

地极移动与气候的几个问题

彭公炳 陆巍 殷延珍

(中国科学院地理研究所)

提 要

本文推导了包含地球转动瞬时极坐标和地理经纬度的极移变形力位势和该力在东西、南北、垂直三个方向上的分量的表达式,它与国外同类工作的推导途径不同,经度取向不同,便于利用我国天文资料进行计算。文中讨论了极移变形力位势和该力三个分量的时空变化规律及其量级估计。

作者揭示了我国气候某些演变特点、北半球若干大气环流指标与地极移动之间的规律性联系。

并对地极移动可能影响气候的原因提出了看法,讨论了前者可能影响后者的时间尺度和空间效应问题。

近若干年来,国内外都在开展地球物理因素与天气气候的研究工作^[1-3],目的是从另一条途径寻求气候形成和变化理论,并探索长期天气预报的方法。这方面的工作并不排斥现有的天气气候学基本理论,而是对后者的重要补充。我们认为有必要进一步从事这方面的研究。本文只讨论地极移动与气候的几个问题,着重分析我国的情况。

一、地极移动影响天气气候的一些理解

1. 一般理解

地球绕瞬时轴与惯性轴旋转时离心力将发生变化,我们称这种变化的力的系统为极移变形力。地球上每点所受的离心力是一个矢量,离心力之差也是一个矢量,所以极移变形力是一个矢量系统。这个系统随作用点的球面位置而变化,同时也随时间而变化³⁾。地面上任一点所受离心力的大小为 $m\omega^2 r$, r 是该点到自转轴的距离, m 是该点的质量, ω 是自转角速度;离心力的方向与自转轴垂直,作用向外(图1)。图中 Z 和 Z' 分别表示惯性极和瞬时极, F 和 F' 为相应的离心力。

当地极发生变化时,引起了离心力系统的变化,这个变化的积累值是相当大的,因而造成了地球上大气环流和空气质量输送的变化,于是天气气候也产生相应的变化。瞬时极绕惯性极运动以14个月为主周期,因而它主要影响大气的长期过程。地极移动除直接影响大气环流外,还影响海温和洋流,后者的变化又反过来影响大气。

1979年4月19日收到修改稿。

* 1) 气象科技资料, 1973年第3期。

2) 长江流域水文气象技术经验交流文集, 1975。

3) 地震战线, 1970年10月。

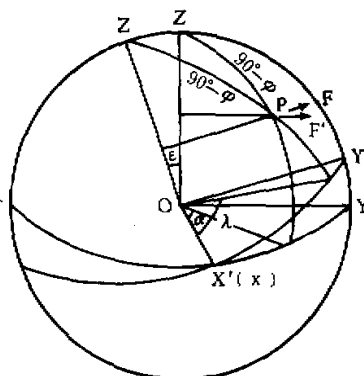


图 1. 极移变形力图

2. 地极移动的变形力位势和该力各分量的表达式

李启斌等³⁾根据地球绕瞬时轴与绕最小惯性主轴旋转时二者离心力系统的变化求出了地面上某点 P 极移变形力在地平直角坐标系中各分力的表达式:

$$\left. \begin{aligned} F_{EW} &= m\omega^2 R \sin \epsilon \sin \Delta\lambda \sin \varphi \\ F_{SN} &= m\omega^2 R \sin \epsilon \cos \Delta\lambda \cos 2\varphi \\ F_{\perp} &= -m\omega^2 R \sin \epsilon \cos \Delta\lambda \sin 2\varphi \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

上式中 F_{EW} 、 F_{SN} 、 $F_{\perp}$ 分别为极移变形力在东西、南北和垂直方向上的三个分量, 力的方向是向西、向南、向上为正; m 为地球上某点的质量; ω 为地球自转角速度; R 为地球半径; λ 、 φ 为某点 P 的地理经纬度; $\Delta\lambda = \lambda_P - \lambda_s$, 表示瞬时极经度与某点地理经度之差, 经

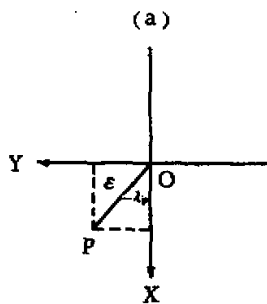


图 2 极移坐标

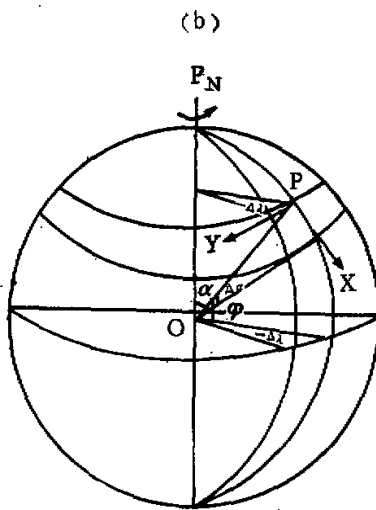


图 2 极移坐标

度的取向是从格林威治子午线向东量度为正; ϵ 表示惯性轴与瞬时轴夹角。

为了利用极移坐标值来考察极移与气象的关系, 我们对(1)式又作了推导和变换, 并

取图 2(a) 的直角坐标系, 由该图得

$$\left. \begin{aligned} \cos \lambda_p &= \frac{X}{R\varepsilon} \\ \sin \lambda_p &= \frac{Y}{R\varepsilon} \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

式中 X 、 Y 表示地球转动极的坐标, 向西、向南为正。因为

$$\left. \begin{aligned} \sin \Delta\lambda &= \sin(\lambda_p - \lambda) = \sin \lambda_p \cos \lambda - \cos \lambda_p \sin \lambda \\ \cos \Delta\lambda &= \cos(\lambda_p - \lambda) = \cos \lambda_p \cos \lambda + \sin \lambda_p \sin \lambda \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

将(2)代入(3)式得

$$\left. \begin{aligned} \sin \Delta\lambda &= \frac{1}{R\varepsilon} (-Y \cos \lambda - X \sin \lambda) \\ \cos \Delta\lambda &= \frac{1}{R\varepsilon} (X \cos \lambda - Y \sin \lambda) \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

因为 $X = xR$, $Y = yR$, $\sin \varepsilon = \varepsilon$ 。这里 x , y 分别表示地极在 X , Y 方向上的角位移, 单位为弧度, 所以

$$\left. \begin{aligned} F_{EW} &= -m\omega^2 R(y \cos \lambda + x \sin \lambda) \sin \varphi \\ F_{SN} &= m\omega^2 R(x \cos \lambda - y \sin \lambda) \cos 2\varphi \\ F_{\perp} &= -m\omega^2 R(x \cos \lambda - y \sin \lambda) \sin 2\varphi \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

这就是所求的包含极移坐标值的极移变形力各分量的表达式。由于 x , y 值可以从我国纬度站和国际纬度服务得到, 所以(5)式便于使用。

设 α 为地球上某点 $P(\lambda, \varphi)$ 的余纬, 则 $\alpha = 90^\circ - \varphi$; 这里 φ 在 -90° 到 90° 之间, α 的变化为 $0^\circ - 180^\circ$ 。则由图 2(b) 得

$$\left. \begin{aligned} dX &= R d\alpha = -R d\varphi \\ dY &= -R \sin \alpha d\lambda = -R \cos \varphi d\lambda \\ dZ &= dR \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

设上述极移变形力分量在 X , Y , Z 轴上的积分为极移变形力位势 W_P , 于是

$$\begin{aligned} W_{P,Y} &= \int F_{EW} dY = - \int F_{EW} R \cos \varphi d\lambda \\ &= - \int [-m\omega^2 R(y \cos \lambda + x \sin \lambda) \sin \varphi] R \cos \varphi d\lambda \\ &= \frac{1}{2} m\omega^2 R^2 (y \sin \lambda - x \cos \lambda) \sin 2\varphi. \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} W_{P,X} &= \int F_{SN} dX = - \int F_{SN} R d\varphi \\ &= - \int [m\omega^2 R(x \cos \lambda - y \sin \lambda) \cos 2\varphi] R d\varphi \\ &= \frac{1}{2} m\omega^2 R^2 (y \sin \lambda - x \cos \lambda) \sin 2\varphi. \end{aligned}$$

$$W_{P,Z} = \int F_{\perp} dZ = \int F_{\perp} dR$$

$$\begin{aligned}
 &= \int [-m\omega^2 R(x \cos \lambda - y \sin \lambda) \sin 2\varphi] dR \\
 &= \frac{1}{2} m\omega^2 R^2 (y \sin \lambda - x \cos \lambda) \sin 2\varphi.
 \end{aligned}$$

所得结果是一样的.即

$$W_p = \frac{1}{2} m\omega^2 R^2 (y \sin \lambda - x \cos \lambda) \sin 2\varphi \quad (7)$$

这就是所求的极移变形力位势的表达式.它与 Максимов^[3]的结果类似;所不同的是,该作者与我们的推导方法不同,经度取向不同,因而极移变形力位势及其分力表达式的形式也不同;我们的表达式便于应用我国的天文资料进行计算.而且我们的经度取向与极移方向一致.

根据上述表达式,我们可以计算任何时间任何地点的极移变形力位势及其各分力,然后分析大气环流、天气气候与计算出来的这些物理量之间的联系.

3. 极移变形力位势和该力各分量的空间变化

从(5)式和(7)式我们可以推算 F_{EW} , F_{SN} , F_L 和 W_p 的空间变化特点,为了说明这些物理量随纬度和经度而变化的特点,我们设

$$W_{p_1} = \frac{1}{2} m\omega^2 R^2 \sin 2\varphi, \quad W_{p_2} = \frac{1}{2} m\omega^2 R^2 (y \sin \lambda - x \cos \lambda);$$

$$F_{EW_1} = -m\omega^2 R \sin \varphi, \quad F_{EW_2} = -m\omega^2 R (y \cos \lambda + x \sin \lambda);$$

$$F_{SN_1} = m\omega^2 R \cos 2\varphi, \quad F_{SN_2} = m\omega^2 R (x \cos \lambda - y \sin \lambda);$$

$$F_{L_1} = -m\omega^2 R \sin 2\varphi, \quad F_{L_2} = -m\omega^2 R (x \cos \lambda - y \sin \lambda).$$

则可算得下列结果(表 1—2).

表 1 极移变形力位势和该力各分量随经度的变化

λ	0°	90°	180°	270°
$x \cos \lambda$	x	0	$-x$	0
$y \sin \lambda$	0	y	0	$-y$
$y \cos \lambda$	y	0	$-y$	0
$x \sin \lambda$	0	x	0	$-x$
W_p	$-xW_1$	yW_1	xW_1	$-yW_1$
F_{EW}	yF_1	xF_1	$-yF_1$	$-xF_1$
F_{SN}	xF_1	$-yF_1$	$-xF_1$	yF_1
F_L	xF_1	$-yF_1$	$-xF_1$	yF_1

这些表格说明,上述四个物理量的经度分布有共同的特点.即经度相差 180° 的地方量级相等,符号相反;不过 F_{EW} 与其余三个量不同的是,在同一经度上,当 F_{EW} 主要决定于 x 值时,则其余三个量决定于 y 值,反之亦然.

按纬度分布的特点是, W_p 和 F_L 完全一样,都是在 45° 处达到极大值,在赤道和极地为零. F_{EW} 在极地最大,向低纬逐步减小,在赤道为零. F_{SN} 在 45° 处为零,向南北增大;

表 2 极移变形力位势和该力各分量随纬度的变化

φ	0°	30°	45°	60°	90°
W_p	0	$\frac{\sqrt{3}}{2}W_1$	W_2	$\frac{\sqrt{3}}{2}W_2$	0
F_{EW}	0	$\frac{1}{2}F_2$	$\frac{\sqrt{2}}{2}F_1$	$\frac{\sqrt{3}}{2}F_2$	F_2
F_{SN}	F_2	$\frac{1}{2}F_1$	0	$-\frac{1}{2}F_1$	$-F_2$
F_L	0	$\frac{\sqrt{3}}{2}F_1$	F_1	$\frac{\sqrt{3}}{2}F_2$	0

在极地及赤道达最大值,但两者方向相反。

4. 极移变形力位势及该力各分量的量级估计

为了了解我国极移变形力位势的时空变化特点,我们根据(7)式计算了北纬20°, 30°, 40°, 45°, 东经80°, 110°地区1900—1977年各冬、夏和全年单位质点的瞬时平均 W_p 值,得到了最大值为2940厘米²/秒²(1952年夏, 45°N、110°E地区)。

同样,我们根据(5)式计算了上述地区该时段的极移变形力三分量;其结果是, F_{EW} 最大值为 -520×10^{-8} 厘米/秒²(1951年夏, 45°N、80°E地区); F_{SN} 最大值为 -691×10^{-8} 厘米/秒²(1952年夏, 20°N、110°E地区); F_L 最大值为 905×10^{-8} 厘米/秒²(1952年夏, 45°N、110°E地区)。

二、气候演变特点与地极移动状况的联系

1. 地极移动周期在气候上的反映

为了进一步了解地极移动的规律,我们用滑动平均、方差分析和能谱分析分别计算了1900—1977年地极坐标 x , y 值、极移年振幅、极移变形力位势及其各分力的周期,得到了12个月、14个月和6—7年周期;此外,我们还得到了35年左右的周期(图略)。

同时我们用上述方法计算了我国一些地区的气温、降水、气压以及少数水位和流量资料,并且计算了北半球内的一些大气环流和大气活动中心的指标。结果表明,地极移动的月和年的周期在气候上都有明显的反映。因为12个月周期在气象上是普遍存在的,所以我们着重讨论其余三个周期。

A) 14个月周期

我们对北京、沈阳、长春、哈尔滨、郑州、重庆、昆明、汕头八站10年内逐月平均气压进行了周期分析,其结果是毫无例外地显示出11.4和13.3个月的周期,即接近12个月和14个月的周期。同样,我们得到了500mb副高强度指数和亚洲经向环流指数的上述周期。这从哈尔滨、重庆、汕头月平均气压能谱图、分波图(图3)和亚洲经向环流指数月平均值能谱图(图略)上看得很清楚。此外,我们的计算表明,武汉、九江、岳阳三站逐月平均降水有14个月周期。

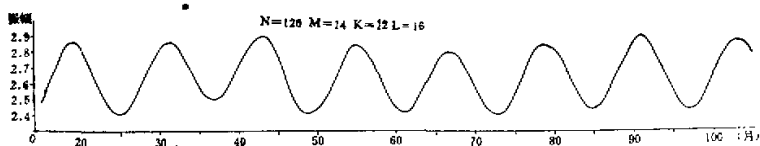


图 3 汕头气压 14 个月分波

B) 6—7 年周期

6—7 年周期在气象上反映非常明显, 不仅通过方差分析和能谱分析可以发现, 就是用三年滑动平均曲线也能看出。我们的计算表明, 东北三站(哈尔滨、长春、沈阳) 1—2 月平均气温和年绝对最低气温有 6—7 年周期(图 4), 长江中下游五站(上海、南京、九江、芜湖、武汉) 1—2 月绝对最低气温、6—8 月绝对最低气温和年绝对最低气温以及华南四站(广州、南宁、贵阳、昆明)年绝对最低气温都具有 6—7 年周期。长江中下游五站 5—8 月降水和华北五站(北京、天津、保定、石家庄、营口) 7—8 月降水有 7 年左右周期, 汉口站 6—9 月平均流量有 6 年左右周期。太平洋副高西界和南界有 6 年左右的周期, 赤道低压位置有 6 年周期。

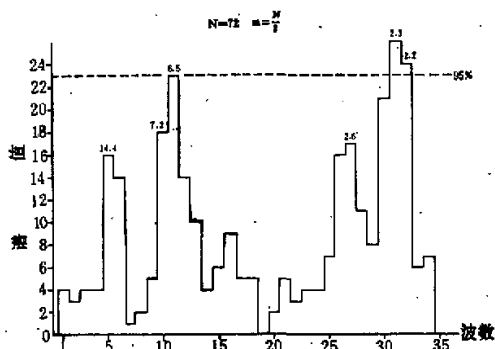


图 4 东北三站 1—2 月平均气温能谱

C) 35 年左右的周期

我们用十年滑动平均和周期分析方法都发现, 长江中下游五站 5—8 月降水、年降水

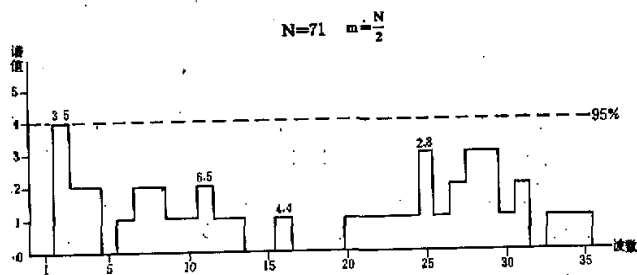


图 5 长江中下游五站 6—8 月平均气温能谱

都有 35 年左右的周期, 华北五站年降水有 35 年左右的周期(图略)。东北三站年绝对最低气温有 36 年周期, 华南五站 1—2 月绝对最低气温有 35 年左右的周期, 长江五站 6—8 月平均气温有 35 年周期(图 5)。赤道低压东界和西伯利亚高压北界历年位置都有 30 年周期, 7 月印度低压东界位置有 36 年周期。

2. 欧亚大陆中纬地区经向环流指数的演变和副高的移动同极移振幅的联系

我们将 1939—1971 年 45° — $65^{\circ}N$, 0° — $150^{\circ}E$ 经向环流指数的 7 月值和平均年总值与极移振幅作了对比, 发现地极移动振幅各周期的高值年经向环流指数一般也高, 反之亦然, 上述两种环流指标均如此(表略)。而且就整个极移周期而言, 极移大的周期经向环流指数也高, 极移小的周期经向环流指数也低。

我们对比了太平洋副热带高压南界与极移振幅的历年资料, 发现极移振幅的高值年副高南界偏南; 极移振幅的低值年副高南界偏北(表略), 这与前述副高南界与极移振幅有相同的周期这一情况是一致的。

3. 气温变化与地极移动的关系

为了解气温变化与地极移动的关系, 我们除计算它们的周期外, 还进行了滑动平均曲线的对比分析和滤波分析。发现我国一些大面积地区的气温, 尤其是冬季气温与极移振幅关系较好。例如, 东北地区 1—2 月平均气温、华南地区年绝对最低气温、长江中下游五站 1—2 月绝对最低气温的三年滑动平均值与极移振幅的相应值呈明显的负相关, 即绝大多数极移振幅高值年上述地区冬季气温偏低, 而极移振幅的低值年气温偏高, 只有极少数时段例外(图略)。从滤波图(图 6)上看得更清楚, 东北 1—2 月平均气温变化的位相与极移变化的位相完全相反, 很少例外。

我们对比了极移振幅大于 $0''.20$ 的年代华北五站年绝对最低气温与我们计算的 30° — $40^{\circ}N$ 、 110° — $120^{\circ}E$ 地区 F_{SN} 值(表略), 发现几乎所有华北冷年该地区 F_{SN} 都是由北向

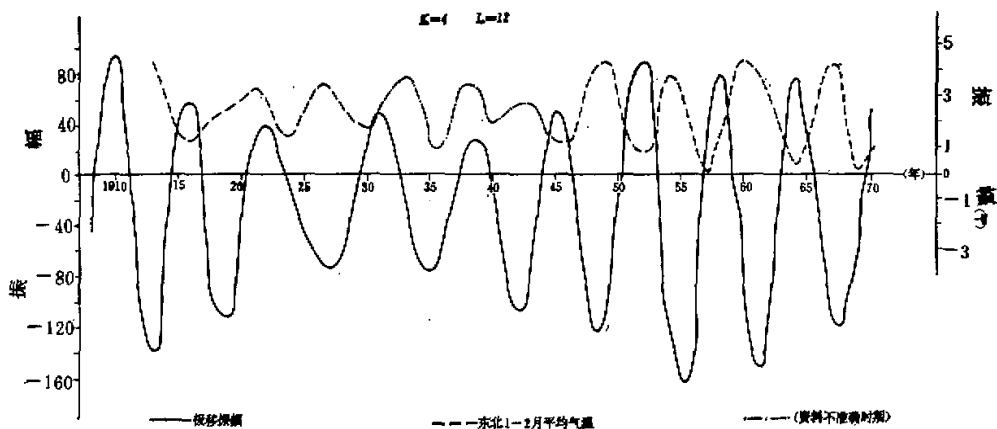


图 6 东北 1—2 月平均气温与极移振幅 6—7 年分波

雨的, 14 个冷年中 13 个冷年均如此, 暖年情况完全相反。若按象限划分, 则当地极处在 $90^{\circ}-130^{\circ}\text{E}$ 时, 华北冷年出现机率最大, 而暖年地极处在该象限的机率不大; 即地极“靠近”华东时, 该地区容易出现冷年, 而暖年多出现在地极“远离”华北的情况下。看来, 该地区的冷暖还可能与极移变形力和地极位置有联系。

4. 降水与地极移动的联系

我国一些大面积地区的降水与极移有明显关系。我们先以长江中下游地区来讨论。

我们发现, 极移振幅各周期的高值年长江中下游五站 5—8 月多雨年数增加 (5—8 月降水多年平均值为 603mm, 我们取大于 750mm 为多雨年, 小于 450mm 为少雨年), 反之, 各周期的低值年少雨次数增加。我们用秩和检验法对比了每个周期中最大振幅各年与最小振幅各年的两组降水值, 发现有显著的差异 (检验水平为 5%), 前者显著大于后者。尤其值得注意的是, 所有各周期内地极移动振幅最大年没有出现过一次少雨, 而所有振幅最小年没有出现过一次多雨。极移振幅最大的 1952—1957 年平均每年 5—8 月降水, 比极移最小的 1934—1940 年多 205 毫米, 这个数量是很可观的。1952—1957 年没有一年少雨, 1954、1955 这两个最大的雨年正好出现在这个周期内, 1911 年这个第三多雨年又正好出现在 1910—1915 这个次大极移周期内。与此相应, 1934 年这个雨量最少的汛期又正好出现在 1934—1940 年这个最小极移周期内。这个地区 5—8 月降水和年降水的 6—7 年周期曲线、35 年左右周期曲线与极移振幅的相应周期曲线也对应较好 (图 7), 呈明显的正相关, 而滤波图 (图 8) 上这种正相关反映得更清楚, 只有极少数例外的情况。这些都

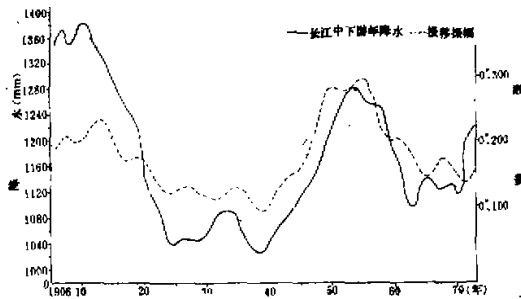


图 7 长江中下游年降水与极移振幅多年变化 (十年滑动平均)

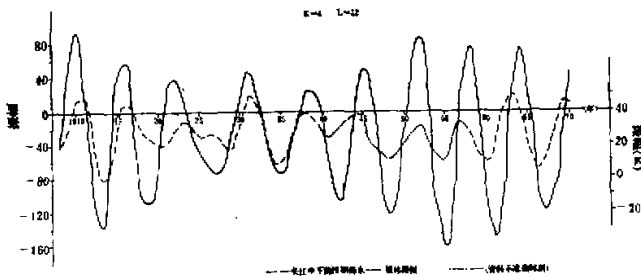


图 8 长江中下游汛期降水与极移振幅 6—7 年分波

说明该地区汛期和年降水都与极移振幅有较密切的联系。

为了考察降水与地极位置的关系,考虑到极移振幅高值年多雨次数增加的特点,我们统计了极移振幅大于 $0''.10$ 时该地区各多雨年 3—6 点(相应于 5—8 月)地极平均坐标位置(表 3),发现 13 个多雨年中 9 个在 $0^\circ-90^\circ\text{W}$ 象限内。少雨年出现在极移振幅大于 $0''.10$ 的年代很少。

表 3 极移振幅大于 $0''.10$ 的多雨年 x 、 y 值和极移变形力水平分量方向

多雨年代	1901	1909	1910	1911	1915	1916	1931	1938	1939	1954	1956	1962	1969
极移振幅	$0''.103$	$0''.303$	$0''.335$	$0''.292$	$0''.255$	$0''.271$	$0''.201$	$0''.138$	$0''.131$	$0''.219$	$0''.237$	$0''.137$	$0''.163$
x	$0''.10$	$0''.20$	$0''.02$	$-0''.11$	$0''.16$	$0''.04$	$0''.04$	0	$0''.01$	$-0''.11$	$0''.24$	$0''.15$	$0''.14$
y	$-0''.06$	$0''.20$	$0''.29$	$0''.23$	$0''.17$	$0''.21$	$0''.21$	$0''.13$	$0''.13$	$0''.06$	$0''.08$	$0''.16$	$0''.31$
$F_{\text{水平}}$	ES	ES	ES	WS	ES	ES	ES	ES	WS	WS	ES	ES	ES

通过对 30°N 、 120°E 地区 F_{EW} 、 F_{SN} 和 W_P 的计算,发现上述多雨年极移变形力水平分量大都是从东南指向西北的,这可能对应着从太平洋来的潮湿气流的加强时期。此外,总的来说,在这些多雨年中, W_P 值是偏高的。看来,该地区降水不仅与极移振幅有关,而且可能与地极位置以及极移变形力有联系。

三、讨 论

1. 气候特点与地极移动之间可能存在着规律性的联系。当极移振幅增大时,这种联系可能也随之增加。看来有这样的趋势,极移振幅的高值年,亚欧中纬地区经向环流指数增强,纬向环流指数减弱,副高偏南,中纬地区海洋向大陆输送的水汽减少,因而降水减少,冬半年气温也降低,而地处副热带的我国长江中下游降水有所增加;反之亦然。

2. 地极移动影响天气气候的理论目前尚不成熟,天气气候演变与地极移动振幅和方向的关系则有大量的事实;有必要进一步揭示这些事实,但当前更重要的是开展极移影响气候的理论研究,弄清前者影响后者的机制。此外,理论上和应用上都应该将这一因素的影响与其他因素的影响统一起来考虑,防止片面性。

3. 在研究这类因素对气候的影响时,还要注意时间尺度和空间效应问题。鉴于气候演变和地极移动都有 14 个月、6—7 年和 35 年左右的周期,我们认为,研究后者对前者的影响时,选取几年到几十年这样的时间尺度是适宜的。至于空间效应,则必须根据极移变形力位势及其分力的表达式,区分地极的不同位置对不同地区气候的不同影响,不能机械地去套用。

4. 根据气候演变特点与极移之间规律性的联系可以试作长期、超长期天气气候预报。近几年来我们与有关水文气象部门协作,从这一途径进行过时段降水的长期、超长期预报试验工作,并有一定效果。但是要注意选准有物理意义的关键的统计指标,例如注意处理好表征极移特性的指标以及相应的大气环流和天气气候指标;同时应该将这一途径的预报结果与其他途径的结果进行综合分析,才能取得更好的果效。

参 考 文 献

- [1] Geophys, pap. dedicated to professor Kenso Sassa, 1963.
[2] 气象研究, 一ト, 第12卷, 第4号.
[3] Максимов, И. В., Геофизические силы и воды океана, 1970.

SOME PROBLEMS ABOUT THE EARTH POLE SHIFT AND CLIMATE

Peng Gong-bing Lu Wei Yin Yan-zheng

(*Institute of Geography, Academia Sinica*)

Abstract

In this paper, formulas of the potential of deformation force and its components in three (N-S, E-W, and vertical) directions have been deduced, they principally include coordinate of instantaneous pole of earth rotation and geographic longitudes and latitudes. The characteristics of change in time and space of the potential of this force and its components have been discussed. While different in way of deduction and longitudinal directions from the same formulas abroad, these formulas are convenient for processing of the astronomic data in our country.

The authors have revealed the regular connection between some features of climatic change in our country, the indices of the general circulation in the Northern Hemisphere and the shifts of the earth poles. The cause of possible influence of earth pole shift on climate was explained and the time scale and space change of the influence were discussed also.