

IDŐJÁRÁS

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

AMBRÓZY P. (Budapest), F. BAUR (Bad Homburg), BÉLL B. (Budapest), BODOLAI I. (Budapest), M. BOSSOLASCO (Genova), M. I. BUDYKO (Leningrad), M. ČADEŽ (Beograd), CZELNAI R. (Budapest), F. F. DAVITAJA (Tbiliszi), H. ERTEL (Berlin), SZ. P. HROMOV (Moszkva), S. JAHO (Tirana), P. KASNECI (Tirana), KÉRI M. (Budapest), M. KONČEK (Bratislava), L. KRASTANOV (Szófia), A. MÄDE (Halle/Saale), W. OKOLOWICZ (Warszawa), OZORAI Z. (Budapest), J. PASZYNSKI (Warszawa), F. STEINHAUSER (Wien), K. TAKEUCHI (Tokyo)

FELELŐS SZERKESZTŐ:

DÉSI F. (BUDAPEST)

SZERKESZTŐ:

KAKAS J. (BUDAPEST)

72. ÉVFOLYAM

4

1968. JÚLIUS—AUGUSZTUS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET
HIVATALOS LAPJA

INDEX 26361

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА

WEATHER

TEMPS

WETTER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

TARTALOM

Dési Frigyes: Az állomáshálózat optimális sűrűségét meghatározó módszerek elvi kérdéseiről (Német nyelven)	193
Kagan, R. L. (Leningrád) A csapadékadatok értelmezése és az állomássűrűség megbecslése (Orosz nyelven)	197
Czelnai Rudolf—Dési Frigyes—Szakácsné Farkas Amália: Budapest havi csapadékösszegeinek szerkezeti függvénye (Német nyelven)	204
Hrda, J. (Prága): A talajközeli hőmérsékleti mező statisztikai szerkezetéről Cseh- és Morvaország területén (Orosz nyelven)	210
Ertel, H. (Berlin): A vízfolyás sebességének a talajközeli szélleőkésék következtében előálló ingadozásai (Német nyelven)	216
Weickmann, H. K. (Boulder, Col.): Az ESSA (Environmental Science Services Administration) időjárás-módosítási programja. III. rész (Angol nyelven)	219
Bojkov, R. D. (Boulder, Col.): A totális és a vertikális ózon területi eloszlásának planetáris vonásai a Nemzetközi Nyugodt Nap Éve alatt. II. rész (Angol nyelven)	233
Mészárosné Nagy Ágnes: A meteorológiai kondenzációs magvak dimenziójáról (Francia nyelven)	243
Götz Gusztáv: Meteorológiai mesterséges holdak (II.)	247

Irodalom

Láng Sándor: A Cserhát természeti földrajza (Kéri Menyhért)	250
Szinyicin, V. M.: Bevezetés a paleoklimatológiába (Aujeszky László)	252

Krónika

A Magyar Tudományos Akadémia 1968. évi közgyűlése (Béll B.) — Nemzetközi agrometeorológiai szeminárium Wageningenben (Varga-H. Z.) — Az MTA Meteorológiai Tudományos Bizottsága (Rákóczi F.) — Úrkutatási szeminárium a moszkvai Légekörfizikai Intézetben (Koppány Gy.) — Műhold-felvételek alkalmazása a hajózási útvonalak kijelölésében (Götz G.) — Radar-meteorológiai tanulmányút (Adámy L.) — A Föld időjárása 1967-ben (Götz G.) — A Magyar Meteorológiai Társaság választmánya (Koppány G.)

253

SZERKESZTŐSÉG ÉS ELŐFIZETÉSI ÜGYEK:

BUDAPEST II., KITAIBEL PÁL UTCA 1. TELEFON: 353-500

ELŐFIZETÉS: EGY ÉVRE 48 Ft

(BEFIZETÉS A 100.080-70 ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET BEV. SZÁMLÁN),

A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 Ft

(BEFIZETÉS A 61.764 METEOR. TÁRS. TAGDÍJ BEF. SZÁMLÁJÁN)

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT

EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

F. Dési:

Über die prinzipielle Fragen der Methoden zur Bestimmung der optimalen Dichte des Stationsnetzes*

Az állomáshálózat optimális sűrűségét meghatározó módszerek elvi kérdéseiről. Szerző rövid áttekintést nyújt e problematika történeti fejlődéséről, s ennek során méltatja a több dimenziós sztochasztikus függvények és mezők elméletének jelentőségét. Kifejti a Magyarországon alkalmazott módszer alapját, mely a homogén és izotrop turbulencia elméletében gyökerezik, s rámutat arra, hogy a meteorológiai mezők statisztikai szerkezetére eredményesen elemezhető a szerkezeti és autokorrelációs függvények alkalmazásával. Hangsúlyozza, hogy — a matematikai és fizikai megfontolásokon túl — gazdaságossági követelményeket is ki kell elégítenie az optimális sűrűségű állomáshálózatnak, szem előtt tartva az eredmény/költség index kedvező alakulását. Helyesli, hogy a Meteorológiai Világszervezet ma is napirenden tartja ezt a témakört.

✱

Принципиальные основы методов определения оптимальной плотности сетей станций. Дается краткий обзор истории развития рассматриваемой проблемы, причем подчеркивается значение теории многомерных стохастических функций и полей. Обсуждаются основы применяющегося в Венгрии метода, исходящего из теории однородной и изотропной турбулентности. Для анализа статистической структуры метеорологических полей с успехом используются структурные и автокорреляционные функции. Подчеркивается, что, кроме математических и физических соображений, сеть с оптимальной плотностью должна отвечать и требованиям по экономии. Автор считает правильным, что Всемирная Метеорологическая Организация не снимает данного вопроса с повестки дня.

✱

Wie bekannt, untersucht der Meteorologe komplizierte Zusammenhänge und Wechselwirkungen in der Natur. In erster Linie unternimmt er die Analyse des physikalischen Zustandes der Atmosphäre, und untersucht die Gesetze der Wetter- und Klimaprozesse. Seine Aufgaben können aber nur dann zu einem Resultat führen, wenn vor allem die räumliche und zeitliche Verteilung der Zustandsgrößen der Atmosphäre geklärt wird. Diese Parametern sind an einem Punkte des Raumes und zu einem gegebenen Zeitpunkt zufällige Größen und da ihr Auftreten auch von einem statistischen Charakter ist, werden die Felder der meteorologischen Elemente als „Zufallsfelder“ erachtet. Das Zufallsfeld ist in seinem vollen Umfang nur dann bekannt, wenn in allen seinen Punkten die Häufigkeitsverteilung bekannt ist; wobei es sofort bemerkt werden muss: diese Bedingung wird in der Praxis nie erfüllt.

* Vortrag, abgehalten am vom Meteorologischen Dienst der Ungarischen Volksrepublik über das Thema „Statistische Struktur der meteorologischen Felder und rationelle Stationsdichte“ am 23—25. April 1968 in Budapest veranstalteten internationalen Symposium.

Die Lösung muss also auf einem anderen Wege gesucht werden und zu diesem ergibt sich auch die Möglichkeit, wenn die Frage der Musternahme folgenderweise gestellt wird: auf welche Art werden die Beobachtungspunkte im Zufallsfelde ausgewählt, wenn unser Ziel — im Besitze der beobachteten Angaben — eine die Erfordernisse der Praxis befriedigende Beschreibung des Charakters des Feldes ist. Dazu muss die statistische Struktur der Felder der Zustandsgrößen der Atmosphäre untersucht werden, und wenn dies getan wird, so taucht auch evidenterweise die Frage der rationellen Dichte der meteorologischen Stationsnetze auf. Die Vorläufer dieser Problematik waren *Hesselberg* und *Friedmann* [1]. Das Grossteil ihrer Folgerungen wies zwar auf einen synoptischen Ursprung hin, es waren darunter aber auch einige, die ein gewisses Licht auf die statistische Struktur der meteorologischen Felder warfen. Den Grund ihrer Feststellungen bildete eine tabellierte Bearbeitung der Werte und der Differenzialquotienten der hauptsächlichsten meteorologischen Elemente.

Im Laufe der anfänglichen Schritte konnte die Frage der rationellen Dichte der Stationsnetze aus dem Grunde nicht zu Tage treten, weil es an wesentlichen theoretischen Überlegungen mangelte. In dieser Weise wurde z. B. die Theorie der stochastischen Funktionen und Felder — auf einem hohen Niveau der Verallgemeinerung und der Abstraktion erst später ausgearbeitet. Die Behandlung der mehrdimensionellen stochastischen Funktionen ist jedoch derart kompliziert und schwerfällig, dass es sich in den Weg ihrer Anwendung in der Meteorologie — wie es schien — unabwendbare Hindernisse legten. Es kam klar zu Tage, dass diese Schwierigkeiten nur dann überwunden werden können, wenn die den Anforderungen der Praxis dienende Vereinfachungsbedingungen gefunden werden. In der Reihe derselben bietet sich der Begriff des stationären Feldes, mit anderen Worten: die Voraussetzung, dass sämtliche mehrdimensionelle Wahrscheinlichkeitsverteilungen — trotz der Translation und Rotation — invariant bleiben. Im Phasenraum solcher Funktionen sind nämlich sämtliche eindimensionale Wahrscheinlichkeitsverteilungen identisch, und die mehrdimensionalen hängen bloss von der voneinander gemessenen Entfernung der in den Kombinationen vorkommenden Punkte ab. Bekanntlich bildete sich die Theorie der mehrdimensionalen, stationären und stochastischen Funktionen im Laufe der Untersuchung der Zeitreihen aus, da aber für uns in der Regel räumliche Probleme auftauchen, müssen wir uns auf dem Grund der theoretischen Konzeption der Forschung der Turbulenz stellen. Die Folgerung ergibt sich von selbst, dass wir auch in der weiteren Phase unserer Untersuchungen auf die diesbezügliche Arbeiten von *Slutsky* [2], *Kolmogorov* [3], *Kármán* [4] und *Taylor* [5] bauen müssen, mit besonderer Hinsicht auf die von *Kolmogorow* [6] und *Obuchow* [7] ausgearbeitete Theorie der lokalen homogenen und isotropischen Turbulenz. Auch die prinzipielle Grundlage unserer Untersuchungen nahmen wir aus der Theorie der homogenen und isotropischen Turbulenz.

Nach diesen, das Prinzipielle betreffenden Feststellungen soll nun zu den weiteren Präzisierungen im Zusammenhange mit der Struktur der meteorologischen Felder zurückgekommen werden. Unsere Ausgangsdefinition ist die folgende: unter der Struktur wird der zu den analogen Feldern der atmosphärischen Zustandsgrößen sich anknüpfende Wahrscheinlichkeitszusammenhang verstanden. In diesem Sinne bedeutet die Analogie im Grunde genommen, dass mit identischen Wahrscheinlichkeitsgesetzen charakterisierte physikalische Systeme untersucht werden. Es muss betont werden, dass die Auswahl der analogen Felder im statistischen Sinne vorgenommen wird und die Kritik der möglichen Prinzipien der Auswahl die Probleme der ergodischen Theorie aufwirft. Analoge Lagen können nämlich hergestellt werden, wenn die Felder nach Tageszeiten, aber auch dann, wenn sie nach Jahreszeiten gruppiert werden, ja es kann auch eine solche Gruppierung vorgestellt werden, die nach

typischen Wetterlagen unternommen wird. Die Resultate weisen aber darauf hin, dass keines der beschriebenen Prinzipien den anderen vorgezogen werden kann. Auch *Gandin* [8] weist darauf hin, dass die Mustermengen der meteorologischen Felder — in der Mehrzahl der Fälle — die von der ergodischen Theorie gestellten Anforderungen darum nicht befriedigen, weil die in der Regel aus solchen Feldern zusammengesetzt sind, deren Wahrscheinlichkeitsverteilung meistens signifikant abweichend ist. Diese Erkenntnis leitete *Ozelnai* [9] zu der Untersuchung des ergodischen Charakters der Mustermengen.

Zu der Annahme einer entsprechenden Methode konnte nur nach der Niederlegung einer theoretischen Grundlage und nach der Klärung der Frage der meteorologischen Anwendung kommen. Es wurde klar, dass — bei der Annahme der Homogenität und Isotropie — die Struktur der Felder mit Hilfe der Struktur und Autokorrelationsfunktionen mit Erfolg untersucht werden kann. Diese Funktionen können auf empirischem Wege hergestellt werden, ja sogar der Interpolationsfehler kann errechnet werden, und gerade der gegebene Schwellenwert des letzteren gibt das Kriterium zur Bestimmung der rationellen Dichte des Stationsnetzes. In dieser Weise erhalten wir — und dies darf nie vergessen werden — nur aus dem Gesichtspunkte der Physik eine annähernde Lösung, und aus diesem Grunde sind wir in dieser Phase unserer Untersuchungen bloss zu der folgenden Feststellung berechtigt: die Dichte des Stationsnetzes ist deshalb rational, weil der Interpolationsfehler mit dem Ausgangsfehler der von den einzelnen Stationen ausgeführten Beobachtungen identisch ist. Der Nutzen und die Notwendigkeit der in solcher Weise erhaltenen Informationen steht ausser Zweifel, sie liefern jedoch keinen genügenden Grund zur Bestimmung der *optimalen* Dichte des Stationsnetzes. Ausser der Kenntnis der statistischen Struktur ist es nämlich auch nötig, dass wir auch den die meteorologische Dienstleistung charakterisierenden Quotienten Resultat/Kosten vor Augen halten. Mit der Inbetrachtung desselben erachten wir *die Stationsdichte als optimal*, wenn diese — in Anbetracht der Gesamtheit der meteorologischen Dienstleistungen — *den günstigsten Index Resultat/Kosten ergibt*.

Mit der Erwägung des Prinzips der Wirtschaftlichkeit sind wir befähigt — die physikalischen Überlegungen übersteigend — weitere und allgemeinere Anhaltspunkte zu erfassen und in der Lösung unseres Problems muss daraus ausgegangen werden, dass als Gegenposten der mit der Verdichtung des Stationsnetzes verbundenen Kosten die Zahl und die Genauigkeit der meteorologischen Informationen zunimmt. Dem Kostenerfordernis können aber soziale, wirtschaftliche, wissenschaftliche und internationale Vorteile entgegengesetzt werden. Diese Aufgabe kann auf die Lösung eines solchen Extremwertproblems zurückgeführt werden, in welchem mehrere Parameter vorkommen, wobei die Aufgabe auch eine wirtschaftliche Analyse der meteorologischen Dienstleistungen voraussetzt. In dieser — und nur in dieser — erst jetzt sich entfaltenden Etappe der Arbeit drängen sich wiederholt die methodologischen Fragen in den Vordergrund. Wir sind des Erachtens, dass die Resultate der mathematischen Logik, sowie der Dezisions- und Informationstheorie auch auf diesem Gebiete mit Erfolg angewendet werden können.

Das Tempo der Klärung der Frage des Stationsnetzes von optimaler Dichte wird durch die internationale Zusammenarbeit beschleunigt. Von der Meteorologische Weltorganisation (WMO) wird die Untersuchung der statistischen Struktur der meteorologischen Felder, sowie der Dichte des Stationsnetzes bereits lange urgirt. Zur Verwirklichung dieses Zieles wurde im Rahmen der Kommission für Aerologie (CAe) und der Kommission für Synoptische Meteorologie (CSN) bereits in 1953 zwei Arbeitsgruppen errichtet: die Resultate ihrer Untersuchungen enthält WMO Technical Note 29. 30 (1960). Natürlich finden sich auch heute noch in einer grossen Anzahl

ungelöste Probleme, es kann aber nicht bestritten werden, dass die Arbeit dieser Arbeitsgruppen einen anspornenden Einfluss ausübte. WWW Planning Report 21 aber, welcher eine konzise Zusammenfassung gibt über die Methoden zur Bestimmung der optimalen Dichte des aerologischen Stationsnetzes, sowie über die bisherigen Resultate der bezüglichen Untersuchungen, weist geradezu auf die Tatsache hin, da dieses Thema von der WMO auch gegenwärtig auf der Tagesordnung gehalten wird.

Das Ziel dieses Symposiums ist die Bestrebung unsere Resultate und Probleme auf diesem Gebiete gegenseitig kennenzulernen und aus diesem ausgehend unsere Zukunftspläne entsprechend auszugestalten. Es wird sicherlich der zu klärenden Begriffe, der präziseren Definitionen, der angewandten Methoden und — vielleicht nicht zuletzt — auch der Vorbedingungen der Vergleichbarkeit unserer Resultate Erwähnung getan. Im Zusammenhange mit dem letzten Problem muss der Tatsache unbedingt Rechnung getragen werden, dass aus der blossen Gegenüberstellung der Anzahl der auf die Gebietseinheit entfallenden Stationen einschneidende Folgerungen kaum gezogen werden können, denn es ist ja allbekannt, dass auf einem und demselben Gebiete — mit Voraussetzung einer konstanten Dichte — immer wieder andere Konfigurationen konstruiert werden können. Wir sind uns darüber im klaren, dass zwischen der Konfiguration des Stationsnetzes und der Repräsentativität desselben ein enger Zusammenhang besteht, und daraus ergibt sich die Notwendigkeit diesen wichtigen Zusammenhang mit objektiven Messzahlen zu charakterisieren umso mehr, als auch die Inbetrachtung der die Gegenüberstellung verzerrenden verfälschenden lokalen Einflüsse nicht vernachlässigt werden kann.

Zum Abschluss unserer kurzen Skizze empfanden wir das Bedürfnis durchaus darauf hinzuweisen, dass die Themen unseres Symposiums wahrlich aus dem Dickicht der zeitgemässen und aktuellen Forschungsaufgaben geschöpft wurden, d. h. also, dass Probleme ausgewählt wurden, deren theoretische und praktische Bezüge in der gleichen Weise im Mittelpunkt des Interesses der internationalen und einheimischen wissenschaftlichen Kreise stehen. Indem ich abschliessend mit freundschaftlicher wiederholter Herzlichkeit unsere ausländischen Gäste und einheimische Teilnehmer wiederholt willkommen heisse, eröffne ich unser Symposium „Über die statistische Struktur der meteorologischen Felder und die rationelle Dichte des Stationsnetzes“ in der überzeugten Hoffnung, dass sich unser Beisammensein als angenehm und nützlich erweisen wird, wobei aus den fruchtbaren Diskussionen eine weitere Kraft zum Gedeihen unserer weiteren Forschungsarbeit geschöpft werden kann.

L I T E R A T U R

- [1] Hesselberg, T.—Friedmann, A.: Die Grössenordnung der meteorologischen Elemente. Veröff. d. Geoph. Inst. Leipzig, H. 6. 1919.
- [2] Slutsky, E. E.: Sur les fonctions évenuelles continues, intégrables et derivables dans le sens stochastique. C. R. Acad. Sci. 187. 1928.
- [3] Kolmogorow, A. N.: Über die analytischen Methoden in der Wahrscheinlichkeitsrechnung. Mat. Ann. 104. 1931.
- [4] Kármán, T.: The fundamentals of the statistical theory of turbulence. Journ. Aeronaut. Sci. No. 4. 1937.
- [5] Taylor, G. J.: Statistical theory of turbulence. *Proceed. of the Royal Soc. (A)* 151. 1937.
- [6] Kolmogorow, A. N.: Lokal'naja struktura turbulentnosti v neshzimaevoj zhidkosti pri ocheny bol'shikh chislah Reynoldsa. DAN SSSR. T. 30. No. 4. 1941.
- [7] Obuhov, A. M.: O raspredelenii energii v spektre turbulentnogo potoka. AN SSSR ser. Geogr. i Geofiz, No. 4—5. 1941.
- [8] Gandin, L. S.: Objektivnyj analiz meteorologicheskikh polej. Gidrometeoizdat. Leningrad, 1963.
- [9] Czelnai, R.: On the statistical structure of meteorological fields. *Gerl. Beitr. zur Geoph.* 75. 1966.

Интерпретация осадкомерных данных и оценка густоты сети станций*

А csapadékadatok értelmezése és az állomássűrűség megbecslése. A különféle alkalmazási feladatok megoldásánál nem az egyes pontokon észlelt csapadékmennyiségek tarthatnak számot legnagyobb érdeklődésre, hanem a területi középértékek. Ezen okból magától értődő, hogy a csapadékmérő hálózatok optimális állomássűrűségének meghatározásakor a középértékek meghatározási pontosságából kell kiindulnunk. Ez a pontosság meghatározható egyértelmű módon a csapadékmérő statisztikai szerkezetéből (pl. a mező korrelációs függvényéből). Annak megbecsülésére, hogy mennyire reprezentatív az a csapadékmérés, amelyet egyetlen pontban végzünk, amely egy éghajlatilag homogén terület négyzet alakú részének középpontjában fekszik, képleteket közlünk, amelyek az illető négyzet közepes csapadékmennyiségére vonatkoznak. Közéltető képleteket nyerünk az illető területre vonatkozó közepes csapadékösszegek pontosságára vonatkozólag, amelyek egy egyenletes állomáshálózat adatain alapulnak. Targyaljuk a csapadékmérők statisztikai szerkezetének kiszámítására vonatkozó metodika néhány kérdését. Adatokat közlünk a folyékony csapadék összegeinek statisztikai szerkezetéről különböző időszakokra és a Szovjetunió egyes területeire vonatkozólag. Az említett területekre vonatkozólag becsléseket közlünk arról a pontosságról, amely a közepes csapadékösszegek meghatározása történik, aszerint, hogy mekkora az illető terület és milyen sűrű a csapadékmegfigyelő hálózat.

✱

Interpretation der Niederschlagsangaben und Schätzung der Stationsdichte. In der Lösung der verschiedenen angewandten Aufgaben sind nicht die Niederschlagsangaben von einzelnen Punkten von dem grössten Interesse, sondern ihre Mittelwerte nach Gebieten. Aus diesem Grunde ist es selbstredend, dass zur Bestimmung der optimalen Dichte des Niederschlagsmessungsnetzes aus der Genauigkeit der Bestimmung von Mittelwerten ausgegangen werden muss. Diese Genauigkeit kann aus den Angaben der räumlichen statistischen Struktur des Niederschlagsfeldes (z.B. aus ihrer Korrelationsfunktionen) eindeutig bestimmt werden. Zur Schätzung der Repräsentativität der Niederschlagsbeobachtungen in einem einzelnen Punkte, welcher im Mittelpunkt eines Quadrates von einem klimatisch homogenen Gebiet liegt, werden Formel geboten in Bezug auf die mittlere Niederschlagsschicht in diesem Quadrate. Es werden annähernde Formel zur Schätzung der Genauigkeit der mittleren Summen das Niederschlages auf dem betreffenden Gebiete erhalten auf Grund von Angaben eines gleichmässigen Stationsnetzes. Einige Fragen der Methodik der Errechnung der Charakteristiken der statistischen Struktur der Niederschlagsfelder werden untersucht. Es werden Angaben angeführt über die statistische Struktur der Summen von flüssigem Niederschlage für die verschiedenen Zeitintervalle in den einzelnen Gebieten der Sowjetunion. Bezüglich der erwähnten Gebiete werden Schätzungen angeführt hinsichtlich der Genauigkeit, der Bestimmung, der mittleren Niederschlagssummen auf dem Gebiete in Abhängigkeit von der Grösse des Gebietes und der Dichte des Niederschlagsmessungsnetzes.

✱

1. Введение

Наши знания о метеорологическом режиме опираются в настоящее время главным образом на данные измерений в отдельных пунктах. Именно эти данные используются в различного рода метеорологических сводках и справочниках по климату. Между тем для решения многих практических задач наибольший интерес представляют не значения метеорологических элементов в отдельных пунктах, а осредненные по площади величины. В первую очередь это относится к составляющим водного и теплового баланса, таким как осадки, испарение и т. д.

Вследствие связности значений метеорологических элементов в различных точках территории, данные измерений в отдельных пунктах должны быть

* Доклад по теме «Статистическая структура метеорологических полей и рациональная густота сети станций» изложен в рамках международного симпозиума, проведенного Метеорологической Службой ВНР от 23 по 25 апреля 1968 г. в Будапеште.

близки к средним значениям по площади, если она не слишком велика. Оценка степени приближения точечных данных к средним является важной методической задачей.

Погрешность, допускаемая при замене средней по площади данными измерений в одной точке зависит как от размеров площади, так и от структуры рассматриваемого элемента. Величина этой погрешности характеризует собой репрезентативность единичного измерения по отношению к средней по площади.

С другой стороны, нас могут интересовать и площади значительных размеров, на которых измерения производятся не в одном, а в ряде пунктов. В этом случае нужные нам средние по площади, естественно оценивать, осредняя данные измерения в отдельных пунктах. Полученные средние значения вследствие естественной изменчивости не будут совпадать точно с истинными значениями средней по площади даже в случае, если бы измерения производились абсолютно точно. В действительности всегда имеют место погрешности измерений, что является дополнительным источником погрешностей в определении средних по площади величин.

Оценка точности средних по площади может осуществляться чисто эмпирическим способом, путем непосредственного сравнения данных, полученных по густой «эталонной» сети, с данными осреднения по «прореженной» сети.

Осложняет такого рода исследования трудность организации подобных кустов и большая трудоемкость соответствующей обработки. Эта обработка плохо поддается автоматизации и данные ее очень трудно обобщать на другие районы и условия.

Располагая данными о пространственной изменчивости метеорологического элемента в виде корреляционных или структурных функций, нетрудно получить соответствующие оценки теоретическим путем. Методика такой оценки по существу аналогична известному методу Дроздова—Шепелевского [5, 6] оценки точности интерполяции. Она подробно изложена в статьях [7, 8]. Сущность ее сводится к следующему.

2. Оценка репрезентативности данных единичной станции

Средний квадрат погрешности p_1^2 за счет естественной изменчивости измеряемой величины f на площади s (в предположении, что территория однородна и измерения производятся точно), определяется формулой

$$p_1^2(s) = [1 + \mu(s) - 2\omega(s)]\sigma^2, \quad (1)$$

где σ^2 — дисперсия величины f ,

$$\mu(s) = \frac{1}{s^2} \iint_s r [\sqrt{(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2}] dx dy d\xi d\eta; \quad (2)$$

$$\omega(s) = \frac{1}{s} \iint_s r [\sqrt{x^2 + y^2}] dx dy; \quad (3)$$

$r(l)$ — пространственная корреляционная функция величины f , характеризующая зависимость коэффициента корреляции значений величины f в различных точках от расстояния между ними.

Расчеты по формулам (2) и (3) легко выполняются на электронной вычислительной машине [12]. Так, для сумм осадков за различные периоды времени такие расчеты были произведены Полищук [11], в предположении, что площадь имеет форму квадрата со стороной l .

Во многих случаях корреляционная функция может быть описана простой экспоненциальной формулой

$$r(l) = e^{-l/l_0}, \quad (4)$$

где l_0 — радиус корреляции, т. е. расстояние, на котором корреляция убывает в e раз.

Для таких случаев в широком диапазоне l до $l = 2l_0$ выражение (1) может быть с большой точностью заменено формулой

$$p_i^2(s) = 0,23\sigma^2 \frac{l}{l_0} = 0,23\sigma^2 \frac{\sqrt{s}}{l_0}. \quad (5)$$

В действительности предположение об отсутствии погрешностей измерения не оправдывается. Они всегда имеют место. Условно их можно разделить на три группы.

К первой группе относятся систематические погрешности измерений, которые при заданных условиях могут принимать более или менее определенные значения. Примером таких погрешностей могут служить погрешности измерения осадков за счет смачивания ведра осадкомера и за счет испарения. Погрешности этого рода являются сравнительно хорошо изученными и учет их влияния на точность определения средней прост.

Ко второй группе относятся случайные погрешности измерения, которые определяются невозможностью большей точности отсчета, чем та, которая определяется ценой деления приборов, а также возможными просчетами наблюдателя.

К третьей группе относятся погрешности за счет микроклиматических различий в расположении пунктов наблюдений. Различия в открытости станций, влияние близких водоемов, особенностей рельефа и т. д. могут привести к тому, что даже на близко расположенных станциях данные измерений заметно отличаются друг от друга и иногда даже оказываются несравнимыми. Для каждого отдельного пункта эти погрешности являются систематическими, однако для достаточно большой территории они выступают, как случайные.

Погрешности, относящиеся ко второй и третьей группам представляют наибольший интерес. О наличии их можно судить по эмпирически вычисленным значениям корреляционной функции, так как последние оказываются систематически заниженными. В результате значения эмпирической корреляционной функции для малых интервалов $r'(0)$ отличны от единицы.

Для единичной станции дисперсия погрешности определения средней за счет случайных ошибок составляет

$$p_i^2 = \frac{1 - r'(0)}{r'(0)} \sigma^2. \quad (6)$$

Полная средняя квадратическая погрешность определения средней как за счет случайных погрешностей, так и за счет естественной изменчивости определяется формулой

$$p(s, 1) = \sqrt{\frac{[1 - r'(0)]}{r'(0)} \sigma^2 + p_i^2(s)}. \quad (7)$$

Заметим, что в некоторых случаях репрезентативность точечных данных по отношению к средней по площади характеризуется точностью интерполяции. При этом предполагается, что полученная путем интерполяции с окружающих станций величина приближенно совпадает со средней по площади.

Заметим, что в некоторых случаях считается, что среднее по площади значение приближенно равно величине, полученной путем интерполяции данных окружающих станций на центральную точку площади. При таком подходе репрезентативность данных в центральном пункте характеризуется отклонением их от интерполированного значения, т. е. погрешностью интерполяции. Так, например, согласно [14], репрезентативность данных относительно средней по площади характеризуется ошибкой линейной интерполяции с шести окружающих станций регулярной треугольной сетки на интересующую нас центральную.

Поскольку эта ошибка также однозначно определяется статистической структурой осредняемого поля, соответствующие формулы легко сравнить с нашими.

Средний квадрат погрешности интерполяции за счет естественной изменчивости исследуемого поля при расстоянии l между соседними станциями составляет

$$v_1^2 = \sigma^2 \left[\frac{7}{6} + \frac{1}{3} r(l\sqrt{3}) + \frac{1}{6} r(2l) - \frac{5}{3} r(l) \right]. \quad (8)$$

Соотношение между v_1^2 и p_1^2 может несколько различаться для разных типов статистической структуры. Если ограничиться случаем экспоненциальной структуры (4), легко получить оценку

$$v_1^2 = \sigma^2 \left[0,756 \left(\frac{l}{l_0} \right) - 0,233 \left(\frac{l}{l_0} \right)^3 + \dots \right]. \quad (9)$$

Сравнение (9) с (5) показывает, что дисперсия погрешности интерполяции в этом случае примерно в три раза превышает дисперсию ошибки замены средней по квадрату значением в его центре. Использование оценок по формуле (9) приводило бы к трехкратному занижению расстояния между станциями или к девятикратному завышению числа станций.

Различия между полными оценками репрезентативности обоими способами будут конечно существенно меньше в силу приблизительно одинакового влияния случайных погрешностей.

3. Оценка репрезентативности средней арифметической из данных n станций

Пусть площадь S разбита на n равновеликих квадратов с площадью $s = S/n$ каждый, в центре каждого из которых производится измерения. Тогда можно показать, что средняя квадратическая погрешность средней арифметической из этих наблюдений

$$\bar{f} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n f_i \quad (10)$$

описывается формулой

$$P(s, n) = \frac{p(s, 1)}{\sqrt{n}} \quad (11)$$

Практически сеть станций не бывает равномерной и погрешность, с которой средняя арифметическая представляет истинную среднюю величину f на площади, еще больше. Можно приближенно считать, что погрешность увеличивается на 20%, если по-прежнему в каждом из элементарных квадратов, на которые разбита территория, находится по одной станции, но не обязательно в центре квадрата.

При более неоднородном размещении сети погрешность средней арифметической может в два и больше раза превышать расчетные по формуле (11). В этих случаях целесообразнее при определении средних по площади величин пользоваться способом среднего взвешенного. Метод оптимального построения средних величин по данным в неравномерной сети станций, использующий сведения о корреляционной структуре осредняемых полей, предложен в [9].

4. Оценка репрезентативности осадкомерных данных

Использование изложенного выше подхода требует знания корреляционных функций измеряемых величин. В настоящее время имеются довольно детальные сведения по структуре поля осадков для летнего периода в ряде районов Советского Союза. Так, в статьях [3, 4] приводятся данные о корреляции сумм осадков за различные периоды времени (от полусуток до сезона) в центральной части

Европейской территории СССР и на Дальнем Востоке. Аналогичные данные для Украины приводятся в [1]. Детальные сведения по структуре сумм осадков за декаду приводятся в [13]. Анализ полученных корреляционных функций показал, что в диапазоне расстояний от 10 до 150 км они удовлетворительно описываются экспоненциальным законом. Соответствующие радиусы корреляции для двух периодов осреднения приводятся в *табл. 1*.

Таблица 1

Радиус корреляции l_0 (км) сумм осадков для летнего периода в различных районах СССР

	Центр	Дальний Восток	Украина
Суммы за сутки	260	180	75
Суммы за месяц	370	215	145

Интересно сопоставить эти данные с данными для Венгрии. Приводящиеся в [14] пространственные корреляционные функции удовлетворительно описываются экспоненциальным законом, причем радиус корреляции составляет около 35 км для суточных сумм и около 65 км для сумм осадков за летние месяцы.

На основе данных о корреляционных функциях сумм осадков в [1, 4] получены некоторые оценки репрезентативности осадкомерных данных для летнего сезона.

Репрезентативность данных измерений сумм осадков на единичной станции по отношению к средней по площади s характеризуется данными табл. 2. В этой таблице для наглядности даны не абсолютные значения средних квадратических ошибок p , а относительные их значения $E = p/f$.

Из *табл. 2* видно, что с увеличением размера площади погрешность определения слоя осадков на ней возрастает и, следовательно, репрезентативность данных единичного осадкомерного пункта уменьшается. Для сумм осадков за

Таблица 2

Относительная погрешность (в%) определения среднего слоя осадков на площади s по данным одной станции

Период времени	Район	s (км ²)					
		1	10	100	500	1000	2000
Сутки	Центр	21	26	40	56	62	67
	Дальний Восток	29	30	35	41	46	51
	Украина	41	49	68	80	83	89
Декада	Центр	8	12	18	23	25	27
	Дальний Восток	13	14	16	19	20	23
	Украина	26	32	42	47	50	54
Месяц	Центр	5	7	12	14	16	16
	Дальний Восток	11	11	12	13	14	16
	Украина	15	18	23	27	29	30
Сезон	Центр	2	3	4	6	6	7
	Дальний Восток	5	6	6	6	7	7

значительные периоды (месяц, сезон) погрешности оказываются сравнительно малыми. Например, для месячных сумм осадков даже для площади в 2000 км² погрешность в различных районах составляет от 16 до 30%. Соответственно для сезонных сумм она составляет от 7 ориентировочно до 15% (по Украине данные по сезонным суммам отсутствуют). Следовательно, данные о суммах осадков за такие периоды при не слишком редкой сети могут быть репрезентативными даже без осреднения по площади.

Для сумм осадков за малые периоды (полусутки, сутки) погрешности оказываются большими и при густой сети. Даже в том случае, когда один осадкомер приходится на площадь в 1 км², погрешности за сутки превышают 20%. Следовательно, данные о суммах осадков за сутки, полученные по отдельным осадкомерам, не являются репрезентативными даже для малых площадей.

Достаточно надежные суммы осадков за малые периоды времени можно получить только при осреднении по большим площадям, на которых находится много осадкомеров. При наличии на площади n равномерно расположенных осадкомеров, на каждый из которых приходится площадь s , среднюю квадратическую относительную погрешность можно получить путем деления на \sqrt{n} величины, приведенной в табл. 2.

В качестве примера в табл. 3 приведены полученные таким образом зна-

Таблица 3

Относительная погрешность (в%) определения среднего слоя осадков на площади по данным n станций

n	Площадь на 1 станцию (км ²)					
	1	10	100	500	1000	2000
Суммы за сутки						
Центр						
1	21	26	40	56	62	67
5	9	12	18	25	28	30
10	7	8	13	18	20	21
50	3	4	6	8	9	10
100	2	3	4	6	6	7
Украина						
1	41	49	68	80	83	89
5	18	22	30	36	37	40
10	13	16	21	25	26	28
50	6	7	10	11	12	13
100	4	5	7	8	8	9
Суммы за месяц						
Центр						
1	5	7	12	14	16	17
5	2	3	5	6	7	7
10	1	2	4	4	5	5
50	1	1	2	2	2	2
100	1	1	1	1	2	2
Украина						
1	15	18	23	27	29	30
5	7	8	10	12	13	13
10	5	6	7	9	9	10
50	2	3	3	4	4	4
100	2	2	2	3	3	3

чения для сумм осадков за сутки и за месяц. Из нее видно, что при плотности осадкомерной сети 2000 км² (близко средней по СССР) средняя квадратическая погрешность определения суточной суммы осадков в пределах 10% достигается в центральной части ЕТС лишь для площадей 100 000 км² и выше ($n \geq 50$), а на территории Украины лишь для площадей порядка 200 000 км².

При плотности сети 500 км² на осадкомер (близко к средней по территории Украины) получаем такую точность на центральной части Европейской территории СССР для площадей больше 15 000 км², а на Украине для площадей — больше 30 000 км².

Сопоставление полученных оценок с вычисленными эмпирическим способом погрешностями для районов Валдая [2] и Украины [10] показало их удовлетворительное согласование. Это позволяет с большей уверенностью пользоваться расчетными оценками.

Располагая таблицами типа таблиц 2 и 3 можно не только определять точность, которую обеспечивает существующая осадкомерная сеть, но и оценивать оптимальную густоту сети, которая обеспечивала бы надлежащую точность определения среднего слоя осадков на водосборах заданной площади.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Буйков М. В., Прихотько Г. Ф., Прихотько Н. А., Тарасюк В. К.: Корреляционные функции сумм осадков и ошибки при измерении слоя летних осадков по данным осадкомерного метеорологического полигона. Труды УкрНИГМИ, вып. 67, 1967.
- [2] Голубев В. С., Зотимов Н. В., Зыков Н. А.: Некоторые результаты исследований жидких осадков в районе Валдайской возвышенности. Труды ГИ, вып. 123, 1965.
- [3] Гуцина М. В., Каган Р. Л.: О статистической структуре поля осадков. Труды ГГО, вып. 191, 1966.
- [4] Гуцина М. В., Каган Р. Л., Полищук А. И.: О репрезентативности осадкомерных данных. Метеорология и гидрология № 3, 1967.
- [5] Дроздов О. А.: О принципах рационализации сети метеорологических станций. Труды ГГО вып. 123, 1961.
- [6] Дроздов О. А., Шепелевский А. А.: Точность интерполяции в стохастическом поле метеорологических элементов и ее применение к вопросам метеорологических карт и рационализации сети. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 13, 1946.
- [7] Каган Р. Л.: О точности определения средней по площади по данным точечных измерений. Труды ГГО, вып. 175, 1965.
- [8] Каган Р. Л.: К оценке репрезентативности осадкомерных данных. Труды ГГО, вып. 191, 1966.
- [9] Каган Р. Л.: Некоторые вопросы интерпретации осадкомерных данных. Труды ГГО, вып. 208, 1967.
- [10] Кулаковская М. Ю., Курейко И. А., Прихотько Г. Ф., Прихотько Н. А., Ткаченко А. В., Шошин В. М.: Оценка точности измерения жидких осадков эмпирическим способом по данным густой осадкомерной сети. Труды УкрНИГМИ, вып. 67, 1967.
- [11] Полищук А. И.: К вопросу об осреднении осадкомерных данных. Труды ГГО, вып. 208, 1967.
- [12] Полищук А. И., Каган Р. Л.: О статистической структуре осредненных значений метеорологических элементов. Труды ГГО, вып. 191, 1966.
- [13] Сиротенко О. Д.: Использование данных об осадках в статистических схемах для прогноза урожайности сельскохозяйственных культур. Метеорология и гидрология № 9, 1967.
- [14] Czeplnai R., Dési F., Rákoszi F.: On determining the rational density of precipitation measuring networks. Időjárás, v. 68, Nr. 1, 1964.

Die Strukturfunktion der monatlichen Niederschlagssummen von Budapest*

Budapest havi csapadékösszegeinek szerkezeti függvénye. Nagy-Budapesten és közvetlen környékén 60 csapadékmegfigyelő állomás 1955—64 közötti 10 évének havi csapadékösszegei alapján a négy évszakra jellemző csapadékmező szerkezeti függvényeket állítottunk elő. Ezen a területen az országos eloszláshoz képest tízszeres az állomáshálózat sűrűsége, s ez lehetővé tette kis (1, 2, 5 . . . stb. km-es) távolságkombinációk képzését. Összehasonlító vizsgálatokat végeztünk az interpoláció átlagos maximális hibájára vonatkozóan 2 és 6 pontot véve alapul, sűrű és ritkább állomáshálózat esetén is. A kapott eredmények azt bizonyítják, hogy a csapadékmező gépi ellenőrzése során ajánlatos a javításokat és interpolációkat kisebb, homogén körzetekre bontva elvégezni, főleg a nyári, szeszélyesebb csapadékeloszlás esetén.

✕

Структурная функция месячных сумм осадков Будапешта. На основании данных о месячных суммах осадков, полученных на 60 pluвиометрических станций Будапешта и его ближайших окрестностей за 10 лет с 1965 по 1964 г., составлены структурные функции полей осадков, характерных для четырех сезонов года. В рассматриваемом районе сеть станций имеет в десять раз большую плотность чем по всей стране в целом, что позволило использовать комбинации небольших (1, 2, 5, . . . и т. д. км) расстояний. Проведены сравнительные исследования максимальных средних погрешностей интерполяции исходя из 2 и 6 пунктов, для сетей станций с большой и меньшей плотностью. Полученные результаты показывают, что при машинной проверке полей осадков целесообразно при введении поправок и при интерполяции подразделять поле на более мелкие однородные районы, это особенно важно для летнего, более капризного распределения осадков.

✕

Die Untersuchungen über die statistische Struktur der meteorologischen Felder wurden in Ungarn in der Zentralanstalt für Meteorologie und auf dem Lehrstuhle der Meteorologie der Budapester Universität im Jahre 1962 begonnen.

Der Niederschlag, eines der sowohl zeitlich, als auch räumlich veränderlichsten Elemente steht aus dem Standpunkte der rationellen Aufstellung eines Stationsnetzes im Mittelpunkt der Interesse auf der ganzen Welt. Aus diesem Grunde ist die statistische Struktur der meteorologischen Felder auch in unserem Lande einer der am ausführlichsten untersuchten Themenkreise. Unsere Untersuchungen sind auf der Theorie der homogenen isotropen Turbulenz gegründet.

Nach der Niederlegung der allgemeinen metodologischen Grundlagen [1, 2, 3, 4] haben wir innerhalb der Grenzen der klimatischen Möglichkeiten und der geographischen Lage unseres Landes die bei unserer Analyse am besten zum Zweck führenden zeitlichen und räumlichen Grenzen festgestellt. Es wurde also festgestellt, auf welche Periodenlängen die Niederschlagsfelder von grösseren Gebieten als homogen erachtet werden können, und in welcher Niederschlagsverteilung unsere Errechnungen auf mehrere Teilgebiete zerteilt separat ausgeführt werden müssen [5]. Mit der Benützung der Resultate dieser Arbeit wurde eine ausführliche Bearbeitung unternommen und mit Hinsicht auf die grosse Zahl der Errechnungen im Laufe dieser Arbeiten auch elektronische Rechenmaschinen in Anspruch genommen [6].

1. Als erster Schritt wurde das Feld der monatlichen Niederschlagssummen einer Untersuchung unterzogen. Das Grundmaterial bildete die von den an 4 verschiedenen

* Vortrag, abgehalten am vom Meteorologischen Dienst der Ungarischen Volksrepublik über das Thema „Statistische Struktur der meteorologischen Felder und rationelle Stationsdichte“ am 23—25. April 1968 in Budapest veranstalteten internationalen Symposium.

Teilen des Landes liegenden insgesamt 605 Niederschlagsmessstationen während der 10-jährigen Periode von 1955–1964 gesammelten monatlichen Niederschlagssummen. Aus 10 000–18 000 Datenkombinationen wurden mit Hilfe von elektronischen Rechenmaschinen Typ GIER monatlich und nach Distrikten zweitrangige Stationskombinationen hergestellt. Nachher wurden diese in Klassen nach Entfernungen von 5, 10, 15, 20 km usw. eingereiht und aus diesen die einzelnen Punkte der Struktur- und der Autokorrelationsfunktionen ermittelt. Das in dieser Weise zur Verfügung stehende ausführliche Material ergab die Möglichkeit zur Untersuchung der Niederschlagsverhältnisse der verschiedenen abweichenden Landschaftseinheiten unseres Landes, und auch die Untersuchung der jahreszeitlichen Änderungen innerhalb der einzelnen Distrikte.



Abb. 1.

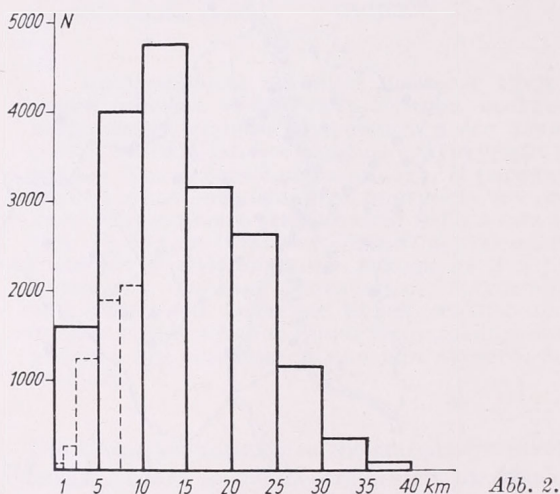
2. In dem Stationsnetze unseres Landes ist die durchschnittliche Entfernung zwischen den Stationen etwa 10–12 km. In Bezug auf die topographischen Gegebenheiten ist der Stationsnetz im Hügellande von Transdanubien dichter, und an den flachen Gebieten des Ungarischen Tieflandes etwas weniger dicht. Die ersten Punkte von 5, 10, 15 km der bei den Untersuchungen erhaltenen Strukturfunktionskurven und Autokorrelationsfunktionskurven ergaben unbestimmtere Werte mit Hinsicht auf die extreme Lage und auf die verhältnismässig geringere Zahl der Kombinationen, wobei aber von der grössten Wichtigkeit ist gerade auf diesem Abschnitte Kenntnis über die inneren Zusammenhänge zu erhalten. Aus praktischem Standpunkte ist die Feststellung der Interpolationsfehler ebenfalls in erster Linie auf diesem Abschnitte benötigt.

3. Das Gebiet von Gross-Budapest beträgt etwa 525 km² und auf diesem Gebiete, sowie in der nächsten Umgebung desselben verfügen wir über einen Stationsnetz, das mit der Stationsdichte des Landes verglichen etwa eine zehnfache Dichte besitzt. Zur Untersuchung der Strukturfunktion des Niederschlagsfeldes innerhalb von kleinen Entfernungen wurden also die monatlichen Niederschlagssummen der 60 Beobachtungspunkte von Budapest bearbeitet. Im Interesse der Vergleichbarkeit der Bearbeitungen wurde die selbe zehnjährige Niederschlagsreihe zu Grunde genommen, wie bei der Untersuchung der Distrikte des Landes.

Die Meereshöhen der Budapester Stationen sind ziemlich abwechslungsreich, da unter ihnen Werte zwischen 102 m und 473 m vorkommen. Unsere Abb. 1. bringt

den Budapester Stationsnetz. Die entsprechende Stationsdichte ermöglichte auch eine Einteilung in Entfernungskombinationen von 1, 2,5 5, 7,5 10 und 15 km, wobei die grösste Entfernung nicht die 40 km erreichte. Unsere *Abb. 2.* zeigt uns, wie viele Fälle aus den 17,700 Kombinationen der zehnjährigen Reihe in je einen Entfernungs-klassenabstand kamen. An der horizontalen Achse wurden die Entfernungen zwischen den Stationen in km angegeben, an der vertikalen Achse aber die Zahl der auf die einzelnen Entfernungsabstände entfallenden Kombinationen angegeben. Die Häufigkeit der Entfernungskombinationen weist einen Maximum im Entfernungsintervall von 10—15 km auf.

Mit Anwendung des bereits öfters erwähnten Homogenisierungsverfahrens wurden die Strukturfunktionen des monatlichen Niederschlagsfeldes von Budapest



mit einer elektronischen Rechenmaschine GIER auf die vier Jahreszeiten charakterisierende Monate Januar, April, Juli und Oktober hergestellt. In unserer vorigen Arbeit [6] ist der nördliche Teil des Hügellandes von Transdanubien, als ein mit „A“ bezeichneter Distrikt angeführt worden. Aus topographischem Standpunkte stand dies am nächsten zum Budapester Stationsnetz, da bei „A“ die Meereshöhen zwischen 106 und 551 m standen, wogegen bei den anderen Distrikten die Höhendifferenzen der Stationen unter 100 m bzw. 200 m blieben. Das Gebiet des Hügellandes von Transdanubien bildet etwa das dreissigfache des Budapester Gebietes und die Zahl der Stationen etwa das dreifache. Zu Zwecken des Vergleiches bringen wir die die vier Jahreszeiten charakterisierenden Strukturfunktionswerte von Budapest und jene bezüglich der ersten 40 km des Distriktes „A“ an den *Abbildungen 3/a, b, c und d.* An den horizontalen Achsen wurden die zwischen den Stationen gemessenen Entfernungen in km angegeben, an der vertikalen Achse aber die $b(s)$ Werte, welche eigentlich in mm^2 angegeben sind und im gegenwärtigen Falle bloss einen symbolischen Sinn haben. Trotzdem, dass die Budapester und Transdanubier Funktionen, die Resultate von Gebieten, Stationsdichten und Kombinationen von verschiedenen Grössenordnungen sind, weisen sie in den verschiedenen Monaten eine vollkommen identische Tendenz auf, und selbst die entsprechenden Werte $b(s)$ zeigen eine sehr gute Übereinstimmung. Die winterliche gleichmässige Niederschlagsverteilung wird durch die frühjährliche und herbstliche Übergangsperiode von der aus launenhaften sommerlichen Regenschauern sich ergebenden Julikurve abgetrennt. Im Sommer

nimmt dieser innere Zusammenhang selbst im Falle des kleineren und homogenen Gebietes von Budapest mit der Entfernung sprungweise ab. Der geglättete Gang der aus den Angaben des dichteren Budapester Stationsnetz gefertigten Punktreihen bekräftigte unsere bisher befolgte Praxis, wonach wir die in dem Anfangsabschnitte der Strukturfunktion des Niederschlages auffindbaren einzelnen hervorspringenden Werte als Zufallsfehler erachteten und sie als inhomogen bezeichneten.

4. Da der praktische Zweck unserer theoretischen Untersuchungen die Bestimmung des wahrscheinlichen Fehlers der territorialen Niederschlagsdurchschnittswerte, sowie die theoretische Ausarbeitung der maschinellen Kontrolle der Niederschlagsangaben ist, wurde als nächster Schritt auf Grund der zur Verfügung stehenden

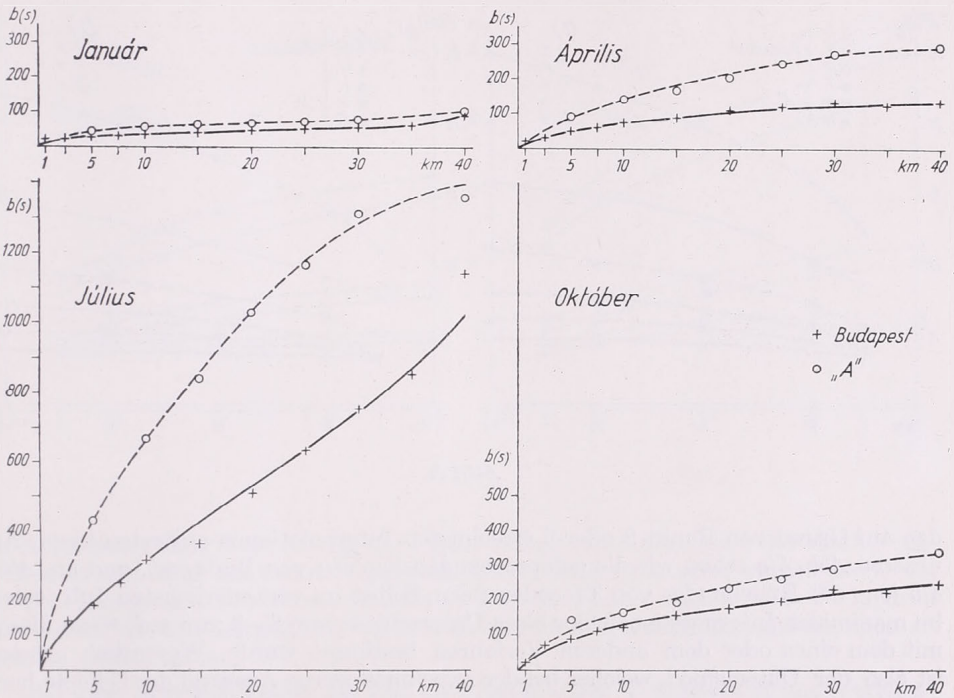


Abb. 3.

Strukturfunktionen der durchschnittliche maximale Fehler der Interpolation errechnet als eine Funktion der Entfernungen.

Die bekannten Formeln sind im Falle von zwei Punkten

$$E(d)_{\max[2]} = b\left(\frac{d}{2}\right) - \frac{1}{4} b(d) \quad (1)$$

und bei 6 Punkten

$$E(d)_{\max[6]} = b\left(\frac{d}{2}\right) - \frac{1}{6} \left\{ b\left(\frac{d}{2}\right) + b\left(\frac{\sqrt{3}}{2} d\right) + \frac{1}{2} b(d) \right\} \quad (2)$$

Die erzielten Resultate führen wir an je zwei Abbildungen an. An der horizontalen Achse wurde wieder die Entfernung der Stationen voneinander in km, und an der

vertikalen Achse der maximale Interpolationsfehler in mm angegeben. *Abb. 4/a* zeigt die Werte vom Januar, April, und Juli des linearen Interpolationsfehlers aus den Strukturfunktionen von Budapest und des Distriktes „A“ abgeleitet. *Abb. 4/b* bringt die mit der auf Grund des Punktes 6 abgeleiteten Formeln (2) errechneten Werte. Die gleichmässige Verteilung in den Wintermonaten und die sommerliche Inhomogenität ist hier noch augenfälliger und bekräftigt unsere vorherigen Feststellungen, namentlich die, wonach die Bedingungen der Inhomogenität im Falle einer launenhaften Verteilung auf kleinere Distrikte zerteilt untersucht werden müssen, selbst im Falle vom Ersetzen von Monatssummen oder der Korrektur derselben.

Nach einer Übertragung der selben Kurven in einer anderen Gruppierung kann es untersucht werden, welcher Grössengrad des maximalen Unterschiedes zwischen

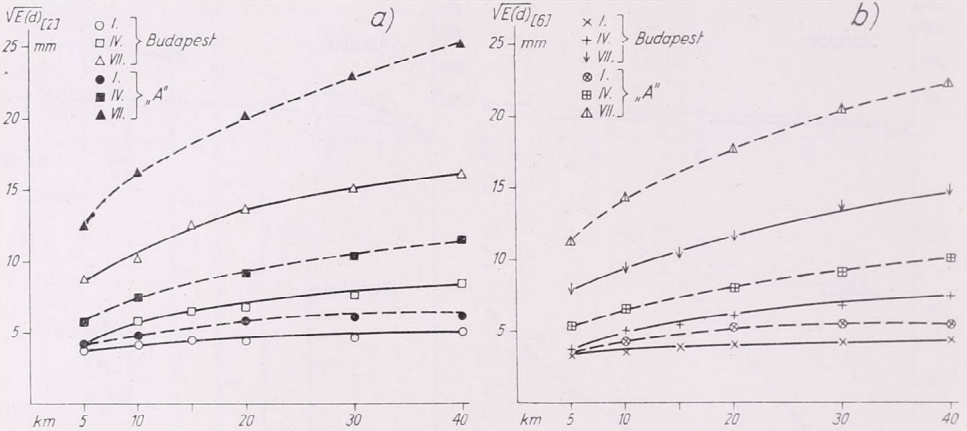


Abb. 4.

den auf Grund von Punkt 2 oder 6 errechneten Interpolationen auftreten kann. An unserer *Abb. 5/a* sehen wir die entsprechenden Kurven von Budapest, und an *Abb. 5/b* jene des Hügellandes von Transdanubien. Selbst im veränderlichsten Juli treten im maximalen Interpolationsfehler bloss Unterschiede von 2–3 mm auf, wenn dieser mit dem einen oder dem anderen Verfahren bestimmt wurde. Wesentlich grösser ist also der Unterschied, welcher bei der zweckmässigeren Auswahl der Gebiete hervortritt.

5. Hier soll es bemerkt werden, dass in Ungarn die Kontrolle der täglichen Niederschlagsangaben — auf den Untersuchungen über die statistische Struktur der Niederschlagsfelder basierend — bereits seit einem Jahre auf maschinellm Wege ausgeführt wird. Die täglichen Niederschlagsangaben von den fast 1000 Niederschlagsstationen werden auf 8-kanälige Lochstreifen übertragen zur maschinellen Bearbeitung gebracht, wo die Maschine auf Grund von vorher entsprechend zusammengestellten Programmen die Niederschlagsangaben einer Kontrolle unterzieht. Die als fehlerhaft oder lückenhaft gefundenen Werte werden von der Maschine korrigiert oder ersetzt und diese auch separat mit einem Zeichen versehen. Die Maschine stellt auf Grundlage der Angaben sämtlicher Beobachtungsstationen für jeden Tag eine Niederschlagsverteilungskarte zusammen und verfertigt auch statistische Zusammenfassungen aus den verschiedenen Niederschlagshäufigkeitswerten. All das wird natürlich in einer viel kürzeren Zeit verrichtet, als wir es bisher mit menschlicher Kraft ausgeführt haben.

In den zu der Kontrolle verfertigten maschinellen Programmen spielen die aus den Strukturfunktionen bereits bisher erhaltenen Zusammenhänge eine grosse Rolle. Mit Hinsicht auf die ausgewerteten Wetterlagen, d. h. auf die verschiedenen Niederschlagstage wird auf Grund der Werte der Strukturfunktionen die Grösse der einzelnen, als homogen zu erachtenden Distrikte, und auch die Messzahl der anzuwendenden Korrektur angegeben.

6. Unsere bisherigen Untersuchungen bezogen sich auf die monatlichen Niederschlagssummen. Als ein weiterer Schritt ist aber auch die Untersuchung der Struktur der täglichen Niederschlagswerte im Gange. Diese Bearbeitung wird nach Wetterlagen und Gebieten gruppiert und ausgewählt durchgeführt. Da wir in Ungarn auch bezüglich früherer Perioden über ausführliche tägliche Niederschlagskarten verfügen, ist

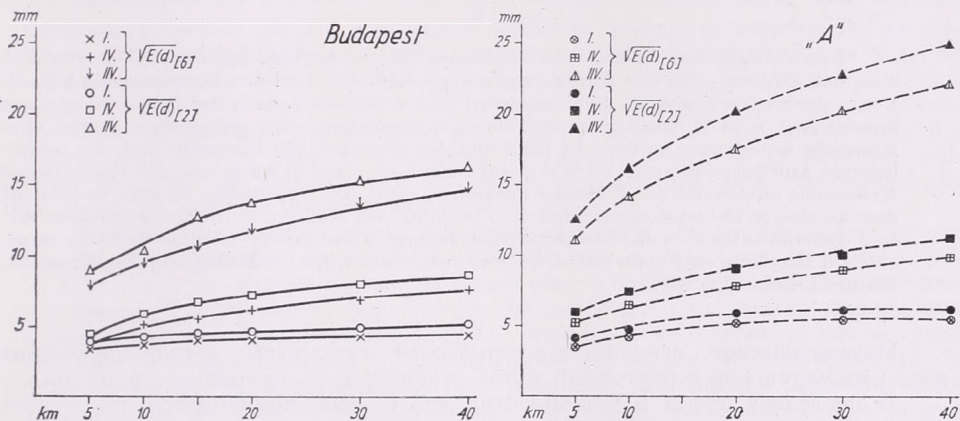


Abb. 5.

die Möglichkeit einer Bearbeitung der Niederschlagsverteilungsfelder der charakteristischen Warm- und Kaltfronten gegeben. Diese Untersuchungen werden nicht nur auf dem Landesnetz von durchschnittlicher Dichte, sondern auch auf das Budapester statistische Material ausgeführt, welches dichter ist und auf kleine Entfernungen errechnet werden kann.

All diese Arbeiten haben das Ziel eine fortlaufende Verbesserung und Verfeinerung der Programmierung der maschinellen Datenkontrolle zu erreichen.

LITERATUR

- [1] Czelnai R., Dési F., Rákóczi F.: On Determining the Rational Density of Precipitation-Measuring Networks. I. Időjárás. 67. 1963.
- [2] Czelnai R., Dési F., Rákóczi F.: On Determining the Rational Density of Precipitation-Measuring Networks II. Időjárás 68. 1964.
- [3] Czelnai R., Dési F., Rákóczi F.: On Determining the Rational Density of Precipitation-Measuring Networks. Gerlands Beiträge zur Geophysik, 75. 1965.
- [4] Czelnai R.: On the Statistical Structure of Meteorological Fields. Gerlands Beiträge zur Geophysik. 75. 1966.
- [5] Sz. Farkas A., T. Baross I.: Über die territoriale Verteilung der täglichen und monatlichen Mengen des Niederschlages. Időjárás 69. 1965.
- [6] Czelnai R., Dési F., Rákóczi F., Sz., Farkas A.: Structural and Autocorrelation Functions of the Precipitation Field. Időjárás. 71. 1967.

О статистической структуре приземного поля температуры воздуха на территории Чехии и Моравии*

A talajközeli hőmérsékleti mező statisztikai szerkezetéről Cseh- és Morvaország területén. A meteorológiai elemek szerkezeti és autokorrelációs függvényeinek alkalmazásakor feltételezzük, hogy a mező homogén és izotrop. Ez a hipotézis a talajközeli mezők vizsgálatánál ellenőrzésre szorul. A szerző az elemek szórása és a normalizált autokorrelációs függvény ismeretében a Bartlett- és a Fischer-féle kritérium alapján vizsgálja a hipotézis kielégülését. Megállapítja, hogy a Cseh-medence és Morvaország egyes területein — adott időjárási körülmények között — a hőmérsékleti mező homogén és izotrop; a vizsgált tartományon belül olyan területek is találhatóak, ahol a homogenitás feltétele nem elégül ki.

✱

Über die statistische Struktur des bodennahen Temperaturfeldes auf dem Gebiete von Böhmen und Mähren. Bei der Anwendung der strukturellen und autokorrelationellen Funktionen der meteorologischen Elemente wird es vorausgesetzt, dass das Feld homogen und isotrop ist. Diese Hypothese muss bei der Untersuchung der bodennahen Felder einer Kontrolle unterzogen werden. In Kenntnis der Streuung der Elemente und der normalisierten Autokorrelationsfunktion und auf Grund des Bartlett'schen und des Fischer'schen Kriteriums untersucht der Verfasser die Befriedigung der Hypothese. Es wird festgestellt, dass an einigen Gebieten des Böhmisches Beckens und Mährens — bei den gegebenen Witterungsverhältnissen — das Temperaturfeld homogen und isotrop ist; innerhalb des untersuchten Bereiches sind auch solche Gebiete vorzufinden, wo die Bedingung der Homogenität nicht befriedigt wird.

✱

Математической основой статистической структуры метеорологических полей является корреляционный метод стационарных случайных функций.

В последнее время в метеорологии все больше применяется эта теория, для развития и практического применения которой внесли вклад главным образом работы А. М. Колмогорова, Н. Венера и А. М. Яглома.

Ряд работ, преимущественно советских авторов — М. И. Юдина, Л. С. Гандина, В. П. Болтенкова, М. И. Фортусовой и дальнейших — посвящен проблеме статистической структуры макромасштабных полей метеорологических элементов. Единичей расстояния между парами станций, по данным которых вычисляются корреляционная или структуральная функции, бывает 100 км и более. Однородность и изотропность этих полей предполагается и это предположение более подробно не проверяется.

Если мы хотим знать статистическую структуру приземного поля метеорологических элементов для сравнительно небольшой территории, где единицей расстояния между отдельными станциями являются десятки километров, нельзя пренебречь влиянием рельефа, а также необходимо заниматься исследованием однородности и изотропности обсуждаемого поля. Определим основные понятия: Имеем $P_1 \dots P_M$; M метеорологических станций на данной территории, на которых измеряется некоторый метеорологический элемент.

Случайное поле этого метеорологического элемента обозначим символом

$$\xi(P), \text{ где } P = P_1, P_2 \dots P_M.$$

Среднюю величину поля $\xi(P)$ обозначим $E[\xi(P)] = m_\xi(P)$. Предполагаем, что $m_\xi(P) = 0$ для $P = P_1, P_2, \dots P_M$. Корреляционную функцию поля $\xi(P)$ для пары пунктов P_j, P_k обозначим $K_\xi(P_j, P_k) = E[\xi(P_j) \xi(P_k)]$.

Если $P_j = P_k$, потом корреляционная функция $K_\xi(P_j, P_j)$ переходит в дисперсию, которую обозначим $\sigma_\xi^2(P_j)$.

* Доклад по теме «Статистическая структура метеорологических полей и рациональная густота сети станций» изложен в рамках международного симпозиума, проведенного Метеорологической Службой ВНР от 23 по 25 апреля 1968 г. в Будапеште.

Иногда бывает полезным применять вместо корреляционной $K_{\xi}(P_j, P_K)$ функции нормированную корреляционную функцию $R_{\xi}(P_j, P_K)$.

$$R_{\xi}(P_j, P_K) = \frac{K_{\xi}(P_j, P_K)}{\sigma_{\xi}(P_j) \sigma_{\xi}(P_K)},$$

которая применяется обыкновенно для пары пунктов P_j, P_K ; $j, K = 1, 2, \dots, M$ в форме корреляционной матрицы

$$R = \begin{vmatrix} \varrho_{11} & \dots & \varrho_{1M} \\ \vdots & & \vdots \\ \varrho_{M1} & \dots & \varrho_{MM} \end{vmatrix}$$

Величину ϱ_{ij} называем коэффициентом корреляции.

Допустим, что случайное поле $\xi(P)$ является однородным, если корреляционная функция $K_{\xi}(P_j, P_K)$ будет зависима только от вектора $P_j - P_K = \delta_{jk}$. Если, далее, корреляционная функция однородного случайного поля будет зависима только от длины вектора $\delta_{jk} = \delta$, а не от его направления, будет однородное случайное поле $\xi(P)$ изотропным. Это значит, что корреляционная функция однородного и изотропного случайных полей $\xi(P)$ зависит только от расстояния между рассматриваемыми метеорологическими станциями, величины которой для пар станций находящихся на одинаковом расстоянии друг от друга не должны значительно отличаться.

Имеем пары метеорологических станций P_j, P_K . Исследуем величины корреляционной функции случайного поля $\xi(P)$ для случая, где $P_j = P_K$; $j, K = 1, 2, \dots, M$. В этом случае, как было уже указано, переходит корреляционная функция случайного поля $\xi(P)$ в дисперсию, и рассмотреть однородность и изотропность случайного поля $\xi(P)$ означает необходимость рассмотрения значимости разности между M дисперсиями метеорологического элемента, наблюдаемого на M метеорологических станциях. Значимость разности между дисперсиями метеорологических элементов можем рассмотреть при помощи разных критериев. Обыкновенно применяется критерий Бартлетта, который основан на следующих принципах:

Пусть $S_{\xi}^2(P_1), S_{\xi}^2(P_2), \dots, S_{\xi}^2(P_M)$ несмещенные оценки M дисперсии $\sigma_{\xi}^2(P_1), \dots, \sigma_{\xi}^2(P_M)$ метеорологических элементов, о которых предполагаем, что они имеют для каждого $P = P_1, P_2, \dots, P_M$ нормальное распределение. Пусть f_i представляет число степеней свободы для оценки $S_{\xi}^2(P_i)$.

Пусть

$$S_{\xi}^2(P) = \frac{1}{f} \sum_{i=1}^M f_i S_{\xi}^2(P_i) \quad f = \sum_{i=1}^M f_i$$

Для проверки гипотезы

$$\sigma_{\xi}^2(P_1) = \sigma_{\xi}^2(P_2) = \dots = \sigma_{\xi}^2(P_M)$$

критерий дан выражением

$$B = \frac{1}{C} \left(f \ln S^2 - \sum_{i=1}^K f_i \ln S_i^2 \right),$$

где

$$C = 1 + \frac{1}{3(K-1)} \left(\sum_{i=1}^K \frac{1}{f_i} - \frac{1}{f} \right)$$

\ln = натуральный логарифм.

Далее исследуем величины корреляционной функции случайного поля в случае, когда $P_j \neq P_K$; $j, K = 1, 2, 3, \dots, M$.

Предполагаем, что нам известна корреляционная функция случайного поля в нормированной форме.

Значит, нам известны величины выборочных коэффициентов корреляции $r_{j,k}$, $j \neq k = 1, 2, \dots, M$, которые являются оценкой коэффициентов корреляции $\rho_{j,k}$.

Пусть δ представляет расстояние между парами станций и $r_1, r_2, \dots, r_K = K$ независимых выборочных коэффициентов корреляции, присоединенных к δ . Чтобы случайное поле $\xi(P)$ было однородным и изотропным, необходимо, чтобы для определенного δ не существовало значимое расхождение между r_1, r_2, \dots, r_K . Рассмотрим прежде всего значимость расхождения между максимальной и

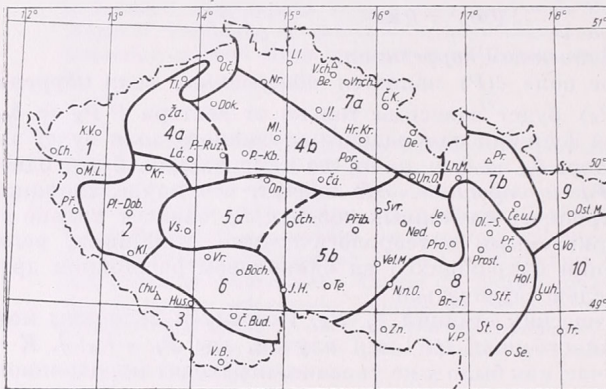


Рис. 1. Области на территории Чехии и Моравии

минимальной величинами коэффициента корреляции. При помощи преобразования Фишера

$$y = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r}{1-r}$$

переведем выборочные коэффициенты корреляции r в величины y , которые имеют приблизительно нормальное распределение с дисперсией $\frac{1}{n-3}$ (n — объем выборки, по которой были вычислены коэффициенты корреляции).

Значимость разности между максимальным и минимальным коэффициентами корреляции обсудим при помощи критерия.

$$D = \frac{(y_{\max} - y_{\min})}{\sqrt{S_{y_{\max}}^2 + S_{y_{\min}}^2}} = \frac{(y_{\max} - y_{\min})}{\sqrt{\frac{2}{n-3}}}$$

Величина D имеет (при предположении, что действует $y_{\max} = y_{\min}$ нормальное распределение с средним 0 и с дисперсией 1 и критическая область для критерия значимости разности между максимальным и минимальным коэффициентами корреляции на уровне значимости α дан неравенством $D > n_1 - \frac{\alpha}{2}$ где $n_1 - \frac{\alpha}{2}$ представляет $(1 - \frac{\alpha}{2})\%$ квантил нормального распределения.

Если по приведенному способу рассмотрим значимость разности между несколькими взаимно независимыми парами коэффициентов корреляции, можем результаты этих отдельных, от себя взаимно независимых критериев, резюмировать при помощи распределения χ^2 следующим способом:

Если D_1, D_2, \dots, D_K представляют наблюдаемые величины критерия, при помощи которого мы рассмотрели значимость разности между K парами

коэффициентов корреляции, потом при предположении, что между этими парами не существует значимое расхождение, имеет величина

$$-2 \sum_{i=1}^K \ln P \{D > D_i\}$$

распределение χ^2 при $f = 2K$ степенях свободы. Значит, критическая область на уровне значимости α приведена неравенством

Рис. 2. Нормированная корреляционная функция $R_{\xi}(\delta)$ для поля температуры области № 1. (Лето, температура воздуха в 14 часов)

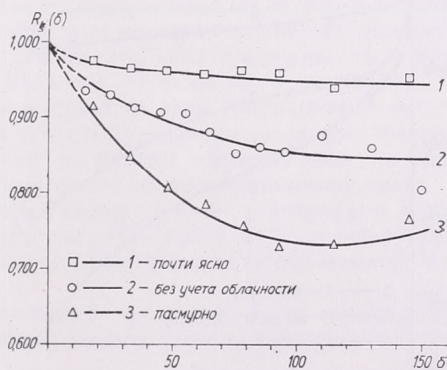
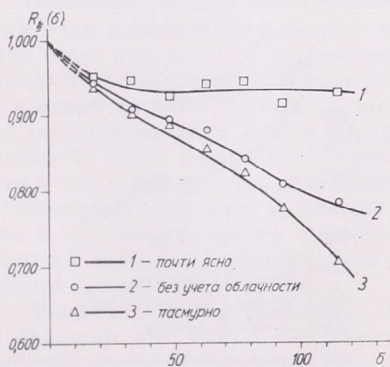
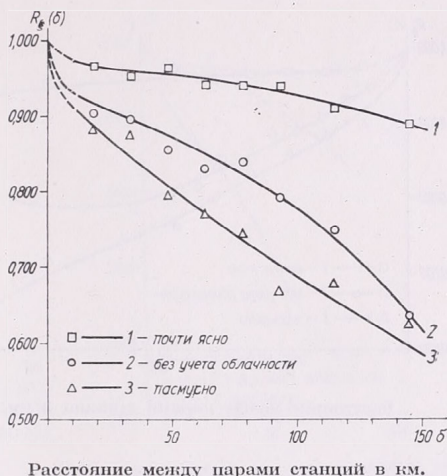


Рис. 3. Нормированная корреляционная функция $R_{\xi}(\delta)$ для поля температуры области № 2+6. (Лето, температура воздуха в 14 часов)

Рис. 4. Нормированная корреляционная функция $R_{\xi}(\delta)$ для поля температуры области № 4. (Лето, температура воздуха в 14 часов)

$$-2 \sum_{i=1}^K \ln P \{D > D_i\} > \chi_{\alpha}$$

при $f = 2K$ степенях свободы.

Значит, этим способом возможно проверить однородность и изотропность обсуждаемого поля $\xi(P)$ метеорологического элемента.

Чехословацкая климатологическая служба занимается проблемой определения статистической структуры полей метеорологических элементов только краткое время. Первым опытом было определение статистической структуры приземного поля температуры воздуха в 14 часов летом (июнь—август) и определенной области Чехии и Моравии. Эти области приведены на карте — см. Рис. 1. Нас интересует, какая будет нормированная корреляционная функция, если данные температуры будем выбирать при предположении, что

а) суточная сумма солнечного сияния в часах представляет не менее 60%

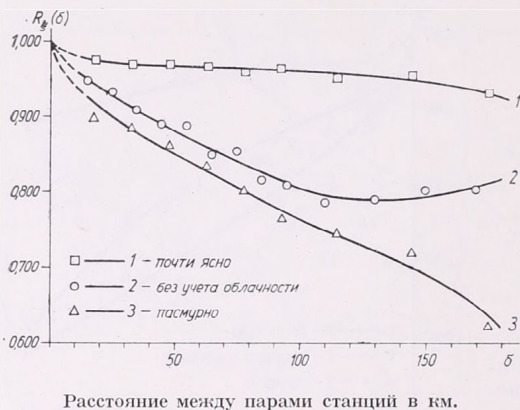


Рис. 5. Нормированная корреляционная функция $R_{\xi}(\delta)$ для поля температуры области № 5. (Лето, температура воздуха в 14 часов)

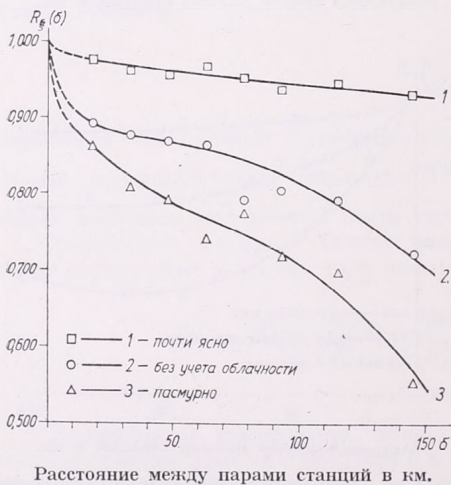


Рис. 6. Нормированная корреляционная функция $R_{\xi}(\delta)$ для поля температуры области № 7. (Лето, температура воздуха в 14 часов)

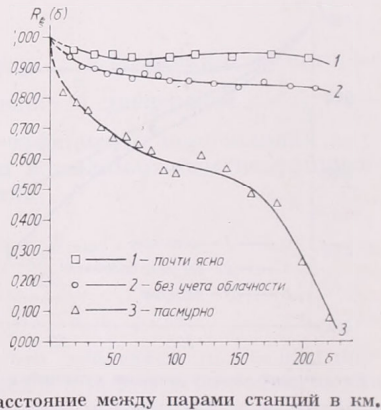


Рис. 7. Нормированная корреляционная функция $R_{\xi}(\delta)$ для поля температуры области № 8. (Лето, температура воздуха в 14 часов)

астрономически возможного солнечного сияния — это обстоятельство мы обозначили как ситуацию мало облачно (почти ясно),

б) суточная сумма солнечного сияния в часах представляет 0—10% астрономически возможного солнечного сияния — это обстоятельство мы обозначили как ситуацию пасмурно.

в) выбор данных температуры мы взяли без учета облачности. Отдельные дни, включенные в приведенные выборки, должны отстоять друг от друга не менее, чем на 3 дня.

Статистическая структура поля температуры области № 1 определялась на основании данных температуры 13 станций, области 2 + 6 (эти две области мы объединили) — на основании данных 16 станций, области № 3 — 9 станций, области № 4 — 24 станций, области № 5 — 29 станций, области № 7 — 35 станций, области № 8 — 17 станций, области № 9 — 10 станций и области № 10 — 10 станций.

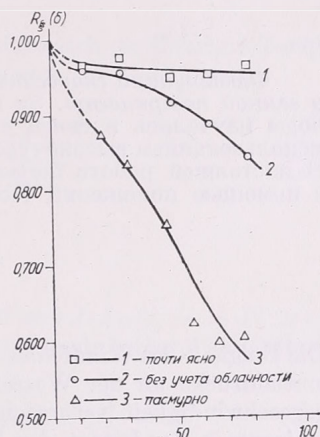


Рис. 8. Нормированная корреляционная функция $R_{\xi}(\delta)$ для поля температуры области № 9. (Лето, температура воздуха в 14 часов)

Расстояние между парами станций в км.

После вычисления дисперсий $b^2_{\xi}(P)$ для станций отдельных областей и коэффициентов корреляции для всех комбинаций пар станций отдельных областей была нами при помощи приведенных методов исследована однородность и изотропность поля температуры отдельных областей. Что касается дисперсии, то ни в одной из приведенных областей и ни в одной из трех обсуждаемых ситуаций не была разница между дисперсиями температур значима в статистическом смысле и была определена температурная дисперсия области (для периода лето и для обсуждаемых ситуаций). Что касается коэффициентов корреляции — в качестве однородного и изотропного представлялось поле температуры областей 2+6, неоднородного — поле температуры областей 3 и 10, у остальных областей было поле температуры однородным и изотропным после исключения данных некоторых станций.

Величины нормированной корреляционной функции были графически изображены (см. рис. 2—8). Из сравнения графиков нормированных корреляционных функций вытекает, что

а) ход нормированных корреляционных функций отличается для отдельных обсуждаемых ситуаций и статистическая связь между парами метеорологических станций изменяется в зависимости от обсуждаемой ситуации,

б) нормированные корреляционные функции некоторых областей (напр. 2+6 и 4) для всех обсуждаемых ситуаций) очень близки друг другу. Это представляет возможность объединения некоторых областей при дальнейшем исследовании этой проблемы.

Schwankungen der Geschwindigkeit in einem Wasserlauf, verursacht durch die Böigkeit des Windes an der Oberfläche

A vízfolyás sebességének a talajközeli szélökések következtében előálló ingadozásai. Legújabbban érzékeny műszerek segítségével azt vizsgálták, hogy a vízfolyás sebessége hogyan ingadozik talajközeli szélökések hatására (*W. Dornbusch és W. Knoll*). A következőkben röviden rámutatunk arra, hogy ez a kapcsolat minden nehézség nélkül kifejezhető a turbulens átvitel elméletének fogalomkörében.

*

Флюктуации скорости течения воды, вызываемые порывистостью ветра у земной поверхности. За последнее время флюктуации скорости течения воды изучались в связи с порывистостью ветра у земной поверхности с использованием высокочувствительных приборов (*В. Дорнбуш и В. Кнолл*). В настоящей работе показано, что указанную связь нетрудно объяснить с помощью положений теории турбулентного переноса.

*

1. Einleitung

Die Böigkeit des Windfeldes über einem Wasserlauf bedingt Schwankungen des Tangentialdrucks an der Wasseroberfläche, wodurch dort Fluktuationen der Strömungsgeschwindigkeit verursacht werden, die durch den turbulenten Transportmechanismus in das Innere des Wasserlaufes eindringen. Dieser Effekt der durch Windböen veränderten Strömungsgeschwindigkeit erreicht im allgemeinen nur geringe Beträge (einige cm/sec), konnte aber neuerdings von *W. Dornbusch* und *W. Knoll* [1] mittels einer hinreichend empfindlichen Mikroflügel-Apparatur mit nichtmechanischer Kontaktgabe meßtechnisch erfaßt werden.

2. Theorie

Eine Theorie dieses Effektes, die nachstehend entwickelt werden soll, muß sowohl die Größenordnung der Geschwindigkeitsfluktuationen in der Wasserbewegung in Abhängigkeit von der Translation und den Oszillationen der Tangentialspannung des Windes an der Wasseroberfläche, als auch beobachtete Phasendifferenzen zwischen Ursache und Wirkung erklären. Als Basis der Theorie soll hier die Differentialgleichung der Transporterscheinungen in turbulent strömenden Medien in der Form

$$(1) \quad \mu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} - \left(U \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial t} \right) u = 0$$

dienen, mit folgender Bedeutung der darin verwendeten Symbole: u = Geschwindigkeitsstörung der Wasserbewegung, U = ungestörte (mittlere) Geschwindigkeit des Wasserlaufes, x = in Richtung von U orientierte Koordinatenachse, z = dazu senkrechte, aufwärts positiv gezählte Koordinate ($z = 0$ = Sohle, $z = H$ = ungestörter Spiegel des Wasserlaufes), μ = turbulente kinematische Zähigkeit des Wassers, t = Zeit. Um nicht zwischen der „momentum transport theory“ und der „vorticity transport theory“ unterscheiden zu müssen, wird hier $\mu = \text{const}$

* Verfasser des Artikels: Prof. Dr. Hans Ertel, Institut für Physikalische Hydrographie der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin.

angenommen, mit welcher Annahme bekanntlich der Austausch-Term beider Transport-Theorien die gleiche Form annimmt (*O. G. Sutton* [5]).

Das Integral der Differentialgleichung (1) muß der folgenden Randbedingung genügen:

$$(2) \quad u = 0, \quad \text{für } z = 0,$$

und ferner, mit ρ = Dichte des Wassers:

$$(3) \quad \rho \mu \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)_H = T_H = T_H(x, t),$$

wenn T_H die infolge der Böigkeit des Windes translatorisch oszillierende Tangentialspannung an der Oberfläche des Wasserlaufes bedeutet.

Mit dem Differentialoperator

$$(4) \quad D = -\frac{1}{\mu} \left(U \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial t} \right),$$

dem Integraloperator

$$(5) \quad J = \int_0^z dz \int_z^H dz,$$

sowie den iterierten Operatoren $D \cdot D \cdot D \dots = D^n$ und $J \cdot J \cdot J \dots = J^n$ ($n = 1, 2, 3 \dots$) kann das den Randbedingungen (2) und (3) genügende Integral der Differentialgleichung (1) dann

$$(6) \quad u = \frac{1}{\mu \rho} \left[z \cdot T_H + \sum_{n=1}^{n=\infty} J^n \cdot z \cdot D^n \cdot T_H \right]$$

geschrieben werden. Der Beweis ergibt sich sofort durch Ausführung der in (1) auftretenden Differentiationen mit Rücksicht auf die Kommutierbarkeit der Operatoren D und J , sowie unter Verwendung von

$$(7) \quad \frac{\partial^2}{\partial z^2} J^n = -J^{n-1}.$$

Der lineare Anteil des Integrals (6), also

$$(8) \quad u = \frac{1}{\mu \rho} \left[z \cdot T_H + \int_0^z dz \int_z^H dz \cdot z \cdot D \cdot T_H \right],$$

stellt bereits eine hinreichende Näherung dar, die für $z = H$ den folgenden Zusammenhang zwischen der Störung u_H der Oberflächengeschwindigkeit des Wasserlaufes und der einwirkenden Tangentialspannung T_H ergibt:

$$(9) \quad u_H = \frac{H}{\mu \rho} \cdot \left[T_H - \frac{H^2}{3 \mu} \left(U \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial t} \right) T_H \right],$$

oder

$$(10) \quad u_H = \frac{H}{\mu \rho} \cdot T_H \left\{ x - \frac{H^2}{3 \mu} U, t - \frac{H^2}{3 \mu} \right\},$$

wenn der Klammerausdruck [...] auf der rechten Seite von (9) als der lineare Anteil einer Taylor-Entwicklung aufgefaßt wird.

Die Geschwindigkeit, mit der ein bestimmter Wert der oszillierenden Tangentialspannung längs der Wasseroberfläche wandert, d. h. die „Schnelligkeit“ in der Bezeichnungsweise der Hydrographie (*F. Schaffernak* [3], *A. Wechmann* [6]) werde mit S bezeichnet. Es gelangt somit der an der Stelle $x - H^2 U / 3 \mu$ zur Zeit $t - H^2 / 3 \mu$

vorhandene Wert der Tangentialspannung nach $H^2U/3\mu S$ Zeiteinheiten, also zur Zeit $t - H^2 \cdot (1 - U/S)/3\mu$, an die Stelle x . Die korrespondierenden Werte von Ort und Zeit sind dann also

$$(11) \quad x \text{ und } t - \frac{H^2}{3\mu} \cdot \left(1 - \frac{U}{S}\right),$$

so daß die Gleichung (10) jetzt in der Form

$$(12) \quad u_H = \frac{H}{\mu \varrho} \cdot T_H \left\{ x, t - \frac{H^2}{3\mu} \cdot \left(1 - \frac{U}{S}\right) \right\}$$

eine Phasendifferenz zwischen der Ursache T_H und der Wirkung u_H erkennen läßt, die nur im Fall

$$(13) \quad S = U$$

verschwindet, während allgemein

$$(14) \quad u_H = \alpha \cdot T_H(x, t - \beta)$$

mit dem Amplitudenfaktor

$$(15) \quad \alpha = \frac{H}{\mu \varrho}$$

und der Phasendifferenz

$$(16) \quad \beta = \frac{H^2}{3\mu} \cdot \left(1 - \frac{U}{S}\right)$$

gilt.

3. Numerische Abschätzung der Amplituden-Relation

Sieht man von der Phasendifferenz ab, die von *Dornbusch* und *Knoll* gleichfalls erwähnt wurde, jedoch ohne Angabe numerischer Werte, so verbleibt die größenordnungsmäßige Prüfung der Amplituden-Relation $\text{magn } |u_H| = \text{magn } \alpha \cdot |T_H|$.

Die Messungen von *Dornbusch* und *Knoll* erfolgten 10 cm unterhalb der Oberfläche in Profilmittte eines Wasserlaufes von $H = 0,5$ m Tiefe bei böigem Wind, der um den Geschwindigkeitsmittelwert 7 m sec^{-1} oszillierte. Für Windschwankungen um diesen Mittelwert ist trotz mancher Unsicherheiten der Tangentialspannungsformeln (*R. W. Stewart* [4]) für die Oszillationen des Tangentialdrucks die Abschätzung $|T_H| = 1 \text{ dyn} \cdot \text{cm}^{-2}$ zulässig (*G. E. Hutchinson* [2]). Die turbulente dynamische Zähigkeit $\mu \varrho$ des Wassers kann größenordnungsmäßig mit $25 \text{ gr} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{sec}^{-1}$ angesetzt werden, womit sich nach (15) der Amplitudenfaktor $\alpha = 2 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1} / \text{dyn} \cdot \text{cm}^{-2}$ ergibt und nach (14) in größenordnungsmäßiger Übereinstimmung mit den Messungen von *Dornbusch* und *Knoll* $|u_H| = 2 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ resultiert.

LITERATUR

- [1] *Dornbusch, W.* und *W. Knoll*, Meßtechnische Erfassung des Windeinflusses auf den Fließvorgang in natürlichen Gewässern. Wasserwirtschaft — Wassertechnik, 17. Jahrg. Berlin 1967, S. 311.
- [2] *Hutchinson, G. E.*, A Treatise on Limnology. Vol. I. New York/London 1957, S. 276.
- [3] *Schaffernak, F.*, Hydrographie. Wien 1935, S. 252.
- [4] *Stewart, R. W.*, Wind stress on water. Proceedings of the Symposium on Mathematical-Hydrodynamical Methods in Physical Oceanography, September 1961. Hamburg 1962, S. 399.
- [5] *Sutton, O. G.*, Atmospheric Turbulence. Second Edition. London/New York 1955, S. 49.
- [6] *Wechmann, A.*, Hydraulik. 3. verbesserte Auflage, Berlin 1966, S. 241.

The Program on Weather Modification of the Environmental Science Services Administration (ESSA)

— Part III. Augmentation of Continuous Rain and Lightning Suppression —

Augmentation of Continuous Rain:

The augmentation of continuous rain will deal mostly with extratropical cyclones. A 25% increase of rainfall from such systems would have prevented the New England drought of the past years. We believe that this important chapter of weather modification is also the most difficult one as here one deals essentially with semi steady state weather systems whose instabilities cannot be released through seeding and where it is a matter of adding precipitation particles at the right time to the right storm area. Can we define "the right storm area"? It appears that the "right storm area" is everywhere where liquid water content is being stored and insufficiently rained out. In terms of Bergeron's definition of precipitation mechanisms the important storage clouds are the feeder or spender clouds, i. e. those clouds which convert an altostratus into a nimbostratus. It will consequently be an essential contribution to study the "systèmes nuageuses" of extratropical cyclones in order to arrive at a cloud census of seedability. Modern technology also permits to conduct a detailed mesometeorological analysis using aircraft systems such as the ESSA Research Flight Facility. Divergence, relative vorticity, vapor flux through certain critical areas, for instance, a target and control area will be measured in real time, these data will be supplemented by airborne weather radar in RHI and PPI presentation so that a three-dimensional storm analysis is continuously available. ESSA, following a recommendation made by the National Academy's of Sciences Advisory Panel on Weather and Climate Control is presently designing a randomized rain augmentation program which shall make use of surface generators and shall be based on three foundations: (1) a detailed climatological analysis of the historical rain gage data in the test area, (2) a statistical experimental design involving a "floating" target and control area which will be determined from the movement of the storm, (3) a continuous mesometeorological analysis of the storm system over the target and control area as well, involving aircraft, special radiosondes, radar installations and satellite surveillance. It is intended to elevate by these means the tests from a merely statistical design to a statistical and physical design which permits to establish casual relationships between rainfall and the measured life history of the storm.

It appears that a very important numerical study must precede the great effort involved in a large field project: We have to find out whether an increase of the number of precipitation particles will indeed increase the rate of rain. It could be that the number of particles increases but they would turn out to be correspondingly smaller and so offset the increase of concentration. When one studies natural rain processes by means of the raindrop spectra one finds such cases where an increase in particle concentration is matched by a decrease of the mean volume radius, we believe that in such cases the precipitation cannot be augmented. When one studies however the natural precipitation process by means of snow crystal shapes one finds that about 50% of all cases the crystals are rimed, we believe that in such cases an additional number of crystals would increase the precipitation. To determine this increase a numerical model has been developed following *Wexler and Atlas (1958)*. For a steady state with no horizontal advection, the variation of cloud liquid water M with altitude z is given by

$$w \frac{\delta (M/\rho)}{\delta z} = -w \frac{\delta p}{\delta z} + \frac{1}{q} \cdot \frac{\delta R}{\delta z} \quad (1)$$

where q is the specific humidity, and R is the precipitation intensity. The first term on the right-hand side is positive for rising saturated air and represents the rate at which liquid water is being made available.

The second term is negative and represents the rate at which water is being depleted by the precipitation: If the first term exceeds the second (in absolute magnitude), then liquid water is being stored within the cloud and M increases with elevation; if the converse is true, cloud liquid water is being depleted and M decreases with elevation.

The precipitation intensity is given by

$$R = n(v-w)m \quad (2)$$

where m is the particle mass, v its fall speed and n the concentration. If no particles are created or destroyed within a given height interval then

$$n(v-w) = \text{constant} \quad (3)$$

Differentiating Equation (2), using the relation $n\delta z/\delta t = -n(v-w) = \text{constant}$, we obtain

$$\frac{\delta R}{\delta z} = -n \frac{\delta m}{\delta t} \quad (4)$$

The rate of growth of spherical precipitation particles by sublimation and by accretion is given by

$$\frac{\delta m}{\delta t} = 2\pi Dck\Delta\rho + \frac{\pi D^2}{4} E v m \quad (5)$$

where

- k is the diffusivity of water vapor in air
- $\Delta\rho$ is the vapor density difference between the ambient air and the snowflake
- D is the diameter
- c is a ventilation coefficient given by $c = 1 + 0.23 R_e^{1/2}$
- E is the efficiency of catch

The efficiency of catch depends on a non-dimensional parameter (Langmuir and Blodgett, 1946).

$$K = \frac{\rho_w d^2 v}{18 \eta D} \quad (7)$$

where ρ_w is the density of the cloud drop, d its diameter and η the viscosity of the air.

If we substitute Equation (5) in Equation (1) and integrate over small atmospheric layers of depth Δz , we find:

$$\frac{M}{q} = \frac{\Delta q}{B\Delta z} - \frac{A}{B} - \frac{\Delta q}{B\Delta z} - \frac{A}{B} - \frac{M_0}{q_0} \exp(-B\Delta z) \quad (8)$$

where

$$A = \frac{2\pi n c D k \Delta\rho}{\rho_w} \quad (9)$$

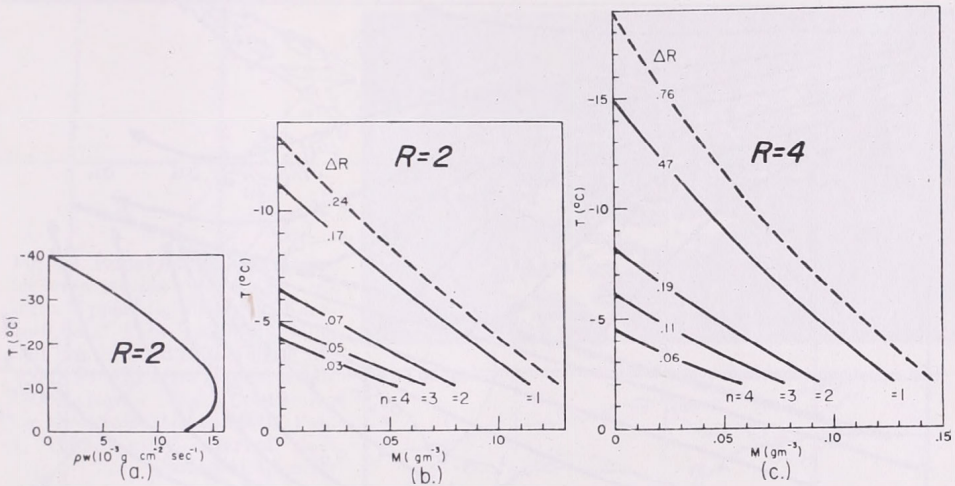
$$B = \frac{\pi D^2 n E v}{4w} \quad (10)$$

and Δq is the difference in specific humidity between the bottom and top of the layer: M refers to the liquid water content at the top of the layer while M_0 refers to the bottom layer.

The snowflake diameters for any given rain intensity are computed from the equation

$$R = n(v-w) \frac{\pi}{6} \rho_s D^3 \quad (11)$$

where ρ_s is the snowflake density assumed to be 0.1 gm cm^{-3} . The fall speed of the snowflake is assumed to be constant at 1 m sec^{-1} .



Ffg. 17. Seeding potential of Altostratus Cloud, according to R. Wexler. (a) Profile 2 of ρ_w for $R = 2 \text{ mm hr}^{-1}$. (b) and (c) Steady state liquid water contents for $R = 2$ and 4 mm hr^{-1} . Concentrations $n = 1$ to 4 signify 1000 to 4000 particles per m^3 . Dashed line represents conditions for perturbed case (ρ_w increased by 10%). Values ΔR (mm hr^{-1}) represent seeding potentials of cloud

17. ábra: Altostratus nukleáris potenciálja R. Wexler szerint. (a) ρ_w 2 profilja $R = 2 \text{ mm óra}^{-1}$ -nél (b) és (c) Stacionárius cseppfolyós víztartalom $R = 2$ és 4 mm óra^{-1} -nél. Az $n = 1-4$ koncentrációk 1000—4000 részecskét jelentenek m^3 -enként. A szaggatott vonal a perturbált eset feltételeit jelenti (ρ_w 10%-kal megnövekedve). A ΔR (mm óra^{-1}) értékek a felhő nukleáris potenciálját jelentik

The potential increase in precipitation, by converting the liquid water in a layer to snow, is given by

$$\Delta R = qw \frac{M}{\rho} - \frac{M_0}{\rho_0} \quad (12)$$

Fig. 17 gives an example for a case of precipitation from Altostratus with no water cloud below the freezing level. Graph (a) indicates the updraft profile which is parabolic in q_w with q_w relatively large at 0 $^{\circ}\text{C}$ and a maximum at -10°C . Since q_w is not zero at 0 $^{\circ}\text{C}$, liquid water will generally exist at that level. The liquid water content will depend on the particle size distribution in the melting layer. For this reason, no value of M is shown at 0 $^{\circ}\text{C}$ in Fig. 17. For $E > 0.2$ the value of M at 0 $^{\circ}\text{C}$ has little

effect on the distribution of M at and above the -2C level. For seeding with AgI or dry ice, the seeding potential will remain the same.

The qw profile for $R = 2 \text{ mm/hr}$ is shown in Fig. 2a. Liquid water contents for $R = 2 \text{ mm/hr}$ and $n = 1000$ to 4000 drops/m^3 are shown in Fig. 2b and for $R = 4 \text{ mm/hr}$ in Fig. 2c. The 10% perturbation values are for $n = 1000/\text{m}^3$ only.

For $R = 2 \text{ mm/hr}$ and $n = 1000/\text{m}^3$, M drops off almost linearly from 0.12 g m^{-3} at -2C to 0 at -11C . The 10% perturbation in qw causes M to be increased at all levels by about $.015$ to $.02 \text{ g m}^{-3}$. For larger values of n the amount of water falls off steadily and for $n = 3000/\text{m}^3$ M is $.07 \text{ g m}^{-3}$ at -2C and 0 at -5C .

For $R = 4 \text{ mm/hr}$ there is an increase in M of $.01$ to $.02 \text{ g m}^{-3}$ over that for $R = 2 \text{ mm/hr}$ all levels.

The potential increases in precipitation intensity ΔR for $n = 1000/\text{m}^3$ are 0.17 mm hr^{-1} at $R = 2$ or 8.5% and 0.47 mm/hr at $R = 4$ or 11.8% (unperturbed). For

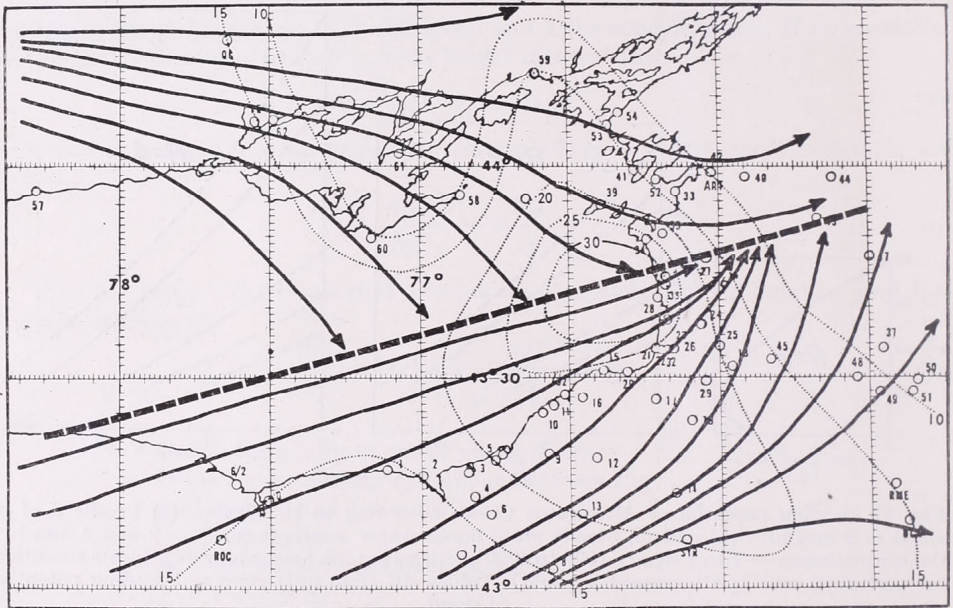


Fig. 18. Surface streamlines and isotachs (knots) over Eastern part of Lake Ontario, 3 February 1965, 1800 Eastern Standard Time

18. ábra: Felszíni áramvonalak és izotachák (csomóban) az Ontario-tó keleti része fölött 1965. február 3-án, keleti zónaidőben 18 órakor

the perturbed case $\Delta R = 0.24 \text{ mm hr}^{-1}$ for $R = 2$ or 12% and 0.76 mm hr^{-1} for $R = 4$ or 19% .

This example indicates that in cases where water storage in a cloud system occurs, increasing the number of precipitation particles indeed increases the rate of rain. Positive fluctuations of the updraft favor additional water storage. The amounts computed correspond well to the percentages which have been derived from field experiments. These investigations will now be continued and expanded to include Nimbostratus, i. e. the presence of a "spender" cloud underneath the freezing level. We will also study whether it is more advantageous to introduce the freezing nuclei at the top of the cloud through airborne seeding or at the base through surface seeding.

Redistribution of Precipitation:

In one of ESSA's projects redistribution of precipitation is sought rather than augmentation. This is for winter snow storms in the Great Lakes area. These storms form when the first outbreaks of continental-polar air move across the still unfrozen lakes. The atmospheric lapse rate is usually quite steep and becomes further destabilized through latent and sensible heat which is eagerly taken up from the sea surface. This causes bands of convective clouds to form which at times dump copious amounts of snow along the leeward shorelines. Overseeding of these snow bands is intended in order to diminish the precipitation along the shoreline and redistribute it further downwind. The shallow nature of these storms makes it likely that they can be modified by artificial seeding. It is interesting to note that the same storm types occur not only over the Great Lakes region, but also over the Island Hokkaido in Northern

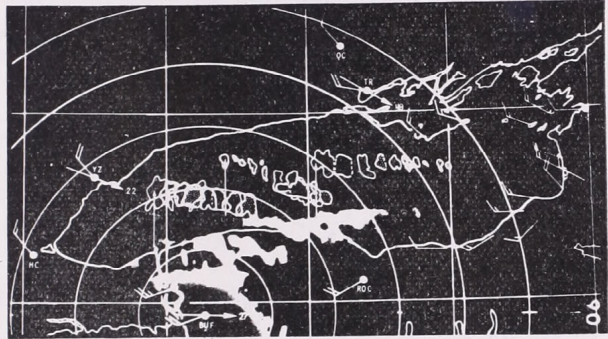
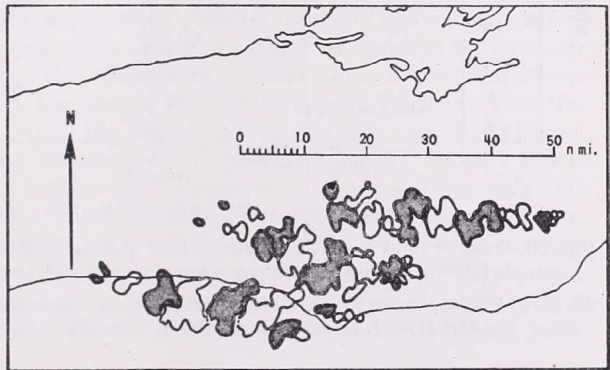


Fig. 19. Radar structure of winter snow storms over Lake Ontario. Upper fig.: Double shoreline band Feb. 4, 1965 1459E. Cell continuity 1459—1601E, Sfc winds 1500E, 4000 Ft Msl winds 1800E. Lower fig.: Continuity for three cells 1101 to 1200E Feb. 4, 1965. 9 min. interval (last interval 4,5 min)

19. ábra: Az Ontario-tó fölötti téli hóviharak radarszerkezete. Felső ábra: kettős partvonalasáv 1965. február 4-én 1459 h. Cella folyamatossága 1459—1601 h, talajszelek 1500 h, 4000 láb magasságú szelek 1800 h keleti zónaidő. Alsó ábra: 3 cella folyamatossága 1101—1200 óra között. 1965. febr. 4-én 9 perces intervallum (utolsó intervallum 4,5 perc)



Japan during cold air outbreaks across the Japan Sea, in the Adriatic Sea and — recognizable from satellite pictures — over the Gulf Stream. The phenomenon consequently has global character. These storms are most intense when the air flow is across the whole length of the lake, then they form cloud streets which may be 120 miles long and are oriented in the direction of the wind. It has been found that these cloud streets are lines of strong convergence for air originating over both Canadian provinces and the Ohio — Illinois region (Fig. 18). The storms are usually topped by an inversion below 10,000 feet elevation. The radar analysis of the snow bands indicates that they may have a delicate structure which is revealed by radar as consisting of individual convective cells (Fig. 19).

The total amount of sensible heat added to a vertical column of air crossing the lake is given by

$$Q = \int_0^Z \rho c_p u \frac{\Delta T}{\Delta X} dz$$

where ρ is air density, c_p is specific heat of air at constant pressure, u is wind speed, ΔT is the observed temperature difference along the trajectory of length, ΔX , z is height above the surface, and Z is the highest level at which heating occurs.

Using aircraft soundings, pilot balloons and special radiosoundings for a winter lake storm on 8 January 1966, the average rate of heat exchange for the overwater trajectory is $.64 \text{ ly min}^{-1}$. This energy is contained partly in sensible heat and partly in latent heat of evaporation. These two parameters have been estimated according to Priestley:

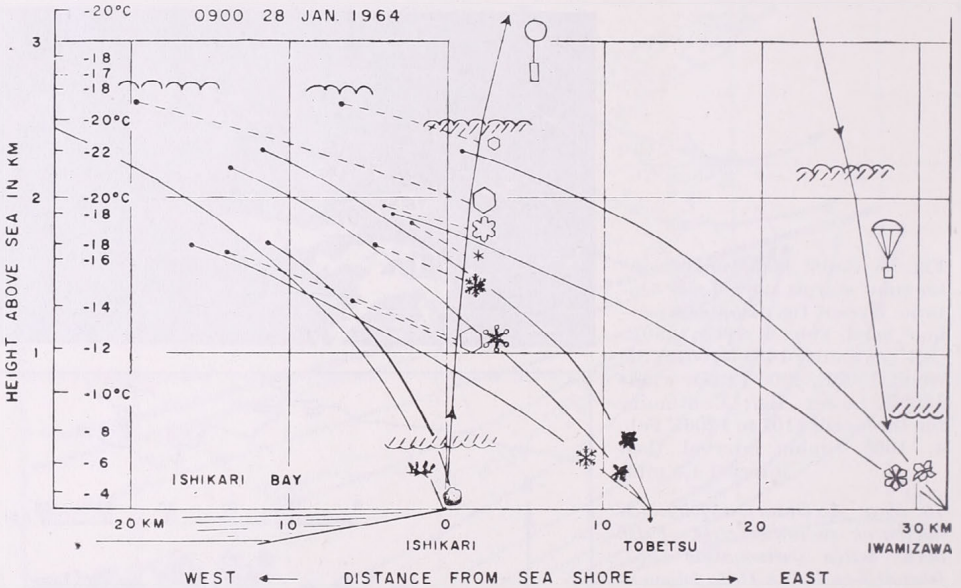


Fig. 20. Snow crystal analysis of winter lake storms in Hokkaido, Japan, according to Magono et. al. (1966). Vertical structure of snow clouds and trajectories of falling snow crystals

20. ábra: Téli tavi viharok hókristályainak analízise Hokkaidóban (Japán) Magono és munkatársai szerint (1966). Hófelhők vertikális struktúrája és lehulló hókristályok trajektóriái

$$\text{Sensible Heat flux } H = \rho c_p C_D u (T - T_o)$$

$$\text{Latent Heat } E = \rho C_E u (q_s - q)$$

where C_D and C_E are drag and evaporation coefficients, respectively, u is wind speed, T is air temperature, q is specific humidity of the air, T_o is water surface temperature, q_s is saturation specific humidity at the temperature T_o . The lake temperature was measured as $1.5 \text{ deg } C$ at Port Maitland, the other variables were observed directly at the shoreline at the time of the aircraft sounding.

For the case of January 8, 1966 it is found

$$H = .39 \text{ ly min}^{-1}$$

$$E = .24 \text{ ly min}^{-1}$$

If one assumes that all water evaporated is condensed in the clouds, one obtains agreement between the total heat flux and its two components.

The future plans call for expanded theoretical investigations into the dynamics of the storms using sea breeze and cloud street models. Also plans will be developed for seeding of these clouds whereby two concepts will be investigated: (1) to intensify release of precipitation over the lake in order to precipitate the water before the clouds reach the shore lines, (2) to overseed the clouds in order to reduce the precipitation over both the lake and the land. The most likely effect in this case is a redistribution of precipitation over a larger area downwind.

A seeding concept for (1) has not as yet been worked out, but the seeding concept for (2) has been worked out. It makes use of snow crystal analyses which have been carried out by *Magono et al.* (1966) over the Hokkaido Island during winter lake storms generated over the warm Japan Sea. *Fig. 20* indicates that heavily rimed snow crystals and graupel fall close to the shore line while non-rimed particles are carried further inland. Heavily rimed particles have also been found at the leeward shore of Lake Erie in Fredonia, New York. Since the heavy and quite often paralyzing snowfalls are limited to the coastal areas of Lake Erie it is planned to seed the clouds such that riming will no longer occur, that only unrimed crystals form which are carried further inland, due to their slower fall velocity. Through similar reasoning as that outlined for cloud dissipation it can be shown that an upwind seeding rate of 30g AgI per mile flight path should create a sufficiently large number of ice crystals in order to prevent riming and rimed snow crystal types.

Modification of colloidal stability:

So far we have dealt essentially with the dispersion of freezing nuclei. Seeding with condensation nuclei has not been practiced even though we believe that important applications are possible. The microphysical composition of clouds is for instance determined by the concentration of the condensation nuclei. This has consequences which are particularly important in the case of convective clouds. We know that the precipitation mechanism which is called the coalescence mechanism can be explained by two different hypotheses: (1) by the existence of giant condensation nuclei which activate droplets large enough to collide and coalesce with other smaller ones and (2) by a particularly small number of condensation nuclei which initiate a small concentration of cloud drops which consequently reach soon the size where efficient coalescence takes place. This latter mechanism appears to be favored by *Twomey and Squires* on the basis of comparisons of the microstructure of maritime and continental clouds, while the former has been proposed by *Woodcock* on the basis of his work with maritime clouds.

In *Squires and Twomey's* work maritime clouds were characterized by a small droplet concentration of some 50 drops per cc while continental clouds of the same type and temperature had several hundred drops per cc. Consequently continental clouds are colloiddally stable because coalescence does not readily occur while maritime clouds are colloiddally instable and form easily precipitation. This is in agreement with observation. There are regions where it would be advantageous to make a colloiddally instable cloud stable in order to prevent precipitation for instance in a coastal area and bring more moisture into the hinterland. In order to be prepared for this eventuality we developed a seeding method for the dispersion of effective condensation nuclei: We used a mixture of Chlorosulphonic acid and sulphur trioxide. (45% HCl SO_3 + 55% SO_3), a strong acid which is called "FS Agent". It reacts violently with

the moisture in the air and forms heat, hydrochloric acid as gas and sulphuric acid (H_2SO_4) as aerosol. We have studied this aerosol in clear air experiments in Arizona jointly with Dr. A. Goetz and have found the aerosol distribution of Fig. 21. The sam-

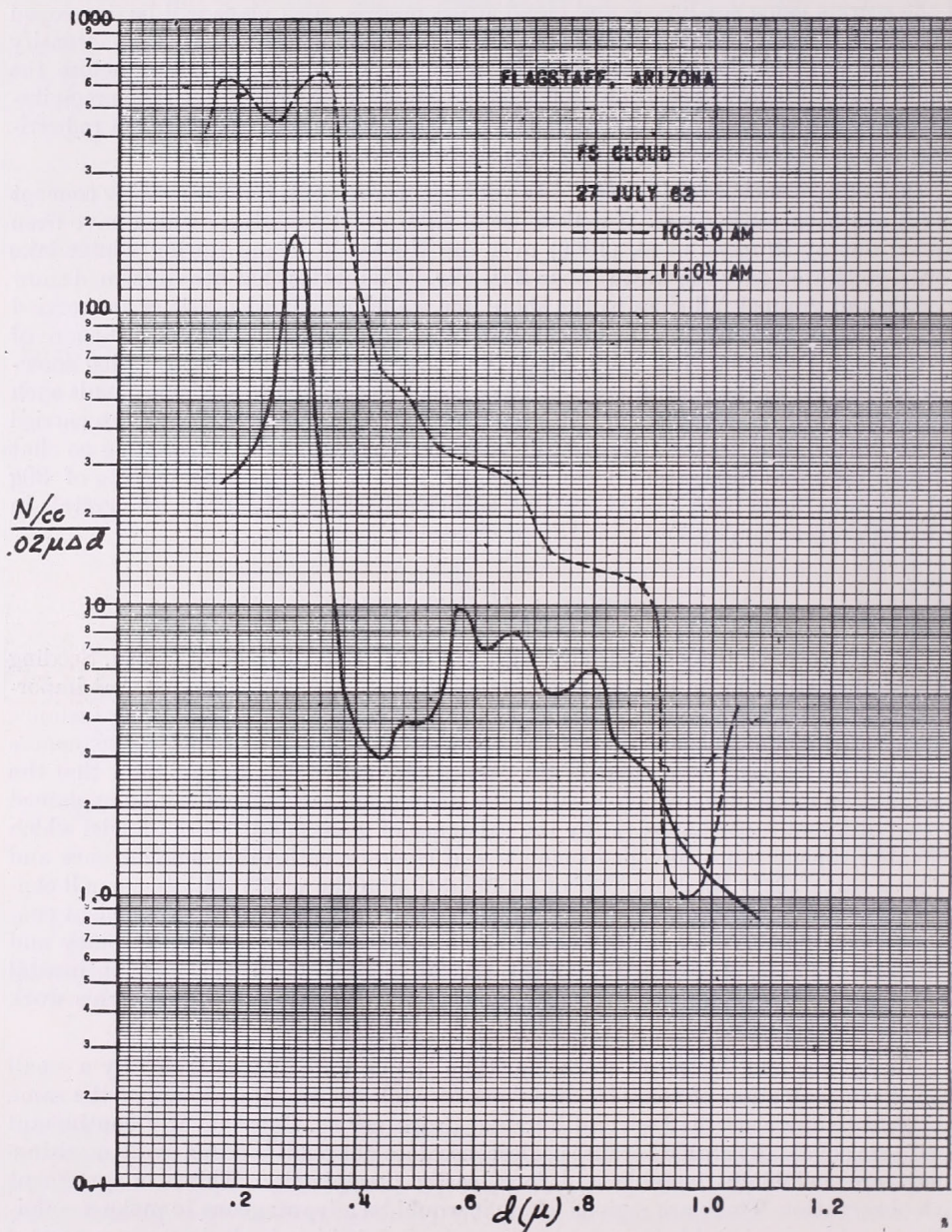


Fig. 21. Size distribution of FS aerosol according to measurements with Goetz aerosol spectrometer

21. ábra. FS aeroszol nagyság szerinti eloszlása a Goetz-féle aeroszol spektrométerrel végzett mérések szerint

ples were taken 20 minutes after dispersion and have reached equilibrium with their environment. The aerosol sizes are of the correct order for condensation nuclei and their hygroscopicity will strongly favor condensation. The dispersion from aircraft

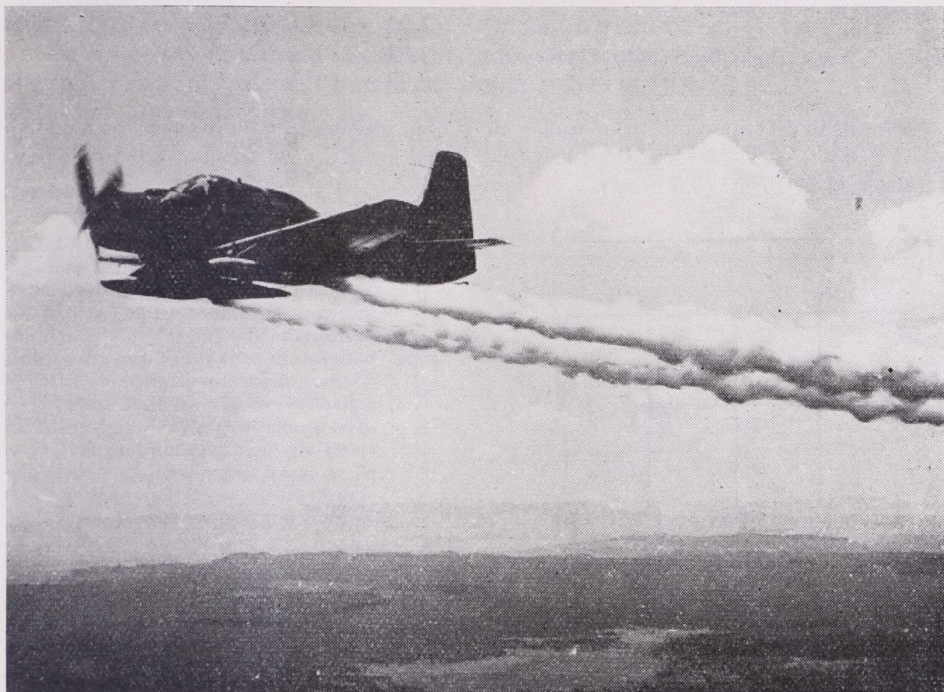
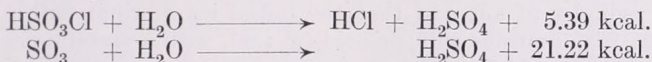


Fig. 22. Release of FS agent from aircraft

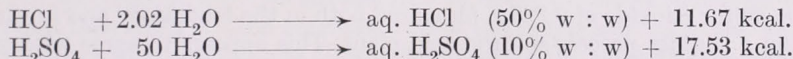
22. ábra: FS reagensek szétszórása repülőgépről

is illustrated in Fig. 22. The acid is loaded into two stainless steel tanks which each holds 55 gallons or 200 liters. The tanks are sealed in front and in back with a glass seal which are both shattered with an explosive charge before release. After release the following reactions take place:

Primary reactions:



Secondary reactions (assuming that H_2SO_4 and HCl dispersed in a cloud will be diluted to 10% and 50% (w : w, respectively):



The following water and heat budget can be computed for 110 gallons or 734 kg of FS agent dispersed by aircraft inside a warm stratus cloud.

Water absorption:

a. Primary reactions	141.5 kg
c. Secondary reactions	7168.2 kg
Total	7309.7 kg

Together the primary and secondary reactions could absorb the liquid water from $14.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ of fog (0.5 g/m^3), or a cube 245 m on a side, or a cylindrical path 136 m in diameter and one kilometer long.

Heat release:

a. Primary reaction	$1.22 \times 10^5 \text{ kcal.}$
b. Secondary reaction	$1.71 \times 10^5 \text{ kcal.}$
Total	$2.93 \times 10^5 \text{ kcal.}$

The heat of vaporization of water at 5° C is 593 cal/g . The amount of heat released ($2.93 \times 10^5 \text{ kcal}$) will vaporize $4.95 \times 10^5 \text{ kg}$ of water, or that amount which is contained in 10^6 m^3 (0.5 g/m^3).

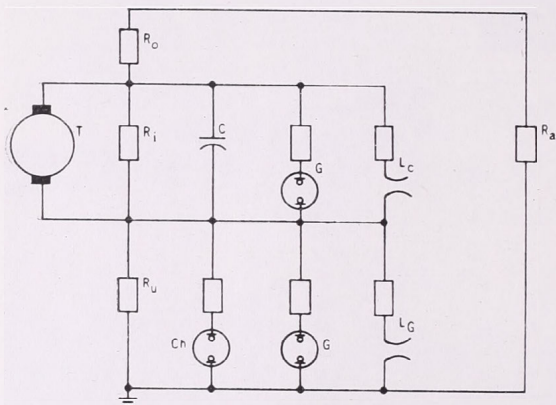


Fig. 23. Circuit diagram of a thunderstorm according to Kasemir. Symbols: T — thunderstorm generator, R_i — internal resistance in \mathfrak{R} (conductive current inside \mathfrak{R}), R_u — resistance between base of storm and ground, R_0 — resistance to ionosphere, R_a — resistance of fair weather areas, C — capacitance of \mathfrak{R} , L — lightning (L_c — cloud stroke, L_g — ground stroke), G — glow lamp representing point discharge on precipitation particles, Ch — glow lamp representing chaff

23. ábra: Zivatar-áramkör diagrammja Kasemir szerint. Jelek: T — zivatar-generator, R_i — belsőellenállás a \mathfrak{R} -ban (konduktív áramlás a \mathfrak{R} -on belül), R_u — a zivatar alapja és a talaj közötti ellenállás, R_0 — ionoszféraellenállás, R_a „szép idő” területek ellenállása, C — a \mathfrak{R} töltése, L — villámlás (L_c — felhővillám, L_g talajvillám), G — ködfénycső, amely a csapadékrészecskén végbemenő pontki-sülést jelzi, Ch — ködfénycső, amely a tüket jelzi

With fog of 0.1 g/m^3 , the cube in which water was absorbed would be 420 m on a side, or the kilometer-long cylindrical path would have a diameter of 354 m.

The preceding calculations are based on the ideal situation where the liquid water is absorbed or evaporated, but where the air remains saturated with water vapor. Disregarded is the cooling effect that results from the evaporation of water on to the hygroscopic surface.

In practice, it is reasonable to assume that the FS would be discharged into a much smaller cylinder of air, and that the initial equilibrium within this volume would be about 25% aqueous sulfuric acid (w : w), with a specific gravity of 1.18. The 770 kg of sulfuric acid formed in the primary reaction would be diluted to 3080 kg of solution.

Gillespie and Johnstone (1) reported a mass median radius of sulfuric acid particle from sulfur trioxide of 0.225μ , measured both in the laboratory and in the stack gases from a contact process sulfuric acid plant. This appears to agree with the size distribution shown in Fig. 21 from which a volume particle radius of 1875 microns can be derived.

With an average density of 1.18 and a radius of 1875 microns 770 kg H_2SO_4 give 236×10^{17} particles, or 1 gr gives 3.06×10^{13} particles. 110 gallons of FS agent would be sufficient to generate in each cubic centimeter of 100 km^3 236 additional nuclei. We have made no study as yet about the loss of particles through coalescence in their formative stage of the initial chemical reaction but even with a

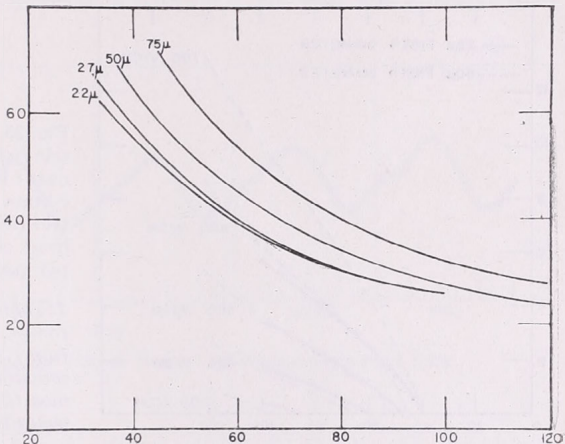
loss factor of 50 profound modifications of the microstructure of maritime clouds should be possible.

For warm fog dissipation the number of particles generated by 110 gallons FS agent at the average size of. 1875 microns constitute a surface area of 10.4 km², consequently a very efficient vapor sink.

There can be no question that this is a most interesting substance for experimentation with clouds as it permits to affect clouds in three different aspects: (1) in the microphysical regime by increasing colloidal stability through adding artificial condensation nuclei, (2) in the dynamic regime through increase of buoyancy by addition of heat of reaction, and finally (3) as an efficient vapor sink for warm fog dispersal.

Fig. 24. Threshold potential for corona initiation in dependence of fiber length. Abscissa: Fiber length (mm). Ordinate: Electric field at corona initiation (kv/m). Variation of electric field required for corona versus fiber length for metallized chaff of 22 μ and 27 μ diameter and copper needles of 50 μ and 75 μ diameter

24. ábra: Koronakisülés kezdetének küszöbpotenciálja a szálhossztól függően. Abszcissza: szálhosszúság (mm). Ordínáta: Elektromos tér a koronakisülés kezdeténél (kv/m). A 22 μ és 27 μ átmérőjű fémcsített műanyagtüsk és az 50 μ és 75 μ átmérőjű réztűkre vonatkozó szálhosszúsággal fordítottan arányos koronakisülésekhez szükséges elektromos tér változása



Lightning Suppression:

The concept of lightning suppression is based on the assumption that the lightning discharge begins with a corona discharge on precipitation particles. The corona discharge then produces an ion avalanche which in a strong field proceeds from drop to drop or ice particle to ice particle and then forms a so-called stepped leader. The leader produces a conducting channel which finally carries the return stroke. It should be possible to prevent this process if the field can be drained away fast enough by a strong artificially generated corona discharge. Fig. 23 indicates a circuit diagram prepared by Kasemir, illustrating the electrical charge and discharge mechanism. Here, the thunderstorm charge generator charges a condenser C , while part of the charge leaks off to the ionosphere and to the ground over large resistances. R_o and R_u , and through the internal resistance R_i inside the cloud. When more charge is generated than leaks off, the potential across the condenser increases until glow discharge forms in the glow tube G , which represents the precipitation particles. If the charging mechanism also overcomes this leakage, the breakdown potential across the spark gap may be reached and an intracloud or ground discharge is initiated. If we now add a great amount of chaff particles Ch , we add very efficient generators for glow discharge, and it is possible that the breakdown potential is never reached. In such a case the lightning discharge could effectively be prevented.

We have studied in the laboratory the field strength at which corona begins for various fiber length and thicknesses. The material used was metallized nylon

and copper, the results are given in *Fig. 24*. The fiber current is shown on the next *Fig. 25*. The threshold for the electrical field of a fiber 10 cm long and 22μ thick is about 30 kv per meter and the corona current per fiber 1×10^{-7} amp. These data are in quite satisfactory agreement with the theory of Seville *Chapman* (1958) on corona current i from balloon borne antenna. He derives the relationship

$$i = \frac{a}{2KE} (K^2 E^2 - u^2) (El - E_0 l)$$

where $a = 1.4 \times 10^{-11}$ farad/m, a factor which is pressure dependent, $K =$ ion mobility $2 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{V, sec}$ E is the potential gradient, u the relative velocity be-

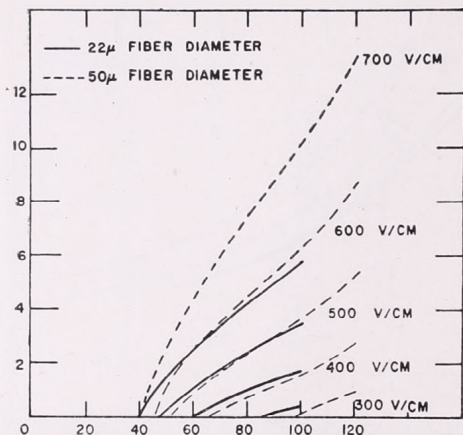


Fig. 25. Corona current vs fiber length and electric field. Abscissa: Fiber length (mm). Ordinate: Fiber current (amps $\times 10^7$). Variation of corona current with fiber length at given electric field intensities for 22 μ diameter metalized chaff needle and for 50 μ diameter copper needle

25. ábra: Koronaáramlás a szálhossz és az elektromos tér függvényében. Abszcissa: szálhossz (mm). Ordínata: száráram (amp $\times 10^7$). A koronaáramlás változása a szálhosszal adott elektromos térintenzitásoknál 22 μ átmérőjű fémmelevélnél és 50 μ átmérőjű réztűknél

tween antenna and air, E_0 the threshold field for corona to begin, and l the antenna length. In our case $u = 0$ then the relationship reduces to

$$i = \frac{a l K E}{2} (E - E_0)$$

For $l = .1 \text{ m}$, $E_0 = 33 \text{ kv/m}$ and $E = 200 \text{ kv/m}$ (this is the maximum field strength that has been measured so far by Dr. *Kasemir* at the base of single cell thunderclouds).

$$i = 4.83 \times 10^{-6} \text{ amp.}$$

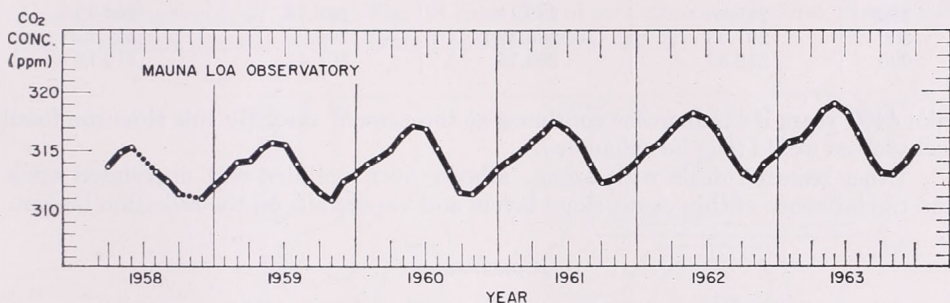
This means that with 10^6 fibers a corona current of 4.8 amperes could be initiated, which is of the correct order of the current generation of a thunderstorm. In order to produce individual chaff fibers we have developed a chaff dispenser which cuts 1000 individual needles per second; two dispensers of that kind will produce 10^6 needles in less than 10 minutes. So far, measurements with seeding of chaff were carried out at cloud base and it could be observed that strong corona began after seeding while during repeated passes through the seeded area the field broke down.

The experiments have been carried out in the vicinity of Flagstaff, Arizona, which is a natural thunderstorm laboratory. During a short monsoonal season in July everyday several small single cell thunderstorms form which are ideal for testing of this hypothesis

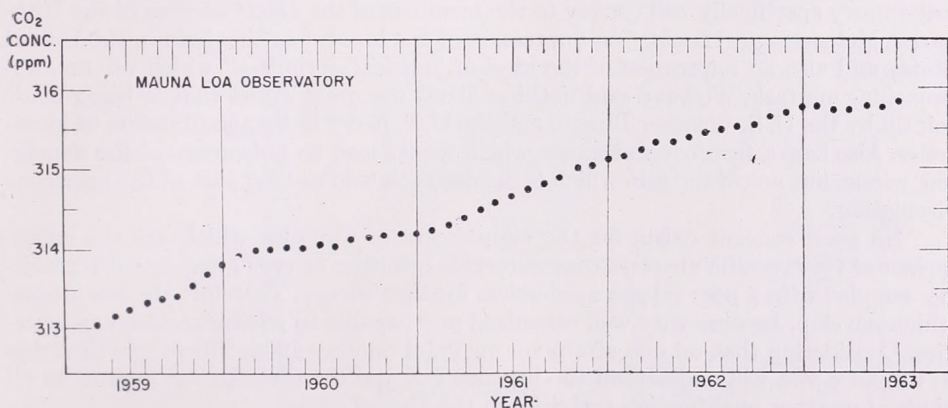
A full fledged experiment of lightning suppression is planned for the summer of 1968.

Inadvertent Modification:

Work is also in progress in the field of inadvertent modification which may be due to the pollution caused by the modern civilization or by natural phenomena. These modifications are mostly caused by subtle changes of the radiation budget and their influences on weather and climate are obscure. Utmost in our minds is of course the increase of CO_2 content due to combustion of fossil fuels and hydrocarbons. We have a carbon dioxide monitoring program on our Observatory on top of Mauna Loa in Hawaii, 3000 meters above sea level, Fig. 26 gives the slow increase measured on that station which is located above the trade wind inversion. It is believed that these values represent the increase in the free atmosphere and that they are little contaminated from local sources due to the favorable location of the Observatory. It is seen that an average increase of 0.68 pp m per year was effective dur-



Monthly average concentration of atmospheric CO_2 at Mauna Loa Observatory versus time.



Twelve-month running mean of the concentration of atmospheric CO_2 at Mauna Loa Observatory. Means are plotted versus the sixth month of the appropriate 12-month interval. The straight line indicates a rate of increase of 0.68 ppm/yr.

Fig. 26. Concentration and increase of atmospheric CO_2 on Mauna Loa Observatory from 1959 to 1967 according to Keeling

26. ábra: Légköri CO_2 koncentrációja és növekedése a Mauna Loán működő obszervatóriumban 1959-től 1967-ig, Keeling szerint

ing the years of observation. If this were to continue the total amount by the year 2000 would certainly be not more than 350 pp m. According to the latest analysis of the influence on the radiation budget by Manabe and Wetherald (1967), the increase

of surface temperature due to the modification of the radiation budget is very small when judged by standards of human life time. Doubling of the present amount of CO_2 would cause about a $1\ 1/2^\circ\text{C}$ increase, *Table 2*. Such a doubling however would

TABLE 2

*Equilibrium temperature of the earth's surface ($^\circ\text{K}$)
and the CO_2 content of the atmosphere*

CO ₂ content (ppm)	Average cloudiness		Clear	
	Fixed absolute humidity	Fixed relative humidity	Fixed absolute humidity	Fixed relative humidity
150	289.80	286.11	298.75	304.40
300	291.05	288.39	300.05	307.20
600	292.38	290.75	301.41	310.12

take 4400 years if the increase continues at the present rate. By this time the fossil fuel sources would long be exhausted.

Other research deals with ozone, albedo over polluted and unpolluted areas and the influence of thin cirrus cloud layers and vaportrails on the radiation budget.

Conclusion

I hope that this review of the activities in weather modification which are carried out by the Environmental Science Services Administration in general and by my Laboratory specifically will convey to the members of the 13th Congress of the Hungarian Meteorological Society an impression of the interest in this field in the United States and also an impression of the kind of "critical optimism" which we are approaching our task. We have said nothing about the great effort that is being made jointly by the U. S. Weather Bureau and the U. S. Navy in the modification of hurricanes. Also here a firm concept exists which would lead to a decrease of the damaging winds but not of the rain which is the desirable and needed part of the hurricane circulation.

No good concept exists for the suppression of tornados which are the consequence of very specific air mass configurations resulting in very great latent instability coupled with a poor release mechanism for that energy. Therefore the few storms which develop, become very well organized and capable to release tremendous energies. Considering that on one afternoon on Palm Sunday 1965, 270 people died due to tornados you will understand the urgency for, and the great public interest in all kinds of weather modification activities in the United States.

Planetary Features of Total and Vertical Ozone Distribution during IQSY

Part II.

V. Changes of ozone concentration in different layers and the total ozone

It is of primary importance in studies of the relation of ozone to other meteorological parameters to know how the change in ozone concentration at a given level reflects on the total ozone or on the concentration of ozone in other layers.

Time cross sections of the correlation coefficients (R) between the deviations from the mean values of the ozone content in Layers I to IX, and those of the total ozone, are plotted on Figs. 12 and 13. Figure 12 is derived from 542 observations at Arosa, Switzerland, 47°N , and Fig. 13 from 373 observations at Tateno, Kagoshima and Torishima, Japan, with weighted position about 34°N .

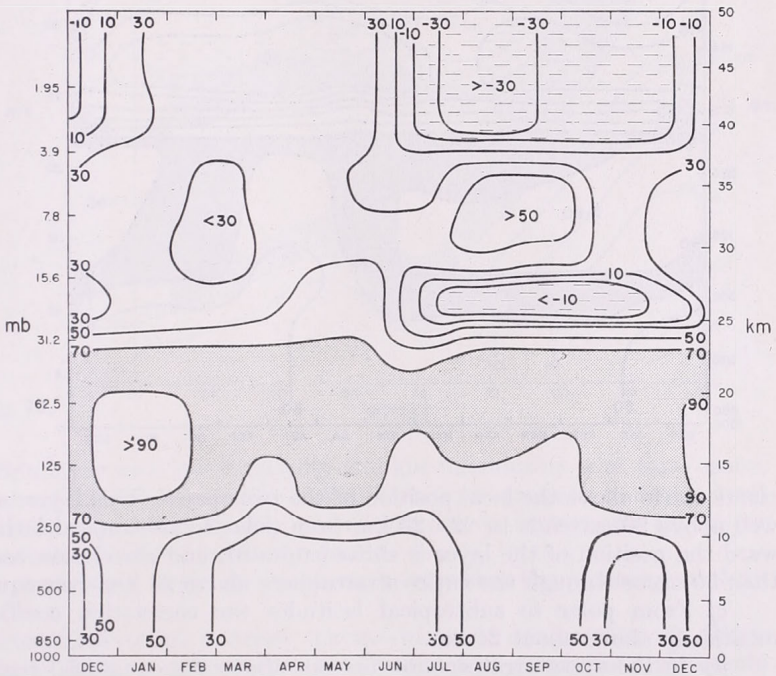


Fig. 12.

It is evident from these figures that high correlation coefficients ($R > 70$) start just above the tropopause and extend up to 22–23 km. The highest values ($R > 90$) appear mainly during the winter-spring season. The correlation coefficients decrease drastically above 23 km, forming a layer with very low or negative coefficients between 24 and 30 km. Especially during late summer and autumn, negative relationships tend to appear also in the upper stratosphere. Correlation between total ozone and changes in ozone partial content is obviously higher during the winter-spring months than during the other seasons.

The existence of latitudinal differences in ozone relationships was recognized by Bojkov (1967a), using data of three stations between 47° and 24° latitude. A me-

ridional cross section of the correlation between total ozone and vertical patterns of ozone concentration can be prepared by using all IQSY data (Fig. 14). From it the following facts are deduced:

a) The ozone concentration in the tropopause shows a very weak relationship with the total ozone amount ($R < 50$ from the equator to the subtropics, and $50 < R < 70$ poleward).

b) From polar to equatorial latitudes, a layer with higher correlation coeffi-

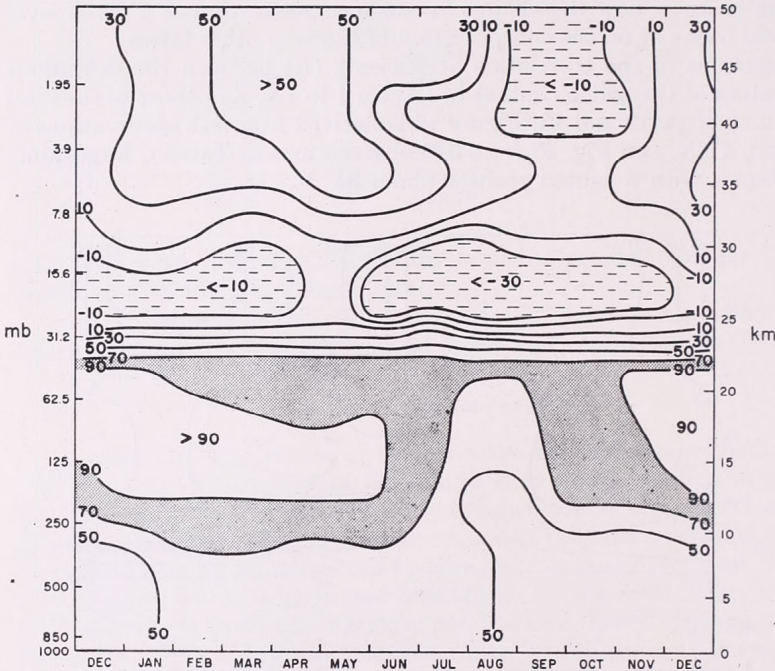


Fig. 13.

icients starts above the local position of the tropopause. This layer, with coefficients well above 90, extends to 22–23 km from polar to subtropical latitudes. Equatorward the position of the layer is shifted upward, and correlation coefficients larger than 50 occur through the entire stratosphere above 23 km over equatorial regions.

c) From polar to subtropical latitudes the correlation coefficients decrease drastically above about 24 km.

d) In the upper stratosphere (except above the equatorial region) coefficients are very weak, and a negative relationship occurs especially above subtropical latitudes.

These correlation patterns, and the very high variability of ozone in the region between the tropopause and 22–24 km (see IV. 2), indicate that during most months of the year changes of the total amount of ozone are caused largely by variations of ozone concentration in the lower stratosphere. The high range of correlation coefficients in layers above 25 km in equatorial regions may be explained by the phase coincidence between yearly changes of partial contents and the total amount typical for these latitudes. The phase coincidence at the equatorial belt shows the degree of photochemical influence on changes of total ozone.

Correlation coefficients, if discussed together with absolute and relative ozone

concentration variability (see IV. 2), also suggest the existence of three broad layers above the tropopause. Each layer shows coherent variations in ozone concentration and each is probably governed by a different regime. These broad, naturally-formed layers are:

a) A lower stratospheric layer, extending up to about 22–24 km, characterized by high variability and close relationship with total ozone;

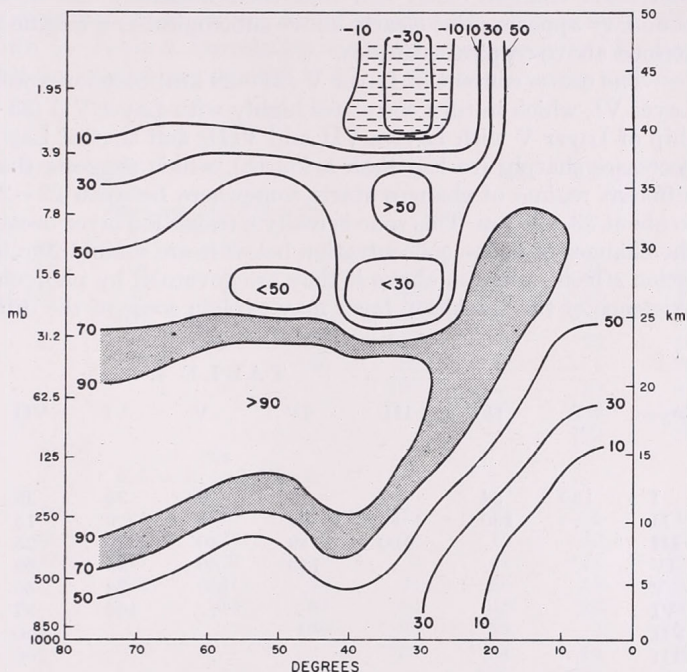


Fig. 14.

b) A transition layer with low variability and low relationship with total ozone, extending from about 22–24 km to 28–35 km. This layer seems to be transitional between the lower stratospheric, mainly circulation driven regime and the upper stratospheric, photochemically dominated regime;

c) An uppermost broad upper stratospheric layer where the photochemical regime dominates.

To clarify interrelationships between changes of ozone concentration in different layers, Table 4 gives as an example three matrices of correlation coefficients between the deviations from the mean values of ozone content in Layers I to IX. The last column of each matrix gives the correlation coefficients between these deviations and total ozone. These three matrices were computed from 542 vertical ozone profiles at 47°N, 373 profiles at a weighted position of 34°N, and 325 profiles at a weighted position of 24°N. Errors at 0.05 significance level are possible only for $R < 9$.

Let us notice some features which are common for all matrices. The ozone in the upper troposphere (Layer I) shows a weak positive relationship with the ozone in Layer II (10–15 km) and its correlation with all other stratospheric layers is usually low with variable signs.

Correlation between ozone concentration in Layers II and III, and between that in III and IV, is quite strong ($R \approx 90$) above middle and subtropical latitudes,

and is very stable ($R \approx 75$) above the tropics. The ozone in Layers II and III (10–19 km) is relatively very weakly related to that of Layer V (24–28 km) and the layers above.

Correlation between Layers IV and V decreases strongly above the subtropical latitudes, and is much weaker at middle subtropical latitudes than that between Layers III and IV, or V and VI. These relationships, together with previous findings about change of ozone variability (IV. 2), show that different regimes of ozone concentration changes exist, and that their boundary lies at about 22–25 km. The boundary appears most clearly above subtropical and middle latitudes, and is poorly defined above tropical latitudes.

The ozone content of Layer V (24–28 km) correlates well ($R \approx 70$) with that of Layer VI, which in turn correlates highly with Layer VII (33–37 km). The relationship of Layer V with Layers VII and VIII, and that of Layer VI with Layer VIII, decreases sharply (to less than a fourth), which suggests that a broad zone with a different regime of changes starts somewhere between 22–25 km, and extends up to about 33–35 km. This zone is really a transition layer because, as discussed above, the changes of ozone concentration below it are mainly due to dynamical and circulation effects, whereas above it they are governed by photochemical processes. The existence of the transition layer may explain some of the differences between inter-

TABLE 4.

Layers	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Ω
47°										
I	100	34	-7	15	-9	35	36	-21	-23	43
II	.	100	86	67	9	6	15	-2	9	82
III	.	.	100	89	40	22	25	7	19	88
IV	.	.	.	100	60	55	49	-7	1	92
V	100	72	45	9	13	52
VI	100	87	-7	-26	56
VII	100	18	-9	56
VIII	100	18	-9	56
IX	100	90	1
.	100	4
34°										
I	100	55	38	35	-46	-13	-6	-38	-14	63
II	.	100	90	72	-33	-19	13	8	29	90
III	.	.	100	92	-16	-4	28	8	30	93
IV	.	.	.	100	6	25	44	-11	7	91
V	100	81	44	-13	-42	9
VI	100	80	-18	-49	14
VII	100	25	-4	38
VIII	100	88	-7
IX	100	-1
24°										
I	100	12	-32	-3	8	50	43	7	3	58
II	.	100	71	28	-32	-30	-2	6	9	40
III	.	.	100	76	-16	-22	-16	9	21	48
IV	.	.	.	100	62	31	4	-12	-1	72
V	100	68	10	-20	-17	50
VI	100	68	-11	-26	58
VII	100	43	16	48
VIII	100	94	17
IX	100	17

layer relationships at equatorial latitudes, where photochemical influence is strongest, and those at subtropical, middle, and polar latitudes, where circulation influence predominates.

Correlation coefficients are always greatest ($R > 90$) between Layers VIII and IX. These layers, containing all ozone above 37 km, form a regime with great simultaneous variations governed by photochemical processes, and nearly always they are in photochemical equilibrium. Therefore their correlation coefficients with ozone in all other layers should be almost negligible.

The existence of a seasonal trend in the ozone relationship, especially in the middle latitudes, is shown by Table 5. Correlation matrices were computed for two pairs of winter and two pairs of summer months at 47°N. The winter pairs included

TABLE 5.

Layers	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	O
<i>January and February</i>										
I	100	52	21	6	-21	-5	-8	-14	-7	46
II	.	100	87	67	4	-9	7	19	27	89
III	.	.	100	89	36	10	22	38	44	92
IV	.	.	.	100	61	43	46	31	34	88
V	100	83	61	34	22	43
VI	100	83	14	-4	31
VII	100	41	16	38
VIII	100	94	33
IX	100	36
<i>February and March</i>										
I	100	36	2	-24	-28	-12	-18	-21	-15	31
II	.	100	82	44	-23	-40	-22	12	23	78
III	.	.	100	83	20	-13	1	41	48	89
IV	.	.	.	100	67	32	31	50	49	80
V	100	85	65	42	28	38
VI	100	85	29	3	18
VII	100	54	20	25
VIII	100	92	45
IX	100	44
<i>July and August</i>										
I	100	46	-2	10	-52	12	28	-25	-17	50
II	.	100	55	25	-60	-20	18	-19	-13	59
III	.	.	100	86	5	16	17	-25	-4	79
IV	.	.	.	100	29	51	26	-43	-21	86
V	100	51	-25	-25	-18	-5
VI	100	59	-34	-35	50
VII	100	18	-1	46
VIII	100	88	-38
IX	100	-20
<i>August and September</i>										
I	100	45	16	34	-44	29	41	-24	-19	63
II	.	100	68	35	-70	-19	17	-17	-8	58
III	.	.	100	82	-21	12	28	-24	-10	77
IV	.	.	.	100	9	57	54	-44	-33	90
V	100	47	-6	-24	-27	-15
VI	100	78	-35	-50	-56
VII	100	1	-23	67
VIII	100	89	-35
IX	100	-39

116 and 121 uniformly distributed Umkehr profiles; the summer pairs each included 159 profiles. Table 5 demonstrates clearly that during the winter months the boundaries between the lower stratospheric, transition, and upper stratospheric layers are not as well defined as they are during the summer months. Strong dynamical processes occurring during the winter months influence the lower and middle stratosphere simultaneously. During the summer, weaker circulation allows clear separation of different regimes of ozone changes in the stratosphere.

Eigen vector analysis of interlayer ozone concentration relationship

The number of vertical profiles available allows a more sophisticated analysis, based on the eigen vectors of the ozone correlation matrices. The determination of the eigenvalues and vectors of the correlation matrices was carried out by the Jacobi method. Nine eigenvalues and nine eigen vectors are obtained for every matrix. Considerably more than two-thirds of the total variance of each correlation matrix is explained by the first three eigen vectors. The vectors of order higher than four are mostly noise, and explain virtually no variance.

Figure 15 shows the four normalized eigen vectors computed from 123 profiles taken at 47°N during December and January of IQSY. Figure 16 shows eigen vectors from 144 profiles taken during June and July. Horizontal bars mark the positions of Layers I to IX. Every bar represents a value, given in the right side of Figs. 15 and 16, for easy comparison with the eigen vector value of every layer. The number below each eigen vector indicates which part of the total normalized variance (in percentage) is described by the eigen vector.

The first eigen vector of Fig. 15 shows that during the winter months nearly half (42%) of the total variance is contributed by all layers having the same sign, probably because in winter strong dynamic processes influence all layers simulta-

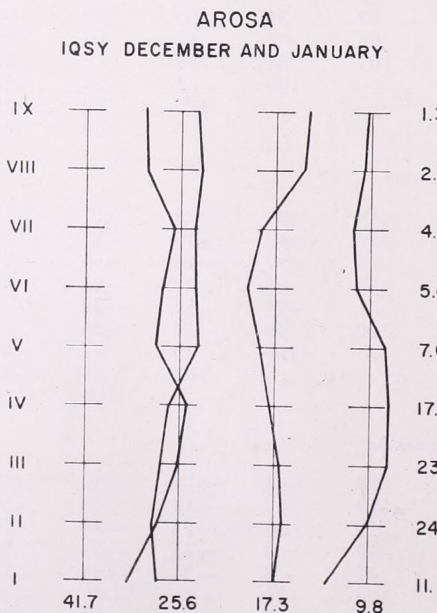


Fig. 15.

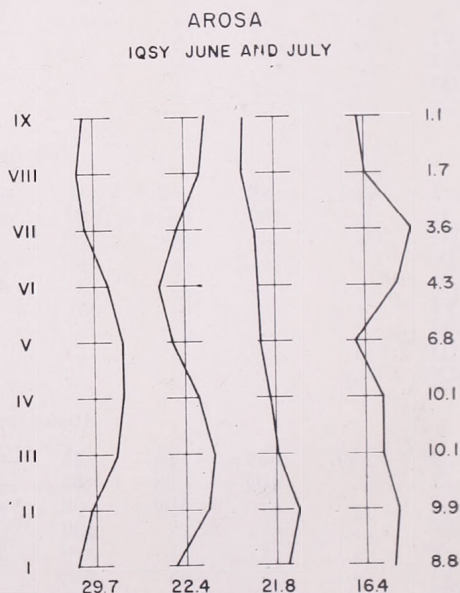


Fig. 16.

neously. The lower stratospheric Layers II, III, and IV (10–24 km) contribute most to the variance and probably form the zone with most active dynamic and circulation influence on the ozone changes. Their contribution is four to five times as great as that of the upper troposphere (Layer I) or that of Layers V to VII (24–33 km), and more than ten times as great as that of upper stratospheric layers (>33 km).

The contributions of different layers to the total variance in the second, third, and fourth eigen vectors change sign several times. Changes of sign between Layers I and II (~11 km), IV and V (~22 km) and VII and VIII (~35 km) support the concept of separation of the stratosphere into a few broad layers with different regimes of ozone concentration changes. This separation is especially well shown by the third and fourth eigen vectors. During the winter their contribution is roughly only one-fourth of the total variance, and as a result the separation is nearly overshadowed by the processes described by the first eigen vector.

In Figure 16 the third and fourth eigen vector show that in summer their contribution to the total variance increases by one third compared with that of the winter months. The separation into a few broad layers, expressed as changes of sign of the contribution of different layers, is more strongly defined in all four summer eigen vectors than in the winter ones. The broad transition layer from ~22 to 33 km, which is probably very closely connected with the dominating easterlies in the middle stratosphere during the summer (*Hare, 1960*), appears especially well. The level at about 22–23 km, where a drastic change in the regime of ozone changes was noticed, is very close to the zero-level of the zonal circulation (*Faust, 1963, 1967; Hare, 1960*). Furthermore it is obvious (see Table 5 and the eigen vectors) that during the summer, changes in ozone concentration in the Layer II are nearly similar to changes in the Layers I and III. It is known that during the summer Farel westerlies extend upward to a level averaging 21 km; above this easterlies dominate (*Hare, 1960*). Probably the summer circulation pattern, together with the lack of strong dynamic activity, is an important cause of the development of a few broad layers. During the winter the ozone concentration regime of the upper troposphere is clearly separated from that of the lower stratosphere.

From the results of eigen vector analysis, if performed for profiles of different total ozone groups, the ozone partial pressure at any Layer (l) can be computed for a given total ozone amount at any place by means of empirical orthogonal functions, or:

$$p_3 = \bar{p}_3 + \sum_{l=1}^9 T_l \cdot r_l$$

where \bar{p}_3 is the average ozone partial pressure from observations at a place with similar geographical location, r_l is the computed eigen vector for a given layer, and T_l is the variance of the corresponding coefficients of expansion of the empirical functions. However this question will not be discussed in detail at this time.

VI. Summary and discussion

Since the early thirties, when the first indications for seasonal and latitudinal changes of total ozone were obtained, more and more evidence for these changes has been collected. It has become apparent that ozone changes are highly complex phenomena, and may be treated as problems in synoptic, dynamic, and physical meteorology. It is pertinent here to consider some of the most interesting results of the present study of total ozone and its vertical distribution.

Monthly average total ozone maps, prepared for the first time for both hemispheres, have shown that in addition to the well known latitudinal variations in ozone

distribution, there are pronounced longitudinal inhomogeneities in both hemispheres. Significant positive anomalies exist above the east coasts of North and South America, far east Asia, south Afrika, and Australia. Wavelike distribution of total ozone therefore exists on a global scale. It is very probably a long-term reflection of the effects of the stratospheric motion system on the average ozone distribution. This conclusion is supported by a comparison of the configuration of the ozone field and mean maps of stratospheric geopotential fields. It must be realized that the real source of latitudinal inhomogeneities are the patterns of atmospheric circulation established by the non-uniform distribution of land and oceans.

The summer expansion of the Farel westerlies up to ~ 21 km, the zerolevel of zonal circulation at 21–23 km, and the domination of easterlies above 23 km, are reflected on some of the ozone concentration interlayer relationships, as are the stronger winter dynamic processes. These circulation features bring about the establishment of a few broad layers with similar ozone variations.

This study has brought about the discovery of several interesting variations in the ozone regimes, especially between the two polar regions. In the Antarctic the spring increase of ozone occurs more than two months later than it does in the Arctic. The increase is smoother (the variances are one-third smaller) and never reaches as high values as in the Arctic. The increase of ozone above the northern polar region starts before the end of the polar night. It begins over the Canadian sector of the Arctic and east Siberia. The increase is abrupt and soon expands equatorward. The ozone increase must be brought from ozone-rich regions above the subtropical latitudes, by air masses subsiding above the polar latitudes. In the southern hemisphere, however, the ozone increases first above the middle latitudes. From June–July until October the increase above the middle latitudes is very gradual, and a zonal quasi-symmetric ring with low total ozone exists over the Antarctic. The Antarctic circumpolar low ozone region disappears only when the sun is well above the horizon (October–November), when photochemical production of ozone plays an important role. The transport of ozone-rich air from the tropical stratosphere to the Antarctic lower stratosphere is not possible because of the existence above the Antarctic of a closed symmetric circumpolar circulation regime with only small meridional flow components. Baroclinic waves in the southern hemisphere have less north-south amplitude and less intensity than those in the northern hemisphere. The moderately high ozone values of about 450 m atm-cm in part of the southern hemisphere are associated, according to *Godson* (1963), with the genesis of warm anticyclones in the Australian sector of the sub-Antarctic, and generally these are the annual maxima in this sector. Equatorward (30–50° S) annual maxima occur about September–October; they are similar to the northern hemisphere early spring maxima, but occur for a different reason. *Godson* (1960, 1963) showed, and *Bojkov* (1963b, 1964a, 1965b); *London* (1963b) etc. later confirmed that in the northern hemisphere the final stratospheric warming wave and the ozone maximum are associated with Arctic circulation outbreaks. In the southern hemisphere, at comparable times, there is no trace of final warming. The increase of ozone is small at first, but subsequently both temperature and ozone waves become amplified. After about two months, the rather late final warming occurs, simultaneously with the annual ozone maximum over the Antarctic. At the same time the south polar vortex migrates toward the subpolar latitudes, and slowly weakens.

During the past ten years many studies (for example *Pogosjan*, 1958, 1959a, b, 1965; *Wexler*, 1959; *Godson*, 1963; *Gaigerov*, 1967) indicated the existence of differences in the temperature and geo-potential fields between the two hemispheres:

- 1) There is a dominant typical zonal-symmetric circumpolar stratospheric cir-

ulation above the Antarctic during most of the year, in which the meridional amplitudes of the baroclinic waves are very weak compared with those of the northern hemisphere.

2) Above the Antarctic there are no significant winter circulation disturbances, and the spring circulation change in the stratosphere occurs at least two months later than in the Arctic.

3) Winter stratospheric temperatures are lower in the Antarctic than in the Arctic.

4) Differences between yearly amplitudes of stratospheric temperatures above the two polar regions diminish in height and disappear above 40 km, indicating that their origin is to be found in differences in the underlying surface.

That these circulation differences influence the ozone regime was first shown by Godson (1963). It is now demonstrated on a wider basis. The low ozone concentration in the Antarctic doubtless reinforces the differences in Arctic and Antarctic circulation. During the summer the ozone is often slightly greater over the Antarctic than over the Arctic, bringing about slightly greater solar ultraviolet absorption. The surface albedo (ground and clouds) is higher in the Antarctic, causing an increase in reflected solar radiation. This in turn causes an increased absorption by ozone, bringing about greater (relative to the Arctic) heating at and above the level of maximum ozone mixing ratio. During the winter the ozone amount is much lower in the Antarctic, causing less infrared warming than in the Arctic. Acting with colder surface temperatures, the infrared transfer in the 9.6μ band leads to a colder winter stratosphere in the Antarctic. The yearly differences of the amplitude of stratospheric temperatures might therefore be partially explained on the basis of ozone radiative processes. However, more quantitative studies are necessary before definite conclusions can be drawn.

The results deduced from the vertical ozone distribution during IQSY confirm in detail previous findings based on profiles of preceding years (Bojkov, 1967c, d). The highest concentration of ozone is found at about 26 km at the equator and decrease poleward. Significant changes in the altitude of the layer of highest concentration coincide with steep slopes in the tropopause at the subtropical and polar edges of the middle latitudes. Variations in and above the layer of maximum ozone concentration are only one third to one fifth the magnitude of variations in the layers below it, and are thought to be due to stratospheric circulation influences such as vertical motion and advection. Seasonal changes in ozone concentration take place mainly in the lower stratosphere, poleward from subtropical latitudes.

Detailed study of correlation coefficient matrices and eigen vector analysis have shown that the relationship between the simultaneous changes in total ozone and ozone content in the layer between the tropopause and 22–24 km is most significant and always positive. Relationships between total ozone and tropospheric and upper stratospheric ozone partial pressure are weaker; the partial contribution to the total variance of ozone from those layers is very small compared with that from the lower stratosphere. Seasonal and latitudinal effects are noted in the relationship between the changes of ozone concentration and total ozone:

1) During the winter good correlation exists between the layers, probably under stronger and more uniform dynamical influence than during the summer, when easterlies are observed above 21–23 km and the circulation effect, though recognizable, is weaker.

2) Closer to the equator, the relationship between total ozone and changes in the partial pressure in layers above ~ 28 km, where photochemical influences dominate, is better than it is further from the equator.

The results of this study clarify the relationship between changes of partial ozone content at different layers and total ozone variation, and confirm that changes of total ozone are closely connected to lower stratospheric motions. They support the view (Bojkov, 1967 b, c, d) that a few naturally separated layers exist in which the regime of ozone concentration is similar. Except above the equator, these broad layers are: the troposphere, the lower stratosphere up to about 21–23 km, a transition layer between 21–23 km and 32–37 km, separating lower and upper stratospheric regimes, and the region above 32–37 km.

REFERENCES

- Bojkov, Rumen D., 1963a: "The relationship between temperature changes and the ozone in the middle stratosphere" *Hydr. i Meteorol.*, 2, 22–32, Sofia.
- Bojkov, Rumen D., 1964: "Changes in the total ozone in a narrow meridional section", *Bull. Geophys. Inst. Bulgarian Acad. Sci.*, 5, 1, 33–46, Sofia.
- Bojkov, Rumen D., 1964a: "Variations of the total ozone and their relationships with some meteorological elements over the Mediterranean", Dissertation, University of Moscow, 98 pp.
- Bojkov, Rumen D., 1964b: "Variations in the total ozone content and their relation to temperature variations in the stratosphere", *Geomagn. i Aeronomy*, 4, 1, 137–140, Moscow.
- Bojkov, Rumen D., 1964c: "Variations of the ozone and the rapid warmings in the Mediterranean stratosphere during the cold half of the year", *Hydr. i Meteorol.*, 5, 8–20, Sofia.
- Bojkov, Rumen D., 1965a: "Vertical distribution of ozone in the Earth's atmosphere", *Meteorol. i Gidr.* 10, 3–11, Moscow. (Transl. by AFCRL, G. T. R. 66–22, Oct. 1966.)
- Bojkov, Rumen D., 1965b: "Variations of the total ozone and their relation to the baric field and frontal systems", *Bull. Geophys. Inst. Bulgarian Acad. Sci.*, 6, 25–39, Sofia.
- Bojkov, Rumen D., and P. Aidemirsky, 1965: "On the distribution of the total ozone in the Earth's atmosphere during the years of maximum sun activity", *Hydr. i Meteorol.*, 1, 25–32, Sofia.
- Bojkov, Rumen D., 1966a: "Differences in the vertical ozone distribution deduced from Umkehr and ozonesonde data at Goose Bay", *J. Appl. Meteorol.* 6, 872–877.
- Bojkov, Rumen D. and A. D. Christie, 1966: "Vertical ozone distribution over New Zealand", *J. Atmos. Sci.* 6, 791–798.
- Bojkov, Rumen D., 1967a: "Relationship between the changes of ozone partial pressure at different levels and the total ozone", *Meteorol. i Gidr.* 5, 24–28, Moscow.
- Bojkov, Rumen D., 1967b: "Vertical ozone distribution over South Africa", *J. Geophys. Res.*, 72, 5585–5593.
- Bojkov, Rumen D., 1967c: "Mean pole-to-pole vertical ozone distribution", *Proc. of the Seventh Stanstead Seminar*, McGill Univ. Publication in Meteorology (in press).
- Bojkov, Rumen D., 1967d: "Global vertical ozone distribution and its peculiarity", Report before the Ozone Symposium of IAMAP in Luzern, Swiss, NCAR, Boulder, Colorado, MS 448, 38 pp.
- Craig, Richard A., 1950: "The observations and photochemistry of atmospheric ozone and their meteorological significance", *Meteorol. Monogr.*, No. 2, 50 pp., Boston.
- Craig, Richard A., 1965: "The upper atmosphere meteorology and physics", Academic Press, 509 pp.
- Craig, Richard A., J. J. Deluisi, and I. Stuetzer, 1967: "Comparison of chemiluminescent and Umkehr observations of ozone", *J. Geophys. Res.*, 72, 1667–1671.
- Faust, H., 1963: "Evaluation on rocket measurements in view of the circulation in stratosphere and mesosphere", *Meteorol. Abhandl.*, 36, 411–423, Free University of W. Berlin.
- Faust, H., 1967: "Interaction between the different layers of the homosphere", *Archiv für Meteorol., Geophys. u. Biokl.*, A, 16, 12–30.
- Godson, W. L., 1960: "Total ozone and the middle stratosphere over Arctic and sub-Arctic areas in winter and spring", *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 86, 301–317.
- Godson, W. L., 1963: "A comparison of middle-stratosphere behaviour in the Arctic and Antarctic, with special reference to final warmings", *Meteorol. Abhandl.*, 36, 161–206, Free University of W. Berlin.
- Hare, F. K., 1960: "The summer circulation of the arctic stratosphere below 30 km", *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 86, 127–143.
- Haurwitz, B., 1938: "Atmospheric ozone as a constituent of the atmosphere", *Bull. Amer. Met. Soc.*, 19, 417–424.
- Hering, W. S. and T. R. Borden, 1966: "Mean distribution of ozone density over North America 1963–1964", *AFCRL* 65–913, *Environmental Res. Paper* 162, 19 pp.
- Iozenas, V. A., V. A. Krasnopolsky, A. P. Kuznetsov and A. I. Lebedinsky, 1967: "The features of the ozone planetary distribution according Earth's satellites observations", Report at COSPAR-IQSY meeting London, Abstract 15 pp., Univ. of Moscow Press.
- Khrgian, A. Khr., 1964: "Atmospheric ozone", *Meteorol. i Gidr.*, 1, 41–53, Moscow.
- Kuznetsov, G. I., 1961: "Ozone and the atmospheric circulation", *Atmosphernii Ozone*, 82–102, Univ. of Moscow Press.
- London, J., 1963: "The distribution of total ozone in the Northern Hemisphere", *Beitr. z. Physik der Atmosph.* 36, 254–263.
- Mateer, C. L., and H. U. Dütsch, 1964: "Uniform evaluation of Umkehr Observations", part I, NCAR, Boulder, Colo., 105 pp.
- Pogosjan, H. P., 1958: "Peculiarities of atmospheric circulation over the Antarctic", *Meteorologia i Gidrol.*, 8, Moscow.
- Pogosjan, H. P., 1959a: "Seasonal peculiarities of the temperature and atmospheric circulation regimes in the Arctic and Antarctic", *WMO TN* 28, 20 pp.
- Pogosjan, H. P., 1959b: "General circulation of the atmosphere", 260 pp., Gidrometeorol. Press, Leningrad.
- Pogosjan, H. P., 1965: "Seasonal and intraseasonal variations of temperature, geopotential and atmospheric circulation in the stratosphere", Results of IGY, 10, 110 p., Nauka, Moscow.
- Pogosjan, H. P., and A. A. Pavlovskaia, 1965: "Peculiarity of the winter and summer stratospheric circulation in northern hemisphere", *Atmosphernii ozone*, 42–51, Gidrometeorol. Press, Leningrad.
- Wexler, H., 1959: "Seasonal and other temperature changes in the Antarctic atmosphere", *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 85, 196–208.

Sur la dimension des noyaux de condensation météorologiques

A meteorológiai kondenzációs magvak dimenziójáról. A szerző kimutatja, hogy a meteorológiai kondenzációs magvak többsége a szárazföld felett képződő gomolyfelhők esetében a $0,1\mu$ alatti tartományba tartozik.

✱

О размерах метеорологических ядер конденсации. Автор показывает, что большинство метеорологических ядер конденсации приходится в диапазоне ниже $0,1 \text{ мк}$ в случае континентальных кучевых облаков.

✱

1. Introduction. Il est connu que Junge, à la base de ses mesures, faites dans les conditions différentes sur l'aérosol atmosphérique, a émis une hypothèse [1, 2] selon laquelle au-dessus des océans le rayon des noyaux de condensation météorologiques est plus petit que $0,1\mu$, tandis que dans l'air continental ces noyaux se trouvent dans le domaine des grosses particules ($0,1 \leq r < 1,0\mu$).

Nos mesures effectuées dans les brouillards d'hiver ont démontré [3] que sur le sol le nombre des grosses particules ($2\,400 \text{ cm}^{-3}$) est beaucoup plus grand que celui des gouttelettes (21 cm^{-3}). C'est une condition nécessaire (mais pas tout à fait suffisante) que le rayon des noyaux météorologiques soit plus grand que $0,1\mu$. Dans ce travail nous allons examiner la même question en cas des nuages cumuliformes d'été.

Il est évident que la mesure la plus correcte de la concentration des noyaux météorologiques consiste à déterminer le nombre des gouttelettes nuageuses. Ce dernier nombre peut être plus petit que celui des noyaux à cause de la coalescence, mais il ne peut jamais dépasser la concentration des noyaux actifs. Il est logique de supposer que l'on peut éviter l'effet de la coalescence en faisant des prélèvements dans les basses couches des nuages nouvellement formés. D'autre part en déterminant simultanément la concentration en nombre des grosses particules, on peut décider si ces particules pouvaient donner les noyaux météorologiques.

2. Détails des prélèvements. Les mesures ont été faites d'une part au-dessus de l'Observatoire Aérologique de Budapest et d'autre part au-dessus de l'aéroport de Budaörs. La distance de ces points d'observations est environ 15—20 km du centre de la ville. Selon nos vols horizontaux [4], au-dessus de ces endroits la concentration des particules d'aérosol, dans les niveaux de la formation des nuages, ne diffère pas sensiblement de la valeur moyenne de fond de ce pays. D'autre part en été la concentration des grosses particules (240 cm^{-3} en moyenne) mesurée sur le sol dans notre Observatoire est égale à celle observée au fond du pays. Ainsi on peut dire que les résultats présentés sont exempts de l'effet direct de la ville.

On a fait des mesures simultanées suivantes:

- Mesure de la concentration et de la distribution dimensionnelle des particule de rayon égal et supérieur à $0,15\mu$ au voisinage du sol.
- Mesure de la concentration, du spectre par dimension et du profil vertical des particules de $r \geq 0,5\mu$ dans la couche atmosphérique de 100—3 000 m.
- Mesure de la concentration et du spectre par dimension de gouttelettes nuageuses.

3. Mesures dans les nuages. Des prélèvements des gouttelettes ont été faits dans les cumulus de beau temps aussitôt après leur formation ($\leq 10 \text{ min}$). L'avion (type: Super Aero 45) a volé pendant les mesures avec une vitesse de 50 m/sec. Le capteur, construit dans notre Observatoire [5], a été placé dans l'air nuageux par la fenêtre de l'avion. Le temps d'exposition a été $0,0065 \text{ sec}$. Les gouttelettes ont été capté par

une lame de plexiglas de 2 mm de largeur recouverte d'une couche de gélatine pure. Le rayon critique dans ces conditions est environ $0,65\mu$. Les échantillons de gouttelettes proviennent d'un petit volume nuageux ($32,5\text{ cm}^3$), à cause du temps d'exposition très court. Pour cette raison on a effectué plusieurs prélèvements pendant tous les vols.

Il est connu que la concentration des gouttelettes de nuages diminue fortement en fonction de l'hauteur, mesurée de la base des nuages, à cause de la coalescence [6, 7]. Pour réduire au minimum cet effet on a effectué les prélèvements au voisinage de la base des nuages (environ 50 m au-dessus de la base).

Dans le calcul de la concentration et de la distribution par dimension des gouttelettes, on a pris en considération le coefficient de captation de la lame collectrice [5]. On a déterminé les paramètres microphysiques en cas d'un vol donné par l'établissement de la moyenne des valeurs des échantillons individuelles. Nous avons effectué 5 vols. Pendant ces vols on a fait en somme 33 prélèvements. Les caractéristiques des nuages examinés sont données dans le *tableau I*.

TABLEAU I.

Caractéristiques des nuages examinés:

H: hauteur de la base du nuage; ΔH : épaisseur du nuage; N: concentration des gouttelettes; r_1 : rayon moyen; r_{\max} : rayon maximum; r_{mod} : rayon le plus fréquent; w: contenu en eau; α et β : paramètres de la distribution.

N°	date	H[m]	ΔH [m]	N[cm ⁻³]	r_1 [μ]	r_{\max} [μ]	r_{mod} [μ]	w[g m ⁻³]	α	β
1	22.06.1967.	1650	200	2300	2,3	13,1	1,7	0,20	5	0,42
2	12.07.1967.	1480	200	1080	3,2	10,6	2,5	0,17	8	0,41
3	20.07.1967.	1550	200	1660	2,4	10,5	2,5	0,17	6	0,42
4	27.07.1967.	2100	800	1100	2,9	14,0	2,1	0,22	4	0,72
5	06.09.1967.	2450	500	2300	3,7	15,8	3,3	0,61	8	0,45

On peut décrire toutes les distributions dimensionnelles par la distribution de gamma [3], dont la fonction de la densité de répartition a la forme suivante:

$$N_{\alpha,\beta}(r) = \frac{1}{\Gamma(\alpha + 1) \beta^{\alpha+1}} \cdot \Gamma^\alpha \exp\left(-\frac{r}{\beta}\right)$$

Les paramètres α et β des distributions sont aussi donnés dans le tableau I.

Il ressort des données de ce tableau que les caractéristiques microphysiques les plus essentielles des nuages examinés sont la grande concentration des gouttelettes, le spectre très étroit et le petit rayon moyen. Ceci montre que ces nuages ont été au commencement de leur évolution, ainsi les concentrations de gouttelettes obtenues donnent avec une exactitude satisfaisante le nombre des noyaux de condensation météorologiques.

4. *Prélèvements de particules.* La concentration et la distribution dimensionnelle des particules d'aérosol ont été déterminées sur le sol dans le domaine de dimension de $r \geq 0,15\mu$ à l'aide des filtres ultramembranes [8].

Le profil vertical des particules dans les basses couches de l'atmosphère a été mesuré à l'aide de l'avion déjà mentionné. Les particules ont été captées avec des lames de plexiglas de 2×50 mm placées dans l'air par une perche. Ces lames ont été recouvertes par une mince couche de l'huile de cèdre. On a exposé les lames en fonction de la pollution atmosphérique. Ainsi généralement 300—3 000 l de l'air ont été prélevés. Le coefficient de captation des lames a été calculé selon Ranz et

Wong [9]. Le rayon critique a été égal à $0,5\mu$, ainsi on a déterminé la concentration et le spectre au-dessus de cette valeur.

Les profils verticaux obtenus pendant ces 5 vols sont représentés sur la *fig. 1*. On peut décrire à chaque niveau la distribution dimensionnelle des particules par la formule de Junge [1]:

$$\frac{dn}{d(\log r)} = Cr^{-v},$$

où n est la concentration, tandis que C et v sont constantes. Les valeurs de l'exposant v sont aussi données sur la figure 1. Il est bien visible qu'elles sont partiquement constantes jusqu'à la base des nuages. Pendant le dépouillement des lames on a pris

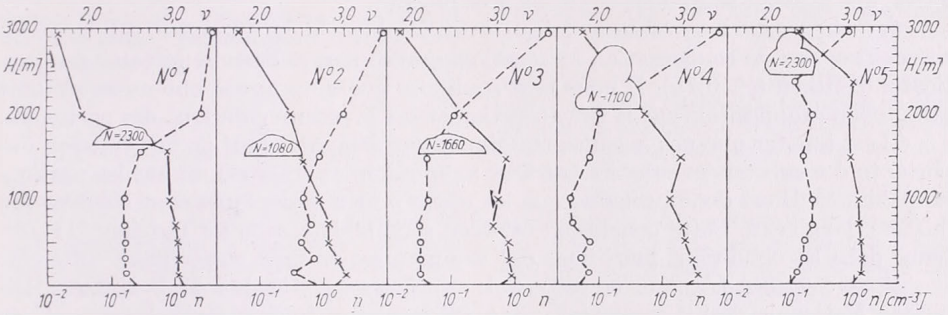


Fig. 1.: Profils verticaux de la concentration (n , traits pleins) et l'exposant de la distribution par dimension (v , pointillés) des particules de $r \geq 0,5\mu$ (N : concentration des gouttelettes de nuages).

seulement une intervalle entre $0,5-1,0\mu$ (à cause des difficultés de microscopie), ainsi les distributions obtenues caractérisent au premier abord les particules géantes.

On peut voir de la figure que la concentration des particules de $r \geq 0,5\mu$, aussi reste constante jusqu'à la base des nuages. Ce phénomène est dû évidemment à la convection thermique. Les valeurs de concentrations mesurées à la base des nuages pendant ces 5 vols sont données dans le *tableau II* (première ligne).

TABLEAU II.

Comparaison de la concentration des grosses particules avec celle des gouttelettes de nuages:

$n_{r>0,5}$: concentration des particules de rayon $r \geq 0,5\mu$; v_1 : exposant du spectre des grosses particules; $n_{r>0,1}$: concentration estimée des grosses particules; N : concentration des gouttelettes

N°	1	2	3	4	5
$n_{r>0,5}[\text{cm}^{-3}]$	0,80	0,45	0,68	0,46	1,10
v_1	3,7	4,1	3,9	3,8	4,0
$n_{r>0,1}[\text{cm}^{-3}]$	330	350	300	220	500
$N, [\text{cm}^{-3}]$	2300	1080	1660	1100	2300
$n_{r>0,1}/N\%$	14	32	18	20	22

Nous avons déterminé la concentration totale des grosses particules avec une extrapolation entre $0,5-0,1\mu$. Pour pouvoir faire cette extrapolation il faut prendre en considération les choses suivantes. Nos mesures faites au voisinage du sol à l'aide des filtres ultramembranes (plus que 1 000 mesures) ont démontré [8] que la valeur

de ν est différente dans le domaine des particules grosses et géantes. Pour cette raison on n'a pas pu effectuer cette extrapolation avec les valeurs de ν obtenues pendant les vols. On a dû donc opérer avec les valeurs de ν_1 mesurées sur le sol pour les grosses particules (deuxième ligne du tableau II). En effet il est logique de supposer lorsque le ν des particules géantes ne varie pas jusqu'à la base des nuages, alors le ν_1 des grosses particules beaucoup plus mobiles aussi reste constant. Les concentrations ainsi extrapolées se trouvent dans la troisième ligne du tableau II. D'autre part la quatrième ligne contient les concentrations simultanées des gouttelettes des nuages, tandis que dans la cinquième ligne nous avons donné le rapport, exprimé en pour-cent, de la concentration des grosses particules sur la concentration des gouttelettes. On peut bien voir des données de ce tableau que le nombre des grosses particules est beaucoup plus petit que celui des gouttelettes. Généralement ce n'est que 20% des gouttelettes, qui peuvent se condenser sur les gros noyaux.

5. *Conclusions.* Les résultats de ce travail semblent donc à montrer que la majorité des noyaux de condensation météorologiques se trouve dans le domaine des particules d'Aitken ($r > 0,1\mu$). Il nous faut souligner que nous avons obtenu ce résultat sans aucune supposition sur la sursaturation et sur la nature chimique des particules.

Il est à noter que nos mesures chimiques ont démontré [10] qu'une fraction importante des substances solubles (surtout ammonium et sulfates) est sur les particules d'Aitken. Il est donc probable que les noyaux météorologiques sont solubles (ou mixtes) dans l'eau. Cette conclusion est bien semblable à celle de Twomey [11] obtenue dans les conditions maritimes par des mesures de type entièrement différent.

Remerciements. L'auteur de cet article exprime sa gratitude à M. S. Katona (Direction Nationale de l'Hydrologie), qui a été le pilote pendant les vols, et à M. A. Simon (Institut Météorologique), qui a participé dans les prélèvements.

R É F É R E N C E S

- [1] *Junge C.*: Air chemistry and radioactivity. Academic Press, New York and London, 1963. p. 138.
- [2] *Junge C.*: Discussion remark. In Physics of Precipitation (ed. H. Weickmann) Geophys. Mon. N°5. Am. Geophys. Union, Washington D. C. 1960. p. 216.
- [3] *Mészáros A. (Mme)*: Concentration et distribution dimensionnelle des gouttelettes de brouillards atmosphériques. J. R. A. II. 1965. N°2, p. 53.
- [4] *Simon A.*: A kondenzációs magvak horizontális eloszlása Magyarországon fölött. 1968, Manuscrit.
- [5] *Mészáros A. (Mme)*—*Mészáros E.*—*Mezősi M.*—*Simon A.*: Un capteur d'avion simple pour le prélèvement des gouttelettes de nuages. J. R. A. II. 1966. N°1, p. 7.
- [6] *Zaitsev V. A.*: Dimensions et répartitions des gouttelettes dans les nuages cumuliformes (en russe) Troudu, G. G. O. N° 13. 1948.
- [7] *Houan Mei-youan*: Microstructure des nuages cumuliformes (en russe). Izv. Akad. Nauk SSSR, Sér. Géof. N°2, 1963, p. 362.
- [8] *Mészáros A. (Mme)*: Ultramembrán szűrőn felfogott aeroszol-részecskék nagyság szerinti eloszlása. Időjárás, vol. 69. 1965. p. 71.
- [9] *Ranz W. E.*—*Wong J. B.*: Impaction of dust and smoke particles on surface and body collectors. Industr. and Engineering Chem. 44, 1952, p. 1371.
- [10] *Mészáros E.*: On the size distribution of water soluble particles in the atmosphere. To be published in Tellus, 1968.
- [11] *Twomey S.*: Size measurements of natural cloud nuclei. J. R. A. II. 1965. N°4, p. 113.

Meteorológiai mesterséges holdak (II)

A Nimbus-program és a Kosmos-sorozat meteorológiai holdjai

Meteorological satellites (II) — The Nimbus-programme and the meteorological spacecrafts of the Cosmos-series (Summary). In the first part of this article the equipments flown on Nimbus meteorological satellites are reviewed and a short description of the scientific programme carried out with these research and development satellites is given. In the second part of the article the experiments made with meteorological spacecrafts of the Cosmos-series are summarized; members of the Hungarian Meteorological Service will also take part in the evaluation of Cosmos satellite data.

✕

A TIROS-sorozat első holdjai által készített televíziós felvételek, amint azt áttekintésünk I. részében (*Időjárás*, 72. évf. 175. o.) láttuk, naponta a Föld felszínének csak meglehetősen korlátozott hányadát fedték le. A hiányos káborítás oka részben a holdak ferde pályásikja (a pályának az Egyenlítő síkjával bezárt viszonylag kis szöge), részben pedig az a körülmény volt, hogy az abszolút vonatkoztatási rendszerhez viszonyítva pörgés-stabilizált hold pörgési tengelyével párhuzamos optikai tengelyű kamerák a pályának több mint a felében a világűr felé irányultak. Ezért a NASA már a TIROS-program elején elhatározta, hogy kidolgozza egy új meteorológiai műhold-rendszer megteremtésének műszaki feltételeit, amellyel ezek a fogyatékoságok megszüntethetők: e rendszer tagjai poláris pályára kerülnek és rajtuk olyan stabilizációs eljárást alkalmaznak, amely biztosítja, hogy a kamerák állandóan (rögzített formában) a Föld középpontja felé irányuljanak. A tervezett műholdak a latin *felhő* szó nyomán a *Nimbus* nevet kapták, és úgy tervezték, hogy a californiai kilövő bázisról 1962 végétől kezdődően körülbelül fél évenként indítják útra őket. Ugyanakkor elhatározták azt is, hogy az időjárás alakulásának állandó szemmel tartása, a meteorológiai folyamatok folytonos megfigyelése érdekében létrehozzák az *Aeros* elnevezésű holdak rendszerét. Ennek tagjai geostacionér pályán (a Föld forgásával megegyező sebességgel) mozognak, és így a látókeretükön belüli tartomány felhőzetének folyamatos fényképezését biztosítják.

A TIROS-kísérletek azonban előre nem várt eredménnyel jártak. A TIROS V fel-lövésével sikerült a pályásik hajlását 10 fokkal megnövelni, majd a TIROS IX

holdnak már poláris pályát biztosítani; az itt kipróbált egyszerű „koesikerék konfiguráció” stabilizációs módszer kitűnően bevált — ezért végülis a TIROS-konstrukciót választották az operatív mesterséges holdak rendszerének prototípusaként. A rendkívül bonyolult és költséges mechanikai stabilizációs berendezésekkel ellátott *Nimbus* megmaradt az úgynevezett R&D (kutatói és fejlesztési) mesterséges holdak státusában; az első hold kilövésére csak 1964. augusztus 28-án került sor, a *Nimbus II* holdat pedig 1966. május 15-én bocsátották föl. 1968. május 18-án kellett volna a széria harmadik tagjának a kijelölt pályát elfoglalnia, ezt azonban nem sikerült megvalósítani, és a holdat meg kellett semmisíteni.

A californiai kilövő bázisról Thor-Agena hordozórakétával indított 3 m magas és 1,5 m széles, 300 kg súlyú *Nimbus I* hold 98,3 perces keringési idejű, közel napzinkron pályára került: pályásikja az egyenlítői sikkal 98,7°-ot zárt be. A tervezett 925 km-es magasságot nem sikerült elérni, a hold viszonylag excentrikus pályán mozgott: perigeuma 423 km, apogeuma pedig 932 km magasságban volt. A földfelszínhez viszonyított állandó helyzetét a három, egymásra merőleges irányban egyensúlyozó, aktív stabilizációs rendszer ± 3 fokos pontossággal biztosította. A fedélzetre szerelt műszereket a nappali és éjszakai globális felhőborítottság és a talajviszonyok meghatározására szerkesztették, energiaszükségletüket a fotocellával vezérelt állású táblára szerelt, kb. 92 000 napelem fedezte. 26 napos működés után azonban mechanikai hiba következtében az energia-utánpótlás csökkent, s az érzékelők működése megszűnt.

A *Nimbus I* tudományos célokat szolgáló berendezése három önálló rendszert alkotott. Az ún. AVCS (az 1964—65-ig a TIROS-holdakon alkalmazott televíziós kamerarendszer továbbfejlesztett változata), amelyet ennél a műholdnál próbáltak ki először, három 36,5°-os látószögű, 800 soros televíziós kamerából állt. A középső kamera optikai tengelye párhuzamos volt a holdon áthaladó helyi függőlegessel, míg a két szélső kamerát ehhez viszonyítva 35 fokos szögben oldalirányban megdöntötték. Ilyenformán a Föld megvilágított oldalán automatikusan 91 sec-ként egy-idejűleg készülő felvétel-hármas körülbelül 107 fokos látószögnek megfelelő nyugatkeleti kiterjedésű képet szolgáltatott, s ha

sikerült volna elérni a tervezett pályama-gasságot, akkor ezek a képek a hold pályá-ja mentén (dél-északi irányban) 20%-ban fedték volna egymást. A kamerák felvéte-lei mágnesszalagon rögződtek, amíg a *Nim-bus*-holdak vezérlésére berendezett két föld-i irányító-állomás egyike — Gilmore Creek (Alaszka) vagy Rosman (Észak-Ca-rolina) — rádióparancsot nem sugárzott a visszaolvasásra. Rövid működése során az 1—1,5 km felbontású kamera-hármas igen érdekes felvételeket készített a nagy hegy- vonulatok mögött kialakuló hullám-felhők-ről, a *Cleo* és a *Dora* nevű hurrikánokról; a felvételeken jól láthatók a fjordok és glecs-cserek, az Antarktiszi jéghegyei, a Szahara vulkanikus fennsíkjai, a Csendes-óceán kor-all-zátonyai és számos más felszíni forma.

A *Nimbus I* 136,95 Mc frekvencián dol-gozó APT-rendszere lényeges vonatkozásai-ban megegyezett az ESSA-holdaknál alkal-mazott megoldással. A felvételeket a föld-felszínre merőleges optikai tengelyű, 108 fokos látószögű lencsével ellátott 800 soros vidikon készítette. A kép-letapogatás 4 sor/sec volt, azaz egy kép közvetlen leadása 200 sec-ot igényelt; az exponálás — a kép-fedés érdekében — 208 sec-onként történt.

A műhold harmadik érzékelő berendezé-se a 3,4—4,1 μ -os szinkép-tartományban működő, nagy felbontóképességű infravör-ös sugárzás mérő (HRIR) rendszer volt. Segítségével lehetővé vált a földfelszín, il-letve a felhőfelszín hőmérsékletének az éj-szakai órákban történő meghatározása, il-letve a felhőzet elrendeződéséről ún. éjsza-kai infravörös felvételek készítése. A ren-dszer optikai berendezésből, fényérzékeny szelén-detektorból, mechanikai léptetőből és magnetofonból állt. A letapogatást az éj-szakai pálya N-S irányára merőlegesen, a nyugati horizonttól a keleti horizontig forgó tükör végezte; a letapogatás sebessége 44,7 fordulat/perc volt. Az adatok itt nem köz-vetlenül kép, hanem frekvenciamodulált jelek formájában kerültek mágnesszalagra, majd a földi irányító-állomásokhoz. A de-modulálást és a szinkronizálást csak a greenbelti űrrepülési központban végez-ték el; a szalag-formátumú fényképen a le-tapogatott felületek sugárzási hőmérsék-letüknek megfelelően a szürke szín mintegy 10 különböző fokozataikat jelennek meg. A HRIR-rendszer a kisugárzási hőmérsék-letet a 210—300 K $^{\circ}$ -os (a —60 és a +30 C $^{\circ}$ közötti) tartományban tudja mérni; az ala-csonyabb hőmérsékletet 6—8, a magas hő-mérsékletet pedig 1—2 fokos pontosság-gal. Az alacsony hőmérsékleti értékek ad-ják a fehérhez közel álló színt, tehát a fény-képen fehér árnyalatban tűnnek elő a vi-szonylag hideg felhőfelületek, míg az erő-sen kisugárzó alsó, meleg levegőrétegek, a földfelszín és az óceánok a felhőtlen vidé-

keken sötét árnyalatban jelentkeznek. Ilyenformán a HRIR-felvétel kiváló át-tekintést nyújt a Föld éjszakai oldalának felhőzeti viszonyairól, s a felhőtövek hő-mérsékletének ismeretében következtetni lehet magasságukra.

A *Nimbus II* mesterséges hold fellövé-sét műszaki nehézségek miatt háromszor is el kellett halasztani, végülis a californiai Point Arguello startállásról félhónapos ké-séssel került pályára. A pálya-adatok (pá-lyasík dőlése 100,3 $^{\circ}$, keringési idő 108,2 pere, perigeum 1098 km, apogeum 1175 km) megfelelnek a tervezett értékeknek, a fedélzeten elhelyezett műszerek jelenleg is működnek.

A *Nimbus II* súlya 120 kg-mal haladja meg elődje súlyát; a holdra két további ér-zékelő berendezést is felszereltek. A *Nim-bus I* által szolgáltatott éjszakai infravörös felvételek olyan értékesnek bizonyultak, és irántuk olyan nagy volt az érdeklődés, hogy ezen a holdon egy közvetlen kiolvasást lehetővé tevő infravörös sugárzásmérőt (DRIR) helyeztek el. A műszer által modulált sugárzási adatokat a hold adóantenná-ja a mérés pillanatában kisugározza, és azokat minden APT-állomás venni tudja, amelynek vevőberendezése átváltható a holdon a letapogatást végző tükör forgásá-nak megfelelő 44,7 sor/perc sebességre. Ezen kívül a *Nimbus II*-re a TIROS II-nél először kipróbált, majd a TIROS III, IV és VII holdakon szintén alkalmazott ötesa-tornás, közepes felbontó képességű infra-vörös sugárzásmérőt (MRIR) is felszerel-tek. A jelenlegi stabilizációs módszer azon-ban jobb mérési technikát, nagyobb kiér-tékelési és helyazonosítási pontosságot en-ged meg. A különböző lencsékkel és szű-rőkkel ellátott, és így meghatározott hullámhossz-tartományokra érzékeny csator-nák méréseivel meghatározható a felső tro-poszféra vízgőztartalma (6,4—6,9 μ inter-vallumra kalibrált csatorna), a földfelszín és a felhőtövek sugárzási hőmérséklete (10—11 μ), a közepes sztratoszféra-hőmér-séklet (14—16 μ), a Föld-légkör rendszer saját sugárzásának (9—30 μ), valamint a visszavert és szórt napsugárzás (0,2—4 μ) erőssége.

E tudományos műhold többi érzékelő berendezését lényegesen nem módosítot-ták. Az AVCS hármas kamera-rendszere egy-egy körülfordulás során a megvilági-tott oldalon 3 \times 32 felvételt készít és napi 13 körülfordulása folyamán a Föld egész területét lefényképezi. A HRIR-rendszer sugárzásmérőjének nyílásszöge 0,5 $^{\circ}$, ami a hold átlagos pályamagasságát figyelembe véve 8 km-es felbontást enged meg. Az APT-rendszert annyiban tökéletesítették, hogy a kép jobb szélén információs kód-jelek jelennek meg. Ezek alapján megfej-t-

hető a felvétel dátuma és időpontja, valamint a hold pályaadatai (a többi hold APT-felvételeinek azonosítása a nemzetközi géptávíró hálózatban forgalmazott, ún. TBUS-távíratok alapján történik).

Az előzetes terveknek megfelelően a californiai rakétakilövő támaszponton 1968. május 18-án reggel került sor a *Nimbus III* elnevezésű meteorológiai mesterséges hold fellövésére. A művet, mint már említettük, nem járt sikerrel; az indítás után néhány percel a holdat földi parancsra felrobbantották. Az eseményekről tudósító híriagnökségi jelentések joggal nevezték a *Nimbus III*-t az Egyesült Államok eddig elkészült legtekélyesebb műholdjának. Érzékelő berendezései közül a *Nimbus II*-n már kipróbáltakat tovább fejlesztették; így például a hagyományos, pillanatfelvételeket készítő APT-kamerát egy zárnélküli, elektronikusan vezérelt képbontó csővel helyettesítették, amely *folyamatosan* működik a holdnak a pálya mentén végzett mozgása során és amelynél automatikusan korrigálódik a hold esetleges rendszeretlen mozgása következtében előálló képtorzulás. Ezek mellé a mesterséges holdon négy új, itt először kipróbálásra szánt mérőrendszert is elhelyeztek. Egy az 5μ és a 20μ közötti hullámhossz-tartományra kalibrált infravörös interferométeres spektrométer mérései alapján a légkör függélyes hőmérsékleti profiljára, az ózon, a vízgőz és néhány nyom-gáz eloszlására lehetett volna következtetni. Egy másik infravörös spektrométernek a 15μ -os széndioxid-tartomány hét sávjában történő méréseiből a légkör háromdimenziós hőmérsékleti szerkezete lett volna előállítható. A $0,11$ — $0,30\mu$ szinképtartományban szintén terveztek sugárzásmérőket, elsősorban annak a kérdésnek az eldöntésére, hogy mutatkozik-e ingadozás az ultraioblya napsugárzás erősségében.

Végül ugyancsak a harmadik *Nimbus*-holddal tervezett kísérletek között szerepelt egy távközlési kísérletsorozat is, amely megvalósulása esetén fontos láncszemét alkotta volna az Időjárás Világszolgálatnak (WWW), illetve a WWW kutatási ágazatának, a globális légkörkutató programnak (GARP). A tervezett híradástechnikai rendszer az Interrogation, Recording and Location System (IRLS) nevet viseli, és célja annak eldöntése, miként alkalmazhatók a műholdak bizonyos objektumok felkutatására, földrajzi helyzetük meghatározására, a szenzorai által mért adatok (pl. hőmérséklet, légnyomás, légmozgás, vagy a tengervíz sótartalma) levételére és tárolására, majd később ezeknek az adatoknak földi parancsra történő visszaolvasására. A számítássa kerülő objektumok lehetnek például meteorológiai állomások

és bóják, oceanográfiai bóják, úszó jéghegyeken elhelyezett műszerek, vagy kiegyensúlyozott ballonok, mint pl. az a szondázó rendszer, amelyet a Global Horizontal Sounding Technique (GHOST) program keretében az NCAR megvalósít (1. *Időjárás*, 71. évf. 382. o.). Az IRLS kapacitása ennél a műholdnál csak mintegy 100 földi objektum bemérésére lett volna alkalmas, a továbbiakban azonban úgy tervezték, hogy 32 000 különálló földi egység adatait sikerül majd naponta kétszer beszerezni.

A *Nimbus III* mesterséges hold a tervek szerint 1100 km magasságban, 80° -os retrográd, napszinkron pályán 6—12 hónapon keresztül végezte volna a kijelölt feladatokat. Új *Nimbus*-hold fellövésének időpontját még nem jelölték ki.

A Szovjetunió meteorológiai mesterséges holdjai a *Kozmosz* elnevezésű holdak hatalmas csoportjába tartoznak. A *Kozmosz*-holdakkal végzett kísérletek 1962. március 16-án kezdődtek el, és az űrkutatásnak szinte valamennyi ágát felölelik. A különböző sugárzási, ionizációs, földmágneségi stb.) kérdések vizsgálatán kívül szerepelnek a programban a többi között élettani és űrbiológiai kísérletek is; a *Kozmosz*-112, 114 és 121 holdakkal hajtották végre a *Luna*-holdrakéták előkészítést.

A későbbiekre tervezett meteorológiai rendeltetésű holdak prototípusát a hatalmas napelemtáblákkal felszerelt és közel kör alakú pályára 1966. június 25-én felbocsátott *Kozmosz*-122 képviseli. Ennek az átlagosan 625 km magasságban 97 perces periódussal keringő műholdnak a pályasíkja az Egyenlítő síkjával 65 fokos szöget zárt be, és elsődleges feladata a felhőzet, a hótakaró és a jégmezők viselkedésének földérítése, továbbá sugárzásmérések végrehajtása volt. Stabilizációjára olyan eljárást dolgoztak ki, hogy a hold pörgéstengelye — és ezzel az összes érzékelő — állandóan a földközéppont felé irányuljon, tehát a mérések folytonossága biztosítva legyen.

A holdra kettős kamerával ellátott televíziós felvétel berendezést szereltek föl annak érdekében, hogy a Föld napos oldalán a pálya mentén a fő szinoptikus képződmények (ciklonok, anticiklonok, frontok) méretarányával megegyező területekről nyerjenek felhőzeti információkat. A pörgéstengelyhez viszonyítva jobbra, ill. balra megdöntött két kamera felvételei, kismértékben fedve egymást, 600—700 km magasságból kb. 1000 km széles sávot öleltek fel; a képek felbontóképessége a nadír környezetében $1,25 \times 1,25$ km volt. Az éjszakai felhőborítottság meghatározása a 8—12 μ hullámhossz-tartományra kalibrált televíziós típusú infravörös mérőműszer segítségével történt. A mérés techni-

kája lényegében megegyezett a *Nimbus*-holdak HRIR-rendszerének elvével, s a pálya mentén kb. 1000 km széles sávban, 15×15 km-es felbontásban tette lehetővé a felhőelemek, ill. a talajviszonyok felismerését. A sugárzásmérő érzékenysége a pozitív hőmérsékletre $2-3^\circ$, a negatív hőmérsékletre $7-8^\circ$ volt.

A *Kozmosz-122* fedélzetére szerelt aktinometrikus rendszer két kis látószögű, a nadírtól számítva ± 60 fokos szögben elforduló letapogató berendezésből és két nagy látószögű (a röppálya magasságából látható földfelszín egészét befogó), rögzített mérőfejből állt. Az egyik kis látószögű műszer a $0,3-3\mu$ hullámhossz-tartományra volt beállítva, a másik műszer a letapogató irányától függően felváltva a $8-12\mu$, ill. a $3-30\mu$ intervallumban mért. A letapogatót terület a földfelszín kb. 2500 km széles sávja volt, a felbontás pontosságát a talppont körzetében 50×50 km-re becsülik. A két rögzített aktinométer a $0,3-3$, ill. a $3-30\mu$ spektrum-tartományban mérte a belátott terület összegezett kisugárzását.

A *Kozmosz-122* berendezései négy hóna-

pon keresztül működtek, s e sikeres kísérlet nyomán a Szovjetunió hozzákezdett a *Meteor* elnevezésű időjárás műhold-rendszer kiépítéséhez. Ennek első tagja az 1967. február 28-án fellőtt *Kozmosz-144* volt, amit 1967. április 27-én a *Kozmosz-156* követett, majd a rendszer harmadik tagja, a *Kozmosz-206*, amelynek felbocsátásáról a legutóbbi számunkban (188. old.) már megemlékeztünk. Ezek a holdak, hasonlóan a *Kozmosz-122* műholdhoz, $625-630$ km-es átlagos magasságban keringenek a Föld körül, de pályasíkjuk hajlásszöge már $81,2$ fokos. A mérési anyag mágnesszalagon tárolódik, majd földi parancsra kerül kisugárzásra. Az említett műholdakon kívül meteorológiai feladatok ellátásának céljával indították útjára még a *Kozmosz-sorozat* 162 és 184 számú holdjait is. A *Kozmosz*-holdak segítségével nyert meteorológiai információk feldolgozásának és értékelésének munkájába a Potsdamban, 1967. decemberében hozott határozatoknak megfelelően a szocialista országok is bekapcsolódnak. Magyarország a felhőzet és a sugárzás mezejének műholdmeteorológiai kutatásába jelentette be aktív részvételét (1. *Időjárás*, 72. évf. 61. o.).

IRODALOM

LÁNG SÁNDOR: A Cserhát természeti földrajza. Földrajzi Monográfiák VII. Akadémiai. Kiadó, Budapest 1967. 376 B/5 oldal, 100 táblázat, 56 ábra, 20 kép, 4 melléklet. Ára: 70,— Ft

A kevéssé ismert Cserhát hegységet, népgazdasági szempontból azonban igen jelentős tájaink egyikét dolgozta fel és a feldolgozás eredményét a Földrajzi Monográfiák VII. kötetében ismerteti *Láng Sándor* professzor, a könyv szerzője. A közel 400 oldalas mű áttanulmányozása, megértése figyelmet, a közölt adatok értékelése a szöveggel történő állandó összevetést igényli az olvasótól. Ha ezt a nem könnyű munkát vállalja és el is végzi, maradandó élményben részesül: hű képe lesz arról az északmagyarországi tájról, amelyet nagyon sok vonása alapján joggal hasonlíthatunk a Vasi-, Zalai-domság „pannóniai”-nak nevezett tájához.

A Földrajzi Monográfiák I. kötetében — amelynek szerzője szintén *Láng Sándor* volt — a Cserhát nyugati és keletei tájszomszédjairól a Börzsönyről és a Mátráról kaptunk részletes természeti földrajzi leírást. E leírás keretében a magyar klimatológusok munkái nyomán ismertette az éghajlati viszonyokat. Mivel a Börzsönyről és a Mátráról részletes éghajlati tanulmányok nem jelentek meg, az anyagot az egész ország éghajlatát tárgyaló tanulmányokból emelte ki. Sajnálatos tény, hogy a Cserhát éghajlati képének megrajzolásához még kevesebb anyag áll a monográfia írójának rendelkezésére, főképpen azért, mert még a klimatológusok sem tudtak közelítően kielégítő meteorológiai megfigyelési anyagot összegyűjteni a Cserhát területéről. A terület tudományos kutatásának történetét áttekintő fejezetből megtudjuk, hogy Magyarország éghajlatát tárgyaló monográfiákon kívül mindössze *Magyarország Éghajlati Atlasza* áll a szerző rendelkezésére (*Válóczy* hivatkozott gödöllői monográfiája nem a Cserháthoz tartozó területet tárgyal). Hozzáteszük mindehhez, hogy a táj egyetlen magasabbrendű meteorológiai állomása, *Terény*, olyan közvetlen környezeti befolyásoknak volt évtizedeken át alávetve, hogy adatai a távolabbi környezetre csak nagyon alapos klimatográfiai adatellenőrzés és összevetés után lennének kiterjeszthetők. Jelenlegi, a könyvben is közölt formájukban inkább az időbeli változások (klímaingadozás) jellemzésére lennének alkalmasak, ehhez viszont időben nem elég hosszúak.

A könyv részleteire áttérve kijelenthetjük, hogy a szerző rengeteg munkát és fáradságot fek-

tetve a nyers meteorológiai adatok feldolgozásába, igen gazdag éghajlati adatanyagot közöl a Cserhátról s ezek az adatok valóban sok sajátos éghajlati tulajdonságát reprezentálják ennek a tájnak. De természetesen olyan éghajlati kép megrajzolására, amely a szomszédos — Börzsöny, Mátra — tájaktól való megkülönböztetésre, a tőlük eltérő vonások kiemelésére lenne alkalmas, a fentebb elmondottak alapján nincs lehetőség, mert ilyen összehasonlítható vizsgálathoz nincs a területről elegendő és megfelelő adat. Ebből következik, hogy a táj éghajlatára jellemző olyan megállapítások, amelyek csak a Cserhátra vonatkoznak és nemcsak rendszeres meteorológiai adatgyűjtést, hanem időszakos, tervszerűen felállított állomásokkal végzett terepvizsgálatokat igényelnek, még kevésbé tehetők (pl. főnkérdés). Midezek alapján a szerző által ki-számított adat inkább csak elvileg alkalmas az éghajlatingadozások jelenlegi irányzatának a természeti környezetre gyakorolt hatásai rögzítésére (12. old.).

A paleoklimatológiai viszonyok ismertetésében érdekes adatokat olvashatunk. A másodkori trópusi éghajlattól a szarmata emelet hűvösebb szubtrópusi éghajlatán át a tórtónai emelet téli, de igen nagytüntetésű (200—500 mm/nap) esőssel jellemzett éghajlatáig nyilvánvalóan olyan időben és térben szélesskálájú hatássorozatnak volt a Cserhát is alávetve, hogy mai erősen tönkösödött felszíne még ezen az alapon az itt-ott mutatkozó ellentmondások ellenére is kielégítően magyarázható.

A mai helyzet ismertetése során tett megállapítása, mely szerint a Cserhát éghajlata nem hegyvidéki, annak ellenére, hogy a Börzsöny és a Mátra középhegységi klímajellege bizonyára itt is érvényesül valamelyest, legalább annyira, hogy éghajlata mégis több középhegységi vonást mutat, mint amennyi dombmagjára, melyek miatt megilletné, meteorológiai szempontból is elfogadható. Azok a megállapítások azonban, amelyek szélklímájával és viszonylagos szárazságával kapcsolatosak — mivel Terény adataira épülnek — még ha igazak is, adatszerűen kellőképpen alá nem támaszthatók.

A Cserhát éghajlatának főnős jellegéről mondottakra fokozottan áll ez a fenntartás, hozzátéve, hogy a hegység önmagában — akár északi, akár déli főnhelyzetet tételezünk is fel — észlelhető vagy mérhető főntüneteket nem okozhat, hiszen egész tömegének közepes relatív magassága (az Ipoly, vagy a Galga — Zagyva-völgyre vonatkoztatva) csak 150—200 m között mozog. Ez pedig azt jelenti, hogy a latens hővel megemelt hőmérsékletű leáramló levegő még a legkedvezőbb esetben is csak néhány tizedfokkal lehet melegebb a lee-oldalon. De úgy véljük, hogy a Cserhát teljes egészében alá van vetve azoknak a hatásoknak, amelyek a délszlóvakiai Selmeci-hegység és a Jávoros, illetve a Börzsöny és a Mátra légtömegtranszformáló szerepe következtében érik, vagyis legtöbbször csak felhőszlási, esetleg szabad-főn jelenségek figyelhetők itt meg. Azt is mondhatjuk, hogy az ilyen jelenségeknek a Cserhát nem okozója, hanem passzív élvezője, vagy szenvedő alanya. Vagyis — egy konkrét példát idézve a könyvből — olyan erős főnhatás, amely a cserhátí folyók és patakok vizét észrevehetően apasztaná, nem képzelhető el (97. old.).

Általában azt mondhatjuk, hogy *Láng Sándor* sok érdekes és jelentős elvi megállapítást közöl a Cserhátrol, amelyek azonban adattal nem támaszthatók alá, még azokkal sem, amelyek Terényre vonatkozólag saját részletes, sokoldalú adatelemzése nyomán közöl (196—214. old.). Közvetett utalást azonban tesz e megállapítások ténybeli alapjaira, amikor pl. a múltbeli és a jelenlegi erdősítési viszonyokat ismertet. Itt ugyanis kiténik az a körülmény, hogy a mai összes erdősített terület nagyobb hányadát teszi a Cserhátnek, mint 1780-ban, de akkor nagyobb összefüggő területen volt erdő, mint ma. Ez pedig azt jelenti, hogy az erdő mezo- és mikroklíma módosító és teremtő hatása a XVIII. század végén erőteljesebb lehetett, mint ma. Mindez nem csökkenti az erdők erózió-gátló szerepét, hiszen ez az erdők mai nagyobb széttagoltsága következtében jobban érvényesül.

A könyv VIII. (záró) fejezetében elemzést olvashatunk a Cserhát erőforrásairól. Az erőforrásként hasznosítható természeti tényezőket két nagy csoportba sorolja: kimeríthetetlenek és kimeríthetők. Az utóbbi csoport további két alcsoportra osztható: megújítható és meg nem újítható erőforrások. Az éghajlati erőforrások — igen kedvező körülmény ez — a kimeríthetetlen csoportjába tartoznak. De igen helyesen azt is hozzáfűzi, hogy ezek az erőforrások nem mindig állnak rendelkezésre, amikor szükség volna rájuk, pl. csapadék, napfény stb. formájában. Ok-szerű beavatkozással az éghajlati erőforrások hiányosságait korrigálhatók vizgazdálkodási (tározók), erózióvédelmi, vagy talajmeliorációs beavatkozással.

A könyvben előforduló hibák többsége mellett még a recenzor is elmeget, annyira nyilvánvaló, hogy sajtó- vagy technikai szerkesztői hibákról van szó. De a hibák egyike-másika súlyosabban érinti a mondanivalót. Féltreértést okozhatnak, vagy esetleg helytelen ismeretek rögzítésére vezetnek az olvasót. Ezek közül kiemeljük az 1. ábra hiányosságait: az alkalmazott jelek magyarázata nem a melléklet írt számok sorrendjében olvasható az ábra szövegében (1—7 helyett 5—7, 1—4 a helyes sorrend). A VII. rész táj (Karancs—Medves) nincs felírva a térképre, s ugyanitt az 5-ös kisebb körzet (Bárnai-patak—Tarna köze) teljesen lemaradt. Érdekes utalás lehetne a 81. oldalon olvasható elemzés az éghajlati energiák és a társadalmi struktúra összefüggésére, ha valamilyen oknál fogva nem lenne zavaros az egész mondat (leírás, vagy túrdeles közben keletkezett ez a zavarosság, nem tudni). A Cserhát területén belül mutatkozó néhány tizedmilliméter-

res nyomáskülönbség alapján cserhádi gradiens-széről beszélni nem érdemes (84. old.). Ugyanitt a hőmérsékleti inverzióról mondtak úgy korrigálандók, hogy az *feltehetően* a Cserháton belül is nem a földrajzi szélesség, hanem a magasságkülönbség szerint észlelhető (adatunk azonban erre sincs). A csapadék és a hőmérséklet térbeli eloszlásáról közölt érdekes térképek (15—25. ábrák) szemléletét erősen zavarja néhány, az alaptérképre kiemelten rárajzolt egyéb adat, pl. vasútvonalak, vagy adattal, illetve meteorológiai állomással nem rendelkező községek berajzolása. Az igaz, hogy nagyon megkönyíti egy-egy éghajlati térkép gyakorlati alkalmazását, ha arról a legkisebb lakott helyre vonatkozó adatot is le tudjuk olvasni — legalább interpolálva —, de akkor a térkép méretarányának nem 1 : 670,000-nek (mint itt), hanem legalább 1 : 25,000 körülnek kell lennie. A 40. táblázat függőleges osztása (január) hibás, ennek következtében december 20, január 40 napos hónapnak látszik. Némi aránytalanság származik abból, hogy a terület hidrológiai kutatói közül pl. *Salamin* Pál hiányzik, ugyanakkor *Spányi* István szerepel. Vagy: *Boros* Tibort többször is említi, de az irodalomból hiányzik a neve.

Befejezésül fölvetnénk azt a kérdést, hogy vajon nem éppen az ilyen monográfiák összeállításának kellene-e kísérletet tenniök a minden szempontot egyesítő rajonírozás előtt éghajlati, hidrológiai, eróziós stb. körzetek elhatárolására? Ha ez joggal támasztható igény, akkor nagyon érdekes fejtegetés lehetne volna az éghajlati résznek a hazai éghajlati-körzet alkotók eredményeinek összevetése és valamiféle — ha nagyon gyakorlati szempontú, az se baj! — szintézise. *Láng Sándor* műve így is, a felsorolt ellenvetések ellenére is, a Cserhátra vonatkozó természeti földrajzi, közöttük éghajlati, ismeretek kincsestára, „kimeríthetetlen forrása” kutatók és gyakorlati szakemberek számára egyaránt.

Kéri Menyhért

СИНИЦИН, В. М.: Введение в палеоклиматологию (*Bevezetés a paleoklimatológiába*). Leningrád 1967, „Nedra” könyvkiadó, 234 old., 19 szöveg közötti ábrával és 37 képtáblával, 17,5 × 26,7 cm.

A szerző azt a célt tűzte ki maga elé, hogy a paleoklimatológia ismeretanyagának kiemelkedő tényeiről teljes összefoglalást nyújtson. Ezért a munka élénk érdeklődésre tarthat számot nemcsak az őseghajlati kérdésekkel foglalkozó szakemberek szűkebb köre részéről, hanem minden meteorológusnak a szempontjából is, műveljék azok szakmánknak bármely más fejezetét. Bár a meteorológiának ma már sokféle különleges ága van, mégis azt kell mondanunk, hogy nem lehet valakinek teljes a meteorológiai szakműveltsége, ha nem rendelkezik bizonyos fokú áttekinthetőséggel a paleoklimatológia és paleometeorológia érdekes eredményei fölött is. Úgy véljük, hogy Szinyicin műve jól megfelel ennek a feladatnak és ezért a hazai szakközönség figyelmébe ajánljuk.

A könyv anyagbeosztása a következő: *Bevezetés* (A paleoklimatológia tárgya és jelentősége; részletek a paleoklimatológia történetéből; a jelenkori éghajlatra vonatkozó elgondolások jelentősége a paleoklimatológiai rekonstrukció szempontjából; az őseghajlati állapotok geológiai bizonyítékai, 3—14. old.). *1. fejezet: Az őseghajlat litológiai-ásványtani bizonyítékai* (Az éghajlatok litogenezise; az őseghajlat litológiai bizonyítékai a litogenezis fejlődési folyamatainak tükrében; az üledékek egyes típusainak és csoportjainak jelentősége őseghajlati bizonyítékok gyanánt; a litogenetikus képződmények mint az őseghajlat zonális és regionális típusainak bizonyítékai; a litogenetikus képződmények elhelyezkedésének alapvető földrajzi és geokronológiai törvényszerűségei, 15—63. old.). *2. fejezet: Az őseghajlat paleobotanikai bizonyítékai* (A növényzet és az éghajlat kapcsolata; a növényzet éghajlati típusainak kifejlődésében mutatkozó alapvető szakaszok; 64—100. old.). *3. fejezet: Az éghajlatok őslénytani bizonyítékai* (Tengeri gerinctelen állatok; szárazföldi gerinces állatok, 101—139. old.). *4. fejezet: Geomorfológiai bizonyítékok* (A világóceán eusztaikus szintingadozásai; a hóhatár magasságváltozásainak éghajlati jelentősége; a nagy eljegesedés nyomai a jelenlegi sivatagokban; az eolikus lerakódások és a deflációs alakulatok regionális zonalitása mint a múltbeli légköri cirkuláció áramlási irányának bizonyítékai; régészeti bizonyítékok; a tőzgetelepek éghajlattani jelentősége; az évszakos éghajlatváltozások jelei (140—153. old.). *5. fejezet: Természeti övezetek és éghajlati jellemzők* (Földtörténeti újkor; földtörténeti középkor; földtörténeti ókor; légköri csapadékok, 154—164. old.). *6. fejezet: Geofizikai módszerek a paleoklimatológiában* (Izotópokon alapuló őshőmérséklet-meghatározás; a paleomágnesességi vizsgálatok jelentősége a paleoklimatológiai kérdések megoldásában, 165—172. old.). *7. fejezet: Eurázsia őseghajlatainak története* (Prekambrium; földtörténeti újkor; periodikus éghajlatingadozások, 173—210. old.). *8. fejezet: Föltevések az éghajlatváltozások okaira vonatkozólag* (Csillagászati-fizikai magyarázatok; földtani-földrajzi magyarázatok, 211—223. old.).

Kétségtelen, hogy a munka első hat fejezete elsősorban módszertani jellegű. Az őseghajlatban körén kívül álló meteorológust elsősorban a 7. fejezetben szavakkal és ábrákkal leírt eredmények, valamint a 8. fejezetben foglalt magyarázati kísérletek érdeklik. Azonban az első hat fejezet is rendkívül sok érdekes őseghajlattani adatot és eredményt foglal magában.

A munkához csatlakozó részletes irodalmi jegyzék 188 szöveget és 51 külföldi forrásmunkára utal.

Aujeszky László

A MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA 1968. ÉVI KÖZGYŰLÉSE

Az MTA 128. évi közgyűlését 1968. május 6—8. között tartotta. A nyilvános ülést *Rusznák István*, az Akadémia elnöke nyitotta meg, az Elnökség évi beszámolóját *Erdey-Grúz Tibor*, az Akadémia főtítkára terjesztette elő.

A beszámoló az Akadémia általános feladatai között kiemelte a kutatás irányításának az új gazdasági mechanizmussal kapcsolatos decentralizálását, valamint a kutató intézetek fokozottabb önállóságát a tervezésben és a feladatok vállalásában. A nagyobb önállóság természetesen nagyobb felelősséget is jelent a tudománypolitikai irányelvek helyes alkalmazása tekintetében.

A társadalom- és humántudományok terén elért eredmények ismertetése és az MTA országos feladatkörének: a társadalomtudományi kutatások hatékonyabb koordinálásának elemzése után a beszámoló a kutatásszervezés kérdéseivel és a természettudományok fejlesztésére irányuló feladatokkal foglalkozott. A Tudományos és Felsőoktatási Tanács megszűntével az országos távlati tudományos kutatási terv egyes témáinak koordinálási feladatait az MTA megfelelő osztályai vették át, más témák irányítása pedig az Orsz. Műszaki Fejlesztési Bizottság hatáskörébe került. A koordináló munka sikeres végrehajtását a két irányító szerv szorosabb együttműködése biztosítja. A természettudományok vonatkozásában a beszámoló kiemeli az ipar és a mezőgazdaság fejlesztésével kapcsolatos alapkutatásokat, a tematikának a gyakorlati igényekhez való alkalmazását s a kutatásszervezésnek sokat vitatott kérdését: a régebbi, merevnek bizonyult kutató osztályokkal szemben a komplex feladatok megoldására alkalmasabb időleges tematikai kutató csoportok előnyeit. A beszámoló fontosságához mérten részletesen foglalkozott a tudományos utánpótlás, nevelés, egyetemi oktatás kérdéseivel, tanszéki kutató intézetek feladataival.

A beszámolót követően *Óvári Miklós*, az MSZMP Központi Bizottsága tudományos, közoktatási és kulturális osztályának vezetője felszólalásában különösen kiemelte a tudományos kutatások megnövekedett jelentőségét a gazdasági reformok bevezetésével kapcsolatban, amely várhatólag megnöveli az eredmények iránti keresletet, s fejlettebb technikai módszerek alkalmazására serkenti a kutatást. Az irányítás feladata a társadalmi, gyakorlati igények és a kutató munka között a szerteágazó kapcsolat kiépítése.

A közgyűlés alkalmából *Benedikt Ottó* akadémikust az automatizálás terén elért eredményeiért, műszaki kutató munkájáért s a szakemberek kiképzése terén folytatott tevékenységéért az Elnökség akadémiai aranyéremmel tüntette ki. Több kutató részesült első és második fokozatú akadémiai díjban.

A közgyűléssel kapcsolatos tudományos osztályülések keretében a Föld- és Bányászati Tudományok Osztálya *Szádeczky-Kardoss Elemér* osztálytitkár beszámolójában foglalkozott a Meteorológiai Tudományos Bizottság évi munkájával is és a kutatás terén elért főbb eredményekkel. A beszámoló ismertetette az Országos Meteorológiai Intézet 10 főtémáját, a budapesti, debreceni, szegedi tudományegyetemek meteorológiai tanszékein folyó kutatásokat és a Meteorológiai Bizottság koordináló tevékenységét. Az utóbbi, a meteorológiai gyakorlati feladatait figyelembe véve főként három területre: az agrometeorológia, hidrometeorológia és a biometeorológia terén folyó kutatások koordinálására irányul. A beszámoló kiemeli Magyarországi Éghajlati Atlasza II. kötetének akadémiai kiadását és a közös meteorológiai témák kutatásában folyó nemzetközi együttműködés jelentőségét.

Az Osztályvezetőség a közgyűlés alkalmából *Kakas Józsefet*, a földrajztudományok kandidátusát, a Bizottságban végzett jó munkájáért jutalommal tüntette ki.

(Béll Béla)

✱

NEMZETKÖZI AGROMETEOROLÓGIAI SZEMINÁRIUM WAGENINGENBEN

A WMO, a Holland Meteorológiai Intézet és a wageningeni mezőgazdasági egyetem meteorológiai tanszéke agrometeorológiai szemináriumot rendezett Wageningenben 1968. május 13 és 25 között. A szemináriumon az európai országok több, mint 40 agrometeorológusa vett részt.

A szeminárium két témakörrel foglalkozott. Az első héten a növényi betegségek és az időjárás közötti kapcsolat, a második héten a mezoklimatológiai vizsgálatok mezőgazdasági hasznosításának (agromezoklimatológia) módszertani kérdései kerültek napirendre.

A növényi betegségek és az időjárás közötti kapcsolattal foglalkozó előadásokon elsősorban a betegségek kialakulásának és terjedésének időjárási vonatkozásaival foglalkoztak az előadók. E vizsgálatok alapozzák meg ugyanis a különböző növényi betegségeknek az időjárás alakulására támaszkodó előrejelzését. Az e

téren folyó kutatásokban — amint az az előadásokból is kitűnt — egyre nagyobb súlyt helyeznek ez utóbbi feladat megoldására. Írországbán P. M. A. Bourke már kidolgozott olyan módszert a burgonyavész (Phytophthora infestans) időjárás alapon történő előrejelzésére, amelyet az agrometeorológiai szolgálatban felhasználnak a mezőgazdaság tájékoztatására.

A második héten az agrometeoroklimatológia problémakörébe tartozó előadások hangzottak el. E tudományág fejlesztésében elősorban a kisebb területi kiterjedésű országok érdekeltek, mivel számukra rendkívül fontos ismerni azokat a kisebb területeket, amelyeknek sajátos meteorológiai viszonyai bizonyos mezőgazdasági kultúrák termesztésére kedvezők.

Az előadások — ha vázlatosan is — de felölelték az agrometeoroklimatológia szinte egész területét. Kitűnő elgondolásokat hallottunk a megfigyelési program és a megfigyelőhálózat tervezéséről és szervezéséről, a különböző műszerek felhasználhatóságáról, a kapott adatok értékeléséről, feldolgozásáról és térképezéséről, valamint az eredményeknek a mezőgazdasági rendszeres tájékoztatására és a mezőgazdasági tervezés meteorológiai megalapozására történő felhasználásáról.

Az előadásokat e terület olyan kiemelkedő nemzetközi szakteknitélyei tartották, mint C. C. Wallén (Svédország), W. H. Hogg (Egyesült Királyság), K. Utaaker (Norvégia), B. Primault (Svájc), J. von Eimern (Német Szövetségi Köztársaság), valamint A. J. W. Borghorst, M. Scharringa, L. Wartena, W. J. Derksen és J. Q. Keyman (Hollandia).

Vendéglátóink lehetővé tették, hogy a szeminárium résztvevői megtekintsék a Meteorológiai Intézetet de Biltben, a meteorológiai tanszéket a wageningeri mezőgazdasági egyetemen és a liziméter-állomást Renkumban.

(Varga-H. Z.)



AZ MTA METEOROLÓGIAI TUDOMÁNYOS BIZOTTSÁGA

május 14-én tartott évrzáró ülésén meghallgatta Péczely György beszámolóját a hazánkban folyó hidrometeorológiai kutatások helyzetéről. Megállapította, hogy az átgondolt és sokrétű kutatási program mind elméleti, mind gyakorlati szempontból jelentős eredményekkel büszkélkedhet. A kutatások tervezett fejlesztése is összhangban van a kitűzött céllal. A vázolt kép teljességének érdekében kívánatos, hogy a Hidrometeorológiai Albizottság legközelebbi beszámolója a VITUKI-ban folyó, e témakörbe vágó kutatások helyzetéről is részletes információt nyújtson — volt a bizottság véleménye.

Az MTA évi közgyűlésének beszámolóival kapcsolatban a bizottság tagjai hasznosnak tartották volna, ha a beszámoló kapcsán alkalom

adódik vélemény nyilvánításra és javaslatlétetle.

A Földrajzi Kutató Intézetben folyó mikroklimatológiai kutatások hatékonysága növekednék, ha e kutatásokat megfelelő módon koordinálnák — szögezte le a bizottság.

Béll Béla előterjesztése alapján a bizottság támogatja az „Automatizálás kérdései a meteorológiában” c. ankét megrendezésének a tervét és úgy véli, hogy ez az MMT bevonásával realizálódhat.

Bacsó Nándor elnök megköszönve a bizottság tagjainak lelkes és odaadó munkáját, reményét fejezte ki, hogy a következő akadémiái évben is hasonló ügybuzgalomra számíthat.

(Rákóczi F.)



ŰRKUTATÁSI SZEMINÁRIUM A MOSZKVAI LÉGKÖRFIZIKAI INTÉZETBEN

Moszkvában a Szovjetunió Tudományos Akadémiája a Légkörfizikai Intézetben szemináriumot rendezett 1968 júniusában az űrkutatás elméleti és gyakorlati problémáiról. Erre több szocialista ország szakembereit is meghívták, így Bulgária, Csehszlovákia, Magyarország, Német Demokratikus Köztársaság és Románia is képviseltette magát. Június 17-én és 18-án a meteorológiai műholdak méréseinek programjáról és eredményeiről hangzottak el referátumok. Ezek az előadásokon magyar részről Koppány György vett részt.

A szemináriumot a Légkörfizikai Intézet igazgatója, A. M. Obuhov nyitotta meg. (Meggemléltjük, hogy Obuhov 1954-ben járt Budapesten, amikor részt vett a távpropgnosztikai kongresszuson.) A Föld mesterséges holdjai a geofizikai és csillagászati kutatások számos területén fontos segítséget jelentenek. Hogy a műholdak méréseit minél tökéletesebben föl tudjuk használni, nemzetközi összefogásra van szükség. Sokoldalú probléma az alkalmas mérőműszerek megszerkesztése, továbbá a mért adatok helyes értelmezése és értékelése. Az elhangzott előadások ezért főleg a műholdak méréseredményeinek interpretálásával foglalkoztak. Az előadások után az intézet igazgatóhelyettese, G. V. Rozenberg, a külföldi vendégeknek megmutatta a laboratóriumokat, ahol a precíz mérőműszereket szerkesztik és kipróbálják. Ezek közül talán a legérdekesebb volt az akusztikai hőmérő, a légnedvesség fluktuációjának méréseire szolgáló berendezés és a Kozmosz-149 elnevezésű műholdba beépített sugárzásmérő.

Befejezésül bemutatták azt a filmet, amelyet a Kozmosz-149 készített földkörüli keringése közben a Föld felszínéről. A szeminárium értékes volt a meteorológiai műholdak méréseivel kapcsolatban fölmerülő elvi és technikai problémák megismerése, továbbá a különböző országok közötti tapasztalatesere szempontjából.

(Koppány Gy.)

Antarktis partvidékének tengeren történő megközelítését az úszó jég rendkívül megnehezíti. *Sir Vivian Fuchs*, a brit antarktiszi műveletek igazgatója bejelentette, hogy legutóbb a váltó-személyzet és utánpótlást szállító angol hajókat az ESSA-3 műhold felvételei alapján irányították át a Weddel-tenger jegén. Az amerikaiak által rendelkezésre bocsátott kép-mozaikokat Londonban értékelve, rádió sugároztak navigációs tanácsokat a déli földrész felé haladó hajóknak. A *John Biscoe* útja a javasolt útvonalat követve négy nappal lerövidült, míg a szokásos útvonalon haladó, majd a jégtáblák között fennakadt *Perla Dan*, visszavonulva, a tanácsolt úton szintén eredményesen érte el célpontját. A műhold-felvételeken megjelent két legnagyobb jéghegy mérete 72×40 km volt.

(Götz G.)

✕

RADARMETEOROLÓGIAI TANULMÁNYÚT

Évek óta hagyománnyá vált, hogy az Országos Meteorológiai Intézet ENSZ ösztönzettel külföldet járt munkatársai a Magyar Meteorológiai Társaságban beszámolnak tanulmányútjukról. Ezeknek sorához csatlakozott *Kapovits Albert* tudományos munkatárs, aki az elmúlt év során a Föld területileg két legnagyobb — és a radarmeteorológia elméleti és gyakorlati művelésében élen járó — országában, a Szovjetunióban és Kanadában szerzett tapasztalatairól a Társaság Repülésmeteorológiai Szakosztályának 1968. május 30-i ülésén tartott előadást.

Kanadai tartózkodásáról beszámolva az előadó részletesen ismertette azt a kitartó erőfeszítést, amelyet a montreáli radar továbbfejlesztése érdekében a McGill-egyetemen a *Marshall* professzor vezetett. *Stormy Weather Group* és *Hitschfeld* professzor és tanszéke végzett. E munka eredményeképpen ez a radar közvetlen meteorológiai felhasználásra alkalmas konstans szintek radar echo-térképeit készíti el. Ily módon a mezo- és lokális-rendszerek tér- és időbeli fejlődésének tanulmányozásához, valamint a repülés biztonságos és zavartalan végrehajtásához felbeesülhetetlen jelentőségű információkat szolgáltat. Míg a McGill-radar kisebb csoport fázisadásának eredményeképpen jött létre, a Szovjetunióban az előadó azt a kollektív szervező és operatív munkát tanulmányozta, amelynek eredményeképpen kialakul egy nagy terület egységes radarmeteorológiai hálózata. Ennek jelentősége lemérhető azzal, hogy hosszas megfigyelés és kiértékelő munka eredményeképpen birtokába jutottak a megfelelő zivatar kritériumoknak, amelyeknek alkalmazása a szovjet radarmeteorológia számára 85%-os sikert biztosít.

(Adámly L.)

A FÖLD IDŐJÁRÁSA 1967-BEN

A meteorológiai Világszervezet idén első ízben kísérlete meg, hogy a tagállamok által beküldött jelentések alapján összeállítsa az előző év időjárás krónikáját. Az 1967-es esztendőről szóló áttekintés a *WMO Bulletin XVII/2*. számában jelent meg (*N. Rosenan*: World Survey of Weather in 1967); innen idézzük a legérdekesebb megállapításokat és a legkiválóbb időjárás eseményeket, kiegészítve azokat a *Weather XXIII/4*. és 5. számában (*R. E. Booth*: Looking back on 1967) közölt néhány adattal.

Az 1967-es évet a légkör általános cirkulációjában határozott anomáliák jellemzik. Kifeleződtek az ellentétek a különböző éghajlati övek karakterisztikái között, az átlagosnál nagyobbak voltak a meridionális irányú nyomási és hőmérsékleti gradiensek, s ennek következtében a legtöbb helyen fokozódott a cirkuláció intenzitása. Így gyakoribbá váltak a szélsőséges időjárású kilengések, egy-egy területen a szokásosnál többször alakultak ki heves szélviharok. Az európai időjárás feljegyzésre méltó eseménye volt az az erős konvektív tevékenység, amely június 24-én Párizstól északra kezdődött el, majd északra fel haladva a következő nap érintette Belgium és Hollandia területét is. 24-kén két önálló tornádó fejlődött ki, 25-én pedig egy harmadik is kialakult. A tornádókat heves zivatarok, pusztító jégverések kísérték, a jégdarabok átmérője elérte a 8 cm-t. A tornádók pályájának hossza meghaladta a 100 km-t, szélessége 100—150 m volt. Csak az egyik tornádó Franciaországban öt ember halálát okozta, 76-an megsebesültek, 997 ház elpusztult. E tornádó hevességére jellemző, hogy 24 tehenet felragdolt és 300—600 m hosszan vitte a levegőben; az egyiket egy fán 2 m magasságban találták meg. Belgiumban (elsősorban Ostende és Brugge környékén) pusztító felhőszakadások keletkeztek, majd Hollandiába átérve a vihar továbbá négy embert ölt meg.

Február 23-án hatalmas szélvihar dühöngött az Északi-tengeren. Az egyik tengeri olajfúró tornyos elhelyezett szélműszer 37 m/sec értékű egyórás átlagos szélsébséget jegyzett fel; a szökőár előntötte Hamburg kikötő-negyedét.

Az év legsúlyosabb felhőszakadása november 25-ről 26-ra virradó éjszaka Portugália középső részét sújtotta. Lisszabonra 6 óra leforgása alatt 88 mm eső zúdult, egy közeli falut, Quintas-t az ár a szó szoros értelmében eltörölte a föld színéről. Az elemi csapás 500 ember életét oltotta ki. Nagy felhőszakadás volt augusztus 11-én a Rhone völgyében is, Lyon és Avignon között; néhány helyen 90 percen belül 150 mm-t meghaladó csapadék hullott le, áradásokat és nagy pusztítást okozva.

A gyakori hőmérsékleti szélsőségek közül a Cordoba-ban július 18-án mért 45,6 C fokos

rekord-hőseget említjük meg. Ugyanekkor a Spanyolországhoz tartozó afrikai Sidi Ifni meteorológiai állomásán 51,0 C fokig emelkedett a hőmérséklet. Viszont a Közel-Keleten az év minden egyes hónapja hidegebb volt a normálisnál. A Szent Földön hűsvétkor havazott, amire emberemlékezet óta nem volt példa. Ázsiában Japán középső részét és nyugati partvidékét, valamint India Orissa államát érte a legsúlyosabb elemi csapás. Július 7 és 10-e között a közép-japán Kobe város környékén az erős esőzést követő áradásokban 305 ember vesztette életét, 1850 ház dőlt romba. 26 és 29-e között újabb felhőszakadások voltak a nyugati partvidék mentén, ez 135 ember életét oltotta ki, az ár közel 300 hidat elsodort, 700 ház elpusztult. Október 9-én a Bengál-öböl felől mikro-ciklon közelítette meg az indiai partvidéket. Szélessége nem haladta meg az 50 km-t, s mindössze 30 km széles sávban pusztított. A felkorbácsolt tenger azonban 25 km-re hatolt be a szárazföldre; a szökőár ezer ember halálát okozta és 50 000 szarvasmarha pusztult el. Két éves szünet után ez évben ismét intenzív volt a monszon-esőzés, amely használta a növényzetnek, az áradások azonban India északi és középső részén több mint egymillió embert tettek hajléktalanná.

Az afrikai kontinens északi részét december 11—12-én egy földközi-tengeri mély ciklon hátoldalán viharos széllel hideg levegő árasztotta el. A havazás az észak-szaharai Laghouat-ot is elérte. Algírban egy óra leforgása alatt 33 mm csapadék hullott, a szél sebessége meghaladta a 30 m/sec-ot. A kikötőben két hajó elsüllyedt, az árvizek következtében 20 000 ember vált hajléktalanná. A trópusi ciklonok közül a *Daphne* az év első napjaiban a Mozambique-csatorna és Madagaszkár délnyugati része vidékén okozott hatalmas esőzéseket, áradásokat, majd a *Gilberte* Réunion szigetén járt felhőszakadásokkal. A mauritiusi Rodriguez-szigeten ugyancsak egy trópusi ciklon átvonulása alkalmával 58 m/sec-os szállókést regisztráltak.

Amerika északi és középső részén a felhőszakadások, valamint a tornádók és a hurrikánok okozták a legnagyobb pusztítást. Augusztusban hatalmas esőzés volt az alaszakai Fairbanks környékén. A város központjában csaknem 3 m magasságban hőmpölygött a víz, 30 000 embert (csaknem az egész lakosságot) ki kellett telepíteni. Az Egyesült Államokban 800 felett volt a megfigyelt tornádók száma, a jelentések 107 ember haláláról számolnak be. A gyilkos *Beulah* nevű hurrikán egész pályáját a pusztulás jelzi. Az amerikai kontinensre lépve a hurrikán egymaga 47 tornádót váltott ki. A Rio Grande völgyében öt nap alatt 500 mm-t meghaladó csapadék hullott; a texasi Brownsville-ben a szél sebessége elérte a 60 m/sec-ot. A partvidéken tengerár sópört végig.

Dél-Amerika egyes vidékeit ez év folyamán nagy áradások sújtották. Januárban és márciusban Rio de Janeiro környékén, júliusban pedig Venezuelában voltak árvizek és földcsuszamlások; az Orinoco vízállása 15 m-rel emelkedett a normális fölé. Szeptemberben a La Plata áradt meg, nagy szélvihar kíséretében előntve Buenos Aires néhány külvárosát. Ugyanakkor Chile középső részén egész évben szárazság volt, Santiago környékén az évi átlagos csapadékmennyiség fele sem hullott le.

Ausztráliát az árvíz és a szárazság szintén egyaránt sújtotta. A közép-keleti részeken februártól rekord-csapadékokkal ért véget egy tízéves súlyos aszályos időszak. Március közepén Queensland szövetségi állam egyes részein három nap alatt 875 mm csapadék zúdult le, júniusban pedig Brisbane-ra áradást okozva 24 óra alatt 300 mm eső hullott. A dél-keleti részeken ezzel szemben a történelem legsúlyosabb szárazsága okozott gondot. Tasmania délkeleti vidékein az aszály következtében nagykiterjedésű bozóttűz keletkezett, amely a többi között 1400 épületet pusztított el, 62 ember életét vesztette.

(Götz G.)

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

A szerkesztésért felel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója
Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest, VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285
Felelős kiadó: Sala Sándor igazgató

68.2746

100 éves az Athenaeum Nyomda, Budapest – Íves magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla igazgató

MAGYAN
UDOMÁNYOS AKADÉMIÁNAK

MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG PÁLYÁZATI HIRDETMÉNYEI

A Magyar Meteorológiai Társaság az 1968. évre pályázatot hirdet az alábbi célkitűzésekkel és feltételekkel:

SAKIRODALMI PÁLYÁZAT

Erre a pályázatra önálló, még meg nem jelent, tudományos értékű pályamunkák nyújthatók be az elméleti és az alkalmazott meteorológia területéről. Előnyben részesülnek azok a pályamunkák, amelyek a hazai meteorológiai kutatás legfontosabb területein, valamint a nemzetközileg koordinált kutatási témák területein az ismereteket számottevően előreviszik, eredeti feldolgozást, vagy lényeges módszertani vizsgálatot tartalmaznak.

A díjazásra érdemes pályaműveket a Társaság pályadíjjal jutalmazza, mégpedig a két legjobb pályamű közül az első

2500 forint első díjban,

a további legjobb pályaművet pedig

1000 forint második díjban

részesíti a Társaság, fenntartva azt a jogát, hogy a pályadíjakat módosítva is kiadhatja.



PÁLYÁZATI FELTÉTELEK:

1. A pályaművek terjedelme legfeljebb egy szabványiv: 40 000 n, kb. 20 gépelt oldal lehet.
2. A két példányban, géppel irt jellegű pályaművek benyújtásának határideje: 1968. október hó 1.
3. A pályázók egy témakörből csak egy pályaművet nyújthatnak be.
4. A pályázó nevét és címét tartalmazó lezárt boríték kíséretében benyújtandó pályaművek postai úton küldendők be a Társaság Titkárságának címére (Bpest, V., Szabadság tér 17. Technika Háza).
5. A díjnyertes dolgozatok kiadásának joga a Társaságot illeti. A nem díjazott pályaművekkel a pályázók szabadon rendelkeznek, azokat a Társaság Titkárságától 1969. január hó 31-től átvehetik.

FÉNYKÉPPÁLYÁZAT

A Magyar Meteorológiai Társaság pályázatot hirdet időjárás jelenségeket, vagy az időjárás hatásait feltűntető olyan művészi színvonalú fényképfelvételek beküldésére, amelyek nyomdai sokszorosításra alkalmasak és tudományos vagy ismeretterjesztő szempontból értékesek.



PÁLYÁZATI FELTÉTELEK:

1. A pályázatra csak olyan képek küldhetők be, amelyek kiadási és tulajdonjoga felett a pályázó teljes mértékben rendelkezik.
2. A beküldött fényképeken feltűntetendő a felvétel helye, időpontja (óra is, de legalább a napszak), tájképek esetében az égtáj is, amely felé a felvétel készült. A fényképeken is, a lezárt borítékon is – amelyben a pályázó neve és címe van – fel kell tüntetni a jellegét.
3. A pályázó a kép beküldése által beleegyezését adja ahhoz, hogy a díjnyertes képek a Magyar Meteorológiai Társaság tulajdonába mennek át, tehát a velük kapcsolatos mindennemű szerzői és tulajdonjog a Társaságot illeti.
4. A pályázaton kizárólag olyan képek kerülnek elbírálásra, amelyeknek mérete 18 × 24 cm.
5. A jellegű pályázati fényképek beküldési határideje: 1968. október hó 1. (Budapest, V., Szabadság tér 17. Technika Háza).

A díjazásra érdemes pályaművek közül a legjobbat

800 forintos első díjban,

a további legjobb pályaműveket pedig

1 db 500 forintos második díjban,

1 db 200 forintos harmadik díjban és

4 db 50 forintos negyedik díjban

részesíti a Társaság, fenntartva azt a jogát, hogy a pályadíjakat módosítva is kiadhatja.

A díjazásban nem részesült fényképek 1969. március 31-ig a Társaság Titkárságán (Bpest, V., Szabadság tér 17. Technika Háza) átvehetők.

A pályázat eredményének kihirdetésére, valamint a pályadíjak kiosztására a Társaság 41. közgyűlésén kerül sor.

Budapest, 1968. április hó

*A Magyar Meteorológiai Társaság
Titkársága*

CONTENTS—INHALT—SOMMAIRE—СОДЕРЖАНИЕ

<i>Dési, F.</i> : Über die prinzipielle Fragen der Methoden zur Bestimmung der optimalen Dichte des Stationsnetzes (Deutscher Text)	193
<i>Каган, Р. Л. (Ленинград)</i> : Интерпретация осадкомерных данных и оценка густоты сети станций (Русский текст)	197
<i>Czelnai, R.—Dési, F.—Farkas, A. Sz.</i> : Die Strukturfunktion der monatlichen Niederschlagssummen von Budapest (Deutscher Text)	204
<i>Хрда, Й. (Прага)</i> : О статистической структуре приземного поля температуры воздуха на территории Чехии и Моравии (Русский текст)	210
<i>Ertel, H. (Berlin)</i> : Schwankungen der Geschwindigkeit in einem Wasserlauf, verursacht durch die Böigkeit des Windes an der Oberfläche (Deutscher Text)	216
<i>Weickmann, H. K. (Boulder, Col.)</i> : The Program on Weather Modification of the Environmental Science Services Administration (ESSA). Part III.: Augmentation of Continuous Rain and Lightning Suppression (English Text)	219
<i>Bojkov, R. D. (Boulder, Col.)</i> : Planetary Features of Total and Vertical Ozone Distribution during IQSY. Part II. (English Text)	233
<i>Mészáros, A.</i> : Sur la dimension des noyaux de condensation météorologiques (Text français)	243
<i>Götz, G.</i> : Meteorological Satellites (II.)	247
Literature	
<i>Láng, S.</i> : Physische Geographie des Cserhát-Gebietes (<i>Kéri M.</i>)	250
<i>Синицин, В. М.</i> : Введение о палеоклиматологии (<i>Aujeszký L.</i>)	252
Chronicle	253