第16卷第6期　　　　大 气 科 学　　　　Vol.16, No.6
1992年11月　　SCIENTIA ATMOSPHERICA SINICA　　Nov. 1992

# 论大气环流的季节划分和季节突变

## I: 概念和方法

曾庆存　张邦林

(中国科学院大气物理研究所，北京，100080)

**提　　要**

本工作系列讨论大气环流的季节划分和季节突变问题. 本文是第一篇，提出普适的概念、理论和方法，使大气环流和其他气候场的季节划分和季节突变定义建立在客观定量的基础之上. 首先用两个场的相关系数$R$作为其相似性度量,也可以用归范化的两个场之差的根方值$d$作为差异性的度量.当存在着冬、夏季的典型场$F_w$和$F_s$时，取任何时刻$t$函数$F$与$F^*\equiv(F_w+F_s)/2$之差$F'$作为变量场,则其与$F'_w\equiv F_w-F^*$的相关系数$R_w(t)$及标准根方差$d_w(t)$可以作为$F$与其冬季典型的相似性或差异性度量. $R_w$与$d_w^2$之间有一定关系,一般只研究$R_w$即可.(1)可以定义冬季对应于$1\geqslant R_w(t)>0.5$,夏季为$-1\leqslant R_w(t)<-0.5$，过渡季节为$-0.5<R_w(t)<0.5$. (2)设由此算得的冬季长度为$T_w$,由冬至夏的过渡季节(春季)长度为$\tau_w$，则$1-\tau_w/T_w$为由冬至夏的突变性度量. 当有理想突变时,$\tau_w=0$，$1-\tau_w/T_w=1$;当季节变化为简谐函数给出时,有$1-\tau_w/T_w=1/2$;而当过渡为缓慢的，就有$1-\tau_w/T_w\ll 1/2$.例如当$\tau_w=T_w$时有$1-\tau_w/T_w=0$. (3)个别年份的季节强度只能由$R_w(t)[\|F'\|/\|\widetilde{F}'_w\|]$来度量,其中$\widetilde{F}_w$为长期气候平均的典型冬季场.此外,当没有确定的典型函数场时,只能计算函数时间变化系列的滞后相关$R_\tau(t)$和滞后离差$d_\tau(t)$,其中$\tau$为时间间隔,由此可定义出持续性和突变性，但不够确切,除非另增附加指标.文中还指出区域气候和更大范畴气候的季节及季节变化的差异.

关于本文理论在个别年份和长期气候平均情况下的应用结果，将在以后文章中给出.

**关键词**: 季节; 季节突变; 相似性度量.

## 一、引　　言

人类的生存和发展与气候息息相关，所以自古以来，无论东方或西方，人们都十分关心气候的描述和研究，尽管在古代这种认识带有朴素的性质. 无论是东方或西方文化，在古代，人们都已确知一年内由于太阳辐射变化而在地面上有寒来暑往的变化，且都把一年分为春夏秋冬四季，尤其在中纬度带内宜人居住的环境中是如此. 他们首先注意到地面温度变化，同时也注意到雨量等的变化及其在物候变化上的反映. 我们中国的祖先们甚至还能够进一步把一年四季分为二十四节气，其中像春、秋分和夏、冬至是直接反映太阳高度从而反映辐射状态的；小寒、大寒、小雪、大雪、白露、霜降等是直接反映气象要素和气候现象（温度、降雨量和水的物态等）状态的；像小满、芒种等则是间接反映气象要素状况而直接反映物候变化及指导农业生产活动的指标. 用现代的数学术语来说，古代人类对气候季节和节气的划分是由决定整个气候系统变量的某种泛函或目标

1991年10月24日收到，1992年5月21日收到修改稿.

函数来决定的.

后来，人们又认识到气候和四季中各季的长短因地域而异. 在低纬度地区温度变化不像降雨量变化来得明显，于是有所谓干季和雨季之分. 又如柯本和布迪哥等将原始的气候带的概念加以拓广，将物候学和某些气象要素相结合起来，定义出热带雨林带气候、温带落叶林气候之类. 乃至于现代利用干旱指数来定义干旱气候区、半干旱气候区，等等. 从本质上说也可归纳为按气候系统变量的某种泛函来划分气候，尽管像柯本分类法中还引入了不少人为的规定(指标).

在现代和当代，中国对于四季划分和气候区域的研究，成果累累，在指导经济建设方面作出了应有的贡献. 这些可以张宝堃[1]和卢鋈[2]的工作为代表，大体上是沿着上述的方法进行的.

在现代，人们要求不仅要知道长期平均的气候，还要求知道气候的变化及其所以然，为此，必须作进一步的研究. 虽然气候的变化主要是来源于太阳辐射的变化，然而气候不论地区间还是年际都有变化，例如，夏季或梅雨来临之早晚、季节之长短、雨量之丰歉，年年不同，而这在相当大程度上影响着国民经济规划工作. 如上面指出的，构成人们关注的那些气候型和季节的要素如温度、雨量等只是整个气候系统的某种泛函或“输出”，要知其所以然，必须研究其载体，即组成整个气候系统状态变量的空间分布和时间变化，至少也得了解大气环流型及其变化. 竺可桢[3]和涂长望[4,5]就是这方面研究的光辉先驱者代表. 他们首先指出了我国季风和梅雨与全球规模的大气环流的关系，还在世界文献中第一次指出季节变化的突然性. 涂长望和黄士松[4]是利用地面上 $\theta_{se}$ 等值线的位置变化来定义夏季风的北界并发现其突变性的. 后来，叶笃正，陶诗言和李麦村[6]发现长江流域夏季风和梅雨季节的来临正好对应于东亚上空西风急流位置的突变；而谢义炳[7]则将气候带与纬圈斜交性直接和高空大气环流系统的不对称性对应起来. 这些可以看成是代表性的著作，开现代气候学研究的先河.

不过，在大气环流状态中如何定义季节及如何计算其时间长度？何谓季节突变？作为季节变化的主要特征是哪些？环流异常怎样度量?它们的动力学义如何?…，这些仍然是尚待深入研究的问题.前些年我国的一些研究工作[8]就曾指出大气环流季节突变不仅表现在高空西风急流位置变化上，而在 120 — 140 °E 的气压场形势变化上更为明显. 本工作则是试图对大气环流的季节划分和季节突变作进一步的研究. 第一篇研究一般的原则性问题，给出普适的概念、理论和方法；后几篇为利用这些概念和方法研究个别年份的具体情形和长期气候平均的情况. 作为抽象的概念和理论，我们的方法乃是以往工作的发展，即用现代方法定义和计算气候系统的一些泛函. 不过，这样一来就消除了许多局限性和人为的规定，使得结果具有客观性和定量性，既适用于大气环流的季节分划，也可推广应用于古典的气候型分类乃至于其他问题上去. 用我们的方法既可鲜明地表示出季节变化的突然性，还可表示出季节随时间在南北方向上的推移等等.

## 二、环流的相似性和差异性的度量

设有定义在空间$(\theta, \lambda, p)$上随时间 $t$ 变化的函数(场)$F(\theta, \lambda, p, t)$；$F$ 可以是标量

函数，例如等压面的高度$h$，风速分量 $v_\lambda$ 和 $v_\theta$，等等；也可以是矢量，例如风速矢量 $\vec{v}=\vec{\theta}^{\circ}v_\theta+\vec{\lambda}^{\circ}v_\lambda$，或由各种气象要素的全体按某种方法组成的高维空间中的矢量，等等. 为简单起见，我们不妨取定某个 $p$，即只讨论给定的某个等压面上的变量，而且我们只讨论在某个给定的区域$(\theta,\lambda,)\in S$的情形. 记时刻 $t_1$ 和 $t_2$ 的函数各为 $F_1\equiv F(\theta,\lambda,p,t_1)$ 和 $F_2\equiv F(\theta,\lambda,p,t_2)$. 引入内积$(F_1,F_2)$和范数 $\|F\|$ 如下：

$$(F_1,F_2)\equiv\frac{1}{S}\iint_S F_1\cdot F_2\,dS, \tag{1}$$

$$\|F\|^2\equiv(F,F), \tag{2}$$

其中 $S$ 同时表示为区域及其面积. 如果 $F$ 为矢量，则内积即为矢量的标量积，例如

$$(\vec{v}_1,\vec{v}_2)\equiv\frac{1}{S}\iint_S\vec{v}_1\cdot\vec{v}_2\,dS, \tag{3}$$

$$\|\vec{v}\|^2\equiv\frac{1}{S}\iint_S[v_\theta^2+v_\lambda^2]\,dS. \tag{4}$$

场 $F_1$ 和 $F_2$ 的相似性度量即为其相关系数 $R$:

$$R\equiv(F_1,F_2)/[\|F_1\|\cdot\|F_2\|], \tag{5}$$

这里我们假定 $F_1$和 $F_2$ 不恒为零；而其差异性度量可取

$$d^2\equiv\|F_1-F_2\|^2/[\|F_1\|^2+\|F_2\|^2]. \tag{6}$$

我们有

$$-1\leqslant R\leqslant+1. \tag{7}$$

当两场全同或完全相似(即 $F_1=aF_2$，$a>0$ 为常数)有 $R=+1$；两场相反或反相似(即 $a<0$)，有 $R=-1$；而两场完全不像，即正交，有 $R=0$. 如果 $F$ 为行波，则当 $t_1$ 和 $t_2$ 时刻为同位相时有 $R=+1$，反位相时 $R=-1$，正交时 $R=0$. 小结之，有：

$$R=\begin{cases}+1,\ \text{完全相似，或同相;}\\ \ \ 0,\ \ \text{不相似，或正交;}\\ -1,\ \text{完全反似，或反相.}\end{cases} \tag{8}$$

此外，由(5)和(6)式可得 $d^2$和 $R$ 满足下列关系：

$$1-d^2=R\frac{2\|F_1\|\cdot\|F_2\|}{\|F_1\|^2+\|F_2\|^2}, \tag{9}$$

由于 $-1\leqslant R\leqslant+1$，以及 $|2ab|\leqslant a^2+b^2$，故有 $-1\leqslant1-d^2\leqslant+1$，或即

$$0\leqslant d^2\leqslant2, \tag{10}$$

而且有 $R=0$ 时 $d^2=1$. 特别是，如果 $\|F_1\|=\|F_2\|$，还有

$$1-d^2=R, \tag{9'}$$

于是有

$$d^2=\begin{cases}0\text{，完全相同；}\\1\text{，正交；}\\2\text{，完全相反．}\end{cases}\tag{11}$$

由于 $R$ 和 $d$ 满足关系(9)，故当 $\|F_1\|$ 和 $\|F_2\|$ 相差不很大时，只用 $R$ 或 $d$ 之任一来表征两场的相似或差异即可．不过，当两场的范数相差较大时，即使两场完全相似但不完全相同，却有 $1-d^2=2a/(1+a^2)<1$，即 $d^2>0$；而当两场完全反似但不完全相反，则有 $1-d^2>-1$，即 $d^2<2$．相比之下，似乎 $R$ 更适用于表征场的相似程度．不过，只有同时用 $R$ 和 $d^2$（或场的范数），才能完全表征两场的相似及差异．

还须说明，当 $R=0$ 即 $d^2=1$ 时，只说明两场相互正交，不能由一个场推出另一个场的结构特征来．同样，当 $R\neq+1$ 和 $R\neq-1$ 时也只说明相似的程度，不能由一个场推出另一个场的结构的全部信息．

当区域面积 $S\to 0$ 时，上面的定义和方法(有时还要稍作变化)就变成为研究函数 $F$ 在单点上或某曲线(例如某纬圈)上的时间序列的演变问题．

## 三、季节的划分、季节的强度和相对长度

研究气候问题时，常取场 $F$ 为已沿时间作了某种光滑或平均处理了的场，例如5天滑动平均，一个月的平均，或时间的某种加权平均等．今取 $t_1$ 和 $t_2$ 分别为典型的冬季和夏季时令，而 $F_w\equiv F(\theta,\lambda,P,t_1)$ 和 $F_s\equiv F(\theta,\lambda,P,t_2)$ 为该函数 $F$ 典型的冬季和夏季场，例如取它们为各自足够多年份的长期气候平均场，或为所研究的个别年份的1月和7月旬或月平均场．

为了定义季节的划分，最好不直接计算场 $F(\theta,\lambda,p,t)$ 与 $F_w$ 或 $F_s$ 的相关系数，因为 $F_w$ 和 $F_s$ 本身就尚有一定的相似性，不便于区分．为此，不妨先消去其共同的部分．以研究个别年份的季节划分为例，这共同部分是

$$F^*\equiv\frac{1}{2}(F_w+F_s),\tag{12}$$

今研究偏差量

$$\begin{cases}F'_w\equiv F_w-F^*,\\F'_s\equiv F_s-F^*=-F'_w,\\F'(\theta,\lambda,p,t)\equiv F(\theta,\lambda,p,t)-F^*.\end{cases}\tag{13}$$

$|F_w-F_s|=|F'_w-F'_s|$ 就是年较差．今定义 $F'$ 与 $F'_w$ 或 $F'_s$ 的相关为 $R_w(t)$ 或 $R_s(t)$，

$$R_w\equiv(F'_w,F')/[\|F'\|\cdot\|F'_w\|].\tag{14}$$

同法可定义 $d_w(t)$．我们有 $R_s(t)=-R_w(t)$，且 $R_w(t_1)=+1$，$R_w(t_2)=-1$．于是我们可以作函数场 $F$ 的季节划分如下：

$$\begin{cases}0.5<R_w(t)\leqslant+1, & \text{冬季；}\\-0.5<R_w(t)<0.5, & \text{过渡季节(春季或秋季)；}\\-1\leqslant R_w(t)<-0.5, & \text{夏季．}\end{cases}\tag{15}$$

当我们取冬季和夏季的典型不就是该函数在 $t_1$ 和 $t_2$ 的值时，季节的划分仍可按定义(15)，只不过这时我们不一定有 $R_w(t_1)=+1$ 和 $R_w(t_2)=-1$. 例如取多年气候平均态 1 月平均值和 7 月平均值作为冬、夏的典型，而改记各个别年份相对于这些典型场的相关系数为 $R_w^*$，等等，就不一定有 $R_w^*(t_1)=1$.

按定义(15)，我们就可以计算出函数场 $F$ 的长期气候平均的四季分配，或者个别年份的相对的四季分配，或者个别年份相对于多年气候平均状态的四季分配.

但是上述方法只能定义出季节的长短，而尚未能说明各个别年份季节的强度及其年际变化，如某年冬季是否为严寒，某年夏季是否为淫涝之类. 为此，自然我们必须用多年气候平均态作为典型场，改记为 $\widetilde{F}_w$ 和 $\widetilde{F}_s$，而 $\widetilde{F}'_w\equiv\widetilde{F}_w-\widetilde{F}^*$，$\widetilde{F}'_s\equiv\widetilde{F}_s-\widetilde{F}^*$，其中 $\widetilde{F}^*\equiv(\widetilde{F}_w+\widetilde{F}_s)/2$. 除按上述方法计算相关外，还要用到投影概念，函数场 $F$ 在某年某时令 $t$ 的强度 $I$ 可定义如下：

$$I(t)\equiv(F'(t),\widetilde{F}'_w)/\|\widetilde{F}'_w\|^2. \tag{16}$$

例如，若 $F$ 就是温度，则 $I(t)>1$ 即为寒冬年份，$I(t)<1$ 为暖冬年份；$I(t)<-1$ 为酷暑年份，等等. 又如 $F$ 为高空环流场，则 $I(t)>1$ 即为该年份冬季环流型强，等等.

注意，若 $\|F'\|$ 和 $\|\widetilde{F}'_w\|$ 已知，则由定义(16)，我们容易得到 $I(t)$ 和 $R_w^*(t)$ 的关系：

$$I(t)=R_w^*(t)\|F'\|/\|\widetilde{F}'_w\|, \tag{17}$$

其中

$$R_w^*(t)=(F'(t),\ \widetilde{F}'_w)/[\|F'\|\cdot\|\widetilde{F}'_w\|]. \tag{18}$$

此外，如果 $\widetilde{F}$ 自身的冬季时节长度为 $\widetilde{T}_w$，而个别年份 $F$ 的冬季长度为 $T_w$，则 $T_w/\widetilde{T}_w$ 表示该年份冬季的相对长短，$T_w/\widetilde{T}_w>1$ 为 $F$ 的长冬年份，等等.

## 四、季节突变性的度量

作为某个函数随其自变量变化的突变性的度量，通常取其微商. 例如随时间不连续变化(理想的突变)的函数在突变点上的微商的绝对值为无穷大，或为 $\delta$ 函数；不过，微商的绝对值为无穷大的点不一定就是函数的突变(不连续)点.

函数场 $F$ 的季节突变性自然可以用 $R_w(t)$ 随时间的微商来度量. 不过当我们按(15)式来定义 $F$ 的季节时，更自然且更方便的是取季节长度之比来作为突变性的度量. 例如，设多年气候平均的冬季和春季长度各为 $\widetilde{T}_w$ 和 $\widetilde{\tau}_w$（这里 $\widetilde{\tau}_w$ 为由冬至夏期间 $-0.5\leqslant R_w\leqslant0.5$ 的时间长度)，则定义 $1-(\widetilde{\tau}_w/\widetilde{T}_w)$ 为由冬至夏的季节突变度；同法定义由夏至冬的季节突变为 $1-(\widetilde{\tau}_s/\widetilde{T}_s)$，其中 $\widetilde{T}_s$ 和 $\widetilde{\tau}_s$ 各为夏季及秋季长度. 个别年份的季度突变也可依法算得，只不过易 $\widetilde{T}$ 和 $\widetilde{\tau}$ 为 $T$ 和 $\tau$ 罢了.

如果季节为理想突变，即 $\tau=0$，我们有 $1-\tau/T=1$；如 $R(t)$ 为正弦等一类调和函数时，则有 $\tau=T/2$，于是 $1-\tau/T=1/2$；如果变化很缓慢，例如 $\tau=T$，则有 $1-\tau/T=0$. 小结之，有：

$$1-\frac{\tau}{T}=\begin{cases}1, & \text{理想突变(不连续)；}\\ 1/2, & \text{调和变化；}\\ \ll 1/2, & \text{缓慢变化.}\end{cases} \tag{19}$$

或者取

$$\frac{\tau}{T}=\begin{cases}\ll O(1), & \text{突变型},\\ \approx 1/2, & \text{调和变化型},\\ \approx 1,\ \text{及} \gg 1, & \text{缓慢变化型}.\end{cases} \tag{20}$$

## 五、持续性及突变性的另一种表示法

如果我们没有确定的函数场可以作为冬季和夏季的典型，而只探讨该函数场随时间变化的持续性和突变性，则相似性、持续性和突变性可以用滞后相关、滞后离差，或它们在沿一段时间的积分来表示，且突变性还可以用上述时间序列对时间的微商或差商来表示．函数 $F(\theta,\lambda,p,t)$ 在给定 $p$ 情况下的滞后相关 $R_\tau(t)$ 和滞后离差平方 $d_\tau^2(t)$ 定义如下：

$$R_\tau(t)\equiv\frac{1}{S}\iint_S F(\theta,\lambda,p,t)F(\theta,\lambda,p,t-\tau)dS/[\|F(t)\|\cdot\|F(t-\tau)\|], \tag{21}$$

$$d_\tau^2(t)\equiv\frac{1}{S}\iint|F(\theta,\lambda,p,t)-F(\theta,\lambda,p,t-\tau)|^2dS/[\|F(t)\|^2+\|F(t-\tau)\|^2], \tag{22}$$

或者分别改用

$$R_{\tau\tau'}(t)\equiv\frac{1}{\tau'}\int_{t-\tau'/2}^{t+\tau'/2}R_\tau(t')dt', \tag{23}$$

$$d_{\tau\tau'}^2(t)\equiv\frac{1}{\tau'}\int_{t-\tau'/2}^{t+\tau'/2}d_\tau^2(t')dt' \tag{24}$$

来表示，其中 $\tau>0$，$\tau'>0$；$\tau'$ 不一定就是 $\tau$

取理想的情况：

$$F(\theta,\lambda,p,t)=\begin{cases}F_1(\theta,\lambda,p), & t<t_0,\\ F_2(\theta,\lambda,p), & t>t_0,\end{cases} \tag{25}$$

且 $F_1(\theta,\lambda,p)\equiv F_2(\theta,\lambda,p)$，即在 $t=t_0$ 前及后分别有稳定态，但在 $t=t_0$ 发生了突变，则有

$$R_\tau(t)=\begin{cases}1, & \text{当} t<t_0,\\ c(\text{常数}), & \text{当} t_0<t<t_0+\tau,\\ 1, & \text{当} t>t_0+\tau,\end{cases} \tag{26}$$

其中

$$c\equiv\frac{1}{S}\iint_S F_1F_2\,dS/[\|F_1\|\cdot\|F_2\|]<1.$$

即理想的持续性时段内有 $R_\tau(t)=1$，而突变性却由具有一定时间宽度 $\tau$ 的 $R_\tau(t)<1$ 表示. 经过一定的变数变换，例如减去 $F(\theta, \lambda, p, t)$ 的长时间平均值 $F^*(\theta, \lambda, p)$，在我们这里就是 $F^*=(F_1+F_2)/2$，可以使 $c=-1$.

当取 $R_{\tau\tau'}(t)$ 作为持续性度量时，由(25)式所定义的函数场的"突变"时段进一步展宽，且 $c$ 不再是常数，虽然突变仍然是易于辨识的.

当 $F$ 为一行波，例如 $F(\theta, \lambda, p, t)=f(\theta, \lambda-\dot{\lambda}_0 t, p)$，而 $S$ 又是覆盖住一个波长的区域，则当 $\tau$ 小于一个周期时总有 $R_\tau(t)$ 为一小于 1 的常数. 上述这些说明，由 $R_\tau(t)$ 的值不能直接反映突变性和持续性，突变性只能由 $dR_\tau(t)/dt$ 来表征，而且在非理想突变情况下 $dR_\tau(t)/dt$ 不为 $\delta$ 函数，于是为了对突变下定义就还须再加上一定的附加指标，这是这种方法不够确切的地方. 对于 $d_\tau(t)$ 和 $d_{\tau\tau'}(t)$ 也有类似情况，今不再作讨论.

## 六、区域气候和更大范围气候的季节差异

上面各节所定义的季节划分等是就所给定的区域 $(\theta, \lambda)\in S$ 而言的. 区域不同，季节的早晚、长短和突变性当然不一样. 同理，如果区域扩大，结果也会不一样. 其实，东亚是季风气候区，季节的变化在许多气象要素和大气环流型上都有鲜明的反映，季节突变性也明显；其中某些地区，有些要素还特别灵敏. 相反，世界上季风区以外有许多地区季节变化并不很明显. 还有，纬度带不同，冬夏季的来临也早晚不同. 可见，当在更大范围内计算季节划分、季节强度长度和突变性，比起其中的灵敏区域内的相应量要平滑得多. 在我们后面的几篇文章中就可具体的看到这种差别. 同理，如果我们取中纬度带内确定的典型区域上的 $F'_w$ 和 $F'_s$ 作为冬季和夏季的典型，而将其他区域上的 $F'$ 与这样定义出的 $F'_w$ 求相关，我们甚至有：热带地区无冬，高纬地区无夏.

## 参　考　文　献


[1] 张宝堃，1934，中国四季之分布，地理学报，1，第 1 期，1—18.

[2] 卢鋈，1944，中国气候概论，气象丛刊，1，第 2 期.

[3] 竺可桢，1934，东南季风与中国之雨量，地理学报，创刊号.

[4] 涂长望，黄士松，1944，中国夏季风之进退，气象学报，18，81—92.

[5] 涂长望，1937，中国天气与世界大气的浪动及其长期预告中国夏季旱涝的应用，气象杂志，13，第 11 期.

[6] Yeh T. C., S. Y. Tao, and M. C. Li, 1959, The abrupt change of circulation over the Northern Hemisphere during June and October, in: *The Atmosphere and the Sea in Motion, Scientific Contributions to Rossby Memorial Volume*, New York, The Rockefelles Institute Press, 249—267.

[7] 谢义炳，曾庆存，1957，盛夏亚洲及西太平洋大型天气与中国降水，中央气象局气象论文集第 3 号.

[8] 曾庆存，梁信忠，张明华，1988，季风和大气环流季节突变的数值模拟，大气科学，特刊，22—42.

# On the Seasons of General Atmospheric Circulation and their Abrupt Changes

## Part I: General Concept and Method

Zeng Qingcun Zhang Banglin

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100080*)

**Abstract**

This is the first paper of our series of papers on the seasons of general atmospheric circulation and their abrupt changes. General concept, theory and method which are suitable to the division of seasons and the definition of abruptness of their transitions are developed based on objective and quantitative. Firat of all, the measure of similarity of two fields is defined by their coefficient of correlation, and the measure of their difference by the normalized root-mean-square deviation. In the cases of typical winter field $F_w$ and typical summer field $F_s$, taking $F'_w \equiv F_w - F^*$ and $F' \equiv F - F^*$, where $F^* \equiv (F_w + F_s)/2$, the correlation coefficient, $R_w(t)$, between $F'(t)$ and $F'_w$ and the associated normalized roor-mean-square deviation, $d_w(t)$, can be taken as suitable measures of the similarity and difference between $F'$ and the typical winter regime, respectively. Because there is certain relationship between $R_w(t)$ and $d_w^2(t)$, one can analyze only $R_w$ in most cases. We have: (1) Winter regime is defined as $1 \geqslant R_w(t) > 0.5$, summer regime as $-1 \leqslant R_w(t) < -0.5$, and transitional seasons as $-0.5 < R_w(t) < 0.5$. (2) Denoting the lengths of winter and spring (transition from winter to summer) as $T_w$ and $\tau_w$ respectively, then $1 - \tau_w / T_w$ is a measure of the abruptness of the transition from winter to summer. We have $\tau_w = 0$, and $1 - \tau_w / T_w = 1$, if the transition is of ideal abruptness (discontinuous function); while $\tau_w = 1/2$, and $1 - \tau_w / T_w = 1/2$, if the seasonal cycle is given by a harmonic function; but $1 - \tau_w / T_w \ll 1/2$, if the transition is a slow process, for example, $1 - \tau_w / T_w = 0$ if $\tau_w = T_w$. (3) The intensity of season of an individual year can be represented by $R_w(t)[\|F'\| / \|\widetilde{F}'_w\|]$, where $\widetilde{F}_w$ is the climatological mean of $F_w$ for a long enough period. In the case of nonexistence of typical fields, we can only define the persistency and abruptness of transition by calculating the time-lag correlation coefficient and normalized root-mean-square deviation $R_\tau(t)$ and $d_\tau(t)$, respectively, where $\tau$ is the interval of time lag. However such definitions are not clear enough unless some other additional criteria are also introduced. Finally, some differences between the regional climate and the climate of larger area are also indicated in the paper.

Some applications of the theory to individual years and climatological mean state will be presented in the following paper of our series.

**Key words**: Season; Abrubt seasonal change; Measure of similarity.