



エルチチョン噴火と大気混濁度の変動*

山内 豊太郎・志村 英洋**

1. はじめに

1982年3月から5月にかけて、メキシコ、チアパス州の原生林にあるエルチチョン火山(17°20'N, 93°12'W)が噴火した。噴火前の山の高さは「世界の活火山リスト」によれば1,350mとなっているが、2,225mあるいは1,260mであったとする文献などもある。いずれが正しいかについては、噴火によりこの山の中腹以上が吹き飛んでしまったためはや確認不可能である。1カ月以上におわたる噴火のうち3月28日の最初の噴火や4月3日の噴火も大きかったが、4月4日に噴出物総量 0.5 km³、天明の浅間山大噴火に匹敵する最大の噴火があった。

この際にばく大な量の火山灰や岩が噴出され、また、火砕流が発生してフランシスコ・レオン村など半径6km以内の村々を壊滅させた。噴火後、火口は深さ290m、幅600mのクレーターになった。堆積物の量から推定すると、1980年5月に噴火したアメリカ合衆国のセントヘレンズ火山よりかなり小規模であったが、セントヘレンズが斜め方向に噴火したのに対し、エルチチョンはほとんど真上に噴き上げたためエルチチョンの方がより多くの火山灰やガスを成層圏に注入した。また、エルチチョンの噴出物は亜硫酸ガスを特に多く含んでいたため、その後それを起源とするエロゾルが成層圏で多量にできたと考えられている(Tilling, 1982; 沢田, 1984)。この火山灰の雲が帯状になって上空を流れていることが米航

空宇宙局(NASA)の航空機などによって観測され、気象への影響が懸念されるようになった。

ここでは、その後噴火の影響が気象庁における種々の観測結果にどう現れたかについて、直達日射観測およびその解析結果を主体に御紹介する。

2. 噴火後半年間に観測された諸現象

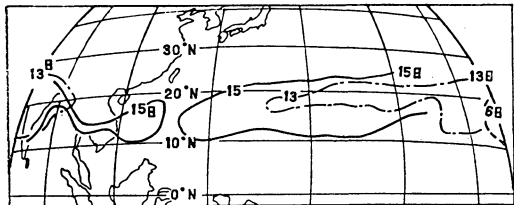
気象庁では、1982年5月気候変動対策室が中心になって「エルチチョン噴火が気候に及ぼす影響に関する打ち合わせ会」という連絡会をつくり、長期予報課、測候課、地震課火山室、海洋課、気象研究所、気象衛星センターの担当者が集まって情報の交換などを行った。

その結果、まず気象衛星センターで「ひまわり」の画像に火山灰雲らしきものがあらわれていることがわかった。これは毎日画像を見ている職員も気がつかないぐらい薄いものだが「写っているはずだ」という目で探してみるとビニールシート1枚置いた程度画像がわずかにぼやけたり白っぽかったりしている部分があることがわかったもので、その後詳しく解析した結果火山灰雲は4月6日から6月10日頃まで見られ、第1図に示すように上層(南鳥島の高層観測から推定すると30mb)のものは西進、下層(同100mb)のものは東進していた(舟田・荒井, 1983; 気象庁ニュース, 1983)。

次に、4月25日頃から筑波にある気象研究所のライダーが、成層圏の18km付近に火山灰雲と思われる後方散乱を観測した(第2図)。これは九州大学が4月18日、名古屋大学が19日にライダーで火山灰雲をとらえたのに続くもので、火山灰雲がしだいに北上していったことが

* The effect of El Chichon eruptions in 1982 on the atmospheric turbidity.

** Toyotaro Yamauchi and Hidehiro Shimura, 気象庁測候課.



第1図 「ひまわり2号(GMS-2)」の可視画像による1982年4月の火山灰雲の移動(気象庁ニュースによる)。

わかる。この頃のライダーでは火山灰雲が定常的に観測された訳ではなく、まだ「むら」があったと思われる。

そのほか、海面温度への影響も調査されたが、そのうち大規模な「エルニーニョ」現象が始まったこともあり解析は不可能であった。しかし、火山灰雲の出す熱放射の影響を受けて、米国の気象衛星ノア7号からのリモートセンシングによる海面温度と実測値との間に大幅な差が出たことなどが報告された。

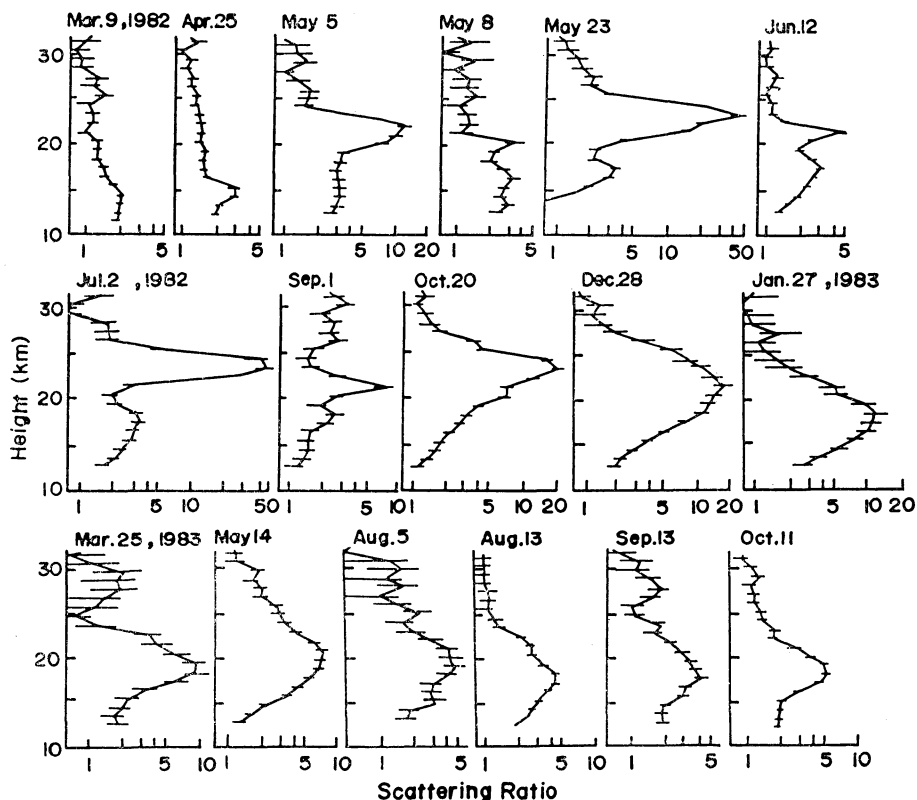
国外では、このほかに火山噴火特有の現象といわれるビショップリングが観測されている。

これら噴火から半年以内に観測された諸現象(第1表)から判断して、気象庁が全国14地点で観測している直達日射量にも影響が現われることが予想されたが、夏頃までの値では沖縄で平年より減少していたものの、夏季は全国的に悪天が多く直達日射観測回数が少ないこともあり、全体として平年との違いは判別できなかった。

3. 直達日射量と大気混濁度

3.1. 直達日射量の観測

気象庁では、1932年以来直達日射量の観測を行ってきた。直達日射量とは、太陽光球面を含む狭い立体角から入射してくる放射エネルギーで、世界気象機関(WMO)や気象庁では光が受光面に垂直に当たるように測定した場合を直達日射量と定義しているが、太陽熱利用の分野などでは、水平面直達日射量と区別してこれを法線面直達日射量と呼ぶことがある。気象庁では、直達日射量の



第2図 筑波研究学園都市にある気象研究所のライダーで観測された成層圏エアロゾル(田端, 高橋)。

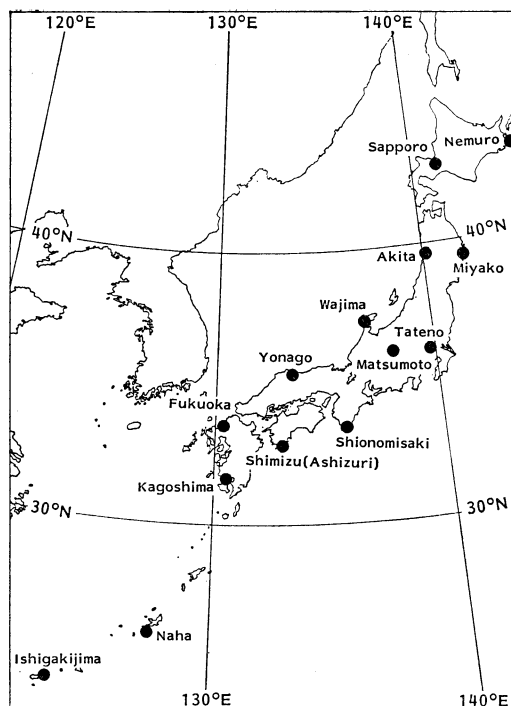
第1表 エルチジョン噴火から半年間に観測された現象例.

Mar. 28	現地時間23時32分第1回噴火, 噴煙高度15km (NOAA の画像では 16.8km)
Apr. 4	同5時22分最大噴火, 噴煙高度は27~28km, 噴出物総量は0.5km ³ (天明の浅間山大噴火程度)と推定, 推積物の厚さは最大15m
6~	気象衛星「ひまわり」の可視画像のハワイ付近に火山灰雲らしいボヤケ出現, 西進(30mb)
11~	米テキサス州ヒューストンでビショップリング観測
13	「ひまわり」画像のインド・ベンガル湾付近に火山灰雲出現, 東進(100mb)
16	「ひまわり」画像の東西からの火山灰雲がフィリピン付近で重なる
18・19~	九大及び名大のライダーでエーロゾル増加を観測
21	NASAがメキシコ, 太平洋, インド洋, サウジアラビア上空約27,000mに厚さ3,200m, 濃度セントヘレンズ噴火の際の140倍の火山灰雲の帯を観測したと発表
25~	気象研(筑波)のライダーでエーロゾル層を観測
May 12~	エルチジョン噴火中断
Jun. 10	「ひまわり」画像から火山灰雲消える
Sep. 7~	イギリスでビショップリングや異常夕焼け等を観測
Sep. 11	エルチジョン今回最後の小噴火

瞬間値(ある時刻の強さ)および積算量(ある期間の総量)を, それぞれ $\text{kW}\cdot\text{m}^{-2}$ (1980年以前は $\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$) および MJ (メガジュール) $\cdot\text{m}^{-2}$ (同 $\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}$) の単位で測定している. 使用する測器は1932年以来銀盤式日射計であったが, この測器は全くの手動式で瞬間値(正確には10分間平均値)しか測定できなかったことや, この測器に使用していた 0.01°C まで測定できる曲管温度計の製作には職人による名人芸が要求され製作できるメーカーがなくなったことなどから, 1978年以後受光部に熱電堆を使用しモーターで太陽を追跡する自記直達日射計に順次切り換え, 1982年1月には全測器が自記直達日射計となった. これ以後は, 1時間積算量も観測するようになった. 開口角はどちらも半角で 4° である.

観測地点は, 第2次世界大戦以前は朝鮮・台湾なども

1984年9月



第3図 気象庁の直達日射量観測網.

含め79地点もあったことがあるが戦争末期から急速に減少し, 現在は第3図に示した14地点となっている. このうち館野(高層気象台; 筑波研究学園都市)は調査観測として, その他の13地点は永年気候観測の一環として観測を行っている.

瞬間値の観測は地方真太陽時の9, 12, 15時またはその前後30分以内で太陽光球面およびその近傍に雲のない時に行い, 大気路程が5以下(太陽高度約 11° 以上), 透過率(後述)が0.5以上の時のデータを統計している.

わが国における直達日射観測は, もともと日射のエネルギー量を測ることよりもむしろ日射量から大気混濁の程度を求めることを目的としてきた. これは, 直達日射の強さが大気混濁のほか大気路程(日射が地上に達するまでに通過する地球大気長さで, 太陽高度角で決まる)にも依存するので, 観測時刻や緯度が異なると比較ができないためでもあったと考えられる. そこで, 直達日射観測(瞬間値)の統計や地点間の比較を行うのに便利のように, 大気透過率およびホイスナー・デュボアの混濁係数を計算している.

大気混濁度の測定方法として, WMOは波長別直達日

射量から求めることを薦めている。これは、常識的には「混濁」に含まれない水蒸気やオゾンの影響を除外するために、それらの吸収域以外の直達日射量を測り、エーロゾルによる減衰だけを求めるという方法で、日本では岩手県三陸町綾里の気象ロケット観測所にある大気バックグラウンド汚染観測所でカットオフ・フィルターを用いた広い波長域の波長別直達日射計で測定しているが、最近 WMO は精度の面から、この測器より干渉フィルターを用いて狭い波長域の日射を測るサンフォトメーターで測定することを推薦するようになり、綾里の測器もサンフォトメーターに更新することを計画している。

3.2. 大気透過率 A

波長 λ の直達日射の強さ $I(\lambda)$ は、Beer の法則により次式で表される。

$$I(\lambda) = \frac{1}{S} I_0(\lambda) \exp(-k(\lambda) \cdot m) \dots\dots\dots(1)$$

ここで、

$I_0(\lambda)$: 地球太陽間平均距離における、波長 λ の大気外日射量

S : 地球太陽間距離補正係数

$k(\lambda)$: 大気路程 1 のときの波長 λ における大気的光学的厚さ

m : 大気路程

(1)式において、 $A(\lambda) = \exp(-k(\lambda))$ とおくと

$$I(\lambda) = \frac{1}{S} I_0(\lambda) \cdot A(\lambda)^m$$

この式が、日射の波長全域 (実際には $0.28 \sim 3 \mu\text{m}$ にはほとんどの日射エネルギーが含まれるが、ここでは便宜的に $0 \sim \infty \mu\text{m}$ とする) について波長積分したものについてもなり立つとすると、

$$I = \frac{1}{S} I_0 \cdot A^m \dots\dots\dots(2)$$

ただし、

$$I = \int_0^\infty I(\lambda) d\lambda$$

$$I_0 = \int_0^\infty I_0(\lambda) d\lambda \text{ (この値を一般に太陽定数と呼ぶ)}$$

この A は大気透過率といい、大気路程が 1、すなわち太陽が天頂にある時に換算した値を表す。この大気透過率という表し方は観念的にわかりやすく、計算も単純である。しかし、一方では、 $A(\lambda)$ が波長により異なるが単一波長における理論をそのまま全波長に拡大しているため、厳密には大気の状態が同じでも m が大きい時ほど A がわずかに大きくなる、すなわち大気が見かけ上少しきれいになるという欠点も持っている。

3.3. ホイスナー・デュボアの混濁係数 τ_0

波長によって透過率が異なるのは、主として空気分子散乱 (レーリー散乱) による光学的厚さが波長に大きく依存 (およそ波長の 4 乗に逆比例) するからである。したがって、混濁大気的光学的厚さがレーリー大気 (空気分子散乱のみ存在する仮想大気、純粋大気ともいう) の光学的厚さの何倍にあたるかを計算すれば、 m の影響を受けない良い混濁の指標となるはずである。

(1)式的光学的厚さ $k(\lambda)$ を次のように分ける。

$$k(\lambda) = \frac{b}{b_0} k_R(\lambda) + k_g(\lambda) + \bar{k}_a(\lambda)$$

ここで

b, b_0 : 観測時の現地気圧、標準気圧 (1013.3mb)

$k_R(\lambda)$: レーリー散乱による波長 λ における光学的厚さ

$k_g(\lambda)$: 気体 (水蒸気・オゾン・二酸化炭素など) の吸収による波長 λ における光学的厚さ

$\bar{k}_a(\lambda)$: エーロゾルの吸収・散乱による波長 λ における光学的厚さ

(1)式を全波長域について積分して、うたと同様に考える

$$I = \frac{1}{S} I_0 \exp\left(-\left(\frac{b}{b_0} E_a + \bar{k}_g + \bar{k}_a\right) m\right)$$

ここで、 $E_a, \bar{k}_g, \bar{k}_a$ はそれぞれ $k_R(\lambda), k_g(\lambda), \bar{k}_a(\lambda)$ の波長平均値である。さらに、係数 τ_G を導入して

$$I = \frac{1}{S} I_0 \exp\left(-\frac{b}{b_0} E_a \cdot \tau_G \cdot m\right) \dots\dots\dots(3)$$

と表すと、この τ_G が前述のレーリー大気混濁の厚さの何倍に当たるかを表す係数で、リンケの混濁係数という (Linke, 1922)。これにより大気路程 m の影響を除いて比較することができ、今も世界各地で用いられている。

ホイスナーとデュボアは、 τ_G のままでは気圧が異なる場合の比較ができないので、標準気圧に更正したホイスナー・デュボアの混濁係数 τ_0 を提案し (Feussner-Dubois, 1930)、気象庁ではこの τ_0 を大気混濁の指標として採用している。 τ_0 は次式で表される。

$$\tau_0 = 1 + (\tau_G - 1) \frac{b}{b_0} \cdot \frac{E_a}{E_u} \dots\dots\dots(4)$$

ただし、 E_u は気圧 b_0 、大気路程 m のときのレーリー大気的光学的厚さの波長平均値である。 τ_0 を計算するには、 $I_0(\lambda)$ および $k_R(\lambda)$ の詳細な値に基づいて、 $I_0(\lambda)$ を重みとした $k_R(\lambda)$ の加重波長平均値 E_a および E_u を b および m から計算する必要がある。気象庁が観測開始以来用いている数表は、Feussner-Dubois の計算に基づいていると考えられるが、最近 $I_0(\lambda)$ および $k_R(\lambda)$ に関して、より信頼できる値が発表されており、気象研究所の浅野らによって τ_0 の計算方法の改良

が試みられた(浅野・村井・山内, 1983). これは, WMO の第 8 回測器観測法委員会 (CIMO-VIII) における太陽定数 I_0 および $I_0(\lambda)$ の新しい値 ($I_0=1.367kW \cdot m^{-2}$) の採用の勧告 (WMO, 1981) を採り入れたほか, $k_R(\lambda)$ については Fröhlich and Shaw (1980) が示し Young (1981) が補正した(5)式を, m としては Kasten (1951) の式(6)を採用するなどの改良が加えられている. また, それらを用いて厳密に計算した E_a , E_u を表す函数近似式(7)が導入された.

$$k_R(\lambda) = 0.00864\lambda^{-3.916+0.074\lambda+0.050/\lambda} \dots\dots\dots(5)$$

$$m = \frac{1}{\sin h + 0.1500(h + 3.885)^{-1.253}} \dots\dots\dots(6)$$

ただし, 波長 λ は μm , 太陽高度 h は度の単位で与える.

$$E_a = F\left(\frac{b}{b_0} m\right)$$

$$E_u = F(m)$$

ただし,

$$F(x) = 0.1201 - 3.067 \cdot 10^{-2}x + 9.297 \cdot 10^{-3}x^2 - 1.924 \cdot 10^{-3}x^3 + 2.168 \cdot 10^{-4}x^4 - 9.91 \cdot 10^{-6}x^5 \dots\dots\dots(7)$$

で, 近似精度は $0.5 \leq x \leq 6$ に対し最大誤差約 0.08% である.

ここでは, E_a , E_u の近似式として, (7)式より単純で $0.9 \leq x \leq 6$ に対し同程度の精度で近似できる(8)式を導入したほかは, 浅野らの算出法を用いて解析している.

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{70.46 + 35.94x}} \dots\dots\dots(8)$$

4. 成層圏エーロゾルと大気混濁度の変動

全波長の直達日射量から求める大気混濁度は, 対流圏の水蒸気の影響を受けるため, 一般に夏には A は小さく τ_0 は大きくなり, 冬はその逆となる. また, 煙・排気ガスなど人工汚染やもや・黄砂など対流圏の自然現象によっても大きく左右される. 従って, 全球的なバックグラウンド汚染や成層圏汚染などを分離するためには若干の工夫を要する.

その一つは, 水蒸気量の少ない寒候期の値を用いる方法である. 特に冬の太平洋側の地点は乾燥しており, また好天が多くデータ数も豊富であるので有効な資料解析ができる.

第二の方法は, 混濁の少ない日のデータを使用することである. 一般に大気混濁の大きい時の混濁の原因は, 人工汚染や対流圏内の大気現象であるので, 月・季節・年などで最も混濁が少ない時のデータを比較すれば, こ

れ以上はきれいになれないという値, すなわちバックグラウンドの混濁値あるいは拡散した成層圏エーロゾルによる混濁を推定することができる.

暖候期のデータは, 水蒸気が多いことや, 全国的に観測回数が少ないことから精度の良い解析は難しいが, 今回のエルチチョン噴火の影響のように大規模な現象の月々の変化を追跡したい場合は, 混濁度の月別累年平均値および標準偏差と比べることによりある程度の精度で解析可能である.

そのほか, 要素としては τ_0 が最も大気路程 m の影響を受けないので, 緯度や季節, 時刻が違ってても比較可能である. A は m の影響を多少受けるので, 緯度が異なる地点の比較や異なる時刻の観測値の比較をする場合などには注意を要する. これに対し直達日射量 I は m に強く支配されるので, m が等しい場合(例えば同一地点, 同一季節, 同一時刻のもの)でなければ比較できない.

5. 国内の大気混濁度の変動

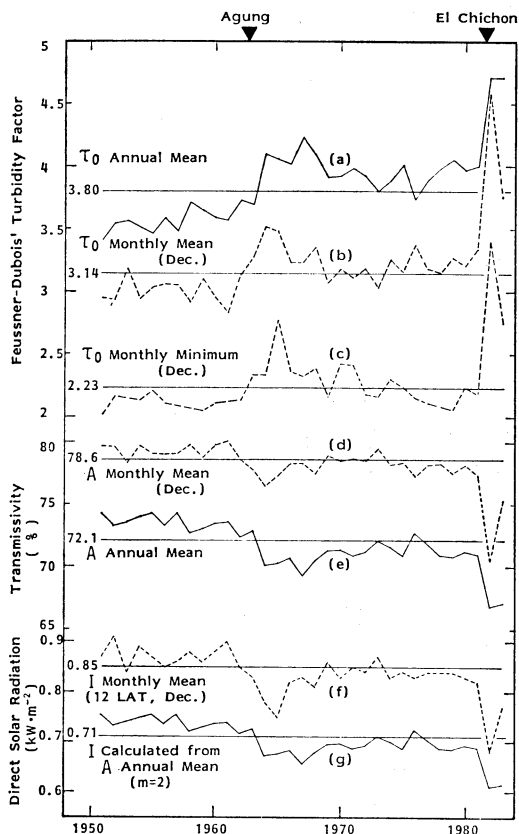
5.1. 1951年以降の変動

第 4 図は, 大気混濁状態の指標となるホイスナー・デュボアの混濁係数 τ_0 , 透過率 A および直達日射量 I そのものの全国的に見た変動を, また, 第 5 図は, τ_0 の地点別の変動を示したものである. ただし, 全国平均は地点別平均値の平均ではなく, 全観測値の平均から求められている. これらは, 地方真太陽時の 9, 12, 15 時に行われた直達日射観測結果に基づくもので, 平年値の統計期間は, 1951~1980年である.

まず, 第 4 図において τ_0 , A , I のいずれも 1960 年代中頃および 1982 年以後の, 顕著な混濁の増加すなわち直達日射量の減少が目立っている. 1982 年以後については 5.2. 節で示すようにエルチチョン噴火の影響と考えられるが, 1960 年代の混濁の原因としては, 次の三つの要素が考えられる.

- ① 1963 年 3 月に噴火したインドネシア, バリ島のアグン火山の噴出物による成層圏汚染.
- ② 日本が高度経済成長期にあり, まだ工場排煙規制などがなかったことによる人工汚染.
- ③ 1961, 1962 年にさかんに行われていた大気中核爆発実験による成層圏汚染.

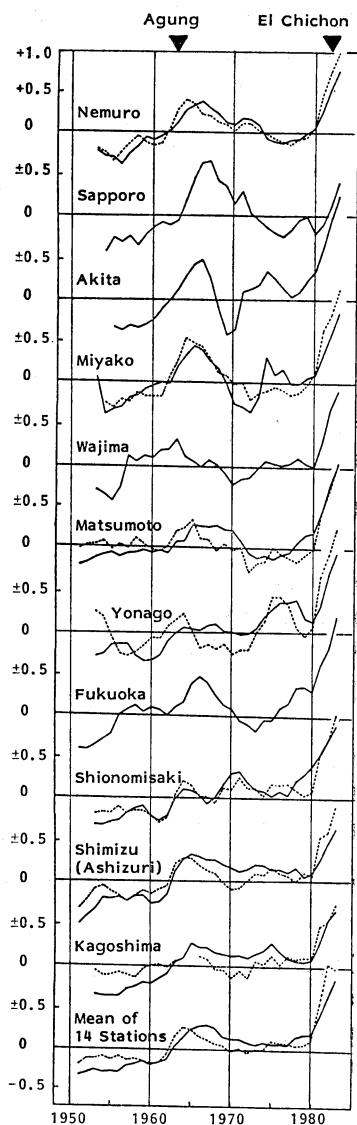
①, ③などの成層圏汚染を検出するため, 第 4 章で述べたように寒候期のデータや最も混濁の小さい値を比較してみると, 12 月に関する (b), (c), (d), (f) の 4 本のグラフはいずれも 1964~1965 年にかけて混濁のピ



第4図 ホイスナー・デュボアの混濁係数 τ_0 、透過率 $A(\%)$ 及び直達日射量 $I(\text{kW}\cdot\text{m}^{-2})$ の長期変動。全国平均による。実線で表した曲線は年平均値、破線で表した曲線は12月の月平均値又は月間最小値、横の実線は平年値(1951~1980年)を示す。

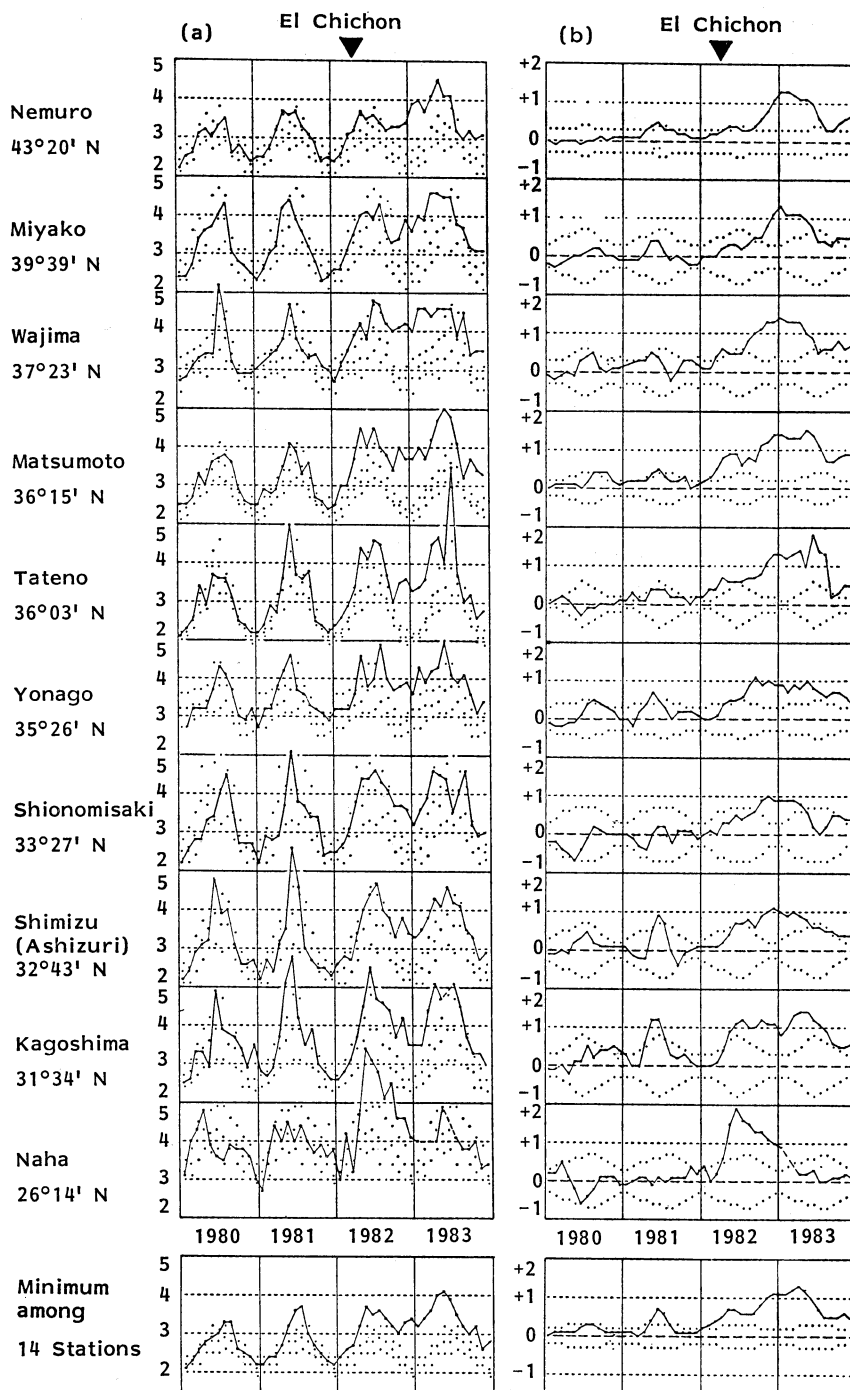
ークがあることがわかる。特に τ_0 の12月の最小値は、1965年に明瞭な極大となっている。1961~1962年に大規模な核実験が行われていたが、核実験による影響は小さいという説もある。成層圏汚染に関し、火山噴火と核実験の影響を分離して検出するのは困難であるが、ピークの時期から見て、1964~1965年の混濁はアグン噴火に起因するものと思われる。地点別に見た τ_0 の12月の平均値でも、各地点の混濁のピークが1964~1965年になっている(第5図破線: 12月の観測回数が少ない地点については計算していない)こともこの頃の混濁が局地的汚染でないことを示しているといえる。

これに対し、第4図の年平均値に関する(a)、(e)



第5図 各地で観測されたホイスナー・デュボアの混濁係数 τ_0 の年平均・年偏差の長期変動。3カ年移動平均による。破線は τ_0 の12月における年偏差で、12月の観測回数が比較的多い地点についてのみ示す。

のグラフは、1967年に混濁のピークをもっている。この頃は冬のデータや最小値では混濁が少ないことから、②の対流圏の人工汚染が進んでいたことを示していると思われる。また、これらのグラフから、前述の混濁が大きい2つの期間を除いた期間について、1951年以来徐々に



第6図 各地で観測されたホイスナー・デュボアの混濁係数 τ_0 の月最小値の変動 (a) 及びその年平均偏差 (b) (3カ月移動平均). (a) の各月に記されている3つの点は、平均値及び標準偏差 $\pm\sigma$ の範囲を、(b) の2つの点は標準偏差 $\pm\sigma$ を示す.

混濁が進行してきたことがわかる。しかし、この傾向は12月の平均値では比較的ゆるやかであり、同最小値ではほとんど検出できない。このことから成層圏の混濁は火山噴火による一時的汚染を除けばほとんど進行していないと考えてよさそうである。これらについては、今後もう少し調査する必要がある。

直達日射量は、大気の状態が一定であっても大気路程に依存して変化するため、異なる時刻・地点・季節で得られたデータから直接全国年平均直達日射量の変動を厳密に議論するのは困難である(f)。このような場合には、全国年平均透過率 A から特定の大気路程における直達日射量 I を算出する方法がある。(g)に示したのは、太陽定数 $I_0=1.367 \text{ kW}\cdot\text{m}^{-2}$ 、 $m=2$ (太陽高度 30°) として、 $I=I_0\cdot A^m$ から算出したものである。

5.2. エルチチョン噴火以後の変動

第6図に1980年1月～1983年12月の期間のホイスナー・デュポアの混濁係数の月最小値(a)および3カ月移動平均による年平均偏差(b)を示す。(a)からわかるように、ホイスナー・デュポアの混濁係数は大気中の水蒸気量が増す夏季に極大を示し、乾燥する冬季に極小を示すような季節変動をしている。また、その極大・極小も年によってかなりの差が出ることがあるが、1982年以前はほとんど標準偏差内で変動を繰り返している。1982年3、4月のエルチチョン火山噴火後について見ると、那覇ではすでに5月に 2σ を越える異常な値が出ている。その他の地点では、7月頃から1983年2月頃にかけて、異常値の出現時期が南から北に順次遅れており、このことから、わが国上空における火山性エアロゾルの北進状況をうかがい知ることができる。この辺の様子は、3カ月移動平均により平滑化した年平均偏差の変動(b)を見ると一層明らかになる。全国平均による年平均偏差は、1982年12月から1983年6月までは $+1.0\sim+1.3$ 、その後やや減少したが1984年1月現在まで $+0.5\sim+0.7$ の範囲で横ばい状態に推移し、ピーク時に比べて半減したとはいえ、エルチチョン火山噴火の影響は依然として残っている。なお、年平均偏差の最大は、1983年4月の $+1.3$ であり、このときの火山性エアロゾルによる直達日射の減衰効果は、レーリー大気そのものによるものとはほぼ同程度であったといえる。

12時の直達日射量の全国平均は、1982年12月に最低に達し平年に比べて20%減(透過率が10%減)となり、その後徐々に回復して1984年1月現在では9%減(透過率が5%減)となっている。

全天日射量は、直接天候状態に左右されるため、火山性エアロゾルによる影響と雲などによる影響を分離して解析するのは困難である。全天日射観測を行っている67地点中、直達日射観測も行っている14地点について月平均値と累年月平均値(1974～1983年)と比較して見たが、地点間で変化傾向に大きな差があり、火山噴火によると思われるような有意な差は検出できなかった。

5.3. 高層気象台における観測

茨城県筑波郡谷田部町の筑波研究学園都市にある高層気象台(地点名館野)では、全天日射量、直達日射量のほか散乱日射量、地面反射日射量、上向きおよび下向きの放射量(長波長を含む)を観測している。このうち散乱日射量は、直達日射量とならんで最も大気混濁の影響を受ける。これは、エアロゾルによって減少した直達日射量の大部分が散乱日射量として地上に届くからで、都会の空が白っぽいこともこのことによる。この散乱日射量の測定は、全天日射計の周囲に直達日射を遮蔽するための環を取り付けて行っている。太陽天頂角が Z のときの直達日射量が I 、散乱日射量が D 、全天日射量が G であった時

$$G=I \cos Z+D$$

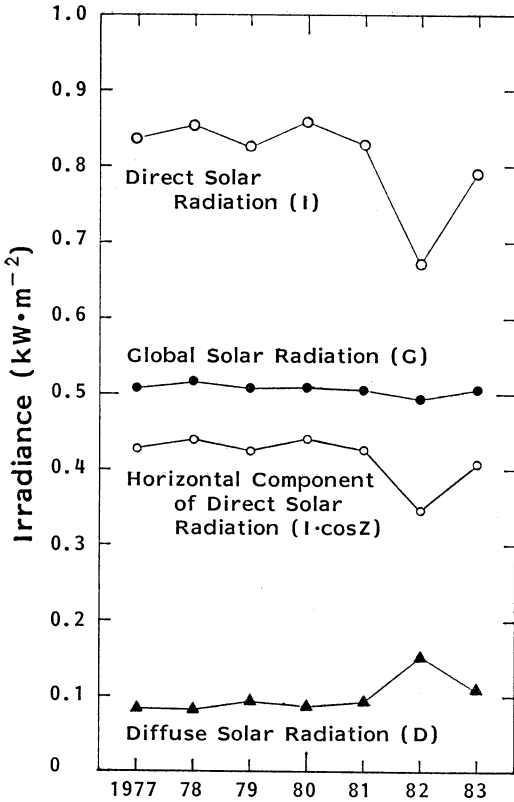
の関係がある。

高層気象台で観測されたこれらの各種日射量およびラジオゾンデの資料から求めた可降水量を用いて、高層気象台の小畑(1984)は次のことを示している。すなわち、館野における12月の快晴日の南中時の直達日射量の月平均値については、1982年は1977年から1981年までの平均値に比べ $0.17 \text{ kW}\cdot\text{m}^{-2}$ (20%) 減少し、同じ条件で散乱日射量は $0.07 \text{ kW}\cdot\text{m}^{-2}$ (74%) 増加、全天日射量は $0.02 \text{ kW}\cdot\text{m}^{-2}$ (3%) 減少している。また、水蒸気の効果も考慮しても直達日射量は $0.16 \text{ kW}\cdot\text{m}^{-2}$ (16%) 減少している。このことから、直達日射量の減少分の大部分が散乱日射量として地上に達したことがわかる。

1983年12月のデータについても、同様に1977年から1981年までの平均値に比べてみると、直達日射量は $0.05 \text{ kW}\cdot\text{m}^{-2}$ (6%) 減少、散乱日射量は $0.02 \text{ kW}\cdot\text{m}^{-2}$ (26%) 増加、全天日射量はほとんど増減なしとなっている。大気の状態は平年よりは大きいが、前年に比較するとかなり回復したと言える(第7図)。

6. 海外における大気混濁度の変動

エルチチョン噴火の気候への影響を議論するためには、日本国内ばかりでなく全球的に調査する必要がある



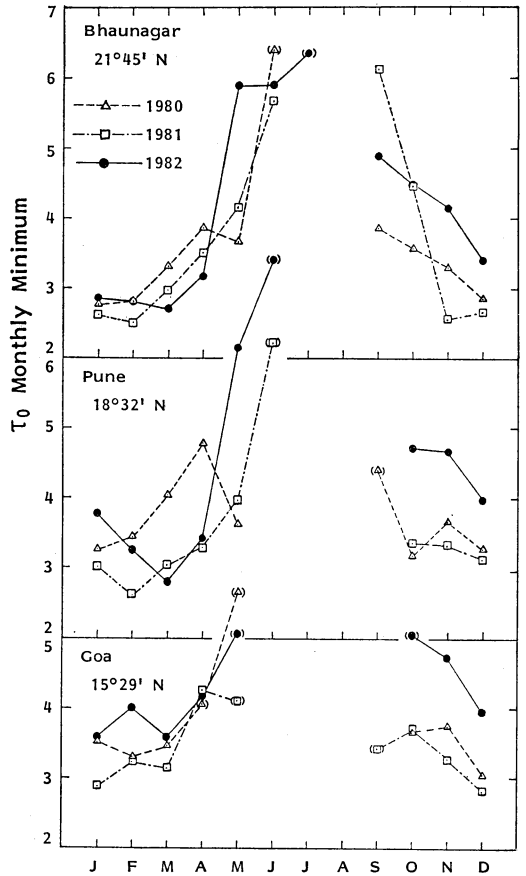
第7図 高層気象台(館野)で観測した12月の快晴の南中時における各種日射量の月平均値(高層気象台資料)

る。そこで、気象庁が海外の17カ国に日射資料の提供を依頼したところ、インド、イギリス、カナダから資料が送られてきた。また、南極昭和基地でも日射量の観測を行っている。これらの資料から、世界各地でも直達日射量の減少すなわち混濁の増加が顕著に現れていることがわかった(気象庁ニュース, 1983)。

6.1. インド

インドからは、北緯8°から22°までの4地点について、日照時間や全天日射量のデータとともに1980年から1982年までの3年間の大気路程がおよそ1.5(太陽高度角が約42°)のときの直達日射量の全観測値が送られてきた。これから国内と同じ計算方法で τ_0 を求め、その月最小値を第8図に示す。6~9月はインドの雨季にあたり、ほとんど観測できないが、1982年5月以後の τ_0 は前2年に比べて大きくなっており、火山噴火の影響が早くも現れていることがわかる。

1984年9月



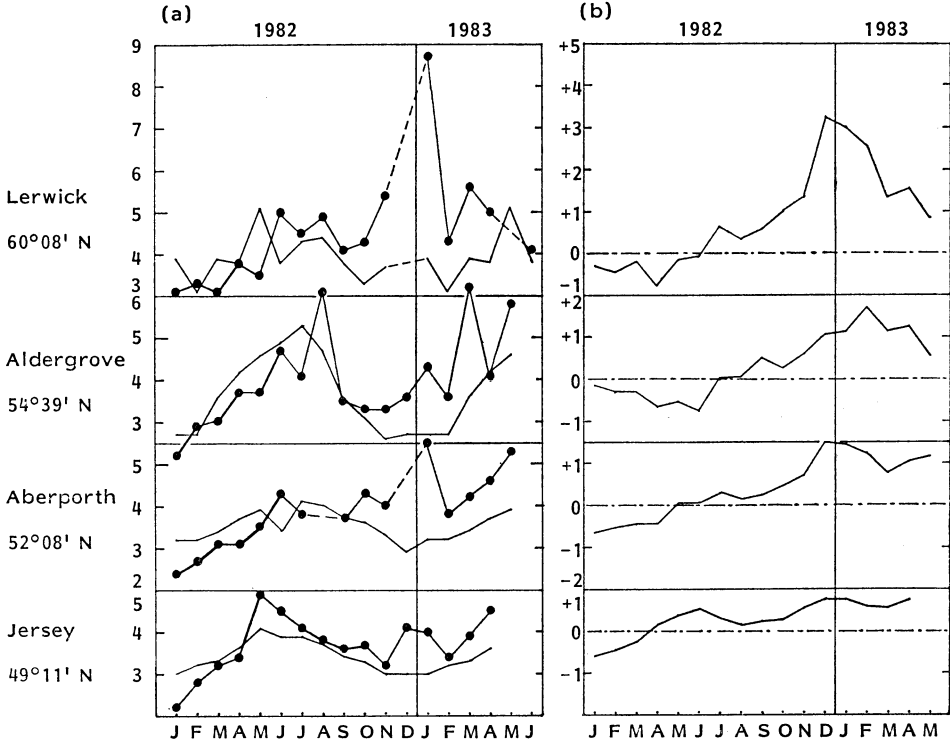
第8図 インドの直達日射資料から計算したホイスナー・デュボアの混濁係数 τ_0 の月最小値の推移。()は観測回数が10回未満であることを示す。

6.2. イギリス

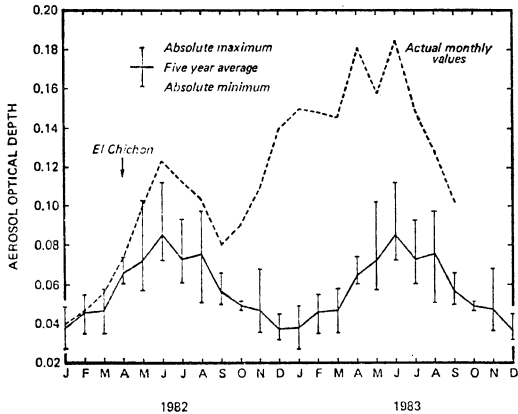
イギリスからは、北緯49°から60°までの13地点について全天日射量と散乱日射量の差として求めた直達日射1時間積算量から τ_G を推定し、その統計値が送られてきた。この資料によっても、 τ_G の1970年から1982年の平均値からの偏差は1982年末から、かなり顕著に増加し、1983年6月現在もお高いレベルを保っている(第9図)。

6.3. カナダ

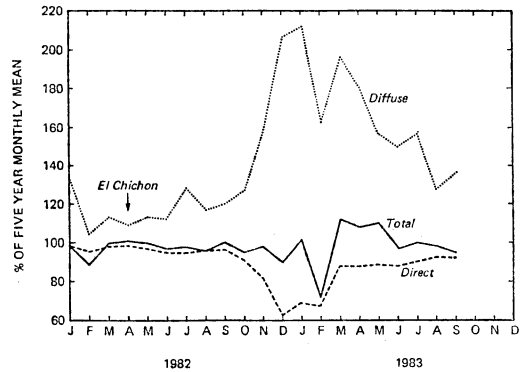
カナダからは、バンクーバー(49.5°N)での観測値をもとにまとめられた投稿論文の原稿が送られてきた(Hay・Darby, 1983)。この中では、水蒸気やオゾンの吸収を除外した'Aerosol Optical Depth (AOD)'という



第9図 イギリスにおけるリンケの混濁係数 τ_G の月平均値の推移 (a—●—) と平年値 (a—, 1970~1982年の平均値) 及び平年偏差 (b, 3ヵ月移動平均).



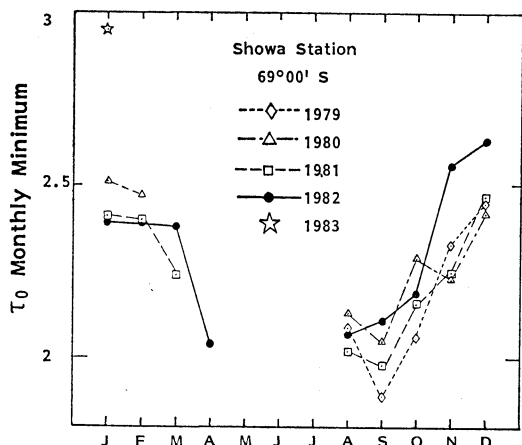
第10図 バンクナーバーにおける 'Aerosol Optical Depth' の推移. 南中時を中心とした6時間の観測値から計算してある (Hay・Darby, 1983).



第11図 バンクナーバーで観測した晴天時の各種日射量の平年値 (1977~1981) に対する割合の推移 (Hay・Darby, 1983).

パラメータを導入して、その変動について論じている (第10図). 'AOD' は1982年10月から例年の変動に従わない異常な増加をしたことが顕著である. 第11図はバン

クナーバーにおける晴天時の直達, 散乱, 全天の各日射量の平年比を描いたもので, 1982年12月には直達日射量が36%減少, 散乱日射量が107%増加, 全天日射量が10%減少し, 1983年1月は, それぞれ31%減少, 112%増加, 1%増加している. しかし, バンクナーバーの冬至には,



第12図 昭和基地の直達日射資料から計算したホイスナー・デュボアの混濁係数 τ_0 の月最小値の推移。

太陽は南中時で高度角 17° ($m=3.4$) しか上がらない。今回の資料では南中時前後各3時間の値が用いられているので、平均の m を4とすると、直達日射量36%減は透過率11%減にあたり、日本の $m=2$ における直達日射量20%減と混濁度はほぼ等価である。

なお、Hay らはすべて1時間積算量を用いて計算している。

6.4. 南極 (昭和基地)

昭和基地では、1968年から断続的に直達日射の観測を行っているが、そのうち1979年以後の $m \leq 6$ の観測値について国内と同様の方法で混濁度を計算した。第12図に示すように、 τ_0 の月最小値は1982年11月から前3年間の値に比べて増加し始め、1983年1月には顕著な増加が認められる。

7. まとめ

1982年3~4月のエルチチョン噴火を起源とする成層圏エアロゾルは、1982年5月にはインドや沖縄地方の直達日射量に影響を及ぼし、1982年の末にはほぼ全世界を覆ったと考えられる。このため各地の大気透過率は10%

* 成層圏内の火山性エアロゾルが空をどの程度おおうかを表す指数で、月平均直達日射量の減少量、エアロゾルがおおった面積、中緯度における光学的現象が観測された期間等によって決まり、1883年のクラカタア火山噴火を1,000として決めたものである。

程度低下し、高緯度地方では直達日射量が顕著に減少した。一方、散乱日射量は大幅に増加し、地表に達する全エネルギーである全天日射量は晴天日の調査ではわずかに減少している程度である。これら日射量の異変が今後の気候にどのような影響を及ぼすかということに、最も関心が寄せられている。これに関しては、これまで、田中 (1975)、山元 (1978) らにより述べられているが、成層圏エアロゾルの光学的特性 (粒径分布および複素屈折率) やエアロゾル層の高度分布などによって影響の現れ方が異なることや、長波長も含めた放射収支を考慮する必要があること、他の要素が気候に与える影響との関係など難しい問題が多い。

DVI* (Dust Veil Index) が100以上で互いに5年以上の間隔で発生した7例の火山噴火の前後の年平均気温を世界の代表的な地点について調べた結果、噴火後2年目に気温が最も下がり、その低下量が 0.3°C であったことが、Cliford Mass と Stephen H. Schneider (1977) によって報告されている。

最近100年間で気候に影響を与えたといわれる大規模な火山噴火は、1883年のクラカタア (インドネシア)、1912年のカトマイ (アラスカ)、1963年のアグン (インドネシア) などがあるが、人工衛星、航空機、ライダーなど発達した科学を用いて火山性エアロゾルの動向にメスが入られるのは今回が初めてである。

わが国で50年にわたって行ってきた日射観測の成果を大いに役立たせる必要があると同時に、この数十年に一度の現象をさまざまな角度から観測および調査して、気候変動との因果関係を明確にすることは、関連分野の研究者に与えられた重要な課題といえるだろう。

文献

- 浅野正二, 村井潔三, 山内豊太郎, 1983: 大気混濁係数の算出法の改良について, 研究時報, 35, 135-144.
- 舟田久之, 荒井 浄, 1983: メキシコ・エルチチョン山噴火による火山灰の静止衛星GMS-2による観測, 気象衛星センター技術報告, No. 7, 13-27.
- Feussner, K. and P. Dubois, 1930: Trübungsfaktor, precipitable water, Staub. Teil 1. Gerl. Beitr. Geophys., 27, 132-175.
- Hay, J.E. and R. Darby, 1983: El Chichon-Impact on aerosol optical depth and direct, diffuse and total solar irradiances at Vancouver, B.C. Atmosphere-Ocean (掲載予定)
- 気象庁, 1971: 日射量の観測, 地上気象観測法, 第13章.

- , 1983: エルチチョン噴火と気候を気象庁記者クラブに説明, 気象庁ニュース, No. 903, 27-28.
- , 1984: 最近における世界の異常気象の実態調査とその長期見通しについて(Ⅲ). 気象庁測候課, 1983: 最近における大気混濁度の変動について, 観測部時報, 119, 4-5.
- , 1983: 最近の海外における大気混濁度の推移, 気象庁ニュース, No. 926, 260-261.
- Linke, F., 1922: Transmissions-Koeffizient und Trübungsfaktor, Beitr. Phys., 10, 91-103.
- Mass, C. and S.H. Schneider, 1977: Statistical evidence on the influence of sunspots and volcanic dust on long-term temperature records, J. Atmos. Sci., 34, 1995-2004.
- 小畑 実, 1984: 高層気象台(館野)における日射観測の結果について——1982-エルチチョン火山の噴火に関連して——高層気象台彙報, 44, 37-43.
- 澤田可洋, 1984: 1982年エルチチョン火山の噴火——1980年セントヘレンズ噴火との比較——, 測候時報, 51, 111-122.
- Tilling, R.I., 1982: The 1982 eruptions of El Chichon Volcano, Southeastern Mexico, Earthquake Information Bulletin, 14, 164-172.
- 田端 功, 高橋克己, 1984: エルチチョン火山噴火後のライダー観測結果について, 測候時報, 51, 173-177.
- 田中正之, 1975: 火山噴火と気候, 火山, 20, 363-376.
- 山内豊太郎, 1983: 日射量が減った!?—エルチチョン噴火と大気混濁度, 気象, 313, 4-7.
- , 1983: エルチチョンの噴火と日射量, MAPニュース, No. 4, 11-13.
- 山元龍三郎, 1978: 火山噴火と気候変化, 天気, 25, 81-102.



朝倉 正・内嶋善兵衛・
久保木光熙・長坂昂一 著
異常気象時代

—いま何が起きているか—

ブルーバックスB-574, 講談社,
1984年7月刊, 232頁, 580円

副題「いま何が起きているか」が示すとおり, 本書は, 異常気象とは何であるのか, なぜ発生するのか, 異常気象が社会経済へどのような影響を及ぼすのか, 対策をどうするか, など, きわめてなまなましい話題をとりあげている。

最近とくに注目されている火山噴火やエル・ニーニョ現象をはじめとする異常気象の要因をかみくだいて説明してある。今後予想される二酸化炭素の増加がもたらす影響など, 人間活動が気候を変えるという問題にもふれている。

世界における食糧生産の現状と問題点の詳しい記述もある。ばくぜんと知っていたとはいえ, 数字で明らかにされると, いま日本は深刻な状態にあることを再認識させられる。また異常気象に左右されるのは農業だけでなく, ほとんどの産業で異常気象に対する脆弱性が大きくなっていることが具体的に示されている。

さらに起こりうる天候の変動幅を評価して, 経済活動

においてどのような対策をとるべきかを考慮する時代になったこと, 最後には, 専門家の説を紹介しながら日本の長期天候予測について歯切れのよい記述がされている。

気候変動にかかわることを網羅した解説書としてよく書かれているだけに, いくつかの図の説明が不十分だったのは残念である。たとえば, 何の等値線であるか, その単位は何であるかが書かれていないものがある。しかし「天気」の読者であれば, すぐに何を表しているか理解できる程度のことなので心配はいらない。

本書は4人の共著である。執筆者が多いので読みづらいかと気にかけてながら読みはじめたが取り越し苦労だった。全体としてよくまとまっており, 各章ごとに執筆者が代わったことを意識せずに読み進むことができる。新しい研究の成果が数多く紹介されており, 異常気象についての知識を整理するのに助けになる本でもある。一読をおすすめしたい。

なお各章の表題は次のとおりである。

1. 異常気象時代に備える
2. 世界天気図から異常気象をみる
3. 海洋におきた異常現象
4. 異常気象にゆらぐ農業
5. 激化する異常気象

(青木 孝)