

Influence du relief sur les precipitations en Guadeloupe

Autor(en): **Rossignol, D.**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Ingénieurs et architectes suisses**

Band (Jahr): **116 (1990)**

Heft 18

PDF erstellt am: **12.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-77292>

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.

of complex watershed-modeling problems, making maximum use of current and future advances in the fields of expert systems, geographic information systems, remote sensing, information management, and computer science. Much work remains to be done to determine which simulation approaches are best for various combinations of application problems and data constraints. As this work is completed, however, the question of which model is best for mountainous regions will be changed to a more appropriate question of which combination of process components is best.

REFERENCES

- Day, G.N. (1985) Extended streamflow forecasting using NWSRFS. *J. Wat. Resour. Plan. and Manag. Am. Soc. Civ. Eng.* 111 (2), 157-170.
- Draper, N.R. & Smith, H. (1966) *Applied Regression Analysis*. John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Environmental Systems Research Institute, Inc. (1989) *ARC/INFO user's guide-Rev. 5*. Redlands, Calif.
- Green, W.H. & Ampt, G.A. (1911) Studies on soil physics, I— Flow of air and water through soils. *J. Agric. Res.* 4, 1-24.
- Hjelmfelt, A.T., Piest, R.P. & Saxton, K.E. (1975) Mathematical modeling of erosion on upland areas. In: *Congress of the 16th Int. Assoc. for Hydraul. Res. (Proc. Symp., Sao Paulo, Brazil)*, vol. 2, pp. 40-47.
- Jenson, S.K. & Domingue, J.O. (1988) Software tools to extract topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogram. Eng. and Remote Sensing* 54 (11), 1593-1600.
- Leavesley, G.H. & Stannard, L.G. (1990) Application of remotely sensed data in a distributed-parameter watershed model. In: *Applications of Remote Sensing in Hydrology (Proc. Workshop, February, 1990)*, National Hydrology Research Institute, Saskatoon, Saskatchewan, Canada, in press.
- Leavesley, G.H., Lichty, R.W., Troutman, B.M. & Saindon, L.G. (1983) Precipitation-runoff modeling system-User's manual. *USGS Wat. Resour. Invest. Rep.* 83-4238.
- Lumb, A.M., Kittle, J.L., Jr., & Flynn, K.M. (1989) Users manual for ANNIE, a computer program for interactive hydrologic analysis and data management. *USGS Wat. Resour. Invest. Rep.* 89-4080.
- Obled, Ch. and Rosse, B. (1977) Mathematical models of a melting snowpack at an index plot. *J. Hvdrol.* 32, 139-163.
- Rosenbrock, H.H. (1960) An automatic method of finding the greatest or least value of a function. *Computer J.* 3, 175-184.
- U.S. Army (1956) *Snow Hydrology*. U.S. Army Corps. of Engineers, Portland, Oregon, USA.
- U.S. Soil Conservation Service. (1971) *SCS National Engineering Handbook, Sec. 4-Hydrology*. U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.

«En mémoire à Dominique ROSSIGNOL»

INFLUENCE DU RELIEF SUR LES PRECIPITATIONS EN GUADELOUPE

D. ROSSIGNOL

Centre ORSTOM de Guadeloupe, B.P. 1020, 97178 Pointe-à-Pitre, Guadeloupe

RESUME : les caractéristiques des précipitations journalières et des intensités sont analysées dans le but d'approfondir les mécanismes d'augmentation des précipitations sur le relief de la Basse-Terre. La variation de l'accroissement orographique en fonction du vent et de l'intensité moyenne des précipitations est analysée au pas de temps journalier. L'étude des intensités au pas de temps d'une minute permet de différencier les postes situés sur la pente des postes de crête. La variation diurne distingue les postes influencés préférentiellement par l'orographie pure de ceux qui subissent le réchauffement diurne.

INTRODUCTION

L'influence des reliefs sur la circulation atmosphérique représente un des phénomènes générateur des précipitations, les deux autres étant les perturbations cycloniques du front polaire et la convection. Les massifs montagneux sont généralement un facteur d'augmentation des précipitations, à tel point qu'ils représentent souvent des réservoirs naturels d'eau, jouant un rôle primordial dans l'économie humaine. L'évaluation des précipitations sur une surface accidentée n'est pas résolue. Les méthodes d'interpolation courantes à partir de quelques données ponctuelles ne sont pas satisfaisantes, car elle ne représente pas l'effet du relief sur le flux atmosphérique. Seule la modélisation serait capable d'en tenir compte. Avant d'envisager de construire un modèle représentatif des précipitations en montagne, il faut connaître le processus physique responsable de l'augmentation observée.

Différents processus interviennent selon la dimension du massif montagneux par rapport à l'échelle des phénomènes météorologiques étudiés, influencés ou non par la force de Coriolis.

- La convergence de frottement de la couche limite augmente en présence de la forte rugosité du relief.
- La pente montagneuse favorise l'ascendance de l'air qui subit alors un refroidissement adiabatique qui peut aller jusqu'à la condensation et la formation de nuages. Alpert et Corradini ont développé des modèles numériques basés sur ce phénomène physique.
- Le réchauffement diurne des sommets favorise plus particulièrement la convection dans un environnement atmosphérique froid dû à l'altitude.
- Certaines influences orographiques trouvent leur origine dans un mécanisme

d'ensemencement naturel des nuages inférieurs d'origine orographique par les nuages supérieurs d'origine cyclonique. Ce processus est appelé par les Anglo-Saxons «Bergeron's seeder-feeder» a été mis en évidence lors du passage de front sur les Galles du Sud.

Dans une situation géographique et climatique donnée, il convient d'analyser les données disponibles pour découvrir quel processus est susceptible d'avoir l'influence prépondérante. Cette étude traite du cas particulier de la Guadeloupe. Après l'observation de l'existence d'un fort gradient pluviométrique du cumul annuel (près de 10 m sur une distance horizontale de 10 km), sur le massif de la Soufrière, nous avons analysé les précipitations à des pas de temps inférieurs (jour et minute), dans le but d'affiner la connaissance du phénomène.

LA GUADELOUPE

Situation géographique et climatologique

L'île de la Guadeloupe, située par 61 degrés Ouest et 16 degrés Nord, fait partie de la chaîne des petites Antilles s'étendant des îles Vierges à Trinidad. Elle est sous l'influence des vents d'alizés, lui procurant un régime climatique tropical océanique, constitué essentiellement de deux saisons :

- la saison sèche ou carême de janvier à avril, est caractérisée par l'influence dominante d'un alizé stable et peu épais, surmonté de la circulation d'Ouest des latitudes tempérées.
- la saison humide, de juillet à octobre, pendant laquelle l'alizé s'épaissit, est le siège de perturbations tropicales tels que ondes d'Est, dépressions et ouragans

Les précipitations y sont très rarement d'origine cyclonique, mais essentiellement convectives et orographiques, quelle que soit la saison. En saison humide les perturbations sont des amas convectifs mobiles associés aux perturbations tropicales. En saison sèche, pendant l'hiver boréal, les perturbations sont dues à des passages de talweg d'air froid en altitude, qui destabilisent l'équilibre vertical de l'atmosphère dont la couche limite au contact de l'océan tropical reste chaude et humide. Le profil vertical de l'atmosphère devient alors instable et favorable au développement de cumulo-nimbus fortement convectifs.

Le relief

La Guadeloupe est constituée de deux îles de formation géologique différente, séparées par un bras de mer très étroit. L'île sous le vent est formée d'une barrière montagneuse d'origine volcanique, orientée grossièrement Nord Sud, perpendiculairement aux vents dominants, et plus élevée au Sud qu'au Nord (Soufrière 1457 m), responsable d'un effet orographique important. La figure 1, issue d'un modèle numérique de terrain, illustre le relief.

L'île au vent est un plateau calcaire d'origine corallien culminant à 150 m d'altitude. La Guadeloupe est la seule île de la chaîne des petites Antilles à être constituée de deux entités géologiquement différentes, présentant des régimes climatiques très différents.

La différenciation morphologique des deux îles se répercute sur les régimes pluviométriques, bien représentés par les moyennes inter-annuelles de la figure 2(a). La Grande-Terre est caractérisée par un faible gradient pluviométrique général Est-Ouest, dirigé de la mer vers l'intérieur des terres, et dû à la convection thermique diurne croissante en fonction de la distance de l'océan.

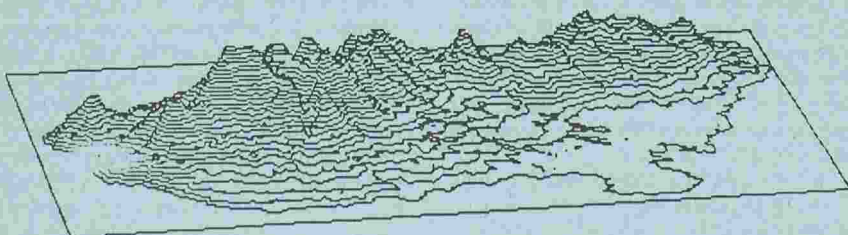


Figure 1 : Vue en perspective du relief de la Basse-Terre obtenu avec le Modèle Numérique de Terrain LAMONT

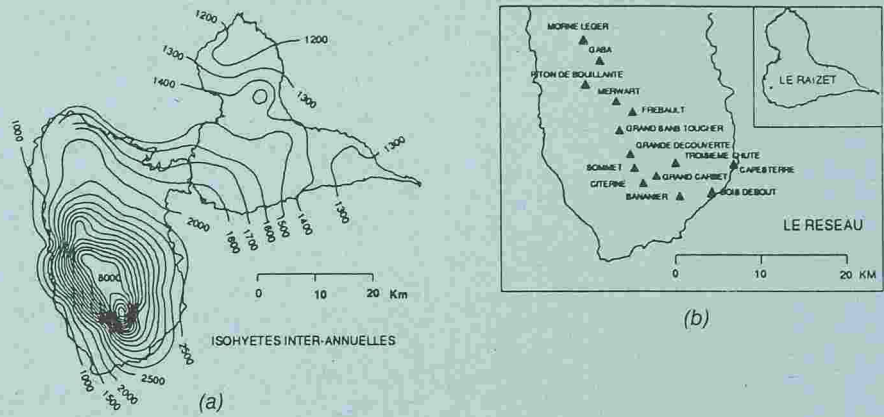


Figure 2 : (a) Pluviométrie moyenne interannuelle. (b) Localisation des postes choisis pour l'étude de l'influence orographique journalière.

La Basse-Terre accuse un très fort gradient pluviométrique dans les zones montagneuses, avec 2 m de hauteur de précipitation annuelle au niveau de la mer, et 11 m sur le sommet de la Soufrière.

INFLUENCE OROGRAPHIQUE JOURNALIÈRE

Le réseau

Le réseau d'appareils utilisés dans cette partie de l'étude est représenté sur la figure 2(b). La période d'étude est la période commune entre les différents postes s'étendant entre 1984 et 1987. Nous avons obtenu 1003 jours de données pour l'étude des postes le long de la pente de la Soufrière, et 89 jours communs pour les postes d'altitude.

Effet du vent

Théoriquement l'accroissement des précipitations par le soulèvement orographique est proportionnel à la pente et à la composante de la vitesse du vent perpendiculaire à la ligne de crête. L'augmentation des précipitations doit donc dépendre de la direction du vent et de sa vitesse.

Direction du vent

Pour étudier la dépendance de l'effet orographique par rapport à la direction du vent, nous avons calculé le vent moyen entre 1000 et 900 hectopascal (soit entre 125 et 1050 m d'altitude) du radiosondage quotidien effectué au Raizet à 8 heures locales.

Nous avons découpé les directions du vent en secteurs de 30 degrés : 45-75, 75-105 etc..., et calculé la pluviométrie moyenne, pour les postes situés sur la pente et au sommet, dans chaque secteur de vent en imposant que la force du vent dépasse

10 nœuds de façon à s'assurer que l'on se trouve dans les conditions où le soulèvement orographique se manifeste. Le rapport de la pluie à chaque poste sur la pluie à Capesterre, (référence de bord de mer), est utilisé pour mesurer l'augmentation des précipitations. Les résultats obtenus sont présentés sur les figures 3(a) et 3(b).

Le trait marquant des diagrammes est la réduction de l'effet orographique lorsque la direction du vent passe au Sud. L'effet de barrière disparaît dans ces conditions, et le flux contourne l'obstacle plus qu'il ne se soulève à son passage. L'effet orographique maximum se produit pour les directions comprises entre 105 et 135 degrés.

Les calculs sont faits de manière similaire au paragraphe précédent, en imposant que la direction du vent soit comprise entre 45 et 135 degrés de façon à assurer un effet de barrière. L'augmentation des précipitations en fonction de la vitesse du vent atteint une valeur limite lorsque le vent dépasse 10 nœuds (figure 4(b)). L'explication de ce comportement, qui diffère d'une dépendance linéaire théorique, peut provenir soit d'une diminution de l'efficacité, soit d'une advection plus forte des précipitations réduisant la quantité d'eau reçue sur les sommets, ou encore de l'effet du vent sur la mesure même des précipitations. On constate également (figure 4(a)) que les stations de pente sont moins sensibles à la vitesse du vent que les stations du sommet. En particulier à Grand-Carbet, l'accroissement reste pratiquement constant quelle que soit la vitesse du vent.

Relation avec la précipitation moyenne

L'accroissement orographique moyen, représenté sur la figure 5(a) est parfaitement linéaire en fonction de l'altitude. La relation linéaire, établie sur quelques postes, se vérifie sur d'autres postes de montagne (figure 6(b)), calculée sur des périodes communes deux à deux avec Capesterre. Il semble que la relation moyenne puisse se généraliser, à l'exception de la station de Morne Léger dont la pluviométrie se situe nettement au-dessous de la droite.

L'effet orographique affecte-t-il de la même manière les fortes précipitations et les faibles ? Les fortes précipitations sur la zone ont une origine convective, et par conséquent devraient être peu modifiées par le relief, alors qu'en situation d'alizé non perturbé le soulèvement orographique est le

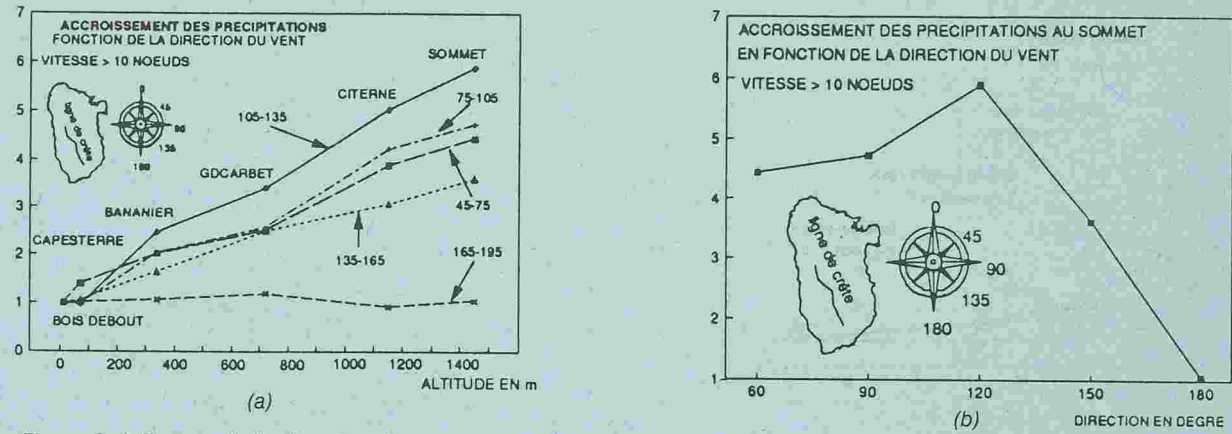


Figure 3: Influence de la direction du vent. (a) en fonction de l'altitude, (b) au sommet.

Effet de la vitesse du vent

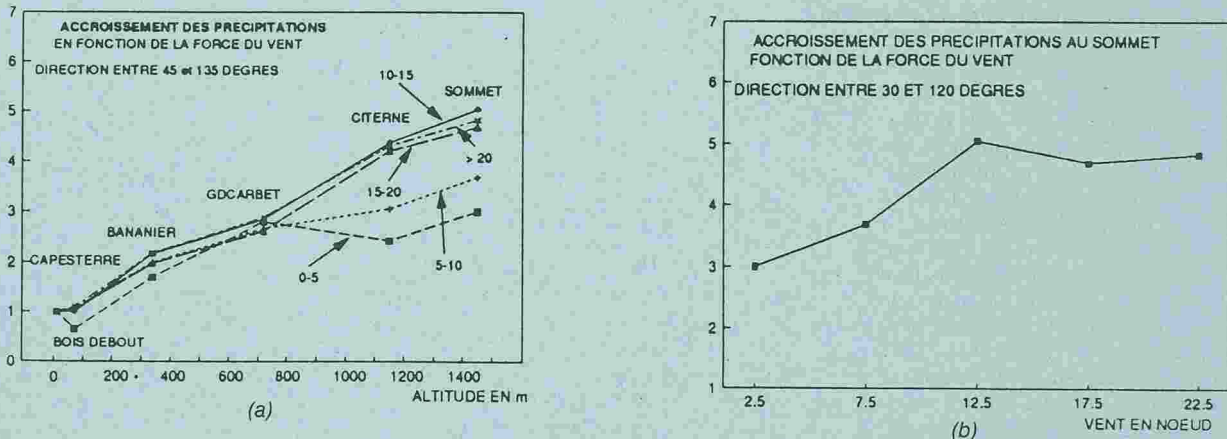


Figure 4: Influence de la vitesse du vent. (a) en fonction de l'altitude, (b) au sommet.

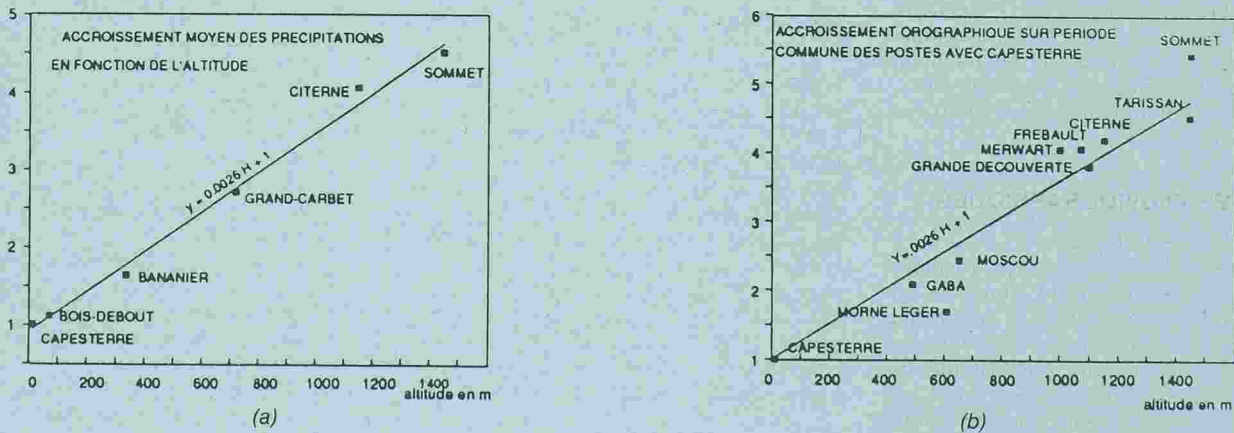


Figure 5: (a) Influence orographique moyenne (période commune pour tous les postes). (b) Vérification sur d'autres postes (périodes communes avec Capesterre deux à deux)

seul responsable de l'augmentation des précipitations.

Nous avons sélectionné les journées où la vitesse du vent est supérieure à 10 nœuds, et l'angle compris entre 45 et 135 degrés, en dissociant les précipitations moyennes inférieures ou égales à 5 mm, comprises entre 5 et 25 mm, comprises entre 25 et 50 mm et supérieures à 50 mm. L'accroissement orographique de ces classes choisies de précipitations, représenté sur la figure 6, présente des pentes différentes suivant les classes choisies.

Pour mieux décrire la variation de l'accroissement en fonction de la quantité de pluie, nous avons calculé l'accroissement moyen au Sommet, à Citerne, Grand Carbet et Bananier, pour les classes de précipitation suivantes à Capesterre: 0-5 mm, 5-10 mm, 10-20 mm, 20-30 mm, 30-40 mm, 40-60 mm, <60 mm. Nous avons ensuite ajusté les points à une courbe de la forme:

$$A/\sqrt{X} + B$$

La figure 7(a) montre la qualité de l'ajustement pour les différentes stations. Pour les

précipitations supérieures à 50 mm, la courbe ajustée ne représente plus l'accroissement observé. Il n'est pas possible d'extrapoler la courbe aux événements exceptionnels. D'un point de vue pratique, ces différentes courbes peuvent être utilisées pour l'évaluation des précipitations en altitude en fonction de la pluie à Capesterre. Le mécanisme d'augmentation des précipitations faibles ou modérées s'explique uniquement par le soulèvement de la masse d'air, provoquant une forte augmentation en moyenne, et une relation altitude préci-

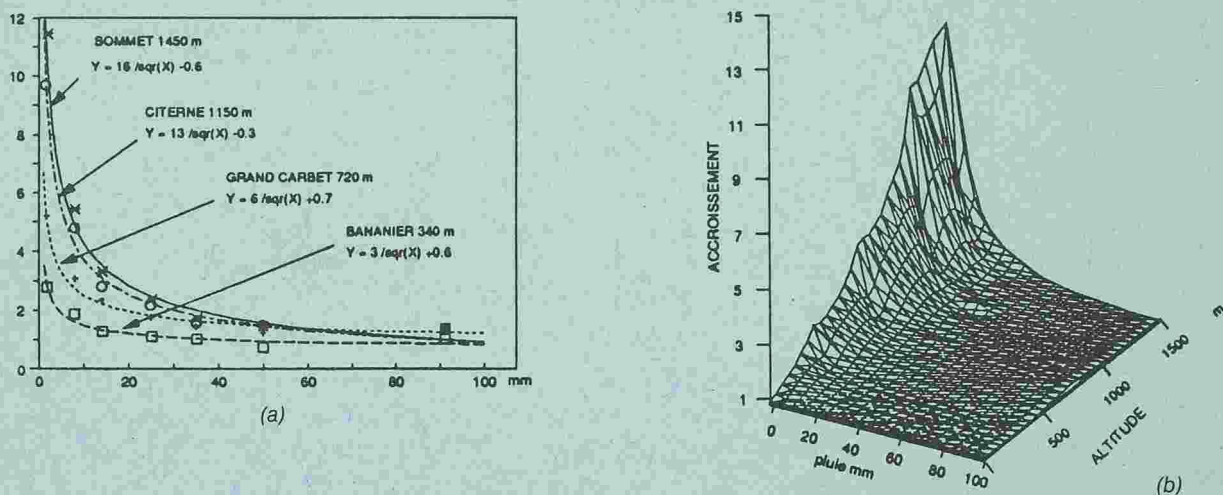


Figure 7: (a) Courbes d'ajustement de la décroissance de l'accroissement orographique en fonction de la précipitation à Capesterre. (b) Effet orographique en fonction de l'altitude et de la pluviométrie à Capesterre.

pitation non-linéaire. La raison de la non-linéarité de la relation provient des journées où le soulèvement orographique seul est responsable des précipitations. Dans ce cas seules les stations dont l'altitude est supérieure au point de condensation sont le siège de précipitations. La combinaison de ces courbes en fonction de l'altitude donne une surface hyperboloïde représentée sur la figure 7(b).

Par contre quel mécanisme régit l'augmentation relativement moindre des fortes précipitations? Dans ce cas, la relation augmentation/altitude s'infléchit nettement vers le sommet. Les fortes précipitations sont dues au développement généralisé de la convection. Les cellules convectives sont susceptibles d'atteindre la tropopause, montant jusqu'à plus de 15 km d'altitude. Dans ce cas l'accroissement orographique est moindre, mais reste cependant décelable, tout en diminuant avec l'importance des précipitations.

REGIMES PLUVIOGRAPHIQUES

Réseau et période d'étude

Ce chapitre traite de l'influence orographique sur la distribution de l'intensité des précipitations. Cette étude a été rendue possible par l'implantation récente de pluviographes électroniques enregistrant sur mémoire EPROM à la seconde près l'instant du basculement d'un auget de 0.5 mm (enregistreurs Oedipe). L'intensité maximale mesurable est 1800 mm/h, légèrement inférieure au record mondial cité par Tattelman (cumul de 31 mm en une minute).

Les dates de mise en fonctionnement des enregistreurs Oedipe sont assez récentes (1984 à 1987). Nous avons choisi d'effectuer l'étude sur toutes les données des Oedipe disponibles, afin d'obtenir des résultats fiables pour chacune d'elles. La rigueur de la comparaison entre stations souffre de la disparité des périodes d'observation. Chaque période couvre cependant plus d'une année calendaire. Nous n'avons pas pris la précaution de distinguer les saisons, car comme il est mentionné dans le paragraphe climatologie, les précipitations sont soit orographiques soient convectives quelque soit la saison. La généralité des

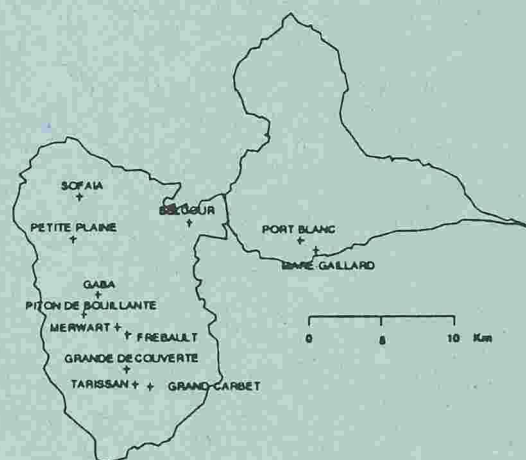


Figure 8: Réseau de pluviographes Oedipe.

résultats obtenus justifie a posteriori ce choix. Le tableau 1 résume les données disponibles utilisées pour cette étude, et la figure 8 en montre la localisation géographique.

Le temps de fonctionnement des appareils est donné en dernière colonne en pourcentage et en heure d'acquisition de données. Les lacunes proviennent de pannes des enregistreurs qui n'étaient pas suffisamment conditionnés pour affronter les conditions climatiques très humides des zones montagneuses tropicales.

Méthode de calcul des intensités

La précision temporelle de l'enregistrement des données permet de calculer par

programmation informatique la distribution des intensités de pluie au pas de temps désiré.

La méthode choisie analyse successivement les averses préalablement déterminées par un critère de séparation: l'intensité entre deux averses successives doit être inférieure à .5 mm/h. Un inventaire des aversés est établi sur la période d'étude. Le critère de séparation des averses influence peu le résultat final.

Chaque averse est traitée séparément. L'intensité maximale de l'averse au pas de temps déterminé est recherchée. L'averse est ensuite découpée en tranches égales au pas de temps, avec une origine des temps calée sur l'intensité maximale. Cette

TABLEAU 1: Période de fonctionnement des pluviographes.

NOM	date début	date fin	Altitude	Fonctionnement
BELCOURT	10/10/1984	15/02/1989	35 m	81.6% - 31588 h
FREBAULT	20/12/1984	30/09/1988	1070 m	62.8% - 20795 h
GABA	19/08/1985	08/12/1988	490 m	80.3% - 23251 h
GRAND-CARBET	27/04/1987	01/02/1989	720 m	92.8% - 14394 h
GRANDE-DECOUVERTE	28/05/1986	07/01/1989	1100 m	88.3% - 20230 h
MARE-GAILLARD	19/09/1985	25/02/1988	35 m	100.0% - 21334 h
MERWART	19/03/1986	02/01/1988	1000 m	77.7% - 12191 h
PORT-BLANC	19/09/1985	05/12/1988	105 m	99.6% - 28042 h
PITON-DE-BOUILLANTE	20/12/1984	27/10/1988	1088 m	83.6% - 28226 h
PETITE-PLAINE	17/02/1987	08/12/1988	389 m	89.1% - 14117 h
SOFAIA	29/03/1985	05/12/1988	430 m	87.6% - 28310 h
TARISSAN	20/02/1987	08/02/1989	1445 m	89.8% - 15500 h

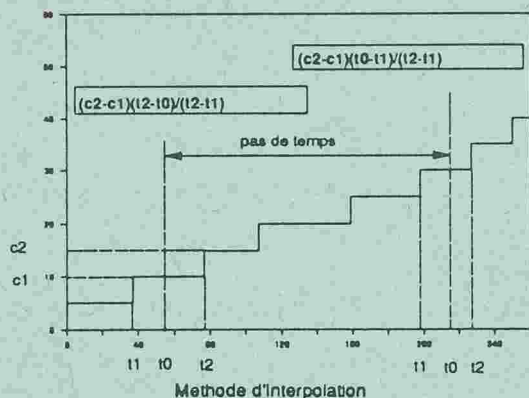


Figure 9: Méthode de calcul des intensités.

méthode permet de traiter des échantillons contenant les intensités maximales observées, importantes à mettre en évidence pour les estimations statistiques. Le calcul de l'intensité pour chaque pas de temps est alors effectué selon le schéma de la figure 15. Soit n le nombre de basculements dans un intervalle de temps, les $n-1$ derniers basculements sont cumulés. La fraction du premier basculement ainsi que la contribution du premier basculement suivant sont calculées par interpolation linéaire avec le basculement précédent.

Le pas de temps d'une minute a été choisi pour être suffisamment représentatif de la variabilité des processus physiques de précipitation, tout en restant suffisamment long pour respecter une certaine précision de la mesure, qui décroît avec le nombre de basculements observé par pas de temps.

Distributions des intensités

Les distributions obtenues représentent la contribution de chaque classe de 1 mm/h d'intensité en une minute au cumul pluviométrique total enregistré à la station pendant la période de fonctionnement. L'allure générale des courbes est une décroissance de la contribution en fonction de l'intensité. Les contributions les plus fortes proviennent des faibles intensités, comme le montre la figure 10.

Les postes de plaine, dont Port-Blanc est le représentant, montrent une distribution monotone décroissante, avec une contribution de la première classe, due aux averses de 0.5 mm isolées (séparé de plus d'une

heure d'un autre basculement) du même ordre de grandeur que celle de la deuxième classe, contrairement aux distributions des postes de la chaîne montagneuse, représentés sur le diagramme suivant par Tarissan. La caractéristique des postes de crête, situés à plus de 1000 m d'altitude, est l'importance prépondérante de la classe de 1 mm/h qui dépasse 10% au sommet de la Soufrière (Tarissan), alors que la contribution relative des basculements isolés reste du même ordre que pour les postes de plaine. La contribution des intensités inférieures à 10 mm/h est supérieure à celle des postes de plaine. Dans le cas de ces postes, l'orographie se manifeste par des précipitations de faible intensité pendant de longues durées.

Les postes situés sur les pentes, comme Grand-Carbet, affichent une plus faible contribution des premières classes d'intensités. Comme dans le cas des postes de crête, la contribution prépondérante est la classe de 1 mm/h, mais cette contribution est relativement faible, (inférieure à 6%), au bénéfice des plus fortes intensités. La pente favorise l'intensification des précipitations. Ce résultat est en accord avec la modélisation du soulèvement orographique tenant compte uniquement de la convergence de pente, prévoyant une vitesse verticale proportionnelle à la pente. L'intensité des précipitations est elle-même proportionnelle à la vitesse verticale, expliquant l'observation d'intensités fortes plus fréquentes à Grand-Carbet.

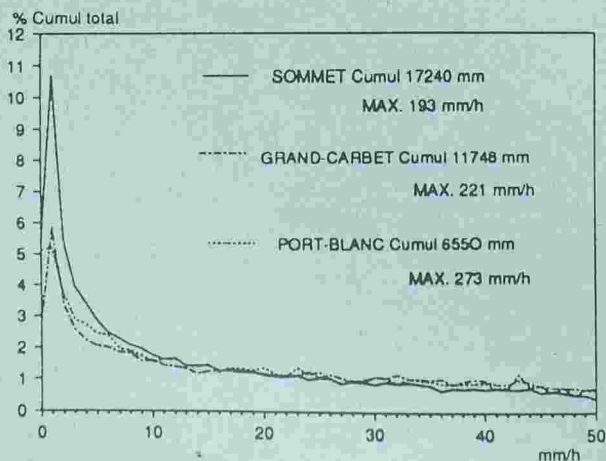


Figure 10: Courbe de répartition des cumuls en une minute par classe d'intensité de 1 mm/h.

En présence de répartition des intensités différentes à des postes pluviométriques situés seulement à deux kilomètres de distance, on constate que des variations de pente d'une échelle de l'ordre d'un kilomètre peuvent modifier la formation des précipitations de façon suffisamment sensible pour se répercuter sur les caractéristiques pluviométriques. Bien que les distributions soient différentes, il n'a pas été possible de trouver de relation entre l'altitude et les intensités maximales en une minute.

VARIATION DIURNE

Généralités

La variation diurne est un élément climatique qui renseigne sur l'origine des précipitations observées. En particulier on sait que sur les continents, la convection est favorisée en milieu de journée par le réchauffement solaire de la surface de la terre, produisant un maximum diurne de pluie. Au-dessus des océans tropicaux l'énergie solaire reçue par la surface est rapidement redistribuée par transfert turbulent dans les couches superficielles surmontant la thermocline, inhibant le réchauffement diurne de la surface. On observe au contraire un maximum nocturne produit par l'augmentation de l'instabilité thermique verticale par refroidissement radiatif des couches supérieures nuageuses.

Dans le cas d'une île tropicale, les deux phénomènes sont présents et se conjuguent, en fonction de la situation géographique du poste sur l'île par rapport au vent dominant et au parcours terrestre de la masse d'air d'origine océanique. L'importance d'un pic diurne est une mesure de l'influence de l'île sur les précipitations.

Résultats

La figure 11 montre les variations diurnes obtenues aux différents postes, en fonction de leur situation géographique. On constate une grande diversité de l'évolution diurne des précipitations selon les sites, avec une homogénéité parfaite des postes de montagne du Sud de la Basse-Terre. L'homogénéité de la variation diurne des zones montagneuses est confirmée par la superposition des courbes des différents postes pratiquement confondues (figure 13(a)). On observe un maximum nocturne entre 1 h et 6 h, un minimum pendant la matinée de 8 h à 13 h, et un maximum diurne secondaire entre 14 et 15 h.

Le maximum nocturne correspond à l'accroissement nocturne des précipitations au-dessus des océans. Il se produit pour les stations du Sud de la Basse-Terre où la masse d'air océanique n'a pas été modifiée par un parcours continental important à leur vent, au contraire des stations situées plus au Nord. Il semble que l'effet orographique soit plus efficace pendant la nuit que dans la journée, démontrant que dans le cas de la Soufrière l'augmentation des précipitations est plus particulièrement due au soulèvement de la masse d'air, et peu au réchauffement diurne du sol. L'accroissement nocturne des précipitations signifie que le refroidissement des sommets nuageux pendant la nuit, est plus efficace que le réchauffement diurne pour produire l'instabilité orographique à l'origine des précipitations.

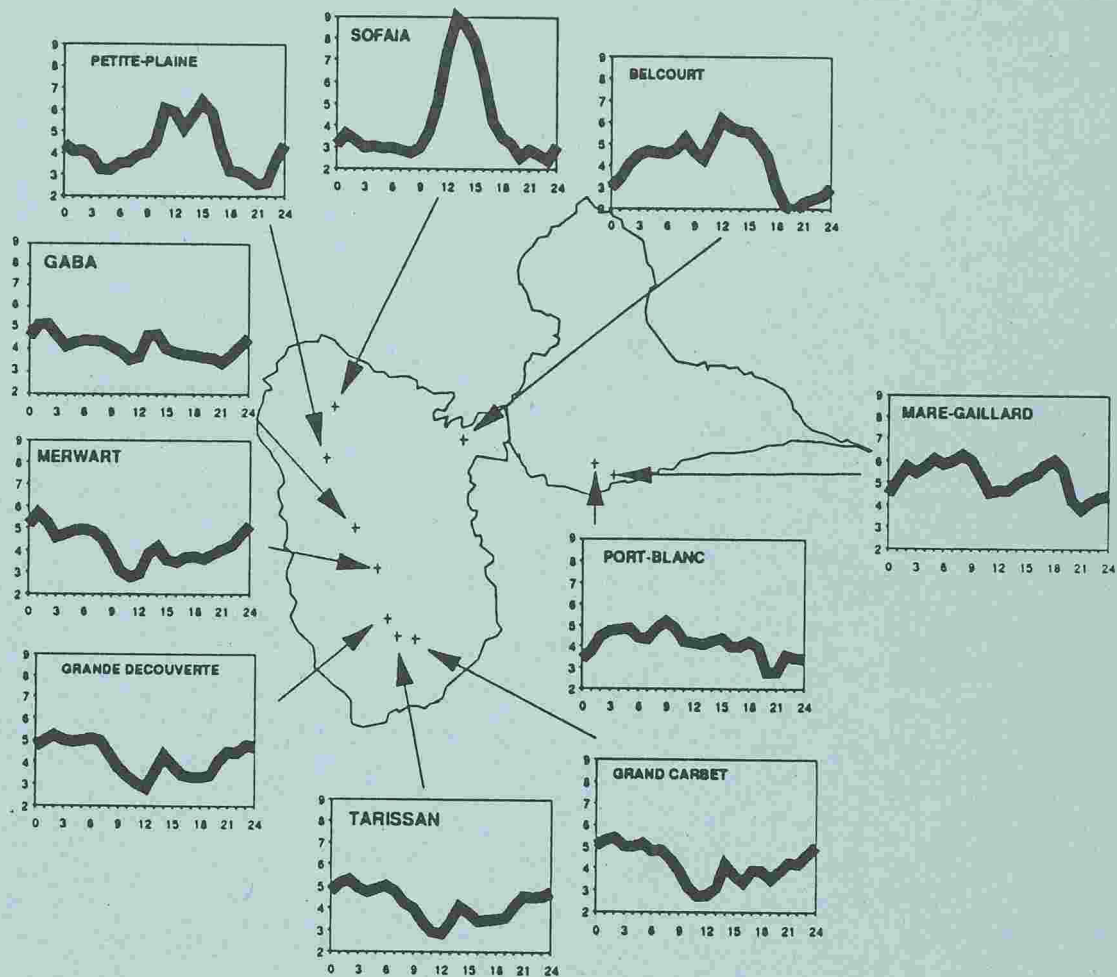


Figure 11 : Répartition géographique de la variation diurne.

Les stations du Nord de la Basse-Terre exhibent un maximum diurne entre 12 h et 17 h, caractéristique de l'effet continental de l'augmentation de la convection par le réchauffement solaire (figure 13(a)). La station de Sofaïa, avec 62% des précipitations pendant la journée entre 10 h et 18 h, possède une variation diurne continentale. La contribution de la convection de réchauffement diurne y est de l'ordre de 20% des précipitations. La continentalité des stations du Nord de la Basse-Terre s'explique par le parcours terrestre de la masse d'air, poussée par l'alizé au-dessus de la Grande-Terre avant d'atteindre le Nord de la Basse-Terre. Les couches inférieures de l'atmosphère se déstabilisent progressivement dans la jour-

née au contact du sol réchauffé par le rayonnement solaire, dans leur progression de l'Est vers l'Ouest au dessus de la Grande-Terre puis de la Basse-Terre, où les développements convectifs de variation diurne atteignent leur maximum. Sofaïa se trouve influencé par les masses d'air ayant subi le maximum de réchauffement diurne de l'île, c'est pourquoi la variation diurne des précipitations y est si prononcée. L'influence progressive de l'échauffement diurne est parfaitement illustrée par la vue aérienne de la Guadeloupe, (figure 13) montrant un alignement de nuages s'étendant de la pointe Est de la Guadeloupe au Nord de la Basse-Terre, et se prolongeant jusqu'au dessus de Sofaïa. Les masses nua-

geuses présentes sur cette photographie sont de deux origines : une origine convective pour les nuages de la Grande-Terre, et une origine orographique sur le Sud de la Basse-Terre.

Variation diurne et intensité

Pour les postes subissant une variation diurne des précipitations bien marquée comme les postes d'altitude et Sofaïa, il est intéressant de savoir si la distribution des intensités de pluies est différente selon l'heure de la journée. Nous avons découpé la journée en deux périodes pour le calcul de la distribution des intensités à Tarissan (césures à 8 h et 21 h) (figure 15(a)), et à Sofaïa (césures à 10 h et 17 h) (figure 15(b)).

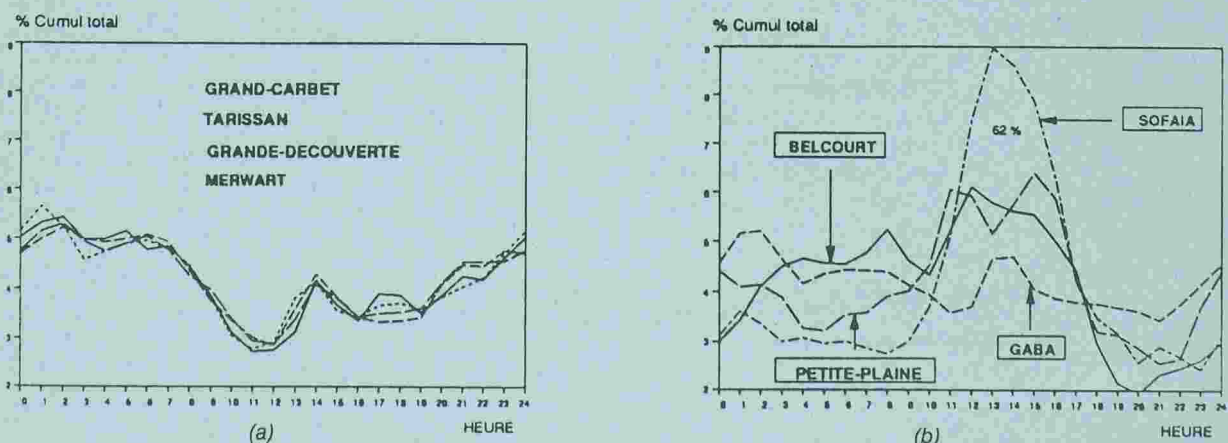


Figure 12 : Variation diurne. (a) Sud de la Basse-Terre. (b) Nord de la Basse-Terre.

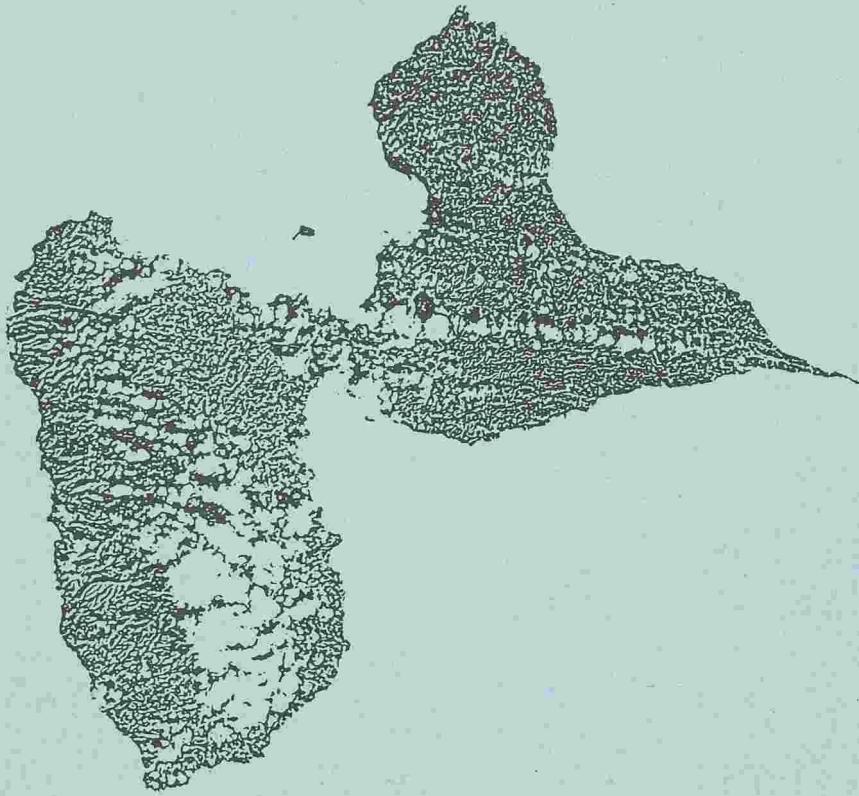


Figure 13: Reproduction d'une composition de photo SPOT de la Guadeloupe du 30 décembre 1986. On distingue nettement une ligne de nuages se développant de la pointe Est de la Grande-Terre, et aboutissant vers le Nord de la Basse-Terre. Ce type de situation est responsable de la variation diurne importante à Sofaia. Les nuages du Sud de la Basse-Terre sont d'origine orographique.

On observe une faible différence entre les deux distributions à Tarissan, avec une légère tendance au renforcement des faibles intensités pendant la nuit.

Par contre les deux distributions de Sofaia sont bien distinctes, indiquant que les processus de précipitation sont différents le jour et la nuit. Dans la journée, la distribution des intensités est nettement déplacée vers les fortes intensités, pratiquement identique celle de Grand-Carbet, confirmant la violence des précipitations formées par l'instabilité convective de réchauffement diurne.

Le poste de Sofaia est l'exemple même d'une situation où l'orographie se manifeste

par le soulèvement de la masse d'air, et par le développement privilégié de l'instabilité convective.

CONCLUSION

L'analyse de la pluviométrie journalière et des intensités de pluies confirme la complexité de l'effet orographique sur le massif de la Soufrière.

Bien que l'accroissement orographique moyen soit une fonction linéaire de l'altitude, on constate que son amplitude dépend de différents facteurs tels que la direction et la vitesse du vent, et plus particulièrement de l'intensité de la convection.

La dépendance de l'accroissement orographique journalier en fonction de la quantité de pluie mesurée au pied du massif est représenté par une courbe en un sur racine de x .

L'analyse plus fine des intensités distingue les régimes pluviographiques de pente des régimes de crête. Le résultat obtenu est conforme à l'analyse théorique du soulèvement orographique qui prévoit une augmentation de l'intensité de pluie avec la pente montagneuse.

L'analyse de la variation diurne discrimine les postes du Sud de la Basse-Terre, soumis à un régime diurne de type océanique très homogène, de ceux du Nord de la Basse-Terre, plus disparates, mais de type continental.

Le poste de Sofaia présente une variation diurne bien marquée, permettant de conclure que dans ce cas, et à l'inverse des postes du Sud de la Basse-Terre, l'influence orographique est principalement due au réchauffement diurne.

Pour résumer, sur une île montagneuse de faible étendue, la caractéristique des régimes pluviométriques est très variée. Un modèle purement orographique pourrait rendre compte des phénomènes du Sud de la Basse-Terre en absence de convection généralisée. Par contre ce type de modèle n'est pas utilisable au Nord où la variation diurne est prépondérante. Avis aux modélisateurs.

BIBLIOGRAPHIE

ALPERT P., & H. SHAFIR, 1989 : Meso γ -scale distribution of orographic precipitation : numerical study and comparison with precipitation derived from radar measurements. *J. Appl. Meteor.*, 28, 1105-1117.

BROWNING, K.A., F.F. HILL & C.W. PARDOE, 1974 : Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm sector. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 100, 309-330

CORRADINI C., 1985 : Analysis of the effects of orography on surface rainfall by a parameterized numerical model. *J. Hydrol.*, 77 : 19-30.

TATTELMAN, P., & R. W. KNIGHT, 1988 : Analysis of 1-min Rates Extracted from Weighing Raingage Recordings. *J. Appl. Meteor.*, 27, N° 8, 928-938

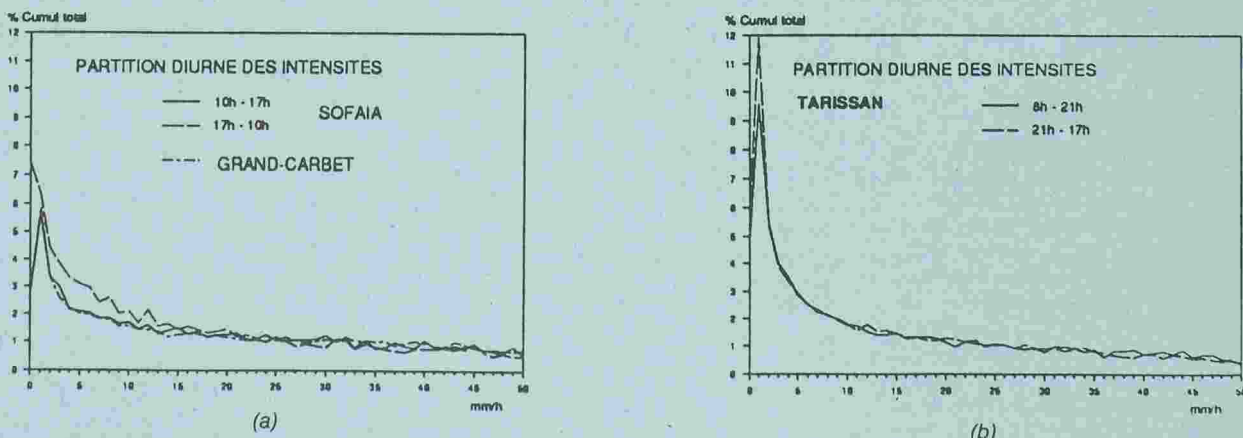


Figure 20: Partition diurne des intensités. (a) Sommet. (b) Sofaia.