

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

蛇绿岩的地球化学研究

张旗 钱青

(中国科学院地质研究所, 北京, 100029)

王焰

(西北大学地质系, 西安, 710069)

贾秀琴 韩松

(中国科学院高能物理研究所, 北京 100083)

内容提要 蛇绿岩有不同的地球化学类型, 但基本的是岛弧拉斑玄武岩(IAT)和洋脊玄武岩(MORB)两种。蛇绿岩的玄武岩大多数是 LREE 亏损型, 如 N-MORB 和 IAT。E-MORB 的 LREE 略富集是 N-MORB 与 OIB 混合造成的。文中讨论了变质作用和水岩交换作用对蛇绿岩的改造, 鉴于变质岩区蛇绿岩地球化学研究往往出现多解性, 作者认为, 当前至关重要是在研究思路和方法学上要有一个突破。

关键词 蛇绿岩 地球化学 变质作用

蛇绿岩通常产于板块结合带, 该带是地球上构造变动最剧烈的地区, 经历了板块之间的俯冲、碰撞以及构造的叠加改造作用, 其间包括岩浆活动和不同程度的变质作用的干扰, 严重时可以使蛇绿岩面目全非, 改造成所谓的“蛇绿混杂岩”。构造的挤压、剪切和叠覆作用甚至可以丢失部分蛇绿岩的岩石组合, 极端的情况下仅保留地幔橄榄岩或玄武岩或变质基性岩。在这种情况下, 地球化学几乎成了唯一的恢复蛇绿岩面貌的手段。

蛇绿岩地球化学研究的任务主要是为恢复蛇绿岩的原始面貌服务, 其次是探索古洋盆的形成、演化及其所反映的板块构造格局和深部地幔过程。

蛇绿岩的组成岩石很多, 关键是要抓住玄武岩和地幔橄榄岩这两头。玄武岩是蛇绿岩地球化学研究的最佳对象, 尤其是受变质和蚀变影响小的岩石。

1 蛇绿岩的地球化学类型

1.1 蛇绿岩地球化学类型

蛇绿岩有不同的地球化学类型, 但基本的是岛弧拉斑玄武岩(IAT)和洋脊玄武岩(MORB)两种。N-MORB 有独特的地球化学成分, 以中等的 Ti 和高场强元素(HFSE), 相对亏损大离子亲石元素(LILE)和 LREE 为特征。与 N-MORB 相比, IAT 亏损 HFSE 和富集 LILE。在消减带之上的岛弧和弧前环境形成的是 IAT 和玻安岩, 不成熟的弧后盆地玄武岩兼具 IAT 和 MORB 的特征, 成熟的弧后盆地玄武岩为 MORB 的; IAT 和 MORB 也可以出现在岛弧蛇绿岩中, 指示与弧间盆地环境有关。蛇绿岩中也有 OIB 的痕迹, 例如 E-MORB 即是 N-MORB 与 OIB 混合形成的。

注: 本文为国家自然科学基金资助项目(编号 49672106 和 49872027)。

本文 1999 年 4 月收到, 5 月改回, 郝梓国编辑。

1.2 蛇绿岩源区的多样性

一般认为,蛇绿岩是来自亏损的软流圈地幔的高程度部分熔融作用。最近,对西太平洋弧后盆地洋壳的同位素地球化学研究表明,需要有多种来源才能解释熔岩同位素组成的多样性^[1]。这里包括:① 亏损不相容元素的类似 MORB 源区的组分;② 富集不相容元素的类似于 E-MORB 或 OIB(洋岛玄武岩)的源区;③ 富集不相容元素但亏损高场强元素(HFSE)的源区(可能是一种受到消减作用影响的源区)。看来,认为蛇绿岩只是来自亏损的软流圈地幔的观点应予以纠正。微量元素和同位素资料表明,蛇绿岩岩浆源区多样性的认识越来越受到重视,尤其是处于消减带之上的蛇绿岩,不但有不同地幔端元之间的混合,有消减带组分的加入,还可能含有浅部陆壳物质的混染,这就更增加了蛇绿岩岩浆成因的复杂性。

1.3 蛇绿岩的分类

蛇绿岩的分类离不开蛇绿岩的地球化学类型。例如,Pearce 等^[2]把蛇绿岩分为 SSZ 和 MORB 两种类型,SSZ 即代表具 IAT 地球化学特征的蛇绿岩。当然,蛇绿岩的分类还需要考虑更多的因素。由于在一个蛇绿岩或蛇绿岩带内会出现不同地球化学类型的玄武岩,因此,单纯的地球化学分类有其不足之处。例如,已经知道,特罗斯斯蛇绿岩的枕状熔岩包括 N-MORB、IAT 和玻安岩成分的岩石,在日喀则和班公湖—怒江蛇绿岩带内也已鉴别出 MORB、IAT 和玻安岩^[3,4],被称之为日喀则型,代表特提斯类型的小洋盆环境^[5]。相应的,还分出双沟型(仅出露 MORB 成分的玄武岩,代表裂谷小洋盆环境)和北祁连型(出现各种类型的玄武岩及玻安岩,代表与大洋盆的地体构造有关的环境)^[5]。

2 洋脊玄武岩(MORB)与岛弧拉斑玄武岩(IAT)

2.1 N-MORB 和 E-MORB

如图 1a 所示,在大洋盆或小洋盆或弧后盆地扩张中心之下的软流圈地幔主要是由弱亏损的二辉橄榄岩组成的,LREE 略亏损,HREE 丰度约为球粒陨石的 1~2 倍。由这种地幔源区中等至高程度部分熔融形成的玄武岩,保留了 LREE 略亏损的分布型式,HREE>10 倍的球粒陨石,La/Nb 和 Th/Ta 比值接近相等,Zr/Y(2~3)、Ti/V(20~40)值中等^[2, 6, 7],即通常所说的 N-MORB。分熔出玄武岩之后留下来的残余地幔为方辉橄榄岩(可以含少量的单斜辉石),大多仍保留了 LREE 亏损的型式,HREE 丰度则相应降低(图 1a)。如果在扩张脊有热点叠加,如冰岛的例子,热点玄武岩具 OIB 的特征,来自 670 km 处的上下地幔之间或约 2900 km 处的核—幔边界之上的“D”界面^[8],是 LREE 强烈富集型的^[7]。少量 OIB 与 N-MORB 的混合即形成了 LREE 略富集的 E-MORB,相应的 La、Nb、Th、Ta 丰度略增加,但 La/Nb 和 Th/Ta 值不变(因为,不论亏损地幔或富集地幔,它们的 La/Nb 和 Th/Ta 比值均大体相等^[2, 6]),由于 Zr 和 Ti 丰度增加,导致 Zr/Y 和 Ti/V 值相应增大。

2.2 IAT

岛弧蛇绿岩位于消减带之上,是由于消减带之上的地幔楔发生了地幔对流导致新洋壳的形成而出现的(图 1b)。岛弧洋壳之下的软流圈地幔是萃取出 N-MORB 之后留下来的方辉橄榄岩,比 N-MORB 源区的地幔更加亏损 ΣREE 和 HFSE^[9](图 1b),因而是更难熔的。只是由于有来自消减带的水的加入,降低其固相线温度,才使之再次发生部分熔融。由于地幔源区亏损 HFSE 和 HREE,还由于消减带中带入的水富集 LILE,因此,在这种情况下形成的 IAT 必定是富集 LILE 和亏损 HFSE 的,TiO₂ 含量低(平均为 0.8%^[6]),HREE 低(Yb 通常不到球粒陨石

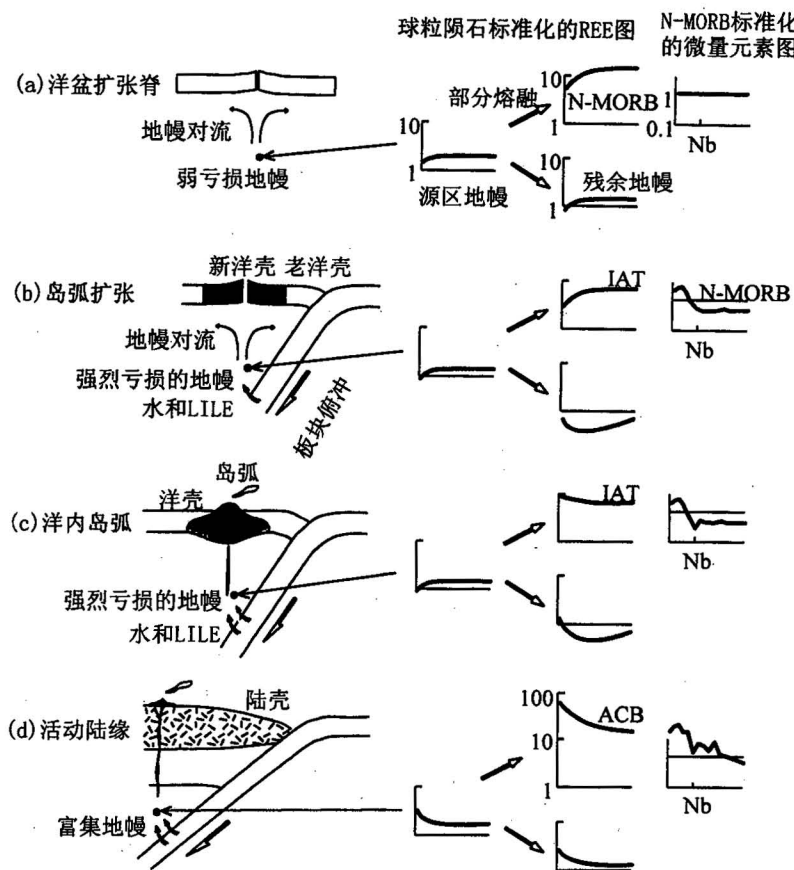


图1 不同环境玄武岩的形成机制及地球化学特征

Fig. 1 Forming mechanism and geochemical characteristics of basalts from variant tectonic settings

N-MORB 标准化的微量元素分布图中,从左到右的元素排序为:Cs, Rb, Ba, Th, U, Nb, K, La, Ce, Sr, Nd, Sm, Ti, Gd, Dy, Y, Er, Yb 和 Lu^[6],图中仅标出了 Nb 的位置

In the N-MORB normalized trace element distribution diagrams, the elements are arranged from left to right in order: Cs, Rb, Ba, Th, U, Nb, K, La, Ce, Sr, Nd, Sm, Ti, Gd, Dy, Y, Er, Yb and Lu^[6]. Only Nb is marked in the diagrams.

的10倍)。在N-MORB标准化的微量元素分布图中,亏损右侧的HFSE和富集左侧的LILE(图1b)。相应的Th/Ta值增高,Zr/Y和Ti/V值降低。分熔出IAT后留下的残余地幔(由方辉橄榄岩和纯橄岩组成)通常表现为“V”形的REE分布,这是由于残余地幔的REE丰度很低,稍微一点LILE的带入就会使LREE增加。

IAT除了可以出现在岛弧蛇绿岩中,也可以出现在不成熟的洋内岛弧火山岩中。为了对比,图1也展示了岛弧玄武岩(IAT)和活动陆缘玄武岩(ACB)的微量元素特征。岛弧玄武岩的形成机制与岛弧蛇绿岩相同,区别仅在于IAT更多的为REE平坦或LREE略富集的分布,在N-MORB标准化的微量元素图中Nb和Ta有一明显的负异常(图1c),反映La和Th相对Ta和Nb的富集作用。

活动陆缘之下的地幔楔通常为富集地幔,因此,部分熔融产生的玄武岩(ACB)必定为

LREE 富集型的(图 1d)。由于岩浆上升时穿过较厚的陆壳,有机会与陆壳发生混染作用,因此,ACB 不仅高度富集 LILE,还富集 HFSE(与 IAT 比较)。N-MORB 标准化图中 Ta、Nb 为明显的负异常,Sr 则往往为一正异常^[10],这是由于陆壳中 Sr 含量高造成的。

2.3 岛弧蛇绿岩与岛弧火山岩

岛弧蛇绿岩这个术语已较少使用,通常指具 IAT 地球化学特征的蛇绿岩。与其它类型的蛇绿岩一样,岛弧蛇绿岩的喷出岩也主要是玄武岩,极少有中酸性火山岩出露。而岛弧火山岩的成分相当广泛,包括玄武岩、安山岩和流纹岩,玄武岩中有 IAT、钙碱性玄武岩(CAB)及少量碱性玄武岩(AB)。岛弧蛇绿岩和岛弧火山岩均形成在消减带之上,前者伴有海底扩张作用,导致新洋壳的产生(图 1b),而后者仅有火山物质的喷出,它可以覆盖在新的或老的洋壳上(图 1c),也可覆盖在具较薄陆壳的活动大陆边缘上(图 1d)。二者均来自消减带之上的地幔楔,因此,在地球化学性质上有类似之处,尤其是岛弧蛇绿岩的 IAT 几乎与岛弧火山岩中的 IAT 无法区分(图 1b 和 c)。如上所述,岛弧蛇绿岩的 REE 分布是 LREE 亏损的,尽管有来自消减带的 LILE 和 LREE 的加入(如:特罗多斯、阿曼、巴布亚新几内亚^[7, 11])。岛弧火山岩中 IAT 的 REE 分布变化较大,可以是 LREE 亏损或平坦的或稍微富集的(如:South Sandwich, 汤加^[6, 7, 11])。岛弧火山岩中的 CAB 和 AB 由于穿过较厚的陆壳,与陆壳物质发生混染作用, LILE 更加富集,是 LREE 中等或强烈富集的^[6, 7, 11, 12]。如果消减带之上的陆壳较厚或有古老陆壳基底,则可出现活动大陆边缘型火山岩组合,后者以安山岩和流纹岩占优势,玄武岩是次要的,它们的 REE 丰度无一例外均是 LREE 富集型的(图 1d)。

3 变质作用对玄武岩地球化学性质的影响

3.1 变质作用对原岩性质的改造

变质岩地球化学研究目前大体遵循两个步骤:① 恢复变质岩的原岩;② 对该原岩进行地球化学研究。例如,一套绿片岩,经过种种方法恢复为玄武岩,即按照玄武岩的方法进行研究。其前提是变质作用是在等化学状态下进行的。问题在于,变质作用实际上是一个开放体系,变质作用对原先岩石改造的程度究竟有多大,现有的地球化学方法对变质岩地区适用的情况究竟有多大的可靠性人们还不清楚。最近的研究发现,任何一个变质反应都与流体作用有关,水-岩交换作用可以贯穿于变质作用的全过程^[13]。一般认为,在水-岩交换过程中只有活动元素迁移,而非活动元素比较稳定。据了解,对变质达绿片岩相的岩石来说, LILE 和某些主元素已经明显受到了影响。这时,主元素已经不能完全等同于原先的火成岩成分了。通常的情况是: Si、Mg、Al、Ca 含量会有不同程度地降低, Fe 含量略升高, K、Na 含量可能会有很大的变化, 仅 Ti 的含量比较稳定^[14]。在扩张脊附近发生海水热液蚀变作用时, Ti、Zr、Y 和 Nb 似乎是不活动的, 而 LREE 却富集了, 其中还选择性地富集 La、Pr 和 Eu, 相对亏损 Ce 和 Sm^[15]。O'Hara 等^[16]在研究南阿巴拉契亚兰岭地区的糜棱岩时发现, 与原岩对比, 糜棱岩中富集 Ti、P、Zr、Y 和 V, 亏损 Sr、Rb, 他们认为某些活动组分如 Si, Na, K 等的亏损或富集是由流体的带入带出引起, 而某些元素, 尤其是 HFSE 的相对富集与体积亏损有关^[17]。

某些中-深变质岩还经历了部分熔融作用, 是萃取出岩浆之后留下来的残留物, 已经不能当成岩浆岩来考虑了。如那些 Ti 和 Fe 异常富集而 Al 和 Si 偏低的岩石, 在岩浆岩中很难找到其对应物, 显然是长英质物质分离后重组的残留变质岩。许多 SiO₂ 含量异常低的(与玄武岩比较)下地壳麻粒岩往往表现为 LREE 亏损的分布, 是否能据此判定它们来源于 LREE 亏损的

源区呢?这是一个需要认真对待的问题。如何鉴别这类残留变质岩,如何估计岩浆萃取的程度,如何判断它们的原岩类型及其形成环境,目前还缺少成熟的方法。

3.2 变质岩区地球化学研究方法

变质岩区蛇绿岩地球化学研究的多解性是较普遍的现象。这主要是忽略了某些元素在经历各种变质、变形作用所发生的变化所造成的。这就提出一个问题:到底我们应该利用哪些元素作为成因与环境判别的依据?这一点对于经历了多期变质变形作用的地区尤其是一个值得重视的问题。作者认为,当前至关重要是在研究思路和方法学上要有一个突破。变质岩的研究方法应当不同于火成岩。对于火成岩,尤其是成分均匀的火山岩来说,一块新鲜标本大体可以代表一个相应层位火山岩的特征,而变质岩却不能。首先,变质岩的片理不等于火山岩的层理;其次,变质过程不是简单的封闭体系,而是有组分的带入带出。对于火成岩来说,其形成后主要经历了蚀变作用和构造作用的改造,虽然这种改造有时也很强烈,以致 LILE 提供的信息已经无法使用了,但 HFSE 大体仍保留了原岩的地球化学信息,通常原岩结构仍然保存,有的还保存了部分原生矿物,火成岩的原始性质仍然能够追踪。而一旦火成岩转变为变质岩,火成岩的原岩结构已荡然无存。有时水岩交换作用占了主导地位,再加上变质分异作用和强烈的塑性变形作用的改造,恢复原岩面貌就十分困难。因此,在地球化学样品的采集上,应当充分考虑到变质分异作用的影响。在野外岩石—构造研究的基础上,尝试采用矿床学研究中刻槽取样的方法采集组合样品。考虑到在绿片岩相条件下,浅色的长英质组分即可由岩石中分出,从而导致残留组分中 Si、Al 元素含量的降低。为此,应在露头规模上考察浅色组分分布的比例,在采样中至少应包括浅色的细脉物质。

Peter 等^[18]在研究瑞典 Bergslagen 西部地区早元古宙的变质火山岩时,为了排除各种地质作用的影响,首先对所研究的样品进行蚀变作用、结晶分异作用、地壳物质混染的鉴别,然后再考察其形成的构造环境。

除了全岩的地球化学研究之外,还应加强对变质矿物的地球化学研究。例如:板内高 Ti 玄武岩和岛弧低 Ti 拉斑玄武岩的全岩 Ti 含量差别很大,它们的辉石 Ti 含量也明显不同,说明 Ti 不仅赋存在钛铁矿中,也影响造岩矿物中元素的分配。因此,当辉石被绿泥石、阳起石和角闪石取代时,辉石中元素的分布也可能反映在上述的某些矿物中。这样,我们从现有变质矿物中 Ti 元素的分布即可了解火成岩原岩辉石中的 Ti 性状,从而推测原岩的形成环境。

4 结论

(1)地球化学标志不能孤立地使用,野外地质调查是蛇绿岩地球化学研究的基础和前提。下列 3 种情况应当予以注意:A,对于野外已确认为蛇绿岩的部分,进一步的地球化学研究可用以探讨蛇绿岩的环境和成因;B,野外已确认不是蛇绿岩的部分,地球化学判别即使它落入蛇绿岩的区域(例如:MORB 区域),也不能认为它是蛇绿岩;C,野外不能确认其是否蛇绿岩的样品,如混杂岩中的玄武岩块体,则主要依据地球化学标志加以识别。

(2)慎用 LILE,尤其对经历了变质作用原岩结构已经不被保存的蛇绿岩。这时,主元素也要慎重考虑。在大多数情况下,HFSE 可以给出有价值的信息,其中,Ta、Th、Hf 三个元素特别有用。但蛇绿岩中的 Ta 含量很低,如 N-MORB 的平均含量仅有 0.2×10^{-6} ^[6],目前只有 ICP-MS 和中子活化(INAA)方法给出的数据较可靠。

(3)蛇绿岩的玄武岩的 REE 分布是很独特的,不同于其它类型的岩石。N-MORB 是

LREE 亏损的; E-MORB 由于有 OIB 的混入而 LREE 轻微富集; 岛弧蛇绿岩的 IAT 是 LREE 亏损的, 如果来自消减带的 LREE 的加入较多, 也不排除会有 LREE 略微富集的类型。因此, 总的来说, 蛇绿岩的玄武岩大多是 LREE 亏损型的。但不能反过来认为凡是 LREE 亏损的都是 N-MORB, 都是蛇绿岩。不成熟的洋内岛弧玄武岩通常也是 LREE 亏损型的, 洋底高原玄武岩和某些大陆溢流玄武岩也有 LREE 亏损的情况, 如北大西洋第三纪玄武岩^[19]。同样也不能认为凡是 LREE 富集的就是 E-MORB。因为, 地球上的大多数玄武岩都是 LREE 富集的, 如: 钙碱性玄武岩、洋岛拉斑玄武岩、大陆溢流玄武岩、钾玄岩等等。

参 考 文 献

- 1 Volpe A M, Macdougall J D, Hawkins J W. Lau Basin basalts (LBB): trace element and Sr-Nd isotopic evidence for heterogeneity in backarc basin mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, 90: 174~186.
- 2 Pearce J A, Lippard S J, Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Marginal Basin Geology. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 1984, 16: 77~94.
- 3 Pearce J A, Deng Wanming. The ophiolites of the Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud(1985) and Lhasa to Kathmandu (1986). in: *The Geological Evolution of Tibet*(eds: Chang C, et al.). London, The Royal Society. 1988, 215~238.
- 4 张旗. 玻安岩和玻玄岩地球化学特征和成因的初步探讨. *地球化学*, 1990, (3): 207~215.
- 5 张旗. 蛇绿岩研究中的几个问题, *岩石学报*, 1995, 11(增刊): 228~240.
- 6 Sun S S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. R. Soc. Lond.*, 1980, A297: 409~445.
- 7 Wilson M. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman, 1989.
- 8 Maruyama S. Plume tectonics. *J. Geol. Soc. Japan*, 1994, 100: 24~49.
- 9 Taylor R N, Murton B J, Nesbitt R W. Chemical transects across intra-oceanic crust: implications for the tectonic settings of ophiolites. in: Parson et al. eds. *Ophiolites and their Modern Oceanic Analogues*. London: Geol. Soc. Publ. House, 1992, 117~132.
- 10 Hickey R L, Frey F A, Gerlach D C. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34~41oS): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. *J. Geophys. Res.*, 1986, 91: 5963~5983.
- 11 Pearce J A, Alabaster T, Shelton A W, et al. The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. *Phil. Trans. R. Lond.*, 1981, A 300: 299~317.
- 12 McMillan N J, Davidson J P, Worner G, et al. Influence of crustal thickening on arc magmatism: Nevados de Payachata volcanic region, northern Chile. *Geology*, 1993, 21: 467~470.
- 13 徐学纯. 变质流体研究. 见: 肖庆辉等著, *当代地质科学前沿*. 武汉: 中国地质大学出版社, 1993, 343~347.
- 14 Newton R C. Metamorphic fluids in the deep crust. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1989, 17: 385~412.
- 15 Valsami E, Cann J R. Mobility of rare earth elements in zone of intense hydrothermal alteration in the Pindos ophiolite, Greece. in: Parson et al. eds. *Ophiolites and their Modern Oceanic Analogues*. London: Geol. Soc. Publ. House, 1992, 219~232.
- 16 O'Hara K, Blackburn W H. Volume-loss model for trace-element enrichments in mylonites, *Geology*, 1989, 17: 524~527.
- 17 O'Hara K. 1994. Fluid-rock interaction in crustal shear zones: A directed percolation approach, *Geology*, 22: 843~846.
- 18 Peter J V, Henk H, Frank F B. Early Proterozoic continental tholeiites from western Bergslagen, Central Sweden, I. Petrology, geochemical petrogenesis and geotectonic setting, *Precam Res.*, 1991, 52: 187~214.
- 19 Gibb F G F, Kanaris-Sotiriou R. The geochemistry and origin of the Faeroe-Shetland sill complex. in: Morton A C, eds. *Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic*. London: Geol. Soc. Blackwell Publ. 1988, (39): 241~252.

Geochemistry of Ophiolites

Zhang Qi, Qian Qing

(Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029)

Wang Yan

(Department of Geology, Northwest University, Xi'an, 710069)

Jia Xiuqin and Han Song

(Institute of High Energy Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100083)

Abstract

There are different types of ophiolites in terms of geochemistry. Basically, the basalts from ophiolites can be grouped into two types, the island-arc tholeiites (IAT) and mid-ocean ridge basalts (MORB). Most of these basalts, for example, N-MORB and IAT, are LREE-depleted. E-MORBs are mixtures of N-MORBs and ocean island basalts (OIB), and are LREE-enriched. The impact of metamorphism and water-rock interaction on the geochemistry of ophiolites are discussed in this paper. The authors point out that a break-through in the way of study is most important at present, because the geochemistry of metamorphic ophiolites usually has multiple explanations.

Key words: ophiolite; geochemistry; metamorphism

作者简介

张旗,男,1937年9月生。1963年北京大学地质地理系毕业。现为中国科学院地质研究所研究员,从事镁铁—超镁铁岩和蛇绿岩研究。通讯地址:100029,北京德胜门外,中国科学院地质研究所;电话:(010)62008085;E-mail: zhangqi@igcas.igcas.ac.cn。