

北太平洋 700 毫巴月平均环流形势 与海温的相互关系

章 淹 毕 慕 莹

(中央气象局研究所一室)

提 要

北太平洋 700 mb 环流形势具有相当鲜明的季节性与地域性特征。北太平洋的海、气相互作用是这些特征以及东亚季风形成的一个原因。从海、气相互作用的角度出发,对比分析北太平洋 700 mb 环流形势和海表温度距平的分布,可以看出:有些情况下,大气对海洋的影响比较明显;在另一些情况下,海洋对 700 mb 环流形势的影响较为明显。它们之间的矛盾与矛盾的主要方面是不断地、经常地在转化以及相互影响着。它们的转化、演变对我国副热带高压及旱涝天气的变化有一定的关系。

我国地处季风气候盛行的亚洲大陆东部,东南沿海濒临广阔的北太平洋,主要雨季出现在夏季风盛行的暖热季节。这时,我国东、中部大部分地区的旱、涝、雨季早、迟等与北太平洋副热带高压的变化有着相当密切的关系,而北太平洋副热带高压的整体绝大部分位于海洋上空。为了进一步弄清北太平洋副热带高压变动的一些规律及其影响因素,本文对 700 mb 月平均形势与海温的相互作用及其与我国附近副热带高压强弱变化的关系进行初步探讨。所用资料是 1954—1973 年逐月的 700 mb 月平均高度与高度距平图。海温资料:北部到 55°N ;南部在 20°N 以南,资料不全。

一、700 mb 月平均环流形势的季节性与地域性特征

北太平洋上空的 700 mb 月平均环流形势,具有相当鲜明的季节性与地域性特征:

(1) 冬夏差异明显:冷季副热带高压南退, 25°N — 30°N 以北的中高纬度海洋上主要为西风带环流所控制;暖季西风带与副热带高压(以下简称副高)均显著北移,主要控制着 35°N — 40°N 以北的高纬海域;其南至 10°N — 15°N 一带,在广阔的中、低纬太平洋上横叉着庞大的副热带高压。

(2) 北太平洋上空大气环流的槽、脊分布与强度虽然是不断地在变化着,但从月平均槽、脊分布的主要地区来看,在北太平洋的西部(180°E — 160°W 以西)或西到中部(140°W 以西)经常为强大的低压槽所占,而其东部常有强或较强的高压脊出现,特别是在冬半年,在这两个地区槽、脊所占的海洋范围广而且时间也长。在 1954—1973 年 20 年的各月中,

1976 年 8 月 26 日收到。

从历年初冬 11 月到翌年 3 月,有 90—95% 以上的月份;4—5 月有 80—85% 以上的月份,北太平洋的西或西到中部均为大槽所在。历年 11 月至翌年 2 月有 70—85% 以上的月份;3—5 月有 60—85% 以上的月份,北太平洋的中或东部(即上述大槽以东),常有高压脊逐渐发展。夏半年,在西风环流控制下的高纬海洋上,这种形势虽不占绝对优势,但也还有一半以上的时间是如此。在中、低纬海洋上,则主要是东西向的副热带高压带。这些特征,与广阔大陆上的情况相当不同:大陆上槽、脊出现的位置没有这么鲜明的地域性特征,持续的时间没有海洋上长,而且副高南北位移的季节性变化也没有这么明显。以上这些北太平洋大气环流的季节性与地域性特征,对北太平洋海面温度的变化是有影响的。同时,海洋的作用以及北太平洋上的海、气相互作用与这些特征的形成也有一定关系,并影响着东亚季风,是它们形成的因素之一。

二、北太平洋 700 mb 月平均环流形势与海温的关系

影响海面温度变化的因素是复杂的,除了太阳加热、海洋本身的热状况与海流的运动传输外,自海面输入大气的感热与潜热也是重要的一方面。这些热量的传输不仅提供大气必要的能量来源,同时也受着大气环流形势演变的影响。从海面温度多年平均对其同纬度海温的距平图^[1]看(见图 1),北太平洋中纬(偏北)地区西部主要是一片负距平区,而东部是一片正距平区,均较强。这两片正、负距平区与北太平洋上空 700 mb 月平均大气

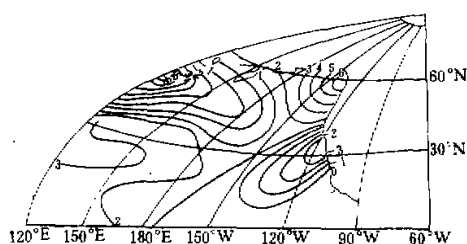


图 1 北太平洋多年平均海温对其同纬度的距平分布图。

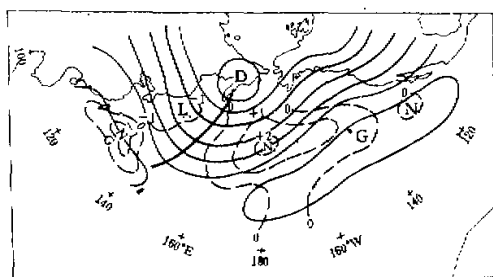


图 2 北太平洋 700 mb 月平均大气环流形势与海温距平分布示意图。

环流形势的地域性特征相对应,分别位于东部经常是高压脊而西部经常是低压槽出现的海域。它们的南部,在副高较常控制的地区,海温距平场的强度较弱。为进一步搞清这些问题,我们对 1954—1973 年 20 年逐月的 700 mb 月平均大气环流形势及北太平洋海面温度的月距平图(对多年平均的距平)又进行了对比分析,初步发现它们之间具有不少明显的相互关系:

(1) 一般在西风带大低槽的北部,低压中心附近的海洋上,由于受到低压中心的冷空气、多云、日照少以及低气压环流,表层海水辐散与深层冷水向上涌升作用等影响,海表水温偏冷,常有海温负距平区出现;而在高压或高压脊控制区,由于少云、日照强等影响,海表水温偏暖,常有海温正距平区出现,同时,在西风带大低槽的西

或西南部(槽线后),在偏北气流与冷平流等的作用下,经常有海温负距平区出现;而在大低槽的东或东南部(槽线前),在偏南气流与暖平流的作用下,经常有海温正距平区出现,

这种对应关系,看来远比我们在大陆上见到的要好。在这四种海温增暖与降冷区中,以最后一种,即低气压槽槽线前的海温增暖区与大气环流形势的配合最好。

(2) 正、负海温距平区的范围、强度与高、低气压系统、偏南、北气流(暖、冷平流)的强弱也相当对应。一般高、低气压系统、偏南、北气流强时,海温正负距平区的范围、中心强度(绝对值)大;反之也然。我们将 700 mb 上偏南、北气流、高、低压与正、负海温距平的强度分别划分为强、中、弱三等¹⁾进行对比分析后看到:最常见的是中等强度的偏南(北)气流、高(低)气压系统对应着弱或中等的正(负)海温距平区,其次是强的气流与气压系统对应着中等的海温距平区;很少见到强的气流与气压系统对应着弱的,或弱的气流与气压系统对应着强的海温距平区。海温距平区与 700 mb 形势不大对应或对应较差的情况主要发生在大气环流形势调整转换,特别是急骤转换的时候。不过,这种情况占少数。因此,总的看来,绝大多数情况下,尤其是冬半年,这种对应关系是比较普遍和明显的。

(3) 当大气环流形势持续,气流强度无大变化时,经常看到在偏南、北气流的持续影响下,其所对应的正、负海温距平区往往出现增强的现象,中心可达 2—3℃(绝对值)以上。通常在北太平洋的上述海域内,月平均海温距平中心达 3℃ 以上(强等)的很少见;达 2℃ 以上的情况也不多。因此,我们认为这些较强的冷、暖海表温度变化,除受太阳、洋流等海洋方面较强的影响外,与 700 mb 气流场的持续作用也有关。

(4) 在大槽前后,较强的偏南、北气流持续影响下的正、负海温距平区,不象陆地上常见的降冷、增暖区那么固定,它们时常沿着 700 mb 气流或漂流的方向向前扩展(见图 2),有时甚至扩展到副热带地区或其所对应的偏南、北气流区之外,尤其是在大形势稳定,连续 3—5 个月变化不大的情况下。

(5) 在副热带高压区,副高上空风场气流弱,冷、暖平流不明显。副高控制下的海域上,一般海温距平中心的强度较弱。暖季当副高强大并北移时,正距平区比较明显。这可能与副高范围内的下沉气流、少云和强日照等有关。从卫星云图上可以看到这一带经常是无云或少云的天气。但除此之外,由于受附近海区正、负海温距平区扩展与台风冷尾流等侵入以及副高之南,热带扰动与热带海洋冷、暖变化的影响,在副高控制下的海面上,有时海温距平区的分布比较零散,与副高形势的配合不如西风带强偏南、北气流下那么紧密。

从以上逐月情况的分析中不难看出:上述海温多年平均距平和 700 mb 环流形势气候特征(地域性、季节性特征)的对应关系并非偶然巧合,过去关于海温场的这些特征主要是从太阳辐射、海洋方面以及大气低空流场的特点(阿留申低压与副高)等来解释。但从本文的初步工作可以看出:700 mb 高空流场与海表水温的变化有较好的相互关系,并具有一定的规律性,是值得研究的一个方面。

三、海温距平区出现情况的初步分析

上述各种海温正、负距平区出现的情况大致如下:

- 1) 偏南北气流与高低气压系统的强度,根据其范围、中心强度、等高线的梯度及经向度划分为强、中弱三等。海温正、负距平区的强度根据其范围与中心强度划分,见表 1(槽前海温正距平区的分级标准):范围小,中心强度为 0—1 级的为弱;范围中,中心强度为 2 级的为中等;范围大,中心强度为 3 级及 3 级以上的为强。

在低压槽北部, 低压中心附近的海温负距平区常出现在高纬度范围较小的海域及低压中心附近的闭合环流一带, 有时降冷的强度虽大, 但范围较小, 一般扩展不多; 高压、高压脊或副高控制下的海温正距平区, 范围变化较大, 大、小区域均有, 强度偏弱。这两种正、负海温距平区往往没有西风带大槽前后, 偏南或偏北气流下的正、负海温距平区范围大。

西风带大低压槽槽后的海温负距平区, 虽然有时强度和范围均大, 但在它的南部, 变化多, 甚至时常迅速转为符号相反的海温增暖区, 这可能与黑潮暖流的强大作用有关。前面已经指出, 大槽经常在大洋西部出现, 槽后海温降冷区的南部易于和我国台湾省以东到日本以南的黑潮相遇, 并因而受到削弱或抵销; 但当黑潮偏弱, 黑潮区的海表水温也是负距平时, 这一带的海温负距平才表现明显。不过, 这不是唯一的原因, 从下面的分析中也可以看出, 还可能与其它一些因素有关。

西风带大低压槽槽前的海温增暖区是这几种海温距平区中最经常出现的, 它的范围和强度较大, 往往比较明显。从海气相互作用的角度看, 可能有以下一些原因:

(1) 低压槽前的海温增暖区, 除了受来自南方暖平流(气流与海流)的影响外, 还受到这种气流与漂流自低(中)纬广阔海洋上向范围较小的中(高)纬海域汇流的影响。大量较暖的海水向北方较小范围内辐聚是有利于海温增暖区加强和维持的因素之一。相反, 低压槽后受来自西北方冷平流影响而出现的海温降冷区是自高纬小范围海区向较大范围的中、低纬海洋上辐散的, 这不利于降冷区的增强或维持。上述大槽槽后南部海温降冷区的多变和不易维持可能与此也有关。

(2) 槽前的海温增暖区沿着气流与漂流扩展时, 多是流入其东的高脊区, 易与高压脊下的增暖区会合而得到维持或增强; 而槽后的降冷区向其下游扩展时, 则易与槽前或副高控制下的暖海区相会合, 因而往往没有槽前暖海区那么明显而易于维持。

下面, 我们以大槽前的暖海区为例, 给出他们具体出现情况的一些统计结果:

用 1954—1973 年 20 年的资料, 对大槽前海温距平出现的特征, 按距平中心温度(绝对值)与范围大小的不同, 根据表 1 所列的标准, 逐月分级并进行统计分析:

表 1 大槽前海温正距平区的分级标准与出现次数表

	分 级 标 准		20年出现总次数
中心温度(ΔT_c)	0 级	$0^\circ\text{C} \leq \Delta T_c < 1^\circ\text{C}$	49 次
	1 级	$1^\circ\text{C} \leq \Delta T_c < 2^\circ\text{C}$	168 次
	2 级	$2^\circ\text{C} \leq \Delta T_c < 3^\circ\text{C}$	82 次
	3 级	$3^\circ\text{C} \leq \Delta T_c < 4^\circ\text{C}$	8 次
范围(σ)	大	$\sigma \geq 1/2$ 北太平洋	63 次
	中	$1/2 > \sigma \geq 1/4$ 北太平洋	148 次
	小	$\sigma < 1/4$ 北太平洋	96 次

表中 ΔT_c 为海温距平, σ 为暖海区的范围(目视)。

从这一统计分析中, 可以看出: 北太平洋 700 mb 月平均环流形势图上, 一般是每月有 1—2 个大槽出现, 大槽前海温出现正距平的现象基本上是普遍存在的。也就是说每月都能出现 1—2 片海温正距平区, 在 20 年的各月中共出现了 307 片; 大槽前出现海温负距平的情况, 在这 20 年中只有 7 次, 仅占 2%, 产生这类情况时, 槽前高压脊发展不强, 偏

南气流弱,一般北太平洋上主要以纬向气流为主。另外,槽、脊多变或槽后的冷平流甚强进一步使槽前的弱增暖区被其降冷作用抵销。

从表 1 中可见,槽前海温正距平中心的强度以 $1-2^{\circ}\text{C}$ 为最多,占 53%,其次是 $2-3^{\circ}\text{C}$,占 27%,强度达 $3-4^{\circ}\text{C}$ 的,只出现过 8 次(50、10、56、8、58、6—7、63、7、66、9、67.8、69.4),占 3%,距平中心达 4°C 以上的,基本未出现过。槽前正距平区的范围一般较大,特别是在西风环流强盛的冷季或大槽的面积约占北太平洋的 $1/2-1/3$ 左右,再加上槽前的海温正距平区与高压脊或副高下的增暖区连在一起时,范围可达北太平洋的 $1/4-1/2$ 以上。从表 1 中可见其中正距平的范围为中等的最多(占 48%);小范围与大范围的正距平各占 31% 与 21%。

槽前暖海区的持续时间一般为 2—5 个月左右;当大槽持续而稳定时,槽前暖海区持续的时间也较长,个别年份可达一年左右。如 1956 年 3 月—1957 年 3 月,1957 年 4—12 月,1958 年 1—12 月等。这期间,北太平洋东部的高压脊均比较强盛,东太平洋低纬气候异常,1957 年秋至 1958 年春赤道干旱带收缩,有异常大雨^[2]。

四、冷暖海温区与大气环流形势演变的相互影响

北太平洋上大气环流的月平均形势,有时不稳定,逐月或一、两个月之间就有较大变化;有时相对稳定,同类型的形势可连续出现数月到一年左右,甚或连年的冷季连续出现类似的形势。其中持续稳定的较多,变化较大的是少数,约占 $1/3$ 弱。在这两种不同的演变情况下,不同冷、暖海温与它们的相互影响也不相同。

1. 持续期

在前述各种海温正、负距平区之中,大槽槽前的海温增暖区与 700 mb 环流形势演变的相互影响最明显。而这一海温增暖区对大气环流形势演变的影响,往往是与其下游高压脊下的海温增暖区相联结的。在大气环流形势稳定,槽前偏南气流持续,与之对应的海温增暖区增强并持续一段时间(2 个月左右)后,一般在其下游常看到有高压脊逐渐向北发展。高压脊出现后,形成了与北太平洋 700 mb 大气环流地域性特征相符的“西槽东脊”形势。这时,高压脊的发展反过来影响到其下暖海温区的增生或加强。当这种暖海区再与大槽前的原暖海区相联结而扩大或增强时,在它们的共同影响下,北太平洋东部 700 mb 上的高压脊往往就更加明显,易于维持,而且,持续的时间也比较长。这种长期连锁响应,“西槽东脊”相对稳定的形势在这 20 年中共出现过 37 次,占出现总数的 86%。海温增暖区持续出现几个月后,形势转换,没有高压脊发展的共有 6 次,占 14%。前述北太平洋东部大脊出现的频次没有西部大槽那么频繁,可能即与此有关。在后述这 6 次中,有 4 次是高压脊未发展(1955 年 2—4 月,1955 年 5—7 月,1966 年 7—10 月和 1968 年 2—9 月);有 2 次反而出现了大槽(1954 年 8—9 月出现槽前暖海区,10—12 月其下游有大槽出现;1962 年 7—9 月出现槽前暖海区,并较强,中心强度达 3 级,9—12 月其下游反而出现大槽)。

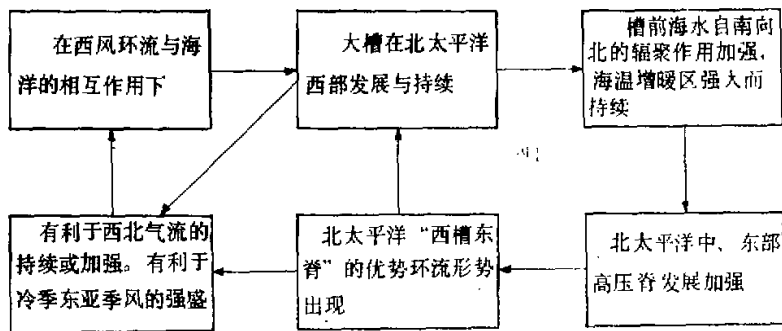
另外,除上述情况外,还有一种是大范围的正海温距平区出现在槽前底部 30°N 以南的海域(不在槽东),此种暖海区的出现,有利于副高的发展北上。1959—61 年期间的暖

海区大多以此型式出现,北太平洋副高强盛,我国大部分地区出现严重的持续干旱;而在北美则出现了持续的冷冬^[1]。

在亚欧或北美大陆上,西风带月平均槽脊的位置变动多,大槽前有暖平流出现时,没有海洋上那么持续或发展;槽脊累月间持续出现的时间一般没有海洋上那么长。即使有时大槽在陆地上持续的时间略久,其下游高压脊的发展隆起也没有海洋上那么经常和明显,常是向东平移或是环流形势的重新再调整。因此通过与上述结果的比较,我们认为北太平洋上大槽前的海温增暖区,海水的自南向北辐聚作用以及海气相互作用下高压脊的发展和维持是海洋上大槽下游经常有高压脊隆起和加强的因素之一;而且,由于大槽经常在大洋西或西到中部出现,槽前的暖海区及受它影响而形成的高压脊也就经常在大洋的中、东部出现,同时,这也可能是北太平洋东部 700 mb 上空经常为高压脊所在的一个原因。

至于大槽为什么经常在北太平洋的西或西到中部出现,过去叶笃正、顾震潮等曾指出是由于青藏高原的作用^[4,5],有的工作者则认为可能与阿留申低压及中国东海气旋波^[6,7]等的发展和加深有关。我们认为这些作用都是有影响的。不过,除此之外,从海气相互作用的角度,从大槽槽后海温降冷区与大气环流形势的相互影响上,也可以说明这种大低压槽在北太平洋西部能经常出现。西风环流愈强盛,一般大槽的范围和强度愈大,槽后的海温降冷区也较大,经常与其北低压中心附近的降冷区相联结;同时,还受着来自鄂霍茨克海和白令海冷流与海水垂直环流等影响,比较明显而持续。这时,其上空的高空大槽就易持续。在大洋西部大槽不断得到维持的形势下,有利于槽后西北气流盛行,亚洲大陆上冷季的西北季风强盛,若再遇上黑潮偏弱的年月,这一现象就更加明显。但是在黑潮偏强,副高北上或槽后气流辐散等所形成的大槽南部海温降冷区不明显时,大槽南部的环流形势不易维持,槽后的西北气流亦随之衰减较快。这样,在我国南部(长江以南)往往出现冷季西北季风偏弱或强西北气流迅速转弱、强度多变的情况。由此可见:大洋西部这一冷海区是北太平洋西部大槽经常得以维持的重要因素之一。同时,这一大槽、副高与其所对应的冷、暖海区以及这一带的海、气反馈作用也影响着东亚季风的形成,互为因果。

根据以上初步分析,我们得到如下北太平洋 700 mb 大气环流形势与海温相互作用的初步模式:



2. 转换期

在大气环流形势的演变不稳定,逐月间变化较大或持续的形势破坏转化时,前述环流形势与海温场的对应关系往往也发生变化,其中有一部分是冷、暖海温区与气压系统的强度不大对应而位置基本对应的;另有一部分则是上、下反位相,强度与位置均不对应的。它们的转化演变复杂多样,有时,不同的演变方式可以在同一张月平均图上不同的海区同时出现。初步看来,大致有以下几种方式:

(1) 大气环流形势首先发生较大的变化,然后海温场产生了相应地变化。例如1971年底到72年春的情况。1971年11月至72年1月,北太平洋700 mb上维持“西槽东脊”的形势,脊下海温正距区较强,范围中等,中心强度达2级,到72年2月,大洋东部的高压脊显著减弱,高脊之东又出现了另一低槽,转为两槽一脊的形势;脊下海温正距区仍较强,范围与中心强度均无大变化;到72年3月才相应地减弱,变为小范围与中心强度1级的增暖区。这种情况比较常见,看来主要是先由大气环流方面的变化引起的。

(2) 海温场首先发生较大的变化,然后700 mb形势产生了相应地变化。比如1970年底至71年初的情况。1970年10—12月,北太平洋700 mb上西部一直维持着一个大低压槽,大槽之东,在大洋中部是一个强高压脊,脊下海温增暖区也比较强。范围中等,中心强度达2级。到1971年1月,700 mb虽仍持续这一形势,但海温正距平区的强度减弱,范围缩小,中心强度减小到1级;而后,到71年2月,环流形势发生了相应地变化,高压脊减弱并消失,北太平洋上转为单一的大槽形势。

(3) 大气环流形势发生变化后,海温场保持不变,没有立即产生相应地变化。在这种情况下,700 mb气流场与海温距平场的对应关系(指前一节所述各种关系)不明显,新转换后的形势持续不下来,很快又转回原来与海温场相对应的形势。例如1972年底到73年初的情况。1972年10—12月,北太平洋700 mb上一直是“西槽东脊”的形势,脊下海温增暖区较强;到73年1月,700 mb形势发生了较大变化,纬向气流加强,转为多槽脊形势,但这时海温场变化不大,太平洋东部的增暖区仍较强,到73年2月,大洋东部的高压脊再次隆起,转回“西槽东脊”的形势。

(4) 大气环流形势发生变化后,海温场也发生了一些变化,但二者变化的快、慢不一,海、气温压场的对应关系不明显。在这种情况下,700 mb环流形势往往一时稳定不下来,连月发生较大的变化,一变再变。这种情况发生在夏半年的较多,一旦较大的变化发生,往往要到初冬10—11月后,海温场与700 mb流场才逐渐对应并稳定下来。

(5) 在700 mb形势稳定并持续了一段时间后,原来与之对应的冷、暖海温区逐渐向下游扩展以致产生了冷海区在槽前出现、暖海区在槽后出现等与原来情况几乎反位相的配置关系。这时,原来持续着的700 mb形势发生转换,变化较大,海温场也常有较大变动。

(2)—(5)四种情况,有的主要是先由海洋方面的变化引起的,有的则大气与海洋的作用相互错综,都相当重要。分别看来,这四种方式均少于第(1)种,但总的看来,(2)—(5)四种方式的出现,加在一起,并不亚于第(1)种方式。

从这些情况中,可以看出在环流形势转换不稳定的时期,700 mb大气环流与海温场的变化也是相互影响的,不过影响的方式与持续稳定期不大相同:在有些情况下是大气

环流或海温场中有一方面先发生了变化而另一方面随后响应,随之产生相应地变化;在另一些情况下,是由于大气与海洋的物理性质不同,海水保守性强,海洋的变化滞缓落后,引起了海、气温压场的不对应,并从而影响到环流形势的多变与不稳定。

另外,从以上各种演变中,也可以看出:前述海气温压场对应关系比较差的情况,大多发生在环流形势调整转换的时期。反之,在 700 mb 高空形势与海温场的配置相当对应时,大气环流形势的演变稳定持续。因此,我们认为海洋以及这一带的海、气相互作用是影响北太平洋 700 mb 月平均环流形势持续性较强的一个因素;同时,这对北太平洋 700 mb 大气环流形势的地域性与季节性特征明显也有一定影响。

五、对我国附近副高变化的影响

为了了解北太平洋上这些海、气相互作用以及环流形势的变化对我国附近副热带高压的影响,我们对北太平洋 700 mb 上经常出现的“西槽东脊”优势形势与我国附近副高的强弱变化进行了对比分析。初步发现在北太平洋中、东部高压脊发展加强的时候,自大洋中、东部伸向我国附近的副高脊一般较强;反之较弱。对这 20 年逐月大洋中、东部(170°E—140°W)高压脊(包括副高脊)与我国附近(110—130°E)副高的 700 mb 月平均高度距平进行对照分析后看到,在这 240 个月中,只有 17—20 个月(占 7—8%)是我国附近的副高距平与大洋中、东部的高度距平不一致(即强、弱不一),其他 90% 以上是一致或基本一致的;而我国附近副高与大洋西部(140°E—170°E)海域高度距平一致的情况则相对较少(约仅一半左右),这可能与大洋西部大槽的影响有关。因此,从北太平洋的海、气相互作用、形势变化以及高度距平的发展上,可以预示我国附近副高的变化及其相应的旱、涝天气趋势。同时,由此也可初步解释过去一些工作^[9,10]所指出的:为什么北太平洋东部的海温变化与我国旱、涝天气及副高的关系比较好。

六、结 语

影响大气环流形势与海温变化的因素是多样的。通过以上工作,从海、气相互作用的角度看到:

(1) 北太平洋上空 700 mb 月平均大气环流形势与海表水温冷、暖距平区的分布存在着一定的对应关系,它们的演变与转化也不断地相互影响,海表温度对大气环流响应,随着气压系统的季节变化、强弱、气流方向、地理位置及其持续性而有所不同。其中主要的是在北太平洋西部大槽的槽后出现海温降温区;在太平洋中、东部,大槽的槽前出现增暖区,而在副高控制区以增暖区为主。这些冷、暖海温区反过来又成为北太平洋上空 700 mb 大气环流形势特征以及东亚季风形成的一个因素。

(2) 在北太平洋 700 mb 月平均槽、脊、高低气压系统下的冷、暖海温距平区的分布上,看来大气是主导方面;而在海温增暖与东太平洋高压脊的发展上,海洋又成为主导方面。在大气环流形势与海温场的演变转化上,同样有些情况是海洋响应大气环流的变化,而另一些情况是大气环流响应海洋的变化。它们之间的矛盾与矛盾的主要方面是不断地、经常地在转化着。它们的转化、演变对我国附近副高及旱涝天气的变化有一定的关

系。

参 考 资 料

- [1] J. Bjerknes, 赤道热量输送的变化所引起的大尺度海洋与大气的相互作用, Advanced Research Projects Agency, RM-6353-ARPA, 1967.
- [2] J. Bjerknes, Atmospheric teleconnection from the equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, 1969, 97(3).
- [3] J. Namias, Seasonal interactions between the North Pacific Ocean and the atmosphere during the 1960's, *Mon. Wea. Rev.*, 1969, 97(3).
- [4] 叶笃正, 青藏高原对大气环流影响的季节变化, *气象学报*, 1952年, 1—2期.
- [5] 顾震潮, 青藏高原对东亚环流的影响和它的重要性, *气象学报*, 1951年, 1期.
- [6] 本桥敬之助、宇田道隆, 日本东部海洋和大气之间的能量交换, *日本海洋学会志*, 1967, 6期.
- [7] 李鸿洲, 海气相互作用对河北平原汛期降水的影响, 1975年长江流域长期水文气象预报讨论会文件.
- [8] 章海、李月洪、毕慕莹, 初夏西太平洋副热带高压活动的气候特征及其与梅雨关系的研究, 1975年长江流域长期水文气象预报讨论会技术经验交流文集, PP. 209—217.
- [9] 林学椿, 北太平洋海表温度异常及其对东亚大气环流的影响, 1975年长江流域长期水文气象预报讨论会技术经验交流文集, PP. 127—138.
- [10] 章海、李月洪、毕慕莹, 初夏西太平洋副热带高压活动与梅雨和海湿关系的初步探讨, 1975年长江流域长期水文气象预报讨论会技术经验交流文集 PP. 164—177.