

## 在本会第二届理事会会议上的发言

编者按：在1983年11月本会第二届理事会第一次全体会议上，到会理事就当前国内国外矿物岩石地球化学的发展现状、趋势和我们应该注意的问题，分别作了发言。为了向本会在各地的会员报道这次会议专家们的重要议论，借以交流情况，提出问题，吁请注意，推动我国矿物岩石地球化学事业的发展，我们特请到会理事将自己的发言整理出来，分批发表于下。当时因事未能到会的理事，我们也请他们一样就这个问题写出自己的意见，如这里刊载的徐国庆同志的文章便是。对此，我们谨代表本刊读者向他们表示感谢。

# 从板块构造展望岩浆岩石学

吴利仁

1981年在日本东京、箱根召开的国际“岛弧火山作用”学术会议和1983年在西德汉堡召开的国际大地测量和地球物理联合会（IUGG）第18届全体大会中，与国际火山学及地球内部化学协会（IAVCEI）有关的学术会议都是以板块构造说为支柱的。现在，以两次会议的内容为主体，结合其它方面的一些资料，扼要地介绍一些国际动态，然后再对我国今后岩浆岩石学方面的工作提出几点建议。

### 一、大洋中脊

大洋中脊是生成洋壳物质的出口，是海底扩张和板块构造理论的出发点。近年来的研究表明，在大洋中脊轴部都普遍存在浅岩浆房（轴部岩浆房）。因此，一般认为形成洋壳的火山岩及侵入岩由导自地幔的母岩浆在轴部浅岩浆房中分异的可能性远远大于岩浆直接从地幔深处贯入和喷发。

曾有人设想大洋中脊散失热量很可观的一部分是通过靠近扩张中心的热液循环完成的。这种情况首先直接在东太平洋的加拉帕各斯扩张中心得到证实（Weiss等，1977）。沿加拉帕各斯裂谷的轴部在几处发现了20℃的热液流（Corliss等，1979）。1979年发现的Rise热液区，于宽500米，长6.2公里的新火山内，至少有12个独立的“黑烟囱”（“Black Smoker” Chimney）群集区。这才有可能首次对洋脊轴部热液流直接加以估价（Rise，1980；Macdonald等，1980；Ballard等，1981）。每个烟囱流出的热量为 $10^7$ 卡/秒，被多金属硫化沉淀物染黑的水的温度达350℃，流速为1—3米/秒。每个“烟囱”的寿命约10年左右。洋底烟囱周围的多金属硫化物矿床具有经济价值。这种洋底高温热液活动与大洋中脊扩张速度有函数关系；常与中等及快速扩张有关；与慢速扩张联系甚少。

大洋中脊具有缓慢的扩张速度（ $<5.0$ 厘米/年）时，常有1.5—3.0公里深的裂谷；中等

扩张速度(5.0—9.0厘米/年),则裂谷缩小到看不清楚;快速扩张(>9厘米/年),则于大洋中脊轴部形成线状火山膨胀体。

经过详细的研究,发现扩张轴部形成一个近期的或较新的火山岩带,一般宽1—2公里。主要由玻璃质熔岩流组成,缺失沉积层。在缓慢扩张速度的情况下,轴部以具不连续的中央火山链为特征(Atwater, 1979)。于中等扩张速度是,除被雁行平移断层切割部分(<1公里)外,沿扩张脊走向分布的火山是连续的。席状玄武岩流于轴部最大厚度仅50米(Allmendinger等1979; Crane, 1979)。于快速扩张情况下,则轴部的火山变化甚大,甚似拉长的夏威夷型盾状火山,周围坡度甚缓,顶部有因塌陷而生成的裂谷带(Lonsdale, 1977; Rea, 1978, 1981)。沿新火山带的一侧,在宽1—3公里范围内形成强洋壳裂隙带。这些裂隙平行洋脊,每条裂隙宽0.3—3米,为冷海水进入新生成洋壳的通路(Crane等,1977; Lister, 1977)。离轴5—30公里,断裂活动性减弱,岩石板块主要变为刚硬的。

此外,还发现了裂谷的伸长和扩张中心的雁列超复等现象。

## 二、地 幔

近几年来,一个最活跃的研究课题集中于地幔的非均一性及其分层。目前主张单一地幔结构的人并不多,但这种认识还有所反映。例如White和Hofmann(1982)根据萨摩阿熔岩的新Nd和Sr同位素数据认为大洋岛屿的岩浆不是来自弱分异的下地幔,而是来自复循环的洋壳。并提出一个模式来解释被上浮的、冷的大洋俯冲板块的牵引而形成整个地幔周期性对流的机理。此俯冲的板块被认为集聚于核-幔交界处,以超过10亿年的时间自身所产生的热量而上浮。

双层地幔最一般的模式是下地幔除了去气和排除一些金属相形成地核外,相对来说未经分异;而上地幔由于产生了大陆地壳,而经受了较多的分异。该模型主要基于大洋中脊玄武岩(MORB)、洋岛玄武岩(OIB)和大陆溢洪玄武岩(CFB)中Nd和Sr同位素成分结合大陆漂移和板块构造而建立的。大洋中脊的玄武岩来自亏损的上地幔岩浆库。OIB和CFB则来自未(微)分异的下地幔,大概是由下地幔上升的热缕(Plume)引入上地幔的。位于670公里地震不连续处的亏损的上地幔化学库可能正是双层地幔的分界。这个模式有两个含意:1.产生地球热能的元素(K、U、Th)绝大部分储存于下地幔中,2.在地幔中有两个对流层。

Schubert和Spohn(1981), Spohn和Schubert(1982)认为下地幔富U、Th和K是不可能的,由于无法使产生的热量通过上、下地幔间的热边界层。

此外,尚有人建议有一个第三地幔岩浆库,至少有一些大洋岛屿玄武岩导源于此处。有人主张在大陆岩石圈的地幔部分可能尚有一个第四地幔化学库,其化学成分明显地不同于洋壳下的地幔,富含不相容元素,可能已几十亿年独立于地球的其它地幔部分。

## 三、俯 冲 带

海沟是大洋岩石圈板块俯冲的入口,它的状态对板块的俯冲有直接的影响。研究表明,就太平洋的海沟来说,俯冲板块的年龄愈老,则当时的海沟愈深。地槽的最大深度(D)与俯冲板块年龄(t)间的关系可用下式来表示 $D_{\text{最大}} = 2886 + 48.56t$ (百万年)(Hilde等, 1983)。

海沟愈深，则板块的俯冲速度愈大，故板块的质量是板块运动很重要的驱动力。

由于玄武岩壳的密度较低，所以年青的大洋板块即使被压入软流层以后仍可浮起。但在足够压力（约40公里深处）及温度下则低密度的玄武岩（约2.9）可转变为高密度的榴辉岩。如此种情况发生，则各时代的俯冲板块均可下沉。但是，秘鲁中部由于热流值低，阻止了相变，因之是一个上浮的板块。此种上浮俯冲引起中震，而无火山活动(Sacks, 1983)。

从流变学的角度出发，认为向下俯冲的板块具备积聚应力和释放应力的部分有诱发地震的能力。Wortel (1983) 根据震源深度的精确测定结合岩石圈在海沟中的褶曲估算了因岩石变形而引起地震的临界温度 $T_{cr}=580\pm 70^{\circ}\text{C}$ 。然后利用Stacey (1977) 关于地幔熔点的曲线( $T_m$ )，而得出 $T_{cr}=BT_m$  (°K)， $B=0.54\pm 0.04$ 。总的说来，俯冲带地震发生于100—700公里之间，其温度小于临界温度 $T_{cr}$ 。

Norike Sugi等(1983)把大洋板块的生命分为“冷却时期”(cooling time)和“同化时期”(assimilation time)两个阶段。冷却时期相当于板块达于海沟时的年龄( $A_c$ )。同化时期相当于自板块俯冲至因热传导完全熔蚀并同化于周围软流层之中，从而失去诱发地震能力的时间，并进行了计算。

俯冲增生(Subduction accretion)已为地质工作者所熟悉，最近又提出沉积俯冲(Sediment Subduction)的概念。对大洋高原的成因以及在大洋板块俯冲过程中其产生的影响均有详细的阐述。

#### 四、岛 弧

澳大利亚Roots (1981)提出了岛弧、弧后盆地的形成和地幔对流板块运动的模型，一类是海洋板块单一俯冲型和另一类为海洋板块和大陆板块互相作用，形成似推复体构造。

日本学者根据火山类型进行构造分析。指出复合成因火山多在火山弧的大洋一侧的压应力区，多为安山质岩浆；而独立的单成因火山多在弧后拉张区，常为基性、碱性岩浆。

Kobayashi (1981)提出了板块消减作用四阶段旋回的模式。消减作用第一阶段为弧前火山作用，大洋板块开始下插，但尚未达到足够深度产生岛弧岩浆作用。但岛弧下面的地幔尚未受冷板块下插而降温，所以当有足够的 $\text{H}_2\text{O}$ 和 $\text{CO}_2$ 时也可以形成安山质或富镁的岩浆。如果包含岛弧的上复板块向大陆移动，产生张力，常出现橄辉玻安岩的喷发；反之，如果大陆板块不动或向海洋移动，则以压应力为主，岩浆就不易喷发。第二阶段大洋板块下插到相当深度（如100公里），并熔融和积聚于岛弧之下，因而造成岛弧上升，产生大的重力正异常、高热流和相对低的地震波速等现象。以压应力为主。第三阶段上地幔部分熔融积聚了大量岩浆，上复板块产生了拉张力，而产生了弧后扩张。由于积聚的岩浆上侵和冷却，导致弧后区下沉。第四阶段为下沉板块从大洋板块分裂并瓦解，瓦解的大洋板块很快下沉。此时弧后拉开区以及整个岛弧皆以张应力为主。有些地区可以缺失第三阶段。

高镁安山岩是岛弧地区一种很特殊的岩石。岩石化学发分 $\text{MgO}>7-8\%$ ， $\text{SiO}_2$ 50—60%。矿物成分的特点是斑晶主要由镁橄榄石( $\text{Fo}_{87-92}$ )，镁质斜方辉石( $\text{En}_{80-90}$ )、富镁单斜辉石和铬铁矿( $\text{Cr}_2\text{O}_3$ 30—60%组成，一般无钛氧化物和磁铁矿。久城育夫等做了高镁安山岩实验，发现 $\text{Fo}_{80}$ 与斜方辉石在17千巴，1030—1040°C在水饱和条件下平衡。故高镁安山岩浆是含水上地幔橄辉岩部分熔融生成的，而且未经历大量结晶作用便快速上升

到地表的。

橄辉玻安岩 (Boninite) 是一种无斜长石的高镁安山岩。其含水量可达 7%。其成因可能与高镁安山岩相似。

高镁安山岩的另一个变种为富玻辉橄玻安岩 (Sanukite)。它是一种酸性的含古铜辉石和橄榄石斑晶的安山岩富玻璃的变种。

对岛弧富钾安山岩、钙碱性安山岩、玄武岩浆的成因也提出了各种模型。

## 五、地幔热缕、热柱及热点

地幔热缕 (mantle plume) 的含意是一个从地幔上涌的、范围较小的热流物质有效地将物质及热能从地球的深层带至高层位。其中柱状热缕被称为热柱 (cylindrical plume), 当其达于地表时便构成热点 (hotspot) ——火山岛。

关于地幔热缕、热柱的生成机制已提出许多模型。例如 Ian Kay (1983) 认为产生热缕、热柱的物质来自上下地幔间的界面 (深 670 公里)。对已提出的、解释这种界面性质的三种机制进行了评述。这三种机制是: 1. 横越 670 公里处有很大的粘度变化; 2. 横越 670 公里处地幔物质平均原子量迅速提高; 3. 于 670 公里处的相变影响。根据冰川的回弹数据, 几乎需要一个等粘度的地幔纵剖面, 故第一个机制被排除。根据压力相当 670 公里的金刚石压砧相变实验 (尖晶石 → 镁方铁矿 + 钙钛矿) 的数据来看第二种机制是有可能的。上述实验中获得的  $\Delta\rho$  与地震观测值非常吻合。就第三种机制而言, 根据以往的分析结果, 认为相变本身并不能给对流招致任何障碍。但对相变重新加以分析研究, 则认为起码放热及吸热的相变对对流的循环作用的径向构造是有影响的。

Vollmer (1983) 根据对东非 Virunga 火山地区的研究认为形成火山活动的流体可能来自相对原始的下地幔, 这是由于上地幔对流的回流形成的冷底层阻止了下地幔的排气作用。这些流体只有在一些脆弱部位, 打破这个盖子, 而进行集聚。这种来自下地幔的流体柱不仅限于大陆地区, 也见于并且交代大洋岩石圈。与大陆裂谷火山作用相似, 有两种板内大洋岛屿火山作用, 1. 直接由上升流体引起的火山作用; 2. 受交代的地幔部分熔融而引起的火山作用。前者的  $^3\text{He}/^4\text{He} > \text{MORB}$ , 而后的  $^3\text{He}/^4\text{He} < \text{MORB}$ 。

## 六、岩浆房

一般认为岩浆由岩浆房远比自深部直接喷出地表的可能性大, 尤其对中、酸性岩浆言更是如此。用地震波法对火山活动的监测也证实了这一点。

火山爆发持续的时间与间隔时间的长短都是浅部岩浆房的岩浆供给率 (MSR) 和岩浆喷射率 (MDR) 的相互变化所引起; 岩浆供给率可用喷发物质量为每一喷发序列所持续的, 总的时间所平分来表示。而岩浆喷射率则为喷发物质被每一次喷发持续时间所平分。当  $\text{MDR} \sim \text{MSR}$  时, 则喷发犹如一个连续事件, 可持续几个小时; 如  $\text{MDR} \gg \text{MSR}$  时, 则喷发的特征是在几分钟到几天时间内有一系列短促爆发。

侵位于地壳 (<10 公里的岩浆与围岩间存在着很大的温差, 这个温差促使岩浆很快地丧失热量并在围岩中产生很大的热应力。此种热应力导致围岩破碎而坠入岩浆中。半径小于 1 米的顶蚀岩块下沉缓慢, 有足够时间进行熔化, 使岩浆发生混染, 这种机制在岩浆房上部

1公里范围内最显著。以此可以解释因何达于地壳表面的过热岩浆（即无晶体）是很少的。这是由于坠入岩浆顶蚀的岩块促使岩浆冷却开始结晶之故（Furlong等，1983）。

Sparks等（1983）认为岩浆房动力学行为主要受岩浆结晶时密度的变化所控制。引入分离密度参数，而将其定义为被结晶分离作用移走的液体成分的密度。在玄武岩浆系统中橄榄石、辉石具有比岩浆较高的分离密度，因之残余液体的密度降低；而斜长石的分离密度小于玄武岩浆，使残余液体密度增高。

在岩浆中晶体结晶时，使邻近的薄层液体的成分发生变化，由此引起这层液体比重的变化大于因温度引起的变化。这种液体可因对流分离作用而离开生长的晶体。这种机理被认为是分异作用进而变为对流分离作用（Convection fractionation）的主要原因。这种作用可导致成分分层，不必借助大量的结晶作用迅速形成熔体的强分异作用，促进堆晶后的晶体继续生长，以形成堆晶岩。于开放系统中交互的分异作用和岩浆房的补充作用可导致形成成分分层、堆晶岩中的层理、使某种岩浆成分在火山岩组合中占优势。

McBirney（1983）根据理论研究结合简单的水溶液结晶实验对一般火山现象提出一些新认识。指出强分异富挥发分的岩浆爆发是岩浆房上部上浮液体集聚的结果。当岩浆房边部的岩浆结晶时，由于重成分的相对亏损，则生成一层比内部弱分异熔体较轻的液体。上升的液体及上浮边缘液体层的分凝，使富 $\text{SiO}_2$ 、碱质和水的分异的岩浆得以集聚。这种机制可以解释在成熟的火山中高度的分异作用及带状或双峰态（bimodal）岩浆的集聚。并可以解释火山爆发的量级及其休眠持续的时间。

## 七、岩浆爆发的物理过程

对裂隙火山爆发机制进行了计算，得出裂隙喷发停止主要由于岩浆源中超压的耗尽，而岩浆通道冷却的作用并不大的结论。并可以此概略地推测火山爆发持续的时间及最后爆发的总量（Fedotov，1983）。

定向爆发（direct blast）是指在老火山机构中，粘度大、气体多的岩浆侵位于较浅处，而向一定方向爆发。使部分火山破坏，形成一个马蹄形火山口，向着爆发的方向开口。定向爆发是最大破坏性、灾难性的火山活动事件。圣海伦斯火山爆发就是一例。此种现象常在安山质火山长期休眠以后发生。于爆发前有长期的地震活动，愈来愈强烈。而火山机构有不对称的变形，局部上升达50—100米。据此，可以预测定向爆发的方向。对爆发物质的堆积、分布亦进行了较详细的研究。

## 八、岩浆的混合作用

一些岩石学者认为岩浆的混合在自然界是常见的。正从理论及实验两方面入手加以研究。

碱性岩石系列中的中性火山岩如粗安岩和钙碱性系列中的安山岩常具有非均质的特点。最常见者为在分异的寄主岩浆中有基性“包体”。这些包体的形态很似基性岩枕。根据以下特征可与一般捕虏体（Xenoliths）相区分：滚圆的外形、与寄主熔岩间的细褶皱接触面、冷凝边、放射状裂隙、气孔化的核心。酸性寄主熔岩与基性包体间的相互作用的证据很多，围绕包体生成中性成分的反应边（扩散边——diffusion aureoles）近接触面寄主岩中的气孔构造、一些包体的非均一性（含一些更基性的同源包体）。同时还出现一些带状或乳滴

状熔岩。包体和基质的组分明显地反映非平衡过程：不相容矿物的共存，并产生它们之间的反应物（在粗面岩中橄榄石及磷石英具斜方辉石外套）、同一种矿物的成分变化很大（如斜长石和辉石）、复杂的反环带构造、斑晶包围于性质不同的基质中（如玄武岩基质中的透长石）导致增生。

所有上述现象是由于具有斑晶的不同的岩浆逐渐混合和相互作用造成的。如果混合作用高度完善，则于两个成分极不相同的端元组分间的所有中间成分将共存。所以一些中性岩石如粗安岩和安山岩可能是岩浆混合生成的；但这是同源岩浆（Cogenetic magma）的混合（Gourgaud, 1983）。

岩浆房中岩浆混合的机制主要有两种方式：一是岩浆房较小，火山活动频繁，岩浆房周期性地为新岩浆所补充，并与以前分异的岩浆相混合。这种岩浆混合是在相对“动”的情况下进行的。二是岩浆房的规模较大，由于岩浆分异、结晶分异或岩浆自下部的补充等，先生成层状岩浆房，岩浆的混合借助各层的倒转，这种岩浆混合是在相对“静”的条件下进行的。

Huppert等（1983）用实验来探讨岩浆房自下部补充热的、密度较大的岩浆某些方面的流体动力学行为。当流体为具一定粘度的水溶液时，下层冷却、结晶，使残余液体的密度降低，当其密度与上层液体者相等时，便突然发生倒转，内部混合。这种模式适用于玄武岩岩浆房，因其粘度变化不大。至于钙碱性岩浆房，岩浆粘度的变化可达5个数量级，将导致不同流体动力学效应。用冷甘油盖在比重较大的热 $\text{KNO}_3$ 溶液之上，对上述情况已做了模拟实验。一个引人注目的情况是密度较轻的液体立刻不断地从分界面上释放出来，如缕状上升。继而其中有结晶作用发生，并有晶体散落，有一些混合，并在顶部沉积一层已遭到亏损的 $\text{KNO}_3$ 溶液。层间转移过程受分界面效应所支配，尤其是粘度偶合（Viscous Coupling）作用向上提取粘度小的流体通过分界面进入粘度大的溶液层中、这种物理现象被一系列系统的、改变粘度比的实验所支持：当粘度比很大时，则这种混合作用进行缓慢；当各层溶液粘度比较接近时，则溶液层的翻转可突然发生。因此，粘度比的重要性大于单一粘度的变化。

在钙碱性火山岩中浆岩的机械混合作用也是常见的，有时这种混合作用仅发生在火山爆发前不久。Huppert等（1983）认为前述玄武质岩浆在岩浆房中的混合模式不能应用于钙碱性岩浆。乃提出下层热的、湿的较基性的岩浆释放出小气泡是使岩浆倒转、混合所必要的。

用碳酸盐溶液和硝酸相作用释放出 $\text{CO}_2$ 小气泡来做上述设想的模拟实验。对气体释放引起倒转及随后两层的内部混合作了研究。最近的实验表明，反应物分别保存在两层中，直到发生倒转为止。这清楚地表明通过两对流层分界面的化学成分的流动较热流动慢得多。故在同一成层的岩浆房中不同来源、不同化学成分的岩浆能独立地发展，直到它们的总密度变为相等，便会发生倒转，很快混合在一起。

### 九、同位素研究工作的进展

一个革命性创举是用 $^{10}\text{Be}$ 同位素（半衰期1.5百万年）研究岛弧俯冲沉积物的复循环。在大洋区 $^{10}\text{Be}$ 几乎完全集聚于沉积物上部几米范围内。在大部岛弧火山岩中有 $^{10}\text{Be}$ 存在，是形成岛弧岩浆的部分物质来自俯冲大洋板块的直接佐证。

近来 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值的测试表明它在来源于地幔的火山岩中变化较大。一些热点火山岩中有高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值（为大气氦的13—30倍），被认为系地幔原始物质。但洋中脊玄武岩和

岛弧火山岩的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值在大气氦的10倍以下。有趣的是有些热点形成的火山岩具有高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,其余则否。而 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值接近、甚至小于大洋中脊玄武岩者。

近几年来,在放射性同位素技术方面的一个新进展是利用了 $^{176}\text{Lu}\rightarrow^{176}\text{Hf}$  ( $\lambda=1.94\times 10^{-11}\text{Yr}^{-1}$ )衰变反应(Patchett等,1979,1980)。Lu、Hf的性能和Sm、Nd很相似。大陆地壳有比较低的Lu/Hf比值,亏损的地幔有一个较高的Lu/Hf比值。地幔中Lu/Hf比值的相对变化大约为相应Sm/Nd比值变化的2倍。以Lu/Hf的研究为基础,结合Sm-Nd同位素研究则大洋中脊玄武岩来自地幔亏损的绝大部分(具有最高的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 和Lu/Hf比值),大洋岛屿玄武岩来自比值低的地幔与整个地球的比值相近。过去几年氧同位素的应用有显著增加,特别用以检测来源于地幔的大陆岩浆岩中地壳物质的混染程度。

## 十、板块构造与矿床

地质工作者把许多矿床的成因日益紧密地与板块构造联系起来。如洋隆上大洋盆地中的块状硫化物矿床(Rise热液区的发现直接阐明了其成因),海底火山成因的硫化物矿床、与环太平洋消减带有关的斑岩型铜、钼矿床及锡矿床,以岛弧为边界的边缘盆地的石油与天然气矿床。随着板块构造理论的发展,这方面的论述也日益增多。

## 十一、几点建议

通过上述情况,感到近几年来地球科学的各个方面都进展很快,印象最深的有以下三点:

1.在地球物理和地球化学坚实的工作基础上,板块构造理论正蓬勃地向前发展,它显得更成熟,更有生命力。它的作用和影响在地球科学的各个方面都显示出来。当前地球科学发展的趋势是着重在大洋地区对新生代以来的板块运动及有关问题进行研究。

2.由于探测技术、分析技术、实验技术、计算技术等进步,对所有重要课题均进行综合研究,地球科学正逐步向纵深发展;在一些方面由定性走向定量。

3.象岩浆岩石学这样的基础学科与板块构造理论合理地联系起来就显得更有活力。

为此,提出以下几点建议:

1.由于海底科学的进步,一方面促进了板块构造理论的发展;另一方面直接提供了海底资源及有关矿床的远景,因此海底的科研工作急待展开。

2.我国自中生代以来位于印度、太平洋(广义的)及欧亚三大板块汇聚之处,故对我国东部环太平洋地区、西藏地区、三江地区的工作应长期、稳定保留一定力量深入下去。特别在岩浆岩研究方面更是如此。不独可以深入地研究上地幔的物质组成及结构、岩浆的成生、发展与演化以及区域性矿床的成因;反过来亦可丰富、完善板块构造理论。

3.我国亦有研究古板块构造的有利条件,如秦岭、“内蒙地轴”,祁连山、天山……等地区。这方面岩浆岩的工作是大量的。

4.我国西南暗色岩建造(以峨眉山玄武岩为代表)可与世界知名的德干高原玄武岩、卡鲁玄武岩等媲美,对这方面的研究工作应投入一定力量。

5.同位素是研究板块消减作用、地幔的不均一性及分层等的一个有力武器,当前急待开展Be、He、Lu、Hf同位素的研究工作。

6.大力加强物理探测、分析测试、模拟实验、计算技术等。