

1998年松嫩流域东北冷涡大暴雨过程的 诊断分析*

孙力 安刚

(吉林省气象科学研究所, 长春 130062)

摘 要 利用1998年6~8月松嫩流域95个测站的逐日降水和NCEP/NCAR逐日再分析资料, 通过诊断分析方法, 对1998年松嫩流域东北冷涡大暴雨的形成过程及其大气环流背景, 暴雨过程的降水性质与水汽输送特征, 大气低频振荡与持续性降水的关系, 以及东北冷涡暴雨随季节变化的特征等问题进行了探讨。结果表明, 1998年松嫩流域较长的冷涡雨季中所发生的多次东北冷涡暴雨过程是很有代表性的, 它们是大气环流由春末夏初到盛夏过渡不同进程中的产物, 因而具有不同的环流背景和降水性质, 且在洪涝灾害的形成中起着不同的作用, 特别是亚洲季风水汽输送以及东亚大气30~50 d和10~20 d低频振荡对降水的持续性和阶段性变化均有至关重要的影响。

关键词: 冷涡; 暴雨; 水汽输送; 大气低频振荡

1 引言

1998年夏季嫩江和松花江流域出现了超历史记录的特大洪水, 由于洪水大, 范围广, 时间长, 并且地域重复, 因此所造成的洪涝灾害十分严重, 直接经济损失达千亿元。形成洪涝灾害的最主要原因是松嫩流域汛期降水异常偏多, 而导致强降水发生的最直接天气系统是东北冷涡活动异常频繁。关于东北冷涡降水的研究工作过去已经有过^[1~4], 但是, 1998年夏季的冷涡暴雨却具有与以往不同的特点。首先, 一般认为东北冷涡降水只能形成局地暴雨, 最多至区域性暴雨^[1], 而1998年汛期东北冷涡却造成了数场大范围大暴雨到特大暴雨过程。其次, 1998年东北冷涡雨季维持了较长的时期, 甚至一直到盛夏, 而不仅仅只出现在春末夏初^[2]; 并且在这较长的冷涡雨季中, 大气环流经历了从春末夏初到盛夏季节的过渡, 降水也表现出了明显的持续性和阶段性变化, 夏季风的影响也使冷涡的降水性质发生了改变。为此, 本文利用松嫩流域95个测站6~8月的逐日降水和NCEP/NCAR逐日再分析资料(分辨率 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 经纬度), 通过诊断分析方法对1998年松嫩流域大暴雨的形成过程及其大气环流背景, 暴雨过程的降水性质与水汽输送特征, 大气低频振荡与持续性降水的关系, 以及东北冷涡暴雨随季节变化的特征等问题进行初步探讨。

1999-08-23收到, 2000-06-12收到再改稿

* 国家自然科学基金资助项目 49875022

2 降水特征及大尺度环流条件

图 1 为 1998 年夏季 (6~8 月) 松嫩流域降水距平百分率分布, 从中可以看到, 松嫩流域夏季降水明显偏多, 6 月和 7 月降水主要分布在嫩江流域, 8 月则主要集中在嫩江和松花江干流流域。其中嫩江流域夏季降水距平百分率超过 100% 的有 9 个测站, 占 23.1%, 降水中心位于扎兰屯, 为 952 mm, 比历年同期多 167%; 降水距平百分率在 50%~100% 之间的有 22 个测站, 占 56.4%。松花江干流流域夏季降水距平百分率一般在 10%~30% 之间, 最大中心位于佳木斯, 为 89%。从时间分布上看, 松嫩流域夏季降水还存在着明显的持续性和阶段性变化 (图 2), 图中可见, 6 月 9~19 日, 7 月 6

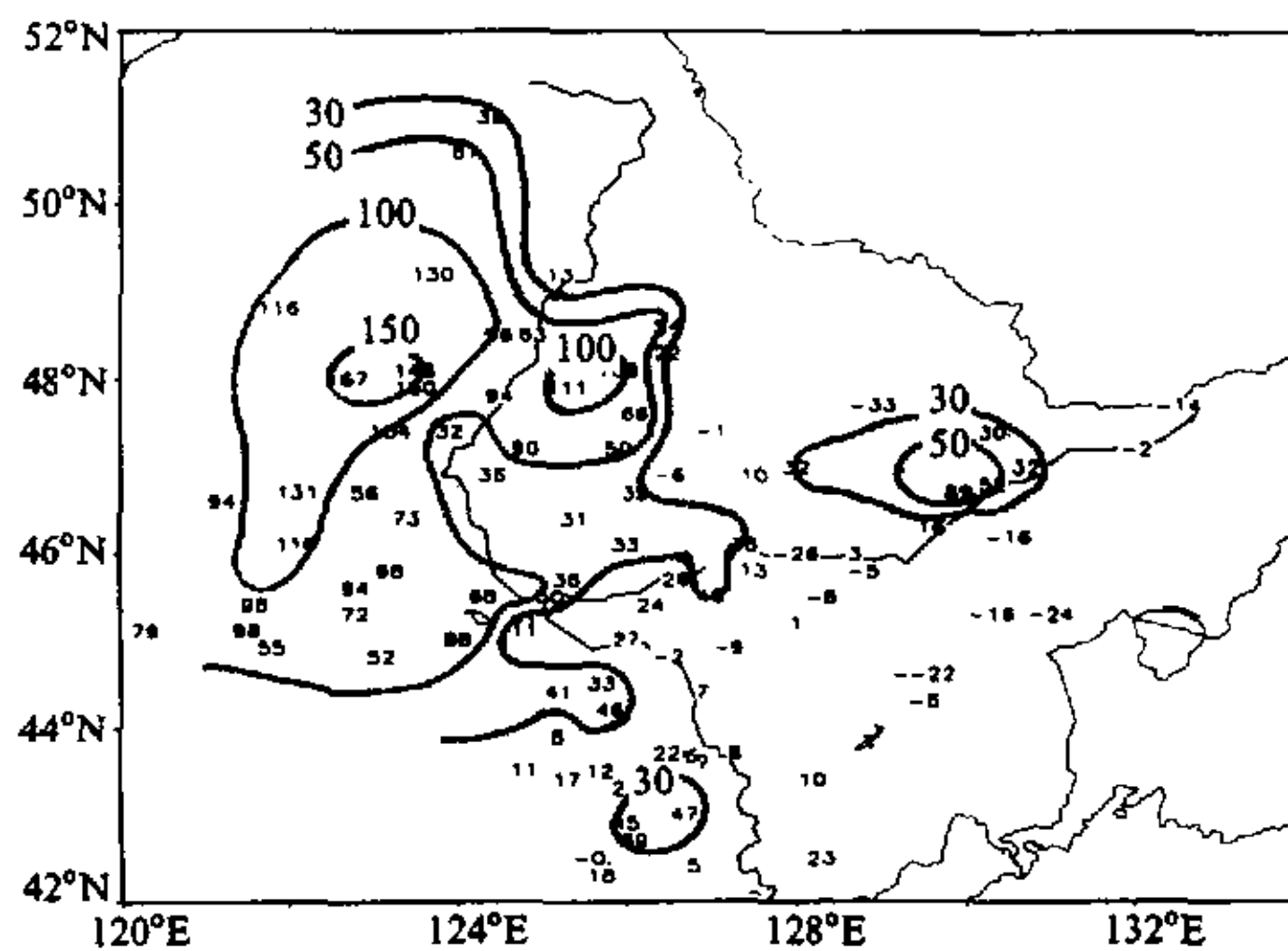


图 1 1998 年夏季松嫩流域降水距平百分率分布

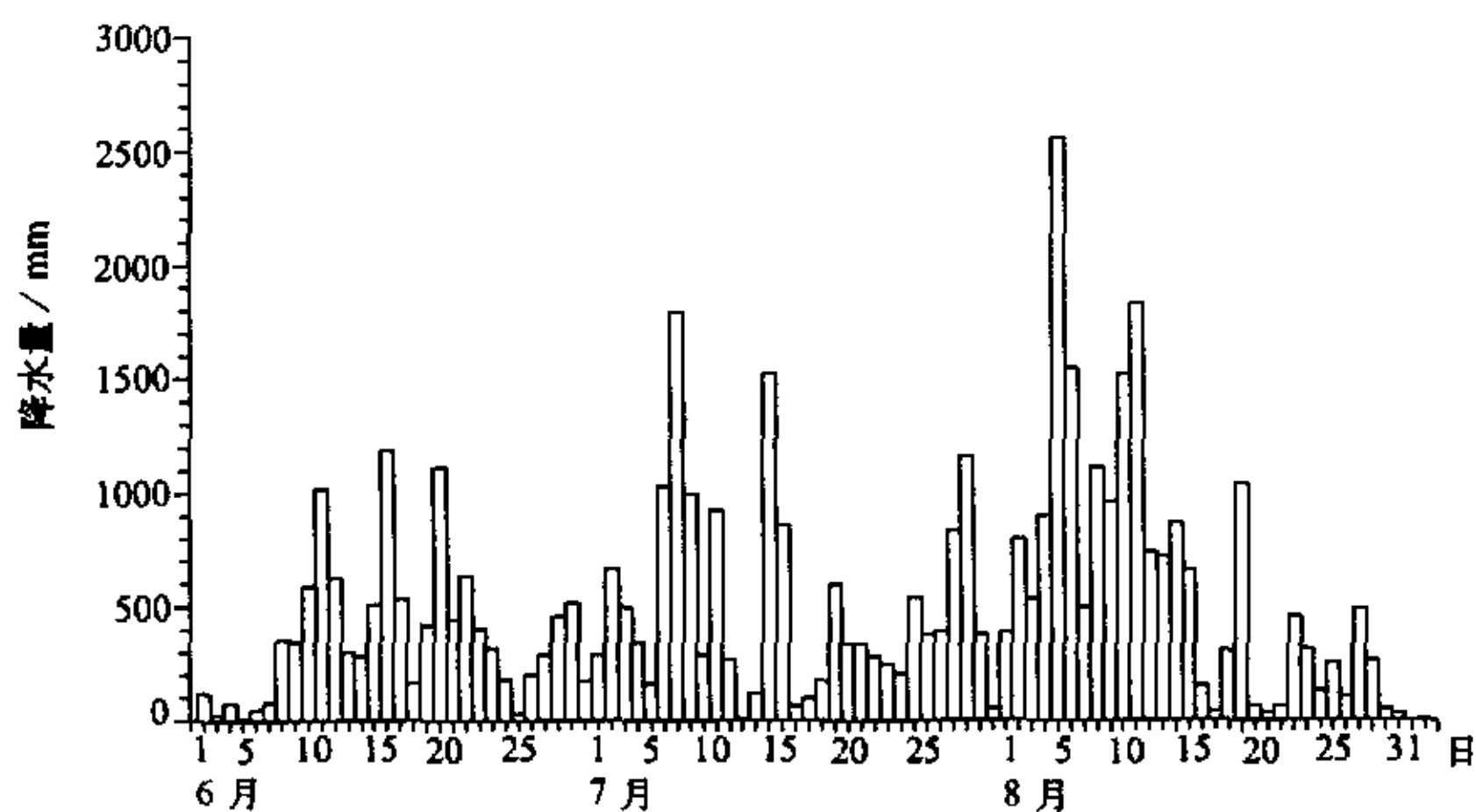


图 2 1998 年夏季松嫩流域 95 个测站总降水量的时间变化

~16日和8月4~14日是降水偏多阶段,3个多雨时段的降水逐次增大,其中尤以6月14~15日(简称个例6a,嫩江流域大雨,局地暴雨),7月6~7日和14~15日(简称个例7a和7b,嫩江流域和松花江流域部分地区大范围暴雨,局地大暴雨),以及8月4~6日和9~11日(简称个例8a和8b,松花江流域和嫩江流域大范围暴雨到大暴雨,局地特大暴雨)的降水过程最为明显。由于雨强大,降水集中,并且地域重复,因此在嫩江流域和松花江流域形成了数次洪峰,其中8月22日哈尔滨水文站洪峰流量达到超历史记录的 $17300 \text{ m}^3/\text{s}$,比历史上其他3次著名的大洪水(1932年、1956年和1957年)的最大洪峰流量还分别多5800、5600和5100 m^3/s 。

1998年松嫩流域大暴雨过程与东亚大气环流异常紧密相联,由上述3个多雨时段500 hPa平均高度场分布(图3,其中7月6~16日多雨时段图略),可以看出东亚大气环流有如下一些主要特点:(1)东亚中高纬度阻塞高压活动频繁,尤其是鄂霍次克海到雅库次克一带的东亚阻高持续稳定少动,西风带经向环流占优,高空急流有明显的分支现象。(2)夏季东北冷涡群发性活动明显,按照文献[2]的定义,1998年夏季出现在 $40^\circ\sim 55^\circ\text{N}$ 和 $110^\circ\sim 135^\circ\text{E}$ 范围内东北冷涡(称之为中涡,对东北地区最具影响的一类冷

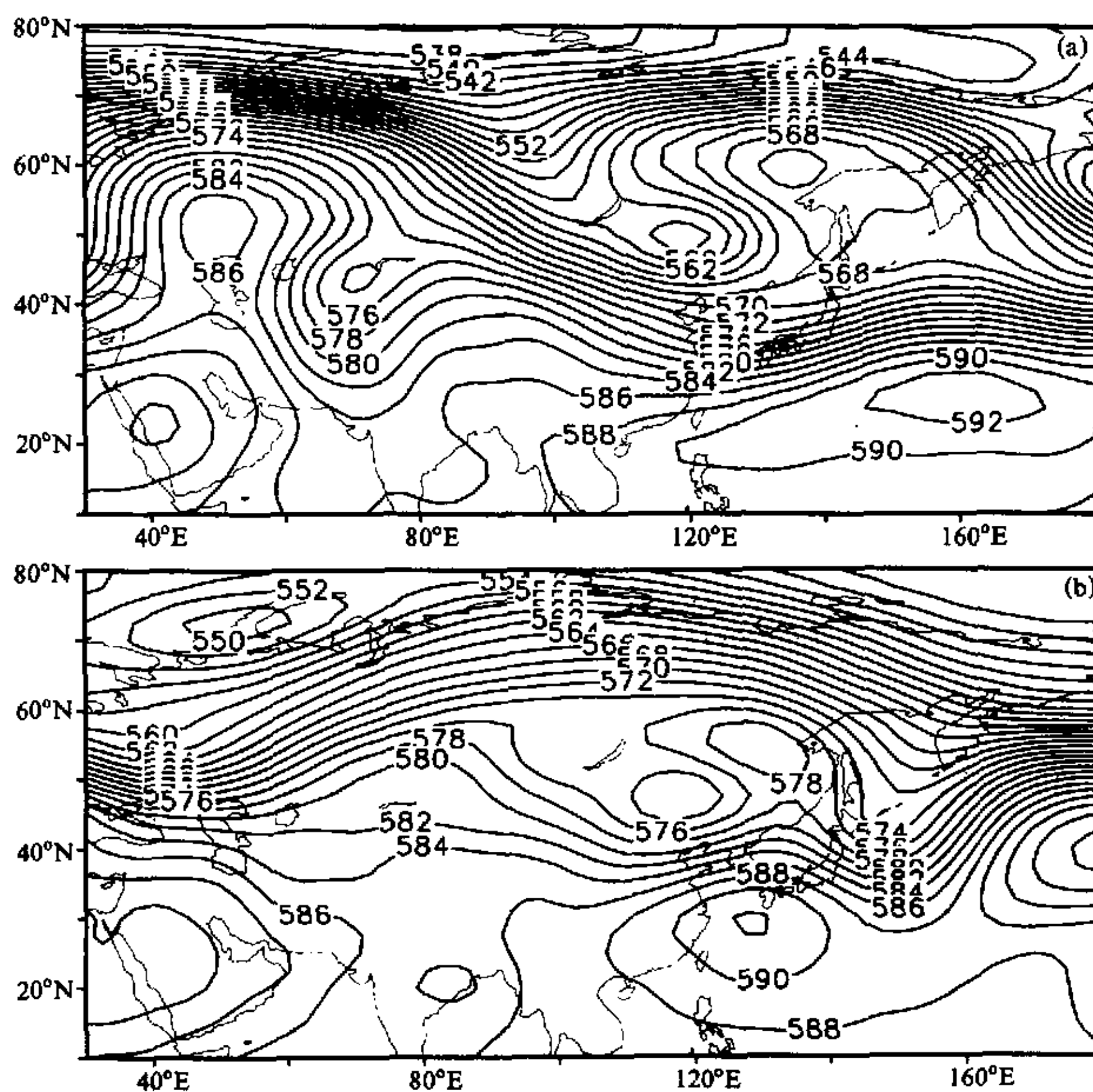


图3 (a) 1998年6月9~19日和(b)8月4~14日500 hPa平均高度场分布

涡) 总共出现了 46 d, 正距平达 23 d. 冷涡活动还具有明显的持续性, 例如 8 月 3~16 日连续 14 d 出现冷涡天气. 并且上述所列的 5 个明显降水过程的直接影响系统均是东北冷涡. (3) 西太平洋副热带高压强大, 虽然平均位置较为偏南, 但其几次明显的北跳过程却与松嫩流域大暴雨密切相联, 副高 6 月 10 日左右开始的向北渐进, 特别是 7 月上旬及 8 月初开始的迅速北抬均使其超过或达到了历史平均位置, 并与上述提到的 3 个明显多雨时段有着很好的对应关系 (图 4), 而在副高位置明显偏南时, 松嫩流域降水较少.



图 4 1998 年 5~8 月逐日 500 hPa 120~130°E 平均副热带高压脊线
虚线: 该范围多年平均副热带高压脊线, 实线: 时间变化; 横线代表多雨时段

3 亚洲季风水汽输送对松嫩流域大暴雨过程的影响

水汽来源及其输送是影响东北冷涡降水强度的关键因素, 特别是对 1998 年松嫩流域的大范围大暴雨过程就显得更为重要. 以往人们仅仅认识到只有当冷涡与北上台风或北上江淮气旋相互作用时, 冷涡系统才能得到大量的水汽供应, 从而导致降水强度增强^[1], 但 1998 年松嫩流域大暴雨并不具备这样的条件, 因此探讨其大尺度水汽输送特征及其与亚洲季风环流系统之间的联系是非常必要的.

图 5 为个例 6a、7a 和 8a 的水汽输送矢量分布图 (其中个例 7b 和 8b 图略). 可以看出, 6 月份的冷涡降水过程主要受冷涡与其东侧高压之间的偏南气流影响, 水汽来自系统本身以及华北北部和辽南沿海, 而与西南季风环流和东南季风环流之间没有直接联系. 这相当于过去总结过的典型的冷涡降水^[3], 只不过由于系统较强, 使得降水偏大, 风场作用导致的水汽辐合占有绝对主导地位 (图 6 和图 7). 随着大气环流由春末夏初向盛夏季节的过渡, 冷涡暴雨的水汽输送特征也发生了显著变化, 即明显地受到热带和副热带天气系统的影响. 在个例 8a 和 8b 中, 有 4 支不同的水汽输送气流在中国东部沿海汇集并加强后北上, 从而对东北冷涡暴雨产生重要影响. 一支源自热带印度洋, 向东传至菲律宾以西后折向北; 一支源自南海的直接北上气流; 一支源自孟加拉湾, 同样是东传后北上; 还有一支源自副热带高压南侧, 西传后北上. 这 4 支水汽输送通量矢量与西风带水汽输送通量矢量在东北地区西部形成了一个十分明显的气旋式分布, 导致该区域水汽强烈辐合 (图 6), 从而出现较强的持续性降水. 个例 7a 和 7b 与上述也有类似的特点, 区别在于源自热带印度洋的一支水汽输送通量矢量强度较弱, 水汽源地较个例 8a 和 8b 稍偏北. 这说明随着大气环流的季节性变化, 在特定条件下, 东北冷涡这

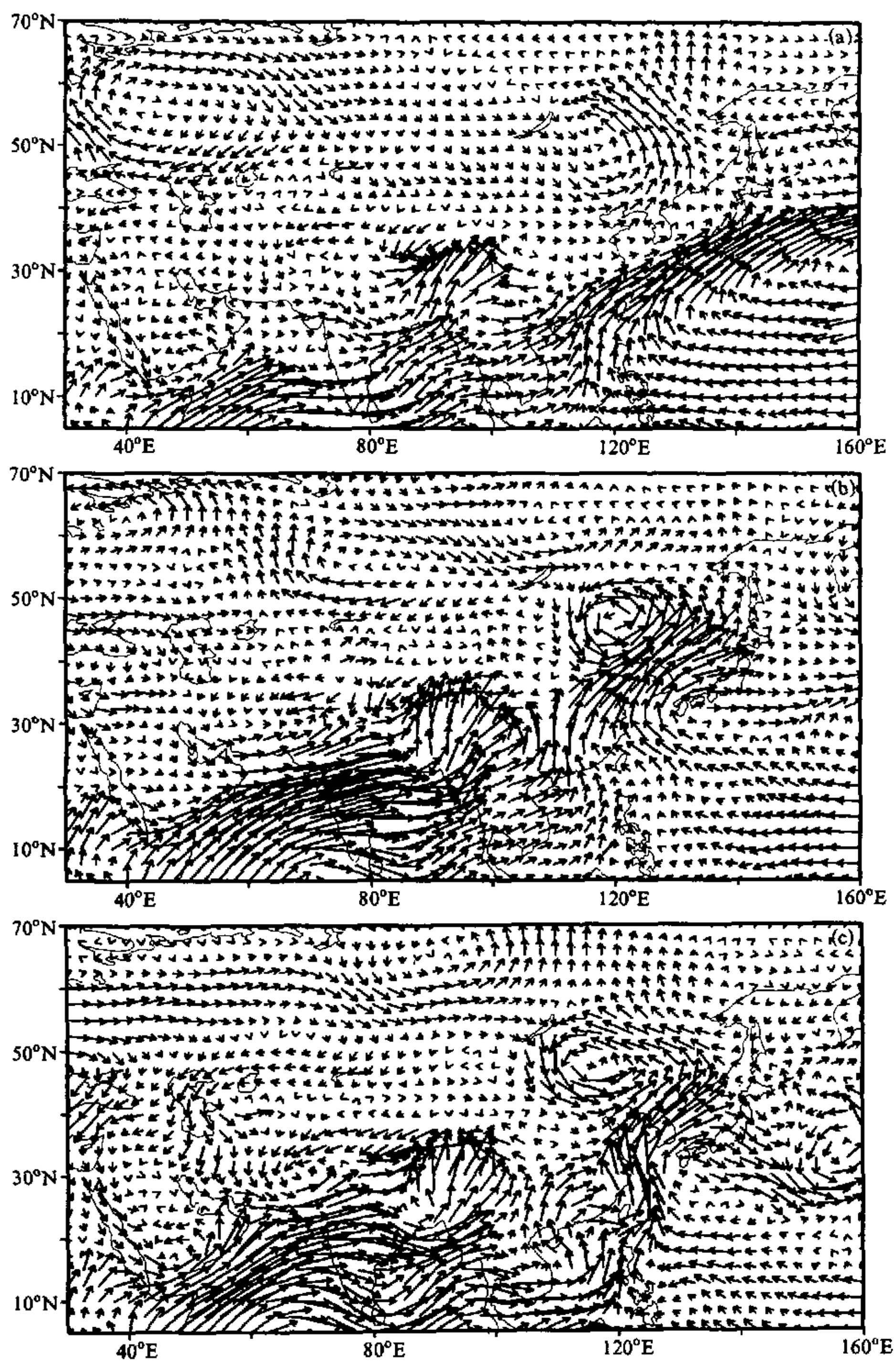


图5 个例6a(6月14~15日平均)、7a(7月6~7日平均)和8a(8月4~6日平均)
1000~500 hPa垂直积分的水汽输送通量矢量
(a) 个例6a; (b) 个例7a; (c) 个例8a

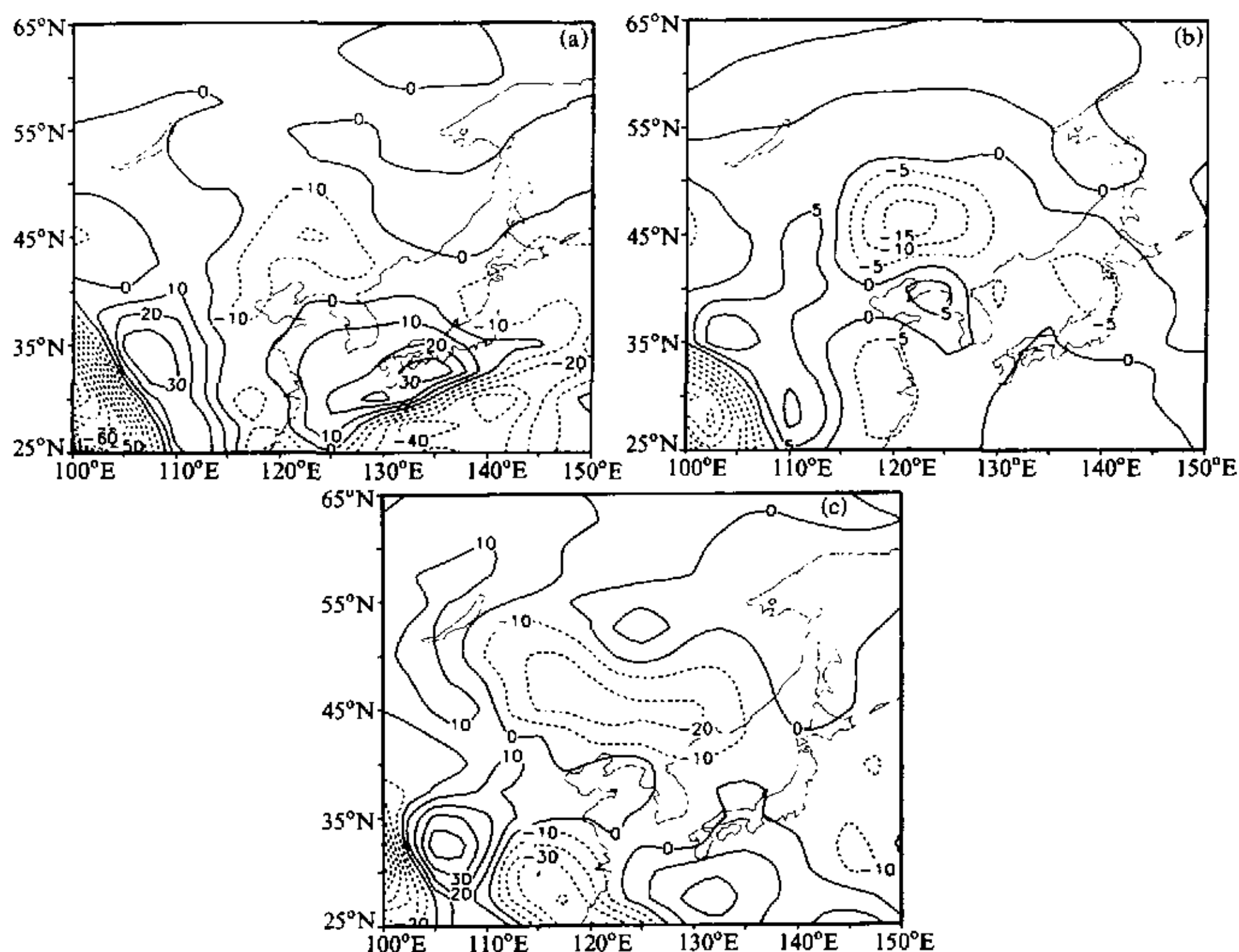


图6 个例 6a、7a 和 8a 1000~500 hPa 垂直积分的水汽通量散度分布 (单位: mm/12 h)
(a) 个例 6a; (b) 个例 7a; (c) 个例 8a

一中高纬度的天气系统, 其降水也可以直接受到 (甚至是同时受到) 亚洲季风诸系统的影响, 包括南亚季风, 也包括南海季风和副热带季风。这是我们过去很少认识到的, 这时的东北冷涡降水已经带有明显的中低纬相互作用特征, 而并非是“纯粹”的冷涡降水。对个例 8a 和 8b 来说, 虽然冷涡风场的辐合辐散对水汽的集中仍是最重要的, 但大尺度环流场对水汽输送的作用也变得不可忽视 (图 7)。

4 降水的持续性和阶段性变化与东亚大气低频振荡

一般认为, 大范围强降水过程的一个必备条件是有充足而稳定的高温和高湿空气来源, 这一条件在低纬地区是经常能够得到满足的, 但对地处中高纬度的东北地区却显得十分重要, 过去的一些研究表明^[5], 出现在东北地区的大范围强降水过程几乎都与低纬天气系统相联系, 是热带暖湿空气与北方干冷空气交汇的结果。但热带和副热带天气系统是以什么方式与 1998 年松嫩流域大暴雨相联系, 即它们之间的媒介过程是什么, 以及造成降水出现阶段性和持续性变化的物理原因是什么, 值得进一步研究。Yasunari^[6]的研究表明, 亚洲季风区之外的季风降水, 与 40~50 d 和 10~20 d 振荡的向北移动特征有密切联系。陆尔和丁一汇也曾指出^[7], 大气低频振荡及其传播特征对江淮流域大暴

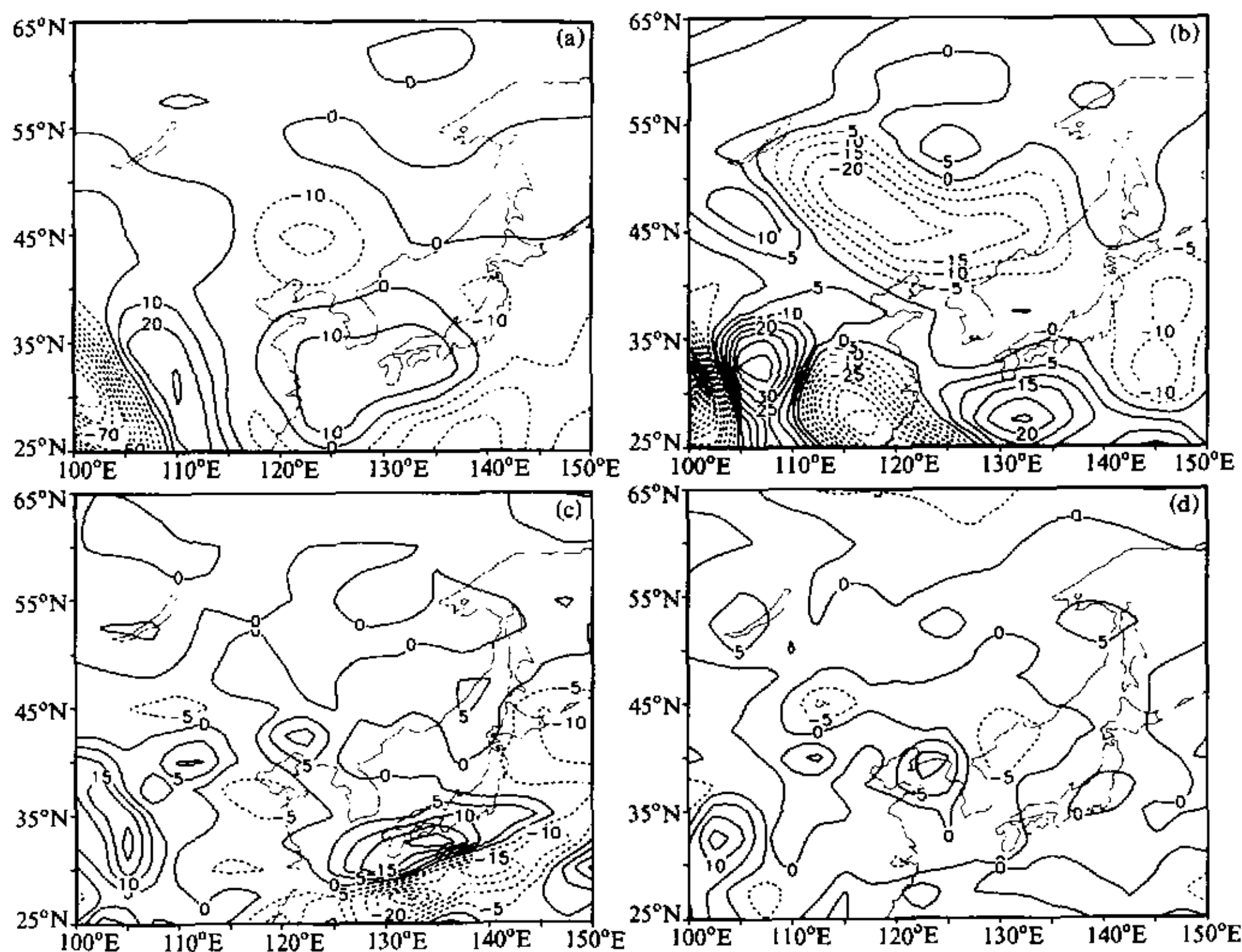


图7 个例 6a 和 8a 由风场辐合辐散引起的水汽通量散度 (a) 和 (b)
以及由水汽平流引起的水汽通量散度分布 (c) 和 (d)

雨过程有重要影响。胡坚等^[8]比较了不同年份大气低频运动的差异后得出, 华北地区夏季强降水, 主要与低纬地区大气低频振荡向北传播所深入的纬度有关。本文则通过分析东亚大气低频振荡特征, 着重探讨了 1998 年松嫩流域夏季降水的阶段性和持续性变化与这种振荡的相互关联。

分析采用了 1998 年 6 月 1 日至 8 月 31 日共 92 d 的 NCEP/NCAR 500 hPa 网格点风场和位势高度场资料, 滤波器为 Butterworth 方法, 其滤波输出为

$$Y_k = a(x_k - x_{k-2}) - b_1 Y_{k-1} - b_2 Y_{k-2}, \quad k = 1, 2, \dots, n$$

其频率响应函数为

$$w(z) = \frac{a(1 - z^2)}{1 + b_1 z + b_2 z^2},$$

其中

$$a = \frac{2\Delta\Omega}{4 + 2\Delta\Omega + \Omega_0^2}, \quad b_1 = \frac{2(\Omega_0^2 - 4)}{4 + 2\Delta\Omega + \Omega_0^2}, \quad b_2 = \frac{4 - 2\Delta\Omega + \Omega_0^2}{4 + 2\Delta\Omega + \Omega_0^2},$$

$$\Delta\Omega = 2 \left| \frac{\sin\omega_1 \Delta t}{1 + \cos\omega_1 \Delta t} - \frac{\sin\omega_2 \Delta t}{1 + \cos\omega_2 \Delta t} \right|, \quad \Omega_0^2 = \frac{4\sin\omega_1 \Delta t \sin\omega_2 \Delta t}{(1 + \cos\omega_1 \Delta t)(1 + \cos\omega_2 \Delta t)},$$

这里 $n=92$ d, $\Delta t=1$ d, 这样即可以得出格点风场和高度场 30~50 d 和 10~20 d 周期

变化的时间序列。在分析了 500 hPa 和 850 hPa 风场和高度场的两种低频振荡 (30~50 d 和 10~20 d) 后发现, 1998 年松嫩流域暴雨过程主要与 500 hPa 纬向风 30~50 d 以及高度场 10~20 d 振荡及其传播特征有关。

图 8 表示的是 1998 年 6~8 月沿 115~130°E 经度平均的 500 hPa 30~50 d 纬向风振荡的纬度时间剖面, 我们可以看出有如下特点: (1) 1998 年夏季来自热带和副热带地区低频振荡的向北传播十分明显, 所深入的纬度也比较偏北, 几次北传过程 (无论是正负位相) 均可以到达 40°N 及其以北地区。由于是低频波, 因此其具有稳定的大尺度气流性质, 又由于它来自较低纬度, 因此又具有某些热带气团的属性, 所以该低频波的向北传播, 实际上起着将大量低纬度的水汽和热量以持续和稳定的形式向东北地区输送的作用, 这就为松嫩流域强降水的发生提供了有利的环流背景。并且由于从 6 月上旬一直到 8 月中旬, 源自较低纬度的低频振荡, 始终具有可以影响到 40°N 附近及其以北地区的特点, 因而这可能是整个夏季松嫩流域暴雨不断发生, 东北冷涡雨季明显拉长的一个重要因素。(2) 中低纬相互作用突出地表现在, 中高纬和中低纬同位相振荡的相向传播交汇于中纬度上空 (40°N 及其以北地区), 结果形成了一个接一个的“锁相域” (同位相迭加时期)。1998 年夏季松嫩流域出现的 3 个主要多雨时段和主要暴雨过程与这些“锁相域”之间存在着较好的对应关系, 即倾向于发生在“锁相域”之中, 而在“锁相域”之间降水一般较小。其中 6 月 9~19 日的多雨时段位于低频振荡南北向相向传播的负位相迭加时期, 而 7 月 6~16 日和 8 月 4~14 日的多雨时段则出现在正位相迭加时期。并且上述 3 个“锁相域”低频振荡的振幅逐次增强, 所对应的 3 个多雨时段的降水也逐次增大, 这说明 30~50 d 低频振荡可能是联系 1998 年松嫩流域暴雨与其南北环流系统之间的一个重要媒介。事实上, 正如文献[8]所指出的, “锁相域”的位置变化反映了南北气团势力的相对强弱, 决定了低纬夏季风影响所能够向北涉及的纬度, 它是南北气流交汇处, 具有较强的斜压性, 这种形势将会为暴雨的发生发展提供极为有利的能量学条件。

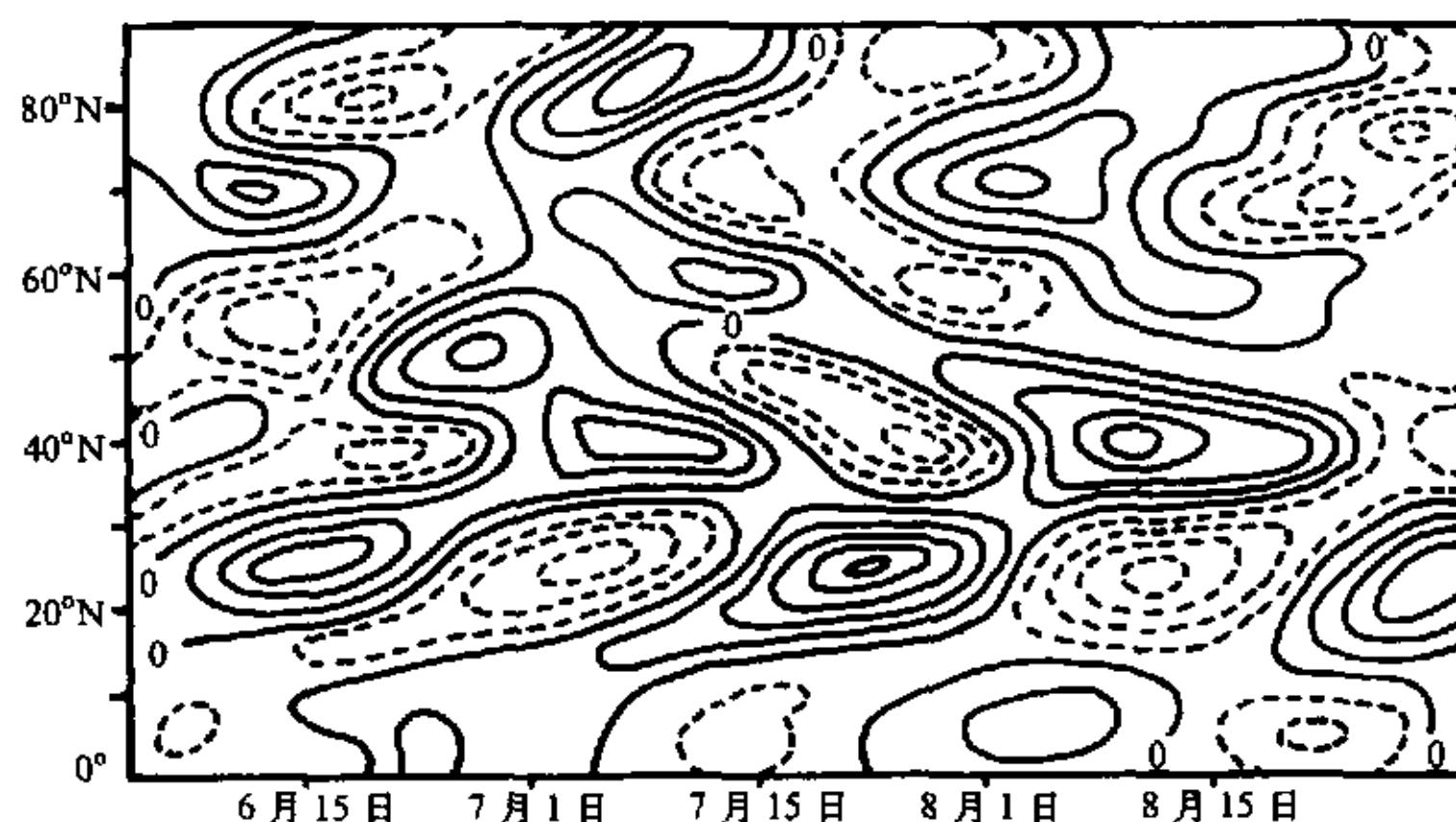


图 8 1998 年 6~8 月沿 115~130°E 经度平均的 500 hPa 30~50 d 纬向风振荡的纬度时间剖面
(实线为正, 虚线为负, 间隔 1 m/s)

直接导致 1998 年松嫩流域大暴雨的天气系统是东北冷涡, 而该年东北冷涡出现的特点正如前文所述, 是它的群发性和持续性活动特征十分明显, 当年东北冷涡雨季明显

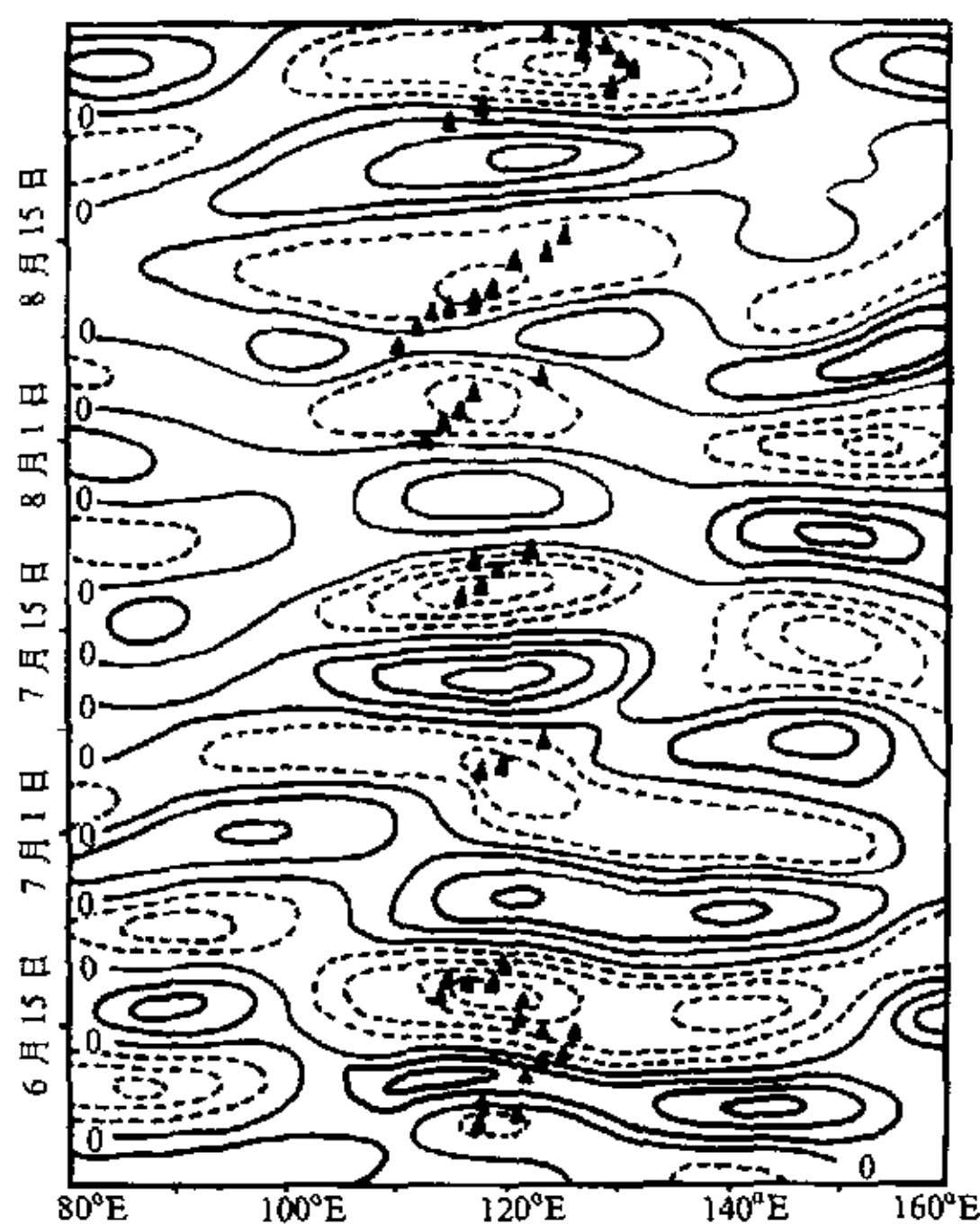


图9 1998年6~8月沿40~55°N纬度平均的500 hPa 10~20 d位势高度振荡的经度时间剖面
(实线为正, 虚线为负, 间隔1 dagpm,
▲表示东北冷涡的位置)

延长与其群发性活动(即整个夏季冷涡出现频率偏高)有关, 而其持续性活动(即每个冷涡过程持续时间偏长)则是造成持续性暴雨不断发生的一个重要原因。本文对东亚大气10~20 d振荡对东北冷涡持续性活动的影响也做了初步探讨。

在分析了500 hPa位势高度场30~50 d和10~20 d两种低频振荡的特征后发现, 东北冷涡的持续性活动主要与东亚大气10~20 d振荡有密切联系, 图9给出了沿40~55°N(东北冷涡出现的纬带)纬度平均的位势高度10~20 d振荡的经度时间剖面, 可以看出在这一纬度带上, 110~130°E、80~100°E以及140~160°E附近是振幅相对较大的区域, 低频波在7月中旬以前以向西传播为主, 在这之后以向东传播或东西向双向传播为主。图中我们还可以看到, 冷涡总是倾向于出现在500 hPa位势高度10~20 d低频振荡的负位相区(低频低

压区), 并位于振幅大值附近, 而在低频高压区, 则一般很少有冷涡出现, 在6~8月的46个冷涡天中, 只有3 d是例外。由此看来, 低频低压实际上是东北冷涡在10~20 d频率段上的反映, 即东北冷涡在一定程度上具有准双周振荡的特征, 它的发展变化当然也在一定程度上受到该低频波的制约。因此东亚大气10~20 d振荡是导致东北冷涡持续性活动的一个重要原因。图中还可以发现, 当500 hPa纬向风30~50 d振荡, 115~130°E平均纬向时间剖面上40°N附近处于“锁相域”, 且500 hPa位势高度准双周振荡, 40~55°N平均经度时间剖面又出现在低频低压区时, 则松嫩流域降水明显增强。

5 1998年夏季松嫩流域大暴雨的降水性质

1998年松嫩流域冷涡大暴雨是多尺度天气系统和降水过程相互作用的结果, 其凝结加热对大气运动也会产生重要的反馈作用, 利用大尺度资料对降水过程的视热源和视水汽汇进行诊断, 可以弄清降水的性质和大气加热的特点。陆尔和丁一汇^[9]曾经对1991年江淮大暴雨的特征和对流活动做过很有意义的分析研究。本文对1998年松嫩流域5次强降水过程也做了这方面的探讨。

视热源和视水汽汇可以分别写成如下形式^[10]:

$$Q_1 = c_p \left[\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{T} + \left(\frac{P}{P_0} \right)^{R/c_p} \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial P} \right],$$

$$Q_2 = -L \left[\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial P} \right],$$

对上述两式进行垂直积分后可得:

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{P_t}^{P_b} (Q_1 - Q_R) dp = \frac{L}{g} \int_{P_t}^{P_b} m dp - \frac{1}{g} (s' \omega')_{p=P_b} = LP + S,$$

$$\langle Q_2 \rangle = \frac{1}{g} \int_{P_t}^{P_b} Q_2 dp = \frac{L}{g} \int_{P_t}^{P_b} m dp + \frac{L}{g} (q' \omega')_{p=P_b} = LP + LE.$$

其中, θ 是位温; “ $-$ ” 为区域 ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 网格) 平均值, 代表大尺度观测值; “ $'$ ” 为对区域平均的偏差, 代表次网格积云尺度的量; $s = c_p T + gz$ 为干静力能量; Q_R 为辐射加热率; m 为净凝结率; P 、 S 、 E 分别为降水、地表感热和潜热能量。

从 Q_1 、 Q_2 的整层积分, 即气柱内净加热和净减湿的水平分布看, 上述所列的几场

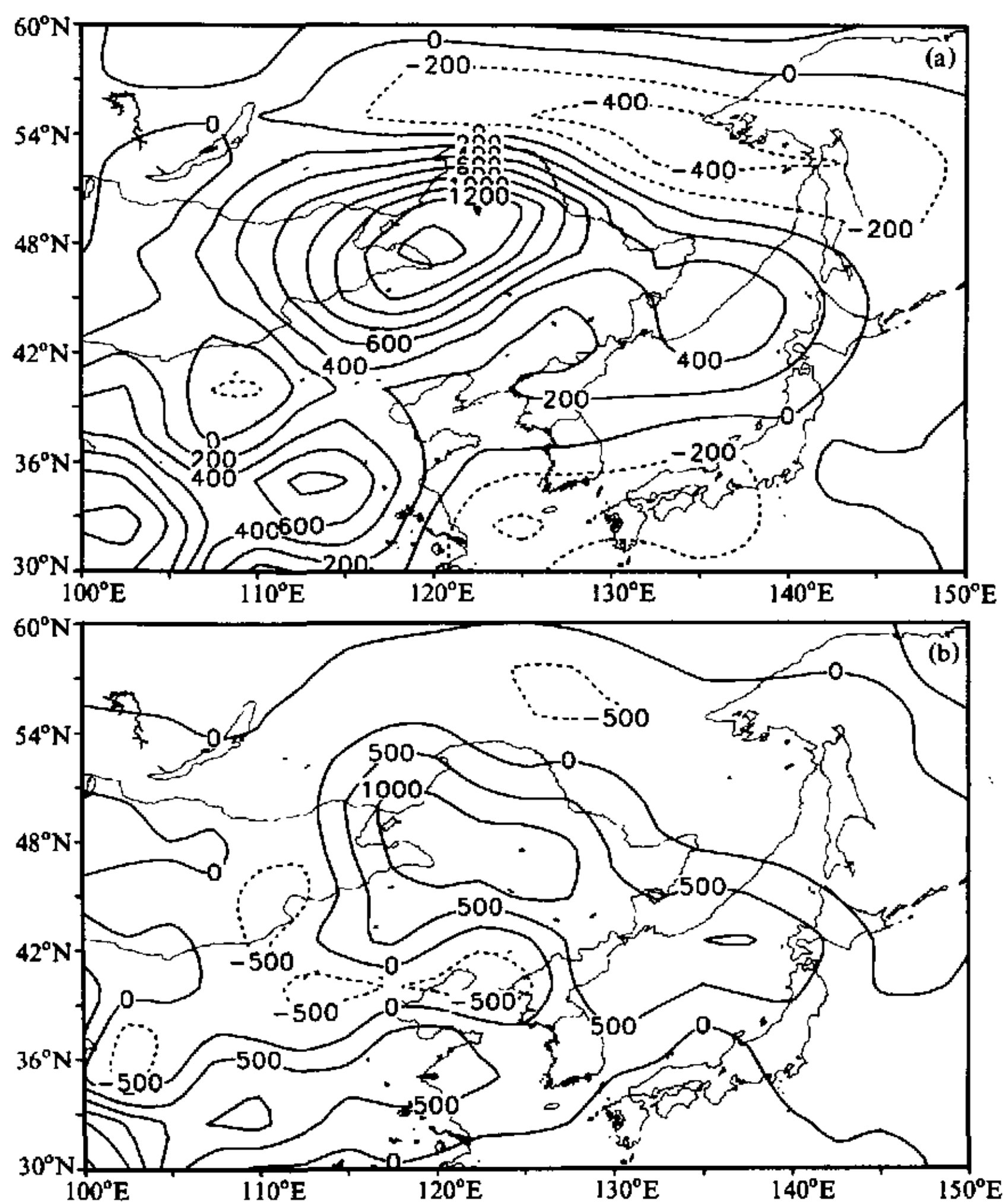


图 10 个例 7a $\langle Q_1 \rangle$ (a) 和 $\langle Q_2 \rangle$ (b) 的水平分布 (单位: W/m^2)

暴雨过程(个例 6a、7a、7b、8a 和 8b) 的降水分布与 $\langle Q_1 \rangle$ 和 $\langle Q_2 \rangle$ 之间存在着非常好的对应关系, 雨量中心位置与 $\langle Q_1 \rangle$ 和 $\langle Q_2 \rangle$ 的大值中心位置也比较一致(限于篇幅, 只给出个例 7a 的 $\langle Q_1 \rangle$ 和 $\langle Q_2 \rangle$ 分布, 图 10), 从量值上看 $\langle Q_1 \rangle$ 和 $\langle Q_2 \rangle$ 之间也相差不多, 以个例 7a 为例, $\langle Q_1 \rangle$ 和 $\langle Q_2 \rangle$ 中心值大约分别为 1420 W/m^2 和 1480 W/m^2 , 这意味着净减湿基本上都形成了降水, 而降水释放的潜热造成了大气的净加热。

图 11 表示的是各个个例强降水中心附近的视热源和视水汽汇的垂直廓线。通过比较可以看出, 个例 6a 的最大视加热和视减湿的峰值高度比较一致, 分别在 500 hPa 和 600 hPa, 量值也相对较小, 这种比较一致的垂直分布廓线表明, 个例 6a 主要以连续性的锋面降水为主。随着大气环流由春末夏初到盛夏季节的过渡, 个例 7a 和 7b 以及 8a 和 8b 的视热源和视水汽汇分布也逐渐发生了变化, 具体表现在 Q_1 和 Q_2 的峰值不仅数值明显增加, (与降水强度基本一致), 而且它们之间的垂直距离也在逐渐拉大, 个例 7a 和 7b 中, Q_1 和 Q_2 峰值分别出现在 500 和 700 hPa 以及 500 和 850 hPa, 即这时的

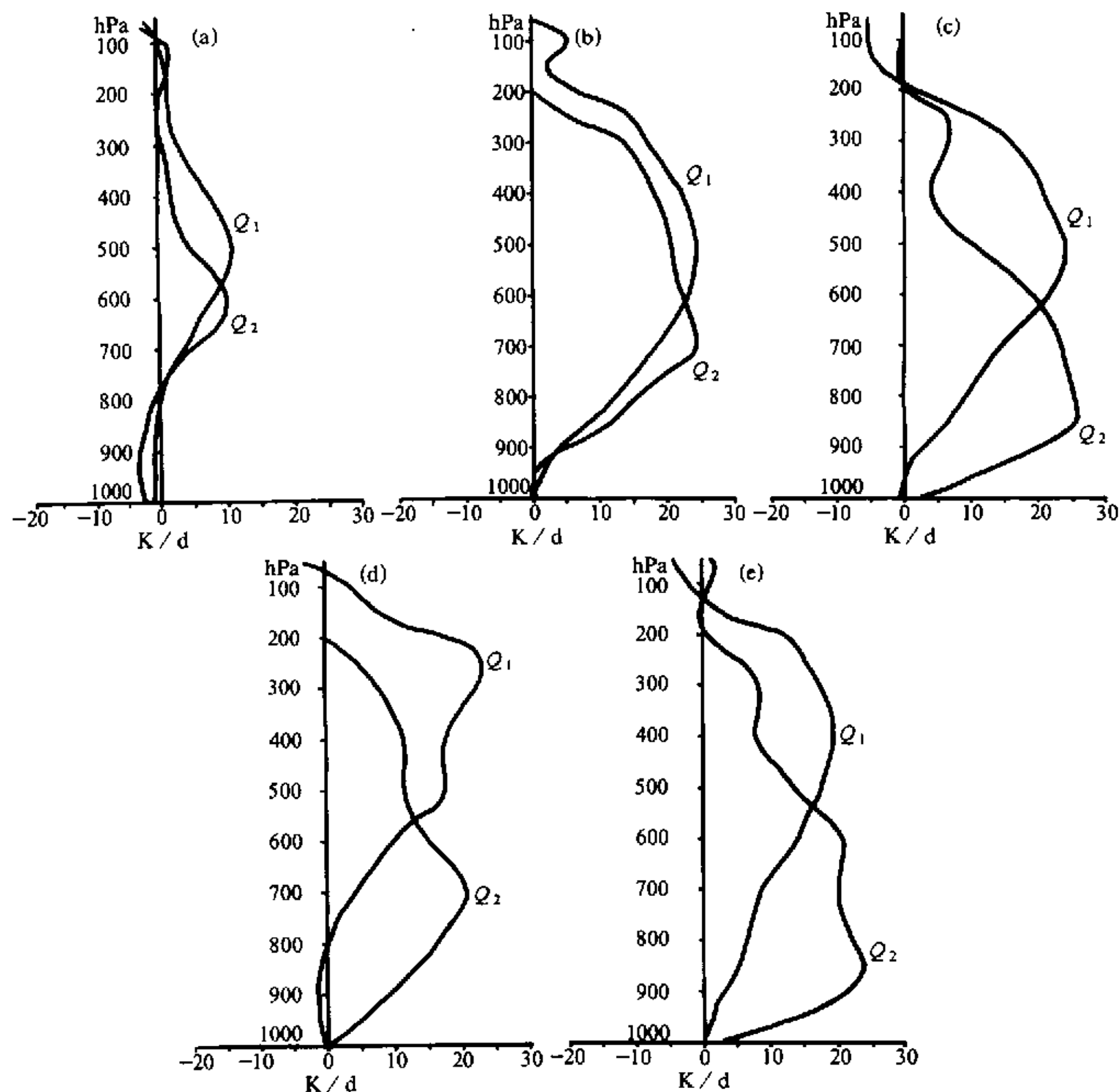


图 11 每个个例暴雨过程 Q_1 和 Q_2 的垂直廓线(单位: K/d)
(a) 个例 6a; (b) 个例 7a; (c) 个例 7b; (d) 个例 8a; (e) 个例 8b

降水虽仍以连续性降水为主, 但对流性降水的成份也在增加。到了个例 8a, 视减湿虽仍然主要发生在对流层中下层 (700 hPa), 但视加热则主要出现在高层的 250 hPa, 由此可以判断, 个例 8a 具有典型的强对流降水性质, 个例 8b 也有类似的特点, Q_1 和 Q_2 的峰值分别出现在 400 hPa 和 850 hPa。可见, 1998 年夏季松嫩流域暴雨的降水性质随着时间的推移也在逐渐发生着变化, 即由初夏的连续性降水发展成盛夏的强对流性降水。

6 结论与讨论

通过以上分析, 总结如下:

(1) 1998 年松嫩流域大暴雨不仅具有强度大、地域重复和降水集中等特点, 而且还存在着明显的持续性和阶段性变化。它的发生与东亚大气环流异常紧密相联, 特别是夏季东亚阻高频繁出现, 西风带经向环流占优势和东北冷涡群发性活动明显, 以及西太平洋副高几次明显的阶段性北跳等, 均为该流域暴雨的发生提供了十分有利的大尺度环流背景。

(2) 亚洲季风水汽输送, 对 1998 年松嫩流域几次明显的东北冷涡暴雨过程有着非常大的影响, 并且随着大气环流的季节性变化, 这种影响也显得越来越重要。6 月份的冷涡降水, 主要依靠的是系统自身及其周围附近地区的水汽输送, 而 7 月份特别是 8 月份的冷涡降水, 其水汽主要源自亚洲季风诸系统的影响, 这其中包括南亚季风, 也包括南海季风和副热带季风, 这时的降水也带有明显的中低纬相互作用特征。并且虽然这时系统风场的辐合辐散对水汽的集中仍是最重要的, 但大尺度环流场对水汽输送的作用也变得不可忽视。

(3) 1998 年松嫩流域夏季降水的阶段性变化, 与东亚大气 500 hPa 纬向风 30~50 d 低频振荡有密切联系, 主要的多雨时段均发生在 115~130°E 平均纬向时间剖面上 40°N 附近及其以北地区的“锁相域”之中, 而在“锁相域”之间, 一般降水较小, 这是由于在“锁相域”内, 中高纬和中低纬大气同位相振荡的相向传播, 可以将南方地区的暖湿空气和北方地区的干冷空气, 以低频形式输送至东北地区, 因此这种振荡是实现中低纬系统相互作用的一个重要媒介。另外, 东北冷涡总是倾向于出现在 500 hPa 位势高度, 10~20 d 振荡 40~55°N 平均经度时间剖面上的低频低压区, 而在低频高压区则一般没有冷涡活动, 即东北冷涡在一定程度上具有准双周振荡的特征, 这种振荡是使冷涡持续性活动的一个重要因素, 而正是其持续性活动导致了强降水的连续发生。

(4) 随着大气环流由春末夏初向盛夏季节的过渡, 1998 年松嫩流域东北冷涡暴雨过程的降水性质也发生了明显变化, 即由初夏的连续性降水发展成盛夏以对流性降水为主, 几次明显的冷涡暴雨过程中, 视热源和视水汽汇的垂直积分高值区与强降水区基本一致。

通过以上总结, 我们还可以获得如下一些认识: (1) 东北冷涡雨季在有的年份可以维持相当长的时期, 甚至一直到盛夏, 并且也可以造成严重的洪涝灾害, 所以在做冷涡雨季的预测时应着眼于较长的时间尺度。(2) 在这较长的冷涡雨季中, 大气环流会有明显的季节变化, 因此必须考虑何时会发生这种变化以及这种变化对冷涡降水的影响。

(3) 由春末夏初到盛夏, 在不同的大气环流背景下, 冷涡暴雨会有不同的降水性质, 因此东北冷涡暴雨的天气概念模型, 应该以大气环流的季节性转换为前提分别去总结, 特别对盛夏冷涡降水的预测还应重点分析低纬地区大气环流的变化, 例如亚洲季风活动的影响等等。(4) 冷涡雨季的不同阶段或不同降水性质的冷涡暴雨对洪涝灾害的形成有着不同的作用, 1998 年松嫩流域 6 月份冷涡降水为后期的洪涝提供了充足的底水, 7 月份冷涡暴雨对洪涝发生起到了推波助澜的作用, 特别是 8 月份具有强对流性质的冷涡降水, 由于热力和对流作用大, 局地强暴雨增多, 来势猛, 突发性强, 并且降水集中, 地域重复, 无疑它对洪涝灾害是雪上加霜, 所以这个时候的冷涡降水预报最为重要, 不容忽视。

参 考 文 献

- 1 郑秀雅、张廷治、白人海, 东北暴雨, 北京: 气象出版社, 1992, 129~151.
- 2 孙力等, 东北冷涡的时空分布特征及其与东亚大型环流系统之间的关系, 应用气象学报, 1994, 5(3), 297~303.
- 3 孙力等, 暴雨类冷涡与非暴雨类冷涡的合成对比分析, 气象, 1995, 21(3), 7~10.
- 4 孙力, 一次东北冷涡发展过程中的能量学研究, 气象学报, 1998, 56(3), 349~361.
- 5 郑秀雅、张廷治、白人海, 东北暴雨, 北京: 气象出版社, 1992, 19~37.
- 6 Yasunari, T., Cloudiness fluctuations associated with the Northern Hemisphere summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1979, 57, 227~242.
- 7 陆尔、丁一汇, 1991 年江淮特大暴雨与东亚大气低频振荡, 气象学报, 1996, 54(6), 730~736.
- 8 胡坚、陈雪峰、胡元龙, 大气季节内低频振荡与华北暴雨过程, 气象学报, 1995, 53 (增刊), 622~630.
- 9 陆尔、丁一汇, 1991 年江淮特大暴雨的降水性质与对流活动, 气象学报, 1997, 55(3), 318~333.
- 10 Yanai, M., S. Esbensen and Chu, J. H., Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets, *J. Atmos. Sci.*, 1973, 30, 611~627.

A Diagnostic Study of Northeast Cold Vortex Heavy Rain over the Songhuajiang-Nenjiang River Basin in the Summer of 1998

Sun Li and An Gang

(Institute of Meteorological Science of Jilin Province, Changchun 130062)

Abstract By using the diagnostic analysis method, studied are the general circulation conditions of the northeast cold vortex heavy rainstorm over the Songhuajiang-Nenjiang River basin in the summer of 1998, the natures of the precipitation, the features of moisture transportation, and the relationship between the low frequency over East Asia and the persistent rainfall. The results show that the five northeast cold vortex heavy rainstorm cases over the Songhuajiang-Nenjiang river basin in the summer of 1998 are of most representative. They result from different atmosphere circulation patterns. Thus, with different synoptic background and precipitation natures, they play quite different roles in the formation of the flood. Especially, the Asian summer monsoon moisture transportation and the 30~50 day, 10~20 day low frequency oscillations play important roles in the persistent rainfall.

Key words: cold vortex; heavy rain; moisture transportation; low frequency oscillation