

1982—1998年中国不同地区地表反照率变化原因初探*

王 鸽¹, 韩 琳², 姬光杰³

(1. 中国气象局 成都高原气象研究所, 成都 610072; 2. 成都信息工程学院, 成都 610225; 3. 河南省气象科学研究所)

摘要 本文使用 1982—1998 年 NOAA/AVHRR 数据与同期的温度和降水资料, 分析了地表反照率的变化与温度和降水之间的相互关系。研究表明, 中国区域年均地表反照率的空间分布与变化趋势有明显的地域差异, 不同地区地表反照率与温度和降水均有较好的相关性, 东北森林地区地表反照率与同期气温和降水的相关性最好, 相关系数分别为 0.732 和 0.631, 青藏高原地区地表反照率与滞后一个月的气温和降水的相关性最好, 相关系数分别为 0.574 和 0.436, 华北平原地表反照率与滞后两个月的气温和降水的相关性最好, 相关系数分别为 0.349 和 0.282, 均可以通过 99% 的显著性检验; 东北地区夏季月均温度显著增加而月均降水偏少的气候变化趋势是导致该区域年均地表反照率显著增加的主要原因, 华北地区早春降水量偏多的这种气候变化趋势是导致其年均地表反照率降低的主要原因, 青藏高原区域冷季月均温度偏低和月均降水显著增加是导致该区域年均地表反照率增加的主要原因。

关键词 地表反照率; 温度; 降水; 中国

中图分类号: P422.4

文献标志码: A

文章编号: 1672-6693(2011)04-0079-05

地表反照率是陆面过程模式的主要参数之一^[1], 也是气候模式的一个基本参数。气候模式对反照率变化非常敏感^[2-3]。次网格尺度陆面通量的参数化需要确定区域的平均反照率^[4], 陆地模式、天气和气候模式的区域平均反照率一般是根据实测资料结合植被特征和土壤类型分布图推算得到^[5]。研究人员就中国地表反照率的空间分布特征做了大量的研究^[6-8], 但是很少有人关注在气候变化情况下, 中国区域地表反照率的空间分布的变化。未来的气候变化主要是温度和降水在空间分布格局上的变化^[9], 温度和降水的这种变化必然会导致地表反照率在空间分布上的变化^[5,10]。因此本文首次利用 1982—1998 年地表反照率与温度和降水资料, 选取年均地表反照率有明显变化趋势的不同生态系统典型代表区域, 研究期间气候变化情况下, 不同地区地表反照率与温度和降水之间的相互关系, 并揭示在季节和年际间出现相关特征差异的物理机制, 以期研究未来气候变化下中国区域地表反照率的空间分布提供有价值的参考依据。

1 数据与方法

1.1 数据来源

本研究采用经过辐照校正和几何粗校正的

NOAA/AVHRR 数据源, 经过几何精校正、除坏线和除云等处理, 运用最大值合成法计算得到每旬的 NDVI 值和对应的第一通道、第二通道的窄带反照率, 本文采用 Valiente 等^[11]提出的地表反照率计算公式

$$\alpha = 0.545\gamma_1 + 0.320\gamma_2 + 0.035$$

其中 γ_1 、 γ_2 分别是 NOAA/AVHRR 第一通道和第二通道的窄带反照率(谱反射率), 可由 NOAA/AVHRR 资料直接获得, 因此地表反照率 α 可以很方便地获取。该公式也是目前唯一见文献报道的用于计算整个中国区域范围的宽带反照率(地表反照率)与 NOAA/AVHRR 的窄带反射率(谱反射率)之间的线性回归关系方程^[12]。由于 NOAA-13 发射失败, 缺失 1994 年 10 月至 12 月的数据。

温度和降水量数据来自中国资源环境经济人口数据库。该数据库基于气温与经纬度、海拔高度的线性关系, 通过“回归方程计算+残差”的方法, 对全国 600 多个气象台站的温度数据进行空间化而得到 1 km² 温度数据库。以覆盖全中国的 700 多个地面气象观测站记录的降水量数据及观测站经纬度为基本数据, 采用澳洲国立大学堪培拉资源环境研究中心发布的软件 ANUSPLIN 4.3, 计算得到 1 km² 降水量数据库。

* 收稿日期 2011-02-06 修回日期 2011-04-28 网络出版时间 2011-07-08 11:16:00

资助项目: 中国气象局成都高原气象研究所开放实验室课题基金项目(No. LPM2009018; No. BROP201001)

作者简介: 王鸽, 男, 博士研究生, 研究方向为生态学与全球变化生物学, 通讯作者: 韩琳, E-mail: hl19800606@yahoo.com.cn

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/50.1165.N.20110708.1116.002.html>

1.2 计算方法

本文采用的地表反照率数据空间分辨率为 8 km, 温度和降水量数据的时间分辨率为 1 个月, 在专业遥感数据处理软件 ERDAS IMAGINE 9.2 支持下, 将反照率数据每 3 旬数据平均后, 作为月均地表反照率, 将温度和降水数据重新采样到分辨率为 8 km, 以便与地表反照率数据进行相关计算, 数据时间跨度从 1982 年到 1998 年。

将每一像元 12 个月月均地表反照率再平均后得到年均地表反照率, 取 17 年平均地表反照率, 得到中国区域年均地表反照率的空间分布图。

为了研究平均地表反照率随时间的变化趋势在空间上的差异, 对每一象元对应的年均地表反照率与年份进行回归分析, 得到 Pearson 相关系数 (R), 用来表示地表反照率的变化趋势。这里设定: 相关系数为负值的区域, 表示地表反照率呈减小趋势; 相关系数为正值的区域, 表示地表反照率呈增加趋势; 如果相关系数通过 0.05 的显著性检验 ($p < 0.05$, $|R| > 0.482$) 则认为增加或减少趋势显著。

为了探讨地表反照率变化的驱动因子, 本文选取年均地表反照率有明显变化趋势的东北森林 ($50^{\circ}51'16.90''N$, $123^{\circ}25'14.35''E$)、华北平原 ($37^{\circ}01'08.44''N$, $115^{\circ}56'36.03''E$) 和青藏高原 ($32^{\circ}35'17.28''N$, $90^{\circ}34'45.49''E$) 3 个区域, 以所在像元为中心, 求 3×3 个像元的平均代表该区域平均值, 以此分析不同地区地表反照率的年内和年际变化以及与各气候因子的相关关系。

2 结果与分析

2.1 年平均地表反照率的时空分布及其变化趋势

中国区域 1982—1998 年平均地表反照率的空间分布(封三彩图 4a)。从图中可以看出中国区域平均地表反照率的空间分布有明显的地域差异, 以中国人口地理分界线—胡焕庸线为分界, 胡焕庸线以西地区地表反照率明显大于胡焕庸线以东地区。塔里木盆地和柴达木盆地是胡焕庸线以西部地区地表反照率的高值区, 胡焕庸线以东地区地表反照率空间分布比较均一。总的来说, 中国区域年均地表反照率随纬度增加而增加, 同纬度反照率随海拔高度的升高而增大。不同地区之间地表反照率的变化趋势有所不同(封三彩图 4b)。年均地表反照率显著降低的区域主要集中在华北平原区域, 东北平原、青藏高原外围、东南沿海区域和海南岛年均地表反照率也呈明显降低趋势; 年均地表反照率显著增加的区域主要集中长白山和大兴安岭北部, 内蒙古高原

和长江中下游部分地区。本文所选取的 3 个代表性区域中, 东北和青藏高原地区年均地表反照率呈增加趋势, 而华北地区的年均地表反照率呈减少趋势。

2.2 典型区域地表反照率年内变化规律

分别计算 3 个代表性区域 17 年中每月平均地表反照率值, 计算结果如图 2 所示。从图 2 中可以看出, 不同地区地表反照率的月平均变化曲线形状很不规则, 差别比较大。东北和青藏高原地区呈现先下降再上升的趋势, 但是下降和上升的幅度有所不同。东北地区 4~10 月平均值明显偏低, 主要是这段时间东北地区地表植被生长很快^[13], 土壤湿度也较大, 使得反照率偏小, 而 11、12、1、2、3 月份的地面积雪是这段时间地表反照率很高的主要原因。本文所选取青藏高原代表性区域位于高原的亚干旱大区, 该地区冬季地表被积雪覆盖^[14], 但是这些地区地表粗糙度比东北地区小, 使得在冬季其地表反照率比东北地区大^[15], 夏季区只有部分地区有少量植被覆盖^[14], 地表反照率比被森林覆盖的东北地区大。由于冬季积雪较少, 华北平原地区地表反照率的变化相对比较平稳。

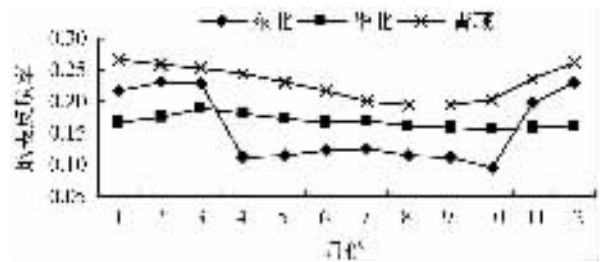


图 2 典型区域地表反照率年内变化

2.3 地表反照率典型变化地区气候变化趋势

为了分析地表典型地区地表反照率与温度和降水之间的关系, 必须清楚这些地区的气候变化趋势。本文计算了各典型地区 17 年月均温度和降水与年份直线回归的相关系数, 以相关系数的正负值来判断该地区的气候变化趋势, 正相关表示温度或降水呈增加趋势, 负相关表示温度或降水呈减少趋势, 计算结果见表 1 和表 2。

表 1 给出了不同典型地区各月平均温度随年份的变化趋势。从表中可以看出, 东北地区月均温度的变化趋势基本上是冷季更冷暖季更热, 其中 2、7、10 月份月均温度的增加趋势可以通过 90% 的显著性检验, 这些月份月均温度呈显著增加趋势。华北平原地区除 4、5、10 月份外, 各月的平均温度都呈显著增加趋势。青藏高原地区只有 1、3、12 月份的月均温度呈降低趋势, 其余月份月均温度都呈现增加趋势, 但是该地区月均温度的变化趋势都不显著。

表 1 典型地区各月温度变化趋势

典型地区	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
东北森林	-0.10	0.64 **	0.15	0.24	0.25	-0.01	0.61 **	0.13	0.05	0.41 *	-0.11	-0.15
华北平原	0.45 *	0.68 **	0.52 *	0.33	0.00	0.50 *	0.61 **	0.55 *	0.48 *	0.22	0.42 *	0.63 **
青藏高原	-0.16	0.02	-0.08	0.01	0.35	0.08	0.07	0.24	0.09	0.04	0.24	-0.33

注 :样本数为 17 , * 和 ** 分别表示能通过 90% 和 99% 的显著性检验

表 2 典型区域各月降水量变化趋势

典型地区	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
东北森林	0.29	0.15	0.13	-0.42 *	0.23	0.25	-0.24	-0.17	-0.27	0.38	0.09	0.32
华北平原	0.20	0.05	0.11	0.12	-0.24	-0.2	0.2	0.06	-0.31	-0.09	0.20	-0.23
青藏高原	0.49 *	0.23	0.22	-0.19	-0.16	-0.23	-0.39	0.35	-0.12	-0.05	0.35	-0.09

注 :样本数为 17 , * 和 ** 分别表示能通过 90% 和 99% 的显著性检验

从表 2 可以看出 ,不同地区月均降水量的变化趋势有所不同。东北森林地区早春(4 月份)与 7、8、9 月份降水量呈减少趋势 ,其余月份降水量呈增加趋势 ,其中 4 月份月均降水量与时间的相关系数可以通过 90% 的显著性检验 ,表明 4 月份东北地区降水量呈显著减少趋势。华北平原各月降水量的变化趋势与东北森林地区有所不同 ,华北地区降水量降少的月份有 5、6、9、10、12 月份 ,其余月份降水量呈增加趋势 ,但是月降水量与时间的相关系数都不能通过显著性检验 ,即华北地区各月降水量有变化的趋势 ,但是变化趋势不显著。青藏高原地区在植被生长季节(除 8 月份)月均降水量呈减少趋势 ,而

在非生长季节(除 12 月份)月均降水量呈增加趋势。其中青藏高原地区 1 月份降水量的增加趋势可以通过 90% 的显著性检验 ,即青藏高原地区 1 月份的月均降水量呈显著增加趋势。

2.4 典型区域地表反照率与气温和降水的关系

地表反照率是气候和土壤条件的产物 ,在一定的土壤条件下 ,气候因子决定了地表反照率的大小。为了研究不同地区地表反照率与气温和降水的关系 ,作者计算了各典型地区 17 年逐月平均地表反照率与同期、前期 1 个月和前期 2 个月气温和降水的相关系数(表 3)。

表 3 不同地区月平均地表反照率与气温和降水的相关系数

典型地区	月均气温				月均降水			
	同期	滞后 1 个月	滞后 2 个月	最大值	同期	滞后 1 个月	滞后 2 个月	最大值
东北森林	0.732 **	0.725 **	0.522 **	0.732	0.631 **	0.623 **	0.432 **	0.631
华北平原	0.107	0.151 *	0.349 **	0.349	0.107	0.103	0.282 **	0.282
青藏高原	0.480 **	0.574 **	0.510 **	0.574	0.351 **	0.436 **	0.412 **	0.436

注 :同期、滞后 1 个月和滞后 2 个月的样本数分别为 204、203 和 202 , * 和 ** 分别表示能通过 90% 和 99% 的显著性检验

对东北森林地区而言 ,地表反照率与月均气温和降水的相关系数均很高 ,都能通过 99% 的显著性检验 ,说明在东北森林区域 ,温度和水分都对地表反照率有明显的影响。地表反照率与同期的温度和降水的相关系数最大 ,说明东北森林地区地表反照率对气温和降水都没有滞后现象 ,温度和降水主要通过地表植被生长来影响地表反照率的变化 ,地表反照率与气温的相关性大于降水 ,说明东北地区温度对森林生长状况的影响高于降水^[13]。对于青藏高原地区而言 ,地表反照率与气温和降水的相关系数也比较高 ,但是小于东北森林地区地表反照率与同期气温和降水的相关系数。地表反照率与滞后一个月的温度和降水之间的相关系数最大 ,表明地表反

照率与气温和降水存在一个月的滞后性 ,可能的原因是青藏高原高寒草甸 NDVI 与温度和降水之间存在 20 ~ 40 d 的滞后性^[16-17]。对于华北平原所代表的农业区域而言 ,由于农业区植被长势与气温和降水的关系都不明显^[18] ,导致地表反照率与气温和降水的相关系数比较小 ,在 0.11 ~ 0.35 之间。地表反照率与滞后两个月的温度和降水之间的相关系数最大 ,表明地表反照率与气温和降水存在 2 个月的滞后期 ,可能的原因是这些地区的地表农作物生长受人类活动的影响比较大。

通过以上分析可知 ,就地表反照率年复一年的周期性变化而言 ,各典型地区地表反照率与温度和降水均有较好的相关性 ,其相关性因植被类型和区

域的不同而有较大的差异,3个典型区域地表反照率与温度的最大相关系数都大于与降水的最大相关系数,表明气温在各区域地表反照率的波动中所起到的作用大于降水,温度对植被的季相变化的驱动作用大于降水条件^[19]。

2.5 典型区域年均地表反照率与月均温度和降水的

表 4 不同地区年均地表反照率与不同月份平均气温的线性相关系数

典型地区	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
东北森林	0.24	0.00	0.36	0.12	0.19	0.09	0.07	0.31	0.16	0.06	0.06	0.22
华北平原	0.27	0.35	0.31	0.25	0.27	0.05	0.34	0.36	0.11	0.16	0.37	0.27
青藏高原	0.52*	0.48*	0.37	0.46*	0.12	0.00	0.11	0.16	0.12	0.35	0.01	0.65**

注:样本数为17,*和**分别表示能通过90%和99%的显著性检验

表 5 不同地区年均地表反照率与不同月份平均降水量的线性相关系数

典型地区	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
东北森林	0.17	0.11	0.11	0.21	0.21	0.28	0.33	0.05	0.07	0.19	0.18	0.17
华北平原	0.20	0.20	0.36	0.24	0.17	0.21	0.22	0.05	0.29	0.21	0.06	0.17
青藏高原	0.05	0.04	0.34	0.28	0.04	0.25	0.32	0.30	0.32	0.27	0.52*	0.18

注:样本数为17,*和**分别表示能通过90%和99%的显著性检验

从表4和表5可以看出,东北森林地区年均地表反照率与3、8月份平均气温的相关系数最大,与6、7月份平均降水量的相关系数最大,但是都不能通过显著性检验。从表1和表2,得知东北地区3、8月份的温度呈增加趋势,而7月份的降水呈减少趋势,3月份地表温度的增加会加快东北森林地区地表积雪的融化从而降低地表反照率,7、8月份炎热干旱的气候变化趋势将增加地表反照率。由于东北地区年均地表反照率呈增加趋势,因此作者认为,东北地区夏季炎热干燥的气候变化趋势是导致该区域年均地表反照率增加的主要原因。

华北地区年均地表反照率与月均气温的相关系数的最大值出现在下半年,而与月均降水量的相关系数的最大值出现在3月份。该区域下半年的平均气温与3月份的降水量均呈增加趋势。在降水量基本不变的情况下,下半年平均气温的增加会导致该区域地表反照率增加,而3月份降水量增加会增加土壤湿度,从而减小地表反照率。由于华北年均地表反照率呈减少趋势,因此可以推断该区域早春降水量增加的这种气候变化趋势是导致其年均地表反照率降低的主要原因。

青藏高原地区年均地表反照率与月均温度的相关系数的高值出现在冷季,通过显著性检验。11月份的降水量与年均地表反照率的相关系数最大,通过显著性检验。通过计算发现该区域冷季月平均温度呈下降趋势,11月份的降水量增加意味着该区域

关系

为了分析不同月份温度和降水的变化对年均地表反照率的影响,分别计算各典型地区年均地表反照率与各月平均温度和降水量之间的线性相关系数,计算结果见表4和表5。

冬季积雪增加,从而导致该区域年均地表反照率增加。

3 小结与讨论

中国区域复杂的下垫面类型导致地表反照率存在很大的空间差异,由于温度和降水的变化在空间分布的差异,导致地表反照率的变化趋势也存在很大的空间差异。本文通过研究发现,不同下垫面地表反照率的年内变化之间存在的差异主要与区域气候特征和下垫面类型有关。在地表反照率的周期性变化与温度和降水均有较好的相关性,华北平原和青藏高原区域地表反照率与温度和降水之间存在一定的滞后性,总体而言气温在各区域地表反照率的波动中所起到的作用大于降水。东北地区夏季干旱少雨的气候变化趋势是导致该区域年均地表反照率增加的主要原因;而华北年均区域早春降水量增加是导致其年均地表反照率降低的主要原因;青藏高原地区11月份的降水量增加是导致该区域年均地表反照率增加的主要原因。

由于中国区域复杂的下垫面类型,很难从有限的几个单点数据把结论准确的空间化到整个中国区域,为了能得到地表反照率与温度和降水之间的关系的空间分布规律,需要在更加密集的取样点分布的基础上,进行深入研究,甚至是分析每一像元温度和降水对地表反照率的变化驱动,以便更好地了解未来气候变化对地表反照率空间分布的影响。

参考文献:

- [1] 王介民,高峰. 关于地表反照率遥感反演的几个问题 [J]. 遥感技术与应用 2004 ,19(5) 295-300.
- [2] Betts A K ,Ball J H. Albedo over the boreal forest [J]. Journal of Geophysical Research ,1997 ,102(24) : 28901-28910.
- [3] 鲍艳,吕世华,奥银焕,等. 反照率参数化改进对裸土地表能量和热过程模拟的影响[J]. 太阳能学报 2007 ,28(7) :775-782[J].
- [4] 金莲姬,刘晶淼,李雁翎,等. 利用 NOAA-AVHRR 遥感资料反演长江三角洲地表反照率的试验[J]. 南京气象学院学报 2002 ,25(1) 28-35.
- [5] 陈向红. 地面反射率与若干气象因子关系的初步分析 [J]. 成都气象学院学报 ,1999 ,14(3) 233-238.
- [6] 陈建绥. 中国地表反射率的分布及变化[J]. 地理学报 , 1964 ,30(2) 85-93.
- [7] 徐兴奎,刘素红. 中国地表月平均反照率的遥感反演 [J]. 气象学报 2002 ,60(2) 215-220.
- [8] 蔡福,祝青林,何洪林,等. 中国月平均地表反照率的估算及时空分布[J]. 资源科学 2005 ,27(1) :114-120.
- [9] 王英,曹明奎,陶波,等. 全球气候变化背景下中国降水量空间格局的变化特征[J]. 地理研究 ,2006 ,6(25) : 1031-1040.
- [10] Idso S B ,Jackson R D ,Reginato R J ,et al. The dependence for bare soil albedo on soil water content[J]. Journal of Applied Meteorology ,1975 ,14 :109-113.
- [11] Valiente J ,M Nunez ,Lopez-baeza E ,et al. Narrow-band to broad-band conversion for meteosat-visible channel and broad-band albedo using both AVHRR-1 and -2 channels [J]. International Journal of Remote Sensing ,1995 ,16(6) :1147-1166.
- [12] 王黎明,周云轩,万力. 利用 NOAA/AVHRR 数据获取地表特征参数的方法研究[J]. 地球物理学进展 2004 , 19(3) 672-677.
- [13] 国志兴,王宗明,宋开山,等. 1982—2003 年东北林区森林植被 NDVI 与水热条件的相关分析[J]. 生态学杂志 2007 ,26(12) :1930-1936.
- [14] 徐兴奎,林朝晖. 青藏高原地表月平均反照率的遥感反演[J]. 高原气象 2002 ,21(3) 233-237.
- [15] 徐兴奎. 长江三角洲地区地表月平均反照率的卫星遥感研究[J]. 大气科学 2002 ,26(3) 394-400.
- [16] 杨元合,朴世龙. 青藏高原草地植被覆盖变化及其与气候因子的关系[J]. 植物生态学报 2006 ,30(1) :1-8.
- [17] 毛飞,卢志光,张佳华,等. 近 20 年藏北地区 AVHRR-NDVI 与气候因子的关系[J]. 生态学报 2007 ,27(8) : 3198-3205.
- [18] 齐述华,王长耀,牛铮,等. 利用 NDVI 时间序列数据分析植被长势对气候因子的响应[J]. 地理科学进展 , 2004 ,23(3) 91-99.
- [19] 孙艳玲,延晓冬,谢德体. 基于因子分析方法的 中国植被 NDVI 与气候关系研究[J]. 山地学报 2007 ,25(1) : 54-63.

Research of the Reason for Variations of Surface Albedo in Different Areas in China from 1982 to 1998

WANG Ge^{1 2} , HAN Lin³ , JI Xing-jie³

(1. Institute of Plateau Meteorology , China Meteorological Administration , Chengdu 610072 ;

2. Chengdu University of Information Technology , Chengdu 610225 ;

3. Institute of Meteorological Sciences of Henan Province , Zhangzhou 450003 , China)

Abstract : Based on the NOAA-AVHRR data during from 1982 to 1998 , we have researched the relations among surface albedo , temperature and precipitation. The results indicated that there was observable difference in the dimensional distribution of mean surface albedo , and the change trends of albedo were not the same in different areas. There were better correlations between surface albedo and temperature & precipitation ; there was no lag between surface albedo and temperature & precipitation in northeast of China , the correlation coefficients were 0.732 and 0.631 respectively , but it was lag about one month in Qinghai-Xizang Plateau , the correlation coefficients were 0.574 and 0.436 respectively , and two months in Huabei Plain , the correlation coefficients were 0.349 and 0.282 respectively. The reason for the increase of annual mean surface albedo in northeast of China was the climate change trends that it became hotter and arider in summer , the precipitation was increased in spring leading to the decrease of the annual mean surface albedo in Huabei Plain , it was because the temperature in cold season was decreased so the annual mean surface albedo was increased.

Key words : surface albedo ; temperature ; precipitation ; China

(责任编辑 欧红叶)