

吴楠, 邹海波, 占龙飞, 2019. 鄱阳湖地区夏季气温日变化特征及其成因[J]. 气象与减灾研究, 42(4):270-276.

Wu Nan, Zou Haibo, Zhan Longfei, 2019. The diurnal variations of air temperature during summer in Poyang Lake area and its causes[J]. Meteorology and Disaster Reduction Research, 42(4):270-276.

鄱阳湖地区夏季气温日变化特征及其成因

吴楠¹, 邹海波², 占龙飞³

1. 江西省气象灾害应急预警中心, 江西 南昌 330096
2. 江西省气象科学研究所, 江西 南昌 330096
3. 江西省气候中心, 江西 南昌 330096

摘要: 基于 2015—2017 年 6—8 月鄱阳湖周边共 340 个气象站的逐小时气温观测资料和 NASA MERRA 再分析资料, 应用经验正交函数分解(EOF)和热量方程诊断方法, 分析了鄱阳湖地区夏季气温的日变化特征及其形成原因。结果表明: 受非绝热加热影响(包括地表感热和地表向上的长波辐射), EOF 第一特征向量反映鄱阳湖区与周围陆地的气温呈同相变化。04—17 时, 湖区和周围陆地气温逐渐升高, 湖区滞后于周围陆地, 湖区为冷源; 17 时—次日 04 时, 湖区和周围陆地气温逐渐降低, 湖区同样滞后于周围陆地, 湖区为热源。受热扩散影响, EOF 第二特征向量反映鄱阳湖区与周围陆地的气温呈反相变化, 因湖区和周围陆地气温分布不均匀, 22 时—次日 11 时, 湖体表面大气热量向周围陆地表面大气扩散, 湖体表面气温降低, 陆地表面气温升高; 11—22 时, 反之。因此, 鄱阳湖水体的存在对毗邻地区的气温产生影响, 在一定程度上改变了局地气候。

关键词: 夏季气温, 鄱阳湖区, 日变化, EOF, 成因

中图分类号: P423.2

文献标识码: A

文章编号: 1007-9033(2019)04-0270-07

doi: 10.12013/qxyjzyj2019-043

Diurnal Variations of Air Temperature during Summer in Poyang Lake Area and Its Causes

Wu Nan¹, Zou Haibo², Zhan Longfei³

1. Jiangxi Meteorological Disaster Emergency Warning Center, Nanchang 330096, China
2. Jiangxi Meteorological Science Institute, Nanchang 330096, China
3. Jiangxi Climate Center, Nanchang 330096, China

Abstract: Based on the observational hourly air temperature data of 340 stations during summer in 2015–2017 around Poyang Lake and NASA MERRA reanalysis data, the diurnal variation characteristics of air temperature in Poyang Lake area and the causes were discussed using the EOF method and equation diagnostic analysis method. The results showed that under the impact of non-adiabatic heating (including surface sensible heat and upward surface long wave radiation), EOF1 reflected that the air temperatures of Poyang Lake area and the surrounding land changed simultaneously. The air temperatures of the lake area and surrounding land gradually increased during 04:00–17:00 BT, the warming rate of temperature in lake area was slower than that in the surrounding land, thus the lake area became a cooling source; the air temperature of both two areas decreased gradually during 17:00–04:00 BT, the cooling rate of temperature in the lake area was slower than that of surrounding land, and the lake area became a heating source. Affected by the thermal diffusion, EOF2 reflected air temperatures in lake area and the surrounding land changed oppositely. Due to the uneven distribution of the air temperature in two areas, the thermal energy of the lake surface diffused to the surrounding land surface during 22:00 BT and 11:00 BT, the air temperature over the lake surface

收稿日期: 2019-06-10; **修订日期:** 2019-09-02.

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(编号:41865003).

作者简介: 吴楠, 硕士, 助理工程师, 主要从事气候变化研究, E-mail:623426873@qq.com.

decreased and the temperature over the land surface increased; while the situation was on the contrary from 11:00 BT to 22:00 BT. Therefore, the surrounding areas were affected by Poyang Lake, which might change the local climate to a certain extent.

Key words: air temperature in summer; Poyang Lake area; diurnal variation; EOF; cause

0 引言

湖泊与周围陆地反照率、热容量、粗糙度以及能量交换上的差异,有利于调整地表的温度和能量循环,减弱年温差和日温差,也改变了大气温度梯度(Bonan,1995)。因此,湖泊作为局地气候一个重要的下垫面强迫因子,在局地和区域气候中扮演着重要的角色(Carpenter,1988;Pitman,1991;Hostetler et al,1993;Delire et al,2004)。研究湖泊地区气温分布特征和动力变化机制,有助于更好地掌握湖泊对周边天气的影响。一方面,关于湖泊对毗邻地区天气气候的影响,普遍认为湖区气温的特点是冬暖、夏凉(高国栋和陆渝蓉,1988)。万军山等(1993)计算了夏季鄱阳湖纯水体的气温效应值,发现其对湖区气温影响呈热源效应;进一步研究该热源效应的日变化时发现,鄱阳湖水体在阴天和晴天的夜间热源效应增强,在晴天的白天热源效应减弱。刘甜甜等(2008)分析了洞庭湖对周边地区气温分布的影响,发现洞庭湖改变了湖南省原本气温“南高北低”的分布态势。李连方(1987)研究了湖泊热力效应,发现湖区夏天凉于山丘区,而冬天暖于山丘区。除了观测研究,还有很多学者用数值模式对此问题进行了探究。李江林等(2009)利用 RAMS 模式对山谷城市兰州的冬季湖泊效应进行了数值模拟,发现湖泊对周围地区气温的影响表现为夜间有增温作用,且随着离湖泊的距离渐远而减弱。另一方面,针对鄱阳湖地区的天气气候特征,也有学者进行了相关研究。殷剑敏等(2011)分析了 1959—2008 年鄱阳湖流域的气候变化规律,发现年平均气温呈波动上升趋势,升温率总体呈“北高南低”分布。

以往关于鄱阳湖地区气温的研究大多聚焦于年际或年代际时间尺度,而缺乏日变化的深入研究。文中利用气温观测资料和 NASA MERRA 辐射再分析资料,应用 EOF 分析和热量方程诊断方法,对鄱阳湖地区夏季气温日变化特征及其形成原因进行分析,以期对鄱阳湖地区天气分析及预报提供参考。

1 数据和方法

1.1 数据

鄱阳湖位于长江中下游南岸的江西省北部,地

理范围为(115°49′—116°46′E,28°24′—29°46′N)(鄱阳湖研究编委会,1988)。逐小时气温观测资料是由江西省气象信息中心提供的 2015—2017 年 6—8 月(115°30′—117°18′E,27°54′—29°42′N)范围内共 340 个海拔低于 100 m 且远离城市的气象站观测资料(图 1),无缺测值、无异常值。地表向上长波辐射、地表感热通量和地表潜热通量再分析资料来源于 NASA 的 MERRA(Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications),其时间分辨率为 1 h,水平分辨率为 0.667°×0.5°。

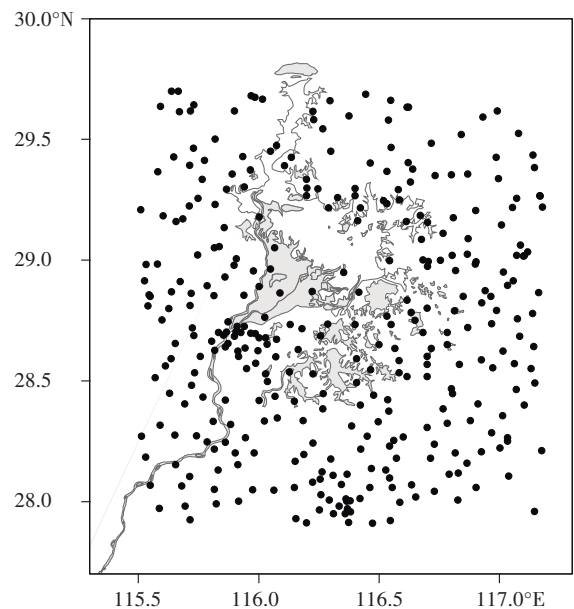


图 1 鄱阳湖地区 340 个气象观测站

Fig. 1 340 meteorological stations in Poyang Lake area

1.2 方法

EOF 方法广泛用于气象统计分析,可将某物理量场分解为特征向量的空间分布和时间序列,其分解展开得到的前几个特征向量,可以最大限度地表征某物理量场在整个区域的变率(吴珊珊和黄彩婷,2015;李蕾等,2018)。因此,文中选用 EOF 分析方法对 2015—2017 年夏季(6—8 月)鄱阳湖地区逐小时气温距平进行分析,以提取鄱阳湖地区夏季气温日变化的主要特征。为消除年际波动对结果的影响,取 2015—2017 年平均值进行分析。

文中采用热力学方程(盛裴轩等,2013)对鄱阳湖地区夏季气温日变化的成因进行诊断分析。 p 坐

标系下的热力学方程:

$$\frac{\partial \ln \theta}{\partial t} = -\mathbf{v}_h \cdot \nabla \ln \theta - \omega \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} + \frac{Q}{C_p T} \quad (1)$$

其中, θ 为位温, 单位: K; t 为时间, 单位: s; \mathbf{v}_h 为水平风矢量, 单位: m/s; ω 为垂直速度, 单位: Pa/s; p 为气压, 单位: hPa; Q 为非绝热加热, 单位: W/m^2 ; C_p 为定压比容, 其值为 $1004 J/(kg \cdot K)$; T 为温度, 单位: K。分析式(1)可知, 影响局地气温变化的因子分别为温度平流项、绝热加热项和非绝热加热项。其中, 非绝热加热项(包括辐射、感热输送、潜热释放等)是影响局地温度日变化的主要因子, 而温度平流项和绝热加热项对温度的年际和月变化影响较

大, 但对温度的日变化影响不大。因此, 文中对鄱阳湖地区夏季气温日变化成因的诊断, 主要分析影响局地气温变化的非绝热加热项。

2 气温日变化特征

对 2015—2017 年夏季鄱阳湖区域逐小时气温距平进行 EOF 分析, 得到前 2 个模态的特征向量空间分布(图 2)和相应的时间序列(图 3)。其中, 第一模态的方差贡献率为 98.1%, 第二模态的方差贡献率为 1.3%, 其余模态的方差贡献率均低于 0.5%, 因此选取前 2 个模态作为主要模态进行分析。

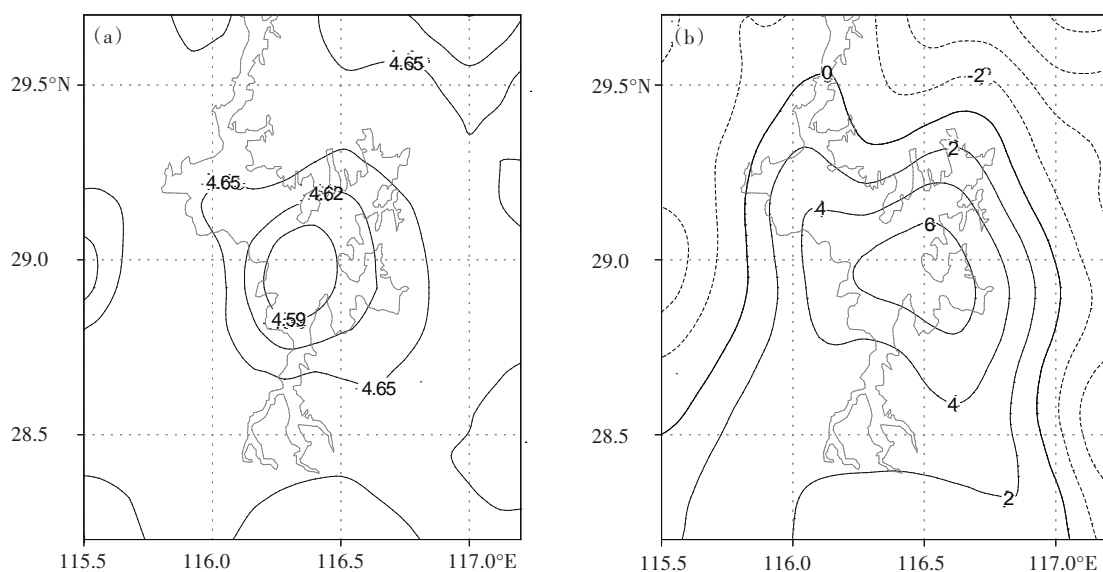


图 2 2015—2017 年夏季鄱阳湖区域气温距平 EOF 分析第一(a)、二(b)特征向量空间分布(单位: 10^{-2})

Fig. 2 Spatial distribution obtained by EOF analysis of air temperature anomalies in Poyang Lake area for the first eigenvector (a) and second eigenvector (b) during summer in 2015 - 2017 (unit: 10^{-2})

分析图 2a 可知, 第一模态在鄱阳湖地区(包括湖区和周围陆地)范围内均为正值, 表明湖区与周围陆地的气温同相变化, 且以鄱阳湖主体为中心, 数值向外递增。分析图 3a 可知, 第一模态的时间系数从 00 时上升至 04 时由负转正, 至 14 时达到最大值, 之后持续下降, 至 17 时由正转负, 至 23 时达到最小值, 形成一个日循环。由于第一模态空间分布均为正值, 因此正的时间系数表示气温升高, 负的时间系数表示气温降低。由此可知, 第一特征向量反映 04—17 时湖区及其周围陆地气温逐渐升高, 在 14 时达最高值, 17 时—次日 04 时湖区及其周围地区气温逐渐降低, 在 23 时达最低值, 但由于湖区空气

中水汽含量高于周围陆地, 湖区气温变化的速度低于周围陆地(陈志银和俞建英, 1983), 04—17 时湖区表面表现为冷中心, 17 时—次日 04 时为暖中心。这反映了鄱阳湖地区夏季气温日变化的平均特征, 与万军山等(1994)提出的鄱阳湖水体夏季白天对湖区气温影响呈热汇效应, 夜晚对湖区气温影响呈热源效应的结论相一致。

由于太阳辐射加热地表, 地表释放的长波辐射加热大气, 陆地气温在日出后逐渐升高, 在 14 时左右达到最高, 夜间地面热量亏损, 气温降低。当有湖泊存在时, 夜间湖体对表面大气有增温作用(盛裴轩等, 2013)。这种气温的变化趋势与 EOF 第一模态

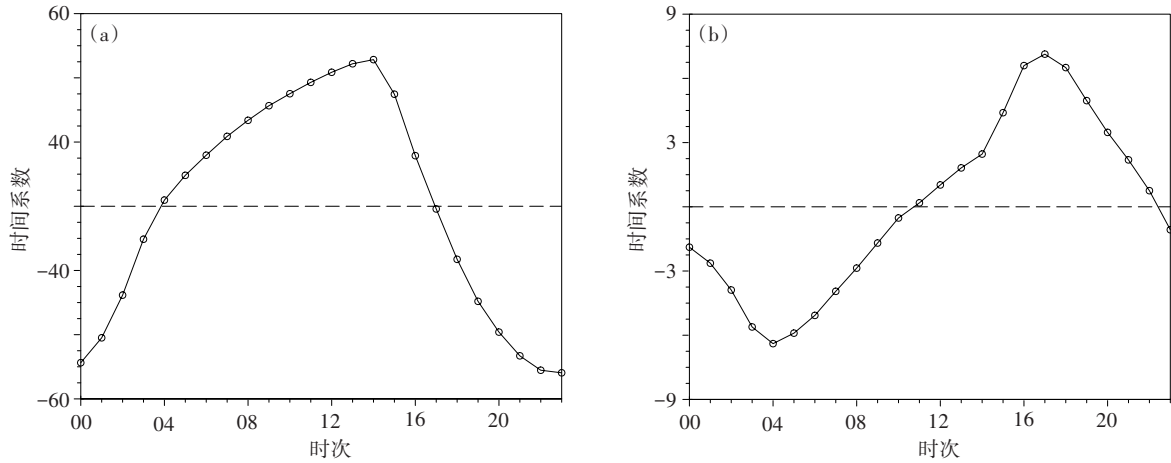


图3 2015—2017年夏季鄱阳湖区域气温距平 EOF 分析第一(a)、二(b)特征向量的时间系数
 Fig. 3 Diurnal variations obtained by EOF analysis of air temperature anomalies in Poyang Lake region for the first eigenvector (a) and second eigenvector (b) during summer in 2015 - 2017

的时间系数变化趋势一致,由此可以推测 EOF 第一模态可能与辐射等非绝热加热作用有关。分析图 2b 可知,第二模态呈现以鄱阳湖为正值中心,数值向外递减,到陆地逐渐变为负值的空间分布特征,表明湖区和周围陆地的气温反相变化。分析图 3b 可知,第二模态时间系数在 04 时达最小值,之后转为上升,到 17 时达到最大值,随后下降,形成一个日循环。由此可知,第二特征向量反映 11—22 时湖体表面气温升高,周围陆地表面气温降低;22 时—次日 11 时湖体表面气温降低,周围陆地表面气温升高。也就是说,11—22 时陆地表面大气的热量扩散给湖体表面大气,而 22 时—次日 11 时湖体表面大气的热量扩散给陆地表面大气,这种能量交换机制与 Deng 等(2013)的研究结论一致。因为第二特征向量表征了湖区大气和周围陆地大气之间的热量交换,方差贡献百分率又较小,由此推断第二模态反映了湖体表面大气与其周围陆地表面大气之间的热量扩散作用。

3 气温日变化成因分析

根据图 2b 的分析结果,鄱阳湖区域内(115°30′—117°18′E,27°54′—29°42′N)湖区和陆地的气温变化特征不一致,为探究湖泊对周围陆地气温的影响,以下将对鄱阳湖湖区(115°45′—116°36′E,28°51′—29°12′N)范围进行研究。

3.1 第一模态

由第 2 章分析可知,鄱阳湖地区夏季气温日变化的主模态可能与影响局地气温日变化非绝热加热

的作用有关,因此,对式(1)中的非绝热加热项($\frac{Q}{C_p T}$)进行分析。

地表热量平衡方程(缪启龙等,2010)为

$$R - Q_s = L_E + H \quad (2)$$

其中, R 为净辐射; Q_s 为地表向下的热量; L_E 为蒸发潜热; H 为感热。

大气辐射平衡方程(缪启龙等,2010)为

$$R_a = Q_a + U_a - (G_a + U_\infty) \quad (3)$$

其中, R_a 为净辐射; Q_a 为大气系统吸收的太阳辐射; U_a 为大气吸收的下垫面长波射出辐射; G_a 为大气逆辐射; U_∞ 为大气系统向宇宙空间逸出的长波辐射。

入射的太阳辐射导致能量转换,由式(2)、式(3)可得

$$Q_a + U_a - (G_a + U_\infty) - Q_s = L_E + H \quad (4)$$

其中,太阳的短波辐射对空气加热率很小,因此 Q_s 可以忽略不计;7—8月江西地区受西太平洋副热带高压控制基本无云, G_a 忽略不计; U_∞ 和 Q_s 相比其他项量级很小,忽略不计;日变化中 L_E 比较小,也可以忽略不计。因此,分析气温日变化成因时重点考察 U_a 和 H 两项。由于资料限制, U_a 往往取地表向上的长波辐射值,故下文着重分析地表感热和向上的长波辐射。图 4 给出了夏季鄱阳湖湖区表面感热通量的日变化及其时间积分曲线。分析发现,感热通量的时间积分值在 00 时为 0,之后一直下降,在 14 时达到最小值,之后转为持续上升,在 23 时达到最大值。这两个极值点对应着第一模态时间系数

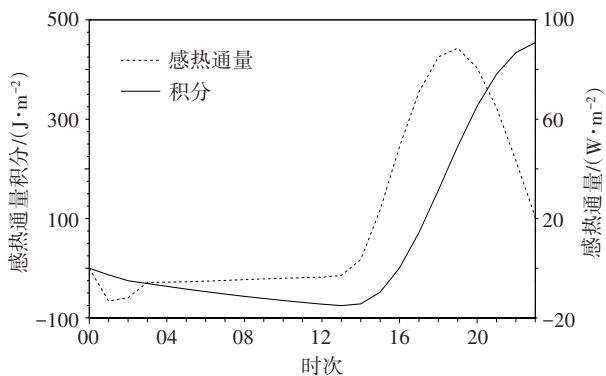


图4 2015—2017年夏季鄱阳湖湖区表面感热通量的日变化及其时间积分

Fig. 4 Diurnal variation of the sensible heat flux and its time integral in Poyang Lake area during summer in 2015 - 2017

的极值点,说明第一模态受地表感热影响。由地表向上的长波辐射的日变化及其时间积分曲线(图略)可知,其时间积分与第一模态的时间系数变化趋势一致,且极大值点也与第一模态相对应,但极小值点不对应,可能原因是中午时分太阳辐射加热下垫面的作用较强,夜间湖区水体表面的冷却作用较弱。因此,第一模态也受地表向上的长波辐射影响。综上所述,地表的非绝热加热是影响鄱阳湖地区夏季气温日变化的主模态特征的主要原因。

3.2 第二模态

由第2章分析可知,鄱阳湖地区夏季气温日变

化的次模态可能与湖区气温的扩散作用有关。为进一步验证此猜想,利用热扩散公式计算鄱阳湖区每一时刻气温扩散($\Delta T = \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}$)的区域平均值。其计算式(Tiefenau and Gebbeken, 1989):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \lambda_T \Delta T \quad (5)$$

其中, λ_T 为扩散系数,单位: m^2/s 。结果表明,15时 ΔT 最大,07时 ΔT 最小,故选取15时和07时两个典型时刻。分析这两个时刻下鄱阳湖地区 ΔT 的空间分布(图5)发现,15时鄱阳湖湖区 ΔT 为正的极大值中心,周围陆地主要为负值;07时鄱阳湖湖区 ΔT 为负的大值中心,周围陆地主要为正值,这与EOF第二模态的分析结果相吻合,即鄱阳湖湖区与周围陆地气温呈反相变化,湖区气温升高则周围陆地气温降低,反之亦然。

由式(5)可知, ΔT 时间积分的日变化应该与气温 T 的日变化一致。因此,对鄱阳湖区夏季 ΔT 日变化进行时间积分(图6)。分析可知,积分值从00时逐渐减小,在03时达极小值,随后逐渐增大,在17时达极大值,其变化呈现先减小、后增大、再减小的趋势。这与EOF分析第二特征向量的时间系数变化趋势(图3b)一致,但这两条曲线的极值点不完全对应,这可能与扩散系数 λ_T 有关,也可能与其他热源对湖区气温的影响有关。

综上所述,鄱阳湖区域夏季气温EOF分析第二

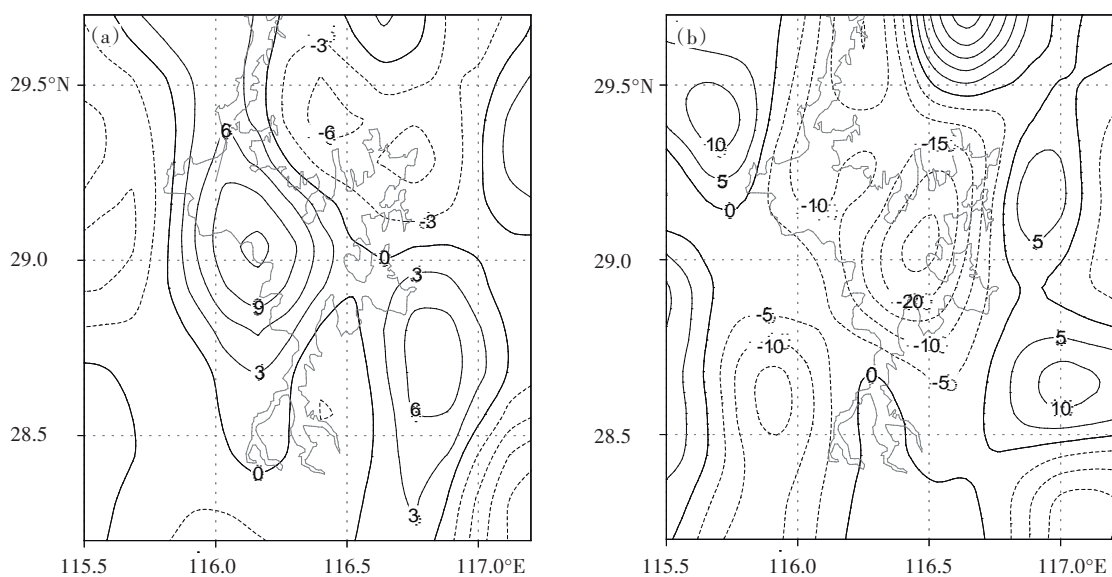
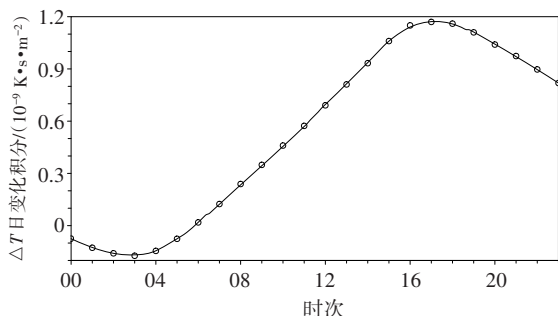


图5 鄱阳湖地区夏季15时(a)和07时(b) ΔT 空间分布(单位: 10^{-10} K/m^2)

Fig. 5 Spatial distribution of ΔT in Poyang Lake area at 15:00 BT (a) and 07:00 BT (b) during summer (units: 10^{-10} K/m^2)

图6 鄱阳湖湖区夏季 ΔT 日变化的时间积分Fig. 6 Diurnal variation of time integral of ΔT during summer in Poyang Lake area

模态反映了热量扩散的影响,即鄱阳湖水体的存在使得下垫面气温在空间上分布不均匀,从而产生了水体表面大气和陆地表面大气之间的热扩散现象。

4 小结

基于2015—2017年夏季鄱阳湖区域气温观测资料和NASA MERRA再分析资料,应用EOF分析和热量方程诊断方法,对鄱阳湖区域夏季(6—8月)气温日变化特征及其成因进行了分析,得到如下结论:

1) EOF主模态反映鄱阳湖区与周围陆地的气温呈同相变化。湖区和陆地夏季气温在14时达最高值,在23时达最低值,04—17时湖区表现为冷中心,17时—次日04时表现为暖中心。导致这种气温日变化的平均特征的主要原因是,非绝热加热(包括地表感热和地表向上的长波辐射)表层大气且气温变化湖区滞后于周围陆地。

2) EOF次模态反映鄱阳湖区与周围陆地的气温呈反相变化。这是由于鄱阳湖区及其周围地表气温在空间上分布不均匀,11—22时,周围陆地表面大气热量向湖体表面大气扩散,使得湖体表面气温逐渐升高,陆地表面气温逐渐降低;22时—次日11时,反之。鄱阳湖水体的存在对毗邻地区的气温产生影响,在一定程度上改变了局地气候。

参考文献 (References)

Bonan G B, 1995. Sensitivity of a GCM simulation to inclusion of inland water surfaces[J]. *J Climate*, 8(11):2691-2704.
 Carpenter S R, 1988. Complex interactions in lake communities [M]. New York: Springer:85-103.
 陈志银,俞建英, 1983. 小湖泊对其周围温度场和风场的影响[J]. *气象科技*, 21(2):55-58. Chen Z Y, Yu J Y, 1983. The effect of small lake on the nearby area's temperature and wind[J].

Meteor Sci Technol, 21(2):55-58. (in Chinese)
 Deng B, Liu S, Xiao W, et al, 2013. Evaluation of the CLM4 lake model at a large and shallow freshwater lake[J]. *J Hydrometeorol*, 14(2):636-649.
 Delire C, Foley J A, Thompson S, 2004. Long-term variability in a coupled atmosphere-biosphere model[J]. *J Climate*, 17(20):3947-3959.
 高国栋,陆渝蓉, 1988. 气候学[M]. 北京:科学出版社:249-258.
 Gao G D, Lu Y R, 1988. Climatology[M]. Beijing: Science Press:249-258. (in Chinese)
 Hostetler S W, Bates G T, Giorgi F, 1993. Interactive coupling of a lake thermal model with a regional climate model[J]. *J Geophys Res*, 98(D3):5045-5057.
 李蕾,贺志明,邹海波, 2018. 风廓线雷达风场资料质量控制初探[J]. *气象与减灾研究*, 41(2):140-147. Li L, He Z M, Zou H B, 2018. Preliminary study on quality control of wind data of wind profile radar[J]. *Meteor Disaster Reduction Res*, 41(2):140-147. (in Chinese)
 李连方, 1987. 洞庭湖湖泊效应及其效应衰减初探[J]. *海洋湖沼通报*, 1987(3):34-38. Li L F, 1987. Primary study on the effects and its decline of Tungting Lake[J]. *Trans Ocean Lim*, 1987(3):34-38. (in Chinese)
 李江林,陈玉春,吕世华,等, 2009. 利用RAMS模式对山谷城市兰州冬季湖泊效应的数值模拟[J]. *高原气象*, 28(5):955-965. Li J L, Chen Y C, Lv S H, et al, 2009. Numerical simulation of winter lake effect in valley city of Lanzhou using RAMS model[J]. *Plateau Meteor*, 28(5):955-965. (in Chinese)
 刘甜甜,郭海峰,禹伟,等, 2008. 洞庭湖区的气温特征及其对湖南气温分布的影响[J]. *气象*, 34(10):108-114. Liu T T, Guo H F, Yu W, et al, 2008. The temperature characteristic of Dongting Lake region and its effect on temperature distribution in Hunan province[J]. *Meteor Mon*, 34(10):108-114. (in Chinese)
 缪启龙,江志红,陈海山,等, 2010. 现代气候学[M]. 北京:气象出版社:28-61. Miao Q L, Jiang Z H, Chen H S, et al, 2010. Modern climatology[M]. Beijing: China Meteorological Press:28-61. (in Chinese)
 Pitman A J, 1991. A simple parameterization of sub-grid scale open water for climate models[J]. *Climate Dyn*, 6(2):99-112.
 鄱阳湖研究编委会, 1988. 鄱阳湖研究[M]. 上海:上海科学技术出版社:10-28. Poyang Lake Research Editorial Committee, 1988. Poyang Lake research[M]. Shanghai: Shanghai Science and Technology Press:10-28(in Chinese)
 盛裴轩,毛节泰,李建国,等, 2013. 大气物理学[M]. 北京:北京大学出版社:122-136. Sheng P X, Mao J T, Li J J, et al, 2013. Atmospheric physics [M]. Beijing: Beijing University Press:122-136. (in Chinese)
 Tiefenau H K E, Gebbeken A, 1989. Influence of meteorological balloons on temperature measurements with radiosondes: Nighttime cooling and daylight heating[J]. *J Atmos Ocean Technol*, 6(1):36-42.
 万军山,吕丹苗,刘福基, 1993. 鄱阳湖水体夏季气温效应[J]. *湖泊*

- 科学,5(1):26-31. Wan J S, Lv D M, Liu F J, 1993. Summer temperature effect of Poyang Lake water body[J]. J Lake Sci,5(1):26-31. (in Chinese)
- 万军山,吕丹苗,刘福基,1994. 夏季鄱阳湖水体温度场及其气温效应[J]. 应用气象学报,5(3):374-379. Wan J S, Lv D M, Liu F J, 1994. Summer temperature field and its temperature effect in Poyang Lake[J]. J Appl Meteor Sci,5(3):374-379. (in Chinese)
- 吴珊珊,黄彩婷,2015. 基于 REOF 方法的江西省 6 月降水趋势分区预测[J]. 气象与减灾研究,38(1):8-15. Wu S S, Huang C T, 2015. Prediction of partition precipitation trends of Jiangxi in June based on REOF[J]. Meteor Disaster Reduction Res,38(1):8-15. (in Chinese)
- 殷剑敏,王怀清,占明锦,等,2011. 过去 50 年鄱阳湖流域气候变化规律分析[C]//首届中国湖泊论坛论文集. 南京:江苏省科学技术协会:31-39. Yin J M, Wang H Q, Zhan M J, et al, 2011. Analysis of climate change in Poyang Lake basin in the past 50 years[C]//Collected papers on proceedings of the first China lakes forum. Nanjing:Jiangsu Association of Science and Technology:31-39. (in Chinese)