

中国地区云对太阳短波辐射吸收的研究^{*}

马晓燕 季国良

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000)

摘要 根据两种不同的方法(即直接法和斜率法), 对中国大陆地区有关云的异常吸收问题进行了初步的探讨, 研究表明: 我国大陆地区云辐射强迫比小于1.2; 云对短波辐射的吸收西部要比东部小, 但季节变化较东部略大; 在青藏高原地区, 文中得到的云辐射强迫比约为1.13。

关键词: 云辐射强迫比; 云异常吸收; 短波辐射

1 引言

气候系统的基本能量来自于太阳辐射, 地球气候因太阳短波辐射的散射和吸收以及地气系统吸收和发射的红外辐射变化而变化, 如果气候系统处于平衡态, 则其吸收的太阳辐射能将与地气系统向外发射的红外辐射能相等, 任何能够扰动这种平衡并因此改变气候的因子都被称为辐射强迫因子, 它们所产生的对地气系统的强迫称为辐射强迫。其中云在地球辐射平衡中是一个非常关键的因素, 云和辐射在天气和气候以及全球变化中都起着十分重要的作用, 气候模式对云辐射过程的描述是极其关键的环节, 研究表明^[1,2], 不同的大气环流模式(GCMs)的模拟结果之间存在差异的一个很重要的原因, 就是因为模式中云对气候的反馈作用(即云辐射强迫)模拟的不一致。这驱使我们加快、加深对它的进一步认识, 以适应气候模式发展的需要。

在对云/辐射相互作用的研究中, 仍然有一些关键的问题尚未得到解决, “云对太阳短波辐射的吸收”便是其中之一。在地气系统热量平衡的概念模型中, 传统上一般认为云只吸收3%~4%的太阳短波辐射, 这一结论一直用于气候模式的模拟中。然而近两年来, 以Cess、Ramanathan及Pileskie等^[3~5]为代表, 认为云对太阳辐射的吸收远远超过3%~4%, 可能达到百分之十几甚至二十。他们的这一观点在国际学术界产生了极大的反响。其实, 早在40多年前就有人提出过这个问题, 随后很多学者对此进行过观测和研究, 1984年, Winscombe^[6]把这种现象称为‘云的异常吸收’。最近, 这个问题再度成为研究的热点, 原因在于: Cess等人认为不但存在云的非正常吸收, 而且他们得到的云的短波辐射强迫比值较大, 都在1.5左右, 而目前几乎所有的理论模式研究结果, 包括NCAR和ECMWF的得到的比值约为0.9~1.2。也就是说, 理论上一般认为云对太阳短波辐射基本上是透明的, 但他们的实验发现云应当吸收至少10%的太阳辐射能, 即比以往估计值高 $25\sim 30\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 这种额外吸收要对地气系统的热量

1998-12-18收到, 1999-05-19收到修改稿

^{*} 本文得到国家重中之重科技项目“我国短期气候预测系统的研究”和国家重点基础研究专项、中国科学院青藏高原研究项目(KZ95J-A1-204、KZ95T-06)的联合资助

分配进行重要的修改: 由于大气吸收了更多的能量, 导致到达地面的能量少于以往的理论估计, 由此会造成怎样的气候效应呢? NCAR 的 Kiehl 等^[7]通过人为改变云太阳辐射吸收的方法进行过模式响应研究, 他们发现, 由于较少的能量到达地面, 地表潜热通量及降水均会减少, 而且由于赤道和极地吸收的能量之差的减少, 引起南北哈德莱环流的减弱, 由此引起的气候效果是显而易见的。另外, 也有人认为 Cess 等人所谓的异常吸收并不存在, 云辐射强迫比之所以偏大, 主要是由于观测或分析的误差所致。其中 Imre 等^[8]利用 1994 年 4 月在美国中北部俄克拉何马州进行的大气辐射实验 (ARM) 的加强期观测资料 (IOP DATA), 检验了 Cess 等人所用的方法后认为, 由于在确定地面晴空值时存在很多的不确定, 从而导致其结论不可信; 李占清等^[9]从理论模式和观测资料两方面对此问题进行了细致的研究, 得到的比值 R 为 1.1 左右, 而且大值一般出现在中纬度污染较严重的地区, 或者热带生物燃烧较多的地区。他的结果并未显示出存在云的异常吸收。总之, 关于云吸收异常的问题虽然为很多研究者所关注, 但迄今为止, 对此并没有得到一个比较一致的结论。

对于中国地区来说, 受资料等因素的限制, 所开展的研究工作就更少, 云的短波吸收究竟是多少, 对我们来说仍然是一个未知数。即使一些针对全球的研究, 他们所使用的资料或者未包括中国地区, 或者缺乏中国区域的地面太阳辐射资料, 或者即使有, 也只是几个非常有限的测站, 所以弄清在中国地区是否存在云的异常吸收现象, 这是一个重要的研究课题, 也是本文试图探讨的主要问题。

2 资料介绍

2.1 ERBE 卫星资料

本文使用 ERBE-S4 级产品 (即月平均资料), 包括云天和晴天地气系统的短波吸收辐射、射出长波辐射和净辐射, 格点距为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 本文所取资料范围是 $15^{\circ} \sim 55^{\circ}\text{N}$, $70^{\circ} \sim 140^{\circ}\text{E}$, 资料时间段是 1985 至 1988 年。有关 ERBE 资料的详细介绍见文献 [10]。

2.2 地面太阳辐射资料

地面资料主要包括中国气象局气象中心出版的 1985~1988 年中国地面太阳辐射资料, 它提供了全国 70 多个气象台站观测的地面总辐射的月总量值, 还包括同期的常规气象观测资料, 主要是地表状况记录。根据中国地面太阳辐射的观测规范, 我国台站总辐射的实际观测误差在 10% 以内。

另外, 本文还使用了 1991 年 HEIFE 试验区的张掖、沙漠两站以及 1982~1983 年青藏高原甘孜、拉萨、那曲、改则四站的地面辐射观测资料, 关于资料的精度见文献 [11,12]。

2.3 水汽资料

取自 NCEP/NCAR 的月平均全球可降水量格点资料^[13], 格点距及所取资料范围与 ERBE 资料相同。

3 分析方法

直接测量云对太阳辐射的吸收是一件非常困难的事情。这是因为, 绝大多数的观测研究都是从飞机测量出发的, 即首先假定云是水平均匀的, 然后在云层上下同时测量太阳辐射通量, 则云所吸收的太阳辐射就等于这两部分的差值。但在目前的情况下, 我们还没有条件直接进行飞机测量, 况且, 飞机观测也存在着一些问题, 例如, 云顶起伏不均匀性效应、假定云是平面平行等等。因此, 我们试图借助其他的方法来进行分析。目前而言, 可以用来表征云吸收的参数一般有两个, 一个是云辐射强迫比 R , 它是地面和大气顶云辐射强迫的比值; 另一个是斜率 β , 即大气透过率与行星反射率之间线性回归得到的斜率。以下我们将从这两个参数出发, 对我国云的短波吸收作具体的分析。

3.1 直接算法 (云的辐射强迫比 R)

云辐射强迫比, 即地面的云辐射强迫值与大气顶的云辐射强迫值的比, 若以 C 表示云强迫, 则云强迫比 R 可表示为

$$R = \frac{C_{\text{SFC}}}{C_{\text{TOA}}} = \frac{F_{\text{ALL,SFC}} - F_{\text{CLR,SFC}}}{F_{\text{ALL,TOA}} - F_{\text{CLR,TOA}}}, \quad (1)$$

其中, F 分别表示所有天(ALL)、晴天(CLR)状况时大气顶(TOA)和地面(SFC)的短波辐射净通量。由辐射平衡可知

$$C_{\text{SFC}} = C_{\text{TOA}} - C_{\text{ATM}}, \quad (2)$$

式中, C_{ATM} 表示大气中的云强迫, 将 (2) 式代入 (1) 式, 得

$$C_{\text{ATM}} = (1 - R)C_{\text{TOA}}. \quad (3)$$

一般来说, 由于云的存在大大增加了行星反射率, 从而在云天时大气顶得到的太阳短波吸收值小于晴空的, 故 $C_{\text{TOA}} < 0$ 。那么由 (3) 式, 当 $R > 1$ 时, 相对晴空来看, 云增加大气的吸收; 当 $R < 1$ 时, 云则减少大气吸收; 可见, R 虽然不是直接测量云吸收的, 但可以作为评估云吸收的一个参数。应当注意的是, R 除受云的影响外, 还受其他因素的影响, 如地表和大气状况, 太阳天顶角等^[14], 因此, 在分析云对短波辐射的影响时, 应尽量减小其他因素对 R 的影响。

由 (1) 式可以看到, 计算 R 需要四个量, 其中 $F_{\text{ALL,SFC}}$ 和 $F_{\text{CLR,TOA}}$ 可以直接从卫星测量获得, 关键的是其他两项, 即 $F_{\text{ALL,SFC}}$ 和 $F_{\text{CLR,SFC}}$ 如何得到? 因为要获得大范围的地面观测资料很难, 因此一般都是由卫星反演。在这方面人们曾经做过大量的工作, 但其中大部分是反演地面总辐射^[15~17]。理论上讲, 如果由卫星观测通过反演分别得到总辐射和地表反射率, 就可以算得地表太阳净辐射, 但实际上, 由于反演总辐射和地表反射率的误差累积, 造成得到的地表太阳净辐射误差较大。因此, 有人尝试从卫星测量直接反演地表太阳净辐射。其中比较有代表性的工作包括: Cess 等^[18]根据观测资料进一步得到了晴天状况时地面与大气顶太阳净辐射的线性关系; 李占清等^[19,20]则从辐射传输模式出发, 建立了从大气顶反射辐射直接反演地表太阳净辐射的参数化方案。

本工作将用李占清的参数化方案来计算 $F_{\text{ALL,SFC}}$ 和 $F_{\text{CLR,SFC}}$ 值, 有关此参数化方案

的详细介绍见文献[19,20]。

3.2 斜率法

$$\beta = - \frac{d\alpha_{\text{TOA}}}{d(I_{\text{SFC}} / I_{\text{TOA}})}, \quad (4)$$

I_{SFC} 和 I_{TOA} 分别是地面和大气顶的太阳总辐射, $I_{\text{SFC}} / I_{\text{TOA}}$ 是大气透过率, α_{TOA} 是大气顶行星反射率。

Cess 等提出 β 与 R 的关系为

$$R = \frac{1 - \alpha_s}{\beta}, \quad (5)$$

α_s 是平均地表反射率。

从 (4) 式, 可以发现, 利用参数 β 可以避免确定晴空地表辐射值 (如地表反射率和太阳净辐射) 的工作, 而晴空值的确定, 正是计算云强迫最大的困难之处和误差所在, 另外, 在地面总辐射的观测资料要比太阳净辐射的多得多。这是斜率法的优点所在。

4 结果分析

4.1 李占清的参数化结果评估

李占清等^[19]反演地面太阳净辐射的参数化方案相对比较简单, 所需要输入的参数比较少, 这对于缺乏资料的我们来说较具吸引力, 但我们更关心的是它的反演精度。鉴于此, 我们用 1982~1983 年青藏高原地区的甘孜、拉萨、那曲、改则四站的地面观测值以及 1991 年 HEIFE 试验的张掖、沙漠的地面观测值与此参数化结果进行检验, 经过对比分析发现, 此参数化方案对于 HEIFE 区的反演结果相当好, 对于高原的反演相对较差。从图 1 可以看到, 在 HEIFE 区, 无论是云天或是晴天的计算结果都与观测结果非常吻合, 变化趋势基本一致, 量值相差很小, 得到的地面云强迫的反演值也与观测值相差不大, 其中大部分月的差值都小于 $10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 结果最差的是 6 月, 其差值为 $15.6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。图 2 所示为高原四站的比较结果, 晴天的反演结果好于全天况的, 其中, 对比较为湿润的高原东部 (甘孜、拉萨) 而言, 高原中西部 (那曲、改则) 的反演结果要好一些, 就季节而言, 冬季 (11、12、1、2 月) 的结果略好些, 其他三季较差, 差值最大的超过 $40 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (甘孜 8 月)。春季由于缺少晴空观测资料, 故没有实测值进行比较。总体而言, 此参数化方案对高原中西部的反演结果仍具有一定的参考价值, 高原东部则不甚理想, 我们认为这可能主要有两个原因, 一是与可降水量资料的精度有关, 本文所用的可降水量取自 NCEP/NCAR 的 40 年再分析资料产品, 这个资料虽然是目前国际上比较完善、精度较高的一套资料, 但其中的可降水量资料属于 B 类产品, 它受到观测资料和模式的共同影响, 在青藏高原地区, 由于缺少必要的实测资料, 因此该产品的可信度有所降低; 二是由于李占清的参数化方案本身是一个适用于全球的方案, 因此对于一些特殊区域 (如青藏高原) 的处理可能还有待于进一步的验证和改进。

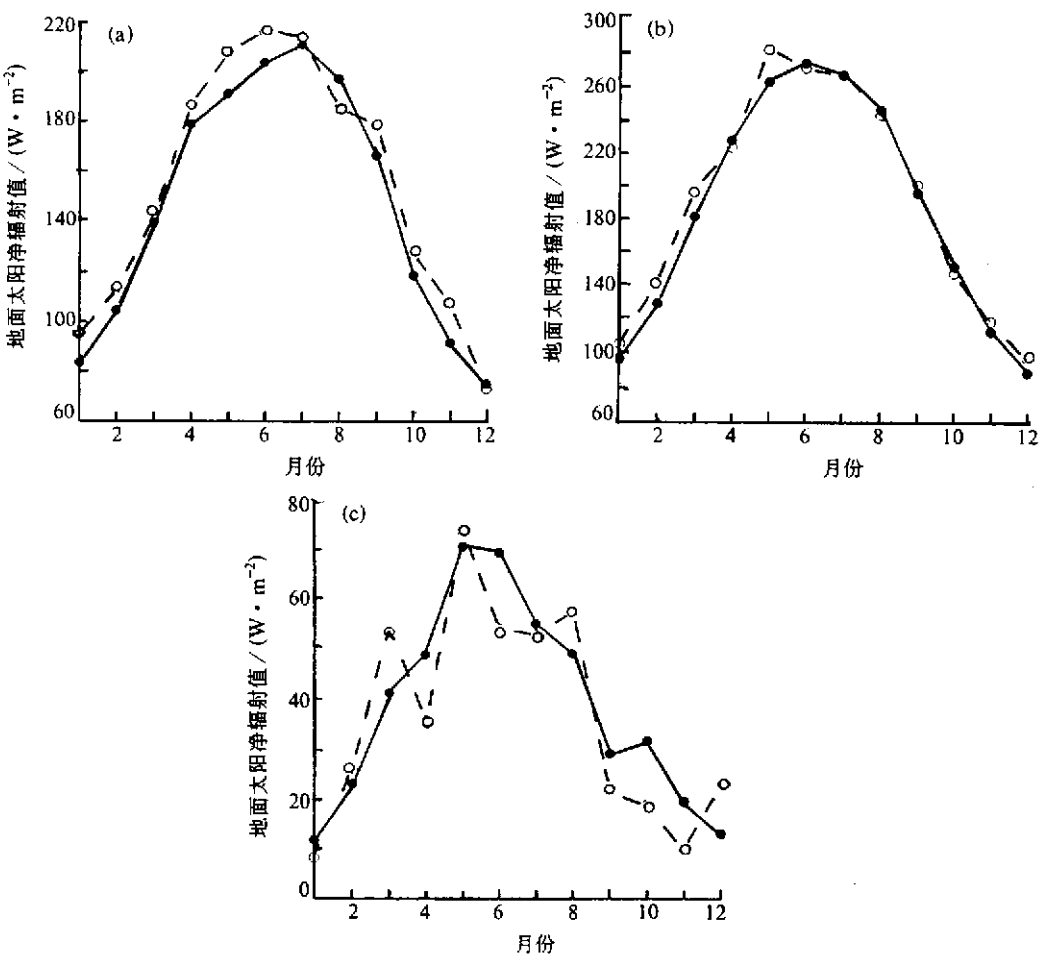


图1 HEIFE 试验区反演的地面太阳净辐射与观测值的对比
(a) 所有天; (b) 晴天; (c) 云强迫
实线为反演值, 虚线为实测值

4.2 云辐射强迫比 R

我们将以上的反演结果与大气顶短波云强迫代入(1)式, 得到中国区域的云辐射强迫比 R 值, 从 R 的频率分布(表1)来看, 居于 $0.8\sim1.2$ 的值占 86.75% , 说明绝大部分的云辐射强迫比的值与模式计算值比较接近, 也就是说, 总体上云吸收基本不存在异常现象。为了进一步分析云吸收的空间和时间变化特性, 我们选取了几个典型区域,

表1 中国地区云辐射强迫比 R 的频率分布 %

	< 0	0~0.4	0.4~0.8	0.8~1.2	1.2~1.6	> 1.6
全 年	4.64	0.65	1.27	86.75	4.21	1.61
春 (3、4、5月)	7.65	2.23	3.92	72.77	5.15	5.46
夏 (6、7、8月)	5.60	0.13	0.45	86.59	6.62	0.33
秋 (9、10、11月)	2.49	0.00	0.07	93.92	3.33	0.06
冬 (12、1、2月)	3.05	0.35	0.86	92.56	1.80	0.91

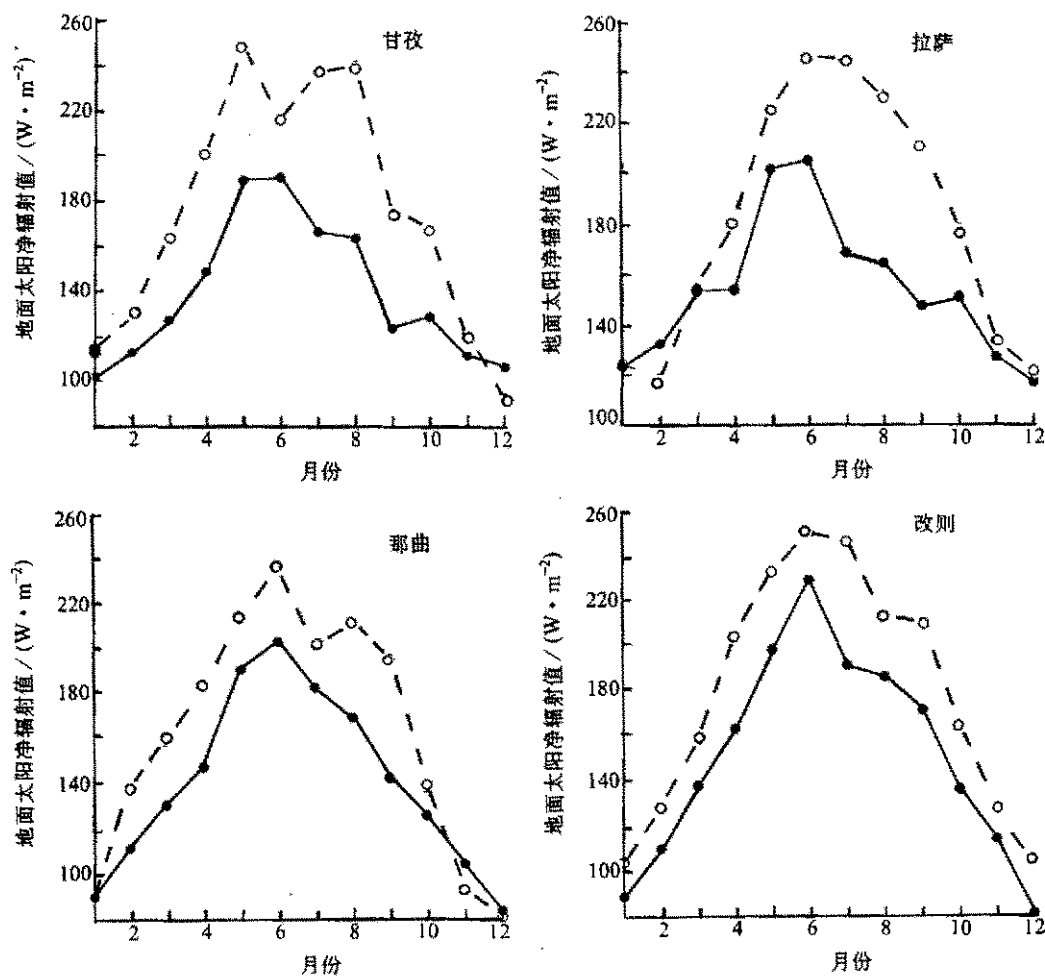


图2 青藏高原地区反演的地面太阳净辐射与观测值的对比

(a) 所有天

实线为反演值, 虚线为实测值

即河西走廊($37.5^{\circ}N$, $100.0^{\circ}E$)、塔克拉玛干沙漠($40.0^{\circ}N$, $85.5^{\circ}E$)、四川盆地($27.5^{\circ}N$, $105.0^{\circ}E$)、华北平原($35.0^{\circ}N$, $115.0^{\circ}E$)、珠江三角洲($22.5^{\circ}N$, $112.5^{\circ}E$)以及青藏高原 [包括四个格点: ($30.0^{\circ}N$, $97.5^{\circ}E$)、($30.0^{\circ}N$, $90.0^{\circ}E$)、($30.0^{\circ}N$, $82.5^{\circ}E$)和($27.5^{\circ}N$, $90.0^{\circ}E$)] , 根据图3的结果, 可以得到以下几点结论:

(a) 全国各个地区的 R 值一般都在 $0.9 \sim 1.2$ 之间, 区间差很小。

(b) 就季节变化而言, 各区基本上具有相同的变化趋势, 也就是说, 冬季的 R 值最小, 春、夏、秋三季比较大。其中, 西北地区 (包括河西走廊和塔克拉玛干沙漠) 的季节差异较其他区域大一些。

(c) 青藏高原由于反演的地面云强迫值(C_{SFC})偏大, 所以得到的 R 值应该是普遍偏大。其中, 那曲和改则反演的误差相对较小 (图2), 甘孜和拉萨反演的误差更大一些, 总体而言, 高原的反演精度较差。表2给出的是高原四站大气顶、地面反演和观测的云强迫值及相应的云强迫比, 其中也列出了利用1982~1983年高原实测资料计算的

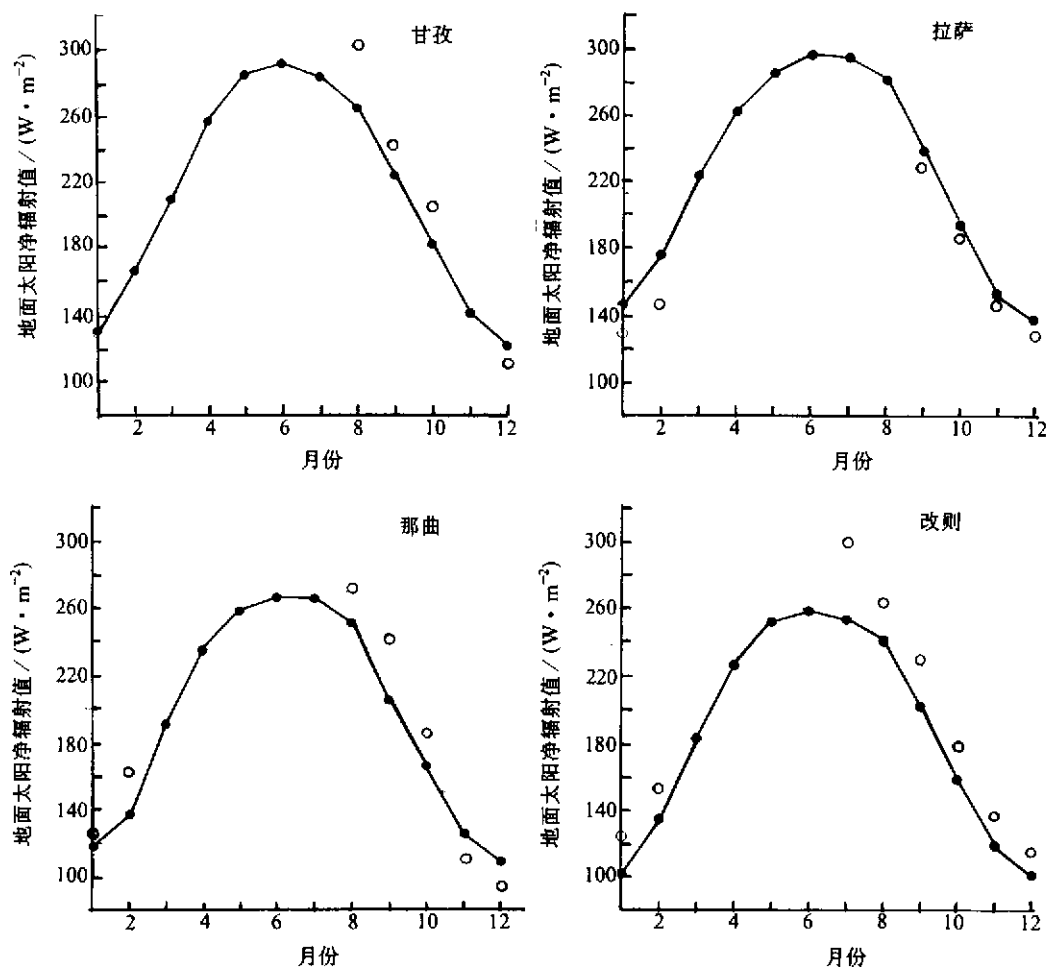


图2 青藏高原地区反演的地面太阳净辐射与观测值的对比(续)

(b) 晴天

实线为反演值, 虚线为实测值

R' , 但需要指出的是, 因为云强迫的值本身就比较小, 所以云强迫值的一个较小的差异就会导致 R' 值非常大的差异。表中那些 R' 为黑体的值, 表示由与反演的地面云强迫结果最接近的地面云强迫观测值所计算得到的。我们看到, 这其中包括甘孜的 12 月 ($R'=1.16$), 那曲的 2 月 ($R'=1.00$), 改则的 2 月 ($R'=1.04$) 和 8 月 ($R'=1.14$)。可见, 高原的云辐射强迫比小于 1.2。

钟强^[21,22]曾经根据 1982 年 8 月~1983 年 7 月 Nimbus-7 的月平均行星反射率资料和地面总辐射、地表反射率的卫星反演结果, 计算了高原地区大气顶、地面太阳净辐射、大气吸收辐射及云强迫值, 表 3 给出了其年平均的结果。由表可见, 高原地区大气顶短波辐射云强迫的值为 $46.4 W \cdot m^{-2}$, 小于利用 ERBE 资料得到的结果 (高原区域平均为 $49.7 W \cdot m^{-2}$, 四站平均为 $51.7 W \cdot m^{-2}$), 而地面云强迫的值为 $60.3 W \cdot m^{-2}$, 大于本文的反演值 $58.4 W \cdot m^{-2}$, 因此所得到的云辐射强迫比等于 1.3, 大于本文的 1.13 (四站的平均)。

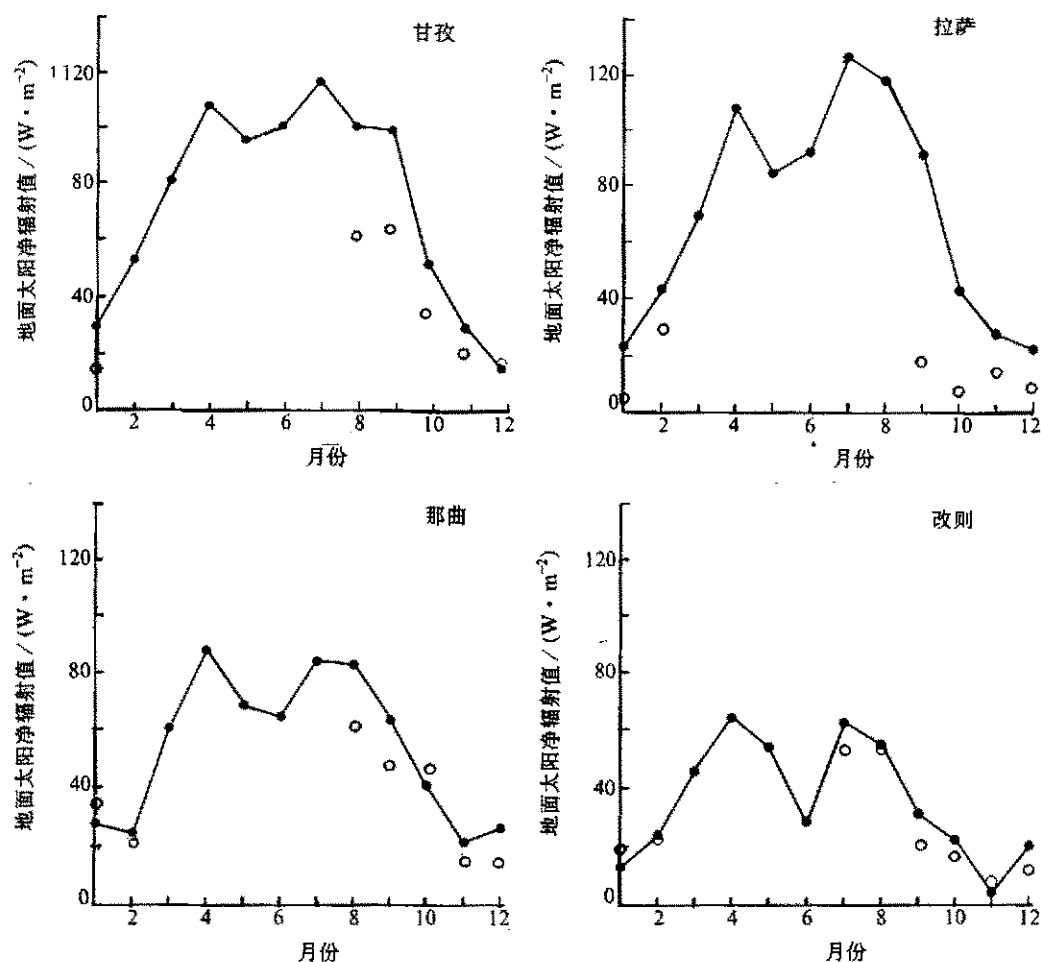


图2 青藏高原地区反演的地面太阳净辐射与观测值的对比(续)

(c) 云强迫

实线为反演值, 虚线为实测值

由此可见, 由于使用了不同的资料、不同的方法, 得出的结论是有一定差别的。

4.3 斜率 β

由(4)式可知, 求算 β 需要 ERBE 卫星观测得到的大气顶行星反射率和总辐射, 以及地面观测的太阳总辐射。因此, 我们首先要把全国所有单个站的地面辐射资料与 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的卫星资料匹配起来。我们知道, 全国有辐射观测的地面台站不到 90 个, 在我国东部, 台站相对较多, 而在广大的西部地区, 特别是青藏高原地区, 台站非常少。经过处理后大部分 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的单元中只有一个地面观测站。

对参数 β 的敏感性实验表明^[9], β 对地表类型非常敏感, 而在诸多的地表类型中, 冰雪覆盖的地表, 由于其明亮的地表显著区别与其他类型的地表状况, 因而, 它对辐射的影响非常大, 所以, 我们在资料中还必须区别有无冰雪时的资料。李占清等^[9]分析了全球范围内晴空行星反射率随太阳高度角的变化规律, 发现有无冰雪的点聚分布非常不

同, 其分界值约为 0.3, 因此, 他认为, 对于每个单元来说, 如果月平均晴空行星反射率小于 0.3, 那么可以认为这个月就是无冰雪的月。

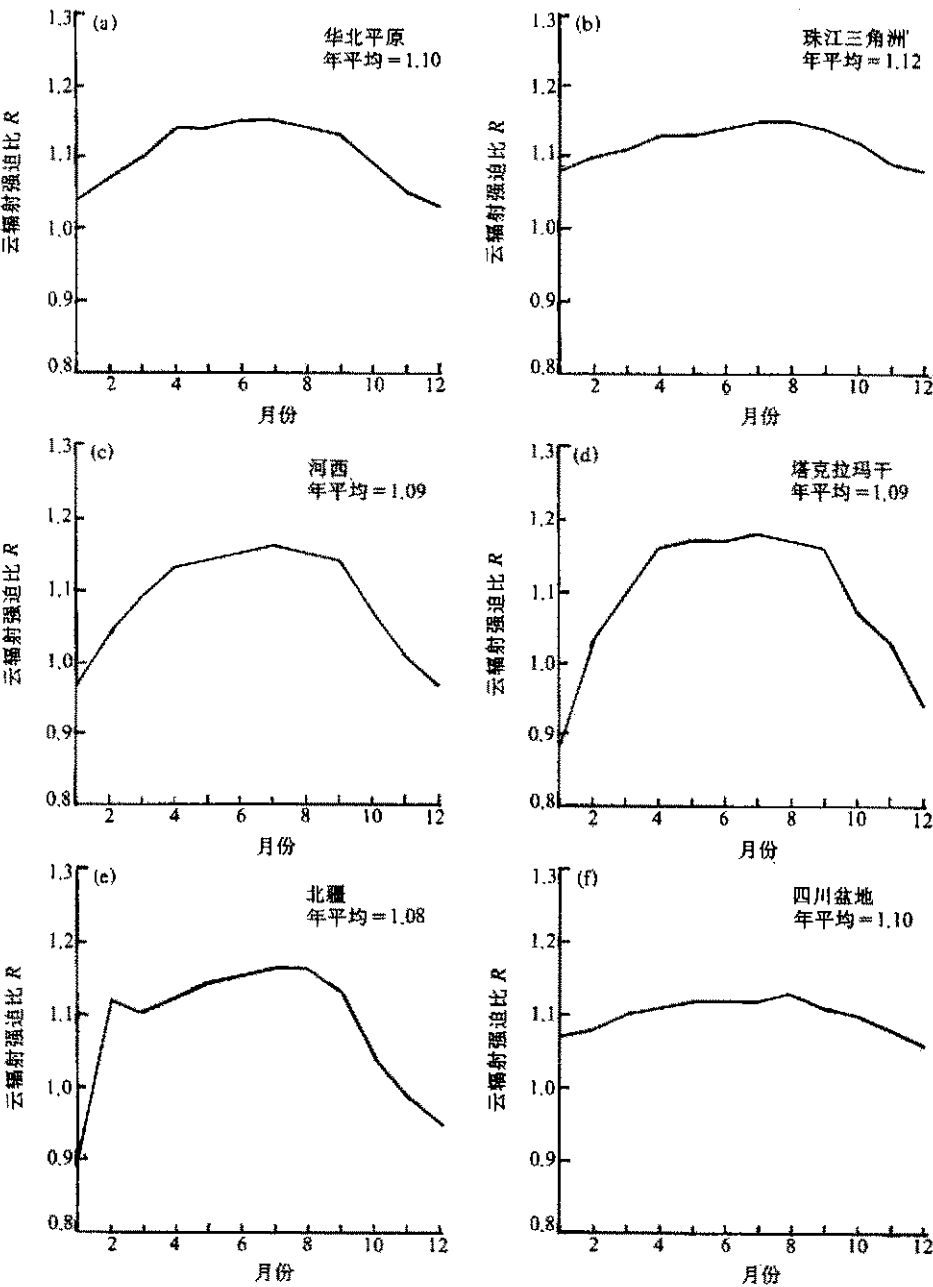


图3 中国大陆不同地理区域云辐射强迫比 R 的年变化

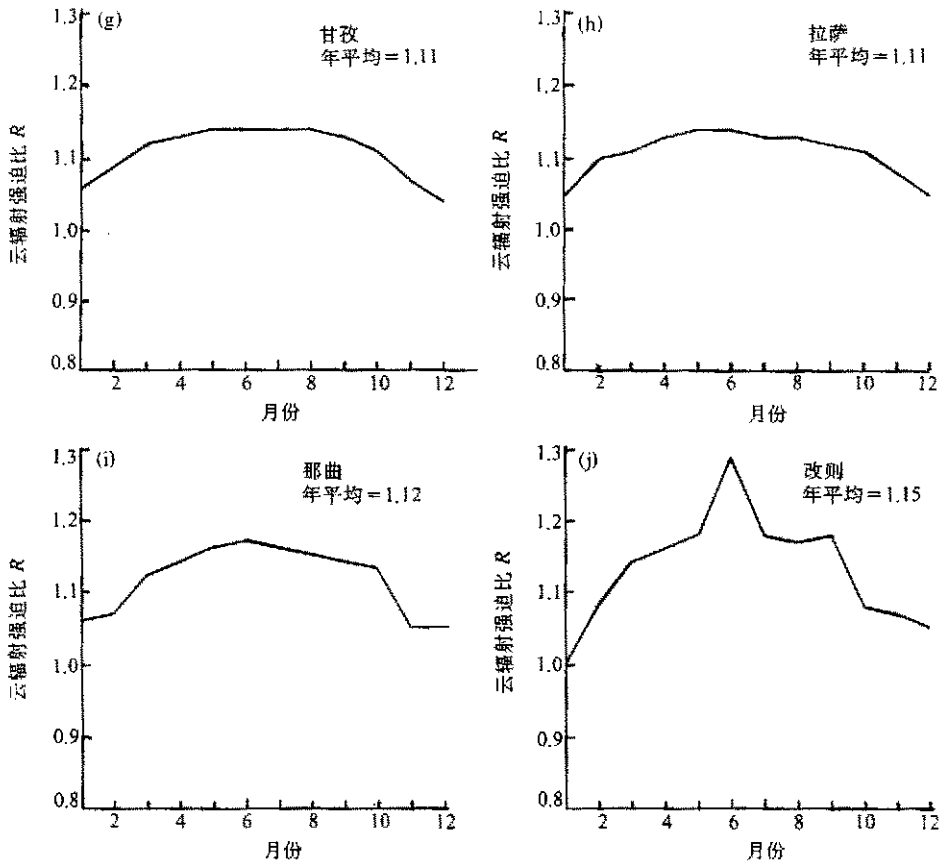
图 3 中国大陆不同地理区域云辐射强迫比 R 的年变化 (续)

表 2 青藏高原大气顶、地面反演和观测的云强迫值及相应的云强迫比

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
甘孜 30.0°N 97.5°E	C_{TOA}	27.8	48.5	72.8	95.8	84.1	88.3	102.7	88.5	88.3	46.7	27.3	14.7	65.5
	C_{SFC}	29.5	2.9	81.0	107.9	95.5	100.7	116.9	100.6	99.3	51.7	29.3	15.2	73.4
	R	1.06	1.09	1.11	1.13	1.14	1.14	1.14	1.14	1.13	1.11	1.07	1.03	1.11
	C_{SFC}	14.8							60.9	63.6	34.0	20.0	17.1	
	R'	0.53							0.69	0.72	0.73	0.73	1.16	
拉萨 27.5°N 90.0°E	C_{TOA}	21.8	39.2	62.5	95.9	73.9	80.7	11.7	104.8	80.8	38.2	25.7	20.7	63.0
	C_{SFC}	23.2	43.1	69.2	107.9	84.2	91.8	126.5	117.9	90.8	42.4	27.2	21.8	70.5
	R	1.06	1.10	1.11	1.13	1.14	1.14	1.13	1.13	1.12	1.11	1.06	1.05	1.11
	C_{SFC}	5.1	28.5							18.0	7.6	14.1	3.9	
	R'	0.23	0.73							0.22	0.20	0.55	0.19	
那曲 30.0°N 90.0°E	C_{TOA}	26.4	22.5	53.8	77.2	58.7	55.0	72.6	72.0	55.3	36.3	19.8	24.8	47.9
	C_{SFC}	28.0	24.9	60.5	87.7	68.1	64.3	83.9	82.6	63.2	40.5	21.2	26.1	54.3
	R	1.06	1.11	1.12	1.14	1.16	1.17	1.16	1.15	1.14	1.12	1.07	1.05	1.12
	C_{SFC}	34.0	22.4						61.0	46.9	46.3	15.7	13.6	
	R'	1.29	1.00						0.85	0.85	1.28	0.79	0.55	
改则 30.0°N 82.5°E	C_{TOA}	12.3	21.5	40.0	55.3	45.7	22.9	52.8	46.6	26.6	19.6	4.2	19.0	30.5
	C_{SFC}	12.9	23.9	45.4	63.9	53.7	28.5	62.1	54.5	31.1	22.2	4.3	19.9	35.2
	R	1.05	1.11	1.14	1.16	1.18	1.24	1.18	1.17	1.17	1.13	1.02	1.05	1.15
	C_{SFC}	19.4	22.4					52.2	52.9	19.9	16.9	7.9	11.3	
	R'	1.58	1.04					0.99	1.14	0.75	0.86	1.89	0.60	

注: C_{TOA} 为大气顶云强迫值, C_{SFC} 、 C'_{SFC} 分别为计算的和观测的地面云强迫值, R 和 R' 为相应的云辐射强迫比

表 3 文献[21,22]计算的高原太阳辐射能收支及云强迫年平均值			$W \cdot m^{-2}$
	大气顶净辐射	大气吸收辐射	地面净辐射
实际大气	223.6	64.1	159.5
晴天大气	270.0	50.2	219.8
云强迫	-46.4	13.9	-60.3

图 4 是 1985~1988 年所有资料的相关分布，利用最小二乘法进行线性回归得到 $\beta=0.31$ ，相关系数仅为 0.36，远远超过 0.01 的信度检验。由图中看出聚类分布差异很大，分析证实，这是由于冰雪覆盖资料和无冰雪覆盖资料的差异所造成的，所以必须区分开冰雪的影响。图 5 是我们剔除了冰雪资料以后的结果，相关系数大大提高了，达到 0.55， β 为 0.37。由于雪面之间的差异（如积雪的深度和时间，冰雪粒子的大小和密度等等）较陆面大得多，因此全部冰雪资料的分布非常离散，又由于本文着重讨论的是云对辐射的影响问题，故可剔除含冰雪的资料。

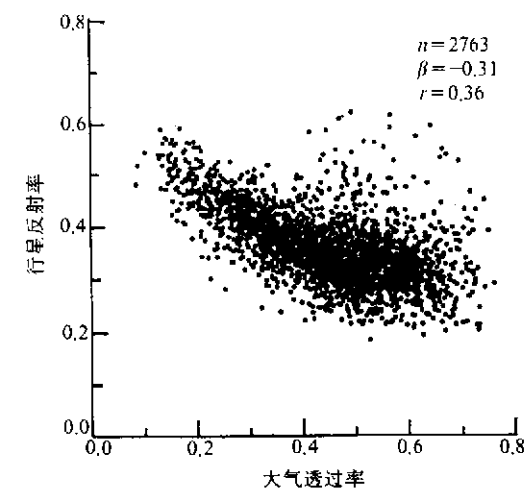


图 4 1985~1988 年全部资料行星反照率与大气透过率的相关分布

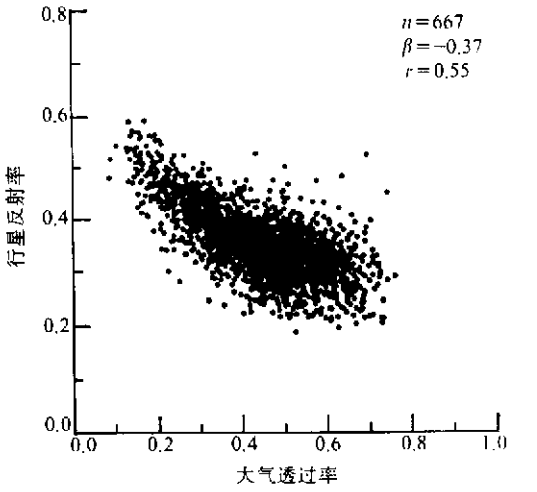


图 5 1985~1988 年剔除冰雪资料后行星反照率与大气透过率的相关分布

由于空间取样的不一致（即卫星为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的空间尺度，地面仅为一个点）会导致对应关系的不一致，在一个 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的空间范围内，要提高卫星/地面资料匹配的精度，必须有尽可能多的地面测站，有人^[20]估算这种空间匹配的误差约为 $24.2/N W \cdot m^{-2}$ ， N 为每个单元的地面站数，假如 $N=10$ ，那么误差将不到 $3 W \cdot m^{-2}$ ，可见，随着站数的增加，匹配误差会大为减小。但是，目前我国的地面台站还非常有限，前面曾经提到，在进行地面资料格点化的处理后，得到的大部分 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的单元中只有一个地面测站，只有很少的单元内有 2~3 个测站。图 6 就是利用包括两个以上测站的资料所作的回归分析结果，相关系数已提高到 0.74， β 值达 0.53；进一步我们利用有三个测站的资料进行分析，结果见图 7，相关系数达 0.78， $\beta=0.53$ ，我们还注意到，此点聚分布存在两个比较明显的分支，仔细分析研究发现，这是由于下垫面不同的地表类型差异所引起的，右侧支为格点（ $43.75^{\circ}N$ ， $88.75^{\circ}E$ ），即新疆的吐鲁番、乌鲁木齐的

资料回归结果 (图 8), 左侧为我国东部的几个格点 [包括 (31.25°N, 121.25°E)、(28.75°N, 106.25°E)、(23.75°N, 113.75°E)] 的回归结果 (图 9), 得到 β 值分别为 0.763 和 0.760。我们利用李占清等^[24]用参数化反演模式从 ERBE 行星反射率得到的全球月平均地表反射率资料, 得到了我国东西部年平均地表反射率值分别为 0.128、0.259, 代入式 (16), 相应的 R 值为 1.15 和 0.97。

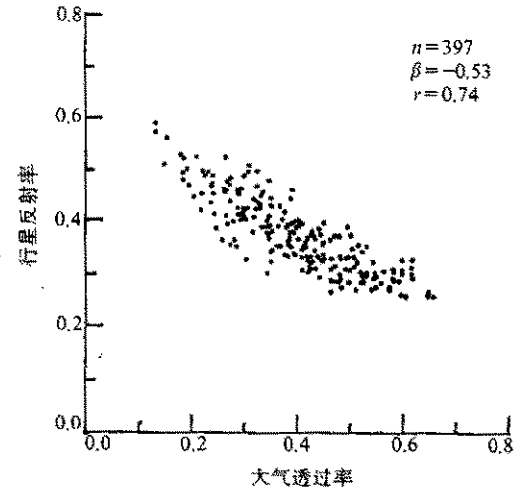


图 6 同图 5, 但每个格点包括两个地面测站

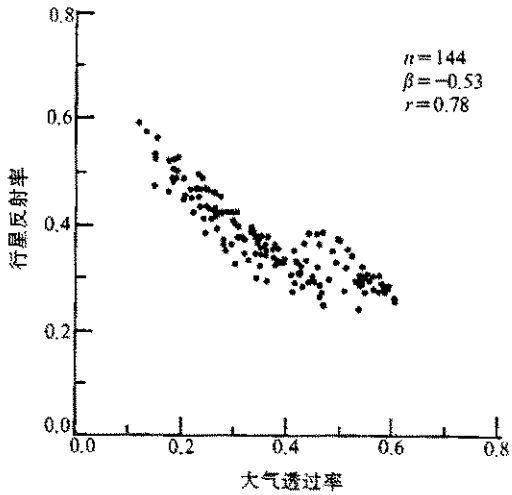


图 7 同图 5, 但每个格点包括三个地面测站

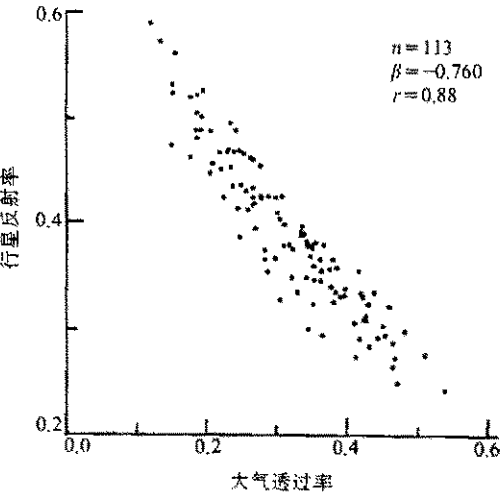


图 8 西部区行星反射率与大气透过率的线性回归

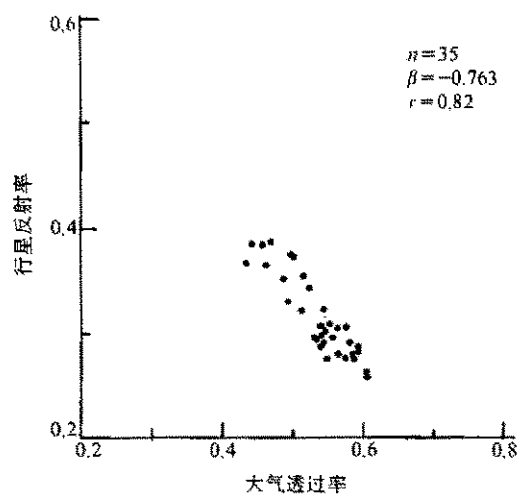


图 9 东部区行星反射率与大气透过率的线性回归

5 结论

(1) 整体来看, 中国地区的云辐射强迫比小于 1.2。

(2) 年平均而言, 西部云对太阳短波辐射的吸收要比东部小, 但季节变化较东部略大。

(3) 青藏高原地区云辐射强迫比为 1.13。但是, 由于较湿润的东部地区反演的地面太阳净辐射误差较大, 所以我们仍需要在资料和分析方法等方面进一步做大量的工作。

致谢: 加拿大遥感中心的李占清博士提供反演地面太阳净辐射的模式, 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所的吴统文博士提供 NCEP/NCAR 的水汽资料; 在本文的完成中, 还得到中国科学院大气物理研究所的石广玉研究员、胡荣明博士以及中国科学院寒区旱区环境与工程研究所的钟强研究员、沈志宝研究员的热情帮助, 在此一并致谢。

参 考 文 献

- 1 Cess, R. D. et al., Interpretation of cloud-climate feedback as produced by 14 general circulation models, *Science*, 1989, **245**, 513~516.
- 2 Cess, R. D. et al., Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 atmospheric general circulation models, *J. Geophys. Res.*, 1990, **95**, 16601~16615.
- 3 Cess, R. D. et al., Absorption of solar radiation by clouds, Observations versus models, *Science*, 1995, **267**, 496~499.
- 4 Ramanathan, V. et al., Warm pool heat budget and short-wave cloud forcing, A missing physics? *Science*, 1995, **267**, 499~503.
- 5 Pileskie, P., Direct observations of excess solar absorption by clouds, *Science*, 1995, **257**, 1626~1629.
- 6 Winscombe, W. J. et al., The effects of very large drops on cloud absorption, Part: Parcel models, *J. Atmos. Sci.*, 1984, **41**, 1336~1352.
- 7 Kiehl J.T. et al., Sensitivity of a GCM climate to enhanced short-wave cloud absorption, *J. Climate*, 1995, **8**, 2200~22128.
- 8 Imre, D. G. et al., Quantifying cloud-induced short-wave absorption, an examination of uncertainties and of recent arguments for large excess absorption, *J. Appl. Meteor.*, 1996, **35**, 1991~2010.
- 9 Li Zhanqing et al., Alteration of atmospheric solar absorption by clouds: simulation and observation, *J. Appl. Meteor.*, 1996, **35**, 653~670.
- 10 Barkstrom, B. R., The earth radiation budget experiment(ERBE), *Bull. Atmos. Meteor. Sci.*, 1984, **65**, 1170~1185.
- 11 季国良等, HEIFE辐射仪器的标定及资料精度分析, 高原气象, 1993, **12**, 186~191.
- 12 季国良等, 1982~1983年青藏高原热源野外考察概况, 高原气象(增刊), 1985, **4**, 1~9.
- 13 Kalnay, E. et al., The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Atmos. Meteor. Sci.*, 1996, **77**, 437~465.
- 14 Rossow, W. B. et al., Calculation of surface and top of atmosphere radiation fluxes from physical quantities based on ISCCP data sets, *J. Geophys. Res.*, 1995, **100**, 1167~1184.
- 15 Raschke, E. et al., The determination of the solar radiation budget at the earth's surface from satellite measurements, *Meteor. Research*, 1979, **32**, 16~25.
- 16 Schmeltz, J., Towards a surface radiation climatology: retrieval of downward irradiances from satellites, *Atmospheric Research*, 1989, **23**, 287~321.
- 17 钟强, 利用Nimbus-7行星反射率观测资料估算青藏高原地区的总辐射, 气象学报, 1989, **47**, 165~173.
- 18 Cess, R. D. and Feng Jiang, Determining surface solar absorption from broadband satellite measurements for clear skies: comparison with surface measurements, *J. Climate*, 1991, **4**, 236~248.
- 19 Li Zhanqing and Leighton, Estimation of flux absorbed at the surface from TOA reflected flux, *J. Climate*, 1993, **6**, 317~330.
- 20 Li Zhanqing et al., Surface net solar radiation estimated from satellite measurements: comparisons with observa-

tions, *J. Climate*, 1993, 6, 1764~1772.

- 21 钟强, 青藏高原太阳总辐射计算方法的讨论, 高原气象, 1986, 5, 197~210.
- 22 钟强, 青藏高原地区地气系统太阳辐射能收支的研究, 高原气象, 1989, 8, 1~11.
- 23 Li Zhanqing et al., Estimation of surface albedo and from space: A parameterization for global application, *J. Geophys. Res.*, 1994, 99, 8335~8350.

A Study of the Absorption of Solar Radiation by Clouds over China

Ma Xiaoyan and Ji Guoliang

(Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute,
Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Abstract Cloud absorption anomaly is analyzed by two methods: direct and slope methods. The results indicate that cloud radiative forcing ratio R is generally smaller than 1.2. Moreover, the absorption is smaller in the western China than that in the eastern China, but the latter's seasonal variation is relatively greater. Over the Tibetan Plateau, R is roughly equal to 1.13. However, As there are greater errors of retrievals in its east regions, we have to do further investigations on this problem.

Key words: cloud radiative forcing ratio; cloud absorption anomaly; short wave radiation