

請交換

輻 散 法

(一个应用环流定理预报天气形势的新方法)

安 徽 省 气 象 局

1973. 3.

473

38

輻 散 法

〔一个应用环流定理预报天气形势的新方法〕

范 东 光

目 次

一、前 言	1
二、辐散效应对系统发展的作用	3
三、高空波辐散的水平补偿效应	14
四、振幅与波速的关系	17
五、纬度效应	18
六、对台风路径中期预报的验证	21
七、结 语	30

一、前 言

环流定理是天气学和动力气象学的著名经典理论，它是在十九世纪末由 V. 皮叶克尼斯应用到气象上来的。当时他特别强调斜压性（力管项）的重要，以后在长时期内这个理论在实际上的应

用仅：限于描述力管作用比较显著的海陆风和热成风等现象的成因上；相反，环流定理所概括出的、另一项与运动密切相关的因素却长期停滞在空洞的概念上。这很可能是这个定理长期以来在天气预报上得不到应用的主要原因。

直到最近，天气学由于缺乏强有力的理论来指导天气实践，烦琐哲学异常突出。天气学，特别是在形势预报上发展缓慢，许多很关重要的急需解决的天气预报问题长期解决不了。我国社会主义发展的新形势，更使我们想办法，寻求解决问题的新途径。

“古为今用、洋为中用”毛主席的这一伟大教导，引导我们坚持在环流定理上打主意。通过十几年的实践和研究使我们初步摸索出这个应用环流定理预报天气形势的方法。这就是我们所称的辐散法。为什么叫辐散法？因为根据计算，在环流定理原有公式的两种中，管项比其余一项小一个级次，而其中，辐散又是使气压系统发展的首要因素。这个方法的重点，也就在于以较为简便的办法计算辐散量，进而用来作为判断气压系统未来发展与否的依据。基于这个认识，我们在应用环流定理上打破了传统的两个局限，即第一，不直接分析力管项的作用，这对于简化问题，突出主要矛盾大有好处；第二，把地面图上某些等压线当作近似的闭合物质曲线看待，这就大大便于预报员能直观地分析系统发展的特征。通过对大量个例的分析，表明这个方法对寒潮高压的发展，对付热带高压的向北跃进，以及对西太平洋的台风路径，都能比较准确地进行2~5天的预报。由于水平所限，这个工作还是比较粗浅的，难免有不少缺点和错误，请同志们批评指正。

二、辐散效应对系统发展的作用

环流定理公式

$$\frac{dc}{dt} = -f \lambda s p - 2\omega \frac{d}{dt} (S \sin \varphi)$$

此地 $-f \lambda s p$ 为力管项， φ 为纬度。假定地转近似， S 可认定为等高面上的等压线或其与特定线所包围的截面面积。在等压面图上力管项等于 0，在海平面天气图如取某一等压线为闭曲线，力管项也等于 0。因此，在这些情况下环流定理可化简为

$$\frac{dc}{dt} = -2\omega \frac{d}{dt} (S \sin \varphi) \quad (1)$$

根据环流与涡度的关系，垂直于 S 面上平均涡度的变率为

$$\frac{d\bar{\zeta}}{dt} = \frac{1}{S} \frac{dc}{dt} - \bar{\zeta} \frac{dS}{S dt} \quad (2)$$

由 (1), (2) 两式可得

$$\frac{d\bar{\zeta}}{dt} = -(2\omega \sin \varphi + \bar{\zeta}) \frac{1}{S} \frac{dS}{dt} - 2\omega \cos \varphi \frac{d\varphi}{dt}$$

由于 $\frac{d\varphi}{dt} = \frac{v}{a}$ (a 为地球半径)，故

$$\frac{d\bar{\zeta}}{dt} = -(2\omega \sin \varphi + \bar{\zeta}) \frac{1}{S} \frac{dS}{dt} - \frac{v}{a} 2\omega \cos \varphi \quad (3)$$

右方第一项为辐散效应项，第二项为纬度效应（经向运动效应）项。 $\frac{1}{S} \frac{dS}{dt}$ 为单位时间内单位面积的扩张。这也就是辐散量。

容易証明 $\frac{1}{S} \frac{dS}{dt} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$ ，故(3)式与一般称为等压流动涡度方程，即与

$$\frac{d\bar{\zeta}}{dt} = -(\omega \sin \varphi + \bar{\zeta}) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \frac{v}{a} \omega \cos \varphi$$

在实质上是同样的。以往计算辐散量，一般都采用计算等压面上风场辐散的办法。这种办法复杂繁琐，且所得结果误差很大。当着眼于整个系统的发展预报时，我们认为用计算一个有限面上单位时间内单位面积的扩张来表示辐散量，不但直观简便，而且准确有效。这也是环流定理便于预报员直观地分析问题在表达形式上的优越性。但是这样做似乎又存在数学上的问题，即 $\frac{dS}{dt}$ 似乎与 $\frac{d\bar{\zeta}}{dt}$ 同时的问题。对于这个问题我们认为应该以流体力学原则上的要求为准。首先， $\frac{1}{S} \frac{dS}{dt}$ 表示辐散量，其值等于 $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$ ，后者并不存在与 $\frac{d\bar{\zeta}}{dt}$ 同时的问题；其次， $\frac{1}{S} \frac{dS}{dt}$ 为 $\frac{d\bar{\zeta}}{dt}$ 的因子， $\frac{1}{S} \frac{dS}{dt}$ 是决定气压系统发展与否的首要因素。而发展必然要有一个过程。如果在这里只承认有“同时”，不承认有“前后”，不承认有时间上的发展，那就正好把自己束缚于旧的自然哲学的框框里。长期以来妨碍环流定理在天气预报上的应用，不说这不是一个很重要的原因。恩格斯在《反杜林论》的第二版序言里指出：“旧的自然哲学，特别是当它处于黑格尔形式中的时候，具有这样的缺陷：它不承认自然界有任何时间上的发展，任何‘前后’，只承认‘同时’。这种观点，一方面是由黑格尔体系本身造成的，这个体系把历史的不断发展，仅仅归于‘精神’，另一方面，也是由当时自然科学的总的状况造成的”。88年后的今天，自然科学已经大大向前发展了，但是认真领会恩格斯的这种辩证唯物主义原理，无疑将帮助我们进一步推动自然科学的发展。第三，如果 $\frac{1}{S} \frac{dS}{dt}$ 仅限制于高压的应用上，则不难理解：水平切割高压

的截面之积(以下简称切面) S 扩张, 表示辐散量增强, 因而辐散使促成高气压的发展, 又当高气压发展时其体积增大, 在水平的切面 S 也必然增大, S 增大, 意味着高压内辐散的增强, 因而又加强高压的发展。可见, 应用 $\frac{1}{S} \frac{dS}{dt}$ 来表示辐散量, 对高压具有比较长的预报时效。

$\frac{1}{S} \frac{dS}{dt}$ 作用的强度随系统的尺度而有所不同。如气压系统的尺度小, 则切面 S 也小, 因而辐散对涡度改变的作用强; 相反, 如果系统的尺度大, 辐散的作用则较弱。实际情况, S 在 24 小时内增加 1~2 倍, 或减少 50~80% 并不少见。切面 S 的这种改变, 造成的辐散量级可达 $1 \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$ 到 $3 \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$ 。这么大的辐散量级对气压系统发展的作用, 无疑是巨大的。可见, 切面 S 减倍的变化对系统的发展是至关重要的。

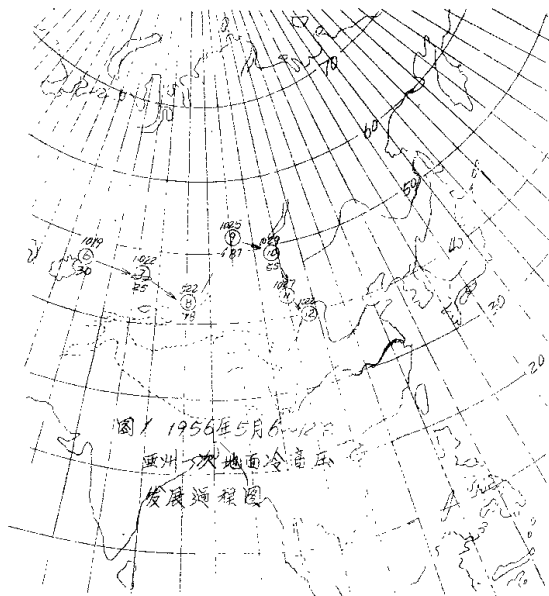
除赤道外(地偏外), $(2\omega \sin \varphi + \bar{\zeta})$ 总为正值, 故(3)式第一项, 即辐散效应项的符号由 $\frac{dS}{dt}$ 来决定。如上所述, 对高气压来说, 切面 S 扩张即 $\frac{dS}{dt} > 0$, 表示辐散增强, 因而辐散使促成高气压的发展。又当高气压发展时其体积增大, 在水平的切面 S 也必然增大, S 增大, 意味着高压区内辐散的增强, 因而又加强高压的发展, 直到, 当高压增强到较大强度以后, S 的增大对高压继续增强的作用减弱, 从而失去其对高压进一步发展所起的主要作用。由此得出高压发展的一条规律: 当高压的水平范围正在大幅度地扩张时, 它的强度将要增强; 相反, 当高压的水平范围开始明显收缩时, 它的强度将要减弱。据此, 可以把高压的切面 S 的较显著的变化作为判断其未来发展变化的一条主要标志。

切面 S 的求法: 在实用上可取前后两个时刻(例如相隔 24 小时)地面天气图上同一条接近高压外圈的有代表性的等压线所

包围的面积。用透明的网格图迭于这种天气图上，分别数出前后两个时刻同一条等压线包围的高压面积的网格数来。每一个网格即为切面 S 的一个单位。决定这个单位的大小，既要照顾切面 S 的正确性，又要便于快速地把切面 S 的网格数出来。根据我们的初步实践，切面 S 的单位（即正方形网格），似以 333×333 （约11万）平方公里较为适用。

下面我们分析几个实例，用来说明切面 S 大幅度的改变对高压的发展以及大范围高空形势改变的作用：

例一：见下图。图中圆圈代表当天20时（北京时）高压中



心位置，圈内数字为日期，圈上方数字为高中心气压，圈下方数字为切面S数，它就是高压外围1015mb闭合线内的面积，其单位为 333×333 平方公里。由图可知，从7到8号切面S由25骤增到78，即增加2倍多，该高压在以后24到48小时内持续加强，对应在该高压之上500mb高压脊10号表现出明显的加强。10号切面S开始大幅度地减小，之后，该高压即告逐渐减弱，其上500mb高压脊到12号突然垮台。在这里附带说明一下，9号该高压显著北移，11-12号又显著南移，根据(3)式右方第二项可知，北移有利于高压加强，南移有助于高压的消弱，因此，对这次高压发展过程，(3)式右方两项的作用是相輔相成的，但是先有切面S成倍地扩张，而后有高压的北上；是先有切面S大幅度的减小，而后有高压较明显的南下故切面S大幅度的改变对这次高压的发展是起主导作用的。

例二：1956年4月上旬西伯利亚西部中纬度地面阻塞高压的发展过程。本例切面S为20时地面图上 $65^\circ N$ 以南，1025mb等压线向内所包围的面积。

表1

日期(1956.4)	3	4	5	6	7	8	9	10	11
地面高中心 气压(mb)	1031	1033	1035	1039	1036	1036	1027	1022	1021
切面 S	21	37	70	69	77	51	14	0	0
500mb 高中心 (23时)	高度	脊	脊	5760	5760	5770	5730	5740	(消 失)
	纬度	/	/	48	51	50	48	45	
	经度	/	/	67	68	68	67	77	

由表1可以看出,在4号和5号切面S几乎以成倍的幅度继续扩张之后24~48小时内地面高压虽持续加强的。随之高空500mb对应高压脊发展,到6号500mb才形成高中心,即开始发生阻塞。7号高中心明显北移,8号500mb高压达最大强度,比地面高压达到最大强度的时间晚了三天。8号和9号切面S大幅度缩小,之后24~48小时内地面高压即迅速减弱,高空阻塞也在以后48小时内崩溃。从表1还可以看出,当9号切面S大大收缩后,500mb高中心即迅速向东南移,在以后48小时内即行消失。

例三:1956年2月上、中旬北欧到泰米尔半岛高纬度地阻阻塞高压的发展过程。本例切面S为20°地面图上40°E以东,70°N以南,1040mb等压线所包围的面积。这个阻塞高压持续时间长(将近20天),影响规模之大(其下地面高压几乎控制整个欧亚大陆),在历史上都是少有的。500mb阻塞高压中心是月初从巴伦支海上空向东移过来的。

表2

日期(1956)		5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
地面高中心 气压(mb)		脊	1051	1051	1060	1067	1064	1058	1056	1053	1069
切面 S		10	33	65	77	90	107	99	59	75	86
500mb 高中心 (22时)	高度	/	5550	5570	5570	5600	5630	5580	5570	5600	5650
	纬度	/	73	73	72	73	73	72	71	70	67
	经度	/	80	95	95	80	86	81	80	82	75

续下

接上

日期 (1956.2)		15	16	17	18	19	20	21	22	23
地面高中心 气压 (mb)		1074	1072	1071	1063	1059	1056	1047	1038	1035
切面 S		92	93	89	84	83	75	10	0	0
500mb 高中心 (23時)	高度	5700	5730	5750	5720	5650	5660	5600	5510	5420
	緯度	68	70	67	65	62	60	58	53	55
	經度	60	58	55	65	67	35	37	45	50

和例二的情况基本一样，从表2可以看出，当6号和7号切面S以成倍的速度扩张之后48~72小时内地面高压是持续加强的，随之，500mb阻塞高压加强，表现为高中心高度升高。在发展的第一阶段中10号500mb高压达到最大强度，比地面高压到达最大强度的时间晚了一天。14号又开始第二阶段的发展，达到最大强度的时间，高空比地面晚了三天。500mb当高压加强的同时，高中心有向北移动的趋势。

从17号起切面S逐步减少，500mb高中心南移，随之地面和对应的高空高压逐渐减弱，到21号切面S突然大幅度缩小，过了三天高空阻塞即行崩溃，到24号高空高压即完全消失。由此可见，这个阻塞高压的垮台是切面S的缩小和高压南移共同作用的结果。但是必须指出，从20~22号不难看出，是先有切面S的突然大幅度的减小，而后24小时才见到高空高压的加速向东南移。所以，促使这次阻塞过程的最終崩溃，还是切面S的作用占主导。

分析这个例子还可以看出，当地面高压发展到接近該地臨、該季節的最强强度时，切面S小纬度的继续增大，並不反映高压将会继续增强。这是为什么？讓我們仍用(3)式来分析輻散量的

变化。 $\frac{1}{S} \frac{dS}{dt}$ (辐散量) 在 5~6 日为 $2.7 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$, 在 6~7 日为 $1.1 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$; 但到 8~9 日则为 $0.2 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$, 这就对高压的发展变得很不重要了。可是当切面 S 大幅度地减小后, 即到 20~21 日 $\frac{1}{S} \frac{dS}{dt}$ 即骤变为 $-1.0 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$, 因而切面 S 对这个高空阻塞高压的垮台, 最后又起了决定性的作用。由此可见, 随着地面高压的发展和其切面 S 的增大, 切面 S 对高压发展的作用, 即逐步减小, 即由对发展起主导的作用, 转化为次要的作用。但是当高压开始减弱后, 切面 S 对消弱高压的作用又逐步加强, 最后又取得决定高压减弱和高空阻塞高压垮台的支配权。所以在作高压发展过程的预报时, 对上述矛盾主要方面转化的特点和条件不可不予以高度的注意。

根据对以上三例的分析, 总起来说, 当发现切面 S 成倍地扩张以后 24~48 小时内, 地面高压会出现持续而明显的加强, 随之, 高空 500 mb 高压 (脊) 也相应加强, 达到最强程度的时间, 500 mb 一般比地面晚 1~2 天。在高空当高压加强时, 高中心往往发生向北移动的分量; 减弱时, 则往往发生向南移动的分量。所以切面 S 大幅度扩张或收缩, 不但能导致高空高压 (脊) 的加强或减弱, 而且能发动高空高压 (脊) 产生向北或向南移动的分量。当地面高压接近该季节、该地区的最大强度时, 切面 S 的小幅度地继续扩张, 并不表示该高压将一定继续增强。当地面高压开始减弱, 切面 S 发生大幅度缩小后, 地面高压便会迅速减弱, 到以后 48 小时左右以内高空阻塞即告崩溃 (或高空高压脊大大减弱), 同时高空高压中心加速向东南移而后消失。例一和例二、例三不同的地方, 在于对本地面高压上空 500 mb, 例一只有脊的发展, 脊内无高压中心形成。与此相应, 例一中切面 S 只有一天是成倍地扩张, 而例二、例三中切面 S 都是连续两天是成倍地扩张的。看来, 地面高压发展能否导致高空发生阻塞是与过程的强烈发展

持续时间长短密切相关的。具体来说，高空能否发生阻塞，在很大程度上是取决于切面 S 发生成倍地扩张天数的多少。

前面指出，切面 S 大幅度扩张或收缩，不但能导致高空高压（脊）的加强或减弱，而且能发动高空高压（脊）产生向北或向南移动的分量。现在让我们利用这个规律举例分析付热带高压脊向北跃进与切面 S 成倍地扩张的关系。

例四：1956 年 6 月中旬西太平洋付热带高压脊一次向北跃进的过程。切面 S 为 20 时地面图上 $20 \sim 50^\circ N$, $160^\circ E$ 以西，1015 mb 等压线向內包围的面积。

表 3

日期 (1956.6)	14	15	16	17	18	19	20
地面高压中心 气压 (mb)	1016	1017	1021	>1020	1015	1016	1017
切面 S	10	34	67	31	16	26	31
500mb 付 高	115~125°E 脊 线平均纬度	18	20	20	22	26	26
	中心纬度	22	24	23	25	26	28
	中心经度	138	132	132	132	144	138

从表 3 立即可以看出，当 15 和 16 号切面 S 成倍地扩张之后 24~72 小时内，付热带高压脊即连续向北跃进，3 天之內付高在 $115 \sim 125^\circ E$ 的脊线平均纬度向北跃进了 6° ，付高中心向北跃进更多，达到了 8° 。需要说明的是，17 和 18 号切面 S 发生大幅度地减小，并不是偶然的，这是因为我们利用的亚欧历史天气图的地面资料仅到 $160^\circ E$ 附近，由于受到这个限制，计算切面 S 时，把北太平洋中部的范围取小了一些，通常中纬度变性高压切面 S 在扩张的同时，一般还自西向东移动，所以在过程的后期切面 S 还包括不了太平洋高压一半的切面积。因而由此求得的

切面S的缩小，並不一定能反映出太平洋高压切面S的缩小。可見如要确切地利用切面S的缩小来作付高脊线南退的预报，还必须增加太平洋中东部的气象资料。

例五：1956年7月下旬，西太平洋付热带高压（脊）的一次向北跃进过程，切面S为20时地面图上 $20^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ ， 160°E 以西，1010mb等压线向内侧围的面积。

表4

日期(1956.7)		24	25	26	27	28	29	30
切面S		20	21	49	50	54	70	62
500mb 付高	$115^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 脊线平均纬度	28	30	29	30	37	39	38
	中心纬度	28	30	32	35	36	39	38
	中心经度	123	129	132	130	126	129	135

同例四的情况类似。见表4，当26号切面S成倍地扩张之后24~72小时之内，付热带高压中心和其脊线出现跳跃式地北移，三天中付高中心北移了 7° ， $115^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 脊线平均纬度北移了 10° 。

通過对例四和例五的分析，可以肯定，夏半年当西太平洋高压切面S出现成倍扩张时，其面部的脊线（和高中心）会向北持续跃进的，因此，切面S大幅度的改变，是对付高脊线向北跃进的可靠中期预报标志。

夏季我国南北广大地区，随着付热带高压脊线位置的跳跃式摆动，南北地带会交替出现雨季和旱季，因此，正确预报付热带高压脊线的向北跃进，对于这些地区旱季和雨季开始的中期预报的重要性，就可想而知了。

根据以上五个例子的分析，可以明显看出，(3)式右方两项，

即輻散效应对发展效应不是互不干扰，而是密切联系。如前所述，切面 S 大幅度的改变不但制约高空高压的发展，而且能发动该高压向北（或向南）运动，可见，对緯度效应来说，輻散效应是主导的效应。而且，在这种情况下，由于二者作用的效果是一致的，所以緯度效应又继续輻散效应起着同样的作用。这就好比“連鎖反应”一样。因此，利用切面 S 大幅度的改变作为予报高压发展和在南北方向移动的予报标志，不但方便、可靠，而且予报有效的时限也长。一般可用来做24~72小时的予报。这个結論打破了中外一些资产阶级学者，例如美国的H. 魏尔提出的，单用一层不能进行予报的論断*，还有其他一些对天气予报所持的种种悲观論調。

顺便还要說一点，那就是，根据以上的分析可知： S 增大，对高气压发展有利； S 减少，对低气压发展有利。但事物通常发展的規律，总是由小到大的，由于这一矛盾的存在，所以高低气压系统发展的强度特征就会有显著的差异。即高气压发展时，其主要特征应表现在它的水平范围的扩大上，而低气压则应表现在低压区内气压梯度的增大上。因此，系统发展所能达到的最大直径，高气压应比低气压大得多。系统增强所能达到的最大气压梯度，则低气压应比高气压大得多。事实正是这样。如大家所知道的，在較低緯度就直径而論，台风比付热带高压小得多，但就气压梯度而論，则台风比付热带高压大得多。冬季在中高緯度当蒙古高压发展到最强时，它的外圈南北直径一般可达30个緯距，最大可达40个以上，而低气压发展到最强时的外圈直径很少有超过20个緯距的。

* 见H. 魏尔著（程纯枢译）：热带气象学195页

三、高空波辐散的补偿效应

辐散与辐合是大气运动矛盾的两个方面。二者不但在垂直方向上，而且在水平方向上总是交替分布着的。根据成因补偿概念，在大气中存在着无辐散层。利用无辐散层的概念，人们得以在颇大的程度上进一步简化涡度方程，并取得较好的效果。对于高空波，要取得无辐散层的效果，并不必非要利用特殊的无辐散层不可。从天气的实践看来，在波的某一部位上的辐散，往往紧接着邻近部位上的辐合，尽管在这一部位或那一部位上辐散或辐合占主导地位，但对波的整体来说，辐散与辐合是接近于平衡的，所以，当 S 的取法包括一个完整的波时，如图 2。

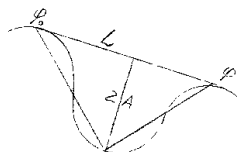


图 2

3 那样，则辐散与辐合趋于抵消，因而对于整个大尺度的高空波动来说，令 $\frac{\partial S}{\partial t} = 0$ ，并不会影响 (3) 式 $\frac{\partial \bar{S}}{\partial t}$ 的精确度。

关于这点，我们可做如下的说明：当 S 取做一个波时，尺度增大，辐散的量级必然减小，由于构成水平辐散的两项有互相抵消的倾向，当距离取作 2000 公里，距离两端的速度差平均为 5 米/秒时，水平辐散的最大值，不会超过 $\frac{5}{2} \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$ 。又由于波上辐合、辐散交替出

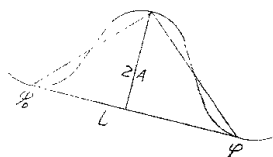


图 3

現，引起了 S 面上輻散的抵消。如果抵消后，估計最大還有25%的淨量，則這淨量為 2.5×10^{-6} 秒 $^{-1}$ 。這是一個非常小的輻散數量級，對於波動系統的發展完全是無關重要的。

如果連結任意一個波上槽、脊、槽或脊、槽、脊三點所組成的三角形的面積（見圖2、3），作為代表波的一根等高線和波長所圍的面積的近似值，並且以波長（ L ）作為該三角形的底邊，以振幅（ A ）的2倍作為三角形的高，因而

$$S = AL$$

由於就整個波來說，在总体上可令 $\frac{dS}{dt} = 0$ ，

故得

$$\frac{dL}{dt} = - \frac{L}{A} \frac{dA}{dt} \quad (4)$$

(4)式確切地描述了大氣高空波動變化的一項重要特性，即當大氣波動振幅增大時，波長必然縮短；波幅減小，波長必然增長。波長的變化與起始情況 $\frac{L}{A}$ 有關。

波長 L 與振幅變化之間的關係，在一定的程度上顯示出阻塞高壓和切斷低壓的切斷作用。這種切斷作用意味着：與在总体上 $\frac{dS}{dt} = 0$ 相對應的結果是，伴隨阻塞高壓本體負渦度加強的同時，必然在與其緊接的上、下游的低槽內有正渦度的加強，而且就整個波來說，正負渦度在总体上是會接近於抵消的。由此可見，高壓與低壓的發展是密切聯系和互相影響的。這也說明，要做好本地區形勢予報光根據附近西風帶內一個波範圍內的資料是很不充分的。

一般地說來，大氣波動振幅大，表示經向環流強，振幅小，則顯示緯向環流強。由於波長和波幅的變化趨勢是相反的，故在(4)式中可把 L 作為緯向環流的度量，而以 A 作為經向環流的度

量, 则由(4)式可得, 当经向环流增强时, 纬向环流减弱, 如果 $L \gg A$, 当经向环流增长显著, 纬向环流有突然减弱的趋势; 又当经向环流减弱时, 纬向环流便会逐步地增强。

波长的改变和振幅的变化是互为因果的, 因此(4)式又可以转换为

$$\frac{dA}{dt} = -\frac{A}{L} \frac{dL}{dt} \quad (4.1)$$

由(4.1)式可知, 当纬向环流增强时, 经向环流便会减弱, 由于 $\frac{A}{L}$ 值是逐步变小的, 故经向环流减弱的过程是比较缓慢的; 相反, 当纬向环流减弱时, 经向环流便会增强, 如原来纬向环流特别强, 则当纬向环流减弱时, 由于 $\frac{A}{L}$ 是逐步增大的, 故经向环流的加强必将是逐步加速的。

经向环流的增强, 表现为波动振幅的增大; 相反, 纬向环流的增强, 则表现为波的振幅的减小。前面已经指出, 振幅增大, 波长便要缩短, 对于环绕某个纬度带来说, 经向环流增强, 波动的数目便必然增多; 相反, 纬向环流增强, 波数就会减少。因此, 当环流强度发生比较剧烈的改变时, 必然会伴随有波数的调整过程, 也就是说, 会伴随有气压系统的发生、发展以及消亡的过程。一般地说来, 当环流由纬向转经向时, 可以看到一系列的地面大型高压系统的发生与发展的过程; 相反, 当环流由经向转纬向时, 可以看到一系列的地面大型高压系统削弱和崩溃的过程。更具体地说, 对于低压槽, 当槽后经向气流增强, 或由纬向转经向, 指示该槽还在继续增强的过程中; 相反, 当槽后纬向气流增强或由经向转纬向, 即表示该槽处于减弱的过程中。又对于高压脊, 当脊后经向气流增强, 或由纬向转经向, 指示该脊处于增强的过程中; 相反, 当脊后纬向气流减弱, 或由经向转纬向, 即表示该脊已处于减弱的过程中。