

PLUVIOMETRIE ET TELEDETECTION ACTIVE

Jean-Dominique CREUTIN

Institut de Mécanique de Grenoble
B.P.68 -38402 Saint Martin d'Hères Cedex

INTRODUCTION

L'évolution récente des moyens de mesure des précipitations conduit les hydrologues à s'interroger sur l'opportunité de recourir de manière opérationnelle à des dispositifs de télédétection. Les inconvénients connus des mesures in-situ (par pluviomètres ou pluviographes) rendent en effet très attrayants les avantages prêtés aux mesures par télédétection (radar météorologique par exemple). Il peut alors paraître intéressant d'utiliser la télédétection en complément ou bien en remplacement des dispositifs classiques de mesures in-situ.

Le but de cette communication est de rappeler, dans un premier temps, les caractéristiques du radar météorologique. Ce dispositif de télédétection activé, installé au sol, est assez différent des dispositifs les plus typiques de la télédétection qui sont des dispositifs passifs, pour l'instant, et embarqués sur satellite. Néanmoins cet exemple illustre bien les traits généraux de ce type de mesure ; de plus, le radar météorologique a fait l'objet de plusieurs tentatives d'utilisation en hydrologie de surface.

Dans un deuxième temps, des exemples nous serviront à illustrer les différentes approches suivies pour répondre aux deux questions principales que pose le recours à des mesures de télédétection: (i) comment apprécier la précision de ce type de mesure et (ii) comment tirer parti de la complémentarité entre la télédétection et les réseaux de mesure in-situ.

I. LE RADAR METEOROLOGIQUE

Le radar météorologique émet pendant un temps bref (quelques microsecondes) un signal électromagnétique de forte puissance (quelques centaines de kw) concentré dans un faisceau de faible ouverture (1 à 2 degrés d'angle). La longueur d'onde choisie (5 à 10

cm) est telle qu'une partie de l'énergie émise peut être rétrodiffusée par des gouttes de pluie (de diamètre compris entre 0.1 et 5 mm). La durée d'émission détermine la distance minimale séparant deux mesures le long du faisceau (généralement 100 à 500 mètres); la portée théorique du faisceau étant de 200 km environ et ces explorations radiales se faisant environ tout les 2 degrés en azimut, un tour d'antenne fournit donc environ 100,000 mesures de puissance rétrodiffusée.

La puissance rétrodiffusée est liée à une grandeur caractéristique de la "cible" météorologique rencontrée, la réflectivité, par l'équation du radar:

$$P_R = k \cdot P_T \cdot \frac{K^2 \cdot L^2 \cdot Z}{r^2}$$

où k est une constante caractéristique du radar, P_T et P_R sont les puissances transmise et rétrodiffusée, K^2 est la constante diélectrique de l'eau, L^2 l'atténuation, r la distance de la cible au radar, et Z la réflectivité.

Sous réserve d'un réglage électronique précis et constant dans le temps, le radar donne donc une mesure de la réflectivité des gouttes de pluie contenues dans son faisceau. La réflectivité de chacune de ces gouttes, supposées sphériques, est proportionnelle à la puissance sixième de son diamètre; la réflectivité d'un ensemble de gouttes de distribution granulométrique donnée $N(D)$ peut donc se calculer en intégrant:

$$Z = \int_{D_{MIN}}^{D_{MAX}} N(D) \cdot D^6 \cdot dD \quad \text{mm}^6/\text{m}^3$$

où D_{MIN} et D_{MAX} représentent les diamètres de gouttes extrêmes. Cette intégrale se calcule en supposant, naturellement, que la distribution granulométrique est homogène dans le faisceau.

Mais l'intensité de précipitations, qui constitue la variable d'intérêt, n'est liée que de manière indirecte à la réflectivité. En reprenant les notations données ci-dessus, l'intensité R se calcule par:

$$R = 3,6 \cdot 10^6 \cdot \frac{\pi}{6} \int_{D_{MIN}}^{D_{MAX}} N(D) \cdot D^3 \cdot (V_T(D) - W) \cdot dD \quad \text{mm/h}$$

où $V_T(D)$ est la vitesse terminale de chute des gouttes de diamètre D et W, la vitesse verticale de la masse d'air. Seule la connaissance de $N(D)$, $V_T(D)$ et W permet de lier de manière univoque Z à R. A défaut de cette connaissance, des hypothèses sur la forme et la valeur de ces fonctions conduisent à des relations semi-empiriques de la forme:

$$Z = a \cdot R^b$$

Les coefficients a et b sont souvent identifiés expérimentalement; ils varient assez sensiblement en fonction du type de précipitations.

La dispersion de la relation Z-R du fait des seules fluctuations de N(D) a été illustrée par Richards et Crozier (1983); utilisant des mesures au sol de distributions granulométriques par disdromètre au pas de temps de 7 minutes, ils ont calculé Z et R par intégration en prenant par hypothèse $W=0$ et en choisissant une loi classique pour $V_T(D)$; la figure 1 montre les valeurs de Z et R ainsi obtenues pour des situations météorologiques à caractère orageux. A ces fluctuations assez faibles viennent malheureusement s'ajouter celles qui résultent d'autres sources d'incertitude: (i) dans la mesure de Z et (ii) dans la modification de R entre l'altitude du faisceau et le sol; ces sources d'erreurs ont été souvent décrites par les radaristes (I.I.Zawadsky, 1984 par exemple). Elles se traduisent dans l'exemple de Richards et Crozier par des fluctuations nettement plus importantes; la figure 2 montre les valeurs de Z effectivement mesurées par un radar situé à 36 km du disdromètre donnant les intensités de précipitations R pour les mêmes pas de temps de 7 minutes que précédemment.

Il est clair, à l'examen de ces considérations, que la mesure radar des précipitations présente (i) l'avantage d'une résolution spatiale sans comparaison avec les mesures classiques in-situ et (ii) l'inconvénient d'une précision faible due à la nature indirecte de la mesure ainsi qu'à l'altitude élevée où cette mesure est réalisée.

II. VALIDATION DES MESURES RADAR

Par validation (certains auteurs préfèrent le terme de qualification) nous entendons la démarche qui permet d'apprécier la précision des mesures radar. Deux étapes sont nécessaires pour construire un protocole de validation: (i) choisir des valeurs de référence; idéalement ces valeurs doivent être les valeurs exactes de l'intensité de précipitation, auxquelles nous n'avons jamais accès dans la pratique; (ii) définir des critères de précision qui mesurent la distance séparant les valeurs mesurées par le radar des valeurs de référence. Nous décrirons tout d'abord quelques protocoles décrits dans la littérature, puis nous présenterons les résultats que nous avons obtenus dans le cadre de deux études menées à l'Institut de Mécanique de Grenoble.

II.1. Rappel des études menées en France et l'étranger.

Les années 70 ont été fertiles en études de validation de dispositifs radar. W.Wilson et E.Brandes (1979) font une synthèse de ces travaux. Les valeurs de référence choisies sont généralement le résultat d'une intégration par moyenne arithmétique des mesures pluviométriques sol sur un domaine test de grande dimension (200 à 5000 km²) assez proche du radar (moins de 100 km). Les pas de temps sont importants (généralement celui d'un orage ou bien 24 heures). Les critères de précision sont des erreurs absolues (c.a.d. des moyennes de valeurs absolues d'écart entre valeurs mesurées et valeurs de référence). Ces erreurs sont de l'ordre de 50% pour des précipitations

Figure 1 : Illustration expérimentale de la dispersion de la relation Z-R du fait des seules fluctuations de N(D). (d'après Richards et Crozier)

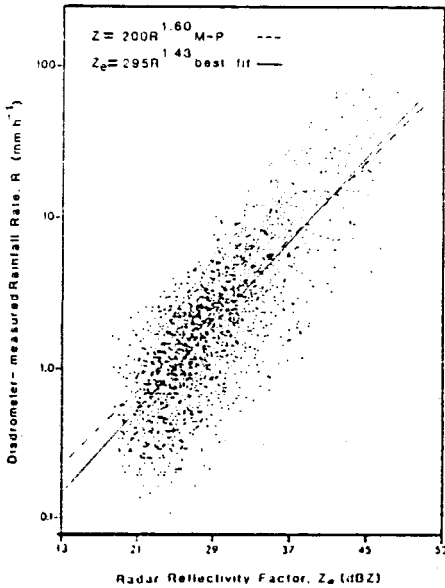
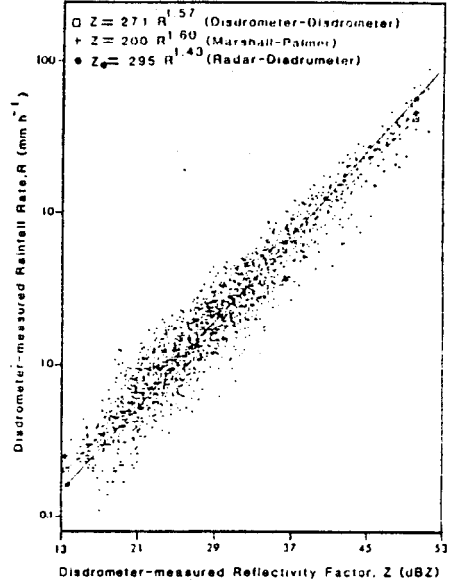


Figure 2 : Illustration expérimentale de la dispersion de la relation Z-R, toutes sources de fluctuations confondues. (d'après Richards et Crozier)

de type convectif et stratiforme; elles chutent entre 20 et 30% après correction à l'aide d'un réseau de mesures au sol.

Dans l'ensemble de ces travaux, certains résultats, obtenus notamment par les radaristes anglais, présentent un contraste sur deux points: (i) leurs pas de temps de travail étaient inférieurs (1 à 3 heures) et (ii) les précisions annoncées plus grandes (7 à 19% après correction à l'aide d'un réseau de pluviographes). Appuyé pour l'essentiel sur l'expérience du "Dee River Project" (projet pilote dans l'utilisation d'un radar en hydrologie mené dans le Nord du Pays de Galle) le caractère exagérément optimiste de ces résultats est dû à un choix pour le moins discutable des valeurs de référence. En effet, ces valeurs sont obtenues par interpolation des mesures sol, respectant la forme générale des champs de précipitations observés par le radar" (voir le rapport "Dee Weather Project", 1977); il s'agissait donc simplement d'une validation d'un dispositif de mesure à l'aide de ses propres mesures.

Cet optimisme a introduit un regrettable malentendu sur la précision du radar: sur la foi de ces résultats, les radaristes proposaient régulièrement aux hydrologues de remplacer les traditionnels pluviographes dont la précision est souvent moins bonne que celle prêtée alors au radar; d'autre part, il devenait désormais difficile d'attribuer au radar des performances inférieures à celles obtenues précédemment sans être soupçonné de mal employer ce dispositif.

Les années 80 ont permis de revenir à plus d'objectivité, notamment grâce à une nouvelle expérience pilote britannique (North West Weather Project utilisant un radar entièrement automatisé installé au nord de Manchester); les précisions annoncées au pas de temps horaire sont de l'ordre de 60% pour des régions situées à moins de 75 km du radar (Report of the steering group NWWP, 1985, page 15).

En France, une première expérience de validation d'un radar météorologique a été tentée par la Météorologie Nationale (projet Hydromel, voir Froment, 1976); cette expérience n'a pas abouti en grande partie en raison des conditions météorologiques particulières de l'année choisie. Depuis lors, trois laboratoires ont entrepris de telles validations: (i) l'Institut de Mécanique de Grenoble (des mesures radar provenant du réseau ARAMIS de la Météorologie Nationale - radars de Dammartin en Goelle et de Toulouse, et de l'Observatoire Météorologique de Mac Gill à Montréal ont été testées à un pas de temps journalier; voir Creutin et al 1982 et 1987 et Delrieu et al 1987); (ii) le CERGRENE (laboratoire de l'ENS des Ponts et Chaussées où, pour des besoins de gestion automatisée en hydrologie urbaine, les possibilités du radar ont été étudiées au pas de temps du quart d'heure (Andrieu, 1987); (iii) l'Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand (ce laboratoire a développé un radar à diversité de polarisation et a commencé de le valider sur une zone urbaine; Pointin, Ramond, Fournet-Fayard, 1987).

II.2. Protocole de validation proposé et résultats obtenus.

Les validations effectuées à l'IMG se sont appuyées sur des valeurs de référence calculées à partir des mesures sol; ces valeurs résultent d'une intégration par krigeage sur des aires géographiques

(ou cibles) correspondant à un ou plusieurs éléments d'image radar ; chacune de ces cibles contiennent un ou plusieurs points de mesure sol.

Ce choix présente différents avantages:

- l'information destinée à valider les mesures radar est obtenue de manière indépendante du dispositif validé;
- les valeurs de référence représentent la valeur de la pluviométrie sol, qui est la variable d'intérêt pour les hydrologues;
- les valeurs comparées présentent une certaine homogénéité d'échelle: l'intégration spatiale effectuée par la mesure radar étant irréversible, il paraît inévitable de la comparer au résultat d'une intégration de la mesure sol ponctuelle sur des aires communes;
- l'intégration par krigeage (méthode d'estimation géostatistique maintenant classique en hydrologie, voir par exemple Delhomme, 1978) confère au résultat obtenu une optimalité statistique; la valeur de l'intégrale s'accompagne d'une estimation de la variance de l'erreur commise, qui peut être utilisée comme un index de précision de cette intégrale, donc de la valeur de référence;
- la présence d'une ou plusieurs stations pluviométriques sur chaque cible permet d'espérer, a priori, une bonne précision d'estimation de l'intégrale; cet espoir est pris en défaut lorsque le champ pluvieux est trop cahotique, ce qui se traduit par une variance d'estimation forte;
- enfin, la dimension réduite des cibles, et leur distribution spatiale aussi dense et uniforme que possible, permet de tester la capacité du radar à apprécier la variabilité spatiale de la pluviométrie.

Les résultats dépendent naturellement des conditions d'expérience: dans le cas de Dammartin en Goelle le réseau pluviométrique se trouvait loin du radar (entre 70 et 180 km), les cibles avaient une surface de 25 km² et les situations météorologiques étudiées comprenaient des situations frontales et convectives; dans le cas de Montréal le réseau est plus proche (en deça de 100 km), les cibles plus réduites (6 km²) et les situations ont un caractère convectif plus systématique.

Nous disposons dans les deux cas d'un ensemble de 11 journées; les erreurs commises par le radar à ce pas de temps journalier sont respectivement de 65% et 45% pour Dammartin et Montréal.

La co-fluctuation des mesures radar avec les valeurs de référence a également été appréciée en calculant, pour chaque journée, le coefficient de corrélation entre ces valeurs ou, plus précisément, le carré de ce coefficient qui représente la fraction de la variance spatiale des valeurs de référence expliquée par les mesures radar. En moyenne sur l'ensemble des journées disponibles, ces fractions valent respectivement 37% et 42%.

De tels résultats n'ont pas de signification dans l'absolu. Afin de les situer, nous les avons comparés avec les performances d'un réseau classique de pluviomètres utilisé pour calculer la lame d'eau sur les cibles de validation. Bien sûr, certaines précautions ont été prises pour éviter que l'information utilisée pour établir la référence ne soit utilisée lors de cette intégration. En terme de co-fluctuation spatiale, les performances du radar sont équivalentes à celles d'un réseau de densité égale environ à une station pour 1500 km² (les fractions de variance expliquée sont respectivement égales à

25%, 44% et 58% pour des densités de une station pour 2000, 1400 et 700 km²).

III. ETALONNAGE DES MESURES RADAR

Le terme d'étalonnage a été classiquement donné par les radaristes à la démarche qui consiste à corriger les mesures radar à l'aide des mesures pluviométrique sol. Nous rappellerons les méthodes d'étalonnage décrites dans la littérature, puis nous décrirons brièvement la méthode que nous préconisons, dont la logique est assez différente.

III.1. Description de quelques méthodes classiques d'étalonnage.

L'ensemble de ces méthodes sont fondées sur une correction de la constante multiplicative a de la relation réflectivité-intensité. Ce choix s'explique en pratique par la difficulté de remettre en cause le paramètre b; en effet les mesures radar corrigées sont généralement des cumuls de différentes images prises à des instants successifs (par exemple une estimation horaire est obtenue en cumulant les 12 intensités de précipitations déduites d'images radar prises à intervalles de 5 minutes); ces cumuls n'ont de sens que si ils sont opérés sur des valeurs de réflectivité transformées en intensité, donc après un choix de relation Z-R dont seul le paramètre multiplicatif pourra être réajusté.

La correction la plus simple consiste à appliquer uniformément à l'ensemble des mesures radar le même facteur de correction multiplicative de manière à réduire, aux points d'étalonnage, l'écart entre les mesures radar et les mesures pluviométriques sol. Si l'on note $P_{sol}(x_i)$ la valeur de l'intensité pluvieuse mesurée par le pluviomètre x_i (i prenant des valeurs de 1 à N) et $P_{radar}(x_g)$ la valeur de l'intensité pluvieuse déduite de la mesure radar sur l'élément d'image x_g ($g=1$ à G), le facteur correctif F peut être calculé de la manière suivante:

$$F = \frac{\sum_{i=1}^N P_{sol}(x_i)}{\sum_{i=1}^N P_{radar}(x_i)} \quad \text{ou bien} \quad F = \sum_{i=1}^N \frac{P_{sol}(x_i)}{P_{radar}(x_i)}$$

Son application permet d'obtenir, en tout point de grille x_g des valeurs corrigées:

$$\hat{P}_{radar}(x_g) = P_{radar}(x_g) \cdot F$$

telles que la moyenne des valeurs Pradar(x_i) soit égale à la moyenne des valeurs $p_{sol}(x_i)$, ou bien telle que la moyenne de leurs rapports soit égale à 1.

Des méthodes plus sophistiquées ont proposé de prendre en compte de manière explicite les variations du facteur F dans l'espace (Brandes, 1976), ou/et dans le temps (Collier, 1987). Le facteur F peut en effet être calculé en chaque point d'étalonnage ($F(x_i) = p_{sol}(x_i)/Pradar(x_i)$), puis estimé par interpolation en chaque point x_g . D'autre part les fluctuations de F dans le temps peuvent être reliées statistiquement au type météorologique de précipitation, puis modulées suivant cette relation.

Les difficultés soulevées par l'application de ces dernières méthodes sont de deux ordres:

- le calcul des facteurs F en un point pose des problèmes d'instabilité notamment lorsque les valeurs de pluie sont faibles;
- la régionalisation des facteurs F suppose (i) qu'ils sont spatialement organisés et (ii) que la méthode d'interpolation utilisée tiendra compte de cette organisation afin d'apporter certaines garanties sur la fiabilité de ces facteurs entre les points d'étalonnage.

Ces difficultés ont conduit les auteurs à résoudre ces problèmes de manière souvent empirique et lourde; C.Collier, par exemple, traite la variabilité spatiale et temporelle de F à l'aide de plusieurs dizaines de relation Z-R pour la région couverte par un radar.

III.2. Méthode d'étalonnage proposée.

Plutôt que de corriger une mesure (p_{radar}) à l'aide d'une autre (p_{sol}), nous proposons de combiner ces deux types d'information afin de vérifier un critère statistique clair: minimiser la variance d'estimation de la variable d'intérêt, ici l'intensité de pluie au sol. La méthode utilisée pour cela est le cokrigage (ou interpolation optimale multivariable) qui est une extension à deux variables des méthodes d'estimation de la géostatistique (G.Matheron, 1965) ou de l'analyse objective (L.S.Gandin, 1965).

La combinaison proposée est linéaire:

$$p^*_{sol}(x_0) = \sum_{i=1}^N l_i \cdot p_{sol}(x_i) + \sum_{g=1}^G l_g \cdot Pradar(x_g)$$

et les coefficients l_i et l_g minimisent la variance:

$$\text{var}(p^*_{sol}(x_0) - p_{sol}(x_0))$$

où $p_{sol}(x_0)$ représente la valeur exacte de l'intensité de pluie au point x_0 .

La minimisation de ce critère nécessite une modélisation statistique de la structure spatiale des variables p_{sol} et Pradar;

sous réserve de la bonne adéquation de ce modèle, les coefficients l_1 et l_2 prennent en considération (i) la géométrie des réseaux de mesure et du point reconstitué, (ii) la variabilité spatiale propre de chaque type de mesure, et (iii) leur cofluctuation spatiale.

Cette méthode gère donc de façon automatique la pondération relative à attribuer à chaque type d'information disponible.

Ce mode d'étalonnage appliqué aux données décrites précédemment nous a permis de réduire les erreurs relatives respectivement à 22% et 37% pour Dammartin (une station d'étalonnage pour 700 km²) et Montréal (une station pour 1400 km²). La cofluctuation avec les valeurs de référence est également améliorée en passant respectivement à 58% et 54%.

CONCLUSION

Le radar météorologique, comme tout dispositif de télédétection, fournit des mesures indirectes qu'il est nécessaire de valider et d'étalonner à l'aide de mesures directes. A ce jour peu d'expériences destinées à montrer l'intérêt quantitatif du radar en hydrologie ont été réalisées. Elles supposeraient, d'une part l'existence d'une longue série de mesures radar dans une région sensible d'un point de vue hydrologique et, d'autre part une validation rigoureuse des améliorations apportées sur l'estimation des lames d'eau mais aussi sur la reconstitution des débits. Il est raisonnable de penser que l'expérience Cévennes 86-87 conduit en ce sens; trois laboratoires (IMG, LAMP, et LCPC de Nantes) appuyés par le Ministère de l'Environnement, ont installé, pour les automnes 1986 et 1987, un radar couvrant la région des Gardons; si cette expérience peut être prolongée de manière à concerner un nombre suffisant d'épisodes générateurs de crues significatives, elle fournira un ensemble de données unique dont l'analyse sera riche.

Enfin, rappelons que des développements technologiques récents (radars multiparamètres par exemple) permettent d'envisager des progrès dans l'interprétation physique des mesures et donc une amélioration de la précision de ce dispositif.

BIBLIOGRAPHIE

ANDRIEU H. 1987

Expérience radar météorologique et hydrologie urbaine en Seine-Saint-Denis. Article soumis à la Houille Blanche.

BRANDES E.A., 1975

Optimizing rainfall estimates with the aid of radar. J. Appl. Meteor., 14, 1339-1345.

CENTRAL WATER PLANNING UNIT, 1977

Dee Weather Radar and Real-time Hydrological forecasting Project. Report by the Steering Comm. CWPU, Reading.

COLLIER C.G. 1987

Accuracy of rainfall estimates by radar. Article en trois parties à paraître dans J. of Hydrology.

CONSORTIUM OF THE NORTH WEST WEATHER PROJECT, 1985

North West Weather Project. Report of the Steering Group, 73 pp.

CREUTIN J.D., G. DELRIEU et C. OBLED, 1983

Calibration d'un radar météorologique pour la mesure des précipitations: premiers résultats en région parisienne. La Houille Blanche, no 5/6, 421-429.

CREUTIN J.D., G. DELRIEU et T. LEBEL, 1987

Rain measurement by raingage-radar combination: a geostatistical approach. Article soumis à J. of Atm. and Ocean. Technology.

DELHOMME J.P., 1978

Kriging in hydrosociences. Advan. Water Resources, 1(5), 251-266.

DELRIEU G., A. BELLON et J.D. CREUTIN, 1987

Estimation de lames d'eau spatiales à l'aide de données de pluviomètres et de radar météorologique. Article soumis au J. of Hydrology.

FROMENT G., 1981

Projet Hydromel. Rapport interne de la Météorologie Nationale, 32 pp.

GANDIN L.S., 1965

Objective analysis of meteorological fields. Israel Program for Scientific Translation, Jerusalem, 242 pp.

MATHERON G., 1965

Les variables régionalisées et leur estimation. Masson Ed., Paris, 305 pp.

POINTIN Y., D. RAMOND et J. FOURNET-FAYARD, 1986

Application d'un radar à diversité de polarisation en hydrologie urbaine: Clermont-Ferrand 85_86. Document de travail 86-12, 38 pp.

RICHARDS W. et CROZIER C., 1983

Precipitation measurements with a C-band radar in Southern Ontario. Atmos. - Ocean., 21, 125-137.

WILSON J.W. and E.A. BRANDES, 1979

Radar measurement of rainfall - a summary. Bull. Amer. Meteor. Soc., 60, 1048-1058.

ZAWADSKY I.I., 1984

Factors affecting the precision of radar measurement of rain. 22nd Conference on Radar Meteorology, Boston, 251-256.