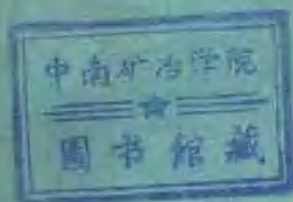


408705



海洋放射年代学

〔苏〕Ю. Б. 库兹涅佐夫 著



科学出版社



海洋放射年代学

〔苏〕 Ю. Б. 库兹涅佐夫 著

夏明等译

科学出版社

1981

内 容 简 介

本书叙述了在海洋放射年代学实践中极为广泛应用的放射化学基础。讨论了天然放射性核类在海洋水、悬浮物和沉积物中空间分布的特点以及在各种盆地底部沉积物中垂直分布的规律。本书主要研究五种放射性核类 (^{230}Th 、 ^{232}Th 、 ^{231}Pa 、 ^{226}Ra 和 ^{234}U) 从海水提取和沉淀到底部的机理,因为这些机理是应用不平衡方法(钍法、镤钍法、镭钍法和镭钍法)测定年龄的基础。同时也讨论了这些方法和其它方法(放射性碳法、铀钍法、放射性铍法、放射性硅法等)测定沉积建造年代的可能性和局限性,以及所获得的数据。

本书可供从事研究海洋放射性核类分布和海洋年代学问题的化学、海洋学、生物学和地球化学等工作参考。对于高等院校化学系、生物系和地质系的学生也是极为有益的。

Ю. В. Кузнецов

РАДИОХРОНОЛОГИЯ ОКЕАНА

АТОМИЗДАТ, 1976

海 洋 放 射 年 代 学

〔苏〕Ю. В. 库兹涅佐夫 著

夏 明 等 译

责任编辑 李增全

科学出版社出版

北京朝阳门内大街 137 号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1981年9月第一版 开本: 787×1092 1/32

1981年9月第一次印刷 印张: 9 1/4

印数: 0001—1,200 字数: 204,000

统一书号: 13031·1635

本社书号: 2243·13—14

定价: 1.45 元

译 者 的 话

铀系方法(不平衡方法)是测定年青地质体的同位素地质年代学方法。近二十年来,在地质科学很多学科中应用日趋增多。铀系方法在研究海洋地质、年青火山岩等领域内的基础理论问题;在古气候学、考古学和水文地质学等学科的实际应用;在建立第四纪以来各种地质事件的时间序列方面,都取得了很大的成就。

六十年代以来,铀系法广泛地应用于海洋科学的研究:测定珊瑚礁、锰结核、海泥、软体动物贝壳等的年龄和海洋沉积物的沉积速度;利用放射性元素做示踪来阐述海洋物质的来源,探讨海洋物质的时空分布规律,研究铁锰结核的成因,等等。应该强调指出,海洋水 ^{234}U 过剩和沉积物 ^{230}Th 过剩这些具有重要意义的实验发现,为进一步认识海洋、探讨海洋的物质来源、运移、形成和积累,提出了新的理论课题,开拓了更广阔的远景。

《海洋放射年代学》的作者总结了 1975 年以前近五百篇文献资料,从放射化学角度,比较详尽地阐明了不平衡方法(铀法、铀钍法、镭铀法、铀钍法)测定年龄的理论前提,评价了各种方法实际应用的可能性和局限性。到目前为止,这是铀系方法第一本比较完整和比较系统的专著。

《海洋放射年代学》的作者应用综合实验方法(粒度分析、淋滤法、化学成分、模拟法等)研究放射性核类在海洋水、悬浮物和沉积物中的存在形式以及沉淀到底部的机理,阐述了 ^{230}Th 和 ^{231}Pa 地球化学行为的相似性以及 ^{230}Th 和 ^{231}Th 地球化

学行为的差异,证实了 ^{226}Ra 从水中直接沉淀的设想,提出了缓曲线标准化的方法,等等。这些成果为讨论不平衡方法的前景,为解释实验数据的结果提供了比较开阔的思路和研究方法。

然而,也不能不指出:在《海洋放射年代学》这本书中,如何从同位素地球化学角度开展海洋地质的综合研究以及如何深入讨论铀系方法在某些课题(如古气候)的实际应用等尚十分欠缺。此外,作为同位素地质年代学的一种手段,除证实理论前提的现实性外,对各种地质对象建立方法的理论或经验模式,也是不可缺少的和十分重要的。还有,像缓铀法这种已经比较广泛应用的方法也没有给予应有的重视等。但这些都不影响本专著的价值,因为作者提出的任务十分明确,就是从放射化学角度论述不平衡方法的基础。

这本专著对于从事海洋地球化学、海洋地质、同位素地质年代学和海洋放射性元素研究的读者是十分有益的,值得推荐的。

本书序言、第2章(2.2.2—2.3)、第6章、第8章、第12章和结语由夏明译,第1章和第2章(2.1—2.2.1)由王守信译,第3章和第4章(4.1, 4.2)由赵树森译,第4章(4.3, 4.4)和第5章由张承蕙译,第7章和第9章由吴乾蕃译,第10章和第11章由刘明林译。全书由夏明、王守信统校。

在本书译校中难免有错误之处,敬希读者批评指正。

译者 1980年3月于北京

序

海洋放射化学的研究对于解决现代海洋学及其相邻学科的许多问题所起的作用愈来愈大,其中包括下述问题:

1. 测定海洋沉积物和其它沉积建造的同位素年龄和形成速度^[1-3],测定地球第四纪历史中非常重要的气候变化的延续时间^[3-5]、海洋水面变化的连续性和延续性^[4-8]以及地球磁场的变化^[9,10],测定宇宙辐射强度随时间的变化^[11,12],测定化学元素及其化合物在海洋底积累的速度^[13-15]等。为了解决这些课题,目前成功地应用了海洋沉积物、结核、鲕状岩、珊瑚礁和海洋水中 ^{230}Th 、 ^{231}Pa 、 ^{226}Ra 、 ^{228}Th 、 ^{210}Pb 、 ^{234}U 、 ^{10}Be 、 ^{14}C 、 ^{32}Si 、 ^{26}Al 和其它放射性核子分布的研究资料以及用核子年代学方法测定沉积建造年龄的研究资料^[13,16-20]。

2. 研究稀有和分散元素 (Ti、Co、Ni、Cr、Cu、V、W) 以及 Fe 和 Mn 在沉积建造中积累的条件^[15,61,115]。地壳内放射性核类与上述元素以天然共生形式迁移的事实表明,可以应用放射性核类作为示踪原子来研究这些元素在海洋底的积累机理。

3. 测定海洋中水体交换的速度^[21]。研究 ^{14}C 、 ^{226}Ra 、 ^{224}Ra 、 ^{228}Th 、 ^{210}Pb 、 ^3H 等在海洋水中的空间分布,不仅可以确定这些蓄水盆地水体循环的方向,而且也可以确定循环延续的时间。

4. 研究海洋中生物萃取、吸附、化学沉淀、离子交换和络合物形成的过程等。在应用放射性核类做示踪原子的情况下,这些研究取得了非常有意义的成果^[22,59]。

这本专著叙述了海洋沉积物、悬浮物 and 水的放射化学研

研究的主要成果,是由作者及其同事在多年研究海洋放射化学期间内完成的,目的在于研究和建立沉积物核子年代学的放射化学基础^[16,17,23-56]。应用放射性核类的海洋沉积物地质年代学方法是目前研究我们行星地球第四纪历史最可靠的方法,只有借助于它们才能获得海洋底部沉积物同位素年龄的可靠资料,才能确定各个气候时期的延续时间。

深水海洋沉积物是研究第四纪的最可靠和最有意义的对象,而第四纪是离我们最近但同时也是地球历史中研究得最差的。与第四纪大陆沉积物相比,海洋沉积物具备下述优越条件。

位于海岸线很远和很深地区的海洋底部沉积物与大陆沉积建造相比,没有经受过更强烈的外部因素的相互作用(包括物理风化和化学风化以及与此相关的破碎、剥蚀、位移和再沉积的过程)。深海和大洋沉积物的特点是保存完好^[57,58,112,253]。

大陆沉积层具有多种成因类型,与地形和其它区域性因素密切相关,因而大陆剖面是局部的。在理想的情况下,研究它们得到的结果可以外推至整个大陆,但绝非是整个地球的范围^[112,253]。相反只有深海和大洋沉积物反映着规模更大,近于全球性的地质事件。

因此,深水海洋沉积物可以看作是整个第四纪期间发生在大陆上的连续的、没有被次生作用歪曲过的地质事件年表。应用放射年代学方法可有效地确定大陆上的各种地质事件。

本书的主要内容是从理论和应用的角度研究海洋沉积物年龄四种不平衡方法(钐法、钐钍法、镭钍法和镭钐法)的可能性和局限性。这些方法是目前海洋沉积建造核子年代学的可靠和广泛应用的方法。正因为如此,作者及其同事花了很大精力从事海洋的放射化学研究。

详细地研究和了解有关不平衡方法理论和应用的直接或

间接文献,使我们确信:这些方法的主要理论前提是否正确还远远没有得到证实,它们的实际应用仍停留在一般性的假定条件上。例如,迄今为止没有证明钍法两个理论前提是否正确——钍(^{230}Th)沉淀在底部的速度为一常数和沉积物中没有发生过 ^{230}Th 的迁移,没有解释钍实验曲线上出现的峰值;没有证明钍钍法的主要前提是否正确—— ^{230}Th 和 ^{232}Th 在海洋内的存在形式是否一样;也没有证明镭钍法主要理论前提的正确性—— ^{230}Th 和 ^{231}Pa 从水中提取进入沉积物的机理是否相似,等等。

不平衡方法测定年龄是建立在应用 ^{230}Th 、 ^{231}Pa 、 ^{226}Ra 和 ^{238}U 在沉积物垂直分布的基础之上,因此,在研究这些方法的理论时,首先要考虑到上述核子在海洋底积累的机理,正因为这样,本书主要注意力集中在研究放射性核类进入海洋沉积物的机理,这些研究成果是由我们和其它研究者得到的(“机理”这个名词可以理解放射性核类从水中提取和积累在底部过程的总合)。

研究这些机理的实质是非常复杂的,同时海洋 ^{230}Th 、 ^{232}Th 、 ^{231}Pa 、 ^{226}Ra 和 ^{238}U 的地球化学又是一个很薄弱的研究领域。这个问题的复杂性不仅在于我们面前的海洋是一个混合的物理-化学体系,在这个体系内,由于呈现各种形式有机生命所引起的多次生物化学反应,影响了沉淀、萃取、络合物形成和离子交换的过程,而且也在于放射性核子进入海洋及在其中的分布是非常特殊的。

^{230}Th 、 ^{232}Th 、 ^{231}Pa 和 ^{226}Ra 在海洋水、悬浮物和沉积物中的浓度很低,为了可靠地测定在各种过程相互作用下浓度的变化,要求研究和建立非常灵敏和精确的分析方法,可是现代测试技术常常满足不了高灵敏度和高精度的要求。在海洋水中采用人工制造高浓度核子的研究引起了很大的异议,因为

不了解引进核子形式与现存于海洋中的形式究竟在多大程度上是一致的。研究海洋水中放射性核类的存在形式是认识它们在海洋底沉淀机理过程的第一步。同研究放射性核类在沉积物中积累的机理一样,多数放射性核子在海洋水中的浓度也极低,因而不能应用在放射化学中通常用于研究核子在溶液内物理化学状态的那些物理-化学方法(超过滤、渗析和离子交换等)。

根据以上的叙述,我们提出了一套综合的方法,能够给出关于沉积物中 ^{230}Th 、 ^{232}Th 、 ^{231}Pa 、 ^{226}Ra 和 ^{238}U 迁移和积累形式的主要概念。这些方法叙述在本专著的第一编,同时也包括研究 ^{230}Th 、 ^{232}Th 、 ^{231}Pa 、 ^{226}Ra 和 ^{238}U 在表层海洋沉积物中的空间分布(第2章);海洋悬浮物中核类空间分布(第4章);表层沉积物化学和粒度的主要组分与被研究放射性核类的相关关系(第2章);与悬浮物的相关关系(第4章); ^{230}Th 、 ^{232}Th 、 ^{231}Pa 、 ^{226}Ra 和 ^{238}U 在海洋水中的垂直分布(第4章); ^{230}Th 、 ^{232}Th 和 ^{238}U 在海洋沉积物中按不同粒级分布的特性(第5章); ^{230}Th 、 ^{232}Th 、 ^{231}Pa 、 ^{226}Ra 和 ^{238}U 在世界大洋不同区域的各种类型海洋沉积物中的垂直分布(第3章);用淋滤方法测定海洋沉积物中 ^{230}Th 、 ^{232}Th 、 ^{238}U 和 ^{226}Ra 的活动性(第5章); ^{230}Th 在海洋中可能存在的形式和在底部沉淀的机理——模拟方法(第5章)。

应用上述方法来研究 ^{230}Th 、 ^{232}Th 、 ^{231}Pa 、 ^{226}Ra 和 ^{238}U 在海洋底部沉积层位中沉淀的机理和阐明不平衡方法测定沉积物年龄主要理论前提的正确性,这还是第一次。此外本书也是从放射化学角度系统地论述海洋沉积建造放射年代学方法的第一次尝试。

本专著由三编十二章组成。第一编是《不平衡方法测定沉积物年龄的放射化学基础》,共有五章。在开始的第1章里

研究海水物理化学体系的主要性质。在这章中把主要的注意力集中在由海介质中放射性核类地球化学行为的特殊性引起的海水性质。后四章讨论作者及其同事在研究海洋放射化学过程中获得的主要实验资料以及模拟体系的研究，并与其它文献资料进行了对比。

本专著的第二编是《不平衡方法测定沉积物放射年代学的理论和应用问题》，由六章组成。在这些章节中讨论本书第一编所取得的实验结果与方法的理论前提相适应的程度如何，还研究了沉积物核子年代学不平衡方法的可能性和局限性。

本专著第三编是以《非放射系列核类为基础的沉积物放射年代学》，按其量比前两部分少得多。因为这一部分叙述的是应用很不广泛的海和湖相沉积物放射年代学方法（除放射性碳法外）。在这一编中仅用一章略述了应用宇宙成因核类（ ^{14}C 、 ^{10}Be 、 ^{32}Si 、和 ^{26}Al ）和人工放射性核类（ ^{59}Fe 、 ^{137}Cs ）测定年龄的方法。

遗憾的是，鉴于本书篇幅所限，作者不能更详尽地讨论一些问题，必然使这些问题叙述的十分简要。例如：如何综合分析在实际应用海洋沉积建造放射年代学方法所取得的主要成果；如何理解由作者和其它研究者测得年龄数据的地球化学意义以及如何探讨这些数据与更新世气候的关系等。至于海洋水、沉积物和悬浮物的放射化学分析方法本身则完全没有叙述，虽然许多文献中有所说明（其中作者等的文献是[23, 31, 45, 46]），但远远没有达到所需要的综合和系统化。

作者清楚地意识到，综合迄今为止已积累的大量海洋放射年代学的资料是第一次尝试，因而在叙述过程中肯定会存在问题和遗漏。作者对于能提出意见和批评的读者表示十分感谢。

作者

目 录

第一编 不平衡方法测定沉积物年龄的放射化学基础

第1章 海水的物理化学体系.....	1
1.1. 海水的一般性质; 盐份主要组份的存在形式	1
1.2. 海洋中的有机物质	4
1.3. 海水中的悬浮物质	10
1.4. 海洋的碳酸盐体系	11
1.5. 海洋的氧化还原条件	13
1.6. 海洋中元素的停留时间	15
第2章 海洋底 ^{230}Th 、 ^{232}Th 、 ^{231}Pa 、 ^{238}U 和 ^{226}Ra 空间分布的研究.....	17
2.1. 印度洋南部和中部的沉积形成条件	17
2.2. 海洋底 ^{230}Th 、 ^{231}Pa 、 ^{232}Th 、 ^{238}U 和 ^{226}Ra 的分布与沉积物埋藏深度、岸边距离、沉积速度及沉积物表面积的关系	20
2.3. 海洋底 ^{230}Th 、 ^{232}Th 、 ^{231}Pa 、 ^{238}U 和 ^{226}Ra 的分布与沉积物化学和粒级成分变化的关系	59
第3章 海洋沉积物中 ^{230}Th 、 ^{232}Th 、 ^{231}Pa 、 ^{226}Ra 和 ^{238}U 垂直分布的研究.....	94
3.1. ^{230}Th 、 ^{231}Pa 和 ^{232}Th 的垂直分布	94
3.2. 沉积物中 ^{226}Ra 和 ^{238}U 的垂直分布	105
第4章 海洋悬浮物和海洋水放射化学的研究.....	118
4.1. 悬浮物中钍和铀系列的放射性平衡状态	121
4.2. 悬浮物中 ^{230}Th 和 ^{232}Th 的分布.....	123
4.3. 悬浮物中 ^{238}U 和 ^{226}Ra 的分布	130

4.4	外海水中 ^{230}Th 、 ^{232}Th 、 ^{231}Pa 和 ^{226}Ra 的分布	134
第5章	应用粒度分析法和淋滤法研究 ^{230}Th 、 ^{232}Th 、 ^{238}U 、 ^{226}Ra 进入海洋沉积物的机理;应用模拟法研究海洋水中 ^{230}Th 和 ^{226}Ra 的存在形式	140
5.1	放射性核类在海洋沉积物各粒级中分布的研究(粒度分析法)	140
5.2	应用淋滤法研究海洋沉积物中放射性核类的存在形式	145
5.3	模拟 ^{230}Th 在海水中的存在形式,用以研究 ^{230}Th 沉淀到海底的机理	152

第二编 不平衡方法测定沉积物放射年代 学的理论和实践问题

第6章	铀法测定海洋沉积物的同位素年龄	162
6.1	方法的实质	162
6.2	方法理论前提的检验	166
6.3	铀曲线标准化的方法	185
第7章	铀钍法测定海洋沉积物年龄	197
7.1	方法的实质	197
7.2	方法理论前提的检验	198
第8章	钍铀法测定沉积物的年龄	206
8.1	方法的实质	206
8.2	方法理论前提的检验	207
8.3	平均沉积速度的测定	218
第9章	钍铀法测定沉积物的年龄	222
9.1	方法的实质	222
9.2	方法理论前提的检验	224
9.3	方法的实际应用	228
第10章	测定现代沉积形成的速度	232

10.1. F. F. 科斯齐方法的实质	232
10.2. 以海洋表层沉积物中 ^{231}Pa 含量数据为基础测定现代 沉积形成的速度	235
10.3 根据湖泊和滨海沉积物中 ^{210}Pb 的垂直分布和 $^{232}\text{Th}/$ ^{232}Th 比值测定沉积物的年龄	239
第 11 章 测定灰质建造和铁锰结核的同位素年龄	241
11.1. 测定灰质建造的年龄	241
11.2. 铀钍法的理论前提	242
11.3. 根据 $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ 比值测定珊瑚的年龄	243
11.4. 根据 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比值测定珊瑚的年龄	245
11.5. 钍铀法测定珊瑚的年龄	245
11.6. 测定铁锰结核的年龄	247
 第三编 以非放射系列核类为基础的沉积物放射年代学	
第 12 章 应用宇宙成因和人工核类的沉积物放射年代 学	249
12.1. 放射性碳法	249
12.2. 放射性铍法	252
12.3. 根据沉积物中 ^{26}Al 的垂直分布测定沉积速度	255
12.4. 用 ^{26}Al 测定沉积物的沉积速度	256
12.5. 根据沉积物中 ^{59}Fe 和 ^{137}Cs 的垂直分布测定年龄	256
结语	258
参考文献	261

第一编 不平衡方法测定沉积物 年龄的放射化学基础

第 1 章 海水的物理化学体系

1.1. 海水的一般性质;盐份主要组份的存在形式

根据海水的离子成份,它属于钠镁的氯化物-硫酸盐型溶液,其中还有其它微量元素。现代世界海洋中大约有 5×10^{22} 克盐(悬浮体未计)^[59]。海水主要阳离子—— Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 K^+ 和 Sr^{2+} 是火成岩风化的产物。是由大陆径流带到海洋的。海底和水上火山喷出的酸性气体是海水所有阴离子(Cl^- 、 Br^- 、 I^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^-)的初始来源。其中由河流带人到海洋的(每年 35000 立方公里)含有这些阴离子的盐量达到 25.43 亿吨^[59]。

在外海,海水的盐份,即可溶盐含量为 35‰ (35 克/公斤水)。大陆径流加入使海洋内含盐量明显降低,而海水的蒸发则提高海洋内的含盐量。海水的离子键力等于 0.65, pH 变化范围较窄为 7.7—8.4^[60]。

无论在海洋表层还是垂直剖面中,海水的盐度都有很大变化(季节性的变化,昼夜的变化,被淡水稀释,蒸发)。而且盐度的垂直剖面图(“Галоклин”)与温度剖面图相似^[61]。

海洋内温度和压力变化也很大。如水的温度由热带表层水的零上 30℃ 变化到深处的零度以下。压力变化由表层水的一个大气压到深处的 1100 大气压,超过 1000 倍^[61]。

海洋内表层水的厚度与地理位置有关,变化范围由 10 至

200 米。表层水体在风的作用下被强烈地混合，因此其盐度和密度沿深度的分布是均匀的。表层水和深水之间的水称为所谓的过渡带 (Термоклин)，厚度达 1000 米，在这里沿垂直方向向下，温度降低，盐度增加。

远在上个世纪初就已查明，世界海洋各地区海水的各种主要组份具有非常恒定的关系而不取决于海水的总盐度^[61]。这个事实证明了海洋水混合得很好。海水中盐份的恒定关系是由于其主要组份在海洋中停留时间很长。如根据 E. D. 戈德堡 (Goldberg, E. D) 的资料^[63, 64]，Na、K、Mg 和 Ca 在海水中的停留时间相应为 2.6×10^8 ； 1.1×10^7 ； 4.5×10^7 及 8×10^6 年。

海水中主要组份的存在形式在很大程度上影响海水的物理化学性质。如 R. M. 加列勒斯 (R. M. Garrels) 和 M. E. 汤普逊 (M. E. Thompson) 的资料^[65] (表 1) 指出，海水中绝大部分的 Na、K 甚至 Ca 是以简单的水合离子形式存在，但是

表 1 海水主要成份的化学形式^[61]

浓度单位 组份%	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻
克分子 <i>m</i>	0.0104	0.0540	0.4752		0.0284	0.00238	0.00269
游离离子%	91	87	99	99	54	69	9
SO ₄ ²⁻	8	11	1.2	1	—	—	—
HCO ₃ ⁻	1	1	0.01	—	—	—	—
CO ₃ ²⁻	0.2	0.3	—	—	—	—	—
Ca ²⁺	—	—	—	—	3	4	7
Mg ²⁺	—	—	—	—	21.5	19	67
Na ⁺	—	—	—	—	21	8	17
K ⁺	—	—	—	—	0.5	—	—

在海水中一部分 Ca 及大部分 Mg 以络合离子存在, 其形式为 Ca 及 Mg 与硫酸盐及重碳酸盐离子的络合物 (MgSO_4 、 CaSO_4 、 CaHCO_3^+ 型)。R. F. 普莱特福尔德 (R. F. Platford)^[66] 指出, $1.5\% \text{Na}^+$ 与 $27\% \text{SO}_4^{2-}$ 相作用成为 NaSO_4^- 形式。

在海洋内全部原子的三分之二是氢原子。但是水中氢离子浓度很小 (10^{-7} — 10^{-8}M)。虽然如此, 氢离子是海水中最重要的一种离子, 这是由两种原因决定的; 氢离子参与了许多氧化-还原反应及金属阳离子的水解转化。氢离子在很多生物过程中起很大作用, 因为生命活动过程对介质中氢离子浓度是敏感的, 并主要是由介质的 pH 值决定的^[61]。

像阳离子一样, 氢离子在海水中进行水合作用并形成 $\text{H}(\text{H}_2\text{O})_n^+$ 型的化合物。现有的资料能充分证明, 水中氢的主要水合形式是 H_3O^+ ^[61]。

海水中的 CO_2 - HCO_3^- - CO_3^{2-} 以及 H_2BO_3^- - H_4SiO_4 体系的存在决定了海水的缓冲性质。

对于估价海洋内进行许多化学反应的速度(在停滞地带、在距海底最近的地方、在海相沉积物的缝隙水中等), 海洋介质中离子扩散的资料是非常重要的, 其中包括纯水的自扩散系数。根据 Y. H. 王 (Y. H. Wang) 的资料^[67], 纯海水的自扩散系数是 $2.57 \times 10^{-5} [\text{厘米}^2/\text{秒}]$ 。海水中某些电介质的扩散系数见表 2。

海洋内进行的化学和生物过程对于水体垂直循环具有相当重要意义。F. F. 科斯齐 (F. F. Koszy)^[68, 69] 试图计算海洋水交换的速度, 他是研究海底沉积物被海水淋滤而溶解的 ^{226}Ra 在水中垂直分布梯度的基础上计算的(这里 ^{226}Ra 是 ^{230}Th 放射性衰变形成的)。根据 F. F. 科斯齐的资料^[69], 厚度为 20—50 米的近底层, 其垂直方向的扩散系数为 3—30 厘米²/秒。当由底面向水面运动时, 扩散系数开始降低(在水深为

表2 海水中某些电介质在 25℃ 时的扩散系数 (10^{-5} 厘米²/秒)^[61]

浓度 <i>M</i>	NaCl	KCl	CsCl	CaCl ₂	SrCl ₂	Na ₂ SO ₄	MgSO ₄
0.005	1.560	1.934	1.978	1.179	1.219	1.123	0.710
0.01	1.545	1.917	1.958	—			
0.05	1.507	1.864	—	—			
0.10	1.483	1.844	1.971	—			
0.50	1.474	1.850	1.860				
1.00	1.404	1.892	1.902				
1.50	1.473	1.943					

1500 米时, 最低值为 10^{-2} 厘米²/秒), 然后在混合层逐渐增加, 达到 50—500 米²/秒。

根据 F. F. 科斯齐的计算, 在大西洋深度为 750—1750 米水体的垂直循环速度为 0.5—2 米/年, 而深部的大洋水全部更替需 1000 年, W. S. 勃罗克尔 (W. S. Broecker) 等人也得出了同样的结论^[70]。根据资料^[71], 在测量大洋水中 ¹⁴C 含量和研究热转换的基础上深部大洋水的平均更替时间为 500—1000 年。D. W. 普利特恰尔德 (D. W. Pritchard)^[72] 资料表明, 水平方向的扩散速度等于 2×10^{-3} — 20×10^{-4} 米/秒。

1.2. 海洋中的有机物质

Г. 西连 (Г. Силлен)^[73] 认为, 海洋中绝大部分过程都要趋向平衡。但是占海洋水总体积的 5% 的表层水中, 这些过程偏离了平衡。这是由于有机体的生命活动所引起的生物的和生物化学反应的结果, 这些活动贯穿海洋的水层并且主要集中在上部水层(光合作用带, 厚度为 50—100 米)^[60]。

生存在海洋水中的有机体被认为是非均质体系^[61]。在生