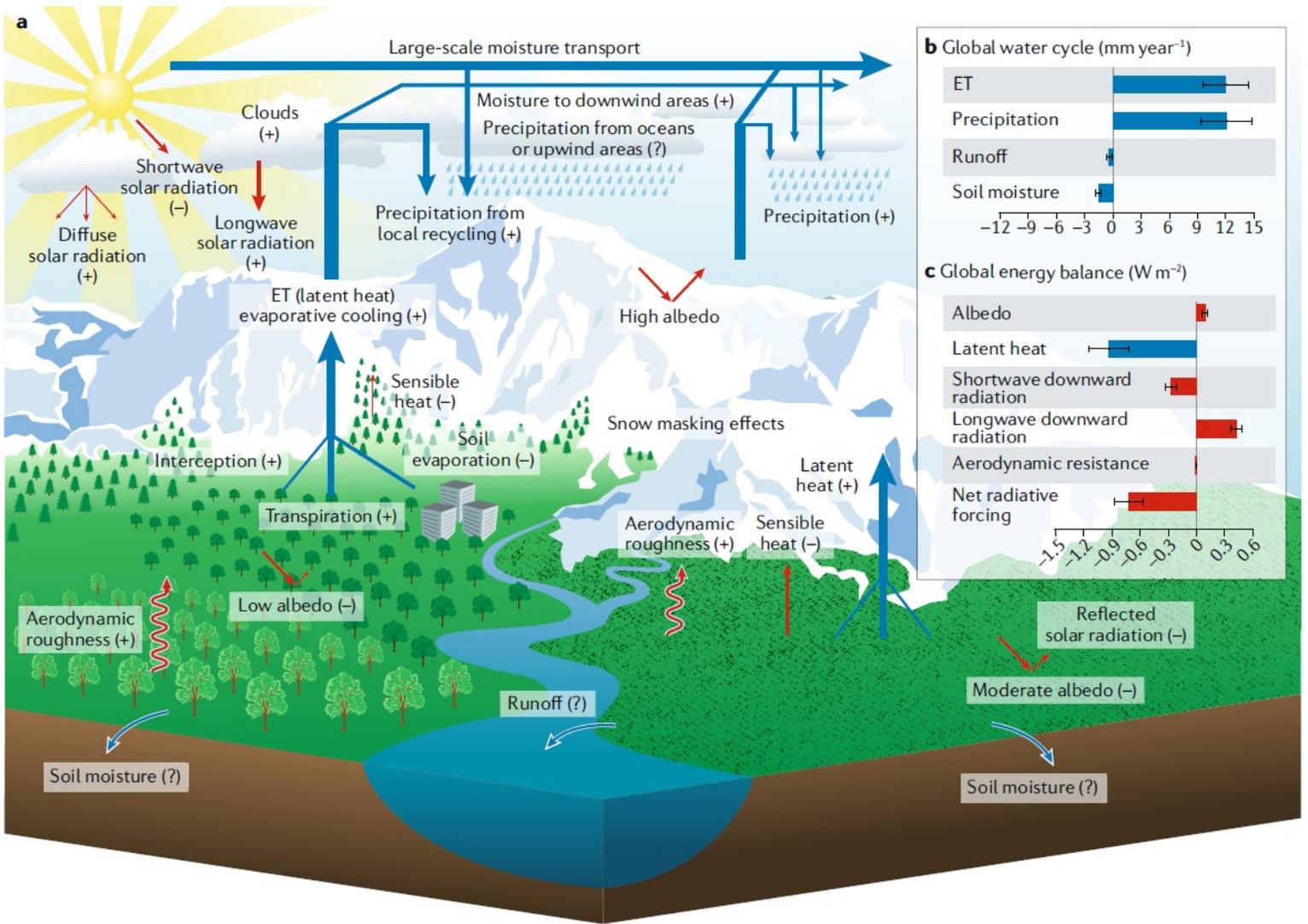


气候学基础

复习参考资料



图片来源：北大新闻网

中国海洋大学 海洋气象学系

蒋斌 整理(2023)

《气候学基础》学习笔记

2019 级大气科学 蒋斌

§ 1 气候系统简介

1. 天气与气候

(1) 天气(Weather)

- 天气来自大气内部的大幅度振动，是大气短时间内的一个状态；
- 天气经常改变，人们可以很快感受到这种变化；
- 天气现象的发展通常是非线性的；
- 天气预报的时效通常是一至两周。

(2) 气候(Climate)

- 气候是天气的多年平均态，可以认为是一种盛行的天气，包含平均态但也有一定程度的变化；
- 气候是与天气平均态有关的大尺度的自然变化，气候的变化不容易被察觉；
- 气候的变化涉及到大气与气候系统其他成员间的相互作用以及外界对气候系统的强迫，在预报需要考虑气候系统所有成员的变化以及相互作用。
- 各气象要素对气候的影响？

(1) **降水(Precipitation)和温度(Temperature)**: 很大程度上决定了特定区域的动植物种类和土壤特性。

(2) **湿度(Humidity)**: 与降水和温度密切相关。水汽凝结形成的云滴或冰晶会改变大气的辐射特性。

(3) **风(Wind)**: 平均风速风向是也是一个地区气候特点的反映，此外，风场特性也是空气污染扩散、航空、航海、风能利用等需要考虑的因素。

(4) **云(Cloud)**: 云对降水和地表温度有着重要的影响。云量影响地球辐射通过大气的向外传输和到达地表的太阳辐射量。

➤ 气候的时间尺度

次季节(Subseasonal)、季节(Seasonal)、年循环(Annual)、年际(Inter-annual)、十年际(Decadal)、年代际(Inter-decadal)和世纪(Centennial timescales)



2. 气候系统的特性

- (1) **热力特性**: 温度, 如气温、水温、冰温、地温等;
- (2) **动力特性**: 运动, 如大气的运动、风驱动的洋流运动、冰块的运动等;
- (3) **含水特性**: 含水量, 如空气的相对湿度、云水含量、径流水位、雪和冰川中的含水量等。
- (4) **静力特性**: 压力和密度、一些定常状态(如空气的成分、海洋的盐度和一些物理常数)。

3. 气候系统 5 大成员: 大气圈、水圈、冰雪圈、陆圈和生物圈。

4. 全球气候的分类: 热带气候、季节性热带气候、副热带气候、中纬度温带气候和极地气候。

5. 温室气体(Greenhouse Gas)

温室气体指存在于大气中能够吸收长波辐射和释放红外线辐射的气体, 其特点是对太阳短波辐射具有较好的透射性, 对长波辐射具有较好吸收性。温室气体吸收长波辐射并将长波辐射散射回大气和地表, 使之不能透出大气层, 从而加热地球表面, 使温度升高, 形成温室效应。常见的温室气体有: 二氧化碳(CO₂)、臭氧(O₃)、氧化亚氮(N₂O)、甲烷(CH₄)、氢氟氯碳化物类(CFCs, HFCs, HCFCs)、全氟碳化物(PFCs)及六氟化硫(SF₆)等。

6. 全球变暖停滞(hiatus)

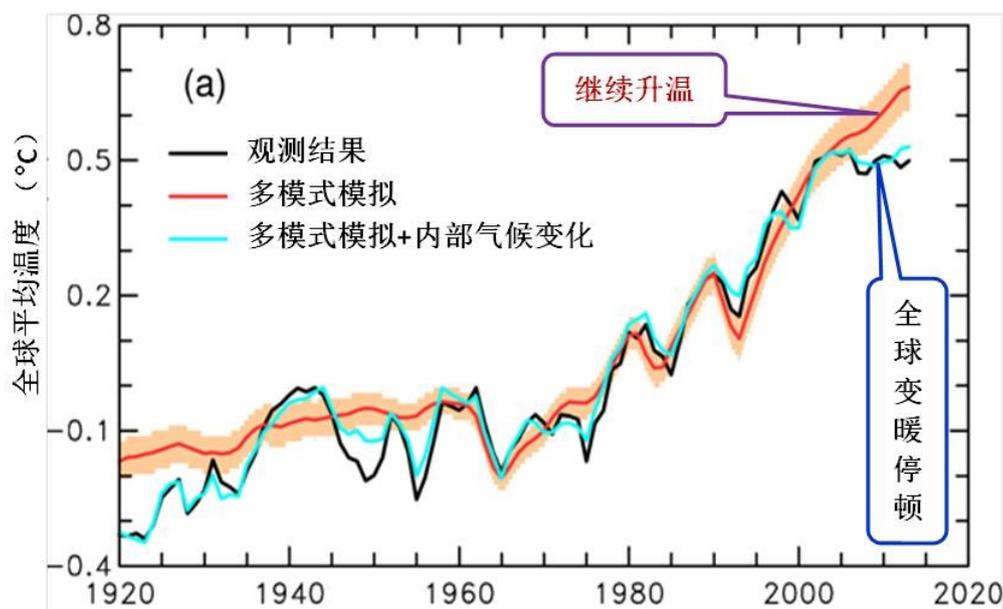
“全球变暖停滞”指的是 1998 年以后虽然全球平均 CO₂ 等温室气体浓度继续攀升, 但全球地表平均温度似乎停止进一步上升, 并停留在温度较高的状态。1998~2012 年温度的升高速率为 0.05°C/10 年, 明显低于 1951 年以来 0.12°C/10 年的升温速率。

▲ 全球变暖停滞的原因

近几年各项研究表明, 全球变暖趋势有增无减, Chen 和 Tung(2014)基于格



点化温度分析数据(日本 Ishii 数据)指出, hiatus 期间热量储存在了北大西洋和南大洋; Nieves 等(2015)指出热量储存在了印度洋-太平洋海盆; Lee 等(2015)认为印度洋储存了 70%的热量。 Huang 等(2017)基于新资料的研究发现, 北极地区在 2000 年后变暖加速。如将北极地区加入到全球平均气温的计算当中后, 1998~2012 年变暖趋势为 $0.112^{\circ}\text{C}/10$ 年, 显著高于不包括北极资料的 $0.05^{\circ}\text{C}/10$ 年的升温趋势, 并且与 1951~2012 年的变暖趋势相差无几。该研究揭示了北极地区的快速升温可能抵消了近年来热带东赤道地区降温对全球平均气温的影响, 尽管全球升温的空间分布虽然发生了变化, 但全球平均温度的上升趋势并未改变, 因此, 未来地球系统仍旧保持变暖趋势。



7. 气候变化的机制——强迫

(1) 外部强迫

- 太阳辐射的变化、地球自转的变化、日地距离和公转轨道等的变化;
- 地球物理构造的变化, 如海陆分布、海底地形的变化及海盆形态的变化等;
- 自然(火山爆发等)和人类活动(城市化、森林砍伐、温室气体排放等)导致的大气和海洋基本组成成分的变化。

(2) 内部强迫

- 大气运动(高频)对慢变的气候的强迫;

- 气候系统成员自身的缓慢变化;
- 气候系统成员之间的相互作用引起的耦合变化。

TABLE 1.1 Response Times of Various Climate System Components

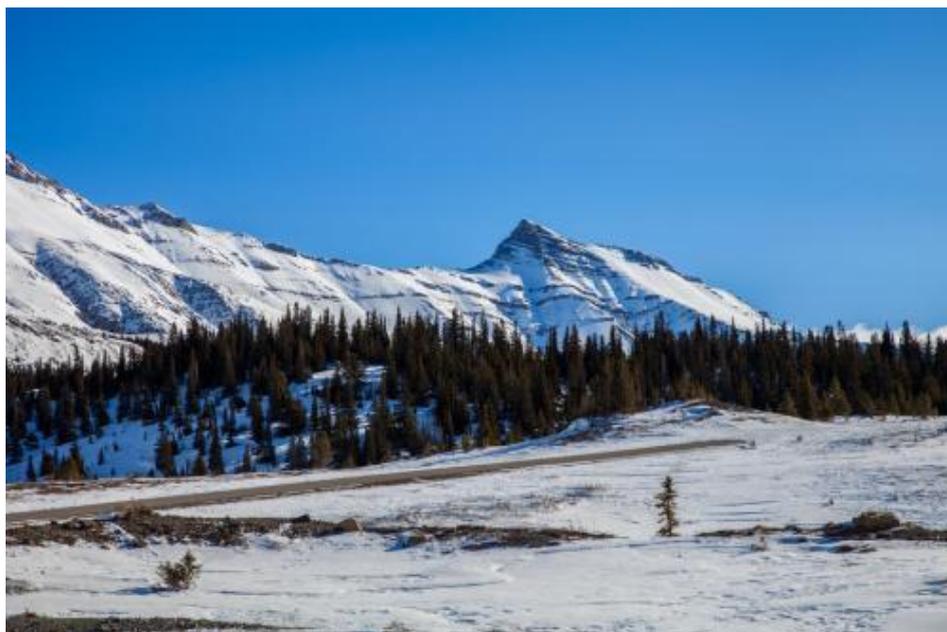
Component	Response time (range)	Example
Fast responses		
Atmosphere	Hours to weeks	Daily heating and cooling Gradual buildup of heat wave
Land surface	Hours to months	Daily heating of upper ground surface Midwinter freezing and thawing
Ocean surface	Days to months	Afternoon heating of upper few feet Warmest beach temperatures late in summer
Vegetation	Hours to decades/centuries	Sudden leaf kill by frost Slow growth of trees to maturity
Sea ice	Weeks to years	Late-winter maximum extent Historical changes near Iceland
Slow responses		
Mountain glaciers	10–100 years	Widespread glacier retreat in 20th century
Deep ocean	100–1500 years	Time to replace world's deep water
Ice sheets	100–10,000 years	Advances/retreats of ice sheet margins Growth/decay of entire ice sheet

大气的响应时间是最快的; 陆面响应时间比海洋上层快, 这主要由热力性质差异引起, 即二者的比热容不一样; 对于高原冰川、深海系统等成员, 他们的响应速度很慢, 从几十年到万年不等。

8. 强迫因子与反馈机制

气候系统受到强迫后, 会对强迫做出反馈。如果在初始强迫下, 气候系统得到加强, 则该过程称为正反馈过程, 反之, 称为负反馈过程。





考虑如上的冰川生态系统，正反馈机制为：

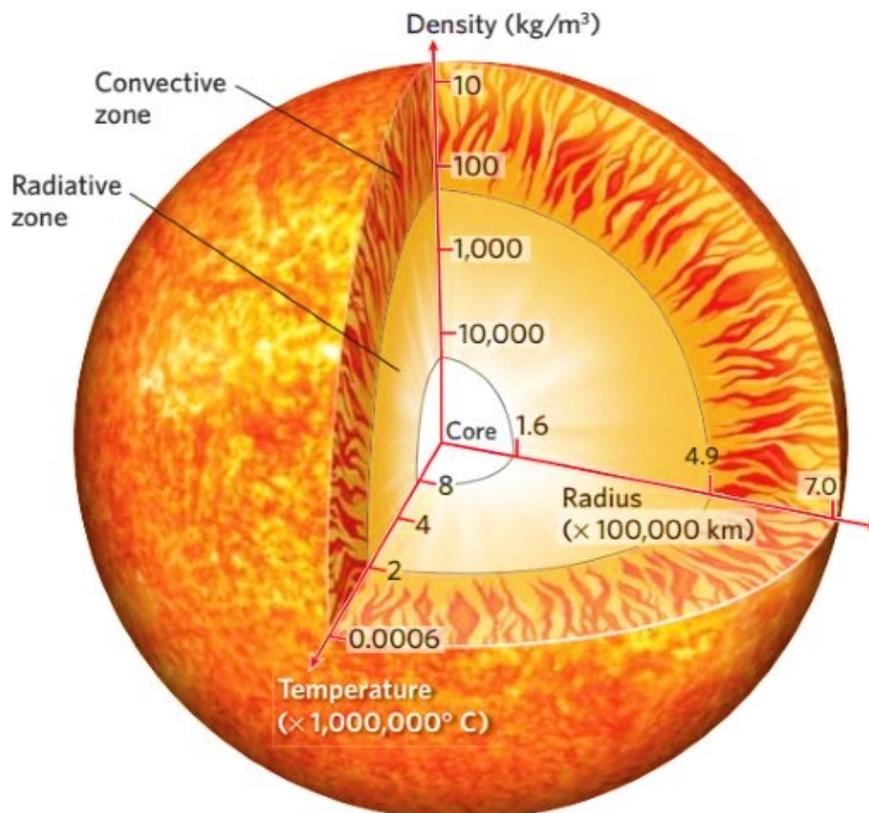
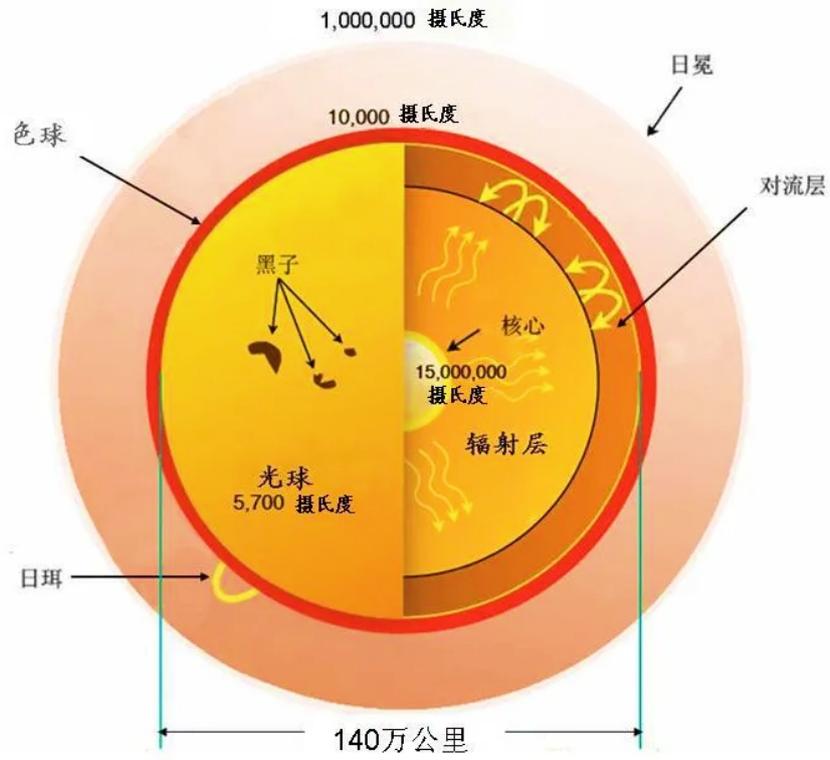


负反馈机制为：



§ 2 全球能量平衡

1. 太阳的结构



里三层(太阳内部): **日核→辐射层→对流层**

- (1) **日核(Core)**: 从太阳中心到 0.25 个太阳半径的距离, 核反应区, 是太阳向外发射巨大能量的源头, 中心温度高达 1500 万摄氏度。
- (2) **辐射层(Radiative Zone)**: 0.25~0.86 个太阳半径之间, 它包含了各种电磁辐射和粒子流。辐射从内部向外部传递过程是多次被物质吸收而又再次发射的过程。温度大约为 70 万摄氏度, 要比太阳核心低很多。从体积来说, 辐射层占整个太阳体积的绝大部分。
- (3) **对流层(Convection Zone)**: 其厚度约有十几万千米, 由于这里的温度、压力和密度梯度都很大, 太阳气体呈对流的不稳定状态。使物质的径向对流运动强烈, 热的物质向外运动, 冷的物质沉入内部, 太阳内部能量就是靠物质的这种对流实现由内部向外部传输。

外三层(太阳大气): **光球层→色球层→日冕层**

- (1) **光球层(Photosphere)**: 太阳大气最低的一层, 厚度 500km 左右。地球接收到的太阳能量基本上是光球发出的, 通常所说的太阳半径也是指光球的半径。
太阳黑子(比较暗的斑点)和光斑(比较亮的斑点)在此层活动。
- (2) **色球层(Chromosphere)**: 又叫内层太阳大气, 厚度约 2000km。色球层的温度随着到日核中心距离的增大而升高(有点类似地球大气的平流层), 到色球顶部时已达几万摄氏度。由于色球层发出的可见光总量不及光球的 1%, 因此人们平常看不到它。只有在发生日全食时, 即食既(日全食第二阶段)之前几秒种或者生光(日全食第四阶段)以后几秒钟, 当光球所发射的明亮光线被月影完全遮掩的短暂时间内, 在日面边缘呈现出狭窄的玫瑰红色的发光圈层, 这就是色球层。
- (3) **日冕层(Corona)**: 又叫外层太阳大气, 厚度达到几百万公里以上, 温度达 100 万摄氏度。日冕上有冕洞, 而冕洞是太阳风的风源。日冕只有在日全食时或通过日冕仪才能看到, 其形状随太阳活动大小而变化。在太阳活动极大年, 日冕的形状接近圆形, 而在太阳活动极小年则呈椭圆形。

2. 太阳有关参数

TABLE 2.1 Characteristics of the Sun

Mass	$1.99 \times 10^{30} \text{ kg}$
Radius	$6.96 \times 10^8 \text{ m}$
Luminosity	$3.9 \times 10^{26} \text{ W}$
Mean distance from Earth	$1.496 \times 10^{11} \text{ m}$

【注】“Luminosity”表示光度，在天文学中，光度表示物体每单位时间内辐射出的总能量，单位为 J/s，即瓦特(W)，也就是辐射学中的辐射通量。

▲ 太阳辐照度、太阳常数和太阳表面温度的计算

辐照度(Irradiance)，又叫辐出度、辐射通量密度，即单位时间内，单位面积上所接受的辐射能量。若用 F 表示辐照度， S 表示表面积， L_0 表示辐射通量，那么有关系式： $F = \frac{L_0}{S}$ ，于是太阳表面辐照度为

$$F(\text{Irradiance}_{\text{photo}}) = \frac{3.9 \times 10^{26} \text{ W}}{4\pi \times (6.96 \times 10^8 \text{ m})^2} = 6.4 \times 10^7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$$

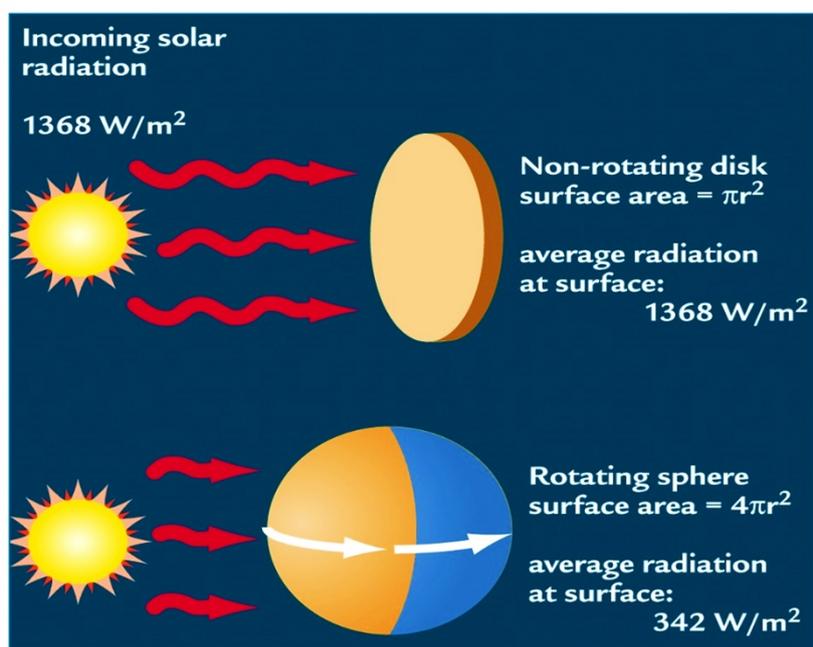
由于空间实际上是真空的，能量是守恒的，通过任何以太阳为中心的球体向外传递的能量应该等于太阳辐射通量。如果我们假设球面上的辐照度是均匀的，那么可以计算出以日地平均距离为半径的球面上的太阳总辐照度(Total Solar Irradiance, TSI)为

$$S_0 = \frac{L_0}{4\pi d_0^2} = \frac{3.9 \times 10^{26} \text{ W}}{4\pi \times (1.496 \times 10^{11} \text{ m})^2} \approx 1368 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$$

这就是我们所熟知的太阳常数。需要注意的是，太阳常数对应的是球面上的面元而，例如取地球的平均半径为 r ($r \ll d_0$)，那么 S_0 是指通过面积为 πr^2 的截面的能量，由于地球的实际表面积为 $4\pi r^2$ ，因此到达地球的太阳总辐照度应为 S_0 的四分之一(如下图)。

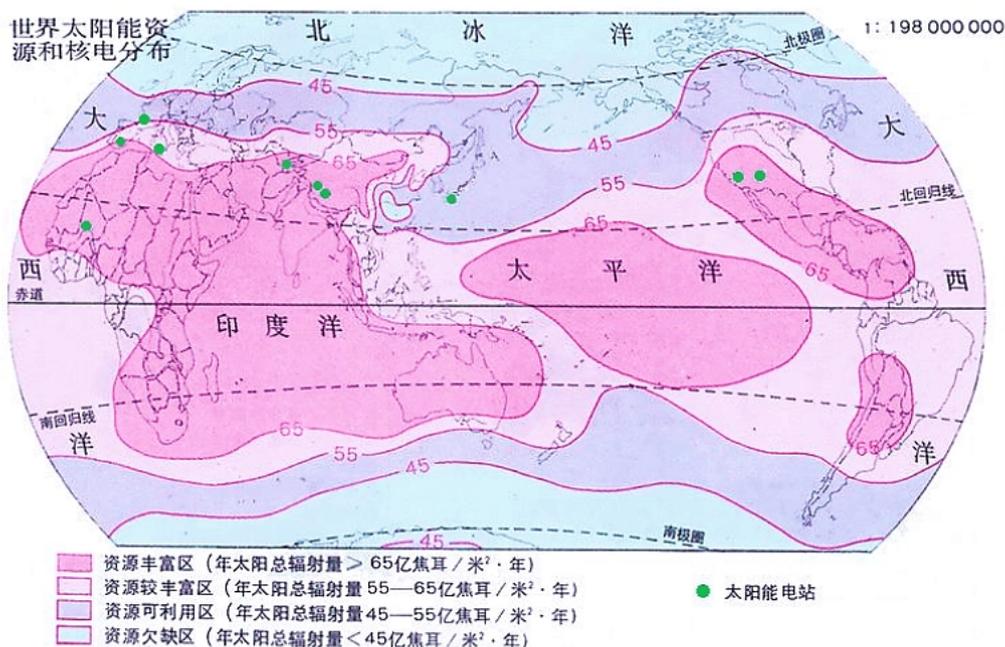
根据 Stefan-Boltzmann 黑体辐射定律，有 $F = \sigma T^4$ ($\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$)，于是可以估算得到太阳表面(这里指光球层)的温度为

$$T = \sqrt[4]{\frac{F}{\sigma}} = \sqrt[4]{\frac{6.4 \times 10^7}{5.67 \times 10^{-8}}} K = 5796 K \approx 6000 K$$



3. 影响太阳辐射率的因子

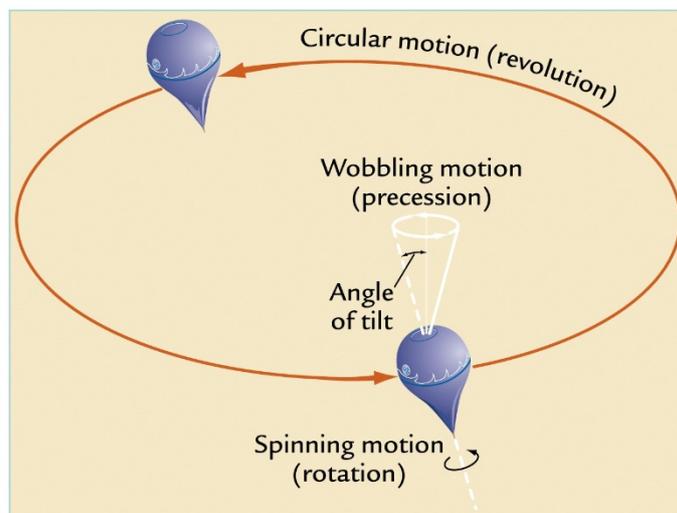
【注】这里的太阳辐射率与前面的辐射通量密度、太阳常数表示的含义一致。



太阳能资源丰富区集中分布在低纬热带区域，接收到的辐射能由赤道向两极减少。其中在西太地区的能量要比印度洋和东太平洋的值要小，主要原因是西太

海温较高(暖池), 同时也是沃克环流的上升支, 云比较旺盛, 影响到了照射到下垫面的太阳短波辐射。

(1) 地球轨道参数



① 偏心率(Eccentricity / 'eksen' trisəti/)

指地球绕太阳公转轨道的变化, 从近圆到椭圆(变化范围在 0~0.06 之间)的变化周期为 10 万年, 这种轨道的变化引起地球与太阳距离的变化, 从而太阳辐射率变化。

② 倾角(Obliquity / ə' blɪkwəti/)

地轴(假想轴)并不总是和公转的轨道平面垂直, 而是存在一定的夹角, 这个夹角也就是我们所说的黄赤交角, 其值在 22.1° ~ 24.5° 之间变化, 变化周期为 41,000 年。目前地轴的倾角为 23.5° 。

黄赤交角是地球上四季变化和五带区分的根本原因。黄赤交角的大小决定了太阳直射点回归运动的范围, 即南北回归线的纬度, 也决定了地球上五带的范围。若黄赤交角变大, 则热带和寒带的范围变大, 温带的范围缩小。黄赤交角的大小还决定着各地昼夜长短的比例(晨昏圈对纬圈的切割比例变化)。以夏至日的北半球为例, 当黄赤交角变大时, 北半球的昼变长夜变短(有极昼现象的地区除外), 也就是昼夜的差距扩大了; 当黄赤交角变小时, 北半球的昼变短夜变长(有极昼现象的地区除外), 也就是昼夜的差距缩小了。

我们可以设想两周极端的情况, 第一, 倾角为 0° , 此时太阳辐射均匀的直射在两个半球, 将没有季节变化; 第二, 倾角为 90° , 此时两个半球差距很大(6

个月极昼与极夜)。例如，北半球的夏季，地轴会直接指向太阳。当地球自转时，太阳不会明显改变位置，只会天空中的一个地方徘徊，一直不会升起或落下，所以北半球一直处于白天(这就有可能导致向阳的一侧被一直长时间加热，如果温度达到了水的沸点，不断产生大量水汽，此时两个半球的能量交换又会如何呢?)。反过来，到了冬季，太阳出现在南极上空，所以北半球会完全处于黑暗之中，一直都是晚上。

③ 岁差(Precession /pri'seɪʃ(ə)n/)

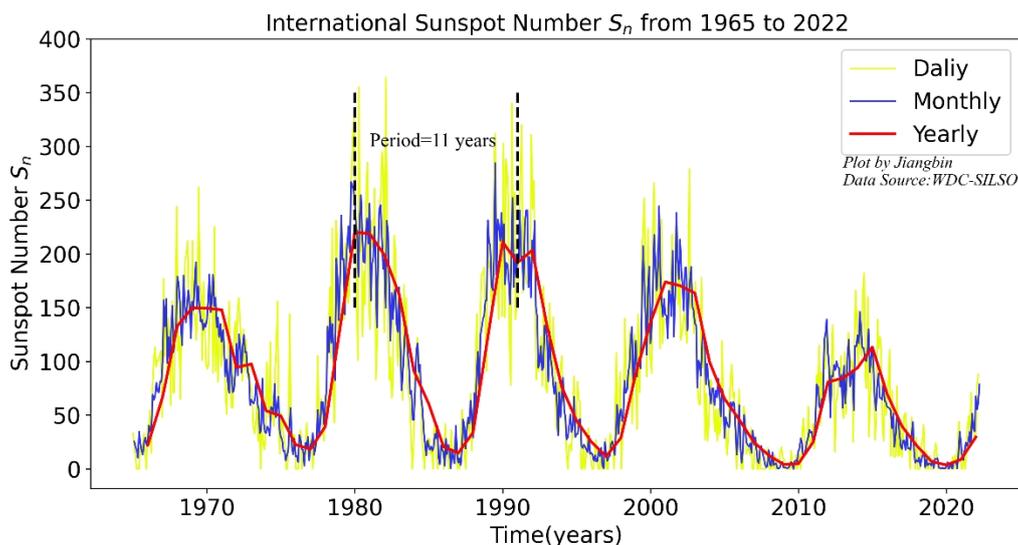
冬夏至春秋分在公转轨道上的位置会缓慢改变，变化周期为 23,000 年。

岁差是指地球自转轴长期进动，引起春分点沿黄道西移，致使回归年短于恒星年的现象。岁差是地球公转和地轴运动相结合的结果，这种结合决定了二分二至地球位置不是定点，而是在公转轨道上不断西移的动点，从而导致地球公转一周不等于太阳直射点纬度变化一周。

- 回归年：又称为太阳年，指平太阳连续两次通过春分点的时间间隔，即太阳中心自西向东沿黄道从春分点到再次回到春分点所经历的时间。
- 恒星年：是指地球绕太阳一周实际所需的时间间隔，也就是从地球上观测，以太阳和某一个恒星在同一位置上为起点，当观测到太阳再回到这个位置时所需的时间。

总体而言，在中低纬度地区，岁差占主导地位；在中纬度较高的地方，倾角的影响更明显；偏心率不会对太阳辐射率造成显著的直接影响，而是通过调节岁差周期的振幅进行间接影响。

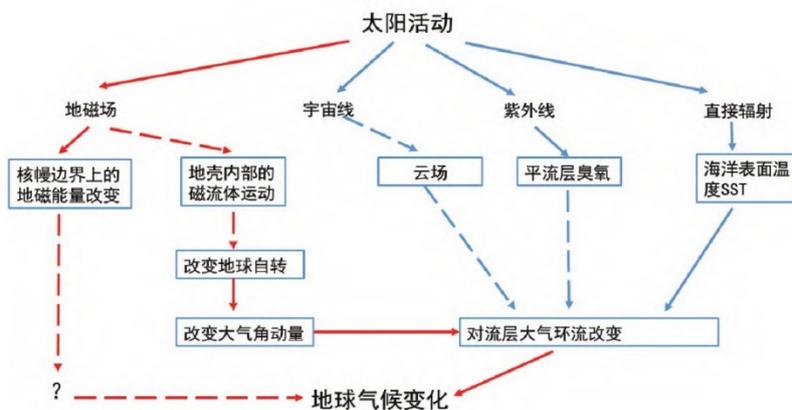
(2) 太阳黑子

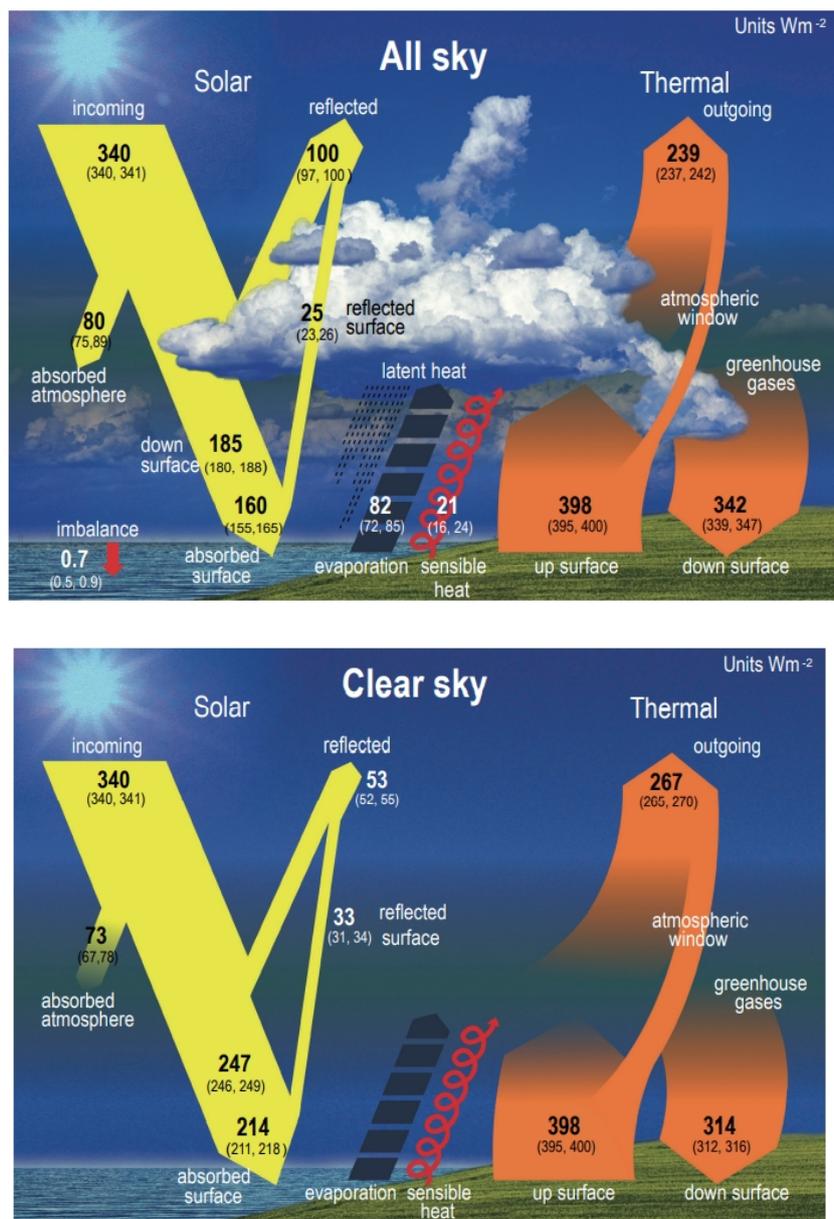


在太阳的光球层上，有一些旋涡状的气流，看起来是黑色的，就是太阳黑子，温度大约为 4500℃。黑子本身并不黑，之所以看得黑是因为比起光球来，它的温度要低 1000~2000℃。小黑子大约有 1000 公里，而一个大黑子则可达 20 万公里。

太阳黑子的平均活动周期为 **11 年**，一般把太阳黑子最多的年份称为“**太阳活动峰年**”，把太阳黑子最少的年份称为“**太阳活动宁静年**”。太阳黑子的形成与太阳磁场有密切的关系，但不是磁场影响了黑子而是黑子影响了磁场。**黑子可能是太阳的核废料，黑子越多可能说明太阳越老，太阳活动剧烈。**

地面获得的探测信息显示，太阳活动强弱变化引起的太阳辐射能量变化幅度仅为 0.1%，如此微小的变化似乎不足以对气候造成太大影响。下图给出了太阳活动影响地球气候的可能途径(肖子牛, 2021)，虚线表示尚未得到验证。



4. 地球的能量收支(图片引自 [IPCC, AR6 WGI Chapter07](#))

(以 All Sky 为例描述图片)太阳到达地球大气顶的辐射为 $340 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。在天空有云的情况下，太阳短波辐射在传输的过程中，大气吸收了 $80 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，云反射了 $75 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，到达地面时辐射能量还剩 $185 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，其中地面吸收了 $160 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，剩下的 $25 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 被反射至外太空。地面通过长波辐射释放的能量为 $398 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，在云和温室气体的作用下，大气逆辐射为 $342 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。最终，向外太空耗散的辐射能量为 $239 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。可以发现，在大气顶和地面，能量收支的差

值为 $1W \cdot m^{-2}$ ，几乎是平衡的。

§3 冰冻圈与气候系统 陆面过程

1. 冰冻圈(Cryosphere)的定义

是指地球表层连续分布且具有一定厚度的负温圈层, 圈内的水体一般处于冻结状态。表现为地球表层每年至少部分时间温度在 0°C 以下(即有季节性存在)。冰冻圈主要由 4 部分组成: **积雪、冰川、海冰以及冻土**。

2. 冰冻圈之积雪

(1) 定义: 由于气温较低, 空气中的水汽直接凝华、形成由冰晶组成的六出分支的星状雪花, 有时夹杂针状或柱状晶粒, 有时很多雪花融合成团似棉絮。

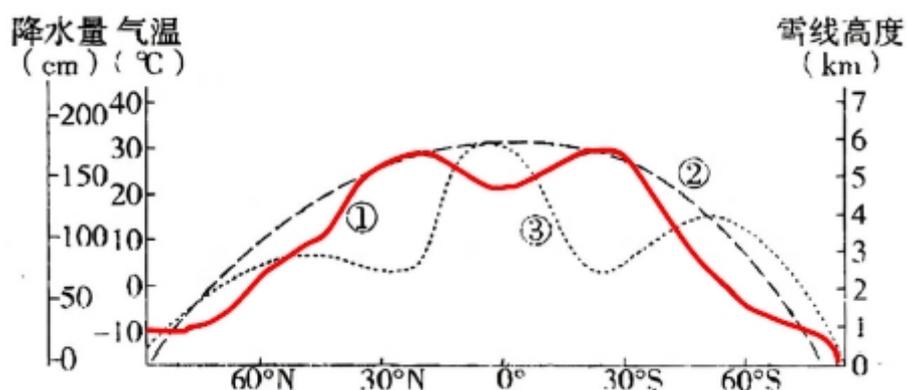
(2) 雪线(重要)

雪线是雪的年降雪量与消融量相当的平衡线, 用夏季最热月的积雪区外缘表示。

- 雪线以内为永久积雪区;
- 雪线以外到冬季积雪区外缘之间为季节性积雪区。



影响雪线的三大因子: **温度、降雪量和地形**。



上图中①(红色实线)表示雪线, ②表示气温, ③表示降水量。三条曲线反映出如下特点: 从整体上看, 雪线与气温(纬度)呈正相关, 低纬度雪线高, 高纬度

雪线低，但最高处不在赤道而在副热带地区；雪线与降水量呈现明显的负相关。

下面的分别简要概述三大因素如何影响雪线的高低。

➤ 温度

雪线的分布高度与气温成正相关，温度高时雪线也高。由于地表气温由低纬度向高纬度递减，使雪线分布高度的总趋势也由低纬度向高纬度递减。例如，雪线高度在热带非洲为 4500~5200 米，到阿尔卑斯山降至 2400~3200 米，北极圈内只有 100 米以下。

➤ 降水量

降水量越大，雪线越低；降水量越少，雪线越高。这是因为，在降雪量很少的条件下，要达到降雪量与消融量的平衡，必须有较低的年平均温度，而对于特定地区来说，气候条件是一定的，那么要实现“较低的年平均温度”就只有往高海拔走，即雪线位置必然较高。

➤ 地形

地貌因素对雪线的影响，主要表现在山势和坡向上。从山势上看，陡峻的山地，积雪易下滑，不利于积雪保存，雪线偏高；坡度较小的山地，有利于积雪沉积，雪线偏低。在海拔高度相同的山坡两侧，向阳坡接受的太阳辐射量较多，气温偏高，雪融化较快，雪线位置较高；背阳坡接受的太阳辐射量较少，气温偏低，雪线位置也较低。

地形通过影响气温和降水而间接影响雪线高度。北半球在同一山地，南坡的雪线通常比北坡高。但在喜马拉雅山，南、北坡的气温和年降水量相差极大，致使南坡雪线（4500 米）比北坡雪线（5900~6000 米）低 1400~1500 米。

积雪在中高纬度的水循环中发挥着主要作用，是径流和土壤湿度的主要水分来源，也是欧洲和北美广大地区的水分来源。

3. 冰冻圈之冰川

冰川是一种密实程度不同的固体冰雪堆积物。冰川多年积雪，经过压实、重新结晶、再冻结等成冰作用而形成的。它具有一定的形态和层次，并有可塑性，

在重力和压力下，产生塑性流动和块状滑动。约占陆地面积的 10%，占地球淡水资源的 75%。

(1) 冰进与冰退

- **冰进**：冰川舌前端的向前推移。一是降水增多引起冰川冰的积累，运动通量增加；二是温度较低，冰川舌前端的冰川冰消融减慢。
- **冰退**：冰川舌前端的向后推移，即冰川冰的补给量小于消融量。

(2) 冰川的形成条件

- 外部条件：较低的气温、丰沛的降水、合适的地形(形成雪是基础)；
- 内部因素：粒雪化过程、成冰过程、密实化过程(形成雪后的演化)。

4. 冰冻圈之海冰

由海水冻结而成的冰称为海冰。海水结冰时，是其中的水冻结，而将其中的盐分排挤出来，部分来不及流走的盐分以卤汁的形式被包围在冰晶之间的空隙里形成“盐泡”。此外，海水结冰时，还将来不及逸出的气体包围在冰晶之间，形成“气泡”。因此，海冰实际上是淡水冰晶、卤汁和气泡的混合物。

按照结冰的发展过程，海冰可分为：初生冰、尼罗冰、饼状冰、初期冰、一年冰和老年冰。按照海冰的运动状态，可以分为固定冰(与海岸、岛屿或海底冻结在一起的冰)和浮冰(由表面海水降至 -1.8°C 海水冰点以下时凝结成的、能随风和流漂移的冰，它可由大小不一、厚度各异的冰块形成，但由大陆冰川或冰架断裂后滑入海洋且高出海面 5m 以上的巨大冰体——冰山，不在其列)。

5. 冰冻圈之冻土

冻土是低温气候的产物根据冻土温度及其可持续时间可分为多年冻土(≥ 2 年)、季节性冻土(> 1 个月)和瞬间冻土(< 1 个月)。

6. 积雪对气候的影响

(1) 雪盖对大气环流的影响

- ① **反照率效应**：积雪具有较高的反射率(通常情况下 $> 40\%$ ，极端情况下可达

90%)，引起地面吸收的太阳辐射减少，产生净的冷却效应，从而改变地表的热力状况及地气之间的热量交换。

- ② **积雪水分效应**：积雪异常通过融雪对地表的水平衡产生影响，引起土壤水分及蒸发的异常，影响地气系统之间的水汽、能量交换。
- ③ **雪盖异常引起的大气异常的遥响应**：雪盖异常的局地效应，通过大气对它的响应以及大气环流的调整，对更大范围乃至对全球气候产生影响。

(2) 欧亚积雪对气候的影响

- ① 对**印度夏季风**的影响：冬春欧亚雪盖面积偏大，春季融雪偏慢，将使得印度夏季风偏弱，夏季风推进偏慢(迟迟未到陆地)，印度夏季风带来的雨量偏少。
- ② 欧亚中高纬冬季积雪面积异常与同期大气环流有密切联系。积雪面积偏大(小)，冬季 500hPa 高度场表现为正(负)欧亚遥相关型，西伯利亚反气旋加强(减弱)，东亚大槽加深(变浅)，东亚冬季风活动偏强(弱)，中国冬季气温明显偏低(高)。

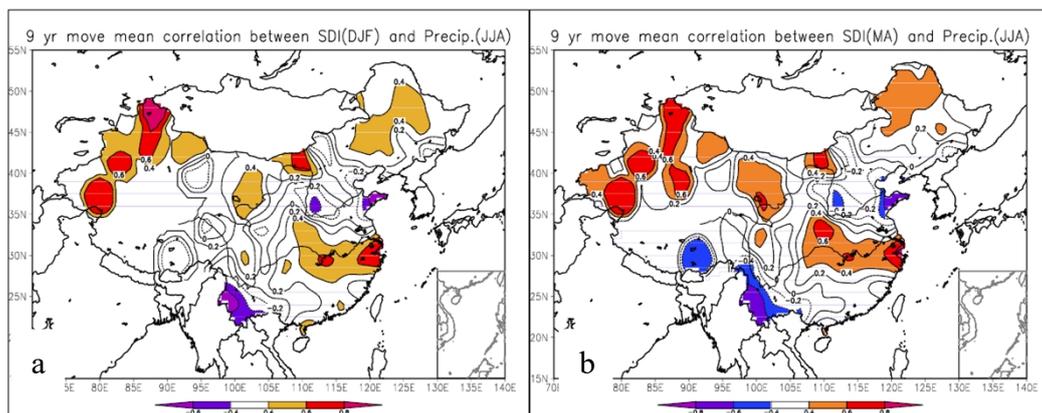
(3) 青藏高原积雪的影响

① 对东亚季风的影响机制

高原积雪多(少)→高原春夏季的感热弱(强)→感热加热引起的上升运动弱(强)→高原强(弱)环境风场不利(有利)于高原感热通量向上输送→高原上空对流层受到的加热弱(强)→高原对流层温度偏低(高)→高原南侧温度相对减弱(强)，海陆温差减小→造成亚洲夏季风弱(强)→长江流域易涝(旱)

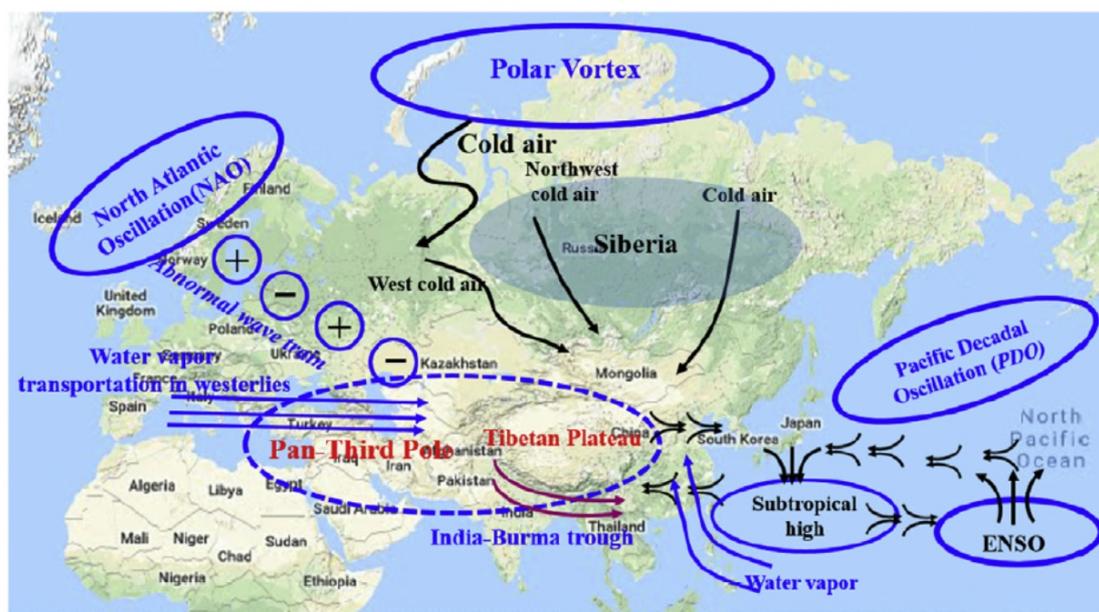
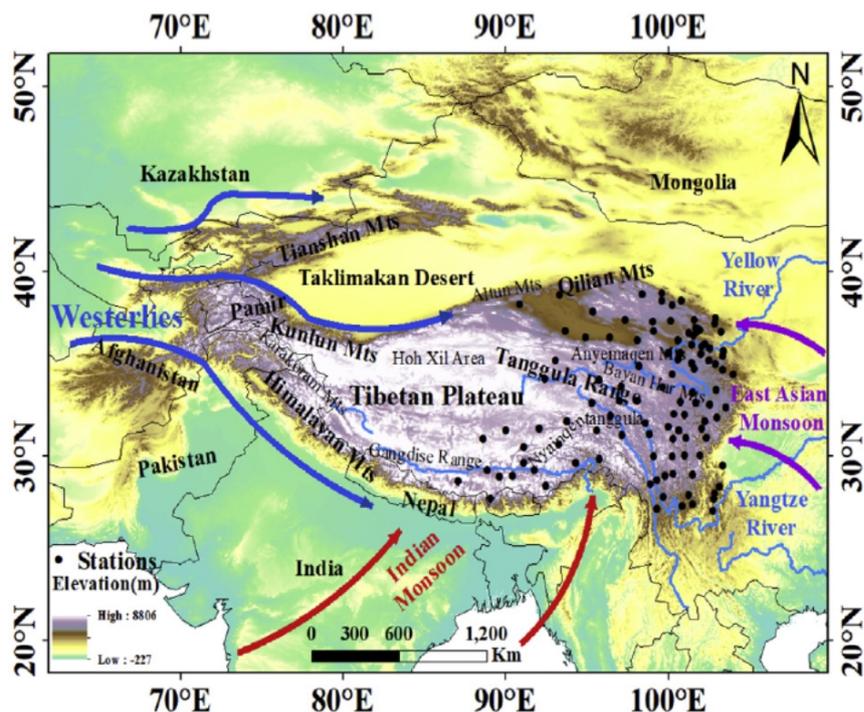
【注】这里的夏季风弱是指季风雨带的推进速度慢，从而导致我国季风在南方的停滞时间较长，引发洪涝。

② 对我国降水的影响



▲ 高原冬(图 a)、春(图 b)积雪深度指数(Snow Depths Index, SDI)与中国夏季降水的相关系数分布图, 填色表示通过了 0.01 的显著性水平检验(Yihui Ding, 2009)

上图显示了青藏高原前期冬春积雪与后续中国夏季降水的相关关系。可以看出, 冬春季的积雪深度与长江中下游流域和华南大部分地区存在广泛的正相关区域, 而负相关较弱的地区分布在华北和东北大部分地区。上述相关关系表明, 如果青藏高原冬季和春季降雪较多, 则长江流域和华南(华北)大部分地区夏季降水将随后出现偏多(偏少)的现象。



▲ 上图：青藏高原(Tibetan Plateau)的地形图、地面观测站点及其主要大气环流形势(主要有印度季风、东亚季风和西风带)；下图：环绕青藏高原和泛第三极的水汽输送和气候模式(主要有 ENSO, PDO 和 NAO)(Q. You et al, 2020b)

7. 海冰对气候的影响

永久的冰川、海冰主要集中在地球的两极。

(1) 南极海冰

南极大陆的 97% 被冰雪覆盖着，平均厚度为 1700 米，最大厚度为 4800 米，

南极大陆常年被冰雪覆盖,使得南极大陆,特别是东南极洲形成一个**穹状**的高原。

在南极周围的海洋——南大洋中,漂浮着数以万计的冰山,冰山和浮冰不同,浮冰是海水冻成的海冰,冰山却是从南极冰盖分离出来的。由于南大洋的冰山**体积大、海面温度低**,一般寿命可以维持 10 年左右才会慢慢消融。

如果南极海冰全部融化,全球洋面将升高 **65 米** 地球上的陆地面积将因此而缩小 **2000 万**平方千米。这将会给世界上人口相对稠密的低海拔地区造成巨大灾难。南极洲的冰和雪是世界上最大的淡水水库冰盖的总体积约 2450 万立方千米,占世界冰总量的 **95%**,淡水总量的 **70%**。

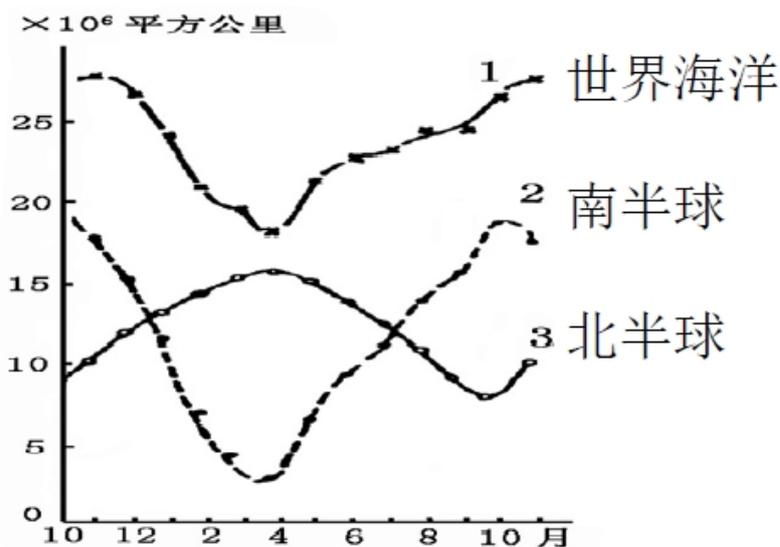
▲ 南极科考站(5个): 长城站(1985年2月20日,最早、离南极最远)、中山站(1989年1月26日)、昆仑站(2009年1月27日,离南极最近)、泰山站(2014年2月8日)、罗斯海站(在建,2018年2月7日奠基)

(2) 北极海冰

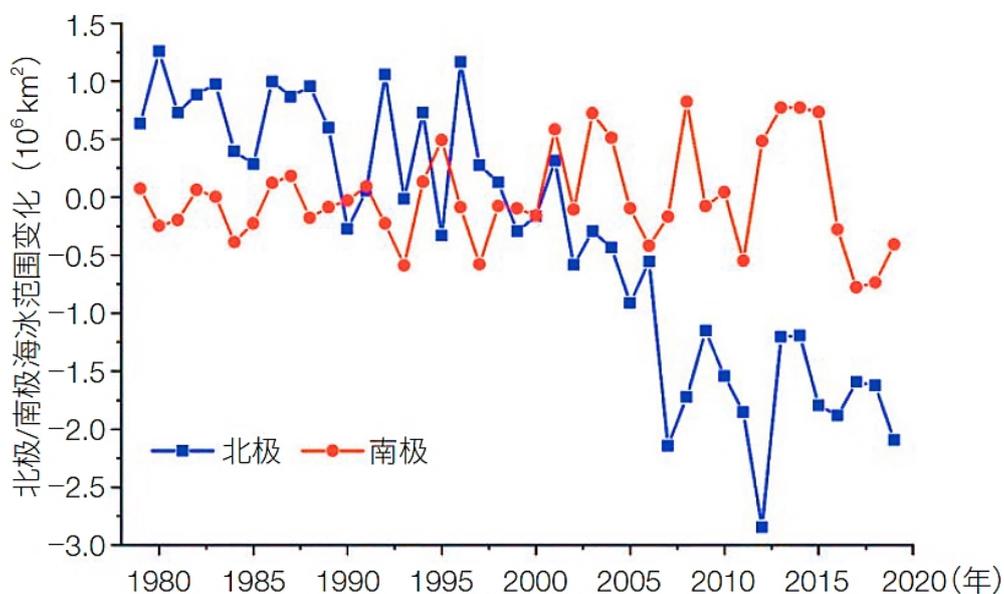
地区	夏季冰盖面积 ($\times 10^6 \text{ km}^2$)	冬季冰盖面积 ($\times 10^6 \text{ km}^2$)
北极海面区	9.3	14.2
格陵兰岛	1.7	2.0
大陆边缘及其他岛区	0.4	0.8
合计	11.4	17.0

北极的海冰主要位于三大区域: 北冰洋海面、格陵兰岛以及北极圈内的其他大陆与岛屿。其中,格陵兰岛具有北半球最大的大陆冰盖——**格林兰冰盖**,它和**南极冰盖**是地球上现存的大陆冰盖,约占全球冰川总面积的 97%、冰量的 99%。其中大陆冰盖占格陵兰岛面积的 4/5,若全部融化,全球海面将升高 **7 m**。

(3) 两极海冰的季节变化特征



- 南、北半球海冰面积变化相反；
- 南半球海冰的年变化振幅是北半球的 2 倍；
- 对世界海洋而言，海冰面积 10 月最大、3 月最小。



▲ 1979- 2019 年北极海冰和南极海冰范围的变化(相对于 1981- -2010 年平均)([秦大河等, 2020](#))

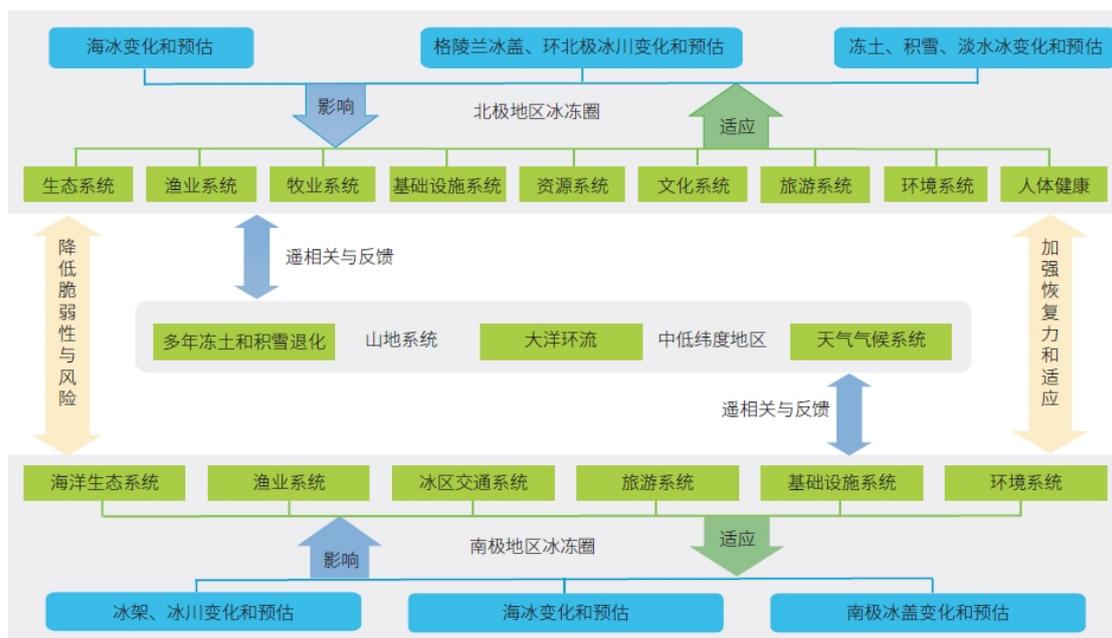
- 自 1979 年以来，北极海冰范围持续减少，呈现出显著的下降趋势；
- 南极海冰范围较稳定，甚至还呈现出较小的上升趋势。并且在 20 世纪后其年际循环的振幅变大，表明其对气候的响应也越剧烈。

(4) 海冰的气候影响

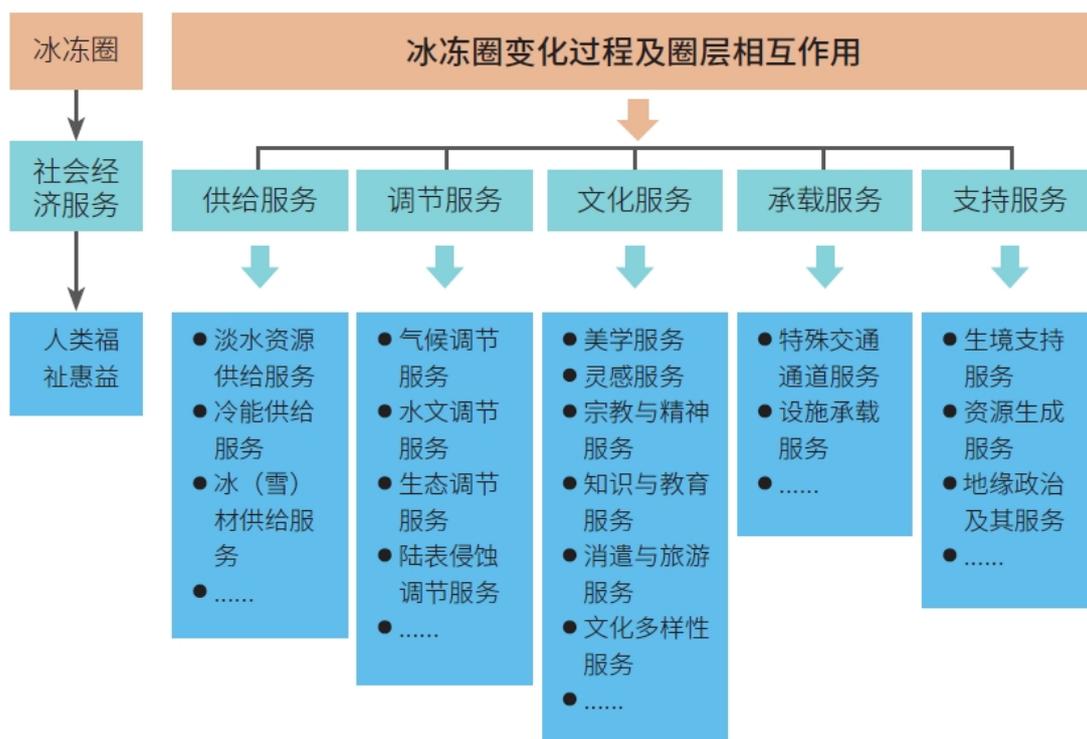
- 海冰的**高反射率**减少了下垫面接收的太阳辐射,使两极地区的热量损失增加,进而通过大气变冷增强了经向温度梯度和纬向环流;
- 海冰是**隔热层**,阻碍了海洋、大气和陆地之间的热量交换;
- 海水结冰时盐析出会增加海洋上层盐度,而海冰融化时表层海水盐度减小,因此海冰的消融**影响着海洋的层结稳定**。

8. 冰冻圈在全球变化中的作用

- (1) **冰冻圈对海平面波动的影响和响应**。一方面,局地地区的净重力场、地区负载的增加导致的地面缓慢下沉;构造和均衡作用导致海平面相对变化;气候变暖将使消融的冰水进入海域,或气候变冷而把部分海水变成陆冰,都会造成**全球范围的海平面波动**。另一方面,海平面上升又是冰冻圈对全球变暖做出的响应。
- (2) **冰冻圈对生态系统的影响**。由于**物种和群落的自然迁徙能力和适应速率比气候变化的速率缓慢的多**,因而在迁徙过程中许多适应能力弱的物种种群大小和生存范围也将缩小,**以致可能导致生态系统的不稳定、失衡和退化,威胁全球生物的多样性**。
- (3) **冰冻圈对大洋传输带的影响**。例如,冰冻圈退缩使大量淡水进入海洋,导致海平面急剧上升,使世界沿海地区和地势较低的岛屿处于危险之中;同时,还会相应改变大洋的盐度和温度,影响大洋热盐环流过程,进而改变全球水循环过程,包括大洋输送带和洋流强度等。



▲ 全球冰冻圈的变化—影响—适应框架



▲ 冰冻圈服务框架

9. 陆面过程的基本概念

(1) 陆面过程的定义

指发生在陆地表面的热力、动力、水文以及生物物理、生物化学等一系列复杂过程，以及这些过程与大气的相互作用，又称为“陆-气相互作用”。陆面过程

主要涉及陆面物理过程、陆面生物化学过程和陆面生态过程。

陆面过程研究的主要内容是，围绕陆面与大气在不同时空尺度的相互作用，研究发生在陆地表面的各种物理过程、生化过程、生态过程及其与大气、气候之间的各种反馈机制。对于短期气候变化及其预测，我们关注的重点主要集中在陆面物理过程方面。

(2) 陆面物理过程

陆面物理过程主要是指发生在陆面和陆气界面的能量平衡、水分平衡以及动量交换过程，此类过程的时间尺度通常较短。

- **热力过程(能量平衡过程)**：发生在大气、植被和土壤表面的辐射过程、土壤和植被与大气间的感热、潜热交换；
- **动量交换过程**：地面对风的摩擦、植被对风的阻挡；
- **水文过程**：降水、蒸发、植物的蒸腾、凝结、地表径流、冰雪融化等；
- **物质交换过程**：水汽、CO₂及其他化学气体和气溶胶的向上输送大气、垂悬物的沉落等等。

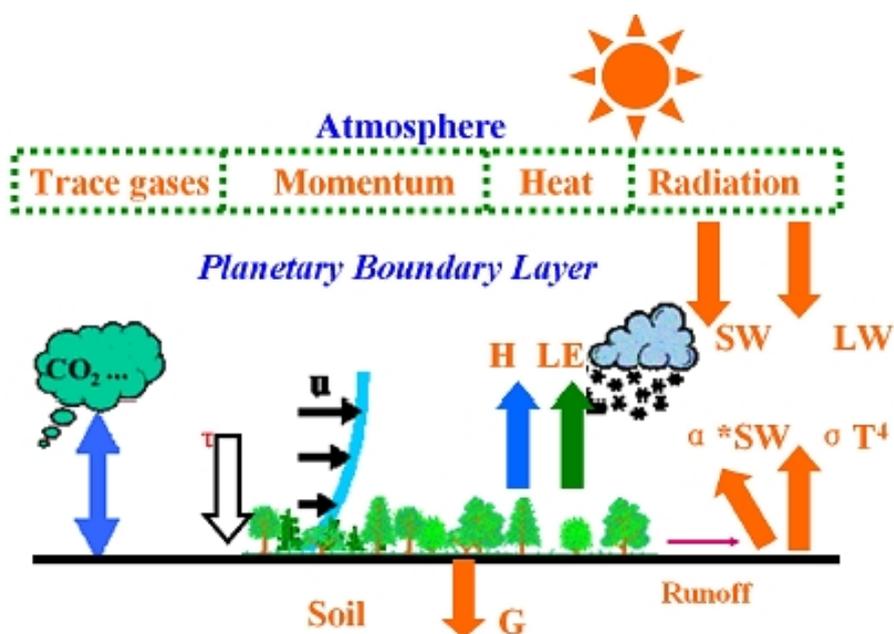
(3) 陆面生物化学过程

陆面生物化学过程是指与陆地植被或陆地生态系统中的碳同化、气孔传导、蒸腾蒸发、光合作用以及C、N等化学元素循环转化有关的时间尺度较长的过程。

(4) 陆面生态过程

陆面生态过程指月至年际时间尺度上陆地生态系统的演变及其与气候之间的相互作用过程，包含了植被的生长、演替以及各种扰动(火灾、虫灾、土地利用等)过程对陆地生态系统的影响，同时还考虑植被与土壤之间C、N等营养物质的交换过程。

- ▲ 目前的**动态植被模型**，通过气候强迫及物理生化过程耦合的作用，研究生态系统结构、组成和成分的动力变化以及生态系统的演替，真正实现了**生物圈与大气圈相互作用的动态耦合**。



▲ 陆-气相互作用示意图

10. 陆面过程的重要性

- (1) 陆面与大气存在各种时、空尺度的相互作用和动量、能量物质(水汽及 CO₂ 等)及辐射的交换过程，这种交换过程在很大程度上受陆面状况的影响；
- (2) 陆面为大气运动提供下边界条件，决定着大气动力学控制方程中的源、汇项

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla \mathbf{v} - \omega \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial p} + f \mathbf{k} \times \mathbf{v} - \nabla \Phi + (D_M)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla T + \omega \left(\frac{\kappa T}{p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right) + \frac{\bar{Q}_{rad}}{c_p} + \frac{\bar{Q}_{con}}{c_p} + (D_H)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla q - \omega \frac{\partial q}{\partial p} + E - C + (D_q)$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = -\nabla \cdot \mathbf{v}$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\frac{RT}{p}$$

与下垫面有关的源、汇项：

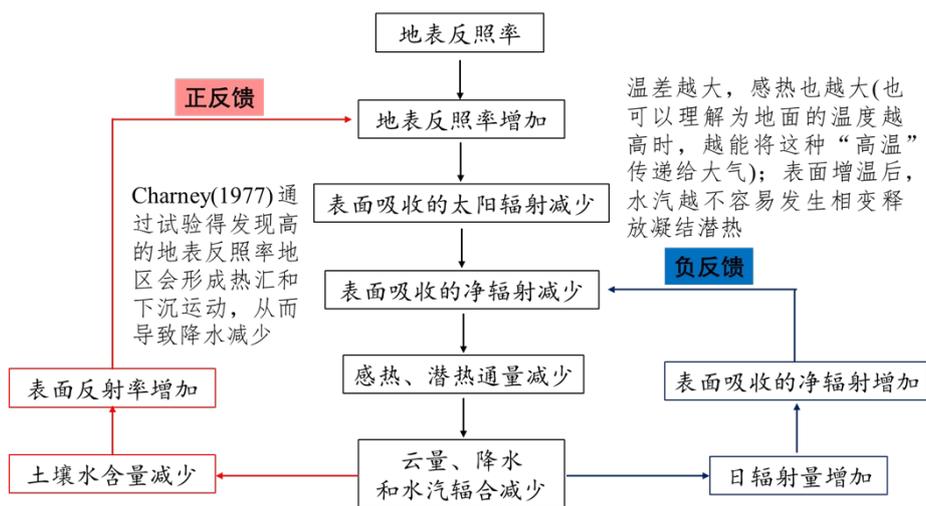
- 决定风速变化--动量方程的摩擦力项
- 决定大气温度变化--能量方程的感热项
- 决定大气温度变化方程的湍流水汽通量项

- (3) 气候系统对陆面特性的变化十分敏感，这些陆面特性包括地表反照率、土壤湿度、地表粗糙度和植被气孔阻抗等。

11. 大气环流对陆面特性的敏感性(陆面过程的气候影响)

陆面特征对大气环流影响最显著的三个因子是：地表反照率、土壤湿度与温度和地表粗糙度。

- (1) 地面反照率



图片制作：蒋斌

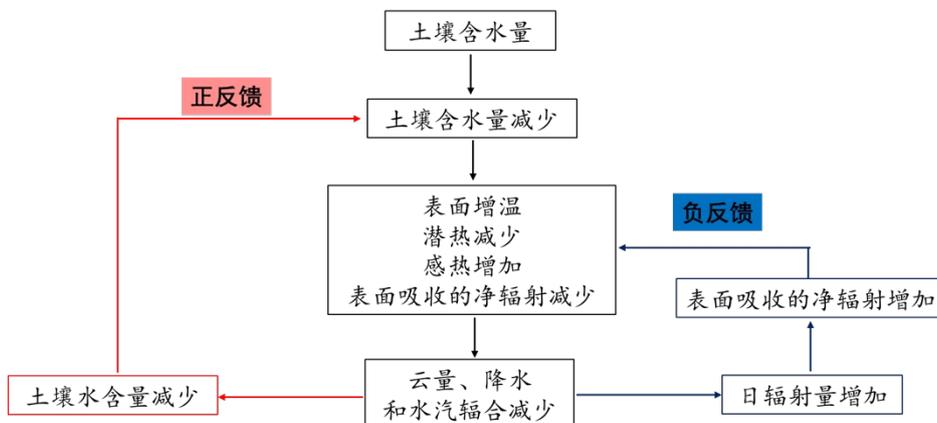
地表反照率异常变化可能引起的气候效应
根据戴永久(1996)重新制作

地面状态	反射率	地面状态	反射率	地面状态	反射率
沙漠	0.24~0.28	干湿土	0.14	湿草地	0.14~0.26
干燥地带	0.1~0.2	湿黑土	0.08	新雪	0.81
湿裸地	0.08~0.09	干草地	0.15~0.25	冰面	0.69
干燥黑土	0.14	森林	0.04~0.1	湿砂地	0.09
湿灰色地面	0.1~0.12	残雪	0.46~0.7	干砂地	0.18
干灰色地面	0.25~0.3				

▲ 常见下垫面的反照率(可见光)

(2) 土壤湿度与温度

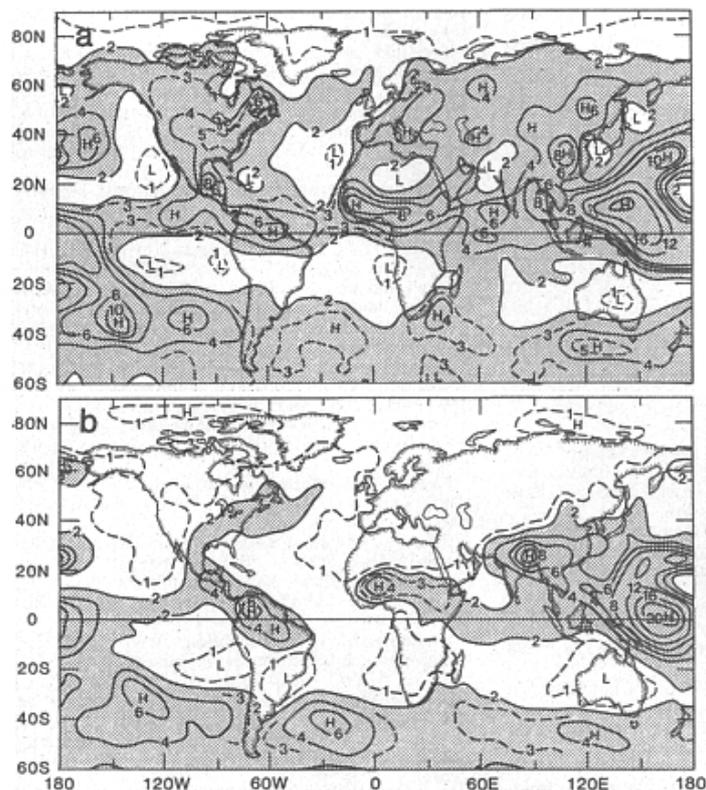
土壤湿度是气候变化的重要影响因子，土壤湿度异常通过影响地表蒸发、改变地表对大气的加热等过程对大气环流和气候产生显著影响。



图片制作：蒋斌

土壤含水量变化可能引起的气候效应
根据戴永久(1996)重新制作

据统计，就全球陆地而言，65% 的降水来自于陆地表面的蒸发。研究表明，土壤湿度对气候有很强的记忆功能，土壤湿度异常不仅对局地大气状态有极大的影响，而且影响到了全球范围的大气环流和气候。

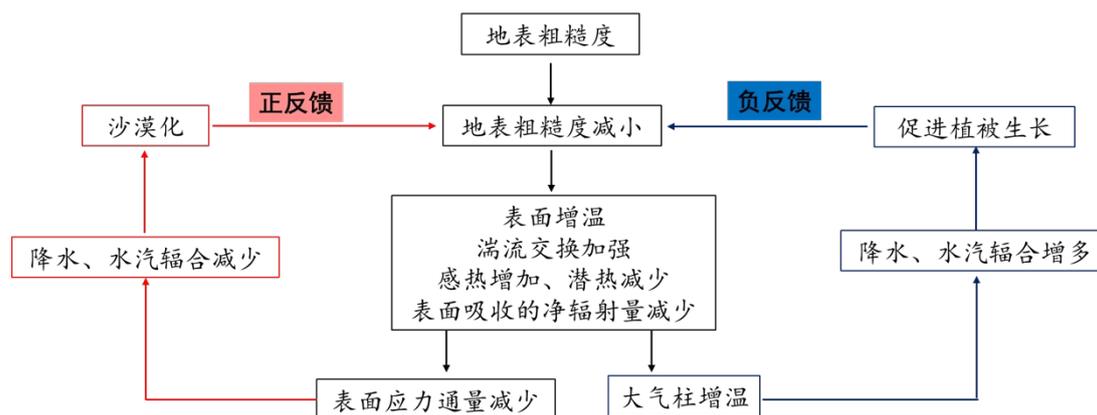


▲ 模拟的不同情况下降水率的分布: (a)湿土壤; (b)干土壤(阴影区为降水率大于 2mm/d 的区域)([Shukla, J; Mintz, Y, 1982](#))

土壤的温度可以用来衡量地表热状况的异常情况。土壤的热容量远大于空气，土壤的热状况及其变化将会对大气的陆面下边界起重要的作用。一方面，土壤温度的变化直接影响地气之间的感热通量和辐射通量，从而对气候变化起到反馈作用；另一方面，土壤温度变化引起地表热状况异常又可以改变地表的其他特性，进而产生间接影响。

(3) 地表粗糙度

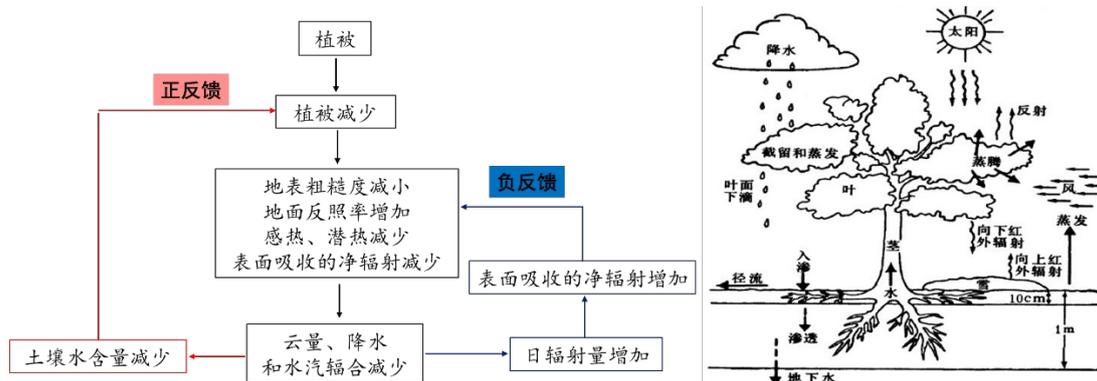
地表粗糙度是表征陆面特征的又一重要参数，它主要由陆面粗糙程度和植被覆盖高度决定。



图片制作: 蒋斌

地表粗糙度变化可能引起的气候效应
根据戴永久(1996)重新制作

实际上, 植被是控制地球表面环境的主要因素之一, 也是地球气候系统中最为重要的而可变的组成部分。植被在陆面过程中起着重要作用, 它对陆面过程的主要作用包有: 对降水和辐射拦截作用、辐射的吸收、蒸发和散热、改变土壤湿度、改变动量输送(改变地表粗糙度)以及生物通量输送等。



▲ 下垫面性质变化对局地气候影响的基本过程

- 通过影响反射率, 影响地面辐射差额
- 影响水分存储、渗透和热容量的大小, 从而影响地面温度和土壤湿度
- 影响地面与上层大气的湍流显热交换, 对气温高低产生直接影响
- 影响地面与上层大气的湍流潜热交换, 对空气湿度产生直接影响
- 影响地面粗糙度 对地面风速产生直接影响

§ 4 人类活动与气候

1. 人类活动通过改变下垫面来影响气候

通俗来讲，下垫面是指与大气下层直接接触的地球表面，包括地海陆分布、地形起伏和地表粗糙度、植被、土壤湿度、雪被面积等等。下垫面是大气的主要热源和水汽源，也是低层大气运动的边界面。不同下垫面的粗糙度、辐射平衡(反照率)、热量平衡和辐射差额等差别较大，对空气流动的影响也大不一样，所以是影响气候的重要因素之一。

(1) 下垫面植被——森林

森林林冠能大量吸收太阳入射辐射，用以促进光合作用和蒸腾作用，使其本身气温变化幅度不大。林下地表在白天因林冠的阻挡，透入太阳辐射不多，气温不会急剧升高；夜晚因有林冠的保护，有效辐射不强，所以气温不易降低。因此林内气温日、年较差比林外裸露地区小，气温的大陆性明显减弱。

森林树冠可以截留降水，树下的疏松腐殖质及枯枝落叶层可以蓄水，减少降雨后的地表径流量，因此森林可称为“绿色蓄水库”

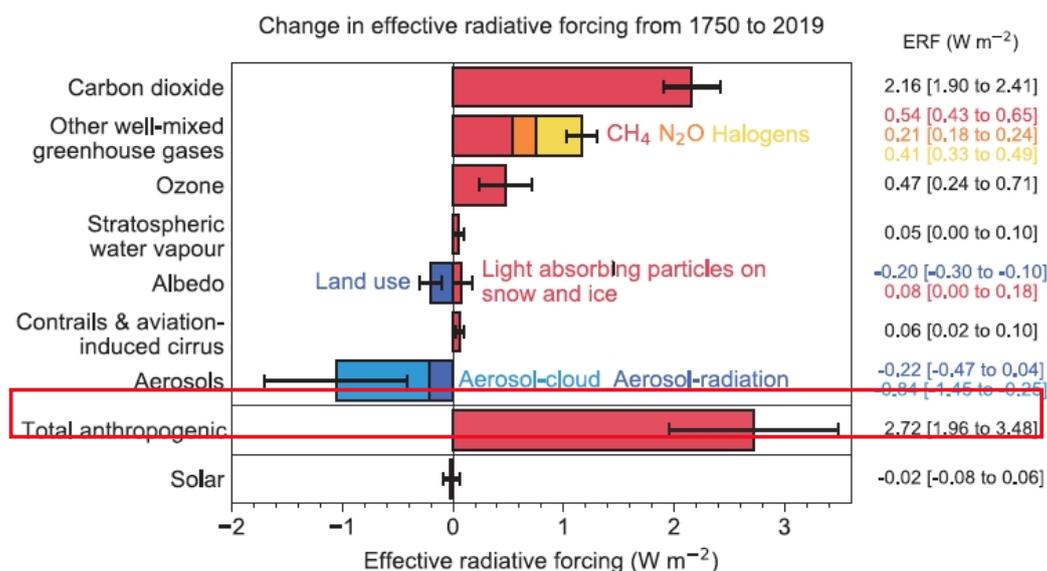
(2) 下垫面之海洋污染

- **气候影响：**排放到海洋中的废油形成油膜浮在海面上，抑制海水蒸发，使海上空气变得干燥。同时减少了海面潜热的转移，导致海水温度的日(年)变化加大，使海洋失去调节气温的作用，产生“海洋沙漠化效应”。
- **生物影响：**限制海洋植物的光合作用；污染海洋动物皮毛；干扰海洋生物进食、繁殖；通过食物链毒害海洋生物和人类等。
- **环境影响：**海面及海水中的石油烃等污染物会降低界面间的物质迁移转化率。

2. 人类活动通过影响大气组成成分影响气候

(1) 温室效应

由于全球的 CO₂ 等温室气体排放量的不断增加，导致全球平均气温不断升高的现象称为温室效应。人类活动是造成温室效应的主要原因。



▲ 不同辐射强迫因子的 ERF(置信概率为 95%)(IPCC, 2021)

① 后果

- CO₂ 等温室气体的增加使冰川加速融化。融化的雪水可使海平面上升 20~140 cm，对海岸城市会有严重的直接影响。
- 极端天气发生的频率增加，例如一些地区更加干旱，造成世界各地农作物减产和多种生物灭绝。
- 可能造成热带扩展，副热带、暖热带和寒带缩小，寒温带略有增加，草原和荒漠的面积增加，森林的面积减少。

② 措施

- **碳达峰(Peak Carbon Dioxide Emissions)**: 在某一时间点，CO₂ 排放量达到峰值而不再增长并有逐渐回落的迹象。
- **碳中和(Carbon Neutrality)**: 指企业、团体或个人，测算在一定时间内直接或间接产生的温室气体排放总量，通过植树造林、节能减排、碳封存等形式，抵消自身产生的 CO₂ 排放，实现 CO₂ “零排放”。

(2) 南极臭氧空洞

臭氧柱浓度小于 **220 DU** 的区域称为“臭氧洞”。通常情况下，南极洲上空的臭氧层空洞在每年的 8 月或 9 月出现，在 10 月达到最大值，然后慢慢消失。其成因可分为自然原因(太阳活动和大气动力过程等)和人为原因(氟利昂、含氮废

气排出所导致的大气化学过程)。大量紫外线辐射到地面, 会危害人类和其他生物的健康。

③ 酸雨

酸雨是指 PH 值小于 5.6 的雨雪或其他形式的降水。它主要是由人为的向大气中排放大量的酸性气体, 如含 S 气体、含 N 气体等。我国十几年前酸雨多发。主要是大量燃烧含硫量高的煤和各种机动车排放的尾气导致。

- 危及人体健康;
- 使河湖水酸化,影响鱼类生长繁殖,乃至大量死亡;
- 使土壤酸化, 危害森林和农作物生长;
- 腐蚀建筑物和文物古迹。

3. 城市化过程导致的局地气候效应

城市化的过程改变了下垫面的热力学、动力学特征, 影响下垫面与低层大气的对流、乱流、辐射、传导等物理过程, 进而影响能量、动量、物质的交换, 并最终对城市的温度、湿度、气流产生影响。

(1) 热岛效应(Urban Heat Island Effect)

热岛效应是指一个地区的气温高于周围地区的现象。用两个代表性测点的气温差值, 即热岛强度指数来表示。主要有城市热岛效应和青藏高原热岛效应两种。

(2) 雨岛效应(Rain Island Effect)

雨岛效应是与热岛效应相伴随的一种现象。城市中林立的高楼大厦比喻为“钢筋水泥的森林”。而随着“森林”密度不断地增加, 尤其一到盛夏, 建筑物空调、汽车尾气更加重了热量的超常排放, 使城市上空形成热气流, 热气流越积越厚, 最终导致降水形成。

(3) 干岛效应

干岛效应与热岛效应通常是相伴存在的。由于城市的主体为连片的钢筋水泥筑就的不透水下垫面, 因此, 降落地面的水分大部分都经人工铺设的管道排至他处, 形成径流迅速, 缺乏天然地面所具有的土壤和植被的吸收和保蓄能力。因而平时城市近地面的空气就难以像其他自然区域一样, 从土壤和植被的蒸发中获得

持续的水分补给。这样，城市空气中的水分偏少，湿度较低，形成孤立于周围地区的"干岛"。

§5 大气环流

1. 大气环流中物理量及其通量的分解

(1) 物理量的分解

设有物理量 $A(x, y, z, t)$ ，可以分解为对时间的平均和距平：

$$A = \bar{A} - A' \left(\bar{A} = \frac{1}{T} \int_0^T A dt \right)$$

A' 即为对时间平均的距平，或者称为时间扰动量。有 $\overline{A'} = 0$ 。同样的，物理量 A 也可以分解为空间平均(大气中一般指**纬向平均**)和偏差两部分：

$$A = [A] + A^* \left([A] = \frac{1}{L} \int_0^L A dx, [A^*] = 0 \right)$$

那么综合时间和空间的分解，则任意气象要素可以表示为

$$\begin{cases} A = \bar{A} + A' = \overline{[A] + A^*} + ([A] + A^*)' \Rightarrow \overline{[A]} + \overline{A^*} + [A]' + A^{*'} \\ A = [A] + A^* = \overline{[\bar{A} + A']} + (\bar{A} + A')^* \end{cases}$$

上述各项的物理含义为

- ① $\overline{[A]}$ ：与时间无关，表示**长期的纬圈平均值**，称为纬向平均环流。也就是我们所说的**背景场**，例如信风带；
- ② $\overline{A^*}$ ：表示**纬向扰动量的时间平均**，称为常定涡旋(Stationary Eddies)。主要反应**大气活动中心、高空平均槽脊以及季风**等特征。
- ③ $[A]'$ ：瞬时的纬圈平均对其多年平均值的偏差，也称**瞬变纬圈平均项**。就逐年、逐月平均相对多年平均而言，可反映年际和季节变化。
- ④ $A^{*'}$ ：**瞬变涡旋项**(Transient Eddies)，主要反应天气尺度系统。

(2) 物理量通量的分解

通量：大气运动所引起的某物理量的输送率。

某物理量 A 的经向通量可以用 vA 表示，则它经过时间平均后可以分解为：

$$\overline{vA} = \overline{(\bar{v} + v')(\bar{A} + A')} = \overline{\bar{v}\bar{A} + \bar{v}A' + v'\bar{A} + v'A'} = \bar{v}\bar{A} + \overline{v'A'}$$

同理，对纬圈平均后可以分解为：

$$[vA] = [v][A] + [v^*][A^*]$$

所以同时进行时间和纬圈平均后有

$$\begin{aligned} \overline{[vA]} &= \overline{([\overline{v}] + \overline{v'} + \overline{v''})([\overline{A}] + \overline{A'} + \overline{A''})} \\ &= \overline{[\overline{v}][\overline{A}] + [\overline{v}]\overline{A'} + [\overline{v}]\overline{A''} + \overline{v'}[\overline{A}] + \overline{v'}\overline{A'} + \overline{v'}\overline{A''} + \overline{v''}[\overline{A}] + \overline{v''}\overline{A'} + \overline{v''}\overline{A''}} \\ &= \overline{[\overline{v}][\overline{A}] + [\overline{v}]\overline{A'} + [\overline{v'}\overline{A'}] + \overline{v'}[\overline{A}] + \overline{v''}[\overline{A}] + \overline{v''}\overline{A'} + \overline{v''}\overline{A''}} \\ &= \overline{[\overline{v}][\overline{A}] + [\overline{v'}\overline{A'}] + \overline{v'}[\overline{A}] + \overline{v''}\overline{A'}} \end{aligned}$$

各项表示的含义为：

- ① $\overline{[\overline{v}][\overline{A}]}$ ：平均经向环流通量(反映平均经圈环流的输送作用)；
- ② $\overline{[\overline{v'}\overline{A'}]}$ ：常定涡旋通量(反映大气活动中心、平均槽脊、海陆分布及地形影响)；
- ③ $\overline{[\overline{v'}][\overline{A'}]}$ ：瞬变经向环流通量；
- ④ $\overline{[\overline{v''}\overline{A''}]}$ ：瞬变涡旋通量(斜压不稳定作用)。

将 $\overline{[\overline{v''}\overline{A''}]}$ 和 $\overline{[\overline{v'}][\overline{A'}]}$ 等价于 $\overline{[\overline{v'}\overline{A'}]}$ ，所以物理通的分解常常又记为

$$[vA] = [v][A] + [\overline{v'}\overline{A'}] + [\overline{v'}\overline{A'}]$$

计算案例：

	Station A		Station B		[u]	[v]
	u	v	u	v		
Day 1	0	-2	6	6	3	2
Day 2	2	-4	4	8	3	2
Time mean	1	-3	5	7	3	2

$$\overline{uv} = \frac{0 - 8 + 36 + 32}{4} = 15 \quad \overline{u} \overline{v} = 3 \times 2 = 6$$

	Station A		Station B	
	u*	v*	u*	v*
Day 1	-3	-4	3	4
Day 2	-1	-6	1	6
Time mean	-2	-5	2	5

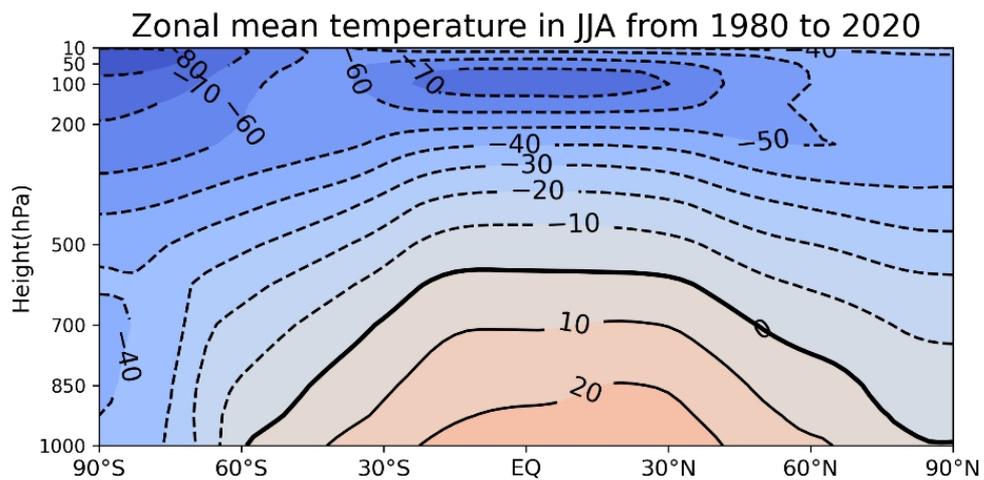
$$\therefore \overline{u^* v^*} = \frac{10 + 10}{2} = 10$$

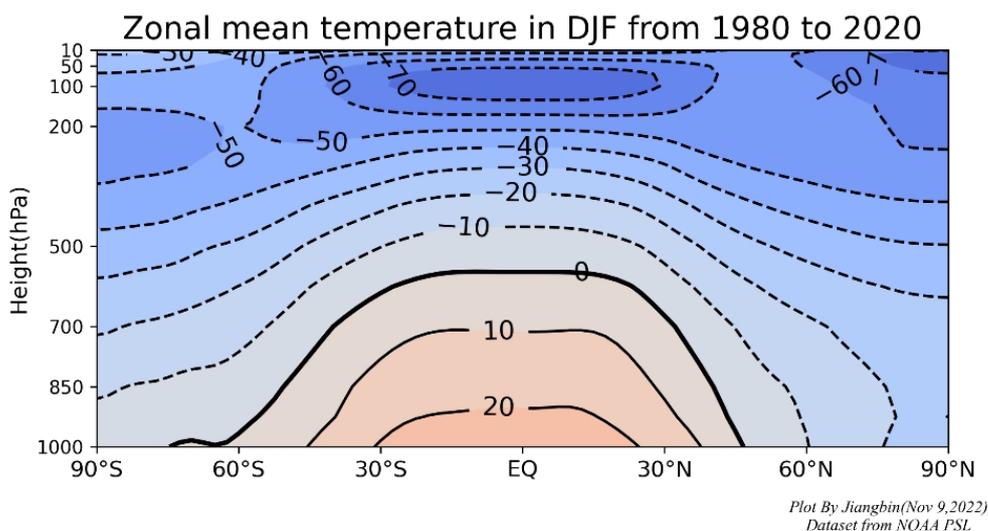
	Station A		Station B	
	u'	v'	u'	v'
Day 1	-1	1	1	-1
Day 2	1	-1	-1	1
$\overline{u'v'}$	-1		-1	

$$\therefore \overline{u'v'} = -1$$

2. 大气平均温度场

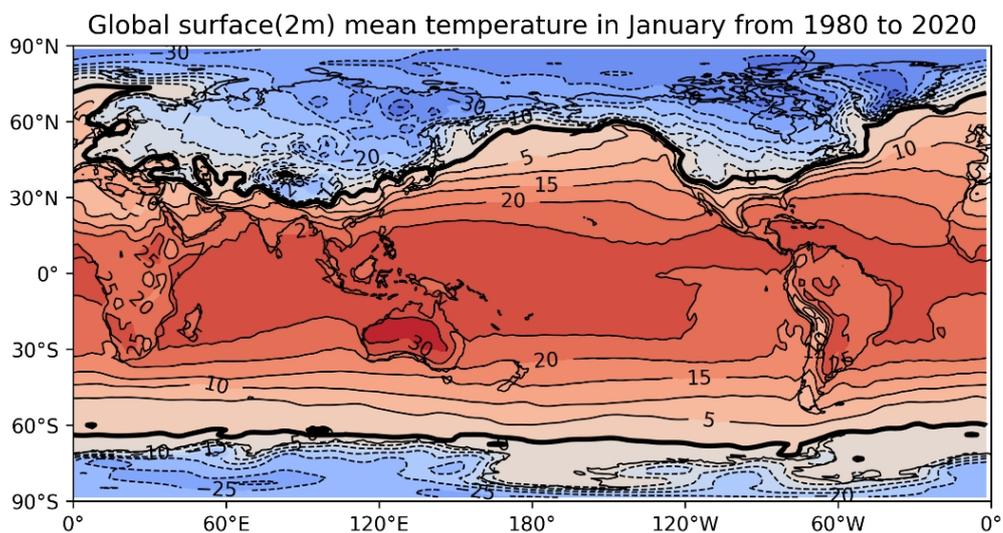
(1) 纬向平均大气温度的分布

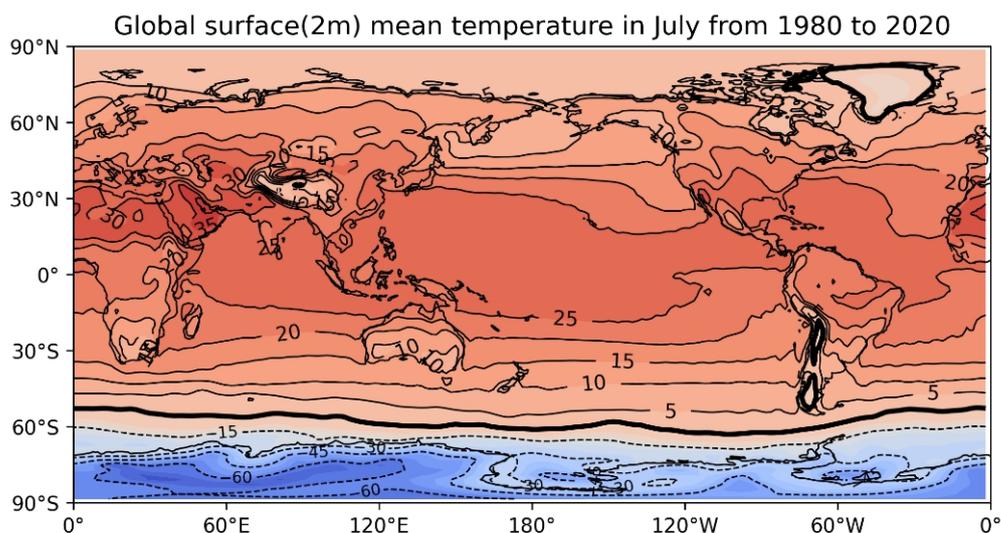




- ① 在极地平流层有明显的变化。在 JJA 期间，南极比北极冷，而在 DJF 期间，北极比南极冷(这种冷暖是相对的)；
- ② 在所有季节，赤道对流层顶附近温度存在一极小值；
- ③ 对流层的温度变化相对要小；
- ④ 中纬度存在较强的经向温度梯度，且冬季的经向温度梯度比夏季大，所以中纬度地区的斜压性很强。

(2) 平均温度的水平分布



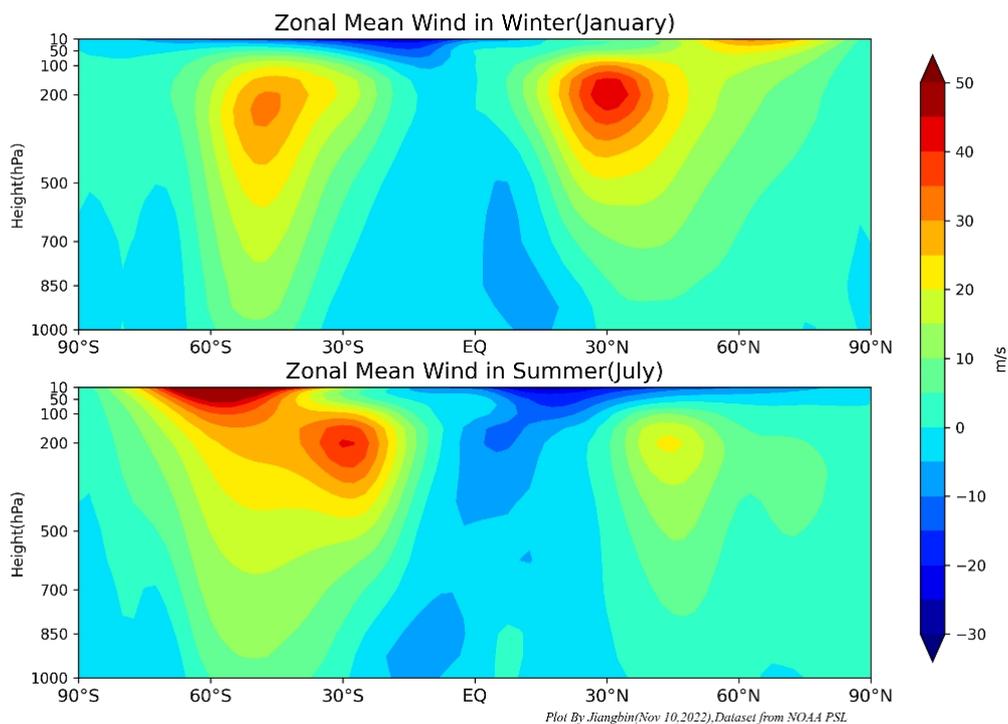


Plot By Jiangbin(Nov 10,2022)
Dataset from NOAA PSL

- ① 各半球中，最大的温度水平梯度位于南、北半球的中纬地区(等温线密集)；
- ② 海陆分布、陆地表面的特征和地表面地形对温度的分布有非常显著的影响，例如海岸线、山脉地区附近等温线的形状和很强的梯度等；
- ③ 最冷的地区在北半球冬季期间的(欧亚大陆北部)西伯利亚和格陵兰岛区域和全年中的南极洲；
- ④ 在赤道地区，温度因为太阳辐射变化不大而年变化很小。海洋腹地温度的变化也很小。因为海洋的热容量大、海洋边界层的混合作用很强，使得海洋的热惯性较大；

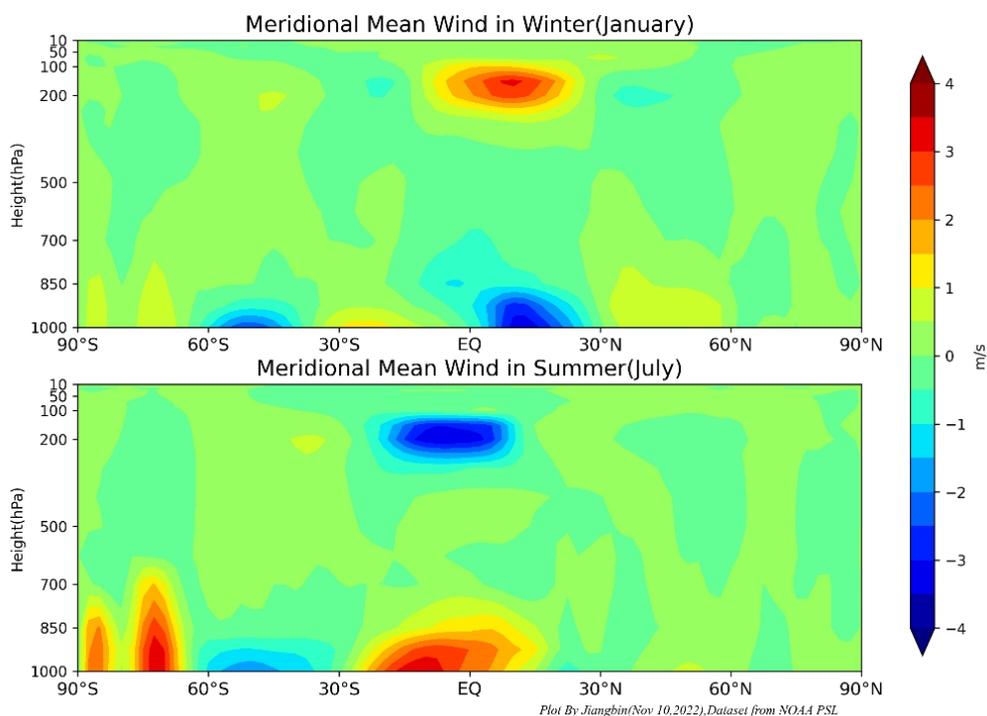
3. 大气的平均环流

(1) 平均纬向环流的经向分布—— $[\bar{u}]$



- ① 在低纬度地区，除了夏季北半球的对流层低层有小范围的弱西风外，全部为东风，且东风最大风速的重心在平流层；
- ② 低纬度的东风带，其宽度在对流层下部约占南、北各 30 个纬距，在铅直方向上，冬季东风带随高度迅速变窄，夏季则变化较小；
- ③ 中高纬度的对流层中夏季均为西风，且冬强夏弱，北半球的强度变化尤为明显，且最大风速出现在 200hPa 附近。最大风速中心在冬半球的 30° 附近，在夏半球的 40° 附近；
- ④ 整个东、西风带随季节有南北移动的特性；
- ⑤ 在极地，近地面有弱的东风。在冬半球，，从对流层顶到平流层(200hPa 以上)均为西风，出现极夜急流(冬半球出现在中纬和副极地纬度上的**最大强度在平流层顶附近**的西风急流)；在夏半球，平流层变为环绕极地的东风。

(2) 平均经向环流的经向分布



- ① 经向风的最大中心主要出现在对流层低部和上部，在对流层中层的风速比较小。例如，在北半球的冬季， 30°N 以南的对流层低层有比较强的平均偏北风，最大风速约为 3.5m/s ，同时在它的上空 $200\sim 300\text{hPa}$ 之间有明显的南风分量，最大平均风速约为 2.7m/s 。在 40°N 以北的低层平均为南风，中高层则平均为北风，但是风速都比较小，平均风速均不超过 1m/s ；
- ② 比较平均纬向风和经向风的大小，可以看出纬向风比经向风要大得多，说明大气的运动基本上是环绕地球纬圈运动的，但是也有南北向的空气交换，且冬强夏弱。

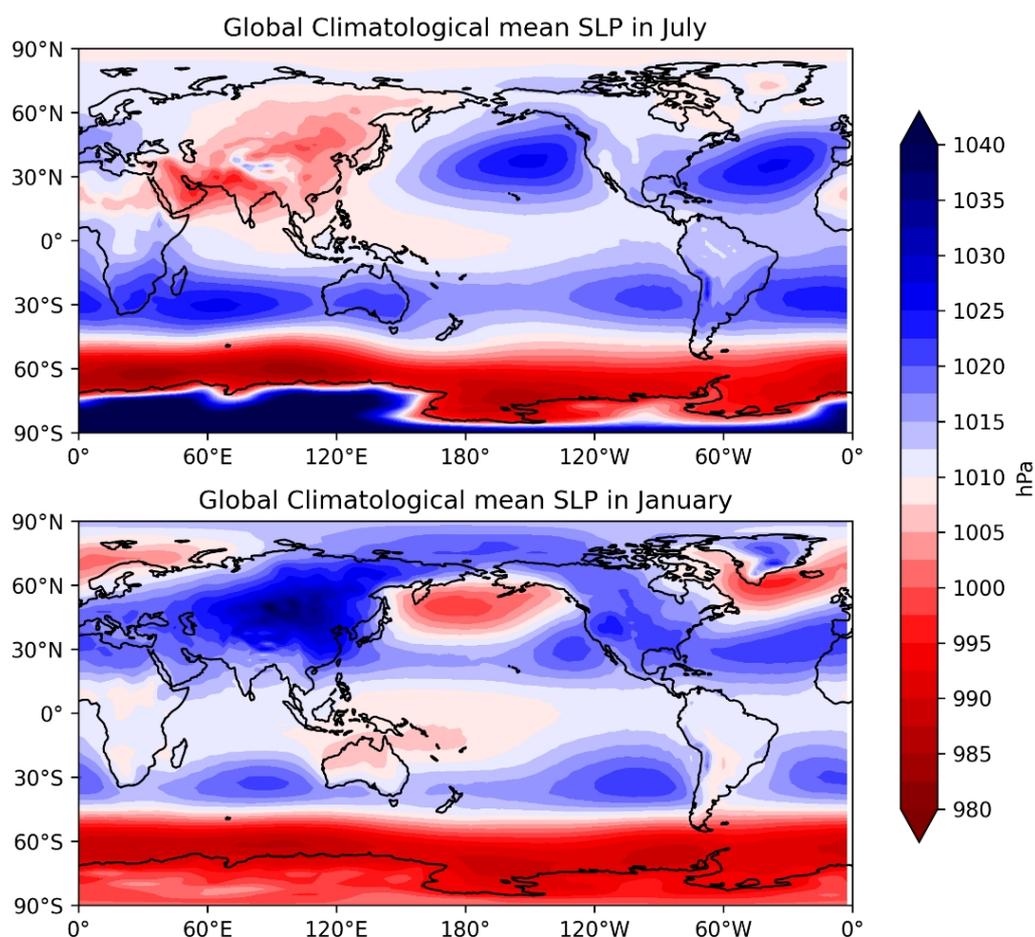
4. 平均水平环流

(1) 对流层低层的平均水平环流

海平面的高低压区称为大气活动中心。大气活动中心的产生和下垫面关系密切，海陆热力差异是其形成的主要原因。对北半球，海陆交错，大气冷热源受下垫面影响很大，因此大气活动中心随季节的变化有很大的变化。对于长年存在、强度变化不大的大气活动中心，人们称之为**永久性大气活动中心**，例如对南半球，大部分是海洋，所以大气活动中心(如南太平洋副热带高压)受季节的影响不大。

如果常年存在，但是强度随季节的变化而有所改变，那么就称为**半永久性大气活动中心**，北半球的大部分大气活动中心都是半永久性的。而对于只在冬半年或夏半年存在大气活动中心，称为**季节性大气活动中心**，例如亚洲高压。

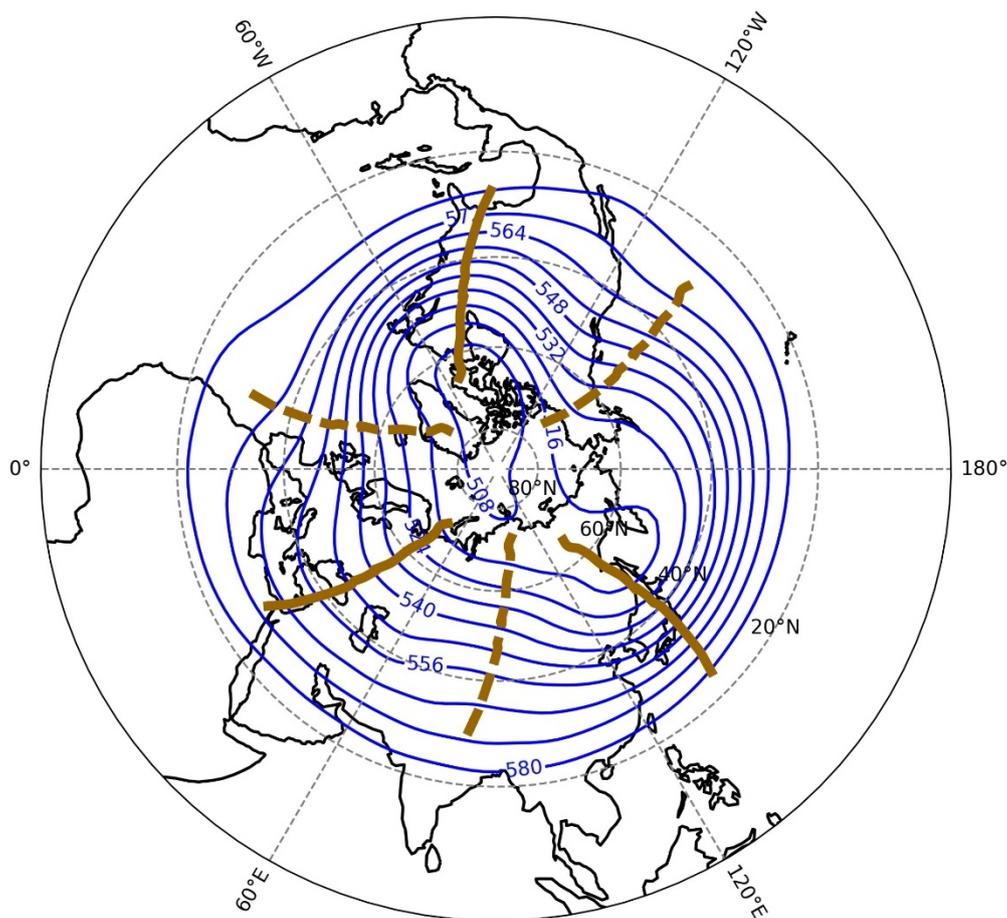
大气活动中心对**南北和海陆之间热量、水汽和动量的交换**具有促进作用，是大气环流的重要成员，它们的变化可以体现大气环流的变化。



- **南半球永久性活动中心：**南太平洋副热带高压、南大西洋副热带高压、南印度洋副热带高压、南极洲冷高压和副极地低压。
- **北半球半永久性活动中心：**冰岛低压、阿留申低压(夏季减弱，变成亚洲大陆低压的一个低槽)、太平洋副热带高压(夏威夷高压)、大西洋副热带高压(亚速尔高压)和格陵兰高压。
- **北半球季节性活动中心：**亚洲高压(亦称蒙古高压、西伯利亚高压)、亚洲热低压(又称印度低压，低压中心在印度)、北美冷高压和北美热低压

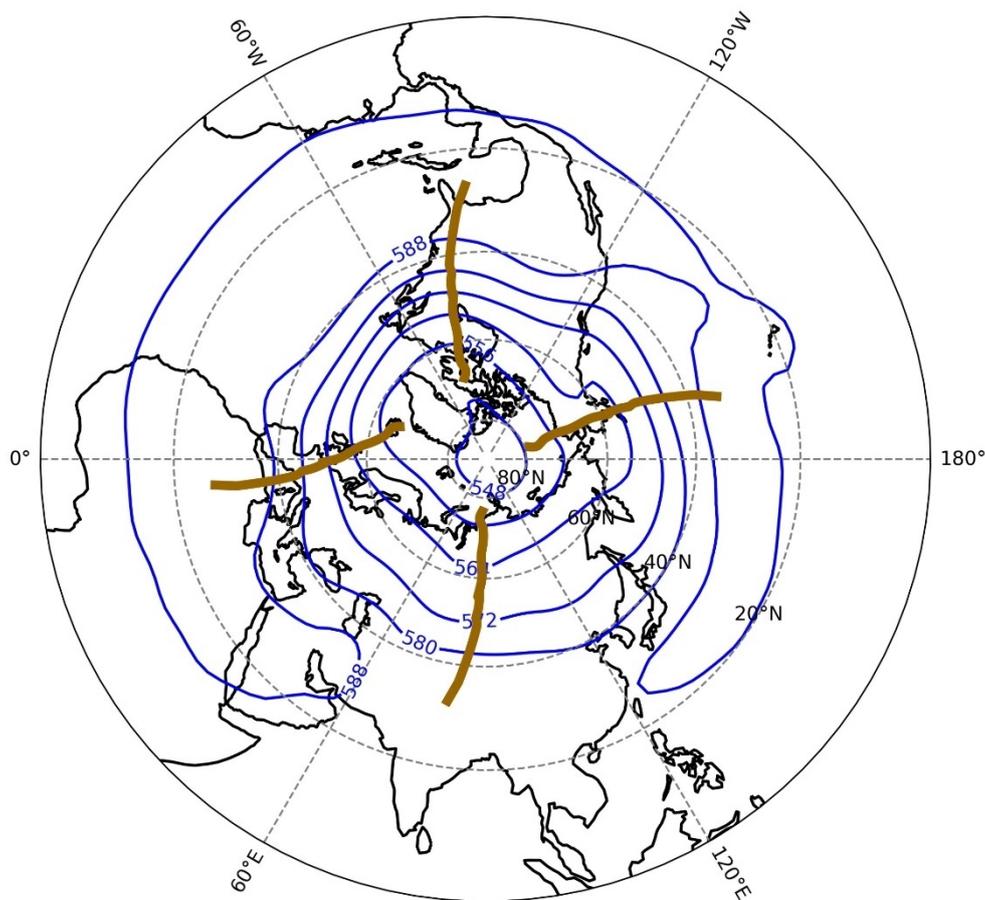
可以发现，季节性大气活动中心主要出现在陆地上，半永久性大气活动中心除格陵兰冰原上的冷高压以外均出现在海洋上。

(2) 对流层中部(500hPa)的平均水平环流——“冬三夏四”(45°~55° N)



上图为北半球1月份500hPa的平均位势高度场。其特点有：

- ① 在中高纬度具有以极涡中心地环绕纬圈的西风急流、西风带中有尺度很大的平均槽脊。且**冬季极涡为分裂成2个中心**；
- ② 中高纬西风带中的大尺度平均槽脊特点为“**三槽三脊**”，包括**东亚大槽**(由鄂霍次克海向较低纬度的日本及我国东海倾斜)、**北美大槽**(北美五大湖区向较低纬度延伸)和**欧洲东部槽**，其中欧洲东部槽最弱；
- ③ 与三个槽并列的脊的位置分别在：阿拉斯加(又叫阿拉斯加脊)、西欧沿岸和青藏高原北部。平局而言，**脊的强度比槽弱**(指振幅大小)。



上图为北半球 7 月份 500hPa 的平均位势高度场。其特点有：

- ① 极涡合并为一个，环绕极涡的西风带明显北移；
- ② 在中高纬度地区出现了四个平均的槽脊，其中槽的强度与冬季相比强度大大减弱，而脊更加不清楚；
- ③ 相对于冬季而言，平均槽位置的变化体现在：北美大槽、东亚大槽均略微东移；冬季欧洲西海岸的脊变成了槽；青藏高原北部到贝湖的脊也变成了槽。

5. 角动量交换

在自转的地球上相对于地球表面运动的空气，由于**摩擦和山脉**的作用，空气与地球之间就产生了转动力矩(即角动量)。单位质量的空气绕轴旋转的绝对角动量表达式为(角动量表示质点动量 p 对参考点 O 的动量矩)

$$M = (a+z) \cos \varphi [u + \Omega(a+z) \cos \varphi]$$

其中 u 为空气的纬向速度，西风为正，东风为负。 a 为地球半径， z 为质点距离

地表的垂直距离。 $u(a+z)\cos\varphi$ 为相对角动量(亦称 u 角动量、西风角动量),
 $\Omega(a+z)^2\cos^2\varphi$ 为地球角动量(Ω 角动量)。除纬度高于 70° 的地方外,整个地球
 上 Ω 角动量的数量级比 u 角动量大一个数量级。

在球坐标系中,纬向动量方程为

$$\frac{du}{dt} - \frac{uv \tan \varphi}{r} + \frac{uw}{r} = -\frac{1}{\rho r \cos \varphi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + f\tilde{v} - \tilde{f}w + F_\lambda$$

其中, $r = a + z$, $f = 2\Omega \sin \varphi$, $\tilde{f} = 2\Omega \cos \varphi$, 将上式两边同时乘以 $r \cos \varphi$, 得到绝对角动量方程(角动量定理: 质点系对一点或轴的角动量对时间的导数等于外力系对此点或轴的力矩)如下:

$$\frac{d}{dt} [r \cos \varphi (u + \Omega r \cos \varphi)] = r \cos \varphi \left(-\frac{1}{\rho r \cos \varphi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + F_\lambda \right)$$

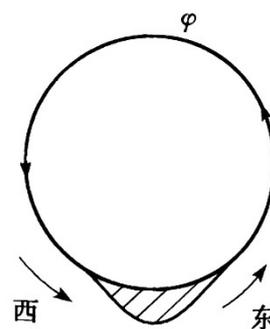
将地球和地球表面的大气看做一个整体(摩擦力和气压梯度力均是内力), 那么得到绝对角动量是守恒的。上式可以继续改写为

$$\rho \frac{dM}{dt} = -\frac{\partial p}{\partial \lambda} + \rho r \cos \varphi F_\lambda$$

该式的意义为, 单位体积气块的绝对角动量的个别变化仅取决于沿纬圈的压力差(压力矩)和摩擦力矩两个因素, 二者均产生于地表。

▲ 山脉作用对地球与大气角动量交换的影响

如右图, 设纬圈上有一山脉, 且在西风带中, 起始时刻, 沿纬圈没有气压梯度力。在西风气流下, 山的西侧迎风坡气压值比东侧背风坡处的气压值高, 气压梯度力指向东方, 气压力矩作用将是地球获得向东的角动量(正的西风角动量), 加速东转, 大气也因此损耗了西风角动量, 西风减弱。同理, 极地和热带东风带中, 山脉的气压梯度力将使地球获得向西的角动量(负的西风角动量), 减速东转, 大气得到了西风角动量而使东风减弱。



▲ 摩擦力对地球与大气角动量交换的影响

转动力矩与空气质点离开地轴的垂直距离 $(a+z)\cos\varphi$ 成正比。

- (1) **极地东风区**: 极地附近的空气质点离开地轴的垂直距离很小, 故极点的附近的转动力矩近似为 0, 可以忽略不计;
- (2) **中、高纬西风带**: 地球通过摩擦作用(摩擦力向西)给大气一个向西的转动力矩, 大气本身**损耗**了西风带角动量;
- (3) **低纬度东风带**: 地球通过摩擦作用(摩擦力向东)给大气一个向东的转动力矩, 大气本身**获得**了西风带角动量。

6. 大气内部角动量的输送

(1) 水平输送

通过某一纬圈 φ 处的整个大气垂直面(xz 面)在单位时间内向北水平输送的总角动量为

$$M_\varphi = \iint_{\sigma_{xz}} \rho v \overline{M} dx dz$$

因为大气环流考虑问题常常是长期平均, 所以上面角动量的输送进行了时间平均。容易求得沿经圈的角动量水平输送为

$$\overline{J}_\varphi = \overline{vM} = \overline{(\bar{v} + v')[(\bar{u} + u') + \Omega r \cos \varphi]} r \cos \varphi = r^2 \cos^2 \varphi \Omega \bar{v} + r \cos \varphi (\overline{u'v'} + \overline{u'v'})$$

若再考虑纬向平均, 则有

$$[\overline{J}_\varphi] = r^2 \cos^2 \varphi \Omega [\bar{v}] + r \cos \varphi ([\bar{u}][\bar{v}] + [\bar{u}^* \bar{v}^*] + [\overline{u'v'}])$$

其中

$[\bar{u}][\bar{v}]$: 表示**平均经向环流**的相对角动量输送;

$[\bar{u}^* \bar{v}^*]$: **定常扰动**的相对角动量输送;

$[\overline{u'v'}]$: **非定常扰动**的相对角动量输送。

考虑 $dx = r \cos \varphi d\lambda$, $\rho dz = -\frac{dp}{g}$, 其中 $d\lambda$ 表示经度增量(注意这里是角度增量

不是弧长增量), 代入 M_φ 的表达式中, 并利用积分中值定理, 有

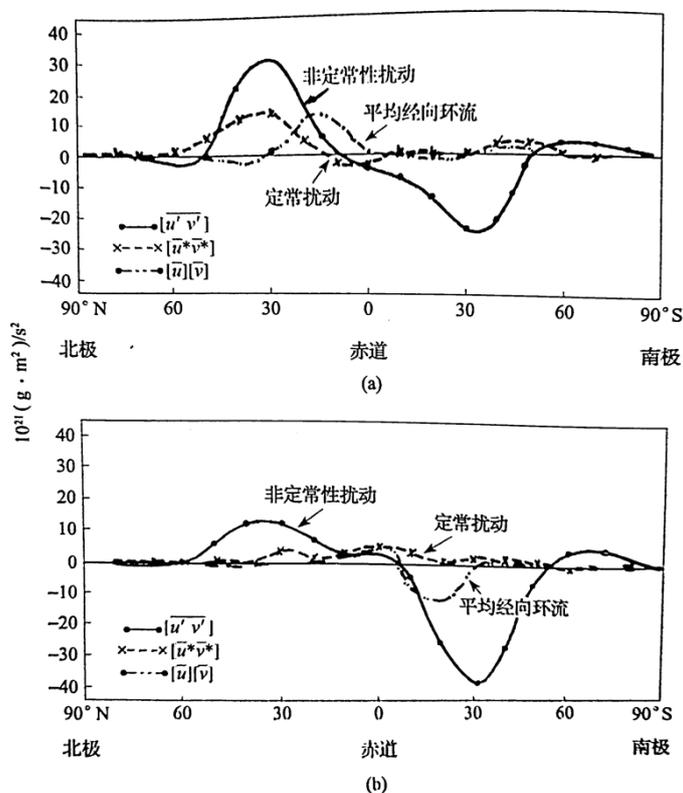
$$M_\varphi = \iint_{\sigma_{xz}} \overline{\rho v M} dx dz = \frac{r \cos \varphi}{g} \int_0^{p_0} \left\{ \int_0^{2\pi} \left[r^2 \cos^2 \varphi \Omega \bar{v} + r \cos \varphi (\bar{u} \bar{v} + \overline{u'v'}) \right] d\lambda \right\} dp$$

$$= \frac{2\pi r^2 \cos^2 \varphi}{g} \int_0^{p_0} \left\{ r \cos \varphi \Omega [\bar{v}] + ([\bar{u}][\bar{v}] + [\bar{u}^* \bar{v}^*] + [\overline{u'v'}]) \right\} dp$$

上式表明，西风角动量(u 角动量)的水平输送一共有三种方式：

- ① 平均经向环流输送：经向平均三圈环流($[\bar{v}]$ 对 $[\bar{u}]$)；
- ② 定常扰动：平均长波槽脊；
- ③ 非定常扰动：天气尺度的槽脊、(反)气旋活动等。

R.E.Newell 等(1972)分别计算了上述各项的作用，结果如下图所示。



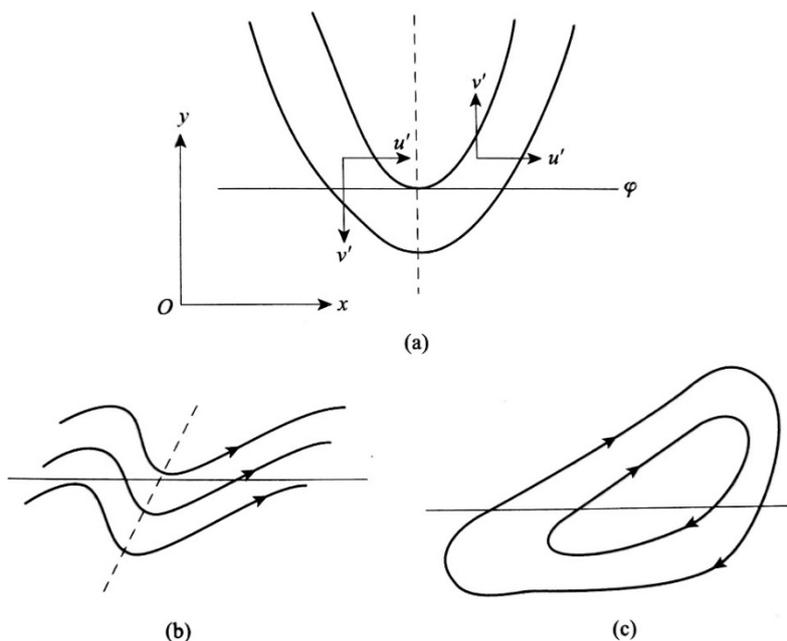
▲ 定常性扰动、平均经向环流以及非定常性扰动引起的角动量水平输送的总垂直积分值。(a)12~2月；(b)6~8月

根据计算结果，可以得到 u 角动量的水平输送特点如下：

- ① 非定常扰动对角动量水平输送远大于定常扰动和平均经向环流；
- ② 无论季节和南北半球，非定常扰动对角动量水平输送最大值出现在 30° 纬度附近；
- ③ 平均经圈环流在冬季的低纬度地区(北半球更明显)对角动量的水平输送作用比较显著，说明冬季热带低纬度地区的 Hadley 环流是相当重要的；

- ④ 北半球中高纬度地区平均经圈环流对角动量的输送方向相反，与扰动的方向也相反，体现出 Ferrel 环流的作用，尽管较弱，但仍有重要作用。

▲ 槽脊输送角动量的方式



▲ (a)对称系统；(b)倾斜槽脊；(c)倾斜的闭合系统

对称槽 { 槽前对u角动量向北输送
槽后对u角动量向南输送 } → 二者相等
无南北净输送

东北—西南向的倾斜槽 槽前比槽后的u风分量大 → u角动量向北净输送

西北—东南向的倾斜槽 槽后比槽前的u风分量大 → u角动量向南净输送

实际情况中，在中高纬地区多为东北—西南向槽脊(不代表西北—东南向槽脊没有)，所以中纬度的扰动水平输送主要是向北输送西风角动量

(2) 垂直输送

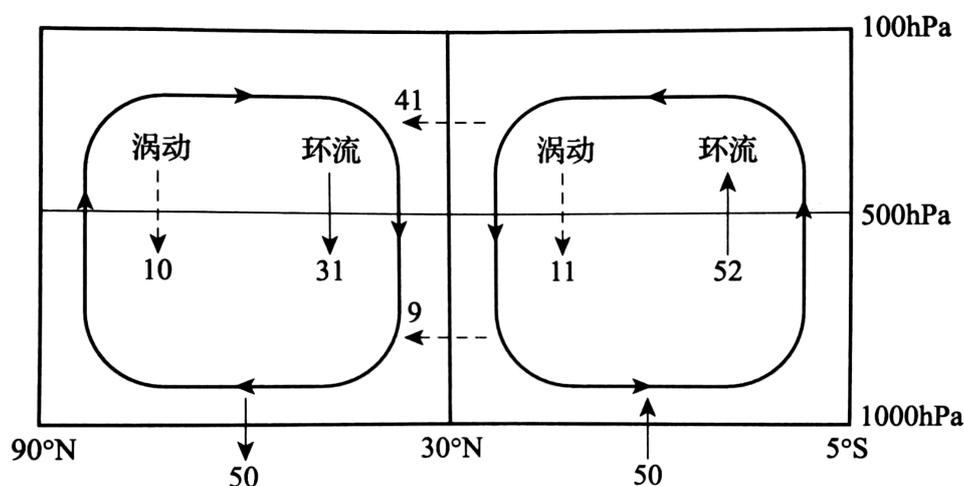
▲ 类比(1)中的方式，角动量的垂直输送时空平均为：

$$[\bar{J}_p] = [\bar{\omega}M] = r^2 \cos^2 \varphi \Omega [\bar{\omega}] + r \cos \varphi \left([\bar{u}][\bar{\omega}] + [\bar{u}^* \bar{\omega}^*] + [\bar{u}' \bar{\omega}'] \right)$$

- ① Hadley 环流有净余的 Ω 角动量向上输送，补偿了高空西风带；
- ② Ferrel 环流有净余的 Ω 角动量向下输送，补偿了低层西风带；
- ③ 平均经圈环流对角动量的垂直输送是主要的；

④ 由于高层 u 角动量大于低层 u 角动量,所以扰动的垂直运动总是向下净输送 u 角动量。

▲ Ω 角动量与纬度有关,低纬的 Ω 角动量比高纬大。Hadley 环流在低纬度把具有较大的 Ω 角动量的空气在上升气流中带到低纬度高空的西风带中,同时在副热带地区又把具有较小 Ω 角动量的空气在下沉气流中带回到低纬度东风带。其结果是有净的 Ω 角动量自低层东风带向高层的西风带输送,补偿了低纬高空的西风带。然后一些大型涡旋将这些多余的 Ω 角动量输送到中高纬度去,补偿大气在副热带地区失去的西风角动量,从而维持了副热带地区西风带的存在。



▲ 冬季北半球角动量经向通量和垂直通量收支示意图

西风带没有因为失去西风角动量而减弱、东风带没有因为获得西风角动量而减弱,东西风带长期维持的这一事实表明大气内部角动量在全球来看是守恒的,这就决定了必须同时存在角动量的水平输送和垂直输送。

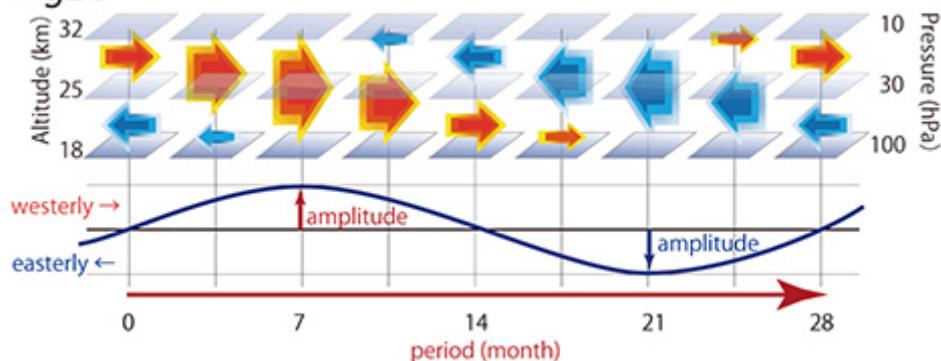
7. 平流层气候变率: 热带准两年振荡(Quasi-Biennial Oscillation, QBO)、平流层爆发性增温(季节内变化过程)、南极臭氧空洞

(1) 热带准两年振荡: 热带大气准两年振荡(QBO)主导着赤道平流层 15~50km 的风和温度的变化。东西风之间的振荡周期平均为 28 个月,故称为准两年振荡。它的振幅极大值出现在赤道上空 30hPa 处,向下和向极地方向振幅是减小的。从 50hPa 向下,振幅减小得更快,以至于在热带对流层顶平均高度(100hPa)处,已几乎见不到振荡现象。

Fig2a



Fig2b



- (2) **平流层爆发性增温**: 每年冬天, 强烈的西风会(平流层西风极夜急流)在平流层上空绕着北极转。这被称为平流层极地涡旋, 它控制着北极上空的冷空气循环。在某些年份, 极地涡旋中的风会暂时减弱, 甚至逆转为由东向西流动。冷空气随后在极地涡旋中迅速下降, 这导致平流层的温度迅速上升, 在短短几天内就高达 50°C , 这种平流层中几天之内温度突然升高 $40\sim 50^{\circ}\text{C}$ 的现象就称为平流层爆发性增温。
- (3) **南极臭氧空洞** 臭氧柱浓度小于 220 DU 的区域称为“臭氧洞”。通常情况下, 南极洲上空的臭氧层空洞在每年的 8 月或 9 月出现, 在 10 月达到最大值, 然后慢慢消失。

§6 东亚大气环流与中国气候

1. 中国气候的基本特征

(1) 季风气候显著

中国位于亚洲东部，太平洋西岸，处于最大的大陆和最大的大洋之间，强大的海陆热力差异，使季风气候相当显著。中国季风气候基本特征如下：

- ① 干湿季明显，四季分明。冬季气候干冷、风大；夏季气候湿热、多雨。
- ② 雨季开始与结束规律性明显。南方早，北方迟；东部早，西部迟。
- ③ 东部近海多雨，西部干旱少雨，南方比北方多雨。季风雨的多少及来临迟早均对农业生产产生深刻影响，甚至会引起大范围的水旱灾害。
- ④ 中国北部冬干冷、夏湿热，温度年变化与日变化比南方大。

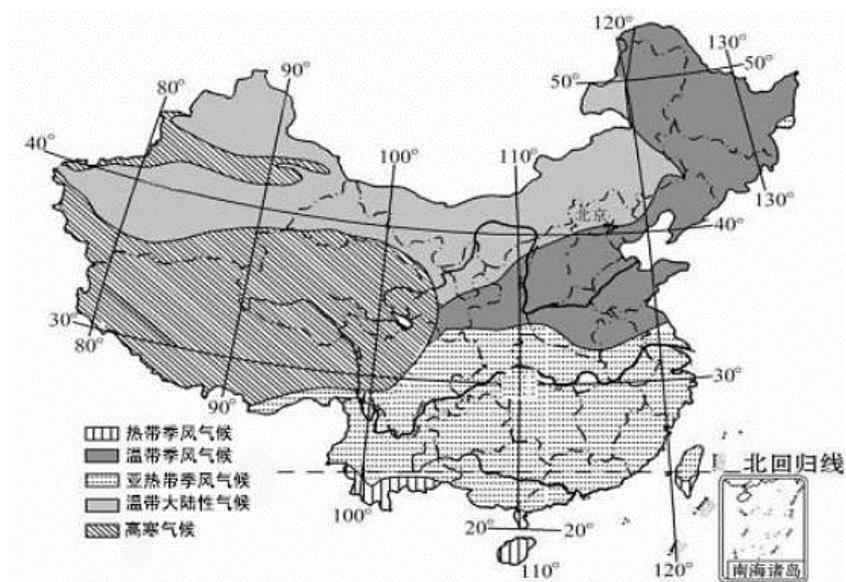
(2) 大陆性气候显著

- ① 鲜明的冬季严寒、夏季炎热的气候特征，使中国气温的年较差远高于世界同纬度地区的平均值，且高纬明显高于低纬地区；
- ② 与同纬度其他地区相比，冬季我国是世界上同纬度最冷的国家。

(3) 气候类型复杂多样

中国幅员辽阔，跨纬度较广，距海远近差距较大，加之地势高低不同，地形类型及山脉走向多样，因而气温降水的组合多种多样，形成了多种多样的气候。

- ① 从气候类型上看：东部属季风气候(又可分为亚热带季风气候、温带季风气候和热带季风气候)，西北部属温带大陆性气候，青藏高原属高寒气候。



② 从温度带划分看：把 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 持续期内，每天的且平均气温累加起来，得到的温度总和，叫做积温。积温反映了一个地方生长期内的温度高低和热量的多少，为此 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的持续期即为农作物的生长期。根据积温的多少，划分为：热带、亚热带、暖温带、中温带、寒温带和青藏高原区。



温度带	$\geq 10^{\circ}\text{C}$ 积温	生长期(天)	耕作制度	主要农作物
热带	$> 8000^{\circ}\text{C}$	365	水稻一年三熟	水稻、甘蔗、天然橡胶等
亚热带	$4500^{\circ}\text{C}\sim 8000^{\circ}\text{C}$	218-365	一年二/三熟	水稻、冬麦、棉花、油菜等
暖温带	$3400^{\circ}\sim 4500^{\circ}\text{C}$	171-218	一年一熟/两年三熟	冬麦、玉米、棉花、花生等
中温带	$1600^{\circ}\sim 3400^{\circ}\text{C}$	100-171	一年一熟	春麦、玉米、亚麻、大豆、甜菜等
寒温带	$< 1600^{\circ}\text{C}$	< 100	一年一熟	春麦、马铃薯等
青藏高原区	$< 2000^{\circ}\text{C}$ (大部分地区)	0-100	部分地区一年一熟	青稞等

③ **干湿地区划分看**：有湿润地区、半湿润地区、半干旱地区、干旱地区之分。

2. 中国气候的特征——温度

- 年际变化显著，气温的时空分布较为复杂。
- **由南往北年平均气温逐渐降低**。两广沿海地区、海南岛及台湾沿海地区，年平均气温达 $22^{\circ}\text{C}\sim 24^{\circ}\text{C}$ 东北地区北部在 0°C 或 0°C 以下。
- **自东往西进入内蒙古高原和黄土高原，地势陡升，温度骤降**。
- **西部气温分布除受纬度差异影响外，还受地形地势的显著影响**。例如，新疆气温分布的总趋势是北疆比南疆低，年平均气温的分布受地形的影响非常显著，其分布和盆地形状有关，盆地中央温度高，四周低。贵州高原大部分地区海拔达 1000m 左右，年平均气温在 15°C 上下。
- **冬季气温低，南北温差大**。我国冬季大部分地区在极地大陆气团的控制之下，寒潮活动频繁，冬季风风力强盛，把高纬度的极地寒冷气团向低纬输送；全国绝大部分地区最冷月份都出现在 1 月，反映出我国冬季大陆性季风气候的特征；冬季是世界上同纬度地区最冷的地方。
- **夏季南北温差较之冬季要小得多**。北方太阳高度角虽偏低，但白昼时间却比南方长，这部分地弥补了太阳高度角引起的热量不足；我国夏季是世界同纬度上除沙漠干旱地区以外最暖热的国家；东部季风区，温度远高于西部大陆性气候区。滨海地区受海洋直接影响，气候比内陆凉爽得多；最热月份在滨海地区多出现在 8 月，广大内陆地区几乎都在 7 月。云南高原和藏南谷地，受印度洋西南季风的影响，在雨季来临之前的 5、6 月份成为 1 年之中最热的月份。

3. 中国气候的特征——降水

- 从东南沿海向西北内陆递减。各地区差别很大，大致是沿海多于内陆，南方多于北方，山区多于平原，山地的暖湿空气迎风坡多于背风坡。(800 毫米等降水量线大致在淮河北—秦岭—青藏高原东南边缘一线；400 毫米等降水量线大致在大兴安岭—张家口—兰州—拉萨—喜马拉雅山东南端一线)
- 南方雨季开始早，结束晚，雨季长，集中在 5—10 月；北方雨季开始晚，结束早，雨季短，集中在 7、8 月。全国大部分地区夏秋多雨，冬春少雨。
- 中国降水空间分布与时间变化特征，主要是由于季风活动影响形成的。源于西太平洋热带海面的东南季风和赤道附近印度洋上的西南季风把温暖湿润的水汽吹送到中国大陆上，成为中国夏季降水的主要水汽来源。在夏季风正常活动的年份，每年 4、5 月暖湿的夏季风推进到南岭及其以南的地区。广东、广西、海南等省区进入雨季，降水量增多。6 月夏季风推进到长江中下游，秦岭—淮河以南的广大地区进入雨季。这时，江淮地区阴雨连绵，由于正是梅子黄熟时节，故称这种天气为梅雨天气。7、8 月夏季风推进到秦岭—淮河以北地区，华东、东北等地进入雨季，降水明显增多。9 月间，北方冷空气的势力增强，暖湿的夏季风在它的推动下向南后退，北方雨季结束。10 月，夏季风从中国大陆上退出，南方的雨季也随之结束。

4. 季风系统成员——副热带高压(Subtropical High)

(1) **定义：**位于副热带地区的暖性高压系统。在不同高度的天气图上，常根据某一特征线包围的区域来表示副高，例如 588dagpm(500hPa), 316dagpm(700hPa), 148dagpm(850hPa)。(dagpm 表示位势十米)

(2) 成因

① **热力因子：**高原的热岛效应——青藏高原(南亚高压)与墨西哥高压的形成；

② **动力因子**

➤ **热带哈德莱环流的作用与地转偏向力的作用，在副热带形成下沉支；**

➤ **中纬度西风带急流的动力作用(出口区右侧偏差风辐合)。**

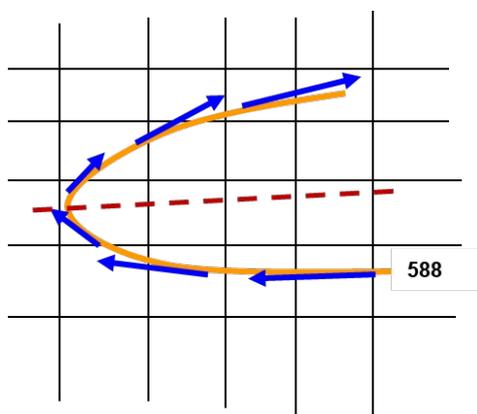
在地面图上，在副热带太平洋地区常为一高压所控制，而在西藏地区却成为低压所控制。在对流层的高层 200hPa 图上，常出现相反的情况——即太平洋地

区为低槽区，而西藏地区却为高压区。高原上空的高压和太平洋上的高压，虽然同是副热带地区的高压，但在形成过程中，前者是热力因子起主要作用，而后者则是动力因子占主要地位，因此为了严格区别起见，我们把主要出现在对流层中下层、位于大洋上的暖高压按惯例称为副热带高压，而把主要出现在对流层上层、位于高原大陆上的高压称为高原高压或大陆高压。

(3) 特征

- 海陆差异：纬向是闭合的高压单体，在海上是永久活动中心；
- 季节差异：北半球夏季强冬季弱，夏季面积大，位置偏北偏西，冬季反之；
- 垂直特征：中低层在海上强，高层陆地上强。

(4) 描述副高的指标



① 位置

- **副高脊线**：东西风分界线或西风零线，我国常用 120°E 上副高脊线所在纬度的变化来表示西太副高的南北移动。
- **副高西脊点**：是 500hPa 月平均图上 588 线最西端所在的经度，用来表示副高西伸脊点的位置

② 强度

- **面积指数**：在 500hPa 月平均图上 10°N 以北， 110°E — 180°E 范围内 588 线包含的每隔 10°E 和 5°N 相交的网格点数。
- 500hPa 高压中心最大值

③ 经向偏差(吴国雄, 2000)

在某一等压面上，如果以赤道上位势高度值为基准，求取各个纬度与它的偏差，称为经向偏差，这样则很容易将副热带高压带范围确定下来，并且两条极大

值线与纬向风零线相重合，同为副热带高压带的脊线

5. 西太平洋副热带高压(西太副高, WPSH)

(1) 定义：指位于副热带西太平洋上空对流层中下层深厚的暖性高压系统，它是一个天气-行星尺度的环流系统

(2) 西太副高的结构

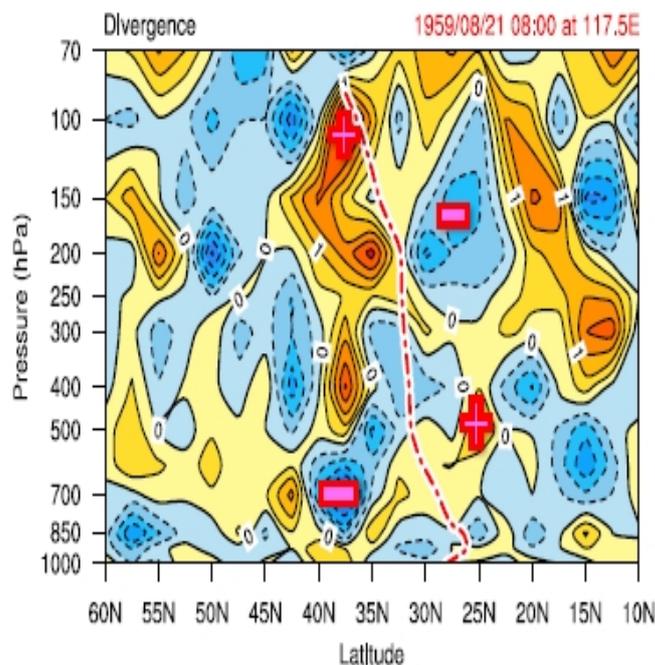
① 温度：暖中心与高压中心不完全重合；低层有逆温存在(空气下沉增温)；

② 湿度：脊区干燥。在低层，最干区位于脊南部；在中层，最干区基本与脊线重合。南北两侧有湿区，主要是水汽沿着脊的西和西南侧伸向高压北部；

③ 风场：副高脊线附近气压梯度和水平风速较小；南北两侧气压梯度和水平风速较大，有急流；

④ 涡度场：在副高区内，相对涡度在各个高度上基本都是负值；

⑤ 散度场：在高压区内，低层以辐散为主，且主要位于高压南部，北部主要为辐合区；高层北部为辐散，南部为辐合。



1959年8月21日08时沿117.5° E 剖面上的散度

红色等值线表示该经度上副高脊线

(3) 影响西太副高变动的因子

① 西风带短波槽脊的影响

影响程度决定于槽脊的强度：平直短波槽脊影响小；深槽移近副高时，副高东撤南退；强脊移近时，副高西伸北进。槽脊越强，进退周期越长。

② 与台风的关系

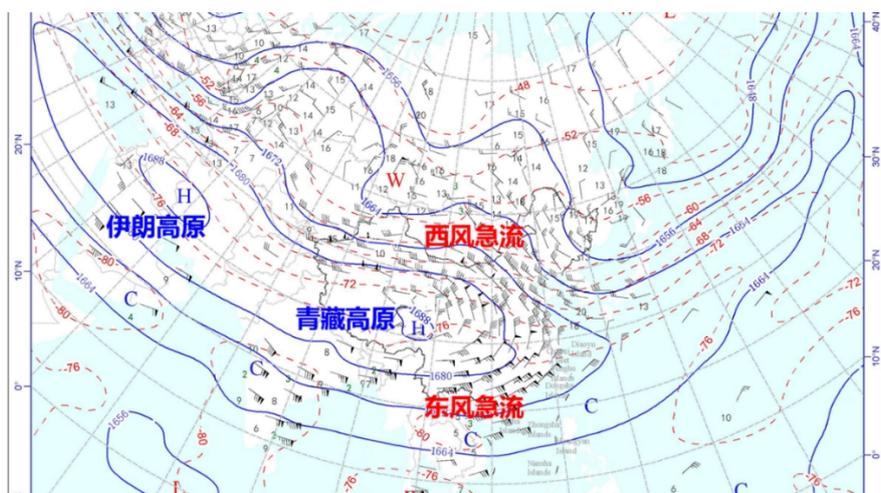
副高南侧热带气旋活动频繁。当副高呈东西带状且强度较强时，其南侧的台风将西行，且路径较稳定。一般情况下，当台风移动到副高西南时，高压脊便开始东退；在台风北行时，高压脊继续东退；当台风越过脊线后，高压脊开始西伸。另外，当副高较弱时，台风可穿越脊，使脊断裂。

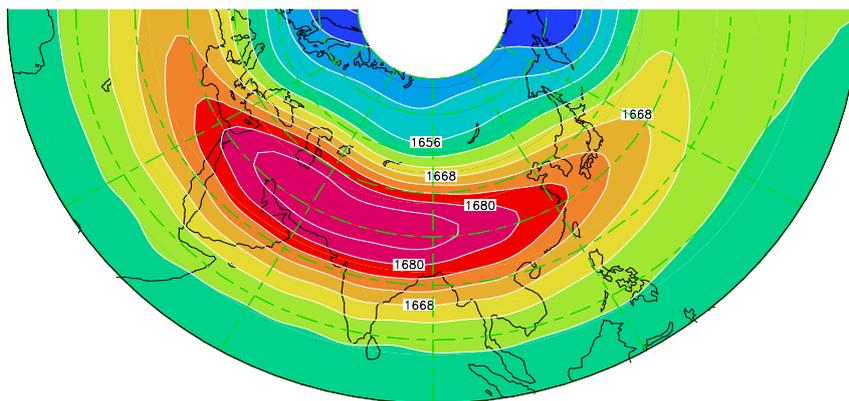
③ 长波调整与副热带高压变动

盛夏，在北半球副热带范围内流型表现为 6-7 个波，其平均波长约为 50-60 个经度，这种流型具有显著的稳定性，即如果在某段时间内副热带波数与波长不符合该特征时，长波将要调整，使波数和波长趋于平均情况。这种调整过程 3-5 天便可完成，而调整之后的流型一般可维持 10-15 天。

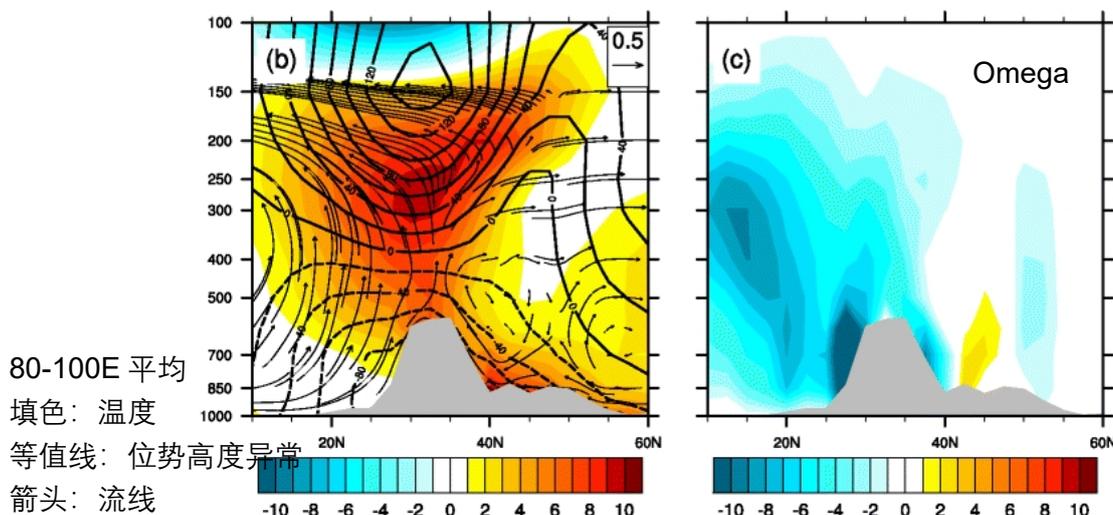
6. 南亚高压(South Asian High)

定义：在青藏高原的热力作用下，**夏季**出现在**青藏高原及其邻域**上空的**对流层上部**的大型高压系统，又称**青藏高压**或**亚洲季风高压**。它是一个行星尺度的反气旋系统，属于**超长波系统**，在 150~100hPa 达最强。



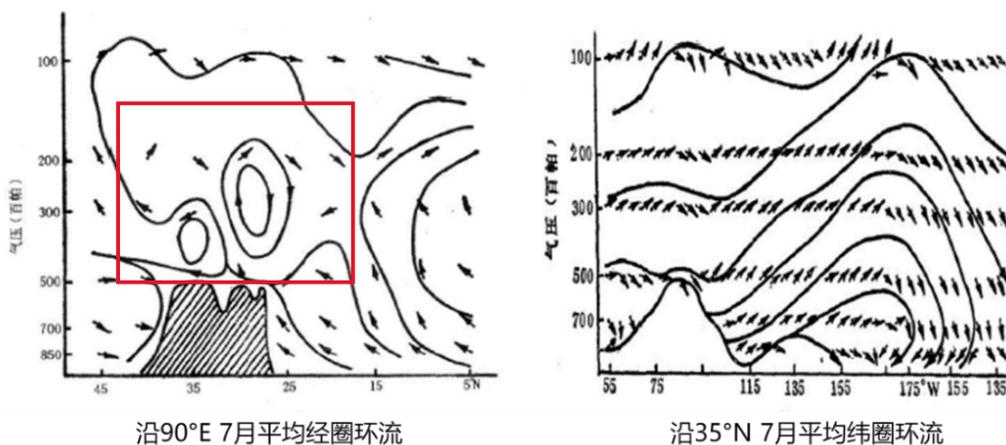


(1) 南亚高压的结构特征 7月 100hPa 的气候态位势高度



- 低层热低压，高层暖高压
- 具有湿对流不稳定特征，对流活动强

(2) 南亚高压的垂直环流

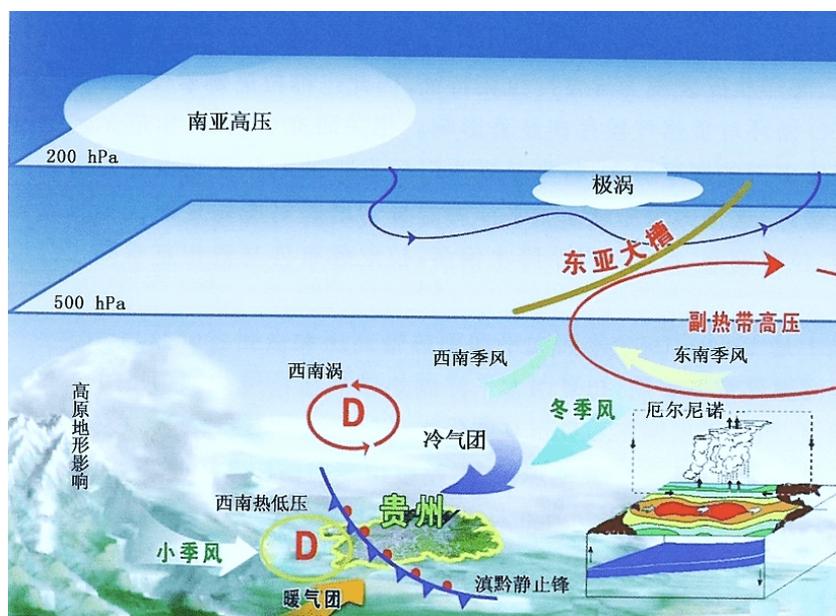


- 高原季风环流代替了 Hadley 环流，也称为反 Hadley 环流；
- 在经圈环流内高原上空叠加了两个尺度较小的环流圈，在南亚高压中心为明

显的上升气流，两侧的下沉支下抵 500hPa，这与高原的加热效应有关；

- 纬向上，高原上升而太平洋下沉，这是高原和海洋之间的热力差异引起的热力直接环流；
- 南亚高压与西太副高的比较

相同点：副热带的暖高压系统		
季节变化明显，在夏季最强		
准双周振荡		
与中国雨带关系密切		
不同点：	南亚高压	西太平洋副高
尺度：	行星尺度（超长波系统）	天气-行星尺度（长波系统）
高度：	对流层上层（100hPa）	对流层中下层（500hPa以下）
结构：	下层热低压，上层暖高压	下层暖高压，上层洋中槽
对应天气：	下层强对流，坏天气	晴好，高温天气
垂直环流：	整层上升，季风环流圈	Hadley环流的下沉支
形成因子：	热力因子为主	动力因子为主



7. 季风的定义

季风一词起源于阿拉伯语“Mausim”或马来西亚语“Monsin”，意思为季节“Season”，现在英语称“Monsoon”。

- (1) **传统定义**：季风是指近地面层冬夏盛行风向接近相反且气候特征明显不同的现象；
- (2) **广义定义**：季风是指近**三维大气环流随季节显著变化甚至相反且**气候特征明显不同的现象

对现代季风的认识，包括以下三点内涵：

- 季风是**大范围**地区的盛行风向随季节改变的现象，这里强调“大范围”是因为**小范围风向受地形影响很大**。
- 随着风向变换，控制**气团的性质**也产生转变，例如，冬季风来时空气寒冷干燥，夏季风来时空气温暖湿润。
- 随着盛行风向的转换，将带来明显的天气气候变化。因此季风区往往在夏季风来临时常高温多雨，冬季风控制下则寒冷干燥，故人们往往将季风和降雨联系在一起，认为“**季风既是风又是雨**”。明代郑和下西洋就完全借助于季风的作用。现代由于降水对农作物生产和人们的生活息息相关，目前研究季风人们更多地关注季风降雨(旱涝)而不仅仅是风。

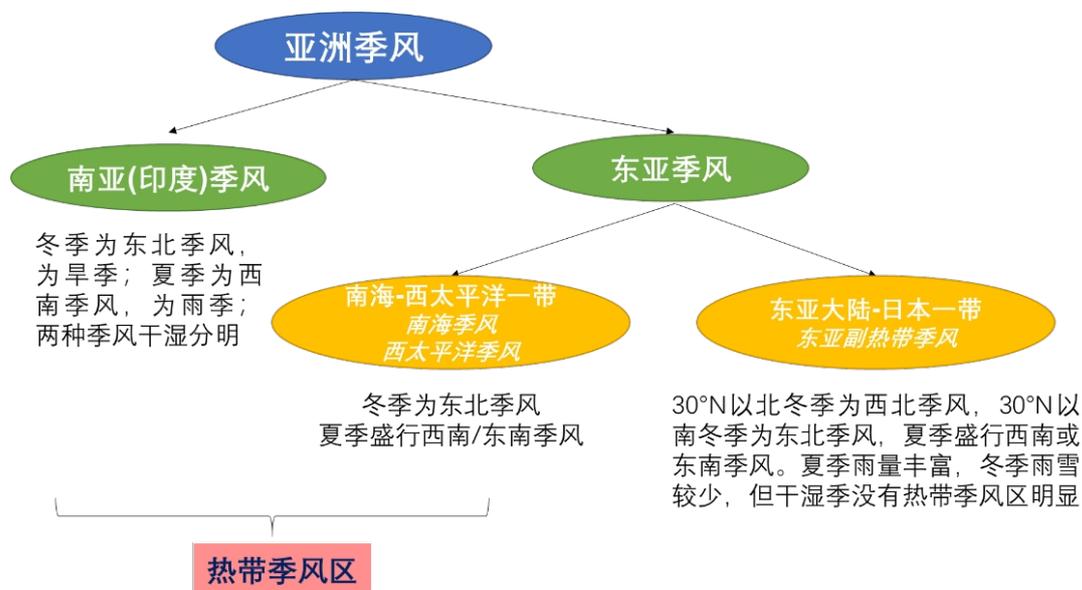
8. 季风的特点

- (1) **盛行风**向随季节变化而有很大差别，甚至相反。
 - (2) 在亚洲，冬季盛行东北或西北气流，夏季盛行西南气流。中国东部-日本盛行夏季也可受东南气流控制。
 - (3) 二种季风各有不同的源地，因而气团性质有根本的不同，冬季寒冷干燥，夏季炎热湿润。
 - (4) 造成天气现象也有本质的季节性差异。冬季干燥少雨，夏季湿润多雨，尤其多暴雨。但在热带地区只有旱季和雨季的明显对比，温度对比不明显。
- **我国季风区与非季风区的分界线**
大兴安岭-阴山-贺兰山-巴颜喀拉山-冈底斯山脉。



9. 亚洲季风的成因

➢ 亚洲季风区——全球最显著的季风区



(1) 海陆热力差异:

➢ 冬季: 大陆为冷源、海洋为热源, 低层风从大陆吹向海洋;

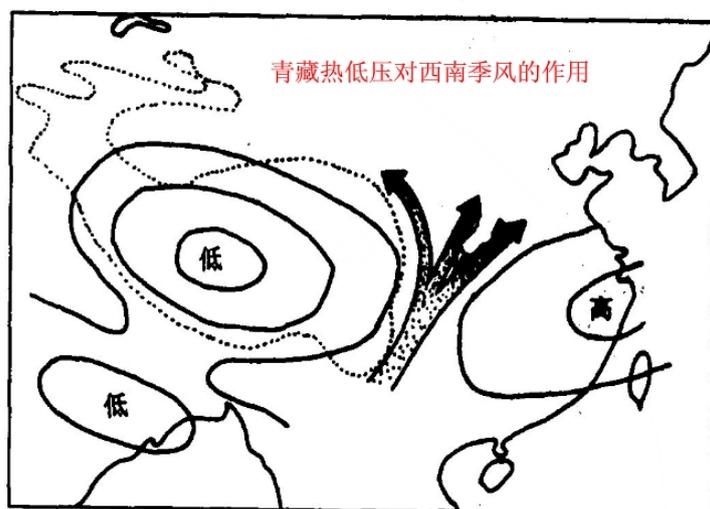
➤ 夏季：大陆为热源，海洋为冷源，低层风从海洋吹向大陆。

(2) 行星风带的季节移动(太阳辐射的经向差异、地球自转)；

行星风带是指在不计海陆分布和地形起伏的影响，而只考虑地球自转的条件下，大气低层盛行风带的总称。东半球的低纬地区，包括东非——南亚——东亚——西太平洋，海陆热机与行星风带季节变化的作用一致，建立了全球最显著的季风气候区。

(3) 高原大地形的热力、动力作用；

➤ 热力作用



冬季，青藏高原是冷源，高原低层形成冷高压，盛行反气旋式环流，其东南侧盛行偏北风，与东亚冬季风一致；夏季青藏高原是热源，高原低层形成热低压，盛行气旋式环流。与西太副高配合，不仅使其东侧的西南季风增厚，而且使夏季西南季风进一步深入到华北以至东北地区。

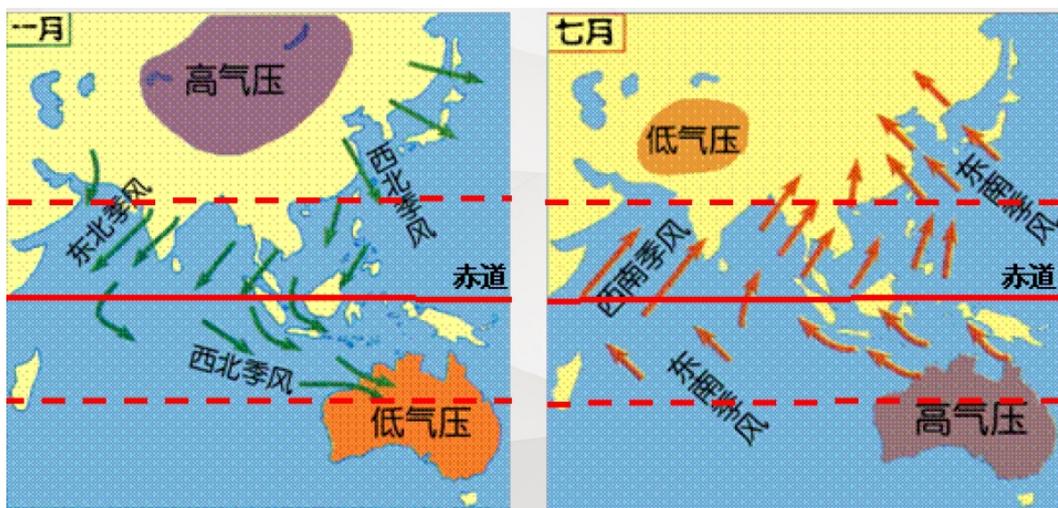
➤ 动力作用



高原的存在对高空西风带有分支作用。北支有利于西风气流在高原以东侧沿

海一带形成东亚长波槽(北支槽), 加强西北风并引导低层冷空气南下; 南支有利于西风气流在孟加拉湾处生成南支槽, 有利于印度洋的暖湿气流向东亚地区输送。南支槽活跃东移时, 有利于在我国南方冬季锋生和降水。

(4) 南北半球的相互作用——越赤道气流的作用。



季风区跨赤道的空气输送最明显, 其中北印度洋是赤道气流中最重要的通道。

海陆热力差异+行星风带季节变化——形成季风的基础

地形作用、两半球气流相互作用——加强季风

以上因素共同作用, 形成了世界上显著的亚洲季风区。

10. 寒潮(cold wave, cold surge)的基本概念与特征

(1) 定义

来自高纬度地区的寒冷空气, 在特定的天气形势下迅速加强并向中低纬度地区侵入, 造成沿途地区剧烈降温、大风和雨雪天气, 这种冷空气南侵达到一定标准的就称为寒潮。寒潮是一种大范围的天气过程, 在全国各地都可能发生, 可以引发霜冻、冻害等多种自然灾害。根据寒潮天气的影响范围, 又可以分为北方寒潮、南方寒潮和全国性寒潮。寒潮一般多发生在秋末、冬季、初春时节。

(2) 寒潮的标准(冷空气强度)

划分标准: 降温幅度、最低温度、风力强弱、影响范围

降温幅度越大, 冷空气强度越强; 最低气温主要限制冷空气活动的季节及考

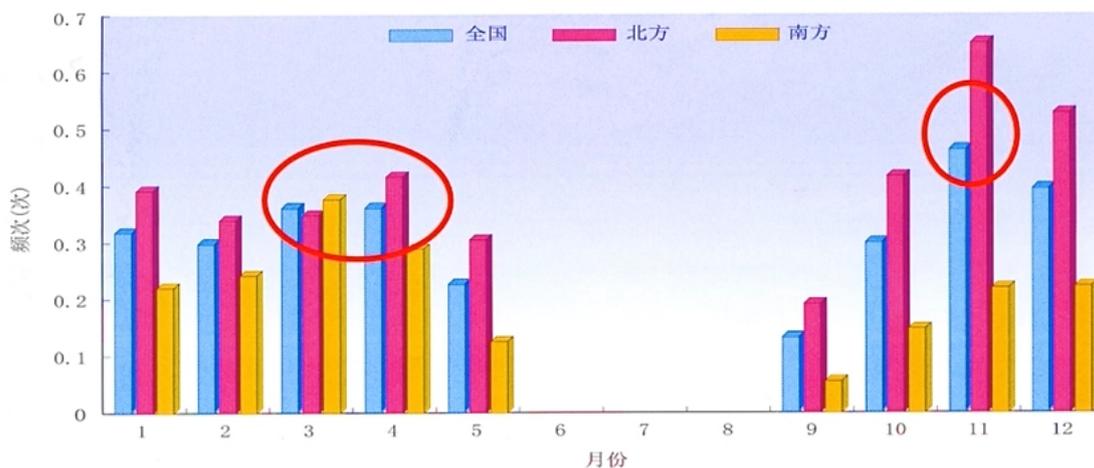
虑低温对植物灾害性；风力越大，影响范围越广，冷空气强度越强。

由中央气象台 2006 年制定的我国冷空气等级国家标准中规定寒潮的标准是：某一地区冷空气过境后，气温 24 小时内下降 8°C 以上，且最低气温下降到 4°C 以下；或 48 小时内气温下降 10°C 以上，且最低气温下降到 4°C 以下；或 72 小时内气温连续下降 12°C 以上，并且最低气温在 4°C 以下。

等级	日最低气温 24h内降幅	日最低气温 48h内降幅	日最低气温 72h内降幅	日最低气 温
寒潮	$>=8^{\circ}\text{C}$	$>=10^{\circ}\text{C}$	$>=12^{\circ}\text{C}$	$<=4^{\circ}\text{C}$
强寒潮	$>=10^{\circ}\text{C}$	$>=12^{\circ}\text{C}$	$>=14^{\circ}\text{C}$	$<=2^{\circ}\text{C}$
特强寒潮	$>=12^{\circ}\text{C}$	$>=14^{\circ}\text{C}$	$>=16^{\circ}\text{C}$	$<=0^{\circ}\text{C}$

由于我国幅员辽阔，南方和北方气候差异很大，一般而言，北方采用的寒潮标准是：24 小时降温 10°C 以上，或 48 小时降温 12°C 以上，同时最低气温低于 4°C ；南方采用的寒潮标准是：24 小时降温 8°C 以上，或 48 小时降温 10°C 以上，同时最低温度低于 5°C 。

(3) 寒潮的时间分布特征



全国、北方、南方各月寒潮过程频次 (1961-2005年平均)

- 寒潮的出现时间为**每年的 9 月-次年的 5 月**；
- 春季的 3 月和秋季的 10~11 月是寒潮和强冷空气活动最频繁的时间段；
- **冬季天气形势变化小，本身气温低，不易达到寒潮降温标准**，所以寒潮的频次也相对较低；
- 除 3 月外北方寒潮最多、全国性寒潮次之，南方寒潮最少。

11. 冷空气的源地和路径

(1) 三个主要源地：新地岛以西的洋面(40%)、新地岛以东的洋面(18%)和冰岛以南(33%)。

(2) 寒潮关键区：经统计，入侵我国的冷空气有 95%都要经过西伯利亚中部(70°~90° E, 43°~65° N)地区在那里积累加强，该地区就称为寒潮关键区。

(3) 寒潮路径

- 西北路(中路)：关键区—蒙古—河套—长江中下游—江南；
- 东路：关键区—蒙古—内蒙—东北；
- 西路：关键区—新疆—青海—西藏高原东南侧南下。

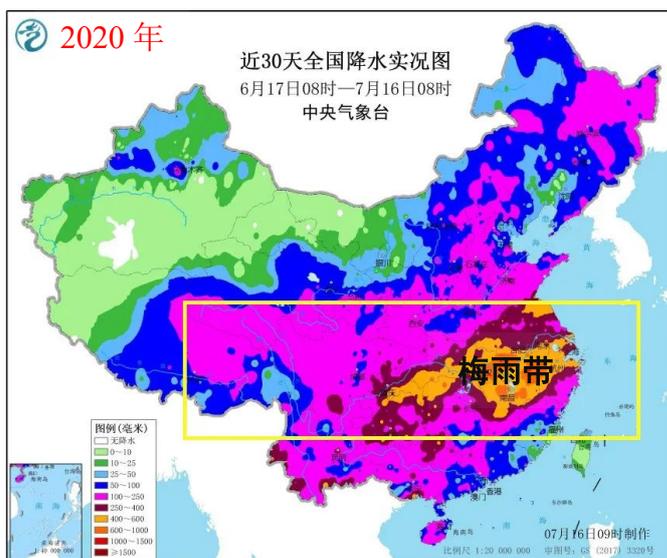
【注】来自冰岛以南洋面上的冷空气，尽管其洋面是北大西洋暖流流经的位置，但是它处于北美大槽的东侧脊前，一方面脊前的下沉气流且有利于地面冷高压的形成，另一方面引脊前的西北气流可以引导格陵兰岛的冷空气南下，从而形成冷空气源地。



- ① 新地岛以西洋面上 (影响我国的占40%)：经巴伦支海、前苏联欧洲地区，次数最多，达到寒潮强度也最多。
- ② 新地岛以东洋面上 (18%)：经喀拉海、泰梅尔半岛、前苏联；次数少，但气温低，可以达到寒潮强度。
- ③ 冰岛以南洋面上 (33%)：经欧洲南部、地中海、黑海、里海；次数多，强度弱，一般达不到寒潮强度。但如果与其他源地的冷空气汇合后也可以达到寒潮强度。

12. 梅雨

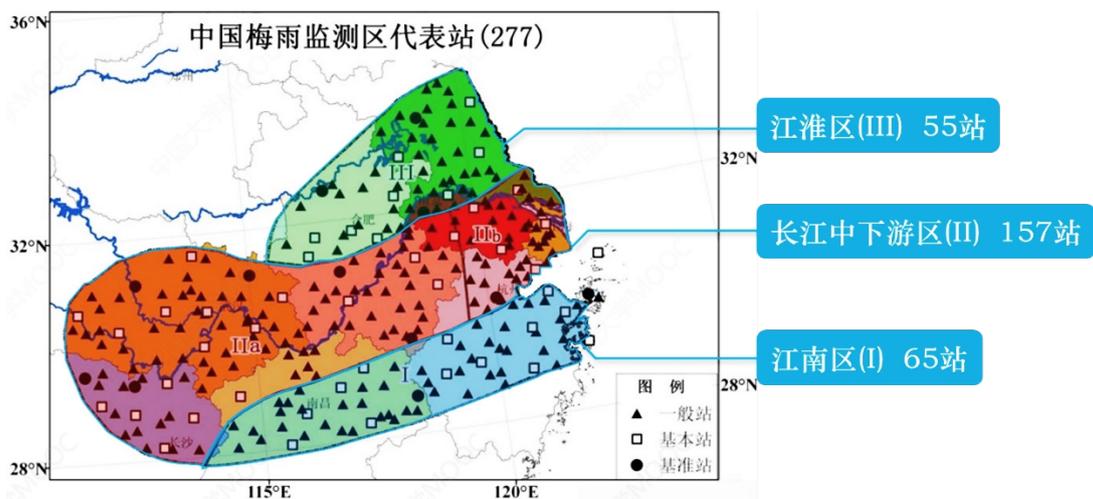
(1) 梅雨的概念



“梅雨”是指初夏时节 (6月中旬—7月上旬)，从中国江淮流域到韩国、日本一带雨期较长的连阴雨天气。在这期间暴雨、大暴雨天气过程频繁出现，降水连绵不断，多雨闷热易生霉，谓之“霉雨”。因此时正是江南梅子成熟的季节，所以又称为“梅雨”。江淮流

域常年平均梅雨量达 300 多毫米，可占年降水总量的 30%~40%。

(2) 梅雨监测区域(GB/T 33671-2017)



西起湖北宜昌，东至华东沿海，南端以南岭以北(28°N)为界，北抵淮河沿线(34°N)。

(3) 江淮梅雨的气候特征

江淮典型梅雨，一般出现于6月中旬~7月上旬，即出现在“芒种”和“夏至”两个节气内。入梅日期大多在6月6~15日、出梅日期大多在7月6~10日，平均时间为20~30天。雨量在200~400mm(占年降水量的20~30%)。一般来说，江淮梅雨还存在典型的年际变化(这种变化体现在梅雨起讫时间、梅雨期长度和降水量等方面)。

- **早梅**：入梅时间较常年早10天及以上，出现于5月的梅雨，平均开始日期为5月15日，梅雨天数平均为14天。主要特征与典型梅雨相同，但出梅后雨带南退(并非北跳)，如果雨带再次北跳，就会出现典型梅雨。
- **晚梅(迟梅)**：入梅时间较常年晚10天及以上，6月下旬以后开始。
- **丰梅、枯梅**：主要是指降水量和典型梅雨不同。丰梅时雨量充盈、雨日持续，枯梅时则雨量较小(雨量介于丰梅和空梅之间)。
- **特长梅、空梅**：主要是指梅雨期和典型梅雨不同。特长梅指的是一年中梅雨期连同5月份春雨、长达两个月以上的天气状态；而空梅指的是雨带从华南迅速越过江淮地区进入黄河流域，江淮地区不出现梅雨。
- **暴力梅**：雨量特别大，如1954和1998年长江中下游流域的“暴力梅”事件。
- **倒黄梅(二度梅)**：出梅进入盛夏已数日，长江中下游气象要素已具盛夏特征。

后又再转入具有梅雨特点的天气。一般来说，倒黄梅维持的时间不长，短则一周左右，长则十天半月。

13. 台风

(1) **定义**：发生在热带海洋上的一种具有暖心结构的强烈气旋性涡旋称为台风。

就台风对我国的影响而言，热带海洋主要指西北太平洋和南海海域。

▲ 台风是具有暖中心的低气压系统，水平分布近圆形，半径约几百公里，垂直范围可从地面伸展到对流层上部，是一种深厚的天气系统。地面中心气压低是台风的重要特征，一般当地面中心气压降低到 990 hPa 时，开始形成台风，发展较强时，可降低到 900 hPa 以下。

(2) 气候特征

- 根据 1951—1985 年的资料统计，登陆我国的台风主要集中在浙江省以南，其中在广东省沿海登陆最多，接近登陆台风总数的 40%，其次是台湾省，占 23%，海南省占 21%，居第 3 位。(中央气象台将对我国有影响的台风划分为 **编号台风和登陆台风**。具体规定即：凡出现或进入 150°E 以西范围内的，将其编号；凡编号台风中有直接在我国登陆的，在我国台湾和海南岛登陆的包括在内，都称作登陆台风)
- 对于西太平洋热带，一般全年各月都有台风出现，但以 2 月份为最少，9 月最多；夏季最多，秋季次之，冬季最少；7—9 月 3 个月的台风次数占年总次数的 60% 以上。
- 台风的多、寡与 500 hPa 的环流形势有着密切的联系。在台风多的月，中纬度呈现高指数环流的特征，即极地冷气团处于发展阶段、副高从其正常位置向北移动、赤道辐合带向北扩展。台风少的月，环流形式恰好相反。

§ 7 气候变率：年际尺度与年代际尺度

1. 涛动的定义

在一个相邻两个地区，一个地区气压上升而另一个地区的气压则下降。这种两个地区的气压此起彼伏的变化，就称为“涛动”。每个涛动系统包括两个相邻的气压变化趋势相反的大气活动中心或地区。

2. 世界三大涛动：南方涛动(SO)、北大西洋涛动(NAO)、北太平洋涛动(NPO)

(1) 南方涛动

南方涛动是指热带太平洋、印度洋之间大气质量的一种大尺度起伏振荡。主要表现为赤道太平洋东、西部的两个中心海平面气压距平呈现出的跷跷板式的上下振动的现象，这种“跷跷板”现象大约 3~7 年重现。其作用中心一个位于热带西太平洋和东印度洋，另一个位于热带东南太平洋。

SO 的强弱，一般用塔西提岛(148° 05'W, 17° 53'S)和达尔文(130° 59'E, 12° 20'S)两个观测站的海平面气压之差来表示，即南方涛动指数(SOI, $SOI = Tahiti_{SLP} - Darwin_{SLP}$)。SOI 为负数，对应 El Nino 事件；反之，SOI 为正数，则对应 La Nina 事件。

SOI 代表了东西方向上两个作用中心之间的气压梯度。当 SOI 为正，即强指数时，东西方向上气压梯度大，热带西太平洋和东印度洋的低压与东南太平洋的高压都比较强，此时南太平洋有较强的东南信风和赤道东风。反之，SOI 为负时，南太平洋东南信风减弱，赤道东风也减弱，甚至出现西风。

(2) 北大西洋涛动

北大西洋上两个大气活动中心(冰岛低压和亚速尔高压)的气压变化为明显负相关——当冰岛低压加深时，亚速尔高压加强，或冰岛低压填塞时，亚速尔高压减弱。G.沃克称这一现象为北大西洋涛动。北大西洋涛动较强时，表明两个活动中心之间的气压差大，北大西洋中纬度的西风强，为高指数环流。这时墨西哥湾暖流及拉布拉多寒流均增强，西北欧和美国东南部因受强暖洋流影响，出现暖冬；同时为寒流控制的加拿大东岸及格陵兰西岸却非常寒冷。

(3) 北太平洋涛动

北太平洋涛动是太平洋地区 SLP 场年际变化的第二模态，指北太平洋上的两个半永久性活动中心——即夏威夷高压和阿留申低压，这两个活动中心同时增强(减弱)的南北向跷跷板式现象。

3. 大气遥相关

一个区域大气环流异常与另一些区域大气环流的异常有一定关系，这种一个区域的环流异常与另外区域环流异常的相关性(相距数千千米以外两地的气候要素之间达到较高度度的相关性)就称为遥相关。

表示大气环流遥相关的主要方法是单点相关技术，即计算某一基本点的要素资料序列与其它点的资料序列之间的同时相关系数，相关系数的地理分布就给出一种不同区域的相关特点。经过严格的分析以后，确认某些相关系数分布型有着重要的意义，就定义为遥相关型。遥相关型也表示了大气低频变化的水平结构。

4. 北半球冬季的 500hPa 位势高度场上五种遥相关型：太平洋北美型(PNA)、西大西洋型(WA)、东大西洋型(EA)、欧亚型(EU)和西太平洋型(WP)。

5. 北半球夏季的遥相关型：太平洋-日本型(东亚-太平洋型)遥相关

在北半球的夏季，热带西太平洋菲律宾以东的对流活动异常可以影响到热带外远东区域的气候异常，这一过程是以大气遥相关波列的形式存在。日本学者新田于 1987 年通过定义一个云量指数，并与北半球 500hPa 位势高度场求相关，发现了这一大气遥相关波列，将其称之为“太平洋-日本型”遥相关。

6. 环状模

指存在于中高纬度大气环流中沿纬圈对称、具有半球尺度和准正压结构的、深厚的、高纬度与中纬度地区之间海平面气压 (Sea Level Pressure, SLP) 反相变化的大气遥相关现象，在南、北两个半球均存在。环状模属于大气内部变率，是可以在没有外强迫条件下自然生成的波流相互作用低频现象，其本征时间尺度为 10 天左右，具有明显的季节内、年际、年代际和多年代际等长时间尺度变

化特征。

7. 太平洋十年涛动(Pacific Decadal Oscillation, PDO)

PDO 是北太平洋年代际变化的主模态，它有两个周期段，15~25 年和 50~70 年。当 PDO 正位相发生时，阿留申低压加强，北太平洋呈现“马蹄形”型的 SST 异常，北太平洋中西部偏冷，赤道中东太平洋、北美沿岸和阿拉斯加湾偏暖。

8. ENSO

El Nino 在西班牙语中是“圣婴”之意，指赤道中东太平洋的海水异常增暖（厄瓜多尔南部和秘鲁北部沿岸海面温度异常升高）现象，是一个暖水事件；La Nina 在西班牙语中是“小女孩”的意思，指赤道太平洋东部和中部海表温度大范围持续异常变冷的现象，是一个冷水事件。

El Nino 和 La Nina 主要表现为赤道中、东太平洋 SST 的变化，通常用一些区域平均 SST 异常来刻画，称为尼诺指数(Nino Index)。

ENSO 南方涛动和 El Nino 事件的合称，包括了赤道中东太平洋的暖水事件 (El Nino)和冷水事件(La Nina)。这种冷暖状态的循环出现称为 ENSO 循环，具有 2~7 年的准周期性。

9. Walker 环流

Walker 环流是赤道海洋表面因水温的东西面差异而产生的一种纬圈热力环流。赤道附近的太平洋水温分布西高东低。在西太平洋，空气温暖而潮湿，盛行上升气流，成为对流活动极为旺盛的地区也是太平洋降水最为丰富的地区；而热带东太平洋为冷水域，使得上方的空气变冷、密度增大，盛行下沉气流，多晴朗少云天气。这样，在太平洋大气低层东部气压高，西部气压低，空气从高压区流向低压区，这与赤道地区盛行偏东风是一致的。而在高空则情况相反。由此形成一个东西向流动的大气环流就是 Walker 环流。

10. El Nino 发生时大气环流的情况

(1) 热带大气环流

- ① Walker 环流出现明显的异常, 其上升支由印度尼西亚地区东移到日界线附件;
- ② SST 的正异常使得 Walker 环流的上升支得到加强, 从而也导致 Hadley 环流的加强;
- ③ ITCZ 位置向赤道推移, 位置明显偏南;
- ④ 西太平洋副高的位置一般也偏南

(2) 中高纬度环流

El Nino 事件的发生不仅引起热带大气环流的明显异常, 而且通过对大气的遥响应, 中高纬度大气环流也将出现明显的异常。

- ⑤ Hadley 环流和 Ferrel 环流都明显偏强;
- ⑥ 在 700hPa 上, 其正负距平在太平洋和北美地区有明显的 PNA 型异常存在;
- ⑦ 中纬度地区纬向西风偏强。

11. ENSO 与西太平洋台风之间的关系

平均而言, 在 El Nino 年, 西太平洋台风数较常年偏少; 而在 La Nina 年, 西太平洋台风数较常年偏多, 并且在 El Nino(La Nina)年, 登陆我国大陆的台风数也偏少(多)。原因如下:

- (1) El Nino 期间, Walker 环流东移, 西太平洋台风源地($130\sim 160^{\circ}$ E)有异常的下沉运动, 对流活动受到抑制, 不利于台风形成;
- (2) 西太平洋台风多是从 ITCZ 中的低压或者云团发展起来的, 由于 El Nino 事件使得热带 ITCZ 位置偏南, 不利于台风发展;
- (3) 西太平洋台风的形成同西太平洋海表面温度有一定联系, 若海温低于 26.5°C , 则台风难以形成在该海域, 在 El Nino 年, 西太平洋海温表现出负距平, 对台风形成不利;
- (4) 根据台风发展的机制, 大气稳定度参数对扰动不稳定发展有重要作用, 而台风源区大气稳定度的计算表明, El Nino 年该台风源地的稳定度偏大, 也对台风形成不利。