

文章编号: 1000- 6524 (2001) 03- 0307- 06

大火成岩省及地幔动力学

赵海玲, 狄永军, 李凯明, 李永华

(中国地质大学, 北京 100083)

摘要: 大火成岩省由一个体积巨大的、连续的、以富镁铁岩石占优势的喷出岩及其伴生的侵入岩组成, 是一个全球现象。它包括大陆溢流玄武岩和伴生的侵入岩, 火山被动边缘玄武岩, 大洋高原、海岭、海山群和洋盆溢流玄武岩。Ontong Java 和 Kerguelen_Broken Ridge 大洋高原、北大西洋火山被动边缘、德干和哥伦比亚河大陆溢流玄武岩是 3 个主要大火成岩省的典型代表。各种不同的大火成岩省在时空分布及组成上都具有相似性, 它们具有非常大的体积、高的喷发速率, 岩石类型以拉斑玄武岩为主。大火成岩省代表了地球上已知的最大的火山岩浆活动, 记录了物质和能量从地球内部向外的大量转换。大火成岩省难以用板块构造来解释, 可用热柱模式来解释, 通常被认为是与来自下地幔的热柱“头”有关。大火成岩省是地球动力学过程在地壳的表现, 因此大火成岩省参数可作为边界条件去反演地幔动力学过程。

关键词: 大火成岩省; 大陆溢流玄武岩; 火山被动边缘; 大洋高原; 地幔热柱或热点

中图分类号: P588. 1; P511 **文献标识码:** A

大火成岩省(Large igneous provinces, 缩写为 LIPs) 由一个巨大的、以富镁铁岩占优势的喷出岩及少量侵入岩组成。它包括大陆溢流玄武岩和伴生的侵入岩, 火山被动边缘(volcanic passive margins) 玄武岩, 大洋高原、海岭(submarine ridges) 海山群和洋盆溢流玄武岩。大火成岩省具有全球性的意义, 在地球表面, 它是最重要的镁铁质岩石, 仅次于大洋扩张中心的玄武岩和伴生的侵入岩。主要的大火成岩省是地球上近几百万年来最大的火成岩事件, 对陆壳的生成起了不可替代的作用^[1]。Ontong Java 和 Kerguelen_Broken Ridge 大洋高原、北大西洋火山被动边缘、德干和哥伦比亚河大陆溢流玄武岩是 5 个主要的代表了 3 个不同类型的大火成岩省, 其中 2 个大洋高原是全球最大的火成岩省。目前研究已证明不同大火成岩省之间具有时间、空间和组成上的相似性^[2]。近 10 年来, 大火成岩省形成过程的研究倍受重视, 主要开展了地震层析(Seismic tomography)、地球化学、海洋地球物理学、岩石学、地球动力学模拟以及其它相关地质学科的研究^[3-8]。大火成岩省不是通常的洋中脊玄武岩(MORB), 它的形成过程不是正常的“洋底扩张”, 而通常被认为与地幔热柱或热点有关。因此, 大火成岩省是研究地幔的另一个重要窗口。

1 大火成岩省的组成和类型

1.1 大陆溢流玄武岩

大火成岩省主要由镁铁质岩石组成, 包括大陆溢流玄武岩、火山被动边缘玄武岩和大洋高原玄武岩。由于大陆溢流玄武岩比火山被动边缘玄武岩和大洋高原玄武岩容易采样, 因此, 相关岩石学和地球化学方面研究比较多, 是研究最详细的大火成岩省。其岩石类型主要为拉斑玄武岩, 长英质和中性熔岩及侵入岩

收稿日期: 2001- 07- 17; 修订日期: 2001- 08- 07

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(49973012); 国家科委“九五”攀登专项资助项目(95- 专- 04)

作者简介: 赵海玲(1946-), 女, 教授, 博士生导师, 矿物学、岩石学、矿床学专业。

也伴随在岩浆作用的最初和最后阶段出现^[2]。也可含有一定数量的流纹岩,后者可能是作为高温熔岩(100℃)喷发的。大陆溢流玄武岩代表了最强烈的快速喷发,一般为裂隙喷发,主要是由水平的或接近水平的玄武岩岩流组成,有一些熔岩流长度可达几百公里,体积达几千立方公里。在常量元素组成上大陆溢流玄武岩与洋中脊玄武岩不同,而在同位素特征方面,一些大陆溢流玄武岩酷似洋内热点玄武岩,另一些则类似洋中脊玄武岩(MORB),来自亏损地幔。LIPs的化学组成和同位素组成之间的差异可用地壳或岩石圈-地幔混染程度以及大陆下面岩石圈和软流圈源区组成的差异来解释。

德干和哥伦比亚河大陆溢流玄武岩是大陆溢流玄武岩火成岩省中2个最典型的代表。德干大陆溢流玄武岩^[9]位于印度西部,形成于早白垩世—第三纪,总面积达 $0.75 \times 10^6 \sim 1.75 \times 10^6 \text{ km}^2$,体积为 $8.2 \times 10^6 \text{ km}^3$,喷发速率为 $2.1 \sim 8.2 \text{ km}^3/\text{a}$ 。它以拉斑玄武岩为主,碱性长英质和超镁铁质岩虽有出露,但其体积微不足道。痕量元素和同位素比值以及总的组成变化非常大,但大多数拉斑玄武岩的源区是亏损的,说明主要玄武岩的源区不是大陆岩石圈。哥伦比亚河大陆溢流玄武岩^[10]形成于中新世,主要为拉斑玄武岩,有少量碱性玄武岩。面积为 $0.1637 \times 10^6 \text{ km}^2$,体积为 $1.3 \times 10^6 \text{ km}^3$,喷发速率为 $0.1 \sim 0.9 (10^6 \text{ km}^3/\text{a})$ 。同位素值和痕量元素比值暗示了源区是不均一的,或有不同程度的地壳混染,或二者兼有之。

1.2 火山被动边缘玄武岩

LIPs广泛分布在陆壳和洋壳,位于现在或古老的板块边缘和大陆边缘^[11]。由于在大陆裂谷期间软流圈上隆,位于大陆裂谷边缘的火山被动边缘发生广泛的岩浆作用,伴随着岩浆的侵入和喷发。北大西洋火山被动边缘玄武岩^[11]是火山被动边缘火成岩省最典型的代表,由古新世广泛出现的大陆溢流玄武岩组成。大陆破裂伴随着大量的火山活动,火山沿着3000 km长的裂谷板块边缘大量喷发,其喷发速率为 $0.6 \sim 2.4 \text{ km}^3/\text{a}$,面积大于 $1.3 \times 10^6 \text{ km}^2$,体积为 $6.63 \times 10^6 \text{ km}^3$ 。

1.3 大洋高原玄武岩

大洋高原玄武岩是深海盆地中最大的LIPs。大洋高原与主要的大陆分离,其地壳厚度比相邻的洋壳大得多,其年龄可能与邻近的洋壳接近,也可能相差很大。大洋高原火成岩省的另一种类型是海岭,它是长条形的两边陡峭的海底高地。海岭通常具有变化的地形,这取决于它是在扩张中心的轴部还是远离扩张中心的轴部。与海岭密切有关的海山是海底局部高地,它是海底镁铁质平顶山还是山峰,这分别取决于岩浆作用的最后阶段是在水面上还是在水下堆积。

Ontong Java 大洋高原玄武岩和 Kerguelen 大洋高原玄武岩是大洋高原火成岩省最典型的代表。Ontong Java 高原玄武岩^[12]是250 Ma以来最大的火成岩省,位于西南太平洋中,形成于早白垩世,面积为 $4.88 \times 10^6 \text{ km}^2$,大约为地表面积的1%,体积为 $36.4 \times 10^6 \sim 76.0 \times 10^6 \text{ km}^3$,高原中心地壳的厚度为42.7 km,喷发速率为 $12.1 \sim 72.8 \text{ km}^3/\text{a}$ 。根据大洋钻探(ODP)和深海钻探项目(DSDP)钻孔资料,其岩石类型为拉斑玄武岩,为约30%地幔岩部分熔融形成,同位素特征暗示了起源于一个类似热点的地幔源区。Kerguelen 大洋高原玄武岩^[2]位于南印度洋中。Kerguelen 高原和 Broken 脊是合在一起的,到了始新世才分开。它们总面积是 $2.3 \times 10^6 \text{ km}^2$,陆壳的厚度为23~25 km,喷发速率 $3.4 \sim 5.4 \text{ km}^3/\text{a}$ 。整个高原形成的时间是早白垩世,Broken 脊形成的时间为晚白垩世。两个时间的间隔代表了裂谷事件。南 Kerguelen 大洋高原 ODP 4 个钻孔(738, 747, 749, 750)的玄武岩几乎都是拉斑玄武岩,钻孔748钻到碱性玄武岩,岩石的地球化学和同位素组成变化很大。

综上所述,LIPs不论其类型如何,均以拉斑玄武岩为主;出现在同一个LIPs中的玄武岩,不论其体积多么庞大,其化学组成是相对均一的,然而出现在不同LIPs之间的玄武岩,化学组成有重大差异。这种差异主要归因于它们源区的不同,如:软流圈、岩石圈地幔、地幔热柱组成及岩石圈厚度的差异。在痕量元素上,大部分大陆溢流玄武岩的La/Sm和Sm/Yb要比大洋溢流玄武岩的高^[13],如Ontong Java高原玄武岩的REE曲线较平坦,而且La/Sm和Sm/Yb值较大部分大陆溢流玄武岩要低,这反映了大陆溢流玄武岩的部分熔融程度要比大洋溢流玄武岩的低。和大洋高原玄武岩相比,大陆溢流玄武岩的REE分配模式具有LREE富集的特征,且LREE富集的程度有较大的变化。这种变化源于地幔柱和大陆岩石圈地幔相互作用时,其岩浆受大陆壳的混染程度。由于这种混染作用,导致了大部分的大陆溢流玄武岩亏损高场强元素,

特别是 Nb、Ta 元素。例如, 大陆溢流玄武岩的 Nb/La 和 Ta/La (球粒陨石标准化) 一般要小于大洋溢流玄武岩和洋岛玄武岩的相应比值。

2 大火成岩省形成的源区和构造背景

岩石学和地球化学研究表明, LIPs 的岩浆源区为下地幔到上地幔, 根据同位素组成至少来自 4 个不同的源区: 亏损的洋中脊玄武岩 (DMM)、高 U/Pb 比值 (HIMU) 和富集的地幔 (EM1 和 EM2)^[14, 15], 许多 LIPs 导源于地幔源区岩浆的长期聚集。在喷发的初期, 喷发速率非常大, 在短暂的时间间隔 (1 Ma) 大量的镁铁质岩浆进入地壳, 但是后来喷发的速率相当小, 而且喷发的时间间隔非常长 (10~100 Ma)。在 LIPs 形成期间, 大陆溢流玄武岩和火山被动边缘玄武岩岩浆的快速喷发是十分明显的。例如, 据大量⁴⁰Ar-³⁹Ar 资料, 印度德干暗色岩是在白垩纪—第三纪之间大约 1 Ma 期间喷发的^[16], 西伯利亚暗色岩是在二叠—三叠纪之间大约 1 Ma 期间喷发的^[17]。与此类似, 北大西洋火山被动边缘大火成岩省和其它火山被动边缘大火成岩省是在大陆破裂期间和之后立即喷发的, 并伴随洋底扩张。如此短暂的火成岩事件也包括大洋高原的形成。大火成岩省在短暂的岩浆作用期间大大增加了全球的地壳产出率, 而且地壳结构相似, 具有高地震速度 (7.0~7.6 km/s), 与“正常”大洋或大陆壳不同, 因此, 这些 LIPs 通常被认为与来自下地幔的热柱“头”有关。在过去的 150 Ma 期间, LIPs 的地壳产物远远大于洋中脊的地壳产物^[18], 这表明 LIPs 产物和洋底扩张反映了基本不同的地幔过程。

LIPs 出现在不同的构造背景中, 包括洋底扩张中心的轴部 (如冰岛)、三联点 (如 Shatsky 中脊)、老的大洋岩石圈 (如夏威夷)、被动边缘 (如北大西洋和南大西洋火山被动边缘) 和克拉通 (如西伯利亚)。位于扩张中心的 LIPs, 如冰岛、Azores 等已因其异常大的体积和地球化学特征程度可与“正常”的洋壳区分开。然而, 地幔热柱和板块构造之间是否有关, 目前尚未获得统一的认识。

LIPs 就位于板块边缘是无可置疑的, 包括那些已观察到的位于活动扩张中心的 LIPs, 它们和火山被动边缘具有相同的年龄。当大陆分离时大量的火山作用可能是相当普遍的。然而许多 LIPs 的形成并不伴随板块的分离, 这是由于大多数洋壳是白垩纪的或者更年轻, 几乎所有伴随 LIPs 较老的洋壳都被俯冲掉了, 使较老的和较年轻的 LIPs 在一起出现。在大陆上缺乏热点轨迹可能表明板块的分离对热异常地幔的上隆是有利的。

3 大火成岩省形成的地幔动力学

LIPs 是地幔动力学过程在地壳中的体现, 其形成与地幔过程有关, 因此 LIPs 参数可作为边界条件去反演这个过程。其主要的相关参数为: ①火成岩就位的速率和规模; ②火成岩岩体的组成; ③空间位置与已知热点的相关性; ④就位时的地质背景, 特别是大火成岩省与裂谷以及其它类型的岩石圈变形的关系。

LIPs 的不同规模反映地幔熔体的体积变化范围非常大。熔体体积的大小是评价 LIPs 形成的基础, 它至少受到 3 个因素的影响: 地幔源区的强度、岩石圈的脆性以及源区上面岩石圈板块的运动速率。地震层析资料提供了源区强度的三维测量数据, 即软流圈热异常的体积和相对大小。全球的研究^[19, 20]指出, 上地幔受俯冲的控制, 而下地幔的循环受涌升作用 (upwelling) 的控制, 地幔对流的主要模式受板块的控制和调节。对于过去的 90 Ma, 全球板块运动以热点为参照已经得到了很好的限定, 在源区上面岩浆作用没有受到板块运动速度的影响, 但岩石圈的结构如构造带和裂谷是软流圈熔体的通道。在大多数板内构造中, 热柱头熔融被大于 125 km 厚的机械边界层所阻止。因此, Kent 等指出在巨大的溢流玄武岩产生之前, 存在热柱的潜伏期和边界层的减薄和移动^[21]。在大多数情况下, 导致 LIPs 形成的岩浆作用与岩石圈在地幔热柱上面移动有关。Wilson 最初提出的热点/地幔热柱的概念^[22]目前已得到进一步的发展。关于地幔热柱和热点, 许多学者从不同的角度给予定义, 如 Sigurdsson 将热柱定义为: 热异常或化学异常产生的浮力穿过地幔使大区域的地幔物质上升, 可能是 LIPs 岩浆源区和现代火山活动热点的源区; 热点定义为: 地球上

异常高速火山作用的源区,通常伴随着大量玄武岩岩浆的喷出,热点可能起源于深部地幔热柱。又如 Hofmann 将热柱定义为:地幔中固态的直径为 100 km 的上升流,它起源于热的低密度的边界层,这个边界层位于 660 km 深的地震不连续面上或者接近 2 900 km 深的核幔边界^[24];热点定义为:相对于移动的岩石圈板块火山作用的位置是固定的,作为距离的函数,从现代活动火山逐渐变老,著名的热点形成成长的火山链(如:夏威夷皇帝火山链)。虽然地幔热柱结构和时间演化的模式发生了非常大的变化,但是一般的特征是热柱能够产生大量的熔体。在岩石圈下面产生大区域热地幔热柱的模式已用于解释 LIPs 的形成:在热柱地区热异常伴随着大陆破裂,短暂的岩浆作用形成了火山被动边缘玄武岩和邻区的大陆溢流玄武岩;如果热柱穿过大洋岩石圈,就可能形成大洋高原玄武岩,而当板块在上隆中心上面移动时,就形成了水下的海岭或海山;在一定条件下热柱和大陆岩石圈相互作用可能就形成大陆溢流玄武岩。

根据实验还有人提出地幔对流的模式:热柱从地幔上升并与弱的非均质的热边界层“D”分离,这种地幔对流导致了 LIPs 的形成^[25,26]。在岩石圈的基底上,当来自深处的热柱拼接在边界层上时,岩石圈的传导热和减薄导致了大规模的熔融。这个模式为“主动裂谷”,即应力和变形是从热柱转换到岩石圈板块,上隆在先同时伴随岩浆作用,而裂谷形成是在主要岩浆事件之后。这个“主动的”热柱模式也反映了核幔、壳之间的相互作用。推测在地核中形成的地磁场倒转可能与主要板块构造的变化以及 LIPs 的形成有关^[18]。中、新生代 LIPs 出现的峰期大约在中白垩世,其原因还没有得到统一的认识,可能与核幔边界的动力学过程有关。Largson^[27], Largson and Olson^[28]指出白垩纪地磁场正向超时异常与大规模岩浆活动、高速洋壳增生和大洋高原形成可能有联系,并可能与核幔边界(D层)作用及地幔对流系统的调整相关。目前推断西太平洋包括 Ontong Java 高原在内的大火成岩省起源于核幔边界。

从火山边缘地壳结构和岩石学模拟发展起来的另一个地幔模式提出绝热上升和热软流圈的减压熔融应是岩石圈扩张的结果。来自热柱的热导致了岩石圈上隆,加大了扩张速度和熔融数量。因此,岩浆作用不是由于热柱而是岩石圈扩张的结果,最大的熔融出现在地壳破裂期间。这个模式有“主动”和“被动”两种类型,可用来解释大陆溢流玄武岩和火山被动边缘玄武岩的形成。

来自地震层析研究的另一个模式取决于热化学和同位素组成不均一的软流圈的性质。原来薄弱的克拉通岩石圈或由于板块重新组合而减弱的岩石圈,由于地幔热区域物质的侵入而形成 LIPs。

这些模式反映了地幔中原始对流体系的主要差异。Albarede and Rob 提出了 5 种地幔对流的模式^[29],但概括起来仍为两种,即全地幔对流和分层对流。全地幔对流把软流圈底部(670 km 深)的地幔转换带解释为一个等化学的相变,而分层地幔对流模式假定地幔转换带是一个热的边界层。地幔热柱使大量的熔融成为可能,但仍需要大量的资料去检验是否热柱产生 LIPs,特别是所有的 LIPs 是否都与热柱有关。有证据表明不是所有 LIPs 都与热点有明显的联系,特别是一些被动边缘,如美国东海岸和澳大利亚西北的 Cuvier 边缘,它们的形成似乎都远离热点。因此,火山边缘是否与热柱有关仍有异议。目前地幔热柱模式的许多特征与 Morgan^[30]提出的相反,认为与板块运动学无关,夏威夷-皇帝海山链强烈地支持了这个观点。但有一些例子却不然,例如 Ontong Java 大洋高原和通常的早白垩世太平洋事件是如此之大,它们可能反映了地幔变异,较晚的 LIPs 形成可能与早白垩世太平洋扩张速度变化有关。

为了比较地幔中 LIPs 源区的大小, Coffin 根据假设的玄武岩岩浆是由 50% ~ 30% 地幔部分熔融而来推测的体积,提出了一个最小和最大的球形热异常,并根据观察的 LIPs 规模和这个热异常的大小,得出 Ontong Java 大洋高原和 Kerguelen 高原的形成物质可能至少有一部分来源于下地幔(> 670 km)^[2]。由于大洋岩石圈比大陆岩石圈薄,而且岩石圈下面的局部熔融程度大于后者,因此北大西洋火成岩省、德干火成岩省和哥伦比亚河火成岩省的来源除上地幔外也可能包括下地幔。

由上述可知,各种类型大火成岩省的形成往往伴随着大陆的破裂。热柱头和或热地幔模式可以解释大部分 LIPs 的成因,对流的模式可解释一些火山被动边缘 LIPs。地幔层析分析指出,俯冲是当今主要的上地幔动力过程,有一些热柱形成于下地幔。LIPs 的下地幔成因得到 LIPs 巨大体积的支持,然而大多数 LIPs 也能够形成于上地幔。

参考文献:

- [1] Mahoney J J And Coffin M F. Large igneous provinces: Continental, oceanic and planetary flood. *Volcanism*[M]. Preface(ix), 1997.
- [2] Coffin M F and Eldholm O. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences[A]. *Review of Geophysics*[C]. 1994, 1~ 36.
- [3] Coffin M F and Eldholm O. Volcanism and continental break_up: a global compilation of large igneous provinces, in magmatism and the causes of continental break_up[J]. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1992, 68: 21~ 34.
- [4] Coffin M F and Eldholm O. Scratching the surface: estimating dimensions of large igneous provinces[J]. *Geology*, 1993, 21: 515~ 518.
- [5] Hooper, Peter R. The Columbia River flood basalt province: current status, in *Large Igneous Provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism*[A]. John J. Mahoney and Coffin M F. American Geophysical Union[C]. Washington D. C., 1997, 1~ 28.
- [6] Saunoders A D, Fitton J G, Ker A C. The North Atlantic igneous province, in *Large Igneous Provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism*[A]. Mahoney J J and Coffin M F, American Geophysical Union[C]. Washington D. C., 1997, 45~ 94.
- [7] Sheth H C. Flood basalt and large igneous provinces from deep mantle plumes: fact, fiction, and fallacy[J]. *Tectonophysics*, 1999, 311: 1~ 29.
- [8] Hooper P R. Flood basalt provinces, in *Encyclopedias of volcanoes*[A]. Haraldur Sigurdsson[C]. San Diego: Academic press, 2000, 345~ 359.
- [9] Devey C W, and Stephens W E. Deccan related magmatism west of the Seychelles-India rift, in magmatism and the causes of continental break_up[J]. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1992, 68: 271~ 291.
- [10] Takahashi E, Nakajima K and Wright. T L. Origin of the Columbia River basalts: melting model of a heterogeneous plume head[J]. *Earth and planetary Sci. Letters*, 1998, 162: 63~ 80.
- [11] Eldholm O and Grue K. North Atlantic volcanic margins: Dimensions and production rates[J]. *J. Geophys. Res.*, 1994, 99: 6 276~ 6 282.
- [12] Neal C R, Mahoney J J, Kroenke L W, *et al.* The Ontong Java Plateau, in *Large Igneous Province: continental, Oceanic and Palnetary flood volcanism*[A]. Mahoney John J and Coffin M F. American Geophysical union[C]. Washington D. C., 1997, 183~ 216.
- [13] John C Lassiter, Donald J Depaolo. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: chemical and isotopic constraints, in *Large Igneous Provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism* [A]. John J Mahoney and Coffin M F. American Geophysical Union[C]. Washington D. C., 1997, 335~ 356.
- [14] Zindler A and Hart S R. Chemical geodynamics[J]. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, 14: 493~ 571.
- [15] Hart S R, Hauri E H, Oschemann L A, *et al.* Mantle plume and entrainment: Isotopic evidence[J]. *Science*, 1992, 256: 517~ 520.
- [16] Duncan R A and Richards M A. Hotspots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wander[J]. *Rev. Geophys.*, 1991, 29: 31~ 50.
- [17] Campbell I H, Czamanske G K And Fedorenko V A, *et al.* Synchronism of the Sibereria traps and the Permian- Triassic boundary[J]. *Science*, 1992, 258: 1 760~ 1 763.
- [18] Larson R L. Latest pulse of Earth: evidence for a mid_cretaceous superplume[J]. *Geology*, 1991, 19: 547~ 550.
- [19] Anderson D L, Tanimoto T And Zhang Y S. Plate tectonics and hotspots: The third dimension, *Science*[J]. 1992, 256: 1 645~ 1 651.
- [20] Davies G F and Richards M A. Mantle convection[J]. *J. Geol.*, 1992, 100: 151~ 206.
- [21] Ket R W, Storey M and Sandders A D. Large igneous provinces: sites of plume impact or plume initiation[J]. *Geology*, 1992, 20: 891~ 894.

- [22] Wilson J T. A possible origin of the Hawaiian Islands[J]. J. Phys. , 1963, 41: 863~ 870.
- [23] Sigurdsson H. Volcanic episodes and rates of volcanism, in Encyclopedia of volcanoes[A]. Haraldur Sigurdsson[C]. San Diego, Academic press, 2000, 271~ 279.
- [24] Hofmann A W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism[J]. Nature, 1997, 385: 119~ 229.
- [25] Richards M A, Jones D L, Duncan R A, *et al.* A mantle plume initiation model for the Wrangellia flood basalt and other oceanic plateaus[J]. Science, 1991, 254: 263~ 267.
- [26] Griffiths R. W and Campbell I H. Stirring and structure in mantle staling plumes[J]. Earth Planet. Sci. Lett. , 1990, 99: 66~ 78.
- [27] Larson R L. Geological consequences of superplumes[J]. Geology, 1991, 19: 963~ 966.
- [28] Larson R L and Olson. P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency[J]. Earth Planet. Sci. Lett. , 1991, 107: 437~ 447.
- [29] Albarede F and Rob D, Van der Hilst. New mantle convection model may reconcile conflicting evidence[J]. Eos, 1999, 80: 535~ 539.
- [30] Morgan W J. Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans in the Sea[A]. Emilian C W. Inter-science[C], New York, 1981, 7: 443~ 487.

Large Igneous Provinces and Mantle Dynamics

ZHAO Hai ling, DI Yong jun, LI Kai ming, LI Yong hua

(China University of Geosciences, Beijing 100083)

Abstract: As a global phenomenon, large igneous provinces (LIPs) are continuums of voluminous magnesium-rich and iron-rich effusive rocks, and include continental flood basalts and associated intrusive rocks, volcanic passive margins, oceanic plateaus, submarine ridges, seamount groups and ocean basin flood basalts. The representatives of the three major categories are Ontong Java and Kerguelen-Broken Ridge oceanic plateaus, North Atlantic volcanic passive margins, and Deccan and Columbia River continental flood basalts. Various LIPs have important temporal, spatial and compositional similarities, characterized exclusively by huge melt volume, high eruption rates and preponderant tholeiite. LIPs represent the largest known volcanic episode on the earth and record the outward significant transfer of material and energy from the Earth's interior. As they cannot be easily explained by plate tectonics, the mantle plume hypothesis is widely applied to interpret the origin of many large igneous provinces. In the thermal plume model, LIPs and many associated hotspot tracks have been ascribed to the melting of a large plume head and a narrow tail respectively. LIPs are crustal manifestations of dynamic processes in the Earth's mantle, and hence LIP parameters may be employed as boundary conditions to invert such processes.

Key words: large igneous provinces; continental flood basalts; volcanic passive margins; oceanic plateaus; mantle plume or hotspot