

美国第14届气候诊断会

王 绍 武

(北京大学 地球物理系)

第14届气候诊断年会于1989年10月16—20日在加利福尼亚圣迭戈的加利福尼亚大学召开。共有105人参加此届年会, 89篇报告分13个组:

- | | |
|-----------------------|-----|
| 1. 大气对1986—88年海温变化的响应 | 4 篇 |
| 2. ENSO 的数值模拟 | 7 篇 |
| 3. 低频振荡 | 4 篇 |
| 4. 热带大气变率 | 10篇 |
| 5. 全球大气变率 | 8 篇 |
| 6. 海气相互作用的观测事实 | 4篇 |
| 7. 气候监测 | 6篇 |
| 8. 气候变率的模拟 | 10篇 |
| 9. 气候时间序列预报 | 10篇 |
| 10. 气候时间序列的可预报性 | 6 篇 |
| 11. 业务长期预报 | 4 篇 |
| 12. 区域气候模拟 | 5 篇 |
| 13. 区域气候 | 11篇 |

笔者归纳为5个方面来介绍, 有些内容如近2年的厄尔尼诺及拉·尼娜发展情况已为大家熟知, 有一些问题比较专门, 如火灾预报、资料系统, 我们不可能都谈到, 有兴趣的读者可查阅原文。

一、ENSO 的数值模拟

ENSO 的时间尺度是1年到几年, 所以需要海气耦合模式(CGCM)来研究。近两年 Sperber 等(1987)、Meehl (1989)及 Philander 等(1989)用 CGCM 模拟了 ENSO 过程。Meehl 报告了用 NCAR 模式模拟的结果。这是一个网格稍粗的模式: 大气部分为全球谱模式, 菱形网格 R15 截断, 水平分辨率 4.5° 纬度 7.5° 经度, 垂直9层; 海洋模

式垂直4层, 水平分辨率 5° 经纬度。共作了两个30年积分, 一个取现代的 CO_2 量($1 \times \text{CO}_2$), 一个取 CO_2 加倍($2 \times \text{CO}_2$)。后来又续作5年, 着重分析最后15年。取 Nino 3 区 ($90-150^\circ\text{W}$, $10^\circ\text{N}-10^\circ\text{S}$) SST 代表厄尔尼诺。季平均 SST $\geq +0.25^\circ\text{C}$ 为厄尔尼诺, SST $\leq -0.25^\circ\text{C}$ 为拉·尼娜*。两个实验中后15年内均发生4次厄尔尼诺, 但出现时间先后略有不同。由于在 $2 \times \text{CO}_2$ 实验中平均 SST 上升 1°C , 所以按绝对 SST, 就没有拉·尼娜现象。但如减去各自的15年平均, 则仍有 SST 显著降低的时段。模拟出来的4次厄尔尼诺的 SST 水平分布也同观测结果一致。 $2 \times \text{CO}_2$ 实验中海平面气压 (SLP) 下降, 但如减去各自平均, 亦可反映出 SO。由于 SOI 是气压差, 所以不受影响。但 $1 \times \text{CO}_2$ 与 $2 \times \text{CO}_2$ 时中纬度气压分布差别较大, 这可能是平均环流变化的结果。

Sperber 等报告了用 OSU CGCM 研究 ENSO 的结果, 把模拟的暖事件合成, 得到的 SST 变化与过去所谓典型厄尔尼诺事件不同, 而更相似于非典型的 1982—1983 年及 1986—1987 年事件。5—7 月 SST 正距平在中太平洋增强并东移, 最大正距平 0.9°C 出现在 10 月的 115°W 区域。冬季 SST 正距平迅速减弱, 模拟出来的暖事件的强度及持续时间均比实际观测到的要小, 过程结束也偏早。但是模拟的洋流变化与海温变化是一致的。海温上升与异常的向东洋流及赤道两侧向赤道的洋流有关。向东的洋流与平均流场反向, 把暖水带向东移。向赤道的洋流则可

* 这个值约比实际小一半, 这是因为模拟方差较小的缘故。

能抑制赤道海水上翻。

K.M.Lau 与 Hirst 指出近几年一些简单的或中等复杂程度的 CGCM 已经能够模拟出 ENSO 的 3—4 年振荡。但是均未模拟出如 1982—1983 年或 1986—1987 年暖水向东的传播*, 模拟出来的厄尔尼诺也过于正规。这可能是由于模式是稳定状态, 大气是海洋的“奴隶”, 大气状态只决定于海温异常。假定大气的时间尺度比海洋小得多, 并很快向慢变的海洋适应。但实际上这只适用于干大气。而湿大气对流活跃, 并有时尺度为 1—2 个月的慢变过程或称为季节内的振荡, 甚至在没有海温异常时也是如此。认为大气只有快变过程、海洋只有慢变过程的观点需要改变。作者利用 CGCM 研究了非定常模, 指出负的东西向 SST 梯度有利于 A 模生成, 这是一个以前不了解的非定常模, 特别可用来说明在厄尔尼诺发生前对流区及暖水的东移, 而过去研究较多的 B 模在 ENSO 发展的成熟阶段更重要。

Miller 及 Oberhuber 等介绍了用海洋 GCM (OGCM) 模拟厄尔尼诺过程的结果。西德马科斯-普朗克研究所的模式范围 40°N — 40°S , 7 层原始方程, 水平网格 $64^{\circ}\times 54^{\circ}$, 赤道地区纬度格距 0.57° , 到中纬度加大到 2.4° , 经度约 2.7° 。等密度层作垂直坐标, 边界条件通过混合层模式来确定, 海洋变量用风应力、气温、相对湿度及云计算。但盐度场用牛顿调整 (Newtonian nudging) 到气候平均值。用 1961—1973 年月平均风应力观测值强迫海温变化。结果表明, 可以模拟出类似厄尔尼诺的海温变化过程, 但振幅大约只有实际观测值的 1/2, 同时也能模拟出海平面高度的变化, 但数值也偏低。作者认为这可能是气温、相对湿度及云等要素用了气候平均值的结果。

Neelin 用一个混合 CGCM 研究了厄尔尼诺事件的发生发展。海洋部分用理想化的太平洋盆地 OGCM, 大气为两层定常状态模式。模拟出来 3—4 年的 ENSO 循环, 而

且事件的不同发展阶段既有向东的传播, 也有向西的传播。如果改变这个耦合系统的参数或者改变风应力的强度, 均可能导致分岔。把改变后的风应力与改变前的风应力之比 μ 称为相对耦合系数。在 μ 为 0.6—0.7 以下不产生分岔, 气候是稳定的。厄尔尼诺的周期振荡为缓慢的衰弱。在分岔以上, 气候是不稳定的, 厄尔尼诺为周期性的有限循环, 平均周期为 37 个月。在高耦合时 $\mu=1.0$, 厄尔尼诺的周期增长到 4 年。当 $\mu=1.1$ 时, 风应力强, 有周期加倍的吸引子, 周期增长到 5 年。进一步增强耦合 $\mu=1.2$, 发生全球性分岔, 周期循环消失, 形成不稳定气候状态。

Sitrusis 与 Miyakoda 用 GFDL 模式作了厄尔尼诺的预报试验, GFDL 模式相对较为精细, 全球模式海洋 15 层, 水平分辨率平均 1° , 在赤道带 $1-1/3^{\circ}$ 。大气部分为菱形网格谱模式, 21 波截断, 垂直方向 9 层。每 12 小时相互作用, OGCM 给 AGCM 提供 12 小时平均海温, AGCM 给 OGCM 提供 12 小时平均风应力, 热通量及净向下太阳辐射, 先从 1979 年 3 月 1 日开始作 5 年积分, 得到海洋初值及热通量订正。预报从 1982 年 1 月 1 日开始作 12 个月积分。但模式有气候漂移、海温下降。作了热通量订正后有改善, 模式海温做牛顿调整。1982 年 12 月 SST 及 SLP 预报均与实况接近, 说明模式有一定能力在 12 个月之前预报厄尔尼诺事件。

二、气候异常的数值模拟

旷日持久 1988 年干旱在美国中西部是 1936 年以来最强, 在大平原等地区甚至达到 90 年来破记录的强度。Trenberth 等 (1988 年), Palmer 等 (1989 年) 认为这次干旱的形成与热带太平洋海温异常有关。Kingtse Mo 等用 NMC 中期预报模式 T40 方案对此作了

* 显然该作者在写文章时, 尚未看到 Meehl 的报告。

检验。从1988年5月21、22及23日开始作了3次30天积分，作集合预报。发现能够很好地报出北美的高压脊与其东西两侧的槽，但把实际海温换成气候平均海温作积分，仍然能大体上报出驻波的异常，只是脊的强度稍弱，西岸的槽更偏向太平洋。这表明海温异常可能不是这次干旱形成的原因，而造成北美干旱的驻波波列可能是由正压不稳定性引起的。

Y. C. Sud等用戈达德大气实验室(GLA)的模式研究了1988年6月北美的干旱。模式为9层，水平分辨率 4° 纬度、 5° 经度。从1988年5月15日开始积分，用气候海温作对照实验。发现用实际海温可以模拟出降水的异常，但不能模拟出相应的大气环流异常。这可能是因为开始降水报得过大，破坏了定常波型的结果。但是继续积分，大陆变干，定常波型再次出现，与观测结果有一定程度类似。又用7月固定边界条件做了365天的模拟，结果低频振动很大，不能稳定。这表明要做长期预报，必须要报好低频变化。

北太平洋中部，特别在冬季，经常形成暖水或冷水团。当形成暖水团时，500 hPa高度场多北高南低。而出现冷水团时，高度距平分布为北低南高。但这不能用线性定常波理论解释。用GCM模拟，也没有复制出相应的环流异常。为了研究这个问题，Kushnir等用GCM作了长时间积分。固定冬季边界条件，用气候海温作对照实验，用暖水及冷水分别作异常实验。积分1350天，用9个积分做集合预报，其中8个在180天以内，另一个在1350天。各作90天积分，然后求平均。发现GCM对中纬度海温异常的响应相当复杂。180天以内的前90天对暖水反应不明显。只有冷水时的反应与观测结果接近。第2个90天(91—180天)则冷水、暖水的响应趋于一致，并与1350天的积分类似，均在太平洋东部形成巨大的负距平中心。看来模式对强迫的响应受相对较长时间的瞬变动力过程影响。因此，解释海气关系一定要

考虑瞬变响应，而不能只用平衡响应。可能这就是为什么Lau与Nath等(1989年)用1950—1979年实际海温得到较好结果的原因。

北太平洋海温异常可持续数月之久，一般认为这是大气环流异常造成的。风的异常造成冷暖空气平流异常，导致潜热与感热通量异常。另外，风应力异常造成湍流混合及上翻异常。通过这两种途径，大气的异常影响表层海温。Luksch与von Storch用多层原始方程OGCM作了三个实验。标准实验同时考虑风应力异常及热通量异常。实验1及实验2分别只考虑其中一个因子。用1月边界条件固定，用1950—1979年COADS风场，热通量根据风异常、气温及海温来参数化。气温按简单平流预报模式用风异常计算。结果计算的30个1月SST与观测值有很高相关，日界线以西、沿 40°N 相关最大。两个因子分开来看结果类似。但在中太平洋不很一致。不过由风异常模拟出来的SST距平较小，而用热通量异常模拟出来的则较大。

Rowell等用英国气象局的模式研究了海温对萨赫勒(Sahel)降水的影响。模式为11层AGCM，水平分辨率 2.5° 纬度、 3.75° 经度。取1984年3月26日为初始场作210天积分，模拟4—10月的变化。共作了6个实验。1950年，1958年代表湿年，1983年，1984年代表很干的年，1976年代表一般干年，1988年代表正常年。用实际月平均海温，内插各格点5天平均值作为强迫，发现基本上能模拟出各年的干湿特点。如果考虑土壤湿度的反馈，则可以模拟得更好。并试作事后预报，或称回报(hindcast)。用6月预报7—9月降水比用5月或4月更好。预报时效愈长效果愈差。但用实际海温强迫模拟结果较好，说明如果能正确预报出海温，是有可能作降水长期预报的。

三、大气低频变化

这方面的研究又可分为两个方面,即40—50天大气低频振荡与短期气候振动。后者主要指准两年周期(QBO),3.5年周期及5—6年周期等。

30—60天低频振荡仍然是一个热门话题。目前的特点是把研究范围扩展到风、SLP及OLR以外。Park与Schubert对1981—1987年北半球200 hPa风的资料做20—70天带通滤波,然后做EOF分析,将前两个特征向量的系数作为低频模,研究它与热带强迫(用OLR表示)及副热带急流的关系。发现第1个模为高指数时期,亚洲副热带急流及热带东风急流均加强。但在第2个模的低指数时期,两支急流都向东扩展,澳大利亚的急流强度与东亚急流强度变化相反。并且指出热带对流与太平洋纬向风的低频模有关。同时还用水平波活动通量研究了准定常波与纬向风低频模之间的关系。通量矢量表示波活动的强度及传播方向。矢量的辐散、辐合则表示波活动的源与汇。根据纬向风第1低频模高、低指数分别作的合成图表明,高指数时阿拉斯加湾为强的波源,低指数时强的波源在东亚并向热带传播,说明定常波活动与纬向风的低频变化有密切关系。

Liebmann等研究了低频振荡与澳大利亚夏季风暴发的关系。定义达尔文850 hPa首次出现西风,同时 20°S 以北的30个站日平均降水量达到7.5 mm为季风开始,对1957—1987年31年北半球500 hPa高度及12年OLR按季风开始日期作合成图,发现夏季风开始伴随着一次强烈的低频振荡,但波列似乎不是从低纬传播来的,也没有向下游的频散。Gueremy分析了印度季风区潜热及感热通量的低频变化,指出地面过程可能影响低频波在印度的传播。

自从Madden与Julian 1971年发现近赤道气压、风与对流活动(OLR)有向东传播

的40—50天振荡。Langley等1981年指出全球大气角动量总和M的谱在这个频率带也有峰值。Rosen等(1989年)证明大气—固体地球系统总角动量守恒,M与地球自转速度在40—50天频率带有很好的—致性。Madden 1988年也证明角动量通过风应力传输,但没有解释动量是如何从海洋传给固体地球的。Enfield(1987年)指出,西太平洋与中太平洋表面风的变化与南美沿岸海平面高度的40—50天振荡有一致性。这似乎表明,海振动造成大陆的力矩。Gutzler的报告证明,M与地球自转速度的40—50天振动有关,可能正压海洋波在动量传输中有重要作用。

Nicholson等的两篇报告分析了东非及萨赫勒降水的周期,并与海温的周期性变化作了比较。东非(包括肯尼亚、乌干达到坦桑尼亚)降水年际变化与海温变化的一致性很好。1901—1984年的降水序列表明有2.2年、3.6年及5.6年周期。其中5.6年周期最强,3.6年周期最弱,但均超过了白噪声95%信度标准。同时指出SOI也有这3种周期,同时也是5.6年周期最强,但其次为3.5年周期。不过SOI序列持续性强,谱的峰值仅接近红噪声95%信度标准。大西洋与西印度洋海温也有5—6年周期,而其它两种周期虽有峰值,但达不到95%信度。厄尔尼诺年东非降水偏多。交叉谱分析表明主要联系发生在2.2—2.4年谱段。萨赫勒及其以南苏丹的降水,10年以上的低频变化占很大比重。时间尺度为几年的振荡在功率谱图上,均达不到95%信度标准。但作高通滤波后,也显示出2.5—3年及5年周期,与SOI作交叉谱,在5年周期谱段达到95%信度。3.6年及2.6年周期在苏丹降水谱中也达到95%信度,而在萨赫勒地区则仅表现为峰值,达不到95%信度标准。分析降水与厄尔尼诺,看不出明显关系,萨赫勒降水与大西洋海温的联系主要在5—6年及2.5—3年谱段,苏丹降水则与奔给拉寒流海温的5—6年变化有关。

Ropelewski等的文章强调SO与两年周期(BO)的密切关系。用COADS 1950—1987年风的资料对赤道带地面纬向风进行功率谱分析。发现在24个月及60个月有两个独立的峰值,即有5年周期及2年周期。把赤道地区海温分解为低频变化与2年周期,可以明显看出,2年周期部分在1962—1966年及1971—1978年期间最明显,而且在印度洋及西太平洋海温距平是向东传播的,但在赤道东太平洋则是向西传播的。强大的厄尔尼诺多发生在低频变化的暖期与2年周期暖期重合时。

Wang Xueliang与Rasmusson用功率谱及奇异谱(singular spectrum)分析证明,组成SOI的达尔文气压(P_D)与塔希提气压(P_T)的周期性不同。 P_D 主要为5年周期,而 P_T 的谱为双峰型;有5年周期也有30个月周期,而且奇异谱分析表明30个月的周期可能还更重要一些。因此,认为用这样两个变化不同的气压组成一个指数可能有问题。Barnett也讨论了SO与QBO的关系,认为在印度洋到太平洋地区,SO比QBO具有更大能量,很可能QBO是SO的一个谐波。同时指出,ENSO事件的发展过程是不对称的,上升慢而下降快。因此,过去对SO的谱分析可能是对一个非对称时间序列作线性分析的结果。

四、全球温度变化的趋势

为了检测温室效应,建立一个有代表性的全球或半球平均气温序列是非常重要的。所以,虽然英国的Jones等、美国的Hansen等及苏联的Винников等各自建立了自己的序列,但对这个问题的讨论仍在继续。Groten从统计角度研究了这个问题。他指出根据近百年(1887—1986年)134个站的数据,单站气温与半球平均气温的相关系数平均只有0.34。用蒙特卡罗法模拟噪声,可以比较准确地模拟出这个平均相关及其分布,这表明半球平均值对每个单站是没有代表性的。但

如取一个有限区域的平均,则与半球平均的相关高于这个区域中所有站的单相关。

Spencer与Christy利用TIROS与NOAA 6及NOAA 7,1979—1984共6年(72个月)的观测计算出相应的对流层平均温度,其原理是用卫星上微波探测元件观测大气中氧分子的热辐射。用微波频率及强度计算出所谓亮度温度,在被测目标为黑体时,亮度温度即物理温度。因此,给定权重函数,或放射强度时,即可算出物理温度,并与地面观测比较。结论是:美国地区的相关很高,月平均相关0.90,年平均相关0.96。但对全球平均来讲相关要差得多(表1)。看来Hansen的序列要差一些,南半球更差。这可能是资料覆盖面不全所致。80年代是地面观测资料至今最完善的时期,但所得平均值与卫星观测值有如此大的差别。这说明过去所建立的全局或半球平均序列值得怀疑。

表 1 卫星观测对流层平均气温与地面观测气温的相关系数

作 者	N	全 球	北半球	南半球
Jones等(月)	72	0.58	0.55	0.37
Jones等(年)	6	0.85	0.87	0.79
Hansen等(年)	6	0.71	0.78	0.56

Newell等分析了1856年以来的夜间海上气温与大气混浊度(澳大利亚记录)、太阳黑子和SOI的曲线作了比较。发现大气混浊度能解释全球平均温度变化方差的50%。因此,可以认为在过去一百多年中,火山活动是影响气候的一个重要因子。例如,1900—1910年间的低温就可以用至少有9次火山爆发指数达到4的火山活动来说明。但对热带地区则不然,大气混浊度因子只能解释16%的方差,而47%的方差可以用SOI来说明。这反映出热带地区海气相互作用的过程,如SOI对气候变化的影响是很重要的。对全球来讲,太阳活动可能说明的方差仅5%。但除去了火山活动影响,气温变化表现出明显

的 22 年周期, 这可能与太阳活动磁周期有关。

苏联 Грыза 等分析了近百年气温变化, 指出本世纪 40 年代及 80 年代是最暖的时期。但 40 年代变暖主要在 $35-80^{\circ}\text{N}$ 及 $5-10^{\circ}\text{N}$ 。而 80 年代各纬度均变暖。1988 年北半球气温距平 0.37°C 是 1891—1988 年期间最暖的一年。北半球平均气温与 $50-65^{\circ}\text{N}$ 的纬圈平均气温关系最好, 除夏季外, 大部分月最高相关均在 0.70 以上。分地区来看与半球平均相关最高的是欧亚大陆, 其次为北美大陆。大洋上相关较差, 相关最小的是北非, 一般在 0.1—0.2 之间。不过早期的观测资料主要限于欧亚及北美大陆地区。因此, 上述结果也可能是资料覆盖面不全造成的。

Kukla 等利用 850—500 hPa 厚度计算对流层中层平均气温, 研究近 40 年的变化趋势, 并与地面温度变化做比较。根据 GCM 气候模拟, 大气中 CO_2 加倍时, 对流层中层的变暖可能高于地面。因此, 这个比较亦有助于检测温室效应。研究范围是美国及邻近地区, 共用 500 个地面测站, 分西、中、东三个部分。高空测站共 51 个, 资料为 1948—1986 年, 对 1956—1985 年平均求距平, 按厚度 20 米折合温度 1°C 。计算地面距平与对流层中层气温距平的相关系数, 有如下表 (表 2)。可见一般相关是较高的。只有中部相关差一些, 对这期间对流层气温与地面气温差进行分析, 冬季只有东部差值上升明显。夏季东部略有上升, 西部下降。因此, 不能肯定对流层变暖高于地面。实际冬季东部之差值上升是地面气温下降多, 对流层下降少,

表 2 对流层中层气温与地面气温的
相关系数

美国及邻近地区	西部	中部	东部
冬季	0.759	0.679	0.833
夏季	0.793	0.745	0.750

根本不是变暖而是变冷, 很难认为这是温室效应。

五、长期预报

美国气候分析中心 (CAC) 的 Livezey 指出, 目前人们对月与季的气温降水预报还有争议, 其主要原因是预报水平不高。当然, 预报水平还可以进一步提高, 但更重要的是如何利用当前水平有限的预报, 产生较大的经济效益。美国从 1959 年以后每年 4 次做 3 个月的月平均气温与降水量预报。1980 年之后改为每个月均做 3 个月的预报, 预报分 3 级, 报各级出现概率。预报方法为选相似, 但总技巧分只有 6.2%, 其中气温预报为 8.3%, 降水预报为 4.2%。分季来看冬季气温预报技巧达到 12.6%, 再分地区来看, 美国东部可达 20—40%。因此, 虽然总的预报水平不高, 而局部地区, 某些季节, 预报还是有参考价值的, 例如可以用来估计冬季需要储藏的天然气。

Barnston 与 Ropelewski 介绍了 CAC 用典型相关作 ENSO 预报的结果。预报因子是前 4 个季的 SLP, 范围 $40^{\circ}\text{S}-70^{\circ}\text{N}$, 网格为 5° 纬度 $\times 10^{\circ}$ 经度, 共 828 个点, 报 7 个海域的季平均 SST。4 个季共 3312 个因子, 先作 EOF 分析, 减少因子量, 资料为 1956—1989 年共 34 年, 去掉其中任何一年均可建立一个模式。要综合分析 (即所谓大折刀法)。结果发现赤道东太平洋 SST 报得最好, 预报技巧高于持续性预报。但预报技巧的季节变化明显, 春季无论是用作预报因子, 还是作预报对象, 效果均不好。这说明 SST 经常在春季进行调整。根据这个模式预报 1989—1990 年冬 SST 偏低, 以后整个 1990 年 SST 偏高。

Грыза 等介绍了苏联的概率长期预报。水文气象中心从 1975 年开始用相似组作预报, 称为动力气候法, 1984 年重新建立了模式, 1987 年又提出改进方案。用气温、SLP 及 SST 找相似, 作下个月的气温预报。预报

分3级，报每级出现概率。平均技巧分约0.2，但有波动，最高达0.4—0.6，最低在一0.2以下。总预报水平高于持续性预报。

Wagner对当前美国国家气象中心的中长期数值预报作了总结。大尺度环流预报的现状参见表3。同时讨论了如何根据环流预报来作气温、降水预报。

Harrison等介绍了英国气象局的数值长期预报。每个月第2个星期一作预报，预报分3个时段，1—5天，6—15天，16—30天。从1987年9月到1989年6月共作了47次预报，其中1988年12月开始为实时预报，其余为回报。1—5天预报比较准确。5天以后采用缩减水平分辨率的模式。用时间落后平均集合预报。用间隔6小时的9个初始场作集合预报。3个时段500 hPa高度场距平预报与实况的相关系数分别为0.79、0.31及0.15。预报效果较好时，集合预报水平超过最后时刻预报，并超过持续性预报。同时，分析表明，集合预报内各个预报分散度愈小，预报技巧愈高。因此，可以对每次集合预报的技巧事前作出判断。

Baumhefner介绍了用NCAR的CCM对80年代所作的36个月预报试验结果。指出，过去由于模式误差比初始条件不确定性所造成的误差还要大。所以很难用蒙特卡罗法作集合预报。现在模式误差大为减小，在很多情况下达到了与初始场误差相同量级，这样可以比较容易地用集合预报来确定信号。每个例子用10个预报来作集合，平均距平相关为0.42。如果认为相关系数达到0.5为可以接受的下限，36个例子中有15个在0.5以上，占总预报次数的41.6%。如果能对模式稍加改进，则大约还有10个例子可以达到0.5，也就是有70%的预报可以认为是成功的，接近预报业务化的要求。同时分析表明，集合预报内各预报愈集中，预报效果就愈好。

van don Dool讨论了季节对大气环流

表3 不同时间尺度对流层中层环流预报

时间尺度	预报内容	预报水平
1. 短期预报 (1—2天)	数值天气预报模式 (NWP), 日预报	高度准确
2. 延伸预报 (3—5天)	同上	很好, 但从第3—5天预报水平很快下降
3. 中期预报 (6—10天)	第1—5天的5天平均	通常有较高精度
	第6—10天的5天平均, 用统计方法订正模式误差及气候漂移	预报准确率变化很大, 有时很好, 有时很坏
	逐日预报有时有用	短波逐日预报技巧很低, 或无技巧
4. 月长期预报 (30天)	第1—10天的10天平均	水平不稳定, 冬季对PNA敏感
	第11—30天根据对第1—10天的持续性预报	第10—14天之后, 由于误差增长及气候漂移, 使月平均预报水平下降
	月平均与上个月逐点自相关预报	只在副热带地区相关较好, 但用途不大
5. 季长期预报 (90天)	与上半年到2年逐点自相关预报	水平不高但有用
	特殊统计关系, 如根据 ENSO, 中纬太平洋 SST, QBO 及太阳辐射作预报	只是当有良好信号输入时才能在一定季节作出较好的预报

异常的影响, 即准定常的异常如何向基本气流的变化适应, 或者说, Rossby 波的折射指数变化。由于气候基本气流的变化是已知的, 因此带来一定预报技巧。作者用 T30 模式对近似涡度方程求稳定解, 所用高度为250 hPa, 因为在这一层, 需要倒算的强迫项比较大, 对北半球气候涡度做预报, 12个月之中只有4月及8月未达到相关系数0.5的标准。4月最差相关为负, 这可能与3月到4月强迫的激烈变化有关。南半球效果远不如北半球, 仅略超过随机预报。但预报最差的是5月而不是4月。对1979—1988年10个8月实际月平均场作预报试验。季节调整所造成的涡度距平变化只有观测方差的10—15%, 当然, 如果加入瞬变项还可以进一步改进对强迫项的估计。