

Section de géophysique, météorologie et astronomie

Autor(en): [s.n.]

Objekttyp: **AssociationNews**

Zeitschrift: **Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Wissenschaftlicher und administrativer Teil = Actes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles. Partie scientifique et administrative = Atti della Società Elvetica di Scienze Naturali**

Band (Jahr): **145 (1965)**

PDF erstellt am: **23.06.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

3^o Section de géophysique, météorologie et astronomie

Session de la Société suisse de géophysique, météorologie
et astronomie

Samedi 25 septembre 1965

Président: FL. AMBROSETTI (Locarno-Monti)

Secrétaire: W. KUHN (Zurich)

1. ALEXANDRE PIAGET (ISM, Zurich) – *Aperçu sur les orages en Suisse.*

L'ensemble du matériel à disposition traitant des orages des années 1955–1962 a été reconsidéré, à l'effet d'obtenir une série homogène, sinon sans faille. Il a été complété par les informations reçues des «Etablissements cantonaux d'assurance immobilière contre l'incendie et les dégâts dus aux éléments naturels». D'une statistique auxiliaire établie pour les années 1940–1962, il est possible de conclure que la période choisie de huit ans peut être considérée comme représentative.

Plutôt que de partir des observations faites à une seule station, on a divisé la Suisse en 72 régions et déterminé le nombre de jours d'orage pour chacune d'elles. Le jour d'orage a été défini comme étant le jour où un ou plusieurs orages se sont développés dans la région ou l'ont traversée. Si l'un d'entre eux a persisté après minuit, le jour suivant n'a pas été compté. Cette façon de procéder a l'avantage de mieux mettre en évidence l'activité orageuse. Les nombres de jours d'orage ainsi déduits ne diffèrent pas sensiblement de ceux qui seraient obtenus de stations pouvant observer convenablement. A Kloten, par exemple, depuis que l'observateur a été déplacé en bout de piste en mars 1961 – il était auparavant dans l'aérogare –, le nombre de jours d'orage par année a passé de 23 (moyenne de la période 1949–1960) à 35 (période 1961–1965, soit 37, 33, 33, 36 et, jusqu'à mi-septembre 1965, 38). La répartition géographique des nombres de jours d'orage ainsi obtenue est semblable à celle déjà trouvée (1).

Le nombre de jours d'orage est de 35 à 38 par année sur le Jura et à l'est de la Limmat, de 30 à 33 sur le reste du Plateau. Il demeure inférieur à 25 sur la crête des Alpes valaisannes à l'ouest du Rhône, des Alpes vaudoises, bernoises, uranaises, glaronnaises et grisonnes, et à 20 dans les grandes vallées alpestres et sur les Alpes pennines. Il passe de 30 dans le nord du Tessin et le Bergell, à plus de 60 sur le Sopra- et le Sottoceneri (cette dernière valeur encore à vérifier).

Cet accroissement du nombre vers l'est du pays provient des orages se manifestant dans la traîne des fronts froids; pour Kloten, par exemple, ils représentent le quart des phénomènes orageux. Les invasions d'air froid sont plus fréquentes sur le centre de l'Europe que sur l'ouest, la Suisse orientale y étant de ce fait plus exposée. Relevons en passant que les orages sont rares dans le «thalweg» en altitude.

Cette statistique ne tient pas compte de l'intensité du phénomène; elle englobe les averses orageuses bénignes aussi bien que les orages violents le plus souvent accompagnés de grêle dévastatrice. La répartition géographique citée ci-avant ne donne aucune précision quant aux régions touchées par ces derniers.

Y a-t-il certaines contrées privilégiées, exemptes de forts orages?

Pour répondre à cette question, nous avons étudié les dégâts causés par la grêle aux bâtiments. Les déductions faites ont été contrôlées par d'autres critères: Dans l'ensemble, la répartition ainsi obtenue semble représentative, compte tenu notamment de ce qu'il est difficile d'isoler les éléments caractérisant le mieux l'intensité des orages.

Vue sous cet angle, la Suisse peut être divisée en deux régions: les Alpes, limitées au nord et au sud par la courbe de niveau 1800 m, et les deux parties restantes qui forment un tout. Les Alpes sont exemptes d'orages violents. Par contre, si elles protègent leur intérieur, elles sont la cause d'un renforcement du phénomène sur leur bordure, en particulier au nord. Le maximum de l'intensité peut se produire presque partout hors des Alpes, quoique le centre du Plateau soit relativement épargné. Par contre, la fréquence d'apparition est très inégale; elle atteint son maximum le long du flanc nord de la chaîne alpine, sur une bande de 15 km de largeur en général, de 35 km au voisinage du Napf. A l'intérieur de cette région, la fréquence varie; elle est faible dans la plaine de l'Aar, la vallée de la Reuss, la région du lac de Zurich, la plaine de la Linth et la partie supérieure de la vallée de la Glatt. Elle est la même que sur le centre du Plateau. Au pied sud du Jura, sur le Jura et au sud du Tessin, elle est supérieure à celle observée sur le Plateau, mais reste nettement inférieure à celle notée au pied nord des Alpes. L'effet orographique est évident.

Les trajectoires de ces forts orages sont toutes orientées WSW-ENE, c'est-à-dire parallèles aux Alpes, à l'exception de l'une d'entre elles, commençant à Willisau et finissant au Rooterberg près de Küsnacht SZ. La durée de la phase de violence maximum est courte – moins de 50 min –, la région affectée s'étendant sur une longueur de 15 à 30 km. La répartition mensuelle est assez homogène de mai à septembre, avec un maximum peu accentué en juillet, ce qu'il convient de souligner. Les années où les forts orages se manifestent tendent à se grouper, sans nécessairement se suivre.

Les conditions synoptiques correspondant à ces situations ont toutes les mêmes caractéristiques: l'orage se déclenche à l'avant de la trace au sol d'un faible front froid, la couche d'air froid qui suit n'ayant pas une grande épaisseur. L'enclume se développe sur la droite du jet stream dans le sens du courant, sans que les vitesses de ce dernier soient nécessairement excessives. La ligne de grains dans laquelle le cumulo-nimbus est incorporé glisse le long de l'air froid. A l'avant, le ciel est généralement libre de nuage et «le temps lourd» (cT ou mT).

Ces conditions montrent clairement que la convection seule ne saurait suffire, mais que la convergence au sol et la diffluence au niveau de l'en-

clume sont absolument indispensables à la genèse de ce phénomène. Il ressort de ces considérations que la partie nord de la plaine du Pô, de par son relief et sa géographie, est moins favorable aux développements de forts orages que le pied nord des Alpes.

Le modèle développé par Ludlam (2) est valable pour ces orages. Les trombes reportées se trouvaient toutes à droite des chutes de grêle (en regardant dans la direction du déplacement). Le rôle de la convergence est encore souligné par l'allure zigzagante de la trajectoire, le phénomène se développant très souvent à la rencontre de deux orages – et par les heures plus ou moins arbitraires d'apparition pendant la journée.

Quel est le rôle de l'orographie? La réponse n'est pas facile et nous nous contenterons de quelques remarques: Les conditions météorologiques préliminaires étant identiques, tous les orages qui abordent les Alpes perdent de leur activité; les échos radar d'une ligne de grains s'atténuent, voire disparaissent au-dessus des Alpes. Si le relief du Gibloux, du Napf, de l'Appenzell au nord du Säntis renforce l'activité orageuse, le relief alpin tend à la freiner. En revanche, là où les conditions paraissent les plus favorables, parce que non perturbées, sur les régions peu accidentées, elle est atténuée. L'activité maximum des violents orages du canton de Lucerne diminue lorsqu'ils abordent les régions relativement plates situées au SE du lac de Sempach. Si leurs trajectoires passent plus au sud, l'activité peut par contre persister jusqu'au Rooterberg.

Et pourtant, les lignes de grains se forment à l'intérieur ou en bordure de plages nuageuses circulant à l'avant des tourbillons atmosphériques, alors que les observations globales obtenues des satellites montrent que les Alpes n'ont pas une influence primaire sur ces configurations.

La répartition géographique du rapport du nombre de jours d'orage de juillet-août, à celui de mai-juin permet également quelques conclusions intéressantes. Sur le Jura, le Plateau et le Tessin, sa valeur est voisine de 1,3. Dans les deux bandes nord et sud comprises entre les courbes de niveau de 1800 m et de 2800 m, elle oscille entre 1,5 et 2, alors qu'à l'intérieur de la région restante elle est supérieure à 2, sauf au-dessus de la vallée du Rhône, en aval du bois de Finges. Au-dessus de la chaîne alpine, l'activité est avant tout convective et sa manifestation relativement tardive dans l'année est due à la présence de la couche de neige. Par situation calme, l'activité orageuse y commence déjà au début de l'après-midi, parfois vers 11-12 h. Par la suite, le cumulo-nimbus se dirige vers la plaine où il atteindra son activité maximum au début de la soirée. Les tourelles actives se forment successivement du côté opposé à la crête où l'averse a freiné la convection.

BIBLIOGRAPHIE

1. *Ambrosetti F., Bider M., Bouët M.*: L'orage en Suisse. Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol., Serie B. 8, 2. Heft (1957).
2. *Ludlam F.H.*: Severe Local Storms: a Review, paru dans Meteorological Monographs published by the American Meteorological Society, September 1963. Vol. 5, No. 27.

2. ALEXANDRE PIAGET (ISM, Zurich) – *L'utilité des satellites en météorologie.*

Bien que l'ère des satellites météorologiques ait débuté il y a cinq ans déjà, les photographies reçues d'eux sont encore peu utilisées dans le service journalier. Il y a à cela plusieurs raisons: leurs informations ne se laissent pas intégrer dans les méthodes courantes et le système actuel de télécommunication ne permet pas une dissémination des images brutes à longue distance.

Un autre désavantage provenait des satellites eux-mêmes: stabilisés par rapport à l'espace, les prises de vue étaient sévèrement limitées. Seul le 20% de la surface de la Terre était observé journalièrement, cette portion variant d'un jour à l'autre. Les nouveaux satellites ont l'axe du spin de stabilisation perpendiculaire au plan de l'orbite; ils roulent en quelque sorte sur leur orbite. Celle-ci étant synchrone du soleil (inclinaison du plan de l'orbite sur celui de l'équateur: 78,6°, rétrograde), une image de la surface terrestre entière sera reçue chaque jour de chacun des satellites. La première vue complète de notre planète date du 13 février 1965. La possibilité, dans un proche avenir, de prendre des photographies de nuit doublera le volume des informations.

Avec l'introduction du système APT (Automatic Picture Transmission) à bord des satellites TOSS (Tiros Operational Satellite System), les stations convenablement équipées pourront obtenir directement les images prises. L'Institut suisse de météorologie (ISM) a demandé de capter ces émissions à Radio-Suisse qui a installé à cet effet une station de réception à Colovrex près de Genève.

La mise en route de TOSS est prévue pour le début de 1966. Dès cette période, un satellite au moins, équipé du système APT, sera toujours sur orbite et l'ISM disposera quotidiennement d'une observation globale limitée par Terre-Neuve, l'Atlantique au large des îles du Cap-Vert, le golfe de Guinée, l'Arabie, l'ouest de la Sibérie et la calotte polaire. Comme le satellite sera à l'altitude de 1400 km, chaque photographie couvrira une superficie égale à celle de l'Europe, soit de 10 millions de km².

Le service de prévisions bénéficiera de ces observations, pour autant que les méthodes utilisées jusqu'ici soient adaptées.

Des mesures du rayonnement terrestre et du rayonnement solaire réfléchi complèteront les informations précédentes. Complémentaires aux observations du rayonnement faites au sol, les mesures du rayonnement extraterrestre sont essentielles pour mener à bien l'étude du bilan thermique de la Terre.

Les commentaires suivants se limitent à la troposphère, c'est-à-dire à la «région où se fait le temps».

Circulation générale

Vus du sol, les nuages apparaissent bien souvent désordonnés. En réalité, les prises de vue des Tiros révèlent qu'ils sont généralement organisés à l'échelle synoptique. Les configurations en forme de spirale sont

les plus fréquentes. Le diamètre des tourbillons associés varie de quelques kilomètres à plusieurs milliers de kilomètres. Les spirales ne sont pas distribuées de façon quelconque à la surface du globe; les centres sont répartis symétriquement par rapport à l'équateur. Cette organisation présente par hémisphère deux maxima aux latitudes de 10° à 15° et de 55° à 60° et un minimum à la latitude de 20° à 30° . L'échange d'énergie entre les pôles et l'équateur est assuré par les tourbillons. Ils n'ont pas tous la même extension verticale qui, d'ailleurs, n'est pas fonction de leurs dimensions horizontales. Les photographies révèlent la présence de circulations superposées. Il n'est pas rare, par exemple, qu'une spirale dont la trace isobarique au sol est une dépression de 1000 km de diamètre, soit surmontée d'un jet stream visible sur la photographie grâce aux nuages associés. Cette structure feuilletée de la troposphère est importante. En effet, les théories actuelles de la circulation générale font trop abondamment recours aux mouvements verticaux à grande échelle à travers toute la troposphère. A l'aide des satellites météorologiques, il sera donc possible de mieux saisir la façon dont se fait la circulation verticale.

Effet des chaînes de montagnes

Les plages nuageuses associées aux tourbillons sont très souvent ondulées. Ces ondulations ne sont pas nécessairement d'origine orographique. Elles existent aussi bien au-dessus des océans que des continents. Les ondes orographiques n'ont pas toujours la même orientation que les ondes préexistantes.

Les images sembleraient montrer que les chaînes de montagnes n'ont pas une influence primaire sur la circulation générale, mais un rôle perturbateur secondaire, même dans le cas des Cordillères ou de l'Himalaya.

Un champ de recherches à la mesure de notre pays s'ouvre donc ici.

Phénomènes à l'échelle mésosynoptique

L'effet perturbateur d'une île est important. L'influence de l'île va de la dissolution complète de la couche nuageuse sur quelques centaines de kilomètres sous le vent, de largeur variable, à la formation d'une série de tourbillons de 50–70 km de diamètre.

Dans les régions des anticyclones semi-permanents, les nuages sont organisés en bandes. Les plages nuageuses qui s'y trouvent présentent une juxtaposition de polygones ressemblant aux cellules de Bénard obtenues en laboratoire. Parfois, ce sont les bords qui sont occupés par le nuage, le centre restant clair. Parfois, c'est l'inverse. Le passage du premier type au second, à l'intérieur d'une même plage, correspond à un élargissement des polygones.

Combinées aux observations faites par radar et au moyen des sferics, les informations reçues des satellites seront d'une grande utilité dans l'étude des lignes de grains. Les images ne présenteront pas nécessairement une vue de l'orage selon l'heure de la prise de vue, mais mettront

en évidence les associations nuageuses qui circulent en bordure des spirales et où ce phénomène se développe. Les images seront particulièrement appréciées dans notre pays où les Alpes compliquent le problème.

Influences de la surface terrestre

La structure nuageuse des spirales est différente au-dessus des océans et des continents. Sous l'influence du terrain, la traîne y est beaucoup plus marquée, masquant le plus souvent la forme de spirale. Il conviendra d'en tenir compte en utilisant ces informations en prévision.

Les courants marins ont également une influence sur les associations nuageuses. Par certaines situations, les courants froids côtiers sont surmontés d'une bande de ciel clair, la bordure des nuages au large épousant la forme de la côte.

De même, les deux aspects – mer couverte et terre claire, ou inversement – montrent combien complexes sont les échanges entre l'atmosphère et la surface terrestre.

Perspectives à long terme

Le projet SINAP (Satellite Input to Numerical Analysis and Prognosis) a pour objet l'utilisation directe, par les calculatrices électroniques, de l'information du satellite, que celle-ci soit une photographie ou une série de mesures du rayonnement. Les images reçues pourraient, par exemple, être rectifiées directement et transcrites en projection stéréographique sans passer par les photos originales.

Il sera possible, dans un proche avenir, de filmer l'évolution d'un cyclone tropical ou, partiellement, la circulation générale de la troposphère. A cet effet, les Etats-Unis prévoient la mise sur orbite de satellites synchrones, fixes au-dessus de l'équateur. L'équipement futur comportera également des appareils aptes à évaluer l'altitude et la température du sommet des nuages et de sonder l'atmosphère pour en connaître la répartition verticale de la température.

Ces quelques considérations montrent qu'il n'existe pas de problèmes propres aux satellites; ces derniers ont donné au météorologiste la possibilité d'étendre son champ de recherches, en lui révélant des phénomènes que les observations au sol ne lui permettaient pas de déceler.

3. R. SCHNEIDER (ISM, Zurich) – *La Veille météorologique mondiale et les transosondes (sondes à niveau constant).*

L'assemblée générale des Nations unies avait chargé en 1961 l'Organisation météorologique mondiale (OMM) de lui présenter un rapport devant notamment comprendre une étude complète sur les mesures propres:

a) à promouvoir la science et la technique atmosphériques, de manière à faire mieux connaître les forces physiques fondamentales affectant les

climats et à donner la possibilité de modifier à grande échelle les conditions atmosphériques;

b) à développer les moyens de prévision météorologique et à aider les Etats membres à employer efficacement ces moyens, grâce à des centres météorologiques régionaux.

C'est au cours de son élaboration qu'est né le concept de la *Veille météorologique mondiale (VMM)*, à savoir un système coopératif d'observation et de prévision météorologique à l'échelle du globe, destiné à aider les Services météorologiques du monde à assumer leurs responsabilités, sans que chacun d'eux doive effectuer tous les travaux nécessaires à cet effet.

Le système de rassemblement et de diffusion des données de base est indiqué schématiquement à la fig. 1. Nous commençons par les diverses sources d'observations météorologiques à l'échelle du globe: observations

RASSEMBLEMENT ET DIFFUSION DES DONNEES DE BASE NON TRAITEES

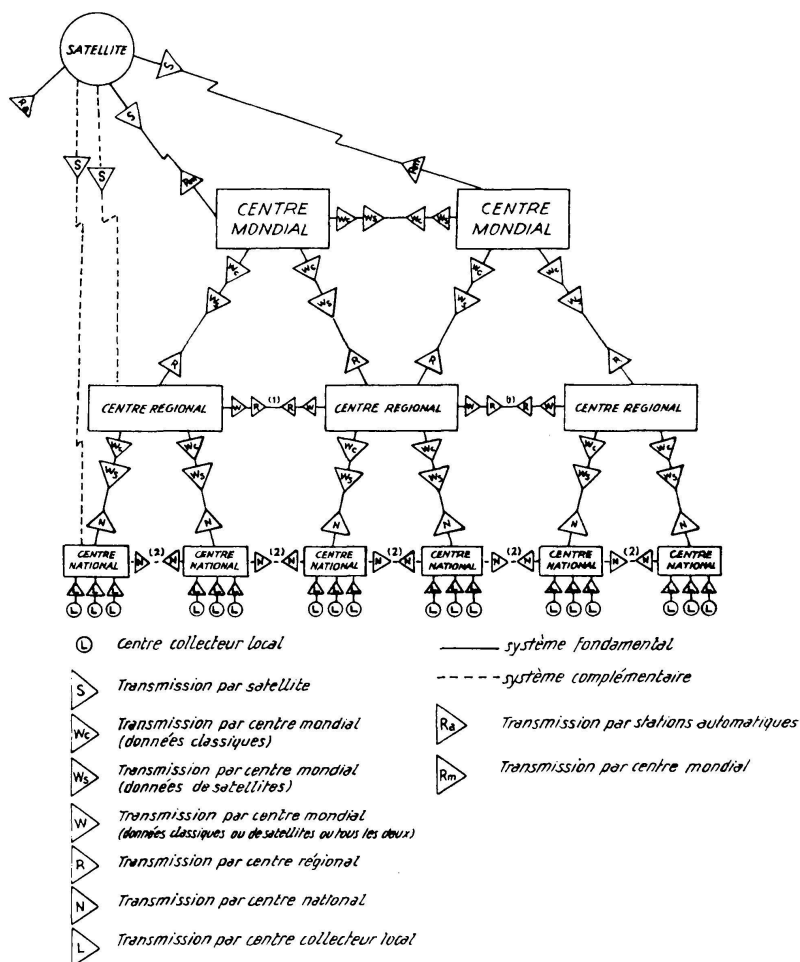


Fig. 1

de stations non automatiques et automatiques en surface, observations en altitude, données qu'il est prévu de transmettre aux Centres mondiaux par des satellites de communication. Un échantillon représentatif des données nécessaires pour déterminer les principales caractéristiques de l'image mondiale du temps est transmis aux Centres mondiaux. C'est là que les analyses et les cartes prévues à l'échelle du monde et des hémisphères sont élaborées. La fig. 2 représente schématiquement la préparation et la diffusion des données traitées. Nous voyons que les analyses et cartes prévues, préparées par les Centres mondiaux, servent à des fins climatologiques, ainsi qu'à la recherche, qu'elles sont transmises également aux Centres régionaux à titre de renseignements généraux. Chacun de ces Centres régionaux choisit parmi les observations mondiales recueillies quotidiennement celles dont il a besoin et prépare des analyses et des prévisions régionales à l'usage des Centres nationaux de la région. Ceux-ci peuvent recevoir, de plus, selon leurs besoins, les données qu'il leur faut pour compléter les cartes de base émises par les Centres mondiaux et régionaux et émettre des prévisions pour la zone dont ils sont responsables.

La mise en place de la Veille météorologique mondiale se fera graduellement selon le plan suivant:

1° jusqu'en 1967, mise en service progressive des Centres mondiaux, à savoir: Moscou, Washington et Melbourne;

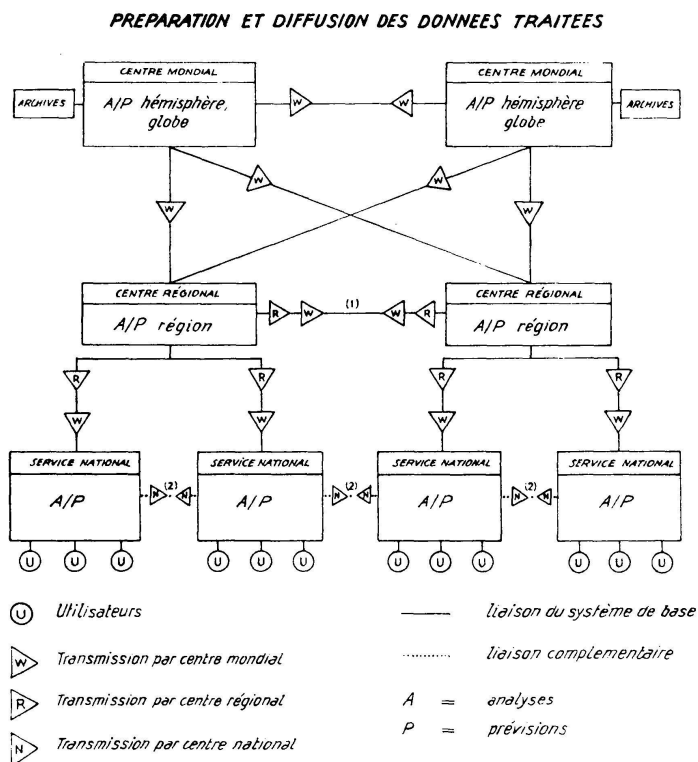


Fig. 2

2^o préparation détaillée des plans, tant technique que financier, qui seront soumis au Congrès de l'OMM, pour discussion et approbation, au cours de sa session de 1967.

La grande nouveauté de la Veille météorologique mondiale, par rapport au système actuel de mesure et de diffusion des données météorologiques, consiste,

- d'une part, en la mise à disposition dans les plus brefs délais, à l'échelon du globe, des données d'observations brutes, sous une forme se prêtant à l'alimentation des calculatrices, à tout centre météorologique qui en fera la demande;
- d'autre part, en l'établissement d'un réseau complémentaire d'observations par stations automatiques fixes et mobiles (bouées, ballons, satellites) au-dessus des régions inhabitées du globe.

Il est indéniable, en effet, que la mesure et l'étude détaillées de certains éléments météorologiques au-dessus de ces régions sont indispensables pour parfaire les connaissances en matière de climat du globe et améliorer les prévisions émises par les centres météorologiques.

Le *ballon plafonnant* à niveau constant, auquel est suspendu une radiosonde, est constitué par un ballon inextensible surpressurisé, en un produit synthétique spécial, pratiquement inextensible, très résistant, non perméable. Le volume du ballon restant constant, ce dernier tend à se déplacer le long d'une surface à densité constante. Ses positions successives représentent, selon les travaux d'Angell du Weather Bureau, une très bonne approximation du mouvement à 3 dimensions d'une particule d'air, les déplacements verticaux ne semblant pas être perturbés par la force ascensionnelle propre du ballon.

Le problème de la détermination de la position du ballon est cependant de loin le plus compliqué et le plus délicat, si l'on veut mesurer avec une précision suffisante le vent en altitude. Au-dessus de ces immenses régions inhabitées, le repérage par radar ou par radiogoniométrie n'entre pas en ligne de compte. Aussi un système ne nécessitant qu'une seule station a-t-il été envisagé, le ballon flottant étant muni d'une cellule photo-sensible dont la résistance est fonction de l'intensité lumineuse, c'est-à-dire de la hauteur du soleil. Cette cellule est l'élément variable d'un oscillateur qui module un signal d'identification. A la station de réception, on peut mesurer le temps nécessaire à cette transmission, donc connaître la hauteur du soleil. Un second relevé effectué ultérieurement, au moins 1 h après, permettra de déterminer la position du ballon. Connaissant approximativement le mouvement de celui-ci et en effectuant de fréquentes observations, on estime pouvoir atteindre une précision de 50 km et déterminer ainsi le vent moyen.

Dans un avenir un peu plus éloigné, il est envisagé d'utiliser un satellite interrogateur qui permettra simultanément de

- localiser les stations mobiles avec précision, de déterminer leur dérive, et de

– recueillir et retransmettre les données mesurées par ces stations.

La mesure du temps de transit entre le départ d'un signal d'appel et la réception d'une réponse permet de déterminer la distance entre le satellite et le ballon interrogé. Le satellite peut appeler successivement près de 250 ballons en une centaine de secondes, de sorte que chaque ballon est interrogé au moins deux fois au cours d'un passage du satellite à bonne portée. Les deux mesures de distance successives, faites à 30 et 60 sec d'intervalle environ, permettraient de déterminer la position géographique du ballon avec une précision de l'ordre de 10 km, selon le projet.

Le premier système de repérage au moyen de la mesure de la hauteur du soleil fait actuellement l'objet d'une campagne de mise au point des Etats-Unis, dans le Pacifique, à partir de la Nouvelle-Zélande. Le second, dû à l'initiative de la France, devrait commencer à fonctionner à titre expérimental dès 1967.

En résumé, par la détermination des trajectoires d'un certain nombre de ballons plafonnant à niveau constant, on espère au cours de ces prochaines années parfaire les connaissances sur la circulation générale dans l'atmosphère, ce mode de faire n'étant cependant qu'une partie d'un système beaucoup plus complexe, la Veille météorologique mondiale, destiné à faire progresser les sciences atmosphériques.

BIBLIOGRAPHIE

Van Mieghem J.: Ciel et terre, 77-90 (1959).

Angell J.K.: Met. Mag., 37-48 (1963).

4. A. RIMA (Locarno-Muralto) – *Considerazioni sulla periodicità e probabilità nelle serie dei fenomeni naturali.*

Le successioni cronologiche, di valori medi annuali, dei fenomeni naturali ammettono le figurazioni seguenti (bibl. 5):

$$f(t) = A_0 + \sum_{i=1}^n A_i \sin \frac{2\pi}{T_i}(t + \alpha_i) \quad (1)$$

dove A_i , T_i e α_i sono parametri presenti con variazioni specie per T_i (periodo), e A_i (ampiezza) in limiti prossimi a valori medi.

I valori giornalieri di ogni anno rappresentano un collettivo con attribuito un valore medio [$f(t)$ della (1)] e la variabile aleatoria discreta X , la serie annuale dei valori X di probabilità $p\%$ è annotato con «serie di probabilità $Sp\%$ ».

Le successioni di ordine generale ($Sp\%$) per le probabilità scelte rispondono alla figurazione (2) (bibl. 4):

$$y(t)_{Sp\%} = y_m e^{z/a} + \sigma p e^{z/a} \sum_{i=1}^n k_i \sin \frac{2\pi \cdot t}{T_i} \cdot \cos \frac{2\pi \cdot t}{N_i} \quad (2)$$

dove: α_i della (1) = 0

k_i = fattore di proporzionalità delle ampiezze (bibl. 3) costante per ogni $Sp\%$ calcolate per rapporto all'onda principale (periodicità di 11,2 anni), contenuta in ogni serie

σ = escursione massima della $Sp\%$ per $z = 0$ (riferito alla periodicità di 11,2 anni)

p = % dell'escursione massima (σ), attribuita a ogni periodicità che rimane costante per ogni $Sp\%$

y_m = ritenuta costante, il valore è per $z = 0$

$$z = (P_{(z)}) = a \log x + b \\ = a \log (x + x_0) + b$$

D'altra parte il valore originale (approssimato) $y(t)_{Sp\%}$ delle successioni $Sp\%$ è dato dalla sintesi delle onde medie (secondo termine) più l'asse medio (primo termine) nel modo della (2). A_0 , della (1) e y_m della (2) prendono il valore di mediana e di media solo se la ripartizione è gaussiana.

Le diverse serie annuali, con il calcolo dell'analisi periodale (Vercelli-Labrouste), sono scomponibili in onde elementari medie del tipo di 2-3-4-5,6-11,2-(16)-22,4 anni oscillanti attorno ad un asse medio (y_m) ritenuto in prima approssimazione costante. I periodi (T_i) seguono con buona approssimazione la legge:

$$T_i = 2\sqrt{2}^{(i-1)} \text{ dove } (i = 1 \dots n) \quad n = 9 \quad (3)$$

(eventualmente da trascurare l'onda di 16 anni).

Ogni singola onda (di periodo T_i media) è il valore risultante dalla somma di onde con periodi prossimi tra di loro, da cui risulta l'effetto di modulazione d'ampiezza e variazioni di frequenza.

Tale formulazione vale per le serie meteorologiche e geofisiche e in particolare per quella dei deflussi, presa in esame (bibl. 7).

Essa vale pure nelle successioni composte da diversi elementi dello stesso ordine, appartenenti ad una serie base; ad esempio, la serie delle portate annuali di ogni singolo mese (composizione secondo il calendario) appartenente alla serie delle portate medie annue.

Infatti la media delle onde corrispondenti, calcolata con l'analisi periodale dei singoli componenti (mesi) dà l'onda della serie della media annua (bibl. 6).

Le relazioni di probabilità contenute nella (2) si riferiscono a:

$$W(\xi) = \frac{1}{2} [1 - \Phi(\xi)] \quad (4)$$

dove $\Phi(\xi)$ può essere rappresentato con una qualsiasi legge (Galton, esponenziale, Goodrich, Gumbel, Jenkinson, Pearson, Halphen [bibl. 1], Grassberger).

Da noi considerata quella di Galton (3) ridotta agli schemi di Grassberger (bibl. 2), cioè:

$$P(z) \rightarrow W(\xi) = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{\xi/\sqrt{z}} e^{-\xi^2} d\xi \quad (5)$$

dove $\xi = z$ per la (3) e la (5).

Dalla (2) e dalla (5) per successioni probabilistiche ($Sp\%$) per rapporto ai caratteri di valore medio (y_m), di escursione (σ), di dispersione (δ), di obliquità (v) secondo Grassberger si deduce:

1° I valori medi y_m (ritenuti costanti) nella successione cronologica delle $Sp\%$ variano di ragione probabilistica.

2° L'escursione massima σ di ogni serie varia secondo un fattore probabilistico, ciò è facilmente deducibile esaminando il secondo termine, sotto Σ , della (2) (fig. 1).

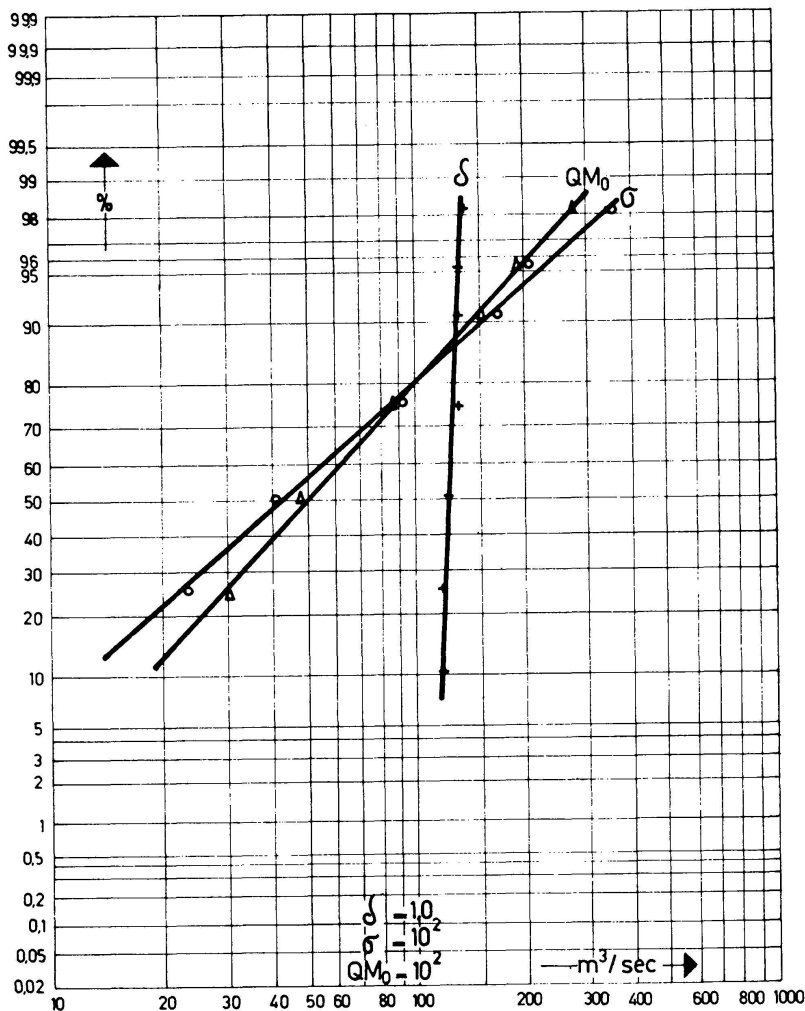


Figura 1

Serie dei deflussi del fiume Ticino a Bellinzona (1911-1956)
Curve di ripartizione per i parametri $y_m(QM_0)$, δ , σ secondo le serie di probabilità $Sp\%$ fu trascurata la $S_{90\%}$)

3° La dispersione δ dei valori ed il valore medio (y_m) stanno in rapporto costante per il fatto che il secondo termine della (2) dà il valore della dispersione (δ) e per ogni probabilità $Sp\%$ la Σ è costante (bibl. 7).

4° La correlazione (r) tra due serie di probabilità tende a 1, solo per valori probabilistici molto prossimi, negli altri casi è \neq da 1, variando la dispersione probabilisticamente.

5° L'obliquità (γ) dedotta dalla (5), secondo Grassberger (bibl. 2) è costante per ogni serie di probabilità ($Sp\%$). Infatti dal calcolo (bibl. 7) per la serie delle portate del fiume Ticino a Bellinzona risulta oscillante irregolarmente attorno a 47,6% ($v+50\%$) senza i valori di I° ordine diventa 48,7% e senza quelli di II° ordine 49,4%, tendendo alla curva gaussiana, cioè $(v+50\%) \rightarrow 50\%$, ossia $v \rightarrow 0$.

Per lo studio delle ripartizioni è utile per ogni serie probabilistica, analizzare le tendenze delle curve senza il primo o l'ultimo termine (I° ordine) e trascurando il primo ed il secondo, l'ultimo ed il penultimo termine (II° ordine), a causa dei limiti d'incertezza, come sopra riportati.

Dall'analisi della serie dei deflussi del fiume Ticino a Bellinzona, presa quale «Test» per le successioni probabilistiche ($Sp\%$) 2-5-10-25-50-75-90%, secondo le condizioni poste da Grassberger, risulta che l'obliquità ($v+50\%$) oscilla tra $S_{2\%}$ e $S_{90\%}$ da 46,45% a 49,62% mentre 47,13% a 49,33% senza il I° ordine; da 48,97% a 49,00% senza il II° ordine; la serie delle medie annue senza il II° termine dà 49,08%.

I valori calcolati di δ , y_m , σ , corrispondono ai criteri ricavati teoricamente (fig.).

Tali analisi di controllo eseguite sulle portate del fiume Ticino dal 1911 al 1956 rappresentano un caso particolare delle serie descritte di un fenomeno naturale; l'applicazione è utile per la ricerca dei valori reali estremi, in tutte le serie cronologiche naturali, premessa la disponibilità di un certo numero di osservazioni.

BIBLIOGRAFIA

1. Roche M.: Hydrologie de surface. Gauthier-Villars Editeur, Paris 1963.
2. Grassberger H.: Die Anwendung der Wahrscheinlichkeitsrechnung auf Hochwasserfragen. Dtsch.Wasserwirtsch. Nr.9 (1936).
3. Rima A.: Sui valori estremi delle serie cronologiche rappresentanti fenomeni naturali. Geofis.Meteorol. X, Nri. 3-4 (1962).
4. — Per una legge sulle periodicità delle serie cronologiche naturali. Atti del XII° Convegno Annuale della Associazione Geofisica Italiana, Roma, 23-24 novembre 1962.
5. — Sugli eventi estremi nell'idrologia con particolare riguardo alle portate di piena del fiume Ticino e sulle periodicità dei deflussi. Tesi n. 3204 del Politecnico Federale di Zurigo. Edizione Leemann SA, Zurigo 1963.
6. — Betrachtungen über die Periodizität der Abflüsse mit besonderer Rücksicht auf die jährlichen Serien der monatlichen Mittel des Tessinflusses in Bellinzona. Verhandlungen der 143.Jahresversammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, Sitten 1963.
7. — Sulle leggi di probabilità dei deflussi con particolare riguardo alla legge di Galton. Geofis. Meteorol. XIV, Nri. 3-4 (1965).

5. P. BOUVIER (Observatoire de Genève) – *Distribution des orbites dans un système stellaire sphérique.*

Il existe dans l'Univers cosmique des systèmes d'étoiles qui possèdent à un degré marqué une symétrie sphérique; ce sont notamment les amas stellaires globulaires qui peuplent le halo de la Galaxie, certains amas ouverts confinés dans le disque, les galaxies elliptiques E_0 .

D'une façon générale, les systèmes sphériques présentent des distributions projetées très similaires, que l'on cherche à décrire à l'aide d'expressions analytiques appropriées et comportant en général trois paramètres (Lohmann 1964; King 1962). Ceux-ci sont reliés de manière indirecte au nombre total des membres du système, à l'énergie totale et à une mesure du rayon extérieur ou de l'extension spatiale du système.

En fait, l'extension spatiale est nécessairement finie et limitée par l'effet de marée dû à un champ extérieur; pour les amas globulaires, ce champ est celui de la Galaxie auquel pourra venir se superposer, pour les amas ouverts, l'action de nuages de matière diffuse, mise en évidence par Spitzer (1958) et indépendamment par nous-mêmes (1958).

Le grand rayon d'action de la force d'attraction gravitationnelle ne permet de définir avec précision la durée qui s'écoule entre deux rencontres successives que subit une étoile donnée avec d'autres étoiles du système; il est toutefois possible d'estimer un temps de relaxation des vitesses et par suite un équivalent du libre parcours moyen de la théorie des gaz. On trouve généralement des libres parcours atteignant ou dépassant même le rayon du système, ce qui rend caduque l'analogie d'un amas d'étoiles avec une bulle de gaz. Ce sera dans la région centrale du système, qui est la plus dense, que l'effet des rencontres est notable. Si donc l'appoint d'énergie est assez élevé, l'étoile sera capable d'aller au-delà du rayon extérieur du système, dans une zone où elle subira l'action prépondérante de forces étrangères au système. Les effets de marée évoqués plus haut, responsables de la limitation spatiale d'un amas, provoquent du même coup sa désagrégation en activant l'évaporation. L'amas verra donc décroître lentement sa masse totale, son énergie totale et son rayon extérieur; on pourrait songer à décrire l'évolution à l'aide d'une séquence linéaire (au sens de Poincaré) d'états stationnaires, mais la réalité est plus complexe, il faudra distinguer plusieurs régions dans l'amas, évoluant différemment les unes des autres (v. Høerner 1957, Michie 1963, Hénon 1961, Agekyan 1963).

Les amas stellaires se sont formés (excepté les amas ouverts jeunes) en un temps très court comparé à leur âge; immédiatement après ce stade de formation, le mélange dynamique des orbites joint aux inhomogénéités du champ gravitationnel a conduit à l'établissement d'une loi de densité qui ne semble guère s'être modifiée au cours de l'évolution subséquente. L'effet des rencontres ne se faisant sentir que plus tard (Hénon 1964), il régnera donc pendant quelque temps un état stationnaire du système caractérisé par un ensemble d'orbites indépendantes les unes des autres et dont la fonction de distribution est calculable, pour un amas à symétrie sphérique, en partant de la loi de densité observé. Si on ne

se limite pas au cas particulier où la distribution des vitesses est isotrope, on parvient à mettre en évidence, correspondant à une loi de densité déterminée, tout un ensemble de distributions qu'on pourra classer selon leur degré d'anisotropie (Bouvier 1964, Veltmann 1964).

BIBLIOGRAPHIE

- Agekyan T.A.: Sov. Astron. v. 7, 243 (1963).
Bouvier P.: Publ. Obs. Genève, sér. A, n° 56 (1958).
— ibid., sér. A, n° 69, 133 (1964).
Hénon M.: Ann. d'Ap. 24, 369 (1961).
v. Hæfner S.: Ap.J. 125, 451 (1957).
King I.R.: A.J. 67, 471 (1963).
Lohmann W.: Z.f.A. 60, 43 (1964).
Michie R.: M.N.R.A.S. 126, 269 (1963).
Spitzer L.: Ap.J. 127, 17 (1958).
Veltmann U.I.: Tartu Astr. Obs. Publ. 34, 99 (1964).

6. F. BAATARD (Lausanne) – *Influence du relief sur la turbulence atmosphérique (approche théorique).*

Le relief, en particulier celui très complexe de la Suisse, conditionne la nature et l'évolution de la turbulence atmosphérique. Cette dernière à son tour est la source de la dispersion et de la diffusion turbulente des aérosols dont les retombées se calculent par la théorie de Sutton valable pour un terrain plat et un vent constant en direction et en intensité; dans ce dernier cas, des études ont été entreprises par Lumley et Panofsky (USA), Monin et Obukhov (URSS); celles qui viennent de l'être en Suisse conjointement par l'ISM et l'EPUL au sein d'un groupe de travail se baseront sur les résultats expérimentaux fournis par l'appareil « σ -mètre» dont il est question dans la seconde partie de cette communication.

Marche à suivre pour la mise en place des calculs à partir des mesures « σ -mètre»

Nous indiquons ici la procédure de calcul à partir des données fournies par le « σ -mètre» et les incidences que cette nouvelle manière, expérimentale et théorique, de faire, ont sur la théorie de Sutton qui est à adapter à un terrain accidenté, un vent variable et au cas où ce dernier est fréquemment quasi nul en Suisse.

1° Un terrain accidenté introduit des points singuliers: puits, sources, points d'arrêt, etc.

2° Le « σ -mètre» fournit les écarts-types σ_θ , σ_n des positions angulaires θ et de l'intensité du vecteur vent u . Le traitement du problème du spectre est dès lors purement statistique, l'introduction de gradients peut être évitée, ainsi que toute hypothèse relative à une validité de la loi de von Karman de la répartition logarithmique des vitesses dans la couche limite atmosphérique.

3° L'origine du trièdre de référence Oxyz est placée au point de pivotement du « σ -mètre», Oyz étant horizontal ou confondu avec le plan tangent au sommet d'une aspérité ou d'une dépression du terrain.

4° Les parties purement aléatoires des variables θ_x , θ_y , et u sont reliées à leurs moments des divers ordres par l'intermédiaire de la période Δt^1 de mesures choisies; Δt^1 fixe aussi à l'échelle temporelle de la turbulence, immédiatement reliée à l'échelle spatiale par σu ou u' lui-même:

$$\bar{u}' = \frac{1}{\Delta t} \int_{t - \frac{\Delta t}{2}}^{t + \frac{\Delta t}{2}} u' \cdot dt \quad (1)$$

5° (1) permet de constituer les diverses composantes du tenseur des tensions de Reynolds $\tau_{i,k} = -\overline{\rho u'_i u'_k}$ ainsi que celles du tenseur des corrélations de von Karman, ce qui permettra sans doute de constater l'anisotropie et l'hétérogénéité de la turbulence (contrairement à celle de la théorie de Sutton).

6° Dans le plan Oxy, on peut alors effectuer la composition

$$\vec{\tau} = \vec{i} \tau_x + \vec{j} \tau_y \quad (2)$$

qui fournit la *contrainte superficielle due à la rugosité du sol*; il en résultera des valeurs numériques fonctions de l'état physique et de la nature des sols examinés.

7° Les opérations 2 à 6 peuvent être répétées à diverses altitudes selon Oz, ainsi il sera possible de déterminer si la loi de von Karman de répartition logarithmique des vitesses est valable selon Oz, sinon dans quelles tranches on peut la considérer valable; elle s'écrit:

$$\bar{u} = \frac{\vec{\tau}}{a} \ln \frac{z + z_0}{z_0} \quad (3)$$

où z_0 = longueur de rugosité et a = constante (déterminée par calcul lors de la campagne de Payerne).

8° $\vec{\tau}$ et \vec{u} ayant les mêmes directions, le « σ -mètre» introduisant d'autre part les écarts-types de ces grandeurs, il en résultera expérimentalement les longueurs de mélange correspondantes, donc les composantes numériques des coefficients d'échanges turbulents C_x et C_y de la théorie de Sutton.

9° Comme la fonction de corrélation $R_{i,j}$ est une intégrale de Fourier inverse de Fourier de la fonction spectrale; cette dernière pourra être reconstituée à la suite des mesures « σ -mètre».

¹ Δt = «sampling time»; Δt peut varier de 1 à 10 minutes, où jusqu'à un mois, selon la dimension de la particule à examiner; Δt fixe l'échelle temporelle de la turbulence, puis spatiale par \bar{u}' ou σu .

10° La fonction spectrale $F(n)$ de la turbulence introduit comme longueur de corrélation la distance PP' de 2 points de mesures pris sur l'axe Oz dans notre cas, et telle que la loi de Taylor de la décroissance de la turbulence y soit vérifiée: $\vec{r} = \frac{\vec{u}}{u} \cdot t = \overline{PP'}$; la fréquence temporelle n est reliée aux nombres d'ondes k des tourbillons par $k \cdot \bar{u} = 2\pi n$. La formule fondamentale reliant la fonction spectrale F et celle f de corrélation suivant PP' est:

$$F(n) = \frac{4\bar{u}'^2}{\bar{u}} \int_0^\infty f(r) \cos \frac{2\pi n r}{\bar{u}} dr \quad (4)$$

11° L'emploi simultané de 2 ou plusieurs « σ -mètres» permettra d'examiner les corrélations spatio-temporelles d'un réseau Lagrangien, situé dans le cadre de cette étude, sur un terrain de 1 km² avoisinant la station aérologique de Payerne.

Conclusions

Les calculs ainsi basés sur la seule considération des mesures du « σ -mètre», c'est-à-dire à partir des variables aléatoires u et θ permettront une appréciation complète des divers spectres (4) de turbulence locaux et en plus, la recherche des conditions d'optimisation de la fonction F suivant la distance PP' , ce qui permettra également de savoir si et dans quel domaine les lois d'évolution de la turbulence, de décroissance notamment, sont vérifiées, sinon modifiées, par rapport à celles du laboratoire.

7. A. JUNOD (Payerne) – Influence du relief sur le spectre de la turbulence atmosphérique: approche expérimentale.

Dans l'approche théorique de cette communication, l'on a indiqué les bases de calcul permettant de décrire complètement les spectres locaux de la turbulence atmosphérique au moyen des écarts-type σ_{θ_x} , σ_{θ_y} et σ_u des composantes du vecteur vent. De plus, l'on a mis en valeur l'importance des propriétés spectrales du vent turbulent dans la construction des équations de diffusion atmosphérique.

Nous retiendrons, pour aborder l'étude expérimentale des spectres de turbulence atmosphérique, l'équation fondamentale

$$F(n) = 4 \int_0^\infty R(t) \cos 2\pi n t dt \quad (1)$$

reliant la fonction spectrale $F(n)$ à la fonction d'autocorrélation $R(t)$. Si l'on suppose, avec Taylor, que le régime turbulent est stationnaire

$$R(x) = R(t) \text{ lorsque } x = ut. \quad (2)$$

Le « σ -mètre» est justement un appareil qui permet de construire les fonctions $R(t)$ ou $R(x)$, donc aussi $F(n)$. Mais avant de décrire avec

quelque détail son mode de fonctionnement, il convient d'examiner rapidement les différentes méthodes par lesquelles une série de mesures peut être représentée par un spectre:

a) Analyse harmonique classique: l'on recherche les coefficients de Fourier $I_1(n)$ et $I_2(n)$ de la fonction mesurée écrite sous forme d'une intégrale de Fourier, par exemple

$$u'(t) = 2\pi \int_0^{\infty} [I_1(n) \cos 2\pi n t + I_2(n) \sin 2\pi n t] dn \quad (3)$$

b) Techniques de filtrage numérique: elles consistent à appliquer différentes «périodes d'égalisation» (averaging time) à la série d'observations. La différence de variance résultant de deux périodes d'égalisation différentes définit une fenêtre spectrale.

c) Usage de filtres électriques: convertie en un signal électrique analogue, la grandeur mesurée est conduite à un système de filtres électriques accordés sur les fréquences recherchées.

d) Application de la transformation de Fourier (I) aux corrélogrammes $R(t)$ ou $R(x)$ de la série de mesures. C'est cette dernière méthode qu'il faut mettre en œuvre lorsqu'on dispose d'un σ -mètre.

Alors que les méthodes (a) et (b) exigent des calculs laborieux, le procédé (c) apparaît particulièrement rapide car il consiste en manipulations instrumentales simples en principe. Cependant, comme une part importante des spectres de turbulence atmosphérique est fortement représentée dans les très basses fréquences ($n < 0,01$ Hz), la réalisation difficile de filtres passe-bande étroits centrés sur ces fréquences amène des obstacles sérieux à l'emploi de la méthode (c).

La détermination expérimentale de grandeurs statistiques telles que la variance σ^2 – que ce soit par le σ -mètre ou par une méthode indirecte – est affectée par l'intervention inévitable de la «durée de prélèvement» Δt (sampling time) et de la «période d'égalisation» s (averaging time) du système de mesures. Considérons, pour fixer les idées, l'analyse des variations d'une vitesse turbulente $u'(t)$ en un point fixe. L'on suppose, par souci de généralité, que toutes les fréquences sont représentées dans le spectre, ce qui signifie que des tourbillons de toutes tailles existent dans l'écoulement. Dans ce cas, la description complète du spectre exigerait que l'on étende la durée de prélèvement à l'infini et que la réponse du système de mesures soit instantanée (période d'égalisation nulle). Comme en réalité Δt et s sont finis, il faut tenir compte des relations entre la variance idéale $\sigma_{\infty,0}^2$ correspondant à $\Delta t \rightarrow \infty$ et $s = 0$ et les variances expérimentales

$$\sigma_{\infty,s}^2 = \sigma_{\infty,0}^2 \int_0^{\infty} F(n) \frac{\sin^2 \pi n s}{(\pi n s)^2} dn \quad (4)$$

et

$$\sigma_{\Delta t,0}^2 = \sigma_{\infty,0}^2 \int_0^{\infty} F(n) \left[1 - \frac{\sin^2 \pi n \Delta t}{(\pi n \Delta t)^2} \right] dn \quad (5)$$

Pratiquement, les variances expérimentales diffèrent de moins de 1% de la variance idéale lorsque $n < 0,1/s$, respectivement $n > 10/\Delta t$.

Le système de mesures prévu dans le programme de recherches communes EPUL-ISM à la Station aérologique de Payerne comporte initialement une seule installation «VectorVane- σ -mètre» relevant en continu les composantes $\theta_x = \bar{\theta}_x + \theta'_x$, $\theta_y = \bar{\theta}_y + \theta'_y$ et $u = \bar{u} + u'$ du vecteur vent en un point fixe à quelques mètres du sol. Le récepteur combiné VectorVane consiste en une girouette bidirectionnelle très sensible montée sur le même axe qu'une hélice anémométrique à vitesse de réponse assortie. Les distances de réponse n'excèdent pas 1 m (en chemin du vent), ce qui doit permettre une exploration étendue du spectre de la turbulence atmosphérique.

Transformées en tensions électriques analogues, les grandeurs mesurées sont introduites dans le σ -mètre proprement dit qui effectue, de manière analogique, le calcul des écarts-type σ_{θ_x} , σ_{θ_y} et σ_u pour la durée de prélèvement choisie ($\Delta t = 180, 30$ ou 5 sec). Au lieu de livrer directement les θ_x , θ_y et u au σ -mètre, l'on peut aussi enregistrer ces grandeurs sur bande magnétique et procéder en différé à l'extraction instrumentale de leurs écarts-type, ce qui élargit considérablement le choix des durées de prélèvements.

A ce stade des investigations, il sera possible de construire la fonction spectrale $F(n)$ à partir des autocorrélogrammes $R(t)$ et d'étudier les modifications du spectre strictement local d'une part suivant les situations météorologiques, d'autre part selon des variations artificielles des conditions aérodynamiques de l'écoulement (simulation du relief).

Au cours de futurs développements, il est prévu d'installer un système de mesures VectorVane à chacun des nœuds d'un réseau tridimensionnel. L'étude expérimentale permettra alors de mettre à l'épreuve des hypothèses aussi importantes que celle de Taylor (2), ou que celles de l'homogénéité et de l'isotropie du champ turbulent. Connaissant l'étendue spatio-temporelle des domaines où ces hypothèses sont vérifiées, l'on peut entreprendre la construction des modèles mathématiques les plus appropriés pour rendre compte des processus de diffusion turbulente dans l'atmosphère.

8. N. OULIANOFF (Lausanne) – *Divers effets sur les sédiments marins de l'orchestre des vibrations affectant la croûte terrestre.*

En 1958 j'ai eu l'occasion de présenter, à la séance annuelle de notre Société, quelques considérations concernant les effets produits sur le matériel terrigène des sédiments marins par la vibration de la croûte terrestre. Ce dernier facteur est, à mon avis, d'une grande importance pour la régénération, sous forme de roches sédimentaires des produits d'altération, de désagrégation et d'érosion des roches des continents.

Les cours d'eau poussent ces produits vers les océans, où ils sont encore transportés par les courants des fleuves qui continuent par inertie jusqu'à ce que la force vive de ces derniers ne disparaisse définitivement.

Le matériel terrigène se trouve à l'état meuble sous forme de particules de diverses grandeurs dispersées dans l'eau. Leur densité étant sensiblement supérieure à celle de l'eau (même de l'eau salée des océans), elles se déposent peu à peu sur le fond océanique. L'évolution de ce matériel meuble jusqu'à sa transformation en une roche solide caractérisée par la cohésion ferme des particules exige le passage par diverses étapes. En gros, elles sont les suivantes :

- 1° Transport du matériel jusqu'à l'endroit où il s'accumulera et restera au repos, stabilisé;
- 2° Compaction, commencement de durcissement du dépôt sédimentaire et formation de poches d'eau fossile;
- 3° Classement dégradé du matériel hétérogène en zones successives composées des particules plus ou moins homogènes au point de vue granulométrique (granoclassement);
- 4° éventuellement plissement du matériel;
- 5° éventuellement formation de plis sur la partie superficielle de la couche du sédiment (ripple marks);
- 6° cimentation (recollage, recristallisation) des particules jusqu'alors restées individualisées;
- 7° fissuration éventuelle des couches de roches sédimentaires.

Les phénomènes indiqués sous tous ces points, excepté le point 6 (cimentation), exigent, pour leur réalisation, l'intervention de facteurs de nature physique, et essentiellement de facteurs mécaniques. Ils ne sont pas nombreux ces facteurs que les sédimentologues évoquent en cherchant l'explication des phénomènes correspondants. On a recours à la pesanteur, aux courants sous-marins, et, ces dernières 15 années, aux « courants dits de turbidité ». La pesanteur est un facteur universel. Pourtant l'efficacité de son action sur les dépôts sédimentaires n'est pas estimée par tous au même titre. Les courants sous-marins qui nous intéressent sont essentiellement ceux qui exercent leur influence directement sur les fonds océaniques. L'existence même de ces courants (sauf de rares exceptions) et surtout l'universalité de leur extension est sujette à caution. Dès sa mise en circulation, l'hypothèse des « courants de turbidité » a été, adoptée largement avec enthousiasme et – disons le franchement – sans critique suffisante. De nombreux auteurs ont accepté cette hypothèse lui prêtant la qualité de clef passe-partout. Ces dernières années seulement commencent à paraître des publications comportant des objections et des critiques de cette hypothèse. (J'attire en particulier l'attention sur la publication de J. V. Arkhipov, 1965.) L'auteur principal de cette hypothèse (Ph. Kuenen) donne la description suivante (imaginée) de la naissance des « courants de turbidité » : « Des dépôts sableux et argileux non cimentés s'accumulent au bord de la plate-forme continentale et sur les fronts de deltas. Sous l'action de séisme ou parce que la limite d'adhérence de ces dépôts est atteinte, il se produit dans leur masse et contre le talus continental de vastes glissements qui provoquent des courants turbulents brassant une énorme masse de particules sableuses et argi-

leuses. Ces «courants de turbidité», très mobiles, obéissent à la gravité, même alors que l'inclinaison des pentes sous-marines devient très faible. Ainsi portent-ils jusqu'aux points bas du bassin un nuage de matériaux en suspension» (Kuenen, Faure-Muret, Lanteaume et Fallot, 1957).

D'après Kuenen, ces courants de turbidité sont capables de produire d'innombrables effets. Kuenen relève ces effets en examinant les roches sédimentaires et dans son récent article (Kuenen 1964) en présente l'énumération comprenant 27 points. On constate que les phénomènes mentionnés sous ces points, connus depuis longtemps par les stratigraphes et les pétrographes, caractérisent diverses roches sédimentaires en général. Mais pour les «turbidistes¹» leur présence dans un échantillon examiné permet d'établir l'origine du phénomène et oblige déjà à conclure, que la roche en question est formée par l'action des «courants de turbidité». On rencontre souvent chez les «turbidistes» l'emploi du raisonnement suivant: tel échantillon de roche sédimentaire présente un effet de granoclassement, donc cette roche est formée par le courant de turbidité.

Cependant, un lecteur objectif se demande, tout naturellement: A-t-on vu et combien fréquemment les courants de turbidité en activité dans la nature? Les «turbidistes» répondent en donnant toujours le même exemple de la rupture des câbles télégraphiques par le prétendu courant de turbidité s'étendant sur plusieurs centaines de kilomètres au large de Newfoundland (Grand Banks) (en 1929). Cette affirmation est citée toujours (Kuenen 1964) comme un argument irréfutable.

Les «turbidistes» considèrent que le granoclassement dans une roche sédimentaire donnée représente un argument majeur pour classer cette roche dans la catégorie des «turbidites», soit des roches dont la formation résulte de l'activité des «courants de turbidité». Or, l'analyse attentive du mécanisme du granoclassement par les courants pose des questions vraiment troublantes. Après une impulsion qui est à l'origine de sa naissance, chaque courant dans l'océan se propage dans une masse d'eau en s'y étalant comme une nappe de plus en plus large. Toutefois, en avançant il perd continuellement sa force vive jusqu'à évanouissement total. Avec la diminution de son impétuosité initiale il précipite sur le fond marin le matériel charrié, le plus gros pour commencer. Le fin sera précipité plus loin au fur et à mesure de la perte de vitesse du courant. Il s'agit donc là du granoclassement classique avec la succession *horizontale* des zones de plus en plus fines granulométriquement. Si le courant dépose le matériel granulométriquement *inhomogène*, ce dernier restera comme tel après l'affaiblissement et l'évanouissement du courant. On constate bien entendu les cas de granoclassement *vertical* dans certaines *places particulières* des torrents, des rivières (et dans les baquets des essais au laboratoire). Il s'agit alors des pièges où le courant se transforme en tourbillons qui laissent la sédimentation se produire sur la même aire

¹ Je me permets d'introduire ce néologisme – «turbidiste» – pour abrégier la longue expression: «partisan de l'hypothèse attribuant le rôle essentiel aux courants de turbidité, dans l'évolution des sédiments marins terrigènes».

limitée, et ceci en commençant par le matériel grossier et en précipitant le fin au fur et à mesure de l'affaiblissement du courant. Mais ce ne sont pas là les conditions qui permettraient la formation de vastes nappes des sédiments *granoclassés* homogénément.

On s'étonne alors, qu'à côté de la fabuleuse fortune des « courants de turbidité » *hypothétiques*, le facteur mécanique réel qui est la *vibration perpétuelle de la croûte terrestre*, reste complètement hors de l'attention des géologues.

Dans chaque région de la Terre et à chaque moment la croûte terrestre est soumise à une vibration, qui résulte de la superposition, de l'intégration des diverses vibrations partielles agissant sur la Terre, tel les tremblements de terre, les grandes tempêtes, les tsunamis, les microséismes, etc.

Voyons quelques exemples de l'intervention de ce frémissement de la croûte terrestre dans l'évolution des sédiments marins. J'ai déjà exposé le phénomène de *granoclassement produit par la vibration*, de même que le *transport des sédiments* (Oulianoff 1958, a, b) et je n'y reviendrai plus ici.

Parmi les stades de l'évolution de la diagenèse des sédiments marins, la compaction vient à la première place. Elle détermine l'amorce et puis la marche de toutes les réactions chimiques et physico-chimiques qui se déroulent dans la roche sédimentaire en voie de lapidification. Le *facteur essentiel de la compaction est la vibration perpétuelle et complexe de la croûte terrestre*. Ce facteur est secondé, avec une efficacité beaucoup plus faible, par la gravité. Pendant la vibration les particules sont plus mobiles, plus libres, moins gênées par leurs voisins. Par conséquent, elles suivent l'appel de la gravité. Cependant, si l'amplitude de la vibration s'atténue fortement, la gravité seule ne produit plus qu'un tassement incomplet.

Les recherches océanographiques de ces dernières années ont fait d'importants progrès. On a réussi à prélever de nombreux échantillons de roches et de sédiments des fonds océaniques. De même, les photographies du fond marin aux grandes profondeurs s'accumulent rapidement.

Plusieurs constatations ont été faites de l'existence des ripple marks sur la surface des sédiments marins. La conclusion de certains auteurs à ce sujet a été immédiate: ces ripple marks prouvent avec *évidence* (?) l'existence des courants balayant les fonds marins (Heezen 1964). Cette *évidence* est nettement exagérée et prématurée. L'auteur est parti de la prémisse mal fondée, que les ripple marks sont produites uniquement par les courants. J'ai pu montrer au laboratoire que des ripple marks très bien formées peuvent être produites par les coups imitant les séismes. Et ensuite, ce qui est très important, les ripple marks ainsi produites (par les séismes) peuvent être conservées dans la nature et peuvent donc passer à l'état fossile, tandis que les ripple marks formées par un courant sont éphémères. J'ai consacré à ce problème quelques publications auxquelles je renvoie le lecteur qui s'y intéresse (Oulianoff 1961, c, d, e).

Les ripple marks, phénomène superficiel, mettent à l'épreuve uniquement une épaisseur faible près de la surface de la couche des sédiments,

donc un niveau encore meuble. Si les sédiments reçoivent des chocs séismiques d'une plus grande importance, ces derniers peuvent froisser non seulement la surface. La vibration pénétrera aussi dans une certaine épaisseur de la couche sédimentaire, dans les niveaux qui sont déjà en voie de devenir compacts. Ces sédiments seront alors plissotés. J'ai reproduit au laboratoire les effets des « chocs séismiques » sur les sédiments. Les variantes dépendent naturellement de divers facteurs en jeux (granulométrie, composition et hétérogénéité minéralogique, direction du vecteur du choc séismique, etc.). Comme la masse des sédiments est déjà plus ou moins consolidée, le plissement ainsi produit restera conservé dans le sédiment durcissant et sera, plus tard, lapidifié. Des complications peuvent se produire encore dans les cas où la couche des sédiments est grano-classée tout en étant hétérogène minéralogiquement. Alors la vibration provenant des chocs séismiques parcourra les divers niveaux avec des vitesses et des amplitudes d'ondes différentes pour chaque niveau, ce qui compliquera la *géométrie de ce plissement*. On sait que les microplis dans les masses rocheuses peuvent être produits également par les efforts tectoniques. Toutefois, il y a une différence notable entre la nature de ces deux cas. Le matériel dans les couches sédimentaires, étant *semi-durci*, il conserve encore une plasticité considérable. Par contre, les efforts tectoniques s'exercent sur les roches pour la plupart tout à fait rigides. Cette différence se marque particulièrement sur le caractère des charnières des plis. Si le matériel est rigide, les plis se réalisent par l'apparition d'une multitude de *fissures radiales* à l'endroit des charnières. Le matériel plastique conditionne la formation *sans fissuration* des charnières des plis.

Je m'arrête sur ces quelques exemples. Ils suffisent à faire saisir *l'immense importance du rôle qui revient aux vibrations de la croûte terrestre dans l'évolution des sédiments marins se transformant peu à peu en roches sédimentaires*.

PUBLICATIONS CITÉES

- Arkipov J. V.*: On the one hypothesis of the flysch's origin. Bull. of the Moscow Soc. Natural. Geolog. Series XL (3), 82-92 (1965).
- Kuenen Ph. H., Faure-Muret A., Lanteaume M. et Fallot P.*: Observations sur les Flyschs des Alpes maritimes françaises et italiennes. Bull. Soc. géol. France (6), 7, 11-26 (1952).
- Kuenen Ph. H.*: Deep-Sea sands and ancient turbidites. Developm. Sedimentol. 3, 3-33 (1964).
- Oulianoff N.* (a): Sédimentologie et géophysique. C. R. Ac. Sci. 247, 313 (1958).
 — (b): Effet des vibrations expérimentales sur la sédimentation. C. R. Ac. Sci. 247, 2404 (1958).
 — (c): Rides sur les fonds océaniques et courants sous-marins. C. R. Ac. Sci. 253, 507 (1961).
 — (d): Rides sous-marines. Bull. Lab. géol. Lausanne, N130 (1961).
 — (e): Problème de ripple marks croisées et leur fossilisation. Eclogae geol. Helv. 54, 499 (1961).

9. EMIL FLACH (Davos) – Die geographische Verteilung der Sonnenscheindauer in der Schweiz.

Die klimatologische, speziell auch die landschaftsgeographische Darstellung der Sonnenscheindauer stellt keine neuzeitliche Forderung der einschlägigen Wissenschaftszweige dar. Sie ist so alt wie die Erkenntnis, dass lokale, regionale und globale Differenzierungen in den natürlichen Einkünften an Licht und Wärme existieren. Ihre direkten und indirekten Einflüsse auf die Vorgänge im Luftmeer, insbesondere auch auf Leben und Entwicklung aller organischer Existenzen sind dabei Gegenstand der Forschung und Anwendungsziel zahlreicher praktischer Interessengebiete (Bioklimatologie, Agrar- und Forstwissenschaften u. a.). Wie vielerorts, so wurden für diese Zwecke auch in der Schweiz Untersuchungen über das Verhalten der Sonnenscheindauer angestellt.

Die instrumentelle Erfassung dieses Elements, die fast überall mit dem Sonnenscheinautographen nach Campbell-Stokes erfolgt, hat während der letzten 100 Jahre in aller Welt grosse Verbreitung gefunden. Trotzdem sind die Beobachtungsnetze oft noch lückenhaft. So bedarf es für eine detaillierte Beschreibung der Sonnenscheinverhältnisse auch heute der Verwendung von reduzierten Werten, die auf dem Weg über Beobachtungen des geschätzten Bedeckungsgrades zugänglich sind. Die bekannten, jahreszeitlich variierenden Beziehungen zwischen Sonnenscheindauer und Bedeckungsgrad dienen dabei als wertvolle Hilfe.

Im Rahmen der Darstellungsmethoden spielt die Grösse der «Relativen Sonnenscheindauer» (RS in %) als des Verhältnisses zwischen der tatsächlich beobachteten Sonnenscheindauer und der für den betreffenden Ort effektiv möglichen Sonnenscheindauer die Hauptrolle; letztere hat die Kenntnis des Verlaufs des natürlichen Horizonts zur Voraussetzung. Die relative Sonnenscheindauer charakterisiert somit den durch die Bewölkung bedingten Wandel im Umfang der Einstrahlungsverhältnisse.

Als Ausgangspunkt für einen Regionalvergleich der RS ist eine Darstellung ihres mittleren Jahresganges nützlich. In den Verlaufsbildern für Zürich (569 m), Bad Ragaz (510 m) und Davos (1590 m) ist bemerkenswert, dass nicht stets die Höhenlage eines Ortes allein für Sonnenscheinreichtum oder -armut ausschlaggebend ist. Dies kommt gleichermassen im Sommer- und Winterhalbjahr zum Ausdruck. Im ersteren Fall bestehen gegenseitig nur geringfügige Differenzen (bis zu RS-Werten von 15%), im letzteren sind sie sehr weitgreifend (bis zu 30% RS), jedoch offensichtlich nicht systematischer Art. Bemerkenswert ist nämlich die Tatsache, dass Zürich als Vertreterin des schweizerischen Mittellandes im Sonnenschein genuss während des Winters stark beeinträchtigt wird (Dezember 15% RS), andererseits zu derselben Zeit die Tallage von Bad Ragaz in noch etwas geringerer Seehöhe das Doppelte an Sonnenschein verbuchen kann. In der alpinen Hochtallage von Davos schliesslich sind die jahreszeitlichen Unterschiede durchgehend sehr gering. Die RS-Werte halten sich dabei nahe dem Jahresmittel um 49%; damit sind sie im Winter vergleichsweise die höchsten.

Eine zusammenhängende Klärung dieser Sachverhalte gibt die Regionalverteilung der RS im Gesamtgebiet der Schweiz, aufgezeigt an den Jahreszeitenbeispielen des Winters (November–Januar) und des Hochsommers (Juli–August). Die Abstufung der RS-Werte in den topographischen Landeskarten erfolgte durch Isohelien von 5 zu 5% RS. Diese Methode lässt auch eine Berücksichtigung der durch die Orographie gesteuerten Einflüsse auf die Verteilung der Sonnenscheindauer zu. Für die Bearbeitung der Sonnenscheindauer-Karten standen rund 5 Dutzend Heliographen- und ebensoviel Bewölkungsbeobachtungsstationen zur Verfügung.

Wie die Erfahrung lehrt, ist das schweizerische Mittelland im Winter in seinem Sonnenschein genuss infolge häufigen Nebels und Hochnebels stark eingeschränkt. Die Isohelien von 15 bzw. 20% umschliessen ausgedehnte Teile der nordschweizerischen Niederung mit den zahlreichen kleineren und grösseren Seengebieten. Gerade dort greifen die beständigen Boden- und Hochnebefelder teilweise sogar bis in die voralpinen Bereiche hinein. In den unteren Höhengschichten des Alpennordhangs bis etwa 1000 m steigen sodann die Mittelwerte der RS wegen des allmählichen Durchschreitens der mit ihrer Obergrenze schwankenden Nebelschichten auf das Doppelte der Niederungslandschaften an, um schliesslich in den alpinen Hochlagen oberhalb 1600 m das Dreifache derselben (45% RS) zu erreichen. In diesem Wert kommt die relativ grosse Häufigkeit antizyklonaler Absinkeffekte oberhalb 1200–1500 m während des Winters zum Ausdruck. Die südlich des Alpenhauptkamms gelegenen Landschaften des Wallis und des Tessins erfreuen sich – im Gegensatz zum Mittelland – einer winterlichen Sonnenscheindauer von nahezu 50%, teilweise sogar noch darüber. Eine Art Sonderstellung nehmen Mittelbünden sowie das Ober- und Unterengadin ein, die zu dieser Jahreszeit im Sonnenschein genuss nahe an die südschweizerischen Landschaften heranreichen (47–49% RS).

Im Sommer sind die Unterschiede zwischen der nordschweizerischen Niederung und den zentralalpinen Hochlagen wesentlich geringer. Im Mittelland und in den voralpinen Seengebieten bewegen sich dann die RS-Werte zwischen 50 und 55%. Gegenüber diesen weisen der Hauptalpenkamm wie auch viele voralpinen Lagen etwas verminderte RS-Werte von rund 45% auf. Im südwestlichen Teil des Genfersees, im Wallis und Tessin andererseits erreichen die RS-Werte sogar 60–70% und unterstreichen damit die sonnenscheinseitige Bevorzugung dieser Landschaften auch im Sommer. Mittelbünden und das Engadin sind mit dem um diese Zeit sonnenscheinreichen Mittelland fast gleich bedacht.

Diese Regionalverteilungen der Sonnenscheindauer enthalten bemerkenswerte Besonderheiten, die auch die vertikale Abhängigkeit der RS im Hochgebirge betreffen. Es bedingen nämlich die grossen Flusstäler mit ihren oft tiefreichenden Einschnitten in die Gebirgsflanken interessante Auswirkungen auf Graduierungen sogar langjähriger mittlerer Sonnenscheindauer-Werte. Ein sinnfälliges Beispiel hierfür stellt das Rheintal dar. Aber auch in anderen Flusseinzugsgebieten, so der Rhone,

Saane, Aare, Reuss u. a. finden sich derartige Eigenheiten. Sie beruhen auf gegenseitigen Nachbarschaftswirkungen der Gebirge einerseits und der Tallandschaften andererseits. Dabei machen vertikal gesteuerte Zirkulationssysteme aller Grössenordnungen ihre Einflüsse geltend. Der «Gebirgsföhn» stellt in diesem Zusammenhang nur einen Sonderfall der Nachbarschaftswirkungen an sich dar. Diese sind im Rheintal bezüglich der Winterverteilung der RS markant und beginnen bereits von den bodenseenahen Gebieten (mit 15–20% RS) an aufwärts in Erscheinung zu treten. Im Abschnitt Buchs erreicht dabei die mittlere RS den Wert von 30%, zwischen Sargans und Landquart den von 35%, um im unteren Prättigau (Schiers) und in Chur 40%, und schliesslich im Hinterrheintal auf sogar 45% anzusteigen. Diese letzteren Mittel liegen nur wenig unter denen der Bündner hochalpinen Lagen. Daraus kann geschlossen werden, dass gerade während des Winters die abwärts gerichtete Komponente der stets vorhandenen Tal-, Hang- und Kammzirkulationen im Bereich der Flusseinzugsgebiete teilweise bedeutende Dezimierungen des Bedeckungsgrades auslösen. Übrigens kommen die Nachbarschaftswirkungen folgerichtig auch in der Niederschlagsverteilung zum Ausdruck.

Untersucht man unter Berücksichtigung dieser sogenannten Nachbarschaftswirkungen die Höhenabhängigkeit der RS für die Schweiz, getrennt nach Alpennord- und -südseite sowie nach den Hauptjahreszeiten, dann ergeben sich folgende Zusammenhänge: Im Winter (November–Januar), Spätwinter (Februar–März) und im Herbst (September–Oktober) finden sich im Mittel auf der Alpennordseite logarithmische Zunahmen der RS mit der Höhe, wobei die grössten mittleren RS-Progressionen im Hochwinter, die kleinsten im Spätwinter und Herbst beobachtet werden. In den untersten Höhenschichten (300–600 m) mit den kleinsten RS-Werten sind dabei die Progressionen nicht stetiger Natur. Denn die während dieser Jahreszeiten häufig auftretenden stabilen Hochnebelfelder bedingen dort vielerorts «Inversionen der Sonnenscheindauer» (= RS-Abnahmen mit der Höhe), und zwar mit Beträgen von im Mittel 3–5% RS.

Die Nachbarschaftswirkungen selbst im Bereich der Flusseinzugsgebiete kommen in logarithmischen Kurvenscharen mit graduierten Anstiegswinkeln zum Ausdruck. Dieselben sind um so grösser, je stärker die Nachbarschaftswirkungen in den unteren Schichten sich zu entfalten vermögen. Die grössten winterlichen Gegensätze zwischen Niederung (200–400 m) und den alpinen Hochlagen (oberhalb 1600 m) betragen rund 40% RS. Unter Berücksichtigung der Nachbarschaftswirkungen aller Grade schwanken dabei die Niederungswerte der RS zwischen 15 und 40% RS. Dieser Schwankungsbereich verringert sich mit wachsender Seehöhe und liegt bei 1000 m zwischen 30 und 45%, um zwischen 1800 und 2000 m sich dem Wert Null zu nähern, dies dort bei einem mittleren RS-Wert von rund 50%. Von dieser mittleren Höhe der hochalpinen Absinkinversion an aufwärts wird wieder eine allmähliche Abnahme der RS beobachtet, die allerdings auf Angaben nur weniger Registrierstationen beruht. Der Rückgang der RS bis etwa 3500 m beträgt im

Mittel 8–10%. Diese Erscheinung gründet sich teilweise auf isolierte Bewölkungsbeeinflussungen im Bereich von Kamm- und Gipfelstationen.

Während der genannten Jahreszeiten (Herbst, Winter, Spätwinter) lassen die Höhenabhängigkeiten der RS auf der Alpensüdseite (mit Ausnahme des Herbstes) eine leicht inverse Struktur gegenüber denen auf der Alpennordseite erkennen. Diese Umkehr der Verhältnisse ist jedoch nicht ausgeprägt, da im Bereich der südschweizerischen Landschaften höhenverschiedene Bewölkungsverhältnisse im Winter nicht ausgesprochen sind. Die RS-Werte liegen dort in allen Seehöhen nahe bei 50%. Im Spätwinter sind die logarithmischen Zunahmen der RS auf der Alpennordseite wesentlich geringer als im Hochwinter. Denn von Ende Februar an bessern sich die Einstrahlungsbedingungen in den Niederungen erheblich.

Im Frühling und Frühsommer (April–Juni) sowie im Hochsommer (Juli–August) ist auf der Alpennordseite das vertikale Verhalten der RS etwas anders geartet als im Winterhalbjahr. Während nämlich zu dieser Jahreszeit die niedrigstwerte der RS in den untersten Hektometern beobachtet werden, finden sie sich im Sommerhalbjahr zwischen etwa 800 und 1000 m. Demzufolge heben sich die voralpinen Gebirgslagen zwischen 600 und 1200 m – besonders im Frühjahr – als Bereiche mit verminderter RS heraus (bis zu 10%). Auch daran sind die sogenannten Nachbarschaftswirkungen beteiligt, ausgelöst durch Tal-/Hang-Windsysteme, wobei zusätzlich die jeweilige Exposition zu den Hauptwindrichtungen ein mitwirkender Faktor sein kann. Aufwindzonen, die durch gesteigerte Konvektionskräfte um diese Zeit besonders in Erscheinung treten, zeichnen sich durch verstärkte Bewölkung und daher verminderte Sonnenscheindauer aus. Im Frühling und Frühsommer tritt als ungünstiges Moment die Tatsache hinzu, dass eine allgemeine instabile Luftmassenschichtung während dieser Jahreszeiten über den Gebirgen fortgesetzt Anlass zu verstärkter Wolkenbildung ist. Nach dem Hochsommer zu schwächt sich diese Instabilität mehr und mehr ab, so dass die Verminderung der RS in den mittleren Höhenlagen zwischen 600 und 1200 m im Mittel nur noch bis 5% RS beträgt. Im Herbst (September–Oktober) wandelt sich die Struktur der Höhenverteilung der RS auf der Alpennordseite um und nimmt wieder den Charakter der hoch- und spätwinterlichen Verhältnisse an (logarithmische Zunahme mit der Höhe).

Im Gegensatz zum winterlichen Verhalten der RS auf der Alpensüdseite ergibt sich dort im Sommerhalbjahr die bemerkenswerte Tatsache einer mit wachsender Seehöhe erfolgenden Abnahme der RS. Sie macht im Höhenbereich zwischen 200 und 2000 m 10–12% RS aus (Rückgang von im Mittel 58% auf rund 46%). Die Ursache hierfür liegt in erster Linie an der in dieser Zeit am Alpensüdrand häufig auftretenden Quellbewölkung, die mit ihrer kräftigen Ausbildung am Tage zu einer Verminderung der RS führen muss. Teilweise ist diese Erscheinung im Herbst noch zu beobachten. Die Sonnenscheinverhältnisse des südlichen Wallis weichen im Frühjahr und Sommer von denen der alpinen und voralpinen Landschaften des Tessins insofern ab, als in den linken Seitentälern der

Rhone bei zeitweiser Unterstützung durch Gebirgslee-Effekte bemerkenswert höhere RS-Werte (55–60 % RS) registriert werden.

Von besonderem Interesse in diesem Zusammenhang sind winterliche Sonnenscheindauer-Vergleiche in unterschiedlichen Landschaften (Niederung, Mittelgebirge, Hochgebirge) anderer Länder (Österreich, Deutschland). Die kleinsten mittleren Sonnenscheindauer-Summen von rund 30 Stunden pro Wintermonat (November, Dezember, Januar) finden sich in Deutschland, wie auch in der Nordschweiz, in den Niederungen. Demgegenüber haben dort die höheren Lagen der Mittelgebirge oberhalb 800 m bereits einen um fast das Doppelte grösseren Sonnenschein genuss. Andererseits unterliegt das deutsche Alpenvorland dem Einfluss der Nachbarschaftswirkung seines alpinen Hinterlandes. Dasselbst sind daher die Sonnenscheinverhältnisse in denselben Hochlagen denen der inneralpinen Gebiete Österreichs stark angeglichen. Das deutsche Alpenvorland in 800–1200 m hat damit an Sonnenschein im Winter fast das Dreifache der Niederungen. In den schweizerischen und österreichischen hochalpinen Regionen oberhalb 1500 m ergibt sich des weiteren das Vierfache der winterlichen Monatssummen (Std.) der mitteleuropäischen Niederungen.