

# A 型花岗岩的实质是什么？

张 旗<sup>1</sup>, 冉 皓<sup>2</sup>, 李承东<sup>3</sup>

(1. 中国科学院 地质与地球物理研究所, 北京 100029; 2. 中国地质大学 地球科学与资源学院, 北京 100083;  
3. 中国地质调查局 天津地质矿产研究所, 天津 300170)

**摘 要:** A 型花岗岩是富碱、贫水的花岗岩类, 地球化学上以贫 Al、Sr、Eu、Ba、Ti、P 为特征, 形成于低压高温条件下, 对源岩没有选择。A 型花岗岩的实质为: 在低压下部分熔融形成的花岗岩类, 大多产于地壳伸展减薄的构造背景中。

**关键词:** A 型花岗岩; 实质; 低压; 构造背景

中图分类号: P588.12<sup>+</sup>1

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2012)04-0621-06

## A-type granite: what is the essence?

ZHANG Qi<sup>1</sup>, RAN Hao<sup>2</sup> and LI Cheng-dong<sup>3</sup>

(1. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 2. Faculty of Geosciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3. Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Tianjin 300170, China)

**Abstract:** A-type granites are alkali-rich and water-poor granitoids characterized geochemically by poor Al, Sr, Eu, Ba, Ti and P. A-type granite was formed under the low pressure and high temperature conditions, and their source rocks had no choice. The essence of the A-type granites is that granitic magma melted under low pressure, and they were mostly produced in the tectonic setting of crustal extension and thinning.

**Key words:** A-type granite; essence; low pressure; tectonic setting

大家最熟悉的花岗岩分类法是 ISMA 分类法, 其中 I 型、S 型和 M 型与不同的源岩有关: I 型的源岩是原先的火成岩(主要是基性岩), S 型来自沉积岩, M 型来自幔源(其实是洋壳或蛇绿岩中的辉长岩)唯独 A 型花岗岩与源岩无关, 代表产于伸展构造背景中的高温无水的花岗岩。对于 A 型花岗岩的含义, 学术界有各种不同的看法。它的实质是什么呢? 笔者认为, 所谓 3A(富碱、无水、非造山)等说法可能并非 A 型花岗岩的实质, A 型花岗岩的实质应当是低压条件下熔融的花岗岩类。

## 1 A 型花岗岩概述

A 型花岗岩最早是由 Loiselle 和 Wones (1979) 提出来的, 他们将 A 型花岗岩定义为碱性(alkaline)、贫水(anhydrous)和非造山(anorogenic)的花岗岩, 以 3 个英文词的首字母“A”命名, 不涉及物质来源, 以此区别于由 Chappell 和 White (1974) 定义的 I 型和 S 型花岗岩。Bonir (2007) 又将首字母“A”扩展为碱性(alkaline)、贫水(anhydrous)、非造山(anorogenic)

铝质 (aluminous) 和模棱两可 (Ambiguous) , 进一步探讨了 A 型花岗岩的定义和含义。Eby (1992) 将 A 型花岗岩分为 A1 和 A2 两个亚类, 认为 A1 产于非造山环境, A2 是后造山的。洪大卫等 (1995) 将 A 型花岗岩分为 AA 和 PA 两类, 分别对应于上述的 A1 和 A2 两个亚类。

在岩石类型上, A 型花岗岩包括了从碱性花岗岩经碱长花岗岩到钾长花岗岩以及石英正长岩、更长环斑花岗岩和紫苏花岗岩等多种岩石类型, 不仅包括了碱性岩类, 还扩大到碱钙性、弱碱-准铝、弱过铝甚至强过铝质岩石, 几乎囊括了除 I、S 型花岗岩以外的其它花岗岩类 (许保良等, 1998)。实际上, 一部分富碱质的 I 和 S 型花岗岩也被包括进去了, 如所谓的高分异 I、S 型花岗岩。在矿物学上, A 型花岗岩主要组成矿物为石英 + (富 Fe) 镁铁质暗色矿物 + 碱性长石 ± 斜长石, 一部分碱性花岗岩还含有霓石、霓辉石、钠闪石、钠铁闪石、羟铁云母和萤石等矿物。化学成分上, A 型花岗岩富 Si、Na 和 K, 贫 Ca、Mg 和 Al ( $K_2O + Na_2O / Al_2O_3$  和  $FeO / MgO$  值高, 富 Rb、Th、Nb、Ta、Zr、Hf、Ga、Y 等高场强元素, 贫 Sr、Ba、Cr、Co、Ni、V 等, REE 配分曲线大多呈燕式分布, 以具有显著的负 Eu 异常为特征, Ga/Al 值高 (Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987)。

A 型花岗岩的成因模式众说纷纭, 有幔源的、壳源的和壳幔混合源的等多种见解 (许保良等, 1998)。A 型花岗岩的 Sr-Nd 同位素值变化很大, 也暗示 A 型花岗岩的源岩的确是异常丰富的。

## 2 A 型花岗岩的鉴别

如何把 A 型花岗岩与 I 和 S 型花岗岩区分开是学术界关心的问题, 研究工作取得了许多进展, 但也存在一些认识上的误区, 原因是它们的判别标志不同。以 I 型和 S 型花岗岩为例, 它们是以源区不同来区分的。因此, 可以这样说, 全球花岗岩不是 I 型的就是 S 型的, 不是来源于火成岩 (I 型) 即来源于沉积岩 (S 型)。当然, 在 I 型和 S 型之间还存在许多过渡的类型, 这是非常常见的, 可惜很少有人关注而已。变质岩从源岩角度来说不具有独立的意义, 它要么来自火成岩, 要么来自沉积岩。M 型花岗岩从本质上说属于 I 型花岗岩。A 型花岗岩则是以是否富碱质作为区分标志的, 不论什么源岩。有些判别图企图利用某些地球化学标志区分 A 型花岗岩与

I、S、M 型花岗岩, 实际上, 它们区分的是 A 型和非 A 型, 而不是 A 型与 I、S、M 型, 如图 1 所示。这里要指出一点, 即: I、S、M 型花岗岩与 A 型花岗岩之间不存在截然的界线。因此, 从源岩角度考虑, A 型花岗岩也可以分为 I 型和 S 型。例如, 中亚造山带绝大多数三叠纪 A 型花岗岩的  $\epsilon_{Nd}$  比值为正值, 来源于洋壳, 为 I 型花岗岩的特征, 南岭 A 型花岗岩大多具 S 型花岗岩的特征, 源岩为沉积岩。中亚造山带的 A 型花岗岩很少与钨锡成矿有关, 而南岭 A 型花岗岩许多与钨锡成矿有关, 原因仍然是在于源岩的不同。华南中生代花岗岩存在争议, 有人认为它们是高分异的 S 型花岗岩, 有人认为它们为 A 型花岗岩。笔者认为, 争论的双方可能都是有道理的, 只是各自出发的角度不同而已, 前者强调源岩因素, 后者从富钾出发。

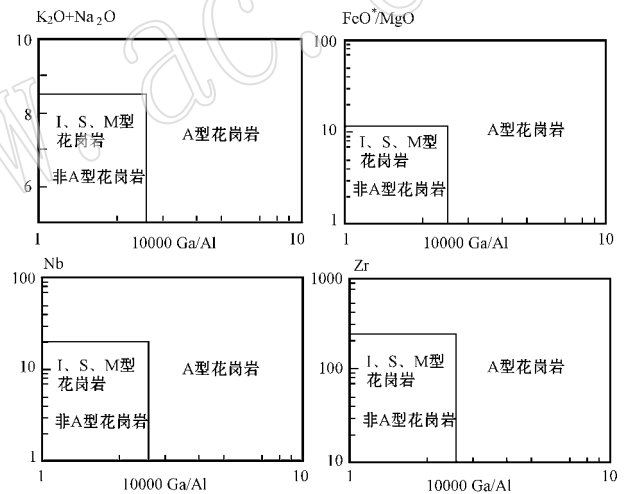


图 1 A 型花岗岩判别图 (据 Whalen *et al.*, 1987)

Fig. 1 A-type granite discrimination diagram (after Whalen *et al.*, 1987)

A 型花岗岩最突出的特征是富钾 ( $K_2O = 4\% \sim 6\%$  或更高), 许多其他的微量元素均受 K 的制约。有些人以为富钾就是钾质的, 其实这是两回事, 富钾指的是含量, 钾质代表的是比值。A 型花岗岩与  $K_2O$  含量多寡有关, 与  $Na_2O / K_2O$  比值大小无关。A 型花岗岩的  $Na_2O / K_2O$  比值可以大于 1 或小于 1。因此, A 型花岗岩可以是钠质的, 也可以是钾质的。花岗岩的 K 含量受源岩、压力及水和挥发分等多种因素制约。如果源岩贫钾, 通常形成贫钾的花岗岩; 如果源岩富钾, 则形成富钾的花岗岩。例如, 源于贫钾玄武岩的岛弧花岗岩是钙碱性的, 源于富钾玄武岩的花岗岩是高钾钙碱性的。这种实例比比皆是。

但是 A 型花岗岩不论源岩贫钾富钾,形成的花岗岩却均富钾。例如,中亚造山带与板块俯冲有关的花岗岩是贫钾的,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  通常大于 1,许多大于 2,是典型的钠质花岗岩,而同样产于中亚造山带的 A 型花岗岩, K 全部是高的。但是,其  $\epsilon\text{Nd}$  比值大多为正值,表明源于具洋壳特征的贫钾的下地壳。

笔者认为, A 型花岗岩最重要的地球化学特征是富  $\text{SiO}_2$ , 贫  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、Sr、Ba、Eu、Ti 和 P, REE 分布具明显的负偏异常。正长岩是否归入 A 型花岗岩见解不一,笔者认为正长岩不属于 A 型花岗岩,因为正长岩是贫  $\text{SiO}_2$  的,有些  $\text{SiO}_2$  含量甚至低于 50%,显然是幔源的。A 型花岗岩的  $\text{SiO}_2$  含量很高,通常 > 70%,多数 > 75%,是花岗岩中  $\text{SiO}_2$  含量最高的。有些高硅的石英正长岩属于花岗岩类,可以归入 A 型花岗岩,此时,从岩石命名的角度,不称其为正长岩类也可。

贫 Al 和 Sr 是 A 型花岗岩最显著的特征,如果有一大堆花岗岩数据,那些  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量在 12% ~ 13% 的花岗岩,十有八九是 A 型的。花岗岩中 Sr 含量最低的是 A 型花岗岩,有些花岗岩的 Sr 含量甚至

低于  $10 \times 10^{-6}$ ,那肯定是 A 型花岗岩无疑。

花岗岩另外一个独特的特征是具有燕式分布的 REE 型式,有明显的负偏异常。负偏异常怎么解释学术界说法不一,笔者认为主要指示了斜长石的缺乏和钾长石的众多。副矿物对 REE 分布会有影响,但是,影响的程度是次要的,原因是副矿物的含量太少,不可能起决定性的作用。

识别 A 型花岗岩的方法很多,用得比较多的是一套 Ga/Al 的判别图(图 1)。该图是有用的,但也经常有失误的时候。原因是 A 型花岗岩不一定统统富 Ga, I 型和 S 型花岗岩也不是统统贫 Ga。A 型花岗岩的特征是贫 Eu、Ba、Sr、Ti 和 P。笔者推荐的 A 型花岗岩判别图是 REE 和微量元素分布图的联用(图 2)。在微量元素分布图上, Sr、Ba、Ti、P 是强烈亏损的,而 REE 图最重要的看点是强烈亏损 Eu, Yb 一般较高,但也可以较低 ( $< 1 \times 10^{-6}$ )。明显的负偏异常的标志是什么?笔者认为可以  $\text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.30$  作为标志(大体相当于  $\text{Sm}/\text{Eu} = 10$  左右)。上述两个图基本上概括了 A 型花岗岩最重要的地球化学特征,用它们来判别基本上不会失误。

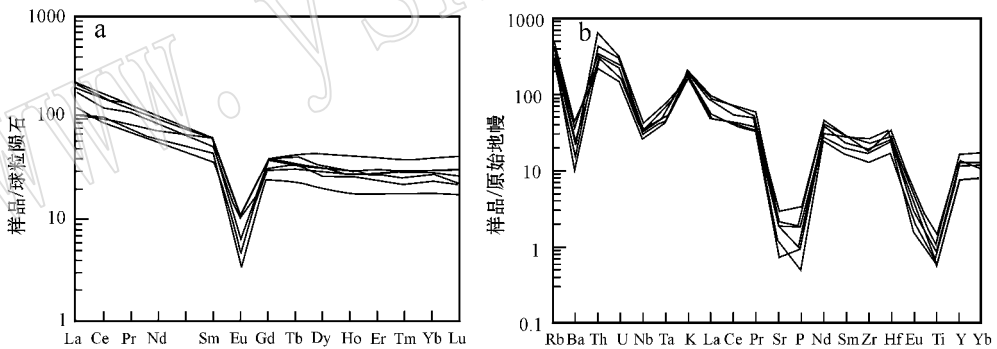


图 2 球粒陨石标准化的 REE 图(a, 标准化数值据 Taylor and McLennan, 1985)和原始地幔标准化的微量元素蛛网图(b, 标准化数值据 Sun and McDonough, 1989) [资料引自 Zhang 等, 2007]

Fig. 2 Chondrite-normalized REE patterns (a, normalizing values after Taylor and McLennan, 1985) and primitive mantle-normalized element spider diagram (b, normalizing values after Sun and McDonough, 1989) (data after Zhang *et al.*, 2007)

### 3 A 型花岗岩形成的压力条件

实验研究表明, A 型花岗岩可能是在低压下形成的(Anderson and Bender, 1989; Patino Douce, 1997; Breiter, 2011)。Patino Douce (1997) 的实验在压力为 0.8 GPa 时, 残留相为单斜辉石, 脱水熔融形成的花岗岩类似 A 型花岗岩的特征;而在更低的压力下 ( $< 0.4$  GPa), 残留相为斜长石 + 斜方辉石

时,形成的花岗岩更具有 A 型花岗岩的典型特征。他认为,过分强调 A 型花岗岩源区物质的组分有所偏颇,而熔融过程中压力与源区物质组分具有同等重要的作用,提出同一种源岩组分更容易在相对低压条件下熔融生成富硅准铝质的 A 型花岗岩,即 A 型花岗岩岩浆更易产出于地壳浅部。

在地壳深熔作用中,花岗岩的 Ca 含量与部分熔融的压力有一定的关系,在含水高压条件下,富钾变泥质岩的部分熔融可形成高 CaO 的熔体。而在低压

缺水条件下形成低 CaO 熔体(Zeng *et al.*, 2012)。

贾小辉等(2009)总结了 A 型花岗岩的若干实验研究成果(表 1)。从表 1 看,实验大多是在低压下进行的,除了 Rutter 和 Wyllie(1988)、Litvimovsky 等(2000)实验的压力分别是在 1.0 GPa 和 >1.5 GPa 而外。Litvimovsky 等(2000)的实验是在 1.5、2.0 和 2.5 GPa 压力下进行的,类似埃达克岩的实验条件,令人奇怪。为此,笔者仔细阅读了该文,发现该文作者使用的实验初始物紫苏花岗岩并非 A 型花岗岩( $\text{SiO}_2$  67.10%,  $\text{TiO}_2$  0.30%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  15.03%,  $\text{FeO}^*$  4.52%,  $\text{MgO}$  1.80%,  $\text{CaO}$  3.20,  $\text{Na}_2\text{O}$  3.91%,  $\text{K}_2\text{O}$  2.90%, 据 Litvimovsky *et al.*, 2000, Table 1, p. 720),其中,  $\text{SiO}_2$  和  $\text{K}_2\text{O}$  含量明显偏低了,而  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MgO}$  和  $\text{CaO}$  含量明显偏高了。该文作者给出的熔融初始物的组成矿物含量也不具 A 型花岗岩的特征,如:斜长石占了 54%,微斜长石 11%,黑云母 14%,角闪石 3%,斜方辉石 3%,石英 13%。对比 A 型花岗岩的特征,斜长石太多了,钾长石太少了,黑云母也多了,而角闪石和斜方辉石不应当出现,石英也太少了。总之,不论从地球化学还是

矿物组成上看,它似乎更像埃达克岩(张旗等,2008)而非 A 型花岗岩。因此,其结论不可信。

排除了上述作者的资料,笔者估计, A 型花岗岩在大多数情况下的形成压力可能低于 0.8 GPa(Anderson, 1983; Clemens *et al.*, 1986; Creaser *et al.*, 1991; Skjerlie and Johnston, 1992, 1993; Patino Douce, 1997; Dal'Agnol *et al.*, 1999; Scaillet and Macdonald, 2001, 2003; Klimm *et al.*, 2003)。大部分熔融实验留下的残留相为斜长石 + 斜方辉石(Skjerlie and Johnston, 1992, 1993; Patino Douce, 1997; Litvimovsky *et al.*, 2000)。典型的脱水熔融方程式可以简化为:黑云母 + Ca(来自斜长石) + 石英 = 斜方辉石 + 斜长石 + 副矿物 + 熔体。这些矿物相的残留使得熔体亏损  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Sr}$ 、 $\text{Eu}$  及  $\text{Ga}/\text{Al}$  值。 $\text{Ga}/\text{Al}$  值受控于斜长石,  $\text{MgO}$  及  $\text{Fe}/\text{Mg}$  值受控于斜方辉石,高场强元素主要受控于一些副矿物。实验研究印证了斜方辉石相在 A 型花岗岩成因中的重要作用(Rutter and Wyllie, 1988; Skjerlie and Johnston, 1992, 1993; Patino Douce, 1997; 贾小辉等, 2009)。

表 1 与 A 型花岗岩相关的实验岩石学条件及结果(引自贾小辉等, 2009)

Table 1 Conditions and results of melting experiment related to A-type granites (after Jia Xiaohui *et al.*, 2009)

原岩成分	熔融温度/°C	含水量/%	压力/GPa	熔体比例/%	备注
英云闪长岩	950	≤4	0.4~0.8	30~40	Patino Douce, 1997
花岗闪长岩				15~20	
英云闪长岩花岗闪长岩	900~1010	1.1~2.6	0.6~0.8	15~40	Creaser <i>et al.</i> , 1991
英云闪长质片麻岩	875~1050	-	0.6~1.0	<30	Skjerlie and Johnston, 1992, 1993
英云闪长岩	900~950	-	1.0	<30	Rutter and Wyllie, 1988
紫苏花岗岩、淡色花岗岩	925~1100	2	>1.5	<30	Litvinovsky <i>et al.</i> , 2000
A 型花岗岩	640~790	-	<0.2	10~30	Anderson, 1983
A 型花岗岩	~830	2.4~4.3	0.1	-	Clemens <i>et al.</i> , 1986
A 型花岗岩	800~870	4.5~6.5	0.3	-	Dal'Agnol <i>et al.</i> , 1999
A 型花岗岩	~800	2~5	0.2	-	Klimm <i>et al.</i> , 2003
A 型流纹岩	660~740	1~6	0.15~0.5	-	Scaillet and Macdonald, 2001, 2003

图 3 是 Dall'Agnol 和 de Oliveira (2007) 归纳的 A 型花岗岩资料,其中 MAGS 代表准铝质碱性花岗岩, FBRS 代表与大陆溢流玄武岩有关的流纹岩组合, CAGS 代表钙碱性花岗岩,棕色虚线代表高铝橄榄玄武岩的低压熔融反应,残留相为斜方辉石 + 斜长石,红色实线代表高压(1.2~1.5 GPa)和低压(≤0.5 GPa)的熔融曲线(据 Patino Douce, 1997)。图中除了 CAGS(蓝色细实线圈定的范围)外,均为 A 型花岗岩,表明 A 型花岗岩是低压下脱水熔融的产

物。

通常认为, A 型花岗岩形成于地壳减薄环境,出现在碰撞后(造山后)和板内构造背景。为什么地壳拉张减薄的构造背景能同时满足形成 A 型花岗岩所必须的低压、相对贫水和高温等物理化学条件?原因可能是由于地壳减薄导致的地幔上涌带来的热使下地壳发生了部分熔融,在减薄的条件下,不论源岩是什么,基性岩也行,中酸性岩也行,沉积岩也行,只要能够发生部分熔融,形成的花岗岩即为 A 型花岗

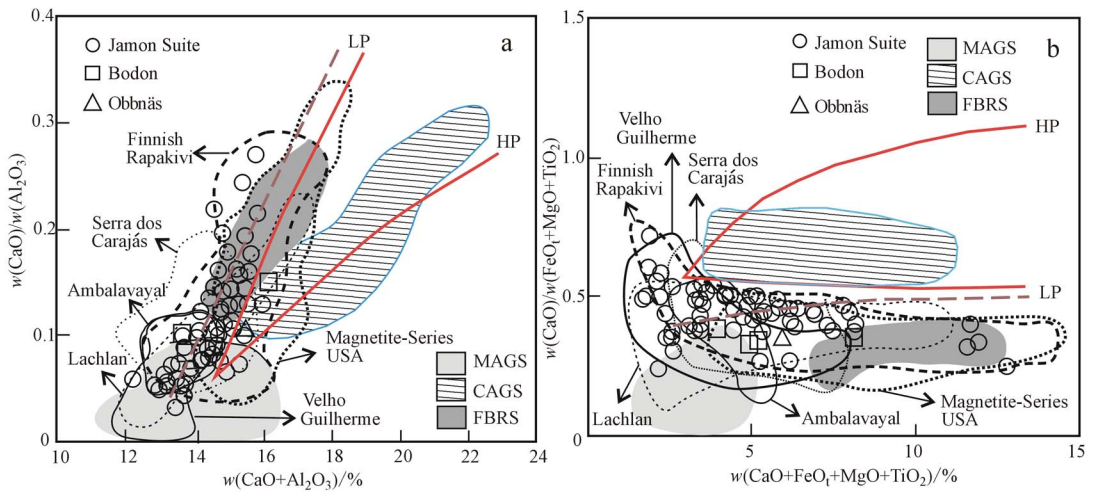


图3  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3)$ 图(a)和  $\text{CaO}/(\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - (\text{CaO} + \text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ 图(b)  
(据 Dall'Agnol and de Oliveira, 2007)

Fig. 3 Whole-rock  $(\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3)$  versus  $(\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3)$  (a) and  $\text{CaO}/(\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  versus  $(\text{CaO} + \text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  (b) diagrams (after Dall'Agnol and de Oliveira, 2007)

岩。因此, A型花岗岩的形成与源岩无关, 只与压力有关。由于 A型花岗岩无水, 因此, 还需要高温的条件。地壳内哪个地方最具备高温条件? 答案只能是下地壳底部, 因此, A型花岗岩是减薄的地壳部分熔融的产物, 这大概就是 A型花岗岩的实质了。

#### 4 小结

A型花岗岩, 简言之, 是一类富碱、贫水的花岗岩, 化学成分上以贫 Al、Sr、Eu、Ba、Ti、P 为特征, 对源岩没有选择, 形成在低压条件下, 产于地壳伸展减薄的构造背景, 是花岗岩中形成深度最浅的。

**致谢** 两位审稿人对本文提出了很好的意见, 笔者参考审稿人的意见对本文作了部分修改, 特此致谢。

#### References

Anderson J L. 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America [A]. Medaris Jr L G, Byers C W, Mickelson D M, *et al.* Proterozoic Geology Selected Papers from an International Proterozoic Symposium [C]. Geol. Soc. Am. Memoir, 161: 133~152.  
Anderson J L and Bender E E. 1989. Nature and origin of Proterozoic  $\Lambda$ -type granitic magmatism in the southwestern United States of America [J]. Lithos, 23: 19~52.

Bonin B. 2007.  $\Lambda$ -type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects [J]. Lithos, 97: 1~29.  
Breiter K. 2011. Nearly contemporaneous evolution of the  $\Lambda$ - and S-type fractionated granites in the Krušné hory/Erzgebirge Mts., Central Europe [J]. Lithos, doi:10.1016/j.lithos.2011.09.022.  
Chappell B W and White A J R. 1974. Two contrasting granite types [J]. Pacific Geology, 8: 173~174.  
Clemens J D, Holloway J R and White A J R. 1986. Origin of  $\Lambda$ -type granites: Experimental constraints [J]. Am. Mineral., 71: 317~324.  
Collins W J, Beams S D, White A J R, *et al.* 1982. Nature and origin of  $\Lambda$ -type granites with particular reference to southeastern Australia [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 80: 189~200.  
Creaser R A, Price R C and Wormald R J. 1991.  $\Lambda$ -type granites revisited: Assessment of a residual-source model [J]. Geology, 19: 163~166.  
Dall'Agnol R and de Oliveira D C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of  $\Lambda$ -type granites [J]. Lithos, 93: 215~233.  
Dall'Agnol R, Scaillet B and Pichavant M. 1999. An experimental study of a Lower Proterozoic  $\Lambda$ -type granite from the eastern Amazonian Craton, Brazil [J]. J. Petrol., 40(11): 1673~1698.  
Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the  $\Lambda$ -type granitoids: petrogenetic and tectonic implications [J]. Geology, 20: 641~644.  
Hong Dawei, Wang Shiguang, Han Baofu *et al.* 1995. Kind of tectonic settings of alkaline granite and discrimination indicator [J]. Sci. China (Series B), 25(4): 418~426 (in Chinese).  
Jia Xiaohui, Wang Qiang and Tang Gongjian. 2009.  $\Lambda$ -type granites: research progress and implications [J]. Geotectonica et Metallogeni-

- a, 33(3):465~480 (in Chinese).
- Klimm K, Holtz F, Johannes W, *et al.* 2003. Fractionation of metaluminous A-type granites: An experimental study of the Wangrah Suite, Lachlan Fold Belt, Australia [J]. *Precambrian Res.*, 124: 327~341.
- Litvinovsky B A, Steel I M and Wickham S M. 2000. Silicic magma formation in overthickened crust: melting of charnockite and leucogranite at 15, 20 and 25 kbar [J]. *Journal of Petrology*, 41: 717~737.
- Loiselle M C and Wones D R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites [J]. *Geological Society of America Abstract Progressing*, 11: 468.
- Patiño Douce A E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids [J]. *Geology*, 25: 743~746.
- Rutter M J and Wyllie P J. 1988. Melting of vapour-absent tonalite at 10 kbar to simulate dehydration melting in the deep crust [J]. *Nature*, 331: 159~160.
- Scaillet B and Macdonald R. 2001. Phase relations of peralkaline silicic magmas and petrogenetic implications [J]. *J. Petrol.*, 42: 825~845.
- Scaillet B and Macdonald R. 2003. Experimental constraints on the relationships between peralkaline rhyolites of the Kenya Rift Valley [J]. *J. Petrol.*, 44(10): 1867~1894.
- Skjerlie K P and Johnston A D. 1992. Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: Implications for the generation of A-type granites [J]. *Geology*, 20(3): 263~266.
- Skjerlie K P and Johnston A D. 1993. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites [J]. *J. Petrol.*, 34(4): 785~815.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [A]. Saunders A D and Norry M J. *Magmatism in Oceanic Basins* [C]. Geological Society Special Publication, 42: 313~345.
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution* [M]. Oxford: Blackwell.
- Xu Baoliang, Yan Guohan, Zhang Cheng, *et al.* 1998. Petrological subdivision and source material of A-type granites [J]. *Earth Science Frontiers*, 3(3): 113~124 (in Chinese with English abstract).
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discriminations and petrogenesis [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407~419.
- Zeng L S, Gao L E, Dong C Y, *et al.* 2012. High-pressure melting of metapelite and the formation of Ca-rich granitic melts in the Namche Barwa Massif, Southern Tibet [J]. *Gondwana Research*, 21: 138~151.
- Zhang H F, Parrish R, Zhang L, *et al.* 2007. A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: implication for lithospheric delamination [J]. *Lithos*, 97: 323~335.
- Zhang Qi, Wang Yan, Xiong Xiaolin, *et al.* 2008. Adakite and Granite: Challenge and Opportunity [M]. Beijing: China Land Press (in Chinese with English abstract).

## 附中文参考文献

- 洪大卫, 王式洸, 韩宝福, 等. 1995. 碱性花岗岩的构造环境分类及其鉴别标志 [J]. *中国科学(B)*, 25: 418~426.
- 贾小辉, 王强, 唐功建. 2009. A型花岗岩的研究进展及意义 [J]. *大地构造与成矿学*, 33(3): 465~480.
- 许保良, 阎国翰, 张臣, 等. 1998. A型花岗岩的岩石学亚类及其物质来源 [J]. *地学前缘*, 5: 113~124.
- 张旗, 王焰, 熊小林, 等. 2008. 埃达克岩和花岗岩: 挑战与机遇 [M]. 北京: 中国大地出版社.