

最近の中国における気候変化の研究*

吉野正敏**

1. まえがき

最近の中国においては気候変化に関する研究に非常に力をそそいでおり、たくさんの成果が発表されつつある。その特徴は、第2節に記すように、記述の方法によるアプローチにおいてすぐれている点である。ここでは、特にわが国の超長期予報や気候変動研究に役立つと思われる結果について、まとめて展望したい。今年1月、中国科学院地理研究所の招待で北京を訪問した。その間に寄贈を受けた文献、或いは、筑波大学図書室などに寄贈された文献、わが国の書店で個人的に購入したものなどを中心にして紹介をしたい。

2. 最近の研究傾向

最近刊行された長期予報と気候変動に関する論文集は4冊ある。中国科学院大気物理研究所集刊第6号「海気相互作用と旱澇長期予報」、同地理研究所編集の地理集刊第11号「長期天気予報」、中央気象局研究所編の「気候変遷と超長期予報文集」、長江流域規劃辦公室(水利電力関係)編の「中長期水文気象予報文集(第1集)」で、それぞれの研究機関を代表するものである。また、雑誌「大気科学」、「地理学報」、「気象学報」にも長期予報に関する論文が多い。「気象学報」は1979年に復刊し、37巻1号～4号を刊行した。毎号、論文の約半数が長期予報か気候変化に関した研究で、質量ともに驚くに値する。もちろん、創刊・復刊して3～4年になる「大気科学」や「地理学報」にも多い、ただ、北京大学81周年記念の学術大会の報告をまとめた地球物理系論文集(気象学)には、理論的傾向が強い。

研究者の層、研究者の所属などからみると次の通りである。(i) 科学アカデミー組織は、わが国にはないので、なじみがないが、中国科学院(Academia Sinica)の研究組織と能力が非常に強大であること。(ii) 研究者は、中国科学院大気物理研究所、同地理研究所、同蘭州高原大気物理研究所、中央気象局気象科学研究院、華東水利学院、南京大学、北京大学、杭州大学、蘭州大学、南京気象学院、上海中心気象台、各省の水文観測所や気象観測所、長江流域規劃辦公室などに所属する人たちが多い。(iii) わが国の組織で言えば、測候所のレベルに所属する人達も、全国各地のそれぞれの地域の気候変化を調査し研究結果を発表している。すなわち、研究者のすそ野の広さは驚くほどである。

長期予報の方法としては気候学的方法が極めて強い。とりあげられている対象や要素は次の通りである。(i) 過去140年間、500年間、1,000年間という期間について史料に基づいて記録を量的に整理し、古気候を復元した研究が多い。(ii) その結果はクロノロジーとして各月または年の累年値として表になっている。それをまとめて経年変化曲線を示している。(iii) 年輪気候学の研究が芽生えている。(iv) 記述的な結果から法則性を見出し、超長期予報、すなわち10年単位の各年についての予報を試みている。(v) 観測時代については降水量が重点になっている。特に夏季および梅雨季の降水量の予報が対象となっている。(vi) 予報因子としては亜熱帯高気圧の特性と、北太平洋の海水温分布型との関連が求められており、500 mb 面高度の偏差の合成図などとの関連が明らかにされている。(vii) 冬の気温を研究対象とし、因子として太陽活動を考察しているものが多い。また、大気活動の中心、例えば、1月の気温とは、シベリア高気圧、アイスランド低気圧、アリューシャン低気圧

* Recent studies on climatic change in China.

** Masatoshi M. Yoshino, 筑波大学地球科学系。



写真 1 竺可楨 (1890~1974). 1961年イギリス王立協会の招待会にて(竺可楨夫人および中国科学院地理研究所の好意による).

の中心位置などとの関係を求めている。(viii) 偏差図や合成図を作りその分布型の対応を調べ、年々変動の傾向を比較することによって、より関連の深い先行現象を見つけようとする試みがなされている。特に海水温分布の長期予報への導入には、呂炯の1950年代の研究とJ. Namiasの最近の研究がよく参照されていて、手法にもその影響がうかがわれる。

吉野・陳(1975)は、主として1965年までの中国における気候変化の研究を展望し、さらに4編の重要な論文を抄訳した¹⁾。そこには、竺可楨による最近5,000年の気候変化の研究^{2),3)}も紹介した。この竺の研究は2~3の日本の雑誌にも訳され、また世界にも有名である。

そもそも竺可楨は1926年に中国の気候変化に関する論文を発表して以来、多方面にわたる貢献をした気候学者である^{4),5)}。今日の中国における気候学・気象学の内容を高め、研究体制確立の基礎を固めた偉大な学者であるが、彼の気候変化の研究は特に重要な意義をもつものである。今日の気候変化研究の名実ともに生みの親と言える。

また、興味あるのは、わが国では忘れられたかの感がある動植物季節に、強い関心がはらわれていることである。中国科学院地理研究所編の「中国動植物季節観測年報」の第1号(1965)、第2号(1977)、第3号(1977)

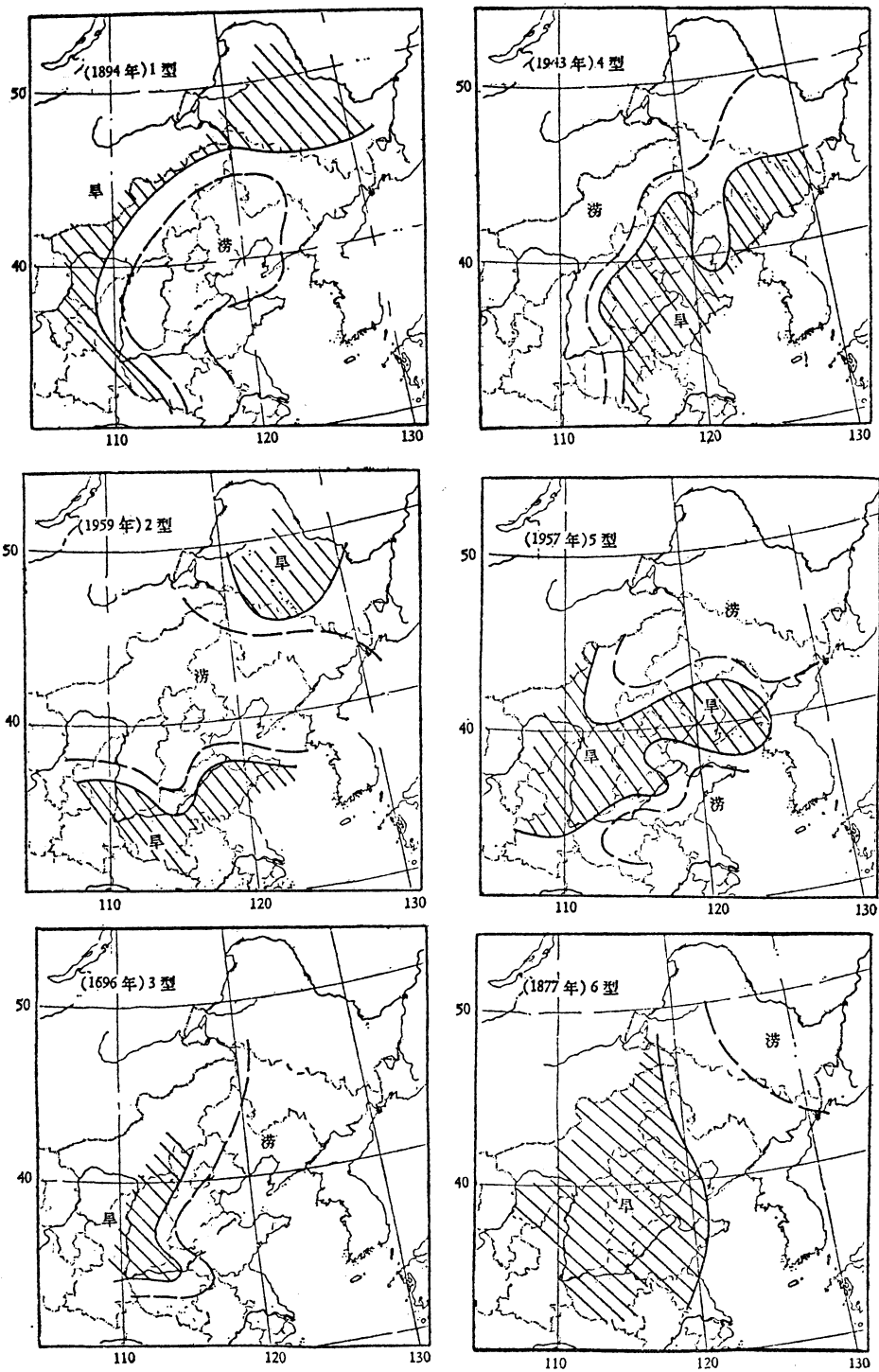
はいずれも約300ページで1963年以来1972年までをまとめている。これも、気候変化研究における季節学の役割に対する竺可楨の高い見識の影響と考えられる。

張家誠の気候変化研究に対する貢献は、その著書⁶⁾や、研究プロジェクトのリーダーとして注目されよう。上述の中央気象局研究所編の論文集の巻頭には、今日の中国において気候変化の研究が、社会の発展のためにいかに大切であるかを説いている⁷⁾。

3. 最近の研究成果

3.1. 歴史時代の古気候の復元

歴史時代の古気候の復元には特に力を入れている。これに関するたくさんの研究の中で最も興味ある論文は、中央気象局研究所・華北及東北十省(市・自治区)気象局・北京大学地球物理系(1977)による華北と東北地区における最近の500年の旱湿の変化の研究⁸⁾である。内容は1470年(明成化6年)から、1974年までの505年間の華北と東北の10省(市・自治区)の60万字にわたる史料を整理し、地域、流域等を詳細に検討して、6~8月(汛期 xunqi, 川の水位の増加する季節のこと)の降水量分布を毎年について復元した。記載事項を5階級に分類した。すなわち1級は湿、2級はやや湿、3級は正常、4級はやや乾、5級は乾とした。そうして、乾湿の分布



第1図 夏の乾湿分布型(1~6型)の典型的な例。

第1表 中国の夏の乾湿分布型(1~6型, 第1図参照)の1470~1974年のクロノロジー

年代	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1470	4	3	6	4	5	2	4	1	3	4
1480	4	4	3	5	6	6	4	2	3	2
1490	6	6	6	4	5	5	3	3	5	2
1500	5	1	2	4	6	3	3	5	4	6
1510	5	1	5	4	4	4	2	4	1	1
1520	1	4	5	5	6	4	2	6	6	6
1530	3	3	3	5	3	4	3	1	4	2
1540	2	6	4	2	2	6	3	3	5	5
1550	5	3	3	1	4	4	4	1	3	4
1560	6	6	2	4	4	2	5	1	3	1
1570	3	4	4	4	2	4	3	4	4	5
1580	4	6	6	3	4	6	6	6	4	4
1590	6	6	1	5	2	3	3	2	5	6
1600	4	6	5	1	1	5	5	2	4	6
1610	6	3	5	1	4	6	6	6	4	6
1620	4	5	2	1	5	6	2	3	6	5
1630	3	3	1	3	6	6	3	6	6	6
1640	6	6	4	3	4	2	1	3	1	1
1650	3	3	1	1	1	3	5	1	4	1
1660	4	6	1	1	4	4	4	4	1	3
1670	4	6	4	4	4	1	4	4	4	4
1680	5	4	5	5	2	3	3	3	5	6
1690	6	6	5	1	2	1	3	3	5	3
1700	1	1	1	1	6	5	5	1	5	3
1710	4	6	6	5	6	3	2	5	5	3
1720	6	6	6	6	1	1	1	1	1	1
1730	1	4	2	1	5	5	4	4	4	1
1740	2	4	5	5	4	5	3	3	3	1
1750	3	1	2	5	1	3	1	1	2	5
1760	5	1	3	3	6	3	2	1	2	5
1770	2	1	3	4	4	4	4	4	4	1
1780	1	1	3	2	6	6	4	5	3	1
1790	1	6	6	5	4	4	3	3	1	3
1800	5	1	6	6	3	5	1	4	2	3
1810	3	6	6	6	3	1	1	3	3	1
1820	3	3	1	1	2	6	5	5	3	3
1830	5	5	5	3	3	3	5	5	5	3
1840	2	2	3	1	3	3	3	6	1	3
1850	4	1	1	1	3	1	6	6	6	6
1860	2	5	5	5	5	3	5	5	1	5
1870	4	1	1	1	5	6	6	6	6	3
1880	4	3	3	1	5	2	2	2	3	2
1890	5	3	3	2	1	2	2	2	1	6
1900	6	2	5	4	2	4	5	6	2	3
1910	3	1	2	5	1	3	4	1	1	4
1920	6	5	4	1	2	2	5	6	3	3
1930	3	3	2	2	5	5	6	1	5	4
1940	4	6	6	4	4	3	3	5	5	2
1950	5	6	4	2	1	3	1	5	4	2
1960	3	2	3	2	1	6	2	1	6	2
1970	5	3	6	2	3					

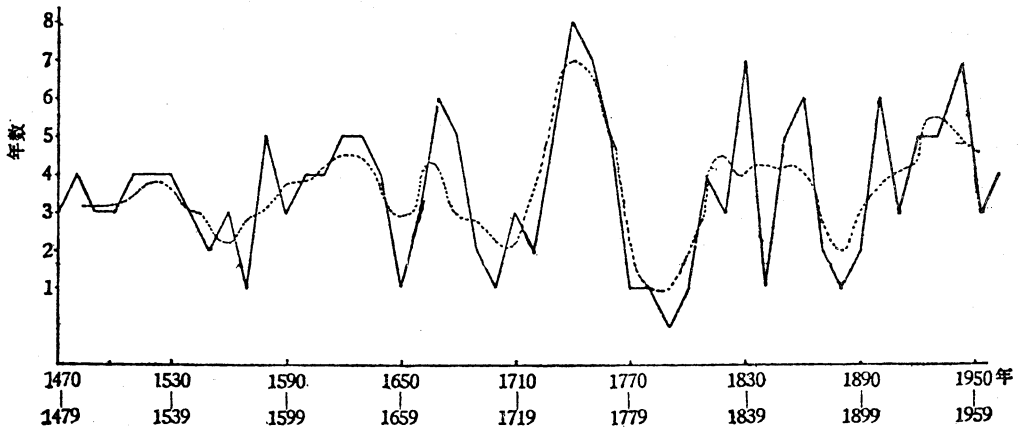
型を次の1～6型に分類した。それぞれの典型的な場合は第1図に示す通りである。

- 1型：全国的に湿潤な型。華北がその中心。全地域で1～2級。東北北部と西部は4～5級のところもでる。1894年がその好例である。
- 2型：南乾北湿型。乾湿の地域が带状に東西にのびる。東北地方北部はまた乾となる。1959年がその好例。
- 3型：東湿西乾型。乾湿の境界は南北に走るか北東から南西向きに走る。1696年はその好例。
- 4型：東乾西湿型。上記の3型の逆の分布型。1943年が好例。
- 5型：南湿北乾型。上記の2型の逆の分布型。1957年が好例。

6型：全国的に乾燥な型。上記の1型の逆の分布型。1877年が好例である。

このような分類によって1470年から1974年までの各月について型を決定した結果は第1表の通りである。最初の200年は4型が多く、次ぎの200年は1型が多く、最近の100年は2型が多かった。波数分析をすると、10.3～10.5年、6.3～6.4年、3.2年、2.7年、2.3年が卓越している。また、全体的にみるとこの500年間では前半に乾燥が卓越し、後半に湿潤が卓越しており、18世紀の小氷期には特に1型・2型などが卓越していた。

次いで、北京市の最近500年の夏の乾湿分析に関する北京市气象台の研究⁹⁾は、次の通りである。1470～1723年は史料の災害記載により、1724～1840年は応用水利電



第2図 北京市における1470年以降の毎10年のやや乾燥（実線）の年数とその30年移動平均値（破線）。

第2表 北京市の最近500年における少雨期と多雨期における多雨～乾燥の年数

少 雨 期							多 雨 期						
年 代	年数	多雨	やや多雨	正常	やや乾燥	乾燥	年 代	年数	多雨	やや多雨	正常	やや乾燥	乾燥
1484～1535	52	3	12	16	16	5	～1483						
1581～1643	63	5	9	21	16	12	1536～1580	45	6	16	13	9	1
1658～1692	35	1	2	15	14	3	1644～1657	14	3	5	6	0	0
1728～1769	42	0	3	12	18	9	1693～1727	35	2	10	18	5	0
1826～1870	45	3	4	16	17	5	1770～1825	56	7	23	19	6	1
1895～1948	54	3	5	18	20	8	1871～1894	24	6	6	9	3	0
1965～							1949～1964	16	4	3	5	3	1
1484～1964総計	291	15	35	98	101	42	総 計	190	28	63	70	26	3
平均	49						平均	32					
百分比		5%	12%	34%	35%	14%	百分比		15%	33%	37%	14%	2%

力部水利史研究室の資料, 1841年以降是北京における実例の記録, 欠測部は通県と天津の資料で内挿した. 夏(6~9月)の降水量を, 多雨, やや多雨, 正常, やや小雨, 小雨の5階級にわけた. 多雨とは $R \geq 800$ mm, やや多雨とは $625 \leq R < 800$ mm, 正常とは $465 \leq R < 625$ mm, やや乾燥とは $300 \leq R < 465$ mm, 乾燥とは $R < 300$ mm とした. 1470年以下の曲線は第2図の通りである. 平均で80~90年の周期がある. 1724年以降は調和分析の結果でも80~90年の周期が認められる. 小雨期と多雨期とをわけると第2表の通りである. こういう周期は太陽黒点の周期に対応している. 北京の1976~1985年はちょうど少雨期にあり, 乾燥とやや乾燥の年数は約5年, 多雨とやや多雨の年数は約2年, 正常が約3年であろうと予報している. そして連続して乾燥が起こる可能性があるという.

南京大学気象系気候組(1977)による「中国東部における1401~1900年の500年間の乾湿概況」と題する論文¹⁰⁾は, 17の省の歴史資料に基づき, ある期間において, 大水発生回数と干ばつ発生回数との比を降水比指数 I とした. ほぼ $I > 2$ を湿潤期, $I < 2$ を乾燥期とすることができ, I の値は15世紀前半5.50, (湿), 後半1.50, 16世紀前半1.29, 後半2.77 (湿), 17世紀前半1.60, 後半は1.13, 18世紀前半1.90, 後半2.46 (湿), 19世紀前半3.07 (湿), 後半1.80であった. 乾燥・湿潤の階級別の年ごとのクロノロジーをつかった.

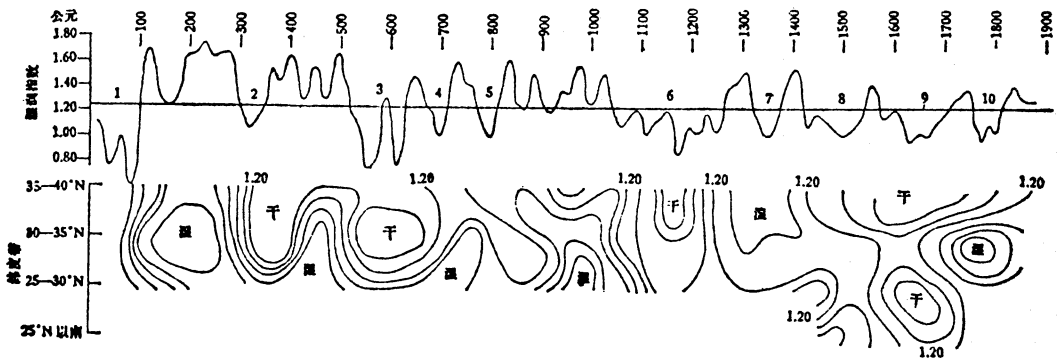
郑斯中ら(1977)は, 中国の南東部の最近2,000年の乾湿の変化を, 知るため36,750の大水と干ばつの記録を整理した¹¹⁾. まず湿潤指数 I を次のように求めた. すなわち, $I = (F \times 2) / (F + D)$ とし, F はある地域のある年数間の大水の記述回数, D はそれに対応する地・域年数

の大干ばつの記述回数とする. I は0~2の間の値をとる. 中国南東部(25°Nから5°ごとに40°Nまで)について I を求め, それぞれ10の早ばつ期間と, 湿潤期間に区分した. 結果は第3図の通りである. この図から1000年ごろを境としてそれ以前は大きい I が多く出現し, 次第に乾燥化し $I = 1.00$ に近い値が多くでる傾向がうかがえる. また, ここに示される干ばつの期間は華北の冷夏と一致する. すなわち, 1世紀, 4~6世紀, 11世紀中ごろから13世紀末, 15世紀末から16世紀初, 17世紀と19世紀後半は冷夏だった事実にはほぼ一致し, この研究でも華北では乾燥と寒冷とが一致することが示された.

張家誠ら(1979)は気候資料を分析し, 干ばつ指数 I_D を, $I_D = 2D/N$ として求めた¹²⁾. D は5階級にわけた干ばつ(5)とやや干ばつ(4)の両階級を記録した地点の合計, N は総地点数の合計である. この I_D を1470年以降について求めると, 1479~1691年は乾燥期, 1692~1890年は湿潤期, 1891年以後は乾燥期であるという. この3期の中がさらに, 乾期と湿期にわかれる. 結果として2~5年, 20~40年, 200年の振動を指摘している.

王紹武ら(1979)は最近500年間の毎年の降水量分布を復元した¹³⁾. 1471~1570年以降の100年ごとの降水量特性や, 毎年の降水分布型を I_a, I_b, II, III, IV, V の6型に分類し, そのクロノロジーを示した. 時代によってある型の出現頻度が多いという傾向を表で示した.

張丕远ら(1979)は16世紀以来の冬の寒さについて調査し, 1500~1550年は冷, 1551~1600年は暖, 1601~1720年は冷, 1721~1830年は暖, 1831~1900年は冷, 1901~1950年は暖, 1951~1978年はやや冷とした¹⁴⁾. 1601~1720年の冷期は10年に4.4年は寒冬であった. 特に, 寒さと寒気が中国に侵入してくる経路についても分



第3図 (上) 中国南東部における AD 1~1900年の間の5年間の湿潤係数の変化.
(下) 同地域における緯度帯ごとの湿潤係数の時間-空間分布.

類している点で興味ある論文である。

3.2. 観測時代の気候変化

歴史時代の古気候復元の研究でもその傾向がうかがわれたように、観測時代についても、気候分布型をいくつかの型に分類し、型の出現のクロノロジーをつくり、さらにその出現周期などの特性や、出現の回数の変動と、太陽活動や大気大循環の特性との関係を調査するというのが特徴である。その中で北京大学地球物理系統計予報

組(1977)による「最近140年のわが国の気候振動」と題する論文¹⁵⁾は注目に値する。すなわち、1月の気温と7月の降水量について分析し、気温偏差分布を1～5型に分類した。すなわち、

- 1型：暖（例は1952年）
- 2型：やや暖（例は1973年）
- 3型：正常（東北は冷，内陸は暖，例は1953年）
- 4型：やや冷（東北は暖，内陸は冷，例は1955年）

第3表 1836～1975年の1月気温偏差分布型のクロノロジー（表中の1～5型は本文参照のこと）。

年	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1830							3	5	3	4
1840	5	5	2	3	1	2	3	2	4	2
1850	3	3	3	4	3	4	4	3	2	3
1860	4	5	5	1	3	3	3	1	1	2
1870	2	1	5	4	3	3	3	4	5	3
1880	5	1	2	3	1	2	3	3	2	3
1890	1	3	3	4	3	4	3	3	2	3
1900	4	3	2	2	4	1	3	1	3	1
1910	3	3	1	3	1	3	1	5	3	4
1920	1	2	5	3	1	2	1	1	3	3
1930	5	3	2	4	4	2	5	1	4	3
1940	3	2	1	4	2	5	2	3	3	1
1950	2	5	1	3	1	4	5	3	4	4
1960	3	4	4	5	2	3	3	4	3	5
1970	5	4	2	2	3	1				

第4表 1836～1975年の7月降水量偏差分布型のクロノロジー（表中の1～5型は本文参照のこと）。

年	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1830							3	2	2	1
1840	1	1	4	4	3	4	4	5	3	1
1850	4	4	3	2	3	3	3	5	2	5
1860	3	2	2	3	3	5	3	5	2	1
1870	1	4	4	4	3	3	5	2	1	4
1880	2	2	1	1	3	3	5	1	5	2
1890	3	2	3	4	4	5	4	1	3	2
1900	5	1	2	1	3	5	2	1	1	4
1910	1	2	1	5	3	3	1	3	2	1
1920	5	4	4	2	3	4	4	3	5	3
1930	3	1	4	3	5	3	1	4	4	3
1940	5	2	3	2	5	1	2	1	2	4
1950	5	1	2	4	1	3	5	4	5	5
1960	4	4	4	4	4	1	3	5	2	1
1970	2	5	5	3	2	4				

5型：冷（例は1969年）

次に7月の降水量分布からやはり1～5型に分類した。すなわち、

1型：全国多雨（特に揚子江流域において多雨。例えば1954年）

2型：南多北少（南とは揚子江以南、例は1974年）

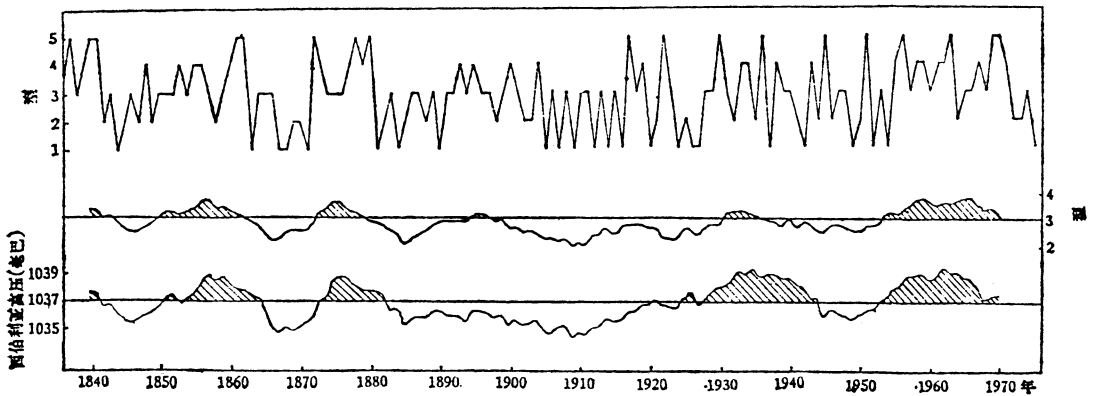
3型：多雨帯が2本ある（一本は華南または江南、他は黄淮から内蒙にある。例は1966年）

4型：北多南少（揚子江がその境、例は1962年）

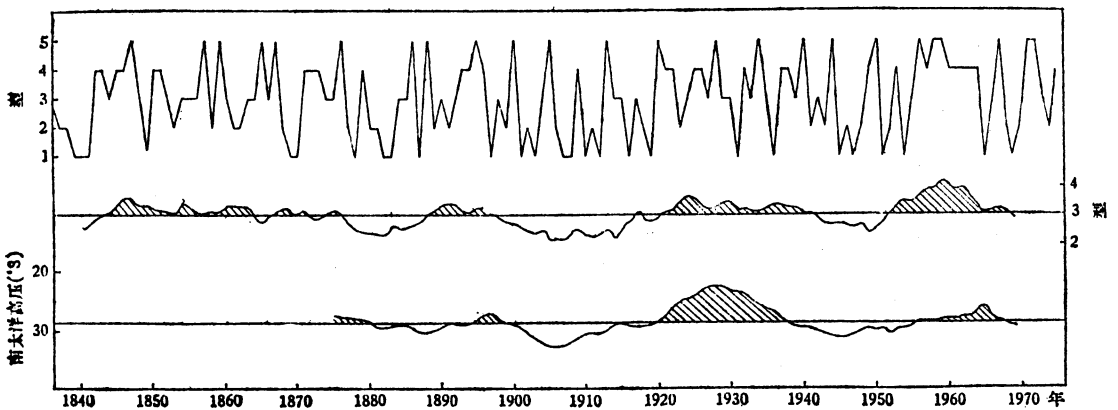
5型：全国的にやや少い（西部はやや多い、例は1972年）

以上の型を1836年から1975年までの各年について決定としてクロノロジーを作った結果は第3表と第4表の通りである。この表からみると、1月の気温には約20年の

周期と准2年の周期があり、7月の降水量には約4年と准2年の周期が明らかである。その次には7年と35年周期が認められる。10年の移動平均をした結果は第4図と第5図の通りである。それぞれ、型の出現頻度と1月についてはシベリア高気圧の中心示度、7月の降水量については南半球の太平洋の高気圧の中心位置（°S）の経年変化との対応を示した。この図からシベリア高気圧の強度に約20年の周期が明らかにわかる。また7月には35年の周期が明らかである。この両図からみると1950年代の後半からは冷乾の時代に入ったことがわかる。最後に、この論文では1月の気温偏差とシベリア高気圧、アイスランド低気圧、アリューシャン低気圧のそれぞれ中心位置、7月の降水量については北太平洋高気圧とアジア大陸低気圧の中心位置との対応を明らかにした。



第4図 1836年～1975年1月気温偏差分布型（1～5型）の経年変化（上）と、その10年の移動平均値（中）と、推定したシベリア高気圧の中心示度（mb）の10年平均値の経年変化（下）。



第5図 1836年～1975年7月の降水量偏差分布型（1～5型）の経年変化（上）と、その10年移動平均値（中）と、南太平洋高気圧の尾根線の緯度（°S）の10年移動平均値の経年変化（下）。

気候史の研究中で注目されるのは、福建省気象局気象台(1977)による「20世紀以来の福建気候変異の初歩分析」の研究¹⁶⁾である。ほぼ20年で暖湿と冷乾が入れかわり、1955~1974年は冷乾の時期である。年平均気温は 0.5°C 低下し、年降水量は14%減少する。上海の冬の気温にもこれが明らかで、1873~1893年(21年間)は冷(-0.59°C)、1894~1916年(23年間)は暖($+0.37^{\circ}\text{C}$)、1917~1934年(18年間)は冷(-0.29°C)、1935~1954年(20年間)は暖($+0.90^{\circ}\text{C}$)、1955~1972年(18年間)は冷(-0.43°C)であった。ただし()内は平均偏差である。また、年雨量の変化と黒潮軸の位置の変化とは相関係数 -0.86 の関係があるという。福建省の干ばつ、多雨、台風には11年と7年周期が極めて明らかである。

3.3. 最近の降水量の変動

長期予報グループ(1978)は冬季の太平洋の海水温の偏差と中国の降水量偏差との関係¹⁷⁾を示している。特に、揚子江三角洲の5月の降水量偏差(%)と、 $30^{\circ}\text{N}-$

135°E 、 $40^{\circ}\text{N}-155^{\circ}\text{E}$ の2地点の冬の海面温度の長年の平均値からの偏差 $4T(^{\circ}\text{C})$ とは、1950~1962年の解析期間については0.88の相関があり、同じく華北の7・8月の降水量偏差と、 $20^{\circ}\text{N}-130^{\circ}\text{E}$ と $30^{\circ}\text{N}-135^{\circ}\text{E}$ の冬季の海面温度の平均値からの偏差とは相関係数0.85で、極めてよい対応を示している。揚子江三角洲における1954年、1956年の多雨は特によく対応している。揚子江中・下流域の6月の降水量偏差あるいは、河北平原(太行山以東、石家庄、保定、北京地区)の6~8月の降水量偏差を、冬季の黒潮の海水温(月によって異なる地点をとる)との関係において予報しようという試みは、有望であるという。

敦其蘊・司有元(1979)による「中国の4~9月降水分布類型とその季節変化」の研究¹⁸⁾は、毎年21旬で24年間の資料を使って、それぞれの降水量分布図を分類し、A~Kまで10に大分類し、そのうち六つは2~3の亜分類をもち、結局、19の型に分類した。この分類によ

第5表 1954~1975年梅雨季。

年	入 梅		出 梅		持 続 期 間		梅 雨 総 量	
	期 日 (月.日.)	分 級	期 日 (月.日.)	分 級	日 数	分 級	雨 量 (mm)	分 級
1954	6. 1.	-1	8. 2.	1	63	1	515.5	1
1955	6. 27.	1	7. 8.	0	12	-1	190.7	0
1956	6. 5.	-1	7. 19.	1	45	1	444.3	1
1957	6. 14.	0	7. 9.	0	26	1	461.4	1
1958	6. 22.	1	6. 29.	-1	8	-1	70.3	-1
1959	6. 28.	1	7. 7.	0	10	-1	33.8	-1
1960	6. 13.	0	6. 25.	-1	13	-1	57.5	-1
1961	6. 7.	-1	6. 14.	-1	8	-1	177.1	0
1962	6. 17.	0	7. 7.	0	21	0	105.7	-1
1963	6. 22.	1	7. 8.	0	17	0	173.9	0
1964	6. 24.	1	6. 27.	-1	4	-1	107.5	-1
1965	6. 25.	1	6. 27.	-1	3	-1	55.0	-1
1966	6. 13.	0	7. 12.	1	30	1	329.6	1
1967	6. 24.	1	7. 9.	0	16	0	104.3	-1
1968	6. 23.	1	7. 11.	1	19	0	72.6	-1
1969	6. 24.	1	7. 16.	1	23	0	187.7	0
1970	6. 18.	0	7. 18.	1	30	1	234.9	0
1971	5. 25.	-1	6. 23.	-1	29	1	304.7	1
1972	6. 20.	0	7. 3.	0	14	-1	134.1	-1
1973	6. 16.	0	6. 30.	-1	15	-1	188.2	0
1974	6. 10.	-1	7. 18.	1	39	1	270.8	0
1975	6. 17.	0	7. 16.	1	30	1	336.1	1
平均	6. 17.		7. 7.		21		207.1	

第6表 梅雨季における亜熱帯高気圧の特性.

月	項目	G			尾根線(°N) (平均)	尾根線 (在120°E上)	尾根線の 西限(°E)	5,880 gpm の北限(°N)
		110°~180°E	110°~150°E	155°~180°E				
6	明らかな年	17.5	10.0	7.5	20.5	19.5	116	25.3
	不明な年	19.0	8.7	10.3	19.7	19.5	122	24.8
7	明らかな年	17.0	9.7	7.2	25.8	25.3	114	29.7
	不明な年	17.8	9.5	8.3	22.0	27.5	122	26.0

* G は亜熱帯高気圧面積指数 (5,880 gpm の等高線内の10° N 以北, 110~180° E の間の格子点数).

って5月上旬から8月下旬までの12旬について1952~1975年の各旬のクロノロジーを作った. この中でA類(揚子江以南に多雨)は5~6月の各旬に集中して出現する. またC類(揚子江流域に多雨)は6月下旬に集中する. また, 出現する分布型から季節区分すると平均的には春季(4上~5中), 初夏(5下~6中), 梅雨(6下~7中), 盛夏(7下~8中), 秋雨(8下~9下), 晩秋(10上~10下)とされる.

北太平洋の海水温分布が亜熱帯高気圧の特性を通じて, どのように降水の異常と関係があるかの研究も最近多い. 例えば, 沙万英・李克訥(1979)による「亜熱帯高気圧と揚子江下流地区の梅雨および太平洋海水温との関係」¹⁹⁾と題する興味ある報告がある. まず, 第5表に1954~1975年の梅雨期間を示す. これはわが国の梅雨研究にも参考になる表と思う. この第5表から梅雨期間の降水量からみて梅雨がはっきりした年として, 1954, 1956, 1957, 1966, 1971, 1975の6年を取り, はっきりしなかった年として, 1958, 1959, 1960, 1964, 1965, 1972年の6年をとる. それぞれについて亜熱帯高気圧の面積, 尾根の位置などの特性を6月と7月について計算した結果が第6表である. この表から梅雨が明らかな年には亜熱帯高気圧は全体として北に偏っており, 110~150°Eで面積が大であるが155~180°Eでは逆に小である. 5,880 gpm内の尾根は120°Eより東で終わっている. その範囲は, 梅雨の不明な年と明らかな年では亜熱帯高気圧の広さに差があることがわかる. 次に, カリフォルニア沖の海水温の偏差の年々変化と, 亜熱帯高気圧の半年平均の尾根線が20°Nを越す半年数の年々変化とは, 相関係数は+0.62であり, また6月の亜熱帯高気圧の面積指数と赤道海水温との相関係数は+0.70以上であるという.

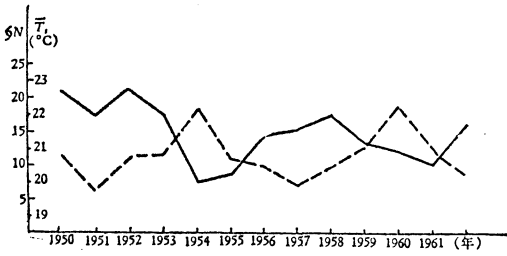
潘怡航(1978)は「冬春の海洋の加熱場と両湖盆地における5~6月降水」²⁰⁾について報告している. まず, 揚子江中・下流域の6月の降水と冬の北西太平洋域にお

ける表面水温との相関場を示した. 前年の10月の20°N-120°E, 前年の11月の25°N-135°E, 前年の12月からその年の3月の30°N-130°Eの水温とは+0.5~0.7の相関がある. 一方, 60°N-165°Eには-0.54の相関がある月がある. 1962~1967年の毎年の6月の地上の前線の出現頻度の分布, 6月の亜熱帯高気圧の高度, 5月上半月平均の南大東島の850 mbと700 mb面高度などとの関係も調べた. また1月の海面の熱収支について計算し, 顕熱(Q_s)と潜熱(Q_e)の値を求めた. 1962~1967年1月平均図から求めた結果では, 最大値のところでは $Q_s=10$ (Kcal/cm²・month), $Q_e=28$ で, 吉野(1971)が1961年1月について計算した $Q_s=12$, $Q_e=27$ にはほぼ一致すると述べている. 最後に, 1962~1967年の1月~6月の月別に Q_s の海水温・気温の年々変化を示してあるが, 逆の相関がかなりはっきりしている.

李鴻洲(1978)は「空海相互作用が河北平原の5~6月降水に及ぼす影響」²¹⁾についてまとめている. まず, 1954年は多雨, 1957年は乾燥していたので, 両年を例にとって解析し比較した. 次に, 少雨年(1951, 1957, 1962, 1968, 1971年)の前の冬の海水温偏差の合成図を作った. 一方, 多雨年(1954, 1959年)の前の冬の合成図を作った. 正常な年は北暖型(1950, 1952, 1956年)と北冷型(1955, 1960, 1961年)の別に合成図を作った. これらの水温分布型から次の5~6月の降水量分布を予報しようという試みである. また, 秋冬(前年の9月からその冬の2月まで)における西太平洋の台風の活動と, 冬の黒潮区北部の海水温場とは逆の相関(-0.61)があることを示している. すなわち, 第6図に示す通り, 台風の活動が少ないときは水温(25°Nでは130°と135°E, 30°Nでは135°と140°E, 35°Nでは140°Eの平均)は正偏差であるという.

陳菊英(1979)は「腊月*里多雪水黄梅」という天気

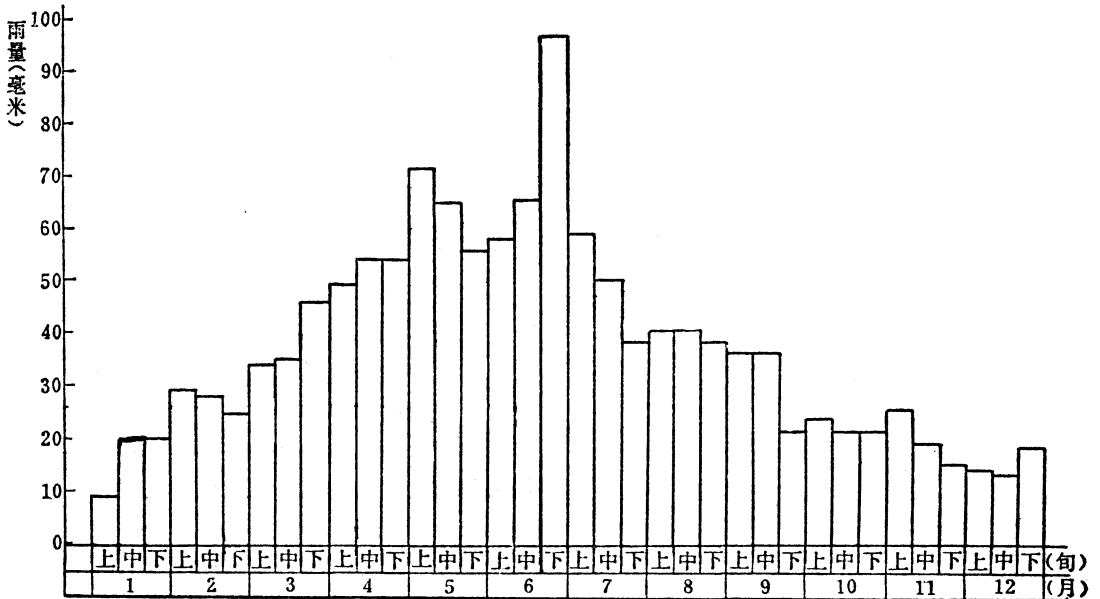
* 腊月(làyuè, 旧暦12月, ろうげつ)



第6図 黒潮北部区における台風と海水温との関係。実線は台風の個数、破線は平均温度 °C。

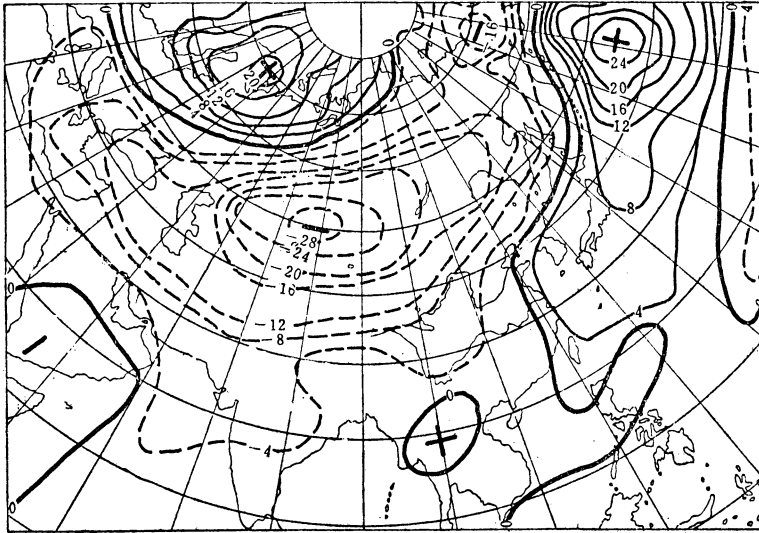
諺言を検討した。すなわち、「農業暦の12月(新暦の1月)に雪が多ければ黄梅(梅雨前期)に雨が多い」ということわざを検討した²²⁾。ここでいう黄梅とは芒種*の節気のこと、夏至**の節気は時梅と呼ぶ。芒種から夏至までの節気を梅雨とする。一説によれば、黄梅雨とは梅の実が成熟するころの雨で、梅の実が成熟した後の雨を「時雨 shiyū」と呼ぶともいう。別の説では、梅雨を黄梅雨または前梅雨とし、時雨を時梅雨または後梅雨とする。また、別の説では前梅雨と後梅雨を総称して梅雨と呼ぶともいう。また、梅雨とは霪雨、かびの雨の

ことだともいう。第7図は、上海・常州・南京・杭州・芜湖・安庆・屯溪・九江・南昌・修水・長沙・岳陽・武漢の13地点の1951~1975年平均の旬降水量の変化である。揚子江の中・下流では5月上旬に70 mm以上の極大を見、6月下旬に100 mm近くの降水量がある。7月下旬は極小で、雨が少なくなる。これを「伏早期」(夏の小乾季)という。いま、腊月の雨雪量として1月の月降水量をとり、梅雨期の降水量として6月の降水量をとると、相関は非常によい。例えば長沙では1月の多雨(>110 mm)だった3年(1954, 1969, 1964年)の次の6月は330 mm以上で多雨だった。また、1958, 1961, 1965, 1968年を旱梅年とし、1954, 1969, 1973, 1956年を水梅年として、それぞれの年の1月の500 mbの高度偏差図の合成図を作ると、第8図と第9図に示すように明らかな差がある。1月の500 mb高度偏差と上記13地点平均の5~7月の総雨量との相関は、黒海以東でバイカル湖以南、中国西部とインド北部を含む範囲で-0.3以上である。その中心では-0.6の相関がある。これらの事実から、1月の6個の予報因子をとりあげ、それによって4月下旬~7月下旬の降水量を予報する方法を示してい

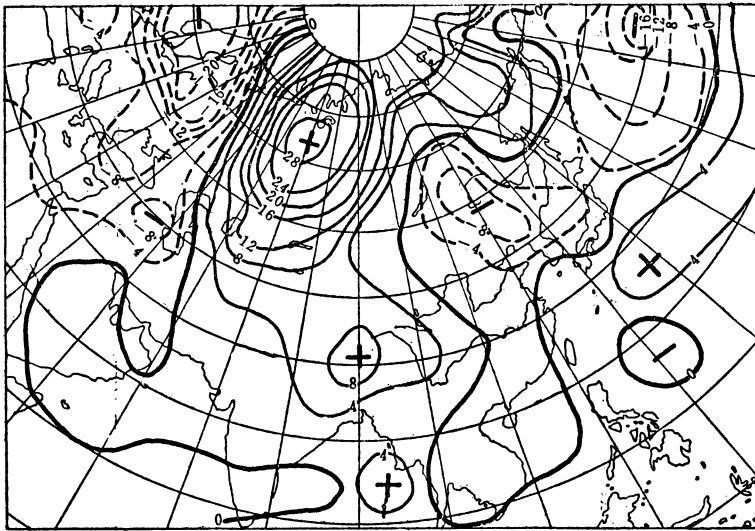


第7図 揚子江中・下流域の13地点平均の永年平均の旬別降水量の年変化。縦軸の単位は mm。

* 芒種 (máng zhǒng, 芒は麦などの実の先のぎ、種は種とも書き、たねのこと。6月6日、ぼうしゅ)
 ** 6月21日、げし



第8図 水梅年(1954, 1956, 1969, 1973年)の前の1月500mb合成偏差分布(gpdm).



第9図 早梅年(1958, 1961, 1965, 1968年)の前の1月500mb合成偏差分布(gpdm).

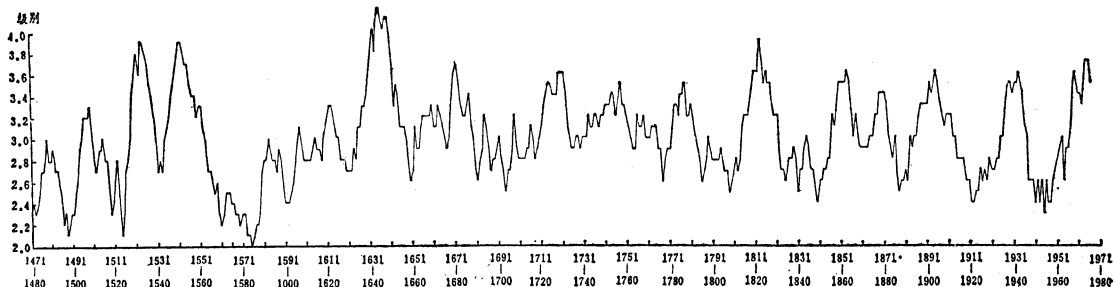
る。

王紹武ら(1979)は、中国の乾湿の周期には36年が卓越することを指摘している²³⁾。これは southern oscillation の36年周期と対応しているという。特に、彼は上海の500年間の乾湿の10年移動平均値で第10図の通り、これを示しているので、西南日本との対応が考えられ

る。

3.4. 大気大循環との関係

中国では伝統的に、乾湿分布、気温偏差分布と、地表気圧、850、500、100 mb 等圧面高度偏差図などの合成図を作って総観気候学的に比較調査する方法や、3日平均図、半旬平均図による解析研究が多い。



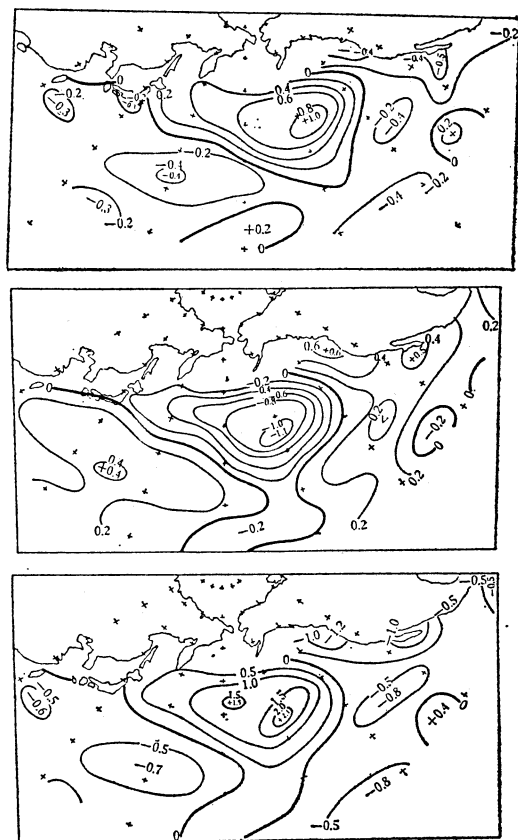
第10図 上海の乾湿階級別10年移動平均値の永年変化。

揚子江流域の梅雨季の降水量や、冬の中国東部の気温分布などの研究はかなりの歴史がある。最近では、陳烈庭ら(1979)の河北平原の夏の乾湿についての研究が発表されている²⁴⁾。あるいは、吉林省の夏の低温多雨についても同様の方法で詳しい調査がある²⁵⁾。

符琮斌(1979)は子午面循環の長期変動を調べている²⁶⁾。その結果では、32~48カ月の変動があるという。

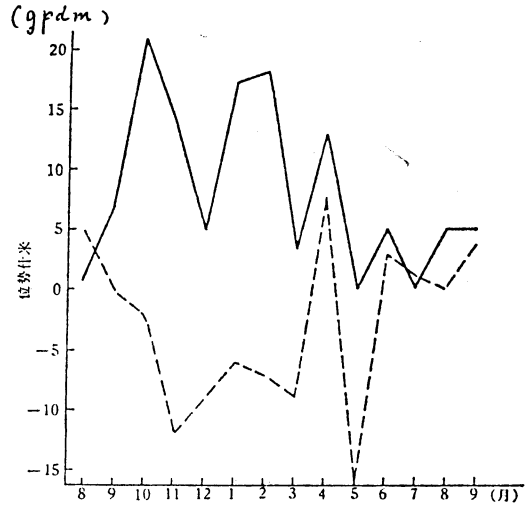
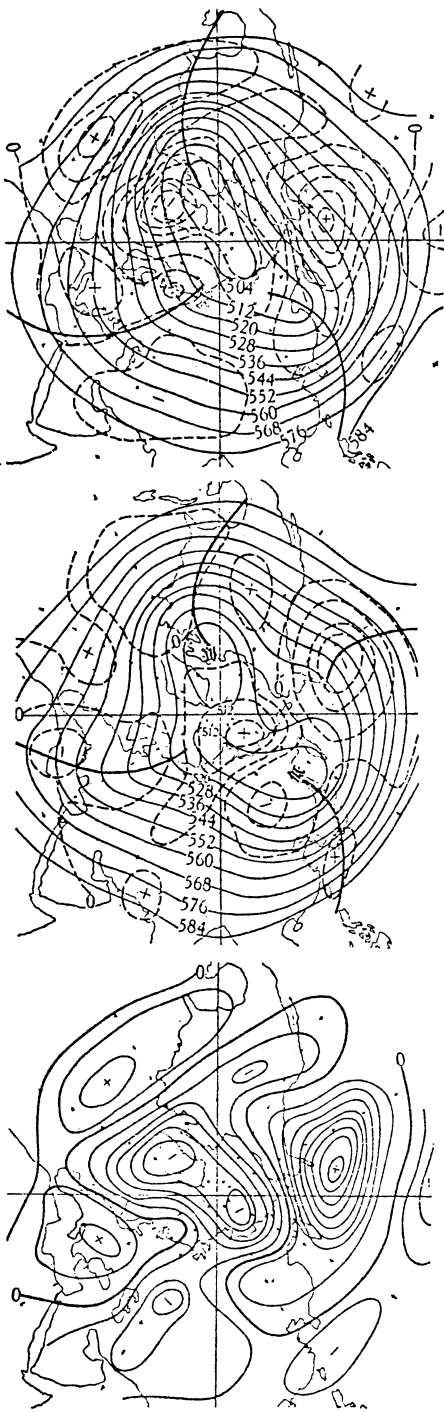
北太平洋高気圧の年々の変動を調べた結果について次に紹介したい。梶風蘭(1978)は北太平洋海面温度分布の型と大気大循環型との対応を調べた²⁷⁾。まず、北太平洋の水温分布型を、北暖南冷型、北冷南暖型、中央暖区型、中央冷区型の四つに分け、それぞれの型の1949~1962年平均図からの偏差図を作った。それぞれ夏と冬の場合を求め、700 mb 面の高度の合成図を作った。水温度分布型は長いときで23カ月、平均でも10カ月は持続するので、例えば、冬の水温度分布から次の夏の700 mb 面の循環型を予報することができるという。

林学椿(1978)は「北太平洋海水表面温度異常およびそれに対する東アジアの大気大循環の影響」²⁸⁾を報告した。まず、第1報では、水温度分布をI型とII型に分類し、12・1・2・3月について1949年から1962年までのクロノロジーを作った。I型は北太平洋の北東部に正で中心は+1.0°Cの暖域があり南西部は負の域となっている。II型は逆に北東部が負で中心は-1.1°Cになって南西部は正となっている型である。偏差図のそれぞれは第11図に示す。次に、それぞれの型のときのA.A. Girsの循環型や東西指数との対応を調べた。前者では8~12月に明らかな循環型の差の影響が認められ、後者では11~12月に明らかな型による東西指数の差が認められた。次に1月の500 mb 面高度の分布との対応を調べると、第12図の通り、I型-II型の水表面温度差が正となるとともに、500 mb 面の高度の極めて明らかな正の域がでている。最後に、5月・7月・9月の降水量分布との対応



第11図 (上) I型の1月の海水温度偏差図。0.2°C ごとの等値線、太線は0°Cを示す。
(中) II型の1月の海水温度偏差図。
(下) I型-II型の差。0.5°Cごとの等値線、太線は0°Cを示す。

と、上海、武汉、北京の半旬降水量をI型、II型別に表示した。次に第2報では、海水温の前月差と500 mb 面高度前月差の北太平洋における対応を調査した。また、興

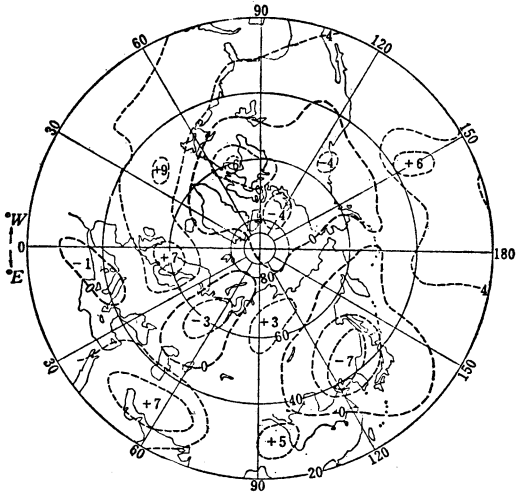


第13図 500 mb 面における南北風成分 (gpdm で表示) の異常。実線は海水温分布が I 型、破線は II 型るとき。正は北向。

味があるのは、上述の I 型のととき II 型のとときの沿岸の黒潮の水温の季節変化を旬別に示した図で、かなり明らかな差がみられる。第 13 図では、 $150\sim 170^{\circ}E$ 、 $20\sim 40^{\circ}N$ の 9 地点の 500 mb 高度和から $110\sim 130^{\circ}E$ 、 $20\sim 40^{\circ}N$ の 9 地点の 500 mb 高度和を引いて南北風の強さを表現して、前年の 8 月からの月ごとの変化を I 型と II 型とのそれぞれについて示したものである。この図から I 型のととき前年の 8 月からその年の 5 月まで黒潮地区の 500 mb 面では異常に北向の気流が強く、II 型のとときは特に前年の 11 月から 3 月まで南向の気流が強い。この結果、水温分布は I 型では北暖南冷で、II 型では北冷南暖となる。500 mb 面の日本付近のトラフの位置も両者で異なることが示され、最後に、北太平洋におけるこの二つの型の形成と崩壊の過程について調査した。この林学椿の論文は第 1 報・第 2 報を合わせて 32 ページに及ぶ大作で極めて興味あるものである。

陳其恭・陸菊中ら (1979) は梅雨期の異常乾湿と 100 mb 面の大気大循環の特性を調べた⁽²⁹⁾。24 地点における 1951~1976 年の 6~7 月の降水量平均値から、偏差が 35% より大であった年を大水の年、-35% より小であった

第12図 (上) 海水温分布が I 型のとときの 1 月の 500 mb 平均図 (gpdm)。
(中) 海水温分布が II 型のとときの 1 月の 500 mb 平均図。
(下) I 型 - II 型の 500 mb 平均高度差。

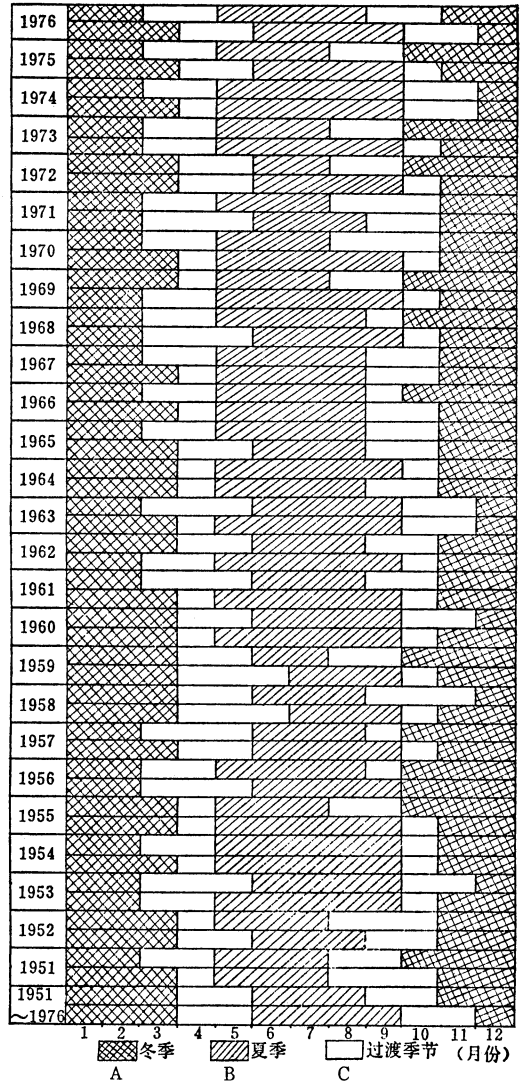


第14図 (大水の年) - (大ひでりの年) の6月と7月計の100 mb 高度偏差 (gpdm). 細い破線は等偏差線で、やや太い破線は偏差0の線.

年を大ひでりの年とした。1954, 1969年は大水の年, 1958, 1963年が大ひでりの年となった。第14図は大凶年の100 mb 高度偏差の合成図から大旱年のそれを引いた値の分布である。この図から大水の年には南アジア高気圧の西部と東部が高くなっていて(つまり東西に大きく発達しており), 東アジアに大きな負域すなわちひでり年には東アジアが平年より高くなっていて大水の年には東アジアに谷が出現していることが明らかになった。大水の年の前の1月と2月の100 mb の偏差図から、ひでりの年の前の1月と2月のそれを引いた図では、非常に大きな負域がシベリアを中心としてアジア大陸を掩っている。この特徴は、ひでり年の前の1月と2月の100 mb の図が3波長で平均図と似ているのに対し、大水の年の分布が非常に異なるために生じる。この論文では500 mb 面の偏差にもふれている。

黄忠恕(1979)は北半球の緯度に沿う500 mb 等圧面高度のフーリエ解析その他の統計的計算を行い、その季節変化特性を明らかにした³⁰⁾。超長波の波数1~3の振幅と位相角の6個の指標をもとにして大気大循環の形を分類し、1951~1977年の324カ月の季節変化のクロノロジーを第15図のように決定した。揚子江流域で水不足のときは夏季が短かく、逆に水多過のときは夏季が長い。特に水不足であった1972年と、特に水多過であった1954年との偏西風帯の波の状態を調べると、谷の位置が

1980年8月



第15図 累年の西風帯(各年の中の上方のわく)と亜熱帯(下方のわく)の季節変化。Aは冬、Bは夏、Cは過渡季節。

水年には東にずれていることがわかった。

刘力纶ら(1979)は同じくユーラシア大陸部分の500 mb の高度場と揚子江中・下流の5~7月の降水量との関係を調べた³¹⁾。多水年には、30~40°N の偏西風が春(3~4月)になってもまだ強く、中緯度高気圧(20°N)が100~140°Eの間で2月に非常に強いことが示された。また少水年には、赤道の水温は高く、北太平洋の中緯度高気圧(5,880 gpm)は西に伸びて125~130°Eまでくるが、多水年には赤道の水温は低く、西は110~120°

Eまでである。1953～1976年の5～7月降水量と6月の降水量の予報を、前年10月から当年3月までのユーラシア大陸500 mb面高度との相関は、(i)南部沿岸で正の高い相関があり北部沿岸では負の高い相関がある。(ii)60～90°Eの部分、すなわちヨーロッパの気圧の谷と、東アジアの気圧の谷の中間の尾根の部分には負の相関地域がある。(iii)ヨーロッパの谷の部分は正の相関がある。これらの関係を利用して1977年の降水量を予報し、実況と比較し好い結果をえた。

李鴻洲・王欽梁(1979)は、洞庭湖、鄱陽湖地区の夏の降水量の長期予報を行った³²⁾。前記の刘ら(1979)の分析と同じく、旱年の北太平洋高気圧(5,880 gpm)の西端は130°Eくらいまで、水年には100°Eまで来ていることを示している。尾根線の位置は旱年には15°Nくらいだが水年には20°N付近にくる。次に、旱年と水年の長期天気過程について分析し、台風の影響、太平洋とチベット高原の影響などを考察した。

沙万英ら(1979)は「揚子江流域の夏の乾湿循環の特性とその長期予報」と題し³³⁾、大通より上流の揚子江流域の6・7・8月の降水量の1951年以降の経年変化を報告した。7・8月の降水量は1950年代から1970年代にかけて減少している。平年値は6月170 mm、7月165 mm、8月150 mmであるが湿潤年の基準は偏差が6月で ≥ 35 mm、7月と8月では ≥ 25 mmである。年でいうと、6月は1954, 1956, 1964, 1973年、7月は1951, 1954, 1968, 1969, 1970年、8月は1952, 1954, 1956, 1965年である。一方、乾燥年の基準は6月 ≤ -30 mm、7月と8月で ≤ -30 mmである。乾燥した年は6月は1952, 1963, 1970, 1972年、7月は1956, 1959, 1964, 1971, 1972年、8月は1951, 1957, 1960, 1970, 1972年である。湿潤年と乾燥年について北半球の500 mb高度を6月(同時期のものとして)と、12・1・2月(先行期のものとして)についての合成図を作り検討した。正負の偏差の最大値の中心位置との関係、北太平洋高気圧の尾根線の位置との関係を散布図で調べた。

徐淑英・周玉孚(1979)は揚子江流域の持続性の乾燥・湿潤のときの気候循環の変化の規則性を研究した³⁴⁾。異常に乾燥した1972年と、異常に湿潤であった1954年为例にとり対比をした。メキシコ湾の水温とヨーロッパ500 mb高度偏差の経年変化曲線が逆相関を示すこと、西太平洋亜熱帯高圧帯の尾根線の緯度の偏差と黒潮の海水温の偏差が正相関を示すことを指摘している。予報は逐次回帰法で4変数を取り、夏の降水量を求めている。

揚子江流域中でも重要な「両湖地域の4～6月の降水に先行する気候循環特性とその予報について」は許孟英(1979)が論じた³⁵⁾。手法は前と同じで乾燥した年と湿潤だった年の前の10月の500 mb面高度の合成図を作り検討した。40～60°Nの10月の500 mb高度偏差の東半球の分布をみると、乾燥年と湿潤年で驚くほどよく対応して正域と負域が逆になっている。予報は5変数(10月の高度二つ; 2月の高度三つ)で求めている。

3.5. 水温分布との関係

これまでに紹介した論文にも、太平洋の水温分布との関係を研究したが、ここではさらに2～3の注目に値する研究を紹介しておきたい。

李克社ら(1979)は太平洋海水温と初夏の亜熱帯高気圧および両湖地区の降水関係を扱った³⁶⁾。ここでは、多水年として1954, 1959, 1962, 1967, 1973年の5年とし、少水年を1951, 1957, 1961, 1963, 1972, 1974年の6年としている。一方、面積指数や気圧偏差から5・6月に亜熱帯高気圧が強かった年として1959, 1962, 1969, 1973年の4年とし、弱かった年として1957, 1967, 1972, 1974年の4年をあげた。この亜熱帯高気圧が強かった年と弱かった年のをそれぞれ1月の北太平洋の海水温分布の合成図を示した。面積指数は1月と2月の海水温分布との相関をみると、赤道海水温(180～130°W)と、黒潮域で5%～1%で有意なところがあり、西風漂流域の30～40°N, 170～150°W付近では負で有意なところがある。

また、符凉斌ら(1979)は太平洋海面温度の長期変化およびそれに対する亜熱帯高気圧の影響を論じた³⁷⁾。まず、南北太平洋の海水温偏差の分布を考察し、ついで、赤道海流区、黒潮区、西風漂流区、カリフォルニア海流区の水温の長期変動とそれが亜熱帯高気圧の強度の長期変化に及ぼす影響を調べた。例えば、赤道海流区の水温が上昇すると5ヵ月後の亜熱帯高気圧が強くなり西に伸びる。水温がさがると高気圧が弱くなり東に退く。この関係は標本数324で0.72の相関がある。秋冬の海水温との関係では10～12月の赤道の水温と次年の6月の亜熱帯高気圧の面積指数との相関は非常に高い。これらの関係で長期予報を行う。

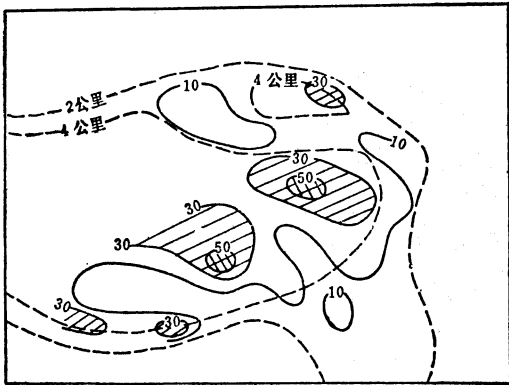
東太平洋赤道の海面温度と北西太平洋の中緯度の西風の強さとの関係は潘怡航(1978)が報告している³⁸⁾。両者の1965～1972年の毎月の対応を示し、マークス島の200 mbの西風と、西太平洋赤道付近5地点の北風成分のいずれも6ヵ月移動平均値(1969～1976年)がよく対応していることなどを示している。

北太平洋の海水温の偏差と亜熱帯高気圧との関係を1950~1975年の各月について、李克訖ら(1979)は調べた³⁹⁾。北太平洋高気圧の面積指数は5,880gpmの等高線内の10°N以北、110~180°Eの間の格子点の数で現わす。まず、海水温偏差の+-のクロノロジーを作り、上記25年間の対応をみると、6カ月移動平均曲線でみると非常によい対応を示す。特に11~1月の間、海水温が+のとき次の夏の北太平洋高気圧の面積指数は正すなわち面積は大で、強度は大で、西にまで伸び、6月には尾根線は南に偏っているが、7・8月は北に偏る。逆に11

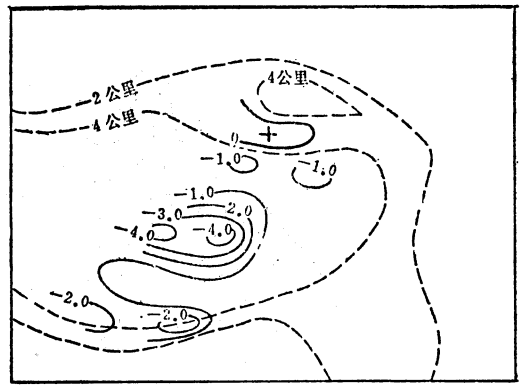
~1月に海水温が-のときは、面積は狭く、強度は小、東に退いており、尾根線は6月には北に偏っているが、8月には南に偏る。海水温の変化は、北太平洋高気圧の変化に3~7カ月先行しているという。

3.6. チベット高原の積雪と気候変化

陳烈庭ら(1979)はチベット高原冬季の積雪が大気循環および夏の降水に及ぼす影響について述べた⁴⁰⁾。まず、チベット高原の1956~1974年平均の積雪日数の分布は第16図の通りである。海拔4000m以上のところは30日以上で、バヤンカラ(巴顏喀拉)山脈では11~2月の



第16図 チベット高原における11~2月の永年平均の積雪日数の分布。図中の公里kmは地形等高線。



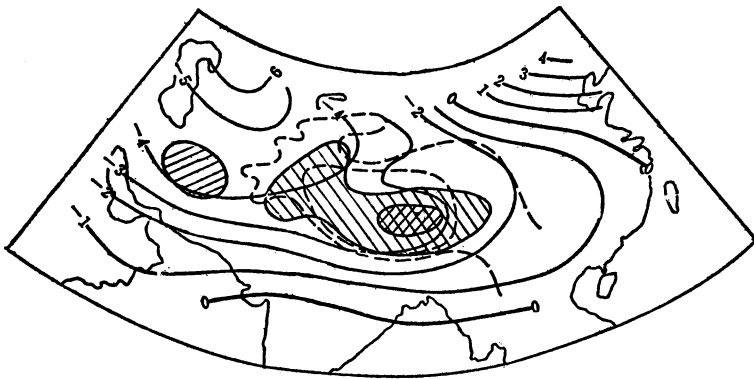
第17図 チベット高原における(多雪年)-(少雪年)の1月の地面気温差の分布。図中の公里kmは地形の等高線。

第7表 1967~1968年冬季チベット高原中部における各地点の積雪日数と気温偏差の比較。

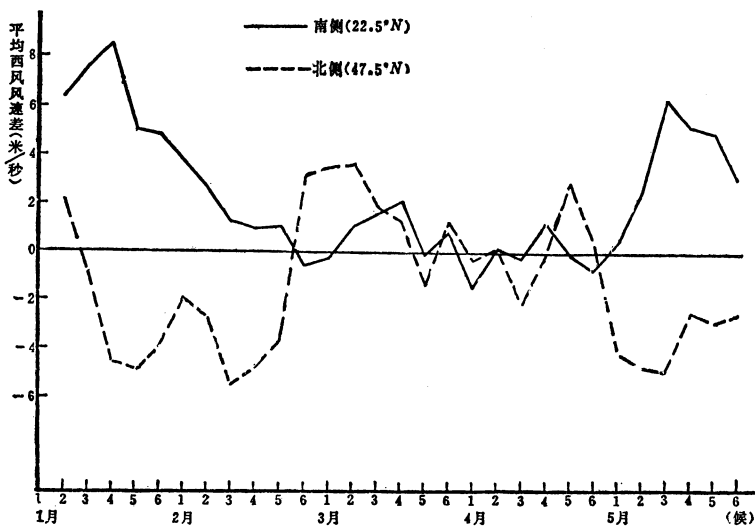
積雪情况	観測地点名	1967年12月		1968年1月	
		積雪日数(日)	気温偏差(Δt)	積雪日数(日)	気温偏差(Δt)
多雪	安多	31	-5.7	31	-3.6
	黑河	31	-5.4	31	-4.6
	索果	31	-9.8	31	-6.8
	嘉黎	31	-7.5	31	-4.3
	当雄	28	-4.0	27	-3.5
	平均	30.4	-6.5	30.2	-4.6
少雪	申	9	-1.0	3	-1.0
	班戈	4	-1.8	9	-0.7
	林周唐古	6	-1.6	5	-0.6
	丁青	1	-1.8	5	-0.9
	平均	5.0	-1.6	5.5	-0.8
多雪と少雪の差値(日)		25.4	-4.9	24.7	-3.8

間には50日以上、^{チベット}昌都の西方の山脈では60日以上である。長年平均の積雪日数の年変化はパヤンカラ山脈の3地点では10月から急に増し、翌年5月まで続く。しかし、年による差が大きく、例えば1967~1968年の冬は典型的な多雪の年で11~2月の間の積雪日数は長年の平均の1~3倍に達し、一方、小雪であった1959~1960年の冬にはわずか5~29日であった。チベット高原上の1957~1974年の積雪日数の偏差の年々変化をみると、1960年代には2年周期が明らかであった。いま、1957, 1962, 1964, 1966, 1968年を多雪年とし、1961, 1963, 1965, 1967, 1969年を少雪年として、それぞれの1月平均の地

表面気温偏差の分布を示すと第17図の通りである。^{トルファン}都蘭付近に例外的に正の地域が少しある他は全地域で負である。多雪年には低温で1部では -4°C も出現している。さらに地域的に詳しくみると、多雪地域ほど低温の程度がひどく、例えば上記の多雪年であった1967~1968年の冬について、チベット高原中部の各地点における積雪日数と気温偏差は第7表に示す通りである。積雪日数が1967年12月と1968年1月の全期間に及ぶ地点では負の偏差が大であり、小雪地域の地点では $-0.6\sim-1.8^{\circ}\text{C}$ で偏差も大きくない。500 mb 面の高度場に対する影響も明らかである。第18図に示すように多雪年から少雪年の

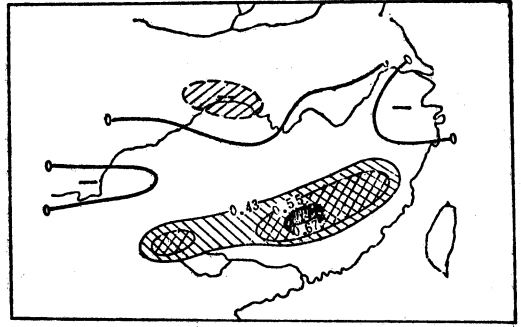


第18図 チベット高原の(多雪年)-(少雪年)の1月の500 mb 等圧面の高度差(gpm)の分布(斜線部分は差が5%で有意, 斜交線部分は1%で有意)



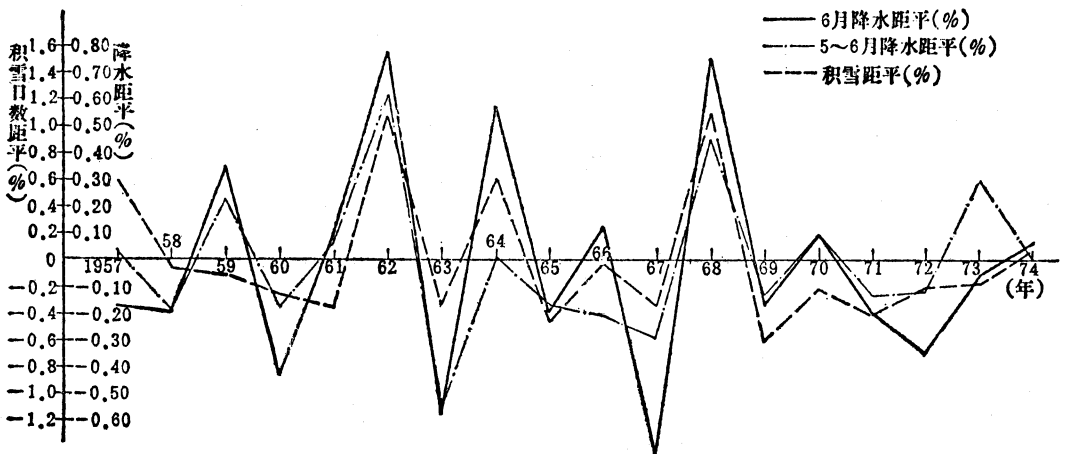
第19図 85°Eに沿うチベット高原の南側と北側における(多雪年)-(少雪年)の500 mb 面の偏西風の風速差(m/s)の時間変化。

高度を引くと、チベット高原上は $-2 \sim -4$ (gpdm) で多雪年には高度が低い。その差を t -検定すると1%で有意な地域は海拔4,000mの地域を中心にあり、それを囲んで5%で有意なところはほぼ2,000mの地域に一致する。しかし、興味あることに、5%で有意な地域はこれの他に高原の西方にもある。ここは冷たい気圧の谷が多雪年には深まるところで、この深まった谷が高原上を通過するときに降雪と低温をもたらす。さらに、おもしろいのは1~5月の500mb面における西風の変化である。チベット高原(85°Eで)の北側47.5°Nと南側22.5°Nにおける西風の風速差を多雪年一少雪年について半旬ごとに求め、1~5月までを示すと第19図の通りである。この図からわかるように、多雪年には、1月から2月第5半旬まで南側においては西風が強く、2月第6半旬から5月第1半旬までは多雪年と少雪年の差はほとんどなく5月第2半旬からまた西風が多雪年で強い。北側においては、1~2月は多雪年の方が弱く、3月第1~3半旬は多雪年の方が少し強く、その後、多雪年と少雪年の差は少なくなり5月になるとまた多雪年の方が弱くなる。すなわち、1~2月には多雪年はチベット高原上は積雪があって低温なため等圧面高度は低くなり高原の南側で偏西風が強くなる。それに対して北側では南北の温度差が小さくなり偏西風は弱い(5月になって高原上がまた多雪年に冷源になる理由は、著者らはふれていない)。しかし、現象的には極めて注目し値する。このような現象があるため、チベット高原中部(7地点平均)の積雪と華南(79地点平均)の6月の降水量とは第20図



第20図 チベット高原中部の冬と春の積雪と華南6月の降水量との相関。

に示すように1956~1974年の資料で0.5~0.7という高い相関がある。経年変化でみると第21図のように積雪日数の偏差(%)と華南(5地点平均)における5~6月の降水量偏差(%)、または6月の降水量偏差(%)とは、0.69および0.76の相関がある。つまり、雪が多かった年の6月には洞庭湖・鄱陽湖地域における降水量が多いことになる。しかし、揚子江中・下流地域は負の相関か、もしくは、相関は認められない。つまり、チベット高原で積雪が多かった冬の梅雨は揚子江の中・下流では少ない(多いとは言えない)。これは、積雪が多かったときにはチベット高気圧の発達がおくれ、雨帯の季節変化がおくれるためであろう。以上に紹介したチベット高原の積雪の論文は極めて興味ある現象を指摘しており、得られた図表はわが国の梅雨季の降水量予報にも役立つと思



第21図 チベット高原の中部の冬と春の積雪日数の偏差(破線)と華南5~6月降水量偏差(1点鎖線)と6月の降水量偏差(実線)の経年変化。

われる。

3.7. 気候変動と農作物生産

気候変動が食糧生産に及ぼす影響についての研究は多くない。歴史時代の季節学的な変化については、初めに紹介した竺の影響もあって、早くから指摘され、記録が整理されつつある⁴¹⁾。例えば、上海では、1920~1974年の平均に対し、1873~1919年は生長期間は10日も長く、沈陽では1939~1975年の平均に対し、1909~1938年は15日も長かった。このような変動は農作物生産にいちじるしい影響を持つことは確かであろう。

歴史資料や年輪や湖水の水位変化などの記録から黒竜江省の最近の400年間の古気候を復元し、また生長期間をみると17世紀は小氷期で、特にその50年代と60年代はその極で、現在より生長期間は1カ月も短かったと推定される⁴²⁾。1960年代になって少雨期が始まり、草原地帯でネズミの害が増加している。今後の寒冷化傾向では生長期間が10~20日縮まる可能性があり、耐寒性の品種の研究の必要性を指摘している。

4. あとがき

以上、述べたことを項目別にまとめることはむずかしいが、大略はこの最近の研究傾向の部にまとめた通りである。

最近の30年間の中国の気候学研究の総合報告は徐淑英・鄭斯中(1979)が行っている⁴³⁾。その中に気候変化についても約2ページにわたってまとめている。気候学全般の代表的文献166のうち22編が気候変化に関している。約8分の1というウェイトはわが国よりかなり大きい数字である。

気象界の第一人者である叶篤正(1979)が中国の大気科学全般にわたって最近、展開している⁴⁴⁾。ここでも、長期予報と気候学研究が9分野のひとつとして述べられており、気候変化の成果がふれられている。

最後に、黄地理研究所長をはじめ、討論に参加した多数の研究者に深い敬意とともに感謝する次第である。

文 献

- 1) 吉野正敏, 陳國彦, 1975: 中国の雨と気候, 大明堂, 東京, 1-216.
- 2) 竺可楨, 1973: 中国近五千年來氣候變遷の初歩研究, 中国科学, 2, 168-189.
- 3) Chu, Ko-Chen, 1973: A preliminary study on the climatic fluctuation during the last 5,000 years in China., Scientia Sinica, 16(2), 226-256.

- 4) 地理学報編輯部, 1978: 中国近代地理学的奠基人竺可楨同志, 地理学報, 33(1), 1-12.
- 5) 竺可楨文集編輯小組, 1979: 竺可楨文集, 科学出版社, 北京, 1-527.
- 6) 張家誠ほか, 1976: 氣候變遷及其原因, 科学出版社, 北京, 1-288.
- 7) 張家誠, 1977: 氣候變遷和超長期予報的意義与途径, 氣候超長期予, 1-7.
- 8) 中央氣象局研究所ほか, 1977: 我国華北及東北地区近五百年旱涝演变的研究, 氣候超長期予, 164-170.
- 9) 北京市氣象台, 1977: 北京市近五百年旱涝分析, 氣候超長期予, 126-128.
- 10) 南京大学氣象系氣候組, 1977: 关于我国東部公元1401~1900年五百年內的旱涝概況, 氣候超長期予, 53-58.
- 11) 鄭斯中ほか, 1977: 我国東南地区近兩千年氣候濕潤狀況的变化, 氣候超長期予, 29-32.
- 12) 張家誠, 張先恭, 1979: 近五百年我国氣候的八種振動及其相互關係, 氣象學報, 37(2), 49-57.
- 13) 王紹武ほか, 1979: 近五百年我国旱涝史料的分析, 地理学報, 34(4), 329-341.
- 14) 張丕远ほか, 1979: 十六世紀來中国氣候变化的若干特征, 地理学報, 34(3), 238-247.
- 15) 北京大学地球物系統計予報組, 1977: 最近一百四十年我国的氣候振動, 氣候超長期予, 149-163.
- 16) 福建省氣象局氣象台, 1977: 廿世紀以來福建氣候變異的初歩分析, 氣候超長期予, 10-15.
- 17) 長期天氣予報組, 1978: 冬季太平洋海水溫度異常对我国汛期降水的影響, 大氣物理集刊, 6, 1-12.
- 18) 郭其蘊, 司有元, 1979: 我国汛期降水分布類型及其季節变化, 地理集刊, 11, 16-39.
- 19) 沙万英, 李克訖, 1979: 副熱帶高压与長江下游地区梅雨和太平洋海温的关系, 地理集刊, 11, 126-137.
- 20) 潘怡航, 1978: 冬春海洋加熱与兩湖盆地汛期降水的初歩分析, 大氣物理集刊, 6, 102-115.
- 21) 李鴻洲, 1978: 海气相互作用对河北平原汛期降水量的影響, 大氣物理集刊, 116-129.
- 22) 陳菊英, 1979: 使用天氣諺語展望旱涝和降雨趨勢, 中長期水文氣報, 58-66.
- 23) 王紹武ほか, 1979: 我国旱涝36年周期及其產生的机制, 氣象學報, 37(1), 64-73.
- 24) 陳烈庭, 張耀, 1979: 河北平行夏季旱涝与大氣環流季節变化的關係, 大氣科学, 3(4), 352-361.
- 25) 吉林省氣象局氣象台, 1979: 吉林省夏季(6~8月)低温多雨的中期天氣分析及其予報, 氣象學報, 37(1), 53-63.
- 26) 符淙斌, 1979: 平均經圈環流型的転変与長期天氣過程, 氣象學報, 37(1), 74-85.
- 27) 帰風蘭, 1978: 北太平洋海水表面温度特征及相

応の大気環流型, 大気物理刊, 6, 13-26.

- 28) 林学椿, 1978: 北太平洋海水表面温度異常及其对東亜大気環流の影響 (1)(2), 大気物理集刊, 6, 40-56, 57-71.
- 29) 陳其恭, 陸菊中ほか, 1979: 梅雨期異常旱涝の100毫巴環流特征, 中長期水文気報, 78-87.
- 30) 黄忠恕, 1979: 北半球大気環流季節变化的初步分析及其在長期予報中的应用, 中長期水文気報, 88-97.
- 31) 刘为純ほか, 1979: 長江中下游汛期旱涝の欧亚500毫巴環流特征分析及予報, 中長期水文気報, 98-109.
- 32) 李鴻洲, 王欽梁, 1979: 長江流域洞庭, 鄱陽兩湖地区汛期旱涝長期天气過程的初步分析, 中長期水文気報, 140-161.
- 33) 沙万英, 周王孚, 殷月徽, 徐淑英, 1979: 長江流域夏季旱涝環流特征及其長期予報, 地理集刊, 11, 65-75.
- 34) 徐淑英, 周王孚, 1979: 長江流域持久性旱涝的環流演变規律, 地理集刊, 11, 76-87.
- 35) 許孟英, 1979: 兩湖地区汛期(4~6月)降水的前期環流特征及其預告, 地理集刊, 11, 88-95.
- 36) 李克訖, 沙万英, 赵劍平, 1979: 太平洋海温与初夏副熱帶高压和兩湖地区降水的關係, 地理集刊, 11, 138-145.
- 37) 符涼斌, 李克訖, 陳永申, 沙万英, 許以平, 1979: 太平洋海面温度的長期变化及其对副熱帶高压の影響, 地理集刊, 11, 146-157.
- 38) 潘怡航, 1978: 太平洋赤道緯圈環流在熱帶海洋影響中緯度西風強度中的作用, 大気科学, 2(3), 246-252.
- 39) 李克訖ほか, 1979: 北太平洋海温距年經向差对付熱帶高压影響的其若干事实, 大気科学, 3(2), 150-157.
- 40) 陳烈庭ほか, 1979: 青藏高原冬春季積雪对大気環流和我国南方汛期降水的影响, 中長期水文気報, 185-194.
- 41) 龚高法, 陳恩久, 1980: 論生長季气候寒暖变化与農業, 大気科学, 4(1), 40-48.
- 42) 龚高法ほか, 1979: 黑竜江省的氣候变化, 地理学報, 34(2), 129-138.
- 43) 徐淑英, 郑斯中, 1979: 三十年来我国的氣候学研究工作, 地理学報, 34(4), 293-304.
- 44) 叶篤正, 1979: 近年来我国大気科学研究的進展, 大気科学, 3(3), 195-202.

(論文集名の略)

中長期水文気報: 中長期水文気象予報文集, 長江流域規劃辦公室編.

大気物理集刊: 中国科学院大気物理研究所集刊, 科学出版社.

氣候超長期予: 氣候变迁和超長期予報文集, 中央氣象局研究所編, 科学出版社.

地理集刊: 中国科学院地理研究所編, 科学出版社.