

# 吉林延边东部 $J_2-K_1$ 火山—侵入杂岩 岩浆的生成与演化<sup>\*</sup>

孟庆丽                      周永昶  
(长春地质学院, 长春 130061)

主题词 侵入杂岩 演化 延边

提 要 位于古生代东西向构造岩浆带和中、新生代北东向构造岩浆带交汇处的延边地区, 在中侏罗—早白垩世期间生成两套中—高钾钙碱性火山—侵入杂岩。中侏罗世 (180—170Ma), 该区受 Farallon 板块俯冲作用影响, 在  $(24-27) \times 10^8 \text{Pa}$ , 1078—1230℃ 和 80—90km 深处, 由地幔岩两阶段熔融产生玄武安山质岩浆, 经分异演化生成一套低稀土元素且分异作用良好的火山岩系。晚侏罗世 (160—145Ma) 期间, Farallon 板块向北东方向横推致使该地区缺乏岩浆活动。早白垩世 (140—130Ma) 期间 Izanagi 板块向欧亚大陆低角度俯冲, 该区在  $25.5-28.5 \times 10^8 \text{pa}$ , 1117—1138℃ 和 85—95km 处生成玄武安山质岩浆, 经分异演化形成一套高稀土分异作用较差的火山岩系。

## 1 区域构造地质背景

延边地区东部位于古亚洲洋消亡型活动陆缘控制的古生代近东西向构造岩浆带和太平洋型活动陆缘控制的中、新生代北东向构造岩浆带叠加交汇处<sup>①</sup>。古生代近东西向构造岩浆带主要由两大岩石系列组成: (1) 早古生代陆缘增生杂岩建造, 主要由低角闪岩—绿片岩相海底火山—沉积变质建造 (青龙村群、五道沟群) 和与其相伴生的 M 型— $I_{(M)}$  型花岗岩系 (365—550Ma) 组成<sup>②</sup>, 它纪实了古亚洲洋板块俯冲的地球动力学环境; (2) 晚古生代—中生代早期 (C— $T_2$ ) 增生杂岩建造, 主要由浅变质火山—沉积岩系和  $I_{(M)}$  型— $I_{(M)}$  型— $I_{(A)}$  型 ( $A/NKC > 1.1$ ) 花岗岩系 (327—242Ma)<sup>③</sup> 组成, 其突出特点是欧亚大陆板块联合固结过程中区内未见典型的“S”型花岗岩, 晚期磨拉石建造也极不发育, 反映一种软碰撞造山环境<sup>④</sup>。

晚三叠世以来, 受太平洋构造域板块动力学因素制约, 该区为西太平洋型陆缘沟弧盆体系发育的典型区段。陆缘增生杂岩建造主要由三个不同成因系列的岩浆岩系组成:

①晚三叠世受陆缘活化环境制约出现一套以粗玄岩—碱流岩和安山岩—碱质流纹岩为代表的碱性—钙碱性双峰式火山岩系<sup>⑤</sup> 和似 A 型二长花岗岩<sup>⑥</sup>。

\* 国家自然科学基金资助项目。

① 周永昶、万玉胜、孟庆丽等, 吉林汪清县闹枝、刺猬沟金矿床。1992, 科研报告。

② 邹祖荣、周永昶、金伯录等, 吉林延边地区 (槽区) 花岗岩成因系列及成矿作用。1989, 科研报告。

③ 吴福元等, 中国满洲里—绥芬河地学断面域的地球动力学模型。地矿部八五重点科技基目 (8506202), 1994, 研究成果。

④ 李更一等, 江清县幅, 1993, 1/5 万区调报告。

⑤ 邹祖荣、周永昶、金伯录等, 吉林延边地区 (槽区) 花岗岩成因系列及成矿作用。1989, 科研报告。

本文于 1994 年 9 月来稿, 1995 年 6 月改回。

②中侏罗—早白垩世，中—高钾钙碱性火山岩和  $I_{(K)}$  型花岗岩为代表的陆缘弧火山—侵入杂岩系。

③新生代弧后拉张环境制约的碱性玄武岩系列<sup>(2-3)</sup>，记实了区内西太平洋型陆缘带三个不同的构造演化阶段。

本文论及的中侏罗—早白垩世火山—侵入杂岩系主要分布在古生代以来长期活动的敦化—春化东西向深大断裂带、鸭绿江深大断裂北延的北东向断裂带、图门—汪清—牡丹江南北向构造带和琿春—汪清—天桥岭北西向构造断裂带的交汇处（图1）。

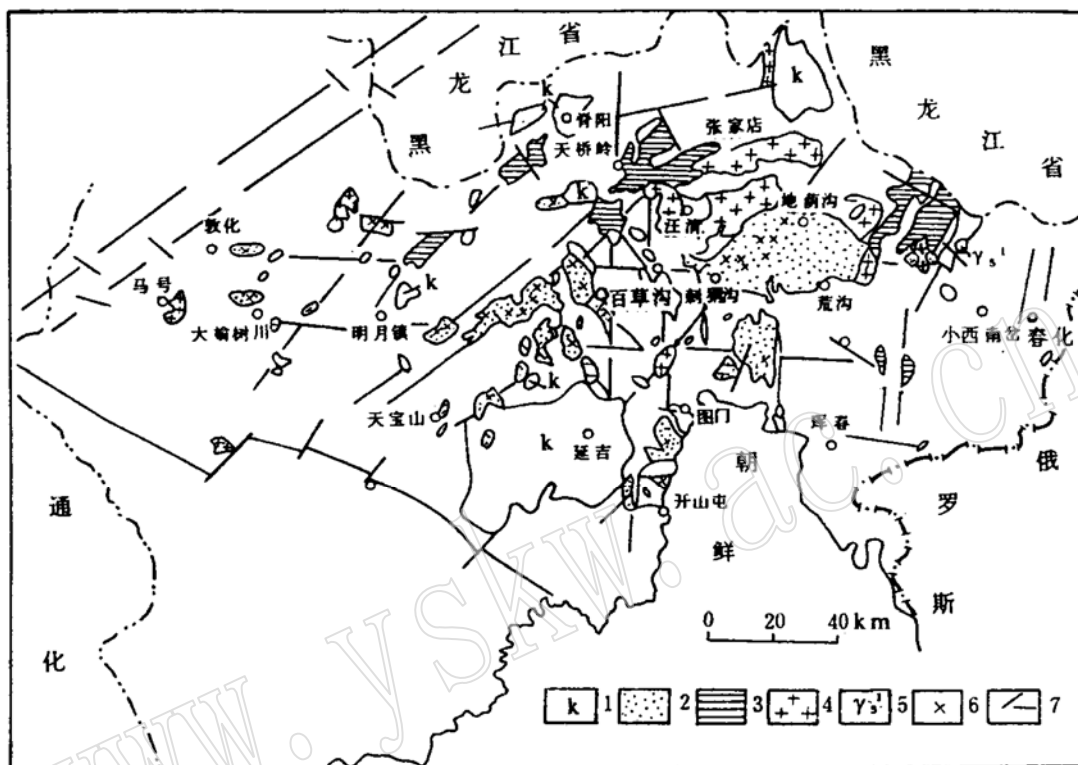


图1 中生代火山—侵入杂岩分布图

Fig. 1 Distribution of Mesozoic volcanic-intrusive complexes

1—白垩纪火山岩；2—侏罗纪火山岩；3—早三叠世火山岩；4—燕山早期花岗岩；5—印支晚期花岗岩；6—火山口；7—断层

## 2 岩石系列及年代学特征

延边东部是中国东北部中生代西太平洋陆缘弧型火山—侵入杂岩最发育的典型区段，尤以中侏罗（ $J_{2t}$ ）—早白垩（ $K_1$ ）世中—高钾钙碱性火山岩最为发育。主要分布在延边地区东部刺桐沟、百草沟、金沟岭、地荫沟一带。长期以来由于对火山活动的规律研究不够，其时代归属存在着较大的争议。吉林省地质志（1982）主要依据其生物地层学资料将其下部层位暂定为中侏罗世屯田营组（ $J_{2t}$ ），上部层位暂定为晚侏罗世金沟岭组（ $J_{3j}$ ）。中科院沈远超（1984）在刺桐沟地区测得该火山岩系 Rb-Sr 等时线年龄为 149.5Ma，至此一直将该岩系的时代视为中—晚侏罗世。我们在对该岩系成矿作用研究中，依据其岩石学，地球化学，构造地质学，同位素年代学等综合标志特征将该火山岩系划分为中侏罗世（ $J_{2t}$ ）和

## 早白垩世 ( $K_1j$ ) 两个亚系列<sup>①</sup>

### 2.1 中侏罗世中—高钾钙碱性安山岩—英安岩—流纹岩系列

岩石类型主要由安山质角砾凝灰熔岩和安山岩组成,在火山口附近常有少量英安岩和流纹岩出现。此外还有次安山岩和花岗闪长斑岩等。其年龄依据:①吉林省区调所在该区北部城墙砬子—干河沟一带该岩系顶部的凝灰质砂岩等碎屑岩沉积夹层中采到 *Neocalamites* · sp 化石(吉林地质志,1982);②刺猬沟切穿安山岩系和次安山岩的1号含金石英脉,<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 年龄为  $176.3 \pm 1.0\text{Ma}$ (作者,1991,中科院测)。③中侏罗世火山—次火山岩的岩石化学和稀土元素地球化学特征与晚三叠世和早白垩世也有明显不同<sup>[1]</sup>。故将其时代置于中侏罗世,并延用了屯田营组。

### 2.2 早白垩世(原金沟岭组 $J_3j$ , 现改为 $k_1j$ ) 中—高钾钙碱性玄武安山岩—英安岩系列

主要岩石类型为玄武安山岩,辉石安山岩及少量英安岩,此外还有较发育的次火山岩相及花岗斑岩等。其年龄依据是:①吉林省区调所在1/20万地质调查中(1980年)在金沟岭组下段凝灰质砂砾岩中见有大量属于早白垩世的植物化石,如金沟岭地区发现 *Neozamites* · sp; 地荫沟地区有些 *Nilssonia pecten*, *N. magnifolia* 等(吉林地质志,1982)。②在地荫沟剖面中测得玄武安山岩的 Rb-Sr 等时线年龄为  $140 \pm 7\text{Ma}$ (邹祖荣等,1989);在百草沟地区测得闹枝金铜矿区内闪长玢岩 Rb-Sr 等时线年龄为  $130 \pm 20\text{Ma}$ (吉林第六地质调查所,1986);测得闹枝金铜矿区内10号矿脉石英的<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 年龄为  $127.8 \pm 0.2\text{Ma}$ (作者,1991,中科院测)。

## 3 $J_{2t}$ — $K_{1j}$ 中—高钾钙碱性火山岩系岩浆的生成

岩浆的生成是个极其复杂的问题,涉及到许多因素。目前地幔热柱和板块运动学理论已成为岩浆生成的动力学重要支柱。全球性岩浆带均与板块俯冲带、碰撞带、拉张裂隙、走滑推覆等大的构造带相伴产出。近期的众多研究表明,许多地质现象(如岩浆的活动)与板块动力学性质及其控制的构造环境<sup>[5]</sup>密切相关。60年代末至80年代初许多学者提出了定量模拟公式或模型,主要集中在部分熔融和分离结晶两种理论模式上,而且随着对该领域的研究,愈来愈趋向于部分熔融模式。Show<sup>[6]</sup>和 Henderson<sup>[7]</sup>等人提出部分熔融和分离结晶模式近似的估算方程式:  $C_i^l = \frac{C_{(o,s)}^i}{D^i(1-F) + F} \dots\dots$  和  $C_i^e = C_{(o,e)}^i \cdot F^{D^i-1} \dots\dots$  等。从这两个方程式中可以看出源区(岩)的组分 ( $C_{(o,s)}^i$ ) 及其属性特征是岩浆生成的重要因素之一,它受深源度的控制。熔融程度 ( $F$ ) 和元素 ( $i$ ) 在固态 ( $s$ ) 和熔体 ( $e$ ) 体系中的总体分配系数也受温度 ( $T$ ) 和压力 ( $P$ ) 等物化条件和岩浆演化的制约。为此我们试图在研究中侏罗—早白垩世火山侵入杂岩的年代学、岩石学和地球化学特征的基础上,通过岩系生成的构造环境和受控的板块动力学条件,源区(岩)的属性,岩浆发生的  $T$ 、 $P$  条件及形成深度等标志因素的解析,借鉴有关的实验及模拟依据,探讨和建立西太平洋型中—高钾钙碱性火山岩岩浆生成与演化的板块动力学模式。

① 周永昶、万玉胜、孟庆丽等,吉林汪清县闹枝、刺猬沟金矿床,1992,科研报告。

### 3.1 岩浆生成的构造环境和源区(岩)的属性特征

#### 3.1.1 岩浆生成的构造环境

延边地区东部中侏罗世期间处于 Farallon 板块斜向俯冲控制的活动陆缘环境;晚侏罗世期间处于 Farallon 板块向北东方向横推控制的走滑拉张动力学环境;中白垩世期间开始转向由 Izanagi 板块斜向俯冲控制的陆缘向洋侧离的岛弧环境。其主要依据如下:

① S. Marnyama 等(1986)依据太平洋域板块运动与太平洋中的热点有关<sup>(8)</sup>等假说,计算了欧亚大陆和太平洋板块之间的直线运动速度矢量,即 Farallon 板块(180Ma 前为俯冲阶段,180—150Ma 为横推运动阶段),Izanagi—Kula 板块(150—70Ma,向 NW、NNW、N 方向俯冲阶段),太平洋板块(70—37Ma,向 NW、N 方向俯冲阶段)在 35°N,135°E 方位上存在于亚洲大陆东缘。

② 延边地区东部 Rb-Sr 等时线年龄为 170Ma,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i) = 0.7034$  的花岗岩( $I_{(1)}$ 型)与  $J_2t-K_{1j}$  火山岩相伴产出的辉石闪长岩、石英闪长岩以及相伴产在同生火山机构中的花岗闪长斑岩、花岗斑岩均分别落在  $R_1-R_2$  图中的 II 区、I 区和靠近 I 区的 6 区中,属于 M/I 型花岗岩<sup>(9)</sup>。它们代表岛弧和活动陆缘的动力学环境<sup>(10)</sup>。

③ 延边东部  $J_2t$ 、 $K_{1j}$  火山岩的化学成分(表 1)与 Candie(1976)报导的安第斯中生代岛弧火山岩和戴里安山岩平均值<sup>(11)</sup>相近,其李特曼指数( $\delta$ )大都小于 4,应属洋壳俯冲机制控制的岛弧或陆缘弧环境的产物<sup>(12、6)</sup>。

④ 刺猬沟,百草沟地区  $J_2t$  和  $K_{1j}$  火山岩的岩石化学成分在 Rittmanm 的  $\text{Lag}r-\text{Log}\sigma$  图中落在代表岛弧或活动陆缘环境的 B 区<sup>(1)</sup>;在 ATK 图(图 2)中全部样品均落在岛弧和造山带的玄武岩、安山岩区。在 Pearec, J. A. 等建立的 Rb—Yb 图解<sup>(13)</sup>中,该区火山—侵入杂岩落在火山弧花岗岩和同碰撞造山带花岗岩区<sup>(4)</sup>。

⑤ 区内 145—160Ma 期间(Farallon plate 横推期)火山作用不发育。这与板块边界为转换断层时没有火山活动的结论<sup>(5)</sup>是一致的。

#### 3.1.2 源岩(区)属性特征

研究表明,区内  $J_2t$ 、 $K_{1j}$  火山侵入杂岩系的母岩浆为幔源岩浆体系,其主要依据是:

① 百草沟地区 Rb-Sr 等时线年龄为 140Ma 的  $K_{1j}$  玄武安山岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  为 0.70342(邹祖荣,周永昶等,1989),Rb-Sr 等时线年龄为  $130 \pm 20\text{Ma}$  的闪长玢岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  为 0.7036(吉林第六地质调查所,1986);刺猬沟  $J_2t$  火山岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  为  $0.70503 \pm 0.00009$ (沈远超,1989)。它们均与来源于上地幔的火山岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  比值( $0.704 \pm 0.002$ )相近。

② 地阴沟  $J_2t$  安山岩的  $\delta^{18}\text{O}$  变化在 0.48‰—5.55‰ 之间(邹祖荣,周永昶等,1989),与超铁镁质岩的  $\delta^{18}\text{O}$  值(+5.4‰—6.6‰)和玄武质无球粒陨石的  $\delta^{18}\text{O}$  值(+4.3‰—+7.8‰)<sup>①</sup> 可以类比。

③  $J_2t$ 、 $K_{1j}$  火山岩岩浆形成深度为 80—95km(见下文),本区的莫霍面深度为 30—40km<sup>(2)</sup>。

上述特征均表明中侏罗—早白垩世这套岩浆源岩(区)确属上地幔岩。

① 黄圭成,吉林省汪清县闹枝、刺猬沟地区侏罗纪火山岩系与金矿成矿关系,1991,长春地质学院研究生论文。

表1 J<sub>2</sub>-K<sub>1</sub> 典型岩石的化学成分及特征值  
Table 1 Chemical composition and characteristic values of J<sub>2</sub>-K<sub>1</sub> typical rocks

时代	岩相	样号	岩石名称	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	δ	DI	ΣREE	La/Y <sub>(Nb)</sub>	δEu	Sm/Nd	
J <sub>2</sub>	火山	NB196	玄武安山岩	57.40	16.87	2.59	3.42	0.74	0.27	0.17	4.74	3.09	1.88	3.90	2.32	58.99	118.86	10.12	0.78	0.21	
		NB182	角闪安山岩	59.20	17.93	4.56	2.40	0.60	0.30	0.14	0.30	5.65	2.67	0.92	3.00	0.95	53.08	110.29	9.27	0.83	0.22
		NB709	流纹质晶屑凝灰岩	74.06	13.16	1.37	0.12	0.16	0.07	0.16	0.07	0.74	0.76	5.47	2.61	2.10	90.95	102.39	19.52	0.58	0.18
		CB10	安山质角砾凝灰岩	59.64	15.53	5.23	1.28	0.64	0.22	0.14	0.33	3.33	2.68	3.13	2.56	2.56	64.59				
		CB7	玄武安山岩	55.94	16.83	4.12	1.57	0.56	0.32	0.10	0.46	4.64	2.35	2.63	2.76	2.25	64.94				
		26122	英安质角砾凝灰岩	67.68	16.32	4.30	0.41	.40	0.18	0.04	0.71	0.74	2.05	2.05	3.00	1.03	75.93	73.79	7.80	0.76	0.17
		CB333	流纹岩	75.24	12.25	0.75	0.67	0.12	0.05	0.11	0.15	0.15	0.85	6.87	1.65	2.25	93.37	115.10	11.29	0.46	0.17
		NB372	次辉石安山岩	52.60	17.15	8.31	0.46	0.72	0.26	0.14	0.43	4.31	4.69	2.93	2.92	3.56	51.86	56.65	6.48	0.80	0.20
		NB2③	次角闪安山岩	57.90	17.24	4.32	2.64	0.73	0.27	0.14	0.99	4.99	3.24	1.83	3.32	1.78	55.78				
		CB310	次角闪安山岩	60.06	16.95	3.11	2.38	0.54	0.50	0.13	0.46	4.06	4.16	1.76	3.38	1.55	59.42	96.90	10.82	0.87	0.19
		CB226	次玄武安山岩	57.28	16.12	3.78	2.09	0.62	0.20	0.17	0.43	7.43	3.58	1.45	3.11	1.46	50.38				
CB331	次英安岩	66.44	14.27	1.87	1.42	0.36	0.09	0.13	0.29	2.97	1.80	2.96	3.48	1.77	75.55	105.10	12.06	0.70	0.17		
J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>	侵入	NB342	黑云辉石闪长岩	53.08	17.87	5.38	3.66	1.36	0.29	0.16	8.68	3.77	1.20	3.67	2.35	41.63					
		NB419②	花岗闪长斑岩	69.36	14.32	2.49	0.95	0.52	0.20	0.09	0.20	2.54	2.38	1.75	4.18	1.33	76.02	81.42	13.22	0.61	0.20
		CB301	辉石闪长岩	54.16	15.62	2.55	4.54	0.74	0.33	0.14	0.83	7.83	6.28	1.75	3.02	2.04	48.94	141.49	9.43	0.75	0.18
		CB266	花岗闪长斑岩	65.38	15.24	3.97	0.38	0.56	0.15	0.07	0.35	3.35	1.61	2.90	3.18	1.65	72.26	90.20	11.30	0.81	0.26
		NB174	辉石安山岩	56.36	18.95	4.64	1.26	0.86	0.37	0.28	0.28	6.22	2.15	2.76	4.07	3.49	51.1	172.35	15.47	0.71	0.21
		NB161	玄武安山岩	61.74	18.71	5.30	0.28	0.56	0.40	0.18	1.57	1.57	1.73	2.26	4.00	2.09	73.68	150.18	10.17	0.78	0.20
		CB27002	辉石安山岩	56.03	16.30	2.60	3.50	0.60	0.13	0.09	0.13	3.89	5.88	2.25	4.30	3.29	69.37	130.04	13.47	0.96	0.17
		71B124	玄武安山岩	55.22	17.49	4.32	2.63	0.80	0.20	0.10	0.71	7.71	3.94	1.20	3.40	1.73	70.54				
		NB23	次辉石安山岩	60.52	17.06	3.25	2.73	0.72	0.28	0.13	0.29	3.29	2.83	2.14	3.95	2.12	65.69	158.40	14.62	0.79	0.19
		NB376-1	次角闪安山岩	55.26	18.11	4.81	2.82	0.82	0.27	0.26	0.36	3.16	5.13	1.87	5.06	3.92	58.97				
		NB755-①	次斜长安山岩	52.40	15.92	4.63	4.38	1.16	0.35	0.18	0.84	4.84	5.11	2.52	3.96	4.47	52.13	173.76	15.46	0.82	0.19
NB532	次长安山岩	58.96	16.35	2.75	3.07	0.66	0.40	0.17	0.58	3.03	3.03	2.47	4.94	3.44	67.31						
1-4GS02 67-1	次英安岩	66.53	14.96	1.59	1.83	0.45		0.08	0.29	3.29	1.05	3.16	3.40	1.83	86.80						
侵入	侵入	XY-1	碱长辉石闪长岩	57.70	16.33	3.94	3.32	0.88	0.45	0.14	4.50	3.46	3.11	4.04	3.48	61.26	195.53	13.30	0.74	0.18	
		NB334	花岗细晶岩	77.22	11.91	0.90	0.14	0.03	0.02	0.03	0.38	0.42	5.45	2.35	2.01	95.11	145.70	12.39	0.39	0.17	
		JGS-39*	花岗斑岩	74.79	13.04	1.07	0.99	0.24		0.01	0.74	0.22	3.09	4.70	1.91	93.80					
		TY4007*	花岗斑岩	74.02	14.11	1.10	1.40	0.25	0.10	0.00	1.70	0.85	2.94	3.67	1.41	85.59	241.95	19.82	0.34	0.19	

\* 引自吉林省地矿局第六地质调查所。

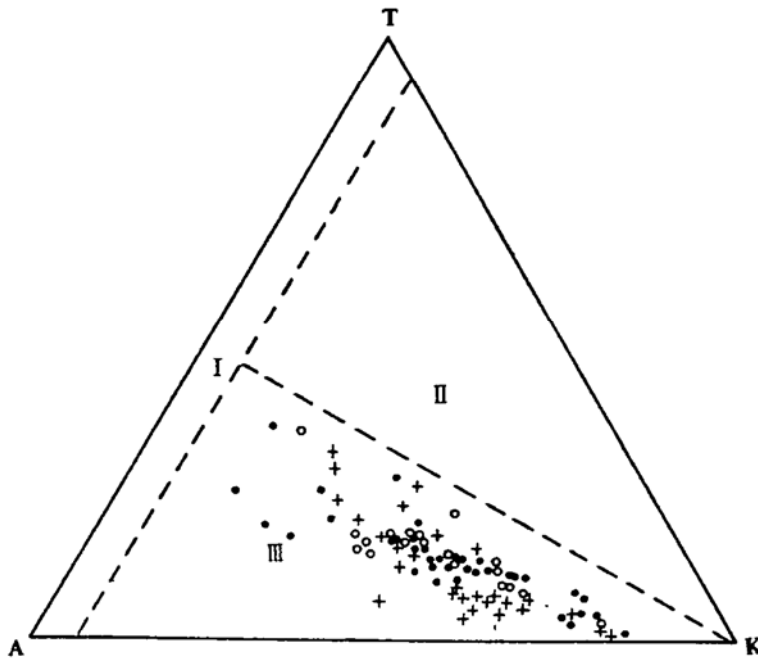


图 2 ATK 构造环境判别图 (据赵崇贺, 1989)

Fig. 2 ATK discriminant diagram of tectonic environment

I—大洋玄武岩；II—大陆玄武岩、安山岩；III—岛弧或造山带的玄武岩、安山岩

●—火山岩；○—次火山岩；+—侵入岩

### 3.2 岩浆生成的地压和深度

鉴于目前还没有关于钙碱性岩浆生成时的压力和深度的有效计算方法, 考虑本区是中酸—中基性火山—侵入杂岩, 故借鉴花岗岩— $H_2O$  实验研究, 探索性地测算该岩浆生成的大致压力和深度。将该区火山和次火山岩 ( $J_2t$  53 个样,  $K_1j$  14 个样) 的标准矿物平均含量 (C. I. P. W 标准矿物计算法) 投影到  $Ab-Or-SiO_2-H_2O$  系不同压力下的等压切面投影图 (图 3) 中, 通过计算得出该区岩浆形成时压力和深度分别是:  $J_2t$  火山—次火山岩为  $(24-27) \times 10^8 Pa$ , 深度为 80—90km;  $K_1j$  火山—次火山岩为  $(25.5-28.5) \times 10^8 Pa$ , 深度为 85—95km。

### 3.3 岩浆生成的温度

目前已推出的温压计算方法虽然很多, 但是大多数是计算矿物结晶温度的, 对岩浆熔体温度仍没有行之有效的计算方法, 尤其是对钙碱性岩浆更是无章可循。根据①一个源于地幔急速上升的大岩浆体散热少, 能遵循绝热梯度线和液相线之间流动而地热地到达地表<sup>[14]</sup>; ②本区岩石组合特征 (有玄武安山岩和辉石安山岩等偏基性岩石) 和推断的源岩 (区) 特征, 我们认为选用 L. L. 帕恰克 (1969) 提出的有关玄武岩、辉长岩和超基性岩的液相温度的计算公式<sup>[15]</sup>比较适合。通过计算得出本区火山岩和次火山岩岩浆生成时温度 (表 2), 这与刘文达<sup>[16]</sup>利用斜长石温度计计算的液—固相平衡温度 (淬火温度 895°—1175°) 相比略高。刺猬沟和百草沟两个地区计算结果基本一致, 中侏罗世安山岩和次安山岩岩浆温度最高, 流纹岩最低, 表明岩浆由中性向酸性分异的过程是一个降温的过程。早白垩世火山岩分异性较差, 只计算了偏基性安山岩, 其岩浆温度略低于中侏罗世的安山岩, 大致与其中的英安岩相当。



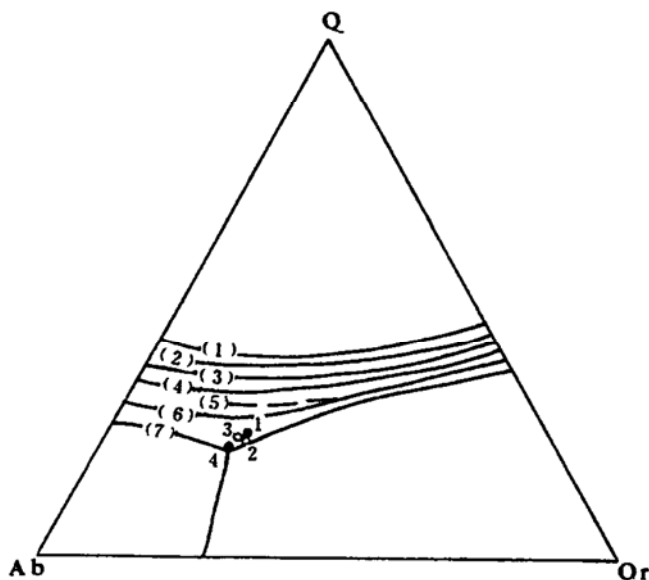


图 3 Ab—Or—Q—H<sub>2</sub>O 系不同压力下的等压切面投影图(据 Tuttle 和 Bowen, 1958; 林景仟, 1987)

Fig. 3 Equisectional projection of the Ab—Or—Q—H<sub>2</sub>O system

1— $0.5 \times 10^8$ Pa; 2— $1 \times 10^8$ Pa; 3— $2 \times 10^8$ Pa; 4— $3 \times 10^8$ Pa; 5— $4 \times 10^8$ Pa; 6— $5 \times 10^8$ Pa; 7— $10 \times 10^8$ Pa

(1), (2) — 中侏罗世火山岩和次火山岩;  
(3), (4) — 晚侏罗 — 早白垩世火山岩和次火山岩

表 2 温度估算表

Table 2 Estimates of temperatures

时代	J <sub>2t</sub>										K <sub>1j</sub>	
地区	刺 猬 沟					闹 枝					玄武 安山岩	辉石 安山岩
岩性	流纹 质岩	英安 质岩	安山 质岩	次流 纹岩	次英 安岩	次安 山岩	英安 质岩	安山 质岩	次英 安岩	次安 山岩	玄武 安山岩	辉石 安山岩
温度 C	1087	1156	1208	1078	1161	1220	1094	1230	1101	1223	1138	1117

### 3.4 岩浆生成的作用过程判别

依据稀土元素和微量元素在岩浆分离结晶演化过程中的不相容性 ( $D_i < 1$  的 M 元素) 和强不相容元素 ( $D_i \ll 1$  的 H 元素) 原理, 70 年代以来, 不少学者先后提出判别岩浆作用过程或生成模式 (型) 的比值—比值图<sup>(17,18)</sup>、比值—元素图<sup>(17)</sup>和元素—元素图等判别方法。本区 J<sub>2t</sub> 和 K<sub>1j</sub> 火山岩主要为玄武岩和安山岩。目前越来越多的学者认为安山岩岩浆是 80—120km 左右深处的地幔岩部分熔融的产物, 如石榴石二辉橄榄岩模式<sup>(17)</sup>、经过俯冲洋壳产生的熔体富集了地幔橄榄岩模式<sup>(12)</sup>。这些岩石中的主要造岩矿物橄榄石、辉石、斜长石等的 REE、Zr、Hf、Nb、Ta、Rb 等 (Eu 除外) 均  $\ll 1$  或  $< 1$ <sup>(7,19)</sup>。因此, 我们选用了 La/Sm—La 图<sup>(4)</sup>和 Rb/Sr, Zr/Ni—Ba/Ni 图 (图 4) 对该区 J<sub>2t</sub> 和 K<sub>1j</sub> 火山岩的母岩浆生成和演化过程进行了判别, 在 La/Sm—La 图中, 样品点大致构成一条与纵坐标轴相交的直线, 在图 4 中构成双曲线, 表明该区 J<sub>2t</sub> 和 K<sub>1j</sub> 火山岩母岩浆为部分熔融作用的产物<sup>(20)</sup>。

## 4 岩浆生成与演化的板块动力学模式

依据前述, 西太平洋型中生代活化陆缘 (J<sub>2t</sub>) — 陆缘侧离岛弧 (K<sub>1j</sub>) 的岩浆生成与演化机制为: 大洋板块低角度 (28°—32°) 斜向俯冲—再生富集地幔橄榄岩熔融模式 (图 5)。该模式的标志因素及理论依据如下:

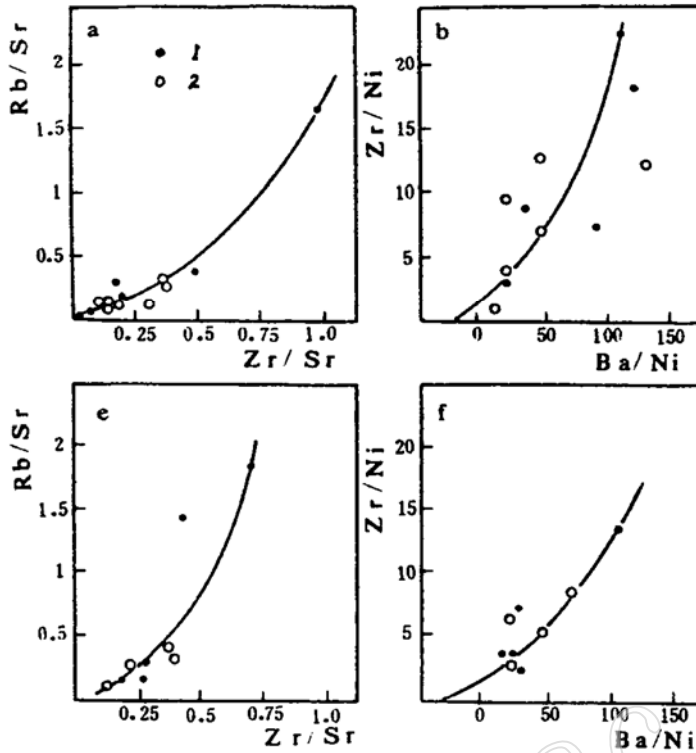


图 4 微量元素协变图

Fig. 4 Covariogram of trace elements

1—火山岩；2—次火山岩

1. 中侏罗世期间，在 175Ma 时，Farallon 板块是在太平洋西部<sup>(20)</sup>。Maruyama, S. and Seno, T. 推断在这个时期 (250—180Ma) 的晚期该板块是俯冲在东亚边缘的底部<sup>(5)</sup>。此期，延吉地区 80—90km 处，由于俯冲洋壳的脱水作用和部分熔融，生成富水和不相容元素流体和熔浆，使俯冲板块之上的地幔楔体中的相邻橄榄岩再生富集，这种富集源区上升的底僻体在含水条件下发生部分熔融，生成 SiO<sub>2</sub> 过饱和的玄武质或玄武安山质岩浆<sup>(12)</sup>，这种岩浆在较浅部位发生了较充分的演化和分异，形成该区 J<sub>2t</sub> 火山岩（安山岩—英安岩—流纹岩）系。

从表 1 中可见，该火山岩系有一套完整的岩石组合（玄武安山岩—安山岩—英安岩—流纹岩），随着岩浆的演化（由中性向酸性），结晶分异指数变化范围从 53.08 增至 93.37；ΣREE 由 56.65×10<sup>-6</sup>—115.10×10<sup>-6</sup>；La/Yb<sub>(CN)</sub> 逐渐升高，轻重稀土分馏愈来愈明显；钕亏损也愈来愈显著，显示出岩浆良好的分异作用。

2. 晚侏罗世期间，Farallon 板块转向 NE 方向横推<sup>(5)</sup>，板块边界及陆缘带处于转换断层—走滑拉张环境。故此期该区火山作用不发育。

3. 早白垩世期间，Izanagi 板块向 NW 和 NNW 方向，斜向高速 (≥20cm/y) 以 30°—40° 角度<sup>(5)</sup> 俯冲欧亚大陆边缘以下 85—95km 处，与 J<sub>2t</sub> 期间同样的机理生成以玄武安山岩为主的 K<sub>1j</sub> 火山岩系。

从表 1 中可见该岩系的岩石组合较单一，多为玄武安山岩，辉石安山岩，有少量次安山岩，无流纹岩。随着岩浆的演化（中基性—中酸性），结晶分异指数 (D<sub>i</sub>) 变化范围不大



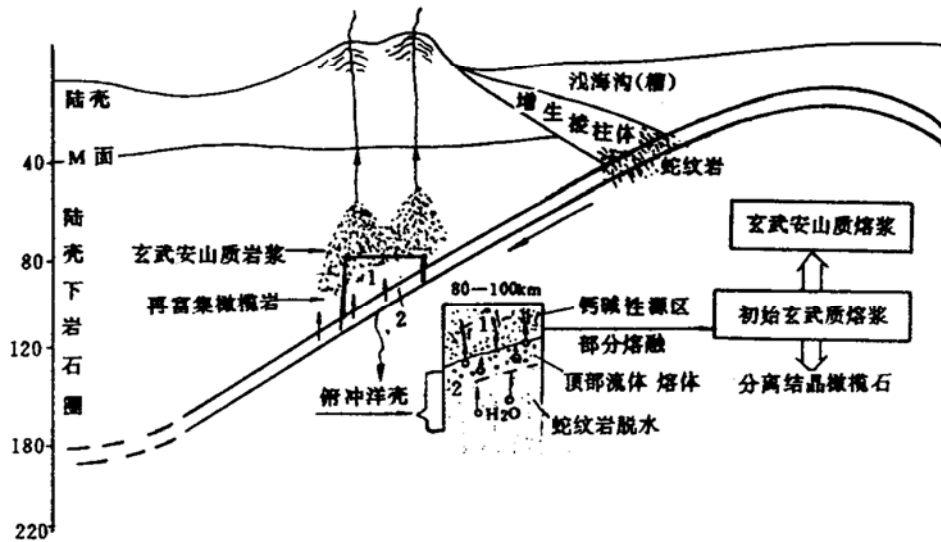


图5 岩浆生成的动力学模型

Fig. 5 Dynamic model for the formation of magma

(51.10—86.80); 稀土总量 ( $\Sigma\text{REE}$ ) 普遍较  $J_2t$  火山岩高 (130.40—173.76); 轻、重稀土分馏性较差; 钨无明显的亏损, 总体看来岩浆结晶分异作用没有中侏罗世充分。

## 参 考 文 献

- 1 孟庆丽等. 长春地质学院建院40周年科学研究论文集(基础地质). 吉林省科技出版社, 1992. 217—299.
- 2 刘若新. 中国新生代火山岩年代学与地球化学. 地震出版社, 1992. 1—43.
- 3 金伯录, 张希友. 长白山火山地质研究. 东北朝鲜民族出版社, 1994. 188—203.
- 4 Meng Ringli. IGC Abstracts. 1992, 2 (3): 548.
- 5 Mancyama s and Seno T. Tectonophysics. 1986, 127: 305—329.
- 6 Show D M. 深熔作用对痕量元素的分离. 国外地质, 1983, (25): 10—14.
- 7 Henderson P. Rare earth element geochemistry. 1984. 115—148, 26—27.
- 8 Henderson L and Gordon R. Oceanic plateaus and the motion of the pacific plate with respect to hotspots. Eos. Trans. Am. Geophys. union, 1981, 62: 1028.
- 9 Zhou yongchang. 29th IGC Abstracts. 1992, 2 (3): 523.
- 10 皮切尔等. 花岗岩的类型和构造环境. 国外地质科技, 1984, (3): 1—27.
- 11 武汉地质学院岩石教研室. 岩浆岩岩石学. 地质出版社, 1980, 121.
- 12 Ringwood A E. 地质地球化学. 1991, (3): 22—33.
- 13 Pearce J. Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.
- 14 Mcbirney A R. 岩浆的混熔和非混熔. 国外地质, 1981, (11): 8—15.
- 15 帕恰克 L L. 岛弧发育早期阶段岩浆作用和变质作用的热力学机制. 国外地质参考资料, 1978, (15): 57—58.
- 16 刘文达、胡连胜. 延边与金矿有关的火山岩的岩石特征及成因问题讨论. 吉林地质, 1983, (4).
- 17 王中刚等. 稀土元素地球化学. 科学出版社, 1989. 190—212, 401—403.
- 18 杨浩. 痕量元素协变关系的应用. 地质论评, 1990. (1): 69—80.
- 19 Heson G N. 火成系统岩石成因研究中的稀土元素. 国外地质, 1984, (5): 24—29.
- 20 Engebretson D C, Cox A and Gordon R G. Relative motions between oceanic and continental plates in the pacific basin Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1985, 59.

# The Formation and Evolution of Magma for $J_2-K_1$ Volcanic—Intrusive Complex in Eastern Yanbian, Jilin Province

Meng Qingli, Zhou Yongchang

(Changchun College of Geology, Changchun 130061)

**Key words:** intrusive complex; evolution; Yanbian

## Abstract

In Yanbian area located at the intersection between the EW—trending Paleozoic tectonomagmatic belt and the NE—trending tectonomagmatic belt, two suites of moderate—high potassic calc—alkaline volcanic—intrusive complexes were formed in Middle Jurassic—Early Cretaceous.

Due to the influence of subduction of Farallon plate in the period of 180—170ma (Middle Jurassic), two—stage melting of pyrolite at the depth of 80—90 km and under the condition of  $24-27 \times 10^8$  Pa and  $1078^\circ\text{C}-1230^\circ\text{C}$  produced basaltic—andesitic magma, which in turn formed a suite of REE—deficient and well—differentiated volcanic rocks through unceasing differentiation and evolution.

In 160—145 ma of Late Jurassic, there occurred northeastward transcurrent movement of Farallon plate and, as a result, magmatic activities were weak in this area.

In 140—130 Ma of Early Cretaceous, low—angle subduction of Izanagi plate toward Eurasian continent took place. At the depth of 85—95 km and under the condition of  $25.5-28.5 \times 10^8$  Pa and  $1117^\circ\text{C}-1138^\circ\text{C}$ , basaltic—andesitic magma was formed, which in turn produced a suite of REE—high and poorly—differentiated volcanic rocks.