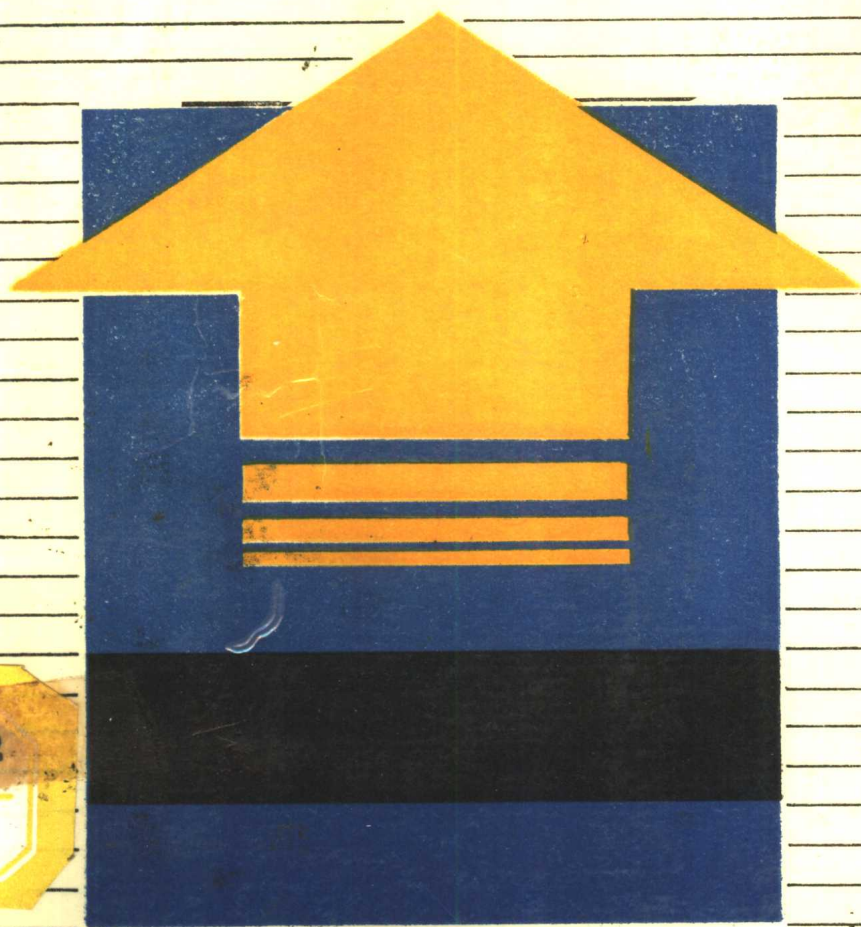


# 计算蒸发量的原理与方法

张志明



成都科技大学出版社

# 计算蒸发量的原理和方法

张志明

成都科技大学出版社

## 内 容 简 介

本书介绍计算水面和陆面蒸发量的原理和方法，重点是平均廓线通量法和能量平衡法。

本书可作为有关水文、气象等地学专业的研究生教材和本科生参考书，也可供与水面和陆面蒸发量计算有关的水文、气象、农业、林业、海洋、湖泊、沙漠和国土规划等生产和科研工作者参考。

## 计算蒸发量的原理和方法

张 志 明 编

---

成都科技大学出版社出版、发行  
四川省新华书店经销  
成都科技大学印刷厂印刷  
开本：787×1092毫米 1/32 印张：7.25  
1990年11月第1版 1990年11月第1次印刷  
印数：1—1000 ； 字数 158千字

---

ISBN7-5616-0592-7/P·9 定价：1.65元

## 前 言

陆面和水面蒸发量的研究, 对于水资源规划、水库和其他灌溉系统的设计管理, 湖泊研究, 农田灌溉用水量的确定, 水、热平衡状况及其对气候环境的影响等生产、科研课题都有极其重要的意义。本书着重介绍计算蒸发量的实用气象方法, 内容主要包括平均廓线通量法和能量平衡法。书中第一章(绪论)和第二章(低层大气)为基础气象知识, 第三章(大气边界层中的平均廓线与相似性原理)、第四章(地表粗糙度参数)和第八章(以平均廓线为基础的方法)是与平均廓线通量法有关的内容; 第五章(地表面的能量通量)和第九章(能量平衡法)是与能量平衡法有关的内容; 此外, 第六章(地表条件突变处的平流影响)叙述下垫面不均一(包括湿润面的面积大小)对蒸发量的影响; 第七章(以湍流测量为基础的方法)则简略介绍用湍流测量法来确定蒸发量的方法。这几部分内容基本上是彼此独立的, 可分别阅读。

本书内容注重实用。在有垂直梯度观测资料情况下, 可应用本书所介绍的平均廓线通量法; 在有一般气候观测资料情况下, 则可使用能量平衡法。这些方法切实可行。本书可作为有关水文、气象等地学专业的研究生教材和本科生参考书, 也可供有关专业的生产和科研工作者参考。

本书大部分内容编译自 W. Brutsaert 著的 *Evaporation into the Atmosphere* 一书。另外也加入了其他来源的一些资料和作者的有关研究成果。由于作者水平有限, 错误难免, 恳请广大读者指正。

作者1989年8月于成都科技大学

7-Ac 14/08

# 目 录

## 第一章 绪 论

|                    |   |
|--------------------|---|
| 第一节 定 义            | 1 |
| 第二节 研究范围           | 1 |
| 第三节 全球气候           | 4 |
| 第四节 地气交界面内其他混合物的传递 | 8 |

## 第二章 低层大气

|                    |    |
|--------------------|----|
| 第一节 湿空气            | 10 |
| 第二节 未饱和大气的流体静力学稳定度 | 17 |
| 第三节 大气中的水汽传递       | 21 |
| 第四节 大气边界层          | 30 |

## 第三章 定常的与水平均一的大气边界层中的平均廓线与相似性原理

|           |    |
|-----------|----|
| 第一节 动力副层  | 37 |
| 第二节 近地面副层 | 46 |
| 第三节 界面副层  | 57 |

## 第四章 地表粗糙度参数

|           |    |
|-----------|----|
| 第一节 动量粗糙度 | 73 |
| 第二节 标量粗糙度 | 82 |

## 第五章 地表面的能量通量

|            |                      |     |
|------------|----------------------|-----|
| 第一节        | 短波总辐射                | 90  |
| 第二节        | 长波辐射                 | 97  |
| 第三节        | 辐射平衡值                | 101 |
| 第四节        | 地表下边界的热通量            | 103 |
| 第五节        | 其 他                  | 113 |
| <b>第六章</b> | <b>地表条件突变处的平流影响</b>  |     |
| 第一节        | 内部边界层                | 114 |
| 第二节        | 有局地平流的蒸发问题           | 134 |
| <b>第七章</b> | <b>以湍流测量为基础的方法</b>   |     |
| 第一节        | 涡动相关法                | 167 |
| 第二节        | 耗散法                  | 171 |
| <b>第八章</b> | <b>以平均廓线测量为基础的方法</b> |     |
| 第一节        | 应用相似原理的平均廓线法         | 176 |
| 第二节        | 总体传输方法               | 181 |
| 第三节        | 取样时间                 | 187 |
| <b>第九章</b> | <b>能量平衡法</b>         |     |
| 第一节        | 能量平衡法的间接应用           | 190 |
| 第二节        | 用于湿润地表的标准方法          | 193 |
| 第三节        | 计算实际蒸散发量的简化方法        | 205 |

## 参考文献

# 第一章 绪 论

## 第一节 定 义

本书所要讨论的是水在自然环境中的蒸发。一般说来，蒸发是一种物质从固态或液态转化为气态的现象。从固态转化为气态称为升华。水通过植物的气孔汽化称为蒸腾。在陆面上，从植物的蒸腾和从土壤或小水面上的蒸发在计算中是难于区分的；所以这二者又常常合称为蒸散发。有时这些区分是有用的；然而，把所有的汽化过程都称为蒸发也常是可以的，除非特别加以说明。

## 第二节 研究范围

### 一、水量平衡

从自由水面或覆盖着植物的陆地发生的自然条件下的蒸发，是水文循环的一个主要环节。水文循环或水分循环由降水、径流和蒸发所组成。水分不断地以降水的形式从大气中转移至地面，然后以地表径流或以下渗地下水渗漏的形式流入河流、湖泊和大海，当水分再汽化返回大气时，这循环就构成了。

水分汽化以后就再不能使用了，在水资源的规划管理中要着重考虑。目前在许多地方可利用的水资源正趋于耗尽，

所以关于通过蒸发消耗性地使用水资源的知识就很需要了。陆地表面的蒸发以及降水就决定了径流量，而径流量是流域可利用的水资源。同时蒸发在很大程度上也决定了流域对暴雨所形成的洪水的响应特性。潜在蒸发量，可以不很精确地认为是水很丰富情况下发生的蒸发量，常常作为对所设计的灌溉系统所要求的供水量。在设计水库或评价湖泊在市政和工业供水、农田灌溉、冷却水供给、发电、航运以及旅游方面的价值时需要有关水面蒸发的资料。

然而很不幸，覆盖有植物的陆地的和自由水面的蒸发量仍然是水分循环中知之甚少的方面，要估算它的区域值仍是相当困难的。水分循环的其他方面的区域估算值，例如降水和径流，涉及非常麻烦的代表性问题。但对于蒸发，除代表性外，局地点上的值的确定也是问题。

表示一个综合的或平均的水文系统内的质量守恒的水量平衡方程，可以写为

$$(P-E)A + Q_i - Q_o = ds/dt \quad (1.1)$$

式中P为平均降水量，E为蒸发量，A为面积， $Q_i$ 为地表的和地下的水入流量， $Q_o$ 为地表和地下水的出流量，s为系统内的水储量。若式中除蒸发以外的其他各项为已知，则蒸发可作为余项来确定。但是即使其他项为已知，该方法也并不总有效。因为在测定降水和径流中的小而不可避免的误差会导致所确定的蒸发量的大的绝对误差。进而言之，在设计灌溉工程和水库时，要预断其蒸发量就不可能采用此法。这就说明了为什么不能从水量平衡，而必须在气象资料的基础上来确定蒸发量。



## 二、能量平衡

对于地表，蒸发是水量平衡与能量平衡之间的联系环节。对于一简化综合系统，略去非定常性、冰融化、光合作用和侧向平流等因素，能量平衡方程为

$$R_n = LE + H + G \quad (1.2)$$

式中 $R_n$ 为净辐射通量， $L$ 为蒸发潜热常数， $E$ 为蒸发率， $H$ 为地气之间的感热通量， $G$ 为地表与地下之间的热传递量。 $R_n$ 、 $LE$ 和 $H$ 随时间增大而增大，而 $G$ 值则并不随时间增大而增大。当时间足够长时， $G$ 值便可略去。地面吸收的净辐射变为内能，然后再以感热通量和潜热通量的形式进入大气。全球的大气加热模式形成了行星大气环流。蒸发水分把大量潜热带入大气，然后随着水分在大气中的传递，凝结和降落，使热量在大气中几乎在等温状况下进行传递和重新分布。潜热是大气最大的热源，因而潜热通量在控制气候和天气方面起重要的作用。

水的可利用程度或水的亏缺程度是描述气候特性常用的量。在本书中，实际蒸发量与潜在蒸散之比常用以说明区域的干旱程度。

在更小的范围内，发电和工业生产所产生的废热排入湖泊、河流和海岸边的水中，是这些水体中原来的能量平衡和生态平衡遭受破坏的潜在原因。在设计能量排放系统时，为了避免对人类环境的不利影响，有关感热通量和潜热通量的知识是必须的。

如同地表能量平衡方程（1.2）式所示，净辐射能也以感热通量的形式向大气转移。实际上近地面空气的感热可方

便地表示为 $C_p T$ ,  $C_p$ 为空气的定压比热,  $T$ 为气温。如同水汽一样, 感热也可视为空气的标量混合物。感热在大气中的传递机制也同水汽在大气中的传递机制十分相似。在许多情况下, 实际上不可能单独研究 $E$ 而不在分析中考虑 $H$ ; 反之亦然。所以, 感热通量 $H$ 总是与蒸发率 $E$ 一同研究。两者之比称为鲍恩比:

$$B_o = H/LE \quad (1.3)$$

它是很有用的气象与气候的参数。

### 第三节 全球气候

许多学者都针对全球估算了能量平衡和水量平衡方程中最重要分量的大小。因为为此目的而可利用的资料远达不到要求, 所以用于此估算的某些方法也就有争论。然而在一些新近的估算值之间存在相当好的一致性, 这些估算值在一定限度内给出了不同气候区域的长期平均蒸发量的大致情况。

如表1.1所示, 全球的年平均蒸发量约为1米水深。陆地蒸发量约为降水的60~65%, 在定常情况下, 即对于长时间平均, 余量可认为是径流深,  $q_r = (Q_o - Q_i)/A$ , 或者

$$q_r = P - E \quad (1.4)$$

对于全部陆地,  $q_r$ 平均约为降水量的35~40%。除了南美洲和南极陆地以外, 其他洲的值与全球陆地平均值相差不远(表1.2)。

以覆盖全球地表的水深(米)表示的各种形态的水的平均分布估算值列于表1.3中。数据表明一年1米深水层的蒸发量对于实际参以转变的水来说是比较大的, 那些永久以冰覆

表1.1 全球水量平衡估算值 (米/年)

| 作 者                           | 陆 地<br>( $1.49 \times 10^8 \text{ km}^2$ ) |       | 海 洋<br>( $3.61 \times 10^8 \text{ km}^2$ ) |      | 全 球<br>P=E |
|-------------------------------|--------------------------------------------|-------|--------------------------------------------|------|------------|
|                               | P                                          | E     | P                                          | E    |            |
| Budyko(1970,1974)             | 0.73                                       | 0.42  | 1.14                                       | 1.26 | 1.02       |
| Lvovitch(1970)                | 0.73                                       | 0.47  | 1.14                                       | 1.24 | 1.02       |
| Lvovitch(1973)                | 0.83                                       | 0.54  | —                                          | —    | —          |
| Baumgartner and Reichel(1975) | 0.75                                       | 0.48  | 1.07                                       | 1.18 | 0.97       |
| Korzun等(1978)                 | 0.80                                       | 0.485 | 1.27                                       | 1.40 | 1.13       |

表1.2 各大陆的平均蒸发量与降水量(米/年)

| 作 者                           | 项目 | 欧洲    | 亚洲    | 非洲    | 北美    | 南美    | 大洋洲   | 南极    |
|-------------------------------|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Lvovitch(1973)                | E  | 0.415 | 0.433 | 0.547 | 0.383 | 1.065 | 0.510 | —     |
|                               | P  | 0.734 | 0.726 | 0.686 | 0.670 | 1.648 | 0.736 | —     |
| Baumgartner and Reichel(1975) | E  | 0.375 | 0.420 | 0.582 | 0.403 | 0.946 | 0.534 | 0.028 |
|                               | P  | 0.657 | 0.696 | 0.696 | 0.645 | 1.564 | 0.803 | 0.169 |
| Korzoun等(1977)                | E  | 0.507 | 0.416 | 0.587 | 0.418 | 0.910 | 0.511 | 0     |
|                               | P  | 0.790 | 0.740 | 0.740 | 0.756 | 1.60  | 0.791 | 0.165 |

盖形式和以深层地下水形式存在的水是不参予转变的，海洋水中参予转变的只占很小比例。以土壤水，湖泊和河流形式存在的水远小于1米水层深，大气中的水约为2~3厘米水层深。换言之，水文循环中的活跃部分的转变量是相当快的。设大

气中水储量为2.5厘米水层深，年蒸发量为1米水层深，则蒸发进入大气的水汽平均在大气中停留9天。陆地面积占全球面积的29%。故陆地上河流中的水覆盖在陆地上可形成的水层深度约为 $0.003/0.29=0.010345$ 米，而陆地的年径流深为0.30米，一年内河流中的水更迭次数为 $(0.30/0.010345)=29$ 次。故河流中的水平均约 $(365/29)=12.5$ 天更换一批。

**表1.3 全球不同形式的水的储量**  
(以覆盖全球表面的水层深表示，单位为米)

| 资 料 来 源 | Lvovitch(1970) | Baumgartner 和 Reichel (1975) | Korzun等(1978) |
|---------|----------------|------------------------------|---------------|
| 海 洋     | 2686           | 2643                         | 2624          |
| 冰帽和冰川   | 47.1           | 54.7                         | 47.2          |
| 地下水总量   | 117.6          | 15.73                        | 45.9(不含南极)    |
| (活跃地下水) | (7.84)         | (6.98)                       |               |
| 土 壤 水   | 0.161          | 0.120                        | 0.0323        |
| 湖 泊     | 0.451          | 0.248                        | 0.346         |
| 河 流     | 0.00235        | 0.00212                      | 0.00416       |
| 大 气 水   | 0.0274         | 0.0255                       | 0.0253        |

Lvovitch(1973)\*, Budyko(1974), Baumgartner 和 Reichel(1975)以及Korzoun等(1977)许多人分别给出了蒸发量和其他水量平衡分量在全球的近似分布。自然蒸发量的地区变化很大,在干旱地区有极明显的对比。在大西洋的西北

\*请参考本书所列参考文献(1)的参考文献目录，下同。

蒸发量为最大值，它超过了320厘米/年。大的蒸发量不仅是因为当地高的净辐射值。而且是由于墨西哥湾暖流带来的大量热量。

表1.4中给出了全球地表能量平衡方程各主要项目的估算值。数据表明，净辐射能主要消耗于蒸发。在洋面上，潜热通量平均大于净辐射的90%；在陆地上，则略大于 $R_n$ 的50%。当然区域之间的变化是很大的。每10纬距的纬度带内能量平衡各项的值，在陆地20~40度纬度之间，平均的H大于LE。这是因为在该纬度带内有广阔的干旱陆地和大沙漠。在全球能量平衡方程中蒸发量的相对大小再次强调表明它的重要性。地表能量平衡的变化不仅与气候变化相关，而且也与水量平衡的变化相关。

表1.4 全球平均能量平衡估算值( $10^7$ 焦耳/米<sup>2</sup>年)

| 作 者                            | 陆 地   |     |     | 海 洋   |     |      | 全 球   |     |    |
|--------------------------------|-------|-----|-----|-------|-----|------|-------|-----|----|
|                                | $R_n$ | LE  | H   | $R_n$ | LE  | H    | $R_n$ | LE  | H  |
| Budyko(1974)                   | 205   | 105 | 100 | 343   | 310 | 33   | 301   | 251 | 50 |
| Baumgartner and Reichel (1975) | 209   | 117 | 92  | 339   | 289 | 50   | 301   | 239 | 62 |
| Korzum等(1978)                  | 205   | 113 | 92  | 381   | 343 | 37.7 | 331   | 281 | 50 |

对于任一给出地点和时间，实际蒸发量与气候平均值相差很大。与平均值的偏差可用日的或年的周期性变化来表示。在干旱、温暖的特殊气候情况下，具有明显的旱季和湿季，蒸发的季节变化与降水的相似。在湿润气候区或对于水

面，蒸发量的季节变化紧跟蒸发可利用能的变化。在一般陆地气候条件下，蒸发的季节变化便受可供蒸发的水和可用于蒸发的能两者的影响。我国大部分地区蒸发率在夏季最大而在冬季最小。因此，蒸发的年变化过程类似于太阳辐射收入和气温的年变化过程。浅水湖泊也是如此。然而对于深水水体，蒸发过程便不与短波收入的冬夏过程相符。与陆面不同，水体能储存和释放大能量，其作用如同飞轮，结果蒸发可利用能的变化过程可落后于太阳能输入过程几个月。深水湖泊的蒸发最大值发生于晚秋和早冬，而最小值发生于晚春和早夏。

湿润陆面蒸发过程的日变化较水面要明显得多。在陆面上，很少热量传入土壤内部，蒸发的日变化过程便紧跟太阳辐射的日变化过程。雨后或灌溉后蒸发过程中土壤柱体内水储量不断减少。日平均蒸发量也不断减小。

#### 第四节 地气交界面内其他混合物的传递

除了水汽通量和感热通量以外，还有其他的大气混合物和大气成分的传递现象，这对环境是有重大物理意义和生物意义的现象。例如，通过水面的氧气传递是维持和恢复湖泊和河流的水质的重要机制。二氧化碳是另一个对生物代谢有重要作用的大气组成成分。同时它也是由于各种燃料燃烧所产生的一种主要废物；在过去几十年中，它在大气中的含量增加了。植物在光合作用中消耗 $\text{CO}_2$ ，另外 $\text{CO}_2$ 通过水面向水内传递，使大气中的 $\text{CO}_2$ 减少。向水中的 $\text{CO}_2$ 传递量，配合

部着阳光和水中营养,控制着湖泊富营养化速度。除了 $\text{CO}_2$ 以外,其他由燃烧所产生的气体也排放入大气。气体污染物在地面上的干沉着,加上降水冲洗或湿沉着,是主要的大气清洁机制。湖面和河流表面的碳氢化合物的挥发在环境工程师中引起了日益增长的关注。

本书并不讨论刚才所提的这些问题。但是,处理水汽传递与热量传递的许多方法,对于分析其他混合物的传递同样是适用的。对于液体或固体的蒸发,则是完全相似的。若某气体的气压很低,当它在地表物质中溶解度较高,或当它与地表物质的化学反应很快,相似性仍然是存在的。例如,像 $\text{NH}_3$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{SO}_3$ 和 $\text{HCl}$ 这些气体在水面上大气中的传递就与水汽的传递十分相似。实际上,大多数气体都不属于这一类,它们在气-水交界面上的传递通常由它在水中的传递机制所控制。然而,在离开紧挨水面的空间以后,在充分的湍流边界层内,所有的非活跃性混合物都以同样的方式传递。例如,在植物上空, $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$ 和 $\text{NH}_3$ 的传递可用决定蒸发量的同样方法来处理。

## 第二章 低层大气

### 第一节 湿空气

#### 一、一些参数

在实际应用中，低层大气可考虑为理想气体的混合物；在本书中则把它看为成分固定不变的干空气与水汽的混合物。空气中的水汽含量可用混合比表示，它定义为单位质量干空气中的水汽质量

$$m = \rho_v / \rho_d \quad (2.1)$$

式中 $\rho_v$ 是水汽密度， $\rho_d$ 是干空气的密度。而比湿则定义为单位质量湿空气中的水汽质量：

$$q = \rho_v / \rho \quad (2.2)$$

式中 $\rho = \rho_v + \rho_d$ 。

相对湿度则等于 $(e/e_s)$ ，即实际水汽压与平衡状态下的饱和水汽压之比。

根据道尔顿定律，理想混合气体的总压力等于分压力之和，而每一气体成分又遵守它自己的状态方程。故干空气的密度

$$\rho_d = \frac{p - e}{R_d T} \quad (2.3)$$

式中 $p$ 为总气压， $e$ 为水汽分压力， $T$ 为绝对温度， $R_d$ 是干空气的比气体常数，它给出在表2.1中。同样水汽的密度为



$$\rho_v = \frac{0.622e}{R_d T} \quad (2.4)$$

式中  $0.622 = (18.016/28.966)$  是水汽分子量与干空气分子量之比。

因为湿空气密度  $\rho = \rho_d + \rho_v$ ，把(2.3)和(2.4)代入，得

$$\rho = \frac{p}{R_d T} \left( 1 - \frac{0.378e}{p} \right) \quad (2.5)$$

公式表明湿空气的密度小于同压同温的干空气的密度，这意味着水汽层结也影响大气的稳定度。把(2.4)和(2.5)式代入(2.2)式，得出

$$\begin{aligned} q &= 0.622 \frac{e}{p} \left( 1 + 0.378 \frac{e}{p} \right) \\ &\approx 0.622 \frac{e}{p} \end{aligned} \quad (2.6)$$

表 2.1 一些物理常数

|                                                                | 常 数    | 单 位                                  |
|----------------------------------------------------------------|--------|--------------------------------------|
| 干空气分子量                                                         | 28.966 | 千克·千摩尔 <sup>-1</sup>                 |
| 干空气气体常数 $R_d$                                                  | 287.04 | 焦耳·千克 <sup>-1</sup> ·度 <sup>-1</sup> |
| 干空气比热 $C_{pd}$                                                 | 1005   | 焦耳·千克 <sup>-1</sup> ·度 <sup>-1</sup> |
| 干空气密度 $\rho$<br>( $p=1013.25\text{hPa}$ , $T=273.16\text{K}$ ) | 1.2923 | 千克·米 <sup>-3</sup>                   |
| 水汽分子量                                                          | 18.016 | 千克·千摩尔 <sup>-1</sup>                 |
| 水汽气体常数 $R_v$                                                   | 461.5  | 焦耳·千克 <sup>-1</sup> ·度 <sup>-1</sup> |
| 水汽定压比热 $C_{pv}$                                                | 1846   | 焦耳·千克 <sup>-1</sup> ·度 <sup>-1</sup> |
| 水汽定容比热 $C_{vv}$                                                | 1386   | 焦耳·千克 <sup>-1</sup> ·度 <sup>-1</sup> |