

华北地台金伯利岩岩浆活动时代讨论^{*}

The Discussion on the Ages of Kimberlitic Magma Activity in North China Platform

路凤香¹ 赵磊² 邓晋福² 郑建平¹

Lu Fengxiang¹, Zhao Lei², Deng Jinfu² and Zheng Jianping¹

(1. 中国地质大学(武汉), 430074; 2. 中国地质大学(北京), 100083)

(1. *China University of Geosciences, Wuhan, 430074;*

2. *China University of Geosciences, Beijing, 100083*)

摘要 华北地台金伯利岩岩浆活动可分为三个时期: (1) 中元古代金伯利岩和钾镁煌斑岩岩浆活动期, 以鄂尔多斯陆核边缘山西阳高岩区为代表 (1649~1811Ma); (2) 古生代金伯利岩岩浆活动, 以鲁辽陆核边缘的铁岭岩区、中部的复县和蒙阴岩区为代表 (含矿金伯利岩, 457~462Ma); (3) 中~新生代金伯利岩岩浆活动时期, 以鹤壁和涉县岩区为代表 (117~52Ma)。含矿金伯利岩岩浆活动与华北地台中奥陶世晚期的造陆抬升作用有关。这类岩浆形成时必须处于克拉通岩石圈底部有小的热扰动以及流体作用的条件, 而过高的地温梯度反而起到破坏金刚石保存的作用。

Abstract Three main periods of primarily kimberlitic magma activity can be divided, namely (1) mid Proterozoic kimberlitic and lamproitic magma activity represented by Yanggao field, the margin of Ordos continental nucleus in North China platform (1649~1811Ma), (2) Palaeozoic kimberlitic magma activity represented by Tieling, Fuxian and Menyin fields, the Ji-lu-liao continental nucleus in north China platform, the diamondiferous kimberlites were emplaced in 457~462Ma. (3) Mesozoic-Cenozoic kimberlitic magma activity represented by Hebi and Shexian fields, Ji-lu-liao continental nucleus (52~117Ma). Diamondiferous kimberlite activity related to epeirogeny and uplift of North China platform in mid Ordovician. Origin of kimberlitic magma only needs a little heat disturbance with deep-seated fluid supply in lithospheric root (the base of thick lithosphere) at shield geotherm structure. In contrast, overheating condition of lithosphere will not preserve diamonds in the mantle. Therefore, orogenic movement with rising temperature and uplifting as thenosphere is not favorable for the formation of diamondiferous kimberlites.

* 本文1994年5月3日收到, 1995年6月22日改回。

本文为国家自然科学基金资助项目(编号49472108)成果之一。

第一作者简介: 路凤香 女 1935年出生 教授 博士生导师 岩石学专业

主题词 金伯利岩 岩浆活动 华北地台 侵位时代

Key words: Kimberlite; Magma activity; North China platform; Emplacement age

分类号: P588.125

Classific code: P588.125

1 引言

华北地台分布有 8 个金伯利岩区和 1 个钾镁煌斑岩体群 (图 1), 它们分属于两个岩省 (池际尚, 路凤香等 1995)。前人已对含矿金伯利岩进行过年龄测定 (表 1)。本文除提供了含矿金伯利岩新的测年资料外, 还对部分贫矿金伯利岩作了相应的工作, 以便对地台金伯利岩岩浆活动的总面貌有所了解。厘定本区金伯利岩岩浆活动, 特别是含矿金伯利岩的时代, 正确认识稳定地台岩浆活动特征, 对了解金刚石的成矿时代以及金刚石找矿工作都有重要意义。

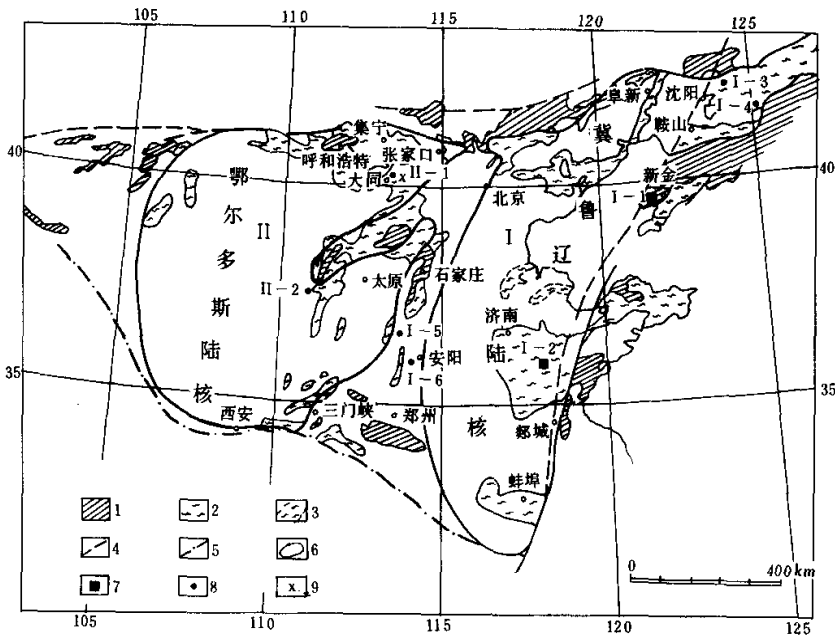


图 1 华北地台金伯利岩和钾镁煌斑岩分布图

1. 元古界露头; 2. 太古界结晶基底; 3. 隐伏太古界结晶基底; 4. 深断裂; 5. 地台边界; 6. 古陆核边界; 7. 含金刚石金伯利岩; 8. 金伯利岩; 9. 钾镁煌斑岩; I. 冀鲁辽岩省; I-1. 复县岩区; I-2. 蒙阴岩区; I-3. 铁岭岩区; I-4. 桓仁岩区; I-5. 涉县岩区; I-6. 鹤壁岩区; II. 鄂尔多斯岩省; II-1. 阳高金伯利岩及钾镁煌斑岩区; II-2. 柳林岩区

Fig. 1 Distribution of kimberlites and lamproites in North China platform

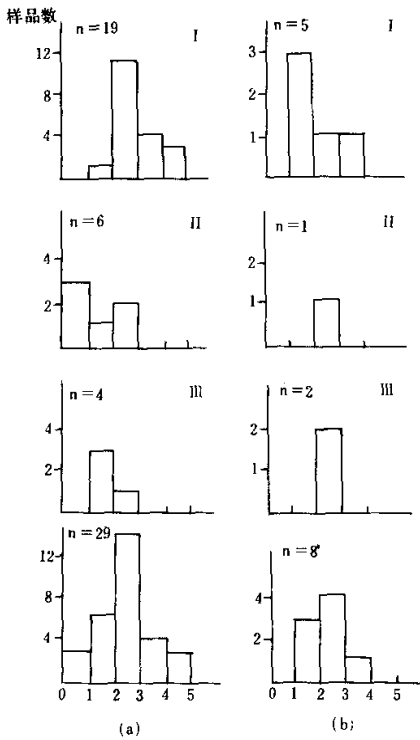


图 2 华北地台金伯利岩 37 个 K-Ar 年龄直方图

a. 蒙阴岩区, b. 复县岩区; I、II、III 代表岩带; 横座标的 0~1 为 65~230Ma; 1~2 为 230~400Ma; 2~3 为 400~570Ma; 3~4 为 570~1000Ma; 4~5 为 1000~1800Ma; 资料来源: Zhang et al. (1989), 朱源等(1989), 辽宁省第 6 地质队(1982), 杜弘祖等(1980)和韩柱国等(1982)

Fig. 2 Frequency histograms of 37 K-Ar ages from kimberlites in North China platform

然而厘定金伯利岩和钾镁煌斑岩的侵位时代具有较大的难度, 因为样品的蚀变强, 岩石具混杂特征, 矿物来源复杂等都会造成测定结果的不确定性, 相当一部分结果与实际地质情况发生矛盾. 这种情况只有通过 对岩石和矿物的成因进行详细深入的研究后才能逐步得到解决. 本文只能作为这项研究的阶段性的成果.

2 华北地台金伯利岩岩浆活动的时代

2.1 定年的结果

自六十年代末期起, 陆续发表过山东蒙阴及辽宁复县两个含金刚石金伯利岩的定年资料, 八十年代以前多数为全岩 K-Ar 定年的数据. 蒙阴岩区 K-Ar 年龄值的变化范围宽, 为 77~1584Ma, 收集的 29 件样品的分析中, 经整理 77% 以上为 234~716Ma, 如果去掉 6 个最高和最低值, 平均为 497Ma. 复县岩区的 8 个全岩 K-Ar 年龄变化范围较小, 平均为 434Ma. 两岩区的 K-Ar 年龄直方图(图 2)显示, 其高峰值均为 400~570Ma, 主要含矿岩带(蒙阴 I 岩带与复县 II 岩带)也在 400~570Ma 的区间, 从统计结果看, 这两个地区含矿金伯利岩岩浆活动的时代主要在古生代.

八十年代以后, 又有一些测年结果问世, 包括对含矿岩体所作的 Rb-Sr, Sm-Nd 等时年龄以及本课题组在华北地台厘定的钾镁煌斑岩的金云母 K-Ar 年龄, 结果见表 1.

本文提供的 Rb-Sr、Sm-Nd 同位素测年结果见表 2 及表 3.

从表 1 中可以看出:

(1) 山东蒙阴岩区金云母巨晶的 Rb-Sr 等时年龄和 K-Ar 年龄以及钙钛矿 U-Pb 年龄与上述全岩 K-Ar 年龄的平均值相近, 均变化于 457~499Ma 之间. 由于钙钛矿是基质矿物, 代表了金伯利岩岩浆最后结晶的产物, 因此我们采用它们的 U-Pb 年龄(457±7Ma)代表蒙阴岩区 I 岩带金伯利岩岩浆侵位固结的最后时间.

(2) 辽宁复县岩区斑晶金云母 K-Ar 年龄为 366~398Ma, 50 号含矿岩管斑晶金云母的 Rb-Sr 等时年龄为 462.7 ± 4.8 Ma, 与岩体的 K-Ar 平均年龄相近, 我们采用这一数值代表复县含矿金伯利岩岩浆侵位固结年龄。

表 1 前人(1980 年以后)所获得的华北地台金伯利岩及钾镁煌斑岩时代结果

Table 1 The isotopic dates of kimberlites and lamproites in North China platform from predecessors (after 1980)

作者	取样地点	样品名称	方法	年龄(Ma)
韩柱国(1982)	复县 42 号岩管	金伯利岩斑晶金云母	K-Ar 法	366
韩柱国(1982)	复县 42 号岩管	金伯利岩斑晶金云母	K-Ar 法	390
韩柱国(1982)	复县 50 号岩管	金伯利岩斑晶金云母	K-Ar 法	398
赵 磊(1988)	蒙阴胜利 1 号小管	斑状金伯利岩	Rb-Sr 全岩等时	644.34
赵 磊(1988)	复县 50 号岩管	斑状金伯利岩	Rb-Sr 全岩等时	1109.30
Bristow(1988)*	蒙阴胜利 1 号岩管	钙钛矿	U-Pb	457±7
Bristow(1988)*	复县 51 号岩管	斑晶金云母	Rb-Sr 等时	463
Bristow(1988)*	复县 50 号岩管	斑晶金云母	Rb-Sr 等时	462±4.8
朱源,毛志海 (1989*,1991)	蒙阴胜利 1 号岩管	金伯利岩岩球	Sm-Nd 等时	2511.67
朱源,毛志海 (1989*,1991)	蒙阴红旗 6 号岩管	斑状金伯利岩	Sm-Nd 等时	619.48
李佑国等 (1991)	山西阳高采 凉山饮牛沟	霓辉石-金云母 -透长石钾镁煌斑 岩中金云母斑晶	K-Ar 法	1649.98 ±17
李佑国等 (1991)	山西大同麻地 沟 23 号岩脉	金伯利岩中 金云母斑晶	K-Ar 法	1811.83 ±83.69

表注: 1. 上角 * 引自朱源和毛志海. 1989. 山东蒙阴金伯利岩同位素研究(研究报告, 山东地矿局第七地质队印).
2. 上角 * 引自 Bristow. 1988. 地矿部中英合作队研究报告(转引自表注 1).

表 2 本文提供的金伯利岩 Sr 同位素数据

Table 2 Sr isotopic dates of kimberlites

样品号	取样地点	样品名称	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	年龄(Ma)
K _{sr} -8401	蒙阴胜利 1 号岩管	金云母巨晶	47.944005	1.062883	$t=499.61$ $\gamma=0.9998$
K _{sr} -8402	蒙阴胜利 1 号岩管	金云母巨晶	35.350968	0.972202	
K _{sb} -4	蒙阴胜利 1 号岩管	金云母巨晶	57.863204	1.140139	
K _{sb} -60	蒙阴胜利 1 号岩管	金云母巨晶	89.341877	1.356854	
K _{sr} -84602	蒙阴胜利 1 号岩管	细粒金伯利岩	0.345821	0.707957	$t=765.32$ $\gamma=0.9278$
K _{sr} -80004	蒙阴胜利 1 号岩管	细粒金伯利岩	0.357399	0.708584	
K _{sb} -84017	蒙阴胜利 1 号岩管	细粒金伯利岩	0.385558	0.708137	
K _{sb} -16	蒙阴胜利 1 号岩管	细粒金伯利岩	0.502945	0.709837	

分析单位: 云南省地矿局中心实验室.

表 3 本文提供的 Nd 同位素数据
Tabel 3 Nd isotopic dates of kimberlites

样品号	取样地点	样品名称	$^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	t_{CHUR} (Ma)	等时年龄 (Ma)
K _Ⅱ -80067	蒙阴胜利 1号小管	金伯利岩	0.0740	0.512162 ±16	-9.29	-2.27	594.5	$t=7770.65$ ± 0.77 $\gamma=0.9136$
K _Ⅱ -80004	蒙阴胜利 1号小管	细粒金 伯利岩	0.0825	0.512148 ±18	-9.56	-3.03	657.3	
K _Ⅱ -80045	蒙阴胜利 1号小管	斑状金 伯利岩	0.0700	0.512093 ±15	-10.63	-3.39	658.7	
KV ₁ B	蒙阴胜利 1号小管	细粒金 伯利岩	0.0957	0.512245 ±21	-7.67	-1.89	597.0	
F50-8613	复县 50 号 岩管	金伯利岩	0.0797	0.512071 ±21	-11.06	-4.16	742	$t=5554.8$ ± 88.7 $\gamma=0.9636$
F50-8605	复县 50 号 岩管	金伯利岩	0.0818	0.512097 ±30	-10.55	-3.68	721	
F50-8353	复县 50 号 岩管	细粒金 伯利岩	0.0772	0.512088 ±12	-10.73	-3.78	705	
F1-8301	复县 1 号 岩管	细粒金 伯利岩	0.0809	0.512106 ±11	-10.38	-3.55	703	
L1-1	复县 1 号 岩管	金伯利岩	0.0654	0.512029 ±10	-11.88	-4.13	710	
L42-1	复县 42 号 岩管	金伯利岩	0.0786	0.512072 ±28	-11.04	-4.07	734	
T Ⅱ 21-8604	铁岭 21 号 岩管	细粒金 伯利岩	0.1245	0.512078 ±8	-10.92		1181	
T I 21-8612	铁岭 1 号 岩管	细粒金 伯利岩	0.0826	0.512052 ±11	-11.43		783	
T I 01-8611	铁岭 1 号 岩管	细粒金 伯利岩	0.0846	0.512123 ±13	-10.05		701	
T3-8305	鹤壁土 门 1 号	斑状金 伯利岩	0.1247	0.512463 ±19	-3.41		375	
T3-8303	鹤壁土 门 3 号	斑状金 伯利岩	0.1216	0.512431 ±9	-4.04		425	

注：1. 分析单位为地矿部宜昌地质矿产研究所。2. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ：计算蒙阴应用 $t=457\text{Ma}$ ，复县应用 $t=462\text{Ma}$ 。3. t_{CHUR} 模式年龄计算 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_{CHUR} = 0.51264, ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$)_{CHUR} = 0.1967。

(3) 从已发表的资料，蒙阴 3 个岩带侵位时间不同(图 2)，Ⅱ岩带 K-Ar 全岩平均年龄为 215.2Ma，晚于 I 岩带，第Ⅲ岩带为 365.90Ma，也晚于第 I 岩带，但复县岩区不同岩带的年龄数值相差较小。

(4) 从四个岩区(蒙阴、复县、铁岭、鹤壁)Sm-Nd 全岩模式年龄比较，铁岭最老(1181~701Ma)，复县次之(742~703Ma)但与铁岭接近，蒙阴(658.7~594.5Ma)列为第三，鹤壁金

伯利岩(425~375Ma)最年轻。

(5)所有的金伯利岩全岩 Rb-Sr 及 Sm-Nd 等时年龄都比单矿物测得的年龄老,差别可达 187~647Ma,其中以复县岩区两者差别最大,其 Rb-Sr 等时年龄为 1109.3Ma,而金云母等时年龄为 462Ma。

2.2 测年结果的讨论

路凤香等(1992)认为金伯利岩岩浆是处于地幔-岩浆-CHO^①体系中在一定的岩石圈动力学环境里形成的,金伯利岩是由地幔物质、低熔程度的钾质超基性岩浆及以 CHONS^②为主的流体这三种组分组成的混杂体系固结的。它不同于玄武岩等火山岩几乎全部由液相的熔体结晶而成,而是由一种充满晶体(地幔及深源物质解体的矿物)、充填了流体(广义的,在数量上不占绝对优势)的硅酸盐熔体固结形成,这可能是自然界至目前尚未发现过全部为玻璃质金伯利岩的原因(路凤香等 1992)。这样全岩测年结果则带有混合的特点,增加了不确定性。相比之下在确定了矿物的成因类型后,所确定的数据能反映较确定的地质意义。钙钛矿是金伯利岩岩浆最后的结晶基质矿物,无疑也应该代表岩浆结晶的时间,金云母虽然具有多源性,但根据我们的研究,蒙阴和复县两岩区金伯岩中的地幔橄榄岩捕虏体含金云母很少,多呈鳞片状属交代成因,即使在测定的斑晶金云母样品中有少量混入,它们对年龄数据的贡献也很小,金伯利岩中的巨晶金云母个体粗大,多数大于 1cm,在处理样品时容易辨认与分离。普遍认为巨晶金云母是金伯利岩岩浆早期结晶的产物,并用它的年龄值代表金伯利岩岩浆活动的时代(Allsopp et al. 1989),斑晶金云母为岩浆侵位过程中晶出的,如果在分离矿物时与巨晶金云母相混,对测试结果也影响不大。因此我们把钙钛矿和金云母单矿物的同位素测年数据作为可信度较高的结果。

值得注意的是全岩 K-Ar 年龄的平均值与上述单矿物测定结果相近,这可以归因于金伯利岩中钾的主要载体是金云母,绝大部分金云母属于岩浆结晶成因。然而 Rb-Sr 等时年龄却都老于单矿物的测定数值。我们认为这与金伯利岩中含有比其他火成岩更多的流体组分有关。Rb 和 K 的地球化学行为非常接近,但 Rb 的离子半径比 K 大,不相容性更高,容易富集于残余岩浆或流体相中。我们曾把金伯利岩中的流体分为流体(1)及流体(2),前者为岩浆分异晚期的挥发份,后者为来自深部的“透岩浆”流体。岩石中已知的含流体组分的主要矿物是碳酸盐(方解石及白云石)、磷灰石和金云母,此外还有来自深部的单质及其类似物(或称元素及元素互化物),如自然铁、自然硅、自然铜、自然银、硅铁石、二硅铁矿等(赵磊、路凤香等 1993)。看来影响全岩 Rb-Sr 等时年龄偏老的主要原因是流体,特别是流体(2)的贡献。从上述年龄测定结果中也表明了流体(2)的古老成因特征。地幔物质中含 K 矿物都很少,对上述法定年结果的影响较少。表 2 所列蒙阴岩区的金云母巨晶,细粒金伯利岩和表 1 所列蒙阴粗晶斑状金伯利岩的 Rb-Sr 等时年龄资料,它们的相关系数为 0.927~0.999,都在可接受的范围内。这些样品取自同一岩管,在分析前都细心剔除了地壳的捕虏体,把地壳混染的影响降低到了最小,但所得的年龄结果仍不一致。金云母巨晶与前述的钙钛矿结晶年龄很相

① CHO 指碳、氢、氧。

② CHONS 指碳、氢、氧、氮、硫。

近, 这种巨晶是在岩浆高压条件下早期结晶的, 它的年龄大于基质矿物是合理的。粗晶斑状金伯利岩中多数橄榄石的粗晶是地幔捕虏晶(路凤香等 1991), 其年龄虽比巨晶老, 但比含这种粗晶很少的细粒金伯利岩要年轻, 这也表明上述测量结果受地幔物质的影响较小。流体在岩体中分布不均一以及与流体有关的矿物随机分布, 可能是两类岩石年龄不一致的主要原因。

Sm-Nd 全岩等时及模式年龄测定结果都老于单矿物结晶年龄, 其原因是地幔物质对该方法影响较大。金伯利岩中粗晶石榴石(地幔橄榄岩解体的石榴石)的含量一般变化于 0.1%~2%, 有的还更高, 这类石榴石含 REE 高, 且为 LREE 富集型(Shimizu 1981), 势必对测定结果产生影响。华北地台克拉通化的时间为 2500~1700Ma, 如果地幔橄榄岩的形成年龄与克拉通化时间较近, 那么测定结果向更老的方向偏离是合理的。但目前无法解释山东蒙阴 Sm-Nd 等时年龄比模式年龄老, 而金伯利岩岩浆源区是富集的这一矛盾。由于国内尚未进行橄榄岩捕虏体的年龄测定, 因此目前还不能进行定量的估算。

Sm-Nd 全岩模式年龄与应用 U-Pb 及 Rb-Sr 法获得的岩浆侵位年龄(即矿物的结晶年龄)的差值, 复县岩区为 280~243Ma, 蒙阴岩区为 201~137Ma, 如果按照这一差值十分粗略的估算, 铁岭岩区岩浆侵位时间大体与复县相当或略早, 鹤壁岩区则相当于中生代末到新生代, 这与河南省提供的 K-Ar 年龄为 117~52Ma 相近(转引自黄蕴慧, 秦淑英, 周仲秀等 1992)。

国外学者在测定南非金伯利岩样品中也提到了相类似的问题, 他们应用了 Rb-Sr、K-Ar、Ar-Ar、U-Pb 等方法获得了南非金伯利岩的年龄从 50~1700Ma(Allsopp et al. 1989), 主要的侵位时间为 50~250Ma(Allsopp et al. 1989)。在方法中单矿物金云母等时年龄, 钙钛矿 U-Pb 年龄、锆石 U-Pb 年龄及单矿物离子探针的测定被认为是可信度较高的。对全岩测定中的不确定性的原因系统归咎于蚀变强烈与成分多变(主要指地壳混染), 并未从蚀变流体的来源及金伯利岩成因特征上作出解释。

2.3 华北地台金伯利岩岩浆侵位时期的划分

根据已有的资料及上述认识, 可将华北地台已出露的金伯利岩岩浆侵位划分为三个时期:

(1) 中元古代(1649~1181Ma)金伯利岩及钾镁煌斑岩岩浆活动期, 以鄂尔多斯陆核边缘山西阳高岩区麻地沟金伯利岩及钦牛沟钾镁煌斑岩为代表。

(2) 古生代金伯利岩岩浆活动时期, 可分为 2 个亚期。

1) 冀鲁辽陆核边缘铁岭金伯利岩岩浆活动亚期(Sm-Nd 模式年龄 701~1181Ma)。

2) 冀鲁辽陆核中部复县和蒙阴含矿金伯利岩岩浆活动亚期(457~462Ma, Sm-Nd 模式年龄 594~742Ma)。

(3) 晚中生代-早新生代金伯利岩岩浆活动期, 以涉县及鹤壁两岩区为代表(117~50Ma, Sm-Nd 模式年龄 375~425Ma)。由于金伯利岩在地表出露的规模小, 估计也有一些受到了剥蚀, 目前保留少或未被发现。山东震旦系及寒武系的底砾岩中曾淘出过金刚石, 因而不排除元古代在山东有金伯利岩岩浆活动的可能。当然也可能这些金刚石属非金伯利岩成因类型。

3 划分金伯利岩岩浆活动时期的地质意义

3.1 含矿金伯利岩岩浆侵位时代可作为原生金刚石的成矿时代

矿床成矿时代是找矿工作中要解决的重要问题,一般以矿石形成年龄作为标准,但金刚石原生矿成矿时代的确定存在较为复杂的情况。近10多年来对南非金刚石结晶年龄进行了较多的工作。Richardson(1984)提供了橄榄岩型金刚石中石榴石同生包裹体的Sm-Nd模式年龄为 $3310 \pm 80\text{Ma}$ (Kimberley地区)和 $3220 \pm 30\text{Ma}$ (Finsch地区),而这两个地区金伯利岩侵位年龄分别为90和118Ma。Finsch地区榴辉岩型金刚石中石榴石及单斜辉石的等时年龄为 $1580 \pm 50\text{Ma}$ 。93Ma侵位的Orapa岩管金刚石中的上述两矿物等时年龄为 $990 \pm 50\text{Ma}$ 。可见从金刚石结晶年龄来看,多数早于金伯利岩,属捕虏晶成因。也有少数资料提供南非金刚石形成于中生代的软流圈(Richardson 1989),立方体金刚石和包壳状金刚石的外壳结晶温度较低,时间也较晚,有可能是金伯利岩的斑晶或结晶于熔体或流体中(Navon et al 1988),但数量很少。

我国还未进行过金刚石包裹体矿物的年龄测定,我们根据复县金刚石中杂质氮的聚结方式作过估算(郑建平等1991),在所进行的9个样品中,2mm以上的金刚石结晶年龄为2198Ma,2~1mm者为1204~1509Ma,它们都老于金伯利岩。

世界各地,包括我国在内的原生金刚石产地都出现金刚石表面受熔蚀和再生的金刚石,也普遍存在金刚石相互包裹的现象。我国复县、蒙阴都有I型、II型两种氮含量相差悬殊的金刚石共生(刘观亮等1989),在蒙阴还发现过I、II型金刚石在一个晶体中呈带状交替生长(朱源等1991),复县包壳状金刚石中发现过石英、长石、碳酸盐等包裹体(苗青、刘观亮等1991)。上述事实表明,金刚石在地幔结晶过程中有一个相当长的时间间隔,具有不连续性和阶段性的特征,极少数晶体形成于岩浆上升到地壳的过程中。由于结晶跨度大,年龄数据难以获得,整个成矿过程依赖于金伯利岩岩浆的携带,因此金刚石原生矿的成矿期大致可以用含矿金伯利岩岩浆侵位时间确定,华北地台冀鲁辽陆核金刚石主要成矿时期为古生代奥陶纪时期。

3.2 揭示了地台型(稳定地区)岩浆活动及区域构造活动性的某些特征

六十年代末至八十年代初,尽管对蒙阴金伯利岩的年龄测定大多数为古生代,但许多地质工作者对其持怀疑态度,原因是这一时期没有发生相应的造山运动。从现代金伯利岩岩浆的形成理论(Mitchell 1986)和华北地台古生代地质条件分析,产生含矿金伯利岩是有时代及岩石圈动力学背景的。

(1)有经济价值的粗粒金刚石形成于低地温及厚的岩石圈底部。在世界范围内,金刚石矿主要发现于古老克拉通,少数位于靠近克拉通的地区(Gurney 1989)。根据对世界金刚石原生包裹体石榴石、橄榄石及单斜辉石所进行的温压计算,压力几乎都大于5GPa(>165km),温度变化范围较宽,但据所统计的直方图,高峰值为 $1000^{\circ}\text{C} \sim 1100^{\circ}\text{C}$ (Gurney 1989中的图1-14),相当于典型的地质地温,且低于地幔橄榄岩的固相线。南非Kappvaal克拉通地壳厚40km,岩石圈厚180~200km(Boyd 1985)。根据复县、蒙阴两矿区金刚石中石榴石及单斜辉

石包裹体的平衡温、压计算, T 为 $1115\sim 1171^{\circ}\text{C}$ 、 P 为 $5.17\sim 7.47\text{GPa}$ 及 T 为 $1100\sim 1203^{\circ}\text{C}$ 、 P 为 $5.59\sim 9.20\text{GPa}$, 它们的平均值分别为 $T=1123^{\circ}\text{C}$ 、 $P=6.3\text{GPa}$ (208km) 和 $T=1184^{\circ}\text{C}$ 、 $P=6.75\text{GPa}$ (222km)(路凤香, 马鸿文等 1994)。这两个状态都需要构造上长期稳定才能达到, 也只有在这种条件才能使金刚石结晶并保存于岩石圈 1000Ma 以上。与造山运动相伴随的过热状态或软流圈上涌不仅不能形成金刚石, 还会使已形成的金刚石发生熔蚀或燃烧。如上所述, 蒙阴、复县金刚石形成的条件与华北地台古生代的稳定状态相吻合。

(2) 金伯利岩岩浆是自然界来源最深的幔源岩浆, 据实验资料(Wendland and Eggler 1980), 在 $\text{KAlSiO}_4\text{-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ 体系中, 金伯利岩岩浆起源温压为 1210°C , 4.7GPa 。与玄武岩的熔融条件相比, 后者压力低(最高约 3.3GPa)而温度高(1300°C 以上); 与科马提岩相比, 后者压力与其类似但温度则更高(1400°C 以上)。对产生金伯利岩岩浆的地幔熔融程度不同人的估算及实验资料有差别, 最高的为 $5\%\sim 10\%$ (Dawson 1971), 最低的为 $0.3\%\sim 0.4\%$ (Kushiro 1972)。无论如何, 它的熔融程度都低于与其相关的岩浆类型。金伯利岩形成时, 地幔地温的热扰动规模比较小, 地幔从 42mW/m^2 的地盾地温状态增至 44mW/m^2 (相当于 1.05HFU)即可发生金伯利岩岩浆的熔融作用, 这表明金伯利岩岩浆形成时需要有热扰动否则熔融作用不会发生, 但并不象其他岩浆发生一样需要大规模的热扰动, 不然的话, 会使地幔岩石圈地温梯度增大, 地幔熔融程度升高, 形成苦橄质玄武岩或科马提岩的岩浆。此外, 过高的岩浆温度也难以携带金刚石上升地表形成原生矿。上述金伯利岩岩浆起源条件的特征都与其富含流体组分有关, 流体不仅降低了地幔的熔融温度, 产生低熔岩浆而且对保持冷的岩石圈的状态也起了有效的调节作用。

(3) 大陆克拉通的造陆运动(epeirogeny)是形成金伯利岩岩浆必要的大地构造背景。Mitchell(1986)指出, 深部构造可以与浅部构造不一致, 同一个深部层次的构造作用在浅部表现可以多样, 可以是盖层的构造大挠曲, 或环绕陆核的同心和放射状断裂, 或沿已有的薄弱带产生新的断裂, 它们都可以为构成金伯利岩岩浆的上升提供条件。金伯利岩岩浆中携带大量的地幔捕虏体反映了岩石圈所处的拉伸状态。华北地台中奥陶世发生大规模的造陆上升(王鸿祯 1985), 这是这个时期形成含矿金伯利岩, 成为我国金刚石主要成矿期的根本原因。

(4) 中生代, 中国东部受太平洋板块俯冲与来自冈瓦纳大陆碰撞挤压的影响, 普遍发生活化, 地幔地温升高软流圈上隆。在蒙阴及复县岩区附近的郯庐断裂带软流圈上隆至 60km (马杏垣等 1991), 这一深部背景不利于金刚石的保存。侵位于中生代末期的鹤壁与涉县金伯利岩含矿性差就可能与这一构造背景有关。但华北地台的鄂尔多斯陆核, 受到的活化影响小, 因而不排除在该区寻找包括中生代在内的含矿金伯利岩的可能性。

地台稳定区岩浆活动类型与造山活动带不同, 产生的动力学背景也有差异, 后者活动规模大, 熔融温度偏高, 源区涉及到地幔、地壳与壳幔相互作用地带, 区域内岩石圈伸展, 挤压交替, 并伴有地幔升温及软流圈上涌; 而前者类型以深源者为主, 地幔地温局部升高但幅度较活动带差, 特别是深部挥发份及流体作用显著, 岩浆活动规模小, 脉动性强, 不能用以作为划分构造运动的依据。地台区的金伯利岩、钾镁煌斑岩、碳酸岩, 部分深成碱性杂岩及部分煌斑岩都具有上述特征。

综上所述, 对金伯利岩年代学及同位素地质学的研究还很初步, 许多问题尚需深入, 但多种方法的相互验证及深入的矿物、岩石及岩浆成因的研究是必不可少的。

致谢 作者在工作中曾与李曙光教授、周新华研究员作过有益的讨论,特表示感谢,本文提供的分析是由宜昌地质研究所、地科院测试所及云南省地矿局中心实验室完成的,在此也一并表示感谢。

参 考 文 献

- 马香垣等. 1991. 江苏响水至内蒙满都拉地学断面. 地质学报, 56 (3): 119~215
- 王鸿祯主编. 1985. 中国古地理图集. 北京: 地质出版社
- 池际尚, 路风香, 赵磊, 赵崇贺, 郑建平. 1995. 华北地台金伯利岩、古老岩石圈及金刚石找矿. 北京: 科学出版社 (印刷中)
- 朱源, 毛志海. 1991. 山东金伯利岩同位素地球化学特征的初步研究. 地质科技情报, 10 (增刊): 77~84
- 刘观亮. 1989. I型金刚石形成的地质条件探讨. 宜昌地质矿产研究所所刊第14号: 41~81
- 杜弘祖. 1980. 辽宁旅大地区金刚石矿床地质特征. 辽宁地质科技情报, (2): 1~8
- 苗青, 刘观亮, 陆琦. 1991. 金刚石中复杂成分包囊本的新发现及其成因探讨. 地质科技情报, 10 (增刊): 117~134
- 郑建平, 路风香, 叶德降. 1991. 金伯利岩中金刚石多源性标志. 地质科技情报, 10 (增刊): 63~288
- 韩柱国. 1982. 辽宁地区金伯利岩主要地质特征. 辽宁地质学报, (1): 81~97
- 路风香, 赵磊, 郑建平. 1991. 有关金伯利岩定义的讨论-来自岩相学的证据. 见: 中国地质大学岩石教研室编, 岩石学论文集. 中国地质大学出版社, 23~30
- Allsopp H L, Bristow J W, Smith C B, Brown R, Gleadow A J W, Kramers J D and Garvie O G. 1989. A summary of radiometric dating methods applicable to kimberlites and related rocks. In *Kimberlites and Related Rocks*, ed. J. Ross et al., Vol. 1: 343~357, Geological Society of Australia, Special Publication (14); Blackwell, Melbourne
- Dawson J B. 1971. *Advances in Kimberlite Geology*. *Earth Sol. Rev.*, 7: 187~214
- Gurney J J. 1989. *Review paper: Diamonds in kimberlites and related rock*. *GSA Special Publication (14)*: 955~965, Blackwell Scientific Publication, Victoria.
- Kushiro I. 1972. Effort of water on the composition of magmas formed at high pressure. *J. Petrol.*, B: 311~334
- Mitchell R H. 1986. *Kimberlites*. Plenum Press New York, 442
- Navon O, Huboheon I D, Rossman G K and Wasserburg G J. 1988. Mantle-derived fluids in diamond micro-inclusions. *Nature*, 335: 784~789
- Richardson S H, Gurney J J, Erlank A J and Harris J W. 1984. Origin of diamonds on old enriched mantle. *Nature*, 310: 198~202
- Richardson S H. 1989. Radiogenic isotope studies of diamond inclusions, In: *Extended Abstract Volume, Workshop on Diamonds*, ed. P. K. Boyd and H. O. A. Meyer 87~90. 28th IGC. Washington D. C.
- Shimizu N and Richardson S H. 1987. Trace element abundance patterns of garnet inclusions in peridotitic suite diamonds. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 755~758
- Wendlaudt R F, Eggler D H. 1980. The origin of potassic magmas; stability of phlogopite in natural spinel lherzolite and in the system KAl_2SiO_5 - MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2 at high pressures and high temperature. *Am. J. Sci.* 280: 421~458
- Zhang P, Hu S and Wan G. 1989. A review of the geology of some kimberlites in China. *GSA Special Publication (14)*: 392~400, Blackwell Scientific Publication, Victoria.