

蒸散发测定方法研究进展

宋璐璐^{1,2}, 尹云鹤¹, 吴绍洪¹

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘 要: 蒸散发过程是水文循环的重要环节,也是全球能量交换的重要组成部分,决定了土壤-植被-大气系统中水、热传输过程,对其进行定量估算是评价陆地生态系统生产力、水源涵养能力、区域耗水及土壤水分运移的基础,是全球气候变化研究的重要内容。本文根据蒸散发测定思路和方法的不同,将蒸散发测定按照实测法和模型法两类方法进行总结,系统回顾了实测法和模型法的不同算法,评述不同方法的原理和优劣,并总结和分析了目前蒸散发测定工作中应重点研究的内容,指出未来蒸散发估算的发展方向,以期对相关研究的开展提供参考。

关 键 词: 蒸散发测定; 实测法; 模型法

1 引言

蒸散发(ET, Evapotranspiration)包括蒸发(Evaporation)和蒸散(Transpiration)两个部分,蒸发是指来自海洋、河流、湖泊以及植被、岩石、建筑物表面和土壤表面(包括深层土壤向表面所供给)的水分转变为水汽进入大气的过程,往往这部分水量可以由蒸发皿蒸发量获得;而蒸散则是指植物体内的水分经过气孔,并在大气与细胞内部的水汽压差的作用力之下,由体内向外扩散的过程,该过程的控制因子主要来源于气孔的关闭程度,而气孔大小决定了最小限度的水分散失和最大程度的CO₂利用程度^[1]。虽然蒸发(Evaporation)的概念是约公元前500年提出的,但是与其相关的控制因素均是在上两个世纪才有所突破^[2]。自Dalton 1802年首次提出水汽压差与蒸发速率之间存在紧密联系后,其他影响蒸散发的环境要素也逐一被发现^[3-6]。

目前对于蒸散发的研究内容主要分为潜在蒸散发(PET, Potential Evapotranspiration)和实际蒸散发(AET, Actual Evapotranspiration)两种。潜在蒸散发的概念最早是由Thornthwaite在1948年提出,是指在同种植被覆盖的、根系土壤水分充足的地表蒸发和植被蒸腾耗水^[5]。此后,随着学者们对水循环以及蒸散发过程认识的不断深入,PET被认为是在

一定的气象条件下水分供应不受限制时,某一下垫面可能达到的最大蒸发量^[1]。当在PET的测定过程中,利用地表的植被信息以及地表实际状况对土壤水分供给的胁迫,逐步修正即得到AET^[1,6]。AET是研究植被水分利用效率的重要工具,从一定程度上也可以反映某植被的生产力水平^[7-8]。

在整个水循环过程中,AET约占降水总量的60%,在干旱区可以高达90%,可见蒸散发过程在陆面水文循环过程中占有极其重要的分量;其次,整个蒸散发过程可以将50%的太阳辐射进行对流交换,因此,蒸散发也是全球能量循环中的重要环节^[9]。蒸散发过程涉及到大气边界层中的湍流扩散机制,大量的理论和实践证明,蒸散发过程与气象状况、土壤水分、植被等因素紧密相关,传统的基于实测方法所估算的蒸散发大都基于局地尺度,而对于较大空间尺度上陆面特征和水热传输的非均匀性,用传统方法难以获取^[9-10]。随着遥感技术的兴起,运用遥感手段和模型方法估算大区域的蒸散发成为一种最有效的方法,20世纪70年代以来,涌现出许多估算蒸散发和地表通量的模型,但是对于具体的模型方法其构成的原理和机制不同,其应用区域也会有所不同。因此,本文通过对地面观测法和基于大尺度的蒸散发模型模拟方法进行总结,并对各种方法的不足进行讨论,为国内相关研究的开展

收稿日期:2012-02; 修订日期:2012-06.

基金项目:国家科技支撑项目(2009BAC61B05);中国科学院战略性先导科技专项(XDA05090304);环境保护部公益性行业科研专项(201009056)。

作者简介:宋璐璐(1985-),女,博士研究生,主要从事全球气候变化响应研究。E-mail: songll.10b@igsrr.ac.cn

通讯作者:吴绍洪(1961-),男,研究员,博士生导师,主要从事综合自然地理与全球变化研究。E-mail: wush@igsrr.ac.cn

提供参考。

2 陆面蒸散发实测法

2.1 液流法

液流法(Sap flow)是将传感器垂直的放入植物木质部内,用以测量植物木质部水分流量^[11]。该方法不受环境条件、冠层结构和根系特征的影响,方法简单,是测定树木蒸腾时较为常用方法^[12],此外,该方法可以测量夜间植物蒸腾部分,并且其测量结果精度较高^[13]。需要指出的是,液流法在测量单株或者几株植物蒸腾时可以获得较好的效果,但它不是直接测量整个群落蒸散发的方法,往往在进行尺度扩展时会导致误差的产生^[10-11];该方法无法获取土壤蒸发部分,在实际测量时会造成研究地区蒸散发量偏低;此外,传感器的植入过程会造成植物损伤,从而对液流变化产生影响^[13-14]。

2.2 波文比法

1926年Bowen提出了波文比(β)的概念,即为地表能量平衡方程中显热通量(H)与潜热通量(λE)之比^[15]:

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \frac{\rho c_p K_h [T_2 - T_1 + \Gamma(z_2 - z_1)]}{\rho_a c_p / \gamma K_v (e_2 - e_1)} \quad (1)$$

$$= \gamma \frac{[T_2 - T_1 + \Gamma(z_2 - z_1)]}{e_2 - e_1}$$

$$\lambda E = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (2)$$

式中: ρ 为空气密度($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$); c_p 为空气定压比热($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$); γ 为干湿常数($\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$); Γ 为绝热递减率($^\circ\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$); R_n 为净辐射($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$); G 为土壤通量($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)。波文比能量平衡方法要求测量地面以上两个高度之间($z_2 - z_1$)的空气温差($T_2 - T_1$)以及同样高度间的水汽压差($e_2 - e_1$)^[14]。波文比仪由上、下两层干湿球组成,早期波文比仪上采用手动阿斯曼,之后出于高精度的要求,逐渐发展为换位式波文比,可以通过上下多次换位,用温差的平均值消除每个感应元件的系统误差。目前国内使用的换位波文比仪有倾斜式和垂直式^[16-17]。波文比方法简单并且精度较高,因而可以作为常规观测方法,并且可用于测量不饱和和水分条件下的植被蒸腾状况,但是,波文比法需要测量 R_n 和 G ,而对于稀疏植被和复杂植被下垫面来说, G 的估算和测量具有很大的不确定性。此外,波文比法要求下垫面均匀且无平

流影响,否则数据误差很大,这也限制了波文比的使用范围^[10]。

2.3 蒸渗仪法

蒸渗仪(Lysimeter)是一种设在野外或者人工控制试验场,并且装满土壤的大型仪器。蒸渗仪法就是通过在蒸渗仪内布设观测仪器(如各种传感器、电子设备和计算机),从而计算出蒸渗仪内的蒸发量的一种方法^[18]。蒸渗仪可分为非称重式和称重式两种。目前,称重式蒸渗仪测定精度较高,最高可达 $0.01 \sim 0.02 \text{ mm}$ 。尽管蒸渗仪法在一些具有一定规模的实验站已得到应用,但其测量方法费用较高,需要专门的技术人员进行监控,且无法进行大面积布点测量^[1,18];其次,利用蒸渗仪所测量的结果仅代表小面积的土壤和植被的蒸散发量,只有在仪器内外的土壤质地以及植被类型完全相同时,其监测结果才可以扩展到大尺度上;此外,无论何种规格大小的蒸渗仪均有边界效应存在^[10]。

2.4 涡度相关法

涡度相关(Eddy covariance)是指某种物质的垂直通量,即这种物质的浓度与其垂直速度的协方差,涡度相关法提供了一种直接测量植被与大气间 CO_2 、水和热通量的方法^[19-21]。用涡度相关法表示潜热通量的方程为:

$$\lambda ET = \lambda \cdot ET = \rho_a \overline{w'q'} \quad (3)$$

式中: ET 为蒸散发量($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$); λ 为水的汽化潜热($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$); ρ_a 为空气密度($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$); w' 为垂直风速脉动值($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); q' 为比湿的脉动值; $\overline{w'q'}$ 表示垂直风速与湿脉动的协方差。

涡度相关法的优点在于能通过测量各种属性的湍流脉动值来直接测量它们的通量,和其他方法相比,它并不是建立在经验关系基础之上,或从其他气象参量推论而来,而是建立在所依据的物理原理之上,是一种直接测量乱流通量的方法,是各种实测方法中较精密和可靠的方法,并且该方法有利于 AET 观测工作的长期开展^[10,22]。基于此,各国纷纷建立承载涡度相关仪的通量塔以满足研究需要,并因此建立起了通量网 FLUXNET^[23]。此外,与其他传统的观测方法相比,该方法测量步长较短,可以获得高时间分辨率的 AET ^[22-23]。虽然涡度相关法是最常用的测量 AET 的方法,但也存在一些缺陷,例如,仪器必须设立在平坦的、植被单一的下垫面上,对于风速较低(尤其是夜晚)或者存在水平对流时,涡度相关仪的测量结果是不准确的^[1,22];其次,涡

度相关仪的测量结果在能量上是无法闭合的(约损失 20%~30%)^[22,24];并且,涡度相关仪测量的是局地值,要获得面元上的观测值需要建立观测网,因而在多数研究中,都是将涡度相关技术作为一种标准值,与其他方法进行比较^[16,25];最后,涡度相关法所用的传感器十分精密,长期进行野外观测时,需要专门的技术人员进行维护,其维护成本较高。

3 蒸散发模型估算法

近年来,随着 RS/GIS 技术的快速发展和广泛应用,借助 RS/GIS 技术监测地表能量平衡和水分循环已成为水文学、生态学等学科领域的重点研究手段。其中,RS 技术的发展在很大程度上推动了由点(或单一植被类型)观测的 *AET* 向区域(或多种植被类型)尺度的 *AET* 估算的发展:非接触大面积的遥感地表辐射和温度状况,直接提供了土壤-植被-大气系统的界面能量信息;多光谱、多角度的遥感资料可反演蒸散发估算所涉及的下垫面特征参数;多时相的热惯量遥感可反映出土壤和植被水分状况^[26]。自 20 世纪 70 年代以来,涌现出许多估算蒸散发和地表通量的模型,本文将 *AET* 的估算方法归纳为 5 类:①水量平衡法;②能量平衡法;③辐射法;④综合法;⑤蒸发正比与互补假设法。

3.1 水量平衡法

如果把全球水循环看做一个封闭系统,那么输入该系统的唯一参数则是降雨(P),而输出参数为(忽略人类和动物用水以及储存到深层地下的水量)地表径流(Q)、土壤深层渗漏(D)、植物储水量(S)和返回到大气中的水量(*AET*)。即:

$$P = D + Q + S + AET \quad (4)$$

尽管水量平衡法的原理清晰简单,但利用该方法计算某一地区的 *AET* 时,首先要明确均衡体以及各水量均衡要素,然后测定或者估算某计算时段内除 *AET* 的其他水均衡要素,在实际应用中其准确率不高:首先,难以精确测量研究区域短时间内(以日或小时为测量单位) *AET* 动态变化,测量的时间尺度一般要在一周或大于一周,同时,时间尺度的大小会随着区域尺度的增加而增加,因此,在大区域上应用该公式时间尺度一般为月、季度或者年^[27];其次,在实际测量中,渗透到土壤的水分含量无法精确估算,尤其是土地覆被和土壤特性发生变化时,测量难度就更大,不仅需要布置更多的测量站点,

还需要消耗人力物力。因此,当公式中除 *AET* 之外的其他要素很难精确估算时,往往要简化求解,这使得水量平衡方程中各项的估算误差以及测量误差都集中到 *AET* 上,最终影响了估算精度;此外,水量平衡方程在应用于大区域尺度时,等式左边与右边才会实现对等,但是在在大区域尺度上,方程中除 *AET* 外其他 4 项均无法准确获得^[1,10]。

3.2 能量平衡法

在土壤-植被-大气系统(SPAC, Soil- Plant- Atmosphere Continuum)中,陆地表面所接受的能量源泉均来自于太阳辐射,其中直接被陆地吸收的部分称为净辐射通量(R_n , $W \cdot m^{-2}$),这部分能量到达地球之后,一部分被土壤储存起来(G , $W \cdot m^{-2}$),一部分通过显热通量散发出去(H , $W \cdot m^{-2}$),最后一部分能量则是潜热通量,即 *AET*。

$$R_n = G + H + AET \quad (5)$$

$$H = \rho c_p \frac{T_0 - T_a}{r_a} \quad (6)$$

式中: ρ 为空气密度($kg \cdot m^{-3}$); c_p 为空气定压比热($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$); $T_0(K)$ 和 $T_a(K)$ 分别为蒸发表面动力学温度和参考高度处的大气温度; r_a 为空气动力学阻抗。 R_n 和 G 可以用仪器直接获得或者用一些比较成熟的估算方法获得^[28],而对于 H 的估算方法却存在一些难度。

在估算 H 时,空气动力学温度是无法直接获得的,通常的解决办法是将地表温度(LST)进行校正以替代空气动力学温度。基于此,许多学者提出以能量平衡原理为基础的估算 *AET* 的模型。例如,地表能量平衡系统法 Surface Energy Balance System (SEBS)^[29]、地表能量平衡指数法(SEBI)^[30]、简化的地表能量平衡指数法(S-SEBI)^[31]、陆面平衡算法(SE-BAL)^[32]和大气-陆地交换反演模型(ALEXI)^[33]等。

能量平衡法与水量平衡法有类似的缺点,即能量并不能“闭合”,因为在能量平衡方程中忽略了来自干燥空气或大风天气时的大气所提供的能量。例如,就能量守恒方程而言,当 R_n 为 0 时, *AET* 则为 0,但是在实际监测环境中, R_n 为 0 时, *AET* 是有可能发生的,而这时 H 值是负值^[34];再如,当 R_n 值不为 0,而空气湿度饱和时, *AET* 实际上是不发生的;此外,能量平衡法的缺陷还存在于,在实际操作中, G 和 H 的准确估算均受到一定的限制;而将能量平衡法应用于苔原或高寒生态系统类型时,其模拟效果往往不够准确,因为永久冻土会使得当地的能量

出现骤减的现象^[35],但在方程中这点却无法体现。因此,当利用能量平衡法估算 AET 时,难免会出现模拟效果比较差的状况,有时模拟精度甚至会低于50%^[36]。

3.3 辐射法

太阳辐射是驱动地球-大气系统能量交换和物质交换的重要能源,研究表明,大约50%的太阳辐射被用来驱动蒸散发过程^[9],因此太阳辐射直接影响着地气系统的能量和物质平衡。从气候学原理来说,到达地面的太阳辐射的增加或减少势必会引起地表温度发生变化^[37],因此,大多数的辐射模型中不仅会涉及到 R_n 还会涉及到温度参数 T ,但为了方便起见,在此均称其为辐射模型,大多数以辐射为驱动参数的模型遵循以下两种表达方式:

$$AET = C_r(wR_s) \quad (7)$$

或

$$AET = C_r(wR_n) \quad (8)$$

式中: R_s 为总太阳辐射; R_n 为净辐射; w 为根据温度状况和海拔高度所决定的权重系数; C_r 为相对湿度和风速确定的系数。比较常用的辐射法模型包括^[38]:Turc模型(1961)、Makkink模型(1957)、Jensen & Haise模型(1963)、Hargreaves模型(1975)、Doorenbos & Pruitt模型(1977)、McGuinness & Bordne模型(1972)、Abtew模型(1966)和Priestley & Taylor模型(1972)等。

在各种辐射法模型中,运用最为广泛的是Priestley-Taylor(1972)模型,该方法假设下垫面足够湿润,若忽略土壤热通量,则潜在蒸散基本上由辐射平衡决定,Priestley-Taylor方法据此建立^[39]。因此,该方法在湿润气候区模拟效果较好,而在干旱区其估算结果不稳定。为了解决模型的缺陷,许多学者曾经对Priestley-Taylor方程进行改进,以求能准确地估算 AET ^[40-43]。目前,应用比较广泛的是Fisher等在2008年对Priestley-Taylor方法进行修改后的方程(简称PT-Fi)^[43]。Fisher等(2008)在原模型中引入了一个具有生态学意义的物理修正项 f (取值0~1之间),并将蒸散发分为土壤蒸发、植被蒸散和植被截留降雨蒸发3个部分,每一部分的蒸散发均用Priestley-Taylor(1972)方程计算,同时用系数 f 加以修正计算而来。研究表明,PT-Fi模型在实际应用中具有较好的模拟效果,例如,Fisher等(2008)利用PT-Fi计算全球 AET ,结果表明该模型的模拟精度达到90%;Fisher等在2009年利用13个 ET 模

型模拟热带地区 AET ,研究发现PT-Fi模型的模拟效果最好,精度达到91%^[44];Vinukollu等利用PT-Fi模型计算了全球2003-2006年日时间尺度的 AET ,其中PT-Fi(2008)的模拟效果比PM-Mu(2007)和SEBS的模拟效果好,其模拟精度达85%^[45]。

3.4 综合法

目前为止,运用最多的 AET 估算是综合了辐射(R_n)、温度(T_a)、水汽压差(VPD)和风速(U)等影响蒸散发过程因子的综合式模型。其中应用最普遍以及模拟效果显著的是Penman-Monteith模型,该方法最初是由Penman基于空气动力学理论和能量平衡法提出的^[46]:

$$PET = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n + 2.6 \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} VPD \gamma \lambda \rho (1 + 0.54u) \quad (9)$$

式中: Δ 为饱和水汽压曲线斜率($kPa \cdot ^\circ C^{-1}$); γ 为干湿常数($kPa \cdot ^\circ C^{-1}$); ρ 为空气密度($kg \cdot m^{-3}$); VPD 可以通过相对湿度和平均温度计算得出。由于Penman公式中的各项参数的确定是以地表温度为基础的,因此该公式仅适用于开阔水面、裸露的土壤以及低矮的草地等覆盖度低的植被,而且该公式对于风速非常敏感,仅适用于计算 PET ^[42,47]。

Monteith在1965对Penman(1948)公式做补充,将冠层阻抗的概念引入到Penman公式中,用以表征植被生理作用和土壤供水状况对潜热通量的影响,以估算非饱和和下垫面的实际蒸散发,得到著名的Penman-Monteith(简称P-M方程)^[48]。该方程在1998年曾被世界粮农组织(FAO, Food and Agriculture Organization)推荐为计算蒸散发的首选方法^[47]。

$$AET = \frac{\Delta R_n + c_p \rho VPD / r_a}{\Delta + \gamma + \gamma(r_s / r_a)} \quad (10)$$

在P-M公式中,有两个参数控制植被的蒸散发过程,其中一个 r_s ,即冠层(或表层)阻抗,另外一个为空气动力学阻抗 r_a 。 r_a 反映了水分由植被表面扩散到大气时的难易程度,其大小由 U 以及 VPD 决定, r_s 与气孔导度 r_c 相联系,常常用经验公式计算 r_s 的大小。P-M方程最初是针对农田生态系统提出的,当该方程应用于其他生态系统尤其是森林生态系统时, r_s 的估算即成为难点,因为在复杂生态系统中存在不同层次,因小环境和叶片性状的差异,导致整个冠层的 r_s 也会发生复杂的变化^[44]。

为了解决以上问题,许多学者对于P-M方程进行了改进^[49-52],其中,被广泛应用的是Mu等修改后的P-M方程。Mu等于2007年首次对于P-M方程

进行了修改,并对全球 AET 进行了模拟,其模拟精度达到了 86%^[50],2011 年 Mu 等又将 PM-Mu(2007)做了进一步完善,其模拟精度较 PM-Mu(2007)提高了 3%^[51]。PM-Mu(2011)不仅将 AET 分为白天和黑夜 AET 之和,还将湿润和干燥下垫面的 AET 分开,并且增加了土壤热通量的模拟,同时还优化了气孔导度、空气动力学阻抗和冠层边界层阻抗的模拟方法等,是一种比较理想的模拟 AET 的方法。

综合模型的另外一种重要的方法是 Shuttleworth-Wallace 模型(简称 S-W 模型),该模型是 1985 年由 Shuttleworth 和 Wallace 对 P-M 模型进行扩展后提出的,是用于计算稀疏植被和土壤蒸散发的双源模型^[53]。所谓“双源”是指将土壤和植被冠层看作上下叠加的两层,各层之间有连续的湍流源,因此又叫做串联模型。在模型运行时,将植被冠层和土壤分别进行能量平衡计算,并将叶面积指数和土壤水分状况对蒸散发的影响考虑其中。可以说, S-W 模型的理论基础非常完善,其优势在于更接近于自然表面,可以分解土壤蒸发和植被蒸腾,但是通过与 P-M 模型对比可以发现(图 1), S-W 模型中所需参数比 P-M 模型多,例如, r_{ss} 是土壤表层阻抗, r_{as} 是土壤和热源汇高度之间的空气动力学阻抗, r_{ac} 是整个植被边界层阻抗, r_{aa} 是参考高度和冠层有效高度之间的空气动力学阻抗等,在计算区域蒸散

发时,推算冠层内部阻抗仍是一个棘手问题,对观测资料非常缺乏的地区,是限制 S-W 模型广泛应用的原因之一,尤其是 S-W 模型中涉及到土壤水分状况的参数,需要进行实地测量^[8]。

3.5 蒸发正比与互补假设

Penman(1948)认为 PET 是给定气候和植被条件下的最大可能蒸散发量, AET 占 PET 的一定比例,即为 Penman 蒸发正比假设^[47],目前国内外常用的分布式水文模型和陆面过程模型中,区域蒸散发估算部分都采用了蒸发正比假设原理进行水量平衡或能量平衡分析^[54]。Bouchet(1963)质疑蒸发正比理论没有考虑到陆面与大气之间的复杂反馈机制,并认为 AET 与 PET 之间存在互补关系,即 PET 的下降意味着 AET 的增加,提出了 PET 与 AET 之间存在互补相关原理^[55]。蒸发互补假设引起了许多学者的关注,并在一些流域得到了验证^[56],在此基础上, Morton 等(1983)建立了 CRAE(Complementary relationship areal evapotranspiration)模型^[57]。前苏联著名气候学家 Budyko(1974)在进行全球水量和能量平衡分析时发现,陆面长期平均蒸散发量主要由大气对陆面的供给(降水量)和需求(净辐射量或潜在蒸散发量)之间的平衡决定,据此提出了 Budyko 假设^[58]。此后, Yang 等(2006)基于 Budyko 假设,提出了对于蒸发正比假设与蒸发互补假设的统一解释,他认为在以水分限制为主的区域存在蒸发互补关系,而在以能量控制为主导的地区则存在蒸发正比关系^[59]。

虽然由蒸发正比和蒸发互补假设发展而来的模型原理简单并大大简化了蒸散发机理,避开了复杂的土壤-植被系统,在具体模拟过程中,只需要输入常规气象观测资料就可计算获得 AET ,但这类模型的不足在于,估算过程中忽略了大区域尺度上大气系统复杂的湍流影响,且对短历时的气象要素的变化不敏感,模型中的各项参数往往需要结合研究区域的特点,利用实测资料进行优选和推求,基于此,在对某研究区域 AET 进行定量估算时有必要进行精确计算。

4 研究展望

4.1 实测法和模型法需要改进的方面

蒸散发是一个复杂的物理过程,虽然人们对于自由水面的蒸发机制了解的比较透彻,并且可以把

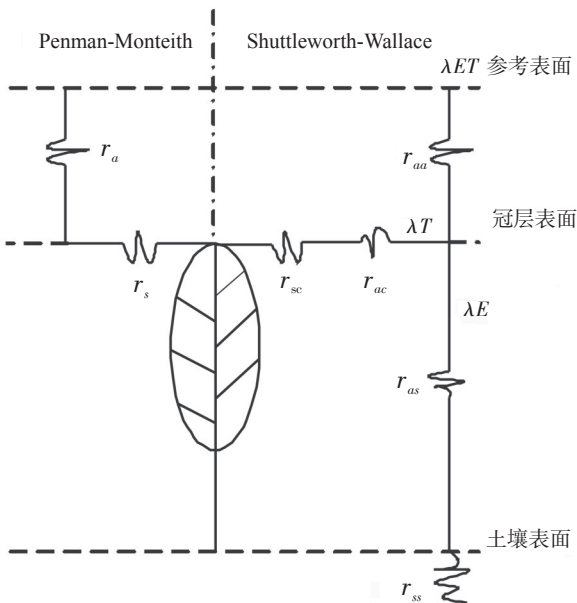


图1 Penman-Monteith模型与Shuttleworth-Wallace模型参数比较

Fig.1 Comparison of parameters between Penman-Monteith and Shuttleworth-Wallace

部分结果推广应用到饱和土壤表面或湿润茂密的植被表面,然而,对于非饱和表面的自然蒸发和植被的蒸腾部分,还需要进行深入探讨。本文将目前蒸散发的测定方法分为两类,即实测法和模型法,虽然它们在不同的研究中占有重要地位,但是这两种方法仍需要不断改进:

(1) 用实测法直接或间接测量 *AET* 虽然方便简单,但其缺陷在于:①所测量的 *AET* 仅适用于仪器所能覆盖的有限区域,无法对大区域尺度或全球尺度进行测量;②由于不同地区的测量手段以及搜集数据的标准不同,利用不同测量方法所获得的 *AET* 值是无法直接进行比较的;③在仪器布设和维修方面通常需要花费较大的人力和物力。尽管用实测法获得的 *AET* 存在一定的缺陷,但是对于以遥感方法为主模拟较大时间和空间尺度上的 *AET* 来说,实测法是检验模型模拟效果的最佳途径^[60]。

(2) 用卫星遥感产品为基础的模型法,为长时间尺度以及大区域尺度的蒸散发研究提供了便利,克服了地面监测方法中定点观测难以推广到大尺度的局限性,但是利用遥感参数模型模拟的 *AET* 值在时间和空间尺度上仍然存在不确定性。以时间尺度来说,遥感影像表达的是一个瞬时信息,比如,反演的地表反照率、地表温度和降雨等只代表某时间的瞬时值(比如每 16 天或者每 8 天),而这种获取数据的方式很容易“遗失”或者“错误估算”实际参数状况;此外,基于遥感信息模拟获得的 *AET* 值也是一个瞬时值,而在实际应用中需要的时间尺度至少是日蒸发量,那么能不能将瞬时值信息尺度上推至日平均值,什么条件才能进行尺度转化? 如何准确转换,这些问题还有待于解决。在空间尺度上,模型法估算效果的可靠性取决于其估算结果与实测值之间的差距如何。目前对于 *AET* 模拟结果的检验多利用实测方法,例如蒸渗仪法和涡度相关法等,但是利用模型模拟计算所得的是每个像元的平均通量值,而传统的通量观测方法是在点上进行的,并不是严格意义上的验证,其代表性在均一下垫面上的效果也许没有问题,但在比较复杂的下垫面上就会出现模型模拟效果与观测值相差很大的问题。无法进行精度检验就无法对模型作出准确的评价,模型在实际应用中就得不到准确的误差反馈信息,这就意味着模型将失掉很多的改进和完善的机会。

(3) 在以遥感卫星和 GIS 手段为基础的估算

AET 工作中,除了以上不确定性因素外,在实际应用中还有许多技术问题尚未解决。例如,在土壤-植被-大气系统中与能量和水汽传输密切相关的是空气动力学温度,它与地表温度之间存在很大区别,空气动力学温度与地表温度在浓密的植被中相差 1~2℃,在稀疏植被中的差距更大,为此出现了很多订正方法,试图用地表温度替代空气动力学温度,但至今仍无说服力^[10,60];陆地表面面积较小或者比较狭长的生态系统(例如耕地和河岸带)与其他较大的生态系统有交叠时,遥感反演的生态系统地表温度参数是不准确的,往往会混杂面积较大的生态系统特性;此外,不同卫星其观测角度的不同也会影响反照率以及地表温度等参数的精度^[45,51]。

目前蒸散发的估算方法种类繁多,对于蒸散发的模拟工作也已经开展了很多,但是很少有作者在文献中对其运用的模型方法的适用性进行讨论。那么在面对众多模型估算方法时,如何针对研究区域选择适宜的模型呢? 一般而言,选择模型时需要考虑两个因素,即精确的计算结果和模型的复杂程度^[1,38-39]。模拟效果的精确度越高其驱动参数越复杂,但在某一特定研究区域时,是不需要过于复杂的参数驱动的,也就是说,不同的研究区域的 *AET* 有其独特的敏感性因子,因此,在选定研究区域后,选择模型时应依据输入数据的质量和可获得性以及 *AET* 对于限制因子的敏感性如何进行选择;其次,选定的模型方法应较全面的反映研究地区蒸散发过程中的各个要素^[1]。例如,对于植被冠层截留降雨所产生的蒸发部分对于 *AET* 的精细模拟是不可缺少的一部分。研究表明,浓密的植被冠层可以截留 10%~40% 的降雨,产生的蒸发可以占到总蒸发的 25% 左右^[53],不同植被类型截留率不同,其蒸发量也会有所不同^[45](表 1)。除了要估算冠层截留降雨所产生的蒸发外,许多模型还忽略了蒸散发过程中的一个重要成分,即来自积雪覆盖表面所产生的蒸发,尤其是高海拔或者高纬度地区。尽管积雪所产生的蒸发量较植被和土壤的蒸散发量小(冬季每天约 0.1~0.3 mm),但是积雪作为水资源和水循环的重要组成部分,在长时间尺度上(月或年)应作为气候响应研究的重要方面加以重视^[45]。

4.2 未来蒸散发研究的方向

综合以上分析,本文认为蒸散发研究的未来趋势应该向蒸散发物理机制、生理机制的深层次研究综合发展,这需要有更高精度的蒸散发仪器和高定量

表1 不同土地覆被类型的年均最大截留降雨率
Tab.1 Annual maximum ratios of canopy evaporation losses
to the total precipitation based on land cover types

土地覆被类型	截留率
常绿针叶林	0.23(Miralles 等 ^[61] , 2010)
	0.17(Valente 等 ^[62] , 1997)
	0.19(Vinukollu 等 ^[45] , 2011)
常绿阔叶林	0.14(Miralles 等 ^[61] , 2010)
	0.10(Valente 等 ^[62] , 1997)
	0.15(Vinukollu 等 ^[45] , 2011)
落叶针叶林	0.23(Miralles 等 ^[61] , 2010)
	0.17(Valente 等 ^[62] , 1997)
	0.12(Vinukollu 等 ^[45] , 2011)
落叶阔叶林	0.17(Miralles 等 ^[61] , 2010)
	0.19(Carlyle-Moses&Price ^[63] , 1999)
	0.14(Vinukollu 等 ^[45] , 2011)
混合林	0.13(Jetten ^[64] , 1996)
	0.16(Rutter 等 ^[65] , 1971)
	0.19(Vinukollu 等 ^[45] , 2011)
郁闭灌木	0.27(Navar 等 ^[66] , 1990)
	0.1(Vinukollu 等 ^[45] , 2011)
开阔灌木	0.19(Navar 等 ^[67] , 1999)
	0.18(Vinukollu 等 ^[45] , 2011)
灌木稀树草原	0.19 (Vinukollu 等 ^[45] , 2011)
稀树草原	0.13(Vinukollu 等 ^[45] , 2011)
草地	0.14(Vinukollu 等 ^[45] , 2011)
农田	0.08~0.18(van Dijk 等 ^[68] , 2001)
	0.17(Vinukollu 等 ^[45] , 2011)

化的遥感方法,而且不同地区、不同下垫面所得到的蒸散发值应具有可比性。因此,深入研究和完善现有的理论方法,探讨新方法、新思路是蒸散发研究的必由之路,未来蒸散发研究应围绕以下4个方面展开:

- (1) 实测法与模型估算相结合。蒸散发模型法是在实测法基础上加以物理模式推导而来的,尽管目前存在众多的估算蒸散发的模型,但这些模型对于不同地域和不同植被类型的适用性如何,仍然需要开展大量的研究区验证,并且如何发展精确度高并适合于不同尺度的模型也是未来研究的重点和难点问题;而实测法作为模型法的重要检验手段,其缺陷存在于实测法与模型法的观测尺度不能吻合,因此,在未来的工作中仍然需要对实测法进行更深一步的理论研究和技术探讨,在提高观测精度的同时,为模型法的完善和发展提供基础。
- (2) 引进新的技术手段。同位素示踪等新方法的开展对于研究蒸散发的物理和生理机制起到了

推动作用,同时对于展开非饱和陆地表面的蒸散发机理的研究奠定了基础;在利用遥感手段进行蒸散发测定的工作中,涉及到众多下垫面物理特征,加强植被、土壤和微气象特征与各波段遥感信息机理的研究,揭示其内在规律,提高特征参数的遥感反演精度,对于定量化的蒸散发估算具有重要意义。

(3) 解决尺度转换问题。尺度转换是许多领域所面临的难题,在蒸散发估算的研究中同样是一个技术难点。对于空间尺度转换来说,当小尺度转换到大尺度时,取样的代表性以及边界层特性不同等均是限制空间尺度转化精度的要素;而在不同的时间尺度进行转换时,需要建立某种特定的前提假设,而这些假设条件并不完全准确,因此,对于时间尺度的转换仍然需要进一步的完善。

(4) 加强时空变化的连续性观测和评估。蒸散发的时空变化格局分布不仅对于全球大气运动和水循环过程十分重要,对于小区域尺度的气候干湿变化、农田灌溉管理以及土地利用等方面都会产生影响,但是受土地覆被以及小气候等环境要素的多样性影响,各区域蒸散发的变化特征和原因各异,因此,在今后的研究中,无论从实测还是模型估算的角度出发,都需要加强蒸散发产品在不同时间和空间尺度的连续性研究。

参考文献

[1] Fisher J B, Whittaker R J, Malhi Y. ET come home: Potential evapotranspiration in geographical ecology. *Global Ecology and Biogeography*, 2011, 20(1): 1-18.

[2] Brutsaert W. *Evaporation into the Atmosphere: Theory, History and Applications*. The Netherland: Springer, 1982.

[3] Blaney H F, Criddle W D. Determining water requirements in irrigated areas from climatological irrigation data. Technical Paper No. 96. US Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington, D C. 1950.

[4] Hargreaves G H. Moisture availability and crop production. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 1975, 18(5): 980-984.

[5] Thornthwaite C W. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 1948, 38(1): 55-94.

[6] Wilm H G. Statistical control of hydrologic data from experimental watersheds. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1944, 29: 618-622.

[7] Donohue R J, Roderick M L, McVicar T R. On the impor-

- tance of including vegetation dynamics in Budyko's hydrological model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2007, 11(2): 983-995.
- [8] Hu Z M, Yu G R, Zhou Y L, et al. Partitioning of evapotranspiration and its controls in four grassland ecosystems: Application of a two-source model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2009, 149(9): 1410-1420.
- [9] Trenberth K E, Fasullo J T, Kiehl J. Earth's global energy budget. *Bulletin of American Meteorological Society*, 2009, 90(3): 311-323.
- [10] Allen R G, Pereira L, Howell T A, et al. Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. *Agricultural Water Management*, 2011, 98(6): 899-920.
- [11] Granier A. A new method of sap flow measurement in tree stems. *Annales des Sciences Forestieres*, 1985, 42(2): 193-200.
- [12] Granier A. Evaluation of transpiration in a Douglas-fir stand by means of sap flow measurements. *Tree Physiology*, 1987, 3(4): 309-320.
- [13] Fisher J B, Baldocchi D D, Mission L, et al. What the towers don't see at night: Nocturnal sap flow in trees and shrubs at two AmeriFlux sites in California. *Tree Physiology*, 2007, 27: 597-610.
- [14] Hultine K R, Nagler P L, Morino K, et al. Sap flux-scaled transpiration by tamarisk (*Tamarix* spp.) before, during and after episodic defoliation by the saltcedar leaf beetle (*Diorhabda carinulata*). *Agric. Forest Meteorol*, 2010, 150(11): 1467-1475.
- [15] Bowen L S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review*, 1926, 27(6): 779-787.
- [16] 黄妙芬. 地表通量研究进展. *干旱区地理*, 2003, 6(2): 159-165.
- [17] Ohmura A. Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio flux calculations. *Journal Appl. Meteorol*, 1982, 21(4): 595-598.
- [18] Howell T A, Schneider A D, Jensen M E. History of lysimeter design and use for evapotranspiration measurements. *Lysimeters for evapotranspiration and environmental measurements: Proceedings of the International Symposium on Lysimetry*. ASCE, Honolulu, HI, 1991: 1-9.
- [19] Massman W J. A simple method for estimating frequency response corrections for eddy covariance systems. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2000, 104(3): 185-198.
- [20] Swinbank W C. The measurement of vertical transfer of heat and water vapour by eddies in the lower atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1951, 8(3): 135-145.
- [21] Sun X M, Zhu Z L, Wen X F, et al. The impact of averaging period on eddy fluxes observed at ChinaFLUX sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2006, 137(3): 188-193.
- [22] 于贵瑞, 孙晓敏. 陆地生态系统通量观测的原理与方法. 北京: 高等教育出版社, 2006.
- [23] Baldocchi D, Falge E, Gu L H, et al. FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2001, 82(11): 2415-2434.
- [24] Moncrieff J B, Malhi Y, Leuning R. The propagation of errors in long-term measurements of land-atmosphere fluxes of carbon and water. *Global Change Biology*, 1996, 2(3): 231-240.
- [25] 杨正明, 金一镔. 农业气象仪器. 北京: 北京农业大学出版社, 1989: 110-128.
- [26] Seguin B, Itier B. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing*, 1983, 4(2): 371-383.
- [27] Mastrorilli M, Katerji N, Rana G, et al. Daily actual evapotranspiration measured with TDR technique in Mediterranean conditions. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1998, 90(1): 81-89.
- [28] Bisht G, Venturini V, Islam S, et al. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). *Remote Sensing of Environment*, 2005, 97(1): 52-67.
- [29] Su Z. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2002, 6(1): 85-99.
- [30] Menenti M, Choudhury B J. Parameterization of land surface evaporation by means of location dependent potential evaporation and surface temperature range//Bolle H J, Feddes R A, Kalma J D. Exchange processes at the land surface, 1993.
- [31] Roerink G J, Su Z, Menenti M. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth. Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 2000, 25(2): 147-157.
- [32] Bastiaanssen W G M, Menenti M, Feddes R A, Holtslag AAM. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. *The Journal of Hydrology*, 1998, 212: 198-212.
- [33] Anderson M C, Norman J M, Diak G R, et al. A two-source time-integrated model for estimating surface

- fluxes using thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 1997, 60(2): 195-216.
- [34] Baldocchi D. A Lagrangian random-walk model for simulating water vapor, CO₂ and sensible heat flux densities and scalar profiles over and within a soybean canopy. *Boundary Layer Meteorology*, 1992, 61(1-2): 113-144.
- [35] Hope A S, Engstrom R, Stow D A. Relationship between AVHRR surface temperature and NDVI in arctic tundra ecosystems. *International Journal of Remote Sensing*, 2005, 26(8): 1771-1776.
- [36] Stewart J B, Kustus W P, Humes K S, et al. Sensible heat flux: Radiometric surface temperature relationship for eight semiarid areas. *Journal of Applied Meteorology*, 1994, 33(9): 1110-1117.
- [37] Wild M, Ohmura A, Makowski K. Impact of global dimming and brightening on global warming. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34L04702, doi: 10. 1029/2006GL028031.
- [38] Xu C Y, Singh V P. Evaluation and generalization of radiation-based methods for calculating evaporation. *Hydrological Processes*, 2000, 14(2): 339-349.
- [39] Priestley C H B, Taylor R J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Weather Review*, 1972, 100(2): 81-92.
- [40] Black T A. Evapotranspiration from Douglas-fir stands exposed to soil water deficits. *Water Resources Research*, 1979, 15(1): 164-170.
- [41] Stewart R B, Rouse W R. Substantiation of the Priestley and Taylor parameter $\alpha=1.26$ for potential evaporation in high latitudes. *Journal of Applied Meteorology*, 1977, 16(4): 649-650.
- [42] Fisher J B, Debiase T A, Qi Y, et al. Evapotranspiration models compared on a Sierra Nevada forest ecosystem. *Environmental Modelling and Software*, 2005, 20(6): 783-796.
- [43] Fisher J B, Tu K P, Baldocchi D D. Global estimates of the land-atmosphere water flux based on monthly AVHRR and ISLSCP-II data, validated at 16 FLUXNET sites. *Remote Sensing of Environment*, 2008, 112(3): 901-919.
- [44] Fisher J B, Malhi Y, Bonal D, et al. The land - atmosphere water flux in the tropics. *Global Change Biology*, 2009, 15(11): 2694-2714.
- [45] Vinukollu R K, Wood E F, Ferguson C R, et al. Global estimates of evapotranspiration for climate studies using multi-sensor remote sensing data: Evaluation of three process-based approaches. *Remote Sensing of Environment*, 2011, 115(3): 801-823.
- [46] Penman H L. Natural Evaporation from Open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London: A series*, 1948, 193: 120-145.
- [47] Allen R G. Assessing integrity of weather data for reference evapotranspiration estimation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 1998, 122(2): 97-106.
- [48] Monteith J L. Evaporation and the environment. *Symposium of the Society of Exploratory Biology*, 1965, 19(2): 205-234.
- [49] Cleugh H A, Leuning R, Mu Q Z, et al. Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. *Remote Sensing of Environment*, 2007, 106(3): 285-304.
- [50] Mu Q Z, Heinsch F A, Zhao M S, et al. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, 2007, 111(4): 510-526.
- [51] Mu Q Z, Zhao M S, Running S W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 2011, 115(8): 1781-1800.
- [52] Zhang K, Kimball J S, Mu Q Z, et al. Satellite based analysis of northern ET trends and associated changes in the regional water balance from 1983 to 2005.
- [53] Shuttleworth W J, Wallace J S. Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Q.J. Royal Meteorological Society*, 1985, 111(469): 839-855.
- [54] Manabe S, Bryan K. Climate calculations with a combined ocean-atmosphere model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1969, 26(1): 786-789.
- [55] Bouchet R J. Evapotranspiration reelle evapotranspiration potentielle, signification climatique. *Int. Assoc.Sci. Hydrol., Gentbrugge, Belgium, Publ.* 1963, 62:134-142.
- [56] Hobbins M T, Ramirez J A, Brown T C. The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: An enhanced Advection-Aridity model. *Water Resources Research*, 2001, 37(5): 1389-1403.
- [57] Morton F L. Operational estimates of area evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, 1983, 66(1-4): 1-76.
- [58] Budyko M I. *Climate and Life*. San Diego, California: Academic Press, 1974: 508.
- [59] Yang D W, Sun F B, Liu Z Y, et al. Interpreting the complementary relationship in non-humid environments based on the Budyko and Penman hypotheses. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(2): L18402.
- [60] Kite G W, Droogers P. Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data.

- Journal of Hydrology, 2000, 229(1-2): 3-18.
- [61] Miralles D G, Gash J H, Holmes T R H, et al. Global canopy interception from satellite observations. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2010, 115, D16122, doi:10.1029/2009JD013530.
- [62] Valente F, David J S, Gash J H C. Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models. *Journal of Hydrology*, 1997, 190(1-2): 141-162.
- [63] Carlyle-Moses D E, Price A G. An evaluation of the Gash interception model in a northern hardwood stand. *Journal of Hydrology*, 1999, 214(1-4): 103-110.
- [64] Jetten V G. Interception of tropical rain forest: Performance of a canopy water balance model. *Hydrological Processes*, 1996, 10(5): 671-685.
- [65] Rutter A J, Kershaw K A, Robins P C, et al. A predictive model of rainfall interception in forests, 1. Derivation of the model from observations in a plantation of corsican pine. *Agricultural Meteorology*, 1971, 9(1): 367-384.
- [66] Navar J, Bryan R. Interception loss and rainfall redistribution by 3 semiarid growing shrubs in Northeastern Mexico. *Journal of Hydrology*, 1990, 115(1-4): 51-63.
- [67] Navar J, Charles F, Jurado E. Spatial variations of interception loss components by Tamaulipan thornscrub in northeastern Mexico. *Forest Ecology and Management*, 1999, 124(1): 231-239.
- [68] van Dijk A J M, Bruijnzeel L A. Modelling rainfall interception by vegetation of variable density using an adapted analytical model. Part 1. Model description. *Journal of Hydrology*, 2001, 247(4): 230-238.

Advancements of the Metrics of Evapotranspiration

SONG Lulu^{1,2}, YIN Yunhe¹, WU Shaohong¹

(1. Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China;

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Evapotranspiration (ET) is very important for water cycle, and is determinant for the estimation of water and heat transfer in the Soil-Plant-Atmosphere Continuum (SPAC). Quantitative estimation of ET is the base of appraising terrestrial NPP, water conservation valuation, regional water consumption, soil water transport and crop production. It is important for studies on global climate change. More and more ET models and associated measurements are being reported in the literature and used to develop, calibrate and test important ET process models. The ET data can be derived from a range of measurement systems including lysimeters, eddy covariance, Bowen ratio and sap flow. In addition, the satellite-based remote sensing and direct models (e.g. radiation-based models and combination models) can also be important methods to evaluate the ET. This paper distinguished the methods of ET evaluation into ET measuring and ET modeling, with outline of different types of ET models and ET measurements involving principles, merits and disadvantages. Key issues and development direction in ET were evaluated to provide a guide to evaluate accurately ET for other researches.

Key words: evapotranspiration metrics; ET measurements; ET modeling

本文引用格式:

宋璐璐, 尹云鹤, 吴绍洪. 蒸散发测定方法研究进展. 地理科学进展, 2012, 31(9): 1186-1195.