

Chapter 1

模型的概念

1.1 引言

本书描述了大气化学数学模型的基础。大气化学旨在揭示控制地球大气化学成分的关键因素，是一门高度交叉的学科，其研究范畴不仅涵盖化学反应机制，还包括驱动大气输送的动力学过程、引发光化学反应和气候强迫的辐射过程、气溶胶颗粒的演化及其与云的相互作用，以及大气与地表储库之间的交换过程（生物地球化学循环）。

大气化学是一门年轻且快速发展的科学，其动机是理解和预测人类活动对大气成分影响的社会需求。在过去一个世纪中，人口增长、工业化和能源需求大幅加剧了这种影响，并引发了一系列环境问题，包括空气质量下降、生态系统被破坏、平流层臭氧损耗以及气候变化。因此，量化人类活动与其大气效应之间的联系对于制定健全的环境政策至关重要。

大气化学研究的三大支柱是实验室研究、大气观测和模型。实验室研究旨在揭示并量化大气中可能发生的关键化学过程；大气观测能够呈现真实大气系统的全部复杂性；模型利用实验室研究提供的物理和化学过程的数学表达，来模拟大气成分。通过与观测结果对比，模型能够检验、修正并提升现有的认知，同时还能用于评估不同情景下的大气响应。模型是当前对大气成分认知的定量表达，因此是制定环境政策的基础工具。

在计算资源提升、观测改进以及政策需求增长的共同推动下，大气化学建模在过去几十年里迅速发展。三十年前，模型对化学过程和输送过程的处理还十分简化，更多只能作为概念性演示。如今，最先进的化学输运模型已能较为真实地刻画大气三维输送及化学演化。尽管不确定性仍然显著，这些模型已经广泛用于解释大气观测并开展未来情景预测。科学本身仍在快速演进，30年后的大气化学家很可能会觉得今天的模型依旧粗糙；但就目前而言，模型已经能够提供可靠、基于过程的大气数学表述，以满足科学研究和政策制定的需要。本书正是在这一成熟而持续发展的科学背景下，系统介绍支撑大气化学模型的概念与算法。

本章旨在向读者介绍模型的概念和实用性，并为大气化学模型的发展提供广阔的历史视角。它从数学模型的一般定义和属性开始。然后，它涵盖了气象模型、气候

模型，最后是大气化学模型的起源和演变，从而导致了科学的现状。它从概念上描述了不同类型的大气化学模型以及这些模型作为大气观测系统一部分的价值。最后简要概述了在大气建模进展中发挥关键作用的计算硬件。

1.2 什么是模型？

模型是复杂系统的简化表示，可以推断该系统的行为。韦氏新大学词典将模型定义为用于帮助可视化无法直接观察的事物的描述或类比，或者作为实体或事态的数学描述而呈现的假设、数据和推论的系统。*Larousse Dictionary* 将模型定义为一种形式化结构，用于解释之间存在某些关系的现象集合。模型是现实的抽象，通常与隐喻的概念相关 (Lakoff 和 Johnson, 1980)。人类不断地创造周围世界的模型。他们观察、分析、隔离关键信息、识别变量、建立它们之间的关系，并预测这些变量在各种情况下将如何演变。

人们通常将模型分为认知模型、数学模型、统计模型和实验室模型 (Muller 和 von Storch, 2004)。认知模型用于表达思想并检验简单假设，并不追求对现实的完整模拟。例如，Lovelock (1989) 提出的 Daisyworld 模型借助日照-植被-反照率反馈来说明气候稳定性。该模型计算一颗假想行星上白色与黑色雏菊覆盖范围如何随入射太阳能变化而调整，并由此表明生物圈能够发挥类似行星恒温器的作用。这类看似简化甚至有些奇特的模型，往往能非常清楚地揭示核心机制。相比之下，更正式的数学模型致力于表达真实世界系统的复杂性，并以数学方程形式表述已知的物理、化学和生物规律，从而描述可观测量的行为。这类模型可以通过与观测比较来检验，并可用于预测尚未发生的情形，例如日常天气预报所使用的气象模型。统计模型则依据变量与其他量之间已观测到的统计关系来描述其行为，并利用这些关系进行内插或外推；它本质上是经验模型，而不是基于物理规律的数学模型。实验室模型则是系统按一定几何比例缩小或放大的物理复制体，用于开展受控实验；它通过模拟真实系统对扰动的响应，并借助适当的缩放定律将结果外推到实际系统。

德国科学家亚历山大·冯·洪堡 (Alexander von Humboldt, 1769-1859, 见图 1.1) 在他 1846 年的著作 *Kosmos* 中指出，宇宙的结构可以简化为力学问题，并强化了皮埃尔·西蒙·拉普拉斯 (Pierre-Simon Laplace, 1749-1827, 见图 1.1) 在 1825 年提出的观点。在他的 *Essai Philosophique sur les Probabilites* (关于概率的哲学论文) 的介绍中，拉普拉斯解释说，宇宙的当前状态应该被视为其过去状态的结果以及随后状态的原因。一旦知道系统的状态并建立影响该系统的动力学定律，就可以严格确定系统的所有过去和未来状态。这个概念适用于自然科学的许多方面，非常强大，因为它为人类给出了监测、理解和预测宇宙演化的工具。

尽管冯·洪堡没有明确提及模型的概念，但他试图通过分离不同的原因，以已知的方式将它们组合起来，并询问它们是相互加强还是相互抵消来描述世界的运作。他指出，“通过抑制分散注意力的细节，并只考虑大量的内容，人们可以合理化我们无法通过感官理解的事物。”这有效地将模型定义为旨在实现理解的复杂系统的理想化。模型将系统与其环境隔离，简化变量之间的关系，并做出假设以忽略某些内部变量和



Figure 1.1: 普鲁士博物学家和探险家亚历山大·冯·洪堡 (a) 和法国数学家和天文学家皮埃尔·西蒙·拉普拉斯侯爵 (b)。

外部影响 (Walliser, 2002)。它们不是完全客观的工具, 因为它们强调作者所设想的系统的基本或焦点方面。它们不具有普遍性, 因为它们包含一些假设和简化, 这些假设和简化对于某些特定应用程序可能可接受, 但对于其他应用程序则不然。事实上, 模型的成功很大程度上取决于作者的技能和想象力。

在二十世纪, 模型开始成为解决科学问题和预测经济周期、人口增长和气候变化等现象演变的核心工具。如今, 它们广泛应用于许多学科和许多社会效益的实际应用, 天气预报就是一个典型的例子。随着计算能力的增强和知识的增长, 模型变得越来越复杂, 并且可以统一复杂系统的不同元素来描述它们的交互。就地球科学而言, 这一点的象征是“虚拟地球”模型的愿景, 该模型描述了地球的演化, 解释了大气、海洋、陆地、生物圈、冰冻圈、岩石圈之间的相互作用, 并将这一自然系统与人类的影响耦合起来。在这个“虚拟地球”中, 人类不会被视为外部因素, 而是被视为环境反馈发挥作用的参与者。

1.3 数学模型

数学模型通过识别基本驱动变量并使用基于物理定律或经验知识的方程描述这些变量的演化来消除系统的复杂性。它们给出了我们对系统知识的定量陈述, 可以与观察结果进行比较。自然系统的模型通常写为控制这些系统的已知定律的数学应用。正如 Gershenfeld (1999) 所说, 数学模型可以相当笼统或更具体, 它们可以由第一原理 (物理定律) 或经验信息指导, 它们可以是分析的或数值的, 确定性的或随机的, 连续的或离散的, 定量的或定性的。为特定问题选择最佳模型是建模者技能的一部分。

20 世纪 50 年代的数字计算机通过实现快速数值计算开创了数学模型的现代时代。此后, 计算能力每两年稳定翻一番 (“摩尔定律”), 模型的范围和复杂性也随之增长。这反过来又需要付出巨大的努力来不断改进模型的物理基础和输入信息。否则我们就会出现“垃圾进, 垃圾出”的情况。由高性能计算支持的复杂模型可以从过于复杂而无法通过人工检查完全理解或量化的系统中提取信息。通过结合大量信息, 这些模型指出了简单考虑可能无法预料到的系统行为。从这个角度来看, 模型产生知识。在多个科学技术领域, 计算机模拟已成为领先的知识生产者。事实上, 这种既不属于理论领域也不属于观察领域的方法被视为一种新的科学实践形式, 是科学方法论中补充理论推理和实验方法的“第三条道路”(Kaufmann and Smarr, 1993)。

为了使模型有用, 它必须在再现过去的观察结果和预测未来的观察结果方面取得一定的成功。根据定义, 模型总会有一些误差, 反映其开发过程中涉及的假设和近似值。问题不在于模型是否有误差, 而在于误差是否足够小以使模型有用。俗话说“所有模型都是错误的, 但有些模型是有用的”。一项关键任务是量化模型的误差统计数据, 这可以通过误差传播分析和/或与观测结果的比较来完成。选择观察数据集和统计数据来与模型进行比较是建模者技能的重要组成部分, 对结果比较的解释也是如此。与观察结果的差异可能被认为是可以接受的, 并用于编译模型错误统计数据, 但它们也可能指出模型的建立假设或实施中的重要缺陷。建模者必须能够认识到后者, 因为它掌握着推进知识的关键。需要一定程度的谦虚, 因为观察无法对复杂系统的所有可能

实现进行采样。因此，模型的误差统计永远无法完全表征。

许多数学模型都基于描述感兴趣变量的空间和时间演化的微分方程。这些通常是守恒方程，概括了牛顿第二定律，即物体的加速度与施加到该物体上的力成正比。大气化学模型基于描述化学物质质量守恒（mass conservation）的连续性方程。考虑化学物质 ($i = 1, \dots, n$) 的集合，其摩尔分数（通常称为混合比）组装在向量 $\mathbf{C} = (C_1, \dots, C_n)^T$ 中。固定 (Eulerian) 参考系中物种 i 的连续性方程可写为

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla C_i + P_i(\mathbf{C}) - L_i(\mathbf{C}) \quad (i = 1, \dots, n) \quad (1.1)$$

这里， \mathbf{v} 是三维风矢量， P_i 和 L_i 是物种 i 的总生成率和总损失率，其中可能包括化学反应、排放和沉积等贡献。混合比 (mixing ratio) 随时间的局地变化 ($\partial C_i / \partial t$) 可写为输送造成的净变化与局地净生成 ($P_i - L_i$) 之和，其中输送项可表示为通量散度 (divergence) $\mathbf{v} \cdot \nabla C_i$ 。类似的守恒方程在其他科学领域也广泛存在。例如，若将 C_i 替换为动量，就得到构成流体动力学基础的纳维-斯托克斯方程。如果一个系统在给定初始条件后具有唯一且完全可预测的演化路径，则称其为确定性系统。如果系统中包含随机成分，则它是随机的 (stochastic)，因此只能做概率意义上的预测。遵循经典力学定律的系统通常是确定性的。由牛顿定律和万有引力描述的二体问题就是一个简单例子，例如卫星绕行星运行，或行星绕太阳运行。在这类问题中，相关微分方程往往可以在不引入随机因素的情况下得到解析解。由不同初始条件产生的轨迹若最终收敛到同一子空间，则该子空间称为吸引子 (attractor)。相反，如果从极其接近的初始条件出发的轨迹会迅速彼此分离，则该系统表现为混沌。气象模型就是典型例子：它们本质上是确定性的，但由于纳维-斯托克斯方程的强非线性而呈现混沌行为，这种复杂运动通常体现为湍流 (turbulence)。混沌系统的演化对初始条件极为敏感，而复杂系统的初始状态又永远无法被完全精确地给定，因此模型结果在实践中具有随机性，需要通过多次集合模拟 (ensemble simulations) 来获得统计结论。

1.4 气象模型

导致气象预报模型发展的基本思想是在大约一个世纪前形成的。美国气象学家克利夫兰·阿贝 (Cleveland Abbe, 1838-1916) 在 1901 年题为“长期天气预报的物理基础”的论文中首次提出了数学方法。几年后，即 1904 年，挪威气象学家 Vilhelm Bjerknes (1862-1951) 在一篇题为“Das Problem von der Wettervorhersage betrachtet vom Standpunkte der Mechanik und der Physik” (从力学和物理学角度进行天气预报的问题) 的论文中指出，天气预报应该基于既定的物理定律，因此应该被视为一种预测方法。确定性问题 (见图 1.2)。他写道：

如果正如每位科学家所相信的那样，随后的大气状态是根据物理定律从先前的大气状态发展而来的，那么显然，合理解决预测问题的必要和充分条件如下：

1. 对初始时刻大气状态有足够准确的认识；

第一次世界大战期间，刘易斯·弗莱·理查森 (Lewis Fry Richardson, 1881-1951)

年；见图 3）在法国陆军担任救护车司机，他在空闲时间尝试利用比耶克内斯原理创建数值天气预报模型。他使用数值算法手工积分简化形式的气象方程，但结果并不令人满意。他的方法失败后来被归因于对初始天气条件的了解不足，以及六小时过长的时间步长导致数值算法不稳定。理查森指出，以数值方式求解气象方程所需的算术运算数量如此之多，以至于单个算子不可能比天气进展更快地推进计算。然后，他建议将要执行预测的地理区域划分为几个空间域，并为每个域组建一个团队，与其他团队并行执行计算，并在需要时在团队之间交流信息。他的幻想促使他提议在一个大剧院大厅建造一个“预测工厂”（图 3），让大量的团队进行协调计算。这种结构是现代大规模并行超级计算机的先驱愿景。理查森用于数值求解气象方程的方法发表于 1922 年具有里程碑意义的著作 *Weather Prediction by Numerical Process* 中。



Figure 1.3: 英国气象学家刘易斯·弗莱·理查森 (Lewis Fry Richardson) (b)，他用来进行数值天气预报的地图网格 (c)，以及理查森想象中成为“预报工厂”的剧院大厅的艺术家视角 (a)。面板 (a) 经 François Schuiten 和 Benoît Peeters 的“Le Guide des cités”许可转载，© Casterman 版权所有。

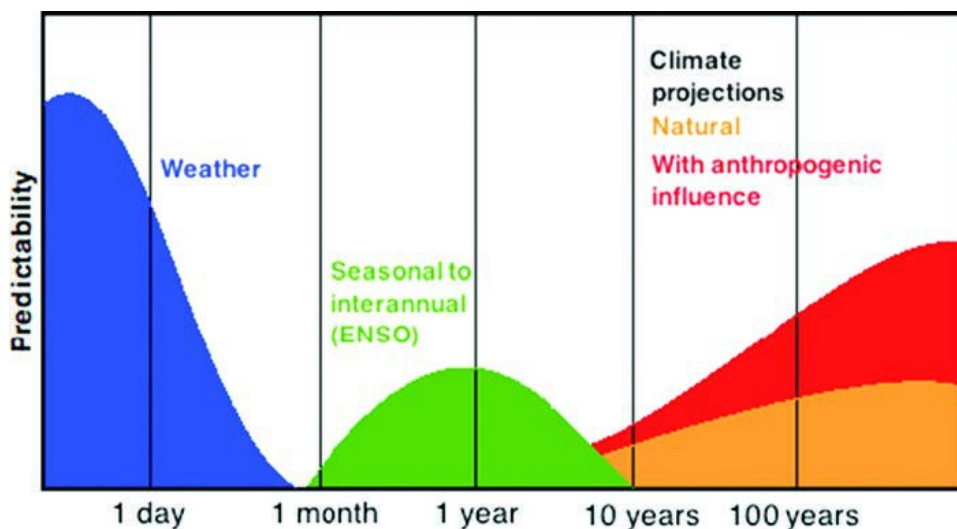


Figure 1.4: 天气、季节到年际变化（厄尔尼诺——南方涛动）和气候（自然变化和人为影响）的可预测性的定性表示。改编自美国能源部，2008 年。

气象模型包括一个所谓的动力学核心，它以通常由可用计算能力确定的空间和时间分辨率（resolution）求解 Bjerknes 的七个方程。较小规模的湍流特征通过一些经验参数化来表示。过去几十年气象模型的进步得益于对初始状态的更好表征、物理过程公式的改进、更有效的数值算法以及计算机能力增强带来的更高分辨率。如今，大气模型可以用作同化工具，以帮助将观测数据整合到一个连贯的理论框架中；作为诊断工具，协助解释观测结果和识别重要的大气过程；并作为预测工具，在天气或气候的时间尺度上预测大气的未来演变。

数据同化在天气预报中具有核心作用，因为它能够更好地确定预报初始状态。单靠观测无法给出这一状态的完整描述，因为观测在时空上并不连续，而且还包含测量误差。气象模型可以提供连续的初始场描述，但自身也存在模型误差。数据同化正是将模型状态信息与观测信息结合起来，并按各自误差大小加权，从而得到更优的状态估计。早期方法主要通过在气象方程中加入非物理项，把模型解强行拉向观测值，以缩小模型与观测之间的偏差。20 世纪 60 年代，基于贝叶斯定理的最优估计算法为数据同化提供了更扎实的理论基础。这类方法通过最小化一个按误差加权的最小二乘代价函数，来确定最可能的大气状态；该代价函数同时包含模型背景场和观测信息。当前的业务预报模型已经采用先进的数据同化方法，来吸收不同平台、不同时间获得的大量气象观测。四维变分数据同化（4D-Var）方法在一个时间窗口内联合使用全部观测值，并通过数值优化反推出该窗口起始时刻的三维状态。

1.5 气候模型

气候是天气在长期尺度上的统计表现，所涉及的不仅是大气，还包括地球系统的多个表层圈层，如海洋、陆地和冰冻圈。这是一个极其复杂、必须依靠模型研究的系统。各圈层关键变量的演化通常可以用体现基本物理定律的偏微分方程来描述。这些方程所涵盖的空间尺度从毫米级开始，低于这一尺度时湍流会耗散，一直到全球尺度；时间尺度则从毫秒延伸到数百年甚至更久。更细尺度的过程需要通过参数化处理，才能把重点放在大尺度演化上。由于前述运动方程的解具有混沌特性，气候模拟在实践中应视为随机问题。对同一时间段、仅略微改变初始条件后所做的一组气候模拟，可以给出模型结果的统计分布，并据此与观测到的气候统计特征进行比较。

最早的气候模型可以追溯到法国数学家约瑟夫·傅里叶（Joseph Fourier, 1768-1830, 见图 1.5），他试图解释地球平均温度为何能在历史时期维持在相对稳定的水平。1896 年，瑞典科学家斯万特·阿伦尼乌斯（Svante Arrhenius, 1859-1927; 见图 1.5）首次估算了大气中 CO₂ 浓度（concentration）增加所引起地表温度变化。他通过分析满月在不同视角下发出的红外辐射，推断光路吸收（absorption）对 CO₂ 含量的敏感度，并将这一结果代入地球能量平衡方程。

1938 年，Guy S. Callendar（1898-1964; 见图 1.5）使用简单的辐射平衡模型得出结论，大气中 CO₂ 浓度增加一倍将使地球表面平均变暖 2 °C，而两极的变暖幅度要大得多。在接下来的几十年中，通过一维（垂直）辐射对流模型进行了更详细的计算，允许热量的垂直传输以及辐射的吸收和发射。20 世纪 50 年代和 1960 年代计算



Figure 1.5: 法国数学家和物理学家让·巴蒂斯特·约瑟夫·傅立叶 (a)、瑞典化学家斯万特·奥古斯特·阿伦尼乌斯 (b) 和英国科学家盖伊·斯图尔特·卡伦达尔 (c)。小组 (c) 来源: G. S. Callendar Archive, 东安格利亚大学。

能力的提高为 3D 大气气候模型铺平了道路, 该模型称为 大气环流模型 (GCM), 因为它们专注于描述大气的大气环流。早期的 GCM 是由麻省理工学院的 Norman Phillips、普林斯顿大学地球物理流体动力学实验室 (GFDL) 的 Joseph Smagorinsky 和 Syukuro Manabe、加州大学洛杉矶分校 (UCLA) 的耶鲁明茨和 Akio Arakawa、以及国家大气研究中心 (NCAR) 的 Warren Washington 和 Akira Kasahara 开发的。

如今的气候模型已经变得极其复杂, 需要考虑大气、海洋、陆地和冰冻圈之间的耦合。政府间气候变化专门委员会 (IPCC) 使用这些模型向决策者通报未来经济发展不同情景对气候的影响。全球多个最先进的气候模型为 IPCC 评估做出了贡献, 并对特定扰动产生了一系列气候响应。试图确定“最佳”模型往往是徒劳的, 因为每个模型都有其优点和缺点, 并且重现当前气候的能力并不一定能够衡量模型预测未来气候的能力。相反, 政府间气候变化专门委员会使用不同模型对给定情景的气候响应范围作为“群体智慧”统计集合来评估对气候变化预测的信心。

1.6 大气化学模型

人们对开发大气化学模型的兴趣可以追溯到二十世纪初, Fabry 和 Buisson (1913) 对高海拔臭氧层进行了首次观测推断。随后在 20 年代对近地平线太阳光谱进行的地面测量表明, 该臭氧层存在于地表上方几十公里处。其起源于 1929 年由英国地球物理学家 Sydney Chapman (1888-1970; 见图 1.6) 首次解释为分子氧 (O_2) 暴露于紫外线 (UV) 辐射的自然结果, 产生氧原子 (O), 然后与 O_2 结合产生臭氧 (O_3)。查普曼的模型在地表上方几十公里处产生了臭氧最大值, 这与观测结果一致。它引入了几个重要的新概念, 包括辐射与化学的相互作用 (光化学) 和短寿命物质 (氧原子和臭氧) 的化学循环、应用于短寿命物质的动态稳态假设的有用性, 以及臭氧通过吸收紫外线辐射对自身的负反馈。



Figure 1.6: 从左上到右下 ((a)–(g)): Sydney Chapman (由大学大气研究公司提供)、David Bates 爵士 (由贝尔法斯特女王大学提供)、Baron Marcel Nicolet、Paul Crutzen (由泰勒环境成就奖提供)、Mario Molina (泰勒环境成就奖)、Frank Sherwood (Sherry) Rowland (泰勒环境成就奖) 成就) 和苏珊·所罗门。

到了 20 世纪 40 年代和 20 世纪 50 年代, 由于人们对无线电波的传播和极光的起源感兴趣, 人们的注意力转向了电离的高层大气。开发模型是为了模拟该区域的化学成分, 其中一些是一维 (垂直) 模型, 以解决化学与运输之间耦合的概念问题。1950 年, 英国和比利时科学家大卫·贝茨爵士 (Sir David Bates, 1916-1994) 和男爵马塞尔·尼科莱 (Baron Marcel Nicolet, 1912-1996) (图 1.6) 在研究高层大气中的辐射发射 (气辉) 时, 从他们的光化学模型中推断出, 水蒸气光解产生的氢物质可以破坏中间层 (mesosphere) (50-80 公里) 的大量臭氧。人们发现, 氢氧自由基的这种催化作用也代表了平流层 (stratosphere) 中臭氧的显着汇, 增加了查普曼机制中的臭氧损失。20 世纪 60 年代末和 1970 年代初, 发现了臭氧损失的额外催化循环, 涉及氮氧自由基 ($\text{NO}_x \equiv \text{NO} + \text{NO}_2$) 和氯自由基 ($\text{ClO}_x \equiv \text{Cl} + \text{ClO}$), 源自生物氮氧化物 (N_2O) 和工业含氯氟烃 (CFC), 分别。人们发现 NO_x 催化循环是自然平流层中主要的臭氧损失过程, 这最终使得平流层臭氧的定量模拟成为可能。由氟氯化碳驱动的臭氧损失循环的发现引发了人们对臭氧层消耗的环境担忧。这项工作导致荷兰科学家 Paul Crutzen、墨西哥科学家 Mario Molina 和美国科学家 Sherwood Rowland 荣获 1995 年诺贝尔化学奖 (图 1.6)。

到了 20 世纪 70 年代, 人们认为我们对平流层臭氧的理解已经成熟, 并且开始开发耦合化学和传输的全球模型。这些模型大多是二维的 (纬度-高度), 假设纵向均匀。早期的三维模型也是由麻省理工学院的 Derek Cunnold 以及加州大学洛杉矶分校的 Michael Schlesinger 和 Yale Mintz 开发的。1985 年, 观测发现的南极臭氧空洞震惊了研究界, 而任何模型都没有预测到这一现象。这促使 20 世纪 80 年代末和 90 年代初进行了大量研究, 以了解其起源。美国科学家苏珊·所罗门 (图 1.6) 发现, 在冬季南极平流层非常寒冷的条件下, 极地平流层云 (PSC) 的形成使得表面反应能够从其储存库中再生氯自由基, 从而导致臭氧快速流失。南极臭氧空洞是一个引人注目的教训, 表明显然已建立的模型在暴露于以前未经测试的环境时会失败。从那时起, 我们对平流层臭氧的理解就没有遇到根本性的挑战, 但模型的不断改进使人们更好地了解了臭氧的趋势。



Figure 1.7: (a) Hiram (Chip) Levy, (b) Arie Haagen-Smit, (c) John Seinfeld.

20 世纪 80 年代和 90 年代，人们对气候变化的兴趣日益浓厚，导致全球大气化学界将注意力转向对流层（troposphere），那里是大多数温室气体和气溶胶颗粒的所在地。1971 年，哈佛-史密森天体物理中心的 Hiram (Chip) Levy（图 1.7）使用辐射传输模型表明，足够的 UV-B 辐射渗透到对流层中会产生羟基自由基（hydroxyl radical）OH，这是一种强自由基氧化（oxidation）剂，可驱动甲烷（methane）、一氧化碳（CO）和许多其他重要大气气体的去除。这颠覆了全球对流层对于氧化具有化学惰性的观点。就在 1970 年，《Science》杂志上的一篇大气化学评论指出，“对流层的化学主要是大量大气成分及其与分子氧的反应……甲烷和 CO 在对流层中的化学性质相当惰性”（Cadle 和 Allen, 1970）。Levy 表明，OH 自由基的快速氧化不仅发生在对流层中，而且还驱动了复杂的自由基传播反应链。这些链为当前对对流层氧化剂化学的大部分理解奠定了基础。

早期的全球对流（convection）层化学 3-D 模型是由 Hiram Levy（当时在 GFDL）、Michael Prather（哈佛大学）和 Peter Zimmermann（美因茨马克斯普朗克化学研究所）于 20 世纪 80 年代开发的。对流层的模拟给建模者带来了一系列新的挑战。对流层中的传输比平流层中的传输复杂得多，并且通过湿对流、扫气和云与水文循环密切相关。自然和人为排放物释放出多种反应性化学物质，这些化学物质与各种规模的运输相互作用，并导致多种化学状态。表面还通过湿法和干法沉积给出了一个水槽。对流层的环境问题多种多样，需要模型具有多功能性来模拟温室气体、气溶胶、氧化剂、各种污染物和沉积。目前的全球对流层化学模型通常包括 100 多种耦合物质，水平分辨率约为数十至数百公里。目前模型能力的前沿仍然存在许多问题，包括气溶胶微物理、碳氢化合物氧化机制、有机气溶胶的形成、与水文循环的耦合以及边界层（boundary layer）湍流过程。

随着全球大气化学界逐渐从高层大气深入到对流层，一个完全独立、植根于工程学的界正在致力于城市和区域空气污染模型的开发。对空气污染建模的关注始于 20 世纪 50 年代。在此之前，污染源被认为是显而易见的（烟囱、烟囱、工业、污水等）并且其影响是直接的。20 世纪 40 年代洛杉矶雾霾的出现动摇了这一观念。烟雾的特点是能见度下降，对健康和植被产生有害影响，但原因和实际因素都无法轻易识别。突破出现在 20 世纪 50 年代，当时加州理工学院化学家 Arie Haagen-Smit（1900-1977，见图 1.7）表明，车辆排放（emission）的氮氧化物和挥发性有机化合物（VOC）可以在太阳辐射（solar radiation）存在下在大气中发生反应，产生臭氧，这是地表空气中的一种强氧化剂和有毒物质。地表空气中臭氧的产生涉及与平流层完全不同的机制。臭氧很快被证明是洛杉矶烟雾中的主要有毒物质。这引入了空气污染的新概念；污染最严重的不是在排放点，而是在顺风方向一段距离的大气反应之后。额外的毒性和能见度的抑制归因于细小的气溶胶颗粒，这些颗粒也在污染源顺风的大气中运输过程中通过光化学作用产生。随后在世界其他主要城市发现类似的机制造成了烟雾。

城市空气中光化学产生的臭氧和气溶胶污染物的发现促进了空气污染模型的发展，以描述交通和化学的耦合。20 世纪 50 年代和 1960 年代的初步工作重点是跟踪运输的空气包裹中的化学演化（简单拉格朗日（Lagrangian）模型）和描述化学反应羽流的扩散（diffusion）（高斯羽流模型）。城市环境的三维空气污染模型于 20 世纪 70

年代开始发展。加州理工学院的 John Seinfeld (图 1.7) 是开发洛杉矶盆地气域模型以及模拟臭氧和气溶胶底层算法的先驱。到了 20 世纪 70 年代, 臭氧和气溶胶的远距离输送在区域范围内造成了严重污染, 这一点也变得越来越明显, 再加上对酸雨的担忧, 导致 20 世纪 80 年代和 90 年代开发了覆盖 1000 公里量级范围的 3-D 区域模型。

过去十年的一个重大发展是全球大气化学和空气污染建模界的融合。这种趋同是由共同关心的问题推动的: 空气污染的洲际传输、气溶胶和对流层臭氧的气候强迫, 以及卫星观测在了解空气污染方面的应用。解决这些问题需要对感兴趣区域具有精细分辨率的全局模型。一个新的科学前沿已经出现, 将大气化学模型的规模从城市扩展到全球。

当今的大气化学建模是一个充满活力的领域, 在解决紧迫的环境问题时, 研究界面临着许多挑战。我们已经讨论了其中一些涉及过程表示和跨尺度桥接的挑战。还有很多其他的。一是开发全大气模型(从地表到外层空间)来研究气候对太阳强迫的响应以及高层大气对气候变化的响应。另一个问题是大气化学与地表水库生物地球化学过程的耦合, 这正在成为模拟氮循环和汞等持久性污染物命运的关键问题。另一个挑战是开发强大的化学数据同化工具, 以成功管理来自卫星的大量大气成分数据。这些工具对于利用数据来测试和提高当前对大气过程的理解、通过逆向建模限制地表通量以及提高天气和空气质量的预测能力是必要的。最后, 一个巨大的挑战是将大气化学整合到地球系统模型(ESM)中, 试图将地球不同储存库中的物理、化学和生物学完全耦合起来, 以诊断相互作用和反馈。将大气化学纳入 ESM 的工作一直滞后, 主要是因为与大型化学和气溶胶机制的数值集成相关的计算成本。开发高效可靠的算法是未来的一项重要任务。

1.7 大气化学模型的类型

大气化学模型的总体目标是模拟大气中 n 种相互作用的化学物质的演化。这是通过求解连续性方程组的耦合来完成的, 该方程组在固定参考系中可以写成方程 (1.1) 的一般形式。(1.1) 的解取决于通过 3-D 风向量 \mathbf{v} 的气象变量, 通常包括参数化以解释精细尺度湍流对通量散度项 $\mathbf{v} \cdot \nabla C_i$ 的贡献。当地生产和损失项 P_i 和 L_i 也可能取决于气象变量。

许多大气化学模型不会生成自己的气象环境, 而是使用外部气象模型生成的 3D 时间相关数据(包括风、湿度、温度等)。这些称为“离线”模型。气象输入数据必须定义质量守恒气流, 其对于影响运输的不同变量 P_i 和 L_i 具有一致的值。相比之下, “在线”大气化学模型被集成到父气象模型中, 以便化学连续性方程与大气质量、动量、热量和水守恒的气象方程一起求解。在线模型的优点是它们将化学输送与动力学和水文循环完全耦合。它们不需要高分辨率气象档案, 并且不会受到与使用离线气象场相关的时间平均误差的影响。它们不一定需要更多的计算机密集度, 因为模拟许多耦合化学变量的成本通常大于气象模拟的成本。但它们的操作和解释比离线模型复杂得多。术语 化学传输模型 (CTM) 在大气化学界的行话中通常指离线 3-D 模型。在这里, 我们将使用 CTM 术语来指代一般的大气化学模型, 因为这些方法通常适用于所有模

型。

用于驱动大气化学模型的气象模型可以是“自由运行”的，也可以包括气象数据的同化。数据同化允许气象模型模拟特定的观测气象年份。没有数据同化的自由运行模型会生成可能的气象年份的集合，但不会生成实际观测的年份。需要使用同化气象数据来将大气化学模型与特定年份的观测结果进行比较。对于自由运行的气象模型，只能比较气候统计数据。然而，使用自由运行的气象模型的优点之一是风和其他气象变量在物理上是一致的。数据同化对模型气象进行非物理修正，这可能会导致非同化变量的不切实际的行为，称为“数据冲击”。例如，使用同化气象数据的平流层模型往往会遭受过度垂直传输，因为水平风观测的同化会产生虚假垂直流以强制质量守恒。先进的数据同化方案试图最大限度地减少这些数据冲击。

Eulerian 和 *Lagrangian* 模型之间还有另一个区别（图 1.8）。欧拉模型求解地理上的连续性方程

使用欧拉和拉格朗日模型表示计算的痕量物种浓度的全球大气分布。浓度用颜色表示（高值用蓝色表示，低值用橙色表示）。欧拉框架使用固定的计算网格（**grid**）（**b**），而拉格朗日框架使用随气流移动的点集合（**c**）。该图还显示了瑞士数学固定参考系的肖像，而拉格朗日模型则使用随大气流动而移动的参考系。（1.1）中所写的连续性方程，包括时间和空间的偏微分，描述了固定参考系中浓度的演变，并代表了欧拉方法。偏导数的有限差分近似在表示模型域的固定点网格上产生解。相比之下，拉格朗日方法求解随流移动的点的连续性方程；对于这些点，我们可以将（1.1）重写为

$$\frac{dC_i}{dt} = P_i(\mathbf{C}) - L_i(\mathbf{C}) \quad (1.2)$$

其中 $d/dt = \partial/\partial t + \mathbf{v} \cdot \nabla$ 是全导数。从数学角度来看，拉格朗日方法将连续性方程简化为应用于随流移动的点（0 维质量包）的一维常微分方程。每个点的轨迹仍然需要计算。欧拉方法在 3D 模型中通常是首选，因为它保证了整个域上明确定义的浓度场。此外，欧拉模型可以更好地处理非线性化学和质量守恒。另一方面，拉格朗日模型通常具有较低的数值传输误差，并且更适合跟踪污染羽流的传输，因为可以在污染源位置释放大量的点。它们通常也是描述在特定位置进行观测的源影响函数的更好选择（面向受体的建模）。在这种情况下，可以在观测位置释放大量的点，并在拉格朗日框架中及时向后传输。

我们在第 1.6 节中简要介绍了导致当前一代全球 3D 模型的大气化学模型日益复杂的历史。在复杂性的另一端，0 维模型作为简单工具仍然具有吸引力，可以提高我们对过程的理解。这些模型将连续性方程求解为 $dC_i/dt = P_i(\mathbf{C}) - L_i(\mathbf{C})$ ，而不考虑空间维度。它们称为 *box* 模型，通常适用于计算短寿命物质的化学稳态浓度（传输的影响可以忽略不计），或者计算长寿命化学物质的全局预算（可以假设域内均匀混合）。大气研究中经常使用的其他简单模型包括 *高斯羽流模型* 来模拟从点源排放的化学物质的命运并与周围背景混合，以及 *一维模型* 来模拟假设水平均匀性的大气边界层（最低几公里）中化学物质的垂直混合。二维模型（纬度-高度）也仍然用于平流层应用，其中纵向浓度梯度通常很小。

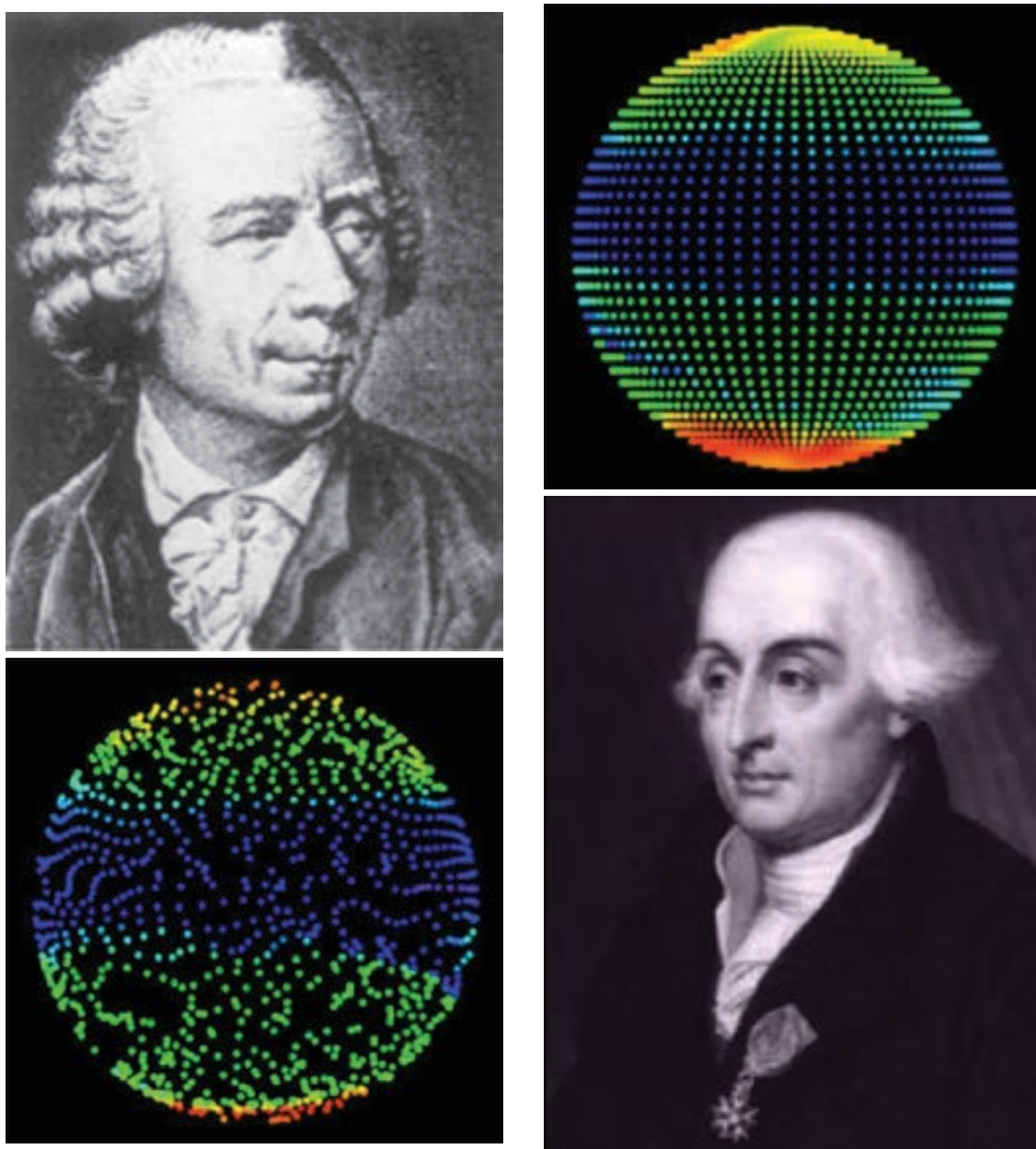


Figure 1.8: 使用欧拉和拉格朗日模型表示计算的痕量物种浓度的全球大气分布。浓度用颜色表示（高值用蓝色表示，低值用橙色表示）。欧拉框架使用固定的计算网格 (b)，而拉格朗日框架使用随气流移动的点集合 (c)。该图还显示了瑞士数学固定参考系的肖像，而拉格朗日模型则使用随大气流动而移动的参考系。(1.1) 中所写的连续性方程，包括时间和空间的偏微分，描述了固定参考系中浓度的演变，并代表了欧拉方法。偏导数的有限差分近似在表示模型域的固定点网格上产生解。相比之下，拉格朗日方法求解随流移动的点的连续性方程；对于这些点，我们可以将 (1.1) 重写为

1.8 模型作为观测系统的组成部分

模型的有用性通常是通过其再现观察结果的能力来评估的，但这可能由于两个原因而产生误导。首先，观察本身存在错误，而模型实际上可以通过证明不良观察与独立知识的不一致来帮助识别不良观察。其次，观测结果仅对模型模拟的空间的一小部分进行采样，并且可能与测试感兴趣的模型预测并不特别相关。在模型所应用的问题的背景下评估模型非常重要。同样重要的是确定评估的目标是诊断模型物理中的错误还是用作模型输入的数据中的错误。

一类广泛的建模应用涉及使用观察来量化驱动系统的变量（状态变量），而这些变量无法直接观察到。在这里，观测（**observation**）探测系统的表现（观测变量），而模型物理提供观测变量作为状态变量的函数的预测。反转模型然后针对给定的观测变量值产生状态变量的预测。人们可以将其视为将模型拟合到观测值，以推断状态变量的值。由于模型和观测中的误差，以这种方式所能实现的最好结果是状态变量的最优估计。这种分析称为**逆向建模**，需要仔细考虑模型中的错误、观察中的错误以及结果与先验知识的兼容性。模型和观测是逆向建模中不可分割的伙伴。如果观察不精确，那么即使有非常精确的模型也是没有用的。如果模型不精确，那么非常精确的观察是没有用的。

模型和观测之间的这种伙伴关系产生了**观测系统**的概念，作为模型和观测的协调组合，以实现有针对性的监测或科学目标。随着大气观测的急剧增长，特别是卫星产生的大量难以解释的数据，这一概念得到了发展。模型给出了一个连续的浓度场，可以作为一个通用平台来检查不同地点、不同时间表、不同物种的不同仪器所获得的观测结果的互补性和一致性。模型和观测数据的正式整合可以采用**化学数据同化**的形式来产生优化的浓度场，或采用逆向建模来优化未直接观测到的状态变量。

遵循集成观测和模型的观测系统这一概念，人们可以使用模型来比较不同观测数据集对于解决特定问题的价值，并提出对该问题具有特定价值的新观测。观测系统模拟实验（**OSSEs**）现在通常用于量化新观测来源（如来自拟议卫星）的效益，以实现可量化的监测或科学目标。观测系统模拟实验使用**CTM**生成“真实”的合成大气，并由现有和拟议的观测仪器（**instrument**）组合进行采样。伪观测是沿着仪器采样路径和采样时间表对大气进行的，并根据仪器规格添加随机误差。然后使用第二个独立的**CTM**来反转这些伪观察结果并评估它们对于实现目标的价值。精心设计的**OSSE**可以告诉我们拟议的仪器是否将为现有观测系统添加重要信息。

论文的第一部分致力于研究计算机的速度是通过每秒执行的浮点运算数量（称为**Flops**）来衡量的。1970年代安装在洛斯阿拉莫斯国家实验室（新墨西哥州）的**Cray-1**的峰值性能为250兆浮点运算（ 10^6 flops），而1985年安装在劳伦斯利弗莫尔国家实验室（加利福尼亚州）的**Cray-2**的性能为3.9千兆浮点运算（ 10^9 flops）。2002年在日本横滨推出的地球模拟器是2004年之前世界上最大的计算机，提供36万亿次浮点运算（ 10^{12} 浮点运算）。该机器包括分布在640个节点中的5120个矢量处理器。2004年，劳伦斯利弗莫尔国家实验室的**IBM Blue Gene**平台超越了它，2007年底性能达到近500 teraflops。2015年，前沿超级计算机的性能超过数十 petaflops（ 10^{15} flops），预

计将接近 exaflops (10^{18} flops) 到 2018 年。使模型能够在如此强大的平台上有效扩展是一项重大的工程挑战。

References

- [1]Cadle and Allen (1970) Cadle R. D. and Allen E. R. (1970) Atmospheric photochemistry, *Science*, **167**, 243-249.
- [2]Fabry and Buisson (1913) Fabry C. and Buisson M. (1913) L'absorption de l'ultraviolet par l'ozone et la limite du spectre solaire, *J. Phys. Rad.*, **53**, 196-206.
- [3]Gershenfeld (1999) Gershenfeld N. (1999) *The Nature of Mathematical Modeling*, Cambridge University Press, Cambridge.
- [4]Kaufmann and Smarr (1993) Kaufmann W. J. and Smarr L. L. (1993) *Supercomputing and the Transformation of Science*, Scientific American Library, New York.
- [5]Lakoff and Johnson (1980) Lakoff G. and Johnson M. (1980) *Metaphors We Live By*, Chicago University Press, Chicago, IL.
- [6]Lorenz (1963) Lorenz E. (1963) Deterministic nonperiodic flow, *J. Atmos. Sci.*, **20**, 131-141.
- [7]Lorenz (1982) Lorenz E. (1982) Atmospheric predictability experiments with a large numerical model, *Tellus*, **34**, 505-513.
- [8]Lovelock (1989) Lovelock J. E. (1989) Geophysiology, the science of Gaia, *Rev. Geophys.*, **27**, 2, 215-222, doi: 10.1029/RG027i002p00215.
- [9]Muller and von Storch (2004) Muller P. and von Storch H. (2004) *Computer Modelling in Atmospheric and Oceanic Sciences: Building Knowledge*, Springer-Verlag, Berlin.
- [10]Walliser (2002) Walliser B. (2002) Les modeles economiques. In *Enqueue sur le concept de modele* (Pascal Nouvel, ed.), Presses Universitaires de France, Paris.
- [11]Washington and Parkinson (2005) Washington W. M. and Parkinson C. L. (2005) *An Introduction to Three-Dimensional Climate Modeling*, University Science Book, Sausalito, CA.

Chapter 2

大气结构和动力学

2.1 引言

地球周围的大气层是因重力而得以存留的一层薄薄的气体（图 2.1）。表 2.1 列出了大气中含量最多的几种气体，浓度以摩尔分数表示，通常称为混合比。大气的主要成分是分子氮 (N_2)、分子氧 (O_2) 和氩 (Ar)，它们的混合比是通过在很长的时间尺度上与地表以下的地球化学储库的相互作用来控制的。大气中水汽的混合比变化很大 (10^{-6} - 10^{-2} mol mol⁻¹)，取决于地球表面的蒸发 (evaporation) 和降水 (precipitation)。除了这些主要成分外，大气中还含有大量混合比低于 10^{-3} mol mol⁻¹ 的痕量气体，包括二氧化碳 (CO_2)、甲烷 (CH_4)、臭氧 (O_3) 等。此外，大气还包含固态和液态气溶胶颗粒，尺寸通常为 0.01-10 μm ，浓度为 10^1 - 10^4 颗粒 cm⁻³。这些痕量气体和气溶胶颗粒对大气质量没有显著影响，但对环境问题和大气活性具有重要意义。

地球表面的平均大气压为 984 hPa，结合地球半径 6378 km 可以得到大气层总质量为 5.14×10^{18} kg。大气压随高度呈近似指数下降：50% 的大气质量集中在 5.6 km 以下，90% 集中在 16 km 以下。通常认为大气压足够低，理想气体定律在所有条件下的适用误差均不超过 1%。全球平均地表气温为 288 K，对应的空气密度为 1.2 kg m⁻³，即 2.5×10^{19} 分子 cm⁻³；空气密度也随高度呈近似指数递减。

本章概述了大气的结构和动力学，作为大气化学模型的基础。关于大气物理和动力学更详细的内容可以参考以下气象教科书，例如 Gill (1982)、Pedlosky (1987)、Andrews *et al.* (1987)、Zdunkowski 和 Bott (2003)、Green (2004)、Vallis (2006)、Martin (2006)、Mak (2011)、Holton 和 Hakim (2013)。

2.2 全球能量收支

地球系统的主要能源是太阳辐射。太阳以有效温度 $T_S = 5800$ K 的黑体形式发射辐射。相应的黑体能量通量为 $F = \sigma T_S^4$ ，其中 $\sigma = 5.67 \times 10^{-8}$ W m⁻² K⁻⁴ 为斯特凡-玻尔兹曼常数。这种辐射遍及所有波长，但在可见光中达到峰值 0.5 μm 。地球圆盘（垂直于入射辐射的表面）截获的太阳能通量为 1365 W m⁻²。这个量称为太阳常数，记



Figure 2.1: 从太空俯瞰地球大气层，太阳正位于地平线以下。空气分子对蓝光的散射效率远高于红光：日落时低层大气的透射光呈现出红色，高层大气散射的太阳辐射呈现蓝色。在大气最低层，云层结构清晰可见。

为 S 。因此，地球接收到的平均太阳辐射通量为 $S/4 = 341 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。该能量的一小部分 $\alpha = 30$

$$\frac{(1 - \alpha)S}{4} = \sigma T_E^4 \quad (1)$$

从该方程推导出来的平均有效温度为 $T_E = 255 \text{ K}$ 。这是太空中的观察者通过测量发射的地面辐射推导出来的地球温度。地面发射的相应波长位于红外 (IR) 范围内，峰值为 $10 \mu\text{m}$ 。有效温度比观测到的平均表面温度低 33 K ，因为发射到太空的大部分地面辐射源自高空大气层，其中云层和温室气体（例如水蒸气和 CO_2 ）吸收从下面发射的红外辐射，并在较冷的温度下重新发射。这就是温室效应的本质。

图 2 更详细地描述了大气中的能量交换。地球表面发射的能量 (396 W m^{-2}) 中，只有 40 W m^{-2} 直接辐射到太空，而差值 (356 W m^{-2}) 被大气成分吸收。因此，大气的全球热收支必须包括以下能量输入：(1) 云层和温室气体吸收红外辐射 (356 W m^{-2})，(2) 大气中水凝结 (condensation) 释放的潜热 (80 W m^{-2})，(3) 地表加热的空气垂直传输产生的显热 (17 W m^{-2})，以及 (4) 云、气溶胶和大气气体对太阳辐射的吸收 (78 W m^{-2})。在大气总热量输入 (532 W m^{-2}) 中， 199 W m^{-2} 通过温室气体和云辐射到太空，而 333 W m^{-2} 辐射到地表并被吸收。表面的温室加热 (333 W m^{-2}) 大于直接太阳辐射的加热 (161 W m^{-2})。在大气层顶部， 341 W m^{-2} 的入射太阳能由 102 W m^{-2} 的反射太阳辐射平衡（对应于 0.30 的行星反照率，其中 23 W m^{-2} 由地表反射， 79 W m^{-2} 由云、气溶胶反射和大气气体）以及 239 W m^{-2} 的红外地面发射。请注意，此处描述的 2000-2004 年期间的系统是

由于人为温室气体的影响，略有失衡：每单位面积 0.9 W m^{-2} 的净能量被地表吸收，导致逐渐变暖。

2.3 大气的垂直结构

图 2.3 显示了大气温度的平均垂直剖面。大气科学家根据这种热结构垂直划分大气。最底层称为对流层，其特征是由于表面的太阳加热，温度随着高度逐渐降低。在热带地区通常延伸至 $16\text{-}18$ 公里，在高纬度地区通常延伸至 $8\text{-}12$ 公里。它占大气总质量的 85

6.5 K km^{-1} ，反映辐射、对流和水凝结潜热释放的综合影响。

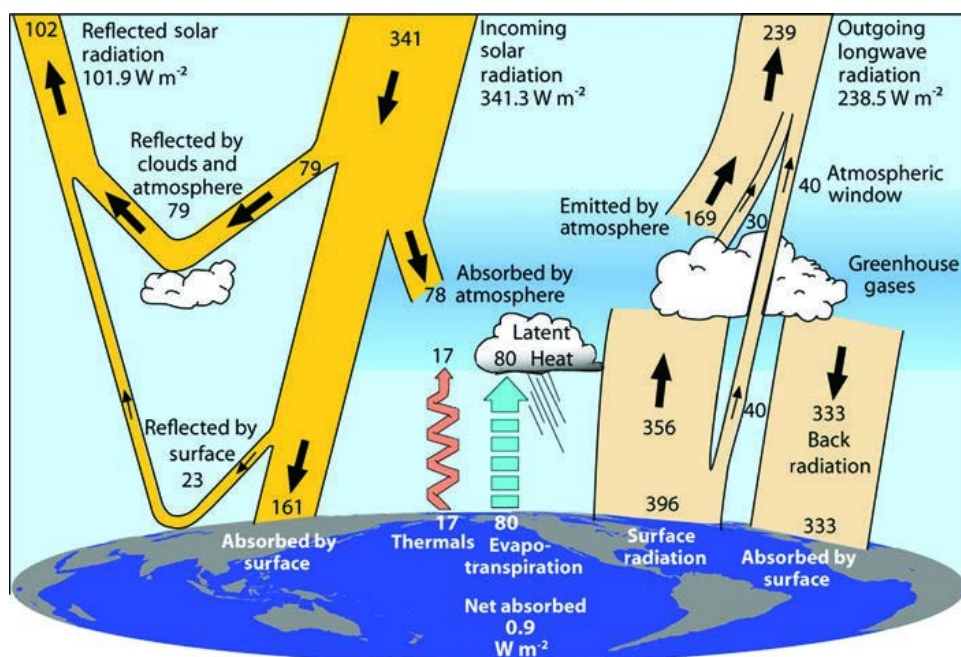


Figure 2.2: 更详细地描述了大气中的能量交换。地球表面发射的能量 (396 W m^{-2}) 中, 只有 40 W m^{-2} 直接辐射到太空, 而差额 (356 W m^{-2}) 则被大气成分吸收。因此, 大气的全球热收支必须包括以下能量输入: (1) 云层和温室气体吸收红外辐射 (356 W m^{-2}), (2) 大气中水凝结释放的潜热 (80 W m^{-2}), (3) 地表加热的空气垂直输送产生的显热 (17 W m^{-2}), 以及 (4) 云层、气溶胶和大气气体吸收太阳辐射 (78 W m^{-2})。在大气总热量输入 (532 W m^{-2}) 中, 199 W m^{-2} 通过温室气体和云辐射到太空, 而 333 W m^{-2} 辐射到地表并被吸收。这种温室对地表的加热 (333 W m^{-2}) 大于直接太阳辐射的加热 (161 W m^{-2})。在大气层顶部, 341 W m^{-2} 的入射太阳能由 102 W m^{-2} 的反射太阳辐射 (相当于 0.30 的行星反照率, 其中 23 W m^{-2} 由地表反射, 79 W m^{-2} 由云、气溶胶和大气气体反射) 和 IR 地面发射来平衡。

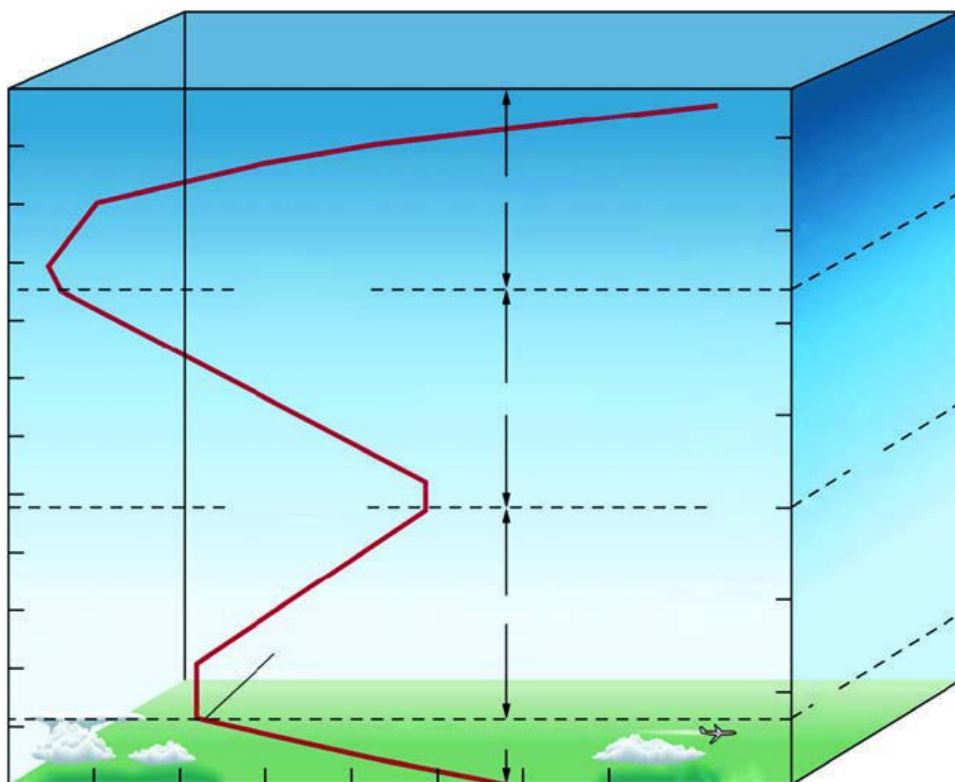


Figure 2.3: 显示大气温度的平均垂直剖面。大气

对流层顶 (tropopause) 部由最低温度 (190-230 K) 定义, 称为 对流层顶。上面的一层称为平流层, 其特征是温度随着高度的增加而增加, 在海拔 50 公里的平流层顶 (stratopause) 达到最高约 270 K。这种变暖是由于臭氧吸收太阳紫外线辐射造成的。温度随海拔高度增加的情况称为逆温。由于较重的空气被较轻的空气覆盖, 因此垂直运动受到强烈抑制。因此, 平流层对于垂直运动非常稳定。与对流层的空气交换受到限制, 平流层内的垂直传输非常缓慢。对流层空气抵抗输送到平流层的停留时间为 5-10 年, 空气在平流层的停留时间从一年到十年不等。在夏季, 平流层的纬向 (纵向) 平均温度分布主要由辐射过程决定 (通过臭氧吸收产生的太阳加热和通过 CO_2 、水蒸气和向太空排放的臭氧引起的地面冷却)。冬季, 辐射较弱, 辐射平衡因行星波的传播而受到扰乱。这会产生大规模的经向 (纬度) 环流, 称为布鲁尔-多布森环流, 将空气从低纬度输送到高纬度。

中层从 50 公里延伸到位于大约 90-100 公里高度的中层顶, 那里的平均温度约为 160 K (夏季极地为 120 K, 这是大气中的最低温度)。在这一层中, 几乎没有臭氧可吸收太阳辐射, 但 CO_2 的辐射冷却仍然有效, 温度随着高度再次降低。湍流是频繁发生的, 通常是由于垂直传播的重力波的耗散造成的 (参见第 2.11 节), 当这些波的振幅变得如此之大以致于大气变得热不稳定时。

100 公里以上的热层 (thermosphere) 的特点是温度随高度急剧增加, 这主要是由于分子氧 O_2 、分子氮 N_2 和原子氧 O 吸收强紫外线辐射所致。碰撞变得罕见, 因此可以维持稳定的离子群, 产生等离子体 (电离气体)。200 公里以上的温度通常达到 500 至 2000 K 的渐近值, 具体取决于太阳活动的水平 (图 2.4)。这种渐近行为反映了该

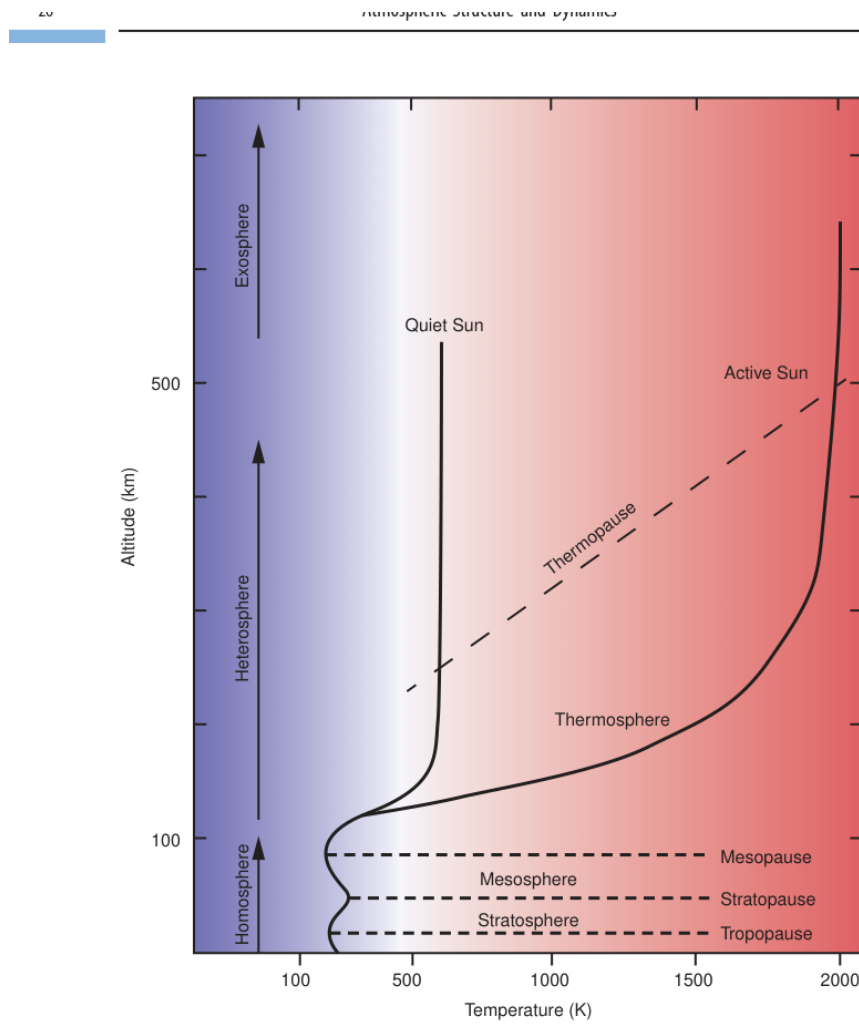


Figure 2.4: 两个级别的太阳活动的平均温度的垂直分布，重点是高层大气层。改编自 Banks 和 Kockarts (1973)。

低空气密度区域的低热含量和高导热率。相应的高度称为 *thermopause*，海拔高度从 250 公里到 500 公里不等。100 公里以上的大气压力足够低，大气物质的垂直输送主要通过分子扩散发生。该过程倾向于根据不同化学物质各自的质量在高度上分离。因此，相对于分子氮和氧等物质，原子氧、氦和氢等轻物质的相对丰度随着高度的增加而增加。氮分子在 180 公里范围内占主导地位，而在 180 公里到约 700 公里范围内主要成分是原子氧。氦是 700 公里至 1700 公里之间最丰富的成分，而在更高海拔地区则是原子氢。在热层顶之上，由于很少发生碰撞，原子遵循弹道轨迹。在大气层的这个区域中，如果轻原子（氢）的速度大于阈值（逃逸速度），则它们可以克服重力并逃逸到太空。那时大气层有效地与外太空融合。

100 公里以下的空气运动主要受重力和压力的影响，遵循流体动力学定律。在 100 公里以上，电离产生等离子体，流动受到电磁力的影响，必须应用磁流体动力学中更复杂的方程。航空学是描述高层大气现象行为的科学分支（重点是电离和解离过程），而气象学是指对低层大气的研究（重点是动力和物理过程）。航空学文献有自己的大气层分类（例如，参见 Prolss, 2004）。例如，它将对流层称为低层大气，将平流层和中间层称为中层大气，将热层称为高层大气。它将 100 km 以下的同气层定义为垂直混合足够强烈以维持惰性气体相对丰度恒定的区域，而 100 km 以上的异气层定义为重力沉降变得足够重要，使重气体的相对浓度比轻气体的相对浓度下降得更快的区域。1700 公里以上的大气区域通常称为地冕。它产生强烈的辉光，这是由 122 nm 太阳莱曼辐射激发的氢荧光产生的。在另一种命名法中，人们区分了气压层和外逸层，气压层中空气分子通过重力与地球结合，而外逸层中空气密度很小，可以忽略碰撞。外逸层的下边界称为 *exobase*，位于 400-1000 公里处。航空学家将电离层称为大气区域，其中分子和原子通过极端紫外线辐射（小于 100 纳米）的电离和高能粒子沉淀是主要过程。区分不同的电离层：海拔 90 公里以下的 *D-region*、90 至 170 km 之间的 *E-region*、170 至 1000 km 之间的 *F-region* 以及海拔 1000 km 以上的 *plasmasphere*。地球磁场控制带电粒子运动的区域称为磁层。它的形状由地球内部磁场、太阳风等离子体和行星际磁场的范围决定。

2.4 温度、压力和密度

状态方程

大气状态由压力 p [Pa]、温度 T [K] 和化学成分来描述。大气压力足够低，在所有条件下都遵守理想气体定律，误差在 1

$$pV = \mathcal{R}T \quad (2.2)$$

其中 $V[\text{m}^3 \text{mol}^{-1}]$ 表示空气的摩尔体积， $\mathcal{R} = 8.3143 \text{ J K}^{-1} \text{mol}^{-1}$ 是通用气体常数。当写为数密度（number density） $n_a = \mathcal{N}_A/V$ [分子 m^{-3}] 的函数时，其中 $\mathcal{N}_A = 6.022 \times 10^{23} \text{ 分子 mol}^{-1}$ 是阿伏伽德罗数，该表达式变为

$$p = n_a k T \quad (2.3)$$

其中 $k = \mathcal{R}/\mathcal{N}_A = 1.38066 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$ 是玻尔兹曼常数。

状态方程也可以写为空气质量密度的函数 $\rho_a = n_a M_a / \mathcal{N}_A [\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}]$

$$p = \rho_a R T \quad (2.4)$$

其中 $R = \mathcal{R}/M_a$ 是空气的特定气体常数, $M_a [\text{kg mol}^{-1}]$ 是空气的摩尔质量。

空气的摩尔质量是其组分质量的加权平均值

$$M_a = \sum_i C_i M_i \quad (5)$$

其中 C_i 和 M_i 分别是众数（通常称为摩尔或体积混合比）和成分 i 的摩尔质量。由于干燥空气可以近似为氮气 N_2 ($C_{\text{N}_2} = 0.78$)、氧气 O_2 ($C_{\text{O}_2} = 0.21$) 和氩气 Ar ($C_{\text{Ar}} = 0.01$) 的混合物, 因此干燥空气的摩尔质量为 $M_d = 28.97 \times 10^{-3} \text{ kg mol}^{-1}$ 。水蒸气在对流层低层的空气中所占比例高达百分之几, 它会使空气稍微变轻。

2.5 大气湿度

由于空气中水蒸气的高度可变性, 气象学家喜欢对干燥空气和水蒸气使用单独的状态方程。根据道尔顿定律, 这是合理的, 道尔顿定律指出气体混合物的总压力是其各个成分的分压之和。(干燥) 空气的状态方程可写为

$$p_d = \rho_d R_d T \quad (6)$$

其中干燥空气的具体气体常数为 $R_d = \mathcal{R}/M_d = 8.314/(28.97 \times 10^{-3}) = 287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ 。类似的方程也可以应用于水蒸气（或任何化学成分）。水蒸气分压（partial pressure）通常记为 e , 状态方程写为

$$e = \rho_w R_w T \quad (7)$$

其中 ρ_w 为水蒸气质量密度 $[\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}]$ 且 $R_w = \mathcal{R}/M_w = 8.314/(18.01 \times 10^{-3}) = 461.6 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ 为摩尔质量 M_w 为 $18.01 \times 10^{-3} \text{ kg mol}^{-1}$ 的水蒸气的特定气体常数。请注意, 总气压为 $p = p_d + e$ 。水蒸气的体积混合比 C_w 和质量混合比 μ_w 写为

$$C_w = \frac{n_w}{n_a} = \frac{e}{p} \quad (8)$$

and

$$\mu_w = \frac{\rho_w}{\rho_a} = \frac{M_w}{M_a} \frac{e}{p} = 0.622 C_w \quad (9)$$

其中 n_w 和 n_a 分别是水和潮湿（总）空气的分子密度 [分子 m^{-3}]， $M_w = 18.01 \times 10^{-3} \text{ kg mol}^{-1}$ 是水的摩尔质量， M_a 是湿空气的摩尔质量： $M_a = (1 - C_w)M_d + C_w M_w$ 。气象学家通常将 μ_w 称为比湿度（并写作 q ）。相反，他们将水蒸气质量混合比 r_w 定义为水蒸气密度 ρ_w 与干燥空气密度 ρ_d 之间的比率，其中 $\rho_d = \rho_a - \rho_w$ ：

$$r_w = \frac{\rho_w}{\rho_d} = \frac{\rho_w}{\rho_a - \rho_w} = \frac{\mu_w}{1 - \mu_w} \quad (10)$$

如果将温度 T 替换为虚拟温度 T_v （干燥空气与潮湿空气具有相同压力和密度时的温度），则干燥空气的状态方程（6）可以应用于潮湿空气。因此有人写道

$$p = \rho_a R_d T_v \quad (11)$$

从上面的方程可以看出

$$\rho_a = \frac{p}{R_d T_v} = \frac{p - e}{R_d T} + \frac{e}{R_w T}$$

或写成

$$T_v = \frac{T}{1 - \frac{e}{p} \left(1 - \frac{R_d}{R_w}\right)} \quad (12)$$

与 $R_d/R_w = M_w/M_d = 18/28.97 = 0.621$ 。这个表达式的一个很好的近似是由

$$T_v \approx (1 + 0.61 r_w) T \quad (13)$$

大气水的相变在气象学中起着至关重要的作用。相对湿度 RH [百分比] 写为

$$RH = 100 \frac{e}{e_s} \quad (14)$$

其中 e_s 是水蒸气与凝结相（液体或冰）平衡时的饱和压力。对于饱和大气（ $e = e_s$ ），冷凝和蒸发处于平衡状态。容易看出饱和度对应的水质量混合比 r_w^{sat} 为

$$r_w^{sat} = 0.622 \frac{e_s}{p - e_s} \simeq 0.622 \frac{e_s}{p} \quad (15)$$

它的值与总压力成反比，并且是温度的函数，因为饱和压力 e_s 随温度变化（见下文）。具有 $e < e_s$ 的大气称为亚饱和，而具有 $e > e_s$ 的大气称为过饱和。过饱和的大气会导致云的形成，这取决于合适的气溶胶颗粒的存在，以提供预先存在的凝结表面并克服表面张力的能量障碍。对于液态水云，这些粒子称为云凝结核 (CCN)，对于冰云，这些粒子称为冰核 (IN)。尺寸大于 $0.1 \mu\text{m}$ 的水溶性颗粒是足够的 CCN，并且足够多，足以在百分之几的过饱和度下形成液体云。冰核是固体颗粒，例如灰尘，为冰的形成提供模板，并且其浓度比 CCN 低得多。由于缺乏 IN，云在温度低至 -40°C 时可能保持液态或混合冰液；然后我们将亚稳态液相称为过冷。

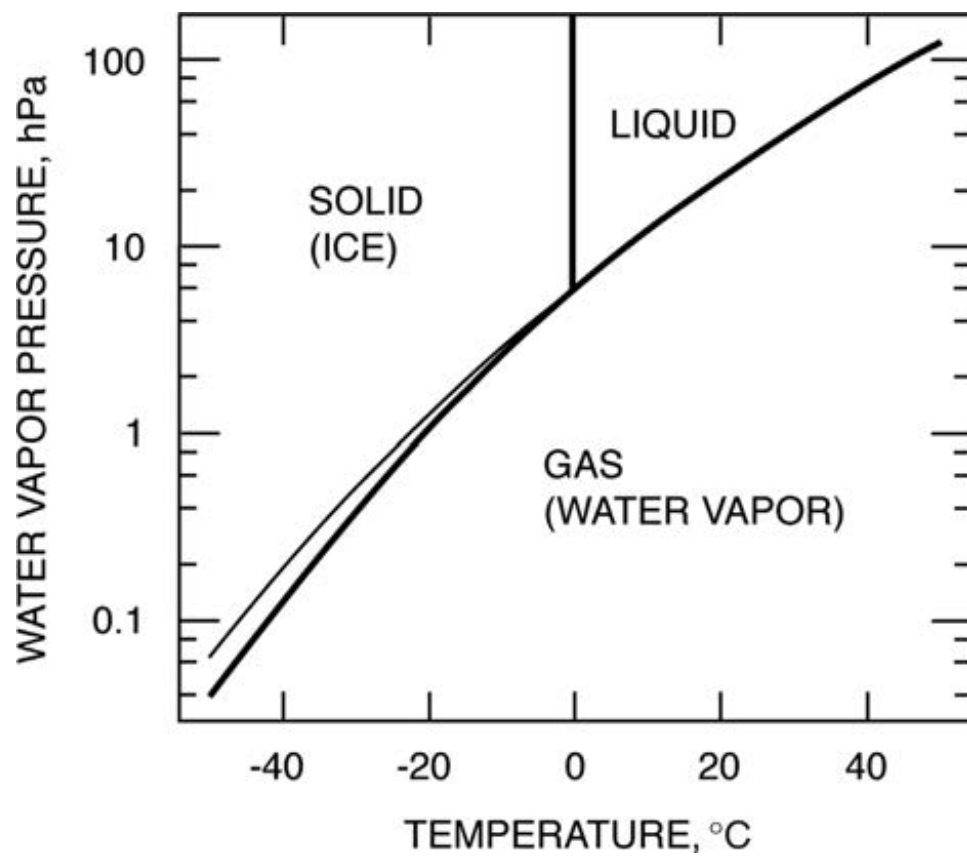


Figure 2.5: 水的相图描述了平衡时存在的稳定相作为水蒸气压力和温度的函数。细线代表低于 0 C 的气体 and 液体之间的亚稳态平衡。转载自 Jacob (1999)。

水的相平衡由图 2.5 中的相图定义。该图上的线代表两相之间的平衡。气相和凝聚相之间的平衡由 *Clausius-Clapeyron* 方程表示

$$\frac{de_s}{dT} = e_s \frac{L}{R_w T^2} \quad (16)$$

其中 L 表示汽化或升华潜热 [J kg^{-1}]。参考温度 T_0 和温度 T 之间的积分得出

$$e_s(T) = e_s(T_0) \exp \left(\frac{L}{R_w} \left[\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right] \right) \quad (17)$$

其中 L 可以近似为常数。对于液态水的汽化, L 在 0°C 时的值为 $2.50 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$, 并随温度 T_C (以摄氏度为单位) 变化, 如 (Rogers 和 Yau, 1989):

$$L(T) = [2500.79 - 2.36418 T_C + 0.00158927 T_C^2 - 0.0000614342 T_C^3] \times 10^3 \quad (18)$$

对于 0°C 的升华, L 为 $2.83 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ 。当云从气相凝结时, 潜热被释放到大气中 (变暖); 相反, 当云蒸发时, 潜热会从大气中吸收 (冷却)。

图 2.5 相图中的细线代表温度低于 0°C 时水蒸气和液态水之间的亚稳态相平衡。由于液体云的过冷, 这种平衡与大气有关。当冰晶在此类云中形成时, 与冰平衡的水蒸气低于与过冷液体平衡的水蒸气; 因此, 液态云滴蒸发, 将水转移到冰晶上。这种水的转移也可以通过过冷液态云滴和冰晶之间的碰撞来发生 (*riming*)。无论哪种情况, 冰晶的快速生长都会促进沉淀。与从液体转化为冰相关的热量释放也增加了空气团的浮力, 促进进一步上升以及额外的凝结和降水。混合相云中的这种降水形成称为伯杰龙过程。

2.6 大气稳定性

2.6.1 静水压近似

大气压的垂直变化可以从静水平衡推导出来,

$$\frac{dp}{dz} = -\rho_a(z)g \quad (19)$$

它表示作用在流体团上的向下重力与表征流体的垂直压力梯度所施加的向上力平衡。这里 $g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$ 是重力加速度, $\rho_a [\text{kg m}^{-3}]$ 空气质量密度, $p [\text{Pa}]$ 大气压力, $z [\text{m}]$ 是表面以上的高度, 通常称为几何高度。方程 (19) 假设流体块在重力和压力梯度力之间处于垂直平衡, 或者更广泛地说, 由于浮力而导致的空气块的任何垂直加速度与重力加速度相比都很小。这称为静水力近似。对于全局模型来说这是一个很好的近似, 但对于试图解决强对流运动的小规模模型来说却不是。

由于大气层相对于地球半径 (6378 公里) 较稀薄, 因此 g 可以视为随高度变化的常数。根据理想气体定律, 我们可以将方程 (19) 改写为

$$\frac{dp}{p} = -\frac{dz}{H(z)} \quad (20)$$

其中

$$H(z) = \frac{RT(z)}{g} = \frac{kT(z)}{mg} \quad (21)$$

是压力随海拔高度 z 减小的特征长度尺度，称为 大气尺度高度。在对流层和平流层中其值为 $8 \pm 1 \text{ km}$ 。这里 $k = 1.38 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$ 是玻尔兹曼常数， $m = M_a/\mathcal{N}_A$ 是空气的平均分子质量 ($28.97 \times 10^{-3}/6.022 \times 10^{23} \text{ kg} = 4.81 \times 10^{-26} \text{ kg}$)， $R = 287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ 是空气的特定气体常数。通过积分 (20)，可以发现大气压力的垂直依赖性

$$p(z) = p(0) \exp \int_0^z \frac{-dz'}{H(z')} \quad (22)$$

其中 $p(0)$ 是表面压力。将 H 近似为常数可得到简单的表达式

$$p(z) \approx p(0) \exp \left(\frac{-z}{H} \right) \quad (23)$$

其中指出气压随高度呈指数下降。方程 (23) 称为气压定律。

大气的流体动力学方程通常使用压力 p 而不是高度 z 作为垂直坐标来表达。这样就可以方便地定义对数压力高度 Z

$$Z = -\mathcal{H} \ln \left(\frac{p}{p_0} \right) \quad (24)$$

作为纵坐标。这里 \mathcal{H} 是恒定的“有效”比例高度（指定为 7 km ），而 p_0 是参考压力（指定为 1000 hPa ）。因此 Z 仅取决于 p 。也可以方便地引入 位势 Φ 作为将单位质量的空气从海平面提升到几何高度 z 所需的功：

$$\Phi = \int_0^z g dz \quad (25)$$

其中 g 包括对高度和纬度的依赖，后者是由于地球的非球形而造成的（第 7 节）。地球表面的 g 变化范围为 9.76 到 9.83 m s^{-2} 。流体静力学定律将 Φ 与 $d\Phi = (RT/\mathcal{H}) dZ$ 联系起来。位势高度定义为 Φ/g_0 ，其中 $g_0 = 9.81 \text{ m s}^{-2}$ 是称为标准重力的常数。沿着均匀位势高度表面的运动不涉及势能的变化，即势能和动能之间没有转换。高空气象条件通常写为给定压力下位势高度的等高线图。正如我们将在第 7 节中看到的，空气运动往往遵循位势高度的等高线，因此这种类型的地图非常有用。

绝热失效率和稳定性

气象学家使用空气包裹的概念作为一个足够小的空气团，可以由单一状态 (p, T) 定义，但又足够大，可以在一定距离的传输过程中保持其身份。将热力学定律应用于这样一个理想化的气团，可以了解大气运动提供有价值的见解。空气团的温度随着压力的变化而变化。衡量空气块热含量的一个较小变量是 潜在温度 θ [K]:

$$\theta = T \left[\frac{p_0}{p} \right]^\kappa$$

(26) 其中, $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ 为参考压力, $\kappa = R/c_p = 0.286$, $c_p = 1005 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ 为恒压干燥空气的比热。位温是空气团 (p, T) 在绝热（没有外部输入或能量损失）达到参考压力 p_0 时将达到的温度。在绝热条件下, 我们有 $d\theta/dz = 0$ 。人们可以通过简单的热力学循环分析表明, 在这些绝热条件下, 温度必须随海拔高度线性降低

$$\Gamma_d = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} = 9.8 \text{ K km}^{-1} \quad (2.27)$$

其中 Γ_d 称为 干绝热失效率。“干燥”是指水蒸气不饱和的空气团；在饱和气团的情况下, 云凝结/蒸发期间的潜热释放/损失使分析变得复杂。接下来讨论饱和空气块的情况。

$$\Gamma_d = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} = 9.8 \text{ K km}^{-1} \quad (2.27)$$

Figure 2.6: 与干绝热递减率（黑色为 9.8 K km^{-1} ）和两个假设的实际递减率（蓝色为稳定条件, 红色为不稳定条件）相对应的垂直温度剖面示意图。如果一个空气块在绝热条件下向上移动（绿色箭头），并且如果该空气块的温度 T_0 低于当地环境的温度 T ($T_0 < T$)，它将受到与位移相反的浮力。在这种情况下，浮力会将空气块恢复到原来的位置（稳定状态）。如果 $T_0 > T$ ，浮力会增强位移并驱使包裹进一步远离其原始位置（不稳定条件）。

由于空气团的上下运动，在不与周围环境交换能量的情况下继续演化的大气最终将达到绝热递减率。能量的输入或输出将迫使实际递减率 $\Gamma = -dT/dz$ 与绝热递减率不同。例如，在平流层中，臭氧吸收太阳辐射导致温度随海拔高度升高，这种情况称为温度逆温。相对于 Γ_d 的 Γ 值可诊断空气块相对于垂直运动的 稳定性（图 2.6）。

考虑一个最初位于海拔 z 且大气温度为 $T(z)$ 和递减率 Γ 的气块。让我们对这个空气块施加向上的元素推力，使其高度增加 δz 。该运动是绝热发生的，因此空气团的新温度为 $T'(z+\delta z) = T(z) - \Gamma_d \delta z$ 。该高度周围空气的温度为 $T(z+\delta z) = T(z) - \Gamma \delta z$ 。如果 $\Gamma > \Gamma_d$ ，则 $z+\delta z$ 处的空气比周围的空气更温暖，因此更轻；因此，它通过浮力向上加速，放大了初始向上的位移。如果空气包最初被向下推，也可以进行类似的推理；在高度 $z-\delta z$ 处，它将比周围环境冷，浮力将加速向下运动。因此，具有 $\Gamma > \Gamma_d$ 的大气被认为在垂直运动方面 不稳定。在这样的气氛中发生快速对流垂直混合。相反，如果递减率小于绝热递减率，使得 $\Gamma < \Gamma_d$ ，则绝热地向更高高度移动的空气团将变得比周围空气更冷且更稠密。结果，它会恢复到原来的水平；据说气氛稳定。如果

$\Gamma = \Gamma_d$, 空气团将继续向上或向下运动, 没有加速度, 并且大气称为中性。

如果空气中水蒸气饱和, 则稳定性条件会发生变化: 上升运动会导致水凝结, 即使在绝热假设下, 也会释放空气团内的热量。类似地, 在这样的大气中, 向下运动会导致水蒸发, 从而导致内部冷却。结果稳定性降低。饱和空气块绝热向上或向下运动的递减率, 称为 *wet* (或 *moist* 或 *saturate*) 绝热递减率 Γ_{ss} , 可以从能量平衡方程和克劳修斯-克拉佩龙方程导出

$$\Gamma_w = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} \frac{\left(1 + \frac{L_w}{RT}\right)}{\left(1 + \frac{L_w^2 r_w}{c_p R_w T^2}\right)} \quad (28)$$

Γ_w 小于干绝热递减率 Γ_d 。其值取决于水蒸气凝结率, 而水蒸气凝结率由空气团饱和条件下的水蒸气质量混合比 r_w 决定。由于这些条件下的 r_w 是温度的强函数 (克劳修斯-克拉佩龙方程), 因此 Γ_w 强烈依赖于温度。它的范围通常为 2 到 8 K km⁻¹。在饱和条件下, 稳定性要求 $\Gamma < \Gamma_w$ 。当 $\Gamma > \Gamma_w$ 时云中会发生浮力运动, 称为湿对流。如果 $\Gamma_w < \Gamma < \Gamma_d$ 则称大气为条件不稳定。这样的大气是稳定的, 除非提供足够的水蒸气使其饱和, 在这种情况下它会变得不稳定 (图 7)。

地面的太阳能加热可能会引发大气中的不稳定状况。热量通过传导从地面传递到上层大气, 从而产生 $\Gamma > \Gamma_d$ 。在这种条件下, 快速垂直运动维持了大气的有效绝热递减率, 因此实际上观察不到 $\Gamma > \Gamma_d$ 。事实上, 观测 $\Gamma = \Gamma_d$ 通常是不稳定大气的可靠诊断; 不稳定的递减率通过空气团的上下运动不断地重新调整到 Γ_d 。相反, 夜间地面冷却会产生稳定的大气 ($\Gamma < \Gamma_d$)。当温度随高度增加并产生逆温时, 会遇到特别稳定的条件。在对流层中, 这种逆温经常发生在与空气大规模下降相关的压缩加热期间 (称为沉降的过程) 或当地面特别寒冷时。在平流层中, 由于臭氧吸收太阳紫外线辐射, 温度随着高度而升高。因此, 整个平流层的特点是逆温层。

如上所述的浮力对流是对流层中痕量成分垂直输送的主要驱动力。由于它是由局部温度梯度驱动的, 因此它发生的尺度太小, 无法通过区域或全球大气模型来解决。因此, 需要使用温度梯度和水蒸气的模型尺度信息对其进行参数化, 以估计由此产生的模型尺度垂直运动。这种对流参数化依赖于实际物理的近似, 并且通常包括经验或可调整系数以更好地再现观察结果。它们对于大气模型中垂直运动和云形成的表示至关重要。进一步讨论请参见第 8 章。

2.7 地转平衡 (Geostrophic Balance)

现在我们转向驱动大气中水平运动的力。加热差异产生的水平压力梯度产生从高压区域到低压区域的运动。一个复杂的问题是, 地球是一个旋转的球体, 在固定的参考系中, 不同的点具有不同的平移速度。对我们有用的参考系是随球体旋转的参考系, 因为我们测量相对于该参考系的所有空气运动。从这个旋转参考系的角度来看, 在固定参考系中发生的任何运动 (例如由压力梯度力驱动) 将由于旋转而偏转。这种偏转使空气团加速远离其原始方向, 因此表现为一种虚构的力, 称为 *Coriolis* 力。科

里奥利力 (Coriolis force) 在三个维度上起作用, 但在垂直方向上相对于重力加速度可以忽略不计。它对于水平方向的大规模运动至关重要。

要理解科里奥利效应, 请考虑地球平移自转速度 V_T (指向东)

$$V_T = a \Omega \cos \varphi \quad (2.29)$$

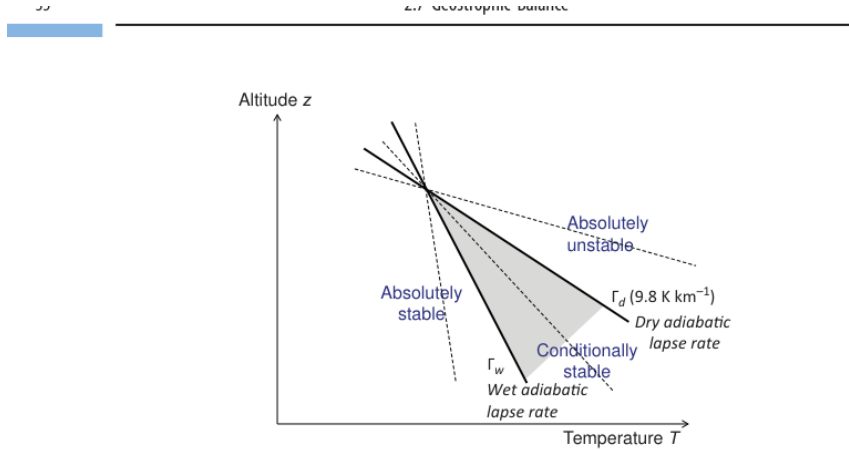


Figure 2.7: 大气湿度对大气静态稳定性的影响。实线代表干 (Γ_d) 和湿 (Γ_w) 绝热递减率。随着实际递减率的增加, 大气从绝对稳定状态演化到条件稳定状态 (饱和地块不稳定但不饱和地块不稳定的阴影区域), 再发展到绝对不稳定状态。

随着纬度的增加而减小 φ 。地球半径为 $a = 6378 \text{ km}$, 自转角速度 $\Omega = 7.292 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$ (或 $2\pi \text{ rad d}^{-1}$) 时, 速度 V_T 为 1672 km h^{-1} , 赤道处为 1672 km h^{-1} , 纬度 60° 处为 836 km h^{-1} 。如果我们考虑北半球的一个向极地位移的空气块, 从纬度 φ_1 开始, 在没有外力的情况下角动量守恒要求乘积 $\rho_a V(\varphi) a \cos \varphi$ 在其初始值处保持恒定 $\rho_a V_T(\varphi_1) a \cos \varphi_1$ 在地块位移期间。这里, V 是固定参考系中空气块向东的绝对速度, ρ_a 是空气密度。由于 $V_T(\varphi)$ 随着纬度 φ 的增加而减小, 因此对于位于地球表面的观察者来说, 只有当空气块获得逐渐向东增加的速度时, 这个条件才能满足。出于同样的原因, 北半球向赤道移动的气团将向西移动 (见图 2.8)。

相同的科里奥利效应也适用于纵向方向的运动。在这种情况下, 可以用作用在地球旋转参照系中的空气团上的离心力来理解。在给定纬度静止的气团会受到离心加速度 V_T^2/a 的影响, 如果不是地球的扁圆几何形状, 它会使其向赤道漂移 (图 2.9)。重力 (朝向地球中心) 和反作用力 (垂直于地表) 的合力正好抵消了离心力, 如图 2.9 所示。考虑到扁圆几何形状实际上是施加到固体地球的离心力的结果, 这应该不足为奇。现在考虑对空气块应用向东运动, 使得 $V > V_T$ 。这种运动增加了离心力并使空气团向赤道偏转。相反, $V < V_T$ 的向西运动减弱了离心力并使空气团向极地偏转。在这两种情况下, 北半球的偏转都是向右的, 南半球的偏转是向左的。

总之, 对于旋转地球上的观察者来说, 水平移动的空气块会受到科里奥利力的作用, 该力垂直于运动方向并与空气块的速度成正比; 该力使空气团在北半球向右偏转, 在南半球向左偏转。可以证明相应的科里奥利加速度为

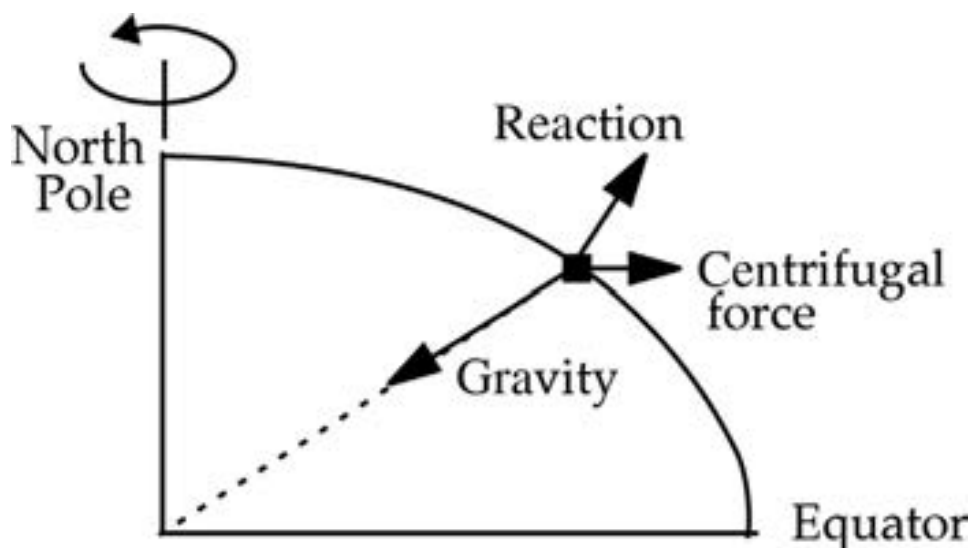


Figure 2.9: 在旋转地球的参考系中静止的气团的力平衡。离心力远离旋转轴，重力指向地球中心，反作用力垂直于表面。如果地球是一个完美的球体，离心力会导致空气团向赤道漂移。地球的扁圆几何形状（为了该图的目的而被大大夸大）导致力三角形的平衡。转载自雅各布（1999）。

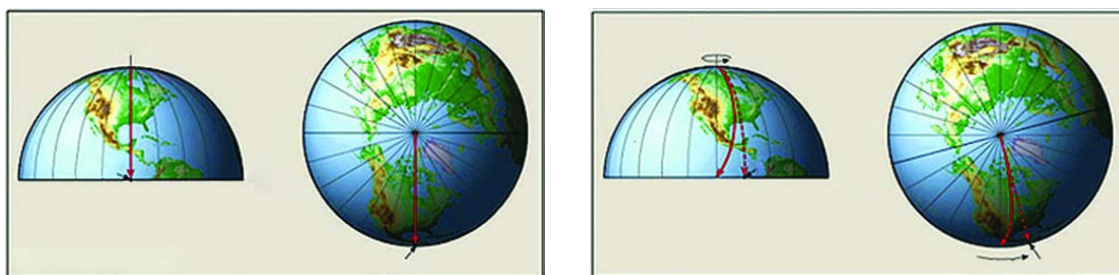


Figure 2.8: 物体（例如空气块）从北极以 90°W 方向指向赤道的轨迹。(a) 非旋转行星的情况。(b) 由于地球自转，轨道向右偏转。赤道的到达点偏移 to 原始目标点的西边。经 Lutgens 等人许可转载。(2013)。版权所有 © 培生教育公司

$$\left[\frac{d\mathbf{v}}{dt} \right]_{Coriolis} = -2[\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v}] \quad (2.30)$$

其中 \mathbf{v} 表示旋转参考系中的速度矢量, $\boldsymbol{\Omega}$ 是从南极指向北极的地球角速度矢量。当用笛卡尔坐标表示并考虑纬向和经向风分量 (u, v) 时, 科里奥利加速度变为

$$\left[\frac{du}{dt} \right]_{Coriolis} = f v$$

(2.31) 图 10: 在旋转地球参考系中静止的气团的力平衡。离心力远离旋转轴, 重力指向地球中心, 反作用力垂直于表面。如果地球是一个完美的球体, 离心力会导致空气团向赤道漂移。地球的扁圆几何形状 (为了该图的目的而被大大夸大) 导致力三角形的平衡。转载自雅各布 (1999)。

$$\left[\frac{dv}{dt} \right]_{Coriolis} = -f u \quad (32)$$

其中 $f = 2 \Omega \sin \varphi$ 是科里奥利参数。北半球为正, 南半球为负。它的振幅随着纬度的增加而增加。因此, 科里奥利加速度在赤道处为零, 随着纬度和流速的增加而增加。它对于大尺度运动 ($\sim 1000 \text{ km}$, 天气尺度) 的影响是巨大的。

对于附着在旋转地球上的观察者来说, 温带大气中的大规模运动可以通过科里奥利力和压力梯度力之间的平衡来表示, 称为地转近似:

$$2[\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v}] = -\frac{1}{\rho_a} \nabla p \quad (33)$$

或者在笛卡尔投影中 (x 和 y 分别是纬向和子午方向的几何距离)

$$f v = \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (34)$$

$$f u = -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (35)$$

从 (33) 我们看到水平表面上的地转运动平行于等压线 (恒压线)。在北半球 ($f > 0$), 气团围绕高压 (反气旋) 单元顺时针旋转, 围绕低压 (气旋) 单元逆时针旋转 (见图 10)。南半球的情况则相反 ($f < 0$)。

当使用压力而不是几何高度作为垂直坐标来制定时, 地转平衡采用以下形式:

$$f v = \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (36)$$

$$f u = -\frac{\partial \Phi}{\partial y} \quad (2.37)$$

其中 Φ 是位势。因此, 在等压表面上, 地转运动遵循位势场的轮廓。替换 $d\Phi = (RT/\mathcal{H})dZ$ 得到热风方程

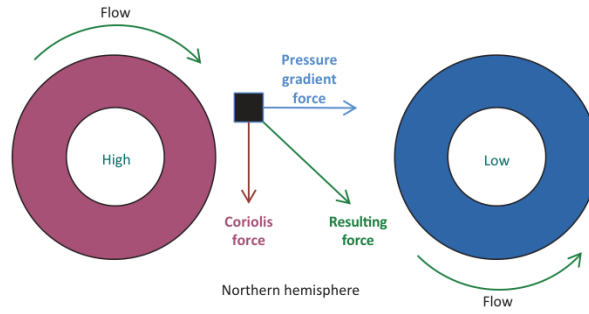


Figure 10: 北半球反气旋（高）区域和气旋（低）区域之间的空气流动。最初从高压单元定向到低压单元的运动被科里奥利力偏转到右侧。

$$f \frac{\partial v}{\partial Z} = -\frac{R}{\mathcal{H}} \frac{\partial T}{\partial x} \quad (2.38)$$

$$f \frac{\partial u}{\partial Z} = -\frac{R}{\mathcal{H}} \frac{\partial T}{\partial y} \quad (2.39)$$

这些表明水平（恒压级）风场中的垂直切变与水平温度梯度成正比。在两个半球，当温度随纬度降低时，纬向风分量 u 随高度增加而增加；当温度随纬度增加时，纬向风分量随高度减少（图 2.11）。对流层中温度随纬度的强烈下降会产生强烈的副热带急流，如图 2.11 所示，西风最大值集中在纬度 40° 左右、海拔 10 公里处。

Figure 2.12: 风围绕北半球的低压和高压单元。地转平衡在高空占主导地位，流动沿着等压线引导。在表面附近，摩擦力使流动偏向低压。转载自 Ahrens (2000)，版权所有 © Cengage Learning EMEA。

在地表附近，地转流因遇到障碍物（植被、海浪、建筑物等）时动量损失而产生摩擦力而发生改变。摩擦力的方向与流动方向相反（风的减速），有效地削弱了科里奥利力。这会使气流偏向低压区域（或等压表面上的低位势区域），如图 2.12 所示。

2.8 正压和斜压大气

正压大气是一种空气密度变化仅由压力变化驱动的大气。在水平温度梯度很小的热带地区，这是一个很好的近似值。在正压大气中，等压（压力均匀）表面与等密度（空气密度均匀）表面重合。根据理想气体定律，它们还必须与等温（均匀温度）和等熵（均匀位温）表面一致。由于等压表面上不存在温度梯度，因此地转风与高度无关（见 (2.38) 和 (2.39)）。在绝热条件下 ($d\theta/dt = 0$)，空气块保留在等熵表面上，并且由于沿这些表面不存在驱动大气运动的压力梯度，因此没有可用于转换为动能的势能。

在热带地区之外，经向温度梯度很大（图 2.11），温度沿等压线变化，大气称为

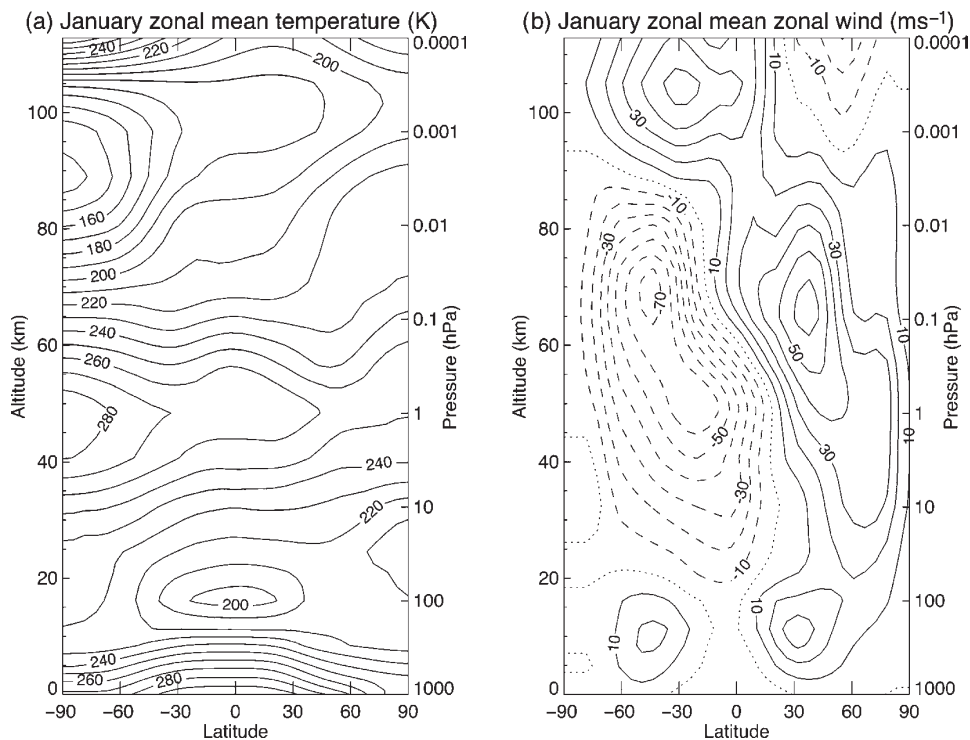


Figure 2.11: 1 月份纬向平均温度 (a) 和纬向风速 (b) 作为纬度和海拔的函数，来自 COSPAR 国际参考大气 (CIRA)。经 Shepherd (2003) 许可重印，版权所有 © 美国化学会。

斜压。等压线和等熵线并不重合。在这种情况下，压力梯度可以驱动沿等熵表面的绝热位移。势能转化为动能成为可能。沿等压线的温度梯度会导致地转风中的垂直切变（参见热风方程），从而导致对流层上层产生强烈的急流（jet stream），如第 2.7 节所述。急流的轴位于 30° - 60° 纬度带，其特征是明显的经向温度梯度，将极地寒冷而稠密的空气与温暖、密度较小的热带空气分开。在存在强速度切变的情况下，喷射流对于小的扰动可能不稳定，并且扰动可能会放大，产生所谓的斜压不稳定性。

图 2.13 说明了斜压不稳定性。经向温度梯度导致等熵表面 (isentropes) 随着纬度的增加而向上倾斜。即使等熵意味着垂直稳定的大气 ($\partial^2 \phi / \partial z^2 > 0$)，在恒定高度或向上坡度比等熵更浅的向极运动也会产生不稳定的大气。尽管条件稳定，流动的势能仍可以转化为动能。斜压不稳定性推动了中纬度气旋和相关锋面系统的发展。

2.9 对流层大气环流

地球的太阳加热必须通过向太空发射地面辐射来在全球范围内平衡。这两项都是纬度的强函数（图 2.14）。按年平均计算，热带地区比高纬度地区接收到的太阳辐射要高得多。地面向太空的排放在大约 20° 纬度处达到峰值，并在较高纬度处下降。总体而言，热带地区辐射能量过剩，高纬度地区辐射能量短缺。能量平衡要求热量通过大气和海洋运动从热带输送到两极。大气的大气环流是指进行这种能量传输的全球风系统。

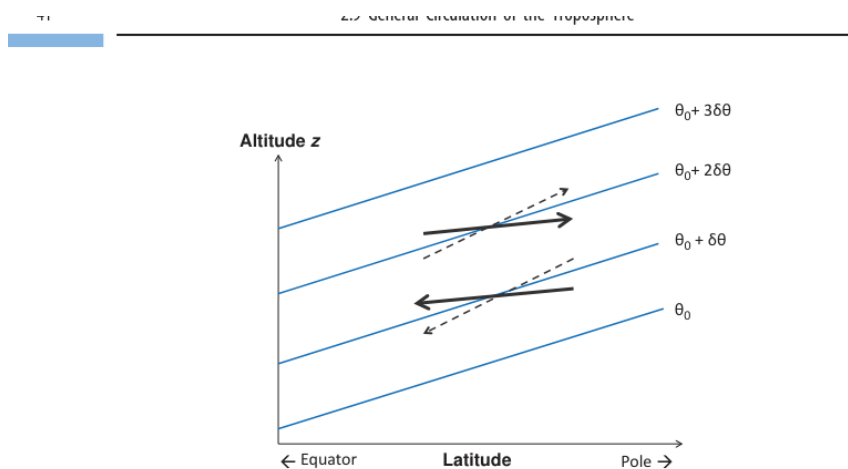


Figure 2.13: 斜压不稳定性的示意图：气块相对于等熵面在纬度-高度平面上的轨迹。等熵面向上并朝极地方向倾斜。对于坡度小于背景等熵面坡度的准水平轨迹（实线箭头），尽管背景大气是稳定的，仍会出现不稳定条件；相反，坡度大于等熵面的轨迹（虚线箭头）会受到稳定层结的抑制。

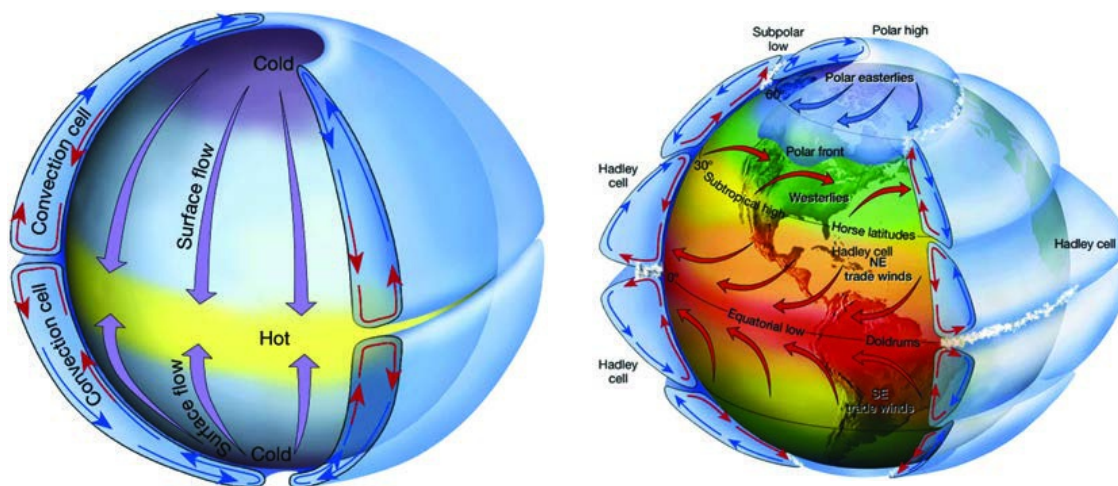


Figure 2.15: 大气的总体流通。(a)：没有行星自转时的预期环流。(b)：旋转对流层的环流。哈德利环流的特点是热带地区空气上升，亚热带地区空气下沉。高纬度经向单元主要是概念性的，因为温带地区的大部分经向传输是由纵向传播的波驱动的。来自 NASA，由 NASA 戈达德可见光分析实验室的 Barbara Summey 提供；以及 Lutgens 和 Tarbuck (2000) 的文章。

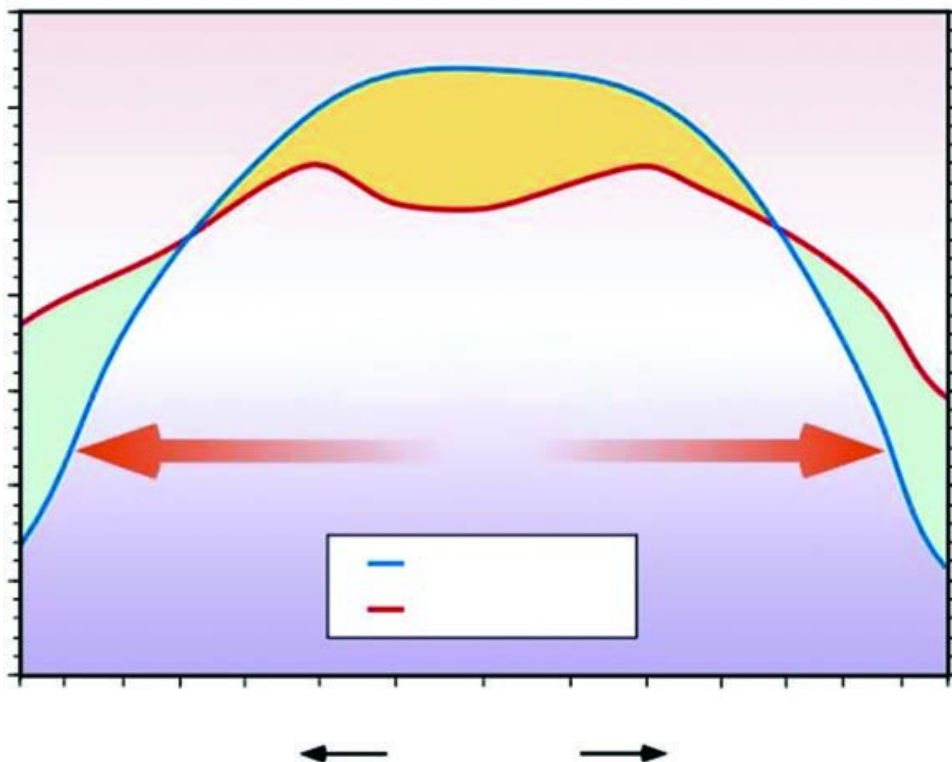


Figure 2.14: 平均净短波太阳辐射和长波陆地辐射之间的年平均平衡作为纬度的函数。经 Pidwirny (2006) 许可转载。

在没有行星自转的情况下，地表加热的纬度梯度将驱动半球环流单元在热带地区向上运动、高空极地流、极地沉降以及地表附近的赤道流返回（图 2.15, (a)）。由于科里奥利力作用在沿子午线行进的气块上，行星自转使这个简单的情况变得复杂。流向极地流偏向东，流向赤道流偏向西。源自赤道的高空向极地流在纬度约 30° 处完全呈纬向流动，此时不再发生进一步的经向输送。因此，经向环流（meridional circulation）单元仅从赤道延伸至 30° （图 2.15, (b)）。这些称为哈德利环流，以乔治·哈德利（George Hadley, 1685-1768）命名，他首先认识到行星自转对大气整体循环的影响。赤道附近南部和北部单元之间的辐合将热带辐合带（ITCZ）定义为持续降水带。ITCZ 随太阳赤纬季节性移动，太阳赤纬是太阳光线与地球赤道面之间的角度。太阳赤纬的变化范围为 6 月 21 日的 $+23^\circ$ 到 12 月 22 日的 -23° 。这定义了热带地区的雨季。 30° 的沉降使陆地产生炎热干燥的环境；世界上的主要沙漠都在该纬度带内。靠近地表的赤道回流流向西的偏转产生了持续的热带东风，称为信风。

在极地 30° 处，随着科里奥利力变强，地球自转会大大改变气团的运动。科里奥利力施加强大的环极流，使空气在数周的时间尺度内绕地球进行纬向传播。中纬度对流层具有强烈的斜压性，导致动力不稳定，从而产生中纬度气旋（第 2.8 节）。在温带地区，大部分经向热交换是通过波动系统进行的，波动系统表现为移动天气扰动（气旋、反气旋以及暖气团和冷气团之间的相关锋面）。极地地区空气寒冷干燥，天气扰动小，降水稀少。一个半球内的经向空气混合大约需要三个月的时间，而穿过 ITCZ 的两个半球之间的空气混合需要一年的时间。由于赤道上的热对比较弱，ITCZ 是大

气混合的主要动力屏障。许多长寿命气体，例如 CO_2 在每个半球内充分混合，但具有由 ITCZ 维持的半球间梯度。

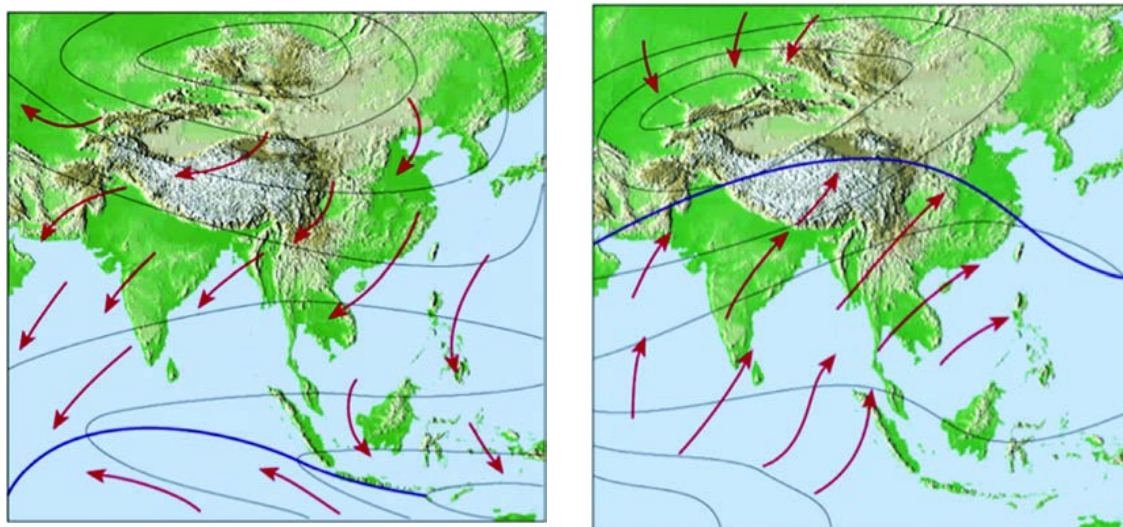


Figure 2.16: 南亚季风环流示意图。冬季寒冷时，大陆表面空气流向海洋，导致陆地干燥；夏季潮湿的海洋空气流向炎热的陆地，触发强对流降水。

大气环流进一步受到大陆和海洋地理分布的影响。在热带地区，温暖的大陆和较冷的海洋之间的表面加热差异导致了环流的地带性不对称。热带深层对流发生在大陆和赤道西太平洋（暖池，这里的海面温度是世界上最高的）。大多数热带海洋都普遍存在沉降现象，特别是在洋流保持相对较低的表面温度的地方（东太平洋、南大西洋）。土地加热和冷却的季节变化产生季风（*monsoon*）环流，如图 2.16 所示的南亚。冬季，寒冷的大陆表面空气流向海洋，造成陆地干燥。

夏季，潮湿的海洋空气流过炎热的陆地，导致强对流降水。土地对大气环流的另一个影响是摩擦力和地形。因此，北部中纬度地区广阔的陆地促进了天气扰动和经向流动，促进了热量向北极的输送。

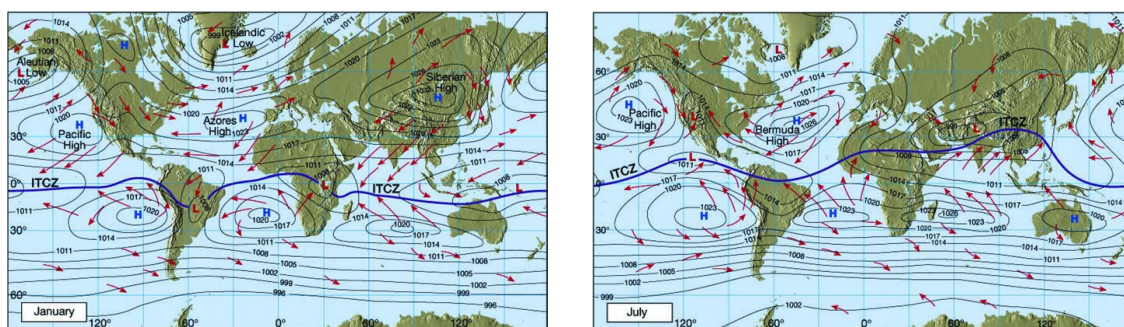


Figure 2.17: 1 月 (a) 和 7 月 (b) 的气候平均地面气压 (hPa) 与风场分布。图中同时标出了热带辐合带 (ITCZ) 的位置以及主要高压 (H) 和低压 (L) 中心。转载自 Lutgens 和 Tarbuck (2000)。

图 2.17 显示了 1 月和 7 月地表气压和风的平均气候分布。ITCZ 的季节性变化很明显。ITCZ 两侧盛行东信风。亚热带地区的特点是半永久性的反气旋条件，反映了

哈德来环流的下降分支。中纬度西风在这些副热带反气旋的极地一侧发展，由于缺乏海陆对比，南半球的西风比北半球稳定得多。由于经向加热梯度较大，冬季的经向压力梯度（由等压线显示）通常比夏季更强，这会导致更强的风。

图 2.18 显示了全球 1 月和 7 月降水量的气候分布。赤道附近的强降水带对应于 ITCZ。ITCZ 的季节变化驱动了热带地区的雨季和旱季；一月份，北部热带地区干燥，而南部热带地区潮湿，而七月份则相反。亚热带气候干燥，而中纬度地区全年降水量适中。亚洲和北美东海岸的著名风暴路径在从北部中纬度地区到北极的运输中发挥着重要作用。

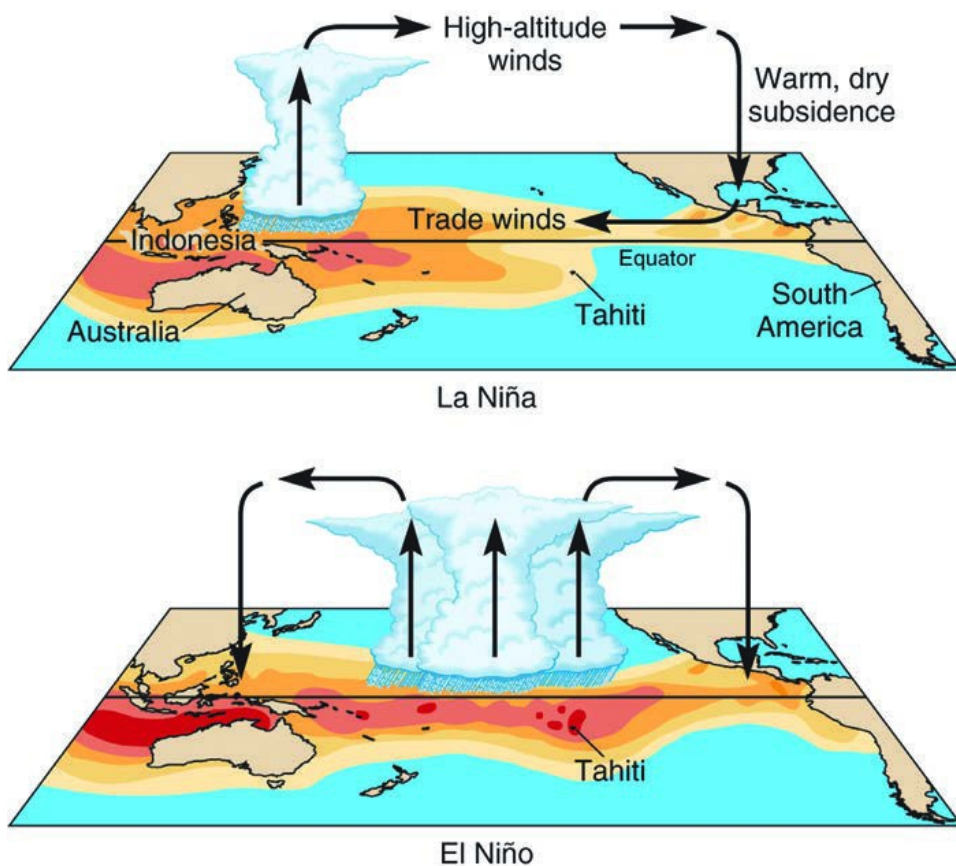


Figure 2.19: 厄尔尼诺——气候变率的南方涛动 (ENSO) 模式，具有拉尼娜条件（冷相，(a)）和厄尔尼诺条件（暖相，(b)）。经 Cunningham 和 Cunningham (2010) 许可转载。

年际气候变率的不同模式叠加在大气环流的平均气候学描述上。热带地区的主导模式是厄尔尼诺 (El Niño) 南方涛动 (ENSO)，这是一种每 3-8 年发生一次的东部和西部热带太平洋海洋温度逆转的模式 (图 2.19)。在 ENSO 的正常冷相 (也称为 *La Niña*) 期间，东太平洋海面温度较低，西太平洋海面温度较高。造成东部强沉降、干燥，西部强对流、湿润。在暖相 (也称为 *El Niño*) 期间，温暖的海水从西太平洋移动到中部和东部太平洋，极大地改变了热带环流，导致大洋洲和 *El Niño* 的干旱。*El Niño* 是 *El Niño*，*El Niño* 是 *El Niño*。 *El Niño* 是 *El Niño*，*El Niño* 是 *El Niño*。

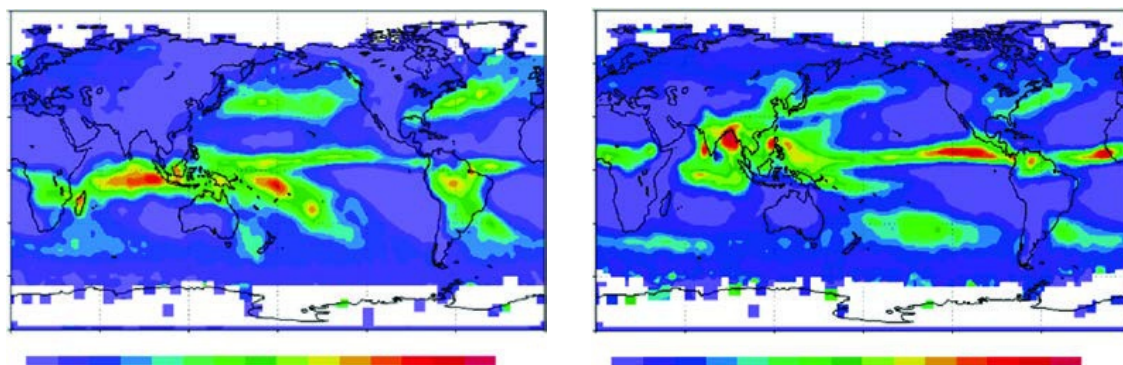


Figure 2.18: 1 月 (a) 和 7 月 (b) 全球降水量的气候平均分布，赤道附近强降水带对应热带辐合带 (ITCZ)。

References

[1]

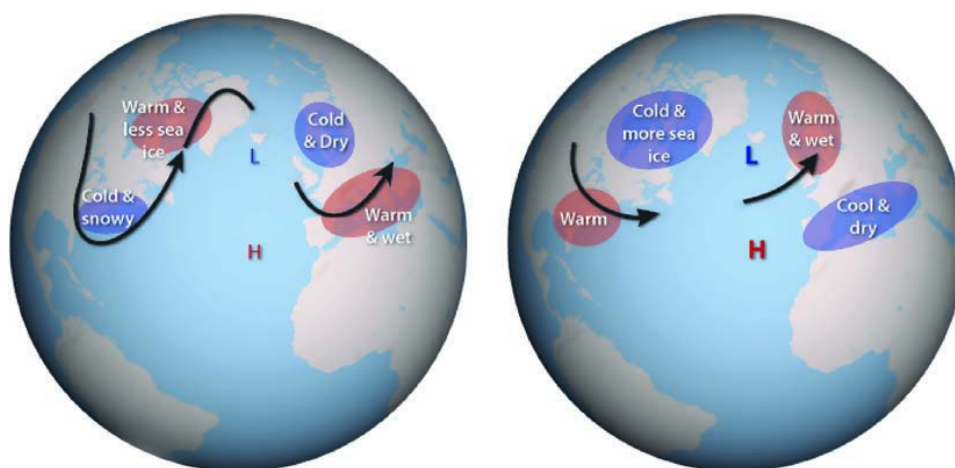


Figure 2.20: 北大西洋涛动 (NAO) 是北极涛动 (AO) 的区域性表现，其位相可由亚速尔高压与冰岛低压之间的气压差来衡量。

At higher latitudes, the major mode of interannual climate variability is the *Arctic Oscillation* (AO), characterized by changing meridional pressure gradients between northern mid-latitudes and the Arctic. The *North Atlantic Oscillation* (NAO) is a regional manifestation of the AO (Figure 2.20) and its phase is measured by the pressure difference between the Azores high and the Icelandic low (*positive phase* when the pressure difference is large, *negative phase* when it is small). In the positive phase of the AO/NAO, high pressure at northern mid-latitudes pushes the jet stream northward, maintains strong surface westerlies, and restricts exchange of air with the Arctic. This leads to relatively warm and wet conditions in northern Europe and Alaska, and dry conditions in the eastern USA and Mediterranean region. In the negative phase of the AO/NAO there is more meandering of the jet stream and cold Arctic air can penetrate deep into northern mid-latitudes.

2.10 行星边界层 (Planetary Boundary Layer)

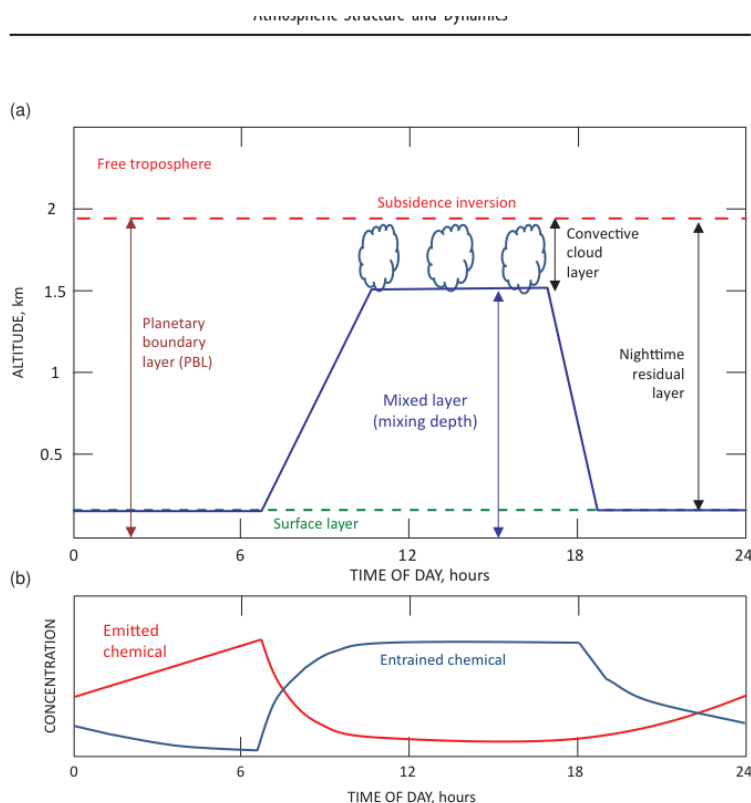


Figure 2.21: 陆地上行星边界层 (PBL) 结构的日变化。夜间机械湍流维持浅薄混合层，日出后地表加热侵蚀残余层并发展出白天的混合层。

行星边界层 (PBL) 是在一天或更短时间内与表面相互作用的大气层 (图 2.21)。它通常延伸到地表以上 1-3 公里。PBL 上方的空气称为自由对流层。自由对流层通常有缓慢的下沉运动，平衡深对流或锋面上升将 PBL 空气注入高空的少数位置。来自该下沉空气的压缩加热产生半永久性的沉降反转 (第 2.6.2 节)，它覆盖了 PBL 并严格限制了 PBL 和自由对流层之间的混合。

PBL 动力学在确定地表排放的化学物质的去向以及地表空气中的浓度方面发挥着重要作用。由表面太阳加热驱动的垂直混合可以驱动 PBL 内浓度的大昼夜循环。将 PBL 排放到自由对流层对于化学品的全球扩散至关重要。

PBL 内的垂直混合由湍流涡流驱动。这些涡流是由风对粗糙表面元素的作用 (机械湍流) 和浮力 (浮力湍流) 在表面产生的。在陆地上，白天地表的显热加热会产生浮力羽流，这些羽流可能会上升到沉降逆温的底部。相反，夜间陆地表面的冷却会产生稳定的条件，从而抑制机械湍流。在海洋上空，海洋的大热容量最大限度地减少了这种昼夜加热和冷却循环，并且 PBL 全天保持中性。

图 2.21 显示了陆地上 PBL 结构的日演化。在夜间，机械湍流通常会维持一层浅且充分混合的层

10-100 米深称为表层。高于该高度，由于表面冷却，大气层是稳定的；这是剩余

层。日出后，表面加热从下方侵蚀稳定的残余层，产生不稳定的混合层 (*mixed layer*)，该层在早上生长，最终到达 PBL 的整个深度。上部可能会出现云；这些是熟悉的晴天积云，相应的层称为对流云层 (CCL)。由于云凝结释放潜热，CCL 往往具有中等稳定性，导致与混合层发生一定程度的分离。混合层的深度（不包括任何 CCL）称为混合深度。日落时抑制地表加热会导致混合层快速塌陷，夜间条件又会恢复。

PBL 结构的日变化对地表空气中化学浓度的日变化具有重要意义，如图 2.21 所示。在地表持续排放的惰性化学物质会在夜间积聚在地表空气中，从而导致高浓度。早上，随着混合层的生长导致稀释，浓度会降低。相比之下，源自自由对流层并通过沉积到地表而去除的化学物质将在夜间在地表空气中耗尽，并在早晨随着混合层的生长从高空夹带而得到补充。

在海洋上，没有表面加热和冷却的昼夜循环，并且在机械湍流驱动垂直混合的情况下普遍存在中性条件。该混合层称为海洋边界层 (MBL)，通常延伸至约 1 公里高度，没有昼夜变化。它通常被浅云层覆盖，无论是积云还是层云，反过来又被沉降逆温覆盖。

空气从自由对流层进入 PBL 的夹带和 PBL 空气到自由对流层的通风是大气化学的重要过程，将地表与全球大气连接起来。通风通常由天气事件发生，例如锋面系统或迫使边界层空气进入自由对流层的深对流上升气流。相比之下，夹带通常是一个缓慢、稳定的过程，涉及大气的大规模下沉，以补偿对流上升气流。PBL 顶部的典型向下夹带速度约为 $0.1-1 \text{ cm s}^{-1}$ ，这会在几天到一周的时间内取代 PBL 空气。

2.11 中层大气动力学

臭氧吸收太阳紫外线辐射而产生的逆温强烈抑制了平流层的垂直运动。平流层热结构的第一个近似可以通过假设辐射平衡条件来实现，其中臭氧和 O_2 吸收紫外线的加热速率与 CO_2 、水蒸气和臭氧发射红外地面辐射的冷却速率相平衡。从冬季到夏季极地，由此产生的温度随着纬度的增加而增加（图 2.11）。根据热风方程，夏季半球纬向风为东风，冬季半球为西风。冬季极地平流层有强烈的纬向风，形成极地涡旋，将其与低纬度地区隔离。

偏离辐射平衡条件是由地球表面产生的向上传播波的耗散引起的。当波浪的振幅变得足够大以致于扰动不稳定时，就会发生波浪破碎。这种耗散过程往往会混合波传播的介质。此外，这些波浪在破裂时沉积的动量会产生扭矩，该扭矩往往会使纬向风减速并产生经向环流。所得到的平均经向温度分布源自先前描述的净辐射加热/冷却与由波产生的垂直运动产生的空气压缩/膨胀相关的绝热加热/冷却之间的平衡。

在中层大气中观察到不同类型的波。罗斯比波是纬向大气流中的行星尺度扰动，其存在归因于科里奥利效应的纬度变化。一个熟悉的例子是蜿蜒的急流。这些波是由斜压不稳定性以及纬向不对称加热和地形的强迫作用产生的。仅当风为西风（冬季）并且波数为 1-3 的最长波（“波数”是沿整个地球经度的完整波周期数）时，波才可能向上传播到中层大气。较短的罗斯比波 (Rossby wave) 仅限于对流层，在那里它们有助于天气系统的形成。平流层中的罗斯比波破碎发生在一个相对较大的“冲浪区”，其

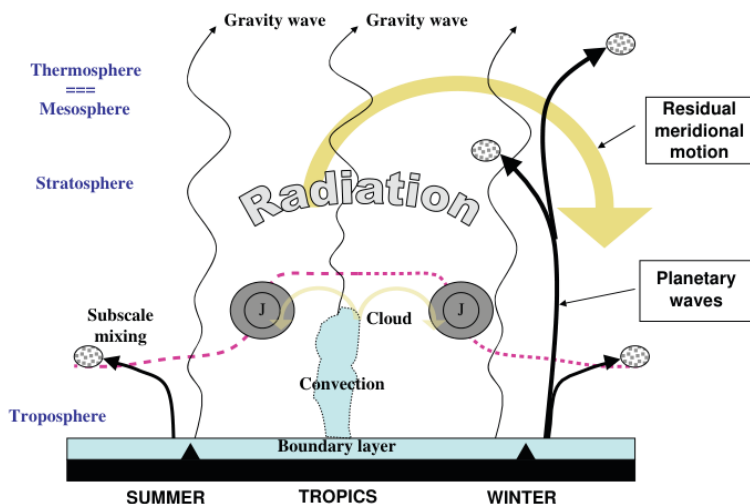


Figure 2.22: 冬季中层大气中行星波（粗黑线）和重力波（细黑线）向上传播的示意图。由这些波在平流层和中间层中消散而产生的经向环流如大箭头所示。环流从热带到冬季平流层的极点，从夏季到中间层的冬季极点。夏季平流层普遍存在辐射平衡。显示了对流层顶附近喷流的位置（虚线）。来自密歇根大学理查德·鲁德的个人通讯。

特征是化学物质的强烈准水平混合。冬半球波浪消散产生的平均环流从赤道指向极点（图 2.22），称为布鲁尔-多布森环流，因为它是根据平流层下部的水蒸气（艾伦·布鲁尔）和臭氧（戈登·多布森）观测推断出来的。北半球罗斯贝波偶尔的大幅放大会扰乱平流层环流，并导致北极平流层发生“突然变暖”事件，从而扰乱极地涡旋。

赤道处科里奥利参数的符号变化导致了一类特定的行星尺度波。开尔文波在赤道带中向东传播，赤道带充当波导，并被困在赤道附近。它们的垂直波长通常为 10 公里，波数为 1 至 3。混合罗斯贝重力波也是俘获波，但垂直波长为 4-8 公里，波数为 3-5。它们向西传播。

重力波是由山脉上流动的局部扰动或与天气（锋面系统、对流风暴）有关的扰动产生的。当这些波向上传播到逐渐变得稀薄的空气中时，它们的振幅会增加，直到非线性效应导致波破裂并将动量传递到平均流（主要是在中间层）。这使得中间层远离辐射平衡，并产生从夏季半球流向冬季半球的经向流。夏季高纬度地区相关的上升流导致强烈的绝热冷却，并解释了夏季非常寒冷的中层顶的存在（图 2.11）。

大气潮汐是由对流层潜热释放以及臭氧和水蒸气吸收太阳辐射产生的全球范围的波浪。它们向上传播并主要在较低的热层中破裂。迁徙潮汐与太阳同步，因此随着太阳的视运动向西传播。由于太阳强迫几乎是一个富含谐波的方波，因此也可以观察到周期短于 24 小时的波（例如半日波）。对流层潜热释放产生的非迁移潮汐不跟随太阳的运动。它们可能是静止的，或者向西或向东传播。

热带纬向风的振荡，包括平流层低层的准两年振荡（周期为 22 至 34 个月的 QBO）和平流层顶附近的半年振荡（SAO），是耗散波与平均流量之间相互作用的结果。QBO 是造成赤道平流层纬向风年际变化的主要原因。东风相的振幅大约是西风相的两倍。

产生纬向风振荡的动量源是由开尔文和混合罗斯贝重力波的耗散提供的。北极涛动 (AO) 是第 2.9 节中讨论的北极和中纬度地区之间温度和压力的振荡，它延伸到平流层，在那里它影响极地涡旋的强度，并对平流层臭氧产生相关影响。

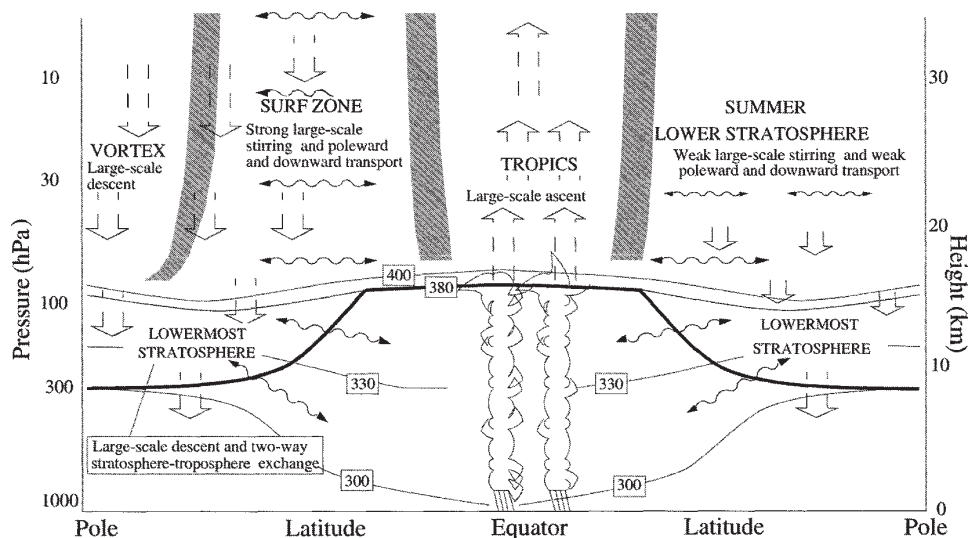


Figure 2.23: 平流层中最重要的动力障碍的示意图。细等高线代表均匀的位温（等熵）。粗实线是对流层顶的平均高度。转载自世界气象组织（WMO，1999）。

对平流层中长寿示踪剂的观测强调了动力屏障（图 2.23）的存在，阻碍了不同大气区域之间的空气交换。中纬度平流层通过位于 20° - 30° 纬度的经向输送屏障，与热带影响相当隔离。由此产生的仅限于热带平流层的向上运动称为热带管道。极地涡旋是另一个将极地与中纬度平流层分开的动力屏障。只要极涡仍然存在，光化学产生的南极臭氧空洞就会持续存在，但当涡旋破裂并发生气团强烈混合时，臭氧空洞就会消失。

- Aguado 和 Burt (2013) Aguado E. 和 Burt J. E. (2013) 了解天气和气候，第 6 版，皮尔逊教育，哈洛。
- Ahrens (2000) Ahrens C. (2000) 气象学要点，Cengage Learning EMEA，斯坦福德，康涅狄格州。
- 安德鲁斯等人。(1987) Andrews D. G.、Holton J. R. 和 Leovy C. B. (1987) 中层大气动力学，学术出版社，纽约。
- Banks 和 Kockarts (1973) Banks P. M. 和 Kockarts G. (1973) *Aeronomy*，学术出版社，纽约。
- Cunningham 和 Cunningham (2010) Cunningham W. P. 和 Cunningham M. A. (2010) 环境科学原理、探究和应用，麦格劳希尔，纽约。
- CrandGill A.E. (1982) 大气-海洋动力学，学术出版社，纽约。

- Green (2004) Green J. (2004) 大气动力学, 剑桥大学出版社, 剑桥。
- Holton 和 Hakim (2013) Holton J. R. 和 Hakim G. J. (2013) 动态气象学简介, 第 5 版, 爱思唯尔学术出版社, 阿姆斯特丹。
- Jacob (1999) Jacob D. J. (1999) 大气化学导论, 普林斯顿大学出版社, 新泽西州普林斯顿。
- Lutgens 和 Tarbuck (2000) Lutgens F. K. 和 Tarbuck E. J. (2000), 大气, 第 8 版, Prentice Hall, 恩格尔伍德悬崖, 新泽西州。
- Lutgens 等人。(2013) Lutgens F. K., Tarbuck E. J. 和 Tasa D. (2013) 大气: 气象学简介, 第 12 版, 皮尔逊教育, 哈洛。
- Mak (2011) Mak M. (2011) 大气动力学, 剑桥大学出版社, 剑桥。
- Martin (2006) Martin J. E. (2006) 中纬度大气动力学: 第一门课程, Wiley, 奇切斯特。
- Pedlosky (1987) Pedlosky J. (1987) 地球物理流体动力学, 施普林格出版社, 柏林。
- Pidwirny (2006) Pidwirny M. (2006) 自然地理学基础知识, 第二版, Physicalgeography.net。
- Prolss (2004) Prolss G. W. (2004) 地球空间环境物理学: 简介, 施普林格出版社, 柏林。
- Rogers 和 Yau (1989) Rogers R. R. 和 Yau M. K. (1989) 云物理学短期课程, 佩加蒙出版社, 牛津。
- Shepherd (2003) Shepherd T. G. (2003) 大气化学家的大规模大气动力学, *Chem Rev.*, **103** (12), 4509-4532, doi: 10.1021/cr020511z。
- Trenberth 等人。(2009) Trenberth K. E., Fasullo J. T. 和 Kiehl J. (2009) 地球的全球能源预算, *Bull. 阿米尔. 流星. Soc.*, **90** , 311-323, doi: 10.1175/2008BAMS2634.1。
- Vallis (2006) Vallis G. K. (2006) 大气和海洋流体动力学: 基本和大规模循环, 剑桥大学出版社, 剑桥。
- 报告第 44 号 _ , 世界气象组织, 日内瓦。
- Xie 和 Arkin (1997) Xie P. 和 Arkin P. A. (1997) 全球降水量: 基于仪表观测、卫星估计和数值模型输出的 17 年月度分析, *Bull. 阿米尔. 流星. 社.*, **78** , 2539-2558。
- Zdunkowski 和 Bott (2003) Zdunkowski W. 和 Bott A. (2003) 大气动力学: 理论气象学课程, 剑桥大学出版社, 剑桥。