

## 冬半年华南动力性稳定层的探讨\*

喻世华

### 提 要

本文研究冬半年华南时常出现的一类稳定层,该稳定层具有上层偏北气流暖而干,下层偏南气流凉而湿的特性,它的出现始于秋而终于初夏,范围较大,时间持久。

该类稳定层的生成是上层偏北气流下沉绝热增温和下层偏南气流上升绝热降温共同作用的结果。它的生长和消失决定于东亚大型天气过程。

华南冬季对流层大气具有三层流场的结构,即近地面的东北气流和其上一层的西南气流,以及对流层上半部的偏北气流。在春季则具有低空偏南气流及其上偏北气流的两层流场结构。这种流场结构,东亚大地形所起的作用是相当重要的。本文所讨论的稳定层就是这种流场结构下的产物。

### 一、引 言

我国南方冬半年对流层内每有稳定层出现,它们的性质,一类属锋区稳定层;另一类在性质上截然不同,它的特性是:温度向上递增,或者递减缓慢,湿度向上骤减,风的垂直切变,在稳定层以下偏南风(多西南),以上偏北风(多西北),我们把这类性质的稳定层称作华南动力性稳定层。图1表示上述两类不同性质的稳定层,曲线I为锋区稳定层,曲线II为华南动力性稳定层。在稳定层内,前一类稳定层,湿度随高度递减缓慢,风随高度作逆时针旋转;而后一类稳定层,温度向上递增,湿度随高度骤减,风随高度作顺时针旋转。

我国南方多稳定层(统称为多层锋区)的事实早有人指出过<sup>[1]</sup>,关于锋区稳定层过去已有很多工作<sup>1)</sup>,而华南动力性稳定层尚未有过专文讨论。本文旨在这方面作初步探讨。

### 二、华南动力性稳定层的地理分布与月际变化

考查1957—1958年24个代表站的逐日08时探空资料,作出各月华南动力性稳定层出现日数分布图(以下简称稳定层月频率图),发现在1957年9月上旬,稳定层最初出现在南京、衢县等地,随后在我国西部出现。该月稳定层出现的日数不多,出现日数最多的衢县一站也只有7天。在北纬25°以南的广大地区并没有这类性质的稳定层出现(图略)。

10月以后,稳定层出现的范围扩大到北纬25°以南,出现最多日数的中心位于两广一带。

冬季,稳定层出现日数最多,各月频率的地理分布稳定。以1月作为冬季月份的代表

\* 本文1963年4月25日收到,1964年6月9日收到第一次修改稿。

1) 夏平,冬季水平稳定层与南岭锋生(油印本)。

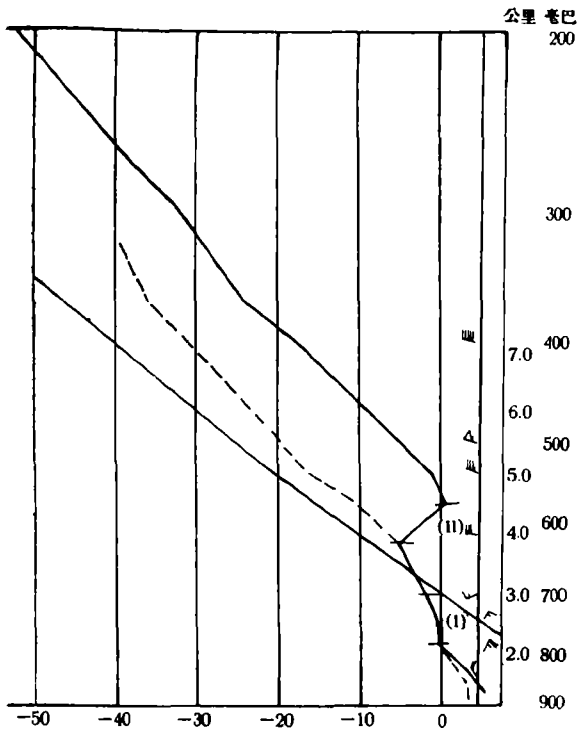


图1 1958年1月1日08时贵阳探空、测风曲线  
(折线是温度,断线是露点温度,实线是干绝热线)

达27天!几乎每天都有这类稳定层的作用。

3月,稳定层出现日数又趋于减少。4月稳定层最大频率轴线回到北纬25°以北(图略)。

稳定层出现的持续日数,随季节和地区而异。以1958年1月和4月南宁、广州、福州、长沙、南昌、衡县六站的情况为例,1月的南宁、广州、福州等站,每次稳定层的出现均持续10天以上。而长沙、南昌、衡县等站,稳定层出现持续的日数最长也不超过一星期。4月,上述各站稳定层时生时消,显然,这是春季环流多变、系统活动频繁的特点<sup>[2]</sup>相联系的。

稳定层的高度,多数位于700与500毫巴间,但随季节和地区稍异。以1958年1月和3月08时贵阳、福州、南宁、长沙四站为例,1月稳定层上界高度介于700与500毫巴之间的有64次,位于700毫巴以下的,仅有3次,500毫巴以上的仅有6次。3月稳定层较1月升高,稳定层上界位于700与500毫巴之间的有47次,其中多数都在600毫巴以上;位于700毫巴以下的只有1次,位于500毫巴以上的有5次。此外,南宁稳定层的高度较低,长沙较高,贵阳、福州介于二者之间,这说明稳定层的高度由冬至春逐渐升高,由南往北有一定的坡度。

### 三、华南动力性稳定层的生消演变过程

华南动力性稳定层的出现和消失是和东亚大型天气过程密切相关的。

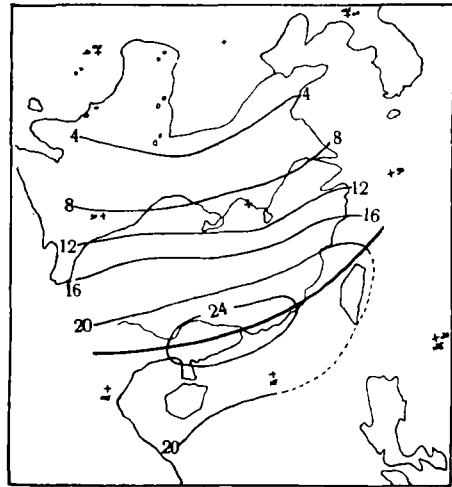


图2 1958年1月稳定层月频率图  
(单位是天/月,细实线是频率等值线,粗实线是最大频率轴线)。

(图2),稳定层出现的地理范围,北及北纬35°,南到西沙群岛,西起康藏高原东侧,东及华南沿海。最大频率轴线呈纬圈走向,位于北纬20°—25°间,出现最多日数的广州,1月之中心

以1958年1月1日到1月7日为例,在1月1日08时,地面天气图上极地冷高压位于蒙古人民共和国西部(图3a)。700毫巴上槽线自我国黑龙江,经山东半岛到四川盆地(图3b)。500毫巴大槽位于亚洲东部(图3c)。高原以东、长江以南,在近地面东北气流与700毫巴之间,几乎都是西南气流,而在500毫巴上空则出现西北或西西北气流。在该日600毫巴附近有一层范围较广的动力性稳定层(图3d)。

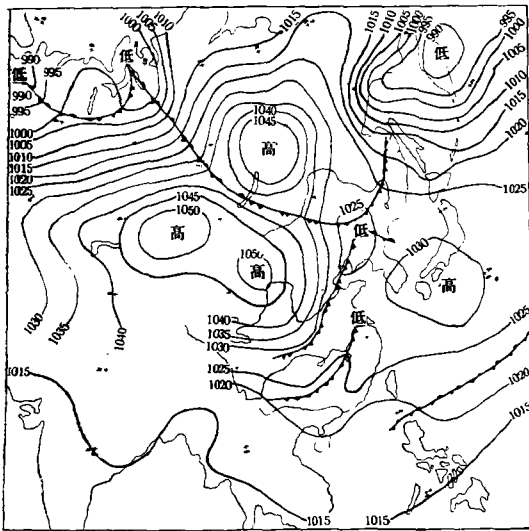


图3a 1958年1月1日08时地面形势图

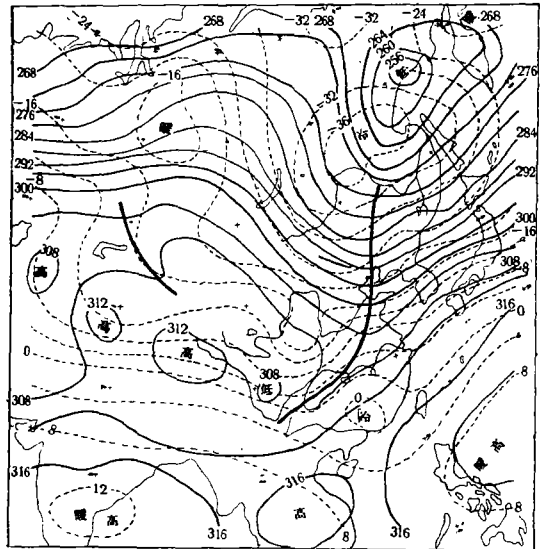


图3b 1958年1月1日08时700毫巴图

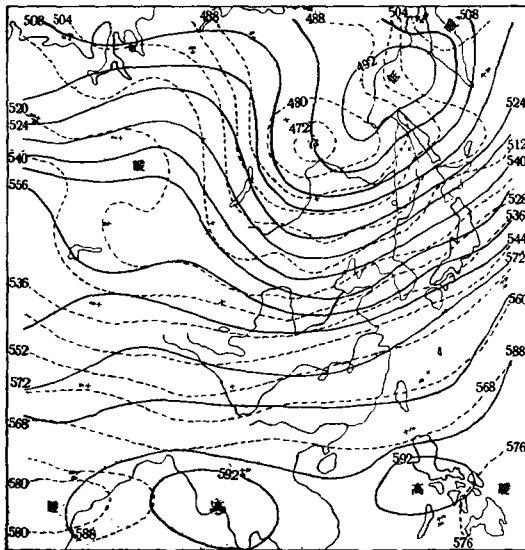


图3c 1958年1月1日08时500毫巴图

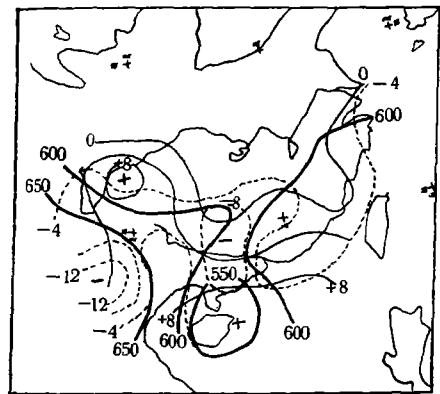


图3d 1958年1月1日08时  
稳定层上界图

(粗实线是稳定层上界高度,细实线是稳定层上下界温度差,细虚线是稳定层上下界露点温度差)

1月2日08时,地面冷高脊侵入华南(图4a)。在东经115°以西的华南地区的700毫巴气流仍有偏南的分量(图4b)。500毫巴东亚大槽移至大陆东岸,华南500毫巴上空

的气流由西北轉为西西南,西北气流仅限于东經 115° 以西(图 4c), 此时华东上空的稳定层消失,而在东經 115° 以西的华南上空, 稳定层仍然存在(图 4d).

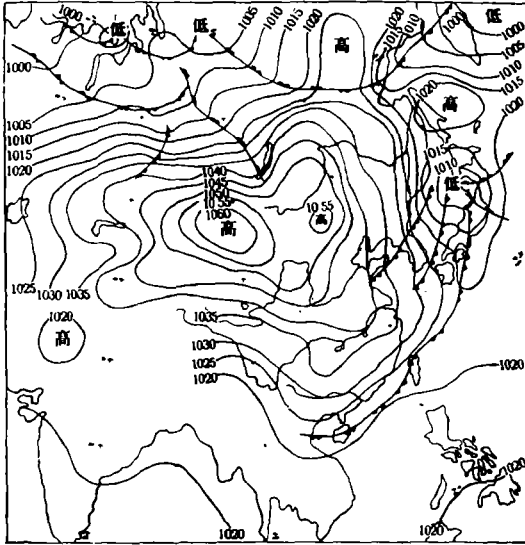


图 4a 1958年1月2日08时地面形势图

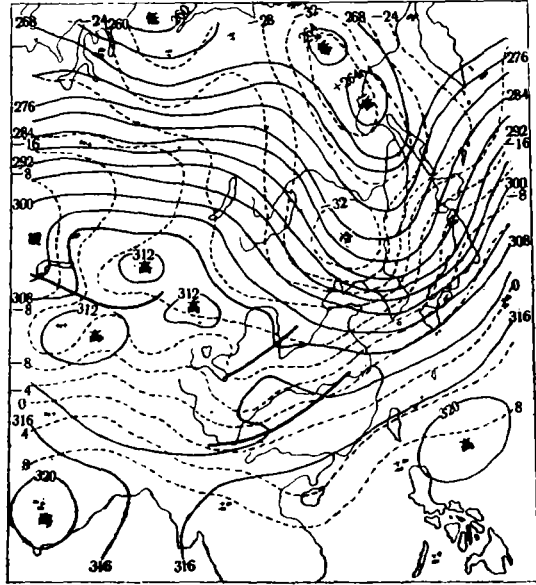


图 4b 1958年1月2日08时700毫巴图

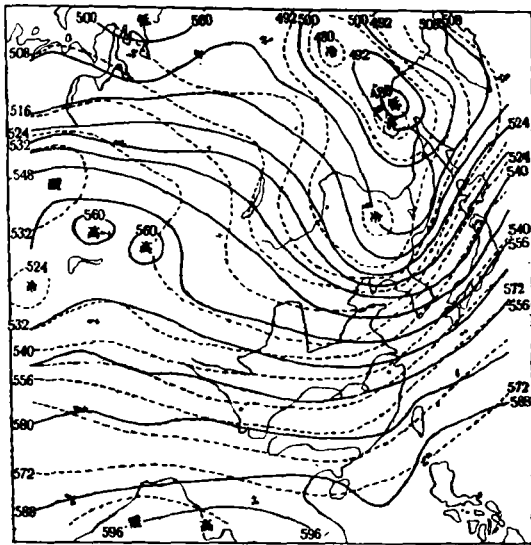


图 4c 1958年1月2日08时500毫巴图

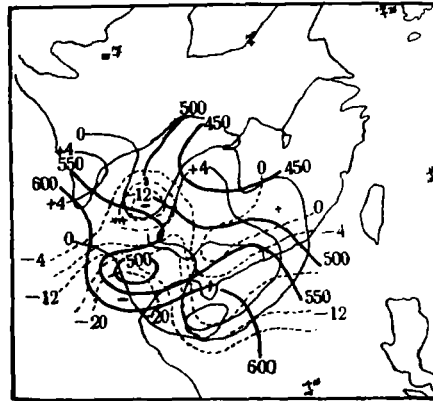


图 4d 1958年1月2日08时稳定层上界图

4日08时,冷空气繼續南下,地面冷高压盘踞在华南,500毫巴大槽出海。这时除西南部分地区外,在华南广大地区的对流层中,由于冷空气的袭击,整层大气都轉为偏北气流,稳定层随之消失(图略)。

5日08时,华南位于地面冷高压后部,蒙古人民共和国西部冷高压加强,酝酿一次新的冷空气向南爆发(图5a)。700毫巴除东經 115° 以东地区外,康藏高原以东、黄河以南

地区均转为西南气流(图 5b)。华南广大地区的 500 毫巴上空,主要是槽后偏北气流(图 5c)。该日稳定层自西向东和自南向北扩展,北界达黄河流域(图 5d)。

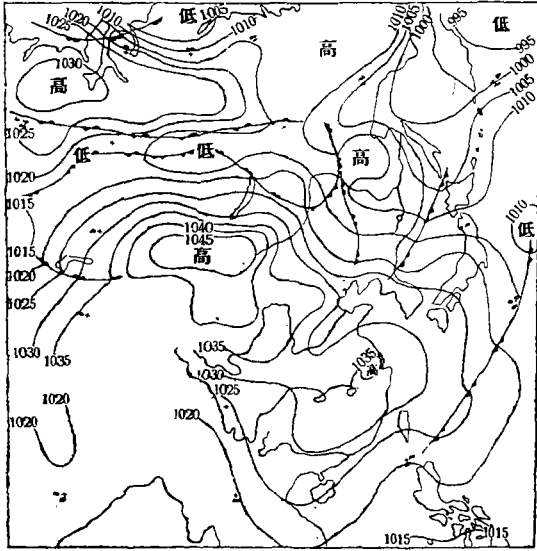


图 5a 1958 年 1 月 5 日 08 时地面形势图

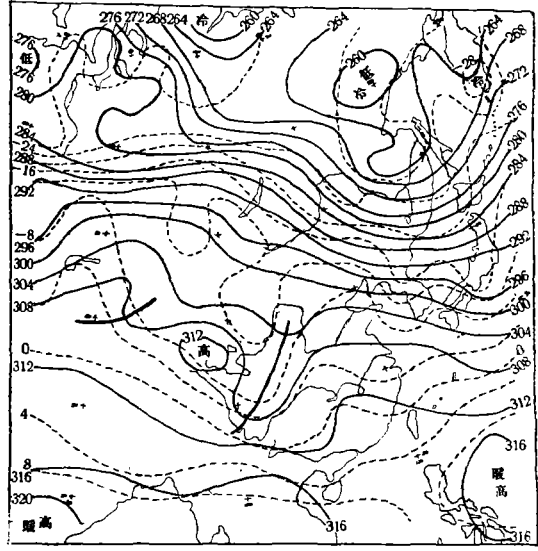


图 5b 1958 年 1 月 5 日 08 时 700 毫巴图

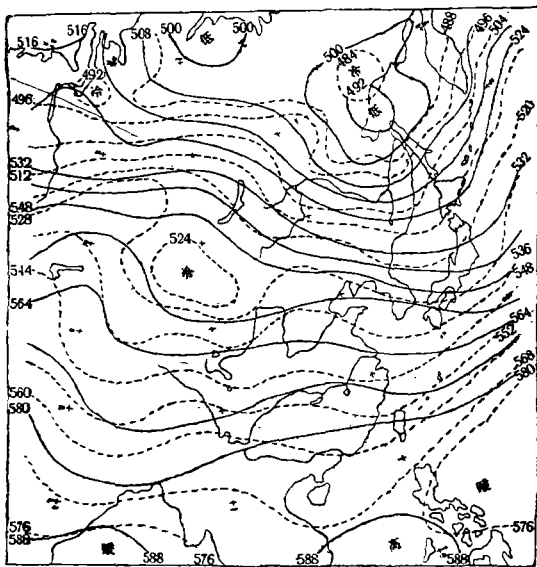


图 5c 1958 年 1 月 5 日 08 时 500 毫巴图

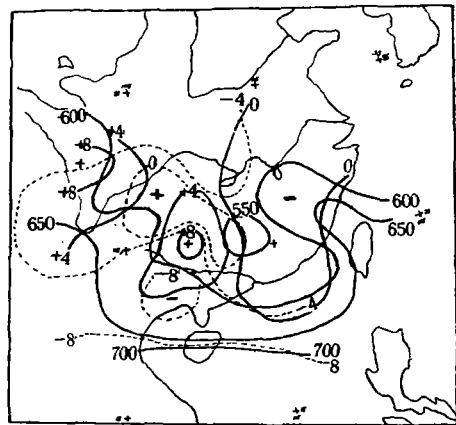


图 5d 1958 年 1 月 5 日 08 时稳定层上界图

6 日 08 时,华南地区仍在反气旋控制下(图 6a),在 700 毫巴上空,长江以南全为西南气流(图 6b),在 500 毫巴上空华西地区出现偏南风(图 6c),稳定层西部消失,东部发展(图 6d)。

7 日北方冷空气迅速向南侵入,东亚 500 毫巴大槽重建,由于这次冷空气活动偏西,

华南地区除近地面层外，对流层整层大气均位于槽前西南气流的控制下，稳定层几乎全部消失(图略)。

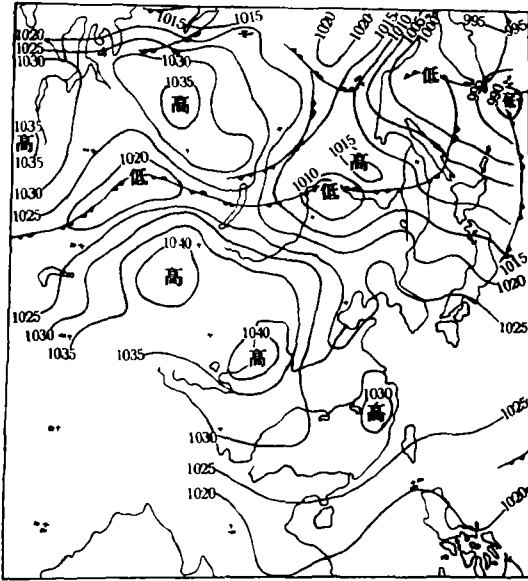


图 6a 1958年1月6日08时地面形势图

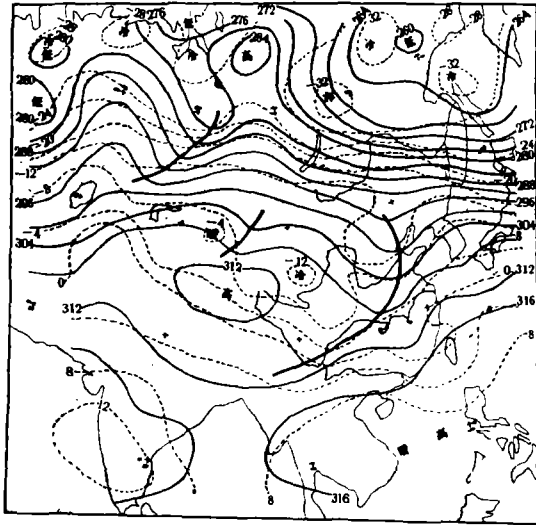


图 6b 1958年1月6日08时700毫巴图

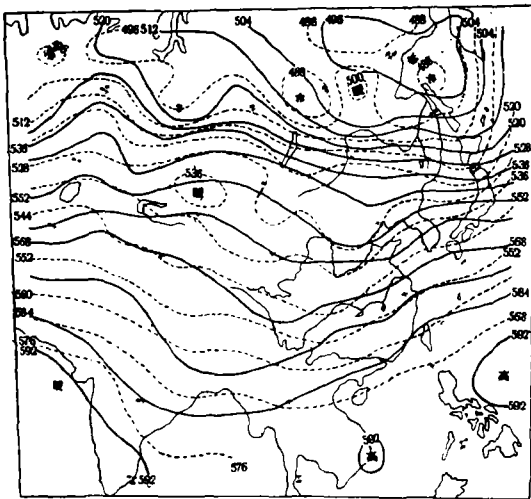


图 6c 1958年1月6日08时500毫巴图

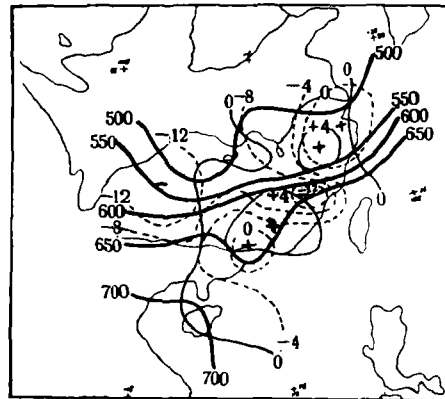


图 6d 1958年1月6日08时稳定层上界图

由图 3d—6d 可以看出这段时期中稳定层结构的演变情况。华南动力性稳定层具有约 1/500 的坡度,略小于华南冬季冷锋的坡度。如果不从其它特性加以区别,是很容易把它误认为冷锋的。在华西地区其坡度自西南向东北倾斜,华东南地区自东南向西北倾斜。1—4 日是稳定层的维持和消失阶段,其坡度几乎没有变化,4—6 日稳定层得到发展,坡度有突增现象。

在动力性稳定层中,温度向上递增或缓慢向上递减,经常存在有两个较大的逆温中

心。一个稳定在高原东侧, 稳定层上下界的温差可达  $+8^{\circ}$ , 它显然与高原大地形作用下的下沉运动有关。直到下一次强冷槽侵入后, 这个逆度中心才被破坏。另一个较大的逆温中心在两广地区, 其地理位置虽不及前者稳定, 但变动亦很小, 稳定层上下界温差可达  $+10^{\circ}$ 。稳定层内湿度往上骤减, 其上下界露点温度差可达  $-20^{\circ}$ 。在稳定层持续的地区, 温度向上递增、湿度向上骤减, 而在稳定层刚建立或破坏的阶段, 温度和湿度随高度是缓慢下降的。华南动力性稳定层所具有的这种下层冷湿, 上层暖干的特性, 是区别于锋区稳定层的重要特性之一。

1月5日08时的垂直剖面图上(图7), 可以看出稳定层温湿度特性。在650毫巴, 自南向北有一准水平状态的华南动力性稳定层, 650毫巴以下有一锋区稳定层, 它的坡度非常平缓, 有人曾称之为水平稳定层。它和华南动力性稳定层在性质上是截然不同的, 在剖面图上, 华南动力性稳定层与锋区稳定层之间, 好似有薄冷空气楔插入其间, 锋区稳定层上的暖空气反而不及华南动力性稳定层上的暖空气暖, 但湿度分布完全相反。华南动力性稳定层大致与等  $\theta_{se}$  线平行, 稳定层内  $\theta_{se}$  线密集, 但  $\theta_{se}$  线的水平梯度很小。稳定层上  $\theta_{se}$  大值区下延, 一直到稳定层上界。

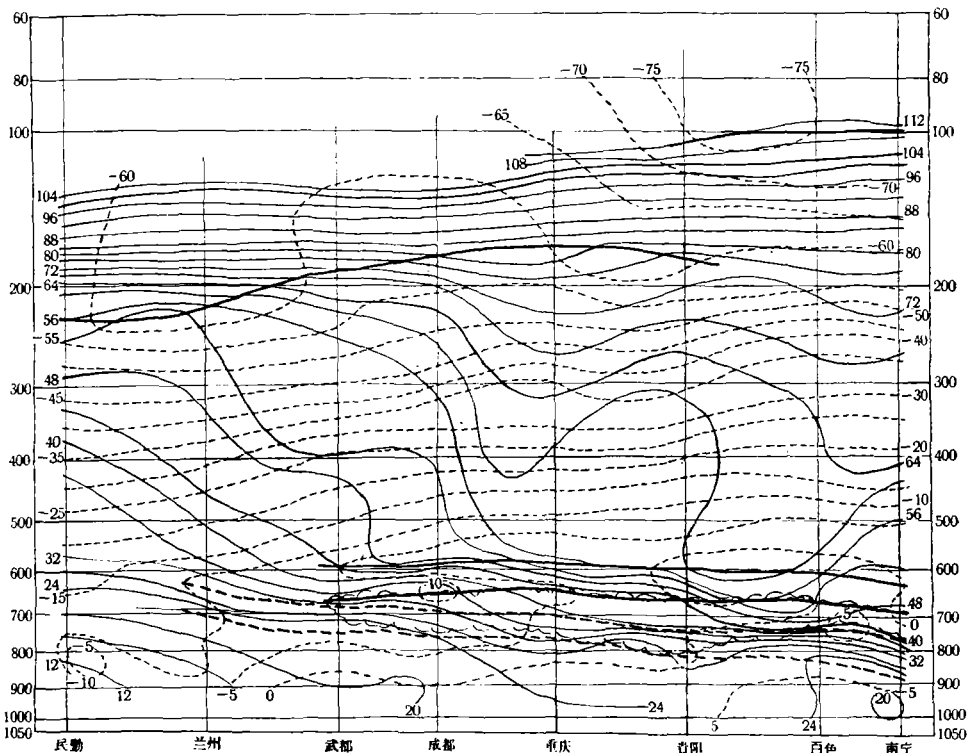


图7 1958年1月5日08时南宁到民勤剖面图

(细实线是等  $\theta_{se}$  线, 细虚线是等温线, 粗实线是华南动力性稳定层, 粗断线是锋区稳定层)

上述分析, 说明了华南动力性稳定层的生成、维持与下层的偏南气流和上层的偏北气流之间的关系。下面我们将进一步讨论流场对华南动力性稳定层的生成与维持的作用。

1958年1月4日是稳定层出现前的流场结构, 这时稳定层只在西南一隅。1月5日

稳定层扩展到江南,其流場結構在稳定层以上全是西北或西西北气流,稳定层以下全是西南或东南气流。1月7日稳定层消失,除近地面层的东北气流外,华南整层大气全是西南气流。1月5日沿东经 $110^\circ$ 的测风剖面图(图8),在下层偏南气流与上层偏北气流之間有一稍为向北傾斜的华南动力性稳定层。

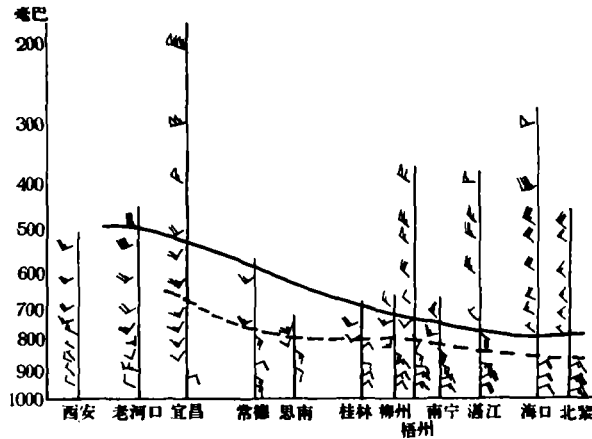


图8 1958年1月5日08时沿东经 $110^\circ$ 测风剖面图  
(实线是华南动力性稳定层,断线是锋区稳定层)

这种流場結構对华南动力性稳定层的生成与維持的作用是显而易见的。計算垂直环流的结果(垂直速度是采用运动学方法,分別计算出1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 4.0, 5.0, 5.5公里高度的 $\omega$ 和风速南北分量 $V$ ),1月5日沿东经 $100^\circ$ 剖面环流(图9),在华南动力性稳定层以上和锋区稳定层以下北风作下沉运动,两个稳定层之間南风作上升运动。这种流場結構,說明华南动力性稳定层的生成与維持是上层偏北风下沉絕热增温与下层偏南风上升絕热降温共同作用的结果。前面所討論的华南动力性稳定层的温湿特性,正是这种流場結構的反应。

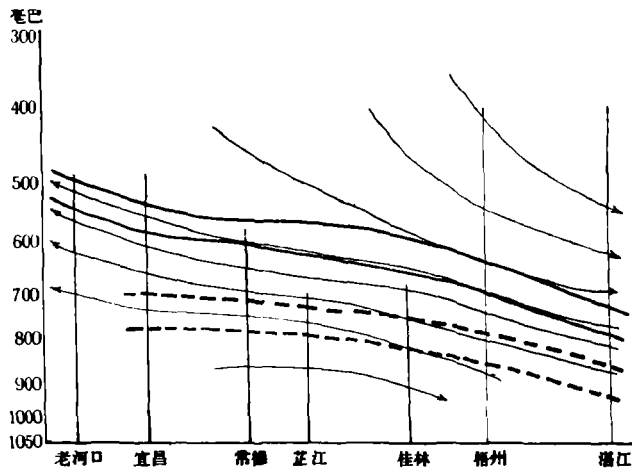


图9 1958年1月5日08时沿东经 $100^\circ$ 垂直环流图  
(粗实线是华南动力性稳定层,断线是锋区稳定层,矢线是流线)



#### 四、华南动力性稳定层与东亚环流的关系

冬半年华南动力性稳定层的持续出现, 是华南冬半年环流特点所决定的。关于我国冬半年的环流结构, 不少文献有过讨论, 从文献 [3—8] 中可以看出, 冬半年华南对流层内的流场结构不能认为是单一的, 而是具有多层结构。在过去的工作中, 单站分析得到的结果, 虽然十分可贵, 但难以概括全区; 而大范围流场的分析又多局限于某一高度, 很难代表整个对流层的情况。本文就冬半年华南流场结构作一简略的探讨, 以解释华南动力性稳定层的持续出现。

由图 3、4 表明, 1958 年 1 月 1 日—2 日在华南地区, 近地面层是东北气流, 在 700 毫巴, 高原南北两侧有两支不同的气流在长江流域汇合, 构成一东西向的切变线, 在 500 毫巴上空, 高原两侧没有分支气流的现像, 整个大陆上空为槽后偏北气流。在 700 毫巴和 500 毫巴上在东亚低纬度有三个副高中心, 分别位于菲律宾、中印半岛和印度半岛。该例说明, 长江南北的流场的结构是截然不同的, 在长江以北, 流场的结构比较简单, 整个对流层内是偏北气流; 而长江以南, 流场的结构较为复杂, 华南广大地区, 在近地面层东北气流以上, 有一层西南气流, 对流层中上层又转为偏北气流。

这个例子可以代表我国大陆南部上空冬季环流的情况。表 1 和表 2 分别为 1958 年 1 月和 4 月各站 0.3, 3.0, 5.5 公里高度上不同风向出现的次数 (风向频率)。1 月在 0.3

表 1 1958 年 1 月各站各高度上风向频率

测站	270—360			10—90			100—180			190—260		
	0.3	3.0	5.5	0.3	3.0	5.5	0.3	3.0	5.5	0.3	3.0	5.5
广州	1	3	4	15	0	0	3	0	0	1	8	3
福州	12	9	13	12	0	0	1	0	0	0	15	12
贵阳	8	3	18	9	0	0	6	0	0	4	18	4
昆明	0	12	22	0	0	0	3	0	0	24	16	1
衢县	1	11	13	13	0	0	2	0	0	5	11	2

表 2 1958 年 4 月各站各高度上风向频率

测站	270—360			10—90			100—180			190—260		
	0.3	3.0	5.5	0.3	3.0	5.5	0.3	3.0	5.5	0.3	3.0	5.5
广州	0	4	2	4	0	0	16	1	0	2	12	8
福州	10	18	16	5	0	0	8	0	1	4	19	11
贵阳	6	6	11	4	1	0	5	2	0	13	16	11
昆明	4	16	17	0	0	1	2	0	0	21	11	7
衢县	2	9	10	14	0	0	1	0	0	8	10	6

公里上空,除昆明外是偏北风占优势,3公里上空西南风占优势,5.5公里上空偏北风占优势。4月和1月相比,主要差异是在近地面层,在0.3公里上空,除衢县站外是偏南风占优势,3公里上空也是偏南风占优势,这表明在4月华南大部分地区已不是冬季风盛行的季节了。由此得出,在冬季,长江以南的对流层流场结构是:(1)近地面层的东北季风气流;(2)位于冬季季风上的西南气流;(3)对流层上半部西风带中的偏北气流。春季华南对流层流场结构是:在盛行西南气流之上的西风带中的偏北气流。

冬半年其所以出现这种流场结构,东亚大地形起了重要的作用。这一方面工作过去许多作者从不同的角度有过讨论。在对流层大气的低层,冬半年西风带气流过康藏高原有分支与汇合的作用<sup>[9]</sup>。高原大地形的动力作用,有利于高原东侧低槽的生成<sup>[10]</sup>。每当冷空气南下,700毫巴槽过江淮以后,变成东西向的切变线,稳定少动,例如在1958年1月北纬 $35^{\circ}$ 以南我国大陆上空700毫巴上曾出现过33次这类切变线。这表明冬季月份在高原东侧的对流层下半部经常有切变线存在,且主要集中在长江流域呈东西走向,这一切变线的生成,罗四维认为是由于地形边界层内摩擦作用的结果<sup>[11]</sup>,王作述把这种切变线看作是高原东侧的一种特殊系统<sup>[12]</sup>。500毫巴高度和高原高度相当,西风带气流受高原阻塞体的影响减小,绕流作用已不明显<sup>[9]</sup>,东亚大陆主要是受东亚大槽槽后偏北气流影响。

在华南特定流场结构下,对流层内低层北来冷空气和南上暖空气经常交绥于华南地区,有利于锋到华南呈准静止状态<sup>[3,13]</sup>,华南是我国冬季月份锋的频率最大地区<sup>[14]</sup>,应与我国冬季流场密切相关。这种流场的另一个结果是华南动力性稳定层的持续出现。高原以东,江淮切变线以南,属于近地面冷空气楔之上有源自于南海和高原南侧的暖空气北上,前者作用于我国华南沿海地区和两湖盆地,后者作用于我国西南云贵高原。不管暖空气来自南海抑或高原南侧,暖空气北上在作上升运动,其上偏北气流(西北或西西北)则在作下沉运动。

华南动力性稳定层的季节变化与东亚环流的季节变化应是密切联系着的。5月到6月和9月到10月是一年中东亚环流两个突变时期<sup>[8,15,16]</sup>,这种季节变化和华南动力性稳定层出现和结束的时间是非常吻合的;冬季是冬半年环流最富特征性的季节,也是华南动力性稳定层持续出现日数最长,位置最为固定的月份;基本气流随季节有南北移动的现象<sup>[8]</sup>,和华南动力性稳定层随季节的南北移动也是一致的,9月到次年2月稳定层往南移动,3月到6月往北移动。

## 五、华南动力性稳定层与天气

当冷空气南下到江南时,高空大槽刚移出大陆,在华南锋区稳定层之上覆盖着一层华南动力性稳定层,它象一层“隔板”,在稳定层以上空气作下沉运动,抑制低层水汽往上输送,锋到江南,锋前多层积云,锋上的云系“北厚南薄”,这无非也就是暖湿空气沿锋上爬遇到华南动力性稳定层,受到抑制作用使云层变薄。锋移出大陆后,坡度变小,华南动力性稳定层由南向北扩展,在此两稳定层之间夹着一薄层云层,云厚不过百来毫巴(图7e),过去有人说昆明静止锋云多在锋下显然是一种误解。

华南动力性稳定层的出现多数与冷锋南下相伴随。无锋相伴时,稳定层之下可能有

涡动低云产生。若稳定层高度特低,下面的暖空气上升受其抑制不足以发生凝結现象,这时也可以是晴朗天气。

## 六、結 論

以上討論归結为下面几点簡要的認識:

1. 华南动力性稳定层的出現始于初秋,終于次年初夏。地理范围西起高原东側,东至沿海,北至北緯  $35^{\circ}$ , 南到西沙島以南。出現頻率冬季月份最大,并且持續時間长,地理分布随季节有一定的变化。

2. 华南动力性稳定层是上层偏北气流下沉絕热增温和下层偏南气流上升絕热降温共同作用的結果。因而它的生消演变的过程和东亚大型天气过程相联系。稳定层出現前地面冷高压(脊)盘踞华南,500毫巴大槽刚移出大陆,华南对流层內整层大气偏北风;当地面冷高压移出大陆,长江以南有切变綫出現,华南对流层下半部內由偏北风轉偏南风,稳定层随之在下层的偏南气流和上层的偏北气流之間生成;当北方有新冷空气向南爆发,冷空气活动偏东,华南对流层內大气轉偏北风,或冷空气活动偏西,华南对流层內整层大气轉偏南风,稳定层也随之告終。

3. 华南冬季流場結構是在近地面层东北季风之上和对流层上半部偏北气流之下盛行西南气流,春季月份是在对流层下层的偏南气流之上盛行偏北气流。华南动力性稳定层正是这种特定环流結構所形成的。而东亚大地形对华南冬半年流場結構起着重要作用,因而华南动力性稳定层也可以看作是东亚大地形作用下的特殊产物。

致謝: 最后,本文是在张丙辰同志的热情指导下完成的,赵韻馥同志帮助制图,特此一併致謝。

## 参 考 文 献

- [1] 谢义炳、陈玉樵,西太平洋及东亚大陆在冬半年上空的流場与温度場,地球物理学报, **3** (1951), 278—298.
- [2] 顾震潮,由气压变率论中国春季环流的特殊性,气象学报, **23** (1952), 123—129.
- [3] 张丙辰,昆明准靜止鋒,地球物理学报, **2** (1950), 87—112.
- [4] 顾震潮,华西高空风构造,中国科学, **2** (1950), 33—39.
- [5] 陶诗言,中国近地面大气运行,前中央研究院气象研究所集刊, **15** (1948).
- [6] 高由禧,东亚大气之运行,前中央研究院气象研究所集刊, **16** (1948), 1 期.
- [7] 刘匡南,7000呎流线图与中国冬季天气,气象学报, **20** (1949).
- [8] 陶诗言、陈隆勋,冬季亚洲大陆上空大气环流的结构,气象学报, **28** (1957), 234—246.
- [9] 叶笃正、罗四维、朱抱贞,西藏高原及其附近的流場结构和对流层大气的热量平衡,气象学报, **28** (1957), 108—120.
- [10] 叶笃正、顾震潮,关于我国天气过程大地形影响的几个事实和计算,气象学报, **26** (1955), 167—182.
- [11] 罗四维,冬季我国高原东側切变綫形成的分析,气象学报, **33** (1963), 305—318.
- [12] 王作述,一次江淮切变綫过程的研究,气象学报, **33** (1963), 189—204.
- [13] 张丙辰,中国气团交接与中国天气,气象学报, **20** (1949).
- [14] 朱兆瑞等,东亚的气候鋒,气象学报, **33** (1963), 527—536.
- [15] Yeh. T. C. (叶笃正), The circulation of high troposphere over China in the winter of 1945—46, *Tellus*, **2** (1950), 173—183.
- [16] 叶笃正、陶诗言、李麦村,在6月和10月大气环流的突变现象,气象学报, **29** (1958), 249—263.

## A PRELIMINARY STUDY ON THE DYNAMIC STABLE LAYERS OVER SOUTH CHINA IN WINTER

YU SHAI-HAU

### ABSTRACT

In this paper we study a new type of stable layers which exist frequently in the lower troposphere over South China in winter. Below the stable layer the air is cold and moist, and the wind direction is from the southwest, while above the stable layer the air is warm and dry, and it blows from the northwest.

Its formation is due to the different vertical motion distributions in the middle and lower troposphere. In the middle troposphere there is a descending motion, while in the lower troposphere there is an ascending motion. A description is given about the relation of the occurrence of this type of stable layers and the general circulation over the Far East in winter. It is found that the Tibetan plateau has an important effect on the formation of this type of stable layers.