

気候区分における水文要素 その歴史的展開

新井 正*

キーワード：気候区分、水文要素、気候指数、史的展望

1 はじめに

気候区分には、熱帯・温帯・寒帯の温度あるいは熱に関する区分のほかに、砂漠・多雨林などの乾湿あるいは水分に関する区分があり、この両者の組み合わせで全体が構成される。両区分とも、おそらく古代から認識されてきたものであり、民族や風習などとともに地域区分の要素であったと考えられる。近代以前における地域区分については、世界の各民族がそれぞれ固有の方法を持っていたはずであると考えられるが、いわゆる近代科学の流れの中でこの問題を考えると、ギリシャ・ローマを源流とする西欧の歴史の中で展望せざるを得なくなる。

日本では地域の特徴の違いに関する気候現象として、雨や雪の多寡や気温の差などが、いわゆる土地・風土を見分ける要素であったと考えられる。乾燥地域が存在しない日本では、特別な年を除けば激しい乾燥の経験はなく、これに対する認識も培われることがなかった。しかし、世界的に見ると乾燥地域が広く、乾燥あるいは水分条件に関する知識の整理が重要な課題であった。

本稿では、水文条件がどのように気候区分に組み込まれてきたか、簡単にその歴史を展望する。

2 測定法発明の時代

ギリシャ・ローマ時代から、水循環についてはすでに洞察が行われており、その一部は現代の知識と矛盾するものではなかった (Biswas : 高橋・早川訳 1979、榎根 1980、ルクレーティウス : 樋口訳 1961)。これらは観察に基づく事実も含むが、多くは思索によるものであり、当然のことながら数値的な分析は行われなかった。気候や水文に関する現象が数値で表されるためには、測定機器の発明を待たなければならなかった。したがって、科学としての気候区分や水収支の発展は、ルネッサ

ンス以降になる。

よく知られているように、温度計の原型は1592年頃にガリレオによって発明されたが、温度目盛りの共通化は1720年の Fahrenheit による°F目盛り、1742年の Celsius による °C目盛りにより行われ現在に至っている。セルシウス温度に関しては、Linne が修正を加えたと言われている (岡田 1956)。雨量の観測はかなり早く、1442年に朝鮮の李王朝で行われたことがある。

蒸発はギリシャ・ローマ時代から水循環の重要な要素であると認識されていたが、1687年に Halley が海からの蒸発量を推定したとされている。Monteith (1981) によると、小型蒸発計による測定は1772年に試みられ、1867年に規格化された。蒸発には日射量が重要な役目を担うが、最初の日射計は日射による水温の上昇を利用したもので、1837年に Pouillet により作られた。実用的な日射計は、1893年の Angström による補償日射計が最初であった。

湿度・水蒸気圧に関しては、1769年に Lambert が湿度計を発明したとされているが、今日の形の乾湿計は1825年に August により作られた。彼は水蒸気圧を求める式をも発表した (岡田 1956)。

以上のように概観すると、気候区分の基礎となる各種の資料が整備されたのは、それほど古いことではない。

3 19世紀 - データによる自然地理区分の萌芽 - (注1)

世界の気候分布を概観するためには、何よりも気温分布図が必要である。等温線は1817年に Humboldt によって発明され、同時に世界の年平均気温の分布図が示された。しかし、この図はわずか58地点の資料で描かれたもので、非常に簡単なものであった (矢沢 1989)。その

* 立正大学地球環境科学部

後、1848年に Dove が約900地点の資料で分布図を作成し、これが気候区分における次への橋渡しになった。

19世紀の自然地理学では、生物地理が大きな比重を占めていたと考えられる。世界の植生図としては、1866年に Grisebach が発表した図があり、これと上記の Dove の気温分布との比較が行われた。これに先だって19世紀前半には、ヨーロッパ内における気温と植生分布の比較が試みられた。ヨーロッパアルプスと北欧の森林限界を中心とした気温と植生分布の対応は一応成功したように見えたが、世界の乾燥地域からの新しい資料が増加するにつれ、気温のみで世界の気候や植生の分布を説明することは不可能であることが理解されるようになった (Thorntwaite 1943ほか)。すでに当時、Dove は熱帯では雨の変動が気候に大きく影響することを指摘し、de Candolle (A.) は植物は単なる温度計ではないと述べたとされている。

1869年に Linsser は、ヨーロッパ以外では水分条件が植物にとって重要であると指摘し、月平均気温と月降水量の比を湿潤指数と名付け、これによる世界の植生区分を試み、5区分を提案した。気温と降水量の比は、その後の気候区分で非常に多く利用されるものとなった。

1874年に de Candolle は古生物学的に見た植物分布の地理区分を試み、特殊な事例を除き北半球を高温帯、乾燥帯、中温帯、低温帯、凍結帯の5地帯に分類した。その直後に、Drude は4植物地帯を提案した。世界(北半球)を5地帯に区分し、温帯である地中海世界を中心におく考えは、ギリシャ・ローマ以来の西欧人の世界観であろうと思われる。すなわち、世界の中心は地中海のC地帯にあり、その南には砂漠(B地帯)が広がり、さらには高温多湿な赤道帯(A地帯)がある。北にアルプスを越えると冷涼な地域(D地帯)があり、さらに北には寒冷な雪と氷が卓越する地域(E地帯)がある。これは気候・植生のみでなく、民族や生活形態の地域区分でもあった。前述の Dove の気候分布や、1879年の Supan の温度帯も、このような古代の自然観を踏襲したものと考えられる。

以上のような各種の分布図の整合性、特に植生分布と気候資料の整合性を求めて、1884年に Köppen の気候区分が示された。これは6温度帯に乾燥帯を加えたものであった。1898年には Schimper が現在にも通用するツンドラ、森林、サバナ、ステップ、砂漠の区分を示した。19世紀末に、ロシアの Veikof (Woeikov) は河川の水源地、すなわち水収支の立場で気候区分を提案したが、具体的な結果には至らなかった。

4 20世紀前半 - index の時代 -

さきに述べた Linsser による気温 (T) と雨量 (P) との比は、20世紀に入るといろいろな形で応用されるようになった。その一つは Lang の雨量因子で、彼は (P/T) 比を成帯土壌の分布と対比させた。これは植生分布とも対応する。De Martonne は乾燥限界として $P/(T+10)$ を用い、森林や農業の分布を説明した。なお、いずれも年平均気温と年降水量によるが、de Martonne の指数は月平均値にもとづき合計平均した値である。雨量因子と乾燥限界の数値は、その他の気候指数とともに表1に示してある。

Köppen も乾燥気候の境界を年平均気温と年降水量により求めているが、数度にわたる改良の結果、現在使われている形に落ちついた。すなわち、森林とステップの境は冬雨の地域では $2T = P$ 、夏雨の地域では $2(T+14) = P$ とする。またステップと砂漠の境界は冬雨の場合 $T \geq P$ 、夏雨の場合には $(T+14) \geq P$ である。これもまた、降水量と気温の比較である。

乾燥の目安として雨量が使われるのは当然であるが、気温にはどのような意味があるのだろうか。水収支であれば、降水量と蒸発量あるいは蒸発散量 (E) との差 $(P-E)$ 、あるいは比 (E/P) が意味を持つはずである。蒸発量と降水量の直接比較を提案したのは Transeau で1905年のことであったが、データはアメリカ東部に限られていた (矢沢 1989)。蒸発量の測定は現在でも簡単ではなく、20世紀前半以前ではこれに対応する資料も少なかった。蒸発を起こす最大の熱源は日射であり、日射が強い時には気温も高いことから、蒸発の指標として気温が用いられてきたと理解するのが妥当であろう。また、気温のデータは早い時点から各地で整備されていたことも大きな理由である。

Thorntwaite (1931) は、アメリカの21地点のデータにより $P \cdot E$ 比と呼ばれる比 (P/E) を求め一般化し、気候区分を行った。さらに彼は、これを世界に広げて適用した (Thorntwaite 1933)。 $P \cdot E$ 比は次式で計算する。

$$P/E = 11.5 \{P/(T-10)\}^{10/9}$$

気候区分に用いるときには、毎月の値で計算し1年間加算する。なお、気温は $^{\circ}\text{F}$ 、雨量はインチとする。ここでは蒸発量が気候区分の中に取り込まれたが、実際の推定には上式のように気温が用いられた。温度帯の区分には、0 以上の積算温度にもとづく指数が用いられた。

表1 各種の気候指数

(1) Lang の雨量因子と植物帯との対応		(2) de Martonne の乾燥限界	
0 - 20	砂漠	5以下	砂漠、無河流地域
20 - 40	半砂漠	5 - 10	草原、灌漑農業可能
40 - 60	ステップ、サバナ	10 - 20	一時的な河川
60 - 100	灌木林	20 - 30	乾燥農業可能
100 - 160	喬木林	30	永久河川
160以上	ツンドラ	40	森林
(3) Thornthwaite の P・E 比 (1931年)		(4) Budyko の放射乾燥度 (概数)	
15以下	乾燥 (砂漠)	0.3以下	ツンドラ
16 - 31	半乾燥 (ステップ)	0.3 - 1.1	森林
32 - 63	亜湿潤 (草原)	1.1 - 2.2	草原
64 - 127	湿潤 (森林)	2.2 - 3.3	半砂漠
128以上	過湿潤 (雨林)	3.3以上	砂漠
(5) 温量指数と乾湿指数			
温量指数		乾湿指数	
15以下	氷雪・ツンドラ	0 - 3	砂漠
15 - 55	針葉樹林	3 - 5	ステップ
55 - 85	落葉広葉樹林	5 - 7	サバナ
85 - 180	照葉樹林、暖帯広葉樹林	7 - 10	落葉あるいは雨緑林
180 - 240	亜熱帯降雨林、亜熱帯雨緑林	10以上	常緑林
240以上	熱帯降雨林、雨緑林		

表1には1931年の区分のうち、乾湿に関する部分のみを記した。なお、彼の区分の境界値には独特の特徴があり、倍々の数値で区切っている。このような客観的な区分を行ったことには、ギリシャ以来の習慣を切りはなす意図が働いていたように思われる。なお、後で述べる Budyko の区分にも独特の特徴がある。

5 20世紀後半 - 水収支の時代 - (注2)

蒸発量を採用したとしても、比として用いた Thornthwaite の1931の方法は、定量的とは言い切れないものであった。20世紀後半の平和な時代に入ると、定量的な水収支の研究が具体化され、気候区分にも反映されるようになった。1948年は記念すべき年で、Thornthwaite の新気候区分 (Thornthwaite 1948) と Penman の蒸発量推定式が発表された (Penman 1948)。Penman は気候区分に言及することはなかったが、彼の方法による可能蒸発量の推定値は、降水量と組み合わせて指数化し乾燥気候の説明に使われることがある。なお、この可能蒸発量とは、浅い水面からの蒸発量である。

Thornthwaite はアメリカの試験圃場における水使用量が、水の制約がない場合の必要にして最小限の蒸発散量、すなわち最大可能蒸発散量 (PE) に近いとみなして気温との関係を求めた。その結果は以下の式にまとめられたが、この考えの基本は植物の生育も一種の化学反応であるから、温度が高くなれば反応速度が速くなるという点にあった。反応速度が速いということは栄養分の吸収が速いことで、可能蒸発散量 (PE) が多くなることを意味する。用いるデータは月平均気温 (t_i) である。ただし、高温になると植物が枯死するので、およそ30を適用限界とする。また、0 以下では植物が活動しないと考え、蒸発散をゼロとする。

$$PE = 1.6(10t_i/I)^a$$

$$a = (0.675I^3 - 77.1I^2 + 17920I + 492390) \times 10^{-6}$$

$$I = \sum i = \sum (t_i/5)^{1.514}$$

上式で求められる値は、すでに記したように水分不足が起こらない可能蒸発散量であるから、土壌水分が不足する時には、土壌水分の収支を加えた水収支計算を行う必要がある。表2がその例で、ここでは土壌による水分保留量 (高) を100mmとして計算しているが、Mather

表2 Thornthwaite 法による水収支計算の例^(注2)

1993年	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	計
月平均気温	6.4	7.0	8.0	14.1	18.4	22.7	25.0	25.7	22.4	16.9	13.6	8.0	
可能蒸発散量 (PE mm)	11	13	19	52	89	125	149	149	105	62	39	16	829
降水量 (P mm)	48	31	93	61	78	318	321	190	230	102	87	62	1621
土中水分の変化 (mm)	0	0	0	0	-11	+11	0	0	0	0	0	0	
土中水分保有量 (mm)	100	100	100	100	89	100	100	100	100	100	100	100	
実蒸発散量 (E _T mm)	11	13	19	52	89	125	149	149	105	62	39	16	829
水分不足 (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
水分過剰 (mm)	37	18	74	9	0	182	172	41	125	40	48	46	792

1994年	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	計
月平均気温	5.3	5.9	7.8	15.7	20.2	23.4	29.6	29.6	25.1	19.3	13.8	8.9	
可能蒸発散量 (PE mm)	6	7	14	55	97	128	202	192	125	72	35	15	948
降水量 (P mm)	13	58	32	65	79	89	59	26	237	70	25	45	798
土中水分の変化 (mm)	0	0	0	0	-18	-39	-43	0	+100	-2	-10	+12	
土中水分保有量 (mm)	100	100	100	100	82	43	0	0	100	98	88	100	
実蒸発散量 (E _T mm)	6	7	14	55	97	128	102	26	125	72	35	15	682
水分不足 (mm)	0	0	0	0	0	0	100	166	0	0	0	0	266
水分過剰 (mm)	7	51	18	10	0	0	0	0	12	0	0	18	116

(注) 可能蒸発散量は日長係数で補正した値。

(1978) のテキストではいろいろな条件に合わせて 50mm から300mm までの数値が与えられている。

表2は Thornthwaite 法による、高松における1993年(寒冷・多雨年)と1994年(高温・乾燥年)との比較である(新井 2004b)。このように、この方法は気候変動に伴う水収支の評価にも適用することができる(森 2000)。Thornthwaite の水収支は、20世紀において地理学関係の学術誌で発表された論文のうちで、もっとも応用範囲が広い成果であったと言える。これは、地理学における大きな遺産と言っても過言ではない。

1948年の水収支による Thornthwaite の気候区分は、非常に複雑である。すなわち、表2の水分過剰(*s*)と水分不足(*d*)の年合計と可能蒸発散量(*PE*)との比を、それぞれ湿潤係数、乾燥係数とし、その差を湿潤指数とし、これを基準にして区分を行う。

$$I_h = 100(s/PE) \quad \text{湿潤係数}$$

$$I_d = 100(d/PE) \quad \text{乾燥係数}$$

$$I_m = I_h - I_d \quad \text{湿潤指数}$$

この *I_m* の形は1955年に改められたもので、1948年のものは $(I_h - 0.6I_d)$ であった。具体的な気候区分は、前述のように数値により客観的に行われる。

旧ソ連の Budyko は、熱収支と水収支とを結びつける重要な業績を残した(Budyko: 内島訳 1956、内嶋・岩切訳 1973など)。Budyko の方法の基本は、次式により年平均値で水収支と熱収支とを比較することにある。

ここで、*E* は蒸発(蒸発散)量、*P* は降水量、*R_F* は流出高、*R_N* は地表面における正味放射、*L* は蒸発の潜熱($2.5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$)、*LE* は潜熱交換量、*H* は顕熱交換量である。

$$\text{水収支} \quad E = P - R_F$$

$$\text{熱収支} \quad R_N = LE + H$$

水収支式より、次の形が導ける。

$$E/P = 1 - (R_F/P)$$

また、熱収支式の両辺を *P* と *L* で割ると、水収支と共通である (*E/P*) が求められる。顕熱輸送は潜熱輸送に比較すると少ないので、次式のように $\phi(R_N/LP)$ の形として考えることができる。

$$E/P = (R_N/LP) - (H/LP) = \phi(R_N/LP)$$

式中の (*R_N/LP*) は放射乾燥度と呼ばれ、乾燥の程度を表す (*E/P*) に対応する。したがって、流出高や流出率 (*R_F/P*) に関連づけることも可能である。放射乾燥度は、降った雨が全て蒸発した場合の潜熱放出量と、その地点の正味放射量との比になる。

図1には、放射乾燥度と植生帯および年流出高の関係を示した。放射乾燥度のおよその数値として0.3、1.1、2.2、3.3が、それぞれの植生帯の境界にあたる(表1、図1)。放射乾燥度が1以上であれば水分不足、1以下であれば水分過剰で森林帯あるいはツンドラ・氷河地帯に

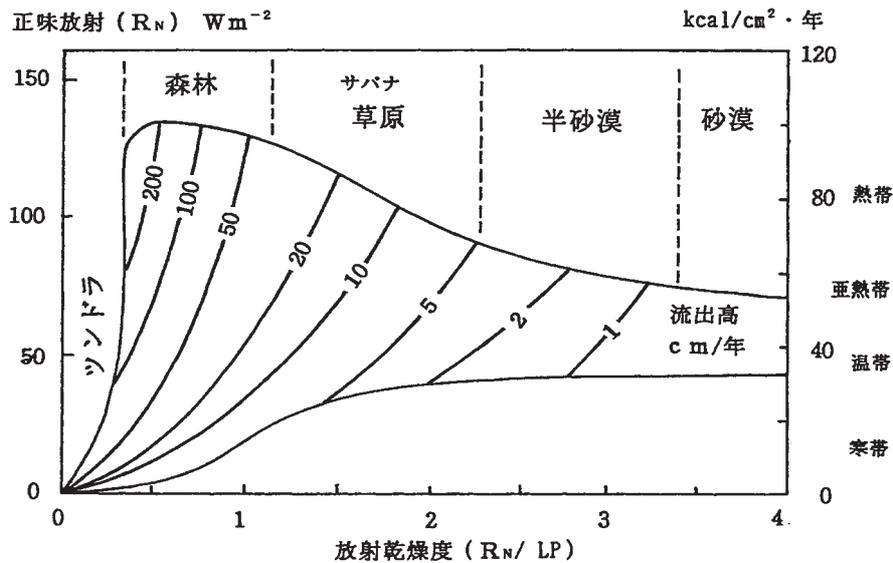


図1 Budykoによる放射乾燥度と気候帯、流出高^(注2)
(Budyko: 内島訳 1956ほかにもとづき作成)

なる。ツンドラや氷河は、蒸発が少ないために水分過剰の割合が非常に高くなった景観である。放射乾燥度という概念は多少理解しにくい点があるが、熱と水とを結びつける巧みな手法であると言える。このほかに、Budykoは降水量、流出高、正味放射量の相互関係を示した。

このように、20世紀後半になると水収支解析の手法が提案され、それが一般化して多くの調査・研究が行われるようになった。さらに気候区分も、水や熱の動態に照らし合わせて理解することが可能になったと言える。

6 積算温度と水分条件 - 植生および農作物との対応 -

植物分布との対応で気候区分を行うとき、しばしば積算温度が使われる。特に森林分布や農業気候では、これが使われることが多い。森林における生育限界温度(低温)の存在と生育期間中の好適温度の重要性は、Grisebachによって指摘された。Kppenはこれにもとづき、森林分布と10を基準とした生育持続期間とを対応させたと言われる(矢沢 1989)。

日本においては、吉良(1952など)による温量指数(暖かさの指数)がよく知られた積算温度である。この基礎は、森林の生活帯と生育必要熱量とを対応させることで(今西・吉良 1953)、実際には中国東北部を中心とした森林分布の説明のために考案された。温量指数(W)の計算は、月平均気温5以上の値を年間合計する簡単なものである。しかし、これのみでは乾燥が卓越

する内陸部の森林分布が説明できないので、乾湿指数(K)が導入された。下の式で、Pは年降水量(mm)である。

$$W = \sum_{i=1}^{12月} (t_i - 5)$$

$$K = P / (W + 20) \quad W \leq 100 \text{ の場合}$$

$$K = P / (W + 140) \quad W \geq 100 \text{ の場合}$$

この乾湿指数においても、基本的には気温と降水量の比を用いている。表1には温量指数と乾湿指数による植生境界値を示した。この方法は計算が簡単であることと、東アジアに適している点で日本で普及した。

積算温度による気候区分は、旧ソ連や中国では広く行われている。これらは農業気候区分と呼ばれることもあるが、一般気候区分にも利用されている(侯ほか 1993など)。作物の生育限界温度としては10が使われることが多いが($\sum T_{10}$ という)、寒帯の作物では5、温帯や熱帯の作物では10あるいは20というような使い分けも行われている。温量指数が月平均気温に基づいたのに対して、この積算温度は毎日の平均気温に基づく。したがって、積算値は2,000ないし6,000以上になる^(注3)。

これと併せて、水熱係数(HTC)と呼ばれる指数が用いられている。これはある期間(1年間あるいは生育期間)の積算温度と降水量の比を指数化したもので、次式で求める。生育期間を対象とする場合には、その期間のみ計算する。

$$HTC = \sum P / 0.1 \sum T_{10}$$

この場合には $\sum T$ がかなり大きな数値になるので、

指数の値は2以下に収まる。分母の積算温度を Penman の水面に対する可能蒸発量の積算値に置き換えた指数も用いられるが、これは HTC と並行関係になる。

気候区分に用いられる乾湿に関する指数は、降水量を分子に気温を分母に置いている。雨量因子や乾燥限界にしても、P・E 比や HTC にしても降水量が分子になる。これは降水量を mm で表すと、指数の値が 10^{-1} ないし 10^2 のオーダーに収まること、湿潤地で値が大きくなり乾燥地で小さくなるので感覚的にわかりやすいことが理由であると考えられる。一方、水文学では流出高あるいは流出率に注目するので、降水量を分母に置くのが普通である。この点で、気候学的感覚と水文学的感覚の違いがある。表1の中で、Budyko の放射乾燥度は気温と密接に関係する正味放射が分子に入っているため、数値と気候帯の配列順が他の指数の逆になっている。同じ要素で構成されても、立場の違いで表現方法が異なっている。

7 おわりに

気候に関連する現象の理解は大気のみ情報では不十分であることが、最近広く理解されるようになった。特に気候と水とは密接な関係があることが、強く認識されるようになった。本稿のように歴史をたどってみると、識者はかなり古くからこのことを意識していたことがわかる。現在は気象だけ、水だけという時代ではなく、広い基礎知識が求められる。Thorntwaite (1961) は1958年の講演の中で、全ての気候現象の基礎となる接地気象の研究にあっては、土壌と植物の知識が重要であることを指摘した。この論調の中で、彼は地図化の重要性も述べている。これは現在であれば、GIS によるデータの比較検討にあたる。特に面的分布に関する複数の要素を比較解析するときには、GIS は有効な道具になる。GIS の利用により、気候区分の新たな展開があるかも知れない。

このように展望してみると、ときどき立ち止まって古典に目を通すことが必要であることが痛感される。このことが、新たな展開につながるはずである。

注

注1 主として矢沢 (1989)、Thorntwaite (1943)、福井 (1947) を参照した。

注2 新井 (2004b) にもとづく。

注3 中国の農業気候に関する概要は新井 (2004a) を参照。

参考文献

- 新井 正 (2004a) 中国の農業気候と土地利用. 地域研究, 44 巻2号, 1-9.
- 新井 正 (2004b) 『地域分析のための熱・水収支水文学』古今書院.
- 今西錦司, 吉良龍夫 (1953) 生物地理. 福井英一郎編 『自然地理II』所収, 235-313. 朝倉書店.
- 岡田武松 (1956) 『世界気象年表』. 地人書館.
- 榎根 勇 (1980) 『水文学』. 大明堂.
- 吉良龍夫 (1952, 復刻版1975) 落葉針葉樹林の生態的位置づけ. 今西錦司編 『大興安嶺探検』所収, 476-497. 講談社.
- Biswas, A. K. : 高橋 裕・早川正子訳 (1979) 『水の文化史 - 水文学入門 -』. 総合出版.
- 福井英一郎 (1947) 『気候学』. 古今書院.
- Budyko, M. I. : 内島善兵衛訳 (1956) 『地表面の熱収支』. 河川水温調査会.
- Budyko, M. I. : 内嶋善兵衛, 岩切 敏訳 (1973) 『気候と生命, 上・下』. 東京大学出版会.
- 森 和紀 (2000) 地球温暖化と陸水環境の変化 - とくに河川水文特性への影響を中心に -. 陸水学雑誌, 61巻, 51-58.
- 矢沢大二 (1989) 『気候地域論考, その思潮と展開』. 古今書院.
- ルクレティウス: 樋口勝彦訳 (1961) 『物の本質について』. 岩波文庫.
- 侯 光良, 李 繼由, 張 誼光 (1993) 『中国農業気候資源』. 中国人民大学出版.
- Mather, J. R. (1978) *The Climatic Water Budget in Environmental Analysis*. Lexington Books.
- Monteith, J. L. (1981) Evaporation and surface temperature. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, Vol. 107, 1-27.
- Penman, H. L. (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A*, Vol. 193, 120-145.
- Thorntwaite, C. W. (1931) The climate of North America according to a new classification. *Geographical Review*, Vol. 21, 633-655.
- Thorntwaite, C. W. (1933) The climate of the Earth. *Geographical Review*, Vol. 23, 433-430.
- Thorntwaite, C. W. (1943) Problems in the classification of climate. *Geographical Review*, Vol. 33, 233-255.
- Thorntwaite, C. W. (1948) An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, Vol. 38, 55-94.
- Thorntwaite, C. W. (1961) The task ahead. *Annals of the Association of American Geographers*, Vol. 51, 345-256.

Hydrological Factors in Climatic Classification - A historical review -

Tadashi ARAI

Faculty of Geo-environmental Science, Rissho University

Keywords: climatic classification, hydrological factor, climatic index, historical review