中国科学院大气物理研究所 陆面过程模式 (IAP94)

[IAP-LSM 1994 版本]

戴永久

1995.12

第一章 引 论	1
1.1 陆面过程的内容	3
1.2 陆面物理过程研究的历史及现状	6
1.2.1 陆面生物圈物理过程模式	7
1.2.2 <i>雪盖模式</i>	10
1.2.3 观测研究	12
1.2.4 "模式"与"参数化方案"的区别和联系	12
1.3 中国学者在陆面过程研究中的贡献	13
1.3.1 陆面过程实验	13
1.3.2 陆面过程模式研究	13
1.3.3 陆一气模式的气候模拟研究	14
1.4 存在的问题及研究动态	14
第二章 基本定义与一般理论(BASIC DEFINITION AND GENERAL THEORY)	16
2.1 基本定义(Basic definition)	16
2.2 体积平均方法(Control-volumn method)	19
2.3 守恒性控制方程(Conservation equations)	20
第三章 水分平衡方程(WATER BALANCE EQUATIONS)	23
3.1 植被冠层内的水分平衡方程(WATER BALANCE EQUATION IN CANOPY)	23
3.2 土壤介质中的水分平衡方程(WATER BALANCE EQUATIONS IN SOIL)	24
3.3 雪介质中的水分平衡方程(WATER BALANCE EQUATIONS IN SNOW)	25
3.4 土壤中的水流运动(WATER FLOW IN SOIL)	26
3.5 土壤中的水汽运动(VAPOR DIFFUSION IN SOIL)	32
3.6 雪介质中的水流运动(WATER FLOW IN SNOW)	33
3.7 雪介质的压实度和雪晶的大小(Compaction and grain size of snow)	34
3.8 植被冠层中的水流通量(WATER FLOW IN CANOPY)	35
3.9 冠层叶面的蒸散率(EVAPOTRANSPIRATION)	37
3.10 表面径流与深层径流(SURFACE RUNOFF AND DRAINAGE)	37
第四章 热量平衡方程(HEAT BALANCE EQUATIONS)	39
4.1 植被冠层中的热量平衡方程	41
4.2 土壤和雪介质中的热量平衡方程	43
第五章 表面反照率和表面吸收的净辐射通量(SURFACE ALBEDO AND NET RADIATION)	47
5.1 土壤表面反照率(SOIL SURFACE ALBEDO)	48
5.2 雪盖表面反照率(SNOW SURFACE ALBEDO)	50
5.3 植被冠层反照率(PLANT CANOPY ALBEDO)	51
5.4 网格平均表面反照率(GRID-AVERAGED SURFACE ALBEDO)	54
5.5 表面吸收的净辐射通量(Net radiation fluxes absorbed by surface)	55
第六章 陆地表面与大气边界层之间的湍流交换通量(TURBULENT FLUXES)	57

目 录

6.1 近地面层中的湍流通量	57
6.2 裸土和雪盖表面与大气边界层之间的水热交换通量	59
6.3 植被冠层与大气边界层之间的水热交换通量	61
6.3.1 风速廓线	62
6.3.2 植被冠层顶与观测高度之间的水热湍流输运阻抗	64
6.3.3 植被冠层与地面的水热湍流输运阻抗	65
6.3.4 冠层叶面边界层阻抗	65
6.3.5 <i>气孔阻抗</i> (stomatal resistance)	66
6.4 冠层空间空气的水分与热量平衡	67
6.5 表面与观测高度之间的网格平均感热和水汽交换通量	68
第七章 模式的组装及运行	69
7.1 模式参数	69
7.2 数值计算流程	70
第八章 总结与讨论(SUMMARY AND DISCUSSION)	76
附录 A 热量平衡方程的数值解法	77
附录 B: 数学符号	80
参考文献	87

第一章 引 论

从天气、气候模式研究工作者的角度来看,陆地约占有全球表面 30%的面积,它与大气 之间的动量、热量和水分的交换,在模式中必须考虑到。为此,必须对陆面过程及其与大气 的相互作用的过程进行研究。从水文学、农学、生态学和全球环境变迁等领域的研究工作者 的角度来看,陆地是人类生存的场所,陆地水资源、作物产量、植被的演替、及其它物理环 境等与人类生存活动息息相关的问题,都与陆面上的物理、化学过程有着密切的关系,为此 也需要对陆面过程及其与大气的相互作用进行研究。

虽然在一些方面来说,陆地影响没有海洋显得重要,因为它储存的能量相对比较少,而 且陆面介质不存在像海流那样的运动,热量的水平输运基本上可以忽略。但是,对于很多重 要的大气与下垫面相互作用过程,陆地比海洋的可变性却更大,而且人类活动与自然的相互 作用主要在陆地,人类影响局地气候主要是通过改变陆地状况这一途径去实现的。

生物群落、植被群系与陆面上的气候状态有着很好的对应关系,这是因为每一种生物对 气温、土壤温度和土壤水分都有一定的适应范围。气候的变化会直接或间接改变它们的分布, 但反过来,它们的变化也可能导致气候的变化,即有反馈作用。其实,在不同的地区,不同 的植被条件及陆面状态对天气、气候的影响是很不一样的。例如,在地中海地区,具有在干 湿状况间保持不稳定平衡的气候,陆面的森林一旦遭到破坏就会很快破坏这种平衡,从而导 致破坏性的土壤侵蚀和谷地沉积,森林难以再恢复;在赤道热带湿润地区情况可能就不一样, 即使遭到破坏,森林也许很快就可恢复。

随着人类改造自然的能力增大,大有进一步将陆地自然生态系统改变成生产粮食的生态 系统的趋势。这种改造活动在世界某一地区已获得很大的成功,在另一些地区却是失败的。 人们就要问:亚马孙流域的热带雨林是否可以砍掉去种粮食作物?非洲干旱区是否可以大规 模的增加放牧的数量?中国西部干旱区是否可大范围的垦荒?为了回答这些问题,这就迫切 需要科学家们去探索气候与陆地系统的反馈机制,以及气候对陆面状况的变化的敏感性程 度。

近几十年来,很多学者利用大气环流模式(AGCM)或区域气候模式开展了一系列的敏感性试验,如,Charney的气候对表面反照率的敏感性试验,Shukla和 Mintz 的气候对土壤水分的敏感性试验,Sud 等的气候对表面粗糙度的敏感性试验,结果都表明:陆地表面状况对大气环流和大气降水有强烈的影响,图 1.1 给出了这三个陆面关键参数的大尺度变化可能导

1

致的结果。曾庆存从另一方面研究过生物生产量与环境及气象因子的关系,他通过推理,构造了生物生产量与某几个环境因子(如土壤含水量等)的一个简单非线性方程组,并从理论上求解生产量对环境因子的依赖关系,非常直观地给出了放牧与草原生态间的相互作用关系。这些敏感性试验及生态与环境的相互作用的理想试验都是利用十分简单的陆面过程模式,在十分理想的假定下进行的。为了较为合理有效地研究气候对陆面状况的敏感性及其相互作用机理,必须发展细致复杂的陆面过程模式。





图 1.1 陆地表面三个关键参数:表面反照率、粗糙度和土壤含水量的大尺度变化可能导致的陆一气相互反馈结果。各图中的左边表示加强初始扰动的正反馈回路,右边表示负反馈回路。

在 80 年代中期以前,气候与环境工作者大都局限于各自的领域,气候学者说未来的气候要发生变化,环境学者就着手忙于气候变化以后陆地生物圈的相应变化的研究,有的甚至得到一些令人们毛骨悚然的结论,诸如,物种灭绝、全球沙漠化等;环境学者说当前环境由于人类影响有大的改变,如,核尘埃增加、CO2 加倍、森林毁坏等,气候学者就研究出:核冬天、海平面升高、全球平均气温将增加多少度等结论。这些工作都是假想一方面变化后,来预测另一方面的响应,大都是独立进行的,并没有从相互作用方面去研究反馈机理。发展陆面过程模式的一主要目的是来搭一座桥,实现真正的有效的气候变化与环境变迁的预测研究。

1.1 陆面过程的内容

从严格的意义上来讲,陆面过程应包含发生在陆面上所有的物理、化学、生物过程,以 及这些过程与大气的关系,它的时间尺度可以从微秒到万古,它的空间尺度可以从分子尺度 到全球尺度。1974年在斯德哥尔摩召开的国际气候学会议上所定义的气候系统五大成分—— 大气圈、水圈、岩石圈、生物圈、冰冻圈,陆面过程就涉及三大成分——生物圈、冰冻圈、 水圈。它的范围之广,系统之大,相互作用之复杂,显然不可能把所有的内容连接在一起来 处理。通常的处理方法是:把它分成许多部分或单元,每个部分或多或少可以作一独立的项目,把外界对它的影响作为输人项(或称外强迫),它对其它部分的作用作为输出项,首先对每一小部分进行单独处理,然后,再来解决它的综合整体行为。

对于生物圈来说,可以简单地把全面的相互作用系统分为三个藕合反馈回路:生物圈物 理回路, 生物圈地球化学回路, 生态动力学(图 1.2)。生物圈物理回路, 它是与大气及其它 两个回路的相互作用最快、最强烈的回路,同时也是最具物理性的回路。在这回路中,表面 通过反照率、粗糙度等表面参数,以及植被的光合作用和蒸腾速度来决定表面与大气之间的 辐射、水汽、热量、动量交换通量,这些短时间尺度的通量转而又影响局地水文、碳交换和 营养循环的速度通过温度和水分可利用率来实现控制。生物圈地球化学回路,它通过日或年 这样时间尺度的气候强迫,以及从生物圈物理回路流入的量(水文、碳交换、营养)来影响土 壤的特征性质、土壤水分状况、土壤养分,转而实现对微量气体、面积平均的光合作用强度 (p_{a}^{*}) 、最大的叶面气孔传导 (q_{a}^{*}) 的影响。 p_{a}^{*} 和 q_{a}^{*} 通过调节植被的光合——蒸腾,来部分实 现对植被覆盖地面的水分与 CO2 通量的影响。生态系统动力学回路,它通过年际尺度的气候 直接强迫,以及从生物圈地球化学回路的流人量来影响生态系统的状况(植被种类成份、结 构、生物群落),转而,它影响植被状况和土壤的特征性质来实现它的直接或间接地对生物 圈物理回路和生物圈地球化学回路的影响。尽管在微气象、生物学、土壤学、水文学和生态 学等领域的研究工作者发展了许多与这三个回路有关的模式,有理论基础较好的模式,有简 单的参数方案,也有描述性模式。但是要把它们很好地组合到一起,首要是解决不同时间和 空间尺度的相容性问题。从目前的研究状况来看,要想较好地解决这个问题,仍需长久的艰 苦的努力。从气候研究的角度出发,我们研究陆面过程的目的是要有效地给出表面与大气之 间的能量和物质交换通量,为了较好地考虑生物地球化学和生态动力学回路对生物圈物理回 路的影响,简单的方法就是对它们进行参数化,然后再来细致地构造生物圈物理过程模式。 目前所说的生物圈模式,基本上就是生物圈物理过程模式。

4



图 1.2 按照交换过程的时间尺度把生物圈 - 大气圈模式分裂为: 生物物理、生物化学和陆地生态三个子模式的概念示意图。

资料表明:北半球冰雪覆盖面积的最大值占该半球面积的 24.2%,而其最小值为 4.3%; 南半球冰雪覆盖面积的最大值占该半球面积的 12.5%,而最小值为 6.3%,可见冰雪覆盖在地 球陆地表面占有相当可观的比例。由于冰雪具有高表面反照率,可大大减少表面对太阳辐射 的吸收;冰雪具有相对低的表面粗糙度,可以使湍流交换相应减弱;另外由于冰雪具有低的 热传导率,减弱冰雪盖下面介质的热量垂直传导,在冬季,阻止土壤温度降低,而在春季, 空气温度升高时,冰雪盖会阻止热量向下传导,加上冰雪或土壤中冰晶融化需要热量,从而 使土壤温度回升被延迟。在陆面物理过程研究中,应该有效地考虑冰雪盖的作用,才是全面 的。所以,陆面物理过程至少应该包含两部分:一是生物圈物理过程,二是雪盖物理过程。

1.2 陆面物理过程研究的历史及现状

关于植被、土壤、雪盖与大气的相互作用的研究早在 50 年代就开始了,关于它们的生理、物理、化学特征性质的研究比这还要早得多。但它们大部分只是针对一些个别的具体问题所开展的,例如,研究作物、森林、裸土与大气的相互作用的微气象模式;研究土壤水分和温度的土壤水力学模式与热力学模式;研究雪盖水分和温度的雪盖模式;还有许多为应用到水文学和卫星遥感等领域的模式。这些模式它们对土壤、植被和雪盖中的一些具体问题都有细致的描述,它们的运行都是把大气作为外强迫条件来研究表面介质的响应,同时,也输出表面与大气的能量与质量交换通量。尤其是用于象 AGCM 这样大尺度模式的陆面物理过程模式,应该能有效地考虑全球陆地的各种下垫面过程,必须把上面针对具体下垫面的模式进行综合。由于计算量的问题,不能是简单的组合。在 AGCM 出现以后,气象、气候研究工作者在这方面作了很多的努力。

Carson 综述了 80 年代以前的全球主要的 11 个 AGCM 的陆面参数化方案,从中可以发现:这些方案大都非常简单,一般不考虑植被在表面与大气的能量、质量交换过程中的作用。从现在的角度来看,它们大部分不能真实地反映客观过程,主要有下面几方面的缺陷:

- 表面属性参数之间的互不相关;表面反照率,粗糙度,水分可利用系数通常是作为与表面特征无关的参数来处理。
- 表面反照率取值不合理:表面反照率通常取自局地的观测资料,但对于大尺度问题来说, 它们的合理性是很值得怀疑的,一般这样的规定值太低。
- 表面粗糙度取值不合理,动量、热量和水汽的交换途径含混不清:在一些 AGCM 中, 不管计算网格的表面覆盖类型如何,全球陆地统一取相同大小的值;动量、热量和水汽的粗糙度取相同大小的值。
- 土壤含水量计算不合理:"水桶模式"是把土壤看作一可储存 15 cm 水的水桶,且全球陆 地都取相同容量,对于全球范围来说,这样的规定显然是不合理的,这样计算出的土壤 含水量难以置信。
- 蒸腾过程描述不合理:在大部分 AGCM 中,表面水分蒸散是用 β 方法来计算的,这方 法不能有效地考虑表面阻抗的影响,对于湿润地区,它会过高计算蒸腾通量。
- 80 年代中期后,发展了一系列的陆面物理过程模式,有描述土壤一植被一大气交换

(SVATS)的生物圈物理过程模式,有描写雪盖一大气交换的雪盖模式。为此在世界气象组织(WMO)的科学计划中,还专门列出一陆面参数化方案的相互比较计划(PILPS, Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes),参加这个比较计划的模式就 有 23 个之多。另外,还开展了一系列的野外观测研究,下面,我们将已有的模式及观 测研究作一简述。

1.2.1 陆面生物圈物理过程模式

现有的陆面生物圈物理过程模式按其复杂程度,可分为:简单模式(如 Bucket model), 复杂模式(如 BATS, SiB, SSiB),中等复杂程度模式(如 UKMO, ISBA)。

(1)简单模式 简单模式主要以"水桶模式"为代表。土壤被看作一"水桶",它能容纳的水 分不超过某一最大"容水量"(常取为 15 cm),超过部分将溢出水桶作为径流流走,径流在模 式的水循环中不再起作用。土壤水分蒸发通量用潜在蒸发通量乘上有效蒸发系数来确定,该 系数的值可由模式模拟的土壤含水量来推算。类似的参数化方法已为许多水文学家用来估计 表面水分平衡和径流。尽管这方法极为粗糙,但由于它保证了地表的水分守恒性质,具有一 定的物理意义。这类简单模式,对于全球尺度,其应用有一定的局限性,但在短期数值预报 模式中可能适当。对于短期和小尺度区域预报模式,像有效蒸发系数这一类参数可以用一些 观测结果来标定。可是,对于气候或全球尺度的预报模式,一般不太可能有很长时间的专门 观测和全球范围的观测。

简单模式对表面能量过程的处理,一般用规定的反照率、粗糙度、土壤导热系数等参数, 通过表面的瞬时能量平衡方程,或经过一些特殊假定后得出的表面能量平衡方程来进行描述。

(2)复杂模式 复杂模式主要以 BATS(Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme)与 Sib(Simple Biosphere model)两模式为代表。它们尽可能地包含了陆面生物圈的各种复杂的物理过程, 尤其是细致地考虑了植被在表面水热过程中的作用。它们是在一系列可以直接观测到的表面 参数的基础上,利用基本的物理概念和理论建立起来的关于植被覆盖表面上的辐射、动量、 水分、热量交换和土壤内的水热过程的参数化方案(也称模式)。

辐射交换方案。根据表面对人射的太阳辐射的入射方式与太阳光光谱的吸收和反射的不同,把太阳辐射分为四个部分:可见直射,可见漫射,近红外直射,近红外漫射。SiB 应用了二流近似方法从理论上求解了植被冠层的反照率及冠层叶子吸收的净辐射通量,它们依

7

赖: ①叶子和土壤的散射系数; ②叶角分布函数; ③人射辐射的成分比例; ④叶面面积 指数; ⑤太阳天顶角。二流近似对于陆面大部分植被类型是合适的,但它对不均匀和丛生 植被冠层,如针叶树会存在一些问题,为了有效地解决这个问题,需要发展冠层中的三维辐 射传输模式。为了避免复杂艰巨的确定植被参数的工作,BATS 选用了简单的经验关系式, 仅考虑了叶面面积指数和太阳天顶角对冠层反照率和吸收净辐射通量的影响。BATS 在计算 土壤表面和雪盖表面反照率方面相对比较细致,SiB 却显得粗糙得多。

湍流交换方案。表面与大气的动量、水汽、热量的湍流交换是一非常复杂的过程,一般 需要用高阶封闭的湍流模式对它进行处理。但这类复杂的湍流模式的计算量非常大,不利于 应用到陆面物理过程模式中来。近地面层的湍流通量的计算,一般是通过积分 Monin 一 Obukhov 用因次分析建立起来的通量廓线关系来求解,这种方法需要进行数值迭代,从计算 时间和计算稳定性方面来考虑它也是不十分理想的。SiB 中,假定冠层上方某一高度(称作转 换高度)至观测高度之间的风速为中性层结大气的对数关系,并且可以延拓到冠层顶。在已 知风速关系后,就可知道动量交换系数,如果假定水汽、热量的湍流交换系数等于动量交换 系数,通过积分交换系数的倒数,即可得冠层至观测高度之间的水热交换阻抗(r_{ac})。在冠层 底与地面之间,假定大气为中性层结大气,用类似上面的方法可得到交换阻抗(r_{ac})。在冠层 成与地面之间,假定大气为中性层结大气,用类似上面的方法可得到交换阻抗(r_{ac})。远层叶 子的总体边界层阻抗($\overline{r_{b}}$),通过积分由 Goudriaan 给出的单叶边界层阻抗得到。BATS 对表面 与大气的湍流交换阻抗的计算比起 SiB 要简单得多, r_{ac} 和 r_{d} 是直接引用经验关系式,冠层 叶面边界层阻($\overline{r_{b}}$)由单叶边界层阻抗对整个冠层作简单的面积平均得出。对于一热带雨林冠 层,如果观测高放在 70 m 处,风速为 5 m/s 的中性层结大气, r_{ac} 一般在 5~10 m/s 之间, $\overline{r_{b}}$ = 5~15 s/m, r_{ac} 和 $\overline{r_{b}}$ 会相对大一些, r_{a} 会小一些。

水热输运通量。在已知动力学交换阻抗后,可以很容易计算感热通量,但要计算蒸散通量仍不是一简单的事情。主要问题是:陆表不同的水汽源,它们与大气的交换方式完全不一样。在表面的总蒸散中土壤表面的水分蒸发可以占到一个较大的比例。大部分陆面模式考虑的土壤水分源,只是在约2cm厚的表面层土壤中的水分。蒸发通量一般可表示为

$$E_g = \frac{h_s q_{sat}(T_{gs}) - q_{ac}}{r_{soil} + r_d} \times \rho_{air}$$
(1.1)

8

式中 E_g 为土壤水分的蒸发通量; $q_{sat}(T_{gs})$ 为在表面层温度 T_{gs} 下的水汽饱和比湿; q_{ac} 为冠层 空间空气比湿; ρ_{air} 为空气密度; h_s 为表面层土壤的相对湿度。

$$h_s = \exp\left(\frac{\Psi_g}{R_w T_{qs}}\right) \tag{1.2}$$

式中Ψ为表面层土壤的水势; *R_w*为水汽的气体常数; *g*为重力加速度; *r_{soil}*为土壤表面阻抗。Sun Shufen 首先引进了土壤表面阻抗的概念,并给出它的经验关系式,这个关系式在 SiB中得到有效的应用,后来 Sellers 在 Sun 的基础上,应用 Camillo 和 Gurney 的工作对 *r_{soil}* 作了进一步的发展。BATS 中的土壤水分蒸发通量的计算采用的阑值方法:

$$E_g = \min(E_p, E_{gm}) \tag{1.3}$$

式中*E_p*为势蒸发;*E_{gm}*为土壤能够支持的通过湿表面的最大水分通量,它是由 Dickinson 用因次分析及物理推理得到。

多叶的植被可以截留储存一定比例的降水(单位叶面指数的叶子可储存 0.1 mm 的降水), 对热带雨林来说,湿润叶面上水分蒸发,可以占到总的表面蒸散的一很可观的比例。如果已 知湿润叶面比例 δ ,湿润叶面水分蒸发通量可表示为

$$E_{w} = \delta \times \frac{q_{sat}(T_{c}) - q_{ac}}{r_{b}} \times \rho_{air}$$
(1.4)

式中 E_w 是湿润叶面上的水分蒸发通量; $q_{sat}(T_c)$ 是叶子温度 T_c 下的饱和水汽比湿。在SiB中, $\delta = W_{dew} / W_{dewmax}$, W_{dew} 是冠层叶子表面的积水量(m), V_{dewmax} 是冠层叶子表面的最大承 载水量(m);在 BATS中, $\delta = (W_{dew} / W_{dewmax})^{2/3}$ 。

在有植被覆盖的地区,土壤水分损失主要是通过根从土壤中提取,经茎输送到叶,再由 叶面气孔蒸腾回大气。植被的蒸腾是一非常复杂的过程,它涉及植被光合作用、同化作用等 生理现象。SiB 和 BAST 应用了由 Jarivis 给出的单片叶子的气孔阻抗计算关系式。SiB 的冠层 总体气孔阻抗r_c是通过对冠层积分得出,BATS 是取简单的算术累加。蒸腾率可表示为

$$E_{tr} = (1 - \delta) \times \frac{q_{sat}(T_c) - q_{ac}}{r_c + r_b} \times \rho_{air}$$
(1.5)

土壤温度与含水量的计算。在目前的陆面物理过程模式中,土壤温度与水分的计算大都

是独立进行的,计算温度时,不考虑水流的影响;计算含水量时,不考虑温度的影响。温度 计算大部分是应用 Deardorff 所建议的 Force-Restore 方法: 土壤分为两层,表面层较薄,下 层较厚,上下两层的热容分别固定到日加热循环和年加热循环的热容量上。Force-Restore 方 法不能有效地处理土壤中的热传导,对于长时间的计算,它不一定是有效方法。在土壤水分 计算中,土壤中的水流通量大都采用了 Darcy 方法,只有 BATS 应用的是由因次分析和物理 推理得出的经验关系式。

(3)中等复杂程度模式 这类模式大都侧重去描述一个或几个方面,不是像 BATS 和 SiB 那样面面俱到。例如,英国气象局的 UKMO-SVATS,法国气象中心的 CNRM-ISBA,加拿大气 象中心的 CCC-CLASS,以及笔者发展的简单方案 IAP92。它们一般不去区分表面反照率对太 阳光光谱和辐射的人射方式的差别,而且植被反照率用规定值(但考虑了植被类型之间的差 别)或简单经验关系式,土壤表面反照率用与表面土壤层含水量有关的函数关系式。然而, 它们有与 BATS 和 SiB 相似或简化的植被、土壤的水热过程处理方案。叶面气孔阻抗,ISBA、 CLASS、IAP92 用相似(或直接引用)BATS 和 SiB 的计算方案,UKMO-SVATS 等则用规定值(仅依 赖于植被类型)。但 UKMO-SVATS 有效地考虑了土壤和植被对对流性降水、大尺度降水的响 应差异;另一方面 UKMO-SVATS 细致的计算了参通量的网格平均。IAP92 在土壤、植被温度 和含水量的计算方面,考虑了温度与含水量的相互影响,采用的是相互耦合的联立计算,而 其它模式的含水量与温度的计算是独立进行的。中等复杂程度模式,它们一般选用的表面参 数少,计算时间也比复杂模式要少得多,有利于应用到数值天气与气候模式中去。

1.2.2 雪盖模式

目前的雪盖模式主要有两类:一是估计径流的雪盖水文学模式,这类模式大部分只考虑 融雪过程,作为区域(或流域)水文学模式的一子模式,它们大都采用的是经验性方法;另一 类是研究雪内部过程的热力学和水力学模式,这类模式具有较高的垂直分辨率,对雪的致密、 相变、水分子的运动、水流运动等过程进行了较为细致的描述,它们一些是为水文研究服务, 另一些是为了军事的目的或雪域工程服务,例如,Jordan 的 SNTHERM89 就是为了预报坦克 压过后的雪表面与没有破坏的雪表面的温度差别,以便能通过红外遥感技术要确定坦克的行 动方向。这两类模式不太可能直接搬过来用于气候研究。从世界气象组织(WMO)出版的一关 于雪盖模式的综述中可以发现:当时没有一个雪盖模式可用于长期的气候模拟。

据我们了解,目前众多的用于气候研究的陆面物理过程模式,仅少数几个(BATS, BEST,

10

CLASS)包含简单的雪盖子模式,其中大部分,只简单地考虑雪的反照率、表面升华、融化等参数及过程,而对雪的粗糙度、雪的内部过程(如,老化、压实、热传导等)都不作考虑。

强调土壤一植被一大气交换过程的 BATS 包含了一简单的雪盖子模式,在这模式中,雪 的深度、密度和温度是时间的变量。表面反照率以分谱形式给出,另外还考虑太阳高度角、 雪的老化及杂质对它的影响。网格中雪盖比例是作为植被和裸土的粗糙度函数。但是,雪的 物理特性及内部过程只是相当粗糙的描述。BEST 是以 BATS 为基础发展的模式,它对雪盖的 处理比 BATS 有很大的修正,它较全面考虑雪盖的内部过程压实,密度的变化。在 CLASS 中, 考虑了雪盖内温度的扩散、短波辐射的穿透、融化、冻结和老化等内部过程,但是它的缺点 是:不管雪有多厚,雪只作一层来处理,雪与大气和土壤的能量交换是不能用一平均的雪层 温度来考虑的,因为从雪盖顶部到底部温度差一般在 10 K 左右,对于厚雪,垂直分层至少 要两层。

最近, Loth 和 Graf 和 Lynch-Stieglitz 分别发展了用于气候模拟的 Max-Planck 雪盖模式与 GISS 雪盖模式,它们对雪盖的物理特性及重要的内部过程都进行了很好的描述。Max-Planck 雪盖模式是基于质量与能量平衡,从基本的物理原理出发发展起来的,它把雪分为四种类型 (冷雪、湿雪、万年雪、冰),然后对不同的类型作分别处理,同时,在数值计算方案上也作 了很有效的工作,使模式积分时间步长达到 2 h: 当积雪厚度≥1 mm 时,开始运行模式,首 先把雪分成两个相等厚度的层次,在以后的计算中,每一时间步算完后,对相邻的两内部层 雪进行组合,标准是:如果①两层都是冷雪,且温度梯度小于 3 K, ②两层是万年(firn)雪 或冰层,通过它,可以避免有大量的有相似状态参数薄雪层,对表面层,如果厚度不大于 0.5 cm,降雪只加厚表面层,不单独分层。相对于 Max-Planck 模式,GISS 模式的参数化程度 要高得多,物理概念也没显得那么清晰,模式运行只有当雪盖的等价液相水深度 $d_{sw}\ge 0.6$ cm 时才开始(当d_{ew} < 0.6 cm 时, 雪以水分形式合并到表面土壤层中), 首先把雪分成三层, 在每 时间步算完后,按规定的比例系数重新调整每层的厚度,同时计算调整每一层的热含量和等 价水深度 d_{sw} , GISS 模式的计算时间步长是 18 min。从中可以发现: GISS 模式对雪盖厚度要 求较高 [如果雪的密度 50 kg/m³, 0.6 cm 的等价水深度的雪的实际厚度则是 12 cm,积雪在 中低纬度地区(除高山积雪外)很少能达到 12 cm 厚],我们认为: GISS 模式仍不能有效地用于 气候研究。

11

1.2.3 观测研究

陆面物理过程模式的发展、标定及验证,首先需要有相应的野外观测研究。只有通过观 测研究,才能了解到陆面物理过程的真正规律与表面特性,使发展的模式具有坚实的基础, 才能使它们正确地去描述客观过程。每一个模式的出现,在它之前必定有一些系统的观测研 究。BATS 与 SiB 的出现,跟 ARME 微气象观测实验有着密切的联系; ISBA 的出现,得益于 Hapex-Mobilhy 这次大型的观测; GISS 雪盖模式的出现,也得益于 New England (U.S.)流域连 续5年的气象与水文观测。与气候研究的相关的观测实验有两类:单一地点上的观测和大尺 度的区域观测。单一地点上的观测,一般是选择一特定地点或几个地点,利用气象塔、中子 水分测定仪、热敏电阻等仪器对单一植被和土壤所进行的微气象、植物生理、土壤水热状况 的连续观测,例如 ISLSCP (International Satellite Land-Surface Climatology Project)计划中所开 展的项目。通过这样细致的观测,可以很全面地了解到某一特定植被和土壤在表面与大气的 辐射、水分、感热交换过程中的作用,观测所得到的资料对于标定和验证模式有着非常重要 的意义,它们是发展模式的前提和基础。大尺度区域观测,一般是选择一特定区域或流域, 通过遍布区域的气象观测站、气象塔、水文站,以及飞机与卫星遥感等手段所进行的关于近 地面层的气象变量、表面与大气的辐射、水汽、感热交换通量、径流等的连续或间断观测, 例如 GEWEX (Global Energy and Water Balance Experiments) 中的子实验,通过这类观测,可 以得到一流域表面与大气相互作用的一些整体性质和行为,以及单点观测不可能给出的网格 平均通量资料。对于全球气候这样的大尺度问题,最需了解的是表面的大尺度行为。为了使 发展的陆面物理过程模式能应用到气候研究中去,必须使模式具有网格平均性质。但是,目 前这类模式,可以说,没有一个给出有效的网格平均方案,一般是通过简单的面积平均来描 写整体行为。大尺度区域观测资料是发展、标定及验证用于气候研究的,并且是发展有效地 考虑表面非均匀性的陆面物理过程模式所不可缺少的。

1.2.4 "模式"与"参数化方案"的区别和联系

在浏览有关陆面物理过程的文献时,会常常碰到:一些相似的工作,这个叫模式,那个 叫参数化方案。这是不是概念不清呢?不是的。相对大气来说,陆面物理过程要复杂得多, 由于人们在对其中的性质及规律还不很了解的情况下,通常求解这类问题的方法是对目前认 识还不足的复杂的部分用参数化来解决,对认识较为完善的部分则用基本的物理定律来直接 描述。在一个关于陆面物理过程的工作中,既有明确的物理背景的处理,又有参数化,至于 称模式还是参数方案,这要看其中的参数化程度如果,但这是没有明确标准和定义的。由于参数化包含很多人为的、不确定的因素,使它解决问题的能力有一定的局限性,要最终全面解决问题,就必须从最基本的物理概念出发,应用基本的理论去描述和解决问题。

1.3 中国学者在陆面过程研究中的贡献

中国学者主要从三个方面开展陆面过程的研究工作: 1) 有关陆面过程的观测研究; 2) 陆面过程的模式研究; 3) 陆一气藕合模式的气候模拟研究。

1.3.1 陆面过程实验

在国家科委、自然科学基金委和中国科学院的资助和领导下,已开展和即将开展一系列 大型区域观测实验研究。一是中国生态观测网的建立,目前已在中国不同的生态区建立起了 50 多个长期观测站,将着重开展对不同生态区的植被、土壤和微气象等的定点、连续的长 期观测;二是"黑河地区地一气相互作用观测实验研究"(简称"黑河实验"),它是在约 70 m×90 m 区域内的沙漠、戈壁和绿洲等不同下垫面上所进行的多学科综合观测研究,已历时 7 a, 取得了欧亚大陆腹地典型干旱区辐射过程、边界层过程、植被过程和水分循环过程的大量宝 贵资料,并建立了黑河实验数据库;三是青藏高原地一气物理系统试验,这个计划目前已开 展实施;即将开展的两个大型观测计划是:全球能量与水分循环试验一一淮河流域试验和研 究,内蒙古草原土壤一植被一大气相互作用实验与模式研究。这些试验的重点是研究大尺度 与区域尺度的大气一冰雪圈一生物圈的相互作用,通过它们可以进一步认识陆表与大气之间 的能量和水分交换及其相互作用机理,同时为陆面模式研究和区域、全球气候研究提供系统

1.3.2 陆面过程模式研究

季劲均和孙菽芬的气候模式服务的陆面过程方案,都对植被、土壤内的水热过程以及它 们与大气之间的动量、水分和热量交换过程有较好的描述,而且模式结构较为简单。同时开 展过一系列的方案性能检验试验,尤其是季劲均等对其方案开展了更为全面的检验,如对麦 田、沙漠绿洲、森林等不同的下垫面以及大气对陆面特性的敏感性试验。从目前来看,他们 的工作仍具有一定的先进性。另外值得特别一提的是,李家春等从模式设计到野外观测开展 了一系列的非常优秀的工作。 笔者从多孔介质的基本理论出发重构了土壤、雪盖和植被的水分与能量控制方程,全面 考虑了影响陆面介质的水分含量和温度的各种因素,从而为合理描述全球复杂的陆面介质及 其过程找到一统一理论。在笔者所发展的这一模式中,有关土壤一雪盖一植被内的水热输导 同时也给予了相当细致的描述。这个模式也是目前国际上能够较为全面描写全球各种陆表面 过程的少数几个方案之一。利用它已开展过较为全面的验证试验,并已实现与大气环流模式 的藕合。这个模式作为中国的唯一代表参加国际陆面模式比较计划(PILPS),并已成为其中较 为活跃的一员。

1.3.3 陆一气模式的气候模拟研究

气候研究者开展陆面过程研究的最终目的就是发展陆一气耦合模式,并利用它开展气候 模拟和预测。我国学者利用模式开展的气候对陆面状况的敏感性研究的工作,其中较著名的 是叶笃正的两个工作,一是在早春移去北半球中高纬地区的雪盖;二是对 30°N~60°N,0°N ~30°N 和 15°S~15°N 三个纬度带分别作初始灌溉(土壤水分饱和),来模拟短期气候对它的响 应。这两个试验结果都表明:区域降水、土壤含水量、大气的动力和热力结构有着明显的异 常,这些异常有的可以持续一个至二个季节。

利用细致的陆面模式开展陆一气藕合气候模式研究,由于目前对全球尺度陆表覆盖类型 及其特性参数仍缺乏全面的观测,以及一些主观方面的问题,国际上大部分新方案还是处在 单点(off-line)、敏感性试验和短时间积分的藕合模拟等方面的研究。至目前为止,利用陆一 气藕合气候模式成功地开展过长时间积分的仅两家,一是美国 Colorado State University 的 Randell 等用 SiB2 和 CSU-GCM 耦合模式所作的十年积分;二是笔者用 IAP94(中国科学院大气 物理研究所陆面模式)与 IAP 两层 GCM 耦合模式所作的 100 年积分结果。这些积分结果都表 明气候模式引人细致的陆面方案之后,会在一定程度上改进其气候模拟结果,尤其是降水和 表面空气温度的模拟。

1.4 存在的问题及研究动态

(1)目前所说的陆面过程模式基本上只是针对其物理过程部分,实际上,物理、化学和 生物过程三部分是相互关联的,今后仍需对其中的细致部分作深入的研究;

(2)在耦合模式中,陆面植被覆盖类型是作为一固定的地理分布,其特性的季节变化大都为人为规定,不能用它来作生态系统与气候系统的相互作用研究。在陆面过程研究中有效

考虑生态动力学机制是很具实际意义的;

(3)由于全球陆表覆盖具有高度的非均匀性,目前对其大尺度行为的描述还没有一行之 有效的方法。非均匀性研究以及气候模式与陆面模式的时空尺度匹配问题将是今后的两个大 的研究方向;

(4)全球陆表覆盖类型及其特性资料的整编。

第二章 基本定义与一般理论(Basic Definition and General Theory)

2.1 基本定义(Basic Definition)

土壤和雪盖是典型的多孔介质(porous media)。广义上,植被也可认为是多孔介质。多 孔介质由两部分组成,一是固体物质(支撑戒指的不运动的基质,supporting immobile matrix), 二是孔隙系统(interstitial system)。土壤介质的基质是由土壤矿物质和土壤有机质(也称干土) 组成;植被的基质是植被的根茎叶;雪盖的基质是冰晶;而对于冻土(frozen soil)中的冰晶, 它相对干土来说,是可以运动和离开支撑基质的,一般不做固定的基质处理。孔隙系统是由 或多或少的均匀分布和相互连通的孔洞(voids)构成,它们为干空气、水汽、液相水或可以运 动的冰晶所充满。组成这些多孔介质的成份,对土壤有:干土、固相水、液相水、水汽和干 空气;对雪介质有:冰晶(固相水)、液相水、水汽和干空气;对植被有:植植物的茎叶、固 相水、液相水、水汽和干空气。我们所需知道的是这些成份的一个整体综合行为,为此需要 引进描述多孔介质的几个基本参数:介质孔隙度(porosity)、成份分密度(partial density)、成 份分体积(partial volume),它们都是指在一定空间尺度上的平均值。

分密度 γ_k 定义为单位体积的多孔介质中成份 k 的质量(kg/m³),分体积 θ_k 定义为单位体积多孔介质中成份 k 的质量(m³/m³),它们的关系式是:

$$\gamma_k = \theta_k \rho_k \tag{2.1}$$

其中 ρ_k 是成份 *k* 的固有密度(intrisic density, kg/m³),它是指单位体积中成份 *k* 的质量。下标 *k* 为成份指标,用下标 *v* 来代表水汽(vapor),/代表液相水(liquid water),*i* 代表冰晶(ice),*d* 代表干土(dry soil),*p* 代表植被冠层的叶茎,*a* 代表干空气(dry air)。对于一多孔介质,在单 位体积中各成份的分体积之和应满足:

$$\sum_{k} \theta_{k} = 1 \tag{2.2}$$

这样,在一多孔介质中,所有成份的分密度之和,就是介质的整体密度 ρ_t (bulk density, kg/m³):

$$\rho_t = \sum_k \theta_k \rho_k = \sum_k \gamma_k \tag{2.3}$$

孔隙度 ϕ 的定义为多孔介质中空隙空间的体积与介质的总体积比(m³/m³),它是表征流体在其中运动的有效空间。对雪介质:

$$\phi = 1 - \theta_i = 1 - \frac{\gamma_i}{\rho_i}$$

$$\theta_i = s\phi$$

$$\theta_i = 1 - \phi$$

$$\theta_{a,v} = \phi - s\phi$$
(2.4)

其中, ϕ 为孔隙度;s为液相水分饱和度,它等于介质中液相水每分体积与介质空隙中充满液相水时水分分体积 $\theta_{l,sat}$ 之比,

$$s = \theta_{l} / \theta_{l,sat} \tag{2.5}$$

对于土壤介质:

$$\phi = 1 - \theta_d = 1 - \frac{\gamma_d}{\rho_d}$$
(2.6)

$$\theta_{sd} = 1 - \theta_d - \theta_i = 1 - \frac{\gamma_d}{\rho_d} - \frac{\gamma_i}{\rho_i}$$

$$\theta_i = s\phi_{sd}$$

$$\theta_i = 1 - \theta_d - \phi_{sd}$$

$$\theta_{a,v} = \phi_{sd} - s\phi_{sd}$$

其中, ϕ_{sd} 为固体孔隙度,定义为土壤中的干土和冰晶的孔隙占介质总的体积比例。

对植被冠层:

$$\phi = 1 - \theta_{p} = 1 - \frac{\gamma_{p}}{\rho_{p}}$$

$$\theta_{a,v} = \phi$$
(2.7)

在植被冠层中,液相水和固相水所占的体积相对很小,可以忽略。











2.2 体积平均方法(Control-volumn method)

体积平均方法是着眼于控制体积ΔV 中的积分平衡,并以结点(node)作为代表的离散化 方法。由于需要在控制体积ΔV 中作积分,所以必须先设定待求变量在ΔV 中的变化规律, 即设定变量的分布函数,然后将其代入控制方程,并在ΔV 上求积分,便可得到ΔV 中的结 点与相邻控制体的结点变量之间的关系方程。由于出自ΔV 的积分平衡,所得到的离散方程 将在有限尺度的控制体积中满足守恒定律。也就是说,不论网格划分疏密程度如何,它的解 都能满足控制体积的积分守恒。这个特点提供了在不失物理真实性的条件下,选择控制体积 的尺寸有更大的自由度。

在取控制体积的积分平衡时,所选择的变量分布,通常有阶梯分布(step-wise)和分段线 性分布(piece-wise linear)两种,如图 2.2 阶梯分布是假定ΔV中的变量值等值分布并等于结点 值,它比较简单,但它不能用来计算变量在ΔV的边界上的梯度,故它一般只用于源项、物 性参数和变量在时间域上的分布。分段线性分布是设定ΔV中变量在相邻结点间呈线性分布, 它可用来计算变量的梯度。



(a)阶梯型分布



图 2.2 控制体积方法中常用的两种变量分布设定示意图。

2.3 守恒性控制方程(Conservation equations)

在多孔介质中,质量与能量平衡由质量与能量守恒方程给出。控制体积ΔV质量与能量的时间变率等于通过ΔV的表面边界 dS 的净通量加上ΔV中的源和汇项。即有:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{\Delta V} \Omega dV = -\sum_{k} \int_{S} J \cdot dS + \int_{\Delta V} S \cdot dV$$
(2.8)

时间变率 通量 源或汇

其中, *k* = *i*, *l*, *v*, *a*

Ω= 守恒变量(能量或质量)

S= 源或汇密度

如果假定介质在水平方向均匀且无质量和能量的交换,即介质内的质量和能量交换只 发生在垂直方向上,这样我们所研究的问题就转为垂直方向上的一维问题。在垂直方向上对 介质进行分层,共分为 n 层,每层的厚度根据需要设定,为了使表面层的雪盖的消融和积累 易于处理,第一层为介质最底部层,分层从下向上,见图 2.3。如果设定变量Ω和源 S 在控 制体积Δz(由体积ΔV 转为厚度Δz)内的分布为阶梯分布,则Ω在Δz 内的结点值就等于平均 值。这样,守恒方程(2.8)的离散形式可写为:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\Omega \Delta z_j) = -\sum_k [J^{j+\frac{1}{2}} - J^{j-\frac{1}{2}}] + S \Delta z_j$$
(2.9)

其中, j = 结点指标(nodal index),

$$j + \frac{1}{2}, j - \frac{1}{2} = 控制体积上边界和下边界的结点指标,$$

 $\int^{j + \frac{1}{2}}, \int^{j - \frac{1}{2}} = 通过控制体积\Delta z_j 上、下边界的通量, 方向向上为正。$



图 2.3 表面介质分层示意图。

第三章 水分平衡方程(Water Balance Equations)

土壤基质和植被的叶茎在短的时间尺度上可以认为是不运动和不可压缩的不变量,不 用考虑它们的质量变化。在一多孔介质中,空气质量相对其它成份所占的比例很低,它的质 量变化可以不用考虑。这样介质的质量平衡实质上就是其中的水分平衡。应用方程(2.9),控 制体积Δz 中的水分总质量和三相水分分质量的平衡方程可写为:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_w \Delta z)^j = -\sum_k [U_k^{j+\frac{1}{2}} - U_k^{j-\frac{1}{2}}] + \sum_k (S_k \Delta z)^j$$
(3.1)

$$\frac{\partial}{\partial t}(\gamma_k \Delta z)^j = -[U_k^{j+\frac{1}{2}} - U_k^{j-\frac{1}{2}}] + (S_k \Delta z)^j$$
(3.2)

其中, k=i, l, v,

1

$$ho_{w}$$
 = 多孔介质中水分总密度(它等于 $\gamma_{i} + \gamma_{i} + \gamma_{v}$)(kg/m³),

$$U_{k}^{j+\frac{1}{2}}$$
 = 从控制体积上界面(nodal index = j+ $\frac{1}{2}$)流出的 k 相水分通量(kg/m²·s),方向向上

为正,

$$U_{k}^{j-\frac{1}{2}}$$
= 从控制体积下界面(nodal index = j- $\frac{1}{2}$)流入的 *k* 相水分通量(kg/m²·s),方向向上

为正,

 S_k^j = 控制体积中的 k 相水分源或汇项。

3.1 植被冠层内的水分平衡方程(Water balance equation in canopy)

大气降水进入冠层后,一部分为植冠截留,另一部分则由穿透、溅落或沿叶茎顺流流出 冠层。通过冠层顶向上的水汽通量为冠层与观测高度之间的水汽交换通量。源项为植被蒸腾 向冠层空间提供的水汽通量(即蒸腾率)如果忽略冠层控制体积内的水汽的质量变化,冠层中 的水汽质量平衡方程科学为:

$$\frac{\partial}{\partial_t} (\gamma_v \Delta z)^c = -(E_{ac} - E_{gc}) + E_w + E_{tr} \equiv 0$$
(3.3)

其中,上标"c"表示冠层控制体积结点。

 E_{ac} = 植被冠层与观测高度之间的水汽湍流输运通量(kg/m²·s),

 E_{ac} = 进入冠层的冠层与地面的水汽湍流输运通量(kg/m²·s),

 E_w = 湿润叶面的水分蒸发率(kg/m²·s),

 E_{tr} = 冠层叶子的水分蒸腾率(kg/m²·s)。

如果,引入等价水分深度(equivalent - water depth)的概念,即把固相和液相水分质量用等价的液相水分深度表示。另外对冠层中的液相水和固相水分的质量平衡不做分别的考虑,应用方程(3.3),则方程(3.1)可写为:

$$\frac{\partial W_{dew}}{\partial_t} = P_c - E_w / \rho_l \tag{3.4}$$

其中, W_{dew} = 冠层页面上储存水分的等价水分深度(m), 它也称冠层储水量,

 $P_{c} = -\sum_{k} [U_{k}^{ct} - U_{k}^{cb}] / \rho_{l}, \ k = i, \ l, \ "ct" 表示冠层顶, \ "cb" 表示冠层底,$ = 冠层大气降水截留的率(m/s)。

3.2 土壤介质中的水分平衡方程(Water balance equations in soil)

在土壤介质中,固相水分的宏观运动速度相对液相和气相水分的运动速度具有很低的量级,可以不考虑它的运动。介质内液相水和固相水分,由于蒸发和升华,其中的一小部分以水分子的形式离开土壤水膜和冰晶的顶部向上移动,碰到上面的土壤水膜和冰晶后,又会在它们的底部发生凝结或凝华,介质内的由蒸发和升华产生的水汽正是以这种接力(hand-to-hand)方式向上运动离开介质进入大气,这是一个极其缓慢的过程,在我们目前的模式中,将不考虑其中的蒸发和升华。对自然状态的土壤可以不考虑它的压实和致密,这样在设定控制体积后,控制体积Δz 不随时间变化。对土壤介质,水分平衡方程(3.1)和(3.2)可写为:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_{w}\Delta z)^{j} = -\sum_{k=v,l} [U_{k}^{j+\frac{1}{2}} - U_{k}^{j-\frac{1}{2}}] - E_{tr,j}$$
(3.5)

$$\frac{\partial}{\partial_t} (\gamma_i \Delta z)^j = -(M_{il} \Delta z)^j$$
(3.6)

$$\frac{\partial}{\partial t}(\gamma_{\nu}\Delta z)^{j} = [U_{\nu}^{j+\frac{1}{2}} - U_{\nu}^{j-\frac{1}{2}}] + (M_{\nu}\Delta z)^{j} \equiv 0$$
(3.7)

如果,液相水分的分质量用分体积(也称体积含水量)θ_l来表示,则控制体积中的液相水分的 质量平衡方程可写为:

$$\frac{\partial \theta_{l}^{j}}{\partial_{t}} = \frac{1}{\rho_{l} \Delta z_{j}} \left[-(U_{l}^{j+\frac{1}{2}} - U_{l}^{j-\frac{1}{2}}) + (M_{jl} \Delta z)^{j} - (M_{lv} \Delta z)^{j} - E_{tr,j} \right]$$
(3.8)

其中, j≤nsoil, nsoil 表示土壤介质顶部层结点指标,

 $E_{tr,i}$ =植被蒸腾从控制体积 Δz_i 中提取的液相水分通量(kg/m²·s),

 M_{ii} =控制体积 Δz_i 中固相水分的融化率(melting rate)(kg / m²·s),

 M_{iv} =控制体积 Δz_i 中固相水分的汽化率(vaporing rate)(kg / m²·s),

如果,土壤表面层没有雪盖,则土壤表面层的水分平衡方程(3.5)、(3.7)和(3.8)可写为:

$$\frac{\partial}{\partial_t} (\rho_w \Delta z)^{nsoil} = -[U_{pr} - U_l^{nsoil-\frac{1}{2}}] - E_{gb} - E_{gc} - E_{tr,nsoil} + U_v^{nsoil-\frac{1}{2}}$$
(3.9)

$$\frac{\partial}{\partial_t} (\gamma_v \Delta z)^{nsoil} = -E_{gb} - E_{gc} + U_v^{nsoil - \frac{1}{2}} + (M_{lv} \Delta z)^{nsoil} \equiv 0$$
(3.10)

$$\frac{\partial}{\partial_t} \theta_l^{nsoil} = -\frac{1}{\rho_l \Delta z_{nsoil}} \left[-\left(U_{pr} - U_l^{nsoil-\frac{1}{2}} \right) - E_{gb} - E_{gc} - E_{tr,nsoil} + \left(M_{il} \Delta z \right)^{nsoil} \right]$$
(3.11)

其中, U_{nr} =渗入土壤的大气降水(液相部分),方向向上为正 (kg/m²·s),

 E_{ab} =土壤裸露部分(无植被覆盖)的表面蒸发率(kg / m²·s)。

3.3 雪介质中的水分平衡方程(Water balance equations in snow)

类似于土壤介质,不考虑其中的固相水分的运动(除了表面层对降雪的积累外)和介质内的水分蒸发和升华,对于雪介质由于存在压实和致密过程,需要考虑Δz_j的变化。对非表面层雪介质的水分平衡方程可写为:

$$\frac{\partial}{\partial_t} (\rho_w \Delta z)^j = -\sum_{k=v,l} \left[U_k^{j+\frac{1}{2}} - U_k^{j-\frac{1}{2}} \right]$$
(3.12)

$$\frac{\partial}{\partial_t} (\gamma_i \Delta z)^j = -(M_{il} \Delta z)^j$$
(3.13)

$$\frac{\partial}{\partial t} (\gamma_{v} \Delta z)^{j} = -\left[U_{v}^{j+\frac{1}{2}} - U_{v}^{j-\frac{1}{2}} \right] + (M_{iv} \Delta z)^{j} \equiv 0$$
(3.14)

$$\frac{\partial \theta_l^j}{\partial_t} = -\frac{1}{\rho_l \Delta z_j} \left[-\left(U_l^{j+\frac{1}{2}} - U_l^{j-\frac{1}{2}} \right) + \left(M_{il} \Delta z \right)^j - \left(M_{l\nu} \Delta z \right)^j \right] - \theta_l^j \frac{1}{\Delta z_j} \frac{\partial \Delta z_j}{\partial_t}$$
(3.15)

方程(3.15)中右边最后一项表示雪介质由于压实和致密导致的液相水分的减小量。对雪介质 表面层的水分平衡方程可写为:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho_w \Delta z)^n = -U_p + U_l^{n-\frac{1}{2}} - E_{gb} - E_{gc} + U_v^{n-\frac{1}{2}}$$
(3.16)

$$\frac{\partial}{\partial t}(\gamma_i \Delta z)^n = -U_{\rho i} - (M_{ij} \Delta z)^n$$
(3.17)

$$\frac{\partial}{\partial t}(\gamma_{v}\Delta z)^{n} = -E_{gb} - E_{gc} + U_{v}^{n-\frac{1}{2}} + (M_{lv}\Delta z)^{n} \equiv 0$$
(3.18)

$$\frac{\partial}{\partial_t}\theta_l^n = -\frac{1}{\rho_l\Delta z_n} \left[-(U_{pr} - U_l^{n-\frac{1}{2}}) + (M_{il}\Delta z)^n - E_{gb} - E_{gc} + U_v^{n-\frac{1}{2}} \right] - \theta_l^n \frac{1}{\Delta z_n} \frac{\partial\Delta z_n}{\partial_t}$$
(3.1)

9)

其中, U_{p} =到达地面的大气降水率(kg/m²·s),不包括表面径流部分,

 U_{pi} =到达地面的降雪速率(kg / m²·s),

n=雪盖的表面层结点指标。

3.4 土壤中的水流运动(Water flow in soil)

地面以下的水分在垂直剖面上的分布按照孔隙空间中的含水量的相对比例可划分成两 个带:饱和水带和充气带。饱和水带中的全部孔隙充满着水;充气带位于饱和水带之上,其 中同时包含水和气体(主要是干空气和水汽),见示意图 3.1。

大气降水、融雪或灌溉水从表面渗入土壤,在重力作用下向下运动和聚集,最后在某 一不透水地层之上充满岩石中所有相互连通的孔隙。这样就在不透水地层之上形成饱和带, 饱和带中的水分在深处缓慢流动,最终渗透进入河川、池塘、湖泊中。充气带从潜水面延伸 到地面,它通常由三个亚带即土壤水带、中间带(或渗水带)和毛细管带(后二者合称过渡带, intermediate belt)组成。

土壤水带邻近地表,该水带的水分分布不仅受降水、融雪、灌溉、空气温度及湿度的

季节性变化和日变化等地表条件的影响,而且还受埋藏浅的潜水位的影响。在降水、融雪、 地面泛洪和灌溉时期,该水带水分在重力和毛细管力的共同作用下向下运动,这时的表面蒸 发和植被蒸腾也会使小部分水分向上运动。在过量渗水的短时期内,该水带土壤可以暂时完 全为重力水所饱和(土壤颗粒的毛细张力远小于水分重力)。在表面没有供水的情况下,过剩 的水分在重力作用继续向下渗漏,但有些水分包裹着土壤颗粒,因为土壤颗粒表面的毛细张 力有效地抵消了重力,并将水分保留到被蒸发或被根吸收为止。水分饱和土壤,当重力排水 完全停止或基本停止时,保持在单位体积土壤中的水量称为田间持水量(field capacity),它取 决于土壤的结构、质地等因子。田间持水量以下的土壤水主要为毛细管水,它对植被是有用 的。当土壤颗粒对水分的毛细吸附力大于或等于植被的根系的吸附力时,水分在土壤颗粒表 面表现为极薄的水膜,并牢固粘附在颗粒表面,这时植被不能利用土壤水分,这时的土壤含 水量也称萎缩点含水量(wilt point)。按照土壤毛细管力和重力对含水量的贡献,土壤含水量 可分为三种类型:重力水、毛细管力和吸着水。见示意图 3.2。



图 3.1 地面以下水分分布示意图。



图 3.2 土壤含水量类别和平衡点。

如果潜水面太深,饱和水带(地下水)是不能由毛细管力提升到土壤水带用于蒸散的,但 对于浅潜水位的地下水,是可以较快用于蒸发的。对于潜水面上土壤较为干燥的情况,在潜 水面上会形成一个水汽带,见示意图 3.3,这些水汽可由大气的抽吸(pumping)返回大气,这 在干旱的沙漠地区是较为普遍的,有的地区有着极其丰实的地下水资源(主要来自高山融 雪),这些地区的表面蒸腾主要是由地下水提供的。对地下水,在陆地与大气之间的水分循 环中的作用缺乏很好的研究,可以说,在目前众多的陆面物理过程模式中都没有予以考虑, 这可能是由于没有一份好的全球性的综合陆地潜水位深度资料(尽管每个国家都有各自的详 细资料,但缺乏全球统计分析资料),更是没有全球性的陆地潜水位深度的相关研究,所以, 在目前阶段要较好地引入还有一定的困难。在陆气相互作用模式研究中,要是能合理地预报 地下水位,这对研究全球水资源问题,其意义是非常重大的,在我们下一阶段的工作中,将 着手这一工作。



图 3.3 干旱地区的地面以下水分分布示意图。

在目前的陆面物理过程模式中,对土壤水分的考虑只是针对于土壤水带,并假定在土 壤水带下面的水流为重力流,毛细管力对水流没有贡献。土壤中的水流通量一直是土壤物理 学的一重要课题,在所有与土壤科学相关的杂志,例如,杂志《Soil Science》、《Soil Sci. Soc. Am. J.》等,每一期都有这方面的研究文章,足可见计算土壤中水流通量的方案之多,但其 中大部分方案都有着特定的适应范围,缺乏普适性。对于一些常用的认为是普适的方案进行 性能比较,由于众多原因,也没能确定方案的优劣(See,J. Stolte, 1994)。目前较为常用的方 案仍是 Darcy 在 1856 年研究法国 Dijon 城水源问题时给出的经验关系式(后来在这之上有了 很多的发展,开展了大量的理论和实验研究,对其物理背景和适用范围有了较好的论述):

$$U_{l} = -\frac{\rho_{l}^{2}kg}{\mu} \frac{\partial}{\partial z} [\frac{p}{\rho_{l}g} + z]$$
(3.20a)

用水势表示,即有:

$$U_{l} = -\rho_{l} K \frac{\partial}{\partial z} (\psi + z)$$
(3.20b)

其中,
$$K = \frac{\rho kg}{\mu}$$
, 为土壤水力疏导率(hydraulic conductivity); $\psi = \frac{p}{\rho g}$, 为土壤的毛细

管水势(简称土壤水势)(water potential, or, negative potential)。在目前的陆面模式中,土壤水 力输导率和水势的计算方案,大都源引 Campbell(1974)所建议的拟合关系式:

$$\mathcal{K}(\theta_{l}) = \mathcal{K}_{sat} \left(\frac{\theta_{l}}{\theta_{l,sat}}\right)^{2B+3}$$
(3.21)

$$\psi(\theta_{I}) = \psi_{sat} \left(\frac{\theta_{I}}{\theta_{I,sat}} \right)^{-B}$$
(3.22)

其中, K_{sat} 、 ψ_{sat} 分别为水分饱和土壤的水力疏导率和水势; $\theta_{l,sat}$ 为水分饱和土壤的体积含水量; B为在对数坐标下的土壤水分持结曲线斜率。Clapp 和 Cosby(1978,1984)等人对 11 种基本土壤的 K_{sat} 、 ψ_{sat} 、 $\theta_{l,sat}$ 和 B 作了确定, Wilson(1984)又统计综合出了这些土壤参数的全球的地理分布。把(3.21)、(3.22)代入(3.20b)可得:

$$U_{l} = -\rho_{l} \left[\kappa_{sat} \left(\frac{\theta_{l}}{\theta_{l,sat}} \right)^{2B+3} - \frac{\kappa_{sat} \psi_{sat} B}{\theta_{l,sat}} \left(\frac{\theta_{l}}{\theta_{l,sat}} \right)^{B+2} \frac{\partial \theta_{l}}{\partial z} \right]$$
(3.20c)

对(3.20c)的空间离散,我们对比试验了 9 种方案,它们是: Patankar(1980)的对流-扩散方案 (5 种)、Sellers(1986)方案(p522,式 61)、顺重力流的向前差、逆重力流的向后差及中央差分 方案。我们进行两组试验,一组是假定表面层为灌溉层,水分总是处在饱和状态,最底层的 下面边界只有重力渗透,初始状态的含水量为萎缩点的含水量,土壤总厚度为 1 米,共把它 等分为 50 层;第二组是假定表面为干燥层,水分含量为萎缩点含水量,最底层总处于水分 饱和,初始含水量与分层与等第一组试验相同。第一组试验的结果是: Patankar 方案与顺重 力流的向前差分方案,水分不向下运动,始终保持在表面 1-2 层(图 3.4); Sellers 方案与逆重 力流的向后差方案,结果表现为振荡湿润(图 3.5);只有中央差分方案的结果是随时间的发 展逐步向下湿润(图 3.6)。第二组试验结果与第一组相似。经过上面的试验表明:中央差相 对来说较为合理。这样,本模式的土壤层中的水流通量的差分方案为:

$$U_{l}^{j+\frac{1}{2}} = -\rho_{l} \left[\kappa_{sat} \left(\frac{\theta_{l}^{j+1} + \theta_{l}^{j}}{2\theta_{l,sat}} \right)^{2B+3} - \frac{\kappa_{sat} \psi_{sat} B}{\theta_{l,sat}} \times \left(\frac{\theta_{l}^{j+1} + \theta_{l}^{j}}{2\theta_{l,sat}} \right)^{B+2} \times \frac{2(\theta_{l}^{j+1} - \theta_{l}^{j})}{\Delta z_{j} + \Delta z_{j+1}} \right]$$
(3.23)



图 3.5 SiB 土壤水流差分格式模拟的土壤水流



图 3.6 中央差格式模拟的土壤水流

3.5 土壤中的水汽运动(Vapor diffusion in soil)

大量的野外观测和实验研究已表明: 土壤介质中的水分运动, 在高的体积含水量的情况 下, 主要表现为水流的运动; 当含水量 *θ*_l 小于 0.03 时, 则主要为水汽的运动(Mehta, 1994)。 干旱沙漠在全球陆地点有很可观的面积比例, 其中的水分运动基本上为水汽运动。在陆面物 理过程模式中, 有效地考虑水分运动是非常必要的和有意义的。目前阶段, 我们只是对于土 壤温度大于 273.15K 和体积含水量小于 0.03 时的情况下, 才去考虑水汽运动。

水汽可以通过存在于土壤孔隙空间中的气体(一般是干空气)按通常的分子扩散传输。如 果气体是流动的,它可以随空气对流传输。但对于低含水量的介质,通常假定空气是停滞的, 因此只考虑扩散运动就可以了。在周围的流体不动的条件下,由分子扩散引起的物质输运通 量的计算,可应用 Fick 理论,则有:

$$U_{\nu} = -D_{I} \frac{d_{\rho_{\nu}}}{d_{z}}$$
(3.24a)

其中, D_l 为水汽的有效扩散系数(m²/s),综合 Milly(1984)和 Kimball(1976)等人的工作,它可表示为:

$$D_{l} = 229 \times 10^{-7} \left(\frac{T}{273.15}\right)^{1.75} \left(\frac{1000}{P_{s}}\right) \left(\theta_{l,sat} - \theta_{l}\right)^{\frac{5}{3}}$$
(3.25)

式(3.25)中,T为介质温度(K), P_s为表面大气压(mb)。式(3.24)中 ρ_v 为介质的水汽密度(kg/m³), 它通常用饱和水汽密度和 Philip(1957)给出的相对湿度 h_r(也称饱和度)的乘积来表示:

$$\rho_{v} = h_{r}\rho_{sat} = \exp\left(\frac{\psi g}{R_{w}T}\right)\frac{q_{sat}(T)}{R_{w}T}$$
(3.26)

把(3.25)、(3.26)代入(3.24),可得:

$$U_{v} = -D_{l}C_{\theta}\frac{\partial\theta_{l}}{\partial z} - D_{l}C_{\tau}\frac{\partial T}{\partial z}$$
(3.24b)

$$C_{\theta} = \frac{h_{r}g}{R_{w}^{2}T^{2}} \frac{B\psi_{sat}}{\theta_{l,sat}} \left(\frac{\theta_{l}}{\theta_{l,sat}}\right)^{-B-1}$$
(3.27)

$$C_{\tau} = -\frac{h_r}{R_w^2 T^2} \{ T \frac{dq_{sat}(T)}{dT} - (\frac{\psi g}{R_w T} + 1)q_{sat}(T) \}$$
(3.28)

上面式中, R_w 为水汽的气体常数(461.296 J/kg·K), ψ 为土壤水势(m), g 为重力加速度(9.8 m/s²), $q_{sat}(T)$ 为温度 T 下的饱和水汽压。对于水汽运动在水分守恒中的作用, 我们仅考虑 毛细扩散项, 即假定方程(3.24b)右边第二项很小可以忽略。相同水流通量的离散化方法, (3.24b)的离散我们仍用中央差:

$$U_{v}^{j+\frac{1}{2}} = -\frac{(D_{l}C_{\theta})^{j+1} + (D_{l}C_{\theta})^{j}}{2} \frac{2(\theta_{l}^{j+1} - \theta_{l}^{j})}{\Delta z_{j} + \Delta z_{j+1}}$$
(3.29)

3.6 雪介质中的水流运动(Water flow in snow)

在雪介质中,水分的毛细流相对重力流通常要小到两至三个量级(Colbeck, 1971, p.3),为此只考虑重力流就可以了。根据 Jordan(1991, p.13)对雪介质简化的 Darcy 公式,雪介质中的水流通量可写为:

$$U_{I} = -\frac{K_{I}}{\mu_{I}}\rho_{I}^{2}g \qquad (3.30)$$

其中, g=重力加速度(9.8 m/s²),

μ₁=动力粘性系数(N·s/m²),在 0℃时假定为 1,787×10⁻³ N·s/m²,

 K_l =水力渗漏率(hydraulic permeability)(m²)。

水力渗漏率 K₁有经验关系式:
$$K_{l} = K_{\max} \mathbf{s}_{l}^{\varepsilon} \tag{3.31}$$

式中, s_e 为雪介质中的有效液相水分饱和度: $s_e = \frac{\theta_l - \theta_{lr}}{\theta_{l,sat} - \theta_{lr}}$, θ_{lr} 是介质中不可减小的最低

液相水分体积含量,它一般在 0.014 $\theta_{l,sat}$ 至 0.069 $\theta_{l,sat}$ 之间,在本模式中,取为 0.04 $\theta_{l,sat}$; 指数 ε 它依赖于孔隙的分布,基于雪中水流的野外观测资料,Colbeck(1982)建议 ε =3; K_{max} 是雪介质中水分饱和时的水分渗漏率,近似关系为:

$$K_{\max} = 0.077d^2 \exp(-0.0078\gamma_i)$$
(3.32)

式中, d 是雪颗粒直径。雪介质中的水流通量的差分方案, 应用中点格式:

$$U^{j+\frac{1}{2}} = -K_{\max} \frac{\rho_l^2 g}{\mu_l} [\frac{s_e^{j+1} + s_e^j}{2}]^3$$
(3.33)

3.7 雪介质的压实度和雪晶的大小(Compaction and grain size of snow)

雪介质的压实(compaction)是通过变形(metamorphism)来实现的。按照 Yen Yin - Chao (1980)的归纳,雪的变形有四种:一是破坏变形(destructive metamorophism),雪降落到地面 之前表现为树枝状的雪花(snow flakes),碰到地面后,雪晶的尖角枝体将会破裂变成圆、椭 圆或不规则的光滑颗粒,再通过机械力、雪晶表面的热应力,以及雪景之间的水分子迁移,把许多小的晶体团聚成雪块;二是压力变形(pressure metamorphism, compaction),当雪开始 积累时,位于下面的雪必须承载上面雪的重量,由于上面的重力加速了下面的雪晶颗粒之间 的链接,来实现雪晶颗粒的有效团聚;三是构造性变形(constructive metamorphism),是由 于雪盖内存在的温度梯度产生的水汽运动,来实现水分由小颗粒向大颗粒聚并;四是融化性 变形(melt metamorphism),是通过融化-冻结循环实现水分向大颗粒聚并。在目前的模式中,我们只考虑前面两种变形导致的雪的压实。压实率的计算方案将借用 Jordan(1991)从 Anderson(1976)的工作中综合出的方案。

对破坏性变性:

$$\left|\frac{1}{\Delta z}\frac{\partial\Delta z}{\partial t}\right|_{metamorphism} = -2.778 \times 10^{-6} c_3 c_4 e^{-0.0.4(27315-7)}$$
(3.34)

其中, $c_3=c_4=1$, 当 $\gamma_e=0$ 且 $\gamma_i \leq 150 \text{ kg/m}^3$ 。

对压力变形:

$$\left|\frac{1}{\Delta z}\frac{\partial\Delta z}{\partial t}\right|_{overburden} = -\frac{P_s}{\eta}$$
(3.35)

其中, P_s=雪承载上面的雪的重量(N/m²),

 η =粘性系数(N·s/m²)

这样,雪的致密率可综合写为:

$$CR = \frac{1}{\Delta z} \frac{\partial \Delta z}{\partial t} = - \left| \frac{1}{\Delta z} \frac{\partial \Delta z}{\partial t} \right|_{metamorphism} - \left| \frac{1}{\Delta z} \frac{\partial \Delta z}{\partial t} \right|_{overburden}$$
(3.36)

在水分平衡和能量平衡中,雪晶颗粒大小是一很重要的变量,它影响雪介质的水流渗漏度 (permeability)与对太阳辐射的表面反照率和消光。目前阶段对雪晶颗粒大小的计算仍没有很 好的工作,本模式中,我们将借用 Anderson(1976, eq. 5.1, p.79-80)的简单定义:

$$d = \begin{cases} 0, & \exists \gamma_i \ge 917 kg / m^3 \\ 2.976 \times 10^{-3}, & \exists 400 kg / m^3 \le \gamma_i \prec 917 kg / m^3 \\ 1.6 \times 10^{-4} + 1.1 \times 10^{-13} \gamma_i^2, & \exists \gamma_i \prec 400 kg / m^3 \end{cases}$$
(3.37)

式中,d为雪介质中雪晶颗粒直径(m)。

3.8 植被冠层中的水流通量(Water flow in canopy)

本模式把植被冠层作为一个控制体积来处理。进入植被冠层顶的水流为大气降水,流 出冠层底的水流可分为两部分:一是直接穿透冠层孔隙的穿透降水,二是由冠层叶茎表面向 下输导水流。植被冠层对降水的截留除了受植被类型和林型结构的宏观因子影响外,还受冠 层密度、厚度、雨前枝叶的干燥程度、叶面的滞水能力及气象因子的影响。植被冠层对降水 截留的研究是森林水文学中的一个重要的内容,对它有过大量的实验观测和理论研究(可参 见文献,中野秀章,1983;孔繁智,1990,1991; Dolman, 1992),给出了许多经验拟合或 半理论关系式,但它们大都只是针对特定植被类型所给出的,缺乏普适性,这些关系式更是 缺乏对比性检验。在目前阶段,我们将借 Xue 和 Sellers(1991)的方案(来源于 SSiB 程序)。

对穿透降水, Xue 假定降水的穿透系数 K 与叶角分布有关, 且表示为: $K = \varphi_1 + \varphi_2$, φ_1 和 φ_1 为叶角分布函数(在辐射方案中, 我们将详细介绍)。穿透冠层的降水率可写为:

$$tti = F_{veg} \exp(-KL_t)P_0 + (1 - F_{veg})P_0$$
(3.38)

其中, F_{veg} =冠层叶面覆盖地面的比例(也称植被覆盖度),

LAI=冠层叶面面积指数(m²/m²), 定义为单位面积地面上叶面面积,

 $L_t = LAI / F_{veg}$,称为局地叶面指数,

P₀=大气降水率(m/s)。

冠层叶茎向下输导的降水,是由叶面截留的大气降水,或叶面周围水汽在叶子上面的凝结水 珠,以水膜方式储存在叶面上。当冠层集水量超过叶面的最大水分承载能力时,多余的水分 将滴落或由叶茎顺流到地面。冠层叶面对降水的截留,对大气的两种降水形成——大尺度降 水和对流性降水其响应是不同的。Xue 和 Sellers(1991)对冠层截留这两种形式的降水作了分 别的考虑,下面我们将给 Xue 的一系列关系式:

$$\begin{cases} ap = \frac{ppc}{P_0} \times 20 + \frac{ppc}{P_0} \times 0.0001 \\ cp = \frac{ppc}{P_0} \times 0.206 \times 10^{-8} + \frac{ppl}{P_0} \times 0.9999 \end{cases}$$
 (3.39)

$$\begin{array}{l} ap = 0.0001 \\ cp = 0.99999 \end{array} \stackrel{\text{def}}{=} P_0 \prec 10^{-11} m/s \tag{3.40}$$

其中, P₀=ppc+ppl, ppc 为对流降水率(m/s), ppl 为大尺度降水率(m/s)。

$$\arg = \frac{W_{dewmax} - W_{dew}}{P_0[1 - \exp(-\kappa L_t)] \times ap \times F_{veq}} - \frac{cp}{ap}$$
(3.41)

当 $P_0 \ge 10^{-9}$ m/s,同时 $arg \ge 10^{-9}$ 时,冠层叶茎面上的水分饱和面积比例:

$$x_s = -\frac{1}{20} \ln(\arg) 0 \le x_s \le 1$$
 (3.42)

当 $P_0 < 10^{-9}$ 或 $arg < 10^{-9}$ 时, $x_s = 1$.

冠层向地面输导的截留水率:

$$tex = P_0 F_{veg} [1 - \exp(-KL_t)] \times [\frac{ap}{20} [1 - \exp(-20x_s)] + cp \times x_s] - (W_{dewmax} - W_{dew}) x_s (3.43)$$

其中, W_{dewmax} 是冠层的最大水分储存量(m), 根据观测结果, 设定为:

$$W_{dewmax} = 0.2 \times 10^{-3} F_{veg} LAI$$
 (3.44)

由(3.38)和(3.43),到达地面的总的降水率 U_p 可表示为:

$$U'_{\rho} = -[tex + tti]\rho_{\rho} \tag{3.45}$$

最后,冠层的截留水量(m/s)为:

$$P_{c} = P_{0} - U_{p} / \rho_{l}$$
(3.46)

3.9 冠层叶面的蒸散率(evapotranspiration)

植被冠层叶面与周围空气之间的水分交换,一是湿润叶面的蒸发(evaporation),二是叶面气孔(stomatal)内水分的蒸腾(transpiration)。对于冠层控制体积中的水分平衡,我们只考虑 叶面水膜(即湿润叶面)的蒸发。如果已知湿润面的比例δ,即有:

$$E_{w} = \rho_{air} \frac{\delta}{r_{b}} [q_{sat}(T_{c}) - q_{ac}] F_{veg}$$
(3.47)

其中, r_b 为冠层叶面总的表面边界层阻抗(m/s),在六节中,我们将予以详细介绍; ρ_{air} 是 冠层空气密度(kg/m³); q_{ac} 是冠层空气中的水汽湿; $q_{sot}(T_c)$ 是湿度为 T_c 的叶面水汽的饱和 比湿; δ 是湿润叶面面积比例, $\delta = \left(\frac{W_{dew}}{W_{dewmax}}\right)^{\frac{2}{3}}$ 。

对土壤控制体积,蒸腾水分主要是由植被通过茎根从根区土壤中提取的水分。在我们的模式中,规定表面空气温度小于或等于水分冻结温度 273.15K 时,或大于极限温度 318.16K 时,蒸腾停止。应用等价电路方法,植冠总的蒸腾率为:

$$E_{tr} = \rho_{air} \frac{1 - \delta}{\bar{r}_b + \bar{r}_c} [q_{sat}(T_c) - q_{ac}] F_{veg}$$
(3.48)

其中, r_c 为冠层的整体气孔阻抗(stomatal resistance)。对土壤控制体积 Δz_j ,如果已知 Δz_j 中的根密度与植被的总的根密度之比 root(Δz_i),则冠层从 Δz_i 中提取水分速率:

$$E_{tr,j} = root(\Delta z_j)E_{tr}$$
(3.49)

3.10 表面径流与深层径流(surface runoff and drainage)

当表面层介质水分饱和或降水速率(对土壤,如果表面有雪盖时,向下渗漏的水分包含 融雪部分)大于表面的最大水分渗漏率时,到达地面的水分就会以表面径流形式从表面流走, 进入邻近网格或河流、池塘。表面径流和水分的表面渗漏通量可表示为: 降水为雪时:

$$Y(0) = 0$$
 (m/s) (3.50a)

$$\begin{cases} U_{pi} = U'_{p} (kg / m^{2} \cdot s) \\ U_{pr} = 0 \end{cases}$$
(3.51a)

降水为雨水时:

$$Y(0) = \begin{cases} U'_{\rho} / \rho_{l} - Max[U'_{\rho} / \rho_{l}, K_{sat}], & \stackrel{\text{the}}{\exists} \overline{\theta}_{l}^{n} < \theta_{l,sat} \\ U'_{\rho}, & \stackrel{\text{the}}{\exists} \overline{\theta}_{l}^{n} \ge \theta_{l,sat} \end{cases}$$
(3.50b)

$$\begin{cases} U_{pr} = U_{p}^{'} + Y(0)\rho_{l} \\ U_{pi} = 0 \end{cases}$$
(3.51b)

其中,Y(0)是表面径流速率(m/s);K_{sat}是水分饱和土壤或雪盖表面层的水分输导率(m/s)。

在土壤介质的底部,假定水流只是重力流,由底部流出的水分向地下水区汇聚形成地下水。根据重力流假定,土壤的深层径流 Y(h)可表示为:

$$Y(h) = K_{sat} \left(\frac{\theta_l^1}{\theta_{l,sat}}\right)^{2B+3}$$
(3.52)

第四章 热量平衡方程(Heat Balance Equations)

相似于质量守恒方程,在控制体积中介质能量的时间变率等于通过控制体积边界面的 净能量流加上源或汇项。介质的能量来源,一是来自太阳的短波辐射和大气向下的长波辐射; 二是大气对表面介质的感热和潜热加热;三是介质内水分的相变潜热。由于在能量平衡介质 中,介质的宏观动能、化学和粘性好散相对其他项是一些相对小的量,通常可忽略它们的作 用。实际上,介质的能量平衡就是热量平衡。

一般来说, 热量的输运有三种方式: 热传导、热对流和辐射。

1、热传导(heat conduction)。这种传热方式的机理在于相互碰撞又无明显位移的分子之间的动能转换。Fourier 定律从宏观上表达了在流体和固体连续介质中由传导方式所输运的热量,该定律确定通量与温度梯度成正比:

$$J_h = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \tag{4.1}$$

式中的比例系数 λ 是所考虑的导热物质的热传导率(thermal conductivity)。在多孔介 质中,各成分内部的传导传热通量可以用(4.1)式计算。但对于固体基质和周围液体或气 体的热量交换(也称感热交换),如果应用 Fourier 定律就必须要知道固体基质与周围液体 或气体分界面的法向温度梯度,由于这种交界面具有复杂的几何形状,另外,对其周围 流体运动状态和温度分布也是难以知道的,此种情形的热量输运知识基本上是根据经验 得到,通常表示为:

$$J_h = h(T_s - T_f) \tag{4.2a}$$

如果以阻抗形式来表示(4.2a),则有:

$$J_{h} = \rho_{f} c_{p} (T_{s} - T_{f}) / r_{b}$$
(4.2b)

其中,h 为热量输运系数(或称表面热量输运系数), r_b 为表面边界层阻抗, T_s 为固体基质表面温度, T_f 为基质周围液体或气体温度, ρ_f 是流体或气体的密度, c_p 是比热。

2、热对流(heat convection)。流体物质从一个区域运动到另一区域时,不仅转移了质量,而且也把自己所含的热量带走。温度为T₁的流体物质从区域1运动到环境温度为T₂的区域
 2时,通过流体间的混合和与固体基质的传热,最后达到了一个平衡温度。如果T₁ > T₂,

流体物质加热了区域 2;如果 $T_2 > T_1$,区域 2加热了流体物质。在能量平衡方程中,对流传热表现在平流项。

3、辐射(radiation)。这种传热机理本质上是电磁波发射,它携带能量以光速通过没有任何物体的空间区域进行传输,若一个固体物质是热的,它的表面就要发射长波辐射。 对植被、土壤和雪盖多孔介质,由于其中的液相水流运动是低雷诺数流动,可以忽略液相水分与固体基质的温度差异。另外,介质中空气(水汽和干空气)的质量相对其它成分具有很低的量级,可以不考虑它的热量存储,即可假定它的热容量等于零。这样,固体基质、固相水分和液相水分组成的混合体与空气成分的热量守恒方程可写为:

$$\sum_{k=i,l,s} \gamma_k c_k \frac{dT_k}{dt} = \sum_{k=i,l,s} \frac{\partial}{\partial z} (\theta_k \lambda_k \frac{\partial T_k}{\partial z}) + \sum_{k=i,l,s} \theta_k h_k (T_a - T_k) - L_{il} \mathcal{M}_{il} - L_{iv} \mathcal{M}_{iv} - L_{iv} \mathcal{M}_{iv} - L_{iv} \mathcal{E}_{tr} + \frac{\partial I_R}{\partial z} \quad (4.3)$$

$$\gamma_a c_a \frac{dT_a}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} (\theta_a \lambda_a \frac{\partial T_a}{\partial z}) + \sum_{k=i,l,s} \theta_k h_k (T_k - T_a) \quad (4.4)$$

其中, s=d 或 p,

 γ_n =成分 n 的分密度(kg/m³), n=i, l, s, a(下同),

Cn=成分 n 的比热(J/kg·K),

 $C_i = -13.3 + 7.8T(K) (J/kg \cdot K),$

 C_{l} =4217.7 (J/kg·K),

 λ_n =成分 n 的热传导率(W/m·K),

 h_n =成分 n 与周围空气的表面热输运系数(W/m²·K),

*T*_n=成分 n 的温度(K), 当 n=i, l, s 时, *T*_n=*T*,

 M_{il} =固相水分的融化率(kg/m²·s),

 M_{lv} =液相水分的汽化率(kg/m²·s),

 M_{iv} =固相水分的升华率(kg/m²·s),

E_{iv}=在单位体积的冠层中植被叶面毛细孔内的水分蒸腾率(kg/m³·s),潜热仅在植被冠层 内释放,

*L*_{ii}=水分的融化潜热[3.335×10⁵(J/kg)],

L_l/=水分的蒸发潜热=2.501×10⁶-2370×(T-273.15) J/kg,

L_{iv}=水分的升华潜热(2.838×10⁶ J/kg),

I_R=辐射通量(包括短波辐射和长波辐射,方向向下为正,W/m²)。

$$\frac{dT_n}{dt} = \frac{\partial T_n}{\partial t} + V_n^* \frac{\partial T_n}{\partial z}$$
(4.5)

式(4.5)是 n 成份温度的全微分,右边第一项是温度的局地导数,第二项是温度平流; V_n^* 是成份 n 的运动速度(m/s),对固体基质它等于零。

如果假定控制变量在Δz内的值为阶梯型分布,对方程(4.3)和(4.4)在Δz进行积分,则有:

辐射

$$\left(\lambda_{a}\frac{\partial T_{a}}{\partial z}\right)^{j+\frac{1}{2}} - \left(\lambda_{a}\frac{\partial T_{a}}{\partial z}\right)^{j-\frac{1}{2}} + \left[h(T - T_{a})\Delta z\right]^{j} \equiv 0$$
(4.7)

式中,j是控制体积的结点指标, $j+\frac{1}{2}$, $j-\frac{1}{2}$ 分别为控制体积上边界和下边界指标。

$$U_k = \gamma_k V_k^* \quad \text{(k=i, l)} \tag{4.8}$$

$$\dot{\lambda_e} = \sum_{k=i,l,s} \theta_k \lambda_k \tag{4.9}$$

$$h = \sum_{k=i,l,s} \theta_k h_k \tag{4.10}$$

(4.8)表示液相水分或固相水分的质量流通量(kg/m²·s),对固相水分仅考虑它在表面的积累,在 介质内部它等于零;式(4.9)和(4.10)分别表示固体基质、液相水和固相水分的混合体的总体热传 导率与表面热量输运系数。

4.1 植被冠层中的热量平衡方程

假定植被冠层的叶茎和叶面上的水分(固相和液相水分)混合体的总体热传导率入。等于零。

对植被冠层, 方程(4.6), (4.7)可写为:

$$(\rho_{t}c_{t}\Delta z)^{c}\frac{\partial T_{c}}{\partial t} + \{c_{l}T_{pr}U_{pro} - (c_{l}T_{c}U_{l})^{cb} + c_{i}T_{pr}U_{pio} - (c_{i}T_{c}U_{i})^{cb} - c_{l}T_{c}(U_{pro} - U_{l}^{cb}) - c_{i}T_{c}(U_{pio} - U_{l}^{cb})\} = -H_{c} - (L_{lv}E_{wl} + L_{iv}E_{wi}) - L_{lv}E_{tr} + L_{li}(M_{li}\Delta z)^{c} + I_{R}^{ct} - I_{R}^{cb}$$

$$(4.11)$$

$$-H_{ac} + H_{gc} + H_c \equiv 0 \tag{4.12}$$

方程(4.11)中,左边第一项表示冠层的热量的时间变率;第二项表示大气降水对冠层叶茎的冷却 或增温;右边第一项表示冠层叶面与周围空气的感热,第二项表示叶茎表面水分的蒸发或升华 潜热,第三项表示蒸腾需要的潜热,第四项表示液相水分冻结潜热,最后两项表示冠层吸收净 辐射通量。在上面两式中,"ct"表示变量在冠层顶处的值;"cb"表示变量在冠层底处的值; U_{pro} 和 U_{pio} 分别为液相与固相大气降水率(kg/m²·s)(方向向上为正); T_c 为冠层平均的叶面温度(K)。 H_c 为冠层叶面与冠层空气的总的感热通量(W/m²); H_{gc} 为冠层与冠层下垫面之间的感热通量(W/ m²,方向向上为正); H_{ac} 为冠层项大气与冠层的感热交换通量(W/m²,方向向上为正); E_w 与 E_w 分别为冠层叶面上液相和固相水分的总蒸发率($E_w=E_w+E_w$),kg/m²·s); E_r 为冠层叶面气孔总的蒸 腾率(kg/m²·s);($M_{ii}\Delta z$)^c为冠层叶面上液相水分的冻结率(kg/m²·s),负值表示固相水分的融化 率); $I_R^{ci} 与 I_R^{cb}$ 分别表示通过冠层项和冠层底的净辐射通量,方向向下为正;($\rho_t c_t \Delta z$)^c为冠层 叶茎和其表面上水分的总的热容量(J/m²·K),要合理地给出冠层叶茎的热容量是较为困难的。目 前随意地假定单位叶面指数的叶子热容量等于单位面积上 0.2mm 深水分热容量,即冠层总体热 容量可表示为:

$$(\rho_t c_t \Delta z)^c = [0.0002LAI \times F_{veo} (1 - F_{so}) + W_{dew}] 4.295 \times 10^6 \text{ J/ m}^2 \cdot \text{K}$$
(4.13)



图 4.1 冠层内能量平衡示意图。

4.2 土壤和雪介质中的热量平衡方程

假定土壤和雪介质中各成分具有相同的温度,即假定介质中各成分之间没有感热交换。在 我们目前的模式中,对介质中固相水的升华,仅考虑表面层上的升华,忽略介质内部的升华。 对土壤和雪介质,方程(4.6)+(4.7),对内部结点可写为:

$$(\rho_{t}c_{t}\Delta z)^{j}\frac{\partial T_{j}}{\partial t} + [(c_{l}TU_{l})^{j+\frac{1}{2}} - (c_{l}TU_{l})^{j-\frac{1}{2}} - c_{l}T_{j}(U_{l}^{j+\frac{1}{2}} - U_{l}^{j-\frac{1}{2}})]$$

$$= (\lambda_{e}\frac{\partial T}{\partial z})^{j+\frac{1}{2}} - (\lambda_{e}\frac{\partial T}{\partial z})^{j-\frac{1}{2}} - [L_{il}M_{il}\Delta z + L_{lv}M_{lv}\Delta z]^{j} + I_{R}^{j+\frac{1}{2}} - I_{R}^{j-\frac{1}{2}}$$
(4.14)

式(4.14)中, 左边第一项表示控制体积 Δz_j内的热量的时间变率,第二项表示水流运动导致的对流性传热;右边第一项表示介质的传导传热,第二项表示水分相变潜热,第三项表示控制体积吸收的净辐射。方程(4.6)+(4.7),对表面层结点:

$$\begin{split} & (\rho_t c_t \Delta z)^n \frac{\partial T_n}{\partial t} + [c_i T_{p,t} U_{p,r} - c_i (T U_i)^{n-\frac{1}{2}} - c_i T_n (U_{p,r} - U_i^{n-\frac{1}{2}}) + c_i U_{pi} (T_{p,r} - T_n)] \\ & = -[H_{gb} + L_{iv} E_{gbi}] + L_{iv} E_{gci}] - [H_{gc} + L_{iv} E_{gci}] - (\lambda_e \frac{\partial T}{\partial z})^{n-\frac{1}{2}} - [L_{il} M_{il} \Delta z - L_{iv} M_{iv} \Delta z]^n \\ & + I_R^{n+\frac{1}{2}} - I_R^{n-\frac{1}{2}} \end{split}$$
(4.15)
 $fat(4.15)$ 中, 右边第一项表示地面裸露部分表面与上面大气的感热和潜热交换通量,第二项表
示植被覆盖地面与冠层之间的感热和潜热交换通量。式中, H_{gb} 与 H_{gc} 分别为裸露地面和植被
覆盖地面与上面大气的感热交换通量(W/m²), 方向向上为正; E_{gbi} 与 E_{gci} 分别为裸露地面和植被覆
盖地面的固相水分升华率(kg/ m²·s), 方向向上为正; $\rho_i c_i \Delta z$ 为控制体积 Δz 中介质总体热容量(J/

$$\rho_{t}c_{t}\Delta z = \begin{cases} \sum_{\substack{k=i,j \\ k=d,j}} \gamma_{k}c_{k}\Delta z, \text{ 对雪介质} \\ \sum_{\substack{k=d,j,j \\ k=d,j}} \gamma_{k}c_{k}\Delta z, \text{ 对土壤介质} \end{cases}$$
(4.16)

 λ_{e} 为控制体积中介质的总体热传导率,根据上面的推导:

m²⋅K);

$$\lambda_{e} = \begin{cases} \sum_{k=i,j} \theta_{k} \lambda_{k}, \text{ 对雪介质} \\ \sum_{k=i,j,d} \theta_{k} \lambda_{k}, \text{ 对土壤介质} \end{cases}$$
(4.17)

式(4.17)计算的介质总体热传导率,采用的是各成分传导率的一个简单叠加,其中隐含了一个 简单的平行传导模型的假定,即假定了各成分的、传导是同时发生的,相互之间没有热量交换。 显然,实际的总体热传导率是不能由这种简单叠加得出的,但要建立一个很合理的多孔介质的 有效总体热传导率的理论模型是很困难的。目前应用的关系式,基本上是通过拟合观测试验资料得来的经验公式。雪介质的总体热传导率,我们应用 Jordan(1991, p18)拟合的公式,即:

$$\lambda_e = 0.023 + (7.75\gamma_w + 0.1105\gamma_w^2) \times 10^{-5} \times 2.267 \quad (W/m \cdot K)$$
(4.18)

其中, $\gamma_w = \gamma_i + \gamma_l$ 。对土壤介质,采用 Farouki(1980, Chapter 7)所推荐的公式,即:



式(4.19)中, λ_{sat} 与 λ_{dry} 分别为水分饱和土壤和干燥土壤的热传导率(W/K·m);这里的 n 表示土壤 的孔隙度(等于 1- θ_d);这里的 q_{tz} 表示土壤中石英在土壤矿物质中占的百分比, S_t 为水分饱和 度(也称 wetness), $S_r = \frac{\theta_l + \theta_i}{n}$ 。

第五章 表面反照率和表面吸收的净辐射通量(Surface

Albedo and Net Radiation)

地球表面能量的主要来源是太阳辐射。在晴空(clear sky)大气条件下,通过大气顶向下的太阳辐射约 75%以上会穿过大气到达地面,一部分为表面所吸收,另一部分会被表面反射回空间或大气。如果我们已知到达表面的太阳辐射被表面反射回太空或大气的多少,也就知道了表面吸收辐射的多少。为此需要定义一表征表面对太阳辐射反射能力的参数——表面反照率(surface albedo)。

表面反照率是到达表面的太阳辐射被表面的反射量与入射量的比率。它不仅依赖于表面的 物理结构和表面的物理化学成分等与表面状况有关的因子,而且还依赖于太阳高度角、太阳辐 射的入射方式(直射与漫射)以及太阳光光谱,同时它还是一明显日变化的量,表面反照率与它们 的依赖关系可见图 5.1,图 5.2,图 5.3,图 5.4。

从图 5.3 中可以发现:在光波波长等于 0.7 μm 处,表面反照率有一跳跃性变化,在 0-0.7 μm 和 0.7-4.0 μm 谱段上为相对平缓的变化。为了简单,可假定表面反照率随光波波长的变化为阶 梯型变化。在本模式中,我们按入射辐射的入射方式和谱段把表面反照率分作四部分来分别考虑,即:表面对可见直射光(visible,direct)的反照率,表面对可见漫射光(visible,diffuse)的反照率,表面对近红外直射光(near-infrared,direct)的反照率,表面对近红外漫射光(near-infrared,diffuse)的反照率。

表面反照率一直是天气、气候和农学等领域的一关键研究课题。为此,开展了大量的实验和观测研究,积累了丰富的资料和事实(具体可参见,Myers 和 Allen,1968;Dickinson,1983;Handerson-Sellers,1983;Kondrayev,1991等综述性文章),同时也开展了许多理论模式研究(例如Warren 和 Wiscombe,1981的雪盖反照率模式;Goudriaan,1977,Sellers,1985等植被冠层内的辐射传输模式)。目前有着众多的表面反照率参数化方案,它们基本上可分为两类,一类是拟合观测资料的经验方案,二是通过简化理论模式得到的方案。不同的方案给出的同一表面反照率有时可能差别很大,尤其是对雪盖表面反照率有的甚至可能相差 50%以上。这样就提醒我们在选择方案时必须十分小心谨慎。在我们的模式中,采用的是已为众多学者所认可,并得到广泛应用的表面反照率方案,土壤与雪盖表面反照率我们采用Dickinson(1986)方案,植被冠层的表面反照率则直接应用 Sellers(1985)的理论方案。

47

5.1 土壤表面反照率(Soil Surface albedo)

Dickinson(1986,1993)给出的土壤表面反照率依赖于土壤颜色和土壤表面层的含水量。它们表示为:



图 5.1 表面反照率与太阳高度角的关系(引自 Hender-Sellers, 1983, Fig. 23)



图 5.2 不同云型下的雪盖表面反照率(引自 Wendler, 1988)



图 5.3 表面反照率与太阳光光谱的关系(引自 Dickinson, 1992)



图 5.4 表面反照率的日变化(引自 Dickinson, 1992)

$$\alpha_{g,vis,dir} = \alpha_{sat} + Max[0, (11 - 40\theta_{l,sat}) \times 0.01]$$
(5.1a)

$$\alpha_{g,nir,dir} = 2\alpha_{g,vis,dir}$$
(5.1b)

$$\alpha_{g,vis,dif} = \alpha_{g,vis,dir} \tag{5.1c}$$

$$\alpha_{g,nir,dif} = \alpha_{g,nir,dir} \tag{5.1d}$$

其中,下标 *g* 表示地面(ground), *vis* 表示可见光(visible,波长 $\mu \le 0.7 \mu m$), *nir* 表示近红外光 (near-infrared,波长 $\mu < 0.7 \mu m$), *dir* 表示直射光(direct), *dif* 表示漫射光(diffuse)。 $\alpha_{g,vis,dir}$ 为 土壤表面对可见直射光的反照率, $\alpha_{g,nir,dir}$ 为土壤表面对可见漫射光的反照率, $\alpha_{g,nir,dir}$ 为土壤表面对近红外漫射光的反照率。

5.2 雪盖表面反照率(Snow surface albedo)

Dickinson(1986)在 Wiscombe 和 Warren(1980)和 Anderson(1976)的两个工作的基础上,对它 们进行简化和综合,他着重考虑了太阳高度角和雪的新陈度(snow age)两个主要参数,给出了一 适合陆面过程模式应用的简单雪盖表面反照率方案。

$$\alpha'_{s,vis,dir} = \alpha'_{s,vis,dif} + 0.4 f(\cos z)(1 - \alpha'_{s,vis,dif})$$
(5.2a)

$$\alpha'_{s,nir,dif} = \alpha'_{s,nir,dif} + 0.4 f(\cos z)(1 - \alpha'_{s,nir,dif})$$
(5.2b)

$$\alpha'_{s,vis,dif} = 0.95(1 - 0.2F_{age})$$
(5.2c)

$$\alpha'_{s,vis,dif} = 0.65(1 - 0.5F_{age})$$
(5.2d)

其中,下标 *s* 表示雪盖(snow), *f* (cosz)是一用来表征雪盖反照率与太阳高度角的关系的一参数化函数, cosz 是太阳天顶角的方向余弦(cosine of the solar zenith angle),

$$f(\cos z) = Max[0, (\frac{1.5}{1 + 4\cos z} - 0.5)]$$

Fage 是一表征雪盖的新陈度的一参数,由于雪的反照率随着雪盖中雪晶颗粒的增长和其中的灰尘等杂质的积累而减少,所以在式(5.2)中的 Fage 为负作用项,

$$F_{age} = \tau_{snow} / (1 + \tau_{snow})$$

 au_{snow} 是一预报变量,它的时间增量,

$$\Delta \tau_{snow} = 1 \times 10^{-6} (r_1 + r_2 + r_3) \Delta t$$

其中, Δt 是积分时间步长(s),

$$r_1 = \exp[5000(\frac{1}{273.16} - \frac{1}{T_n})]$$

$$r_2 = r_1^{10} \le 1$$

 $r_3 = \begin{cases} 0.01, 南极雪\\ 0.3, 非南极雪 \end{cases}$

上式, r_1 表示雪盖中水汽的扩散导致的雪景颗粒增长的对反照率影响, r_2 表示融雪对反照率影响, r_3 表示灰尘或杂质的影响。为了考虑新降雪的影响,在 τ_{snow} 的计算中还要包含在计算时间步内的降雪量,即有:

$$\tau_{snow}^{N+1} = (\tau_{snow}^{N} + \Delta \tau_{snow})(1 - 100\Delta p_s)$$

其中, Δp_s 为在 $t^{N+1} - t^N$ 时间内的降雪量(m), N 为积分的时间步数。

式(5.2a, b, c, d)给出的雪盖表面反照率,只有当雪足够厚时才是有效的,为此,我们需要考虑雪盖下垫面土壤的反照率。在本模式中,我们用一简单插值关系给出,它表示如下:

$$\alpha_{s,\Lambda,\chi} = \begin{cases} \alpha'_{g,\Lambda,\chi} & + d^{1/2}_{sw}(\alpha'_{s,\Lambda,\chi} - \alpha'_{g,\Lambda,\chi}), d_{sw} \prec d_{swmax} \\ \alpha'_{s,\Lambda,\chi}, & d_{sw} \ge d_{swmax} \end{cases}$$
(5.2e)

其中,下标 Λ 表示光谱段(vis, nir), χ 表示太阳光的入射方式(dir, dif), d_{sw} 是雪盖的等价液相水深度(m), d_{swmax} 是下垫面土壤对雪盖表面反照率没有影响时的雪等价液相水深度,一般认为是 1 cm 的深度。

5.3 植被冠层反照率(Plant canopy albedo)

Dickinson(1983)借鉴了在大气辐射研究中已得到广泛应用的二流近似方法(two-stream approximation method),提出了描述植被冠层中辐射传输的物理数学模型。二流近似方法是把 辐射场看成是由两个辐射流组成,即向上和向下的两个辐射流,这样可以把描述辐射传输的微 分积分方程简化成两个联立的常微方程。Dickinson(1983)给出的植被冠层内的辐射传输方程为:

$$-\frac{-\mu}{dL}\frac{dI\uparrow}{dL} + [1 - (1 - \beta)\omega_{\Lambda}]I\uparrow -\omega_{\Lambda}\beta I \downarrow = \omega_{\Lambda}\overline{\mu}K\beta_{0}\exp(-KL)$$
(5.3)

$$-\frac{-\mu}{dL}\frac{dI}{dL} + [1 - (1 - \beta)\omega_{\Lambda}]I \downarrow -\omega_{\Lambda}\beta I \downarrow = \omega_{\Lambda}\overline{\mu}K(1 - \beta_{0})\exp(-KL)$$
(5.4)

其中, I 个, I →=用总的入射辐射通量归一化的向上和向下的漫射通量(diffuse radition fluxes), μ =太阳天顶角的方向余弦,等于 cosz, μ =漫射辐射在单位叶面面积上的光学深度倒数的平均值,

$$=\int_{0}^{1}rac{\mu}{G(\mu)}d\mu$$
 ,

 β , β_0 =漫射辐射和直射辐射向向上散射(upscatter)参数,

 ω_{Λ} =叶子对辐射的散射系数(scattering coefficient),

 $= \alpha_{\Lambda} + \delta_{\Lambda}$,

 Λ =太阳光光谱段,它表示 vis, nir,

 α_{Λ} =单叶的表面反照率,

 δ_{Λ} =单叶的辐射透过率,

K=直射辐射在单位叶面面积上的光学深度,

= $(1-\omega_{\Lambda})G(\mu)/\mu$,

G(µ)=叶子在入射辐射方向上的投影面积,

L=植被的积累页面面积指数,从冠层顶向下积累(0→LAI),

方程(5.3),(5.4)假定了单片叶子对入射辐射的散射(scatter)为各向同性。方程(5.3),(5.4)左边第 二项与第三项分别表示冠层叶子的多次散射对漫射辐射通量的贡献;右边项表示直射辐射穿透 到积累叶面面积指数为L的深度处,由冠层叶子散射作用,对向上和向下的漫射通量的贡献。

Goudriaan(1977)认为: 除极个别植被外,自然界中大部分植被的叶角分布可以较好地用 Ross(1975)的叶角分布计算公式得到。Goudriaan给出了叶子在入射辐射方向上的投影面积*G*(μ) 的一简单经验关系式:

$$G(\mu) = \varphi_1 + \varphi_2 \mu \tag{5.5}$$

$$\varphi_1 = 0.5 - 0.633x_l - 0.33x_l^2, \quad -0.4 < x_l < 0.5, \quad (5.6a)$$

$$\varphi_2 = 0.877(1 - 2\varphi_1), \qquad (5.6b)$$

其中, x₁为 Ross 的叶角分布指数, 它表示实际的叶角分布与球星叶角分布之差,

$$x_{l} = \pm \frac{1}{2} \left\{ \left| 0.134 - \sum_{\lambda=1}^{3} F(\lambda) \right| + \left| 0.366 - \sum_{\lambda=4}^{6} F(\lambda) \right| + \left| 0.5 - \sum_{\lambda=7}^{9} F(\lambda) \right| \right\}$$
(5.7)

上式中的λ为叶子倾角(0°-90°,每 10°度一间隔), *F*(λ)是叶子的倾角分布函数。Dorman 和 Sellers(1989)利用(5.7)给出全球主要几种植被的*x*₁值。

根据叶子散射的各向同性假设,利用(5.5)可得到下列关系:

$$\begin{split} \omega_{\Lambda}\beta &= \frac{1}{2} \left[\alpha_{\Lambda} + \delta_{\Lambda} + (\alpha_{\Lambda} - \delta_{\Lambda})(\frac{1 - x_{l}}{2})^{2} \right] \\ \overline{\mu} &= \frac{1}{\varphi_{2}} - \frac{\varphi_{1}}{\varphi_{2}^{2}} \ln \frac{\varphi_{1} + \varphi_{2}}{\varphi_{2}} \\ \beta_{0} &= \frac{1 + \overline{\mu}K}{\omega_{\Lambda}\overline{\mu}K} a_{s}(\mu) \\ a_{s}(\mu) &= \omega_{\Lambda} \int_{0}^{1} \frac{2\mu G(\mu')}{\mu G(\mu') + \mu' G(\mu)} d\mu' \\ &= \frac{\omega_{\Lambda}}{2} \frac{G(\mu)}{2G(\mu) + \mu \varphi_{2}} \left[1 - \frac{\mu \varphi_{1}}{G(\mu) + \mu \varphi_{2}} \ln(\frac{G(\mu) + \mu \varphi_{1} + \mu \varphi_{2}}{\mu \varphi_{1}}) \right] \end{split}$$

Sellers(1985)在引入 Goudriaan 给出叶子在入射辐射方向上的投影面积 *G*(μ) 的经验关系后, 分别就两组典型的边界条件,对方程(5.3),(5.4)进行了求解。第一组边界条件是: 假定入射的 太阳辐射为完全直射辐射,即假定通过冠层顶向下的漫射辐射通量等于零,其数学表达式为:

$$\begin{cases} I \downarrow = 0 & \quad \\ \exists L = 0 \forall (冠层顶) \\ I \uparrow = \alpha_{g,\Lambda,dif} I \downarrow + \alpha_{g,\Lambda,dir} \exp(-KL_t) & \quad \\ \exists L = L_t \forall (冠层底) \end{cases}$$
(5.8)

其中, $L_t = LAI / F_{veg}$ 为局地叶面面积指数。求解(5.3), (5.4)和(5.8)可以得到:

$$I \downarrow = h_1 e^{-KL/\sigma} + h_2 e^{-hL} + h_3 e^{+hL}$$
(5.9)

$$I \uparrow = h_4 e^{-KL/\sigma} + h_5 e^{-hL} + h_6 e^{+hL}$$
(5.10)

式(5.9), (5.10)中系数 σ 、 h_1 、 h_2 、 h_3 、 h_4 、 h_5 、 h_6 可参见 Sellers(1985)附录。这样,我们就可得 到冠层对直射光的反照率:

$$\alpha_{c,\Lambda,dir} = I \uparrow (0) = \frac{h_1}{\sigma} + h_2 + h_3 \tag{5.11}$$

直射光经过冠层叶子散射后以漫射形式透过冠层底向下的归一化漫射通量 $\tau_{3,\Lambda}$ 为:

$$\tau_{3,\Lambda} = I \downarrow (L_t) = \frac{h_4}{\sigma} e^{-\kappa} L_t + h_5 e^{-hL_t} + h_6 e^{+hL_t}$$
(5.12)

第二组边界条件是: 假定入射的太阳辐射为完全漫射辐射, 即假定通过冠层顶向下的直射

辐射通量等于零,其数学表达式如下:

$$\begin{cases} I \downarrow = 1 & \exists L = 0 \forall (\exists E \exists \mu) \\ I \uparrow = \alpha_{g,\Lambda,dif} I \downarrow & \exists L = L_t \forall (\exists E \exists E) \end{cases}$$
(5.13)

求解方程(5.3)、(5.4)和(5.13)可以得到:

$$I \downarrow = h_7 e^{-hL} + h_8 e^{+hL} \tag{5.14}$$

$$I \uparrow = h_9 e^{-hL} + h_{10} e^{+hL}$$
(5.15)

其中,系数 h₇、h₈、h₉、h₁₀可参加 Sellers(1985)附录。这样,我们可以得到冠层对漫射光的反照率:

$$\alpha_{c,\Lambda,dif} = I \uparrow (0) = h_7 + h_8 \tag{5.16}$$

漫射光经过冠层叶子散射后透过冠层底向下的归一化漫射通量 $\tau_{2,\Lambda}$ 为:

$$\tau_{2,\Lambda} = I \downarrow (L_t) = h_9 e^{-hL_t} + h_{10} e^{+hL_t}$$
(5.17)

直射光没有被冠层叶子散射透过冠层底的归一化通量 $\tau_{1,\Lambda}$,在这里假设为:

$$\tau_{1,\Lambda} = \exp(-KL_t) \tag{5.18}$$

5.4 网格平均表面反照率(Grid-averaged surface albedo)

如果所研究的陆面过程针对的是区域或全球性问题,那就必须要考虑表面变量和参数的网 格平均值。在一陆地网格中,很可能同时有雪盖、裸土和植被等表面覆盖类型存在。在给出表 面变量和参数的网格平均值之前,首先必须知道这些不同表面类型在网格中所占的面积比例。 由于在一网格中裸土和植被覆盖的面积比例在一定时间内基本上是不变的,但雪盖的积累和消 融有着相对快的时间变化,所以雪盖比例必须从预报变量中得到。在我们目前的模式中,直接 借用 Dickinson(1993)所给出的雪盖面积比例计算方案,即:

$$S_{cv} = \frac{Snowdepth(m)}{0.1m + Snowdepth(m)}$$
(5.19)

$$F_{sn} = \frac{Snowdepth(m)}{10z_{om} + Snowdepth(m)}$$
(5.20)

其中, S_{cv}是地面被雪覆盖的面积比例, F_{sn}是植被被雪覆盖的面积比例, Snowdepth 是雪盖深度 (m), z_{om}是植被的动力学粗糙度(m)。

在目前阶段,网格平均表面反照率我们将根据简单的面积平均给出。这样,我们的网格平均表面反照率可表示为:

 $\overline{\alpha}_{\Lambda,\chi} = F_{veg}(1-F_{sn})\alpha_{c,\Lambda,\chi} + (1-F_{veg})(1-S_{cv})\alpha_{g,\Lambda,\chi} + [F_{veg}F_{sn} + (1-F_{veg})S_{cv}]\alpha_{s,\Lambda,\chi} (5.21)$ 式中, $\overline{\alpha}_{\Lambda,\chi}$ 是网格平均表面反照率; 下标 Λ 表示光谱段,即可见(vis)和近红外(nir)两谱段; 下标 χ 表示入射辐射的入射方式,即直射(direct)和漫射(diffuse)。

5.5 表面吸收的净辐射通量(Net radiation fluxes absorbed by surface)

表面除了吸收太阳辐射和大气向下的长波辐射外,同时还向外发射自己的长波辐射。根据 前面几节给出的表面反照率,我们可以很容易地给出表面吸收的净辐射通量:

1) 植被冠层吸收的净辐射通量

植被植被冠层吸收的太阳辐射通量:

$$F_{c,\Lambda,dir} = F_{veg} (1 - F_{sn}) \{ (1 - \alpha_{c,\Lambda,dir}) - \tau_{3,\Lambda} (1 - \alpha_{g,\Lambda,dif}) - \tau_{1,\Lambda} (1 - \alpha_{g,\Lambda,dir}) \} \times Rads_{\Lambda,dir}$$
(5.22)
$$F_{c,\Lambda,dif} = F_{veg} (1 - F_{sn}) \{ (1 - \alpha_{c,\Lambda,dif}) - \tau_{2,\Lambda} (1 - \alpha_{g,\Lambda,dif}) \} \times Rads_{\Lambda,dif}$$
(5.23)

其中, $F_{c,\Lambda,dir}$ 与 $F_{c,\Lambda,dif}$ 分别为冠层吸收的直射和漫射太阳辐射通量; $Rads_{\Lambda,dir}$ 与 $Rads_{\Lambda,dif}$ 分别为到达表面向下的直射和漫射太阳辐射通量; 下标 Λ 表示可见和红外。这样, 冠层吸收的净辐射通量可写为:

$$I_{R}^{ct} - I_{R}^{cb} = \sum_{\Lambda} \sum_{\chi} F_{c,\Lambda,\chi} + F_{veg} (1 - F_{sn}) [\delta_{t} (Radl + \varepsilon_{s} \sigma T_{n}^{4}) - 2\varepsilon_{c} \delta_{t} \sigma T_{c}^{4}]$$
(5.24)

其中, ε_s 与 ε_c 分别为地面和冠层叶面的长波辐射发射率, 取值范围是 0.9 - 1.0 (Kondrayev, 1981); σ 为 Stefan – Boltzmann 常数; Radl 为大气向下的长波辐射通量; T_n 为地面表面层温度; T_c 为冠 层叶面温度; δ_c 为冠层的长波辐射吸收率, 我们将借用 Sellers(1986)给出的方案:

$$\delta_t = 1 - \exp\{-\max[10^{-5}, \min(50, \frac{L_t}{\mu})]\}$$
(5.25)

2)地面吸收的净辐射通量

地面吸收的净辐射通量:

$$F_{g,\Lambda,dir} = \{(1 - F_{veg})(1 - S_{cv})(1 - \alpha_{g,\Lambda,dir}) + [(1 - F_{veg})S_{cv} + F_{veg}F_{sn}](1 - \alpha_{s,\Lambda,dir}) + F_{veg}(1 - F_{sn})[\tau_{1,\Lambda}(1 - \alpha_{g,\Lambda,dif}) + \tau_{3,\Lambda}[(1 - \alpha_{g,\Lambda,dif})]\}Rads_{\Lambda,dir}$$
(5.26)

$$F_{g,\Lambda,dif} = \{(1 - F_{veg})(1 - S_{cv})(1 - \alpha_{g,\Lambda,dif}) + [(1 - F_{veg})S_{cv} + F_{veg}F_{sn}](1 - \alpha_{s,\Lambda,dif}) + F_{veg}(1 - F_{sn})\tau_{2,\Lambda}(1 - \alpha_{g,\Lambda,dif})\}Rads_{\Lambda,dif}$$
(5.27)

地面吸收的净辐射可写为:

$$I_{R}^{n+l/2} = \sum_{\Lambda} \sum_{z} F_{g,\Lambda,\chi} + [(1 - F_{veg}) + F_{veg}F_{sn}]Radl + F_{veg}(1 - F_{sn})[(1 - \delta_{t})Radl + \varepsilon_{c}\delta_{t}\sigma T_{c}^{4}] - \varepsilon_{s}\sigma T_{n}^{4}$$
(5.28)

如果地面为裸土,辐射的吸收假定仅在表面层,即有: $I_R^{nsoil-1/2} = 0$;如果地面为雪所覆盖,太阳辐射可以部分穿透雪层。Jordan(1991,p22)认为:近红外光在雪介质的最长透过深度为 2 mm,可以假定近红外光在表面层被全部吸收(因为在我们的模式中,只有在雪深大于或等于 1 cm 时,才在表面水分平衡计算中考虑雪盖的作用,但在考虑表面反照率时除外),所以,太阳辐射在雪介质内的传播只考虑可见光部分。Jordan(1991,p22)给出的可见光在雪介质中的消光系数(extinction coefficient)为:

$$\beta_{vis} = \frac{0.003795\gamma_w}{\sqrt{d}} \tag{5.29}$$

这样,透过雪介质表面层底边界的辐射通量为:

$$I^{n-1/2} = \sum_{\chi = dir, dif} F_{g, vis, \chi} \exp(-\beta_{vis} \Delta z_n)$$
(5.30)

在叶面气孔阻抗(stomatal resistance)的计算中,需要植被通过冠层顶总的向下的可见辐射通量(即光合有效辐射通量)*P*_{ar} 以及直射可见辐射通量(光合活跃辐射, active photosynthetical radiation)与总的向下的可见辐射通量比率 *P*_d,它们可写为:

$$\begin{cases} P_{ar} = \sum_{\chi = dir, dif} R_{ads, vis, \chi} + 0.001 \\ P_{d} = R_{ads, vis, dir} / P_{ar} \end{cases}$$
(5.31)

第六章 陆地表面与大气边界层之间的湍流交换通量

(Turbulent Fluxes)

6.1 近地面层中的湍流通量

对边界层大气的连续观测,大都是在离地面几米到几十米的高度上,利用百叶箱或气象塔 等工具所进行的。在这样的高度上所观测的边界层,通常称为近地面层。近地面层中,湍流应 力远大于粘性应力、地球自转柯氏力和气压梯度力,大气结构主要依赖于垂直方向的湍流输运。 在这一层中,动量、热量和水汽的垂直输运通量以及风向几乎不随高度变化。近地面层也称常 通量层,其中的动量、热量和水汽输运通量可表示为:

$$F_M = \rho_{air} u'w' = -\rho_{air} u_*^2 = cons \tan t$$
(6.1)

$$F_{H} = \rho_{air} \overline{\theta w} = -\rho_{air} c_{p} u_{*} \theta_{*} = cons \tan t$$
(6.2)

$$F_{Q} = \rho_{air} q' w' = -\rho_{air} q_* u_* = cons \tan t$$
(6.3)

其中, u_* 是摩擦速度, θ_* 是特征位温, q_* 是特征比湿, ρ_{air} 是空气密度,这里的 c_p 是定压比热。

近地面层中的动量、热量和水汽湍流输运通量常规的计算方法是:利用 Monin 和 Obukhov 用因次分析建立起来的通量廓线关系,对通量廓线关系式进行积分,然后就可以得到 u_* , θ_* 和 q_* 的函数关系式。但由这方法得到的 u_* , θ_* 和 q_* 的函数关系式中,包含一无量纲长度 ——Monin-Obukhov长度,

$$L = -\frac{u_*^3}{k\frac{g}{\overline{\theta}_0}} = \frac{u_*^2}{k\frac{g}{\overline{\theta}_0}}$$
(6.4)

式中,*k* 是 von Karman 常数,取值范围一般为 0.35 – 0.41; Monin – Obukhov 长度是由动量输运、 热量输运与浮力参数 $g\sqrt{\theta_0}$ 所组成,它是一表征边界层大气层结稳定的无量纲长度。在稳定层 结下,湍流输运热量 $\overrightarrow{\theta w} \prec 0$,则 $L \succ 0$;在不稳定层结下, $\overrightarrow{\theta w} \succ 0$,则 $L \prec 0$;在中性层 结下, $\overline{\theta'w'} = 0$, 则 $|L| \to \infty$ 。 u_* , $\theta_* \approx q_*$ 的函数关系式,由于其非线性,不可能用简单的代数方法求解,它们需要用数值的迭代方法。如果在我们的计算中,需要考虑计算时间,一般说来,这方法是不可取的。

基于计算时间方面的考虑,在陆面物理过程模式中,大部分应用的是简单的经验关系式。 其中较为典型的经验关系式是由 Louis(1979, 1982)所给出的关系式。式(6.1)、(6.2)用 Louis 关系 式可写为:

$$F_{M} = -\rho_{air}u_{*}^{2} = -\rho_{air}\left[\frac{k}{\ln(\frac{z_{r}}{z_{M}}+1)}\right]^{2}u_{r}^{2}f_{m}(\frac{z_{r}}{z_{M}}+1,RiB)$$
(6.5)

$$F_{H} = -\rho_{air}\theta_{*}u_{*} = -\rho_{air}c_{p} \frac{k^{2}u_{r}\Delta\theta}{\ln(\frac{z_{r}}{z_{M}} + 1)\ln(\frac{z_{r}}{z_{H}} + 1)} f_{h}(\frac{z_{r}}{z_{H}} + 1, RiB)$$
(6.6)

其中, z_r 是观测高度; u_r 是观测高度上的风速; $\Delta \theta$ 是观测高度上的位温与地面上的位温差; z_M 是表面粗糙元的空气动力学粗糙长度, z_H 是热量粗糙长度; *RiB* 是表征大气层结稳定的另 一形式的无量纲数——总体 Richardson 数(bulk Richardson number), 它的表达式为:

$$RiB = \frac{gz\Delta\theta}{\overline{\theta}u_r^2}$$
(6.8)

式中, $\overline{\theta}$ 一般取观测高度上的位温,有时也可能取观测高度下边界的平均位温。稳定层结大气, RiB > 0;不稳定曾结大气,RiB < 0;中性层结大气,RiB = 0。式(6.5),(6.6)用阻抗形式来表示,即有:

$$F_M = -\rho_{air} u_r / r_{am}, \qquad (6.9)$$

$$F_{H} = -\rho_{air}c_{p}\Delta\theta / r_{ah}, \qquad (6.10)$$

$$r_{am}^{-1} = \frac{k^2 u_r}{\left[\ln(\frac{z_r}{z_M} + 1)\right]^2} f_m(\frac{z_r}{z_M} + 1, RiB)$$
(6.11)

$$r_{ah}^{-1} = \frac{k^2 u_r}{\ln(\frac{z_r}{z_M} + 1)\ln(\frac{z_r}{z_H} + 1)} f_h(\frac{z_r}{z_H} + 1, RiB)$$
(6.12)

式(6.5), (6.6)中, 函数 fm 和 fh 是 Louis 经验函数:

1), 中性层结, *RiB*=0,

$$f_m = f_h = 1$$
 (6.13)

2),不稳定层结, RiB<0,

$$f_{m}(\frac{z_{r}}{z_{M}}+1,RiB) = 1 - \frac{10RiB}{1+C(-RiB)^{1/2}}$$
(6.14)

$$C = \frac{75k^{2}(z_{r}/z_{M}+1)^{1/2}}{[\ln(z_{r}/z_{M}+1)]^{2}}$$

$$f_{h}(z_{r}/z_{W}+1,RiB) = 1 - \frac{15RiB}{1+C(-RiB)^{1/2}}$$
(6.15)

$$C = \frac{75k^2(z_r/z_H + 1)^{1/2}}{\left[\ln(z_r/z_H + 1)\right]^2}$$

在层结极端不稳定的情况下(*RiB*→-∞), 热量与水汽的输送表现为对流输送,由于风的剪切 作用这时很小,动量的输运处于次要地位, *f*_m相对来说不是很重要。在此,只需考虑热量输运 在极端不稳定情形下与一般情形下的差别。对极端不稳定情况, Louis 经验函数表示为:

$$r_{ah}^{-1} \to \frac{2}{15} (\frac{z_H}{z_r + z_H})^{1/2} (-\frac{g z_H}{\overline{\theta}} \Delta \theta)^{1/2}$$
 (6.16)

3),稳定层结,RiB>0,

$$f_m(z_r/z_W + 1, RiB) = 1/[1 + 10RiB(1 + 5RiB)^{-1/2}]$$
(6.17)

$$f_h(z_r/z_H + 1, RiB) = 1/[1 + 15RiB(1 + 5RiB)^{-1/2}]$$
(6.18)

水汽的湍流交换,通常假定它与热量的湍流交换具有相同的阻抗,这样,水汽的湍流输运 通量可表示为:

$$F_o = -\rho_{air} \Delta q / r_{ah} \tag{6.19}$$

其中, Δq表示观测高度上的空气比湿与表面上的空气比湿之差。

6.2 裸土和雪盖表面与大气边界层之间的水热交换通量

在本模式中,假定表面温度等于表面结点温度,根据式(6.10)和(6.19),表面与大气边界层 之间的水热交换通量可写为:

$$H_{gb} = [(1 - F_{veg}) + F_{veg}F_{sn}] \times \rho_{air}c_p (T_n - T_r) / r_{ag}$$
(6.20)

$$E_{gb} = [(1 - F_{veg}) + F_{veg}F_{sn}] \times \rho_{air}(q_g - q_r) / r_{ag}$$
(6.21a)

其中, H_{gb} 与 E_{gb} 分别是裸土和雪盖表面部分与大气之间的感热和水汽交换通量; T_n 是表面结 点温度; q_g 是表面空气比湿; T_r 与 q_r 分别是观测高度上的空气温度和比湿; r_{ag} 是表面与大气 之间热量湍流输运阻抗(s/m), 它的计算公式相同于式(6.12), 其中的动力学粗糙长度 z_M 和热量 粗糙度 z_H 用土壤或雪盖的粗糙度来代替。在我们的模式中, 地面为裸土时, 粗糙度 $z_M = z_{og} = 10^{-2}m$, $z_H = z_M/3$; 地面为雪盖时, $z_M = z_H = 10^{-3}(m)$ (Morris, 1989)。

表面水分蒸发过程是:水分以分子形式挣脱表面张力的吸附,逃逸出介质表面水膜,然后 才是边界层中的湍流输运。实际上,存在一表面阻抗。孙菽芬(1982)首先提出土壤表面阻抗这一 概念,并给出了阻抗的经验公式,后来一些学者对此作了进一步的工作(Sellers, 1992)。在我们 的模式中,将借用 Sellers 给出的关系式(来源 SSiB 程序):

$$r_{surf} = \begin{cases} 0 & 雪盖表面 \\ 10184 \times (1 - fac^{0.0027}) & 土壤表面 \end{cases}$$
 (6.22)

其中,

$$\boldsymbol{q}_g = \boldsymbol{h}_r \boldsymbol{q}_{sat}(\boldsymbol{T}_n) \tag{6.23}$$

其中, $q_{sat}(T_n)$ 是表面温度为 T_n 时的饱和比湿; h_r 是表面空气的饱和度,它通常用 Philip(1957) 给出的关系式来计算:

$$h_{r} = \exp\left\{Max\left[\frac{g\psi_{sat}fac^{-B}}{R_{w}T_{n}}, -10\right]\right\},$$
(6.24)

其中, *R_w* 是水汽的气体常数, 它等于 461.5 J/kg·K; *g* 是重力加速度(9.8 m/s²); *ψ_{sat}* 是水分饱和 土壤的水势(m)。对于雪盖, 假定 *h*, =1。综合式(6.22)、(6.23)、(6.24)和(6.21a), 表面蒸发通量可 重新写为:

$$E_{gb} = (1 - F_{veg} + F_{veg}F_{sn})\rho_{air}\frac{h_r q_{sat}(T_n) - q_r}{r_{suf} + r_{ag}}$$
(6.21b)

6.3 植被冠层与大气边界层之间的水热交换通量

植被冠层与观测高度的水热交换的热量和水汽来源于植被冠层的叶茎和冠层下地面两处。 在考虑冠层与观测高度之间的湍流输运的热量通量 H_{ac} 和水汽通量 E_{ac} 时,不仅要考虑 H_{ac} 和 E_{ac} ,而且还必须考虑冠层叶茎与周围空气的感热交换通量 H_{c} 、叶茎上的水分蒸发量 E_{w} 、通 过叶面气孔的水分蒸腾通量 E_{tr} 、以及冠层与地面的感热 H_{gc} 和水汽通量 E_{gc} 。上面的各通量, 用阻抗形式可表示为:

$$H_{gc} = F_{veg} (1 - F_{sn}) \rho_{air} c_{\rho} (T_n - T_{ac}) / r_d$$
(6.25)

$$E_{gc} = F_{veg} (1 - F_{sn}) \rho_{air} [h_r q_{sat} (T_n) - q_{ac}] / (r_{surf} + r_d)$$
(6.26)

$$H_{c} = F_{veg} (1 - F_{sn}) \rho_{air} c_{p} (T_{c} - T_{ac}) / \overline{T_{b}}$$
(6.27)

$$E_{c} = E_{w} + E_{tr} = F_{veg} (1 - F_{sn}) \rho_{air} [q_{sat}(T_{c}) - q_{ac}] \times \left[\frac{\delta}{\overline{r_{b}}} + \frac{1 - \delta}{\overline{r_{b}} + \overline{r_{c}}}\right]$$
(6.28)

$$H_{ac} = F_{veg} (1 - F_{sn}) \rho_{air} c_p (T_{ac} - T_r) / r_{ac}$$
(6.29)

$$E_{ac} = F_{veg} (1 - F_{sn}) \rho_{air} (q_{ac} - q_r) / r_{ac}$$
(6.30)

其中, r_d=冠层与地面之间的湍流交换阻抗(s/m),

 r_b =冠层叶面的整体(bulk)边界层阻抗(s/m),

 r_{c} =冠层叶子的整体气孔阻抗(stomatal resistance, s/m),

r_{suff} =土壤表面阻抗(s/m),

 r_{ac} =冠层与观测高度之间的湍流交换阻抗(s/m),

$$\delta = \left(\frac{W_{dew}}{W_{dewmax}}\right)^{2/3},$$

 T_{ac} =冠层空气温度(K),

q_{ac} =冠层空气比湿。

下面各节中,我们将分别给出 r_d , r_b , r_c , r_{ac} , T_{ac} , q_{ac} 的计算方案。在给出它们之前,我 们必须要知道冠层项与观测高度之间、冠层内和冠层下的风速廓线关系式。

6.3.1 风速廓线

1)冠层顶与观测高度间的风速廓线

一般情形下,我们已知的只是观测高度 z_r 上的风速,为了得到观测高度 z_r 下面各处的风速, 需要积分由 Monin-Obukhov 建立的风速廓线关系式,一个全面的考虑是应该包括大气层结的稳 定度。从试验中很容易发现,如果考虑层结稳定的影响,不仅会使计算程序复杂化,而且很有 可能出现计算不稳定。为了简单,假定冠层上某一过渡高度 z_r 到 z_r 之间的风速廓线为对数廓线, 通过一调节因子 G_2 可以把对数廓线外推到冠层顶 z_2 。Sellers(1986)通过对观测资料的分析发现 过渡高度 z_l 可粗略取为: $z_l = z_2 + 11.785 z_M$;调节因子可假定等于一常数,并认为所有植被有 相同的值, $G_2 = 0.75$ 。这样冠层顶上的风速廓线关系可写为:

$$u = u_{r} - \frac{u_{*}}{k} \left[\ln \frac{z - d}{z_{M}} \right]_{z_{t}}^{z} - G_{2} \frac{u_{*}}{k} \left[\ln \frac{z - d}{z_{M}} \right]_{z_{2}}^{z_{1}}$$
(6.31)

式中, *u*_{*}是摩擦速度,它可以从式(6.5)中得到; *k* 是 von Karman 常数,取为 0.4; *d* 是零平面位 移高度, *z*₂是冠层顶高度。由式(6.31),我们可以得到冠层顶的风速*u*₂:

$$u_{2} = u_{r} - \frac{u_{*}}{k} \ln\left(\frac{z_{r} - d}{z_{l} - d}\right) - \frac{G_{2}u_{*}}{k} \ln\left(\frac{z_{1} - d}{z_{2} - d}\right)$$
(6.32)

2)冠层内的风速廓线

如果冠层具有较大的叶子密度(冠层的闭郁度大),其中的风速廓线更接近于指数关系(see, Inoue, 1963; Goudriaan, 1977),但叶子密度较小时,则表示为对数关系式。基于这些考虑, Yamazaki和 Kondo(1992)给出了一简单的指数风速廓线和对数风速廓线的插值关系式。为此,需要定义一无量纲参数——冠层密度:

$$c_* = c_d^* LAI \tag{6.33}$$

式中, c_d^* 为单叶的表面拖拽系数(drag coefficient),在 Dorman 和 Sellers(1989)的工作中,给出了

全球陆地主要植被的单叶 c_d 值。所给出的风速廓线应满足下列条件,

(a)如果 $c_* \rightarrow 0$ 时,风速廓线应收敛于对数廓线(logarithmic profile),

$$u = u_2 \frac{\ln(z / z_{og})}{\ln(z_2 / z_{og})}$$
(6.34)

其中, z_{og}为冠层下地面的动力学粗糙度。

(b)如果 c_* 较大时,风速廓线应与指数廓线关系一致,

$$u = u_2 \exp\left[-\frac{c_*}{2k^2} \left(1 - \frac{z}{z_2 - z_1}\right)\right]$$
(6.35)

(c)风速廓线随 c_{*}的变化应是平滑的。

最后,冠层内风速廓线关系可表示为:

$$u = u_{2} \left\{ f \times \exp\left[-\frac{c_{*}}{2k^{2}} \left(1 - \frac{z}{z_{2}} \right) \right] + (1 - f) \times \frac{\ln z / z_{og}}{\ln z_{2} / z_{og}} \right\}, z_{1} \le z \le z_{2}, \quad (6.36)$$

其中, *f* 是与*c*_{*}有关的权重函数。由(6.35)计算的近地面风速,不能很好地反映*u* 随*c*_{*}的减小,为此引入一修正冠层密度*c*_{*1}。如果冠层叶子仅存在*z*₂/2和*z*₂之间,且在每冠层平面上叶子面积密度相同,权重系数*f* 和*c*_{*1}可写为:

$$f = \frac{0.494(x+0.8)}{\left[(x+0.8)(x-0.5)+1.1\right]^{1/2}} + 0.37, \quad -3 \le x \le 1,$$
(6.37)

$$\log c_{*1} = \frac{(x+0.26) + [(x+0.26)^2 + 0.16]^{1/2}}{2} - 0.3, \quad -3 \le x \le 1,$$
(6.38)

其中, **x**=logc_{*1}。

3)冠层下的风速廓线

假定冠层下的风速廓线为中性条件下的对数关系,即有:

$$u = u_{l} \frac{\ln z / z_{og}}{\ln z_{l} / z_{og}}, \quad z_{og} \le z \le z_{l}$$
 (6.39)

其中, u₁为冠层底处的风速。

4)粗糙度和零平面位移

空气动力学粗糙度 *z_M* 定义为风速等于零的高度,本模式中,对有植被覆盖的、表面动力学粗糙度引用 Yamazaki 和 Kondo(1992)给出的关系式:

$$z_{M} = z_{2} \left(1 - \frac{d}{z_{2}} \right) \exp \left\{ -\left\{ \left(1 - \frac{d}{z_{2}} \right) \left[\frac{fc_{*1}}{2k^{2}} + \frac{1 - f}{\ln(z_{2} / z_{og})} \right] \right\}^{-1} \right\}$$
(6.40)

其中, *d* 是零平面位移, 如果植被组合得很密, 那么这些粗糙元顶部的作用好似一个位移了的地面, 即由于植被的存在, 会使风速等于零的高度从 *z_M* 提高到 *d* 处。同 *z_M* 一样, 我们引用 Yamazaki 和 Kondo(1992)的计算关系式:

$$d = z_{2} \left\{ 1 - \left(\frac{z_{1}}{z_{2}} - \frac{2k^{2}}{c_{*}} \right) \exp \left[-\frac{c_{*}}{2k^{2}} \left(1 - \frac{z_{1}}{z_{2}} \right) \right] - \frac{2k_{2}}{c_{*}} \right\}$$
(6.41)

在很多的有关边界层水热通量的工作中,大都假定热量粗糙长度 *z_H* 与动力学粗糙长度 *z_M* 相等,但实际上,它们并不完全一样,这个观点是澳大利亚著名边界层气象学家 Garrat 反复强 调的。Garrat 和 Hicks(1973)、Brutsaert(1979)等人在他们的观测中发现这一问题,并给出了 *z_H* 和 *z_M* 的量级关系式。根据 Verseghy 和 McFarlane(1993)的归纳,对植被和裸土,有下列关系式:

$$z_H = z_M / 2$$
 (森林) (6.42a)

$$z_H = z_M / 7$$
 (作物) (6.42b)

$$z_H = z_M / 12$$
 (草地) (6.42c)

$$z_H = z_M / 3$$
 (裸土) (6.42d)

6.3.2 植被冠层顶与观测高度之间的水热湍流输运阻抗

在式(6.12)中,考虑植被的零平面位移,即可得到冠层上的水热湍流输运阻抗 r_{ac} ,

$$r_{ac}^{-1} = \frac{k^2 u_r}{\ln\left(\frac{z_r - d}{z_M + 1}\right) \ln\left(\frac{z_r - d}{z_H + 1}\right)} f_h\left(\frac{z_r - d}{z_H + 1}, RiB\right)$$
(6.43)

6.3.3 植被冠层与地面的水热湍流输运阻抗

在我们目前的模式中, 假定冠层下面大气为中性层结, 应用式(6.12)即可得:

$$r_{d}^{-1} = \frac{k^{2} u_{l}}{\ln\left(\frac{z_{l}}{z_{og}+1}\right) \ln\left(\frac{z_{l}}{z_{og}/3+1}\right)}$$
(6.44)

其中, z_{og} 为地面的动力学粗糙长度, u_l 冠层高度 z_l 处的风速。

6.3.4 冠层叶面边界层阻抗

对于单片叶子表面,可以简单地认为是一热平板,应用热平板的热量边界层阻抗计算关系 式有:

$$r_{b,h} = \frac{0.5wid}{D_b D_u} \tag{6.45a}$$

其中, $r_{b,h}$ 是单片叶面的表面边界层阻抗; wid 是叶子的特征宽度(在我们的模式中,假定冠层所有叶子具有相同的值),Dickinson(1986)已综合给出了综合了陆地主要植被的 wid 值; N_u 是Nusselt 数; D_h 是空气的热扩散系数。Goudriaan(1977)根据实验结果把上式进一步简化为:

$$r_{b,h} = 90 \left(\frac{wid}{u}\right)^{1/2}$$
 (6.45b)

其中, u 为叶面上的风速(m/s)。如果, 假定冠层内不同高度平面上页面面积密度具有相同的值, 对整个冠层积分式(6.45b), 则可得到单位面积上冠层的整体叶面边界层阻抗,

$$\overline{r_b} - 1 = \int_{z_1}^{z_2} \mathcal{L}(z) r_{b,h}^{-1} dz = \widetilde{c} u_2^{1/2}$$
(6.46)

其中, $\tilde{c} = (90wid^{1/2})^{-1} \frac{LAI}{z_2 - z_1} \tilde{c}'$ $\tilde{c}' = f^{1/2} \frac{4k^2 z_2}{c_{*1}} \left\{ 1 - \exp\left[-\frac{c_{*1}}{4k^2} \left(1 - \frac{z_1}{z_2} \right) \right] \right\} + \frac{1}{2} (1 - f) f^{-1/2} \frac{\exp(c_{*1}/4k^2)}{\ln(z_2/z_{og})} \frac{4k^2 z_2}{c_{*1}} \right\}$ $\left\{ \left[\ln \frac{z_2}{z_{og}} \exp\left(\frac{c_{*1}}{4k^2} \right) - \ln \frac{z_1}{z_{og}} \exp\left(\frac{c_{*1} z_1}{4k^2 z_2} \right) \right] - \left[\ln \frac{z_2}{z_1} + \frac{c_{*1}(z_2 - z_1)}{4k^2 z_2} \right] \right\}$

在进行上面积分运算中,我们假定了在冠层内指数风速廓线占主要地位,即假定了式(6.36)中右

6.3.5 气孔阻抗(stomatal resistance)

Sellers(1985)在 Jarvis(1976)的单叶气孔阻抗的基础上,引进 Goudriaan(1977)给出的叶子在入射辐射方向的投影面积 *G*(*µ*) 计算式后,对整个冠层积分得到了冠层的整体气孔阻抗(bulk stomatal resistance):

白天(day time):

$$\overline{\Gamma_{c}^{-1}} - 1 = \frac{N_{c}}{K_{c}} \left[\frac{b}{fF_{\pi}(0)} \ln \left\{ \frac{\mu f e^{\kappa L_{t}} + G(\mu)}{\mu f + G(\mu)} \right\} - \ln \left\{ \frac{\mu f + G(\mu) e^{-\kappa L_{t}}}{\mu f + G(\mu)} \right\} \right] F(\sum)$$
(6.47a)

其中, N_c 为冠层的绿层的绿叶比例, 其余符号同辐射计算中的相同, 这里的 $f \ \pi F_{\pi}(0)$ 为:

$$f = \frac{a + bc}{cF_{\pi}(0)} \tag{6.48}$$

$$F_{\pi}(0) = \frac{\mu}{G(\mu)} p_{ar} \left\{ p_{d}G(\mu) / \mu + (1 - p_{d}) \left[\varphi_{2} \left(\frac{\pi}{2} + \frac{1}{2} \right) + \frac{3}{2} \varphi_{1} \right] \right\}$$
(6.49)

夜间(night time):

$$\overline{r_c}^{-1} = N_c \frac{1}{2a/b + 2c} L_t F(\sum)$$
(6.47b)

$$F(\sum) = f(\psi_r) f(T_c) f(T_{ac}, e_{ac})$$
(6.50)

式(6.47)-(6.49)中各符号的意义的详细说明可参见 Sellers(1985,1986,1987)和 Xue(1991)。

$$F(\sum) = f(\psi_r) f(T_c) f(T_{ac}, e_{ac})$$
(6.50)

其中, $f(\psi_r)$ 、 $f(T_c)$ 和 $f(T_{ac}, e_{ac})$ 分别为土壤水分、叶面温度、冠层空间空气的水汽压对气 孔阻抗的调节函数,

$$f(\psi_r) = 1 - \exp\{-c_1[c_2 - \ln(-\psi_r)]\}$$
(6.51)

其中, ψ_r 是整个根区土壤的一平均水势,式(6.51)是 Xue(1991)对 Sellers(1986)的简化关系式, c_1 与 c_2 是依赖于植被类型的参数。

$$f(T_c) = h_3 (T_c - T_L) (T_H - T_c)^{h_4}$$
(6.52)

$$h_{3} = [(T_{0} - T_{L})(T_{H} - T_{c})^{h_{4}}]^{-1}$$
$$h_{4} = (T_{H} - T_{0})/(T_{0} - T_{L})$$

其中, T_0 是植被光合作用最佳温度(K), T_L 是光合作用的下限温度(K), T_H 是光合作用的上限温度(K)。

$$f(T_{ac}, e_{ac}) = 1/[1 + h_5(e_{sat}(T_{ac}) - e_{ac})]$$
(6.53)

其中, h_s 是一与植被类型有关参数(mb⁻¹), $e_{sat}(T_{ac})$ 是冠层空气温度 T_{ac} 下的饱和水汽压(mb), e_{ac} 是冠层空气的水汽压(mb), 上式不同于早期的 SiB 所给出的关系,它是 Sellers et al(1992)最新的更正式。

6.4 冠层空间空气的水分与热量平衡

在式(3.3)和式(3.12)中,假定了植被冠层空间的空气热容量和水汽容量等于零,在此重新给 出这两个方程:

$$H_{ac} = H_c + H_{qc} \tag{3.12}$$

$$E_{ac} = E_w + E_{tr} + E_{gc} \tag{2.3}$$

把(6.25)-(6.30)代入上面两式可以得到:

$$T_{ac} = (C_A T_r + C_F T_c + C_G T_n) / (C_A + C_F + C_G)$$
(6.54)

$$q_{ac} = [C_A q_r + C_v q_{sat}(T_c) + C_G h_r q_{sat}(T_n)] / (C_A + C_v + C_G)$$
(6.55)

其中,
$$C_A = F_{veg} (1 - F_{sn}) / r_{ac}$$
 (6.66)

$$C_{F} = F_{veg} (1 - F_{sn}) / \overline{r_{b}}$$
(6.67)

$$C_{G} = F_{veg} \left(1 - F_{sn}\right) / \overline{r_{d}}$$
(6.68)

$$C_{G} = F_{veg} (1 - F_{sn}) / (r_{suff} + r_{d})$$
 (6.69)

$$C_{v} = F_{veg} \left(1 - F_{sn}\right) \left(\frac{1 - \delta}{\overline{r_{b}} + \overline{r_{c}}} + \frac{\delta}{\overline{r_{b}}}\right)$$
(6.70)

对式(6.54), (6.55)进行数值迭代,则可得到冠层空气温度 T_{ac} 和空气比湿 q_{ac} 。

6.5 表面与观测高度之间的网格平均感热和水汽交换通量

如果在一计算网格中,同时有裸露土壤、雪盖和植被覆盖存在时,需要考虑通量的平均值。 整个网格中平均的表面与观测高度之间的感热和水汽交换通量,在我们的模式中用简单的面积 平均来给出,即:

$$\overline{H} = H_{gb} + H_{ac} , \qquad (6.71)$$

$$\overline{E} = H_{gb} + E_{ac} , \qquad (6.72)$$

第七章 模式的组装及运行

在前面几章中,我们已分别给出了 IAP94 的控制方程与通量的参数方案。这一章中,我们 将给出模式运行所需的参数及模式运行的计算流程。

7.1 模式参数

模式所需要的参数有两类。一类是基本参数,即: 植被类型和土壤类型; 二类是与基本参数对应的植被、土壤的特征及物理性质参数。本模式所需的第二类参数见表 7.1,表 7.2。

1	γ_d , $ ho_d$	干土密度、土壤矿物质与有机的固有密度(kg/m ³)	
2	K _{sat}	水分饱和土壤的水分输运系数(m/s)	
3	Ψ_{sat}	水分饱和土壤的水势(m)	
4	В	对数坐标下的土壤水分持结曲线斜率	
5	C _d	干土的比热(J / kg·K)	
6	q_{tz}	土壤的石英含量	
7	α_{sat}	水分饱和土壤的表面反照率	

表 7.1 土壤参数

表 7.2 植被参数

1	F_{veg}	植被覆盖度
2	LAI	叶面面积指数
3	N_{c}	绿叶比例
4	root	表面层根密度与总的根密度比例
5	wid	叶子的特征宽度(m)
6	z_1, z_2	冠层底与冠层顶离地面高度(m)
7	T_0 , T_H , T_L	植被光合作用的最佳、上限与下限温度(K)
----	---	---
8	χ_1	叶角分布指数
9	a, b, c, c_1, c_2	气孔阻抗系数(J/m ³ ,W/m ² ,s/m, —, —)
10	α_{Λ} , δ_{Λ}	单叶的表面反照率与透光系数($\Lambda = vis, nir$)
11	c_d^*	单叶页面上的表面拖拽系数
12	D_1, D_2, D_3	土壤表面层、次表面层和深层厚度(m)

7.2 数值计算流程

在具体计算中,土壤按根区深度共分为三个层次即:表面层,也称浅层根区层,这一次层 温度变化为日变化,其中水分可直接由蒸发进入大气,厚度一般保持在1cm-2cm的范围内; 次表面层,也称深层根区层,这一层的深度为根达到的最大深度,温度变化为月或季节性变化, 厚度一般在14.8cm-47cm的范围内;深层,也称水分重力渗漏层,在这一层的下边界水流通 量只有重力项的作用(gravitational drainage),温度变化为季节性变化,厚度在1m-3m范围内。 地面有雪覆盖时,如果雪厚<1cm,我们不考虑雪介质内的水分与热量平衡,它的存在只影响 表面辐射性质和水分蒸发或升华;如果雪厚>1cm,我们将考虑雪介质内的水分与热量平衡,它的存在只影响 表面辐射性质和水分蒸发或升华;如果雪厚>1cm,我们将考虑雪介质内的水分与热量平衡, 随着雪的积累或消融,雪盖的分层数是变动的。在目前的模式中,雪盖最多分为两层,若雪厚 >2cm时,将把雪分为两层,且顶部层厚度始终保持在1cm-2cm的范围内,在计算中,根据 雪的积累和消融将不断对雪层进行分离和组合。加上植被冠层,本模式的最大垂直层次数目为 6。水分与能量平衡方程的时间差分,我们采用完全隐式格式。对于介质内的相变过程用分裂方 法计算,计算时间步长范围为900s-3600s。下面我们将给出IAP 94 的计算流程。 (1)读入土壤与植被的物理和特征参数,具体参数见表7.1和表7.2。

a)初值T_c⁰, W_{dew}⁰, T_j⁰, θ_l^{j,0}, Δz_j⁰, γ_w^{j,0} (j=1, 2, ..., 5)。
b)初始时刻的大气强迫场;

 u_r^0 , T_r^0 , q_r^0 , ppc^0 , ppl^0 , $Rads^0_{\Lambda,\chi}$, $Radl^0$, P^{k+1} (大气压), ho_{air}^0

c)计算初始变量,式(A-1)--(A-10);

$$\gamma_{i}^{j,0}$$
, $\gamma_{l}^{j,0}$, $U_{l}^{j-1/2,0}$ (其中, j=1, 2, ..., 5),

 F_{sn}^0 , S_{cv}^0 , au_{snow}^0 , d^0 (snow grain size).

开始主要循环(BEGIN TIME LOOP)

(3)计算网格中裸土、雪盖、植被所占比例

(CALL FGRID)

(4)读入t+Δt时刻(k+1时间步)的大气强迫场并计算太阳天顶角的方向余弦,

$$u_r^{k+1}$$
, T_r^{k+1} , q_r^{k+1} , ppc^{k+1} , ppl^{k+1} , $Rads^{k+1}_{\Lambda,\chi}$, $Radl^{k+1}$, P^{k+1} (大气压), ρ_{air}^{k+1}
 $\cos z^{k+1}$ 。

(CALL GETMET)

(5)如果大气降水不等于零,即 ppc 和 ppl 其中之一不等于零,

a)计算降水的温度 T_{pr}^{k+1} ,用湿温度计算公式计算;

b)计算冠层截留量 P_c,式(3.38)--(3.46);

c)计算表面径流Y(0),式(3.50);

计算雨水的表面渗漏通量 U_{pr}^{k+1} 和新雪量 U_{pl}^{k+1} ,式(3.51)

(CALL INTERC)

d)计算冠层、表面土壤层或表面雪层的水分储存量;

$$W_{dew}^{k+1} = W_{dew}^{k+1} + P_c^{k+1} dt$$
(7.1)

$$\gamma_{l}^{n,k+1} = \gamma_{l}^{n,k+1} - U_{pr}^{k+1} dt / \Delta z_{n}$$
(7.2)

$$\gamma_{i}^{n,k+1} = \gamma_{i}^{n,k+1} - U_{pi}^{k+1} dt / \Delta z_{n}$$
(7.2)

(γ,的更新只对有雪层结点才计算)

(6)如果裸土上的雪积累深度>1 cm,初始化一新雪层,并给出这一新雪层的 T_n^{k+1} , $\theta_l^{n,k+1}$, $\gamma_l^{n,k+1}$, $\gamma_l^{n,k+1}$, $\gamma_l^{n,k+1}$, $\gamma_w^{n,k+1}$, $d^{n,k+1}$; 如果雪积累深度<1 cm,只累加雪的质量和厚度。

(7)a)计算雪盖的压实率 CR,式(3.34)-(3.36);

b)计算由新雪和压实导致的雪厚度变化;

$$\Delta z^{j,k+1} = \Delta z_j^k (1 - CR \times \Delta t) - U_{pi}^{k+1} / \rho_{snow} \Delta t$$
(7.4)

c)更新 $\gamma_i^{j,k+1}$, $\gamma_l^{j,k+1}$, $\gamma_w^{j,k+1}$, $\rho_l^{j,k+1}$, $d^{j,k+1}$ (j=nsoil+1-n)

(8)计算植被冠层的热容量,式(4.13);雪层和土壤层的热容量及热传导率,式(4.16)、(4.19),

$$\frac{1}{2} \left(\Delta z_{j} + \Delta z_{j+1} \right) / \lambda_{e}^{j+1/2} = \frac{1}{2} \Delta z_{j} / \lambda_{e}^{j} + \frac{1}{2} \Delta z_{j+1} / \lambda_{e}^{j+1} \\ \lambda_{e}^{j+1/2} = \lambda_{e}^{j} \lambda_{e}^{j+1} (\Delta z_{j} + \Delta z_{j+1}) / (\Delta z_{j+1} \lambda_{e}^{j} + \Delta z_{j} \lambda_{e}^{j+1})$$
(7.5)

 $\lambda_e^{1/2} = 0$

(CALL THPARA)

(9)计算表面反照率及吸收的净太阳辐射通量,

(CALL SURRAD)

a)计算土壤和雪盖的表面反照率及 τ_{snow}^{k+1} ,式(5.1)、(5.2);

(CALL SOILALB)

b)计算植被冠层的反照率与透过率,式(5.11)、(5.12)、(5.16)、(5.17)、(5.18);

(CALL VEGALB)

c)计算
$$\sum_{\Lambda,\chi} F_{c,\Lambda,\chi}$$
, $\sum_{\Lambda,\chi} F_{g,\Lambda,\chi}$, P_{ar} , P_d , 式(5.22)、(5.23)、(5.26)、(5.27)、(5.31);

d)计算 $I_{R}^{k+1,j-1/2}$,式(5.30)。

(10)求解能量平衡方程(5.11)、(5.14)、(5.15),

a)计算三对角矩阵中的系数,式(A-14)-(A-24);

b)用追赶法求解代数方程,式(A-25)-(A-27);

c)如果 T_{j}^{k} ≤273.15, $\gamma_{l}^{j,k}$ ≠0 且 T_{j}^{k+1} ≥273.15,则介质内的固相水分可能融化,设置

 T_i^{k+1} =273.15, (j=c, n, ..., 1)这里的 c 为冠层指标;

d)如果 $T_{j}^{k} \ge 273.15$, $\gamma_{l}^{j,k} \neq 0$ 且 $T_{j}^{k+1} \le 273.15$,则介质内的液相水分可能冻结,设置

 T_{i}^{k+1} =273.15, (j=c, n, ..., 1).

(11)a)计算裸土表面的表面阻抗 r_{surf} 和空气动力学阻抗 r_{ag} ,式(6.12)、(6.22);

(CALL SOILALB)

b)计算植被存在时的表面粗糙度 z_M 和 z_H ,零平面位移d,式(6.40)-(6.42);

(CALL ROUGHNESS)

(CALL RBRD)

e)用迭代法求解 r_{ac} , $\overline{r_c}$, T_{ac}^{k+1} , q_{ac}^{k+1} , 式(6.43)、(6.47)、(6.54)、(6.55);

f)计算感热与蒸散通量 H_{gb} 、 E_{gb} 、 H_{gc} 、 E_{gc} 、 E_{w} 、 E_{tr} 、 H_{ac} 、 E_{ac} ,以及H、E,

式(6.20)、(6.21)、(6.25)—(6.30)、(6.71)、(6.72);

g)计算系数,式(A-3)-(A-10)。

(12)计算土壤中水分汽化率、融化及冻结率,

a)汽化率(*M_{lv}*Δ*z*)^{*j,k+1*},式(3.29);

b)有融化或冻结存在时,计算介质内热量的盈余与亏缺;

$$(Heating)^{c} = (I_{R}^{ct} - I_{R}^{cb})^{k+1} - (H_{c} + L_{l(i)}E_{w} + L_{lv}E_{tr})^{k+1} - (c_{l(i)}U_{pr}T_{pr} - c_{l(i)}U_{pc}T_{c})^{k+1} - \frac{(\rho_{t}c_{t}\Delta z)^{c}}{\Delta t} (273.15 - T_{c}^{k})$$
(7.6a)

$$(Heating)^{n} = (I_{R}^{n+1/2} - I_{R}^{n-1/2})^{k+1} - (H_{gb} + H_{gc} + L_{i(l)}E_{gb} - L_{i(l)}E_{gc})^{k+1} - \left(\lambda_{e}\frac{\partial T}{\partial z}\right)^{n-1/2,k+1} - \left[\left(c_{l}T_{pr}U_{pr} - (c_{l}TU_{l})^{n-1/2}\right) + c_{l}T_{n}(U_{pr} - U_{l}^{n-1/2}) + c_{i}U_{pi}(T_{pr} - T_{n})\right]^{k+1} - \frac{(\rho_{t}c_{t}\Delta z)^{c}}{\Delta t}(273.15 - T_{n}^{k})$$

$$(Heating)^{j} = (I_{R}^{j+1/2} - I_{R}^{j-1/2})^{k+1} + \left[\left(\lambda_{e} \frac{\partial T}{\partial z} \right)^{j+1/2} - \left(\lambda_{e} \frac{\partial T}{\partial z} \right)^{j-1/2} \right]^{k+1} - \left[(c_{l}TU_{l})^{j+1/2} - (c_{l}TU_{l})^{j-1/2} - c_{l}T_{j}(U_{l}^{j+1/2} - U_{l}^{j-1/2}) \right]^{k+1} - \frac{(\rho_{l}c_{t}\Delta z)^{j}}{\Delta t} (273.15 - T_{j}^{k})$$
(7.6c)

(j = n-1, ..., 2, 1)

c)如果介质内水分有融化或冻结存在时,融化率或冻结率为:

$$(M_{il}\Delta z)^{j,k+1} = (Heating)^j / L_{il}, j = c, n, ..., 1,$$
 (7.7)

(7.6b)

d)计算由于融化或冻结导致的 $\gamma_l^{j,k+1}$ 、 $\gamma_i^{j,k+1}$ 、 $\gamma_w^{j,k+1}$ 的变化,

$$\gamma_l^{i,k+1} = \gamma_l^{i,k+1} - (\boldsymbol{M}_{il}\Delta \boldsymbol{z})^{j,k+1}\Delta t / \Delta \boldsymbol{z}_j$$
(7.8)

$$\gamma_{l}^{l,k+1} = \gamma_{l}^{l,k+1} - (M_{il}\Delta z)^{j,k+1}\Delta t / \Delta z_{j}$$
(7.9)

(13)更新介质内的水分含量与分密度 W_{dew} 、 θ_l 、 γ_i 、 γ_l 、 γ_w ,

(CALL RENEWW)

a)计算由蒸散导致介质内的水分变化,

$$W_{dew}^{k+1} = W_{dew}^{k+1} - E_w^{k+1} / \rho_l \Delta t$$
(7.10)

$$\theta_{l}^{j,k+1} = \theta_{l}^{n,k+1} + \frac{1}{\rho_{l}\Delta z_{n}} \left(M_{il}\Delta z - M_{lv}\Delta z - E_{tr} \right)^{j,k+1} \Delta t$$
(7.11)

$$\theta_{l}^{j,k+1} = \theta_{l}^{j,k+1} + \frac{1}{\rho_{l}\Delta z_{j}} \left(M_{il}\Delta z - M_{lv}\Delta z - E_{tr} \right)^{j,k+1} \Delta t$$
(7.12)

b)计算雪介质和土壤介质内的水流通量 $U_l^{j-l/2,k+1}$ (j = 1, 2, ..., n);

(CALL WATERFLUX)

c)计算由于水流导致的介质内的水分变化;

$$\theta_{l}^{j,k+1} = \theta_{l}^{j,k+1} + \frac{1}{\rho_{l}\Delta z_{j}} \left(U_{l}^{j-1/2} - U_{l}^{j+1/2} \right)^{k+1} \Delta t$$
(7.13)

(j = 1, 2, ..., n)

d)更新雪介质与土壤介质内的水分分密度。

(14)组合与分离薄雪与厚雪层并更新组合或分离出的新雪层的 $T^{j,k+1}$, $\theta_l^{j,k+1}$ 、 $\gamma_l^{j,k+1}$ 、 $\gamma_i^{j,k+1}$ 、 $\gamma_w^{j,k+1}$, $d^{j,k+1}$, (j是新组合出的结点指标),

a)分离(subdivide),如果表面雪层厚度>2 cm,把顶部的1 cm 分离出,且分离出的雪层温度等特征量不变;把分离出的下部1 cm 雪与底部层雪组合成一新厚层雪,其中温度等特征量按质量平均给出新值;

(CALL SUBDIVIDE)

b)合并(combine),当表面雪层厚度<1 cm 时,如果下面没有雪层,则把雪层从计算中移去; 如果下面有雪层,且两雪层总厚度>2 cm,则从下面雪层移出一部分,使上面层雪厚 达到1 cm。合并后新雪层的温度等征量按质量平均给出新值。

(CALL COMBINENODES)

(15)输出 T_c^{k+1} , W_{dew}^{k+1} , $T^{j,k+1}$, $\theta_l^{j,k+1}$ 。(j=1, n), H, E, Radnet 等。

(16)进入下一时间步长的计算(goto Item 3)。

结束循环(END LOOP) **Execution completed**

(17)结束(END)

第八章 总结与讨论(Summary and Discussion)

IAP94 是为 AGCM 所发展的一个陆地表面物理过程模式。它试图尽可能对全球各种不同下 垫面的物理过程进行细致合理的描述,模式本身有着清晰的物理概念和较强的理论基础,在参 数化方面尽可能地应用了目前国际上已广泛认可的方案。另一方面,IAP94 在与 AGCM 耦合之 前,我们对它作了一系列的验证性试验,结果证明它是合理的,可以组装到 AGCM 中去。

IAP94 是一个阶段性模式(interim model),随着对陆面过程的认识加深以及资料的丰富,我 们将对它进行不断的完善和发展。在下一阶段,我们将着重开展下面几方面的工作:

1、对能量平衡方程,构造满足时间-空间的完全守恒的差分格式。

2、对模式中的计算参数,例如,动力学粗糙度 z_{om} 、零平面位移d、交换阻抗 $(r_c \ , r_b \ , r_d \ , r_c)$ 、表面反照率等参数作细致的分析比较。

3、开展表面与大气水热交换对植被参数及土壤参数的敏感性试验。

4、完善模式的通量的网格平均计算方案,在模式中有效地考虑下垫面的非均匀性作用。

附录 A 热量平衡方程的数值解法

对热量平衡方程(3.11)、(3.14)和(3.15)的数值求解,我们所采用的数值格式为全隐式格式。为了避免迭代求解,首先,我们将对离散方程中的非线性项进行线性化,把这个非线性离散方程组化为一个具有三对角系数矩阵的代数方程组;然后,用追赶法来求解这个代数方程组。

为了书写方便,我们将对一些系数计算式进行赋值,

$$F_{v} = F_{veg} \left(1 - F_{sn} \right) \tag{A-1}$$

$$F_{b} = (1 - F_{veg}) + F_{veg}F_{sn}$$
(A-2)

$$a' = F_{\nu} \rho_{air} c_p / \overline{r_b}$$
(A-3)

$$a'' = F_b \rho_{air} c_p / r_{ag} \tag{A-4}$$

$$a^{"} = F_{\nu}\rho_{air}c_{p}/r_{d} \tag{A-5}$$

$$b' = F_{\nu}\rho_{air}\left(L_{(i,l)\nu}\frac{\delta}{\overline{r_{b}}} + L_{l\nu}\frac{1-\delta}{\overline{r_{b}} + \overline{r_{c}}}\right)$$
(A-6)

$$b'' = F_b \rho_{air} L_{(i,l)\nu} / (r_{surf} + r_{ag})$$
(A-7)

$$b^{\bar{}} = F_{\nu} \rho_{air} L_{(i,l)\nu} / (r_{surf} + r_d)$$
(A-8)

$$\hat{C} = C_A + C_F + C_G \tag{A-9}$$

$$\hat{C}' = C_A + C_V + C_{G'}$$
(A-10)

$$(c_l U_l T)^{j+1/2,k+1} = c_l U_l^{j+1/2,k+1} \left(\alpha_{j+1/2} T_{j+1} + \beta_{j+1/2} T_j \right)^{k+1}$$
(A-11)

$$\begin{cases} \alpha_{j+1/2} = 0; \quad \beta_{j+1/2} = 1, \quad \stackrel{\text{tr}}{=} U_1^{j+1/2} \ge 0 \\ \alpha_{j+1/2} = 1; \quad \beta_{j+1/2} = 0, \quad \stackrel{\text{tr}}{=} U_1^{j+1/2} \prec 0 \\ \alpha_{j+1/2} = 1; \quad \beta_{j+1/2} = 0, \quad \stackrel{\text{tr}}{=} j = 0 \text{ tr} \end{cases}$$
(A-12)

其中,

通过对热量平衡方程的离散和线性化,最终方程可写成:

$$\begin{bmatrix} b_{n+1} & -c_{n+1} & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 & 0 \\ -a_n & b_n & -c_n & 0 & \cdots & 0 & 0 & 0 \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \cdots & -a_2 & b_2 & -c \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & -a_1 & b_1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} T_c^{k+1} \\ T_n^{k+1} \\ \vdots \\ T_2^{k+1} \\ T_1^{k+1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} d_{n+1} \\ d_n \\ \vdots \\ d_2 \\ d_1 \end{bmatrix}$$
(A-13)

式(A-13)中的系数为:

$$b_{n+1} = (\rho_t c_t \Delta z)^c - F_v c_{l(i)} U_{po}^{k+1} + a^{'} \frac{C_A + C_G}{\hat{C}} + b^{'} \frac{C_A + C_G}{\hat{C}'} \frac{dq_{sat}(T_c^k)}{dT} + 8F_v \varepsilon_c \delta_t \sigma(T_c^3)^k$$
(A-14)

$$c_{n+1} = a' \frac{C_G}{\hat{C}} + b' h_r \frac{\dot{C}_G}{\hat{C}} \frac{dq_{sat}(T_n^k)}{dT} + 4F_v \delta_t \varepsilon_s \sigma(T_n^3)^k$$
(A-15)

$$\begin{aligned} d_{n+1} &= \frac{(\rho_{t}c_{t}\Delta z)^{c}}{\Delta t}T_{c}^{k} - F_{v}c_{l(i)}U_{po}^{k+1}T_{pr}^{k+1} + a^{'}\frac{C_{A}}{\hat{C}}T_{r}^{k+1} + b^{'}\frac{C_{A}}{\hat{C}}q_{r}^{k+1} \\ &- b^{'}\frac{C_{A} + C_{G}^{'}}{\hat{C}^{'}}\left[q_{sat}(T_{c}^{k}) - \frac{dq_{sat}(T_{c}^{k})}{dT}T_{c}^{k}\right] + b^{'}h_{r}\frac{C_{G}^{'}}{\hat{C}^{'}}\left[q_{sat}(T_{n}^{k}) - \frac{dq_{sat}(T_{n}^{k})}{dT}T_{n}^{k}\right] \\ &+ \left[\sum_{\Lambda,\chi}F_{c,\Lambda,\chi} + F_{v}\delta_{t}Radl\right]^{k+1} - 3F_{v}\delta_{t}\varepsilon_{s}\sigma(T_{n}^{4})^{k} + 6F_{v}\delta_{t}\varepsilon_{c}\sigma(T_{n}^{4})^{k} \end{aligned}$$

(A-16)

$$a_{n} = -F_{v}c_{l(i)}U_{pc}^{k+1} + a^{"}\frac{C_{F}}{\hat{C}} + b^{"}\frac{C_{v}}{\hat{C}'}\frac{dq_{sal}(T_{c}^{k})}{dT} + 4F_{v}\delta_{t}\varepsilon_{c}\sigma(T_{c}^{3})^{k}$$
(A-17)

$$b_{n} = \frac{(\rho_{t}c_{t}\Delta z)^{n}}{\Delta t} + [-c_{l}U_{pr} - c_{l}U_{l}^{n-1/2}\alpha_{n-1/2} + c_{l}U_{l}^{n-1/2} - c_{i}U_{pi}]^{k+1} + a^{"} + a^{"} \frac{C_{A} + C_{F}}{\hat{C}}$$

$$+ b^{"}h_{r}\frac{dq_{sat}(T_{n}^{k})}{dT} + b^{"}\frac{C_{A} + C_{V}}{\hat{C}}\frac{dq_{sat}(T_{n}^{k})}{dT} + 4\varepsilon_{s}\sigma(T_{n}^{3})^{k} + \frac{2\lambda_{e}^{n-1/2}}{\Delta z_{n} + \Delta z_{n-1}}$$
(A-18)

$$c_n = c_l U_l^{n-1/2,k+1} \beta_{n-1/2} + \frac{2\lambda_e^{n-1/2}}{\Delta z_n + \Delta z_{n-1}}$$
(A-19)

$$d_{n} = \frac{(\rho_{t}c_{t}\Delta z)^{n}}{\Delta t}T_{n}^{k} - F_{b}c_{l(i)}U_{po}^{k+1}T_{pr}^{k+1} + a^{"}T_{r}^{k+1} + a^{"}\frac{C_{A}}{\hat{C}}T_{r}^{k+1} - b^{"}\left\{h_{r}\left[q_{sat}(T_{n}^{k}) - \frac{dq_{sat}(T_{n}^{k})}{dT}\right] - q_{r}^{k+1}\right\}$$
$$-b^{"}\left\{-\frac{C_{A}}{\hat{C}}q_{r}^{k+1} + \frac{C_{V}}{\hat{C}}\left[q_{sat}(T_{c}^{k}) - \frac{dq_{sat}(T_{c}^{k})}{dT}T_{c}^{k}\right] + \frac{C_{A} + C_{V}}{\hat{C}}\left[q_{sat}(T_{n}^{k}) - \frac{dq_{sat}(T_{n}^{k})}{dT}T_{n}^{k}\right]\right\}$$
$$+\left[\sum_{\Lambda,\chi}F_{g,\Lambda,\chi} + F_{b}Radl + F_{v}(1-\delta_{t})Radl - I_{R}^{n-1/2}\right]^{k+1} - 3F_{v}\delta_{t}\varepsilon_{c}\sigma(T_{c}^{4})^{k} + 3F_{v}\varepsilon_{s}\sigma(T_{n}^{4})^{k}$$
$$(A.20)$$

$$a_{j} = -c_{l}U_{l}^{j+1/2,k+1}\alpha_{j+1/2} + \frac{2\lambda_{e}^{j+1/2}}{\Delta z_{j+1} + \Delta z_{j}}$$
(A-21)

.....

$$b_{j} = \frac{(\rho_{t}c_{t}\Delta z)^{j}}{\Delta t} + \left[c_{l}U_{l}^{j+1/2}\beta_{j+1/2} - c_{l}U_{l}^{j-1/2}\alpha_{j-1/2} - c_{l}(U_{l}^{j+1/2} - U_{l}^{j-1/2})\right]^{k+1} + \left[\frac{2\lambda_{e}^{j+1/2}}{\Delta z_{j+1} + \Delta z_{j}} + \frac{2\lambda_{e}^{j-1/2}}{\Delta z_{j} + \Delta z_{j-1}}\right]$$
(A-22)

$$c_{j} = -c_{l}U_{l}^{j-1/2,k+1}\beta_{j-1/2} + \frac{2\lambda_{e}^{j-1/2}}{\Delta z_{j} + \Delta z_{j-1}}$$
(A-23)

$$d_{j} = \frac{(\rho_{t}c_{t}\Delta z)^{j}}{\Delta t}T_{j}^{k} + (I_{R}^{j+1/2} - I_{R}^{j-1/2})^{k+1}$$
(A-24)
(j=1, 2, ..., n-1)

其中, U_{po} 是大气的降水速率(kg / m²·s), U_{pc} 是通过植被冠层到达地面的降水(kg / m²·s)。 上面各式中, k 表示时间步数, n 和 j 表示结点指标。

在上面求解过程中,我们假定了阻抗 r_{ag} , r_{ac} , r_{b} , r_{c} , r_{d} 在 k+1 时间步长的值近似 等于它们在 k 时间步长的值。对方程(A-13)的求解,我们采用追赶法,具体方法如下:

$$\beta_{m} = \frac{c_{m}}{b_{m} - a_{m}\beta_{m+1}} \qquad \beta_{n+2} = 0$$
(A-25)

$$v_m = \frac{d_m + a_m v_m}{b_m - a_m \beta_{m+1}} \qquad \beta_{n+2} = 0, m = n+1, n, \dots, 1$$
(A-26)

$$T_{j}^{k+1} = \beta_{j} T_{j-1}^{k+1} + v_{j} \qquad T_{0}^{k+1} = 0, j = 1, 2, \cdots, n+1$$
(A-27)

附录 B: 数学符号

All units are in the SI system, with the exception of pressure, which is expressed as mb.

α	Albedo
$lpha_{\Lambda}$	Leaf reflection coefficient
$eta_{\scriptscriptstyle\infty}$	Bulk or asymptotic extinction coefficient in snow
$eta_{\scriptscriptstyle nir}$	Extinction coefficient for near-IR radiation in snow
$eta_{\scriptscriptstyle vis}$	Extinction coefficient for visible radiation in snow
γ_k	Bulk density of coefficient k (mass/total volume) (kg / m^3)
δ	Fractional area of the leaves covered by water
$\delta_{\scriptscriptstyle\Lambda}$	Leaf transmission coefficient
\mathcal{E}_{S}	Long wave emissivity of ground
\mathcal{E}_{C}	Long wave emissivity of canopy
η	Viscosity coefficient (N·s / m^2)
${m \eta}_0$	Viscosity coefficient (N·s / m ²)
η_s	Viscosity coefficient at 7=0 $^\circ \! {\rm C}$ and $\eta_{\scriptscriptstyle S}$ =0.0 (N·s / m²)
$oldsymbol{ heta}_k$	Fractional volume of constituent $k (m^3 / m^3)$
К	Von Karman constant
$\lambda_{_{e}}$	Effective thermal conductivity of media (W / m·K)
λ	Thermal conductivity of media (W / $m \cdot K$)
$ ho_{air}$	Air density (kg / m ³)
$ ho_i$	Intrinsic density of ice (0.917×10 ³ kg / m ³)
$ ho_k$	Intrinsic density of constitute k (kg / m ³)

$ ho_l$		Intrinsic density of water $(1.00 \times 10^3 \text{ kg} / \text{m}^3)$
$ ho_s$		Density of snow, including liquid water (kg / m ³)
$ ho_t$		Density of total media (kg / m ³)
$ ho_{\scriptscriptstyle w}$		Density of water, including solid water and liquid water (kg / m^3)
σ		Stefan-Boltzmann constant (5.669×10 ⁻⁸ W / m ² K ²)
$ au_{age}$		Nondimensional age of snow
ϕ		Porosity
$\phi_{_{sd}}$		Solid porosity (volume between the solids/total volume)
χ_l		Ross function of leaf-angle distribution
ψ		Water potential of soil (m)
Ω		General quantity in conservation equations
Δt		Time step (s)
ΔV		Control volume (m ³)
Δz		Control thickness (m)
В		Slope of the retention curve of soil water
cos	Z.	Cosine of the solar zenith angle
\overline{E}		Grid averaged moisture flux (kg / m ² ·s)
E_{ac}		Moisture flux from canopy to atmosphere (kg / $m^2 \cdot s$)
E_{gb}		Moisture flux from bare soil to atmosphere (kg / m^2 ·s)
E_{gc}		Moisture flux from ground to canopy space (kg / m^2 ·s)
E_{tr}		Rate of transpiration from canopy (kg / $m^2 \cdot s$)
E_w		Rate of evaporation from wet portions of the canopy (kg / $m^2 \cdot s)$
F_{H}		Sensible heat flux (W / m²)

F_M	Momentum flux (kg / m·s²)
F_Q	Moisture flux (kg / m²·s)
F_{age}	Snow age
$F_{c,\Lambda,\chi}$	Absorbed solar radiation by canopy (W / m^2)
$F_{g,\Lambda,\chi}$	Absorbed solar radiation by ground (W / m^2)
F _{sn}	Fraction of vegetation covered by snow
F_{veg}	Fraction of a grid square covered by vegetation
\overline{H}	Grid averaged sensible heat flux (W / m ²)
H_{ac}	Sensible heat flux between the canopy top and observational height (W / m^2)
H_{c}	Sensible heat flux between the canopy and the air within the canopy (W / m^2)
H_{gb}	Sensible heat flux between the canopy from the bare ground (W / m^2)
H_{gc}	Sensible heat flux between the canopy bottom and ground (W / m^2)
I_{R}	Absorbed net radiation flux (W / m^2)
J	Generalized flux
Κ	Hydraulic conductivity (m / s)
K_l	Hydraulic permeability of snow (m ²)
L	Monin-Obukhov length (m)
LAI	Leaf are index (m^2 / m^2)
L_t	Local leaf are index of canopy ($L_t = LAI /F_{veg}$) (m² / m²)
L_{li}	Latent heat of fusion for ice $(3.335 \times 10^5 \text{ J / kg})$
$L_{\nu i}$	Latent heat of sublimation for ice $(2.838 \times 10^6 \text{ J} / \text{kg})$
L_{vl}	Latent heat of evaporation for water $[2.501 \times 10^6 - 2370 \times (T-273.15) J / kg]$
$M_{_{il}}$	Rate of melt (m / s)

<i>M</i> _{<i>iv</i>}	Rate of sublimation (kg / m ³ ·s)
N_c	Fraction of green leaves
P_c	Rate of precipitation interception (m / s)
P_0	Rate of precipitation (m / s)
P _{ar}	Active photosynthetical radiation
P_c	Rate of precipitation interception by canopy (m / s)
P_d	Ratio of PAR and total downward visible radiation
Radl	Downward atmospheric radiative flux (W / m ²)
Rads	Downward solar radiation flux (W / m ²)
RiB	Bulk Richardson number
R_{w}	Gas constant for water vapor (461.296 J / kg·k)
S	Source or sink
S _{cv}	Fraction of a grid square covered by snow
$T_{_{H}}$	Upper temperature limit for transpiration (K)
T_L	Lower temperature limit for transpiration (K)
T_o	Optimum temperature for transpiration (K)
T_{ac}	Temperature of canopy air (K)
T_c	Canopy temperature (K)
T_{pr}	Temperature of precipitation (K)
T_r	Air temperature at the observational height (m / s)
U	Mass flux (kg / m ² ·s)
U_{l}	Mass liquid water flux (kg / m ² ·s)
U_p	Effective precipitation rate on ground, including snow and rain (kg / $m^2 \cdot s)$

U_{pi}	Rate of snowfall on ground (kg / m ² ·s)
U _{pr}	Infiltration of rain into the top control volume of soil (kg / m^2 ·s)
U_{V}	Mass vapor flux (kg / m ² ·s)
W _{dew}	Total water stored by canopy (m)
W _{dewmax}	Maximum of water storage in canopy (0.0002m × LAI)
<i>Y</i> (0)	Rate of surface runoff (m / s)
Y(h)	Rate of drainage in the bottom of soil (m / s)
C _d	Leaf drag coefficient
C _d	Specific heat of the dry soil (J / kg \cdot k)
C _i	Specific heat of ice (-13.3 + 7.80×T J / kg·k)
C _k	Fractional compaction rate of snow cover (S^{-1})
C ₁	Specific heat of liquid water (4217.7 J / kg·k)
C _t	Specific heat for the total media (J / kg·k)
d	Diameter of snow grain (m)
	or Zero-plane displacement height (m)
d_{sw}	Equivalent-water depth of snow cover (m)
h	Coefficient of heat transfer (W / m ² ·K)
h_r	Relative humidity of the air at the soil surface
ppc	Convection precipitation (m / s)
ppl	Large-scale precipitation (m / s)
q_{ac}	Air specific humidity in canopy space
q_{g}	Air humidity at the ground surface (kg / kg)
q_r	Air humidity at the observation height (kg / kg)

$q_{sat}(T)$	Saturated specific humidity at the temperature T (kg / kg)
q_{tz}	Content of quartz
<i>r</i> _{ac}	Aerodynamic resistance between canopy and observational height (s / m)
<i>r</i> _{ag}	Aerodynamic resistance between ground and observational height (s / m) $$
r _d	Aerodynamic resistance between ground and canopy air space (s / m) $$
root	Fractional factor of root in soil node
$\overline{r_b}$	Bulk boundary layer resistance (s / m)
$\overline{r_c}$	Bulk stomatal resistance of vegetation (s / m)
<i>r_{surf}</i>	Bare soil surface resistance (s / m)
S	Liquid water saturation (fraction of voids filled by liquid water (m^3 / m^3))
S _e	Effective liquid water saturation (m^3 / m^3)
<i>u_r</i>	Wind speed at the observational height (m / s)
wid	Leaf dimension (m)
<i>Z</i> ₁	Height of canopy bottom (m)
<i>Z</i> ₂	Height of canopy top (m)
Z _H	Thermal roughness length (m)
Z _m	Aerodynamic roughness length (m)
Z _r	Observational height (m)

Subscripts

Λ	Wavelength (µm)
χ	Direct or diffusion
a,air	Air
С	Canopy
d	Dry soil constituent

dif	Diffuse
dir	Direct beam
8	Ground, soil
i	lce
k	Generalized coefficient for constituent
l	Liquid water
nir	Near-infrared radiation
р	Plant
S	Snow-cover
sat	Saturated
sd	Solid
t	Total media, snow, soil or plant
v	Water vapor
vis	Visible radiation
W	Combined liquid and soil water phases

Superscripts

С	Nodal index of canopy
cb	Index referring to the bottom of canopy
ct	Index referring to the top of the canopy
j	Nodal index
$j + \frac{1}{2}$	Index referring to the upper bounding surface of the control volume
$j-\frac{1}{2}$	Index referring to the lower bounding surface of the control volume
k	Time step
n	Ground surface nodal index
nsoil	Soil surface nodal index

参考文献

- Abramopoulos, F., C. Rosenzweig, and B. Choudhury, 1988: Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCM): soil water movement and evapotranspiration. J. Climate, 1, 921-941.
- Acs, F. and D.T. Mihailovic, 1991: A coupled soil moisture and surface temperature prediction model. J Appl. Meteorol., 30, 812-822.
- Anderson, E.A., 1976: A point energy and mass balance model of a snow cover. Office of Hydrology, National Weather Service, Silver Spring, Maryland, NOAA Technical Report NWS 19.
- Baker, D.G., D.L. Ruschy, and D.B. Wall, 1990: The albedo decay of prairie snows, J. Appl. Meteorol., 29, 179-187.
- Bounoua, L., and T.N. Krishnamurti, 1993: Influence of soil moisture on the sahelian climate prediction. Meteorol. Atmos. Phys., 52, 183-203.
- Briegleb, B.P., P. Minnis, V. Ramanathan, and E. Harrison, 1986: Comparison of regional clear-sky albedos infrared from satellite observations and model computations. J Climate Appl. Meteorol., 25, 214-226.
- Brutsaert, W., 1979: Heat and mass transfer to and from surfaces with dense vegetation or similar permeable roughness. Boundary-Layer Meteorol., 16, 365-388.
- Camillo, P.J., and R.J. Gurney, 1986: A resistance parameter for bare evaporation models. Soil Science, 141, 95-105.
- Campball, G.S., 1974: A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. Soil Science, 117, 311-314.
- Carson, D.J., 1981. Current parameterization of land surface processes in atmospheric general circulation models. Proc. JSC study conf. Land-surface processes in Atmospheric General Circulation Models (ed. P.S. Eagleton), Cambridge University Press, 67-108.
- Charney, J.G., 1975: Dynamics of deserts and drought in Sahel. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 101, 193-202.
- Charney, J.G., W.K. Quirk, S.H. Chow, and J. Kornfield, 1977: A comparative study of the effects of

albedo changes on drought in semi-arid regions. J. Atmos. Sci., 34, 1366-1385.

- Chen, T.H., et al., 1995: Cabauw experimental results from the Project for Intercomparison of Land Surface Parameterizaton Schemes., In preparation for J. Climate.
- Clapp, R.B., and G.M. Hornberger, 1978: Empirical equations for some soil hydraulic properties. Water Resour. Res., 14, 601-604.
- Claussen, M., U. Lohmann, E. Roeckner, and U. Schulzweida, 1994: A global data set of land-surface parameters. Max-Planck-Institut fur Meteorologie, Report No. 135.
- Colbeck, S.C., 1971: One-dimension waterflow through snow. USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Research Report 296.
- Colbeck, S.C., 1972: A theory of water percolation in snow. J. Glaciology, 11, 369-385.
- Colbeck, S.C., 1974: On predicting water runoff from a snow cover. In Advanced concepts and Techniques in the study of snow and ice resources (ed. H.S. santeford and J.L. Smith), Washington, D.C., National Academy of Science, 55-66.
- Colbeck, S.C., 1982: An overview of seasonal snow metamorphism. Reviews of Geophysics and Space Physics, 20(1), 45-61.
- Cosby, B.J., G.M. Hornberger, R.B. Clapp, and T.R. Ginn, 1984: A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soil. Water Resour. Res., 20, 682-690.
- Deardoff, J.W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature with inclusion of a layer of vegetation. J. Geophy. Res., 83, 1889-1903.
- De Vries, D., 1975: Heat transfer in soil, in Heat and Mass Transfer in the Biosphere, 1, Transfer Processes in the Plant Environment (ed. D. De Vries and N. Afgan). Scripta, Washington, D.C., pp. 5-28.

Dickinson, R.E., A. Henderson-Sellers, P.J. Kennedy, and M.F. Wilson, 1986: Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR community climate model. NCAR/TN-275+STR.

- Dickinson, R.E., A. Henderson-Sellers, P.J. Kennedy, 1993: Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR community climate model. NCAR/TN-387+STR.
- Dickinson, R.E., A. Henderson-Sellers, 1988: Modelling tropical deforestation: A study of GCM land-surface parameterizations. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 114, 439-462.

- Dickinson, R.E., 1988: The force-restore method for surface temperature and its generalizations. J. Climate, 1, 1086-1097.
- Dickinson, R.E., 1983: Land surface processes and climate-surface albedos and energy balance. Advances in Geophysics. Academic Press, 25, 305-353.
- Dolman, A.J., and D. Gregory, 1992: The parameterization of rainfall interception in GCM. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 118, 455-467.
- Dorman, J., and P.J. Sellers, 1989: A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere Medel (SiB). J. Appl. Meteorol., 28, 833-855.
- Ducoudre, N.I., K. Laval, and A. Perrier, 1993: SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land-atmosphere interface within the LMD Atmospheric General Circulation Model. J. Climate, 6, 248-273.
- Edlefsen, N., and A. Anderson, 1943: Thermodynamics of soil moisture. Hilgarodia, 15, 31-299.
- Farouki, O.T., 1981: Thermal properties of soils. USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, CRREL Monograph 81-1.
- Garratt, J.R., 1993: Sensitivity of climate simulations to land-surface and atmospheric boundary-layer treatments A review. J.Climate, 6, 419-449.
- Garratt, J.R., 1978: flux profile relations above tall vegetation. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 104, 199-211.
- Garratt, J.R., and B.B. Hicks, 1973: Mornentum, heat and water vapour transfer to and from natural and artificial surface. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 99, 680-687.
- Goudriaan, J., 1977: Crop Micrometeorolog: A simulation study. Wageningen Center for agricultural Publishing and Documentation, 249 pp..
- Gray, D.M., and P.G. Landine, 1987: Albedo model for shallow prairie snow cover. Can. J. Earth Sci., 24, 1760-1768.
- Hender-Sellers, A., and M.F. Wilson, 1983: Surface albedo data for climatic modeling. Rev. Geophys. Space Phys., 21, 1743-1778.
- IAHS, 1986: Modelling snowmelt-induced processes. Proc. Budapest Symp., July (ed. E.M. Morris), Publ. No. 155, pp. 328.

Idso, S., R. Jackson, B. Kimball, and F. Nakayama, 1975: The dependence of bare soil albedo on

soil water water content. J. Appl. Meteorol., 14, 109-113.

- Inoue, E., 1963: On the turbulence structure of airflow with in crop canopies. J. Meteorol. Soc. Japan, 41, 317-326.
- Jarvis, P.G., 1976: The interpretation of variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. Phil. Trans. Roy. Soc., Ser. B, 273, 593-610.
- Ji, J.J., and Y.C. Hu, 1989: A simple land surface processes model for use in climate study, Acta Meterologica Sinica, 3, 344-353.
- Jordan, R., 1991: A one-dimensional temperature model for a snow cover. U.S. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laborotary, Special Report 91-16, 49 pp..
- Jordan, R., H. O'Brien, and R.E. Bates, 1986: Thermal measurements in snow, In Snow Symposium 5. vol. 1, USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Special Report 86-15, p. 183-193.
- Jordan, R., H. O'Brien, and M.R. Albert, 1989: Snow as a thermal background: Preliminary results from the 1987 field test. USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Special Report 89-7, p. 5-24.

Jordan, R., 1990: User's guide for CRREL one-dimensional snow temperature model.

- Kimball, B.A., R.D. Jackson, R.J. Reginato, F.S. Nakayama, and S.B. Idso, 1976: Comparison of field-measured and calculated soil heat fluxex. Soil Sci. Soc. Am. J., 40, 18-28.
- Kondo, J., and N. Saigusa, 1990: A parameterization of evaporation from bare soil surfaces. J. Climate Appl. Meteorol., 29, 385-389.
- Kondo, J., and T. Yamazaki, 1990: A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method. J. Appl. Meteorol., 29, 375-384.
- Kondratyev, K. Ya, V.I. Korzov, and V.V. Mukhenberg, 1981: The shortwave albedo and the surface emissivity. Proc. JSC study conf. Land-surface processes in Atmospheric General Circulaton Medels (ed. P.S. Eagleton), Cambridge University Press.
- Koning, G., 1985: Roughness length of an Antarctic ice shelf. Polarforschung, 55, 27-32.
- Kowalczyk, E.A., J.K. Garratt, and P.B. Krummel, 1991: A soil-canopy scheme for use in a numerical model of the atmosphere-1D stand-alone model. CSIRO Division of Atmospheric Research Technical Paper No. 23, 56pp.

Ledley, T.S. 1991: Snow on sea ice: Competing effects in shaping climate. J. Geophys. Res., 96(D9),

17, 195 - 17, 208.

- Lin, J.D., and Shu Fen Sun, 1986: A method for coupling a parameterization of the planetary boundary-layer with a hydrologica model. J. Climate Appl. Meteorol., 25, 1971-1975.
- Loth, B., and H. Graf, 1993: Snow cover model for global climate simulations. J. Geophys. Res., 98(D6), 10, 451 10, 464.
- Louis, J.F., 1979: A parametric model of vertical eddy flux in the atmosphere. Boundary-Layer Meteorol., 17, 187-202.
- Louis, J.L., M. Tiedtke, and J.F. Geleyn, 1982: A short history of PBL parameterization at ECMWF. Proc. 1981 ECMWF Workshop on PBL parameterization, Reading, UK, ECMWF, 59-71.
- Lynch-Stieglitz, M., 1994: The development and validation of a simple snow model for GISS GCM. J. Climate, 7, 1842-1855.
- Mahfouf, J.-F., E. Richard, and P. Mascart, 1987: The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations. J. Climate Appl. Meteorol., 26, 1483-1495.
- Mahfouf, J.-F., and J. Noilhan, 1991: Comparitive study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data. J Appl. Meteorol., 30, 1354-1365.
- Mahrt, L., and H. Pan, 1984a: A two-layer model of soil hydrology. Boundary-Layer Meteorol., 29, 1-20.
- Mahrt, L., and E.K. Michael, 1984b: The influence of atmospheric stability on potential evaporation. J. Climate Appl. Meteorol., 23, 222-234.
- Mahrt, L., 1987: Grid-averaged surface fluxes. Mon. Weather. Rev., 115, 1550-1560.
- Male, D.H., and D.M. Gray, 1975: Problem in developing a physically based snowmelt model. Can. J. Civ. Eng., 2, 474-488.
- Mattews, E., 1983: Global vegetation and land use: New high-resolution data bases for climate studies. J climate Appl. Meteorol., 22, 474-487.
- McCumber, M.C., and R.A. Pielke, 1981: Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. Part 1: soil layer. J. Geophys. Res., 86, 9929-9928.
- McFarlance, N.A., G.J. Boer, J.P. Blanchet, and M. Lazare, 1992: The Canadian Climate Center second-generation general circulation model and its equilibrium climate. J. Climate, 5, 1013-1044.

Mehta, B.K., S. Shiozawa, and M. Nakano, 1994: Hydraulic properties of a sandy soil at low water

contents. Soil Science, 157(4), 208-214.

- Milly, P.C.D., 1992: Potential evaporation and soil moisture in general circulation models. J. Climate, 5, 209-226.
- Milly, P.C.D., 1984: A simulation analysis of thermal effects on evaporation from soil. Water Resour. Res., 20, 1087-1098.
- Monteith, J.L., 1981: Evaporation and surface temperature. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 107, 1-27.
- Morris, E.M., 1989: Turbulance transfer over snow and ice. J. Hydrology, 105, 205-223.
- Myer, T.M., and K.T. Pau U, 1987: Modelling the Plant Canopy Micrometeorology with Higher Oder Closure Principles. Agric, For. Meteorol., 41, 143-163.
- Myers, V.I., and W.A. Allen, 1968: Electooptical remote sensing method as nondestructive testing and measuring techniques in agriculture. Applied Optis, 7(9), 1819-1837.
- Otterman, J., K. Staenz, and K.I. Itten, : Dependence of snow melting and surface-atmosphere interactions on the forest structure. Boundary-Layer Meteorol., 45, 1-8.
- Naot, O., and Y Mahrer, 1989: Modelling Microclimate environments: A verification study. Boundary-Layer Meteorol., 46, 333-354.
- Noihan, J., and S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. Mon. Wea. Rev., 117, 536-549.
- Payne, R.E., 1972: Albedo of the sea surface. J. Atmos. Sci., 29, 959-970.
- Patankar, S.V., 1980: Numerical Heat Transfer and Fluid Flow. New York: Hemisphere Publishing.
- Philip, J., 1957: Evaporation, and moisture and heat field in the soil. J. Meteorol., 14, 354-366.
- Philip, J.R., and D.A. de Vries, 1957: Moisture movement in porous materials under temperature gradients. Trans. Am. Geophys. Union, 38, 222-232.
- Pinty, J.-P., P. Mascart, E. Richard, and R. Rosset, 1989: An investigation of mesoscale flows induced by vegetation inhomogeneities using an evapotranspiration model calibrated against HAPEX-MOBILHY Data. J. Appl. Meteorol., 28, 976-992.
- Pitman, A.J., Z.L. Yang, J.G. Cogley, and A. Hender-Sellers, 1991: Description of bare essentials of surface transfer for the Bureau of Meteorological Research Center AGCM, BRMC, Australia. BMRC Research Report No. 32, 117 pp.

Raupach, M.R., and A.S. Tom, 1981: Turbulance in and above plant canopies. Ann. Rev. Fluid

Mech., 13, 97-129.

- Rijtema, P., 1970: Soil moisture forecasting. note 513, Inst. for Land and Water Manage. Res., Wageningen, the Netherlands.
- Rowe, C.M., 1993: Global land-surface albedo modeling. Int. J. Clinatology, 13, 473-495.
- Sambles, K.M., and M.G. Anderson, 1989: Modelling seasonally Freezing ground conditions. U.S. Army Corps of Enginners, Cold Regions Research and Engineering laboratory, AD-A210 076.
- Sato, N., P.J. Sellers, D.A. Randall, E.K. Schneider, J. Shukla, J.L. Kinter, Y.T. Hou, and E. Albertazzi, 1989: Effects of implementing the Simple Biosphere Model in a General Circulation Model. J. Atmos. Sci., 46(18), 2757-2782.
- Schadler, G., W. Kalthoff, and F. Fiedler, 1990: Validation of a model for heat, mass and momentum exchange over vegetated surface using LOTREX-10E/HIBE88 data. Beitr. Phys. Atmos., 62(2): 85-90.
- Sellers, P.J., 1985: Canopy reflect, photosynthesis and transpiration. Int. J. Remote Sens., 6, 1335-1372.
- Sellers, P.J., Y. Mintz, Y.C. Sud, and A. Dalcher, 1986: A Simple Biosphere Model (SiB) for use within general circulation models. J. Atmos. Sci., 43, 505-531.
- Sellers, P.J., and J.L. Dorman, 1987: Testing the Simple Biosphere Model (SiB) with point micrometeorological and biophysical data. J. Climate Appl, Meteorol., 26(5), 622-651.
- Sellers, P.J., W.J. Shuttleworth, J.L. Dorman, A. Dalcher, and J.M. Roberts, 1989: Calibrating the Simple Biosphere Model (SiB) for Amazonian tropical forest using field and remote sensing data. Part 1: Averge calibration with field data. J Appl. Meteorol., 28, 727-759.
- Sellers, P.J., M.D. Heiser, and F.G. Gall, 1992: Relations between surface conductance and spectral vegetation in dices as intermediate (100 m² to 15 km²) length scale. J. Geophys. Res., 97, 19033-19060.
- Shao Yaping, et al., 1994: Soil Moisture Simulation, A Report of the RICE and PILPS Workshop. IGPO Publication Series No. 14.
- Shukla, J., and Y. Mintz, 1982: Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate. Science, 215, 1498-1501.
- Shuttleworth, W.J., 1988: Evaporation from Amazonian rainforest. Proc. Roy. Soc. London, B233, 321-346.

- Shuttleworth, W.J., 1988a: Macrohydrology the new challenge for process hydrology. J. Hydr., 100, 31-56.
- Shuttleworth, W.J., 1988b: Evaporation from Amazonian rain forest. Phil. Trans. Roy. Soc., London, Ser. B, 333-346.
- Shuttleworth, W.J., et al, 1984a: Observations of radiation exchange above and between Amazonian forest. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 110, 1163-1169.
- Shuttleworth, W.J., et al, 1984b: Eddy correlation of energy partition for Amazonian forest. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 110, 1143-1162.
- Stewart, J.B., and A.S. Tom, 1973: Energy budgets in pine forest. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 99, 154-170.
- Stolte, J. et al, 1994: Comparison of six methods to determine unsaturated soil hydraulic conductivity. Soil Sci. Am, J., 58, 1595-1603.
- Stull, R.B., 1988: An Introduction to Boundary-Layer Meteorology. Kluwer Academic Hingham, Mass., 666 pp..
- Sud, Y.C., and W.E. Smith, 1985: The influence of surface roughness of deserts on July circulation: A numerical study. Boundary-Layer Meteorol., 33, 15-49.
- Sud, Y.C., J. Shukla, and Y. Mintz, 1985: Influence of land-surface roughness on atmospheric circulation and rainfall: A sensitivity experiment with a GCM. NASA Tech. Memo. 86219.
- Sun Shu Fen, 1982: Moisture and heat transport in a soil layer forced by atmospheric conditions.M.S. Thesis, Dept. of Civil Engineering, University of Connecticut, 72 pp..
- Tom, A.S., 1975: Momentum, mass and heat exchange of plant communities. Section 3 in Vegetation and the Atmosphere (ed. J.L. Monteith), Academic Press, London, 205-228.
- Tsengdar, J.L., and R.A. Pielke, 1992: Estimating the soil surface specific humidity. J. Appl. Meteorol., 31, 480-484.
- Udell, K.S., and M.W. Burr, 1983: Heat transfer in media heated from above evaporation, condensation and capillary effects.
- Verseghy, D.L., 1991: CLASS A Canadian land surface scheme for GCMs, 1, Soil Model, J Climatol., 11, 111-133.
- Verseghy, D.L., N.A. McFalane, and M. Lazare, 1993: CLASS A Canadian land surface scheme for GCMs, 2, Vegetation Model and Coupled Run. Int. J. Climatology, 13, 347-370.

- Vinnikov, K. Ya, and I.B. Yeserkepova, 1991: Soil moisture: Empirical data and model results. J. Climate, 4, 66-79.
- Waggoner, P.E., and R.W. Reifsnyder, 1968: Simulation of the temperature, humidity and evaporation profines in a leaf canopy. J. Appl. Meteorol., 7, 400-409.
- Walsh, J.E., W.H. Jasperson, and B. Ross, 1985: Influences of snow cover and soil moisture on monthly air temperiature. Mon. Weather Rev., 113, 756-768.
- Warrilow, D.A., 1985: Indications of the sensitivity of European climate to land use variations using a one-dimensional model. Poc. ISLSCP conference Rome, Italy, 2-6 December 1985, ESA SP-248, 159-166.
- Warren, S.G., and W.J. Wiscombe, 1980: A model for the spectral albedo of snow 2: Snow containing atmospheric aerosols. J. Atmos. Sci., 37, 2734-3745.
- Watanabe, T., and J. Kondo, 1990: The influence of canopy structure and density upon the mixing length within and above vegetation. J. Meteorol. Soc. Japan, 68, 227-235.
- Wendler, G., and J. Kelley, 1988: On the albedo of snow in Antarctica: A contribution to I.A.G.O.. J. Glaciology, 34, 19-25.
- Wetzel, P.J., and J. Chang, 1987: Concerning the relationship between evapotranspiration and soil moisture. J. Climate Appl. Meteorol., 26, 18-27.
- Wilson, M.F., A. Hender-Sellers, R.E. Dickinson, and P.J. Kennedy, 1987: Sensitivity of Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) to the inclusion of variable soil characteristics. J Climate Appl. Meteorol., 26, 341-362.
- Wilson, M.F., and A. Hunder-Sellers, 1985: A global archive of land cover and sopil data for use in general circulation climate models. J Climatology, 5, 119-143.
- Wiscombe, W.J., and S.G. Warren, A Model for the spectral albedo of snow. 1, Pure snow. J. Atmos. Sci., 37, 2712-2733.
- World Meteorological Organization (WMO), 1986: Intercomparison of models of snowmelt runoff. WMO Oper. Hydrol. Rep. 23, WMO publ. 646, Geneva.
- Xue, Y.K., P.J. Sellers, J.L. Kinter, and J. Shukla, 1991: A simplified Biosphere Model (SSiB) for global climate studies. J. Climate, 4, 345-364.
- Yamazaki, T., J. Kondo, and T. Watanabe, 1992: A heat-balance model with a canopy of one or two layers and its application to field experiments. J Appl. Meteorol., 31, 86-103.

- Yen Yin-Chao, 1981: Review of thermal properties of snow, ice and sea ice. USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Report 81-10.
- Zeng Qingcun, Zeng xiaodong and Lu Peisheng, 1993a: Simplified dynamic models of grass field ecosystem.
- Zeng Qingcun, Zeng xiaodong and Lu Peisheng, 1993b: Two variables dynamic models of grass field ecosystem with seasonal variation, to appear in Ecological Modelling..
- Zdunkowski, W., J. Paegle, and J. Reilly, 1975: The effect of soil moisture upon the atmospheric and soil temperature near the air-soil interface. Arch. Meteorol. Geophys. Biokl., Ser. A, 24, 245-268.
- 中野秀章(李云森译)1983:森林水文学中国林业出版社,北京。
- 贝尔, 1986, 多孔介质流体动力学(李竞生 等译)建筑工业出版社。
- 戴永久,曾庆存,欧阳兵,1995:用于大气环流模式的陆地表面物理过程参数化研究回顾。
- 戴永久,曾庆存,王斌,欧阳兵,1995:一个简单的陆地表面物理过程模式。
- 彭公炳,李晴,钱步东,1992:气候与冰雪覆盖,气象出报社 pp345。
- 孙淑芬,卢志泊,1989:一个可与大气环流模式相耦合的陆地水热交换模式,中国科学,B 辑,第二期,216-224.
- 胡玉春,1995: 植被-大气-土壤相互作用的数值模拟,中国科学院大气物理研究所博士论文。 孔繁智,宋波,裴铁凡,1990: 林冠截流与大气降水关系的数学模型,应用生态学报1(3),

201-208.

孔繁智,朱廷曜,宋波,1991: 乌兰敖都地区人工樟子松林树冠截流与大气降水的特征,东 北林业大学学报,19(3),90-94。

范世香, 裴铁凡, 1992: 树干径流及林冠截留规律分析, 辽宁林业科技, 19(3), 54-57。