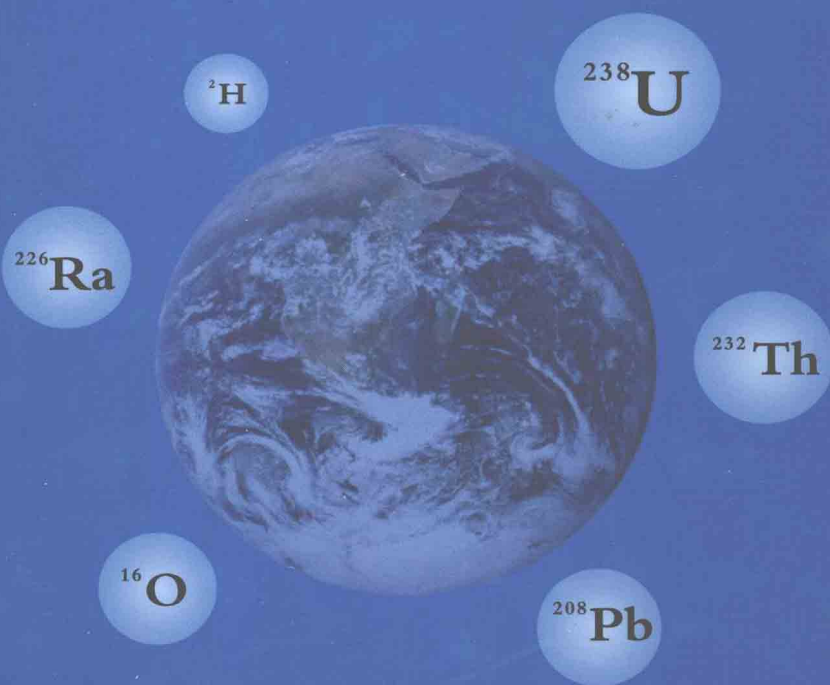


TONGWEISU

HAIYANGXUE

同位素海洋学

刘广山 著



郑州大学出版社

TONGWEISU
HAIYANGXUE

同位素海洋学

刘广山 著



郑州大学出版社

图书在版编目(CIP)数据

同位素海洋学/刘广山著. —郑州:郑州大学出版社,2010.5

ISBN 978-7-5645-0214-0

I. ①同… II. ①刘… III. ①同位素地质学-海洋地球化学 IV. ①P736.4

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2010) 第 117226 号

郑州大学出版社出版发行

郑州市大学路 40 号

出版人:王 锋

全国新华书店经销

河南省瑞光印务股份有限公司印制

开本:787 mm × 1 092 mm

印张:19.5

字数:475 千字

版次:2010 年 5 月第 1 版

邮政编码:450052

发行部电话:0371-66966070

1/16

印次:2010 年 5 月第 1 次印刷

书号:ISBN 978-7-5645-0214-0

定价:58.00 元

本书如有印装质量问题,请向本社调换

内 容 提 要

同位素海洋学研究海洋各储圈放射性核素和稳定同位素的含量分布、存在形式、来源和归宿,并用它们作为示踪剂研究物理海洋学、海洋生物学、海洋地质学与海洋工程问题。本书分5章介绍了同位素海洋学的基础知识,内容包括地球的圈层结构与元素丰度;环境中的稳定同位素与放射性核素;海洋环境中的天然放射系核素,包括铀同位素、钍同位素、镭同位素、 ^{210}Pb 、 ^{210}Po 和 ^{222}Rn ;海洋中的人工与宇生放射性核素,包括 ^{90}Sr 、 ^{137}Cs 、 ^{239}Pu 、 ^{240}Pu 、 ^3H 、 ^{14}C 、 ^{32}Si ,它们主要通过大气沉降进入海洋;海洋中的氢氧碳氮同位素,氢和氧同位素主要用于物理海洋学研究,而碳和氮同位素则主要用于海洋生物地球化学和海洋生态学研究。

本书可用作海洋学本科生和研究生的参考书,并可供相关的研究者参考之用。



同位素海洋学(Isotopic Oceanography)研究海洋各储圈(reservoir)放射性核素和稳定同位素的含量分布、存在形式、来源和归宿,并用它们作为示踪剂研究物理海洋学、海洋生物学、海洋地质学与海洋工程问题。当前同位素海洋学的热点研究方向是海洋生态系的生物地球化学和过去的海洋环境演变。

本书的第1章地球的圈层结构与元素丰度,介绍的内容是想提醒意欲利用同位素进行海洋学研究的读者,除海洋中发生的海洋学过程是影响同位素分布的因素外,与海洋相关联的各种储圈及其中的元素丰度都是影响海洋中同位素分布的主要因素,而且陆地、大气和海底沉积物经常是主要的源和汇。

第2章环境中的稳定同位素与放射性核素,介绍一些基本的同位素知识和定义,很多内容可以说是陆地同位素方法在海洋学中的扩展。

第3章海洋中的天然放射系核素,介绍海洋学研究中应用的天然放射系核素。应用天然放射性核素的海洋学研究,以天然放射系核素的应用最为突出。核素性质的差异造成的母子体之间的衰变不平衡是利用天然放射系核素进行海洋学研究的主要特色。实际上海洋学研究中应用了所能利用的所有天然放射系核素,包括铀同位素、钍同位素、镭同位素、 ^{210}Pb 、 ^{210}Po 和 ^{222}Rn 。也有测量海洋中 ^{227}Ac 的报道,但由于海洋中的 ^{227}Ac 浓度较低,应用受到限制,所以本书中未作专门介绍。

第4章分7节介绍海洋中的人工与宇生放射性核素。4.1和4.2分别综合介绍了海洋中的人工与宇生放射性核素的特征。4.3介绍的 ^{90}Sr 和 ^{137}Cs ,与4.4介绍的 ^{239}Pu 、 ^{240}Pu ,是纯的人工放射性核素;4.5和4.6介绍的 ^3H 和 ^{14}C 既是人工放射性核素,又是宇生放射性核素;4.7介绍 ^{32}Si ,主要考虑宇生的贡献,人工核活动产生的 ^{32}Si 的影响经常是可忽略的。海洋中的人工与宇生放射性核素的源与天然放射系核素有很大差异。天然放射系核素是原生放射性核素或其衰变子体,海洋中的天然放射系核素具有不同的源项,

仅上层水 ^{210}Pb 主要源于大气沉降。人工与宇生放射性核素则主要通过大气沉降进入海洋。

第5章介绍海洋中的氢氧碳氮同位素。氢氧碳氮同位素指 $\text{D}(^2\text{H})$ 、 ^{18}O 、 ^{13}C 和 ^{15}N 。由于研究这几种核素总是与它们各自的同位素 ^1H 、 ^{16}O 、 ^{12}C 和 ^{14}N 联系在一起,所以说是氢氧碳氮同位素也名副其实。海洋学研究中应用的稳定同位素很多,实际上,陆地上能使用的稳定同位素都可能应用于海洋学研究,但具有海洋学研究特色的主要是氢氧碳氮四种元素的同位素。特别是近些年,由于同位素质谱技术的发展,使得样品测量的制样工作大大简化,有大量应用这几种同位素进行的海洋学研究文章发表。这四种元素的同位素中,氢和氧同位素主要用于物理海洋学研究,而碳和氮同位素则主要用于海洋生物地球化学和海洋生态学研究。

同位素海洋学是一门实验科学,测量方法的重要性毋庸置疑。但是同位素测量方法很多内容是核物理方法、放射化学方法与质谱学方法,不是本书所能包含的。关于海洋中放射性核素的测量可参看作者的拙作《海洋放射性核素测量方法》。至今还未看到专门介绍海洋中稳定同位素测量方法的书。

由于历史的缘故,很多文献以 μg 、 dpm 、 Ci 给出放射性核素含量,本书除列出以原文献所用单位的数值外,还将其换算为以 Bq 为单位表示的活度。

本书海洋中放射性核素方面的资料主要源于三方面,它们是《铀放射系的不平衡及其在环境研究中的应用》一书的中英文版;IAEA的报告 *Worldwide marine radioactivity studies*; GEOSECS 的研究文章。GEOSECS 的文章很多发表在几期 *Earth and Planetary Science Letters* 上,读者很容易在一些图书馆或网上查到它们。

本书列举了大量数据,写作过程枯燥,易出错,又难以整理,但是书中所列每一个核素的浓度数据仍然只是大量数据的一些代表,这些数据的重要性在于给出海洋中这些核素的含量水平。多年的研究工作使作者认识到,欲从事应用同位素的研究工作,参考能看得到的含量和浓度数据,是少走弯路顺利完成研究工作的重要保证。了解欲测量介质中核素的含量水平,是据所能利用的测量仪器论证研究工作可行性的依据,是采样设计的需要。同位素测量仪器的探测下限是重要的仪器参数,尽管仪器的探测限指标很少有实用价值,但在实际工作中,利用探测下限思想,并将探测下限与研究对象中核素的浓度进行比较,益处颇多。

应用同位素的海洋学研究主要通过海洋环境介质中的同位素分布或同位素在不同相的分配实现,测定海洋介质中同位素分布

或不同相的分配是同位素海洋学的主体和主线,所以本书用大量篇幅介绍海洋中同位素的分布和不同相中的分配。

海洋很大,所以研究海洋学必须首先着眼于大洋的性质,同位素海洋学亦如此。大洋尺度的海洋学性质是海洋学的基础。从某种意义上讲,大洋问题是海洋学中比较简单的,所以大洋的同位素海洋学是本书的主要组成部分。

作者试图找一些共性的东西,包括原因、过程、现象和原理,书中所列举的例子也出于这种考虑。曾这样想,当研究海域的某种同位素与本书所举例子有相似之处时,其中的同位素分布的成因可能与本书所举例子是一样的。

海洋学中的同位素方法群星灿烂,有些也无比璀璨,内容又特别丰富,有多种核素的一种,甚至某个核素在某个海域的研究成果足以形成一部内容丰富的专著,把它们集成在一起,或将主要内容集成在一起,不是作者力所能及的,如果本书收集了应用同位素的海洋学研究主要内容的一些,作者已感到期望的成功。

多年的教学与科研工作使得作者感到,进行同位素海洋工作特别需要这样一本书,在该领域工作的人可能由于各种原因没能写这样一本书,时不我待,作者完成了这样一种夙愿。但是,尽管作者呕心沥血想将本书写好,但最后还是不得不向读者坦白,由于作者水平有限,所掌握的同位素海洋学的知识还很不够,书中一定存在很多错误与缺憾,但构造出一本同位素海洋学的知识结构和主要内容的书的愿望终于实现,也使得我们有了一篇可斧正的文章。希望读者不吝赐教,更希望读者将读过本书发现的错误和有益的看法用各种方法告诉作者,点拨一二。真的很高兴看到来自专家与同行们的看法与建议。

作者

2009年12月20日

第 1 章	地球的圈层结构与元素丰度	1
1.1	地球的圈层结构	1
1.1.1	大气圈	1
1.1.2	水圈	7
1.1.3	生物圈	9
1.1.4	岩石圈	12
1.2	海洋	12
1.2.1	大洋、大洋水团与大洋环流	13
1.2.2	边缘海、陆间海和内陆海	14
1.2.3	海底地形	16
1.2.4	海湾	17
1.2.5	沿岸海域	18
1.2.6	河口	18
1.2.7	中国边缘海	18
1.3	地球元素丰度	19
1.3.1	元素丰度表示方法与元素丰度体系	19
1.3.2	地球元素丰度	20
1.3.3	地球元素丰度的主要变化规律	26
1.3.4	元素在地壳各类岩石中的丰度	26
1.3.5	常量元素、微量元素与痕量元素	28
1.4	海洋环境各种介质的元素组成	28
1.4.1	海水的主要溶解组分含量	29
1.4.2	海洋生物物质的化学成分	32
1.4.3	海洋沉积物的元素组成	41

第 2 章

环境中的稳定同位素与放射性核素 45

2.1 同位素丰度与同位素效应	45
2.1.1 核素与同位素	45
2.1.2 同位素丰度	46
2.1.3 同位素效应	50
2.1.4 同位素分馏	51
2.1.5 同位素丰度的 δ 值定义与稳定同位素标准	52
2.2 放射性原子核的衰变	58
2.2.1 原子核衰变的基本规律与放射性活度单位	58
2.2.2 原子核的级连衰变	61
2.2.3 放射性衰变平衡	64
2.3 环境中的放射性核素	67
2.3.1 原生放射性核素	68
2.3.2 宇宙射线产生的放射性核素	74
2.3.3 环境中的人工放射性核素	75
2.3.4 常用放射性核素的比活度	79

第 3 章

海洋中的天然放射系核素 81

3.1 海洋中的铀同位素	82
3.1.1 海洋中铀的输入与迁出	82
3.1.2 大洋水中的铀同位素	83
3.1.3 边缘海与沿岸海域水体的铀同位素	87
3.1.4 河口水体的铀同位素	87
3.1.5 中国边缘海水体的铀浓度	90
3.1.6 中国沿岸海域水体的天然放射性核素	91
3.2 海洋中的钍同位素和 ²³¹ Pa	93
3.2.1 海洋中钍同位素与 ²³¹ Pa 的来源与迁出	93
3.2.2 大洋水中的 ²³² Th、 ²³⁰ Th 和 ²³¹ Pa 分布	94
3.2.3 海洋中的 ²³⁴ Th 及其示踪的颗粒动力学	97
3.3 海洋中的镭同位素	106
3.3.1 海洋中镭同位素的来源	106
3.3.2 大洋水中的 ²²⁶ Ra	107
3.3.3 大洋水中的 ²²⁸ Ra	114
3.3.4 边缘海和沿岸海域的 ²²⁶ Ra 和 ²²⁸ Ra	117
3.3.5 海湾与河口水体中的镭同位素	118
3.3.6 海洋中的 ²²³ Ra 和 ²²⁴ Ra 及其示踪的海洋混合	121
3.3.7 用镭同位素估算水体年龄	122

3.3.8 中国海的镭同位素	126
3.4 海洋中的 ²¹⁰ Pb 和 ²¹⁰ Po	129
3.4.1 海洋中 ²¹⁰ Pb 和 ²¹⁰ Po 的来源	129
3.4.2 大洋表层水中的 ²¹⁰ Pb 和 ²¹⁰ Po	131
3.4.3 大洋水中 ²¹⁰ Pb 和 ²¹⁰ Po 的垂直分布	133
3.4.4 ²¹⁰ Pb/ ²²⁶ Ra 不平衡示踪的水体颗粒动力学	134
3.4.5 ²¹⁰ Po/ ²¹⁰ Pb 不平衡示踪的水体颗粒动力学	138
3.5 海洋中的气体放射性核素 ²²² Rn	142
3.5.1 大洋水中 ²²² Rn 的垂直分布	142
3.5.2 近岸海域水体的 ²²² Rn 分布	144

第 4 章

海洋中的人工与宇生放射性核素	147
4.1 海洋中人工放射性核素的来源	147
4.1.1 核试验	148
4.1.2 核事故	151
4.1.3 核工厂与核电站正常运行排放	152
4.1.4 海洋人工放射性核素的其他来源	154
4.1.5 不同源的 ¹³⁷ Cs/ ⁹⁰ Sr 和 ²⁴⁰ Pu/ ²³⁹ Pu 活度比	156
4.1.6 海洋中人工放射性核素的归宿	157
4.2 海洋中宇生放射性核素的一些综合特征	157
4.2.1 宇生放射性核素的产生	158
4.2.2 大气沉降的宇生放射性核素的变化特征	158
4.2.3 应用宇生放射性核素的大气科学与海洋学研究举例	162
4.3 海洋中的 ⁹⁰ Sr 和 ¹³⁷ Cs	164
4.3.1 海洋中 ⁹⁰ Sr 和 ¹³⁷ Cs 的贮量与含量水平	165
4.3.2 海洋中 ⁹⁰ Sr 和 ¹³⁷ Cs 的水平分布	167
4.3.3 海洋 ⁹⁰ Sr 和 ¹³⁷ Cs 的垂直分布	168
4.3.4 海洋中 ⁹⁰ Sr 和 ¹³⁷ Cs 浓度的时间变化	170
4.3.5 典型海域水体中的 ⁹⁰ Sr 和 ¹³⁷ Cs	173
4.4 海洋中的钚同位素	177
4.4.1 海洋中钚同位素的来源	177
4.4.2 海洋中钚同位素的贮量与浓度水平	179
4.4.3 大洋水中钚同位素的分布	181
4.4.4 海洋中钚同位素含量水平随时间变化	183
4.4.5 一些典型海域水体中的钚同位素分布	184

4.5 海洋中的 ³ H	188
4.5.1 海水中氚的来源及其变化	188
4.5.2 大洋水中 ³ H 的分布	190
4.5.3 典型水体的 ³ H	193
4.5.4 ³ H - ³ He 方法计算水体的年龄	196
4.5.5 ³ H 示踪的太平洋赤道流系的水体交换	197
4.6 海洋中的 ¹⁴ C	198
4.6.1 海洋中 ¹⁴ C 的来源	198
4.6.2 大洋水中 ¹⁴ C 的水平分布	200
4.6.3 大洋水中 ¹⁴ C 的垂直分布	202
4.6.4 大洋水中 ¹⁴ C 浓度水平随时间的变化	206
4.6.5 ¹⁴ C 测定的海水年龄	206
4.6.6 ¹⁴ C 示踪的海洋有机地球化学	207
4.6.7 全球碳循环与 ¹⁴ C	207
4.7 海洋中的 ³² Si	210
4.7.1 海洋中 ³² Si 的来源及其变化	211
4.7.2 地球各贮库中 ³² Si 的含量水平和各大洋 ³² Si 贮量	213
4.7.3 大洋水 ³² Si 的垂直分布	217
4.7.4 ³² Si 示踪的水体混合	218
4.7.5 ³² Si 和硅的生物地球化学	220

第 5 章

海洋中的氢氧碳氮同位素	221
5.1 海洋中的 D 和 ¹⁸ O	221
5.1.1 降水中的 D 和 ¹⁸ O	221
5.1.2 自然界各储库的氢氧同位素组成	227
5.1.3 影响海水中氢氧同位素组成的其他因素	228
5.1.4 大洋水中的 D 和 ¹⁸ O	229
5.1.5 典型水体的 D 和 ¹⁸ O	235
5.2 海洋中的碳同位素	240
5.2.1 自然界各储库的碳同位素组成	241
5.2.2 海洋生物的碳同位素组成	242
5.2.3 海洋溶解有机碳和颗粒有机碳的同位素组成 ...	244
5.2.4 海洋溶解无机碳的同位素组成	245
5.2.5 稳定同位素方法研究动物的食物构成	250
5.3 海洋中的氮同位素	254
5.3.1 自然界中各储库的氮同位素组成	254

5.3.2 海洋中的氮收支与同位素组成(Montoya,2007) 256

5.3.3 海洋溶解无机氮的同位素组成 257

5.3.4 一些海域硝酸盐的氮同位素组成 258

5.3.5 海洋颗粒物中的 $\delta^{15}\text{N}$ 260

5.3.6 典型海区颗粒物氮同位素组成 264

5.3.7 海洋生物氮同位素组成与营养位计算 267

参考文献 271

i 1

地球的圈层结构 与元素丰度

同位素海洋学用同位素方法研究海洋学问题。与海洋相连接的大气、陆地及其生活在海洋中的生物与海洋密切相关,它们可能是海洋中同位素的源和/或汇,所以大气圈、生物圈和岩石圈的知识对于同位素海洋学研究是必须的。同位素的组成与性质是其应用于地球科学研究的基础,与之相关的元素丰度很大程度上决定了海洋中的同位素的含量。本章简单介绍地球的圈层结构和元素丰度。

1.1 地球的圈层结构

地球的圈层包括大气圈、水圈、生物圈、岩石圈。如果考虑到地球内部结构,在岩石圈之下,还有软流圈、中圈和地核。

1.1.1 大气圈

包围在地球外部的气态物质称为大气。由大气组成的围绕地球的连续气体圈层称为大气圈(atmosphere)。大气圈控制着地球的气候,最终决定了我们生存的环境。

1.1.1.1 大气的结构—大气分层

大气的水平方向比较均匀,在垂直方向呈现明显的层状分布。可以按大气热力学性质、电离情况、化学组成等特征将大气分层。图 1.1 是各种大气分层综合示意图(盛裴轩等,2003)。按中性成分的热力学结构可以将大气分为对流层、平流层、中间层和热层;按大气化学组成可以将大气分为均质层和非均质层,或叫匀和层和非匀和层;按大气的电

磁特性将大气分为电离层和磁层;按压力将大气的 500 km 以下层称为气压层,从 500 km 至 2000 ~ 3000 km 称为外大气层或逸散层。以下按中性成分的热力学结构将大气分层。

(1)对流层 (troposphere) 从地球表面到,在赤道附近与热带 15 ~ 20 km 高度,在极地为 8 ~ 14 km 的高度为对流层。由于地面是对流层大气的主要热源,所以,总的趋势是在对流层气温随高度降低,平均温度递减约为 6.5 K/km。温度随高度降低的结果是,在对流层存在强烈的对流运动,有利于水汽和气溶胶粒子的垂直输运。主要天气现象和过程,如台风、雷雨、闪电、寒潮等都发生在对流层。

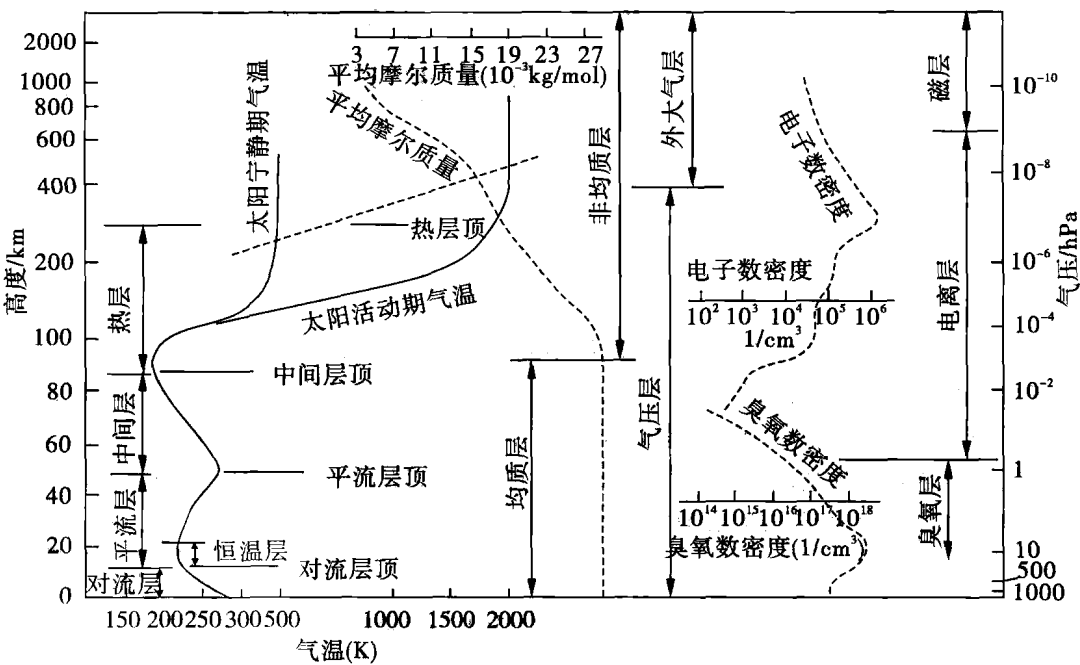


图 1.1 大气分层图
(由盛裴轩等,2003 改绘)

在距地面十几千米高度处,温度随高度下降率减小到约 2 K/km 或更小,称为对流层顶,厚度约为几千米,是对流层与平流层的过渡区。

尽管比垂直方向要均匀得多,但由于纬度不同,以及海洋与山地的存在,对流层内水平方向的气象要素不相同。通常把水平方向上温度、湿度相对均匀、天气现象类似,垂直方向上气象要素变化相同的大范围地区的空气划分为一个气团。气团的水平范围为几百至几千千米,垂直厚度为几千米至十几千米。冷暖性质不同的两种气团交界处气象要素急剧变化的过渡带称为锋面,通常是一倾斜面,宽度约为几十千米,长度可达几百至几千千米。气团向比它暖的地区移动时称为冷气团;反之当气团向比它冷的方向移动时称为暖气团。锋面附近常存在大片云系,主要原因是暖湿气流沿锋面上升,导致水汽凝结生成云雨。

(2)平流层 (stratosphere) 从对流层顶向上到距地球表面 50 km 高度左右为平流

层。在平流层下部气温随高度增加缓慢增加;在平流层上部由于臭氧吸收紫外线将能量转化为分子运动动能,气温随高度明显上升,上升速率约为 2 K/km ,在 50 km 高度的平流层顶气温达到极大值,约 $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

平流层大气很稳定,垂直运动微弱,多为大尺度的平流运动。平流层中空气尘埃少,透明度高。但是由于平流层与对流层交换弱,大气污染进入平流层后能长期存在。火山喷发的尘埃进入平流层后能在平流层维持 $2\sim 3$ 年,它能强烈地吸收太阳光,导致平流层增温对流层降温,从而影响地球的气候。

(3)中间层(mesosphere) 从平流层顶到距地球表面 85 km 高度为中间层。在中间层,臭氧含量已很低,太阳辐射中能被氧分子吸收的波长极短的紫外辐射的大部分已被其上面的热层大气吸收,所以中间层吸收的辐射能很少。在中间层温度随高度降低,在 85 km 高度温度为 $-100\sim -90\text{ }^{\circ}\text{C}$,是地球大气中最冷的部分。

(4)热层(thermosphere) 中间层顶以上的大气层为热层。在热层,温度随高度迅速升高,可达 $1000\sim 2000\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。热层中大气温度虽高,但由于大气极为稀薄,分子碰撞机会极少,该气层的高温反映的是分子巨大的运动速度。

1.1.1.2 大气环流

大气圈内空气进行的不同规模的运动总称为大气环流(Atmosphere circulation)。大气环流是大气中热量、动量、水汽输运和交换的重要方式,是形成各种天气和气候的主要因素。季风、海陆风、山谷风等都是大气环流的具体事例。

大气运动的根本能源是太阳辐射。由于地球的自转和公转,且因其赤道面和黄道面有 $23^{\circ}27'$ 的交角,所以低纬度地区比高纬度地区接受的热量多,低纬度大气较高纬度大气温度高,高低纬度大气之间的温度差是造成大气环流的主要因素,高低纬度大气之间的温度差异存在明显的季节性,所以大气环流特征也随季节变化。

(1)经向环流 主要是由于不同地理纬度的温差产生的,是由大气在南北方向和垂直方向平均运动构成的环流。在每个半球存在三个经圈环流。如图 1.2 所示。①低纬度正环流:或称直接环流。在赤道地区,近地表的热空气上升,到高空流向高纬度,在 30° 左右下降,再从低处流向热区。该环流是哈德莱(Hadley)1735 年最先提出的,所以也叫哈德莱环流。②中纬度环流:或称间接环流,该环流在高空和地面的流向与正环流相反,所以也称为中纬度逆环流,是费雷尔(Ferrel)1856 年最先提出的,所以也叫费雷尔环流。③极地环流:在极区,为正环流,在高空向高纬度方向而地面向低纬度方向流动。哈德雷环流和费雷尔环流在 30° 左右相遇下沉区与副热带高压区的平均纬度相吻合,而费雷尔环流与极地环流相遇的上升气流区与极锋区的平均纬度一致。

(2)纬向环流 地球自转产生的科里奥利力使北半球的经向气流偏向右,而南半球的经向气流偏向左。所以总体看,无论北半球,还是南半球,形成大气大体上沿纬圈方向的流动。低纬度,哈德莱环流纬度的低层大气中,常盛行东风,称为东风带;在北半球盛行东北风,南半球盛行东南风。中纬度,费雷尔环流纬度的低层大气中,常盛行西风,称为西风带。在北半球盛行西南风,南半球盛行西北风。极地低层大气中存在浅薄的弱东风,称为极地东风带。极地东风中有偏向低纬度的分量。

在平流层,冬半球为西风环流,夏半球为东风环流,强度随高度增强。

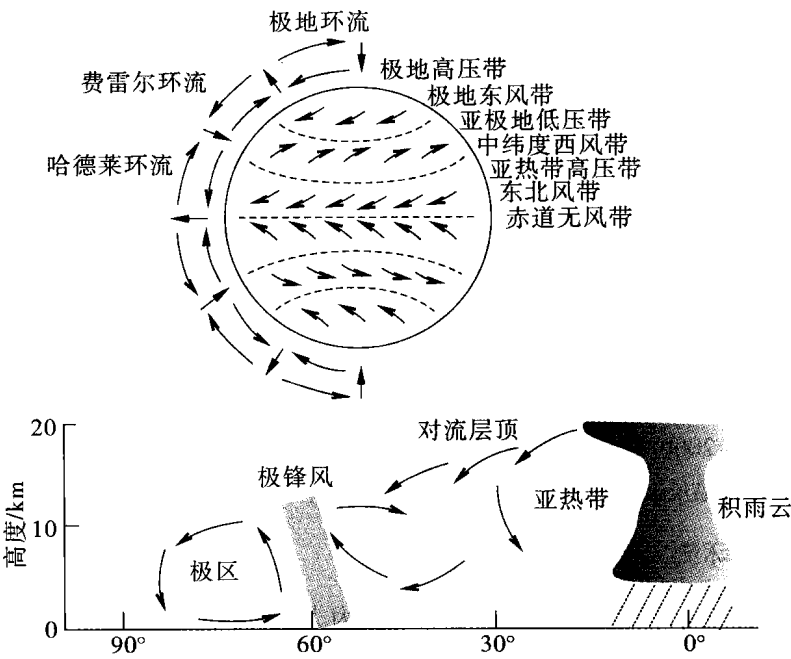


图 1.2 大气环流示意图
(由 Stewart,2006 改绘)

1.1.1.3 大气组成

(1)干空气(dry air) 除水汽之外的纯净大气称干空气,干空气分为主要成分和痕量成分。主要成分是 N₂、O₂、Ar 和 CO₂。对流层大气中主要成分的含量如表 1.1 所列。四种主要化学成分中 N₂、O₂、Ar 的含量恒定叫准定常成分,CO₂的含量是变化的。

表 1.1 对流层大气中的主要成分(盛裴轩等,2003)

气体	分子量	体积百分比	质量百分比	浓度/(g·m ⁻³)	平均停留时间/a
N ₂	28.0134	78.084	75.52	976	~10 ⁶
O ₂	31.9988	20.948	23.15	298	~5×10 ³
Ar	39.948	0.934	1.28	16.6	~10 ⁷
CO ₂	44.0099	0.033	0.05	0.4~0.8	5~6

注:a 表示时间单位“年”。

表 1.2 中列出对流层大气中的痕量成分,其中 Ne、He、Kr 和 Xe 是准定常成分,其他为可变成分。大气中的准定常成分平均停留时间大于 1000 年,含量保持比例固定。可

变成分在大气中的浓度随时间和地点是变化的。主要成分的 CO_2 和痕量成分中的 CO 、 CH_4 、 CH_2O 、 N_2O 是温室效应气体,是目前全球变化研究的热点。

表 1.2 对流层大气中的痕量成分(盛裴轩等,2003)

气 体	相对分子质量	浓 度		平均停留时间
		/ppmv	$/(\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3})$	
Ne	20.183	18.18	1.6×10^4	$\sim 10^7 \text{ a}$
He	4.003	5.24	920	$\sim 10^7 \text{ a}$
Kr	83.80	1.14	4100	$\sim 10^7 \text{ a}$
Xe	131.30	0.087	500	$\sim 10^7 \text{ a}$
H_2	2.016	0.4 ~ 1.0	36 ~ 90	6 ~ 8 a
CH_4	16.04	1.2 ~ 1.5	850 ~ 1100	$\sim 10 \text{ a}$
N_2O	44.01	0.25 ~ 0.6	500 ~ 1200	
CO	28.01	0.01 ~ 0.2	10 ~ 200	0.2 ~ 0.5 a
O_3	47.998	0.001 ~ 0.1	0 ~ 100	
NH_3	17.03	0.002 ~ 0.02	2 ~ 20	$\sim 5 \text{ d}$
SO_2	64.06	0 ~ 0.02	0 ~ 50	$\sim 2 \text{ d}$
CH_2O	30.03	0 ~ 0.1	0 ~ 16	
H_2S	34.07	0.002 ~ 0.020	3 ~ 30	$\sim 0.5 \text{ d}$
NO_2	46.00	0.001 ~ 0.0045	2 ~ 8	
I_2	253.80	$(4 \sim 40) \times 10^{-6}$	0.05 ~ 0.5	
Cl_2	70.90	$(3 \sim 15) \times 10^{-4}$	1 ~ 5	
水汽	18.015			$\sim 10 \text{ d}$
气溶胶		$(1 \sim 1000) \times 10^{-9}$		$\sim 10 \text{ d}$

注:a 表示“年”,d 表示“天”。

(2)臭氧层 大气的 10 ~ 50 km 高度含有臭氧,称为臭氧层(ozonosphere, ozone layer),在 20 ~ 30 km 高度臭氧浓度最大。虽然臭氧总含量不到均质层物质总质量的万分之一,对均质层一般特征影响不大,但臭氧能滤掉太阳来的大部分对生命有害的紫外线。大气中发生的以下臭氧形成与破坏的化学反应决定了大气中的臭氧浓度:

