

## 資 料

地質調査所月報, 第31巻 第1号, p. 43-53, 1980

552.3(571.63)

### 沿 海 州 の 火 成 活 動 関 係 資 料

ソ連科学アカデミー・ソ連地質省共編:

「**Вопросы магматизма, метаморфизма  
и оруденения Дальнего Востока**」, Вла-  
дивосток, 1973\*より

岸 本 文 男\*\*訳

\*USSR Academy of Science, Ministry of Geology of USSR: Problems of magmatism, metamorphism and ore-mineralization in Far East of USSR: Vladivostok, 1973 (in Russian)

\*\*鉱床部

551.2: 550.4+553(571.6)

### 極東地方火山帯の火成活動, 地球化学, メタロジェニーの基本的特徴\*

V. G. SAKHNO

(ソ連科学アカデミー極東科学センター極東地質研究所)

アジア東部の太平洋側には, チュコトカ地方から南中国にいたる全沿岸ぞいに長い縁陸火山帯を構成して, 中生代後期-新生代火山岩溢流体が広く発達している。西部では, この縁陸火山帯に接して, 横断内陸火山帯が分布している。

極東地方で, 縁陸火山帯に属するのがチュコトカ-カタシヤ火山構造帯を構成するシホテ-アリン火山帯である (Yanshin et al., 1966; Favorskaya et al., 1969 ほか)。そのほかの構成火山帯として, 北にチュコトカ火山帯とオホーツク火山帯, 南にカタシヤ火山帯 (南中国火山帯) がある。

極東地方の内陸火山帯に属するものとしては, 沿アムール中流地域の諸火山帯, すなわち, バジャール火山帯, ヒンガン-フォシヤン火山帯, スレドネアムール火山帯, バオチン火山帯, ムリー火山帯などがある (Sakhno, 1964)。これらの火山帯の場合, 激しい噴出岩-火砕岩質火山活動, 巨大な火山岩層厚, 基本的に中程度酸性の組成, 大規模な剪断構造 (断裂と地縫) に規制されることが大きな特徴である。

縁陸火山帯は, 構造上の位置, 深部構造, 熔岩の厚

さ, 中性・酸性熔岩の比率, 火山岩の起源の点で内陸火山帯とは異なる。シホテ-アリン縁陸火山帯は, いくらか方向を異にする火山帯群からなり, マグマ規制構造となっているベレゴヴォ地縫に直接接して, 大陸縁沿いに形づくられている (Favorskaya et al., 1969)。この縁陸火山帯は, 西側と東側に接する地域とは深部構造を異にし, 花崗岩層よりもはるかに厚い玄武岩層からなる, 薄い地殻をもっている。このシホテ-アリン縁陸火山帯の場合, 重力勾配が大きく, 正の磁気異常が認められる。

この縁陸火山帯の西には, 地殻が厚さ37 kmに増大するために急崖状の構造が形づくられ, 東はベレゴヴォ地縫に境されるが, 後者の場合には, 花崗岩層の完全な消失とモホ面の急激な盛り上りが特徴的である (Kovylin, Mirlin, 1971)。

内陸火山帯の発達地域は大陸型の地殻を特徴とするが, その厚さおよび「花崗岩層」と「玄武岩層」の割合はそれぞれの内陸火山帯で異なる。

激しい酸性岩質火山活動現象を特徴とするバジャール火山帯は, 地殻の厚さが大きくなり, かつ, 「花崗岩層」も厚くなり, その上, 地殻下位物質と地殻物質が圧縮される地域に相当する (Lishnevskii, 1969)。

その南西, 地質断面で中性火山岩の卓越が特徴のトイ

\*Fundamental characteristics of magmatism, geochemistry and metallogeny of volcanic zones in Soviet Far East (in Russian)

第1表 極東地方火山帯群の噴出岩の化学組成(単位%, ただし K/Na, Ca/Naを除く)

火山帯	n		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	K/Na*	Ca/Na*
I	12	a	59.57	0.85	15.58	2.87	3.81	0.09	2.07	4.46	2.88	2.09	0.47	1.70
	22	b	72.78	0.32	13.55	1.48	1.96	0.06	0.52	1.29	3.08	4.11	0.88	0.46
	24	c	70.06	0.50	14.10	2.10	1.30	0.09	0.77	2.13	3.94	3.07	0.52	0.59
II	12	a	60.97	0.96	16.21	1.30	5.18	0.11	2.35	3.50	3.93	1.83	0.29	0.97
	19	b	71.83	0.41	13.75	1.02	2.24	0.05	0.52	1.19	3.69	3.07	0.55	0.35
	8	c	53.51	1.11	17.70	4.76	3.43	0.19	4.41	7.41	3.07	0.71	0.14	2.54
III	12	a	59.16	0.76	16.26	4.27	2.39	0.10	2.32	5.44	2.91	1.54	0.37	2.06
	14	b	70.76	0.31	13.45	2.09	0.80	0.02	0.59	1.02	3.40	3.75	0.71	0.33

シホテアリン縁陸火山帯: I—(a)安山岩系の安山岩類, (b)流紋岩系のイグニンプライト層, (c)ボゴボル火山岩類, 内陸火山帯: II—(a)バジャール安山岩類, (b)バジャール流紋岩類, (c)ティールマ安山岩類: III—(a)ムリー安山岩類, (b)スレドネアムール流紋岩類・ムリー流紋岩類

\*酸化物の分子比

第2表 極東地方諸火山帯の火山岩の平均稀元素含有率(n × 10<sup>-4</sup>%)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Be	—	—	—	—	1.1	1.8	—	—	—	1.0	0.7	5.5
B	9.7	4.2	—	—	10.1	15	17.1	—	2.6	6.4	15.5	15
F	140	195	202	211	242	500	236	152	—	293	378	800
V	31	50.6	16.8	11.2	27.7	100	4.3	9.2	15.1	8.1	21.6	40
Cr	13.7	54.1	23.1	4.9	12.3	10	8.5	7.7	4.9	9.5	10.2	25
Co	3.7	5.1	2.8	1.4	3.4	10	1.6	1.2	1.6	1.4	2.8	5
Ni	5.2	14.4	5.8	3.0	5.3	55	3.6	2.6	2.1	2.5	3.5	8
Cu	35	19.9	7.7	7.0	10.0	35	40.8	8.2	4.6	8.2	9.2	20
Zn	250	105	87.2	70.1	76.5	72	272	81.8	71.0	124	114	60
Nb	—	—	—	—	24.2	20	—	—	—	30	28.6	20
Mo	—	—	—	—	0.8	0.9	—	—	—	0.8	1.2	1
Sn	16.8	5.3	3.0	3.6	4.1	3.0	18.5	3.1	3.6	5.5	7.1	3
Ta	—	—	—	—	3.0	0.7	—	—	—	2.5	1.7	3.5
W	—	—	—	—	1.8	1.0	—	—	—	1.9	1.7	1.5
Pb	24.3	8.1	7.9	11.5	13.9	15	25.1	10.1	22.1	31.1	33.7	20
Ni/Co	1.4	2.8	2.1	2.1	1.6	5.5	2.3	2.3	1.3	1.8	1.3	1.6
Ni/V	0.17	0.28	0.35	0.27	0.2	0.55	0.84	2.8	0.14	0.31	0.16	0.2
Cr/V	0.43	1.1	1.37	0.43	0.43	0.5	1.97	0.8	0.32	1.2	0.46	0.62
Zn/Pb	10.3	14.2	11.0	5.7	5.5	4.8	10.8	8.1	3.2	4.0	3.4	3.0

安山岩系(1—6): 1—バジャール安山岩類, 2—ティールマ安山岩類, 3—ヘガン安山岩類, 4—ムリー火山帯安山岩類, 5—シホテアリン帯安山岩類, 6—クラーク数(Vinogradov, 1962). 流紋岩系(7—12): 7—バジャール流紋岩類, 8—ヘガン流紋岩類, 9—ムリー火山帯流紋岩類, 10—シホテアリン帯イグニンプライト層, 11—ボゴボル流紋岩類, 12—流紋岩のクラーク数

ールマその他の後背帯(ムリー帯とヘガン帯)では, 地殻の急激な縮薄が認められ, 玄武岩層が「膨れ」, 重力異常が現われる. このような「塩基化」火山帯の場合, 酸性火山活動の規模は最小となる(ティールマ盆地, ヘガン盆地).

上記の諸火山帯では, どこでも, 深部構造には無関係

に, 安山岩質火山活動が酸性岩質火山活動に先行している. その現われ方の強さは, 特定の構造の規制を受けている. たとえば, 内陸火山帯群の場合には, 南西から北東, 後背火山帯から縁辺火山帯に向って火山岩層の厚さが増大し, 酸性火山活動は地殻と「花崗岩層」の厚い火山帯(バジャール火山帯, エゾブ火山帯)にもっとも

強く現われている。例外はシホテアリン縁陸火山帯で、この縁陸火山帯では酸性火山活動生成体はるかに豊富であるが、これは、おそらく、内陸火山帯と縁陸火山帯中の酸性マグマの生成条件が異なるためであろう。

ソ連極東地方の諸火山帯の火山岩は、その組成と地質上の位置の特徴によって、次の2種の岩系、すなわち、安山岩 (+粗面安山岩) 岩系と流紋岩岩系 (いくつかの亜岩系に分かれる) にまとめることができる。しかし、岩石化学的な組成と地球化学的な組成および斑晶の鉱物共生関係からすると、これらの火山岩類はいちじるしく異なっている。その差は、縁陸火山帯と内陸火山帯の2タイプの火山帯群だけでなく、そのそれぞれのタイプの中にも現われている (Sakhno, 1964, 1971)。

中性熔岩と酸性熔岩の化学組成 (第1表) は、内陸火山帯の火山岩では CaO が不飽和、アルミナがいちじるしく過飽和であるが、北東に向かって次第に減少する。

シホテアリン縁陸火山帯の熔岩では、広範囲にわたって岩石化学的組成が安定し (イグニンプライト層)、後期の熔岩 (対照的な岩系——シャノヴォ火山岩類、サマルガー火山岩類、ボゴボル火山岩類) では、いちじるしく変化する。両タイプの火山帯での安山岩岩系と流紋岩岩系との間には、進化の関係が全く認められない。それぞれの岩系内での組成の進化は、多くの場合、antidromous な性質を少しあらわしている。

稀元素の分布解析およびミラーとカーンの方法 (1965) による統計的処理にもとづいた地質断面との比較分析の結果は、次のような特徴を示している。ソ連極東地方の諸火山帯のあらゆる火山岩類は、Fe·B·F の含有率が低い (クラーク数の数分の1, Vinogradov, 1962)。火山岩類、とくに酸性火山岩類の Sn, Pb, Zn による特殊化、さらに、含有率が火山活動輪廻の最終段階に向かって増大する Cu による特殊化 (バジャール火山帯の場合) が認められる。シホテアリン火山帯の酸性熔岩と中性熔岩中の W 含有率はクラーク数をこえ、Mo 含有率はクラーク数にほぼ等しく、Nb と Ta の含有率は中性熔岩中ではクラーク数をこえ、酸性熔岩中ではクラーク数よりも低い (第2表)。高い含有率をもった元素濃度レベルは、内陸火山帯の熔岩中では、東から西に次第に低下する。その元素の含有率をもっとも高いのは、厚い酸性火山岩類を有する火山帯の場合である (バジャール火山帯、エゾ火山帯、南沿海州火山帯など)。

比較分析の結果は、縁陸火山帯と内陸火山帯の熔岩における類似性と相違性を明らかにしている。シホテアリン縁陸火山帯の熔岩類は、親鉄元素含有率レベルが低いにもかかわらず、Ni·Co·Cr の結びつきが大きく、さ

らに、これらの元素と親石元素、とくに F との結びつきの程度も高いことを一つの特徴としている。親石元素のグループの中では、相互の結びつきの程度が低く、酸性ボゴボル流紋岩類の場合だけ、その程度が高くなる。造岩酸化物 (MgO と CaO) と親鉄元素との結びつきの程度は高い。親石元素の中では、Sn と Pb·Cu との結びつきが安定していることが特徴的である。内陸火山帯の熔岩では、元素の相関関係がいちじるしく複雑で、火山帯によって異なる。全体として、親鉄元素の相関関係は、安山岩質火山活動が卓越した火山帯 (トイールマ火山帯、ヘガン火山帯) に非常に鮮明に現われ、酸性火山活動帯 (バジャール火山帯) では完全に認められなくなる。酸性火山活動の場合、親石元素群の中では、Sn と Pb·Cu·F·B, Zn と Cu などとの相関性がいちじるしい。これらの元素は当該火山帯の火山岩層の鉱石胚胎断面を構成し、そのことは電気石を伴った、Cu を随伴する錫-多金属鉱床の発見によって裏づけられる。

深部構造、岩石組成、稀元素分布、その相関性の特徴は、縁陸火山帯と内陸火山帯におけるマグマの成因の多様さを示唆している。

## 文 献

- Vinogradov A. P. (1962): Average content of chemical elements in the main types of igneous rocks of the earth crust: 《Geokhimiya》, no. 7 (in Russian)
- Kovylin V. M., Mirlin Ye. G. (1971): The structure of earth crust and tectonics of the southern and southeastern parts of Japanese Sea: 《Geotektonika》, no. 3 (in Russian)
- Lishnevskii E. P. (1969): Fundamental characteristics of the tectonics and deep structure in continental part of USSR Far East by the gravimetric data: in book 「Structure and development of the earth crust in Soviet Far East」, Moskwa (in Russian)
- Miller R., Kan J. (1965): Statistic analysis in geologic sciences: Moskwa (in Russian)
- Sakhno V. G. (1964): The characteristics of effusive magmatism of mesozoic activation stage in eastern part of north-west upheaval of China platform: Tr. of III All-union Petrographic Conference, Moskwa (in Russian)
- Sakhno V. G. (1971): Acidic volcanism of Soviet Far East and the problems of acidic magma origin:

[Materials of XV General Conference], Moskwa (in Russian)  
 Favorskaya M. A. et al. (1969): The relation of magmatism and endogenic mineralization with

block tectonics: Moskwa (in Russian)  
 Yanshin A. Ya et al. (1966): Tectonics of Eurasia (explanatory note to tectonic map of Eurasia, 1/5,000,000), Moskwa (in Russian)

552.3 : 550.93(571.63)

沿海州海岸帯花崗岩類の絶対年代\*

G. A. VALUI and E. S. OVCHAREK

(ソ連科学アカデミー極東科学センター極東地質研究所)

海岸背斜帯(プリブレイジュヌイ背斜帯)の大型山塊, すなわち, ムトゥヘー山塊, ヴラジーミル山塊, オーリガ山塊, エヴスタフィヤ山塊, ヴァレンチーン山塊, スズヘー山塊は, 海岸にそって伸び, NE 方向の一つの山塊帯を形づくっている。その構成と構造には, よく似た生成条件に原因する, 非常に多くの特徴をもっている。これらの山塊は, 閃緑岩から優白質花崗岩にいたる, さまざまな岩石で構成され, それぞれの岩石が接触部に急冷周縁相, ペグマタイト-ポケット, 縞状・レンズ状暗色鉱物濃集帯を形成して, 先行生成岩を切る一つの相を形づくっている。第1相は閃緑岩で, オーリガ山塊とヴァレンチーン山塊にみられる。ムトゥヘー山塊では, 初期の主相がはんれい岩類である。ヴラジーミル貫入岩山塊では, 主相がはっきりしない。第2相は中粒質の花崗閃緑岩と花崗岩(M. A. Favorskayaによれば, 「灰色」花崗岩)で, 上記のすべての山塊にみられる。この第2相の貫入岩の場合, より塩基性の岩石の円形包有物が存在することが特徴である。第3相は大粒質斑状およびペグマタイト状花崗岩(M. A. Favorskayaのいう「ばら色」花崗岩)で, 包有物はみられないが, ペグマタイト-ポケット, 脈状アプライト-ペグマタイト岩体とアプライト-ペグマタイト-暗色岩体(「梯状」岩体)を伴っている。この第3相は, ヴラジーミル山塊, オーリガ山塊, ヴァレンチーン山塊にもっとも広く生じている。ムトゥヘー山塊ではまだはっきりしないが, 北側と南側の花崗岩が第2相か第2相・第3相であろう。第4相は, オーリガ山塊中のミアロリティック花崗岩(M. A. Favorskayaのいう「赤色」花崗岩)とヴァレンチーン山塊中のオルロフ岬アルカリ花崗岩である。

プリブレイジュヌイ帯花崗岩山塊の地質時代は, 多くの研究者によってさまざまに決定されており, その花崗岩類がきっている噴出岩の地質時代から, あるいは古第

三紀, あるいは白亜紀後期とされている(Belyaevskii, 1955; Favorskaya, 1956; Shipulin, 1957ほか)。

これらの山塊の地質時代に関する問題を正確にするために, 筆者らはムトゥヘー山塊, ヴラジーミル山塊, オーリガ山塊, ヴァレンチーン山塊の試料の絶対年代の決定にカリ-アルゴン法を採用し, 主としてバルクサンプルを用いた。分析は, E. S. Ovcharek が N. D. Tarasenko と R. A. Valeeva の協力を得て, 極東地質研究所の絶対年代研究室で行った。その結果は, 第1表に示す通りである。

第1表から, それぞれ, ムトゥヘー山塊は  $89-39 \times 10^6$  年, ヴラジーミル山塊は  $62-35 \times 10^6$  年, オーリガ山塊は  $188-39 \times 10^6$  年, ヴァレンチーン山塊は  $96-34 \times 10^6$  年の範囲で形づくられたとしなくてはならない。

そのほか, それぞれの山塊で, かなりシャープな絶対年代値範囲, すなわち,  $188-172 \times 10^6$  年,  $96-74 \times 10^6$  年,  $69-62 \times 10^6$  年,  $59-50 \times 10^6$  年,  $48-41 \times 10^6$  年,  $39-34 \times 10^6$  年という値が認められる。これらの値は, それぞれ, はんれい岩と閃緑岩, 花崗閃緑岩, 大粒質花崗岩, マイアロリティック花崗岩とアルカリ花崗岩, 花崗斑岩と花崗閃緑斑岩, アプライト-ペグマタイト岩体という貫入岩相に相当する。検討した貫入岩類中の各相の生成時代の年代値を比較した結果は, それら貫入相の生成時代がそれぞれ驚くほどよく一致することを示しているのである(第2表)。

例外は, オーリガ山塊の閃緑岩と花崗閃緑岩およびムトゥヘー山塊北域の花崗岩である。この例外の場合も, 他の研究者が出した値を採用すれば, すべて一致してくる。

以上のように, 絶対地質年代の測定結果は, 花崗岩質山塊が白亜紀前期-後期( $96-74 \times 10^6$ 年)から始新世-漸新世( $39-34 \times 10^6$ 年)という長い期間にわたって, プリブレイジュヌイ帯の全域でほとんど同期的に生成されたことを物語っている。

\*Absolute age of granitoids in Pribrezhnyy zone of Primor'e (in Russian)

沿海州の火成活動関係資料 (岸本文男訳)

第1表 沿海州プリブレイジュヌイ帯花崗岩類の絶対地質年代

試料番号	試料	K (%)	Ar <sup>40</sup> (ng/g · 10 <sup>-9</sup> )	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	絶対年代 (×10 <sup>8</sup> 年)	他の研究資料による絶対年代
1	2	3	4	5	6	7
ムトゥヘー山塊						
B-30	はんれい岩 (南接触帯の北 1.5 km)	1.76	11.07	0.0051	81	
B-306 b	はんれい岩 (山塊中心部)	1.46	8.48	0.0042	74	
B-388	はんれい岩 (北接触帯の南 1 km)	2.04	12.25	0.0049	86	
B-256	花崗岩 (南区域の中心部)	3.08	13.70	0.0036	64	} 61, 61(1)
B-267	花崗岩 ( " )	3.20	13.25	0.0037	65	
B-220 <sup>sh</sup>	グラノファイアー質花崗岩 (南接触部の北 500 m)	2.81	6.94	0.0020	36	
B-231 <sup>m</sup>	花崗岩中の包有物 (南接触部から 1.5 km)	1.56	5.25	0.0028	50	
B-231 <sup>d</sup>	グラノファイアー質花崗岩 ( " )	3.14	15.12	0.0042	69	
B-338	花崗岩 (小シュリュボチュナ岬)	2.86	6.84	0.0119	34	} 53, 54(1), 57
B-320	包有物間の花崗岩 (キトヴォエレプロ湾)	2.28	6.66	0.0222	39	
B-314	花崗岩中の包有物 ( " )	2.94	11.94	0.0033	58	
ヴァジミル山塊						
B-497	灰色花崗岩 (バラティンスキー岬)	2.68	11.34	0.0035	62	} 63, 62(1) 64, 65 68(2)
B-1200	上記の花崗岩の黒雲母	7.22	25.00	0.0028	50	
B-452	花崗岩 (ルダノフスキー岬)	2.23	6.64	0.0024	43	
B-189-10	花崗岩 (ヴェセルィヤル村南方 1 km)	2.47	6.50	0.0019	35	
B-448	ばら色花崗岩 (クジミナ岬)	4.47	5.45	0.0068	39	
B-462 a	" (ルダノフスキー岬)	3.52	8.93	0.0021	37	
B-703	アブライト状花崗岩 (フォマガ湾岸)	3.39	16.84	0.0040	58	
B-709 b	"	3.82	13.39	0.0028	50	
B-714	"	2.83	8.66	0.0025	44	
B-715	"	3.06	13.57	0.0036	64	
B-406 a	花崗閃緑斑岩 (バリユゼク半島)	2.91	7.33	0.0021	37	
オーリガ山塊						
B-616	閃緑岩 (ランゴヴァヤ湾岸)	0.53	7.32	0.011	188	} 88(2)
B-616 d	" ( " )	0.59	7.32	0.010	172	
B-574	ばら色花崗岩との接触部近くの灰色花崗岩 (マネフスキー岬)	3.28	10.3	0.0026	46	} 60, 65(3)
B-778	赤色花崗岩との接触部から 400m のばら色花崗岩 (タモヘザ湾岸)	3.15	8.57	0.0022	39	
B-783	灰色花崗岩との接触部近くのばら色花崗岩 (マネフスキー岬の南 1 km)	2.05	8.39	0.0035	59	
B-783 t	灰色花崗岩中の包有物 ( " )	1.93	5.83	0.0025	44	
B-773	赤色花崗岩 (タモヘザ湾岸)	3.25	9.64	0.0024	43	
B-774	"	3.34	11.07	0.0027	48	
B-609	アブライト-ペグマタイト岩脈 (リンデナ岬)	4.18	11.04	0.0022	39	
ヴァレンチーン山塊						
B-1008	閃緑岩 (マリンゴウ川河口)	1.44	10.07	0.0055	96	} 72(4)
B-1013 b	花崗岩との接触部から 4 km の閃緑岩 (ゴラル岬)	1.39	6.7	0.0042	74	

B-1012	花崗岩 (ゴラル岬)	3.63	16.79	0.0038	67	75(5)
B-979	灰色花崗岩 (オバスヌィ湖岸)	2.48	11.9	0.0039	69	
B-901	灰色花崗岩 (チーハヤ湾岸)	3.40	14.5	0.0035	62	58, 67(4)
B-929	ばら色花崗岩 (タンヴァア湾岸)	3.75	10.77	0.0050	50	
B-984	“ (キート岬の南 1 km)	3.63	12.5	0.0030	53	
B-991	“ ( “ )	3.48	13.4	0.0030	57	
B-973	優黒質花崗岩 (ブラコニエルスキー川河口の北 150 m)	2.86	9.37	0.0027	48	
B-937	花崗斑岩 (タンヴァア湾岸)	2.79	6.4	0.0019	34	
B-907	アルカリ花崗岩 (オルロヴァ岬)	3.57	9.86	0.0023	41	

注: (1)—V. A. Baskina, M. A. Favorskaya (1969) の資料  
 (2)—R. I. Sokolov ら (1955) の資料  
 (3)—N. S. Podgorna ら (1956) の資料  
 (4)—G. S. Belyanskii ら (1969) の資料  
 (5)—N. A. Belyaevskii (1955) の資料

第2表 各山塊の貫入相形成年代 (×10<sup>6</sup>年)

貫 入 相	山 塊			
	ムトゥヘー	ヴラジーミル	オーリガ	ヴァレンチーン
閃緑岩とはんれい岩	89, 86, 74	—	188, 172, (88')	96, 74
灰色花崗岩	65, 64, 69 (南域の花崗岩)	62	46 (60-65)	69, 62
ばら色花崗岩	(57, 54, 53) 39, 34, 58 (北域の花崗岩)	58, 50, 44	59	57, 53, 50
赤色花崗岩とアルカリ花崗岩	—	—	48, 43	41
花崗斑岩, 花崗閃緑斑岩, アプライト-ペグマタイト岩体	—	37	39	34

( ) 内の数値は他の研究者の資料

文 献

Baskina V. A., Favorskaya M. A. (1969): Age of igneous rocks in Iman block (eastern Sikhote-Alin'), determined by K-Ar method: Doklady of USSR Academy of Science, vol. 184, no. 4 (in Russian)  
 Belyaevskii N. A. (1955): Geology of Primor district (in Russian)

Favorskaya M. A. (1956): Late-cretaceous and caenozoic magmatism of eastern slope of Sikhote-Alin' range: Trudy of IGEM, issue 7 (in Russian)  
 Shipulin F. K. (1957): Intrusive rocks of South-East Primor'e and the relation with their ore mineralization: Trudy of IGEM, issue 8 (in Russian)

南沿海州フルマノヴォ鉱床生成域の花崗岩類の地質年代\*

L. V. MUSHENKO and E. S. OVCHAREK

(ソ連科学アカデミー極東科学センター極東地質研究所)

筆者らは、標記花崗岩類の絶対年代を極東地質研究所絶対年代研究室においてバルク K-Ar法によって決定した。カリウムは、炎光分光分析法によって測定した。使用した崩壊定数は、 $\lambda_K=0.557 \times 10^{-10} \times \text{年}^{-1}$ 、 $\lambda_B=4.72 \times 10^{-10} \times \text{年}^{-1}$ 、 $K^{40}=0.000122K$  である。結果は試料のバルク組成、3例が黒雲母を用いてだされた。そして、

大型のベネフスコエ山塊、スヴェートルィ山塊、ヴァンゴウ山塊の花崗岩類、ポペーダ山のモンヅナイト、ルチーストイ鉱床層状貫入体の閃緑玢岩、チェルグウ川・ケドロフカ川上流小型貫入体の花崗閃緑斑岩の特徴が明らかになった。

検討した貫入岩群の大部分はバチェラザ貫入岩系 (セ

第1表 岩石・鉱物の絶対年代表

試料番号	岩 石 , 採 取 地	絶対年代 ( $\times 10^6$ 年)
3002	捕獲岩の輝緑玢岩, ヴァンゴウ山塊, ハンダゴウ川	173
226	花崗閃緑岩, ヴァンゴウ山塊, ヴァンゴウ川	172
233	"	105
235	"	93
228	花崗閃緑岩産の黒雲母, ヴァンゴウ山塊, ヴァンゴウ川	101
3207	花崗岩, ヴァンゴウ山塊, ハンダゴウ川	64, 60
3022	"	60
237	花崗閃緑岩中のペグマタイト, ヴァンゴウ山塊, 海拔 560m	70
3363	捕獲岩の閃緑玢岩, ベネフスコエ山塊, セシニゴウ川	105
3373	花崗閃緑岩, ベネフスコエ山塊, セシニゴウ川	172
3246	花崗閃緑岩, ベネフスコエ山塊, チェンガウス川	91
3241	花崗岩質花崗閃緑岩, ベネフスコエ山塊, チェンガウス川	55, 58
3244	"	55, 57
3303	花崗岩, ベネフスコエ山塊, マヤーク山	65
3254	曹長石化アプライト状花崗岩, ベネフスコエ山塊, チェンガウス川	60
3268	ペグマタイト-ポケットを有するグラノファイアー, ベネフスコエ山塊, マヤーク山	74
1403	捕獲岩の輝緑玢岩産の黒雲母, スヴェートルィ山塊, カーメニ-プラート山	96
1415	捕獲岩の輝緑玢岩, スヴェートルィ山塊, 第2スヴェートルィ沢	57
1460	花崗岩質花崗閃緑岩, スヴェートルィ山塊, カーメニ-プラート山	83
404	花崗岩, スヴェートルィ山塊, シホテアリン山脈	55
1410	花崗岩質花崗閃緑岩産の黒雲母, スヴェートルィ山塊, 第2スヴェートルィ沢	65
397	白雲母化グラノファイアー, スヴェートルィ山塊, ルキヤノフ ルク沢	53
1458	曹長石化アプライト状花崗岩, スヴェートルィ山塊, カーメニ-プラート山	25
	錫石を随伴する石英-雲母交代岩, ユビレイ鉱床	92 $\pm$ 5*
1376	モンヅナイト, ポペーダ山	77
1272	花崗閃緑斑岩, チェルグウ川	72
283	閃緑玢岩, ルチーストイ鉱床, 第69号井	101
3354	花崗斑岩, ケドロフカ川, スズヘー沢	81
3396	花崗岩, 大マヤーク山 (ウナシ村)	77

\*A. S. Nazarova (1962) のデータ

\*Age of granitoids of Furmanovo ore district (Southern Primor'e)  
(in Russian)

ノン階—ダン階)に属し(Geology of USSR, 1969), プリモーリエ累層(セノン階)の酸性噴出岩よりも後の2群がダン階のプリモーリエ岩系に属するにすぎない。しかし、測定して得た数値は、三畳紀後期から古第三紀にいたる、より広い範囲(第1表)を示すのが特徴的である。その中でもっとも古い年代が測定されたのは、ベネフスコエ山塊、ヴァンゴウ山塊、スヴェートルィ山塊の花崗閃緑岩相の場合である(172-83×10<sup>6</sup>年)。これらの山塊の、花崗閃緑岩と漸移する花崗岩相の絶対年代は、ベネフスコエ山塊の場合が65-55×10<sup>6</sup>年、ヴァンゴウ山塊の場合が64-60×10<sup>6</sup>年、スヴェートルィ山塊の場合が65-55×10<sup>6</sup>年である。

ペグマタイト-ポケットを有し、かつ、曹長石化、黒雲母化、白雲母化した、割れ目に富んだ内接触帯の熱水変質花崗岩と同グラノファィアーの絶対年代は、ベネフスコエ山塊の場合が74-60×10<sup>6</sup>年、ヴァンゴウ山塊の場合が70×10<sup>6</sup>年、スヴェートルィ山塊の場合が53-25×10<sup>6</sup>年である。興味深いのは、スヴェートルィ山塊の接触変質域の縁部における錳鉱化作用の絶対年代がいちじるしく古いこと、すなわち、93×10<sup>6</sup>年ということである(Nazarova ほか, 1962)。

それぞれの山塊に知られている、塩基性噴出岩の花崗岩化された捕獲岩は、その花崗岩化の程度によって絶対年代を異にする。もっとも変質の進んだ、ヴァンゴウ山塊の捕獲岩は、もっとも古期のもので、その絶対年代は173×10<sup>6</sup>年である。花崗岩化作用の弱い、スヴェートルィ山塊の捕獲岩の絶対年代は96×10<sup>6</sup>年であるが、この山塊産の、組成がアルカリ花崗岩に近い、いちじるしく花崗岩化された捕獲岩の絶対年代は57×10<sup>6</sup>年である。花崗岩化された捕獲岩の絶対年代と、量的にも数的にも捕獲岩に富んだ花崗閃緑岩の絶対年代の値がよく似ていることは、注目に値する。絶対年代値の減少は、珪素-カリ交代作用の強度がさまざまなことと直接関係がある。この交代作用はフルマノヴォ鉱床生成域のすべての貫入岩山塊中に広く現われ、ひき続くモンゾナイト質岩(ポベダ山)、花崗閃緑岩の生成、次いで、より古

期、より塩基性の岩石からの花崗岩(交代花崗岩化作用生成体)の生成をもたらしている(ヴァンゴウ山塊、ベネフスコエ山塊、ホーロドヌィ沢、チェルグ川)。より古期、より塩基性組成の岩石とは、底層岩石のレリクトであり、表層岩石の残体であり、初期相の貫入岩である。

花崗岩化作用と同時に、比重が減少し、捕獲岩では2.916から2.667に、斑状変晶花崗岩ではその原岩である花崗閃緑岩の比重2.627-2.642に対して2.578に減少している。

花崗岩の絶対年代の上限が65-55×10<sup>6</sup>年であることからすると、花崗岩化作用は白亜紀と古第三紀の境めで終り、白亜紀末におけるシホテアリン山脈の全般的隆起の時期と一致する。筆者らは、構成貫入岩の絶対年代値の範囲が広いけれども、狭義の花崗岩山塊(ベネフスコエ山塊、ヴァンゴウ山塊、スヴェートルィ山塊)の生成期をこの白亜紀末と古第三紀の中間期においている。その絶対年代の範囲の広さは、筆者らの考えでは、花崗岩類中でのその交代変質による古期火成岩の絶対年代のいちじるしい若返りを証明している。花崗岩化作用の拡がり深度は、重力最小値の垂直厚度、すなわち、12-15 km (Kulinich, 1969)に一致するはずである。この花崗岩化作用の過程は、おそらく、広域の作用で、沿海州南東部の地殻花崗岩層を形成したものであろう。

## 文 献

- Geology of USSR, vol. 32, Moskwa, Press of [Nedra], 1969 (in Russian)  
 Kulinich R. G. (1969): Characteristics of geological structure of Primor'e krai by geological and geophysical data: Vladivostok (in Russian)  
 Nazarova A. S., Pantelev A. I. et al. (1962): To the problem on the age of tin ore-mineralization in southern Primor'e: Izvestiya of USSR Academy of Science, series Geology, no. 1 (in Russian)

552.3 : 551.763 : 550.93(571.63)

## 沿海州地方地質構造帯群の白亜紀後期花崗岩類の K-Ar 法年代測定\*

A. A. GRACHEVA, G. B. LEVASHEV and A. A. STRIZHKOVA

(ソ連科学アカデミー極東科学センター極東地質研究所, 沿海州国立大学)

沿海州の貫入岩の絶対年代測定結果は、シホテアリン山脈南部地域のアルプス期火成活動の空間的および時

\*Kalium-Argon dating of late-cretaceous granitoids from varied geostructural zones of Primor'e (in Russian)



間的進化の特徴を明らかにしてくれる。以前に公刊された資料は、主として、東シホテ-アリン火山帯とカヴァレーロヴォ火山域の形成作用の特徴を明らかにしている (Baskina, Favorskaya, 1969; Baskina et al., 1971)。これらの資料は、A. A. Syas'ko, A. A. Lebedev, V. S. Kirichek, A. V. Oleinikov, V. V. Golozubov ら多くの研究者の試料を用いて、沿海州国立大学の絶対年代研究室で測定された、沿海州地方の貫入岩の K-Ar法による絶対年代値の検討に供され、この総括は、大気 Ar に対する修正を加えたその決定値 (約200例) を用い、さらに筆者らの新しいデータ (40例) が加えてある。

その分類の基礎として I. I. Bersenev (Geology of USSR, vol. 32, 1969) の沿海州地質構造区分図式が採用され、それに対応させて、それぞれの地質構造帯に分布する花崗岩類の絶対年代の K-Ar法測定資料が事実にもとづいて検討された。

白亜紀後期の生成体としてもっとも古期の貫入岩が、グラヴヌイ複向斜のイントラ地背斜隆起の花崗岩類である。タチペー地塊では、次のような貫入岩生成順序、すなわち、第2ヴォストーク噴出岩・アダメライトが124-110×10<sup>6</sup>年 (5例)、タチペーモンゾニ花崗閃緑岩が114×10<sup>6</sup>年 (2例)、花崗岩が108×10<sup>6</sup>年、アプライトが107×10<sup>6</sup>年、ラーゲルニ花崗岩が81×10<sup>6</sup>年、花崗斑岩と玢岩が79-74×10<sup>6</sup>年という生成順序がみとめられる。ツェントラリヌイ地縫帯のマジャン花崗岩の絶対年代は96×10<sup>6</sup>年 (4例) であるが、同地縫帯に発達するはんれい岩 (角閃石による) は141×10<sup>6</sup>年である。

アルム-イマーン地塊では、花崗岩類の絶対年代はツェントラリヌイ構造地縫の方向に向かって減少し、アルム-メラ花崗岩が106×10<sup>6</sup>年 (2例)、その黒雲母によると111×10<sup>6</sup>年 (2例)、ヤムチンザ貫入岩の花崗閃緑岩が94×10<sup>6</sup>年、ニジュネ-アルム-貫入岩の花崗閃緑岩が94×10<sup>6</sup>年 (3例)、その第2相の斑状花崗岩が88×10<sup>6</sup>年、ロヴリャガはんれい岩および閃緑岩が89×10<sup>6</sup>年 (7例) である。ウスチ-ミクラ (83×10<sup>6</sup>年) とバイラス (69×10<sup>6</sup>年) の各花崗斑岩およびジムニノ花崗岩 (79×10<sup>6</sup>年) の絶対年代値を出発点とすれば、アルム-地塊の火山区に移行する東側部分での火成活動現象がもっとも若いという結論が得られる。

ビキノ川-パチュラス川河間地域とサマルガー川上流地域の花崗岩類 (プラヴォベレージュヌイ貫入岩、プロトニコヴァー沢貫入岩、クングラス貫入岩、アニク貫入岩、プヒ貫入岩など) の形成は、全体として、アルム-貫入岩の貫入と同時期で、そのことを示しているのが当該岩石の絶対年代値、すなわち、閃緑岩の100×10<sup>6</sup>年 (7

例)、花崗閃緑岩の93×10<sup>6</sup>年 (7例)、大粒質花崗岩 (メラ花崗岩) の79×10<sup>6</sup>年 (16例) である。その東、火山源岩帯内では、2種の貫入活動出現年代の最大値 (83×10<sup>6</sup>年—8例と52×10<sup>6</sup>年—12例) が記録されている。玢岩の溢流は、第1輪廻貫入岩群の形成と同時期、すなわち、82×10<sup>6</sup>年 (4例) で、花崗岩質火成活動の時代は花崗閃緑岩と石英閃緑岩の貫入—68×10<sup>6</sup>年によって区切られている。

グラヴヌイ複向斜の南翼に発達するベリョーゾフカ花崗岩類とアララト花崗岩類の絶対年代は、それぞれ91×10<sup>6</sup>年 (13例) と94×10<sup>6</sup>年 (2例) に等しい。この地区の構造のひき続くアクチビゼーション期に一致するのが、花崗閃緑斑岩岩株 (76×10<sup>6</sup>年, 4例)、玄武岩と閃緑玢岩の岩脈 (レヴィツコエ岩脈群, 72×10<sup>6</sup>年, 2例)、花崗斑岩と微閃緑岩 (58×10<sup>6</sup>年, 3例) の貫入である。

ツェントラル地縫帯の地質構造的に独立した花崗岩は、全体として、71×10<sup>6</sup>年 (30例) という比較的若い絶対年代を有する。個々の貫入岩の花崗岩の K-Ar法による絶対年代値は、次の通り、すなわち、シントゥハ貫入岩では71×10<sup>6</sup>年 (4例)、ニジュネ-シナンチャー貫入岩では81×10<sup>6</sup>年 (5例)、ラウリュ貫入岩では70×10<sup>6</sup>年、タチペー-シナンチャー貫入岩では72×10<sup>6</sup>年 (7例) と52×10<sup>6</sup>年 (9例)、バイラス貫入岩では78×10<sup>6</sup>年である。

現在までの情報は、グラヴヌイ複背斜の花崗岩山塊群の形成が、ツェントラル地縫帯とグラヴヌイ複向斜の類似生成体に比較して、108×10<sup>6</sup>年 (11例)、黒雲母による135×10<sup>6</sup>年 (2例)、カリ長石による102×10<sup>6</sup>年 (7例) という、もっと前であることを示している。このことは、グラヴヌイ複背斜の貫入岩群を、若い造山区の特殊な周地向斜性火成活動生成体 (Kuznetsov, Yanshin, 1967) である独立岩系に区分すること (Govorov, Levashov et al., 1971) の正しさを証明している。サムール貫入岩のモンゾナイト類 (120×10<sup>6</sup>年) とランパヘス貫入岩の花崗岩 (93×10<sup>6</sup>年) の絶対年代を新たに測定した結果を認めるなら、この構造帯における花崗岩質火成活動が北から南に順を追って出現したと言えるだろう。小規模なウスチ-タチペー貫入岩の花崗閃緑岩によく似た、より若い貫入生成体 (70×10<sup>6</sup>年) がそこに存在することは、複背斜構造のより若いアクチビゼーションがあったこと、および、それに結びついた、火成活動の復活があったことを示している。

スーチャンズズヘー複背斜の花崗岩 (ウスペンスキー貫入岩、ベネフスコエ貫入岩、シネンゴウス貫入岩、ヴラウンゲリャ貫入岩) の絶対年代値が81×10<sup>6</sup>年から53×10<sup>6</sup>年 (平均65×10<sup>6</sup>年, 15例) といちじるしく分散

することは、これら貫入岩体の実際の生成期間よりも、むしろその若返り現象を示しているものと思われる。その基本的な生成中断期間は、花崗岩の黒雲母による絶対年代値 $78 \times 10^6$ 年(2例)とカリ長石による絶対年代値 $57 \times 10^6$ 年(1例)に現われている。

ハーンカ山塊のアクチビゼーションを受けた部分に発達するシネゴールスク型花崗岩類の K-Ar法による絶対年代値は、 $89 \times 10^6$ 年(15例)と算定されている。このことは、沿海州南部、とくにエビ卓状地性凹地付近ないし西シホテアリン地縫帯での、より若い花崗岩類発見の可能性を否定するものではない。

東シホテアリン火山活動帯のプリモーリエ花崗岩類は、本地域の深成岩類の中でもっとも新期のものである。V. A. Baskina と A. M. Favorskaya がヴァレンチーン貫入岩、ヴラジーミル貫入岩、ムトゥヘー貫入岩の花崗岩類に対して出した数値、 $52-63 \times 10^6$ 年(6例、平均 $58 \times 10^6$ 年、黒雲母によれば、 $59 \times 10^6$ 年)は、筆者らの測定値 $57-60 \times 10^6$ 年によってうらづけられている。同じく V. A. Baskina らのデータによると、テチュヘー地区とテルネヤ地区での安山岩-花崗岩質火成活動は火山成帯の大規模貫入岩の形成と同時期で、その安山岩の絶対年代は $61 \times 10^6$ 年(3例)、流紋岩は $58 \times 10^6$ 年(9例)、花崗閃緑岩・花崗斑岩・花崗岩は $55 \times 10^6$ 年(9例)である。さらに、予察的データは、この火山成帯における火成活動の若返りが始新世-漸新世( $44-39 \times 10^6$ 年)に行われたことを示している。

以上の資料は、今後の、白亜紀後期-古第三紀(Cr<sub>2</sub>-Pg)火成岩の計画的な地質年代研究の必要性を示しながらも、沿海州地方の貫入岩コンプレックスの形成順序がすでに正確になってきているといえるものである。

## 文 献

- Baskina V. A., Favorskaya M. A. (1969): Age of igneous rocks of Iman block (East Sikhote-Alin') by K-Ar method: Doklady of USSR Academy of Science, vol. 184, no. 4 (in Russian)
- Baskina V. A., Volchanskaya I. K. et al. (1971): Magmatic geology of Turneya district: in book [New data on the magmatism and mineralization in ore districts of East USSR], Moskwa, "Nauka" Press (in Russian)
- Govorov I. N., Levashev G. B. et al. (1971): Geochemical specification of late-cretaceous granitoid series in Primor'e: in book [Fundamental problems of metallogeny of Pacific metallogenic belt], Vladivostok (in Russian)
- Geology of USSR, vol. 32, "Nedra" Press, 1969 (in Russian)
- Kuznetsov Yu. A., Yanshin A. L. (1967): Granitoid magmatism and tectonics: ≪Geology and Geophysics≫, no. 10 (in Russian)

552.3 : 551.7(571.63)

## テチュヘー地区火成岩群の生成順序と生成期間\*

E. S. OVCHAREK

(ソ連科学アカデミー極東科学センター極東地質研究所)

テチュヘー地区の火成活動については、地質学および岩石学的な方向の、一連の論文とモノグラフが著わされている。オーリガ-テチュヘー地区の地質年代学的研究としては、N. I. Polevaya (1955) と B. A. Baskina (1965) の論文がある。

筆者の研究によれば、もっとも古期の火成岩は、絶対年代 $90-118 \times 10^6$ 年の、三疊系とジュラ系中の南北および南北に近い裂カを充填した、はんれい岩質輝緑岩、輝緑岩質玢岩、安山岩質玢岩である。これらの火成岩は、おそらく、シホテアリン山脈地域の地向斜の発展末期

段階に生じたものであろう。層序図(Geology of USSR, 1969)によれば、これらの岩体はペトロズエフ累層を内容とするセノマン-チューロン期火山岩-深成岩コンプレックス(第1表参照)に属している。

その時期に、大規模な、長期( $15-16 \times 10^6$ 年)にわたって発達したマグマ溜りが存在し、その活動の結果として、まずはんれい岩質輝緑岩( $118 \times 10^6$ 年)が、次いではんれい閃緑岩( $90 \times 10^6$ 年)が、そして花崗閃緑岩( $77 \times 10^6$ 年)が生成したものと思われる。

深部マグマ溜りの組成の分化はセノン-ダン期まで続き、オーリガ系の貫入岩を生じ、絶対年代 $70-79 \times 10^6$ 年を有するシャノヴォ累層の安山岩を溢流させ、テチュヘー

\*A sequence and formation continuance of magmatic rock associations in Tetyukhe district (in Russian)

第1表 火成岩の絶対年代値

岩 種	火山岩-深成岩コンプレックス	測定数	絶対年代 ( $\times 10^6$ 年)
はんれい岩質輝緑岩, 輝緑岩質珩岩	セノマン-チューロン期(ペトロズウェ フ累層)	5	90-118
安山岩質珩岩		3	94-108
はんれい岩質閃緑岩, 閃緑岩, 花崗閃緑岩		4	77-93
シヤノヴォ累層をきる安山岩質珩岩・閃緑珩岩岩脈	セノン-ダン期	3	70-73
シヤノヴォ累層熔岩原の安山岩	(珩岩層と同凝灰岩層?オーリガ系, シヤノヴォ累層, ヴィノ累層?)	3	70-74
グラノファイアー, 流紋斑岩質イグニンプライト		2	70-72
花崗岩, グラノファイアー, 閃緑岩, 安山岩, 珩岩	古第三紀(ボゴボル累層, タドゥシャ 累層, スウヴォロフ累層)	6	65
グラノファイアー, 花崗閃緑岩, 花崗斑岩, 石英斑 岩質凝灰岩, 流紋珩岩質イグニンプライト		6	60
グラノファイアー, 花崗閃緑岩, 石英斑岩質凝灰岩, 安山岩, 石英安山岩, 閃緑珩岩		13	50
閃緑珩岩, 閃緑岩, パーライト, 流紋岩		5	37-40

一鉱床田のいわゆる岩脈帯の南北ないし南北に近い裂カと安山岩熔岩原との関係が深いことを示す, 安山岩質珩岩および閃緑珩岩 ( $70-73 \times 10^6$ 年) の同時性岩脈をもたらしている. セノン-ダン期火山岩-深成岩コンプレックスの生成期間は,  $16 \times 10^6$ 年である.

絶対地質年代  $70 \times 10^6$  年を有する, グラノファイアー, 花崗閃緑斑岩, 石英斑岩質凝灰岩, 流紋斑岩質イグニンプライトは, 当該進化系列内の次のメンバーで, おそらく, セノン-ダン期火山岩-深成岩コンプレックスのヴィノ層 (Geology of USSR, 1969) に相当するものであろう.

古第三紀火山岩-深成岩コンプレックスは, ボゴボル累層, タドゥシャ累層, スウヴォロフ累層を内容とし, これらの累層がしばしば互層した火山岩類の厚い層を胚胎し, 上記コンプレックスとしては, 花崗岩, 花崗斑岩, それらと同源の石英斑岩質凝灰岩, 安山岩質珩岩質凝灰岩, 閃緑珩岩質凝灰岩, 閃緑岩質凝灰岩からなっている. このコンプレックスの生成期間は,  $15 \times 10^6$ 年である. 古第三紀には,  $5 \times 10^6$ 年間隔で絶対年代の集中が規則的に繰り返され, もっとも後期のピークは閃緑珩岩岩脈にくる.

テチュヘー鉱床田の域内では, 絶対年代  $96 \times 10^6$  年のヘデンベルグ輝石質スカルンの生成 (Khetchikov, 1957) にいたる, セノマン期はんれい岩質輝緑岩のスカルン化と, 多金属鉱をもたらしした閃緑珩岩岩脈が生じている. シューバ鉱床とアホバ鉱床の貫入体のグラノファ

イアーと花崗斑岩中には, グライゼン化 ( $60-65 \times 10^6$ 年) も行われている.

以上のように, テチュヘー鉱床田の火成活動の進化過程は, 長期にわたり, 連続的に, 多輪廻的に (Radkevich et al., 1960) 進行している. その際, 深部マグマ溜りの物質の分化の結果として, 塩基性マグマも, 酸性マグマも生成したものと考えられる.

## 文 献

- Baskina V. A. (1965): Magmatism of Tetyukhe district: Moskwa, [「Nauka」 Press (in Russian)]
- Polevaya N. I. et al. (1955): Absolute age of granitoids of South Sikhote-Alin' by data of Ar method: Trudy of III session of Comettee for difinitions of absolute age of geological formations: Moskwa (in Russian)
- Radkevich Ye. A. et al. (1960): Geology of lead-zinc ore deposits in Primor'e: Trudy of IGEM, issue 34, Moskwa (in Russian)
- Khetchikov L. N. (1957): On the relation between the dykes of porphyrite and skarn-polymetallic ores in the ore deposit of Izvyy soviet mine (Southern Primor'e): «Izvestiya of USSR Academy of Science, series Geology», no. 8 (in Russian)