

# 新西兰瑙鲁霍伊山近期安山岩流钾氩“年龄”异常的原因及其对钾氩“测年法”的影响

## 抽象的

新西兰最新且最活跃的火山——陶波火山带的瑙鲁霍伊火山，分别于 1949 年和 1954 年喷发了安山岩流，并于 1975 年形成了雪崩沉积物。对其中五种熔岩流和沉积物进行钾氩定年，得到的钾氩模型年龄介于  $<0.27$  Ma 至  $3.5 \pm 0.2$  Ma 之间。即使是来自同一熔岩流的同一样品的不同分样，也无法重复这些定年结果，其原因在于过量  $^{40}\text{Ar}^*$  含量存在差异。对异常钾氩定年结果的调查表明，这类结果较为常见，尤其是在玄武岩、捕虏岩和捕虏晶体（例如被认为来自上地幔的钻石）中。事实上，目前已证实地幔中存在大量过量的  $^{40}\text{Ar}^*$ ，其中一部分代表原始氩，这些原始氩并非由

$^{40}\text{K}$  原位放射性衰变产生，也尚未逸出。此外，地幔-地壳之间存在着一些区域，氩气在这些区域内循环，参与全球构造运动、岩浆生成以及地壳物质的混合。这对于 K-Ar 和  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  定年法的有效性具有重要意义。

**关键词：**安山岩，1949 - 1975 年熔岩流，瑙鲁霍伊火山，新西兰，钾氩测年法，异常模型“年龄”，过量  $^{40}\text{Ar}^*$ ，岩石和矿物中的过量

<sup>40</sup> Ar\*, 上地幔, 地球化学储库, 地幔-地壳域, 地壳混合, 岩浆成因

本文最初发表于 *第四届国际创造论会议论文集*, 第 503-525 页 (1998 年), 经匹兹堡创造科学协会 ([www.csfpittsburgh.org](http://www.csfpittsburgh.org)) 许可在此转载。

## 介绍

瑙鲁霍伊山是一座海拔 2291 米的安山岩层状火山, 耸立于新西兰北岛陶波火山带汤加里罗火山中心的汤加里罗火山群之上 (图 1)。<sup>1,2</sup> 虽然不如其邻近的鲁阿佩胡山 (位于其南部约 12 公里处) 那样广为人知, 但瑙鲁霍伊山是一座雄伟壮观、近乎完美的锥形山体, 高出周围地貌 1000 多米。其中心直径 400 米的火山口喷发形成了陡峭 (33°) 的外坡。

<sup>3,4</sup>

## 地质背景

陶波火山带是陶波-希库朗伊弧沟 (俯冲带) 系统的一个火山弧和边缘盆地,<sup>5</sup> 它是汤加-克马德克弧向南延伸至新西兰北岛大陆地壳环境的一部分。它被认为是太平洋板块斜向俯冲到澳大利亚板块之下的结果。该火山带从奥哈库尼延伸至怀特岛, 横跨北岛, 呈东北走向, 长约 300 公里 (图 1), 中部最宽处达 50 公里, 向北和向南逐渐变窄。这个火山构造凹陷 (陶波-罗托

鲁瓦凹陷 6) 由四个流纹岩火山中心 (罗托鲁瓦、奥卡泰纳、马罗阿和陶波) 以及钙碱性汤加里罗火山中心组成, 后者是年轻 ( $<0.25 \text{ Ma}$ ) 的安山岩-英安岩火山弧的一部分, 沿该区域东侧延伸, 没有相关的流纹岩火山活动。7

汤加里罗火山中心从陶波火山带南端的陶波湖向西南偏南延伸 65 公里 (图 1), 由四座大型安山岩火山 (卡卡拉梅亚火山、皮汉加火山、汤加里罗火山和鲁阿佩胡火山; 图 2)、芒加卡托特火山和豪洪加塔希火山两个较小的侵蚀中心、普克奥纳克火山的卫星锥及其相关熔岩流, 以及奥哈库内火山的四个火山口组成 (图 2)。<sup>8, 9</sup>

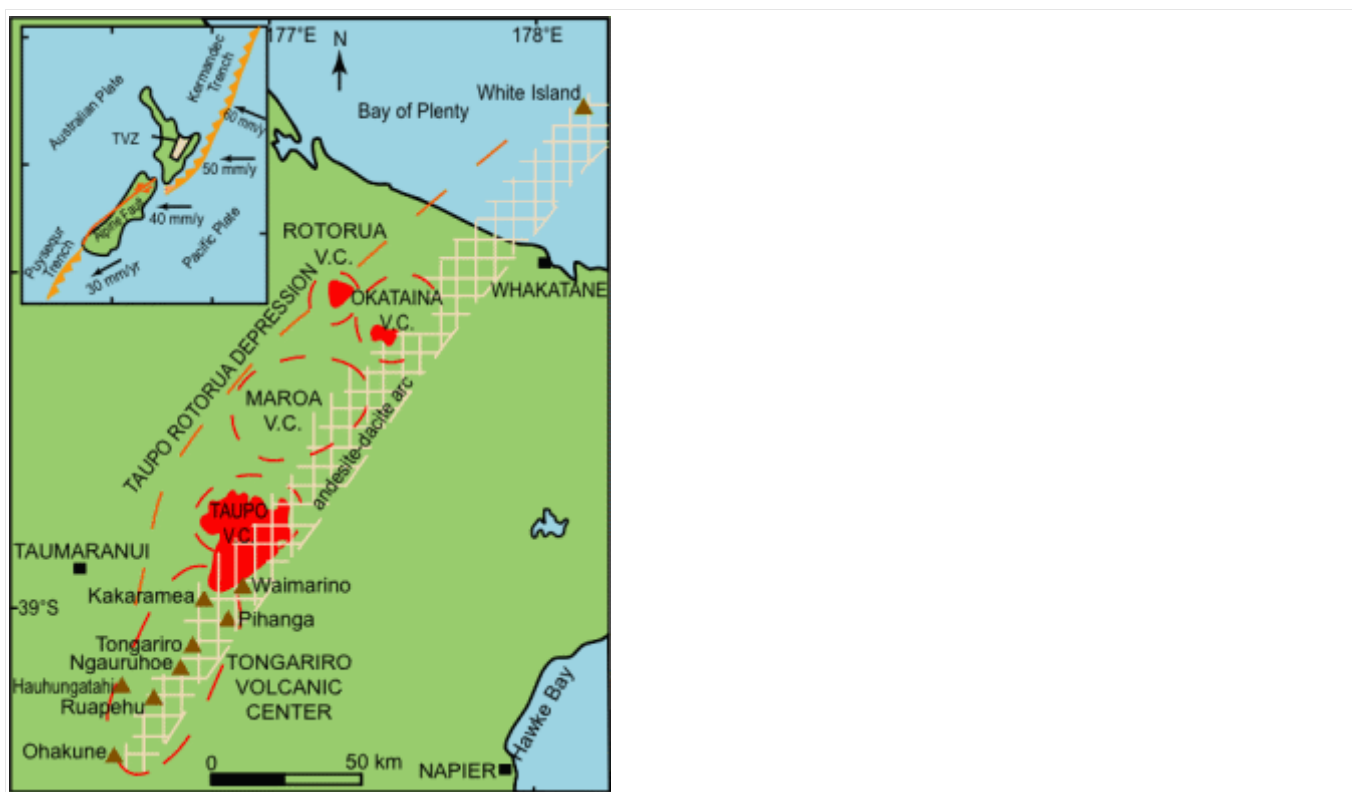


图 1. 新西兰陶波火山带 (TVZ) 瑙鲁霍伊山的位置及其主要构造特征。阴影区域为安山岩弧, 插图显示了

新西兰地区澳大利亚板块和太平洋板块边界的主要组成部分（箭头表示相对运动）。实心三角形代表玄武安山岩火山。<sup> 15</sup>

大多数喷气孔位于一个大型地堑的轴线附近，该地堑中第四纪火山岩覆盖在中生代杂砂岩和第三纪沉积岩构成的基底之上。<sup> 10, 11 </sup>北北东走向的正断层，落差可达 30 米，切割了地堑内的火山。过去 1 万年内活跃的几乎所有喷气孔都位于一个缓弧上，该弧从鲁阿佩胡火山南坡的朗加陶阿喷气孔向北北东北延伸 25 公里，途经鲁阿佩胡山顶和北侧喷气孔、塔玛湖、瑙鲁霍伊火山、红火山口、蓝湖和特马里火山口。没有一个年轻的喷气孔位于已绘制的断层上，这些断层大多向下延伸至地堑轴线。喷气孔线理位于该轴线上，该轴线被认为是基底的主要断裂带，安山岩脉由此侵入。<sup> 12, 13, 14 </sup>

汤加里罗火山岩不整合覆盖于豪洪加塔希火山下方的晚中新世海相粉砂岩之上。火山活动的开始年龄最小值是通过南部旺加努伊盆地早更新世砾岩中安山岩砾石的涌入量来确定的。<sup> 16, 17 </sup>汤加里罗地块中年代最古老的熔岩是角闪安山岩，分别出露于瑙鲁霍伊火山和鲁阿佩胡火山之间的塔玛湖，年龄为  $0.26 \pm 0.003$  百万年；鲁阿佩胡火山出露的角闪安山岩年龄为  $0.23 \pm 0.006$  百万年；卡科拉梅亚火山出露

的角闪安山岩年龄为  $0.22 \pm 0.001$  百万年（钾氩测年法）。<sup>18</sup>

汤加里罗火山本身是一座大型火山群，由至少十二座复合火山锥组成，其中最年轻、最活跃的是瑙鲁霍伊火山。根据熔岩的形成时间，大致可将其分为较老（ $>20$  ka）和较新（ $<20$  ka）两类。<sup>19, 20</sup> 汤加里罗火山较年轻的喷气孔呈北北东走向，在特马里火山和瑙鲁霍伊火山之间尤为明显。

## 瑙鲁霍伊

瑙鲁霍伊火山是汤加里罗

山脉最新的火山锥，至少在 2500 年前就已经活跃了<sup>21, 22, 23</sup>。它是新西兰<sup>最</sup>活跃的火山之一，自 1839 年欧洲殖民者记录到第一次蒸汽喷发以来，已经发生了 70 多次喷发事件。<sup>24, 25, 26</sup> 在欧洲殖民者到来之前，毛利人目睹了这座火山的多次喷发。<sup>27</sup> 欧洲殖民者目睹的第一次熔岩喷发发生在 1870 年 4 月至 8 月之间，7<sup>月</sup>7 日，人们目睹了两到三股熔岩流从火山西北侧倾泻而下。<sup>28, 29</sup> 此后，每隔几年就会发生一次火山碎屑（火山灰）喷发，<sup>30</sup> 其中 1948 年 4 月至 5 月发生了一次大规模的爆炸性喷发。

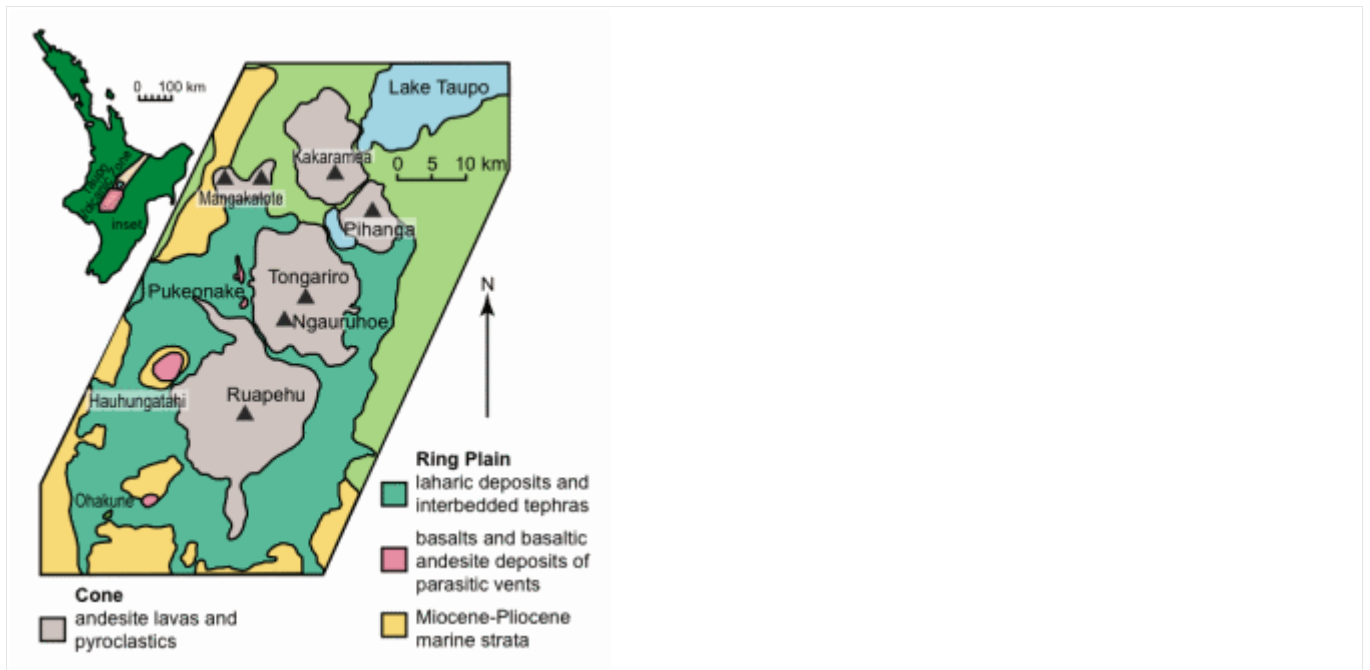


图 2. 汤加里罗火山中心的位置和沉积物。<sup>41, 42</sup>

下一次熔岩喷发发生在 1949 年 2 月，起初是突然喷出炽热的岩块，随后在 2 月 9 日，一系列炽热的岩块和火山灰流沿着西北坡向下流动。<sup>31, 32</sup>南部的副火山口被熔岩填满，到 2 月 10 日晚些时候，熔岩流过火山口边缘的最低处，并沿着锥体的西北坡向下流动。到 2 月 12 日，熔岩流停止流动，随后的测绘显示其体积约为 575,000 立方米（图 3）。

<sup>33, 34</sup>随后发生了进一步的爆炸性火山碎屑（火山灰）喷发，在 2 月 19 日至 21 日左右达到高峰。喷发于 3 月 3 日结束。

1954 年 5 月 13 日至 1955 年 3 月 10 日的火山喷发始于火山灰和岩块的爆炸性喷射，尽管五个月前火山口内已出现炽热的熔岩。<sup>35, 36</sup>此次喷

发的显著之处在于，据估计，从 1954 年 6 月到 9 月，有近 800 万立方米的熔岩从火山口流出，据称这是新西兰（即欧洲殖民者）观测到的最大规模的熔岩流。

实际上，熔岩分 17 次从火山口喷出，具体日期如下：

- 6 月 4 日，30
- 7 月 8 日、9 日、10 日、11 日、13 日、14 日、23 日、28 日、29 日、30 日
- 8 月 15 日（？），18
- 9 月 16 日、18 日、26 日

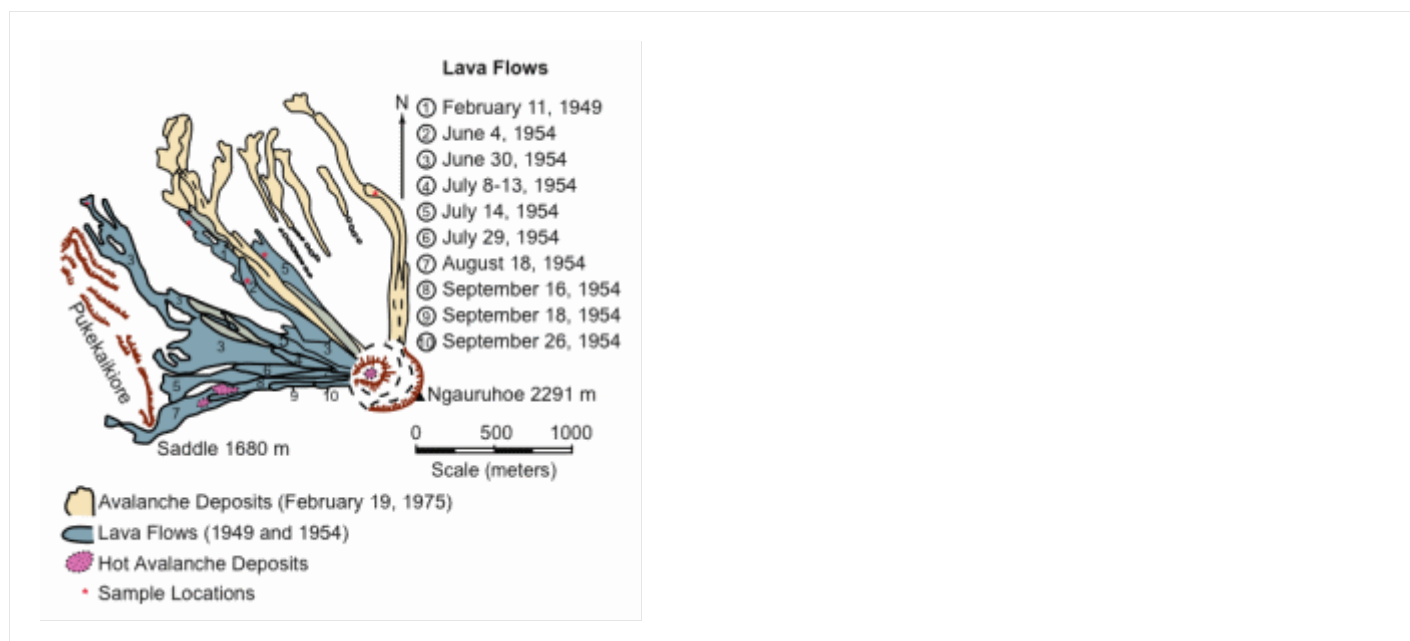


图 3. 瑙鲁霍伊火山西北坡地图，显示了 1949 年和 1954 年的熔岩流以及 1975 年的雪崩沉积物。48、49、50、51、52 本研究采集的样品位置已标记。

图 3 展示了瑙鲁霍伊火山西北坡和西坡上仍可辨认的 1954 年熔岩流分布情况。所有熔岩流均为 aa 型熔岩（与 1949 年 2 月的熔岩流相同），其特征是表面粗糙、锯齿状且布满凝固熔岩块。这些熔岩流黏度较高，近距离观察发现部分熔岩流以每分钟约 20 厘米的速度缓慢推进。<sup>43</sup>、<sup>44</sup>、<sup>45</sup> 8 月 18 日的熔岩流厚度超过 18 米，喷发近一年后仍保持温热。1954 年 6 月和 7 月间断的爆炸性喷发和壮观的熔岩喷泉在南侧副火山口周围形成了一个喷溅火山渣锥，改变了火山西峰的地貌。在 9 月 26 日最后一次熔岩流结束后，火山活动减弱了两个月，但在 1954 年 12 月和 1955 年 1 月期间再次增强，出现了熔岩喷泉和多次剧烈的火山碎屑（火山灰）喷发。最后一次火山灰喷发记录于 1955 年 3 月 10 日，但炽热的熔岩一直留在火山口内，直到 1955 年 6 月。<sup>46</sup>、<sup>47</sup>

1954-1955 年喷发后，瑙鲁霍伊火山持续半连续地冒着蒸汽，并伴有数次小型火山灰喷发，这些火山灰源自破碎的喷气孔碎屑。1973 年 1 月观测到炽热的喷出物，1973 年 12 月喷发的火山灰中含有年轻的玻璃质安山岩碎片。1974 年 1 月<sup>和 3 月发生的</sup> <sup>53</sup> 次炮击般的剧烈爆炸性喷发是自 1954- 1955 年以来规模最大的一次，喷发出大量的火山灰和炽热的岩块，据报道其中一块重达 3000 吨，抛射距离达 100 米。<sup>54, 55</sup> 火山碎屑流

从大型对流喷发柱<sup>的</sup>底部流下，沿着火山锥的西坡和北坡向下流动，火山口明显变浅。56, 57

1975年2月19日，发生了一系列类似但更为剧烈的爆炸，伴随着清晰可见的大气冲击波和凝结云。

<sup> 58 ' 59 ' 60 ' 61 </sup> 火山灰和直径达30米的岩块被喷射而出，散布在距离山顶3公里半径的范围内。这九次炮击般的独立喷发发生在持续1.5小时的大量气体喷发之后，这些气体喷发形成了一股11至13公里高的对流喷发柱。

<sup> 62 ' 63 ' 64</sup> 爆炸以20至60分钟的间隔持续了五个多小时。持续的喷发柱还引发了多次火山碎屑流，这些碎屑流由火山灰、火山弹和较大岩块的湍流混合物组成，以约60公里/小时的速度从瑙鲁霍伊火山的山坡上迅速滚落。65 ' 66 这些雪崩和后续爆炸产生的沉积物在火山锥底部山谷中堆积成层状碎屑，但并未延伸到距离山顶2公里以外的地方。据估计，当天7小时的喷发过程中，至少喷出了340万立方米的火山碎屑物质。51<sup>图</sup> 3 显示了这些雪崩沉积物的位置。

自1975年2月以来，该火山未曾喷发。尽管如此，人们仍经常能在火山顶上方看到蒸汽或气体柱，这是由于火山口底部强劲的喷气孔喷出高温气体所致。然而，

自 1979 年以来，火山口底部这些喷气孔的温度已显著下降，这表明主喷气孔可能正在逐渐堵塞。

## 样品采集

1996 年 1 月，我们开展了野外工作并采集了样品。从 47 号国道经芒加特奥波波路可到达瑙鲁霍伊地区。从路尽头的停车场出发，沿着芒加特奥波波谷步道走到瑙鲁霍伊火山锥的底部，在那里可以清晰地看到颜色较深的近期熔岩流，每一条熔岩流都很容易在西北坡上与颜色较浅的古老火山锥部分区分开来（图 3）。

共采集了 11 个 2-3 公斤的样品：其中 2 个取自 1949 年 2 月 11 日、1954 年 6 月 4 日和 1954 年 7 月 14 日的熔岩流，2 个取自 1975 年 2 月 19 日的雪崩沉积物；3 个取自 1954 年 6 月 30 日的熔岩流。样品采集位置如图 3 所示。采集过程中，我们仔细核查了每个熔岩流的来源，确保所采集的样品能够代表该熔岩流的特征，并反映熔岩中纹理和斑晶的任何变化。

## 实验室工作

所有样品首先被送去进行岩相学分析，每个样品取一片薄片。随后，每个样品选取一组代表性样品（约 100 克）送往位于南澳大利亚阿德莱德的 AMDEL 实验室，进行全岩主量元素、次量元素和微量元素分析。第二组代表性样品（每个样品 50-100 克）则依次送往位于

马萨诸塞州剑桥（波士顿）的 Geochron 实验室进行全岩钾氩（K-Ar）定年——首先，从每个熔岩流的一个样品中取出一部分；在收到第一组结果后，从每个熔岩流的第二个样品中取出一部分；最后，从 1954 年 6 月 30 日熔岩流的第三个样品中取出一部分。

在 AMDEL 实验室，每个样品均被破碎并研磨成粉末。全岩分析方法是每个粉末样品完全熔融，然后进行消解，之后采用 ICP-OES 分析主量元素和微量元素，采用 ICP-MS 分析痕量元素和稀土元素。主量元素中的铁以  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  的形式通过 ICP-OES 进行分析并报告结果，但铁也通过湿化学方法以  $\text{FeO}$  的形式单独进行分析。所有主量元素氧化物的检出限均为 0.01%。微量元素和痕量元素的检出限在 0.5 至 20 ppm 之间，稀土元素的检出限在 0.5 至 1 ppm 之间。

钾氩分析由地质年代实验室（Geochron Laboratories）在钾氩实验室经理理查德·里斯曼（Richard Reesman）的指导下完成。实验室未收到具体的样品地点或预期年龄信息。然而，样品被描述为安山岩，可能含有“低氩”成分，因此可能较为年轻，这确保了实验室在分析工作中格外谨慎。

由于样品是以完整岩石的形式提交的，K-Ar 实验室负责进行破碎和粉碎的预处理工作。随后，采用火焰光度法测定  $\text{K}_2\text{O}$  的浓度（重量百分比），报告值是每个

样品两次读数的平均值。<sup>67, 68</sup> <sup>40</sup>K 浓度 (ppm) 是根据测得的 <sup>40</sup>K<sub>20</sub> 浓度, 结合地球同位素丰度计算得出的。<sup>40</sup>Ar\* (被认为是“放射性成因”的<sup>40</sup>Ar) 的浓度 (ppm) 是根据质谱仪同位素稀释测量结果, 并校正已知同位素组成的大气氩的影响, 利用常规公式计算得出的。<sup>69</sup>报告的<sup>40</sup>Ar\*浓度是每个样品两次测量的平均值。

<sup>40</sup>Ar\*/总 Ar 和<sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 的比值也是通过质谱仪测量得出的, 同样是每个样品两次测量的平均值。

表 1. 文献报道的新西兰瑙鲁霍伊山近期熔岩流的全岩主量元素氧化物分析。

	1	2	3	4	5	6	7	8
二氧化硅	56.6 3	57.2 4	55.9 0	56.2 2	56.2	55.8 3	55.7 3	56.0 5
二氧化钛	0.81	0.81	0.76	0.76	0.8	0.76	0.77	0.84
氧	16.7	16.7	16.9	16.6	16.6	17.0	17.2	16.0

化 铝	1	5	0	3		3	3	8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.16	1.54	2.10	2.37	1.4	2.14	2.13	3.24
氧 化 铁	7.00	6.44	6.30	6.14	7.0	6.36	6.47	5.57
MnO	0.16	0.12	0.15	0.15	0.1	0.16	0.16	0.15
氧 化 镁	4.85	4.58	5.20	5.24	5.2	4.79	4.89	5.03
氧 化 钙	8.16	7.95	8.40	8.31	8.3	8.37	8.52	7.93
Na <sub>2</sub> O	2.85	2.74	2.60	3.14	3.1	2.93	2.86	2.82
K <sub>2</sub> O	1.16	1.49	1.00	1.14	1.2	1.20	1.08	1.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.17	0.10	0.17	0.2	0.15	0.15	0.15
水	0.31	0.24	0.06	0.19	不适用	0.14	0.10	0.38
全	99.9	100.	99.4	100.	100.	99.8	100.	99.4

部的	5	07	7	46	1	6	09	7
----	---	----	---	----	---	---	----	---

1. 1928 年 3 月喷发的喷出物 73 ， 74
2. 1949 年 2 月喷发的 熔岩 75、76、77
3. 1954 年 6 月 30 日熔岩流， 第 78、79、80 号熔岩流
4. 1954 年熔岩（VU 29250） 81
5. 1954 年熔岩（ VU 29250 ） 82、83
6. 1954 年喷发的四次熔岩流的平均值 84 ， 85
7. 1974 年 1 月和 3 月喷发的五块火山块和火山弹的平均值 86 ， 87
8. 1975 年 2 月 19 日第 88 次喷发的火山砾

## 岩相学和化学

克拉克报告称， 瑙鲁霍伊火山喷发的大部分熔岩流为拉长石-辉石安山岩， 其中含有斜长石（拉长石）、紫苏辉石和少量普通辉石斑晶， 基质为玻质微晶（针状微晶镶嵌于玻璃质基质中）， 富含磁铁矿。

<sup> 70</sup> 然而， 本世纪以来所有喷发的熔岩、火山砾和炽热岩块均含有橄榄石； 根据吉尔的分类方案， 它们在化学成分上可归类为低硅（或玄武质）安山岩。71 表 1 中已发表的分析表明， 1928 年至 1975 年间成分变化甚微。事实上， 1954 年和 1974 年的安山岩非常相似， 以至于 Nairn 等人认为， 1954 年形

成的一块固体安山岩塞在 1974 年被加热至炽热，并在上升的岩浆柱顶部部分重新活化。72 这块岩塞被破坏并从喷口喷出，形成喷出物，其结构从固体块状物、膨胀的火山渣到飞溅弹不等。

表 2 列出了本研究采集的 11 个样品的全岩主量元素分析结果。将各熔岩流的数据与表 1 中的相应数据进行比较，结果表明，所有分析的样品（以及所有熔岩流）的整体化学成分几乎完全相同，微小的差异可归因于分析误差、取样误差和自然变异等统计因素。因此，即使观察到这些玄武安山岩流出自同一座火山，也可以合理地推断它们是同源的，源自同一岩浆和岩浆房。然而，Nairn 等人指出，尽管 1949 年和 1954 年的熔岩均为含橄榄石的安山岩，但化学分析（表 1）显示，1954 年的熔岩比 1949 年的熔岩略微偏碱性，MgO、CaO 和总铁氧化物含量略高，而 SiO<sub>2</sub>和碱金属含量略低。89 然而，本研究的分析结果并未在统计学上显著地重复这些趋势（表 2）。至少，他们发现，他们对 1974 年熔岩块和熔岩弹的分析结果与 1954 年熔岩的分析结果在误差范围内一致（表 1），本研究也证实了这一点，即 1975 年雪崩物质与 1954 年熔岩的分析结果一致（表 2）。

表 2. 新西兰瑙鲁霍伊山五次近期熔岩流的全岩主量元素氧化物分析（分析员：AMDEL，阿德莱德；1996 年 4 月。）

	1A	1B	2A	2B	3A	3B	3C	4A	4B	5A	5B
二氧化硅	56.7	56.2	55.3	55.8	56.3	55.9	55.6	56.1	55.6	56.0	55.4
二氧化钛	0.79	0.85	0.74	0.77	0.76	0.75	0.74	0.75	0.84	0.79	0.78
氧化铝	17.2	17.3	16.5	17.3	17.0	16.9	16.7	16.9	17.5	17.0	16.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	9.10	9.63	9.26	9.23	9.11	9.17	9.59	9.29	9.61	9.25	9.43
MnO	0.15	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.15	0.16	0.15	0.16
氧化镁	4.28	3.84	5.21	4.71	4.75	5.00	5.09	4.71	3.84	4.31	5.27
氧化钙	7.61	7.93	8.22	8.29	7.95	8.16	8.17	8.00	8.17	7.83	8.56
Na <sub>2</sub> O	3.08	3.19	2.91	3.03	3.06	2.98	2.95	3.02	3.11	3.08	2.86

K <sub>2</sub> O	1. 15	1. 01	1. 05	1. 00	1. 10	1. 08	1. 06	1. 12	1. 04	1. 10	1. 09
P2O5	0. 13	0. 13	0. 12	0. 12	0. 13	0. 13	0. 13	0. 13	0. 13	0. 14	0. 14
洛伊	0. 42	0. 48	0. 51	0. 37	0. 38	0. 50	0. 53	0. 62	0. 42	0. 70	0. 41
全部的	10 0. 51	10 0. 72	99 .9 7	10 0. 77	10 0. 69	10 0. 72	10 0. 72	10 0. 79	10 0. 42	10 0. 35	10 0. 60 米

\*总铁含量（以 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 计）

1. 1949 年 2 月 11 日，流量，样品 A 和 B
2. 1954 年 6 月 4 日，流量，样品 A 和 B
3. 1954 年 6 月 30 日，流量，样品 A、B 和 C
4. 1954 年 7 月 14 日，流量，样品 A 和 B
5. 1975 年 2 月 19 日，流量，样品 A 和 B

克拉克和科尔根据斑晶矿物的模态比例，将汤加里罗火山中心的熔岩类型划分为五种。<sup>90, 91</sup> 格雷厄姆基于矿物学和化学的综合分析，将此方案修改为六种类型。但鉴于瑙鲁霍伊火山的熔岩流具有均一的整体化学成分和岩石学特征，它们被归类为格雷厄姆“1 型”熔岩中的斜长石-辉石安山岩。

<sup>92</sup>科尔等人指出，1 型熔岩在汤加里罗火山中心的体积占主导地位，并且随着二氧化硅含量的增加，其化学成分呈现出一致的趋势。

<sup>93</sup>它们相对富含铁，并在 AFM 图上呈现出典型的钙碱性趋势。

沿用吉尔 (Gill) 的术语，瑙鲁霍伊 (Ngauruhoe) 熔岩被描述为基性安山岩 ( $\text{SiO}_2$  含量为 53 - 58 wt% )。

<sup>94</sup>、<sup>95</sup>之所以将其命名为斜长石-辉石安山岩，是基于其主要斑晶类型，其中斜长石含量大于或等于辉石。表 3 列出了两种矿物成分分析结果，与本研究采集的样品非常吻合。

本研究中分析的五个熔岩流样品均呈现斑状结构，斑晶（直径最大可达 3 毫米）的体积占比始终为 35% 至 40%。斑晶组合以斜长石为主（比例为 2:1），但斜方辉石和普通辉石（单斜辉石）也始终是主要成分，而橄榄石和磁铁矿仅以痕量存在。这种 POAM 斑晶组合是典型的无水矿物组合。基质由斜长石、斜方辉石和单斜辉石微晶组成，并夹杂着细小的磁铁矿和/或铁钛氧化物颗粒。此外，还存在少量（9% 至 10%）棕色透明（酸蚀残渣）玻璃，整体结构通常为柱状结构。

**表 3.** 文献报道的新西兰瑙鲁霍伊山最近两次熔岩流的模态分析。

成分	1	2
斜长石	22.6	21.6
辉石	2.6	2.6
斜方辉石	6.0	5.8
黄绿	0.2	0.2
氧化铁	—	g*
异形岩	2.6	4.5
地表	66.0	65.3
全	100.0	100.0

部 的		
--------	--	--

基质中的  $g^*$

1. Ngauruhoe VU 29250, 1954 年流量。96
2. 含橄榄石的低硅安山岩, 1954 年 6 月 30 日, 瑙鲁霍伊熔岩流。97

施泰纳强调, 捕虏体是 1954 年瑙鲁霍伊熔岩的常见组成部分, 但他也指出, 巴特伊曾报道 1949 年瑙鲁霍伊熔岩富含捕虏体。本研究中的所有样品都含有捕虏体, 包括来自 1975 年雪崩物质的捕虏体。

<sup>99, 100</sup>然而, 这些聚集体中的许多更准确的描述是聚晶和镁铁质 (辉长岩、韦伯斯特岩) 结核。<sup>101</sup>它们直径为 3-5 毫米, 通常具有半自形粒状结构, 由不同比例的斜长石、正交辉石和单斜辉石组成, 极少数情况下含有橄榄石。真正的捕虏体通常呈圆形, 且总是由细石英质物质组成。施泰纳还描述了成分为石英长石且具有残余片麻岩结构的更大的捕虏体。

据报道, 斜长石斑晶的成分范围为 An89 至 An40 (安山岩至倍长石), 但在瑙鲁霍伊火山熔岩中通常为拉长石 (An68-55)。它们呈半自形, 通常表现出复杂的振荡环带, 总体趋势是从钙质核到钠质边。

[102](#)、[103](#)、[104](#)薄的外缘通常与基质微晶成分相似。双晶和沙漏状结构很常见。

斜方辉石相对于单斜辉石含量较高 (>2:1)。半自形-自形斜方辉石通常具有多色性，有时可见环带。其成分范围从  $\text{Ca}_4\text{Mg}_{74}\text{Fe}_{22}$  到  $\text{Ca}_3\text{Mg}_{47}\text{Fe}_{50}$ ，但对瑙鲁霍伊火山斜方辉石的代表性整体和局部分析表明，紫苏辉石成分占主导地位，光学测定也证实了这一点。

[105](#)、[106](#)、[107](#)、[108](#)、[109](#)、[110](#)、[111](#) 自形-半自形单斜辉石通常具有双晶和环带，但其成分范围较窄，从  $\text{Ca}_{43}\text{Mg}_{47}\text{Fe}_{10}$  到约  $\text{Ca}_{35}\text{Mg}_{40}\text{Fe}_{25}$ ，均为普通辉石。[112](#)、[113](#)

所含橄榄石为强镁质橄榄石，分析表明其成分存在从  $\text{Fo}_{88}$  到  $\text{Fo}_{78}$  的环带结构。根据全岩分析中  $\text{TiO}_2$  的含量（表 1 和表 2），基质中的磁铁矿为钛磁铁矿，但可能零星地伴生有少量钛铁矿。[114](#)、[115](#)

## 钾氩法测定结果

表 4 列出了 Geochron 实验室提供的所有分析结果，并按各次岩浆流的历史日期顺序排列。 $^{40}\text{Ar}$  \*值指的是每个样品中测得的放射性  $^{40}\text{Ar}$  的含量。其他数值的含义显而易见，其中一些是根据实验室提供的分析结果计算得出的。

每个样本的“年龄”是根据分析结果，使用通用模型年龄方程计算得出的：[116](#)、[117](#)

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ \frac{D_t - D_0}{P_t} + 1 \right] \quad (1)$$

在哪里：

t	= “年龄”
?	= 母同位素的衰变常数
D <sub>t</sub>	= 岩石中目前存在的子原子数量
做	= 岩石中最初存在的子原子数量
P <sub>t</sub>	= 岩石中目前存在的母原子数量

要测定岩石的年代，需要测量  $D_{t}$  和  $P_{t}$ ，然后如果对子原子的原始数量 ( $D_0$ ) 做出假设，则可以使用公式 (1)。具体应用于 K-Ar 定年法，公式 (1) 可简化为：

$$t = \frac{1}{5.543 \times 10^{-10}} \ln \left[ \frac{1}{0.1048} \frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{40}\text{K}} + 1 \right] \quad (2)$$

在哪里：

t	= 年龄，单位为百万年 (Ma)
$5.543 \times 10^{-10}$	= 目前对衰变常数的估计值为 ${}^{40}\text{K}$
0.1048	= 估计的 ${}^{40}\text{K}$ 衰变产生 ${}^{40}\text{Ar}$ 的比例

$^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$	=样品中放射性 $^{40}\text{Ar}$ 与 $^{40}\text{K}$ 的计算摩尔比
----------------------------------	---

需要注意的是，为了使公式 (2) 与公式 (1) 等价，假设  $^{40}\text{Ar}^*$  等于  $(Dt - D_0)$ ，这意味着  $^{40}\text{Ar}^*$  的测量结果中包含了一个关于岩石中  $^{40}\text{Ar}$  初始含量的假设，即岩石形成时不存在放射性氩（即  $D_0 = 0$ ）。因此，公式 (2) 给出了一个假设岩石形成时放射性氩含量为零的“模型年龄”。

表 4 中列出的模型年龄范围为  $<0.27 \text{ Ma}$  至  $3.5 \pm 0.2 \text{ Ma}$ 。然而，值得注意的是，每个熔岩流中各取一个样品，其模型年龄  $<0.27 \text{ Ma}$  和  $<0.29 \text{ Ma}$ （即低于  $^{40}\text{Ar}^*$  设备的检测限），这些样品均在同一批次中于 K-Ar 实验室进行处理，这表明分析程序和设备（特别是气体提取管线）可能存在系统性问题。当向实验室经理 Richard Reesman 提出此问题时，他非常友好地重新检查了设备，并重新分析了几个样品，结果相似，从而排除了实验室系统性误差的可能性。

然而，随后进行了一项独立的盲检，将两个已分析样品的重复分样送至 K-Ar 实验室进行分析，以验证结果是否真正可重复。所选样品为 1954 年 6 月 30 日熔岩流的 A 和 B 样品，因为它们的首次分样分别产生了最低和最高的模型年龄，分别为  $<0.27 \text{ Ma}$  和  $3.5 \pm 0.2 \text{ Ma}$ 。这些额外分析的结果在表 4 中分别列为 A#2 和 B#2，

得到的模型年龄分别为  $1.3 \pm 0.3 \text{ Ma}$  和  $0.8 \pm 0.2 \text{ Ma}$ 。显然，结果未能重复，但这并不令人意外，因为在如此低甚至可忽略不计的  $^{40}\text{Ar}^*$  浓度下，分析误差已接近实验室设备的检测限（R. Reesman, 私人交流, 1997年2月19日和1998年1月26日）。

## 讨论

尽管近期熔岩流之间以及同一熔岩流内部的模型“年龄”差异很大，且分析结果难以重复，但很明显，K-Ar模型“年龄”异常的原因是熔岩中氩含量过高，即放射性成因氩（ $^{40}\text{Ar}^*$ ）浓度不为零。这显然与公式（2）中计算模型“年龄”时假设放射性成因氩含量为零相矛盾。分析结果显示，最古老的熔岩年龄不足50年，因此自冷却以来时间尚短，不足以使熔岩中积累可测量的 $^{40}\text{Ar}^*$ ，这是由于 $^{40}\text{K}$ 的放射性衰变缓慢所致。因此，可测量的 $^{40}\text{Ar}^*$ 不可能是冷却后原位放射性衰变产生的，而必定是瑙鲁霍伊火山喷发时熔岩中就已存在的。

## 许多异常的“年龄”违背了无放射性氩假设

岩石形成时不存在放射性氩（ $^{40}\text{Ar}^*$ ）的假设通常被认为是理所当然的。例如，盖伊和施莱歇尔指出：

钾氩法的特殊之处在于，其生成的子核素是惰性气体，这种气体通常不会进入矿物，也不会与它所在的矿物结合。118 （第 56 页）

同样，Dalrymple 和 Lanphere 也指出：

硅酸盐熔体通常不会保留生成的  $^{40}\text{Ar}$ ，因此，只有当矿物凝固并冷却到足以使  $^{40}\text{Ar}$  积累在矿物晶格中时，钾氩时钟才会“设定”。  
119 （第 46 页）

达尔林普尔最近进一步强化了这一论点：

K-Ar 衰变法是唯一一种几乎无需考虑子同位素初始存在的衰变方案。这是因为  $^{40}\text{Ar}$  是一种惰性气体，不与其他任何元素发生化学反应，因此在岩石受热时很容易逸出。所以，当岩石熔化时，由  $^{40}\text{K}$  衰变产生的  $^{40}\text{Ar}$  会从液体中逸出。  
120 （第 91 页）

表 4. 新西兰瑙鲁霍伊火山五次近期熔岩流的 K-Ar 分析结果和模型年龄（分析机构：波士顿地质年代学实验室；1996 年 7 月、1996 年 12 月、1997 年 9 月和 1998 年 1 月）。所用常数：

$\frac{^{40}\text{K}}{^{40}\text{K}} = 1.193 \times 10^{-4} \text{ g/g}$ ； $^{40}\text{K}$  衰变为

$^{40}\text{Ar}^*$  的比例 = 0.1048；

$\lambda^{40}\text{K}$  衰变常数 =  $5.543 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ ; 大气  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5$

流日期	样本	$\text{K}_2\text{O}$ (重量百分比)	$^{40}\text{K}$ (ppm)	$^{40}\text{Ar}^*$ (ppm) $\times 10^{-4}$	$^{40}\text{Ar}$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ 总计	总计氩 (ppm)	$^{40}\text{Ar}$ $^{36}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}$ (ppm) $\times 10^{-5}$	$^{40}\text{Ar}^*$ $^{40}\text{Ar}$	模型年龄 (百万)	不确定度 (Ma) (1s)
1949年2月11	A	1.0661057	1.272	<0.2	—	—	—	296	—	<0.0016	<0.27	—
	B	1.0661057	1.272	0.75	3.75	0.0375	0.020	310	0.645	0.0016059	0.27	0.2

日												
1954年6月4日	A	1.0341.087	1.2341.297	<0.21.10	—3.00	—0.030	—0.0367	288308	—1.192	<0.00160.00085	<0.271	—0
1954年6月30日	A#14A#27	1.0740.976	1.2811.166	<0.20.87	—2.75	—0.0275	—0.0316	285306	—1.033	<0.00160.00075	<0.271	—0
	B#14B#25	0.9440.995	1.1261.186	2.280.56	4.051.70	0.4051.017	0.00691.0329	311304	2.222082	0.000202047	3.508	0.2
	C	1.1	1.1	0.3	3.0	0.0	0.0	311	0.0	0.000	1.0	0

		09 7	30 8	93	75	03 75	024 8		79 8	071	2	.
1 9 5 4 年 7 月 1 4 日	A B	1. 03 3 1. 00 4	1. 23 2 1. 19 8	0. 69 <0 .2	3. 40 —	0. 03 4 —	0.0 020 3 —	301 283	0. 67 5 —	0.000 056 <0.00 0017	1. 0 <0 .2 9	0 . 2 —
1 9 7 5 年 2 月 1 9 日	A B	1. 12 8 1. 04 8	1. 34 6 1. 25 0	0. 79 <0 .2	2. 55 —	0. 02 55 —	0.0 031 0 —	307 291	1. 01 0 —	0.000 059 <0.00 0016	1. 0 <0 .2 7	0 . 2 —

然而，达尔林普尔的这些教条式论断甚至与他自己对历史熔岩流的研究结果相矛盾。他发现，其中一些熔岩流中含有非零浓度的<sup>40</sup>Ar\*，这违反了钾氩测年法的一个关键假设。<sup>121</sup>他随后承认，“一些岩石中残留初始<sup>40</sup>Ar的情况已被记录在案，但并不常见”，但他接着又提到了他对 26 个历史悠久的陆上熔岩流的研究。

<sup>122</sup>、<sup>123</sup>其中五个（近 20%）熔岩流含有“过量氩”，但达尔林普尔仍然声称“这些岩石中‘过量’氩很罕见！”这些熔岩流及其“年龄”如下：

<sup>124</sup>

夏威夷华拉莱玄武岩（公元 1800 年 - 1801 年）	1.6 ± 0.16 Ma
	1.41 ± 0.08 Ma
西西里岛埃特纳火山玄武岩（公元前 122 年）	0.25 ± 0.08 Ma
西西里岛埃特纳火山玄武岩（公元 1792 年）	0.35 ± 0.14 Ma
加利福尼亚州拉森山斜长石（公元 1915 年）	0.11 ± 0.03 Ma
亚利桑那州日落火山口玄武岩（公元	0.27 ± 0.09

1064-1065 年)	Ma
	0.25 ± 0.15 Ma

这种情况远非罕见，文献中报道了许多近期或年轻的火山岩中过量的  $^{40}\text{Ar}$  \* 导致全岩 K-Ar “年龄”过老的例子：

阿卡瀑布流，夏威夷（更新世）	32.3 ± 7.2 Ma 125
夏威夷基拉韦厄一奇玄武岩（公元 1959 年）	8.5 ± 6.8 Ma 126
意大利斯特龙博利火山，火山弹（1963 年 9 月 23 日）	2.4 ± 2 Ma 127
西西里岛埃特纳火山玄武岩（1964 年 5 月）	0.7 ± 0.01 Ma 128
加州玻璃山脉梅迪辛湖高地黑曜石（<500 年历史）	12.6 ± 4.5 Ma 129
夏威夷华拉莱玄武岩（公元 1800 年 - 1801 年）	22.8 ± 16.5 Ma 130
新西兰奥克兰朗伊托托玄武岩（<800 年历史）	0.15 ± 0.47 Ma 131
尼日利亚贝努埃州碱性玄武岩塞（<30 百万年前）	95 Ma 132

南极洲维多利亚地内森山橄榄玄武岩 (<0.3 百万年前)	18.0 ± 0.7 Ma 133
南极洲埃里伯斯火山火山弹中的钠长石 (1984 年)	0.64 ± 0.03 Ma 134
夏威夷基拉韦厄玄武岩 (<200 年历史)	21 ± 8 Ma 135
夏威夷基拉韦厄玄武岩 (<1000 年历史)	42.9 ± 4.2 Ma 136
	30.3 ± 3.3 Ma 137
东太平洋海隆玄武岩 (<1 百万年)	690 ± 7 Ma 138
东太平洋海隆附近的海山玄武岩 (<2.5 百万年前)	580 ± 10 Ma 139
	700 ± 150 Ma 140
东太平洋海隆玄武岩 (<0.6 百万年)	24.2 ± 1.0 Ma 141

其他研究也报道了熔岩中过量  $^{40}\text{Ar}$  \* 的测量结果。费舍尔研究了太平洋一座海山的海底玄武岩,发现了“当时记录到的最高含量的过量  $4\text{He}$  和  $^{40}\text{Ar}$ ”。<sup>麦克杜格尔</sup> 不仅在印度洋年轻的火山岛留尼汪岛的三组玄武岩流中发现了“外源放射性氩”,而且在“内日火山侵蚀核

心暴露的深成晶簇正长岩中的碱性长石和角闪石中也检测到了外源氩”。[143](#) 在<sup>夏威夷</sup>现存活火山——洛伊希海山和基拉韦厄火山的海底玄武岩、玄武质玻璃和橄榄石斑晶中，以及夏威夷主岛的莫纳罗亚火山和胡阿拉莱火山的侧翼，还有大西洋中脊、东太平洋海隆、红海、加拉帕戈斯群岛、麦克唐纳海山和马努斯盆地的样品中，都记录到了大量的过量<sup>40</sup>Ar\*。[144](#)、[145](#)、[146](#)、[147](#) Patterson、Honda 和 McDougall 声称，洛伊希火山的一些初步分析结果是由于岩浆在侵入或喷发过程中受到大气污染造成的，但后续研究证实，过量的<sup>40</sup>Ar\*并非来自大气污染。[148](#)、[149](#)、[150](#)

## 矿物中包裹的 过量<sup>40</sup>Ar \*

奥斯汀研究了 1986 年圣海伦斯火山口内 1980 年 10 月 26 日之后形成的熔岩穹丘中的英安岩熔岩流，并确定这 10 年历史的英安岩由于岩石中过量的<sup>40</sup>Ar\*，其全岩 K-Ar 模型“年龄”为  $0.35 \pm 0.05$  Ma。随后，[151](#) He 提取了组成矿物的浓缩物，这些浓缩物产生了异常的 K-Ar 模型“年龄”，分别为  $0.34 \pm 0.06$  Ma（斜长石）、 $0.9 \pm 0.2$  Ma（角闪石）、 $1.7 \pm 0.3$  Ma（辉石）和  $2.8 \pm 0.6$  Ma（辉石超浓缩物）。尽管这些矿物浓缩物并非超纯，因为基质中含有细粒玻璃和一些铁钛氧化物，

但显然，导致钾氩法测年结果异常的过量<sup>40</sup>Ar\*以不同含量保留在各种组成矿物中。此外，由于斜长石是英安岩的主要成分，因此全岩的“年龄”与斜长石浓缩物的“年龄”非常接近。

其他研究也证实，过量的<sup>40</sup>Ar\*可能存在于熔岩流中的矿物内部，而非矿物颗粒之间。

Laughlin 等人发现，新墨西哥州祖尼-班德拉火山区第四纪玄武岩中的橄榄石、辉石和斜长石含有大量的过量<sup>40</sup>Ar\*，新西兰火山第四纪熔岩流中的橄榄石和单斜辉石斑晶也含有大量的过量

<sup>40</sup>Ar\*。<sup>152</sup>、<sup>153</sup> 类似地，Poths、Healey 和 Laughlin 从新墨西哥州和内华达州的年轻玄武岩中分离出橄榄石和单斜辉石斑晶，并测量了其中普遍存在的过量氩。<sup>154</sup> Damon、

Laughlin 和 Precious 报告了数例斑晶的 K/Ar 年龄比整块岩石的年龄大 1700 万年，并在近期(<13000 年)玄武岩中发现橄榄石斑晶的 K/Ar 年龄大于 1.1 亿年。<sup>155</sup> Damon 等人因此提出，火山岩中的大型斑晶含有过量的 <sup>40</sup>Ar\*，是因为它们的尺寸阻止了它们在熔岩流冷却前完全脱气。但 Dalrymple

的结论是，过量的 <sup>40</sup>Ar\* 与大型斑晶或任何其他岩石学或岩相学参数之间似乎没有任何相关性。<sup>156</sup>

大多数研究者得出了一个显而易见的结论：过量的 <sup>40</sup>Ar\* 必然存在于喷出的熔岩中，这些熔

岩在冷却过程中未能完全脱气，导致过量的<sup>40</sup>Ar\*被“捕获”在组成矿物中，在某些情况下甚至被岩石结构本身所捕获。实验室实验在接近 1300° C、大气压下，于含氩气流中测试了合成玄武岩熔体及其组成矿物中氩的溶解度。

<sup>157, 158</sup> 淬火后，在所得材料中的合成橄榄石中发现了 0.34 ppm 的<sup>40</sup>Ar\*。Broadhurst 等人评论道：“氩在矿物中的溶解度出奇地高”，并得出结论：氩主要存在于矿物晶格空位缺陷中。

159

在另一项实验中，Karpinskaya、Ostrovskiy 和 Shanin 在高氩压（2800 - 5000 个大气压）下将白云母加热至 740 - 860° C，持续 3 至 10.5 小时。

160 白云母吸收了大量的氩气，产生的 K/Ar “年龄”高达 50 亿年，并且吸收的氩气表现得像普通的放射性氩（<sup>40</sup>Ar\*）。随后，Karpinskaya 在类似的氩压和温度下，利用胶体凝胶合成了白云母，所得白云母在 640° C 和 4000 个大气压的蒸气压下仍保留高达 0.5 wt% 的氩气。

161 这大约是天然白云母中氩气含量的 2500 倍。这些实验表明，在某些条件下，氩气可以融入原本应该在结晶时排除氩气的矿物和岩石中。

对瑙鲁霍伊山安山岩流的应用

因此，新西兰瑙鲁霍伊山（Mt. Ngauruhoe）近期（1949-1975年）安山岩流的分析结果，由于过量的<sup>40</sup>Ar\*而导致 K-Ar 模型“年龄”异常，这既非个例，也非分析设备或技术落后造成的假象。认识到这些岩石中过量的<sup>40</sup>Ar\*的存在是真实存在的且可测量的，并非源于原位<sup>40</sup>K 的放射性衰变，便引出了一个显而易见的问题：过量<sup>40</sup>Ar\*的出现是否存在某种规律？这些过量的<sup>40</sup>Ar\*又来源于何处？

很明显，过量的<sup>40</sup>Ar\*存在于瑙鲁霍伊火山喷发的熔岩中，并在安山岩冷却过程中被截留。岩石中大量“冻结”的气泡孔清晰地表明熔岩中存在气体，这意味着大部分气体在熔岩流动和冷却过程中逸出。在选择样本时，我们特意挑选了来自同一熔岩流的不同样本（例如，大量“冻结”气泡孔的样本与几乎没有气泡孔的样本）。因此，毫不奇怪，对五个熔岩流中的四个熔岩流的<sup>40</sup>Ar\*测量结果与这种差异一致：每个熔岩流中几乎没有或完全没有“冻结”气泡孔的样品产生了过量的<sup>40</sup>Ar\*，从而产生了异常的 K-Ar 模型“年龄”；而每个熔岩流中含有大量“冻结”气泡孔的其他样品则未能产生可检测的<sup>40</sup>Ar\*（表 4 中的 <0.27 Ma 和 <0.29 Ma）。

1954年6月30日的火山喷发是个例外——不仅过量<sup>40</sup>Ar\*与缺乏“冻结”气泡孔之间的预期关系没有重现，而且对同一样品重复分离的样本进行分析也得到了截然不同的结果（ $0.27 \text{ Ma}$  vs.  $1.3 \pm 0.3 \text{ Ma}$  和  $3.5 \pm 0.2 \text{ Ma}$  vs.  $0.8 \pm 0.2 \text{ Ma}$ ；见表4）。因此，过量<sup>40</sup>Ar\*的存在（或缺失）必然取决于所分析的岩石样品部分，这反过来又意味着取决于存在的矿物成分，包括基质中的玻璃质。如前所述，Austin 在从1986年圣海伦斯火山喷发的英安岩中浓缩的矿物分离物中发现了含量差异很大的过量<sup>40</sup>Ar\*，而许多其他研究则在斑晶中发现了过量<sup>40</sup>Ar\*。

<sup>162</sup> , <sup>163</sup> , <sup>164</sup> , <sup>165</sup> , <sup>166</sup>

## 冷却速率、压力和钾元素变化

另一个因素是熔岩的冷却速率。Dalrymple 和 Moore 发现，基拉韦厄海底玄武岩枕状体1厘米厚的玻璃质边缘中，过量的<sup>40</sup>Ar\*含量比其下方10厘米处的玄武岩内部高出四十多倍。<sup>167</sup>当然，这种玻璃质枕状体边缘是由于炽热的玄武岩熔岩与冰冷的海水接触后迅速冷却而形成的，因此熔岩中过量的<sup>40</sup>Ar\*被迅速捕获并保留下来。Dymond 在东太平洋海隆轴线附近的四个深海玄武岩枕状体上也获得了类似的结果。

[168](#) Dalrymple 和 Moore 还发现，玄武岩枕状体玻璃质边缘的过量<sup>40</sup>Ar\*含量随水深增加而系统性地增加，这使他们得出结论：过量<sup>40</sup>Ar\*的含量与静水压力和冷却速率直接相关。[169](#) 在一项平行研究中，Noble 和 Naughton 报告称，来自基拉韦厄活火山的海底玄武岩（可能不到 200 年历史）的 K-Ar 年龄随着样品深度的增加而从零到 2200 万年不等。[170](#)

塞德曼报告了另一个引人入胜的关系。[171](#) 他分析了从太平洋盆地海底深海探测计划 (DSDP) 钻孔中获取的深海玄武岩样品，发现钾氩法测得的“年龄”随着玄武岩中钾含量的增加而增加。他指出，DSDP 工作人员发表的类似数据也呈现出这种关系（塞德曼 [172](#)，图 1）。在枕状玄武岩中，钾含量从边缘逐渐增加，并在枕状玄武岩内部中间位置达到最大值；而全晶质玄武岩则表现出钾含量从边缘向内递减的趋势。[173](#) 塞德曼的结论与之前的研究者一致，即海底风化作用以及玄武岩形成时的蚀变作用都会增加玄武岩中的钾含量，而枕状玄武岩的玻璃质边缘则基本不受海水的影响。然而，最终得到的钾氩法测得的“年龄”并不可靠，因为测得的<sup>40</sup>Ar\* 值可能并非由测得的<sup>40</sup>K 的放射性衰变产生。塞德曼还确定，沉积物覆盖层对钾向玄武岩扩散并不构成重大障碍。

上述某些因素有关。例如，岩流表面冷却速度更快，会在仍处于熔融状态的岩流内部形成硬壳，1954年8月18日厚度达18米的岩流就符合这种情况。此外，如此厚的岩流内部深处的上覆压力也会抑制熔岩冷却过程中的脱气作用。然而，只要岩流顶部的硬壳保持完整，就能将熔融的熔岩及其所含气体（包括过量的<sup>40</sup>Ar\*）密封在内。但这种密封作用可能持续时间很短，因为如今这些岩流大多以碎石堆的形式露出地表，看起来像是碎石（典型的aa型熔岩）。熔岩持续沿火山侧面流淌，会在凝固的岩壳刚一形成就将其破坏，冷却收缩也会起到同样的作用，从而使内部熔融物在冷却过程中脱气。因此，冷却速度可能是最关键的因素，而且即使在几厘米的局部尺度上，熔岩流内部的冷却速度也会存在横向和纵向的变化。

可以忽略风化作用对这些熔岩流钾含量的影响。一方面，这些熔岩流是陆上熔岩流，似乎没有经历钾的淋滤或添加，也没有经历任何富钾蚀变；另一方面，它们的钾含量非常均匀（见表1、2和4）。考虑到它们在时间上都来自同一个岩浆源/岩浆房，这种情况并不令人意外。表4中的K-Ar数据显示，这些熔岩流的钾含量与其K-Ar模型“年龄”之间没有明显的关联，这与亚利桑那州大峡谷中元古代卡德纳斯玄武岩上段熔岩流中发现的负相关关系不同。<sup>174</sup>

然而，关键问题或许在于，这过量的 $^{40}\text{Ar}^*$ 究竟来自何处，以及它是否源于 $^{40}\text{K}$ 的放射性衰变。一种可能性是，过量的 $^{40}\text{Ar}^*$ 可归因于岩浆在喷发前于岩浆房中长期停留期间发生的放射性衰变。Esser、McIntosh、Heizler 和 Kyle 排除了埃里伯斯火山斜长石斑晶的这种可能性。

[175](#) Dalrymple 发现，拉森火山（1915年）的斜长石斑晶中 $^{40}\text{Ar}^*$ 含量过高，且 K-Ar 模型“年龄”异常，而 1964 年苏尔特西火山喷发的斜长石中仅含有氩，且其同位素组成与空气中的氩相同。[176](#) 因为斑晶通常是在熔岩喷发后结晶的，所以它们可能会在熔岩冷却过程中任意捕获过量的 $^{40}\text{Ar}^*$ ，因此这些 $^{40}\text{Ar}^*$ 不会来自原位 $^{40}\text{K}$ 放射性衰变。

## 负 K-Ar 模型“年龄”和大气氩

另一个与这些问题相关的考量是达尔林普尔观察到的现象：一些现代熔岩样本的钾氩模型“年龄”实际上是负值，这显然是由于 $^{36}\text{Ar}$ 过量所致。[177](#) 空气的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值为 295.5，但达尔林普尔的一些样本的比值低于 295.5（因此“年龄”为负值）。本研究中瑙鲁霍伊火山的一些样本的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值也低于 295.5（见表 4）。根据钾氩测年法的直接解释，这应

该是不可能发生的。达尔林普尔不愿将这些异常比值归因于实验误差，地质年代学实验室的理查德·里斯曼也持相同观点。

达尔林普尔提出了三种可能的解释，可以说明为何<sup>36</sup>Ar 178 过量：

1. 掺入“原始氩气”，
2. <sup>36</sup>Cl 放射性衰变 产生 <sup>36</sup>Ar，或
3. 大气氩的扩散分馏。

他否定了核反应在原地大量生成<sup>36</sup>Ar 的可能性（选项 2），因为玄武岩中的氯含量以及宇宙射线中子产生<sup>36</sup>Cl 的速率都太低，不足以解释任何显著量的<sup>36</sup>Ar。相反，达尔林普尔似乎更倾向于选项 3，即大气中的氩气在熔岩冷却过程中扩散回熔岩时，<sup>36</sup>Ar 会优先扩散进去。然而，他也意识到这种论证的薄弱之处——很难解释为什么有些熔岩富含<sup>36</sup>Ar，而另一些则不然（例如瑙鲁霍伊火山）。为了保持一致性，如果大气中的氩气在扩散过程中发生了分馏，那么这意味着即使是所谓的“零年龄”熔岩实际上也具有表观年龄，并且大多数熔岩在喷发时不会完全脱气。事实上，根据<sup>36</sup>Ar 在扩散过程中分馏的强度，甚至可能并非所有熔岩都会完全脱气。

这样就只剩下达尔林普尔的第一种选择，即那些<sup>36</sup>Ar 含量异常高的熔岩来自地幔（或许也包括地壳）中原始氩尚未被放射性<sup>40</sup>Ar 稀释且未完全脱气的区域。然而，这意味着没有理由假设氩含量与大气中氩含量相同的熔岩也已经脱气，因为它们可能只是最初的氩含量与大气中的氩含量相同。尽管如此，达尔林普尔仍然坚信“在海底冷却的火山岩中可能仍然存在大量挥发性原始物质”。179 事实上，达尔林普尔明确将过量的<sup>40</sup>Ar\*定义为并非来源于大气氩或<sup>40</sup>K 原位放射性衰变的<sup>40</sup>Ar。180 克鲁门纳赫则更为谨慎，他将异常的<sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 比值和过量的<sup>40</sup>Ar\*归因于熔岩中捕获的“大气同位素组成的氩的质量分馏效应”，以及同位素组成不同的“岩浆”氩的存在。181

## 异质岩的作用

过量的<sup>40</sup>Ar\*是否仅仅是“岩浆氩”，即聚集在岩浆中并随后被熔岩继承的氩？Funkhouser 和 Naughton 发现，1800-1801 年夏威夷 Hualalai 熔岩流中的过量<sup>40</sup>Ar\*存在于玄武岩中超镁铁质捕虏体橄榄石、斜长石和辉石的流体和气体包裹体中。182 过量<sup>40</sup>Ar\*的含量足以得出 2.6 Ma 至 2960 Ma 的 K-Ar 模型“年

龄”。然而，达尔林普尔随后仅利用超镁铁质捕虏体的存在及其包裹体中过量的<sup>40</sup>Ar\*来部分解释他从 1800–1801 年

拉莱熔岩流中获得的过量<sup>40</sup>Ar\*和异常的 K-Ar 模型“年

龄”，并提出大型单个包裹体并非熔岩流中过量氩的直接原因，<sup>40</sup>Ar\*在岩石中分布更为均匀。

<sup>183</sup>尽管如此，那些担心样品中过量

<sup>40</sup>Ar\*会影响其“定年”结果的 K-Ar

和 Ar-Ar 年代学家仍然会仔细检查样品中是否存在捕虏体和捕虏晶。埃塞尔等人就进行了这样的检查，并

排除了捕虏晶污染的可能性。<sup>184</sup>

瑙鲁霍伊安山岩流中存在捕虏体（表 3），但数量较少，其重要性远不及斜长石和辉石斑晶，以及占主导地位<sup>较大</sup>的斜长石、辉石或斜长石和辉石混合聚晶。

后者可能是早期形成的斑晶，在熔岩流喷发前于岩浆房内聚集在一起。然而，它们可能含有的任何过量

<sup>40</sup>Ar\*都必然来自岩浆源区。施泰纳将安山

岩流中的捕虏体描述为片麻岩，因此具有地壳起源，推测来自岩浆喷发过程中所穿过的基底岩石。

<sup>185</sup>

## 来自地幔的惰性气体

随着必要技术的出现，现在可以测定岩石和矿物样品中惰性气体（包括氩气）的同位素浓度和比值。Honda 等人对夏威夷洛伊希海山和基拉韦厄火山的海底玄武

岩玻璃样品进行了此类分析，并得出结论：氦和氩的同位素比值与大气同位素比值存在显著差异，表明其指示的是导致夏威夷火山活动的地幔柱源区，而非岩浆受到大气污染。<sup>186</sup>Ar/<sup>187</sup>Ar 比值也与岩浆中过量的<sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 来自地幔的推测相符。后续研究分析了来自夏威夷同一座火山及其他火山的大量玄武岩玻璃样品以及橄榄石斑晶样品，得出结论：同位素体系表明氦和氩来源于地幔，并未受到次生过程的优先影响。<sup>188</sup> 因此，这些样品中过量的<sup>40</sup>Ar\*也可能是由引发火山活动的岩浆柱从这些玄武岩的上地幔源区携带而来。Moreira、Kunz 和 Allègre 基于从北大西洋疏浚的中洋脊玄武岩样品中单个气孔的新实验数据提出，上地幔中过量的<sup>40</sup>Ar\*可能几乎是先前估计值的两倍（即，相对于<sup>36</sup>Ar，几乎是大气含量的150倍），并且代表了一种尚未脱气的原始地幔成分。<sup>189、190</sup> Burnard、Graham 和 Turner 对相同的样品也得到了类似的结果，但他们认为，由于部分<sup>36</sup>Ar 可能是吸附在表面的大气氩，因此上地幔中过量<sup>40</sup>Ar\* 的含量甚至可能高出十倍。<sup>191</sup>

在南印度洋凯尔盖朗群岛玄武岩中的超镁铁质地幔捕虏体中也获得了类似的结果，测得的显著过量<sup>40</sup>Ar\*被认为是该热点火山作用地幔

源区特征的一部分。<sup>192</sup>然而，通过此类岩浆柱采集过量<sup>40</sup> Ar\*样本的并非只有次大洋地幔。Matsumoto、Honda、McDougall 和 O' Reilly 报道了澳大利亚东南部年轻 (<7 Ma) 新火山岩中五个喷发中心的尖晶石-二辉橄榄岩中具有较高的<sup>40</sup> Ar / <sup>36</sup> Ar 比值。<sup>193</sup> 这些无水二辉橄榄岩的成分代表了上地幔岩石圈的特征，其中显著过量的<sup>40</sup> Ar\*表明存在一个次大陆地幔储库，该储库具有极高的<sup>40</sup> Ar / <sup>36</sup> Ar 比值，因此也含有大量的<sup>40</sup> Ar\*，类似于在大洋中脊和地幔柱/热点玄武岩中发现的情况。另一个例子是位于大峡谷东部的卡德纳斯玄武岩及其相关的辉绿岩（中元古代），它们被认为是美国西南部普遍存在的镁铁质中大陆岩浆作用的一部分，因此也来源于次大陆地幔。Austin 和 Snelling 分别对 14 个和 6 个岩石样品进行了 <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar - <sup>40</sup>K/<sup>36</sup>Ar 等时线分析，发现其初始 <sup>40</sup>Ar / <sup>36</sup>Ar 比值分别为  $787 \pm 118$  和  $453 \pm 42$ ，表明存在一定的初始过量 <sup>40</sup>Ar\*。<sup>194</sup>

## 用钻石及其内含物来检验地幔

另一种“取样”地幔的方法是研究钻石及其微包裹体。目前已确凿地证实，在 150 公里以上的地幔深度，钻石在压力-温度条件下是热力学稳定的，其起源被认为

可以追溯到太古代和地球早期地壳。

[195](#) · [196](#) 钻石的形成与两种岩石类型——钙长石和橄榄岩——相关的多种过程有关。这两种岩石的捕虏体也会随着金伯利岩和钾镁煌斑岩的“管状”喷发，从大陆前寒武纪地盾（克拉通）下方的上地幔被带到上地壳，与钻石一同被带到上地壳。

[197](#) · [198](#) · [199](#) 尽管金伯利岩或钾镁煌斑岩的母岩可能相对较新（即使按照传统标准来看），但许多钻石的年代可以追溯到太古代，也就是地球的早期历史。[200](#) · [201](#) 为了解释所有这些证据，人们推测大多数钻石的形成与太古代洋壳俯冲到地幔密切相关，所需的碳（最初被认为是地幔中已有的原始碳）现在被认为来源于沉积的海洋碳酸盐以及随洋壳俯冲的沉积物中的细菌/藻类产生的生物碳。

[202](#) · [203](#) · [204](#) · [205](#) · [206](#)

钻石中的惰性气体含量与其古老的地幔起源相符，其高氦同位素比值（大气比值的 290 倍）被认为是原始的，可与当今太阳的氦同位素比值相媲美。

[207](#) · [208](#) 值得注意的是，有假设认为氦、氡、钾、铅、钍和铀被添加到对流的上地幔环流中，其比例和同位素组成很大程度上取决于来自下地幔（670 公里以下）的卷入。[209](#) · [210](#) 这反映在对钻石及其微包裹体进行的氦同位素测量中。

与以往仅着眼于测定钻石微包裹体年代的研究不同，Zashu、Ozima 和 Nitoh 精心挑选了十颗扎伊尔钻石，并在进行 K-Ar 测年分析之前，先对其纯度进行了检验。<sup>211</sup>然而，他们一开始就注意到，除了传统的 K-Ar 测年法之外，几乎没有其他直接的钻石放射性测年方法，而且由于可能存在过量的<sup>40</sup>Ar\*，测年结果也存在疑问。为了避免这个问题，他们采用了 K-Ar 等时线测年法。他们的实验数据显示出良好的线性相关性，但这些等时线测得的年龄为  $6.0 \pm 0.3$  Ga，这显然是不可接受的，因为这些钻石的年龄甚至超过了地球本身。实验过程中的误差很容易排除，因此他们不得不得出结论：过量的<sup>40</sup>Ar\*是造成年龄差异的原因，并且<sup>40</sup>Ar\*必须处于液态才能确保均质化，从而获得如此恒定的<sup>40</sup>Ar/K 比值。他们还推测，这些钻石的钾同位素组成可能与普通钾不同，但后续研究否定了这一推测，发现这些钻石中钾的含量与普通钾相当。<sup>212</sup>由于<sup>36</sup>Ar-<sup>38</sup>Ar 同位素分析得出的“年龄”同样不理想，因此得出结论：过量的<sup>36</sup>Ar-<sup>38</sup>Ar 并非原位生成，而是钻石形成时地幔储库中继承或“捕获”的成分。

这些扎伊尔钻石并非唯一含有过量<sup>40</sup>Ar\*的钻石。Phillips、Onstott 和 Harris 使用激光探针测定了南非 Premier 金伯利岩

## 中钻石的榴辉岩质单斜辉石包裹体的

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄，发现其

$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  比值适中，表明其  $^{40}\text{Ar}$  过

量含量远低于扎伊尔钻石。<sup>213</sup>因此，这些榴辉岩质钻石的“年龄”被确定为  $1.198 \pm 0.014$  Ga，远小于同样位于南非的 Kimberley 和 Finsch 的 3.3 Ga 橄榄岩质钻石。因此，Phillips 等人将适度的  $^{40}\text{Ar}$  过量解释为 Premier 榴辉岩质钻石形成时期和区域地幔条件的特征。

<sup>214</sup>

Zashu 等人推测，扎伊尔钻石中过量的

$^{40}\text{Ar}$  需要处于流体状态。

<sup>215</sup>尽管 Navon、Hulcheon、Rossman 和 Wasserburg 在研究扎伊尔和博茨瓦纳钻石微包裹体中的流体时并未分析氩元素，但他们发现微包裹体均匀的平均成分中含有高浓度的挥发性物质和不相容元素，其中水和二氧化碳（存在于碳酸盐中）的含量几乎比金伯利岩和钾镁煌斑岩（钻石的围岩）的挥发性物质含量高一个数量级。<sup>216</sup> 氯含量高达 13 wt%，也远高于金伯利岩（<0.1%），尽管微包裹体的整体成分，包括高达 29.7 wt% 的  $\text{K}_2\text{O}$  含量，与此类钾质岩浆相似。他们得出结论，这些微小包裹体代表了钻石生长所在的上地幔中富含挥发性物质（约 40% 挥发性物质）的流体或熔体，并且由于

这种含水地幔流体中挥发性物质含量高，因此也可能存在高浓度的稀有气体，这可以解释较高的  $^{40}\text{Ar}/\text{K}$  比值（过量的  $^{40}\text{Ar}$  \*）和异常的“年龄”。

对扎伊尔立方钻石的持续研究，产生了  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄谱，得出了约 5.7 Ga 的等时线，Ozima、Zashu、Takigami 和 Turner 发现，正如其钾含量与  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  比值之间存在极好的相关性一样，其氯含量与  $^{40}\text{Ar}$  之间也存在相关性。<sup>217</sup>他们根据数据得出结论

40Ar 是一种过剩成分，不具有年龄意义， $^{40}\text{Ar}$  及其相关的钾包含在地幔衍生流体的亚微米包裹体中。

Turner、Burgess 和 Bannon 也利用  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  技术，通过与 K、Cl 和  $^{36}\text{Ar}$  的相关性，<sup>解析</sup>了“包覆”扎伊尔钻石和东非地幔捕虏体橄榄石中流体包裹体中放射性成因和无母体（过量）Ar 组分的混合物。

<sup>218</sup>他们的研究结果确凿地证明， $^{40}\text{Ar}$  存在于广泛分布的富氯组分中，这意味着存在富含  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$  的相，其  $^{40}\text{Ar}/\text{Cl}$  比值“在大范围内非常均匀”，这两种不相容元素的富集程度比上地幔整体值高出近四个数量级。显然，过量的  $^{40}\text{Ar}$  \* 在地幔中含量丰富，并且很容易被输送到地壳中。

## 地壳过剩 <sup>40</sup>Ar \*

地幔中 是否存在过量的 <sup>40</sup>Ar\*? 这些证据是否仅来源于

地幔中形成或上升的岩石(玄武岩和超镁铁质捕虏体)和矿物(橄榄石、辉石、斜长石和钻石)? Patterson

等人设想, 来自地幔(以及大气)的惰性气体在地壳中迁移和循环, 因此地壳岩石和矿物中应该存在过量

的 <sup>40</sup>Ar\*。事实上, 富含

CO<sub>2</sub> 的天然气井中的惰性气体支持这

种迁移和循环——也就是说, 同位素特征清楚地表明

这些惰性气体来源于地幔, 包括某些富含 CO<sub>2</sub>

的天然气井中过量的 <sup>40</sup>Ar\* 含量甚至超过了源自

地幔的中洋脊玄武岩中的含量。220、221、222、223、

224 Staudacher 还指出, 大陆地壳中 过量的 <sup>40</sup>Ar\* 含量可高达

此类地幔 来源的 中洋脊玄武岩中含量的五倍, 这强烈表明

地壳岩石及其组成矿物中过量的 <sup>40</sup>Ar\* 很可能是常态而非 例

外, 因此所有 K-Ar (和 Ar-Ar) 定年法都值得怀疑。

225

现已证实, 某些钻石可在地壳中高级变质作用期间形成,

也可在陨石或小行星撞击引起的冲击变质作用中

形成。226 , 227 , 228 此前人们认为高级

变质作用的压力和温度不足以形成钻石, 但关键成

分被发现是富含挥发性 N<sub>2</sub>-CO

的流体。由于这些钻石体积小且稀

少, 目前尚无关于其惰性气体的数据, 但此类数据已

确凿地证实了碳酸盐钻石的地壳成因。

[229](#) 然而，它们仍然含有过量的  $^{40}\text{Ar}^*$ 。

达尔林普尔在谈到地壳岩石的变质作用和重熔作用时评论道：“如果岩石在之后的某个时间被加热或熔化，那么部分或全部的  $^{40}\text{Ar}$  可能会逸出，导致 K-Ar 时钟部分或完全重置。”[230](#) 换句话说， $^{40}\text{Ar}^*$  逸出并在地壳中迁移，然后可能以过量  $^{40}\text{Ar}^*$  的形式被其他矿物吸收，就像地幔中脱气的  $^{40}\text{Ar}^*$  一样。因此，例如，在伟晶岩、变质岩和熔岩中的许多矿物（其中一些不含  $^{40}\text{K}$ ）中都记录到了过量  $^{40}\text{Ar}^*$ ，例如石英、斜长石、辉石、角闪石、黑云母、橄榄石、绿柱石、堇青石、电气石、钠长石和锂辉石。[231, 232](#) 并非只有钾氩定年分析才能检测到过量的  $^{40}\text{Ar}^*$ ，Lanphere 和 Dalrymple 也利用  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  法证实了长石和辉石中存在过量的  $^{40}\text{Ar}^*$ 。[233](#) 事实上，在最近的一项研究中，研究人员从角闪岩-麻粒岩相变质岩中黑云母颗粒的十个剖面获得了 128 个氩同位素分析结果，单个颗粒的表观  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  “年龄”范围为 161 至 514 Ma。[234](#) 研究人员得出结论，这些现象并非完全由放射性  $^{40}\text{Ar}^*$  的积累所致，而是由于来自外部来源（即地幔和其他地壳岩石和矿物中的  $^{40}\text{Ar}^*$ ）的过量

$^{40}\text{Ar}^*$ 通过扩散作用掺入所致。事实上，Harrison 和 McDougall 计算出了辉长岩中角闪石因加热而导致的  $^{40}\text{Ar}$  扩散的明确规律。

他们还发现，在辉长岩晶间区域局部形成的过量  $^{40}\text{Ar}^*$  在某些地方的分压至少达到了  $10^{-2}$  atm。

已知  $^{40}\text{Ar}^*$  这种地壳迁移会给区域地质年代学研究带来严重问题。在南澳大利亚北部的中元古代马斯格雷夫地块，韦伯发现由于继承的（或过量的） $^{40}\text{Ar}^*$ ，钾氩矿物年龄分布范围很广，从 343 Ma 到 4493 Ma 不等，因此无法从岩石（麻粒岩、片麻岩、假粗面岩、混合岩、花岗岩和辉绿岩）中得出有意义的解释。236 对于给出异常年龄的辉绿岩脉，他得出结论：

基本岩浆可能形成于或流经含有高分压  $^{40}\text{Ar}^*$  的区域，使得一些气体能够被包裹在结晶矿物中。

同样，当 Baski 和 Wilson 尝试对弗雷泽山脉（西澳大利亚）和斯特朗威斯山脉（澳大利亚中部）的元古代麻粒岩相岩石进行氩年代测定时，他们发现这些岩石中的石榴石、蓝宝石和石英含有过量的  $^{40}\text{Ar}^*$ ，导致测得的“年龄”高于预期，从而使氩年代测定失效。237 他们还得出结论，过量的  $^{40}\text{Ar}^*$  可能是在矿物形成

时混入的，他们的计算表明，在覆盖半个大陆的澳大利亚元古代下地壳中，氩的分压约为 0.1 atm。

在对澳大利亚新南威尔士州布罗肯希尔地区的高级变质岩进行详细的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  定年研究中，Harrison 和 McDougall 发现了广泛分布的过量  $^{40}\text{Ar}^*$  的证据。

$^{238}\text{U}$  受影响最大的矿物是斜长石和角闪石，阶梯加热  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  “年龄”谱得出的结果高达 9.588 Ga。这种不可接受的“年龄”是由过量  $^{40}\text{Ar}^*$  的释放造成的，通常在 350 - 650°C 和/或 930 - 1380°C 的温度下释放，这表明过量  $^{40}\text{Ar}^*$  被束缚在相应矿物晶格的特定位置，而这些位置的释放需要不同的加热条件。固体中 Ar 的主要捕获位置有三个：结构孔、刃型位错和晶格空位。（已知氩有时也会以流体包裹体的形式存在于某些矿物中。）显然，这项研究表明，在低于 930°C 的地壳温度下，总会有一些过量的

$^{40}\text{Ar}^*$  保留在矿物中那些显然“束缚”得更紧的捕获位点，从而使 K-Ar 和

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  定年法变得值得怀疑。Harrison 和 McDougall 之所以能够对数据做出合理的解释，是因为他们对岩石的预期年龄以及假定的后续加热事件（基于 Pb-Pb 和 Rb-Sr 定年法）做出了假设，他们推测，正是在后者发生时，积累的  $^{40}\text{Ar}^*$  从矿物中释放出来，导致区域性

氩分压显著升高至约  $3 \times 10^{-4}$  atm。  
<sup>239</sup>

## 地幔-地壳域和过量 <sup>40</sup>Ar \*

哈特和霍克斯沃思识别出了地幔和地壳中的不同区域，并描述了它们之间的相互作用，所有这些都与氩（以及由此产生的过量 <sup>40</sup>Ar\*）从下地幔到地壳的迁移和循环以及喷发到地表的熔岩密切相关。

<sup>240</sup>这六个区域是物理性质不同的单元，它们在平均物理和化学性质以及表观年龄、结构和构造活动方面都表现出显著差异。它们分别是下地幔（670 公里以下）、上地幔、大陆地幔岩石圈、海洋地幔岩石圈、大陆地壳和海洋地壳，每个区域都是一个独特的地球化学储库。每个区域都可能为岩浆岩提供物质，而岩浆的特定地球化学特征可能与特定的区域相关。因此，在大洋中脊处到达地表的对流上地幔可能是大洋中脊玄武岩大多数地球化学特征（包括其过量 <sup>40</sup>Ar\* 含量）的来源。同样，对流的下地幔被认为是原始地球或地球整体的地球化学储库，它也可能向大洋中脊玄武岩贡献过量的

<sup>40</sup>Ar\*，但其对大洋岛玄武岩（例如夏威夷）和其他与地幔柱相关的玄武岩（大陆碱性玄武岩和大陆溢流玄武岩）的贡献更为重要。然而，由于俯冲海

洋岩石圈的局部堆积，更深层的地幔地球化学结构可能会变得更加复杂。

Porcelli 和 Wasserburg 提出了一个稳态上地幔模型，用于解释包括氩气在内的稀有气体的质量转移。<sup>241</sup>上地幔中的稀有气体来源于下地幔稀有气体、俯冲带稀有气体以及原位产生的放射性核素的混合。Porcelli 和 Wasserburg 声称，封闭系统中下地幔的所有<sup>40</sup>Ar 均由下地幔中的<sup>40</sup>K 衰变产生，但这一说法基于地球年龄为 45 亿年的假设。无论如何，他们的说法自相矛盾，因为他们还指出：“假设下地幔的同位素演化近似于一个封闭系统，<sup>129</sup>I、<sup>244</sup>Pu、<sup>238</sup>U、<sup>232</sup>Th 和<sup>40</sup>K 的*原位*衰变增加了初始稀有气体的含量。”<sup>242</sup>换句话说，他们承认部分<sup>40</sup>Ar 必定是原始的，而不是由放射性<sup>40</sup>K 衍生而来。然后他们又声称，在上地幔中，<sup>40</sup>K 的衰变使来自下地幔的放射性<sup>40</sup>Ar 进一步增加了约 3 倍，但这又预设了地球已有 45 亿年的历史，并且没有考虑到原始<sup>40</sup>Ar 的存在，而如果承认原始<sup>40</sup>Ar 存在于下地幔中，那么它也很可能存在于上地幔中。

对于大陆和海洋岩石圈区域而言，由于缺乏对流搅拌，不同的地质过程和事件可能会在每个区域中注入多种地球化学性质不同的物质，这些物质彼此隔离。因此，

这些区域并不具有单一的地球化学特征；由此，将地球化学定义的“源”与特定的物理定义的地壳-地幔区域进行对应关系十分复杂，特定储层的地球化学定义不能简单地等同于主要物理实体的定义。尽管如此，玄武质岩浆柱从上地幔到达地表时，仍会向这些区域注入过量的<sup>40</sup>Ar\*。

此外，大洋岩石圈的形成过程源于对流的上地幔以及中洋脊活动，这意味着其同位素特征在各地都与对流的上地幔和中洋脊玄武岩的同位素特征大体相似，包括过量的<sup>40</sup>Ar\*。由此推论，大洋地壳也是在这些相同过程中形成的。然而，大洋地壳表面通常覆盖着一层薄薄的沉积物，在与大陆地壳区域相邻的地方则存在厚厚的沉积楔状体，而部分大洋地壳则经历了热液蚀变。因此，海洋地壳的这些组成部分的成分可能包含来自大陆碎屑和海水的大量贡献，从而使这种海洋地壳物质形成一个独特的地球化学储库，如果它对岛弧火山、与地幔柱相关的原地岩浆和地幔来源的捕虏体有所贡献，那么它在俯冲回上地幔过程中的命运就变得至关重要。

通过直接观测，大陆地壳物质的复杂性已广为人知，与其相连的地幔岩石圈也可能表现出类似的复杂性。然而，正如捕虏体所表明的那样，大陆地幔岩石圈中也存在过量的<sup>40</sup>Ar\*。<sup>243</sup>同样，

在穿过变质地层的地壳岩浆岩（例如辉长岩、伟晶岩）以及沉积储层中的天然气中也发现了过量的

$^{40}\text{Ar}^*$ 。 244 , 245 , 246 , 247 , 248 , 249

## 瑙鲁赫伊山的构造框架

因此，瑙鲁霍伊火山近期安山岩流中存在过量的 $^{40}\text{Ar}^*$ 是意料之中的。陶波火山带是陶波-希库朗伊弧沟系统（参见图 1）的一个火山弧和边缘盆地，该系统是汤加-克马德克弧向南延伸至新西兰北岛大陆地壳环境的一部分。地球物理勘探表明，太平洋板块正斜向俯冲到澳大利亚板块之下，而新西兰北岛的大部分地区就位于澳大利亚板块之上。陶波火山带的火山，包括汤加里罗火山中心的瑙鲁霍伊火山，位于俯冲的太平洋板块正上方约 80 公里处，这一地震带揭示了板块运动的发生位置。251 沿接触面的摩擦被认为会导致熔融，从而产生岩浆囊，这些岩浆囊随后通过管道输送到上方的火山。因此，瑙鲁霍伊火山近期喷发的安山岩流属于钙碱性岛弧火山岩。

哈特和霍克斯沃思地幔-地壳域内瑙鲁霍伊安山岩流的构造和地球化学框架是：俯冲的海洋地壳（源自对流的上地幔）携带楔形大陆沉积碎屑，这些碎屑堆积在大陆边缘和海岸线以东的邻近海沟中。252 俯冲的海洋地壳下方附着着与其相关的海洋地幔岩石圈，它

们共同向下逆冲到上地幔中。俯冲板块上方是上覆板块的大陆地壳和大陆地幔岩石圈，大陆地壳位于海沟附近浅层的接触面上，其下方是约 35 公里深处的附着大陆地幔岩石圈。<sup>253</sup> 因此，瑙鲁霍伊安山岩浆所源自的地球化学储库可能是熔融的海洋地壳、大陆沉积碎屑和大陆地壳的混合物，也可能是大陆地幔岩石圈，甚至是上地幔的混合物。

### 瑙鲁霍伊安山岩浆的成因及其过量的 <sup>40</sup>Ar \*

对陶波火山带火山岩成因的研究相对容易，其中一项是由斯蒂普(Stipp)和尤尔特(Ewart)与斯蒂普(Stipp)开展的。<sup>254</sup>、<sup>255</sup>他们分析了系统采集的样品，这些样品不仅包括熔岩和火山碎屑岩，还包括二叠纪至侏罗纪互层的杂砂岩、粉砂岩和页岩(潜在的地壳源岩)，这些岩层在空间上与火山岩相关，并且位于火山岩之下。他们主要关注锶(Sr)、铷(Rb)和钾(K)的含量，以及

<sup>87</sup>Sr/ <sup>86</sup>Sr 和

<sup>87</sup>Rb/ <sup>86</sup>Sr 比值。他们研究了钙碱性安山岩浆的三种成因：玄武岩浆在氧化条件下的分离结晶；玄武岩浆和酸性岩浆之间的某种混合，可能随后发生分离结晶；以及源自上地幔的原始安山岩浆。Ewart 和 Stipp 认为，他们的锶同位素数据更符合以下假设：安山岩是由玄武质岩浆(源自上地幔)

部分同化沉积物形成的，邻近的杂砂岩、粉砂岩和页岩很可能是沉积物，而未被同化的片麻岩捕虏体可能代表了这些沉积物的基底岩石。<sup>256</sup>然而，他们也承认，如果原始安山岩浆在喷发前经历了部分地壳物质的同化作用，那么这些数据并不能排除其直接源自上地幔的可能性。

科尔后续的研究倾向于另一种岩石成因模型，即原生安山岩浆。<sup>257</sup>他认为，俯冲的洋壳同化了陶波火山带以东的杂砂岩-粉砂岩-页岩及其上覆沉积物，生成角闪岩，角闪岩随后在 90 公里以下分解生成金云母榴辉岩。金云母榴辉岩在 150-200 公里处部分熔融，生成的岩浆在上地幔或下地壳中发生分异作用，最终形成安山岩。然而，基于稀土元素地球化学，科尔、卡什曼和兰金修正了这一岩石成因模型，认为虽然安山岩浆的形成可能与俯冲板块在上地幔中有关，并且发生了一些地壳混染，但安山岩似乎并没有榴辉岩母岩。<sup>258</sup>这表明，与俯冲板块相关的熔融作用产生安山岩浆的深度小于 90 公里。

格雷厄姆和哈克特同意这一结论，他们通过地球物理证据表明，俯冲板块的顶部位于瑙鲁霍伊火山下方约 80 公里处，且该处的地壳厚度可能小于 20 公里。

<sup>259</sup>因此，两者之间的上地幔楔仅由斜长石橄榄岩和尖晶石橄榄岩组成。在 80 公里深度，俯

冲板块上部洋壳和洋幔岩石圈中的水合角闪岩组合开始脱水，从而将水以及其他挥发性成分释放到上覆的上地幔楔中，显著降低其熔点。格雷厄姆和哈克特随后证明，地球化学证据表明，瑙鲁霍伊熔岩流的安山岩浆是由上地幔楔中由软流圈（最上地幔）和/或次大陆地幔岩石圈的重熔作用产生的原始低铝玄武岩浆形成的，而这种重熔作用可能由俯冲板块中的含水交代流体催化。

随后，由于地幔交代作用以及岩浆上升和储存过程中大陆地壳的混染，似乎发生了某些特定的地球化学富集。Graham 和 Hackett 利用最小二乘地球化学模型展示了安山岩浆如何通过地壳物质的同化（添加 6% 的同化物）和分离结晶（去除 30% 的晶体）的共同作用，从这种母体玄武岩岩浆中生成。<sup>260</sup>此外，瑙鲁霍伊安山岩流中捕虏体的存在，特别是玻璃化的变质杂砂岩和片麻岩捕虏体，确凿地表明，同化物很可能是片麻岩的部分熔融物，而片麻岩最初是邻近的杂砂岩-粉砂岩-页岩沉积物。

<sup>261</sup>，<sup>262</sup>

这些导致安山岩浆生成的过程并未减少最终熔岩流中过量的<sup>40</sup>Ar\*含量。虽然与大洋中脊玄武岩相比，过量的<sup>40</sup>Ar\*含量并不高，但值得注意的是，在喷发和冷却过程中，熔岩中仍然

存在过量的<sup>40</sup>Ar\*。证据表明，母体玄武岩浆生成于上地幔，而上地幔地球化学储库中过量的<sup>40</sup>Ar\*相对于<sup>36</sup>Ar的含量，目前已知是大气含量的150倍以上。随后，在上升过程中，地壳混染和分异结晶作用形成了安山岩浆；在喷发、熔岩流动和冷却过程中，岩浆脱气，但这些过程并未完全去除过量的<sup>40</sup>Ar\*，其中一小部分残留在凝固的熔岩及其组成矿物中。

当然，这种关于洪水后世界安山岩浆生成的模型是基于板块构造理论来解释地球历史上的全球构造运动。尽管如今假定的板块运动极其缓慢，因此均变论者将其推算到数百万年前，但在洪水背景下，板块构造的灾难性运动模型与圣经和科学数据完全吻合。263 **板块** 运动被认为是在洪水期间发生灾难性变化，然后在洪水后迅速减缓至今天的速度。

## 结论

最近的安山岩流中甚至还有一些过量的<sup>40</sup>Ar\*，而且它似乎最终来自上地幔地球化学储库——在那里它被认为是自地球最初形成以来，在脱气过程中尚未完全排出的残留原始氩——这一事实具有非常重要的意义。

首先，这显然与地球年轻论相符，即地球形成以来的极短时间尺度不足以使所有原始氩气从地球深处释放

出来。此外，即使是持续一年之久的全球性灾难性洪水，尽管地幔中发生了大规模的对流和翻滚，似乎也不足以将地球深处的所有原始氩气全部排出。264

其次，这种原始氩的一部分是“过量”的 $^{40}\text{Ar}$ ，并非由 $^{40}\text{K}$ 的放射性衰变产生，而是被输送到地壳岩石中，并可能继续迁移和积累，最终达到区域性的分压水平。由于证据清楚地表明情况确实如此，因此，当对地壳岩石样品进行K-Ar“定年”分析时，研究人员永远无法真正确定样品中的 $^{40}\text{Ar}$ \*究竟是岩石形成以来 $^{40}\text{K}$ 原位放射性衰变产生的，还是部分或全部来自下地幔和上地幔中的“过量 $^{40}\text{Ar}$ ”地球化学储库。即使K-Ar分析得出的“年代”与其他放射性同位素“定年”系统和/或基于进化假设的化石“定年”结果相符，也可能出现这种情况。而且，除了对样品年龄做出外部假设之外，无法通过分析方法将 $^{40}\text{K}$ 放射性衰变产生的 $^{40}\text{Ar}$ \*与非放射性衰变产生的原始 $^{40}\text{Ar}$ 区分开来，因此也无法知道。

因此，这些因素对所有钾氩“定年法”（无论是“模型年龄”还是“等时线年龄”）、所有 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ “定年法”以及所有以钾氩“定年法”校准的“化石定年法”都提出了质疑。尽管新西兰瑙鲁霍伊山近期安山岩流的钾氩“模型年龄”本身看似微不足道，但却引

出了更深层次的问题。为什么这些岩石中会含有过量的氩<sup>-40</sup>？它来自哪里？这些问题的答案反过来又指向了重要的推论，彻底否定了这种放射性“定年法”，反而与年轻地球论相符。

## 未来研究

进一步的研究势在必行。最迫切的需求是尝试量化如今上地幔中原始<sup>40</sup>Ar 的含量，以及有多少已循环进入地壳岩石，有多少存在于天然气储层中，还有有多少可能在过去 6000 至 7000 年间（包括洪水期间加速逸散）进入大气层。如此一来，或许就能量化地球诞生之初地幔中原始<sup>40</sup>Ar 的含量。通过这些计算和相关的建模练习，或许能够为地球的“年轻”提供可量化的证据。

此外，还需要进一步研究来量化所有已进行或正在进行钾氩法和<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar “定年”的地壳岩石和矿物中“过量<sup>40</sup>Ar\*”的含量。这包括被认为是地幔捕虏体和捕虏晶（例如钻石）的物质。一方面，证明这种“定年”方法值得怀疑是有帮助的；另一方面，仍然有很多“定年结果”是一致的，也就是说，它们与其他均变论定年系统和方案相符。因此，最终我们需要解释当其他“定年结果”不一致和异常时，这种一致性是如何产生的。事实上，在不同的地质记录层位（深度和相对年龄），可能存在某种模式或系统性

的方式，使得“ $^{40}\text{Ar}$ ”被困在岩石中或包裹在矿物中。如果真是如此，那么钾氩法和 $^{39}\text{Ar}$ “定年”方法将彻底失去可信度。

读完这篇文章，你心里是否有一些触动？有没有一些新的想法，或者值得你认真思考的问题？或许，你也开始重新思考自己的信仰和人生的方向。

如果你愿意，现在就可以向上帝祷告，打开心门，成为祂的儿女。祷告不需要华丽的言辞，只要一颗真诚的心。你可以这样祷告：

天父上帝，

今天我来到你面前，愿意立定心志，宣告我相信耶稣基督是我的救主，是我生命的主。我愿意离开过去那些不讨你喜悦的生活方式，求你赦免我的过犯。靠着你的恩典，帮助我学习顺服你、爱人如己，活出你所赐的新生命。求圣灵每天引导我、扶持我，使我一生荣耀你的名。奉主耶稣基督的名祷告，阿们。

如果你已经做了这个祷告，愿你知道，你并不孤单。信仰的道路需要陪伴和成长。鼓励你在自己居住的地方，寻找一间合适的教会，与弟兄姐妹一同聚会、学习和成长。

如果你有任何疑问，或在信仰上需要帮助，欢迎随时

写信与我们联系。我们愿意倾听，也愿意与你一同前行。