفشان‌های پتاسیک مرتبط می‌شوند (Locardi, 1986).

بدیهی است که بسیاری از پرسش‌هایی که در ارتباط با منشأ ماگماتیسیم پتاسیک است هنوز پاسخ مناسبی ندارند. به علاوه، بحث در خصوص نوع و ترکیب عوامل متاسوماتیسمی و نقش فازهای باقی‌مانده در طول ذوب رگه و ارتباط بین ماگماهای آلکان سدیک و پتاسیک، که موضوع مهمی است، ادامه دارد. آیا در اعماق مختلف گوشته فوقانی دو ماگمای آلکان مختلف وجود داشته؟ یا وجود آنها انعکاسی از متاسوماتیسم‌های گوناگون است؟ آیا وجود آنها به خاطر شرایط فیزیکی شیمیایی متفاوت به هنگام ذوب بخشی و نتیجتاً عکس‌العمل‌های مختلف کانی‌های متاسوماتیسمی است؟

موضوعات فوق توسط (Ryabohikov, et al. 1982; Edgar and Vukadinovic, 1992; Roger, 1992) و سایرین مورد بحث قرار گرفته و فرضیات متعددی ابراز کرده‌اند که حاکی از مورد توجه بودن و نیز تداوم مباحثه در خصوص موضوع مذکور است.

اما در ایران، علی‌رغم گسترش مکانی و بعضاً زمانی، سنگ‌های پتاسیک در کل نسبت به سنگ‌های آلکان سدیک موجود در ایران مرکزی و البرز در حجم‌های کوچک‌تر مشاهده می‌شوند و عمومادر سری شوشنی و بعضی منطبق با سنگ‌های پتاسیک نوع رومی هستند؛ گزارشی از وقوع کامافوگیت‌ها در دست نیست و تنها به یک مورد حضور لامپروئیت در ایران مرکزی اشاره شده است. زمین‌شناسان یا محققانی که روی این نوع سنگ‌ها یا گدازه‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک ایران کار کرده‌اند منشأ ماگمای آنها را مشابه دیگر سنگ‌های آذرین پایه فرورانش پوسته‌آفیانوسی تتیس در

شوشنی حادث شده یا گدازه‌های آلکان، که بعضاً پتاسیک‌اند به وجود آورده است که در محدوده آبساروکیت، شوشونیت، و باناکیت (شکل ۵) واقع می‌شود، و تجزیه‌شیمیایی عناصر اصلی تعدادی از آنها در جدول ۲ آمده است. عمیدی (۱۹۷۷) با توجه به مقدار فراوان استرانسیم، باریم، و تاحدی رویدیم آنها را نتیجه تفریق یک ماگمای بازالتی آلکان می‌داند و معتقد است که تظاهر این ماگمای بازالتی عمیق در انوسن بالایی بسیاری از نقاط ایران نشانه فعالیت تکنونیک در این زمان است.

حسینی (۱۳۶۷)، سنگ‌های پتاسیک موجود در منطقه دوازده امام (شمال دریاچه نمک) را حاصل فرورانش می‌داند و اظهار می‌دارد که بر اثر تفریق از یک ماگمای بازیک غنی از پتاسیم طی انوسن حاصل شده‌اند.

نتیجه گیری

مطالعات ژئوشیمیایی و تجربی نه تنها دید تازه‌ای در مورد پتروژنز ماگماهای پتاسیک ایجاد کرده است، بلکه به درک بهتر ما از فرآیندهای تکوین گوشته نیز کمک نموده است. به نظر می‌رسد که نکات زیر در درک ویژگی‌های ترکیبی و اهمیت زمین‌شناسی ماگماهای پتاسیک مهم و ضروری‌اند:

اولاً، جهت تولید یک ماده منشأ غنی شده در گوشته فوقانی، ایجاد سیالات متاسوماتیسمی ضروری است. اعتقاد بر این است که فرآیندهای متاسوماتیسمی در ایجاد رگه‌های غنی از پتاسیم - آمفیبول و فلوگوپیت نقش مهمی دارند، که با افزایش درجه حرارت یا در پی کشش پوسته‌ای به سهولت از این رگه‌ها ماگما به وجود می‌آید. نسبت ایزوتوپی استرانسیم برخلاف نسبت ایزوتوپی نئودیمیوم در اکثر ماگماهای پتاسیک بالا است. این ویژگی یا احتمالاً ناشی از زوال تدریجی $Nd\ 143$ و $Fb\ 87$ در رگه‌ای است که از ابتدا نسبت‌های Sm Rb/ Sr, Nd/ Rb بالایی داشته و یا در اثر ورود مذاب یا سیالات حاصل از ذوب قطعات پوسته فوقانی (که با پدیده فرورانش به گوشته آورده شده) به این ماگماها حاصل شده است.

ثانیاً، از نظر پترولوژیکی، سیالات پتاسیک مختلف می‌توانند از ذوب گوشته‌دار به وجود آیند که نه تنها به عمق ذوب، ترکیب، و فراوانی فازهای سیال و ماهیت سنگ‌ها در گوشته (Protolith) از نظر زیبا یا دیرگداز بودن آن مرتبط است، بلکه درجه ذوب بخشی نیز بر آن تأثیر دارد. درجه ذوب بخشی، مقدار نسبی ورود سنگ میزبان به مذاب را مشخص می‌سازد (Bergman, 1987; Foley, 1992 b). توزیع یا پراکندگی عناصر ناسازگار در ماگماهای پتاسیک احتمالاً با ترکیب عوامل متاسوماتیسم کننده در ارتباط است. درجه ذوب بخشی و ترکیب عوامل متاسوماتیسم کننده بسته به این که منشأ یا منبع آنها یک تخته سنگ فرورفته از پوسته باشد یا یک گوشته ساب لیتوسفری، ماهیت ژئوشیمیایی متفاوتی خواهد داشت؛ البته باید متذکر شد که فازهای باقی مانده در هنگام ذوب رگه‌ها می‌توانند در تعیین بعضی از ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای پتاسیک نقش داشته باشد (Foley and Wheller, 1990).

مقایسه با الگوهای سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک جهان، یا به عبارت دیگر افزایش مفروضات و دانسته‌ها، ادامه خواهد داشت.

زمان انوسن و تداوم فرورانش آن و یا بیدایش آن‌ها را به شکافت قاره‌ای نسبت می‌دهند.

اگر زون آتش‌فشانی ارومیه- دختر به عنوان کمان ماگماتیک حاصل از فرورانش پوسته‌اقیانوسی زاگرس در زمان انوسن شناخته شود، ماگمای شوشونیتی حادث شده را می‌توان حاصل فازهای کششی بین کمانی یا پشت کمانی در انوسن فوقانی به شمار آورد؛ در هر صورت، بحث در خصوص منشأ این سنگ‌ها تا انجام دقیق آزمایش‌ها جهت تعیین عناصر اصلی، فرعی و نادر، بررسی ژئوشیمی ایزوتوپی در تمام آن‌ها، ترسیم الگوهای بهنجار شده عناصر کم‌یاب و

سپاس‌گزاری

از اساتید محترم آقایان دکتر امامی و دکتر معین‌وزیری به خاطر کمک به رفع برخی ابهامات و نیز در اختیار گذاردن بعضی منابع کمال تشکر را دارم.

کتاب‌نگاری

- امامی، م. ه. - ایران‌نژادی (۱۳۷۲) - مطالعه پترولوژی و ولکانولوژی آتش‌فشان دماوند. فصل‌نامه علوم زمین. سال دوم، شماره ۷.
- امینی، صدرالدین (۱۳۵۹) - مطالعه زمین‌شناسی و پترولوژی منطقه تاکستان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- باباخانی، علیرضا (۱۳۶۰) - مطالعه پتروگرافی و ژئوشیمی نفیلین سینیت‌های شمال آذربایجان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- بربریان، مانوئل (۱۳۶۷) - فرگشت ژئوتکنیکی رشته کوه‌های ایران. هفتمین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- پورحسینی، فاطمه (۱۳۶۲) - پژوهشی در منشأ توده‌های آذرین ایران زمین، بررسی ژرف توده‌های نفوذی نطنز و بزمانه سازمان زمین‌شناسی کشور. گزارش شماره ۵۳.
- درویش‌زاده، علی (۱۳۷۰) - زمین‌شناسی ایران - مجموعه کتاب‌های علوم پایه. نشر دانش امروز.
- حسینی، مهدی (۱۳۶۷) - پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه آتش‌فشانی منطقه دوازده امام (شمال دریاچه نمک). پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تربیت معلم.
- حلمی، فریده (۱۳۷۳) - ویژگی‌های ترکیبی، پتروژنز و اهمیت زمین‌شناسی سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک و موقعیت این سنگ‌ها در ایران. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سبزه‌ای، مسیب (۱۳۶۳) - مطالعات زمین‌شناسی و سنگ‌شناختی فعالیت‌های ماگمایی (قلیایی- کربناتی) اواخر دوران چهارم و خاستگاه کراترهای منطقه قلعه حسنعلی راین. سازمان زمین‌شناسی مدیریت جنوب- خاوری (کرمان).
- شاهرخی، زهرا (۱۳۶۶) - زمین‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی منطقه میگون- نوجان (البرز مرکزی) پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- شیشه‌بر، فاطمه (۱۳۷۲) - بررسی پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های لامپرونیسی قلعه حسنعلی راین. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- طوطی، فرامرز (۱۳۷۰) - پترولوژی سنگ‌های آتش‌فشانی منطقه کوه جارو (جنوب شرق اشتهارد). پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- عظاپور، حبیبه (۱۳۷۲) - منشأ آنالسیم در شوشونیت‌های منطقه گود بیابانی شمال غرب بردسیر. مجموعه مقالات دوازدهمین گردهمایی سازمان زمین‌شناسی کشور.
- لطفی، محمد (۱۳۵۴) - بررسی‌های زمین‌شناسی و پترولوژی منطقه شمال- شمال شرق میانه (آذربایجان خاوری). پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- مرادیان شهریابکی، عباس (۱۳۶۹) - بررسی پترولوژی و ارزیابی اقتصادی سنگ‌های آذرین فلدسپاتونیددار شمال شهر بابک (جوزم). پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- مه‌دیزاده تهرانی، سیمین (۱۳۷۰) - بررسی زمین‌شناسی و پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتش‌فشانی منطقه مردآباد بخشی از ورقه ۱:۱۰۰،۰۰۰ کرج. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- وثوقی عابدینی، منصور (۱۳۵۶) - مقدمه‌ای بر تحقیقات پتروگرافی و پترولوژی ولکانیک‌های بازیک دوران چهارم منطقه آذربایجان. گزارش شماره ۶۱ سازمان زمین‌شناسی کشور.



References

- Amidi, S. M., Emami, M. H., Michel, R. (1982)- Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of central Iran and its geodynamic situation. *Geologischen Rundschau*, 73,3.
- Amidi, S. M., (1977)- Etude geologique de la region de Natanz- Surk (Iran central), stratigraphie et petrologie, *Geol. Surv. Iran, Re. No 42*.
- Amidi, S. M., (1977)- Distribution of Alkaline bearing rocks in Iran.
- Bout, P. et al. (1961)- Observations de geographie physique en Iran. *Centr. Docum. carto. Geogr. C. N. R. S., Me moi. Docum. VIII, pp. 9- 102*.
- Brousse, R. et Moine Vaziry, H. (1982)- L'Association Shoshonitique du Damavand (Iran). *Geologischen Rundschau*, Bd. 71, Heft.
- Brousse, R. et al. (1977)- Le Damavand: un volcan Shoshonitique de la plaque Iranienne. *Comptes Rendus, Acad. Sc. Paris, serie, D, 285 (2), pp. 131- 134*.
- Caillate, C. et al. (1978)- Geologie de la region de Saveh (Iran). Contribution a l'etude du Volcanisme et Plutonisme Tertiaire de la zone de l'Iran central. *These Dr. de Specialist. univ. Grenoble, France*.
- Crawford, A. R. (1972)- Iran. continental drift and plate tectonics. 24. th International Geological congress, Montreal, Section 3.
- Dewey, J. F., Bird, J. M. (1970)- Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75.
- Dewey, J. F., et al, (1973)- Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of America. Bulletin*, 84.
- Dixon, C. J. et al, (1974)- Plate tectonics and Mineralization in the Tethyan Region. *Mineralium Deposite No. 9*.
- Emami, M. H. (1981)- Geologie de la region de Qom- Aran. contribution a l'etude dynamique et geochimique du volcanisme- Tertiaire de Iran central.
- Forster, H. (1972): Magmatic and orogenic evolution of the central Iran volcan belt. 24th Inter. Geol. Cong. Montreal, Section 22, pp 198- 210.
- Gojkovic, S. (1973)- Geology of Kerman region: Geological Survey of Iran. Rept. No. Ys/52, Tehran.
- Joplin, G. A. (1968)- The Shoshonite association: a review, *Geol. Soc. Australia. Jour.* 15.275.
- Jung, D., Kursten, M. and Tarakian, M., (1976)- Post Mesozoic Volcanism in Iran and its relation to the Subduction of the Afro- Arabian under the Eurasian Plate. In *Afar between continental and oceanic rifting (V.II)*. Edited by A. Pilger and A. Rosler. E. Schweizerbatschi verlag sbuchh and lung, Stuttgart. pp. 175- 181.
- Lescuyer, J. L., Riou, R. (1976)- Geologie de la region de Mianeh (Azerbaïdjan); Contribution a l'etude du Volcanisme tertiaire de L'Iran. *These 3eme cycle, Grenoble*.
- Lescuyer, J. L., Riou, R., Babakhani, A. (1976)- Geological map of Ahar quadrangle.
- Lescuyer, J. L., Riou, R., Babakhani, A. (1976)- Geological report of Ahar quadrangle.
- Milton, D. J. (1976- 77)- Qal'eh Hassan Ali Maars, Central Iran: U. S. Geological Survey, Reston, Virginia.
- Moin- Vaziri, H. (1985)- Volcanisme Tertiaire Et Quaternaire En Iran.
- Moin- Vaziri, H., Khalili- Marandi, SH., Brousse, R. (1991)- Importance d'un volcanisme potassique, au Miocene superieure, en Azerbaïjan (Iran). *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 313, serie II, pp.1603- 1610*.
- Peccerillo, A. (1992)- Potassic and ultrapotassic rocks: compositional characteristics, petrogenesis, and geologic- significance in Episodes, Vol. 15. No 4, pp. 243- 251.
- Peccerillo, A. Taylor. S. R. (1976)- Geochemistry of Eocene calc- alkaline in Volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey, *Contr. Mineral. Petrol.* 58.
- Riou, R. (1979)- Petrography and Geochemistry Volcanic- and Plutonic rocks of the Ahar quadrangle.
- Riou, R. (1979)- petrography and Geochemistry of the Eocene- Alkaline Lavas of the Northern Azarbaijan.
- Stalder, P. (1971)- Magmatismes tertiaire et sub recent en Taleghan et Alamout. Elbourz central (Iran). *Extrait du "Bulletin Suisse de Min. et petr."* Vol. 51/1; 139 pp.
- Takin, M. (1972)- Iranian Geology and Continental drift in the Middle East.