

1982 年东亚及太平洋地区 视热源及视水汽汇的分布^{*}

王启祯 丁一汇

(国家气候中心, 北京 100081)

摘 要 本文对 1982 年东亚及太平洋地区逐月的视热源 (Q_1) 及视水汽汇 (Q_2) 进行了计算。发现视热源及视水汽汇的分布不仅存在明显的季节性变化, 而且在 1982 年这一强厄尔尼诺年, 视热源及视水汽汇分布和强度也有相应的异常变化。在 1982 年 5~6 月, 厄尔尼诺开始时, 印度尼西亚表现为视热汇及视水汽源, 而赤道中太平洋为较强的视热源及视水汽汇。随着 ENSO 事件的发展, 这一现象有增强的趋势。赤道太平洋的强视热源及视水汽汇也进一步向东发展。南海、西太平洋副热带及赤道东太平洋等区域强视热源和强视水汽汇的垂直分布相差很大; 在海洋区域多为对流性降水。

关键词 视热源 视水汽汇 厄尔尼诺

1 引言

东亚季风的发展与维持在很大程度上取决于亚洲及附近区域热源热汇的分布。因此热源热汇的分布情况引起人们的很大关注。过去由于资料的缺乏, 尤其是海洋资料的缺乏, 很难进行大规模的热源计算。自从 1979 FGGE 年以来, 在全球产生了宝贵资料, 由此进行了许多的研究, 进一步认识了亚洲季风区和太平洋地区热源热汇的分布特征。人们发现全球非绝热加热率的不少计算结果是类似的。一般而言, 在冬季和早春, 最大的热源分布在横跨印度尼西亚海洋大陆至南太平洋辐合带中, 到了夏季最大值向西北移到印度次大陆, 秋季, 最大值又返回到冬季近赤道区域。这种非绝热加热的演变是非常典型的^[1]。

在最近 10 年中, 对亚洲热源热汇的研究有相当大的进展, 更进一步了解了热源热汇的特征。但相对而言, 人们对太平洋海洋热源的了解和认识较少。这方面作的诊断及分析工作还不太多。海洋上热源热汇的季节变化是比较大的。海洋上主要以 ITCZ 为主的积云发展及强对流带来的暴雨, 使得这一带成为较强烈的大气热源。一般而言, 西太平洋较暖, 东太平洋较冷, 尤其秘鲁沿岸, 由于强烈的东南信风造成的上翻水, 使得这一区域 SST 较低。但 El Nino 年则不同, 由于信风张弛, 造成秘鲁附近海水上翻减弱, SST 增高, 在赤道东太平洋海水出现明显增温, 对流和降水发展, 同时南方涛动指数下降, 这必然影响热带太平洋地区热源热汇的分布。

1982~1983 年是一次特别强烈的 El Nino 年, 这次过程不仅加强的时间早, 持续

1996-02-13 收到

• 中日季风研究项目资助

时间长, 结束晚, 而且以往的 El Nino 事件海温正距平首先在赤道东太平洋出现, 然后向西传播到西太平洋^[2]。而 1982~1983 事件相反, 赤道海温正距平 1982 年春先在西太平洋出现, 夏季才东传到东太平洋^[3]。造成的天气、气候也是异常严重的。具体表现在北半球夏季澳大利亚、印度尼西亚经受本世纪以来最严重的干旱, 赤道中东太平洋降水增多。从 1982 年 11 月~1983 年 6 月, 南美沿岸 (厄瓜多尔, 秘鲁西北) 降水纪录一再被打破。东太平洋降水也异常增多。而秘鲁南部、玻利维亚中北部农业区却严重干旱^[4]。因此对 1982~1983 年 ENSO 事件的研究是十分有意义的。

本文主要目的是想通过对 1982 年东亚及太平洋地区的热源热汇的计算, 了解其分布情况及随时间的演变特征。以期增进对 1982~1983 年这次厄尔尼诺事件的认识。

2 资料和计算方法

本文使用的资料为 1982 年 1~12 月欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 逐日 12GMT $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 网格点资料。资料为 7 层: 1000 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa, 300 hPa, 200 hPa 和 100 hPa 和 5 个要素 H (位势高度)、 T (温度)、 R (相对湿度)、 u (纬向风速) 和 v (经向风速)。范围取 $105^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{W}$, $35^{\circ}\text{N} \sim 15^{\circ}\text{S}$ 。包括中国大陆东南部、东南亚, 热带及副热带西太平洋和部分东太平洋。将对 1982 年 1~12 月的逐日的视热源 (Q_1) 和视水汽汇 (Q_2) 进行计算。垂直速度的计算在视热源和视水汽汇的计算中相当重要, 如方法不当或误差过大, 都会造成计算的失败。本文参照订正的 Q'Brien^[5]方法进行计算。

对流层顶的垂直速度用热力学方程得到^[6]

$$\omega_T = \frac{\frac{\partial \theta}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \theta - \frac{(p_0/p)^k}{c_p} Q_R}{-\frac{\partial \theta}{\partial p}} \bigg|_{p=125 \text{ hPa}}, \quad (1)$$

θ 为位温, $p_0 = 1000 \text{ hPa}$, $k = R/c_p$, c_p 为常压下的空气比热。而 Q_R 为辐射加热率。方程 (1) 假定对流层上层 100~125 hPa 之间除了辐射加热外没有其他加热。在 125 hPa 处的 Q_R 值取自文献[7]。

对于下边界, 如不考虑地形, 取地表 $\omega_0 = 0$; 有地形时, 取

$$\omega_0 = -\rho_0 g \left[\frac{u_0}{a \cos \varphi} \frac{\partial h_m}{\partial \lambda} + \frac{v_0}{a} \frac{\partial h_m}{\partial \varphi} \right],$$

上式中 u_0 、 v_0 为地表风速; $\rho_0 = p_0 / RT_0$, p_0 、 ρ_0 、 T_0 分别为地面气压、地表空气密度和地面温度, h_m 为地形高度, 一般取平滑地形高度^[8]。

地表的要素值由以下公式内插求得:

$$c_0 = (H_{k-1} - h_m) / (H_{k-1} - H_k),$$

$$c_1 = (p_k / p_{k-1})^{c_0},$$

$$p_0 = p_{k-1} \cdot c_1,$$

其中 H_k 等压面在地形以下, H_{k-1} 在地形以上。

$$u_0 = u_{k-1} + c_0(u_{k-1} - u_{k-2}),$$

$$v_0 = v_{k-1} + c_0(v_{k-1} - v_{k-2}),$$

u_0 为地表的经向风速, u_{k-1} 和 u_{k-2} 分别为地形以上第 1 层和第 2 层纬向风速, v_0 为地表的经向风速, v_{k-1} 和 v_{k-2} 分别为地形以上第 1 层和第 2 层经向风速。

根据 Yanai 等^[9]的工作进行 Q_1 和 Q_2 的计算。

公式如下:

$$Q_1 = c_p \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right], \quad (2)$$

$$Q_2 = -L \left(\frac{\partial q}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} \right), \quad (3)$$

3 Q_1 和 Q_2 的季节性变化

图 1 显示了 1~12 月 Q_1 和 Q_2 的垂直积分的月平均分布。

1 月份, 中国东部、华南为热源 (视热源), 而中国大陆的大部份地区到海南岛、南海为冷源 (视热汇)。东部沿海亦为较强的冷源。除 $150^\circ\text{E} \sim 170^\circ\text{W}$, 约 $5 \sim 15^\circ\text{N}$ 的副热带为冷源外, 热带及副热带的其他区域都为热源。热源中心主要在菲律宾及 STCZ (南热带辐合带, 约 5°S)。从视水汽汇的分布上, 华南, 菲律宾为较弱的视水汽汇, STCZ 为较强的视水汽汇, 而热带及副热带的大部分洋面为视水汽源。从 Q_1 和 Q_2 的分布上说明, 华南、菲律宾有较少的降水, STCZ 降水最强, 中心在海洋大陆和新几内亚。这种加热场的分布是与冬季平均状态一致的。而北半球热带和副热带洋面蒸发较强, 南海、华中蒸发也较强, 使得那里也成为水汽源地。中国东部地区的降水有可能是气旋造成的。

2 月份与 1 月份分布情况基本相同, 华南, 新几内亚热源及视水汽汇强度略有加强。热源分别达到 400 W/m^2 , 100 W/m^2 ; 视水汽汇分别达到 200 W/m^2 , 150 W/m^2 。华南的视热源强度较大, 并且视热源中心比视水汽汇中心的强度约大 1 倍, 这与地表感热输送的贡献有关。但大部地区量级一致。另外, STCZ 的北部 50 W/m^2 的范围略有扩大。

3 月份, 中国大陆的大部分地区到海南岛依然为较强的冷源和视水汽源。华南视水汽汇向东扩张到日本南部, 视热源和视水汽汇强度有所降低。STCZ 北移到赤道。 15°N 一带的洋面上出现狭长的视水汽汇带, 中心强度超过 100 W/m^2 。 30°N 以北视热源强度明显减弱, 南海视水汽汇加强, 表明这一带降水加强。

4 月份, 南海与华南的视热源与视水汽汇分布连成一片, 18°N 以北视水汽汇已向东扩张到 150°E 。海洋大陆、新几内亚的视热源和视水汽汇强度已减弱到 50 W/m^2 和 100 W/m^2 。约从赤道至 5°N 有几块 50 W/m^2 的中心伸向西北, 并与华南的视水汽汇和视热源中心相连。

5 月份, 中国东南部已都为视热源, 华中视热源明显增强, 这与华南和华中降水增加有关。南海视热源明显增强, 视水汽汇在这一带也加强。但华南这条视水汽汇带中心强度已移到日本以南。菲律宾视热源和视水汽汇强度有所加强, 范围扩大。新几内亚视热源和视水汽汇又重新增强, 表明这些地区降水增加。但海洋大陆 (120°E) 已转为视水汽源 ($-50 \text{ W}/\text{m}^2$), 表明这里降水明显减小, 地表蒸发已大于降水。赤道太平洋中部出现大于 $100 \text{ W}/\text{m}^2$ 的视水汽汇中心, 视热源也出现 $50 \text{ W}/\text{m}^2$, 这说明对流和降水活动已在这个地区发展起来, 到了 5 月份降水已开始增加, 其向西北伸展的水汽汇带与华南相连, 强度都有所增加。副热带约 160°E 以东的副高主体为视水汽源, 这里大部为晴空, 蒸发最强, 因此也为一冷源。从赤道中太平洋出现降水和印度尼西亚干旱表明已开始出现厄尔尼诺的迹象。

6 月份, 华南视热源和视水汽汇中心已开始北移。南海视热源和视水汽汇强度增加, 日本视热源和视水汽汇强度加强, 表明这里的降水正开始加强。华南向东北伸展的视水汽汇带大大加强, 表明副高北缘的“梅雨锋”带的降水强度已增加。新几内亚视水汽汇明显增加, 视热源也加强, 表明这里降水增加。赤道中太平洋靠日界线以西的视水汽汇和视热源进一步加强, 其向西北伸的视水汽汇和视热源带 (北半球 ITCZ) 也有所增强。海洋大陆上仍保持一水汽源。 10°S 以南都为视水汽源。6 月份, 沿赤道至日界线以西的地表东风突然转为间歇的西风, 这一风向的改变或西风的爆发标志着异常强烈的大雨在赤道中太平洋爆发, 而西印度尼西亚和马来西亚, 澳大利亚东部开始严重的干旱^[3]。中太平洋视水汽汇达到 $100 \text{ W}/\text{m}^2$, 印度尼西亚及其以南地区视水汽源达到 $-100 \text{ W}/\text{m}^2$, 与上述现象是一致的。

7 月份, 江淮及其北部热源略有加强, 视水汽汇的中心已明显北移到这一地区 (30°N 。视热源及视水汽汇中心伸到日本, 江淮流域及日本地区强度都已超过 $200 \text{ W}/\text{m}^2$ 。这时正是江淮梅雨及日本 Baiu 的盛期, 降水明显增多。在 $165^{\circ}\text{E} \sim 180^{\circ}$ 之间 30°N 以北也出现了视热源及视水汽汇中心, 这也是降水引起的。华南及南海视热源及视水汽汇明显减弱。加里曼丹岛为视热汇及视水汽源, 表明这里已开始干旱。其东部的海洋大陆视水汽源猛然加强, 中心超过 $-200 \text{ W}/\text{m}^2$, 是 6 月份的 3~4 倍, 且与视热汇相对应, 这意味着这里干旱强度很快增大。新几内亚依然保持较强大的视水汽汇及视热源, 视水汽汇中心达 $300 \text{ W}/\text{m}^2$, 视热源中心亦达到 $150 \text{ W}/\text{m}^2$ 。在新几内亚东部 6 月份已出现视水汽源, 7 月份强度及范围都有所扩大, 中心超过 $-150 \text{ W}/\text{m}^2$, 视热汇中心也超过 $-50 \text{ W}/\text{m}^2$, 表明这里也出现干旱。赤道太平洋中部的视水汽汇强度没变, 范围略向东伸, 北半球副高南侧的 ITCZ 的视热源及视水汽汇强度减弱, 而副高主体 ($165^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{W}$, $10 \sim 30^{\circ}\text{N}$) 的视水汽源及视热汇都有所增强, 这表明副高加强, 晴空区扩大, 蒸发也增强。

8 月份, 中国东南部及南海热源和视水汽汇重新增强, 这时正是华南晚汛期雨, 江淮流域的视水汽汇中心消失, 这时雨带已跳到华北, 华南至日本南部的视水汽汇已大大减弱。视热汇以洛阳为中心至西安一带重新出现, 这一带亦为视水汽源中心, 这表明这一带蒸发已大于降水, 出现干旱现象。新几内亚视水汽汇和视热源强度减弱, 其东部的视水汽源和视热汇却增强, 说明东部依旧干旱。海洋大陆出现中心强度为 $200 \text{ W}/\text{m}^2$ 的视水汽汇中心, 视热源中心也达到 $100 \text{ W}/\text{m}^2$, 说明海洋大陆降水又增加, 印度尼

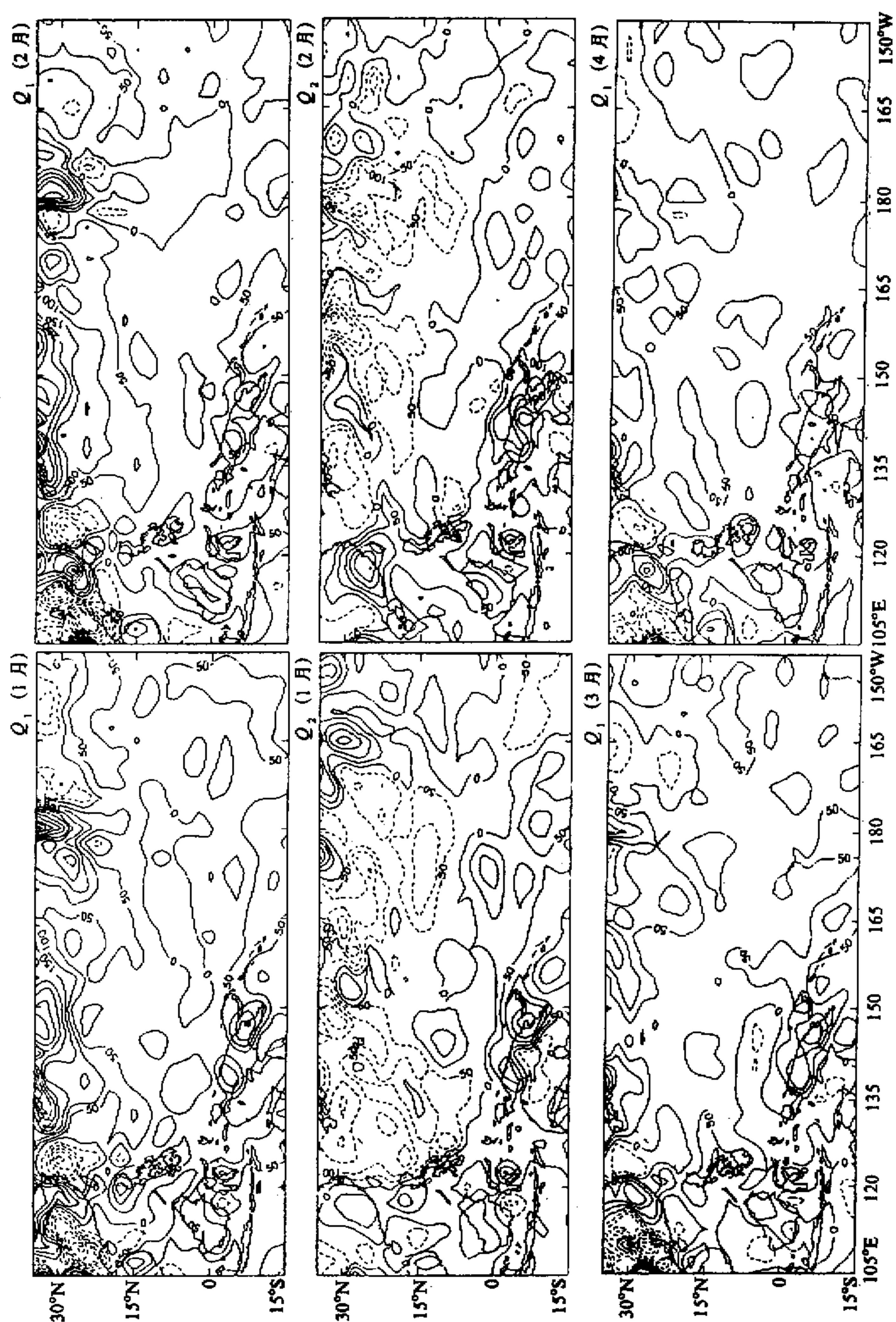
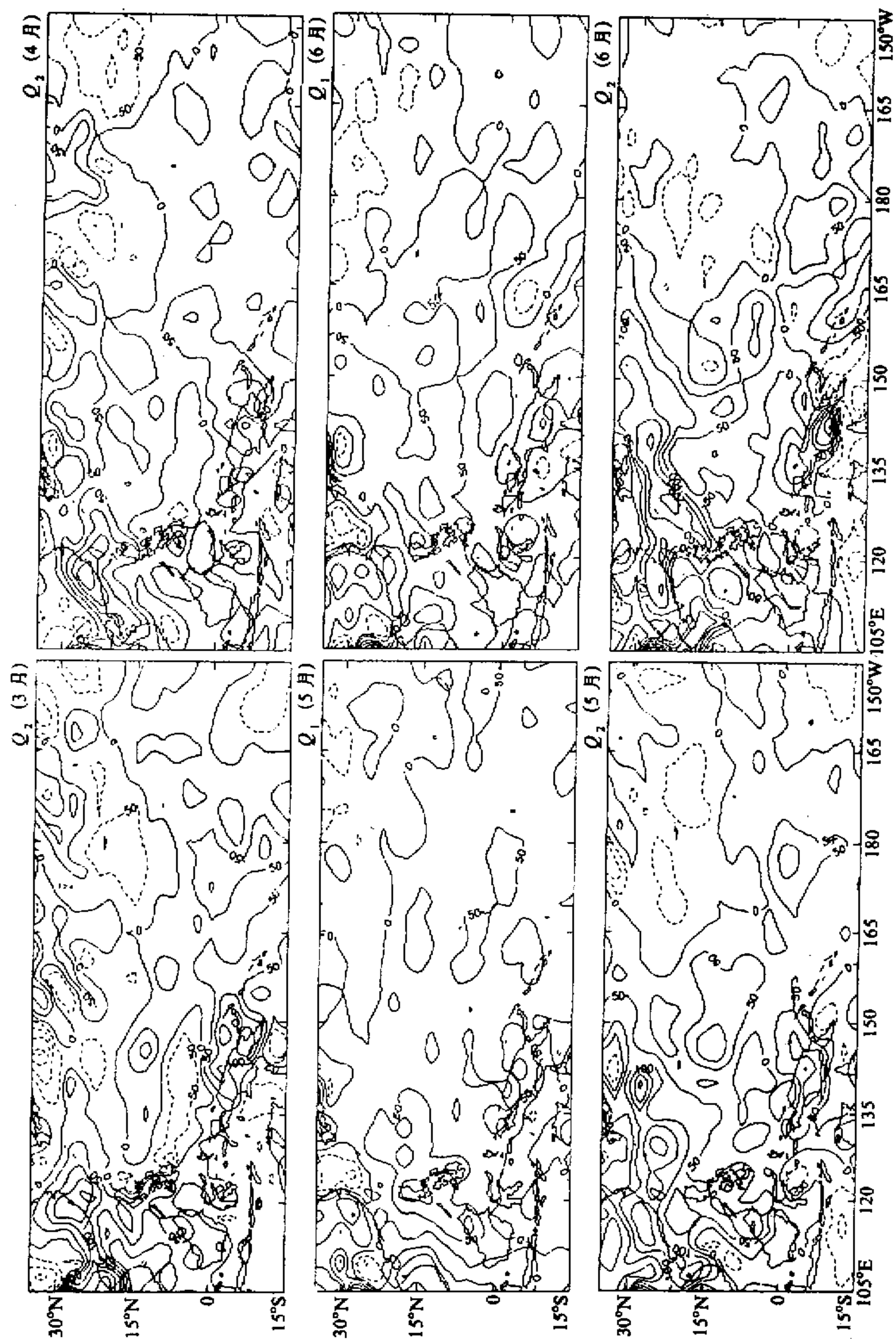
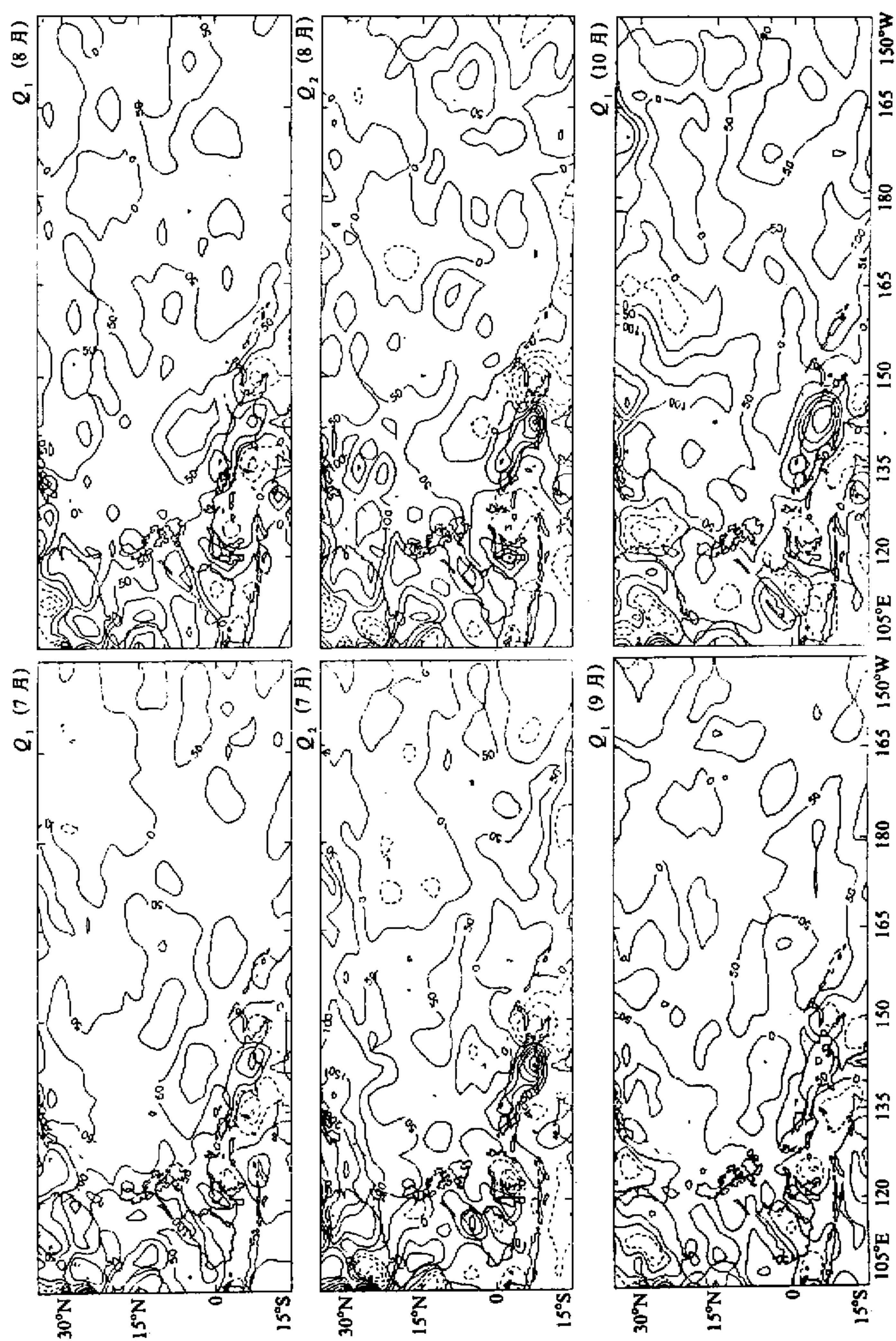
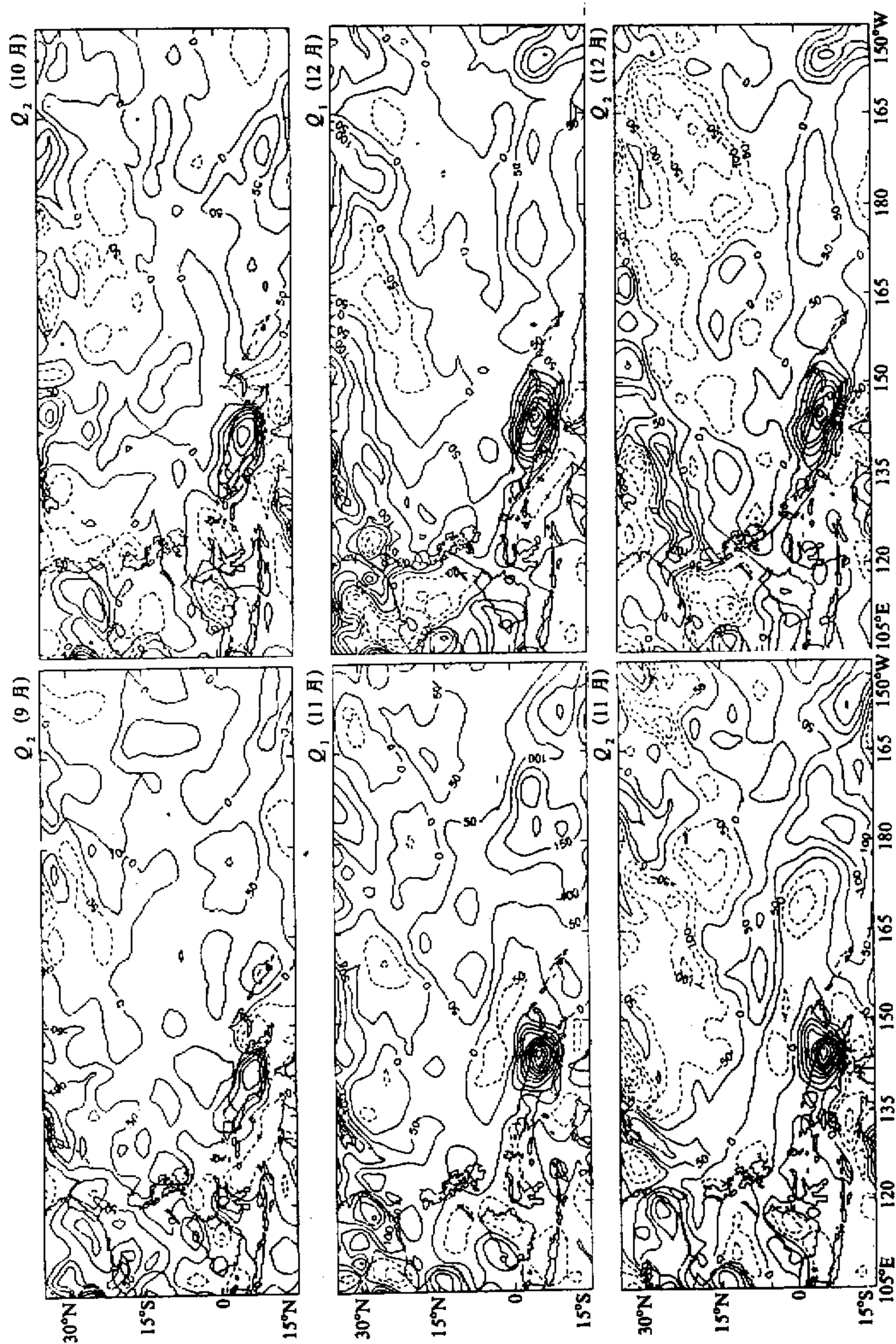


图1 Q_1 和 Q_2 的垂直积分的月平均分布。



实线为 ≥ 0 , 虚线为 < 0 。单位, W/m^2 。(1~6 月)

图1 Q_1 和 Q_2 的垂直积分的月平均分布。



实线为 ≥ 0 , 虚线为 < 0 。单位: W/m^2 。(7~12月)

西亚及其以南的其余大部地区 Q_1 和 Q_2 仍为负值,表明这些地方仍处于干旱。赤道东太平洋 Q_1 和 Q_2 增大,说明东太平洋降水增加,El Nino 进一步加强。

9 月份,中国东南部视热源及视水汽汇强度变化不大,范围已向南收缩。日本的视热源及视水汽汇加强。南海及菲律宾同 8 月份一样仍维持着视热源及视水汽汇,强度已减弱。海洋大陆和新几内亚视热源和视水汽汇强度减弱,其东部的视水汽源和视热汇亦减弱。但加里曼丹及西部视热汇及视水汽源有所加强。副高南侧的 50 W/m^2 的区域明显南撤至赤道。太平洋中部 50 W/m^2 的范围又有所扩大,东部已经消失。赤道太平洋中部视热源及视水汽汇有所增加,表明这里降水增加。

10 月份, Q_1 和 Q_2 的分布变化非常大。除中国大陆东南部依旧为较弱的视热源和视水汽汇外,其余地区已为冷源和水汽源。中国东部、南海、菲律宾、印度尼西亚、马来西亚及其以南都为视水汽源和视热汇,表明这些地区降水明显减少,干旱强度增大。视水汽源最强中心在加里曼丹岛,达到 -150 W/m^2 ,视热汇也达到 -100 W/m^2 。新几内亚视热源和视水汽汇重新加强,赤道太平洋中部约 10°S , $150^\circ\text{E} \sim 160^\circ\text{W}$ 出现大范围的视热源及视水汽汇中心。北半球热带及副热带 Q_1 和 Q_2 明显减弱,副高中心视水汽源又有很大增强。这表明 ITCZ 已撤到南半球 $5 \sim 10^\circ\text{S}$ 上,这一结果与 Rasmusson 和 Wallace^[3]的报告是一致的。在 1982 年 9~10 月,南美沿岸至太平洋中部 SST 显著升高。这与 6 月份赤道太平洋日界线以西的东风突然转为西风有关。这种对应关系在合成的 ENSO 事件中也可看到。因此这一新的观测事实表明,与 SST 升高的同时相对应,ITCZ 这一狭长的东西强降水带,在一般年的这个时间,一般位于约 10°N ,但这时却移到了赤道以南。在厄瓜多尔和秘鲁西北部漫长的大雨期开始了,这比正常的湿季要提前几个月。从 1982 年 11 月~1983 年 6 月,降水纪录就逐月的被打破。这说明从 9 月份开始,El Nino 又有新的发展和增强。另外,10 月份 30°N 以北,日本以东附近 ($135 \sim 150^\circ\text{E}$),太平洋中东部 ($180^\circ \sim 165^\circ\text{W}$) 视热源及视水汽汇中心重又出现,颇似 1~3 月份。

11 月份,中国东南部、日本南部视热源及视水汽汇又有加强。西太平洋副热带为大片的视水汽源,并对应较弱的视热汇,这是西太平洋副热带高压区,降水较少,蒸发为主。副高以南 ($5 \sim 15^\circ\text{N}$, $150 \sim 170^\circ\text{E}$) 有一较狭长的视热源及视水汽汇区,也许是东风波降水所致。菲律宾以西、印度尼西亚、马来西亚及其以南为大片的视水汽源及视热汇,这一片区为干旱区。新几内亚视水汽汇和视热源增强很大。STIZ 继续向东发展和加强,在赤道东太平洋南半球一侧 ($150^\circ\text{E} \sim 175^\circ\text{W}$) 突然出现中心超过 200 W/m^2 的视水汽汇和视热源,表明这一带降水有了很大增强,这是 ENSO 事件的表现。

12 月份,中国东南部视水汽汇明显减弱,日本南部已变成视水汽源,说明蒸发作用增强,这些区域视热源仍较强,中国东南部视水汽汇中心已移到东南海上并向东北伸展成一狭长的水汽汇带,也是一条视热源带。这一降水带可能与气旋有关。热带及副热带太平洋上为大片的视水汽汇区,且中心已移到太平洋东部,表明副高主体已移到东太平洋上,这一副高区也为视热汇区,但强度大得多,这与该区域地表蒸发过程有关。印度尼西亚的视热汇及视水汽源已转为弱的视热源及视水汽汇区,表明降水有所增强。新几内亚仍为较强的视热源和视水汽汇区,在南热带太平洋以东,较强的视热源及视水汽汇区略有东移,强度仍很大,这表明东太平洋降水区略有东移,强度仍很大。异常现象

继续发展。

总之, 从 1~12 月 Q_1 和 Q_2 分布可以看到, 视热源和视水汽汇的季节性变化较大, 其分布主要受降水的影响。冬春季 (1~5 月) 中国东南部为一视热源及视水汽汇区, 到了 6~7 月逐渐移到江淮流域, 其向东伸展的大值区也逐渐从日本南边海上移到日本岛上, 这就是副高北缘的著名的梅雨锋带。到了 8 月这一大值区又跳到中国北部。9 月以后, 又逐渐退回到中国东南部地区。副高南侧的 ITCZ, 1~2 月还在南半球一侧, 以后逐渐北移, 8 月移到最北位置 (约 10°N), 9 月以后迅速南撤, 10 月已到了南半球一侧, 反映了 ITCZ 异常的变动 (正常年 ITCZ 10 月份约在 10°N 左右)。

值得注意的是, 随着 El Nino 事件的开始和发展, 印度尼西亚降水中心已移到新几内亚及太平洋中部。1~5 月印度尼西亚仍为较弱的视热源和视水汽汇所控制, El Nino 发展后, 印度尼西亚转为视水汽源和视热汇区, 表明这里干旱, 并在 9~10 月份继续发展。赤道中太平洋这一海洋“沙漠”在 5 月开始出现视水汽汇和视热源中心, 以后逐渐发展东移, 到 12 月份, 中心已移到 150°W 的赤道东太平洋, 表明这一带异常降水的出现及发展。在 El Nino 这一事件演变中, 大尺度的热源热汇分布也出现了异常的变动, 这对全球的大气环流必然带来影响。

需要指出的是在新几内亚岛的西部有一海拔 5030 m 的查亚峰, 可能这一地形强迫造成这里值偏大。而印度尼西亚和赤道太平洋中部及以东强度偏低。

4 降水性质的诊断分析

这一节将选取海洋上的几个区域 (南海、西太平洋副热带区域、海洋大陆、东赤道太平洋及中南半岛东部共 6 个区域) 的高度-时间 (1~12 月) 剖面图来诊断降水的性质。

从图 2 上可以看到, 南海降水多集中在 4~9 月份, Q_2 的最大值集中在 850~700 hPa 之间, Q_1 和 Q_2 的垂直分布高度差距很大, 这表明涡旋的垂直输送很强, 降水多为对流性降水。10 月以后 Q_1 和 Q_2 基本为负值, 主要为晴空, 以蒸发和辐射冷却为主。

从图 3 上可以看到, 西太平洋副热带区域的 Q_1 和 Q_2 都很弱, 一般是 $1\sim 2^\circ\text{C}/\text{d}$ 左右。从 Q_1 上看 6~9 月有为数不多的对流性降水, 强度不大, 而 Q_2 在 1000~850 hPa 之间多为负值, 这表明底层蒸发垂直输送较为强烈。副热带西太平洋一般都为晴空区, 除偶尔有对流性的降水外, 一般很少降水。

从图 4 上可以看到, 海洋大陆上 Q_1 和 Q_2 都很弱, 最大值 $1^\circ\text{C}/\text{d}$ 。 Q_2 仅在 3~6 月在对流层中低层有微弱的正值, Q_1 也很弱, 表明降水很小。进入 5 月以来, 1000~850 hPa 之间基本为蒸发 (Q_2 为负值), 表明这一区域一直干旱。 Q_1 和 Q_2 的分布并不在同一高度上。由此可见, 由于厄尔尼诺的影响, 海洋大陆 (印尼西部) 地区一直处于干旱之中, 1~4 月有很少的降雨, 5~11 月份, 干旱强度较大。

从图 5 上可以看到, 1~7 月东太平洋降水很少。7 月中~10 月, 有几次较弱的对流性降水 (Q_1 最大值在 200 hPa, 强度约 $2^\circ\text{C}/\text{d}$; Q_2 最大值在 700 hPa 层以下, 强度约 1°C 左右), 11~12 月, 赤道东太平洋降水猛增, Q_1 最大值达到 $2.5\sim 3^\circ\text{C}/\text{d}$, Q_2 最大值 $1\sim 2^\circ\text{C}/\text{d}$, 降水以对流性为主 (Q_1 最大值出现在对流层高层), 这表明, 随着厄

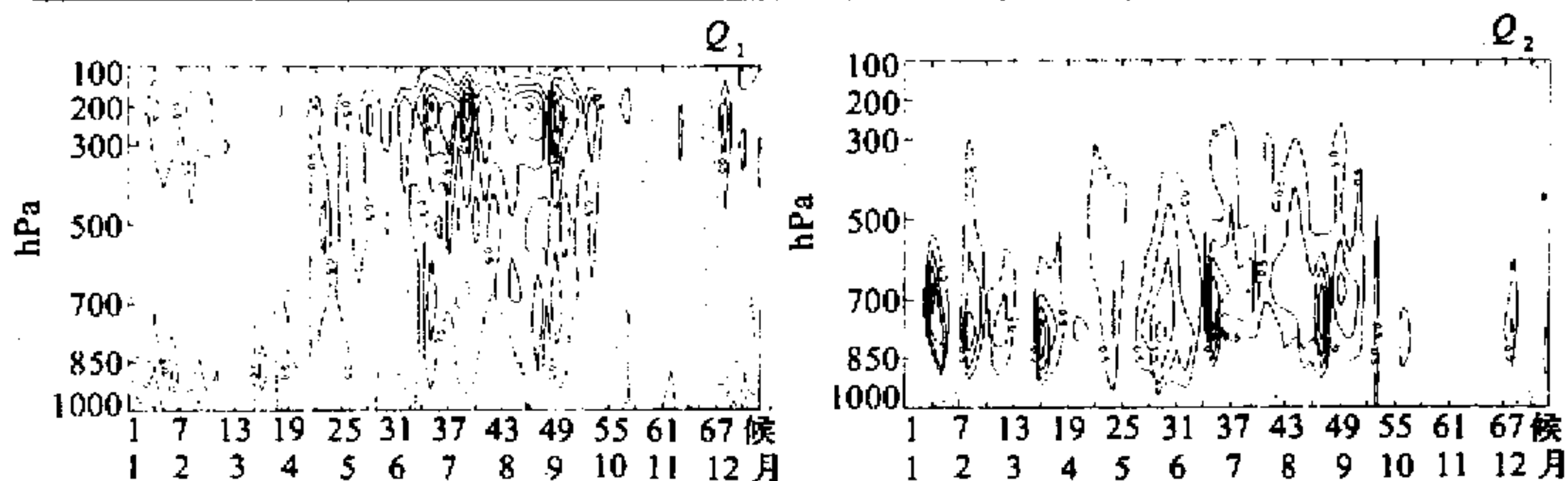


图2 南海北部区域 (110~125°E, 10~20°N) 的视热源和视水汽汇高度-时间剖面图。实线为 >0 , 虚线为 <0 。横坐标为1~12月的72候, 纵坐标为hPa。单位: $^{\circ}\text{C}/\text{d}$, 等值线间隔为 $0.5^{\circ}\text{C}/\text{d}$

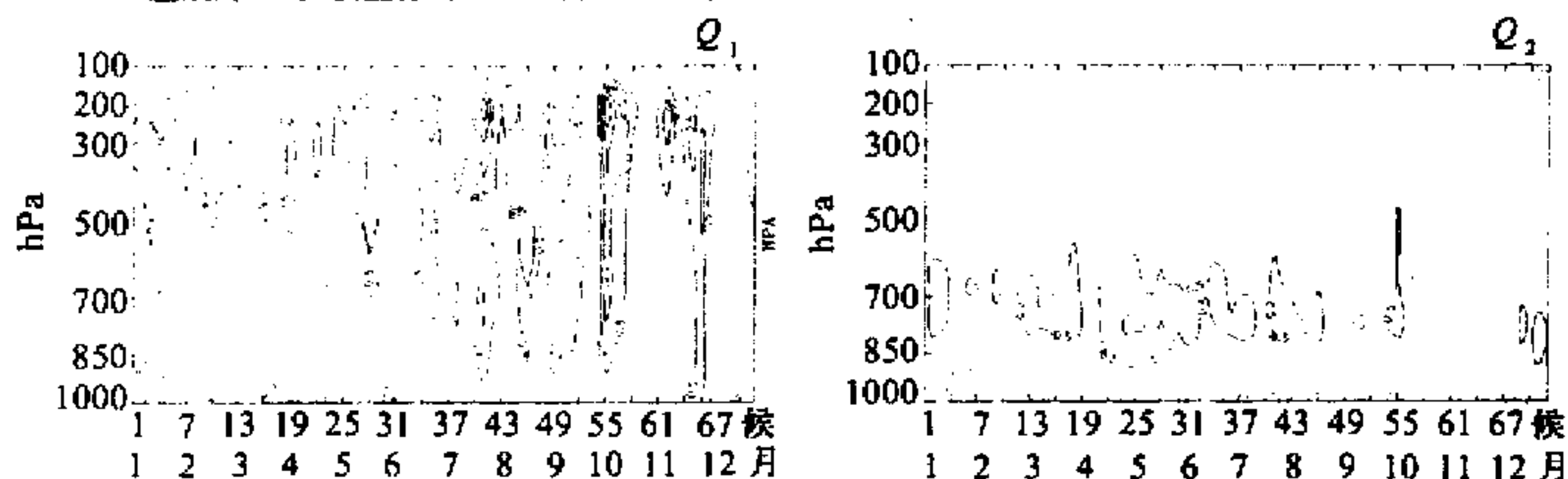


图3 西太平洋副热带区域 (20~30°N, 125~180°E) 视热源和视水汽汇的高度-时间剖面图。

其余同图2

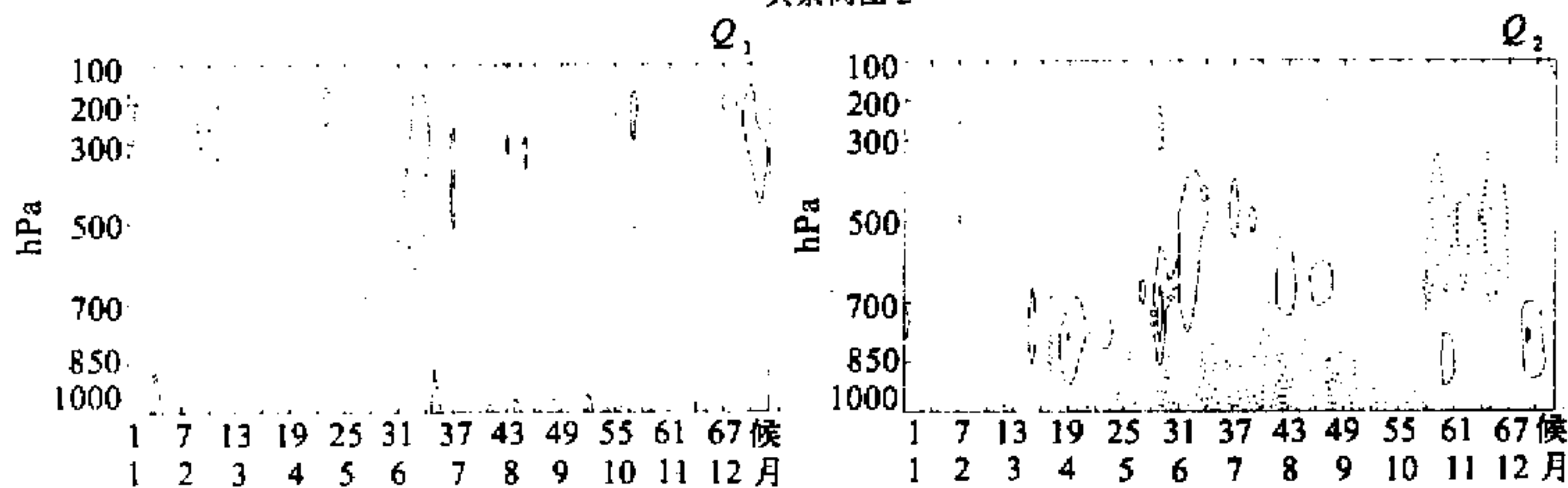


图4 海洋大陆 (100~120°E, 10°S~10°N) 视热源和视水汽汇的高度-时间剖面图。

其余同图2

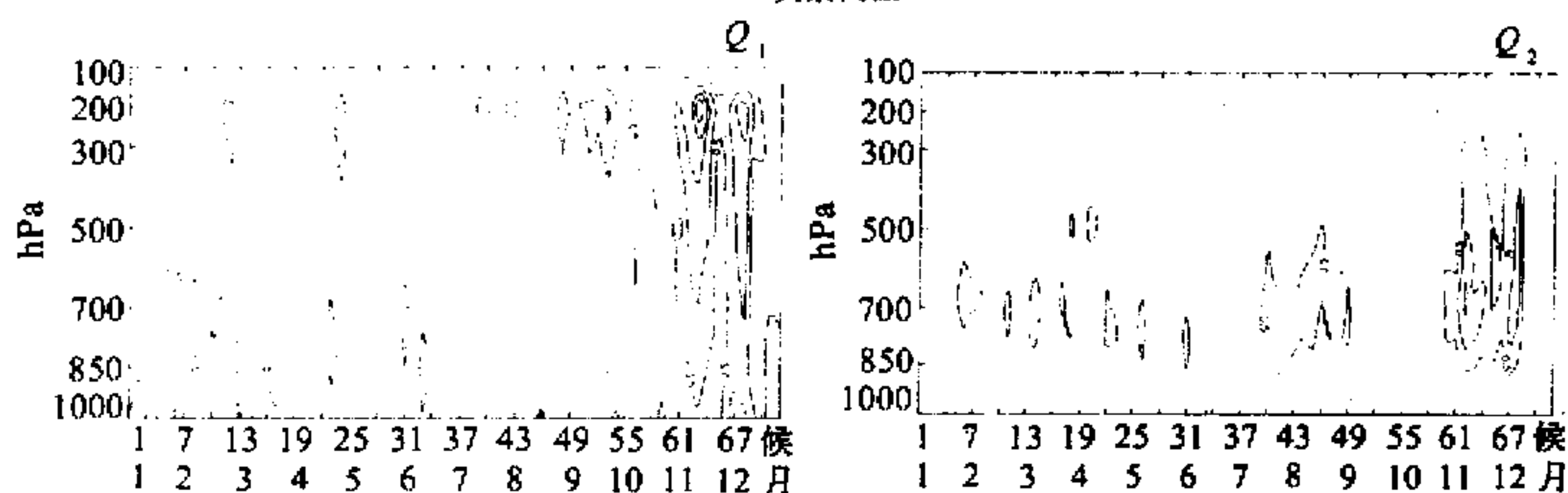


图5 赤道东太平洋 (180~150°W, 10°N~10°S) 视热源和视水汽汇的高度-时间剖面图。

其余同图2

尔尼诺在东半球的增强, 赤道东太平洋降水也开始增多。

从图 6 上可见, 中南半岛东部的降水多集中在 6~10 月, 中心强度在 $1\sim 2^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 。从 Q_1 和 Q_2 的垂直分布来看, 最大值并不是出现在同一高度上, 说明垂直输送很强, 以对流性降水为主。1~5 月降水很少, 基本为视热汇和视水汽源, 10 月以后, 降水明显减少, 这时季风已撤出中南半岛。

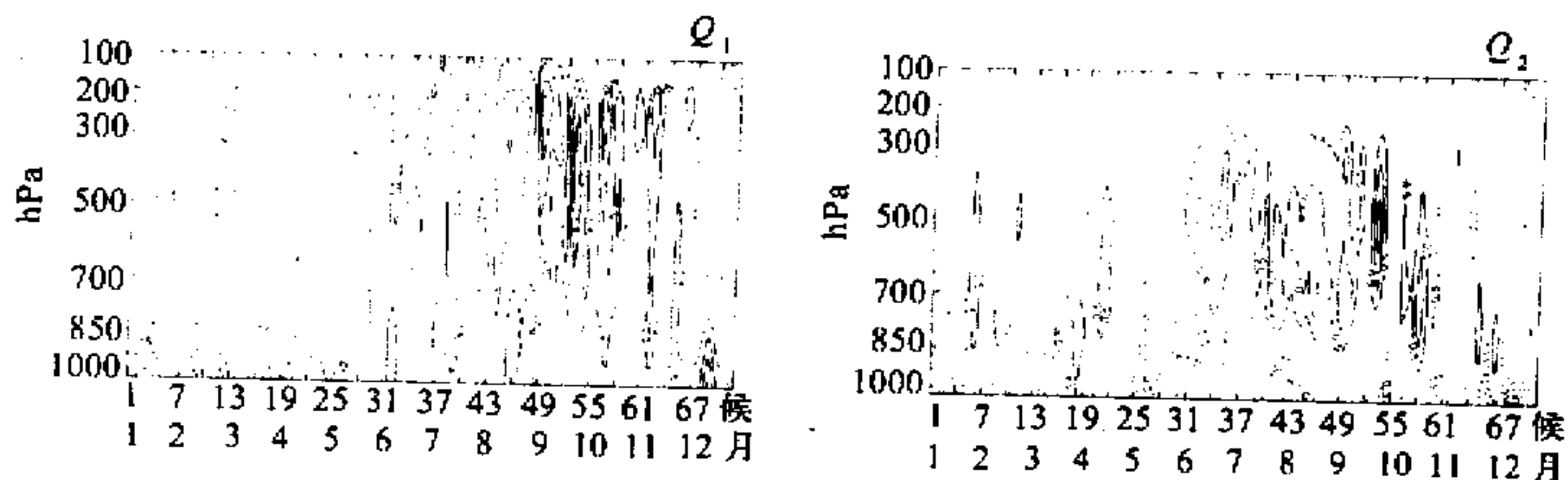


图 6 中南半岛东部 ($105\sim 110^{\circ}\text{E}$, $10\sim 20^{\circ}\text{N}$) 视热源和视水汽汇的高度-时间剖面图。其余同图 2

从诊断的结果来看, 赤道太平洋及海洋大陆的降水受厄尔尼诺的影响较大。中南半岛以东、南海、副热带高原区主要受季节变化的影响, 海洋上的降水多以对流性降水为主。

5 结论

从 Q_1 和 Q_2 的垂直积分的分布以及其垂直分布的诊断分析来看, 可以得到以下几点结论。

(1) 视热源及视水汽汇的分布不仅存在明显的季节性变化, 而且在 1982 年这一强厄尔尼诺年, 视热源及视水汽汇也出现由 ENSO 事件产生的变化, 这与 1982 年厄尔尼诺年的其他异常现象是对应的。

(2) 在冬季和早春, 最大的视热源及视水汽汇分布在横跨印度尼西亚海洋大陆至南太平洋辐合带中, 到了夏季视热源及视水汽汇的最大值区在 6~7 月停留在江淮流域及日本, 并且这一视热源和视水汽汇的高值区也随季节的变化北跳和南撤。9~10 月强视热源和视水汽汇较早的退回到赤道南半球的一侧。

(3) 1982 年 5~6 月, 厄尔尼诺开始时, 印度尼西亚开始出现视热汇及视水汽源, 赤道中太平洋日界线以西出现强视热源和视水汽汇, 随着厄尔尼诺的发展, 印度尼西亚的视热汇和视水汽源增大, 赤道中太平洋日界线以西强视热源和视水汽汇也向赤道东太平洋发展。

(4) 诊断结果表明, 赤道中东太平洋及海洋大陆的降水受厄尔尼诺的影响较大。中南半岛东部和南海主要受季节变化的影响, 海洋上的降水多以对流性降水为主。

参 考 文 献

- 1 R H. Johnson, 1992, Heat and moisture sources and sinks of asia monsoon precipitation system, *J. Meteor. Soc. Japan*, 70(1), 353~372.
- 2 Rasmusson, E.M. and Carpenter, T.H., 1982, Variations in tropical sea surface temperature and surface wind

- fields associated with the Southern Oscillation / El Nino, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354~384.
- 3 Eugene M. Rasmusson and John M. Wallace, 1983, Meteorological aspects of the El Nino / Southern Oscillation, *Science*, **222**, 1195~1202.
 - 4 王绍武, 1984, 美国第七届气候诊断年会, 气象科技, **4**, 54~61.
 - 5 O'Brien, J.J., 1970, Alternate solution to the classical vertical velocity problem, *J. Appl. Meteor.*, **9**, 197~203.
 - 6 Nitta, T., 1977, Response of cumulus updraft and downdraft to GATE A / B-scale motion systems, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1163~1186.
 - 7 Doplick, T.G., 1972, Radiative heating of the global atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1278~1294.
 - 8 Berkofsky, L. and Bertoni, E.A., 1995, Mean topographic charts for the entire earth, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **36**, 350~354.
 - 9 Yanai, M., S. Esbensen and J.-H. Chu, 1973, Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611~627.

The Distribution of the Apparent Heat Source and Apparent Moisture Sink over East Asia and the Pacific Ocean in 1982

Wang Qiyi and Ding Yihui

(National Climate Center, Beijing 100081)

Abstract In 1982, the distribution of apparent heat source (Q_1) and apparent moisture sink (Q_2) appeared obvious abnormal seasonal variations. Between May and June, there existed significant apparent heat sink and apparent moisture source near the equatorial middle-west Pacific, which enhanced lately. The strong apparent heat source and apparent heat sink moved east toward equatorial eastern Pacific. The band of high apparent heat source and apparent heat sink values backed to the South Pacific near the equator in early fall. These corresponded with other abnormal phenomena of the El Nino year of 1982. The highest Q_1 and Q_2 values were obviously at different level over the South China Sea, western Pacific and the equatorial eastern Pacific, etc. This showed that the convective rainfalls amounted mostly over some regions of the Pacific.

Key words apparent heat source apparent moisture sink El Nino