昭和 13 年 6 月 28 日より 7 月 5 日に至る豪雨に就いて*

荒 川 秀 俊

6 月 21 日頃南洋サイパン島附近に小颱風が発生した。この颱風は 25 日には小笠原島の西方海上に至り、其後徐々に西方に移動し、28 日夕刻には南大東島の東方約 300 軒の海上に達した。然るに梅雨期にあたるを以て、オホーツク海方面には弱き高気圧滞留して動かず、又小笠原島の東方海上には中緯度の高気圧が頑張り續けて居た。オホーツク海方面の高気圧域内には亞寒帶海洋性の氣塊があり、小笠原東方海上の高気圧域内には亞熱帶海洋性の氣塊があつた。兩氣塊の縁邊にあたる不連續線は北東より南西に連互して居た。颱風が内地に接近するにつれ、前述の不連續線も徐ろに北上し始め 27 日午後には八丈島の北方房總の南方に達したのである。

28 日に入ると不連續線は更に内地に接近したので、關東、東海道に大雨が降り始めた。不連續線の南東側では南風がかなり強く蒸暑い。不連續線の北側では大體北寄の風で雨が盛に降つて居る。不連續線は段々に北上し、溫暖前線であることが明かになつた。

29 日拂曉颱風は進路を一轉して北々東に向ひ、漸次八丈島、房總方面に接近して來た。不連續線も北上して正午頃には關東南部を横切つて連互するに至つた。29 日雨は益々強烈に降り續いて居る。溫暖前線は關東地方の地形の影響を受けて變形し山嶽の風上に面した地方では傾斜が増大して強雨が降つてゐる。説明の爲にこの場合によくあてはまると思はれる Bjerknes-Solberg⁽¹⁾ の作つた溫暖前線に對する地形の影響を畫いた模圖を第 1 圖に示す。溫暖前線による雨は休みなく降り續くのが特徴だ。しかもこの南風の強い、アクティブな溫暖前線に依る雨は強い。強い雨が休むことなく降り續いて關東南部、東部には測候事業開始以來の新記録を作るやうな大雨が降つた。將に世紀の雨である。

颱風の進路は確定した。大體に於てこの溫暖前線に沿ふて颱風は進む。八丈島、伊豆七島附近、房總半島附近を通過するであらう。颱風の中心示度は大凡そ 730 軒内外である。颱風は弱りかゝつてゐる。

明くれば 30 日である。昨夜來關東各地には豪雨による水災が起り、被害は激甚である。愈々颱風の襲來である。颱風が近づいて來たので段々風速は増して來たが、雨は小降りになり出した。萬一を氣遣はれた颱風の上陸はなかつた。颱風は八丈島の僅か北方海上を通り、房總にすれすれとい

* H. Arakawa: Heavy Rainfall in Central Japan, June 28th-July 5th, 1938. 中央氣象臺彙報。之は中央氣象臺彙報、第 14 冊「昭和 13 年 6 月 28 日乃至 7 月 5 日の豪雨報告」の概要である。

(1) J. Bjerknes and H. Solberg: Meteorological Conditions for the Formation of Rain, Geof. Publ., Vol. II, No. 3, 1921.

ふやうな状態で通過した。將に颱風一過である。颱風は北東に北東にと進んで居る。正午過ぐる頃には、關東地方や東海道でも雨は止んで、陽のさし込んで來た處が多い。人々は安堵した。長雨が止んだのだ。しかも豪雨が止んだのだ、豪雨をもたらした不連續線はなくなつた。

然し亞寒帶氣塊と亞熱帶氣塊との間は氣壓の谷になつて居た。氣壓の谷は相變らず三陸沖から關東南部を経て南海道沖、沖繩附近迄及んで居る。この氣壓の谷の上には數個の小低氣壓が點在して居て氣流の收斂が著しい。新しい不連續線が出来る前兆である。

7月1日はやゝ小康を得て居たが、夕刻から氣壓の谷に沿ふて雨が降り出した。夜半から雨勢が強くなつて來た。2日になると、不連續線は益々顯著になつた。中部日本に強雨が降つて來た。雨は

第 1 圖

止まない。3日も相變らず雨が降りつゞいて居る。不連續線は徐々に北上し始めた。3日には不連續線は關東地方から中部、近畿、四國に連亘して居る。不連續線に沿うて雨はやはり強い。強雨は關東南部、東海道東部だけでなく、更に近畿地方、四國方面迄飛火した。將に重大事である。

4日不連續線は更に北上し、千葉、神奈川、静岡の各縣はその南側に出て雨も止んだ。東京も續いて不連續線の南側に出て天氣はやゝ恢復した。然るに瀬戸内海の東部に新しい低氣壓が発生し、不連續線が北陸道からこの低氣壓の中心を貫いて九州に達して居る。大雨の地域は西及び北に移動し、岐阜縣下から近畿四國方面の雨がかなり強くなつた。

5日迄には不連續線は更に北上した。朝6時には低氣壓は三陸沖、秋田沖と九州とにあり、三者を連ねる不連續線は能登半島、福井、京都、大阪を経て、瀬戸内海より九州中部を貫いて臺灣の北方に達して居る。豪雨の地域は西に移り、近畿四國等では強雨が降つて居る。不連續線は北上し盡して了つたのであらうか、其の後は漸次後退し始め不連續線は次第に南下し始めたやうである。即ち溫暖前線であつた不連續線は、進路を一轉して南下するやうになり、不連續線は寒冷前線になつた。さうして神戸地方では、平均每時41耗5(5日9時36分から1時間内に實に60耗8の降雨があつた)の割合で降り續き、各所の急斜面が頻りに崩壊すると共に、大小凡ての溪流は増水氾濫し神戸市内外に互つて未曾有の大慘害を與へるに至つた。

由來暖候季に北上する溫暖前線には豪雨がつきものである。雨は強く降るのであるが、しかも止むことなしに降り續く。溫暖前線は颱風の襲來に伴つて派生することが多い。例へば昭和10年9月所謂迷走颱風に伴生した溫暖前線による關東附近の豪雨の如きはその好例である。

第 2 圖

説明を便にするために第2圖には昭和 13 年 6 月 29 日午前 6 時の天気圖と颱風の進路とを示す。同日は關東南部に豪雨が降り、東京に於ては測候事業開始以來の 1 日間に於ける最大降水量の記録 193 耗 7 (大正 9 年 9 月 30 日) を突破し、278 耗 3 の降雨があつた。進路圖中に書き込んである日附に近い圈點は當日午前 6 時に於ける颱風の中心の位置を示す。

第3圖には、昭和 13 年 7 月 5 日午前 6 時の天気圖を示す。當時福井、滋賀、京都、大阪、兵庫、徳島、高知の各府縣下では強雨が降つて居た。第4圖には東京土木出張所調査になる關東地方一帯の浸水地域圖を示す。

如何に廣大なる地域が浸水したかゞ分るであらう。又第5圖には神戸市土木部調査の神戸市内に

第 3 圖

における被害分布圖を示す。第1表には主な測候所に於ける1日間の降雨量の最大を示してある。参考の爲に從來に於ける最大記録と比較對照したが、今回の降雨が如何に激甚であつたかは、各地に降雨量の新記録が多數出現したことに依つても分るであらう。茨城縣、東京府、神奈川縣、靜岡縣及兵庫縣等では從來の記録を更新してつた。

要するに今回の豪雨は北上する溫暖前線に依つて起つたものである。降雨の強さを大觀すると不連續線に沿ふた地方では降雨最も強く、その北側では不連續線から遠ざかるに従ひ雨の強さは減じ不連續線の南側では降雨は殆んどない。不連續線は北上する速度が一樣ではなくて、相當長時日に互つて停滯した地域がある。例へば茨城縣、東京府、神奈川縣、靜岡縣を結ぶ狭い地域に不連續線

圖 域 區 水 浸
 爾 依 二 雨 豪 旬 旬 下 上 月 月 六 七 年 參 拾 和 昭

第 5 圖

第 6 圖 6 月 27 日—30 日關東不連續線經路圖

は數日間停滯した。停滯する時日が長かつた所程、強い雨が永く降り續き、降雨量が多かつた。従つて被害也多かつた。第 6 圖及第 7 圖は不連續線の經過を示す。線に附した數字は日付と時刻とを示す。しかも雨域は不連續線に沿ふた狭い帶域に限られて居たから、利根川のやうな大河川は大して増水を見なかつたのに反し、小河川は急に増水し氾濫した。

今回の豪雨の主なる特徴をあげると

- 1) 世紀に稀な豪雨が降つたこと、例へば 6 月 27 日 10 時から 7 月 1 日 10 時迄に關東地方に降つた雨の總量は $8.5 \times 10^9 \text{m}^3$ であつた。
- 2) 特に關東地方の豪雨に際しては不連續線の現象が顯著に現はれ、然も數日間停滯して居たと。

第 7 圖 7 月 2 日—5 日 不連續線經路圖

- 3) 特に神戸地方では局所的な豪雨が起つたこと。
- 4) 暖氣塊は著しく高温、多湿であつたこと、又暖氣塊内の氣溫遞減率は非常に小さくて一見甚だしく安定であつたこと。
- 5) 出水や山津波等により凄じい災害が起つたこと。

豪雨の眞因をつきとめようとして、我々は各方面から考察した。さうして關東の豪雨に就いては不連續線は事實上、定常前線と云つてもよい程、數日間同一地域に滞留した。滞留した不連續線は平均の位置の前後に小さい往復運動をして、あるときは溫暖前線になり、或る時は寒冷前線になつた。兎角梅雨期中には不連續線が襲來して豪雨を降らすことが多く、又不連續線が引き返し又は往復運動をすることが多い。(例、氣象要覽昭和 7 年 6 月 號及昭和 12 年 7 月 號暴風雨の項參照) 不連

第 1 表 従來の 24 時間雨量の最大記録と今回の豪雨による 24 時間雨量の最大との比較

測候所名	今 回 の 豪 雨				従 來 の 記 録			
	年	月	日	(耗)	年	月	日	(耗)
高 聖 知 戸 島 山 岬 山 津 山 戸 本 阪 木	昭和13	7	4	141.8	大正 9	8	15	364.3
徳 歌		"	3	112.7	昭和 6	10	13	254.0
和 度		"	5	113.1	大正 1	10	2	463.4
湖 松 多 岡 神 洲 大 八		"	3	54.9	明治 36	7	8	189.1
津 山 岬 山 津 山 戸 本 阪 木		"	3	52.0	昭和 4	10	26	290.3
龜 名 濱 御 沼 三 箱 伊 網 横 羽 東 富 鈍 筑 筑 水 小 八 京 彦 岐 飯 長 高 福 輪 伊 春 甲 松 前 熊 秩 足 宇 福		"	5	68.5	明治 26	10	14	156.9
山 屋 松 崎 津 島 根 東 代 濱 田 京 崎 子 波 腹 戸 濱 島 都 根 阜 田 野 山 井 島 山 照 府 本 橋 谷 父 尾 宮 島		"	4	79.2	大正 8	9	14	186.6
波 中		"	4	54.5	明治 25	7	23	177.4
名 丈		"	5	270.4	明治 43	9	7	199.4
都		"	5	174.9	大正 9	8	9	171.5
		"	4	79.5	昭和 10	6	29	183.2
		"	3	56.3	大正 6	9	30	239.6
		"	3	79.6	昭和 6	10	13	226.7
		"	4	85.1	昭和 10	10	27	163.6
		"	3	89.6	明治 29	9	9	240.1
		6	29	175.8	明治 43	8	9	344.1
		"	29	293.2	昭和 10	6	4	163.0
		"	29	363.5	明治 43	8	10	261.3
		"	29	316.0	昭和 9	8	30	178.5
		7	3	262.3	昭和 12	7	16	252.9
		6	29	315.8	昭和 10	10	27	240.9
		"	29	211.6	昭和 12	9	11	110.5
		"	29	268.3	大正 9	9	30	262.5
		"	29	227.5	昭和 8	10	20	105.8
		"	29	278.3	大正 9	9	30	193.7
		"	29	151.3	昭和 7	11	14	186.8
		"	29	211.4	大正 11	8	3	240.0
		"	29	224.2	昭和 4	5	23	144.4
		"	29	255.8	"	"	11	161.5
		"	29	276.6	大正 9	9	30	178.5
		"	29	185.6	昭和 4	5	23	257.2
		7	1	67.7	昭和 7	10	4	317.1
		"	5	119.2	昭和 10	6	29	281.6
		"	5	74.2	明治 29	9	7	596.9
		"	4	146.8	明治 29	7	20	257.2
		"	4	91.6	明治 44	8	4	202.2
		6	29	48.4	明治 29	7	21	108.2
		7	4	110.0	明治 43	9	7	266.1
		"	5	48.3	昭和 8	7	26	201.4
		"	5	59.2	昭和 11	9	15	147.6
		"	5	74.5	昭和 5	7	31	178.1
		"	5	69.3	昭和 9	6	20	141.4
		6	29	130.0	明治 43	8	10	222.5
		"	29	45.5	明治 44	8	4	155.9
		"	29	69.3	明治 44	8	9	164.3
		"	29	120.4	明治 40	9	18	174.2
		"	29	107.2	昭和 3	7	31	422.2
		"	29	74.9	大正 8	9	15	372.9
		"	29	131.6	明治 43	8	11	153.3
		"	29	74.6	大正 2	8	27	164.5

續線が引き返すときは、移動速度が遅くなつて、同一地域に數日間も停滯することがある。今回のものはこの通則に従つたと見てもよい。

今回の豪雨は氣壓が著しく下降した時刻と豪雨のあつた時刻とが一致して居ない。例へば關東地方の強雨は颱風の最も近づいた頃には衰へて了つた。

今回關東地方にあつた前線面に於ける降雨は、暖氣流が前線面に沿ふて匍ひ上り、その際垂直氣

流を生じたものと考へられるならば、上昇流の速度の大體のオーダーがわかつて居るから、之と雨粒の大きさと比較對照して見るのも興味あることと思ふ。色々な考察から今回の前線面が溫暖前線型に近いものであり、前線面の傾斜は約 1/100 又は其以下であることが略確實である。6 月 29 日には小颱風が接近して暖氣流が活潑に前線面を上昇したから、相當に激しい收斂氣流があつたに違ひない。然し乍ら暖氣流の前線面に垂直な成分はいくら多く見積つても 50 m/sec 以上はなかつたと思はれる。さうすると前線面を匍ひ上る垂直氣流は 0.5 m/sec 以下である事になる。

雨は雲を形成する水粒が大きくなりすぎて、雲の中にある垂直氣流によつて支へ切れなくなつたときに降るものと考へられる。種々な形の雨粒を支へるに必要な上昇氣流の速度は空氣抵抗の理論から計算できる。雨粒の落下速度に關する吾々の知識は不完全極まるものではあるが、これから述べる計算値のオーダーは大體確かであると思はれる。例へば Humphreys⁽¹⁾ が計算したものを述べると第 2 表の如くである。

扨前に得た 0.5 m/sec と言ふ値は霧雨か微雨に外ならない。所が豪雨の雨滴觀測の報告によれば今回の豪雨による雨粒の大きさは重量にして 1~15 mg であつたと言ふ。之を半徑にして見ると 0.62~

第 2 表

雨粒の種類		直径	落下速度
霧	霧	0.01	0.03
	霧	0.1	0.25
	微雨	0.2	0.75
	細雨	0.45	2.00
	小雨	1.0	4.00
豪雨	雨	1.5	5.00
	雨	2.1	6.00
	雨	3.0	7.00

1.53 耗になる。依て垂直氣流は 7 米/秒にも達しなければならぬことになる。勿論雨粒は落下中にクツキ合つて、大きさを増大することもあるだらう。然し楔狀をした寒氣の上に暖氣が徐々に匍ひ上るよりは遙かに大きい垂直氣流が雲の中にあつたとしなければ、今回の前線面と關聯しておこつた降雨を説明し得ないことは明らかである。即ち暖氣が前線面に沿ふて持ちあがると共に、暖氣内で不安定になつて對流がおこつた

と見なければならぬ。一般に前線面に沿ふて暖氣が持ちあがる際には、Margules⁽²⁾ の理論によれば、初め暖氣塊が安定であれば、上昇するにつれ暖氣の氣溫遞減率は乾燥斷熱減率に近づくと云ふ。即ち安定度は減ると云ふ。假令ば暖氣が底面積を變へずに上昇する場合には

$$\gamma - \alpha' = \frac{p'}{p}(\gamma - \alpha).$$

こゝに γ は乾燥斷熱減率 α 及 p は暖氣が上昇する前の氣溫遞減率及氣壓で、 α' 及 p' は上昇した後の氣溫遞減率及氣壓である。 γ は大體 100 米に付 1°C である。又前線面等で擾亂をうけぬ暖氣塊内の氣溫の成層は略々濕潤斷熱減率に近いから、 α を 100 米に付 0.5°C とし、 $p = 760 \text{ mm Hg}$ とすると、假令ば α' が 100 米に付 0.6°C になる氣壓は

(1) W. J. Humphreys: Physics of the Air, 1929.

(2) Meteorol. Zeitschr. 1906, S. 241.

$$p' = 760 \times \frac{0.4}{0.5} = 608 \text{ (mm Hg)}$$

となる。気温遞減率 $0.5^\circ/100 \text{ m}$ の暖気塊が、地上から氣壓約 610 耗の層まで前線面に沿ふて上昇すると、暖気塊の気温遞減率は増大して $0.6^\circ/100 \text{ m}$ になり、安定度を減ずる。前線面に沿ふて數杆位上昇することは考へられることであるから、斯様な機巧が、氣塊の安定度を減ずる一つの要因となつて居たと思はれる。

更に重大な要因がある。C. G. Rossby⁽¹⁾ に従へば、下層の相當溫位が上層の相當溫位よりも高いならば、氣塊全體が充分高くまで上昇するときは不安定になると言ふ。一般に暖氣内では気温遞減率は $0.5^\circ/100 \text{ m}$ 位であるから、溫位は高度と共に遞増し、一見すると氣塊は非常に安定な様に見えるものである。處が地面附近の濕度高く、下層の比濕が上層の比濕よりも遙かに大きいことが多い。地面附近の比濕が上層の比濕よりも遙かに大きい爲め、溫位が高度と共に遞増するにも拘らず相當溫位の方は高度と共に減少することが多い。暖氣塊内での上層觀測を分析して見ると、一般に相當溫位は徐々に減少することは稀らしくはない。相當溫位が高度と共に減少するときは、假令ば前線面に沿ふて氣塊全體が上昇すると、見掛け上の安定度は打壞されて了ふ。このような不安定の現象を Convective Instability と言ふが、Convective Instability は主として大氣中の濕度の成層によるのであつて、假令もともと気温の逆轉があつて、非常に安定なやうに見える氣塊でも、前線面等で押し上げられると不安定になることもある。説明のために第 8 圖を参照されたい。一片のエマグラムを採り、氣

壓 p_0 と p_1 とで境された氣層を考へる。この氣層の狀態曲線 AB は熱的に言へば安定で、乾燥斷熱曲線 (圖には細線で示す) よりも傾斜は急であつたとする。今下層は濕潤であつて、相對濕度は 100% に近いのに反し、上層では比較的乾燥して居るとする。今この氣層が前線面を匍ひ上る場合を考へると、下層大氣は濕潤であるから上昇すると間もなく凝結高度 C に達するに反し、上層では割合乾燥して居るから相當に高い凝結高度 c まで凝結を起すことがない。下層大氣は凝結高度に達した後は濕潤斷熱減率 (100 米に付約 0.5°C) で冷却するに反し、上層大氣は下層が凝結した後も相當期間だけ 100 米に付 1°C の乾燥斷熱減率で冷却する。かくて前線面に於て暖氣が強制上昇をうけるときは遂には狀態曲線は $A'B'$ の如くになり、濕潤斷熱線に關係させて見ると、不安定になつて居る事を知る。即ち暖氣が上昇した後は不安定になり、氣層の顛倒が起り易くなる。即ち暖氣

(1) Thermodynamics Applied to Air Mass Analysis, Mass. Inst. Tech. Meteorol. Papers, Vol. 1, No. 3, 1932.

塊が熱的に見れば気温遞減率が小さくて非常に安定であるにも拘らず、Convective Instability の度が著しいと、前線面に沿ふて匍ひ上るにつれて不安定になる可能性がある。しかも暖氣内の湿度高く、下層の比湿は 20 gr/kg を超える程であつた爲、暖氣内で層序の顛倒が起る際豪雨が降つたのである。

因みに千葉縣布佐に於ける觀測は前線面に沿ふて氣塊が匍ひ上つて、層序の顛倒をおこし始めて居る爲に、相當溫位は上層程大きくなつて居ることを示す。氣塊分析の結果によると暖氣塊内の相當溫位は高度と共に變化する度合が尠い事が多く、高さと共に遞減することが多いのに、今回布佐に於ける觀測は相當溫位が高度と共に可成り増加して居るのは、確かに層序の轉換が起つて居る證據である。大氣中で日射と混合の影響が無視できるやうな斷熱變化をして居ると見てよい時は相當溫位は一定不變である。

豪雨報告第四章第一節に依れば降雨強度の最大なベルトは地上に於ける不連續線の北西側にあつて、不連續線より 60 km 距つて居る所にあると言ふ。前線面は關東地方の特異な地形（第 1 圖参照）により變形され、前線面の傾きは非常に大きくなつたに相違ない。假りに前線面の傾きを 1:100 とすると、暖氣全體が約 600 m 上昇した地點で雨が一番強く降つたわけであるが、暖氣の下層の凝結高度は 200 m 以内なのを考へるとこの邊で氣層の顛倒が著しかつたものと思はれる。

所謂條件付不安定 (Conditional Instability) の議論は今回のやうに前線面に沿ふて暖氣が上昇する場合の降雨の理論には餘り重要ではない。條件付不安定と言ふのは、氣塊内の一小部分のみが上昇して他の氣塊全體はもとのまゝの状態を居ることを假定して居る。所が前線面に沿ふ上昇に際しては、暖氣塊全體が上昇するのであるから基本の假定に若干適用しかねる點があるからである。

關東地方の豪雨の原因は略明らかになつた。神戸地方に降つた豪雨は地形が複雑であつた爲、不連續線もハツキリとはしない上に、上層觀測もないので結論は下し難い。しかし類推を以てすれば、熱的に言へば安定ではあるが Convective Instability をもつた濕潤溫暖な大氣が潮の如くに押し寄せて來て、偶々六甲山脈を背にした神戸地方の傾斜地を南から匍ひ上つたので、熱的に言へば安定な氣塊の成層が不安定になり氣塊内に貯へられた莫大な濕氣が雨となつて降り出したのであらう。しかも一ヶ所で大氣の成層に顛倒が起り、對流が起つたので、元來が不安定だつた大氣中に顛倒が誘發され、神戸地方に雷雨式な豪雨を降らせたのであらう。神戸で豪雨が降つた 7 月 5 日には神戸地方には弱い低氣壓が來て、一種の衝擊を與へ、やはり豪雨を誘發する一つの要因となつたと思はれる。

以上を要約すれば次の諸點である。關東地方の豪雨に就いては、

- 1) 雨粒の大きさが著しく大きかつた。
- 2) 雨粒の大きさが實測程になるには、單に暖氣が楔狀をした寒氣の上を徐々に匍ひ上る爲に出來

た雨粒とは思はれない。どうしても匍ひ上る暖氣内に層序の顛倒が起つたに相違ない。

3) Margules の言ふやうに暖氣が前線面を匍ひ上る際には暖氣の氣溫遞減率が次第に増大し、安定度を減じ、層序の顛倒を起しやすくなった。

4) 暖氣はもともと熱的に見れば安定ではあるが、濕氣の特異な成層により Convective Instability をもつて居たのではあるまいか。さうして前面を匍ひ上るにつれて安定度を減じ層序の顛倒が起り易くなつたのであらう。地上の不連続線より約 60 杆北西に偏した地方に降雨強度の最大なベルトのあるのは氣層の轉倒が起つた證據になる。

5) 暖氣の濕度は異常に高く、下層の比濕は 20 gr/kg に垂んとして居た。暖氣が前線面を匍ひ上て安定度を減じ、顛倒を起すところの莫大な水蒸氣が凝結して雨となつて降りそゞぎ大雨を降らした。

6) 前線に近い千葉縣布佐の上層觀測は普通の暖氣の性狀と異り、相當溫位が上層程大きいのは暖氣が前線面を匍ひ上る際層序の顛倒を起した證據になる。

7) 6 月 29 日には小颱風が近接しつゝあつた爲に暖氣流が活潑に前線面を匍ひ上つた。前線面は關東地方の特異な地形により變形されて豪雨をもたらした。

8) 條件付不安定の理論は今回の様な前線面に沿ふて匍ひ上る暖氣から降る雨の場合とは根本的に違ふ假定に基いて居るから、敢へて本論には援用しなかつた。

猶神戸地方に起つた豪雨につき若干の考察をなした。神戸の豪雨は不連続面と地形と低氣壓と暖氣の特異な性狀との四要因が重なり合つて起つたと考へられる。

豪雨報告は全篇 8 章より成る。第 1 章概説は本文の前半に相當する。第 2 章には昭和 13 年 6 月より 7 月に互る北半球の氣象を一括大觀してある。第 3 章には不連続線についての詳細な研究があり、氣溫及濕度分布、氣壓及風の分布、雲の分布、氣壓變化の分布、相當溫位の分布等より不連続線の性質を調べ、又不連続線の移動を調査した。最後に前線面に於ける暖氣の上昇と安定度との關係を論じ、豪雨の眞因は本文後半の如き機巧なるべしとした。

第 4 章には降雨の大勢が論じてある。その中でも降雨分布や雨量諸表は今後大いに參考になるものと思はれる。又河川の出水、湖の水位の上昇について概括した表をのせ、雨水の分析や雨滴の大きさ等の觀測結果が報告してある。第 5 章には水災の最も激しかつた茨城縣及兵庫縣の水災に付いての所管測候所の報告を轉載した。第 6 章には山津浪、雷雨、雨水溫度、空氣中の夾雜物、水害直後の阪神沖合海況等の特殊事項につき報告がしてある。第 7 章には實地踏査報告が多數載つて居る。第 8 章には内務省、商工省、農林省、逓信省、鐵道省等における被害狀況に付一括表示してある。