高等学校教学用書

气候学教程

第二册

Б. П. 阿里索夫等著

高等教育出版社

高等学校教学用書

气候学教程

第二册

Б. П. 阿里索夫等著
謝义炳　唐知愚　楊大昇譯

高等教育出版社

本書系根据苏联水文气象出版社(Гидрометеорологическое издательство)出版的阿里索夫 (Б. П. Алисов) 等著的"气候学教程" (Курс климатологии) 1952年版的第二部分譯出。原書第一、二兩部分系合为一册出版，中譯本則將此兩部分分为兩册出版。本册包括原書第九、十、十一等三章，整个內容为观測的气候学整理法。

本書为高等学校及水文气象学院气候学的教材。

本册第九章及十一章由楊大昇同志 (北京大学气象專業) 譯出，緒論及第十章的气溫，气压，湿度三节由唐知愚同志 (北京大学) 譯出，第十章的其余各节由謝义炳同志(北京大学)譯出。由唐知愚同志負責总校对。

气 候 学 教 程

第二册

Б. П. 阿里索夫等著
謝义炳 唐知愚 楊大昇譯

高 等 教 育 出 版 社 出 版
北京琉璃廠一七〇號
(北京市書刊出版業營業許可證出字第〇五四號)
商務印書館上海廠印刷 新華書店總經售

統一書號 13010·262 開本 787×1092 1/16 印張 7 4/8 插頁 1 字數 178,000
一九五七年六月第一版
一九五七年六月上海第一次印刷
印數 1—3,500 定價(8) ¥0.75

第二册　目录

第二篇　'观测的气候学整理法

第十一章 气候学整理的特殊問題

第二篇　观测的气候学整理法

緒　　論

我們的天气知識和气候知識的主要泉源，是气象站網所获得的資料，但是为了不同的目的，这些資料的整理法是不同的。气候学整理(Климатологическая обработка)的目的是要表明：（1）为了这个或那个目的，怎样的气候指标才能够最好地說明气候特征，以及这些指标在不同的地理条件下具有怎样的物理意义；（2）用怎样的方法来得到这些具有必要的和充分的精确度的指标，同时使这些指标有可能在时間上和地区上进行比較。

既然我們称一个地方的气候为多年的天气的特性狀况，那么我們在研究气候时就应該选擇最适合于这个狀况的特征的指标。对于中緯度，由于天气的較大的变易性，这个問題是非常复杂的，直到現在还沒有完全解决。

研究气候有不同的目的。最主要的任务之一就是研究某种气候的起源，它在时間上和在空間上的結構。我們需要知道，一定的气候是由怎样的大气过程形成的，这些过程造成了什么样的天气型，这些天气过程与个别气象要素的量的方面的联系是怎样的，我們需要确定这些或那些气候指标的地理分布的規律性。为了長期天气預告的目的，这样研究气候是有重大意义的，因为这样的研究有助于确定每个地方的特殊大气过程，而預报了一定的大气过程，預报員就能指明天气型和它們在地区上的分布，以及这些过程所造成的气象要素的数值。

知道了一定的气候形成过程，我們就能够进行在人类影响下的气候变迁的物理計算，正如在实現斯大林改造自然的計划时所發生的那样。

此外，我們还具有更广泛的气候資料的使用范圍，用这些資料的兴趣主要地不在于研究气候的起源，而在于研究气候的基本特征，这些特征是以一些个别气象要素的数字指标或它們的綜合来表示的。因为在解决这个或那个实际問題时，主要的就是用这些特征来估計气候的作用。

例如，建筑师們的許多重要的要求就屬于这样的問題，这些要求是，建筑师在設計房屋、城市建筑物时应該考虑到气候条件；这些条件在拟訂各种工業技术程序时也应該顧及到。又如在設計取暖設备时要計算温度和風速；在設計小的桥梁时要計算降水量及降水强度；設計風力發动机时要計算風速；在泥炭業、紡織業、木業、制烟業中需要計算空气湿度等等。

个別气象要素的知識是天气的重要特征，这些特征提供了关于整个气候狀况的很多非常重要的特性的概念。

例如，根据气候手册中所引的表，我們看到这个或那个测站的温度一般情况，一晝夜內温度变化的大小和它的非周期性振动，并得到所盛行的天气是温和的、是靜風的、或甚至是大風暴的等等概念。我們將要詳細地研究各个要素的气候学整理法，这正是現在这一篇教材的主要內容。

不同要素值成对的配合也近似地表現出天气狀况的特征。最后，某些要素序列的綜合能够更精确地表示天气狀况。但是綜合序列的問題直到現在还沒有完全解决，因此在以后的說明中其所占的篇幅不多。此外，应該考虑到，天气狀况的观念不仅包含各种天气型的頻率，并且也包含各种天气型在时間上有規律的連貫性，而連貫性的决定，則是一个比較复杂的、还沒有充分研究过的問題。

但是应該注意到，为了解决上述問題，整理法的基本的、原則性的問題——序列的均一性的問題、訂正到長序列的理論的問題——在整个地探討多年天气狀况的研究法时，还是有它的意义的。

气候学整理的主要方法是統計的方法。

气候学里最常用的統計指标是算术平均数和众数（最多值），而研究离散度（мера рассеяния）时最常用的指标是平均偏差和均方差。在說明这些指标在气候学上的物理意义时，我們应該注意到，算术平均的物理意义、它和众数的相互关系、离散度的物理意义等等，它們对于不同的气象要素，在一年中不同时間、在不同的地区，是不一样的；特别是当要素的个别数值在时間上和平均值有系統性的偏差时是如此。这些問題在講到各个气象要素的整理法时將加以說明。为了这些，必須預先知道統計学的基本知識。

在进入說明各个气象要素的整理法以前，我們要講到兩个重要的前面指出过的、在气候学整理中有着原則性意义的問題，即观測序列的均一性的問題和序列的長时期訂正理論的問題。

不同的气象要素在时間上的和空間上的分布的特征，以及它們对于国民經济的意义使得它們的整理具有某种特殊性。因此，上面指出过的一般原理，当其应用于整理各个气象要素以及它們的綜合时所具有的一切特殊性，將在以下各章中談到。

第九章　气候学整理理論的一般問題

气象序列的均一性的研究

179．关于均一性問題的意义　逐年的气象观測序列的分析指出，在表征該要素的数值序列中，常常观測到突然的改变，而有时候是漸漸的有系統的改变。这种現象的原因可以区分为：（1）气候变迁；（2）气候站地区的小气候的改变；（3）一种仪器为它种仪器所代替，裝置条件的改变（例如，風标高度的改变）或观測方法的改变；（4）由于仪器受損，仪器标度的改变；（5）在更換观測員的情况下，某些气象要素观測讀数上的主观性。

不言而喻，我們必須善于了解引起序列中实际的或表面的非均一性的原因，因为我們处理資料序列所得到的解答，以及关于相当地区的气候或小气候的結論是不相同的，这种不相同与非均一性的原因有关。

由于这个緣故，观測序列的均一性的分析是气候学整理法中最重要的問題之一。

180．显露非均一性的方法　同一測站資料的按年比較。确定观測序列的均一性的問題，对于不同的气象要素，困难是不一样的。当气候要素値逐年的实际漲落不大，或个別数值在序列中显著地与众不同时，就容易根据被分析站本身的資料揭露出非均一性。例如，月平均風速逐年的漲落与因風标遮蔽条件改变而产生的風速的漲落相比較，前者的漲落是不大的。这类情形的例子給于表 93 中，表中列举的是威萊布耶站風速資料的序列。要显露出这个序列的非均一性是不困难的。

容易看出，序列中風速的突变在 1899 年以后就开始了。这个变化不能用 1900 年左右風的狀况有实际的改变来解釋。因为当这样的改变存在时，它会反映到鄰近測站的風速上，現在实际上却并沒有反映①。

威萊布耶站的历史指出，風标曾經裝置在屋頂上，高度約 12 米，但是环繞屋頂的是林园，这个林园看来是枝叶繁茂的。除此之外，新的建筑物逐漸地建造起来，由于这样，遮蔽程度隨着时間而增加，于是風速也就減小了。

在伊薩頓的积雪深度的观測序列中我們看到类似的突变情形，突变开始于 1914—15 年冬季。既然在鄰近各站上沒有观測到这样的积雪深度的增加，那么，伊薩頓序列的非均一性的原因应該認为是由于量雪尺安置地点的改变。在雪盖層不均匀的情形下，量雪尺的移动会在积雪深度的量度中引起大的差异。

当气象要素值的逐年漲落大大地超过由于气候、小气候变迁或讀数不准确等所引起的在数值序列中数值的躍变时，只基于一个站的資料的研究来發現这样的躍变，就相当困难。在这种情

① 在表 93 中，限于篇幅，我們沒有选出該站所有月份以及鄰近各站的全部資料，但是表中資料已証实了以上所説的。对于該表中的另一个例子也是这样。

表 93. 观测序列中非均一性的例子

观测年份	風速(米/秒) 七月,13时	冬季	积雪深度(厘米) 三月下旬
威萊布耶 $\varphi=58°39'$, $\lambda=32°42'$, $H=116$ 米		伊薩頓 $\varphi=56°4'$, $\lambda=45°7'$, $H=90$ 米	
1892	4.3	1904—05	7
1893	5.5	1905—06	9
1894	5.8	1906—07	12
1895	4.2	1907—08	32
1896	4.6	1908—09	14
1897	4.0	1909—10	3
1898	5.1	1910—11	19
1899	4.0	1911—12	19
1901	2.9	1912—13	0
1902	3.7	1913—14	14
1903	3.4	1914—15	34
1904	2.7	1915—16	33
1906	2.7	1916—17	40
1907	2.2	1917—18	51
1912	3.1	1918—19	47
1913	3.7	1919—20	39
1914	2.9	1920—21	29
1915	3.3	1921—22	37
		1922—23	53
		1923—24	69
		1924—25	41
		1925—26	87
		1926—27	49
		1927—28	42

形下,如果不分析各月的,而分析各年的或各季的資料常常也可以發現非均一性。这些各年的或各季的資料不同于月平均的是它們逐年的漲落比月平均逐年的漲落小。此外,当年值为月值的总和时,在月的資料中观測到的躍变就被加起来。靠了这种方法,就能發現霧日数中、雷雨日数中、雪暴日数中、靜風日数中、降水日数中、有时在平均土壤温度以及日照时数中的非均一性。

对应較差法或对应比例法 上述的方法常常不能給出关于某些气象要素序列非均一性問題的解答,例如气压、气温和降水量,因为这些要素,其逐年的年值漲落是很大的。而且除此之外,就气温来說(有时連土壤温度也是这样),当序列有非均一性时,冬夏温度的变化可能符号相反,于是在年平均中产生补償作用。降水量序列的非均一性有时只在冬季观測到(当固体降水从雨量器吹开的时候),因而在年总和中非均一性就大大地消失了。为了显露这些气象要素序列的非均一性,人們就利用对应較差法或对应比例法。这个方法基于下面的原則。在各測站的大气过程决不是相离很远地、也不会孤离地进行着,而是彼此之間相关联的,虽然气象要素值的逐年漲落很大,但是这些漲落在相鄰各站是在协調的情形下进行的,于是要素对应值的較差或比例的逐年漲落要比要素本身数值的逐年漲落小得多。如果有一站序列是不均一的,那么根据兩站对应

值的較差或比例的漲落不应很大的原理，其数値序列中被序列的非均一性所引起的躍变就可清楚地看出。在表 94 中列举出某些例子，这些例子表示以上所說性質的特征。

我們举出莫斯科的兩个气象站(季米尔澤夫农業科学院和墨雪夫研究所)。比較这兩个站的

表 94. 各个测站观测序列的較差

年	13 时温度的較差				云量分数从 8—10 的頻率的較差(占观測总数的 %)		降水总量的較差(毫米)		在一年中降水 ≥0.5 毫米的日数的較差
	(莫斯科墨雪夫研究所)减(莫斯科农業科学院)		(璦托多尔)减(雅尔达)		(哈尔科夫大学)减(哈尔科夫、德尔哈琪)		(巴甫洛夫斯克)减(洛普夏)		(巴甫洛夫斯克)减(洛普夏)
	三月	七月	一月	七月	一月	七月	暖季(IV—X)	冷季(XI—III)	
1881	0.0	+0,9							
1882	+0.3	+0.7							
1883	−0.4	0.0							
1884	−0.5	+0.3							
1885	−0.8	0.0							
1886	−0.4	−0.2							
1887	+0.4	+0.6	−1.0	−1.4					
1888	−0.3	+0.6	−0.9	−1.5					
1889	−0.3	+0.4	−0.9	−0.8					
1890	−0.2	+0.8	−0.3	−2.2					
1891	−0.1	+0.3	−0.5	−1.4				+56	
1892	−0.5	+0.3	−0.4	−0.8			+30	+83	+16
1893	−0.4	−0.5	−1.3	−0.5			0	+93	+41
1894	−0.8	+0.3	−0.2	−0.8			+42	+40	+14
1895	−0.2	+0.2	−1.5	−1.1			+90	+39	+8
1896	−0.4	+0.3	−0.2	−2.0	+7.5	+2.2	−18	+74	+20
1897	−0.3	−0.1	−1.0	+0.9	+1.1	+1.1	−2	+82	+21
1898	+0.5	+1.1	−0.6	+0.2	−1.1	−6.5	+24	+80	+22
1899	+0.6	+1.3	0.0	+0.7	0.0	−10.7	+90	+96	+37
1900	+0.5	+0.9	−1.1	+0.8	−2.2	+5.4	+64	+59	+19
1901	+1.0	+1.4	−0.9	+1.5	+4.3	+5.4	+72	+84	+25
1902	+0.8	+1.0	−0.1	+0.1	+7.6	+3.2	+23	+50	+14
1903	+0.6	+1.3	−0.9	0.0	+2.1	−3.3	−29	+14	+10
1904	+0.8	+1.0	−1.1	+1.1	+4.3	−7.5	−54	+6	−12
1905	+0.4	+1.3	−0.5	+1.2	+2.1	−14.0	−44	+33	−10
1906	+0.7	+1.4	−0.4	+1.0	−3.3	−20.4	−18	+22	−6
1907	+0.9	+1.5	−0.6	+2.4	−7.5	−10.8	−5	+12	−10
1908	+0.9	+1.2	−0.9	+1.5	−4.3	−6.0	+12	+13	+2
1909	+0.5	+1.4	−0.5	+2.3	−5.4	−22.6	−11	+1	−8
1910	+0.9	+1.1	−0.7	+1.6	−2.2	−17.2	−68	+54	−9
1911	+0.9	+0.7	−0.9	+1.2	−5.3	−19.4	+7	−4	−1
1912	+0.4	+1.2			−6.5	−17.2	−29	−11	−10
1913	+0.8	+1.2			−1.0	−26.4	−50	+1	−2
1914	+0.5	+1.1			−4.3	−29.0	−18	+7	−2
1915	+0.8	+1.4			−2.2	−16.1	−80	+5	−2

气温时，我們看出，在較差变程中自 1898 年就有急剧的变化。为了确定兩站中哪一站具有非均一性，应該把这兩站中每一站的温度和任一鄰近的第三站比較。这种比較指出，在农業科学院的測站有非均一性①。这个非均一性的原因是气象园的迁移。温度改变的数值可以由計算莫斯科墨雪夫研究所和农業科学院之間的 13 时温度的平均較差看出：

观測时期	三月	七月
1881—1897	−0.3°	+0.3°
1898—1915	+0.7	+1.2
变　值	+1.0	+0.9

因此，在第二个时期內白天的温度与第一个时期相比几乎增加 1°。

在璦托多尔－雅尔达的温度較差中有类似的例子。从 1897 年观測到温度的躍变，只不过都發生在夏季各月。这些站中每一个站与鄰近的第三站的較差的分析指出，雅尔达的序列是不均一的：1897 年以前該站一直处在有遮蔽的情况中，这种情况特别表現在夏季白晝时間內。

在哈尔科夫的兩个測站的資料的比較指出，在云量的观測序列中有明显的非均一性，特别是在夏季——在 1906 年观測到的較差的躍变。这些站中根据每一站与其他站的較差的分析，以及各站的历史指出，德尔哈琪的序列是不均一的，这是由于观測員的更換和他們在估計云量时的主观性。在这些情形下，夏季的誤差常常比冬季大，这与云的性質有关。

巴甫洛夫斯克和洛普夏的降水序列的分析指出，在洛普夏从 1902 年有非均一性，这是由于洛普夏在 1902 年四月雨量器的装置有了尼費尔防風圈(защита Нифера)。

在显露云量和降水观測序列的非均一性的例子中，我們利用了相互很近的測站。虽然如此，在同一时期內它們的較差远不及温度序列的較差稳定。如果不得不用彼此相隔較远的測站以显露非均一性的話，那么所得的逐年的較差將是十分不稳定的，因此要用这种方法来显露非均一性就十分困难。在这种情形下如用前面所說的被分析站要素的年总值来显露非均一性，就显得較为灵敏。例如，在哈尔科夫、德尔哈琪站的序列中云量从 0 到 2 成和从 8 到 10 成的頻率的总和很显然地指明有非均一性(表 95)。我們看出，在晴天和陰天頻率的年总和中从 1906 年有躍变。这个方法也可用来显露洛普夏各个具有不同降水量的日数序列中的非均一性。例如，如果我們取洛普夏在十一月到三月降水日数的总和，那么完全可以看出，降水日数在这个时期之末較在这一时期开始时有所增加。

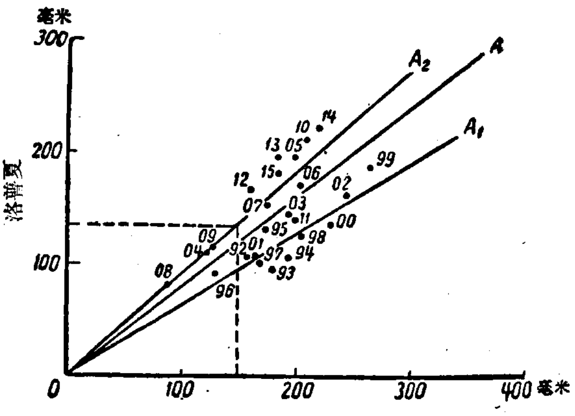
对于降水量，可以用逐年的兩个站降水量的比值的稳定性为其特征。如果兩个站都处在平原上，同时又相距不远，则在这种情形下較差也会是稳定的。O. A. 特洛兹多夫在实踐中曾用圖表示这些比值(即所謂相关圖)，如圖 126。在該圖上各点的横坐标为巴甫洛夫斯克的降水量，縱坐标为同年洛普夏的降水量。交点上标出年份。我們根据这些点来画巴甫洛夫斯克降水量和洛普夏降水量之間的关系直綫 OA，使得这根直綫通过坐标的原点，同时从直綫一边的各点到这直綫距离之和与从直綫另一边的各点到这直綫距离之和是一样的。研究这根直綫时，我們看出，

① 限于篇幅，我們沒有列举第三站的較差。

表 95. 不同站观测序列的非均一性

在洛普夏冷季的降水日数					哈尔科夫、德尔哈琪云量分数的年总和		
年	≥0.1	≥0.5	≥1.0	≥5.0毫米	年	从0到2	从8到10
1892	62	43	31	6	1896	363	587
1893	64	44	33	2	1897	317	617
1894	72	44	31	3	1898	256	686
1895	79	49	31	5	1899	275	693
1896	72	37	21	4	1900	317	632
1897	65	45	28	5	1901	324	617
1898	81	55	39	4	1902	333	599
1899	92	73	48	7	1903	372	603
1900	76	49	37	8	1904	311	664
1901	71	51	31	3	1905	330	686
1902	94	71	52	6	1906	182	789
1903	78	51	39	10	1907	184	786
1904	75	50	33	4	1908	253	759
1905	110	80	60	7	1909	192	805
1906	109	69	45	10	1910	202	803
1907	91	58	39	7	1911	169	790
1908	88	47	22	1	1912	113	874
1909	89	49	35	4	1913	200	781
1910	105	70	50	16	1914	205	785
1911	93	58	44	7	1915	184	805
1912	97	68	45	7			
1913	107	77	60	11			
1914	105	80	56	11			
1915	87	60	50	12			

1902 年以前(包括 1902 年在内)的資料都位于直綫 OA 之下,而从 1903 年开始的資料就都在 OA 綫之上(1911 年例外)。这說明兩站中的一站有非均一性。根据各站的历史(或从洛普夏同任一其他站的相关圖)可以确定洛普夏的序列有非均一性。因此,不能把全部序列作为一个完整的序列来利用。序列中每一部分的关系綫应分別用直綫 OA_1 和 OA_2 表示之。序列的非均一性是由雨量器受風吹所引起的,自从 1903 年在雨量器上裝置了尼費尔防風圈以后,資料应該認为是較为准确的。



巴甫洛夫斯克

圖 126. 降水量的相关圖。冷季(十一月到三月)。

以上所說的方法(指被分析站各月、各季或各年的值的按年比較用的較差法、比例法或利用被比較站对应值間的相关圖)都可以用来显露气象观測序列的非均一性。这些方法是足够灵敏的,同时在实际工作中常常要应用到。

181. 观測序列中非均一性的原因的分析 一开始我們就指出了，显露观測序列中的非均一性有原則上的重要性，因为在許多情形中这种非均一性是气候变迁或小气候变化的反映，而有时非均一性的出現可說明序列中部分观測質量恶劣。应該根据被显露出来的非均一性的原因，进行下一步的整理。

温度序列中的非均一性大多数是由气象园的迁移引起的。气象园的迁移所引起的小气候的改变也会引起温度的非均一性。在这种情形下，把序列中的兩部分当成兩个站的观測来处理較为合理，因为靠了这种方法我們就有可能研究一定的小气候条件对温度狀况的影响。除此之外，当我們对某一站長期的观測序列有兴趣时，例如，在研究气候变迁时，可以將一部分序列加以訂正，使得訂正的部分与其他部分成为均一的。例如，在莫斯科农業科学院測站的序列的第一个时期內，在三月引进1.0°的訂正值，在七月引进0.9°的訂正值（在其他各月中引进其他相当的訂正值），那么整个观測序列就达到均一的情况（卽与1898—1915年測站的情况相均一）。

也有这种情形發生，卽气象园未迁移，而站的四周环境改变了。这些情形在我們的大規模建設的时代以及在社会主义社会改变大自然的时代中是常有的。建造大的水庫、开辟运河、池沼的排水、大湖（色旺湖）的放水、在草原地区种植森林——这些建設都会引起小气候的改变；但根据斯大林改造自然的計划而大規模进行这些建設时，一般的气候条件也都会改变。在这些情形下所出現的热狀况的非均一性，提供了定量地計算由于人类活动而产生的小气候和气候变迁的可能性。显然，为了这个目的，应該把序列中的兩部份單独地处理。

另一方面，可能有这种情形，卽序列中的非均一性是表面上的，因为地方性条件并沒有显著的变化，而所观測到的不均一性事实上是由大气环流的改变所引起的气候变迁。当然，在这些情形下，抛弃序列中部份資料是根本不对的。

此外，常常由于观測質量的不好（例如，降水被吹离雨量器、云量估計得不准确等等）而在一部份观測中引起非均一性。这时，必須舍弃观測的某些不准确部份，因为用某些訂正值来改正这类不准确部份，常常是作不到的。关于观測序列中非均一性的原因的知識、分析它們的方法以及适当的結論，都將在叙述整理个別气象要素的方法时更詳細地談到。

短观測序列訂正为長时期的理論

182. 將序列訂正为同一时期的目的 气象要素（气压、温度、降水）序列的值的逐年变率很大，例如，为了得到这些要素的月平均值，并使它們达到为实际工作所必需的准确程度，就需要作很多年的观測。此外，最近十几年在某些区域曾观測到較大的气候变迁，所以在这些地区从不同时期的观測所計算得的平均值就不能互相比較。現在在实行改造自然的区域中所得的平均值，也不能与在以后所得的平均值相比較。

必須注意到，这里所指的情形不是沒有实际意义的小变化。就不同期間的年变化的形式和性質来看，都可能有差別。例如，比較莫斯科在1881—1915年和1901—1930年一月同二月的月平均温度，我們看出，在第一个时期內，一月比二月冷1.6°，可是在第二个时期（有15年是与第

一时期所共有的）一月和二月温度的較差只达 0.3°（表 96）。

表 96. 月平均温度（莫斯科，农業科学院）

时期	一月	二月	較差
1881—1915	−10.7	−9.1	−1.6
1901—1930	−9.7	−9.4	−0.3

在某些区域的温度年变程中，我們还曾發現更为显著的差异，例如，在某一时期內最低月平均温度出現于一月，在另一时期則出現于二月，在第三时期又出現于三月。

如果我們根据不同时期的、同时又是在不够長的时期內整理得的資料，来繪制某个气象要素的分布圖（等压綫、等温綫、等降水量綫），則很容易歪曲該区域中各部份的气压、温度及降水的关系。要获得完全可以比較的資料，观測序列必須是同一时期的。为此，就有必要將时期長短不同的观測序列訂正成同一个时期的观測序列。

据以进行这种訂正的經驗公式在 100 年以前老早就發現了。关于將不同長度的序列訂正到同一个时期的問題，各个国家都作了不少工作，但是只有在苏联，才是足够深入地研究了这个問題。对它这样注意的原因在于，苏維埃气候科学在国民經济中所起的作用总是在日益增長，因为在我們的建設中，我們需要尽可能較全面的气候計算。在新开辟的地区中，气象站網迅速地發展起来，由于这个原因，出現了大量的具有很短的观測序列的气象站，这就需要有适当的訂正理論来得到可資比較的結果。因而我們苏維埃学者有一系列的工作花費在关于將序列訂正到同一个时期的問題上。按时間先后来說，首先是 E. C. 魯宾施晋的研究，發表于 1922 和 1923 年，之后，B. И. 罗曼諾夫斯基的研究，發表于 1924 年。在 1925、1927 和 1930 年出現了 E. C. 庫茲涅卓夫的三个重要研究，而在 1937 年又出現了 O. A. 特洛茲多夫的研究。总結以上所說的研究，严格的訂正理論就代替了过去在將不同長度的观測序列訂正到同一时期时所用的半經驗公式。下面我們要說明这个理論的基本問題。在說明个别气象要素的整理时，我們还要再詳細地談到这些理論，使这些理論符合于个别要素。

在訂正观測序列为長时期的一般理論的章节中，我們不涉及对于每一个气象要素要按各自不同的方法来作訂正的那些問題。屬于这些問題的有：个别气象要素值頻率的訂正、气象要素極端值的訂正、旬平均的計算等等。在講述整理个别要素的方法时，这些問題都將說明。

183. 不同長度的观測序列訂正为同一时期的公式的推导 作为时期訂正理論基础的概念，在用較差法或比例法来显露观測序列的均一性时也曾用过，这就是不同的但絕不是互相隔离的站的大气过程是相互关联的概念。正如在研究序列的均一性时已經指出过的，这个关联的存在，使得决不是互相隔离的站的气象要素，其逐年的对应值的較差或比值，远較这些要素的值的本身要稳定得多。就月平均气温和降水量来說，这个事实在气象的实际經驗中，早在 100 年以前就已經知道了，同时在那个时候，从經驗上已找到了对于气温的时期訂正的最簡單的公式。

設 A 站和 B 站的观測序列分別为 N 年及 n 年，并且 $n<N$，同时 B 站的观測年份是包含在 A 站的观測时期之內。

如果分别用 a_i 及 b_i 表示 A 站和 B 站在观测的第 i 年的月平均温度，则

$$\overline{A}_N=\frac{1}{N}\sum_1^N a_i;\quad \overline{A}_n=\frac{1}{n}\sum_1^n a_i;\quad \overline{B}_n=\frac{1}{n}\sum_1^n b_i,$$

式中 $\overline{A}_N$、$\overline{A}_n$ 同 $\overline{B}_n$ 是 A 站 N 年及 n 年的平均温度，以及 B 站 n 年的平均温度。

对应值 b_i 和 a_i 的較差是

$$b_i-a_i=d_i。$$

把 n 年的这些較差加起来，同时用 n 来除这个和，我們得到平均較差 $\overline{D}_n$：

$$\frac{1}{n}\sum_1^n b_i-\frac{1}{n}\sum_1^n a_i=\overline{B}_n-\overline{A}_n=\overline{D}_n。$$

如果在 B 站也有 N 年的观測，則类似地可以得出：

$$\overline{B}_N-\overline{A}_N=\overline{D}_N \text{ 或 } \overline{B}_N=\overline{A}_N+\overline{D}_N。$$

由于 d_i 值的較大的稳定性，故 $\overline{D}_n$ 和 $\overline{D}_N$ 差别很小，于是我們有理由写成

$$\overline{B}'_N=\overline{A}_N+\overline{D}_n。\tag{1}$$

B 上面的一撇表示，$\overline{B}_N$ 的值不是从 N 年的观测决定的，而是近似地用 $\overline{D}_n$ 代替 $\overline{D}_N$ 計算的。公式(1)就是用較差法使具有 n 年观測的 B 站的序列成为 N 年时期的訂正公式。

如所周知，两个不是完全隔离的站，并非所有的气象要素都是以对应值的較差的稳定性为其特征。虽然在这两个站，气象要素值的漲落是一致的，但是它們之間依存关系的形式可以是另外的。例如，对于降水量，可以作为特征的是被比較站降水的比值的稳定性，而不是它們的差值的稳定性。

用 a_i、b_i 表示第 i 年的年降水量，用 $\overline{A}_N$、$\overline{B}_N$、$\overline{A}_n$ 及 $\overline{B}_n$ 表示 A 站和 B 站在 N 和 n 年时期内算出的年平均降水量，我們可以写出下列的关系：

$$\frac{\frac{1}{n}\sum_1^n b_i}{\frac{1}{n}\sum_1^n a_i}=\frac{\overline{B}_n}{\overline{A}_n}=\overline{k}_n;\quad \frac{\frac{1}{N}\sum_1^N b_i}{\frac{1}{N}\sum_1^N a_i}=\frac{\overline{B}_N}{\overline{A}_N}=\overline{k}_N。$$

从經驗上确立了 $\overline{k}_n$ 和 $\overline{k}_N$ 的差别甚小，因此，和在較差稳定时的情形一样，我們可以写出

$$\overline{B}'_N=\overline{k}_n\overline{A}_N。\tag{2}$$

如像以前一样，B 上面的一撇表示近似值 $\overline{B}'_N$ 不是从 N 年的观测决定的，而是將 $\overline{k}_N$ 用 $\overline{k}_n$ 代替后計算出来的值。(2)式是利用比例法使 B 的序列成为 N 年时期的訂正公式。

184. 不同長度的序列訂正为同一时期的适当性的判据　如像已經指出过的，較差法或比例法的时期訂正公式是靠了經驗的方法而求得的。作为这些公式的理論基础的是，在空間規模很大的大气过程影响下，某个地区气象要素逐年漲落的一致性。于是問題就發生了，当 A 和 B 之間有什么样的距离时，要素对应值逐年的漲落才能保持一致性，而且在什么样的条件下才可以把在 A 和 B 的气象要素的各个对应值的較差或比值当成是足够稳定的量。只有当这些問題都弄清楚了，我們才可能解决較差法或比例法的时期訂正公式的应用范圍的問題。

下面我們要給出普遍形式的时期訂正公式及其判据的推导，使得我們可以判断应用訂正公式的适当性。这些判据称为訂正适当性的判据。

公式(1)可以写成以下的形式:

$$\overline{B}'_N=\overline{A}_N+\overline{B}_n-\overline{A}_n \text{ 或 } \overline{B}'_N-\overline{B}_n=\overline{A}_N-\overline{A}_n。\quad (3)$$

后一等式表示，N 年和 n 年的平均值之差在 A 站和 B 站是一样的。

但是我們很容易想到有这样的情形，就是 A 站和 B 站的气象要素的漲落虽然是一致的，但是这些漲落的振幅却是不同的。例如，当比較离岸边近和离岸边远的兩站的溫度时，这种情形就可能發生。于是在公式(3)中，左边和右边將成比例，而不是相等，卽，

$$\overline{B}'_N-\overline{B}_n=k(\overline{A}_N-\overline{A}_n)。$$

式中 k 是比例系数。

由此

$$\overline{B}'_N=\overline{B}_n+k(\overline{A}_N-\overline{A}_n)。\quad (4)$$

不难看出，公式(4)是表示 A 序列和 B 序列之間的綫性关系的一般形式，而用較差法或比例法作訂正的公式是它的特殊情形[当 $k=1$ 时，公式(4)变成公式(1)；当 $k=\dfrac{\overline{B}_n}{\overline{A}_n}$ 时，公式(4)变成公式(2)]。当 k 是其他的值，我們也就得到其他的訂正公式，这些公式將于以后再談。因此，公式(4)是訂正短序列成为長序列的最普遍形式的綫性公式。

在什么样的条件下按照公式(4)来进行时期訂正才是适当的呢？显然，当訂正量 $\overline{B}'_N$ 比量 $\overline{B}_n$ 更接近于我們所不知道的量 $\overline{B}_N$ 时，訂正就是适当的，而 $\overline{B}_n$ 是用 B 的观测序列直接計算得到的量。在統計学中，用 $\overline{B}'_N$ 及 $\overline{B}_n$ 的均方差 σ 作为它們的精确度的量度。如果

$$\sigma(\overline{B}'_N)<\sigma(\overline{B}_n),\quad (5)$$

則按照公式(4)計算得到的量 $\overline{B}'_N$ 將較 $\overline{B}_n$ 精确。

我們通过 a_i 同 b_i 各量来計算不等式(5)左右兩边的值。

因为 $\overline{B}'_N$ 和 $\overline{B}_n$ 是多項式，那么从統計学知道，应該按照以下形式的公式計算它們的均方差：

$$\sigma^2\left[\sum_1^n x_i\right]=\sum_1^n\sigma^2(x_i)+2\sum_i\sum_s r_{is}\sigma(x_i)\sigma(x_s),\quad (6)$$

式中 $\sigma(x_i)$ 是个别項 x_i 的均方差，而 r_{is} 是第 i 項和第 s 項間的相关系数。

如果我們所整理的是月、季或年的平均值(例如，兩个鄰近年份的一月温度，1940、1942、1944各年的年总降水量)，我們就可以把序列 $b_1, b_2, \cdots, b_n$ 的各項当成实际上是彼此不相关的，因而，相关系数 $r(b_i, b_s)$ 就等于零。我們可以把 $b_1, b_2, \cdots, b_n$ 的均方差当成彼此是相等的，卽 $\sigma(b_1)=\sigma(b_2)=\cdots=\sigma(b_n)=\sigma(b)$。

于是
$$\sigma^2(\overline{B}_n)=\sigma^2\left[\frac{1}{n}\sum_1^n b_i\right]=\frac{1}{n}\sigma^2(b)。$$

把公式(4)中 $\overline{A}_N$、$\overline{A}_n$ 的值展开成序列时，就可以把 $\overline{B}'_N$ 表示成以下的形式：

$$\overline{B}'_N=\frac{1}{n}b_1+\frac{1}{n}b_2+\cdots+\frac{1}{n}b_n-k\left(\frac{1}{n}-\frac{1}{N}\right)a_1-k\left(\frac{1}{n}-\frac{1}{N}\right)a_2-\cdots-k\left(\frac{1}{n}-\frac{1}{N}\right)a_n+$$
$$+\frac{k}{N}a_{n+1}+\frac{k}{N}a_{n+2}+\cdots+\frac{k}{N}a_N。$$

在計算 $\sigma^2(\overline{B}'_N)$ 时，应該注意序列 A 的各項也是互相独立的，因而，相关系数 $r(a_i, a_s)$ 等于零，但是 $r(a_i, b_i)$ 形式的系数不等于零，因为作訂正的可能性本身就基于 A 和 B 站对应値的关联上。顧到所說的情形，我們得到对于 $\sigma^2(\overline{B}'_N)$ 的式子为

$$\sigma^2(\overline{B}'_N)=\frac{1}{n}\sigma^2(b)+k^2\left(\frac{1}{n}-\frac{1}{N}\right)^2 n\sigma^2(a)-2\frac{k}{n}\left(\frac{1}{n}-\frac{1}{N}\right)nr(a, b)\sigma(a)\sigma(b)+\frac{k^2}{N^2}(N-n)\sigma^2(a)。$$

簡化这个式子，我們有

$$\sigma^2(\overline{B}'_N)=\frac{1}{n}\sigma^2(b)+k^2\left(\frac{1}{n}-\frac{1}{N}\right)\sigma^2(a)-2k\left(\frac{1}{n}-\frac{1}{N}\right)r(a, b)\sigma(a)\sigma(b)。$$

为了要使所計算的量比被訂正量精确，按照不等式（5），必須

$$\frac{1}{n}\sigma^2(b)+k^2\left(\frac{1}{n}-\frac{1}{N}\right)\sigma^2(a)-2k\left(\frac{1}{n}-\frac{1}{N}\right)r(a, b)\sigma(a)\sigma(b)<\frac{1}{n}\sigma^2(b)。$$

对于 $r(a, b)$ 解这个不等式，我們有

$$r(a, b)>\frac{k}{2}\frac{\sigma(a)}{\sigma(b)}。\tag{7}$$

这个式子称为長序列的訂正适当性的判据。

在用較差法来訂正的情形下，这个判据可写成其他的形式。

实际上，当 $k=1$ 时，$b_i-a_i=d_i$。按照公式（6），我們可得 $\sigma^2(d)$ 的值为

$$\sigma^2(d)=\sigma^2(b)+\sigma^2(a)-2r(a, b)\sigma(a)\sigma(b),$$

由此

$$2r(a, b)=\frac{\sigma^2(b)+\sigma^2(a)-\sigma^2(d)}{\sigma(a)\sigma(b)}。$$

把这个式子代入不等式（7），我們便有

$$\frac{\sigma^2(b)+\sigma^2(a)-\sigma^2(d)}{\sigma(a)\sigma(b)}>\frac{\sigma(a)}{\sigma(b)}。$$

經过很明显的改变之后，我們得到

$$\sigma^2(d)<\sigma^2(b) \text{ 或 } \sigma(d)<\sigma(b)。\tag{8}$$

这种形式的訂正适当性的判据，在前一世紀的 80 年代就已經为汉恩得出了，只是他曾經利用平均偏差 v 代替均方差 σ，由于量 σ 同 v 成比例，这完全是可以容許的。

如果用較差法进行訂正，則下面的形式由于計算簡易，現在常被采用为訂正适当性的判据：

$$v(d)<v(b),\tag{8a}$$

185．訂正公式的誤差 我們上面所推得的訂正适当性的判据指出，在什么样的条件下，訂正值 $\overline{B}'_N$ 会較未訂正値准确。但是，很重要的是要知道，利用訂正公式所得的資料，其精确的程度究竟有多大，卽必須計算訂正公式的誤差。当計算这种誤差时，应該区分兩种情形：（1）使我們發生兴趣的，不是所計算的量 $\overline{B}'_N$ 的絕对精确度，而是它相对于序列 N 的精确度，卽在这种情形下我們把量 $\overline{B}_N$ 的誤差当成等于零；（2）我們有兴趣的是量 $\overline{B}'_N$ 对于無限長序列的精确度（絕对精确度）。

我們来决定对于上述兩种情形訂正公式的誤差，并且，如像通常一样，我們要用均方差作为誤差大小的特征。