

3 分大气·气候·全 气候变化

允 公元27—97 在《 然》中提出“天地合气 万 主”。17世 初
尔 Jan Baptista Van Helmont 始 “气体” gas 一。在对大气
它像外 一样 在地 2005年7月26日升 “发 ”号机 柯林斯提
我们 “大气层就像是 壳一样 常 ” “我们没有太多 气 我们 保护我
们所拥有 。”

大气圈 从地 到大气上 步 渡到宇宙 。根据极光出 最大 度把大气
上 定为1200km 以接 于星 气体密度 $1\text{个}/\text{cm}^3$ 来估 它可 到2000!
3000km 度。

世 气 WMO 定 一按气温 度分布 征把大气圈分为五层。 上
下依次为散 层、暖层、中 层、平流层和对流层

1 散 层 指800km以上 大气层 它是大气圈与星 渡带。 于 层
温度 度增加 升 使 气分子 动 度加快 同时它受地 引力作 很小 因此 层
大气 点 常散 到星 。

了 暖层 85km左右 到800km是暖层。 层 气密度很小 大于700km厚
度 气层只占大气总 0.5%。暖层 点 吸收小于 0.175_{M}m 太 外 射上
温 度 升 具有 大温度梯度 气处于 度 态 因此又 作 层它;
反射无 波 力。 °伺

已 子 55如左右到85 左右 。 于下层 平流层 气温 于上层 中
层 产 强烈 垂 对流动 故中 层 为 对流层。

明C平 聆左右向下到对流层 为平流层。 层到25S以上 于 氢*
层水池含 极少 气流平 使气温上升形成 暖区 在55 km 度 $-3\text{—}17_{\text{C}}$ 平流

5 对流层, 平均厚度在低 度带为17-18km, 中 度带为 °! 兀 层 度带为

冬季 11g 然对流层厚度 常 但受地 引力场作 j 度夏季

6 大气成分

大气 多 气体和悬浮 固态、液态 子混合 成。不包括水汽和固态、液态 子 大气 为“干洁大气”。干洁大气 成分 6.1。

6.1干洁大气成分 25km 度以下

气体成分	分子	干洁大气中 含 按容 /%	密度		
			标准下 对值/ g/m ³	对干洁 气 比值	临 温度r®
N ₂	28.016	78.09 (75.52)	1250	0.967	-147.2 (33.5)
O ₂	32.000	20.95 (23.15)	1429	1.105	-118.9 (49.7)
Ar	39.944	0.93 (1.28)	1786	1.379	-122.0 (48.7)
CO ₂	44.010	0.03 (0.05)	1977	1.529	31.0 (73.0)
Ne	20.183	1.8X10 ⁻³	900	0.695	-228.0 (26.0)
He	4.003	5.24X10 ⁻⁴	178	0.138	-258.0 (2.3)
CH ₄	16.04	2.2X10 ⁻⁴	717	—	—
Kr	83.70	1.1X10 ⁻⁴	3736	2.868	-63.0
N ₂ O	44.016	0.5X10 ⁻⁴	1978	—	—
H ₂	2.016	0.5X10 ⁻⁴	90	0.070	-239.0 (12.8)
Xe	131.300	0.08X10 ⁻⁴	5891	4.524	16.6 (58.2)
O ₃	48.000	1.0X10 ⁻⁶	2140	1.624	-5.0 (92.3)
Rn	222.000	6.0X10 ⁻¹⁸			
干洁 气	18.966	100	1293	1.0	-140.7 (37.2)

括弧内 数值为按 占 分比。

。3含 变化很大 地 为0! 0.07X10⁻⁴%,在20! 30km 度上为1X10⁻⁶! 3X10⁻⁷% 按容 。

括弧内 数值为临 压力 大气压 。

6. 1大气成分

干洁大气中氮与氧占 气容 99.04%,其他气体含 微。在90km 度以下 受 气流不 则 动引 湍流混合 各气体成分比例基本不变 总平均 对分子 为 28.966,可将干洁大气 作 想气体或均 层。但从80km往上 于受太 外 照射 氮 分子和氧分子已有不同 度 在100km以上氧分子几乎全 为氧原子 250km以 上氮分子也基本 了。

1 氧气 是地 一切 命所必 气体。如动植 呼吸 在氧化作 中得到 持 命 热 。此外 一切有机 烧、 和分 依 于氧气 所以氧气 为“有 命 气体”。

2 氮气 氮为惰性气体。 和 作 氮气变为活性氮 并在土壤一植、动 一土壤之 换 在 然条件下可 地 植 根 作 接改 为植 易吸收 化合 是植 体内不可 少 养料。 在 多 70% 在 气、地、大海 循环 活性氮源于人 活动。

3 二氧化 主 来源于火山喷发、 料 烧、有机 及动植 呼吸 因此二氧化 中在20km 度以下 平均含 0.03%。底层大气 二氧化 夏季 冬季多 城市 农村多 在大工业城市区其含 可 0.05%! 0.07%。二氧化 对太 波 射很少吸收 却 吸收地 与大气 波 射 对大气和地 有一定 增温保温作 。二氧化 对全 温暖化 60%。在人 活 产 中 排放到大气中 二氧化 含 增加明显 它对气候变化产 深刻影响已受到世 各国 关注。

4 氧 氧分子分 为氧原子后和其他氧分子 合产 。主 来源于有机 氧化和 作 以及 层大气太 外 作 。 氧在低层大气含 极低 度增加 太 外 渐加强使 层大气 氧含 明显增多 并在20! 25km 极大值后又 渐减少 在55! 60km 氧含 已于 因此 常将 中了地 上 90% 氧 10! 50km 大气层 为 氧层。 氧 大 吸收太 外 增 氧层温度 接影响大气温度 垂 分布 律。同时 大 有害 波 射 以外 为主 氧吸收使地 上 免 伤害 少 氧层 外 对人 和 则大有 。大气中 氧层受人 不 坏 局 日 变 多 外 入低层大气会 发人 多 如 、 内 、 抑制人体免 。

5 水汽 主 来源于海洋、地 各 水体 江、河、湖泊 、土壤和潮湿 体 发及植 。地 水汽借助 气 垂 交换向上 所以一 度增加 减少。据实测 1 5! 2km 度上水汽含 仅为地 一半 5km 度 水汽为地 1/10,再往上 更少。但 殊 地形 态下水汽会 度 增加。大气中 水汽含 变化 围为0! 4%。水汽是天气变化中成云 。此外 水汽 吸收地 射并同时向周围大气和地 放出 波 射 对地 和大气温度有一定影响。

6 溶 子 为大气中悬浮 固态、液态微 。气溶 子与气体介 一 为气溶 。其中 固体微 有烟 、 、尘埃、 、 。 中于大气底层 固体微 以海浪、 沙、植 最大 占气溶 子总 60%以上。固体微 含 一 是城市多于农村、 地多于海洋、低 多于 、冬季多于夏季、夜 多于 天。它 够充当水汽凝 核心并吸收一 分太 射和 挡地 放热 使地 和 气温度变化振幅减小。液体微 有水滴、 冷水滴 指气温低于 度仍未 成冰 水、冰晶 。它们常 成云、 使大气 度变低 并减弱太 射和地 射 从 影响地 气温。

7 大气污染 大气中对人和动植 产 危害 有毒、有害 为大气污染。污染 主 来源于工业、交 业、火山 发、弃 烧 废气向大气排放。 前已引 人们注意 大气污染 已不下 余 其中对人 危害最大 是煤 尘、二氧化 、一氧化 、 氢化合 、氨和放射性 。在更 层次上 大气污染 包括大气中二氧化 浓度升 、 大气 氧 损 、大气中水汽及其气溶 增多 。大气污染 不仅 接危及人 健康和农、林作 正常 影响 境和 态 且对天气、气候影响也日 加剧。如 尘烟 可 接入 内 液传 全 二氧化 和一氧化 成为 。 中国 庆市每年因 损失 20亿元。

6.2 大气成分 变化

大气成分 变化 也就是某些大气 成分 发 增减变化 它主 取决于地 中 地-气 与水-气 中 交换 及滞 。各 大气 成分 及其在各个支 中含 是全 态 一个参数 有 与日-地 、月-地 有关 代大气 成分 变化 主 是人 活动干扰了上 复杂 中 与 循 从 导 干大气 成分在大气中 成分 发 显 变化。

6.2.1 去 大气成分 变化

地 历史上有 多次大气成分明显 变化。 比 W. W. Rubey, 1951年 海 岩 成因 发 大洋 度曾发 很大变化 不 早于寒武 以来 海洋 似乎从 来没有 受海洋 成分 发 很大变化 影响。从 比 为地 上 原始海洋早于地 上 命 早在地 上大 命出 之前 地 上 海洋已基本 定 为地 上 命 和 创 了条件。但 据大 6×10^8 年以前大 命 推断“当时大气中 氧含 已 增加到 当接 于 代水平” 一 法 值得商 因为当时 命总 常有 别 是 把二氧化 和水 变成 水化合 并放出氧气 含叶 植 依然很少很少 也 光合作 产 氧已 命呼吸所消 氧 但氧总 及其在“水-气-地”之 不会太多 估 也不会有太多 氧在大气中 来。

有人测 南极冰 中小气泡 成分 发 地 冰期与 冰期大气中二氧化 含 是有 有低 人 印 好像大气中二氧化 含 升 在前 冰期温暖气候 到来在 其之后。但是 当前 地 境 一方 有大气中二氧化 含 升 与年平均温度 有 上升 另一方 据2005年3月报 国伊利 伊大学 极地 学 小 发 南极洲 克 多湾 一处海域 岸 地带 气候变冷 为明显 平均每10年下 0.7°C ,据推 少在35年期 南极洲60% 地区气温一 不断下 整个南极洲 气温大 每 10年下 0.2°C 录数据 明 10年来整个南极洲冰层消 到 20%。 来 有 关 尚待做 一步 。

6.2.2 代 大气成分 变化

1.大气中 及二氧化 浓度

工业 命以来发展到 代 于化 料和水泥产品 全 大气中 含 每年新增 5.5Gt , 于土地利 变化 每年新增 1.1Gt , 全 主 净产出和呼吸作 再 并向 大气 入 每年减少 1.3Gt 海洋吸收 2.0Gt ,因此 大气层中每年净增 3.3Gt 图6.1 。

学家 南极冰 气泡做二氧化 含 分析 得出 去千多年以来大气中二氧化 含 变化曲 图6.2 ,其中后50年 二氧化 含 变化与 国 洛亚 测 大 气中二氧化 含 变化 吻合。 此可 在工业 命时代以前 大气层中二氧化 含 定在 280_{m}L/L 左右 但 1850年以来 则 增 其主 是化 料 广泛使 所 成 。

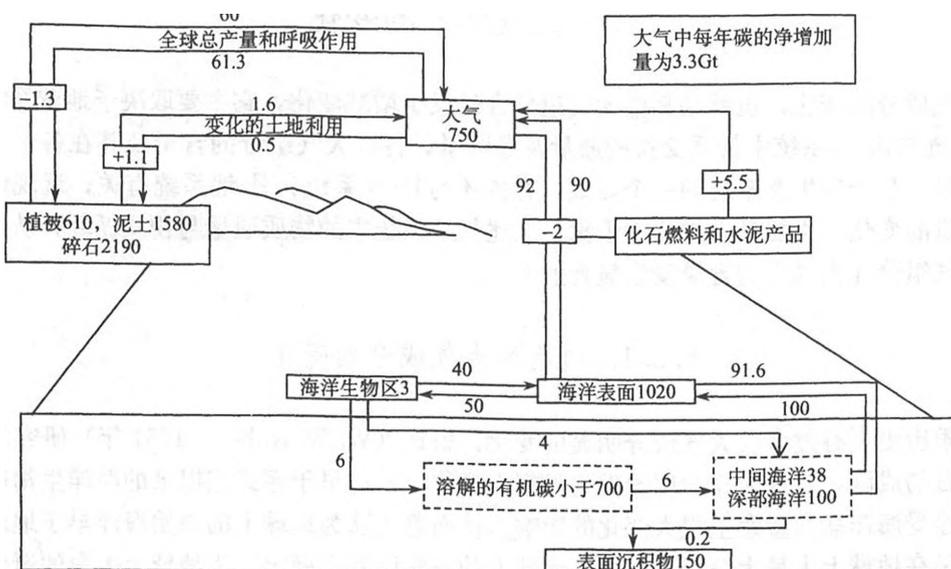


图6 1全 循 意图(Hardy, 2003)

在 循 库中单位为吉吨(Gt) 以 头 储址单位为每年吉吨(Gt/a) 大气层中 储 为 750Gt 人 活动 大气层散发增加 大 为 6.6Gt 于 然 淀 大气层每年增 3 3Gt

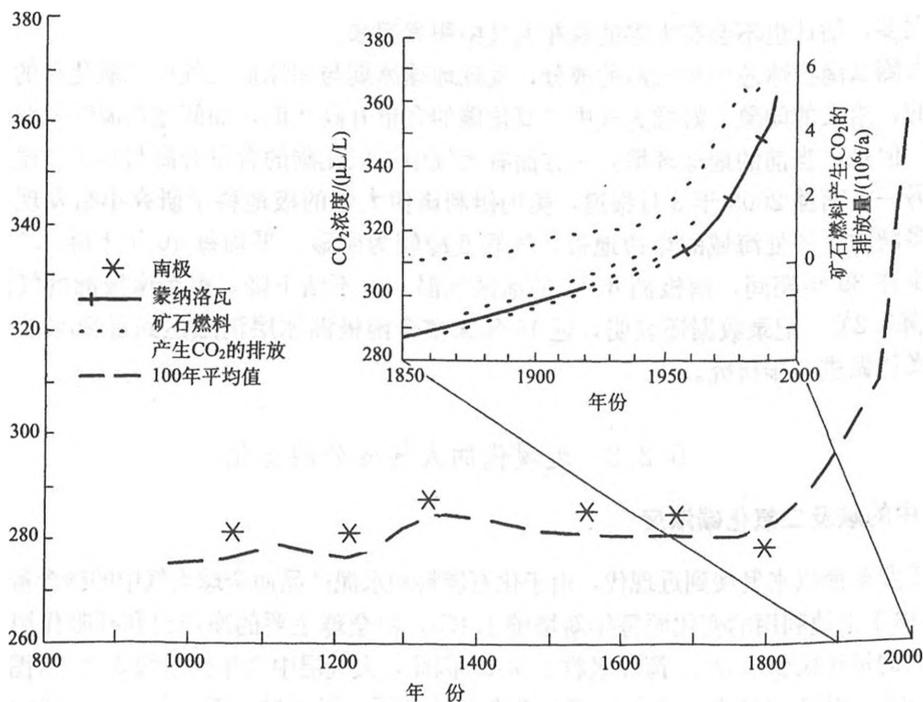


图6.2 去1000年来冰核和大气 测得到 CO₂浓度变化(Houghton et al. , 1996)

放大图为工业 命以来 情况 其中 料产 CO₂以

从 二次世 大战以来 大气中二氧化 浓度几乎增加了 25%， 在未来40年中 将比工业 命前增加1倍 图6.3 。 代大气二氧化 增加主 是 于人 使 化 料 煤、 油、天然气 以及 产水泥所导 。另外 热带土地利 改变 伐森林 也使大气中 二氧化 含 增多。 两 分是大气二氧化 来源 6.2 。作为吸 收大气二氧化 主 因 了大气圈中增加 外 有海洋吸收、北半 森林 以及植 施 效应 。二氧化 含 增加有利 一 是 然植 光合作 增强 期延 产力会有一定 度提 。

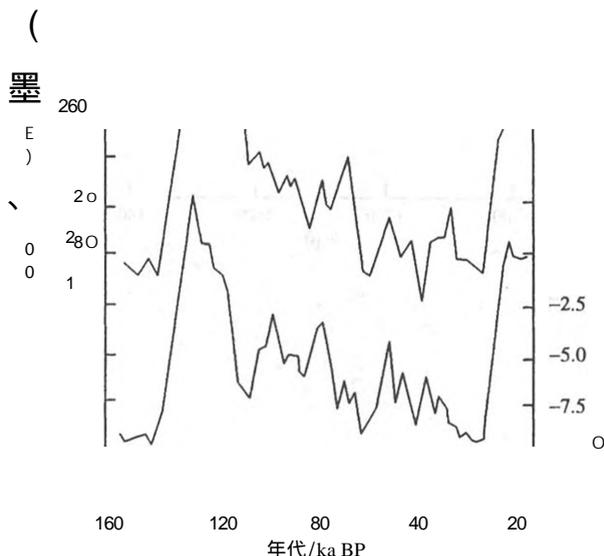


图6.3大气中CO₂增加 况及 势 彭少 1997

6.2 1980! 1989年全 二氧化 年收支概况

		收支/ 10 ⁹ C/a
CO ₂ 源	化 料及水泥 产	【5 ± 0.5
	热带土地利 变化所产 净 放	1.6 ± 1.0
	人工源 放合	7.1 ± 1.1
CO ₂ 汇	大气浓度 增加	3.2 ± 0.2
	海洋吸收	2.0 ± 0.8
	北半 森林 吸收	0.5 ± 0.5
	植 施	1.0 ± 0.5
	氮沉	0.6 ± 0.3
失汇	0.2 ± 0.2	

引 方 云 2000.

2. 烷含

据冰 气泡分析 1000余年来 烷含 变化如图6.4所 。 国 世 源 所

(WRI)于2002年提出大气中CH₄来源 30%来 家 16%来 固体废弃 13%来 煤 16%来 油、天然气 使 25%来 水 农业 也就是 其总含 2/3以上与人 活动有关。

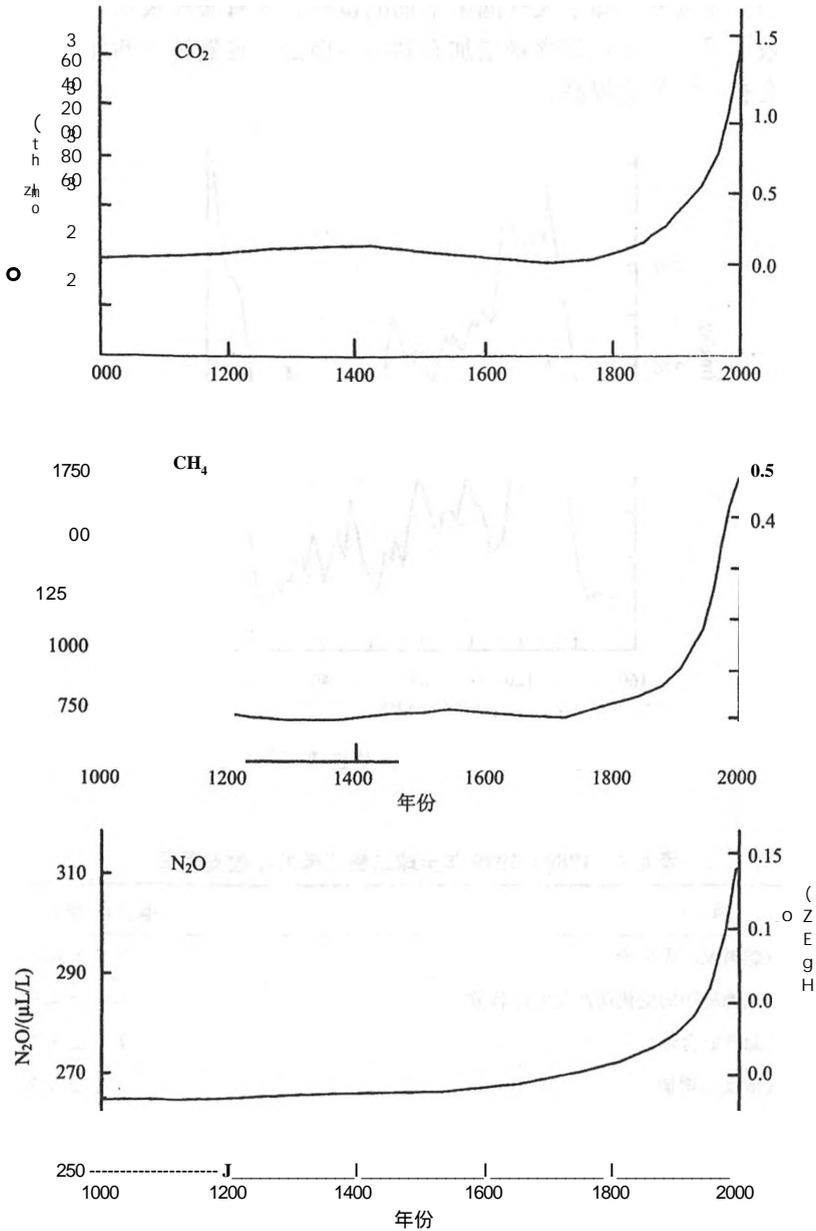


图6. 4千余年来大气中三 温室气体 地 大气浓度 变化(IPCC, 2000)

射力(radiative forcing)概指 引 对流层 向下到 地 净 射 (W/m²)

变化 它将导 地 -大气 平 整 从 产地 气温 变化

3. 气体

据冰 分析得 400余年来 气体浓度 变化如图6. 5所 其中后几十年来 浓度 下 也是 人 活动 某些变化所 成。

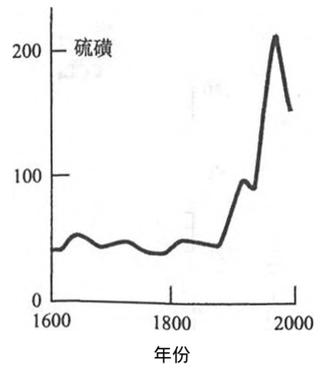


图6. 5 400余年来 气溶 浓度变化(IPCC, 2000)

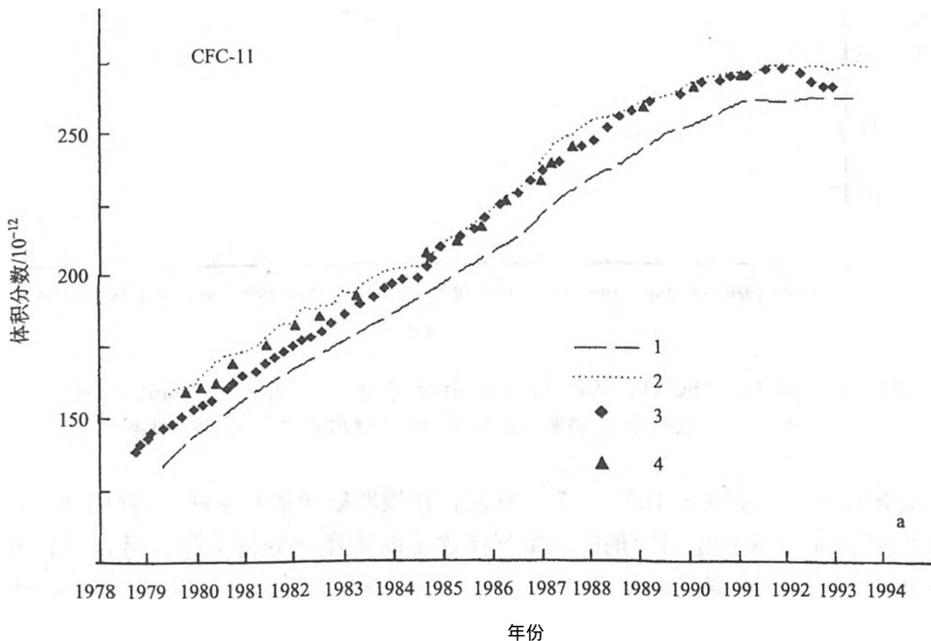
4. CFC-11, CFC-12, SF6 全 平均浓度

几 温室气体 与人 使 某些化学 有 关 在20世 90年代以前 10余年中 其含 明 显增 但 90年代初出 下 势 (图 6. 6, 6.3)。

6.3 干温室气体含 变化

温室气体	工业 命前 体 分数	1994年 体 分数	浓度每年增 /%	大气寿命/a
CO ₂	280X10 ⁻⁶	358X10 ⁻⁶	0.4	
CH ₄	700X10 ⁻⁹	1721X10 ⁻⁹	0.6	
N ₂ O	275X10 ⁻⁹	311X10 ⁻⁹	0.25	
CFC-11	0	268X10 ⁻⁶		50
CFC-12 (CCl ₂ F ₂)	0	503X10 ⁻⁶		102
HCFC-22 (CHClF ₂)	0	105X10 ⁻²		12. 1
CF ₄	0	70X10 ⁻⁶		50 000
SF ₆	0	280X10 ⁻⁶		

注 大气中十亿分之一 CFC 含址 当于2.13X10⁶t CFC-12 CH-20 浓度增 是据1984年为基 。 引 Hardy, 2003。



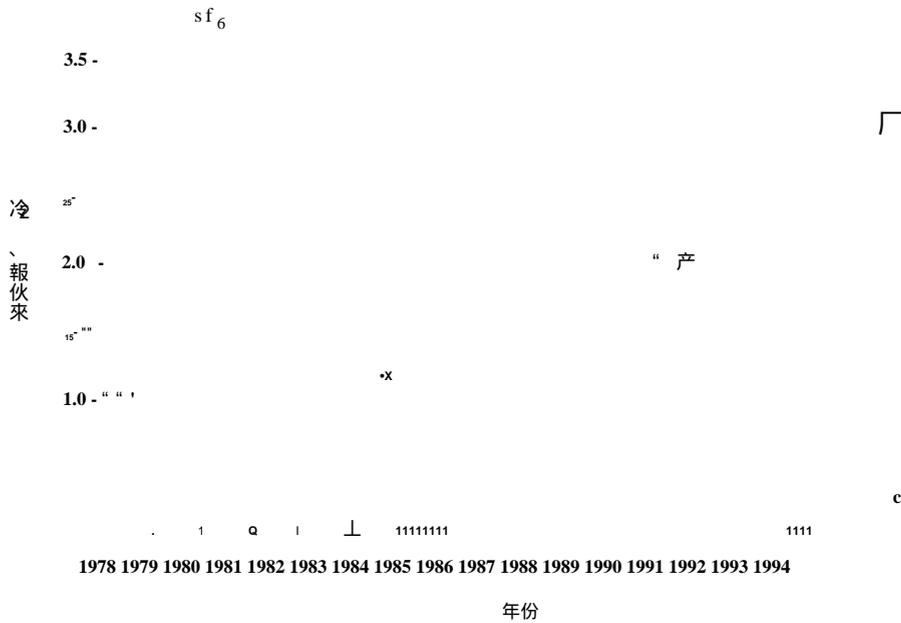
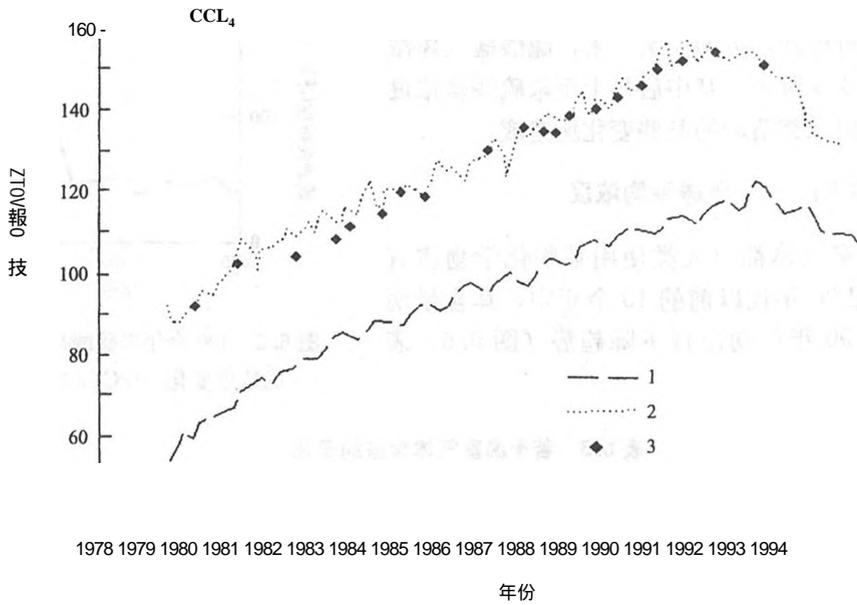


图 6.6 全 平均 CFC-11, CCL₄ 与 Cape Grim SF₆ 浓度 变化(Hardy, 2003)

1. 尔兰 2.俄勒冈 3.塔斯 尼亚 4. 国NOOL/CMDL全 模式 果

俄 斯和日本 学家于1993年7月开始 在俄 斯 伯利亚沙果 (61°N 73°E)湿 地上 500! 7000m, 定 时定期 温室气 体含 样和分 析工作 另在 伯利亚 法 必斯克(55°N 83°E)林地上 500! 7000m.亚库 克(62°N 130°E)林地上 500! 5000m 同 步 测 发 二 氧 化 含 有 明 显 季 性 波 动 在 每 年 3 月 下 旬 或 4 月 上 旬 到 最 在 每 年 8 月 上 旬 或 下 旬 到 最 低。在 1km 最 与 最 低 值 差 值 平 均

23.3#L/L 在7km 最 与最低值 差值平均为10.7#L/L 1993年以来到2003年 为止 1km 二氧化 含 增加 于7km 二氧化 含 增加 图6.7 。

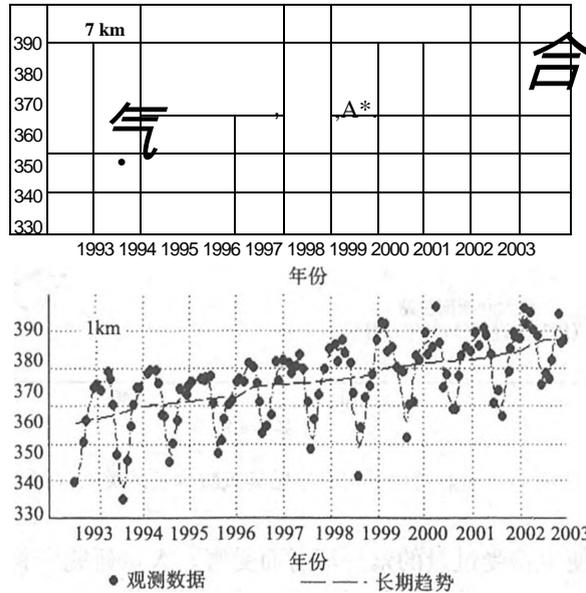


图6.7 1993以来 伯利亚沙果 湿地上 气样中CO含 变化

5-大气 氧层 损

1958年以来对 氧层 察 发 氧有减少 势 20世 70年代以来 势更为明显。根据 氧 势小 OTP 和UNEP/WMO1989年 报告 1970! 1986年, 所有 度上 氧均呈减少 势 冬季减少 大于夏季。UNEP据世 各 察点 数据得 出 1978! 1985年全 氧平均减少2.6%左右 图6.8 。根据模型 氟氯桂 成 氧 坏主 发 在 度 40±10 km 40km 处 氧平均减少幅度 为每 年1%。南极南 海洋上 氧层在每年9月、10月会出 一个大洞 且每年 在变 深 个 氧洞 在所 占 3倍于 国本土 48个州总 即使 在停止污染、损 氧层 氧洞 恢复也 几十年 时 。北极也开始出 似 然 没有出

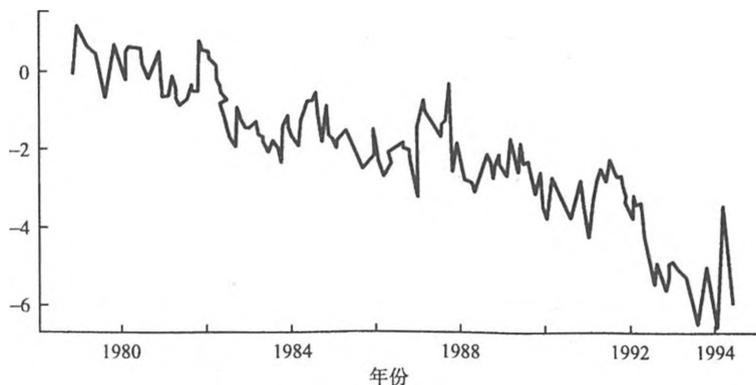


图6.8 1979年以来全 平均 氧浓度 变化 彭少 1997

氧洞 但是北 在最 40年 少在寒冷季 平流层 氧层已损 10%。

于人 活动排放到大气中 气体与 干化学 如氧化亚氮、四氯化 、 烷
和氯氟烷炷 与 氧发 反应 使大气中 氧 渐减少 图6.9 。

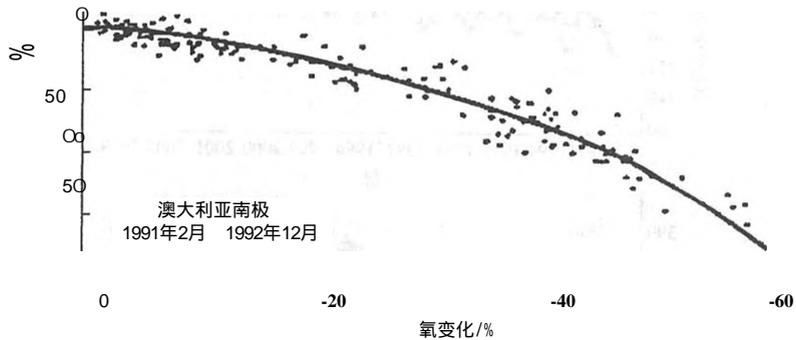


图6.9地 UV 射增加 与平流层 氧减少 关 彭少 1997

氧层 损 会使 受 外 射 受害。大 料 明 外 UV-B
吸收后会引 不 效应 并可彻底地杀死微 、 坏动植 个体 外
坏 和核 分子 构 使其失去原有 功 多 外 照射会 低植
光合作 从 低植 人 则会增加 与 内 患 氧每减少
1% 接 到 外 射 就会增加2%, 患 就 增加4%。

7 大气 动

地 大气始 处在 动态 了地 动之外 它 对于地 岩 圈及其地 海 分布与各地 山水地形 以及 对于地 圈、水圈 有在大气层内 微 到每个气体分子之 无不存在十分复杂 对 动 所以对于大气 动 测以及对于大气 动 分析是最具挑战性 学 工作。利 人 卫星 接 测大气中云 忽 动态 然已 到可 度 但大气 动 实 是 所以在 接 测大气中云 忽 活动中 会 到 多“原因不明” 于是在其 对 动 势 测 报告中 依然 会出 比 多 意外。

7.1 射平 与

大气中 平 来 太 波 射、地 发出 波 射以及大气 对外来 射 吸收、反射与散射 成 射 几度 换然后 大气 动 实 在大气层中 平 。

7.1.1 波 射

太 以 波 射方式向外传 $1.2561 \times 10^{38} \text{J}$ 射 其波 为 $0.15 \sim 4 \mu\text{m}$ 。以日地平均 、地 大气上 、垂 于太 光 平 、每平方厘 上、每分 得到 太 射 太 常数 平均为 $16 \text{ J}/(\text{cm}^2 \cdot \text{min})$ 。太 射在 厚厚 大气层时 受到各 气体分子和水汽、尘埃 杂 吸收 以及散射和反射 作 受到 滤(图7.1),并 使到 地 射 比太 常数 小得多。大气削减后 正投射到地 太 射 两 分 成 一是从太 接发射到地 接 射 二是 大气散射后到 地 散射 射。二 之和是到 地 太 射总 为太 总 射。地 全年平均 得 太 射 为 $5.44 \times 10^{24} \text{J}$

世 各地 得 接 射和散射 射 有很大 差别 它主 取决于 地 太 度 及大气 明度 。当中午太 度 最大时 太 射 大气层最 地 单位 上 单位时 内收入 接 射与散射 射 最多 即太 射强度最大。因此 接 射和散 射 射之和 一 为夏季收入大于冬季、低 大于 。但当大气中云 尘埃杂 增多、大 气 明 度变差时 接 射减弱快于散射 射 使大气 散射 射反 有所增大 到 地 太 总 射最大值因云 增多也可 出 在正午之前或之后。 为多云带, 故全 全年 太 总 射最大值出 在南北 20° 区域常 作热 。我国 总 射 值区在 原 $669 \times 10^3 \sim 794 \times 10^3 \text{ J}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$ 海、内 古、新 次之, 为 $501 \times 10^3 \sim 669 \times 10^3 \text{ J}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$ 江流域和 分华南地区总 射 为 $376 \times 10^3 \sim 501 \times 10^3 \text{ J}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$ 总 射最低值区在四川 地峨 山, 为 $376 \times 10^3 \text{ J}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$

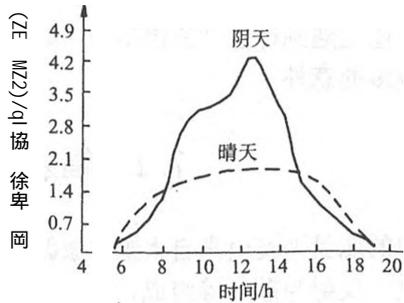
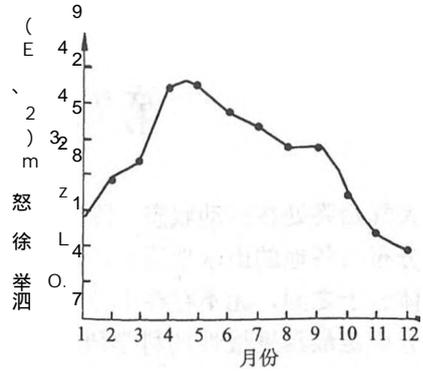
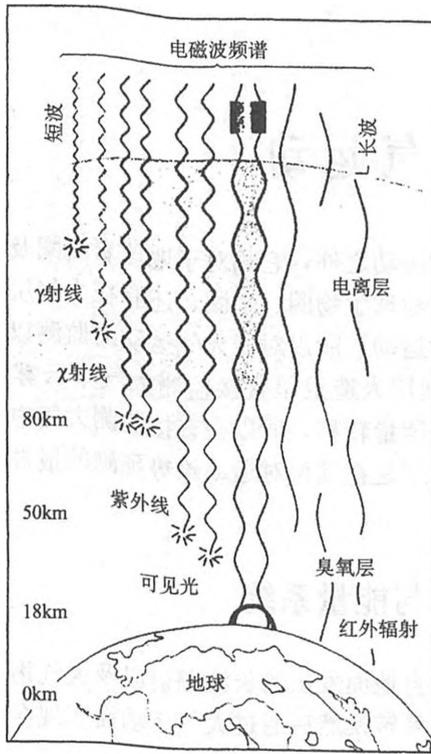


图7.1大气对太阳辐射的过滤 左图 Christophersn, 1995、北京直射辐射年变化 右上图与散射辐射日变化 右下图

7.1.2 反射

反射即地球表面反射太阳辐射占投射辐射的百分比也。为反射或反照率，平均为30%。其中浅土反射大于深土，平滑土大于粗糙土，干土大于潮湿土。水反射率随太阳高度角变化，斜射比直射反射大。一反射大地吸收太阳总辐射少，因此尽管投射总辐射地吸收得到，仍然会有很大差别，是导致地温分布不均的原因之一。

7.1.1 不同性地的反射

地性	反照率	地性	反照率	地性	反照率
土	29-35	地	14-26	叶林	20
浅土	22-32	地	26	叶林	6-19
深土	10-15	干地	29	水 去=90°	2
土干	14	小地	10-25	A=45°	5
土湿	8	新	84-95	A=15°	20
			46-60	h=2°	78

注：人为太阳高度角。

7.1.3 波射

地和大气吸收太阳辐射又依据本身温度向外发散热辐射地-气热辐射波为 $3\sim 120_{\mu}m$,也为波射。大气接收吸收太阳波射增温微对流层大气每天增温小于 $1^{\circ}C$,主吸收地波射增温。据估有75%!95%地波射地40!50m厚大气层吸收低层大气吸收热射增温又以射形式传到更层增暖大气。因此对流层大气温度是度增加渐低。

大气吸收地射后再产大气射其中与地射反分为大气射。大气射使地放出波射分回对地失去热到了偿作。如果没有大气对地偿热保温作和作地平均温度可会为 $-23^{\circ}C$,但实地平均温度为 $15^{\circ}C$ 左右即大气射使地温度实提了 $38^{\circ}C$ 。

地射和地所吸收大气射之差值为地有效射。地有效射是地-气波射交换后地实损失热。地有效射大小地温度、气温、湿度及云变化。地温度时如其他条件湿度、云不变则有效射增大气温时大气射增强如其他条件不变则有效射低潮湿气中水汽和其凝放射射波射力强它们多时就增强了大气射使有效射减弱有云别是浓密低云时射更强有效射减弱得更多所以有云夜晚比晴天温暖。人烟减弱有效射止冻。冬季“月夜寒”是有效射增大所。

7.1.4 射平

太阳射到地大气圈射总为 $342W/m^2$,在大气层有 $77W/m^2$ 反射地反射回 $30W/m^2$,也即反射回总为 $107W/m^2$ 另大气吸收 $67W/m^2$,因地正吸收仅有 $168W/m^2$,即占到大气层太阳射总49.1%图7.2。

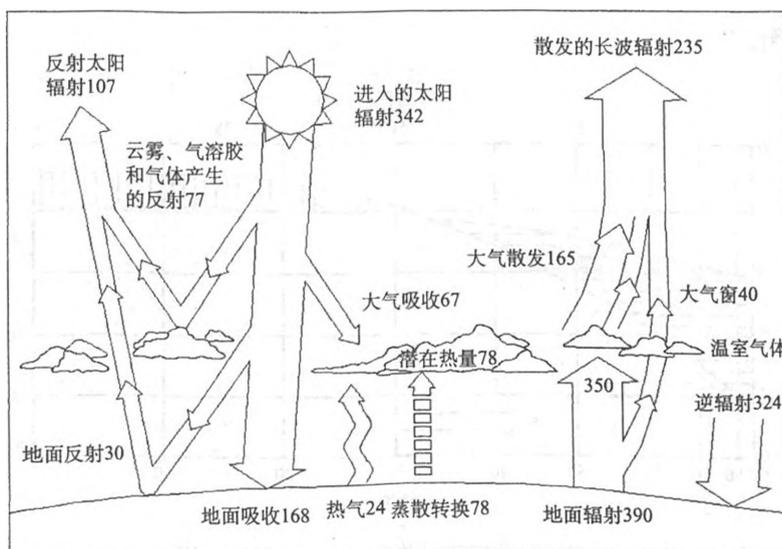


图7.2地大气中射平 W/m^2 Hardy, 2003

对于地 来 入大气层 波 射总 为 $390\text{W}/\text{m}^2$,其中 接向外层 散 波 射为 $40\text{W}/\text{m}^2$,在大气层中 换 波 射为 $350\text{W}/\text{m}^2$,又 温室气体 挡 回 地 波 射为 $324\text{W}/\text{m}^2$ 。

对于大气层来 接受到地 波 射总 为 $350\text{W}/\text{m}^2$,并 地 发 为水汽凝 换为 $78\text{W}/\text{m}^2$, 地 热传导 换 波 射为 $24\text{W}/\text{m}^2$ 。大气本 向外层 散 波 射为 $165\text{W}/\text{m}^2$, 温室气体向外层 散 波 射为 $30\text{W}/\text{m}^2$ 。因此 地 、大气层及温室气体向外层 散 波 射总 为 $235\text{W}/\text{m}^2$ 。

上 得出 平

对于外层 为 $342 = 235 + 107(\text{W}/\text{m}^2)$

对于大气层为 $67 + 24 + 78 + 390 = 165 + 40 + 30 + 324(\text{W}/\text{m}^2)$

对于地 为 $168 + 324 = 390 + 78 + 24(\text{W}/\text{m}^2)$

7. 1.5

地 吸收太 波 射得 但 度升 减少 地-气 又依据地 温度发 散热 射 在某一段时 内地 射收支差值 为 射差 。当收入 射大于支出 射 即 射差 为正时 地 净热 温度升 反之 射差 为 地 净失热 温 度 低。

射差 日变化 天为正值 夜 为 值 正值 为 值或 值为正值 时 出 在日 前及日出后1h左右。射差 年变化因 度 异 度 低 射差 保持正 值 月份 多 反之保持正值 月份 少。如列宁格勒只有7个月是正值 我国宜昌全年 为正值。

地-气 射差 为 度在南、北半 度 35° 。图7. 3中从 35°N 到 35°S 地区内 射差 大于 有 余 地层气温上升 35°N 以北和 35°S 以南 射差 小于 亏损 地层气温下 。地层大气温度 分布是引 、低 度之 大气 流和洋流产 基本原因 它将 余热 到热 亏损地区 使全 常 年平均 于平 。

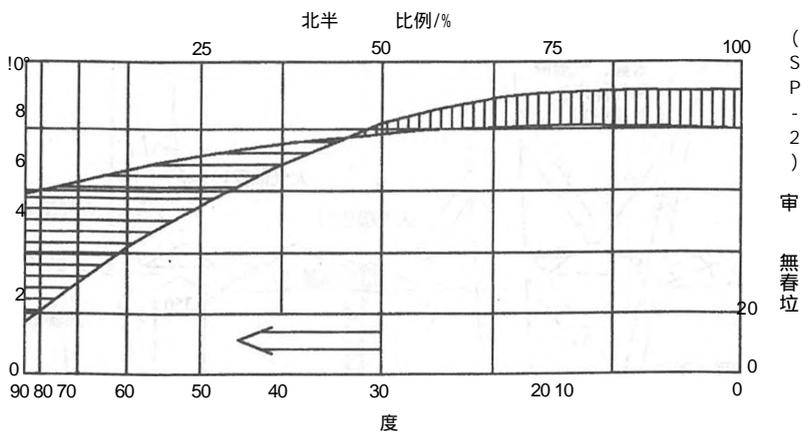


图7.3北半 各 度 射差 比 (周淑 1997)

7.2热力均

大气中热主地供。上与射平所决定于地况
差异成地大气中存在热力差异与此同时出热力动并于热力均。

7.2.1热力差异

常热力差异有与地和公动有关气温日变化、月变化、季变化与年变化与海洋和地热容差别大有关地增温快温也快、温度变化且幅度大海洋增温慢放热也慢、温度变化且幅度小因此大洋上年最与年最低气温均比大上延一个月与度、洋流、季、天气以及地性型有关在水平方向上气温变化与在垂方向上气温变化。

在全围内水平方向上热力差异有向两极渐减小。冬季温密夏季温明冬季南北温差大夏季南北温差小。南半温与圈大体平但北半温存在很大弯曲它与海分布及大模洋流和氣团活动有关。如北大洋受墨西哥湾暖洋流影响冬季1月0°C温向北延伸到70°N,但大受伯利亚寒流冷气团影响0°C温向南伸展到30! 40°N。全气温最热不与地吻合它太射点动变化与地带云变化有关夏季在20°N左右冬季在5! 10°N左右。南半不冬夏最低气温出在南极北半夏季最低气温出在极地冬季最低气温出在伯利亚东。

在地垂方向上对流层中热力差异其总势是度增加温气温减平均为0.65°C/100m,但有时候于地性、季、昼夜和天气条件变化影响在一定条件下出上层气温比下层更温。具有温大气层也为温层它将大气^流向上发展对天气有一定影响。形成温原因、机制及其主有射温、平流温几。

1射温地强烈射冷却形成。在晴朗无云无或微2! 3m/s夜晚地冷却使地气温下渐形成地开始温层。射温厚度从数十到数在大上常年可冬季强、夏季弱。中度冬季射温厚度可200! 300m,有时更厚度冬季有时可形成2! 3km厚度温天也不消散。

2平流温于暖气平流到冷地上形成。当暖气到冷地之上时其底层温多因其下上温度低。冬季海上暖气流到大上时会出此温。

在山地区常因冷气坡下沉底将原来底暖气抬挤到上从形成温地形温。在对流层中冷暖气时密度小暖气密度大冷气排挤在冷气上方当冷暖气温差大时就成为温。

7.2.2热力动

热力动是气受热一分子热动加快一内压增大一体一密度变小导气团做上升动。

一是气块团与外有热交换引起温度变化也气温热变化。外热动热射、分子热传导、气对流和则气动并与外热交换使气块团内发变化。

另一因外压力变化使气块团或吸引气块团内温度变化也气温热变化。情况一在气作垂动时发然它与外无热交换但上升气块团因外压力低做功气块体增大消了一分内引气块团内温度下。反之气块团作下动时与外无热交换因外压力增大气块团受压体小使气块团内增加引气块团内温度上升。

一气块团在热变化中每上升单位100m温度变化为气温热垂直减热减。干气和未和湿气热减为干热减心忌于 $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}_0$ 。和湿气热减因水汽凝时放潜热偿了一分气热上升中消掉热所以和湿气作上升动湿热减 G_m 小于干热减即 $r_m < r_d < rC/100\text{m}_0$ 。但是和湿气作下沉动时因外压力增大气块团体减小使气内增加、气温升成未和湿气其湿热变化 $r_m \wedge r_d \wedge 1^{\circ}\text{C}/100\text{m}_0$ 。不和湿气必下沉多度才为未和湿气。湿热减气温低增大、气压低减小7.2。

7.2每100m 湿 热 减 气压及温度 变化

气压/mbar	温度/t						
	-30	-20	-10	0	10	20	30
1000	0.93	0.86	0.76	0.63	0.54	0.44	0.38
800	0.92	0.83	0.71	0.58	0.50	0.41	
700	0.91	0.81	0.69	0.56	0.47	0.38	
500	0.89	0.76	0.62	0.48	0.41		
300	0.85	0.65	0.51	0.38			

注 巴 bar 为 法定单位 1bar= 10^5Pa_0 。

7.2.3热 平

低大气因净得热不断增温并上升使上气压于极地上。在气压梯度力作下上气流向极地使极地底层大气气压升形成极地压。于是水平气压梯度力使地气流向极地流向偿地气构成一个想热力单流圈。它将低净收入热向偿热净支出持了度热平。

7 3全 大 气 流

太射是产和持大气流接原动力。地偏向力作又使上想热力单流圈复杂化。到度 30° 形成沿方向气流。并在其向方向形成动力压带-副热带压副。副低层又分成向南气流与向北气流。在北半

向北 支气流与极地 压向南流 气在 度60°处汇合上升形成地 副极地低压带。
 极地流向副极地区 气流在 度形成极地东 。 在北半 副 向南流 气 在北半
 向右偏 成为东北 在南半 向左偏 成为东南 于 向常年 定 分别 作东北信
 和东南信 图7.4 。

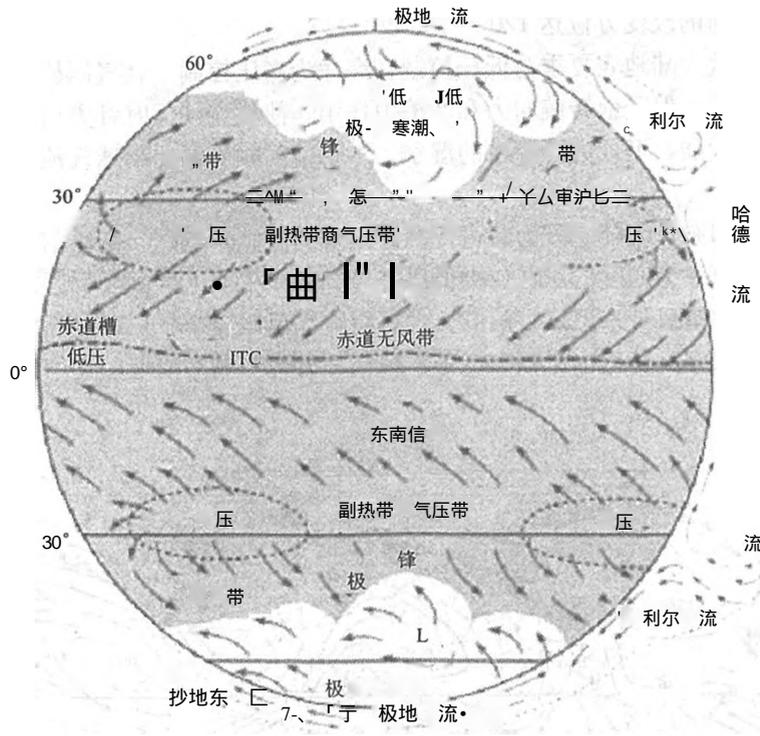


图7.4 想地 带和气压带

东北信 与东南信 两支气流在 地 汇合上升 偿 上升气流 并在低 度形成
 一个完整 信 流圈 又 低 度 流圈 哈德 流圈 它是一个 接热力 流圈，
 为正 流圈。 度60° 向北形成一个 合 流圈 又 极地 流圈 也是一个
 接热力 流圈 为正 流圈 度60° 向南在中 度形成一个 流圈 为中 度
 流圈 或 利尔 流圈 它是一个 接热力 流圈 为 流圈。

实 上地 性 十分复杂 尤其海 分布对上 气压带和 带会产 大影响。海
 热力差异使带 气压带和 带 分割成多个 压中心与低压中心。北半 有8个大气活动
 中心 太平洋 压 又名夏威夷 压 有时分 为在东太平洋上与在 太平洋上 两个
 压 大洋 压 又名亚 尔 压 冰岛低压 低压 亚洲 压 又名 古 压 或
 伯利亚 压 北 压 亚洲低压 又名印度低压或南亚低亚 北 低压 。其中前4
 个北半 海洋上 大气活动中心常年 定少动 为永久性活动中心 后4个北半 地上
 大气活动中心只是某一季 存在 也 为半永久性活动中心。在 8个大气活动中心 ，
 2个永久性大气活动中心 北太平洋 压、 低压 和2个半永久性活动中心 伯利
 亚 压、印度低压 活动情况和势力强弱 控制和影响 我国 天气、气候 对我国
 然 境 形成具有十分 作 。

7.4 区域大气 流

主 受 星 带一年四季往 以及如 原 样 大地形或海 分布 影响，
成某些区域 向呈季 性交替 它 常 作季 流 或季 。北半 一
在1月与7月 向 改变方位 120°! 180°。

海 热力差异导 大 地 夏季为低压控制 海洋为 压控制 在气压梯度力作 下夏
季气流 海洋吹向大 。但受地 偏向力和摩擦力作 使气流按反时 方向吹向大 并
将海上大 水汽带 大 形成大 水 湿季。冬季情况 反 北半 气流呈 时 方向
从 地吹向海洋。

1 东亚季 即东亚大 冬季为 古冷 压 亚洲 压 压前 偏北 带
来干冷少 天气 夏季为印度低压 亚洲低压 控制 太平洋上 副 加强北 伸 图
7.5 ,从 压 偏南 带来湿热多 天气。东亚季 区夏季气压梯度比冬季弱 夏季
也比冬季 弱 水年 变化也比 大。冬季 很强时可影响东南亚、 律宾 岛 更
偏南 地方。

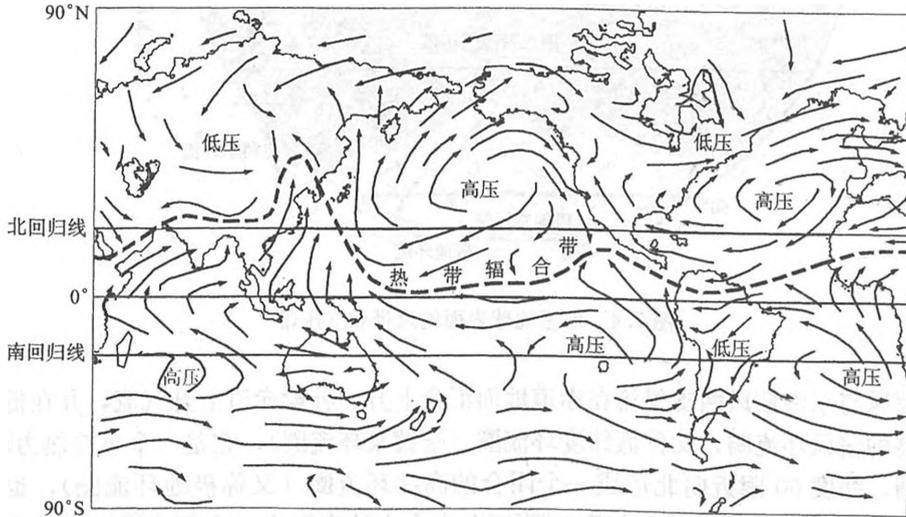


图7.5亚洲东 与南 夏季 向 变化
头指 向

2 南季 即在印度半岛、东南亚以及我国云南 低 度地区 每年4! 10月
南气流 常为南季 。它 星 带 太 射点季 性摆动 有 律地 变
化 导 低 度上两个 星 带 交接 地带 向 季 改变。冬季当太 射在南回归
、 低压带 南半 时 北半 低 度受大 压影响 东北信 带来干
少 天气 为旱季。夏季当太 射 北回归 时 低压带 与K/N
之 区域 南半 东南信 并受地 偏向力作 变为 南气流 带来暖湿气
流形成 季 且 水具有定时 发性 所以 南季 区 最 温出 在 季前 4月中、
下旬。 原 地形屏 和南半 澳大利 压加强北上 形成南亚地区夏季气压梯度
大于冬季 夏季 强于冬季 图7.5 。

3 原季 夏季 28°! 36°N之 海拔4000m以上 原 地 强烈吸收太 射 成为 在大气层中 一个热源 它直接加热中 层大气 从 形成一个 温低压 区 出 与哈德 流 反 流圈 冬季 原地 是个冷源 为低温 压区 出 与哈德 流 似 流圈。它使 原 多地方冬夏季 出 与平原 地 乎 反 为 原季 。 原季 坏了对流层中层 星 带和 星 流。如果没有 原 在冬 季 伯利亚 古或亚洲 压和夏季印度 亚洲 低压位 及其影响 围就 发 很大变化 应东亚季 、南亚 南 季 和 原北 气候 将发 大改变。因此 殊地形 对 区域气候形成和变化 十分 作 。

7.5地方性大气 流

地 受热不均和地形动力作 产 一 局 地区 地方性气 流 动 常 为局地 流或地方性 。一 在大 围气压场 气压梯度比 弱时才明显 出来 主 有海 、山 、焚 、布拉 、峡 。

1 海 天 地受热比海洋快 形成低气压 地 层 气在气压梯度力作 下 从海洋流向 地形成海 夜晚 反 地 气从 地流向海洋形成 。一 夜 在上午 为海 13 00! 15 00时最强 日 后 为 。 天海 推 到中午前后 才出 。海 多出 在日射强烈、气压梯度 小 地区与季 所以低 度夏季最为显 。在内地 大水域 沿岸 同样会产 似于海 湖 与岸 。

2 山 是 山地热力因子形成。 天山坡增温导 暖 气沿坡上升形成 夜 山坡 射冷却 温 冷 气 坡下滑流入 地成为山 。山 是山区 常出 只 周围大 围气压场比 弱时 出 山 。如我国乌 木 南倚天山 北临准噶尔 地 山 和 交替很明显。一 山 在日出后2! 3h 为 午后 最大 日 前 1! 1.5h 为山 。夏季 比山 强 冬季山 比 强。 出 时 将水汽带到山 上 减少 中湿度 加大山上湿度 形成云 或 水 山 情况则 反。

3 焚 为 坡向下吹 又干又热 。当气流 山 时在 坡 水 山 后 气 坡下滑并基本按干 热 减 增温 当 气流抵山 时 气温比山前同 度 得多 湿度却小得多 形成干热如焚 焚 。在我国 太 山 武夷山、 南峡 不少地区和 尔卑斯山、北 洛基山 山 地带 是 名 焚 区。它可使初春 提前 化 夏末 作 与水果早 引 森林火灾。

4 布拉 从比 大 原或山地向 平原倾泻下来 寒冷暴 为布拉 。它 大、温度低 有人 它为冷 “ 气瀑布”。布拉 在俄 斯 海和新地岛 地 显 ， 冬季在我国 某些山地、 原地区也会有 似布拉 地方性 出 。

5 峡 当 气 开 地区 入峡 时 气流加 前 成强 为峡 。在我国 台湾海峡、松 平原 地 两侧 山岭地形 喇叭 口 从 出 所 峡 效应峡 。

7.6 殊 大 气 动

7.6.1 卷

卷 是 云中伸展出来 漏斗 涡旋云柱 有时悬挂在 中 有时伸延到地 。出 在 地上 为 卷 出 在 水 上 水 卷。卷 是一 强烈旋 涡旋 中心气压很低 有时可 $400 \times 10^2 \text{Pa}$,个别情况下可低到 $200 \times 10^2 \text{Pa}$ 。卷 常单个出 , 也有时成对出 。成对出 两个 卷 旋 方向 反 一是气旋式 二是反气旋式。

卷 形成与 云中强烈升 气流有关 当升 气流 切变十分强烈时 就会发 具有水平 涡旋。

实 上所有 卷 呈气旋式旋 有 反气旋 卷 个例是极少 。在 国一天 中24h 可以出 卷 但最 明 15 00! 19 00 局地标准时 LST 出

卷 最多 占 国发 卷 总数 42%。于 天增温 午后出 最 数 情况 也 于其他地方 只有在墨 哥湾海岸 例外 4! 7月份 于受到清晨海 上对 流活动 影响 出 最 数 时 更接 中午。墨 哥湾沿岸在24 00~12 00 LST 卷 出 总次数比其他地区更多一些。

7.6.2 热带气旋与台

热带气旋与台 点是 围小 以最外围 压 为 径 平均600! 1000km .中心气压值低 低于950mbar 900mbar 气压梯度大、 中心 大 时 32! 50m/s, 当于 力11! 15 以上 。北半 热带气旋 台 产 与夏半年7~10月 太平洋暖池日渐显 、 低压北 东南信 与东北信 合以及副 强弱 多 因 有关。最初多 成在 低压带气流 合区、南北 $5^\circ! 20^\circ$ 尤其 $5^\circ! 10^\circ$ 度带 、 海水温度 T 大于 26.5°C 微弱 热带洋 上 然后向 或向 偏北或向 北后 向东北方向 。

热带气旋 强度有很大差异。国 气 定热带气旋 如下所 。

1 台 地 中心 最大 大于或 于32.6m/s 力12 以上 。

2 热带暴 地 中心 最大 17.2! 32.6m/s 力8! H 。其中地 中 心 最大 24.5~32.6m/s 力10! 11 作强热带 暴。

3 热带低压 地 中心 最大 10.8! 17.1m/s 力6! 7 。

2010年9月19日 强台 “凡亚比” 上台湾岛 9月20日 建 南 入广东 有关 发布信息 强台 “凡亚比” 已减弱为残 云 9月21日凌晨2时 入广东 广州北 从化境内 又发布信息 它 一步减弱为热带低压。其实 台湾东海岸到广东 “凡亚比” 强 水 点并没有多大变化 到广东与广 地区 是强暴 并引发泥 流灾害。

我国中央气 局从1989年1月1日以前曾 定热带气旋分为强台 地 中心 最大 大于或 于32.6m/s 力12 以上 台 地 中心 最大 17.2! 32.6m/s 力8! 11 热带低压 地 中心 最大 10.8! 17.1m/s 力6! 7 。

为别和及时报热带气旋台天气各国气对它命名或号。我国曾定凡出在150°E以、以北热带暴和台按每年出早晚序号。如9903热带暴或台1999年出在150°E以3号热带暴或台但在已同国定命名。

有时台在动中有左右摆动或打奇怪显然同当时流流场有关。台动度平均为20! 30km/h。气旋台境伴有强烈暴坏力最强是在上升气流极强、云构成垂度10! 15km同心圆云墙区。云墙区内台区则为气流下沉平浪晴朗无云无区。云墙区外为两条合上升对流云带,向气旋台内水汽。但有时夏季久旱内地区又台带来丰沛水旱情。

7.6.3 "厄尔尼"

"厄尔尼"一源于"ELNino"概指正常年份南洲沿岸偏东信东太平洋受冷洋流控制海温低、水少但是每年圣前后正当无捕之时海区常出海水增暖反向洋流当地渔民带来渔业意外丰收人们为乃是上帝恩或故"厄尔尼"海水增暖反向洋流影响围仅在南洲沿岸地区。但在每几年正常年份在太平洋中和东海水增暖会形成异乎寻常流反向洋流——暖洋流并向中、东太平洋延伸同时常常导热带地区海温升源源不断地向上热和水汽成云同时引其上大气温度升在太平洋海域局大气流出变异和广泛气异常。学工作将其之为"厄尔尼"。

据国内外专家初步估1997! 1998年厄尔尼年为20世最强厄尔尼年世成济损失少是1982-1983年次两倍以上。1997! 1998年厄尔尼事件我国受旱3.1X10⁸亩北方和油料大幅减产于持干旱河发了历史上最严断流横扫我国东南沿海8市9711号台成了500X10⁸余元济损失。据报截1998年7月15日我国因厄尔尼成然灾害接损失1200X10⁸元。但是本次厄尔尼年使我国热带暴有所减少有专家模拟年有利于泽、济南地小增产。

7.6.4城市上对流

城市"热岛"导市区气温于市城市地温、热射、热到推动热气带尘升作。市区热气上升在城市上往四周扩散地层气区向市区形成偿流。市区热气上升冷却并以尘为核凝成滴导市区水增多。

7.7 大气 水

气态水变为液态水 为凝 水汽 接 变为冰 为凝华。大气中水汽含 到 和 和 并具有凝 核或凝华核存在时 就有水汽 凝 、凝华 。水汽 和 和 态 径 一是增加 气中 水汽 使水汽压大于 和水汽压 二是 气冷却 低 和水汽压。前 是冷 气 到暖水 上 暖水 发使冷 气中水汽 增加 到 和 态。如 冬早晨水 上 就是 方式形成 。后 是 不同方式(射、平流、混合、 热)使气温下 到 点以下 使 气 到 和 态。大气中水汽凝 可以发 在地 或地 体上 如 、 、 淞、 淞 也可以发 在中 如 、云。

7.7.1 水形成

在云 形成和发展 段 因云体 上升 热冷却或有水汽不断地 入云中 水滴周围 实 水汽压大于它 和水汽压 水汽凝 (或凝华) 水滴 渐增大。当云中出 水滴与冰晶共存时更容易引 冰晶凝华 成 为大水滴。当凝 (凝华)形成大小不 水滴、冰晶并以不同 度开始下 时 大水滴下 上前 小水滴合并成为更大水 滴 使下 度更快 并形成 水 。

一 在 形成 大冰晶在 暖气层中 化后和大水滴一 以 形式 如未及 尽就以 、 或冰 固态水 。低 度地区 水 云中出 冰水共存机会 少 气温 一 在 0°C 以上 属暖云 水。中 度则常有冰水共存 水。

人工 水是根据 水形成原 人工方法把催化剂加入云中 使 水。一 放炮或 机在云内播撒干冰和 化 。干冰升华时吸收周围大 热 使云中水滴 温度下 冻 凝成冰晶 形成冰水共存产 水。化 微 是很好 凝华核 撒入云中同样 促其形成 冰水共存产 水。在农作 急 水时常 上 方法实施人工 水。

7.7.2 水 型

水 型可分为地形 、对流 、 三 基本 型。

(1) 地形 是暖湿气流在 中 山地 挡 作 热抬升 凝 度时水汽凝 形 成 水。地形 多 中在山地 坡即“ 坡”。世 上年 水最多 地方基本上 和地 形 有关。如位于喜 拉 山南坡 印度乞拉朋 是世 上 水 最多 地方。

(2) 对流 是 地 气层强烈受热 气团强烈上升、冷却、 水汽 和 形成 云时产 水。从 云中 下 对流 多为 暂 伴有 冰 暴 又 热 。它多发 在夏季 午后 带全年 以对流 为主。

(3) 是冷暖两气团 时产 水。多形成于温带 是中 度最 水 型。

梅 是每年初夏正值梅子成 期发 在江淮流域 持 性 水天气。梅 形成 一是 与副 定在 20° ! 25°N 有关 二是与 带 流 定并有弱冷 气源源不断南下到江

淮流域上 两个大气 流条件有关。每年6月中旬 7月上半月 来 太平洋副 东南暖湿气流与中 度南下 干冷气 在28° 34°N之 我国 江中下游湖北 宜昌以东地带 江淮地区到日本南 形成 后产 大 围水。 两 冷、暖 气势力 当 云 与暖 云 大体 同 只是 坡度更小 1/250左右 故 水区比暖 更广、 水历时也更 常 作准 止。主 天气 点 很少 动、 气湿度大、气温 低、日照少、 小、天气 热 常出 时晴时 、时冷时热、 不断 持 性 水 天气。一 梅 期 水 可占全年总 40% 50%。

7.7.3 水

到地 液态水和固态水 未 渗 、 发和流失 水层深度 或厚度 为 水 以毫 mm 为单位。不同时 水 常 为日、月、年 水 月、年平均 水 及多年 日、月 平均 水 。

水时 是指一次 水 从开始到 束持 时 日、时、分 。

水强度为单位时 内 水 。 常取10min 1h或24h时 内 水 作为划定 水强度 指标 也可依 定。 水强度是水利、交 和建 工 依据 之~ O

中央气 台将 水强度划分为小 、中 、大 、暴 对应 24h 水 分别为小 于10mm 10! 24.9mm 25! 49.9mm 大于50mm 小 、中 、大 水 分别为小 于或 于2.5mm 2.5! 5.0mm 大于5.0mm 大暴 日 水 100! 200mm, 大暴 日 水 200mm以上。一 气旋 台 24h 水总 多在300mm以上。1975 年8月河南 泌 县林庄地区 大暴 3天 水 1605mm,为多年平均 水 2 倍以上 成 大洪灾。

水 季 变化与 度、大气 流、地形 因 有关。 带 水只在春分和 分时 对 多。北半 温带大 岸 水 季 变化不明显 大 东岸 水主 中在夏 季 地中海区域 水 中在冬季。我国 南季 区5! 10月为 季 水 占全年 85%! 90%。我国东亚季 区 水 中在夏季 且南方 季 于北方。如广州夏季 水占全年总 46.5%,冬季占9% 北京夏 占75%,冬 占1.7%。

水变 G 是各年 水 平数与多年平均 水 之比 分数 平均 平 数 就得出平均变 。如 . 庐山多年平均 水 为1833.5mm,多年平均 平数为 28& 7mm,平均 水变 为16%。

水变 征某一地区 水 定性与可 性。变 小 明年 水 接 平均 数 定性大 可 性也大 反 水 不定 其可 性小。一 沿海多 区 水变 小 各年 水 接 多年平均数。内 少 区 水变 大 各年 水不是多便是 少 定性差 可 性小。我国 水变 基本上是南方小于北方、沿海小于内 、 南季 区小于东亚季 区。一 江以南在20%左右 淮之 为20%! 30% 华北 30% 北内 40%;吐 接 60%,为全国 水变 最大之地 南季 区最小 仅10% 左右 原为10%! 20%。 水变 对少有 水 大 内 干旱地区已无实 意义。

7.7.4 水 地 分 布

在全 围大 分为4个基本带 即 多 带、 度20°! 30°少 带、中 度多 带、 度少 带 7.3。

7.3 北 半 各 度 带 水

度带/ °	0! 10	10! 20	20! 30	30! 40	40! 50	50! 60	60! 70	70! 80	80! 90
年 水/mm	1858	1138	814	885	912	767	417	194	113

1 多 带。全年有对流 年 水 少1500mm,一 为2000! 3000mm,个 别地区和山地 坡 3000! 4000mm 如尼加拉 德 尔 尔 11°N 年 水 为 6588mm,哥 伦 比 亚 中 利 7°N 为 7139mm, 洲 喀 山 地 坡 4°N 10470mm

2 度20°! 30°少 带。受副热带 压控制年 水 一 不 500mm,尤其大 岸与大 内 有些地方只有100! 300mm,为全 漠 对 中地。但本带受季 流和 地形 影响少数地区 水 十分丰富。如喜 拉 山南坡 坡上 乞拉朋 25°N ,年 平均 水 12665mm, 1860年8月 1861年7月 年 水 为26461mm,是全 年 水 最 值区。我国东南沿海一带 因受东亚季 和台 影响以季 和气旋 台 为主 年 水 常在1500mm左右。

3 中 度多 带。受 活动影响年 水 一 在500! 1000mm 大 沿岸受季 影响 水十分丰富。如智利 海岸 42°! 54°S 年 水 3000! 5000mm,亚 得 亚海 岸 彻尔克威次 42°32'N 年 水 4620mm

4 度少 带。受极地 压控制气温很低、 发微弱 年 水 低于300mm。 某地区 年 水 多少与湿润 度是两 概念。 地 湿润 数 K 为年 水 R 与 发 E 之比 即 $K=R/E$ 。 $K \geq 1$,多为湿润地区 $K < 1$,为半湿润、半 干旱或干旱地区。如 带属湿润地区 副热带属半干旱、干旱地区 地带水汽含 不 多 却因气温低、 发微弱反为湿润、 湿润地区。

水 度分布一 为 度增 水增多 7.4 , 一 定 度后又 度增 水减少 度即为 地 最大 水 度。 岭北坡最大 水 度在1400m左右 度上 年 为1084mm,比山 多400mm左右。在海拔1000m以下 平均每上升 100m,年 增加71mm 1000m以上因为接 最大 水 度 减梯度为17mm/100m; 1400m以上 水 度反 减 1400! 2000m之 减梯度 为26mm/100m。

7.4年 水 度 变 化

地点	海拔 度/m	年 水 /mm	年 水日数/d
华山	2065	925.1	132
安	397	604.2	100
五台山	2896	966.3	146
原平	866	469.0	81

地点	海拔 度/m	年 水£t/mm	年 水日数/d
泰山	1543	1210.9	101
泰安	129	711.6	82
山	1941	2339.4	182
屯溪	147	1642.8	155
庐山	1165	1833.7	166
九江	32	1396.8	143
峨 山	3047	1959.8	264 -
峨	447	1593.8	187

河北太 山最大 水 度 分为350m, 山 分为170m,天山北坡最大 水 度为2000m左右。

封带虫

MT• 1't -xT AxA-1*1K

婕 代厂人和

8 气候与 境

气候与气候 征是以多 指标 合来描 所有 气候指标又 是人 存 境指 标体 成分。所以 我们在 《 然地 学》教材中 地 撰了 “气候与 境” 一 主 介 气候、气候分 、主 气候 型 境 征 。

& 1 气候

“气候”与“天气”有所不同。天气为 或 时 内气 、湿度、温度、气 压 和天气 、云、 水 合显 大气 况 口头所 “天气” 如 、 晴、 、冷、暖、干、湿 是指影响人 活、产 大气 和 态。气 候则指 太 射、大气 流、地 性 因 及其 互作 共同决定 多年 30年 大气平均 态或 征 概括 是某地区多年常 和 有 天气 况 合。气候 指形成地 上气候和形成气候分布及气候变化 。气候 境指有利于人 存和 会发展 气候条件。气候 源包括热 、光照、水分和 。

气候因子指决定气候 征 太 射、大气 流和下垫 因 。

1. 太 射

太 射是地 气候 源 大气 与大气 基本动力 是气候 源中 热 之源。地 各 度地带每年 太 射总 主 取决于太 光照时 和太 度 两个基本因 它们是形成各 度不同气候 点 最根本因 。各 度地带 年 射总 与年平均气温具有十分明显 对应关 & 1 决定 全 气候 度地带性及其 向变化 律。

北半 太 射和气温分布

度/ °	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
年 射总 / 10^{11}J/cm^2	134.2	132.4	12& 9	118.3	106.2	92	76.3	63.5	57.5	55.7
年平均气温/9	32.8	31.6	2& 2	22. 1	13.7	2.6	-10. 9	-24. 1	-32.0	-34.8

2. 大气 流

大气 流不但 整了全 围内 地-气 射差 、中低 地带 热 余与中 地带 亏损 整了全 大气 水 分布 & 1显 了全 射和气温 度地带性 变化 律 它们决定了地 从 向极地 向气候变化 律。大气 流把海洋上 大气水分向 地上 不仅大大增多了 地上 大气 水 且构成了大体与海岸 平 并向内 以湿润、半湿润、半干旱、干旱为主 标志 气候 型。区域性大气 流及

分地方性大气流 成 多地方具有明显地方性 点 天气 况和气候 型。如法国波尔多 45°N 位于大 岸 气流 1月多年平均气温为5°C 俄 斯 拉 沃 斯 克 43°N 位于大 东岸 冬季 来 大 干寒 北气流 1月多年平均气温低 -13.5°C₀

3.下垫

下垫 是各地气候 征形成 基本因子之一 图&1 。海 热力差异使 分沿海地区为海洋性气候 内 为大 性气候 & 2、 & 3 。

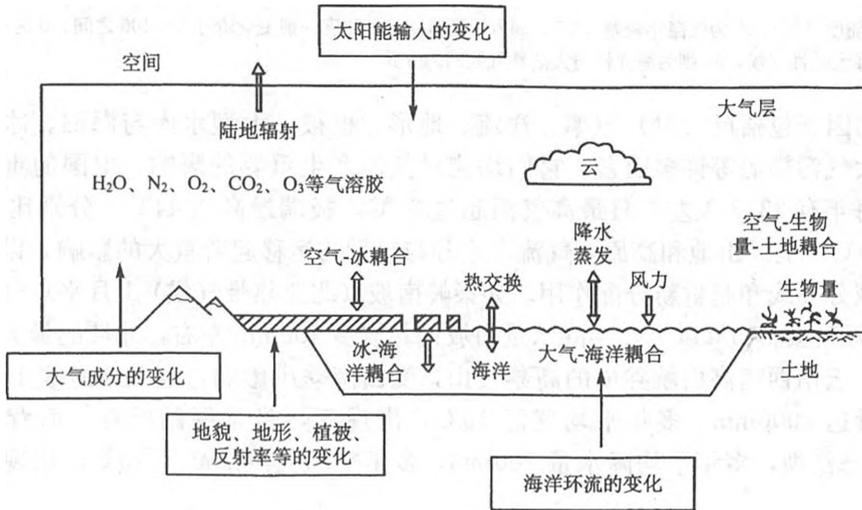


图 8.1 气候系统与气候变化的物理过程实例 (马隆等, 1990)

&2大 性气候与海洋性气候基本 征 比

气候 征	气温日 差	气温年 差	气温最 月	气温最低月	春温 4月、 10月	年 水分	云
大 性	大	大	7	1	正值	不均匀	低
海洋性	小	小	8	2	值	均匀	

&3 几个地方气候 征 比

地点		1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年平均 年总	年 差
上海	气温/*c	3.5	4.5	8.7	14.2	19.3	23.3	27.5	27.7	23.4	17.8	12.2	6.3	15.7	24.0
	水/mm	46	66	77	84	107	168	139	132	160	62	53	41	1135	
岛 (1961! 1970年)	气温/*c	-2	7-0	64.9	10.9	16.9	20.8	24.8	25.6	20.4	14.5	7.5	0.2	11.9	2& 3
	水/mm	7.3	13.3	16.7	33.9	51.4	67.1	24.7	163.7	130.2	46.2	36.2	& 2	835.8	
兰州 (1961! 1970年)	气温/*c	-7.3	-2.8	5.0	11.5	17.0	20.1	22.0	21.0	15.5	9.6	1.3	-5.6	& 9	31.7
	水/mm	0.8	1.2	7.5	23.4	44.4	2& 7	5& 3	75.9	52.5	32.2	6.3	0.8	331.5	

地点		1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年平均 年总	年 差
伦 亚	气温/°C	7.2	6.7	7.2	8.1	11.1	13.9	15.0	15.0	13.9	10.6	8.9	7.2	10.4	8.3
	水/mm	140	132	114	94	81	81	96	122	104	142	140	167	1413	
伊尔库 克	气温/°C	-21	-18.5	-10.2	0.3	8.0	14.3	17.2	14.8	7.8	-0.2	-10.2	-18.2	-12.0	38.3
	水/mm	15	12	10	15	30	58	73	60	40	17	15	20	368	

注 在海 气候效应 中大 性与海洋性气候常 大 度 K 指标 波兰学 焦 斯基 公式为

$$K=1.7A/\sin p \sim 20.4$$

式中 K为大 度 A为气温年 差 C 。为地 度。大 度一 变化介于0-100之 0为最强海洋性气 候,100为最强大 性气候 50则为海洋性与大 性气候 分 。

下垫 因子包括反 射 照 、洋流、地形、植 、大型水库与湖泊、冰 以及城市建 与大气污染源 多因 它们均 对气温产 影响。中国 庆因受地形影响 每年有33.8天左右日最 气温 35°C,极 最 44°C,分别比南京多17天和 出1°C以上。山地和 原对气流、水分与热 大 影响 以 形成不同气候区域分 和 新分 作 。如 岭南坡 北亚热带气候 1月平均气温比北坡 暖温带气候 5°C以上 年 水 南坡比北坡多400mm左右 北坡 最大 水 度 1400mm 云南 南 山峡 中 山 受 南季 影响 坡海拔1500m多年 平均 水 2000mm,多年平均气温15°C,出 亚热带常 叶林 坡海拔 800m处 怒江坝 多年平均 水 700mm,多年平均气温却 23°C ,出 热带 树 原。

& 2气候带与 境

主 根据太 射总 -气温 向地带性分布 征 俄 斯学 .II. 夫 合气团 地 型及其 常活动 地 围和其他指标 从 向极地大体分出7个气候带 4个基本气候带和3个 渡气候带 。

1 气候带 全年受 气团控制 年 温多 年平均气温26°C左右 年 差一 小于5°C,日 差一 小于10°C 海洋上分别小于2°C和小于5°C ,年 水1500! 3000mm, 水有两个峰值但季 分 均匀 全年 对湿度 80%左右。 气候带主 分 布在 两侧 中国 南沙 岛属 气候。

2 季 气候带 夏半年 气团控制 冬半年 热带气团控制。显 点是 天气晴朗干 气温日 差、年 差比 带大 年 水为1000! 1500mm,但有明显 干 季与湿季 水占全年 80%左右 之分 并在干季末期出 最 气温。印度、东南亚及 律宾为 季 气候。

3 热带气候带 全年 热带大 气团 年 温 在大 南 年 差可 20°C 日 差可 30°C, 气干 年 水500! 1000mm。大 岸处于信 又受岸 外冷洋流 影响 故沿岸有 漠分布。如 澳大利亚沙漠与南 洲卡拉哈 沙漠、北 洲 海岸沙漠 。大 东岸处信 故 水 多 1000! 2000mm 且 中在夏季 如中 洲与南 洲中 地。

4 副热带气候带 大东岸为季气候。冬季 极地大 气团寒冷干 夏季 热带海洋气团 温多 。中国东 大 分地区、朝 和日本东南 属 气候带。大 岸为 地中海型气候。夏季受副 控制 热带大 气团 气温 水少 冬季 气旋活动 水多。大 内 为典型大 性气候 是世 上最干 地方。

5 温带气候带 北半 大 东岸为季 气候 冬季受温带大 气团控制 严寒晴朗干 夏季受中 度海洋气团影响 温暖多 潮湿。中国东北大 、朝 和日本北 、俄 斯 东地区属此气候带。大 岸全年 受北大 洋暖流影响 中 度海洋气团又 活 故冬季比 温暖夏季凉 年均温7! 10°C,年 差只有6! 14°C,年 水 700mm 左右 季 分 均匀 属海洋性气候。欧洲大 洋沿岸大 分地区、南 南 和北 太平 洋沿岸属 气候带。大 内 全年以中 度气团占优势 最热月均温20! 22°C,冬季受北 冰洋气团影响 最冷月均温 20 25°C,年 水400! 600mm, 对 中在夏季。中国新 北 及 古、中欧属 气候带。

6 副极地气候带 夏季 日照很 但最热月均温0! 10°C,冬季日照极 最冷月均温 -30°C左右 伯利亚东北 极 最低温度 -60! -70°C, 年 差可 40°C以上 年 水 250! 300mm 亚洲北 与北 北 、北冰洋沿岸属 气候带。

7 极地气候带 极地地区全年受冰洋气团控制极昼与极夜 明显。年均温 20! -25°C,年 水 200! 300mm 南极与格 兰岛全年冰 是全 最寒冷地带 格 兰和北冰洋 极地地区属极地气候。

8.3气候 型与 境

柯本 W.P.Koppen, 1846-1940 根据温度和 水 征 把地 到极地划出5 个气候带 参照季 差异、植 和地 征 一步划分出11 气候 型 & 4 。

8.4柯本划分 气候 型及其在全 所占

气候 型 代号	在 地上 /10 ⁶ km ²	在海洋上 /10 ⁶ km ²	合 /10 ⁶ km ²	占全 比例/%
Af	14.0	103.3	117.3	23.0
Aw	15.7	51.1	66.8	13.1
Bs	21.2	12.9	34.1	6.7
Bw	17.9	2.2	20.1	3.9
Cw	11.3	1.4	12.7	2.5
Cs	2.5	10.7	13.2	2.6
Cf	9.3	103.2	112.5	22.1
Dw	7.2	0.7	7.9	1.5
Cf	24.5	5.3	29.8	5.8
Et	10.3	57.8	68.1	13.4
Ef	15.0	12.5	27.5	5.4
总和	148.9	361.1	510	100

A热带气候带 最冷月平均气温大于18°C,年 水 750mm

Af热带 林气候 气温年 差小于6 °C,全年多 各月 水 在60mm以上 一 年 有两个 点或一 季一 干季 图& 2 。 洲刚果河流域、南 亚 孙河流域、 印度 岛 属Af气候。

Aw热带 树 原气候 气温年 差小于12°C, 夏多冬少并一年中 少有一个月 不 60mm 巴 、委内 拉、墨 哥南 、印度及中南半岛大 、澳大利亚北 属 气候 图8.3 。



图&2云南 双 热带 林



图&3热带 树 草原

B干 气候带 最暖月平均气温大于10°C,年 发 水 。柯本据气温、 水 两指标 分成冬 区 冷季最多月 少3倍于热季最少月 、夏 区 热季最多月 少10倍于冷季最少月 和年 区 年 水介于二 之 三 情况。

Es干 原气候 气温年 差很大 水 少 图& 4 。三 情况指标是冬 区 $r < 20 + 14$ 、年 区 $r < 2z + 7$ [r为年 cm , /为年平均温度 °C]。

气候出 在撒哈拉南北 、南 大 、东 一 分、 拉伯半岛 、俄 斯南 、 小亚 亚、 古南 、北 中 、大洋洲沙漠四周 。

Ew干 沙漠气候 夏季 温、日 差大、 水极少、多 沙偶尔有 图& 5 。三 情况指标是冬 区 $r < 20 + 14$ 、年 区 $r < 2z + 7$ r为年 cm , /为年 平均温度 °C 。 气候包括撒哈拉、卡拉哈 、 拉伯半岛东 、印度 北 巴基斯 坦一 分、北 中 、南 中 、中亚 亚、中国 北 、大洋洲中 沙漠区。



图&4干 原



图&5新 吾尔 治区 干 沙漠

C温暖多 气候带 最冷月平均气温在18! 3°C, 水多于上 E干 气候带 没有 期 。

Cs温暖夏干气候 于在地中海一带最为典型 所以又 作地中海气候。冬季多 、 夏季干 。冬季 最多月 少3倍于夏季最少月。地中海沿岸、 洲南 、 智利中 与 国 南沿海 地属 气候 图& 6 。

Cw温暖冬干气候 也 亚热带季 气候 图& 7 。夏季多 、 冬季干 。夏季 最 多月 少10倍于冬季最干月。中国大 、 印度北 、 洲东 、 巴 南 、 澳洲东 地 属 气候。



图&6 温暖夏F气候与 境



图&7江 婺源温暖冬干气候与 境

Cf温暖常湿气候 气候温暖湿润 各月 分布均匀介于Cs与Cw之 。欧洲大 、 日本、朝 、 中国东南 及江 沿海、 国东北 、 智利南 、 新 兰、澳洲东南 地属 气候。

D寒冷气候带 最热月气温大于10°C,最冷月气温-3°C 水 干 气候带 冬 季有 定 。寒冷气候带为北半 森林分布 北 所以又 北方 林气候带 南半 无 此气候带。

Dw寒冷冬干气候 冬季漫 寒冷 夏季多冬季少 夏季最多月 少10倍于 冬季最少月 。 气候如中国东北及 伯利亚 地。

Df寒冷常湿气候 冬季漫 低温 全年 水分布均匀 但沿海冬季 水 多 内 夏 季 水 多。 气候包括 体中 、 加拿大及日本北 地。

E极地 或冰 气候。最热月气温10°C以下 水 很少 无乔木 。

Et 原或极地气候 最热月气温在10°C以下Q°C以上 年 水250! 300mm, 土壤下层 全年冻 。亚洲北冰洋沿岸、 加拿大北 、 原 分 地属 气候。

Ef冰原气候 各月气温0°C以下冰 常年不化 年 水200! 250mm,格 兰中 与南 极大 为冰原气候。

& 4小气候

小气候是在 大 围气候 型基 上 受地 境控制或下垫 性 不均 导 地 层热 、 水分 况 差异 构成所 具地方 殊性 小气候。 气候 点主 在个别气候 和个别天气 如温度、湿度、 、 水、 、 与 景 态有明显 差异。不同 点 地 境 控制 地方性 大气 流 如山 、 、 焚 、 峡 、 海 、 从 对局 地方 气候产 明显 影响。下垫 性 则 成热 分布不均, 先是不同性 地 有不同 反照 。例如 沙地为35%,干灰土为25%! 30%,湿

灰土为10%! 12%,以 列 松林为12.3%、常 灌木为15.9%、柑橘果园为16.8%、崎岖 山坡为20.3%、沙漠为37.3% 。不同反照 对 然 增温与冷却 产 显 影响。如地 很湿则反照 低 其吸收 射热 消 于 发后就使当地气候比 温润 干 土地反照 射主 于地 气 增温 当地气候就比 热 。主 小气候 型有坡地小气候、 地 地 小气候、森林小气候、 地小气候、水域小气候、城市小气候 。

& 4.1坡地小气候

坡地小气候 形成与坡向、坡度、坡 切割 度以及坡地 成有关。坡向决定 受热土壤温度与 地 气温。如南京方山冬季晴天1.5m 度上 日均气温 南坡比北坡 1°C左右 比东、 坡 0.6! 0.7°C 日最 气温南坡比北坡 2°C左右 比东、 坡 0.7! 1.6°C。 寒潮侵 不同坡向 气温差别更为明显。 此出 冻 依次为 北坡最 南坡最 东、 坡介于两 之 但同一坡向半山 最 。在有小 、小 水 中 小 坡水多于 坡。坡度与坡 切割 度决定 坡地 层土壤和植 发 、地 径流和水土流失以及当地与外 气与水分 交换 。 坡常具有 急气 点。

& 4.2森林小气候

森林小气候与森林对太 射 削减作 与涵养水分 作 有关。 尼亚 大林 反照 为9%。奥 曼 Otterman 为 中东 奇-内 夫 Sinai-Neger 地区 森林 伐 土地利 变化 产 反照 变化可产 5°C 温度变化。查尼 Charney 为 植 减少会引 地 反照 增 导 射净吸收 减少和 气 射冷却 加快 导 气下沉、 热增温和 云 对流 以 持其热平 之对 产 抑制 并 因 减少 对植 不利。普利 Ripley 则发 因植 吸收太 热 主 于使 水分 发 以 入地 所以有植 地 常比 地 冷一些。1959! 1960年 在 建某地杉木林 树 41年 平均树 29.2m, 度大于70% 测时发 夏季林 内平均气温、平均日最 气温与最低气温比林木外开旷地分别低0. 6! 0. 9°C、 1. 6! 2. 5°C、 0. 1! 0. 4°C,平均日 差小 围为1.2 2. 4°C 森林或 增加局 地区 年大气 水 6%左右 且它 定 增加吸收云、 、 气中 水分。夏威夷 克岛林区 年 2600mm,又从低 云 中凝 水 折合760mm,有些地方 林中湿度比旷 树冠上 比旷 大、比林中 40%。森林 吸 气中 尘埃和 分有毒气体 到净化 气、消 气污染、减低噪声影响 并有保持水土、 固沙、 化 境、 气候、涵养水分、净化污水 作 。波 Potter 曾探 热带伐林引 反照 变化 对世 围气候可 成 影响 热带伐林— 反照 增加— 吸收 太 减少— 冷却f减少 发和可察 热流 f减少对流活动和 f减少潜热 放出一减弱 哈德 Hadley 循 和中 与上 对流层 冷却增加热带偏 -增加 度带5! 25°N 和5! 25°S 低 、极地温度梯度! 减少热 南 和 区 温度- *在45! 85°N和40! 60°S之 全 冷却与减少 。

& 4.3 水域小气候

于水体热容大，从对局地方气候有作用，使气温日差与年差变小，增湿度和增加大气水。据测，32km²水库可使当地平均气温上升0.7℃。如新安江水库建成后，淳安县气温年差变小，无期延20天之多。布德 Budyio 曾提出，于全灌溉增多，反照下，当于整个地——大气反照变化0.03%，它可使全平均温度上升1℃。斯拉勒 A.N.Strahler et al. 报告与20世纪60年代平均水平比，20世纪70年代主灌溉区7月份增加了20%！50%。它可是于水分发增多，大气中增加水汽，导低不定，并引上层气团更强烈地对流所成。另外，水上总是比多云和大，水域外围会有以一天为周期水。

& 4.4 城市小气候

城市小气候基本特征，是于人活动大大增加，对局大气污染排放和下垫性改变所成气候变化。它使城区日照时数减少、气温增和水增多。据测，某些城市上凝核含是海洋上156倍。城市上污染吸收70%！80%地波射，并大大增加射，使城区气温升，像一个“热岛”。在农村，旷“海洋”之上，产所“热岛效应”。1979年12月13日20:00测上海市中心气温为8.5℃，为4℃，仅3℃。奥克 Oke 发，市中心与外围乡村温度差别为城市热岛强度，与城市人口数乎成函数关，最大热变动为12℃左右。上海市1960！1980年录，年平均总云、低云均比区多，其中年平均晴天数比区少17.1天，天数多17.3天。20世纪70年代初，国8个城市与乡村查比，发夏季发增加幅度10%！24%，冰与暴次数增加67%！43%，下围扩大9%！27%，有“岛”效应，并在多工业城市，如国外国、加拿大，我国上海、庆、南京“”和围呈年扩大势。城市建对气动增加了摩擦力，从增加了湍流。对国斯 Leicester 伦敦和其他城市查，发在平晴天夜晚，当城市热岛效应为最大值时，有凉向最温度区吹去，它为“乡村微风”。另外城市二氧化比区多2倍、二氧化多200倍、一氧化氮多10倍、一氧化多200倍、化氢多20倍、微多3~7倍，并且城市总射比区少15%！20%，外射在冬季少30%、夏季少5%，日照时数少5%！15%；城市年平均气温比区0.5！1℃，冬季平均最低气温1！2℃，云比区多5%！10%，在夏季比区多30%、在冬季比区多100%。对湿度城市冬季比区低2%、夏季比区低8%。城市年平均比区小20%！30%、时最大小10%！20%、日数比区多5%！20%。城市年水总比区多5%！10%、比区少5%、小于5mm日数比区多10%。

&5市区与 区气候 况 比

市区与 区比

大气 成 污染	CO ₂ 比 区多两倍 SO ₂ 多200倍 NO多10倍 CO多200倍 CFh多20倍 微多3! 7倍
射、日时	总 射比 区少15%! 20%, 外 射在冬季少30%,夏季少5%,日照时数少5%! 15%
气温	年平均气温比 区 0.5-1-C,冬季平均最低气温 1! 2°C
云	云 比 区多5%! 10%, 在夏季比 区多30%,在冬季比 区多100%
对湿度	在冬季比 区低2%,在夏季比 区低8%
	年平均 比 区小20%! 30%, 时最大 小10%! 20%, 日数比 区多5%! 20%
水	年 水总 比 区多5%! 10%, 比 区少5%,小于5mm 日数比 区多10%

9 全 气候变化

地 气候一 在变化 一年一年地总是有点不太一样 年数多了 回忆少年时光 就会发 在我们 居然发了 当明显 气候变化。所 气候变化 势性、周期性、偶然性 实 上 是 出来 概况 已 把复杂多变 实 情况 于 单化了。所以 当前 全 气候变化 在思想方法上有所改 。

9. 1 去 气候变化

“ 去 气候变化 ”按 时 尺度可分为地 时期 气候变化 四 以来 气候变化 历史时期 气候变化与仪测时期 气候变化。

9.1.1地 时期 气候变化

即 10^8 年时 尺度 气候变化 主 有 2.5×10^8 ! 3.5×10^8 年 三次大冰期 即 7×10^8 ! 6×10^8 a BP 前寒武 大冰期、 2.75×10^8 a BP 炭-二叠 大冰期以及 0.38×10^8 a BP以来 晚新 代大冰期 大冰期气候寒冷期 占全 地史时 1/10。所 大冰期是指地 存在大冰 时代。地 时期 三次大冰期 是根据已发 冰川作 堆 定 。古温度曲 所反映 是 去 对于 今 热 态 它是 沉 岩沉 境指 与古 态 度分布 料推断 古 水曲 代 全 水 对丰度 变化 它主 根据 岩 型和化 度分布和一些 分析。与几次大冰期 是 上 不 与 代 比 地 上无冰川 温暖时期。 2.48×10^8 ! 0.65×10^8 整个中 代以 明显 温为 征 全世 多地方发 屑沉 和 岩 与中 代 温 对应 恰是地 历史上少有 全 普 干 少 时代。

地 历史时期几次大冰期中 气候变化以晚新 代大冰期中 气候变化为代 。渐新世 早期有 快 气候变冷 建 海 变化曲 在渐新世中期发 急剧 它 明南 极冰 形成与急剧扩张。南极冰 又一次扩张大概发 在 1.3×10^7 a BP以前以及 0.55×10^7 a BP之后 前 是南极周围海底出 冰 屑沉 后 是 斯海底 冰川创 斯冰架扩展到了大 架 。北 拉斯加 山地冰川作 始于 1.3×10^7 a BP 中新世中期以前。北冰洋冰流与格 兰冰流大 始于 0.33×10^7 ! 0.30×10^7 a EP。归 来 晚新 代大冰期气候变化 基本 征似是在波动中 变冷 。

9.1.2 四 气候变化

四 气候变化最显 点是冰期 冰期交替。 别是 万年或 70×10^4 年以 来 大 10×10^4 年周期 冰期 冰期交替变化格外明显。冰期中不仅有南极大冰 与格

兰冰 围扩张 且于北半 地上及南 洲南 发 厚 2000! 3000m 大冰 , 中 地带 年平均气温下 8! 13°C 9. 1 ,北半 中 地带 普 发 冰 成 土堆 世 海 比 代低100m以上 度40°左右 海洋因极 与浮冰 影响大 温6! 8°C,中国东 季 区冰期气候带 南 幅度大于世 其他同 度地区 南海北 层水温 比 代低3°C左右 但整个 低 地带 气候变化则不太明显。 冰期全 气候与 代大体 当 或 其平均温度与世 海 比 代 一些。

9.1 1.8X10⁴aBP与 代地 7月情况 比 10°km²

		冰期平均 1.8X10 ⁴ aBP		代平均	
		北半	南半	北半	南半
反照		0. 20	0. 24	0. 12	0. 16
海 温度/1		22.2	15.8	23.0	16.9
无冰 水域 包括湖泊		129.1	166.0	142.7	186.5
海冰		9.7	34.5	10.4	19.8
冰流		31.7	17.2	4.3	13. 1
地		84.5	37.3	97.3	35.6

注 中国 气候 期 报 CLIMAP 子 机模拟1. 8X10⁴ BP与7月气候变化有关 多 比 可以察 冰期 地与海洋在反照 、温度 各方 显 差异。 些因 变化影响冰期 大气 流 大气 流又是冰期 气候变化 主 因 。

引 杨怀仁 1987。

四 冰期 气候变化可以末次冰期为例。末次冰期在北 叫威斯康星 Wisconsin 冰期 欧洲 木 Wiirm 冰期或 克塞尔 Weichsel 冰期 中国 大 冰期。据深海 沉 氧同位 含 比 变化与测年 料 末次冰期 7. 5X10⁴! 7.0X10⁴QEP到 1.0X 10⁴aBP之 为气候寒冷时期 唯3.0X10⁴aBP前后气候 温湿一些 氧同位 期2 3.2 X10⁴! 1.3X10⁴aBP 中大 1.8X10⁴aBP前后为末次冰期中最寒冷 时期 也 末次冰 期 时期。据世 《气候 期 、成图及 报》 CLIMAP 估 当时全 发 比 代少15%, 水 比 代少14%,北半 有可 比 代少20%, 洲 尼 河几乎断流 撒哈拉沙漠南 向南扩 500! 900km,到了 在中国东 喜冷植 分布南 了大 16个 度 冰 动 南 世 同 度地区更偏南7 个 度之多。 1.5X10⁴! 1.0X10⁴SBP为冰后期 全 气候在波动中 快回暖。

9. 1.3全新世气候变化

全新世气候变化即 万年以来 气候变化 其中大 & 5X10³! 3. 0X10³/ BP为比 代 温暖多 大暖期 在大暖期之前与以后为 对 温凉 时期。在 个基 上 全新 世以来 气候变化 可 在7.8X10³aBP. 5.3X10³aBP, 3.0XW aBP前后以及大 500a BP以来 有些山地冰川同时发 冰川 推 它们 命之 几个小冰期和最 一次小 冰期。不 2011年7月4日 有关报 又提到 最 一次小冰期于1850年 束以来 人 已 度 了 对温暖 一个多世 。 年来 太 子出奇地安 到2020年 太 子活动将消失几年 几十年 地 气候有可 入又一个“小冰期”时代。有 专 家估 入小冰期 全 平均气温会 低0. 5! 1.5°C。

9.1.4历史时期 气候变化

历史时期 气候变化主 根据历史文 、不同 度地反映气候 征 历史地 事
 件、 候 征以及 古 料和 分 然沉 录 加以恢复 。中国 方志 了几千
 年灾害性天气气候事件、洪涝与干旱灾害事件、江湖封冻事件、 土事件、南方 暴 与低
 温事件 其中 有某些具指 意义 动植 孔 、 、 、 梅 地 分布
 以及可借以分析天气气候变化原因与后果 其他事件 如火山 发、潮灾、海
 、沙暴、 害 。 古 料 如 安半坡村仰 文化 址 C"年代 6080! 5600a BP
 与河南安 殷墟 3350! 3050a BP 发掘 据发 、 、水 热带、亚热带
 动 分布和 文 推断 5000! 3050a BP是中国气候普 温暖 时代 比 在
 年平均温度 2°C左右 1月份 平均温度 比 在 3! 5°C 然 录如冰 氧同位
 分析、山地冰川 变化、 化 料与沉 化学成分 变化、古水文 然 录
 反映五千年来中国气温变化 总 势是温暖期 来 温暖 度也 步下 。
 活动北 公元前4000年 公元前500年在 河中下游 公元前500年 公元1050年在
 岭淮河一 公元1050年 1830年 到漳州、武平、始兴、 林一 公元1830年以来
 只 于云南 南 。

可 栎 1973 心 中国 五千年来 气温变化 图9.1 ,并与挪威 度
 变化 成果 比 中国 气温变化大体可以分为9个寒冷期与温暖期 交替。

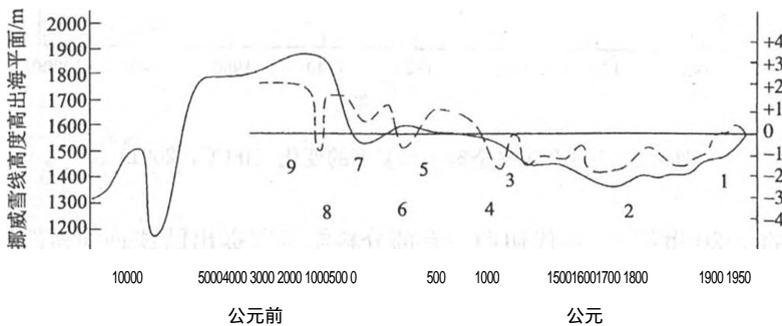


图9.1 五千年来中国 气温变化 以及与挪威 度变化
 实 比 可 栎 1973

- C9公元前3000年 公元前1000年 温暖期 气温比 代 2°C
- C8公元前1000年 公元前850年 寒冷期 气温比 代低 0.7°C
- C7公元前700年 公元0年 温暖期 气温比 代 1°C
- C6公元! 600年 寒冷期 气温比 代低 0.3°C
- C5公元600! 1000年 温暖期 气温比 代 1°C;
- C4公元1000! 1200年 寒冷期 气温比 代低 1 2°C
- C3公元1200! 1300年 温暖期 气温与 代 当
- C2公元1400! 1900年 寒冷期 平均气温比 代低 ° C
- C1 20世 早中期 气温比 代 为温暖一些。

9.1.5 仪器测时期 气候变化

大 从20世 初到40年代以前曾出 全 性 增暖 其中 度地区增暖最明显。1919-1928年 巴伦支海水 温度比1912! 1918年 出 8°C 。巴伦支海在30年代出 多年前根本没有 喜热性 。1938年一 冰 曾 到 $83^{\circ}5'N$ 新 伯利亚海 域 创世 最北 录。增暖 势在40年代 点 40年代后 世 气候变冷, 以北极为中心 $60^{\circ}N$ 以北地区 气候变冷 势更加显 。1968年冬 原 大洋 冰岛和 格 兰冰块 接 北极 从格 兰 冰 入冰岛。

图9. 2为1880年以来北半 平均温度 变化 大 以1940年为 在之前 50多年 中 北半 平均温度上升了 0.6°C 左右 之后到20世 70年代又下 了 0.4°C 左右。

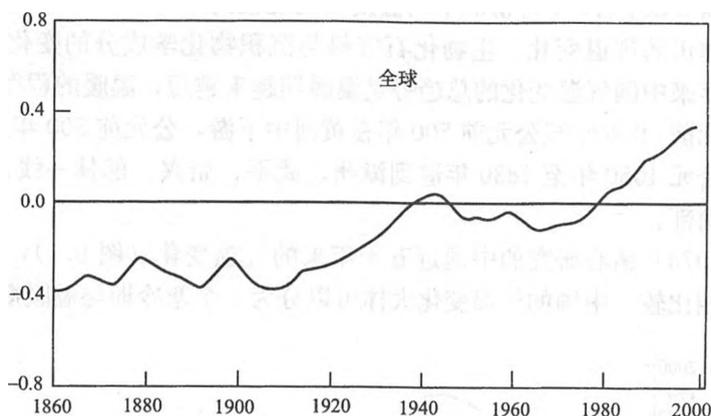


图9. 2 100余年来全 平均温度 变化(IPCC, 2001)

值得注意 是20世 70年代初期 有 分 学家曾提出已 感到新 冰期业已悄悄 地开始 或已 在 曾引 全世 动。他们所 主 依据 四 中晚期每次 主 冰期之后 显 温暖时期 平均 (10000 + 2000)年 全新世温暖期已 历了 10000-12000年 全新世中 温期或 宜期于3000a BP业已 束 全 气候已明显向 温凉偏寒方向发展 与(当时所 到) 去历次 冰期气候 旋回变化基本 似 似乎 已 又一次冰期 来临 年来 20世 温暖期 后 不仅有气温下 出了 极地海冰扩展、 然灾害事件增多 借助于模拟 地 层 反 放大机制 只 极区温度再下 2°C 就 以导 新冰期平均 温 $6!7^{\circ}\text{C}$ 出 从 推测新 冰期将在今 后几 年内来到 20世 40! 70年代 分中 偏南地带 水-径流减少 低 地带 海流、大气 流及太 射强度减弱 似乎 可列为新冰期来临 征兆。事实上 报新 冰期来临是个很复杂 。其一 按 然 律 去 冰期中晚期 气候波动实 上延 万年之久 其中包含多个千年尺度 周期性气候变化 其二 上 仅仅是 期 测 料 与10 年时 尺度 气候变化 比 在变化时 尺度与变化 度方 尚 不上是什么有指 意义 “征兆” 其三 20世 70年代之后又出 了增暖 势。因此 70 年代少数 学家 也 只有提 学术 再深入 气候变化 律及其原因机制 意义。

9.1.6 气候变化 原因机制

地外与地内向地壳层与地壳厚度与强度变化以及地壳运动某些变化可在开放地壳层中引起全地壳气候变化。

地壳外向地壳层与地壳厚度变化主要是地壳宇宙密度不均、投向地壳宇宙多寡以及太阳射强度变化。太阳射有11年周期、22年周期、20世纪以及20世纪40年代世周期。中国几十年来大围水、旱、寒灾害年多出在太阳射对数极值年此外有大与太阳活动周期一致的气候冷暖变化。

地壳内环境变化对地壳气候影响主要为加剧构造或接向地壳层大气层分化和。前为岩圈板块运动方位与度变化并引起地壳海分布及洋流变化以及产生垂直运动引起大规模地形起伏及全地壳气流变化。后如火山发向大气层接入分化和。南极大陆到极地位尚不是产生南极冰原因关在于最后澳大利亚大陆形成南极大陆海流减少了中低地带南极大陆热。1815年印度尼西亚坦博拉火山喷发导致全年气温下降了0.4-0.7°C 1902年5月南提尼克岛培火山发火山口喷出火卷卷大火烈击圣彼埃尔城火山口则云密布炸气浪时480km,气温450-1000°C,使从城中烈火中出来人又卷入只开口吸一口气就会立刻烧伤丧命火山烟云则升入4000m火山灰入平流层扩散形成半或全火山尘使世界各地产生奇妙昏彩并影响到之后2、3年地壳太阳射吸收。全周期性火山活动发期与全地壳气候异常时期吻合。

地壳运动参数变化为是四以来地壳气候发大变化主要原因。另一方面地壳层中反机制及放大效应也为是地壳气候在一段时间内势性变冷或势性变暖主要原因。如地壳接受到太阳射有减少引起地壳冰及地壳增加地壳反照增将导致地壳冷如此下去地壳就会来冷。

9.2 期 气候变化

期气候变化是指几十年以来发气候变化。时期气候变化点之一是有更多更测数据点之二是不仅在全围内有大台测数据比,有与地温、水温及气测、冰水气地成分变化测数据广泛比。

9.2.1 地 大气增暖

公元1000年以来到1900年以前北半平均温度一处在微小波动中总体有下势图9.3,但在20世纪后半期出了温度明显上升它喻为“全增暖”。全地壳气温最新分析明在去10余年全地壳温度平均上升了0.6°C

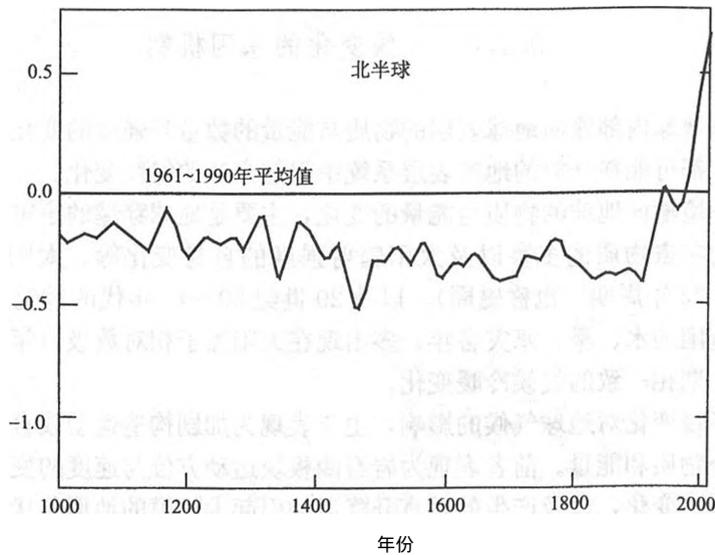


图9.3 1000余年来北半球年平均气温变化(IPCC, 2001)

全球增暖因不同区域与不同季节而异。一地区比海洋增暖快北半球高纬度地区比低纬度地区增暖快如阿拉斯加北极地区在过去20余年上升了2.8°C,年平均上升0.13°C;另一方面冬季增暖比夏季明显但有些地区会出现凉夏。

2005年9月28日中国国家冰数据中心提供他们测料2002年春季开始位于北极圈内北伯利亚和拉斯加地区冰提前化到今天整个北极圈发了冰提前化。2005年北极冰开始化时比往年提前了17天北极圈内11月8月平均温度比半个世纪来同期平均气温低3°C,2005年9月19日北极冰面积为500X10⁴km²,比1978!2001年同期平均值小了20%,均创下了历史记录。

关于中国境内年来气温变化。任国(2005)提出54年来与100年来全国年平均地气温升分别到0.25°C/10a和0.08°C/10a增暖最明显地区包括东北、华北、北和原北最显季在冬季和春季且50多年中国地气候变暖主是平均最低气温明显上升。并且作强城市化因对中国地平均气温录具有显影响华北地区1961!2000年城市化引年平均气温增加值到0.44°C,占全增温38%,城市化引增温为0.11°C/10a。

200*9年有关我国气温变化报1995年以来中国地年平均气温升幅度为0.79°C,增温为0.08°C/10a,比同期全或北半平均但是20世纪90年代初以来增温似乎不比70!80年代更明显2001!2008年地气温变冷却比全或北半显得多和全平均温度变化一样20年来中国增温也主发在冬季和春季夏季却有微弱变凉势。

中国学寒区旱区境与工所专家发2005年以前40年中江、河源区年平均温度分别升0.8°C和0.7°C,为原异常变暖区。导土地沙化围扩大、土壤严土化和地明显化对源区和下游地区产了严影响。

2010年我国全国年平均气温常年偏0.7°C年温日数比常年偏多4.1天为

1961年以来最多。2010年12月1日—2011年2月28日 全国平均气温为 -4.7°C ，常年同期 -4.3°C 偏低 0.4°C ，是1987年以来 最低。海南、 和中、云南南 气温 常年同期偏 1.2°C 外 全国其余大 地区气温接 常年或偏低 其中 东北中、江南南、华南、南东 及新中 和北、北、内古 和东北 地 偏低 1.2°C ，局 偏低 2.4°C

2010年年底 世 气 书 在正式新 中 2010年将是有气 录以来最 热 三个年份 1998年、2005年和2010年 之一 最 10年 2001!2010年 则是最 热 十年。他指出 2010年年初发 在欧洲地区 寒冷天气并不 明全 变暖 势在 改变。在欧洲变冷 同时 洲 很多地方 气温 于历史平均值。

9.2.2大气上层变冷

因为 地层大气中 温室气体含 增 吸收了更多 地 热 射 导 大气增暖 么 必然地 往对流层上层及平流层 地 热 射就明显地减少了 在 上对流层上层及 平流层 气温度就会下 。杨 源曾于2005年做 上 推 并估 温室气体含 增多 主 后果将是大气 流发 大变化。

2003年报 俄 斯 学家分析 了 1959!2000年北极地带温度变化 数据后得出 在北极地带垂 方向存在 一 热 再分布机制 如果大气层下层变暖了 上层 即 对此做出反应 开始变冷 来 偿下层 变暖。因此 俄 斯 学家 为从整体上 最 几 十年 地 并没有变暖。据 地 大气层中 温度变化 “分水岭”处在平流层中层 温度是周期性变化 。在1959-1979年期 度平均 水平比 低 变冷了 在1980!2000年期 平均 水平又比 变暖了 。如果大气层中 样 周期性 实存在 么今后 20年内将出 地 变冷 。

任国 2005 曾提出20世 60年代初以来 中国对流层中下层温度变化 势不明 显 仅为 $0.05^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 比地 气温变化小一个 对流层上层和平流层底层年平均温度 呈明显下 势 变化 分别为 $0.17^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $-0.22^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 整个对流层平均温度呈微弱 下 势。中国对流层温度与地 气温变化 势存在明显 差异 但 差异在20世 80年代初以后 于减小。

有 地方在变冷或将 变冷 2002年 国伊利 伊大学 极地 学家多兰 小 发 南极洲 克 多湾 一处海域 岸 地带气候变冷 为明显 气温平均 每 10年下 0.7°C ，尤其在夏、 季 地区气温下 幅度更大。此外 学家们根据 期 气 录 料发 整个南极洲 大 分地区一 有不断变冷 势。 学家推 少 在35年期 南极洲60% 地区气温一 不断下 整个南极洲 气温大 每10年下 0.2°C 。

2005年又有两名俄 斯 学家坚持 为 对地 气候影响最大 是太 活动 变化， 不是温室气体 排放 地 变暖和回冷是对太 子数 和大小变化 反应。 于今后数 十年太 将 入活动消极期 地 温度将会 之下 但是 大 分气 学家不同意 点 。

9.2.3 大气水变化

大气水变化主要受海洋层水温升增加及陆地上因气温升、水库增多和灌溉围扩大也增加。因为低海洋太阳辐射收入最大海洋水温最所以全发最大也是低热带海域暖池。低海洋发有分将大气流入中地带。据2005年10月28日报2005年大洋季季热带暴个数到10月27日已23个从使2005年成为1851年大洋地区有录以来热带暴和数最多一年。另一方面别是北半中地带内与海洋普增暖也将导发明显增加。以上原因导在中温带地区中云增加以及地带水也有所增加图9.4。

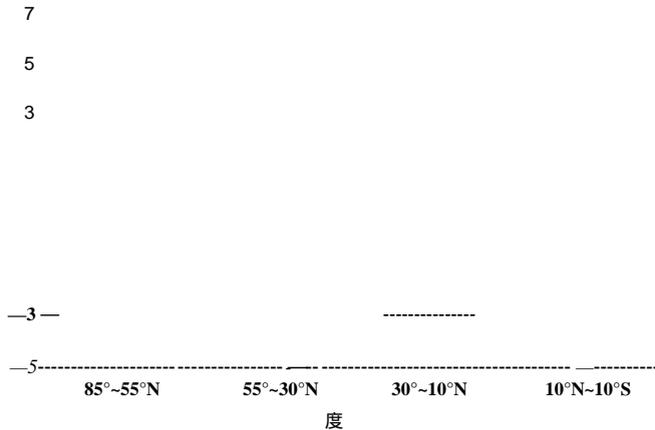


图9.4 1900-1999年全温带水增多与亚热带水减少(Hardy, 2003)

据欧洲气候估2002年度报告1946!1999年欧洲北年日数和年水普增加了欧洲南年日数和年水却普减少了。2004年6月1日旦水利大在“国水源求会”上介在去20年名死海于海水大发死海水平平均每年下1m,因海水比20世60年代减少了1/3。他死海水位不断下它有可在50年内干涸消失。另据1995年报位于40°N国拉多Boulder, 1981!1994年大气层低层水汽含已有明显增加。N. Nicholls于1996年为在几十年内全平均云增加了。云增加必然导冬季温暖夏季凉。事实上正如测样国测料明云增加10%,并导冬夏温差变小了图9.5。

欧洲气候估2002年度报告提出20世40年代以来欧洲和国天与夜平均温度差别均小了。50年代以来全围内天地气温变化幅度均减小了夜最低温度上升了天最温度上升且云层增加是可原因。

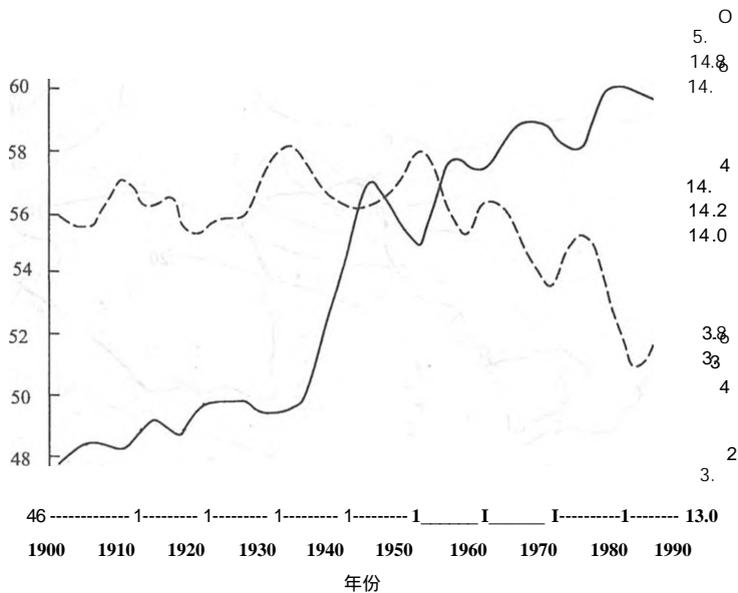


图9.5 20世纪年温度变幅与云量变化趋势 (Pearce, 1994)

关于气温变化、水变化、径流变化关系仍然比较复杂。据P.E. Waggoner于1991年在某个地区调查，当地气温增暖 1.2°C ，水减少10%，径流有可能减少40%~70%。国内地调局专家估计，全国气温增暖 2°C ，水减少10%，平均径流将减少35%。

张强 (1994) 研究了全温度变化对我国水的影响。在20世纪50年代末、60年代初、70年代末、90年代初，全温度为增暖期，应北方地区为多时段；50年代中期、60年代中期和70年代中期，全温度为10年尺度低温时段，应北方区为少时段；80年代中期在增暖期中有一对弱温时段，北方区水也多，期中少时段。江中下游干流区和东南沿海平均水与全温度演变趋势也基本同。华北区平均水与全温度呈反势，在全温度低值段（50年代中期、60年代中期及70年代中期）华北区为多时段，80年代中期少时段中，对多期也与北半

对弱温时段对应南方区平均水（/ 曲线）与全温度变化似有时上滞后与度上性关。此张进一步指出，在我国北、内、古、东北北夏季地区，即在北方半干旱带中，以北地区当全变暖时水同步增加，变冷时水同步减少。在半干旱带以南以东一夏季湿润区，江中下游干流区和东南沿海区域外，大部分地区在全变暖时水有所减少，全变冷时水有所增多。

刘晓东 (2002) 探讨了河流域水对全变暖可响应 (图9.6)，估计在全平均气温升 1°C 情况下，河中游地区（主在山区一带）年水减少20%以上，但中-境一带年水却是增加。

有关我国年来水变化，2009年报倾向于为年来我国年水变化势不明显，但呈明显年与年代振。20世纪30!40年代和80!90年代水偏多，其他年代水偏少。另外，中国年水变化存在明显区域差异，50年来我国华北、东北东和南、北东区域年水出了明显下，江下

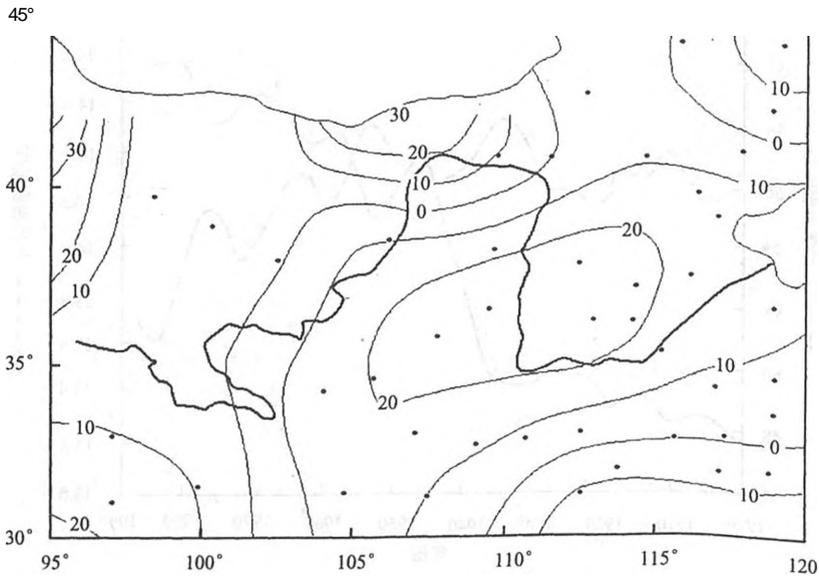


图9.6全 平均气温升 1°C情况下 河流域年 水平 变化 刘晓东 2002

游、江淮地区、华南和 北地区大 水 却有比 明显 增多。

海及柴 木 地区 气候变化 2007年11月14日报 1961! 2006年 我 国平均气温 增幅为0. 10! 0. 20°C/10a, 海 原为0. 33°C/10a,柴 木 地更是 0. 44°C/10a。海 气温升 带来了强对流天气 增多 多地方 水增多、 强增大、 暴日数和 暴灾害增多。

2010年我国平均 年 水 681mm 比常年偏多11.1%,为勇61年以来 二多 年 暴 日数比常年偏多21.5%,导 当年我国 南向北 发 严 暴 灾害 接 济损 失 5000亿元。

9.2.4未来 气候变化

全 变暖在未来一段时期内似是 不可改变 事实。根据最新 气候模式 测21世 全 气温将以每10年0.2! 0.5°C 升 到21世 末 气温将增加1! 3. 5°C。气温 升 对海洋有两方 影响 一是使海水增温发 成海平 上升 二是 成极地冰 川大 化 化 冰水 入海洋 促 海平 上升。按IPCC 测 21世 全 海平 上升 平均 度每10年 为6cm, 到2030年海平 将上升20cm,到21世 末将上 升 65cm

在 期气候变化 原因机制方 大 分 学家已 成共 。 期气候变化主 为 全 变暖 即地 层大气、土壤、水体及植 温度年 慢上升。全 变暖 主 原因是人为因 导 大气中 二氧化 、 烷、氧化亚氮 NO 和 氟氯烷 CFCb 温 室气体含 慢上升。但是 为 以上 世 各地气 录 气温与 水 变 化 也就是数值 波动变化 已 不上是不是气候发 了变化 仔 分析 所

“全增暖”一方主要原因在于城市发展快、人口增多、能源消耗增加、更多增大了“城市热岛”效果。另一方是城市化与城市水循环水平因子大变化并导致城区射平发大改变。另外是有分城市围成倍扩大，把气测台框入城中，它所录数值内涵不一样了。

2011年7月有关报“小冰期”时代即将到来，其依据是年来太子出奇地安到2020年太将入一个时“安模式”太子活动将消失几年几十年。太子活动入“冬期”作是“小冰期”到来标志之一。“小冰期”时代全平均气温会降低0.5-1.5°C

9.3人活动对气候变化影响

如今有些学常人活动对地气录影响有人估到21世中后期有可再中代温。但弗H.Flohn于1974年为入影响不以改变气候发展势。

9.3.1地是人家园

地为入存和发展提供了一切必要条件。定大气压力 $101 \times 10^3 \text{Pa}$ ，度氧浓度大气21%，宜温度、湿度和充洁净淡水。在样一个地境中动和植互依存构成了一个十分复杂又完善态既保了大气和水境动态平与态安全又为入提供了丰富多样即存条件。

地周围大气层是入安全头号保护伞。厚度100km主氮、氧和水成大气极大地减弱了来太射如外危害并使大撞击地流星化为乌有。强地场又将来河及太带子俘中在地区域从成为入又一保护伞。

9.3.2人活动对气候产影响方式

1 改变下垫并对气候产影响。如滥伐森林坏植使地况发变化影响水热平和态平使地沙土扬、尘暴、气候变干形成漠、半沙漠或沙漠。又如工业化发展大废油排入海洋估每年 200×10^4 ! 1000×10^4 此外中有当数油流入海洋并形成油它抑制海水发、潜热使海洋上变干失去气温作加剧了气温日、年变化产海洋沙漠化效应。

2 使大气成分有所改变并对气候产影响。于煤、油、天然气大烧使大气中增添二氧化碳其温室效应导下层大气温度上升。另一方烧后排出烟尘、废气大刮尘土使大气中悬浮尘埃增加它如地上伞减弱了太射使地温为“伞效应”多尘埃提供了丰富凝核使云、水、应增加也减少了太射使地温但滞在地层尘埃对射有大吸收力又可使地气温上升。此外有如改变土地影响循及分温室气体排放也对气候变化会有一定影响。

3 人为热 放对气候产 影响。 工业、交 业发展 世 源消 增 ， 全世 全年消 当于 烧 亿吨煤所放出 热 人为热像火炉一样 接增 暖大气 尤其人口 密 大城市更为显 。

4 人为改变全 水循 。如世 各国大 模地修 水库 不仅 了小气候 增加 了 地上 发 并减少了入海总水 。

9.3.3人 活动对气候变化 影响 度

人 活动对气候变化 影响 度主 是比 多地 了小气候与 境 例如 植树 林、修堤 坝改善水 境 创 更为宜人 小气候与 境 或 排干湿地、围湖 、 伐森林、乱挖 地 又 坏了 去比 宜人 小气候与 境。 城市 扩大与出新 城市 热岛效应也 来 明显了。如夏天最热 时候 南京城外沙洲 气温 比城中低 3°C 多。 些年 上海发展很快 其夏日中午 气温 比火炉南京 几度之多。

但是 人 活动所 成 温室气体在大气中 增多 似乎已干扰了 然 态下全 气候 周期性变化 几十年来出 了持 增暖与加 增暖 势。有 专家毫不 地断 21世 将来 暖。但是 有几位专家 为 当前地 增暖 未必是 势大幅 度增暖 开始 很可 依然是11年周期或22年周期 气候变化 且当前地 增暖 主 原因 也 并 为温室气体含 增 很可 是 大气中水汽增多所 成。

2003年 典中 大学 两位气候专家曾提出 几十年来 全 增暖 可 主 是 地 大气中水 气含 增加 成 。2004年 国 学家据卫星 测 料判断 好像 地 亮度在加大 也就是 地 大气中水 气含 及 含 有所增加 也是 地 有所增加 从 增加了太 射 反射。因此 有 学家提出 此下去 10 余年后也 会发 全 增暖 势 发 全 温。

2010年8月4日中央 台气 主持人宋 杰 公布了 2000! 2009年我国大城市 中 温天 气温 35°C 总数列前十位 大城市 依次是 州 10年中 375天 、杭 州 355天 、 庆 343天 、 沙 326天 、武汉 305天 、海口 298天 、南昌 284 天 、广州 256天 、 安 220天 、南宁 203天 。使人感到意外 一是“传 ” 3 大“火炉”城市之一 南京 排在了前10名之外 二是几个沿海 区 会城市出 在 名单之中 且名列前 如 州与杭州 名列前二 、海口、广州、南宁。南京 专家 以往 江 、上海、浙江地区 温中心 正在 南京 渐 向上海、浙江两地。早在 2005年6月 南京市就不再在“火炉”之列。2009年夏天 南京 于 35°C 天数 有15 天 最 温度极值为 37.0°C 上海 温日有18天 其中最 温度极值 到 40°C 杭州 温天数 35天 温极值 39.7°C 以上 料似乎 明 期出 城市气温 变化 与 城市 发展有 大关 它 了 海 对城市气温 影响。

9. 4当前 全 气候变化

几十年来 于与气 有关 灾害事件 数 增多、损失增大 所以世 各国政府和 广大民众 来 关注全 气候变化 。 20世 80年代展开 世 气候 划 WCRP 及国 地圈 圈 划 IGBP 之后 “ 合国政府 气候变化专 委员会

(IPCC)”主导全 气候变化 。IPCC始建于1988年 20多年来 他不断发布 估报
告、 别报告、方法报告和技术报告 协 世 各国在气候变化方 与实 动。

2007年11月12! 17 0, IPCC 27次全体会 在 召开 了 130个国家
2500专家参与 写 四次《全 气候变化 估报告》。报告指出 气候 变暖 客 事
实是不容 去30年 人为变暖可 已在全 尺度上对 多 然和 产 了
影响 极 天气和海平 上升事件发 和强度 改变 将主 对 然和人 产
影响。

《全 气候变化 估报告》 提出 专家们主 借助于 模型与模拟 测未来 如果
温室气体保持以 低 度排放 估 在21世 束时 气温将比世 初升 1 ! 2.9°C
如果温室气体以 度排放 则升温将为2 4 6.4°C 温度升 幅度最大将 中在 地
上和北半 。热浪 增加 可 性将大于90%。

我国于2006年12月26日正式发布 一份《气候变化国家 估报告》 并 人 活动排
放 温室气体导 了 来 严 全 气候变化。在 去50年 中国平均气温升 1.1°C
到2020年 我国年平均气温可 增加1.3! 2. 1°C,年平均 水 可 增加2%! 3%,
水日数在北方显 增加 水区域差异更为明显。 于平均气温增加 发增强 总体上
北方水 源 况将 一步加剧 未来极 天气事件呈增加 势。

不 我们依然强 改变全 气候变化 思想方法。 几十年 录 气 数
据 其 度 来 比几十年以前 很多 不宜将气 台 去 数据与 在 数据不
做 整就放在一 做 和模拟。 几十年来 人 活动不断增强 对地 接收到 太
射、地方性 大气 流以及当地 下垫 因 有 大影响 所 录 气 数据 内涵
来 丰富 不宜将不同时代 气 录放在一 做 和模拟 不宜将 点几度 气温变化
为气候变化。 大气中二氧化 温室气体含 增多 只可 导 太 射 及地
热 射 在大气层中 新分 最可 影响是区域性 大气 流发 某 改变 导 出
“极 气 ”事件 录 但它不太可 会在大气层中有地 热 射 产 势
性 “气候变化”。 在地 层 中 决定全 气候 征、区域气候 征及小气候 征
主 气候因子 具有多变易变 点。世 各地 地 境有很大不同 气候因子 微
变化将会产 不同 地 境效应。所以 世 各地所 录 气 数据 其数字 同或 不
同 然同样是 态指标 但是因为其 景 态不同 数字所指 及其实
效应 就不完全 同于其气 数据数字上 同或 不同了。

总之 在人 活动干扰 然 来 深刻情况下 我们不 期待 机会把未来描
得十分清楚 且完全正 也不 期待未来 会有 去曾有 “ ” 应 极应
对世 各地 来 多 “极 气 ”事件与世 各地有所不同 “极 气 ”事件。