

地幔柱构造、大火成岩省及其地质效应

徐义刚

(中国科学院广州地球化学研究所,广东广州510640)

摘要 地幔柱是源于核幔边界或上下地幔边界的热异常物质,其隐含的巨大能量导致地幔的大规模熔融和大火成岩省的形成。不同时代的科马提岩和苦橄岩的地球化学性质表明地幔柱源区经历了由太古宙时的亏损源区向现代OIB型源区演化的历程,可能与壳幔再循环强度的不断增加有关。地幔柱活动和大火成岩事件与大陆裂解、全球气候变迁、生物灭绝事件、磁极倒转和一些大型矿产资源的形成均有密切的联系。文中还介绍了中国开展地幔柱和大火成岩省研究的概况。

关键词 地幔柱 大火成岩省 地质效应

中图分类号:P542+.5;P588.1 文献标识码:A 文章编号:1005-2321(2002)04-0341-13

1 地幔柱理论的形成与提出

板块构造理论在解释地球上岩浆活动的分布规律时取得了空前的成功。例如,洋中脊玄武岩是在板块离散边界软流圈被动上升过程中经减压熔融而成,而在会聚板块边界,大洋岩石圈的俯冲作用导致上地幔的交代和熔融,形成特征的火山弧岩浆作用。板块边界概念可以解释地球上绝大部分的岩浆产出,但在解释板内岩浆的成因时往往显得力不从心,尽管这些岩浆的体积只占地球岩浆总量的2%。热点和热柱的观点正是在解释板内岩浆作用,特别是呈链状分布的火山作用(如夏威夷—皇帝海火山链)时提出的。当时人们发现夏威夷缺少形成褶皱带的构造挤压力,也没有强烈的地壳伸展,而且夏威夷群岛火山链火山年龄朝北西方向依次变老。在太平洋、大西洋和印度洋中的其它火山岛屿和海山具有同样的线状分布,即在火山链的一端是活动的或年轻的火山,朝火山链的另一端火山逐渐变老。Wilson^[1]将这些特征归因于上地幔的“固定”熔融(被称为热点),认为这些热点相对静止,所以当岩石圈板块漂移经过这些热点时就形成了链状火山岛屿。Morgan^[2,3]认为地球内部存在起源于地球核幔边界缓慢上升的细长柱状热物质流(即地幔柱),它相对

静止,在地表表现为热点。Morgan进一步推测地幔柱是由地幔对流体系中的上升流构成。这些认识构成了地幔柱学说的雏形。

同板块构造理论诞生的曲折历史相比,地幔柱概念一经提出就得到了地学界的广泛认同,发展至今已成为地球科学研究中一个重要的概念模型^[4]。这在很大程度上是由于动态地球以及浅表现象是深部过程的反映等概念的深入人心。虽然地幔柱并不是直接观察到的,但有关其存在的间接证据很多。其中包括(1)局部高热流值和相关的火山活动(热点)出现在远离板块边界的地方;(2)热点不随板块漂移而迁移,几乎静止不动,暗示起源于活动岩石圈之下的深部地幔;(3)热点火山玄武岩的地球化学性质不同于位于离散板块边界、起源于浅部地幔的玄武岩(如MORB),说明其源区为比软流圈更深的地幔库;(4)位于热点之上的大洋岛屿通常具有规模较大的地形隆起,这需要有额外的幔源热能以使岩石圈膨胀;(5)最令人信服的证据来自最近的地震学研究。例如地震层析揭示冰岛地幔存在一低速柱状物质,至少延伸至400 km以下,地幔热柱的直径为300 km^[5]。高温可能是造成地幔柱中低速物质的主要原因。

2 地幔对流——地幔柱学说的理论与实验研究

20世纪90年代初,Griffiths和Campbell^[6]成功地解决了热驱动和大粘滞度对比这两大模拟热柱的基本问题,建立了动态热柱结构模型。根据其实验结果和数值模拟,认为热柱由两部分组成:巨大的蘑菇状

收稿日期:2001-11-03;修订日期:2002-06-05

基金项目:国家973项目(G1999043205);中国科学院知识创新工程资助项目(KZCX2-101)

作者简介:徐义刚(1966—),男,博士,研究员,岩石地球化学专业。

柱头和细长的热柱尾(图1)。柱尾主要由起源于核幔边界^[6]或上地幔—下地幔边界^[7]的热物质流组成。热柱上升速率由于周围地幔物质的粘滞系数高而受

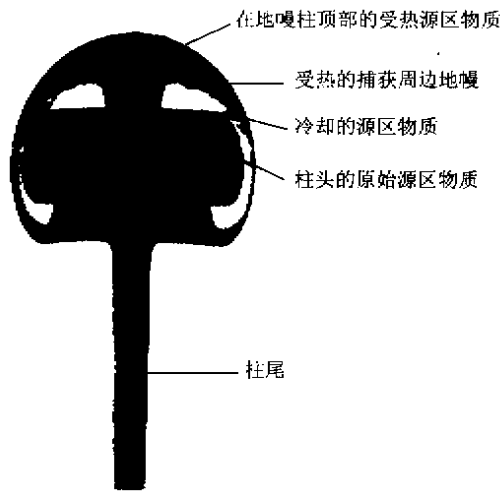


图1 根据流体力学实验结果推测的地幔柱结构 (据文献[6])

Fig.1 A laboratory model of a starting thermal plume

到限制。在这种情况下,热柱头的上升速率小于柱尾中物质的上升速率。由于有柱尾物质的不断供给,柱头逐渐变大。热柱头在长大过程中因热浮力会同化捕获温度较低的周边地幔,因此柱头是热柱源区物质和较冷地幔物质混合而成的(图1)。有时,捕获的周围地幔物质质量可占初始热柱头质量的90%。热柱头大小取决于它在地幔中上升所经过的距离。起源于核幔边界的热柱头的直径为1 000 km左右。当上升抵达刚性岩石圈底部时,其头部可横向伸展形成直径为2 000 km,厚度为100~200 km的蘑菇状热物质体。而起源于上地幔—下地幔边界的热柱头则小得多,直径只有500 km左右^[7]。尽管地幔柱可能起源于上地幔底部或下地幔底部,但后一种的可能性更大,即起源于核幔边界之上的D"层(D"层是指位于核幔边界附近地震波速梯度异常低的区域)^[8,9]。其中的理由包括(1)计算机模拟揭示,只有起源于深部地幔,热柱头才能达到足够大,以形成规模巨大的溢流玄武岩省。(2)起源于上地幔的热柱难以解释热点相对固定的位置。(3)热柱向岩石圈底部传递的热能与地核冷却释放的热量相当。(4)热柱活动与磁极倒转之间的相关性暗示,只有起源于D"层的地幔柱才能通过经核幔边界的热传递而改变外核物质的对流方式,最终影响地球的磁场。(5)同铁陨石一样,地核应该富集Os,并具有比地幔更高的¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os值^[10]。因此,起源于D"层的地幔柱物质会受到地核放射性成因Os的污染。一些热柱成因的玄武岩的¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os值比原始地幔高出20%。这意味着地核污染,说明地

幔柱起源于下地幔。这一观点也得到了一些溢流玄武岩中很高的³He/⁴He值的支持,因为高³He/⁴He值说明其源区有一未去气的下地幔源^[11]。(6)地震层析揭示冰岛地幔中的低速物质一直延伸到核幔边界^[12]。

3 从超级地幔柱(Superplumes)到地幔柱构造学说(Plume Tectonics)

在地幔柱学说的发展过程中,值得一提的是Larson^[1]提出的超级地幔柱(superplumes)概念和热柱活动的周期性。Larson认为,在白垩纪中期,地幔对流系统曾遭受过一次大规模的扰动,而该事件是源自核幔边界的多个大规模地幔热柱(称为超级地幔柱)上涌的结果。在超级地幔柱活动期间,洋底扩张和黑色页岩沉积速率显著加快,全球温度上升,海平面上升。超级地幔柱活动开始时间与白垩纪长期正地磁极期(long normal magnetic polarity superchron)的起始时间相吻合。这一相关性的形成与从核幔边界以超级地幔柱形式导致大量热量的释放和大量深部物质的提取有关。超级地幔柱活动导致D"层厚度的急剧减小,阻止地球磁场的倒转。只有到超级地幔柱活动结束后,磁场的倒转又再重新开始。Prevot和Perrin^[14]的研究表明,当D"层厚度达到一定程度后,就会变得不稳定,从而以地幔柱的形式向外释放大量热物质。研究表明,超级地幔柱活动会改变地幔对流体体系的运行方式,也会改变板块漂移的速度。

Maruyama^[15]在已有的地幔柱学说基础上,提出了一种新的全球构造观——超级地幔柱构造(Plume Tectonics)。他根据全球P-波层析资料所作的地质解释,认为全球在南太平洋及非洲存在两大超级上升地幔柱,而在亚洲存在一个超级下沉地幔柱,大西洋中脊则是一个次一级的上升地幔柱。这一格局主宰了现今全球构造。他强调板块构造理论只能解释地球表层200 km内的现象,而只有地幔柱构造才能说明星球各个层次的演化历史。Stein和Hofmann^[16]认为消减板块不仅可以停留在670 km间断面,而且可以下沉至D"层,而起源于核幔边界的深部物质又可以以地幔柱的形式穿透上、下地幔之间的不连续面到达地表,从而构成巨型幕式旋回。这些作者提出了幕式幔源物质流活动及其地球化学特征与主要地壳造山事件之间联系的MOMO模式,较为成功地解释了深部过程控制地壳主要造山运动的机制。

同板块构造系统一样,地幔热柱也是一种对流形式,以诱发地幔缓慢运动,但是板块构造理论和地幔柱

学说所涉及的对流形式截然不同。在板块构造理论中,地幔物质在离散边界上升,在会聚边界下降,板块物质是位于地幔顶部冷的热边界层,板块运动的最终驱动力是上地幔热能丢失,如板块因冷却而变得比地幔密度更大而下沉。而在地幔柱理论中,热物质流以柱状形式从地幔深部上升。地幔柱运动的驱动力在于地核向下地幔的热能转移。地幔柱活动主要体现为由热柱浮力导致的岩石圈垂向运动,上覆岩石圈的加热和火山作用。因此,地幔柱学说是全球构造理论中不可缺少的内容,是板块构造理论的重要补充^[4, 17, 18]。

4 地幔柱源区的地球化学特征及其演化

OIB 型幔源岩浆(如洋岛玄武岩,溢流玄武岩)与 MORB 型岩浆的地球化学性质存在很大的不同。主要体现在(1)OIB 型岩浆中不相容元素含量,Rb/Sr 和 Nd/Sm 比值较高;(2)MORB 的同位素组成较为均一,而 OIB 的同位素组成变化较大,且 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值高, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值低;(3)OIB 具有比原始地幔更高的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值;(4) SiO_2 含量相似的情况下,OIB 的 Fe 含量高于 MORB^[19]。

OIB 型岩浆的地球化学组成反映地幔化学成分的不均一性^[20]。粗一看,这与地幔对流假说是矛盾的,因为对流体系可在几亿年内使地幔均一化^[21, 22]。为了克服这一矛盾,人们提出了双层对流模式,认为上、下地幔有不同的成分,且有各自的对流体系^[23]。下地幔为原始地幔,而上地幔为亏损地幔。但是,洋岛玄武岩和溢流玄武岩的地球化学性质表明它们不可能是原始地幔熔融产物。洋岛玄武岩通常与异常热地幔的熔融有关。OIB 所具有的高 Rb/Sr 和 Nd/Sm 比值,以及高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值说明其源区为富集地幔。基于这些因素以及 U-Pb 和 Th-Pb 同位素体系的一些特点,Hofmann 和 White^[24]认为 OIB 源区有不少再循环洋壳物质。这些经热液蚀变的洋壳随板块俯冲及其伴随的榴辉岩化而积累在核幔边界(2 900 km,图 2),并可滞留很长时间(1~2 Ga)。目前这一认识得到了广泛的认同,而且得到了 Os 同位素研究的支持^[25]。

科马提岩和苦橄岩是地幔柱最热部位的熔融产物^[26],因此,对不同地质时代无明显地壳混染的科马提岩和苦橄岩的研究可以获得地幔柱源区物质的性质及演化。太古宙科马提岩强烈亏损强不相容元素, $\epsilon(\text{Nd}) = 1 \sim 4.3$,说明太古宙岩浆源区为亏损地幔;

多数元古宙苦橄岩富集强不相容元素, $\epsilon(\text{Nd})$ 值较低,但年龄为 1.9 Ga 的 Cape Smith Chukotat 苦橄岩亏损强不相容元素, $\epsilon(\text{Nd})$ 值相对较高。这说明元古宙地幔热柱的源区既有富集组分,也有亏损组分。大多数显生宙苦橄岩富集强不相容元素, $\epsilon(\text{Nd})$ 值较低。由此 Campbell^[19]发现核幔边界物质存在这样一个总的演化趋势。3.5 Ga 时核幔边界物质是亏损地幔和弱亏损地幔的混合;2.7 Ga 时以亏损地幔为主体;而 0.5 Ga 至今主要由 OIB 型地幔和少量亏损地幔组成。迄今为止,尚无太古宙 OIB 型岩浆的报道。由此可见,地幔柱源区中出现大量 OIB 型物质主要始于太古宙末(图 2)。

5 地幔柱与大火成岩省

大火成岩省(Large Igneous Provinces,简称 LIPs)是指规模巨大,岩性主要为镁铁质的喷出岩和侵入岩^[27]。它包括大陆溢流玄武岩和相伴生的侵入岩(CFB,如德干高原、西伯利亚溢流玄武岩等),被动火山边缘(如 Voring 边缘),洋脊高地(Ontong—Java 高地),大洋盆地溢流玄武岩(如加勒比海溢流玄武岩)以及火山链(如夏威夷—皇帝海链)。LIPs 具有以下重要特征:(1)它由面积广瀚的熔岩流组成,覆盖面积通常超过 10^6 km^2 ,最大厚度可达 5 km。一些地区的剖面长达十至上百 km。许多研究表明,这些规模巨大的岩浆是在相当短的时间内形成的,即具有极高的喷发速率^[25]。如 Courtillot 等^[28]认为德干高原玄武岩体积约为 10^6 km^3 ,喷发时限 < 1 Ma。(2)尽管 LIPs 的岩石种类很多,如苦橄岩、霞石岩、流纹岩等,但以玄武质熔岩为主导地位,大多数 CFB 为 SO_2 含量较高的石英拉斑玄武岩^[29]。在一些地区具有双峰式分布特征。(3)玄武岩浆喷发之前,地壳通常发生穹隆,垂直幅度为 1 km。穹隆区基本与玄武岩覆盖范围相当。(4)大陆区的 LIPs(即 CFB)的同位素组成范围很大,由典型洋岛玄武岩组成到接近古老地壳组成。大多数 CFB 中等或强烈富集不相容元素,但显示强烈的 Nb-Ta 负异常。

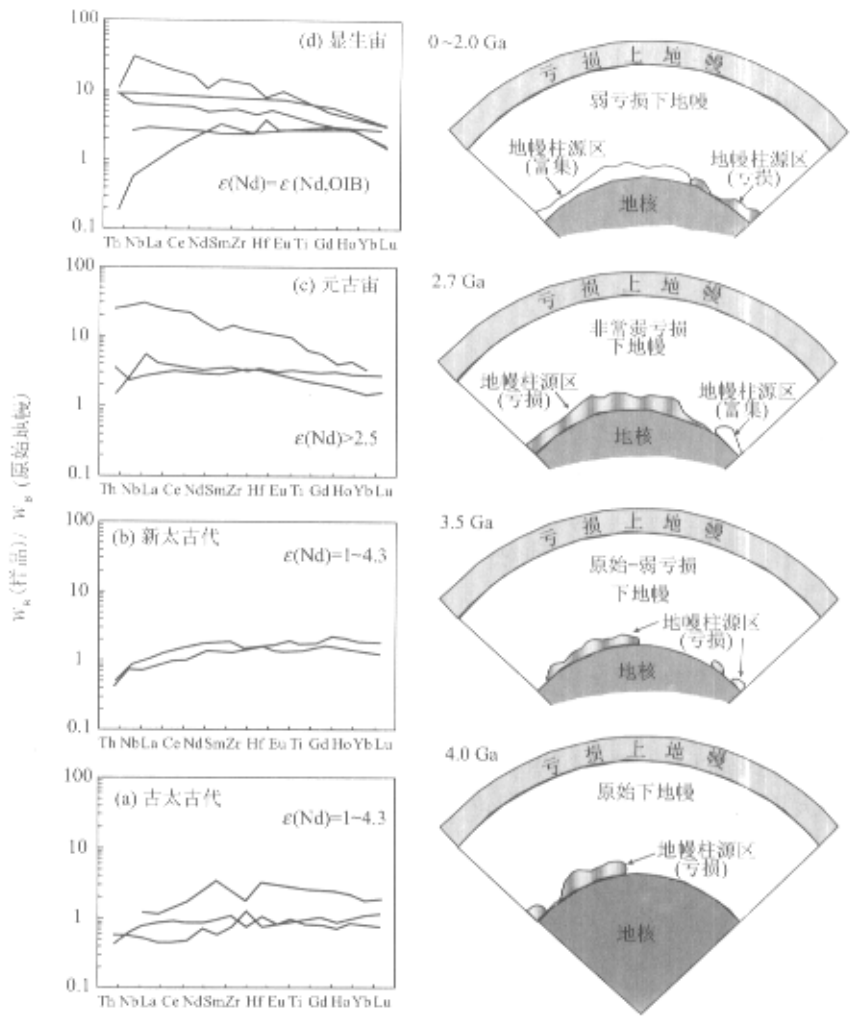


图2 各时代科马提岩和苦橄岩的地球化学性质和位于核幔边界的地幔柱源区演化示意图 (据文献[19])

Fig.2 Geochemical characteristics of komatiites and picrites and schematic illustration of source of mantle plumes originated from the core-mantle boundary

由此可见 ,LIPs 是地球上所知最大的火山作用 ,记录了在某一特定历史时期巨量物质和能量由地球内部向外迁移。LIPs 的成因显然不同于“ 正常 ”洋底扩张过程 ,难以用传统的板块构造理论来解释 ,而与特殊的地幔动力学过程有关。在很短时间内形成巨大的岩浆喷出量要求地幔深部有巨大的热异常的存在。虽然有些学者持反对意见^[30,31] ,但地幔热柱学说是目前解释这一热异常最可能的模型^[26,32]。根据理论模拟估计的地幔热柱头直径的尺度与实际 LIPs 的覆盖范围相类似。如前所述 ,地幔热柱的上升会导致一系列岩石圈构造的形成 ,如地表的穹隆 ,岩石圈的拉伸和裂解 ,控制新的洋中脊位置和形成时间等^[33]。另外 ,地幔柱上升的另一主要结果是减压而发生部分熔融 ,形成 LIPs ,地幔柱头越大 ,产生的玄武岩量也就越大。热柱头中最热的部位是顶部一薄层地幔柱源物质 ,两侧温度逐渐降低。在热柱头两侧温

度较低的部位 ,由柱源区物质和同化的下地幔物质的混合物熔融可形成溢流玄武岩的主体 ,而苦橄岩则是起源于柱轴部相对较热部位 ,因此受“ 混染 ”程度较小 ,总体上反映地幔热柱组成的性质。

有两种解释 LIPs 与地幔热柱之间成因联系的主要模型 (图 3) (1) 热柱头模型 (plume head model)^[26] ; (2) 扩张模型 (extension model)^[7]。前者认为热柱起源于核幔边界 ,而后者假定地幔柱起源于上、下地幔边界。此外 ,扩张模型未考虑在上升过程中热柱捕获地幔物质的可能性 ,但强调岩石圈的扩张是火山作用的前提 ,而这一条件在热柱头模型中并不需要。Arndt 最近提出了兼顾上述模型的第三种模型 ,认为起源于核幔边界的地幔柱上升并滞留在上、下地幔边界 ,然后形成多个次级柱上升至岩石圈底部 ,导致 LIPs 的形成 (图 3)。目前尚无验证这些模型的有效方法。

LIPs 研究的一个基本问题是确定地幔柱、软流

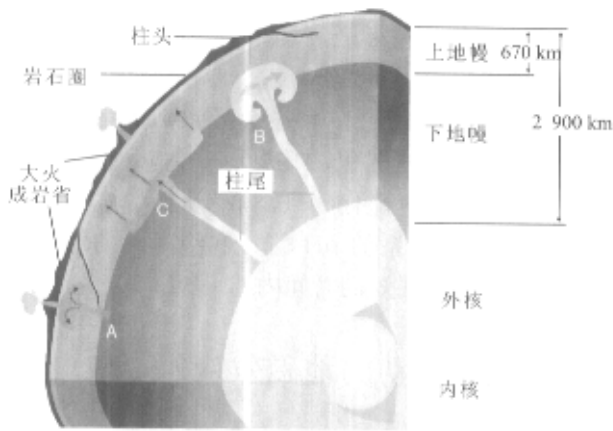


图3 解释大火成岩省的各种地幔柱模型
(据文献[34])

Fig.3 Different mantle plume models in explaining the generation of large igneous provinces

(A) 扩张模型^[7]; (B) 热柱头模型^[26]; (C) 多级地幔柱模型^[34]

圈、岩石圈地幔和地壳等不同端员组分对岩浆形成和演化的贡献。概括而言,关于 LIPs 岩石成因,主要有两种观点。McKenzie 和 Bickle(1988)^[35]与 Arndt 和 Christensen(1992)^[36]根据理论和物理模型计算认为,在岩石圈和软流圈具有相同的熔融行为这一前提下,95%以上的熔融发生在软流圈或地幔柱,因而岩石圈熔融形成岩浆的可能性很小。不过,地幔柱这一对流体系的运行效率因与冷而硬的岩石圈相碰而受到限制。如热传递机制由原先的对流传递转变为传导传递。岩石圈盖层通过限制热柱头的埋深来控制熔融程度和熔融深度。按照 White 和 McKenzie^[7]的模型,当岩石圈较厚(>125 km)时,地幔柱不能轻易穿透岩石圈的机械力学层。在这种情形下,地幔柱就潜伏在岩石圈之下,以机械和热侵蚀的方式影响上覆岩石圈。潜伏的时间尺度可能 >10 Ma^[37]。在潜伏早期,地幔柱不会发生熔融,在地表表现为局部出现与穹隆有关的裂谷作用和以热柱为中心的放射状水系。随着岩石圈因侵蚀而逐渐变薄,地幔柱上升至一定部位就会产生少量碱性岩浆(碱性玄武岩、富钾岩和碳酸岩)。这些岩浆作用与拉斑玄武岩主体喷发之间的时间间隔可达数百万年。长期的潜伏也可导致岩石圈地幔和地壳的局部熔融,从而混染地幔柱来源岩浆。这一机制可以解释大陆和大洋溢流玄武岩十分不同的同位素和微量元素组成^[38,39]。

值得注意的是,McKenzie 和 Bickle^[35]和 Arndt 和 Christensen^[36]的模拟计算都假定岩石圈和软流圈的熔融均是在无水条件下进行的,但是幔源包体中含水矿物的存在暗示局部岩石圈地幔是“湿”的^[40]。水的存在可以明显降低地幔固相线的温度^[41]。因此,Gal-

agher 和 Hawkesworth(1992)^[42]认为在含水条件下,岩石圈地幔可以作为大火成岩省的源区,一些 LIPs(如巴哈纳)显示的富集同位素组成反映了岩浆源区的特征,而与地壳混染无关。

由此可见,地幔柱在不同 LIPs 的形成过程中可能担当着截然不同的角色^[43]。Turner 等^[43]将 LIPs 的成因总结为德干型和巴哈纳型两种模式^[43]。在前者情况下,岩石圈减薄程度大,岩浆喷发速率高,大部分岩浆来自于地幔柱的减压绝热熔融,岩浆的地球化学特征类似于 OIB。在后者情况下,岩石圈相对较厚,岩浆的形成主要机制是因热柱烘烤,含挥发份岩石圈发生熔融,岩浆以富集强不相容元素,高⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 和低¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比值为特征。

6 地幔柱与超大陆裂解

在漫长的地质历史中,曾有过多次超大陆的聚合和裂解。其中较为公认的两个超大陆是冈瓦纳—潘基亚(Gonwana—Pangea)和鲁迪尼亚(Rodinia)。这些超大陆旋回与地球深部动力学过程关系密切。事实上,人们很早就注意到地幔柱活动产物——溢流玄武岩与大陆裂解的时空耦合关系^[2,7,44]。如 Karoo 溢流玄武岩与非洲和大洋洲板块之间的裂解有关,德干高原玄武岩与印度板块和 Seychelles/Mascarene 高地的离散有关,北大西洋火山省与欧洲西北部和格陵兰板块的裂解有关,埃塞俄比亚和阿丹溢流玄武岩与非洲和阿拉伯板块的裂解有关。尽管如此,地幔柱活动在大陆裂解过程中的真正作用还存在较大的争论。究竟地幔热柱是主动上升,导致岩石圈的穹形隆升以及地壳的张裂,最终导致板块分离,还是由于板块边界重组产生的力导致岩石圈的裂解,地幔柱或软流圈沿着这些新形成的板块边界被动上升?研究表明,地幔热柱上升产生的水平应力不足于引起大陆裂解^[44]。通过研究地幔柱活动产物——溢流玄武岩和岩墙群,Storey^[45]也认为地幔柱不是大陆裂解的最终原因。地幔柱更可能以被动的方式参与大陆裂解,在某种程度上决定了大陆裂解发生的时间和位置。Courtillot 等^[46]则认为地幔柱参与大陆裂解的方式兼有主动和被动的因素。

7 地幔热柱与全球生物灭绝事件

研究表明,物种灭绝不是以均一的速率进行的,而是集中在某些特定的、相对短暂的地质历史时期^[47]。研究得最多的是 66 Ma 以前发生于白垩纪—

第三纪(K/T)边界的生物灭绝事件。这一事件在时间上与印度西部德干高原溢流玄武岩的喷发^[29]和加勒比海地区的陨石撞击^[48]基本一致。因此,对于K/T边界的生物灭绝的起因,一直存在火山喷发灾变说和陨石撞击说之争。近几年来,火山喷发导致生物灭绝的观点由于两者之间时序关系的精确确定而得到了进一步的巩固^[49~52]。虽然一些学者认为导致K/T界线生物灭绝的火山喷发是陨石撞击引起的^[53],但是在德干高原溢流玄武岩之下的地层中并没有发现陨石坑构造,而Chicxulun撞击在德干溢流玄武岩喷发之后^[54]。更重要的是,由陨石撞击导致形成像大火成岩省那么大规模的玄武岩在理论上也缺乏依据^[7]。

对其他生物灭绝事件的研究也为解决火山喷发和陨石撞击假说之争提供了一些线索。西伯利亚暗色岩是地球上最大的溢流玄武岩之一,其喷发时间在二叠—三叠(P/Tr)系边界($(250 \pm 1) \text{ Ma}$)^[28]。基本同期的大规模岩浆喷发时间还有我国西南峨眉山玄武岩和印度Rajmahal岩体。这些岩浆事件刚好与二叠纪末地球上60%以上的生物灭绝^[55]在时间上相吻合,而在P/Tr边界并无陨石撞击的记录。此外,Courtillot统计了300 Ma以来的地质记录发现全球10次生物灭绝事件与一次陨石撞击和7次溢流玄武岩喷发有关,因此,虽然离定论还有不少的距离,但目前的资料似乎更支持生物灭绝火山灾变说^[56]。可能的情形是,大量的火山喷发导致大气圈中尘埃和 CO_2 含量的急剧增加,全球温度升高。地幔热柱释放的大量 CO_2 也会导致在大洋沉积盆地中大量有机碳的沉积,如黑色页岩和煤层。火山喷发同时释放大量硫化物气溶胶,从而导致酸雨的形成,降低地表水系的pH值。这些因素的综合作用导致了生物在很短的时间内的灭绝。

8 地幔柱活动的地磁效应

较早时人们就意识到火山事件与磁极倒转之间的相关性^[57]。热柱来源物质的喷发可以影响地磁场倒转的速率^[13]。具体地说,由于地幔柱起源于D"层,因而将大量热能从地核传递到地幔底部。这一过程改变了地球动力运行的能量分布,从而影响到磁极倒转的频率。例如,白垩纪中期长达41 Ma时间内磁极倒转没有出现。Larsen^[13]认为这直接与白垩纪中期的超级地幔柱活动有关。

9 地幔柱学说与中国大陆深部研究

由于地幔柱理论涉及到地球深部结构,又独立于板块构造理论,与地幔柱活动密切相关的LIPs中玄武岩本身包含了许多有关地幔组成、时空演化和能量转换的重要信息,而且地幔柱活动与一系列重大地质事件(如大火成岩省、生物灭绝、磁极倒转和大型矿产资源的形成)之间的密切关系,因此,地幔柱和LIPs研究成为当今国际深部地球动力学领域的热点。虽然地幔柱研究在我国起步较晚,但已逐渐被借鉴用于解释我国特有的地质现象。

9.1 峨眉山玄武岩岩浆活动与二叠纪全球事件

分布于西南三省(云南、四川和贵州)扬子克拉通西缘的晚二叠世峨眉山玄武岩,出露面积 $2.5 \times 10^5 \text{ km}^2$ (图4a),是我国唯一被国际学术界认可的大火山岩省^[58~61]。一般认为该火成岩区的西界为哀牢山—红河断裂,西北界则为龙门山—小菁河断裂^[62]。但是在羌塘板块、思茅盆地和越南北部发现有峨眉山玄武岩,另外,有一些超镁铁质/镁铁质至长英质侵入岩体。其中,超镁铁质和镁铁质岩体和大型矾钛磁铁矿相共生。钻孔发现东南部和东北部也有隐伏玄武岩,一般认为它们与出露玄武岩同期。这说明峨眉山玄武岩省的初始覆盖面积远大于现在的残留面积。该火山岩省的西延部分因后期构造事件而被“肢解”。在云南西南部和越南境内发现的二叠纪玄武岩就是印支板块沿哀牢山—红河断裂带的大规模侧向挤出的结果^[63]。峨眉山火山岩区岩层西厚东薄,如在云南宾川上仓(西区),玄武岩层厚达5 000多m,而往东(贵州境内),玄武岩厚度仅为几十至几百m^[62,64,65](图4a)。野外观察表明,岩体不整合于早二叠茅口组上,因此,其喷发年龄应该等于或小于龙潭组(253~258 Ma)。Zhou等(2002)报道新街岩体的锆石SHRIMP U-Pb年龄为256~258 Ma而喷出岩的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄为251~253 Ma^[67]。由于 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代学工作主要集中在采自火山岩剖面上部,而底部岩石至今尚无系统的年代学成果,因此侵入岩和喷出岩之间的成因关系尚待进一步论证,所以目前尚无法了解峨眉山玄武岩的喷发速率。但是,对贵州都格剖面的古地磁研究表明峨眉山玄武岩的喷发时间小于1 Ma^[55]。

对于峨眉山玄武岩的形成,主要有两种观点(1)与扬子地块西缘被动大陆边缘地壳扩张有关(rift-based model)^[68~70](2)与地幔柱活动有关(plume

model), 认为峨眉山玄武岩为一大火成岩省^[58~60, 65, 71~73]。前一观点认为地壳减薄和岩浆喷发中心位于以南北向展布的(志留纪至三叠纪末)攀枝花—西昌古裂谷带,而后者则认为热柱活动的中心在攀西古裂谷带的西侧^[59, 60, 65]。

在攀西古裂谷内早已发现有双峰式火山岩分布^[62, 68]。最近在四川米易龙鬃山发现玄武岩—响岩建造,其中碱性系列岩层的厚度超过千米^[74]。该岩石组合与现代大陆裂谷系岩浆活动特征有相似之处^[75],在一定程度上反映了裂谷构造背景对岩浆生成的控制。不过,裂谷—岩浆活动模式难以解释整个峨眉山玄武岩的成分特征。在典型裂谷系,火山岩的成分在空间上是有一定变化规律的。一般来说,裂谷肩部的岩浆的碱度较轴部岩浆大^[75, 76]。但是,碱性岩浆主要出现在攀西古裂谷带内,而裂谷两侧的广大区域发育有类似于暗色岩系的拉斑玄武岩岩石组合^[60, 77]。

徐义刚和钟孙霖^[65]通过对苦橄岩中橄榄石斑晶及其中熔体包裹体的电子探针分析,发现峨眉山 LIPs 的原始岩浆具高镁($w(\text{MgO}) > 16\%$)特征。运用 McKenzie 和 O'Nions^[78]的模型进行了玄武岩的 REE 反演计算。结果表明,参与峨眉山玄武岩岩浆作用的地幔具有异常高的潜能温度(1550°C)。这连同峨眉山玄武岩的大面积分布、较高的喷发速率和一些熔岩所显示的类似于 OIB 的微量元素和 Sr—Nd 同位素特征,为地幔热柱在能量和物质上参与峨眉山溢流玄武岩的形成提供了确凿证据。徐义刚和钟孙霖^[65]认为,峨眉山玄武岩两个主要岩类(即高钛和低钛玄武岩)可能是不同地幔源区物质在不同条件下的熔融产物。低钛玄武岩形成于温度最高、岩石圈最薄的地幔

柱轴部。地幔($K(\text{Sr}) \approx 0.705$, $\epsilon(\text{Nd}, t) \approx +2$)熔融始于 140 km,并一直延续到较浅的深度(60 km,尖晶石稳定区),部分熔融程度为 16%,这类岩石可能代表了峨眉山玄武岩的主体。而高钛玄武岩的母岩浆的形成基本局限在石榴石稳定区($> 70 \text{ km}$),代表了热柱边部或消亡期地幔($K(\text{Sr}) \approx 0.704$, $\epsilon(\text{Nd}, t) \approx +5$)小程度部分熔融(1.5%)的产物。研究表明,高钛玄武岩主要分布在峨眉山 LIPs 的东区,而西区岩性较为复杂,底部为高钛玄武岩,往上是低钛玄武岩,在岩层上部有高钛玄武质岩和中酸性岩浆,但西区的低钛玄武岩体积远大于高钛玄武岩(图 4b)。这种岩性的空间变化可能受岩石圈厚度和地幔潜能温度的控制。地幔热柱作用的中心部位在峨眉山 LIPs 的西区^[59, 60]。

值得注意的是,龙鬃山的碱性岩层上下为拉斑玄武岩所夹,而这些拉斑玄武岩的性质与滇东—黔西以及滇西剖面顶部的高钛玄武岩十分相似,因此,攀西古裂谷带内的岩浆活动可能是地幔柱作用和裂谷拉张这一复合构造背景下的产物^[74]。地幔柱活动对整个火山岩省的形成起了决定性的作用,而裂谷对岩浆活动的控制只是局部的。峨眉山 LIPs 也有与其它典型 CFB 不同的特点,如火山旋回较少(< 12),大多数熔岩层厚度较薄。这使得一些学者倾向于非热柱成因模式^[70, 79]。然而,这些作者研究的区域位于峨眉山岩区的北部和东部。如前所述,峨眉山玄武岩的成分和厚度在时空上均有较大的变化,因此,只有在对整个岩区的岩层岩石化学有一个详细的了解之后,才能提出合理可行的动力学模式。

峨眉山玄武岩的系统研究刚刚起步,许多方面的工作尚待进一步深入。如不同玄武岩岩类的时空

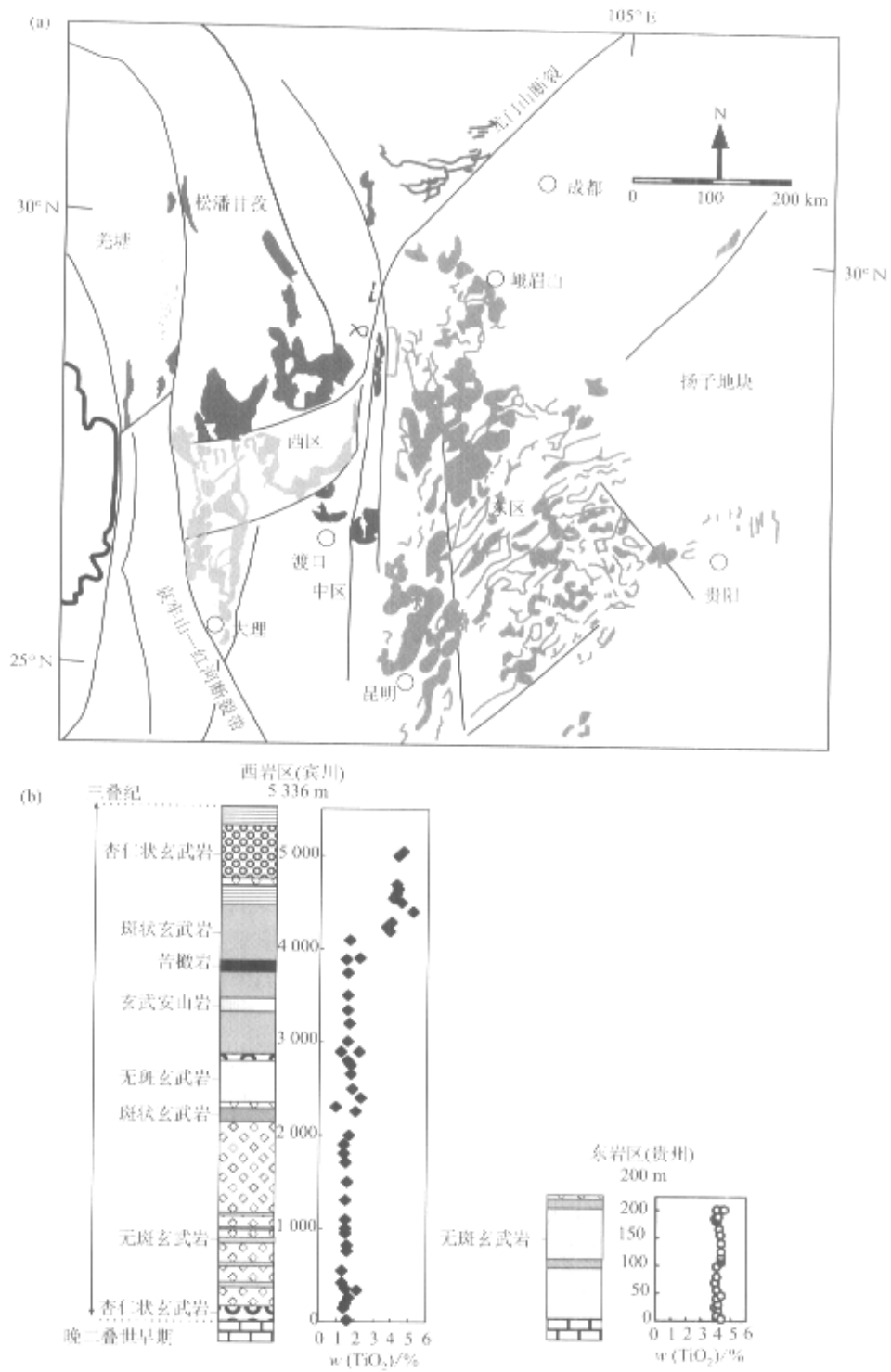


图4 (a)峨眉山玄武岩的分布特征;(b)峨眉山 LIPs 东、西岩区代表性柱状剖面以及玄武岩中 TiO₂含量随高度变化趋势

Fig.4 (a) Distribution of Emeishan flood basalts;(b) Representative lava sections and variation of TiO₂ content with stratigraphic height in western and eastern Emeishan LIPs

分布和精细的年代学研究,形成峨眉山玄武岩的地幔熔融机制和有关的热柱构造的型式;岩石圈、地幔热柱和软流圈产出的熔体量在 LIPs 中占多少?如果在 LIPs 中鉴定出有岩石圈组分,那么究竟它是仅作为热柱起源熔体的少量“污染物”还是大规模熔融的源

区物质。如果是后者的话,热柱中能量是怎样传递到岩石圈中?另外,二叠—三叠系边界时喷出的峨眉山溢流玄武岩为研究大火山岩事件与生物灭绝和全球环境变化之间的关系提供了又一重要课题^[66, 67]。

9.2 地幔柱活动与 Rodinia 大陆裂解

Rodinia 超大陆的聚合与裂解是前寒武纪构造演化研究的热点问题。Li 等^[80]通过古地磁和岩相古地理研究认为华南位于澳大利亚陆块和劳伦大陆之间。Li 等^[81]发现广西北部侵位于四堡群地层的基性岩墙的年龄与澳大利亚大陆热柱来源的 Graidner 岩墙群的年龄一致(828 ± 7 Ma)。桂北四堡群(及侵位其中的 820 Ma 花岗岩)与上覆裂谷型火山沉积岩之间的不整合接触说明该区地壳曾有过快速抬升的历史,而且抬升幅度达几千米。这些地质现象正是地幔柱模型所预测的。因此,地幔柱模型被用于解释 Rodinia 大陆裂解^[81],最近的研究表明可能存在两期地幔柱活动^[82]。这暗示地幔热柱活动对元古宙扬子西缘岩石圈演化也产生过重要的影响。不过,有关地幔热柱活动与 Rodinia 大陆裂解之间的成因模型的提出,主要基于古地磁和岩相古地理研究,至今尚无有关地幔热柱活动的直接产物的报道。显然,这一模型有待岩石学和元素同位素示踪研究的验证。

9.3 中国东部岩石圈减薄机制研究

岩石圈减薄及其对区域构造-岩浆演化的控制是近十几年来深部研究中所取得的重要成果。我国华北地区岩石圈的厚度、物质组成和热状态在近 400 Ma 来有过剧烈的变化(即岩石圈由古生代时 > 200 km 的厚度和方辉橄榄岩为主的物质组成演化为现今 100 km 左右的厚度和以二辉橄榄岩为主的组成)^[83~85]。虽然这种大尺度上的岩石圈转型、减薄已是不争的事实,而且它对浅部地质演化的影响也越来越受到人们的重视,但岩石圈减薄机制却依然不是十分清楚。中国东部岩石圈减薄可能与(a)太平洋板块的俯冲^[84]、(b)地幔热柱活动^[86]和(c)印度-欧亚板块的碰撞^[85]有关。由于印度-欧亚板块碰撞发生于中生代岩石圈减薄之后,所以第三种机制的可能性不大。Xu^[87]根据幔源岩浆源区特征的演化,认为岩石圈减薄可能早在侏罗纪就开始了,而完成于白垩纪末,因此导致华北岩石圈减薄的原因可能是 230 Ma 华北和华南两大块体之间的碰撞引起的岩石圈物性整体结构的破坏以及对流地幔的被动上涌^[87,88]。值得注意的是,通常所说的岩石圈减薄并不是简单的岩石圈厚度发生变化的过程,期间同时伴随有一系列的变化,包括化学成分由亏损的方辉橄榄岩转变为饱满型二辉橄榄岩,地温梯度也有明显的增高。这意味着岩石圈减薄过程至少包含了热结构变化和化学变化两部分。虽然地幔热柱是否在华北存在尚缺乏足够的

证据,但地幔柱-岩石圈相互作用模型^[89]值得借鉴。软流圈上升至岩石圈底部,不仅会导致岩石圈热梯度的升高,还会释放流体交代岩石圈。通过软流圈的热传导“烘烤”,岩石圈最底部物质会发生软化,在软流圈水平流动产生的水平方向剪切应力的作用下这一部分物质就会转变成软流圈的一部分。这样的剥蚀会加剧地幔柱/软流圈向上覆岩石圈传导热的程度,从而进一步软化岩石圈底层,导致新一轮的剥蚀。同时软流圈的上升必然会伴随岩石圈力学边界层(MBL)的初始熔融,以及深部熔体以渗透性反应孔隙流的方式通过软流圈-岩石圈界面而进入岩石圈地幔(岩石圈的化学侵蚀)。熔体-岩石反应可以改变岩石圈地幔的矿物组成,改变其渗透率和流变学性质,导致岩石圈底部的重力不稳定性。例如,地幔交代作用可以使原先具有高浮力的方辉橄榄岩变成与软流圈浮力相差不大的二辉橄榄岩,这种变化肯定会加速岩石圈减薄的进程^[90]。

References [参考文献]:

- [1] WILSON J T. A possible origin of the Hawaiian Islands[J]. *Can J Phys*, 1963, 41: 863-870.
- [2] MORGAN W J. Convection plumes in the lower mantle[J]. *Nature*, 1971, 230: 42-43.
- [3] MORGAN W J. Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian ocean[A]. EMILIANI C. *The Sea*, Vol. 7[M]. New York: Wiley Interscience, 1981. 443-487.
- [4] ZHAO G, WU F Y. Mantle plume tectonic—a new tectonic theory[J]. *Geology in World*, 1994, 13: 25-34 (in Chinese). [赵国春, 吴福元. 幔柱构造——一种新的大地构造理论[J]. 世界地质, 1994, 13: 25-34.]
- [5] WOLFE C, BJARNASON I, VANDECAR J C, et al. Seismic structure of the Iceland mantle plume[J]. *Nature*, 1997, 385: 245-247.
- [6] GRIFFITHS R W, CAMPBELL I H. Stirring and structure in mantle starting plumes[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1990, 99: 66-78.
- [7] WHITE R S, MCKENZIE D P. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts[J]. *J Geophys Res*, 1989, 94: 7685-7729.
- [8] CAMPBELL I H, GRIFFITHS R W. The changing nature of mantle hotspots through time: implications for the geochemical evolution of the mantle[J]. *J Geol*, 1992, 92: 497-523.
- [9] DAVIES G F, RICHARDS M A. Mantle convection[J]. *J Geol*, 1992, 100: 151-206.
- [10] WALKER R L, MORGAN J W, HORAN M F. Osmium-187 enrichment in some plumes: evidence for core-mantle interaction[J]. *Science*, 1995, 269: 819-821.
- [11] BASU A R. Early and late alkali igneous pulses and a high ^3He plume origin for the Deccan flood basalts[J]. *Science*, 1993, 261: 902-905.
- [12] ZHAO D P. Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 192: 251-265.

[13] LARSON R L. Geological consequences of superplumes[J]. *Geology* , 1991 , 19 : 963-966.

[14] PREVOT M , PERRIN M. Intensity of the Earth 's magnetic field since Precambrian from Thellier-type palaeointensity data and inferences on the thermal history of the core[J]. *Geophys J Inter* , 1992 , 108 : 613-620.

[15] MAYAMURA S. Plume tectoni[J]. *J Geol Soc Japan* , 1994 , 100 : 24-49.

[16] STEIN M , HOFMANN A W. Mantle plume and episodic crustal growth [J]. *Nature* , 1994 , 372 : 63-68.

[17] LUO Y G. Convection and vibration structure of superplumes[J]. *Foreign Science and Technology in Geology* , 1993 , 5 : 1-9(in Chinese).
[罗永国. 超级地幔喷流柱和脉动构造[J]. 国外地质科技 , 1993 , 5 : 1-9.]

[18] WANG D H. *Mantle Plume and Mineralization*[M]. Beijing : Geological Publishing House , 1998(in Chinese). [王登红. 地幔柱及其成矿作用[M]. 北京 : 地质出版社 , 1998.]

[19] CAMPBELL I H. The mantle s chemical structure : insights from the melting products of mantle plumes[A]. JACKSON I. *The Earth s Mantle : Composition , Structure and Evolution*[M]. Cambridge : Cambridge University Press , 1998 . 259-310.

[20] ZINDLER A , HART S R. Chemical geodynamics[J]. *Ann Rev Earth Planet Sci* , 1986 , 14 : 493-571.

[21] HOFFMAN N R A , MCKENZIE D P. The destruction of geochemical heterogeneities by differential fluids motion during mantle convection [J]. *Geophys J Rastr Soc* , 1985 , 82 : 163-206.

[22] DAVIES G F. Mantle plumes , mantle stirring and hotspot chemistry [J]. *Earth Planet Sci Lett* , 1990 , 99 : 94-109.

[23] ALLEGRE C J. Chemical geodynamics[J]. *Tectonophysics* , 1982 , 81 : 109-132.

[24] HOFMANN A W , WHITE W M. Mantle plumes from ancient oceanic crus[J]. *Earth Planet Sci Lett* , 1988 , 57 : 421-436.

[25] HAURI E H , HART S R. Re-Os isotopic systematics of HIMU and EMII oceanic island basalts from the south Pacific Ocean[J]. *Earth Planet Sci Lett* , 1993 , 104 : 398-416.

[26] COFFIN M F , ELDHOLM O. Large igneous provinces : crustal structure , dimensions , and external consequences[J]. *Rev Geophys* , 1994 , 32 : 1-36.

[27] CAMPBELL I H , GRIFFITHS R W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts[J]. *Earth Planet Sci Lett* , 1990 , 99 : 79-93.

[28] RENNE P R , ZHANG Z C , RICHARDS M A , et al. Synchrony and crustal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian volcanism[J]. *Science* , 1995 , 269 : 1413-1416.

[29] COURTILLOT V , FERAUD G , MALUSKI H , et al. Deccan flood basalts and Cretaceous/Tertiary boundary[J]. *Nature* , 1988 , 333 : 843-846.

[30] MACDOUGALL J D. *Continental Flood Basalts*[M]. Norwel : Kluwer Academic , 1988 . 341.

[31] ANDERSON D L. The sublithospheric mantle as the source of continental flood basalts : the case against the continental lithosphere and plume head reservoir[J]. *Earth Planet Sci Lett* , 1994 , 123 : 269-280.

[32] SHETH H C. Flood basalts and large igneous provinces from deep mantle plumes : fact , fiction , and fallacy[J]. *Tectonophysics* , 1999 , 311 : 1-29.

[33] CARLSON R W. Physical and chemical evidence on the cause and source characteristics of flood basalt volcanism[J]. *Aust J Earth Sci* , 1991 , 38 : 525 \ 1544.

[34] ARNDT N. Hot heads and cold tails[J]. *Nature* , 2000 , 407 : 458-460.

[35] McKENZIE D P , BICKLE M J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere[J]. *J Petrology* , 1988 , 29 : 625-679.

[36] ARNDT N T , CHRISTENSEN U. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism : thermal and geochemical constraints[J]. *J Geophy Res* , 1992 , 97 : 10967-10981.

[37] KENT R W , STOREY M , SAUNDERS A D. Large igneous provinces : sites of plume impact or plume incubation [J]? *Geology* , 1992 , 20 : 891-894.

[38] SAUNDERS A D , STOREY M , KENT R W , et al. Volcanism and continental break-up : a global compilation of large igneous provinces [A]. STOREY B C , ALABASTER J , PANKHUST R J. *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*[M]. London : Geol Soc Spec Publ , 1992 , 68 : 41-60.

[39] ELLAM R M , COX K. An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere[J]. *Earth Planet Sci Lett* , 1991 , 105 : 330-342.

[40] MENZIES M A , HAWKESWORTH C J. Upper mantle processes and composition[A]. NIXON P H. *Mantle Xenoliths*[M]. New York : John Wiley & Sons Ltd , 1987 . 725-738.

[41] HAWKESWORTH C J , GALLAGHER K. Mantle hotspots , plumes and regional tectonics as causes of intraplate magmatism[J]. *Terra Nova* , 1993 , 5 : 552-559.

[42] GALLAGHER K , HAWKESWORTH C J. Dehydration melting and the generation of continental flood basalts[J]. *Nature* , 1992 , 358 : 57 \ 159.

[43] TURNER S , HAWKESWORTH C J , GALLAGHER K , et al. Mantle plumes , flood basalts , and thermal models for melt generation beneath continents : assessment of a conductive heating model and application to the Parana[J]. *J Geophys Res* , 1996 , 101 : 11503-11518.

[44] HILL R I. Starting plume and continental break-up[J]. *Earth Planet Sci Lett* , 1991 , 104 : 398-416.

[45] STOREY B C. The role of the mantle plumes in continental breakup : case histories from Gonwan[J]. *Nature* , 1995 , 377 : 301-308.

[46] COURTILLOT V , JAUPART C , MANIGHETTI I , et al. On causal links between flood basalts and continental breakup[J]. *Earth Planet Sci Lett* , 1999 , 166 : 177-195.

[47] SEPKOSKI Jr. The taxonomic structure of periodic extinction[A]. SHARPTON V L , WARD P D. *Global Catastrophes in Earth History : An Interdisciplinary Conference on Impacts , Volcanism and Mass Mortality*[M]. *Geological Soc of Am Special Paper* , 1990 , 247 : 301-318.

[48] ALVAREZ L W , ALVAREZ W , ASARO F , et al. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction : experimental results and theoretical interpretation[J]. *Science* , 1988 , 208 : 1095-1108.

[49] RAMPINO M R , STOTHERS R B. Flood basalt volcanism during the past 250 million years[J]. *Science* , 1988 , 241 : 663-668.

- [50] STOTHERS R B. Flood basalts and extinction event[J]. *Geophys Res Lett* , 1993 , 20 : 1399-1402.
- [51] OLSEN P E. Giant lava flows , mass extinctions and mantle plumes [J]. *Science* , 1999 , 284 : 604-605.
- [52] COURTILLOT V. Mass extinction in the last 300 million years : one impact and seven flood basalts[J]. *Isr J Earth Sci* , 1994 , 43 : 255-266.
- [53] RAMPINO M R. Impact cratering and flood basalts volcanism[J]. *Nature* , 1987 , 327 : 468.
- [54] BHANDARI N , SHUKLA P N , GHEVARIYA Z G , et al. Impact did not trigger Deccan volcanism : evidence from Anjar K/T boundary intertrappean sediments[J]. *Geophys Res Lett* , 1995 , 22 : 433-436.
- [55] ERWIN D H. The Premo-Triassic extinction[J]. *Nature* , 1994 , 367 : 231-236.
- [56] WIGNALL P B. Large igneous provinces and mass extinctions[J]. *Earth Science Reviews* , 2001 , 53 : 1-33.
- [57] LOPER D E. Mantle plumes and their effect on the Earth's surface : a review and synthesis[J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* , 1997 , 27 : 35-54.
- [58] CHUNG S L , JAHN B M. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary[J]. *Geology* , 1995 , 23 : 889-892.
- [59] CHUNG S L , JAHN B M , WU G Y , et al. The Emeishan flood basalt in SW China : a mantle plume initiation model and its connection with continental break-up and mass extinction at the Permian-Triassic boundary[A]. FLOWER M , CHUNG S L , LO C H , et al. *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*[M]. *Am Geophys Union Geodyn Ser* , 1998 , 27 : 47-58.
- [60] XU Y G , CHUNG S L , JAHN B M , et al. Petrological and geochemical constraints on the petrogenesis of the Emeishan Permo-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. *Lithos* , 2001 , 58 : 145-168.
- [61] MATHONEY J J , COFFIN M. *Large Igneous Provinces : Continental , Oceanic , and Planetary Flood Volcanism*[M]. AGU Geophysical Monography , 1997 . 475.
- [62] ZHANG Y X , LUO Y N , YANG C X. *The Panxi Rift*[M]. Beijing : Geological Publishing House , 1988 (in Chinese). [张云湘 , 骆耀南 杨崇喜. 攀西裂谷[M]. 北京 地质出版社 , 1988.]
- [63] CHUNG S L , LEE T Y , LO C H , et al. Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailao Shan-Red River shear zone[J]. *Geology* , 1997 , 25 : 311-314.
- [64] LIN J Y. Spatial and temporal distribution of Emeishan basaltic rocks in three southwestern provinces (Sichuan , Yunnan and Guizhou) of China [J]. *Chinese Sci Bull* , 1985 , 12 : 929-932.
- [65] XU Y G , CHUNG S L. The Emeishan large igneous province : evidence for mantle plume activity and melting conditions[J]. *Geochimica* , 2001 , 30 : 1-9 (in Chinese). [徐义刚 , 钟孙霖. 二叠纪峨眉山大火成岩省的形成 : 地幔热柱活动的证据及其熔融条件[J]. 地球化学 , 2001 , 30(1) : 1-9.]
- [66] ZHOU M F , MALPAS J , SONG X Y , et al. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction[J]. *Earth Planet Sci Lett* , 2002 , 196 : 113-122.
- [67] LO C H , Chung S L , Lee T Y , et al. Age of the Emeishan flood magmatism and relationships to Permian-Triassic boundary events[J]. *Earth Planet Sci Lett* , 2002 , 198 : 449-458.
- [68] CONG B L. *The Formation and Evolution of the Panxi Paleo-Rift System*[M]. Beijing : Scientific Press , 1988 (in Chinese). [丛柏林. 攀西古裂谷的形成与演化[M]. 北京 科学出版社 , 1988.]
- [69] DMITRIEV Y I , BOGATIKOV O A. Emeishan flood basalts , Yangtze Platform : indications of an aborted oceanic environment[J]. *Petrology* , 1996 , 4 : 407-418.
- [70] LUO Z L , JIN Y Z , ZHAO X K. The Emei taphrogenesis of the upper Yangtze Platform in south China[J]. *Geol Mag* , 1990 , 127 : 393-405.
- [71] SONG X Y , ZHOU M F , HOU Z Q , et al. Geochemical constraints on the mantle source of the upper Permian Emeishan continental flood basalts , southwestern China[J]. *International Geology Review* , 2001 , 43 : 213-225.
- [72] LUO J R. Dynamic characteristics of the Emeishan plume[J]. *Acta Geoscientia Sinica* , 1996 , 17 : 424-438 (in Chinese). [卢记仁. 峨眉山幔柱的动力学特征[J]. 地球学报 , 1996 , 17 : 424-438.]
- [73] WANG Y L , HOU Z Q , XIU S Z. On the thermal anomaly of the Emeishan mantle plumes[J]. *Geology Review* , 1999 , 45(Suppl) : 867-879 (in Chinese). [汪云亮 , 侯增谦 , 修淑芝 , 等. 峨眉山火成岩省地幔柱热异常初探[J]. 地质论评 , 1999 , 45(增刊) : 876-879.]
- [74] MEI H J , XU Y G , HUANG X L , et al. Late Permian basalt-phonolite suite from Longzhoushan in the Panxi palaeo-rift zone[J]. *Acta Geologica Sinica* , in press (in Chinese). [梅厚钧 , 徐义刚 , 黄小龙 , 等. 攀西古裂谷内龙带山玄武岩-碱玄响岩建造[J]. 地质学报 , 待刊.]
- [75] WILSON M. *Igneous Petrogenesis*[M]. London : Unwin Hyman , 1999.
- [76] XU Y G. Continental basaltic magmatism in extensional setting : nature and dynamic processes[A]. ZHENG Y F. *Chemical Geodynamics* [M]. Beijing : Scientific Press , 1999 . 119-167 (in Chinese). [徐义刚. 拉张环境中的大陆玄武岩浆作用 : 性质及动力学过程[A]. 郑永飞. 化学地球动力学[M]. 科学出版社 , 1999 . 119-167.]
- [77] ZHANG Z C , WANG F S , FAN W M , et al. A discussion on some problems concerning the study of the Emeishan basalt[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica* , 2001 , 20 : 239-246 (in Chinese). [张招崇 , 王福生 , 范蔚茗 , 等. 峨眉山玄武岩研究中一些问题的讨论[J]. 岩石矿物学杂志 , 2001 , 20 : 239-246.]
- [78] MCKENZIE D P , O ' NIONS K. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations[J]. *J Petrol* , 1991 , 32 : 1021-1091.
- [79] THOMPSON G , ALI J , SONG X , et al. Emeishan basalts , SW China : reappraisal of the formation's type area stratigraphy and a discussion of its significance as a large igneous province[J]. *J Geol Soc London* , 2001 , 158 : 593-399.
- [80] LI Z X , ZHANG L H , POWELL C M. South China in Rodinia : part of the missing link between Australia-East Antarctica and Laurentia[J]. *Geology* , 1995 , 23 : 407-410.
- [81] LI Z X , LI X H , KINNY P D , et al. The breakup of Rodinia : Does it

start with a mantle plume beneath south China[J]? *Earth Planet Sci Lett* , 1999 , 173 : 171-181.

[82] GE W C. *Geochemistry of the Neo-Proterozoic Volcanic Rocks From Northern Guangxi : Constraints on the Breakup of the Rodinia Super Continent*[R]. Post-doctoral report of the Guangzhou Institute of Geochemistry , Chinese Academy of Sciences , 2000. 75 (in Chinese).

[葛文春. 桂北新元古代火山岩的地球化学及其对 Rodinia 超大陆裂解的制约[R]. 中国科学院广州地球化学研究所博士后研究工作报告, 2000. 75.]

[83] FAN W M , MENZIES M A. Destruction of aged lower lithosphere and accretion of asthenosphere mantle beneath eastern China[J]. *Geotectonics et Metallogenia* , 1992 , 16 : 171-180.

[84] GRIFFIN W L , ZHANG A D , O 'REILLY S Y , et al. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean Craton[A]. FLOWER M , CHUNG S L , LO C H , et al. *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*[M]. *Am Geophys Union Geodyn Ser* , 1998 , 27 : 107-126.

[85] MENZIES M A , FAN W M , ZHANG M. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of > 120 km of Archaean lithosphere , Sino-Korean craton , China[A]. PRICHARD H M , ALABASTER T , HARRIS N B W , et al. *Magmatic Processes and Plate Tectonics*[M]. *Geol Soc Spel Pub* , 1993 , 76 : 71-78.

[86] DENG J F , ZHAO H L , MO X X , et al. *Continental Roots-Plume Tectonics of China*[M]. Beijing : Geological Publishing House , 1996 (in Chinese). [邓晋福 赵海玲 莫宣学 等. 中国大陆根-柱构造——大陆动力学的钥匙[M]. 北京 : 地质出版社 , 1996.]

[87] XU Y G. Thermo-tectonic destruction of the Archaean lithospheric keel beneath eastern China : evidence , timing and mechanism[J]. *Physics and Chemistry of the Earth* , 2001 , 26 (A) : 747-757.

[88] GAO S , RUDNICK R , CARLSON R , et al. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China Craton [J]. *Earth Planet Sci Lett* , 2002 , 198 : 307-322.

[89] DAVIES G. Thermomechanical erosion of the lithosphere by mantle plume[J]. *J Geophys Res* , 1994 , 99 : 15709-15722.

[90] XU Y G. Thermo-mechanic and chemical erosion of the lithosphere and lithospheric thinning[J]. *Bulletin of Mineralogy , Petrology and Geochemistry* , 1999 , 18 : 1-5 (in Chinese). [徐义刚. 岩石圈的热-机械侵蚀和化学侵蚀与岩石圈减薄[J]. 矿物岩石地球化学通讯 , 1999 , 18 : 1-5.]

MANTLE PLUMES , LARGE IGNEOUS PROVINCES AND THEIR GEOLOGIC CONSEQUENCES

XU Yi-gang

(Guangzhou Institute of Geochemistry , Chinese Academy of Sciences ,Guangzhou 510640 ,China)

Abstract : Mantle plumes are thermally anomalous materials and arise from the core-mantle boundary or the upper-lower mantle boundary. Huge energies involved in the starting plumes result in the large-scale melting of the deep mantle and the formation of large igneous provinces in surface. Geochemical studies of komatiites and picrites of different ages suggest that the source of mantle plumes during the Archaean was dominated by depleted MORB-type mantle , and this type of mantle was gradually replaced by enriched OIB-type mantle during the Proterozoic. Such an evolution could be related to increasing frequency and intensity of crustal recycling during the Phanerozoic. Continental break-up , climatic change , mass extinctions , reversal of magnetic field and formation of some large mineral deposits are somewhat temporally related to mantle plume activities and generation of large igneous provinces. Finally , a brief review is made on the current investigation on mantle plumes and large igneous province in China.

Key words : mantle plumes ; large igneous province ; geologic consequence

区域流体地质填图研究中的几个关键问题

夏 林^{1 2} , 车 遥² , 吕古贤¹ , 郭 涛¹ , 舒 斌¹

(1. 中国地质科学院 地质力学研究所 ,北京 100081 ; 2. 中国地质大学 能源地质系 ,北京 100083)

现代地质科学一个重要进展便是认识到流体参与了绝大多数地质作用过程,自从流体包裹体被运用到地质过程研究以来,对于单个矿床的流体研究一直是矿床学研究的热点。现在越来越多的学者认识到在一个区域尺度上流体在地质作用过程中所扮演的重要性,区域流体研究已经成为现代地质研究中的一个热点。20世纪80年代,欧洲一些国家开展了不同构造-地质单元的流体包裹体地质填图,Oliver(1990,1991)发现流体在构造驱动下可以运移数百 km 甚至上千 km, Stern等(1992)利用同位素对美国东部变质地体的区域流体运移进行了研究,董方浏等(2001)利用流体包裹体对云南省三江地区巍山—永平矿集区进行了成矿流体地质填图试验,蒙义峰等(2002)对长江中下游铜陵地区进行了流体地质填图。区域流体地球化学研究目的和方法是,在一个矿集区的范围内,研究并建立区域流体系统的时空演化结构,确定流体的来源-输导-汇集系统,揭示区域流体与成矿作用之间的耦合关系,通过区域流体综合信息研究,预测区内隐伏矿床(矿体)。

开展区域流体地球化学研究,最重要的一个手段便是进

行区域流体地质填图。目前,区域流体地质填图在我国已经逐渐开展,笔者结合自己的研究,对于区域流体地质填图中的几个关键问题作一些探讨。

(1) 区域流体地质作用过程的识别标志

张成江等(2001)认为区域流体地质作用的识别标志主要反映在流体的地球化学界面上,并提出了如下的一些异常标志 ①地球物理异常标志。由于成矿流体是含大量离子(Na^+ 、 K^+ 、 SO_4^{2-} 、 H^+ 、 Cl^- 、 F^- 等)的电解质溶液,地球内部成矿流体的活动会引起流体作用区域的物质导电性的增强(Gough,1992)而形成地电异常界面,流体的演化过程对地磁结构会产生一定的影响,如流体浸出岩石中的磁性物质或者沉淀出磁性物质均会形成地磁异常界面。同时,流体活动的热效应将导致地温异常界面的形成,②地球化学异常标志。流体参与和控制了地壳中绝大多数的地质过程,在其活动过程中流体成分和性质及其演化是控制成矿元素活化迁移沉淀的直接因素,并因此决定了矿化元素的种类和分带(马东升,1997),所以成矿元素及伴生元素的分带性、地球化学原生晕、