

文章编号: 1007-4619(2000)增-0121-08

用于地表能量交换的动态地表特征模式

田国良, 徐兴奎, 柳钦火

(中国科学院 遥感应用研究所, 北京 100101)

摘 要: 对于全球性气候变化的研究, 应用现有的气候预测模式, 很难解释、预测其生成、发展、演变规律及其内部机制。研究气候变化的手段主要是通过气候数值模拟。到目前为止, 气候数值预测模式已经有几十种之多, 但都存在着意义上的不确定性。问题主要在于模型运行方向上的非客观性: 静态的初始边界场与动态的地-气过程之间的矛盾。随着模型的运行超过某一时间尺度后, 这种初始场已不能影响模型的运行方向, 由于现有气候模式的局限性, 因而必须借助新的技术手段建立新的模型。该文发展了一个用于地表能量交换研究的动态地表特征模式, 包括地表特征数据的建立, 地表反照率、温度和粗糙度的反演和计算。

关键词: 地表能量交换; 地表特征模式; 遥感

中图分类号: TP79/P422.4 **文献标识码:** A

1 引 言

地球系统及其圈层具有的开放性, 整体和灾害群发性的特征, 外界对地球的能量物质流输入的改变, 往往对于全球变化有着决定性的影响^[1]。地球大气和海洋的运行以及生命过程, 其能量源泉都直接来自太阳。但由于地球的各种运动和纬度的不同, 使能量的分布在时间和空间上明显不均一, 导致大气、海洋、冰雪层、陆地和生物发生重大变化。在某些时间尺度上, 此种影响的重要性甚至超过太阳活动本身变化对于地球系统的影响。

科学界早已发现, 当大气运动超过一定的时间尺度时, 仅仅靠大气本身的能量是不足以维持其环流的运动和发展的。大气的变化必然与外界因子或地球其它成分(陆地、海洋、冰雪、生物圈)有关。在70年代, WMO和ICSU召开的“气候的物理基础及其模拟”的研论会上, 提出了“气候系统”的概念。气候系统这一概念的提出是近年来气候学研究的一个重要进展, 表明人们已经深刻地认识到, 全球气候变化是由大气、海洋、岩石、冰雪、和生物共同作用的结果。

传统的气候预测理论认为, 海洋作为一个全球能量的集聚体, 是影响全球气候变化的主要因子,

但随着认识的深入, 陆面过程亦是影响气候变化的主要物理过程之一, 气候学家很早就注意到陆地下垫面状况对气候的影响, Charney^[2]在研究非洲撒哈拉干旱时就注意到地表植被的重要性, 提出了“生物—地球物理反馈”概念, 认为撒哈拉地区由于过度的放牧破坏了地面的植被, 使地表反照率明显增大, 从而改变了地表的能量平衡。

随着人类文明的进步, 工业化程度越来越高, 人类活动不但改变着陆表的自然结构, 同时也改变了大气本身的自然平衡, 这对气候数值模拟模式的要求也就更高。当人类的活动破坏局地的生态平衡时, 地表温度上升, 使得地-气之间感热、潜热交换增加。大气中水汽含量增多, 当大气上层略有降温时, 天空云量增大, 这又降低了地-气之间感热和潜热的交换强度。

现在运行的气候模式中并未很好地解决地-气之间这种反馈问题。另外, 地-气之间能量、动量、质量交换对人类影响的响应频率对气候数值模拟非常重要。

陆表由各种物理性质完全不同的地表特征组成, 地表特征包括地形、冰雪、江河、草原、森林、农田、沙漠、城镇等。它们构成了地理信息系统的大部分内容^[3], 每一种地表均具有其独特的能量分

收稿日期: 1999-12-15; 修改日期: 2000-08-10

基金项目: 本文得到攀登项目(95-预-38), 国家自然科学基金项目(49899270)和中国科学院重点项目(K2952-SI-303)的资助。

作者简介: 田国良(1939—), 男, 研究员。从事遥感辐射特性及其模型研究, 共承担课题研究50余项, 发表论文90余篇。

配和物理交换方式。这些地理信息随着时间剧烈的变化,在很大程度上影响着地-气之间能量、动量和物质的平衡,从而深远地影响着局地、区域乃至全球气候变化。

2 地表特征模式是 GCM 的基础

在全球气候变化的研究领域中, Dickinson^[4]、 Sellers^[5,6]等人分别建立了用于全球气候 GCM 研究的 BATs 和 SiB 模式,目的是能够更好的研究大气与下垫面间的水、热通量变化及地表沙漠化、毁林等对气候的影响。但在模式中,基本上存在 4 个问题:(1) 下边界网格点过于粗糙,对于目前 BATS、SiB 而言,一般都大于 300km×300km;(2) 应用静态的地表特征模式,并且非常粗略;(3) 下边界条件基本都是固定的;(4) 没有考虑地形因素的影响。这是由陆面特征的复杂性、多样性、多变性和观测技术等原因造成的,而地表通过与大气之间能量、动量与物质相互交换和相互作用,却决定性地影响长期气候变化。

地表类型分布是地理信息的重要组成部分,更是研究全球气候变化的先验知识库中的主要成分。实际地表类型的分布是无规则的,而且水平均一性很差,当下垫面与周围环境差异较大时,造成局地特殊的小气候环境^[7-9],其又通过大气边界层湍流输送影响着大尺度的环境变化,这对于植被,表现得更为突出。

植被是陆地表面特有的下垫面类型,约占全球陆地面积的一半左右,在相当程度上决定了地-气之间物质能量的输送特征,并且极易受环境和人类的影响。植物体通过表面不断地与外界环境进行物质、动量和能量的交换。植被影响气候的方式主要包括:(1) 影响地-气之间能量、动量的分配。(2) 影响地-气之间物质的分配。在一定的条件下,植被的蒸腾作用大于土壤的蒸发量,甚至超过开阔的水面^[10]。(3) 能量和物质的贮藏体^[11]。(4) 植被在吸收能量和物质的同时,又在不断地改变着自身特征,而这些特征量的变化又在时刻影响着植被与外界能量和物质的交换。

为了使气候数值模拟更加合理,必须把地表各组份作为一个相互作用的整体,并且要充分考虑人类的社会活动对环境的影响,建立动态的地表特征模式,为气候预测模式提供动态的下边界条件。卫星遥感对地观测技术近年来日趋成熟,已经成为监测气候变化的重要手段,通过遥感可以获得陆地下

垫面的植被信息,可以用来分析和连续检测植被的生长变化,定量化分析地-气间相互作用。对于 NOAA 气象卫星,最具有意义的在于可计算地表反照率和地表红外温度,而这两个参数反映了植被层内部结构信息,这是其它观测技术无法替代的。而且其实时、动态的大面积观测数据,包含了大量人类社会活动信息。

下垫面的物理性质的差异及在地-气物质、能量、动量交换中的作用不同,要求建立一个精确的地表特征模型,为 GCM 提供完善的先验知识。为了将来建立动态的地表特征模式,必须首先分析研究各种物理条件下,地表覆盖类型的时间变化特征和变化强度,为 GCM 提供动态下边界条件,以建立一个完整意义上的 GCM 模型(图 1),这必将提高气候预测模型的精度。

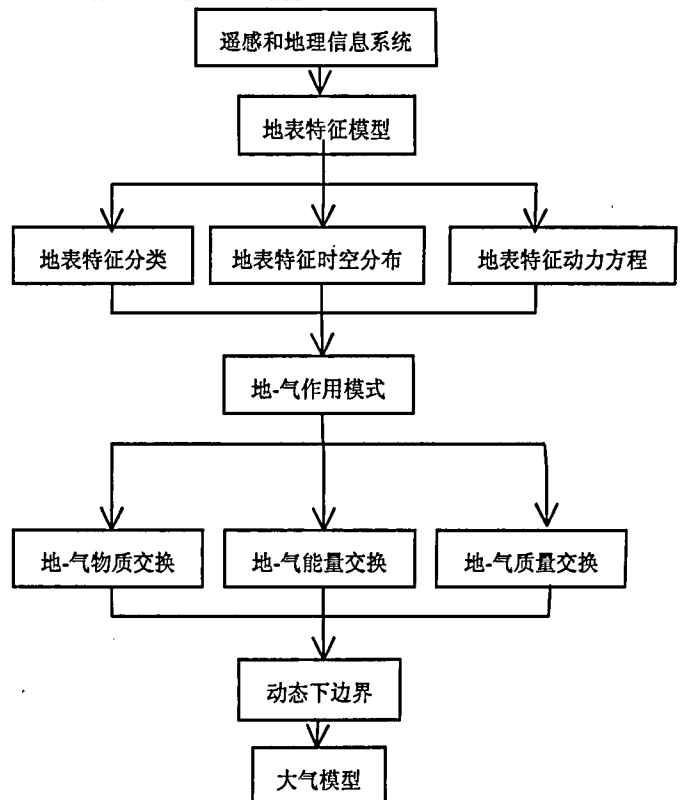


图 1 完整的气候预测模型流程图

Fig. 2 Scheme of climate prediction model

3 地表特征数据库的建立

3.1 建立地表覆盖类型数据库

在中国科学院地理科学与资源研究所信息室制作的 1:400 万“中国资源数据库”基础上,应用近年来的 NOAA-AVHRR 数据进行遥感分类,在经几何纠正、配准与叠加基础上,制成 10km×10km

全国地表覆盖类型底图，在数据库中将中国陆面分为 16 种类型：1、湖泊；2、常绿阔叶林；3、常绿针叶林；4、落叶灌丛和萌生矮林；5、落叶针叶林；6、常绿灌丛和萌生矮林；7、落叶阔叶林；8、草原和稀树灌木草原；9、草甸和草木沼泽；10、一年水旱两熟粮作物和亚热带常绿，落叶经济林果园；11、一年一熟粮作物和耐寒经济作物；12、单（双）季稻连作喜凉旱作或一年三熟旱作和亚热带常绿经济林、果树园、双季稻或双季稻连作喜温旱作和热作常绿经济林、果树园；13、一年两熟旱作（局部水稻）和暖温带落叶果树园、经济林；14、荒漠；15、无植被地段；16、冰川雪被。

3.2 建立中国农业物候数据库

我国是一个土地辽阔的国家，南北气候差异很大，不同地区植被类型及农业耕作制度也存在着很大的差异。如我国东北部地区大多为一年一熟粮作和耐寒经济作物，而华南地区大多为双季稻连作、喜凉旱作、一年三熟旱作、亚热带常绿经济林、果树园、双季稻或双季稻连作喜温旱作和热作常绿经济林。由于上述气候和实际耕地使用面积的原因，我们建立全国物候时空分布数据库，数据库中包含各种农作物的播种、不同生殖期、收割时间等。

3.3 建立中国气候分区数据库

各地区植被种类分布、生长状况以及耕作制度的不同，很大程度上是由于气候差异的原因。对于一些特殊的下垫面，如：江河、湖泊，不同的气候区域其结冰、解冻的时间具有很大的差异。因而准确地确定各地区下垫面植被的生长状况，需要建立气候分区数据库，数据库采用国家气象局 1996 年中国气候区划数据。

3.4 建立植被高度数据库

植被的高度一年四季变化非常大，我们根据全国土地利用数据库，结合不同农作物的生长生殖阶段来计算农作物的高度^[9]。对于林地，如常绿针叶林、落叶针叶林、落叶阔叶林、常绿阔叶林，我们统计其冠层的高度^[4,5]

4 地表反照率、地表温度、地表粗糙度的计算

4.1 地表反照率

沙漠、荒漠反照率的计算

通过卫星数据反演地表反照率，本质上是根据所应用的各波段在太阳辐射中所处的位置及所占的权重来反演全波段反照率。假设下垫面各波段的反射率为 p_1 ，相应能量为 E_1 ，当总入射能为 E 时，则反射能 E_r 表示为：

$$E_r = E_1 \cdot p_1 + E_2 \cdot p_2 + \dots + E_i \cdot p_i \quad (1)$$

则当下垫面为 Lambertain 时，反照率为 A ：

$$A = \frac{E_1}{E} \cdot p_1 + \frac{E_2}{E} \cdot p_2 + \dots + \frac{E_i}{E} \cdot p_i \quad (2)$$

因此，计算地表反照率，首先需要知道太阳入射能量各波段在总能量中所占的比重。到达地表的太阳能，由于大气成分的变化，各组成的吸收和散射等作用，使其波谱成分日变化很大。

NOAA-AVHRR 观测数据 5 个通道中，只有 CH1 (0.58—0.68 μm) 和 CH2 (0.725—1.10 μm) 能够反映下垫面的反射率值，不同的下垫面，两个通道的反射率大小和物理含义是不同的。不同的植被体，光谱反射率值具有明显的差异，但基本都具有相同的变化趋势。植被在 0.45—0.725 μm 波段对电磁波具有较强的吸收，因而呈现出较低的反射率，在 0.74—1.3 μm 波段。由于细胞的作用，则呈现出很高的反射率，在 1.3 μm 之后，由于水分和 CO_2 等的吸收作用，反射率明显下降。在干燥的大气条件下，可见，近红外和中红外在总太阳能中所占的比重基本固定，因而在干旱地区采用 BRECT 的模型。

有植被覆盖地区反照率的计算：

$$A = 0.526 p_{CH1} + 0.362 p_{CH2} + 0.112(0.5 p_{CH2}) \quad (3)$$

沙漠、荒漠无植被覆盖地区反照率的计算

$$A = 0.526 p_{CH1} + 0.474 p_{CH2} \quad (4)$$

雪面反照率的计算

$$A = 0.526 p_{CH1} + 0.232 p_{CH2} + 0.130(0.630 p_{CH2}) + 0.112(0.065 p_{CH2}) \quad (5)$$

青藏高原地表反照率的反演

位于中国西南部的青藏高原，地处 26°—40°N，70°—104°E，面积约二百多万平方公里，平均海拔高度达到 4.0—4.5km。在这个大高原上，山峦叠障，地形极其复杂，气象要素日变化很大，空气清新，水汽含量很小。青藏高原作为一个特殊的地理类

型, 其行星反照率与地面反照率的相互关系与全球纬向平均相比较也有明显的差异^[12-14], 由于地形的原因, 在 $10\text{km} \times 10\text{km}$ 分辨率的卫星数据中, 可能包含了很多地形信息, 所以反照率反演模型应该具有针对性。本文参考近年来高原气象研究成果, 选择祝昌汉等^[12]发展的一种模型, 该模型对于青藏高原, 通过晴空行星反照率反演地表反照率, 模型物理意义明确。

根据上面的模型, 祝昌汉等应用 NOAA9-AVHRR 数据建立了行星反照率与地表反照率的关系:

$$\begin{cases} p_h = 0.2820p_{ch1} + 0.6081p_{ch2} \\ p_h = 0.045 + 0.742A_s \end{cases} \quad (6)$$

其中 P_h 为行星反照率; P_{CH1} 为一通道反射率; P_{CH2} 为二通道反射率; A_s 为地表反照率。

二向反射模型

自然的下垫面大多是不均匀的, 粗糙度也各自不同, 因此没有严格意义上的 Lambertian, 各波段反射率与观测的角度密切相关, 反射率一般随视角天顶距的增加而增加并随太阳高度而变化^[15], 这时如忽略角度的影响, 可能造成很大的误差^[16, 17]。而植被体是一个动态的过程, 其反射特性和植物的生长发育、植物本身的颜色及种类有关。因此必须针对不同的下垫面建立相应的二向反射模型。根据二向反射函数的定义:

$$f(\theta, \phi, \theta', \phi') = \frac{dL(\theta', \phi')}{dE(\theta, \phi)} \quad (7)$$

可得在某一角度 $\lambda_{\min} - \lambda_{\max}$ 波段范围内的二向反射因子为:

$$f = \int_{\lambda_{\min}}^{\lambda_{\max}} R(\lambda)E(\lambda)d(\lambda) / \int_{\lambda_{\min}}^{\lambda_{\max}} E(\lambda)d(\lambda) \quad (8)$$

式中 $R(\lambda)$ 为单波段反射率; $E(\lambda)$ 为入射能; $d(\lambda)$ 为波段宽度。

应用离散形式可表示为:

$$f = \sum_{i=1}^N R_i E_i \Delta \lambda_i / \sum_{i=1}^N E_i \Delta \lambda_i \quad (9)$$

则反照率与二向反射分布函数的关系为:

$$A = \pi^{-1} \int_{2\pi} \int_{\pi/2} f(\theta, \phi) \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi \quad (10)$$

因此计算反照率的关键问题集中于如何计算下垫面的二向反射分布函数。目前 BRDF 计算模型较为成熟的是被称为核驱动的计算模型, 所谓的“核”就是能够定量描述下垫面几何、生理和物理特征的数理模型, 其形式分为 4 类: (1) 统计经验模

型^[15]; (2) 辐射传输模型; (3) 几何光学模型^[18]; (4) 混合模型^[19]。核驱动模型即求解 BRDF 与“核”之间的线性或非线性关系。

BR 的计算

到达大气层顶的能量 I_{TOA} 由 3 部分组成: (1) 地表反射能 I_{SURF} ; (2) 大气的分子散射 I_{RAY} ; (3) 大气中气溶胶的散射 I_{AER} , 在太阳天顶角为 z , 观测角为 θ , 散射角为 ϕ 时, 对于单通道它们之间关系可表示为:

$$I_{TOA} = I_{SURF}(z, \theta, \phi) + I_{RAY}(z, \theta, \phi) + I_{AER}(z, \theta, \phi) \quad (11)$$

在太阳天顶角小于 60° 时

$$\begin{aligned} I_{SURF}(z, \theta, \phi) = & I_s \cos z [R_i(z, \theta, \phi) \tau_{tot}(z) \tau_{tot}(\theta) \\ & + r(z) R'_i(z) \tau'_{tot}(z) \tau_{tot}(\theta) \\ & + r(\theta) R_i(z, \theta, \phi) \tau_{tot}(z) \tau'_{tot}(\theta)] \end{aligned} \quad (12)$$

$R_i(z, \theta, \phi)$ 为第 i 通道二向反射分布函数; $\tau_{tot}(z)$ 为大气对入射能的衰减; $\tau_{tot}(\theta)$ 为大气对反射能的衰减; $r(\theta)$ 为散射与直接太阳辐射的比率; $\tau'_{tot}(z)$ 为散射辐射传输率; $R'_i(z)$ 为下垫面对散射辐射的反射率。

(12) 式中, 大气对直射辐射在角度 ζ 时的传输率可以表示为:

$$\tau_{tot}(\zeta) = \exp[-(\delta_{AER} + \delta_{RAY} + \delta_{GAS}) \sec \zeta] \quad (13)$$

其中 δ_{AER} 为气溶胶的平均光学厚度; δ_{RAY} 为 Rayleigh 光学厚度; δ_{GAS} 为气体的光学厚度。Rayleigh 散射表示为:

$$\begin{aligned} I_{RAY}(z, \theta, \phi) = & \frac{I_s \cos(z) P_{RAY}(\psi)}{4(\cos z + \cos \theta)} \{1 - \exp[-\delta_{RAY}(\sec(\theta) \\ & + \sec(z))]\} \tau_{oz}(z) \tau_{oz}(\theta) \end{aligned} \quad (14)$$

$P_{RAY}(\psi)$ 为散射角为 ψ 时 Rayleigh 散射相函数, 计算公式为:

$$P_{RAY}(\psi) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2 \psi) \quad (15)$$

ψ 的计算为:

$$\psi = 180 - \cos^{-1}[\cos(\phi) \sin(\theta) \sin(z) + \cos(\theta) \cos z] \quad (16)$$

气溶胶散射能为:

$$\begin{aligned} I_{ARE}(z, \theta, \phi) = & \frac{I_s \cos(z) \bar{\omega} P_{AER}(\psi)}{4(\cos z + \cos \theta)} \\ & \{1 - \exp[-\delta_{AER}(\sec \theta + \sec(z))]\} \tau_a(z) \tau_a(\theta) \end{aligned} \quad (17)$$

气溶胶的相函数计算采用二相 Henyey-Greenstein (TTHG-Two Term Henyey-Greenstein) 形式:

$$P_{AER}(\psi) = \frac{(1-g_1^2)a}{(1+g_1^2-2g_1\cos\psi)^{1.5}} + \frac{(1-g_2^2)(1-a)}{(1+g_2^2+2g_2\cos\psi)^{1.5}} \quad (18)$$

a 为系数； g_1 、 g_2 为非对称因子，它们依赖于气溶胶的尺度分布和波长，根据研究^[20]，气溶胶的尺度分布是影响相函数的主要因素，尤其在 AVHRR 的第 1 和第 2 通道，可以认为相函数与波长无关^[21]，对于 TTHG 模型，选择 $a=0.962$ ， $g_1=0.713$ ， $g_2=0.759$ ，因为这 3 参数在遥感应用中已有成功的先例^[22]。

大气在气溶胶中的传输系数 $\tau_a(\zeta)$ 为：

$$\tau_a(\zeta) = \exp\left[-\left(\frac{\delta_{H_2O}}{2} + \delta_{min} + \delta_{oz} + \delta_{RAY}\right)\sec\zeta\right] \quad (19)$$

$$I_{AER}(z, \theta, \phi) = I_2 - I_{RAY}(z, \theta, \phi) \quad (20)$$

所以得到二向反射分布函数为：

$$R_i(z, \theta, \phi) = \frac{I_{TOA} - I_{RAY}(z, \theta, \phi) - I_{AER}(z, \theta, \phi)}{I_s \cos(z)[\tau_m(z)\tau_m(\theta) + r(z)\tau_m'(z)\tau_m(\theta) + r(\theta)\tau_m(z)\tau_m'(\theta)]} \quad (21)$$

以上计算 BR 的过程中需要输入水汽、Rayleigh 散射和气溶胶的光学厚度，各自的计算模型分别为：

(1) 水汽光学厚度 δ_{H_2O} 的计算

在太阳光谱中，水汽的吸收带主要分布于近红外和热红外波段，对 NOAA-AVHRR 可见通道而言，水汽基本没有什么影响，因此认为第 1 通道水汽光学厚度为 0，第 2 通道水汽光学厚度的计算模型为：

$$\delta_{H_2O} = 0.102 \log_{10}(W) - 0.0346 \quad (22)$$

其中 W (kg/m^2) 为单位面积上大气柱中最大可能降水量，计算公式为^[23]：

$$W = 0.25e \quad (23)$$

式(23)中 W 的单位为 (cm)； e 为水气压 (mb)。

(2) Rayleigh 光学厚度：

Rayleigh 光学厚度的计算公式为：

$$\delta_{ray} = \frac{P}{1013} \delta_{r0} \quad (24)$$

P 为实际大气压； δ_{r0} 为波段在标准 Rayleigh 大气下的光学厚度，计算公式为^[24]：

$$\delta_{r0} = 0.00879\lambda^{-4.09} \quad (25)$$

(3) 气溶胶光学厚度的计算

气溶胶光学厚度计算公式为^[25]：

$$\delta_{AER} = 0.1\lambda^{-1.3} \quad (26)$$

核的选取

目前对于 BRDF 的核驱动模型研究较多，相应产生各种各样的“核”，并且在不同的下垫面得到了各种检验。对于考虑下垫面的物理和生理特征的辐射传输模型、几何光学模型、混合模型等“核”，考虑到中间过程非常复杂，尤其 LAI 的遥感计算，可能造成很大的不可信性，不可避免地引入过程误差，因此这里采用 Walthall 等人建立的^[15]，由 Nilson 改进的经验统计模型，形式如下：

$$R = p_0(\theta_1^2 + \theta_v^2) + p_1\theta_1^2\theta_v^2 + p_2\theta_1\theta_v \cos(\phi) + p_3 \quad (27)$$

4.2 温度的反演

第 4、5 通道比辐射率已知时温度的反演(表 1)

(1) 中温带亚干旱大区、中温带干旱大区、南温带亚干旱大区、南温带干旱大区、高原干旱大区温度的反演。

Sobrino^[26]将第 4、5 通道的水汽吸收比 R 引入分裂窗模型，并在半沙漠和山区温度反演中取得了非常精确的精度 (0.36K)，Sobrino 的研究表明， R 与大气水汽含量的关系非常好。根据其研究成果，可以认为，在干旱地区白天，如沙漠地区， R 等于 1.0，在有植被覆盖的干旱和半干旱地区， R 等于 0.96。计算模型为：

$$B_4(T_5) = \left(a_1 + \frac{a_2}{R}\right)B_4(T_4) + \left(a_3 + \frac{a_4}{R}\right)B_4(T_5) + \left(a_5 + \frac{a_6}{R}\right) \quad (28)$$

$$a_i = a_{i0} + a_{i1}(1 - \epsilon_4) + a_{i2}(\epsilon_4 - \epsilon_5) \quad (29)$$

表 1 方程 (29) 中 a_{i0} 、 a_{i1} 、 a_{i2} ($i=1,6$) 的取值

Table 1 Values of the coefficients a_{i0} 、 a_{i1} 、 a_{i2} ($i=1...6$)

	a_{i0}	a_{i1}	a_{i2}
a_1	-0.4048	-6.3144	29.9323
a_2	3.3074	8.4956	-26.1232
a_3	1.4928	9.5263	-35.1729
a_4	-3.3771	-10.6752	29.7226
a_5	0.1416×10^{-6}	-11.6898×10^{-6}	3.890×10^{-6}
a_6	-0.2264×10^{-6}	10.7876×10^{-6}	-4.7119×10^{-6}

(2) 中纬度地区湿润、亚湿润大区、亚干旱大区温度的反演。

Becker *et al.*^[27]利用中纬度地区冬夏地表、大气资料和 AVHRR 数据得到温度反演的分裂窗模型,模型最大的优点是第 4、5 通道的权重参数 P 、 M 随两通道的比辐射率的变化而变化,而比辐射率的大小对应着不同的地表类型。因此可以将模型应用于中纬度地区各种下垫面类型。模型的形成成为:

$$T_s = A_0 + P \frac{T_4 + T_5}{2} + M \frac{T_4 - T_5}{2} \quad (30)$$

$$\left. \begin{aligned} A_0 &= 1.274 \\ P &= 1.0 + 0.15616 \frac{(1-\varepsilon)}{\varepsilon} - 0.482 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \\ M &= 6.26 + 3.98 \frac{(1-\varepsilon)}{\varepsilon} + 38.33 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \\ \varepsilon &= \frac{\varepsilon_4 + \varepsilon_5}{2} \\ \Delta\varepsilon &= \varepsilon_4 - \varepsilon_5 \end{aligned} \right\} \quad (31)$$

(3) 低纬度热带湿润大区温度的反演。

在我国低纬度及沿海地区,年平均温度较高,空气湿度较大,根据其气候特征,采用 Price^[28]通过分析湿度较大地区大气的辐射传输和大气校正所得的分裂窗模型。此模型适用于湿度较大的地区,并且在海面温度反演应用中,也取得了较好的结果。模型的表达形式为:

$$T_s = [T_4 + 3.33(T_4 - T_5)] \left(\frac{3.5 + \varepsilon_4}{4.5} \right) + 0.75T_5\Delta\varepsilon \quad (32)$$

平均比辐射率已知时温度的反演

(1) 中纬度、高原地区。

在相同的气候条件下,不同的比辐射率所对应的分裂窗模型有很大的不同, Ottele^[29]针对不同的比辐射率发展了多种模型,我们根据下垫面的比辐射率,采用多种分裂窗模型,模型的形成采用等式[33]形式,参数在表 2 中列出。

$$T_s = a_0 + a_1T_4 + a_2T_5 \quad (33)$$

Sobrino *et al.*^[30]和 Prata^[31]分别应用辐射传输和大气校正理论,获得(33)式所表达的分裂窗模型。Sobrino 等人在模型中考虑了植被的覆盖因素,将模型分为两类,一类是植被完全覆盖,另一类是植被部分覆盖; Prata 则根据纬度、季节建立多种分裂窗模型。本文根据下垫面的比辐射率及其下垫面物理特性随季节变化作为模型选取的标准,模型中参

数如表 3 中所列。

$$T_s = T_4 + a_1(T_4 - T_5) + a_2 \quad (34)$$

表 2 方程 (33) 中不同地表类型的系数值

Table 2 Value of the different land-surface cover type coefficients in eq. (33)

系数 下垫面类型	a_0	a_1	a_2
一年一熟粮作	-1.678	3.213	-2.179
小麦	-2.889	3.214	-2.190
短草和灌丛	-0.403	3.219	-2.211
脏雪	-1.678	3.213	-2.197

表 3 方程 (34) 中不同地表类型的系数值

Table 3 Value of the different land-surface cover type coefficients in eq. (34)

系数 下垫面类型	a_1	a_2
冬季落叶阔叶林、冬季落叶灌丛、半沙漠地区	2.6	2.7
夏季落叶灌丛、水稻	2.6	2.3
干草	1.505	1.164
海涂、沙滩	夏季	2.357
	冬季	1.708
	3.262	3.003

(2) 热带地区湿润、亚湿润大区温度的反演。

热带地区温度反演模型依然采用(34)式中的形式,比辐射率作为模型参数选取的标准,参数如表 4 中所列。

表 4 方程 (34) 中不同地表类型的系数值

Table 4 Value of the different land-surface cover type coefficients in eq. (34)

系数 下垫面类型	a_1	a_2
常绿灌丛	3.303	3.745
夏季落叶灌丛、水稻	2.6	2.3
冬季落叶灌丛	2.6	2.7
庄稼	2.595	2.439

水体的温度反演模型采用下式^[33]

$$T_s = -283.93 + 1.035T_4 + 3.046(T_4 - T_5) \quad (35)$$

4.3 粗糙度的反演

地-气之间的能量、动量、质量交换过程是由地

表湍流交换强度决定的，湍流交换强度与下垫面植被的高度和植被的郁闭度存在着直接的关系^[1]，因而粗糙长度能够方便地描述地-气之间的湍流交换强度。我们根据下垫面的类型，对于裸地，积雪等应用实验数据，对于农作物和草地应用下式 (Monteith^[35])

$$Z_0 = \frac{1}{8} h_0 \quad (36)$$

h_0 为植被高度。

对于林木 (Jarvis^[4])

$$Z_0 = 0.075 h_1 \quad (37)$$

h_1 为冠层高度。

5 结果和讨论

应用地表特征数据库和上述模型，分别计算每月中国地表反照率、地表温度、地表粗糙度。

地表温度、地表反照率、粗糙度是刻划地-气系统能量、动量、质量交换的 3 个重要参数。建立动态的地表特征模型，为 GCM 模型提供了真实可靠的动态下边界条件，同时也使地-气之间的正-负反馈问题有可能正确地解决。而且，地表温度、地表反照率、粗糙度的定量反演，也为大面积计算潜热奠定了基础，潜热也是一个非常重要的参变量，其变化的强度不但直接影响局地气候的变化，以至影响大尺度的气候变化，而且间接地反映了地表特征的变化。在研究全球变化的 GCM 模型之一的 BATs^[1] 中，潜热作为一个重要的输入参数。

参 考 文 献 (References)

- [1] Ren Zhenqiu. Global change: Abnormal change of four spheres in earth and their contributing factors of astronomy[M]. Science Press, 1990. [任振球. 全球变化: 地球四大圈异常变化及其天文成因. 北京: 科学出版社, 1990.]
- [2] Charney J. G. Dynamics of desert and drought in the sahel [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 1975, 101: 192—202.
- [3] Zhou Xiuji. Atmospheric forecasting, dynamic GIS and remote sensing. Annual Report of Laboratory of Remote Sensing Information Science, 1995. [周秀骥. 大气预测, 动态地理信息系统与遥感. 中国科学院遥感信息科学开放研究实验室年报, 中国科学院遥感应用研究所, 1995.]
- [4] Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy, M. F. Wilson. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. *ATMOSPHE ANALYSIS AND PREDICTIN DIVISION, NATIONAL CENTER FOR ATMOSPHERIC*

RESECH BOULDER, COLORADO, 1986.

- [5] Seller, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud and A. Dalcher. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1986, 43:505—531.
- [6] Seller, P. J., W. J. Shuttleworth, and J. L. Dorman. A simple biosphere model (SiB) for Amazonian tropical forest using field and remote sensing data. Part I. Average Calibration with field data [J]. *J. Appl. Met.*, 1989, 28:727—759.
- [7] Dyer, A. J., B. B. Hicks. The spatial variability of eddy fluxes in the constant flux layer [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. soc.*, 1972, 8:206—212.
- [8] Hicks, B.B., P. Hyson, C. J. Moore. A study of eddy fluxes over a forest [J], *J. Appl. Meteor.*, 1975, 14: 58—66.
- [9] BREST. C. L., SAMUEL N. GROWARD. Deriving surface albedo measurements from narrow band satellite data [J]. *Int. J. Remote Sensing*, 1987, 8(3): 351—367.
- [10] Monteith, J. L. Principles of Environmental Physics [M]. Edward Arnold, London, 1973, 241
- [11] Hicks, B.B., P. Hyson, C. J. Moore. A Study of eddy fluxes over a forest [J]. *J. APPL Meteor.*, 1975, 14: 58—66.
- [12] Zhu Hanwen *et al.* Relationship between planet albedo and surface albedo at the condition of clear sky in Tibet Plateau [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 1993, 51(1): 57—65. [祝汉文等. 青藏高原晴空行星反照率与地面反照率关系的研究[J]. 气象学报, 1993, 51(1): 57—65.]
- [13] Zhong Qiang, Wu Shijie. Estimation of Albedo in Tibet Plateau using AVHRR data[J]. *Plateau Meteorology*, 1985, 4(3): 193—203. [钟强, 吴士杰. 利用 AVHRR 资料推算青藏高原地区地表反射率的方法 [J]. 高原气象, 1985, 4(3): 193—203.]
- [14] Zhong Qiang, *et al.* Satellite observation of surface albedo over the Qinghai-Xizang plateau region [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*. 1988, 5: 57—85.
- [15] Walthall, C.L., Norman, J.M., Warren J.M., Campbell, G., Blad, B.L. Simple equation to approximate the bidirectional reflectance from vegetation canopies and bare soil surfaces[J]. *Appl. Opt.* 1985, 24(3): 383—387.
- [16] Kimes, D.S., Sellers, P. J. Inferring hemispherical reflectance of the earth's surface for global energy budgets from remotely sensed nadir of directional radiance values [J]. *Rem Sens. Environ.* 1985, 18:205—223.
- [17] Seller, P. J. Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration [J]. *Int. J. Rem. Sens.*, 1985, 6:1335—1372.
- [18] Li, X., A. H. Strahler. Geometric-optical bidirectional reflectance modeling of the discrete crown vegetation canopy: effect of crown shape and mutual shadowing [J]. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 1992, GE-30: 276—292.

- [19] David, L. B., Alan Strahler. Image Brightness & BRDF [C], Workshop Issues. *CSIRO Earth Observation Centre BRDF Workshop ARSC8*, 1996, March 28.
- [20] Aranuvachapun, S. The atmospheric optical depth spectrum determined from CZCS radiance [J]. *Int. J. Rem. Sen.*, 1986, 7:105—118.
- [21] Kattawar, G. W. A three-Parameter analytic phase function for multiple scattering calculations [J]. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 1975, 15: 839—849.
- [22] Gordon, H. R., Clark, D. K., Brown, J. W., et al. Phytoplankton pigment concentration in the Middle Atlantic Bight: comparison of ship determinations and CZCS estimates [J]. *Appl. Opt.* 1983, 22: 20—36.
- [23] TEMPS. R. C., K. L. COULSON. SOLAR RADIATION INCIDENT UPON SLOPES OF DIFFERENT ORIENTATIONS [J]. *Sol. Energy*, 1977, 19: 179—184.
- [24] Moller. F. Strahlung in der unteren Atmosphere [M]. In *Handbuch der physik* edited by S. Flagge, 1957, (Berlin. Gottingen, Heidelberg: Springer-verlag).
- [25] SINGH. S. M., R. J. SAULL. The Effect of Atmospheric on the Interpretation of Multitemporal AVHRR-Derived Vegetation Index Dynamics [J]. *REM. SEN. ENVIRON*, 1988, 25: 37—51.
- [26] Sobrion. J. A., Z. L., Li. M. P. Stoll. F. Becker. Improvements in the Split-Window Technique for Land Surface Temperature Determination[J]. *IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING*, 1994, 32(2).
- [27] BECKER. F., Z. L. LI. Toward a local split window method over land surface [J]. *INT. J. Re. Sens.*, 1990, 11(3): 369— 393.
- [28] Price J. C. Land Surface Temperature Measurements From the Split Window Channels of the NOAA 7 Advances Very High Resolution Radiometer [J]. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 1984, 89(D5): 7231—7237.
- [29] Otle. C., D. Vidal-Madjar. Estimation of Land Surface Temperature with NOAA9 Data [J]. *Re. Sens. Environ.*, 1992, 40: 27—41.
- [30] SOBRINO J. A., V. CASELLES..A methodology for obtaining the crop temperature from NOAA-9 AVHRR data [J]. *Int. J. Rem Sens* , 1991, 12(12): 2461—2475.
- [31] PARATA. A. J. Land Surface Temperature Derived From the Advanced Very High Resolution Radiometer and the Along-Track Scanning Radiometer 1. Theory [J]. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 1993 , 98(D9): 16, 689— 16, 702.
- [32] McClain. E. P., Pichel, W. G., Walton C. C. Comparativ performance of AVHRR-Based multi-channel sea surface temperature [J]. *J. Geophys. Res.*, 1985, 20: 11578—11601.
- [33] Monteith, J. L. Principle of Environmental Physics [M]. *Arnold, London*, 1973.

Model of Dynamic Land Surface Feature for Energy Exchange of Land Surface

TIAN Guo-liang, XU Xing-kui, LIU Qin-huo

(Institute of Remote Sensing Applications, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100101)

Abstract: It is difficult to explain and predict the law of formation, development, evolution and internal mechanism of climate change using currently available climate prediction models for studying on climate change. The main means of studying on climate change are climate digital simulations, and many methods were developed for them, however there are uncertainty. The problem is mainly unobjectivity for operational direction of the models: contradictory of static initial field with dynamic process between land and atmosphere. Therefore, new methods must be found out with aids of new technology. In this paper a model of dynamic land surface feature was developed based on remote sensing and GIS, including database of dynamic feature of land surface, inversions and calculations of albedo, temperature and roughness of land surface.

Key words: energy exchange of land surface; model of land surface feature; remote sensing