

氡测量方法与应用

Methods and Applications of Radon

吴慧山 林玉飞 白云生 常桂兰 编著

Rn

原子能出版社

氡测量方法与应用

Methods and Applications of Radon

吴慧山 林玉飞 白云生 常桂兰 编著

原子能出版社
Atomic Energy Press

图书在版编目 (CIP) 数据

氡测量方法与应用/吴慧山等编著。—北京：原子能出版社，1995.8
ISBN 7-5022-1356-2

I. 氡… I. 吴… III. ① 氡—测量方法 ② 射气测量—测量方法 IV.O613.16

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (95) 第 05017 号

内 容 简 介

本书较全面系统地介绍了当今氡的理论和有关的数据。详细地论述了氡的各种测量方法和技术，以及氡在国民经济多种领域中的重要作用和对人类可能造成的极大危害等。全书分三章，内容大部分取自作者们几十年来的科研成果，以及国内外最新成就。

本书可供地质找矿、地震预报、核技术找水、医学和环境监测等部门从事氡的科研与生产人员参考，也可供地质院校物探与化探有关专业的师生参考。

Synopsis

This book comprehensively and systematically presents the recent theory of radon and related data, discusses in detail various methods and techniques of radon measurement, the important role in various fields of national economy, as well as the enormous harmness to the human being. The book is divided into 3 chapters with the contents mainly coming from achievements obtained during the several tens of years research work of the authors, as well as the up to date research results of the domestic and foreign researchers.

The book can be used as a reference not only to scientific and technical persons who are engaged in geological prospecting, earthquake prediction, ground water prospecting using nuclear techniques, medicine, environmental monitoring and radon radiation, but also to the teachers and students majoring in geophysical and geochemical prospecting and exploration in geological colleges.

©

原子能出版社出版发行

责任编辑：刘其润

社址：北京市海淀区阜成路 43 号 邮政编码：100037

原子能出版社印刷厂印刷 新华书店经销

开本 787×1092 mm 1/16 印张 13.25 字数 327 千字

1995 年 8 月北京第 1 版 1995 年 8 月北京第 1 次印刷

印数：1—600

定价：17.00 元

前 言

随着科学技术向纵深方面发展,人们对放射性射气的认识不断深化,氡在国民经济各领域中的应用也不断扩大。然而,在目前,有关氡的理论和方法技术,以及应用的全面报道并不多,即使在国外也是如此,而只是限于某一特定领域的介绍,所以在一定程度上也影响了应用氡这项技术的进一步发展。为此,本书在总结作者们30多年来从事氡的研究和实践的经验与认识的基础上,试图比较扼要、全面和系统地介绍有关氡的基本知识、基础理论、方法技术和多种用途。这是一个尝试。

本书分四部分,即绪论,介绍氡的发现及其在国民经济各领域中的意义和对人类的危害,并借此提醒人们注意。第一章,氡的理论及有关数据,介绍了氡及与氡有密切联系的 α 粒子的基本性质、氡在自然界中的分布、氡的迁移理论、氡的来源、氡测量系统的标定、有关参数的概念和测定,以及其它的有关数据等。在第二章氡测量的方法和技术中,介绍了地中(壤中)氡测量、空气中氡测量和水中氡测量,而以地中氡测量为主线。方法主要包括:氡的常规测量、径迹蚀刻测量、 α 聚集器(也称钋-218)测量、热释光测量、液体闪烁测量、硅半导体 α 仪测量、钋-210测量等。扼要地介绍了空气中氡的测量、氡子体浓度和潜能的测量、未结合态氡子体测量,以及水中氡测量的若干方法和问题。在第三章中,介绍氡在地震预报监测中的应用、氡在研究地球动力学带中的应用、环境科学中氡的有关问题,以及在铀矿、油气田、冷热水资源和其它一系列矿种勘查中氡的应用等。

本书内容比较全面系统。在写法上力求深入浅出,可供从事氡各种用途的科技人员参考,也可供大专院校有关专业的师生参考。

由于水平所限,若有不足处,请读者和专家们批评指正。

吴慧山 林玉飞 白云生 · 常桂兰

1995年2月于北京

目 录

前 言	
绪 论	(1)
第一章 氡的若干理论与数据	(3)
第一节 氡的基本性质及有关问题	(3)
一、氡的化学性质	(3)
二、氡的辐射性质	(4)
三、氡的物理性质	(4)
四、氡的溶解性	(7)
五、固体物质对氡的吸附	(8)
六、氡的 α 辐射电离作用	(10)
七、氡产生的热量	(10)
第二节 天然物质 α 粒子的基本特征	(10)
一、 α 衰变	(11)
二、电离与激发	(11)
三、子体污染	(11)
四、基态与激发态	(11)
五、穿透能力	(11)
六、自由射程	(12)
七、长射程	(12)
八、自由射程计算公式	(12)
第三节 氡的来源	(12)
一、自然界中的放射性核素	(12)
二、镭的地球化学性质	(20)
三、环境中的氡	(23)
第四节 射气作用的理论	(26)
一、射气作用的概念和氡的消散	(26)
二、单颗粒及颗粒集合体的射气作用	(27)
三、毛细管水对射气作用的影响	(30)
四、吸附对射气作用的影响	(31)
五、高温条件下矿石和矿物射气作用的特点	(32)
六、射气作用同物质颗粒大小的关系	(32)
七、液体中的射气作用	(32)
八、温度对射气作用的影响	(33)
第五节 氡的射气作用的参数及其测定	(34)
一、射气系数的若干数据	(34)
二、射气系数及其测定	(37)
三、扩散系数及其测定	(46)
第六节 氡的迁移问题	(48)
一、“接力传递”作用	(49)

二、扩散作用	(51)
三、对流作用	(51)
四、抽吸作用	(51)
五、水的作用	(51)
六、伴生气体的压力作用	(52)
七、泵吸作用	(52)
八、地热作用	(52)
九、其它作用	(52)
十、镭在氡迁移过程中的作用	(52)
十一、氡迁移的某些新认识	(52)
第七节 壤中氡分布的理论公式	(53)
一、无限射气介质	(54)
二、被非放射性浮土覆盖的放射层	(56)
三、在无限延伸介质内的圆柱状(或球状)射气体	(64)
四、由点状射气源组合成射气体的射气浓度分布	(64)
五、射气流密度的测定	(66)
第二章 氡测量方法和技术	(68)
第一节 氡测量单位和标准源	(68)
一、氡测量单位	(68)
二、射气标准源	(69)
第二节 氡探测器的标定	(69)
一、循环法	(70)
二、真空法	(72)
三、自由扩散法(也称累积法)	(75)
四、8505- I 型氡室及其标定方法	(75)
第三节 氡测量的应用条件及干扰因素	(78)
一、地质、地球化学条件	(78)
二、气候、气象条件	(79)
三、地形、地貌条件	(80)
四、其它的条件	(80)
五、若干人为干扰因素	(80)
第四节 氡及其子体测量的分类	(82)
一、地(壤)中氡测量	(83)
二、空气中氡测量	(83)
三、水中氡测量	(83)
第五节 氡的常规测量	(83)
一、工作方法和技术	(84)
二、资料的整理	(85)
三、异常的处理和评价	(87)
四、介绍几种氡气异常解释方法	(93)
五、介绍几种氡气仪	(99)
第六节 径迹蚀刻测量	(100)

一、方法的发展和原理	(101)
二、工作方法和技術	(101)
三、方法的若干改进	(102)
四、推断解释的若干改进	(105)
第七节 液体闪烁测量技术	(107)
一、方法原理	(107)
二、方法的适用性	(108)
三、方法技术	(109)
第八节 钋-210测量	(109)
一、方法原理	(109)
二、钋同位素的性质	(110)
三、钋同位素在自然界中的分布	(111)
四、样品的分析	(114)
五、地表和钻孔中钋-210测量方法	(115)
第九节 活性炭吸附器测氡	(116)
一、活性炭的主要特性及其吸附机制问题	(117)
二、瑞典用的活性炭法	(117)
三、用装有活性炭的气体防毒面具过滤器测量氡	(118)
四、装有活性炭的气体捕集器方法	(119)
五、南非的活性炭的测量系统 (ROAC)	(120)
六、活性炭测量系统的最佳条件研究	(123)
第十节 α 聚集器测量	(124)
一、 α 卡测量	(124)
二、 α 管测量	(126)
三、 α 膜测量	(128)
第十一节 热释光测量	(129)
一、 α 热释光法	(129)
二、 γ 热释光法	(130)
三、天然热释光法	(130)
第十二节 硅半导体 α 仪测量	(131)
一、基本原理和工作方法	(131)
二、测量的干扰因素	(132)
第十三节 空气中氡及其子体的测量	(132)
一、氡的测量	(132)
二、氡子体浓度测量	(133)
三、氡子体潜能测量	(133)
四、未结合态氡子体的测量	(133)
第十四节 水中氡测量	(134)
一、天然水中氡浓度和放射性水成因分类	(134)
二、取水样的一般原则	(134)
三、水中氡测量的一般原则	(136)
四、水中测氡“RaA”仪 (FD-3017型) 的使用	(137)
五、水中氡测量的若干改进	(138)

六、水中测氡的某些设想模式	(139)
第三章 氡的应用及实例	(142)
第一节 氡在地震监测预报中的应用	(142)
一、地震、断层与氡气	(142)
二、氡预报监测地震机理的设想	(143)
三、塔什干地震前后的监测	(143)
四、圣安德列斯断层和兰山湖地区地震研究	(147)
五、日本的地震研究	(147)
六、中国监测地震的若干实例	(149)
第二节 环境监测与评价中氡的问题	(151)
一、氡及其子体的危害	(151)
二、矿井中氡及其子体的水平及最大允许浓度	(152)
三、天然水中氡的问题	(153)
四、民用建筑物室内氡及其子体的水平及其危害	(154)
五、氡及其子体的调查和治理问题	(155)
第三节 氡在现代地球动力学运动研究中的应用	(156)
一、绘制地球动力学带	(157)
二、观测滑坡	(158)
三、研究喀斯特	(158)
四、现代地球动力学带氡气异常产生的机制问题	(159)
第四节 氡在实验室某些研究中的应用	(160)
一、研究固体的物理化学过程(射气法)	(160)
二、借助于超声作用研究岩石样品	(161)
三、借助于超声在液体中提取钍射气和铀射气	(162)
四、研究压力对射气作用的影响	(162)
第五节 氡在铀矿勘查与开采中的应用	(163)
一、砂(砾)岩型铀矿床	(163)
二、花岗岩型铀矿床	(165)
三、火山岩型铀矿床	(166)
四、灰硅泥岩型铀矿床	(167)
五、氡测量在矿山中的应用	(169)
第六节 氡在冷、热水资源勘查中的应用	(170)
一、地下水及其富集	(170)
二、新构造的特点及其含水性	(171)
三、氡法找水的机制问题	(172)
四、氡法找水的几个问题	(176)
五、应用实例	(178)
第七节 氡在油气勘查中的应用	(179)
一、关于油气田放射性勘查的机制问题	(180)
二、用地下水中偏高的镭(氡)含量勘查油气田	(182)
三、天然气田的氡气测量	(183)
四、油田的氡测量实例	(184)

五、氦在油气田开采中划分含油气层位中的应用	(184)
第八节 氦在地质填图和勘查其它矿种中的应用	(185)
一、在地质填图中的应用	(185)
二、在勘查其它矿种中的应用	(187)
三、在煤矿中的若干应用	(189)
第九节 氦测量区分有矿和无矿的多金属地热异常	(190)
第十节 ^{210}Po 测量法研究现代沉积物的沉积速率	(191)
第十一节 根据镭氦比值确定地下水年龄	(192)
第十二节 氦测量调查活动断层	(192)
第十三节 氦的若干其它应用	(193)
一、氦在火山过程研究中的应用	(193)
二、氦在岩矿中的应用	(193)
三、同位素静电清除器的应用	(193)
四、离子感烟报警器的应用	(194)
五、在安全防护中的应用	(194)
结语	(194)
主要参考文献	(195)
附录一 氦测量中常用法定计量单位	(198)
附录二 氦衰变常数表 ($I = I_0 e^{-\lambda t}$)	(199)

绪 论

凡是有物质存在的地方都存在着氡,只是浓度不同而已。而这种浓度的高低,往往也由于氡本身是放射性气体,而在不断地变化着。这种变化取决于氡所处的时空坐标的变化,也取决于温度、压力和湿度等因素的变化。

氡是何时发现的,说法不一。大多数文献认为是德国人 F. 多恩(F. Dorn)于 1900 年发现的,而有的^[38]则认为,氡是不止一次地被发现的,而且每次的新发现都不推翻前者的发现,并且进行了补充。不同研究者独立地,几乎是同时(1900~1904 年)找到了同一个元素(86 号)的不同同位素。所有这些都是居里夫妇在放射性方面工作的继续。F. 多恩在镭制品中发现镭射气,即氡-222。稍后,E. 卢瑟福,F. 索迪和 W. 拉姆齐等确认这种气体是一种惰性气体。E. 卢瑟福称这种惰性气体为射气(Emanation),而 W. 拉姆齐和 R. 戈瑞把这种射气称为 Neon。1910 年 W. 拉姆齐和 R. 戈瑞测定了氡的原子量,并确定了氡在周期表中的位置,从而在氡的性质研究方面迈出了关键的一步。

F. 多恩发现的氡-222 是 86 号元素寿命最长的同位素,是²²⁶Ra 进行 α 衰变时形成的,其质量数为 222,半衰期为 3.825 d。E. 卢瑟福和 R. B 欧文斯发现的钍射气(Tn)是由钍衰变产生的,其质量数为 220,半衰期存 54.5 s。F. O. 吉塞尔发现的锕射气(An),质量数为 219,半衰期为 3.92 s。

从“移位法则”的观点看,指出射气位于周期表的零族内,比指出射气来源于镭、钍和锕有更为普遍且重要得多的意义。第 86 号元素在很长时间内还是被称“射气”,然而,1923 年国际会议上采用了“氡”这一术语。一方面,这可用力求统一来解释,因为“氡”这个名称比“射气”更相适应;另一方面,正是氡是所有天然射气中寿命最长,并且是用处最大的一个。氡的所有同位素都具有放射性。

氡被发现以后,医学家立即对它发生兴趣。在有关氡的文献中写道:应用的主要方面是医学。不久前用它来治疗恶性肿瘤。目前主要用于氡浴,后者对治疗某些关节病和末梢神经系统的疾患是有效的。近几十年来,利用氡的范围大为扩大,这首先与其地球化学特点有关。有意思的是,B. И. 维尔纳茨基写道:“无疑,氡毫无区别地完全进入地球上所有的水中,正像它进入大气中一样。”

M. 居里在关于氡的著作中已经指出:“某些泉水析出比较丰富的气体。由于氡的溶解度相当小,氡在气体中的浓度可以超过它在水中的浓度。并已确定,泉水可以析出钍射气。”^[84]

氡的射气作用,即含有母元素的固体析出氡的过程,取决于温度、湿度和固体结构,并在很大范围内变化。因此,在工业和科学研究中用射气方法研究固体物质的潜力很大。氡可以帮助研究各种材料的状态和缺陷。例如,氡指示器可以用来控制防毒面具的密封性。在钢和玻璃这些原材料生产中,有时可用氡来追踪工艺过程的进程。更多的用途将在后面谈及。

当然,氡亦是对人类可造成极大危险的一种气体,过去人们只认为,铀矿山中产生的氡,才对人类造成威胁。30 多年前,人们开始注意了非铀矿山氡积累和危害。近 10 年来,人们才敏锐地发现,正常生活的条件下,亦存在着氡,并亦对人类造成危害。已有报导^[81, 68],慢性(15~40 年)肺癌的一个重要途径是由于氡引起的。

氡测量是“核技术勘查”(过去称“核物探与核化探”)领域中五个:即 γ 测量、氡测量、中子测量、X 荧光测量和裂变径迹测量等主要的组成部分之一。

随着氡于 1900 年被发现后,有不少工作者从事与氡有关问题的研究,特别是找矿问题。1904 年,在加拿大开始出现收集和探测土壤和河水中氡气的装置和方法。然而,一直到本世纪 20 年代,氡测量亦称氡气测量才成为一种野外找矿方法(简称氡法)。

包括氡测量方法(氡法)在内的第一批野外找矿的放射性方法是出现在前苏联和德国^[85]。而在美国,这些方法用于地质找矿工作中,大约晚 7~8 年的时间。1922 年前苏联学者 А. П. 基里柯夫(Кириков),在中亚细亚应用氡法普查第四纪覆盖下的铀矿体。稍后又发展了实用的钍射气测量。然而,氡法发展很缓慢,也很不平衡。过去,在西方国家里,特别是在美国和加拿大,氡法基本上没有得到实际的应用,而在前苏联和东欧一些国家里应用稍多。我国氡法的应用开始于 50 年代中期。总的说来,本世纪 60 年代以前的一段漫长的时间里,氡法只限于较小的面积的普查找矿。空中和地下工程中应用氡气测量虽然已有某些理论研究,但最终没有取得实际有效的应用效果。

70 年代以来,由于核燃料需求的迫切和出露地表或近地表的矿越来越少等缘故,找深部和富大铀矿的工作已被提到议事日程上,氡法作为一种找深部和富大铀矿的方法已引起了一些国家的重视。在美国、加拿大、印度、阿根廷、巴基斯坦、芬兰和英国等国家用氡法已经找到了一些铀矿和解决了一些地质问题。高灵敏度的、自动记录氡的装置已被应用于地震预报。一些新的和改进型的氡气仪亦已问世。野外工作方法、测量结果的数据处理和地质解释,以及某些基本理论的研究,都有了不同程度的进展。^[82. 85. 86. 87]

氡及其子体测量(为方便起见,后面亦将采用氡测量表示之),从广义上说,涉及测量土壤(含岩石)中氡、气(空气)中氡和水中氡。其中,壤中氡测量和水中氡测量多用于研究和解决地质找矿和有关地质,以及地震预报等问题,而气中氡测量则多用于环境监测和评价。当然,由于这三种氡测量的应用领域亦是不能截然分开的和其基本理论及测量手段亦是大同小异的,所以,本书将主要介绍壤中氡测量及其应用,而气中氡测量和水中氡测量及其应用,亦要适当地予以介绍。

最后,值得指出的是,特别是最近的一二十年来,用氡法监测预报地震和解决大陆动力学带,以及人类生存环境氡的危害等问题,已引起了世人的关注,所以我们也将在第三章中予以必要的介绍。

第一章 氡的若干理论与数据

氡的理论主要包括：氡的射气作用、氡的性质和氡的迁移，以及与其相联系的，如氡的若干概念、 α 粒子的性质、氡的若干数据和氡的测量单位等。

第一节 氡的基本性质及有关问题

一、氡的化学性质^[39]

氡的原子序数是 86，是周期表中第六周期的零族元素，属惰性气体族（He, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn）的最后一个元素，也是气体中最重的一个元素。氡同位素的原子不带电荷，分子是单原子的。

氡是镭核衰变的中间产物，有四个同位素，其中²²²Rn 和²¹⁸Rn 是铀系衰变的中间产物，而²¹⁹Rn（An——锕射气）和²²⁰Rn（Tn——钍射气）分别是锕系和钍系中铀同位素的衰变产物。

氡进一步衰变时可产生²¹⁸Po, ²¹⁴Pb, ²¹⁴Bi, ²¹⁴Po 等短寿命子体（表 1-1）。

表 1-1 氡的短寿命子体

核素符号	名 称	老符号	半 衰 期	核衰变类型
²¹⁸ Po 84	镭 A	RaA	3.05 min	α
²¹⁴ Pb 82	镭 B	RaB	26.8 min	β
²¹⁴ Bi 83	镭 C	RaC	19.7 min	β
²¹⁴ Po 84	镭 C'	RaC'	1.64×10^{-4} s	α

氡的电子构型为 $6s^2 6p^6$ 。氡不能离解为离子，是个典型的亲气元素，一般呈气体形式存在。氡的主要化学参数，示于表 1-2。

表 1-2 氡的化学参数表^[39]

元素	原子序数	原子量	原子体积 cm ³ /g·原子	原子容积 g/L	熔点℃	沸点℃	电子构型	电负性	地表丰度
Rn	86	222	—	9.73	-71	-61.8	3s ² 6p ²	—	7×10^{-12}

地球化学电价	原子半径 10 ⁻¹⁰ m	共价半径 10 ⁻¹⁰ m	离子半径 10 ⁻¹⁰ m	电离势 eV	还原电位 (V)	离子电位	EK 值
0	—	—	—	10.746	—	—	—

1936 年以前，人们认为，氡是化学性质不活泼的惰性气体，因为未能观察到氡进入化合物的任何标志。1936 年，B. A. 尼基京获得了氡的化合物 Rn · 6H₂O。

必须指出，在低于 0℃ 时，各种气体能与水形成结晶水化合物，成分为 X · 6H₂O 的络合物。对于不同的气体，这些化合物的稳定性不同，而且它们的结合能和相应的离解压力取决于水与气体分子间范德瓦力的强度，即取决于分子的极化程度。包括氡在内的惰性气体不能

形成具有离子键和原子键的化合物，不能形成盐、氧化物和通常的分子，但是，还有一类化合物，即络合物，其中分子间的连结取决于范德瓦力。它们有固定的成分，在反应物质之间可观察到化学变化关系，而且这些化合物的结合能不大。B. A. 尼基京获得的分子的氦结晶水化合物是比较不稳定的。他指出，在可能形成络合物方面，氦在惰性气体中占有最先地位。

二、氦的辐射性质

氦同位素按下述定律由镭同位素积累：

$$N_2 = \frac{\lambda_1 N_1}{\lambda_2 - \lambda_1} [\exp(-\lambda_1 t) - \exp(-\lambda_2 t)] \quad (1-1)$$

式中： N_2 ——第二种物质（子体）的原子数目；

N_1 ——第一种物质（母体）的原子数目；

λ_1, λ_2 ——相应为母体和子体物质的衰变常数；

t ——第二种物质的积累时间。

考虑到对氦的所有同位素 $\lambda_1 \ll \lambda_2$ ，这样，式（1-1）可采取更简单的形式：

$$N_2 = \frac{\lambda_1 N_1}{\lambda_2} [1 - \exp(-\lambda_2 t)] \quad (1-2)$$

由镭形成的氦量由下式计算：

$$Q_{Rn} = Q_{Ra} [1 - \exp(-\lambda_{Rn} t)] \quad (1-3)$$

式中： Q_{Rn} ——氦量，Bq；

Q_{Ra} ——镭的质量，g。

顺便一提， 3.7×10^{10} Bq 的氦，重 6.5×10^{-6} g，在标准状态下的体积为 0.660 mm^3 。

氦同位素的辐射性质，列于表 1-3。

表 1-3 氦同位素的辐射性质

同位素	半衰期 ($T_{1/2}$)	衰变常数, s^{-1}	射 线		
			类型	能量, MeV	在空气中的射程, cm
^{222}Rn	3.825 d	2.097×10^{-4}	α	5.481	4.04
^{220}Rn	54.5 s	1.272×10^{-2}	α	6.287	4.99
^{219}Rn	3.92 s	0.1768	α	6.423 (7.5%) 6.551 (11.5%) 6.817 (81.0%)	5.56
^{218}Rn	0.03 s	23.1	α	7.13 (99.8%) 6.54 (0.16%)	6.01 (在自然界丰度 $< 10^{-4}$)

三、氦的物理性质^[38,45]

氦在温度为 -65°C 和 101325 Pa 压力下，转化为液态。氦转化为固态的温度约为 -113°C 。熔点为 -71°C 。沸点为 -61.8°C 。在 0°C 和 101325 Pa 下，气态氦的密度为 $9.727 \times 10^{-3} \text{ g/cm}^3$ ，液态氦的密度为 5.7 g/cm^3 。临界温度为 $+104.4^\circ\text{C}$ 。

液态氦起初是无色透明的，然后由于衰变产物逐渐变浑，它能使容器的玻璃壁发绿色荧光。固态氦不透明，能发出明亮的浅蓝色光。

钢射气的沸点为 -65°C 。在大气压 101325 Pa 和温度为 -143°C ，固态钢射气相当快地升华。

氦的可见、紫外和红外光谱都研究得很好。只能观测到新生氦的纯光谱，因为氦及其子体，在进行核衰变时，氦相当快地形成，其光谱叠加在氦的光谱之上。大致经过一个月后，氦的光谱消失。氦具有特征性的电光光谱，在可见、紫外和红外区有 227 条光谱线，见表 1-4~1-6。^[45]

表 1-4 可见光区段内氦的主要谱线

3664.8	3981.68	4307.76	4625.48	5888.6
3753.6	4018.00	4349.60	4644.18	5944.7
3957.15	4017.75	4459.25	4680.83	5977.4
3971.67	4203.23	4510.20	5582.4	6309.0
			5715.9	

* 波长单位为 10⁻¹⁰m，表 1-5，1-6 同此。

表 1-5 紫外线区内氦的主要谱线

3626.5	3106.7	3010.8	2842.1
3612.8	3068.9	3006.8	2838.5
3312.8	3064.6	2892.7	
3114.6	3045.2	2887.2	

表 1-6 红外线区段氦的主要谱线

7055.42	7470.89	8099.51	9327.02
7268.11	7483.13	8270.96	
7419.04	7746.64	8520.95	
7450.00	7809.82	8675.83	

氦的扩散是由于热运动，气体分子沿浓度减少方向位移的结果。氦的扩散一般用扩散系数“D”来描述，它在数值上等于当浓度梯度为一个单位时，单位时间内通过单位面积的氦气量，因而也可称它为扩散速度、它的量纲是 cm²/s。

除了扩散系数外，还用扩散长度“l”来描述氦气的扩散作用，其表达式如下：

$$l=\sqrt{\frac{D}{\lambda}}$$

式中：D——扩散系数；

λ——衰变常数。

扩散长度(l)是表示当氦气浓度减少到 1/e 时，离氦气源的距离，它反映了扩散距离减弱的特性。

氦的扩散系数在岩石中可从 7×10⁻²cm²·s⁻¹变到 5×10⁻⁴cm²·s⁻¹。而在空气中则比水中高四个数量级。氦的扩散长度(l)在疏松沉积物中为 1~2 m，钍射气为 1~2 cm，而铀射气就更小了。

扩散系数的大小主要取决于孔隙度、透水性、湿度、结构和扩散时的温度。

在几种介质中射气的扩散系数和扩散长度，见表 1-7~1-9^[1,83,38,36]。

氦在空气中的扩散系数为 $0.105 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ；而在水中为 $0.066 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

表 1-7 射气在不同介质中的扩散系数和扩散长度

扩散介质	扩散系数 (D), $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$	扩散长度 (l), cm		
		Rn	Tn	An
空气	0.1	218	2.8	0.75
水	10^{-3}	2.18	0.028	0.0075
砂子 (孔隙度 40%)	$(4.5 \sim 7.0) \times 10^{-2}$	146~183	1.88~2.35	0.5~0.63
疏松沉积物 (孔隙度 20%)	$(2.0 \sim 2.5) \times 10^{-2}$	102~129	1.24~1.66	0.34~0.44
花岗岩长岩之残积物	5×10^{-3}	50	0.65	0.08
致密未蚀变的花岗闪长岩	5×10^{-4}	15.7	0.26	0.027

表 1-8 不同条件下的扩散系数

岩石特征	氦同位素	扩散系数 $10^{-2} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$	测定方法	测定者
在填坑时捣实的粘土质砂土	氦	2.6	按长圆柱内氦的分布	A. Г. 格拉马柯夫 H. M. 里亚特柯夫斯基
在填坑时未经捣实的粘土质砂土	氦	3.3		
干石英砂	氦	6.5		
砂质粘土 (土壤)	铜射气	3.5	按铜射气流	B. И. 巴兰诺夫 E. Г. 格拉切夫
砂质粘土 (土壤)	钍射气	3.5	按钍射气流	B. И. 巴兰诺夫 E. Г. 格拉切夫
石英砂, 当湿度为: 10.4% 15.2%	钍射气	3.7 1.0	按钍射气流	A. Г. 格拉马柯夫 B. И. 斯特罗
在天然条件下微潮的坡积层 (在夏季)	氦	7.0	按氦浓度随深度的分布	Г. Б. 果尔什可夫 E. Г. 格拉切夫 B. И. 巴兰诺夫
天然条件下, 破碎花岗岩闪长岩 (微湿的)	氦	0.5	按氦浓度随深度的分布	Г. Б. 果尔什可夫 E. Г. 格拉切夫 B. И. 巴兰诺夫
致密的未蚀变的花岗闪长岩 (干的)	氦	$0.0n (n \text{ 为整数})$	按氦浓度随深度的分布	Г. Б. 果尔什可夫 E. Г. 格拉切夫 B. И. 巴兰诺夫
壤土 (天然产状下)	氦	1.0~3.0	比较在深 0.5 及 1.0 m 的氦浓度	B. Б. 米林
季节性缟状土 (天然产状)	氦	0.65~0.75	按氦浓度随深度分布	И. Ф. 波普列琴斯基
残积—坡积碎屑沉积物	氦	4.5	按氦浓度随深度分布	И. Ф. 波普列琴斯基
河沙 (孔隙度 43%; 湿度 0.5%)	氦	1.17~1.23	按圆柱体内氦分布	H. И. 穆希琴柯
白粘土 (耐火的), 湿度的 4.5%, 孔隙度 59.3%	氦	1.53	按圆柱体内氦分布	H. И. 穆希琴柯
砂质粘土, 湿度 5.7%, 孔隙度 10.8%	氦	1.09	按圆柱体内氦分布	H. И. 穆希琴柯

表 1-9 天然产状下氢的有效扩散系数和岩石孔隙度的关系

岩 石	扩散系数, $10^2 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$	岩石的孔隙度, %
花岗岩风化壳	1.9	19
石英长石砂	2.4	27
石英长石砂	2.8	—
花岗岩角砾	3.7	14
带细砾的石英长石砂	7.6	—
带细砾的石英长石砂	6.5	—
带细砾的石英长石砂	7.5	31
岩石小碎石粘土风化壳	1.5	8
酸性岩石粘土风化壳	0.3	6
复矿砂	3.3	24
坡积轻湿度层 (夏季)	7.0	—
破碎蚀变花岗闪长岩 (秋季)	0.5	—
致密新鲜的花岗闪长岩 (干燥)	~0	—
亚粘土质土壤	1.0~3.0	—
季节性的缟状土	0.65~0.75	—
残积-坡积小碎石层	4.5	—
河流砂 (0.5%湿度)	1.17	43
白粘土 (耐火的, 4.6%湿度)	1.53	59.3
亚粘土 (5.7%湿度)	1.09	40.8

四、氢的溶解性

放射性气体能以不同的速度溶解于不同的液体中, 其中尤为显著者是溶解于各种油脂和煤油中。根据格林定律, 液体中的氢浓度 ($N_{Rn液}/V_{液}$) 和气体中的氢浓度 ($N_{Rn气}/V_{气}$) 成正比, 即:

$$\frac{N_{Rn液}}{V_{液}} = \omega \frac{N_{Rn气}}{V_{气}} \quad (1-4)$$

式中: ω ——氢气的溶解系数;

$V_{液}$ 和 $V_{气}$ ——相应为液体和气体的体积;

$N_{Rn液}$ 和 $N_{Rn气}$ ——相应为液体和气体中氢浓度。

这里需强调指出, 氢在水中的溶解系数同温度的关系更为密切, 有下式:

$$\omega = 0.1057 + 0.405 \times \exp(-0.0502 t) \quad (1-5)$$

式中: t ——温度, $^{\circ}\text{C}$

根据式 (1-5) 计算出的氢在水中的溶解系数 ω 同温度 t 的关系列于表 1-10。

必须说明, 随着水中盐浓度的增加, 溶解系数 (有时也称分布系数) 逐步降低。

表 1-10 溶解系数与温度的关系

$t, ^{\circ}\text{C}$	0	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
ω	0.510	0.420	0.351	0.254	0.195	0.159	0.138	0.125	0.117	0.112	0.110	0.108

氦在有机液体中的溶解系数列于表 1-11。

表 1-11 有机溶液中氦的溶解系数

液 体	溶解系数 (ω)
硫化碳	23
环己烷	18
己烷	17
松节油等	15
丙酮	6.3
无水甘油	1.7
汽油	12.3
橄榄油和其它类似的油	28
凡士林油, 煤油	10

由表 1-10 可知, 在 70℃ 以上, 氦在水中的溶解度随温度的升高变化不大, 即在 70~100℃ 范围内, 氦只有 10% 左右含在水中。大体上可以说, 如果水和空气体积相等, 则在 $t = 20^\circ\text{C}$ 时, 有四分之一的氦含在水中, 而四分之三则含在空气中。

天然水中氦的含量一般未达到饱和极限, 因此, 氦在天然水中的浓度变化很大 ($0.13 \sim 1.6$) $\times 10^4 \text{ Bq/L}$ 。氦水是在水与岩石相互作用时形成的, 因此, 这种现象在很大程度上取决于一系列地质和水文地质因素。饮用水和河水氦浓度约 3.7 Bq/L , 含镭 $5 \times 10^{-18} \text{ g/L}$ 。大多数泉水的放射性浓度通常不超出饮用水和河水的放射性浓度。亚希莫夫铀矿山镭含量达到 $2 \times 10^{-19} \text{ Bq/L}$ 、水中氦约为 5000 Bq/L 和空气中氦约为 15000 Bq/L 。正常情况下, 海水中氦浓度约 1 Bq/L 和镭 $(4 \sim 14) \times 10^{-10} \text{ Bq/L}$ 。在所有情况下, 天然水中的氦同镭相比有些过剩。

氦在水中的溶解度系数取决于温度和水的矿化度, 即随温度和盐浓度的升高而减小。溶液沸腾时, 氦实际上完全由液相中析出。

氦在有机溶剂 (非水) 中的溶解度大于在水中的溶解度。

五、固体物质对氦的吸附

所有固体均在不同程度上吸附氦, 其中尤以煤、橡胶、蜡、石蜡等最为突出, 活性炭又是它们中吸附能力最强的, 因为它有大体积的微孔隙, 总表面积也最大。有人指出, 用 2.5 g 活性炭能全部吸附 $10 \sim 100 \text{ Bq}$ 氦。在岩石中粘土是很好的氦的吸附剂。金属是很弱的氦的吸附剂, 玻璃更弱。低温时氦易被吸附, 如在 -180°C 时, 氦可以全部被吸附。值得注意的是, 在进行氦测量时, 橡皮管的长度和直径同氦的吸附密切相关, 经试验, 用 20 m 长的橡皮管抽壤中气时, 可以使局部氦异常漏失。

这里应指出的是, 甚至在常温下活性炭也能吸附大量同它相接触的氦, 而在液态空气温度下炭吸附氦的量也是很大的, 这实际上是瞬时吸收。A. C. 谢罗久柯娃指出了木炭能从空气中吸附氦的性质, 并建议利用木炭测定空气中氦的浓度。

B. A. 尼基京等研究了在动态下, 空气中炭对氦的吸附和解吸, 得出如下结论:

(1) 炭从空气中吸附少量氦时, 氦在炭中的最大浓度不能超过 $\alpha' \cdot N$ 值, 其中 α' 是亨利定律分配系数, 等于 1 g 炭中氦含量与 1 cm^3 空气 (气相) 中氦含量之比, 而 N 是指通过的空