

沿海水位和大尺度气候状态 ——降尺度技术在日本列岛的应用*

崔茂常

(中国科学院海洋研究所)

Hans von Storch and Eduardo Zorita
(Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany)

一、引 论

1. 水位和气候变化

在气候变化特征的争论之中,绝大多数专家认为作为少有的气候参数之一的沿海水位确实在上升。现在科学界已普遍接受由于大气中温室气体的增加引起了地球表面温度的升高,进而通过海水的膨胀过程导致水位上升的观点(Warrick and Oerlemans, 1990)。使用精心研制的综合海洋环流模式输出的数据,已经得到了全球水位上升的空间分布,这些输出的数据有的来自海气耦合模式 (Cubasch *et al.*, 1992), 有的来自用大气环流模式输出驱动的综合海洋环流模式 (Mikolajewicz *et al.*, 1990)。全球水位上升的空间分布呈现出很有规律的地区差别。图1给出了汉堡欧洲气候研究中心大尺度准地转海气

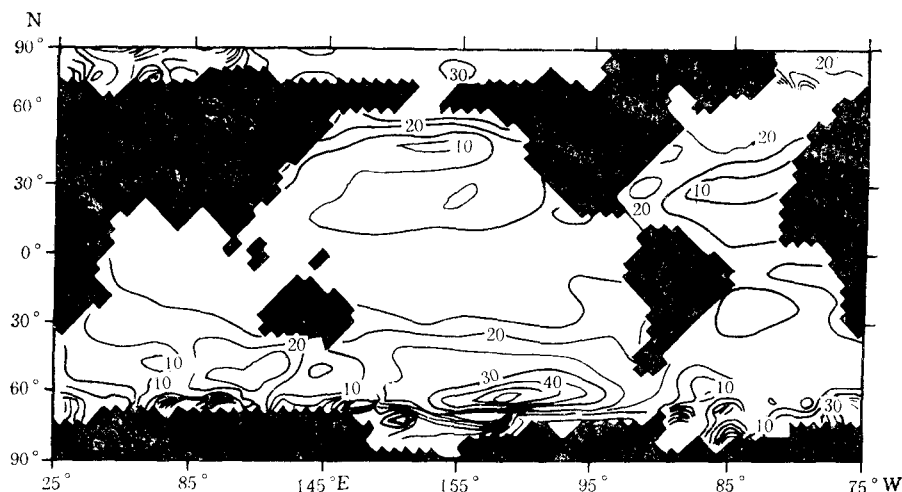


图1 海气耦合气候模式中的水位变化 (mm)

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第2420号。

收稿日期: 1993年11月1日。

耦合模式 (LSG/ECHAM1) 所模拟的全球水位变化, 这一模式从 1935 年的大气二氧化碳含量开始运行, 直到由 1985 年的大气二氧化碳观测值所趋动, 然后按方案 A 的二氧化碳含量变化规律继续运行。图中所示为积分末始之水位差。

气候模式是按空间分辨率和变化幅度获取所预料的气候变化细节的唯一工具。然而这种模式的空间分辨率是有限的, 即使用于离散微分方程的差分格点具有数百公里的空间尺度, 它仍然难以按名义上的最小空间尺度提供有用的信息。原因在于这种差分格点改变了海岸形态的细微末节, 以及大气模式中谱分辨率最低端非线性性能级串的裂变。

2. 获取局部信息的降尺度技术

鉴于以上原因, 我们使用一个统计学模式从海洋和大气中已被模拟出来的较为可靠的大尺度变化特征导出水位变化的局部细节, von Storch (1993) 将其称之为“降尺度”(downscaling)。局部水位观测记录通过一个统计学模式和某些代表大尺度状态的观测变量联结起来。在这个统计学模式中所选取的自由参数可借助观测资料协调一致, 然后将气候模式的大尺度数据输出作为统计学模式的输入, 由此得到局部水位变化的估计数值。

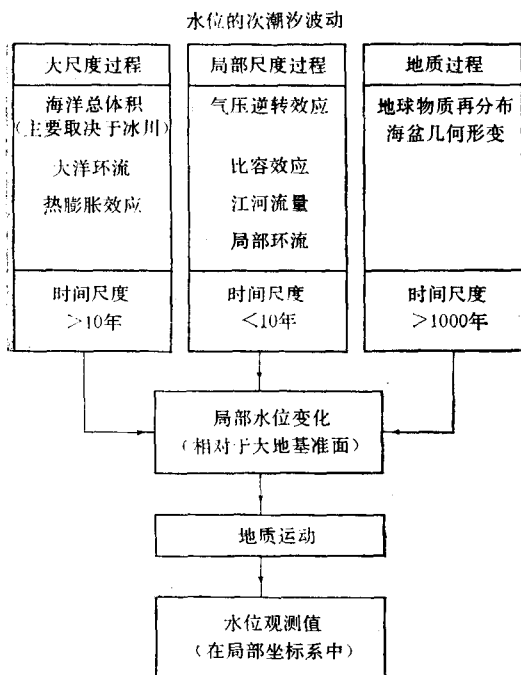


图2 局部水位控制因素思路

为设计这种降尺度程序, 必须检验与局部水位有关的变化过程 (图2), 包括地质过程、局部动力学过程和大尺度动力学过程 (Patullo *et al.*, 1955; Lisitzin and Patullo, 1961; Gill and Niiler, 1973; Wyrski, 1990; NRC, 1990; Emery and Aubrey, 1991)。此处的水位是相对大地水准面坐标系而言的, 然而实际水位总是在某一个局部坐标系测定的, 后者由于某些原因可能发生变化。

地质过程是由地球上物质的再分布和地球几何形状的变动引起的, 这种过程在数十年的时间尺度下十分缓慢, 以至于可以认为是线性的, 或忽略不计。如果我们从局部水位资料中除去线性变化的趋势, 将可以有效地滤掉地质过程的影响。

局部空间尺度过程包括气压作用于海面所引起或多或少的气压逆转效应, 以及海水密度增减 (由温、盐度变化所致) 所引起的水体胀缩效应和局部风生波、流效应。河口附近的水位还受到江河流量的影响。

上述过程均未包括在现有的气候模式之中。

海洋总体积的改变是影响沿海水位的重要变化过程之一, 这种过程包括海盆几何形状的变动、冰川的融化与冻结和热胀冷缩 (Warrick and Oerlemans, 1990)。此外, 大

尺度海洋环流也是影响小尺度水位变化的重要动力因素。

尽管气候模式不能解释冰川和海洋的相互作用,但却能够有效地解释全球变暖所引起的增温过程和大尺度海、气环流的变迁。然而由于气候模式没有包含详尽的海岸几何形状,因此这些大尺度环流的变迁对沿岸海域的影响似乎总是被错误地再现出来。

我们用下述模式表示局部水位变化。首先,测站 i 于时刻 t 的水位距平 $s_i(t)$ 近似地表示为

$$s_i(t) \approx \bar{z}_w(t) + \sum_k z_k(t)(\bar{p}_k^i)_i \quad (1)$$

式中 $z_k(t)$ 为随时间而变的系数, $\bar{p}_k^i$ 为随空间而变的向量。空间常数 $\bar{z}_w(t)$ 代表海洋的体积变化,第二项代表大尺度环流和局部动力学过程对水位随空间变化的影响。我们尝试给予随时间变化的系数 $z_k(t) = f_k(\text{forcing})$ 不同的表示。局部或大尺度动力场的选取主要受到能够使用的结构相同的长期时间序列的限制。在绝大多数实际情况下可用的时间序列只能是海面气压场 (SLP) 和海面水温场 (SST)。将动力场线性化,用一个或几个波型和随时间变化的系数 α_j 表达出来

$$\text{forcing}(t, x) = \sum_k \alpha_k(t)(\bar{q}_k)_x \quad (2)$$

于是

$$f_k(\text{forcing}(t, x)) = \gamma_k \alpha_k(t) \quad (3)$$

式中 γ_k 为常数。波型 $\bar{p}_k^i$ 和 $\bar{q}_k$ 个数相同。此处这些波型通过卡依相关分析被成对地选取出来 (Hotelling, 1936; Barnett and Preisendorfer, 1987; Zorita *et al.*, 1992)。系数 z_k 和 α_k 为卡依相关系数。常数 γ_k 为时间序列 $z_k(t)$ 对于 $\alpha_k(t)$ 的多元回归系数。

二、数 据

1. 数据来源

本文所使用的数据主要是日本沿海水位、北太平洋的海面水温和海面气压,水位数据包括日本沿岸 15 个站位从 1958 年 1 月至 1987 年 12 月的资料,取自 PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level) 数据。这些数据所代表的只是仪器所在位置相对于水位的观测值,如果仪器在相对于大地基准面坐标系中的高度发生变化,水位数据也随之改变。在地震期间仪器高度有可能发生剧烈地变化,从而严重地影响水位观测值。图 4 显示出 1964 年 7 月发生在第十三站的一次地震对水位数据的影响,此处由地震引起的清晰可见的水位跃变在以下的统计计算中已被更正。

所用的北太平洋 ($20^\circ-60^\circ\text{N}$, $115^\circ\text{E}-80^\circ\text{W}$) 海面气压场分布于五度见方的格点之上。它由 NCAR 提供,时间与水位资料相同。

所用海面水温场数据在日本近海分布于两度见方的格点上,在整个北太平洋分布于 10 个经度乘 4 个纬度的格点上,时间从 1958 年 1 月至 1986 年 12 月,取自美国 COADS

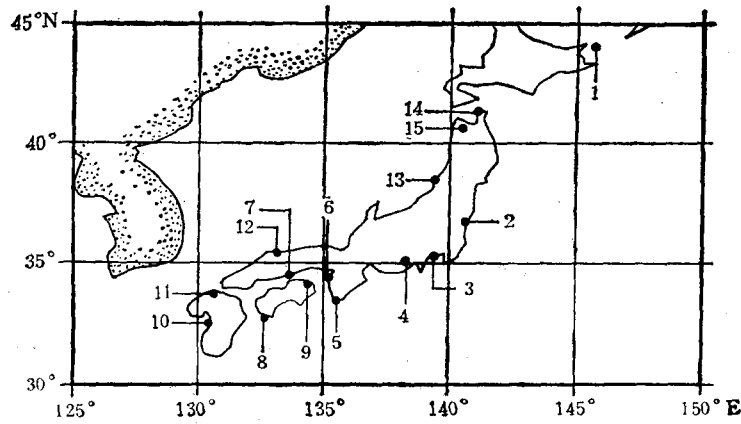


图3 日本沿海15个验潮站位

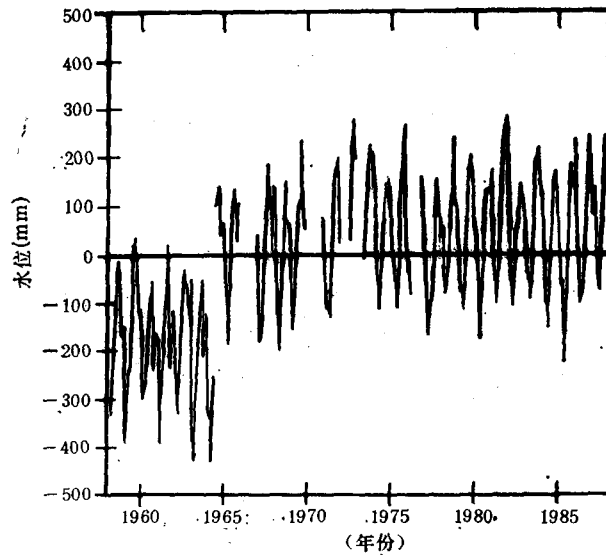


图4 1964年7月第十三站由地震引起的水位变化

数据库 (Woodruff *et al.*, 1987)¹⁾²⁾。

我们没有可供分析的北太平洋次表层海况的实测资料, 因而以两个综合海洋环流模式的数据输出作为“准观测资料”。使用 OPYC 模式 (Oberhuber, 1993; Miller *et al.*, 1992) 的一次数值实验由实测热量和动量通量驱动, 积分期间为 1970 年至 1988 年。另一次数值实验是将一个原始方程的海洋模式与一个非常简单的大气模式相耦合, 并用实测 (1950—1979 年) 风应力趋动而完成的。从这两个模式的数据输出中我们提取了表层海流、混合层深度和海面水温的时间序列备用。

1) Cubasch, U. *et al.*, 1993, Pre-industrial run, Manuscript.

2) Cayan, D., 1990, Variability of latent and sensible heat fluxes over the oceans, PhD thesis, University of California, San Diego.

2. 数据处理步骤

日本列岛的地质变化过程十分活跃。其东北部以每年高达 10—20mm 的速率沉陷, 而西海岸却以每年数毫米的速率抬升 (Aubrey and Emery, 1986)。由于这些速率主要是从水位资料中估算出来的, 因而难以用它们“清除”地质过程对水位资料的影响。借助所有地质变动在几十年的时间尺度下都是线性的隐含假定, 我们将线性趋势从水位资料中删除; 同样, 诸如由于水或碳氢化合物的抽取所引起的验潮计附近陆地下沉等非气候效应 (Emery & Aubrey, 1991) 也与线性趋势一起从水位资料中除去。因为线性趋势中还可能包含有气候变化的信息, 这些信息也一并从水位的气候时间序列中删除了。

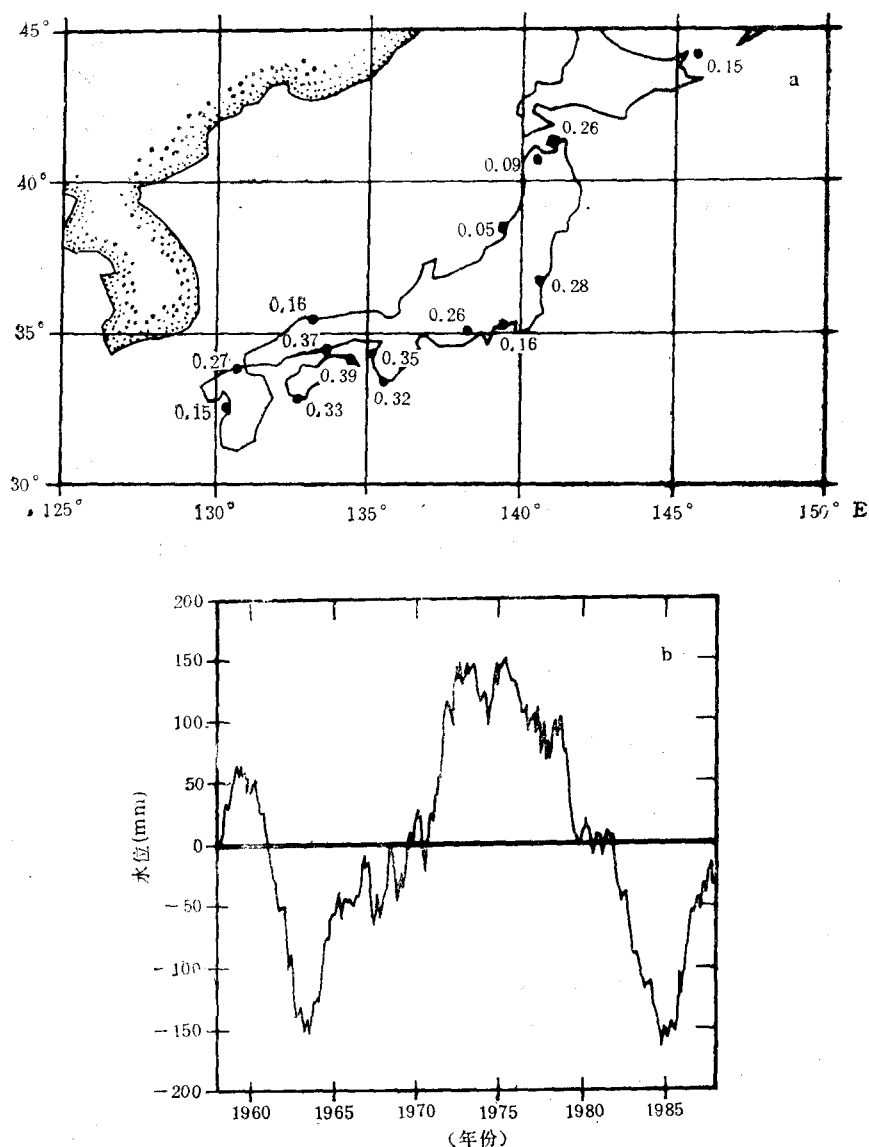


图5 经滑动平均处理后30年月平均水位的第一个经验特征函数及其系数的时间序列

a. 第一个经验特征函数; b. 系数的时间序列

通过首先计算多年月平均值,再从气候时间序列中减去这些平均值的办法将年度周期变化从所有数据中除去。

由于厄尔尼诺现象通常只能持续一年,而此处需要的是数年时间尺度的气候过程,因此我们有时用 25 个月滑动平均处理数据以除掉厄尔尼诺信息。

我们对用 15 个月滑动平均处理过的月平均水位距平做经验特征函数分析 (EOF),前四个特征向量所代表的变化分别为总变化量的 62%, 16%, 9% 和 6%。图 5 所示为第一个经验特征函数的波型及其系数的时间序列。第一个经验特征函数全部为正数,于第九站取最大值 0.39,第十三站取最小值 0.05。其时间序列呈现出显著的低频变化,1963 年和 1984 年取极小值、1959 年和 1973—1975 年取极大值。因为水位的时间序列还不够长,所以无法确定所得到的十几年“周期”反映的是一种真实的震荡还是介于两个连贯的随机非零变迁之间的时间间隔。图 5 所示的时间序列与 Xu Jingsong (1993) 得到的低频波型有关。这些波型具有行星的空间尺度,因此日本沿海的这种水位变化可能与气候系统中的大尺度变化相关联。

为求得水位距平的变化幅度,将特征函数波型与其系数的时间序列相乘,后者的变化范围为 $\pm 150\text{mm}$ 。九号水位站最大低频水位距平为 55mm,在十三号水位站为 8mm。

三、日本沿海水位变化的局部动力

1. 局部海面气压距平

第一对卡依相关波型表明,日本列岛东南方的海面高压与西北方的低气压所生成的地转风大体上与日本列岛相平行,与此同时,水位距平在几乎所有验潮站上变化甚微,水位波型所解释的变化百分比基本上可以忽略不计。但有三处例外:(1)日本西海岸北

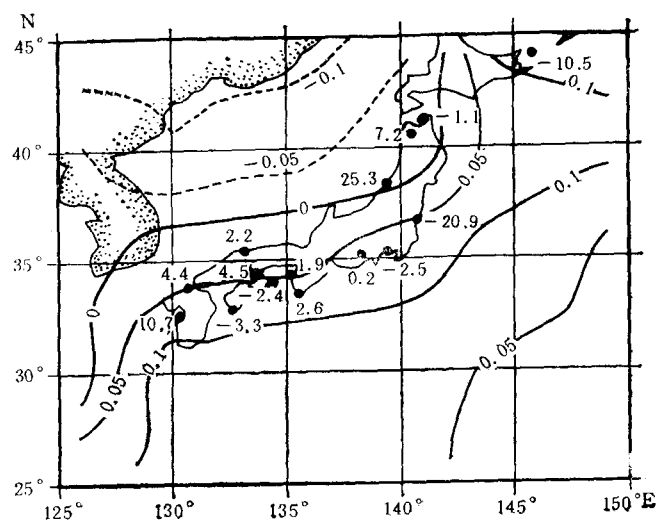


图 6 日本沿海水位和局部海面气压的第一对卡依相关波型(黑点处为水位波型,单位为 mm; 等值线为气压波型,单位为 mbar, 虚线为负,实线为正)

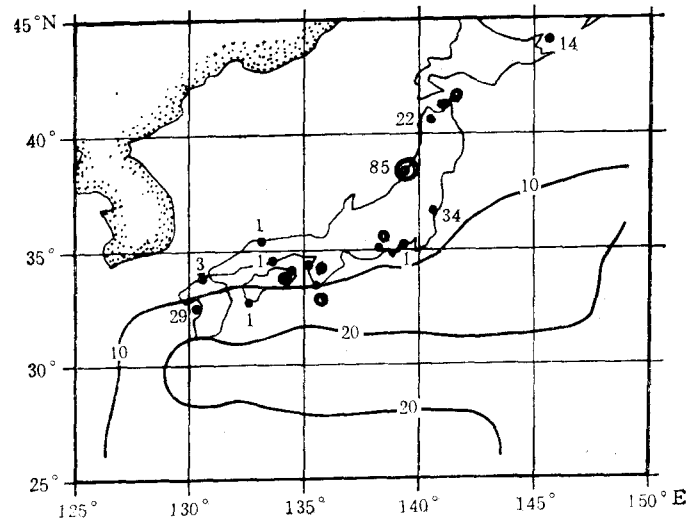


图7 局部变化率(%) (第十三站标以圆圈)

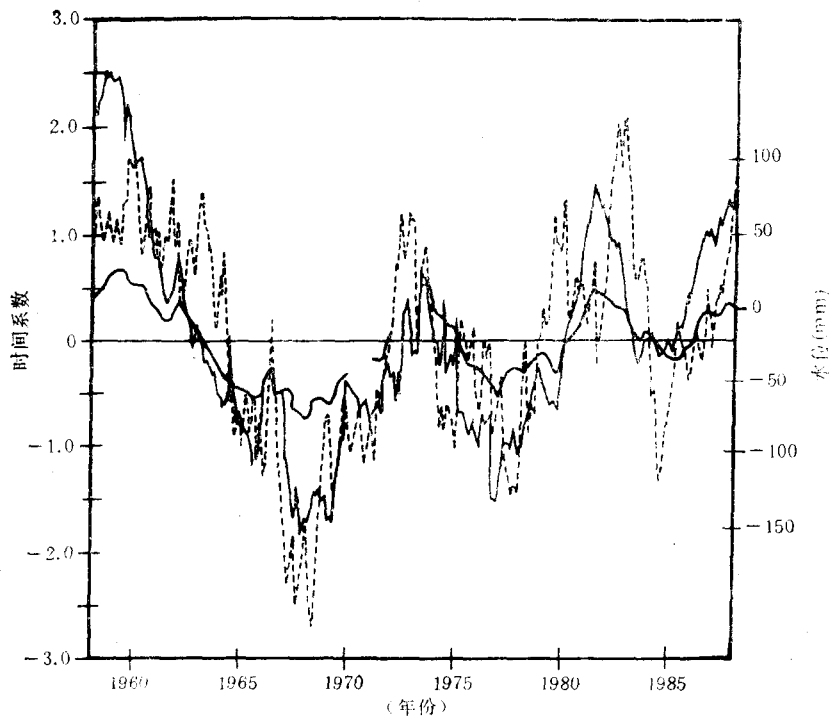


图8 日本沿海水位和局部海面气压的第一对卡依相关波型的标准化时间系数和滤波后的第十三站水位距平

—— $\alpha_1(t)$; $z_1(t)$; ————滤波后水位距平

部特征距平为 +25mm, 解释了局部水位总变化的 86%; (2) 日本东海岸北部特征距平为 -21mm, 解释了局部水位总变化的 34%; (3) 日本列岛南端特征距平为 +11mm, 解释了局部水位总变化的 29%。我们认为, 日本列岛南部的水位变化(尤其是第十站)表现

表 1 日本沿海水位与其它参数的卡依相关分析结果

参数	相关系数	所解释的水位变化率(%)	波型序号
局部海面气压	0.72	11.0	1
	0.34	33.0	2
局部海面水温	0.84	32.5	1
	0.76	30.5	2
北太平洋海面气压	0.69	17.4	1
	0.44	59.7	2
北太平洋海面水温	0.86	22.4	1
	0.77	56.2	2

为东海岸为正距平,而西海岸为负距平,部分地区为埃克曼风漂流的堆积效应所控制(表 1)。

图 8 所示卡依相关系数 $\alpha_1(t)$ 和 $z_1(t)$ 随时间变化呈现出的时间尺度为 6—10 年的低频变化。第十三站滤波后的水位时间序列与卡依相关系数表现出同样的低频变化特征。将第十三站处的卡依相关波型与其时间序列相乘,所给出水位的变动范围为 ± 50 mm,它与实测水位的变动范围完全一致。

为检验气压逆转效应的重要性,将水位资料除去气压逆转效应再与海面气压一起做卡依相关分析,结果与包括气压逆转效应在水位资料几乎相同。

2. 局部海面水温距平

进行卡依相关分析时,将水位与海面水温配对比与海面气压配对在某种程度上更为有效(表 1)。第一对卡依相关波型以 0.84 的相关系数高度相关,而且总体上解释了水位改变量的 32.5%。水位和海面水温的卡依相关波型见图 9,它们所解释的变化率见图

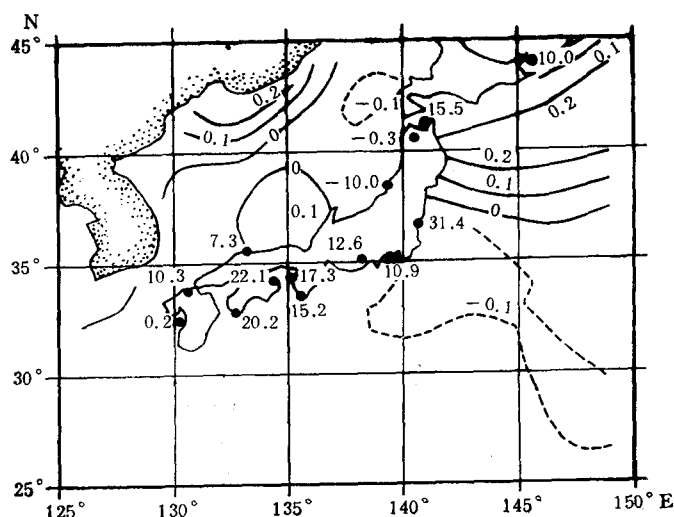


图 9 日本沿海水位和局部海面水温的第一对卡依相关波型(黑点处为水位波型,单位为 mm;等值线为水温波型,单位为 $^{\circ}\text{C}$,虚线为负,实线为正)

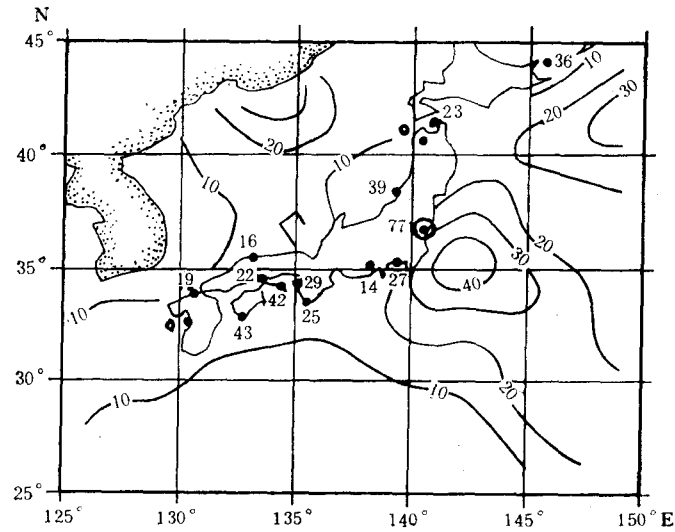


图 10 局部变化率(%) (第二站标以圆圈)

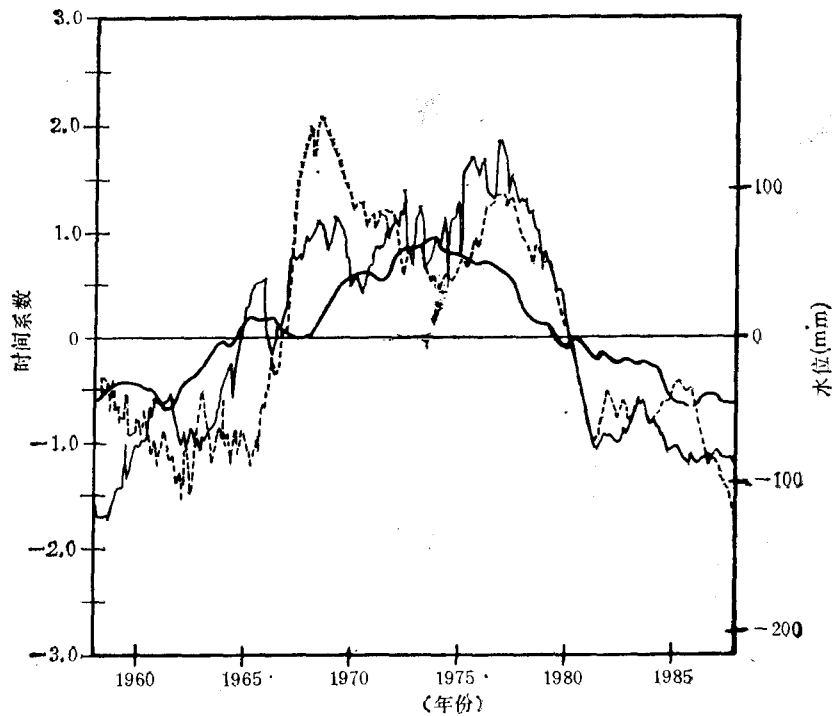


图 11 日本沿海水位和局部海面水温的第一对卡依相关波型的标准化时间系数和滤波后的第二站水位距平(参照图 10)

—— $\alpha_1(t)$; $\alpha_2(t)$; ——滤波后水位距平

10. 在大多数情况下, 沿日本海岸负的海面水温距平伴随着正的水位距平, 而负的水位距平仅仅出现在西海岸北部。这样的卡依相关波型清楚地表明局部热膨胀效应是不重要的, 水位和海面水温距平都被第三种过程所控制, 这种过程就是海洋环流的变迁。在大多

数水位站上,卡依相关波型所解释的水位变化率都很小,但是在北部海岸的一个站位上它却高达 78%;而在另外少数几个站位上仅为 40% 左右。卡依相关波型所解释的水位变化率的最大值为 78%,与卡依相关波型所解释的水温变化率的最大值(大于 40%)的地理位置相毗邻,由此可以推测,这样强烈的效应来自黑潮和亲潮的变迁。如果黑潮向北迁移,海流变化所引起的柯氏力将使此处水位下降,与此同时,与之俱来的水温升高又会通过热膨胀效应使水位上升,但是前者大于后者,综合效果是水位下降。反过来,如果黑潮减弱,亲潮向南迁移,海流变化所引起的柯氏力将使此处水位上升,与之俱来的水温下降又会通过冷收缩效应使水位降低,但是前者大于后者,综合效果是水位上升。

四、大尺度驱动力

1. 北太平洋海面气压

水位和北太平洋海面气压的卡依相关分析求得的第一对波型的相关系数为 0.69,相关较为密切,但是其水位波型只能反映小部分的水位变化(17%)。第二对波型相关系数仅为 0.44,然而其水位波型却代表了水位变化的实质性部分(60%)。第二对卡依相关波型系数的时间序列 $\alpha_2(t)$ 和 $z_2(t)$ 见图 12,从图 12 可清楚地看出,在多年的时间尺度下大尺度气压场对于日本沿海水位的变化有显著的控制作用。

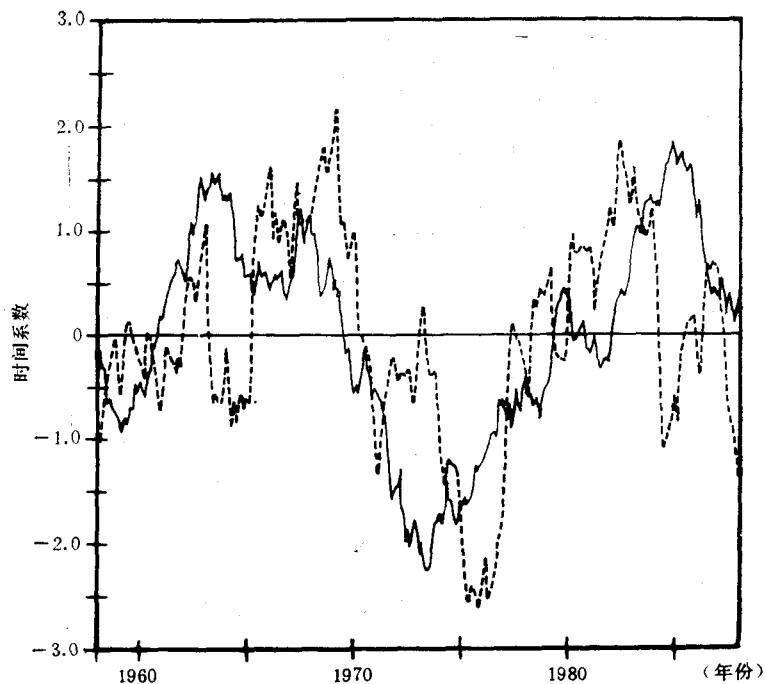


图 12 日本沿海水位和北太平洋海面气压的第二对卡依相关波型的标准化时间系数 α_2 (实线)和 z_2 (虚线)

图 13 中的第二对卡依相关波型说明,东北太平洋上 60mbar 的海面气压下降与日本南部海岸 -25mm 和日本海沿岸 -10mm 的水位距平相关联。分析表明,局部大气状况

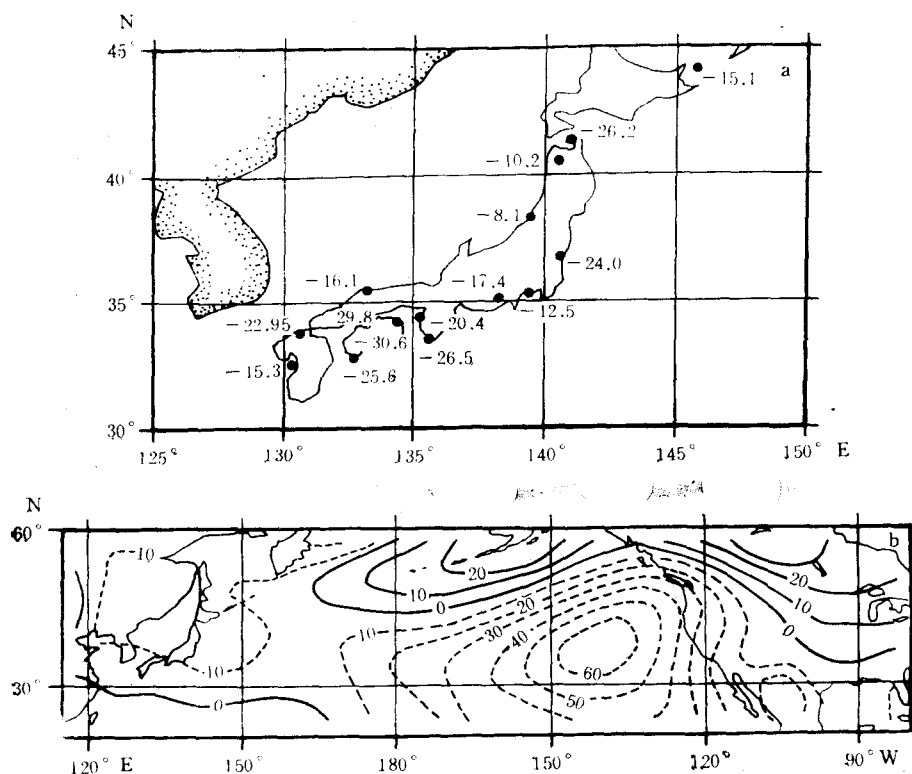


图 13 日本沿海水位和局部海面气压的第二对卡依相关波型

a. 水位波型 (mm); b. 气压波型, (10^{-2} mbar) (虚线为负, 实线为正)

对日本沿海水位的改变没有什么影响, 这与前述海面水温与水位的关系结果相吻合。海面气压波型在东太平洋解释了 70% 的气压变化, 在日本列岛上大约为 10% (图 14)。卡依水位波型在南部日本沿海所解释的水位变化率超过了 80%, 取得了令人满意的结果, 但是在北部结果却不甚理想。

由此似乎可以认为, 北太平洋东半部上空的大气环流距平引起了大尺度海洋环流的异常, 而后者又影响了日本沿海水位的变化, 我们将在第五部分讨论这个假设。

2. 北太平洋海面水温

水位和北太平洋海面水温的卡依相关分析求得的第一对波型以更高的相关系数 (0.86) 密切相关, 其水位波型却没有反映大的水位变化 (22%)。第二对波型以较弱的相关系数 (0.77) 相关联, 但是其水位波型却解释了大部分的 (56%) 水位变化。图 15 所示的第二对卡依相关波型系数的时间序列彼此十分相似, 而且改变正负后它们也和图 12 的时间序列相类似。

图 16 所示的水位和北太平洋海面水温的第二个卡依相关水温波型呈现出两个纬向排列的负距平区域, 量级不超过 0.25°C 。二者之间沿 30°N 有一带形区域, 其水温距平几乎为零。日本列岛附近海域的海面水温距平似乎对水位的变化并无影响, 其波型所代表的水温变化率的最大值在北太平洋的北部为 40%, 在赤道西太平洋为 50%。

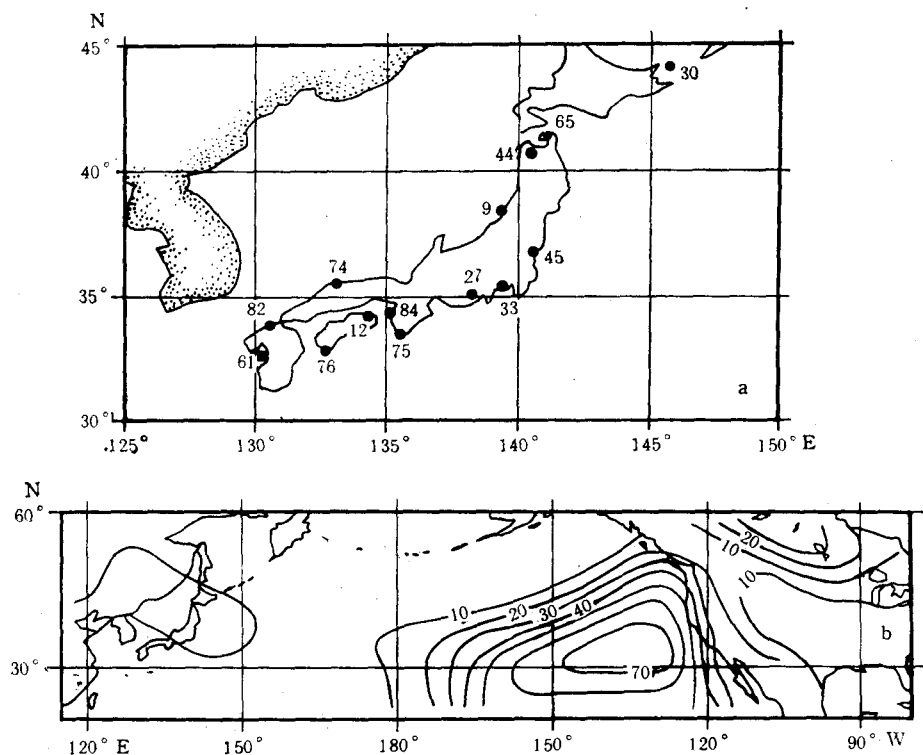


图 14 日本沿海水位和局部海面气压的第二对卡依相关波型所解释的局部变化率(%)
a. 水位波型所解释的局部变化率(%); b. 气压波型所解释的局部变化率(%)

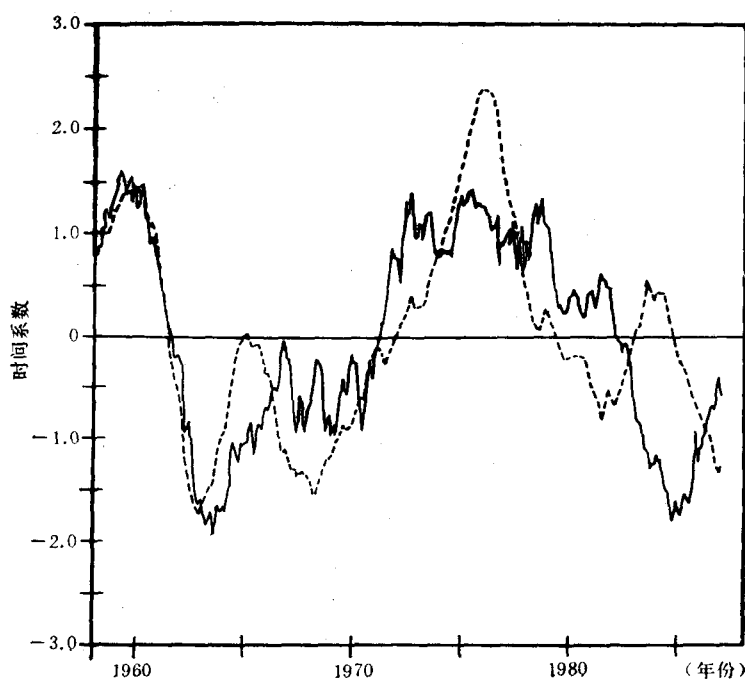


图 15 日本沿海水位和局部海面水温的第二对卡依相关波型的标准化时间系数
 $\alpha_2(t)$ (实线)和 $\alpha_2(t)$ (虚线)

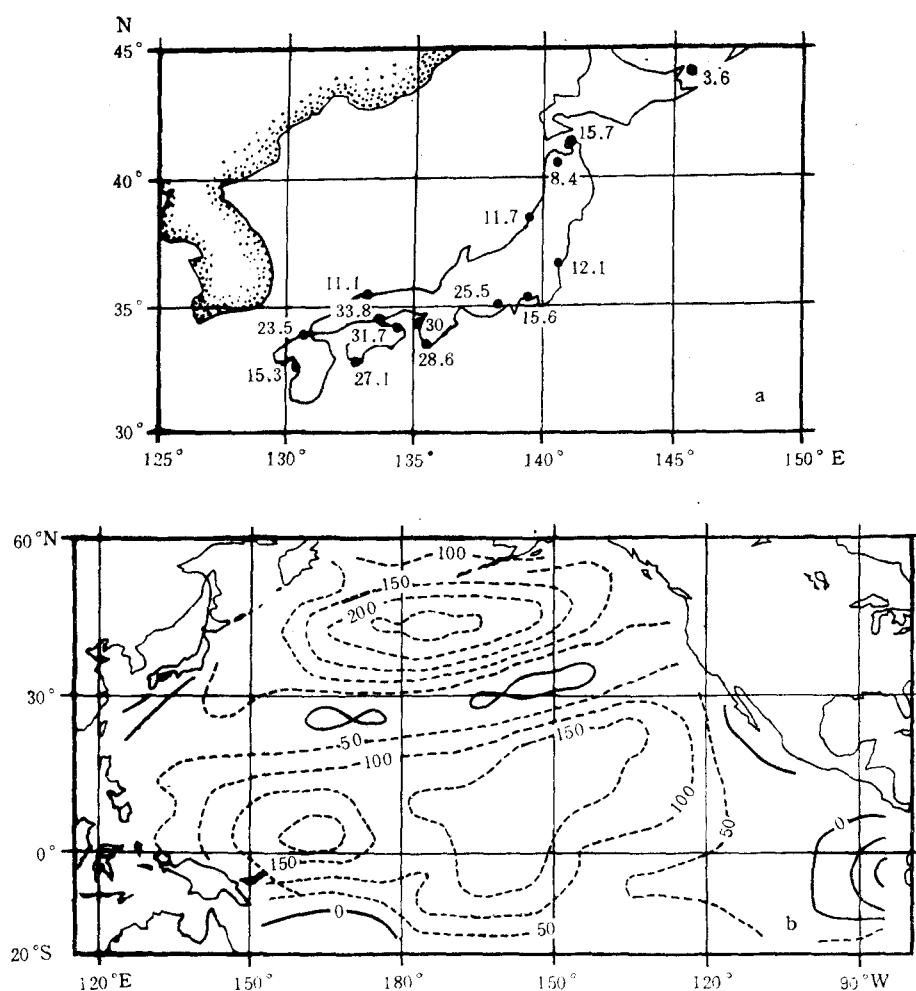


图 16 日本沿海水位和北太平洋海面水温的第二对卡依相关波型

a. 水位的卡依相关波型 (mm); b. 水温的卡依相关波型 (K)

图 16 所示的第二个卡依相关水位波型(除符号相反外)与水位和北太平洋海面气压的第二个卡依相关水位波型相似,它所解释的局部水位变化率取值从日本南部的 93% 到最北端的 2%。

五、水位变化的物理机制

使用一个海洋模式和一个高度简化的大气对流模式相耦合所做的综合海洋环流模拟实验表明,观测到的海面水温分布可以用海面风场的观测值完全再现出来(Luksch and von Storch, 1992)¹⁾,据此可以推断,北太平洋大尺度海面水温能够显著地改变覆盖于其

1) Luksch, U., 1990, Untersuchung zur niederfrequenten Variabilität der Meeresoberflächen temperatur in Nordpazifik. Examensarbeiten 5, Max-planck-Institut für Meteorologie, ISSN 0938-5177.(内部资料)

上的大气环流,然而,目前尚缺乏足够的根据证实这个假设。

为解释所发现的西太平洋日本沿海水位与东太平洋上大气环流之间的关系,我们提出以下机制:大气环流的低频变化影响了北太平洋中的海洋环流,后者的变动改变了日本沿海水位,同时也改变了海面水温。

我们既不能证实这一假设,也无法解释大气环流的初始低频变化来自何处,但是可以检验这个假设的合理性,为此我们分析了两个北太平洋综合环流模式的多年积分数据输出。

Miller 等 (1992) 使用 19 年实测通量数据趋动一个等密度面综合海洋环流模式,得到了 1970—1988 年的积分输出。供我们使用的输出数据空间分布为 5° — 45° N, 125° — 145° E。

Luksch and von Storch(1992)用 1950—1979 年的实测风场驱动一个常规 (z -坐标)

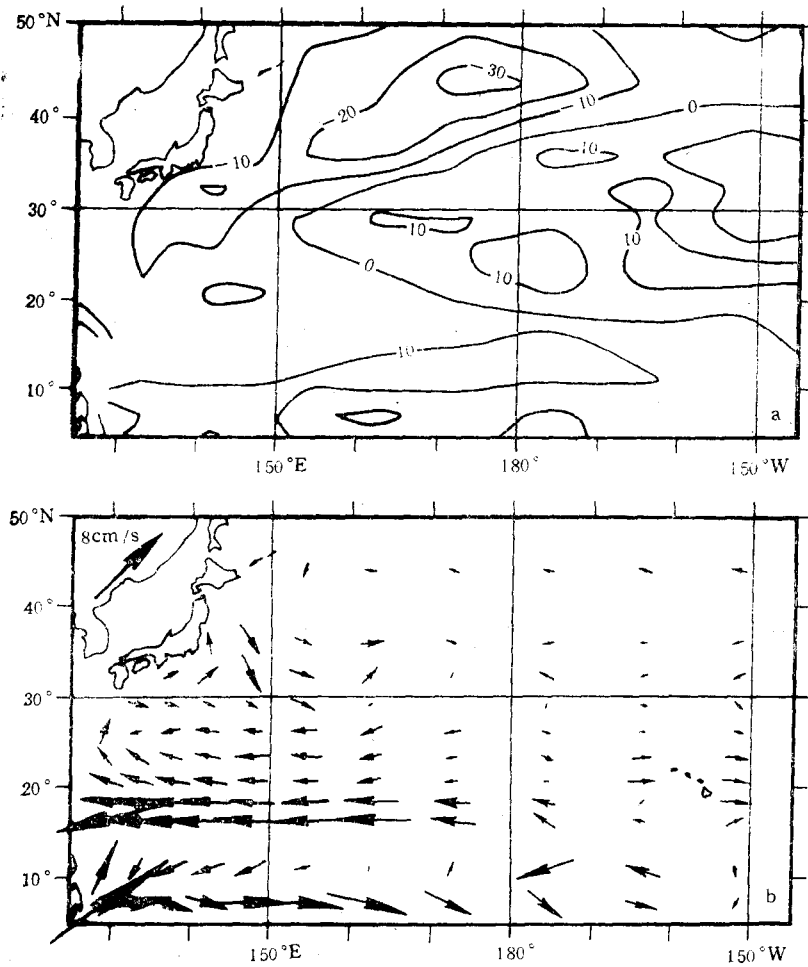


图 17 由日本沿海水位和北太平洋海面气压的第二对卡依相关波型的海面气压时间系数 $\alpha_2(t)$ 求得的混合层深度和表层流速的伴随相关波型
a. 混合层深度的伴随波型 (m); b. 表层流速的伴随波型 (cm/s)

初始方程海洋模式, 其热通量借助参数化用风应力求得。我们使用的数据输出空间分布为 $25^{\circ}\text{--}60^{\circ}\text{N}$, $155^{\circ}\text{E--}110^{\circ}\text{W}$ 。

从这两个模式的输出中选取某些海洋变量作为“拟观测值”。如果 u 是这种变量, 在任一点 x 处用其回归值 u_j 解释由卡依相关波型 $\bar{q}_j$ 的时间序列 α_j 提供的信息

$$\sum_j (u(x, t) - u_j(x) \alpha_j(t))^2 = \min \quad (4)$$

它的含义是: 如果 $\alpha_j = 1$, 那么不仅海面气压场和水位分布趋近于 $\bar{q}_j$ 和 $\bar{p}_j^H$, 而且变量 u 趋近于 u_{j0} 。

1. 由等密度面模式输出得到的伴随相关波型

经过 25 个月滑动平均处理后的混合层深度和表面流场的伴随相关波型, 以及所解释

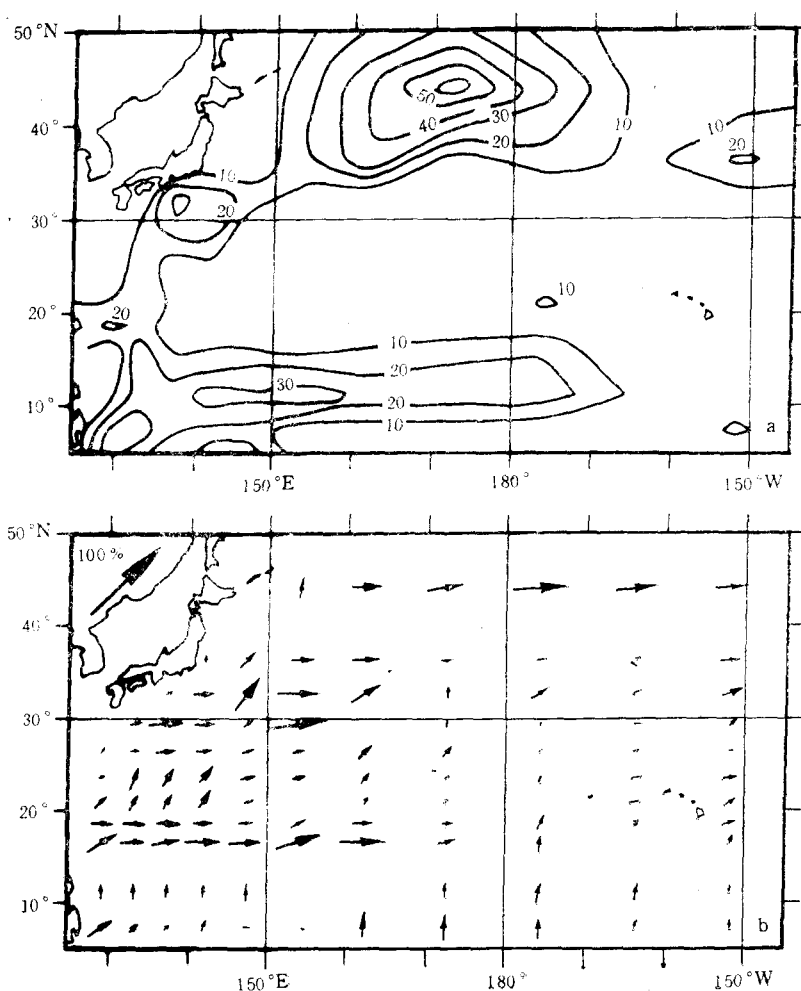


图 18 图 17 所示混合层深度和表层流速伴随相关波型所解释的局部变化率(%)

a. 混合层深度伴随相关波型所解释的局部变化率; b. 表层流速伴随相关波型所解释的局部变化率

的局部变化率见图 17、图 18。这些伴随波型与气压距平场的相关性在北太平洋的东南部较弱,而北部较强,说明北太平洋上的海面气压负距平(图 13)在 45°N 附近于较浅的混合层中引起了一股西向海流距平,并几乎延伸至亚洲东海岸,其西端海流转向而远离日本海岸,这股离岸流与日本沿海水位下降的事实相一致。在 $30^{\circ}\text{--}35^{\circ}\text{N}$ 和 $135^{\circ}\text{--}145^{\circ}\text{E}$ 区间的黑潮流域同时出现了海面气压负距平、降低的沿岸水位、加速的海面流和变浅的混合层。再往南,伴随有强化的北赤道流。就所解释的变化率而言,信号最强之处位于 45°N 左右的黑潮流域、日本列岛近海(限于分辨率模式中不存在)和副热带西太平洋(图 18)。

2. 由 z -坐标模式输出得到的伴随相关波型

z -坐标模式输出的数据仅限于 155°E 以东海域,包括黑潮在内的亚洲近海岸水域均无可利用资料,时空意义上与等密度面模式输出重叠的数据十分有限。这两个概念上全然不同的模式对于由海面气压卡依相关波型(图 13)确定的北太平洋外部趋动力的响应十分相似。在中纬度附近出现一股西向海流距平,在日期变更线处最强(所解释的变化率取最大值 40%),当其接近亚洲东海岸时纬向分量变弱,而经向分量变强,表现为离岸流,情形与等密度面模式相类似。同样,其混合层深度的伴随波型也呈现出西北部变浅、中部和南部变深的现象,与等密度面模式类似。但是,就变化幅度和所解释的变化率而言, z -坐标模式的响应强度弱于等密度面模式。

六、历史水位变化的模拟和未来变化的预测

我们使用统计模式(1)模拟本世纪以来的历史水位变化,保留了海面气压的线性变化趋势,以便估计由气候变化引起的水位变化趋势。然而我们尚没有可使用的现场水位观测资料来验证得到的模拟结果。

有人¹⁾做过名为“早期工业化数值模拟”的 150 年气候模式数值实验,使用确定的二氧化碳含量做动力,1935—1985 年的二氧化碳含量取其观测值,后 100 年的二氧化碳含量由“方案 A”确定。开始时模拟与温室气体有关的气候变化,取缓慢加速升温的形式。然而在几年至几十年的时间尺度下实验中自然发生的变化与观测值并不相关。我们从其数据输出中取出海面气压场,输入到降尺度统计模式中分析可能由环流变化引起的水位变化。

由海面气压场 1900—1985 年的观测值和 1935—2085 年的气候模式输出值得到的 6 个验潮站的水位变化曲线见图 19,它们表现出显著的“连续性”。这个模式延长了线性变化趋势,或者没有线性变化趋势,它们已从本世纪前 90 年的资料中分析出来。在第二站(图 3)由于大尺度环境的变动导致水位已下降了 5cm,而本模式预测,今后的 90 年内它将继续下降 5cm。然而第四站附近水位反以每世纪 3cm 的速率增长。在其余站点上,特别是在日本南部,水位没有显示出系统变化,沿日本海的修正估计量级为每世纪 $\pm 1\text{cm}$ 。

1) Cubasch, U. *et al.*, 1993, Pre-industrial run, Manuscript.

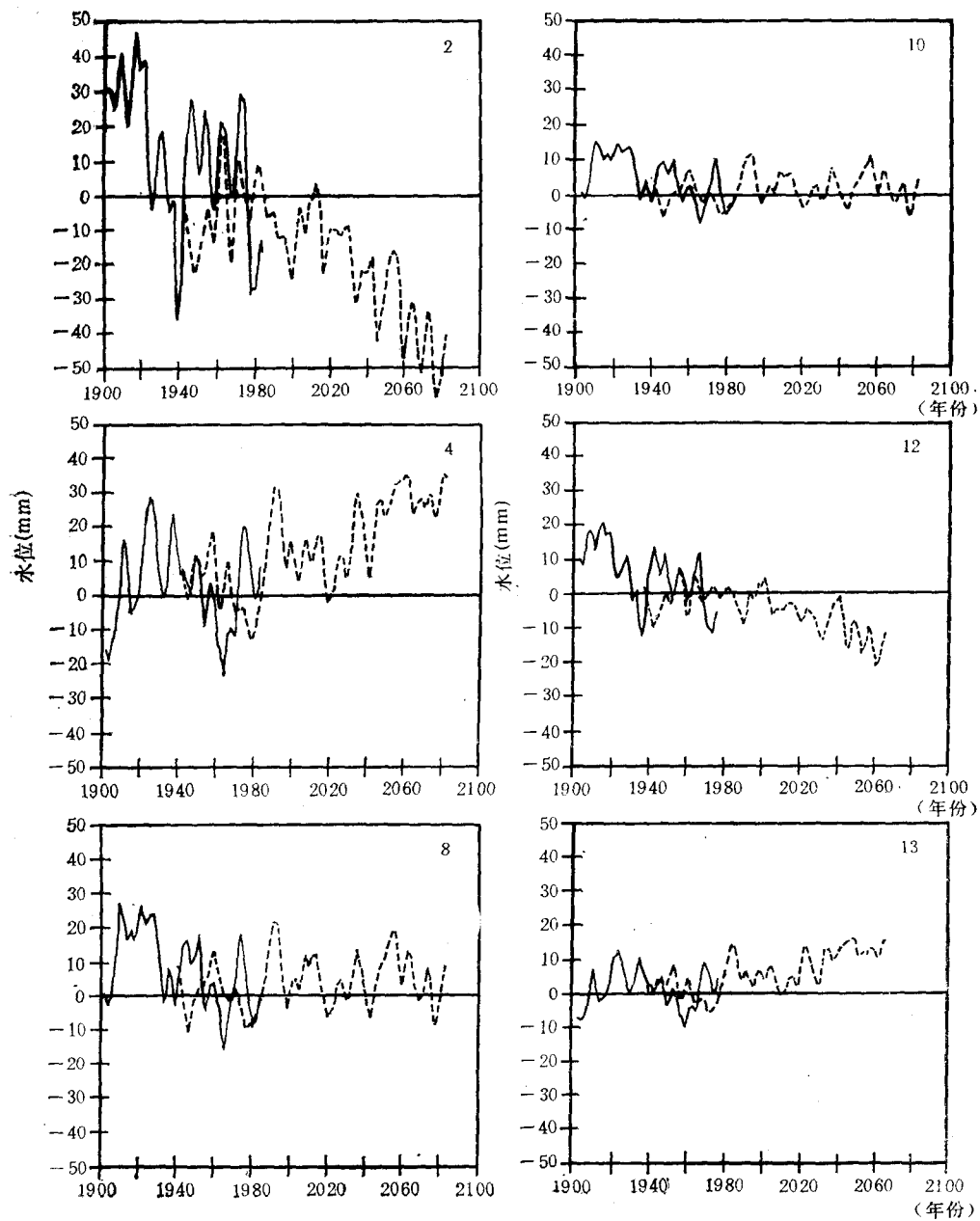


图 19 由实测海面气压场(实线,1900—1988 年)和模拟海面气压距平(虚线,1935—2085 年)降尺度得到的日本沿海 6 个验潮站上的水位变化

七、讨论与结论

我们借助卡依相关分析建立实现降尺度的统计模式的主要原因是由于对沿海水位变化的基本形成机制缺乏足够的了解。如果对于研究对象已有较深入的了解,采用其它能够充分利用这些知识的技术将更为可取。这些技术可能是非线性的,并且还可以考虑时

间滞后的变量场之间的相关问题。

本文只分析同步变量场之间的关系,因而未能充分发挥降尺度技术的作用,原因在于可供使用的资料没有足够长的时间序列,以致于不能研究 10 年以上的时间滞后问题。滑动平均的使用增加了时间误差,较短时间的滞后相关关系的确定也有较大的困难。

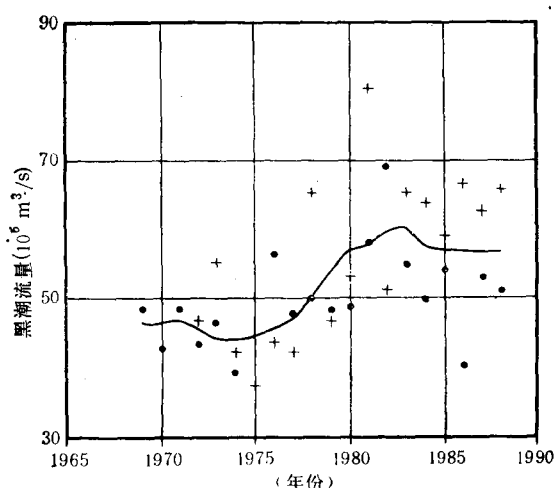


图 20 由水文数据求得的黑潮输送量时间序列

● 1月; + 7月; — 5年滑动平均

在数年的时间尺度下,有两种机制似乎对(无趋势)日本沿海水位的变化有着重要的影响:(1)局部风引起的风生流(和波)的堆积效应,它是一种有限的局部过程;(2)北太平洋东部上空大尺度大气环流的变迁,它是一种行星尺度过程。这个变化波型似乎与 Xu, J. (1993) 所解释的第四个波型相似。为了更深入地理解这种行星尺度的动力学过程,我们检验了两种不同概念的综合海洋环流数值实验的数据输出,注意到这些数据输出与文中统计分析相重叠的时间期限仅为 22 年或 18 年,对解决海洋对大气的动力响应这种极其复杂的问题只能保证

有限的效力。来自两种数值实验的共同结果是:在多年时间尺度下北太平洋中纬度上层大尺度海洋环流的变迁与北太平洋东部上空的大气环流距平相关联。只有等密度模式反映出这种联系对黑潮的影响——大气环流的变化会加强或削弱黑潮和北赤道流,假设强化的黑潮所引起的柯氏力距平将降低日本沿海水位,借此考察 Qiu, B. and T. M. Joyce (1992) 由水文资料得到的黑潮和北赤道流输送量数据。从他们的 70—80 年代的时间序列中可见,黑潮在 80 年代强化了,而在 70 年代削弱了(图 20),这与我们的解释完全一致。然而,北赤道流输送量数据噪音太多,我们的假设无法证实或推翻。

通过海面气压分布对北太平洋上空大气环流变化所做的分析表明,某些站位上沿海水位的变化具有显著的向上或向下的趋势,相邻站位上的变化趋势方向相反。这种特性可能反映了北太平洋中海洋涡旋强度和分布的缓慢变动,这个观点还需要进一步的研究证实。

气候模式的数据输出结果显示,除海水的热膨胀效应之外,至少在某些沿海站位上海洋环流的变迁是一个重要的因素,伴随着这种动力过程的最大水位距平量为每世纪 5cm。

参 考 文 献

- Aubrey, D. G. and K. O. Emery, 1986, Relative sea levels of Japan from tide-gauge records, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97: 194—205.
 Barnett, T. P. and R. Preisendorfer, 1987, Origins and levels of Monthly and seasonal forecast skills for United States surface air temperatures determined by canonical correlation analysis, *Mon.*

- Wea. Rev.*, **115**: 1825—1850.
- Cubasch, U., K. Hasselmann, H. Hock, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, B. D. Santer and R. Sausen, 1992, Time-dependent green house warming computations with a coupled ocean-atmosphere model, *Climate Dynamics*, **8**: 55—69.
- Emery, K. O. and D. G. Aubrey, 1991, Sea levels, land levels, and tide gauges, Springer Verlag, 237.
- Gill, A. E. and P. P. Niiler, 1973, The theory of seasonal variability in the ocean, *Deep-Sea Res.*, **20**: 141—177.
- Hotelling, H., 1936, Relations between two sets of variants, *Biometrika*, **28**: 321—377.
- Lisitzin, E. and J. Patullo, 1961, The principal factors influencing the seasonal oscillation of sea level, *J. Geophys. Res.*, **66**: 845—852.
- Luksch, U. and H. von Storch, 1992, Modelling the low-frequency sea surface temperature variability in the Northern Pacific, *J. Climate*, **5**: 893—906.
- Mikolajewicz, U., B. Santer and E. Maier-Reimer, 1990, Ocean response to greenhouse warming, *Nature*, **345**: 1—5.
- Miller A., J. M. Oberhuber, N. E. Graham and T. P. Barnett, 1992, Tropical Pacific Ocean response to observed winds in a layered general circulation model, *J. Geophys. Res.*, **97**: 7317—7340.
- NRC (National Research Council), 1990, Sea Level Change. National Academy Press, Washington DC., 234.
- Oberhuber, J. M., 1993, Simulation of the Atlantic Circulation with a coupled sea ice-mixed layer-isopycnal general circulation model. Part I: Model description, *J. Phys. Oceano.*, **23**: 808—829.
- Patullo J., W. Munk, R. Revelle and E. Strong, 1955, The seasonal oscillation in sea level, *J. Mar. Res.*, **14**: 88—155.
- Qiu, B. and T. M. Joyce, 1992, Interannual variability in the mid and low-latitude western North Pacific, *J. Phys. Oceano.*, **22**: 1062—1079.
- Tsumura, K., 1963, Investigation of the mean sea level and its variations along the coast of Japan. Part I: Regional distribution of sea level variations, *J. Geod. Soc. Japan*, **9**: 49—90.
- von Storch, H., E. Zorita and U. Cubasch, 1993, Downscaling of global climate change estimates to regional scales: An application to Iberian rainfall in winter time, *J. Climate*, **6**: 1161—1171.
- Warrick, R. A. and H. Oerlemans, 1990, Sea level rise. In: Houghton, Jenkins and Ephraums (eds): *Climate Change. The IPCC Scientific Assessment*, Cambridge University Press, 257—282.
- Woodruff, S. D., R. J. Slutz, R. L. Jenne and P. M. Steuer, 1987, A comprehensive ocean-atmosphere data set, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **68**: 1239—1250.
- Wyrtki, K., 1990, Sea level rise: The facts and the future, *Pacific Science*, **44**: 1—16.
- Xu, J., 1993, The joint modes of the coupled atmosphere-ocean system observed from 1967 to 1986, *J. Climate*, **6**: 816—838.
- Zorita, E., V. Kharin and H. von Storch, 1992, The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: Their interaction and relevance for Iberian precipitation, *J. Climate*, **5**: 1097—1108.

COAST SEA LEVEL AND THE LARGE-SCALE CLIMATE STATE: A DOWNSCALING EXERCISE FOR THE JAPANESE ISLANDS*

Cui Maochang

(Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences)

Hans von Storch and Eduardo Zorita

(Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany)

ABSTRACT

A major problem envisaged in the course of man-made climate change is sea-level rise. The global aspect of the thermal expansion of seawater is reasonably well simulated by present day climate models; the coastal aspects of sea level rise, comprise the regional response to regional atmospheric forcing and to the large-scale oceanic circulation, is not adequately simulated by a global climate model because of insufficient spacial resolution. A method to infer the coastal aspects of sea level change uses a statistical "downscaling" strategy: a linear statistical model is built upon a multi-year data set of local sea level data and of large-scale oceanic and/or atmospheric data such as sea-surface temperature or sea-level air-pressure.

We apply this idea to the sea level along the Japanese coast. The sea level is related to regional and North Pacific sea-surface temperature and sea-level air pressure. Two relevant processes are identified. One process is the local wind set-up of water due to regional low-frequency wind anomalies; the other is a planetary scale atmosphere-ocean interaction which takes place in the eastern North Pacific.

* Contribution No. 2420 from Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences