

Evaluer et prendre en compte le renforcement orographique

Jean Claude Bergès¹, Isabelle Jobard², Rémy Roca²

1. PRODIG, Université Paris 1, 7 rue Valette, 75005, Paris

2. Laboratoire de Météorologie Dynamique, Ecole Polytechnique, 91128 Palaiseau cedex

Email: jean-claude.berges@univ-paris1.fr

Ce texte présente les premiers résultats obtenus à partir de la base VIRS/PR. Un moyen simple d'analyse des biais systématiques et en particulier des effets orographiques est proposé.

Dès le lancement des premiers satellites météorologiques, le potentiel des capteurs infrarouges thermiques pour l'évaluation des précipitations avait été évoqué. Mais il faudra attendre le lancement du satellite géostationnaire de la NOAA et les résultats de l'expérience GARP pour que des méthodes opérationnelles apparaissent (Arkin, 1979). Cette première méthode, le GPI, utilise un principe très simple, un seuil fixe en température permet de détecter les précipitations. Pour l'améliorer des algorithmes plus complexes ont été développés mais ils reposent tous sur une relation statistique entre température de brillance et intensité ou probabilité de précipitation. Mais, malgré son importance, sa validité spatiale a été assez peu étudiée à l'échelle globale.

La disponibilité des données du satellite TRMM, lancé en 1997, a été un événement majeur pour les études sur la convection tropicale. L'instrument le plus innovant de ce satellite est le PR (Iguchi et al., 2000) qui est le premier radar de précipitation spatial. Malgré quelques biais connus dans la détection des pluies faibles et l'élimination des échos de sol, cet instrument reste le meilleur outil satellitaire de mesure des précipitations. Sa principale limitation réside dans sa couverture spatiale limitée, la fauchée ne comportant que 49 pixels d'une résolution de 5 km.

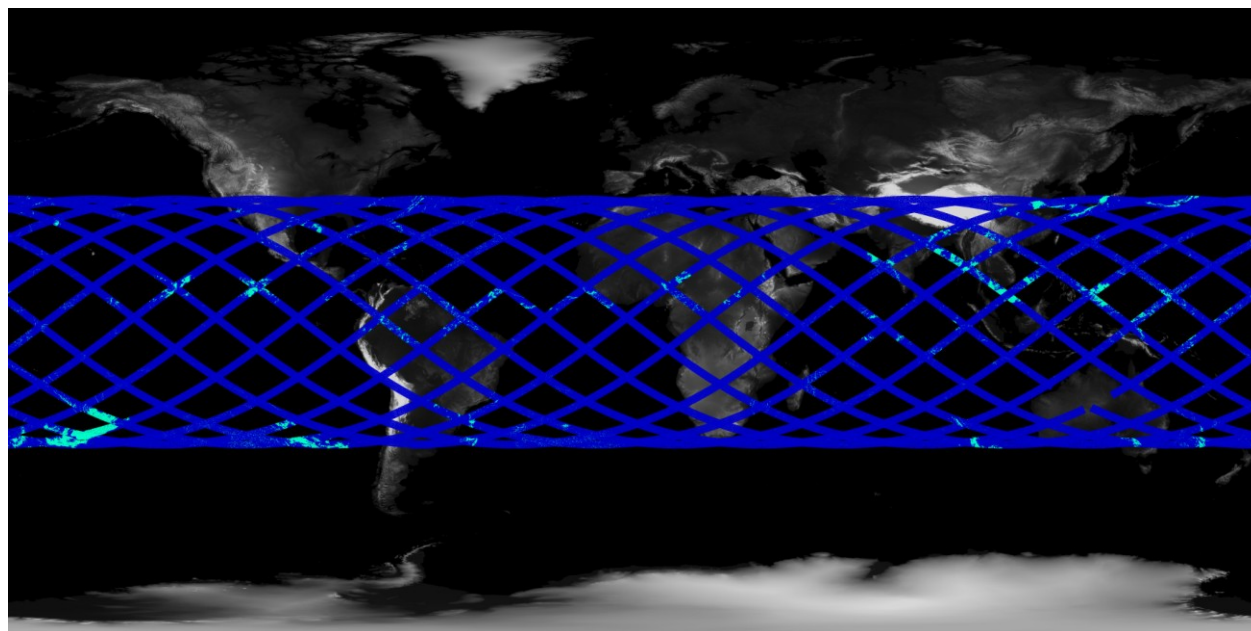


Fig. 1: Trace du radar de précipitation (bleu) superposée au modèle numérique de terrain ETOPO1 pour une journée (1 Juillet 2006). Les pluies détectées par le radar sont représentées en cyan.

Cette limitation apparaît clairement sur la figure 1 où figurent tous les événements précipitants enregistrés

en une journée par cet instrument. Mais si ce dispositif seul n'est pas approprié pour la restitution de champs de pluies quotidiens, la disponibilité d'une base contenant aujourd'hui plus de dix ans de données en fait un outil approprié pour les études climatologiques. Nesbitt et Anders (2009) ont discuté la validité statistique de cette base pour une restitution à échelle fine des précipitations et ont signalé leur apport potentiel à l'étude des phénomènes orographiques. Notre base d'étude a été constituée à partir des produits 2A25 et 1B01 (<http://trmmopen.gsfc.nasa.gov>). Le produit 2A25 est constitué à partir du PR et fournit des estimations de taux de précipitation instantanés et le produit 1B01 contient les radiances du VIRS, le radiomètre visible et infra-rouge de TRMM. L'utilisation de ce radiomètre offre plusieurs avantages par rapport aux données des géostationnaires: elle élimine les biais associés au décalage temporel des enregistrements et assure une continuité de la calibration du capteur infra-rouge. Cette base contient sept ans de données de 2002 à 2008, les données antérieures à 2002 n'ont pas été considérées à cause du passage de TRMM sur une orbite plus haute à partir de 2001, susceptible d'introduire une discontinuité dans les séries.

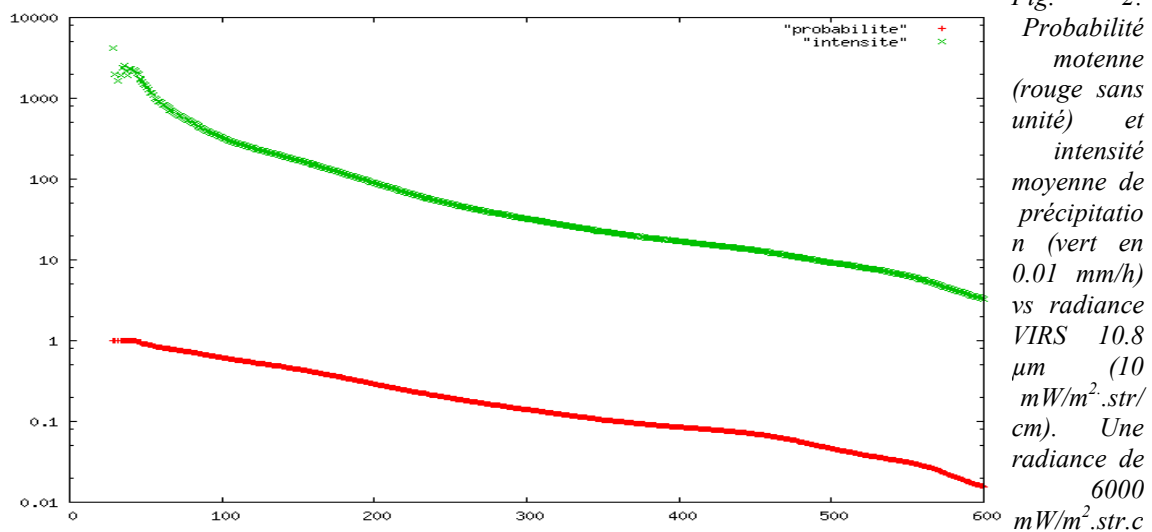


Fig. 2: Probabilité motenne (rouge sans unité) et intensité moyenne de précipitation (vert en 0.01 mm/h) vs radiance VIRS 10.8 μm (10 $\text{mW}/\text{m}^2 \cdot \text{str}/\text{cm}$). Une radiance de 6000 $\text{mW}/\text{m}^2 \cdot \text{str} \cdot \text{c}$

m^{-1} correspond à une température proche de 0 °C.

La figure 2 montre la relation statistique obtenue en combinant des mesures du capteur infrarouge 10.8 μm du VIRS et du radar de précipitation. Les valeurs infra-rouges sont ici codées en radiance et non en température afin de rester homogène avec la résolution radiométrique du capteur. Pour une radiance VIRS donnée, la probabilité désigne le rapport du nombre d'événements que le radar a reconnu comme précipitants sur celui de ses observations. La relation, qui est ici obtenue à partir de l'ensemble de la base, est stable à cette échelle d'agrégation: les courbes calculées année par année restent très similaires. Ces courbes ont souvent été approchées par une loi de puissance (Vicente et al., 1998) et le tracé en échelle logarithmique montre l'adéquation de cette formalisation pour les températures inférieures à 0 °C. Cet ajustement est bien sur meilleur pour les probabilités de pluies qui ne présentent pas de dispersion pour les plus basses températures.

Sur la figure 3, la répartition spatiale d'un seuil est cartographiée. Ce seuil, similaire à celui du GPI, est calculé indépendamment pour chaque noeud de la grille. Un masque a été appliqué pour ne conserver que les surfaces émergées. Ce masque élimine également les noeuds de grille où la relation ne peut pas être estimée faute d'un nombre suffisant d'événements observés (zones arides ou haute montagne). Pour chaque maille de $1^\circ \times 1^\circ$, le nombre d'événements pluvieux repérés par le radar pendant les sept années d'observation a été calculé. Puis un histogramme des températures de brillance à 10.8 μm a été réalisé et à partir de celui ci un seuil en température est choisi de telle manière que le nombre d'événements pluvieux soit le même que celui d'occurrences de nuages plus froids que le seuil. Bien que ce seuil présente une cohérence spatiale, sa répartition peut paraître surprenante dans la mesure où elle ne distingue pas immédiatement les zones inter-tropicales selon leur aridité. Cet effet est très net sur l'Afrique où le Nord Sahel et le bassin du Congo présentent des valeurs proches.

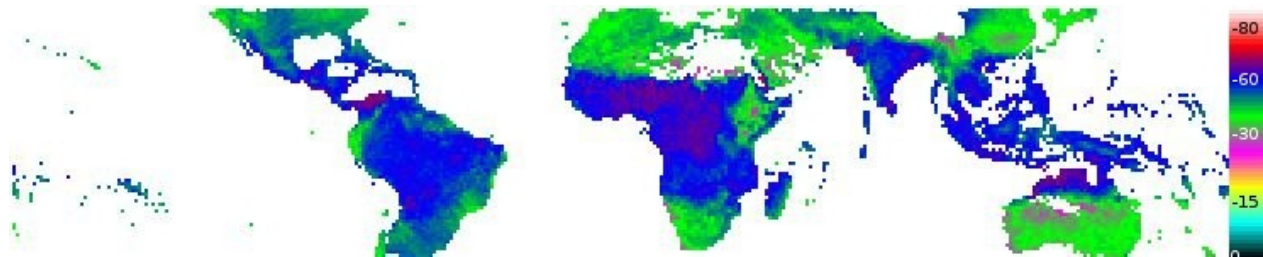


Fig. 3: Seuils thermiques de discriminations pluie/non pluie. L'échelle de température est codée en Celcius.

La relation globale entre probabilité de précipitation et radiance étant proche d'une loi de puissance, les coefficients d'ajustement linéaires ont été calculés sur chaque noeud de la grille de 1° . Compte tenu de l'effectif plus faible, les courbes obtenues sont moins lissées mais l'indice d'ajustement quadratique reste excellent. Il est supérieur à 0.9 pour la plupart des noeuds et les écarts les plus significatifs se retrouvent dans les zones les plus arides où l'échantillonnage des événements précipitants devient insuffisant. Les coefficients de pente sont représentés en figure 4. Bien que certaines caractéristiques communes se retrouvent, cette figure diffère sensiblement de la figure 3. Mais, d'une manière plus surprenante, les structures à grande échelle du relief sont clairement visibles. Ainsi sur la côte occidentale de l'Afrique les valeurs minimales de ce coefficient apparaissent pour l'Atlas, le Fouta Djallon, le mont Cameroun et et la bordure du plateau Namibien. Les pentes plus faibles de la droite de régression sont associées à des mailles présentant des différences d'altitude significatives. L'absence de relation apparente du coefficient de pente avec le cumul de précipitation mérite également d'être signalée.

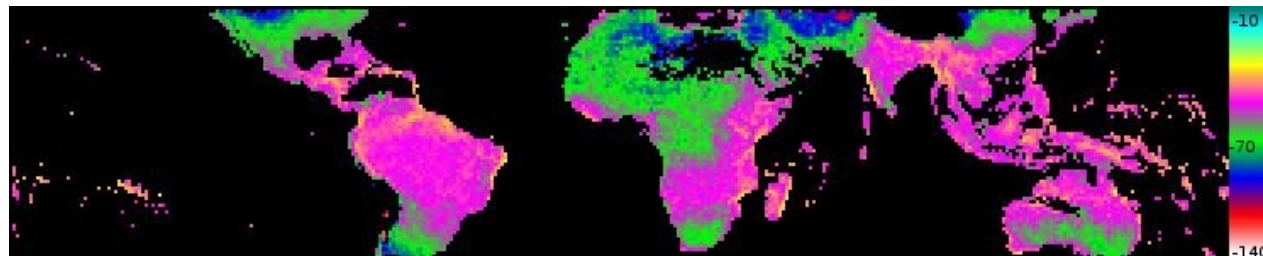


Fig. 4 : Pente de l'ajustement log-linéaire entre radiances et probabilités de précipitation

Si, comme le suggère les résultats précédents, le facteur principal de variation est associé au relief les biais systématiques doivent alors être évalués à une échelle plus fine que le degré, la longueur de la série de donnée permettant d'effectuer des calculs sur une maille correspondant à la résolution spatiale du capteur (5 km) sans perturbation associée au sous-échantillonnage. Pour ce faire un indicateur d'écart, l'indice de renforcement, est défini comme le cumul des erreurs d'une estimation de probabilité de précipitation basée sur l'infrarouge thermique. La référence est ici fournie par le radar de précipitation. Si ce cumul est positif cela signifie que pour cette maille la procédure d'estimation infrarouge sous estime les pluies et que, à nébulosité égale, les précipitations sont supérieures à la moyenne. Le choix de la procédure d'estimation dépend de la finalité de cet indicateur. Pour introduire un élément correctif dans une procédure opérationnelle son calcul devra être aussi proche que possible de l'algorithme mis en oeuvre. Par contre, pour évaluer globalement cet effet, le critère principal est la robustesse de l'estimation. Aussi la probabilité de pluie a été déterminée à partir de la relation tracée en figure 2. Il faut souligner qu'estimer cette relation sur un voisinage local et non à partir de l'ensemble de la base n'améliore pas les résultats, l'utilisation d'un tel voisinage reposant sur une hypothèse de stationnarité qui n'est justement pas valide à cause des discontinuités introduites par le relief. Dans la figure 5 les valeurs positives ont été représentées en face du modèle numérique de terrain sur une fenêtre englobant le sous-continent Indien. Malgré l'intermittence des mesures du satellite, les structures sont spatialement cohérentes. Les zones de plus fort renforcement correspondent à

d'importants dénivelés: Ghat Occidentaux, piémont du massif Himalayen, Assam, cote Birmane. Au sud de l'Himalaya deux bandes parallèles apparaissent nettement; elles correspondent à des altitudes de 800m et 2000m.

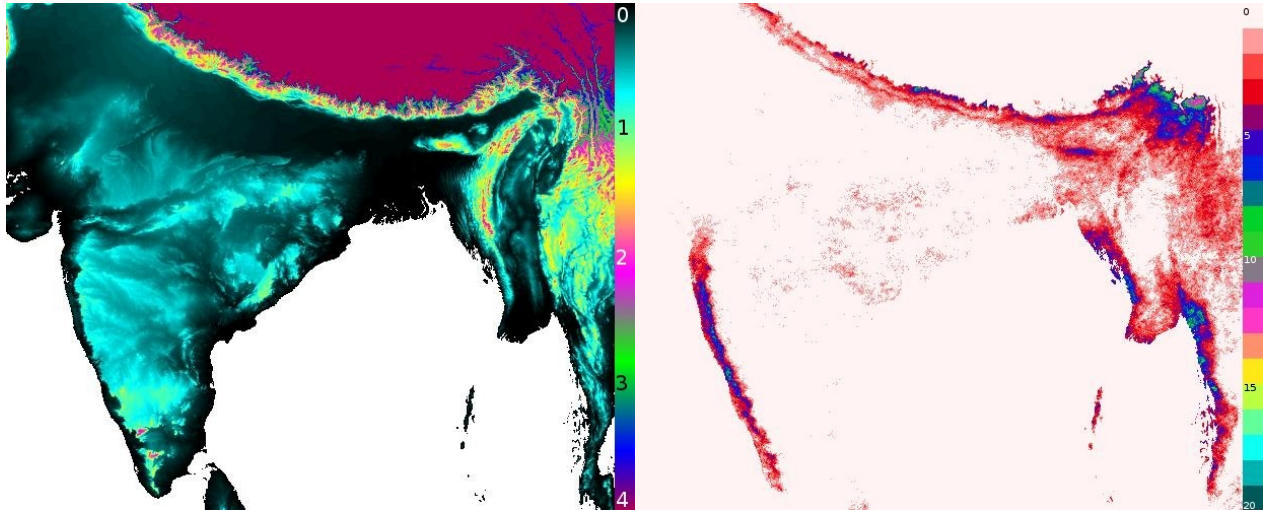


Fig. 5: modèle numérique de terrain (gauche, altitudes en km) seuillé à 4000m et indice de renforcement (droite). Les coordonnées de la fenêtre d'extraction sont 70E-100E/33N-8N.

Avec l'extension du dispositif d'observation spatial par micro-onde passive, les produits de précipitation actuels intègrent cette information qui a une relation plus directe avec le phénomène physique. Néanmoins les capteurs infra-rouge thermiques gardent tout leur intérêt pour leur meilleur échantillonnage temporel et leur données sont utilisées par différentes méthodes pour interpoler les mesures micro-onde. Que cette interpolation soit effectuée par adaptation d'histogramme ou par restitution d'un champs de déplacement, elle repose sur une hypothèse implicite de stationnarité et d'isotropie de la relation entre température de brillance et intensité de précipitation. Or l'analyse d'une longue série de données montre que cette relation présente de fortes discontinuités associées au relief. Et à ce titre l'étude des effets orographiques importe.

REFERENCES

- Arkin, P. A. (1979) The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1382-1387.
- Iguchi T., T. Kozi, R. Meneghini, J. Awaka, and K. Okamoto (2000). Rain-profiling algorithm for the TRMM precipitation radar. *J. Applied Meteorology*, 39, 2038-2052.
- Nesbitt, S. W. and A. M. Andres (2009). Very high resolution precipitation from the Tropical Measuring Mission precipitation radar. *Geophysical Research Letter*, 36, 15815-15819.
- Vicente, G and R. A. Scofield (1998), The operational GOES infrared rainfamm estimaon technique, *Bull. Amer. Meteor. So.*, 79, 1883-1898.